

dr Elżbieta Maria Bitner-Gregersen  
DNV GL AS  
DNV GL Group Technology and Research  
Veritasveien 1  
1322 Høvik, Norway

**Autoreferat w języku polskim i angielskim**

Załącznik nr 2 do wniosku  
o przeprowadzenie postępowania habilitacyjnego

**Długoterminowy model systemu atmosfera-falowanie powierzchniowe oraz  
mechanizmy powstawania fal ekstremalnych**

**Joint long-term model of atmosphere-surface wave system and formation  
mechanisms of abnormal waves**

Høvik, 21 marzec 2017

## AUTOREFERAT w języku polskim

### 1. *Imię i nazwisko*

Elżbieta Maria Bitner-Gregersen

### 2. *Posiadane dyplomy, stopnie naukowe/ artystyczne – z podaniem nazwy, miejsca i roku ich uzyskania oraz tytułu rozprawy doktorskiej*

Magister inżynier – 19.10.1972, Politechnika Gdańska, Wydział Budownictwa Wodnego

Doktor Nauk Technicznych – 20.11.1976, Instytut Budownictwa Wodnego PAN, tytuł rozprawy doktorskiej:

Nieliniowe osobliwości probabilistycznego modelu falowania wiatrowego na ograniczonej głębokości

### 3. *Informacje o dotychczasowym zatrudnieniu w jednostkach naukowych/ artystycznych:*

1975 – 1976: Zakład Hydrauliki Morskiej, Instytut Budownictwa Wodnego PAN (stanowisko asystent)

1977 – 1978: Zakład Hydrauliki Morskiej, Instytut Budownictwa Wodnego PAN (stanowisko adiunkt), w tym roczny pobyt w Oceanography Institute, Wormley oraz Cambridge University, Cambridge (Anglia); stypendium British Council.

1980 – obecnie: DNV GL Group Technology and Research, DNV GL AS, Høvik, Norwegia (stanowisko Kierownik Działu Badań)

### 4. *Wskazanie osiągnięcia\* wynikającego z art. 16 ust. 2 ustawy z dnia 14 marca 2003 r. o stopniach naukowych i tytule naukowym oraz o stopniach i tytule w zakresie sztuki (Dz. U. nr 65, poz. 595 ze zm.):*

#### *a. tytuł osiągnięcia naukowego/artystycznego:*

**Długoterminowy model systemu atmosfera-falowanie powierzchniowe oraz mechanizmy powstawania fal ekstremalnych**

#### *b. autor/autorzy, tytuł/tytuły publikacji, rok wydania, nazwa wydawnictwa:*

1. Bitner-Gregersen, E. M., 1996. Distribution of multidirectional environmental effect. *Proc. OMAE 1996 Conference*, 17-21 June, 1996, Florence, Italy. (On the extension of CMA)
2. Bitner-Gregersen, E. M., 2005. Joint probabilistic description for combined seas. *Proc. OMAE 2005 Conference*, 12-17 June, 2005, Halkidiki, Greece.

3. Bitner-Gregersen, E. M., 2015. Joint met-ocean description for design and operations of marine structures. *Applied Ocean Research*, **51** (2015), 279–292, <http://dx.doi.org/10.1016/j.apor.2015.01.007>
4. Bitner-Gregersen, E. M. and Magnusson, A. K., 2014. Effect of intrinsic and sampling variability on wave parameters and wave statistics. *Ocean Dynamics*, **64**(11), 1643-1655.
5. Bitner-Gregersen, E. M. and Toffoli, A., 2014. Probability of occurrence of rogue sea states and consequences for design of marine structures. *Ocean Dynamics*, **64**, 1457-1468.
6. Bitner-Gregersen, E. M. and Toffoli, A., 2012. On the probability of occurrence of rogue waves. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **12**, 751–762.

W artykułach 1-3 jestem ich jedynym autorem i mój wkład oceniam na 100%.

W pracy 4 jestem pomysłodawcą i głównym autorem, przygotowałam tekst tego artykułu i byłam korespondującym autorem z recenzentami i edytorem czasopisma naukowego *Ocean Dynamics*. Artykuł ten jest kontynuacją moich wcześniejszych badań nad błędami niepewności związanymi z opisem parametrów falowych. Dane falowe z Morza Północnego, Norweskiego Instytutu Meteorologicznego, zostały wniesione do badań przez moją współautorkę. Mój wkład oceniam na 65%.

W artykułach 5-6 jestem pomysłodawcą i głównym autorem, przeprowadziłam większość obliczeń, przygotowałam tekst tego artykułu i byłam korespondującym autorem z recenzentami i edytorami czasopism naukowych *Natural Hazards and Earth System Sciences* and *Ocean Dynamics*. Mój wkład oceniam na 80%.

**c. omówienie celu naukowego/artystycznego ww. pracy/prac i osiągniętych wyników wraz z omówieniem ich ewentualnego wykorzystania**

### Wprowadzenie

Wiatr, fale wiatrowe, prądy morskie i zmiany poziomu morza są funkcjami położenia geograficznego i czasu. W ograniczonym okresie czasu i dla określonej pozycji geograficznej zakłada się, że warunki meteorologiczne i oceanograficzne są stacjonarne, co określa się, jako stan morza. Warunki te dla danego stanu morza można opisać przy pomocy kombinacji teoretycznych/numerycznych modeli falowych z uwzględnieniem fazy oraz modeli probabilistycznych i statystycznych, zależnych od charakterystyk stanu morza.

Długoterminowe oscylacje charakterystyk stanów morza w czasie, otrzymane z pomiarów w naturze lub z modeli numerycznych, są dużo wolniejsze niż oscylacje wiatru, czy też zmiany falowania wzbudzanego wiatrem oraz zmiany prądów i zmiany poziomu morza dla danego stanu morza. Do ich opisu wykorzystuje się modele probabilistyczne i statystyczne, które korzystają również z empirycznych relacji pomiędzy zmiennymi meteorologicznymi i oceanograficznymi. Ostateczny opis charakterystyk meteorologicznych i oceanograficznych dla danego stanu morza winien uwzględniać jego długoterminowe zmiany w czasie.

Modele fizyczne, jak również obserwacje w naturze pokazują, że ekstremalne wiatry, fale wiatrowe, prądy morskie i zmiany poziomu morza nie występują równocześnie. Ze względu na przypadkową naturę tych zjawisk, opis ich długoterminowych oscylacji wymaga użycia jednoczesnych rozkładów

statystycznych, które biorą pod uwagę korelacje między tymi zjawiskami, umożliwiając jednocześnie lepsze zrozumienie fizyki systemu atmosfera-falowanie powierzchniowe.

Nie istnieje obecnie żadna teoretyczna metoda wyboru łącznych rozkładów statystycznych. Aby w zadowalający sposób odzwierciedlić korelację między poszczególnymi parametrami meteorologiczno-oceanograficznymi i ich fizycznymi limitami, niezbędna jest wiedza o fizyce samych zjawisk meteorologicznych i oceanograficznych. Łączne modele statystyczne są tworzone poprzez dopasowanie rozkładów statystycznych do jednoczesnych danych meteorologiczno-oceanograficznych z określonego miejsca, czy obszaru morza.

Do lat 90-tych dostępnych było bardzo niewiele jednoczesnych zbiorów danych, co znacznie limitowało możliwość formułowania łącznych rozkładów statystycznych, jednakże ich liczba znacząco wzrosła w ciągu dwóch ostatnich dekad. Obecnie jednoczesne dane meteorologiczno-oceanograficzne dostępne są dla lokalizacji na całym świecie. Zawierają one dane pomiarowe, dane satelitarne a także dane numeryczne uzyskane z modeli używanych do prognozy parametrów meteorologiczno-oceanograficznych.

Niemniej jednak lokalizacje, dla których istnieją wysokiej jakości dane pomiarowe są rozmieszczone rzadko, a dane pochodzące z boi pomiarowych i platform charakteryzują mierzone parametry jedynie o ograniczonym zasięgu geograficznym. Ponadto większość rejestracji jest dokonywana w strefie brzegowej morza. Chociaż obserwacje satelitarne mają zasięg globalny, jednak są one nieregularne w czasie, co znacząco utrudnia opracowanie łącznych długoterminowych rozkładów statystycznych. Dlatego też dane numeryczne uzyskane z symulacji wstecznych parametrów meteorologiczno-oceanograficznych (hindcast data) są tak często wykorzystywane dla tworzenia łącznych rozkładów statystycznych.

Fale powierzchniowe stanowią ważny element długookresowego opisu zjawisk meteorologiczno-oceanograficznych. Na obserwowane falowanie w określonym obszarze oceanu składa się lokalne falowanie wiatrowe oraz/lub jeden lub więcej komponentów fali martwej (swell). Obie te składowe decydują o właściwościach stanu morza. Do opisu stanu morza używa się powszechnie takich charakterystyk falowania jak: wysokość fali znacznej (definiowana, jako średnia wysokość 1/3 największych fal występujących zwykle w 20-30 minutowym zapisie falowym dla danego miejsca), średni okres fali (definiowany jako średnia z przecięć zerowych w czasie 20-30 minutowych rejestracji), okres fali odpowiadający maximum widmowej gęstości energii falowej, a także funkcja kierunkowego rozkładu widmowej gęstości energii.

Parametry te często dotyczą systemu łącznego, obejmującego wszystkie komponenty falowania. Znając jednak kierunkową funkcję widmowej gęstości energii falowej dla całkowitego systemu falowego, przy uwzględnieniu pewnych założeń, można wyznaczyć te charakterystyki również dla lokalnego falowania wiatrowego i fali martwej. Należy zauważyć, że w przeszłości badając rozkłady statystyczne falowania skupiano się głównie na obserwowanym całkowitym falowaniu wiatrowym. Jednakże od lat 90-tych łączne modelowanie lokalnego falowania wiatrowego oraz fali martwej zaczęło nabierać znaczenia, do czego przyczyniły się również moje badania.

Niektóre stany morza, dla których charakterystyczna jest duża stromość fal, mogą stanowić zagrożenie dla bezpieczeństwa na morzu i wymagają specjalnej uwagi. Wysokość fali znacznej  $H_s$  i okres fali  $T_p$ , odpowiadający maksimum energii spektralnej, określają stromość fali  $k_p H_s / 2$ , gdzie  $k_p$  jest liczbą falową odpowiadającą okresowi maximum widmowej gęstości energii falowej. Stany morza o dużej stromości fali, wąskim widmie częstotliwościowym i zawężonej kierunkowej funkcji rozkładu energii falowej, sprzyjają tworzeniu się na głębokiej wodzie fal ekstremalnych, które znane są również pod

nazwą fal „nadzwyczajnych”, „monstrualnych” lub „dzikich”. Fale te stały się przedmiotem szczególnej uwagi badaczy w ciągu ostatnich dwóch dekadach. Występują one na głębokiej wodzie i w strefie przybrzeżnej, jednak mechanizmy odpowiedzialne za ich tworzenie w obu tych przypadkach są różne.

Falom ekstremalnym poświęcono wiele badań teoretycznych, numerycznych, eksperymentalnych i terenowych, dzięki czemu mechanizmy powstawania fal ekstremalnych i ich szczegółowe właściwości dynamiczne stają się coraz lepiej znane. Przyczyniły się również do tego badania, w których brałam bezpośrednio udział. Ostatnie publikacje autorstwa Dysthe i innych (2008), Kharifa i innych. (2009) oraz Osborna (2010) podsumowały najważniejsze osiągnięcia w dziedzinie badań fal ekstremalnych. Podobne podsumowanie mechanizmów tworzenia ekstremalnych fal zawierają również prace Onorato i innych (2013) oraz Bitner-Gregersen i Gramstad (2016).

Lepsze rozumienie stanów fizycznych oceanu wymaga nie tylko ciągłego doskonalenia jakości danych meteorologiczno-oceanograficznych (met-ocean) oraz modeli teoretycznych i numerycznych, ale także określenie ich dokładności. Ta ostatnia sprawa jest kluczową dla poprawy bezpieczeństwa pracy na morzu. Środowisko specjalistów zajmujące się meteorologią i oceanografią zawsze było zainteresowane dostarczaniem danych i modeli meteorologiczno-oceanograficznych, które by jak najdokładniej przybliżały fizykę oceanu. Z drugiej strony transport morski, przemysł naftowy, rodzący się przemysł energii odnawialnej oraz inżynieria przybrzeżna wymagają dokładnych danych i modeli meteorologiczno-oceanograficznych dla projektowania budowli i ich bezpiecznej eksploatacji.

Aczkolwiek błędy towarzyszące danym i modelom meteorologiczno-oceanograficznym były przedmiotem badań przed rokiem 1980, jednakże ich wielkości nie były systematycznie określane. Dopiero rozwój metod teorii niezawodności (patrz np. Madsen i inni, 1986) w latach 80-tych spowodował większe zainteresowanie szacowaniem błędów niepewności związanych z opisem zjawisk meteorologiczno-oceanograficznych oraz ich ilościowym określeniem. Metodologia niezawodności pozwala na spójne traktowanie kwestii losowości i wykorzystuje zasady prawdopodobieństwa. Oszacowanie ilościowe błędów niepewności związanych z opisem zjawisk meteorologiczno-oceanograficznych stało się przedmiotem intensywnych prac zarówno w środowisku naukowym jak i w morskim środowisku inżynierskim. Niektóre wyniki moich badań naukowych przyczyniły się również do wzrostu świadomości wagi tej dziedziny badań.

Opis warunków meteorologiczno-oceanicznych, szczególnie długoterminowe modelowanie falowania, zrozumienie mechanizmów powstawania fal ekstremalnych i modelowanie ich charakterystyk, a także błędy niepewności związane z opisem falowania były od lat przedmiotem moich szczególnych zainteresowań, a moje badania wniosły nowe elementy do rozwoju tej tematyki. Niektóre z tych badań stanowią elementy osiągnięcia naukowego w moim wniosku o przeprowadzenie postępowania habilitacyjnego.

#### Osiągnięcia – Charakterystyka ogólna

**Głównym celem moich prac, składających się na osiągnięcie naukowe, jest lepsze, pogłębione zrozumienie fizyki i ulepszenie metodyki modelowania systemu atmosfera-falowanie powierzchniowe oraz poznanie mechanizmów powstawania fal ekstremalnych. Prace te, uzupełnione o opracowany dokładniejszy opis samego zjawiska falowania morskiego i uwzględniający związane z nim błędy niepewności, w moim przekonaniu przyczyniają się do zwiększenia bezpieczeństwa pracy na morzu.**

System atmosfera–falowanie powierzchniowe ma charakter losowy. Dlatego też jego zrozumienie wymaga nie tylko tworzenia modeli fizycznych, ale także modeli probabilistycznych i statystycznych. Modele WAM i WAVEWATCH-III należą do najbardziej ogólnych i przetestowanych modeli falowych używanych do prognozowania dynamiki układu atmosfera–falowanie powierzchniowe dla falowania głębokowodnego (Bitner-Gregersen i inni, 2015). Są one używane zarówno do prognozowania jak i rekonstrukcji warunków falowych na podstawie danych historycznych. Z sukcesem ponawiane są również próby przystosowania modeli WAM i WAVEWATCH-III dla obszarów położonych bliżej brzegu.

Jakość numerycznego prognozowania i rekonstrukcji falowania wiatrowego zależy w znacznym stopniu, od jakości i dokładności z góry przyjętych warunków wyjściowych, a w szczególności, od jakości przyjętego pola wiatrowego. Modele WAM jak i WAVEWATCH-III są modelami tzw. trzeciej generacji (3G), opartymi na spektralnej teorii falowania, różniącymi się od siebie pod licznymi względami fizycznymi i numerycznymi, co prowadzi do różnych rezultatów prognoz (Cavaleri i inni, 2007). Oznacza to, że nie istnieje obecnie jeden, w pełni akceptowany „najlepszy” model. Rezultaty modeli WAM i WAVEWATCH-III obejmują jednoczesne wartości prędkości i kierunku wiatru oraz kierunkowe funkcje widmowej gęstości energii falowej. Parametry falowania, obliczone z kierunkowej funkcji gęstości energii falowej, takie jak: wysokość fali znacznej, spektralny i średni okres falowania oraz średni kierunek falowania dla całkowitego systemu falowego, a także dla falowania wynikającego z lokalnego oddziaływania wiatru i fali martwej (lub kilku komponentów fali martwej), łącznie z prędkością i kierunkiem wiatru, są powszechnie używane dla tworzenia łącznych rozkładów statystycznych. Do tego celu są również wykorzystywane przestrzenno-czasowe meteorologiczno–oceanograficzne dane satelitarne dla określonego miejsca czy obszaru morza, a także dane pomiarowe z powierzchni morza, jeśli są one dostępne.

Łączne rozkłady statystyczne stanowią uzupełnienie fizycznych modeli systemu atmosfera-falowanie powierzchniowe i pozwalają na spójną analizę występowania długoterminowych jednoczesnych oscylacji parametrów meteorologiczno-oceanograficznych i związanego z nimi prawdopodobieństwa występowania. Moje badania wniosły wkład w dalszy rozwój badań łącznych rozkładów statystycznych dla parametrów meteorologiczno-oceanograficznych, a w szczególności dla parametrów falowania wiatrowego.

Pierwsze łączne rozkłady prawdopodobieństwa, opisane w literaturze, ograniczały się do różnych par parametrów meteorologiczno–oceanograficznych, takich jak wysokość fali znacznej i okres spektralnego maksimum widma lub wysokość fali znacznej i prędkość prądu morskiego (patrz: Haver (1980), E&P Forum (1985), Heidemann i inni. (1989), Labeyrie i Olagnon (1993)). Wielowymiarowy model meteorologiczno–oceanograficzny zaproponowany przez Bitner-Gregersen i Havera (1989, 1991) należał do pierwszych bardziej kompletnych modeli i obejmował wiatr, falowanie, prądy morskie oraz oscylacje poziomu morza. Modelowanie warunkowe (MW) zaproponowane przez Bitner-Gregersen i Havera wykorzystuje pełne informacje dotyczące prawdopodobieństwa jednoczesnego występowania zmiennych meteorologiczno-oceanograficznych, pochodzących z jednoczesnych obserwacji lub danych numerycznych. Model został oparty na zastosowaniu Transformacji Rosenblatta (Madsen i inni, 1986), kiedy łączna funkcja gęstości prawdopodobieństwa jest określona poprzez funkcję gęstości prawdopodobieństwa głównego parametru (rozkład brzegowy) oraz szereg warunkowych funkcji gęstości prawdopodobieństwa. Każda z tych funkcji jest modelowana przy użyciu funkcji o parametrach estymowanych z danych empirycznych.

Zaproponowane przeze mnie przybliżenie wysokości fali znacznej  $H_s$  za pomocą 3-parametrowego rozkładu Weibulla oraz przybliżenie okresu spektralnego piku widma  $T_p$  (lub okresu średniego  $T_z$ ) za

pomocą warunkowego (z warunkiem dla  $H_s$ ) rozkładu log-normalnego (Bitner-Gregersen, 1988) zostały wykorzystane w wielowymiarowym łącznym rozkładzie prawdopodobieństwa dla parametrów meteorologiczno-oceanograficznych opracowanym przez Bitner-Gregersen i Havera (1989, 1991). Ten łączny model dla zmiennych ( $H_s$ ,  $T_p$ /  $T_z$ ) w sposób zadawalający aproksymuje dane falowe z punktów rozmieszczonych na oceanie światowym. Jest on obecnie włączony do norm transportu morskiego i przemysłu naftowego (np. normatywy organizacji DNV RP C-205, 2014). Ponadto Bitner-Gregersen i Haver po raz pierwszy uwzględnili bimodalną funkcję widmowej gęstości energii falowej (widmo Torsethaugena) w wielowymiarowym opisie statystycznym zjawisk meteorologiczno-oceanograficznych.

Łączny rozkład meteorologiczno-oceanograficzny, opracowany przez Bitner-Gregersen i Havera (1991) dla parametrów meteorologiczno-oceanograficznych (lub kierunkowych sektorów) zakładał, że wiatr, falowanie i prąd morski pochodzą z tego samego kierunku, co stanowiło jego ograniczenie. W 1996 roku model został rozszerzony tak, aby umożliwiał występowanie wiatru, falowania i prądów morskich nadchodzących z różnych kierunków (Bitner-Gregersen, 1996). W następnym kroku zaproponowano alternatywne podejście dla łącznego modelowania lokalnego falowania wiatrowego i fali martwej, wraz z nowym modelem dla pływów (Bitner-Gregersen, 2005, 2012). Według mojej wiedzy, dzięki wykorzystaniu tego nowego podejścia, po raz pierwszy uzyskano długoterminowe łączne rozkłady statystyczne  $H_s$  i  $T_p$  dla lokalnego falowania wiatrowego i fali martwej dla wybranych lokalizacji na oceanie.

Łączny model meteorologiczno-oceanograficzny (met-ocean) został pierwotnie wykorzystany dla określania prawdopodobieństwa jednoczesnego wystąpienia danych parametrów meteorologiczno-oceanograficznych w warunkach sztormowych. W 2012 i 2015 przedstawiono procedurę pozwalającą na użycie tego modelu dla sformułowania wielowymiarowego łącznego rozkładu prawdopodobieństwa dla danego okna pogodowego i przyjętej wartości progowej fali znacznej. Rozszerzenie to, oprócz bardziej wnikliwej analizy fizyki systemu atmosfera-falowanie powierzchniowe, jest również istotne w wielu zastosowaniach inżynierskich. Rozwinięty łączny rozkład prawdopodobieństwa i związane z nim błędy niepewności został opisany w publikacjach Bitner-Gregersen (2012, 2015).

Wysokość fali znacznej  $H_s$  i spektralny/średni okres fali  $T_p/T_z$  są ważnymi charakterystykami falowania przy określaniu stanu morza. Wielkości te wyznaczone z pomiarów terenowych służą do walidacji modeli prognozowania fal (lub rekonstrukcji fal na podstawie danych historycznych) a także do badania zmian falowania w skali klimatycznej. Parametry te stanowią także dane wejściowe dla krótkoterminowych modeli falowania określających krótkookresowe oscylacje swobodnej powierzchni morza dla danego stanu morza, jak również dla rozkładów statystycznych i testów laboratoryjnych. Są one jednak związane z różnymi błędami niepewności, co zostało omówione w pracy Bitner-Gregersen i Magnussona (2014). W szczególności przeanalizowano w niej błędy statystyczne wynikające z ograniczonej liczby danych. Ponadto, po raz pierwszy formuły teoretyczne dla estymacji błędów statystycznych  $H_s$  i  $T_z$  związanych z ograniczoną liczbą pomiarów, opracowane przez Bitner-Gregersen i Hagen (1990), zostały skonfrontowane z danymi z pomiarów terenowych.

