

衛星データを用いた
霞ヶ浦湖面における蒸発量分布の推定

伊 倉 宏 弥

200821149

平成 22 年 1 月

筑波大学大学院
生命環境科学研究科環境科学専攻
平成 21 年度 修士（環境科学） 学位論文

要旨

衛星データを用いた霞ヶ浦湖面における蒸発量分布の推定

Estimation of evaporation distribution over Lake Kasumigaura using satellite data

霞ヶ浦は国内では琵琶湖に次いで第2位の湖面積を有する湖であり、水資源としての霞ヶ浦は重要な役割を果たしている。将来の水資源の有効利用のため、以下の水収支式から貯留量変化を予測する必要があるが、霞ヶ浦ではこれまで十分な研究が行われていない。

$$\Delta S: (\text{貯留量変化}) = P: (\text{降水}) + R_{in}: (\text{河川流入}) - E: (\text{蒸発}) - R_{out}: (\text{河川流出})$$

蒸発量の測定手法の中で直接的方法である渦相関法は、最も信頼性のある手法とされているが、1点での測定手法の蒸発量値が湖面全域を代表しているかどうかは必ずしも明らかにはなっていない。本研究では面的な分布を得られる利点のある衛星データを用いて霞ヶ浦の湖面温度分布を算出し、蒸発量推定を行うためのそれ以外の気象データを湖面周辺の気象観測所から収集した気象データを用いることで霞ヶ浦湖面における蒸発量分布の推定を行った。またその蒸発分布に影響する気象要因の解明を行い、年間蒸発量分布の推定を行うことで湖心の1点測定値の湖面全域における代表性を解明することを目的とした。

解析期間は2007年6月～2008年12月であり、湖心観測所において気温 T_a [°C]、湿度 Rh [%]、水面温度 T_s [°C]、風速3成分 u, v, w [m/s]、水蒸気密度 ρ_v [g/m³]などを測定し、渦相関法により蒸発量を求めた。また、霞ヶ浦周辺の気象観測所における気温 T_a [°C]、湿度 Rh [%]、風速 U [m/s]、気圧 AP [hPa]を解析に用いた。衛星画像として Landsat-TM (地表分解能…120 m)、ASTER (地表分解能…90 m) の熱赤外画像を使用した。解析にあたり、気象観測所から得た気象データを空間内挿し、衛星データから得られる地表面温度も同じサイズのグリッドデータに変換し、各データをバルク式に入力して蒸発量を算出した。

まず衛星データから算出された水面温度分布は季節によって空間的差異がやや変化するものの全域で偏差が1～2°C程度であり、蒸発量推定の気象要因としての水面温度分布の影響は小さいことが示唆された。湖面蒸発は一様に分布する場合と非一様に分布する事例が同程度の割合で生じ、それには湖上風分布が最も大きな影響要因であることが示唆された。それ以外の気象要因は無視できるとは言い難いが、風速分布に比べるとその影響は小さい。蒸発量推定に重要な霞ヶ浦湖上風は、気圧配置による傾度風や海陸風などの要因によって、湖心ほど強風域又は湖面東部ほど強風域となるなど特徴的な分布を示した。2008年1月から12月までの年間における蒸発量分布は湖心では976 (mm/y)、湖面全域の平均値は878 (mm/day) となり、湖心周辺から湖面南東部ほど高い値を示し、標準偏差で見た場合に空間的差異が生じることが分った。バルク法による湖心における値と全域における平均値との差は割合にして約10%となり、量にして98 (mm/y) で1600万 (t/y) 程度となることが分った。これより湖面全域において1点での値が湖心周辺から湖面南東部にかけるとは代表性があるが、湖面北部や西部など代表していない領域が存在することが分った。

Key Words : 蒸発量, 接地層気象学, バルク法, 衛星データ, 空間内挿

目次

目次	i
表目次	iii
図目次	iv

第 1 章. 序論

1.1 研究背景	1
1.1.1 湖面蒸発量	1
1.1.2 リモートセンシング	2
1.2 研究目的	3

第 2 章. 研究方法

2.1 研究対象地域	4
2.2 データ	6
2.2.1 湖心観測データ	6
2.2.2 周辺気象観測所データ	9
2.2.3 衛星データ	14
2.2.4 土地利用データ	17
2.3 蒸発量分布の推定	20
2.3.1 バルク法	20
2.3.2 渦相関法	21
2.3.3 バルク輸送係数	21
2.3.4 風速測定高度の補正	22
2.3.5 風速以外の気象データの測定高度の補正	27
2.3.6 気象データの空間内挿とラスタ演算	27

第 3 章. 結果と考察

3.1. 湖水面温度分布及び水温分布	29
3.1.1 水面温度分布	29
3.1.2 衛星データと実測値との比較検証	35

3.1.3 水温分布	37
3.1.3.1 湖水温の水平分布	37
3.1.3.2 湖水温の鉛直分布	41
3.1.4 水面温度の変化要因	45
3.2. 湖面蒸発量分布	48
3.2.1 湖面蒸発量分布	48
3.2.2 湖面蒸発に影響する気象要因	56
3.2.3 霞ヶ浦湖上風の特徴	70
3.3. 年間湖面蒸発量の推定	78
3.3.1 1点観測データによる蒸発量推定	78
3.3.2 湖面全域における蒸発量分布推定	82
3.4. バルク係数を変数とした場合の湖面蒸発分布	86

第4章. まとめ

4.1. 結論	96
4.2. 今後の課題	97
謝辞	98
参考文献	99
付録	103
1. 衛星データによる水面温度（放射温度）と水温水平分布解析結果	103
2. 水面データのみを用いた湖面蒸発分布	109
3. 補正陸地データを用いた湖面蒸発分布	111
4. 衛星データ解析について	114
5. 空間内挿やラスタ演算について	115

表目次

表 1.1	湖心観測所による観測項目	7
表 1.2	国土交通省による観測項目	8
表 2.1	霞ヶ浦河川事務所の使用データ項目	11
表 2.2	AMeDAS の使用データ項目	12
表 2.3	国立環境研究所臨湖実験施設の使用データ項目	12
表 2.4	環境省大気汚染常時監視システムの使用データ項目	13
表 2.5	航空自衛隊百里基地の使用データ項目	13
表 2.6	地球観測衛星とセンサーの概要	16
表 2.7	土地利用 GIS データの土地利用区分	18
表 2.8	土地分類による各カテゴリーの割合	25
表 2.9	気象観測所における風向別粗度 z_0 (m)	26
表 3.1	霞ヶ浦湖面温度の平均値と標準偏差	34
表 3.2	衛星データ観測時における湖心の気象状況	47
表 4.1	蒸発量, 気象データ分布の平均値と標準偏差.....	69
表 5.1	霞ヶ浦湖上風 (非一様な分布).....	76
表 5.2	霞ヶ浦湖上風 (一様な分布).....	76
表 6.1	バルク係数を変数とした場合の湖面蒸発分布の平均値と標準偏差	93

図目次

図 1.1	霞ヶ浦流域概要	5
図 2.1	気象観測所地点概要	10
図 2.2	霞ヶ浦流域の土地利用区分 (平成 15 年)	19
図 2.3	土地利用分類の方法例 (Kondo and Yamazawa, 1986)	24
図 3.1	春季における霞ヶ浦湖面温度分布 (2007/05/04, 2009/04/07)	30
図 3.2	夏季における霞ヶ浦湖面温度分布 (2004/07/07, 2007/08/16)	31
図 3.3	秋季における霞ヶ浦湖面温度分布 (2005/09/03, 2007/11/21)	32
図 3.4	冬季における霞ヶ浦湖面温度分布 (2007/12/07, 2008/01/08)	33
図 3.5	衛星データと水面温度実測値との検証	36
図 3.6	衛星データと水温値との検証	36
図 3.7	水温の水平分布の季節変化	39
図 3.8	水温の鉛直分布の季節変化	42
図 3.9	水温の表層－湖底の鉛直分布	44
図 4.1	2007 年 8 月 16 日における湖面蒸発分布 (a)	50
図 4.2	2007 年 11 月 21 日における湖面蒸発分布 (b)	50
図 4.3	2007 年 12 月 7 日における湖面蒸発分布 (c)	51
図 4.4	2008 年 1 月 8 日における湖面蒸発分布 (d)	51
図 4.5	2008 年 1 月 15 日における湖面蒸発分布 (e)	52
図 4.6	2008 年 1 月 24 日における湖面蒸発分布 (f)	52
図 4.7	2008 年 1 月 31 日における湖面蒸発分布 (g)	53
図 4.8	2008 年 12 月 16 日における湖面蒸発分布 (h)	53
図 4.9	2009 年 1 月 1 日における湖面蒸発分布 (i)	54
図 4.10	2009 年 2 月 2 日における湖面蒸発分布 (j)	54
図 4.11	2009 年 4 月 7 日における湖面蒸発分布 (k)	55
図 4.12	1 点測定値と蒸発量分布の湖心部との比較検証	55
図 5.1	2007 年 8 月 16 日における気象データ分布	58
図 5.2	2007 年 11 月 21 日における気象データ分布	59
図 5.3	2007 年 12 月 7 日における気象データ分布	60
図 5.4	2008 年 1 月 8 日における気象データ分布	61

図 5.5	2008 年 1 月 15 日における気象データ分布	62
図 5.6	2008 年 1 月 24 日における気象データ分布	63
図 5.7	2008 年 1 月 31 日における気象データ分布	64
図 5.8	2008 年 12 月 16 日における気象データ分布	65
図 5.9	2009 年 1 月 1 日における気象データ分布	66
図 5.10	2009 年 2 月 2 日における気象データ分布	67
図 5.11	2009 年 4 月 7 日における気象データ分布	68
図 6.1	水面と陸地における風速値の比較 (臨湖実験施設における比較).....	73
図 6.2	霞ヶ浦湖上風①：非一様な分布例	74
図 6.3	霞ヶ浦湖上風②：一様な分布例	75
図 6.4	湖上平均風速と標準偏差の関係	77
図 7.1	パン蒸発測定値 (国交省データ) とバルク推定値との比較	80
図 7.2	土屋ほか (1981) によるパン蒸発測定値とバルク推定値との比較	81
図 7.3	湖面全域の 2008 年における蒸発量分布	84
図 7.4	湖面全域の 2008 年における月蒸発量の季節変化	85
図 8.1	衛星データとバルク係数分布による湖面蒸発分布	88
図 8.2	バルク係数を変数とした場合の湖面全域の 2008 年における蒸発量分布	94
図 8.3	バルク係数を変数とした場合の湖面全域の 2008 年における月蒸発量	95
図 A	霞ヶ浦湖面温度分布	103
図 B	水温の水平分布の季節変化	107
図 C-1	水面データのみを用いた湖面蒸発分布 (2007 年 11 月 21 日)	110
図 C-2	水面データのみを用いた湖面蒸発分布 (2007 年 12 月 7 日)	110
図 D-1	補正陸地データを用いた湖面蒸発分布 (2007 年 11 月 21 日)	112
図 D-2	補正陸地データを用いた湖面蒸発分布 (2007 年 12 月 7 日)	112
図 E	霞ヶ浦地形断面図	113

第 1 章. 序論

1.1 研究背景

1.1.1 湖面蒸発量

霞ヶ浦は国内では琵琶湖に次いで第 2 位の湖面積を有する湖である。それゆえに水資源としての霞ヶ浦は人々の生活に大きく貢献している。将来の水資源の有効利用のためには、以下の水収支式から貯留量変化を求めることで水資源量が予測される。

$$\Delta S: (\text{貯留量変化}) = P: (\text{降水}) + R_{in}: (\text{河川流入量}) - E: (\text{蒸発量}) - R_{out}: (\text{河川流出量}) \quad (1.1)$$

水収支要素のうち、水深の浅い霞ヶ浦は水量に対しての蒸発量の比重は大きく、かつ降水や流入量などに比べ湖面からの蒸発量は評価することが最も難しいとされている (Tenalem, 2003)。蒸発量は水面からの水損失の主要因であり、湖面蒸発の正確な推定は熱収支の研究や水位予測、水資源管理などにとって重要である (Gianniou and Antonopoulos, 2007)。しかし蒸発は水面上で測定するのが経験的に困難であり、様々な手法やモデルが蒸発量推定のために提案され、用いられてきた (Tanny *et al.*, 2008)。

蒸発量の測定手法の中で直接的方法である渦相関法は最も信頼性のある手法とされており、過去に霞ヶ浦 (Mitsuta *et al.*, 1970) においても適用されている。また 2007 年 6 月より国土交通省関東地方整備局の協力のもと、当研究室による湖心観測所での渦相関法を用いたフラックス観測 (宮野, 2008, 2010) を現在において継続している。しかし渦相関法には長期間継続して測定するのが困難であるという短所がある。

蒸発量の間接的測定手法には大きく分類して、水収支法、空気力学的方法、熱収支法の 3 つに分けられる (浦野, 1996)。水収支法が式(1.1)の残差項として間接的に求める方法であるのに対し、空気力学的方法と熱収支法は湖面から蒸発した水蒸気の輸送に焦点を当て、必要な気象観測を実施してその輸送量を求める方法で、前者ではバルク法、後者では熱収支ボーエン比法やペンマン法が広く使われている。これら間接法を用いることによって、過去に十和田湖 (近藤・渡部, 1969) をはじめ、琵琶湖 (光田ほか, 1973; 古藤田, 1977) や三重県中里貯水池 (浦野ほか, 1994)、駒止湖 (浦野, 1996)、池田湖 (靱井, 2003) など、多くの湖面において蒸発量の推定が行われてきた。中でも

霞ヶ浦と並んで水資源の面から注目されている琵琶湖については湖面蒸発量の推定の研究は古くから進められているが、年間蒸発量の推定値も推定法によって 600~800 mm と幅があり、信頼度の高い測定値との検証がなされていないため推定値の精度が保障されているわけではない（古藤田，1977；土屋ほか，1981）。

このような、観測タワーを用いた測定手法による蒸発量値が湖面全域を代表しているかどうかは必ずしも明らかにはなっていない。湖面蒸発は湖の気象要素だけでなく、湖沼の大きさ、形状、水深、湖流なども蒸発に影響し得る（Gianniou and Antonopoulos, 2007）とされている。また霞ヶ浦において蒸発量を推定した研究例は、湖岸でのパン蒸発計を用いた推定値を水面蒸発量に換算する観測手法（土屋ほか，1981）や、渦相関法を用いた短期間での試験的観測（Mitsuta *et al.*, 1970）や、熱収支法又は空気力学的方法による評価法（近藤，1994）などがあるが、気象観測値が水域沿岸での測定であることや、短期観測であることなど不十分な点が多い。

1.1.2 リモートセンシング

近年、衛星データを用いた広域での蒸発量の推定に関する研究が多く行われてきている（Ayenew, 2003；Cleugh *et al.*, 2007）。リモートセンシングとは、人工衛星や航空機等のプラットフォームに搭載されたセンサーによって地表にある物体や空間・流体などの様々な現象を電磁波の特性を利用して、遠く隔てられたところから間接的に対象物の性質等を広範囲に計測する手段である（新井，2000）。近年では物質の表面情報だけでなく物質内部の状態の観測も可能とされており、積雪や土壌水分の定量観測にも期待がもたれている（池淵ほか，2006）。蒸発量推定において主流を成すのが人工衛星によって観測された熱赤外バンド、すなわち地表面の温度データを利用して行う試みである。衛星データを用いることによって、地表観測の無い場所のデータを得られることや、面的な平均値が得られるという利点がある。観測タワーを用いた気象観測による蒸発量推定においては、湖面の水面温度が多かれ少なかれ均一で湖面全体の蒸発率が同じ割合で生じていると仮定している（Tenalem, 2003）が、均一でない可能性がある湖面温度を面的に把握することで、湖面全域での蒸発量分布の推定が可能になる。厳密な現地観測で求められる蒸発量の精度をリモートセンシングに求めることはできないが、地上観測網を高密度に展開することも不可能である。衛星データの中に含まれる空間情報を利用して蒸発量の空間分布を推定できることはリモートセンシングの利点

であるといえる (近藤, 2003). 先行研究では蒸発散量を推定するスケールは湖面以外にも, 湖を含んだ流域 (Ayenew, 2003) や, 大陸全体 (Cleugh *et al.*, 2007) など様々であり, Ayenew (2003) は広域で蒸発散を推定することで, 湖沼を含んだ流域において蒸発散の空間的多様性があることを明らかにしている. またその解析手法としては質量輸送式 (バルク式) や熱収支式などの手法が有効と言われており, 近年では地表面熱収支法 (SEBAL: Surface Energy Balance Algorithm for Land) が多く用いられている. しかし Cleugh *et al.* (2007) は SEBAL による蒸発散推定では大きな誤差が生じたため失敗したとの報告をしており, ペンマン法が有効であるとの見方を示しているが, ペンマン式への入力データの推定精度など課題も多いとされている. また宮野 (2008) では霞ヶ浦湖面における熱収支について, 水中熱伝導量 D の評価が難しいという報告をしていることから, 霞ヶ浦に熱収支法が最も適しているとは言い難い. 松浦 (2005) では衛星データとバルク式を用いてモンゴルの広範囲における蒸発散量を推定している. ただし水面と違い, 陸地においては土地被覆や蒸発効率など位置によって変化するパラメータの決定が重要かつ複雑である.

本研究ではバルク式を用いて蒸発量分布の推定を試みる. しかしながらバルク式に必要なとされるデータのほとんどは衛星データからは得ることはできない. そこで本研究においては, 霞ヶ浦湖面及び周辺域に位置する AMeDAS や国土交通省, 環境省などによる気象観測所の気象データを用い, それを空間内挿することで面的な分布を再現することで補完する. これまで空間内挿法を用いた研究例は多く (臼谷ほか, 2005; 高阪, 1999), 気象や水文, 防災など様々な分野において適用されており, 本研究のような広範囲における水循環・物質循環の把握に有効な手段であると考えられる. ペンマン式に比べ一般的で入手が容易な気象データから推定が可能であり, かつ水面上で有効とされているバルク法による推定が, 霞ヶ浦湖面において適していると考えられる.

1.2 研究目的

本研究では衛星データ及び気象データを用い, バルク式に適用することで霞ヶ浦湖面における蒸発量分布の推定を行い, 湖面蒸発の分布特性を明らかにする. またその蒸発分布に影響する気象要因の解明を行い, 年間蒸発量分布の推定を行うことで湖心観測による 1 点測定値が湖面全域を代表しているかどうかを明らかにすることを目的とする.

第 2 章. 研究方法

2.1 研究対象地域

本研究の対象とする地域は茨城県南東部に位置する霞ヶ浦（西浦）及び湖心観測所（ $36^{\circ} 02' 35''$ N, $140^{\circ} 24' 42''$ E）である（図 1.1）. 霞ヶ浦とは、西浦（ 172 km^2 ）、北浦（ 36 km^2 ）、北利根川、鱒川、外浪逆浦（ 6 km^2 ）、常陸川（ 6 km^2 ）の総称であり、西浦には土浦入、高浜入、江戸崎入とよばれる入江があり、本研究では西浦を対象とする. 霞ヶ浦は湖面積が 220 km^2 であり、日本における湖としては琵琶湖に次ぎ第 2 位の湖面積で、湖岸線は琵琶湖のそれを上回り、周囲 260 km と第 1 位の長さをもつ. 平均水深は 4.0 m 、最大水深でも 7.1 m の非常に浅いことが特徴である. 水深は湖岸付近で急激に深くなり、湖心部では平坦な地形が広がる形状となっている.

また平水位 Y. P. 1.00 m （平均）で、約 8.6 億 m^3 の貯留量がある（Y.P. = -0.84 m と、利根川水系では江戸川河口水位を特殊基準面としている）. 河川流入量は茨城県地域総合研究所（1984）によると、昭和 36~45 年の年度別平均流入量は約 13.5 億 m^3 と推測されており、霞ヶ浦の水は常陸利根川を通して利根川に合流することにより、昭和 34~38 年の 5 ヶ年平均流出量では総流出量 13.8 億 m^3 、逆流入量 1.8 億 m^3 、実際流出量 12.0 億 m^3 とされている.

霞ヶ浦流域の大半は平坦な常磐台地であり、流域面積は 2156.7 km^2 と茨城県全体の約 35% を占めている（国土交通省関東地方整備霞ヶ浦河川事務所, 2005）. 霞ヶ浦の湖盆は上流から運ばれた土砂が平野で、かつ海に近いところに集まり、浅くて複雑な形をしているため霞ヶ浦は陸の影響を受けやすい湖である. 気候は東日本型に属し、年平均気温は約 14°C で、冬には「筑波おろし」と呼ばれる北西の季節風が強く晴天の日が続き降水量が少なく、夏には南東の季節風が卓越して降水量も多いのが特徴である. なお霞ヶ浦流域は全国的にみると少雨の地域に属し、年間平均降水量は全国平均が約 1800 mm であるのに対して $1150 \text{ mm} \sim 1300 \text{ mm}$ 程度であり、霞ヶ浦上で降水が少なく、霞ヶ浦から距離が大きくなるほど降水が多くなる傾向がある（山田, 2007）.

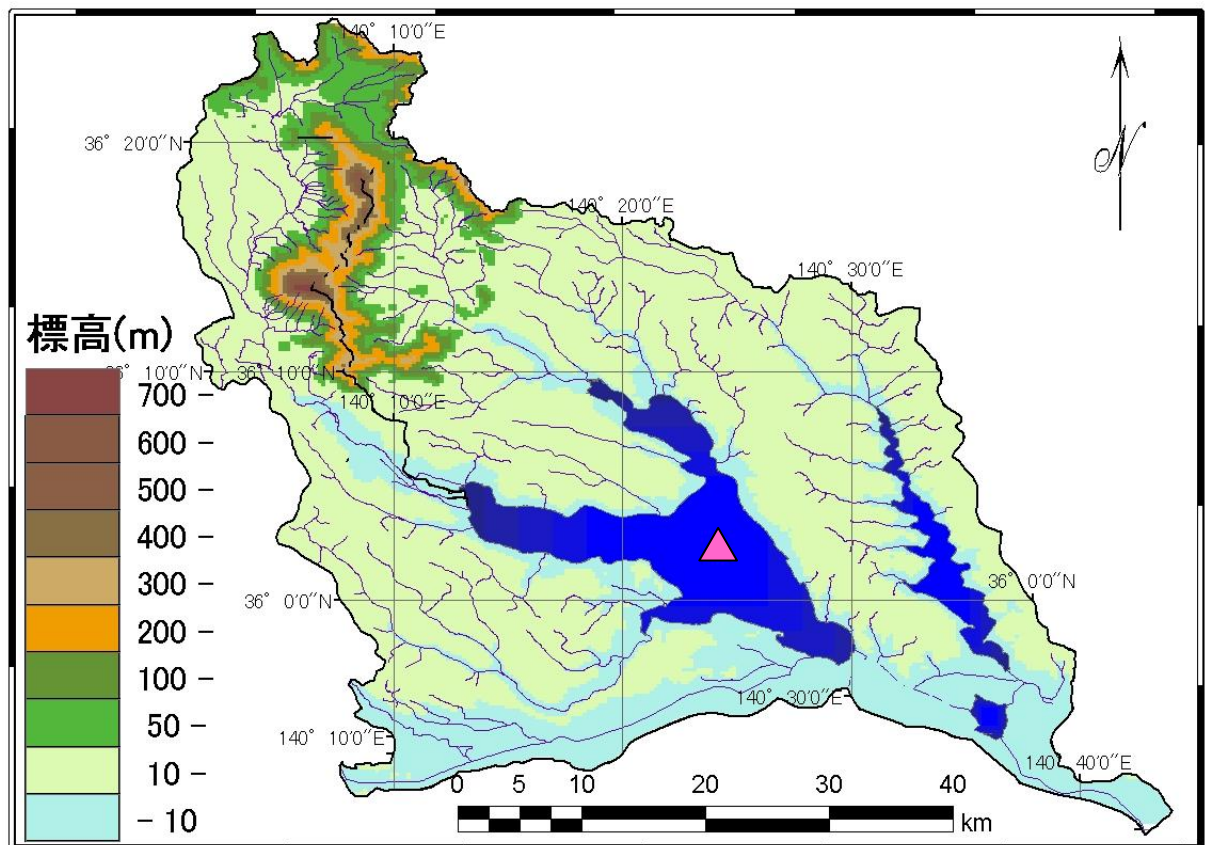


図 1.1 霞ヶ浦流域概要

(▲ : 湖心観測所)

※ 色識別は標高 (m) を表す.

2.2 データ

2.2.1 湖心観測データ

本研究では国土交通省関東地方整備局の霞ヶ浦河川事務所が所管する霞ヶ浦湖心観測所に観測測器を設置して気象要素の測定を行っている（宮野，2008，2010）。なお湖心観測所の吹走距離（フェッチ）は，北：5.0 km，東：5.3 km，南：5.4 km，西：6.6 kmとされている（戸谷ほか，2006）。機材設置は2007年5月24日に行われ，同日15:30から現在（2010年1月）にかけてデータを測定，記録している（宮野，2008，2010）。解析に使用する主な観測項目として，風速3成分 u, v, w [m/s]や，気温 T_a [°C]，相対湿度 Rh [%]，水蒸気密度 ρ_v [g/m³]，水面温度 T_s [°C]，水温 T_w [°C] などであり，その詳細を表 1.1 に示す。水温データについては宮野（2008，2010）によって器差補正が施されたデータを用いた。観測機材の設置状況および配線状況については宮野（2008）の図 2.1～2.4 に詳しい。また国土交通省による湖心における観測データを提供いただき使用した。使用する主な観測項目は気温 T_a [°C]，相対湿度 Rh [%]，風速 U [m/s]，水温 T_w [°C]，気圧 AP [hPa]，蒸発量 E [mm]であり，その詳細を表 1.2 に示す。また国土交通省に定期採水データから，水質データならびに表層から湖底までの水温測定データを提供いただき解析に使用した。

本研究では分散・共分散の異常値について，宮野（2010）によって以下の手順によりデータの補正，除去，補完が施されたデータを解析に使用している。

- (I) 主風向変換：主風向に対する水平方向の座標変換。
- (II) 吹き上げ変換：主風向に対する鉛直方向の座標変換。
- (III) 密度変動補正：潜熱・顕熱による影響の補正。
- (IV) 降水 P が 0 mm でない期間と，その 2 時間前から 6 時間後までの潜熱データの除外（オープンパスアナライザーに水滴が付くことで気体濃度が測定できないことに起因する）。
- (V) 時系列変化からの明らかな異常値の除去。
- (VI) 潜熱フラックス $\overline{w'q'}$ が 0.016 未満の場合のデータの除去。
- (VII) 主風向が湖心観測所の建物の方向（60°～160°）である場合のデータの除外。
- (VIII) 欠損値は宮野（2008，2010）の方法に従って補完。

表 1.1 湖心観測所による観測項目

項目	測器	高度*	サンプリング時刻	平均化時間	ロガー出力時刻
風速3成分 u, v, w [m/s] 気温 T_a [°C]	超音波風速温度計 (Gill Instruments Ltd., R3A)	9.80 m	毎0.1秒	前30分	毎時0分, 30分
水蒸気濃度 ρ_v [g/m ³] 二酸化炭素濃度 ρ_c [mmol/m ³]	オープンパスアラライザー (LI-COR, Inc., LI-7500)	9.25 m	毎0.1秒	前30分	毎時0分, 30分
短波放射 S_s, S_l [W/m ²] 長波放射 L_s, L_l [W/m ²]	4成分放射計 (Kipp & Zonen B.V., CNR-1)	4.29 m	毎5秒	前30分	毎時0分, 30分
気温 T_a [°C] 湿度 Rh [%]	通風温湿度計 (REBS, Inc., AEM)	2.00 m, 3.72 m	毎5秒	前30分	毎時0分, 30分
水面温度 T_s [°C]	放射温度計 (Minorta, CML-303N)	4.27 m	毎5秒	前30分	毎時0分, 30分
水温 T_w [°C]	白金測温抵抗体	-0.1 m, -1.0 m, -2.5 m	毎時5分, 35分	(瞬間値)	毎時0分, 30分

表 1.1 は宮野 (2008) より引用, 改編.

※ 観測高度は平水位面 (Y.P.+1.0 m) からの高さとする.

表 1.2 国土交通省による観測項目

観測項目	測器	測定高度	サンプリング時刻	平均化時間	ロガー出力時刻
水位 Z_w [m]	水晶式水位計	—	毎秒	前1時間	毎時0分
雨量 P [mm]	転倒ます式雨量計	8.85 m	毎時0分	前1時間積算値	毎時0分
風向 WD [°], 風速 U [m/s]	風車型風向風速計	9.45 m	毎0.25秒	前1時間	毎時0分
蒸発量 E [mm]	パン蒸発計	6.75 m	毎時0分	前1時間積算値	毎時0分
日射量 S_d [W/m ²]	全天日射計	8.75 m	毎秒	前1時間	毎時0分
気温 T_a [°C]	通風温湿度計+白金測温抵抗体	8.25 m	毎秒	前1時間	毎時0分
露点温度 DP [°C]	塩化リチウム塗布式露天温度計	8.25 m	毎秒	前1時間	毎時0分
水温 T_{ws} , T_{wb} [°C]	白金測温抵抗体	-0.5 m, -3.5 m	毎秒	前20分	毎時0分(上層) 毎時30分(下層)
気圧 AP [hPa]	アネロイド型気圧計	6.75 m	毎時0分	瞬間値	毎時0分

※観測高度は平水位面 (Y.P.+1.0 m) からの高さとする。

2.2.2 周辺気象観測所データ

本研究では蒸発量の推定範囲を湖面全域とするため、湖心観測データだけでは不十分である。従って霞ヶ浦湖面及び湖面周辺の AMeDAS をはじめとする様々な気象観測所の気象データを必要とする。今回収集した項目は、気温 T_a [°C]、相対湿度 Rh [%]、風速 U [m/s]、気圧 AP [hPa]、水温 T_w [°C] である。各地点のデータの平均化時間は基準を前 1 時間とし、平均化時間が異なる場合には内挿により補完した。各気象観測所の地点概要を図 2.1 に、気象観測所とその項目についての詳細を表 2.1~2.5 に示す。

(1) 霞ヶ浦河川事務所の気象、水温データ

霞ヶ浦流域内とその周辺の観測地点での気象データとして国土交通省関東地方整備局の霞ヶ浦河川事務所が観測し、まとめている「気象（基本 5 項目）」、「気象（風向・風速）」、「水質（基本項目）」（2007~2009 年）のデータを利用した。このうち使用した地点は湖心、掛馬沖、土浦、潮来、釜谷沖、麻生沖、出島、銚田、鰐川、小高、玉造、平山で観測されているデータである。

(2) AMeDAS の気象データ

霞ヶ浦流域内とその付近の観測地点での気象データを気象庁ホームページにおける過去の気象統計情報から利用した。このうち使用した地点は、つくば（館野）、龍ヶ崎、鹿島である。

(3) 国立環境研究所霞ヶ浦臨湖実験施設の気象、水温データ

国立環境研究所霞ヶ浦臨湖実験施設での気象データを国立環境研究所霞ヶ浦臨湖実験施設ホームページよりダウンロードして利用した。使用した地点は本館、および取水塔である。

(4) 環境省大気汚染常時監視システムの気象データ

霞ヶ浦流域内とその付近の観測地点での気象データを環境省大気汚染常時監視システムが観測し、まとめている「大気汚染常時測定データ」（2007~09 年）の、国設筑波、潮来保健所、土浦中村南、土浦保健所で観測されているデータを使用した。

(5) 航空自衛隊百里基地の気象データ

航空自衛隊百里基地における気象データを提供頂き利用した。なお、このデータについては風速については 24 時間連続観測されたデータを 1 時間値に平均化したデータを自記紙に記録し、デジタル化することで使用しており、気温、湿度、気圧については毎正時に観測されたデータを自記紙に記録することで使用した。

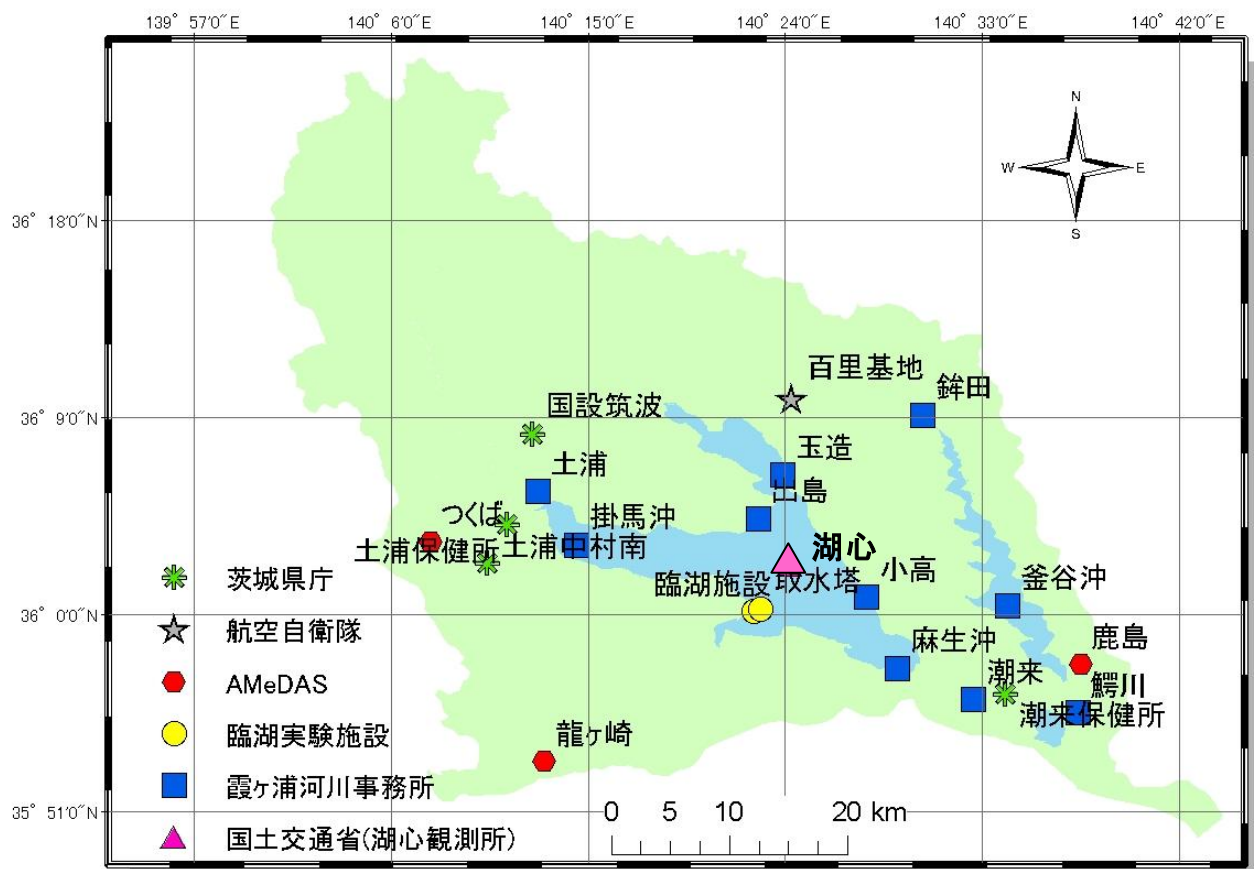


図 2.1 気象観測所地点概要

表 2.1 霞ヶ浦河川事務所の使用データ項目

地点	緯度	経度	項目	測器	高度	サンプリング時刻	平均化時間
潮来	35.94°	140.54°	気温 T_a [°C]	通風温湿度計+白金測温抵抗体	17.5 m	毎秒	前1時間
"	"	"	相対湿度 Rh [%]	塩化リチウム塗布式温度計	17.5 m	毎秒	前1時間
"	"	"	風向 WD [°], 風速 U [m/s]	風車型風向風速計	18.5 m	毎0.25秒	前1時間
"	"	"	気圧 AP [hPa]	アネロイド型気圧計	5.0 m	毎時0分	(瞬間値)
掛馬沖	36.05°	140.24°	気温 T_a [°C]	通風温湿度計+白金測温抵抗体	3.0 m	毎秒	前1時間
"	"	"	相対湿度 Rh [%]	塩化リチウム塗布式温度計	3.0 m	毎秒	前1時間
"	"	"	風向 WD [°], 風速 U [m/s]	風車型風向風速計	7.0 m	毎0.25秒	前1時間
"	"	"	気圧 AP [hPa]	アネロイド型気圧計	3.0 m	毎時0分	(瞬間値)
"	"	"	水温 T_w [°C]	白金測温抵抗体	-0.5 m	毎秒	前20分
釜谷沖	36.01°	140.57°	気温 T_a [°C]	通風温湿度計+白金測温抵抗体	3.0 m	毎秒	前1時間
"	"	"	相対湿度 Rh [%]	塩化リチウム塗布式温度計	3.0 m	毎秒	前1時間
"	"	"	風向 WD [°], 風速 U [m/s]	風車型風向風速計	7.0 m	毎0.25秒	前1時間
"	"	"	気圧 AP [hPa]	円筒振動気圧計	3.0 m	毎時0分	(瞬間値)
"	"	"	水温 T_w [°C]	白金測温抵抗体	-0.5 m	毎秒	前20分
土浦	36.09°	140.21	気温 T_a [°C]	通風温湿度計+白金測温抵抗体	10.0 m	毎秒	前1時間
"	"	"	相対湿度 Rh [%]	塩化リチウム塗布式温度計	10.0 m	毎秒	前1時間
"	"	"	風向 WD [°], 風速 U [m/s]	風車型風向風速計	11.0 m	毎0.25秒	前1時間
"	"	"	気圧 AP [hPa]	アネロイド型気圧計	6.0 m	毎時0分	(瞬間値)
麻生沖	35.96°	140.49°	風向 WD [°], 風速 U [m/s]	風車型風向風速計	9.5 m	毎0.25秒	前1時間
"	"	"	水温 T_w [°C]	白金測温抵抗体	-0.5 m	毎秒	前20分
出島	36.07°	140.38°	風向 WD [°], 風速 U [m/s]	風車型風向風速計	5.0 m	毎0.25秒	前1時間
小高	36.01°	140.06°	風向 WD [°], 風速 U [m/s]	風車型風向風速計	5.5 m	毎0.25秒	前1時間
玉造	36.11°	140.39°	風向 WD [°], 風速 U [m/s]	風車型風向風速計	11.0 m	毎0.25秒	前1時間
銚田	36.15°	140.51°	風向 WD [°], 風速 U [m/s]	風車型風向風速計	6.5 m	毎0.25秒	前1時間
鰯川	35.92°	140.62°	風向 WD [°], 風速 U [m/s]	風車型風向風速計	8.0 m	毎0.25秒	前1時間

表 2.2 AMeDAS の使用データ項目

地点	緯度	経度	測器	項目	高度	サンプリング時刻	平均化時間
つくば	36.06°	140.13°	白金抵抗温度計	気温 T_a [°C]	1.5 m	毎10分	前1時間
"	"	"	電気式湿度計	相対湿度 Rh [%]	1.5 m	毎10分	前1時間
"	"	"	風車型風向風速計	風速 U [m/s]	20.4 m	毎0.25秒	前10分
"	"	"	アネロイド型気圧計	気圧 AP [hPa]	31.0 m	毎時0分	(瞬間値)
龍ヶ崎	35.89°	140.21°	白金抵抗温度計	気温 T_a [°C]	1.5 m	毎10分	前1時間
"	"	"	風車型風向風速計	風速 U [m/s]	9.4 m	毎0.25秒	前10分
鹿島	35.96°	140.63°	白金抵抗温度計	気温 T_a [°C]	1.5 m	毎10分	前1時間
"	"	"	風車型風向風速計	風速 U [m/s]	6.5 m	毎0.25秒	前10分

表 2.3 国立環境研究所臨湖実験施設の使用データ項目

地点	緯度	経度	測器	項目	高度	サンプリング時刻	平均化時間
本館	36.01°	140.37°	白金抵抗温度計	気温 T_a [°C]	8.0 m	毎10秒	前1時間
"	"	"	高分子薄膜センサー	相対湿度 Rh [%]	8.0 m	毎10秒	前1時間
"	"	"	風杯型風速計	風速 U [m/s]	20.0 m	毎10秒	前1時間
"	"	"	船舶用振動式気圧計	気圧 AP [hPa]	4.0 m	毎10秒	前1時間
取水塔	36.01°	140.38°	白金抵抗温度計	気温 T_a [°C]	6.0 m	毎10秒	前1時間
"	"	"	高分子薄膜センサー	相対湿度 Rh [%]	6.0 m	毎10秒	前1時間
"	"	"	風杯型風速計	風速 U [m/s]	6.0 m	毎10秒	前1時間
"	"	"	白金抵抗測温体	水温 T_w [°C]	-0.5 m	毎10秒	前1時間

表 2.4 環境省大気汚染常時監視システムの使用データ項目

地点	緯度	経度	測器	項目	高度	サンプリング時刻	平均化時間
土浦保健所	36.07°	140.19°	白金抵抗温度計	気温 T_a [°C]	4.4 m	毎10分	前1時間
"	"	"	露点式湿度計	相対湿度 Rh [%]	4.4 m	毎10分	前1時間
"	"	"	風車型風向風速計	風速 U [m/s]	12.0 m	毎0.25秒	前10分
潮来保健所	35.94°	140.57°	白金抵抗温度計	気温 T_a [°C]	4.4 m	毎10分	前1時間
"	"	"	露点式湿度計	相対湿度 Rh [%]	4.4 m	毎10分	前1時間
"	"	"	風車型風向風速計	風速 U [m/s]	12.0 m	毎0.25秒	前10分
国設筑波	36.14°	140.21°	風車型風向風速計	風速 U [m/s]	12.0 m	毎0.25秒	前10分
土浦中村南	36.04°	140.17°	風車型風向風速計	風速 U [m/s]	12.0 m	毎0.25秒	前10分
石岡杉並	36.20°	140.29°	風車型風向風速計	風速 U [m/s]	12.0 m	毎0.25秒	前10分

表 2.5 航空自衛隊百里基地の使用データ項目

地点	緯度	経度	測器	項目	高度	サンプリング時刻	平均化時間
百里基地	36.16°	140.41°	気温湿度計	気温 T_a [°C]	1.4 m	毎時0分	(瞬間値)
"	"	"	気温湿度計	相対湿度 Rh [%]	1.4 m	毎時0分	(瞬間値)
"	"	"	風向風速計	風速 U [m/s]	7.8 m	毎秒	前1時間
"	"	"	アネロイド気圧計	気圧 AP [hPa]	31.0 m	毎時0分	(瞬間値)

2.2.3 衛星データ

本研究で使用する衛星データは ASTER / Terra, Landsat-TM, Landsat7-ETM+である。次節の表 3.1 に、使用した衛星シーンについてまとめた。

(1) ASTER / Terra

ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) は 1999 年 12 月に打ち上げられたアメリカ航空宇宙局 (NASA: National Aeronautics and Space Administration) の人工衛星 EOS-Terra に搭載されたセンサーである。EOS-Terra は平均軌道半径が 705 km の極軌道衛星であり, ASTER には可視バンドから熱赤外バンドまでの 14 バンドの波長帯がある。本研究では熱赤外放射計 (TIR: Thermal Infrared Radiometer) を用いて地表面温度画像を解析に用いた。観測した放射データに幾何補正などの標準処理がなされたもの (Level-1A) から放射量補正処理を施したもの (Level-1B) を経て, 地表面放射輝度 (2B01) が作成される。TIR の大気補正アルゴリズムについては, アメリカ空軍地球物理学研究所によって開発された放射伝達コード (MODTRAN) を用いて, 大気条件, 観測幾何条件をもとに地表面放射輝度 (2B01) を算出している。大気補正アルゴリズムに入力する大気条件は以下の通りである。

- (i) エアロゾル値 : 気候値
- (ii) 気温, 水蒸気量プロファイル : GDAS / NCEP 数値予報値
- (iii) オゾン, その他気体量 : 気候値

大気補正処理により晴天シーンについては地表面放射輝度を計算し, 衛星・太陽間の位置的及び大気の状態を補正することで地表面の識別を改善する。また熱赤外域 (TIR) データの 5 バンドについて, 大気補正後の地表面放射輝度 (2B01T) のプロダクトに基づいて熱赤外センサー (TIR) に入射する熱赤外放射量から温度, 放射率分離処理により地表面温度 (2B03) を求めたプロダクトを使用する (資源・環境観測解析センター, 2003)。ASTER による地表面温度画像の空間分解能は衛星直下 90 m である。観測時刻は午前 10 時 30 分を中心にその前後 5 分である。

(2) Landsat-TM (Thematic Mapper)

Landsat-7 / ETM+ (Enhanced Thematic Mapper, Plus)

1972 年 NASA によって最初に打ち上げられた地球資源実験衛星 Landsat1 号に TM データが搭載されたものである (大林, 2002)。Landsat-5 号の観測機器は多重スペク

トル走査計 (MSS) とセマティックマップパー (TM) の 2 つのセンサーを搭載している。MSS は、地表面からの太陽反射光を 4 つの波長帯に分けて観測する光学センサーであり、TM は MSS をより高度化した観測装置で、地表面を可視光域から熱赤外域まで 7 つの波長帯で観測している。解析にはそのうち物体の温度分布を測るための熱赤外波長域 (8~12 μm) をもつ TM6 画像を用いた。Landsat-TM の熱赤外面像の空間分解能は衛星直下 120 m であり、観測時刻は午前 10 時を中心にその前後 1 時間である。地表面温度の換算には Band6 の DN (デジタルナンバー) 値を用いた。

Landsat-7 は 1999 年に活動を開始し、Landsat の 7 号機でセマティックマップパープラス (ETM+) というセンサーが搭載されており、地表分解能 15 m の高解像度を持つバンド 8 が新たに付加され、可視から熱赤外まで 8 バンドの観測波長を持っている。熱赤外面像の空間分解能は衛星直下 60 m である。観測時刻は午前 10 時を中心にその前後 30 分である。Landsat は高度 705 km の上空を 99 分で地球を極軌道方向に 1 周する極軌道衛星である。表 2.6 に上記の衛星データの概要を示す。

Landsat 画像に関しては熱赤外バンドから地表面温度 T_s への換算を必要とする。衛星データから必要な情報を抽出するには、リモートセンシング画像処理ソフトの利用が必要となる。本研究では Leica 社が開発した ERDAS IMAGINE ver 9.0 を使用した。その際、以下に示す Lathrop and Lillesand (1987) による経験式を用いた。式(2.1)は Landsat-TM のデジタルナンバー (DN) と実測による地表面温度 T_s とを回帰させ、その相関関係式として示された経験式であり (Lathrop and Lillesand, 1987), 王ほか (1991) や中村・川島 (1999) においても地表面温度 T_s を算出する過程で使用している。式(2.1)は、ミシガン湖の湖上において実測した地表面温度 T_s を回帰に用いられており、本研究の対象地域である霞ヶ浦湖面においてもその適用性はあると考えられる。

$$T_s = 0.463(\text{Band6 の DN}) - 38.33 \quad (2.1)$$

正確に地表面温度に近い値を算出するには測定時の大気データによる大気補正などが必要であるが、Lathrop and Lillesand (1987) は式(2.1)を決定する上で、大気の状態を考慮した実測による地表面温度データを衛星データとの回帰に使用していることから式(2.1)を解析に使用できる。後述する式(2.7)により地表面温度 T_s から飽和水蒸気圧 e_s [hPa]に換算し、式(2.5)により飽和水蒸気圧から飽和比湿 q_s [kg/kg]を算出することでバルク式に気象データとして入力し解析に使用した。

表 2.6 地球観測衛星とセンサーの概要

センサー名	TM (Thematic Mapper)	ETM+ (Enhanced Thematic, Plus)	ASTER
搭載衛星	Landsat-5	Landsat-7	Terra
高度	約 700 km	約 705 km	約 705 km
交点通過地方時刻	9:40 頃	10:00 頃	10:30 頃
周期	約 99 分	約 99 分	約 99 分
回帰日数	16 日	16 日	16 日
分解能(熱赤外域)	120 m	60 m	90 m
観測幅	185 km	185 km	60 km

2.2.4 土地利用データ

本研究では各気象観測所の地表面粗度を決定する際、霞ヶ浦流域内の土地利用データを用いるが、平成 15 年度の土地利用データを利用した。これは国土地理院が編集・発行している土地利用 GIS データ（国土地理院，2005b）である。その土地利用分類項目について表 2.7 に、その土地分類図を図 2.2 に示す。ここで、昭和 50 年における凡例区分と平成 15 年における凡例区分は同じであることから、図 2.2 の土地区分は表 2.7 における昭和 50 年頃の分類項目に一致する。ここで、解析に使用するのは表 2.7 の昭和 50 年頃分類項目であるが、「昭和 23 年頃」と「適用範囲」はそれぞれその一般的名称と判別のための詳細であり、区分判別の参考資料として利用した。

表 2.7 土地利用 GIS データの土地利用区分

分類コード	昭和 23 年頃	適用範囲	昭和 50 年頃分類項目 (括弧内は A-D のカテゴリー区分)
1	都市集落地等	居住地等（市街地・集落）、公共施設・学校・工場・油槽所・発電電所、空き地等、当該敷地面積が 50%以上を占めるもの	居住地等（市街地・集落）(D)
			公共施設・学校・空き地等 (C)
			工場・油槽所・発電電所等 (C)
2	道路・鉄道等	道路は幅員 3 m (2.5 m) 以上を採用	道路・鉄道等 (A)
3	田	水田、い草、蓮などを栽培している耕作地	田 (A)
4	畑地・果樹園等	畑地・果樹園等、牧草地・温室畜舎等	畑地・果樹園等 (B)
5 7	天然針葉樹林	針葉樹が面積の 70%以上占めるもので配列等により天然林と判読できるもの	天然針葉樹林 (B)
			はいまつ (B)
5 8	人工針葉樹林	針葉樹が面積の 70%以上占めるもので配列等により人工林と判読できるもの	人工針葉樹林 (B)
6	広葉樹林	広葉樹が面積の 70%以上占めるもの	広葉樹林 (B)
			しゅろ (B)
7	混交樹林	針葉樹・広葉樹がいずれも面積の 70%に満たないもの	混交樹林 (B)
9	竹林	高さ 2 m 以上の竹が面積の 70%以上を占めるもの	竹 林 (B)
1 0	しの地	高さ 2 m 未満の竹が面積の 70%以上を占めるもの	しの地 (A)
8	伐採跡地	伐採跡地に成立する高さ 2 m 未満の植生	— (A)
6 1	荒地等	雑草地・人口改変放置地	荒地等 (A)
6 2	露岩・崩壊地等	露岩・崩壊地・砂礫地・採石地等	露岩・崩壊地等 (A)
1 3	河川・湖・沼・池		河川・湖・沼・池 (A)
1 4	湿地		湿地 (A)
1 1	公園緑地・運動競技施設等	ゴルフ場・スキー場等を含む。敷地内の林地は植生区分する。	公園緑地・運動競技施設等 (A)
1 5	その他	飛行場・自衛隊演習場・霊園墓地等	その他 (A)

※ 表 2.7 は国土地理院 (2005a) より引用、改編。

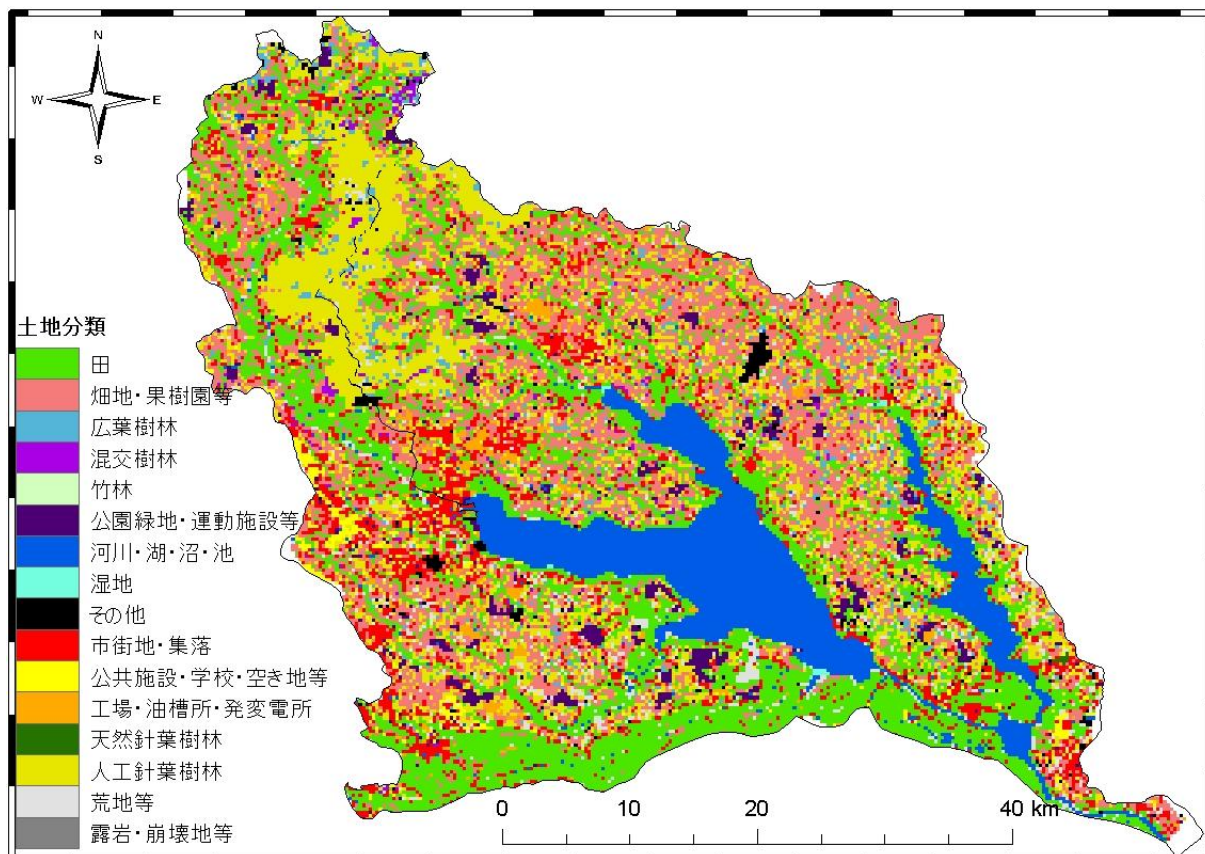


図 2.2 霞ヶ浦流域の土地利用区分（平成 15 年）

2.3 蒸発量分布の推定

2.3.1 バルク法 (Bulk transfer method)

水蒸気フラックス E [mm] はバルク式で

$$E = \frac{\rho_a}{\rho_w} \cdot C_e \cdot U \cdot (q_s - q) \quad (2.2)$$

と表される. ここで C_e : バルク輸送係数, U : 水平風速 [m/s], ρ_a : 大気密度 [kg/m³], ρ_w : 水密度 [kg/m³], q : 比湿 [kg/kg], q_s : 飽和比湿 [kg/kg] で, それぞれ近藤 (1994), Asia Flux 運営委員会 (2003), 宮野 (2008) より,

$$\rho_a = 1.293 \cdot \frac{273.15}{273.15 + T_a} \cdot \frac{AP}{1013.25} \cdot \left(1 - 0.378 \cdot \frac{e}{AP} \right) \quad (2.3)$$

$$\rho_w = 1.00 \cdot 10^3 + 3.97 \times 10^{-2} \cdot T_w(h) - 6.10 \times 10^{-3} \cdot \{T_w(h)\}^2 \quad (2.4)$$

$$q_s = \frac{0.622 \cdot e_s}{AP} \quad (2.5)$$

$$q = \frac{0.622 \cdot e}{AP} \quad (2.6)$$

なお水密度 ρ_w には式(2.4)に水深 1.0 m における水温 $T_w(1.0)$ を用いて算出した.

