

長時間連続現地観測データにおける長周期波と波群の特性

中谷 耕一*・寛田 博章**・水口 優***

1. はじめに

長周期波に関する研究は近年非常に盛んで、現地観測も多々報告されている。高波浪時の長周期波についての報告例 [例えば佐藤 (1997), 青木ら (1997)] も集まりはじめたが、その発達機構、挙動、性質等に関しては依然として解明されていない部分が多い。本研究では台風通過時の長時間連続現地観測より得た水位変動データをもとに、風波の発達・減衰に伴う長周期波 (および包絡波) の諸特性を調べた。

2. 現地観測の概要

茨城県波崎海岸において 1997 年 9 月 2 日午前 8 時 25 分から 5 日午前 4 時 44 分までの期間、運輸省港湾技術研究所の波崎海洋研究施設に設置されている空中発射型超音波式波高計 (以下 AEUWG と略記) 6 台を借用し、2 台のノート型パソコンをリレー接続させて計 68 時間 11 分 59 秒間の水位変動データを取得した。サンプリング周波数は 5 Hz である。なお、観測期間中には台風 9718 号が観測地点の沖合を通過した。

データ集録中に、A/D 変換ボードの不調により観測開始から 12 時間の間に 421 秒分のデータの取りこぼしが生じた。データの欠損がランダムでその部分を特定する事は不可能であるため、欠損があることを無視してこのデータを使用した。この結果、1 台あたりのデータ総数は 1,227,595 個である。観測時の断面地形、AEUWG の設置位置を図-1 に、今回の解析に用いた水位変動の生データを図-2(a) に示す。データ解析地点 (図-1 桟橋上 378 m 地点) は最高波浪時に碎波帯やや沖に位置した。

3. 水位データの時間スケールに着目した分解

3.1 潮汐成分の分離

図-3 は長周期側に着目したパワースペクトル解析結果である。周波数 f が約 $1/43,200$ Hz (周期にして約 12

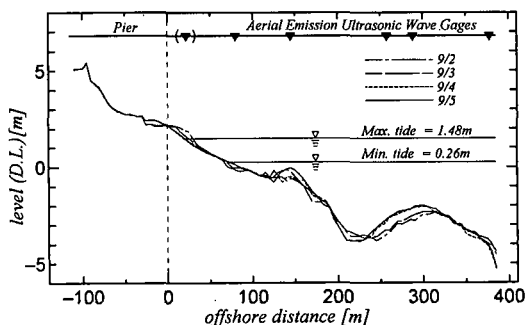


図-1 断面地形と測定点

hr) の所にピークがあり、これは潮汐成分によるものである。そこで以下のようにして潮汐成分を分離した。

AEUWG 設置 5 地点の水位変動データに対しスペクトル解析 (FFT 法) を行い低周波側を比較すると、最岸側を除く 5 地点において $f \leq 1/1,800$ Hz (周期にして 30 min.) の周波数域の形状はほぼ同じで、かつ図-3 に見るように潮汐のピークから直線的に右下がりとなることが分かった。そこで FFT 法による数値フィルタを用いて $f \leq 1/1,800$ Hz の周波数を持つ成分を水位変動生データより分離し潮汐成分とした [図-2 中 (b) 実線参照]。

図-2(b) の一点鎖線は主要 14 分潮を用いた鹿島港の潮汐の計算値であるが、上記のように求めた観測値の波形とほぼ一致した。観測生データと計算潮汐のパワースペクトルを比較 (図-3, 実線は観測値, 一点鎖線は計算値) したところ $f \leq 1/1,800$ Hz ではよく一致しており、今回用いた潮汐成分の分離法は妥当であると思われる。

3.2 風波と長周期波

図-4 は高周波側のスペクトル形状を見るべく平滑化幅を大きくしたものである。一般的に風波の限界と言われている $f = 1/25$ Hz (周期にして 25 s) は本観測においても風波のピークの裾となっている。 $f \geq 1/25$ Hz の成分を潮汐成分分離後のデータよりさらに分離し風波成分 $\eta(w)$ とした [図-2 中 (d) 参照]。なお、図-4 においては風波成分の非線型性の影響によりピーク周波数の 2 倍周波数の成分が顕著に現れている。

残りの成分 ($1/1,800 \leq f \leq 1/25$ [Hz]) がいわゆる (準)