Jak wspomniano wyżej, niektóre stany morza sprzyjają generacji fal ekstremalnych zwanych także falami „nadzwyczajnymi”, „monstrualnymi” lub „dzikimi”, które mogą powstawać na skutek liniowej superpozycji energii fal elementarnych lub wskutek oddziaływań nieliniowych składowych spektralnych. Już moja praca doktorska (Bitner, 1976) dotyczyła nieliniowych osobliwości probabilistycznego modelu falowania wiatrowego na ograniczonej głębokości i falowanie nieliniowe zawsze było przedmiotem moich zainteresowań, pierwotnie fal 2-go rzędu przybliżenia, a następnie

fal powyżej 2-go rzędu przybliżenia. Badania te były prowadzone również w ramach projektów badawczych sponsorowanych częściowo przez gospodarkę morską, a także przez programy Komisji Europejskiej (EC).

W latach 2009-2013, jako przedstawicielka organizacji DNV, koordynowałam projekt Unii Europejskiej EXTREME SEAS (Design for Ship Safety in Extreme Seas) poświęcony falom ekstremalnym. Projekt ten otrzymał dyplom uznania Unii Europejskiej. W ramach projektu EXTREME SEAS byłam zaangażowana w badania dotyczące mechanizmów powstawania fal ekstremalnych, a także prawdopodobieństwa ich wystąpienia. Niektóre z wyników tych badań stanowią część mego osiągnięcia naukowego (Bitner-Gregersen i Toffoli, 2012, 2014). Wynika z nich, że stany morza, które doprowadzają do powstawania fal ekstremalnych nie są czymś wyjątkowym na oceanach. Pojawianie się warunków sprzyjających powstawaniu fal ekstremalnych jest ściśle związane z lokalizacją geograficzną i jest uzależnione od lokalnego klimatu falowego. Rozkład kierunkowy pola falowego ma wpływ na powstawanie fal ekstremalnych w przypadku krzyżujących się systemów falowych. Przy czym fale ekstremalne mogą powstawać nie tylko, gdy kierunkowy rozkład energii falowania ma charakter wąsko-pasmowy, ale także, gdy jest on szerszy. Jest to odkrycie rzucające nowe światło na tworzenie fal ekstremalnych i prawdopodobieństwo ich pojawiania się na oceanach.

#### Osiągnięcia – Charakterystyka szczegółowa

Jak wskazano w rozdziale 4a, osiągnięcia składające się na moją pracę habilitacyjną zawarte są łącznie w sześciu publikacjach. Cztery publikacje ukazały się w czasopismach naukowych notowanych w **Journal Citation Reports (JCR)**, tj.: *Ocean Applied Research, Ocean Dynamics i Natural Hazards and Earth System Sciences*. Ich łączny **Impact Factor** wynosi **7.54**, a łączna wartość punktowa **100** (zgodnie z Wykazem Czasopism Naukowych MNiSW z 2015r). Ponadto dwie prace opublikowane zostały w cenionych *Proceedings of the International Conference on Ocean, Offshore Mechanics and Arctic Engineering (OMAE)*. Należy podkreślić, że konferencje OMAE są jednymi z najważniejszych konferencji, na których środowisko naukowe spotyka się z przedstawicielami inżynierii morskiej. Prace zamieszczane w materiałach konferencyjnych są zawsze poddawane szczegółowym recenzjom, a *OMAE Proceedings* są katalogowane w Web of Science.

Wyniki opisane w tych sześciu publikacjach odzwierciedlają stopniowy rozwój moich badań zmierzających do lepszego zrozumienia fizyki systemu atmosfera-falowanie powierzchniowe, w szczególności falowania powierzchniowego powstającego wskutek działania wiatru. Modelowanie tego systemu obejmuje lokalne falowanie wiatrowe i falę martwą, wraz z określeniem błędów niepewności w jego opisie. Moje badania dają również głębszy wgląd w mechanizmy odpowiedzialne za tworzenie fal ekstremalnych i prawdopodobieństwo ich wystąpienia. Poniżej w porządku chronologicznym podsumowane zostały najważniejsze wyniki zawarte w każdej z sześciu publikacji.

1. Bitner-Gregersen, E. M., 1996. **Distribution of multidirectional environmental effect**. *Proc. OMAE 1996 Conference*, 17-21 June, 1996, Florence, Italy. (On the extension of CMA).

W pracy Bitner-Gregersen i Haver (1989, 1991) łączny model statystyczny został opracowany dla parametrów meteorologiczno-oceanograficznych, niezależnych od kierunku wiatru (lub wybranych kierunkowych sektorów). Jego głównym ograniczeniem było założenie, że wiatr, falowanie i prądy morskie pochodzą z tego samego kierunku, co nie zawsze zdarza się w naturze. W tej pracy



zapropnowałam rozszerzenie łącznego rozkładu statystycznego w sposób, który pozwala na uwzględnienie różnych kierunków działania wiatru, falowania i prądu morskiego. W proponowanym modelu kierunki falowania i prądów morskich są określane w stosunku do kierunku działania wiatru. Znając kierunek wiatru  $\theta_u$  i kierunek falowania  $\theta$ , względny kierunek falowania  $\theta_r$  jest definiowany jako  $\theta_r = \theta - \theta_u$ . Odpowiednio, kierunek prądu w stosunku do kierunku działania wiatru  $\theta_{rc}$  jest określany jako  $\theta_{rc} = \theta_c - \theta_u$ . Wszystkie kąty w modelu reprezentują kierunek, z którego wieje wiatr, nabiegają fale i płynie prąd morski. Są one mierzone zgodne z ruchem wskazówek zegara w stosunku do północy geograficznej (kierunek jest mierzony w stopniach).

Dla względnego kierunku falowania i kierunku prądu morskiego zaproponowałam rozkład Beta ważny dla sektora ( $-180^\circ - 180^\circ$ ), ze stałą wartością średnią i z odchyleniem standardowym zależnym od wybranego parametru meteorologiczno-oceanograficznego. Rozkład Beta jest elastycznym narzędziem w modelowaniu rozkładu ograniczonej zmiennej losowej. Model został zastosowany dla danych z rejonu Haltenbanken na Morzu Norweskim. Doświadczenia zdobyte przy analizie tych danych pokazały, że wysokość fali znacznej jest dobrym parametrem warunkowym, z którego wynikają zarówno wartość średnia jak i odchylenie standardowe rozkładu Beta. Podczas dopasowywania modelu do danych z różnych lokalizacji oceanu korzystne okazało się wykorzystywanie informacji o specyfice różnych sektorów kierunkowych. Model został opracowany dla warunków sztormowych, jednak może on być używany również dla nie sztormowych stanów morza.

Jak wspomniano powyżej, wysokość fali znacznej  $H_s$  przybliżano 3-parametrowym rozkładem Weibulla (Bitner-Gregersen, 1988), zaś okres spektralny  $T_p$  (lub okres średni  $T_z$ ) warunkowym (ze względu na  $H_s$ ) rozkładem log-normalnym. Warunkowy rozkład log-normalny okresu falowania zawiera trzy parametry: logarytmiczną wartość średnią, logarytmiczne odchylenie standardowe i dolną granicę  $\varepsilon$ . Parametr  $\varepsilon$  odzwierciedla fizykę falowania wiatrowego, odróżniającą go od falowania kapilarnego. Przy konstruowaniu tego rozkładu na podstawie danych falowych zakłada się często, że  $\varepsilon = 0$ . Jednakże wprowadzenie dolnego ograniczenia  $\varepsilon$  może mieć znaczenie w niektórych zastosowaniach praktycznych. Zaproponowałam wzory pozwalające, znając rozkład log-normalny bez ograniczenia dolnego, uzyskać rozkład dla okresu falowania z ograniczeniem dolnym.

2. Bitner-Gregersen, E. M., 2005. **Joint probabilistic description for combined seas.** *Proc. OMAE 2005 Conference*, 12-17 June, 2005, Halkidiki, Greece.

Powszechnie stosowane wielowymiarowe łączne rozkłady prawdopodobieństwa dotyczyły falowania wiatrowego bez informacji o udziale lokalnego falowania wiatrowego i fali martwej. Wysokość fali znacznej  $H_s$ , reprezentująca całkowitą energię falowania stanu morza, składa się zaś z wysokości lokalnego falowania wiatrowego  $H_{s,ws}$  i wysokości fali martwej  $H_{s,sw}$ , chociaż dla niektórych lokalizacji oceanicznych obecny może być tylko jeden system falowy. Całkowita wysokość fali znacznej wynosi zatem  $H_s = \sqrt{H_{s,ws}^2 + H_{s,sw}^2}$ . Należy dodać, że  $H_{s,sw}$  może reprezentować sumę kilku składowych fali martwej.

Przy modelowaniu lokalnego falowania wiatrowego i fali martwej w wielowymiarowych rozkładach statystycznych parametrów meteorologiczno-oceanograficznych przyjmuje się różne podejścia. Można je sklasyfikować w dwóch grupach. Pierwsza grupa wykorzystuje specyficzne dla danego położenia geograficznego właściwości lokalnego falowania wiatrowego i fali martwej. W przypadku różnych lokalizacji poszczególne charakterystyki lokalnego falowania wiatrowego i fali martwej umożliwiają

określenie korelacji pomiędzy parametrami opisującymi te dwa systemy falowe. Informacje te wprowadza się do wielowymiarowych jednoczesnych rozkładów prawdopodobieństwa przy wykorzystaniu rozkładów warunkowych lub poprzez wprowadzenie dwupikowej funkcji widmowej gęstości energii, która rozdziela całkowitą energię falowania na falowanie wiatrowe i fale martwą (Bitner-Gregersen i Haver, 1991). Przykładem takiej dwupikowej funkcji widmowej gęstości jest widmo Torsethaugena (1993,1996), które pozwala dla znanej całkowitej wysokości fali znacznej  $H_s$  i spektralnego okresu fali  $T_p$  wyznaczyć te charakterystyki dla lokalnego falowania wiatrowego i fali martwej.

Alternatywnie można założyć, że lokalne falowanie wiatrowe i fala martwa nie są ze sobą skorelowane. Jest to założenie uzasadnione z uwagi na odmienną fizykę tych dwóch systemów falowych. W takim przypadku parametry lokalnego falowania wiatrowego i fali martwej są wprowadzane do wielowymiarowego modelu statystycznego jako niezależne rozkłady prawdopodobieństwa, jak to zostało przyjęte w pracy Bitner-Gregersen (2005). Wykorzystanie tego podejścia wymaga znajomości funkcji widmowej gęstości energii falowej, opisanej w pełni przez charakterystyki lokalnego falowania wiatrowego i fali martwej (na przykład widmo częstotliwościowe JONSWAP-Glenn, 1992). Zostało ono zastosowane do danych falowych uzyskanych przez Oceanweather Inc. z symulacji wstecznej przy użyciu modelu falowego typu WAM.

Po raz pierwszy dwuwymiarowe rozkłady prawdopodobieństwa wysokości fali znacznej i okresu spektralnego dla lokalnego falowania wiatrowego i fali martwej uzyskano w oparciu o przykładowe dane pochodzące z Szetlandów Zachodnich (głębokość wody 500m). Dane dotyczące lokalnego falowania wiatrowego i fali martwej wykorzystane w tym modelu obejmowały lata 1988-1998, z odstępem próbkowania co trzy godziny. Następnie zostały one przetworzone przez program APL Waves, opracowany przez Wydział Fizyki Stosowanej Uniwersytetu Johna Hopkinsa w Baltimore (Hanson i Phillips, 2001). Program dzieli dwuwymiarowe widmo kierunkowe na dowolną ilość składowych używając formuły Hansona i Philipisa. W ten sposób można oddzielić lokalne falowanie wiatrowe od składowych związanych z falą martwą. Dla zbioru danych z pochodzących z Szetlandów Zachodnich składowe fali martwej zostały następnie ponownie zebrane dla uzyskania tylko dwóch składowych falowania, tj. falowania wiatrowego i jednej składowej fali martwej.

W rejonie Szetlandów Zachodnich wykryto duże zmienności wysokości fali znacznej i spektralnego okresu fali. Tak jak przewidziano, rozkład prawdopodobieństwa ( $H_s$ ,  $T_p$ ) lokalnego falowania wiatrowego był znacząco węższy niż rozkład ( $H_s$ ,  $T_p$ ) dla fali martwej. Ponadto badania wykazały, że metoda Hansona i Philipisa (2001) nie działa poprawnie przy rozdziale lokalnego falowania wiatrowego i fali martwej. W efekcie ekstremalne wysokości fali znacznej dla fali martwej, uzyskane przy użyciu tej metody, były o wiele wyższe niż wysokości obserwowane w naturze.

Składową lokalnego falowania wiatrowego określa się jako część funkcji widmowej gęstości energii kiedy funkcja źródłowa, odpowiadająca za działanie wiatru w równaniu bilansu energii spektralnej, jest dodatnia, co oznacza, że składowe te pozostają pod wpływem oddziaływania lokalnego wiatru. Pozostałą część spektrum definiuje się jak fale martwe (Hauser, 2015).

Laura Loffredo (KUL, Belgia), we współpracy ze mną, dokonała przeglądu procedur rozdziału składowych lokalnego falowania wiatrowego i fali martwej stosowane w spektralnych modelach falowych. Potwierdzono wnioski Quentina (2002) o tym, że ograniczenie w metodzie Hansona i Philipisa (2001) dotyczy systemów falowania wiatrowego całkowicie rozwiniętego, z jedynie niewielkim zanikającym wiatrem, nadbiegającym z tego samego kierunku co rozważane pole falowe (Loffredo et al., 2009). Jeśli taki układ wiatrowo-falowy nie odpowiada metodzie Hansona i Philipisa,

stare falowanie wiatrowe będzie traktowane jako fala martwa, a nowe falowanie wiatrowe będzie zignorowane. Ponadto, metoda Hansona i Philippsa (2001), w porównaniu z innymi powszechnie stosowanymi metodami rozdzielania składowych falowania wiatrowego i fali martwej, może prowadzić do zwiększenia częstotliwości występowania lokalnego falowania wiatrowego. Błędy związane ze stosowaniem metody Hansona i Philippsa (2001) mogą także znacząco wpływać na statystyczny opis falowania, jak to pokazano w pracy Bitner-Gregersen (2005).

3. Bitner-Gregersen, E. M., 2015. **Joint met-ocean description for design and operations of marine structures**. *AOR*, 51 (2015), 279–292, <http://dx.doi.org/10.1016/j.apor.2015.01.007>

Praca ta stanowi kontynuację badań przedstawionych w mojej wcześniejszej pracy (Bitner-Gregersen, 2012). Daje ono szersze spojrzenie na modelowanie rozkładów prawdopodobieństwa lokalnego falowania wiatrowego i fali martwej oraz błędów niepewności z tym związanych, a także przedstawia dalszy rozwój metod modelowania wielowymiarowych łącznych rozkładów meteorologiczno-oceanograficzny przy uwzględnieniu określonego okna pogodowego i wartości granicznej wysokości fali znacznej, skierowany na poprawę bezpieczeństwa pracy na morzu.

Dane meteorologiczno-oceanograficzne użyte w tych badaniach zostały uzyskane z symulacji wstecznej za pomocą spektralnego modelu falowego Oceanweather Inc. Symulacje dotyczyły czterech lokalizacji charakteryzujących się odmiennymi wiatrowo-falowymi warunkami klimatycznymi: Szelf Północno-Zachodniej Australii (NWS), wybrzeża Nigerii, południowa część Morza Północnego (SNS) i Szetlandy Zachodnie. Dane symulacji zostały przetworzone przez program APL Waves w celu odseparowania komponentów lokalnego falowania wiatrowego i fali martwej. Składowe fali martwej zostały następnie ponownie połączone, aby uzyskać tylko dwa komponenty falowania: lokalne falowanie wiatrowe i jeden komponent fali martwej. Przetworzone dane meteorologiczno-oceanograficzne obejmują: prędkość i kierunek wiatru, wysokość fali znacznej (dla falowania wiatrowego, lokalnego falowania wiatrowego i fali martwej), okres spektralny fali (dla falowania wiatrowego, lokalnego falowania wiatrowego i fali martwej) oraz prędkość i kierunek prądu morskiego.

Dane z rejonu NWS (Australia) zostały opracowane dla lat 1994-2005 (głębokość wody 250m), dane dla wybrzeża Nigerii dla lat 1985-1999 (głębokość wody 1000m), zaś dane z Morza Północnego obejmują lata od 1964-1995 (głębokość wody 33m), podczas gdy dla Szetlandów Zachodnich jest to okres od 1988-1998 (głębokość wody 500m). Dane próbkowano co trzy godziny dla południowego Morza Północnego, Nigerii i Szetlandów Zachodnich i co godzinę dla NWS. Należy zauważyć, że dane z Morza Północnego zawierają wpływ ograniczonej głębokości morza (falowania płytkowodne). Zastosowane zbiory danych obejmują wystarczająco długie okresy czasu dla uzyskania satysfakcjonujących rozkładów statystycznych.

Cztery lokalizacje wzięte pod uwagę w analizie charakteryzują się bardzo różnym klimatem falowania wiatrowego. Łączny rozkład wysokości fali znacznej i spektralnego okresu fali dla Szetlandów Zachodnich ma jedno wyraźne maksimum, podczas gdy łączny rozkład dla NWS (Australia), z uwagi na obecność fali martwej o długich okresach spektralnych, zawiera dwa wyraźnie oddzielone maksima, jeden dla lokalnego falowania wiatrowego a drugi dla fali martwej. Oprócz tego można zauważyć, że podczas gdy w południowym rejonie Morza Północnego dominuje lokalne falowanie wiatrowe, u wybrzeży Nigerii zaś fala martwa. Te lokalne właściwości klimatu falowania wiatrowego mają wpływ na rozkłady prawdopodobieństwa i związane z nimi błędy niepewności.

Dwuwymiarowy rozkład prawdopodobieństwa wysokości fali znacznej i spektralnego okresu fali został opracowany dla całkowitego falowania wiatrowego, lokalnego falowania wiatrowego i fali martwej. Badania pokazały, że trój-parametrowy rozkład Weibulla wysokości fali znacznej dostatecznie dobrze przybliży falowanie wiatrowe, lokalne falowanie wiatrowe i fale martwą dla wszystkich rozważanych lokalizacji. Należy dodać, że warunkowy rozkład log-normalny spektralnego okresu fali dla danej wysokości fali znacznej nie zawsze jest najlepszym rozkładem dla odwzorowywania spektralnego lub zerowego rozkładu okresu fali, szczególnie gdy obecne są składowe lokalnego falowania wiatrowego i fali martwej, a składowa fali martwej odznacza się znacząco dłuższymi okresami niż składowa lokalnego falowania wiatrowego. Prowadzi to do brzegowego rozkładu okresu fali o bimodalnym charakterze (rozkład dualny), tak jak na przykład dla rejonu NWS, gdzie pojedynczy rozkład prawdopodobieństwa nie odwzoruje dobrze danych empirycznych. Taka sytuacja również ma miejsce u wybrzeży Nigerii, gdzie często występuje kilka składowych fali martwej. Przeciwnie tej sytuacji są Szetlandy Zachodnie, gdzie fala martwa zawiera się w rozkładzie wysokości fali znacznej i spektralnego okresu fali i gdzie logarytmiczny rozkład normalny jest dobrym przybliżeniem danych dla okresu fali. Warto zwrócić uwagę, że w przypadku bimodalnego rozkładu brzegowego okresu fali, warunkowe funkcje opisujące logarytmiczną średnią i odchylenie standardowe okresu fali mogą być mniej „czułe” ze względu na bimodalny charakter rozkładu prawdopodobieństwa okresu fali. Niemniej jednak brzegowy rozkład prawdopodobieństwa okresu fali może nadal błędnie odwzorowywać dane rzeczywiste.

A zatem przy opracowywaniu wielowymiarowych rozkładów prawdopodobieństwa dla zadanego okna pogodowego i zadanej wartości brzegowej wysokości fali znacznej, dla lokalizacji gdzie okres fali wykazuje postać dualną, wymagane będzie zastosowanie bimodalnego rozkładu prawdopodobieństwa okresu fali. Jeśli zaś stosujemy funkcję jedno-modalną (z jednym ekstremum), należy zwrócić uwagę na zakres danych ważny dla poszczególnych zastosowań.

Jak wspomniano powyżej model spektralny Torsethaugena (1993, 1996) wykorzystuje się do rozdzielania całkowitej energii falowania wiatrowego na składowe lokalnego falowania wiatrowego i fali martwej. Model ten został opracowany w oparciu o dane z Morza Północnego i Morza Norweskiego. Funkcje widmowej gęstości energii uzyskane z modelu Torsethaugena zostały również porównane z dwutygodniowymi notowaniami kierunkowymi funkcji gęstości energii falowej przez boję Datawell WAVEC umieszczoną na zachodnim wybrzeżu Nowej Zelandii (Ewans i inni, 2007). Z modelu Torsethaugena otrzymano dość dokładne wysokości fali znacznej, jednak średnie okresy fali prognozowane przez ten model były dłuższe niż okresy zmierzone w naturze.

Analiza przeprowadzona przez Bitner-Gregersen i Toffoli (2009) oparciu o dane z Nigerii wykazały, że głównym ograniczeniem funkcji gęstości widmowej Torsethaugena przy stosowaniu jej do danych z innych lokalizacji jest fakt, że ujawnia ona obecność lokalnego falowania wiatrowego i fali martwej, gdy w istocie dane symulowane wykazują obecność tylko jednej składowej falowania. Potwierdzono to w pracy Bitner-Gregersen (2015) dla danych z NWS, Australia. Dla przykładu, według danych spektralnego modelu falowego obecne jest jedynie lokalne falowanie wiatrowe, podczas gdy model Torsethaugena przewiduje wystąpienie lokalnego falowania wiatrowego z wysokością fali znacznej  $H_s=5.11\text{m}$  i fali martwej z wysokością  $H_s=2.41\text{m}$ . W związku z powyższym należy zaznaczyć, że funkcja gęstości widmowej Torsethaugena musi być stosowana z dużą ostrożnością dla akwenów, poza obszarem wód norweskich. Ponadto dane pochodzące z symulacji wstecznej, użyte w analizie, są obciążone błędami zastosowanej formuły Hansona i Phillipsa (2001), rozdzielającej składowe lokalnego falowania wiatrowego i fali martwej. Wynika stąd wniosek o konieczności dalszych badań mających na celu oszacowanie tych błędów niepewności.

4. Bitner-Gregersen, E. M. and Magnusson, A. K., 2014. **Effect of intrinsic and sampling variability on wave parameters and wave statistics.** *Ocean Dynamics*, 64(11), 1643-1655.

Wysokość fali znacznej  $H_s$  i okres średni fali  $T_z$  są wykorzystywane dla walidacji fazowych modeli falowych, badań klimatu falowego oraz obliczeń warunków ekstremalnych dla celów prognozowania pogody. Są to również ważne parametry dla określania bezpieczeństwa pracy na morzu. Wysokość fali znacznej,  $H_{1/3}$ , jest definiowana jako średnia wysokość z 1/3 największych fal występujących w zapisie falowym w danym miejscu na oceanie i rejestrowanych w ciągu 20 (30) minut. Oblicza się ją również z funkcji widmowej gęstości energii falowej ( $H_{m0}$ ). Średni okres fali  $T_z$  jest zaś definiowany jako średnia przecięć zerowych 20-30 minutowych rejestracji falowania. Podobnie jak wysokość fali znacznej wyznacza się go również z funkcji widmowej gęstości energii falowej ( $T_{m02}$ ).

