

— 論文 —

富山湾沿岸における夏季海洋鉛直構造の変動特性*

渡邊 良美†・松浦 知徳**・千葉 元‡

要 旨

CTD 観測と海洋混合層モデリングを併用して、2004 年から 2009 年までの夏季（7 月–9 月）における富山湾沿岸域の水塊の変動特性や変動要因を調べた。特に、沿岸の混合過程を明らかにするため、地上観測データ等からバルク法により求めた風応力・熱・淡水フラックスを外力とした一次元海洋混合層モデルによる数値実験を行った。この数値実験から、外力に対する成層と混合層の発達の高年に対する顕著な特徴が捉えられ、観測結果とも整合する結果が得られた。それらの結果から、風応力・熱・淡水フラックスの変動が表層から水深 50 m 程度までの成層形成と混合層形成を特徴づけていることが分かった。集中豪雨の発生した 2006 年 7 月、およびそれに引き続く 8 月と 9 月は河川水による表層の低塩分層の発達が顕著で、富山湾沿岸域の表層水塊構造の形成にとって、対馬暖流水とともに河川流入水が大きく影響していることが明らかとなった。

キーワード：富山湾沿岸、水塊構造、乱流クロージャーモデル、大気海洋相互作用、河川流出

1. はじめに

富山湾は、能登半島の東側に位置し、最深部は 1,000 m 以上の深海湾である。湾の陸側には 3,000 m 級の山々が聳え、雪解けの季節には多量の淡水が湾内へ流入する。

富山湾沿岸には、表層（～50 m）、対馬暖流水層（～200 m）、それ以深の日本海固有水層（～1,000 m）の 3 層の異なる水塊が存在する。表層の水温の特徴として、3 月に水温が極小（10°C 前後）で鉛直混合し、50 m 深まで一様であり、8 月に極大（27°C 程度）で強い成層状態になる。水温の変動は気温の変動との相関が高いことが分かっている（能登，2007）。海表面において塩分は常に低く、河川水や降水による湾内への淡水流入が顕著であることを示している（今村ら，1985）。

また夏季の水深 100 m 付近での高塩分水塊の出現について、対馬暖流水の影響が示唆される（古山ら，2009）。表層における対馬暖流水の流入に関しては、4 月から 6 月にかけて能登半島以西の沖合流と沿岸流が強くなり、能登半島の北側から富山湾の西側沿岸に沿って流入し、8 月にかけて能登半島北側の東向流の強化に伴って湾内への流入が強まる（相木ら，2007）。富山湾沿岸域の水深

* 2012 年 9 月 13 日受領；2013 年 4 月 6 日受理

著作権：日本海洋学会，2013

† 富山大学大学院理工学教育部

（現：一般財団法人 沿岸技術研究センター）

〒930-8555 富山県富山市五福 3190

（東京都千代田区隼人町 3-6 住友半蔵門ビル 6 階）

‡ 富山高等専門学校 商船学科

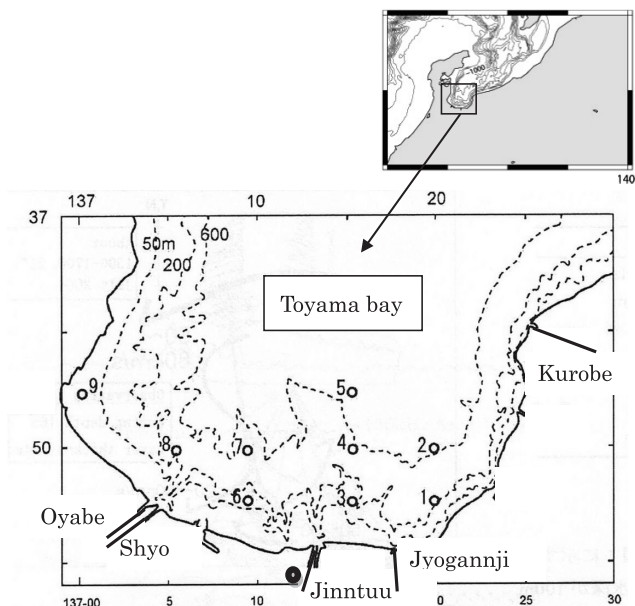
〒933-0293 富山県射水市海老江練合 1-2

** 富山大学大学院理工学研究部

〒930-8555 富山県富山市五福 3190

TEL: 076-445-6663

e-mail: matsuur@sci.u-toyama.ac.jp



観測地点	1	2	3	4	5	6
緯度(N)	36°47'	36°49'	36°47'	36°49'	36°52'	36°47'
経度(E)	137°19'	137°19'	137°15'	137°15'	137°15'	137°09'

観測地点	7	8	9
緯度(N)	36°49'	36°49'	36°52'
経度(E)	137°09'	137°05'	137°00'

Fig. 1. Map of Toyama bay showing the location of CTD measuring points and main five rivers. Latitude and longitude of observational points are shown under the map. Black circle is a position of Toyama local meteorological observatory.

50 m 付近で、6 月と 9 月に高塩分となる傾向が見られるが、対馬暖流水の移流の影響と成層が不安定になることによる連行現象が原因となっていると考えられる。

富山湾内の塩分の表層水平分布は西高東低の特徴が指摘されている。湾内に存在する反時計回りの表層の流動によって河川水の流入による低塩分水塊が東部を覆っている。反対に西部は、淡水流入の影響が東部よりも少なく、対馬暖流水の影響を受けやすいため高塩分となると判断できる。

富山湾の水塊構造や変動特性について観測データを用いて多く研究されてきた(古山ら, 2009; 今村ら, 1985; 相木ら, 2007; 八田ら, 2005; Nakata *et al.* 2005)。水

塊の変動要因は、風、気温、降水量といった大気の影響、河川流出の影響、対馬暖流等の外洋水の移流の影響が考えられるが、実際に定量的に検証を行った研究は少ない。大気と接する海洋表層は外力の変動の影響を直接受けるため、常に乱れ変動しており、乱流場を統計量として取り扱う必要がある。したがって、各フラックスを外力として与えた海洋混合層モデルを解くことによって、表層海洋の変動を乱流エネルギー収支から見積もることが有効となる。

海洋混合層のモデリングには、現実の観測結果の海面フラックスデータを外力として与え、再現された海面水温 (SST) や混合層厚を見積もる必要がある。中緯度

に関して、Ocean Weather Station (OWS) の November と Papa のデータが使われた海洋混合層モデル実験 (Martin, 1985), また、太平洋熱帯域では熱帯域の TOGA-COARE 観測の “improved meteorological instrument” (IMET) mooring の大気フラックスを外力とした海洋混合層モデル実験 (Anderson and Weller, 1996; Guest *et al.*, 1999; 松浦, 2001) が行われている。

本研究では、レベル 2.5 の Mellor and Yamada (MY; Mellor and Yamada, 1982) の乱流クロージャーモデルに基づいた一次元海洋混合層モデルを富山湾沿岸域に対して適用し、風応力・熱・淡水フラックスに対する海洋混合過程の変動を定量的に明らかにすることを研究の目的とした。モデルの使用に際し、直接外力としてインプットする風応力・熱・淡水フラックスのデータがないため、気象データ等の観測データを用いてバルク法 (近藤, 1998) により富山湾沿岸域に対してそれらを算出した。また、2004 年から 2009 年までの各年についてモデル計算を行い、その結果と実際の観測データとの比較を行う。さらに、特異な例として 2006 年の夏季に焦点を当て、淡水フラックスの量の与え方を変えた 4 つの異なるケースでモデル計算を行った。

論文の構成として、第 2 節では、解析に使用した観測と富山湾の水塊構造とその季節変化の特徴について説明する。第 3 節でモデルに外力として与えるフラックスの算出方法とモデリングについて述べる。第 4 節において、富山湾沿岸に対して、2004 年から 2009 年までの 6 年間の CTD 観測結果とモデリング結果を比較しながら各年の夏季の水温、塩分の特徴を示し、それらの混合過程を乱流エネルギー収支の観点から議論する。第 5 節では、特異な例として 2006 年夏季に焦点を当て、淡水の流入の影響を中心に混合過程について詳細に考察する。最後に第 6 節において、まとめと今後の発展について述べる。

2. 富山湾沿岸観測とその解析

2.1 CTD 観測

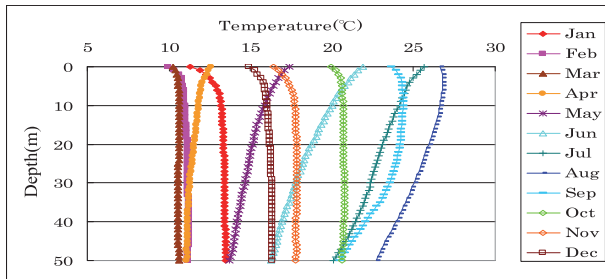
富山湾プロジェクトにおいて観測された、CTD (水温の分解能 0.001°C, 精度 ±0.05°C で、塩分の分解能 0.001, 精度 ±0.05) データを用いて水塊構造の解析を行った。

解析範囲は東経 137 度 00 分から東経 137 度 30 分まで、北緯 36 度 45 分から 37 度 00 分までの海域に含まれる 9 地点の水深 0 m から約 50 m までを対象とする (Fig. 1)。解析期間は 2004 年 6 月から 2009 年 12 月までの 5 年 6 ヶ月間とする。観測は、富山高等専門学校 (旧 富山商船高等専門学校) の実習船さざなみを使用して実施された (千葉ら, 2006)。各ポイントにおける観測時間は 10 分程度である。各観測地点において、CTD 等の測定 (水温、塩分、溶存酸素、クロロフィル a, 濁度) と同時に船上での現場温度を測定し、表面水温を棒状温度計で測定しているのでそれらのデータについても解析を行った。毎月下旬に 1 回観測されているが、天候等の影響により特に冬季においてデータが欠損している。本研究においては、7 月、8 月、9 月のすべてのデータがそろっている期間を研究対象とした。鉛直方向に、0~50 m までを 1 m ごとに平均したデータとした。また、9 観測点で河川近傍、湾の西と東でいくらかの違いはみられる (特に、水深 0~10 m の塩分濃度) が、7 月から 9 月までの平均的な河川流入による淡水の影響、大気外力 (風応力、熱、淡水フラックス) による影響に伴う混合過程は全観測点で同じ傾向で現れたので、以後の観測結果は 9 観測点のデータを平均して図化している。今後鉛直方向の層に関して、0~10 m を表層、10~50 m を沿岸上層と呼ぶ。

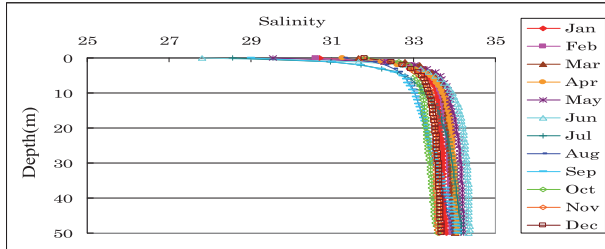
2.2 水温・塩分・密度の季節変動特性

Fig. 2 から冬季の水温は沿岸上層で鉛直方向に一定な値をとり、混合していることがわかる。中緯度の海洋の水温鉛直プロファイルは、冬季において海表面から混合層が発達する (Pickard and Emery, 1982) が、富山湾沿岸域の冬季の水温プロファイルの場合、3 月以外の月は表層が沿岸上層よりも低くなっており、50 m まで等水温となるのは 3 月のみであるという特徴を持っている。

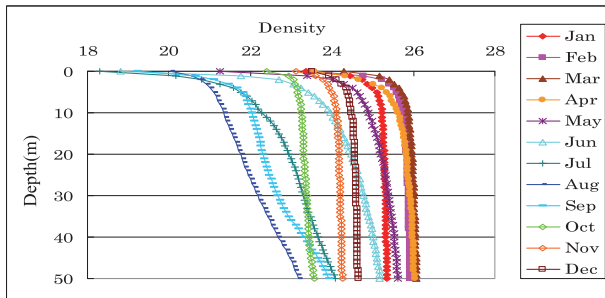
春季になると、海表面水温が上昇し始め、その後、表層と沿岸上層の水温差が大きくなり、夏季には水深方向に線形的な成層状態を示す。従って、春季は冬季の鉛直混合から夏季の成層状態へと移行する季節である。表層において 6 月は 22°C, 7 月は 26°C, 8 月は 27°C であるが、50 m 付近において 6 月は 16°C, 7 月は 20°C, 8 月



(a)



(b)



(c)

Fig. 2. Time series of monthly mean profiles of (a) temperature, (b) salinity, and (c) density averaged from June 2004 to December 2009 at station 1.

