

風影響下の成層密度界面の挙動特性に関する実験的研究
～青潮の発生機構の解明のための予備実験～

運輸省 正員 福西 謙
大阪大学大学院 学生員 長坂 誠司
大阪大学工学部 正員 中辻 啓二
大阪大学工学部 正員 村岡 浩爾

1. はじめに

近年、東京湾においては、底層に形成された無酸素水塊が風などの作用により湧昇し、硫化物の酸化作用によって水面が青白色あるいは青緑色を呈する現象が6月～9月にかけてしばしば発生している。この現象は青潮と呼ばれる。赤潮は植物性プランクトンが発生の主な要因となる生物学的現象であるのに対して、青潮は上述の通り物理的な現象である。そこで、青潮の発生機構の解明に向けての第一段階として、二成層状態の水面上に風を作用させる吹送成層流の可視化実験を行い、その密度界面の挙動、混合特性を調べる。とくに、Spigel・Imberger(1980)の提唱する混合に関する領域区分について、その妥当性を検証するとともに、混合を引き起こす素過程の分類を試みる。

2. 吹送成層流の混合現象

成層状態の貯水池に風が吹くと、上層水の吹き寄せと下層水の湧昇、水平循環流の形成などの様々な現象が起こる。Spigel・Imberger (1980)は、成層状態の湖に風が起こす一連の現象をリチャードソン数 Ri^* と湾のアスペクト比 L/h により、図1に示すように分類した。ここで、リチャードソン数は $Ri^* = \Delta \rho g h / \rho u_*'^2$ で、吹送流の摩擦速度は $u_*' = (C_D \rho_a U_{10}^2 / \rho)^{1/2}$ で定義される。式中の $\Delta \rho$ は上層水と下層水の密度差 (>0)、 g は重力加速度、 h は上層水深、 ρ は上層水の密度、 ρ_a は空気密度、 U_{10} は湖上10mの風速、 C_D は抵抗係数である。抵抗係数は大気安定度によって変化するが、通常 1.3×10^{-3} の値である。また L は湾の長さである。

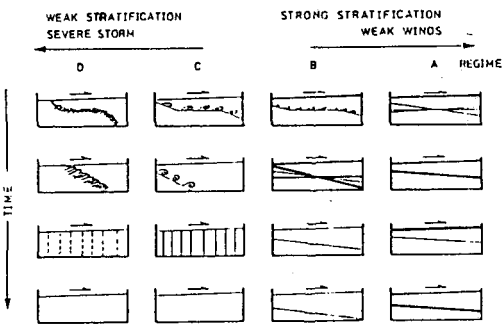


図1 成層状態の内湾に風が起こす一連の現象(Spigel・Imberger, 1980)

3. 実験の概要

実験装置は送風機付き風洞ならびに長さ600cm、高さ45cm、幅15cmの透明アクリル樹脂製の観測用水槽により構成されている。実験はまず淡水二成層状態を作り、その水面上の通風路(高さ70cm)に一定風速の風を吹かせた。なお下層水にはメチレンブルーを混入して着色を施し、ビデオ解析により密度界面の挙動を調べた。実験条件については、上述の分類を考慮して表1に示すように設定した。摩擦速度はホットフィルム流速計で測定した風速分布から算出した。

表1 実験条件

U_a (m/s)	h (m)	$\Delta \rho$ (kg/m ³)	u_*' (m/s)	Ri^*	$L/2h$	Regime
7.0	0.15	23.0	8.9×10^{-3}	414.6	18.7	A
7.0	0.15	10.0	8.9×10^{-3}	180.3	18.7	B
7.0	0.10	1.0	8.9×10^{-3}	12.6	27.5	C

Ken FUKUNISHI, Seiji NAGASAKA, Keiji NAKATSUJI and Kohji MURAOKA

4. 実験結果および考察

密度界面の経時変化と混合現象の概要をRegime毎に図2～図4に示す。同図における上端は水表面、右端および左端はそれぞれ風洞の送風口と観測用水槽左端を示す。また、界面が明らかに確認されるときは位置を実線で示し、上下層水が混合して不鮮明な状態での界面の位置を破線で示す。得られた結果をまとめると以下のとおりである。図の右端の数字は送風開始後の時間を示す。