Ograniczony czas rejestracji falowania wiatrowego umożliwia przyjęcie założenia o stacjonarności ciągu falowego, na którym obecnie opiera się większość modeli opisujących oscylacje swobodnej powierzchni morza przy danym stanie morza. Estymacje wysokości fali znacznej i średniego okresu falowego z rejestracji falowania o ograniczonej długości czasowej są obciążone błędem statystycznym związanym z ograniczoną liczbą obserwacji.

Błąd wynikający z ograniczonej długości rejestracji fali należy do błędów epistemicznych i może być zredukowany dzięki zwiększeniu długości pomiarów lub symulacji numerycznych. W idealnym przypadku rejestracje falowania powinny być nieskończone, co wyeliminowałoby błąd związany z ograniczoną liczbą pomiarów. Dlatego też symulacje numeryczne oscylacji swobodnej powierzchni morza stanowią dobre uzupełnienie danych terenowych, gdyż pozwalają na zredukowanie błędu statystycznego poprzez wydłużenie czasu trwania symulacji, przy założeniu, że początkowe dane falowe opisujące stan morza pozostają niezmiennione, a losowość swobodnej powierzchni morza zostaje uwzględniona. Należy zauważyć, że utrzymanie słuszności założenia o stacjonarności falowania w naturze jest o wiele trudniejsze niż dla modelu numerycznego.

Znaczenie błędu statystycznego związanego z ograniczoną liczbą pomiarów w obliczaniach wartości ekstremalnych badano w latach 80-tych i 90-tych i krytyczne omówienie ich wyników zawiera omawiana praca. Teoretyczne formuły dla oceny błędów statystycznych związanych z ograniczoną liczbą pomiarów związane z estymacją parametrów  $H_{m0}$  i  $T_{m02}$  zostały zaproponowane przez Bitner-Gregersen i Hagena (1990) i wykorzystane dla widma falowego Piersona-Moskowitza i widma JONSWAP. Rezultaty Bitner-Gregersen i Magnussona (2014) potwierdziły wcześniejsze badania oparte na danych terenowych i laboratoryjnych. W szczególności, porównano teoretyczne odchylenia standardowe błędów statystycznych związanych z estymacją wysokości fali znacznej i średniego zerowego okresu fal uzyskane przez Bitner-Gregersen i Hagena (1990) z pomiarami boi Waverider zebranych w regionie Ekofisk na Morzu Północnym. Wartości teoretyczne i dane terenowe wykazują taką samą tendencję. Błędy statystyczne związane z ograniczoną ilością pomiarów są wyższe dla wysokości fali znacznej  $H_s$  niż dla okresu  $T_z$ . Oba błędy natomiast zwiększają się ze wzrostem wartości  $H_s$  i  $T_z$ . Błędy towarzyszące obserwacjom w terenie wahają się w większym zakresie niż wyniki teoretyczne. Rozpiętość wahań zależy od postaci funkcji widmowej gęstości energii falowej. Widmo JONSWAP daje większą zmienność niż widmo Pierson-Moskowitza. Wpływ wielkości maksimum widma i bimodalnej funkcji widmowej gęstości energii falowej na błędy statystyczne nie został jeszcze zbadany i wymaga dalszej analizy.

Nieliniowość swobodnej powierzchni morza, powodująca odchylenia od krzywej Gaussa, może mieć wpływ na estymatory błędów statystycznych  $H_s$  i  $T_z$  wynikające ze zmiany długości zapisu falowego i zmiany kształtu funkcji widmowej gęstości energii falowej. W związku z tym długość rejestracji fali

ma kluczowe znaczenie dla wyznaczenia w miarę stabilnych parametrów falowania powierzchniowego przy zmieniających się stanach morza. Na wybranych przykładach wykazano, że błąd statystyczny związany z estymacją  $H_s$ , może mieć znaczący wpływ na krótko i długoterminowy opis falowania wiatrowego, a także na walidację różnych danych falowych i spektralnych modeli falowania. Należy to uwzględniać przy tworzeniu krótko i długoterminowych opisów falowania, a także przy wykorzystywaniu danych w praktyce inżynierskiej. Istnienie bowiem błędu losowego i błędu statystycznego, związanego z ograniczoną liczbą pomiarów swobodnej powierzchni morza, ma decydujące znaczenie dla lepszego rozumienia fizyki systemu atmosfera-falowanie powierzchniowe oraz w opracowaniach służących poprawie bezpieczeństwa na morzu. Niektóre aspekty dotyczące błędów związanych z ograniczoną liczbą pomiarów nie zostały omówione w pełni w tej pracy, jak na przykład błąd statystyczny związany z ograniczoną liczbą pomiarów przy zmieniających się stanach morza i podczas okresów sztormowych; wymagają one dalszych badań.

5. Bitner-Gregersen, E. M. and Toffoli, A., 2014. **Probability of occurrence of rogue sea states and consequences for design of marine structures.** *Ocean Dynamics*, 64, 1457-1468.

Dzięki wielu wysiłkom badawczym w ostatnich dwóch dekadach znacznie zaawansowano poziom wiedzy o falowaniu oceanicznym (patrz na przykład Dysthe i inni, 2008; Kharif i inni, 2009). Dzięki czemu coraz więcej wiemy o występowaniu fal ekstremalnych, o mechanizmach ich generacji i szczególnych właściwościach dynamicznych tych fal. Zgodność pomiędzy wynikami modeli numerycznych i danymi doświadczalnymi została potwierdzona w wielu badaniach. Mechanizmy odpowiedzialne za powstawanie tych fal bywają różnorodne. Najbardziej prawdopodobne to koncentracja energii ze względu na liniowe sumowanie się fal o różnych częstotliwościach i kierunkach, oddziaływanie falowania i prądu morskiego, nakładanie się krzyżujących się systemów falowych, blisko rezonansowe nieliniowe oddziaływania fal (modulowana niestabilność) oraz efekty ograniczonej głębokości morza i wiatru (Onorato i inni, 2013; Bitner-Gregersen i Gramstad, 2016).

W ostatniej dekadzie najwięcej uwagi poświęca się generacji fal ekstremalnych w wyniku blisko rezonansowych oddziaływań nieliniowych. Wykazano, że kierunkowe rozproszenie energii fal osłabia efekty związane z modulowaną niestabilnością. Dzięki zastosowaniu nieliniowych równań Schrödingera, Onorato i inni (2006, 2010) wykazali, że modulowana niestabilność i fale ekstremalne mogą być generowane dla szczególnych stanów powierzchni morza, kiedy dwa identyczne (o takich samych wartościach  $H_s$  i  $T_p$ ) i przecinające się wąsko-pasmowe systemy falowe wzajemnie oddziałują na siebie. Ten rezultat uzyskano również dzięki numerycznym symulacjom równań Eulera przy użyciu metody HOSM, Higher Order Spectral Method, (West i inni, 1987) i eksperymentom przeprowadzonym w laboratorium MARINTEK (Norwegia) (Toffoli i inni, 2011). Metoda HOSM jest metodą pseudo-spektralną, w której prędkość pionowa na powierzchni swobodnej morza została rozwinięta w szereg względem stromości fali jako małego parametru.

Należy zauważyć, że z rozwiązania numerycznego wynika silna zależność koncentracji energii od kąta pomiędzy średnimi kierunkami propagacji dwóch przecinających się systemów falowych. Prawdopodobieństwo wystąpienia fal ekstremalnych wzrastało dla kątów zbliżonych do wartości około 40 stopni. Warto wspomnieć, że takie rzadko spotykane warunki na morzu, objawiające się wystąpieniem dwóch prawie identycznych systemów falowania (o tej samej wysokości fali znacznej i częstotliwości spektralnej), charakteryzujące się dużą stromością i różnymi kierunkami propagacji zaobserwowano podczas katastrofy statku pasażerskiego *Louis Majesty* w roku 2010 (Cavaleri i inni, 2012).

W omawianej pracy autorstwa Bitner-Gregersen i Toffoli (2014) analizuje się szczegółowo zagadnienie pojawiania się w naturze takich przecinających się systemów falowych sprzyjających tworzeniu się fal ekstremalnych i omawia się prawdopodobieństwo ich występowania na oceanach. W tym celu wykorzystano dane z symulacji wstecznej pól falowania dla następujących lokalizacji: Północny Atlantyk, Morze Północne i Morze Norweskie, okołorównikowe atlantyckie wybrzeże Nigerii i Północno-Zachodni Szelf (NWS) w Australii. Dane dla Północnego Atlantyku, Nigerii i NWS opracowano przy użyciu spektralnego modelu falowego trzeciej generacji (3G), natomiast dane zebrane na Morzu Północnym i Norweskim opracowano przy zastosowaniu modelu falowania drugiej generacji (2G). Analiza została poparta symulacjami numerycznymi przeprowadzonymi przy zastosowaniu modelu HOSM. Okazało się, że rozwiązanie z przybliżeniem do trzeciego rzędu, przyjęte w niniejszej pracy, jest wystarczające do opisu fal ekstremalnych

Przeprowadzone badanie nad obecnością lokalnego falowania wiatrowego i martwej fali o niemal identycznych okresach spektralnych fali i wysokościach fali znacznej i przecinających się pod kątem w zakresie  $40^\circ < \beta < 60^\circ$  wykazało, że obecność takich stanów morza jest ściśle związana z warunkami lokalnymi i bardzo silnie zależy od lokalnych cech klimatu falowania. Takie warunki zaobserwowano na Północnym Atlantyku, a także na Morzu Północnym i Norweskim, ale tylko dla niskich i średnich stanów morza, co stanowi nowe odkrycie nie opisane wcześniej w literaturze.

W rejonie NWS (Australia) lokalne falowanie wiatrowe i fala martwa są dobrze wyodrębnione, a okresy składowych fali martwej są znacząco dłuższe niż okresy lokalnego falowania wiatrowego (patrz także praca 3). Dlatego na Szelfie Północno-Zachodniej Australii nie wykryto przecinających się systemów falowych sprzyjających tworzeniu się fal ekstremalnych. Jednak procedura Hansona i Philipisa (2001) spektralnego rozdziału składowych falowania wykorzystana w analizie danych pochodzących z symulacji wstecznej może pomijać obecność fali martwej w stanach morzach o silnym falowaniu wiatrowym. Może być ona zatem odpowiedzialna za to, że na Szelfie Północno-Zachodniej Australii nie obserwuje się przecinających się systemów falowych mogących generować fale ekstremalne. Jednakże duży udział lokalnego falowania wiatrowego w danych z NWS jest związany prawdopodobnie z występowaniem cyklonów tropikalnych. A zatem można się spodziewać, że niektóre stany morza w warunkach cyklonów tropikalnych będą charakteryzowały się lokalnym falowaniem wiatrowym i składowymi fali martwej, które spełnią kryteria występowania fal ekstremalnych.

Podobnie jak w przypadku danych z NWS (Australia), dane z wybrzeża Nigerii również wykazują znacząco różne okresy spektralne fali martwej i lokalnego falowania wiatrowego. Dlatego również w tym rejonie nie zidentyfikowano żadnych systemów falowania odpowiedzialnych za powstawanie fal ekstremalnych. Co prawda warunki takie mogą zaistnieć dla poszczególnych składowych fali martwej, jednakże w rozważanym zbiorze danych wszystkie składowe fali martwej zostały połączone w jedną składową, co uniemożliwiło badanie poszczególnych składowych fali martwej. Najwyższa fala martwa zaobserwowana u wybrzeży Nigerii odpowiadała wysokości fali znacznej w zakresie  $3.0 < H_{ss} < 3.5$  m. Tak więc, przecinające się systemy falowe odpowiedzialne na powstawanie fal ekstremalnych mogły wystąpić jedynie przy niskich i średnich stanach morza.

Numeryczne symulacje przeprowadzone przy użyciu metody HOSM wykazały, że chociaż kierunkowość ma wpływ na pojawianie się fal ekstremalnych w przecinających się systemach falowych, to fale ekstremalne mogą pojawiać się nie tylko w przypadku wąsko-pasmowego kierunkowego widma energii falowania, ale także, gdy widmo kierunkowe jest szersze. Jest to nowe odkrycie dające nowe światło na tworzenie fal ekstremalnych.

Wydaje się, że najbardziej istotny warunek pojawienia się fal ekstremalnych w przecinających się systemach falowych wiąże się z wielkością energii i częstotliwością systemów falowania, podczas gdy kąt, pod którym przecinają się dwa systemy falowe i kierunkowe rozproszenie energii falowania decydują o wysokości, do jakiej wzrosną pojawiające się fale ekstremalne, przy czym kąt 40 stopni i wąsko-pasmowe kierunkowe widmo energii fal są odpowiedzialne za tworzenie najwyższych fal. Może to stanowić dodatkowe wyjaśnienie pojawienia się fali ekstremalnej podczas wspomnianej wyżej katastrofy statku *Louis Majesty* na Morzu Śródziemnym 3 marca 2010 (Cavaleri i inni, 2012), która spowodowała dwie ofiary śmiertelne. Kierunki lokalnego falowania wiatrowego i fali martwej, zarejestrowane podczas wypadku *Louis Majesty* przecięły się ze sobą pod kątem  $\beta=50^\circ$  a fale miały w przybliżeniu jednakową energię falową i częstotliwość spektralną. Charakteryzowały się przy tym typowym, a nie szczególnie wąskim kierunkowym rozproszeniem energii falowej.

W przyszłości należy przeprowadzić dalsze systematyczne analizy funkcji widmowych gęstości energii falowej, związanych z przecinającymi się systemami falowymi podatnymi na powstawanie fal ekstremalnych, poparte symulacjami numerycznymi za pomocą metody HOSM, aby uzyskać dobrze uzasadnione wnioski dotyczące pojawiania się na oceanach przecinających się systemów falowych, sprzyjających powstawaniu fal ekstremalnych. Wyniki takie mogłyby zostać wykorzystane w opracowywaniu kryteriów ostrzegawczych dla statków i instalacji morskich w warunkach przecinających się systemów falowych, podatnych na tworzenie fal ekstremalnych, które można byłoby włączyć do systemu prognozowania centrów meteorologicznych. Połączenie spektralnych modeli falowania z modelami fazowymi takimi jak modele NLS lub HOSM pozwoliłoby sprecyzować kryteria ostrzegawcze dla fal ekstremalnych, tak jak to zaproponowano w pracy Bitner-Gregersen i inni (2014).

6. Bitner-Gregersen, E. M. and Toffoli, A. 2012. **On the probability of occurrence of rogue waves.** *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12 751–762.

Pomimo ostatnich osiągnięć w odniesieniu do własności dynamicznych fal ekstremalnych w środowisku naukowym nie osiągnięto jeszcze konsensusu w sprawie prawdopodobieństwa pojawiania się tych fal. Prawdopodobieństwo ich występowania jest związane niewątpliwie z mechanizmami ich generacji. Omawiana praca po raz pierwszy analizuje istnienie fal ekstremalnych z tej perspektywy.

Klasyfikację znanych mechanizmów odpowiedzialnych za tworzenie fal ekstremalnych przedstawiono poniżej (patrz na przykład Onorato i inni, 2013; Bitner-Gregersen i inni, 2014; Bitner-Gregersen i Gramstad, 2016):

- liniowe skupienie energii falowej (bliskie częstotliwości lub bliskie kierunki)
- oddziaływanie fal z prądem morskim
- przecinające się systemy falowe
- blisko rezonansowe oddziaływania nieliniowe (modulowana niestabilność)
- efekty ograniczonej głębokości morza
- działanie wiatru

Najwięcej uwagi w ostatnich dwóch dekadach poświęcono blisko rezonansowym oddziaływaniom nieliniowym. Wykazano, że stany morza odpowiedzialne za powstawanie modulowanej niestabilności na głębokiej wodzie charakteryzują się wysoką stromością i wąsko-pasmowym widmem falowania w zakresie częstotliwości i kierunku. Określa się je za pomocą parametru Benjamina Feira (BFI) (Onorato i inni, 2001; Janssen, 2003). Noszą one nazwę *Ekstremalnych Stanów Morza* (M. Onorato,



*personal communication*). Parametr BFI jest miarą względnego znaczenia nieliniowości systemu falowego i dyspersji. Definiuje się go jako  $BFI=(k_p H_s/2)/(\Delta\omega/\omega_p)$ , gdzie  $k_p H_s/2$  jest stromością fali ( $k_p$  jest liczbą falową odnoszącą się to maksimum widma falowego, a  $\Delta\omega/\omega_p$  jest miarą szerokości widma częstotliwościowego ( $\Delta\omega$  odnosi się do szerokości widma w połowie wysokości widma gęstości energii falowej, a  $\omega_p$  jest częstotliwością kątową odpowiadającą maksimum widma częstotliwościowego); patrz Onorato i inni (2006).

W omawianej pracy Bitner-Gregersen i Toffoli (2012) wykorzystano dane z symulacji wstecznej dla kilku lokalizacji na Północnym Atlantyku opracowane przez Oceanweather Inc. i European Centre for Medium-Range Weather Forecast, ECMWF (Europejskie Centrum ds. Prognoz Pogody o Średnim Zasięgu). Celem badań była częstotliwość występowania stanów morza związanych z generacją modulowanej niestabilności. Badania ograniczały się do nieliniowej modulowanej niestabilności falowania głębokowodnego i nie uwzględniały oddziaływania fal z prądami morskimi i topografią dna morskiego.

Opracowane przez firmę Oceanweather Inc. dane wiatrowo-falowe obejmowały lata 1988-1998 i były próbkowane co 3 godziny. Następnie były przetworzone przy użyciu programu APL Waves (Hanson i Phillips, 2001) rozdzielającego trójwymiarowe funkcje widmowej gęstości energii fal (tj. kierunkowych funkcji gęstości energii falowej) na lokalne falowanie wiatrowe i fale martwe. Zaś dane z Europejskiego Centrum ds. Prognoz Pogody o Średnim Zasięgu (ECMWF) obejmujące okres od 2001 do 2009 roku, były próbkowane co 6 godzin. Składnik lokalnego falowania wiatrowego, zawarty w widmowej gęstości energii falowania, był identyfikowany jako część widma kiedy człon odpowiedzialny za działanie wiatru w równaniu bilansu energii spektralnej jest dodatni. Pozostała część spektrum falowego jest traktowana jako fala martwa (patrz Hauser i inni, 2005).

W badaniach poddano analizie następujące parametry spektralne wynikające z funkcji widmowej gęstości energii: wysokość fali znacznej (falowanie wiatrowe, lokalne falowanie wiatrowe i fala martwa), spektralny okres falowania (falowanie wiatrowe, lokalne falowanie wiatrowe i fala martwa), kierunek fal (falowanie wiatrowe, lokalne falowanie wiatrowe i fala martwa) oraz parametry tożsame dla widma JONSWAP, a także średnie kierunkowe rozproszenie energii fal. Wyniki wykazały, że stany morza podatne na powstawanie fal ekstremalnych nie są zjawiskiem niezwykłym na Północnym Atlantyku i kilka z nich zidentyfikowano w okresach, które obejmowały wykorzystane zbiory danych. Stany te cechuje względnie duża stromość fali  $k_p H_s/2 > 0.10$  ( $H_s = H_{m0}$ ) i kierunkowe rozproszenie energii fal poniżej 30 stopni. Takie warunki mogą spowodować powstanie modulowanej niestabilności. Należy zauważyć, że średnie kierunkowe rozproszenie energii fal w przybliżeniu równe 30 stopniom zostało zaobserwowane na Morzu Północnym przez Wasede i innych (2011), w warunkach pojawienia się zdarzeń ekstremalnych. Takie stany morza sprzyjające tworzeniu fal ekstremalnych pojawiały się z podobną częstotliwością w bazach danych opracowanych przez Oceanweather Inc. i ECMWF. Najwyższy stan morza ( $H_{m0} > 15\text{m}$ ), podczas 10-letniego zakresu danych opracowanych przez Oceanweather Inc., charakteryzuje się stromością  $k_p H_s/2 = 0.13$  i względnie wąskim kierunkowym rozproszeniem energii falowej. Podobnie dane wynikające ze wstecznej symulacji ECMWF wykazały przybliżony kąt średniego rozproszenia kierunkowego energii fal o wartości około 30 stopni w czasie ekstremalnych stanów morza ( $H_s > 10\text{m}$ ).

Związek między stromością spektralną falowania a szerokością widma energii falowej, oparty na widmie JONSWAP, przeanalizowano dla systemów będących pod wpływem lokalnego falowania wiatrowego i fali martwej. Uwzględniono jedynie stany morza, dla których  $k_p H_s/2 > 0.10$ . Analiza oparta na danych opracowanych przez Oceanweather Inc. wykazała, że dla lokalnego falowania wiatrowego (reprezentującego całkowite falowanie wiatrowe ze względu na brak fali martwej)

niezadkie są kombinacje stanów morza, które cechuje znaczna stromość i wąskie widmo gęstości energii. Jednakże, warunki te obserwowano głównie dla wysokości fali znacznej  $H_s \approx 3.5\text{m}$ . W warunkach bardziej ekstremalnych (tj. gdzie  $H_s > 6\text{m}$  i  $k_p H_s / 2 > 0.1$ ), parametr gamma,  $\gamma$ , dla widma JONSWAP nie przekracza wartości progowej równej 3. W przybliżeniu około 5% stanów morza, gdzie  $H_s > 6\text{m}$  i  $k_p H_s / 2 > 0.1$ , charakteryzowało się parametrem  $\gamma$  oscylującym pomiędzy 2 i 3. Może być to częściowo związane z metodą użytą do estymacji parametru  $\gamma$ , jednak sprawdzanie jego dokładności było poza zakresem niniejszej analizy. Niemniej warto wspomnieć, że widmo JONSWAP dla  $k_p H_s / 2 \approx 0.13$  i  $\gamma = 2.5$  jest związane z wartością parametru BFI  $\approx 0.9$ , i taki warunek powoduje znaczące odchylenia od modelu falowego drugiego rzędu.

Opierając się na danych wykorzystanych w analizie, trudno jest dokładnie określić czas trwania stanów morza charakteryzujących się dużą stromością  $k_p H_s / 2$  i wąskim kierunkowym rozproszeniem energii fal. Jednakże dane te wskazują, że takie stany morza pozostają stacjonarne od 3 do 6 godzin. Chociaż modulowana niestabilność występuje w skali przestrzennej, około 30-40 długości fal, można się spodziewać, że będzie ona miała większy wpływ na stan morza, jeśli czas trwania rejestracji swobodnych oscylacji powierzchni morza będzie dłuższy, powyżej 6 godzin.

