

MITgcm によるダム湖流の 3 次元シミュレーション

Non-Hydrostatic Simulation of Water Circulation in Dam Lake by means of MITgcm

李 漢洙¹・山下隆男²・一色陽平³

Han Soo LEE, Takao YAMASHITA and Yohei ISSHIKI

Three-dimensional non-hydrostatic computations by means of MITgcm were conducted to simulate the thermal structure and its evolution in the dam lake. Meteorological forcing such as the wind stress, atmospheric pressure at surface and heat flux transfer through the lake surface and the river inflow are the major causes of water circulation in the lake, that were computed by the meso-scale meteorological model MM5. An important vertical mixing and sub-grid scale motions were calculated by the Smagorinsky's nonlinear viscosity model. One month computation of physical water quality in the dam lake revealed that both the computed wind-induced currents and the thermal structure show good agreement with observations.

1. はじめに

ダム湖流域での環境影響評価研究として、ダム湖の 3 次元流動解析を行う機会を得た。ダム湖の流れは、閉境界条件が使え、かつ密度変化が水温のみで議論できる等の計算上の簡易さのため、パロクリニクな数値解析の基礎的な検討に適している。本研究では、ダム湖流を対象として、マサチューセッツ工科大学の大循環モデル、MITgcm の非静力学モードによる 3 次元パロクリニク流れの解析に関する基礎的な検討を行う。

本研究で対象とする土師ダム湖(八千代湖)は、広島県の中央部、北緯 34°38'37.23"N, 東経 132°37'14.55"E に位置し、1974 年多目的ダムとして建設されて以来、洪水防止、電力発電やレクリエーションなど様々な目的で利用されている。もうひとつの八千代湖の目的は広島市の水道水としての水源であるが、最近の土師ダム流域の開発に伴い、流域からの化学物質の流出、特にリンや窒素などによる富栄養化、藻類の異常発生などの問題が発生している。このため、土師ダム流域からの化学物質の流出源の調査やその対策の研究が行われてきたが、ダム湖内の水の動力学的な循環や流れの研究は行っていない。

本研究では、夏季(2006 年 7 月)の温度成層の形成過程を再現することを目的とし、メソ気象モデルで再現された気象場の変化(流域からの降水の流入、雲による日射の変化、風の影響を考慮する)により、湖水の加熱・冷却の日変化と風による吹送流の影響を与えながら、ダム湖内で温度成層が形成される過程を再現する。

2. 土師ダム湖の水質観測

表-1 に土師ダムおよび流域の規模を示す。現在、八千代湖や土師ダムの流域における継続的な水量、水質観測は広島県や国土交通省土師ダム管理事務所によって 5 測点で実施されている。その内、2 測点がダム湖内で実施されており、毎時間毎のデータが収録されている。定期的な水質観測項目は水温、電気伝導度、栄養塩の濃度、DO、BOD であり、それ以外にも、広島大学によって目的に応じた不定期観測がダム流域の中で実施されている。

図-1 に、土師ダムの位置(上図)、および 2006 年 10 月に広島大学で実施したダム湖の深浅測量に基づく水深コンターと、土師ダム管理事務所のダム湖内の定常観測点 2 点、広島大学で 2005 年 11 月 10 日行った観測点 12 点の位置を示す。

表-1 土師ダムの情報

Dam statistics	
Dam height	50.0 m
Dam top length	300.0 m
Dam volume	210,000 m ³
Entire lake capacity	47,300,000 m ³
Effective storage	41,100,000 m ³
Watershed area	307.5 km ²

現在、ダム湖では曝気装置が測点 St.2 と St.3 の間に設置されており、夏期には成層状態に応じて不定期に使用される。なお、曝気による強制混合に関しては、本研究では扱わない。