* 中央大学大学院理工学研究科土木工学専攻
** 学生会員 工修 中央大学大学院理工学研究科土木工学専攻
*** 正会員 工博 中央大学教授 理工学部土木工学科

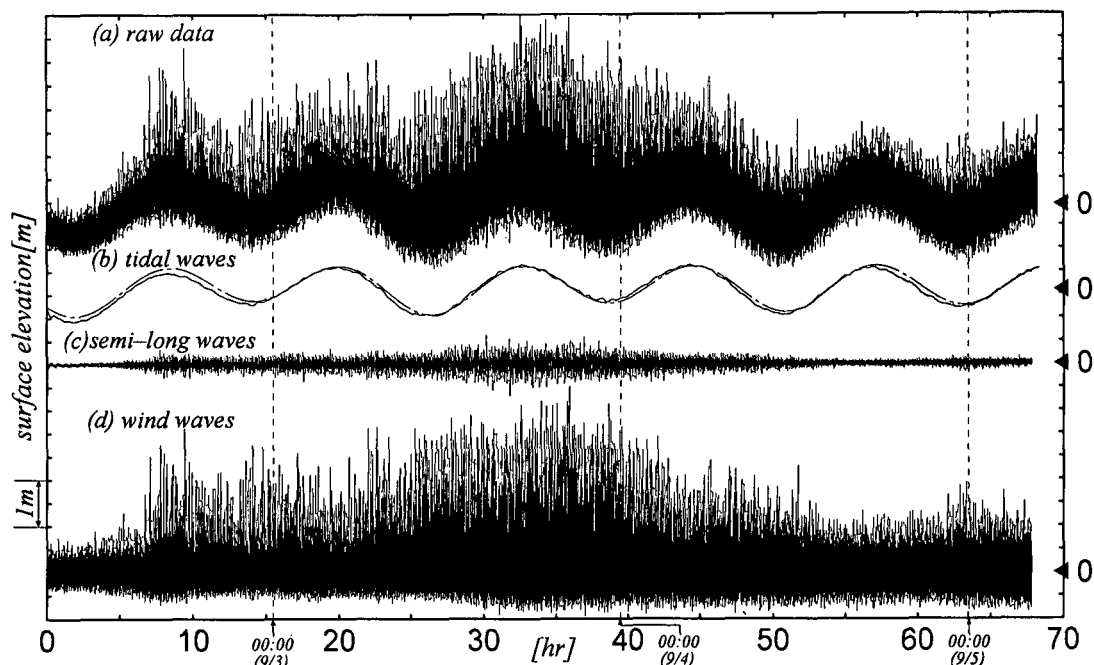
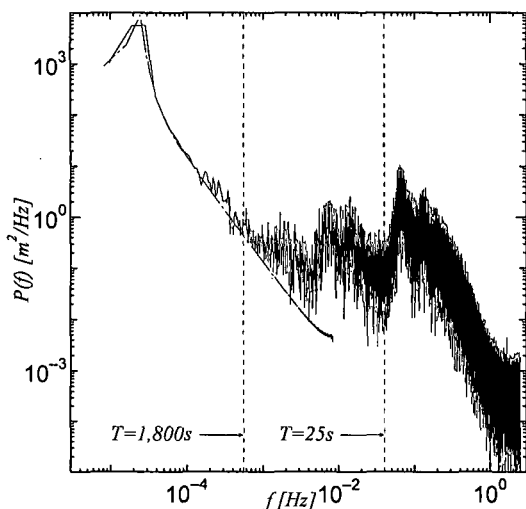


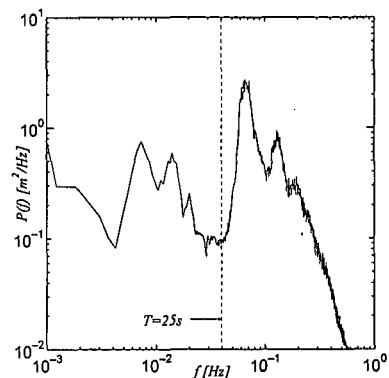
図-2 生データ及び各成分の時系列

図-3 生の水位変動のパワースペクトル(1)
FFT 平滑幅=2

長周期波 (semi-long waves, $\eta_{(t)}$) または外重力波 (infragravity waves) と呼ばれるものである [図-2 中 (c) 参照]。