は 23°C で、約 5°C の差がある。8月に水温が最も高くなり密度も最小となる ($\sigma_t=20\sim 23$)。9月になると表面水温が低下し始め、10月には水温と密度がほぼ鉛直方向に一定となり、混合している様子がわかる。9月は $21\sim 25^{\circ}\text{C}$ 、10月は 20°C 程度を示し、表層と沿岸上層の水温の差が小さくなっている。つまり、秋季は夏季の成層状態から冬季の鉛直混合へと移行していく季節である。水温の季節変動は、冬季と秋季に低下、春季と夏季に上昇となる。

Fig. 3は全ての観測地点で平均した沿岸上層の10m層ごとの各月のTSダイアグラムである。等 σ_t 曲線も同時に示した。黒丸で示した部分が1月で、そこから反

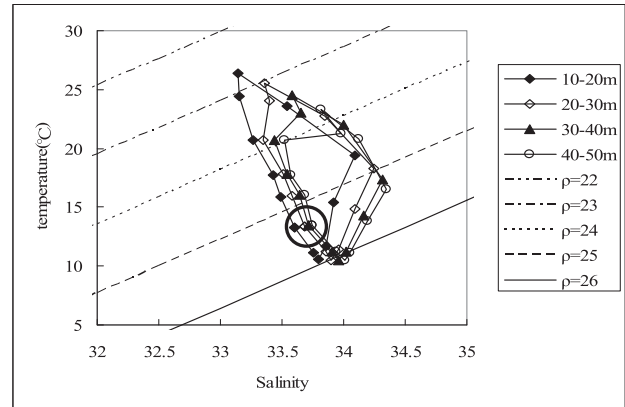


Fig. 3. Monthly mean temperature-salinity pairs for water masses over six years in coast of Toyama Bay. Black circular shows marks in January. Seasonal cycle rotates counter-clockwise.

時計回りに1月から12月までのループを描いている。各層のループは沿岸上層の下部ほどグラフの右下側へシフトして、これは50m以深の水塊が低温、高塩分、高密度な特徴を持つことの現れである。Fig. 3に示されるように、深さごとの水塊変動特性は、50m深に近くなるほど1月から12月までのループが小さくなっていて、深くなるほど月ごとの水温と塩分差が小さく、季節変化が小さいことである。また、5月の10~20mの水温の値と6月の40~50mの水温の値が等しく、以後6月の10~20mと7月の40~50m、7月の10~20mと8月の40~50mが等しくなっていて、深い層の水温は表層より1カ月遅れて上昇していることを示している。2~4月は水温 10°C 前後、塩分34、 $\sigma_t=26$ で水塊の変動が最も小さい。その後5月に水温が上昇し、6月の40~50m水深で最も高塩分となる。6~8月は表層水温が上昇し ($20\sim 28^{\circ}\text{C}$)、表層塩分は大きく低下する ($34\sim 33$)。9月になると水温が低下し、40~50m水深の塩分は上昇する。10月以降、水温は低下していくが塩分の変化は小さい。特に塩分の季節変化は、冬季からほぼ一定で春季に上昇し始め6月に最も高塩分となる。7月と8月の塩分は低下し、9月に再び上昇する。この特徴は40~50mで最も明瞭なため、深部ほどこの特徴が顕著であることがわかる。この塩分変化に応じて40~50mの密度のグラフは、9月において若干増加して

Table 1. Description of observational data used to obtain wind, heat, and freshwater fluxes.

Name of data base	Type and content of data	Authority
Meteorological ground observation data	Temperature [°C] Pressure [hPa] Relative humidity [%] Precipitation [mm] Global solar radiation [MJ/m ²] Degree of cloudiness [1~10] (Toyama)	Meteorological Agency in Japan
Coastal maritime meteorology data	Wind speed [m/s] Wind direction [16 point directions] (Hushiki: 36°47'51"N, 137°04'35"E, Every three minutes)	Japan Ocean Data Center
Station temperature observation data	Sea surface temperature [°C] Namerikawa-Maehama (36°47'N 137°21'E, depth: 15m, observation time 9 : 00)	Japan Ocean Data Center
Hydrological and water quality data	Class A rivers within Toyama (Kurobe, Jyogannji, Jinntsuu, Shyo, Oyabe) River discharge [m ³ /s] at the nearest measuring points of the mouth of rivers	The Ministry of Land, Infrastructure and Transport Bureau

いる。

以上より、CTD データから富山湾沿岸域の水塊の最近 5 年間の季節サイクルが明らかになったが、4 節と 5 節において、塩分変化の激しい夏季に着目して、外力（風応力、熱、淡水フラックス）と鉛直水塊構造の変化について物理的に調べる。

3. 富山湾沿岸の鉛直混合のモデリング

3.1 外力フラックスの算出

解析対象となる富山湾沿岸域の海上の各フラックスの直接データは存在しないため、バルク法（近藤, 1998）を用いて算出を行った。算出に使用するデータについては、海上での連続的な観測データが乏しく、1 時間単位でのデータを収集するために各地上観測のデータを用いた。なお、各フラックスを算定するために用いた大気・水文データを Table 1 に示す。

熱フラックスは

$$Q = Rn - (Q_H + Q_E), \quad (1)$$

で与えられる。ここで、 Q ：熱フラックス [W/m²]、 Rn ：正味放射量 [W/m²]、 Q_H ：顕熱フラックス [W/m²]、 Q_E ：潜熱フラックス [W/m²] である。

また、風応力の東西成分と南北成分は

$$\tau_x = \rho C_m U_x U, \quad (2)$$

$$\tau_y = \rho C_m U_y U. \quad (3)$$

τ_x は東向きが正、 τ_y は北向きが正とする。 U_x と U_y はそれぞれ風速の東西成分と南北成分である。 ρ は空気密度 [kg/m³]、 C_m はバルク係数で、近藤 (1998) より風速に基づき設定した。

さらに、淡水フラックスは

$$F = P + R - E. \quad (4)$$

ここで、 F ：淡水フラックス、 P ：降水量 [mm]、 R ：河川流量 [mm]、 E ：蒸発量 [mm] である。1 式から 4 式で求めた熱フラックス、風応力、淡水フラックスを混合層モデリングの外力として与えた。

3.2 一次元乱流混合層モデル

一次元乱流混合層モデルの基礎方程式は一般に鉛直方向に対する運動方程式，熱保存の式から構成されている (Mellor and Yamada, 1974; Mellor and Yamada, 1982). 特に，本研究では，淡水フラックスの影響を調べるため，塩分保存の式も追加している．これらの方程式の鉛直混合に寄与する乱流フラックスの項は運動量フラックスに対し以下のように表記される．

$$-\langle uw \rangle = K_M \frac{\partial U}{\partial z} = lq S_M \frac{\partial U}{\partial z}, \quad (5)$$

$$-\langle vw \rangle = K_M \frac{\partial V}{\partial z} = lq S_M \frac{\partial V}{\partial z}. \quad (6)$$

水温と塩分についても同様に，平均水温・塩分勾配を用いて表現できる．

$$-\langle \theta w \rangle = K_H \frac{\partial \theta}{\partial z} = lq S_H \frac{\partial \theta}{\partial z}, \quad (7)$$

$$-\langle sw \rangle = K_H \frac{\partial S}{\partial z} = lq S_H \frac{\partial S}{\partial z}, \quad (8)$$

ここで， K_M ：鉛直渦粘性係数， K_H ：鉛直渦拡散係数である． K_M と K_H を，乱流特性長さ l ，乱流エネルギー q ，渦粘性係数 S_M と渦拡散係数 S_H という3つの新たな量を導入することにより乱流を記述する．パラメータの記述の仕方により様々なレベルが提案されるが，本研究ではレベル2.5を使用する (Mellor and Yamada, 1982).

乱流のエネルギー方程式は，

$$\frac{\partial}{\partial t} \left[\frac{q^2}{2} \right] = -\frac{\partial}{\partial z} \left\langle \left[\frac{q^2}{2} + \frac{p}{\rho_0} \right] w \right\rangle + P_s + P_b - \varepsilon, \quad (9)$$

である．右辺第1項は「エネルギー輸送項」，第2項 P_s は「乱流エネルギーシア生成項」，第3項 P_b は「乱流エネルギー浮力生成項」，第4項 ε は「乱流エネルギー散逸項」であり各項は以下の様書き表せる．

$$-\frac{\partial}{\partial z} \left\langle \left[\frac{q^2}{2} + \frac{p}{\rho_0} \right] w \right\rangle = l_q S_q \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{q^2}{2} \right), \quad (10)$$

$$P_s = -\langle uw \rangle \frac{\partial U}{\partial z} - \langle vw \rangle \frac{\partial V}{\partial z}, \quad (11)$$

$$P_b = g(\beta_\theta \langle \theta w \rangle - \beta_s \langle sw \rangle), \quad (12)$$

$$\varepsilon = \frac{q^3}{Bl}. \quad (13)$$

ここで， $B=16.6$ (散逸係数)， $\beta_\theta=0.00025$ ， $\beta_s=0.00077$ ， $S_q=S_M \cdot S_{eq}$ ($S_{eq}=0.41$) である．

乱流特性の長さ l は乱流の渦の大きさを示し，乱れが激しいほど l は大きくなる．

レベル2.5乱流混合層モデルでは，9式と対応させてエネルギー輸送方程式が使用されるが，Mellor and Yamada (1982) では簡略化された便宜的な Brackadar の境界層の式が使用されており，海洋においてこの式が有効であることが指摘されている．海洋の改良型の乱流特性長の求め方として Furuichi *et al.* (2011) の Large Eddy シミュレーションとの比較実験があるが，今回のモデリングでも成層の効果も加味した14式から19式までを使って l を以下のように求めている．

$$l = \frac{k(|z| + z_0)}{1 + k|z|/l_0}, \quad (14)$$

ここで， l_0 は l_{MY} と l_b の調和平均で表わされる．

$$\frac{1}{l_0} = \frac{1}{l_{MY}} + \frac{1}{l_b} \quad (15)$$

l_{MY} と l_b は，

$$l_{MY} = 0.23 \frac{\int_0^\infty q|z|dz}{\int_0^\infty qdz}, \quad (16)$$

$$l_b = \frac{\sqrt{\frac{q^2}{2}}}{N} = \frac{1}{\sqrt{2Rt}}, \quad (17)$$

である．ここで

$$N^2 = -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z}, \quad (18)$$

$$Rt = -\frac{l^2}{q^2} \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z} = \frac{l^2}{q^2} N^2. \quad (19)$$

N はブラント・バイサラ振動数で Rt はリチャードソン数である．

渦粘性係数 S_M と渦拡散係数 S_H はリチャードソン数

の関数として示される.

$$G_H = \frac{l^2}{q^2} \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z} = -Rt \quad (20)$$

$$S_H [1 - (3A_2 B_2 + 18A_1 A_2) G_H] = A_2 \left[1 - \frac{6A_1}{B_1} \frac{Ps + Pb}{\varepsilon} \right] \quad (21)$$

$$S_M [1 - 9A_1 A_2 G_H] - S_H [(18A_1^2 + 9A_1 A_2) G_H] \\ = A_1 \left[1 - 3C_1 - \frac{6A_1}{B_1} \frac{Ps + Pb}{\varepsilon} \right] \quad (22)$$

ここで, $(A_1, A_2, B_1, B_2, C_1) = (0.92, 0.74, 16.6, 10.1, 0.08)$ である.

