

陸奥湾の熱収支 I

—茂浦地先における熱交換の平年状態—

仲村 俊毅

はじめに

一般に沿岸水温の変動は地形要因を含めた広義の海洋・気象条件の影響を受けて急激であり、かつ複雑である。この変動を支配する要因を熱的な観点から考えてみるならば、1)海面を通じての海洋・大気間の熱交換、2)海水流動、陸水流入などの移流による熱輸送、の2つに大別される。なかでも第2の要因は水温変動に最も複雑な形で寄与していると思われる。陸奥湾全体を巨視的にみるならば、この第2の要因は、特に冬季間においては津軽暖流水の影響をある程度示す指標となり得る。

本報告は陸奥湾の水温変動を熱的な観点から考察しようと試みたもので、まず茂浦地先における海洋・大気間の熱交換の平年における季節変化を記述したものである。

資 料

水 温：茂浦地先、毎日午前9時測定 of 月平均水温の10カ年平均値（昭和43年～52年）

気象要素：日本気候表、その2、地点別月別平年値、気象庁(1972)、から青森における月平均平年値（統計期間1956～1970）を用いた。本報告で用いた気象要素は、気温、相対湿度、雲量、日射量、風速、降水量、海面気圧である。

海面での熱交換量

水温変動を支配する要因のひとつとして海面における海洋・大気間の熱交換がある。この熱交換過程としては、受熱過程としての日射があり、逆に放熱過程としては有効逆放射、潜熱および顕熱輸送がある。

海中へ入射する熱量 Q_i は日射量の実測値を Q_m としたとき、次式で示される。

$$Q_i = Q_m (1 - r) \quad (1)$$

ここで、 r は海面反射率で、太陽高度や海面状態、あるいは季節によって変化するが、ここでは *Budyko* (1956)⁽¹⁾ の表から次の表の値を用いている。

表1 海面反射率

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	0.115	0.093	0.081	0.061	0.061	0.060	0.061	0.061	0.071	0.083	0.113	0.124

海面から大気中へ放出される全熱量 B は、有効逆放射 Q_b 、蒸発の潜熱 Q_e 、顕熱 Q_h 、の総和、すなわち、

$$B = Q_b + Q_e + Q_h \quad (2)$$

として求められる。ここで有効逆放射は *Berliand*⁽¹⁾ によって次の式が求められている。

$$Q_b = s \sigma T_a^4 (0.39 - 0.05 \sqrt{e_a}) (1 - K' C^2) + 4 s \sigma T_a^3 (\theta_w - \theta_a) \quad (3)$$

蒸発の潜熱および顕熱はそれぞれ、

$$Q_e = L \cdot \rho \cdot E \quad (4)$$

$$Q_h = R \cdot Q_e \quad (5)$$

ただし、

$$E = K u (e_w - e_a)$$

$$R = 0.66 \frac{P}{1,000} \cdot \frac{\theta_w - \theta_a}{e_w - e_a}$$

である。なお熱量単位はすべて $g - cal / cm^2 \cdot min$ である。各式中の記号を次に列挙する。

s = 黒体放射と水の放射の比 (≈ 0.9)	θ_w = 海面水温 ($^{\circ}C$)
σ = Stefan-Boltzman 定数 (0.826×10^{-10})	θ_a = 気温 ($^{\circ}C$)
T_a = 気温の絶対温度	P = 海面気圧 (mb)
K' = 緯度による係数 (0.68)	u = 風速 (m/sec)
L = 蒸発の潜熱 ($\approx 585 cal/g$)	e_w = 海面飽和水蒸気圧 (mb)
C = 雲量 ($0.0 \sim 1.0$)	e_a = 大気蒸気圧 (mb)
R = Bowen 比	E = 蒸発量 (cm/day)
ρ = 海水密度	K = 蒸発係数 (≈ 0.014)

したがって海面を通しての正味の熱交換量 Q_{net} は、

$$Q_{net} = Q_i - (Q_b + Q_e + Q_h) \quad (6)$$

として計算される。本報告では海洋が熱を受ける場合を正、熱を放出する場合を負として計算している。

このような熱交換量の計算は古くから数多く試みられている⁽¹⁾が、いずれも気候学的な規模での概算を目的としているものであり、推算値の厳密さに欠ける。したがって、ここでとりあげたような変動の激しい沿岸域での熱交換量の推算に適用することは必ずしも妥当とはいえないが、巨視的にみた場合の季節変化を知るうえでの一つの目安となるだろう。

