

二層界面現象の野外観測

中野 渉*・八 鍬 功**・大谷 守正***

1. 緒 言

自然界における河口二層流の界面現象には、今だ未知の部分が多い。現地観測によりその実態を把握することは、理論・実験の結果を検討し、新たな研究の方向を考える上で重要な意味がある。

この様な見地から、現地観測とその解析を行なってきたが、昭和 56 年秋に石狩川の塩水楔で 9 月 23 日と 10 月 22, 23 日の 2 回行なった観測の結果は、界面波と乱れ、界面波の発達という 2 つの問題に関して興味ある事実を明らかにした。特に界面波の発達は見かけ上複雑な過程を経るが、有限振幅表面波における Benjamin-Feir 型不安定性^{1),2)}と同種の機構を仮定することで、それが統一的に説明できることが明らかになった。

2. 定常界面付近の波と乱れ

観測地点は石狩川河口より約 3km 上流の、図-1 に

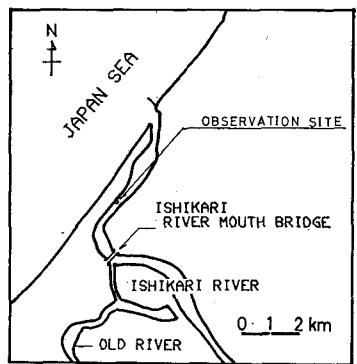


図-1 測定地点

示した位置で、左岸の漁業用棧橋において測定を行なった。左岸から測定位置までの距離は約 14m で、比較的岸に近いが、船上から行なうよりはるかに安定した測定が可能である。また 図-2 は第 1 回目 9 月 23 日の測定時における密度・流速の鉛直分布であるが、全水深は約

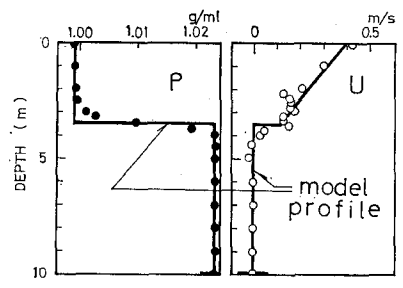


図-2 密度・流速の鉛直分布

10m、塩水層厚は約 6.5m である。この流れ場は 4 時間の間目立った変化を示さず、ほぼ定常的な状態にあった。

(1) 測定法とデータ処理

この定常密度界面付近における諸量の変動・伝播特性を調べるため、電磁流速計（盛岡計器製、EMV と略記する）と温度補正機構を持った電導度計（東亜電波製、ECM と略記する）を上下に取りつけたものを 2 台用意し、図-3 の様に流下方向に Δx 離して界面位置に固定する。下流側プローブを川幅方向に 30cm 移動させているのは、上流側プローブの wake を避けるためである。

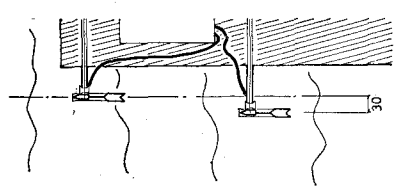
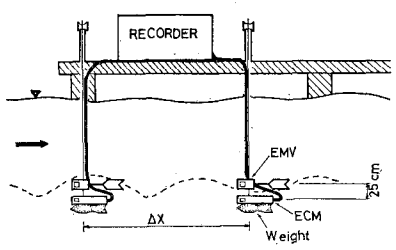


図-3 相関測定法

* 学生会員 北海道大学大学院 工学研究科
** 正 会 員 理博 北海道大学教授 工学部数物系共通講座
*** 正 会 員 北海道大学助手 工学部数物系共通講座

$\Delta x=0.4, 0.6, 0.8, 1.0\text{m}$ の各状態で5分間、塩素量濃度と流速の二点同時測定を行ない、データレコーダに記録する。これを研究室のA-D変換器により2Hz準同時サンプリングすると離散データの系列が各 Δx につき4系列得られる。一系列当りのデータ数は512個で、これをFFT法でフーリエ変換し、同時測定された二点での変量のスペクトル $\phi_1(f), \phi_2(f)$ を計算し、コヒーレンス $COH(f)$ と位相差 $\theta(f)$ 及び移動速度 $C(f)$ 、波数 $k(f)=1/\lambda$ を次式により求める。

