

現地観測に基づく長周期波の沿岸方向特性

中 畑 禎* ・ 落 合 敏 浩** ・ 柏 原 裕 彦***
花 山 格 章**** ・ 関 本 恒 浩*****

1. はじめに

浅海域における長周期波については、近年多くの現地観測や数値計算によって理論の検証が進められ、その特性が明らかになりつつある。こうした中、現象の解明が進んでいないもののひとつに沿岸方向の長周期波の挙動があげられる。

沿岸方向に進行する長周期波については、水口(1979)に詳述されているエッジ波の存在が明らかにされているが、沿岸方向の特性をすべてエッジ波で説明できるわけではない。また、沿岸方向の長周期波は、海浜地形の形成などの浅海域における工学的な問題と関わりが深いことから、その発生・発達機構を含めた特性を把握することが求められている。

このような状況において、栗山ら(2000)は浅海域における長周期の水理特性を総合的に把握するための現地観測を実施している。その中で沿岸方向の長周期変動についての解明も試みられているが、特性を明らかにするには至っていない。

本研究では、直江津港内外において実施された波高および流速に関する現地観測結果のうち、水深 16 m の等深線上に設置された 3 台の波高・流速計によるデータを中心に解析を行うとともに、Boussinesq 方程式を用いた数値解析も実施して沿岸方向に進行する長周期波の水理特性の実証的把握を試みた。

2. 現 地 観 測

日本海に面する新潟県直江津港内外に 1999 年 1 月 18 日～2 月 18 日にかけて 9 台の水圧センサー付き超音波式波高計・2 成分電磁流速計を設置し、水位・水圧・水平 2 成分流速についてサンプリングインターバル 2.0 Hz の連続観測を実施した。図-1 に港湾形状および波高計設置位置を示す。長周期波の沿岸方向の伝播特性を調べるために、港口から港外にかけて、水深 16 m 付近の等

深線に沿って沿岸方向に 3 台の波高計を配置した。なお、観測の詳細については中畑ら(2001a)を参照されたい。

観測されたデータについては、水位変動および流速変動について正時から 1 時間ごとのデータセットを作成し解析を行った。また、水位変動のスペクトル解析結果から、波浪成分は周期 20 s 以下、長周期波成分は周期 20 s 以上と定義した。

観測地点で最も沖に位置する A1 地点における観測期間中の最大波浪が来襲した 2 月 12 日～14 日にかけての有義波高・有義波周期の経時変化を図-2 に示す。また、ピーク波高を観測した 2 月 13 日 9:00 の A1 地点における方向スペクトルを図-3 に示す。NNW を中心に大きなエネルギーが分布していることが確認できる。

沿岸方向に設置した A3・A5・B4 地点における有義波高および長周期有義波高の経時変化を図-4 に示す。長周期波についてはその発達・減衰が有義波高の発達・減衰と対応していることがわかる。

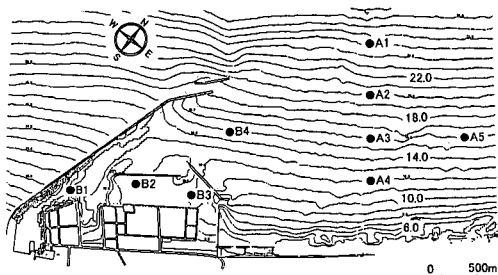


図-1 波高計設置位置

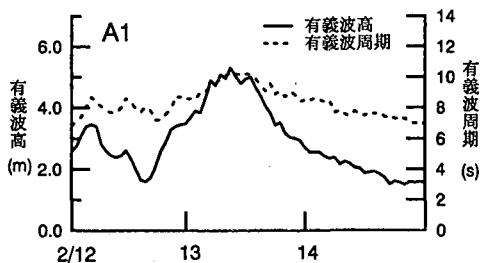


図-2 有義波高・有義波周期の経時変化 (A1 地点)