3.3 モデルの設定

今回の数値実験において現実の海洋構造を再現するためには不確定な点があり, できるだけ実際の富山湾における観測結果に近いモデル計算結果を得るために, 様々なケースをテストして観測結果に近づくように条件を決定した. 不確定な点として第一番目に河川からの淡水フラックス量を見積もる場合の河川水の広がり面積, 第二番目にフラックスをインプットする時間間隔である.

まず, モデルの基本的な設定として, 計算の水深は対象の範囲が 50 m までなので, 3 倍の 150 m までとした. 鉛直方向の分解能は過去の実験 (松浦, 2001) を参考に 2 m の均等メッシュとし, 75 層とした. また, 安定に計算が可能な時間ステップとして 100s を選択した. さらに, 出力は日変化を考慮して解析することを考え 1 時間とした.

富山湾は 5 つの一級河川をはじめとした河川水が流れ込み, 表層に低塩な沿岸表層水を形成している (八田ら 2005). 流入した河川水の成層形成に対する影響を広がり面積に着目して, より実際の水塊構造に近いモデルケースを決定した. その結果, 河川水広がり面積は湾全体の表面積 (2,120 km²) で割った場合が塩分の鉛直分布に関しては現実に近いものとなった.

つぎに, モデルに使用する風応力・熱・淡水フラックスに関して, 1 時間毎のデータを用いて計算したフラックスと 1 日平均のフラックスで, 午前は前日と線形補間

して 1 時間毎のデータとし, 同様に午後は翌日と線形補間して 1 時間毎のデータとした 2 ケースを比較した. フラックスの日変化は海洋の成層構造の形成にとって重要であることが確かめられ, フラックスデータは 1 時間毎のデータを用いて計算したものを使用することとした.

以上より, 表面から 20~30 m までの水温と塩分の値が観測に近い設定のもとに 2004 年から 2009 年までの夏季 (7 月~9 月) の各年の計算を行い, 観測結果と比較するとともに年々変化を議論する (4 節). つぎに, 富山湾沿岸の海洋鉛直構造の形成に淡水がどのように影響しているのかを明らかにするために, 2006 年の集中豪雨が発生した夏季 (7 月~9 月) のモデル計算を 4 ケースに関し実施した (5 節).

4. 水塊構造の年変動

4.1 2004 年~2009 年の水塊構造の変動特性

大気から海洋へ与えられる熱フラックス Q が水温鉛直分布に与える影響をみるため, 各年の Q の 10 日平均値 (Fig. 4a) を鉛直水温変動と関連付ける. 2004 年は 7 月下旬に Q が最大となった後に急激に減少していく. また, 2009 年は 8 月中旬に最大となるが, 他の年と比較して 3 ヶ月間を通して値が最も小さい (Fig. 4a). それに対応して, 海洋内の水温観測結果で 2004 年と 2009 年は 7 月から 8 月にかけての表面水温上昇は小さく, 9 月も比較的低い (Fig. 5a, f). すなわち, 2004 年の熱フラックスの減少は他の年よりも早く, 2009 年は夏季に大気から与えられる熱量の総和が小さいため, 水温上昇が弱く, 海面からの混合のし始めが早いと考えられる.

2008 年は 7 月上旬から中旬にかけて比較的 Q が大きく (Fig. 4a), しかも風応力が弱い (Fig. 4c, d). したがって, 2008 年 7 月中旬の表面水温が極端に上昇し, 7 月に表面水温の極大 (約 28°C) を観測した両者の結果に対応している (Fig. 5e). 以上のことから, 夏季の 10~20 m までの水温の変動は Q の変動と大きく関係することが分かる. 2006 年の水温の観測結果は 7 月から 8 月に約 3°C 上昇し, 8 月から 9 月に 6°C 低下していて, 最も変動が激しく興味深い特徴を持つ. 2006 年に関しては淡水量の観点から 5 節で詳細に議論する.

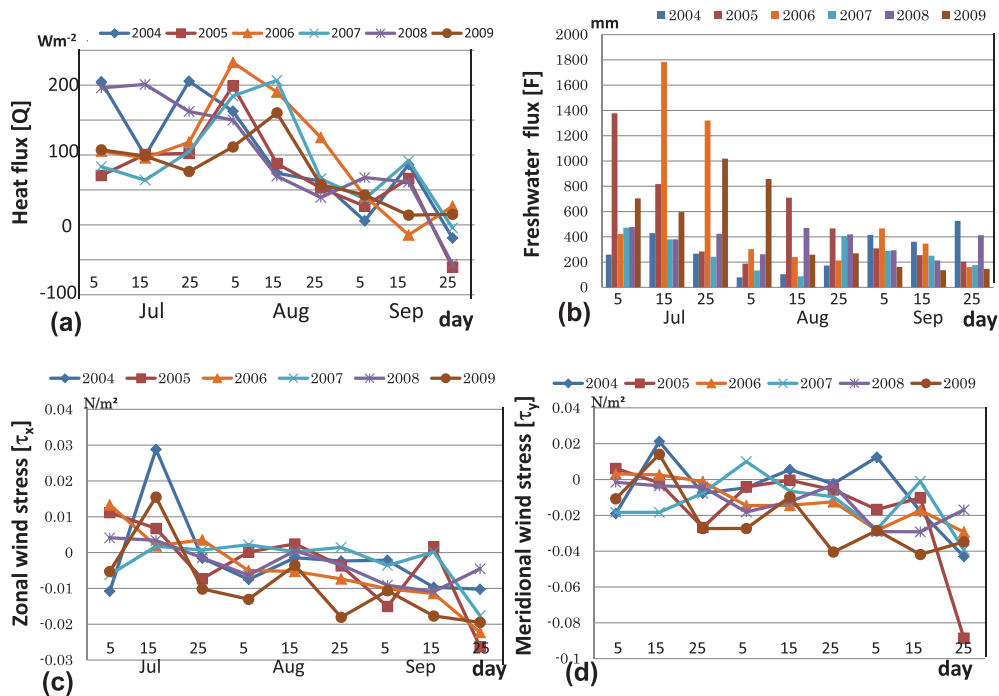


Fig. 4. Time series of fluxes averaged through 10 days in summer (July-September) between 2004 to 2009. (a) heat flux Q , (b) freshwater flux F , (c) zonal wind stress τ_x , and (d) meridional wind stress τ_y .

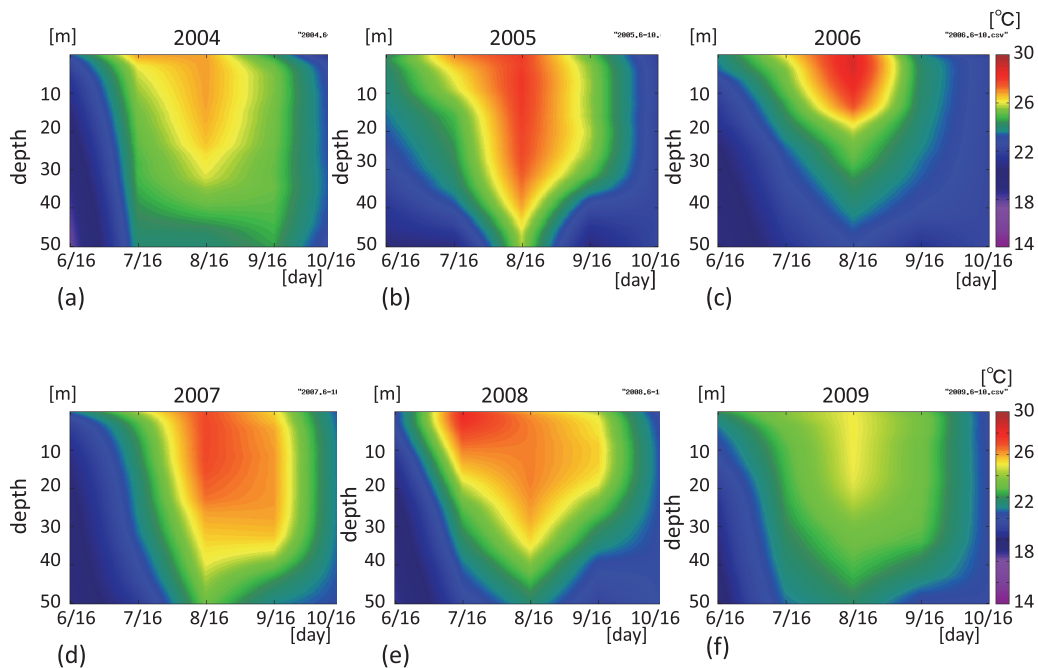


Fig. 5. Time series of vertical temperature in summer (Jun-October) from 2004 to 2009 obtained from monthly CTD observations. (a) year 2004, (b) year 2005, (c) year 2006, (d) year 2007, (e) year 2008, and (f) year 2009.

