

丹生ダムに伴う姉川・高時川および琵琶湖への 影響について(1/4)

- 姉川・高時川融雪水の丹生ダム貯留による琵琶湖深層部DOへの影響について -

平成17年5月30日

琵琶湖河川事務所

目 次

§ 1 . 姉川・高時川融雪水の丹生ダム貯留による琵琶湖深層部DOへの影響について	1-1
1.1 琵琶湖の循環のメカニズム	1-1
1.2 琵琶湖深層部DOの冬季の回復の支配要因	1-23
1.3 琵琶湖深層部DOの回復と姉川からの融雪水流入の関係	1-40
1.4 水温からみた姉川河川水の潜り込みの可能性	1-62
1.5 融雪出水の琵琶湖への侵入・拡散状況	1-65
1.6 循環により深層部に供給されたDO量	1-81
1.7 まとめ	1-94

§ 1 . 姉川・高時川融雪水の丹生ダム貯留による琵琶湖深層部DOへの影響について

1.1 琵琶湖の循環のメカニズム

(1) 深層部DOの回復状況と関連要因の挙動

琵琶湖冷却期におけるDO回復メカニズムの検討に資するよう、図1.1.1に示す安曇川沖中央（水機構観測）の水温、DOの鉛直分布観測結果を用いて、深層部のDO回復状況を捉えるとともに、同期間ににおける沿岸水域の水温や気温、風等関連諸量の動向を整理した。その結果を図1.1.2～1.1.7に示した。

なお、滋賀県が観測している北湖N局（水深75mまで観測）のデータも収集したが、ほとんどの年で循環期が欠測となっており、結果として検討に用いることはできなかった。

以下、図1.1.2～1.1.7の整理結果をもとに深層部のDO回復に関して得られた知見をとりまとめる。

- 1)まず、図1.1.3に示した1995年12月における深層部DO濃度（水深60m）の回復状況を見ると、12月22日から23日にかけて一時的にDO濃度が回復し、この時同水深の水温も一時的に上層部と同程度に上昇している。
- 2)この時の気温の状態を見ると、一時的かつ急激に気温が低下している。なお、この時、風については強風の状態ではなかった。
- 3)また、東岸の沿岸域の水温は、西岸に比べ低く、かつ気温の変動の影響を西岸よりもより受けやすくなっている。
- 4)以上のことから、この一時的な深層部のDO回復は、気温の低下に伴う湖面冷却が一時的に強くなり、冷却された湖岸の湖水により混合が起こり深層部にDOが供給されたものと推察される。
- 5)なお、この時、何故、水温が上昇するかについては、冷却された東岸側の湖水が湖の中央に向かって移動する際に周辺の比較的暖かい湖水を運行・混合するためと推察される。
- 6)深層部のDO濃度が一時的に回復し、その後再び低下する現象は、他の年にも見られるが、これは、湖面冷却による循環が一時的なものであり深層部全体には及んでおらず、一時的な湖面冷却が終われば、再び周辺から低DO濃度の湖水の影響を受けるためと推察される。

