

主成分分析による現地波の波群特性に関する研究

東北電力(株)電力技術研究所 正会員 奥野 敏彦

1. はじめに、

不規則に変動する現地波の特性は、これまで波高・周期やパワースペクトル等の波浪解析により検討される場合がほとんどで、波群としての波の連なり状況、すなわち波群性についてはほとんど考慮されていない。現地波の波の連なりが完全なランダム理論に従う場合には、波群性はほとんど重要な問題とはならない。しかし、実際の波は高波の連 (wave group) を構成する波群としての性質を持ち、しかもこのgrouping現象が海岸工学上においても極めて重要であると指摘されるようになってきた¹⁾。例えば、傾斜堤の被覆材は来襲波の波群性が異なるとその被害の程度も異なり²⁾、波群性の高い波程被害が大きくなること^{3), 4)}、緩斜面上の波の打ち上げ高は隣合う波の波高・周期の違いにより規則波の結果と非常に異なること⁵⁾が報告されている。また、防波堤背面への越波問題でも高波の連の来襲時に集中的な越波が生じ短時間に設計越波流量よりかなり大きな越波量となる恐れがあり、その排水対策が重要となる⁶⁾。

以上の点から、今後は波群性を含めた波浪解析法の確立が望まれるとともに、各観測点の波の波群性を把握することが重要であると考えられる。そこで、本研究は日本海側と太平洋側それぞれ1地点の現地観測波形を主成分分析により解析しその解析法の適否を調べ、さらに波群性を含めた波浪状況およびそれと気象要因との関連を検討することを目的とした。

2. 従来の研究

これまでの不規則波の波群性の研究は、波群中の高波の連に対する統計学的観点と、深海域から極浅海域へ伝播する波の波群構造の動力学的観点から検討されている。このうち、統計学的観点からは波高の連の長さの確率特性や、波群性とスペクトル形や波高の時間変化との関連において調べられてきた。

ゼロアップクロス法で定義された波高の連に関する理論的研究としては、隣合う波の波高の相関がないとして連の理論を導いた合田の研究⁷⁾、狭帯域スペクトルの仮定で連の特性を検討したEwing⁸⁾、Nolte-Hsu⁹⁾の研究および波高の時系列がマルコフ過程的な特性を有することを考慮した連の理論を提案した木村の研究¹⁰⁾がある。このうち、木村の連の理論が現地の波の連の特性との適合性が良いと言われている。木村の連の理論では、隣合う波高の相関係数 r_1 がわかれば波の連の長さ j_1 やトータルラン(繰返し長さ) j_2 が確率的に求まる。これらの統計量は、波の波群性を表わす代表的な量と言える。

合田¹¹⁾は現地波の平均連長 $\bar{j}_1$ と合田が提案したパラメーター Q_p との関係を調べ、 Q_p が大きい波程波高の連が長くなることを示した。Funke-Mansard¹²⁾は、波の grouping の程度を表わす統計量として、Groupiness Factor (略してG.F.)を提案した。波浪状況とこれらのパラメーターとの関係については、Rye¹³⁾が北海の波について調べ平均的に $r_1 = +0.24$ で波浪の発達期に r_1 が大きくなることを、間瀬・岩垣¹⁴⁾が和歌山県御坊の波では波の発達期の初め、減衰期の終りで $\bar{j}_1$ や $\bar{j}_2$ が大きく最盛期にはこれらの値とともにG.F.も大きくなり、grouping現象が顕著となることを報告している。

以上のことから、現地波浪の波群性は波形から求まる統計量 $\bar{j}_1$ 、 $\bar{j}_2$ および r_1 、スペクトル形から求まる統計量 Q_p および波形の時間変化から求まる統計量G.F.から把握することができると考えられる。これらのパラメーターの説明を表-1に示す。ただし、 $\bar{j}_1$ と $\bar{j}_2$ は設定波高を有義波高 $H_{1/3}$ とした場合である。