1 学生会員 修(工) 京都大学大学院工学研学科社会基盤工学専攻
2 正会員 工博 広島大学大学院国際協力研究科
3 広島大学大学院国際協力研究科開発科学専攻

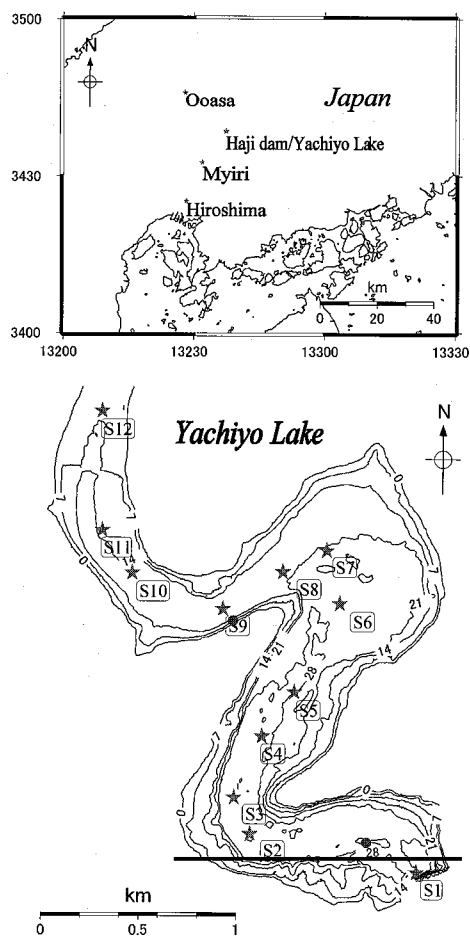


図-1 土師ダムの位置と八千代湖内の観測点

3. 土師ダム流域の気象データ（解析値および観測値）

本研究で対象とするような流域の水と熱の流れと循環の数値解析では、気象の時空間変動データが必須である。しかしながら、理想的な気象データを得ることが難しいため、簡便な方法として、対象領域を含む近郊の観測データをそのまま使うことが多かった (Spigel ら, 1986; Herb・Stefan, 2005; Kantha・Freeth, 1996)。最近では、数値気象解析情報が公開され、メソ気象モデルがソースコードとして利用可能になっているため、独自の気象予測に基づく降雨や地上風、湿度、日射、放射の解析が可能になっており、モニタリング情報との共同利用で、気象、水文流出、湖流ダイナミクスが連携した形でダム流域の環境解析が可能になっている。

本研究では、3次元非静力学メソ気象モデル MM5 を使用して気象場の再解析を行う。気象場のバックグラウンドデータには NCAR・NCEP の客観解析データ (2006 年

7 月、格子間隔 1.0°) を使用する。気象解析では、4 領域 (格子間隔 27, 9, 3, 1 km) のネスティング計算とし、6 時間毎のナッジングによる四次元データ同化 (FDDA) を行う。FDDA は、風、温度、相対湿度に対して、第 1 および第 2 領域で適用される。パラメータ化した物理過程の適用は次のようである。Graupel moist スキームを全領域、Grell 積雲パラメータを第 1, 2 領域、MRF 地表面境界スキームを第 1, 2 領域、Blackadar 地表面境界スキームを第 3, 4 領域、そして、cloud atmos-