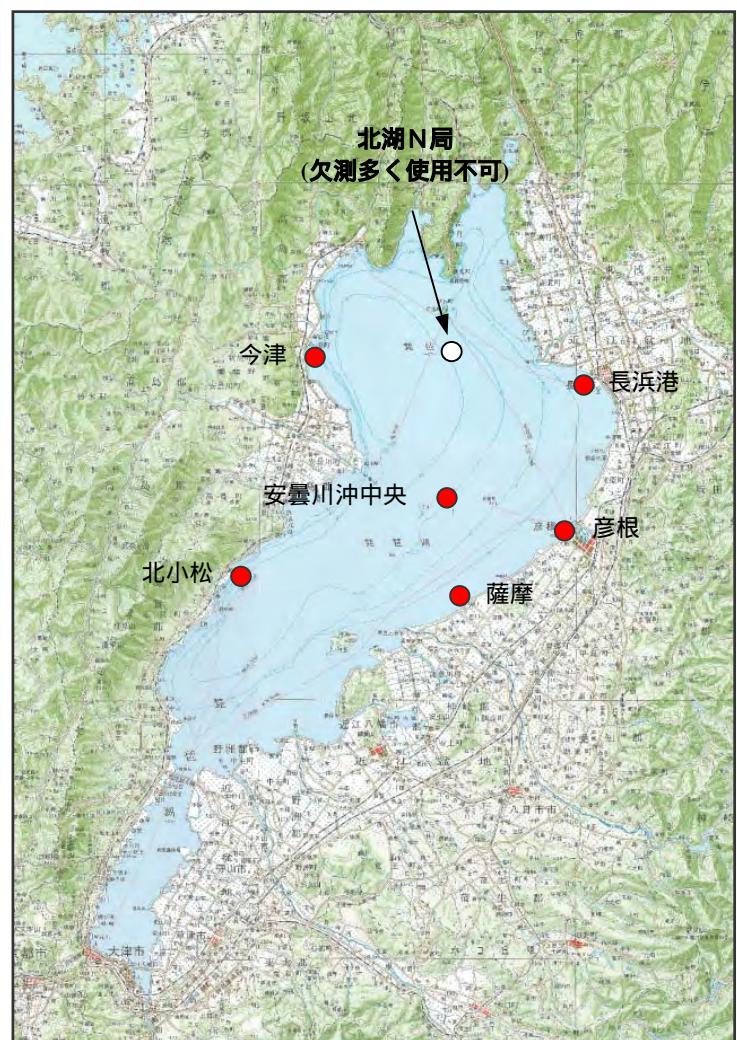


図1.1.1 水質モニター等地点位置図

注)図2.1.2～2.1.7に用いている地点のみを記載

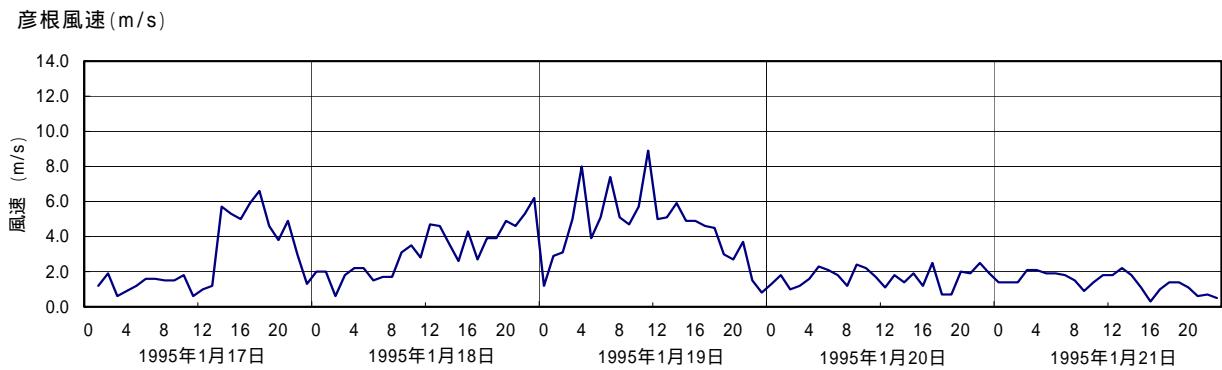
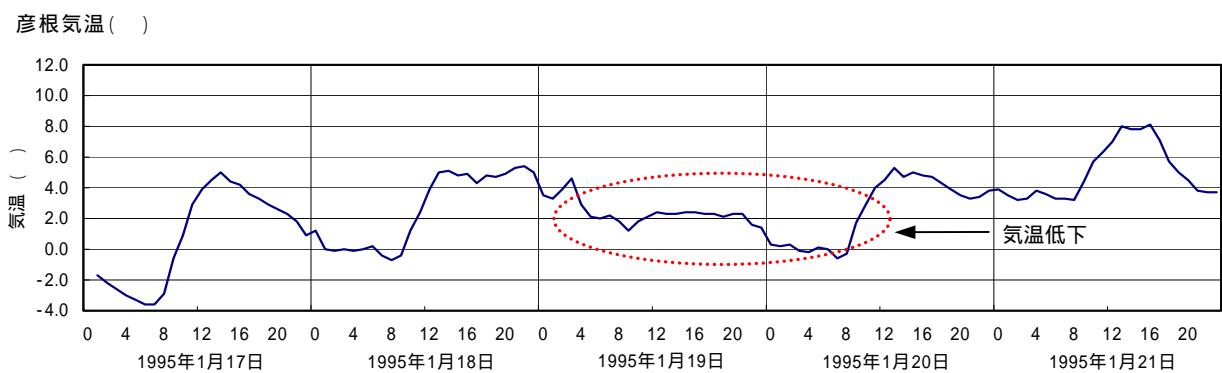
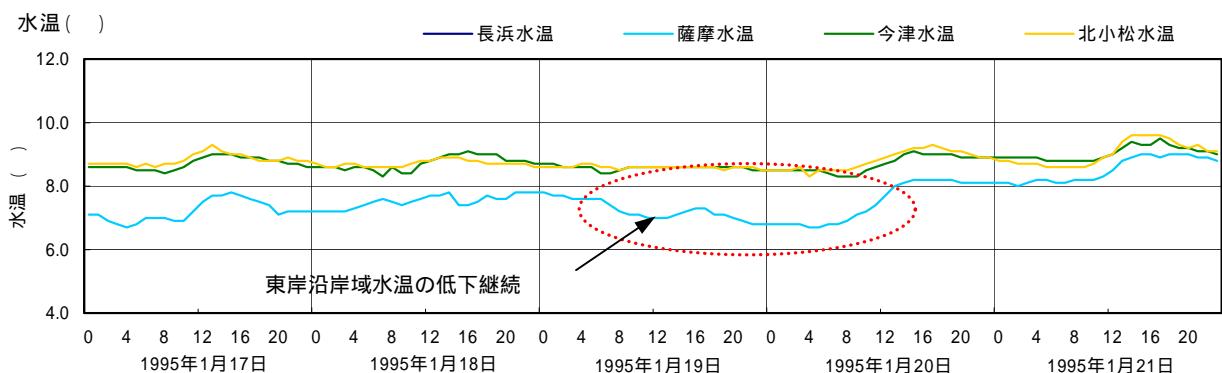
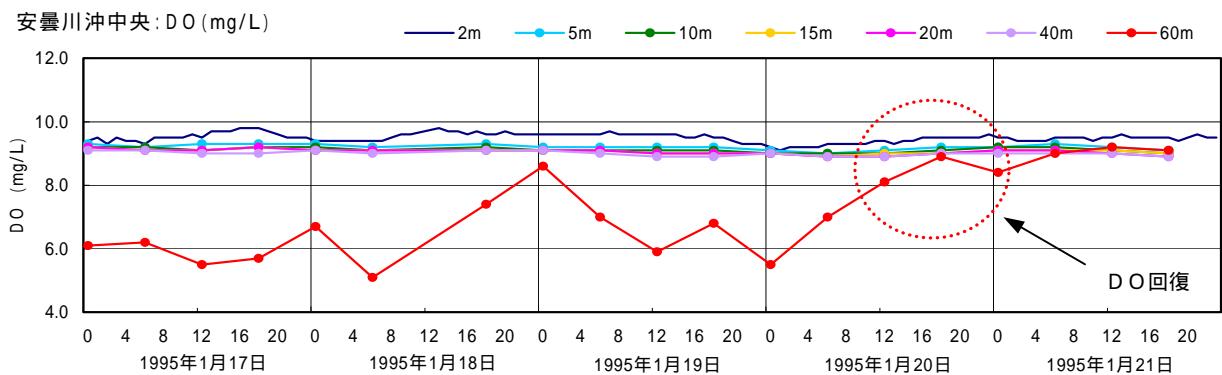
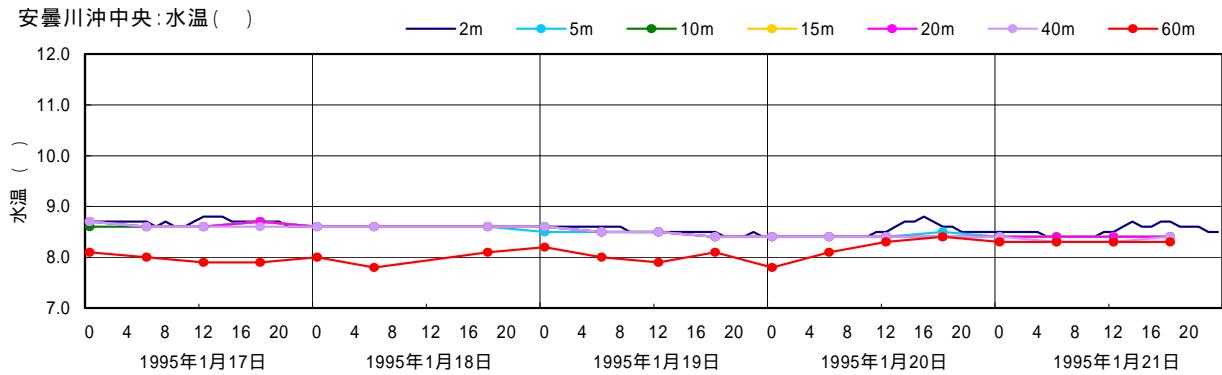


図 1.1.2 琵琶湖冷却期における DO 回復時の各諸量の動向 (その 1 : 1995 年 1/17 ~ 1/21)

- 7)一方、12月24日以降に生じている気温の急激な低下とその状態の継続により、湖面冷却による循環が促進され12月26日には深層部のDO濃度は上層と同程度となっている。
- 8)また、強風の発生と深層部DO濃度回復にも関連が認められる。これについては、風速とあわせて風向が重要である。琵琶湖においては、冬期に北西、北北西の季節風が卓越することが知られているが、この風により東岸に向かう吹送流が発達し、これが岸付近で反転して湖中央に向かう流れとなり、循環に影響を及ぼしている可能性がある。(これら循環のメカニズムについては後で詳述する)
- 9)東岸側の沿岸域については西岸側よりも水温が低く、かつ気温の変動を受けやすくなっている。これは、東岸側は水深が浅いために、沿岸の湖水が冷却されやすいことを示しており、気温低下に伴う循環発生時には湖岸からの冷たい湖水による流動の影響も考えられる。この点については1.6節に示したように、現在、現地調査を実施しており、その結果を踏まえ、琵琶湖における循環のメカニズムの把握に反映させる予定である。
- 10)その他の年においても、1995年12月の状況で説明したような現象が生起し、深層部のDO濃度が回復している。今後さらに詳細な検討が必要であるが、今回の検討によると湖面の冷却条件が継続することにより循環が進行し深層部のDOが回復することが基本的なメカニズムとなっているものと推察される。
- 11)くわえて、2000年1月の例にもあるように、強風の継続に伴う湖内流動によると思われる深層部のDO濃度の回復が卓越する場合があるとともに、気温低下と強風の両方が作用している場合も認められる。(95年、98年)

これらの知見を踏まえ、2000年1月および2002年12月のDO回復時を対象とし、琵琶湖における循環のメカニズム解明すべくさらに検討を進める。

- 図1.1.2～1.1.7のデータ出典はつぎのおとり。
- ・安曇川沖中央水温・DOモニター結果(水資源機構)
 - ・湖岸水温モニター(滋賀県)
 - ・彦根気温・風速(彦根気象台)

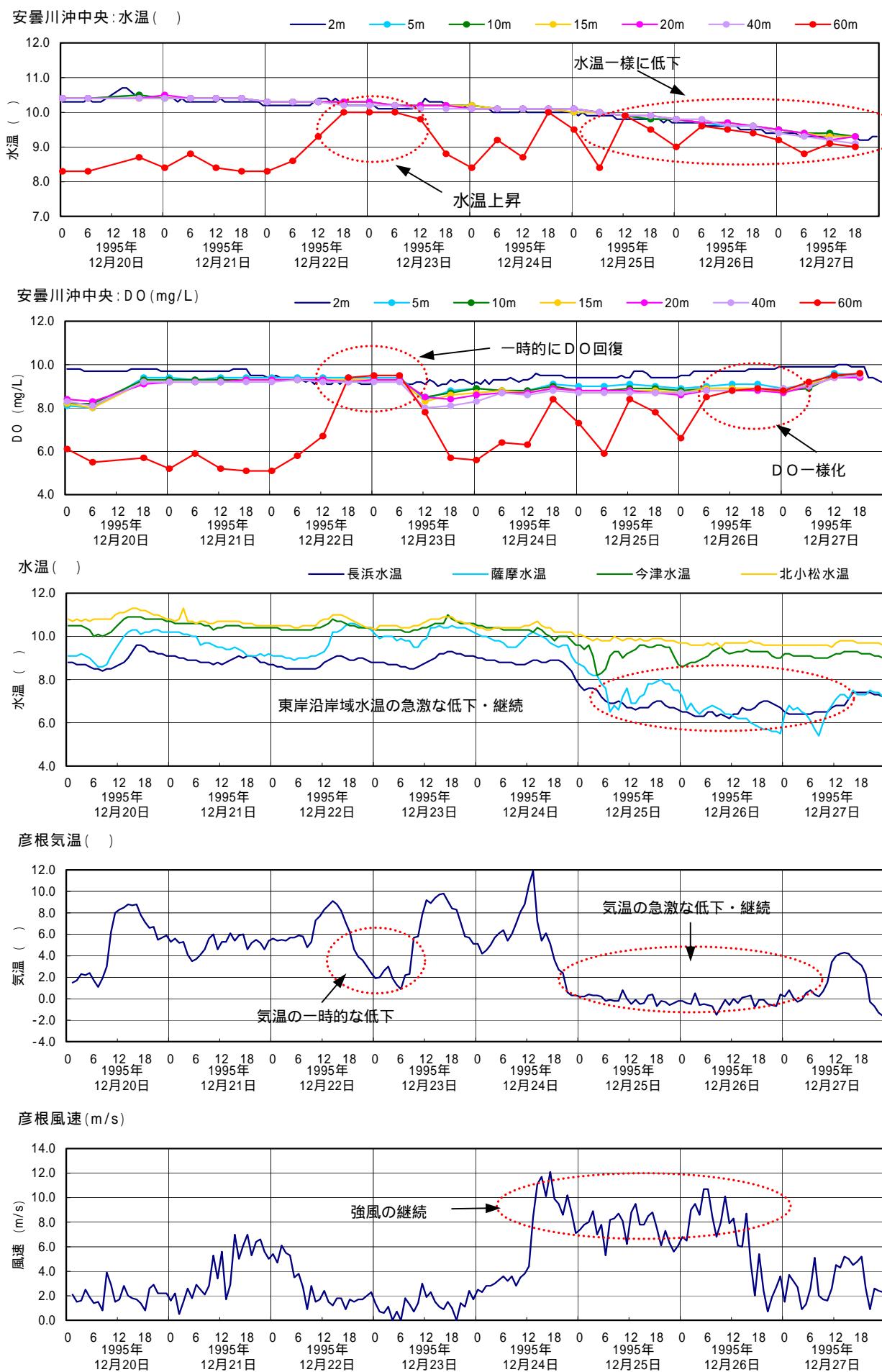


図 1.1.3 琵琶湖冷却期における DO 回復時の各諸量の動向 (その 2 : 1995 年 12/20 ~ 12/27)