表-1 パラメーターの説明

パラメーター	記 号	説 明
平均連長	$\bar{j}_1 (H_{1/3})$	1つの波形において、 $H_{1/3}$ を連続して超える波数を連長と言い、1波形内で平均した値。高波の連を表わす代表量。
平均繰返し長さ	$\bar{j}_2 (H_{1/3})$	1つの波形において、1つの波群の中で最初に $H_{1/3}$ を超える波から次に $H_{1/3}$ を超える波の前の波までの波数を繰返し長さと言い、1波形内で平均した値。
Groupiness Factor	G. F.	SIWEH (波のエネルギーの時間変化曲線) の変動係数。
隣合う波の波高の相関係数	r_1	連続する2つの波の波高の相関を表わし、相関が高いほど引続く波がより高い波となる確率が高くなる。
合田のパラメーター	Q_p	1つの波形のパワースペクトルから求まる値で、スペクトル形の尖鋭度を示す。

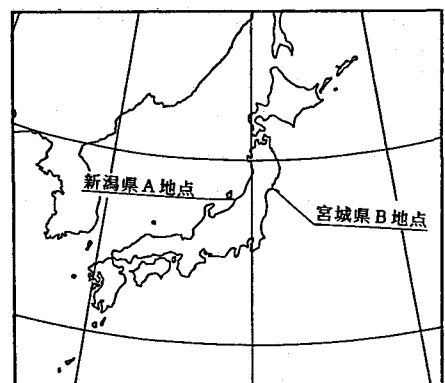
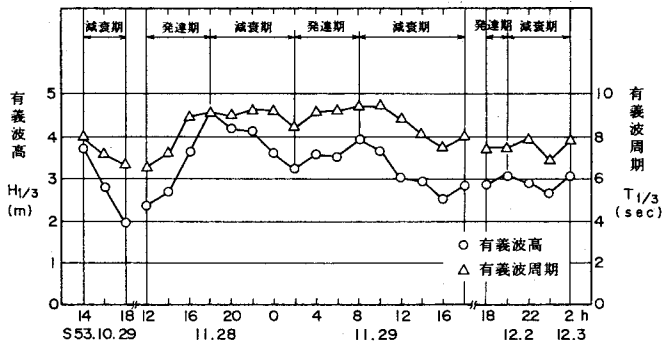
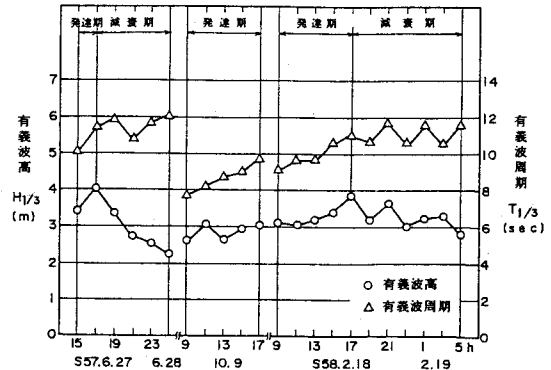


図-1 A、B地点の位置



(1) 日本海側新潟県A地点



(2) 太平洋側宮城県B地点

図-2 解析波浪の時間推移

表-2 解析した現地波形の諸元

地点	観測日時	風向	波向	波形個数	個数合計
新潟県 A地点	S53.10.29 14時~10.29 18時	SSW~WSW	WSW~W	3	24
	S53.11.28 12時~11.29 8時	W~WSW	W	16	
	S53.11.29 10時~11.29 18時	WNW~N	W~NNW	5	
	S53.12.2 18時~12.3 2時	W~WNW	NNW	5	
宮城県 B地点	S57.6.27 15時~6.28 1時	—	NE	6	22
	S57.10.9 9時~10.9 17時	—	ENE~NE	5	
	S58.2.18 9時~2.19 5時	—	NE	11	

