海水減少を考慮したオホーツク海における波浪の将来変化

Future Changes in Sea of Okhotsk Wave Characteristics in Consideration of Reduced Sea Ice Cover

菅原吉浩¹・山之内 順²・山本泰司³

Yoshihiro SUGAWARA, Jun YAMANOUCHI and Yasuji YAMAMOTO

The authors proposed a precise wave hindcasting method for areas of sea ice that allows wind speed reduction in line with the level of sea ice concentration. Consequently, the reproducibility of significant wave heights and wave periods was improved in comparison to results obtained with the conventional approach, in which areas of sea ice were considered as land. Using the proposed method, future changes in the 50-year stochastic wave height for the Sea of Okhotsk were also determined in consideration of reduced sea ice cover.

1. はじめに

気候変動による北海道周辺の波浪の将来変化を検討する上で、オホーツク海に面する北海道では海水の影響を考慮した波浪推算を行う必要がある。しかし、氷海域での波浪推算手法については、通常は海水で覆われている部分を陸地とみなすことが多く（例えば、水口ら，2009，以下，従来手法），この場合、氷海域での波浪の発達および減衰が全く考慮されないことが問題となる。本研究では、従来手法よりも再現性が高い波浪推算手法について波浪推算モデルSWANを用いて検討する。また流水の減少による将来気候での50年確率波高（以下、 H_{50} ）の変化について、気象庁・気象研究所による超高解像度全球気候モデル（以下、MRI-AGCM3.2S）の温暖化予測実験結果（Mizutaら，2012）と、本研究で構築した波浪推算手法により検討する。

2. 氷海域における波浪推算

(1) 検討方法

計算領域は図-1のように2段階ネスティングで実施した。格子間隔は第1領域で 0.1° 、第2領域で $1/30^\circ$ とし、時間ステップは第1領域で10min、第2領域で5minとした。周波数分割数は30成分（ $0.04 \sim 1.0\text{Hz}$ ）、方向スペクトル分割数は36成分とした。風による波の発達項についてはJanssen（1991）を用いた。海上風データは気象庁のGSM（ $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ）及びMSM（ $0.0625^\circ \times 0.050^\circ$ ）による再解析データを用いた。再現計算期間は、近年5カ年で海水面積が多い2010年および面積が少ない2009年のそれぞれについて、海水来襲時期の1月～3月を対象とした。

推算値と比較する観測波浪データは、NOWPHAS紋別

図-1 波浪推算領域

表-1 氷海域の波浪推算手法の一覧

手法	陸域とする海水 密接度の境界	推算期間中の 海水分布	風速の 調整
1-1	4以上を陸域	5日毎に移動	無し
1-2	7以上を陸域	5日毎に移動	無し
2	—	5日毎に移動	有り
3	—	無し	無し

（水深50m, N44.318°, E143.607°）を用いた。海水分布は、気象庁がweb上で公開している5日毎の海水密接度（海水密集割合を10分位法で表したものの）の画像データからRGBカラー情報を数値化した。

本研究で比較検討する波浪推算手法を表-1に示す。手法1-1および1-2は、氷海域を陸域とみなす従来手法であるが、SWANのHOTFILEコマンドにより、計算終了時点の境界条件を次の計算ステップの初期条件とすることにより、陸域とみなした海水の移動も考慮している。なお、気象庁の海水分布図の更新間隔と同様に、本検討では5日毎に海水を移動させる。手法2は、海水密接度に応じて風速を低減させる方法である。この手法の詳細は2. (3) で述べる。手法3は、海水を全く考慮せずに、再解析データの風速をそのまま用いる方法とした。

1 水産庁 漁港漁場整備部 整備課
2 (独法) 土木研究所 寒地土木研究所
3 正会員 博(工) (独法) 土木研究所 寒地土木研究所

(2) 氷海域における波高の伝播

氷海域での波浪減衰に関する既往の研究事例としては、Wadhams (1975) がニューファンドランド沖での観測結果を踏まえ、氷板下の波高伝達率 K_t が周期および氷板厚の影響を受けることを確認している。また、堺ら (1996) は水理模型実験により、氷板下の波高が伝播距離 x に応じて指数関数的に減少すること、および氷板厚さ別の K_t を示している。なお、 K_t は、下記の式で表される。

$$K_t = \exp(-Ax) \dots\dots\dots (1)$$

$$A = B \cdot f^n$$

ここに、 K_t : 氷板下の波高の伝達率、 A : 減衰パラメータ、 x : 氷板下の伝播距離 (m)、 B 、 n : 氷厚別のパラメータ、 f : 波の周波数 (Hz)