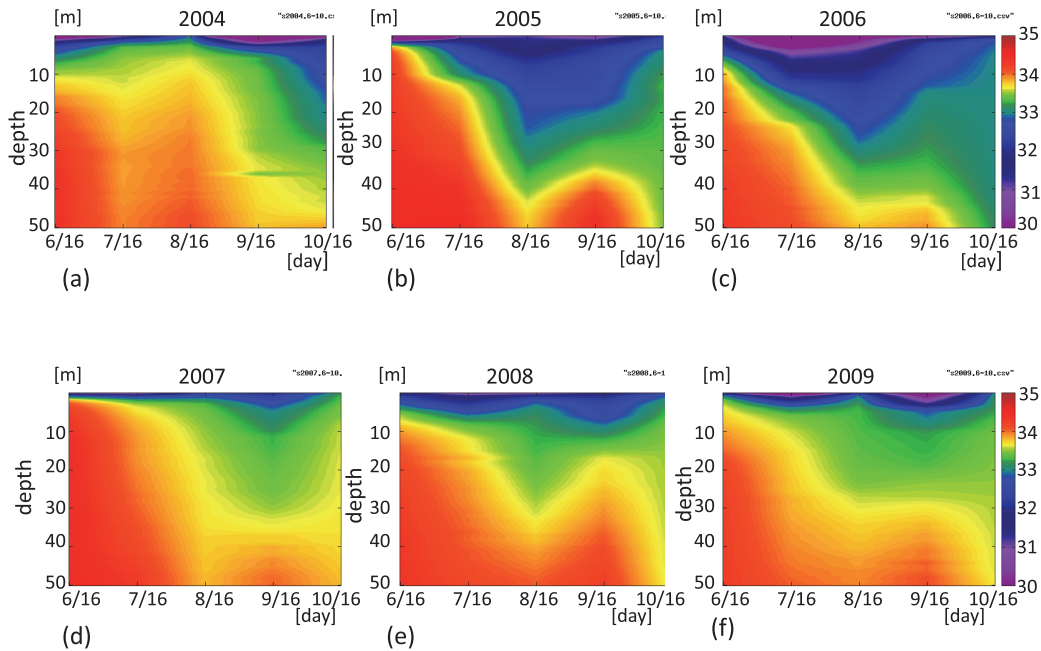


Fig. 6. Same as Fig. 5, but for salinity. Salinity of less than 30 at the surface is drawn by the same color of 30.

塩分については、2005年と2006年が低塩、2007年と2008年が高塩の傾向が観測結果から得られた (Fig. 6). 表層塩分の変動の違いは、淡水フラックスの違いであり、それは明らかに2005年と2006年は多く、2007年と2008年は少ない (Fig. 4b). したがって、表層の塩分は淡水フラックス、特に河川流出量の影響を受け、多くの淡水が供給されるほど表層に強い低塩低密度層が形成されることを示している (Fig. 6). 7月–8月、20 m水深までの低塩分層の発達には2005年と2006年が大きく、2007年と2008年が小さい結果を示している. 9月中旬以降、熱フラックスが小さくなると共に風応力フラックスが大きくなるため、混合により低塩層が鉛直下向きに輸送されることによって、深くまで低塩となる.

混合層は2006年と2007年の9月が他の年と比較して浅く、低塩の影響が浅い部分にとどまっているのに対し、2005年と2009年は50 mを超えて混合する. このことは、外力としての熱・淡水フラックスの年々の変動だけでなく、風応力の強さの年々の変動が混合過程に大きな影響を与えている可能性があり、次に乱流混合層モデルを用いた数値実験の結果から混合層の発達の様相につい

て詳細に議論する.

4.2 2007年と2009年の乱流混合層

2007年と2009年の水温と塩分のモデル計算結果 (Fig. 7) をCTD観測結果 (Fig. 5d, fとFig. 6d, f) と比較する. 観測結果では、2007年は2009年に比べ夏季の水温上昇が大きく、表層の塩分の濃度は淡水の影響が小さいため、それほど低くなっていない. 水温と塩分のモデル計算の結果も概ね観測と同じ傾向を示しており、それぞれの年の月程度の期間で変化する特徴が再現されている.

ここで、9月下旬 (25日–30日) における混合層の発達が弱い2007年と混合層の発達が顕著な2009年の乱流混合の様子の違いを、乱流混合層モデルの結果から比較する. 各乱流パラメータの比較において、乱流エネルギー方程式9式右辺の3つの項 P_s , P_b , ε において、 $P_s + P_b \sim \varepsilon$ のつり合いが得られた (Fig. 8b, c, dとFig. 9b, c, d). 乱流シアー生成項 P_s が最も大きく、 K_M と K_H はほぼ同じ変動を示すが、 K_M の方が大きくなる. 2007年の

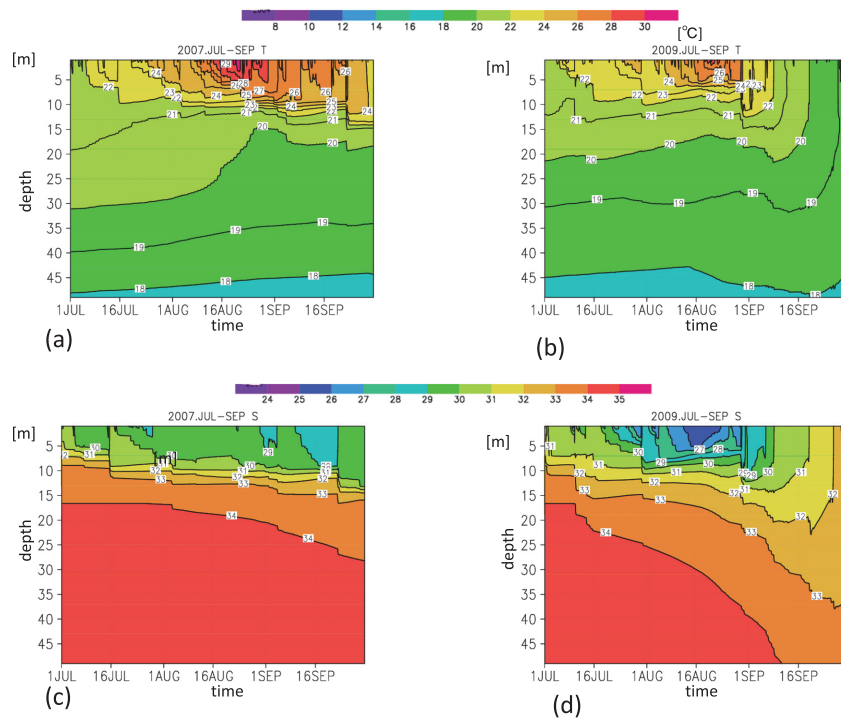


Fig. 7. Time series of vertical temperature and salinity obtained from numerical simulation of a turbulent closure model in summer (July–September) in 2007 and 2009. (a) temperature in 2007, (b) temperature in 2009, (c) salinity in 2007, and (d) salinity in 2009.

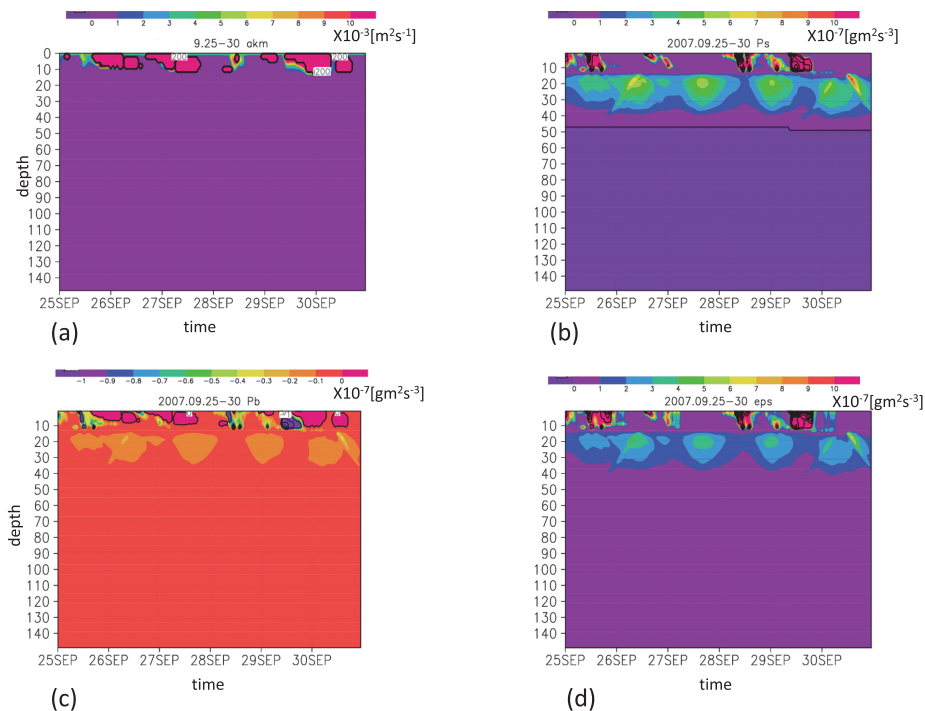


Fig. 8. Time series of turbulent eddy viscosity K_M and budget of turbulent energy equation 9 in September 25–30, 2007. (a) eddy viscosity, K_M , (b) shear production, P_s , (c) buoyancy production, P_b , and (d) dissipation, ϵ .

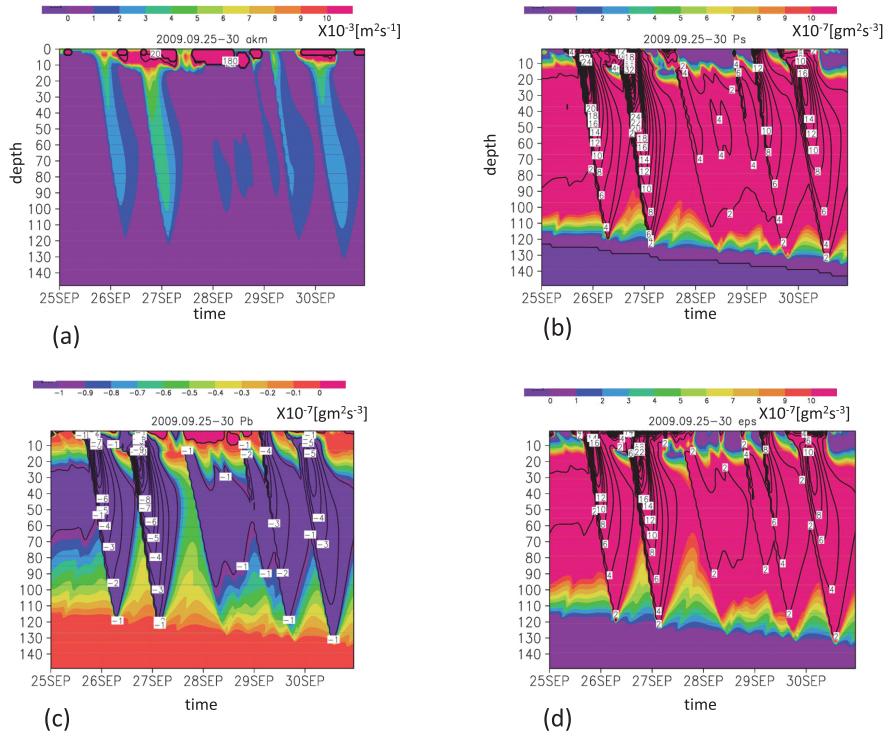


Fig. 9. Same as Fig. 8, but for in 2009.

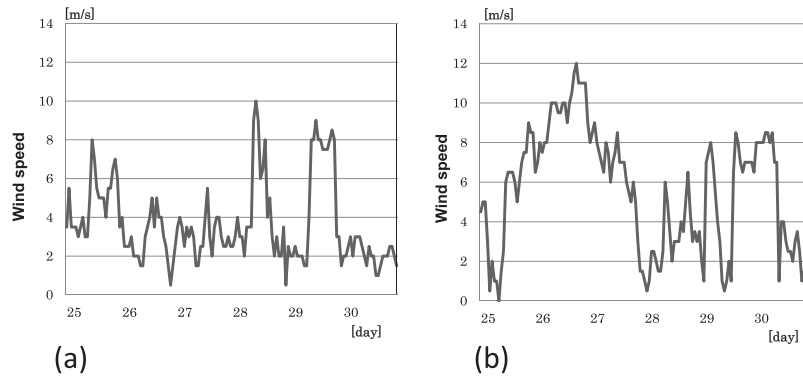


Fig. 10. Time series of wind speed at Hushiki Toyama ($36^{\circ}47'51''N$, $137^{\circ}04'35''E$) from July to September in 2007 and 2009. (a) year 2007 and (b) year 2009.

