

琵琶湖の冬季密度流に関する研究

京都大学防災研究所 正員 村本嘉雄 正員 大久保賢治
長野県 正員 矢島孝二

1. はじめに 琵琶湖は琵琶湖大橋を境として北湖と南湖にわかれるが、冬季密度流は両湖の湖水交換を引き起こすことが知られている。すなわち浅くて熱容量の小さい南湖の湖水は湖面冷却に対して速やかに応答して、低温化し北湖下層へ密度流として流入する。本研究では特に南湖湖面での熱収支と密度流の発生・規模との関係とをさぐろうとした。

2. 解析資料について 密度流の継続時間や湖面熱損失に対する密度流発生の時間遅れを考慮して1解析期間を12日間とし、昭和51~56年にかけて密度流が顕著に発生した7期間を選択した。資料は琵琶湖大橋での流速・水温(密度流発生指標)と気温・風速など(湖面冷却指標)に大別でき、それぞれ毎正時の値を用いた。

3. 熱収支 湖面熱収支に関するいくつかの計算式の結果を比較検討したところ、伊藤・岡本が琵琶湖に適用しているものが代表的と思われるので本研究ではこの式により熱収支を計算した。湖面熱損失の主導因子は気温と風速であり、図-1, 2でも熱損失量と気温・風速の間にはほぼ線型的な関係が見られる。

密度流は強い冷え込みの2~3日後に発生すると指摘されているが、密度流の規模の指標となる下層の水温偏差と熱収支量の関係を時間差1~5日で最小2乗法により求めると時間差2~10日である程度相関が認められにが明確な線型関係は得られず、熱収支量と密度流の規模は単純な線型関係では表わされないことが明らかになった。

4. 密度流の発生 密度流発生時の下層の水温偏差・流速偏差には図-3のように明確な線型関係が見られる。これを用いると

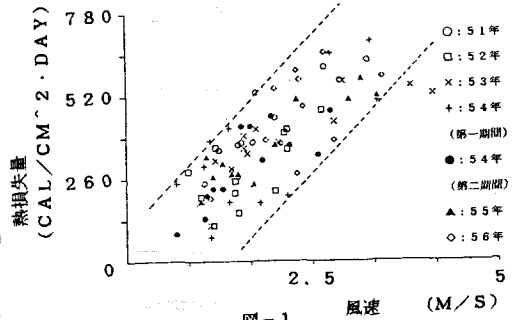


図-1

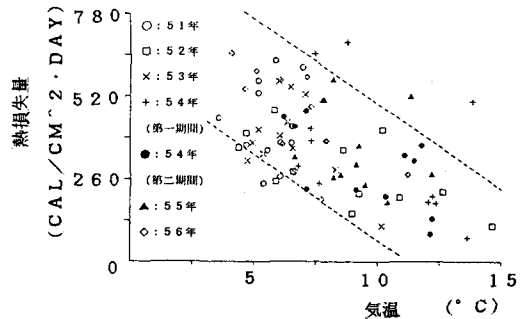


図-2

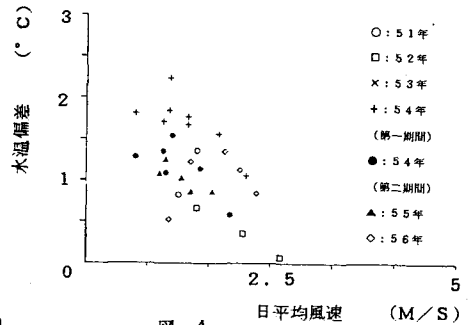


図-4

図-3

Yoshio MURAMOTO, Kenji OOKUBO, Kouji YAJIMA

水温差1～3℃において内部フルード数0.75～1.30となり密度流発生時の限界流条件が確認された。

また図-4より密度流は日平均風速2.5m以下の日に発生し下層水温偏差は風速に逆比例していることがわかる。図-5に風速によって生じる熱損失量の全熱収支量に占める割合と密度流流量の関係を示した。明らかに風速の増加はその時点の密度流を破壊すると同時に、熱損失量を増加させス～る日後には密度流を発生させる機能を有することが読みとれる。