結 果

図 1 に水温、気温、そして水温と気温の差を示した。最低気温は 1 月の $-3.0^{\circ}C$ 、最低水温は 2 月の $4.60^{\circ}C$ 、最高気温は 8 月の $22.6^{\circ}C$ 、最高水温は同じく 8 月の $23.33^{\circ}C$ であり季節変化のパターンは両者とも同じである。気温が水温より高くなるのは年間を通じて 5、6、7 月の 3 カ月間だけであり、他の月は水温より低くなる。水温と気温の差が最も大きくなるのは冬季間であり 12 月の $7.62^{\circ}C$ 、1 月の $7.61^{\circ}C$ となっていた。

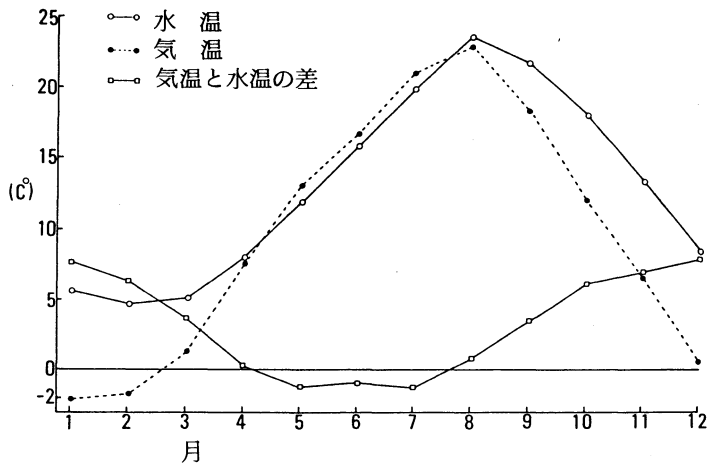


図1 水温、気温および水温と気温の差の季節変化

図2に日射による受熱量 Q_i 、放出熱として有効逆放射 Q_b 、蒸発の潜熱 Q_e 、顕熱 Q_h 、それぞれの季節変化を示した。受熱量 Q_i の最高は5月、最低は12月となっている。通常日射量の最高は6月とな

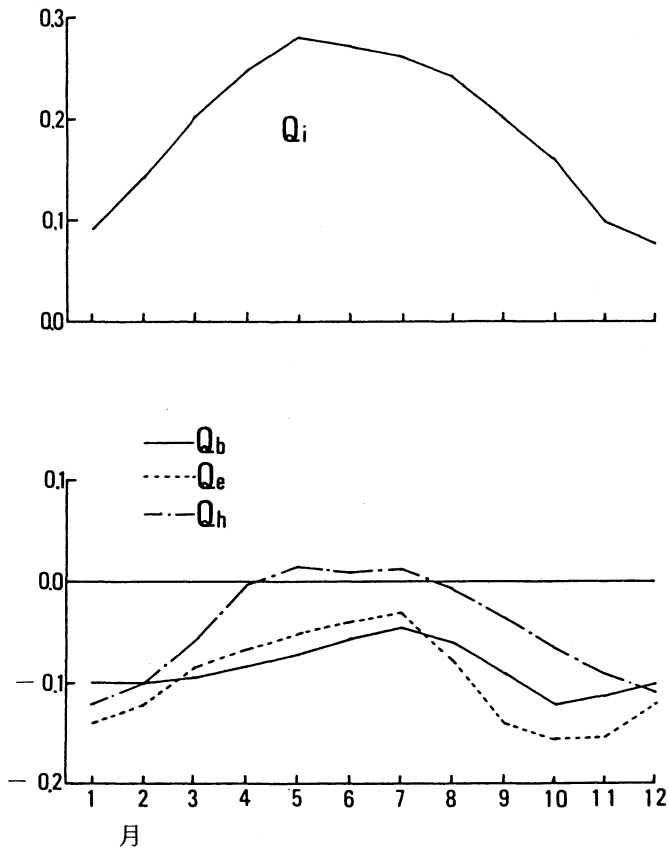


図2 日射による受熱量 Q_i 、有効逆放射 Q_b 、蒸発の潜熱 Q_e 、顕熱 Q_h の季節変化。単位は $g\text{-cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{min}$

るはずであるが、季節的に6月は梅雨に入り、曇天の日が多いためこのような結果になったのであろう。有効逆放射の最大（負の最大）は10月となるが、これは雲量が小さいためであり、月平均の雲量は年間を通じて10月が最小となっている。蒸発による潜熱輸送の最大は10、11月、最小は7月となっている。顕熱輸送の季節変化は水温と気温の差の季節変化に対応し、冬季間に最大となり、5、6、7月は逆に大気から海洋への熱輸送が若干みられる。

