

## 高波浪時の海底微地形の観測

著者	河田 恵昭, 土屋 義人, 吉岡 洋, 白井 亨, 伊藤 政博
雑誌名	海岸工学論文集
巻	37
ページ	269-273
発行年	1990
URL	<a href="http://hdl.handle.net/10112/3897">http://hdl.handle.net/10112/3897</a>

## 高波浪時の海底微地形の観測

河田恵昭\*・白井 亨\*\*・吉岡 洋\*\*\*  
伊藤政博\*\*\*\*・土屋義人\*\*\*\*\*

### 1. 緒 言

海浜変形の3Dモデルを開発して、従来のような実験室規模を対象とした定性的な数値計算結果の妥当性に満足するレベルから、現地海岸スケールで定量的な比較に耐えるものへと進めるには、外力と漂砂の接点である海底についての詳しい情報が不可欠であろう。それは、具体的には漂砂の粒度組成と砂れんなどの海底微地形についての知識である。前者は、混合粒径の効果であって、漂砂の場合、局所的な粒径の淘汰が流砂に比べて進んでいるとはいえ、海浜変形計算の通常海域の広さを考えると、一様粒径としての取り扱いがととも許されるものではない。さらに、後者は海底の粗度としての抵抗係数の評価に直接影響するものである。従来の研究成果によれば、乱流状態での抵抗係数は、plane bed はもとより砂れんがある場合にも底質の平均粒径の関数で表示されている。したがって、底質の粒度分布の変化特性や海底微地形の形成領域の区分の妥当性を早急に明らかにする必要があろう。

これまで現地海岸では、沖浜や陸棚での観測例 (Forbes *et al.* 1987, Boyd *et al.* 1988) や非碎波でかつ比較的波高の低い条件 (Dingler *et al.* 1976) の海底微地形の計測例があるだけで、シールズ数が1を超えるような高波浪時の浅海域における海底微地形と粒度組成に関する観測事例はほとんどない。ここでは、大瀉波浪観測所のT型観測用栈橋に沿った岸沖方向の7点で、底質調査と海底微地形および波浪観測を同時に行い、その結果を解析して、砂れんの領域区分の妥当性や底質のふるい分けの過程の特性を明らかにする。

### 2. 観測・調査法とその結果

海底微地形は、栈橋のルール上を移動可能なクレーンの操作により、計測用橋 (全長 1.8m, グリスを塗布し

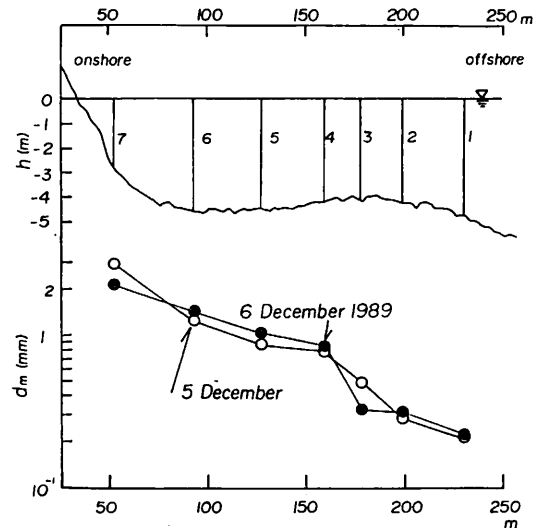


図-1 岸沖方向観測点と海浜断面および平均粒径分布

た針の長さと同隔 25 および 3cm) を海底に突き刺し、これを引き揚げて、針に付着した底質の部分の長さを測り復元した。その直後に、スミスマッキングタイア採泥器で同一地点付近で底質採取した。なお、採取した深さは、錘りの重さから考えて表層から 10cm 前後である。採取した底質は標準ふるい分け試験を実施して、粒度分布のほか各種モーメントを計算した。

図-1 は計測点の位置を表し、ストーム最盛時の1989年12月5日と通過後の6日に、同一地点で2回観測した。観測期間中の有義波高の最大値は 3.34m, 周期 8.6s, 微小振幅波理論の適用によるシールズ数の計算値は 4.64 であった。なお、海浜断面は12月5日に測定したものであって、顕著な shoal が形成され、海岸侵食の進行とともにこの海岸は波浪エネルギー反射型海岸になっていることが認められる。表-1 に波浪条件と底質のふるい分け分析の結果をまとめて示す。