一方、氷海域での波の発達、海水部分では波を発達させずに式 (1) による減衰のみを考慮し、海水以外の海水面では発達項により波を発達させれば良い。これら減衰および発達の両波高を合成した波高 (以下、目標波高) が、氷海域において伝播していくものと考えられる。

(3) 手法2の1次元数値水路での再現性

SWANにおける波の発達項はPhillipsの共鳴機構による線形増大項とMilesの不安定機構に基づく指数関数項の2種類あるが、本検討ではJanssenの指数関数項のみを考慮している。すなわち、風速を小さくすることで、指数関数的に減衰する目標波高を再現できるはずである。このことについて、図-2のSWAN1次元水路により検討を行った。水路長500km、水深は底面摩擦等の影響を受けないよう500mとし、風速を10m/sから40m/sの4ケース、境界での有義波高を2m、5m、8mの3ケース、周期を8s、10s、12sの3ケースとし、風速を0から100%の間で5%刻みで変化させ、目標波高に最も近づく風速低減率を検討した。減衰パラメータ A は、堺らの実験縮尺を1/100とした場合に、現地スケールで1.0mの氷厚に相当するものを用いた。また、実海域では海水密度が同じでも海水の分布範囲が異なることから、乱数により密度毎にSWANの1次元水路内の海水分布を5000種類に変化させ、各分布毎に算出した目標波高を平均した。

図-3に手法2による再現結果の一例を示す。流水が無い状態では30m/sの風速により破線のように波が発達するが、各密度度に応じて風速を減少させることで、氷海域における波の伝播 (目標波高) が概ね再現されている。

図-4に、最確値を目標波高とした場合の誤差の二乗平均平方根 (RMSE) とRMSEが最小となる最適風速低減率の関係を示す。密度度が増大するにつれてRMSEも大きくなるが、これは、図-3の密度度8の場合にみられるように、密度度が大きい場合には $x=0 \sim 50$ kmの範囲において、風速の低減だけでは十分に波高が減衰しないことに

図-2 SWAN 1次元水路イメージ

図-3 手法2による氷海域波高の再現例

図-4 海水密度度毎の風速低減率とRMSEの関係

よる。ただし、伝播距離が長くなるにつれて目標波高に近づいている。冬季の北海道のオホーツク海沿岸部は、通常200km以上の広い範囲で海水が接岸しているため、実務上のRMSEは図-4に示した誤差よりも小さくなると考えられる。

(4) 実氷海域での有義波高の再現性

図-5に、観測と手法1から手法3の有義波高 $H_{1/3}$ の経時変化と、図-6に観測と推算の $H_{1/3}$ の相関を示す。なお、図-5の上段の海水面積は、北海道東部沿岸から200kmの範囲内における面積を示している。従来手法の手法1-1

図-5 各手法の有義波高の経時変化

図-6 各手法と観測有義波高との相関

および手法1-2では、氷海域での波の伝播を全く考慮しないことにより、観測値に比べて20%程度 $H_{1/3}$ は小さくなっている。ただし、2010年の2月22日および3月20日前後で、従来手法が観測値に比べ相当増大する場合がある。この原因としては、高波浪領域の周囲が海水で突然囲まれることにより、この海域では外部の海域に比べてエネルギーが減衰しづらくなり、次の計算ステップで海水が移動するとこの海域の高波浪が周囲に伝播するためである。このように、従来手法では、氷海域を陸域とみなすことにより、海水部分での波の減衰が過大に評価され、全体的には観測値より過小となるが、海水の分布形

図-7 各手法の有義波周期の経時変化

状によっては観測値より過大に推算される場合もあり、再現性に問題がある。

次に、手法2と手法3の相関を比べると、手法3では観測波高より10%程度過大傾向となっているが、手法2では観測値と同程度となり相関性も向上する。また、海水が少ない2009年よりも、海水が多い2010年において相関性の向上が大きい。例えば、2009年2月5日、2010年2月10日や3月20日前後では、手法3では観測値を大きく上回るが、手法2では推算波高が抑制されている。