* 工 修 上越共同火力発電(株)技術部
.. 上越共同火力発電(株)技術部
... (株)日本港湾コンサルタント
*** 正会員 工 修 五洋建設(株)技術研究所
**** 正会員 博(工) 五洋建設(株)技術研究所

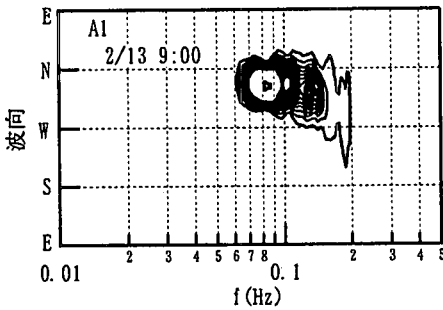


図-3 方向スペクトル (A1 地点)

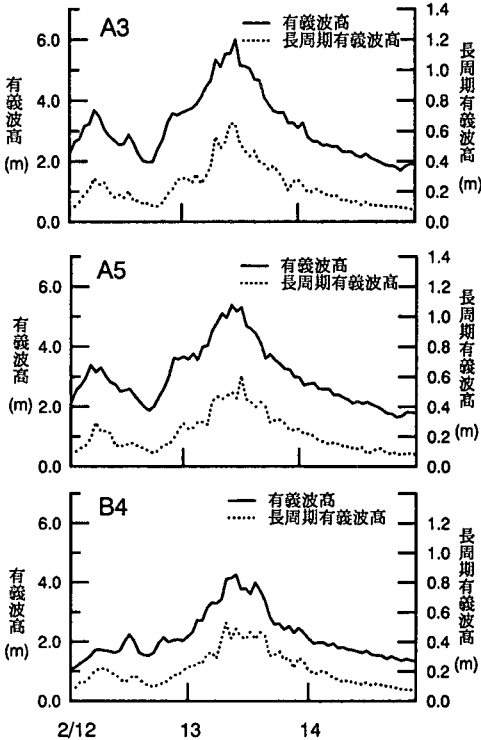


図-4 有義波高・長周期有義波高の経時変化 (A3・A5・B4 地点)

本研究では2月13日の波浪に注目し、5:00を波浪の発達期、9:00をピーク、13:00を減衰期として詳細に解析する。

3. 数値計算による波浪場の再現

3.1 数値計算の概要

本研究では、長周期波を含む波浪場の推定に Boussinesq 方程式を用いた。Boussinesq 方程式には Madsen ら (1991) が補正項を加え分散特性を向上させた式に、運動量補正項および底面摩擦項を付加した、以下に示す式を使用した。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = 0 \quad \dots\dots\dots (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{P^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{PQ}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ = \left(B + \frac{1}{3} \right) h^2 \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 Q}{\partial x \partial y} \right) \\ - \frac{f_w}{2D^2} P \sqrt{P^2 + Q^2} + \nu_e \left(\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 P}{\partial y^2} \right) \quad \dots\dots\dots (2) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{PQ}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{Q^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} \\ = \left(B + \frac{1}{3} \right) h^2 \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial^2 P}{\partial x \partial y} + \frac{\partial^2 Q}{\partial y^2} \right) \\ - \frac{f_w}{2D^2} Q \sqrt{P^2 + Q^2} + \nu_e \left(\frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 Q}{\partial y^2} \right) \quad \dots\dots\dots (3) \end{aligned}$$

ここで、 η は水面変動、 P および Q はそれぞれ x 方向、 y 方向の線流量、 h は静水深、 $D (= h + \eta)$ は全水深、 g は重力加速度である。 B は補正係数で 1/21 を使用した。また、 ν_e は砕波の効果およびスポンジ層による減衰効果を表す過動粘性係数であり、その算出は金山ら (1994) にならった。 f_w は底面摩擦係数であり、その値は佐藤・Kabiling (1993) と同様に 0.02 とした。

造波境界、構造物境界および側方境界は藤村ら (1998) にならって設定した。また、計算格子は x 方向に 7.5 m、 y 方向に 7.5 m、時間方向に 0.2 s 間隔とし、計算時間 3600 s の計算を行った。図-5 に計算領域および計算出力点を示す。