Regime Aでは図2に示すように内部界面の傾きは比較的小さく、下層水は水表面まで上昇しない。また、上流端及び下流端にて界面が振動し、その周期は時間とともに減衰する。内部界面の乱れは小さく、下層水が上層に連行される度合は少ない。時間が十分に経過した後でも界面の位置は明瞭である。風を停止した後は内部静振を引き起こすが、下層水は水面まで上昇しない。

Regime Bでは図3に示すように、界面付近に発生する内部波により下層水が上層に連行され、上層厚が増加する。また、界面の傾きは時間とともに急勾配になり、40秒後には風上側では下層水が水表面まで到達し、上層に拡がっていく。しかし、不鮮明ではあるものの初期の状態とは異なる別の界面の存在が認められる。

Regime Cでは、風のせん断力により界面は激しく乱れ、界面のあらゆるところで上下層水が混合し、急速に成層が崩れる。20秒前後には上下層水が完全に混ざり合い、水槽全体においてほぼ一様な状態となる。

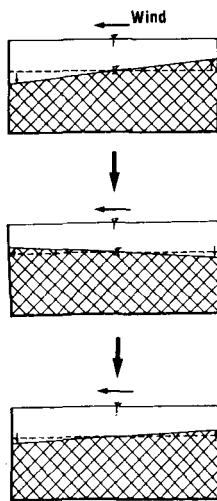


図2 Regime Aの流動

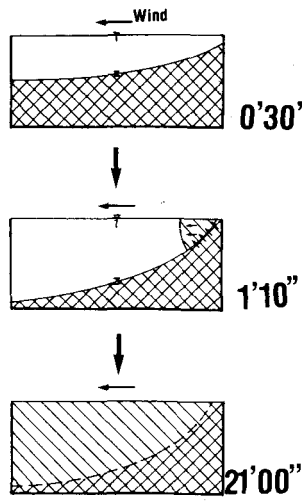


図3 Regime Bの流動

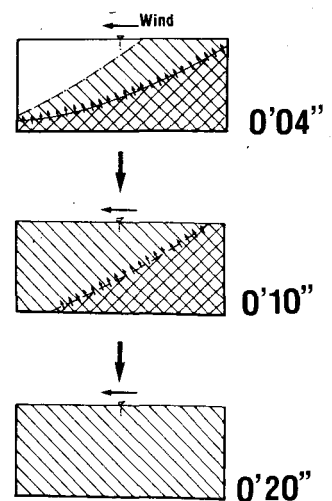


図4 Regime Cの流動

青潮の発生がみられる海域においては、夏場における表層水の水温上昇や河川水の流入などの種々の要因が重なることにより成層が強化されており、また、離岸風が連吹した後、その発生時には必ず下層に存在する貧酸素水塊が岸近くに湧昇している。これらの知見に当てはまる領域としては、Regime BおよびRegime Cが挙げられる。しかし、台風が通過した後の海域では強い混合が起こり成層が崩れ、この時には青潮が発生していない。したがって、このことから上下層水が激しく混合し合い、成層が完全に崩壊してしまう現象であるRegime Cは青潮発生時の海域を模倣するには不適切である。それに対して、Regime Bは風上側の壁面付近で下層水が上層にまで達し、十分時間が経過した後でも完全には成層が崩壊しないことから、この領域が青潮現象の海域を再現しているといえる。ちなみに、青潮発生時の東京湾での Ri^* を概算すれば、密度差が $4\sim 7\text{kg/m}^3$ 、上層厚が 10m 、風速 $7\sim 10\text{m/s}$ の時、 Ri^* は $1500\sim 4000$ の範囲であり、東京湾の長軸方向距離を L にとれば $L/h=2000$ であることから混合形態はRegime BあるいはRegime Cに相当する。

参考文献； Spigel, R.H. and J. Imberger (1980) : The classification of mixed-layer dynamics in lakes of small to medium size. J. Phys. Oceanogr., Vol.10, pp.1104-1121.