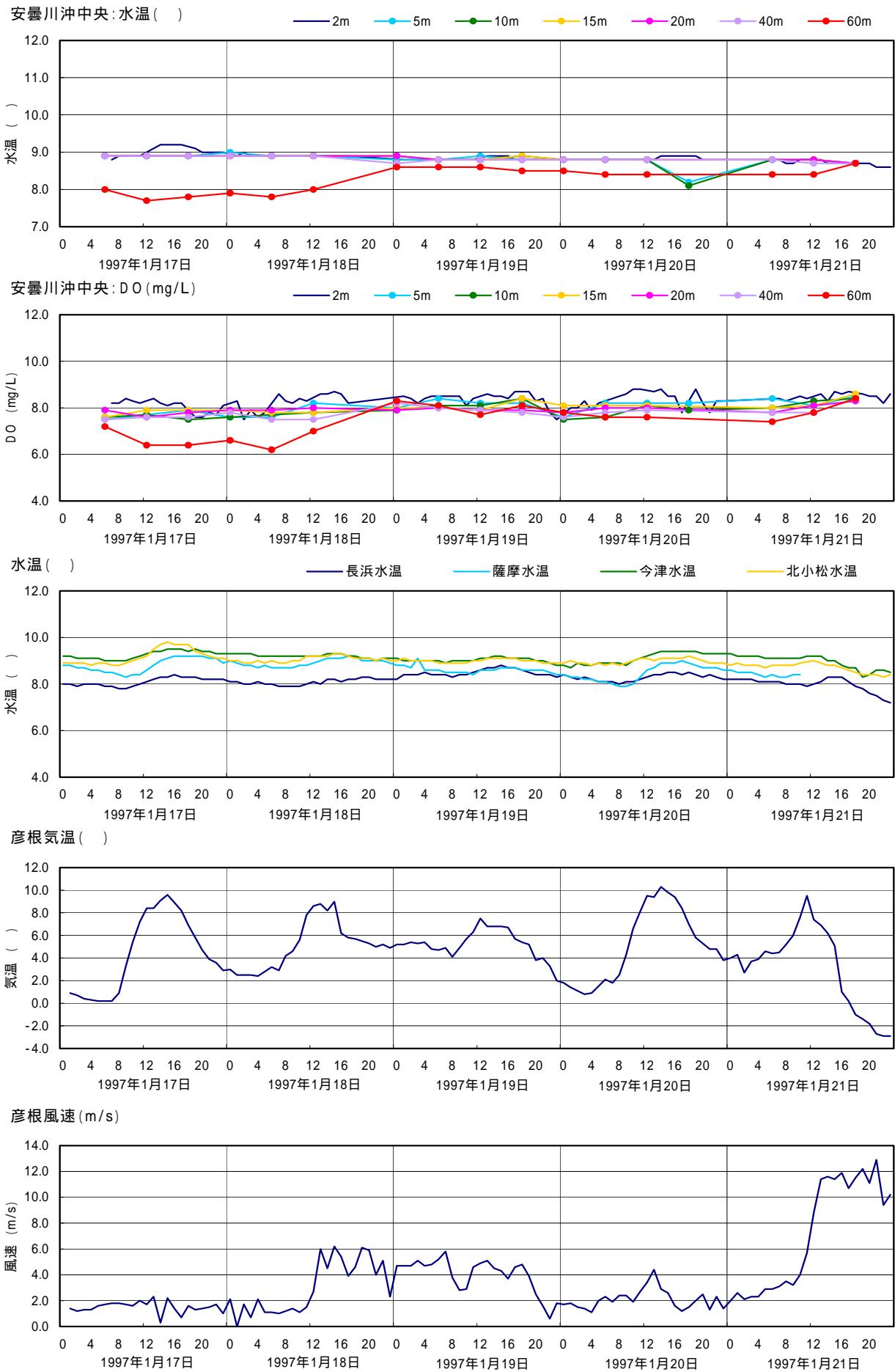


図 1.1.4 琵琶湖冷却期における DO 回復時の各諸量の動向 (その 3 : 1997 年 1/17 ~ 1/21)

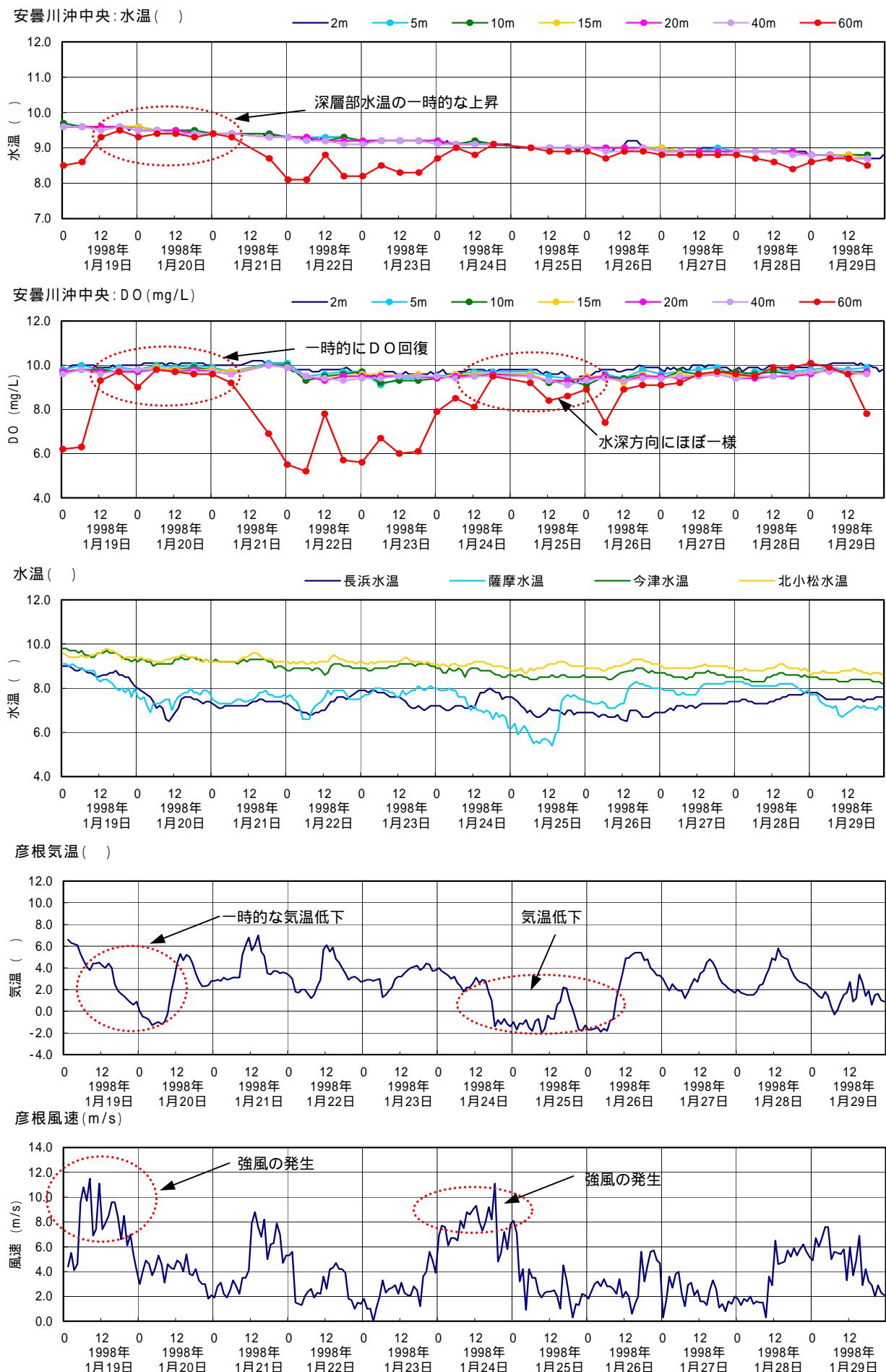


図 1.1.5 琵琶湖冷却期における DO 回復時の各諸量の動向 (その 4 : 1998 年 1/19 ~ 1/29)