### 3. 粒度組成の特性

図-2(a) および (b) は、正規確率紙上に  $\phi$  スケー

\* 正会員 工博 京都大学助教授 防災研究所  
\*\* 理博 京都大学助教授 防災研究所大瀉波浪観測所  
\*\*\* 理博 京都大学助手 防災研究所  
\*\*\*\* 正会員 工博 名城大学教授 理工学部土木工学科  
\*\*\*\*\* 正会員 工博 京都大学教授 防災研究所

ルで示した12月5日と6日の観測時の底質の粒度分布を示している。また、図-1に底質の平均粒径の沖方向変化を示す。これから底質の沖方向への細粒化が認められ、岸沖方向約200mで、平均粒径が約10倍も変化していることがわかる。さらに大きなストームの前後で St. 3で平均粒径が小さくなり、その隣接位置では粗粒化している。この事実は、ストームによって比較的細かい底質が St. 3に向かって移動したことを示していると考えら

れる。図-2の(a)と(b)を比較すると、St. 3の粒度分布が両日で顕著に変わり、ストームを経て全体的に細粒化したことがわかる。

白井(1990)は、大湊海岸の沖方向漂砂の実態を、1973年から1979年にわたる底質の粒度特性から検討し、この海岸では1つの底質母集団の中で分級作用のため細粒化が起こっているのではないと指摘している。すなわち、後背地の砂丘砂など、平均粒径の異なる8つの集団