図3に入射熱、放出熱を総合した正味の熱交換量および、その時間積算値を示した。正味の熱交換量は4月から8月までが正、9月から3月までが負となる。時間積算値は水温の季節変化と略一致し、3月に極小、8月に極大となっている。年間を通じての総積算値を示す12月の値は大きく負となっていて、年間を通じては海洋が受ける熱量よりも、海洋から放出される熱量の方が大きいことがわかる。

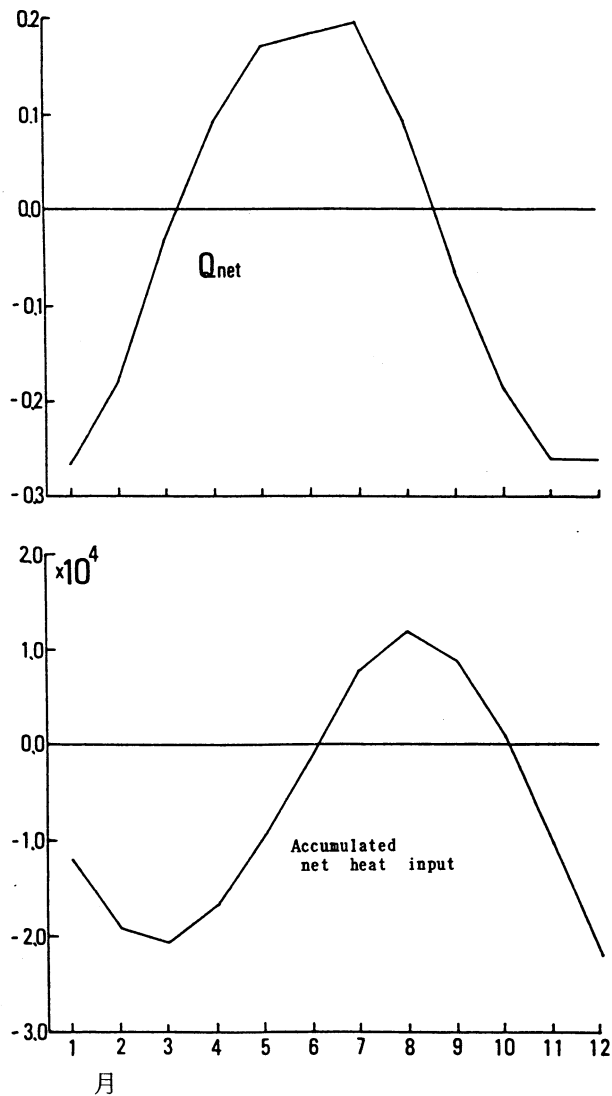


図3 正味の熱交換量およびその時間積算値の季節変化. Q_i の単位は $g - cal / cm^2 \cdot min$
時間積算値の単位は $g - cal / cm^2$

図4にBowen比、熱交換量の計算過程で得られる蒸発量、青森における降水量の平年値を示した。Bowen比は蒸発による潜熱輸送量と顕熱輸送量の比を示すもので、気候学的に重要な値である。顕熱輸送は水温と気温の差に依存するため、Bowen比の季節変化は水温と気温の差の季節変化と良く対応する。蒸発量に関係する要因には気温、風速、相対湿度等がある。4月は年間を通じて最も湿度が低く、かつ風速も大きいにもかかわらず蒸発量は大きくはない。一方10月は風速は小さいものの水温と気温の差が大きく、湿度も比較的低いために蒸発量は年間のピークとなっている。降水量は5月と10月に極少、9月と1月に極大と年2回の周期がある。年間を通じてみれば、降水量は蒸発量を上回り、さらに河川流入等の陸水流水を考えれば、陸奥湾内に流入する陸水、降水の量はかなりの量になると思われたが、塩分量のレベルがおおよそ一定しているということは高塩分の外海水の影響を物語っている。水収支(塩分収支)の面から海水交換を論じた例は多い⁽²⁾⁽³⁾が、さらに熱収支の観点を加えることにより、外海水の流入動態をより詳細に知ることができよう。