このように、手法2は風速を低減させるという簡易な手法ではあるが、実海域においても十分な再現性を有することが確認された。

(5) 実氷海域での周期の再現性

図-7に、手法1から手法3の有義波周期 $T_{1/3}$ の経時変化を示す。手法1-1および手法1-2では、観測値に比べ相当に小さくなるが、手法2や手法3では、経時変化が概ね再現されている。例えば、2009年2月5日付近の $T_{1/3}$ をみると、手法2は手法3に比べて5秒以上周期が長くなり再現性が向上している。

図-8(a)は、笹島ら(1996)が提案した氷海域でのスペクトル形状と、SWANによる手法1~3の計算スペクトル形状を比較したものである。横軸は周波数をピーク周波数 f_m により無次元化し、縦軸は f_m と全エネルギー E により無次元化している。また、図-8(b)には、この時の海水密度分布を、図-8(c)には $H_{1/3}$ および $T_{1/3}$ の経時変化を示す。なお、1994年2月時点の気象庁MSMによる高解像度の風速データが無いため、ここではECMWF($0.75^\circ \times 0.75^\circ$)の再解析データを用いている。スペクトル形状をみると、観測値では高周波成分側のエネルギーが減衰し、ピーク周波数付近が鋭く尖る氷海域での特徴的なスペクトル形状となっている。しかし、手法1-1では、観測値とは異なり高周波成分側にも多くのエネルギーが存在し、 $T_{1/3}$ も観測値に比べ小さくなっている。一方、手法2では波高ピーク時において笹島ら(1996)が

(a) スペクトル形状

(b) 海水密度分布

(c) $H_{1/3}$ および $T_{1/3}$ の経時変化

図-8 氷海域でのスペクトル形状 (1994年2月)

提案した氷海域でのスペクトル形状と同様に f_m 付近にエネルギーが集中し、手法3に比べて $T_{1/3}$ が観測値に近づいている。このように、手法2により流水部分の風速を密接度に応じて低減させることによって、氷海域における特徴的なスペクトル形状を比較的良く表現できることがわかる。

3. 海氷減少がオホーツク海の将来波高に与える影響

(1) 検討方法

次に、MRI-AGCM3.2SのA1Bシナリオ下における地上10m風速 U_{10} (空間解像度は約20km, 時間解像度3hr)を用いて、将来気候における H_{50} を算出する。ただし、海水が多い12月から3月については、MRI-AGCM3.2Sの境界条件として用いられている月別の海水密接度 (水田ら, 2008) に応じて、手法2により風速を低減させた。波浪推算の計算領域としては図-1の第1領域のみを対象とした。対象期間は、1979～2003年 (現在気候), 2015～

図-9 海水の有無が現在気候の H_{50} に与える影響 図-10 現在気候に対する50年確率風速 W_{50} の将来変化

2039年 (近未来気候) および2075～2099年 (将来気候) の各期間25年分, 延べ75年分の波浪推算を実施した。その他の波浪推算方法は、前述2.1と同様としている。なお、統計処理は合田 (2008) の方法とし、閾値以上の極大値の割合が3～5%となるように格子毎に閾値を変えている。

(2) 海氷の有無が50年確率波高に与える影響

図-9 (a) に、水田ら (2008) の月別海水分布をもとに算出した現在気候における12月から3月の平均海水密接度を示す。また、図-9 (b) は、現在気候での海氷の有無が H_{50} に与える影響として、手法3 (海氷無し) と手法2 (海氷有り) による H_{50} の差を示す。図より、サハリン周辺およびカムチャツカ半島周辺の密接度が高い海域での波高差が特に大きく、北海道東部沿岸および根室半島南部でも1～2mの波高差がみられる。すなわち、海水を考慮せずに波浪推算を行うと H_{50} を過大評価することになる。また、現在気候に対して将来気候の H_{50} を相対的に評価する場合にも、海水を考慮することが重要である。

(3) 海氷減少による50年確率波高の将来変化

図-10 (a) (b) に、MRI-AGCM3.2Sの U_{10} をもとに算出した、近未来気候および将来気候における現在気候に対

する50年確率風速（以下、 W_{50} ）の変化を示す。近未来気候では千島列島南東部において、将来気候では日本海側において W_{50} が増大するなど、対象期間により W_{50} の増大領域が変化している。また、北海道周辺では、近未来気候に比べ将来気候の方が風速の増加が顕著である。