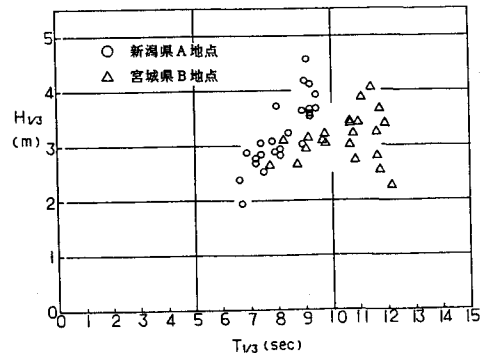


図-3 $H_{1/3}$ - $T_{1/3}$ の結合分布

3. 解析に用いた現地波形

解析に用いた波形記録は、図-1に示すように新潟県A地点と宮城県B地点の各々3つの一連の異常波浪時の波形(有義波高 $H_{1/3} \geq 2.0$ m)46個である。A地点は佐渡ヶ島の南東に位置しているため、波向が北西の場合は日本海からの波が佐渡ヶ島によって遮蔽される。一方、B地点は牡鹿半島の東側に位置し太平洋からの波が直接入射する。観測波形は、両地点とも水深15m地点に設置された超音波式波高計により2時間毎に20分間測定された。これらの記録は、座標変換器を用いて50msec毎にデジタル化し波別解析、スペクトル解析を行った。観測波形の取得日時、その時の風向・波向および解析波の個数を表-2に示す。B地点の観測時の風向は測定されていない。図-2は、解析波の有義波高 $H_{1/3}$ と有義波周期 $T_{1/3}$ の時間推移を、図-3は $H_{1/3}$ - $T_{1/3}$ の結合分布を示す。有義波周期はA地点で約8秒、B地点で約11秒と太平洋側B地点の方が長い。

4. 解析手法

本手法は、それぞれの波形から求まる多くの統計量の中から数種類のパラメーターを抽出し、主成分分析法によりこれらの持つ情報を低次元に縮約することにより、各波形の特性を客観的かつ相対的な評価を与えようとするものである。主成分分析に用いたパラメーターは次のものである；

(1) 波高・周期パラメーター：有義波高 $H_{1/3}$ 、有義波周期 $T_{1/3}$ 、波形勾配 $(H/L)_{1/3}$

(2) 波群性パラメーター： $j_1(H_{1/3})$ 、 $j_2(H_{1/3})$ 、G.F.、 r_1 、Qp

A地点とB地点の全解析波の波数と上記パラメーターの平均値を表-3に示す。A地点の波はB地点より平均的に波形勾配が大きい、波群性パラメーターが小さい。すなわち、B地点の波の方が波群性が高いと言える。

解析は、各波形からこれらのパラメーターの値を求め、3個の波高・周期パラメーターのうちの1個と波群性パラメーター5個の計6個を1組とし、各々2個のパラメーターの相関係数、固有値および固有ベクトルを計算した。その後、各波形の第1主成分(u_1)と第2主成分(u_2)を求め2次元平面にプロットし、これと気象状況等を対比させることにより波浪特性について検討した。

表-3 解析波形の特性

地点	波数	$H_{1/3}$ (m)	$T_{1/3}$ (sec)	$(H/L)_{1/3}$	$j_1(H_{1/3})$	$j_2(H_{1/3})$	G. F.	r_1	Qp
A地点	3,790	3.23	8.20	0.0392	1.40	9.82	0.635	0.257	1.83
B地点	2,167	3.11	10.40	0.0277	1.48	10.57	0.649	0.401	2.08

5. 解析結果

表-4は、波高・周期パラメーターとして波形勾配を用いた場合について、全46波形を用いて計算した相関係数、個有値および固有ベクトルであり、次のことがわかる。

a. 波形勾配と波群性パラメーターとの相関は非常に小さい。また、波高・周期パラメーターとして有義波高や有義波周期を用いた場合も同じ結果が得られた。これより、波の波群性は波高・周期とは別の物理現象に支配されていると考えられる。

b. 波群性パラメーター間の相関は、0.3～0.6とある程度の正の相関がある。特に、 $\bar{j}_1$ と $\bar{j}_2$ 、 $\bar{j}_1$ と r_1 および $\bar{j}_2$ とG.F.の間の相関が高い。

c. 固有値より、第2主成分までで全データの持つ情報のうち65.3%が吸収されている。

d. 固有ベクトルより、第1主成分は5個の波群性パラメーターがほぼ同程度の高い寄与率を有し、第2主成分は波形勾配の寄与率が非常に高い。従って、第1主成分(u_1)は波群性の程度を表わす因子、第2主成分(u_2)は波形勾配を表わす因子と区別できる。また、この表より u_1 と u_2 は、次式で与えられる。