K_M は表層までに限定されているが、2009年の方は120 m程度まで K_M は値を持ち、成層状態の違いによる影響が現れている (Fig. 8a と Fig. 9a 比較)。また、一般的に大気から海洋への熱フラックスが弱いか負で、風速の大きい時に、 K_M の値が大きくなる特徴がある。2007年の方は、水深15 mあたりに成層があり、全般的に風が弱い (Fig. 10a 参照) ため、表層15 m程度まで

の大きな K_M の分布は静的不安定 ($P_b > 0$) と対応している (Fig. 8a, c)。26日の夜間から27日の早朝にかけて特に風は弱い ($2\sim 3\text{ ms}^{-1}$) が、夜の冷却の効果が表層の混合に影響しており、表層では強い混合を示している (Fig. 8c)。2009年の9月25-30日の風速は 5 [m/s] を超える日が続き、 10 [m/s] のやや強い風が観測されており (Fig. 10b)、強い風が吹いた時 (8 ms^{-1} 以上)

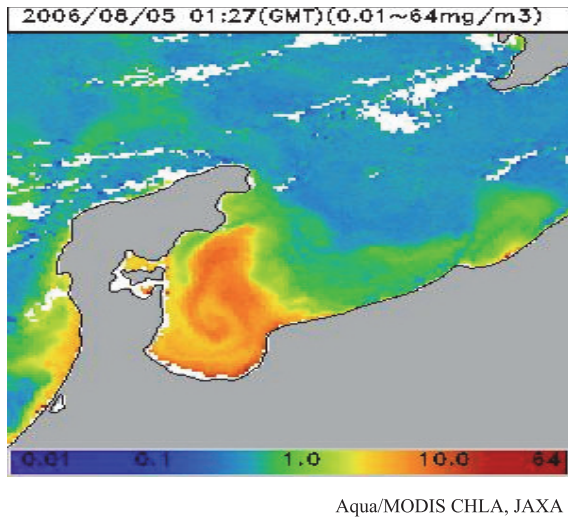


Fig. 11. Satellite images (MODIS) of chlorophyll a at 5 August, 2006.

に海面から乱流が発生・発達し、徐々に乱流構造が鉛直方向に移動していることが分かる (Fig. 9). Fig. 9 において、2009 年では 9 月 27 日夜から 28 日の朝にかけて 15 m までの表層で、他の期間と異なる乱流変動を示している。P_b は O (10⁻⁸gm²s⁻³) の正の値を示し、P_s と ε は O (10⁻⁷gm²s⁻³) でそれらが釣り合っている。P_b が他の期間と異なり正なのは、夜間の冷却による静的な不安定状態が現れているためである。この期間は風が弱い (Fig. 10b)、表層における P_s は小さく、水深の深い所への P_s の移動が見られない。したがって、表層から風応力によって生成された混合は深い所まで達していない。

2009 年に比べて 2007 年の下層までへの乱流の発達の弱い理由は、水温・塩分躍層の存在が下層への乱流の発達を抑えたためと推察される。実際、2007 年 9 月下旬の水深 15 m 付近に水温・塩分躍層が見られ (Fig. 7)、各乱流パラメータはその深さで制限されている (Fig. 8)。2007 年 9 月の R_n と Q は最も大きく、9 月中旬まで風応力も弱い (Fig. 10a)。冷却や風による混合作用が他の年と比較して弱いため、9 月下旬においても強い成層状態が継続し、他の年と比較して水深 20 m 以深の各乱流パラメータの値が小さい。以上の 2007 年と 2009 年の 9 月下旬の混合層発達の比較により、富山湾沿岸において、

同じ季節でも年によって大気風応力・熱・淡水フラックスの影響で混合層の形成の仕方、深さが大きく異なることが分かった。富山湾沿岸では淡水流入による夏季の成層構造の強化も、表層水塊構造に大きく影響を与えていると考えられるので、次節で特にその影響に焦点を絞って 2006 年を対象に議論する。

5. 2006 年夏季の成層の形成と混合層の発達

2006 年 7 月 15 日から 24 日に発生した「平成 18 年 7 月豪雨」により、気象庁の観測地点富山における 2006 年 7 月の総降水量は、565.5 mm (7 月の気候値：240.4 mm) で、中でも 15 日から 24 日までの総降水量は 351 mm であり、7 月全体の 6 割程度を占めた。降水量の増加に伴って河川流出量も増加し、多量の淡水が富山湾へ流入した。また、2006 年 8 月 5 日のクロロフィル濃度の衛星画像が Fig. 11 に示されているが、集中豪雨によって河川からの流出量が増加した 7 月下旬から 8 月上旬の富山湾内でのクロロフィル a 濃度は極端に増加しており、河川からの流出量と植物性プランクトンに関係のあることが考えられる。2006 年 7 月は月間日照時間も少なく、81.1 時間 (7 月の平年値：147.1 時間) であったのに対して、8 月は 281.9 時間 (8 月の平年値：201.3 時間) で観測史上 3 番目に多い日照時間を記録し、降水量は平年よりも少なかった。8 月は気温が上昇し、月平均気温は 27.9°C (8 月の平年値：26.6°C) であった。従って、2006 年 7 月の豪雨による多量の淡水流入と、8 月の日照時間の増加という大気や陸域の特異な変動が沿岸域の水塊構造に大きな影響を与えたと推測される。そこで、特に混合過程への河川からの淡水流入の影響について明らかにするために、一次元海洋混合層モデルを使って、この時期の富山湾沿岸の鉛直混合過程を淡水フラックスの条件を変えて定量的に調べたのでその結果を示す。

5.1 各フラックスの特徴

7 月中旬から下旬の豪雨の期間に気温が最大 8 [°C] 程度低下している (Fig. 12a)。この期間、潜熱 Q_E は海面から大気への輸送、顕熱 Q_H は大気から海洋への輸送

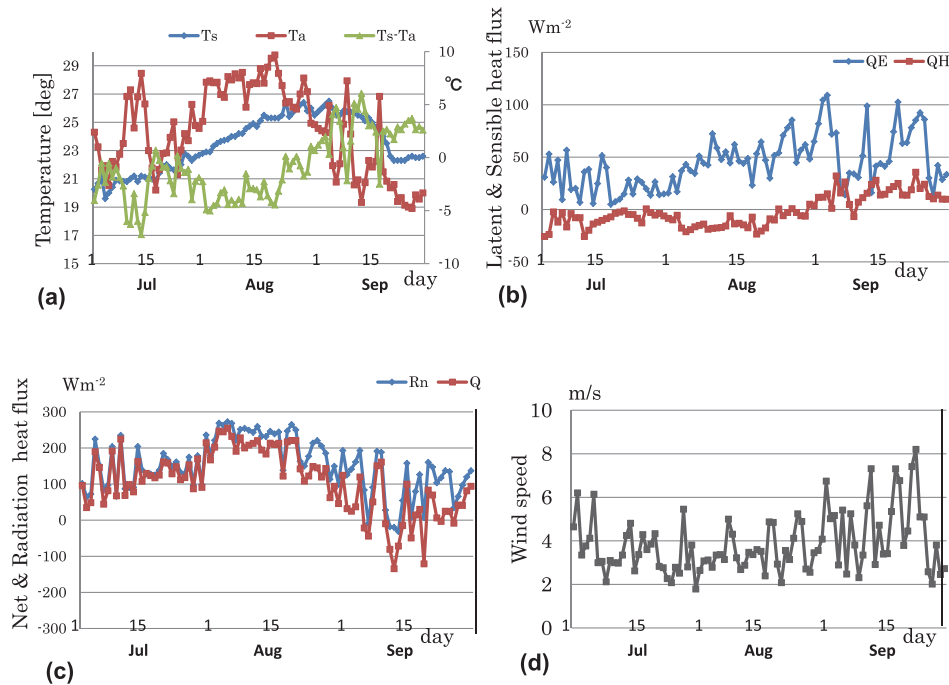


Fig. 12. Time series of surface atmospheric and ocean temperatures, and heat fluxes in summer (July-September) from 2004 to 2009. (a) atmospheric temperature (T_a), sea surface temperature (T_s), and difference between them (T_s-T_a), (b) sensible and latent heat fluxes (Q_E , Q_H), (c) Net radiation flux (R_n) and heat flux (Q), and wind speed.

で、両者の値は小さく絶対値がほぼ等しく、(Q_H+Q_E)は小さい値となる (Fig. 12b). したがって、正味の放射フラックス (R_n) と熱フラックス Q の差が小さい (Fig. 12c 参照). 8月に入ると R_n の増加と共に、気温の上昇も顕著である. 水温気温差 (T_s-T_a) が負であるため、 Q_H も負で大気から海洋への熱輸送が生じている. 8月下旬以降は R_n が日によって大きく変動しながら徐々に減少していき、気温も低下していく. (T_s-T_a) が正に転じ、海洋から大気へと Q_H の輸送が生じる. 9月には風速 5 [m/s] を超す日が時折見られ、風応力の変動も大きい (Fig. 12d). Q_H と Q_E は風速に比例するため、海面からの熱輸送が風速の増大と共に活発化し、 Q は大きく減少していく.

淡水フラックスは、2006年7月は他の年と比較して非常に多い (Fig. 4b). 降水量の増加に伴って、河川流出量も増加する. 河川流出量は降水量と比較して10倍のオーダーであり、淡水フラックスの多くを河川流出量

が占めている. 7月に対して8月は降水量が少なく、9月は平年並みである.

風応力と熱・淡水フラックスの以上の変動を考慮にいられて、一次元海洋混合層モデルのシミュレーション結果から、乱流エネルギー収支を含めて次節で詳細に議論する.

5.2 淡水量に着目したモデル実験結果

流入する淡水量に着目し、河川水広がり面積を富山湾奥部の表面積 (960 km²) で割ったもの (Case 1), 約2倍の湾全体の表面積 (2120 km²) で割ったもの (Case 2), 河川流入を除いたもの (Case 3), 淡水を考慮しないもの (Case 4), 以上4ケースを比較する.

