

Title	琵琶湖の成層構造に対して気象変化が与える影響に関する研究
Author(s)	公江, 仁一
Citation	大阪大学, 2018, 博士論文
Version Type	VoR
URL	<a href="https://doi.org/10.18910/70766">https://doi.org/10.18910/70766</a>
rights	
Note	

*Osaka University Knowledge Archive : OUKA*

<https://ir.library.osaka-u.ac.jp/>

Osaka University

博士学位論文

琵琶湖の成層構造に対して気象変化が  
与える影響に関する研究

公江 仁一

2018年7月

大阪大学大学院工学研究科  
環境・エネルギー工学専攻

## 目次

第1章 緒論 .....	1
1.1 研究背景 .....	1
1.1.1 湖沼の分類 .....	4
1.1.2 湖沼の環境問題 .....	5
1.2 琵琶湖の環境問題 .....	8
1.2.1 琵琶湖の概要 .....	8
1.2.2 既往研究 .....	9
1.3 本研究の目的 .....	13
1.4 本論文の構成 .....	14
第2章 3次元流動場モデルの概要 .....	15
2.1 支配方程式 .....	15
2.2 計算領域 .....	17
2.3 境界条件 .....	18
2.4 初期条件 .....	19
2.5 計算期間 .....	19
2.6 入力条件 .....	20
第3章 流動場モデルの再現性評価 .....	22
3.1 流動場モデルの再現性評価方法 .....	22
3.2 表層から底層までの水温鉛直分布 .....	23
3.3 成層構造の季節変動 .....	26
3.4 水温鉛直分布の経年変動 .....	29
3.5 各層における流動場 .....	32
3.6 まとめ .....	35
第4章 成層構造の気象要素に対する感度解析 .....	36
4.1 計算条件 .....	36
4.2 気象要素の感度解析方法 .....	39
4.2.1 基準ケースの計算結果 .....	39
4.2.2 各気象要素の変化による成層構造への影響 .....	42
4.3 気温、風速、降水量の変化による成層強度に対する影響 .....	51
4.4 気温、風速、降水量の変化による水温躍層期間に対する影響 .....	55
4.5 まとめ .....	56
第5章 強風による成層構造への影響 .....	58
5.1 計算条件 .....	58

5.2	風速、風向の差による鉛直混合への影響.....	59
5.3	強風の風向による成層構造への影響.....	63
5.4	まとめ.....	73
第6章	結論.....	74
6.1	本研究のまとめ.....	74
6.2	今後の課題.....	76
謝辞	.....	77
参考文献	.....	78



# 第 1 章 緒論

## 1.1 研究背景

地球上の水の量は約 14 億  $\text{km}^3$  で、その水の 97.5%は塩水として存在し、淡水が 2.5%である。塩水は、海水に 96.5%、地下水に 0.94%存在している。淡水の大部分は、南極や北極地域などの氷河等であり、これらが 1.74%を占める。淡水の残りは、地下水が 0.76%、河川、湖沼等が 0.01%を占める (国土交通省, 2017)。河川や湖沼などは人が利用しやすいが、その水資源は、0.01% (10 万  $\text{km}^3$ ) しかない (Table 1.1)。その中で、もっともよく利用されている湖沼としての水が 0.007%、湿地が 0.001%、河川が 0.0002%、生物体として存在する量が 0.0001%である。

環境省の湖沼水質保全基本方針 (2006) によれば、湖沼は生命を維持するうえで必要不可欠な飲料水や魚類や貝類、その他の水産資源を確保することという基本的な役割を持つと共に、灌漑、発電のための農業、工業用水等の水資源でもあり、さらに、異常気象による洪水対策のための治水機能、生態系の保全の役割も持つなど、人々の生活に重要な影響を及ぼしている。

一方で、湖沼は、河川とは異なり、水を滞留するという特性を有し、閉鎖的な水理特性があるので、流入した汚濁物質を蓄積しやすく、水質汚濁が進みやすい。滞留している過程で、物理的には、大気との熱効果により成層の形成に始まり、風による吹送流や内部波の影響、降雨による河川流入等という現象があり、生物化学的には、植物プランクトンや藻類の一次生産、バクテリアの有機物の分解による酸素消費、沈殿堆積物の底泥からの栄養塩溶出等、多くの現象が起こっている (Fig.1.1)。これらの複合的な影響が重なり、水質変化が生じている。また、湖沼流域における都市開発によりさらに、湖沼の水質が損なわれる可能性がある。湖内を直接浄化することによって栄養塩濃度を下げれば、すべて問題が解決するという単純な問題でもない。したがって、湖沼環境を適切にモニタリングし、必要な管理を行うことが重要である。しかし、世界における湖沼の水環境に関して、水質等の基本的な環境指標もデータの蓄積が十分でなく、その実態は、未だに詳細に知られておらず、抜本的な解決を提案することが難しい。

湖沼の流動場や水質をモニタリングするために、数値シミュレーションを行うことによって、湖内の流動場や水質解析を高精度で行うことができる。シミュレーションモデルを開発し、利用することによって、現場観測では得られない詳細なデータが得られる。また、現実では実行することが難しい気象条件における計算を行うことができ、現場観測の結果と比較検討することによって、自分が考えた仮説の検証も行うことができる。数値モデルにおける解析は、湖沼の流動場、水質の挙動を把握し、湖沼の現場観測のモニタリングを適正な場所、時間で行うことを決定することに役立ち、さらに現象解明や将来予測も行うためにも重要である。

Table 1.1 The amount of water on the earth (Shiklomanov I. A., 1996)

Types of water		Volume (1000 km <sup>3</sup> )	Percentage of total amount of water (%)	Percentage of total fresh water (%)
Sea water				
	salt water	1338000	96.5	
Ground water		23400	1.7	
	salt water	12870	0.94	
	fresh water	10530	0.76	30.1
Soil water				
	fresh water	16.5	0.001	0.05
Glacier etc.				
	fresh water	24064	1.74	68.7
Underground ice in the permanent frozen layer		300	0.022	0.86
	fresh water			
Lake water		176.4	0.013	
	salt water	85.4	0.006	
	fresh water	91	0.007	0.26
Marsh water	fresh water	11.5	0.0008	0.03
River water	fresh water	2.12	0.0002	0.006
Water in living organisms				
	fresh water	1.12	0.0001	0.003
Water in atmosphere				
	fresh water	12.9	0.001	0.04
Total		1385984.5	100.0	
Total	(salt water)	1350955.4	97.47	
Total	(fresh water)	35029.1	2.53	100.0

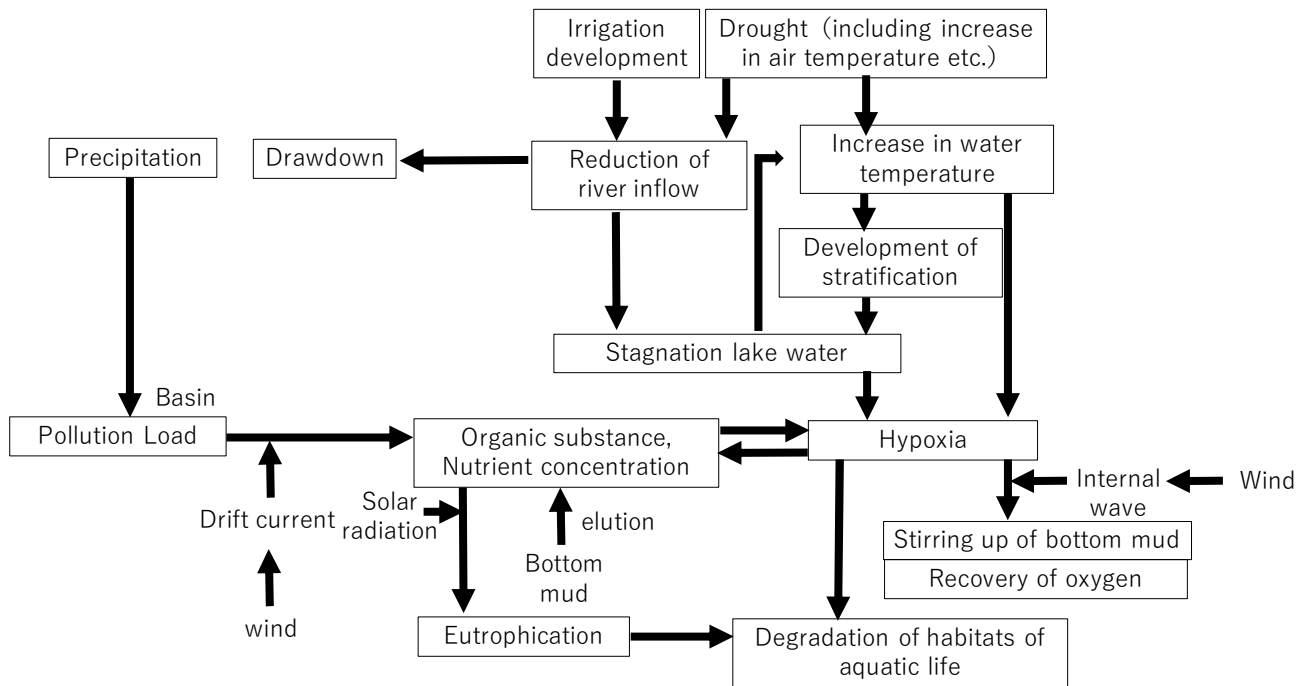


Fig.1.1 Causal relationship of various matters in lakes (Ministry of Land, Infrastructure and Transport, 2007).



### 1.1.1 湖沼の分類

地球上に、湖沼は、数百万とあるが、表面積 500 km<sup>2</sup> 以上の大湖沼は 253 あり、そのうち淡水湖は 188、塩湖は 65 である。湖は、沈水生植物が繁茂しないだけの深さ (概ね 5 m) と広さを中央部に持つ水塊で沈水生植物が繁茂していれば沼と呼ぶ (吉村, 1937)。淡水湖として表面積が最も大きいものは Superior 湖で、その面積は 82367 km<sup>2</sup> (琵琶湖の約 122 倍)、水量が最も多く、水深が深いのは Baikal 湖 (琵琶湖の水量の約 836 倍) である (滋賀県琵琶湖研究所, 2001)。

この節では、湖沼の成層構造や全層循環について考える上で必要な湖沼の全層循環による分類方法について説明する。湖沼の中でも水深の深い湖を例に挙げる。水深の深い湖は、冬季に起こる全層循環の不全、風による鉛直混合の欠如による水質汚染が起こっているからである。

湖沼の水温は、その湖沼の位置 (緯度や海拔高度等) や気候、水深によって変化する (Halbfass, 1923; Thienemann, 1925)。湖沼は、新井 (2009) による分類も参照し、まとめると、Table 1.2 のように分類される。水は水温約 4°C の時に一番比重が大きく、水温が 4°C 以下になると比重は小さくなる。そのため、水温 4°C を境に湖水循環が起き、底層まで酸素が行き届き、湖底からたまっている有機物や栄養塩も巻き上げられるので、4°C が一つの指標となっている。

赤道帯と熱帯において、年間を通して全層が高温を保ち、水温が最大密度を示す 4°C 以下にならない湖沼が熱帯湖と呼ばれる。気温と水温の年較差が小さいため、表層から底層まで水温差が小さくなる。そのため、湖の中では、表層から底層まで混合する全層循環が年に多数回行われる多循環湖や、温暖な冬では全層循環が起こらず、湖水が層を持ち、完全に混ざらない部分循環湖もある。熱帯地域の湖沼の例で、アフリカ、タンザニアにある Tanganyika 湖では、最大水深 1470 m で、一年中水温躍層が存在する。循環は深層まで行き届かず、部分循環湖である。アフリカ東南部マラウイにある Malawi 湖も部分循環湖の熱帯湖である。

湖盆の形態によって、温帯地域にあっても、熱帯湖になる湖沼もある。Geneva 湖、Tahoe 湖、Constance 湖、琵琶湖、池田湖等はこれに当たる。フランスとスイスの国境に位置する水深 310 m の Geneva 湖は 1 回循環湖である。アメリカの水深 505 m の Tahoe 湖は 1 回循環湖であるが、完全循環は春に強風が吹く年に限られる (Coats et al., 2006)。スイス、ドイツ、オーストリア国境に位置する Constance 湖においては、水深 252 m の 1 回循環湖であったが、1960 年以降の冬季の気温上昇により、全層循環が起こらなくなり部分循環湖に移行しつつある。Constance 湖 (539 km<sup>2</sup>) は、琵琶湖 (674 km<sup>2</sup>) とほぼ同じ大きさで、地理学的に深い主湖盆と浅い副湖盆から成り立っていることから、琵琶湖と共通点が多い。日本では、滋賀県琵琶湖や鹿児島県池田湖等が熱帯湖である。池田湖では、最大水深 233 m で、循環が中層以浅に限られる部分循環の年が見られ (吉村, 1937)、現在では部分循環湖となってい

る。

温帯と冷帯において、夏季は湖沼の表層あるいは全層の水温が4°C以上に、冬季は4°C以下になる湖沼を温帯湖という。夏季に水温成層が発達し、冬季に表層が冷却され4°C以下になり、このとき中層以深は密度が大きい4°Cの水であり、表層の密度が小さい0~4°Cの水や氷により、冬季の成層が作られる。このような湖沼では全層が4°Cになる冬季の初めと終わりに年間2回の循環が生じる。例としては、Baikal湖は世界最大水深1642 m、最古の淡水湖で、2回部分循環湖である。水深が深く、夏季の間に深層に熱が十分に蓄えられているときは、冬季の冷却を遮る熱が対流により下方から運ばれ、表層も4°C以下にはならない。Erie湖も最大水深が64 mあり、温帯湖である。夏季は表層水温が25°C程度になり、冬季の極寒期には凍結するので、冬季の初めと終わりに2回循環する。

寒帯の広い範囲では、年間を通じて水温が4°Cを超えない湖を寒帯湖と呼ぶ。通年結氷する湖は無循環湖と呼ぶ。南極でも氷上湖の水温が夏季に上昇し、氷が溶け、風によって鉛直循環する湖を寒冷一循環湖と呼ぶ。

Table 1.2 Classification of lakes

Name of lake	Latitude	Maximum depth(m)	Type of overturning	Type
Ikeda	31 N	233	Meromictic	Tropical lake
Kinneret	32.5 N	43	Holomictic	Temperate lake
Biwa	35.5 N	104	Holomictic	Tropical lake
Tahoe	39 N	505	Holomictic	Tropical lake
Erie	42 N	64	Dimictic	Temperate lake
Geneva	46 N	310	Holomictic	Tropical lake
Zurich	47.2 N	136	Holomictic	Tropical lake
Constance	47.5 N	252	Holomictic	Tropical lake
Superior	47.7N	406	Dimictic	Tropical lake
Baikal	52-56 N	1642	Meromictic(twice)	Temperate lake
Tanganyika	3-9 S	1471	Meromictic	Tropical lake
Malawi	9-15 S	706	Meromictic	Tropical lake

### 1.1.2 湖沼の環境問題

国際湖沼環境委員会 (ILEC) と国連環境計画 (UNEP) が共同で世界の湖沼の現状を調査し、解析している。その結果には、世界の湖沼問題について、6つの主要な課題 (酸性化、水位の低下、富栄養化、固有な生態系の破壊、土砂の流入、毒性化学物質による汚染) が指摘されている (滋賀県琵琶湖研究所, 2001)。その中で、酸性化とは、大気中の硫黄酸

化物や窒素酸化物、塩化水素等により酸化した降雨や、流域からの工場、農業、生活排水等によって湖沼の pH が低下することである。これにより湖沼に存在する固有の生態系が破壊される。水位の低下は、灌漑、水道、工業用水の確保のために排出量より導入量が多くなることで、引き起こされる。また、気候変動により、気温上昇、干ばつ頻度の増加などが起こり、湖沼へ流入する水量より湖水の蒸散量と流出量が増加し、湖沼の水位が低下する。富栄養化は、窒素やリン等の化学物質を含む生活排水、工場排水、農業排水などが湖沼に大量に流入し、湖沼の栄養塩濃度が著しく増加することによって、植物プランクトンや水草が異常繁殖し、大量の有機物を作りだし、その分解に溶存酸素が消費されることによって化学的酸素要求量（COD 値：水中に有機物質の含有量を、過マンガン酸カリウム等酸化剤の消費量を酸素消費量に換算して示される）が上がり、累進的に水質汚濁が進む現象である。以下では琵琶湖における環境問題と同じ問題を持った湖の環境問題を述べる。

### 1.1.2.1 化学物質などによる水質汚染問題

Baikal 湖においては、1964 年以降、工業廃水流入や森林への殺虫剤散布の影響による水質汚染が顕著に現れており、Baikal 湖の固有種の生物には絶滅に瀕しているものもある(宮崎, 2001)。同湖では水深 300 m 以浅で循環が起こっているため、一度底層が汚染されると、底層での水質汚染を回復することが難しい。

1970 年以降から産業廃棄物の埋め立て処分地から汚染物質が流されていた Erie 湖では、農業に使われている残留性の高い殺虫剤、除草剤等の農薬類、絶縁材、洗浄剤、防腐剤など数々の毒性物質が大気中に揮発拡散したのち、河川、地下水を通じ、湖沼に流出し、魚介類中に危険濃度で検出された。残留性有機汚染物質のうち、特に、ダイオキシン、PCB (絶縁油、熱媒体など)、トキサフェン (殺虫剤)、ディルドリン (殺虫剤)、水銀などの化学物質は生態系に悪影響を及ぼしていた。

琵琶湖においても、1960 年以降、沿岸の開発に伴って、工場排水、生活排水による水質汚染が進み、琵琶湖の固有種であるニブロボナ等の漁獲量も減っている。また、内湖の干拓によるヨシ群落の減少が危惧され、琵琶湖の生態系に悪影響を及ぼしている。

### 1.1.2.2 富栄養化問題

Constance 湖において、同じように 1960 年代に河川からの生活、工業、農業排水の流入により、富栄養化を促進する一因となる全リン濃度が 1950 年代に約 10  $\mu\text{g/l}$  から 1970 年代に約 80  $\mu\text{g/l}$  程度まで増加し、水質悪化が指摘された。その対応策として、沿岸 3 国により、処理場建設が設置された。1980 年代以降は徐々に水質は回復し、2000 年代以降は 1950 年代の全リン濃度までに戻っている。

Geneva 湖では、1960 年以降に顕著に富栄養化が進行した結果、全リン濃度が 1970 年代に 50  $\mu\text{g/l}$  を超えた。1972 年以降に富栄養防止対策を行い、リンの排出規制を行った結果、

水質は徐々に改善し、1982年以降は全リン濃度が、20 µg/l (富栄養湖と中栄養湖を分類する閾値 (岩佐, 1990))を下回るようになった (永田ら, 2012)。

琵琶湖においても、1960年代から1970年代にかけて、工場排水による窒素、リンの排出、リンを含む合成洗剤の使用により、窒素、リンの濃度が増加し、富栄養化が進行していた。その結果、1977年5月には大規模な淡水赤潮が発生し、1978年、1979年、1981年にも比較的大きな赤潮が生じたが、1982年以降は次第に減少していった。アオコは1993年までは琵琶湖の南湖での発生に限られていたが、1994年以降は北湖でも確認されるようになった。アオコの大発生は、浄水過程において、ろ過障害を起こし、水道水においてかび臭などを生じさせる。現在、全窒素と全リンに関する環境基準はそれぞれ Table 1.3 が示すように、0.20 mg/l 以下、0.01 mg/l 以下であるが、北湖と南湖の全窒素、全リン濃度は環境基準以下で、北湖、南湖ともに中栄養湖となっている。しかし、化学的酸素要求量 (COD) には改善が見られず、南湖での水草の大量繁茂、在来種の減少など生態系の変化が顕在している。

Table 1.3 Criteria for oligotrophication and eutrophication

	Limit value of oligotrophic lake	Limit value of mesotrophic lake	Limit value of eutrophic lake
Total phosphorus concentration (mg/l)	<0.01	0.01~0.02	>0.02
Total nitrogen concentration (mg/l)	0.02 ~ 0.2	0.1~0.7	0.5 ~ 1.3
Chlorophyll a concentration (mg/m <sup>3</sup> )	<4	4~10	>10
Transparency (m)	>3.7	2.0~3.7	<2.0

### 1.1.2.3 全層循環不全に伴う環境問題

地球温暖化、台風や集中豪雨、熱波などの異常気象の頻度が高くなっているが、このような気候変動によって、気温、湿度、風向、風速、降水量、雲量が季節経年変化する (IPCC 2013)。その変動が、海洋や湖の物理構造を変化させることによって、循環が悪くなり、水質を悪化させ、生態系に悪影響を及ぼしている (Brooks and Zastrow, 2002; Livingstone, 2008)。

Tanganyika 湖では、水深約 200 m までは水塊が混合しているので有酸素層であるが、それ以深の水塊は表層水と混合せず無酸素状態である。この有酸素層の栄養塩類が非常に少ないので超貧栄養湖といわれているが、200 m 以深の無酸素層には栄養塩類をはじめ化学物質が多く蓄積されている。循環は深層まで行き届かず、部分循環湖であるため、深層から供給される栄養塩が不足することがある。さらに、2003 年までの過去 100 年間に温暖化による水温上昇と成層構造の強化によって植物プランクトンの生産が低下する傾向にあ

ることも報告されている (O'Reilly et al., 2003; Verburg et al., 2003)。漁獲量についても 1956 年から 1992 年までの過去 37 年間のデータを解析すると 1.6%/year の割合で低下し続けている (Van et al., 2002)。

Tahoe湖では、1973年以降、循環が400 mまで達したのは7回のみで、最も浅い循環深度はおよそ100 mである。1970年から年間 0.015°C/year上昇した。成層が強くなり、小さなサイズの植物プランクトン、あるいは浮力調整が可能である植物プランクトンが優勢となる。それにより一次生産が変化する。さらに、栄養塩の湖内の循環と高次栄養段階の生産が変わる可能性が指摘された (Winder et al., 2009)。

日本では、池田湖では、20世紀後半においては、1976-77年、1986-87年冬に全層循環したことが報告されているが、それ以降は部分循環しか起こらず、深層の溶存酸素が減少を続け、近年では無酸素状態に近づいている。また、底泥からの窒素、リンの溶出と蓄積による底層水質の悪化が顕著になってきている。

琵琶湖においても現在では全層循環の不全は見られていないが、冬季の温暖化により全層循環の遅れは2006年に観測され、将来連続的に起こる可能性がある。全層循環が不完全になると冬季の酸素供給が十分に行われなくなり、底層の貧酸素化につながる。北湖の湖底においてイサザやエビ類が死亡している事が2000年代に入っても確認されており、生物への直接的な影響も出ている。

## 1.2 琵琶湖の環境問題

### 1.2.1 琵琶湖の概要

琵琶湖は日本最大の淡水湖である。滋賀県に位置し (Fig.1.2 a)、近畿約1400万人の水資源となっている。湖面積は約674 km<sup>2</sup> (北湖616 km<sup>2</sup>, 南58 km<sup>2</sup>)、最大水深は103.6 m、長径は約63.5 km、最大幅は長浜市下坂浜町から新旭町饗庭までの22.8 km、最小幅は琵琶湖大橋で1.35 kmである (Fig.1.2 b)。琵琶湖はその形状から北湖と南湖とに区分けされ、平均水深は北湖で43 m、南湖で4 mである。全容積は約275億 m<sup>3</sup>で、北湖は273億 m<sup>3</sup>、南湖で2億 m<sup>3</sup>である。流入水量は年間約50億 m<sup>3</sup>であり、滞留時間は北湖で平均5.5年、南湖で15日間程度である (宗宮, 2000)。また、琵琶湖に流入する一級河川は119河川で、そのうち流路延長が5 km 未満の小規模な河川は、流入河川の約7割を占めている。流出河川は瀬田川だけである。

Fig.1.3は、琵琶湖北湖今津沖中央定点 (Fig.1.2 b) における2007年4月から2008年3月までの水温の鉛直分布の季節変化を示している。春季から夏季にかけて気温が上昇するにつれ、表層水が温められ、徐々に成層ができ始める。表層水温が夏季に約27°Cまで上昇する一方で底層には冬季に冷却された湖水が残るため、鉛直方向に顕著な水温差ができ、水深20 m程に水温躍層が形成される。秋季から冬季にかけて、湖面が冷却され表層水温が下がると、水温躍層は徐々に下降し消滅していく。厳寒期には全層で鉛直混合が生じ、水温は全層で

一様になる。次に、同じ観測点での同じ期間の溶存酸素濃度の季節変化をみると (Fig.1.4)、春季から夏季にかけて、湖面からの酸素供給が水深20 m 程の水温躍層によって遮られることで、水温躍層下の酸素は消費される一方となる。このため、冬季の全層循環前にその濃度は最低となる。全層循環が起こると、湖底までの酸素濃度は回復する。

琵琶湖北湖の底層での貧酸素化が顕著になってきたのは1960年代ごろであり、その要因は、富栄養化に伴う表水層での有機物増大と深水層への沈降であることが指摘されてきた (中, 1973) (Fig.1.5)。底層の貧酸素化は底層の生態系に悪影響を及ぼすため、これが琵琶湖の水質汚染に繋がるのが懸念されている。富栄養化対策後の1980年以降にも、今津沖中央の底層 (90 m) では溶存酸素濃度が2 mg/L 以下になる年が観測されている (Fig.1.6)。溶存酸素濃度が2 mg/lを下回ると生物の基礎代謝が低下することが示されている (辻村ら, 2010)。1980年以前と1980年以降の貧酸素化の要因は異なると考えられており、これについては既往研究の節で述べる。

### 1.2.2 既往研究

日本における湖沼の貧酸素化問題として、池田湖では全層循環の発生頻度が低下したことで、深水層の溶存酸素が減少を続け、近年では無酸素に近くなっている (吉村, 1937; 新井, 2009)。琵琶湖の場合も今後の推移について注意が必要である (Kumagai et al., 2003; Goldman et al., 2012)。底層の溶存酸素濃度の低下傾向について、1970年代の貧酸素化については富栄養化が主原因であると考えられている。しかし、陸域からの有機物質、栄養塩負荷量が規制された1980年代以降にも貧酸素水の基準である2 mg/lを下回る様子が見られており、この原因として近年の琵琶湖周辺の気候変動による影響が指摘されている (熊谷ら, 2005; 北澤ら, 2010)。熊谷ら (2005) や北澤ら (2010) は気候変動による成層構造の変化が底層への貧酸素化に大きく影響していると報告している。また、1980年から2000年の過去20年間の気候変動の影響には降水量の減少 (約100 mm)、気温の上昇 (約1~2°C)、風速の減少 (月最大風速の年平均値が約5%減少) などがあり、特に、気温の上昇や風速の減少は湖水の鉛直混合を弱め、溶存酸素濃度が低下する原因となると考えられる。

気温上昇が成層構造に及ぼす影響について考える。成層が強化することによって、湖の循環型が変化する可能性を示唆している (Danis et al., 2004; Matzinger et al., 2007)。例年より暑い夏には、大気の影響を直接受ける表水層では深水層に比べて水温の上昇は大きくなり、成層期間が長くなる可能性がある (辻村ら, 2010)。スイスのZurich湖では、1950年代から1990年代までに表層の水温上昇率 (~0.024 K/year) が、深水層の上昇率 (~0.013 K/year) より大きかったため、成層期間が2~3週間延長された (Livingstone, 2003; 新井, 2009)。また、年に一度以上全層循環が起こる完全循環湖が、地球温暖化に伴って、循環が全層に及ばない部分循環湖へ移行した例もある。例えば、Peeters et al. (2002) は、1次元モデルを用いた計算結果から、過去1948年から1957年までの50年間に於いて、ドイツのZurich湖が年2

回循環湖から年1回循環湖へと変化しつつあることを示唆した。また、同じくドイツの Constance湖は、年に一回全層循環が起こる湖であるが、1960年代から1990年代にかけて冬季の気温の上昇率が高い ( $0.06^{\circ}\text{C}/\text{year}$ ) ため、全層循環が起こらなくなったことが報告されている (Straile et al., 2003; 辻村ら, 2010)。辻村ら (2010) は、琵琶湖においても1980年から2008年までの約30年間で成層期間が $0.5$  日/year増えていることを示した。さらに、冬季の気温上昇によって、全層循環が遅れ、深層部が酸素不足になるという指摘もある (速水・藤原, 1999; 遠藤, 1999; Yoshimizu et al., 2010)。また、アメリカの大中小すべてのサイズを含む27の湖において、Butcher et al. (2015) は、1次元モデルを用いて、気候変動による湖の応答を調べると、表層水温の上昇は、鉛直混合を妨げ、風速の増加は、風応力の強化によって成層の強化を妨げる方向に働くことを報告している。

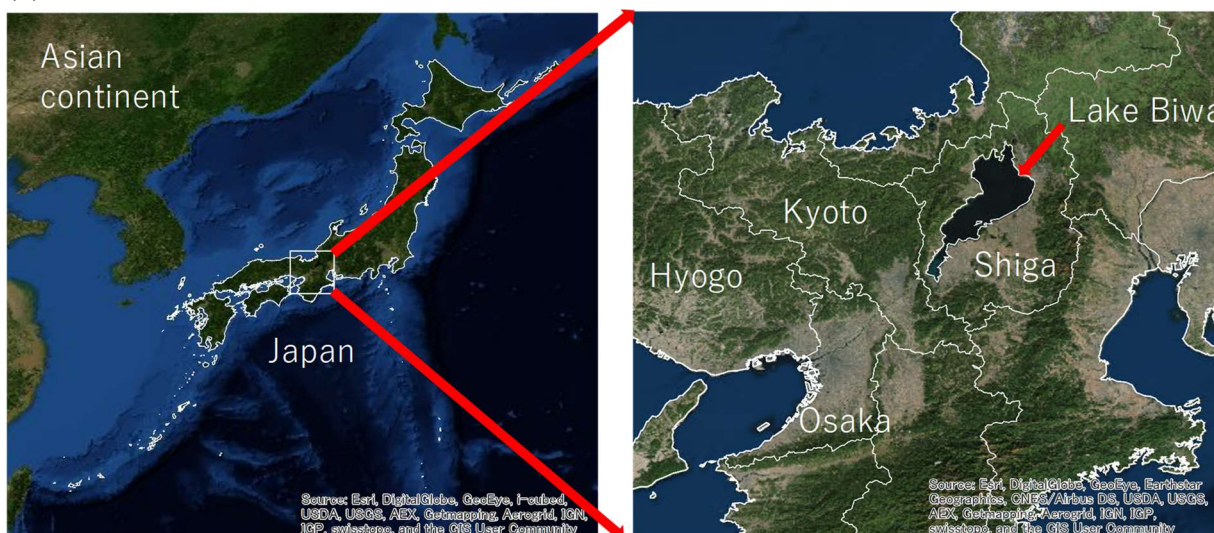
風による影響について考えると、風が吹くと吹送流、鉛直混合による成層の破壊など、様々な現象が生じる (Boehrer and Schultze, 2008, Read et al., 2012)。さらに、風は内部波を引き起こし、その砕波に伴って、鉛直混合が活発になる。琵琶湖において、風の吹き寄せや、風のかき混ぜによる鉛直混合、内部波は係留系を用いて水温鉛直分布を連続観測することによって観測されてきた (Kanari, 1970; 速水, 1997; Saggio and Imberger, 1998)。内部波には、岸に沿って反時計回りに進む内部ケルビン波や、湖の中央近くで最も振幅が大きく時計回りに進む内部ポアンカレ波や短周期の内部波、非線形波がある。内部ケルビン波の周期は季節によって成層状態が違うので、変動するが、夏季には約2日周期となる。内部ポアンカレ波は夏季に約半日周期となる。風によって励起される内部波はモード解析やモデルによっても確認されており (Shimizu, 2007; Shimizu, 2008; Kitazawa, 2010)、Kitazawa et al. (2010) は内部波によって秋季に底層の貧酸素水塊が移流されることを示している。イスラエルのKinneret湖においても観測とモデルで、内部波の挙動が底層における栄養塩の輸送に重要な影響を及ぼすことが明らかになっている (Stocker, 2003)。さらに、台風のような強風が吹くと、水深の深くまで影響を及ぼす。強風に伴って、躍層深度が上昇し、風が止んだ後、躍層が急激に下降し、深水層まで影響を及ぼす波 (内部サージ) ができる。Hayami et al. (1994) は、1992年夏季の琵琶湖北湖南部において、この内部サージの通過によって躍層が20 m以上にわたって急激に下降したことを観測した。Jiao and Kumagai (1995) は、1993年夏季に台風が接近した際、風速20 m/s以上の強風が連呼した後、約40 mの振幅を持つ非線形波が現れ、湖底にまで到達し、鉛直混合が生じたことを示している。