$$u_1 = 0.028(H/L)^* + 0.470(\bar{j}_1)^* + 0.471(\bar{j}_2)^* + 0.396(G.F.)^* + 0.472(r_1)^* + 0.420(Qp)^* \cdots (1)$$

$$\pm 0.447((\bar{j}_1)^* + (\bar{j}_2)^* + (G.F.)^* + (r_1)^* + (Qp)^*)$$

$$u_2 = 0.862(H/L)^* - 0.008(\bar{j}_1)^* + 0.106(\bar{j}_2)^* + 0.414(G.F.)^* - 0.242(r_1)^* - 0.084(Qp)^* \cdots (2)$$

$$\pm (H/L)^*$$

なお、 $(x)^* = (x - \bar{x})/S_x$ ： $\bar{x}$ は平均値、 S_x は標準偏差）： $x = 0$ となるように規準化した値。

(1) 太平洋・日本海側2地点の波浪比較

図-4は、解析結果を u_1-u_2 平面上にプロットしたものである。固有ベクトルから、 u_1 の大きい波は波群性が高く、 u_2 の大きい波は波形勾配が大きいと言える。図中には、両地点のプロット点を包含する領域も示した。これより、太平洋・日本海側2地点の波浪状況を比較すると、波形勾配と波群性の関係では u_1-u_2 平面上で両者の波形の分布が明らかに異なり、波浪状況に地域特性があることをわかる。すなわち、日本海側の波浪は太平洋側より波形勾配が大きいが波群性が低くなる傾向にある。これは、日本海側の異常波浪が短周期の風波として、太平洋側では比較的周期の長いうねり性の強い波として発達することに起因すると考えられる。

(2) 一連の異常波浪の時間変化

波形観測地点の波浪状況は、低気圧の移動に伴って変化し、波浪の発達期、最盛期、減衰期の過程をたどり、来襲波の波高変化と対応付けられる。そこで、一連の異常波浪の発達～減衰過程において、波群性を含めた波浪状況がどのように変化するか検討した。

図-5は、有義波高と5個の波群性パラメーターを用いた解析結果のうち太平洋側(宮城県)の昭和57.6.27 15時～6.28 1時の6個の波の波浪状況の経時変化である。これより、波高と波群性の関係が波浪の経時変化に対し、 u_1-u_2 平面上で反時計回りの軌跡とし

表-4 相関係数、固有値および固有ベクトル

(1) 相 関 係 数

	$(H/L)_{1/3}$	$\bar{j}_1(H_{1/3})$	$\bar{j}_2(H_{1/3})$	G. F.	r_1	Qp
$(H/L)_{1/3}$	1	-0.046	-0.007	0.174	-0.169	-0.035
$\bar{j}_1(H_{1/3})$	-0.046	1	0.602	0.318	0.537	0.409
$\bar{j}_2(H_{1/3})$	-0.007	0.602	1	0.502	0.450	0.342
G. F.	0.174	0.318	0.502	1	0.367	0.355
r_1	-0.169	0.537	0.450	0.367	1	0.535
Qp	-0.035	0.409	0.342	0.355	0.535	1

(2) 固 有 値

第1主成分 λ_1	2.779
第2主成分 λ_2	1.139

(3) 固 有 ベ ク ト ル

	第1主成分 U_1	第2主成分 U_2
$(H/L)_{1/3}$	0.028	0.862
$\bar{j}_1(H_{1/3})$	0.470	-0.008
$\bar{j}_2(H_{1/3})$	0.471	0.106
G. F.	0.396	0.414
r_1	0.472	-0.242
Qp	0.420	-0.084