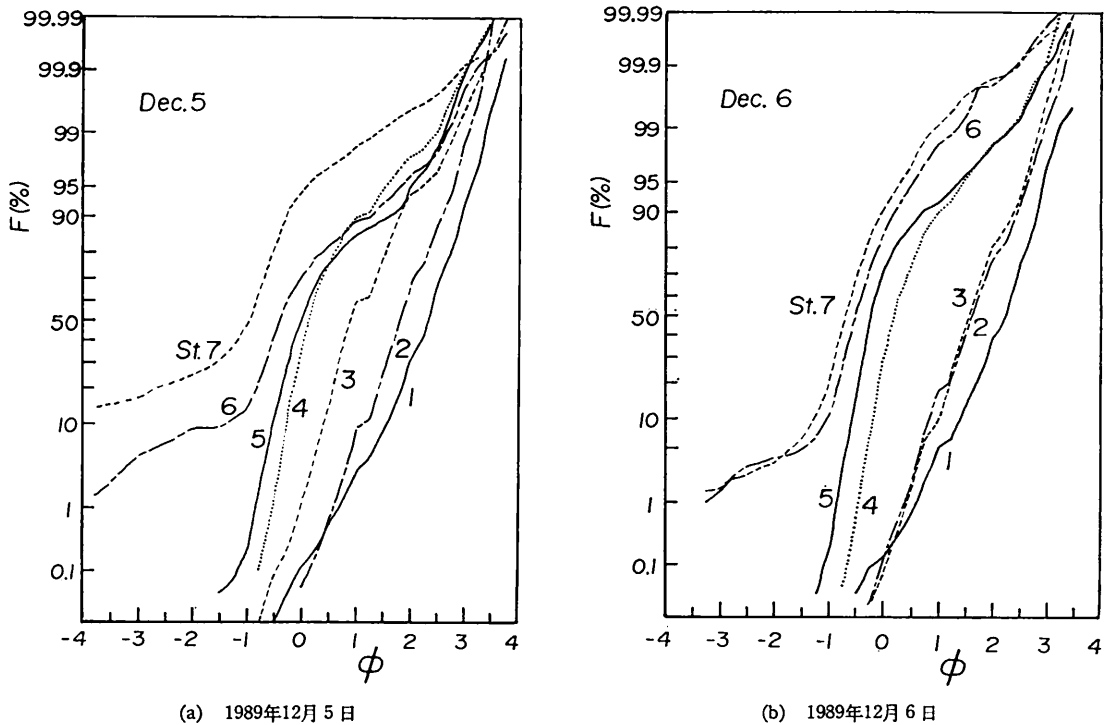


図-2 正規確率紙を用いた粒径加積曲線

表-1 海象条件・底質特性および砂れんの波高・波長

St.	有義波高 (m)	有義周期 (s)	平均波高 (m)	平均周期 (s)	中央粒径 $Md\phi$	平均粒径 $M\phi$	標準偏差 $\sigma\phi$	$\lambda$ (cm)	$\eta$ (cm)
1	3.34	8.6	2.02	6.0	2.32	2.27	0.530	P*	—
2	3.11	7.2	1.88	5.1	1.80	1.87	0.535	P	—
3	3.02	7.2	1.84	5.2	0.90	1.08	0.545	P	—
4	3.02	7.2	1.84	5.2	0.13	0.25	0.460	R	—
5	2.72	5.9	1.66	4.1	-0.02	0.21	0.660	R	—
6	3.04	8.8	1.78	6.2	-0.42	-0.16	0.795	R	—
1	2.50	6.2	1.58	4.8	2.26	2.17	0.565	P	—
2	2.50	6.2	1.58	4.8	1.64	1.62	0.665	47.0	4.5
3	2.58	5.6	1.61	4.4	1.59	1.56	0.605	R	—
4	2.16	5.5	1.36	4.4	0.20	0.31	0.435	121.0	8.1
5	2.16	5.5	1.36	4.4	-0.21	-0.085	0.445	91.5	14.4
6	1.99	4.5	1.27	2.9	-0.50	-0.47	0.455	R	—
7	1.98	4.4	1.12	3.0	-0.68	-0.66	0.430	R	—

1) 上段は12月5日, 下段は12月6日の計測結果である。

2) \* R: ripple bed, P: plane bed

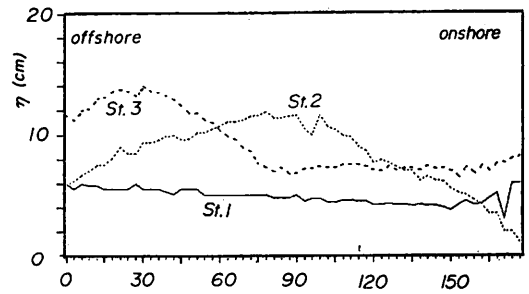
で海岸の底質が構成され、とくに4つの細粒集団の移動方向はすべて沖方向であり、夏期にも岸方向にならないことを明らかにしている。このことから考えれば、今回の観測のような、ストームの通過に伴う短期的な粒度の変化も1つの変動であって、これを繰り返しながら細粒成分の沖への流失になり、これが大潟海岸の侵食に結びついていると言えるようである。

4. 海底微地形の特性とその領域区分

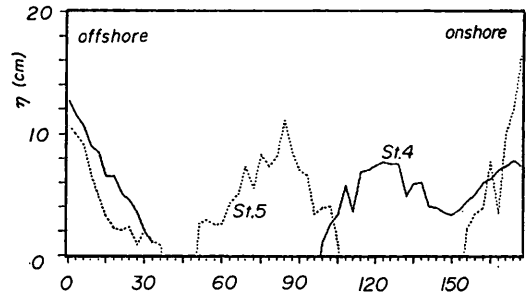
海底が砂れんで覆われているかどうかは、粗度の評価に反映され、碎波を含む波の変形過程や海浜流を数値解析するうえで重要である。もちろん、シルズ数の算定を通して漂砂量の推定値も変わることはいうまでもない。従来の観測値は、ほとんどすべてがシルズ数が1より小さい領域に限られる。表-1の観測事例のうち、砂れんの形状特性は3ケースしか計測されていないが、砂れんの有無は全ケースで確認でき、貴重なデータといえる。これらを用いて、海底微地形の特性と従来発表されているいくつかの砂れんの領域区分の適用性を検討する。

(1) 海底微地形の特性：図-3(a), (b) および (c) は12月5日に計測した海底微地形を示す。当日の計測時間帯はストームの最盛時であった。そして、St. 7 はほぼ最終碎波点に位置しており、高速の水塊が計測櫛を洗い、かつ底質の粒径も粗かったために、欠測している。また、St. 1 では念のため2回計測している。波向はほぼNWであって、T型栈橋の岸沖方向と平行である。図-3とよく似た海象条件下での計測ソリに載荷したVTRの映像から、St. 1は完全な plane bed, Sts. 2と3は砂れんと plane bedの遷移領域、St. 4から6は不規則な(3次元性の強い)砂れんが形成されていたことがわかる。この砂れんは、irregular ripples, cross ripples (Clifton, 1976) などと呼ばれているものに対応するものであろう。なお、岸近くの位置での砂れんの波形がかなり急峻なのは、1波長間内の分級作用の存在を示し、粗い底質が測定針に付着しなかったことによると推定される。このストーム通過後の翌6日(ただし、まだかなりの高波浪であることは表-1からわかる)には、Sts. 2, 4および5で砂れんの波長と波高が明瞭に読み取れたので、表-1に記入してある。