入射波は中畑ら (2001b) と同様の手法を用いて、多方向不規則波および単一方向不規則波の2種類を作成した。

3.2 計算結果の評価

数値計算は2月13日5:00、9:00、13:00を対象に行なった。9:00を対象とした計算については、単一方向入射波を用いた計算も併せて実施し、比較を行った。図-6 に A3 地点の計算結果と観測結果の流速の周波数スペクトルを示す。各時刻において、長周期側の小さなピークの出現位置およびエネルギーにはやや違いはあるもの

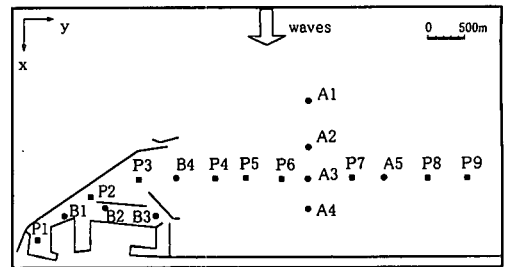


図-5 計算領域および計算出力点

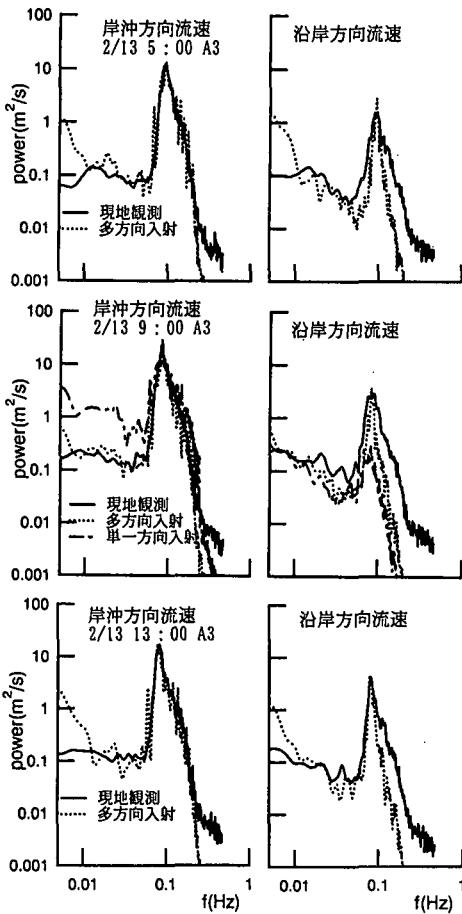


図-6 流速の周波数スペクトル

の、長周期波全体のエネルギーレベルにおける対応は非常に良いことがわかる。また、単一方向不規則波を入射させた結果は、岸沖方向流速において長周期成分を過大評価している。また、沿岸方向流速についても波浪成分のピークが十分に発達していないことが確認できる。一方、多方向不規則波を入射させた結果は観測結果との対応が良いことがわかる。したがって、波の多方向性を考慮した数値計算を行うことにより観測結果を補うことが可能と考えられる。

4. 長周期波の沿岸方向特性

中畑ら (2001b) によれば、水深 16 m における長周期波は、そのほとんどが自由波と考えて良いことが確認されている。そこで、長周期波の沿岸方向特性について検討するためにまず、現地の水位・流速データに EMEP を用いて方向スペクトル解析を行った。図-7 に 2 月 13 日 5:00、9:00 および 13:00 の A3 地点付近 (水深 16 m 付近) の方向スペクトルを示す。また、方向スペクトルについては長周期側 (0.005~0.05 Hz) に注目した結果