Obserwacje zdarzeń ekstremalnych w rejestracjach falowania zależą od czasu trwania rejestracji, jak to pokazano na przykładzie fal drugiego rzędu w pracy Bitner-Gregersen (2003). W niniejszej analizie wpływ długości rejestracji stanu morza na pojawianie się ekstremalnych amplitud fali (wysokości grzbietów fali) został zademonstrowany przy użyciu symulacji numerycznych metodą HOSM i danych eksperymentalnych wygenerowanych w laboratorium MARINTEK. Wykazano, że czas trwania stanów morza ma zasadniczy wpływ na wartości maksymalnych amplitud fali zaobserwowanych w rejestracji falowania o długich grzbietach jak i falowania o kierunkowym rozproszeniu. Podczas typowego stanu morza trwającego od 3 do 6 godzin, pojedyncze fale ekstremalne, dla których  $C_{max} / H_s > 1.4$  ( $C_{max}$  jest maksymalną zaobserwowaną wysokością grzbietu fali) są możliwe jedynie dla fal o długich grzbietach, podczas gdy dłuższe okresy czasy trwania stanów morza są niezbędne, aby zaobserwować takie fale w przypadku kierunkowego rozproszenia energii fal. Należy dodać, że ocena dokładności wysokości fali znacznej wykorzystanej w symulacjach numerycznych i pracach doświadczalnych jest kluczowa dla zadawalającego oszacowania prawdopodobieństwa wystąpienia fal o ekstremalnej amplitudzie.

## Dalsze perspektywy badań

Prace badawcze zaprezentowane powyżej wskazują kierunki przyszłych badań, które zamierzam podjąć zarówno w najbliższym czasie, jako bezpośrednia kontynuacja prac przedstawionych w rozdziale 4c, a także w dłuższej perspektywie. Obszary badań, którymi zamierzam się zająć w najbliższej przyszłości, obejmują takie tematy jak:

- Dalsza weryfikacja metod zaproponowanych dla modelowania prawdopodobieństwa lokalnego falowania wiatrowego i fali martwej.
- Systematyczne porównanie procedur używanych przy rozdzielaniu składowych lokalnego falowania wiatrowego i fali martwej dla trójwymiarowej funkcji widmowej gęstości energii falowej, a także określenie związanych z tym błędów niepewności.
- Tworzenie bimodalnych rozkładów prawdopodobieństwa do szacowania długoterminowych wahań okresu spektralnego dla lokalizacji, dla których okresy lokalnego falowania wiatrowego i okresy fali martwej (lub kilku składowych fali martwej) są dobrze wyodrębnione.

- Porównanie Modelu Warunkowego użytego dla tworzenia wielowymiarowych jednoczesnych rozkładów prawdopodobieństwa z niektórymi typami modeli Copula, które ostatnio zaczęły być stosowane. Wstępne badania przeprowadzone przez DNV GL wykazały, że niektóre modele Copula mogą dawać tendencyjne prognozy prawdopodobieństwa występowania parametrów meteorologiczno-oceanograficznych.
- Sprawdzenie w jaki sposób nieliniowość swobodnej powierzchni morza będzie wpływać na estymatory błędów statystycznych wielkości  $H_s$  i  $T_z$ , z uwagi na zmianę liczby obserwacji przy danej długości rejestracji falowania i zmiany kształtu funkcji widmowej gęstości energii falowej.
- Analiza błędów statystycznych związanych z ograniczoną liczbą pomiarów przy zmieniających się stanach morza i warunkach sztormowych, narastających i zanikających.
- Systematyczne badanie krzyżujących się systemów falowych, podatnych na tworzenie się fal ekstremalnych, ze szczególnym uwzględnieniem kierunkowego rozkładu danych stanów morza i kierunkowym rozkładzie energii falowej wokół okresu piku widma.
- Opracowanie kryteriów ostrzegawczych dla fal ekstremalnych i ich zastosowanie w meteorologicznych systemach prognozowania falowania. Połączenie spektralnych modeli falowych z numerycznymi modelami fazowymi takimi jak modele NLS i HOSM dla formułowania kryteriów ostrzegawczych dla fal ekstremalnych (patrz na przykład Bitner-Gregersen i inni, 2014).
- Dalsze badania mające na celu określenie warunków meteorologiczno-oceanograficznych odpowiedzialnych za pojawianie się fal ekstremalnych i określenie prawdopodobieństwa ich występowania.

W dalszej perspektywie czasowej badania powinny się skoncentrować na lepszym rozumieniu układu atmosfera-falowanie powierzchniowe, zarówno jego fizyki jak i natury losowej, co umożliwi formułowanie ulepszonych modeli systemu atmosfera-falowanie powierzchniowe, jak również modeli falowania powierzchniowego. Ostatnio z uwagi na szybki rozwój komputerów, centra meteorologiczne zaczęły archiwizować kierunkowe funkcje widmowej gęstości energii falowej, co otwiera nowe możliwości dla modelowania zjawisk meteorologiczno-oceanograficznych. Wcześniej nie było to możliwe, z uwagi na dużą przestrzeń dyskową potrzebną do przechowywania takich widm falowych.

Ponadto zwiększa się ilość danych meteorologiczno-oceanograficznych pozyskanych z różnych basenów morskich a niektóre zbiory danych z Morza Północnego obejmują okres powyżej 30 lat, co także daje nowe możliwości dla walidacji i udoskonalenia modeli meteorologiczno-oceanograficznych. Niektóre techniki pomiarowe ciągle wymagają dalszej poprawy, na przykład radary morskie zainstalowane na statkach. Przy tworzeniu wspólnych rozkładów prawdopodobieństwa wykorzystanie pomiarów satelitarnych byłoby wskazane. Jednakże, obecnie dane satelitarne nie dostarczają informacji o jednoczesnym występowaniu lokalnego falowania wiatrowego i fali martwej. Widma oparte na danych z radarów typu SAR dotyczą fal o długościach powyżej 100 m, co oznacza, że mogą one być użyte jedynie do opisu fali martwej.

Trwająca debata dotycząca zmian klimatu rodzi pytania o tym jak zmiany klimatu związane z działalnością człowieka wpłyną na warunki meteorologiczno-oceanograficzne i czy w przyszłości będziemy obserwować wyższe fale? W latach 2013-2016 koordynowałam projekt ExWaCli: Extreme Waves and Climate Change (Fale Ekstremalne i Zmiany Klimatu) Norweskiej Rady Nauki, który między innymi badał błędy związane z prognozowaniem klimatycznych zmian falowania (patrz Bitner-Gregersen i inni, 2013a). Przeprowadzone badania wskazały, że w 21 wieku w niektórych

regionach Północnego Atlantyku można się spodziewać krótszych okresów spektralnych falowania, szczególnie przy niskich i średnich stanach morza (Bitner-Gregersen i Toffoli, 2015), a także zmian średniej i maksymalnej wysokości fali znacznej (Bitner-Gregersen, 2016). Ponadto w niektórych regionach może nastąpić zwiększenie częstotliwości występowania fal ekstremalnych, będących zagrożeniem dla bezpieczeństwa na morzu. W monografii wydanej w ostatnim czasie przez Springer (Bitner-Gregersen i inni, 2013b) pokazano, że wzrost wysokości fali znacznej powyżej 0.5 m w przyszłości decydująco wpłynie na bezpieczeństwo na morzu. Należy jednak zauważyć, że zmiany klimatu zależą od danego regionu i ciągle jest wiele niewiadomych związanych z prawidłowym prognozowaniem zmian przyszłego lokalnego klimatu falowego, co wymaga dalszych badań.

## Literatura

- Bitner, E.M., 1976. Nieliniowe osobliwości probabilistycznego modelu falowania wiatrowego na ograniczonej głębokości. Praca doktorska, IBW PAN, Gdańsk-Oliwa, Poland.
- Bitner-Gregersen, E.M. 1988. Joint environmental model. 1988. Annex A, *Det Norske Veritas Report No. 87-31*, Høvik: Madsen, H. O., Rooney, P., and Bitner-Gregersen, E.. Probabilistic calculation of design criteria for ultimate tether capacity of Snorre TLP.
- Bitner-Gregersen, E.M., and Haver, S., 1989. Joint long term description of environmental parameters for structural response calculations. *Proc. 2<sup>nd</sup> Internat. Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting*, Vancouver, B. C.
- Bitner-Gregersen, E.M. and Hagen, Ø. 1990. Uncertainties of data for the offshore environment. *J. Structural Safety*, 7.
- Bitner-Gregersen, E.M. and Haver, S., 1991, Joint environmental model for reliability calculations. *Proc. ISOPE'91 Conference*, 1, 246-253, Edinburg, UK.
- Bitner-Gregersen, E.M., 1996. Distribution of multidirectional environmental effect. *Proc. OMAE 1996 Conference*, 17-21 June, 1996, Florence, Italy.
- Bitner-Gregersen, E.M., 2003. Sea state duration and probability of occurrence of a freak crest. *Proc. OMAE 2003 Conference*, Cancun, Mexico.
- Bitner-Gregersen, E. M., 2005. Joint probabilistic description for combined seas. *Proc. OMAE 2005 Conference*, 12-17 June, 2005, Halkidiki, Greece.
- Bitner-Gregersen, E.M. and Toffoli, A., 2009. Uncertainties of wind sea and swell prediction from the Torsethaugen spectrum. In: *Proc. OMAE 2009 Conference*, 31 May – 5 June 2009, Honolulu, Hawaii, USA.
- Bitner-Gregersen, E.M. (Chairman), Ellermann, K., Ewans, K.C., Falzarano, J. M., Johnson, M.C., Nielsen, Dam, U. , Nilva, A., Queffeuilou, P., Smith, T.W.P., Waseda, T., 2009. Committee I.1 Environment. *Proc. 17<sup>th</sup> ISSC 2009 Congress*, 16-21 Auguts 2009, Seoul, Korea.
- Bitner-Gregersen, E.M., 2012. Joint long-term models of met-ocean parameters. In: Carlos Guedes Soares, Y. G., N. Fonseca, A.P. Teixeira (ed.) *Marine Technology and Engineering: CENTEC Anniversary Book*. London, UK: CRC Press , A. A. Balkema, Taylor and Francis.
- Bitner-Gregersen, E.M. and Toffoli, A., 2012. On the probability of occurrence of rogue waves. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12, 751–762.
- Bitner-Gregersen, E.M. (Chairman), Bhattacharya S.K., Chatjigeorgiuc, I.K, Eames, I., Ellermann, K. Ewans, K. Hermanski, G., Johnson, M.C., Ma, N., Maisondieu, Ch, Nilva, A., Rychlik, I., Waseda, T, 2012. ISSC 2012 Technical Committee I.1 Environment Report. *Proc. ISSC 2012 Congress*, 1, 9-13 Sept., 2012, Rostok, Germany. ISBN 978-3-87700-13.
- Bitner-Gregersen, E.M., Eide, L.I., Reistad, M., Huseby Bang, A., 2013a. ExWaCli : Extreme waves and climate change: Accounting for uncertainties in design of marine structures. *Proceedings of the 13th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting*, 27 Oct. – 1 Nov. 2013, Banff, Alberta, Canada.
- Bitner-Gregersen, E.M., Lars, I.E., Hørte, T. and Skjong, R., 2013b. Ship and Offshore Structure Design in Climate Change Perspective. *Springer Brief in Climate Studies*, April 28, 2013. ISBN 978-3-642-34137-3
- Bitner-Gregersen, E.M. and Toffoli, A., 2014. Probability of occurrence of rogue sea states and consequences for design of marine structures. *Ocean Dynamics*, 64, 1457-1468.
- Bitner-Gregersen, E.M., Fernandez, L., Lefevre, J-M. and Toffoli, A., 2014. The North Sea Andrea storm and numerical simulations. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14: 1–9, doi:10.5194/nhess-14-1-2014.
- Bitner-Gregersen, E.M. and Magnusson, A.K., 2014. Effect of intrinsic an sampling variability on wave parameters and wave statistics. *Ocean Dynamics*, 64(11), 1643-1655.
- Bitner-Gregersen, E.M. 2015. Joint met-ocean description for design and operations of marine structures. *AOR*, 51 (2015), 279–292, <http://dx.doi.org/10.1016/j.apor.2015.01.007>

- Bitner-Gregersen, E.M. and Toffoli, A., 2015. Wave steepness and rogue waves in the changing climate in the North Atlantic. *Proc. OMAE 2015 Conference*, May 31 - June 5, 2015, St. John's, Newfoundland, Canada.
- Bitner-Gregersen, E.M. (Chairman), Bhattacharya, S.K., Cherneva, Z., Dong, S., Fu, T., Kapsenberg, K., Ma, N., Maisondieu, Miyake, R., Murphy, M., Rychlik, I., 2015. The ISSC 2015 Technical Committee I.1 Environment Report. *Proc. ISSC 2015 Congress*, 1, 6-10 Sept., Cascais, Portugal.
- Bitner-Gregersen, E.M., 2016. Potential Changes of North Atlantic Wind and Wave Climate and Occurrence of Rogue Waves. *OMAE 2016 Proc. OMAE 2016 Conference*, 19–24 June, 2016, Busan, South Korea.
- Bitner-Gregersen, E.M. and Gramstad, O., 2016. DNV GL SR&I Position Paper on Rogue Waves and their Impact on Marine Structures. <https://www.dnvgl.com/technology-innovation/latest-publications.html>
- Cavaleri, L., Alves, J.-H. G. M., Arduin, F., Babanin, A., Banner, M., Belibassakis, K., Benoit, M., Donelan, M., Groenweg, J., Herbers, T. H. C., Hwang, P., Janssen, P. A. E. M., Janssen, T., Lavrenov, I. V., Magne, R., Monbaliu, J., Onorato, M., Polnikov, V., Resion, D., Rogers, W. E., Sheremet, A., McKee Smith, J., Tolman, H. L., Van Vledder, G., Wolf, J. and Young, I., 2007. Wave modelling - the state of the art. *Progress in Oceanography*, **75**:4, 603-674.
- Cavaleri, L., Bertotti, L., Torrisi, L. Bitner-Gregersen, E., Serio, M. and Onorato, M., 2012. Rogue waves in crossing seas: The Louis Majesty accident, *Journal of Geophysical Research*, **117**, C00J10, 1-8, doi:10.1029/2012JC007923
- DNV, Legacy, 2014. Environmental Conditions and Environmental Loads. *DNV GL RP C-205*, Høvik, Norway.
- Dysthe, K., Krogstad, H. E., Müller, P., 2008. Oceanic rogue waves. *Annual Review of Fluid Mechanics*, **40**, 287–310, doi:10.1146/annurev.fluid.40.111406.102203
- Ewans, K.C., Bitner-Gregersen, E.M., Guedes Soares, C., 2006. Estimation of wind-sea and swell components in a bimodal sea state. *J Offshore Mech Arct Eng*; **128**(4), 265–70.
- Glenn, S., 1992, Confidential Internal *Shell Report*.
- Hanson, J.L. and Phillips, O.M., 2001. Automated analysis of ocean surface directional wave spectra. *J. Atmospheric and Oceanic Technology*, **18**, 277-293.
- Hauser, D., Kahma, K. K., Krogstad, H. E., Lehner, S., Monbaliu, J., and Wyatt, L. W. (Eds.), 2005. Measuring and analysing the directional spectrum of ocean waves, *Cost Office*, Brussels, 2005.
- Haver, S., 1980. Analysis of uncertainties related with stochastic modeling of ocean waves, Report UR-80-09 Dep. Marine Technology NTH, Trondheim
- Heideman, J., Hagen, Ø., Cooper, C. and Dahl, F., 1989. Joint probability of extreme waves and currents on Norwegian Shelf, *J. of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*.
- Janssen, P.A.E.M., 2003- Nonlinear four-wave interaction and freak waves. *J. Phys. Oceanogr.*, **33**, 863–884.
- Kharif, C., Pelinovsky, E., and Slunyaev, A., 2009. Rogue waves in the ocean. *Advances in Geophysical and Environmental Mechanics and Mathematics*, Springer, Berlin.
- Madsen, H.O., Krenk, S. and Lind, N.C., 1986. Methods of Structural Safety. *Prentice-Hall, Englewood Cliffs*, NJ 07632.
- Labeyrie, J. and Olagnon, M., 1993. Stochastic Sensitiveness to combined extreme environmental loads in structural reliability", *Proc., OMAE-93 Conference*, Glasgow, Scotland.
- Loffredo, L., Monbaliu, J., Bitner-Gregersen, E. and Toffoli, A. 2009. The role of spectral multimodality in wave climate design. *Wave Hindcasting Workshop, 2009*, Canada.
- Onorato, M., Osborne, A., Serio, M. and Bertone, S., 2001. Freak wave in random oceanic sea states. *Physical Review Letters*, **86**:25, 5831–5834.
- Onorato, M., Osborne, A. and Serio, M., 2006. Modulation instability in crossing sea states: A possible mechanism for the formation of freak waves. *Phys. Rev. Lett.*, **96**, 014503.
- Onorato, M., Proment, D. and Toffoli, A., 2010. Freak waves in crossing seas. *European Physical Journal*, **185**, 45-55, 2010.
- Onorato, M., Residori, S., Bortolozzo, U., Montina, A. and Arecchi, F.T., 2013. Rogue waves and their generating mechanisms in different physical contexts. *Physics Reports*, **528**, 47–89.
- Osborne, A., 2010. Non-linear ocean waves and the inverse scattering transform. *Academic Press*, ISBN: 978-0-12-528629-9, 944 pp.
- Quentin, C. 2002. Study on the sea surface: its effects on radar backscatter and on the turbulent flux of momentum during the FETCH experiment. *Thèse de l'Université Paris 6*. (in French).
- Toffoli, A., Bitner-Gregersen, E. M., Osborne, A. R., Serio, M. Monbaliu, J., Onorato M., 2011. Extreme waves in random crossing seas: Laboratory experiments and numerical simulations. *Geophysical Research Letters*, **38**, L06605, 5 pp. doi: 10.1029/2011
- Torsethaugen, K., 1993. A two-peak wave spectral model. *Proc. OMAE 1993 Conference*, 1993. Glasgow.
- Torsethaugen K. Model for double peaked wave spectrum.. Trondheim, Norway: SINTEF Civil and Environmental Engineering; 1996.

Waseda, T., Hallerstig, M., Ozaki, K., and H. Tomita, 2011: Enhanced freak wave occurrence with narrow directional spectrum in the North Sea, *Geophys. Res. Lett.*, **38**, doi:10.1029/2011GL047779.  
West, B.J., Brueckner, K.A., Jand, R.S., Milder, D.M. and Milton, R.L., 1987. A new method for surface hydrodynamics. *J. Geophys. Res.*, **92:C11**, 11803–11824.

## 5. Przedstawienie pozostałych osiągnięć naukowych

Moje dotychczasowe osiągnięcia badawcze zostały opublikowane w 82 publikacjach w czasopismach naukowych z bazy JCR i w publikacjach konferencyjnych (większość w publikacjach konferencji OMAE, które są katalogowane w Web of Science). Mój Indeks Hirsha wynosi 18 a ilość cytowań wynosi 861 według systemu SCOPUS (stan na 10 marca 2017). Jestem autorką wykładu zaproszonego w czasie jubileuszowej sesji poświęconej 100-leciu Technicznego Uniwersytetu w Lizbonie (Instituto Superior Técnico). Referat został opublikowany w okolicznościowej książce (Bitner-Gregersen, 2012). Jestem ponadto pierwszym autorem monografii *Ship and Offshore Structure Design in Climate Change Perspective* na temat zmian klimatycznych, wydanej przez Springera (Bitner-Gregersen i inni, 2013), <http://link.springer.com/book/10.1007/978-3-642-34138-0/page/1# page-1>.

Pozostałe osiągnięcia naukowe, nie wchodzące w skład osiągnięcia naukowego, dotyczyły długo i krótkoterminowych opisów falowania morskiego. Główne rezultaty badań osiągnięte w ostatnim czasie przedstawiono w skrócie poniżej:

### Długookresowy opis falowania

Poza badaniami opisanymi powyżej w rozdziale 4 byłam także zaangażowana w długoterminowe probabilistyczne opisy procesów meteorologiczno-oceanograficznych w różnych miejscach na oceanie. Opracowałam między innymi, długoterminowy rozkład fali znacznej i średniego okresu fali (Bitner-Gregersen i inni., 1995a), który stał się w 2000 roku podstawą dla projektowania statków i jest zawarty w Zaleceniu 34 Międzynarodowego Zrzeszenia Towarzystw Klasyfikacyjnych (International Association of Classification Societies, IACS, 2000).

Przedmiotem moich badań były błędy niepewności w długookresowym opisie zjawisk meteorologiczno – oceanograficznych, a w szczególności falowania wiatrowego (Bitner-Gregersen i inni, 2014a, 2014b, 2016) oraz ograniczenia widma Torsethaugena, wspomnianego w rozdziale 4c (Bitner-Gregersen i Toffoli, 2009).

Jako przewodnicząca Komitetu Technicznego Meteorologiczno-Oceanograficznego I.1 w ramach Międzynarodowego Kongresu Statków i Platform Naftowych (Technical Committee I.1 Environment of the International Ships and Offshore Structures Congress, ISSC) w latach 2006-2015, wspólnie z jego członkami, dokonałam przeglądu najnowszych danych i modeli meteorologiczno-oceanograficznych. W zakresie falowania przegląd zawierał modele falowe uśrednione względem fazy, fazowe modele falowe, jak również długo- i krótkoterminowe modele probabilistyczne i statystyczne (Bitner-Gregersen i inni, 2009, 2012, 2015). Przygotowane publikacje ISSC są materiałem referencyjnym dla inżynierii morskiej. Są one również używane przez środowiska akademickie, których przedstawiciele są w większości członkami Komitetu. W 2015 roku otrzymałam dyplom uznania od Kongresu ISSC za najdłuższą kadencję na stanowisku koordynatora Komitetu. Niektóre winiki badawcze Komitetu I.1 są opublikowane w czasopiśmie naukowym *Ocean Engineering* (Bitner-Gregersen i inni, 2014a, 2014b, 2016).

Badania w ostatnim czasie dotyczyły potencjalnego wpływu zmian klimatu na warunki falowania wzbudzanego wiatrem (Bitner-Gregersen i inni, 2014d; Bitner-Gregersen i Toffoli, 2015; Bitner-Gregersen, 2016; Bitner-Gregersen i inni, 2016).

### **Krótkookresowy opis falowania**

Moja praca doktorska dotyczyła nieliniowych osobliwości falowania wiatrowego na ograniczonej głębokości morza (Bitner, 1980). Pierwsze badania nieliniowego falowania, w które byłam zaangażowana po ukończeniu doktoratu były poświęcone falom w basenie modelowym oraz modelom falowania z przybliżeniem drugiego rzędu. Później badałam fale rzędu wyższego niż drugi, fale ekstremalne zwane również falami „dzikimi” lub monstrialnymi. Prace z zakresu falowania nieliniowego były prowadzone w ramach projektów badawczych finansowanych częściowo przez inżynierię morską (JIPs, Joint Industry Projects) i Komisję Europejską (KE).

Wykazałam (Bitner-Gregersen i inni, 1995b), że fale powstające w basenie modelowym, które w tamtym czasie nie były jeszcze w pełni rozumiane, różniły się nie tylko od fal liniowych, ale w znaczącym stopniu także od fal drugiego rzędu.