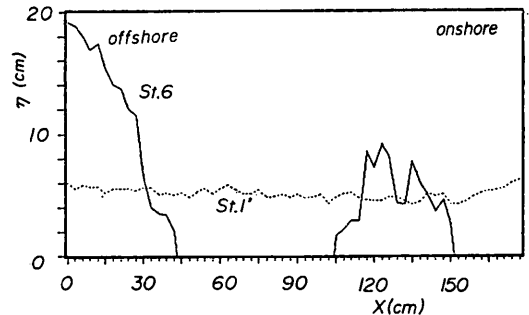
そこで、この砂れんの形状特性について、2, 3の検討を加えた。まず、図-4はClifton (1976)の提案している海底における水粒子の軌道直径  $d_o$  と底質の粒径  $D$  との比 (Abou-Seida (1964) によれば加速度の効果を表す) と砂れんの波長  $\lambda$  と粒径の平方根との比 (Bagnold (1963) が最初に提案した) の関係を示したものである。図中の点は、Inman (1957) と Dingler *et al.* (1976) の現地観測値である。著者らの結果も、有義波高につい



(a) Sts. 1, および 3



(b) Sts. 4 および 5



(c) Sts. 1' および 6

図-3 計測された海底微地形の例

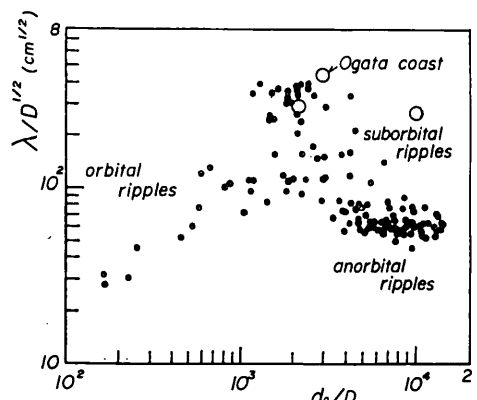


図-4 砂れんの波長と加速度との関係 (Clifton, 1976)

て、微小振幅波を用いて底面における水粒子速度を求めたものを用いている。これから、大渦で観測された砂れんは、波長から判断して、2例は砂れんの波長が水粒子の軌道直径に反比例し、かつ粒径に関する領域の、suborbital ripples に属しているようであり、もう1例(12月6日の St. 2)は従来の結果より波長がかなり大きいことが認められる。そこで、Dingler *et al.* (1976) にならって、砂れんの波形勾配について調べたものが図-5 である。これから、前述した2例は従来の現地観測値とはほぼ同じ領域に位置するが、St. 2 のものは波形勾配も非常に大きいことが見いだされる。同様の結果は佐藤ほか (1987) の表示法に従っても認められた。したがって、この St. 2 の砂れんは波のみによって形成されたものではないと考えられる。

ここでは、その原因をつぎのように推定した。St. 2 付近では、海底から 1.5 m と 2.5 m の位置で超音波流速計で流速の連続観測をかって実施したことがある。そのときの解析では、ストームが過ぎて東寄りからうねり性の波が来襲すると、この付近では流速が 0.5 から 1 m/s に達する強い戻り流れが発生することが確認されている(土屋ほか, 1989)。波向の解析は今回行っていないが、2回目の砂れんの海象条件はほとんどこの発生条件と同じである。したがって、戻り流れが発生し、それが砂れんの形成に寄与したと考える十分な根拠があるといえる。

(2) 砂れんの領域区分: 砂れんが発生しているかどうかについての従来の研究成果が、高波浪時の現地海岸にどの程度適用可能かについて検討する。

図-6 は Kaneko (1981) が示した ripple の発生領域区分図に、有義波を用いて整理した今回の観測結果を図示したものである。図中、黒丸は plane bed を、白丸は ripple bed を示す。横軸の  $\delta$  は層流境界層厚 ( $= (2\nu/\omega)^{1/2}$ 、ここに、 $\nu$ : 動粘性係数、 $\omega$ : 周波数) であり、 $u_m$  は底面最大水粒子速度、 $\sigma$  および  $\rho$  はそれぞれ底質と水の密度、 $g$  は重力の加速度である。括弧内の数字は砂れんの特徴を分けるものであり、それぞれ、(1) irregular form, (2) と (3) は2次元性の砂れんで、前者が steep crest、後者が rounded crest の領域を表している。今回の観測データが図中の sheet flow と ripple bed の形成領域を分ける最上部の曲線ではほぼ区分できることが確かめられる。しかも、図-3 などからわかるように、砂れんの形状は不規則であって、それらがほぼ(1)の領域に属していることも認められる。したがって、Kaneko (1981) の領域区分図は適用性が高いといえる。なお、平均波について同様の図面を作成したが、適用性はよくなかった。