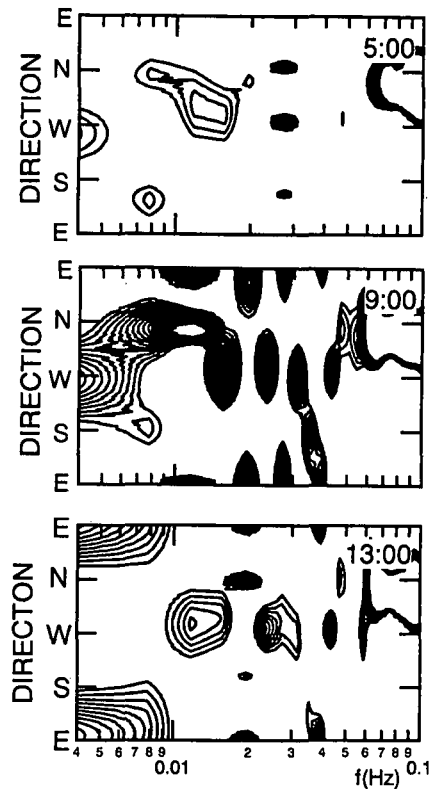


図-7 方向スペクトル (A3 付近)

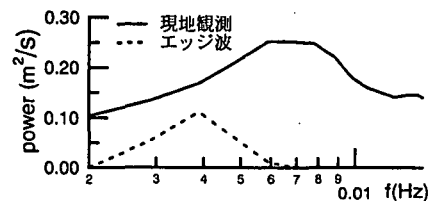
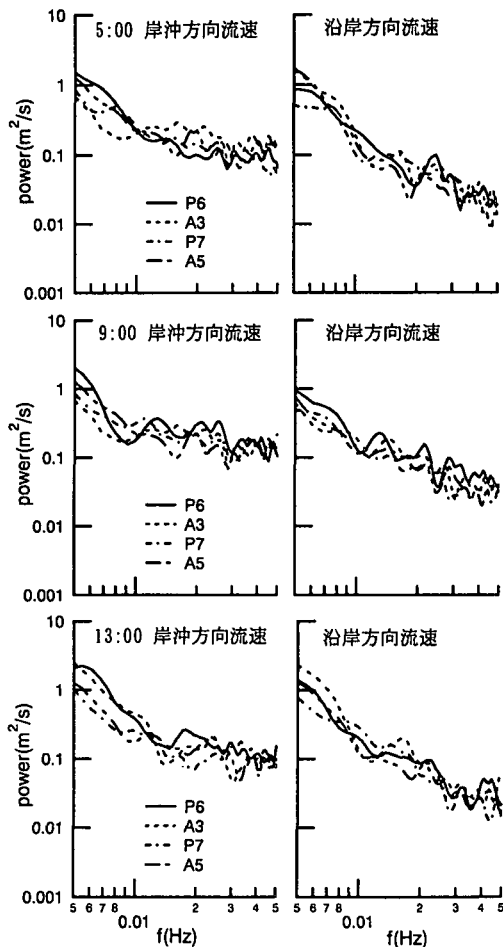


図-8 エッジ波と観測結果の沿岸方向流速周波数スペクトルの比較

を示す。0.01 Hz 付近に存在するエネルギーは、5:00 には NW, 9:00 には NNW, 13:00 には WNW 方向にみられる。これらはいずれも波浪成分の入射波向である NNW とほぼ対応している。また、各時刻において S~E の方向にもエネルギーがみられる。これは入射波向に対する反射方向となっている。この関係が波浪の発達期から減衰期まで継続的にみられることから、岸で反射した長周期波が沖で全反射して戻ってくる波として存在することを示す。

続いて、長周期波の沿岸方向成分がエッジ波であるか否かについて検討した。ここでは 2 月 13 日 9:00 を対象として、水位変動のスペクトルから Eckart (1951) によるエッジ波の長波近似解を用いて、沿岸方向流速の周波



図—9 数値計算における流速周波数スペクトルの比較

数スペクトルを算出した。なお、エッジ波のモードとして1を用いた。

図—8に観測結果に基づく沿岸方向流速の周波数スペクトルとの比較結果を示す。エッジ波の分散関係から求められる沿岸方向流速における長周期成分のスペクトルのピークは0.004 Hzであり、現地観測値のピークである0.006 Hzとはずれている。また、そのエネルギー自体も観測結果のエネルギーと比較すると小さいことから、観測された長周期波はエッジ波モード以外の長周期波が支配的と考えられる。