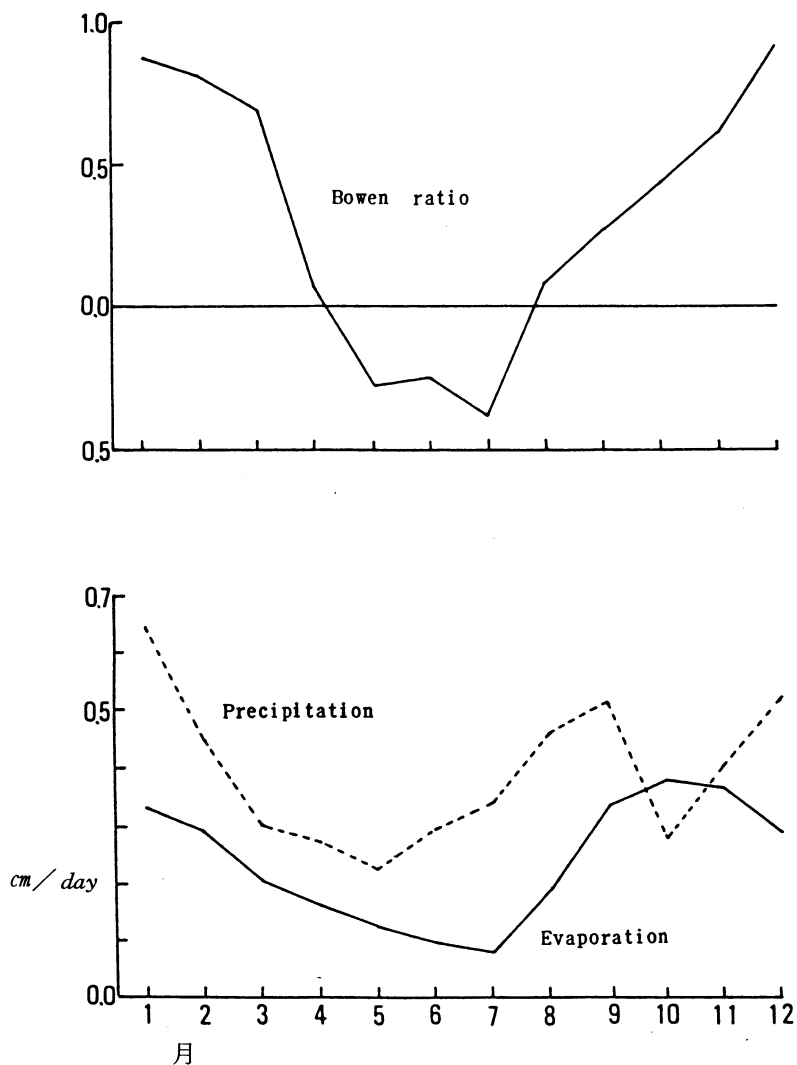


図4 Bowen比、降水量、蒸発量の季節変化

考 察

前述したように水温変動を熱的な観点から考えてみるならば、海洋—大気間の熱交換と移流の2つに大別される。年平均水温の年次変動はわずかなものであることを考慮すれば、年間を通じての熱収支はほぼ平衡しているものと考えてよい。表2に熱収支計算結果を示した。表中の残差(移流)を除いて、

表2 年間を通じての熱収支 ($g - cal / cm^2$) $\times 10^4$

受 熱 量		放 出 熱 量	
日 射	9.976 (80.8%)	有 効 逆 放 射	4.581 (37.1%)
顕 熱	0.159 (1.3%)	蒸 発 の 潜 熱	5.175 (41.9%)
残 差 (移流)	2.211 (17.9%)	顕 熱	2.590 (21.0%)

すべて実測値からの計算結果である。年間を通じて22,110 $g - cal / cm^2$ の熱が海洋から放出される。これは断面積1 cm^2 、高さ30 m の水柱全体の水温を7.37°C低下させるに等しい熱量であるが、これに相当する熱量が移流により補われていることになる。受熱量の主要なものは日射で、受熱総量の80%を越える。放出熱量の主要なものは有効逆放射、蒸発の潜熱で、この二者で放出熱総量の80%弱となる。

これらの計算結果から移流によって運ばれる熱量は受熱総量の2割弱と計算された。しかしこれは沿岸水温を用いた計算であり、湾中央部、さらに西湾と東湾では事情が異なるであろうことは当然予想されるし、また季節的な変化もあるものと考えられる。今後これらの点を詳細に検討していくことが課題となろう。

参 考 文 献

- (1) G. I. Roden (1977): *On the heat and salt balance of the California Current region.*
J. Mar. Res. Vol. 18 No.1 P. P 36 - 61
- (2) 大谷清隆(1977): むつ湾の湾内水の更新・沿岸海洋研究ノート 第14巻 第1、2合併号
- (3) むつ湾水質環境調査報告書: 環境庁・昭和48年4月