4. 風波成分の発達・減衰状況

得られた水位変動データより観測開始後 t 時間目 ($t = 1, 2, \dots, 67$) を中心とした前後 2^{14} 個、あわせて時間にして約 109 分間分を抜き出して計 67 個のデータセットを作

図-4 生の水位変動のパワースペクトル(2)
FFT 平滑化幅=128

成した。この約 109 分間はそれぞれ統計的に定常であるものと考え処理した。

風波成分の発達・減衰状況を図-5 に示す。台風の接近に伴い風波の rms 値 $\eta_{(w)}\text{rms}$ が増大する。ピーク周波数 f_p^* ($=m_1/m_0$, m_n は各時間の主ピーク周りのみを考慮したスペクトルの n 次モーメント) は一旦小さくなり、その後徐々に大きくなる。初期および後期の段階におけるピーク周波数と代表周波数 $1/T_{1/3}$ の不一致は波別解析法におけるノイズ的な波の処理に問題があるためと考えられる (後の図-12(a) 参照)。一方、風波スペクトルの (主ピーク) バンド幅パラメータ $u_{(w)}$ ($u = (m_0 m_2 / m_1^2 - 1)^{1/2}$) も一旦小さくなり、徐々に大きくなっていく。こ

れは台風による波のうち、まず周期がそろったうねり性の波が観測地点へ到着し始め、その後それ以外の成分の波も到着したことによって解釈される。

図-6には特徴的な時間帯($n=2, 11, 33, 55$)の風波成分のパワースペクトルを示す。風波波高の増大に伴って主ピークが低周波側にむ

かって発達すると共に基本周波数の2倍の高周波域のパワーも増大する。後者は、図-5における $H_{1/3(w)}/(4\eta_{(w)rms})$ の値が高波浪時に1よりかなり大きくなる事に寄与している。なお、 $H_{1/3}$ 、 $T_{1/3}$ はゼロダウソウス法により定義した有義波高及び有義波周期である。

5. 長周期波の発達・減衰状況

長周期波の発達・減衰状況を図-7に、特徴的な時間帯(風波成分と同時時間帯)のパワースペクトルを図-8に示す。図-9は風波と実測長周期波(及び拘束長周期波)の大きさをrms値を用いて比較したものである。図-7, 9より、実測長周期波の水位変動は風波の3割程度の大きさで、風波成分とほぼ同じ増減傾向を示している。細かく見ると長周期波の大きさは風波が大きいときは(実測, 拘束共に)1乗に比例し、風波の小さいときは(0, 0)点を通ることを考慮すれば2乗程度に比例していると言えよう。

実測長周期波のピーク周波数 $f_{(l)p}$ は風波成分のそれとは異なり、波高の大きい時は0.006 Hzと0.016 Hzの間を

行き来している。これは長周期成分は岸沖方向に重複波を成しているためと考えられる。そこで図-8の実測長周期波のパワースペクトルに見られる腹節構造と図-1の断面地形を多段斜