また、降水量による影響として、融雪水と降水があるが、Akitomo et al. (2009 a,b) によると、冬季において琵琶湖の斜面を下っていく冷たい溶存酸素を多く含んだ密度流があり、深水層に溶存酸素を輸送することをモデルで示している。伏見 (2001) は、地球温暖化による琵琶湖流域北部における降雪量の減少に伴い、酸素を豊富に含んだ融雪水の今津沖中央の底層への流入量が減少している可能性を指摘している。一方、木戸・柳生 (2004)、柳生ら (2004) は、冬季における姉川から琵琶湖に流入する雪解け水の観測による流入解析

を2004年2~3月に行い、河川水は河口から南東に広がっていくが、河口から約800 mの地点では湖流が支配的であることを確認し、数値解析でも河口から水平距離で3~4 km以上の地点まで河川流が到達するが、表層付近を流れており、湖底に沿って深層部に向かう密度流が発生する可能性は低いとしている。古川ら (2007) も2004年2~3月の観測において、姉川からの融雪水が湖底に沿って今津沖中央底層に流入するような現象は見られず、融雪出水の大小による溶存酸素年最低値との関係を調べても影響がないと報告している。

底層への溶存酸素濃度の供給を遮断している主な要因は、水温躍層である。成層強度が強化されればされるほど、底層へは溶存酸素が行き届かなくなる。そのため、琵琶湖の成層構造の季節変動を再現すれば、物質移動の変動も把握できる。しかし、琵琶湖の水平方向の全水域、全水深にわたって、気象変化によって成層構造がどう変化するかは十分に解明されていない。

(a)



(b)

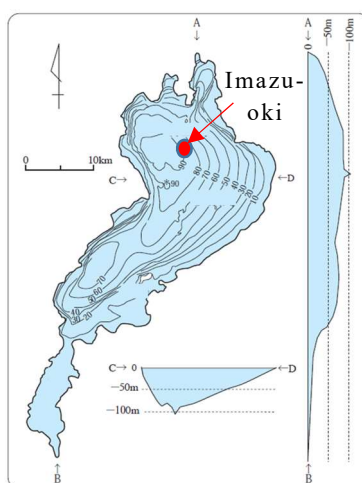


Fig.1.2 (a) The location of Lake Biwa and (b) Topography of the bottom of Lake Biwa (Lake Biwa Environmental Research Institute, 2007) (added the point of Imazu-oki)



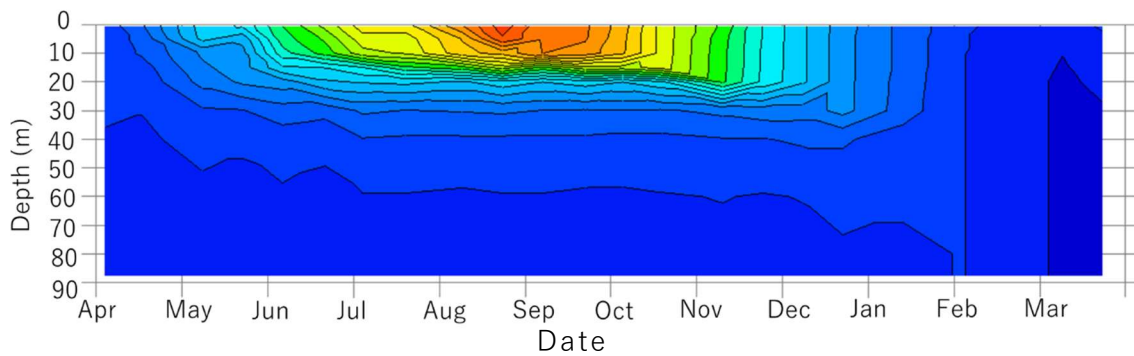


Fig.1.3 Seasonal change of vertical distribution of water temperature at Imazu-oki (April,2007~March,2008 (twice a month)) (data from Lake Biwa Environmental Research Institute)

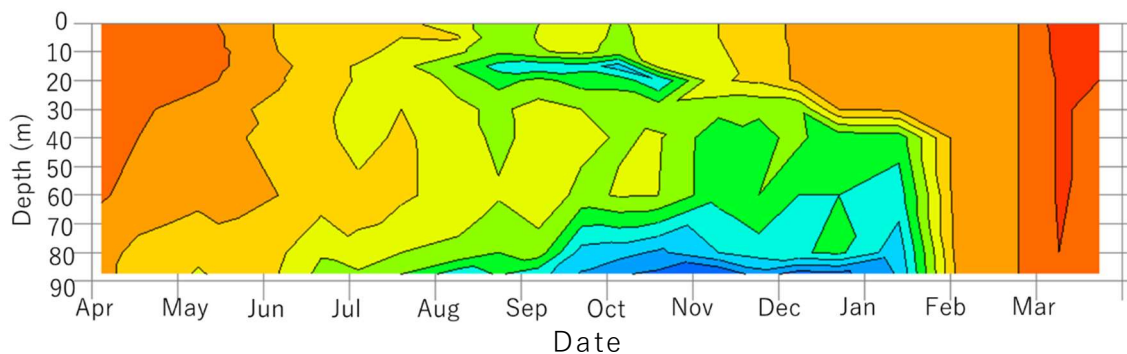


Fig.1.4 Seasonal change of vertical distribution of dissolved oxygen at Imazu-oki (April,2007~March,2008 (twice a month)) (data from Lake Biwa Environmental Research Institute)

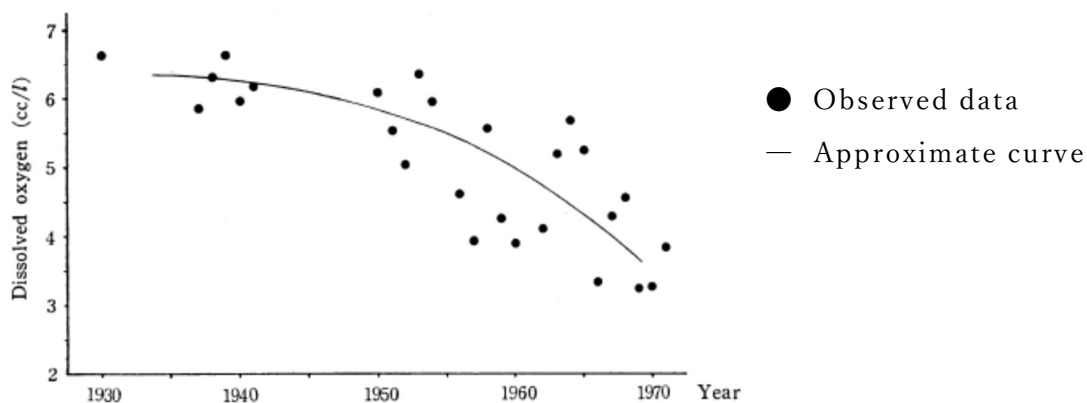


Fig.1.5 Times series of dissolved oxygen (cc/l) before the overturning in the deep layer (60 - 80m) (Naka, 1973)

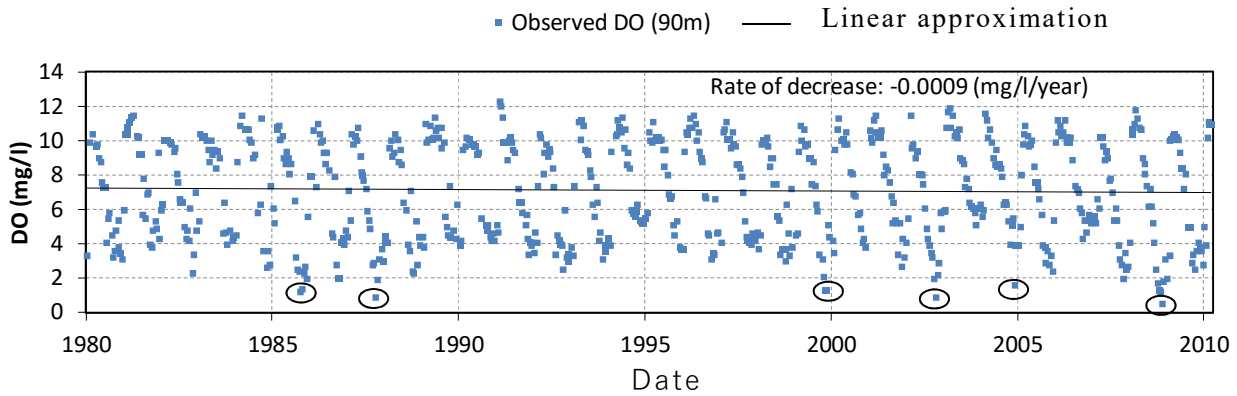


Fig.1.6 Seasonal change of dissolved oxygen at a depth of about 90m in Imazu-oki for 30 years  
(○; Annual minimum value under 2mg/l)

### 1.3 本研究の目的

1.1.2 で述べたように、世界の湖沼では生態系を脅かす環境問題が生じている。琵琶湖においては富栄養化による環境問題は、重要な課題であった。現在では琵琶湖においては、富栄養化は収まっているが、別の環境問題として、1930年代から底層の貧酸素化が続いているが、現在でも底層における貧酸素化が解消されていない。底層の貧酸素化の支配要因は物理的要因、生物化学的要因とあるが、定量的な評価は難しい。本研究では、生物学的要因は置いておき、貧酸素化の物理的支配要因に対して解析していく。物理的支配要因としては、琵琶湖の成層構造が変化すると、大気からの酸素供給が底層まで行き届かないことが考えられる。また、成層構造の変動は、他の栄養塩の物質循環にも影響する。物質循環の変動を詳細に把握するには、物質循環を抑制する成層構造の変動をモデルで再現し、成層構造の季節変動を解析していくことが必要である。

近年では、気候変動により、気温・水温の上昇、風速の変化、降水特性の変化による河川流量の変化等様々な影響が出ている。現在、琵琶湖の物質循環が気候変動によりどのように変化しているかを詳細に解析している研究は少ない。気候変動による気温、風速、降水量の変化が成層構造の季節変動に与える影響を調べていくことは琵琶湖の環境影響評価をする上でも不可欠となる。

琵琶湖の成層構造に対する気象要素の感度解析を行うにあたり、琵琶湖のモデル化が必要である。そこで、本研究では、まず3次元の琵琶湖流動場モデルを構築し、その再現性について実測値と比較し、評価を行う。それから、気温、風速、降水量の気象変化が及ぼす琵琶湖の成層構造への影響について検討を行う。最後に、台風などによる強風の成層構造への影響も評価するため、強風による成層構造への影響に注目して解析を行う。

#### 1.4 本論文の構成

本論文は、第1章から第6章で構成されている。

第1章：世界の湖沼環境問題と琵琶湖内で生じている環境問題をあげ、研究目的について述べた。

第2章：本研究で用いた琵琶湖流動場モデルの概要と計算条件について述べる。

第3章：琵琶湖流動場モデルの再現性評価について述べる。

第4章：各気象要素（気温、風速、降水量）に対する琵琶湖の成層構造の感度解析について述べる。

第5章：台風のような強風が琵琶湖の成層構造に与える影響について述べる。

第6章：本論文のまとめと、今後の課題について述べる。

## 第 2 章 3 次元流動場モデルの概要

### 2.1 支配方程式

3 次元流動場モデルの基礎方程式は、ブシネスク近似、鉛直方向に静水圧近似を仮定している。基礎方程式は流体の運動方程式、連続の式、温度の保存式で構成されている。以下に各方程式を示す。

運動方程式 ( $x, y$  方向)

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + \nu_h \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \nu_h \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \nu_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} - \frac{g}{\rho} \int_z^0 \frac{\partial \rho}{\partial x} dz \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + \nu_h \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \nu_h \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \nu_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} - \frac{g}{\rho} \int_z^0 \frac{\partial \rho}{\partial y} dz \quad (2)$$

静水圧近似

$$0 = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial z} - \frac{\rho}{\rho_0} g \quad (3)$$

連続の式

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

温度の保存式

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} = \kappa_h \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \kappa_h \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \kappa_z \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (5)$$

密度の方程式

$$\rho = 1000.07 - 0.0469(T - 273.15)^2 - 0.0035(T - 273.15) \quad (6)$$

ここで、 $u, v, w$ :  $x, y, z$  方向の流速 (m/s)、 $T$ : 水温 (K)、 $p$ : 圧力 (N/m<sup>2</sup>)、 $\rho$ : 湖水密度 (kg/m<sup>3</sup>)、 $\rho_0$ : 基準湖水密度 (= 10<sup>3</sup> kg/m<sup>3</sup>)、 $g$ : 重力加速度 (= 9.8 m/s<sup>2</sup>)、 $f$ : コリオリ・パラメータ (= 8.34 × 10<sup>-5</sup>/s)、 $\nu_h$ : 水平方向の渦粘性係数 (= 1.0 m<sup>2</sup>/s)、 $\kappa_h$ : 水平方向の渦拡散係数 (= 1.0 m<sup>2</sup>/s)、 $\nu_z$ : 鉛直方向の渦粘性係数 (m<sup>2</sup>/s)、 $\kappa_z$ : 鉛直方向の渦拡散係数 (m<sup>2</sup>/s) である。

夏季の琵琶湖には水深 10 m から 30 m に水温躍層が形成される。この水温躍層が熱の鉛直輸送を妨げている。そこで密度が層状に変化している流れの不安定性を表す無次元数であるリチャードソン数  $Ri$  を用いて、 $\nu_z$  および  $\kappa_z$  を求める (Kitazawa, 2005; Munk and Anderson, 1948; Webb, 1970)。リチャードソン数は、浮力項と慣性力項の割合を意味し、次式のように示される。

$$Ri = -\frac{g}{\rho_0} \cdot \frac{\frac{\partial \rho}{\partial z}}{\left(\frac{\partial U}{\partial z}\right)^2} \quad (7)$$

ここで、 $U = \sqrt{u^2 + v^2}$ : 水平方向の流速 (m/s) である。

鉛直方向の渦粘性係数と渦拡散係数に対しては以下のように定める。

$$\nu_z = \frac{0.0001}{(1.0 + 5.2 Ri)} \quad (8)$$

$$\kappa_z = \frac{0.0001}{\left(1.0 + \frac{10}{3} \times Ri\right)^{\frac{3}{2}}} \quad (9)$$

高次の乱流スキームを用いている流動場モデルは多くあるが (Shimizu, 2008; Akitomo, 2009 a; Kantha and Clayson, 1994; Goudsmit et al., 2002; MacIntyre et al., 2009)、Ishizuka et al. (2005) によると、式 (7)-(9) を解く乱流スキームの計算結果で、Mellor-Yamada モデル (1982) と k-ε モデル (1995) と本研究で用いたモデルでは水温鉛直分布に有意な差異が見られなかったと報告されている。ほかの2つのモデルでは輸送方程式を解くのに対し、本研究で用いたモデルでは、鉛直渦粘性係数と渦拡散係数を計算するのに、時間がかからないため、このモデルを流動場モデルに適用した。この乱流モデルは、Munk and Anderson (1948) と Webb (1970) で得られたモデルに由来する。

支配方程式は有限体積法を用いて離散化した。1次のオイラー法が時間差分に用いられ、1次の風上差分法が移流項に、2次の中心差分法が拡散項に適用された。

## 2.2 計算領域

Fig.2.1 に琵琶湖流動場モデルの計算領域と水深を示す。

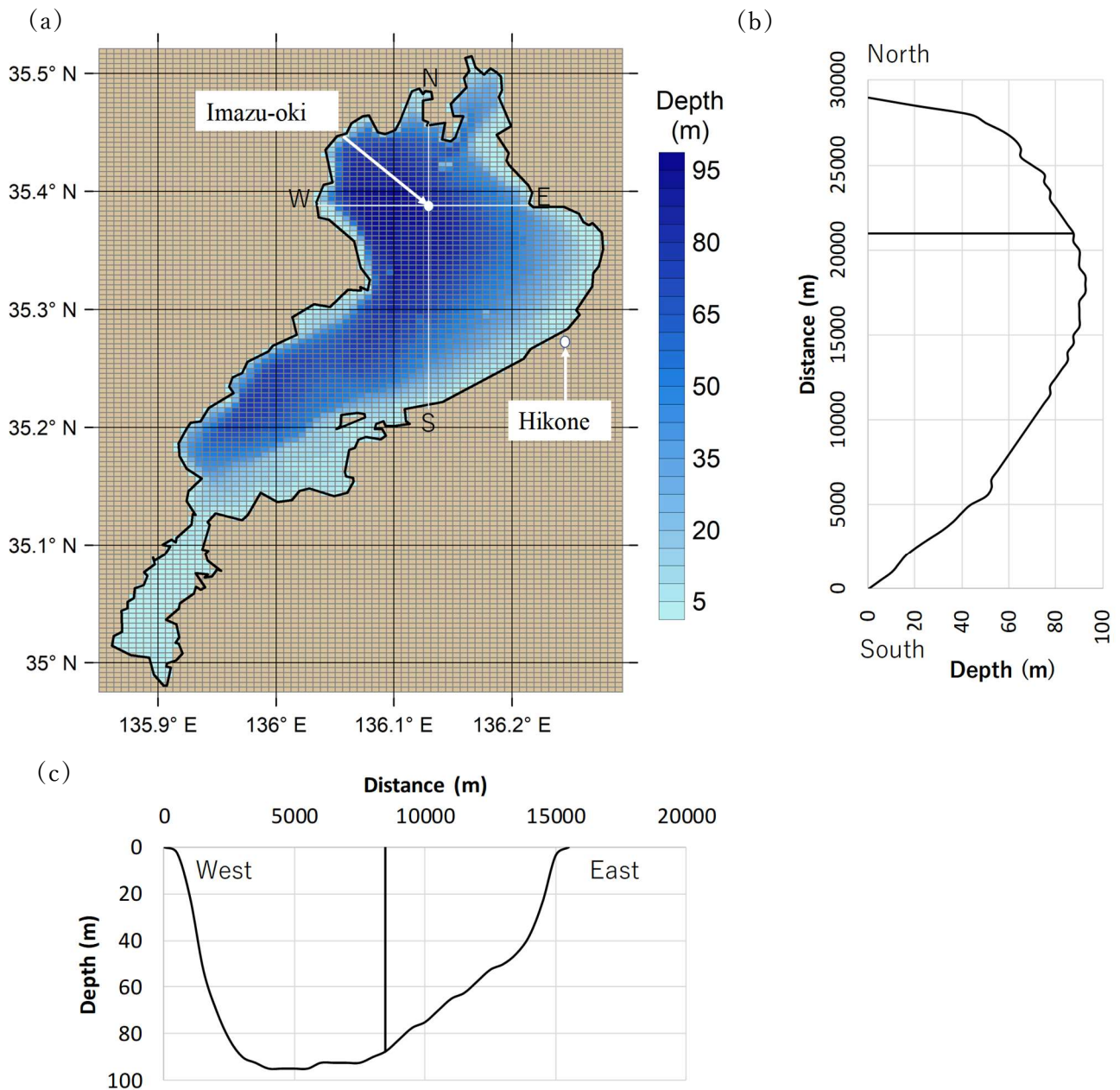


Fig. 2.1 Calculation domain with the topography of Lake Biwa: (a) horizontal domain, (b) south-north and (c) west-east vertical cross sections through Imazu-oki.

3次元流動場モデルの水平計算領域は Fig.2.1 に示すように、琵琶湖全体を含む 36 km×65.5 km、水平格子は 500 m×500 m、格子数は 72×131 である。鉛直方向の格子幅は、水面から水深 20 m までを 0.5 m 間隔、20 m 以深は 0.1 m 間隔に格子幅を大きくし、最大 2.5 m に設定している。これは夏場の温度躍層を詳細に表現するためであり、格子数は 86 である。座標は、水平面上の領域の南西端を原点とする  $x, y$  軸をとり、湖底より鉛直上方を上向きとして  $z$  軸をとる。

### 2.3 境界条件

(1) 湖面における境界条件

湖面では、風の影響を考慮するため、湖面における風応力ベクトル  $(\tau_x, \tau_y)$  を用いる。風応力ベクトル  $(\tau_x, \tau_y)$  は次式で表される。

$$\tau_x = \rho_a C_f U_{ax} U_a, \quad \tau_y = \rho_a C_f U_{ay} U_a \quad (10)$$

$$C_f = (1.0 + 0.07 U_a) \times 10^{-3} \quad (11)$$

ここで、 $\rho_a$  : 空気の密度、 $U_a$  : 地上 10 m 風速  $U_{ax}$ 、 $U_{ay}$  : 風速の  $x, y$  方向の成分、 $C_f$  : 湖面における抵抗係数である。

湖面境界条件は風応力を考慮して次式で与えた。

$$v_z \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\tau_x}{\rho_0}, \quad v_z \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{\tau_y}{\rho_0} \quad (12)$$

水面の基準高さからの変位量  $\xi$  は次式によって求めた。

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \int u \cdot dz \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \int v \cdot dz \right) = 0 \quad (13)$$

(2) 湖底、湖岸における境界条件

湖底では法線、接線方向に流れのない no-slip 条件とする。湖岸に対しては、流速は free-slip 条件を課した。水温に対しては、湖底、湖岸は断熱壁とする。

(3) 熱収支

近藤 (1994) に従って、湖面では、短波放射量 ( $S \downarrow$ )、潜熱輸送量 ( $Q_l$ )、顕熱輸送量 ( $Q_s$ )、長波放射 ( $L_{net}$ ) の熱収支式を解く。

$$\rho C_p \kappa_z \frac{\partial T}{\partial z} = S \downarrow + Q_l + Q_s + L_{net} \quad (14)$$

ここで、 $C_p$  : 湖水の比熱 ( $= 4.2 \times 10^3$  (J/kg/K)) である。

短波放射量は、気象庁アメダスの彦根における観測データを用いる。短波放射の強度は、湖水中で指数関数的に減衰するものと計算され、その関数は琵琶湖の濁度を考慮して以下の式で表す。

$$S \downarrow = S_0 \downarrow (1 - ref) \quad (15)$$

$$S \downarrow (z) = S_0 \downarrow (z=0) \cdot \exp\left(-\frac{1.7}{4.5} z\right) \quad (16)$$

ここで、 $z$  : 水深 (m)、 $S_0 \downarrow (z=0)$  : 表層での短波放射量 ( $W/m^2$ )、 $S \downarrow (z)$  : 水深  $z$  (m) での短波放射強度 ( $W/m^2$ )、 $ref$  : アルベド ( $= 0.07$ ) である。

潜熱輸送量と顕熱輸送量は、Kondo (1975) や Hirose et al. (1996) によるバルク法を用いた。

潜熱輸送量 ( $Q_l$ ) については以下の式を用いる。

$$Q_l = E \times \rho_a C_E (q_s - q_a) U_a \quad (17)$$

ここで、 $C_E$ ：潜熱バルク輸送係数 ( $= 1.2 \times 10^{-3}$ ) である。  
湖面上の飽和比湿 ( $q_s$ )、湖面上の比湿 ( $q_a$ ) と飽和水蒸気圧 ( $E_s$ ) は以下の式で表される。

$$q_s = \frac{0.622E_s}{P_a - 0.378E_s}, \quad q_a = \frac{0.622E_a}{P_a - 0.378E_a} \quad (18)$$

$$E_s = 6.1078 \times 10^{7.5T_w / (237.3 + T_w - 273.15)} \quad (19)$$

ただし、 $P_a$ ：大気圧 (hPa)、 $E_a$ ：大気中の蒸気圧 (hPa) であり、 $T_w$ ：湖面上の水温 (K) である。

また、顕熱輸送 ( $Q_s$ ) については以下の式を用いる。

$$Q_s = \rho_a C_{pa} C_H (T_a - T_w) U_a \quad (20)$$

$$\rho_a = 1.293 \cdot \frac{273.15}{T_a} \cdot \frac{P_a}{1013} \quad (21)$$

ここで、 $C_{pa}$ ：大気の定圧比熱 ( $= 1.01 \times 10^3$  (J/kg/K))、 $C_H$ ：顕熱バルク輸送係数 ( $= 1.2 \times 10^{-3}$  (-))、 $T_a$ ：気温 (K) である。

長波放射 ( $LWR$ ) については以下の式を用いる。

$$L_{net} = -\varepsilon\sigma T^4 + (1.0 - Rr) \times (1.0 + 0.17n)^2 \times \beta \times \sigma T_a^4 \quad (22)$$

ここで、 $\varepsilon$ ：放射率(湖水放射と絶対黒体放射との比) ( $= 0.98$ )、 $\sigma$ ：ステファン・ボルツマン定数 ( $= 5.67 \times 10^{-8}$  (W/m<sup>2</sup>/K<sup>4</sup>))、 $Rr$ ：水面反射率 ( $= 0.2$ )、 $n$ ：雲量 (%)、 $\beta$ ：補正係数 ( $= 0.937 \times 10^{-5} \times T^2$  (K<sup>2</sup>)) である。

## 2.4 初期条件

流速の初期値は、各成分 ( $x$ ,  $y$ ,  $z$ ) のいずれも 0 m/s とした。また、4月1日の水温の初期値は、滋賀県琵琶湖環境科学研究センターによって、今津沖中央 (35°23'41" N, 136°07'57" E) で、月2回、水深 0.5、5、10、15、20、30、40、60、80、約 90 m の10点で測定しているデータのうち、2006年3月20日と4月10日のデータを線形補間して、設定した。

## 2.5 計算期間

計算期間は、2006年4月から2012年3月31日までとした。そのうち最初の1年間を助走期間とし、2007年の4月1日から2012年3月31日までの5年間を評価対象期間とした。タイムステップは 10 s にしている。



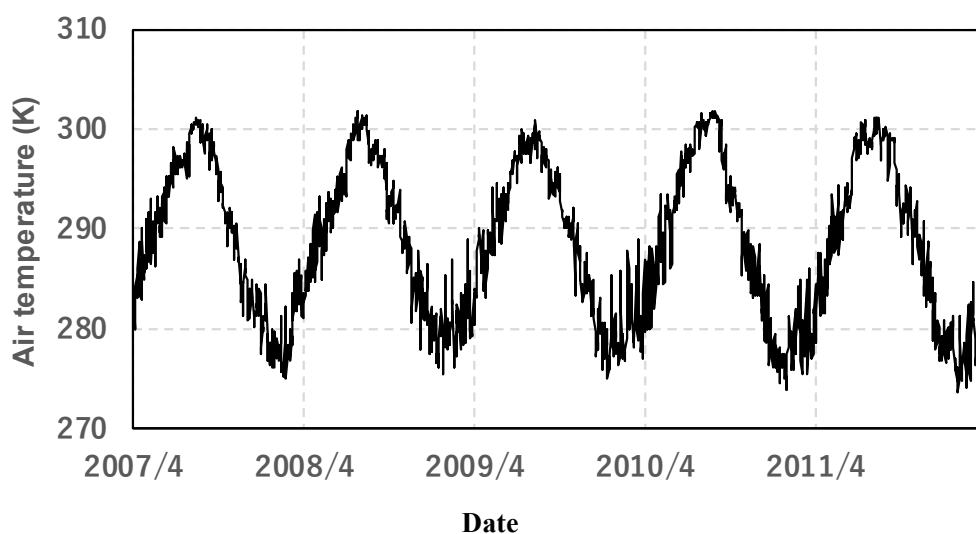
## 2.6 入力条件

### 2.6.1 気象条件

入力データとして気象庁メソ数値予報モデル (GPV MSM) を利用する。用いるデータ項目は、「気圧 (Pa)」、「気温 (K)」、「風向風速 (m/s)」、「相対湿度 (%)」である。空間解像度が経度  $0.0625^\circ$ 、緯度  $0.05^\circ$  の約 5 km、時間解像度は、1 時間である。

気温、風速は気象庁メソ数値予報モデル解析値を内挿して与え、日射量は彦根地方気象台 ( $35^\circ 16' 30''$  N,  $136^\circ 14' 36''$  E) の観測値を水平一様に与えた。Fig.2.2 に気温、風速、彦根の日射量の 2007 年 4 月から 2012 年 3 月の日平均の時系列データを示す。

(a)



(b)

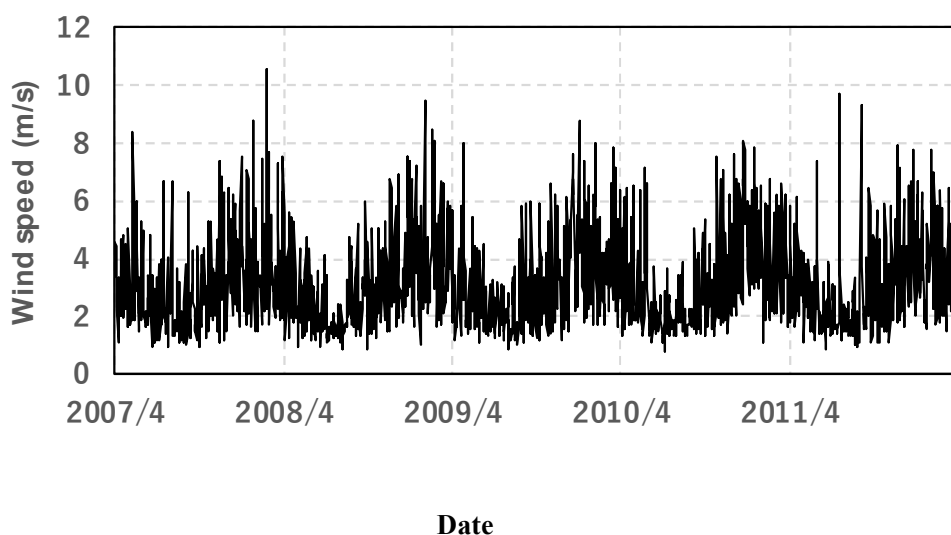


Fig. 2.2 Time series of (a) Air temperature; (b) Wind speed; and (c) Short-wave radiation for boundary conditions from JFY 2007 to 2011 (JFY: Japanese fiscal year).

(c)

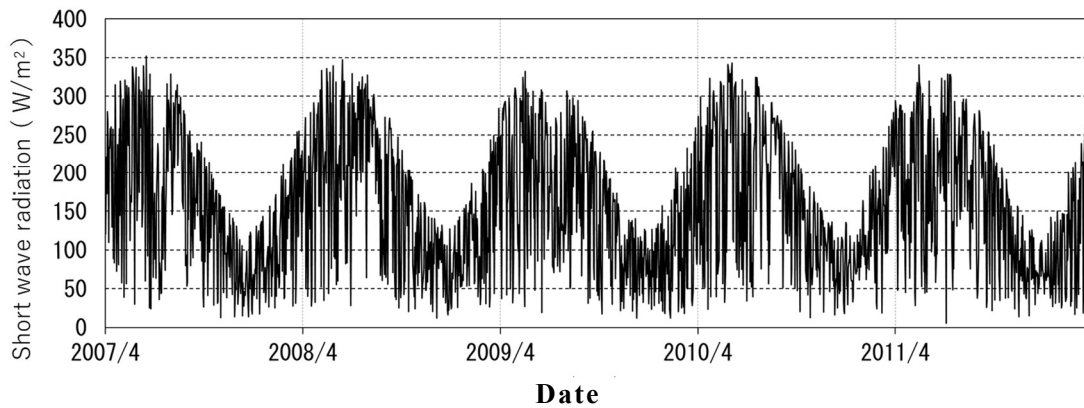


Fig. 2.2 (continued)

### 2.6.2 河川条件

本研究では、琵琶湖に流入する河川の影響を考慮する際に、実測値ではなく淀川流域圏水系モデル (Shrestha and Kondo, 2015) の計算値を境界条件として与えている。これは、将来的に琵琶湖モデルを淀川流域圏水系モデルに統合することを想定しているためである。Fig.2.3 に本研究で考慮した 56 の河川とその中の 6 つの主要河川の位置と平均流入量を示す。平均流入量の総計は  $177.5 \text{ m}^3/\text{s}$  で、6 つの主要河川の合計量は、全体の 60%を占めている。流出河川は瀬田川だけである。なお、この淀川流域水系モデルの計算領域は水平格子  $1\text{km}\times 1\text{km}$  で総メッシュ数は 7557 である。河川データは 1 日毎に更新している。

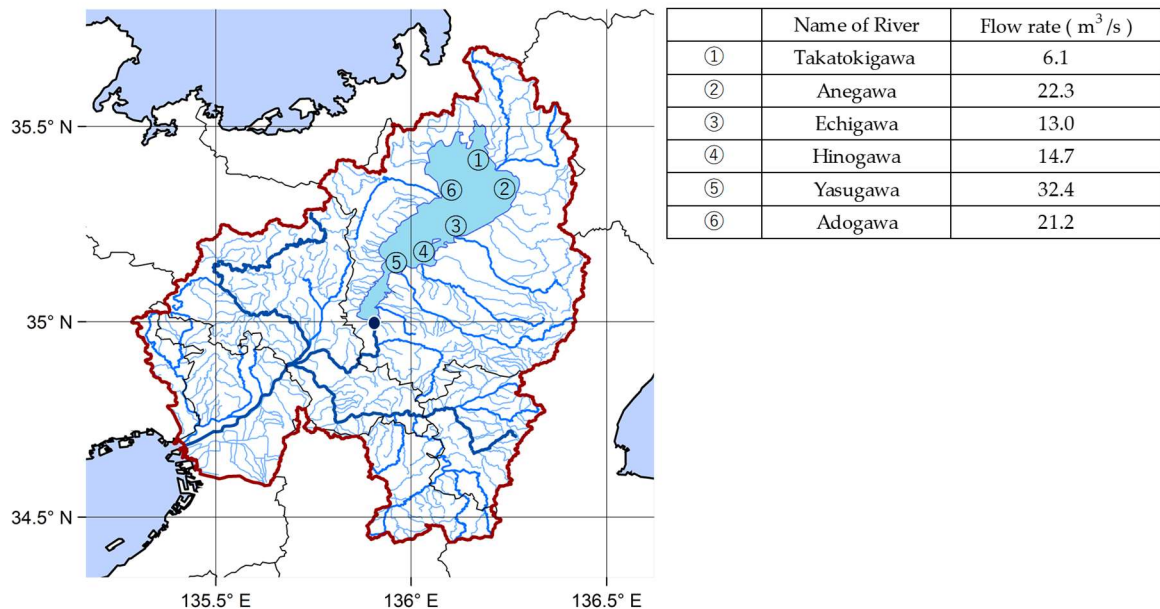


Fig.2.3 The location and the flow rate of main rivers (added the black point; outflow point).