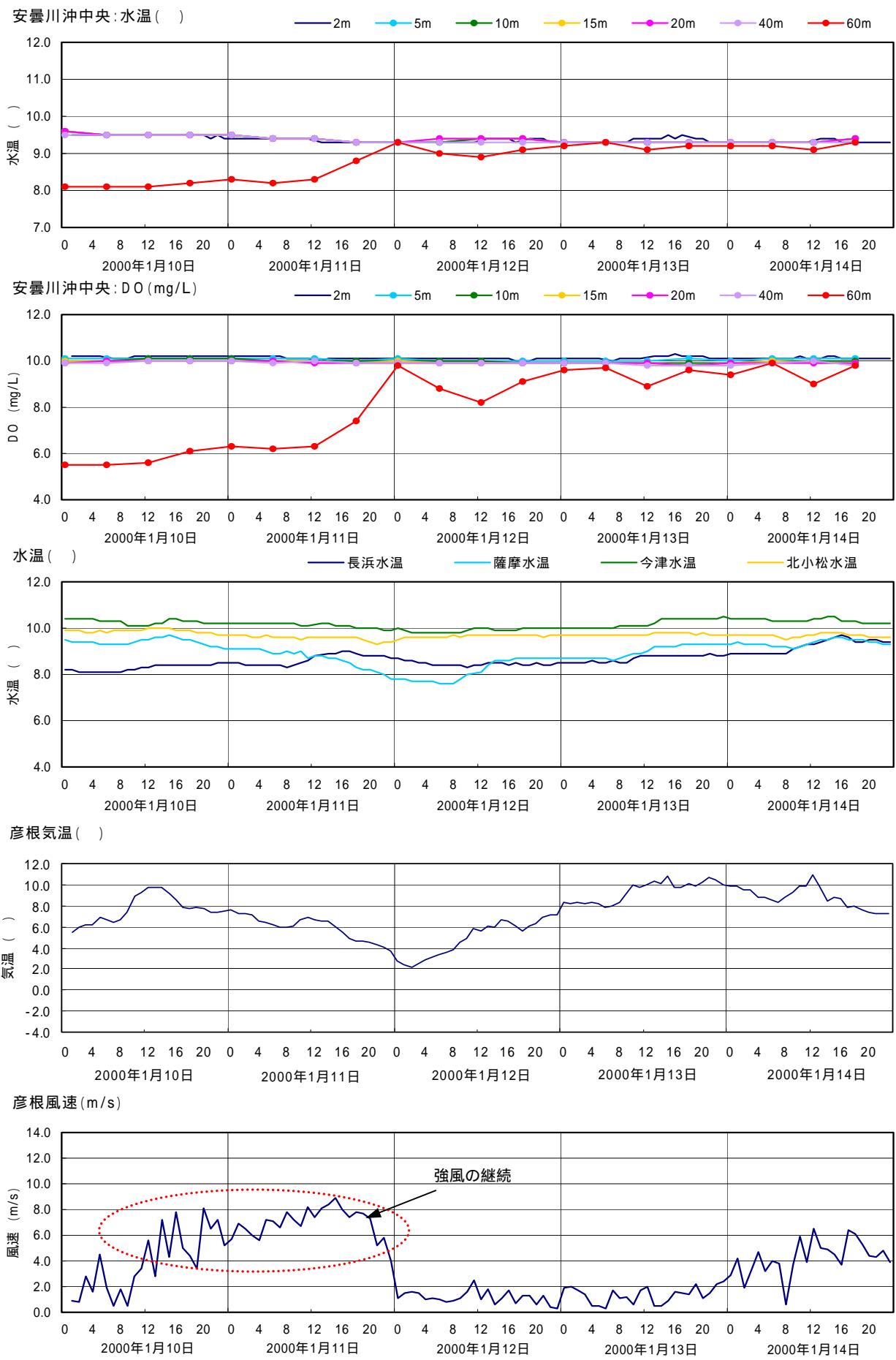


図 1.1.6 琵琶湖冷却期における DO 回復時の各諸量の動向 (その 5 : 2000 年 1/10 ~ 1/14)

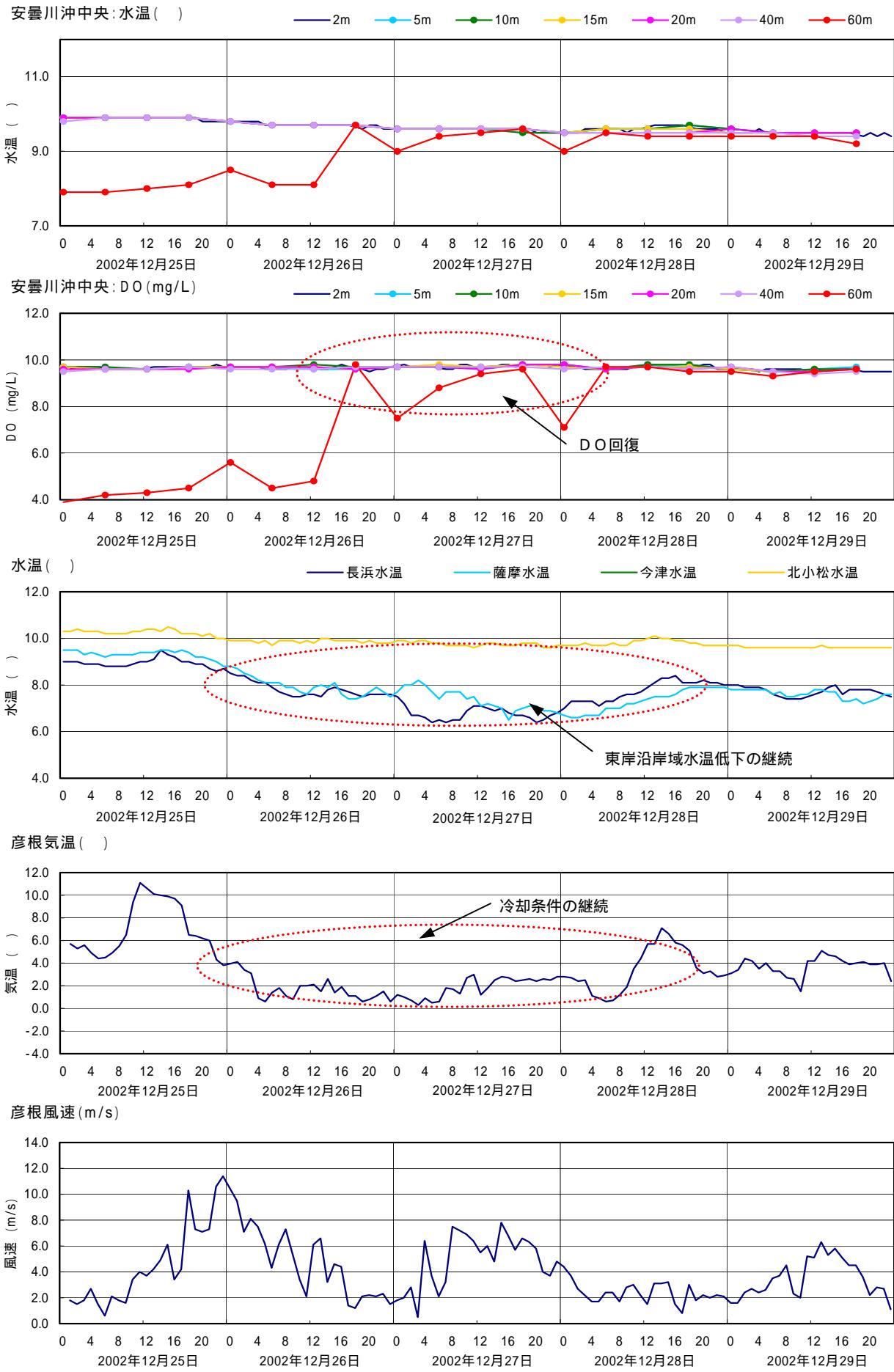


図 1.1.7 琵琶湖冷却期における DO 回復時の各諸量の動向 (その 6 : 2002 年 12/25 ~ 12/29)

(2) 琵琶湖の循環機構とDO回復の関連検討

ここでは、前述のように安曇川沖中央地点で見た2000年1月および2002年12月のDO回復を具体例として、琵琶湖における循環期の湖水循環メカニズム、ならびにそれに伴うDO回復について詳細検討を行う。図1.1.8には、2002年9月～12月における安曇川沖中央地点の水深別水温、DO濃度の経時変化、北湖東岸、西岸に設置されている水温モニター結果と彦根地点における気温、風向・風速の推移を示した。同様に1999年10月～2000年1月の状況を図1.1.10示した。