数値計算結果における岸沖方向流速および沿岸方向流速の周波数スペクトルについて空間的な比較を行った。図—9に5:00, 9:00, 13:00における沿岸方向に配置したP6, A3, P7, A5地点の周波数スペクトルを示す。各時間ごとの岸沖方向流速について、各地点共通の明確なピークはみられない。沿岸方向流速についても各地点の傾向は同じであるが、個々のピークにおける周波数はばらついていることから、沿岸方向の長周期波を特定す

る明瞭な傾向はみられない。

計算結果をもとに隣り合う出力点の沿岸方向流速および各地点の水位と沿岸方向流速を用いたクロススペクトル解析を行い、位相について検討を行った。図—10にP5～A5付近における結果を示す。沿岸方向の計算出力地点は約500 m間隔で設けられている。それぞれの0.01～0.02 Hzの位相のずれは π であることから、沿岸方向の長周期波はエッジ波に似たモードとして存在すると考えられる。

以上の結果から長周期波の沿岸方向成分について考察する。波群によって生じる長周期波の一部は臨界入射角を越えるものがあるため、岸で反射したのち全反射して再び岸に戻ってくる波として存在しうる。エッジ波はこうした波の中で波数の岸沖方向成分が0となる焦点において、その振幅が0となるものであり、この条件を規定するのがエッジ波の分散関係式となっている。このためエッジ波は定常的に存在可能である。エッジ波のモードと異なる全反射する長周期波は、焦点付近で回折を生じエネルギーを分散させるため定常的には存在し得ないが、波群から継続的に長周期波が発生する場合にはエッジ波とともに準定常的に観測されることになる。全反射する長周期波のうち、エッジ波モードとしての存在はまれであり、エッジ波モードではない全反射する非定常的な長周期波が支配的と考えられるため、沿岸方向成分は非常に複雑な挙動を示すことになる。また、長周期波の沿岸方向エネルギーの供給には、基本波の多方向性が重要な役割を果たしている。さらに、Boussinesq方程式による数値解析は入力条件と境界条件を適切に評価することによって、沿岸方向成分も含めた長周期波の評価において非常に有効であることが確認できた。