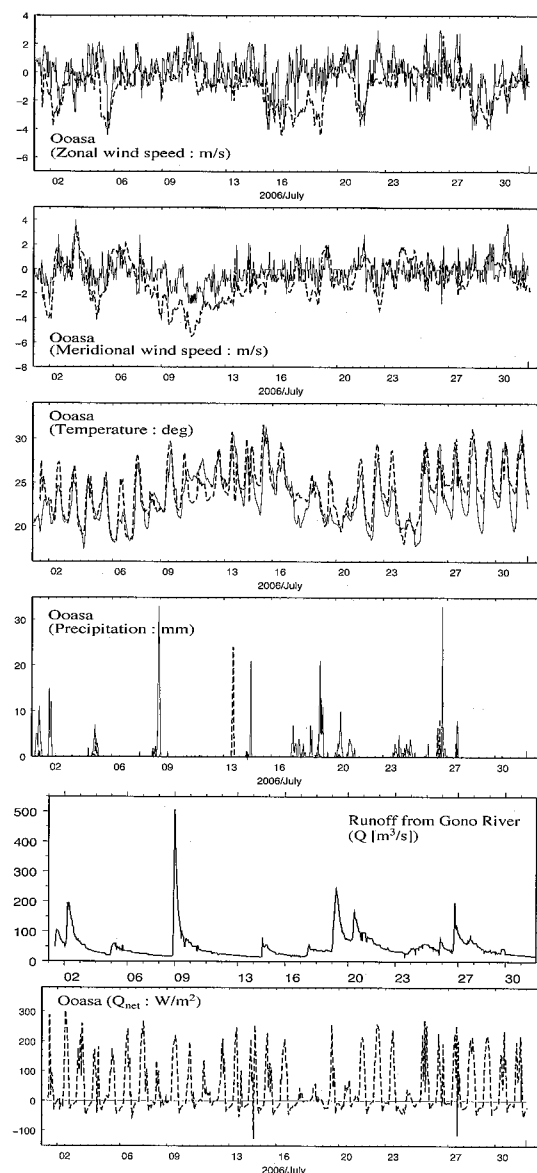


図-2 アメダス観測点「大朝」での計算気象データ（破線）と観測値（実線）。上から (a) 南北風速, (b) 東西風速, (c) 大気温度, (d) 降水量, (e) 流域からの流入量 (St.9 での観測値のみ), (f) 総熱収支 (St.9 での計算値のみ)

pheric 日射スキームを全領域に適用する。

図-2 に、MM5 で計算した気象データと土師ダムから一番近い AMeDAS 観測所の大朝測点でのデータの比較を示す。計算された風速、大気温度は観測値を良く再現しているが、降水の場合には差が存在する。なお、図-2 に示されている net flux は次式により算定される。

$$Q_{net} = Q_{swd} - (Q_{lhf} + Q_{shf} + Q_r) \dots\dots\dots (1)$$

ここで、 Q_{swd} は下向き太陽短波輻射、 Q_{lhf} は潜熱 flux、 Q_{shf} は顕熱 flux、 Q_r は表面からの back radiation である。

4. ダム湖の流動解析の方法

(1) MITgcm の非静力学モード計算の概要

MITgcm (Massachusetts Institute of Technology General Circulation Model) はマサチューセッツ工科大学が開発した大気・海洋循環モデルで、次式のような Boussinesq 近似を適用した非圧縮性 Navier-Stokes (N-S) 方程式を解く。

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \mathbf{u} + f \hat{\mathbf{k}} \times \mathbf{u} = -\frac{1}{\rho_r} \nabla p + b \hat{\mathbf{k}} + \nu_h \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) \mathbf{u} + \nu_v \frac{\partial^2}{\partial z^2} \mathbf{u} \dots\dots\dots (2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{u} = 0 \dots\dots\dots (3)$$

$$\frac{\partial b}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla b = \kappa \nabla^2 b \dots\dots\dots (4)$$

$$\rho = \rho(\theta, S) \dots\dots\dots (5)$$

ここで、式(2)は運動方程式、式(3)は連続式、式(4)はトレーサ- θ , S 輸送方程式、式(5)は状態方程式である。 $\mathbf{u} = (u, v, w)$ は水平、鉛直方向流速成分、 f はコリオリパラメーター、 p は圧力、 b は浮力 ($-g(\delta\rho/\rho_r)$)、 θ と S はポテンシャル温度と塩分、 ν_h と ν_v は水平、鉛直粘性係数、 κ は拡散係数である。

本研究では、ダム湖のシミュレーションであるため、状態方程式(5)は次式のように温度だけの関数となる。

$$\rho = \rho_r(1 - \alpha(T - T_r)) \dots\dots\dots (6)$$

ここで、 α ($=2.4E-4$) は熱膨張係数、 T_r は参考温度である。

数値解析方法としては、運動方程式の水平離散化には有限体積法を用い、陸面や底面の境界形状では部分セルを導入して正確な境界条件の表現を可能にしている(Adcroft ら, 1997)。Marshall ら(1997)によると、静力学的な計算を有効に行うためには、鉛直方向の運動方程式の Dw/Dt と b (浮力) の関係が次式のような条件

を満足する必要がある。

$$\frac{\gamma^2}{R_i} = \frac{U^2}{L^2 N^2} \ll 1 \dots\dots\dots (7)$$

ここで、 γ は水平 (L)、鉛直 (h) スケールのアスペクト比率 ($\gamma = h/L$)、 R_i ($= N^2 h^2 / U^2$) は Richardson number、 N^2 ($= -(g/\rho)(\partial\rho/\partial z)$) は浮力振動数である。

一方、ダム湖の解析では上流からの河川水の流入がもうひとつの境界条件となるが、本研究では、St.9 で観測された水温分布と流量を北側境界での境界条件として与える。また、八千代湖内でこの条件式は静力学的な計算の範囲であるが、北の境界条件は強い流速スケールとなり(St.9)、その値は0.1~0.2に相当するため、全ての計算は非静力学モードで行った。