Pod moim kierownictwem i przy moim udziale rozbudowany został numeryczny model falowania drugiego rzędu (Birknes and Bitner-Gregersen, 2003), dzięki czemu po raz pierwszy można było użyć bimodalnej funkcji widmowej gęstości energii falowej jako danych wejściowych (jako przykład zostało wykorzystane widmo Torsethagena). Badania przeprowadzone przez Bitner-Gregersen and Hagen (2003) przy użyciu tego modelu wykazały, że lokalne systemy falowania, zdominowane przez lokalny wiatr, bardziej odbiegały od opisu liniowego niż systemy, w których dominowała fala martwa. Ponadto wykazaliśmy, że w przypadku połączonych systemów falowych obecność fali martwej ma wpływ na statystykę wysokości grzbietu fali. Po raz pierwszy wykazano, że krzyżujące się systemy falowe (lokalne falowanie wiatrowe i fala martwa) sprzyjają tworzeniu się fal ekstremalnych, a w obecności dwóch systemów falowych drugiego rzędu, rozkład Forristalla (2000) może dawać niestabilne wartości amplitudy fali.

Stosując model falowy drugiego rzędu Bitner-Gregersen i Hagen (2004) wykazali, że fale, spełniające warunek  $C_{max}/H_s > 1.3$  (gdzie  $C_{max}$  jest maksymalną amplitudą fali) w danej rejestracji falowania, nie są tak rzadko obserwowane w symulacjach powierzchni swobodnej według drugiego rzędu przybliżenia. Wspomniany wyżej warunek jest jednym z kryteriów określającym fale ekstremalne. Przy użyciu modeli prognozowania drugiego rzędu wskazaliśmy, że takich fal na głębokich wodach oceanicznych można spodziewać się co 8 dni. Jednakże nadal nie w pełni wyjaśnione pozostaje ważne pytanie: jak wzrośnie prawdopodobieństwo ich wystąpienia, jeśli uwzględnimy efekty wyższego rzędu? (patrz Bitner-Gregersen i Gramstad, 2016)

Pomijając fakt, że teoria falowania drugiego rzędu w większości przypadków względnie dobrze zgadza się z pomiarami terenowymi, wykazano istnienie odchylenia od rozkładów prawdopodobieństwa drugiego rzędu. Należy dodać, że aproksymacje drugiego rzędu uwzględniają tylko skutki związane z oddziaływaniem fal związanych (bound waves), natomiast nieliniowa dynamika fal wolnych (free waves) zostaje pominięta. Natomiast w ciągu falowym, według przybliżenia trzeciego rzędu, które uwzględnia obecność fali wolnych, powstają niestabilności wywołane niewielkimi zaburzeniami, które powodują lokalny, gwałtowny wzrost amplitudy fal w czasie kilku dziesiątych okresu fali. Związany z tym mechanizm jest uogólnieniem niestabilności Benjamina-Feira (Benjamin i Feir, 1967) lub modulowanej niestabilności i może być wyjaśniony przy użyciu nieliniowych równań Schrödingera (Zakharov, 1968).

Istotnym etapem w mojej karierze naukowej był udział w szeregu badań poświęconych falom ekstremalnym, mechanizmom ich powstawania (patrz rozdział 4, a także Toffoli i inni, 2008c; Toffoli i inni, 2011b, 2011c; Bitner-Gregersen i inni, 2014c), ich opisom statystycznym (Toffoli i inni, 2008a, 2008b; Toffoli i inni, 2010b; Toffoli i Bitner-Gregersen, 2011; Toffoli i inni, 2011a; Bitner-Gregersen

i Toffoli, 2012; Toffoli i inni, 2012), a także ewolucji funkcji widmowej gęstości energii falowej podczas występowania zdarzeń ekstremalnych (Toffoli i inni, 2010a; Toffoli i Bitner-Gregersen, 2011).

Badania te przyczyniły się do lepszego zrozumienia fizyki fal ekstremalnych i ich statystycznych własności. Zostały one podsumowane w pracy Bitner-Gregersen i Gramstad (2016). Metoda Spektralnej Wyższego Rzędu (tzw. HOSM), która została niezależnie opracowana przez Dommermutha i Yue (1987) oraz Westa et al. (1987), pozwala na symulację fal według trzeciego rzędu przybliżenia i według wyższych rzędów. Ta metoda była stosowana w badaniu fal ekstremalnych w których brałam udział. Potwierdziły one wcześniejsze efekty uzyskane przy użyciu nieliniowych równań Schrödingera, takie na przykład jak zanikanie nieliniowej dynamiki wraz ze wzrostem kierunkowego rozproszenia energii fal. Jeśli kierunkowe rozproszenie energii fal jest wystarczająco duże, własności statystyczne swobodnej powierzchni falowej zbliżają się to do prognoz według drugiego rzędu przybliżenia. Ponadto pokazaliśmy, że kierunkowe widmo falowania ewoluuje w czasie pojawiania się ekstremalnych zdarzeń falowych przyjmując kształt bimodalny.

W pracy Bitner-Gregersen i Toffoli (2012) został zaproponowany pół-empiryczny rozkład amplitud fali, który łączy modulowaną niestabilność w falowaniu głębokowodnym, kiedy wyeliminowane są efekty związane z wzajemnym oddziaływaniem falowania i prądów morskich oraz batymetrii dna. Rozkład ten został opracowany na podstawie testów empirycznych fal ekstremalnych, popartych numerycznymi symulacjami HOSM. Analogicznie do rozkładu drugiego rzędu Forristalla (2000), został przyjęty 2-parametrowy rozkład Weibulla, którego parametry są funkcjami parametru Benjamina-Feira, dla kierunkowych stanów morza (Mori i inni, 2011). Prowadzi to do lepszego dopasowania, w stosunku do modelu Forristalla drugiego rzędu, danych dotyczących amplitud fal, szczególnie w zakresie wysokich wartości.

W badaniach fal ekstremalnych zaleca się wykorzystywanie informacji uzyskiwanych z modeli uśrednionych w fazie (np. WAM) oraz fazowych modeli falowych wyższego rzędu (np. HOSM). Jak wspomniano w pracy Bitner-Gregersen i inni (2014c), spektralny model falowania dostarcza opisu stanu morza w formie dwuwymiarowej funkcji widmowej gęstości energii falowej, ale nie daje żadnych informacji o chwilowych położeniach powierzchni swobodnej morza w danym stanie morza. Z drugiej strony fazowe modele falowe zawierają informacje o oscylacjach swobodnej powierzchni morza, z których można pozyskać charakterystyki statystyczne falowania powierzchniowego oraz obejmują one blisko rezonansowe oddziaływania fal, które nie są uwzględniane w falowych modelach spektralnych.

Takie połączenie spektralnego modelu falowania (WAM) i fazowego modelu falowania (HOSM) zostało zastosowane przez Bitner-Gregersen i inni, (2014c) do badania właściwości statystycznych oscylacji swobodnej powierzchni podczas szczególnie silnego sztormu Andrea, który przeszedł przez centralną część Morza Północnego w dniach 8-9 listopada 2007. Analizy wykazały, że w czasie przechodzenia sztormu Andrea przez Morze Północne, można się było spodziewać fal ekstremalnych w kilku lokalizacjach, nie tylko na rejonie Ekofisk. W badanym miejscu zarejestrowano fale ekstremalne w warunkach rozwoju sztormu i jego zaniku. Natomiast takich fal nie zanotowano, gdy sztorm osiągnął największe wartości wysokości fal znacznej  $H_s$ . Zaproponowana metoda połączenia spektralnego modelu falowania z nieliniowym modelem fazowym może być wykorzystana do celów prognozowania fal ekstremalnych. Chociaż modele te wymagają wielu obliczeń numerycznych, ich łączne zastosowanie stało się możliwe dzięki postępowi w zwiększeniu mocy obliczeniowej komputerów.



## Literatura

- Benjamin, T. B. and Feir, J. E., 1967. The disintegration of wave trains on deep water. Part I. Theory. *J. Fluid Mech.*, **27**, 417-430.
- Birknes, J. & Bitner-Gregersen, E.M., 2003. Nonlinearity of the Second-order Wave Model for Directional Two-Peak Spectra. *Proc. ISOPE 2003 Conference*, 2003 Honolulu, Hawaii.
- Bitner, E. M. (1980). Nonlinear effects of the statistical model of shallow-water wind waves. *Applied Ocean Research*, **2**, 63–73.
- Bitner-Gregersen, E. M., Cramer, E. H. and Korbijn, F. 1995a. Environmental Description for Long-term Load Response of Ship Structures. *Proc. ISOPE-95 Conference*, 11-16 June 1995, The Hague, The Netherlands.
- Bitner-Gregersen, Mørk, K. and Stansberg, C. T., 1995b. Extreme steepness of numerical model and laboratory waves. *Proc. ISOPE-95 Conference*, 11-16 June 1995, The Hague, The Netherlands.
- Bitner-Gregersen, E.M. and Hagen, Ø., 2003. Effects of Two-Peak Spectra on Wave Crest Statistics. *Proc. OMAE 2003 Conference*, Cancun, Mexico, 2003.
- Bitner-Gregersen, E. M. and Hagen, Ø., 2004. Freak Wave Events within the Second Order Wave Model. *Proc. OMAE 2004 Conference*, Vancouver, Canada, June, 2004.
- Bitner-Gregersen, E.M. and Toffoli, A., 2009. Uncertainties of wind sea and swell prediction from the Torsethaugen spectrum. In: *Proc. OMAE 2009 Conference*, 31 May – 5 June 2009, Honolulu, Hawaii, USA.
- Bitner-Gregersen, E.M. (Chairman), Ellermann, K., Ewans, K.C., Falzarano, J. M., Johnson, M.C., Nielsen, Dam, U. , Nilva, A., Queffeuilou, P., Smith, T.W.P., Waseda, T., 2009. Committee I.1 Environment. *Proc. 17<sup>th</sup> ISSC 2009 Congress*, 16-21 Auguts 2009, Seoul, Korea.
- Bitner-Gregersen, E. M. 2012. Joint long-term models of met-ocean parameters. In: Carlos Guedes Soares, Y. G., N. Fonseca, A.P. Texeira (ed.) *Marine Technology and Engineering: CENTEC Anniversary Book*. London, UK: CRC Press , A. A. Balkema, Taylor and Francis.
- Bitner-Gregersen, E.M. and Toffoli, A., 2012. A semi-empirical wave crest distribution of random directional wave fields. *Proc. OMAE*, 1-6 July 2012b Rio de Janeiro, Brazil.
- Bitner-Gregersen, E.M. (Chairman), Bhattacharya S.K., Chatjigeorgiuc, I.K, Eames, I., Ellermann, K. Ewans, K. Hermanski, G., Johnson, M.C., Ma, N., Maisondieu, Ch, Nilva, A., Rychlik, I., Waseda, T, 2012. ISSC 2012 Technical Committee I.1 Environment Report. *Proc. ISSC 2012 Congress*, 1, 9-13 Sept., 2012, Rostok, Germany. ISBN 978-3-87700-13.
- Bitner-Gregersen, E.M., Lars, I.E., Hørte, T. and Skjong, R., 2013. Ship and Offshore Structure Design in Climate Change Perspective. *Springer Brief in Climate Studies*, April 28, 2013. ISBN 978-3-642-34137-3
- Bitner-Gregersen, E.M., Bhattacharya, S.K., Chatjigeorgiou, Y.K., Eames, I., Ellermann, K., Ewans, K., Hermanski, G., Johnson, M.C., Ma, N., Maisondieu, C., Nilva, A., Rychlik, I., and Waseda, T., 2014a. Recent developments of ocean environmental description with focus on uncertainties. *Ocean Engineering*, **86**, 26–46.
- Bitner-Gregersen, E. M., Ewans, K. C. and Johnson, M. C., 2014b. Some uncertainties associated with wind and wave description and their importance for engineering applications. *Ocean Engineering*, **86**, 11–25
- Bitner-Gregersen, E. M., Fernandez, L., Lefevre, J-M. and Toffoli, A., 2014c. The North Sea Andrea storm and numerical simulations. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **14**, 1–9, doi:10.5194/nhess-14-1-2014.
- Bitner-Gregersen, E. M., Eide, L. I., Hørte, T. and Vanem, E., 2014d. Impact of Climate Change and Extreme waves on Tanker Design. *SNAME Transactions*, 2014, Houston, USA.
- Bitner-Gregersen, E.M. and Toffoli, A. 2015. Wave steepness and rogue waves in the changing climate in the North Atlantic. *Proc. OMAE 2015*, May 31 - June 5, 2015, St. John's, Newfoundland, Canada.
- Bitner-Gregersen, E.M. (Chairman), Bhattacharya, S.K., Cherneva, Z., Dong, S., Fu, T., Kapsenberg, K., Ma, N., Maisondieu, Miyake, R., Murphy, M., Rychlik, I., 2015. The ISSC 2015 Technical Committee I.1 Environment Report. *Proc. ISSC 2015 Congress*, 1, 6-10 Sept., Cascais, Portugal.
- Bitner-Gregersen and Gramstad, O., 2016. DNV GL SR&I Position Paper on Rogue Waves and their Impact on Marine Structures.
- Bitner-Gregersen, E.M., Dong, S., Fu, T., Ma, N., Maisondieu, C., Miyake, R., Rychlik, I., 2016. Sea state conditions for marine structures' analysis and model tests. *Ocean Engineering* **119**, 309–322.
- Bitner-Gregersen, E.M., 2016. Potential Changes of North Atlantic Wind and Wave Climate and Occurrence of Rogue Waves. *OMAE 2016 Proceedings*, OMAE2016-54794, 19–24 June, 2016, Busan, South Korea.
- Bitner-Gregersen, E.M., Vanem, E. and Gramstad, O., 2016. Design for safety in a changing climate. 2016. *Proc. Design for Safety - 6th International Maritime Conference*, 28-30 Nov. 2016, Hamburg, Germany.

- Dommermuth, D. G. and Yue, D. K., 1987. A high-order spectral method for the study of nonlinear gravity waves. *J. Fluid Mech.*, 184, 267–288.
- Forristall, G., 200. Wave crests distributions: observations and second-order theory. *J. Phys. Ocean.*, 30, 1931–1943.
- IACS, 2000. Standard Wave Data. *IACS Rec. 34*. Rev.1, Rev. 1, Nov. 2001.
- Mori, N. Onorato, M. and Janssen, P. A. E. M., 2011. On the estimation of the kurtosis in directional sea states for freak wave forecasting. *Journal of Physical Oceanography*, 41, 1484–1497.
- Toffoli, A., Onorato, M., Bitner-Gregersen, E. M., Osborne, A.R. and Babain, A.V., 2008a. Surface gravity waves from direct numerical simulations of the Euler equations: A comparison with second order theory. *Ocean Engineering*, 35:3-4, 367-379.
- Toffoli, A., Bitner-Gregersen, E., Onorato, M., Babain, A.V., 2008b. Wave crest and trough distributions in a broad-banded directional wave field. *Ocean Engineering*, 35(17-18), 1784-1792.
- Toffoli, A., Benoit, M., Onorato, M. and Bitner-Gregersen, E. M., 2008c. Assessing the effect of finite water depth on the occurrence of extreme waves using a direct numerical simulation method. *International Conference on Coastal Engineering (ICCE)*, August 29 - September 5, Hamburg, Germany.
- Toffoli, A., Onorato, M., Bitner-Gregersen, E. M., Monbaliu, J., 2010a. Development of a bimodal structure in ocean wave spectra. *Journal of Geophysical Research*, 115, C03006, 14 pp. doi:10.1029/2009JC005495
- Toffoli, A., Gramstad, O., Trulsen, K., Monbaliu, J., Bitner-Gregersen, E. and Onorato, M., 2010b. Non-Gaussian properties of random directional wave fields: Laboratory, experiments and numerical simulations. *Journal of Fluid Mechanics*, 664, 313-336.
- Toffoli, A., Chai S., Bitner-Gregersen, E. M., Pistani, F., 2011a. Probability of occurrence of extreme waves in three dimensional mechanically generated wave fields: A comparison with numerical simulations. *Proceedings of OMAE2011 Conference*, June 19-24, 2011, Rotterdam, The Netherlands.
- Toffoli, A., Bitner-Gregersen, E.M., Osborne, A. R., Serio, M. Monbaliu, J., Onorato M. 2011b. Extreme waves in random crossing seas: Laboratory experiments and numerical simulations. *Geophysical Research Letters*, 38, L06605, 5 pp. doi: 10.1029/2011
- Toffoli, A., Babanin, A. V., Benoit, M., Bitner-Gregersen, E.M., Cavaleri, L., Monbaliu, J., Onorato, M., Osborne, A. R., Stansberg, C. T., 2011c. Occurrence of extreme waves in three dimensional mechanically generated wave fields propagating over an oblique current. *Natural Hazards and Earth System Science*, 11(3), 2011, 895-903.
- Toffoli A., Bitner-Gregersen E.M., 2011. Extreme and rogue waves in directional wave field. *The Open Ocean Engineering Journal*, 2011, 4, 24-33.
- West, B.J., Brueckner, K.A., Jand, R.S., Milder, D.M. and Milton, R.L., 1987. A new method for surface hydrodynamics. *J. Geophys. Res.*, 92:C11, 11803–11824.
- Zakharov, V., 1968. Stability of period waves of finite amplitude on surface of a deep fluid, *J. Appl. Mech. Tech. Phys.*, 9, 190–194.

*Enbieta Bitner Gregersen*

## SUMMARY OF PROFESSIONAL ACCOMPLISHMENTS

### **1. Name**

Elzbieta Maria Bitner-Gregersen

### **2. University degrees –with name, place and year of their acquisition, and the title of the PhD thesis:**

MSc degree in Hydro-engineering – 19.10.1972, University of Gdańsk, Institute of Hydro-engineering, Technical University of Gdansk, Poland.

Doctor Degree of Technical Sciences – 20.11.1976, University of Gdańsk, Institute of Hydro-engineering, Technical University of Gdansk, Poland/Polish Academy of Sciences, Institute of Hydro-engineering, Gdansk-Oliwa, Poland; the title of the thesis:

**Nonlinear effects of probabilistic model of shallow water wind waves**

### **3. Information on hitherto employment in scientific institutions:**

1975 – 1976: Division of Sea Hydraulics, Institute of Hydro-engineering, Polish Academy of Sciences, (position: Research Assistant)

1976 – 1978: Division of Sea Hydraulics, Institute of Hydro-engineering, Polish Academy of Sciences, (position: Assistant Professor). In this period I spent one year (1977-1978) in the Institute of Oceanography in Wormley and the University of Cambridge, England, (British Council Scholarship).

1980 – up to now: DNV GL Group Technology and Research and Innovation, DNV GL AS (earlier DNV), Høvik, Norway (position: Senior Principal Researcher (called also Chief Researcher)).

### **4. Scientific achievement, according to art. 16 sec. 2 of the bill from 14 March 2003 r. on scientific degrees and title and degrees and title in the domain of arts (J. Laws No. 65, item 595 with modif.):**

#### **a) title of the achievement:**

**Joint long-term model of atmosphere-surface wave system and formation mechanisms of abnormal waves**

#### **b) author/authors, title/titles of publication, year of publication, publisher:**

1. Bitner-Gregersen, E. M., 1996. Distribution of multidirectional environmental effect. *Proc. OMAE 1996 Conference*, 17-21 June, 1996, Florence, Italy. (on the extension of CMA)
2. Bitner-Gregersen, E. M., 2005. Joint probabilistic description for combined seas. *Proc. OMAE 2005 Conference*, 12-17 June, 2005, Halkidiki, Greece.

3. Bitner-Gregersen, E. M., 2015. Joint met-ocean description for design and operations of marine structures. *Applied Ocean Research* **51** (2015), 279–292, <http://dx.doi.org/10.1016/j.apor.2015.01.007>
4. Bitner-Gregersen, E. M. and Magnusson, A. K., 2014. Effect of intrinsic and sampling variability on wave parameters and wave statistics. *Ocean Dynamics*, **64**(11), 1643-1655.
5. Bitner-Gregersen, E. M. and Toffoli, A., 2014. Probability of occurrence of rogue sea states and consequences for design of marine structures. *Ocean Dynamics*, **64**, 1457-1468.
6. Bitner-Gregersen, E. M. and Toffoli, A., 2012. On the probability of occurrence of rogue waves. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **12**, 751–762.

In the articles 1-3 I'm the only author and my contribution is estimated at 100%.

In the paper 4 I'm the primary author, my ideas are presented there, I prepared the text of the manuscript and dealt with the referees and editor of the *Ocean Dynamics* journal. The article presents continuation of my earlier investigations on uncertainties related to description of wave parameters. Wave data from the North Sea, of the Norwegian Meteorological Institute, were brought to the study by my co-author. My estimated contribution is 65%.

In the article 5-6 I'm the primary author and my ideas are presented there. I carried out most of the calculations, prepared the text of the manuscript and dealt with the referees and editors of the journals: *Natural Hazards and Earth System Sciences* and *Ocean Dynamics*. My contribution is estimated at 80%.

***c. discussion of the scientific goal of the above work, the results and their possible application:***

Introduction

Wind, wind-generated waves, current and sea water level vary geographically and in time. For a limited period and in a geographical location met-ocean conditions are assumed to vary in a stationary way, called a sea state. Meteorological and oceanographic (met-ocean) conditions in a sea state can be described by means of mathematical/numerical phase-resolving wave models as well as probabilistic and statistical models, depending on characteristic sea state parameters.

Changes of sea state parameters in time, obtained from field measurements or numerical models, vary much slower than wind waves, wind, current and sea water level in a sea state. They are commonly modelled by means of probabilistic and statistical models, which may utilize empirical relations between met-ocean variables. The final description of met-ocean conditions is obtained by combining the models for sea state variations with the description of wind waves, wind, current and sea water level in a sea state.

Physical models as well as field observations show that extreme wind, wind waves, current and sea water level are not occurring simultaneously. Random nature of these met-ocean phenomena requires approximation of long term variations of parameters describing them by joint probabilities accounting properly for correlation between them and at the same time providing further insight into the physics of the atmosphere-ocean system.

There is no any theoretical method for selecting joint distributions. However, when developing them knowledge about the physics governing met-ocean phenomena is necessary to reflect satisfactorily correlation between various met-ocean parameters and their physical limits. Joint models are established by fitting distributions to simultaneous met-ocean data from an actual area. Until the 90-ties very few simultaneous data sets were available limiting development of joint probabilities but their number has increased significantly in the last two decades. Today simultaneous data cover world-wide locations and include instrumental data, satellite data and/or hindcast data.

Nevertheless locations where high quality in-situ instrumental data exist are sparsely distributed, since buoy and platform data are geographically limited and most of recordings take place in coastal areas. Satellite observations offer global coverage but suffer from temporal sparsity and intermittency, making estimation of long term distributions difficult. Hence hindcast data (or so called corrected hindcast) remain to be the main source of met-ocean data for establishing joint probabilities.

