

湖面に働く風応力の現地観測

Field Measurements of Wind Stress Applied on a Lake Surface

東京工業大学工学部 石川忠晴 T. Ishikawa
東京工業大学工学部 田中昌宏 M. Tanaka
東京工業大学大学院 小関昌信 M. Koseki

1. はじめに

湖の水質悪化が問題になって以来、その改善策を考える第一段階として湖内の流動特性を予測するため、多くの研究がなされてきている。最近では、さらにきめ細かな環境アセスメントが要求されるようになり、それに応じて流れの数値解析モデルも非定常性や三次元性を考慮できるより高度なスキームが開発されつつある。しかしながら、湖の流れの主たる外力である風応力の精度及び現地の流れの物理機構に関しては多くの問題が残されており、それらの問題が解決されなければ、計算結果の精度の向上は望めない。流れの計算を行う場合には、風応力の時間分布が必要とされるが、通常はある地点の代表的な風速を用いて定常・一様状態の経験式から与えられている。しかし、我が国のように地形が入り組んでいる場合には、地形自体の複雑さによって風の流れが歪められたり、海陸風や山谷風などの局地風が発達し易く、そのため、風の流れは非定常、非一様な場合が多いと考えられる。従って、そのような場合に対しての風応力評価式の妥当性を検討しておく必要がある。また、計算モデルに用いられている運動方程式（すなわち風応力の伝達式）は、風洞水槽で生じるような単純なせん断流を念頭において構成されているが、現地では日々の日射による成層や、実験室より遙かに大きな波が存在しており、運動量の輸送機構が単純なせん断流とは異なっている可能性がある。

以上の点を明らかにするには、現地データを収拾して、丹念に検討してゆく他はない。本論文は、著者らが霞ヶ浦湖心観測所において行った現地観測データをもとに、上記の点について検討した結果を述べるものである。

2. 観測方法

観測地点は茨城県霞ヶ浦建設省湖心観測所、期間は昭和62年7月28-30日、8月3-5日及び8月24-28日である。測定項目は電磁流速計による流速三成分、容量式波高計による水位変動及びサーミスタ2本による水温測定である。風のデータは観測所に設置されている風向・風速計のデータを用いた。図1に示すようにトラバース用の柱を湖底に固定し、電磁流速計とサーミスタを取り付けたトラバース装置を上下させて、各量の鉛直分布を測定した。測定時間は一点30秒、一鉛直15層前後、測定時間間隔は30分（状況により1時間）とした。

観測期間での一日の温度変化の典型的なパターンは次のようなものである。午前9:00頃から日射によって表面付近から成層が形成され始め、午後2:00頃には下層と表層の温度差は3度程度となる。2:00-5:00の間に風速3-8m/sの海風¹⁾が到来し、上層に混合層が形成され徐々に下方へ発達していく。数時間で全体に混合し、