(2) 計算条件

八千代湖は中スケールのダム湖で、本研究の数値実験では114×110のメッシュでカバーされる。そのメッシュ間隔は東西、南北方向で各々20mと22mである。本数値実験では2006年10月25日の深浅測量結果と10mの高精度DEMにより作られた水深、陸上地形データを使用しており、ダム堤体付近で最大水深が20m、上流側の最小水深は1mである。モデルの鉛直分割は、上層は0.5m間隔で、低層は3m間隔で、合計10層の分割とした。温度分布の初期条件としては、水平方向には均一性を仮定して、ダム湖内の2測点からの観測値を平均した鉛直分布を与えた。

境界条件としては、北境界では江ノ川からの流入量を境界断面平均流速に換算し、St.9での観測水温分布を流入水の温度分布と仮定して与えた。その他の境界条件は固定条件とした。

MITgcm で用いられる乱流モデルは、KPP モデルの他、地球流体モデルに良く用いられる Mellor and Yamada (1982) の乱流モデル (Large-Pond, 1981) の他、Smagorinsky (1963) の乱流モデルが使用できる。ここでは、北側方境界からの高速の流入条件でも安定に計算できるようにするため、試行錯誤の結果、メッシュ解像度を高くし、非線形粘性係数を使う、乱流による鉛直混合や sub-grid スケール運動を再現する Smagorinsky 乱流モデルを用いた。

5. 流動解析の結果と考察

(1) 吹送流場

2つの山の谷間に形成された中スケールのダム湖である八千代湖の水の流れは、一方向性がかなり強い。期間中(2006年7月)の風のシミュレーション結果には、日変動周期性は見られないし、風速も全体的に弱い。図-3に、計算された風による湖水の流れ(吹送流)を示す。それぞれ、表層、中層の月平均流れと水深平均の

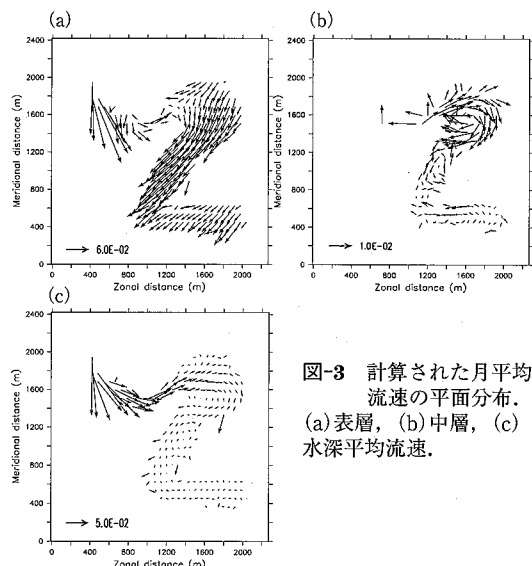


図-3 計算された月平均流速の平面分布。
(a)表層, (b)中層, (c)水深平均流速。

月平均流れを示している。表層の流れでは、境界条件として与えた土師ダム流域からの流入による強い流れが測点 St.9 まで影響を与えているが、その以外の領域では北東からの風の影響を強く受けることがわかる。しかし、中層では北側境界からの流入の影響が測点 St.6 まで到達して大きな時計回りの渦を形成している。すなわち、表層と中層の間にはせん断流が形成され、これによる鉛直混合が発生することが推測できる。一方、水深平均流速の月平均値は境界条件の影響が St.9 まで確認できるが、その以外のところでは極端に弱い流れとなっている。

(2) 水温分布と鉛直成層

図-4 は、St.9 での水温の鉛直分布の観測時系列データと MITgcm による計算結果との比較であり、モデルの適用性の検証結果である。St.9 では、北側境界条件として与えた流入河川水および湖水面冷却による混合過程が良く再現されていることがわかる。MM5 による雨天、曇天時の下向き太陽短波放射の見積りの観測値との検証を行っていないので、計算結果に若干の改善の余地はあるかも知れないが、St.1, St.2, St.6 においては鉛直混合特性は全体的に弱くなり、水面近傍に限られていることがわかる。すなわち、八千代湖では夏季には強い成層による湖水の流れが制限されるが、上流側では川からの流入の影響が強く、浮力に比べせん断乱流が卓越する。このため、勾配 Richardson 数 ($R_i = -N^2 / (du/dz)^2$) は小さくなり限界 Richardson 数 ($R_{ic} = 0.25$) に近づく。図-5 に測点 St.1, St.2, St.6 および St.9 における水温の鉛直分布の時系列の計算結果を示す。北側の境界条件の影響が強い St.9 とは違い St.1, St.2 および St.6 ではその影響は少なく、日射による成層過程が卓越的であることがわかる。

