

II - 96

熱収支モデルによる湾内熱環境評価

東北大学工学部土木工学科 学会員 ○吉田 英治

東北大学大学院工学研究科 正会員 風間 聡

東北大学大学院工学研究科 フェロー 沢本 正樹

1. はじめに

大気－海洋間の相互作用は、気候変動に影響を与えるため、大気海洋境界面における熱収支計算を行うことは重要である。また内湾における水温変動を知る上でも重要である。内湾の熱量変動は、海底がほぼ断熱状態と考えると、海面と外洋や河口などの水平境界を通じての熱の出入りより起こると考えられる。このうち海面を通しての熱の出入りには次の4つのフラックスがある。短波放射 Q_A 、長波放射 Q_B 、潜熱輸送 Q_e 、顕熱輸送 Q_h である。これらを求める式にはさまざまな経験式や理論式が提唱されている。ここでは、東京湾での熱収支を中野渡らの手法と Baruah らの手法によって、海面フラックス値について計算し、比較、検討により、熱収支式の評価を行う。

2. 熱収支式

用いた熱収支式は以下で与えられる。

$$Q_A = Q_0 \left(\frac{\text{day}}{\text{day}_{\max}} \times 0.8 + 0.2 \right) \quad [\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}] \quad (1)$$

$$Q_A = Q_{\text{TOT}} (1 - 0.62n_c + 0.0019\beta)(1 - \alpha_g) \quad [\text{W} \cdot \text{m}^{-2}] \quad (2)$$

$$Q_B = \varepsilon \sigma (T_w^4 - T_a^4 (0.51 - 0.066\sqrt{E_a})) \quad [\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}] \quad (3)$$

$$Q_B = \varepsilon \sigma T_w^3 \times \left\{ T_w (0.39 - 0.05\sqrt{E_a})(1 - xn_c) + 4(T_w - T_a) \right\} \quad [\text{W} \cdot \text{m}^{-2}] \quad (4)$$

$$Q_e = 0.622 \rho_a L C_E (E_s - E_a) \frac{W}{P} \quad [\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}] \quad (5)$$

$$Q_e = \rho_a W C_E L \{ q_s(T_w) - RH \cdot q_s(T) \} \quad [\text{W} \cdot \text{m}^{-2}] \quad (6)$$

$$Q_h = \rho_a C_p C_H (T_w - T_a) W \quad [\text{W} \cdot \text{m}^{-2}] \text{ or } [\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}] \quad (7)$$

ここで Q_0 ：晴天時の全短波放射の年間変動 $[\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}]$ ， day ：日照時間， $\text{day}_{\max}$ ：最大日照時間， Q_{TOT} ：全短波放射量 $[\text{W} \cdot \text{m}^{-2}]$ ， n_c ：雲量， β ：太陽の南中高度， α_g ：海面部のアルベド， ε ：海面の射出率， σ ：ステファンボルツマン定数， T_w ：海面温度 $[\text{K}]$ ， T_a ：気温 $[\text{K}]$ ， E_a ：大気中の水蒸気圧 $[\text{hPa}]$ ， x ：緯度に依る定数， ρ_a ：空気密度， L ：水の蒸発の潜熱， C_E ：潜熱輸送係数， E_s ：飽和水蒸気圧 $[\text{hPa}]$ ， W ：風速， P ：大気圧， T ：日平均気温 $[\text{°C}]$ ， $q_s(t)$ ：飽和比湿， RH ：相対湿度， C_p ：定圧比熱， C_H ：顕熱輸送係数である。

短波放射について、中野渡は式 (1)、Baruah は式 (2) を用いている。中野渡の式は Q_A を左右する変数が日照時間のみであるのに対して、Baruah は Q_{TOT} を求めるのに 10 程度の変数を用いている。長波放射は、中野渡が式 (3)、Baruah が式 (4) を用いている。違いは式 (3) は気温の影響が大きく、式 (4) には雲の影響を表わす変数が見られる。潜熱輸送では、中野渡は式 (5)、Baruah は式 (6)。式 (6) では比湿を用いている。式 (5) では大気圧を 1013hPa と固定している事から違いが出てくるとと思われる。顕熱輸送は同じ