水温と塩分の水深 50 m 以深の結果はケース毎の違いや時系列の変動が小さいので、水深 50 m 以浅について示す (Fig. 13-Fig. 14). 大きな特徴として、Case 1 が最も高温低塩低密度、Case 4 は最も低温高塩高密度であ

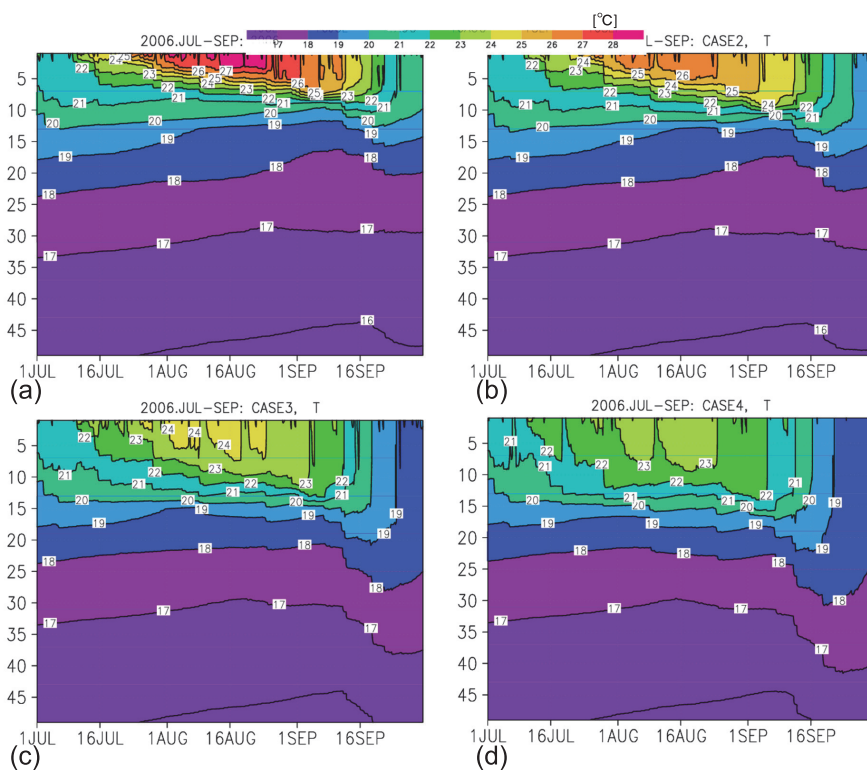


Fig. 13. Time series of vertical temperature obtained from numerical simulation of a turbulent closure model in summer (July–September) from 2004 to 2009 for four cases. (a) Case 1, (b) Case 2, (c) Case 3, and (d) Case 4.

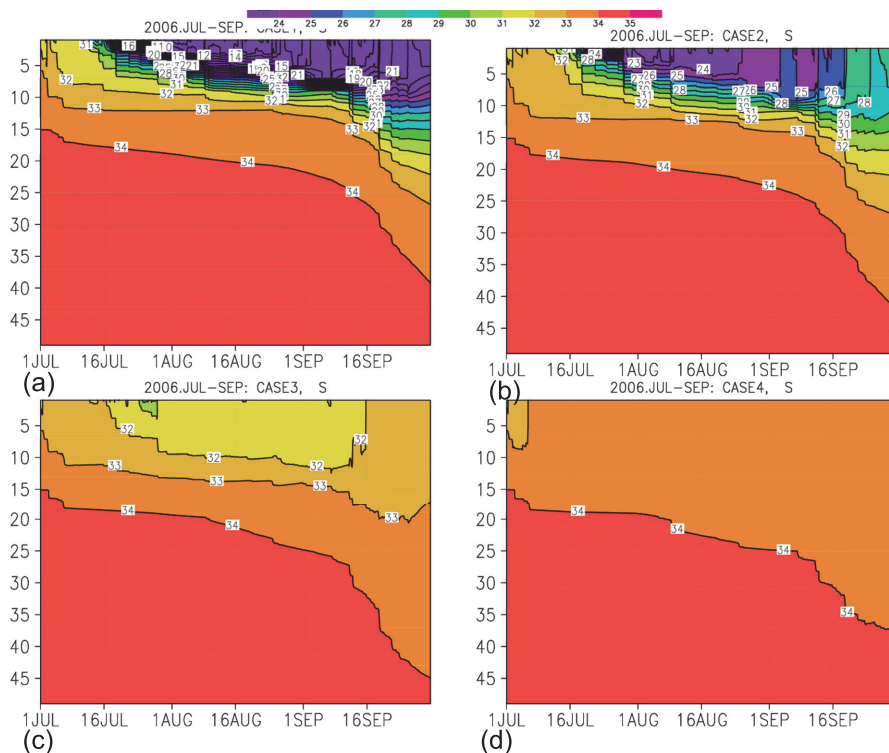


Fig. 14. Same as Fig. 13, but for salinity.

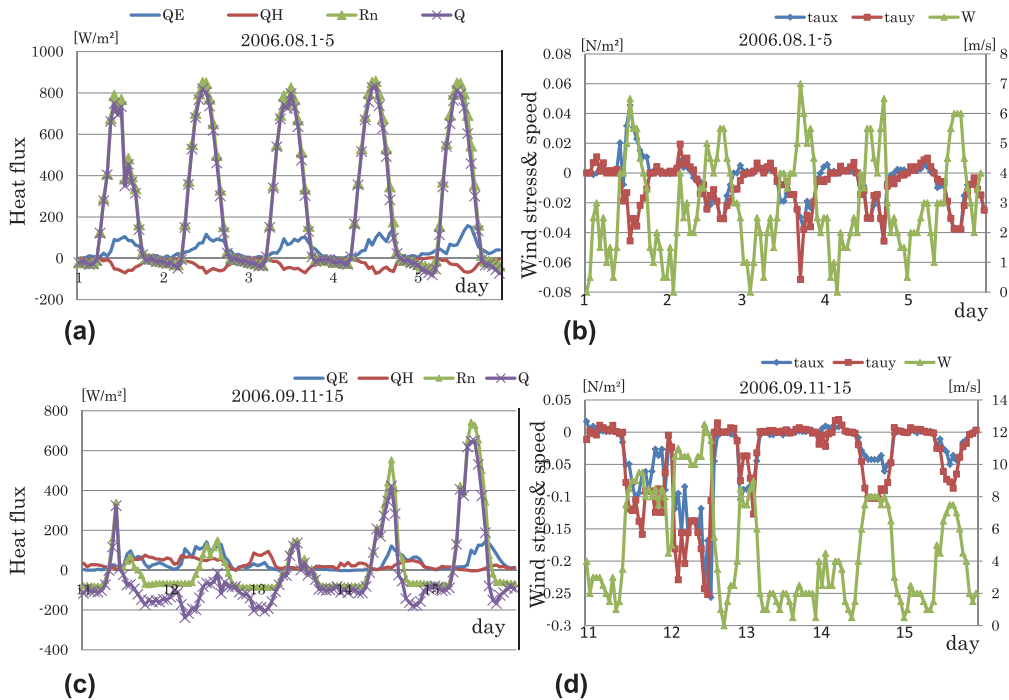


Fig. 15. Time series of flux data obtained from a bulk method in August 1–5, 2006 and in September 11–15, 2006. (a) four heat fluxes in August 1–5, 2006, (b) zonal and meridional wind stresses and wind speed in August 1–5, 2006, (c) four heat fluxes in September 11–15, 2006, and (d) zonal and meridional wind stresses and wind speed in September 11–15, 2006.

る。水温は8月に海面水温の上昇が見られ、Case 1が最も高く（28 [°C] 程度）、次に Case 2が高い（26 [°C] 程度）。9月になると低下していき、Case 4が最も水温が低く（19 [°C] 程度）、水深約 30 m まで一定である。水深が深くなるにつれてケースごとの差が小さい。塩分は豪雨が発生した7月中旬以降、淡水フラックスを加味した Case 1–Case 3 は低塩低密度へ変化しているが、より顕著なのは河川水が含まれた Case 1 と Case 2 である (Fig. 14a, b)。Case 4 は 33–34 [PSU]、 $\sigma_t=22-25$ で変化が小さい。Case 2 と Case 3 は、9月中旬以降表面から高塩高密度へと変化するが、Case 1 の場合、豪雨後に形成された低塩低密度層が9月以降も水深 10 m 以浅に存在する。

以上の結果を水温・塩分の観測結果と比較する (Fig. 5, 6 参照)。7–8月の海面水温は Case 1 と Case 2 共に観測結果と近く、8月の海面水温上昇を表わしている (Fig. 13a, b)。Case 3 と 4 は観測と比較すると、低

い傾向の水温分布を示している (Fig. 13c, d)。しかし、Case 1 と Case 2 の水温上昇は水深 10 m 以浅に限られているため、10 m 以深はいずれも観測結果よりも低い。9月は 20–22 [°C] で水深約 30 m までほぼ一定になっているが、モデルの結果は 15–20 [°C] の範囲まで低下している (Fig. 13)。塩分については、7–8月の結果は表層に関して Case 2 が観測結果とほぼ等しく、Case 1 では低塩になりすぎている。9月中旬以降は、特に Case 1 と Case 2 は低塩低密度な水塊が 20 m 付近まで達していて、観測結果よりも低い。

混合層厚は、Case 1 から Case 4 の順番で厚くなっている。Case 1 と Case 4 は約 2 倍の差がある。各月ごとに比較すると、混合層は9月が最も厚く7月が最も薄くなっていて、7月と9月ではそれぞれのケースにおいて 4 倍程度の差が存在する (図省略)。

2006 年の7月から9月の3ヶ月間で、成層の形成期の代表期間として、8月3日–5日の3日間と混合層の

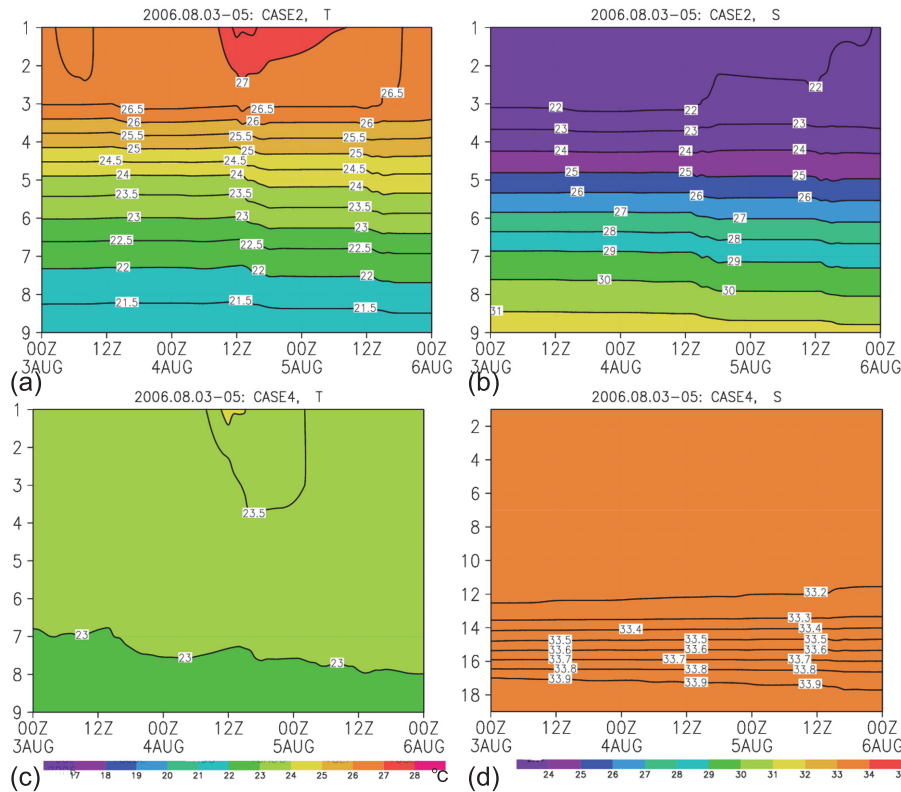


Fig. 16. Time series of vertical temperature and salinity profiles obtained from numerical simulations of a turbulent closure model for Case 2 and Case 4 during stratifying period in August 3–5, 2006. (a) temperature for Case 2, (b) salinity for Case 2, (c) temperature for Case 4, and (d) salinity for Case 4.