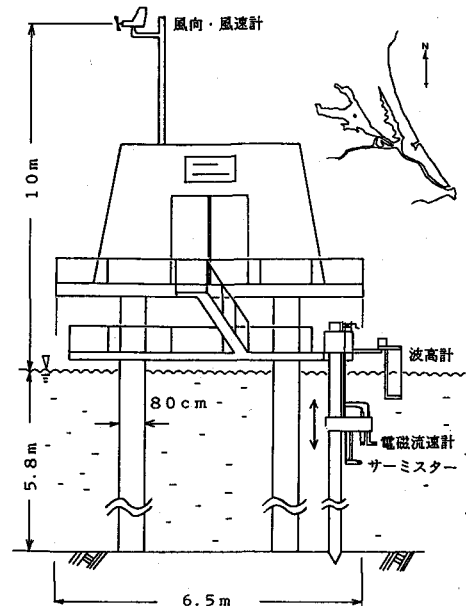


図1 霞ヶ浦湖心観測所の側面図

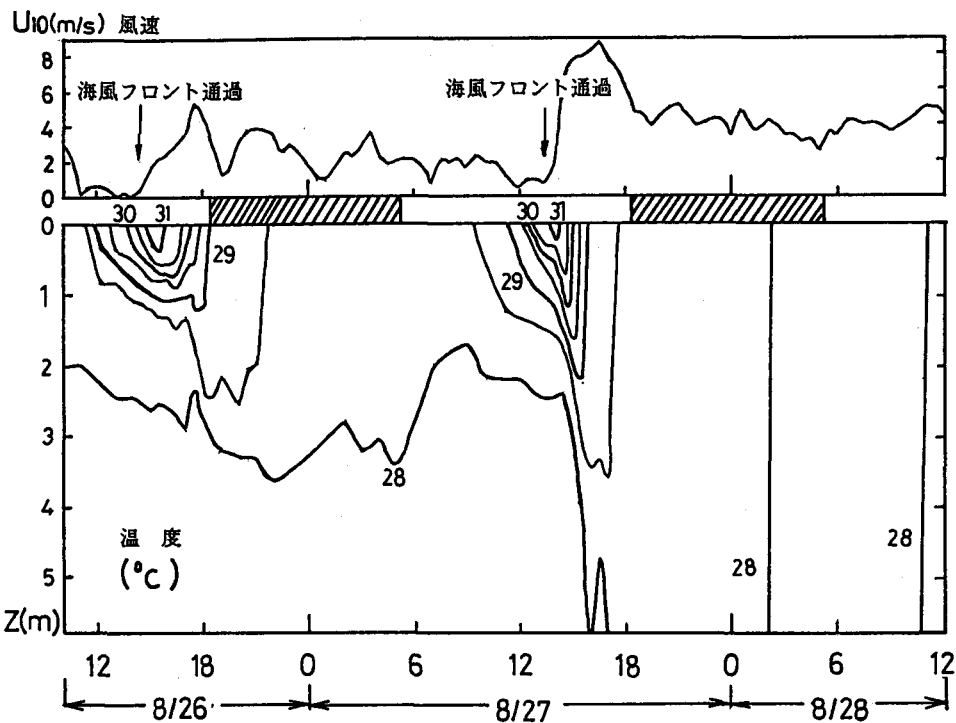


図2 日成層の変化の様子(昭和62年8月26日～28日)

夜間は全層温度一定で、風は比較的定常である。例として8月26日～28日の風速と水温分布を図2に示す。

3. 風応力の評価

風から輸送される運動量、即ち風応力は吹送流と波動の二つの形態の運動量として水に輸送される。そこで、まず、測定結果から吹送流と流れそれぞれに輸送された運動量を評価し、既往の風応力式から算出される応力の値と比較すると共に、両者の応力の分配比についても検討を加える。

3-1. 流れに輸送される運動量の評価

図3に流速分布、温度分布の例を示す。風の変化にともない風から与えられた運動量によって水面付近の流速ベクトルが変化すると同時に混合が始まっている。一方、下層の流速はほとんど変化していない。風の吹き始めでは吹き寄せによる水面勾配が

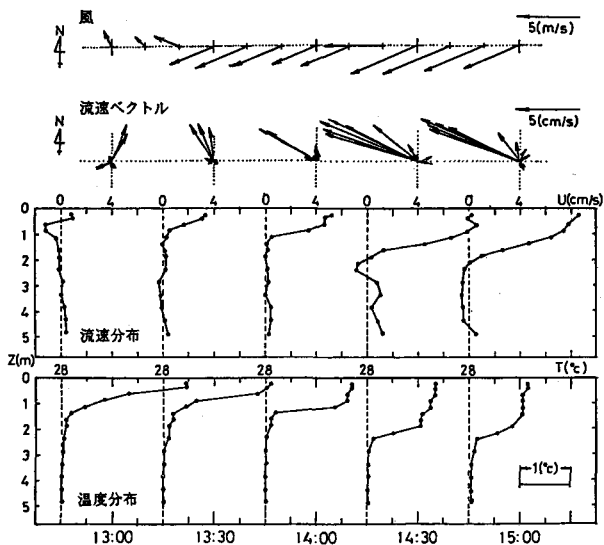


図3 水温・流速分布の一例(昭和62年8月24日)

小さいので、上層混合層の運動量の変化を見積ることにより、風から流れに与えられた運動量、 τ_f を評価することが可能である。計算は次式から風方向の運動量変化を算出する（図4参照）。

$$\frac{d}{dt} (h_1 U_1) = \frac{\tau_f}{\rho_1} + U_2 \frac{dh_1}{dt} \quad (1)$$