$$COH(f)=\sqrt{[co^2(f)+q^2(f)]/[\phi_1(f)\phi_2(f)]} \dots\dots(1)$$

$$\theta(f)=\tan^{-1}[(q(f)/co(f))] \dots\dots\dots(2)$$

$$C(f)=2\pi f \Delta x / \theta(f) \dots\dots\dots(3)$$

$$k(f)=f/C(f)=\theta(f)/2\pi \Delta x \dots\dots\dots(4)$$

ただし、 $co(f), q(f)$ はクロススペクトルの実部と虚部である。濃度変動・流速変動の各々にこの処理を行なう。

(2) 濃度変動・流速変動の特性

図-4は、この様にして求めた濃度変動のスペクトル、コヒーレンス、移動速度のグラフ、図-5は流速変動に関する同様のグラフである。

濃度スペクトルは0.1Hz付近に比較的確なピークを持つ。この帯域の成分はコヒーレンスも高く、0.3~0.8m/sなる移動速度で流下している。これは界面付近

の流速値0.15m/sと比較して十分大きく、濃度変動が界面波動に起因することを示唆している。これに対して流速変動はスペクトルピークが不明瞭で、コヒーレンスも低く、移動速度 C の値も不安定になっている。

二種の変動量におけるこの相違を少し詳しく検討するため、分散関係を利用する。図-2に実線で示した $K-H$ モデルで流れ場を近似し、浜田⁹⁾が求めた界面波速式を利用して波速 $C_{K-H}(k)$ を求めれば、これから波数 $k=1/\lambda$ と周波数 f の間の分散関係

$$f=C_{K-H}(k)k \dots\dots\dots(5)$$

が計算できる。一方、実測の分散関係も式(4)を使って求め、濃度変動から求めたものを図-6に、流速変動から求めたものを図-7にプロットし、理論曲線と比較する。

図は四象限表示してあるが、実際に観測されるのは正の周波数域だけである。このうち $k>0$ の波は流下波、 $k<0$ の波は遡上波に対応し、 $0<f<0.07$ で両方の波が共存することが予想される。