これらの結果をもとに、琵琶湖の冷却期における水深別の水温、DO挙動について整理すると次のとおりである。

1) 琵琶湖冷却期における水温、DOの挙動

- ・水深15mは水温躍層位置に相当するが、同水深の湖水は同年10月中旬に上層の水温と均一化、すなわち循環層に取り込まれているが、その前に、図1.1.8に示すように9月半ば過ぎより大きく振動し、その後上層の水温と同じレベルとなり安定するといった推移を示している。
- ・なお、大きく水温が振動する前にも15m水深の水温は振動しているが、これは内部波によるものと考えられる。（内部波と上記の循環が始まる水温変化とは明らかに変動の大きさが異なっている。）
- ・水深15m水温の特徴は、すべての水深の水温に現れており、各水深の湖水が上層の循環層に取り込まれる前には、15m水深の水温で見られたように水温が振動する現象が認められる。
- ・各水深の水温が振動する場合の特徴としては、水温が上昇する場合は上層部の水温と同じ程度に高くなり、低くなる場合は振動が生起する前と概ね同様のレベルに戻る動きとなる。
- ・この時のDOの挙動をみると、各水深ともに水温と同様に濃度が上下する動きを示しており、水温が高くなるとDO濃度も高くなり、上層の混合層と同程度の濃度まで上昇している。
- ・この水温、DOの特徴については、2002年の9～12月における特別なものではなく図1.1.10に示した1999年～2000年にかけての冷却期でも同様の特徴が明瞭に現れている。（その他の年についても同様の特徴が認められる。）
- ・また、2002年を例として各水深の水温、DO濃度が振動する様子を鉛直分布で示した結果を図1.1.14～1.1.19に整理した。これによると、15mおよび20m水深では、水温の上昇に伴ってDO濃度も上昇し、またもとに戻る様子が比較的明瞭に示されている。
- ・水深が深くなる40mおよび60m地点でも水温とDOの上昇関係は認められるが、DO濃度の上昇にくらべて水温の上昇はさほど大きなものになっていない。
- ・この水温とDO濃度の関係を相関図で示すと、2002年の場合は図1.1.9に示すとおりであり、1999年から2000年の冷却期の場合は、図1.1.11に示すとおりである。
- ・これらの図に示すように、循環層に取り込まれるまで生起する水温、DOは、上述のように水温が高くなると、DO濃度も高くなる関係となっており、これらの関係は、いずれの水深、また冷却期間が異なっても同様の関係となっている。
- ・一般に、DOの飽和濃度は、水温が高くなると低くなるが、ここでは各水深で生起する振動期間では両者に正の相関関係が認められる。

では、何故、各水深が上部の循環層に取り込まれる前に、水温、DO濃度が振動するのか、またこの振動期間においては、水温とDO濃度の正の相関関係が存在するのかの検討も含め、琵琶湖の冷却期における循環を生じさせる要因等との関係をつぎに検討する。

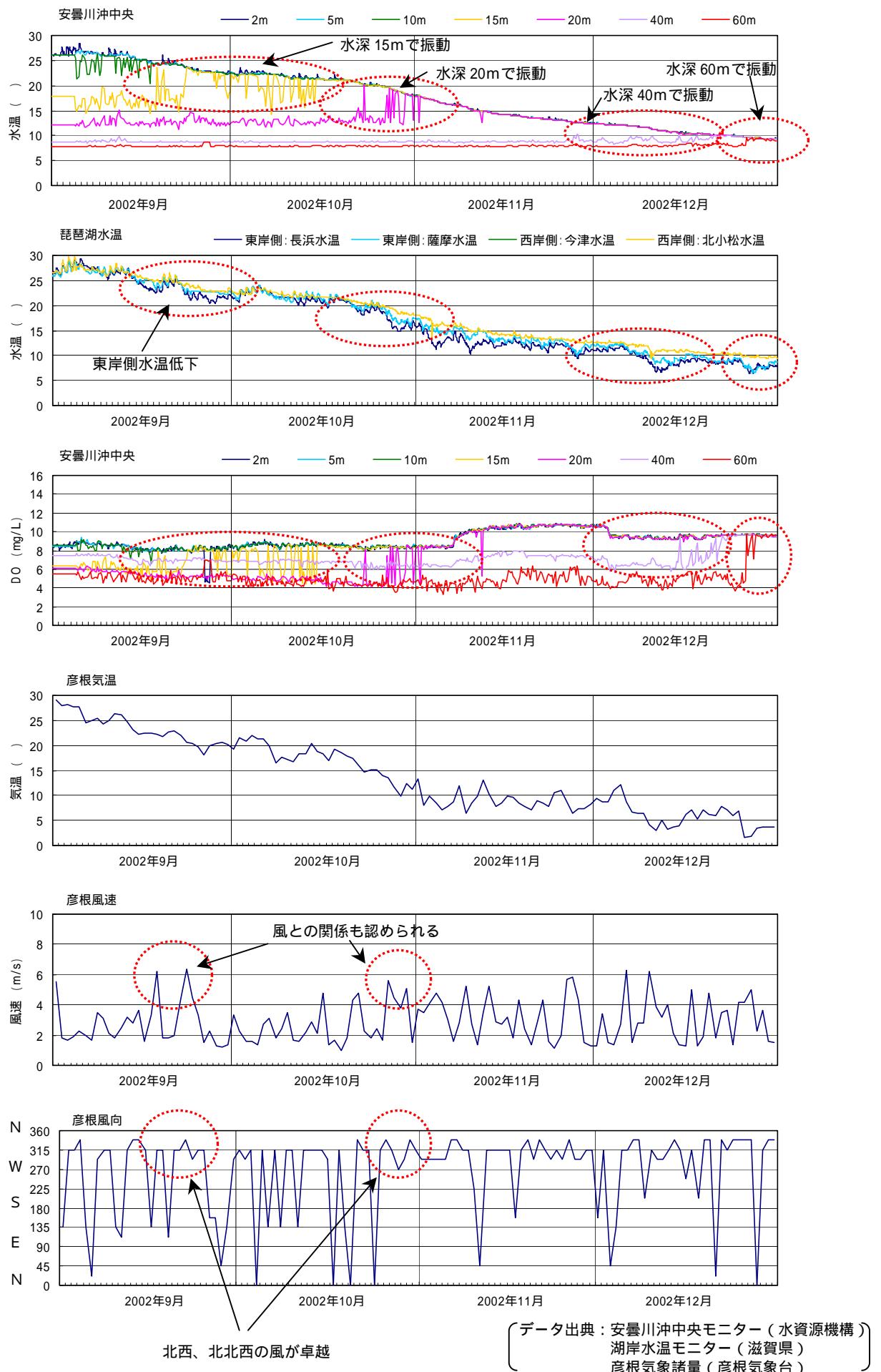


図 1.1.8 琵琶湖冷却期における各諸量の動向 (2002年9月～12月の例)

2) 琵琶湖における循環機構とDO回復の関連検討

本節の冒頭にて検討した各年におけるDO回復時に関する知見や図1.1.8および1.1.10に示した琵琶湖冷却期における水深別の水温、DO濃度と関連諸量の推移から、琵琶湖における循環機構が概ね把握可能であり、前述の水温、DOの振動や、両者の関係についてもつぎのような現象が生起しているものと推察される。

- ・2002年の水深15mの水温、DOを例にとると、振動が開始する直前の状況をみると、東岸側の長浜水温が低くなっていることが特徴の一つとしてまずあげられる。また、同時期北北西の風が強まっている。
- ・琵琶湖、特に北湖においては冷却期にあたる秋期～冬期には北西、北北西の季節風が卓越し、これによって湖面上にも吹送流が発達し、東岸に向かう流れが生じる。なお、風による吹送流の発生は、よく知られた一般的な知見である。