Waves are an important part of joint long-term description. A wave system in an ocean region may consist of wind sea and/or swell (one or several swells) components. Sea state properties are defined by these wave components. A number of wave characteristics is commonly used to describe a sea state such as significant wave height (defined as the average of the one third largest waves in a wave time series being often evaluated using 20 or 30 minutes' long recording from a specific location), zero-crossing/spectra wave period (defined as the average of zero-crossing wave periods in a 20-30 minutes' wave records/wave period corresponding to a peak of the wave spectrum), the wave spectrum as well as information about wave directional spreading.

These parameters often refer to the total sea which includes all wave components. However, knowing a wave spectrum for a total sea, under some assumptions, these characteristics can also be derived for wind sea and swell. In several years focus in joint distributions was given to the total sea but since the 90-ties modelling of wind sea and swell has also started to receive attention, and my research has partly contributed to it.

Some sea states, such as the ones characterized by large wave steepness, can represent a threat to safety at sea and require special attention. Significant wave height  $H_s$  and spectral wave period  $T_p$  define wave steepness  $k_p H_s / 2$ , where  $k_p$  is the wavenumber at the spectral peak in a wave spectrum. Sea states with large wave steepness and a narrow wave spectrum, both in frequency and direction are responsible in deep water for formation of abnormal waves, called also freak, rogue or giant waves. These waves have got much attention in the last two decades. They occur in deep water as well as in coastal areas, although in the coastal waters different mechanisms than in deep water are responsible for their generation.

A number of studies addressing rogue waves have been conducted theoretically, numerically, experimentally and based on field data. The occurrence of rogue waves, their generation mechanisms, and detailed dynamic properties are becoming now clearer. Research activities in which I've been involved have also contributed to it. Three important review publications have been issued recently: Dysthe et al. (2008), Kharif et al. (2009) and Osborne (2010), gathering significant findings within the field of extreme and rogue waves. The recent state-of-the-art review on mechanisms responsible for generating rogue waves can be found in Onorato et al, (2013); Bitner-Gregersen and Gramstad (2016).

Better understanding of physics of the ocean requires not only continuous improvement of met-ocean data and models but also specification of their accuracy. The latter is crucial for enhancing safety at sea. The meteorological and oceanographic community has always been concerned with providing met-ocean data and models which approximate the physics of the ocean in the most accurate way. The

shipping, offshore, renewable and coastal engineering industry, on the other hand, needs accurate met-ocean data and models for design and operation purposes.

Although uncertainties of met-ocean data and models were a subject of research before the 1980s, they were not systematically quantified. Further development of the reliability methods (see e.g. Madsen et al., 1986) in the 1980-ties brought stronger focus to uncertainties associated with met-ocean description and to their quantification, demonstrating at the same time their importance for safety at sea. The reliability methodology allows for consistent treatment of uncertainties and provides probabilities where uncertainties can be included. Quantification of uncertainties associated with met-ocean description has got increasing attention in the last two decades both within the scientific community as well as marine, renewable and coastal engineering industries. Some of my research findings have brought further awareness around importance of this topic.

Description of met-ocean conditions, particularly wave climate, formation of abnormal waves as well as uncertainties associated with wave description are the topics I've been much interested in and to which better understanding my research results have contributed to. Some selected findings are representing scientific achievements in my application for the habilitation degree.

### Habilitation achievement – General description

**The main goal of my investigations, representing scientific habilitation achievements, has been better understanding of the physics of the atmosphere-wave system as well as formation mechanisms of abnormal waves. These studies supported by more accurate description of wind waves, which accounts for associated uncertainties, in my opinion, will enhance safety at sea.**

The atmosphere-wave system is of random nature. Therefore its understanding requires not only development of physical models but also probabilistic and statistical ones. The WAM and the WAVEWATCH-III phase-average wave models are the most generalized and tested models for prediction of the atmosphere-surface wave system in deep water and are used for both forecasting and hindcasting purposes, see e.g. Bitner-Gregersen et al. (2015). Successful efforts pushing these exclusively non-stationary WAM and WAVEWATCH-III models closer to shore is continuously taken place.

The quality of numerical wave forecasting and hindcasting depends to a large extent on the quality and accuracy of the upper boundary conditions, i.e. in particular on the quality of the driving wind fields. Although both WAM and WAVEWATCH-III are the 3<sup>rd</sup> generation (3G) wave spectral models, they differ in a number of physical and numerical aspects and may give different predictions, Cavaleri et al. (2007). This is an indication that a single “best” solution has not yet been accepted. Output of the WAM and WAVEWATCH-III models include simultaneous simulated wind speed and direction as well as the directional wave spectrum. Calculated from the directional wave spectrum integrated wave parameters such as: significant wave height, spectral, zero-crossing and mean wave period, and mean wave direction for total sea, for wind sea and swell (or several swell components) together with wind speed and direction are commonly used in development of joint probabilities. Simultaneous in-situ and remote sense met-ocean data can also be utilized in establishment of joint probabilistic description if they are available for an ocean location/area being of interest.

Joint probabilities are supplementary to physical models of the atmosphere-wave system and allow studying in a consistent way long term simultaneous variations of met-ocean parameters and the

associated with them probability of occurrence. My investigations have contributed to further development of joint probabilities of met-ocean parameters, and wave parameters in particular.

The first joint models described in the literature were limited to various pairs of met-ocean parameters only, such as, e.g. significant wave height and spectral peak period, significant wave height and current speed; see Haver (1980), E&P Forum (1985), Heidemann et al. (1989), Labeyrie and Olagnon (1993). A joint met-ocean model developed by Bitner-Gregersen and Haver (1989, 1991) was the first more complete one and included wind, waves, current and sea water level. The Conditional Modelling Approach (CMA) proposed by Bitner-Gregersen and Haver (1989, 1991), utilizes the complete probabilistic information obtained from simultaneous observations/numerical data of the met-ocean variables. The developed approach was based on the Rosenblatt Transformation (see Madsen et al., 1986), where the joint density function is defined by a marginal distribution and series of conditional density functions. Each of these functions is modelled using parametric functions that are fitted to the conditioned data by some form of estimation process.

The proposed by me approximation of significant wave height  $H_s$  by the 3-parameter Weibull distribution, and peak wave period  $T_p$  (or zero-crossing wave period  $T_z$ ) by the conditional (on  $H_s$ ) lognormal distribution (Bitner-Gregersen, 1988) has become a part of the joint met-ocean model of Bitner-Gregersen and Haver (1989, 1991). This ( $H_s$ ,  $T_p/T_z$ ) model has proved to give satisfactory fit to data from world-wide ocean locations, and today is included in the shipping and offshore industry standards (e.g. legacy DNV RP C-205, 2014). Further, it was shown by Bitner-Gregersen and Haver (1991), for the first time, how a two peak wave spectrum (Torsethaugen spectrum, 1993) can be included in the joint met-ocean description.

The joint met-ocean model of Bitner-Gregersen and Haver (1991) has been developed for omnidirectional data (or directional sectors) and assumed that wind, waves and current were collinear, what was its limitation. In 1996 the model was extended to allow wind, waves and current to approach from different directions (Bitner-Gregersen, 1996). Later an alternative approach for inclusion of wind sea and swell components in the joint model was proposed as well as a new model for tide (Bitner-Gregersen, 2005, 2012). Using this new approach for modelling of wind sea and swell, to my knowledge, for the first time long-term joint distributions of  $H_s$  for  $T_p$  for wind sea and swell were established for some selected ocean locations.

The joint met-ocean model was originally developed for providing probability of occurrence of met-ocean parameters in extreme conditions. In 2012 and 2015 a procedure allowing using the model for development of joint probabilities for a given weather window and a threshold of significant wave height was suggested (Bitner-Gregersen, 2012, 2015). This extension, a part from bringing further insight to the physics of the atmosphere-wave system, is also of importance for many engineering applications. Uncertainties associated with probabilistic modelling of wind sea and swell were also highlighted. The extended joint model and associated references are described in Bitner-Gregersen (2012, 2015).

Significant wave height  $H_s$  and wave zero-crossing/spectral period ( $T_p/T_z$ ) are important wave characteristics of a sea state. When derived from in-situ measurements they are used for validation of wave hindcast models, for weather forecasting purposes as well as for wave climate studies. These parameters represent also input to short-term wave models (phase-resolving wave models) predicting oscillations of surface elevation in a sea state, short-term statistical distributions and laboratory tests. They are affected by different sources of uncertainties discussed in Bitner-Gregersen and Magnusson (2014), where particularly statistical uncertainty due to limited number of data (called also sampling

variability) is addressed. Further, the theoretical formulas due to Bitner-Gregersen and Hagen (1990) for estimation of sampling variability of  $H_s$  and  $T_z$  are the first time validated by the field data.

As mentioned some sea states are able to trigger abnormal waves, called also rogue, freak or giant waves which can occur due to linear focusing of energy or due to nonlinear effects. My PhD thesis addressed nonlinear effects of probabilistic shallow water wave model and nonlinear waves have always been the field of my interest, first 2<sup>nd</sup> order waves and later waves of higher order. These investigations were carried out within research projects sponsored partly by the marine industry (Joint Industry Projects) and by the European Commission (EC).

In 2009-2013, as a representative of legacy DNV, I was coordinated the EC project EXTREME SEAS (Design for Ship Safety in Extreme Seas) dedicated to rogue waves. The project was awarded by the European Commission. In EXTREME SEAS, between others, I was involved in investigations addressing mechanisms generating rogue waves as well as their probability of occurrence. Some of the project results are representing scientific habilitation achievements (Bitner-Gregersen and Toffoli, 2012, 2014). They show that sea states which can trigger rogue waves are occurring not so rare in the ocean. Further, they demonstrate that occurrence of rogue-prone crossing sea states is location specific, depending strongly on local features of wave climate. Although directionality has an effect on occurrence of rogue waves in crossing seas, rogue waves can occur not only when wave directional spreading is narrow-banded but also when it is broader. This is a new finding bringing new light on generation of rogue waves and their occurrence in the ocean.

#### Habilitation achievement – Detail description

According to the information provided in section 4a, my habilitation achievement consists of six papers. Four papers are published in the scientific journal indexed in Journal Citation Reports (JCR), i.e.: *Ocean Applied Research*, *Ocean Dynamics and Natural Hazards* and *Earth System Sciences*. Their combined Impact Factor is 7.54, and their total point value 100 (in accordance with Wykaz Czasopism Naukowych MNiSW from 2015). Apart from it two papers have been published in recognized *Proceedings of the International Conference on Ocean, Offshore and Arctic Engineering* (OMAE). It needs to be mentioned that the OMAE conferences are one of the most important conferences where academia and the marine industry is gathered. Publications in the *OMAE Proceedings* are peer reviewed and the *OMAE Proceedings* are indexed in Web of Science.

The results described in these six publications reflect the gradual progress of my work on better understanding of the atmosphere-surface wave system, in particularly wind sea and swell, modelling of this system and specification of uncertainties associated with its description. Furthermore, the investigations presented herein are bringing further insight to mechanisms responsible for generation of abnormal waves (called also rogue or freak) and their probability of occurrence. Below the most important findings of each of these six publications are summarized in chronological order, reflecting the history of their development.

1. Bitner-Gregersen, E. M., 1996. **Distribution of multidirectional environmental effect.** *Proc. OMAE 1996 Conference*, 17-21 June, 1996, Florence, Italy. (On the extension of CMA).

The joint met-ocean model due to Bitner-Gregersen and Haver (1989, 1991) was developed for omnidirectional data (or directional sectors). Its limitation was that it assumed that wind, waves and



current are coming from the same direction (are collinear), what is not a case in nature. In 1996 I suggested an extension of the joint model allowing wind, waves and current to approach from different directions. In the proposed extension of the model wave and current directions are specified relative to the wind direction. Knowing wind direction  $\theta_u$  and wave direction  $\theta$ , the relative wave direction  $\theta_r$  is defined as  $\theta_r = \theta - \theta_u$ . Correspondingly, current direction relative to wind direction  $\theta_{rc}$  is defined as  $\theta_{rc} = \theta_c - \theta_u$ . All the angles considered in the model represent the direction where the phenomena come from and are clockwise with respect to the North (the direction is measured in degrees).

The relative wave direction and current direction has been proposed to be Beta distributed between  $-180^\circ$  and  $180^\circ$  with a constant mean value and the standard deviation conditional on a selected met-ocean parameter. The Beta distribution is a flexible tool for modelling a distribution of a bounded variable. Applicability of the model has been demonstrated by use of data from Haltenbanken in the Norwegian Sea. Experience gained from analyses of the data showed that the significant wave height is a good choice on which the mean value as well as the standard deviation of the Beta distribution can be conditional on. Further, the investigations demonstrated that it is beneficial to utilize the information about specific features of different directional sectors when fitting the model to data from a specific ocean location. The model has been developed for storm conditions but can also be applied to lower sea states.

As mentioned I proposed (Bitner-Gregersen, 1988) to fit wave data by the 3-parameter Weibull distribution for significant wave height  $H_s$ , and the conditional on  $H_s$  lognormal distribution for peak wave period (or zero-crossing wave period). The conditional lognormal distribution of wave period includes three parameters, the logarithmic mean value, the logarithmic standard deviation and a lower wave period limit  $\varepsilon$ . The parameter  $\varepsilon$  reflects the physics of wind waves, distinguishing them from the capillary waves. When fitting data the lower wave period limit  $\varepsilon=0$  is often assumed. However, introduction of the lower limit  $\varepsilon$  maybe of importance for some applications. I proposed closed form expressions allowing given a lognormal distribution without a lower limit to establish a lognormal wave period distribution with a lower limit.

2. Bitner-Gregersen, E. M., 2005. **Joint probabilistic description for combined seas.** *Proc. OMAE 2005 Conference*, 12-17 June, 2005, Halkidiki, Greece.

Commonly joint probabilities have included total sea without providing information about wind sea and swell components. The significant wave height  $H_s$ , representing the wave energy of a sea state, consists of wind sea  $H_{s,ws}$  and swell  $H_{s,sw}$ , although in some ocean locations only one wave system maybe present. The total significant wave height  $H_s = \sqrt{H_{s,ws}^2 + H_{s,sw}^2}$ . Note, that  $H_{s,sw}$  can represent a sum of several swell components.

Different approaches maybe adopted for including wind sea and swell in a joint met-ocean description. They can be categorised in two groups. The first group utilizes location specific features of wind sea and swell. For many locations particular properties of wind sea and swell allowing establishing correlation between parameters describing these two wave systems. This information maybe included in a joint model in terms of conditional distributions or as proposed by Bitner-Gregersen and Haver (1991) through a double peak spectrum which splits the total wave energy between wind sea and swell knowing the significant wave height  $H_s$  and spectral period  $T_p$  of the total sea, e.g. the Torsethaugen spectrum (1993, 1996).

Alternatively, it can be assumed that wind sea and swell are not correlated. It is generally a reasonable assumption with regard to the different physics of these two wave systems. In this case wind sea and swell parameters are introduced in the joint model as independent distributions, as proposed in the study of Bitner-Gregersen (2005). Use of this approach will require a wave spectrum which is fully described by wave characteristics provided by wind sea and swell distributions like, e.g. the JONSWAP-Glenn (1992) frequency spectrum. The approach has been applied to hindcast data simulated by the WAM-type wave model by Oceanweather Inc.

For the first time joint distributions of significant wave height and spectral peak period for wind sea and swell were established using data from the West Shetland location (water depth of 500 m) as an example. The data used in the fit covered the period 1988-1998 for waves and wind. They were sampled each 3<sup>rd</sup> hour. The wave data had been post-processed by the program APL Waves, developed by the Applied Physics Department of Johns Hopkins University, Hanson and Phillips (2001). The programme divides 3D spectra (i.e., directional wave spectra) into separate peaks using Hanson and Phillips (2001) formulation. The method allows splitting the frequency-direction spectrum into any number of wave components and this way separating wind-sea from swell components. For the West Shetland data set these wave components were then recombined to finish with just two wave components per spectrum, wind sea and one swell component.

In the West Shetland location large variations of significant wave height and spectral wave period were found. As expected the wind sea ( $H_s$ ,  $T_p$ ) distribution was significantly more narrow than the ( $H_s$ ,  $T_p$ ) swell distribution. Further, the study revealed a weakness of the Hanson and Phillips approach for partitioning wind sea and swell; extreme significant wave heights for swell obtained by using this approach were much too high than observations in nature.

The wind sea component of wave spectral energy is detected as the part of spectrum where the wind input source term is positive, thus the components of the wind sea are those which are still under the influence of the local wind forcing. The remaining part of the spectrum is considered as swell (see, for example, Hauser et al. 2005, for details).

Laura Loffredo (KUL, Belgium) in collaboration with me reviewed the procedures for partitioning of wind sea and swell components used currently by wave spectral models. The study confirmed the findings of Quentin (2002) showing that the limitation of the Hanson and Phillips (2001) approach is related to fully developed wind seas with small wind decay but still in the same direction as the wave field (Loffredo et al., 2009). If such conditions cannot satisfy the formulation adopted by Hanson and Phillips, the old wind sea will be treated as swell and the new wind sea sets to zero. Further, the Hanson and Phillips formulation may increase the number of wind seas as compared to other commonly applied approaches for partitioning of wind sea and swell components. These uncertainties associated with the Hanson and Phillips formulation may have significant impact on wave statistics as demonstrated in Bitner-Gregersen (2005).

3. Bitner-Gregersen, E. M., 2015. **Joint met-ocean description for design and operations of marine structures**. *AOR*, 51 (2015), 279–292, <http://dx.doi.org/10.1016/j.apor.2015.01.007>

The study is continuation of the earlier investigations reported in Bitner-Gregersen (2012). It gives further insight into probabilistic modelling of wind sea and swell and associated uncertainties as well as it presents further development of joint met-ocean description when a given weather window and significant wave height threshold are adopted with focus on enhancing safety at sea.

The NWS Australia hindcast data were simulated for the period 1994–2005 (water depth 250 m), the Nigeria data for the period 1985–1999 (water depth 1000 m), the SNS Sea ones for the period 1964–1995 (water depth 33 m) while the West Shetland data are covering the period 1988–1998 (water depth of 500 m). The data were sampled every 3<sup>rd</sup> hour for the Southern North Sea, Nigeria and West Shetland, while every hour for NWS Australia. Note that the SNS data include shallow water effects. The data sets applied cover sufficiently long periods of time to provide satisfactory statistics.

The four locations considered in the study are characterized by very different wave climate. The West Shetland scatter diagram of significant wave height and spectral peak period has one pronounced peak while the NWS Australia scatter diagram, due to long swell present, show two pronounced well separated peaks, one for wind-sea and one for swell. Further, the SNS location is dominated by wind-sea while the off Nigeria one by swell. These location specific features of wave climate will influence joint probabilistic description and associated with it uncertainties.

The joint model of significant wave height and spectral peak period has been fitted to total sea, wind sea and swell. The 3-parameter Weibull distribution of significant wave height approximates satisfactory total sea as well as wind-sea and swells in all four locations considered. The conditional log-normal distribution of spectral wave period given the significant wave height may not be always the best choice for fitting the spectral/zero-crossing wave period, particularly, for locations where wind-sea and swell components are present, and the swell component has significantly longer periods than the wind-sea one. In this case the marginal distribution of wave period will show bimodal character, such as e.g. in NWS Australia, and a single distribution will not fit the data satisfactory. This has also shown to be the situation off Nigeria where several swell components are often present. Opposite, for the West Shetland location, where swell is well hidden in the total scatter diagram of significant wave height and spectral peak period, the log-normal distribution approximates wave period data well. Note that in the case of the bimodal marginal distribution of wave period, the conditional functions describing the wave period logarithmic mean and standard deviation maybe less sensitive to the bimodal character of the wave period distribution. However, the derived marginal wave period distribution may still fit data poorly.

Therefore when establishing joint probabilities for a given weather window and significant wave height threshold a bimodal wave period distribution will be required for locations where wave period data show dual form. If a single mode distribution is applied attention in a fit needs to be given to a data range of interest for a particular application.

As mentioned above the Torsethaugen spectrum (1993, 1996) maybe used to split the total wave energy between wind sea and swell. The spectrum has been developed based on the data from the North and Norwegian Sea. The spectra derived from the Torsethaugen model have been compared with two-week directional wave spectra recorded by a Datawell WAVEC buoy off west coast of New Zealand (Ewans et al., 2007). The Torsethaugen model has reproduced accurately significant wave heights but on average the mean periods predicted by the model were longer than the measured ones.

Investigations carried out later by Bitner-Gregersen and Toffoli (2009) have shown that the main drawback of the Torsethaugen spectrum when applying to other locations than the Norwegian waters is that it can show presence of wind-sea and swell when the hindcast data show only one wave component. This was demonstrated in Bitner-Gregersen and Toffoli (2009) for the Nigeria location and in Bitner-Gregersen (2015) for the NWS Australia location. For example, according to the hindcast data only wind-sea is present while the Torsethaugen spectrum predicts presence of wind-sea with  $h_s=5.11\text{m}$  and swell with  $h_s=2.41\text{m}$ . Thus the Torsethaugen spectrum should be used with care

for locations out-side the Norwegian waters. However, the hindcast data used in the study are affected by the Hanson and Phillips formulation (2001) for separating wind-sea and swell components and further investigations are still called for quantifying this uncertainty.

4. Bitner-Gregersen, E. M. and Magnusson, A. K., 2014. **Effect of intrinsic and sampling variability on wave parameters and wave statistics.** *Ocean Dynamics*, 64(11), 1643-1655.

Significant wave height and zero-crossing wave period are used for validation of phase-average wave models, wave climate studies, and calculations of extremes for weather forecasting purposes. They represent also important parameters for safety at sea. Significant wave height is defined as the average of the one third largest waves in a wave time series ( $H_{1/3}$ ) and is often evaluated using 20 (to about 17 min) or 30 minutes long recordings. It can also be calculated from a wave spectrum ( $H_{m0}$ ). The average zero-crossing wave period  $T_z$  is defined as the average of zero-crossing wave periods in a 20-30 minute wave record and similarly to significant wave height can also be estimated from a wave spectrum ( $T_{m02}$ ).

The limited duration of wave time recording allows adopting an assumption of stationarity on which most of wave models describing sea surface oscillations in a sea state is based today. Estimates of significant wave height and zero-crossing wave period derived from the limited length of wave records are affected by sampling variability, the statistical uncertainty due to limited number of observations.

Sampling variability is an epistemic uncertainty which can be reduced by increasing duration of wave measurements or numerical simulations. Ideally a wave record should be infinite to eliminate sampling variability. Therefore numerical simulations of water surface oscillations represent a good support to field data as they allow reducing sampling variability by increasing duration of simulations when sea state characteristics are kept constant and intrinsic variability accounted for. This is more difficult in nature where stationarity of sea states is an issue.

An error introduced by the limited wave record length is an epistemic uncertainty and can be reduced by increasing duration of wave measurements/numerical simulations. Ideally a wave record should be infinite to eliminate sampling variability. Therefore numerical simulations of water surface oscillations represent a good support to field data as they allow reducing sampling variability by increasing duration of simulations when wave input is kept constant and intrinsic variability accounted for. This is more difficult in nature where stationarity of sea states is an issue.