濃度変動は、このような理論曲線の傾向と比較的良好一致し、波動的特性を裏づけているが、方向分散と思われる効果により幾分低波数側に偏っている。

一方、流速変動の方は、大まかに見れば波動性も持つ

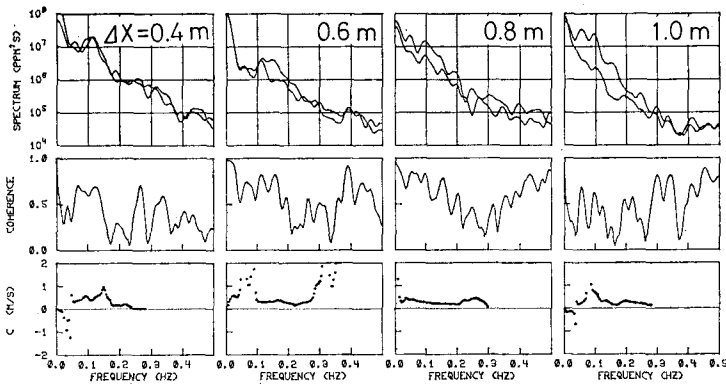


図-4 濃度変動のスペクトル・コヒーレンス・移動速度

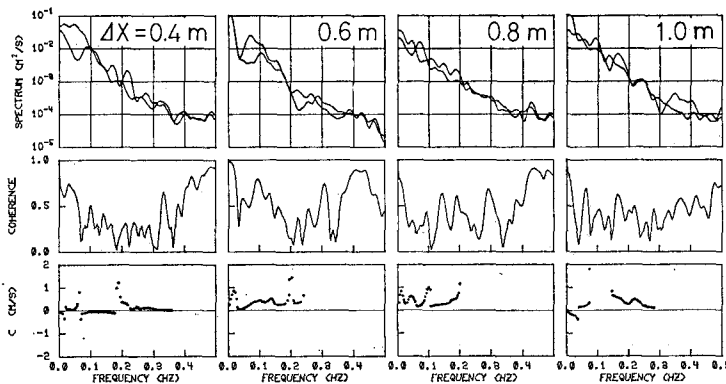


図-5 流速変動のスペクトル・コヒーレンス・移動速度

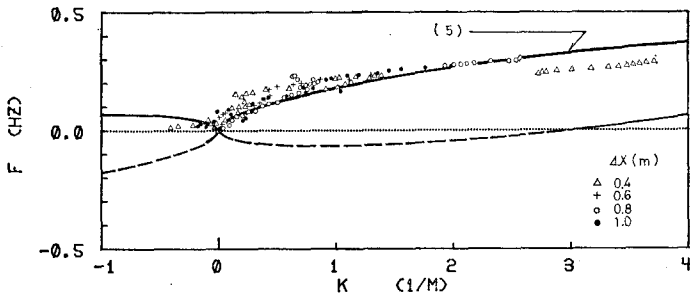


図-6 濃度変動の分散関係

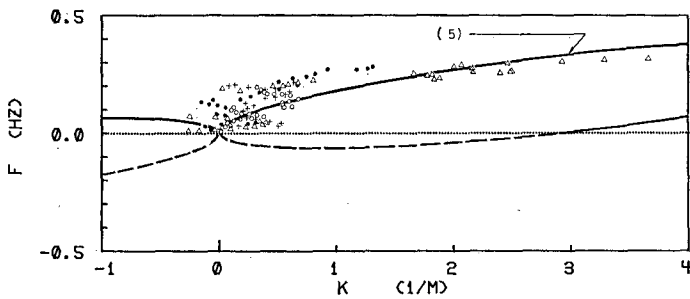


図-7 流速変動の分散関係

様に思われるが、散乱の度は著しく、乱れによる強い擾動を受けていると考えられる。

3. 非定常界面現象

第二回目の観測は、9月と同一地点で10月22、23日に行なわれた。この時期は台風24号が北海道付近を通過した時期に当る。図-8には観測時の周辺データと測定地点の界面位置などが示されているが、降雨による流量の増大と潮位の低下が重なって、23日午前9時から12時にかけて界面が急激に低下している事がわかる。この様に非定常な状況のもとで、界面波の発達過程の観測を目的とし測定を行なった。

(1) 界面波の発達

界面波動の直接的測定を行なうため、超音波測深器(PDRと略す)を利用した。22日は増水が始まる前である。通常のようにプローブを水面直下に設置し、下向きに発振させ図-9のD1~D3までの記録を得た。PDRはフルスケール6mの玉屋製DM-60R型を用いているため11m下にある河床は現われていない。

D1では、水深約3mにある密度界面を周期18秒、振幅15cm程度の波動が間欠的に伝播している。D2になると波動が頻繁に通過する様になり、周期は幾分短くなっている。D3では峰がシャープになり部分的に砕波する波が見られる。記録の $t=0$ から2分の間には、界面が破壊されて像が途切れた部分が見られる。

一方、23日の波形測定時は、増水のために界面が急激に低下する時期に当る。前日のD1~D3の記録では、

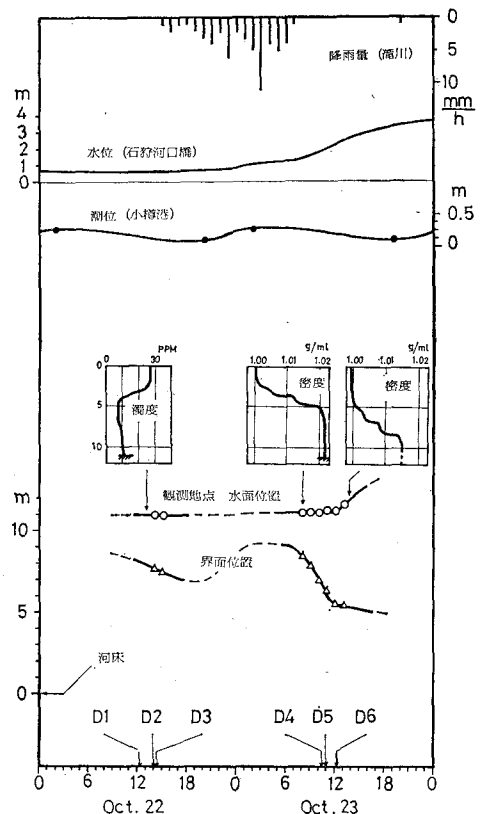


図-8 周辺データと界面位置

界面波はシャープに捕えられているが、残響が邪魔をして上層の状況は不鮮明である。そこで、図-9左下に示

した様に, PDR プローブを台座に取りつけて河床に設置し, 鉛直上方に向けて発振させた. PDR には 13m まで記録の可能な海上電機 PS-10 型を用いる. こうして得られた記録が 図-9 の D4~D6 である.

図-8 中に示した様に, 石狩川の淡水内濁度は下層に比べ非常に大きく, 超音波を散乱して黒い像を作る. 濁度の小さな塩水が淡水内に連行されれば, その部分のみ白い像となって現われるであろう.