図-11に、近未来気候および将来気候における H_{50} の現在気候に対する変化を示す。近未来気候では千島列島周辺や日本海北西部、将来気候では日本海側から太平洋沿岸にかけて H_{50} が大幅に増加しており、これは図-10の W_{50} の変化に概ね対応しているようである。また、近未来気候における北海道沿岸での H_{50} の増加量は平均すると0.5m未満に留まるが、将来気候では日本海側から太平洋にかけて4～5m、氷海域であるオホーツク海側では H_{50} は1m以上増加する。

図-12(a)に、現在気候に対する将来気候での12月から3月の平均海水密度の変化を、図-12(b)には、将来の海水減少が H_{50} に与える影響として、風速は将来気候で海水分布が現在気候の場合と将来気候の場合の H_{50} の差を示す。なお、海水分布が現在気候の場合では、例えば2075年1月では1979年1月、2099年3月では2003年3月の海水分布というように、現在気候25年間と同じ海水分布および出現順序としている。

将来気候の海水密度度は図-12(a)より全体的に減少していることがわかる。また、図-12(b)より H_{50} の変化が大きい海域としては図-9(b)と同様に、現在気候での海水密度度が高い地域において波高差が特に大きく、北海道東部でも1m程度の波高差がみられる。このことから、将来気候における H_{50} の変化は全体的には W_{50} の影響が大きい、海水密度度の大きいサハリン周辺から北海道にかけては、海水減少の影響を受けることが確認された。

4. まとめ

本研究では、流水の減少がオホーツク海における波浪の将来変化に与える影響を検討するため、従来手法よりも再現性の高い氷海域での波浪推算手法を検討するとともに、構築した手法と気象庁・気象研究所によるMRI-AGCM3.2Sの温暖化予測実験結果をもとに、将来の50年確率波高 H_{50} の変化を検討した。その結果、従来実施されていた氷海域を陸域として扱う手法に比べ、海水密度度に応じて風速を減少させることにより、有義波高および有義波周期、並びに氷海域における特徴的なスペクトル形状の再現性が向上することが明らかとなった。また、海水を考慮せずに波浪推算を行った場合には、 H_{50} を過大評価することとなり、その範囲はサハリン周辺だけでなく北海道東部沿岸にまで及ぶことが確認された。さらに、将来気候での H_{50} の変化は風速増大だけでなく、冬の海水減少の影響を受けることが明らかとなった。

図-11 現在気候に対する50年確率波高 H_{50} の将来変化

図-12 将来気候における海水減少が H_{50} に与える影響

謝辞：気象研究所からMRI-AGCM3.2Sのデータを御提供頂いた。ここに記して謝意を表す。

参考文献

- 堺 茂樹・笹本 誠・片山潤之介・劉 曉東・平山健一・泉山 耕・金田成雄 (1996)：氷板による不規則波の変形に関する実験，海岸工学論文集，第43巻，pp.426-430。
- 笹島隆彦・早川哲也・吉野真史・後藤智明 (1996)：海水存在時における風波の周波数スペクトル特性，海岸工学論文集，第43巻，pp.431-435。
- 合田良実 (2008)：耐波工学，鹿島出版会，pp.327-379。
- 水田 亮・足立恭将・行本誠史・楠 昌司 (2008)：CMIP3マルチモデルアンサンブル平均を利用した将来の海面水温・海水分布の推定，気象研究所技術報告，第56号，pp.1-28。
- 水口陽介・林 誉命 (2009)：網走港における設計沖波の検討について，北海道開発技術研究発表会論文集，第52回。
- Janssen, P. A. E. M. (1991)：Quasi-linear theory of wind wave generation applied to wave forecasting, Journal of Physical Oceanography, No.21, pp.1631-1642。
- Mizuta, R. et al. (2012)：Climate Simulations Using MRI-AGCM3.2 with 20-km Grid, J. Meteor. Soc. Japan, Vol.90A, pp.233-258。
- Wadhams, P (1975)：Airborne laser profiling of swell in an open ice field, J.G.R., Vol.80, No.33, pp.4520-4528。