また, AP : 気圧 [hPa], e_s : 飽和水蒸気圧 [hPa], e : 水蒸気圧 [hPa] を表し, 近藤 (1994) により,

$$e_s = 6.11 \cdot 10^{7.5 \cdot T_s / (237.3 + T_s)} \quad (2.7)$$

$$e = 6.11 \cdot 10^{7.5 \cdot T_a / (237.3 + T_a)} \cdot \frac{Rh}{100} \quad (2.8)$$

で表される. ここで, T_s : 地表面温度 [°C], T_a : 気温 [°C], Rh : 相対湿度 [%] を示す.

本研究で霞ヶ浦湖面にバルク法を用いる実際的利点は, ある高度の気温 T_a , 相対湿度 Rh , 風速 U などの比較的簡易に測定可能なデータに加え, 地表面の温度 T_s のデータがあればよく, かつ式(2.2)における q_s は蒸発が起きている場所の温度 T_s に対する飽和比湿 q_s であることから, 水面上で主に使用されることが挙げられる. ただしバルク輸送係数 C_e が既知の場合である (近藤, 1994).

2.3.2 渦相関法 (Eddy-correlation method)

水蒸気フラックス E [mm] は渦相関法により

$$E = \frac{\rho_a}{\rho_w} \overline{w'q'} \quad (2.9)$$

と表される。超音波風速温度計の鉛直風速成分とオープンパスアナライザーによる湿度変動の測定によって求められ、 w' ：鉛直風速の変動 [m/s]、 q' ：比湿の変動 [kg/kg] である。また $\overline{\quad}$ は 30 分平均であることを示す。30 分間のデータ数は 18000 である。渦相関法において水蒸気濃度、鉛直風速は極めて短周期で測定される必要がある。本研究で用いる湖心観測所におけるデータは 10 Hz で測定されたものであることより、渦相関法によって水蒸気フラックスを求めることが可能である。本研究では宮野 (2010) によってデータ処理された共分散の値を使用した。

2.3.3 バルク輸送係数 (Bulk transfer coefficient)

バルク輸送係数 C_e が一定となるのは限られた条件に対してのみである。従って、バルク法と渦相関法によってそれぞれ定義されるフラックスを一致させるようにバルク輸送係数 C_e を求めた。式(2.2)、式(2.9)より、

$$C_e = \frac{\overline{w'q'}}{U \cdot (q_s - q)} \quad (2.10)$$

と表される。これに渦相関法によって求められる共分散、風速 U 、比湿 q については国土交通省データ、飽和比湿 q_s については湖心観測データを代入することによって求められる。バルク輸送係数 C_e は算出に用いる気象データの測定高度によって変化するが、接地層のプロファイル式によって風速などをほぼ 10 m の値を用いて求められたバルク輸送係数 C_e は一般に多く用いられる 10 m 高度のバルク輸送係数とほぼ同等と考えられる。

本研究ではこのバルク輸送係数 C_e を湖心観測データによって算出し、その値を湖面全域で等しいと仮定して湖面蒸発分布を推定することとしている。しかし、バルク輸送係数 C_e は安定度 ζ と風速 U の関数として表される (近藤, 2000) ゆえ、蒸発量と同様

1 点観測値が湖面全域に適用できるとは限らない。宮野 (2010) によって霞ヶ浦湖面におけるバルク輸送係数を決定するための推定式が提案され、その内潜熱のバルク係数についての推定式を以下に示す。以下の推定式の決定方法や霞ヶ浦湖面における運動量や顕熱、潜熱のバルク係数についての詳細は宮野 (2010) に詳しい。

$$C_e = \frac{1.04 \cdot Rf + 0.997}{10^3} \quad (2.11)$$

ここで、 Rf : バルクリチャードソン数であり、次式で表される。バルクリチャードソン数は大気の安定度を表す無次元数で、地表面と高度 z (m) の間全体の安定度を表す指標である。

$$Rf = \frac{g \cdot z}{273.15 + T_a} \cdot \frac{T_s - T_a}{U^2} \quad (2.12)$$

ここで、 g : 重力加速度 (m/s^2) であり、 z : 観測高度 (m) については 10 m として解析を行った。

2.3.4 風速測定高度の補正

本研究では様々な地点における風速データを用いて解析を行う。しかし、地上風速は地表面の空気力学的粗度 (z_0) によって変化し、さらに風速計の設置高度 (z) によっても風速は変化する (桑形・近藤, 1990)。従って各観測点における粗度や測定高度の違いを考慮して解析を行う必要がある。Kondo and Yamazawa (1986) は地表面粗度を考慮した風速高度の補正式を改良し、桑形・近藤 (1991) は西日本のアメダス 316 地点における風向別の粗度を土地利用図より推定した。そこで本研究では霞ヶ浦流域およびその周辺の観測点における粗度を同様の方法を用いて推定することとした。

土地利用 GIS データ (国土地理院, 2005b) は卓越土地利用形態を 15 区分したものであり、まずこの 15 区分を Kondo and Yamazawa (1986) に従って、地物の種類によって A~D の 4 つのカテゴリーに分類する (表 2.7)。この際、Kondo and Yamazawa (1986) の土地利用区分の区分に一致するように土地利用 GIS データのカテゴリー区分を分類した。各風向に対して観測点を基準とし風上測点を中心とする中心角 45° , 半径 $100z$ の扇形を考える (ただし $z \geq 25$ m の地点については半径 2.5 km)。この扇形

の中で各カテゴリーの占める割合をそれぞれ a , b , c , d とすれば, 粗度 z_0 は以下の式(2.13) で表される. Kondo and Yamazawa (1986) では図 2.3 のように土地利用図のメッシュデータを区切ること各カテゴリーの割合を導いており, 本研究も同様の方法で区分を行うこととした.

$$\begin{aligned} z_0 &= 40a + 125b + 200c + 110d - 30 \\ a + b + c + d &= 1 \end{aligned} \quad (2.13)$$

ただし例外として区分 13 については, それらの和が占める割合が 90% の時は $z_0 = 0.1$ cm, 同様に区分 3, 61, 11 については $z_0 = 5$ cm, 区分 62 については $z_0 = 1$ cm, 区分 4 については $z_0 = 65$ cm とする. 4 方位についてカテゴリー区分を行い, 8 方位の区分については 4 方位の値の平均値を用いた. 表 2.8 のカテゴリー割合について, 図 2.3 にならって目視での割合の判別を行ったためその値は大まかなものとなったが, Kondo and Yamazawa (1986) ではつくば (館野) から霞ヶ浦周辺の地表面粗度 z_0 を 20 cm ~ 150 cm の幅で推定しており, 本研究の地表面粗度 z_0 も類似した値が推定されたことから, 妥当性は満たせていると考えられる.

風速補正には以下の式を用い, 各気象観測所の測定高度と風速をそれぞれ z (m), U (m/s) とし, 大気安定度が中立に近い場合に近似的に推定が可能である (近藤, 2000). また, 補正後の高度は 10 m とし, 各地点の風向ごとに地表面粗度を適用することで補正風速を求めた. 各地点における 8 風向ごとの地表面粗度を表 2.9 に示す. これはバルク輸送係数が風速などを観測する基準高度 (= 10 m) の関数であることによる.

$$U_{10} = U \cdot \frac{\ln\left(\frac{10}{z_0}\right)}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)} \quad (2.14)$$

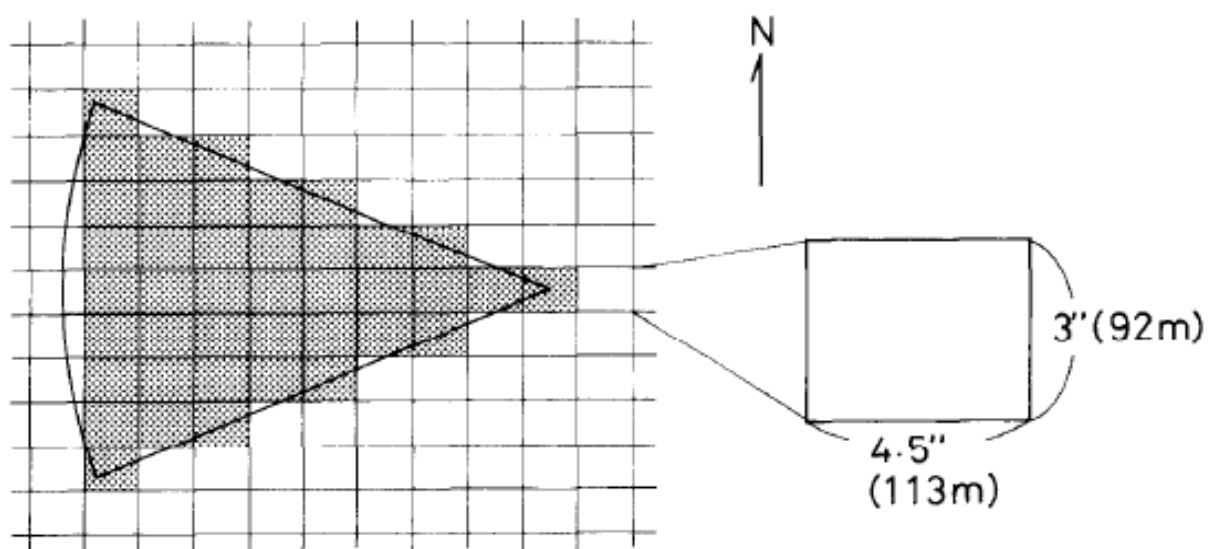


図 2.3 土地利用分類の方法例 (Kondo and Yamazawa, 1986)

表 2.8 土地分類による各カテゴリーの割合

地点	方位			
	東	西	南	北
土浦	a=0.6, d=0.4	b=0.05, c=0.40, d=0.45	a=0.10, c=0.45, d=0.45	b=0.2, c=0.4, d=0.4
湖心	a=1	a=1	a=1	a=1
臨湖実験施設	a=1	a=0.85, b=0, c=0.15, d=0	a=1	a=0.9, c=0.1
取水塔	a=1	a=1	a=1	a=1
釜谷沖	a=1	a=1	a=1	a=1
掛馬沖	a=1	a=1	a=1	a=1
潮来	a=0.50, c=0.25, d=0.25	a=0.70, c=0.15, d=0.15	a=0.80, c=0.10, d=0.10	a=0.50, c=0.25, d=0.25
百里基地	a=1	a=0.90, c=0.10	a=0.25, b=0.50, c=0.125, d=0.125	a=0.75, b=0.25
江戸崎	b=0.50, c=0.25, d=0.25	a=0.60, b=0.20, c=0.10, d=0.10	a=0.20, b=0.20, c=0.30, d=0.30	a=0.20, b=0.30, c=0.25, d=0.25
土浦保健所	b=0.20, c=0.40, d=0.40	b=0.10, c=0.45, d=0.45	b=0.30, c=0.35, d=0.35	c=0.50, d=0.50
土浦中村南	a=0.05, b=0.25, c=0.35, d=0.35	b=0.20, c=0.40, d=0.40	b=0.10, c=0.45, d=0.45	a=0.15, b=0.15, c=0.35, d=0.35
麻生沖	a=1	a=1	a=1	a=1
出島	※1	a=1	※1	a=0.5, c=0.5
鉾田	※2	※2	※2	※2
鰐川	a=1	a=1	a=0.80, b=0.20	a=1
波崎	※1	※1	※1	※1
小高	b=0.50, c=0.25, d=0.25	a=0.50, c=0.25, d=0.25	a=0.60, b=0.20, c=0.20	a=0.30, b=0.50, c=0.10, d=0.10
玉造	a=0.80, b=0.20	a=0.90, c=0.10	a=1	a=0.50, b=0.50
国設筑波	a=0.40, b=0.60	b=0.50, c=0.25, d=0.25	a=0.40, b=0.20	a=0.20, b=0.80
石岡杉並	b=1	b=1	b=0.50, d=0.50	b=0.85, d=0.15
潮来保健所	a=0.70, d=0.30	a=0.80, d=0.20	c=0.50, d=0.50	a=0.80, d=0.20
つくば	a=0, b=0.40, c=0.30, d=0.30	a=0.10, b=0.20, c=0.35, d=0.35	a=0.20, b=0.40, c=0.20, d=0.20	a=0.05, b=0.20, c=0.05, d=0.70
龍ヶ崎	※2	※2	※2	※2
鹿島	※2	※2	※2	※2

※ 1. 桑形・近藤 (1990) の例外区分に相当するため, $z_0=1$ cm とする.

※ 2. 桑形・近藤 (1990) の地表面粗度 z_0 (m) の値を使用.

表 2.9 気象観測所における風向別粗度 z_0 (m)

地点	z (m)	北	北東	東	南東	南	南西	西	北西	100z (km)
土浦	11.0	1.190	0.785	0.380	0.758	1.135	1.096	1.058	1.124	1.10
湖心	10.0	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	1.00
臨湖実験施設	20.0	0.170	0.135	0.100	0.100	0.100	0.153	0.205	0.188	2.00
取水塔	6.0	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.60
釜谷沖	7.0	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.70
掛馬沖	7.0	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.70
潮来	18.5	0.675	0.675	0.675	0.503	0.330	0.388	0.445	0.560	1.85
百里基地	7.8	0.313	0.206	0.100	0.456	0.813	0.536	0.260	0.286	0.78
江戸崎	12.0	0.930	1.015	1.100	1.030	0.960	0.730	0.500	0.715	1.20
土浦保健所	12.0	1.250	1.22	1.190	1.175	1.160	1.190	1.220	1.235	1.20
土浦中村南	14.0	1.033	1.075	1.118	1.169	1.220	1.205	1.190	1.111	1.40
麻生沖	9.5	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.95
出島	5.0	0.900	0.455	0.010	0.010	0.010	0.055	0.100	0.500	0.50
鉾田	6.5	0.565	0.473	0.380	0.448	0.515	0.625	0.735	0.650	0.65
鰯川	8.0	0.100	0.100	0.100	0.185	0.270	0.185	0.100	0.100	0.80
波崎	18	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	00.01	0.010	1.80
小高	5.5	0.755	0.928	1.100	0.845	0.590	0.633	0.675	0.715	0.55
玉造	11.0	0.450	0.360	0.270	0.185	0.100	0.180	0.260	0.355	1.10
国設筑波	12.0	0.780	0.695	0.610	0.360	0.110	0.605	1.100	0.940	1.20
石岡杉並	12.0	0.983	0.966	0.950	0.913	0.875	0.913	0.950	0.966	1.20
潮来保健所	12.0	0.240	0.275	0.310	0.780	1.250	0.745	0.240	0.240	1.20
つくば	20.4	0.840	0.985	1.130	1.015	0.900	0.988	1.075	0.958	2.04
龍ヶ崎	9.4	0.290	0.280	0.270	0.185	0.100	0.115	0.130	0.210	0.94
鹿島	6.5	0.405	0.560	0.715	0.558	0.400	0.553	0.705	0.555	0.65

2.3.5 風速以外の気象データの測定高度の補正

前項の風速 U と同様に気温 T_a , 相対湿度 Rh , 気圧 AP データについても各々の気象観測所において測定高度が異なる. 従って同様に高度 10 m での補正值に換算する必要がある. その際, 気圧 AP データに関しては 10 m の上昇で 1 hPa の気圧減少がある(杉田ほか, 2009) こととして補正を行った.

気温 T_a , 相対湿度 Rh データに関して, 大気が中立条件での接地層における気温 T_a (°C) と比湿 q (g/kg) のプロファイルを考える. ある高度の気温, 比湿を T_z, q_z , 高度 10 m における気温, 比湿を T_{10}, q_{10} とすると, 杉田ほか (2009) によって気温 T_a と比湿 q の対数プロファイルは以下の式(2.15), (2.16)で表され, 気温 T_a や比湿 q の鉛直プロファイルが地表面からの高さの対数に比例して分布することを示している.

$$\overline{T_{10}} - \overline{T_z} = \frac{\overline{w'T'}}{ku_*} \ln\left(\frac{z}{10}\right) \quad (2.15)$$

$$\overline{q_{10}} - \overline{q_z} = \frac{\overline{w'q'}}{ku_*} \ln\left(\frac{z}{10}\right) \quad (2.16)$$

ここで, $\overline{w'T'}$: 顕熱フラックス, $\overline{w'q'}$: 潜熱フラックス, k : カルマン定数であり, カルマン定数はほぼ 0.4 の値をとることが知られている(杉田ほか, 2009). u_* : 摩擦速度 (m/s) である. ある時刻(例えば 2008 年 1 月 1 日 12:00)における湖心観測所の温湿度計の測定高度 ($z = 2.0$ m) の気温 T_a データ (= 7.13°C), 湿度 Rh データ (= 44.09%) と顕熱フラックス, 潜熱フラックスデータおよび摩擦速度データを用いて, 10 m 高度における補正気温 T_{10} を算出すると 7.01 (°C) となる. また高度 2 m における比湿 q (= 4.5 g/kg) を 10 m に換算した場合, q_{10} は 4.1 (g/kg) を示した. これらのことから, 高度補正を施すことによっても各々の値がそれほど変化しないことが示唆される. 従って本研究では気温 T_a , 湿度 Rh データは高度補正を行わないこととした.

2.3.6 気象データの空間内挿とラスタ演算

気象(気温 T_a , 相対湿度 Rh , 風速 U , 気圧 AP) データ, 水温データを空間内挿によってラスタ化することで補完している. 空間内挿には主として Arc GIS ver 9.3 およ

び Surfer ver 8 を使用した. Arc GIS とは, コンピュータ上で地図を作製するだけでなく, 地理的に分布する情報を, 「位置を表す空間情報」と「性質を表す属性情報」として管理・利用するためのシステムで, 空間における様々な問題を取り扱うことができる. Surfer は等高線・3D 地表マップ作成ツールであり, Surfer によって XYZ データをもとに等高線図をはじめ地表図, 起伏図など様々な分野において利用されており, 本研究における気象データの内挿補完にも有効であると考えられる.

空間的補完に対する方法は, 逆距離補間 (Inverse Distance Weighted) やスプライン法, 移動平均など様々な方法が開発されてきた (高阪, 1999) が, 本研究においてはクリギング推定によって内挿を行う. クリギングは地球統計学的手法による空間予測の総称であり, 以下の式(2.17)のように推定点 x_0 における推定値を n 個の観測点 x_i における観測値 $Z(x_i)$ の重み付き平均として求める方法である.

$$Z(x_0) = \sum_{i=1}^n \omega_i \cdot Z(x_i) \quad (2.17)$$

中でも通常クリギング (Ordinary Kriging) はクリギングの中でも最も広く利用されている方法 (高阪, 1999) であり, 信頼性が高い. 従って本研究においてもこの手法を用いることとした. 又, セミバリオグラムモデルは Spherical (球面) モデルを使用する. 詳細なパラメータ設定はデフォルト値を用いた. 気象データをグリッドデータ化する際のデータサイズについてであるが, 次項で述べる各々の衛星データと同等のサイズ (90 m 又は 120 m) に変換することとした. そして, 空間内挿を行う範囲は霞ヶ浦 (西浦) の緯度経度 (N 35.95~36.16°, E 140.21~140.50) に一致させて行った. 本研究ではこの空間内挿を湖面と陸地との地形効果を考慮せずに行った. 空間内挿を行う各気象データに使用する地点は表 2.1~2.5 に示してある.

次にラスタ化されたデータを用いて演算を行うが, それには Arc GIS ver 9.3 におけるエクステンション機能に含まれる, Spatial Analyst のラスタ演算を用いた.

解析方法にあたり, まず気温 T_a , 湿度 Rh , 風速 U , 気圧 AP の分布を求めた. 次にバルク式に基づいて, まず気温 T_a 分布と湿度 Rh 分布から(2.8)式によって水蒸気圧 e 分布を算出した. 次に水蒸気圧 e 分布と気圧 AP 分布から(2.6)式により比湿分布 q を算出した. また空間的にはほとんど一様であるが, (2.3)式, (2.4)式により大気密度 ρ_a 分布, 水密度 ρ_w 分布を算出し, (2.2)式のバルク式にそれぞれの気象データ分布および(2.10)式によるバルク係数を入力し演算することで蒸発量分布を求めた.

第 3 章. 結果と考察

3.1 湖水面温度分布及び水温分布

3.1.1 水面温度分布

衛星データから算出した霞ヶ浦湖面温度 T_s の空間分布を図 3.1~3.4 に、各々の湖面温度の平均値と標準偏差の結果を表 3.1 に示す。水面温度とは放射温度計によって測定される水面の放射温度を意味する。解析した事例は、1999~2009 年までの期間であり計 31 事例である。図 3.1~3.4 以外の結果については付録に示した。衛星データ取得時に上空に雲域があるとその地点においては著しく低温になってしまうことから、解析には雲量が湖面温度分布に影響しない画像を選定して行った。これによると水面温度の空間的差異は、3, 4, 5 月にかけて温度差が最大で 2°C 程度となり (図 3.1), 差異がやや大きい事例が数例認められたが、おおむね一様な分布となる時例と同程度の割合で発生しており、この季節に関しては必ず一様な分布となるとは言い難い。7, 9 月では温度差が 2°C 程度でやや大きい差異がみられた事例 (図 3.2) がみられたが夏季となる 8 月ではどの事例においても温度差は 1°C 以下でほとんど均一であった。また秋季から冬季にかけての 10~2 月においては温度差が 0~1°C 程度でほとんどなく、おおむね均一であることが認められた (図 3.3, 3.4)。また Reinart and Reinhold (2008) はスウェーデンの 2 つの湖で MODIS / Terra による熱赤外面像を用いて湖面温度分布を調べているが、他の季節に比べ冬季に限っては空間的差異が小さいことを報告していることから、本研究の結果については妥当性があると考えられる。

水面温度 T_s の分布に関しては、湖心ほど低温となる場合や湖岸近辺のみ異なる値を示す場合、不規則に温度分布をとる場合 (図 3.1a) など様々であり、非一様となる場合には定まった傾向は明らかにはならなかった。しかしながら全体的な割合としては沖合と沿岸で異なる温度分布を示す事例が多くみられた。また、図 3.1 (b), 図 3.3 (b) のように湖面北部の湖岸近辺など、河川流出入口の存在する領域に関しては周囲よりも 1~2°C 程度高温となる場合や低温になる場合が数事例見られ、周囲と異なる分布をとる可能性が高いことが考えられる。結論として、霞ヶ浦の湖面温度分布は春季や夏季においては 1~2°C 程度、秋季や冬季においては 0~1°C 程度の差異となり、全事例でおおむね一様な分布を呈したといえる。このような場合、一部の領域を除いて最深部などの 1 地点のデータを代表値として扱うことが可能であることが示唆された。

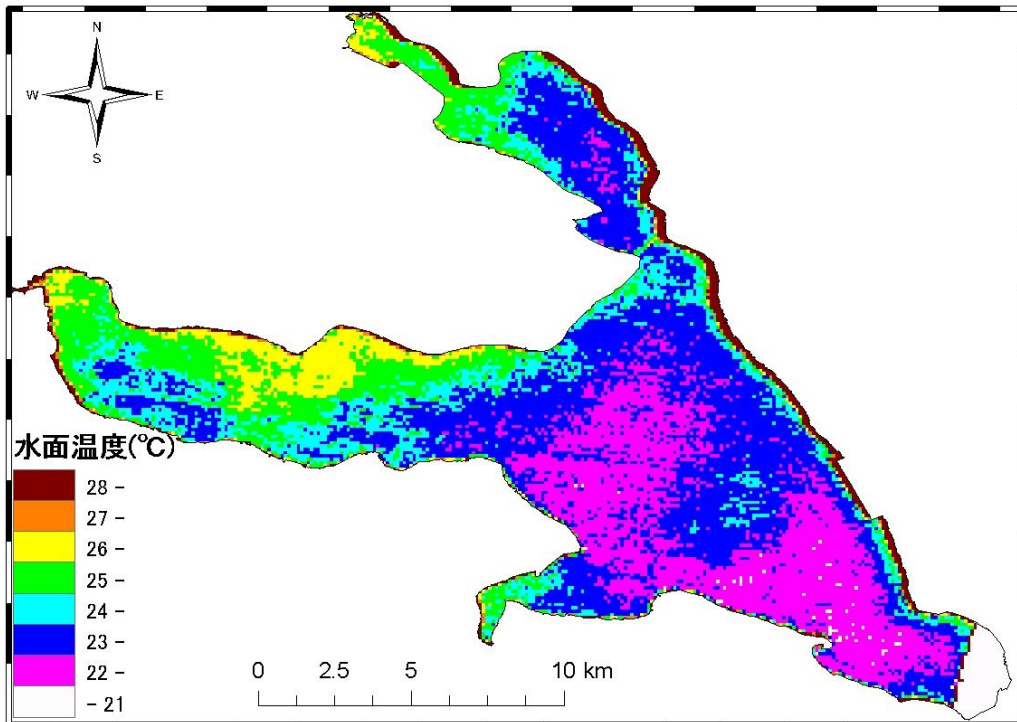


図 3.1 春季における霞ヶ浦湖面温度分布 (a)

(2007年5月4日 午前10時30分前後における事例)

※ 白色領域は衛星データに含まれていない領域であることを示す。

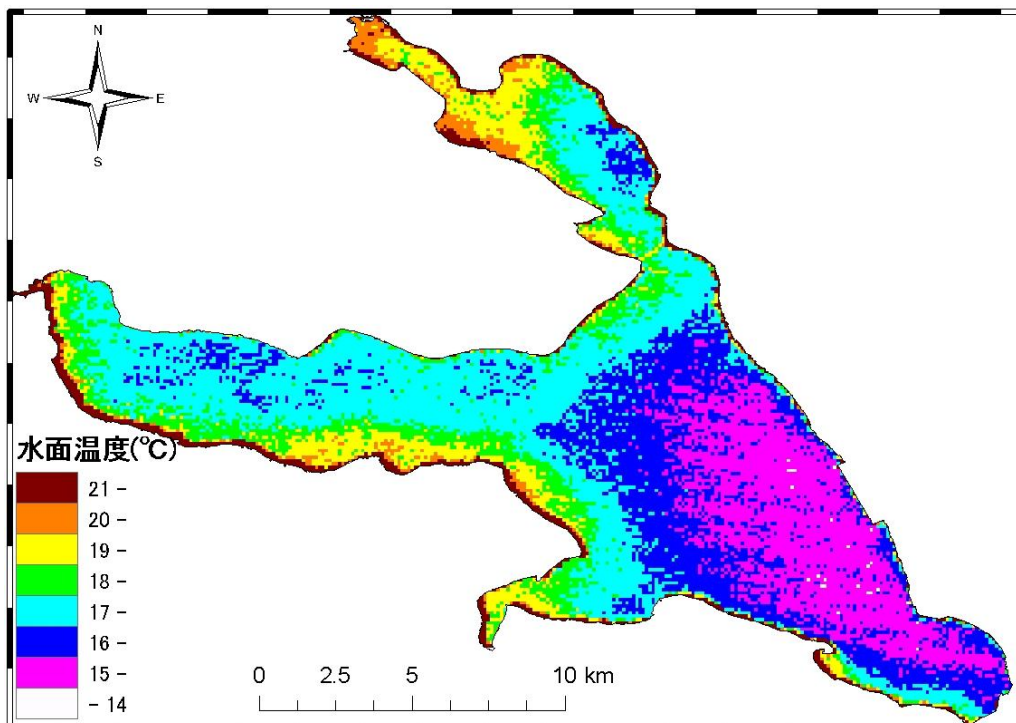


図 3.1 春季における霞ヶ浦湖面温度分布 (b)

(2009年4月7日 午前10時30分前後における事例)

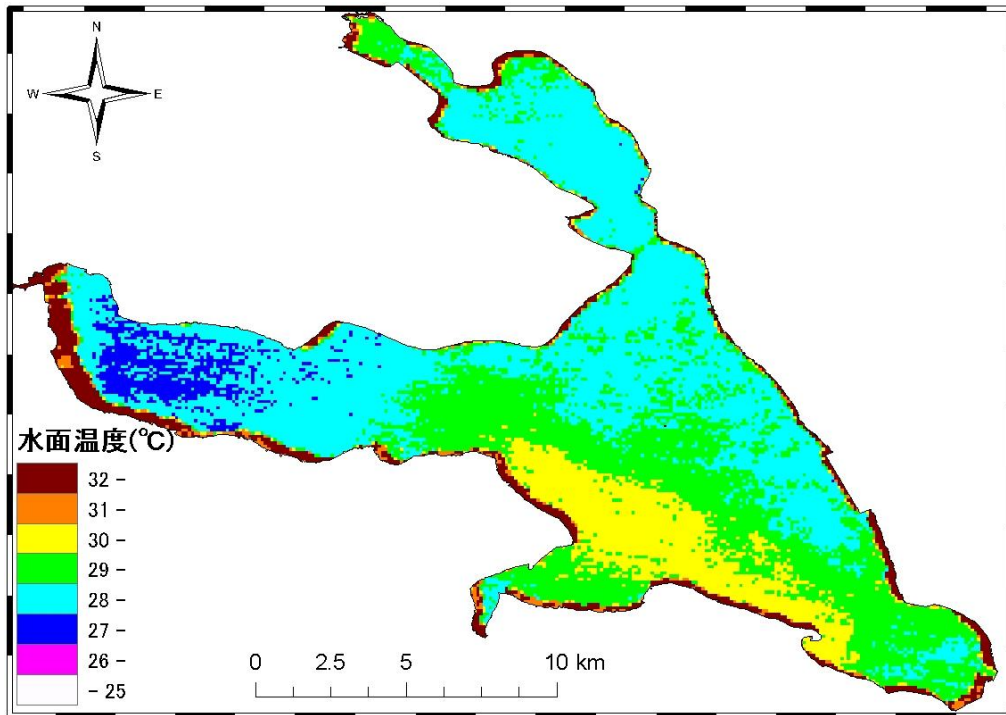


図 3.2 夏季における霞ヶ浦湖面温度分布 (a)
 (2004 年 7 月 7 日 午前 10 時 30 分前後における事例)

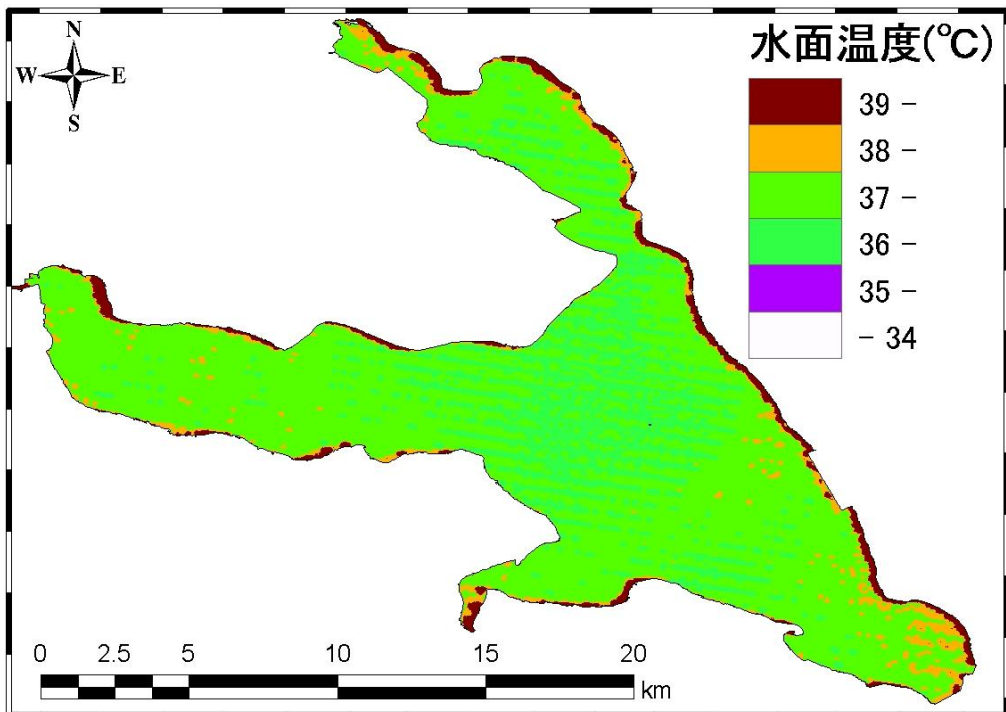


図 3.2 夏季における霞ヶ浦湖面温度分布 (b)
 (2007 年 8 月 16 日 午前 9 時 45 分前後における事例)

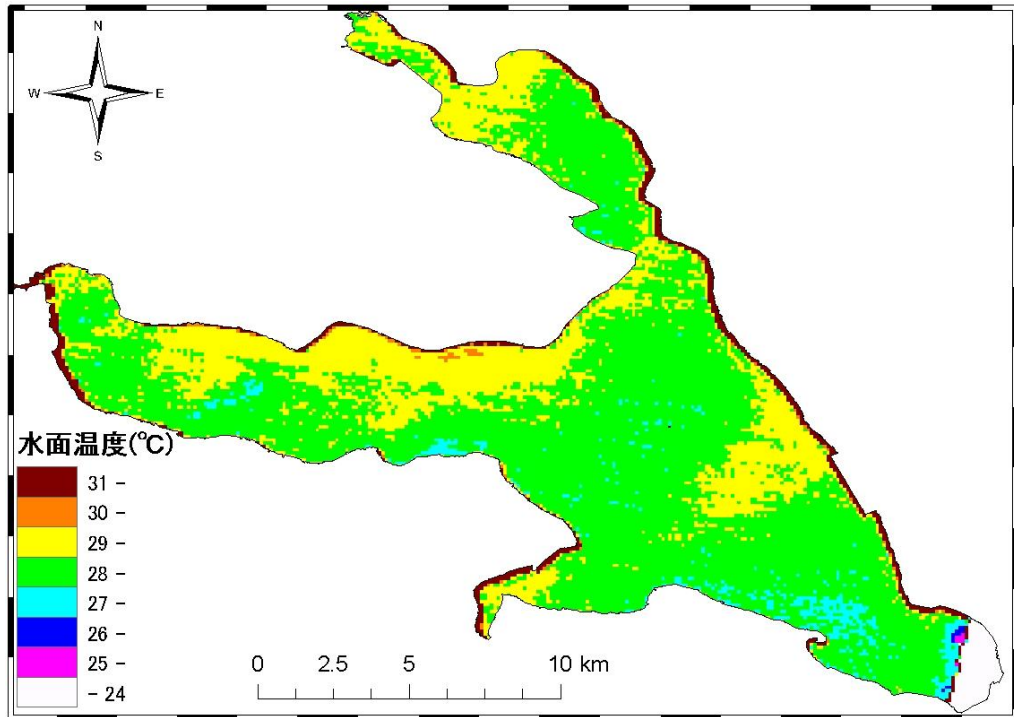


図 3.3 秋季における霞ヶ浦湖面温度分布 (a)

(2005 年 9 月 3 日 午前 10 時 30 分前後における事例)

※ 白色領域は衛星データに含まれていない領域であることを示す。

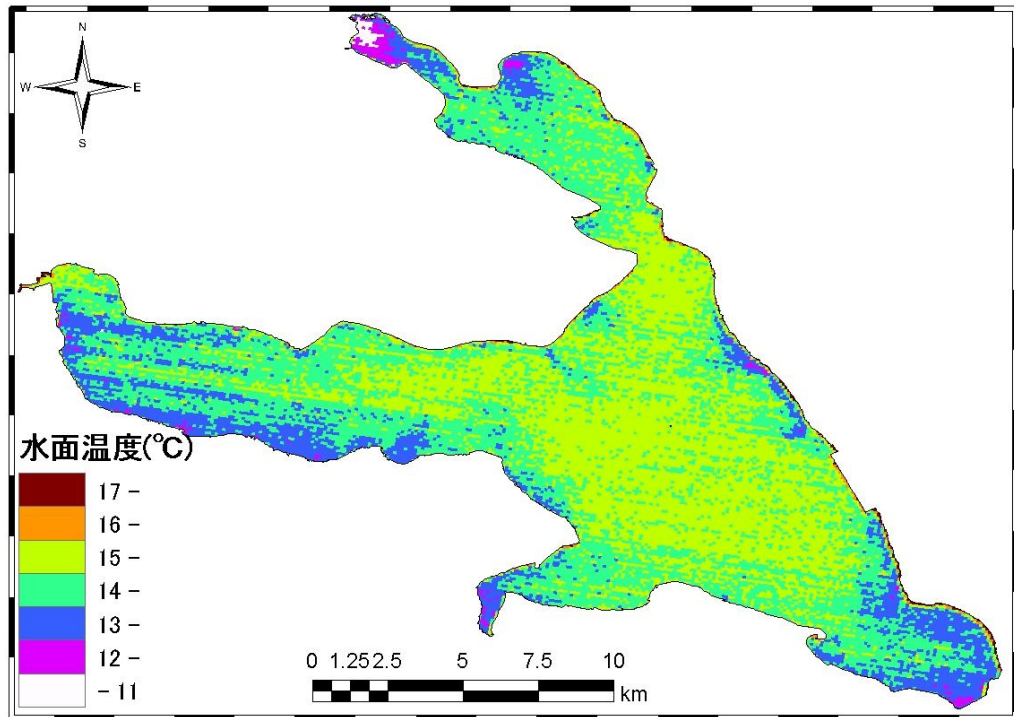


図 3.3 秋季における霞ヶ浦湖面温度分布 (b)

(2007 年 11 月 21 日 午前 10 時 30 分前後における事例)

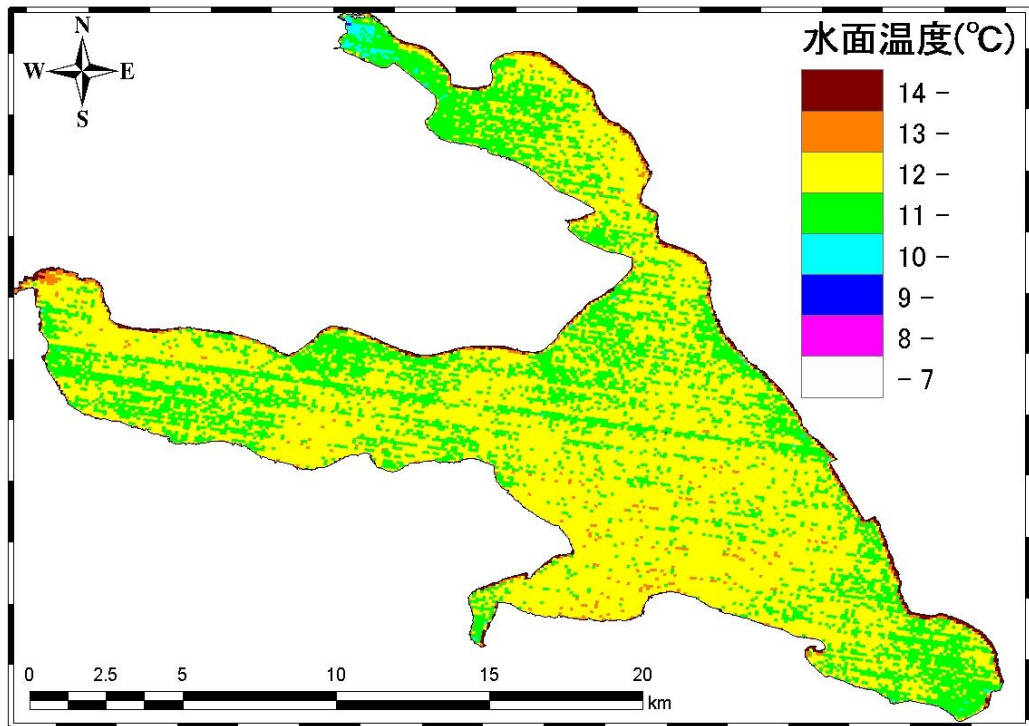


図 3.4 冬季における霞ヶ浦湖面温度分布 (a)
 (2007年12月7日 午前10時30分前後における事例)

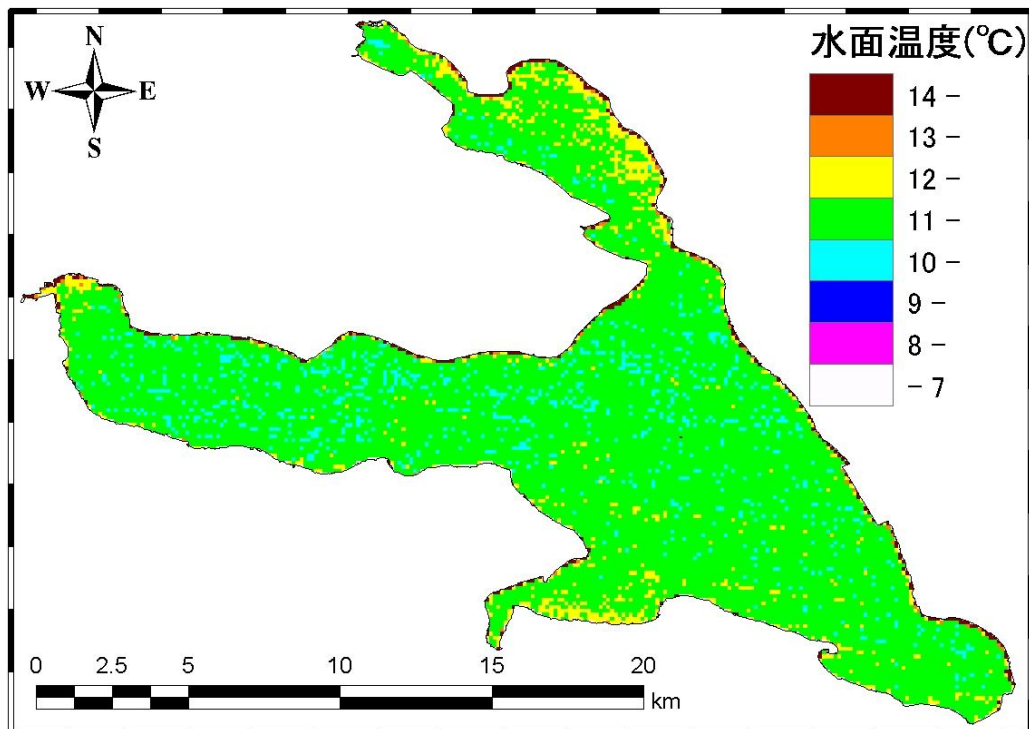


図 3.4 冬季における霞ヶ浦湖面温度分布 (b)
 (2008年1月8日 午前10時30分前後における事例)

表 3.1 霞ヶ浦湖面温度の平均値と標準偏差

DATE	衛星データ名	平均値 (°C)	標準偏差 (°C)
1999. 10.21	Landsat-7 ETM+	20.08	0.70
1999. 11.22	Landsat-7 ETM+	14.74	0.62
1999. 12.08	Landsat-7 ETM+	14.25	0.35
2000. 3.29	Landsat-7 ETM+	11.04	1.26
2000. 09.21	Landsat-7 ETM+	27.38	1.95
2000. 10.07	Landsat-7 ETM+	22.50	0.61
2001. 3.16	Landsat-7 ETM+	8.69	0.94
2001. 4.01	Landsat-7 ETM+	9.93	0.65
2001. 7.22	Landsat-7 ETM+	21.39	1.44
2001. 8.23	Landsat-7 ETM+	26.78	0.91
2001. 9.24	Landsat-7 ETM+	24.27	0.84
2002. 2.15	Landsat-7 ETM+	5.61	0.57
2002. 8.10	Landsat-7 ETM+	30.10	1.62
2002. 10.13	Landsat-7 ETM+	21.29	0.55
2003. 1.17	Landsat-7 ETM+	3.58	0.47
2003. 4.07	Landsat-7 ETM+	11.92	1.20
2003. 5.09	Landsat-7 ETM+	19.62	1.75
2004. 7.07	ASTER	28.40	1.60
2005. 9.03	ASTER	28.66	1.39
2007. 3.01	ASTER	10.03	1.91
2007. 5.04	ASTER	23.30	1.35
2007. 8.16	Landsat-5 TM	36.45	0.92
2007. 11.21	ASTER	13.50	0.62
2007. 12.07	ASTER	11.25	0.66
2008. 1.08	ASTER	7.83	0.73
2008. 1.15	ASTER	9.19	0.88
2008. 1.24	ASTER	4.92	1.30
2008. 1.31	ASTER	6.24	0.79
2008. 12.16	ASTER	11.58	0.63
2009. 1.01	ASTER	7.36	0.82
2009. 2.02	ASTER	7.88	1.31
2009. 4.07	ASTER	17.70	1.92

※ 衛星観測時の地上気象状況を表 3.2 に示す。

3.1.2 衛星データと実測値との比較検証

衛星データを適用する際には、まず衛星から算出される地表面温度と実測による値がよく一致しているかどうかを検証する必要がある (Reinart and Reinhold, 2008). 本研究における検証には、実測値として湖心観測所における放射温度計を用いた水面温度の値を使用した。さらに、実測値が 2007 年 6 月以降に限られるため検証に用いた衛星データは ASTER, Landsat-TM である。また ASTER に関しては大気補正が施されているが、Landsat-TM についても大気の状態を考慮した経験式 (式 2.1) によって地表面温度を算出している。衛星データと湖心の水面温度 (放射温度) との比較を図 3.5 に、水温との比較を図 3.6 に示す。実測値については平均化時間 (30 分) を考慮して、午前 10:30 と午前 11:00 におけるデータを午前 10:30 に時間内挿したデータを用いた。また各地点の水温データも同様に、平均化時間が前 20 分であるため、午前 10 時と午前 11 時におけるデータを午前 10:30 に時間内挿したデータを使用した。得られた結果は、主に冬季において ASTER データが実測地よりも過小評価を示した。冬季以外の季節では衛星データと実測値との差は 1°C 以内となることを示した。また Landsat-TM データについては実測値とほぼ一致し、良い相関が得られた。また実測値について、水面温度の他に湖面における各地点の水温データとの比較も同時に行ったが、水温は水面温度よりも低温となるためどの事例においてもやや過小となったが、水面温度との比較図と類似した相関を示した。さらに、衛星データと実測値の比較に相関係数 R^2 の他に RMS 誤差 (宮野, 2008) を用いたところ、実測値と水温どちらの比較についても $RMS = 2.5$ 程度となった。Sugita and Brutsaert (1992) では Landsat-TM をはじめ AVHRR や NOAA など様々な衛星から推定した地表面温度と実測値を比較しており、比較に使う衛星データによって RMS 誤差が若干異なるが全体として 1~3 degC の幅であり、本研究の RMS 誤差の結果と類似した値であることが分かる。従って本研究で使用する衛星データの精度はおおむね妥当性があることが示唆された。