### 第3章 流動場モデルの再現性評価

本章では、琵琶湖流動場モデルの妥当性評価を目的として行った、水温鉛直分布、流動場の再現性評価について述べる。各気象要素の変化による成層構造の季節変動の感度解析を行うためには、前提として、各気象要素を変化させていない状態で、観測結果の成層構造の変動が再現できることが必要である。

#### 3.1 流動場モデルの再現性評価方法

3次元流動場モデルの再現性を評価するために、今津沖中央における水温の計算値と観測値を比較した。観測値には、2007年4月から2012年3月までの月2回、今津沖中央の水深0.5、5、10、15、20、30、40、60、80、約90mの10地点で測定している水温を用いた。精度評価指標として、相関係数 ( $r$ )、平均絶対誤差 ( $MAE$ )、平均バイアス ( $MB$ ) を用いた。それぞれの定義を以下に示す。

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N (M_i - \bar{M}_i)(O_i - \bar{O}_i)}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (M_i - \bar{M}_i)^2 \sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O}_i)^2}} \quad (23)$$

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |M_i - O_i| \quad (24)$$

$$MB = \bar{M}_i - \bar{O}_i \quad (25)$$

$O$ : 各地点、時刻における水温観測値 (月に2回)

$M$ : 各地点、時刻における水温計算値 (月に2回)

$N$ : 評価対象としたデータ数

各指標値の算出には、観測値と同時刻、同地点におけるモデルの計算値を用いた。表層、水温躍層、底層の指標を計算するために、水深0.5m、20m、90mの水温のデータを用いた。水温躍層の指標値については、水温躍層の中央付近である水深20mを選んだ。4月から翌年の3月までを1年とし、3か月ごとに春季、夏季、秋季、冬季とした。

Table 3.1 は、2007~2012年の水深0.5m、20m、90mの相関係数、平均絶対誤差、平均バイアスの季節、年指数の値を示している。春季から秋季にかけ、全層で相関係数0.9以上と高い相関で、冬季においては、0.8以上であった。Fig.3.1が示す通り、冬季は夏季に比べて水温の時間変動・空間変動が小さいため、変動の再現が難しく、相関係数が低くなりやすい。Table 3が示す通り、 $MAE$ は、全季節で1.5°Cより低い値を取っている。 $MB$ も1.5°C以下となっている。冬季において $MAE$ と $MB$ の差は同じになるが、これは、一貫して計算値が観測値を過大評価していることを示している。秋季と冬季において、水温は計算結果の方が観測結果より若干高く、これはモデルでは冷却フラックスが深層まで輸送さ

れていないことを示している。冷却フラックスを輸送するには冷却期間における風の影響が重要な役割を果たしている可能性がある。しかし、他の季節においては、誤差が小さい。これは、モデルの計算値が観測値をよく再現されていることを示している。各水深の水温変化の差を調べた。Fig.3.1 は、2007 年から 2012 年までの 3 か月の水温鉛直分布の平均値と標準偏差を示している。表層水温の計算結果は観測値より春季においては、わずかに高い。秋季においては、水温の計算結果は、観測結果よりわずかに低い。しかし、表層における相関係数は高く、表層水温の変動はよく再現されている。水温躍層においては、夏季から冬季まで水温の計算結果は、観測結果より高い (Fig.3.1)。この期間の MAE の値は春季より高く、これは成層期間中に、水温躍層における水温鉛直分布を再現することが難しいことを示している。秋季の水深 30~40 m においては、計算結果と観測結果の水温の誤差は風応力の影響に基づいた拡散係数を正確に計算できていないことが原因ではないかと考えられる。前述した通り、水温の計算結果と観測結果を合わせるためには、中立状態、成層状態の下で風応力を考慮することが必要である。

### 3.2 表層から底層までの水温鉛直分布

Fig.3.2 は今津沖中央における 2007 年 4 月から 2012 年 3 月までの短波放射量、長波放射量、潜熱輸送量、顕熱輸送量の日平均の時系列を示している。

正味の長波放射量は、大気から湖面への長波放射量と湖面から大気への長波放射量を合わせたものである。潜熱輸送量は、水の蒸発によって失われる熱量で、湿度や風速に依存する。顕熱輸送量は、大気-湖水間の熱伝達に伴う熱交換量のこと、気温と水温の差や風速に依存する。

冷却フラックスのうち最も大きいフラックスは上向き長波放射量であるが、夏季には上向き潜熱輸送量が卓越する。夏季は、水温と気温の差が小さくなるため、顕熱輸送量は小さくなる。しかし、冬季は水温と気温の差が大きくなるため、上向き顕熱成分が大きくなる。蒸発による上向き潜熱輸送量も冷却に影響力がある。気温低下と風による潜熱輸送量の変化は鉛直混合において重要な役割を果たしている。

Fig.3.3 は、前述した今津沖中央定点における水深 0.5 m、20 m、90 m における水温の計算値と観測値の比較を示している。計算結果の表層水温は夏季において観測値より低い。この原因は夏季における熱フラックスの不足であると考えられる。実際、湖上の短波放射量は陸上のそれより夏季の間は大きい (遠藤, 2010)。水温躍層については、秋季から冬季にかけて計算結果の水温が観測値よりも高い (Fig.3.3)。

底層においては、計算結果の水温が冬季において観測値より高いものの、ほぼ一年中、同じ値を取っている。秋季から冬季にかけて、気温が低下とともに、表層水温が冷却されていく。それから、表層水温から低層へと冷却が伝わり、最終的には全層循環が起こることによって全層で水温が一様になる。更に、冬季の最中には、気温が全層水温よりも大き

く低いため、その結果、底層水温も気温低下と共に冷却される。各年の冬季の最中の気温によって翌年の底層水温が決定される。

Table 3.1 Statistical indicators between the observed and simulated data (mean values for 5 years). *MAE*: mean absolute error; *MB*: mean bias.

		Seasonal Index				Annual Index
		Spring	Summer	Autumn	Winter	
All layers	<i>r</i>	0.95	0.98	0.96	0.88	0.97
	<i>MAE</i> (°C)	0.9	1.1	1.2	1.3	1.1
	<i>MB</i> (°C)	0.5	0.0	1.1	1.3	0.7
0.5m	<i>r</i>	0.97	0.92	0.99	0.91	0.99
	<i>MAE</i> (°C)	1.1	1.7	0.6	0.9	1.1
	<i>MB</i> (°C)	0.6	-1.7	0.1	0.9	0.0
20m	<i>r</i>	0.81	0.62	0.61	0.62	0.87
	<i>MAE</i> (°C)	0.8	1.5	1.9	1.4	1.4
	<i>MB</i> (°C)	-0.3	0.6	1.9	1.4	0.9
90m	<i>r</i>	-0.04	0.06	0.20	0.70	0.27
	<i>MAE</i> (°C)	0.6	0.4	0.5	1.1	0.7
	<i>MB</i> (°C)	0.4	0.3	0.5	1.1	0.6

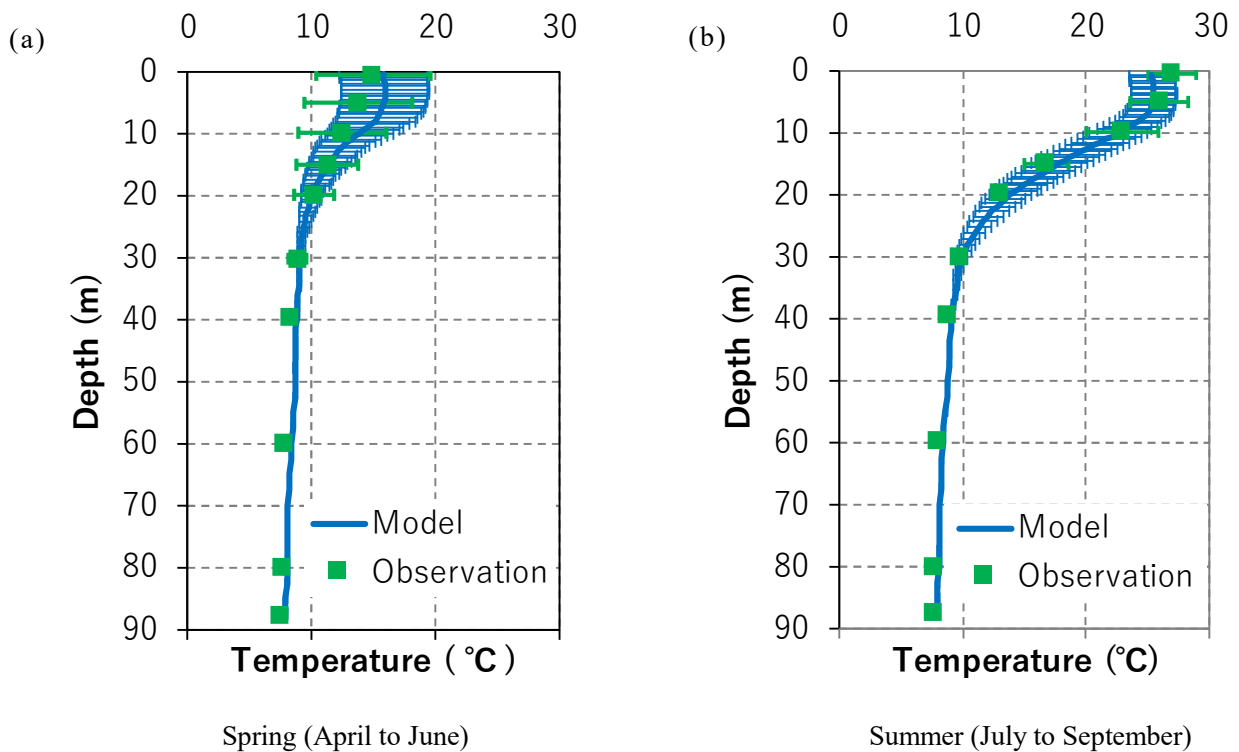


Fig. 3.1 Vertical distribution of the mean value and standard deviation of the water temperature from JFY 2007 to 2011 at the monitoring point in Imazu-oki in (a) April to June; (b) July to September; (c) October to December; and (d) January to March.

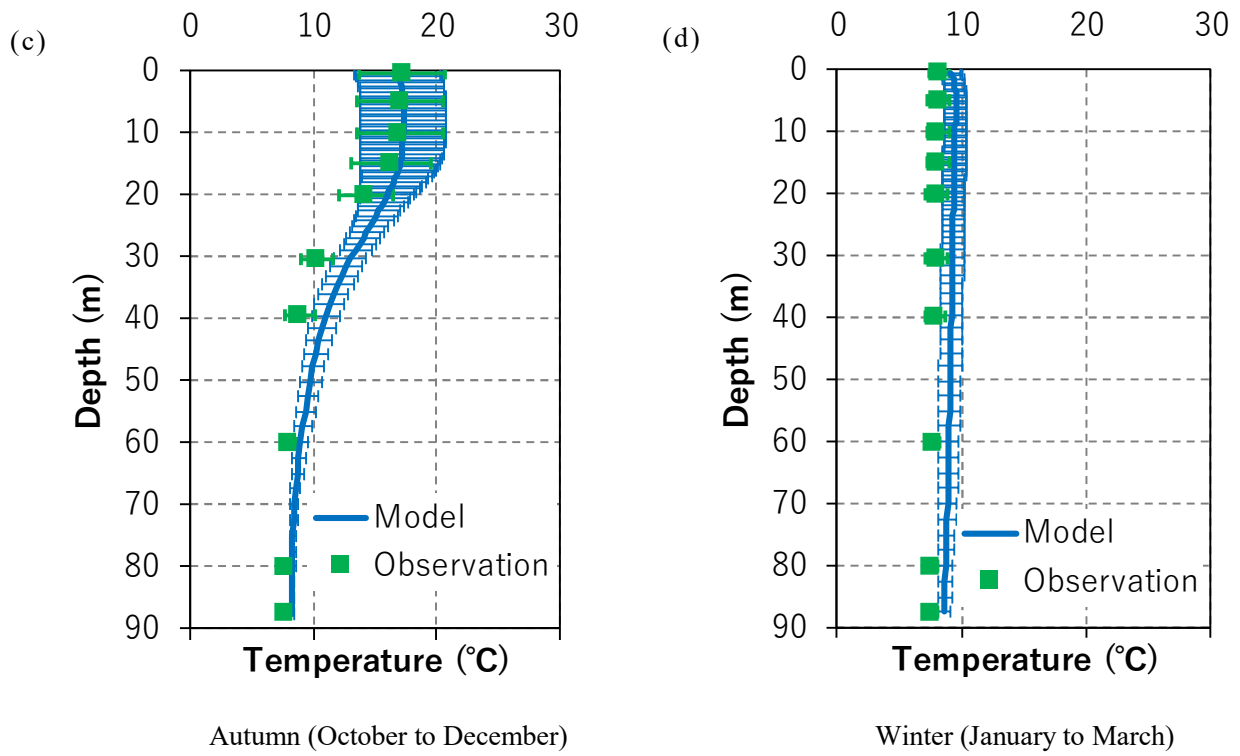


Fig. 3.1 (continued)

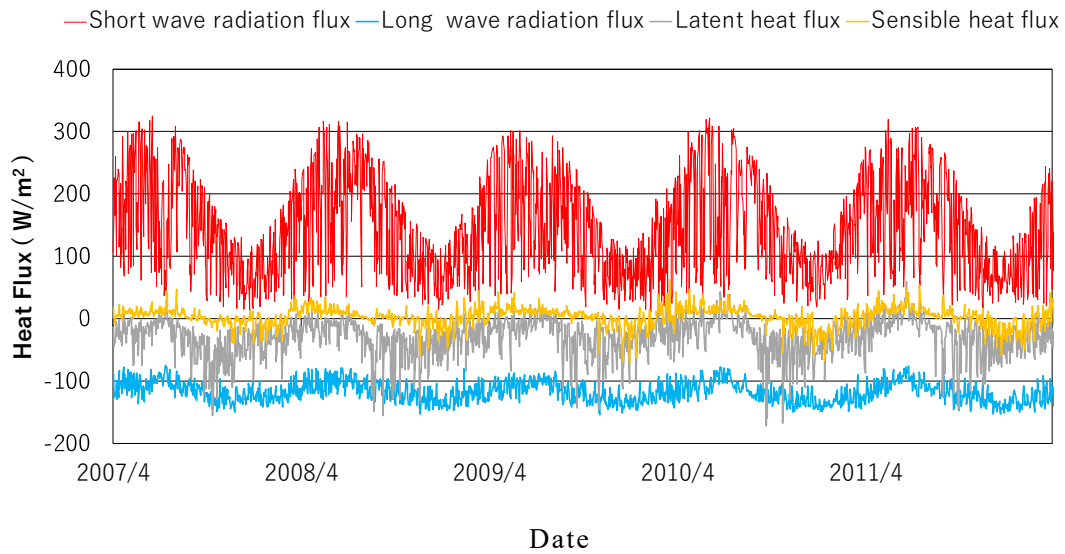


Fig. 3.2 Time series of short-wave radiation flux, net long-wave radiation flux, latent heat flux, and sensible heat flux from JFY 2007 to 2011.

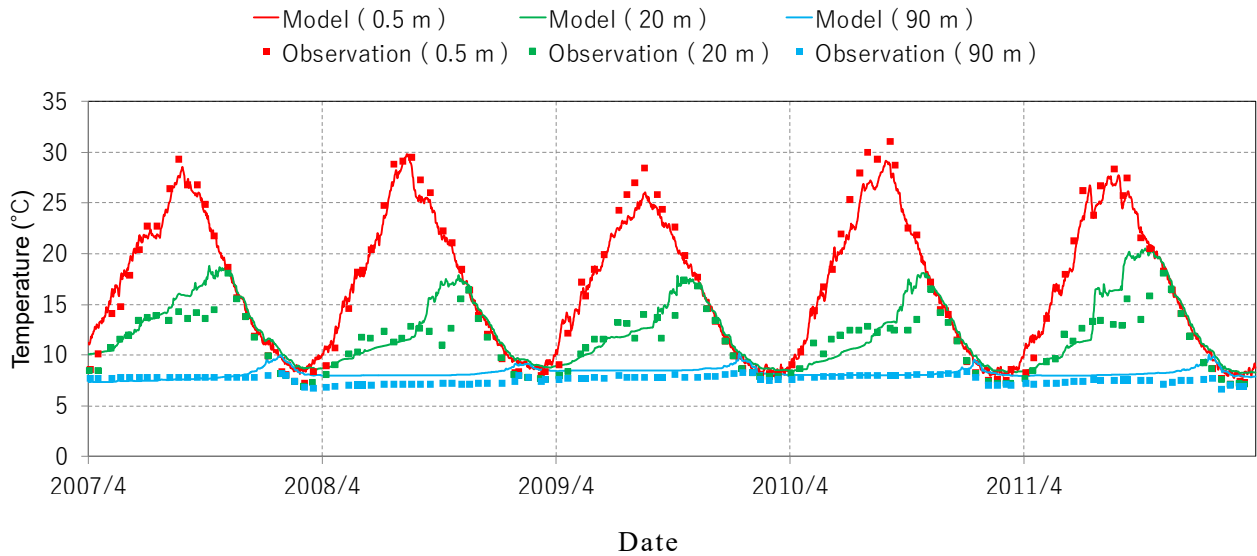


Fig. 3.3 Time series of observed and simulated water temperature at depths of 0.5 m, 20 m, and 90 m at the monitoring point in Imazu-oki from JFY 2007 to 2011.

### 3.3 成層構造の季節変動

Fig.3.4 は、今津沖中央定点を通る東西断面における水温鉛直分布を示している。コンタ一図は 2007 年 4 月から 2008 年 3 月までの 2 か月毎の正午のスナップショットである。各年の水温鉛直分布はそれほど異ならないため、2007 年を代表年として選んだ。観測結果と同様に計算結果でも、表層水温が春季から夏季に上昇するにつれ、成層が強化される (Fig.3.4 (a)-(c))。表層と底層の水温差は大きくなり、その結果水温躍層が形成される。水温躍層の厚さは気温上昇と共に増加する。また、混合層も表層から水温躍層直上まで気温の日内変動と風による鉛直混合等によって形成される (Fig.3.4 (d))。

成層期間では、東岸の水温が中央と西岸の水温よりわずかに高い。これは、東岸の水深が中央と西岸の水深よりも浅いため、東岸の水塊が、中央と西岸の水塊よりも温まりやすいためである。それ故、成層がわずかに傾いている。冷却期間では、湖の表層は気温低下と共に冷却される。冷却フラックスと風による鉛直混合により、水温躍層は深化していく。さらに、Fig.3.4 (d)-(f) に示す通り、東岸の水深が中央と西岸の水深よりも浅いため、東岸の水塊がより冷却されやすい。成層は湖底の地形の不均一性によりわずかにまた傾く。12 月には、表層と底層の水温差はわずかになり、翌年 2 月には、表層から底層まで冷却され、全層で水温が一様になる。

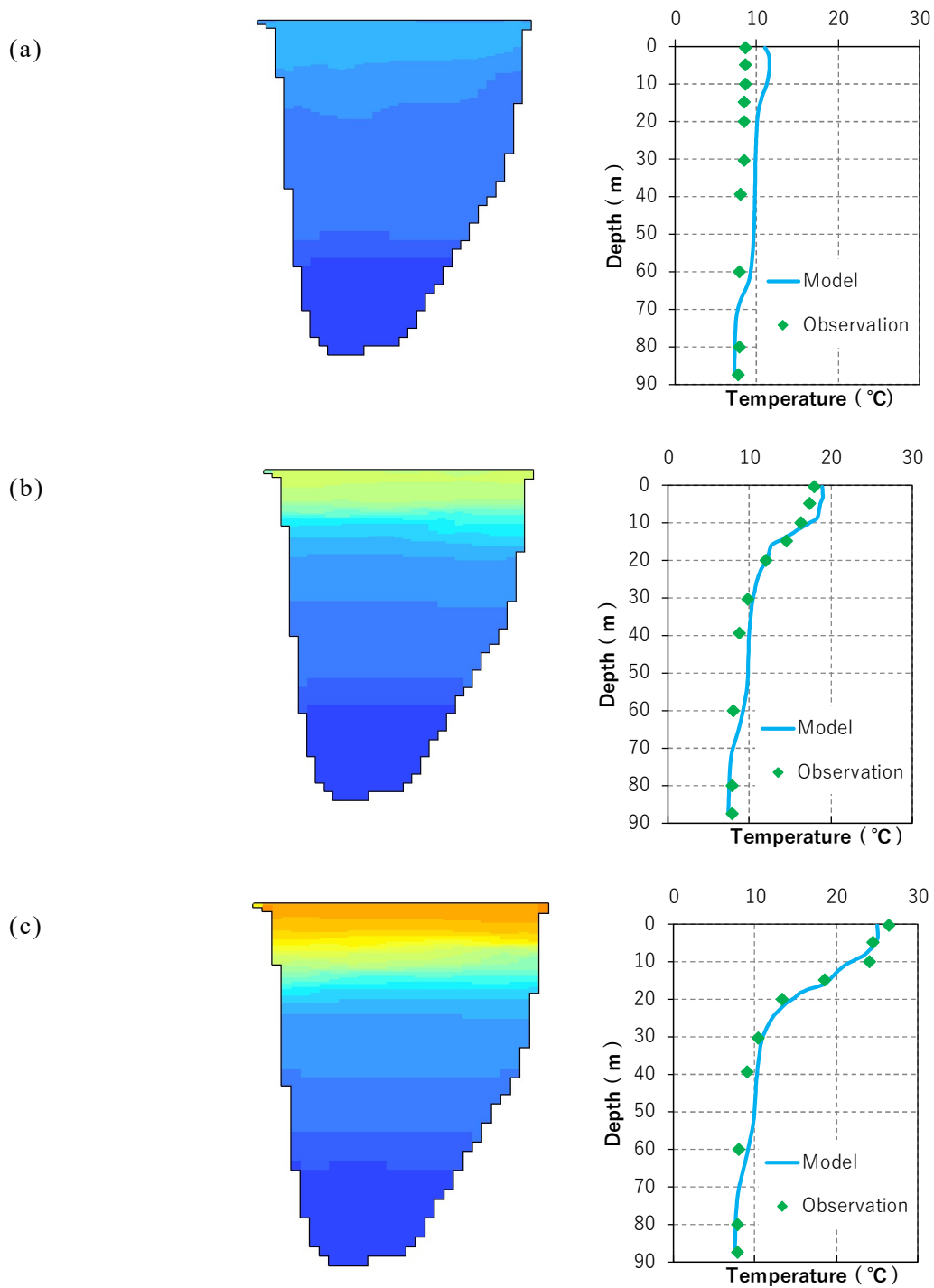


Fig.3.4 Seasonal change in vertical distribution of simulated water temperature (Color contour: Temperature (°C)) (a) 3rd April; (b) 4th June; (c) 6th August; (d) 1st October; (e) 3rd December; and (f) 4th February.



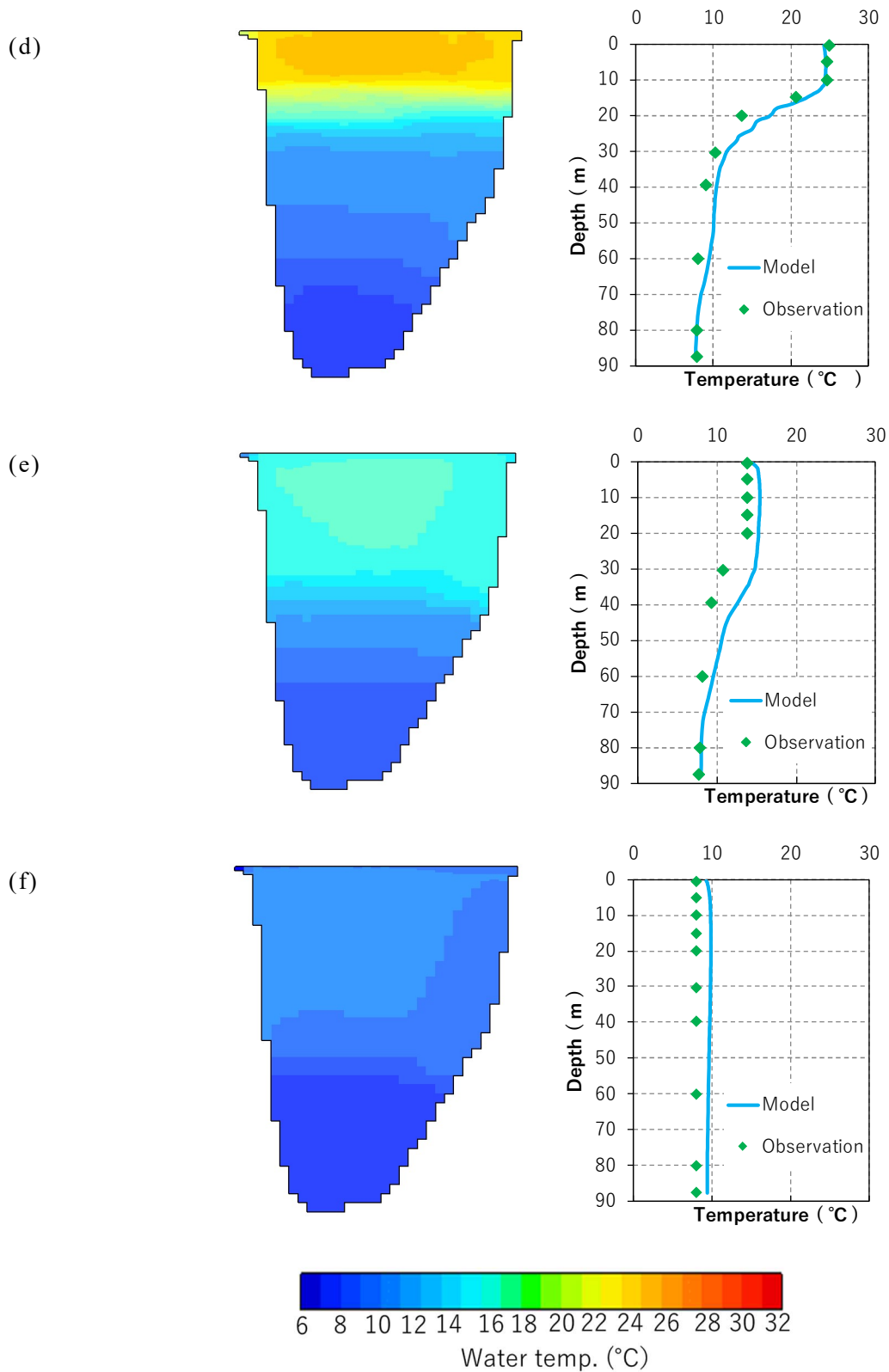


Fig.3.4 (continued)

### 3.4 水温鉛直分布の経年変動

今津沖中央定点における計算結果と観測結果の水温の経年変動を Fig.3.5 に示す。水温は10点の観測値を用いて線形補間している。Fig.3.5 (a) が示すように、夏季に、表層水温は約 28°Cまで上昇する。しかし、底層水温は約 7°Cのままである。この鉛直方向の水温差によって、水温躍層が形成される。計算された水温差は観測値よりも低く、成層強度をやや過小評価している。更に Fig.3.5 (a), (c) が示すように、2007年の冬季~春季の気候(1月から3月の平均気温 9.4°C) が他年より(1月から3月の平均気温 7.8°C) よりも温暖だったため、2007年の冬には成層が維持され全層循環の時期が遅れた。一方、2009年の夏季の気候(7月から9月の平均気温 23.9°C) は他年より(7月から9月の平均気温 25.2°C) よりも冷涼だったため、成層は他年より弱かった。次に、水温躍層の厚さを調べた。これ以降の水温躍層は鉛直方向に 0.1°C/m 以上の水温変化がある領域と定義した。表層から底層までの水温勾配を計算したのち、0.1°C/m 以上の勾配のある領域を Fig.3.5 (b), (d) に示した。Fig.3.5 (b), (d) に示す通り、計算結果による水温躍層の厚さの傾向は観測結果をよく再現できている。夏季において、計算結果の水温躍層の厚さは、観測結果より薄い。秋季から、水温躍層は消え始め、冬季には水塊が良く混合されている。

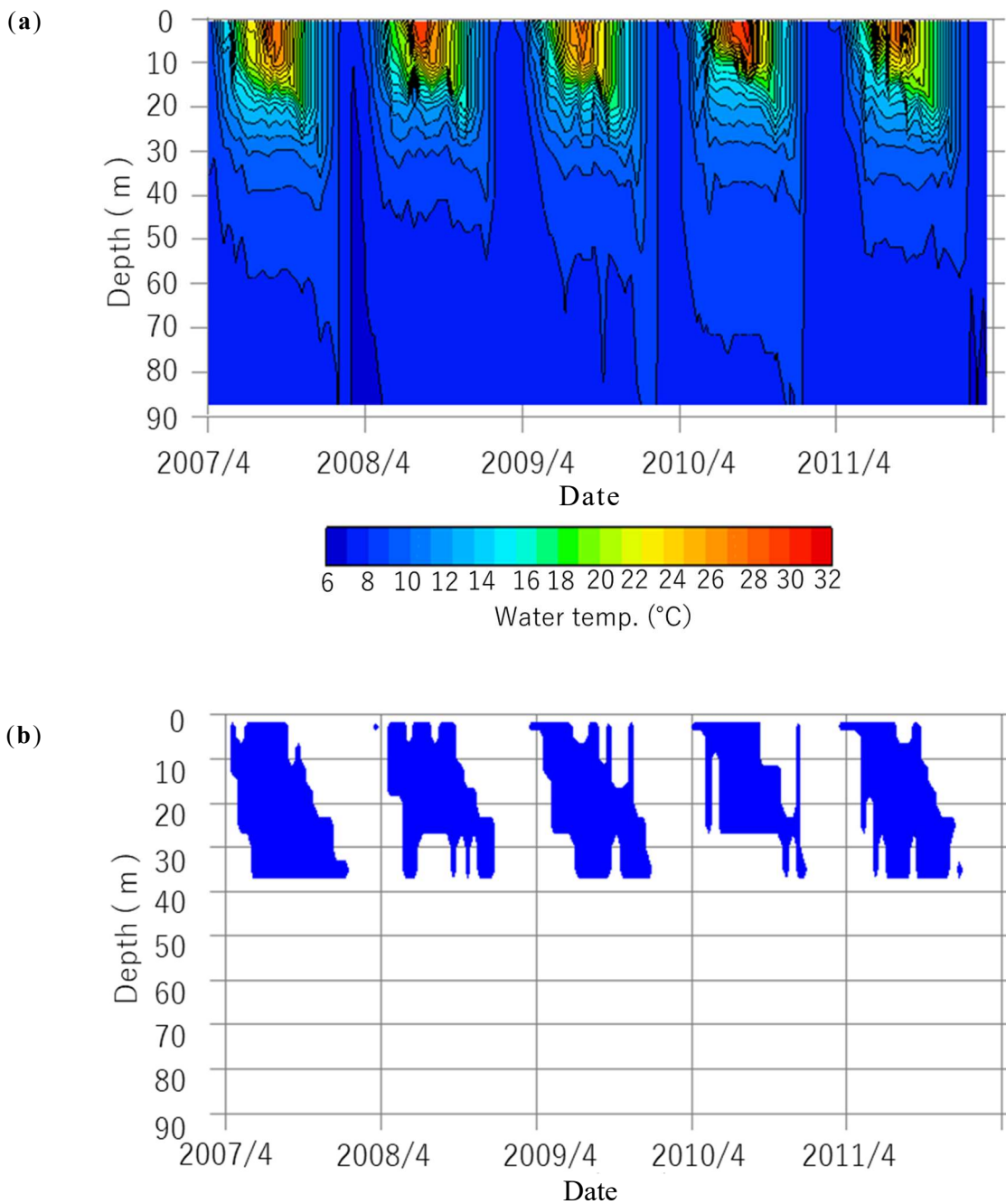


Fig.3.5 Inter-annual change of (a) the vertical water distribution and (b) the thickness of the thermocline at the monitoring point in Imazu-oki in the observation; and (c) the vertical water distribution and (d) the thickness of the thermocline at the same point in the simulation.

