

大阪大学大学院 学生員 道奥 康治
大阪大学工学部 正 員 室田 明
大阪大学工学部 正 員 平田 健正

1. はじめに; 密度界面に発生する内部重力波はかなりの範囲で安定であることが知られており, 密度場での混合現象を論じる場合, 小規模な内部波の砕波機構が検討されてきた。水質混合の促進・抑制といった工学的制御という観点からすれば, 大スケールの内部重力波による混合機構の解明は急務であるが, 従来研究の対象とされている自励的內部波による界面の破壊は予想以上に困難と考えられる。さらに, ThorpeあるいはOrlanskiらにより内部静止波の砕波機構について報告されているが, 進行波についての研究は数少ない。そこで本研究は大スケールの内部重力波による混合現象解明の第1歩として, Wave Generatorを用いて上下層静止の塩淡水層界面に正弦波動というSimpleな強制外力を与え, 内部重力波を生起させる。そして一様水深と斜面上を遡上する場合の2種類について内部重力波の変形を捉え, その基本的な特性を報告する。

2. 実験装置と実験方法; 実験水路は有効長340cm, 幅20cm, 高さ30cmで側壁透明の塩化ビニル製である。実験は塩淡水の二成層で, 上下層静止とし, 水路上流端に設置したピストンタイプのWave Generatorを用いて内部重力波を生起させる。その正弦波動は長さ70cmの助走区間を介して下層塩水側に伝達され, 内部重力波の周期 T は変速機により $T=3.0\sim 15.0$ (sec)の範囲で連続的に変化させることができ, 振幅はピストンのストロークを変えることにより調節可能である。内部波波形はサーボ式水位計により, 流速分布は水素気泡法を用いた。また, 密度差 ϵ は一様水深の場合, 0.0178, 0.0210, 0.0254 の3ケースで, 水深変化の時は0.0269 で, 斜面勾配は $1/20$ である。

3. 一様水深の場合; 図-1は実験より得られた内部波波速 C_i と周期 T の関係を相対密度差 ϵ 別に示したものである。図中の実線, 破線および一点鎖線はそれぞれ次式で与えられる微小振幅浅海波理論により各 ϵ 毎に求めた理論波速 C_i と周期 T の関係を表わしている。

$$C_i = \sqrt{(\epsilon g/k) \{1 / (\coth kh_i + \coth kh_u)\}} \quad (1)$$

ここに, $k=2\pi/L$; 波数, h_i ; 上層水深, h_u ; 下層水深である。実験値は理論値より若干小さいが比較的良く一致し, このことから波速に関しては本実験の条件下で得られた内部重力波は浅海波領域に属すると考えられる。なお, 波形については正弦波形と十分な一致が得られている。つぎに, 内部波のもつエネルギーの減衰を調べるために本実験では水路の長手方向4点において波高を記録し, $H = H_0 \exp(-\gamma t)$ で与えられる波高の時間減衰率 γ を回帰分析によって算出した。波数 k に対して示せば図-2となる。図に見られる様に γ は表面波と同様, 波数 k が大きい程減衰も激しいことがうかがえる。同図には壁面摩擦等の理論曲線を併記しているが, 内部粘性の寄与はほとんどなく, むしろ界面での拘束, 境界摩擦等主として界面近傍の境界のなす仕事が支配的であると言える。事実, 我田が導入した水粒子運動の拘束の程度を表わすパラメータ K を用いると, $K=0.1\sim 0.4$ と強い拘束がある場合の計算値は実験値とオーダ, 傾向とも良く一致する。また, 内部重力波による混合については, 周期 $T=5$ sec程度で基本モードのセイシュが生じ, 波形の検出が困難なほど激しい混合を伴