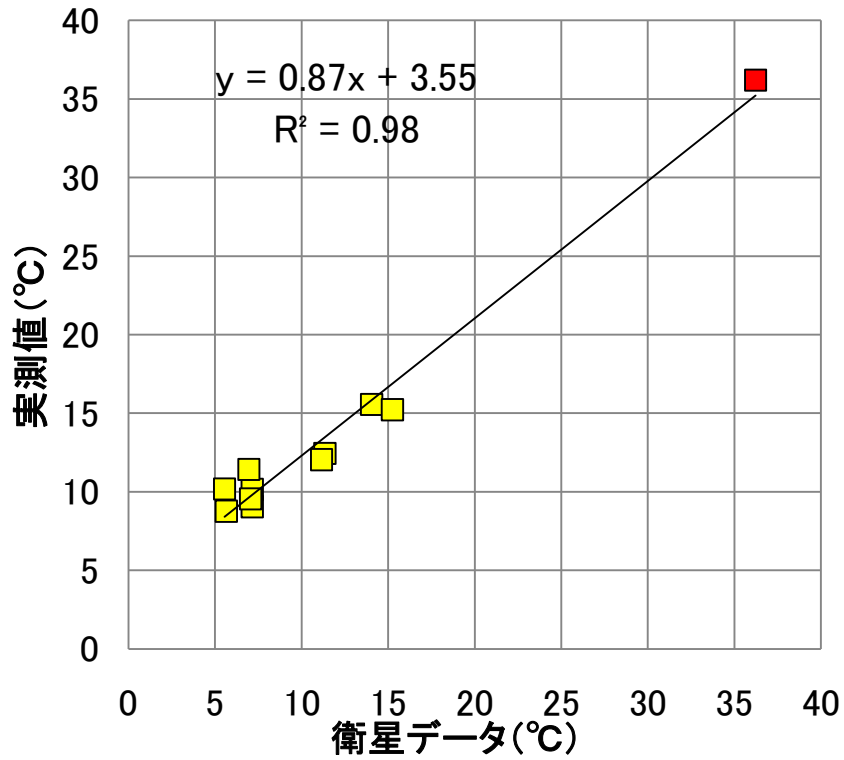


図 3.5 衛星データと水面温度実測値との検証：RMS=2.59
 (■：ASTER データ，■：Landsat-TM データ)

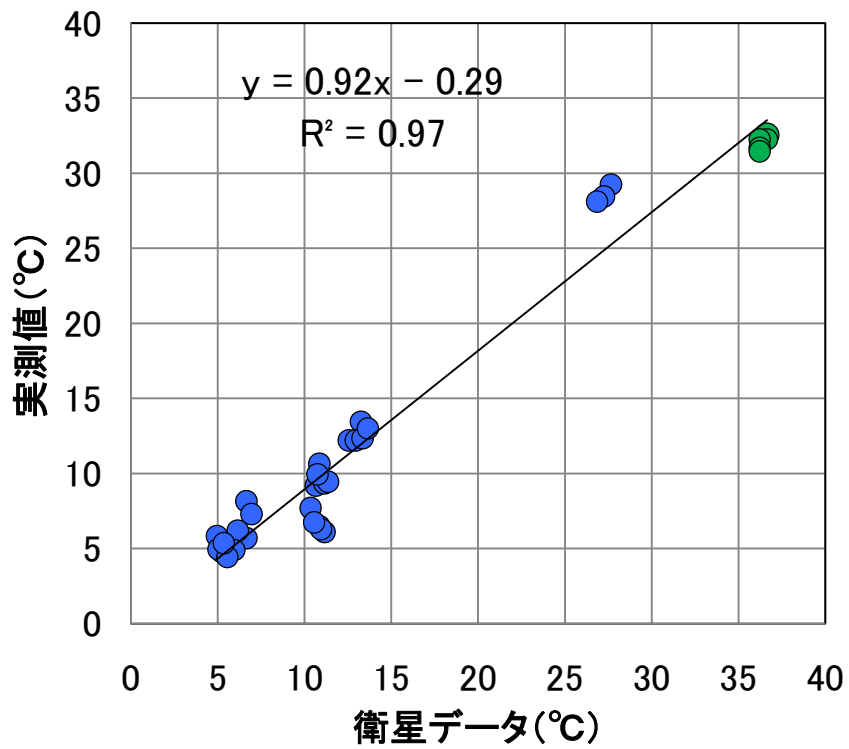


図 3.6 衛星データと水温値との検証：RMS=2.50
 (●：ASTER データ，●：Landsat-TM データ)

3.1.3 水温分布

3.1.3.1 湖水温の水平分布

水中における水温 T_w は湖水の循環を決定する重要な要因であり、水面温度（放射温度） T_s 分布に関係が深いと考えられる。衛星データは取得できる画像に限りがあり、かつ同時刻でのデータのみであることから、それ以外の時間帯の考察を行う上では水中における湖水温分布を調べることは有用である。霞ヶ浦湖面で観測されている水温データ（湖心、掛馬沖、麻生沖、臨湖実験施設、平山）をクリギング推定により空間内挿することで、湖面における水温 T_w の水平分布を解析した。衛星データから算出される水面温度 T_s は冬季よりも春季、夏季において空間的差異がやや大きくなる結果が得られた。本研究では季節ごとに解析日数を 4 日選定し、3 時間間隔で深度 50 cm における水温の水平分布を解析した。臨湖実験施設の水温データについては 20 cm データと 75 cm データから内挿を行うことにより 50 cm における水温データを補完している。

解析された水温分布をその時刻における風向風速の状況と併せて 7 月 7 日と 11 月 10 日における水温 T_w の水平分布を図 3.7 (a), (b) に示す。1 月 10 日と 4 月 4 日については付録の図 B に示す。湖面全域で北部においてやや高温域になる場合が若干みられたが、ほとんどの事例において空間的差異は 1°C 未満となり、図 3.7 (b) のように一日を通じて完全に一樣となる場合もあり、水平での分布は季節や時間帯に関わらずおおむね一樣となることが示唆された。また、風向風速と水温 T_w の水平変動との関係については顕著な傾向はみられなかった。吹送流が湖面に及ぼす影響は主に湖流であり、それに起因して表層の水面温度 T_s やさらに深層における水温 T_w まで影響を及ぼすことが考えられるが、そういった意味では風向風速と水温 T_w との関連性はそれほど強くはないであろうと考えられる。霞ヶ浦の水温分布の空間的差異が小さいのは霞ヶ浦周辺の地形が平坦であり、位置によって気候の変化が小さいことによってもたらされたと考えられる。藤原ほか (2003) では小川原湖における水温 T_w の水平分布について、全地点で若干の違いはあるが 1~2°C 程度の差異でほぼ一致しているとの報告をしている。本研究では水平分布は 4 日間の解析に留まったが、霞ヶ浦の水温 T_w は水深が浅いことから気温の日較差や吹送流などの影響を受けやすいと考えられる。また藤原ほか (2003) によって河川流入の影響を受ける地点においては水温 T_w が変化しやすいとの報告もされている。また、水の透明度が水温変化に及ぼす影響も軽視できない（近

藤・渡部, 1969) とされている。濁度の高い湖では可視光線は表層近くでほとんど吸収されるので, 夏季など日射に強い季節では表層近くの水温 T_w は濁度が高いほど高温になると考えられる。湖の透明度は平均水深と深い関係があり, 平均水深が深ければ透明度は大きくなる (近藤・渡部, 1969) とされており, 平均水深が 80 m の湖では透明度は 15 m になるとされているが, 霞ヶ浦は水深が浅く, 国土交通省による 2008, 2009 年の定期採水データによる湖心の透明度は季節によらず 0.5~1.0 m 程度である。従って, 霞ヶ浦は濁度が高い湖であるといえる。このことから, 霞ヶ浦の水温 T_w は日射が強い時には表層ほど高温になり, 湖底との温度差が生じるような場合は起こり得ることが示唆される。

上記の要因によって水温 T_w の水平分布にはそれほど顕著な影響や傾向はみられなかったが, 年間通じてどのような条件においても水平分布にはそれほど影響しないのかどうか, もしくはどのような条件においてならば空間差異が生じるのかを解明できればさらなる知見が加わることを考えられる。

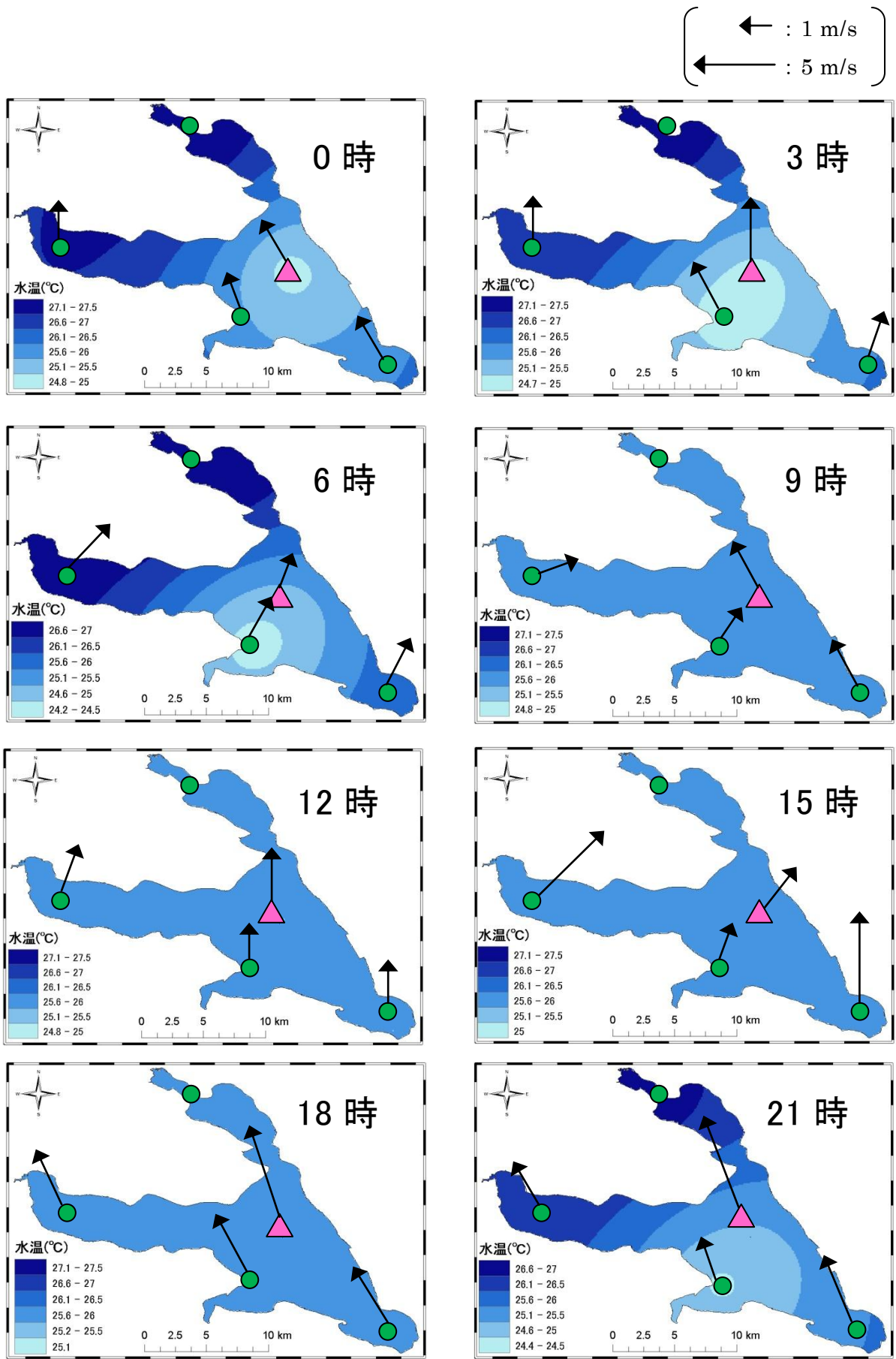


図 3.7 水温の水平分布の季節変化 (a) : 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21 時における分布 (2008 年 7 月 7 日における事例 ▲ : 湖心観測所, ● : 水温観測所, ↑ : 風向風速)

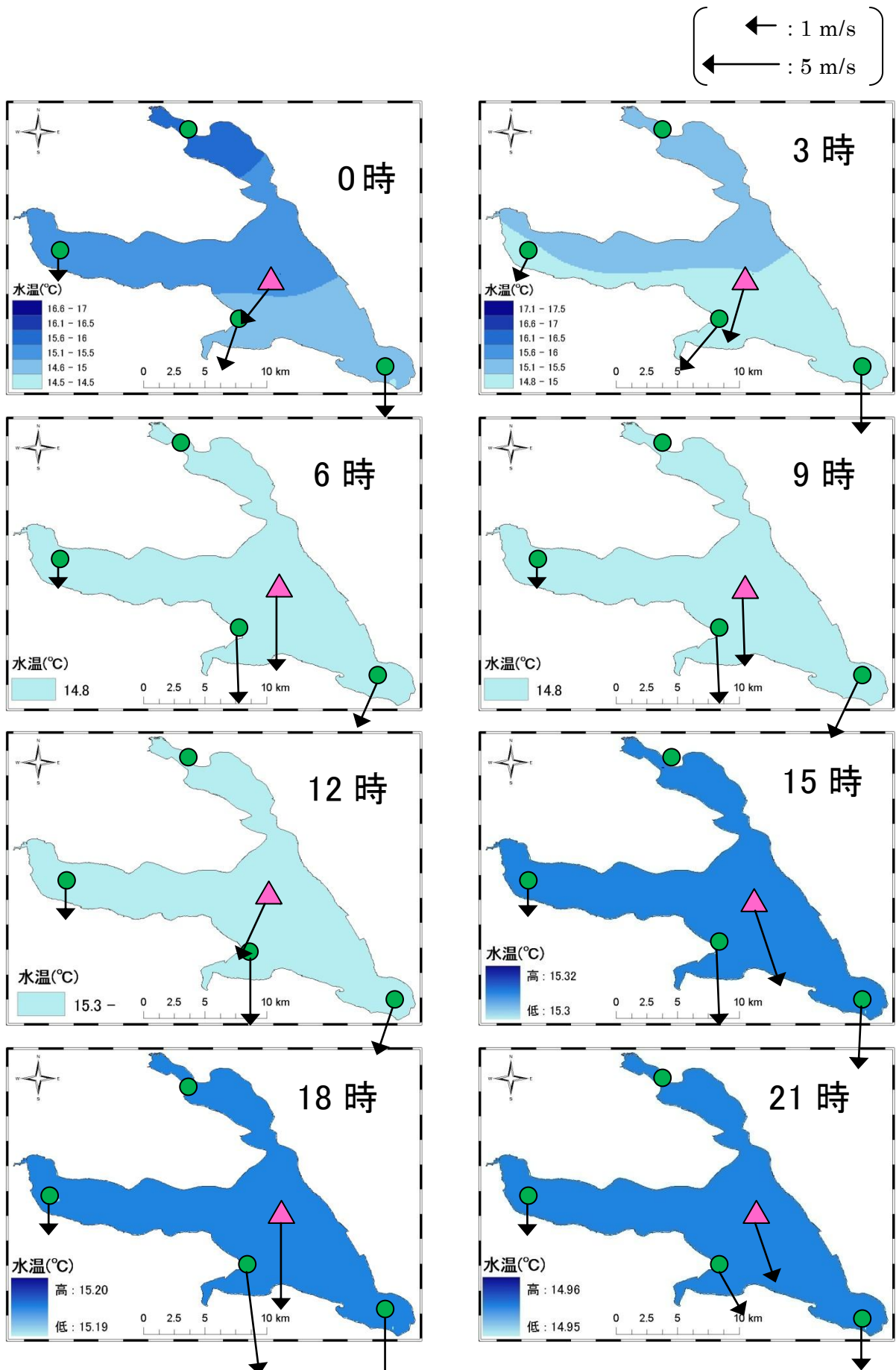


図 3.7 水温の水平分布の季節変化 (b) : 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21 時における分布
 (2008 年 11 月 9 日における事例) ▲ : 湖心観測所, ● : 水温観測, ↑ : 風向風速

3.1.3.2 湖水温の鉛直分布

水面温度（放射温度） T_s が変化する要因の一つに水層の鉛直混合が挙げられる（作野・高安，1995）。水温躍層によってどの程度水面温度 T_s の位置的な差異が生じ得るかを湖心観測所における異なる深度での水温データを用いて，季節毎に解析を行った。

湖心観測データによって水面温度（ T_s ），宮野（2010）によって器差補正が施された水深 1.0 m における水温 $T_w(1.0)$ ，水深 2.5 m における水温 $T_w(2.5)$ の鉛直分布を，図 3.8 に季節毎に一週間の時系列に示した。また，表層～湖底までの鉛直水温分布（アイソプレス）を図 3.9 に示す。これは国土交通省により月に 1 度測定されているデータと，水温計により実測したデータを使用している。霞ヶ浦においては全ての季節について水深が深くなるほど水温 T_w はやや低下する傾向を示した。図 3.9 によると湖水は十分攪拌されており，水深に関わらず水温 T_w は一定となる傾向もあることが示唆される。また冬季における 2 深度での水温 T_w の差は他の季節に比べて小さい傾向を示した。これより水温 T_w は日射にも影響されると考えることができる。このことより，衛星データによって解析された湖面温度分布が，冬季ほど空間的差異が小さくなる傾向がより明らかとなったと言える。藤原ほか（2003）は小川原湖では 11 月以降の冬季においては下層の水温が上層の水温を上回る逆列成層現象が毎年現れることを報告しているが，これは小川原湖における観測水深が最深部の約 26 m であり，水深の浅い霞ヶ浦では水温躍層が起こりにくいため，その現象は生じていないと考えるのが妥当である。2 深度における水温差は全季節を通じて 0～1℃程度となった。一般的な浅い湖では年間を通じてほとんど水温成層が形成されず，日中の加熱によって成層が形成されたとしても，夜間の冷却や風浪によって崩壊するので鉛直方向には水温 T_w は一様になりやすく（大八木ほか，2009），霞ヶ浦においてもその特徴が表れていると言える。また前述した透明度と水温 T_w の関係は鉛直分布で見た場合にも明瞭な傾向は現れなかったため，透明度の重要性はそれほど高くないと考えられる。水面温度 T_s と水温 T_w との温度差は最大で 3℃程度となったが，日中において水面温度 T_s が 4～5℃程度増加することがあり，その時間帯については水温躍層によって水面温度分布に影響する可能性がある。つまり日射が弱く少ない時は水温 T_w の水面温度分布への影響は小さいが，日射が強くなるとその影響が大きくなり，湖面全域への蒸発量推定にも影響する可能性も考えられる。今後衛星データによる水面温度分布が異なる時刻において取得できること，または水面温度 T_s の定点観測が複数地点で可能となれば，さらなる傾向が把握できるであろう。

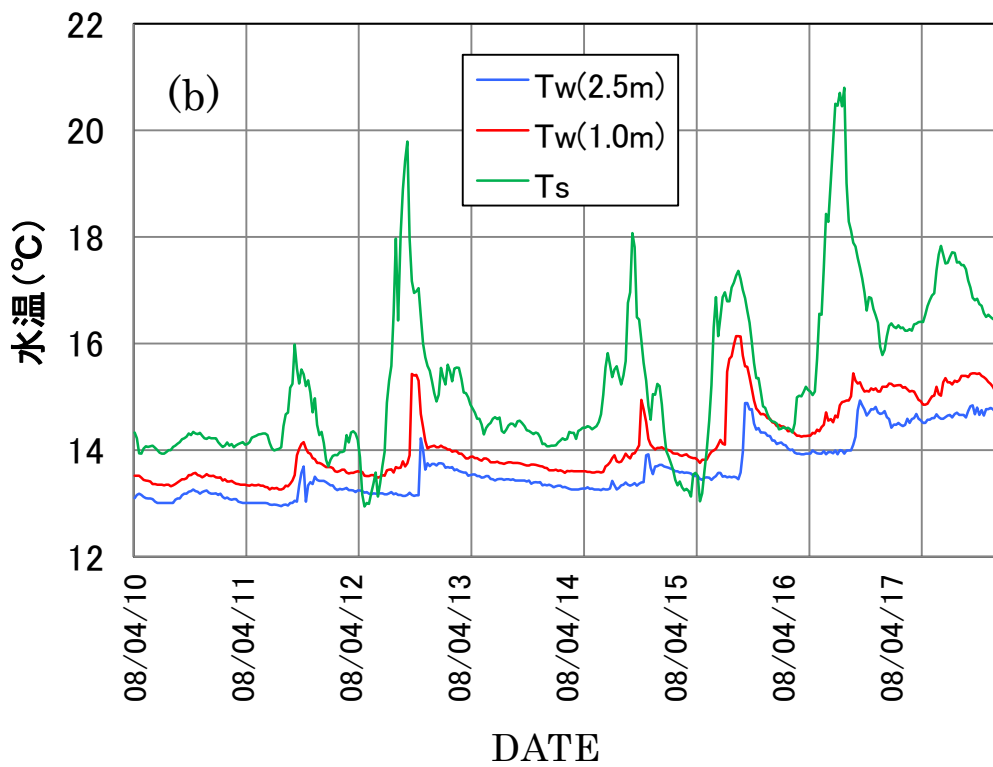
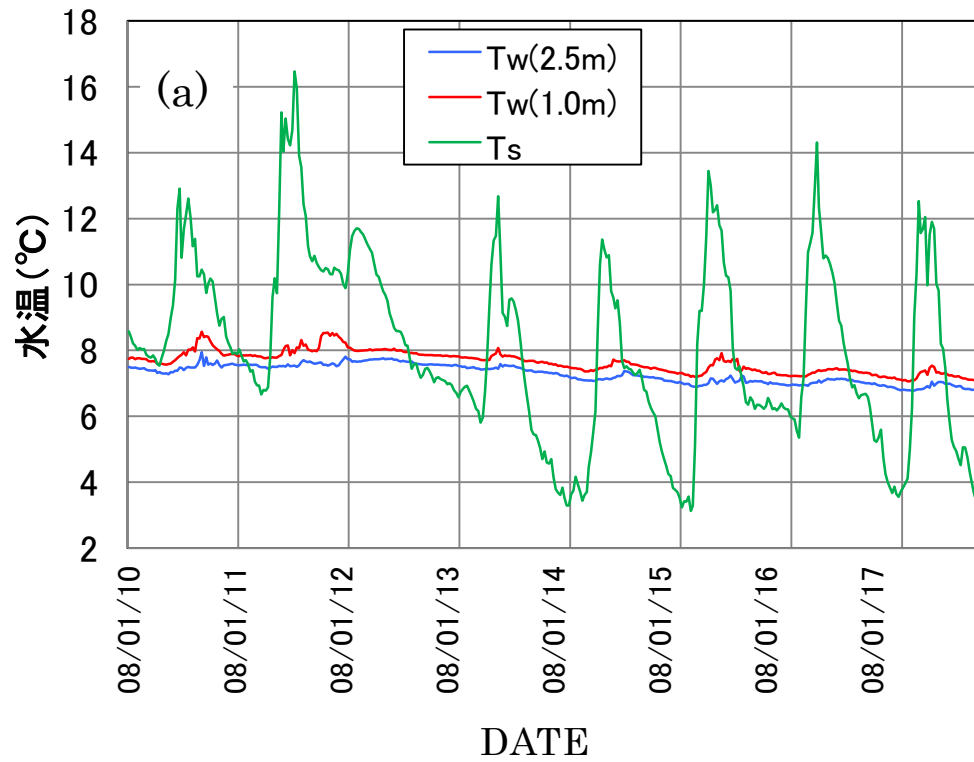


図 3.8 水温の鉛直分布の季節変化① (2008 年)
 (凡例の括弧内の数字は水深, T_s は水面温度を示す.)

(a) 1 月 10 日~17 日 (b) 5 月 10 日~17 日

※ 日付軸のラベル上を 0 時とする.

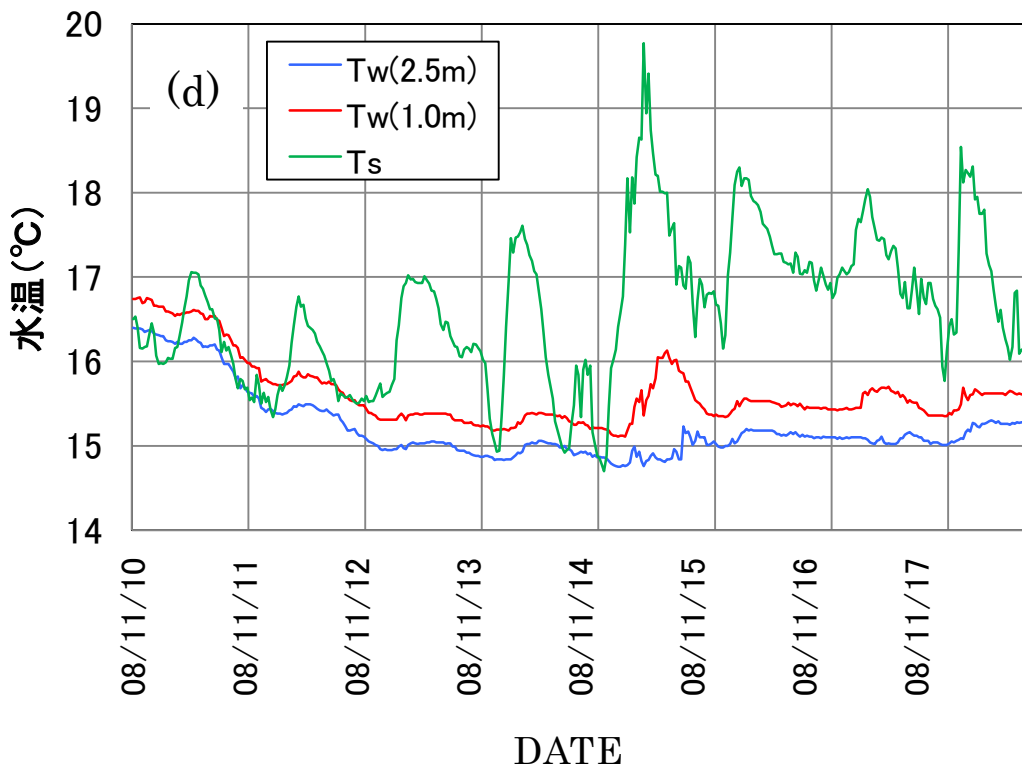
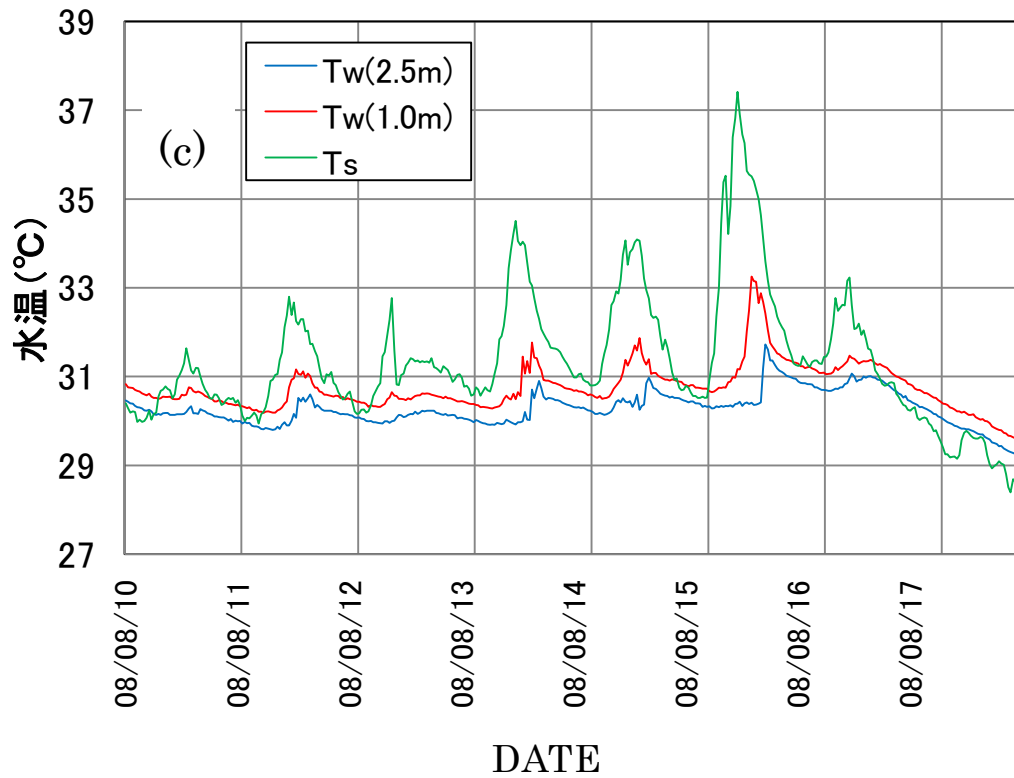


図 3.8 水温の鉛直分布の季節変化② (2008 年)
 (凡例の括弧内の数字は水深, T_s は水面温度を示す.)

(c) 8 月 10 日~17 日 (d) 11 月 10 日~17 日

※ 日付軸のラベル上を 0 時とする

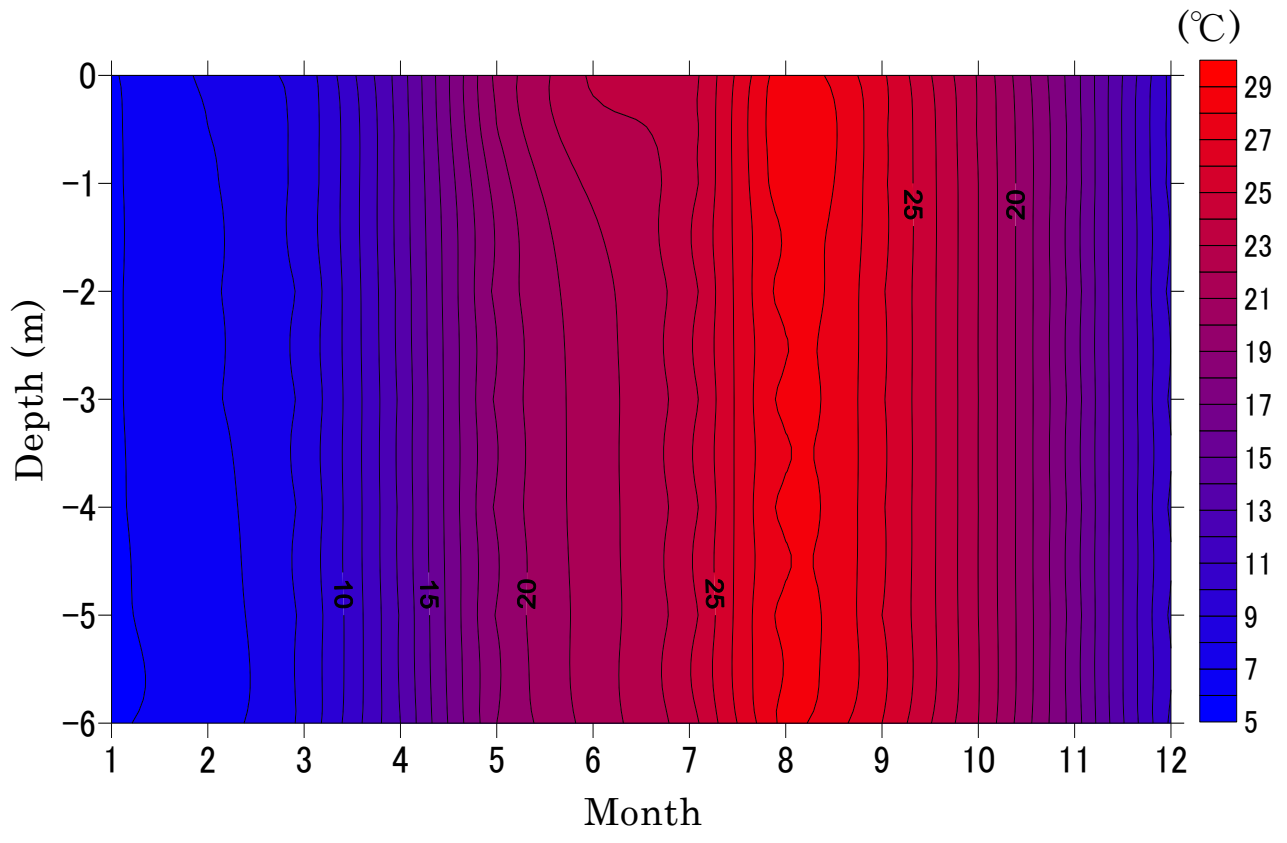


図 3.9 水温の表層－湖底の鉛直分布 (a)
 (国交省データによる 2007 年湖心の水温アイソプレス)

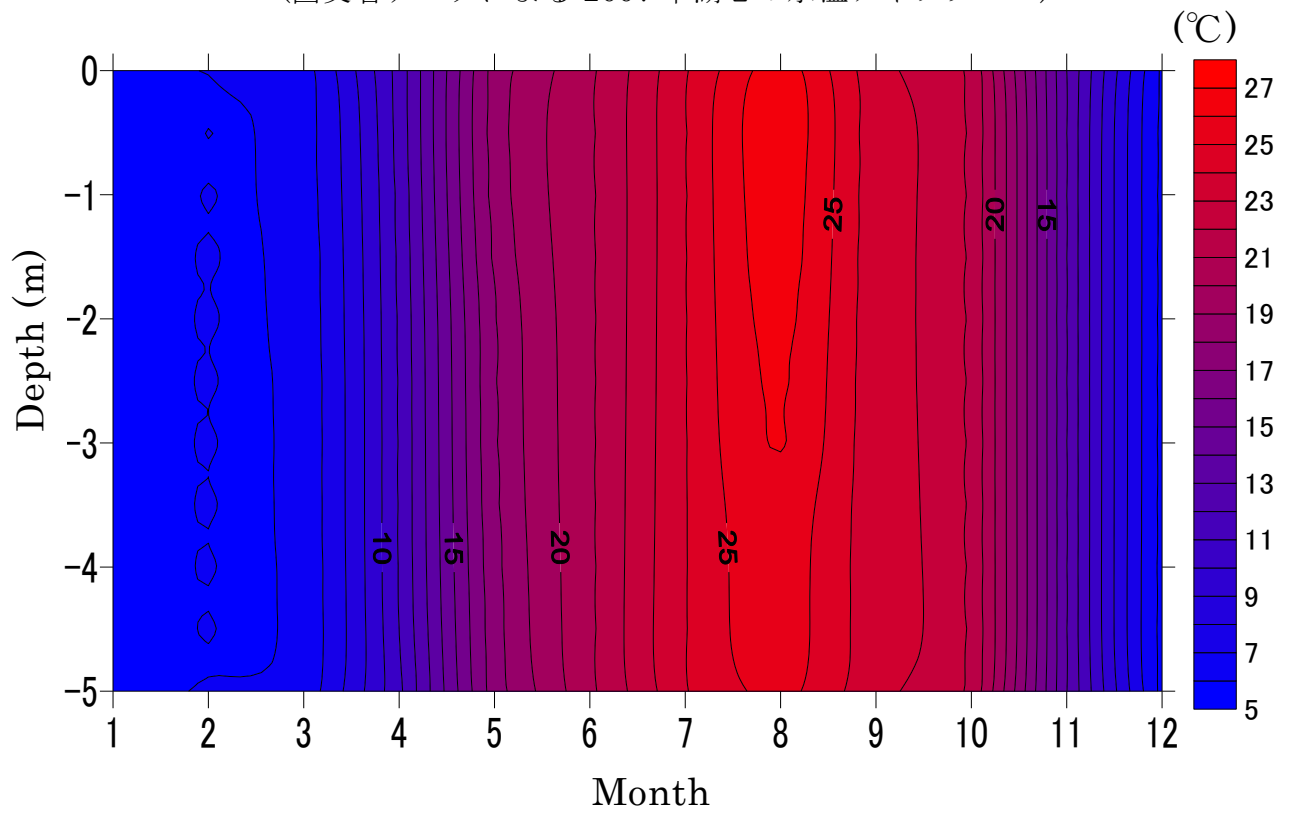


図 3.9 水温の表層－湖底の鉛直分布 (b)
 (実測による 2009 年湖心の水温アイソプレス)

3.1.4 水面温度の変化要因

湖面温度 T_s の分布を変化させる要因は一般に湖沼の形状（湖面積，容積，水深分布など），気象条件（風向・風速，気温，日射量など），河川の流出入などの環境条件が考えられる（Crosmán and Horel, 2008）. Becker and Daw (2005) では湖の形状が湖面温度に依存したとの報告をしているなど，影響する要因は個々の湖によって様々である．温暖な気候の湖面温度構造は，第一に熱収支の関数であり，第二に湖面の周辺地形の関数であるとされている（Becker and Daw, 2005）. Crosmán and Horel (2008) ではアメリカ，ユタ州の Great Salt Lake では水面温度 T_s が位置によって 5°C もの変化をし得るとの報告をしているなど，湖沼における水面温度 T_s が非一様となる研究例は多々ある．霞ヶ浦のような周辺地形が平坦で，水深が数 m 程度の浅い湖では鉛直混合が卓越するために水温成層が形成されにくく，吹送流，表面静振および河川流出入などが主要な温度変化の要因である（作野・高安，1995）. 特に吹送流は水温 T_w に大きな影響を与えることが知られている．豊田ほか（2006）では諏訪湖における非一様な湖上風が湖流形成に影響を及ぼすことを報告しており，霞ヶ浦においても新谷（2008）や山口ほか（1995）によって，風の空間分布が湖内流動に大きく影響を与えることを示している．また，近藤・渡部（1969）によると水の濁度が水面温度 T_s に影響することを報告しており，水が濁っていると光透過率が低下し，水面温度 T_s は夏に約 1°C 高く，冬に約 1°C 低温となることが分かっている．

本研究に用いた衛星データの観測時の気象について表 3.2 に示す．作野・高安（1995）では宍道湖の4月における湖面温度分布が吹送流によって空間的差異が生じたことを報告している．ASTER や Landsat は霞ヶ浦の上空を午前 10 時 30 分前後に飛行しており，表に示したのは午前 10 時 30 分の気象データである．2000 年 3 月 29 日における衛星データに関しては湖面上で約 15 (m/s) の南東風が吹いていたが，全域における標準偏差は 1.3°C であった．このように霞ヶ浦においては，吹送流によって湖内流動への影響に比べ水面温度分布への影響はそれほど大きく現れることがないことが示唆された．また河川からの流出入による影響は，吹送流に比べて微弱なものである（北澤・小松，2008）ことより考慮に加えないこととする．従って湖岸付近で高温，低温となった場合が数事例生じた要因については，河川からの流出入の影響よりは湖心周辺と湖岸付近で水深が $3\sim 4\text{ m}$ 程度異なることによってもたらされた，もしくは水面と陸地の比熱の相違によってもたらされたと考えるのが妥当であろう．そして何より，霞

ヶ浦の湖面積，湖水深は共に水面温度分布にそれほど大きく影響しない大きさ，深さであることが明らかとなったといえる．また本研究では定時刻における衛星データからの水面温度分布のみ解析に使用しており，全ての時刻において上記のような傾向が成り立つとは必ずしも言い難いが，Becker and Daw (2005) は ASTER を用いて，アメリカのウィスコンシン州における Northern Highlands Lake の夜間における湖面温度分布を調べているが，夜間に限って際立った空間的差異は報告していない．また本研究における水温 T_w の鉛直分布（図 3.8, 3.9）から判断して，水面温度 T_s と水温 T_w との温度差が大きくなる日中の方が水面温度 T_s は変化しやすいと考えるのが妥当であろう．さらに季節ごとの水温 T_w の水平分布の時系列分布（図 3.7）からも，時間帯によって湖面の水面温度（放射温度） T_s が著しく変化するとは考えにくい．以上のことより，霞ヶ浦湖面においては水面温度分布の空間的差異は小さいことが示唆された．

表 3.2 衛星データ観測時における湖心の気象状況

DATE	衛星データ名	気温 (°C)	気圧 (hPa)	風速 (m/s)	風向 (16 方位)
1999. 10.21	Landsat-7 ETM+	18.2	1016.5	1.3	南南西
1999. 11.22	Landsat-7 ETM+	6.5	1022.0	0.7	北北東
1999. 12.08	Landsat-7 ETM+	9.2	1013.0	4.5	北西
2000. 3.29	Landsat-7 ETM+	15.7	996.4	15.0	南東
2000. 09.21	Landsat-7 ETM+	<u>22.3</u>	<u>1023.5</u>	<u>4.0</u>	東北東
2000. 10.07	Landsat-7 ETM+	<u>18.5</u>	<u>1022.3</u>	<u>5.5</u>	北北東
2001. 3.16	Landsat-7 ETM+	7.4	1017.9	2.4	南東
2001. 4.01	Landsat-7 ETM+	6.4	1015.2	5.1	西北西
2001. 7.22	Landsat-7 ETM+	31.4	1011.8	5.4	南西
2001. 8.23	Landsat-7 ETM+	33.7	995.8	2.4	南西
2001. 9.24	Landsat-7 ETM+	20.4	1017.5	1.5	西
2002. 2.15	Landsat-7 ETM+	5.6	1020.3	3.6	西北西
2002. 8.10	Landsat-7 ETM+	29.9	1010.7	11.4	南西
2002. 10.13	Landsat-7 ETM+	18.4	1011.8	6.2	北
2003. 1.17	Landsat-7 ETM+	4.2	1018.5	3.8	西
2003. 4.07	Landsat-7 ETM+	12.5	1020.0	1.5	西北西
2003. 5.09	Landsat-7 ETM+	12.7	1016.0	6.6	北東
2004. 7.07	ASTER	29.9	1009.5	1.4	南東
2005. 9.03	ASTER	28.9	1012.5	2.7	南
2007. 3.01	ASTER	<u>5.3</u>	<u>1025.5</u>	<u>1.5</u>	北北西
2007. 5.04	ASTER	<u>20.5</u>	<u>1011.9</u>	<u>4.2</u>	南南西
2007. 8.16	Landsat-TM	31.2	1010.5	2.7	西北西
2007. 11.21	ASTER	9.5	1016.5	4.9	北北東
2007. 12.07	ASTER	7.9	1012.5	1.2	南南東
2008. 1.08	ASTER	5.8	1010.5	3.1	西
2008. 1.15	ASTER	2.8	1027.0	1.7	北西
2008. 1.24	ASTER	4.8	1002.0	8.7	北北西
2008. 1.31	ASTER	4.4	1013.0	2.5	北
2008. 12.16	ASTER	8.5	1026.0	3.9	北西
2009. 1.01	ASTER	6.6	1005.7	9.2	南南西
2009. 2.02	ASTER	5.1	1024.7	0.7	南東
2009. 4.07	ASTER	14.7	1015.5	2.5	西南西

※欠測時は掛馬沖データ (太字), 臨湖実験施設データ (下線付) で代用.

3.2 湖面蒸発量分布

3.2.1 湖面蒸発量分布

観測期間内における衛星データの取得時刻での蒸発量分布を式(2.2)によって算出し、それらを図 4.1~4.11 に示す。解析日時は、2007年8月16日、11月21日、12月7日、2008年1月8日、1月15日、1月24日、1月31日、12月16日、2009年1月1日、2月2日、4月7日の計11事例における午前10時30分頃の時刻である。ただし2007年8月16日(図4.1)については午前9時45分頃の分布である。各々の蒸発分布の全域における平均値と標準偏差を表4.1に示す。また、湖面分布における湖心部における値と、湖心の1点データによって推定された値が一致することが条件となるため両者の比較検証を行った結果を図4.12に示す。両者の回帰線はほぼ1に近い関係となったため、蒸発量分布の再現性はおおむね良好であるといえる。

まず湖面蒸発分布の平均値については日単位で0.5~3.0 (mm/day) 程度となる場合が多く、季節によっては冬季における07年12月7日(図4.3)や08年1月31日(図4.7)のように蒸発量が0.5 (mm/day) 未満の事例も存在した。蒸発量はその時間帯における気象状況や水面状態によって異なるためと考えられるが、もう1つの理由として取得した衛星データが、蒸発量そのものが低くなる冬季におけるものが多いことも要因の一つである。また、本研究では湖面蒸発が①「一様」である、もしくは②「非一様」であるかの基準について、変動係数(標準偏差の平均値に対する割合)ではなく、標準偏差が0.5 (mm/day) 以上となった場合が非一様な事例とみなすこととした。これは、変動係数が大きくても日蒸発量そのものが小さい場合では、推定された蒸発量を水収支式に適用して貯留量変化の予測に大きな影響を及ぼさないと考えられるためであり、変動係数よりも偏差の量の方がより重要とみなした。従って、2007年12月7日(図4.3)、2008年1月8日(図4.4)、1月31日(図4.7)、12月16日(図4.8)、2月2日(図4.10)の事例については湖面蒸発が一様に分布したと考えられる。しかしながら全地点での偏差が0に近く、完全に一様となるような場合も生じなかった。逆に2007年11月21日(図4.2)や2008年1月15日(図4.5)、1月24日(図4.6)、2009年1月1日(図4.9)、4月7日(図4.11)の事例に関しては偏差がそれぞれ0.67 (mm/day)、0.56 (mm/day)、0.61 (mm/day)、0.55 (mm/day)、0.51 (mm/day) となり、2007年11月21日においては湖心周辺ほど高い蒸発値を示し、湖岸に近づくほど蒸発

値は小さくなった。また 2008 年 1 月 24 日 (図 4.6) や 2009 年 1 月 1 日 (図 4.9) の事例については湖面東部ほど蒸発量が大きく西部ほど小さくなり、空間的差異が明瞭にあらわれた結果となった。2009 年 4 月 7 日 (図 4.11) についてはそれらとやや異なり、湖面西部側でやや高い蒸発値をとっている。従って頻度としては低い、湖心から湖面東部側で蒸発量が大きくなるとは限らず、逆に西部側で高い値を示す場合も生じること分かる。これらの事例では湖面蒸発が非一様に分布したことが示唆され、全体としては湖心周辺から湖面南東部にかけて蒸発量が大きくなる傾向がみられ、①と②の事例は同程度の割合となった。また表 4.1 より、全体として蒸発量が大きいほどその湖面全域での値のばらつき、つまり標準偏差が大きくなる傾向がみられた。また非一様となる場合は標準偏差が 1.0 (mm/day) を超えるような非常に空間的差異の大きい事例もまた生じなかった。従って霞ヶ浦湖面においては湖心観測の推定値が全く適用できないような領域は存在しないということが考えられる。

また 2007 年 8 月 16 日 (図 4.1) について、蒸発量が大きい領域と小さい領域が不規則に分布しており、定まった位置に限って蒸発量が大きくなることや小さくなるというわけではない可能性があり、地点ごとの風速などその時の気象条件によって大きく左右されることが示唆される。所々にある斜線は衛星データ撮影時にセンサーの機能が何らかの原因で不調になったことに起因するものである。また、図 4.5、4.6 のように所々雲域が存在すると正確な値が測定されないことから、良天候条件下のみ解析可能であることは、衛星データを用いることによる蒸発量推定における短所の 1 つである。結果的に解析した事例は冬季におけるものが多く、より明瞭な季節毎の傾向を把握することができなかった。より明らかな傾向を把握するためには冬季以外の衛星データによる解析が必要であるが、前項において水面温度分布の空間差異は小さいことが示唆されており、蒸発量分布にもその影響は明瞭に現れなかったことから、湖心など 1 地点における水面温度を用いた蒸発量分布推定が霞ヶ浦においては可能となることが考えられる。

結論として、衛星データを用いることによる湖面蒸発分布は「一様」な分布と「非一様」な分布が生じることが分かり、非一様となる場合は湖心から湖面南東部にかけて高い値を示すなど、位置によって蒸発量の値が異なる傾向を示した。また両者の割合は同程度であり非一様に分布する場合は常に湖上で発生しているとは限らないことが示唆される。

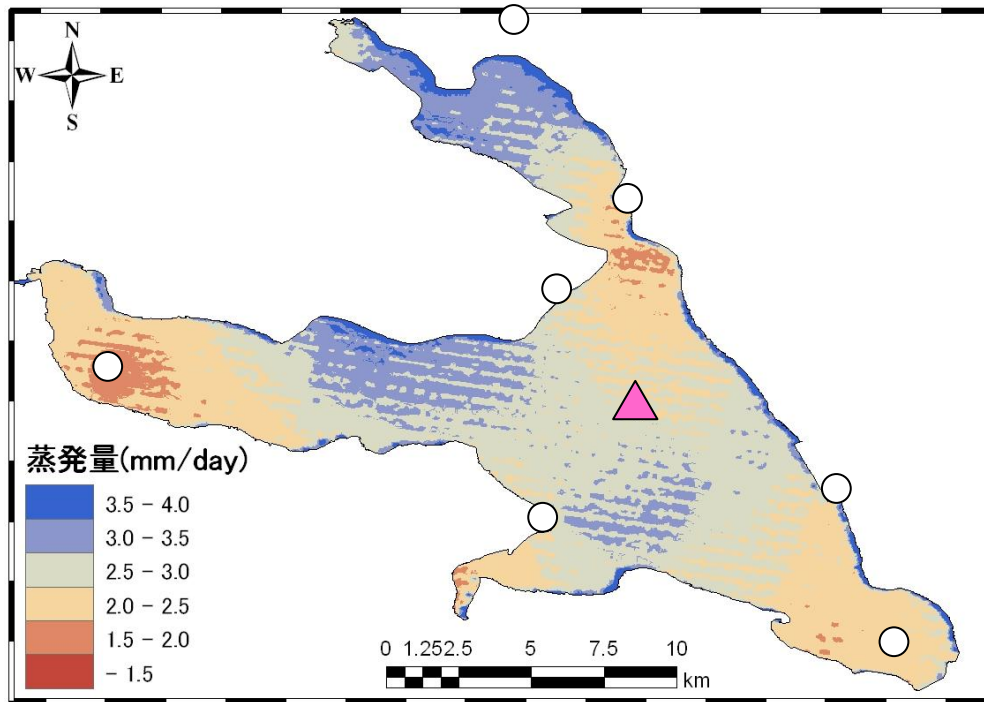


図 4.1 湖面蒸発分布 (a)

(2007年8月16日9:45における事例 ▲：湖心観測所，○：気象観測所)

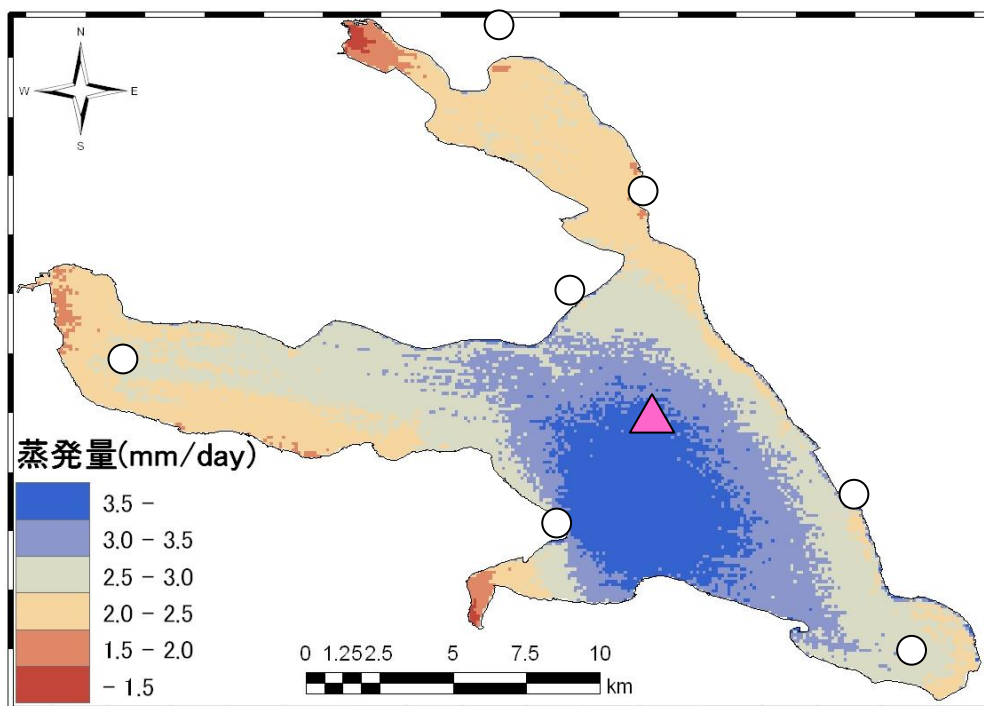


図 4.2 湖面蒸発分布 (b)