形成への移行期の代表として、9月11日–12日の2日間に対し、乱流過程に着目して議論する。8月3日–5日において大気から海洋への熱フラックス Q は大きく、 $200\sim 250\text{W/m}^2$ の値をとっている (Fig. 12)。この期間、7月中旬から下旬の集中豪雨による淡水が海面に蓄積されたままの状態である (Fig. 14a)。また、天気は安定しており、風応力のインプットに対しては海陸風として、割合規則的な夜中に弱く日中に強い北東風が吹いている ($0\text{ m/s}\sim 6\text{ m/s}$) (Fig. 15b)。

Case 2において、温度躍層と塩分躍層が水深5 m付近に形成されている (Fig. 16a, b)。この躍層の形成は、7月中の集中豪雨による淡水の海への流入の影響によって形成されたものと考えられる。乱流エネルギーの3日間の分布をみると、風が強まった日中、風応力によって発生した乱流が水深5 m程度まで存在し、この場合の

乱流エネルギーの収支は、 $P_s + P_b \sim \varepsilon$ となっている (Fig. 17a)。物理的には、風応力によって駆動された平均流の鉛直シアーにより乱流が生み出され、それがほぼ散逸とつりあい、その差を浮力生成項が補っている。結果的に、塩分躍層の上の水深3 m付近まで日変化としての水温変化が現れている (Fig. 16a, Case 1が最も日変化が顕著である)。

Case 4では淡水のインプットがないため、Case 2とは異なり強い塩分躍層は形成されない (Fig. 16d)。したがって、日中の風応力によって平均流 (U, V) はより深くまで駆動され、乱流は水深10~20 mまで達している (Fig. 17b)。乱流エネルギーの収支は8月3日と4日においてCase 2と同様に、表面から乱流エネルギーが影響している水深まで $P_s + P_b \sim \varepsilon$ のつり合いになっている。しかし、8月5日になると水深4 m付近まで輸

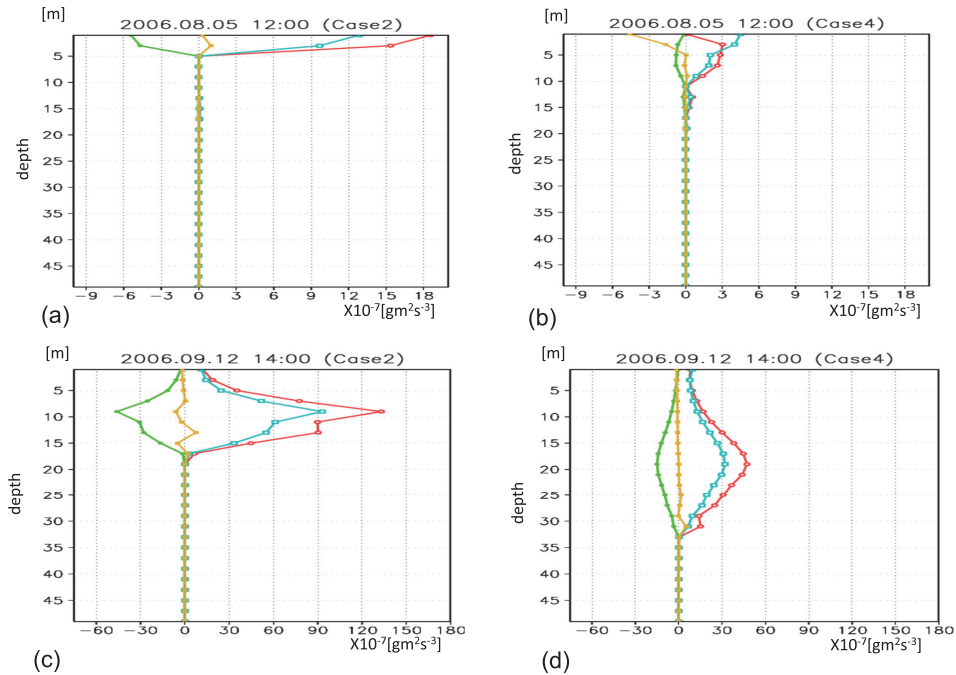


Fig. 17. Vertical profile of turbulent energy balance, P_s , P_b , ϵ , and transport for Case 2 and Case 4 at noon in August 5, 2006 and at fourteen o'clock in September 12. (a) Case 2 at noon in August 5, 2006, (b) Case 4 at noon in August 5, 2006, (c) Case 2 at twelve o'clock in September 12, 2006, and (d) Case 4 at twelve o'clock in September 12, 2006. Red: P_s , Green: P_b , Light blue: ϵ , and Ocher: transport.

送項～ ϵ のつり合いになっており、Case 2とは異なる (Fig. 17a と Fig. 17b 比較)。この二つの乱流エネルギーの収支の違いは淡水によってもたらされていることが明らかとなった。

ここで、8月1～5日の大気の日変化に伴う Case 2 と Case 4 の応答について考察する。この期間 Q_H は負、 Q_E は正で、 $(Q_H + Q_E)$ はほぼ 0 に等しい。 R_n と Q は明瞭な日変化を示し、日中に多くの熱が海洋へ与えられている (Fig. 15a)。5日間の天気はよく、快晴や晴れの日が続いていた。また風に関しては日変化がはっきりとしていて、日中に強くなり (5 [m/s] 程度) 夜間に弱くなる (Fig. 15b)。風向は日中に北北東から北東で、海洋から陸に向かう方向、夜間に南南西から南西で、陸から海洋へ向かう方向であり、海陸風循環を現わしている。従って、Case 2, Case 4 両方とも P_s , P_b , ϵ の大きな値が日中の海面付近に見られ、特に P_s が大きいことから、風によって発生した平均流にシアが生じて乱流が発生

し、混合が起きたと考えられる。このとき、Case 2 の乱流運動は淡水による成層が強いため日中の海面付近のみに存在し、海面加熱の効果が深くまで及ばずに、海洋の成層構造は安定した状態となる (Fig. 16a)。特に8月4日の午前中、風が弱く日中の正味の熱フラックス Q が大きかったため、海表面の水温が 28°C まで上昇した。一方、Case 4 は Case 2 よりも深くまで乱流運動が生じ、与えられた熱を鉛直輸送するため、海面水温の上昇が顕著に現れない (Fig. 16c)。また、夜間から早朝にかけて、 Q は負となり、風は弱いが熱的な不安定に伴う混合を起こしている。

つぎに、9月11日～12日において、11日午後から12日午前にかけて半日間隔で2回天候が悪く、風の強いイベントが起きている (Fig. 15 参照)。このイベントの前半は、 $Q \sim -150 \text{ W m}^{-2}$ で風速が 8 ms^{-1} 程度であり、後半は $Q \sim -200 \text{ W m}^{-2}$ で風速が 10 ms^{-1} 程度であった (Fig. 15c, d)。この9月11日～12日の2日間に対し、

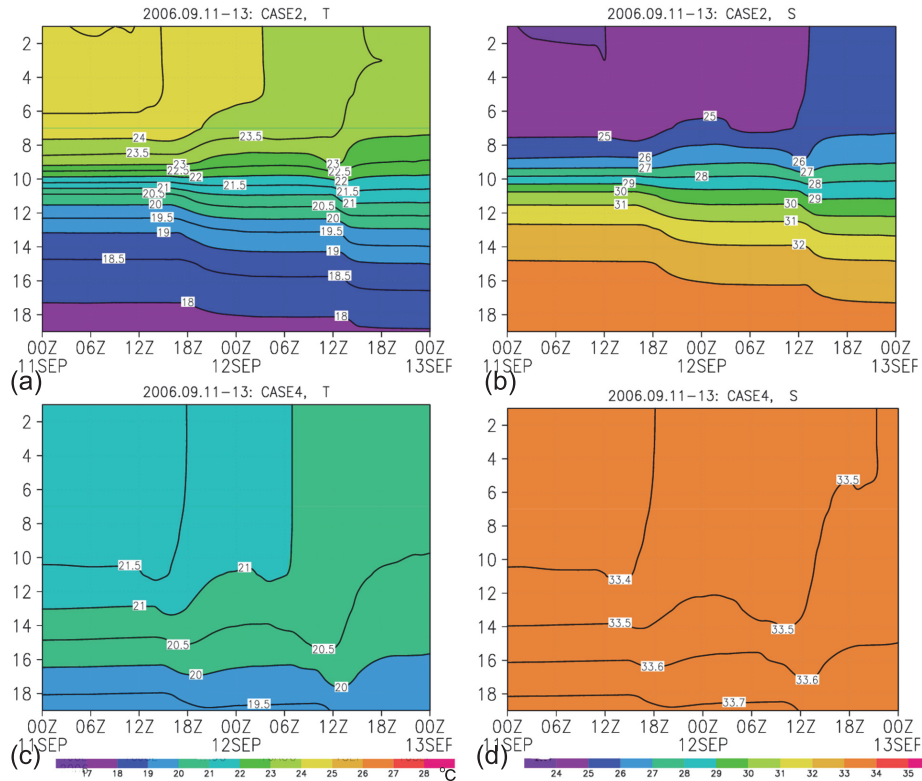


Fig. 18. Same as Fig. 16, but for in September 11–15, 2006.

乱流過程のようすを Case 2 と Case 4 を比較しながら詳細に示す。

Case 2 と Case 4 で、冷却期間において、前者は水深 8 m 付近に強い温度躍層と塩分、一方、Case 4 では水深 18 m 近傍に Case 2 より弱い温度躍層が見られる (Fig. 18c). この場合、冷却に伴って表層は不安定な状態になる ($P_b > 0$).