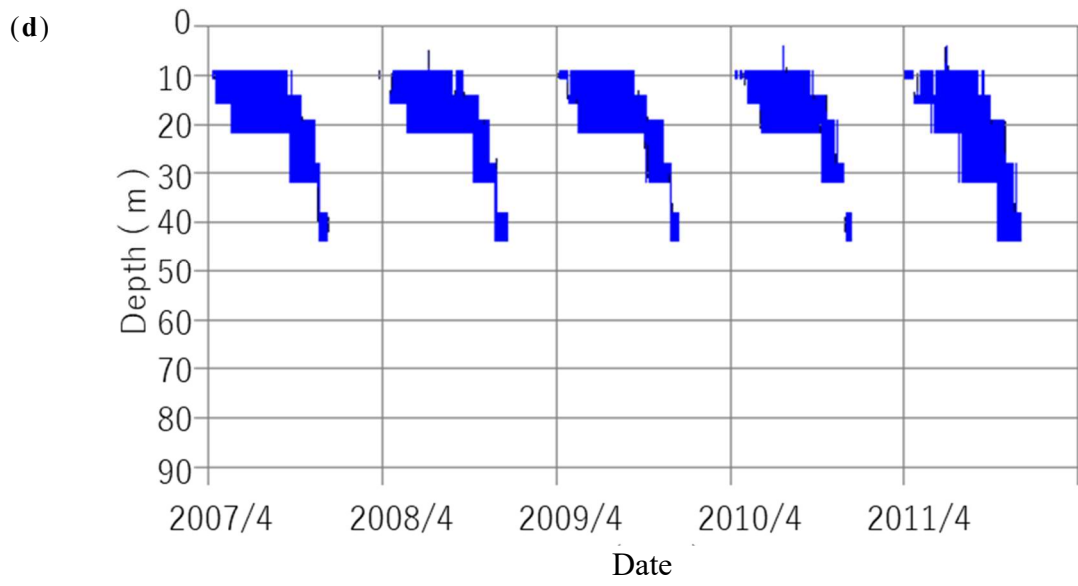
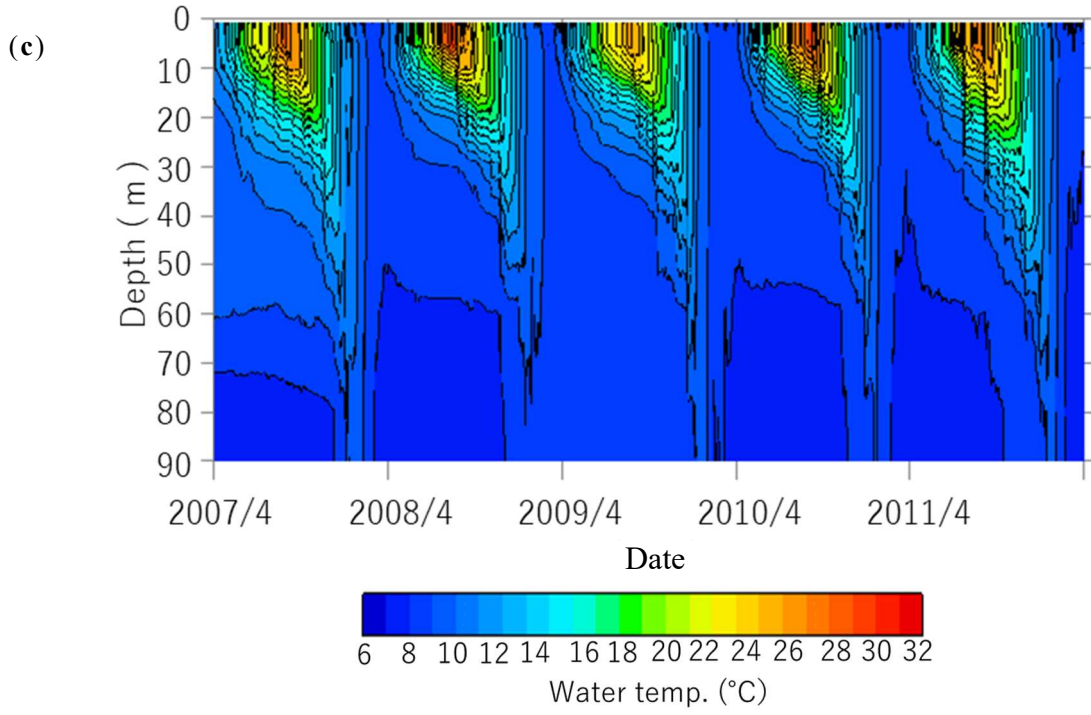


Fig. 3.5 (continued)

### 3.5 各層における流動場

鉛直温度分布に加えて、琵琶湖の環流の存在についても確認する。2007年から2012年の間に環流を連続的に観測した測定結果はないので、1970年~1990年代の環流の観測結果を参考に環流が存在しているかを主に調べた。

環流は溶存酸素や、巻き上げられた物質を輸送し、混合するのに重要な役割を果たしている。琵琶湖の流動場の特徴は、北湖の表層においていくつかの環流システムが形成されることである。1920年代には、3つの主要な環流があると考えられていた、第1環流(反時計回り)、第2環流(時計回り)、第3環流(反時計回り)である。しかし、1980年代以降、溪流装置や船底につける流速測定機器の発展によって、流動場の詳細が明らかになってきた。第3環流が定常的に存在せず、2つの環流しか存在していないことも指摘された(Endoh and Okumura, 1993)。これらの表層の環流は他の大きな湖でもまた観測された(Emery and Csanady, 1973)。Superior湖、Erie湖、Constance湖等でも反時計回りの環流が観測されており、湖盆の形状、水深の違い、湖の大きさによって環流に影響がある。

環流の成因には主に2つ考えられており、1つは熱成因、もう1つは風成因である。1つ目の熱成因は、地形性貯熱効果とも呼ばれる。水柱の貯熱量の違いにより水平方向の勾配が生じ、密度勾配が形成され、流れが生じる。夏季には、水深が深い場所の方が浅い場所より、水塊が温まりにくく、沖合に相対的に低い水温の水塊が溜まり、密度が相対的に大きいため、下層に潜り込み、その補償流として岸から沖合に向かい流れが生じ、その流れがコリオリ力によって進行方向に向かって北半球では右側に働くため、反時計回りの第1環流が形成されるという理論である(Ookubo, 1984; Oonishi, 1975; Akitomo, 2004)。もう1つの風成因では、風のcurlによって、反時計回りの循環ができる(Imasato, 1975)。第1環流が地衡流になるには風の吹き方の場所による差が、差し引きで反時計回りの回転になる必要があるが、Endoh(1995)は、湖上風の観測を実施し、陸上で定点気象観測されているデータと合わせ、琵琶湖上の風応力curlを算出し、5月から12月まで各季節で、風応力curlが第1環流を強化させる向きであると報告している。一度環流ができれば地形性貯熱効果の影響でも地衡流が維持されるので、どちらが成因と定量的に評価することが難しい。

本研究では、計算結果を3時間ごとに出力し、水平方向の断面を描きだした。各層の流動場のスナップショットはFig.3.6(a)-(d)に示されている。第1環流は、水温躍層の上側に現れ、5月から11月まで存在している(Fig.3.6(a)-(d))。流速は約10-30 cm/sで、夏季にピークに達する。底層では、各月において流れが存在するが、環流にはなっていない(Fig.3.6(a)-(e))。遠藤(1981)は、連続観測で、1981年5月から12月初旬まで継続的に第1環流が存在しており、その流速も約10-30 cm/sであることを明らかにしており、計算でも観測結果を再現できている。Fig.3.6(a)に示されている通り、第1環流は北湖の中央に存在している。表層の流れを補償するように、反時計回りの環流が水温躍層の直下に存在している。底層にはわずかに流れが存在している。Fig.3.6(b)は7月17日の流動場の計算結果

を示している。表層から水温躍層の間に、第1環流の存在が北部で、第2環流も南部で確認された。5月20日の計算結果と同様に、反時計回りの環流水温躍層の下に存在している (Fig.3.6 (b))。底層にはわずかな流れが存在する。

秋季において気温が低下するとともに、水温躍層が下がり始める。それに加えて、台風が秋季には流れ場を支配しているので、その結果、風が表層流に直接的に影響し、この環流を常に維持し続けているのが難しくなる。Fig.3.6 (c) から、9月8日の計算結果では、反時計回りの環流が湖の北部に表層と水温躍層に形成される。水温躍層下では、上層とは異なる環流がある。11月には、水温躍層が深化したのちに消え始める。表層から水温躍層の上では(0.5 m~20 m) (Fig.3.6 (d))、反時計回りと時計回りの流れがまだ存在しており、水温躍層下ではそれを補償するような流れができ、深層 (水深 60 m) では、またそれとは逆の反時計回りの循環が存在している。底層 (水深 90 m) では深層を補償するような時計回りの流れができています。冬季においては、表層にもいくつか流れは存在するが、強い環流の定常的な存在は確認できない。また、底層でも流れは存在する。冬季において、多くの日は、Fig.3.6 (e) が示すように、強い環流の流れはなかった。

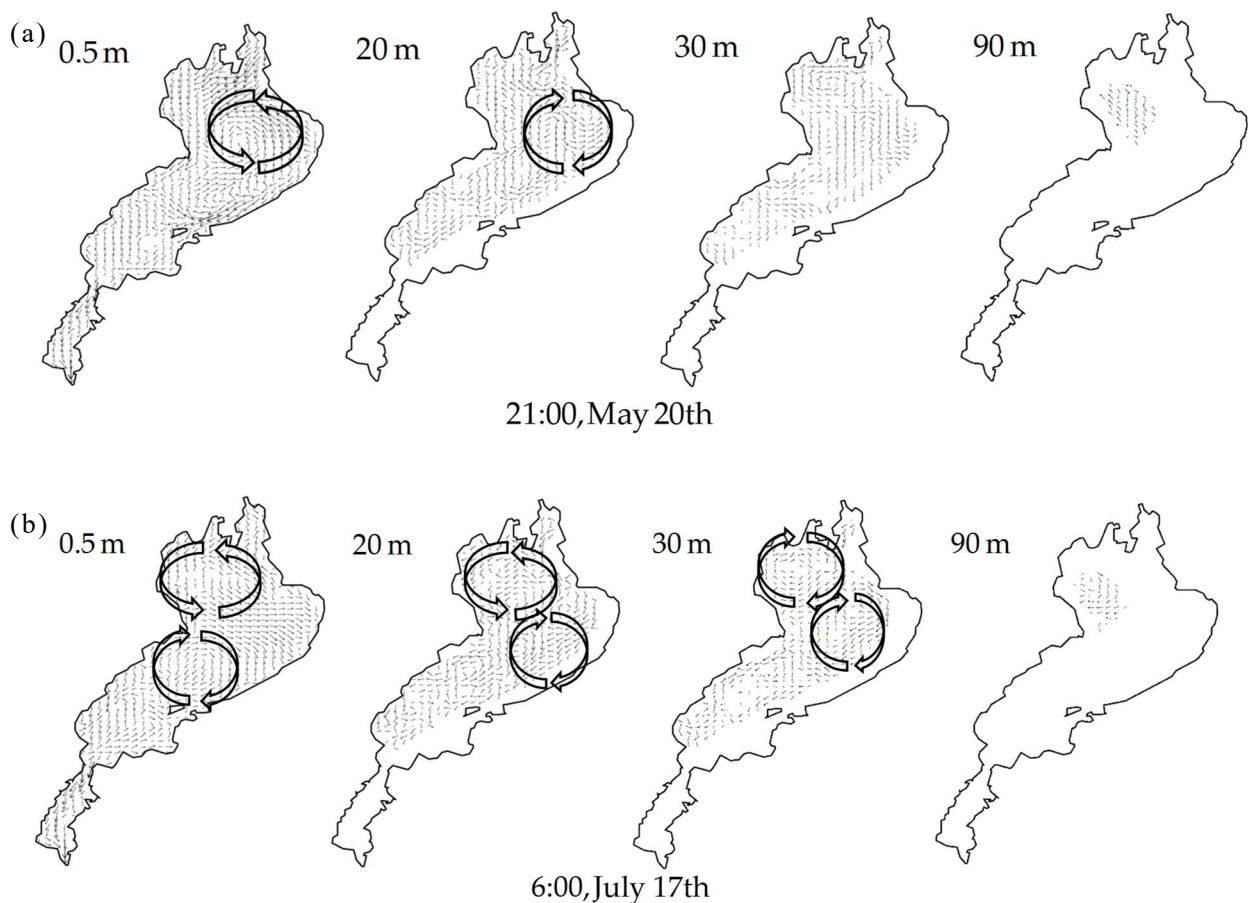
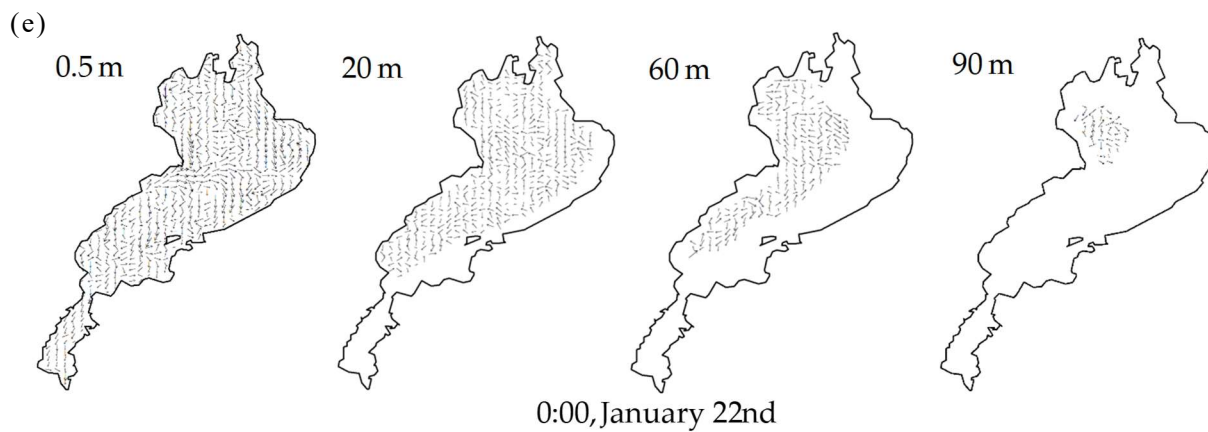
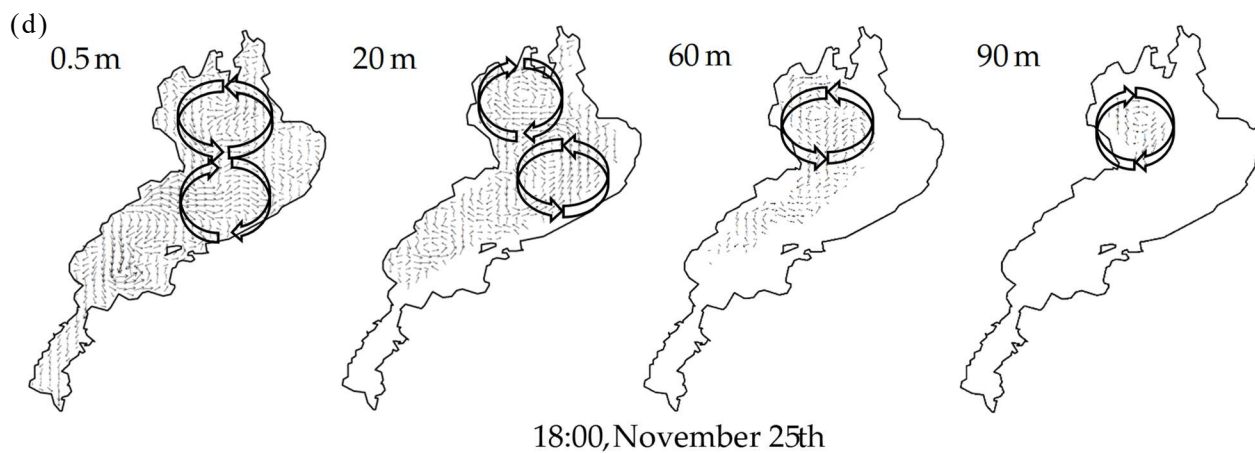
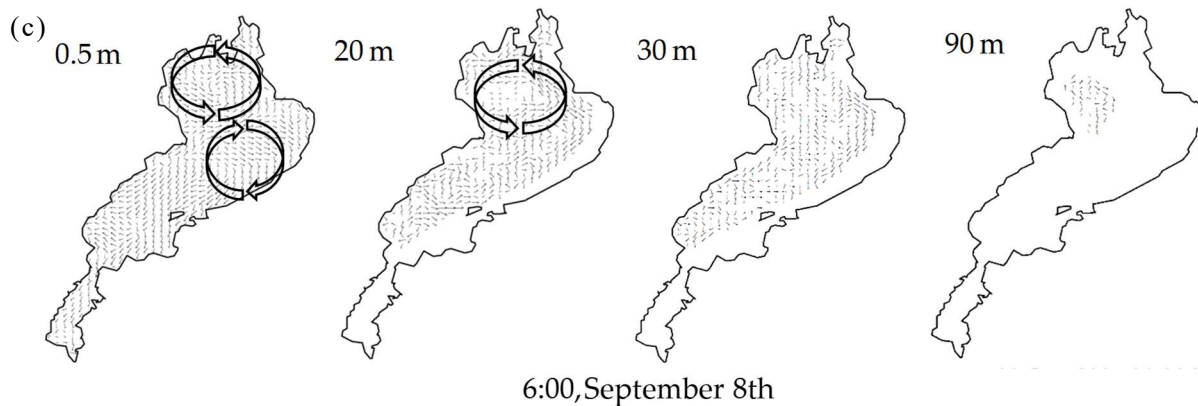


Fig.3.6 Flow field in each layer from May of 2007 to January of 2008 (a) 20th May; (b) 17th July; (c) 8th September; (d) 25th November; (e) 22nd January.



Flow Speed  
(m/s)  
 - 0.02  
 ← 0.08  
 ← 0.20

Fig.3.6 (continued)

### 3.6 まとめ

本章では、2007年4月から2012年3月までの琵琶湖3次元流動場モデルを用い、水温鉛直分布、成層構造、流動場の結果を観測結果と照らし合わせ、比較検討した。琵琶湖成層構造の季節変動の再現性の評価をしており、水温鉛直分布も観測結果をよく再現していた。各層における流動場についても観測との流速比較等は、観測結果がなく直接比較できなかったが、過去に観測された環流をよく再現できていた。環流の成因は、熱成因と風成因によるが、第一環流が5月から11月まで存在しているのも確認できた。各層で補償流もできており、物質移流に影響することもあると考えられる。以上より、琵琶湖の流動場をモデルで再現できているという事に基づき、次章では、各気象要素の変化による成層構造に対する影響を評価する。



## 第4章 成層構造の気象要素に対する感度解析

近年、気候変動による気温、風速、降水量の変動が琵琶湖の成層構造に影響しているのではないかと考えられている。一般的に、気温の上昇や風速の減少は湖水の鉛直混合を弱め、成層構造を強化し、物質循環を抑制するといわれている。しかし、気温、風速、降水量の変化がそれぞれの程度、成層構造に影響を及ぼしているのかは明らかにされていない。各気象要素の成層構造への影響を切り分けて定量的に評価することは重要である。

本章では、琵琶湖流動場モデルを用いて、気温、風速、降水量の気象要素を増加または減少させた場合に、琵琶湖の成層構造が季節的にどのように変化するか感度解析を行った。感度解析では、1981年から2010年までの30年間の気温、風速、降水量のデータを基に変動係数を作成し、2006年から2011年までのデータに変動係数を用いて変化を与え、各気象要素に対する成層構造の感度を調べた。

### 4.1 計算条件

計算期間は、2006年4月1日から2012年3月31日までとし、最初の1年間を助走期間、残りの5年間を評価対象期間とした。第2章で述べた初期・境界条件、入力条件を用いた計算を基準ケース (BASE) とした。その期間の気象観測条件については、彦根地方気象台で2007年から2011年まで観測された気温、風速、降水量の年平均値をTable 4.1に、季節平均値をTable 4.2に示す。ここで用いる季節とは、4~6月を春季、7~9月を夏季、10~12月を秋季、1~3月を冬季としている。気温、風速、降水量の気象要素が琵琶湖の成層構造に及ぼす影響を調べるために、気象庁メソ数値予報モデル解析値をもとに、以下に示す方法で擬似気象データを作成した。彦根地方気象台で観測された1981年から2010年までの30年間の年平均気温、年平均風速、年平均降水量 (Fig.4.1) から、30年間の平均値 ( $\mu$ ) と標準偏差 ( $\sigma$ ) を求め、変動係数  $\left(\frac{\sigma}{\mu}\right)$  を定義した。気温の変動係数は、0.0021、風速の変動係数は、0.04、降水量の変動係数は、0.12 と求められた。気象庁メソ数値予報モデル解析値の気温、風速、降水量に、 $1 + \frac{\sigma}{\mu}$ 、 $1 - \frac{\sigma}{\mu}$  を乗じることによって、それぞれの擬似気象データを作成した。気温、風速、降水量を増加 (減少) させた計算のケース名をそれぞれ、AT+ (AT-)、WS+ (WS-)、Pre+ (Pre-) とした。なお、気温は絶対温度にて計算した。降水量の増減は、この増減に対応する河川の流入量を増加減少させることとした。この擬似気象データを用いて、2006年から2007年の1年間を助走期間、2007年から2012年の5年間を評価対象期間とした。

Table 4.1 Annual mean values of observed air temperature, wind speed, and precipitation at Hikone local meteorological observatory. (JFY: Japanese fiscal year)

JFY	2007	2008	2009	2010	2011
Air temperature (K)	288.15	288.35	288.15	288.25	288.35
Wind speed (m/s)	2.75	2.64	2.74	2.55	2.82
Precipitation (mm/year)	1560	1460	1450	1770	1900

Table 4.2 Seasonal mean values of observed air temperature, wind speed, and precipitation for 5 years at Hikone local meteorological observatory.

	Spring	Summer	Autumn	Winter
Air temperature (K)	290.19	299.13	285.3	278.07
Wind speed (m/s)	2.44	2.44	2.82	3.11
Precipitation (mm/year)	468	475	328	356

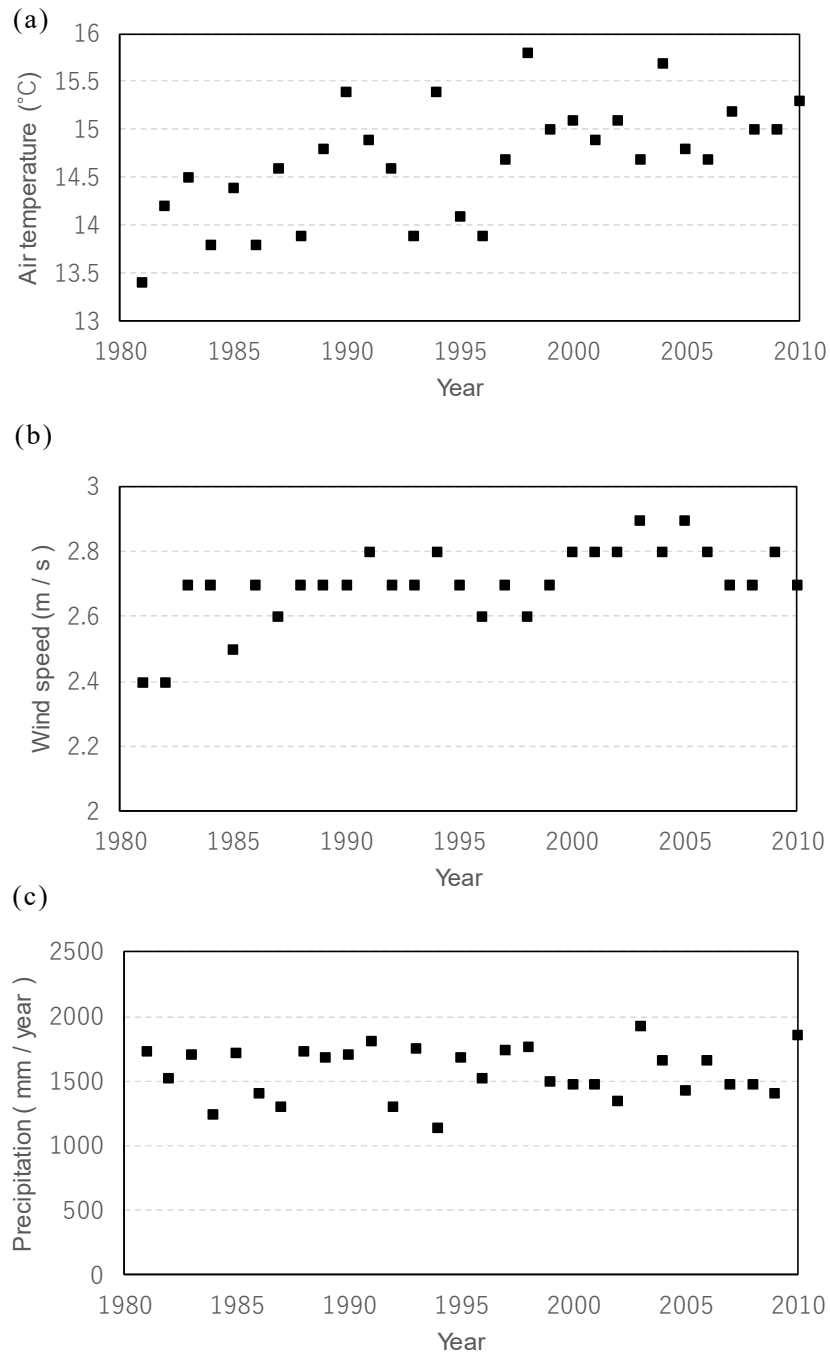


Fig. 4.1 Time series of (a) Air temperature; (b) Wind speed; and (c) Precipitation for meteorological conditions from 1981 to 2010 at Hikone local meteorological observatory.

## 4.2 気象要素の感度解析方法

### 4.2.1 基準ケースの計算結果

3次元流動場モデルを用い、琵琶湖成層構造の季節変動の再現性評価を3章でしており、水温鉛直分布、各層における流動場について観測結果をよく再現していることが確認されている。本章では、成層構造を調べるため、混合層、水温躍層の厚さの季節変動を調べた。4~6月を春季、7~9月を夏季、10~12月を秋季、1~3月を冬季とした。

混合層を表層から深さ10 mあたりの水温変化が+1°C以下である領域と定義し、水温躍層を深さ10 mあたりの水温変化が+1°C以上である領域と定義した。観測位置は数少なく、その中で今津沖定点が一番深い観測地点のデータであるので、観測による混合層と水温躍層の深度は、月2回今津沖定点で観測された水深0.5, 5, 10, 15, 20, 30, 40, 60, 80, 約90 mの合計10点のデータを用いて決定した。計算による混合層と水温躍層の深度は、今津沖定点の1日間隔の水温データを用い、鉛直方向には、観測データ間に合わせた9点に対して平均化し決定した。

今津沖の観測と今津沖における計算（基準ケース）による混合層と水温躍層の深度をFig.4.2に示す。Fig.4.2が示すように、観測では、混合層は、春季から夏季にかけて表層から水深10 m以浅の領域にあるが、モデルは混合層の深度をよく再現している。観測においてもモデルにおいても混合層は秋季から厚くなり、冬季には全層で混合される。観測では、水温躍層は、春季から夏季にかけて上端は水深5 m付近、下端は水深40 m付近に存在し、季節変化がある。モデルでは、秋季には水温躍層下端が観測結果より深い位置にある年もあるが、よく再現されている。

混合層、水温躍層の厚さについて再現性評価を行うため、精度評価指標として、3.1で示した相関係数 ( $r$ )、平均絶対誤差 ( $MAE$ )、平均バイアス ( $MB$ )を用いた。観測と計算による混合層と水温躍層の厚さに関しては、混合層の深度を混合層の厚さとし、水温躍層の深度と混合層の深度の差を水温躍層の厚さとした。Table 4.3は、2007~2012年の観測と計算による混合層と水温躍層の厚さの相関係数、平均絶対誤差、平均バイアスの年指数の値を示している。混合層、水温躍層ともに相関係数が約0.7以上と高い相関であった。 $MAE$ は、混合層と水温躍層厚さで、約2~10mとなり、 $MB$ も、混合層と水温躍層の厚さで、それぞれ約0.5~9.0m、-1~3.3mであった。観測値の鉛直平均間隔は10mを超えているため、 $MAE$ と $MB$ の値が10m以下ということにより、精度よく混合層と水温躍層の厚さを表現できていると考えられる。以上より、モデルは琵琶湖の成層構造を精度よく再現していると判断した。

続いて、今津沖における熱収支の変化が湖面の水温、さらには成層構造に及ぼす影響を4.2.2で議論するため、Fig.4.3に基準ケースにおける今津沖湖面での3か月平均熱フラックスの時系列変化を示す。熱フラックスは大気から湖面向きを正とした。湖面での熱フラックスは、短波放射量、長波放射量、潜熱輸送量、顕熱輸送量によって計算される。

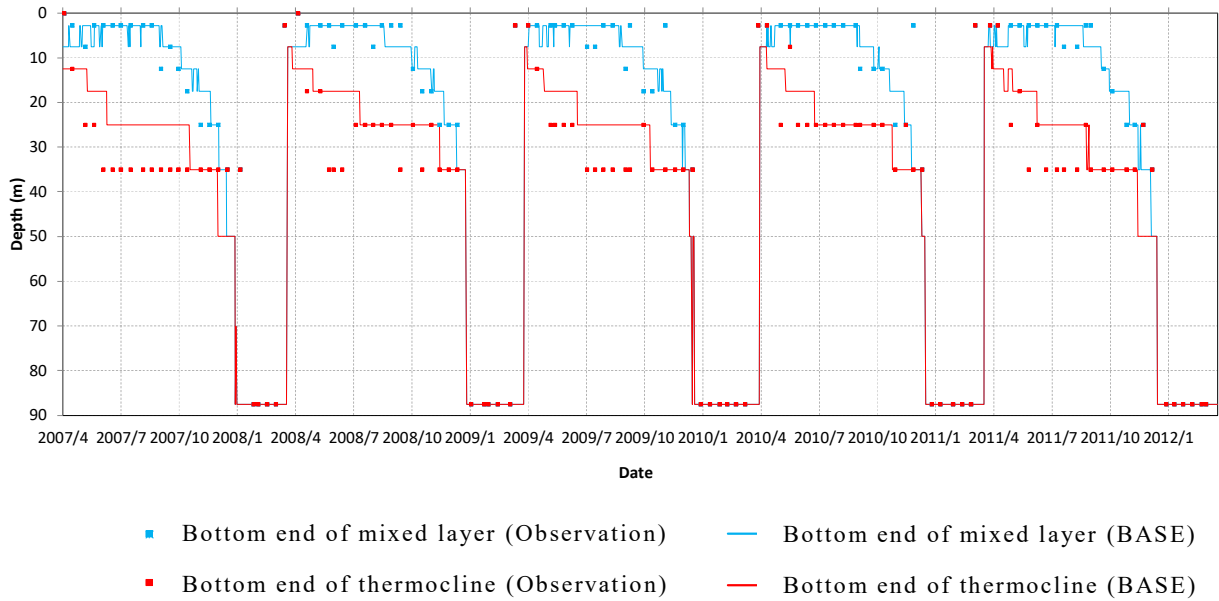


Fig.4.2 Time series of the depth estimation of mixed layer and thermocline at Imazu-oki from JFY 2007 to 2011 in the observation and simulation (BASE).

Table 4.3 Statistical indicators of annual mean thicknesses of mixed layer and thermocline.