(2007年11月21日10:30における事例 ▲：湖心観測所，○：気象観測所)

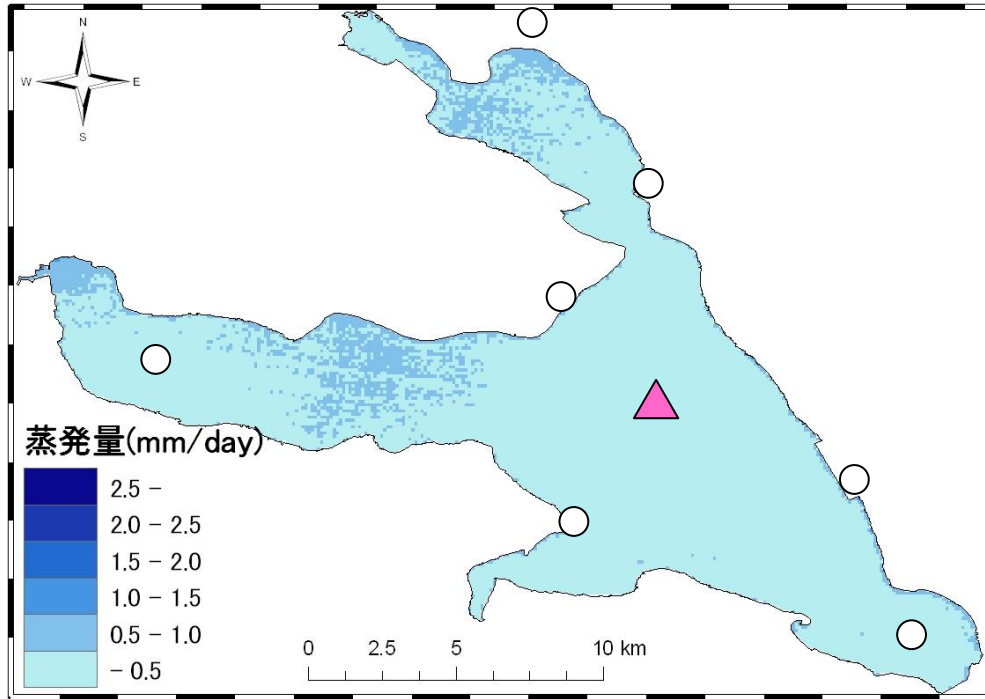


図 4.3 湖面蒸発分布 (c)

(2007年12月7日10:30における事例 ▲：湖心観測所，○：気象観測所)

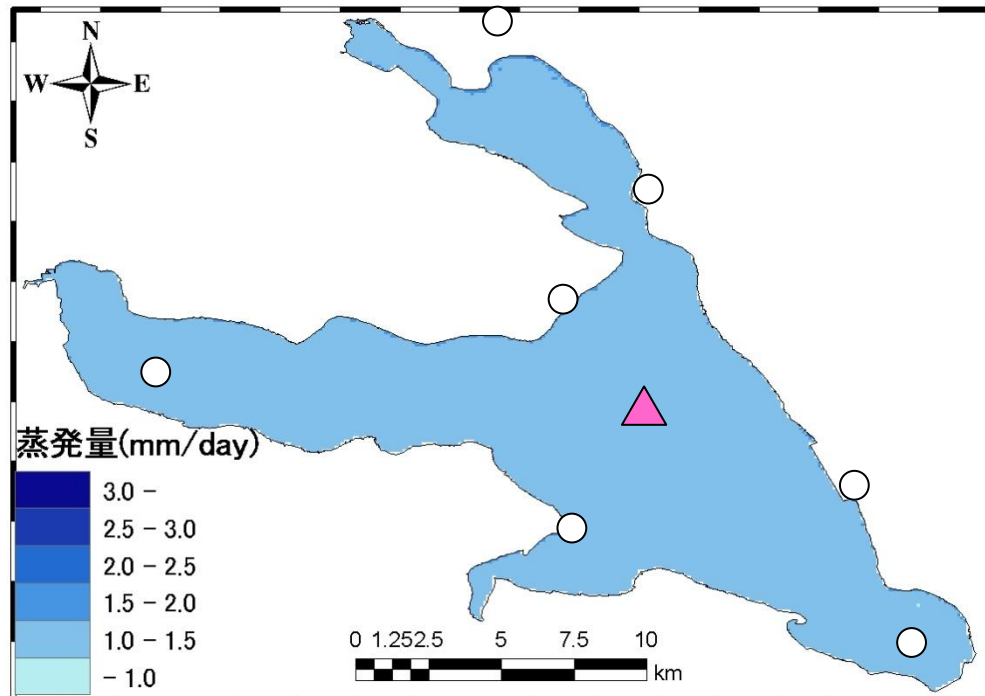


図 4.4 湖面蒸発分布 (d)

(2008年1月8日10:30における事例 ▲：湖心観測所，○：気象観測所)

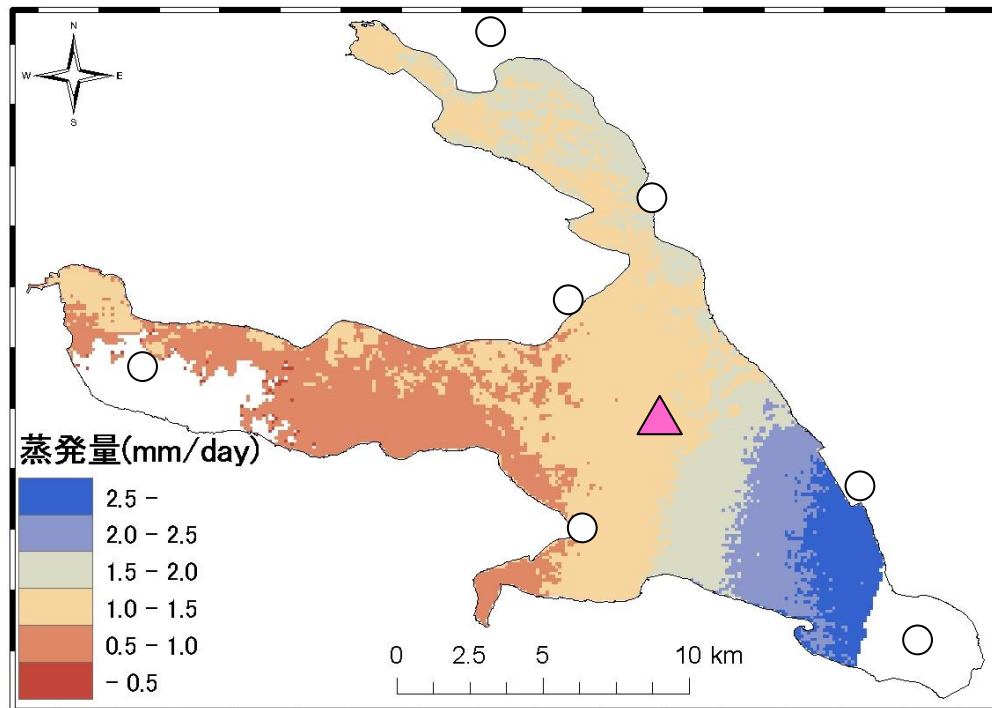


図 4.5 湖面蒸発分布 (e)

(2008年1月15日10:30における事例 ▲：湖心観測所，○：気象観測所)

※ 白色領域は雲域又は衛星画像に含まれていないことを示す

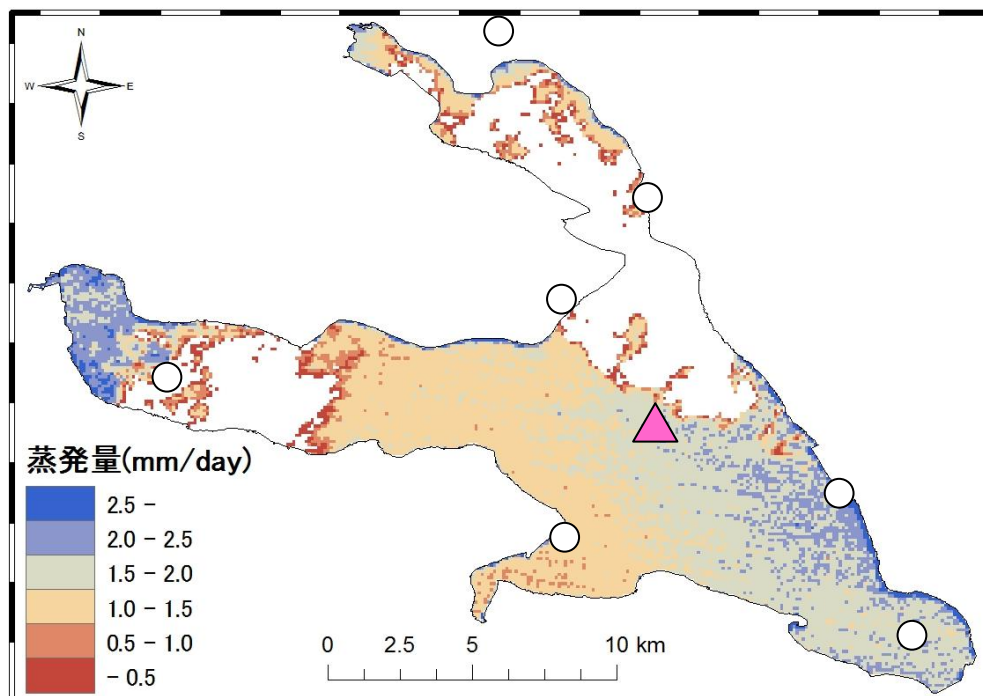


図 4.6 湖面蒸発分布 (f)

(2008年1月24日10:30における事例 ▲：湖心観測所，○：気象観測所)

※ 白色領域は雲域又は衛星画像に含まれていないことを示す

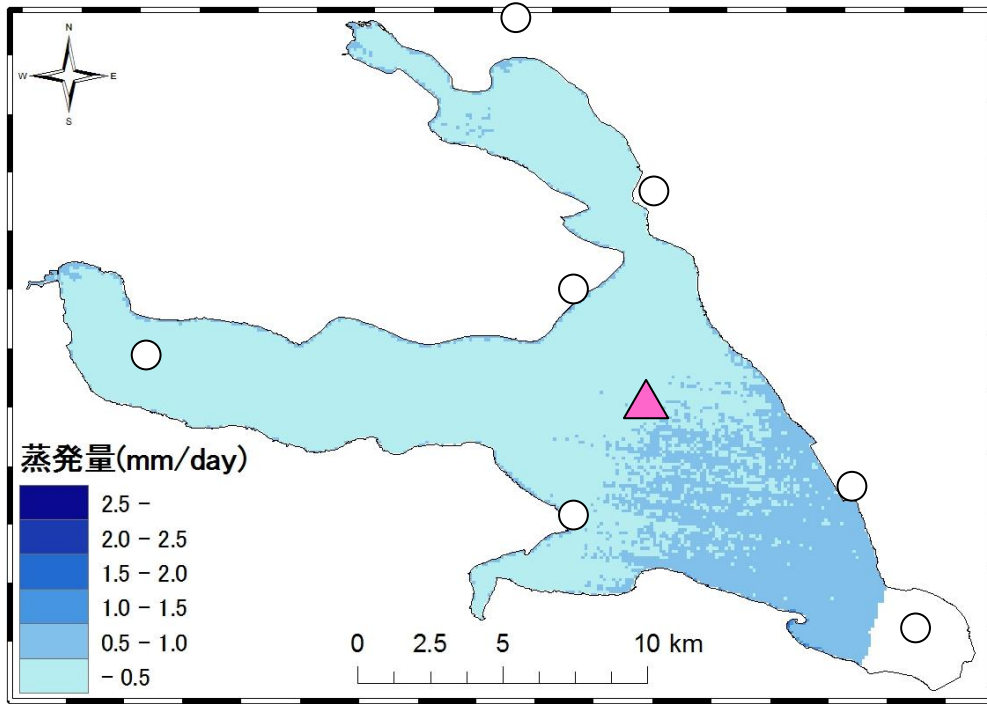


図 4.7 湖面蒸発分布 (g)

(2008年1月31日10:30における事例 ▲：湖心観測所，○：気象観測所)

※ 白色領域は雲域又は衛星画像に含まれていないことを示す

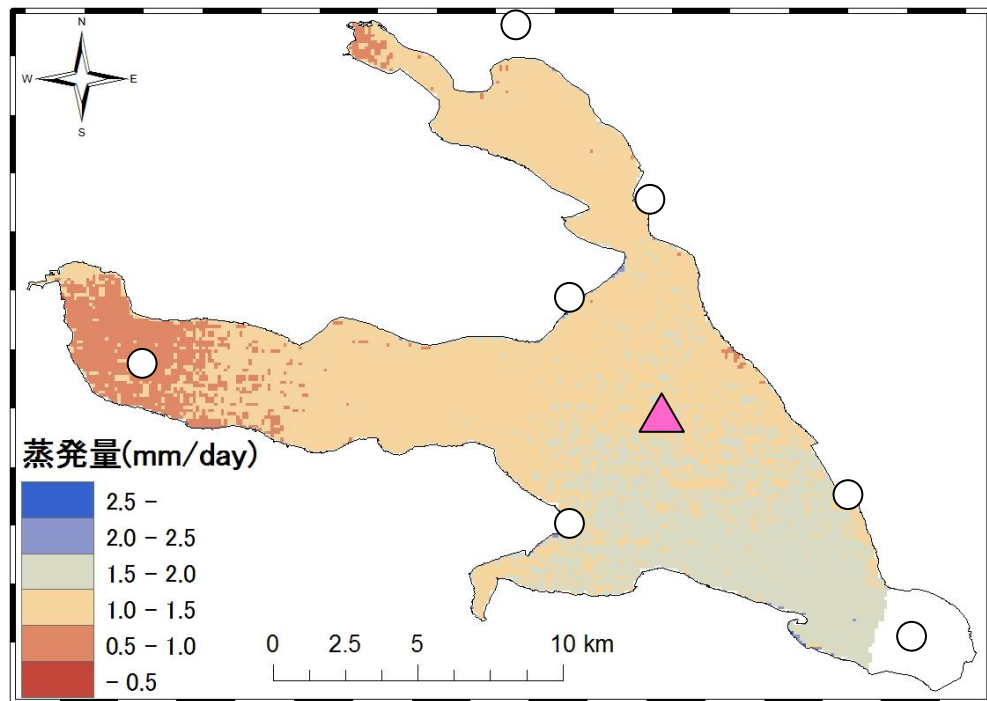


図 4.8 湖面蒸発分布 (h)

(2008年12月16日10:30における事例 ▲：湖心観測所，○：気象観測所)

※ 白色領域は雲域又は衛星画像に含まれていないことを示す

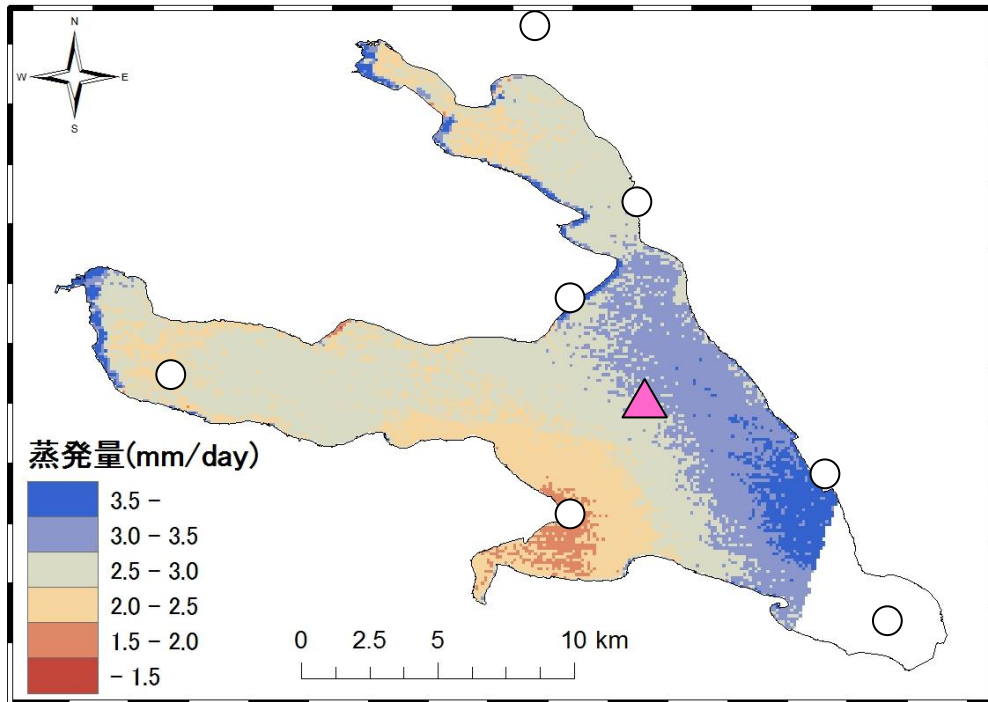


図 4.9 湖面蒸発分布 (i)

(2009年1月1日10:30における事例 ▲：湖心観測所，○：気象観測所)

※ 白色領域は雲域又は衛星画像に含まれていないことを示す

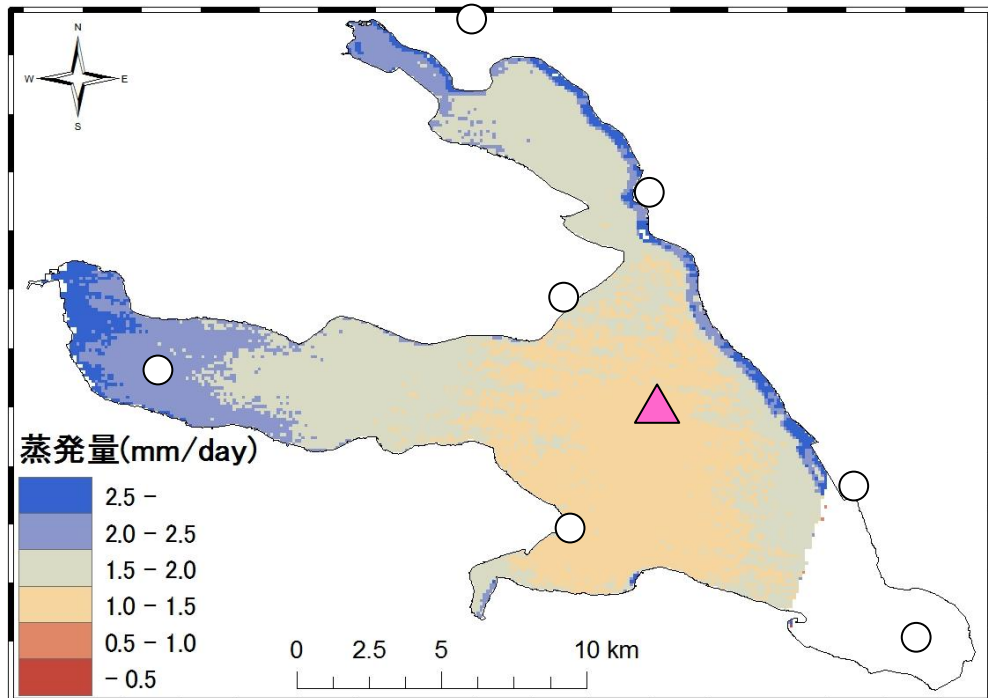


図 4.10 湖面蒸発分布 (j)

(2009年2月2日10:30における事例 ▲：湖心観測所，○：気象観測所)

※ 白色領域は雲域又は衛星画像に含まれていないことを示す

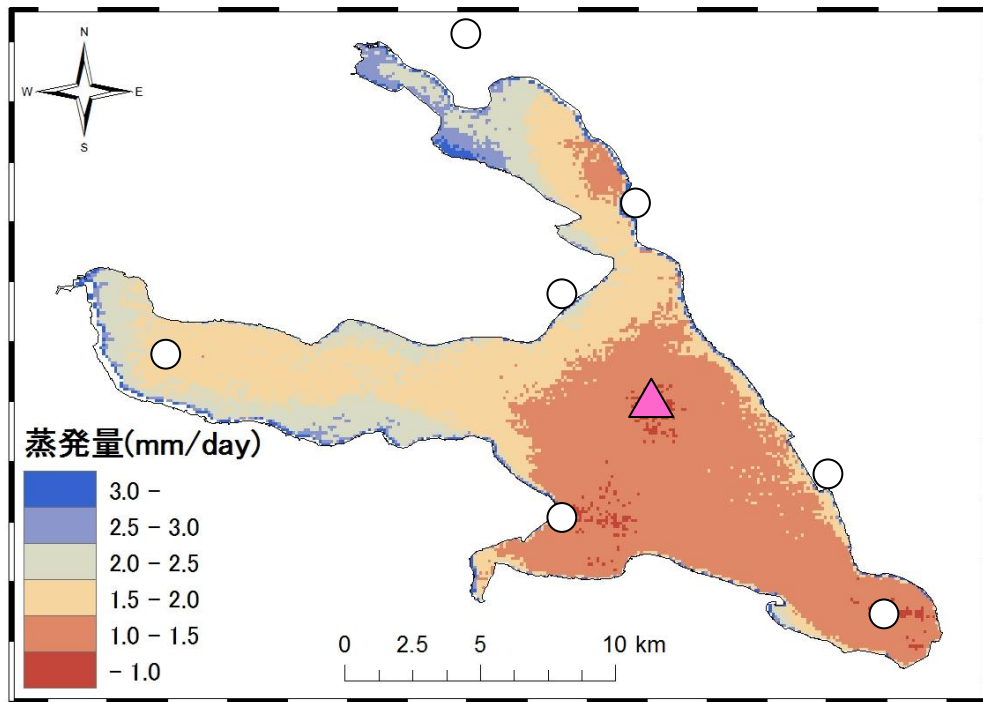


図 4.11 湖面蒸発分布 (k)

(2009年4月7日10:30における事例 ▲：湖心観測所，○：気象観測所)

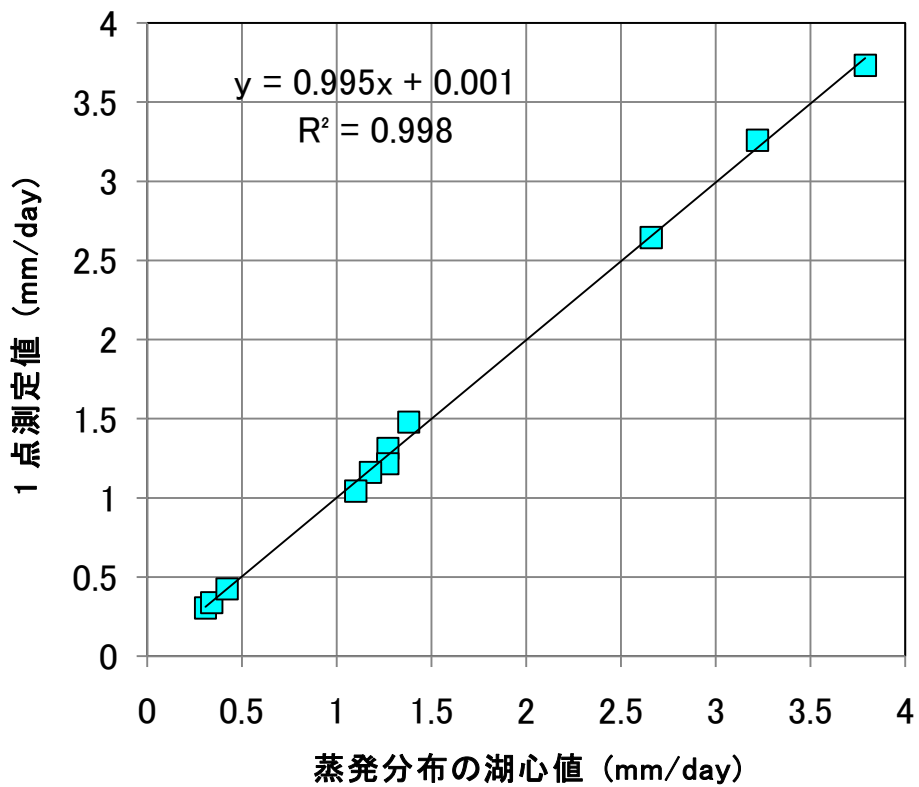


図 4.12 1点測定値と蒸発量分布の湖心部との比較検証

3.2.2 湖面蒸発に影響する気象要因

本研究ではバルク式 (式 2.2) を用いて湖面蒸発分布の推定をしている。従って、バルク式における気象データの空間的差異が蒸発分布に強く影響していると考えられる。ただしバルク輸送係数については湖心観測データによる値を湖面全域に適用しているため、蒸発分布の変化要因は主に気温 T_a [°C]、相対湿度 Rh [%]、風速 U [m/s]、水面温度 T_s [°C]、気圧 AP [hPa]などによって決定される。本研究では影響する要因を、主に気温 T_a [°C]と相対湿度 Rh [%]から算出される比湿 q [kg/kg]、水面温度 T_s [°C]から算出される飽和比湿 q_s [kg/kg]、風速 U [m/s]とした。大気密度 ρ_a [kg/m³]、水密度 ρ_w [kg/m³]については湖面全域ではほぼ差異がなく定数に近似できるため、影響要因としてみなさないこととした。また気圧 AP [hPa]についてもほとんど湖上において空間差異は生じなかったので影響要因として扱わないこととした。図 5.1～5.11 に図 4.1～4.11 で示した湖面蒸発量分布を決定するための各々の気象データの分布を示す。

表 4.1 より、蒸発分布に影響した気象的要素について、蒸発量分布が非一様となった 07年 11月 21日 (図 5.2)、08年 1月 15日 (図 5.5)、1月 24日 (図 5.6)、09年 1月 1日 (図 5.9) などにおいては、他の気象データの空間的差異が小さいのに対し、風速 U 分布の空間的差異が大きくなる傾向を示すことが分かった。これは湖面積の大きい霞ヶ浦では湖陸風や海陸風など、地点によって吹く風が異なることによるものである。風速 U 分布については各気象観測所における風向風速を矢印で示したが、風向と湖上風分布の多様性との関連は明瞭にはならなかった。又、気温 T_a 、相対湿度 Rh から算出される比湿 q 分布は標準偏差が非常に小さく、比湿 q による影響はほとんどないと考えられる。これにより最も影響が大きい気象要素は風速 U である可能性が高い。また、①の事例に対して影響する要因としては、まず 07年 12月 7日 (図 5.3) や 08年 1月 8日 (図 5.4) の風速 U 分布の標準偏差が 0.1 (m/s) 未満であるのをはじめ、ほとんどの事例において風速 U 分布が湖面全域で空間的差異が小さく一様に近い分布をとったことが第一の特徴として挙げられる。そして飽和比湿 q_s と比湿 q の差分に関しても空間的な差異は見られなかったが、非一様となった事例の場合とそれほど違いは顕著とはならなかった。その要因として、飽和比湿 q_s は空間的差異の小さい水面温度 T_s から算出されること、表 4.1 より各気象観測所における気温 T_a 、相対湿度 Rh の湖面全域での内挿による偏差は、気温 T_a は 0～1°C、相対湿度 Rh は 5%前後となったことより、比湿 q への偏差にもそれほど影響しなかったことが挙げられる。気温 T_a と相

対湿度 Rh の湖上での分布はおおむね一様とみなすこともできるが、湖心周辺ほど気温が低くかつ相対湿度が高くなるような分布を示す傾向も見られた。気温 T_a については移流による影響も考慮の対象であり、加藤 (1980, 1981) は洞爺湖における湖陸風によって湖面から陸地へ寒気の移流が起きたと報告しているが、その範囲は湖岸から 200 m 程度と推定していることからその影響は小さいと考えられる。また表 4.1 から、2007 年 8 月 16 日 (図 5.1) については飽和比湿 q_s や気温 T_a の標準偏差が他の事例に比べやや高い。このことより表面温度 T_s 、大気温度 T_a の影響はそれほど大きくないながらも、低温の冬季に比べ高温となる夏季の方が蒸発分布に効いてくる可能性も考えられる。

本研究においてはバルク輸送係数 C_e を定数として解析に用いているため、影響する気象要因はそれが前提での議論となる。しかしながらバルク係数の決定にも風速 U の要素は強く効いてくるため、湖上風が大きな影響要因であると判断することは妥当であると考えられる。だが 2009 年 4 月 7 日における事例 (図 4.11, 5.11) だけはやや非一様な蒸発分布であるにもかかわらず、風速 U 分布のみに依存した蒸発量分布を示していない。09 年 4 月 7 日の水面温度 T_s は偏差が他の結果と比べやや大きく 2°C 程度となり、それが飽和比湿 q_s と比湿 q の差分にも影響したものと考えられる。このように蒸発量推定において風速 U 以外の気象要因は無視できるとは限らないが、全 11 事例において飽和比湿 q_s と比湿 q の差分が強く影響したのはこの日だけであり、湖上風分布に比べるとその影響は小さいとみなせると考えられる。また 2008 年 1 月 31 日の事例 (表 4.1) では風速 U 分布の偏差が 0.52 (m/s) とやや大きいのに対し蒸発量の偏差は 0.09 (mm/day) と小さい。このことより、蒸発量の絶対量が小さい場合には風速 U の空間的差異が大きくなっても蒸発分布に反映されないことも把握できる。つまり、少なくとも蒸発量が小さい日時においては気象条件によらず湖心観測値を湖面全域に適用することができる可能性が示唆された。

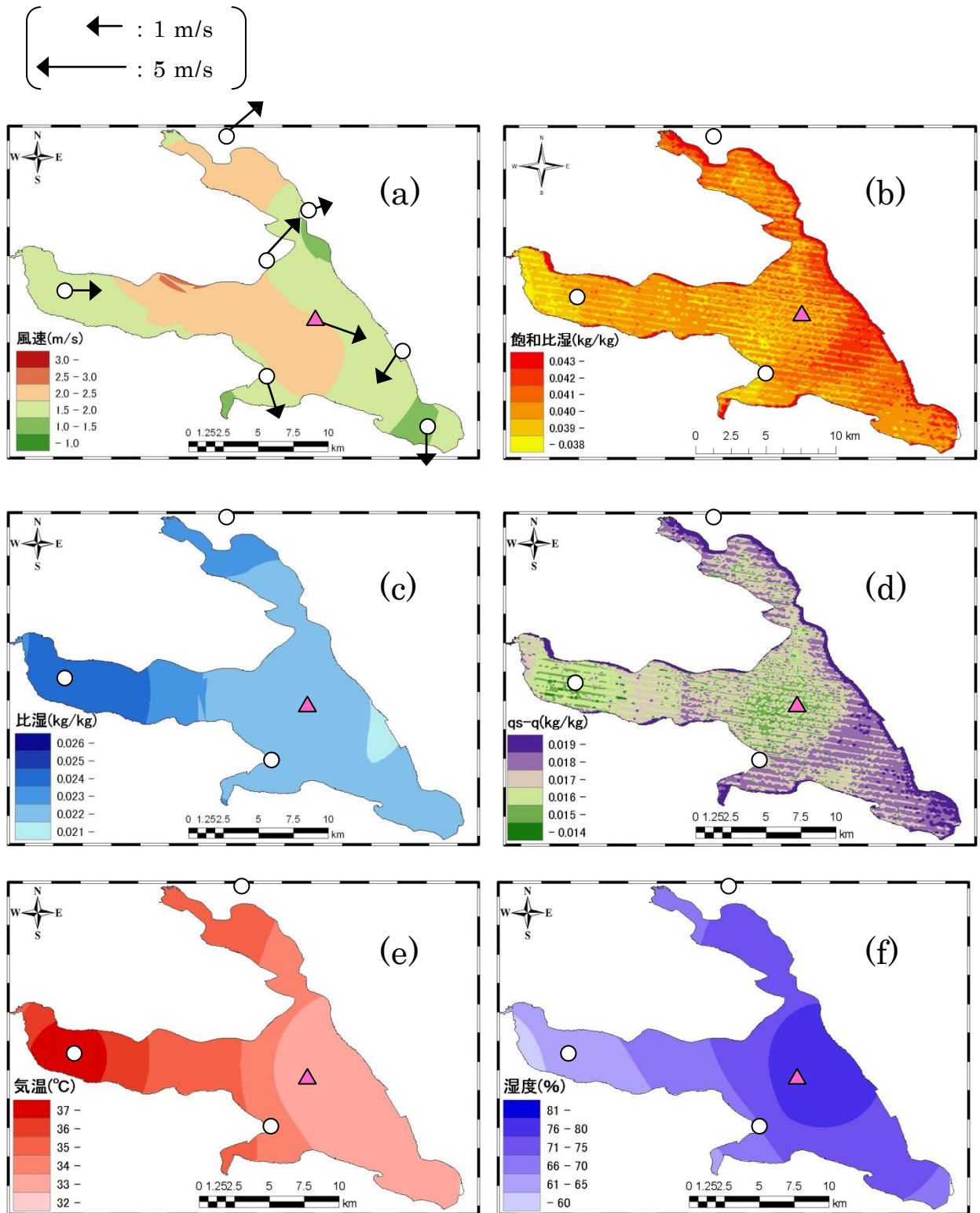


図 5.1 気象データ分布 : (a) 風速 U (m/s), (b) 飽和比湿 q_s (kg/kg), (c) 比湿 q (kg/kg),
 (d) 飽和比湿 - 比湿 $q_s - q$ (kg/kg), (e) 気温 T_a ($^{\circ}$ C), (f) 相対湿度 Rh (%)
 (2007年8月16日9:45における事例 ▲ : 湖心観測所, ○ : 気象観測所, ↑ : 風向風速)

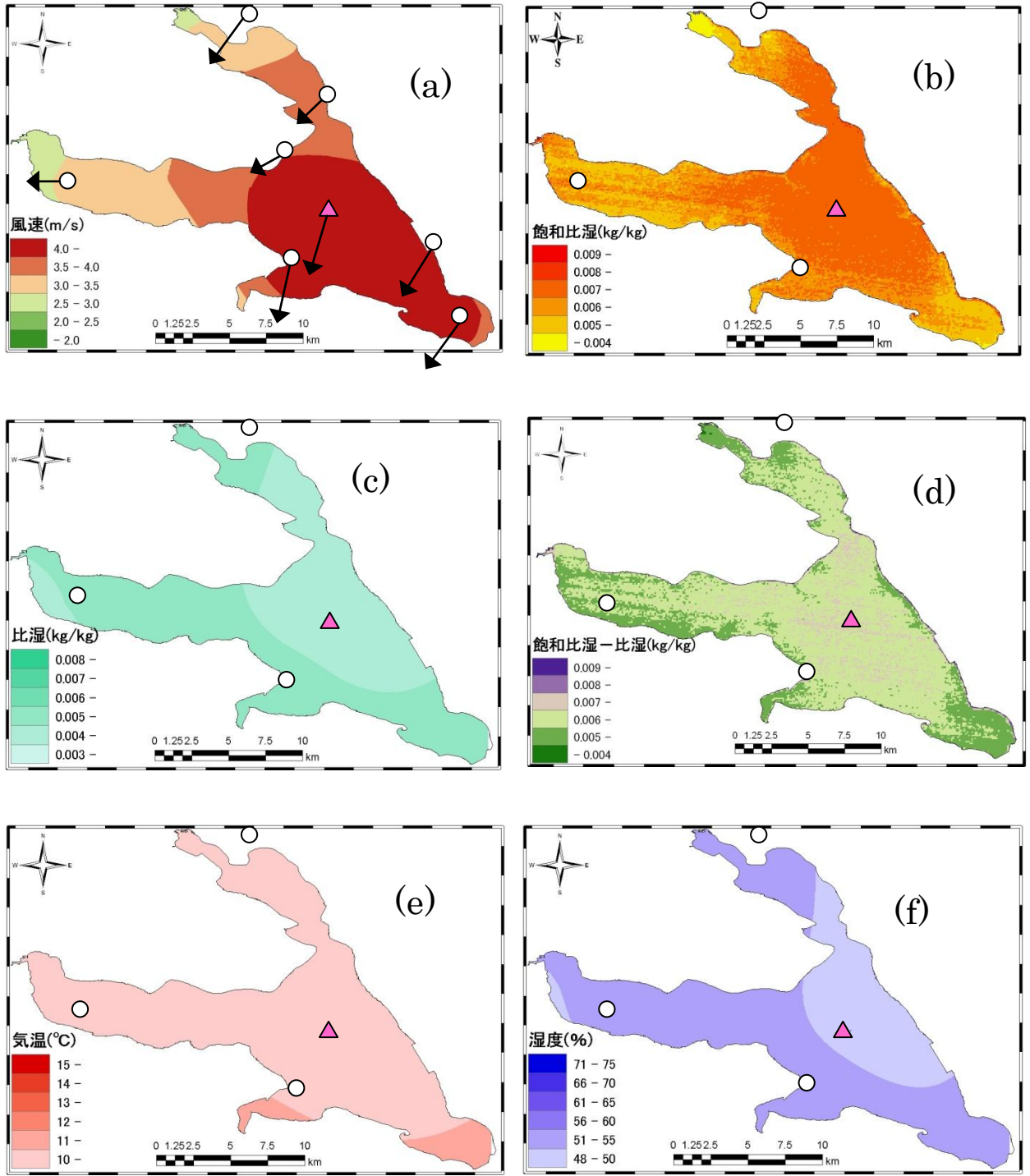
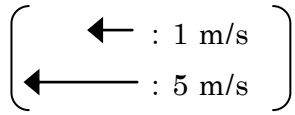


図 5.2 気象データ分布 : (a) 風速 U (m/s), (b) 飽和比湿 q_s (kg/kg), (c) 比湿 q (kg/kg),
 (d) 飽和比湿 - 比湿 $q_s - q$ (kg/kg), (e) 気温 T_a (°C), (f) 相対湿度 Rh (%)
 (2007年11月21日10:30における事例 ▲ : 湖心観測所, ○ : 気象観測所, ↑ : 風向風速)

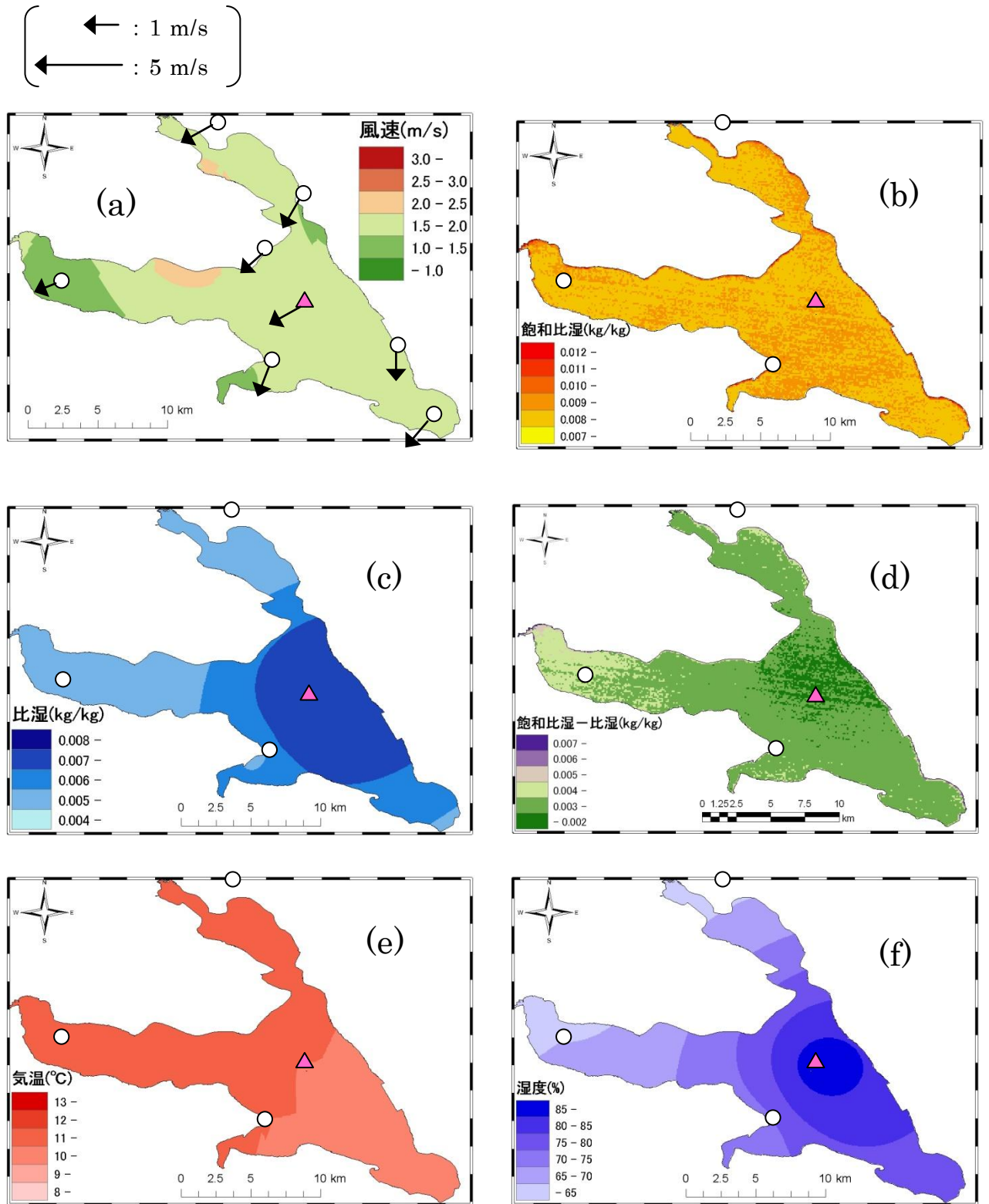


図 5.3 気象データ分布 : (a) 風速 U (m/s), (b) 飽和比湿 q_s (kg/kg), (c) 比湿 q (kg/kg),
 (d) 飽和比湿 - 比湿 $q_s - q$ (kg/kg), (e) 気温 T_a (°C), (f) 相対湿度 Rh (%)
 (2007年12月7日10:30における事例 ▲ : 湖心観測所, ○ : 気象観測所, ↑ : 風向風速)

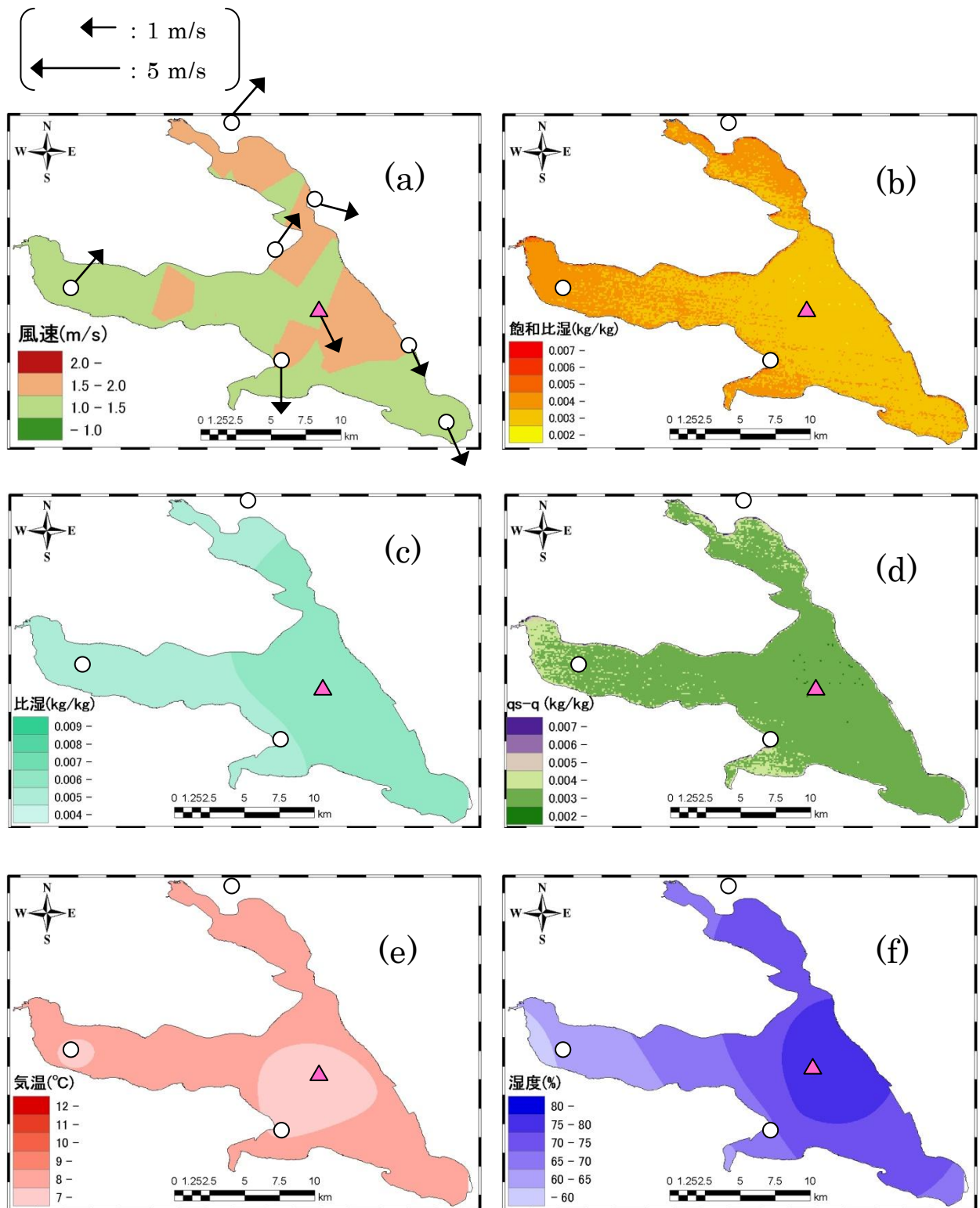


図 5.4 気象データ分布 : (a) 風速 U (m/s), (b) 飽和比湿 q_s (kg/kg), (c) 比湿 q (kg/kg),
 (d) 飽和比湿 - 比湿 $q_s - q$ (kg/kg), (e) 気温 T_a ($^{\circ}$ C), (f) 相対湿度 Rh (%)
 (2008 年 1 月 8 日 10:30 における事例 \blacktriangle : 湖心観測所, \circ : 気象観測所, \uparrow : 風向風速)

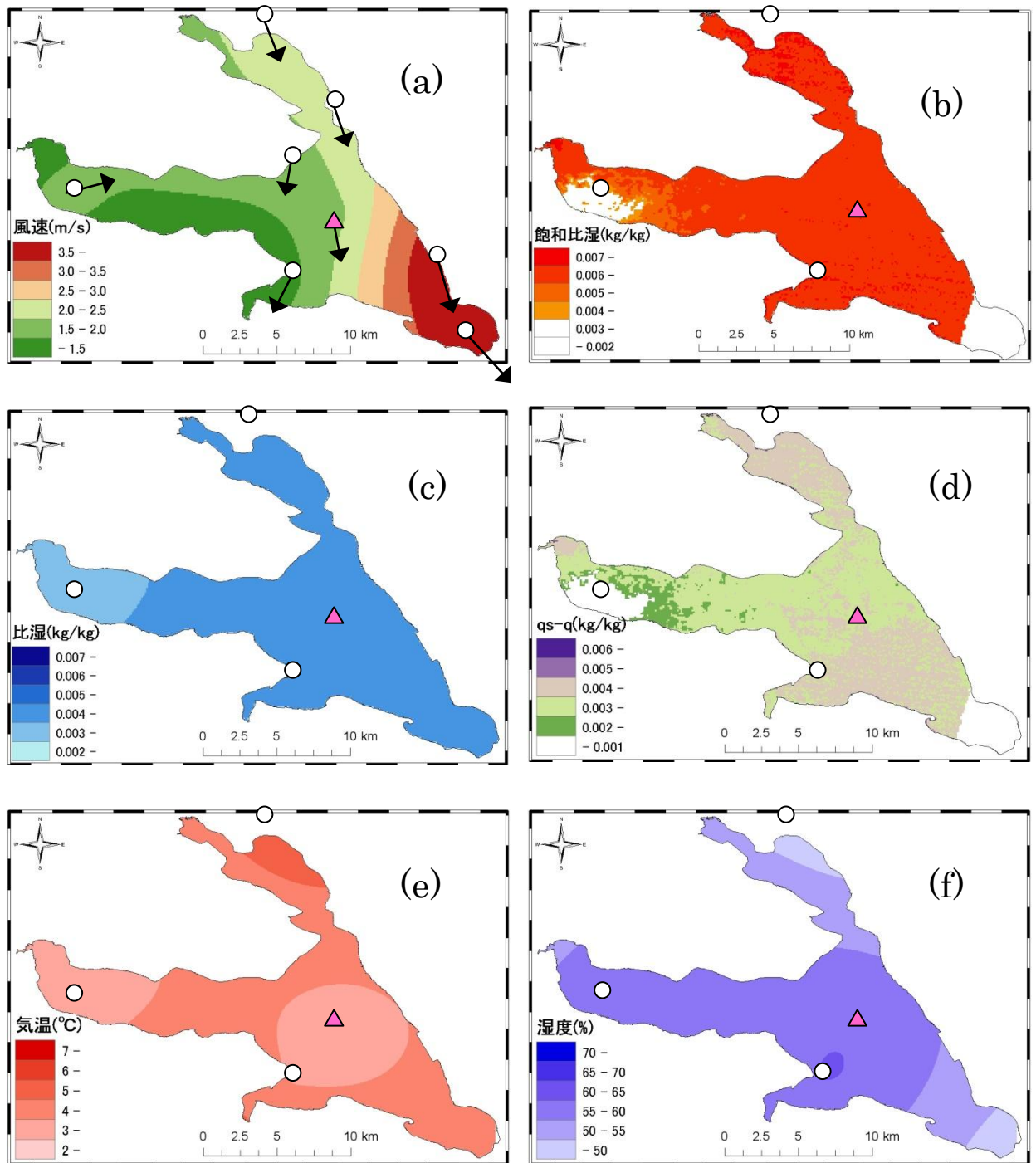
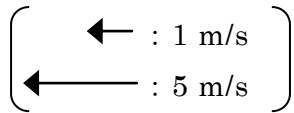