The importance of sampling variability on calculations of extreme values was pointed out by several authors in the 80-ties and 90-ties, and these studies are critically reviewed in the present paper. Theoretical formulas for sampling variability of  $H_{m0}$  and  $T_{m02}$  have been derived by Bitner-Gregersen and Hagen (1990) and applied to the Pierson-Moskowitz and JONSWAP spectrum. The results obtained by Bitner-Gregersen i Magnusson (2014) confirm the earlier findings based on field and laboratory data. In particularly, the study compares the theoretical sampling variability standard deviations of significant wave height and zero-crossing wave period obtained by Bitner-Gregersen and Hagen (1990) with the ones derived from the waverider measurements collected at the Ekofisk field in the North Sea. The theoretical values and the field data show the same trend. The sampling variability is higher in  $H_s$  than in  $T_z$ . Both increase with increasing  $H_s$  and  $T_z$ . The observed sampling variability ranges over a wider scale than the theoretical results. It is anticipated that this spread depends on the shape of a wave spectrum; the JONSWAP spectrum gives higher variability than the Pierson-Moskowitz spectrum. The effect of degree of spectrum peakedness and double peak spectra

(describing combined wave systems) on the sampling variability has not been investigated and needs further research.

Nonlinearities of sea surface (deviations from Gaussianity) may have impact on the estimators of  $H_s$  and  $T_z$  sampling variability due to change of the number of observations for a given wave record length and change of the shape of the wave spectrum when steep waves are present. Thus the length of a wave record is critical for evaluating stable parameters as far as possible in varying sea states. Using some selected examples it is demonstrated that sampling variability of  $H_s$  may have significant impact on short term and long term description of ocean waves as well as validation of different data sources and wave spectral models. This aspect should be kept in mind when providing short and long term description of waves as well as in engineering applications. Awareness of presence of intrinsic (called also aleatory) and sampling variability of sea surface is of great importance for better understanding of the atmosphere-wave system and for improving safety at sea. Several aspects related to sampling variability need still further research and are not answered fully in the paper, e.g. how sampling variability is changing in changing sea states and in storms.

5. Bitner-Gregersen, E. M. and Toffoli, A., 2014. **Probability of occurrence of rogue sea states and consequences for design of marine structures.** *Ocean Dynamics*, 64, 1457-1468.

Current knowledge of ocean waves has significantly advanced in the last two decades owing to many research efforts (see, e.g. Dysthe et al., 2008; Kharif et al., 2009, for a general overview). The occurrence of rogue waves, their mechanism, and detailed dynamic properties are now becoming clear and consistency between numerical models and experimental data has been documented by several studies. Different mechanisms are generating these waves. The most probable are: linear focusing (frequency or angular), wave-current interactions, crossing seas, quasi-resonance nonlinear interactions (modulational instability), shallow water effects and wind (Onorato et al., 2013; Bitner-Gregersen i Gramstad, 2016).

In the last decade most of the attention was given to the formation of rogue waves due to quasi-resonance nonlinear interactions referred to as modulational instability. It is established now that the directional spreading of wave energy weakens effects related to modulational instability. Interestingly enough, however, Onorato et al. (2006, 2010) showed using the Nonlinear Schrödinger (NLS) equations that the modulational instability and rogue waves can be triggered by a peculiar form of directional sea state, where two identical, crossing, narrow-banded random wave systems interact with each other. Such results have been confirmed through recent numerical simulations of the Euler equations by HOSM (Higher Order Spectral Method) and experimental work carried out at the MARINTEK Laboratories (Toffoli et al. 2011). The HOSM method is a pseudo-spectral method, which uses a series expansion in the wave slope of the vertical velocity about the free surface.

The numerical results show a robust dependence over the angle between the mean direction of propagation of two crossing systems, with a maximization of rogue wave probability of occurrence for angles of approximately 40 degrees. It is worth mentioning that such an unusual sea state condition of two almost identical wave systems (approximately the same significant wave height and spectral frequency) with high steepness and different direction was observed during the accident to the cruise ship *Louis Majesty* (Cavaleri et al. 2012).

The present study of Bitner-Gregersen and Toffoli (2014) analyses such rogue-wave-prone crossing seas and their probabilities of occurrence in the ocean using hindcast data from the following locations:

the North Atlantic, the North Sea and Norwegian Sea, Equatorial Atlantic off coast of Nigeria and NWS Australia. The data for the North Atlantic, Nigeria and NWS Australia were generated by the 3G wave spectral model while for the North Sea and Norwegian Sea by the 2G wave model. The analysis is supported by numerical simulations performed by the HOSM model. The adopted solution up to the 3<sup>rd</sup> order has shown to be sufficient to capture rogue waves.

Occurrence of wind sea and swell having almost the same spectral period and significant wave height and crossing at the angle  $40^\circ < \beta < 60^\circ$  has been investigated. The study has shown that occurrence of such sea states is location specific, depending strongly on local features of wave climate. These seas have been observed in the North Atlantic as well as in the North and Norwegian Seas but only in low and intermediate sea states; this is a new finding which has not been reported in the literature earlier.

At the NWS Australia location wind sea and swell are well separated and the components of swell have significantly longer periods than the wind sea (see also paper 3). Therefore none rogue-prone crossing wave systems have been found in this location. However, the spectral partitioning procedure due to Hanson and Phillips (2001) used in the analysis of hindcast data may miss identifying swell in strong wind seas, and this may be responsible for not observing any rogue-prone crossing seas in the Australian location. The large wind sea components in this hindcast data base will likely be associated with tropical cyclones and it might be expected that some tropical cyclone sea states would have wind sea and swell components that meet the criteria responsible for occurrence of rogue waves.

Similarly as at the Australia location, in off coast of Nigeria the swell has significantly different spectral periods than the wind sea and therefore none rogue-prone crossing wave systems have been identified. Such conditions could be present for different swell components; however, in the considered data set all swell components have been recombined in one swell component not allowing investigating different swell components separately. The highest swell in off coast of Nigeria has significant wave height in the range  $3.0 < H_{ss} < 3.5\text{m}$  so rogue-prone crossing seas could be expected only in low and intermediate sea states.

The numerical simulations carried out by HOSM have shown that although directionality has an effect on occurrence of extreme waves in crossing seas, rogue waves can occur not only for narrow-banded wave directional spreading but also when it is broader. This is a new finding bringing new insight to generation of rogue waves.

It seems that the most critical condition for occurrence of rogue waves in crossing seas is associated with energy and frequency of two wave systems while the angle between the wave systems and directional spreading will decide how large extreme waves will grow. The 40 degree angle and narrow-banded directional spreading is generating the largest waves. This may give an additional explanation of occurrence of the rogue wave during the accident happened to the ship Louis Majesty in the Mediterranean Sea on March 3, 2010, (Cavaleri et al., 2012) which caused two fatalities. Wind sea and swell wave systems registered during the Louis Majesty accident crossed at the angle  $\beta=50^\circ$  and although had approximately the same wave energy and spectral frequency they had the typical wave directional spreading, not particularly narrow.

A systematic analysis of wave spectra associated with rogue-prone crossing seas, supported by numerical HOSM simulations, needs to be carried out in the future to reach firm conclusions regarding occurrence of rogue-prone crossing seas in the ocean. Such results could be utilized in development of warning criteria for rogue-prone crossing seas for ships and offshore structures which could be included in the forecasting systems of meteorological offices. A coupling of spectral wave models

with numerical phase resolving models such as NLS or HOSM could be utilized in providing warning criteria for rogue waves, as demonstrated for example by Bitner-Gregersen et al. (2014).

6. Bitner-Gregersen, E. M. and Toffoli, A. 2012. **On the probability of occurrence of rogue waves.** *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12 751–762.

Despite the recent achievements regarding dynamic properties of rogue waves a consensus on probability of occurrence of rogue waves has not been achieved yet within the scientific community. Probability of occurrence of rogue waves is related to mechanisms generating them. The present investigation is the first one addressing the occurrence of rogue waves from this perspective.

The recognised mechanisms responsible for occurrence of rogue waves can be classified as follows (see e.g. Onorato et al., 2013; Bitner-Gregersen et al., 2014; Bitner-Gregersen i Gramstad, 2016):

- linear focusing (frequency or angular)
- wave–current interactions
- crossing seas
- quasi-resonance nonlinear interactions (modulational instability)
- shallow water effects
- wind.

Most of the attention in the last two decades has been given to quasi-resonance nonlinear interactions. It has been shown that the sea states responsible for occurrence of modulational instability in deep water are characterized by high steepness and a narrow wave spectrum, both in frequency and direction, and can be identified by the Benjamin Feir Index (BFI) (Onorato et al. 2001; Janssen 2003); such sea states can be addressed as *Rogue Sea States* (*M. Onorato, personal communication*). The BFI is a measure of the relative importance of nonlinearity and dispersion. It can be defined as  $BFI = (k_p H_s / 2) / (\Delta\omega / \omega_p)$ , where  $k_p H_s / 2$  is the wave steepness ( $k_p$  is the wavenumber at the spectral peak) and  $\Delta\omega / \omega_p$  is the frequency spectral bandwidth ( $\Delta\omega$  is the halfwidth at half-maximum of the spectrum and  $\omega_p$  is the spectral peak frequency) (cf. Onorato et al. 2006).

In Bitner-Gregersen and Toffoli (2012) hindcast data simulated by Oceanweather Inc. and European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) for a few North Atlantic locations were used to investigate the frequency of occurrence of seas states which may trigger modulational instability. The study only refers to the nonlinear modulational instability of deep water, where wave trains are propagating outside the influence of ocean currents (thus, effects related to wave-current interaction and bottom topography are excluded).

The Oceanweather Inc. hindcast wind and wave data covered the period 1988–1998 and were sampled every 3<sup>rd</sup> h. Data were post-processed by the program APL Waves for the partitioning of 3D spectra (i.e. directional wave spectra) into separate peaks (Hanson and Phillips, 2001). The ECMWF wind and wave data covered the period 2001–2009 and were archived at a sampling frequency of 6<sup>th</sup> h. The wind sea component of wave spectral energy was detected as the part of spectrum where the wind input source term is positive. The components of the wind sea are those which are still under the influence of the local wind forcing. The remaining part of the spectrum is considered as swell (see, for example, Hauser et al., 2005, for details).

For the present investigations, the following wave spectral parameters were considered: significant wave height (total sea, wind sea and swell), spectral wave period (total sea, wind sea and swell), wave direction (total sea, wind sea and swell), a JONSWAP-like parameters as well as the mean directional spreading. Results revealed that rogue-wave-prone sea states are not uncommon in the North Atlantic, several of them have been found in the time periods the data sets covered. They are characterised by relatively large steepness  $k_p H_s/2 > 0.10$  ( $H_s = H_{m0}$ ) and the directional spreading below 30 degrees. These conditions may trigger modulational instability. It should be noted that a directional spreading of about 30 degrees has been observed in the North Sea by Waseda et al. (2011) when the rogue events occurred. Such rogue-prone sea states occurred consistently with similar frequency in the Oceanweather Inc. and ECMWF hindcast database. Also the highest sea state within the 10-yr time period of the Oceanweather data analysed ( $H_{m0} > 15\text{m}$ ) is characterised by  $k_p H_s/2 = 0.13$  and has relatively narrow directional spreading. Similarly, the ECMWF data show the tendency for the mean directional spread to converge to values of about 30 degrees for the most severe sea states ( $H_s > 10\text{ m}$ ).

The relation between the spectral steepness and the spectral bandwidth, represented in the study by the JONSWAP spectrum, was investigated for wind sea and swell systems; only sea states with  $k_p H_s/2 > 0.10$  have been considered. The analysis based on the Oceanweather Inc. data showed that a combination of steep and relatively narrow banded sea states for wind sea (representing also the total sea due to absence of swell) is not uncommon. However, these conditions were mainly observed with  $H_s \approx 3.5\text{ m}$ . For more severe conditions (i.e.  $H_s > 6\text{m}$  and  $k_p H_s/2 > 0.1$ ), the JONSWAP parameter  $\gamma$  does not overcome the threshold value of 3. Approximately 5% of the records with  $H_s > 6\text{m}$  and  $k_p H_s/2 > 0.1$  showed that the corresponding  $\gamma$  parameter oscillated between 2 and 3. This may be partly related to the procedure applied for estimating the parameter  $\gamma$ ; investigations of its accuracy were, however, outside the scope of the present study. Nonetheless, it is interesting to mention that a JONSWAP spectrum with  $k_p H_s/2 \approx 0.13$  and  $\gamma = 2.5$  is characterised by  $\text{BFI} \approx 0.9$ ; such a condition is sufficient to induce significant deviations from second order wave model predictions.

Based on the hindcast data used in the analysis, it is difficult to specify precisely the duration of the sea states with high steepness  $k_p H_s/2$  and the low mean directional spreading. However, the data indicate that such sea states remained stationary from 3 up to 6 h. Although the modulational instability occurs within 30–40 wavelengths, we can expect that it will have larger impact on a sea state if registration time of surface oscillations is longer, beyond 6 h.

Whether or not extreme wave events are observed in a wave record depends upon a sea state duration as shown, e.g. for the 2<sup>nd</sup> order waves by Bitner-Gregersen (2003). The effect of sea state duration on occurrence of rogue wave crest is demonstrated in the present study by use of numerical HOSM simulations and experimental data. In particular, the results of the study suggest that sea state duration has a substantial effect on the value of the extreme crest observed in a wave record both for long-crested as well as directionally spread waves. Within a typical sea state duration of 3 to 6 h, individual waves with  $C_{max}/H_s > 1.4$  ( $C_{max}$  is the maximum observed crest height in a wave record) are likely for long crested waves, while longer durations may be needed to observe these waves for broader directional spreading. It should be mentioned also, that evaluation of accuracy of significant wave height used in numerical and experimental simulations is essential for providing a good estimate of probability of extreme crest occurrence.



## Futures perspectives

The investigations presented above point out several directions of future research needs that may be taken up both in the nearest future, as a direct continuation of the work presented herein, as well as in a longer perspective. Topics which I would like to study in the nearest future include:

- Further validation of the proposed approaches for probabilistic modelling of wind sea and swell.
- Systematic comparison of partitioning procedures for splitting wind sea and swell components in the 3D wave spectrum as well as specification of associated uncertainties.
- Development of a bimodal distribution for approximation of long term variation of spectral wave period for locations where wave periods of wind sea and swell (or several swell components) are well separated.
- Comparison of the Conditional Modelling Approach used for development of joint probabilities with some Copula models which have started to be used recently. Preliminary investigations carried out by DNV GL have shown that some Copula models can give bias prediction of joint probabilities.
- Investigation of effects of nonlinearities of sea surface (deviations from Gaussianity) on the estimators of sampling variability of  $H_s$  and  $T_z$ , due to change of the number of observations in a wave record as well as the shape of a wave spectrum.
- Investigation of changes of sampling variability in varying sea states and storms, when storms build up and decay.
- Systematic investigation of rogue-prone crossing wave systems, given particular focus on directional spreading of sea states and the directional spreading around the spectral peak period.
- Development of warning criteria for extreme and rogue waves and implementation of them in meteorological forecasting systems. A coupling of spectral wave models with numerical phase resolving models such as NLS or HOSM could be utilized in providing warning criteria for rogue waves, as demonstrated for example by Bitner-Gregersen et al. (2014).
- Further investigation aiming at specification of met-ocean conditions responsible for occurrence of rogue waves and their probability of occurrence.

In a long time perspective investigations need to focus on better understanding of the atmosphere-wave system, both its physics and its random nature, which would lead to enhanced models for its description as well as to upgrading of models of sea surface oscillations. Recently due to development of computers wave directional spectra have started to be archived by meteorological offices opening new possibilities for met-ocean modelling. It was not done earlier because of a large place required for storing the wave spectra.

Further, the length of time series of in-situ wave data is increasing, in the North Sea some data sets cover 30 years, what also provide new opportunities for validation and revision of met-ocean models. Some measuring techniques still need improvement, e.g. marine radars installed on sailing ships. Utilization of satellite measurements in development of joint probabilities is also called for. However, today they do not provide information about simultaneously occurring wind sea and swell. Wave spectra collected by the SAR radar register waves with the wave length above 100 m and therefore can only be used for description of swell.

The ongoing debate on climate change brings a question: how climate change due to human activities will impact met-ocean conditions, will we observe higher waves in the future climate? In the period 2013-2016 I was coordinating the Research Council of Norway project ExWaCli (Extreme Waves and Climate Change Accounting for uncertainties in design of marine structures), which between others,

studied uncertainties related to prediction of the future wave climate (see Bitner-Gregersen et al., 2013a). The investigations carried out have shown that in some regions of the North Atlantic a decrease of spectral wave period can be expected in the 21<sup>st</sup> century, particularly in low and intermediate sea states (Bitner-Gregersen and Toffoli, 2015), as well as changes in the mean and extreme significant wave height (Bitner-Gregersen, 2016). Furthermore, in some regions an increase frequency of occurrence of rogue waves, being dangerous for safety at sea, may take place. In the monograph issued by Springer recently (Bitner-Gregersen et al, 2013b) it is demonstrated that increase of significant wave height beyond 0.5 m in the future climate will have significant impact on safety at sea. It needs to be mentioned that climate changes are much region dependent and there are still significant uncertainties associated with prediction of the future wave climate.

## References

- Bitner, E.M., 1976. Nieliniowe osobliwości probabilistycznego modelu falowania wiatrowego na ograniczonej głębokości. PhD Thesis, IBW PAN, Gdańsk-Oliwa, Poland.
- Bitner-Gregersen, E.M. 1988. Joint environmental model. 1988. Annex A, *Det Norske Veritas Report No. 87-31*, Høvik: Madsen, H. O., Rooney, P., and Bitner-Gregersen, E.. Probabilistic calculation of design criteria for ultimate tether capacity of Snorre TLP.
- Bitner-Gregersen, E.M., and Haver, S., 1989. Joint long term description of environmental parameters for structural response calculations. *Proc. 2<sup>nd</sup> Internat. Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting*, Vancouver, B. C.
- Bitner-Gregersen, E.M. and Hagen, Ø. 1990. Uncertainties of data for the offshore environment. *J. Structural Safety*, 7.
- Bitner-Gregersen, E.M. and Haver, S., 1991, Joint environmental model for reliability calculations. *Proc. ISOPE'91 Conference*, 1, 246-253, Edinburg, UK.
- Bitner-Gregersen, E.M., 1996. Distribution of multidirectional environmental effect. *Proc. OMAE 1996 Conference*, 17-21 June, 1996, Florence, Italy.
- Bitner-Gregersen, E.M., 2003. Sea state duration and probability of occurrence of a freak crest. *Proc. OMAE 2003 Conference*, Cancun, Mexico.
- Bitner-Gregersen, E. M., 2005. Joint probabilistic description for combined seas. *Proc. OMAE 2005 Conference*, 12-17 June, 2005, Halkidiki, Greece.
- Bitner-Gregersen, E.M. and Toffoli, A., 2009. Uncertainties of wind sea and swell prediction from the Torsethaugen spectrum. In: *Proc. OMAE 2009 Conference*, 31 May – 5 June 2009, Honolulu, Hawaii, USA.
- Bitner-Gregersen, E.M. (Chairman), Ellermann, K., Ewans, K.C., Falzarano, J. M., Johnson, M.C., Nielsen, Dam, U. , Nilva, A., Queffeuilou, P., Smith, T.W.P., Waseda, T., 2009. Committee I.1 Environment. *Proc. 17<sup>th</sup> ISSC 2009 Congress*, 16-21 Auguts 2009, Seoul, Korea.
- Bitner-Gregersen, E.M., 2012. Joint long-term models of met-ocean parameters. In: Carlos Guedes Soares, Y. G., N. Fonseca, A.P. Texeira (ed.) *Marine Technology and Engineering: CENTEC Anniversary Book*. London, UK: CRC Press , A. A. Balkema, Taylor and Francis.
- Bitner-Gregersen, E.M. and Toffoli, A., 2012. On the probability of occurrence of rogue waves. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12, 751–762.
- Bitner-Gregersen, E.M. (Chairman), Bhattacharya S.K., Chatjigeorgiouc, I.K, Eames, I., Ellermann, K. Ewans, K. Hermanski, G., Johnson, M.C., Ma, N., Maisondieu, Ch, Nilva, A., Rychlik, I., Waseda, T, 2012. ISSC 2012 Technical Committee I.1 Environment Report. *Proc. ISSC 2012 Congress*, 1, 9-13 Sept., 2012, Rostok, Germany. ISBN 978-3-87700-13.
- Bitner-Gregersen, E.M., Eide, L.I., Reistad, M., Huseby Bang, A., 2013a. ExWaCli : Extreme waves and climate change: Accounting for uncertainties in design of marine structures. *Proceedings of the 13th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting*, 27 Oct. – 1 Nov. 2013, Banff, Alberta, Canada.
- Bitner-Gregersen, E.M., Lars, I.E., Hørte, T. and Skjong, R., 2013b. Ship and Offshore Structure Design in Climate Change Perspective. *Springer Brief in Climate Studies*, April 28, 2013. ISBN 978-3-642-34137-3
- Bitner-Gregersen, E.M. and Toffoli, A., 2014. Probability of occurrence of rogue sea states and consequences for design of marine structures. *Ocean Dynamics*, 64, 1457-1468.
- Bitner-Gregersen, E.M., Fernandez, L., Lefevre, J-M. and Toffoli, A., 2014. The North Sea Andrea storm and numerical simulations. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14: 1–9, doi:10.5194/nhess-14-1-2014.
- Bitner-Gregersen, E.M. and Magnusson, A.K., 2014. Effect of intrinsic an sampling varaibility on wave parameters and wave statistics. *Ocean Dynamics*, 64(11), 1643-1655.
- Bitner-Gregersen, E.M. 2015. Joint met-ocean description for design and operations of marine