図-7 は横軸に sediment-fluid number、縦軸にシールズ数をとって今回の結果を整理したものであり、有義

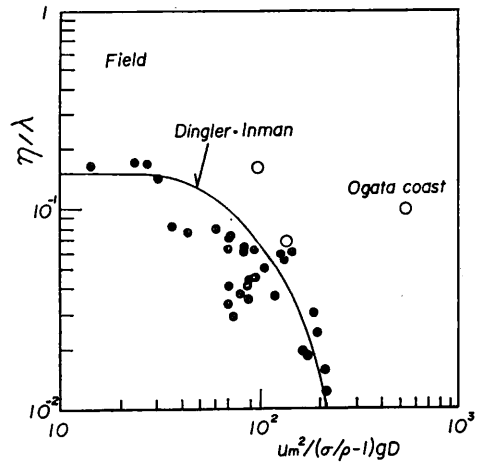


図-5 砂れんの波形勾配と無次元流速振幅の関係

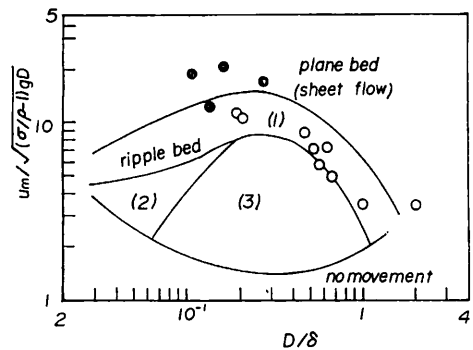


図-6 Kaneko(1981)による砂れんの領域区分(I)

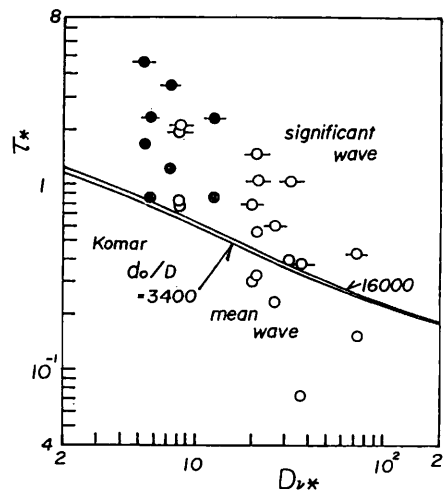


図-7 砂れんの領域区分(II)

波と平均波のそれぞれの場合を図示している。ただし、 $D\nu_* = \{(\sigma/\rho - 1)g/\nu^2\}^{1/3} D$  である。図中の曲線は、土屋ほか (1987) が Komar *et al.* (1975) と Nielsen (1979) の結果から求めた plane bed (黒丸) と ripple

bed (白丸) の境界を表す曲線である。これから、丸に横棒で示した有義波のものより、丸で示した平均波によるものと実験曲線との対応が良いようである。

図-8 は佐藤ほか(1987)が提案した砂れんの消滅限界を示す関係であり、現地観測データに対して有義波高で整理すれば、その限界は次式で与えられるとしている。

$$\tau_* = 7.8(d_0/D)^{-1/3} \dots\dots\dots (1)$$

これから、plane bed の黒丸と ripple bed の白丸が図中の直線で区分されていないことがわかる。この1つの原因として、碎波帯で正確にシールズ数が評価されていないことが考えられる。しかし、土屋ほか(1987)は、数多くの実験結果の解析から、ripple bed と plane bed の移行限界には、水粒子軌道直径・粒径比  $d_0/D$  の影響がほとんど現れないことを示している。また、漂砂量を解析した河田(1989)も、移動限界付近を除いてやはりこの比がほとんど影響しないと述べており、式(1)は再考の余地があると思われる。