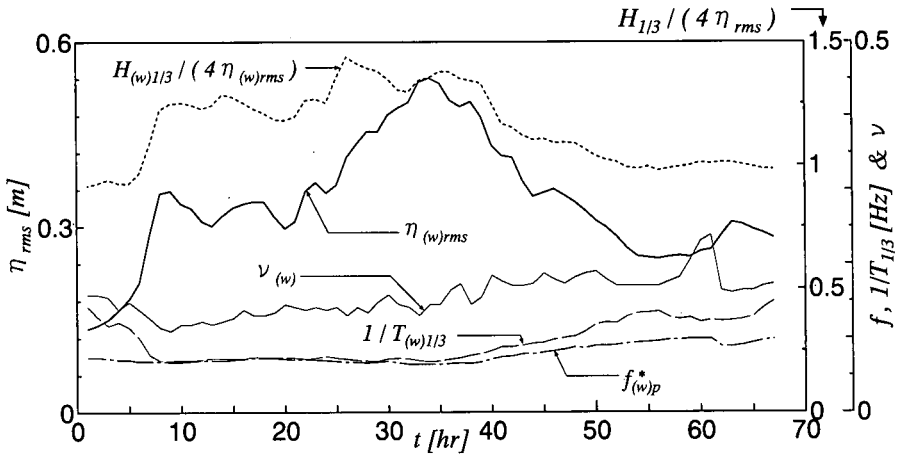


図-5 風波特性量の経時変化

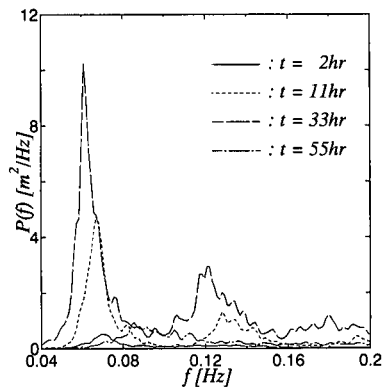


図-6 風波スペクトルの時間変化

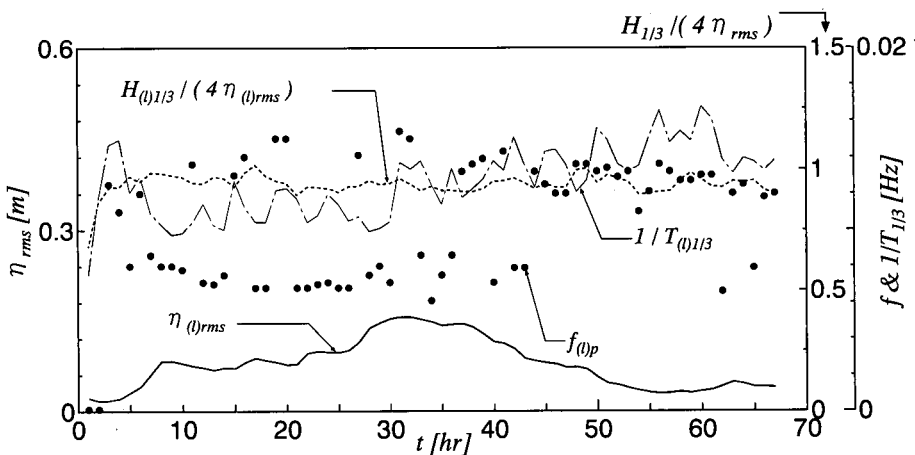


図-7 長周期波特性量の経時変化

面と見なして計算した重複波の腹節構造を比較してみると、 $f \leq 0.02$ Hzの低周波側ではほぼ対応していることが分かった。しかしながらここではrms値のみを議論して

おりその場合は進行波成分のみと見なし解析しても大きな誤差はないと考える。重複波として扱うには水平流速データが必要である。

6. 包絡波と拘束長周期波の発達・減衰状況

実測される長周期波は一般に拘束長周期波（以下、拘束波と略）と自由長周期波（以下、自由波と略）の和である（寛田・水口, 1996）。まず、包絡波とそれを用いて計算される拘束波の発達・減衰状況を図-10に、特徴的な時間帯（風波成分と同時間帯）における包絡波のパワースペクトルを図-11に示す。なお、図-9に風波と拘束波の大きさの比較を示す。

包絡波 $\eta_{(e)}$ は絶対値に low pass filter をかける List (1992) の方法により求めた。拘束波の水位変動 $\eta_{(b)}$ は $\eta_{(e)}$, $f_{(w)p}^*$ (1時間毎に変化) と潮汐変動を考慮した水深 $d(t)$ より Longuet-Higgins・Stewart (1962) の理論解を用いて算定した。それらの時系列の例を図-12に示す。図-10中の時間毎の包絡波形の平均 $\eta_{(e)mean}$ は当然ながら風波の rms 値 $\eta_{(w)rms}$ とほぼ同じ傾向で増減している。一方で包絡波の rms 値 $\eta_{(e)rms}$ は風波が2度目に大きくなっている所ではほとんど変化しない。これは風波がある程度まで増大すると最小波高も比例して大きくなる事を意味する。5.で述べたように、図-9において拘束波の大きさが風波の大きさに比例するという傾向はこの包絡波の特性と対応するものである。なお、図-11において包絡波のパワースペクトルが $f=0$ Hz の所で peak をもつのは理論どおりである (Tayfun・Lo, 1989)。