風速 12 ms^{-1} 程度の強い風が吹き、その後急速に風が弱まった 9 月 12 日の日中 14:00 に最も乱流が発達したので、その時間帯の乱流エネルギー収支に着目してみる。Case 2 では、表面から躍層まで $P_s + P_b \sim \varepsilon$ (Fig. 17c) で P_s の最大値は躍層の中心に位置しており、そこで乱流エネルギーの生成が最大となる。一方、Case 4 では混合層が発達する前は、乱流エネルギー収支は輸送項 $\sim \varepsilon$ となっている (Fig なし)。しかし、混合層が発達した段階で、水深 5 m 以深では $P_s + P_b \sim \varepsilon$ のつり合いとなっている (Fig. 17d)。また、それぞれの乱流エネルギー

項のピーク値は躍層付近でとっており、やはりそこで乱流エネルギーの生成が最大となっている。特に、Case 4 は不安定状態での混合層の発達の仕方の典型例を示している (Thorpe, 2007, Fig. 3.6 と Fig. 3.9 参照)。

以上のように、2006 年 7 月中旬に発生した豪雨により淡水フラックスが増加したため、河川流入を加味した Case 2 に、顕著な低塩分層が形成された。この低塩分層が、8 月と 9 月以降も水深約 10 m 以浅を覆って、混合を抑制させている。従って、Case 2 は大気からの熱フラックスが下向きに輸送されずに、水深約 10 m 以浅の浅い部分のみが強く加熱される。一方、Case 4 は与えられた熱を鉛直下向きに輸送するため、Case 2 のような顕著な水温上昇が起きないと考えられる。Case 2 と Case 4 で成層形成に大きな違いが見られることから、富山湾において河川流入が塩分構造のみならず、水温構造の形成に与える影響も大きいことが分かった。

水温の観測結果とモデルの結果の違いとして、水深

10 m 以深のモデルの水温は観測よりも低い傾向を示した。これは、下向きの熱輸送が低塩分層によって過剰に抑制されている点も一因であると考えられる。つまり、9 式の右辺第 1 項の乱流エネルギーの輸送の効果が小さい可能性がある。また、モデルには水平方向の移流の効果は考慮されていないため、一度形成された低塩分層が水平方向に拡散せず、留まり続けていることが考えられる。ところで、夏季は湾内への対馬暖流の流入が最も増える時期であることが示されている（相木ら，2007）。そのため、大気からの熱フラックスのみでは水深 10 m 以深の水温上昇は説明できず、比較的高温高塩分な対馬暖流の移流が影響していることも一因と考えられる。

6. まとめと議論

富山湾沿岸域は、降水や河川水といった淡水の影響を直接受けやすく、対馬暖流水の流入の影響も大きいことが知られている。しかし、風応力・熱・淡水フラックスの変動に対する富山湾沿岸域の水塊の変動特性や、その要因に関して定量的に言及し、成層形成や混合過程のメカニズムを調べた研究はまだほとんどない。そこで、富山湾沿岸部の海表面から 50 m までの夏季の水塊の変動特性を、2004 年から 2009 年までの 6 年間の CTD データ（富山湾 環境プロジェクト）から調べた。特に、風応力・熱・淡水フラックスに対する 8 月中旬までの成層形成と 9 月以降の混合層発達に対して、乱流混合層モデルを使い、その物理過程を乱流スケールの現象から明らかにした。

富山湾の沿岸部では中緯度の海域と同様に、3 月から 8 月まで成層が発達していき、9 月上旬から 3 月まで混合によって海面から 50 m までほぼ様な水塊となる。9 月における混合層の発達の仕方は年によって異なり、8 月までの成層状態の強さと外力としての風応力・熱・淡水フラックスの変動に依存して変化していることがわかった。

たとえば、9 月に混合層発達の弱かった 2007 年は、発達前（8 月下旬）湾内への淡水量が少なく例年より高塩であったが、大気からの熱フラックスが大きく、20 m まで成層が強かった。その状態で、2007 年の 9 月の風応力は弱く、この時期の混合層厚は例年より薄かった。

実際、乱流混合層モデルによる数値実験では、乱流活動は海面から 30 m 程度までに閉じ込められ、渦粘性係数は 15 m 程度の深さまで非常に大きな値となっている（Fig. 8）。

一方、2009 年は 7 月から 8 月は大気からの熱フラックスが小さく、成層が例年に比べ弱かった。その状態で、9 月になると強い風が吹き、活発な混合が起き、混合層厚も例年に比べ厚くなっている。乱流混合層モデル実験の結果（Fig. 9）をみても、乱流活動は 130 m 程度まで達し、表層だけでなくその水深まである程度の渦粘性係数の値を示している。

特異な例として 2006 年 7–9 月に着目し、流入する淡水量を変えた 4 ケースのモデル計算を行った。2006 年 7 月中旬から下旬にかけて豪雨が発生したことにより、海洋へ多量の淡水が供給され、表層に低塩低密度層が形成された。特に、河川流入を考慮したケースの低塩分層が顕著なことから、富山湾において河川水の影響の大きいことが明らかとなった。8 月上旬には熱フラックスの高い状態が継続したため水温上昇が見られたが、河川水を考慮したケースの方がより水温上昇が大きく、低塩分層が熱の鉛直輸送を抑制していることが明らかとなった。

また、2006 年の 8 月上旬は晴天が続いたため熱フラックスの日変化が明瞭で、風の日変化として、海陸風循環の影響が混合層モデル結果に顕れた。このことから夏季の成層構造の形成は、日中の加熱と風による混合の効果により成り立っていることが分かった。9 月になると急激な熱フラックスの減少と風応力による運動量フラックスの増加があり、冷却と風による強制的な混合が生じるが、河川水を考慮しないケースがより顕著であった。つまり、表層の低塩分層が混合を抑制している。9 月中旬の日変化において、悪天候時にはフラックスの日変化が見られず、冷却と風によって強い混合が生じる。8 月後半から 9 月にかけて運動量フラックスは比較的大きくなることから、夏季の成層状態から混合期への移行に風の効果が大きく関わっていることが示唆された。

富山湾において、海洋物理学的観点から現実の外力（風応力、熱フラックス、淡水フラックス）をあたえて混合過程のモデル化を試みた研究は少なく、未解明の問題が残っている。したがって、更なる水塊構造の理解と変動要因を究明するためには、より多くの研究が必要と

考えられる。また使用したモデルは一次元であるため、水平方向の移流の効果を再現できていない。そこでより高次元のモデルを用いることで、実際の水塊構造を再現することが今後の課題である。

謝 辞

本研究を行う上で富山湾沿岸の観測データを提供していただいた環日本海環境協力センターに対し感謝します。また、フラックスデータ作成のために気象庁、日本海洋データセンター、国土交通省河川局のデータベースを利用させていただきました各機関に感謝します。論文の改定にあたりレビューアから有益なコメントを頂きましたことに対し感謝します。この研究は富山大学の高低差4,000 m 富山環境プロジェクトの一環として実施されたものである。

References

- 相木智一・磯田豊・矢部いつか・黒田寛 (2007) : 富山湾周辺海域における表層流の季節変化, *海の研究*, **16**, 291–304
- Anderson, S. P., and Weller, R. A. (1996) : Surface buoyancy forcing and the mixed layer of the Western Pacific warm pool: Observations and 1D model results, *J. Climate*, **9**, 3056–3085.
- 千葉元・山下恵・小杉廣彦・内山勇 (2006) : 富山湾の海水温度・塩分の季節特性—第2報—実習船「さざなみ」による海洋環境計測—, 富山商船高等専門学校研究集録, **39**, 1–8.
- Furuichi, N., Hibiya, T., and Niwa, Y. (2011) : Assessment of turbulence closure models for resonant inertial response in the oceanic mixed layer using a large eddy simulation model. *J. Oceanogr.*, DOI 10.1007/s 10872–011–0095–3, 2011.
- 古山彰一・千葉元・横井幸治・橋本心太郎 (2009) : 富山湾の水質・潮流の季節変動調査報告—2008年度若潮丸によるCTD・ADCP調査—, 富山商船高等専門学校研究集録, **42**, 1–6.
- Guest, A. A., Stougaard, P. O., and Garwood Jr., R. W. (1999) : Modeling the response of the tropical mixing layer to precipitation events. Proceedings of a conference on the TOGA coupled ocean-atmosphere response experiment (COARE), *WCRP–107*, WMO/TD–No. 940., 281–282.
- 八田真理子・張勁・佐竹洋・石坂丞二・中口譲 (2005) : 富山湾の水塊構造と河川水・沿岸海底湧水による淡水フラックス, *地球化学*, **39**, 157–164.
- 今村明, 石森繁樹, 川崎賢一 (1985) : 富山湾Ⅱ物理. 日本海洋学会沿岸研究会編, 日本全国沿岸海洋誌, 東京大学出版会, **25**, 990–1001.
- 国土交通省 国土交通省水管理・国土保全局 水文水質データベース, <http://www1.river.go.jp/>
- 近藤純正 (1998) : 5章 地表面付近の風と乱流, p93–127, 近藤純正編著, 水環境の気象学—地表面の水収支・熱収支—, 朝倉出版.
- Martin, P. J. (1985) : Simulation of the mixed layer at OWS November and Papa with several models. *J. Geophys. Res.* **90**, 903–916.
- 松浦知徳 (2001) : 2次オーダ乱流クロージャー海洋混合層モデルの比較—海面水温の予測に向けて—, 全球水文過程における災害予測に関する研究成果報告集, 105–125.
- Mellor, G. L., and T. Yamada (1974) : Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1791–1806.
- Mellor, G. L., and T. Yamada, (1982) : Development of a turbulent closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1791–1806.
- Nakata, S., Y. Isoda, and I. Uchiyama, (2005) : Seasonal variations of water properties and the baroclinic flow pattern in Toyama Bay under the influence of the Tsushima Warm Current, *J. Oceanogr.*, **61**, 943–952.
- 能登勇二 (2007) : 温暖化に伴う河川流出の変化が富山湾に及ぼす熱的影響, 富山県立大学紀要, **17**, 103–107.
- Pickard, G. L. and W. J. Emery, (1985) : Descriptive Physical Oceanography, An Introduction, 4th ed. Pergamon Press, 249pp.
- Thorpe, S. A. (2007) : *An Introduction to Ocean Turbulence*, Cambridge University Press, 240pp.

Variability of summer water-mass structure in Toyama bay coastal-zone

Yoshimi Watanabe[†], Tomonori Matsuura^{**} and Hajime Chiba[‡]

Abstract

Variations of summer water-mass structure in Toyama bay coastal-zone are investigated using CTD data and a second moment turbulent closure model (Mellor and Yamada, 1974) forced by wind stress, heat flux and freshwater flux in summer (July to September). Forcing fluxes, wind stress, heat flux, and freshwater flux are obtained from the appropriate daily observational data using a bulk method. Daily mean heat fluxes extremely overestimate surface temperature in the model. However, the heat flux in the time interval of one hour is able to reproduce nearly the actual ocean temperature. Then it is found that the daily changing heat flux and wind stress are crucial to form summer ocean stratification in Toyama bay.

In the numerical experiments in summer from 2004 to 2009, the outstanding characteristics of stratifying and mixing process against the forcing are captured and are similar to observational results for each year. Wind stress, heat flux, and freshwater flux play an important role in stratifying and/or mixing surface water mass from surface to 50 m. In particular, the experiments are carried out for four cases of different freshwater input during severe rainfall in July, 2006 and following to August-September. As a result, for the case of increasing river runoff the low salinity layer develops prominently and affects the stratification and mixing of the coastal-zone mass water in Toyama bay.

Key words: the Toyama bay coastal-zone, water mass structure,
turbulent closure model, atmosphere and ocean interaction, river runoff

(Corresponding author's e-mail address: matsuura@sci.u-toyama.ac.jp)

(Received 3 September 2012; accepted 6 April 2013)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2013)

[†] Faculty of Science / Graduate School of Science and Engineering University of Toyama (Present affiliation: Coastal Development Institute to Technology)

3190, Gofuku, Toyama 930-8555, Japan

(Sumitomo-Hannzoumonn Building, 3-6, Hayato-cho, Chiyoda-ku, Tokyo, Japan)

[‡] Department of Maritime Technology, Toyama National College of Technology

1-2, Neriya, Ebie, Imizu 933-0293, Japan

^{**} Faculty of Science / Graduate School of Science and Engineering University of Toyama

3190, Gofuku, Toyama 930-8555, Japan

+81-76-445-6663