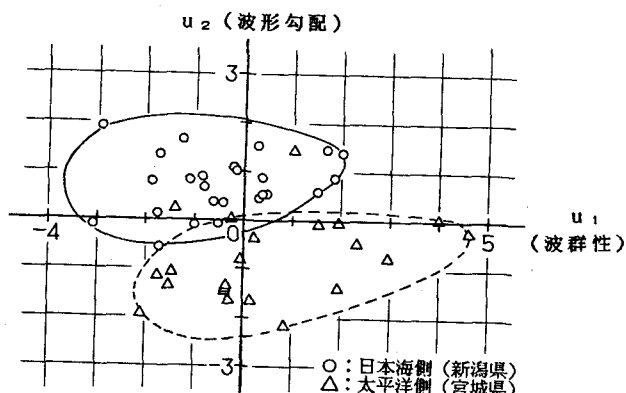


図-4 2地点の波浪状況の比較

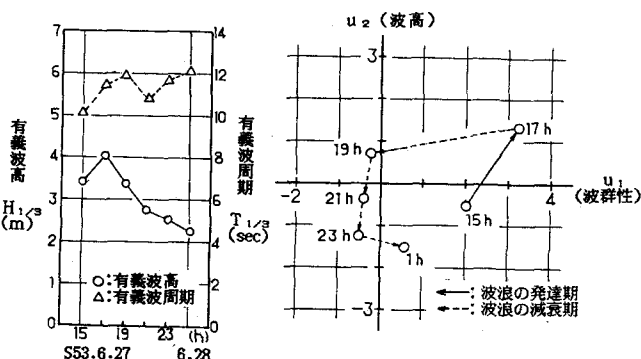


図-5 太平洋側B地点の波浪状況変化
(昭和57.6.27 15時～6.28 1時)

て描かれる。この原因は、以下のように考察される。

- a. 波浪の発達期には波高が低く、波群性も低い。
- b. 波高の増大とともに波群性も高くなる。
- c. 最盛期には波高・波群性とも最も高い。
- d. 減衰期に入ると、波高の低下とともに波群性も低下する。
- e. 減衰期の終りには波群性が再び高くなる。
- f. a. ~ e. の過程が u_1-u_2 平面上で反時計回りの軌跡として描かれる。

また、図-6は、図-5のうち波浪の最盛期(17時)と減衰期(19時)の波形と包絡波形である。両波ともうねりを伴う波と考えられるが、17時には高波の連が顕著に現われ包絡波形の変動も緩やかである。一方、19時には測定開始6分後からランダムな波形を呈し包絡波形の変動も大きい。17時の方が波群性が高いと言える。

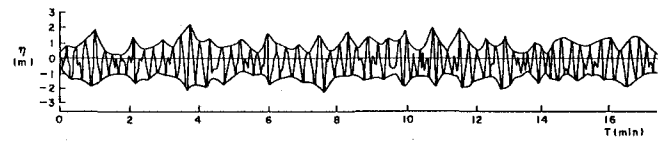
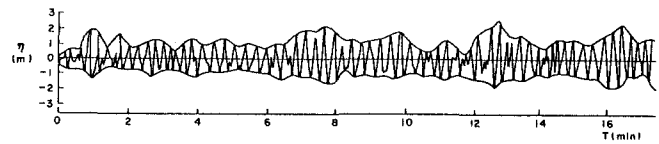


図-6 太平洋側B地点の波形と包絡波形

(3) 波浪状況と気象要因との関係

常波浪時の波浪状況は、その波の発生時の気象状況、特に低気圧の移動経路や低気圧の中心気圧および風域の大きさ等と密接な関係があると考えられる。表-5、6は、A、B地点の解析波形取得時の気象状況と各3つの異常波浪の u_1-u_2 平面上での経時変化を示している。解析は、有義波高と5個の波群性パラメーターを用いた場合である。なお、A地点の(A-1)の解析結果にはS53.10.29 12時のデータも追加した。

(i) 日本海側A地点の場合

3ケースの気象状況は、それぞれ異なる日本海側の気象である。

このうち、(A-1)、(A-2)の場合、A地点海域の波浪は明確な発達-減衰過程を示し、 u_1-u_2 平面上で半時計回りの時間推移となっている。一方、(A-3)の場合、 u_1-u_2 平面上の第3象限に属し、波高・波群性とも低く推移する。よって、A地点で波群性が卓越する場合は波浪の発達-減衰過程が明確に示される時の発達期あるいは最盛期、気象状況で見ると日本海上で大きな風域が形成できる(A-2)のような低気圧の移動時と考えられる。