図 5.5 気象データ分布 : (a) 風速 U (m/s), (b) 飽和比湿 q_s (kg/kg), (c) 比湿 q (kg/kg),
 (d) 飽和比湿 - 比湿 $q_s - q$ (kg/kg), (e) 気温 T_a (°C), (f) 相対湿度 Rh (%)
 (2008 年 1 月 15 日 10:30 における事例 ▲ : 湖心観測所, ○ : 気象観測所, ↑ : 風向風速)
 ※ 白色領域は雲域又は衛星画像に含まれていないことを示す

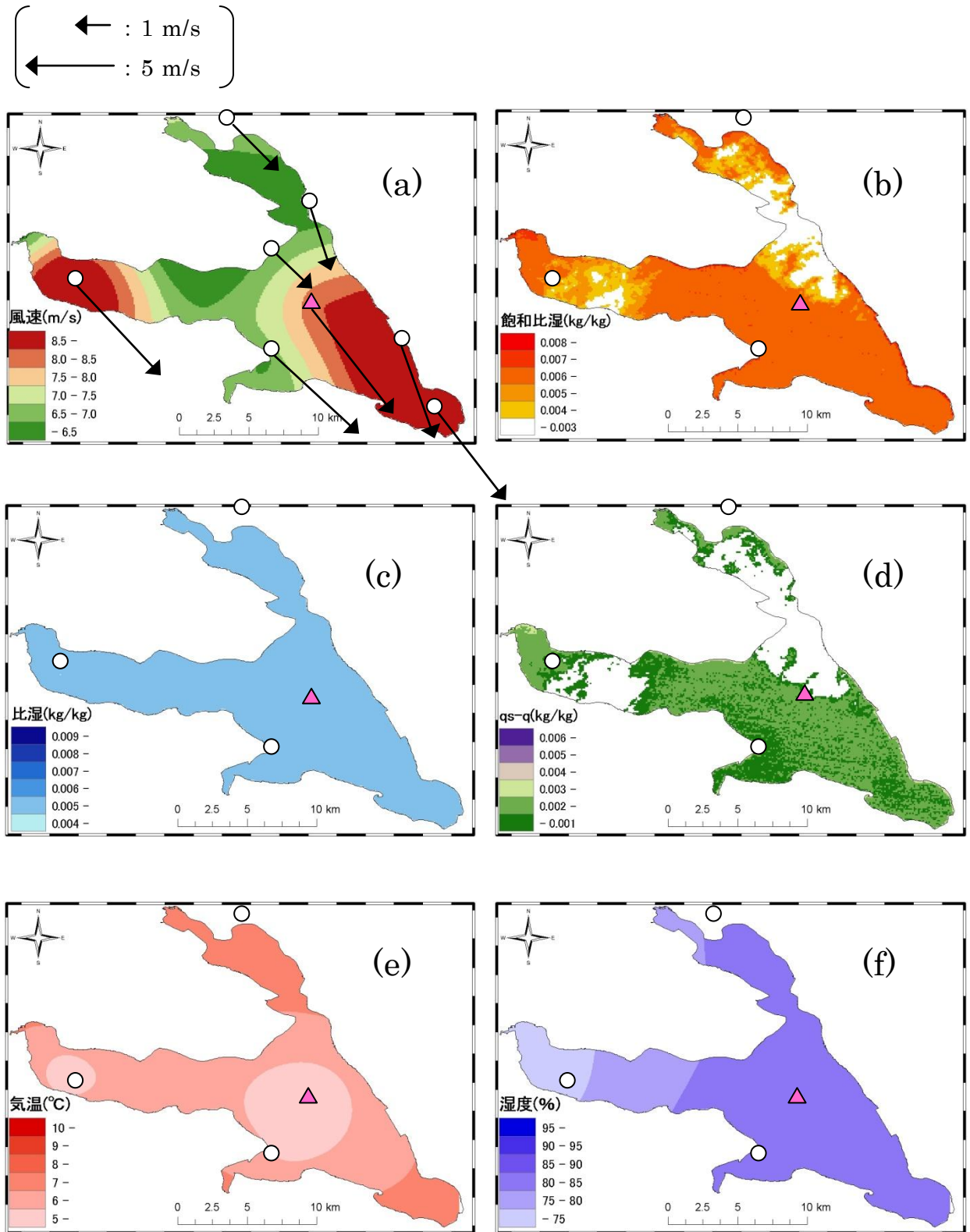


図 5.6 気象データ分布 : (a) 風速 U (m/s), (b) 飽和比湿 q_s (kg/kg), (c) 比湿 q (kg/kg),
 (d) 飽和比湿 - 比湿 $q_s - q$ (kg/kg), (e) 気温 T_a ($^{\circ}\text{C}$), (f) 相対湿度 Rh (%)
 (2008年1月24日10:30における事例 ▲ : 湖心観測所, ○ : 気象観測所, ↑ : 風向風速)
 ※ 白色領域は雲域又は衛星画像に含まれていないことを示す

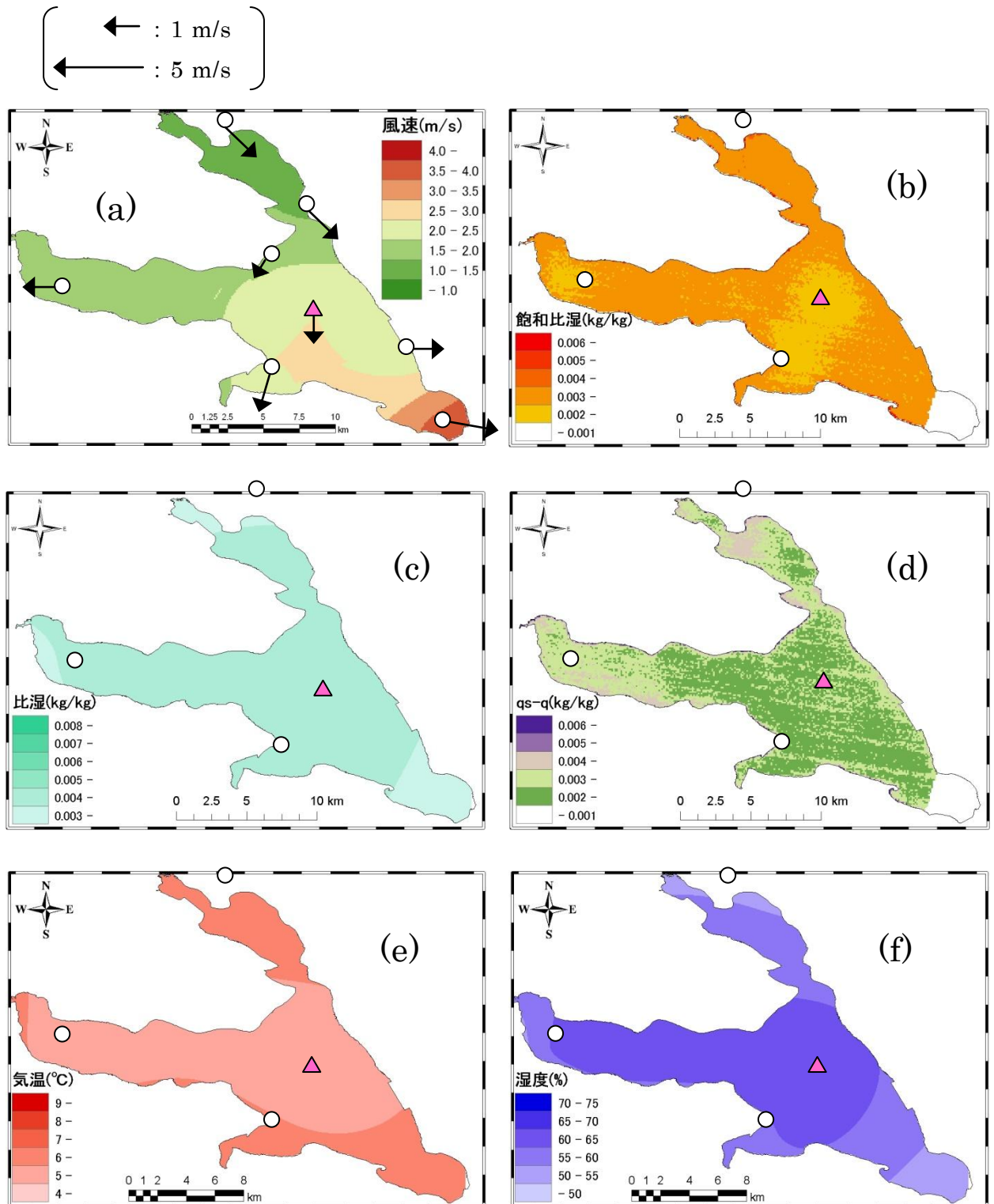


図 5.7 気象データ分布 : (a) 風速 U (m/s), (b) 飽和比湿 q_s (kg/kg), (c) 比湿 q (kg/kg),
 (d) 飽和比湿 - 比湿 $q_s - q$ (kg/kg), (e) 気温 T_a ($^{\circ}$ C), (f) 相対湿度 Rh (%)
 (2008 年 1 月 31 日 10:30 における事例 ▲ : 湖心観測所, ○ : 気象観測所, ↑ : 風向風速)
 ※ 白色領域は雲域又は衛星画像に含まれていないことを示す

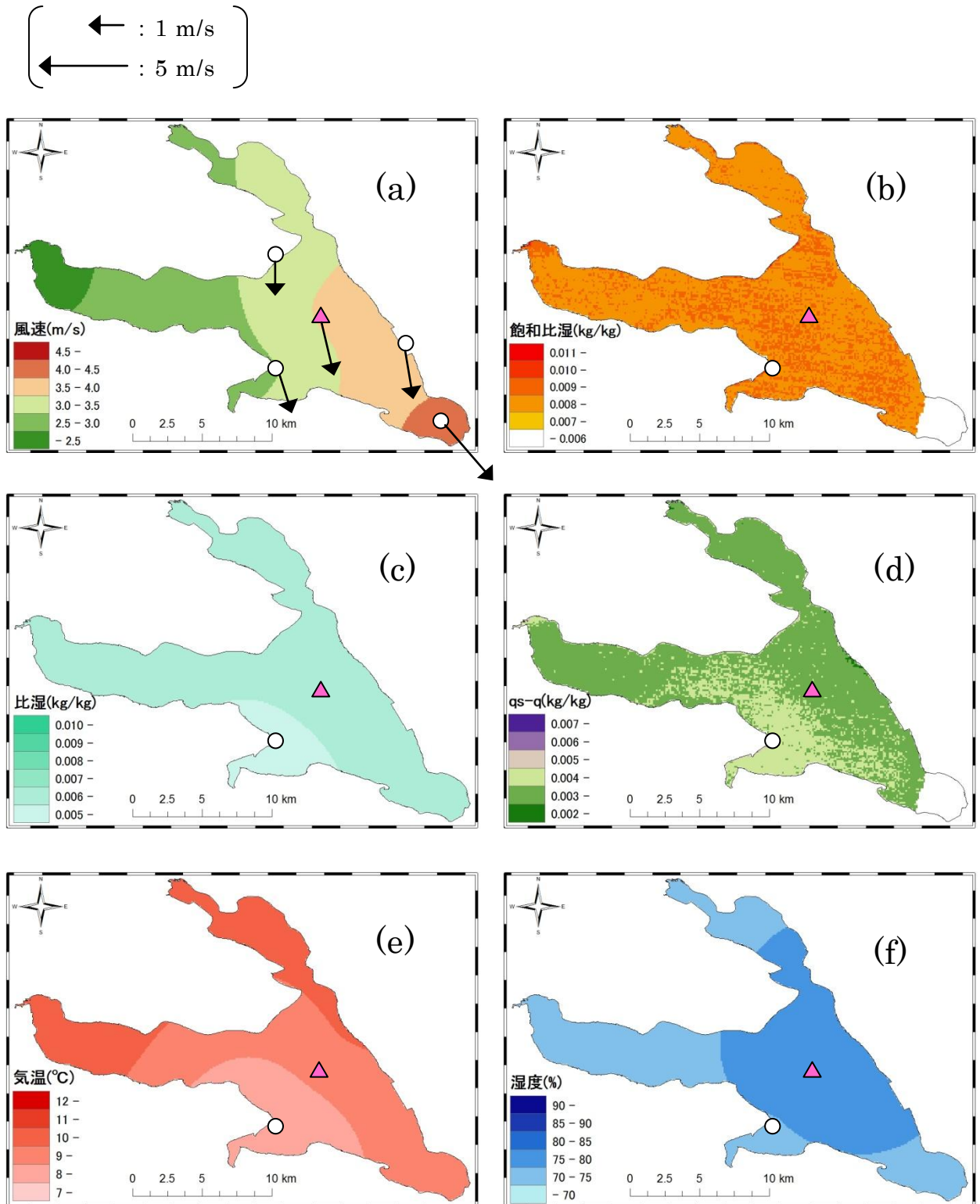


図 5.8 気象データ分布 : (a) 風速 U (m/s), (b) 飽和比湿 q_s (kg/kg), (c) 比湿 q (kg/kg),
 (d) 飽和比湿 - 比湿 $q_s - q$ (kg/kg), (e) 気温 T_a (°C), (f) 相対湿度 Rh (%)
 (2008 年 12 月 16 日 10:30 における事例 ▲ : 湖心観測所, ○ : 気象観測所, ↑ : 風向風速)
 ※ 白色領域は雲域又は衛星画像に含まれていないことを示す。

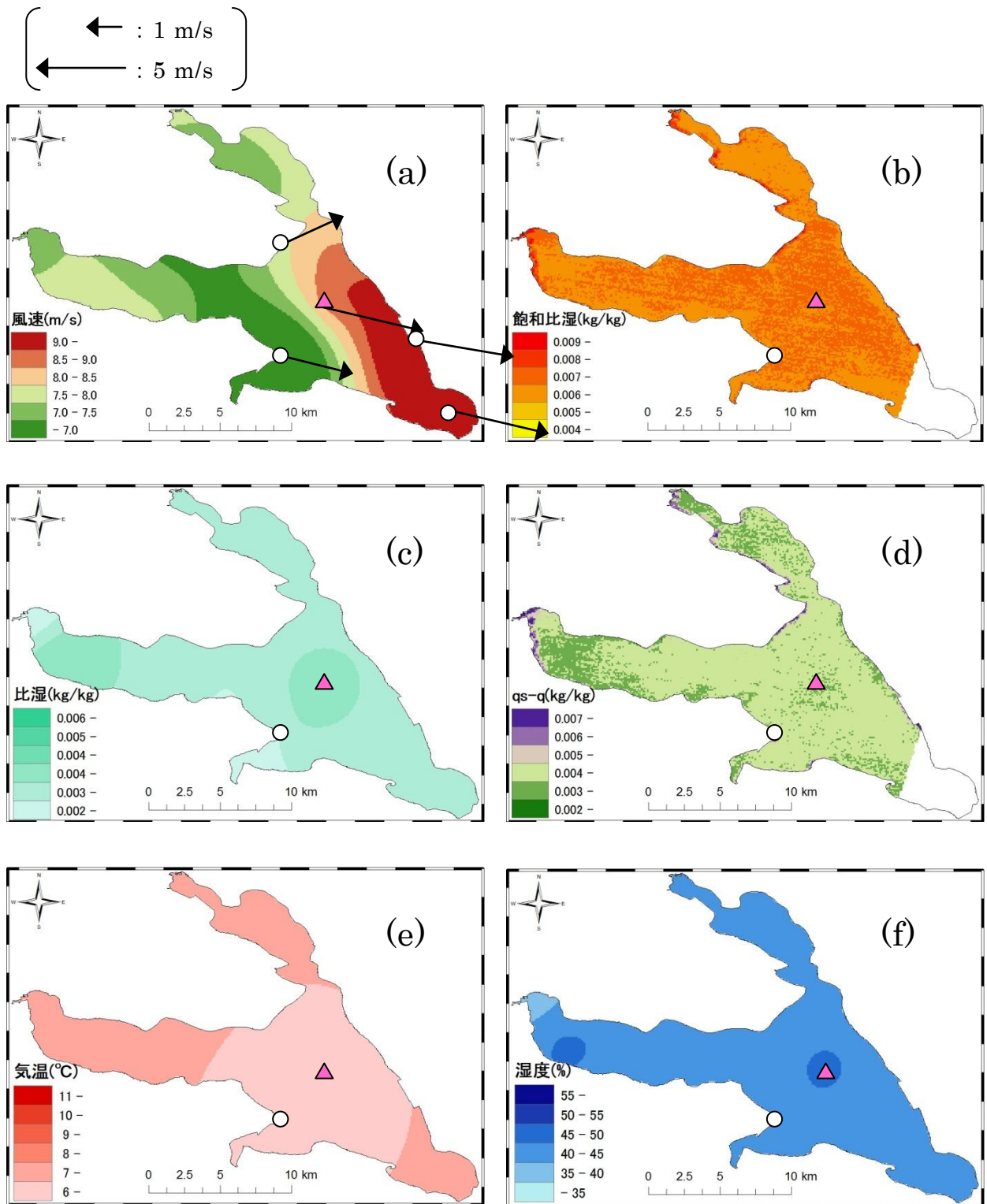


図 5.9 気象データ分布 : (a) 風速 U (m/s), (b) 飽和比湿 q_s (kg/kg), (c) 比湿 q (kg/kg),
 (d) 飽和比湿 - 比湿 $q_s - q$ (kg/kg), (e) 気温 T_a (°C), (f) 相対湿度 Rh (%)
 (2009 年 1 月 1 日 10:30 における事例 ▲ : 湖心観測所, ○ : 気象観測所, ↑ : 風向風速)
 ※ 白色領域は雲域又は衛星画像に含まれていないことを示す

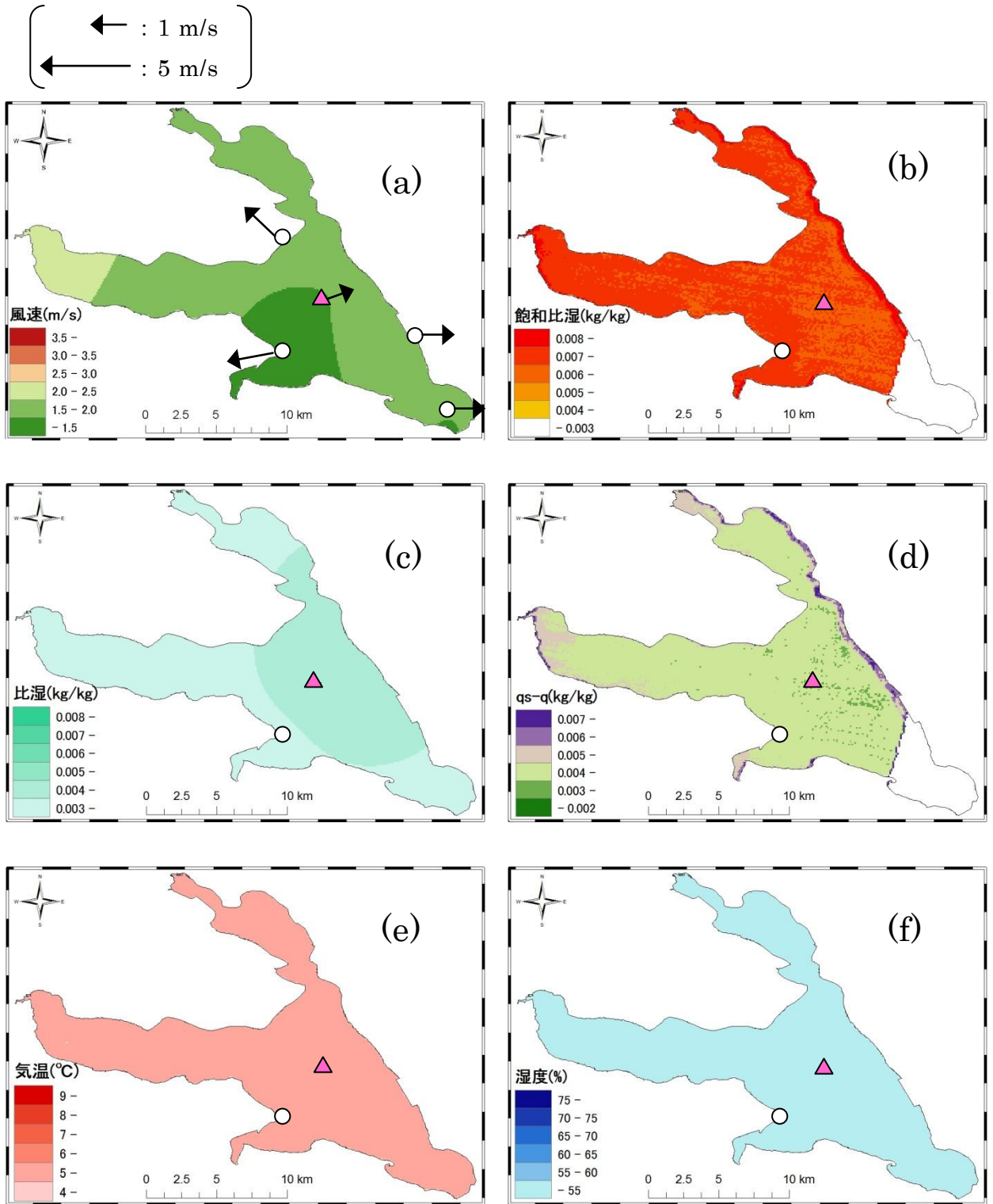


図 5.10 気象データ分布:(a) 風速 U (m/s), (b) 飽和比湿 q_s (kg/kg), (c) 比湿 q (kg/kg),
 (d) 飽和比湿－比湿 q_s-q (kg/kg), (e) 気温 T_a (°C), (f) 相対湿度 Rh (%)
 (2009年2月2日10:30における事例 ▲:湖心観測所, ○:気象観測所, ↑:風向風速)
 ※ 白色領域は雲域又は衛星画像に含まれていないことを示す

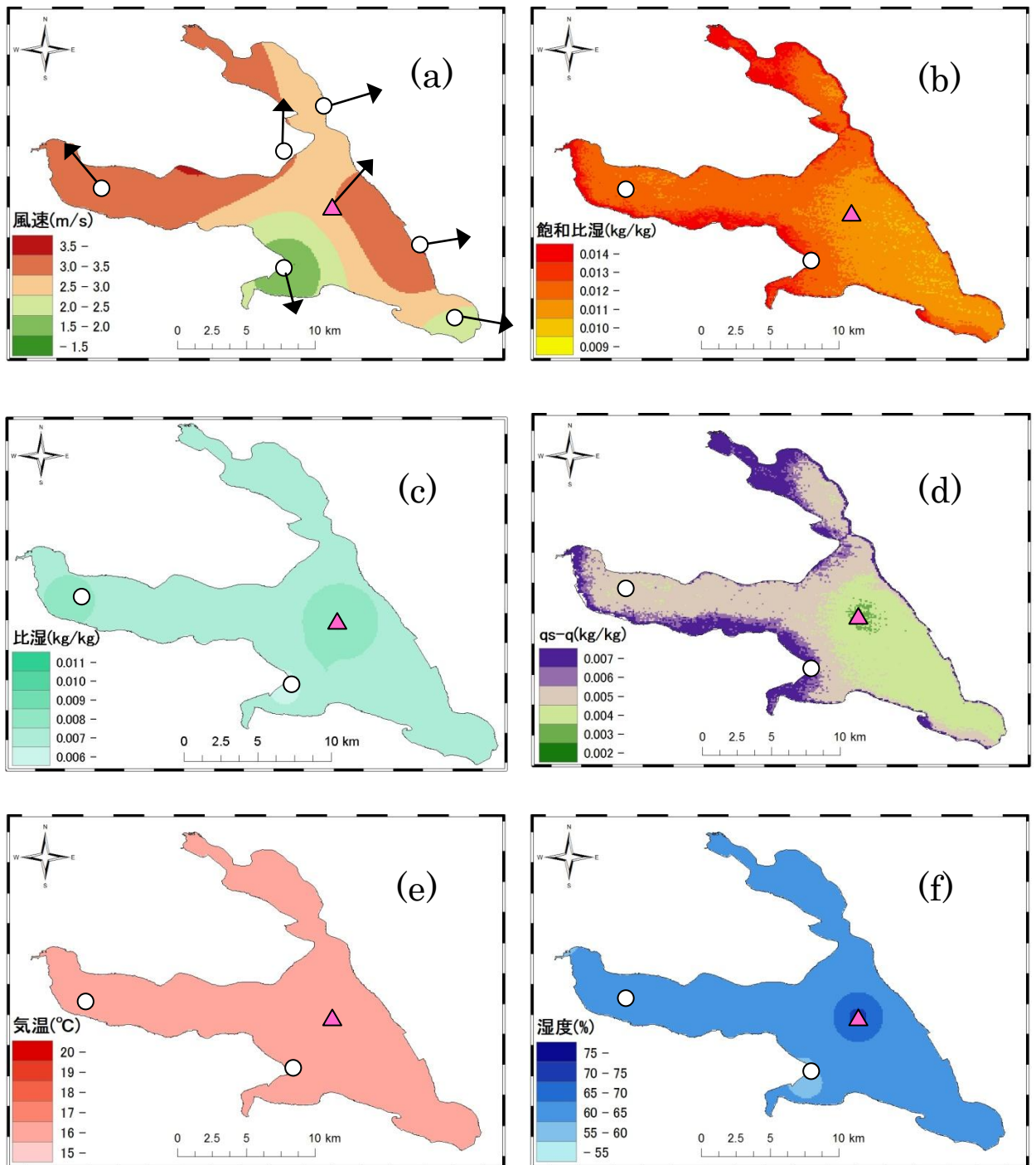
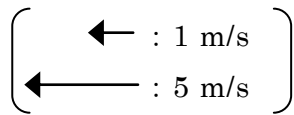


図 5.11 気象データ分布:(a) 風速 U (m/s), (b) 飽和比湿 q_s (kg/kg), (c) 比湿 q (kg/kg),
 (d) 飽和比湿-比湿 q_s-q (kg/kg), (e) 気温 T_a (°C), (f) 相対湿度 Rh (%)
 (2009年4月7日10:30における事例 ▲:湖心観測所, ○:気象観測所, ↑:風向風速)

表 4.1 蒸発量, 気象データ分布の平均値と標準偏差

DATE	TIME	蒸発量 E [mm/day]	風速 U [m/s]	飽和比湿 q_s [g/kg]	比湿 q [g/kg]	気温 T_a [°C]	相対湿度 Rh [%]	飽和比湿 - 比湿 $q_s - q$ [g/kg]
2007年8月16日	9:45	2.65 ± 0.43	1.93 ± 0.29	40.0 ± 2.2	2.3 ± 0.1	33.6 ± 1.1	70.6 ± 4.8	16.9 ± 2.3
2007年11月21日	10:30	2.86 ± 0.67	3.53 ± 0.54	5.6 ± 0.5	3.8 ± 0.1	9.9 ± 0.2	50.6 ± 1.3	4.0 ± 0.4
2007年12月7日	10:30	0.49 ± 0.14	1.58 ± 0.08	8.2 ± 0.4	5.6 ± 0.5	9.9 ± 0.3	75.1 ± 7.3	2.6 ± 0.5
2008年1月8日	10:30	0.78 ± 0.17	1.82 ± 0.09	2.9 ± 0.5	5.1 ± 0.3	7.5 ± 0.2	70.6 ± 4.8	2.2 ± 0.7
2008年1月15日	10:30	1.41 ± 0.56	2.14 ± 0.80	5.4 ± 0.7	2.6 ± 0.1	3.2 ± 0.4	55.6 ± 2.9	2.9 ± 0.6
2008年1月24日	10:30	1.57 ± 0.61	7.71 ± 1.16	4.7 ± 1.0	4.4 ± 0.2	5.3 ± 0.4	80.5 ± 2.7	1.1 ± 0.3
2008年1月31日	10:30	0.43 ± 0.09	2.11 ± 0.52	5.6 ± 0.4	3.3 ± 0.1	5.1 ± 0.4	59.4 ± 2.8	2.4 ± 0.4
2008年12月16日	10:30	1.35 ± 0.23	3.22 ± 0.46	7.6 ± 1.6	5.1 ± 0.2	8.6 ± 0.4	74.8 ± 1.1	2.9 ± 0.3
2009年1月1日	10:30	2.78 ± 0.55	7.83 ± 1.13	6.1 ± 0.3	2.5 ± 0.1	6.2 ± 0.6	42.4 ± 1.3	3.6 ± 0.3
2009年2月2日	10:30	1.44 ± 0.42	1.68 ± 0.22	5.4 ± 2.7	2.6 ± 0.1	4.1 ± 0.2	52.7 ± 0.9	3.3 ± 2.1
2009年4月7日	10:30	1.66 ± 0.51	2.85 ± 0.22	11.8 ± 2.3	6.7 ± 0.2	15.4 ± 0	62.8 ± 1.4	5.0 ± 2.0

※ 表記は平均値 ± 平均値からの標準偏差とする。

3.2.3 霞ヶ浦湖上風の特徴

蒸発量はバルク式 (2.2) に示すように風速 U の関数であり、対象とする湖を代表とする風速をいかに与えるかは重要である。中島ほか (1977) では琵琶湖の湖上風が気圧配置に主として関係し地形の影響をも受ける主風と湖陸風や、さらに周囲の山谷風などによる弱風の組み合わせからなっていることを報告している。初井 (2003) では池田湖における 2 地点で測定された風速は異なる値をとると言われており、また、豊田ほか (2009) は諏訪湖における湖上風の非一様性が湖流形成に影響を及ぼすとの報告もされており、湖上風が全域で空間的多様性をもつ可能性は高いと考えられる。霞ヶ浦においては周辺地形が比較的平坦であるため、地形による影響によって湖上風が複雑化する可能性は低いと言われている (新谷, 2008) が、湖陸風や、陸地と太平洋による海陸風による影響によって湖上風分布が複雑化することは生じ得るとされている (北澤・小松, 2008)。なお、戸谷ほか (2006) によると風向については湖心の風向は、他の地点と 1 方位 ($\pm 22.5^\circ$) 違いの範囲で 90% 以上一致していることより、湖心の値で霞ヶ浦全体の風向を代表できるとされている。

本研究では 2008 年の風速データを空間内挿することで、10 日毎の 6 時間毎、全 144 事例の湖上風分布の解析を行った。この時、空間内挿に使用するデータは湖面以外に陸地のデータも使用している。山口ほか (1995) は霞ヶ浦における湖上風を推定しているが、陸地と水面の関係を考慮していないため、風速は湖心で強く湖岸周辺で弱くなるという報告をしている。また新谷 (2008) では陸地と水面の関係を考慮した解析手法を用いているが、風速が 10 (m/s) 以上の強風域における陸地データは妥当性があるが、それ以下の風速場では湖面風に比べ陸地風が過小評価する可能性があるとして報告されており、陸地データを用いることで必ずしも再現性が満たされるかどうかは明らかではない。そこで、国立環境研究所臨湖実験施設の本館 (陸地) と取水塔 (湖面) における 2008 年 2~6 月の風速データを用いて、水面から陸地に吹く東方向からの風と、陸地から水面に吹く西方向からの風に分類し、陸地と水面の風速の比較検証を行った (図 6.1)。その際、両者の測定高度を一致させるために式(2.14)を用いて風向ごとに補正をしたデータを使用した。その結果、風向に関わらず湖面風速が陸地のそれよりも 10% 程度大きかった。しかし光田ほか (1973) も琵琶湖の湖岸から沖合にかけて地点毎に風速を実測しているが、平均風速は 20% 程度沖合の方が大きいと報告していることから、霞ヶ浦においても陸地の影響を受けやすい沿岸帯の風速は湖心周辺の沖合に

比べて小さくなることはあり得ると考えられる。霞ヶ浦は特徴的な形状をした湖である。それゆえに湖心周辺とそれ以外の地点における風速分布が異なる可能性は十分考えられる。風速データを空間内挿する際には湖岸に近いほど陸地データが解析結果に影響する可能性があるが、湖面データも使用して内挿補完していることから全ての領域において陸地に影響されるわけではないと考えられる。

解析された湖上風分布の結果の代表的な例を図 6.2, 6.3 に非一様な分布例と一様な分布例に分けて示す。風速の偏差が 0.5~0.7 (m/s) 程度でも蒸発量が非一様となったことから、標準偏差が 0.5 (m/s) 以上となった場合を非一様な場合とみなすこととする。また、その平均値と標準偏差を表 5.1, 5.2 に示す。再現された湖上風分布について、非一様になる場合は全 144 事例中 51 事例となり、全体の約 40%程度となることが分った。これにより霞ヶ浦では湖上風が非一様になる場合もあるが、空間差異が小さい一様な分布の方がやや頻度が高いことが明らかとなった。湖上風の空間差異と季節による関係は調べた事例が 10 日毎であったことから、はっきりした傾向は把握できなかった。湖上平均風速と標準偏差の関係を図 6.4 に示す。図 6.4 ではデータにややバラつきがあるが、一様となる場合は強風、弱風に関わらず発生することが分かった。例えば図 6.3 (a) では湖上平均風速が 5.4 (m/s) とやや強いが、湖面全域の偏差は 0.41 (m/s) とおおむね一様に分布した事例と言える。しかしながらその割合としては弱風時の方が一様な分布をとることが多かった。非一様となる場合の湖上風分布の特徴としては、図 6.2 (b), (d) のように湖心ほど強風域となる場合や、図 6.2 (a), (e), (f) のように太平洋側である湖面東部側ほど強風域となる場合が 80%程度を占めることが挙げられる。図 6.2 (c) のように、内陸ほど、つまり湖面西部ほど強風域となる場合も生じたが、その割合は非常に少なかった。

湖心ほど強風域となる場合の発生要因として、風が陸地から湖面に向かって吹いた場合は、粗度の関係により湖岸ほど風速が小さくなるため、陸地から距離の大きい湖心部で強風域となるという現象は生じ得ると考えられる。関・池田 (2003) では湖心における過去 15 年分の風向風速データについて調べた結果と、霞ヶ浦の外形を考慮した上で吹走距離が長く、強風卓越風向 (SW, NE, WNW) の影響を受ける湖心部で強風域と波エネルギーの強い場が形成されることを予想していることから、湖上風分布が湖心ほど強風域となると考えることは妥当であろう。また湖面東部において強風域となる場合については蒸発量を推定する上で詳細に調べる必要があり、新谷 (2008) においても湖心に比べ、湖面西部に位置する掛馬沖における風速が若干小さくなると報

告している。一般的には霞ヶ浦周辺においては明け方では水面からの湖風が卓越し、昼過ぎには鹿島灘からの海風の圏内に入り、東ないし南東の風系におおわれるため、日中では見かけ上霞ヶ浦の湖風は認められなくなり、午後は全般に風速が強く、21時～6時までの夜間では陸風が卓越するが、基本的に海風よりも弱く関東平野全域において静穏となる場合が多いとされている（河村，1977，1981）ため、蒸発量推定に関しては湖陸風の影響はそれほど考慮する必要性はないであろうことが示唆された。また河村（1977）は筑波山系の東側と西側およびその南側に延長した地域で、局地風系が二分されることが多いことや、鹿島灘からの海風におおわれる地域は筑波山を通る南北の線より東であるとの報告をしていることから、鹿島灘から吹き込む海風と内陸の風との間に海風前線が生じ、その結果霞ヶ浦湖上風が東西で異なる分布を示すことはあり得ると考えられる。また関東平野における海風は暖候期ほど内陸部に発生する（藤部，1999）ため、その影響は春、夏季ほど強まる可能性が考えられる。関東南部の冬季では内陸まで海風が入ることは珍しく、海岸から10～15 km程度の距離で海風前線が形成され、それよりも内陸では一日中陸風が卓越することが多い（河村，1973）ため、霞ヶ浦の内陸側である湖面西部ではやや風速は小さくなる場合が生じることがあると考えられる。ただしこの海陸風を打ち消すような総観規模の風が存在する場合にはどの季節においてもほぼ同じ形態の風系が現れる（藤部，1981）ことから、本研究において風速分布が一様となった場合が全体の60%程度（図6.3，表5.2）を占めた要因として判断できる。

上記のように、霞ヶ浦周辺においては様々な要因が風速に影響していることが分った。本研究で再現された湖上風分布の精度を検証するためには光田ほか（1973）のように、霞ヶ浦の東端から西端にかけて実測による風速値を調べる必要性も浮上してくるであろう。それによってより湖上風の詳細が明らかになれば湖面蒸発の推定にさらなる知見が加わるのではないかと考えられる。

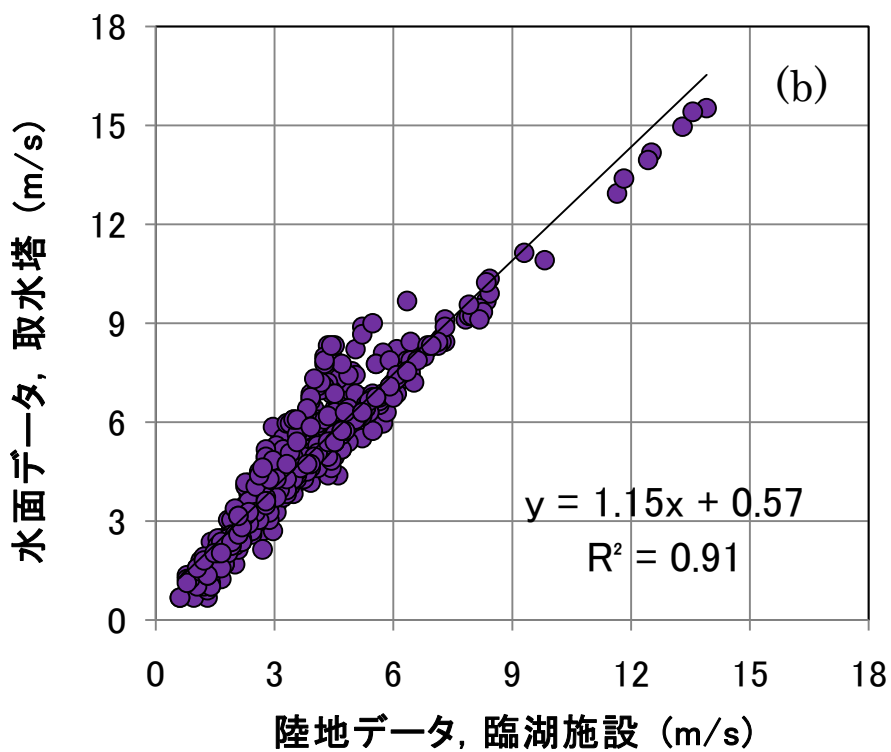
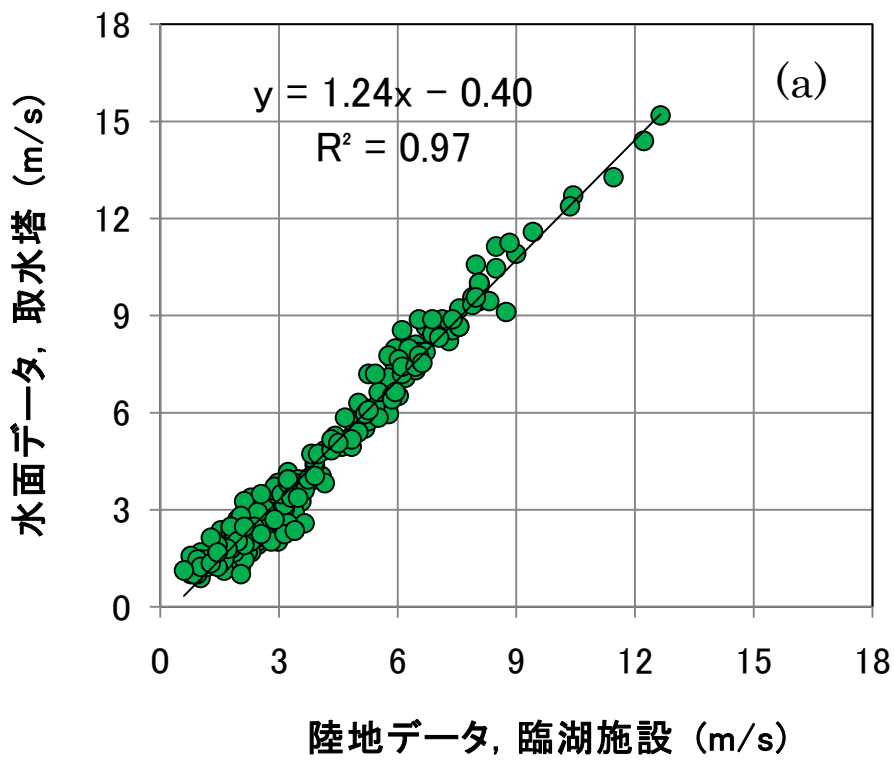


図 6.1 水面と陸地における風速値の比較（臨湖実験施設における比較）
 (a) 西風（陸地から水面へ吹いた場合）
 (b) 東風（水面から陸地へ吹いた場合）

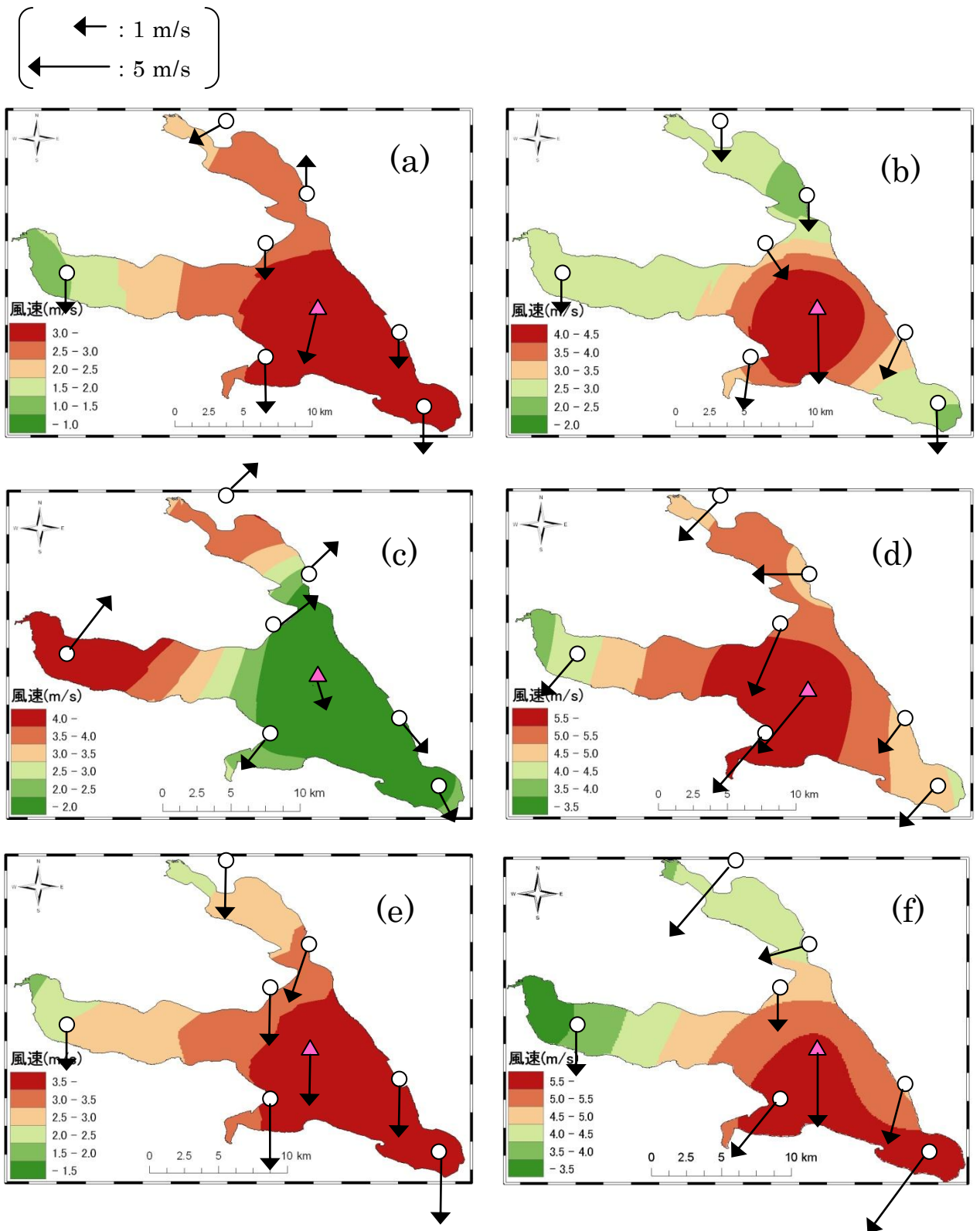


図 6.2 霞ヶ浦湖上風①：非一様な分布例

(a) 2008/01/10/3:00, (b) 2008/1/10/9:00, (c) 2008/2/20/12:00
 (d) 2008/3/20/18:00, (e) 2008/9/30/24:00, (f) 2008/10/20/18:00

(▲ : 湖心観測所, ○ : 気象観測所, ↑ : 風向風速)

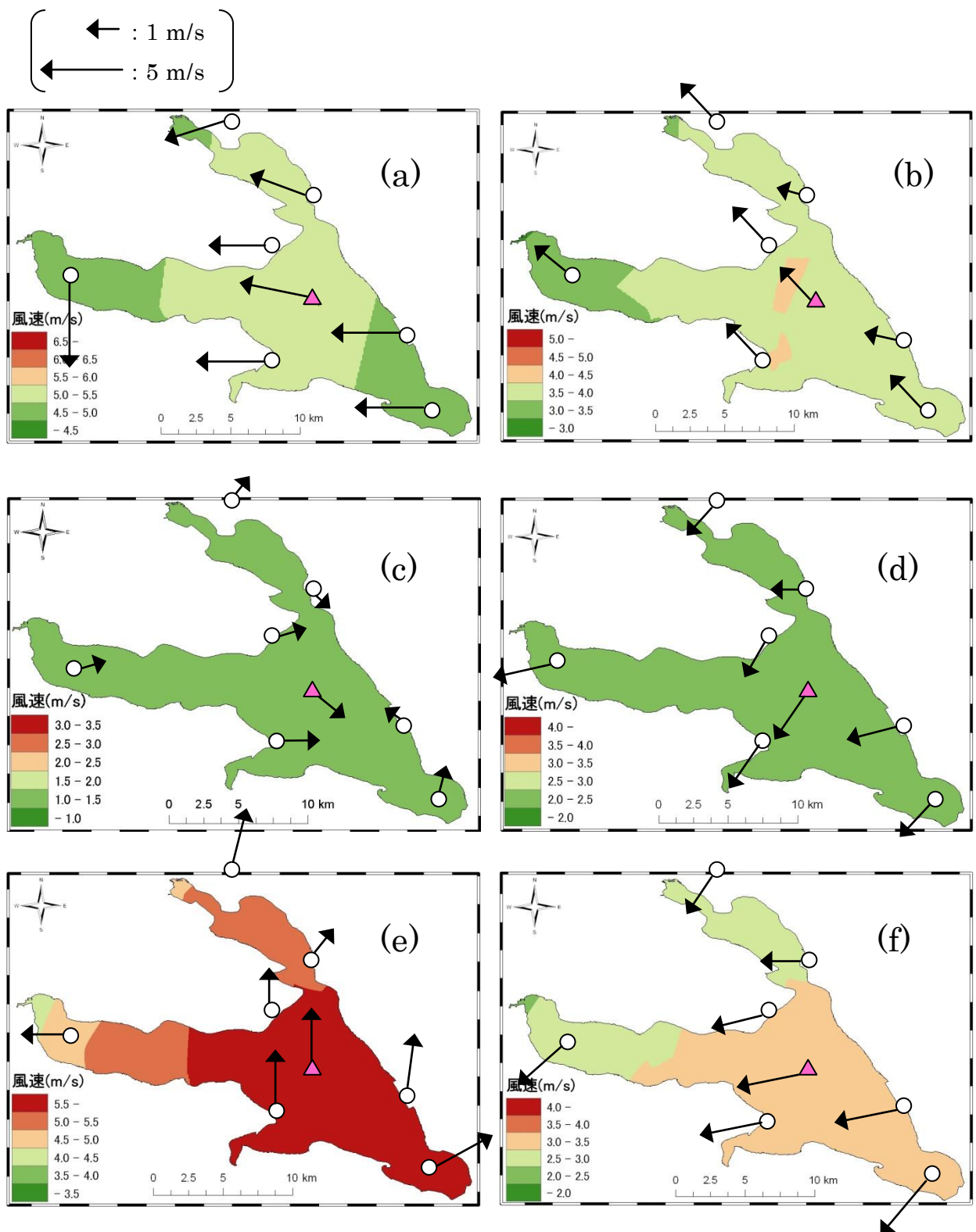


図 6.3 霞ヶ浦湖上風②：一様な分布例

(a) 2008/3/30/12:00, (b) 2008/4/30/21:00, (c) 2008/6/10/6:00

(d) 2008/7/20/6:00, (e) 2008/8/20/12:00, (f) 2008/9/10/12:00

(▲ : 湖心観測所, ○ : 気象観測所, ↑ : 風向風速)

表 5.1 霞ヶ浦湖上風 (非一様な分布)

DATE	TIME(JST)	平均値(m/s)	標準偏差(m/s)
1月10日	6	4.23	0.70
1月20日	24	2.50	0.70
1月30日	24	3.69	1.04
2月10日	24	4.84	1.86
2月10日	6	2.35	1.08
2月10日	12	6.29	2.50
2月10日	18	4.84	1.02
2月20日	24	2.35	0.63
2月20日	12	2.44	1.21
3月10日	24	1.81	1.04
3月10日	18	2.52	0.99
3月20日	6	6.05	1.38
3月20日	12	8.86	1.32
3月20日	18	9.85	2.71
3月30日	6	2.66	0.54
3月30日	18	3.20	0.51
4月10日	18	5.80	1.56
4月20日	24	6.49	0.93
4月20日	6	5.16	1.02
4月20日	12	7.17	0.60
4月20日	18	6.02	2.19
4月30日	12	2.86	1.09
5月10日	24	5.30	0.61
5月10日	6	6.63	1.39
5月10日	18	5.07	0.62
5月20日	24	7.20	0.56
5月20日	6	9.27	0.93
5月20日	12	8.10	1.86
5月30日	24	7.00	1.18
5月30日	6	6.97	1.19
5月30日	12	8.42	0.66
5月30日	18	9.06	1.42
6月10日	12	2.98	0.85
6月20日	24	4.20	0.79
6月20日	18	4.27	0.92
6月30日	24	4.66	1.31
6月30日	6	8.69	1.15
6月30日	18	3.97	0.70
7月20日	12	4.44	0.88
9月20日	24	4.30	0.50
9月20日	6	5.40	0.59
9月20日	12	2.84	0.74
10月10日	24	2.49	0.75
10月10日	12	1.83	0.64
10月10日	18	3.15	0.76
10月20日	24	5.61	0.71
10月20日	18	4.92	0.76
11月10日	24	4.34	1.04
11月10日	6	4.63	0.53
11月10日	12	3.98	0.62
11月10日	18	4.17	0.68
11月20日	24	3.51	0.90
11月20日	18	2.99	0.61
11月30日	12	3.67	0.61
12月10日	24	4.27	2.10
12月10日	12	1.87	0.58
12月20日	24	3.10	0.92

表 5.2 霞ヶ浦湖上風 (一様な分布)