		2007	2008	2009	2010	2011	Mean value
Mixed layer	Annual mean observed value ( <i>m</i> )	24.05	25.10	29.17	24.82	29.48	26.53
	Annual mean simulated value ( <i>m</i> )	29.26	28.84	29.78	33.52	30.41	30.36
	<i>r</i>	0.82	0.87	0.99	0.76	0.99	0.89
	<i>MAE</i> ( <i>m</i> )	8.50	5.57	2.66	10.16	2.34	5.85
	<i>MB</i> ( <i>m</i> )	5.21	3.74	0.61	8.70	0.93	3.84
Thermocline	Annual mean observed value ( <i>m</i> )	15.13	13.66	14.59	10.94	13.56	13.58
	Annual mean simulated value ( <i>m</i> )	12.09	10.43	11.26	10.02	11.99	11.16
	<i>r</i>	0.84	0.80	0.93	0.68	0.87	0.82
	<i>MAE</i> ( <i>m</i> )	5.95	4.67	4.58	4.06	4.26	4.70
	<i>MB</i> ( <i>m</i> )	-3.03	-3.23	-3.33	-0.92	-1.57	-2.42

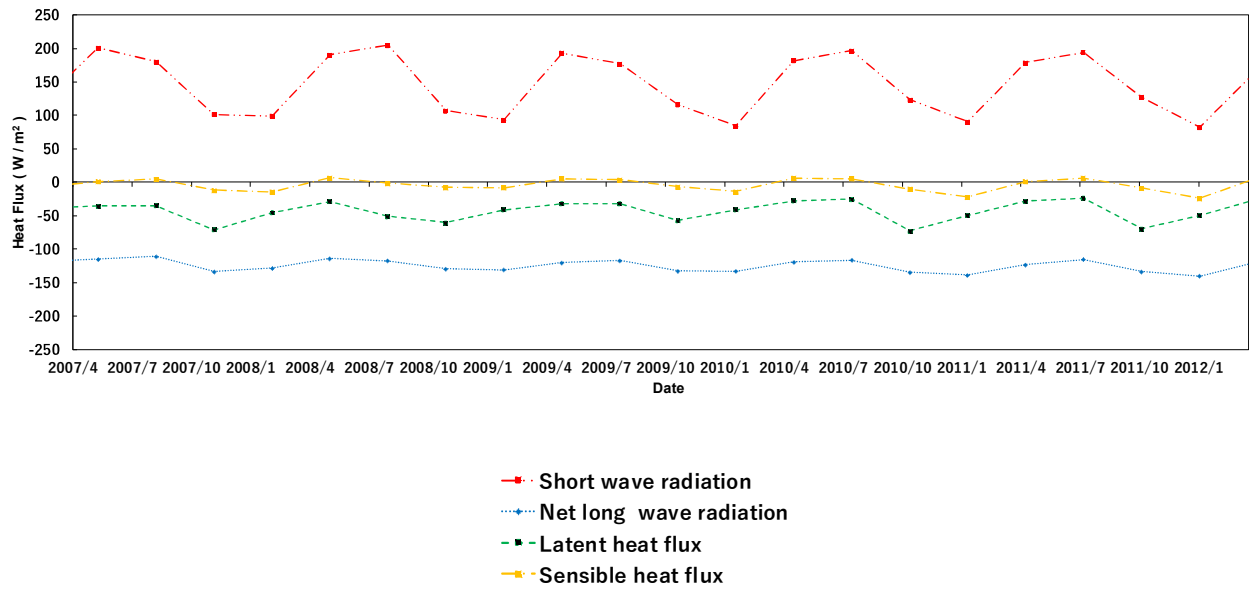


Fig. 4.3 Time series of 3-month average of heat flux (positive: downward) on the water surface at Imazu-oki from JFY 2007 to 2011 in BASE.

### 4.2.2 各気象要素の変化による成層構造への影響

次に、気象条件を変更した場合の成層構造の変化について示す。琵琶湖の水温データに対して、水平方向には全水平平均を取り、鉛直方向には、観測データ間に合わせた9点に対して平均化し、鉛直分布を求め、そのデータを用いて、混合層、水温躍層の深度を決定した。各気象条件では、4~6月を春季、7~9月を夏季、10~12月を秋季、1~3月を冬季とし、それぞれの3か月平均値で比較した。Fig.4.4に、気温、風速、降水量についての感度解析における混合層、水温躍層の春季、夏季、秋季および冬季を含めた全期間の平均深度を示す。なお、冬季はすべてのケースで全層混合が起こっており、混合層、水温躍層の厚さ、深度に変化が見られないため、結果の表示を省いた。Fig.4.5に各気象条件と基準ケースの今津沖湖面での季節別熱フラックスの差を示す。短波放射量は変化していないので図では省いた。また、Fig.4.6に各気象条件と基準ケースの季節別平均水温差の鉛直分布を示す。

まず、AT+では、基準ケースと比べると成層構造にほとんど変化がない (Fig.4.4 a)。

Fig.4.4 aにおいて5年平均値は、基準ケースと比べると混合層の深度が約50 cm深くなっているが、水温躍層の厚さはそれほど変化がない。AT+と基準ケースの熱収支の差は、上向き長波放射量と上向き顕熱輸送量が各季節に約 $1 \text{ W/m}^2$ 減少している (Fig.4.5 a)。湖面からの熱の放射が下がることで、表層水温が上がりやすく、混合層が薄くなると考えられる。また、表層から底層までの全水温を比較すると、水温鉛直分布は各季節ともほぼ均等に上昇し (+0.2~+0.6°C)、成層がそれほど強くなることはない。

AT-においては、混合層、水温躍層の深度の5年平均値は共に若干浅くなっている (Fig.4.4 a)。基準ケースとの熱収支の差は、秋季以外では各季節とも下向き熱フラックス合計が約 $1.5 \text{ W/m}^2$ 減少している (Fig.4.5 b)。上向き長波放射量は夏季により増加し、上向き顕熱輸送量は冬季により増加している。その結果、湖面からの熱放射が増えることで、表層の方が底層よりも若干水温減少率が高いものの、水温鉛直分布は各季節ともほぼ均等に変化し (-0.6~-0.2°C)、成層が若干弱まる程度でほぼ変化してない (Fig.4.6 a)。

AT+で水温が一様に变化する理由は、一年を通じ、湖に供給される熱フラックスが増加するため (Fig.4.5a,b)、冬季の全層混合時に湖水が十分冷えず、春季の躍層出現時にはすでに底層水が温まっているからである。その結果、春季から秋季にかけても表層水と底層水の温度差はあまり変化せず、成層構造も変化しない。AT-ではこの逆の現象が起きている。

WS+は、弱成層期である秋季に、混合層が厚くなる (Fig.4.4 b)。これは、秋季から冷却期間に入るため、成層が崩れやすく、風による鉛直混合が進むことによると考えられる。5年平均値であっても、混合層、水温躍層共に20 cm程厚くなり、深度が深くなっている (Fig.4.4 b)。水温躍層の深度が深くなるのは、風による影響で、内部波の振幅も大きくなり、せん断応力が下層にまで届くことが考えられる。熱収支の差は、上向き潜熱輸送量が各季節共に増加している (Fig.4.5 b)。一般的に湖面蒸発は秋や冬に多く、表面水温と気温にあまり差のない春季や初夏に少なくなる。秋季と冬季に上向き潜熱輸送量が約 $2 \text{ W/m}^2$ と多

く増加しているため、下向き熱フラックス合計で秋季と冬季は減少している。すなわち、風により表層がよく冷却されている。さらに、水温鉛直分布の5年平均値は、表層では、春季から秋季にかけて、基準ケースに水温が比べて下がり(約 $-0.2\sim-0.1^{\circ}\text{C}$ )、水温躍層付近では夏季と秋季で水温が上がり( $+0.4\sim+0.6^{\circ}\text{C}$ )、底層では全季節で水温が約 $0.1^{\circ}\text{C}$ 上昇した。風速が増加すれば、渦拡散係数が増大し、鉛直混合が促進される。さらに、表層の温かい水塊が下方へ輸送され、表層より低温の水温躍層付近の水塊が上方へ輸送されると考えられる。

一方、WS-でも、混合層は、秋季に薄くなり(Fig.4.4 b)、風による鉛直混合が弱化されるという影響が出ている。一方で、水温躍層も全体的に薄くなっている(Fig.4.4 b)。5年平均値は、基準ケースより、混合層は約1 m、水温躍層は約50 cm薄くなり、深度が浅くなっている(Fig.4.4 b)。熱収支の差からは、上向き潜熱輸送量が各季節共に減少しており、秋季と冬季は約 $2\text{ W/m}^2$ 以上とより多く減少しているため、下向き熱フラックス合計でも秋季と冬季は増加している(Fig.4.5 b)。すなわち、風速が減少する事によって、表層が冷却されにくくなっている。水温鉛直分布の5年平均値は、表層では、春季から秋季にかけて、基準ケースによりも水温が若干上がり(約 $0.1^{\circ}\text{C}$ )、水温躍層付近では夏季と秋季で水温が下がり( $-0.5\sim-0.2^{\circ}\text{C}$ )、底層では全季節で水温が約 $0.2^{\circ}\text{C}$ 低下した。風速が減少すれば、表層と水温躍層付近の水塊が混ざりにくくなり、成層がより強くなる。底層付近では、上層からの熱の輸送が風の弱化により少なくなり、より低温になっている。風速を減少させたケースで、Fig.4.6 bから、水温鉛直分布の勾配が基準ケースより大きくなっている一方、水温躍層の厚さは薄くなっている。これは、風が弱まると、水塊の動きが弱まり、より薄く堅固な成層が形成されることを示唆している。

Pre+、Pre-では、基準ケースの混合層、水温躍層の厚さ共に季節変化もほとんど変わらない(Fig.4.4 c)。5年平均値でも、混合層は変わらず、水温躍層は若干薄くなっている(Fig.4.4 c)。熱収支の差からも、各季節ともほとんど各熱フラックスは増減していないことがわかる(Fig.4.5 c)。その結果、水温鉛直分布の5年平均値は、鉛直分布は降水量が増加しても減少しても、各季節共に $-0.1^{\circ}\text{C}\sim+0.2^{\circ}\text{C}$ 以下の水温変化しかしないので、成層構造は変化していない(Fig.4.6 c)。



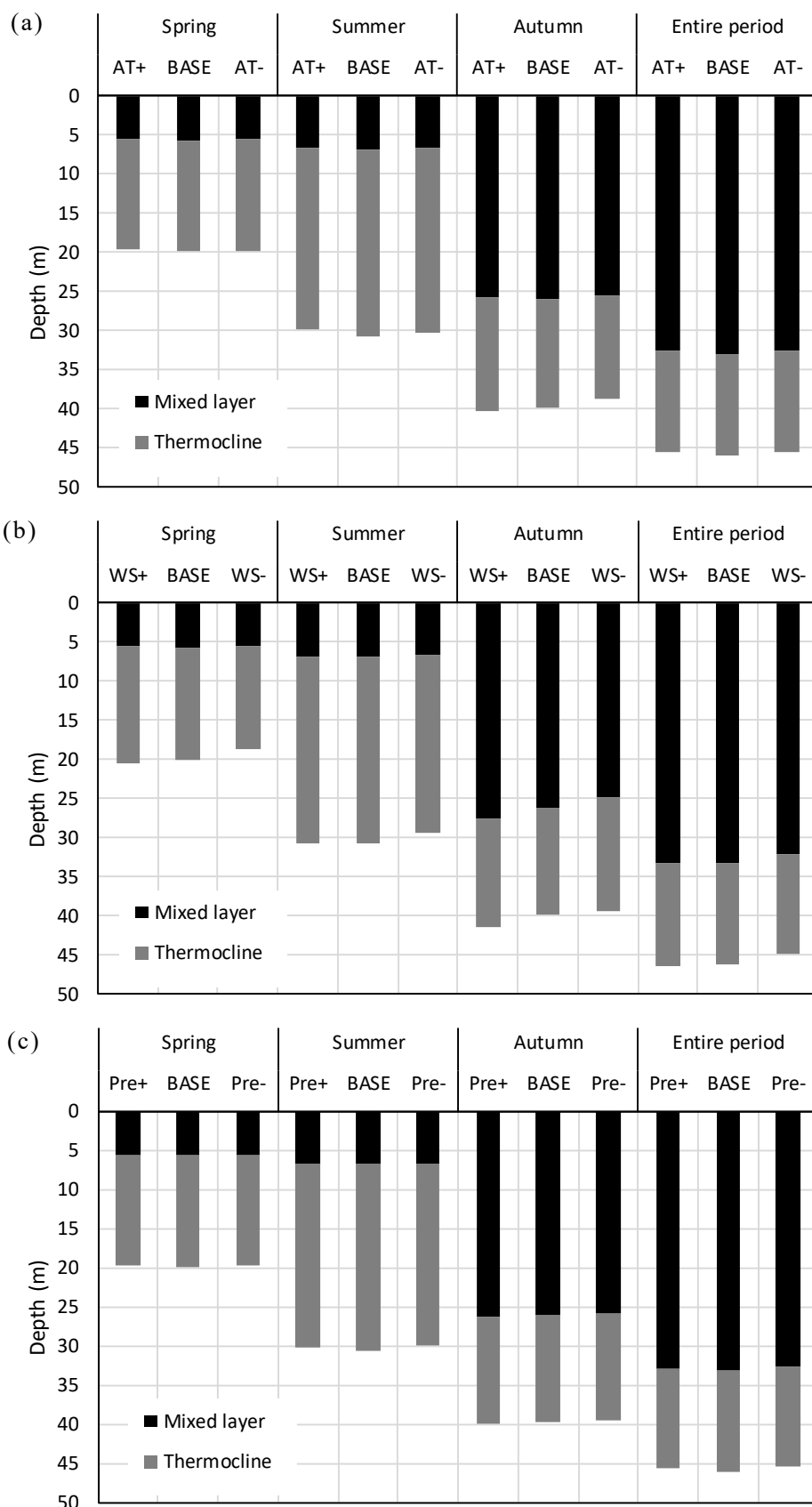


Fig. 4.4 Average depth of mixed layer and thermocline in spring, summer, autumn, and the entire simulation period for the sensitivity analyses on (a) air temperature, (b) wind speed and (c) precipitation

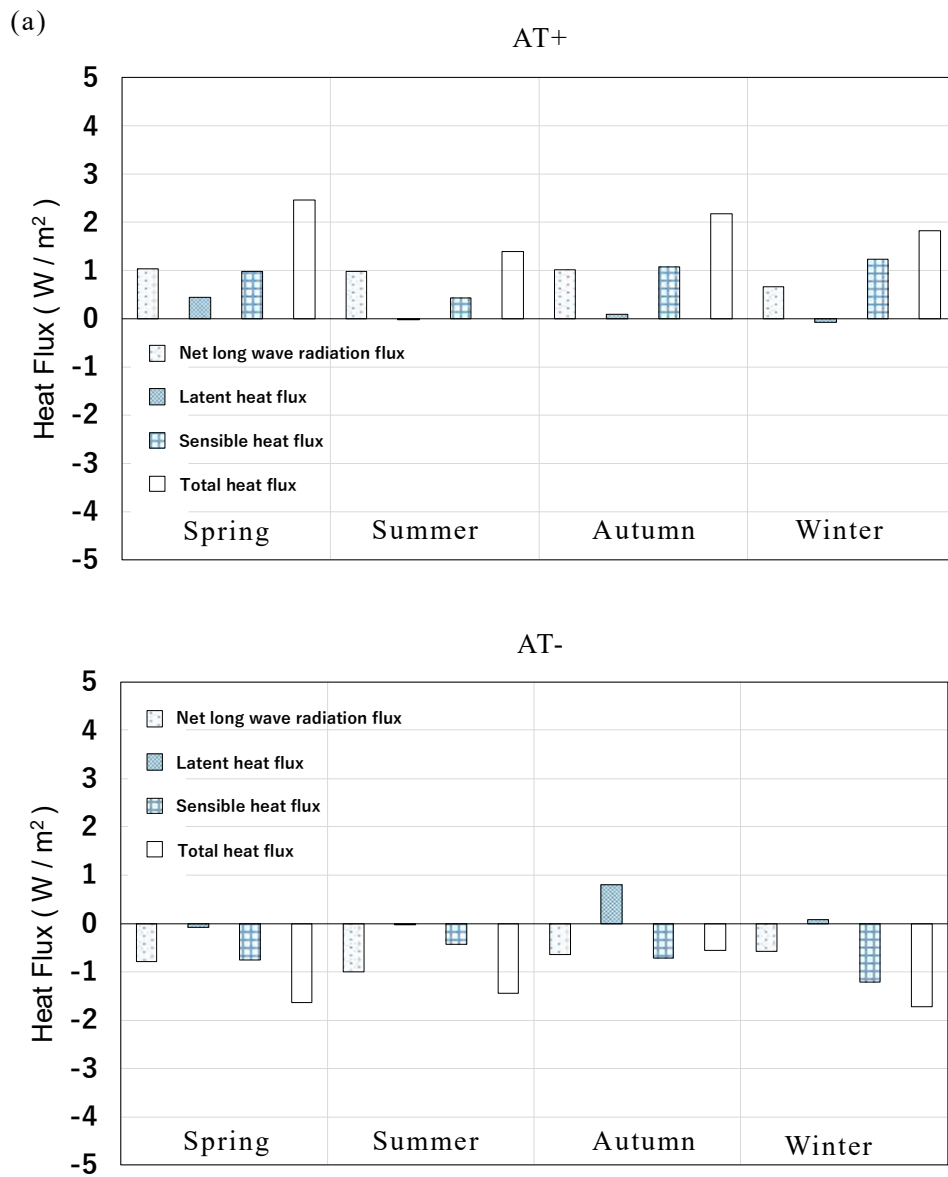


Fig. 4.5 Difference of seasonal mean heat fluxes on the water surface at Imazu-oki from BASE in (a) AT+ and AT-, and (b) WS+ and WS-, (c) Pre+ and Pre-.

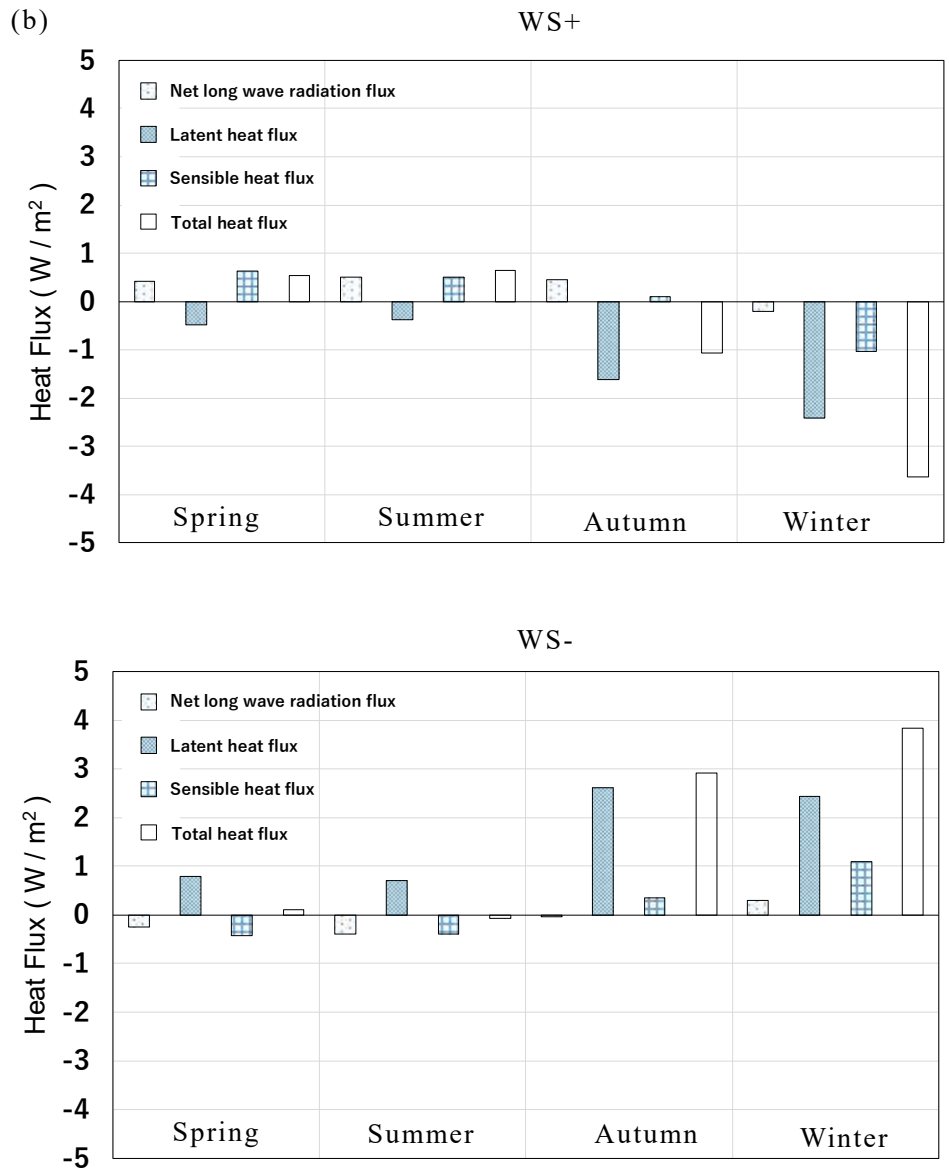


Fig. 4.5 (continued)

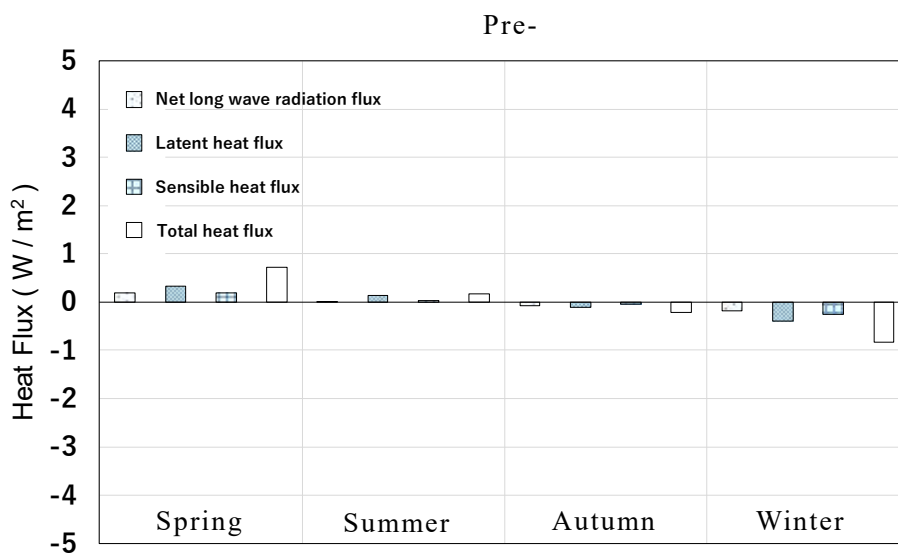
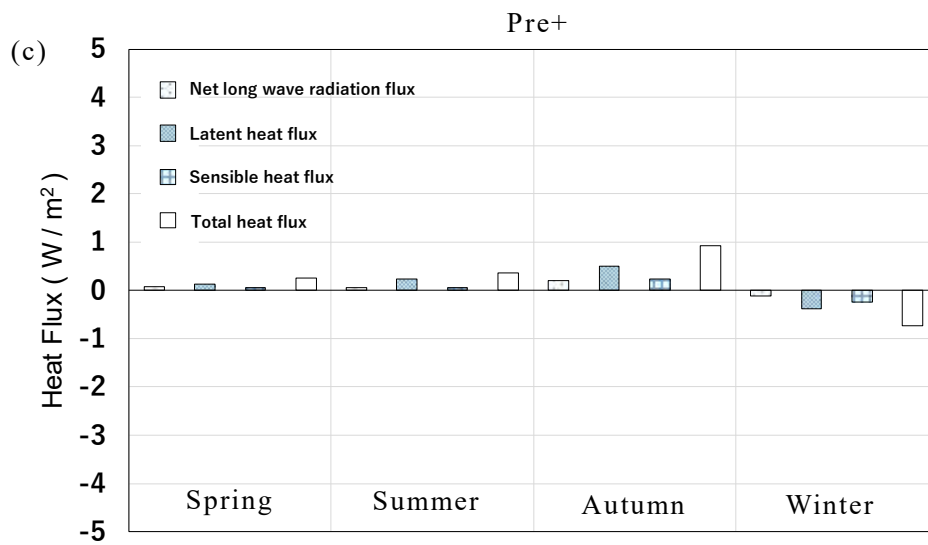


Fig. 4.5 (continued)

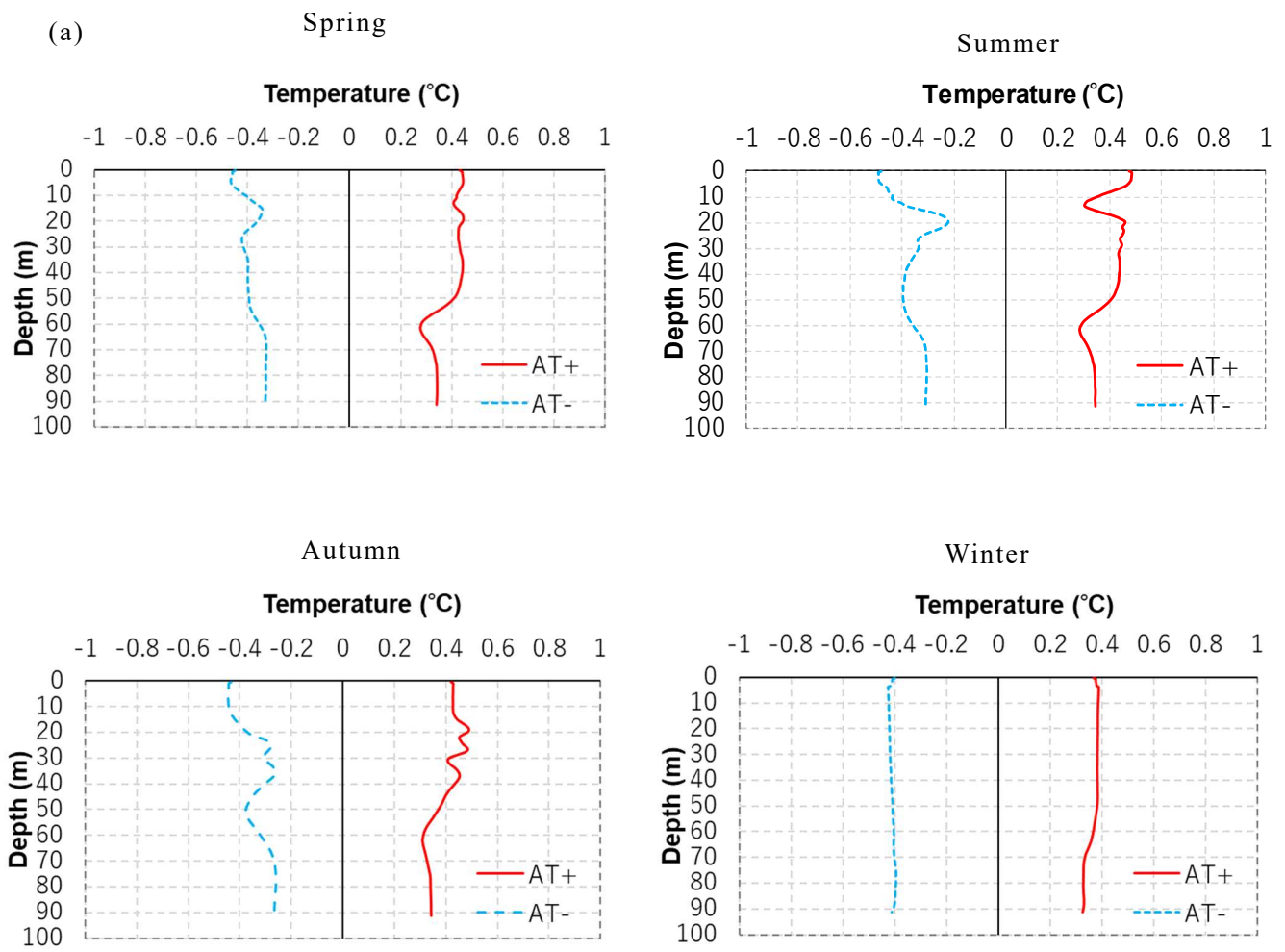


Fig. 4.6 Difference of seasonal mean vertical distribution of water temperature from BASE in (a) AT+ and AT-, (b) WS+ and WS-, and (c) Pre+ and Pre- (all horizontally averaged in Lake

(b)

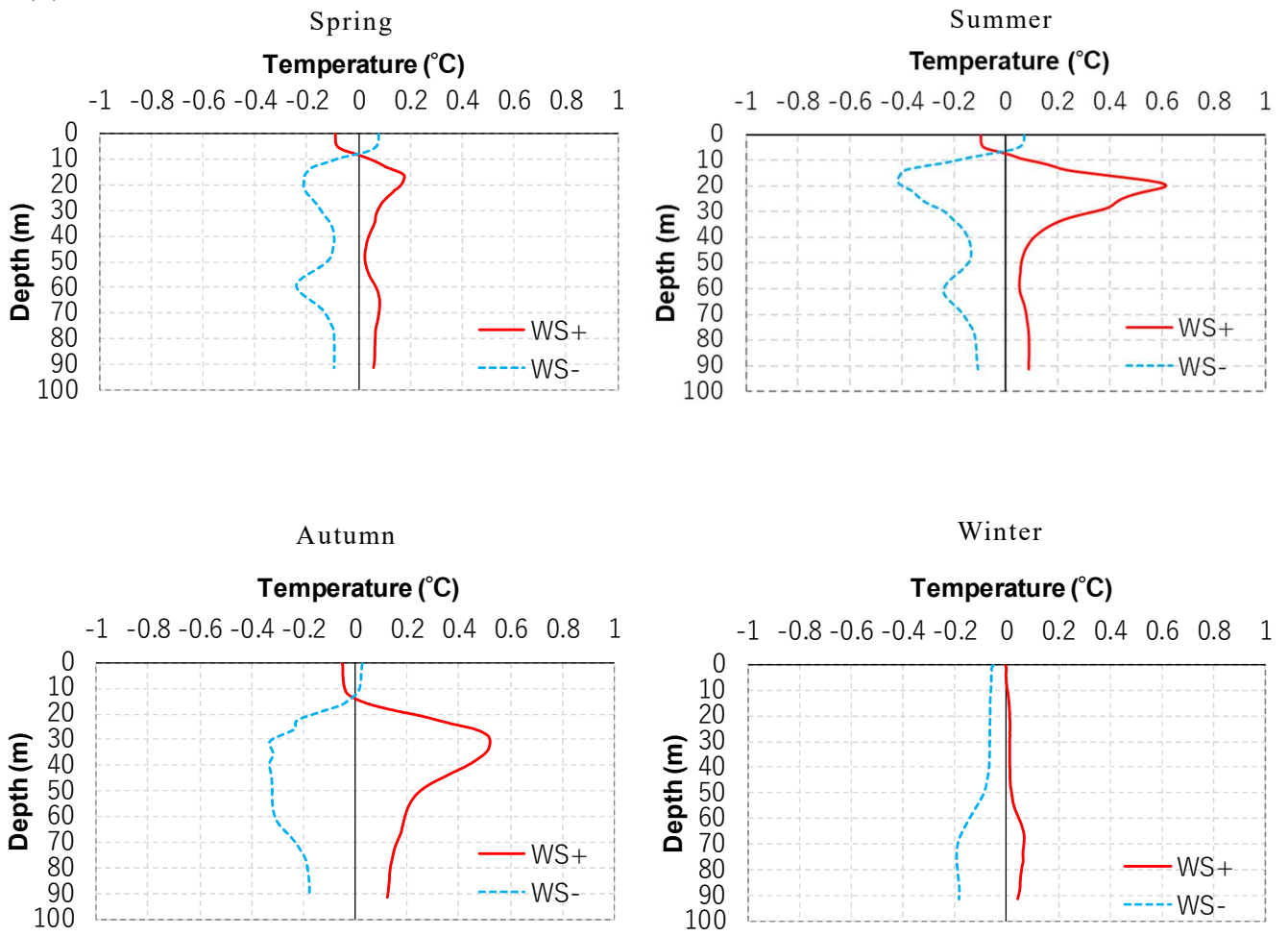


Fig. 4.6 (continued)