実測長周期波と拘束波、自由波 $\eta_{(f)}$ と拘束波のそれぞれの各時間帯毎の比を図-13に示す。なお、時系列としての自由波は実測長周期波と拘束波の差として定義した。この図より実測長周期波を構成する拘束波と自由波の比はほぼ1:1であり、実測長周期波は rms 値で見ると拘束波の1/2程度である。すなわち実測長周期波はほぼ cancel しあう拘束波と自由波の和としての波であり、その評価には時系列的な（もしくは位相関係も考慮した周波数空間での）扱いが不可欠であろう。

7. おわりに

包絡波に着目して台風通

過時の長時間連続現地観測データ中の長周期成分の解析を行った。その結果から今回のケースにおいては以下の

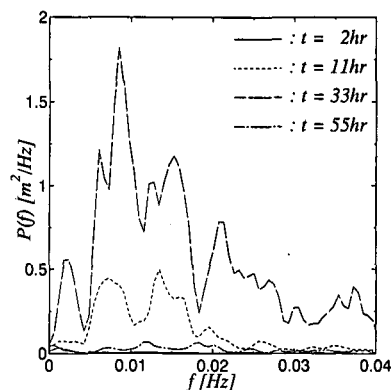


図-8 長周期波スペクトルの時間変化

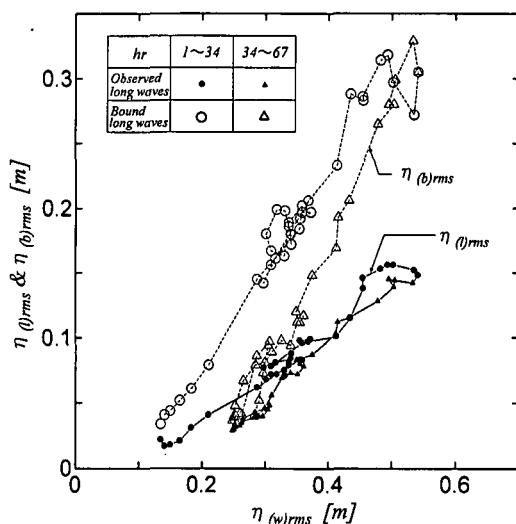


図-9 観測長周期波および拘束長周期波の rms 値

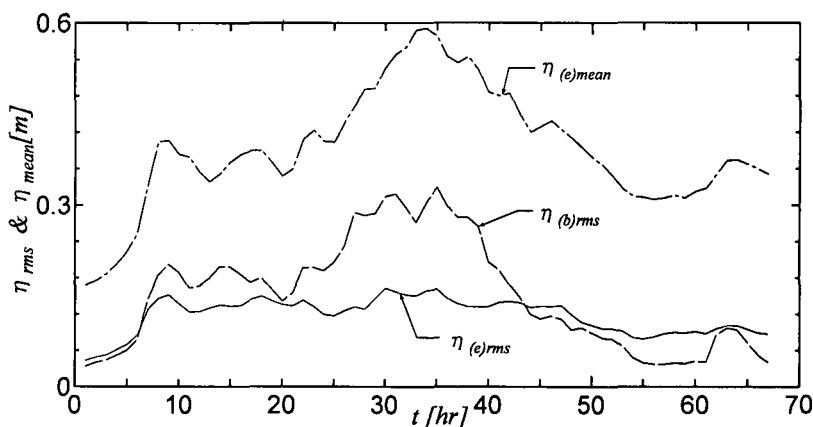


図-10 包絡波特性量と拘束長周期波の経時変化

事が言えよう。(a) 潮汐成分と（準）長周期成分は $f=1/1,800$ Hz で分離することが出来る。(b) 長周期波は $f \leq$

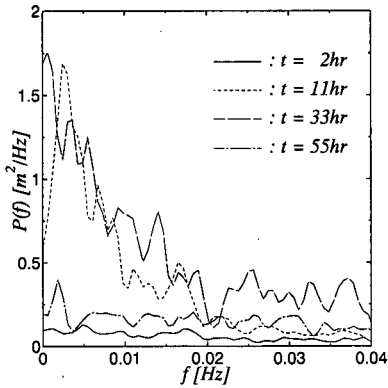


図-11 包絡波スペクトルの時間変化

0.02 Hz ではかなり明確な岸沖方向の重複波構造を成していた。(c) 風波がある程度増大すると包絡波の振幅 (rms 値) は増大しなくなる。(d) 浅海域においては拘束波と自由波はほぼ 1 対 1 の割合で観測長周期波を構成しており、自由波の存在は無視できない。