ここに、 h_1 :混合層厚、 U_1 、 U_2 :上下層平均流速ベクトル、 ρ_1 :上層密度、である。

尚、ここでは水面及び界面のセットアップに伴う圧力勾配を無視しており、また、運動量の変化を利用しているため、この評価法は非定常性の卓越した場合のみ有効である。

3-2. 波に輸送される運動量の評価

図5は30秒の平均2乗波高の時間的な変化を示している。風波は従来から知られている通り指数関数的に発達している。これより波の発達率 β を求め次式より風から波に与えられた運動量、 τ_w を評価する。

$$\tau_w = \frac{ds}{dx} = \frac{\beta}{C} E \quad (2)$$

ここに、 s :波の運動量フラックス、 E :波のエネルギー、 C :波速、である。なお、波速は二点の平均の周期を用いて、微小振幅波として算出した。

3-3. 結果及び考察

図6は波、流れのトータルの運動量の変化から算出された風応力を風速に対してプロットしたものである。各点を結ぶ矢印は時間の順序を示している。また、図中の実線は水理公式集に示されている風応力算定式（次式）を示している。

$$\tau_a = \frac{\rho}{2} C_{10} U_{10}^2 \quad (3)$$

$$C_{10} = 0.5 (U_{10})^{1/2} \times 10^{-3} \quad (4)$$

($U_{10} > 3 \text{ m/s}$)

ここに、 C_{10} :風応力係数、 U_{10} :10m高さの風速(m/s)、である。尚、風速が3m/s以下の範囲は滑面の対数則の式を用いた。どのケースも時間が経つにつれ風応力算定値が減少するがこれは吹き寄せによる水面勾配の影響によって3-1で述べた推算法の誤差が増加するためである。従って、ここでは各ケースの前半の推算値について議論する。

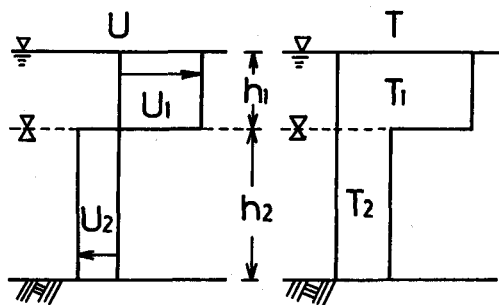


図4 変数の定義

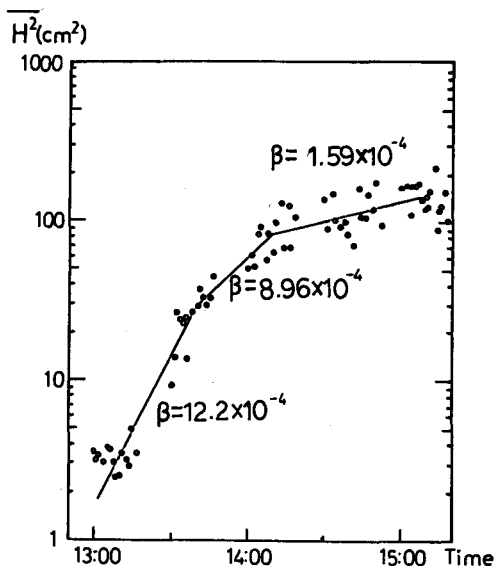


図5 平均波高の2乗の時間変化

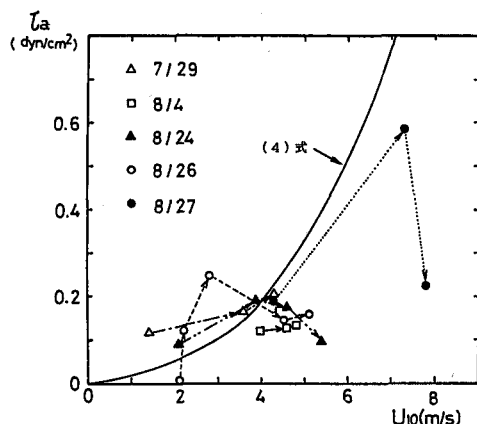


図6 観測から得られた波、流れのトータルの運動量の変化

波、流れの運動量共に間接的な方法から推定しているにもかかわらず、全体的にはトータルの運動量は風応力と良く対応しているといえる。しかし、風速3m/s程度以下の領域では風応力よりも大きめにでる傾向がある。図7にこれまで得られている抵抗係数 C_{10} の現地での主な実測値を示す²⁾。図中の破線は(4)式を示す。これを見ると、やはり実測値は(4)式で示される値よりも大きめになっている。従って、(4)式は低風速では風応力を小さ目に評価する傾向があることがわかる。次に、風応力に対する波に輸送された運動量の比を見ると(表1)、ほぼ数%の値を示しており、従来の結果と一致している。20%程度の大きな値を示しているのは風の吹き始め或は風速が途中で増加した直後に対応している。Mitsuyasu³⁾は平衡に近い状態について、風の運動量のかなりの部分(50%程度)が一旦波に輸送された後、砕波によってその大部分を流れの運動量に転換すると述べているが、本観測の結果は、風波の初期の発達段階では、波から流れに還元される運動量が平衡状態よりやや小さいことを示唆しているものと考えられる。