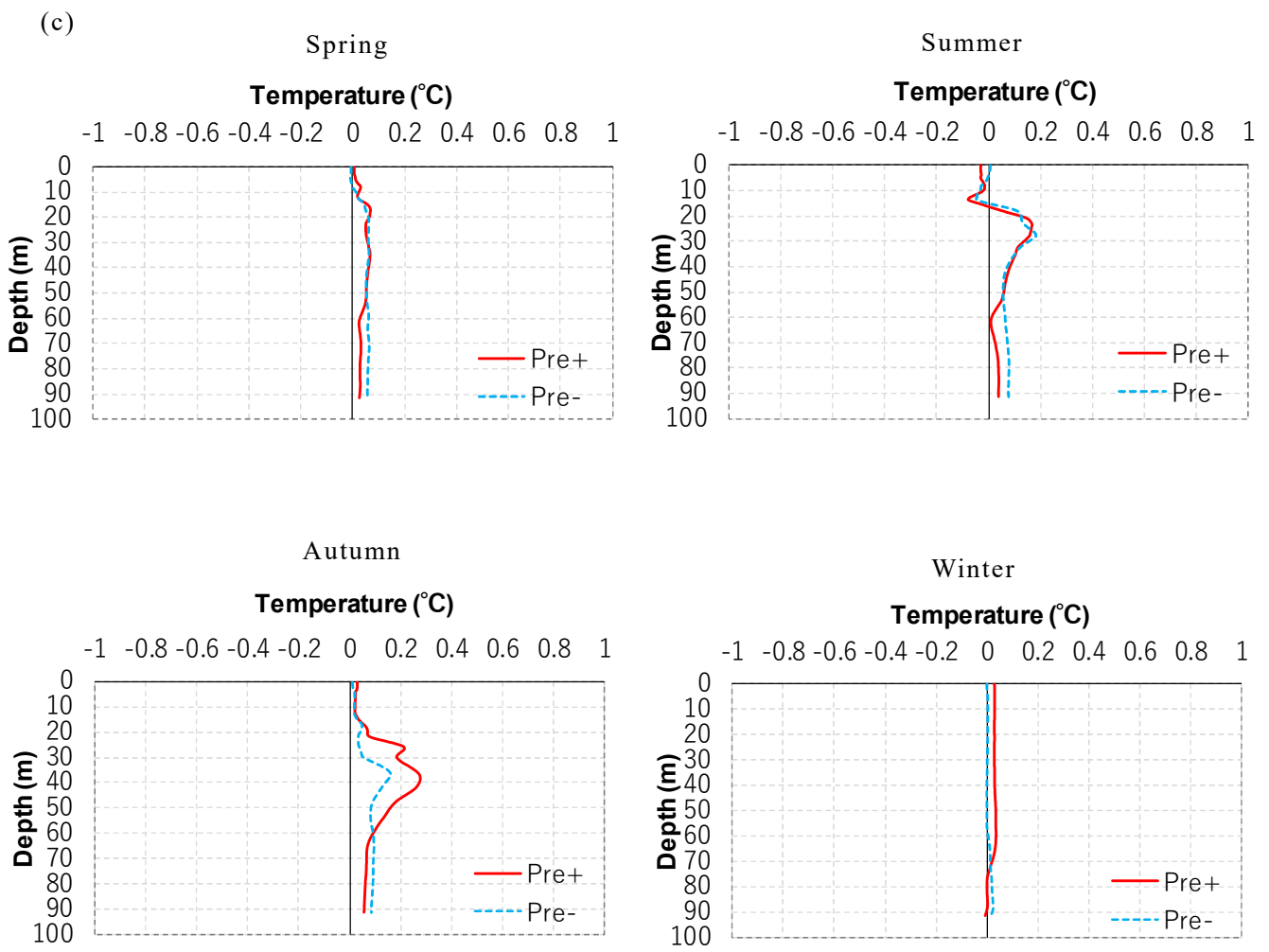


Fig. 4.6 (continued)

### 4.3 気温、風速、降水量の変化による成層強度に対する影響

各気象要素が成層強度に及ぼす影響を調べた。成層強度は成層の指標である浮力振動数 (Brunt-Vaisala frequency) を用いた。浮力振動数の 2 乗は以下の式で与えられる。

$$N^2 = -\frac{g}{\rho} \cdot \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (26)$$

$N^2 > 0$  の場合、静力学的に安定で、 $N^2 < 0$  の場合、静力学的に不安定となる。

Fig. 4.7 に各気象条件と基準ケースの季節別 5 年平均浮力振動数の 2 乗の差分の鉛直分布を示す。

まず、気温の変化による成層強度の違いを比較する。AT+ (-) では、基準ケースと比べると、春季から夏季にかけて、水深 10 m を中心に成層が強化 (弱化的) されている。秋季から冬季にかけて成層が強化 (弱化的) される位置が、水深 20~30 m から、水深 60~70 m 付近に変動する (Fig. 4.7 a)。春季から夏季にかけて、気温上昇によって、加熱フラックスの熱量輸送が多くなり、表層から水温躍層直上にかけて熱が溜まり、成層が強化されている。秋季から冬季にかけて、気温低下と共に、表層が冷却されていき、冷却フラックスが下層に輸送されると考えられる。

風速の変化に関しては、WS+ (-) では、基準ケースと比べると、春季から夏季にかけて、水深 10 m を中心に成層が弱化的 (強化) されている。秋季においては、WS+ では、水深 10~30 m では成層が弱化的されて、30~50 m にかけては成層が強化されている。WS- において、水深 10~30 m では成層が強化されて、それ以深では成層は強化されない。冬季における WS+ (-) は、水深 50m 以深で成層が強化 (弱化的) される (Fig. 4.7 b)。

春季と秋季の成層が弱い時期には、気温変化の影響より風の影響が強く出ていることがわかる。成層が強い夏季においても、風速変化の影響の方が、気温変化より、深水層まで広範囲に影響が出ている。

降水量の変化に関して、Pre+ (-) において、基準ケースと比べて、全季節で成層強度に変化はなかった (Fig. 4.7 c)。



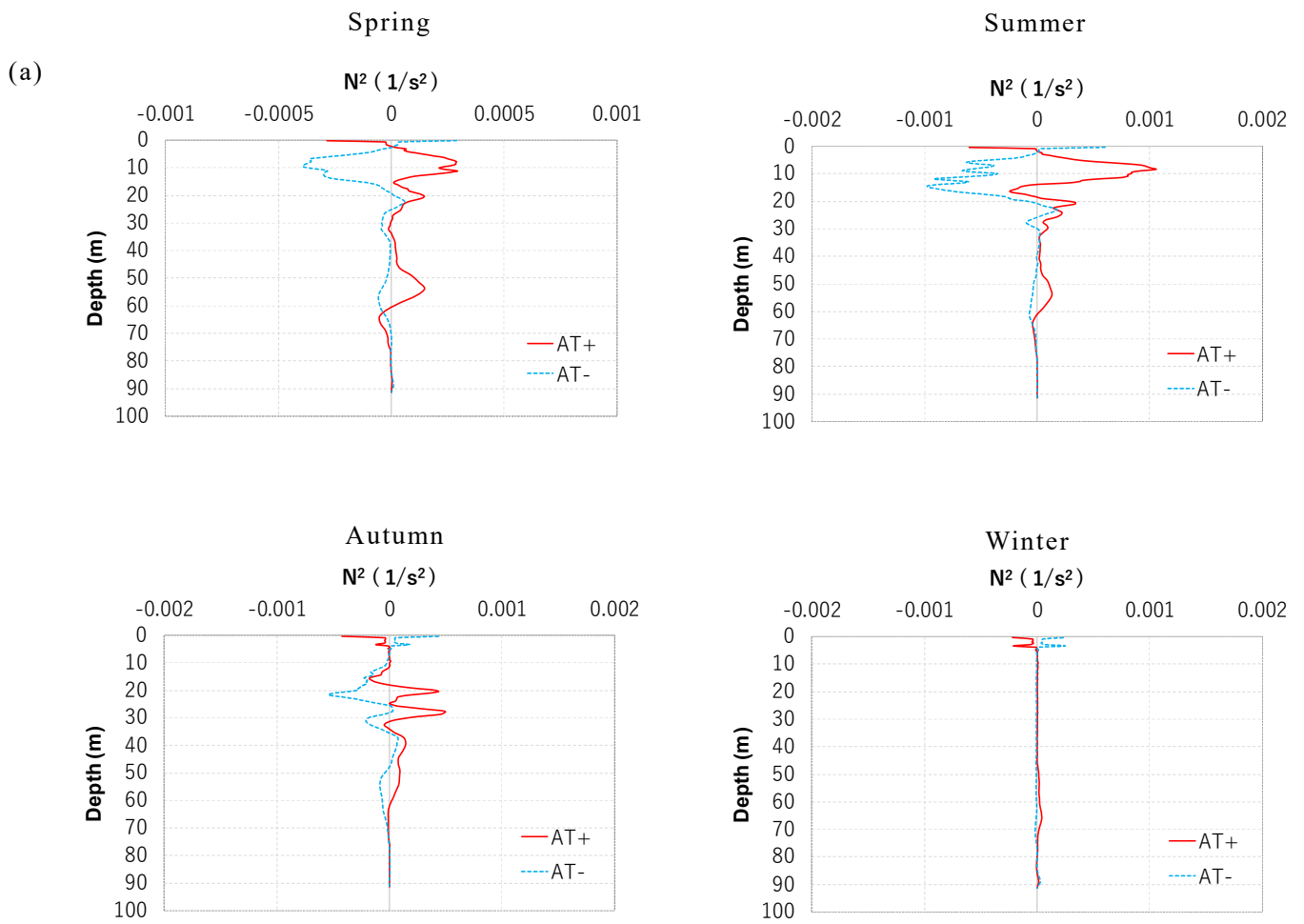


Fig. 4.7 Difference of seasonal mean vertical distribution of square of Brunt-Vaisala frequency from BASE in (a) AT+ and AT-, (b) WS+ and WS-, and (c) Pre+ and Pre- (all horizontally averaged in Lake Biwa).

(b)

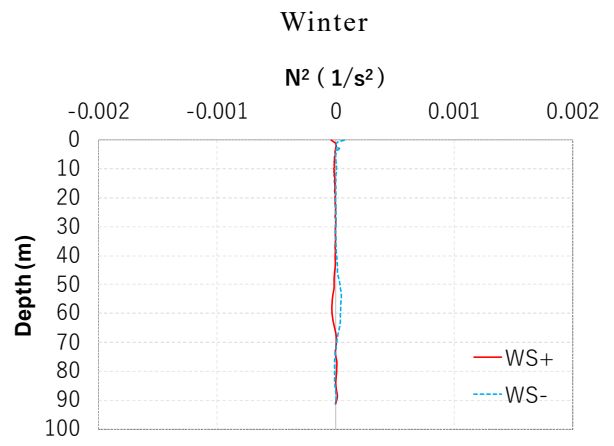
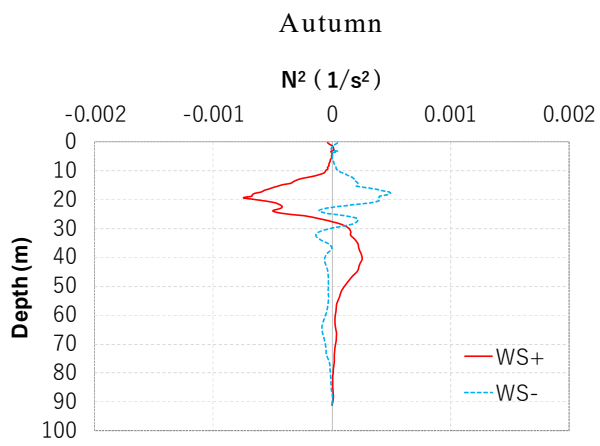
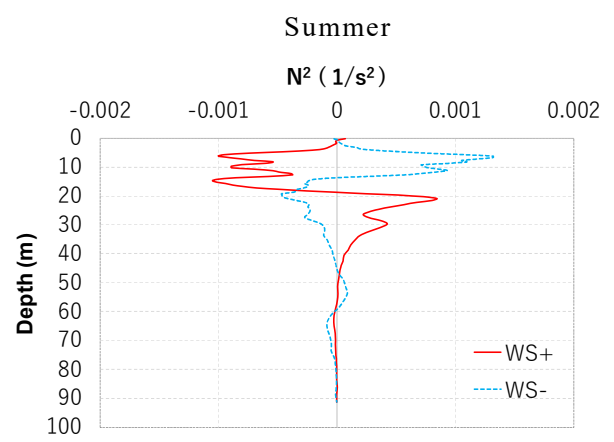
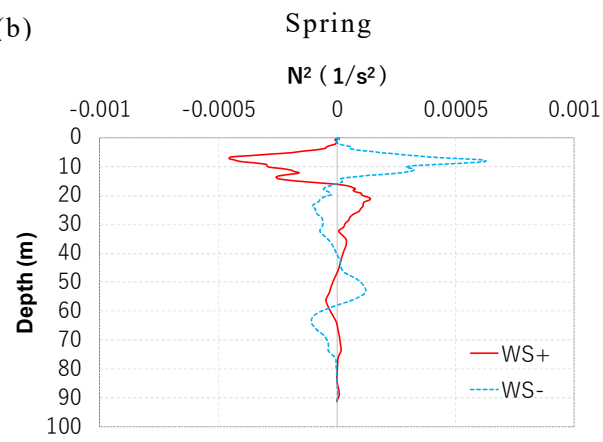


Fig. 4.7 (continued)

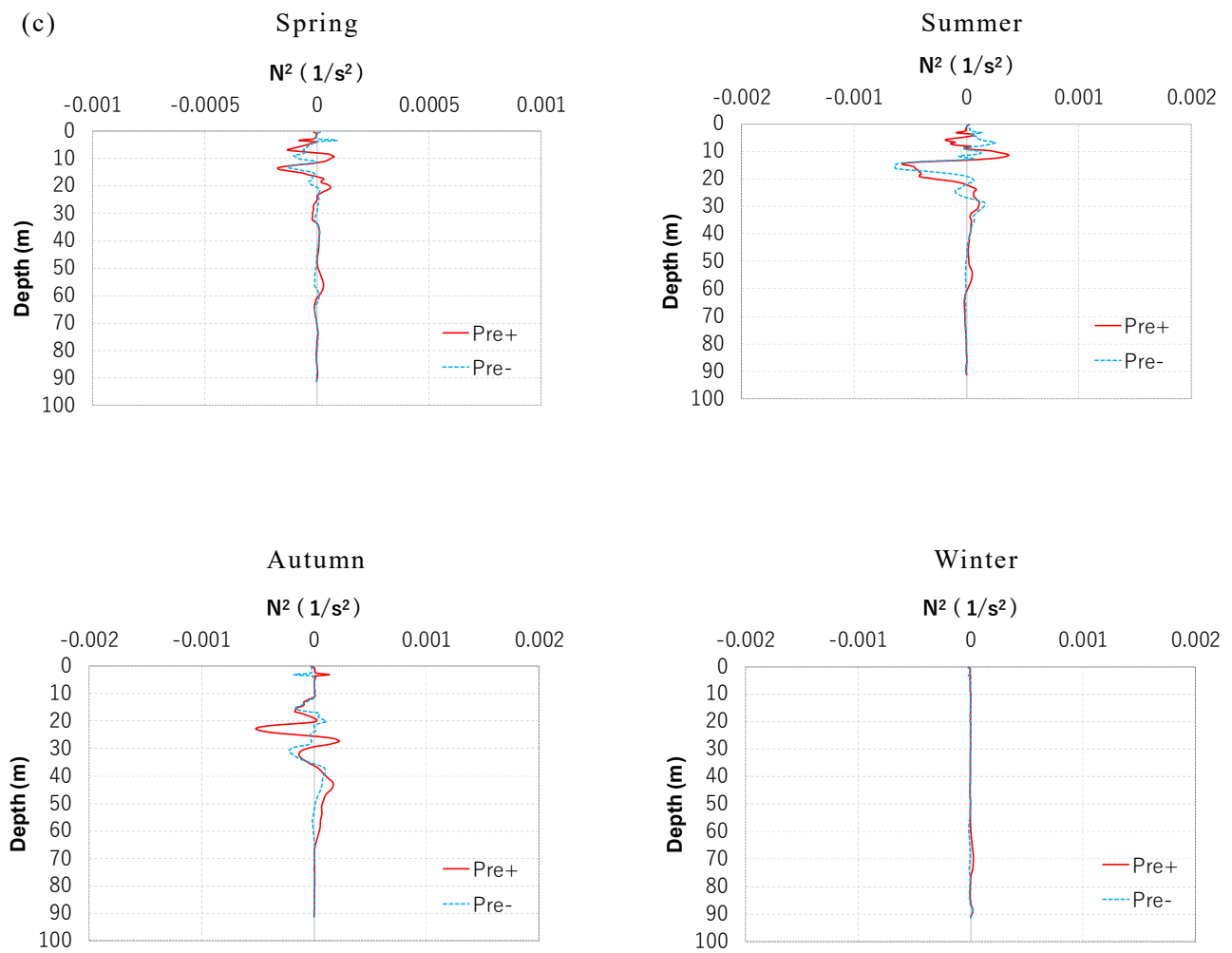


Fig. 4.7 (continued)

#### 4.4 気温、風速、降水量の変化による水温躍層期間に対する影響

Table 4.4 に各気象条件における 2007 年から 2011 年までの水温躍層開始時期と消滅時期、躍層期間の年平均値と 5 年平均値を示す。水温躍層開始時期は、4.2.1 で示したように、水温躍層を深さ 10 m あたりの水温変化が+1°C以上である領域としたときの水温躍層ができた時期とし、消滅時期は、水温変化が 10 m あたり+1°C以上である領域がない時期とする。

Table 4.4 に示すように、各気象条件で躍層開始時期は変化している。気温上昇においては躍層消滅時期が遅くなる傾向にある。風速増加（減少）の場合は、躍層開始時期が遅く（早く）なり、消滅時期も早く（遅く）なる。

躍層期間については、AT+では基準ケースと比べると、躍層期間は 1 日増加し、AT-では 0.8 日減少している。WS+の場合、4 日減少し、WS-の場合、5 日増加している。更に、Pre+では 1.4 日、Pre-では 0.8 日減少した。以上から、風速増加（減少）の条件では、気温や降水量変化より躍層期間は 5 倍ほど大きく変動しており、風速が躍層期間に与える影響が大きいことを示す。

Table 4.4 The start and end date, and period of thermocline in BASE, AT+, AT-, WS+, and WS-.

	Start date	End date	Start date	End date	Start date	End date	Start date	End date	Start date	End date
JFY	2007		2008		2009		2010		2011	
BASE	4/8	12/15	4/12	12/10	4/7	12/5	4/19	12/6	4/6	12/17
Period of thermocline (days)	251		242		242		231		255	
	244.2 (5-year mean value)									
AT+	4/9	12/16	4/12	12/12	4/7	12/5	4/19	12/8	4/6	12/18
Difference from BASE (days)	0		+2		0		+2		+1	
	+1 (5-year mean value)									
AT-	4/9	12/14	4/14	12/10	4/7	12/2	4/19	12/8	4/6	12/18
Difference from BASE (days)	-2		-2		-3		+2		+1	
	-0.8 (5-year mean value)									
WS+	4/10	12/15	4/15	12/7	4/7	11/28	4/19	12/3	4/6	12/15
Difference from BASE (days)	-2		-6		-7		-3		-2	
	-4 (5-year mean value)									
WS-	4/6	12/21	4/8	12/14	4/7	12/6	4/19	12/9	4/6	12/22
Difference from BASE (days)	+8		+8		+1		+3		+5	
	+5 (5-year mean value)									
Pre+	4/9	12/14	4/13	12/8	4/7	12/4	4/19	12/7	4/6	12/15
Difference from BASE (days)	-2		-3		-1		+1		-2	
	-1.4 (5-year mean value)									
Pre-	4/9	12/15	4/13	12/12	4/7	11/30	4/19	12/7	4/6	12/17
Difference from BASE (days)	-1		+1		-5		+1		0	
	-0.8 (5-year mean value)									

## 4.5 まとめ

本章では、1981年から2010年までの30年間の気温、風速、降水量の年平均値から標準偏差を求め、標準偏差分だけ各要素を変化させた時に、成層構造がどのように変化するかを調べた。解析は2007年4月から2012年3月までを対象とし、気温、風速、降水量を増加または減少させた擬似気象データを用いて琵琶湖の成層構造を解析した。

その結果、気温が上昇、低下すると、それに伴い各季節の長波放射量、顕熱輸送量が減少、増加する。水温は、大気からの影響を直接受ける表層の変動が、底層よりやや大きかったものの（春季と夏季に表層で成層強度が若干増加、減少している）、表層、水温躍層、底層で概ね均一に変化し、勾配がそれほど変化しないため、成層構造もほぼ変化しなかった。気温を上昇させた条件で水温が一様に变化する理由は、一年を通じ、湖に供給される熱フラックスが増加するため、冬季の全層混合時に湖水が十分冷えず、春季の躍層出現時にはすでに底層水が温まっているからである。その結果、春季から秋季にかけても表層水と底層水の温度差はあまり変化せず、成層構造も変化しない。気温を低下させた条件ではこの逆の現象が起こっている。

次に、風速を増加させた場合では、特に秋季と冬季の上向き潜熱輸送量が増加することで湖水温の鉛直勾配が弱められると同時に、風による湖水のかき混ぜによって、鉛直混合が強まり、混合層は深くなっている。また、弱成層期である春季と秋季に、水温躍層の深化が進み、厚くなる。風速が減少する条件の場合、これもまた特に、秋季と冬季に上向き潜熱輸送量が減少し、混合層、水温躍層の厚さがともに薄くなり、深度も浅くなっている。これから、風速が増加すれば、渦拡散係数が増大し、鉛直混合が促進される。さらに、表層の温かい水塊が下方へ輸送され、表層より低温の水温躍層付近の水塊が上方へ輸送されると考えられる。春季と秋季の成層が弱い時期には、気温変化の影響より風の影響が強く出ている。成層が強い夏季においても、風速変化の影響の方が、気温変化より、深水層まで広範囲に影響が出ている。躍層が存在する期間も5年平均で5日短くなり、各気象条件の中で、風による成層構造の弱化が一番大きく影響を及ぼしている。風速が減少すれば、水塊の移動が少なくなり、より薄く堅固な成層が形成されるようになる。

最後に、降水量の増加減少に伴う成層構造の変動を調べたが、降水量の増減に伴う河川流入量の増減によっては、水温鉛直分布の構造に各季節変化は見られず、混合層は変化がなかった。躍層期間も基準ケースと若干短くなるのみでほぼ変化がなかった。すなわち、降水量の変化に伴う河川流入量の増減が成層構造へ与える影響は、30年分の気象データの標準偏差程度の変動ではほぼないと考えられる。

以上から、風速の変化が成層構造に与える影響が最も大きく、気温の変化は、全体的な水温変化があるのみで、降水量の変化に至ってはほぼ水温変化に影響がないことが明らかになった。

## 第5章 強風による成層構造への影響

第4章で、気象変化のうち、風速が成層構造に与える影響が大きく、気温の変化は、表層の成層強度に増減があるものの、全体的な水温変化があるのみで成層構造にあまり影響を与えていないことを明らかにした。本章では、成層構造に対して影響が大きい風の変化に対して、どのような風が成層構造に強く影響を及ぼすかを評価した。期間は成層期間で解析を行ったが、成層期に強風が吹き成層構造に影響を及ぼせば、弱成層期にはより大きな影響を起こすことは自明であるので、この期間とした。

### 5.1 計算条件

本章では、基本条件での計算 (Baseline case) に加えて、成層期の気象データの風速や風向、期間を変えた条件での計算を行い、底層の水温変動を調べた。

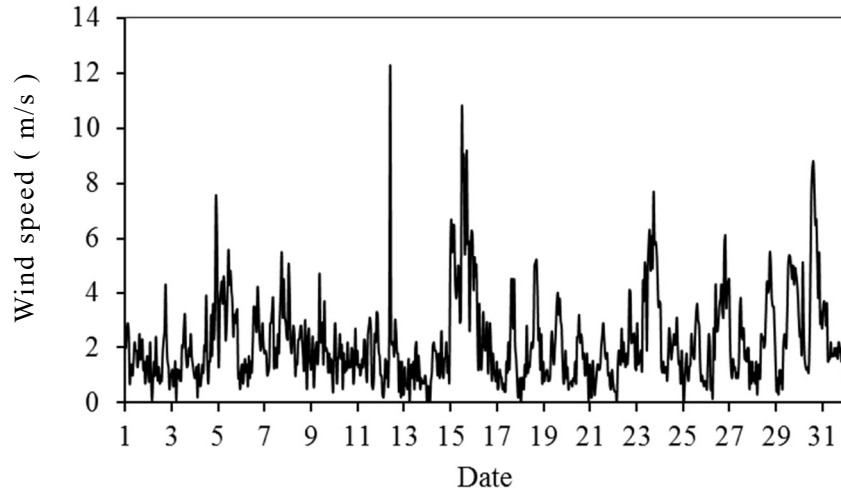
Baseline case は基本条件の計算を行い、2006年4月1日から2007年3月31日までをspin-up期間、2007年4月1日から2008年3月31日までを評価対象期間とした。この結果をもとに、成層期間中における強風の成層構造への影響を調べるため、成層期間中であり、尚且つ、強風の吹いた日を対象に、風速、風向を変えた条件で数値実験を行った。強風の吹いた日として、強風を伴う台風が到来した期間 (7月15日前後) の中で、日平均風速が最も大きかった7月15日を選択した。彦根地方気象台における2007年7月の風速、風向を Fig. 5.1 に示す。7月15日の1時間最大風速値は10 m/s を超えた。風速、風向を変えた条件では、助走計算を行わず、計算開始時期は7月1日とし、初期値は、それまでの期間の Baseline case の計算値を用いた。強風期間の開始日は7月15日で、評価対象期間は、2007年7月15日から2008年3月31日までとした。

数値実験においては、風速として10 m/s、20 m/s の2パターンを考慮した。風速10 m/s のパターンでは、風向は、東西南北の4ケース、強風連続期間は1、3、5、7日の4ケースの計16ケースを考慮した。風速20 m/s のパターンでは、風向は南または北の2ケース、強風連続期間は1日とした。また、より現実的な条件として、風向は Baseline case と同じで、風速を Baseline case の2倍にした条件でも計算を行った。各ケースの名称は、Table 5.1 に示す通りであり、強風の風速、風向、期間に応じた名称をつけている。

Table 5.1 Wind conditions in numerical experiments

Case name	Wind speed (m/s)	Wind direction	Strong wind duration (day)
s10dS_day	10	Southerly	1,3,5,7
s10dN_day	10	Northerly	1,3,5,7
s10dW_day	10	Westerly	1,3,5,7
s10dE_day	10	Easterly	1,3,5,7
s20dS_day	20	Southerly	1
s20dN_day	20	Northerly	1
sX2dO_day	twice	Original	1,3,5,7

(a)



(b)

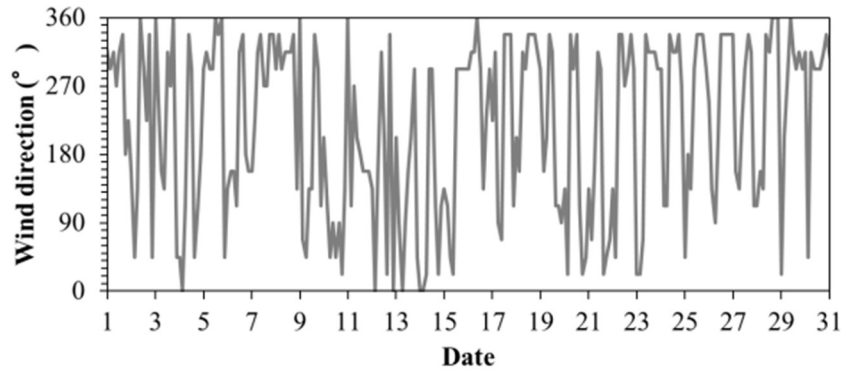


Fig. 5.1 Hourly (a) wind speed and (b) wind direction used in the baseline simulation at Hikone local meteorological observatory from July 1st to July 31st, 2007.

## 5.2 風速、風向の差による鉛直混合への影響

Fig.5.2 は今津沖中央定点の Baseline case と風速、風向を変化させた条件の 7 月 9 日から 8 月 8 日までの 1 ヶ月間の水温鉛直分布の時系列を示している。Fig.5.3 はそれぞれのケースの底層 (水深約 90 m) の水温の時系列を示している。

s10dS\_1、s10dN\_1、s10dW\_1、s10dE\_1 の水温鉛直分布の変化を比較すると、Fig.5.2 (b) と Fig.5.3 (a) が示す通り、7 月 15 日に強風が吹いた直後では、風の影響が、底層までは及んでいない事がわかる。

11 月になると、風速 10 m/s の南風 (風向: 北向き) が 1 日間吹いた場合、底層で水温が若干上がるものの、全層循環がある冬季においては、全条件で水温はほぼ同じになった。

一方、風速 20 m/s の南風が 1 日間吹いた場合は、Fig.5.2 (c) が示す通り、強風が吹いた直後、成層は崩れ、鉛直混合が起こった。さらに、sX2dO\_1 の場合でも、成層が崩れ、底



層とその直上の層とが混ざり合った (Fig.5.2 (d))。一度、成層が崩れると、底層の水温は、直上層の水塊と混ざり合うため、上昇したままになる。また、成層破壊は、風の強度に依存している。次に、強風連続維持期間が底層への混合に影響するかどうかを調べた。強風連続維持期間を1日から7日まで変化させたところ、強風維持期間が長ければ、水温の変化期間も長かった (Fig.5.3)。強風連続維持期間が底層の水塊の動きに影響していることがわかる。また風向によって底層の水温変化に差が出ていることもわかる。Fig.5.3 (b)-(d) から、特に西風が吹くと、底層への影響が大きいことが分かった。これは今津沖中央定点の位置と湖底の地形によるものである。Table 5.2 は、各岸の端点と今津沖中央定点との間の湖底地形の勾配を示している。勾配は、各岸の端点から今津沖中央定点までの湖底の格子点の水深を用い、最小2乗法によって線形近似直線の勾配を求めた。東岸から今津沖中央定点への勾配が一番大きくなっており、今津沖中央定点まで下向きの勾配しかないため、水塊が直接底層まで影響を及ぼしやすい。今津沖中央定点は東岸の底層に位置し (Fig.2.1(c))、水塊が東岸に沿って下っていき、定点にたどり着いている。各方向において、底層水温は強風が吹いた後、底層水温は上昇した。全層循環が起こった後でさえ、水温は元の水温より温かくなった。

(a)

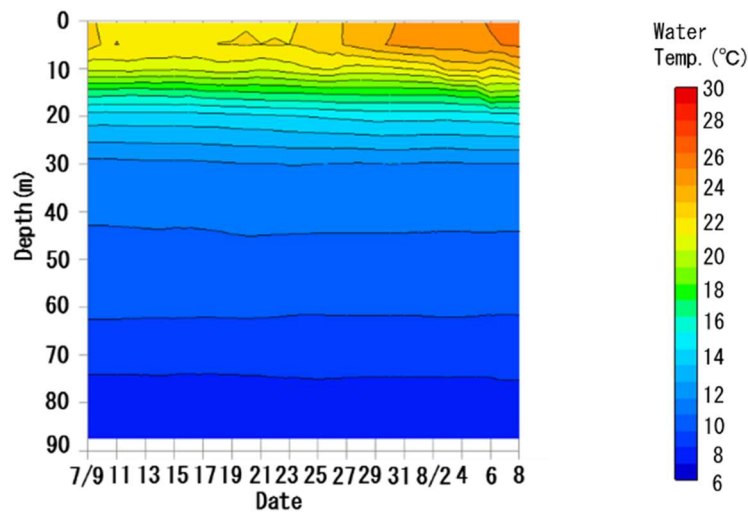
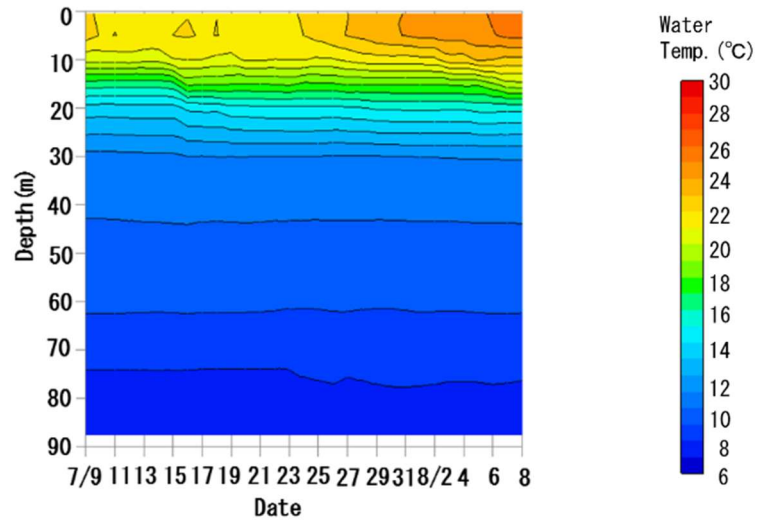
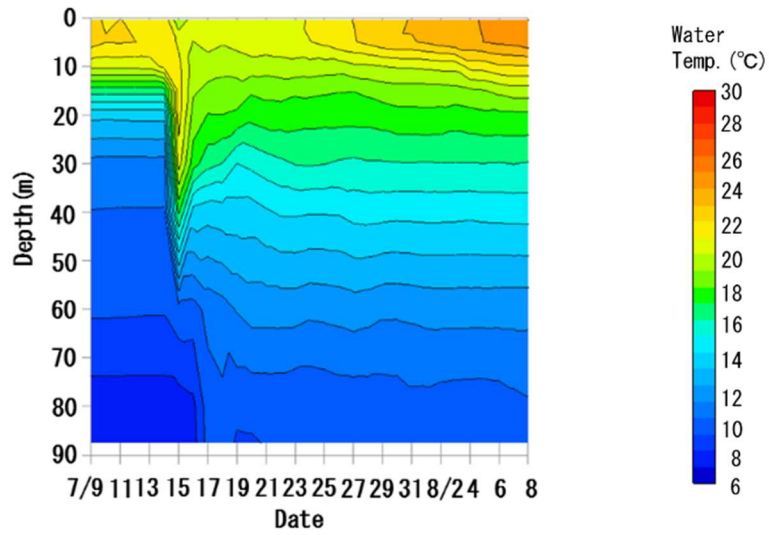


Fig. 5.2 Time-vertical cross sections of water temperature at Imazu-oki from July 9th to August 8th, 2007, (a) Baseline case, (b) s10dS\_1 (c) s20dS\_1, and (d) sX2dO\_1.