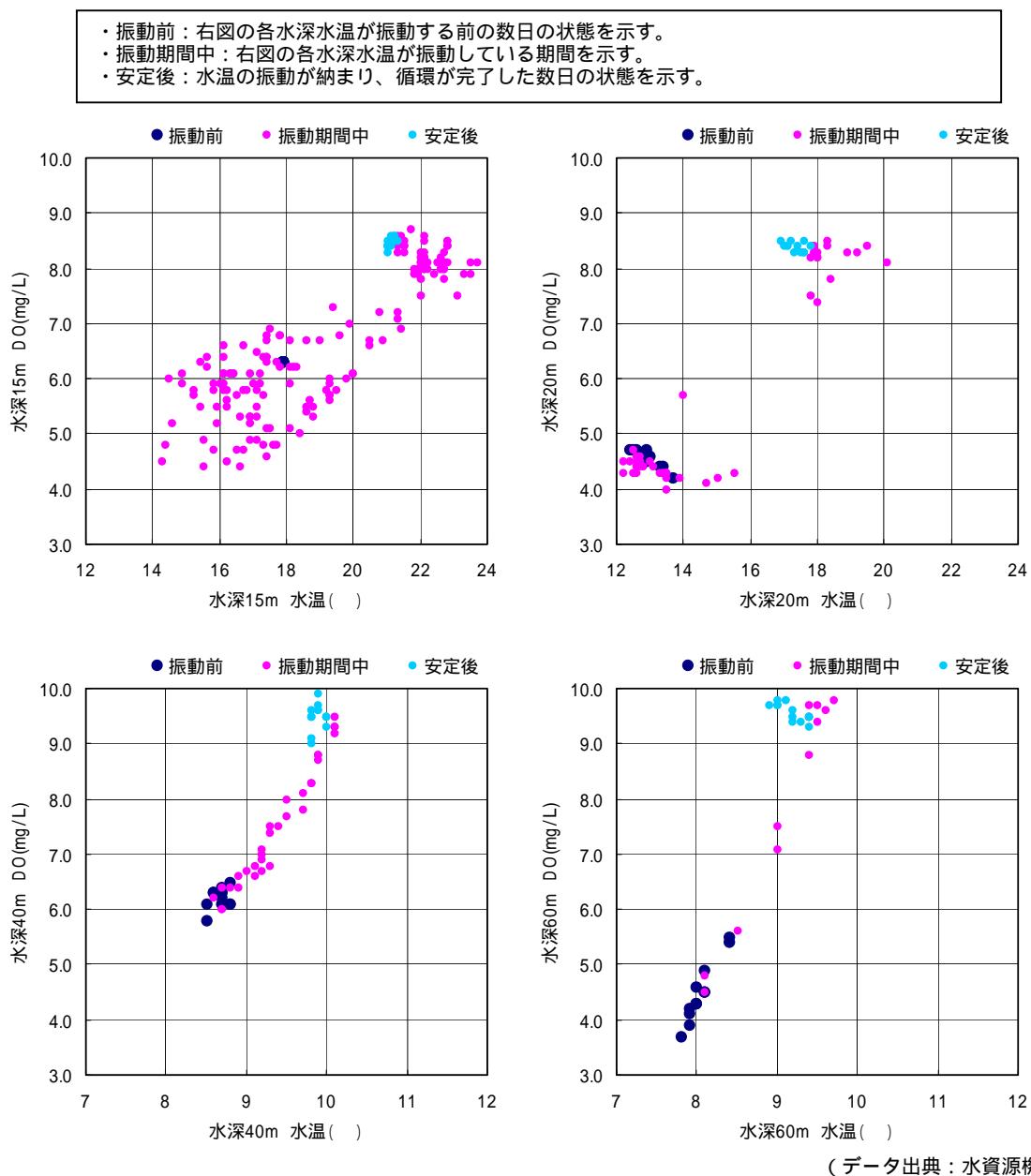
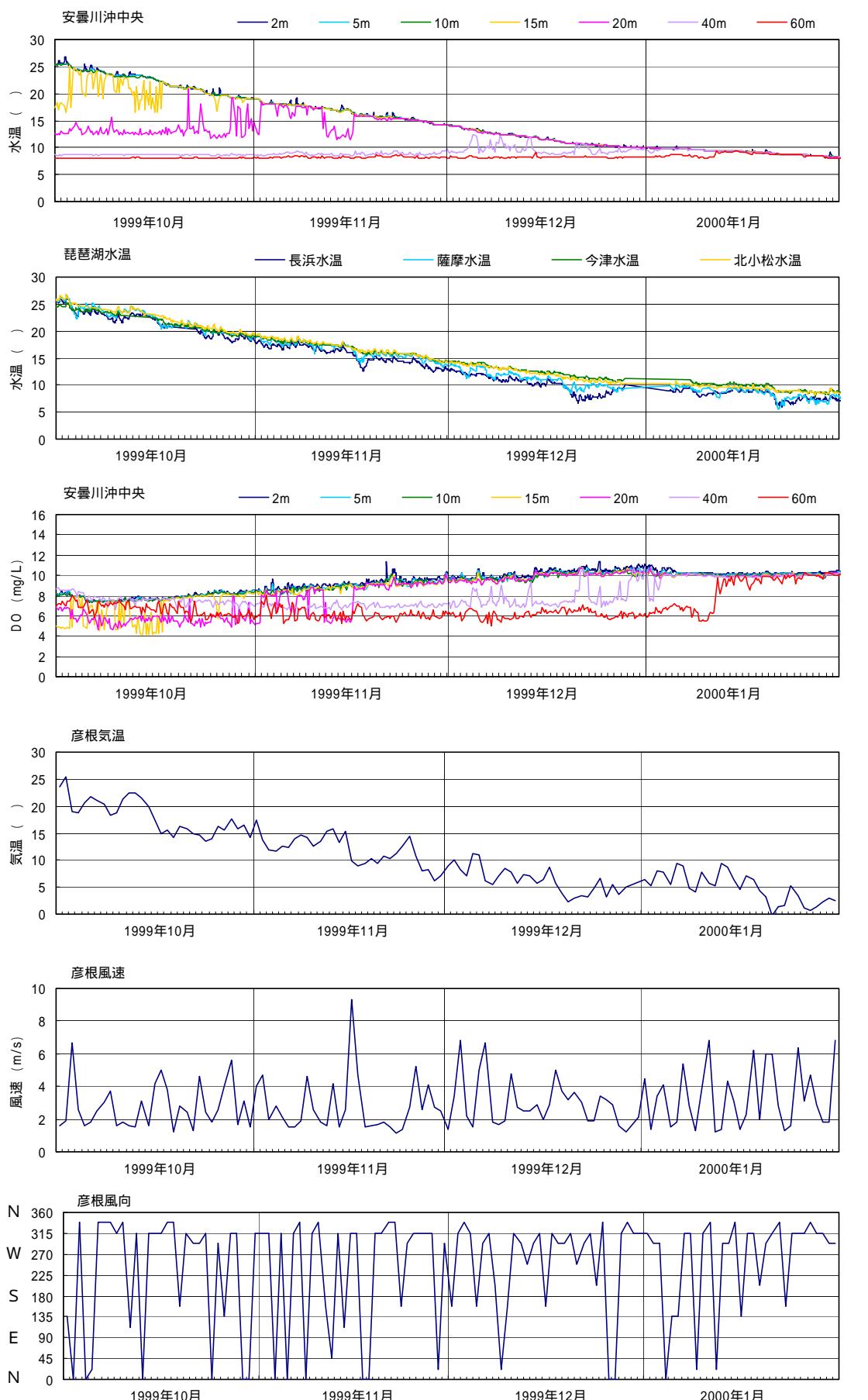


図1.1.9 各水深の循環過程における水温とDOの関係（安曇川沖中央：2002年）



データ出典：安曇川沖中央モニター（水資源機構）
湖岸水温モニター（滋賀県）
彦根気象諸量（彦根気象台）

図 1.1.10 琵琶湖冷却期における各諸量の動向（1999年10月～2000年1月の例）

- 北西、北北西の風は図 1.1.12 に示すように東岸の浅水域帯に直行するような方向となり、これらの風によって発達した吹送流は東岸で反転し、気温の低下によって冷却され重くなった東岸域の湖水を一気に湖央に押しやる力となる。
- この冷却された湖岸水は、循環が進んではいるが下層に比べて比較的暖かくかつ DO 濃度の豊富な周辺水と混合しながら安曇川沖中央に向かって進行する。
- この水が通過したときに、水深 15m の水温、DO 濃度も一時的に上昇し、通過してしまえばもとの状態となる。通過した湖水は補償流的に西岸側で表層へ向かう流れとなるものと推察される。
- これらの現象が繰り返されることにより、水深 15m までの循環が徐々に進行し、その過程として 15m 水深の水温、DO 濃度が一時的に振動するような挙動を見せるものと考えられる。

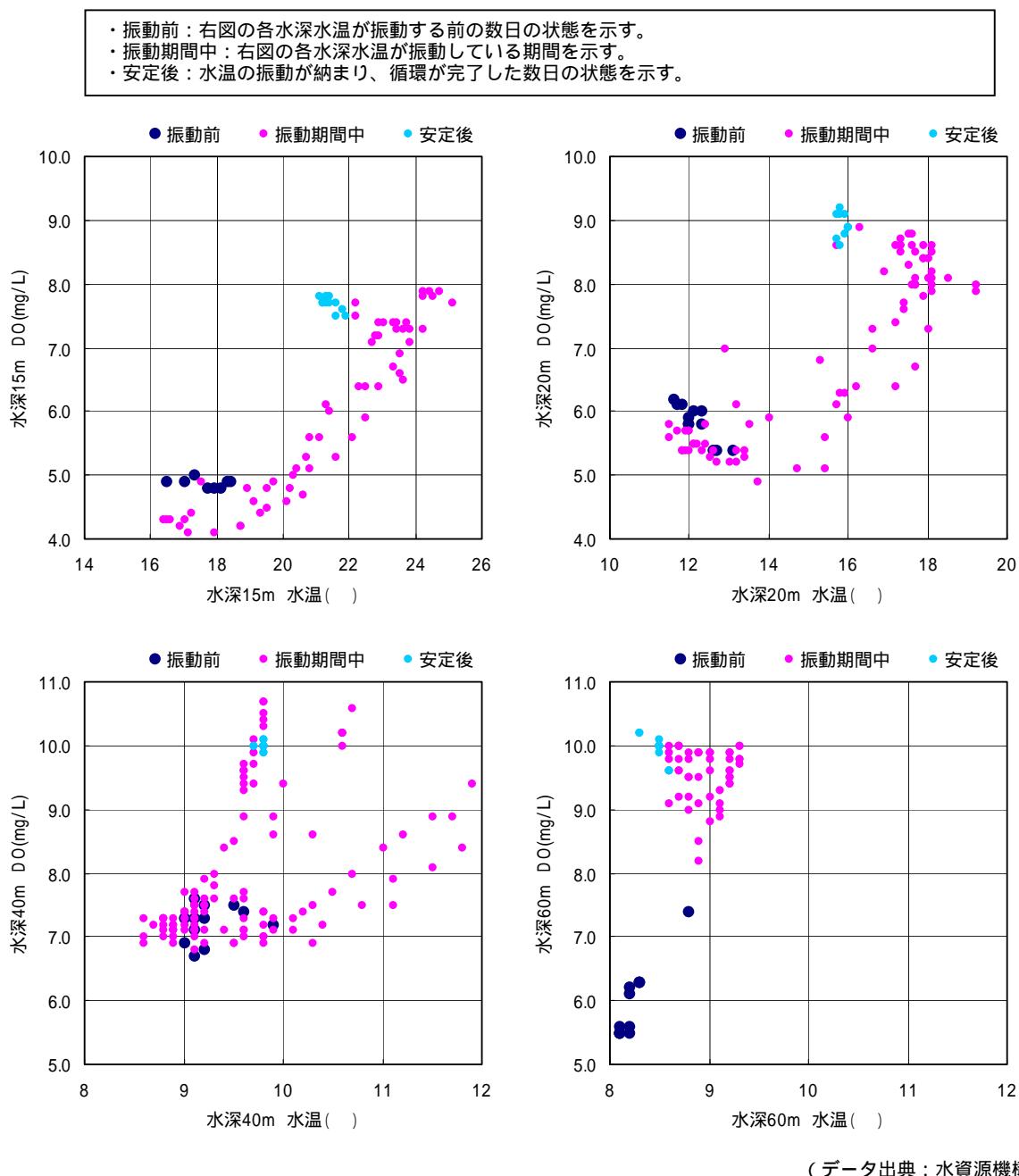


図 1.1.11 各水深の循環過程における水温とDOの関係(安曇川沖中央：1999年9月～2000年1月)