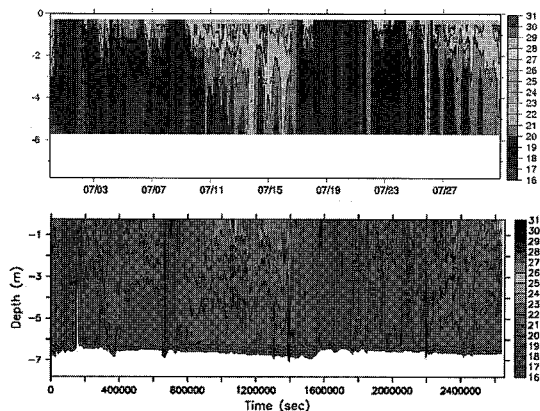


図-4 St.9 での水温分布の時間変化の観測値 (上) と計算値 (下) との比較 (2006 年 7 月の 1 か月間)

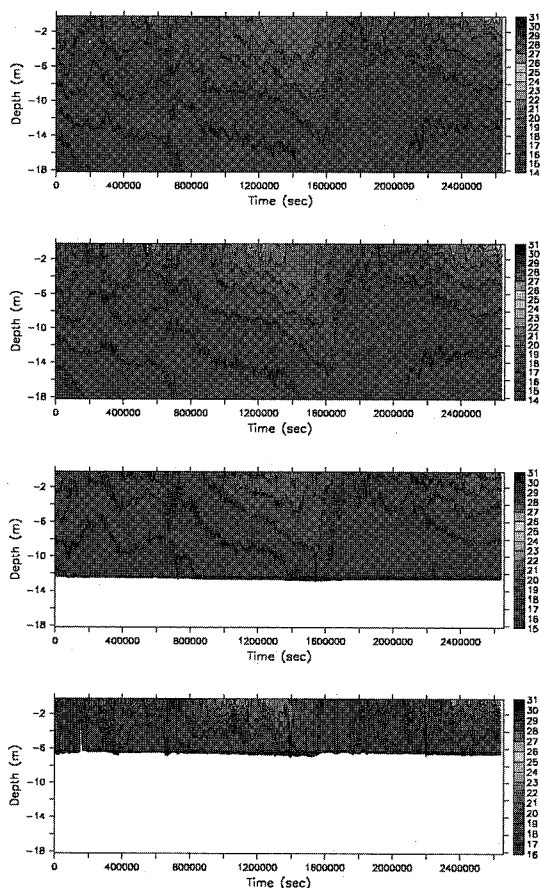


図-5 上から St.1, St.2, St.6 および St.9 における水温分布の時間変化の計算結果 (2006 年 7 月 1 か月間)

(3) 鉛直混合

シミュレーション対象期間である夏季には、湖水は強い成層で支配されるため、表面混合層 (surface mix-

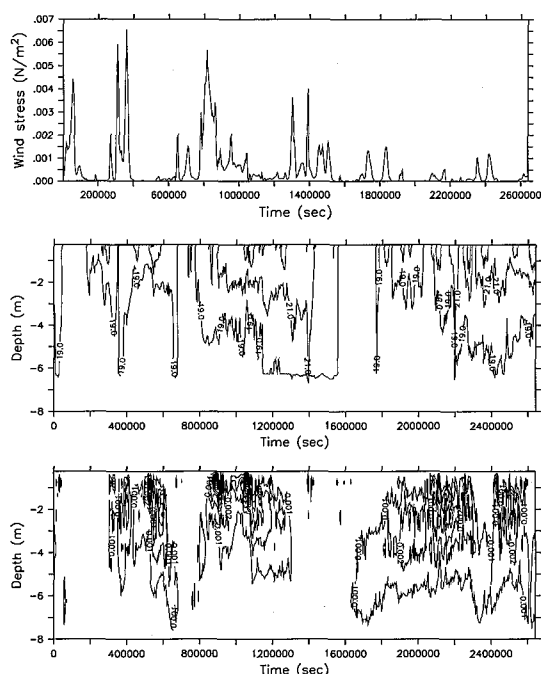


図-6 St.9における風による運動量 flux, 等水温線 (19℃, 21℃, 23℃), 浮力振動数 (N^2) の時間変化の計算結果 (2006年7月1ヶ月間)。