DATE	TIME(JST)	平均値(m/s)	標準偏差(m/s)
1月10日	0	2.37	0
1月10日	12	1.42	0.17
1月10日	18	3.13	0.35
1月20日	6	1.53	0.38
1月20日	12	3.48	0.46
1月20日	18	1.42	0.42
1月30日	6	2.15	0.40
1月30日	12	1.40	0.47
1月30日	18	2.39	0.41
2月20日	6	1.32	0.30
2月20日	18	2.56	0.42
2月29日	24	1.22	0.01
2月29日	6	1.18	0.15
2月29日	12	2.36	0.04
2月29日	18	1.48	0.24
3月10日	6	1.41	0.08
3月10日	12	3.24	0.37
3月20日	24	5.08	0.01
3月30日	24	2.02	0.01
3月30日	12	5.37	0.41
4月10日	24	2.65	0.41
4月10日	6	3.16	0.32
4月10日	12	3.61	0.44
4月30日	24	1.24	0.37
4月30日	6	1.27	0.44
4月30日	18	3.78	0.42
5月10日	12	6.02	0.33
5月20日	18	4.01	0.33
6月10日	24	1.76	0.38
6月10日	6	1.12	0.17
6月10日	18	4.63	0.01
6月20日	6	2.23	0.02
6月20日	12	3.36	0.49
6月30日	12	7.88	0
7月10日	24	1.81	0.09
7月10日	6	1.81	0.05
7月10日	12	1.51	0.07
7月10日	18	4.42	0.10
7月20日	24	3.65	0.28
7月20日	6	3.14	0
7月20日	18	4.36	0.01
7月30日	24	3.97	0.001
7月30日	6	3.45	0.003
7月30日	12	4.70	0.01
7月30日	18	6.08	0
8月10日	24	3.33	0.001
8月10日	6	3.10	0
8月10日	12	3.74	0.46
8月10日	18	4.29	0
8月20日	24	1.86	0.31
8月20日	6	2.13	0.38
8月20日	12	2.51	0.09
8月20日	18	4.17	0.42
8月30日	24	0.79	0
8月30日	6	1.80	0.04
8月30日	12	4.06	0.34
8月30日	18	3.61	0.01
9月10日	24	2.47	0.05
9月10日	6	3.06	0.28
9月10日	12	5.87	0.13
9月10日	18	3.94	0.01
9月20日	18	5.90	0.18
9月30日	24	3.68	0.38
9月30日	6	3.78	0.02
9月30日	12	4.20	0.19
9月30日	18	2.80	0.36
10月10日	6	1.15	0.14
10月20日	6	4.67	0.01
10月20日	12	7.19	0.15
10月30日	24	3.03	0.39
10月30日	6	3.87	0.01
10月30日	12	2.54	0.08
10月30日	18	3.12	0.01
11月20日	6	3.10	0.24
11月20日	12	3.05	0.49
11月30日	24	4.70	0.01
11月30日	6	3.39	0.14
11月30日	18	1.70	0.37
12月10日	6	2.80	0.44
12月10日	18	2.20	0.01
12月20日	6	1.32	0.23
12月20日	12	2.20	0.40
12月20日	18	1.47	0.23
12月30日	24	3.37	0.13
12月30日	6	1.77	0.01
12月30日	12	5.27	0.02
12月30日	18	4.27	0.02

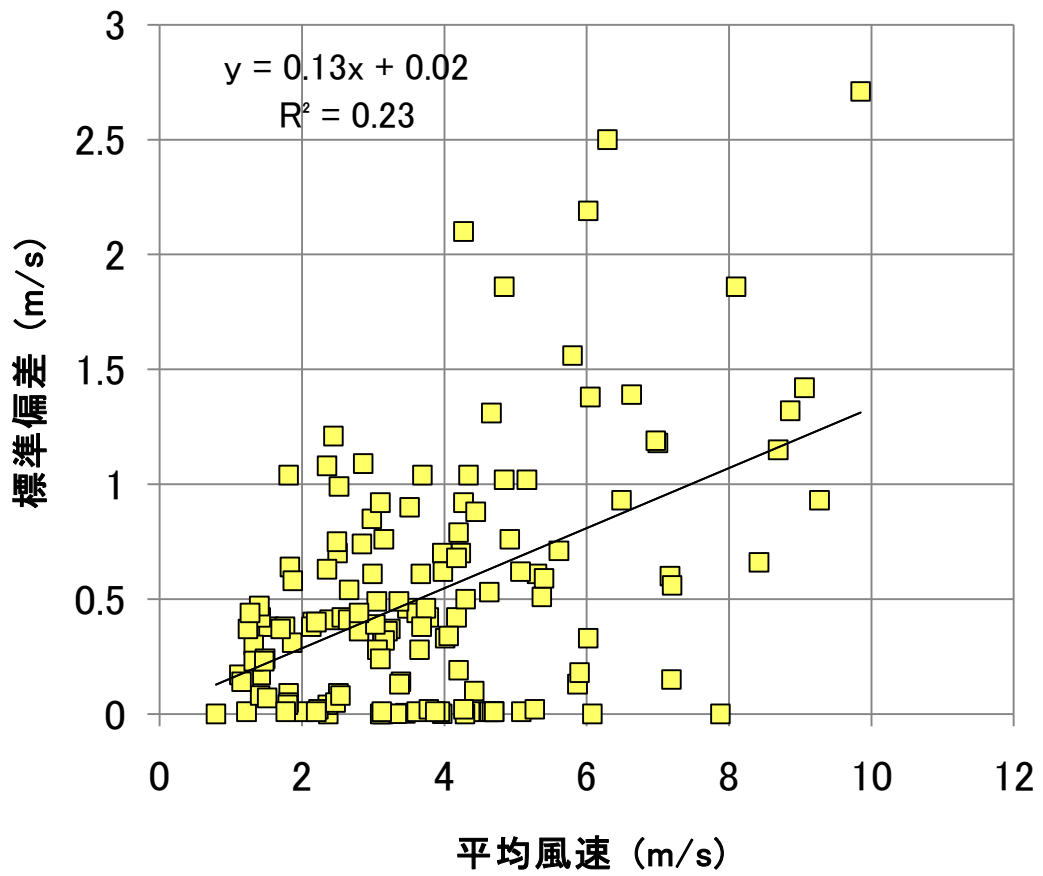


図 6.4 湖上平均風速と標準偏差の関係

3.3 年間湖面蒸発量の推定

3.3.1 1点観測データによる蒸発量推定

湖心観測所における観測データを用いてバルク法により 2008 年について月単位の蒸発量を推定した。ここで、湖心における真値は宮野 (2010) の渦相関法による実測値 (2007 年 6 月～2008 年 12 月) とする。バルク法による推定値は、バルク輸送係数は宮野 (2010) の共分散データを、その他の気象データを主に国土交通省データを使用して算出した。2008 年 1 月から 12 月までの年間蒸発量は宮野 (2010) の実測値では 931 (mm/y)、バルク法による推定値は 1004 (mm/y) であった。先行研究においては土屋ほか (1981) では湖岸において Class A Pan を用いた観測値に 0.6～0.8 の係数を乗じた値を蒸発値としているが、1978 年では 658.8 (mm/y)、1979 年では 671.4 (mm/y) であった (図 7.2)。その係数は他のパン蒸発計との比較試験や、湖面での実験観測によって得られる蒸発量との比較によって求められたものである。しかしながらその 0.6～0.8 の係数は乾燥気候のもとでは小さく湿潤気候のもとでは大きくなるとみなされているだけで、個々の地域において信頼性の高い係数が与えられているわけではない (土屋ほか, 1981) ことより、この結果と単純に比較ができるとは言い難い。また、近藤 (1994) では熱収支法あるいは空気力学的方法によって 850 (mm/y) と評価しており、各々の研究において値に多少バラつきがあり、本研究の結果は先行研究に比べやや高い値となったことが分かる。

一般に、湖面蒸発量に最も影響を与える要因は水深だとされ、浅い湖では純放射量が多い夏季に蒸発量が多く、深い湖では湖水の貯熱効果により秋から冬にかけて蒸発量の最大値が現れやすく (浦野ほか, 1994)、平均水深が 40.4 m である琵琶湖においては夏季から秋季、冬季にかけて蒸発量が 80～100 mm と大きく、春先から初夏にかけては 20～30 mm と低い蒸発量と推定されており (古藤田, 1977)、季節変化が大きい。水深が浅い霞ヶ浦は水体の貯熱効果が湖面蒸発量の時間変化に影響を与える程度の大きさをもつが、冬季に蒸発量を増加させるほどの大きさではないと考えられるが、8 月において 120 (mm/month) 前後の最大値をとり、冬季においては 1 月に 50 (mm/month) 前後の最小値をとった。8 月において最大値をとった結果は宮野 (2008) と同様の傾向を示している。夏季以外の季節の蒸発量の変動は 20～30 mm となり、土屋ほか (1981) の結果ほど大きな季節変化が現れなかった。そして、冬季における最小

値でも 50 mm 程の蒸発量が生じたことの要因の一つとして、湖水の貯熱効果のほかに風速の要素が挙げられる。蒸発量推定において風速の要素は重要であり、戸谷ほか (2006) では湖心での 10 (m/s) 以上の強風発現率が冬季から春先にかけて高くなることを示しており、それに伴って蒸発量が大きくなったとも考えられる。また、年度の気候状態によって様々な値となることが土屋ほか (1981) によって報告されており、冷夏多雨の年では夏季において必ずしも高い蒸発量を示さないことが考えられる。

また、国土交通省によるパン蒸発計からの蒸発値とバルク法による蒸発量推定値との比較、且つ土屋ほか (1981) と推定値との比較を行い、それを図 7.1, 7.2 に示す。パン蒸発量は通常渦相関法による直接測定 of 蒸発量より高く評価される (Tanny *et al.*, 2008) とされており、本研究の結果においてもかなりの期間においてパン蒸発値がバルク推定値よりも大きく過大となった。パン蒸発値は、どの年も春から夏季にかけて 200 (mm/month) 前後で推移しているが、冬季に関しては 2007 年と 2008 年で値が大きく異なることについては、測器のメンテナンス等により 2008 年のパン蒸発測定値の精度は必ずしも保障されているわけではないことが分かっており、比較が難しいのが現状である。また宮野 (2010) の実測値との誤差もやや大きいことから、水面上においても観測値に適切な係数を乗じる必要性がある可能性も考えられる。パン蒸発測定値にはパン係数と呼ばれる経験的な係数を乗じることが慣習的であり (Tanny *et al.*, 2008), 本研究についても 2007 年 6 月～12 月における渦相関法による実測値とパン蒸発測定値とを回帰させて、霞ヶ浦のパン係数を 0.53 と決定した。このパン係数を乗じたものをパン蒸発推定値とすると、図 7.1 よりパン蒸発推定値は渦相関法による実測値に近い値を示したことから、本研究で決定したパン係数は、今後パン蒸発計による蒸発量推定において適用性があると考えられる。

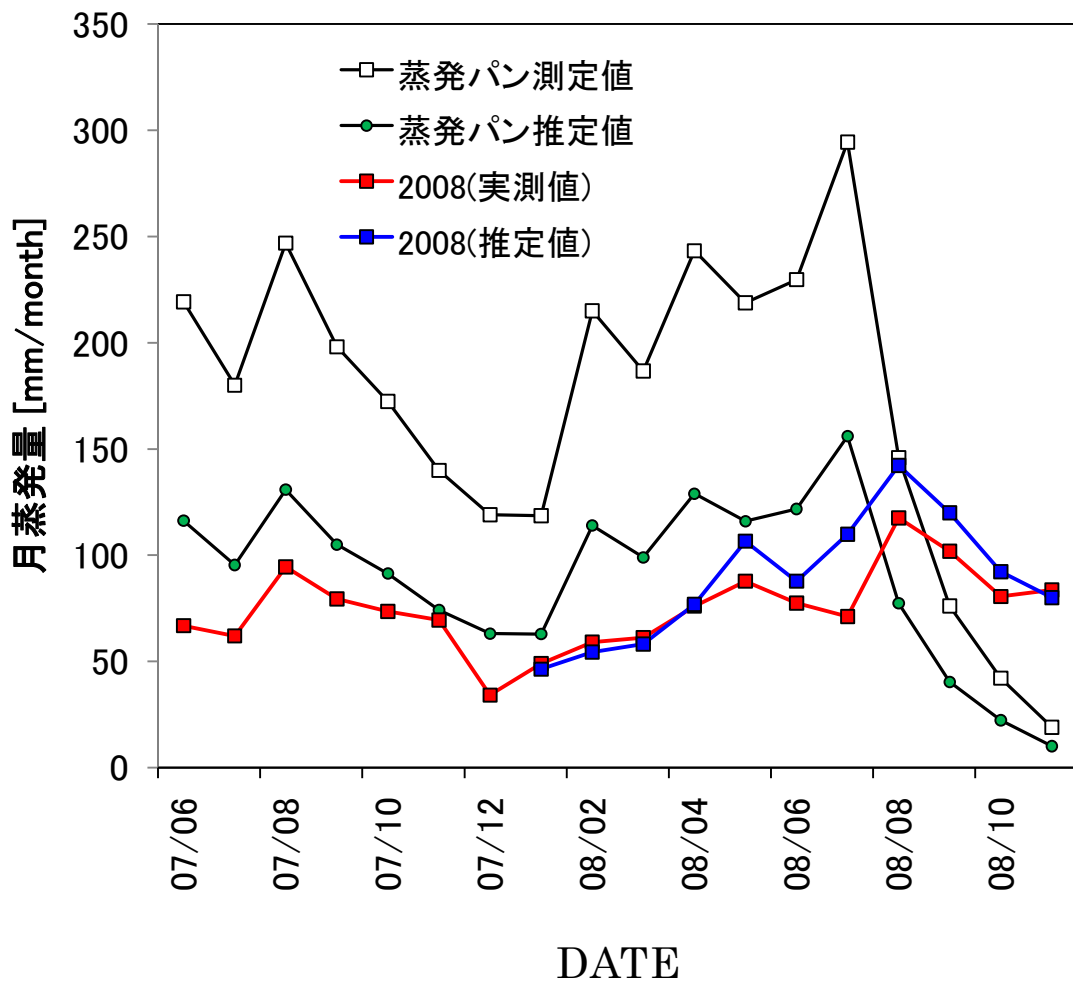


図 7.1 パン蒸発測定値（国交省データ）とバルク推定値との比較

※ 2008 年の実測値は宮野（2010）の渦相関法の値を使用

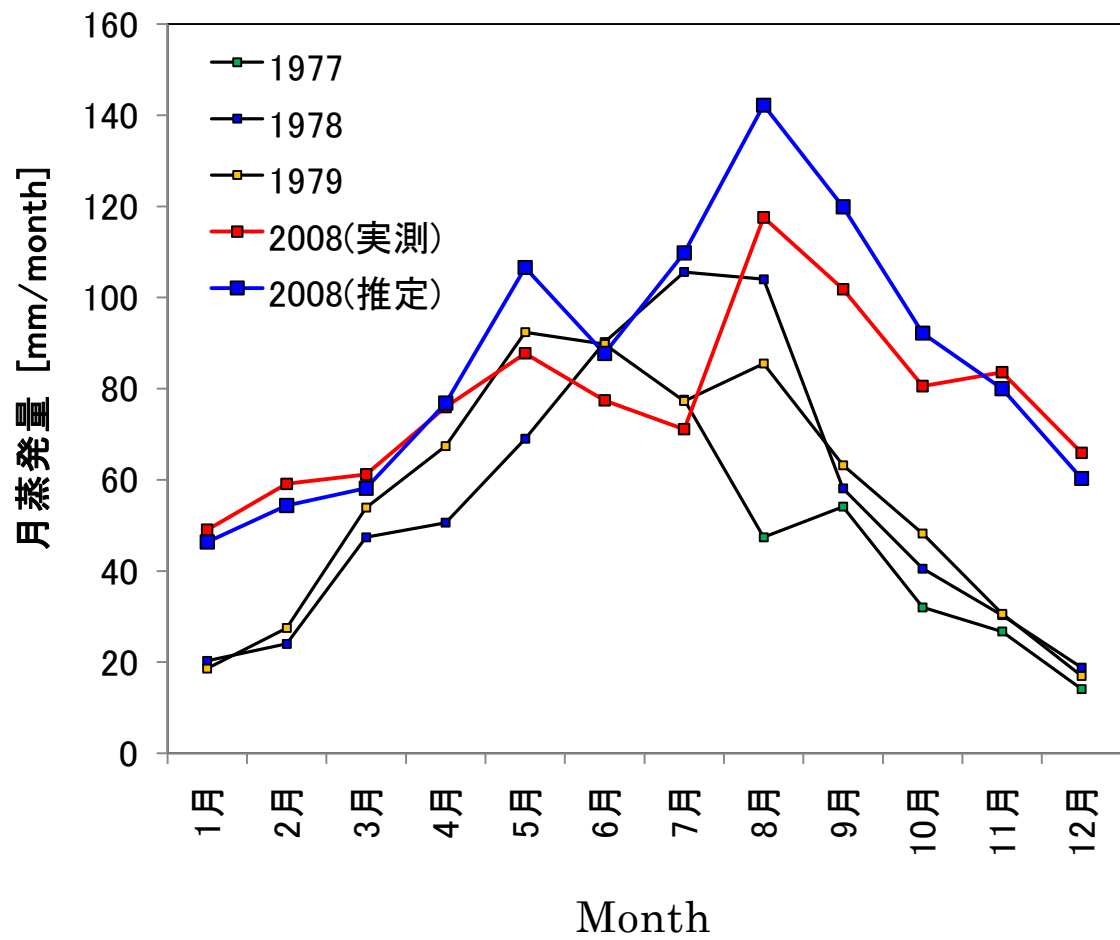


図 7.2 土屋ほか (1981) によるパン蒸発測定値とバルク推定値との比較

※ 2008 年の実測値は宮野 (2010) の渦相関法の値を使用

3.3.2 湖面全域における蒸発量分布推定

序論で述べたが、1点観測による蒸発量推定値が湖面全域を代表しているかどうかは必ずしも明らかではない。本研究では水面温度 T_s は湖面全域における空間的差異は $1\sim 2^\circ\text{C}$ 程度で小さく、湖面蒸発分布への影響は小さいことが示唆された。従って水面温度 T_s が湖面全域で均一であると仮定した場合の年間単位蒸発分布の推定を行った。バルク輸送係数 C_e は宮野 (2010) の共分散データから、水面温度 T_s は湖心観測所の放射温度計によるデータを、それ以外の気象データは国土交通省データから算出し、1日3時間毎に蒸発分布図を求め、それを3時間値として年間単位で積算した値を年間蒸発量値として解析を行った。

2008年1月から12月にかけての年蒸発量分布を図7.3に示す。まず湖面全域での平均値は 868 (mm/y) となり、標準偏差は 66 (mm/y) となった。湖心では 976 (mm/y) 、臨湖実験施設は 885 (mm/y) 、麻生沖は 999 (mm/y) 、掛馬沖が 815 (mm/y) となり、湖心周辺から湖面南東部にかけて高い蒸発値を示し、全域で蒸発分布に大きく差異が生じた。地点によって値が最大で 100 mm 以上差が生じたことより、長期で見ると蒸発量分布が大きな多様性をもっていることが理解できる。この要因としては前述した特徴的な湖上風分布による影響が大きい。また月積算や10日積算で見た場合においては湖面全域における標準偏差はそれほど大きくはならず、季節による明瞭な空間的多様性はみられていない。又、全域における平均値と全域のうちの湖心部との比較を図7.4に示す。年間通じて、9、10、11月において湖心部と全域平均の値の差がやや高くなったが、どの月においても湖心周辺で高い蒸発値を示し、それ以外の領域で低い分布をとっているが、これらの月に関してはその差が大きかったことが要因である。蒸発分布推定に重要な湖上風については、山口ほか (1995) によって10月において強風出現率が高いと報告しており、本研究の図6.4で風速 U とその分布の空間的差異には正の相関がある可能性を示唆した。このことより、強風場となりやすい季節においては蒸発量分布の空間的差異が大きくなる傾向があると考えられる。湖心周辺ほど強風域となる霞ヶ浦の湖上風特性が明瞭にあらわれる季節、という見方もできるかもしれないが、はっきりとした要因は明らかにはなっていない。

全域における年間平均値と湖心部との差をとり、湖心値を全域に適用した場合には割合にして約10%、量にして約 $1600\text{ 万 m}^3\text{ (t)}$ 大きくなることが分った。土屋ほか (1981) によると年間蒸発量は $1.2\sim 1.5\text{ 億 m}^3\text{ (t)}$ 程度と報告されており、本研究の図

7.3 の湖心部の値を適用すると 1.68 億 m^3 (t) であり、全域平均値では 1.5 億 m^3 である。このことより先行研究に比べ本研究の結果はやや高い結果となったことが分かる。1 点での測定値が湖面全域を代表しているかどうかはこの差の水収支への影響が重要となるが、本研究では 1 点での測定値が湖面全域での蒸発量値を代表しているかどうかを解明することを目的としている。それゆえに両者の差はやや大きいものと考えられ、湖面全域において 1 点での値が代表していない領域が存在することが分った。本研究の年蒸発量分布推定の湖面全域の平均値 (868 mm) を式(1.1)に適用し、年間平均降水量 P は山田 (2007) の値 (1250 mm) を、河川年間流入量 R_{in} (13.5 億 m^3)、河川年間流出量 R_{out} (12.0 億 m^3) を茨城県地域総合研究所 (1984) の値を用いて貯留量変化 ΔS を予測した場合、およそ +2.16 億 m^3 (t) と推定された。ここで、推定された蒸発量分布の湖心部における値 (976 mm) を適用した場合、貯留量変化 ΔS はおよそ +1.97 億 m^3 (t) とやや低い評価となった。両者の差は霞ヶ浦の貯留量 (約 8.6 億 m^3) に対し、割合にして約 8.8% である。このことより湖心観測による蒸発量値を湖面全域での代表値として水収支を扱うことは誤差を生じさせる可能性があることが明らかになった。どちらの値を用いても貯留量は上向きに予測されたが、この差が水資源利用にどう影響してくるのかが重要となると考えられる。

しかしこの推定はバルク係数 C_e と水面温度 T_s を湖心観測による値を全域に適用している。水面温度分布による影響は小さいことは明らかとなったが、バルク輸送係数 C_e は運動量、顕熱、潜熱いずれにおいても風速依存性があることが示唆されている (宮野, 2010)。霞ヶ浦湖上風は地点によって風速分布が異なる可能性が高いため、地点によるバルク係数 C_e の多様性も生じ得ると考えられる。また浦野 (1996) によると、北海道駒止湖におけるバルク係数は風速 U が 1 m 以上の場合はほぼ一定の値 (0.002 から 0.005) を示しているが、風速 U がそれ以下になると値がそれよりも大きくなりばらつきも大きくなることを報告しており、バルク係数 C_e が必ずしも風速 U に比例するとは限らないことが考えられるが、このバルク係数 C_e を湖面全域で定数として扱うか変数として扱うかでどの程度蒸発量推定に影響を及ぼすのかを明らかにする必要がある。

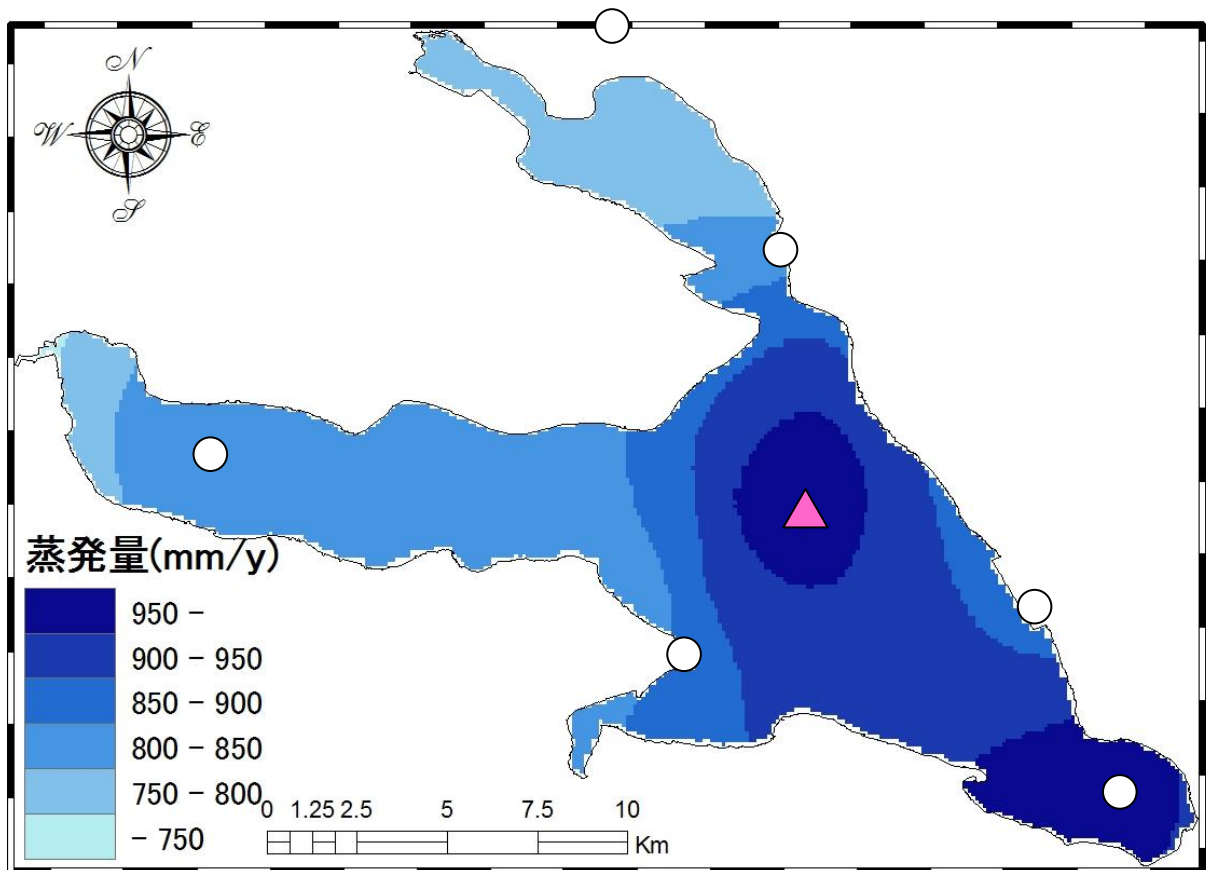


図 7.3 湖面全域の 2008 年における蒸発量分布

(▲ : 湖心観測所, ○ : 気象観測所)

湖心部 : 976 (mm/y)

全域平均値 : 878 (mm/y)

標準偏差 : 66 (mm/y)

最大値 : 1012 (mm/y)

最小値 : 736 (mm/y)

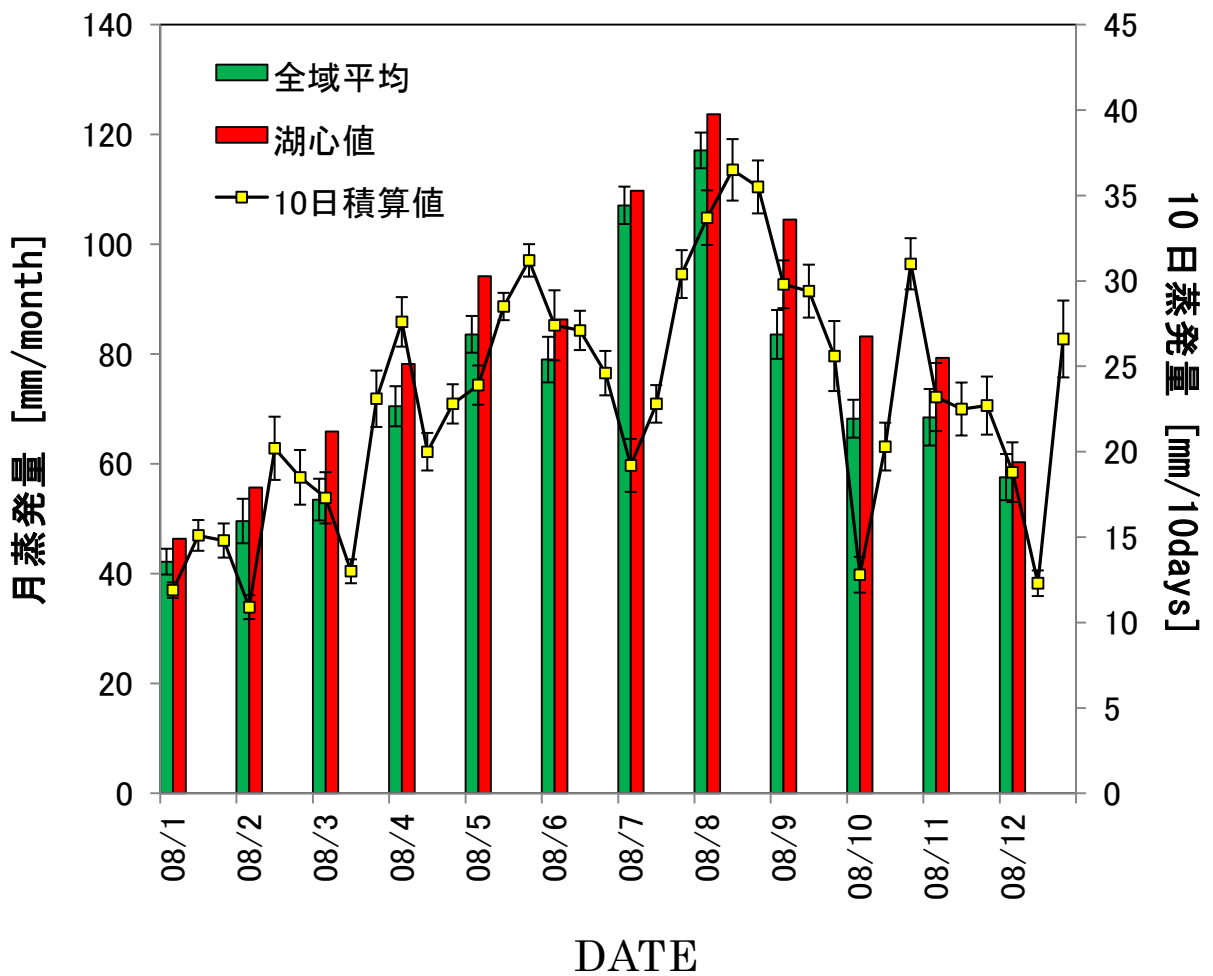


図 7.4 湖面全域の 2008 年における月蒸発量の季節変化

(各月の 10 日積算値を折れ線表記)

※ 各々のバーは全域平均値からの標準偏差を示す。

3.4 バルク係数を変数とした場合の湖面蒸発分布

これまで本研究では霞ヶ浦における蒸発量分布を、バルク輸送係数 C_e を式(2.10)によって算出した値を湖面全域において定数として解析を行ってきた。しかしながら宮野 (2010) によってバルク係数 C_e を湖面全域で変数として扱うための推定式が提案された (式 2.11)。よってこれを用いて算出されたバルク係数分布によって、図 4.1~4.11 に示した湖面蒸発分布ならびに図 7.3 に示した年蒸発量分布の解析を再度行った。それらの結果を以下の図 8.1~8.3 および表 6.1 に示す。式(2.11)のバルク係数の解析の際、リチャードソン数算出のための気象データは水面温度 T_s 、気温 T_a 、風速 U などがあるが、図 8.1 についてはそれら全てを湖面全域における分布データから算出し、バルク式 (式 2.2) に適用する気象データも全て分布データとして扱った。また図 8.2 の年蒸発量分布については、水面温度 T_s のみ湖心観測値による 1 点測定値を使用して解析を行った。そして図 8.3 に月平均蒸発量の季節変化を、バルク係数 C_e を定数とした場合、変数とした場合について、湖心部分について (図 8.3 (a)) と全域平均値について (図 8.3 (b)) を、宮野 (2010) による湖心における渦相関法による実測値と併せて示した。

まず図 8.1 より、蒸発分布の傾向はバルク係数 C_e を湖面全域で定数とした場合と比べて、平均値や標準偏差について多少変化はあるが、極端に大きな違いが生じることはなく、バルク係数 C_e の扱いによって蒸発量の空間差異の有無にはそれほど影響はないことが示唆された。しかし、図 8.1 (a) については湖面全域での平均値と標準偏差がかなり高くなる結果 (4.05 ± 1.05 mm/day) となった。この事例について考えられることは、宮野 (2010) のバルク係数推定式 (式 2.11) は安定度 ζ の指標であるリチャードソン数 Rf を用いている。図 8.1 (a) の事例については安定度 ζ が大きい値をとったことが蒸発量の平均値が大きくなった要因として挙げられる。また標準偏差が大きくなったことについては地点によって安定度 ζ が変化していることが考えられるが、湖面全域における水面と大気との温度差 ($T_s - T$) の要素がバルク係数 C_e や蒸発量分布推定に影響を及ぼしている可能性がある。このように影響する事例はさほど多くはないが、風速 U 以外の気象データの影響も無視できないことが示唆された。

次に図 8.2 について、年間でみた場合の湖面蒸発分布はバルク係数 C_e を定数とした場合と変数にした場合とで、分布は類似した領域が多く湖心部分や全域平均値でバルク係数 C_e を変数とした場合は若干低い値をとったが大きな差は生じなかった。図 7.3

では湖面全域での風速 U の違いが蒸発量分布にも空間差異をもたらしたと考えられ、さらにバルク輸送係数は風速依存性が強い（宮野，2010）ことから、図 7.3 で蒸発量が大きい領域すなわち風速 U が強い領域ではバルク係数 C_e もそれに伴って大きくなる可能性が高く、バルク係数 C_e を地点ごとの変数とすることで蒸発量分布はさらに大きな空間差異が生じると予想されたが、図 8.2 では空間分布はそれほど大きな差はなく、湖面全域におけるバルク係数 C_e の空間差異は、霞ヶ浦での蒸発量推定にそれほど影響しない可能性が示唆された。また湖心部分の蒸発量値と全域平均値との差は図 8.2 においても 100 (mm/y) 程度あり、湖心観測による測定値の湖面全域への代表性が満たせている領域と満たせない領域が存在することが分かる。

そして図 8.3 については、月蒸発量の季節変化はバルク係数 C_e が定数、変数に関わらず湖心部、全域平均値ともに宮野（2010）の実測値と類似した季節推移を示した。また、図 8.3 (a)，8.3 (b) どちらについても、バルク係数 C_e を変数とした場合は定数とした場合に比べ、夏季では高い値をとり、冬季では低い値をとる傾向がみられた。この要因として考えられることは、風速 U は夏季と冬季でその強さや空間差異について顕著な違いは生じていないことから、気温 T_a が季節によって異なることがバルク係数 C_e に影響したのではないかと考えられる。このことから蒸発量の空間差異には水面－大気間の温度差 ($T_s - T$) の影響はそれほど大きくないが、バルク係数 C_e や蒸発量の絶対量には影響する可能性が示唆される。

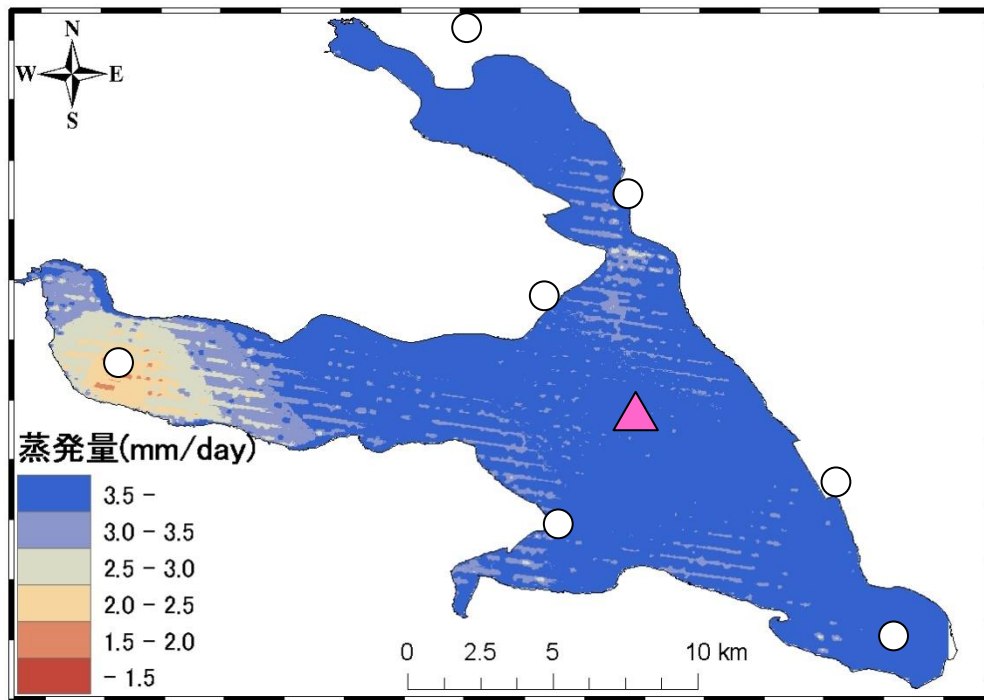


図 8.1 衛星データとバルク係数分布による湖面蒸発分布 (a)
 (2007年8月16日9:45における事例 ▲：湖心観測所，○：気象観測所)

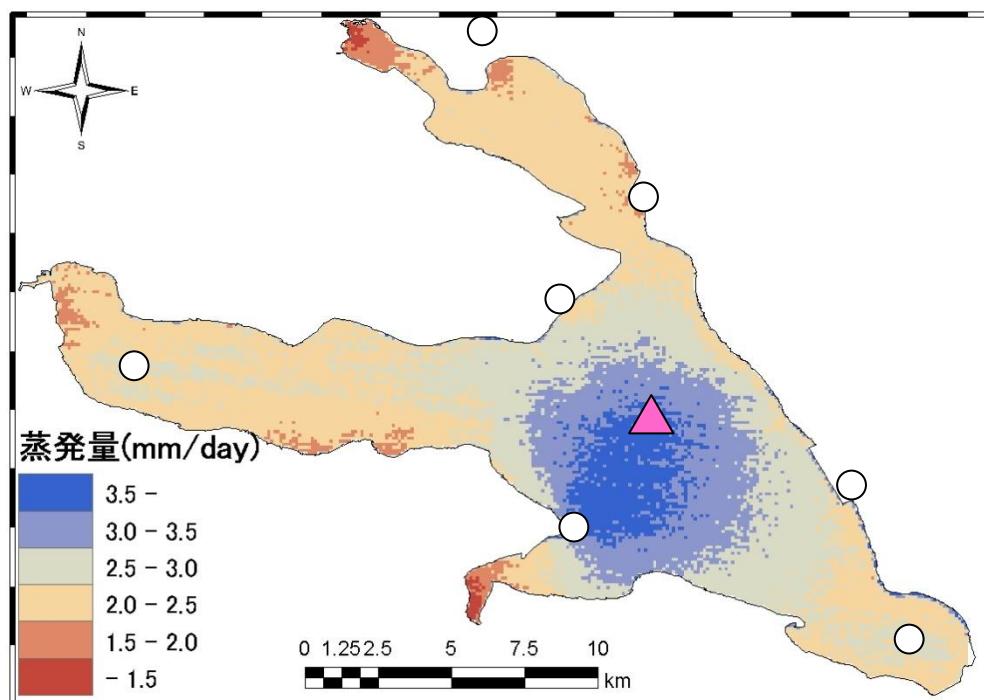


図 8.1 衛星データとバルク係数分布による湖面蒸発分布 (b)
 (2007年11月21日10:30における事例 ▲：湖心観測所，○：気象観測所)

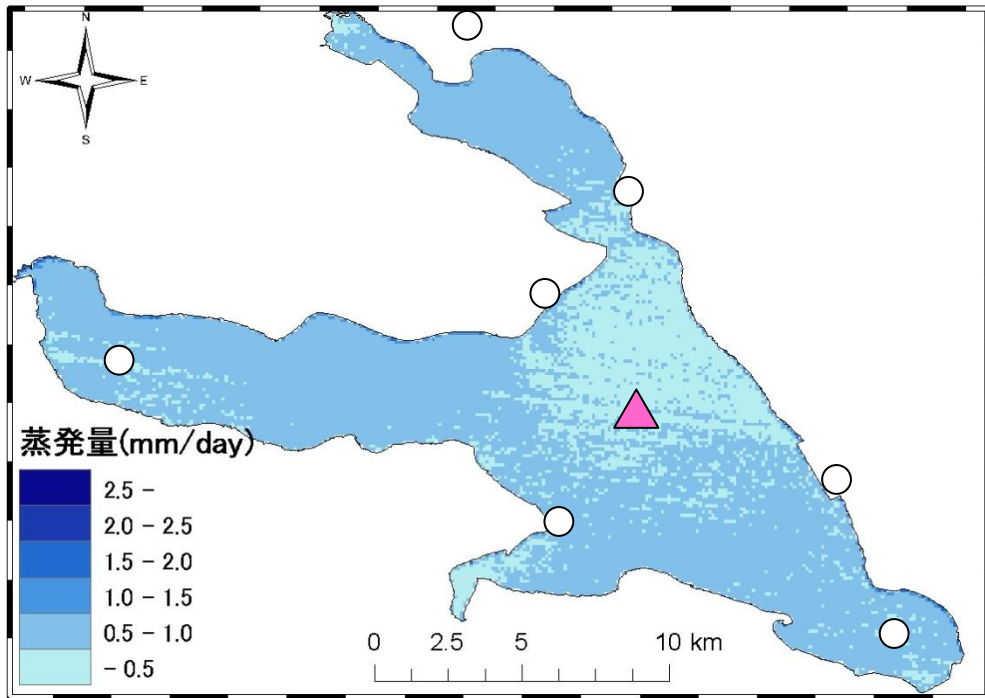


図 8.1 衛星データとバルク係数分布による湖面蒸発分布 (c)
 (2007年12月7日10:30における事例 ▲：湖心観測所，○：気象観測所)

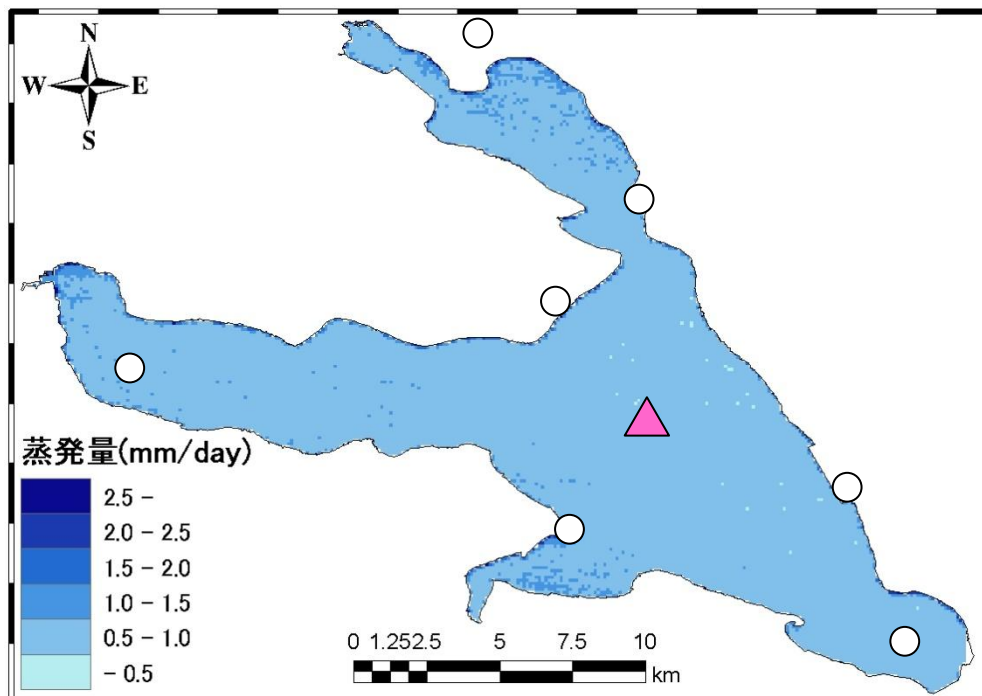


図 8.1 衛星データとバルク係数分布による湖面蒸発分布 (d)
 (2008年1月8日10:30における事例 ▲：湖心観測所，○：気象観測所)

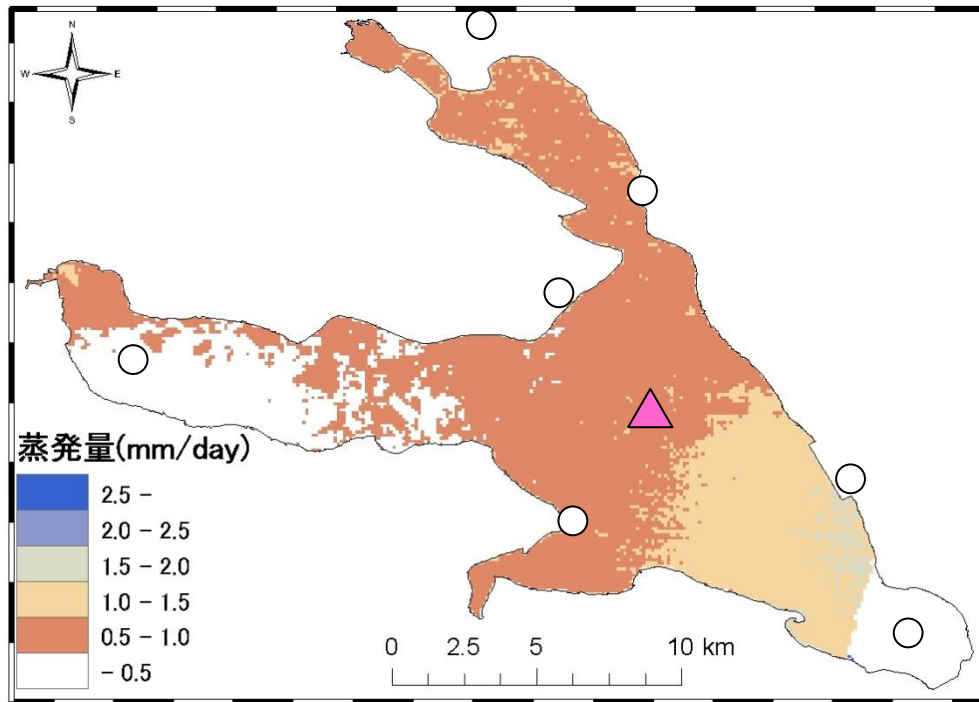


図 8.1 衛星データとバルク係数分布による湖面蒸発分布 (e)

(2008年1月15日10:30における事例 ▲：湖心観測所，○：気象観測所)

※ 白色領域は雲域又は衛星画像に含まれていないことを示す

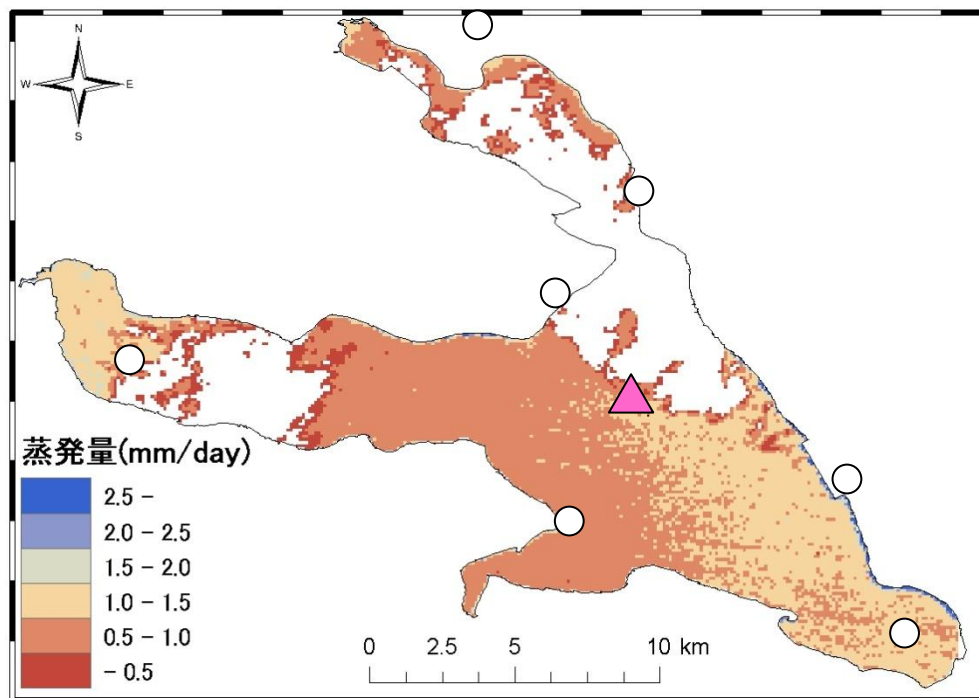


図 8.1 衛星データとバルク係数分布による湖面蒸発分布 (f)

(2008年1月24日10:30における事例 ▲：湖心観測所，○：気象観測所)

※ 白色領域は雲域又は衛星画像に含まれていないことを示す

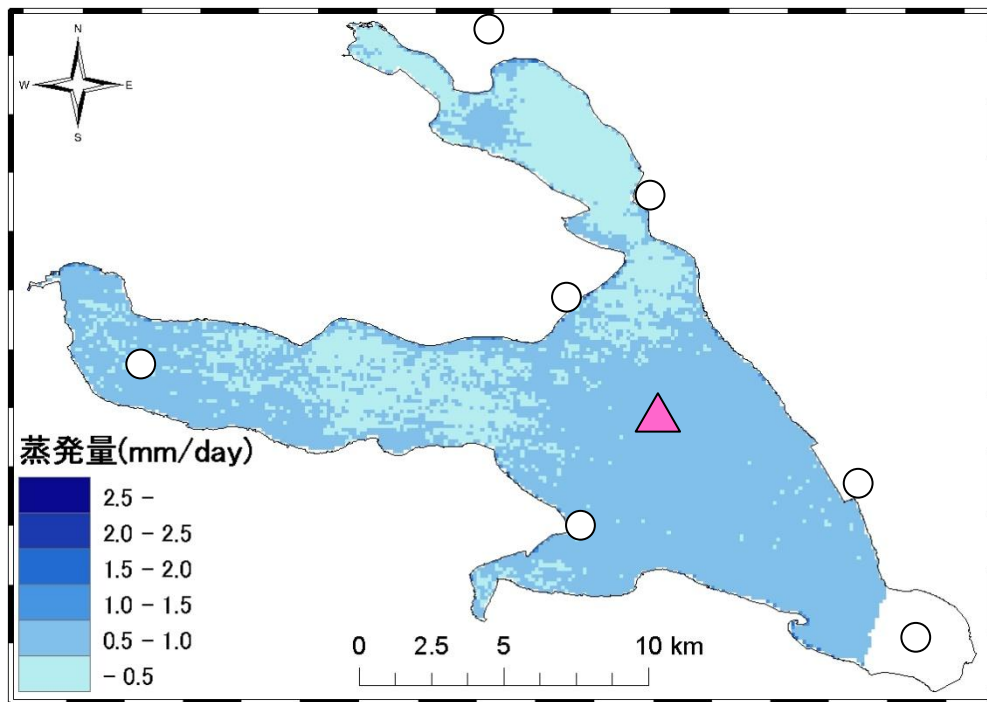


図 8.1 衛星データとバルク係数分布による湖面蒸発分布 (g)
 (2008年1月31日10:30における事例 ▲:湖心観測所, ○:気象観測所)
 ※ 白色領域は雲域又は衛星画像に含まれていないことを示す