(b)



(c)



(d)

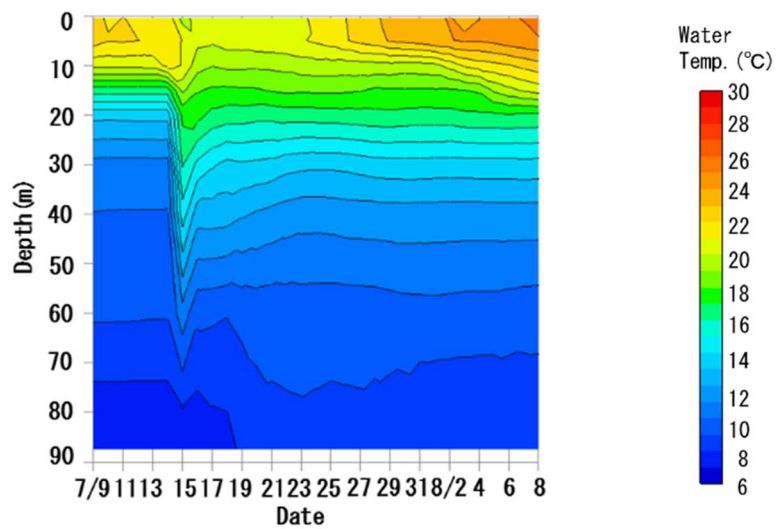
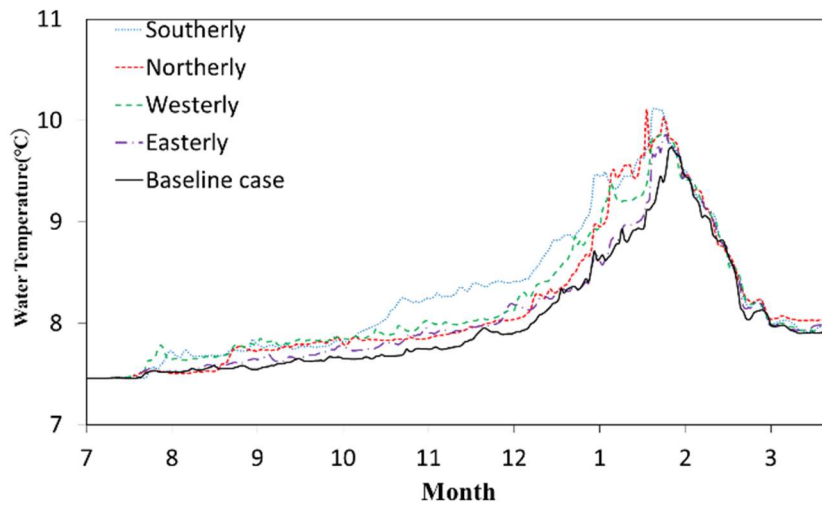


Fig. 5.2(continued)

(a)



(b)

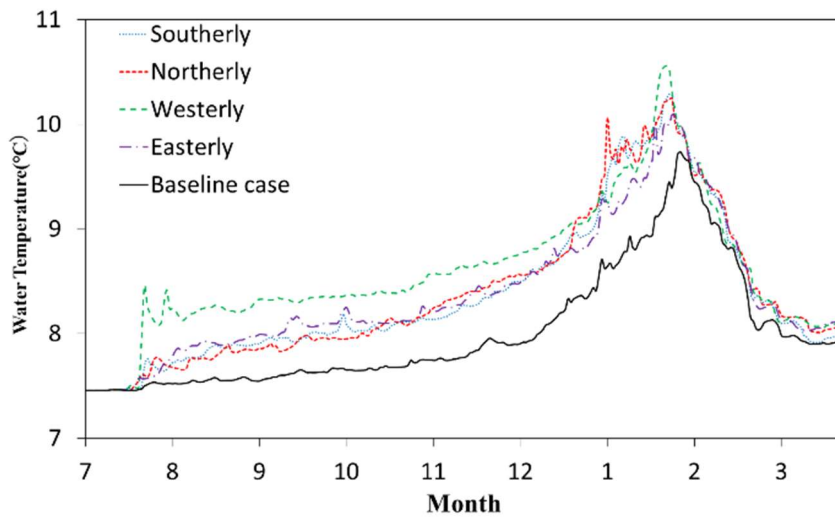


Fig. 5.3 Time series of water temperature at a depth of about 90 m from July 2007 to March 2008, (a) s10dS,N,W,E\_1, (b) s10dS,N,W,E\_3, (c) s10dS,N,W,E\_5, and (d) s10dS,N,W,E\_7.

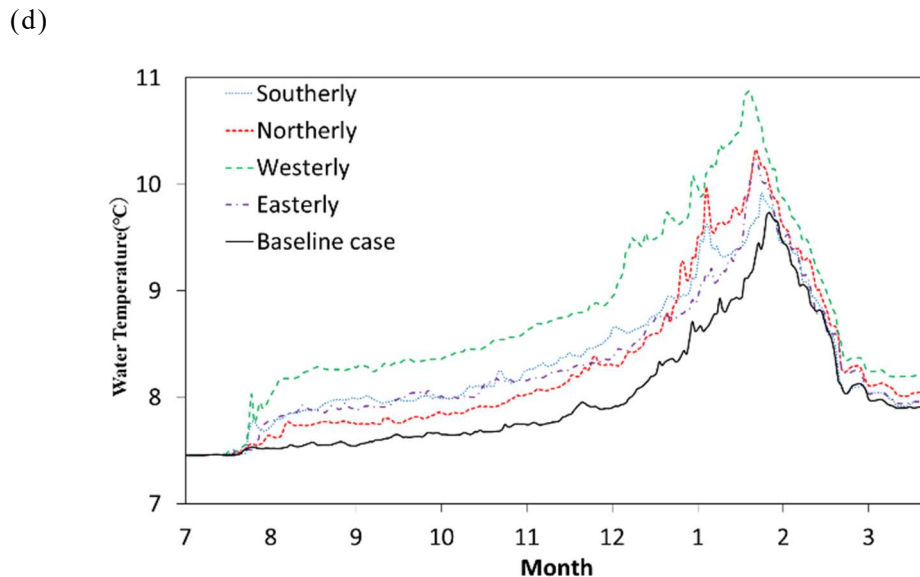
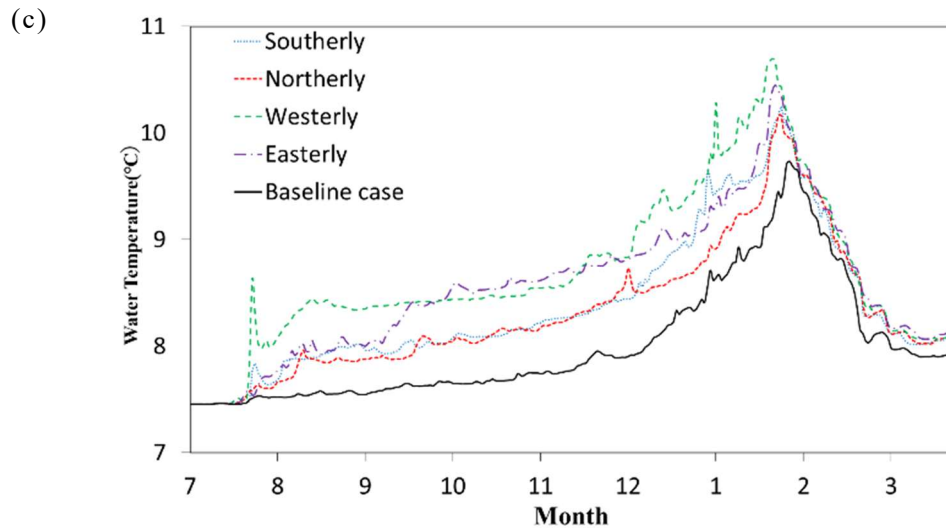


Fig. 5.3 (continued)

### 5.3 強風の風向による成層構造への影響

強風の風向が南北方向である場合と東西方向である場合で、成層構造がどのように変化するかを比較する。Fig.5.4 は強い南風、Fig.5.5 は強い北風が、2007年7月15日から17日まで3日間吹いた場合の、今津沖中央定点を通る南北方向の断面の水温分布と流速分布を示している。コンター図は2007年7月15日から26日までの1日毎の正午のスナップショットである。

南風が吹き始めると（北向きに）、表層水が北側に流され、下層の水塊は表層水とは反対

方向に移動して水温躍層が傾く (Fig.5.4 (a))。水温躍層が北岸に向けて傾き、水塊が沿岸の底方向に流れていく (Fig.5.4 (b))。強風が止むと、水温躍層はまだ傾いたままで、7月19日には水温躍層より下層の成層面が反対方向に傾いた (Fig.5.4 (a))。水温躍層の位置が上下に傾くことによって、内部波が駆動され、内部波の影響が底層まで行き届いているが、鉛直混合が底層と水温躍層下の層で生起するには至っていない。北風の場合も、南風の場合と同様で、強風が吹くことによって、水温躍層の傾斜が起こるものの、底層で鉛直混合が起こるほどではない (Fig. 5.5 (a), (b))。

一方、Fig.5.6は、同様の条件で、強い西風、Fig.5.7は、強い東風の場合の今津沖中央定点を通る東西方向の断面の水温分布と流速分布を示している。強い西風が吹き始めた際、表層水が東岸に流される。それから、下層の水塊は表層水とは反対向きに移動して、水温躍層が傾く (Fig.5.6 (a))。Fig.5.6 (b) に示す通り、水温躍層が東岸に向けて傾き、水塊が沿岸の底方向に流れていく。強風が止むと、水温躍層は元の位置に戻り、7月19日には反対方向に傾いた (Fig.5.6 (a))。水温躍層の位置が上下に傾くことによって、内部波が駆動され、内部波の振幅が大きくなって、内部波の影響が底層まで行き届き、成層が壊れる。最終的に、鉛直混合が、7月23日-25日にかけて底層で起こった。これと同様な現象は観測でも確認されており、Hayami et al. (1996) によれば、1993年に強風を伴う台風が琵琶湖を通過したとき、水温躍層の水深が深く下降した。風が止むと、水温躍層は急激に傾き、この動きによって深層にまで影響を及ぼす内部波が生起された。その観測結果によると、この波の通過 (内部サージと呼ばれる) が鉛直混合を引き起こす。強風によって生起された通常より大きな振幅の内部波の振幅が大きくなり、波形の勾配が急激に上がる非線形になり、その結果砕波が起こったことが本計算でも確認できた。また、内部波は沿岸の境界にぶつかり、砕波が起こり、底層で乱流を引き起こし、鉛直混合が生じていた。

5.2で述べた通り、強い東風が吹いた際は、西風が吹いた場合ほど、底層への内部波の影響が出ていなかった (Fig.5.7 (a), (b))。風向による成層構造への影響の違いは、湖底の地形性によると考えられる。

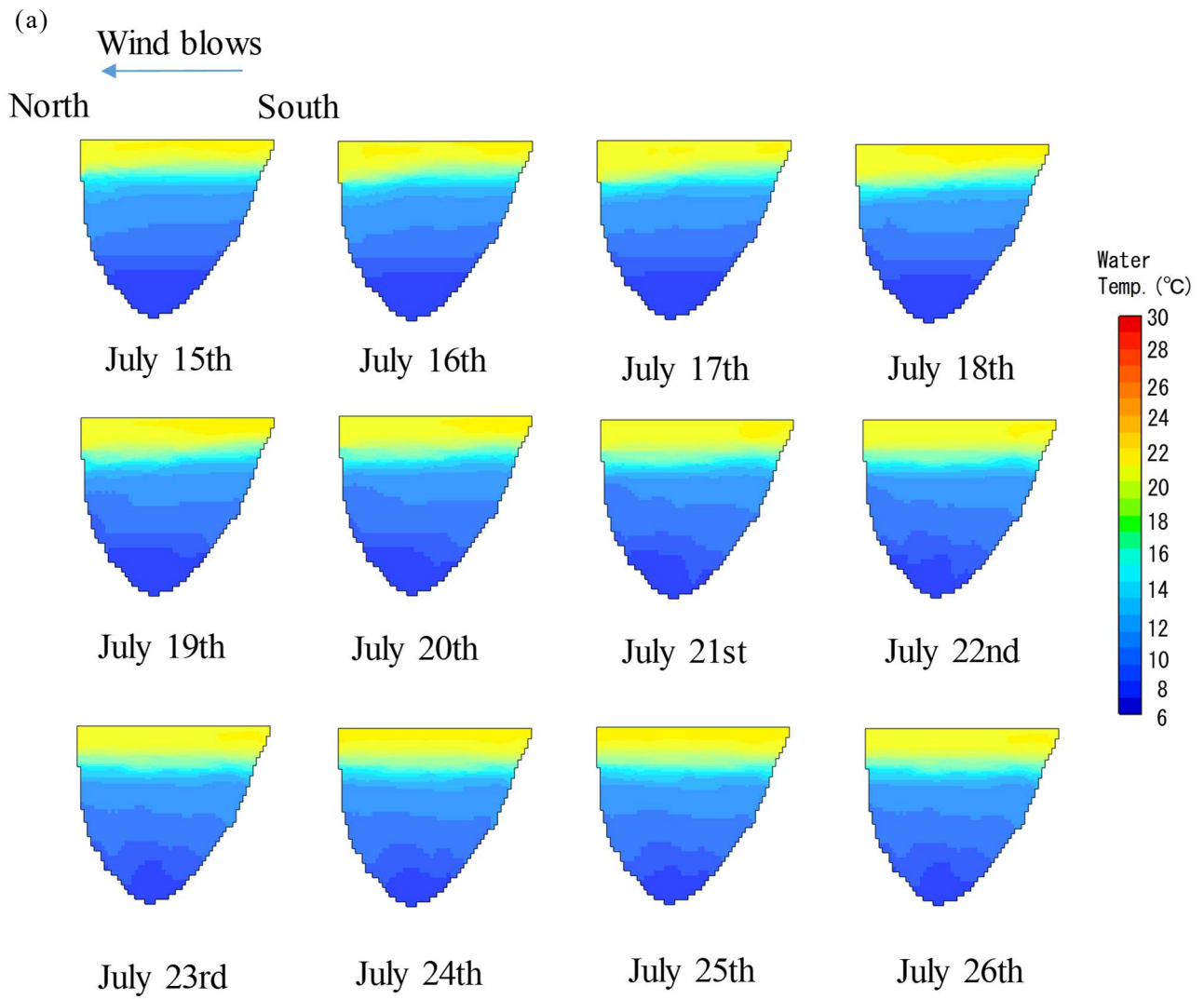


Fig. 5.4 South-north vertical cross sections through Imazu-oki for (a) Water temperature and (b) Vertical velocity from July 15th to 26th in 2007 in the s10dS\_3 case.

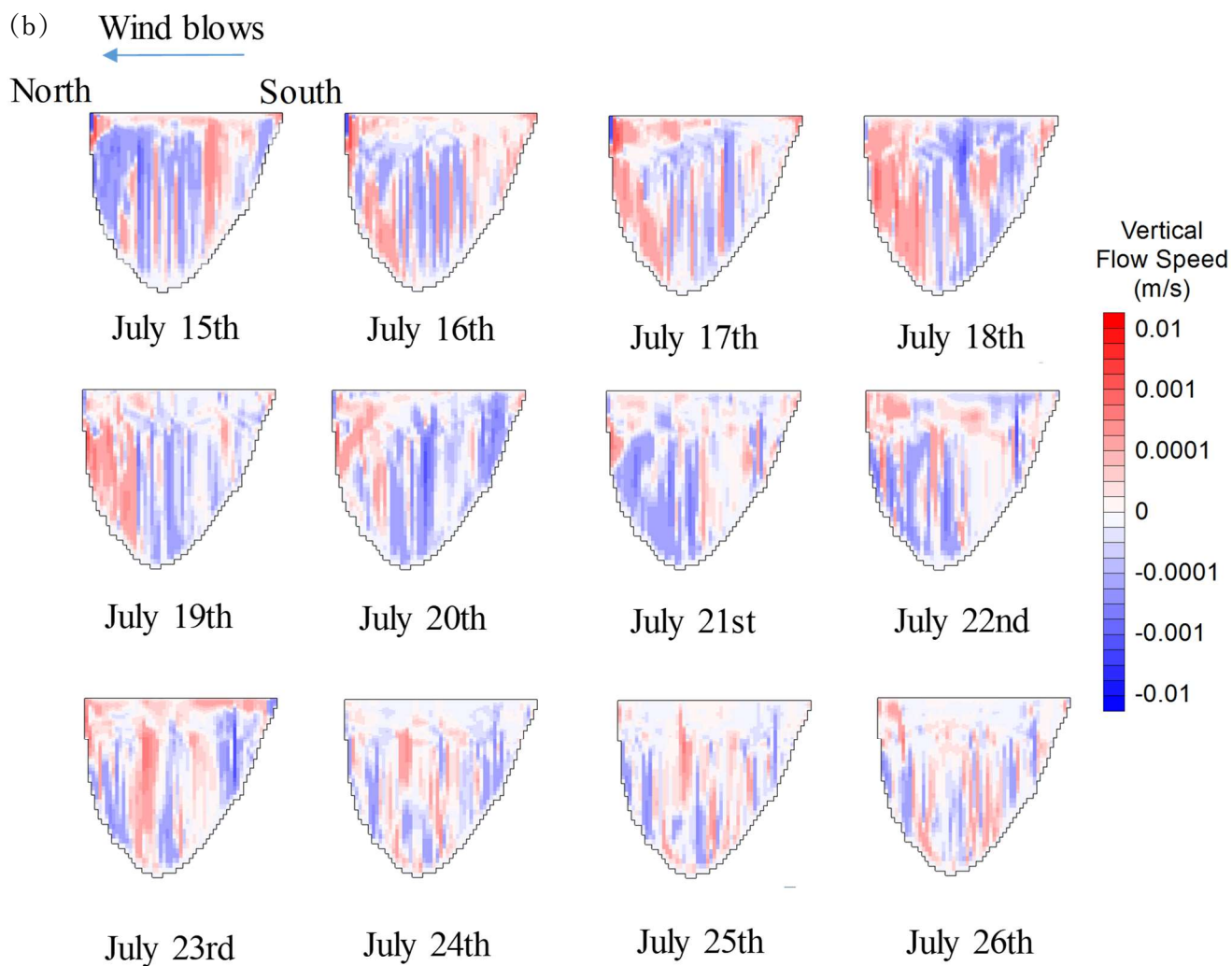


Fig. 5.4 (continued)

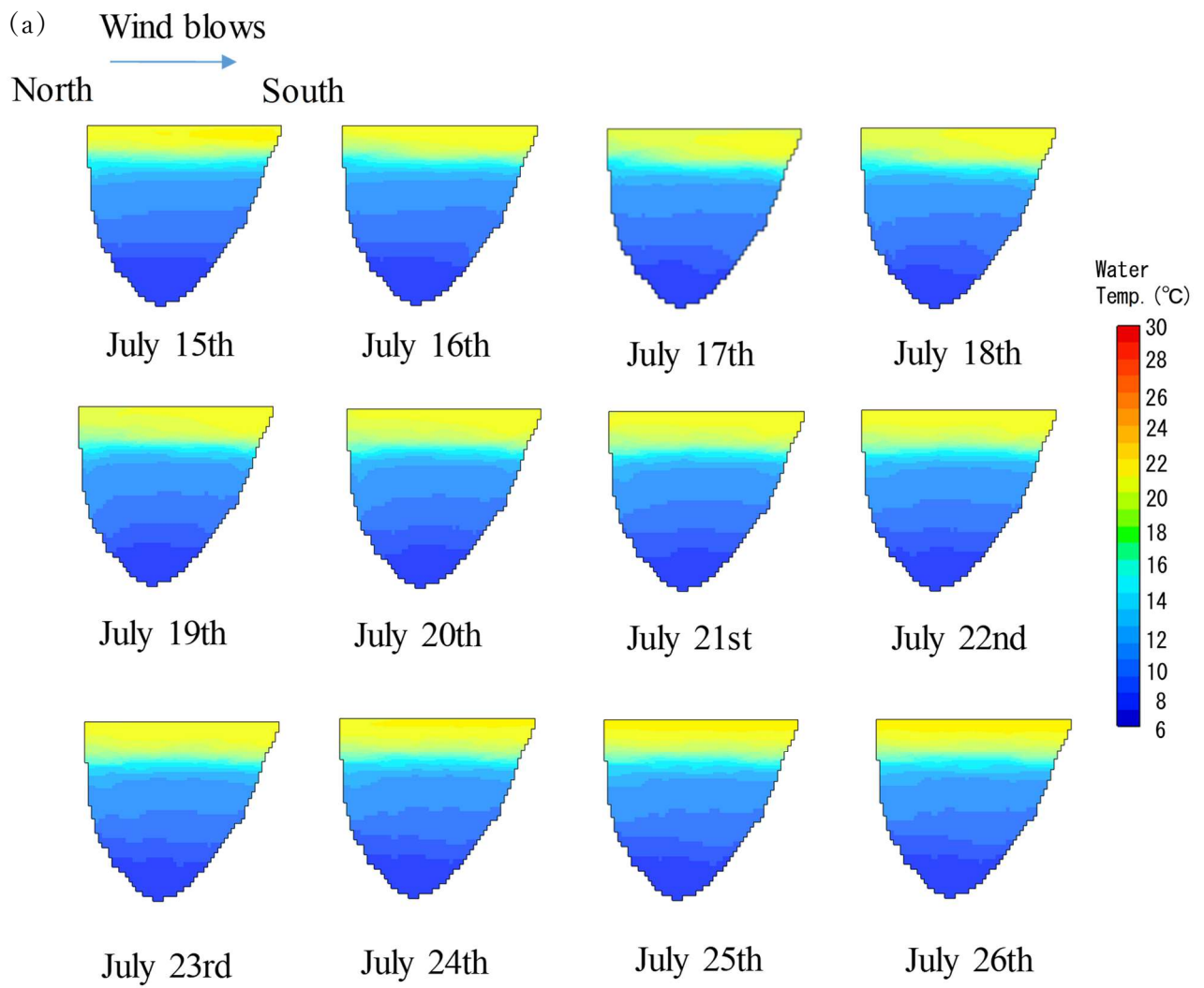


Fig. 5.5 North-south vertical cross sections through Imazu-oki for (a) Water temperature and (b) Vertical velocity from July 15th to 26th in 2007 in the s10dN\_3 case.



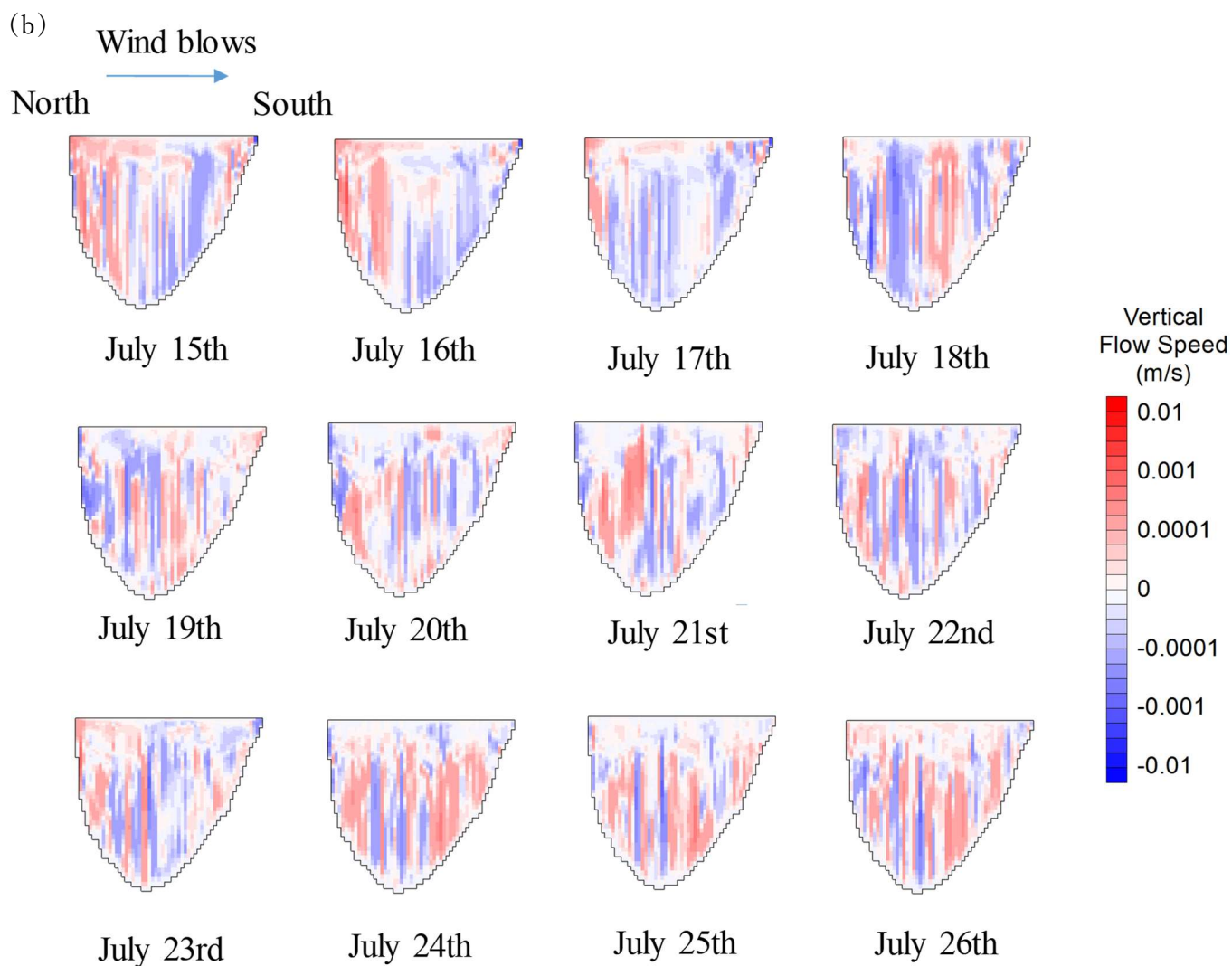


Fig. 5.5 (continued)

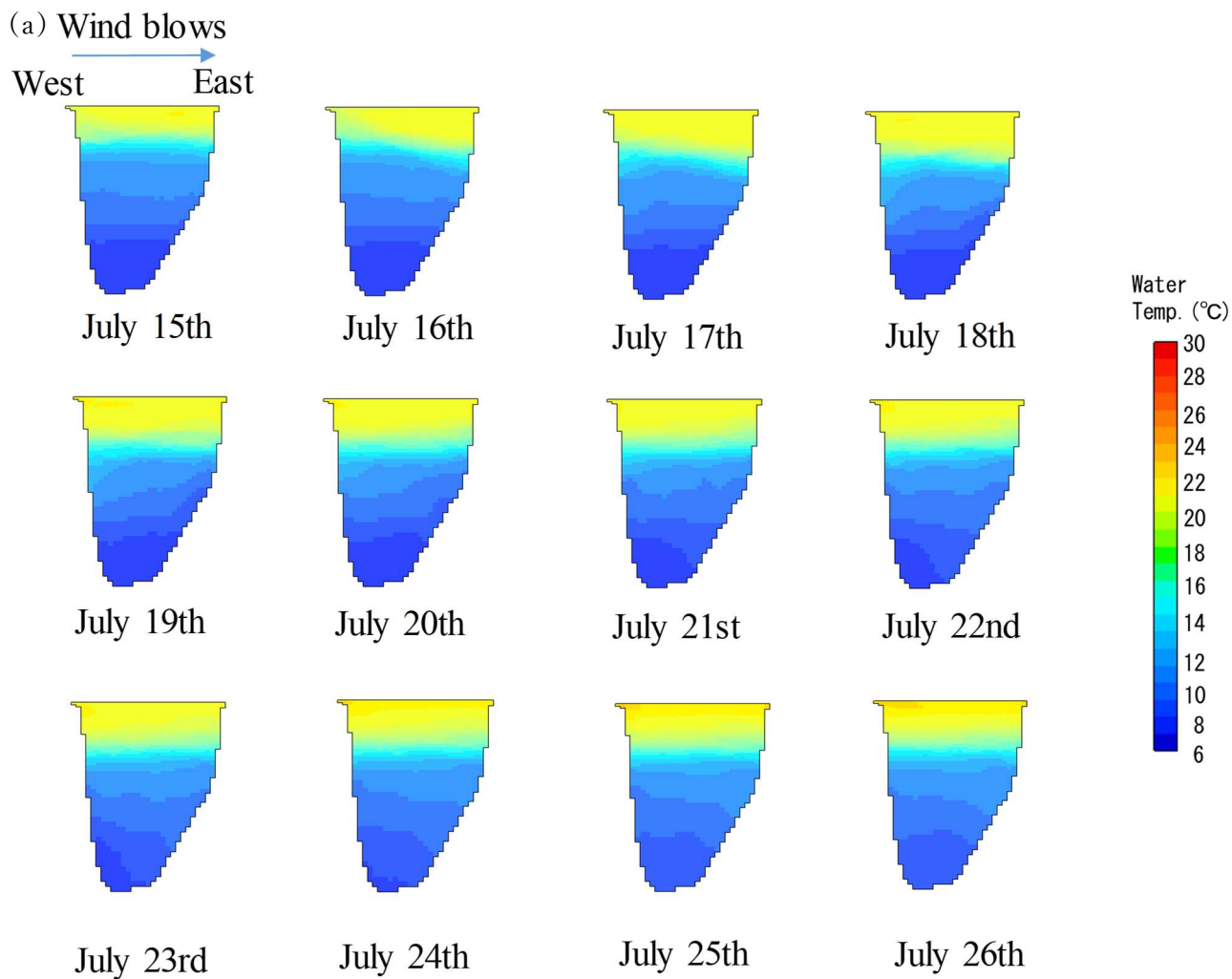


Fig. 5.6 West-east vertical cross sections through Imazu-oki for (a) Water temperature and (b) Vertical flow speed from July 15th to 26th in 2007 in the s10dW\_3 case.