- ・2002年の20m水深の循環過程も15mの場合とまったく同様であり、循環に伴う水温、DO濃度の振動が始まる直前では、気温低下とともに東岸の湖岸水の水温が低下し、北北西の風が強まっている。
- ・ただし風の条件については、同じ循環過程でも弱い場合があったり、強く作用する場合があり、その差は循環までに要する期間に差が出るものと推察される。
- ・これに関しては、気温の低下も同様であり、1999年の水深20mの水温の例にあるように、振動期間は長いが、その間さほど顕著な東岸域の水温低下はない。
- ・なお、図1.1.10に示した2000年1月下旬での深層部まで循環が及んだ後の、完全循環期に相当する2月における安曇川中央における水温とDOの関係を図1.1.13示した。
- ・同図に示すように完全循環期においては、水温が低いほどDO濃度は高くなる関係となる。
- ・すなわち、気温が低く湖水温が低くなるほど、深層部まで循環がおよび深層部のDO濃度も高くなる。
- ・このように、琵琶湖における深層部のDO濃度が高いレベルに回復するためには、融雪水が多く流入するかによるのではなく、時期的にその前に当たる1~2月に如何に寒くなり、水温が低下するかにかかっている。

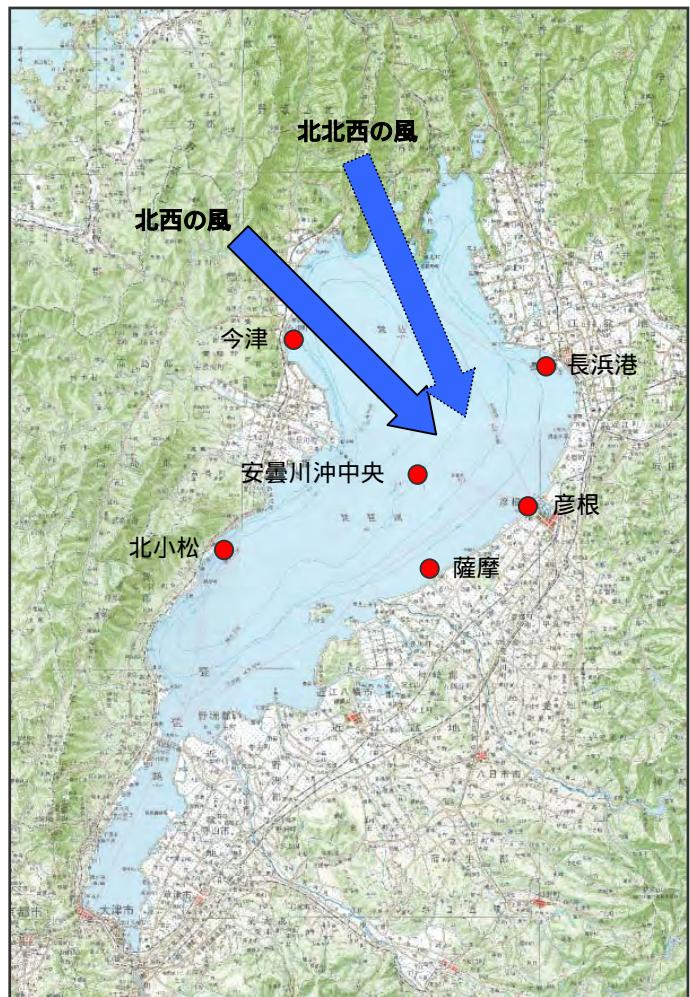
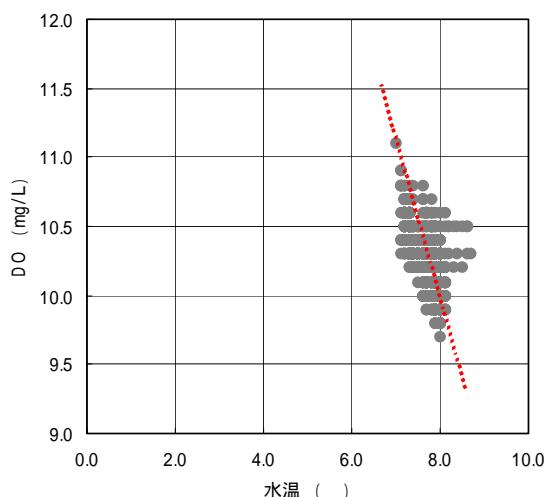


図1.1.12 水質・気象モニター地点位置と季節風の関係



注)全水深のデータをプロット

図1.1.13 安曇川沖中央における完全循環期の水温とDO関係(2000年2月)

水深 15m の水温が高くなったりもどに戻つたりする状態（振動している状態）
高くなる場合は、水深 15m 以浅の水温に近い状態となる。

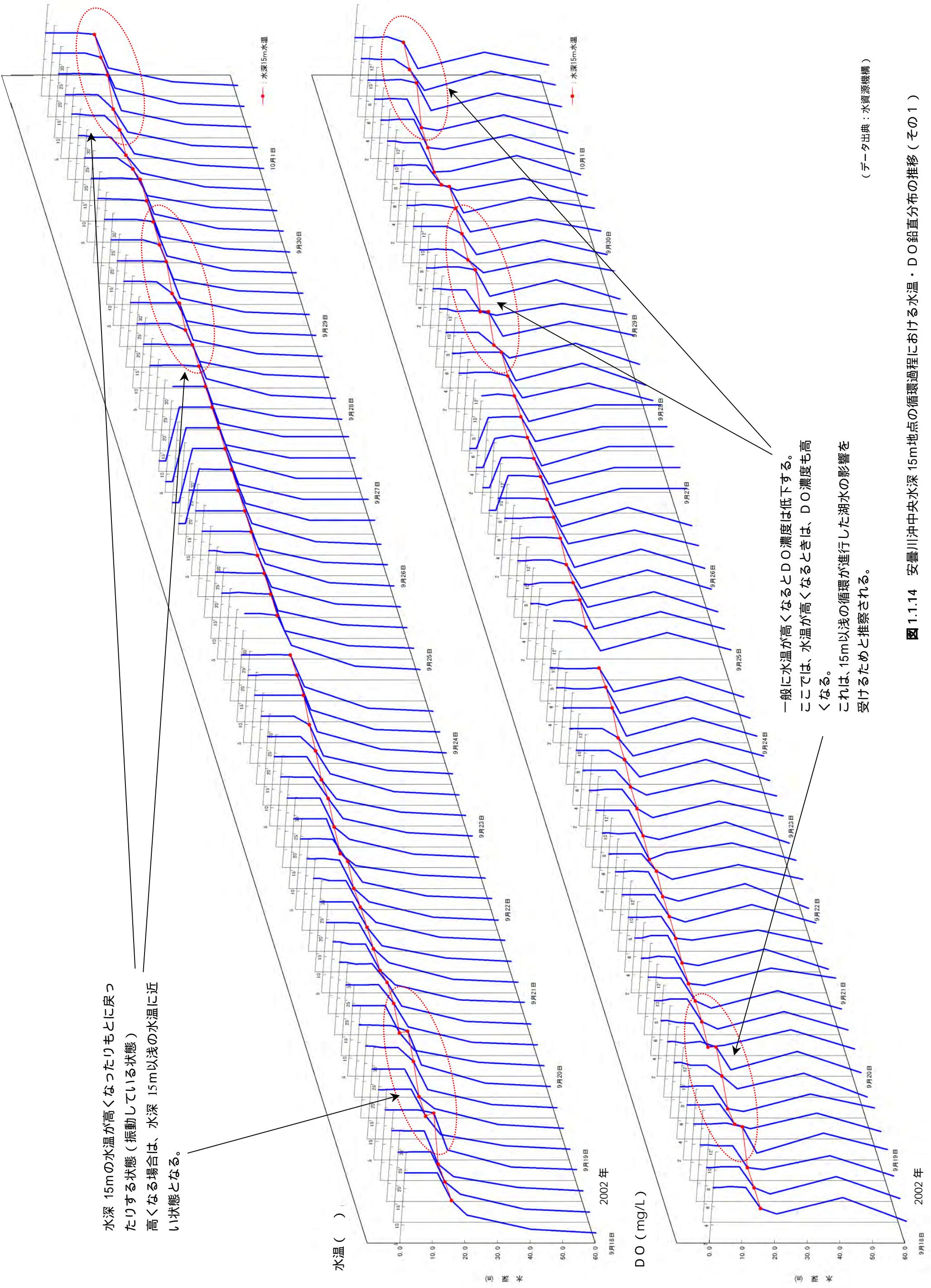


図 1.1.14 安曇川沖中央水深 15m 地点の循環過程における水温・DO 鉛直分布の推移 (その 1)
2002 年

一般に水温が高くなると DO 濃度は低下する。
ここでは、水温が高くなるときは、DO 濃度も高くなる。
これは、15m 以浅の循環が進行した湖水の影響を受けるためと推察される。