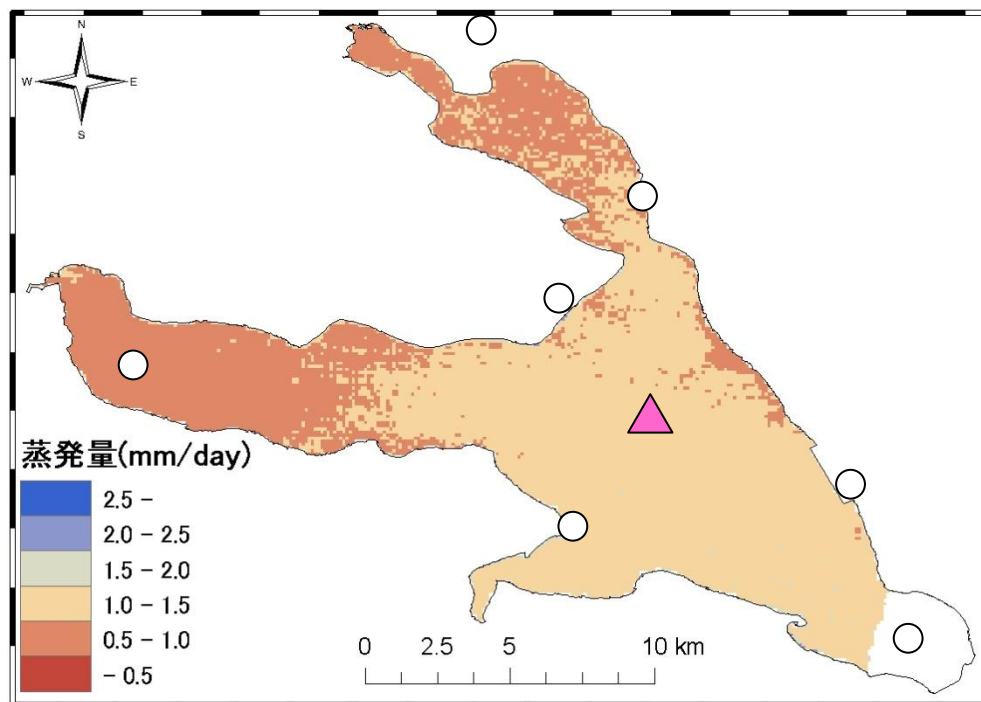


図 8.1 衛星データとバルク係数分布による湖面蒸発分布 (h)
 (2008年12月16日10:30における事例 ▲:湖心観測所, ○:気象観測所)
 ※ 白色領域は雲域又は衛星画像に含まれていないことを示す

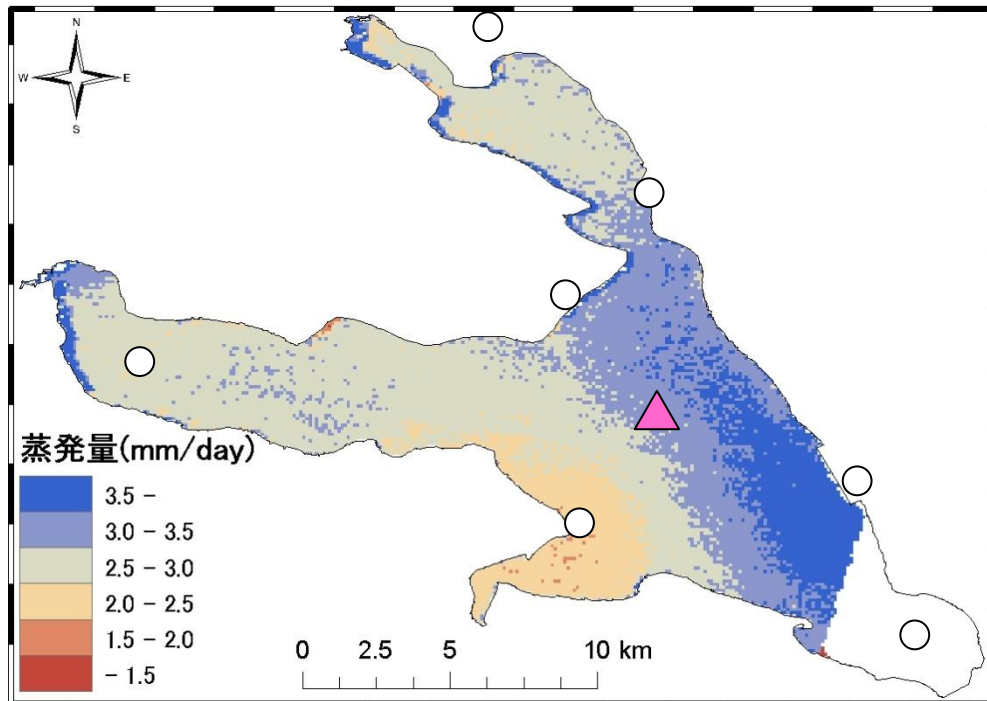


図 8.1 衛星データとバルク係数分布による湖面蒸発分布 (i)
 (2009年1月1日10:30における事例 ▲：湖心観測所，○：気象観測所)
 ※ 白色領域は雲域又は衛星画像に含まれていないことを示す

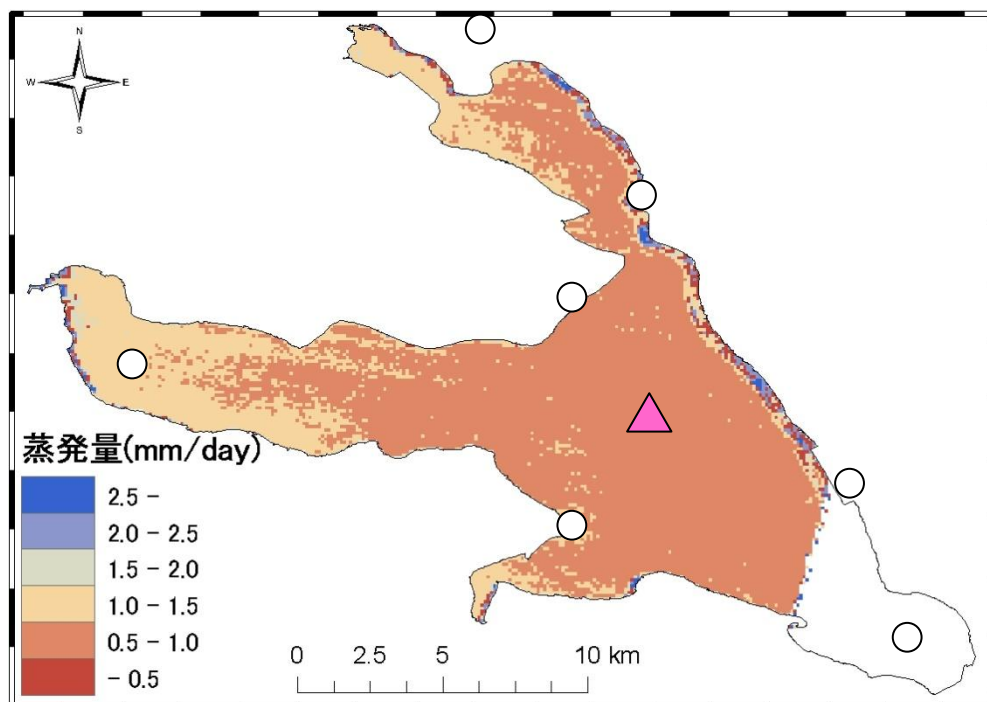


図 8.1 衛星データとバルク係数分布による湖面蒸発分布 (j)
 (2009年2月2日10:30における事例 ▲：湖心観測所，○：気象観測所)
 ※ 白色領域は雲域又は衛星画像に含まれていないことを示す

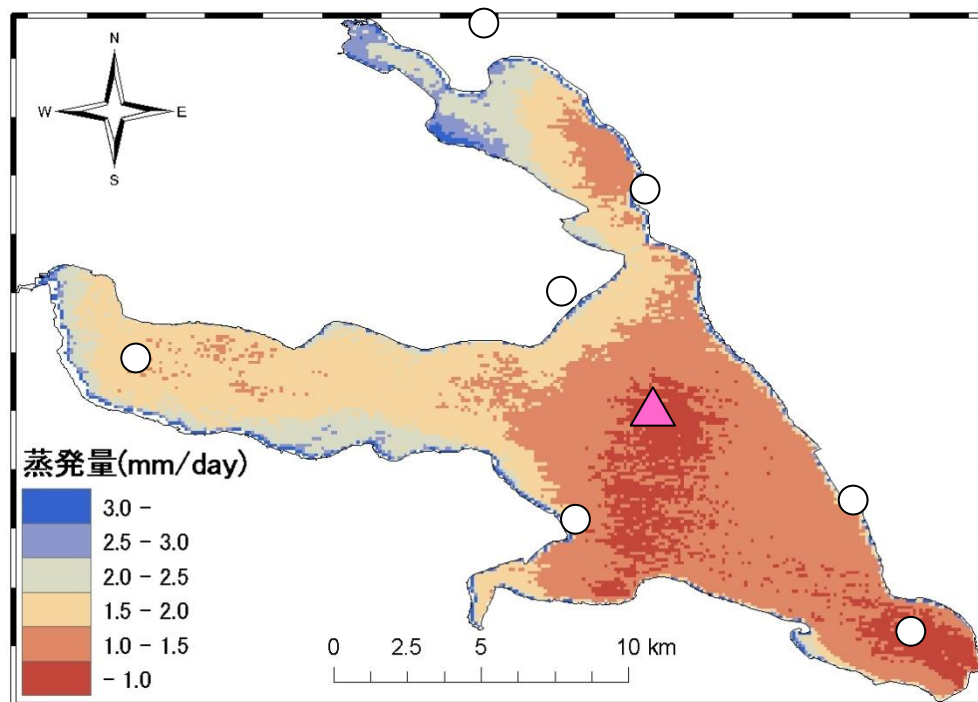


図 8.1 衛星データとバルク係数分布による湖面蒸発分布 (k)
 (2009年4月7日10:30における事例 ▲:湖心観測所, ○:気象観測所)

表 6.1 バルク係数を変数とした場合の湖面蒸発分布の平均値と標準偏差

DATE	TIME	蒸発量 E [mm/day] ※1	蒸発量 E [mm/day] ※2
2007年8月16日	9:45	2.65 ± 0.43	4.05 ± 1.05
2007年11月21日	10:30	2.86 ± 0.67	2.66 ± 0.47
2007年12月7日	10:30	0.49 ± 0.14	0.55 ± 0.15
2008年1月8日	10:30	0.78 ± 0.17	0.79 ± 0.20
2008年1月15日	10:30	1.41 ± 0.56	0.80 ± 0.30
2008年1月24日	10:30	1.57 ± 0.61	0.92 ± 0.35
2008年1月31日	10:30	0.43 ± 0.09	0.55 ± 0.14
2008年12月16日	10:30	1.35 ± 0.23	1.09 ± 0.19
2009年1月1日	10:30	2.78 ± 0.45	2.79 ± 0.47
2009年2月2日	10:30	1.44 ± 0.42	1.14 ± 0.41
2009年4月7日	10:30	1.66 ± 0.47	1.63 ± 0.67

※1 バルク係数を湖面全域で定数とした場合

※2 バルク係数を湖面全域で変数とした場合

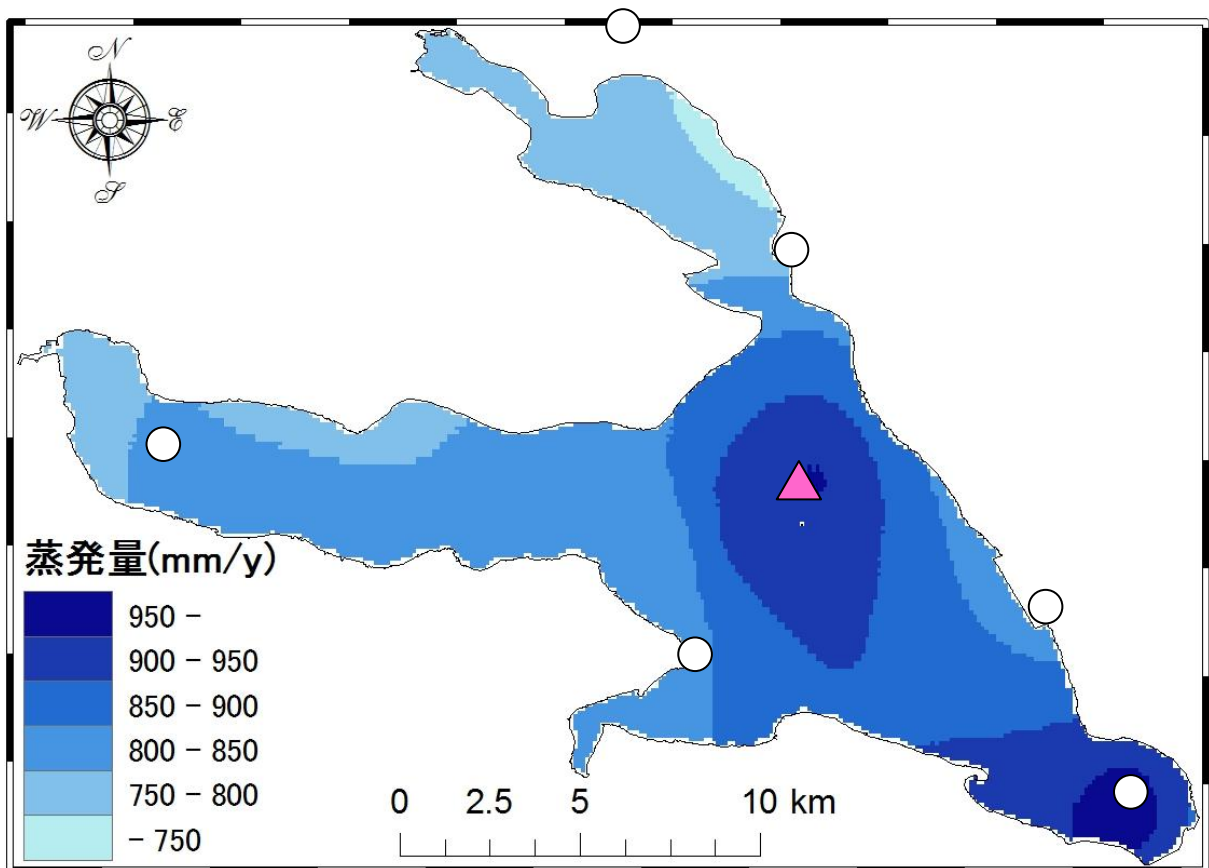


図 8.2 バルク係数を変数とした場合の湖面全域の 2008 年における蒸発量分布

(▲ : 湖心観測所, ○ : 気象観測所)

湖心部 : 950 (mm/y)

全域平均値 : 847 (mm/y)

標準偏差 : 56 (mm/y)

最大値 : 987 (mm/y)

最小値 : 739 (mm/y)

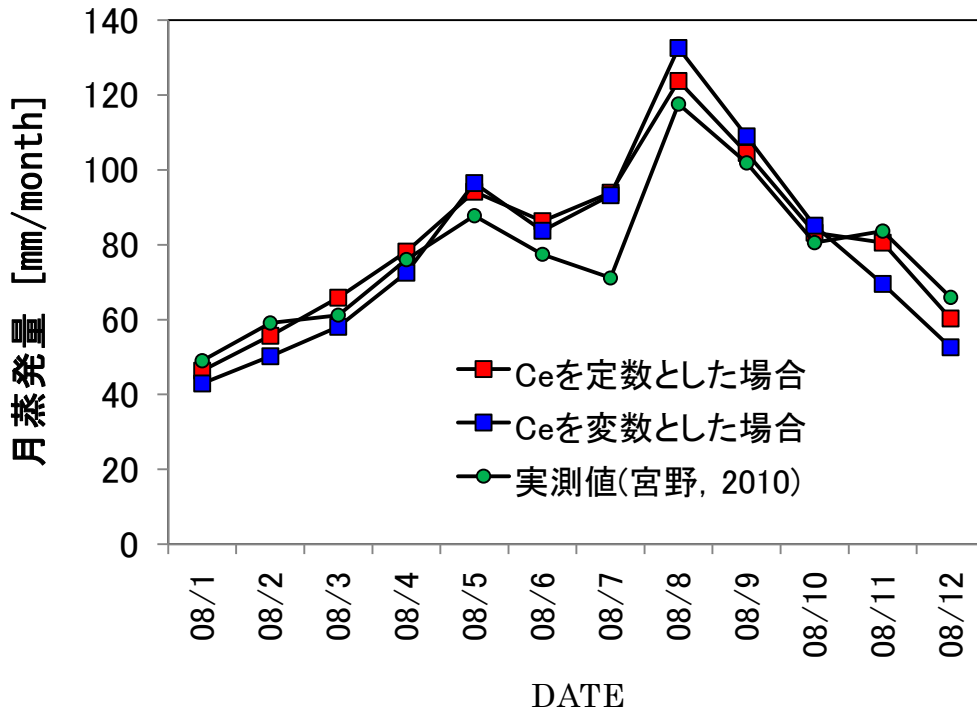


図 8.3 バルク係数を変数とした場合の湖面全域の 2008 年における月蒸発量 (a)
 (バルク係数を定数, 変数とした場合の湖心部分の月蒸発量値)

※ 実測値には宮野 (2010) の値を使用

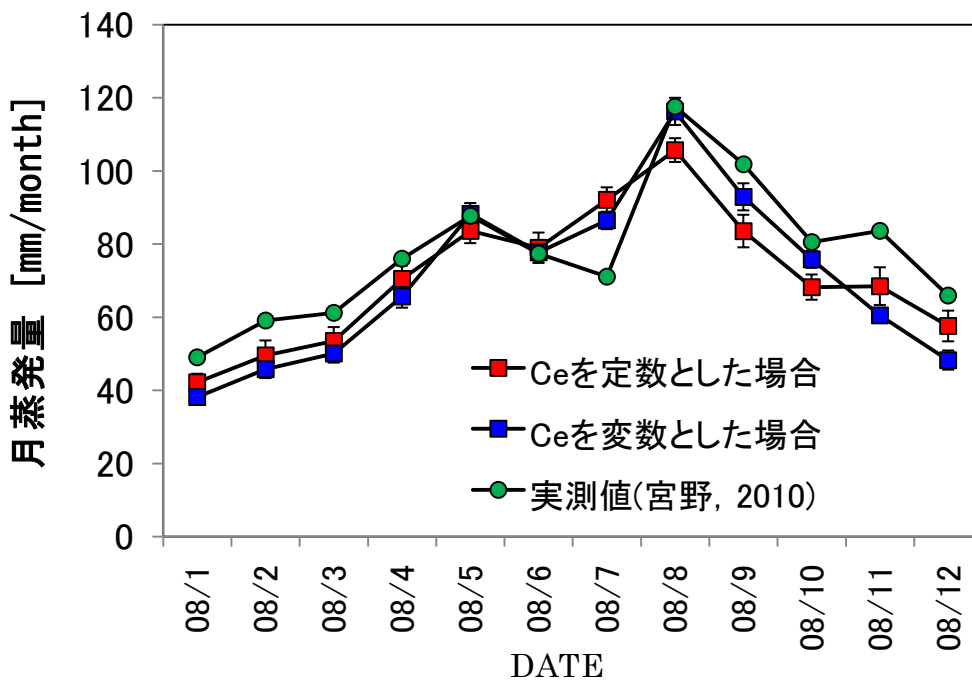


図 8.3 バルク係数を変数とした場合の湖面全域の 2008 年における月蒸発量 (b)
 (バルク係数を定数, 変数とした場合の湖面全域の平均値の月蒸発量値)

※ 各々のバーは全域平均値からの標準偏差を示し, 実測値は宮野 (2010) の値を使用

第4章. まとめ

霞ヶ浦湖面において衛星データおよび気象データによりバルク法を用いた, これまで行われたことのない湖面全域における蒸発量分布の推定を行い, その蒸発分布を決定する気象要因の解明を試みた. 以下にそれぞれの結論と今後の課題を示す.

4.1 結論

・湖面温度分布

主に Landsat, ASTER を使用して 1999~2009 年にかけて霞ヶ浦湖面温度 (放射温度) 分布の空間的多様性およびその季節変化を調べた. 湖心周辺と湖岸近辺で温度差が生じる場合や湖面上で不規則に異なる温度分布を示すことが分かり, 湖上における吹走流や湖心部と湖岸との水深の違いが湖面温度分布に影響していると考えられるが, その分布の詳細な傾向は明らかにはならなかった. そして春季や夏季ではやや空間的差異が大きくなるが全体として標準偏差は 1~2°C 程度となり, 秋季や冬季についての偏差は 0~1°C 程度となり若干の季節変化が見られた. また, 水温 T_w の水平分布や鉛直分布についても大きな差異は生じなかった. このことより水面温度分布は経年変化, 季節変化, 時間変化についても空間的差異は小さいことが示唆された.

・湖面蒸発量

衛星データを用いた瞬間値での蒸発量分布推定においては, 湖面蒸発分布は一様となる場合と非一様となる場合が同程度の割合で生じた. 一様となる場合は, 湖面全域における偏差が 0 に近似できるほど湖心値が代表するような事例はみられず, 若干の差異がどの事例についても認められた. 非一様となった事例は湖心周辺から湖面南東部にかけて高い蒸発値を示す傾向がみられた. 湖心観測による水面温度を全域に適用した場合, 年間における蒸発量分布湖心部では 976 (mm/y), 湖面全域の平均値は 878 (mm/y) となり, 湖心周辺から湖面南東部ほど高い値を示し, 標準偏差で見た場合に空間的差異が生じることが分った. バルク法による湖心における値と全域における平均値との差は割合にして約 10% であるが, 量にして約 1600 万 $m^3(t)$ となり, 湖面蒸発量を見積もる上で, 湖心周辺から南東部にかけては代表性があるが, 湖面の北部や西部などで 1 点での測定値が代表していない領域が存在することが分った. またバルク

係数を湖面全域で変数とした場合では年蒸発量は湖心部では 950 (mm/y), 全域平均値で 847 (mm/y) と値は若干低くなったが, 分布自体には大きな変化はなく湖心部と全域平均との差は 100 (mm/y) となり, バルク係数を定数とした場合と類似した結果となった.

・気象要因

まず, 前述したように水面温度 T_s の空間差異は小さいことが分った. 次に湖面蒸発が一様に分布した場合と非一様に分布した場合の各気象データを調べたところ, 風速 U 分布が最も強く影響していることが示唆された. 飽和比湿 q_s や比湿 q の影響は無視できるほど小さくはないが, 蒸発量分布に影響した事例は1つのみであったことから, 湖上風分布に比べるとその影響は小さいことが示唆される. また全ての事例について比湿 q の空間的差異は小さい傾向があった. バルク係数 C_e を湖面全域で定数とした場合や変数とした場合, いずれについても風速 U の要素は重要であるため, 湖面蒸発を推定する上で湖上風分布の詳細な把握が必要とされる. 重要な影響要因である湖上風分布は気圧配置による傾度風や海陸風など複数の要因によって, 湖心周辺から湖面南東部にかけて強風域になる場合があり, 特徴的な傾向を示した. そしてバルク係数 C_e の推定式によって湖面全域でバルク係数 C_e の空間分布を再現したうえで蒸発量分布を推定することもできたが, バルク係数 C_e を変数とすることによる影響は顕著には現れなかったことから, 霞ヶ浦におけるバルク係数 C_e の空間差異は蒸発量分布を推定する上でそれほど影響が強くない可能性が示唆された.

4.2 今後の課題

本研究では気象データを空間内挿する際, 陸地における気象データを使用している. 陸地と水面では比熱や地表面粗度が異なるため, 気温 T_a や風速 U は地点によって異なることが考えられる. 結果では気温分布は湖面全域で空間的差異はほとんど生じなかったが, 蒸発量推定に重要な気象データと位置付けている風速 U に関しては使用するデータ地点およびその空間分布の再現手法には十分吟味しなければならない. 今後湖岸での風速データに補正を施すことによって, より水面における風速 U に近い値を風速分布の再現に使用していく必要がある. また, 霞ヶ浦湖上における水平風速を実測することで再現された湖上風分布を検証することも有効と考えられる.

謝辞

大学院から筑波大学に入学し、博士前期課程の2年間を過ごす上で、まず指導教官であられる筑波大学大学院生命環境科学研究科の杉田倫明先生には修士論文を完成させる上で、どんな時も丁寧な指導をして下さったことで無事研究を遂行していくことができました、心よりご御礼申し上げます。また筑波大学大学院生命環境科学研究科の浅沼順先生、福島武彦先生、田瀬則雄先生、辻村真貴先生、戸崎裕貴先生には流域環境ゼミなどを通じて貴重な御意見、御助言を頂くことで、より良い成果を上げることができたと思います。筑波大学大学院生命環境科学研究科の松下文経先生には衛星データのご提供、並びにその解析手法について御協力を頂きました。また研究のみならず私生活についても熱心な助言を下さいました、筑波大学大学院生命環境科学研究科の李盛源氏にも大変感謝しております。

番場泰彰氏をはじめとする国土交通省関東地方整備局霞ヶ浦河川事務所の方々に、湖心観測所での観測に御協力を頂いたことに感謝致します。

横河電子機器株式会社の吉澤様には毎月のデータ回収に同行させていただき、霞ヶ浦河川事務所のデータを提供していただくことで研究を行うことができました。

国立環境研究所臨湖実験施設の松重一夫氏、航空自衛隊百里基地広報班様方、茨城県庁生活環境部様方には気象データ並びにデータに関しての情報を頂きました、ありがとうございました。

当研究室の同期である佐藤隆君、吉澤新太郎君、宮野愛子さんには研究は勿論のこと、それ以外の場面においても多々お世話になったと思います、大学院修了後の皆様のご活躍を期待致します。また流域環境研究室や自然学類（地球学類）の皆様方と交わした時間も私の良き思い出になると思います。皆様の今後の飛躍をお祈り申し上げます。

この2年間私を成長させてくれた筑波大学での最後の学生生活が、大切な記憶となって今後の私を支えることと思います。一度きりの大学院生活において皆様と携わることができたことに心から感謝したいと思います。

参考文献

- 新井康平 (2000) : 地球観測衛星データの利用方法. 森北出版株式会社, 131p.
- Ayeneu, T. (2003): Evapotranspiration estimation using thematic mapper spectral satellite data in the Ethiopian rift and adjacent highlands. *Journal of Hydrology*, **279**, 83-93.
- Becker, M. W. and Daw, A. (2005): Influence of lake morphology and clarity on water surface temperature as measured by EOS ASTER. *Remote Sensing of Environment*, **99**, 288-294.
- Cleugh, H. A., Leuning, R., Mu, Q. and Running, S. W. (2007): Regional evaporation estimates from flux tower and MODIS satellite data. *Remote Sensing of Environment*, **106**, 285-304.
- Crosman, E. T. and Horel, J. D. (2008): MODIS-derived surface temperature of the Great Salt Lake. *Remote Sensing of Environment*, **113**, 73-81.
- 枝川尚資・中島暢太郎 (1979) : 琵琶湖周辺の気象 (2) -琵琶湖北部の湖陸風-. 京都大学防災研究所年報, 第 22 号, B-2, 143-154.
- Granger, R. J. (2000): Satellite-derived estimates of evapotranspiration in the Gediz basin. *Journal of Hydrology*, **229**, 70-76.
- Gianniou, S. K. and Antonopoulos, V. Z. (2007): Evaporation and energy budget in Lake Vegoritis. *Journal of Hydrology*, **345**, 212-223.
- 原田一平・近藤昭彦 (2005) : TM の熱赤外データと AMeDAS の気温データを利用した東京圏のヒートアイランドの広域化の解析. *Journal of Geography*, **114** (5), 705-723.
- 平野高司・三枝信子 (2003) : 渦相関法によるフラックス測定の実際. Asia Flux 運営委員会編:陸域生態系における二酸化炭素等のフラックス観測の実際, 国立環境研究所, 9-24.
- 藤部文昭 (1981) : 海陸風の季節的特性. 天気, **28**, 367-375.
- 藤部文昭 (1999) : 暖気侵入を伴う“海風”の気候学的特徴－関東地方と十勝・根釧地方について－. 天気, **46**, 501-512.
- 藤原広和・水野俊輔・高杉奨・杉田尚男・矢口淳一 (2003) : 小川原湖の塩分および水温分布に関する現地研究. 八戸工業高等専門学校紀要, **38**, 169-173.
- 池淵周一・椎葉充晴・宝馨・立川康人 (2006) : エース 水文学. 朝倉書店, 15-66.
- 茨城県霞ヶ浦環境科学センター : “霞ヶ浦・潤沼・牛久沼”, インターネット : <http://www.kasumigaura.pref.ibaraki.jp/> (2009/12/27)
- 茨城県地域総合研究所 (1984) : 霞ヶ浦－自然・歴史・社会－. 古今書院, 1-24.

- 岩田徹・三枝信子 (2003) : 渦相関法によるフラックス解析の実際. Asia Flux 運営委員会編 : 陸域生態系における二酸化炭素等のフラックス観測の実際, 国立環境研究所, 25-44.
- 加藤央之 (1980) : 洞爺湖における風系. 環境科学・北海道大学大学院環境科学研究科紀要, 3, 17-33.
- 加藤央之 (1981) : 洞爺湖の湖陸風. 環境科学・北海道大学大学院環境科学研究科紀要, 4, 233-247.
- 川俣満 (2005) : 霞ヶ浦における波浪推算モデルの構築に関する研究. 東京工業大学大学院総合理工学研究科環境理工学創造専攻修士論文, 78p.
- 河村武 (1973) : 関東南部の局地風について. 天気, 20, 74.
- 河村武 (1977) : 茨城県南部と周辺地域の局地風系. 筑波大学大学院環境科学研究科, 環境科学研究科年報, 1, 71-86.
- 河村武・田宮兵衛・小林守 (1979) : 霞が浦の湖陸風. 筑波大学大学院環境科学研究科, 環境科学研究科年報, 2, 86p.
- 河村武 (1981) : 日本の地域風系. 建築雑誌, Vol.96, No.1185, 39-42.
- 気象庁 : “気象統計情報”, インターネット : <http://www.jma.go.jp/jma/index.html> (2009/10/22)
- 北澤大輔・小松伸行 (2008) : 北浦の成層構造の数値解析. 生産研究, 51, 51-54.
- 桑形恒男・近藤純正 (1990) : 東北南部から中部地方までのアメダス地点における地表面粗度の推定. 天気, 37, 197-201.
- 桑形恒男・近藤純正 (1991) : 西日本アメダス地点における地表面粗度の推定. 天気, 38, 491-494.
- 高阪宏行 (1999) : クリギングとその地理的応用. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, No.34, 27-35.
- 国土交通省関東地方整備霞ヶ浦河川事務所 (2005) : 霞ヶ浦パンフレット - 事業のあらまし -. 28p.
- 国土交通省関東地方整備霞ヶ浦河川事務所 : “霞ヶ浦速報”, インターネット : <http://www.ktr.mlit.go.jp/kasumi/> (2009/12/22)
- 国土地理院 (2005a) : 流域自然環境調査データ作成作業報告書 (霞ヶ浦流域地区). 42p.
- 国土地理院 (2005b) : 「土地利用 GIS データ (昭和 23 年頃)」、CD-ROM.
- 国立環境研究所臨湖実験施設 : “霞ヶ浦臨湖実験施設気象情報提供”, インターネット : <http://www-cger.nies.go.jp/kasumi/index.html> (2009/12/22)
- 古藤田一雄 (1977) : 気候学的資料を用いた湖面蒸発量の推定法. 筑波大学水理実験センター報告, No1, 53-65.
- 近藤昭彦 (2003) : 水文学へのリモートセンシングと GIS 技術の応用 (総説). 地理学評論, 76(11), 788-799.

- 近藤純正・渡部勲 (1969) : 深い湖の水温鉛直分布と蒸発の季節変化. 国立防災科学技術センター研究報告, **2**, 75-88.
- 近藤純正 (1994) : 水環境の気象学 —地表面の水収支・熱収支—. 朝倉書店, 324p.
- 近藤純正 (2000) : 地表面に近い大気科学 —理解と応用—. 東京大学出版社, 350p.
- Kondo, J. and Yamazawa, H. (1986): Aerodynamic roughness over an inhomogeneous ground surface. *Boundary-Layer Meteorology*, **35**, 331-348.
- Lathrop, R. G. JR. and Lillesand, T. M. (1987): Calibration of Thematic Mapper Thermal Data for Water Surface Temperature Mapping: Case Study on the Great Lakes. *Remote Sensing of Environment*, **22**, 297-307.
- 松浦陽介 (2005) : 衛星データを用いたモンゴル半乾燥域における土地被覆と蒸発散量の推定. 東北大学大学院理学研究科修士論文, 8-55.
- 光田寧・花房龍男・文字信貴・塚本修・林泰一 (1973) : 琵琶湖からの蒸発量の推定について (I). 京都大学防災研究所年報, 第 16 号, B, 327-342.
- 宮野愛子 (2008) : 霞ヶ浦湖面におけるフラックスの測定と評価. 筑波大学, 第一学群自然科学類卒業論文, 43p.
- 宮野愛子 (2010) : バルク式を用いた湖面におけるフラックスの算出. 筑波大学大学院生命環境科学研究科環境科学専攻修士論文, 78p.
- Mitsuta, Y., Hanafusa, T., Maitani, T. and Fujitani, T. (1970): Turbulent fluxes over the lake Kasumigaura. *Special Contributions, Geophysical Institute, Kyoto University*, No.10, 75-84.
- 初井和朗 (2003) : 池田湖の蒸発量の推定. 水文・水資源学会誌, Vol.16, No.2, 142-151.
- 中島暢太郎・後町幸雄・井上治郎 (1977) : 琵琶湖周辺の気象 (1). 京都大学防災研究所年報, 第 20 号, B-2, 553-569.
- 中村憲知・川島茂人 (1999) : 衛星画像から得られた茶産地の環境特性と品質との関係. 日本作物学会記事, 第 68 巻 3 号, 424-432.
- 大林成行 (2002) : 人工衛星から得られる地球観測データの使い方. (財) 日本建設情報総合センター, 17-44.
- 大八木英夫・遠藤修一・奥村康昭・塚脇真二・森和紀 (2009) : カンボジア・トンレサップ湖における水温特性について. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, No.44, 167-176.
- Reinart, A. and Reinhold, M. (2008): Mapping surface temperature in the large lakes with MODIS data. *Remote Sensing of Environment*, **112**, 603-611.
- 作野裕司・高安克己 (1995) : 衛星リモートセンシングによる宍道湖の湖面温度分布と季節変化の推定. 島根大学地質学研究報告, **14**, 55-63.
- 作野裕司・山本正智・吉田武史・松永恒雄・中山大介・高安克己・古津年章・下舞豊志 (2003) : ASTER データを用いた宍道湖・中海の水温・濁度推定 (2000~2002 年).

LAGUNA, 10, 65-72.

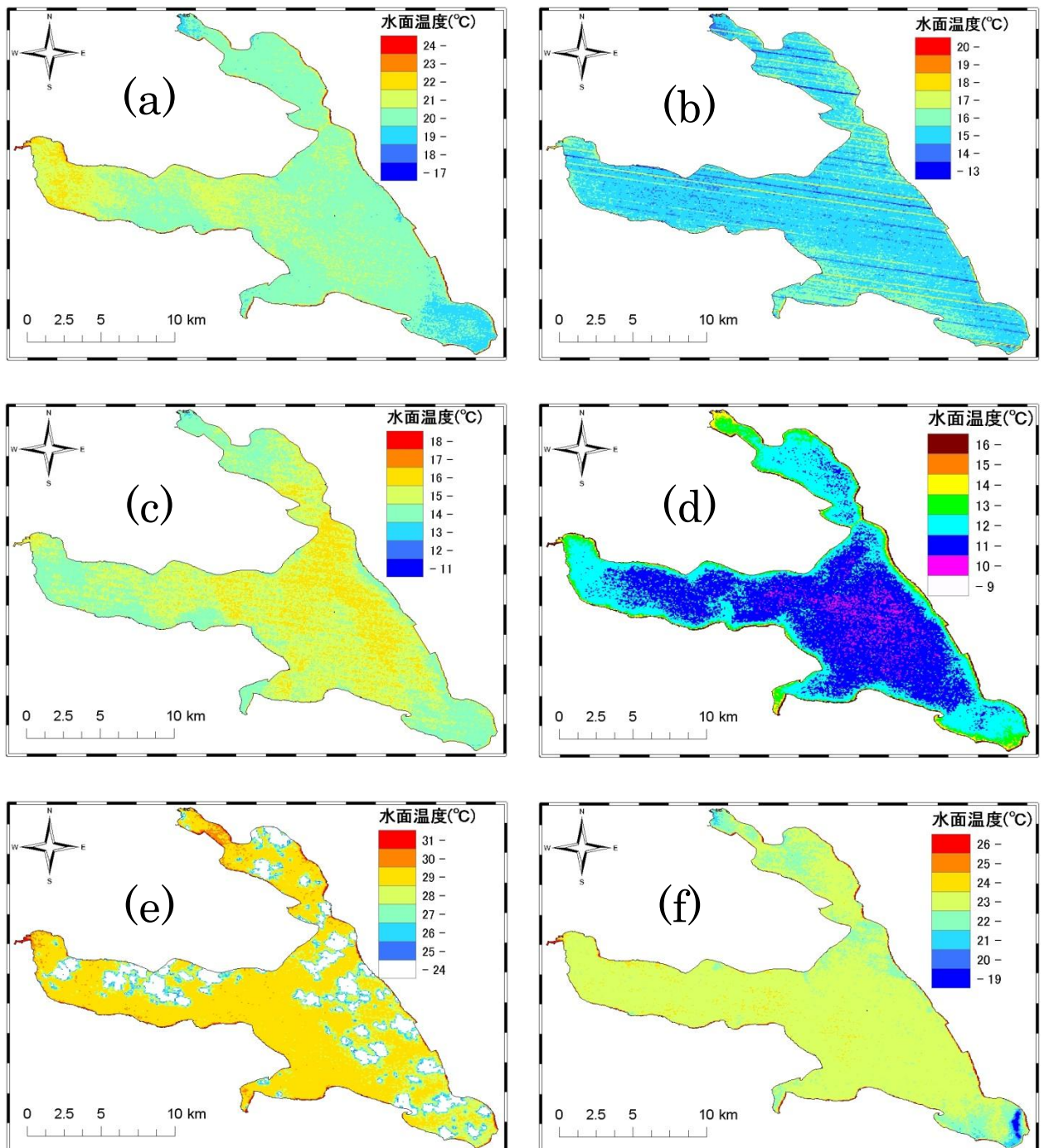
- (財) 資源・環境観測解析センター：“サービスセンター”，インターネット：
http://www.gds.aster.ersdac.or.jp/gds_www2002/index_j.html (2009/12/22)
- (財) 資源・環境観測解析センター (2003)：ASTER リファレンスガイド Version1.0,
8-20.
- 新谷哲也 (2008)：気象モデル WRF を用いた湖上風の再現と波浪推算. 水工学論文集,
第 52 巻, 1237-1242.
- 杉田倫明・田中正・筑波大学水文科学研究室 (2009)：水文科学. 共立出版, 75-102.
- Sugita, M. and Brutaert, W. (1993): Comparison of land surface temperatures
derived from satellite observations with ground truth during FIFE.
International Journal of Remote Sensing, Vol.14, No.9, 1659-1676.
- 関智弥・池田宏 (2003)：霞ヶ浦におけるヨシ原の分布と低地の成り立ち. 筑波大学陸
域環境研究センター報告, No.4, 75-88.
- 土屋巖・白井邦彦・増田啓子・河合崇欣・植田洋匡・佐橋謙 (1981)：湖面蒸発量の研
究. 国立公害研究所研究報告, 43-68.
- 戸谷英雄・玉川勝巳・今井聡 (2006)：霞ヶ浦の波浪対策と湖岸堤整備. (財) 河川環境
管理財団河川環境総合研究所報告第 12 号, 70-89.
- 豊田政史・宮原一道・宮原裕一 (2009)：諏訪湖において非一様風によって生じる水平
循環流に関する時系列的検討. 水工学論文集, 第 53 巻, 1273-1278.
- Tanny, J., Cohen, S., Assouline, S., Lange, F., Grava, A., Berger, D., Teltch, B., and
Parlange, M. B. (2008): Evaporation from a small water reservoir: Direct
measurements and estimates. *Journal of Hydrology*, 351, 218-229.
- 白谷友秀・中津川誠・工藤啓介 (2005)：石狩川流域における水循環の定量化. 北海道
開発土木研究所月報, No628, 18-34.
- 浦野慎一・定野光成・向井清 (1994)：三重県中里貯水池における寒候期の湖面蒸発量.
三重大学生物資源紀要, 12, 217-228.
- 浦野慎一 (1996)：データから見た湖面蒸発量測定法の検討ーボーエン比法とペンマン
法ー. 北海道大学地球物理学研究報告, 59, 51-63.
- 王秀峰・堀口郁夫・青木正敏・谷宏・町村尚 (1991)：衛星データによるサロベツ原野
の地表面温度の解析. 北海道大学農学部邦文紀要, 第 17 巻 4 号, 505-516.
- 藪崎志穂・田中正・福島武彦・浅沼順・飯田真一 (2006)：霞ヶ浦流域における河川水
の水質・流量特性について. 筑波大学陸域環境研究センター報告, No7, 3-13.
- 山口正隆・畑田佳男・田窪宏朗 (1995)：波浪追算に基づく霞ヶ浦での波候の推定. 自
然災害科学 *Journal of Japan Society for Natural Disaster Science*, 14-3, 235-245.
- 山田景子 (2007)：霞ヶ浦流域の水収支と土地利用との関係. 筑波大学, 第一学群自然
学類卒業論文, 1-19.

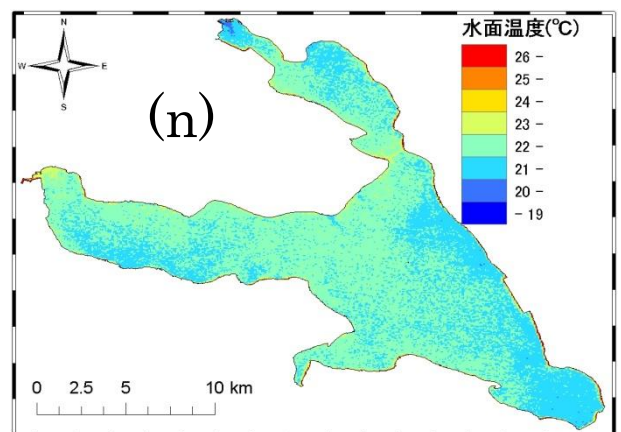
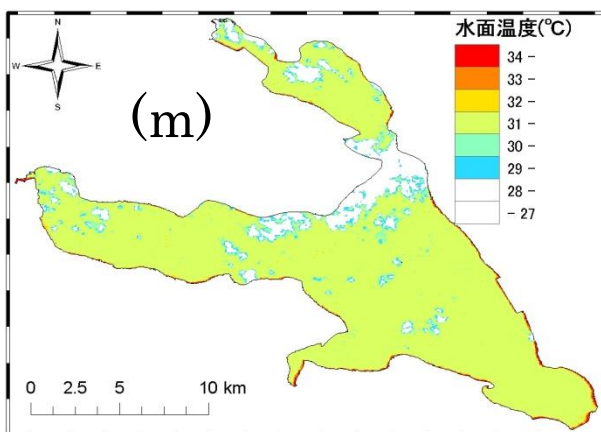
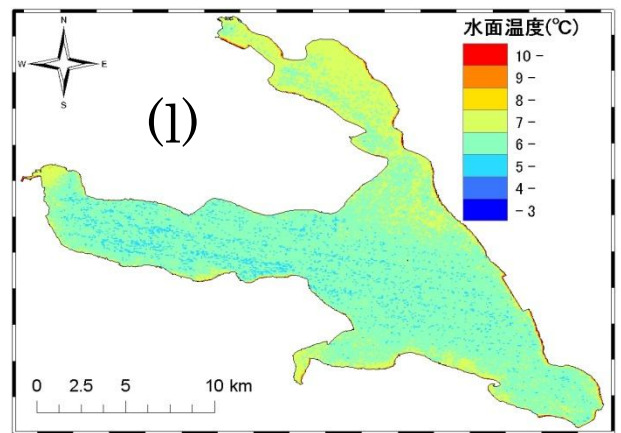
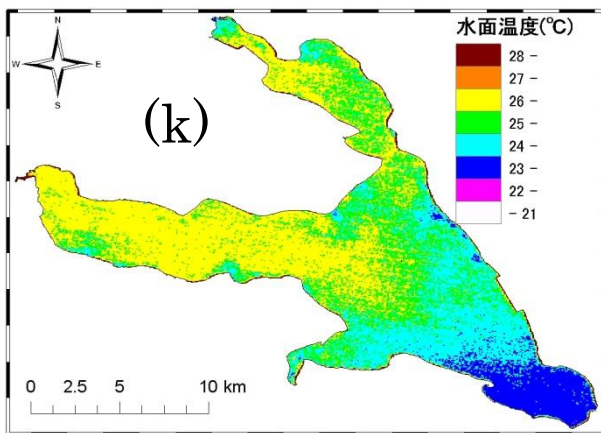
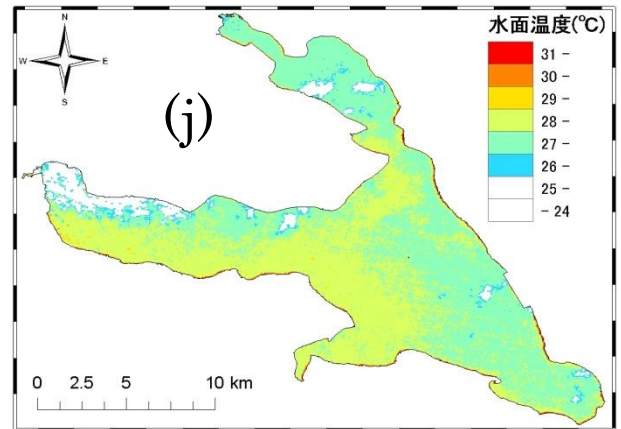
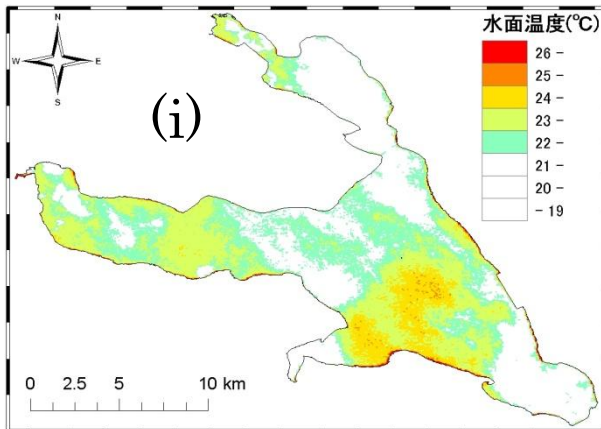
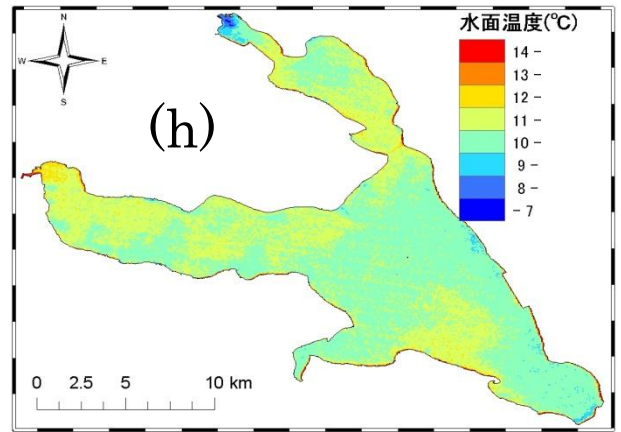
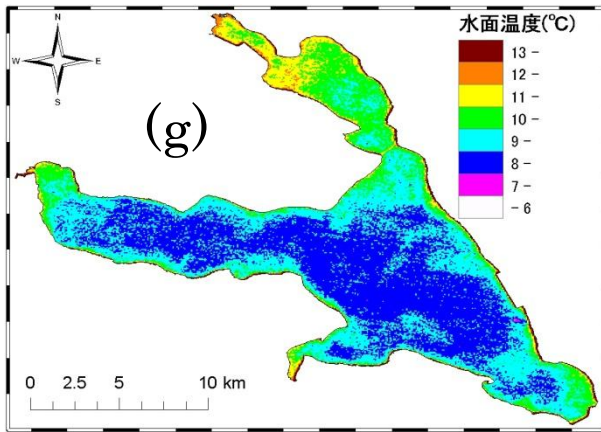
付録

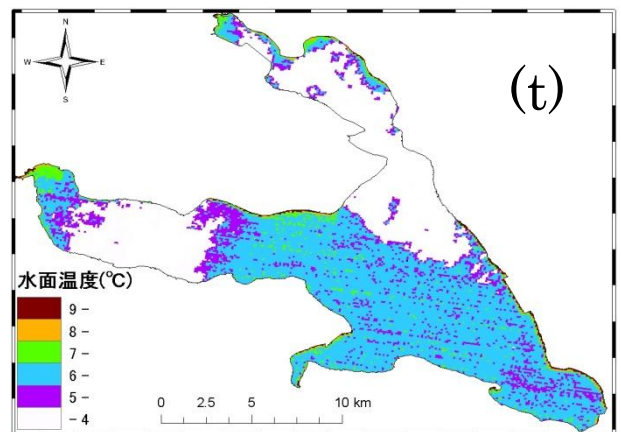
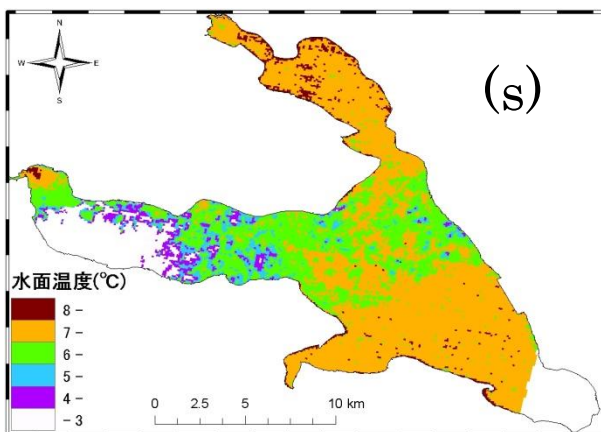
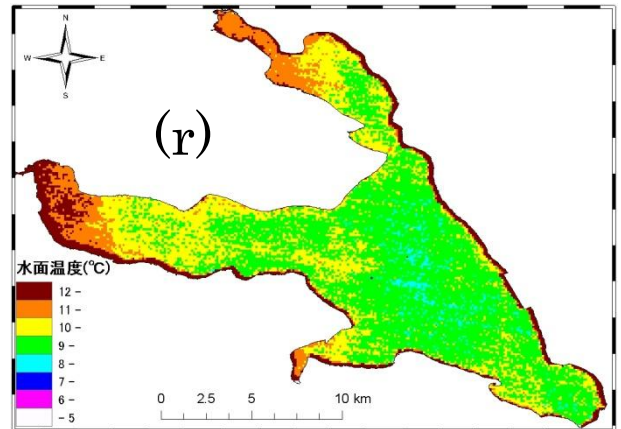
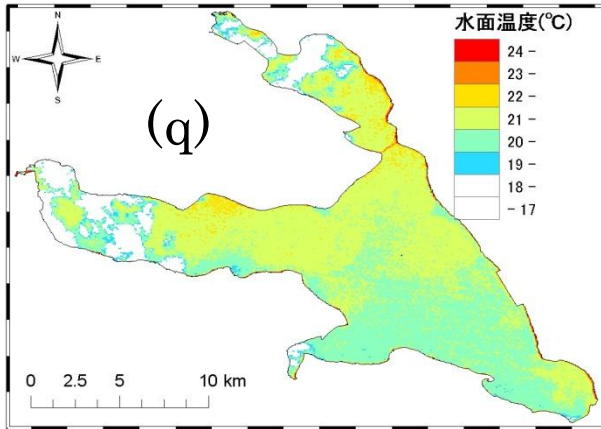
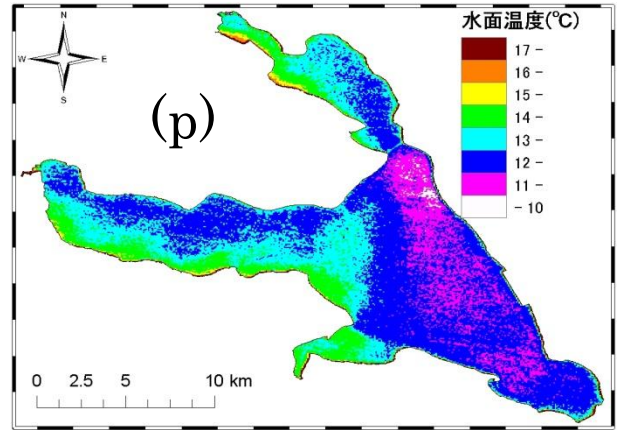
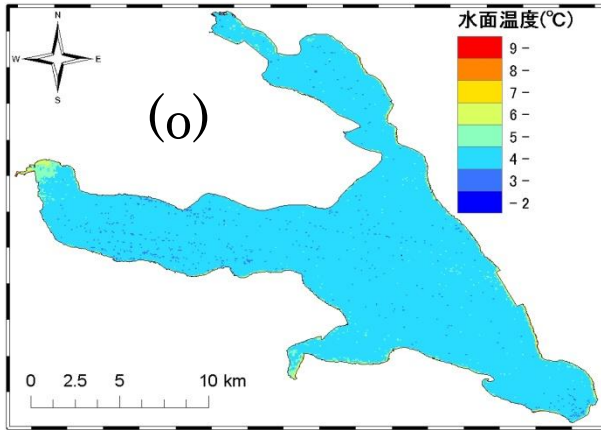
1. 衛星データによる水面温度（放射温度）と水温水平分布解析結果

本文中で掲載しなかった衛星データから算出した水面温度 T_s の結果と水温 T_w の水平分布の結果をそれぞれ図 A, 図 B に示す.