式を用いている。ただ顕熱輸送係数を固定している中野渡に対して、Baruah は海面温度（SST）と気温の差により 2 通りの値を取っている。

3. 計算過程と結果・考察

中野渡は東京湾を湾奥と湾口側とに 2 分割しそれぞれの海域で計算をおこなっている。一方、Baruah は 1.1 km 四方のピクセル 797 個に分割し個々のピクセルについて計算している。ここでは比較を容易にする為に湾奥側から中野渡のものと湾奥側の海域について面積が同じになるように湾を 2 分割し（表 1）、所属ピクセルの結果をもとに各海域の値を出した。計算を行った時期に関して、中野渡は 1991 年 4 月 4 日から 93 年 12 月 31 日までの 1003 日間、Baruah は同期間中のうちの 131 日である。中野渡は海面フラックス計算と並行して湾水の温度計算を行っている為に毎日の算出が可能である。

湾奥側の海域についての各海面フラックスの時間変化は図 1～4 のようになる。比較の為に中野渡の結果は Baruah の結果がある日のみを用いた。双方を比較すると、グラフの様子はほぼ同様であるが長波放射では Baruah、潜熱、顕熱輸送では中野渡の結果の変動が大きいことがうかがえる。短波放射に関して中野渡は日照時間に依存する為に冬季の値の落ち込みが大きい。一方で Baruah の方は雲量以外にも要素がある為冬季においても値の変動がみられる。長波放射について、中野渡は推測通り気温が上昇する夏季に値の落ち込みが見られる。Baruah の方は雲量が影響している為に値の急激な落ち込みが見られる。顕熱について Baruah は冬季に SST が気温より高くなり大きい方の輸送係数をとることから変動が大きくなっている。また海面における熱の出入、即ち短波放射に対する長波放射、潜熱、顕熱の和の割合は、中野渡が 1.08 倍、Baruah が 1.33 倍となった。水平境界における移動分や計算誤差が多少、Baruah の方が大きい。

4. まとめ

今回の結果から計算式によって算出値の変遷の動向が大きく変わるということはないようである。ただ、用いる変数が多いほど短期間での変動が大きくなるなどより詳しい変動が見られるようである。

最後に今回協力いただいた（株）鹿島の中野渡新一氏と筑波大学大学院生 P. J. Baruah 氏に深く感謝いたします。

《参考文献》

中野渡新一他（1996）：熱収支モデルによる東京湾の熱環境評価，海岸工学論文集，第 43 巻，pp1131～1135。

Pranab Joyti Baruah（1998）：Heat Balance Analysis in The Bay of Tokyo Using Remote Sensing Data, Master Thesis, AIT, No-97-11.

表 1 計算海域

面積[km ²]	中野渡	Baruah
湾奥側海域	500	491.26
湾口側海域	625	473.11

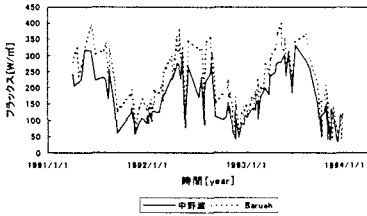


図 1 短波放射時間変化：湾奥側

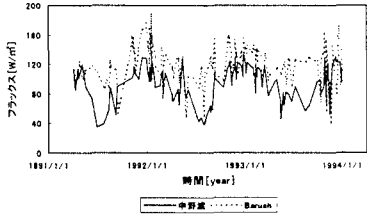


図 2 長波放射時間変化：湾奥側

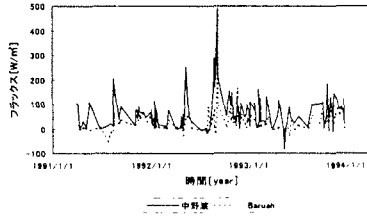


図 3 潜熱時間変化：湾奥側

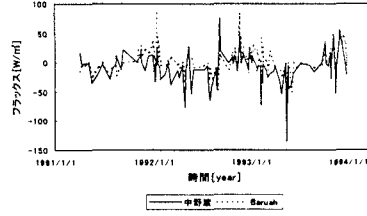


図 4 顕熱時間変化：湾奥側