5. 平衡水温の観測 熱収支計算には様々な資料を必要とするが、平衡水温は現時点での気象条件を敏感に反映する量であり熱収支計算結果に代用できるものと考えられる。図-6は水深30cmの水槽における平衡水温とその時の気象条件から計算したものであるが、平衡水温は冷え込みなどの急激な気象条件の変化をよくとらえている。昭和58年度の観測から(平衡水温-気温)と(表面水温-気温)とは線型関係があることが確かめられた。図-7に計算による平衡水温の場合を示したが同様のことが言える。

密度流の発生は平均的冷却(旬、月平均値)よりも1～2日程度の強い偏差的冷却に左右されるので、その大きさを表わす量(熱束あるいは浮力束比)を次のように定義した。

$$P(t) = \frac{\text{(時刻}t\text{の前後24時間の熱損失量の時間的割合)}}{\text{(観測期間中の平均的な熱損失量の時間的割合)}}$$

ここで熱損失量の時間的割合は平衡水温の連続記録から計算できる。図-8からP(t)が1.0以上になるとス～る日後に密度流が発生することが読みとれ同様のことが昭和58年度の観測結果からも確認されている。

6. まとめ 密度流の発生は熱収支量と風速に大きく影響されるが、熱収支量(平衡水温)からその発生を予測できることがわかった。最後に貴重な現地資料を提供して下さい、に建設省琵琶湖工事事務所の宮井所長ならびに北村調査課長に深く感謝いたします。

参考文献) 伊藤克己・岡本蔵・びわ湖における水温の変動(VII), 陸水学雑誌, 35巻4号, 1974, P.127~135

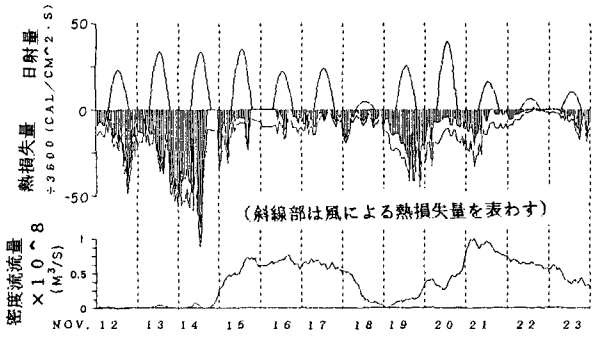


図-5 昭和54年(第一期間)

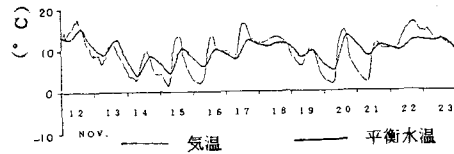


図-6 昭和54年(第一期間)

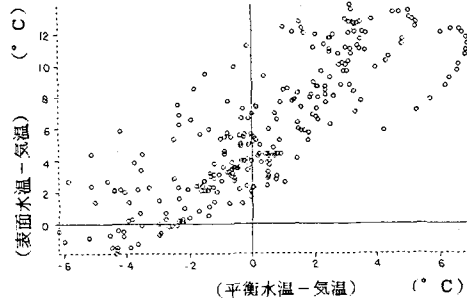


図-7 昭和54年(第一期間)

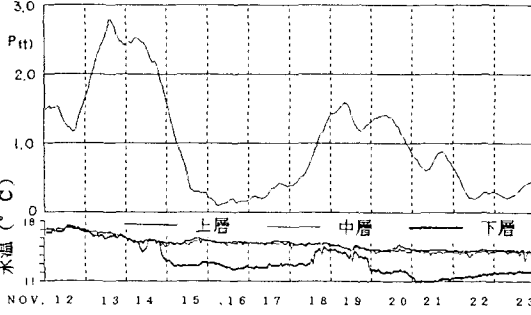


図-8 昭和54年(第一期間)