(A-2)の場合、A地点海域では2山形の波浪を示す。これは、低気圧がA地点北方約300kmを西から東へ移動する際に発生する風波が佐渡ヶ島によって遮断させられるためと考えられる。すなわち、2つの波浪の発達-減衰過程は、低気圧がA地点に近づく場合とA地点から離れる場合に形成されるものであり、特に表-5より前者の場合(11月28日12時~18時)の方がA地点の波群性は高くなると言える。

(ii) 太平洋側B地点の場合

3ケースの気象状況も、それぞれ異なった気圧配置および低気圧の移動経路を示す。

図-2より波浪の発達-減衰過程が明確な(B-1)の場合には、解析結果のプロット点の経時変化は(A-1)、(A-2)と同様の傾向を示し、波浪の最盛期に波群性が最も高くなることを示している。

(B-2)の場合、台風(温帯低気圧)がB地点から離れるにつれて、風域もB地点から遠ざかる場合である。図-2より、この時の波高はほとんど変化せず周期が徐々に増大する。これは、風域内で発生した風波が風域を離れうねりを伴う波となってB地点に到達したためと考えられる。この特徴は、解析結果より u_2 がほとんど変化しないのに u_1 が徐々に大きくなることで説明できる。

(B-3)の場合、他のケースと異なり u_1-u_2 平面上で複雑な時間推移を示している。これは、日本付近に存在する2つの低気圧の影響と考えられる。太平洋上を東へ移動する低気圧によって発生する波は一旦波高・波群性とも高くなるが、この波は日本海上の低気圧が発生させる太平洋上の風波により干渉させられる。そのため、図-2では波浪の発達期・減衰期が明確であるが、波群性が複雑に変動すると思われる。

従って、来襲波の波群性と気象状況との間には低気圧の移動経路や低気圧による風域の大きさと密接な関係を持ち、波群性が高くなる場合は次の2つのケースが考えられる。

a. A、B地点の海域付近を低気圧が通過する場合の波浪の発達期~最盛期

b. 太平洋上の低気圧がB地点から東の方向へ離れていく場合の波浪の減衰期

これは、aの場合波浪の発達過程での高波の連の形成、bの場合波浪の減衰過程における比較的周期の長いうねりを伴う高波の連の形成に起因すると考えられる。また、A地点の波群性はうねり性のある波と言うよりも波浪の発達期の風波によって卓越する傾向にあり、特に日本海上で大きな風域を持つ低気圧がA地点に近づく場合に顕著となるようである。

表-5 日本海側A地点の解析波形取得時の気象状況と解析結果

ケース	A - 1	A - 2	A - 3
期間	昭和53年10月29日14時～10月29日18時	昭和53年11月28日12時～11月29日18時	昭和53年12月 2日18時～12月 3日 2時
低気圧の移動状況	低気圧(1002mb)が鳥取～輪島沖～秋田県へと日本列島の日本海側を通過する。	低気圧(992mb)が北緯40°線に沿って朝鮮半島北部～秋田～太平洋へと進む。	低気圧(990～980mb)がソ連～樺太中央部～オホーツク海へと進む。
解析波の取得時	A地点の北(佐渡北東)～秋田付近に低気圧が移動する。	低気圧がA地点の沖合300km～岩手県付近に達する。	低気圧が樺太付近を移動する。
解析結果			

表-6 太平洋側B地点の解析波形取得時の気象状況と解析結果

ケース	B - 1	B - 2	B - 3
期間	昭和57年 6月27日15時～6月28日 1時	昭和57年10月 9日 9時～10月 9日17時	昭和58年 2月18日 9時～2月19日 5時
低気圧の移動状況	台風(980mb)が東北地方の東側沖合を北上する。	静岡県沖北緯28°付近を北上する大型台風(935mb)が銚子沖に進み、10月9日9時に熱帯低気圧となりさらに東へ進む。	低気圧が2つある。1つは(992mb)で北緯40°線に沿い日本北部を通過する。1つは(996mb)で紀伊沖～銚子沖～福島県沖へ進む。
解析波の取得時	B地点東沖合から下北半島東側へ向かう。すなわち、台風がB地点から北へ離れる状況にある。	台風が熱帯低気圧になった後、東へ進む。B地点から次第に離れる。	1つは日本海中央部～岩手へ移動する。1つは福島県沖～太平洋へとB地点から離れていく。
解析結果			