今回の問題点としては長周期波の重複波構造を考慮した取り扱いができていなかった事が挙げられる。

謝辞：現地観測時に便宜を図ってくださった栗山善昭氏をはじめとする運輸省港湾技術研究所の方々、潮汐計算プログラムを提供して下さった(株)エコーの片野明良氏、また、論文作成を手伝っていただいた中央大学の柘野雅樹氏、山口英一氏、伊藤健司氏、韓世燮氏、新藤淳氏、高橋英嗣氏に対しここに深謝する。

参考文献

青木伸一・喜岡 渉・山村易見・舟橋香・相川久紀 (1997): 台風の通過に伴う沿岸長周期波の増幅と伝播に関する現地観測, 海岸工学論文集, 第 44 巻, 216-220.
佐藤慎司 (1997): 浅海域における長周期流速変動の発達特性, 海岸工学論文集, 第 44 巻, 256-260.

寛田博章・水口 優 (1996): 単一波群による長周期波, 海岸工学論文集, 第 43 巻, 161-165.
List, J. H. (1992): Wave groupiness variation in the nearshore, Coastal Eng. 15, 475-496.
Longuet-Higgins, M. S. and R. W. Stewart (1962): Radiation stress and mass transport in gravity waves, with application to 'surf beats', JFM, Vol. 13, 481-504.

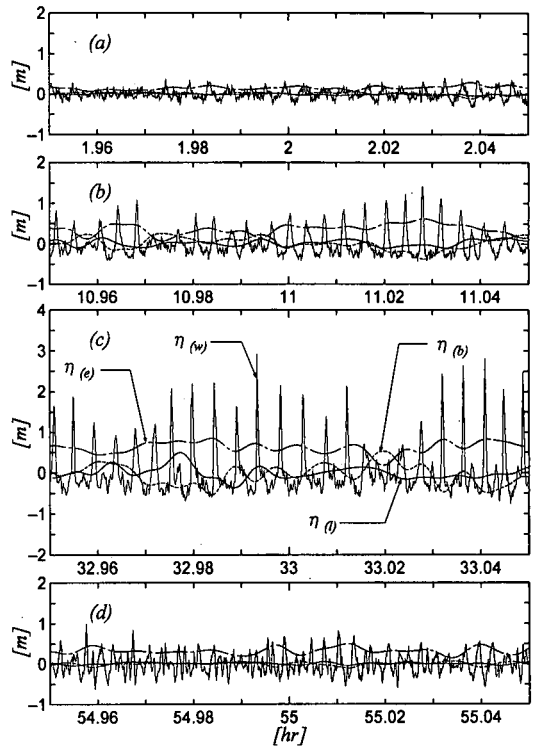


図-12 包絡波と長周期波の例

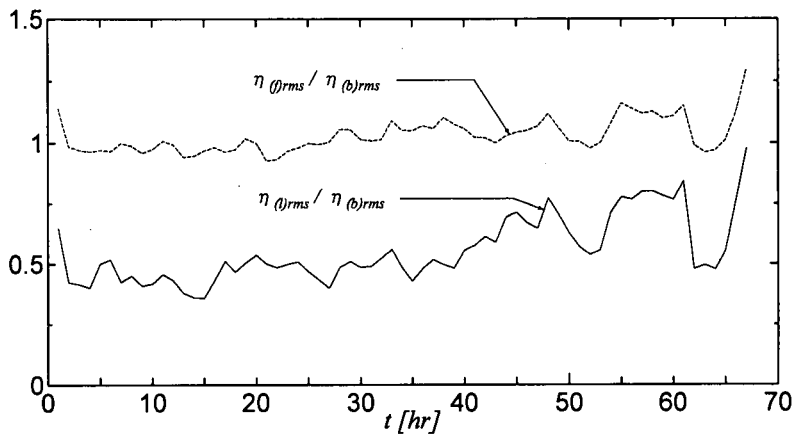


図-13 長周期波各成分の比の経時変化

Tayfun, M. A. and J. M. Lo (1989): Wave envelope and related spectra, J. WPCOE., ASCE, Vol. 115, No. 4, 515-533.