ed-layer) は弱くなる。湖水混合は内部重力波や水温躍層での境界混合により間歇的に行われるため、内部波特性は八千代湖の混合過程を考えるうえで重要である。図-6は、St.9における風による運動量 flux, 計算された19℃, 21℃, 23℃の等水温線と浮力振動数を示す。等水温線の鉛直振動は内部波の振動によるもので、2006年7月5日には19℃の等水温線で大きな振動が確認でき、その鉛直変動は強い風による運動量 flux と一致している。浮力振動数は0.001 (1/s) から0.015まで0.001の間隔で現れる。この振動数はコリオリパラメータの 10^{-4} (1/s) より1オーダー大きい自由内部重力波の範囲である。図-6の等水温線では各等水温線の間隔がほぼ一定であるため、湖全体のスケール内部波の存在は確認できない。これは、八千代湖が比較的小さく湾曲した形状をしているため、コリオリ力の影響が無視できる事と、風などによる周期的な外力による水面の変動成分が少ないため、これに伴う湖内スケールの内部波は発生しないためである。

6. ま と め

本研究ではダム湖 (八千代湖) の3次元流動解析をMITgcmの非静力学モードを用いて実行した。その結果、以下のことが再現できた。

1) ダム湖の流れは、風による運動量 flux, 湖水面での

日射の変化と大気圧変化と上流の河川からの流入 (河川水の流速, 水温) によって規定されることが再現できた。

2) 風による流れでは表層と中層の間のせん断流 (velocity shear) の存在とこれによる混合過程が確認できた。

3) 1ヶ月間に渡る水温分布の時間変化シミュレーション結果では、湖水の加熱・冷却による日変化特性と河川水の流入とによる変化特性が観測データをよく再現した (適用性の検証ができた)。

4) 湖水の鉛直混合とそれに対する内部波の役割が、風による運動量 flux, 等水温線, 浮力振動数の計算値でうまく説明できた。

本研究では、気象外力は観測値ではなくメソ気象モデルMM5により再現した気象データを使用した。湖水面の温度変化による総熱 flux の変化などのMM5へのフィードバックは考慮していない。このようなフィードバックを考慮したカップリング計算が次の課題である。また、広範囲にわたる数値シミュレーション結果の検証と湖水循環のモニタリングのための観測を実施する必要がある。なお、本研究は、科学研究費基盤研究 (B) (No. 183101128, および No. 18404003) の研究成果の一部である。

参 考 文 献

- Adcroft, A., C. Hill, and J. Marshall (1997): Representation of topography by shaved cells in a height coordinate ocean model, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 124, pp. 2293-2315.
- Herb, W. R. and H. G. Stefan (2005): Dynamics of vertical mixing in a shallow lake with submersed macrophytes, *Water Resource Res.*, Vol. 41.
- Kantha, L. H., and S. J. Freeth (1996): A numerical simulation of the evolution of temperature and CO2 stratification in Lake Nyos since the 1986 disaster, *J. Geophys. Res.*, Vol. 101, pp. 8187-8203.
- Marshall, J., C. Hill, L. Perelman, and A. Adcroft (1997): Hydrostatic, quasi-hydrostatic, and non-hydrostatic ocean modeling, *J. Geophys. Res.*, Vol. 102, pp. 5733-5752.
- Mellor, G. L. and Yamada, T. (1982): Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems, *Rev. Geophys. Space Phys.*, Vol. 20, pp. 851-875.
- Large, W. G., and S. Pond (1981): Open Ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds, *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 11, pp. 324-336.
- Smagorinsky, J. (1963): General circulation experiments with the primitive equations, i. the basic experiment, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 91, pp. 99-164.
- Spigel, R. H., J. Imberger, and K. N. Rayner (1986): Modeling the diurnal mixed layer, *Limnol. Oceanogr.*, Vol. 31(3), pp. 533-556.