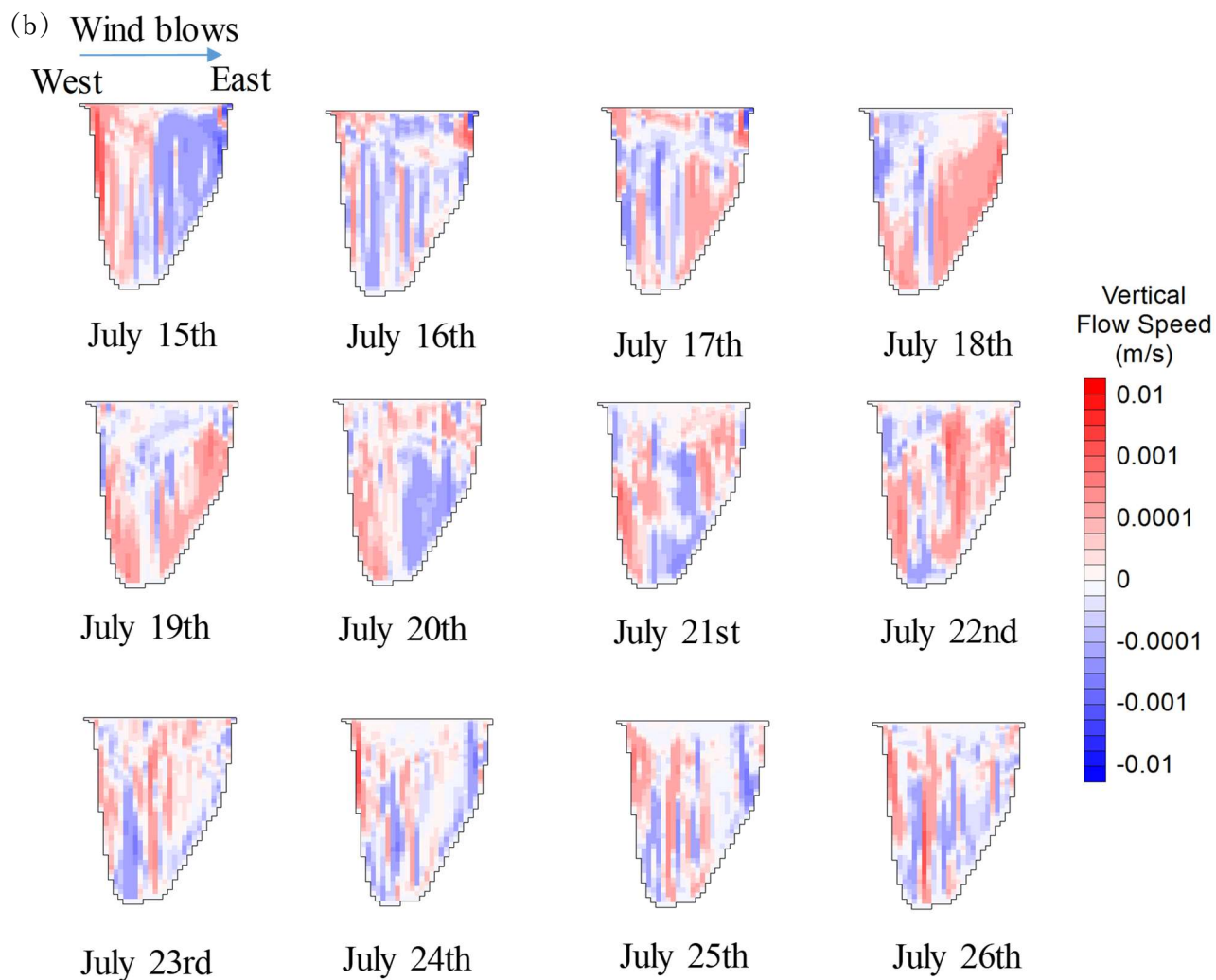


Fig. 5.6 (continued)

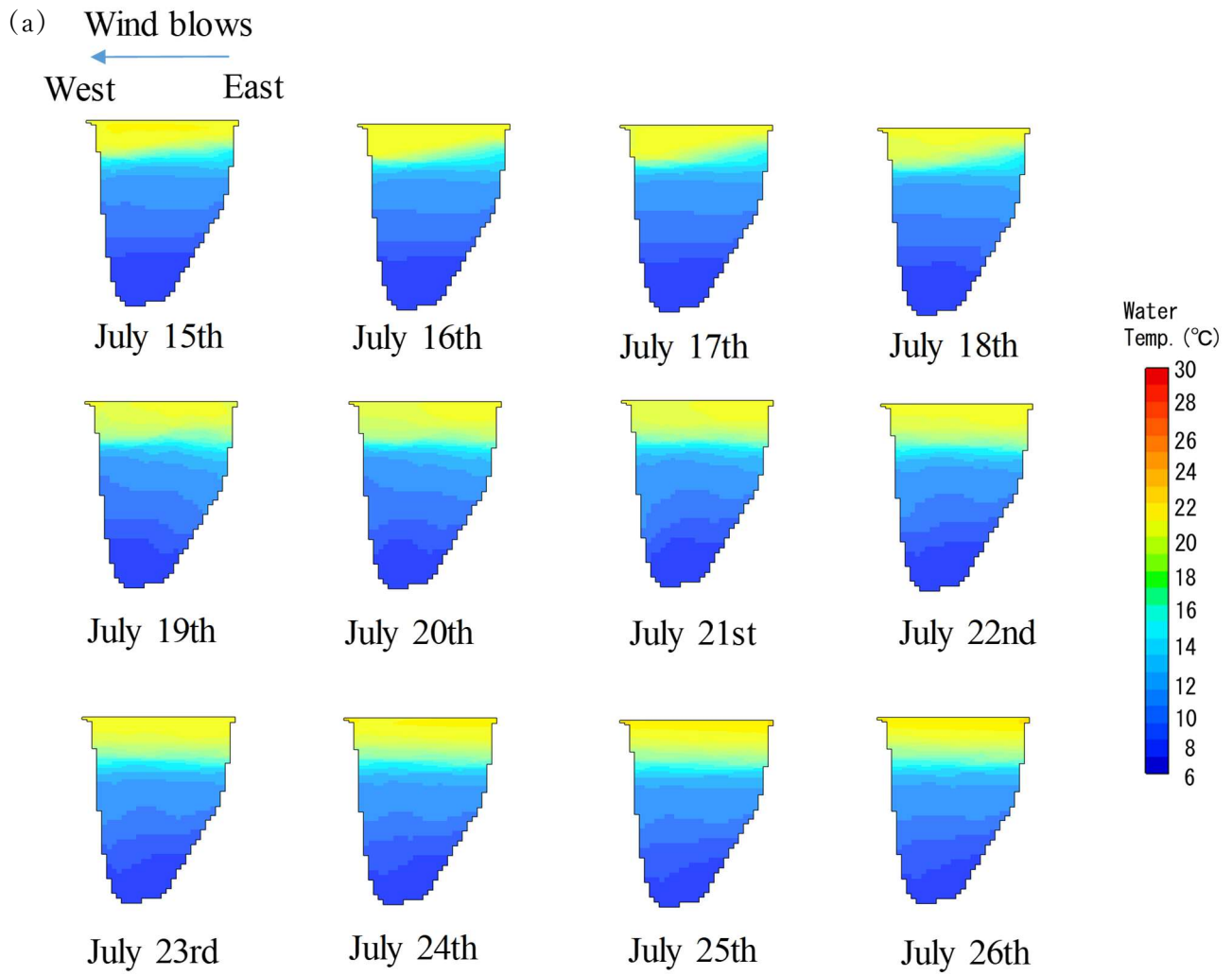


Fig. 5.7 East-west vertical cross sections through Imazu-oki for (a) Water temperature and (b) Vertical flow speed from July 15th to 26th in 2007 in the s10dE\_3 case.

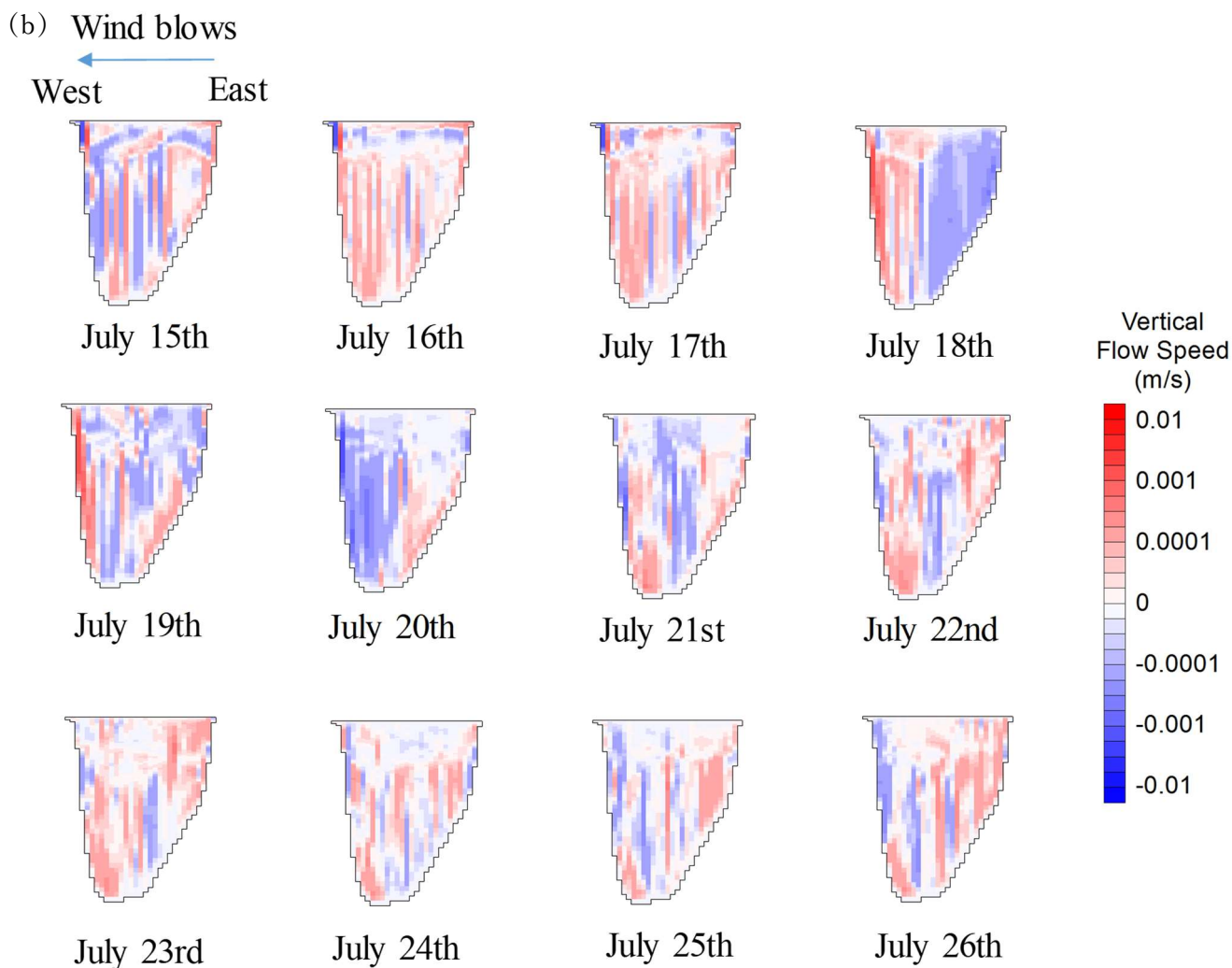


Fig. 5.7 (continued)

Table 5.2 Inclination of slope from each coast to the point of Imazu-oki

Direction	Inclination of slope
Northward	-0.0083
Southward	0.0043
Eastward	-0.0116
Westward	0.0092

## 5.4 まとめ

強風による成層構造への影響を調べるために、2007年を代表年とし、台風が来ている時期（7月）の風速、風向を変えて成層構造の変化を調べる数値実験を行った。その結果、20 m/s程度の強風が吹いた場合、あるいは2007年の台風の風速の2倍の強風が吹いた場合、強固な水温躍層がある夏季でさえ、成層が破壊され、底層まで風の影響が出ることが分かった。成層期においては、1つの方向に支配的に風が吹く場合、風向によって鉛直混合率が変化する。特に、西風の強風が定常的に吹く場合、他の方向よりも鉛直混合が良く起こる。これは湖底の地形によって内部混合率が異なる可能性があることが示唆される。全層循環後も、水温が元の水温よりも温かくなることから、強風は、翌年の底層の水温環境を決定する重要な役割を果たしていることもわかった。更に、強風連続維持期間が長ければ、鉛直混合が容易に起こることもわかった。台風のような強風は、水温躍層を元の位置から傾けるだけのエネルギーを持っている。風が止めば、水温躍層はある一定期間で振動する。内部波はこのエネルギーを時間スケールと波長を変えて再分配する。内部波の振幅が大きければ、波は砕波し、鉛直混合が起きる。弱成層期である秋季から冬季においては、風の影響に加えて冷却フラックスも湖面に作用するため、より成層が崩れやすく、底層にはさらに大きな影響が出ることも考えられる。

近年、気候変動により、日本南海上から最大地表風速 59 m/s 以上の猛烈な台風の数が増えることが、Yoshida et al. (2017) において報告されており、日本を縦断する風速が大きい台風が出現する可能性が高くなっている。台風や強い低気圧によりもたらされる強風が琵琶湖北湖で連続的に吹いた際に起こる現象に関して、本研究のような研究結果が重要な知見となる。また、強風の成層構造に対する影響は大きく、風向の違い（湖底地形の違い）によって、鉛直混合率が異なることも今まで示唆されておらず、興味深い結果となった。

## 第6章 結論

### 6.1 本研究のまとめ

本研究では、第1章では、世界の湖沼環境問題と琵琶湖で生じてきた富栄養化問題と貧酸素化問題に対して述べた。近年の琵琶湖では、富栄養化に代わり底層の貧酸素化が新たな環境問題と指摘されていることを踏まえ、その詳細な支配要因が解明されていないこと、も指摘した。気候変動による気温、風速、降水の特性変化による河川流量の変化などが起きているが、琵琶湖の物質循環にどのように影響を及ぼしているかを詳細に解析することが重要であることを示した。

第2、3章で、琵琶湖の成層構造と流動場を解析するために、3次元流動場モデルを構築し、その再現性評価を行った。再現性評価は、2007年4月から2012年3月までの期間を対象とした。その結果、モデルによって得られた成層構造は観測結果を概ね再現した。モデルの表層水温は観測値よりも少し低かったが、統計指標を用いた評価ではモデルは水温鉛直分布をよく再現していた。また、モデルは成層構造の季節変動と冬季の鉛直混合も再現しており、春季には成層ができ始め、夏季には成層が強くなる様子や、成層の強度が各年の成層期の平均気温に依存していること、秋季には、成層は消え始め、冬季の最中に全層循環が起こることなどが確認された。

水生生物に影響を与える溶存酸素や栄養塩の深層への輸送を評価するためには、成層構造の季節経年変化を把握することが重要である。(1) 水平方向の移流量、(2) 鉛直方向の熱の移流拡散量の違いによって成層構造は水平、鉛直方向共に変動する。成層構造を正確に表現するためには、各層の流動場を詳細に再現することが必要である。

表層の環流は観測された流れを再現できており、反時計回りの第一環流は、観測と同じように、成層期間において、北湖の中央に存在していた。更に、表層流動場を補償するために、時計回りの環流が水温躍層の直下に存在している。

第4章では、気象要素の成層構造への影響を調べた。気温、風速、降水量のそれぞれについて、1981年から2010年までの30年間のデータから年平均値の標準偏差を求め、年平均値と標準偏差から定義される変動係数を得た。得られた変動係数を用い、2007年4月から2012年3月までの各気象要素を変動させた場合、成層構造がどのように変化するかを調べることで、各気象要素に対する成層構造の感度解析を行った。感度解析の結果、気温上昇、気温低下した場合、大気からの影響を直接受ける表層で水温が上昇、低下しやすく、成層強度が増加、減少しやすいものの、表層、水温躍層、底層はほぼ均一に変化し、水温勾配がそれほど変化しないこと、それゆえ成層構造もほぼ変化しないことがわかった。気温上昇した条件で、水温が一樣に変化する理由は、一年を通じ、湖に供給される熱フラックスが増加するため、冬季の全層混合時に湖水が十分冷えず、春季の躍層出現時にはすでに底層水が温まっているからである。その結果、春季から秋季にかけても表層水と底層水の温度差はあまり変化せず、成層構造も変化しない。気温が低下した条件ではこの逆の現

象が起こる。

風速が増加した場合、鉛直混合が強まり、混合層が深くなり、水温躍層も増加する。また、弱成層期である春季と秋季に、水温躍層の深化が進み、厚くなる。風速が減少する条件の場合、混合層、水温躍層ともに薄くなった。さらに、風速が増加した条件では、水温躍層期間は気温、降水量を変化させた条件より、短くなり、風速が減少させた場合は、長くなった。これから、風速の増加は鉛直混合を促進させ、風速の減少は、鉛直混合を弱めていることがわかった。

降水量の変化に伴う成層構造の変動を調べたが、降水量を変化させても、水温鉛直分布の構造に変化は見られず、混合層、水温躍層ともに厚さの変化はほとんどなかった。したがって、降水量の増減による成層構造への影響はほぼないことが明らかとなった。

第5章では、特に、風による成層構造への影響が重要であることを踏まえ、強風の夏季の成層構造への影響を調べた。強風による成層構造への影響を調べるために、2007年を代表年とし、台風が来ている時期の風速、風向を変えて成層構造の変化を観察する数値実験を行った。その結果、20 m/s 程度の強風が吹いた場合、強固な水温躍層がある夏季でさえ、成層が破壊され、底層まで風の影響が出ることがわかった。成層期においては、1つの方向に支配的に風が吹く場合、風向によって鉛直混合率が変化する。特に、西風の強風が定常的に吹く場合、他の方向よりも鉛直混合が良く起こる。これは湖底の地形によって内部混合率が異なる可能性があることが示唆される。全層循環後も、水温が元の水温よりも温かくなることから、強風は、翌年の底層の水温環境を決定する重要な役割を果たしていることもわかった。更に、強風連続維持期間が長ければ、鉛直混合が容易に起こることもわかった。このように、風によって引き起こされる波は成層を弱め、湖の鉛直混合に対して重要な役割を果たしている。これらの現象は、溶存酸素や栄養塩などの巻き上げ物質の輸送に対しても影響を与えるため、さらなる解明が必要である。

以上のことから、琵琶湖3次元流動場モデルを構築し、成層構造の再現性を評価し、各気象要素に対する成層構造への影響を調べ、風速、風向の変動による風の影響が、気温、降水量の変動以上に琵琶湖内の物質循環に影響を及ぼしていることを明らかにした。



## 6.2 今後の課題

琵琶湖流動場モデルを用いた成層構造と流動場の再現を行い、その評価を行ったが、観測値の水温や流動場をより厳密に合わせるためには、秋季の風によるかき混ぜの影響をより正確に表現できなければならない。中立成層状態、成層状態の下で風応力が深層にまで影響するようなモデルを導入する必要がある。また、秋季から冬季にかけての冷却フラックスを伴う風による鉛直混合を過小評価している状態でも、成層構造への影響が大きいため、それを考えると、成層期、非成層期ともに、風によるかき混ぜ効果の影響を詳細に表現し、解析することが、底層への酸素供給の解析を考えるのに重要であるといえる。また、気候変動が成層構造に影響を与えていることが示唆されているが、長期スパンにおける各気象要素の成層構造への影響が評価できておらず、これを可能にするためには計算速度の向上も必要である。降水量に関してもさらに詳細な解析をするには、湖面への直接的な降水量の影響を考慮する必要もあると考える。

水質モデルで、溶存酸素、窒素、リン、COD、プランクトンの琵琶湖内の分布を内部生産、分解及び沈降過程、底泥からの溶出過程を含め、正確に再現できるようになれば、物質循環の将来予測も可能となる。

## 謝辞

本論文は、著者の大阪大学大学院工学研究科博士後期課程における研究成果をまとめたものであり、研究過程において、多くの方々の御指導、御助言を頂きました事に心より感謝致します。

本研究を進めるにあたり、研究計画に始まり、研究の全般にわたり、懇切な御指導、御助言を賜りました大阪大学大学院工学研究科教授の近藤明先生に深甚なる感謝の意を表します。研究において、研究の方向性、論文執筆、学術発表から、研究の隅々にまでの確かな御指導を賜りました大阪大学大学院工学研究科助教嶋寺光先生に深く感謝致します。論文執筆、学術発表において、詳細にかつ丁寧に御指導を賜りました大阪大学大学院工学研究科助教松尾智仁先生に深く感謝致します。

大阪大学大学院工学研究科教授の池道彦先生、東海明宏先生には、本論文をまとめるにあたり、御専門の立場から御指導を賜りました事に深く感謝致します。

事務補佐の荻野礼加様、丸岡久枝様をはじめ、共生環境評価領域の研究室の皆様には、いつも御支援いただき心より感謝の意を表します。

## 参考文献

- Akitomo K., Kurogi M., Kumagai M. 2004. Numerical study of a thermally induced gyre system in Lake Biwa. *Limnology*, 5: 103-114.
- Akitomo K., Tanaka K., Kumagai M., Jiao C. 2009 a. Annual cycle of circulations in Lake Biwa, part 1: Model validation. *Limnology*, 10, 105-118.
- Akitomo K., Tanaka K., Kumagai M. 2009 b. Annual cycle of circulations in Lake Biwa, part 2: Mechanisms. *Limnology*, 10, 119-129.
- 新井正 2009. 気候変動と陸水の温度および氷況の変化. *陸水学雑誌*, 70: 99-116.
- Boehrer, B. and Schultze, M. 2008. Stratification of lakes. *Reviews of Geophysics*, 46, 2006RG000210.
- Brooks A.S., Zastrow J.C. 2002. The potential influence of climate change on offshore primary production in Lake Michigan. *Great Lakes Research*, 28, 597-607.
- Burchard H., Baumert H. 1995. On the performance of a mixed-layer model based on the  $\kappa$ - $\epsilon$  turbulence closure. *Journal of Geophysical Research*, 100, 8523-8540.
- Coats R., Perez-Losada J., Schladow G., Richards R., Goldman C. 2006. The warming of Lake Tahoe. *Climate Change*, 76, 121-148.
- Danis P.A., Von Grafenstein U., Masson-Delmotte V., Planton S., Gerdeaux D., Moisselin J.M. 2004. Vulnerability of two European lakes in response to future climate changes. *Geophysical Research Letter*, 31, L21507.
- 遠藤修一, 岡本巖, 中井衛 1981. びわ湖北湖の環流について(1)-水温分布からみた環流の変動. *陸水学雑誌*, 24: 144-153.
- Endoh S., Okumura Y. 1993. Gyre system in Lake Biwa derived from recent current measurements. *Limnology*, 54, 191-197.
- Endoh S., Watanabe M., Nagata H., Maruo F., Kawae T., Iguchi C., Okumura Y. 1995. Wind fields over Lake Biwa and their effect on water circulation. *Japanese Journal of Limnology*, 56: 269-278.
- 遠藤修一, 山下修平, 川上委子, 奥村康昭 1999. 琵琶湖における近年の水温上昇について. *陸水雑誌*, 60: 223-228.
- 遠藤修一, 奥村康昭, 藤田浩介, 河上伸之輔, 田中順治, 金沢晴子 2010. テレメータブイによるびわ湖の気象・流況・水質の連続観測. *陸水学雑誌*, 71(3), 255-267.
- Emercy K.O., Csanady G.T. 1973. Surface circulation of lakes and nearly land-locked seas. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 70, 93-97.
- 古川博一, 河村賢二, 原稔明, 木戸研太郎, 福壽真也 2007. 琵琶湖深層部への溶存酸素供給に関する基礎的考察. *土木学会論文集 B*, Vol.63 No.2: 144-153.
- 伏見碩二 2001. 琵琶湖の雪と水資源, 知っていますかこの湖を-琵琶湖を語る. サンライ

- ズ出版, 50 章; 99-104.
- Goldman C.R., Kumagai M., Robarts R.D. 2012. Climatic Change and Global Warming of Inland Waters: Impacts and Mitigation. John Wiley & Sons, Ltd.
- Goudsmit G.H., Burchard H., Peeters F., Wüest A. 2002. Application of k- $\epsilon$  turbulence models to enclosed basins: The role of internal seiches. *Journal of Geophysical Research, Oceans*, 107, 3230-3242.
- Halbfass W. 1923. Grundzuge einer vergleichenden Seenkunde. *The Geographical Journal*, v65 n2 (192502): 171.
- Hayami Y., Fujiwara T. and Kumagai M. 1994. Internal wave and mixing in Lake Biwa induced by strong winds of a typhoon. *BITEX Symposium/Workshop Short Papers*: 168-175.
- Hayami Y., Fujiwara T., and Kumagai M. 1996. Internal Surge in Lake Biwa induced by strong winds of a Typhoon, Japan. *The Japanese Society of Limnology*, 57, 4(2), pp.425-444.
- 速水祐一, 藤原建紀, 坂本亘 1997. 琵琶湖北湖における水温鉛直分布の長期連続観測. *陸水雑誌*, 58: 305-316.
- 速水祐一, 藤原建紀 1999. 琵琶湖深層水の温暖化. *海の研究*, 8: 197-202.
- Hirose N., Kim C.H., Yoon J.H. 1996. Heat budget in the Japan Sea. *J. Oceanography*, 52, 553-574.
- Imasato N., Kanari S., Kunishi H. 1975. Study on the currents in Lake Biwa (I)-barotropic circular currents induced by the uniform wind. *Oceanographic Society of Japan*, 31: 15-24.
- Intergovernmental Panel on Climate Change 2013. The physical science basis. In *Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*; Cambridge University Press: Cambridge, UK, 2013.
- Ishizuka H., Kitazawa D., Konno A. 2005. A Feasibility Study of Turbulence Models for Numerical Simulation of Physical Environment in Lake Biwa. In *Proceedings of the 19th Symposium in Computational Fluid Dynamics*, Tokyo, Japan, 13-15 December 2005; pp. 1-10. (In Japanese).
- 岩佐義朗, 1990. 湖沼工学, 山海堂.
- Jiao C., Kumagai M. 1995. Large amplitude nonlinear internal surge in Lake Biwa. *The Japanese Society of Limnology*, 56:279-289.
- Kanari S. 1970. Internal waves in Lake Biwa (I) -The responses of the thermocline to the wind action-. *Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, the doctoral dissertation*, 19: 19-26.
- 環境省 2006. 湖沼水質保全基本方針, 環境省告示 29 号.
- Kantha L.H., Clayson C.A. 1994. An improved mixed layer model for geophysical applications. *Journal of Geophysics Research*, 99, 25235-25266.
- 木戸研太郎, 柳生光彦 2004. 琵琶湖底層の溶存酸素の変化に対する姉川・高時川の雪解け

- 水の影響. 土木学会: 505-506.
- 北澤大輔, 熊谷道夫 2007. 流動場—生態系結合モデルによる琵琶湖生態系シミュレーション. 生産研究, 59 (1) :21-26.
- Kitazawa D., Kumagai M. 2005. Numerical simulation on seasonal variation in dissolved oxygen tension in Lake Biwa. In Proceedings of the 2nd Joint Japan/Korea Workshop on Marine Environmental Engineering, Kasuga, Japan, 21-22 October 2005; 71-90.
- 北澤大輔, 石川俊之, 熊谷道夫 2010. 過去 50 年間の気候変動の琵琶湖生態系への影響に関する数値解析. 生産研究, Vol. 62 No. 1: 45-49.
- Kitazawa D., Kumagai M., Hasegawa N. 2010. Effects of Internal Waves on Dynamics of Hypoxic Waters in Lake Biwa. J. Korean Society of Marine Environmental Engineering, 13, 30-42.
- 国土交通省 2007. 湖沼における水理・水質管理の技術.
- 国土交通省 2017. 平成 29 年版 日本の水資源の現況.
- Kondo J. 1975. Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions. Bound. Layer Meteorology, 9, 91-112.
- 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.
- Koue J., Shimadera H., Matsuo T., Kondo A. 2018. Evaluation of Thermal Stratification and Flow Field Reproduced by a Three-Dimensional Hydrodynamic Model in Lake Biwa, Japan. Water, Vol. 10, 47.
- Kumagai M., Vincent W.F., Ishikawa K., Aota Y. 2003. Lessons from Lake Biwa and Other Asian Lakes: Global and Local Perspectives, Freshwater Management, Global Versus Local Perspectives; Springer: Tokyo, Japan; Chapter 1; pp. 1-22.
- 熊谷道夫, 石川可奈子, 焦春萌, 青田容明 2005. 気候変動と琵琶湖北湖における低酸素化現象 琵琶湖研究 記念誌 (所報 22 号); 171-177.
- Livingstone D.M. 2003. Impact of Secular climate change on the thermal structure of a large temperature central European lake. Climatic Change, 57: 205-225.
- Livingstone, D.M. 2008. A change of climate provokes a change of paradigm: Taking leave of two tacit assumptions about physical lake forcing. International Review of Hydrobiology, 93, 404-414.
- MacIntyre S., Clark J.F., Jellison R., Fram J.P. 2009. Turbulent mixing induced by nonlinear internal waves in Mono Lake, California. Limnology and Oceanography, 54, 2255-2272.
- Matzinger A., Schmid M., Veljanoska-Sarafiloska E., Patceva S., Guseska D., Wagner B., Müller B., Sturm M., Wüest A. 2007. Eutrophication of ancient Lake Ohrid: Global warming amplifies detrimental effects of increased nutrient inputs. Limnology and Oceanography, 52, 338-353.
- Mellor G.L., Yamada T. 1982. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid

- problems. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 20, 851-875.
- 宮崎信之, 2001. バイカル湖の生物多様性と環境-バイカルアザラシから地球規模の水汚染を考える, *地球環境/国際環境研究協会*, Vol.6, 1, 79~86.
- Munk W.H., Anderson E.R. 1948. Notes on a theory of the thermocline. *Journal of Marine Research*, 7, 276-295.
- 中賢治 1973. びわ湖深層の全層循環期前の溶存酸素量の永年変化. *陸水学雑誌*, 34: 41-43.
- 永田俊, 熊谷道夫, 吉山浩平 2012. 温暖化の湖沼学. 京都大学出版会.
- Ookubo K., Muramoto Y., Oonishi Y., Kumagai M. 1984. Laboratory experiments on thermally induced currents in Lake Biwa. *Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University*, 34(2-304): 19-54.
- Oonishi Y. 1975. Development of the current induced by the topographic heat accumulation (I) – the case of axisymmetric basin. *Oceanographic Society of Japan*, 31:243-254.
- O'Reilly C.M., Alin S.R., Plisnier P.D., Cohen A.S., McKee B.A.. 2003. Climate change decreases aquatic ecosystem productivity of Lake Tanganyika, Africa. *Nature*. 424(6950):766-768.
- Peeters F., Livingstone D.M., Goudsmit G.-H., Kipfer R., Forster R. 2002. Modeling 50 years of historical temperature profiles in a large central European lake. *Limnology and Oceanography*, 47, 186–197.
- Read, J. S., Hamilton, D. P., Desai, A. R., Rose, K. C., MacIntyre, S., Lenters, J. D., Smyth, R. L., Hanson, P. C., Cole, J. J., Staehr, P. A., Rusak, J. A., Pierson, D. C., Brookes, J. D., Laas, A., Wu, C. H. 2012. Lake-size dependency of wind shear and convection as controls on gas exchange. *Geophysics Research Letters*, 39, L09405.
- Saggio, A., Imberger, J. 1998. Internal wave weather in a stratified lake. *Limnology and Oceanography*, 43(8): 1780-1795.
- 滋賀県琵琶湖研究所 2001. 世界の湖. 人文書院.
- 滋賀県琵琶湖環境科学研究センター 2007. 琵琶湖のあらまし.
- Shiklomanov I. A. 1996. *Assessment of Water Resources and Water Availability in the World*; Prof. I, WMO.
- Shimizu K., Imberger J., Kumagai M. 2007. Horizontal structure and excitation of primary motions in a strongly stratified lake. *Limnology and Oceanography*, 52, 2641-2655.
- Shimizu K., Imberger J. 2008. Energetics and damping of basin-scale internal waves in a strongly stratified lake. *Limnology and Oceanography*, 53, 1574-1588.
- Shrestha K. L., Kondo A. 2015. Assessment of the Water Resource of the Yodo River Basin in Japan Using a Distributed Hydrological Model Coupled with WRF Model. In *Environmental Management of River Basin Ecosystems; Part of the Series Springer Earth System Sciences*; Springer: Berlin, Germany; 137-160.

- 宗宮功 2000. 琵琶湖 その環境と水質形成. 技報堂出版; 258
- Stocker R., Imberger J. 2003. Horizontal transport and dispersion in the surface layer of a medium-sized lake. *Limnology and Oceanography*, 48, 971–982.
- Straile D., Johnk K., and Rossknecht H. 2003. Complex effects of winter warming on the physicochemical characteristics of a deep lake. *Limnology and Oceanography*, 48:1432-1438.
- Thienmann A. 1925. *Die Binnengewässer Mitteleuropas*.
- 辻村茂男, 青木眞一, 奥村陽子, 矢田稔, 焦春萌, 石川加奈子, 中島拓男, 石川俊之 2010. 琵琶湖の低酸素化の実態把握および北湖生態系に与える影響の把握に関する解析モニタリング. 琵琶湖環境科学研究センター研究報告書(H21), 第6号; 58-72.
- Van Zwieten, P.A.M., Roset F.C., Machiels M.A.M. and Densen, W.L.T.V. 2002. Effects of inter-annual variability, seasonality and persistence on the perception of long-term trends in catch rates of the industrial pelagic purse-seine fishery of northern Lake Tanganyika (Burundi). *Fisheries Research*, 54, 329-348.
- Verburg P., Hecky R.E. and Kling H. 2003. Ecological consequences of a century of warming in Lake Tanganyika. *Science*, 301; 505-507.
- Webb E.K. 1970. Profile relationships: The log-linear range, and extension to strong stability. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 96, 67–90.
- Winder M., Reuter J.E., Schladow S.G. 2009. Lake warming favors small-sized planktonic diatom species. *Proceedings of the Royal Society: Biological Sciences*, 276; 427-435.
- 柳生光彦, 木戸研太郎, 原稔明 2004. 姉川河口における雪解け水の流入挙動調査. *ダム技術*, 219.
- Yoshida K., Sugi M., Mizuta R., Murakami H., Ishii M. 2017. Future changes in tropical cyclone activity in high-resolution large-ensemble simulations. *Geophysical Research Letters*, 44; 9910-9917
- Yoshimizu C., Yoshiyama K., Tayasu I., Koitabashi T., Nagata T. 2010. Vulnerability of a large monomictic lake (Lake Biwa) to warm winter event. *Limnology*, 11: 233-239.
- 吉村信吉 1937. 南九州火山湖の冬季における循環状態. *海と空*, 17: 237-254; 289-301