以上より、従来の風応力の評価式は低風速で小さ目に評価するが全般的には妥当であり、風が非定常的に変化する場合でも有効である。また、波、流れの運動量の分配比及び分配機構は、風波発達の極く初期段階を除けば、従来の考え方も妥当であったといえる。

4. 現地での吹送流の運動量輸送過程の検討

吹送流の鉛直流速分布は従来から対数則に従うとされている。実験室の風洞水槽ではこのことは確認されているが、現地では詳細な測定がほとんどなされていないため十分検討されていない。実験室と現地での大きな違いに次の二つが考えられる。すなわち、現地での成層と大きな波の存在である。そこで、成層、大きな波の有無によって4つのケースを考え、現地での吹送流の流速分布について検討する。成層無し、大きな波無しの場合は風洞水槽の現象と同じと考えられるが、今回の観測ではそのような状態は観測されなかった。また、風が吹いている状態で成層があり、大きな波がない場合も観測されなかった。従って、残りの2つのケースについて詳しく検討する。

(1) 成層有り、大きな波有りの場合

図8がその一例である。水面から温度界面付近まで

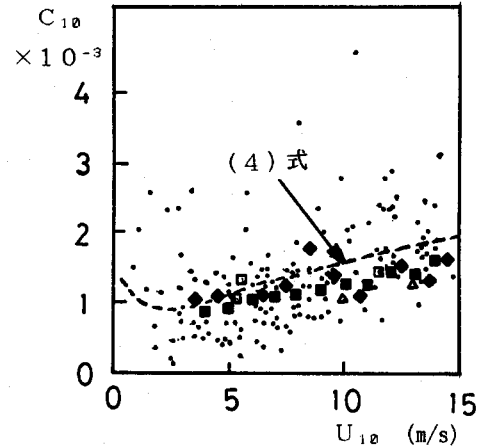


図7 抵抗係数 C_{10} の主な実測値
(参考文献2)より)

表1 τ_w/τ_a の観測値

DATE	TIME	U_{10} (m/s)	τ_w/τ_a (%)
7/29	16:00	1.4	7.21
	17:00	3.6	8.44
	17:30	4.3	6.58
	18:00		
8/4	15:00	4.0	6.33
	15:30	4.8	2.16
	16:00	4.6	3.12
	16:30		
8/24	13:00	2.1	20.98
	13:30	3.9	18.30
	14:00	4.6	3.77
	14:30	5.4	3.23
	15:00		
8/26	15:30	2.1	5.65
	16:00	2.2	8.63
	16:30	2.8	8.18
	17:00	4.5	5.03
	17:30	5.1	6.70
	18:00		
8/27	14:00	4.3	12.08
	14:30	7.3	6.99
	15:00	7.8	1.02
	15:30		

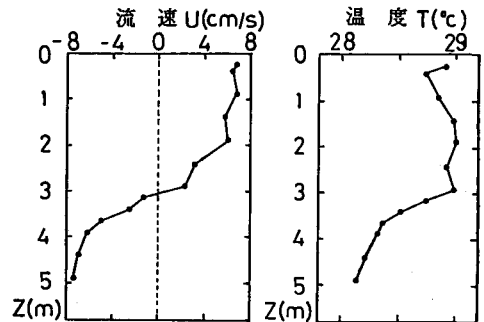


図8 成層有り、大きな波有りの場合の流速、温度分布

一様で界面付近で流速勾配が大きくなり、下層でまた一様となっている。この時躍層の温度差は0.5~1度程度であるが、流速分布は明らかに歪められている。この場合の分布形も温度場の情報がなく測点数が粗い場合には、通常の吹送流の分布と見なししてしまうかも知れない。しかし、明らかに温度界面を境にした二層流的な流れ場になっている。従って、下層の一様流速は界面のセットアップにともなう流れと考えられる。上層の流速分布が一様化する原因については次の(2)で詳しく検討する。ここで注目すべきことは、温度差が0.5度程度でも流速場に大きく影響することであり、従って、湖の流れを考える場合には常に混合現象とペアで考えなくてはならないということである。

(2) 成層なし、大きな波有りの場合

図9に示す通り、この場合、全水深ほぼ一様分布となっている。風洞水槽においては、風波が十分発達している場合にも吹送流の流速分布は対数則に従うことが知られている。しかし、現地では風波の波長が1~10m程度にもなるため、風洞水槽で生じるような風波とはスケールが1オーダー異なっている。従って、この一様化の原因として波の効果が考えられるが、波が直接的に吹送流と相互干渉しているのか、或は間接的にラングミュア循環流を生み出すという効果として効いているのか明かではない。