各々の水面温度分布の平均値, 標準偏差は本文表 3.1, 3.2 に示した.







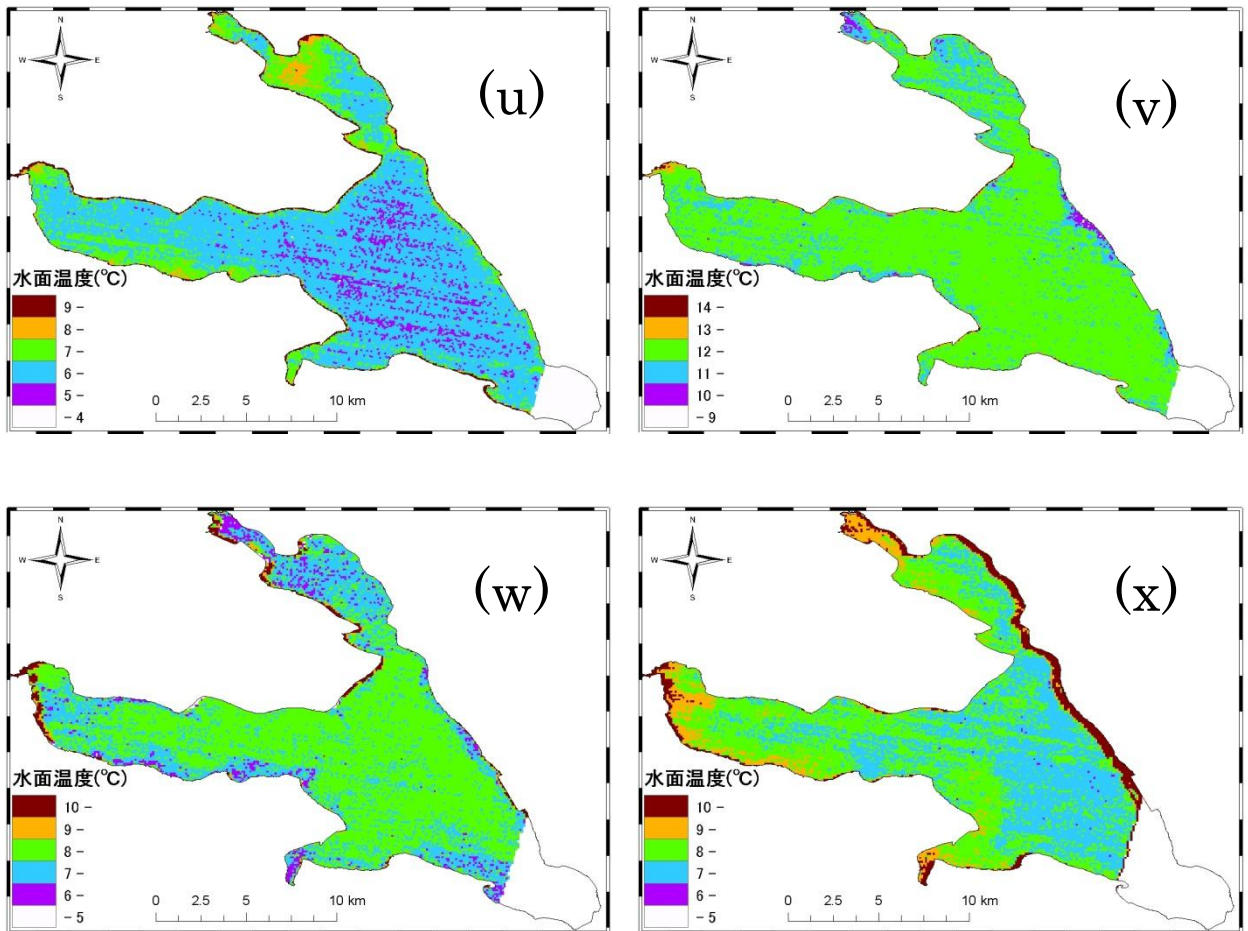


図 A 霞ヶ浦湖面温度分布

(a) 99年 10月 21日, (b) 99年 11月 22日, (c) 99年 12月 8日, (d) 00年 3月 29日
 (e) 00年 9月 21日, (f) 00年 10月 7日, (g) 01年 3月 16日, (h) 01年 4月 1日,
 (i) 01年 7月 22日, (j) 01年 8月 23日, (k) 01年 9月 24日, (l) 02年 2月 15日
 (m) 02年 8月 10日, (n) 02年 10月 13日, (o) 03年 1月 17日, (p) 03年 4月 7日
 (q) 03年 5月 9日, (r) 07年 3月 1日, (s) 08年 1月 15日, (t) 08年 1月 24日
 (u) 08年 1月 31日, (v) 08年 12月 16日, (w) 09年 1月 1日, (x) 09年 2月 2日

※ 無色領域は雲域, 又は衛星データに含まれていないことを示す.

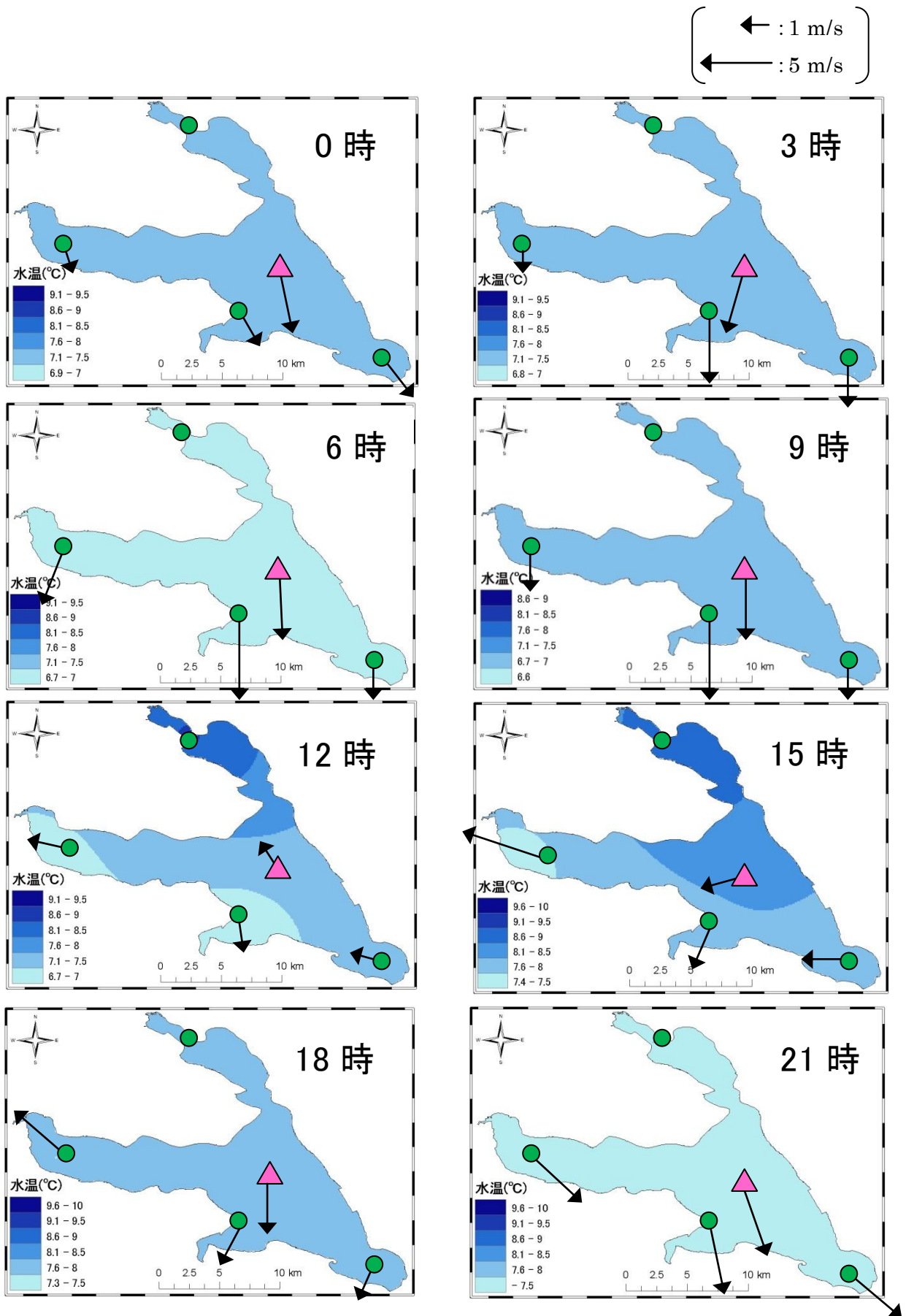


図 B 水温の水平分布の季節変化 (i) : 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21 時における分布 (2008 年 1 月 10 日における事例 ▲ : 湖心観測所, ● : 水温観測所, ↑ : 風向風速)

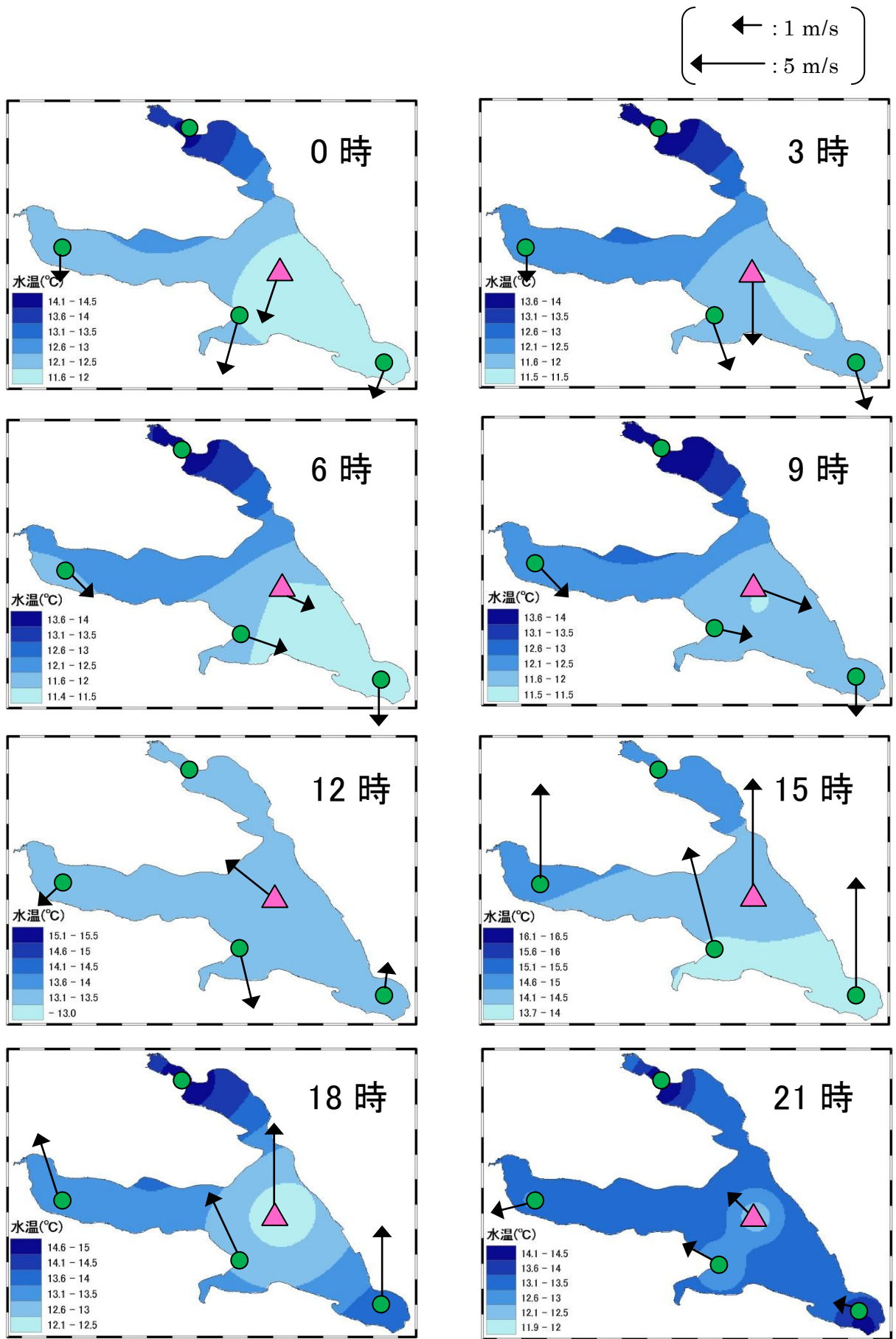


図 B 水温の水平分布の季節変化 (ii) : 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21 時における分布 (2008 年 4 月 4 日における事例 ▲ : 湖心観測所, ● : 水温観測所, ↑ : 風向風速)

2. 水面データのみを用いた湖面蒸発分布

本研究では蒸発量分布を推定するための気象データを水面データだけではなく陸地における気温 T_a 、風速 U データなどを使用している。陸地と水面では地表面の状態が異なるためその推定精度については明らかではない。そこで本研究で推定した蒸発量分布の内、2007年11月21日（図4.2）、2007年12月7日（図4.3）の事例を用いて、水面における気象データのみを使用して再度蒸発量分布の推定を行い、陸地データを含めた場合と比べて蒸発量分布に差がでるのかどうかの把握を試みた。それらの結果を図C-1、C-2に示す。

図C-1によると11月21日における蒸発分布では湖面全域での標準偏差が大きく（0.67 mm/day）、非一様に分布した事例であったが、水面データのみを用いた場合は標準偏差が小さく（0.22 mm/day）となった。これは水平風速分布が全域において空間差異が0となったことに起因すると考えられる。各地点の風速データはいずれも異なる値であるが、空間内挿（クリギング推定）によって完全に一様な分布が推定された。これは陸地データの影響によって沿岸域における蒸発量を低く推定していたことだけが要因ではなく、水面データだけを解析に使用するとその内挿地点が極端に少なくなるため、精度的に粗くなる傾向がある可能性が考えられる。また、蒸発量の平均値との関係は、 2.86 ± 0.67 (mm/day) から 3.31 ± 0.22 (mm/day) となり、水面データのみを用いることで蒸発量が高く推定されることが分かる。また図C-2の12月7日における事例では陸地データを使用した場合（図4.3）では一様な分布となっていたため、使用するデータによって蒸発分布の平均値や標準偏差はそれほど大きな変化はなかったが、さらに一様な分布となった（標準偏差 = 0.09 mm/day）。

どの地点のデータをどの程度の数のデータを内挿に用いることが精度的に最適であるのかが明らかにならなかったが、温湿度データについては陸地、水面の違いや内挿点の数への依存性は小さい傾向が見られたことから、重要となるのはその依存性が大きいと考えられる水平風速データであろう。本研究のように水面における内挿点が4点では十分な信頼性があるとは言い難い。図6.1では湖岸における風速が水面におけるそれより10~20%程過小となる傾向を示したが、湖岸における風速データが水面のそれよりどれだけ低く見積もられるのかを解明できれば、それを考慮した上で内挿点を減らすことなく風速分布を精度良く再現することも可能になるのではないかと考えられる。

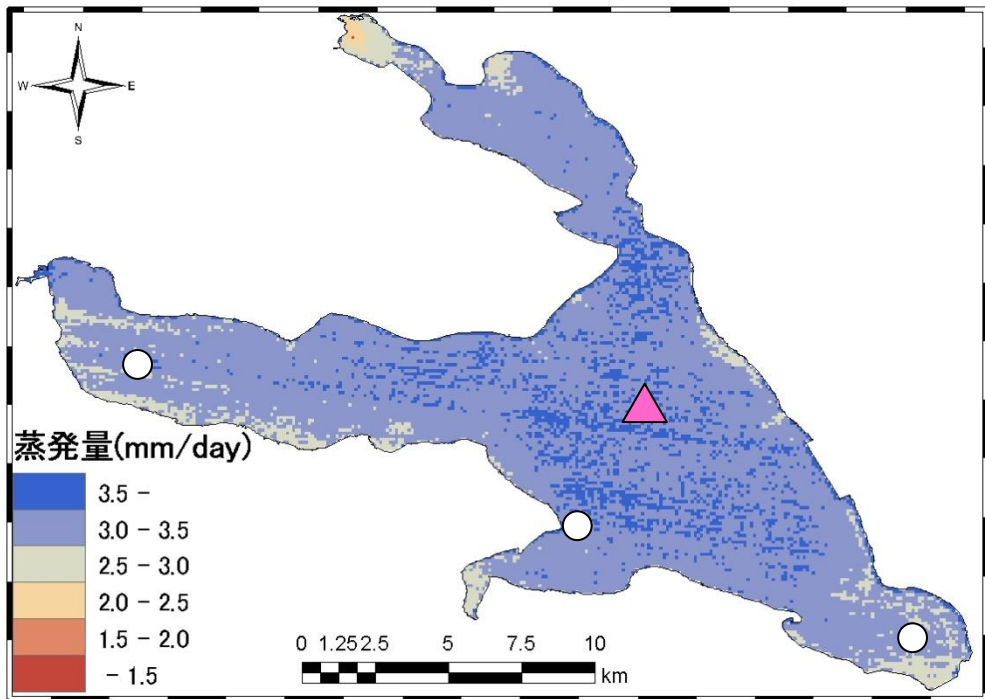


図 C-1 水面データのみを用いた湖面蒸発分布
(2007年11月21日午前10:30の事例 ▲:湖心観測所, ○:気象観測所)

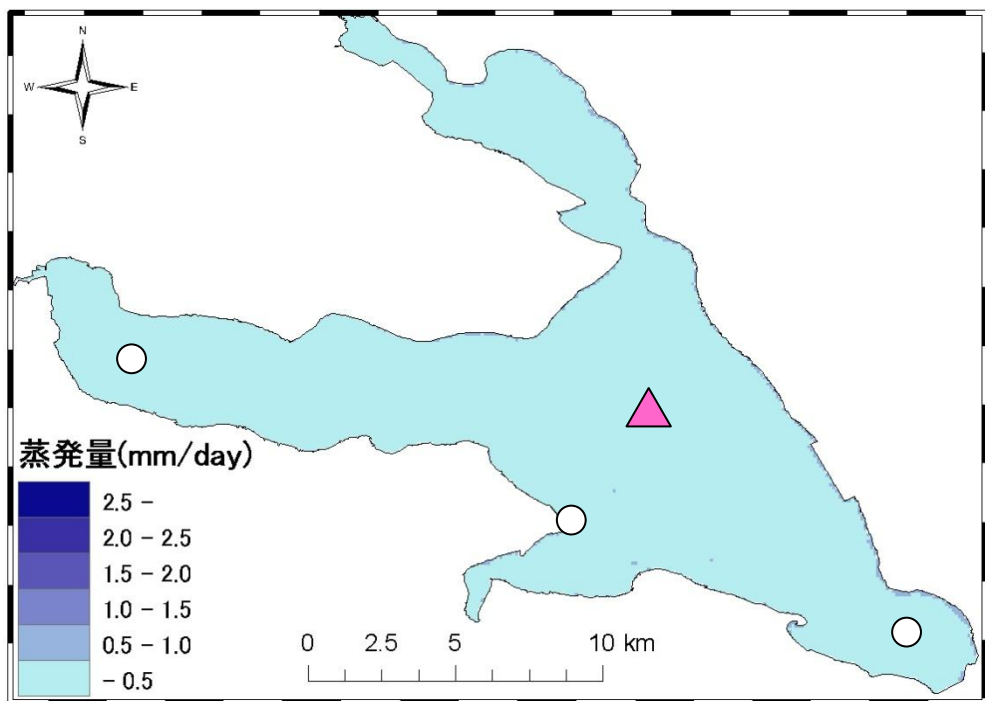


図 C-2 水面データのみを用いた湖面蒸発分布
(2007年12月7日午前10:30の事例 ▲:湖心観測所, ○:気象観測所)

3. 補正陸地データを用いた湖面蒸発分布

前項で水面データのみによる蒸発量分布推定にはその内挿点が少ないことから再現性が低くなる可能性が示唆された。本文で国立環境研究所臨湖実験施設における湖岸風速データと水面風速データを比較し、陸地と水面における風速の違いについて考察した(図 6.1)。そこで本文中の図 6.1 で示された相関回帰式より、臨湖実験施設と同様に湖岸における風速データを湖の風上側では 1.24 倍、風下側では 1.15 倍と補正を施した上で、2007 年 11 月 21 日、2007 年 12 月 7 日において再度蒸発分布の再現を行った。この際、補正を行った地点は出島、小高、玉造(図 2.1)であり、図 D-1、D-2 に示す。また以下の図 E に霞ヶ浦流域の DEM (Digital Elevation Model) データを用いてそれぞれの地点の地形断面図を示したが、いずれも標高は臨湖実験施設と大きな違いはなかったことから臨湖実験施設における補正係数を 3 地点に適用することとした。

図 D-1 の 2007 年 11 月 21 日における事例によると水面データのみによる推定(図 C-1)とは異なり、陸地データに補正を加えない場合(本文図 4.2)の結果とやや類似した分布を示した。平均値と標準偏差の関係は蒸発量と風速それぞれ、 2.94 ± 0.47 (mm/day), 4.28 ± 0.53 (m/s) となり、蒸発量は陸地に補正を加えない場合(図 4.2)よりもやや空間差異が小さくなった。また風速は平均値のみやや高くなり、湖面全域で水面データがより反映された風速分布をとったことが推察される。これまで陸地や湖面沿岸域では風速が水面に比べやや低い値をとっていたが、補正によってより湖面沖合における風速データに近い値で推定を行ったことで位置による差異が小さくなったものと考えられる。また図 D-2 の、2007 年 12 月 7 日における事例でも同様の結果となり、蒸発量と風速の平均値と標準偏差の関係はそれぞれ 0.48 ± 0.13 (mm/day), 1.79 ± 0.15 (m/s) となり、蒸発量については図 D-1 ほど補正効果が大きくなかった。また風速については平均値と標準偏差がともに若干大きくなったが、この時は風速そのものが小さいゆえに蒸発量分布にはそれほど影響しなかったと考えられる。

以上より、水平風速に関しては陸地データが水面データよりもやや低く評価されるがゆえに、沿岸域では 10~20%程度蒸発量が低く推定される可能性があることが分かった。湖岸域においては上記の割合であると考えられるが、湖面から距離の大きい地点についてはさらに水面より風速が低く評価されている可能性がある。従って今後この手法で蒸発量分布を推定する際には、各々の陸地の風速データに適した補正を施した状態で空間内挿を行うことで再現精度が向上することと考えられる。

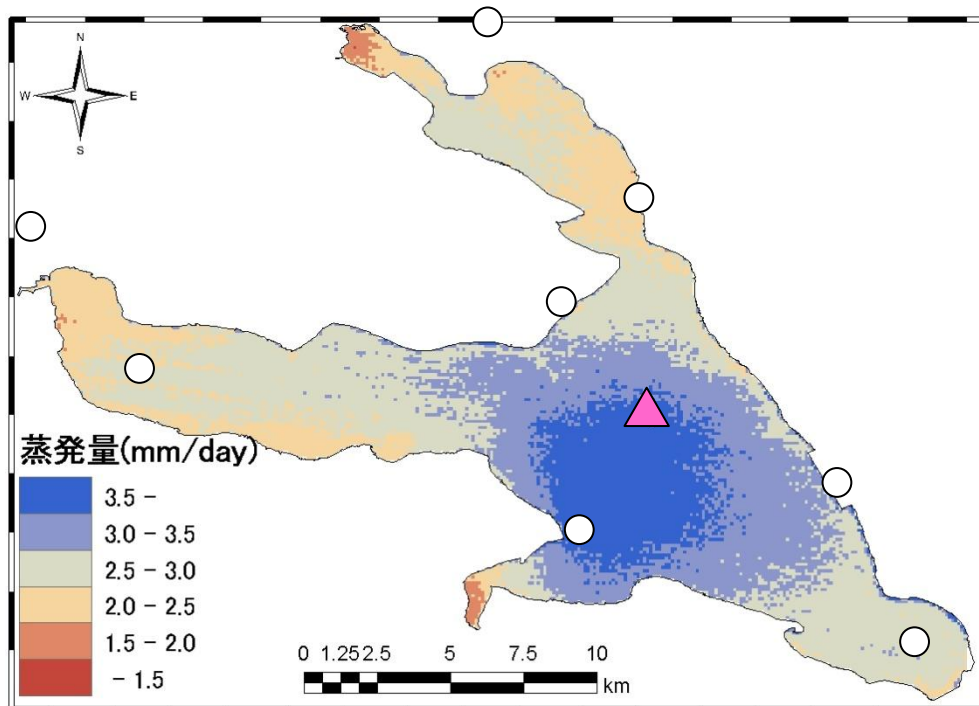


図 D-1 補正陸地データを用いた湖面蒸発分布
(2007年11月21日午前10:30の事例 ▲:湖心観測所, ○:気象観測所)

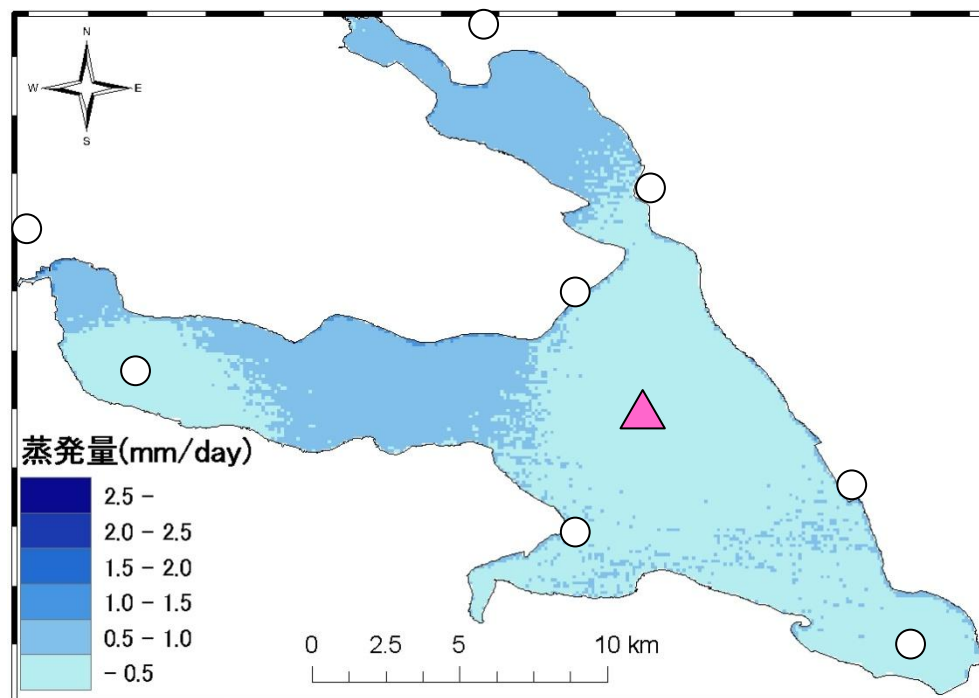
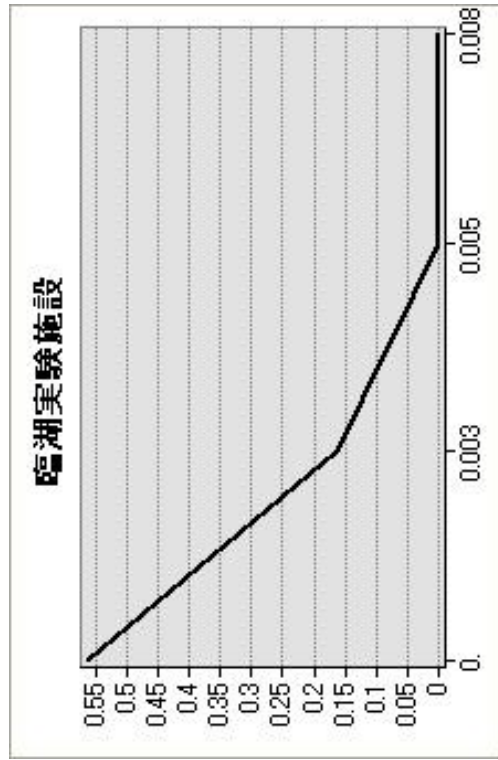
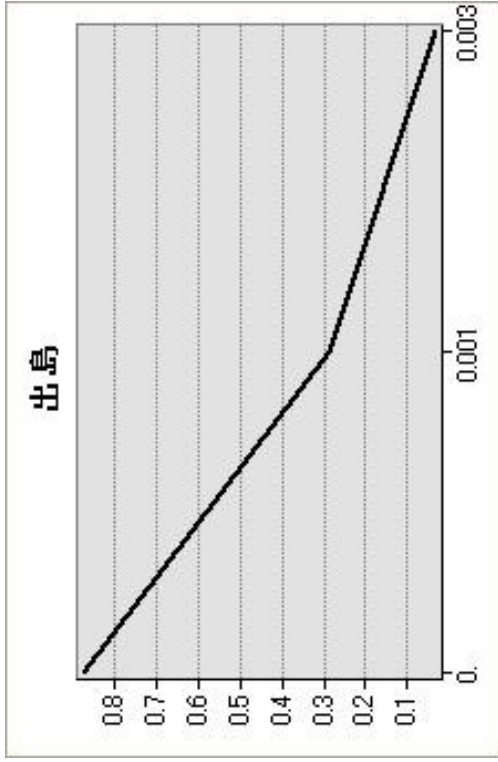


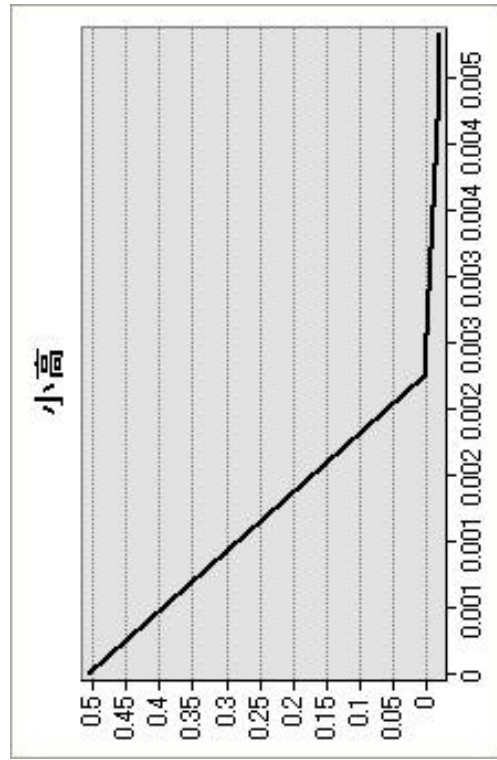
図 D-2 補正陸地データを用いた湖面蒸発分布
(2007年12月7日午前10:30の事例 ▲:湖心観測所, ○:気象観測所)



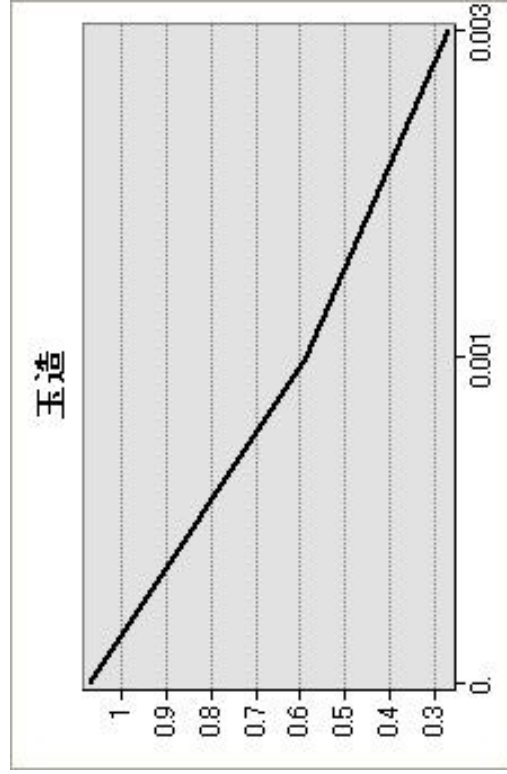
(a) : 国立環境研究所臨湖実験施設における地形断面図



(b) : 出島における地形断面図



(c) : 小高における地形断面図



(d) : 玉造における地形断面図

図 E 霞ヶ浦地形断面図

※ 縦軸は標高 (m), 横軸は距離 (km) を示す.

5. 衛星データ解析について

本研究で使用した衛星データ（熱赤外バンド画像）を地表面温度 T_s に換算するために、以下の解析ソフトを使用する。

[ERDAS IMAGINE ver 9.0]

リモートセンシングで得たデータから必要な情報を抽出するには、リモートセンシング画像処理ソフトの利用が必要となる。本研究では Leica 社が開発した ERDAS IMAGINE ver 9.0 を用いた。

ERDAS IMAGINE はリモートセンシング画像解析とラスタ型 GIS の統合分野の機能を持ち、環境モニタリングをはじめ農業、水文、地質、資源探査等の様々な分野で利用されている。本研究では Landsat の熱赤外バンド画像から地表面温度への換算や、ASTER 画像の運動温度からの地表面温度 T_s への換算に使用した。

まず、ERDAS IMAGINE の Import 機能から通常の画像ファイル (GeoTIFF) から数値解析などを行える画像ファイル (img) に変換した。この時、衛星データによっては緯度経度情報が与えられていないデータも存在する。このような場合は、前処理 Data Preparation 機能に含まれる、Geometric Correction によって幾何補正を行うことで緯度経度を決定することで足りる。この時、既に緯度経度情報が与えられている衛星データを基準として未知のデータに対し幾何補正を行うと楽である。次に熱赤外画像から地表面温度 T_s へ数値計算をするにあたって、解析モデル Modeler を使用する。入力ファイルを設定する際、小数点計算を可能にするため、Data Type は Float Single にする。この img ファイルは次項の Arc GIS にレイヤファイルとして直接追加可能である。衛星データから必要な領域のみを切り出す場合や抽出する場合、衛星画像の数値解析などは ERDAS IMAGINE によっても可能であるが、扱いの容易さから Arc GIS で処理を行う方法を推す。

簡潔にまとめたが、詳しい説明は「ERDAS IMAGINE 入門ガイド」や「実践！ ERDAS IMAGINE 講座」などを参照されたい。

6. 空間内挿や演算について

蒸発量分布を，各気象データを入力して演算したり，得られた図を調整したりするのは Arc GIS ver 9.3 や Surfer ver 8 を使用した。

[Arc GIS ver 9.3]

本研究では各々の地点測定による気象データ（フューチャデータ）を面的なデータ（ラスタデータ）として再現し解析に用いる必要があり，ESRI JAPAN 社が開発した地理情報システム（GIS）を使用する。Arc GIS におけるエクステンション機能に含まれる，Spatial Analyst における空間内挿によってラスタ化を行った。また蒸発量算出の際に衛星データから算出される水面温度 T_s とラスタ化された各気象データ分布との演算を行うが，同様にラスタ演算機能を用いることによって衛星データと等しいサイズのグリッドで各ピクセルの演算を行った。

解析に流れにあたり，まずテーブルオブコンテンツのレイヤプロパティを開き，座標系を定義する。本研究では定義済みの WGS 1984 を使用した。そして各々必要とするレイヤファイルを追加して数値解析を行うが，この時 Spatial Analyst のオプションで範囲を kasumigaura.shp（霞ヶ浦の部分）に合わせ，セルサイズは ASTER に一致させて行った。空間内挿は基本的にはクリギング推定（セミバリオグラム：Spherical）で行ったが，内挿する数が膨大になるとこの機能はエラーを起こす場合があるので注意が必要である。その原因はまだ明らかにはなっていない。解析した図を発表用などに調整する場合は，レイアウトビュー表示にしてから各々手を加えればよい。なお本研究では GIS の Scripter を使用しなかったが，ESRI ジャパンホームページでその Scripter が紹介されており，GIS プログラムによる自動解析も可能であると考えられる。

[Surfer ver 8]

Surfer 8 における Scripter を使用する。気温 T_a ，相対湿度 Rh ，風速 U ，気圧 AP を Grid Spacing.bas によって空間内挿し，Grid Math.bas から蒸発量への演算を行っている。Grid Spacing のセルサイズとカラム数，ロウ数は kasumigaura.shp の範囲における ASTER セルサイズに一致させて行った。Grid Math.bas では入力できる変数は 2 つまでであるため，今後 GIS の Scripter が有効であれば，それによる解析の方が性能が高く，効率的であろう。次に Surfer で解析した図を Arc GIS に追加できるように Grd2Arc.bas によってファイルの変換を行った。使用した Scripter を以下に示す。

【Grid Spacing】

```
Public infile$,outfile$, gridspacing, colms
```

```
Sub Main
```

```
    For mmon=1 To 12
```

```
        If mmon=1 Or mmon=3 Or mmon=5 Or mmon=7 Or mmon=8 Or mmon=10 Or  
mmon=12 Then ddMax=31 Else ddmax=30
```

```
        If mmon=2 Then ddMax=29
```

```
        If mmon<10 Then
```

```
            MM=1: mmonname$="0"+Right$(Str$(mmon),MM)
```

```
        Else
```

```
            MM=2: mmonname$=Right$(Str$(mmon),MM)
```

```
        End If
```

```
    For dd=1 To ddMax
```

```
        For kk=1 To 8
```

```
            colms=3+8*(dd-1)+kk
```

```
            tt=3+(kk-1)*3
```

```
            If dd<10 Then
```

```
                MM=1: ddname$="0"+Right$(Str$(dd),MM)
```

```
            Else
```

```
                MM=2: ddname$=Right$(Str$(dd),MM)
```

```
            End If
```

```
            If tt<10 Then
```

```
                MM=1: ttname$="0"+Right$(Str$(tt),MM)
```

```
            Else
```

```
                MM=2: ttname$=Right$(Str$(tt),MM)
```

```
            End If
```

```
            infile$="①".xls"
```

```
            outfile$="②"+mmonname$+ddname$+ttname$+".dat"
```

```
            Debug.Print infile$;outfile$;mmon; dd; kk
```

```
            'gridspacing=kk
```

```
            grids
```

```
        Next kk
```

```
    Next dd
```

```
Next mmon
```

```
End Sub
```

Sub grids

```
Debug.Print "----- ";Time;" -----"
```

```
On Error GoTo createnew
```

```
Set Surf = GetObject( "Surfer.Application")
```

```
On Error GoTo 0
```

```
GoTo skipnew
```

```
createnew:
```

```
Set Surf = CreateObject("Surfer.Application")
```

```
'##### Remove first PRIME symbol (!) to make Surfer program and outputs visible #####
```

```
'Surf.Visible = True
```

```
skipnew:
```

```
path1 = surf.Path+"¥Surfer kasumi¥③¥"
```

```
'infile1 = GetFilePath(path1+"demogrid.dat","dat:csv:xls",path1,"Input Data File",0)
```

```
Infile1=path1+infile$
```

```
'Debug.Print Infile1
```

```
'outfile1 = GetFilePath("grd",surf.Path+"¥samples¥","Outfile",2)
```

```
Outfile1=path1+outfile$
```

```
'Debug.Print Outfile1
```

```
'gridspacing = InputBox("Enter Grid Spacing","Grid Spacing")
```

```
'##### Set grid spacing here. #####
```

```
gridspacing=0.000958604
```

```
vxMin=140.208353
```

```
vxMax=140.50303
```

```
vyMin=35.9528864
```

```
vyMax=36.1611694
```

```
ncol=307
```

```
nrow=217
```

```
Debug.Print xmin;xmax;ymin;ymax; gridspacing; colms
```

```
'Debug.Print gridspacing
```

```
'Set Wks = surf.Documents.Open(Infile1)
```

```
'Set WksRange = Wks.Columns(Col1:=1, Col2:=2)
```

```
'Set WksStatistics = WksRange.Statistics
```

```
'Calculates the min/max for the X and Y columns
```

```
'xmin=WksStatistics.Minimum(1)
```

```
'xmax=WksStatistics.Maximum(1)
```

```
'ymin=WksStatistics.Minimum(2)
```

```
'ymax=WksStatistics.Maximum(2)
'wks.Close
'Debug.Print xmin;xmax;ymin;ymax
'Calculate number of columns and rows from desired spacing.
'ncol=1+(xmax-xmin)/gridspacing
'nrow=1+(ymax-ymin)/gridspacing
Set plotdoc1 = surf.Documents.Add
surf.GridData(Infile1, _
                xCol:=2, yCol:=3, zCol:=colms, DupMethod:=srfDupFirst, _
                ExclusionFilter:= "z = -999", _
                Algorithm:=srfKriging, _
                NumCols:=ncol, NumRows:=nrow, Outgrid:=Outfile1)
plotdoc1.Shapes.AddContourMap(Outfile1)
```

End Sub

- ※ ①…空間内挿するファイル名 ②…出力されるファイルの頭文字
 ③…出力されるファイルの場所

【Grid Math】

```
=====
'GRIDMATH.BAS
'
' This script demonstrates the following:
'
' How to use the grid math command, including functions
'
'
' SKP 9/99 Surfer 7
'
'=====
Public inGridFileA$,inGridFileB$, outGridFile$
Sub Main
    For mmon=1 To 12
        If mmon=1 Or mmon=3 Or mmon=5 Or mmon=7 Or mmon=8 Or mmon=10 Or
mmon=12 Then ddMax=31 Else ddmax=30
        If mmon=2 Then ddMax=29
        If mmon<10 Then
            MM=1: mmonname$="0"+Right$(Str$(mmon),MM)
        Else
```

```

        MM=2: mmonname$=Right$(Str$(mmon),MM)
    End If
For dd=1 To ddMax
For kk=1 To 8
    colms=3+8*(dd-1)+kk
    tt=3+(kk-1)*3
    If dd<10 Then
        MM=1: ddname$="0"+Right$(Str$(dd),MM)
    Else
        MM=2: ddname$=Right$(Str$(dd),MM)
    End If
    If tt<10 Then
        MM=1: ttname$="0"+Right$(Str$(tt),MM)
    Else
        MM=2: ttname$=Right$(Str$(tt),MM)
    End If
    inGridFileA$="④"+mmonname$+ddname$+ttname$+".dat"
    inGridFileB$="⑤"+mmonname$+ddname$+ttname$+".dat"
    outGridFile$="⑥"+mmonname$+ddname$+ttname$+".dat"
    Debug.Print inGridFileA$;inGridFileB$; outGridFile$; mmonm; dd; kk
    math

Next kk
Next dd
Next mmon
End Sub
Sub math
'Declare the variable that will reference the application
Dim SurferApp As Object
'Creates an instance of the Surfer Application object
' and assigns it to the variable named "SurferApp"
Set SurferApp = CreateObject("Surfer.Application")
'Make Surfer visible
'SurferApp.Visible = True
'Set path
PathA = SurferApp.Path + "¥⑦¥"
PathB = SurferApp.Path + "¥⑧¥"

```

```

PathC = SurferApp.Path + "¥⑨¥"
'Declares Doc as an Object
Dim Doc As Object
'Creates a new document with variable name "Doc"
Set Doc = SurferApp.Documents.Add
'Grid the data file using the current method
'SurferApp.GridData      (DataFile:=Path+"demogrid.dat",      ShowReport:=False,
Algorithm:=srfKriging, _
    '      OutGrid:=Path+"sample.grd")
'Use the GridMath command
SurferApp.GridMath (InGridA:=PathA+inGridFileA$, InGridB:=PathB+inGridFileB$, _
    OutGridC:=PathC+outGridFile$, Function:="c=a+b", OutFmt:=srfGridFmtS7)
'Creates a contour map
'Doc.Shapes.AddContourMap(GridFileName:=PathC+outGridFile$)

End Sub

```

※ ④…計算入力ファイル名の頭文字 I ⑤…計算入力ファイル名の頭文字 II
 ⑥…出力ファイル名の頭文字 ⑦…④のフォルダ名 ⑧…⑤のフォルダ名
 ⑨…⑥のフォルダ名

【Grd2Arc】

```

'Grd2arc converts a Surfer GRD file to ArcView, ArcINFO,
'Spatial Analyst ASC format.
' Converted from srf7_2aiGRD.frm from Johan.Kabout@MI.DHV.NL - TB Jan 00.
'TB - 19 Mar 00.
Public infile$,outfile$, gridspacing, colms
Sub Main
    For mmon=1 To 12
        If mmon=1 Or mmon=3 Or mmon=5 Or mmon=7 Or mmon=8 Or mmon=10 Or
mmon=12 Then ddMax=31 Else ddmax=30
        If mmon=2 Then ddMax=29
        If mmon<10 Then
            MM=1: mmonname$="0"+Right$(Str$(mmon),MM)

```

```

        Else
            MM=2: mmonname$=Right$(Str$(mmon),MM)
        End If
    For dd=1 To ddMax
    For kk=1 To 8
        colms=3+8*(dd-1)+kk
        tt=3+(kk-1)*3
        If dd<10 Then
            MM=1: ddname$="0"+Right$(Str$(dd),MM)
        Else
            MM=2: ddname$=Right$(Str$(dd),MM)
        End If
        If tt<10 Then
            MM=1: ttname$="0"+Right$(Str$(tt),MM)
        Else
            MM=2: ttname$=Right$(Str$(tt),MM)
        End If
        infile$="EV"+mmonname$+ddname$+ttname$+".dat"
        Debug.Print infile$;mmon; dd; kk
        'gridspacing=kk
        grd2arc

    Next kk
    Next dd
    Next mmon
End Sub

Sub grd2arc
    Set srf = CreateObject("Surfer.application")
    Set plot = srf.Documents.Add(srf.DocPlot)
    srf.Visible = False
    TempFile = Srf.Path+"¥Surfer kasumi¥⑩¥temp.dat"
    ' SurferGrid = GetFilePath(srf.Path+"¥Surfer kasumi¥⑩¥"+infile$,"grd", _
    ' srf.Path+"¥samples¥","Open GRD File")
    SurferGrid =srf.Path+"¥Surfer kasumi¥⑫¥"+infile$
    Debug.Print SurferGrid
    'Mirror Y in Surfer GRD file, save to ASCII format.
    ok = srf.GridTransform(SurferGrid, srf.GridTransMirrorY, _

```



```

    OutGrid:=TempFile,OutFmt:=srfGridFmtAscii)
lengthstr = Len(SurferGrid)
ArcGrid = Mid(SurferGrid, 1, Len(SurferGrid)-3) + "ASC"
Open TempFile For Input As #1
Open ArcGrid For Output As #2
'Skip the first line of the file.
Line Input #1,a
'Read number of columns and rows.
Line Input #1,a
nCol = Left(a,InStr(a," "))
nRow = Right(a,Len(a)-InStr(a," "))
'Read X min max.
Line Input #1,a
xMin = Left(a,InStr(a," "))
xMax = Right(a,Len(a)-InStr(a," "))
'Read Y min max.
Line Input #1,a
yMin = Left(a,InStr(a," "))
yMax = Right(a,Len(a)-InStr(a," "))
'Read Z min max (not used in Arc grid file).
Line Input #1,a
zMin = Left(a,InStr(a," "))
zMax = Right(a,Len(a)-InStr(a," "))
xCellSize = ((Val(xMax) - Val(xMin)) / (Val(nCol) - 1))
yCellSize = ((Val(yMax) - Val(yMin)) / (Val(nRow) - 1))
Diff = 100*(xCellSize - yCellSize) / xCellSize
'Debug.Print "xCellSize, yCellSize, Diff ="&xcellsize;" "&ycellsize;" "&diff
'If (xCellSize - yCellSize) / xCellSize > 1e-3 Then
'    MsgBox("Cell dimensions are not square. The smaller grid spacing will be stretched by
("&Str(Diff)+"%) to match the larger grid spacing." + _
'        " The Arc grid will be created with xCellSize: " + Str(xCellSize) )
'End If
Print #2, "ncols          "; nCol
Print #2, "nrows         "; nRow
Print #2, "xllcorner      "; xMin
Print #2, "yllcorner       "; yMin

```

```

Print #2, "cellsize      "; xCellSize
Print #2, "NODATA_value  1.70141e+038"
Print #2, " "
Do While Not EOF(1)
    Line Input #1, instring
    Print #2, instring
Loop
Close #1
Close #2
'MsgBox ("The Arc grid file "+ArcGrid + " has been created.")
    srf.Quit

End Sub

```

- ※ ⑩…テンポラリーファイルを出力するフォルダ名
 ⑪, ⑫…変換後のファイルを保存するフォルダ名