6. おわりに、

本手法による波浪解析は、波高・周期と波群性を含めた波浪特性を把握する上で有効な手法であると考えられる。また、解析結果と気象状況を対比することにより、より明確な波浪特性を知ることができる。

検討結果をまとめると、以下ようになる。

- (1) 波高・周期パラメーターと波群性パラメーターとの相関が非常に小さく、波群性は波高・周期とは別の物理的現象に支配されていると言える。波群性パラメーター間の相関係数は0.3~0.6で正の相関がある。
- (2) 固有ベクトル計算の結果、第1主成分は波群性を表わす因子、第2主成分は波高、周期または波形勾配を表わす因子と区別できるため、二次元平面から波浪特性を把握することができることがわかった。
- (3) 一連の異常波浪時の経時変化は、 u_1-u_2 平面上で反時計回りの軌跡として描かれ、波浪の発達~減衰過程と対応付けができた。
- (4) 太平洋・日本海側2地点の波浪状況を比較すると、明らかに異なった解析結果が得られ波浪状況に地域性があることがわかった。日本海側の波浪は太平洋側より波形勾配が大きいが波群性が低い傾向にある。
- (5) 現地波浪の波群性は、低気圧の移動経路とその風域の大きさに密接な関係がある。波群性の卓越する場合は観測点に低気圧が接近する時期(波浪の発達期)、太平洋側で低気圧が観測点から東方や北方へ遠ざかっていく時期(波浪の減衰期)であり、相対的に後者の方が波群性が高くなる傾向にある。

本手法によって波浪データの特性を検討する場合、多くの地点を対象とした、基礎となる解析結果を求めて置く必要がある。すなわち、日本近海を対象とした波浪データから平均的な式 u_1 、 u_2 を求めておけば、入手したデータがどのような特性を持つ波か容易に把握することができる。今後は、より多くの地点のデータを解析し、本手法の汎用性について検討していきたい。

【参考文献】

- 1) 合田良実：港灣構造物の耐波浪設計，鹿島出版会，1982。
- 2) Burcharth, H.F.: The effect of wave grouping on on-shore structures, Coastal Eng., Vol. 2, pp.189-199, 1979.
- 3) Johnson, R.R., E.P.D. Mansard and J. Pieog: Effects of wave grouping on breakwater stability, Proc. 16th Coastal Eng. Conf., pp.2228-2243, 1978.
- 4) 奥野敏彦：消波堤被覆ブロックの安定性に及ぼす入射波の波群効果に関する実験的研究，第34回海岸工学講演会論文集，pp.512-516, 1987。
- 5) 木村 晃，瀬山 明，若狭 聡：波のうちあげ高に及ぼすもどり流れの効果，第29回海岸工学講演会論文集，pp.380-384, 1982。
- 6) 木村 晃，瀬山 明：越波の排水能力と浸水災害の発生確率について，第29回海岸工学講演会論文集，pp.375-384, 1982。
- 7) Goda, Y.: Numerical experiments on wave statistics with spectral simulation, Rept. of Port and Harbour Res. Inst., Vol. 9, No. 3, pp.3-57, 1970.
- 8) Ewing, J.A.: Mean length of runs of high waves, Jour. Geophys. Res., Vol. 78, No. 12, pp.1933-1936, 1973.
- 9) Nolte, K.G. and F.H. Hsu: Statistics of ocean wave groups, Prepr. 4th OTC, No. 1688, pp.139-146, 1973.
- 10) Kimura, A.: Statistics properties of random wave groups, Proc. 17th Coastal Eng. Conf., pp.2955-2973, 1980.
- 11) 合田良実：波の連なりの統計的性質について，港灣技術研究所報告，第15巻，pp.3-19, 1976。
- 12) Funke, E.R. and E.P.D. Mansard: On the synthesis of realistic sea in a laboratory flume, Hydraulics Laboratory Report LTR-HY-66, National Research Council of Canada, 1979.
- 13) Rye, H.: Wave group formation among storm wave, Proc. 14th Coastal Eng. Conf., pp.164-183, 1974.
- 14) 間瀬 肇，岩垣雄一：現地波浪の Wave Group特性に関する研究，第30回海岸工学講演会論文集，pp.173-177, 1983。