そこで、風洞水槽において造波機によって大きな波を起こし、大きな波の有無による吹送流の流速分布の変化を調べてみた。この際、周期が同じで波高の異なる二つの波を与えた。尚、流速の測定には光ファイバー型二成分レーザー流速計を用いた。流速分布の結果を図10に示す。波高の大きな波を与えた場合、波のトラフ以下では流速分布はほぼ一様となっており、現地の流速分布と一致している。表面流速は波の有無にかかわらずほぼ一致しており、また、気流の圧力降下から算出した水面に働く応力も両者にほとんど差はみられなかった。つまり、風から同じ応力を受けているにもかかわらず、大きな波の有無によって吹送流の運動量輸送機構が大きく変化していると考えられる。しかし、波高が小さい場合には、波を与えない場合の流速分布からほとんど変化していない。この違いの原因が、単純に軌道流速の絶対値の違いに依るのか、波の非線形性の違いに依るのか今のところ明かではない。この現象の内部機構に関しては現在検討中である。

5. おわりに

霞ヶ浦湖心観測所において、波、吹送流及び水温の詳細な測定を行った結果、次のようなことが明らかとなった。

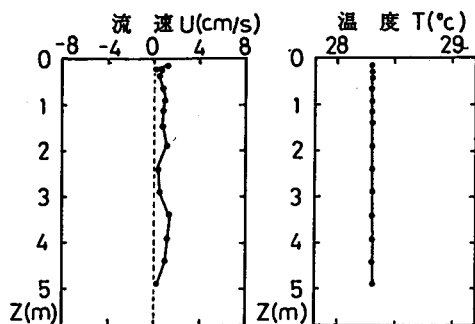


図9 成層なし、大きな波有りの場合の流速、温度分布

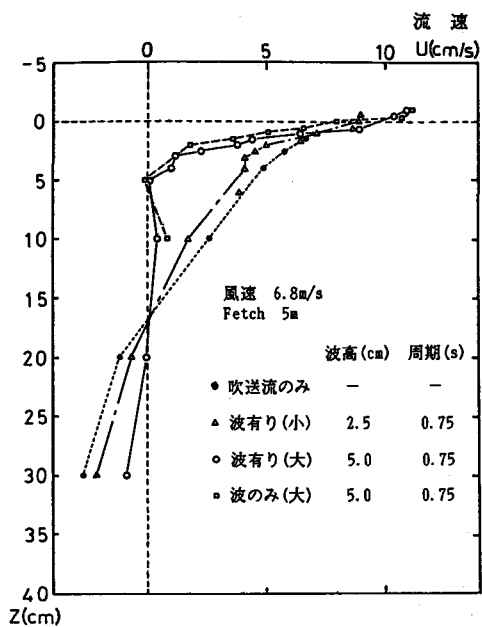


図10 風洞水槽で大きな波を与えた場合の流速分布の変化

- (1) 従来の風応力評価式から推定される風応力の値はほぼ妥当であり、 3m/s 以下の低風速領域で小さめの値を示す。
- (2) 風から与えられる運動量の波、流れへの分配比は、波に数%、残りのほとんどは流れに輸送される。しかし、風の吹き始めにおいてはかなりの部分（本観測結果では最大20%程度）が波に輸送される。
- (3) 現地の吹送流の分布は、温度差が 0.5 度程度で歪められる。
- (4) 大きな波が存在する場合には吹送流の分布は一様化する。
- (5) 3)、4)の結果より、現地の流れの計算を行う場合、混合層の計算を同時に行うこと、波の影響を考慮することが必要であると考えられる。

謝 辞

観測を実施するにあたり、建設省関東地方建設局霞ヶ浦工事事務所及び出島村教育委員会に種々のご配慮を頂いた。記して、謝意を表する。尚、本研究は昭和62年度文部省科学研究費（奨励(A)、代表・田中昌宏）の援助を受けた。

参考文献

- 1) 石川忠晴ら(1986) ; 海風フロントの構造と伝播特性に関する研究、土木学会論文集、第375号、pp. 261-270.
- 2) AMoroch, J. & DeVries, J. J. (1980) ; A new Evaluation of the Wind Stress Coefficient Over Water Surface, J. Geophys. Res., vol. 85, pp. 433-442.
- 3) Mitsuyasu, H. ; A note on the Momentum Transfer from Wind to Waves, J. Geophys. Res., vol. 80, pp. 3343-3345.