D4 の記録には, 周期約 21 秒, 振幅約 0.4m の波動が伝播・砕波し塩水が連行される状況が良く視覚化されている. この時の水深は 11.5m, 界面は水深 5m の位置にある. 20 分後の D5 で, 波は周期性を取りもどしている. $t=5$ 分の付近に, 峰が平らで谷が狭い波が見られ, cusp 状の砕波も見られるが, 直下の等密度線(これは密度分布がステップ状のため見られる)の形状からは集中渦の存在は認められず, 吉田のサイクロイド波⁴⁾とは別の波動であろう. D6 になると, 規則波の状態は最大振幅 1m に及ぶ巨大な不規則波列に変わり, 「界面波浪」とも言うべき状態になる.

(2) スペクトルの発達と B-F 型不安定性

ここまで見てきた波の発達過程はかなり複雑であるが, これを統一した見方でとらえることは出来ないであろうか.

Benjamin と Feir¹⁾ は, 有限振幅表面波であるストークス波が, 波それ自体の不安定性により不規則な波列に崩壊するという新しい現象を理論的に発見した.

今, 振幅 a , 位相が $\zeta=kx-\omega t$ の基本波とその高調波 $2\zeta, 3\zeta, \dots$ からなるストークス波が伝播する事を考える. この基本波の ω と k をはさんで極く近い周波数, 波数域 (side-band) に, 位相

$$\left. \begin{aligned} \zeta_1 &= k(1+\kappa)x - \omega(1+\delta)t - \gamma_1 \\ \zeta_2 &= k(1-\kappa)x - \omega(1-\delta)t - \gamma_2 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (6)$$

(κ と δ は微量)

なる擾乱が発生すると, 表面条件の非線形項から基本波と擾乱波の間に

$$\left. \begin{aligned} 2\zeta - \zeta_1 &= \zeta_2 + (\gamma_1 + \gamma_2) \\ 2\zeta - \zeta_2 &= \zeta_1 + (\gamma_1 + \gamma_2) \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (7)$$

なる結合が生じる. $\gamma_1 + \gamma_2 = \text{一定}$ となる場合, 擾乱波は

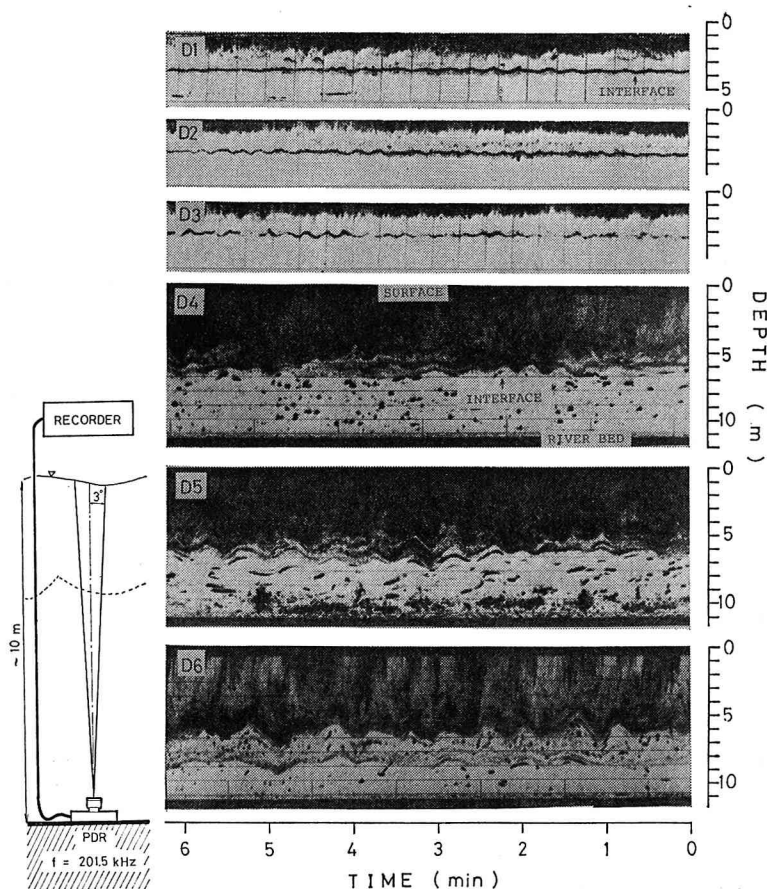
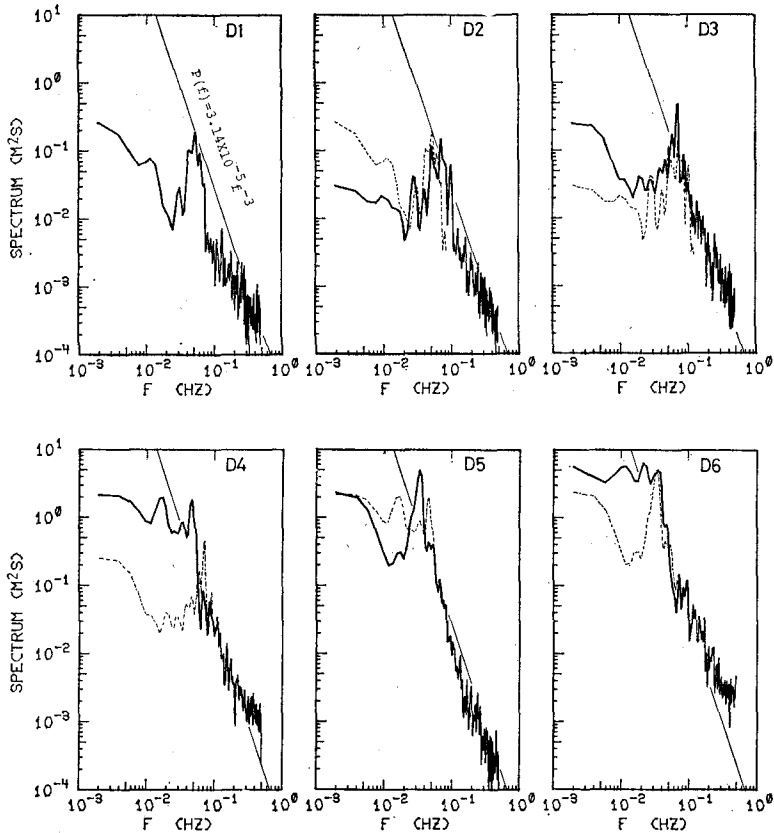