- structures. *AOR*, **51** (2015), 279–292, <http://dx.doi.org/10.1016/j.apor.2015.01.007>
- Bitner-Gregersen, E.M. and Toffoli, A., 2015. Wave steepness and rogue waves in the changing climate in the North Atlantic. *Proc. OMAE 2015 Conference*, May 31 - June 5, 2015, St. John's, Newfoundland, Canada.
- Bitner-Gregersen, E.M. (Chairman), Bhattacharya, S.K., Cherneva, Z., Dong, S., Fu, T., Kapsenberg, K., Ma, N., Maisondieu, Miyake, R., Murphy, M., Rychlik, I., 2015. The ISSC 2015 Technical Committee I.1 Environment Report. *Proc. ISSC 2015 Congress*, **1**, 6-10 Sept., Cascais, Portugal.
- Bitner-Gregersen, E.M., 2016. Potential Changes of North Atlantic Wind and Wave Climate and Occurrence of Rogue Waves. *OMAE 2016 Proc. OMAE 2016 Conference*, 19–24 June, 2016, Busan, South Korea.
- Bitner-Gregersen, E.M. and Gramstad, O., 2016. DNV GL SR&I Position Paper on Rogue Waves and their Impact on Marine Structures. <https://www.dnvgl.com/technology-innovation/latest-publications.html>
- Cavaleri, L., Alves, J.-H. G. M., Arduin, F., Babanin, A., Banner, M., Belibassakis, K., Benoit, M., Donelan, M., Groenweg, J., Herbers, T. H. C., Hwang, P., Janssen, P. A. E. M., Janssen, T., Lavrenov, I. V., Magne, R., Monbaliu, J., Onorato, M., Polnikov, V., Resion, D., Rogers, W. E., Sheremet, A., McKee Smith, J., Tolman, H. L., Van Vledder, G., Wolf, J. and Young, I., 2007. Wave modelling - the state of the art. *Progress in Oceanography*, **75**:4, 603-674.
- Cavaleri, L., Bertotti, L., Torrisi, L., Bitner-Gregersen, E., Serio, M. and Onorato, M., 2012. Rogue waves in crossing seas: The Louis Majesty accident, *Journal of Geophysical Research*, **117**, C00J10, 1-8, doi:10.1029/2012JC007923
- DNV, Legacy, 2014. Environmental Conditions and Environmental Loads. *DNV GL RP C-205*, Høvik, Norway.
- Dysthe, K., Krogstad, H. E., Müller, P., 2008. Oceanic rogue waves. *Annual Review of Fluid Mechanics*, **40**, 287–310, doi:10.1146/annurev.fluid.40.111406.102203
- Ewans, K.C., Bitner-Gregersen, E.M., Guedes Soares, C., 2006. Estimation of wind-sea and swell components in a bimodal sea state. *J Offshore Mech Arct Eng*; **128**(4), 265–70.
- Glenn, S., 1992, Confidential Internal *Shell Report*.
- Hanson, J.L. and Phillips, O.M., 2001. Automated analysis of ocean surface directional wave spectra. *J. Atmospheric and Oceanic Technology*, **18**, 277-293.
- Hauser, D., Kahma, K. K., Krogstad, H. E., Lehner, S., Monbaliu, J., and Wyatt, L. W. (Eds.), 2005. Measuring and analysing the directional spectrum of ocean waves, *Cost Office*, Brussels, 2005.
- Haver, S., 1980. Analysis of uncertainties related with stochastic modeling of ocean waves, Report UR-80-09 Dep. Marine Technology NTH, Trondheim
- Heideman, J., Hagen, Ø., Cooper, C. and Dahl, F., 1989. Joint probability of extreme waves and currents on Norwegian Shelf, *J. of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*.
- Janssen, P.A.E.M., 2003- Nonlinear four-wave interaction and freak waves. *J. Phys. Oceanogr.*, **33**, 863–884.
- Khariif, C., Pelinovsky, E., and Slunyaev, A., 2009. Rogue waves in the ocean. *Advances in Geophysical and Environmental Mechanics and Mathematics*, Springer, Berlin.
- Madsen, H.O., Krenk, S. and Lind, N.C., 1986. Methods of Structural Safety. *Prentice-Hall, Englewood Cliffs*, NJ 07632.
- Labeyrie, J. and Olagnon, M., 1993. Stochastic Sensitiveness to combined extreme environmental loads in structural reliability", *Proc., OMAE-93 Conference*, Glasgow, Scotland.
- Loffredo, L., Monbaliu, J., Bitner-Gregersen, E. and Toffoli, A. 2009. The role of spectral multimodality in wave climate design. *Wave Hindcasting Workshop, 2009*, Canada.
- Onorato, M., Osborne, A., Serio, M. and Bertone, S., 2001. Freak wave in random oceanic sea states. *Physical Review Letters*, **86**:25, 5831–5834.
- Onorato, M., Osborne, A. and Serio, M., 2006. Modulation instability in crossing sea states: A possible mechanism for the formation of freak waves. *Phys. Rev. Lett.*, **96**, 014503.
- Onorato, M., Proment, D. and Toffoli, A., 2010. Freak waves in crossing seas. *European Physical Journal*, **185**, 45-55, 2010.
- Onorato, M., Residori, S., Bortolozzo, U., Montina, A. and Arecchi, F.T., 2013. Rogue waves and their generating mechanisms in different physical contexts. *Physics Reports*, **528**, 47–89.
- Osborne, A., 2010. Non-linear ocean waves and the inverse scattering transform. *Academic Press*, ISBN: 978-0-12-528629-9, 944 pp.
- Quentin, C. 2002. Study on the sea surface: its effects on radar backscatter and on the turbulent flux of momentum during the FETCH experiment. *Thèse de l'Université Paris 6*. (in French).
- Toffoli, A., Bitner-Gregersen, E. M., Osborne, A. R., Serio, M. Monbaliu, J., Onorato M., 2011. Extreme waves in random crossing seas: Laboratory experiments and numerical simulations. *Geophysical Research Letters*, **38**, L06605, 5 pp. doi: 10.1029/2011
- Torsethaugen, K., 1993. A two-peak wave spectral model. *Proc. OMAE 1993 Conference*, 1993. Glasgow.

Torsethaugen K. Model for double peaked wave spectrum.. Trondheim, Norway: SINTEF Civil and Environmental Engineering;1996.  
Waseda, T., Hallerstig, M., Ozaki, K., and H. Tomita, 2011: Enhanced freak wave occurrence with narrow directional spectrum in the North Sea, *Geophys. Res. Lett.*, **38**, doi:10.1029/2011GL047779.  
West, B.J., Brueckner, K.A., Jand, R.S., Milder, D.M. and Milton, R.L., 1987. A new method for surface hydrodynamics. *J. Geophys. Res.*, **92:C11**, 11803–11824.

## **5. Przedstawienie pozostałych osiągnięć naukowych**

My so far research achievements were published in **82** papers in scientific journals included in the JCR base and in the conference proceedings (most of them in the OMAE Proceedings which are indexed in Web of Sciences). My Hirsh Index is **18** and the number of citations according to the SCOPUS system **861** (reference date: 10 March 2017). I'm an author of an invited presentation given in connection with the 100-years' anniversary of Instituto Superior Técnico of Lisbon. My contribution was published in a book issued in this occasion (Bitner-Gregersen, 2012). I'm the first author of the monograph *Ship and Offshore Structure Design in Climate Change Perspective* addressing climate changes issued by Springer (Bitner-Gregersen i inni, 2013), <http://link.springer.com/book/10.1007/978-3-642-34138-0/page/1#page-1>.

My remaining research findings, not included in the scientific achievement, have been dedicated to long-term and short-term description of waves. The main recent research findings are shortly summarized below:

### **Long-term description of waves**

Apart from the studies reported in Section 4 above I've been involved in establishment of met-ocean description for different locations world-wide. Among others, I've developed a long-term significant wave height and zero-crossing wave period distribution (Bitner-Gregersen et al., 1995) which became in 2000 a basis for ship design and is included in the Recommendation 34 of the International Association of Classification Societies (IACS, 2000).

I've studied also uncertainties associated with met-ocean long-term description, in particularly wave description (Bitner-Gregersen et al., 2014a, 2014b, 2016) and investigated also limitations of the Torsethaugen spectrum mentioned in Section 4c (Bitner-Gregersen and Toffoli, 2009).

As a chairman of the Technical Committee I.1 Environment of the International Ships and Offshore Structures Congress (ISSC) in the period 2006-2015, together with the Committee members I developed reviews of the recent met-ocean data and models. Regarding waves, the review included wave data, phase-average wave models, phase-resolving wave models as well as long- and short-term probabilistic and statistical description of waves (Bitner-Gregersen et al. 2009, 2012, 2015). The prepared ISSC proceedings are representing reference publications for the marine industry and are also used by academia, which most of the Committee members represent. In 2015 I've got an award for the longest chairmanship in the 2015 ISSC Congress. Some of Committee I.1 findings are published in the Ocean Engineering Journal (Bitner-Gregersen et al. 2014a, 2014b, 2016).

Recently I've been studying potential impact of climate changes on wave conditions (Bitner-Gregersen et al., 2014d; Bitner-Gregersen and Toffoli, 2015; Bitner-Gregersen, 2016, Bitner-Gregersen et al., 2016).

### **Short-term description of waves**

My PhD thesis addressed nonlinear effects of shallow water waves (Bitner, 1980). The first studies of nonlinear waves I was involved in, after completing my PhD, were dedicated to laboratory waves and

the second order wave models. Later I studied waves beyond the second order, abnormal waves, called also freak or rogue waves. The investigations on nonlinear waves have been carried out in research projects sponsored partly by the marine industry (JIPs, Joint Industry Project) and the European Commission (EC).

I showed (Bitner-Gregersen et al., 1995) that waves generated in the model basin, which at that time were not fully understood, deviated not only from the linear waves but also significantly from the second order waves.

Under my supervision and contribution the second order numerical wave model has been developed (Birknes and Bitner-Gregersen, 2003) which for the first time could include a two peak wave frequency spectrum as an input (the Torsethaugen two peak spectrum (1993, 1996) was used as an example). The investigations of Bitner-Gregersen and Hagen (2003) carried out by use of this model demonstrated that wind dominated sea were generally more nonlinear than swell. Further, we showed that for combined seas presence of swell has impact on crest statistics. It was for the first time pointed out that crossing seas (wind sea and swell) have effect on generation of extreme wave events, and that in presence of wind sea and swell the 2<sup>nd</sup> order distribution of Forristall (2000) maybe un-conservative.

Applying the second order wave model Bitner-Gregersen and Hagen (2004) showed that waves satisfying  $C_{max}/H_s > 1.3$  (where  $C_{max}$  is the maximum wave crest in a wave record), which defines rogue waves, are not rare in the second order surface elevation simulations. They can be expected to occur every 8<sup>th</sup> day in the ocean in deep water. However, an important question remains: how much will that probability increase if higher order effects are accounted for? (see Bitner-Gregersen and Gramstad, 2016).

Despite the fact that the second order theory agrees with field measurements reasonably well in most cases, deviations from the second order based statistical distributions have been documented. In this respect, the second order approximation only includes effects related to bound waves while nonlinear dynamics of free waves is neglected. At the third order in wave steepness, however, wave trains tend to be unstable due to small perturbations which cause a local exponential growth in the wave amplitude within a time frame of a few tens of wave periods. The mechanism involved is basically a generalization of the Benjamin-Feir instability or modulational instability (Benjamin and Feir, 1967) and can be explained by the nonlinear Schrödinger equation (Zakharov, 1968).

An important period of my research has been participation in investigations dedicated to rogue waves and their generation mechanisms (see Section 4; also Toffoli et al., 2008c; Toffoli et al., 2011b; 2011c; Bitner-Gregersen et al., 2014c), their statistical description (Toffoli et al., 2008a, 2008b; Toffoli et al., 2010b; Toffoli and Bitner-Gregersen, 2011; Toffoli et al., 2011a; Bitner-Gregersen and Toffoli, 2012; Toffoli et al., 2012) as well as to evolution of the wave spectrum under occurrence of extreme events (Toffoli et al., 2010a; Toffoli and Bitner-Gregersen, 2011).

These investigations contributed to further insight into the physics of rogue waves and their statistical properties. They are summarized in Bitner-Gregersen and Gramstad (2016). The Higher Order Spectral Method (HOSM), which was derived independently by Dommermuth and Yue (1987) and West et al. (1987), allows to account for waves up to the 3<sup>rd</sup> order and beyond. This method was used in investigations of rogue waves in which I was involved. They confirmed the earlier findings obtained using the NLS equations; for more realistic directional wave fields, the effect of nonlinear dynamics is gradually suppressed and at the significantly increase directional spreading statistical properties of surface elevation are approaching second order predictions. Further, we have shown that a wave directional spectrum evolved during occurrence of a rogue wave event taking a bimodal shape.

In Bitner-Gregersen and Toffoli (2012) a semi-empirical crest distribution was proposed which accounted for the modulational instability of deep water wave trains when wave-current interaction and bottom topography is neglected. It was derived from experimental tests of rogue waves in directional sea states, supported by the HOSM numerical simulations. Similarly to the 2<sup>nd</sup> order Forristall (2000) distribution, the 2-parameter Weibull distribution was adopted, which parameters were functions of a generalized version of the Benjamin-Feir Index for directional sea states proposed by Mori et al. (2011). It gave satisfactory fit to the crest data, capturing the tail of the distribution better than the 2<sup>nd</sup> order Forristall model.

In investigations of rogue waves utilization of information given by the phase-average wave models (e.g. WAM) and the higher order phase-resolving wave models (e.g. HOSM) is encouraged. As mentioned in Bitner-Gregersen et al, (2014c) the spectral wave model provides sea state description in a form of the two-dimensional wave spectrum but does not give any information about the instantaneous position of sea surface in a sea state. Phase resolving wave models, on the other hand, provide water surface oscillations from which statistical properties of individual waves can be extracted and include quasi-resonant interactions not accounted for by spectral wave models.

Such coupling between the wave spectral model (WAM) and the phase-resolving wave model (HOSM) was applied by Bitner-Gregersen et al, (2014c) to investigate statistical properties of surface oscillations during the particularly severe storm Andrea, which crossed the central part of the North Sea on November 8<sup>th</sup>-9<sup>th</sup>, 2007. The analysis showed that when the Andrea storm was passing the North Sea rogue waves could be expected in several locations, not only at Ekofisk. Rogue waves were deducted when storm built up and when it decayed, in the location considered by the study. They were not observed when the storm reached the largest  $H_s$ . The proposed approach for coupling the wave spectral model with the nonlinear phase-resolving model can be considered to be used for forecasting purposes. Although these models are computationally intense, the great advance in enhancing computer power has made the coupling between them feasible.

## References

- Benjamin, T. B. and Feir, J. E., 1967. The disintegration of wave trains on deep water. Part I. Theory. *J. Fluid Mech.*, **27**, 417-430.
- Birknes, J. & Bitner-Gregersen, E.M., 2003. Nonlinearity of the Second-order Wave Model for Directional Two-Peak Spectra. *Proc. ISOPE 2003 Conference*, 2003 Honolulu, Hawaii.
- Bitner, E. M. (1980). Nonlinear effects of the statistical model of shallow-water wind waves. *Applied Ocean Research*, **2**, 63–73.
- Bitner-Gregersen, E. M., Cramer, E. H. and Korbijn, F. 1995a. Environmental Description for Long-term Load Response of Ship Structures. *Proc. ISOPE-95 Conference*, 11-16 June 1995, The Hague, The Netherlands.
- Bitner-Gregersen, Mørk, K. and Stansberg, C. T., 1995b. Extreme steepness of numerical model and laboratory waves. *Proc. ISOPE-95 Conference*, 11-16 June 1995, The Hague, The Netherlands.
- Bitner-Gregersen, E.M. and Hagen, Ø., 2003. Effects of Two-Peak Spectra on Wave Crest Statistics. *Proc. OMAE 2003 Conference.*, Cancun, Mexico, 2003.
- Bitner-Gregersen, E. M. and Hagen, Ø., 2004. Freak Wave Events within the Second Order Wave Model. *Proc. OMAE 2004 Conference*, Vancouver, Canada, June, 2004.
- Bitner-Gregersen, E.M. and Toffoli, A., 2009. Uncertainties of wind sea and swell prediction from the Torsethaugen spectrum. In: *Proc. OMAE 2009 Conference*, 31 May – 5 June 2009, Honolulu, Hawaii, USA.
- Bitner-Gregersen, E.M. (Chairman), Ellermann, K., Ewans, K.C., Falzarano, J. M., Johnson, M.C., Nielsen, Dam, U. , Nilva, A., Queffeuilou, P., Smith, T.W.P., Waseda, T., 2009. Committee I.1 Environment. *Proc. 17<sup>th</sup> ISSC 2009 Congress*, 16-21 Auguts 2009, Seoul, Korea.
- Bitner-Gregersen, E. M. 2012. Joint long-term models of met-ocean parameters. In: Carlos Guedes Soares, Y. G., N. Fonseca, A.P. Teixeira (ed.) *Marine Technology and Engineering: CENTEC Anniversary Book*. London, UK: CRC Press , A. A. Balkema, Taylor and Francis.

- Bitner-Gregersen, E.M. and Toffoli, A., 2012. A semi-empirical wave crest distribution of random directional wave fields. *Proc. OMAE*, 1-6 July 2012b Rio de Janeiro, Brazil.
- Bitner-Gregersen, E.M. (Chairman), Bhattacharya S.K., Chatjigeorgiuc, I.K., Eames, I., Ellermann, K., Ewans, K., Hermanski, G., Johnson, M.C., Ma, N., Maisondieu, Ch, Nilva, A., Rychlik, I., Waseda, T., 2012. ISSC 2012 Technical Committee I.1 Environment Report. *Proc. ISSC 2012 Congress*, 1, 9-13 Sept., 2012, Rostok, Germany. ISBN 978-3-87700-13.
- Bitner-Gregersen, E.M., Lars, I.E., Hørte, T. and Skjong, R., 2013. Ship and Offshore Structure Design in Climate Change Perspective. *Springer Brief in Climate Studies*, April 28, 2013. ISBN 978-3-642-34137-3
- Bitner-Gregersen, E.M., Bhattacharya, S.K., Chatjigeorgiou, Y.K., Eames, I., Ellermann, K., Ewans, K., Hermanski, G., Johnson, M.C., Ma, N., Maisondieu, C., Nilva, A., Rychlik, I., and Waseda, T., 2014a. Recent developments of ocean environmental description with focus on uncertainties. *Ocean Engineering*, **86**, 26–46.
- Bitner-Gregersen, E. M., Ewans, K. C. and Johnson, M. C., 2014b. Some uncertainties associated with wind and wave description and their importance for engineering applications. *Ocean Engineering*, **86**, 11–25
- Bitner-Gregersen, E. M., Fernandez, L., Lefevre, J-M. and Toffoli, A., 2014c. The North Sea Andrea storm and numerical simulations. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **14**, 1–9, doi:10.5194/nhess-14-1-2014.
- Bitner-Gregersen, E. M., Eide, L. I., Hørte, T. and Vanem, E., 2014d. Impact of Climate Change and Extreme waves on Tanker Design. *SNAME Transactions*, 2014, Houston, USA.
- Bitner-Gregersen, E.M. and Toffoli, A. 2015. Wave steepness and rogue waves in the changing climate in the North Atlantic. *Proc. OMAE 2015*, May 31 - June 5, 2015, St. John's, Newfoundland, Canada.
- Bitner-Gregersen, E.M. (Chairman), Bhattacharya, S.K., Cherneva, Z., Dong, S., Fu, T., Kapsenberg, K., Ma, N., Maisondieu, Miyake, R., Murphy, M., Rychlik, I., 2015. The ISSC 2015 Technical Committee I.1 Environment Report. *Proc. ISSC 2015 Congress*, 1, 6-10 Sept., Cascais, Portugal.
- Bitner-Gregersen and Gramstad, O., 2016. DNV GL SR&I Position Paper on Rogue Waves and their Impact on Marine Structures.
- Bitner-Gregersen, E.M., Dong, S., Fu, T., Ma, N., Maisondieu, C., Miyake, R., Rychlik, I., 2016. Sea state conditions for marine structures' analysis and model tests. *Ocean Engineering* **119**, 309–322.
- Bitner-Gregersen, E.M., 2016. Potential Changes of North Atlantic Wind and Wave Climate and Occurrence of Rogue Waves. *OMAE 2016 Proceedings*, OMAE2016-54794, 19–24 June, 2016, Busan, South Korea.
- Bitner-Gregersen, E.M., Vanem, E. and Gramstad, O., 2016. Design for safety in a changing climate. 2016. *Proc. Design for Safety - 6th International Maritime Conference*, 28-30 Nov. 2016, Hamburg, Germany.
- Dommermuth, D. G. and Yue, D. K., 1987. A high-order spectral method for the study of nonlinear gravity waves. *J. Fluid Mech.*, **184**, 267–288.
- Forristall, G., 200. Wave crests distributions: observations and second-order theory. *J. Phys. Ocean.*, **30**, 1931–1943.
- IACS, 2000. Standard Wave Data. *IACS Rec. 34*. Rev.1, Rev. 1, Nov. 2001.
- Mori, N. Onorato, M. and Janssen, P. A. E. M., 2011. On the estimation of the kurtosis in directional sea states for freak wave forecasting. *Journal of Physical Oceanography*, **41**, 1484–1497.
- Toffoli, A., Onorato, M., Bitner-Gregersen, E. M., Osborne, A.R. and Babain, A.V., 2008a. Surface gravity waves from direct numerical simulations of the Euler equations: A comparison with second order theory. *Ocean Engineering*, **35:3-4**, 367-379.
- Toffoli, A., Bitner-Gregersen, E., Onorato, M., Babain, A.V., 2008b. Wave crest and trough distributions in a broad-banded directional wave field. *Ocean Engineering*, **35(17-18)**, 1784-1792.
- Toffoli, A., Benoit, M., Onorato, M. and Bitner-Gregersen, E. M., 2008c. Assessing the effect of finite water depth on the occurrence of extreme waves using a direct numerical simulation method. *International Conference on Coastal Engineering (ICCE)*, August 29 - September 5, Hamburg, Germany.
- Toffoli, A., Onorato, M., Bitner-Gregersen, E. M., Monbaliu, J., 2010a. Development of a bimodal structure in ocean wave spectra. *Journal of Geophysical Research*, **115**, C03006, 14 pp. doi:10.1029/2009JC005495
- Toffoli, A., Gramstad, O., Trulsen, K., Monbaliu, J., Bitner-Gregersen, E. and Onorato, M., 2010b. Non-Gaussian properties of random directional wave fields: Laboratory, experiments and numerical simulations. *Journal of Fluid Mechanics*, **664**, 313-336.
- Toffoli, A., Chai S., Bitner-Gregersen, E. M., Pistani, F., 2011a. Probability of occurrence of extreme waves in three dimensional mechanically generated wave fields: A comparison with numerical simulations. *Proceedings of OMAE2011 Conference*, June 19-24, 2011, Rotterdam, The Netherlands.

- Toffoli, A., Bitner-Gregersen, E.M., Osborne, A. R., Serio, M. Monbaliu, J., Onorato M. 2011b. Extreme waves in random crossing seas: Laboratory experiments and numerical simulations. *Geophysical Research Letters*, **38**, L06605, 5 pp. doi: 10.1029/2011
- Toffoli, A., Babanin, A. V., Benoit, M., Bitner-Gregersen, E.M., Cavaleri, L., Monbaliu, J., Onorato, M., Osborne, A. R., Stansberg, C. T., 2011c. Occurrence of extreme waves in three dimensional mechanically generated wave fields propagating over an oblique current. *Natural Hazards and Earth System Science*, **11(3)**, 2011, 895-903.
- Toffoli A., Bitner-Gregersen E.M., 2011. Extreme and rogue waves in directional wave field. *The Open Ocean Engineering Journal*, 2011, **4**, 24-33.
- West, B.J., Brueckner, K.A., Jand, R.S., Milder, D.M. and Milton, R.L., 1987. A new method for surface hydrodynamics. *J. Geophys. Res.*, **92:C11**, 11803–11824.
- Zakharov, V., 1968. Stability of period waves of finite amplitude on surface of a deep fluid, *J. Appl. Mech. Tech. Phys.*, **9**, 190–194.

*Erineta Bitner Gregersen*