5. 結 語

ここでは、砂れんの発生領域区分の適用性や底質の分級過程について解析し、つぎのような成果を得た。

1) 平均粒径の沖方向への細粒化と、正規確率紙上に  $\phi$  スケールで示した粒度分布の解析から、大潟海岸では1つの底質集団の中で分級作用のため細粒化が起こっているのではなく、後背地の砂丘砂などの最大8つの集団で構成されるの底質の混合割合が減少・増大を繰り返しながら、発生していることが明らかになった。また、岸沖方向で平均粒径が10倍程度も相違することから、海浜変形の計算ではこれを考慮する必要がある。

2) 従来、砂れんの発生限界は、シールズ数が1以下の範囲とするものがほとんどであるが、今回の観測結果は2以上まで砂れんの存在が確認されており、これを修正する必要がある。実際には、plane bed は第1碎波点付近のごく狭い海域で見られるにすぎないことが確かめられた。

3) 観測された2つの砂れんの形状特性は、Clifton(1976)が定義した suborbital ripples に属するが、ほかの1つは波長、波形勾配とも波のみによる砂れんで認められる値よりもかなり大きくなることを見いだされた。計測海域の海象特性から、後者は、戻り流れの影響を受けて形成されたと判断された。

4) 有義波を用いて整理した今回の観測結果を用いて、Kaneko(1981)が示した plane bed と ripple bed の発生領域区分の適用性を調べたところ、ほぼ妥当であることがわかった。また、Komar *et al.* (1975) の示した領域区分は平均波で整理した結果とかなり一致することが見いだされた。

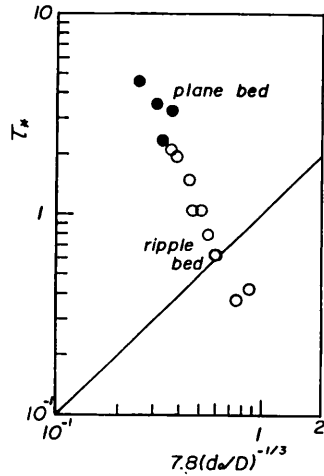


図-8 佐藤ほか(1987)による砂れんの領域区分(Ⅲ)

参 考 文 献

河田恵昭 (1989): 傾斜海浜における漂砂量則について, 海岸工学論文集, 第36巻, pp. 289~293.  
 佐藤慎司ほか (1987): 不規則振動流中における砂移動機構と砂種の消滅限界, 第34回海岸工学講演会論文集, pp. 246~250.  
 白井 亨 (1990): 底質の粒度組成による沖方向漂砂の検討(未発表)  
 土屋義人・坂野雅人 (1987): 漂砂形態とその発生領域, 第34回海岸工学講演会論文集, pp. 222~226.  
 土屋義人ほか (1989): 超音波流速計による碎波帯における長期連続観測, 海岸工学論文集, 第36巻, pp. 224~228.  
 Abou-Seida, M. M. (1964): Sediment transport by waves and currents, Tech. Rep. HEL-2-7, Inst. Eng. Res., Univ. of Cal., 34p.  
 Bagnold, R. A. (1946): Motion of waves in shallow water, interactions between waves and sand bottoms, Proc. Royal Soc. London, Ser. A, Vol. 187, pp. 1~18.  
 Boyd, R. et al. (1988): Time-sequence observations of wave formed sand ripples on an ocean shoreface, Sedimentology, Vol. 35, pp. 449~464.  
 Clifton, H. E. (1976): Wave-formed sedimentary structures: A conceptual model, Beach and Nearshore sedimentation ed. R. A. Davis JR. et al., pp. 126~148.  
 Dingle, J. R. and D. L. Inman (1976): Wave-formed ripples in nearshore sands, Proc. 15th ICCE, pp. 2109~2126.  
 Forbes, D. L. and R. Boyd (1987): Gravel ripples on the inner Scotian shelf, J. Sed. Pet., Vol. 57, No. 1, pp. 46~54.  
 Inman, D. L. (1957): Wave-generated ripples in nearshore sands, Tech. Memo. No. 100, BEB, 66p.  
 Kaneko, A. (1981): Oscillation sand ripples in viscous fluid, Proc. JSCE, No. 307, pp. 113~124.  
 Komar, P. D. and M. C. Miller (1975): The initiation of oscillatory ripple marks and the development of plane-bed as high shear stresses under waves, J. Sed. Pet., Vol. 45, No. 3, pp. 697~703.  
 Nielsen, P. (1979): Some basic concepts of wave sediment transport, Series Paper No. 20, ISVA, Tech. Univ. of Denmark, 160p.