図-9 界面波形記録と測定法

10月22日	D1 12:21	D2 14:00	D3 14:35
10月23日	D4 10:35	D5 10:55	D6 12:20



図—10 界面波スペクトル
(破線はひとつ前のスペクトルを表わす)

基本波のエネルギーを奪い、共鳴的に増幅する。この様に、発生時には無視し得る程度の擾乱でも伝播につれ増幅して基本波を変調させ、波形を著しく不規則なものに変えてゆく。これを Benjamin-Feir 型不安定性という。

界面波の実測波形 D4~D6 と、B-F 型不安定を確かめた Lake ら²⁾の実験結果の特徴的一致には注目すべきものがあるが、周波数空間で見た方が現象ははっきりするであろう。D1~D6 に対応する各 10 分間のデータから求めたスペクトルを 図—10 に示す。

D1 から D3 への変化は、初期波がピークの高域側で多く増幅を受け、 f^{-3} に比例する内波の平衡スペクトルレベルに達する過程を表わしており、B-F 型不安定性よりは砕波が本質的役割を果たしていると考えられる。

これに対し D4 から D6 への変化は、——平衡レベルを越えた主ピークが(特に低域側の) side-band にエネルギーを奪われて平衡レベルまで減衰し、side-band が新

たな主ピークに発達する——という過程の繰り返しと考えられる。これは表面波における Lake ら²⁾の実験結果に良く対応しており、平衡レベルに達した後の内波発達に B-F 型不安定性が重要な役割を果たす事を示唆している。

理論的發展と定量的な検討が今後の課題であろう。

参 考 文 献

- 1) Benjamin, T. B. et al.: The disintegration of wave trains on deep water, Part 1. Theory, J. Fluid Mech., Vol. 27, pp. 417~430, 1967.
- 2) Lake, B. M. et al.: Nonlinear deep-water waves: theory and experiment, Part 2. Evolution of a continuous wave train, J. Fluid Mech., Vol. 83, pp. 49~74, 1977.
- 3) 浜田徳一・加藤 始: 2層流と波, 第9回海岸工学講演会講演集, pp. 61~63, 1962.
- 4) 吉田静男: 密度界面における混合機構の研究, 土木学会論文報告集, 第 273 号, pp. 59~68, 1978.