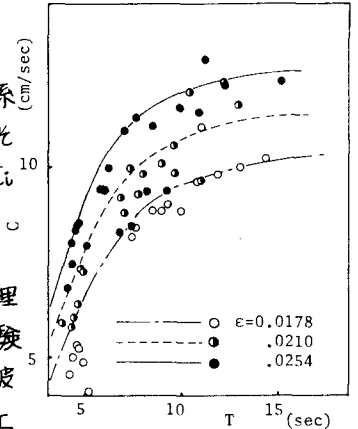


図-1 内部波波速

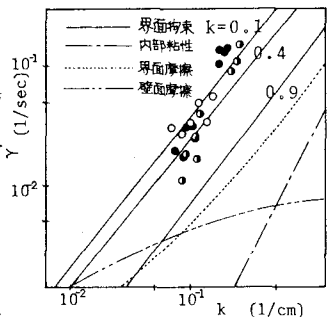


図-2 波高減衰率

ながら、それ以外の周期帯では混合速度は 10^6 (cm/sec)と無視し得る程度に微小であった。

4. 水深変化の場合；水深が変化する場合、波高減衰がほとんどない周期 $T=9, 11, 13$ secの3ケースについて、内部波波形と水平方向水粒子速度 u の変化を計測した。最初に、shoalingに伴う波高の変化を示すと図-3となる。波高 H (crest前面のtroughとcrestとの距離)と塩水深 h_2 はそれぞれ沖波波高 H_0 と一様水深部の塩水深 $\hat{h}_2$ ($\hat{h}_2=4.7$ cm)で無次元化している。図中、浅海波理論より求めた理論曲線を周期別に示しているが、 $h_2/\hat{h}_2=0.3$ 程度までは波高の変化は比較的理論値と一致する様である。つぎに、各地点における内部波速 C と水平方向水粒子速度の最大値 u_{max} の変化を内部長波の波速 $\sqrt{g\hat{h}_2}$ で無次元化し、 $h_2/\hat{h}_2$ に対して図-4に示している。波速はその理論値(図中の曲線)において周期の違いによる差違は本実験の範囲でほとんど認められず、また実験値も若干のばらつきを示すものの、いずれの周期についても $h_2/\hat{h}_2$ の減少に伴ない理論値とほぼ一致した傾向を表わしている。ただし、 $h_2/\hat{h}_2 < 0.3$ の近付近では水粒子速度の最大値 u_{max} は急激に増加し、波速の実験値と同等もしくは大きくなっている。従って、この付近では表面波の碎波条件の一つである $u=C$ の波動としての極限状態と考えられ、浅海波理論の適用はできない。このことは波高のshoaling効果にも現われている。そこで、この碎波領域での内部波形の変化および碎波形態について考察する。内部重力波はリ線に近づくにつれ、crest前面が立ち、troughは平坦になる。さらに、水平方向の最大水粒子速度 u_{max} は界面ではなく底部近くに現われ、脚部から碎ける非常に興味深い現象を呈する。一様水深部の波形勾配は本実験の場合 $1/50 \sim 1/100$ 程度であり、斜面勾配が $1/20$ であることを考慮すると、表面波でのsurging breakerに最も近い様である。しかし、表面波の碎波と異なるのは、界面での拘束が強いため碎波時でも波形に大きなずれは見られず、淡水の連行も少ないことである。さらに、強いもどり流れと内部重力波のsurging breakerが一体となり、非常に強い循環が形成され内部波特有の碎波現象を呈する。この碎波の様子を模式的に図-5に示している。図に見られる様に、もどり流れの下側に波動の水粒子が侵入し、通常表面波の碎波とは異なり、波高スケールの一個の循環が形成され、内部重力波が脚部から碎波していく過程が理解できる。この時crest付近の水粒子は内部波の進行とは逆方向に移流され、内部波後面のtroughに向って巻き込んでいく。そして主にこの部分において上層淡水の連行が観測された。その後、この塩水塊は波動の性質を失った状態でrun-upし本実験の場合、リ線から $50 \sim 70$ cm程度まで達した。その遡上の様子は写真-1に示しているが、遡上速度およびvolumeを徐々に減じながら進行する。勿論、循環は認められるが(写真中の実線)、破砕点近傍ほど強くなく、遡上する塩水塊の形は貯水池における密度下層流の様と酷似している。

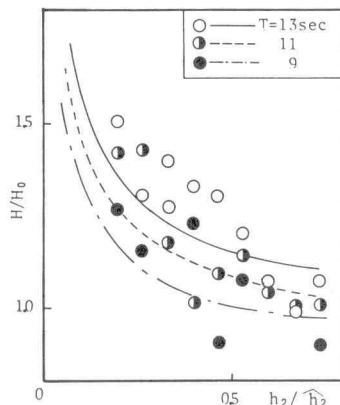


図-3 波高の変化

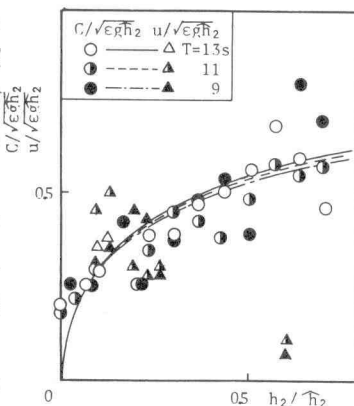


図-4 波速・水粒子速度の変化

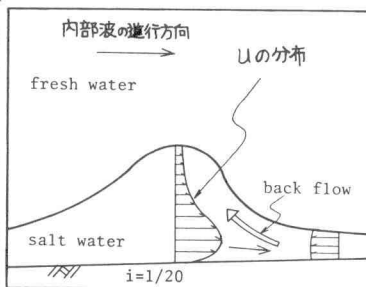


図-5 碎波の模式図

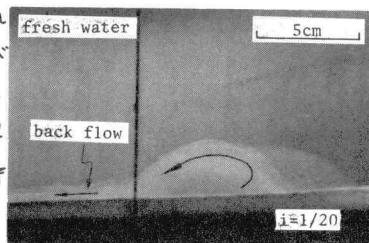


写真-1 内部波の遡上