5. おわりに

冬期日本海における現地観測結果および Boussinesq方程式による数値計算結果をもとに沿岸方向の長周期波特性の評価を行った。得られた結論を以下に示す。

① Boussinesq方程式を用いた数値計算を行うことによって、現地観測結果を平面的に補うことが可能である。

② 沿岸方向の長周期波には入射波、反射波、エッジ波モードの波などが存在し、時々刻々と複雑な挙動を示すものと考えられる。

今後の課題としては、他地点においても現地観測を実施し、数値計算により補うことによって沿岸方向の挙動を含む長周期波の特性を明らかにしていくことが必要と考える。

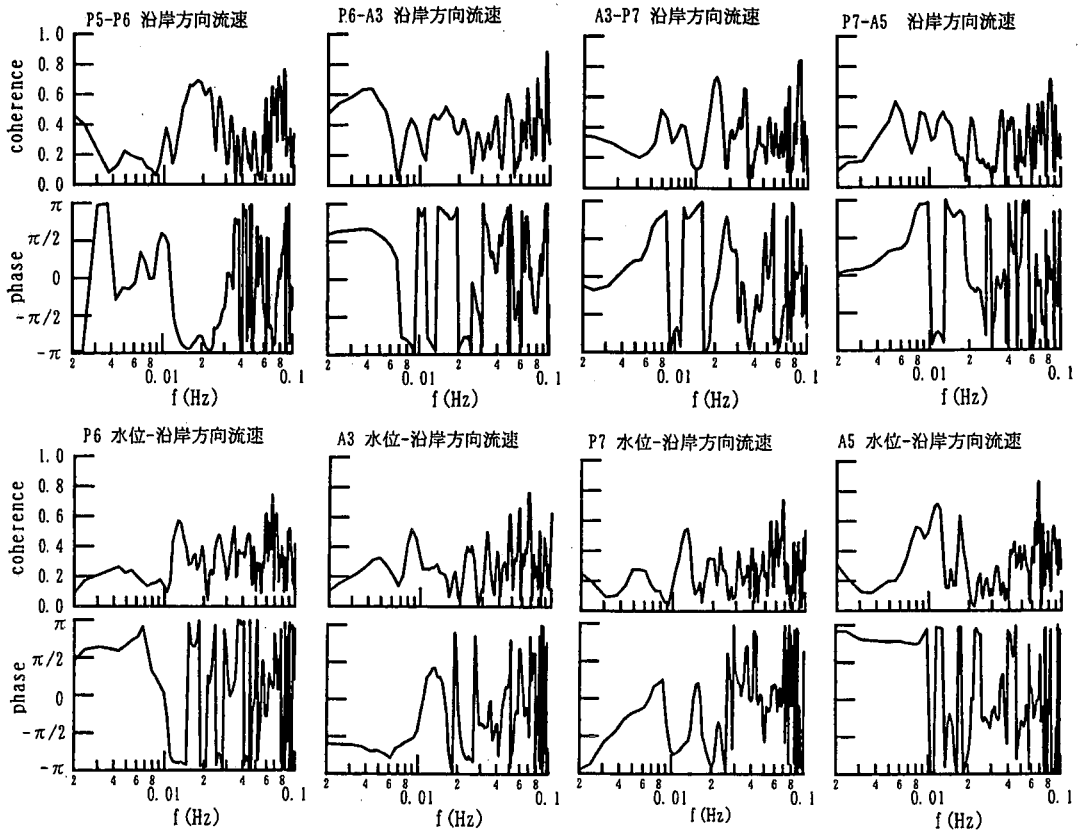


図-10 クロススペクトル解析結果

参考文献

金山 進・清水塚三・磯部雅彦 (1994): プシネスク方程式を用いたサーフビート・水位上昇の平面二次元計算, 海岸工学論文集, 第41巻, pp. 61-65.

栗山義昭・灘岡和夫・武若 聡・岡安章夫・片山裕之・森 信人・内山雄介・中島 剛・田村 仁・堀口敬洋・澤田浩一 (2000): 浅海域における長周期水理現象に関する総合的現地観測, 海岸工学論文集, 第47巻, pp. 231-235.

佐藤慎司・Michael Kabiling (1993): Boussinesq 方程式を用いた波浪・海浜流・海浜変形の数値計算, 海岸工学論文集, 第40巻, pp. 386-390.

中畑 禎・落合敏浩・柏原裕彦・関本恒浩・花山格章 (2001a): 冬期日本海における波浪・長周期波の現地観測, 海洋開発論文集, Vol. 17, pp. 31-36.

中畑 禎・落合敏浩・柏原裕彦・花山格章・森屋陽一・関本恒浩 (2001b): 冬期日本海の現地観測に基づく浅海域への入射長周期波の評価, 海岸工学論文集, 第48巻, pp. 256-260.

藤畑定生・秦 禎勝・森屋陽一・中山晋一・関本恒浩 (1998): 現地観測による港内長周期波浪特性とその予測手法に関する検討, 海岸工学論文集, 第45巻, pp. 306-310.

水口 優 (1979): 海岸工学におけるエッジ波, 水工学に関する夏期研修, pp. B-4-1-B-4-20.

Eckart, C. (1951): Surface waves on water of variable depth, Wave Rep. No. 100, Scripps Inst. of Oceanogr., Univ. of California, La Jolla, 99 p.

Madsen, P. A., R. Murray and O. R. Sorensen (1991): A new form of the Boussinesq equations with improved linear dispersion characteristics, Part 1, A slowly-varying bathymetry, Coastal Eng., Vol. 15, pp. 371-388.