水深 15mの水温が高くなったりもとに戻りする状態（振動している状態）
高くなる場合は、水深 15m以浅の水温に近い状態となる。

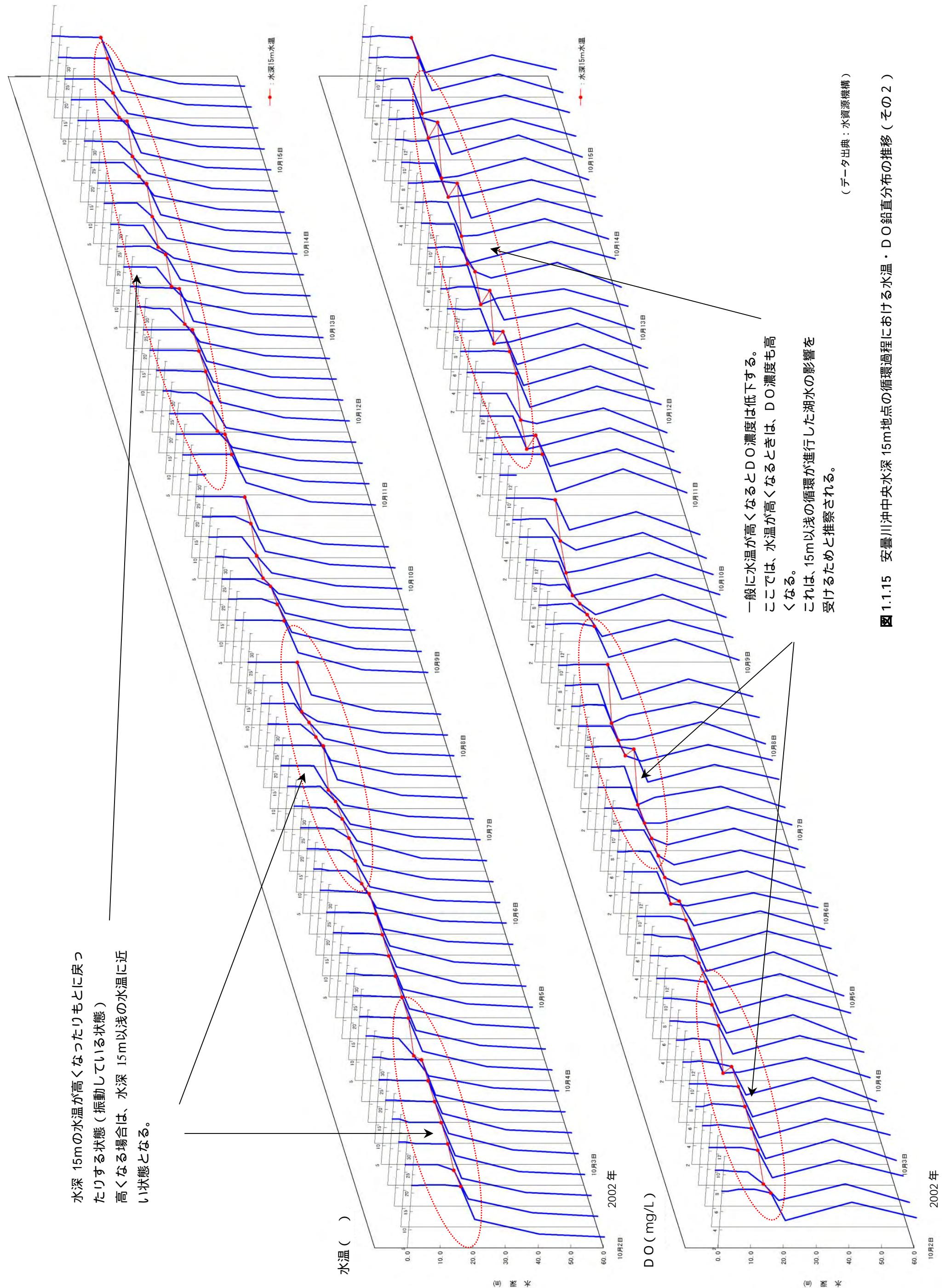
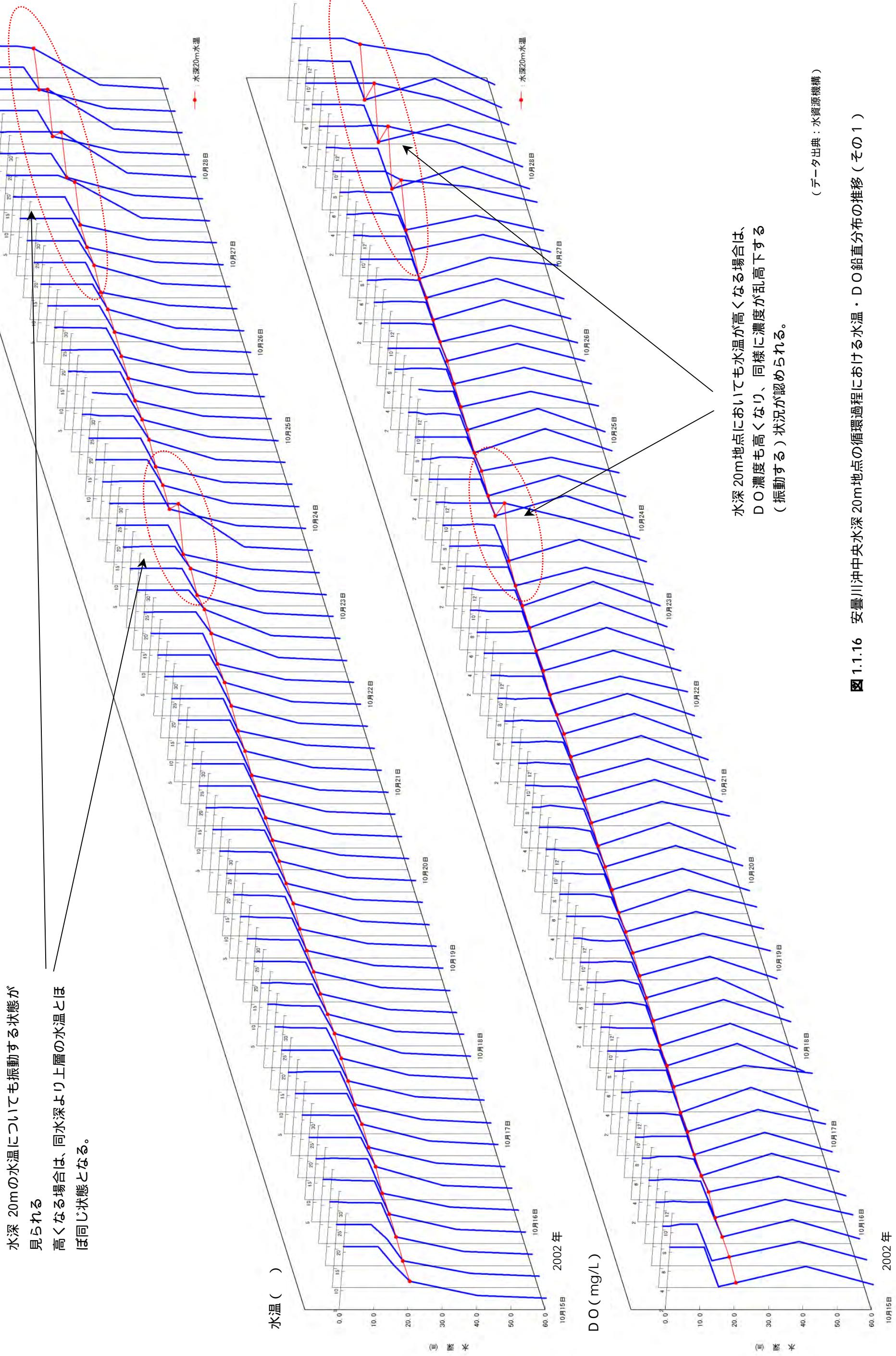


図 1.1.15 安曇川沖中央水深 15m地点の循環過程における水温・DO鉛直分布の推移（その 2）

水深 20mの水温についても振動する状態が
見られる
高くなる場合は、同水深より上層の水温とほ
ぼ同じ状態となる。



水深 20m地点においても水温が高くなる場合は、
DO 濃度も高くなり、同様に濃度が乱下する
(振動する) 状況が認められる。

(データ出典：水資源機構)

図 1.1.16 安曇川沖中央水深 20m地点の循環過程における水温・DO鉛直分布の推移(その1)

水温が高くなるすなわち、上層部と同じ水温となる状態が長くつづく状態が見られる。

循環層に入った状態（20m水深の循環が完了した状態）

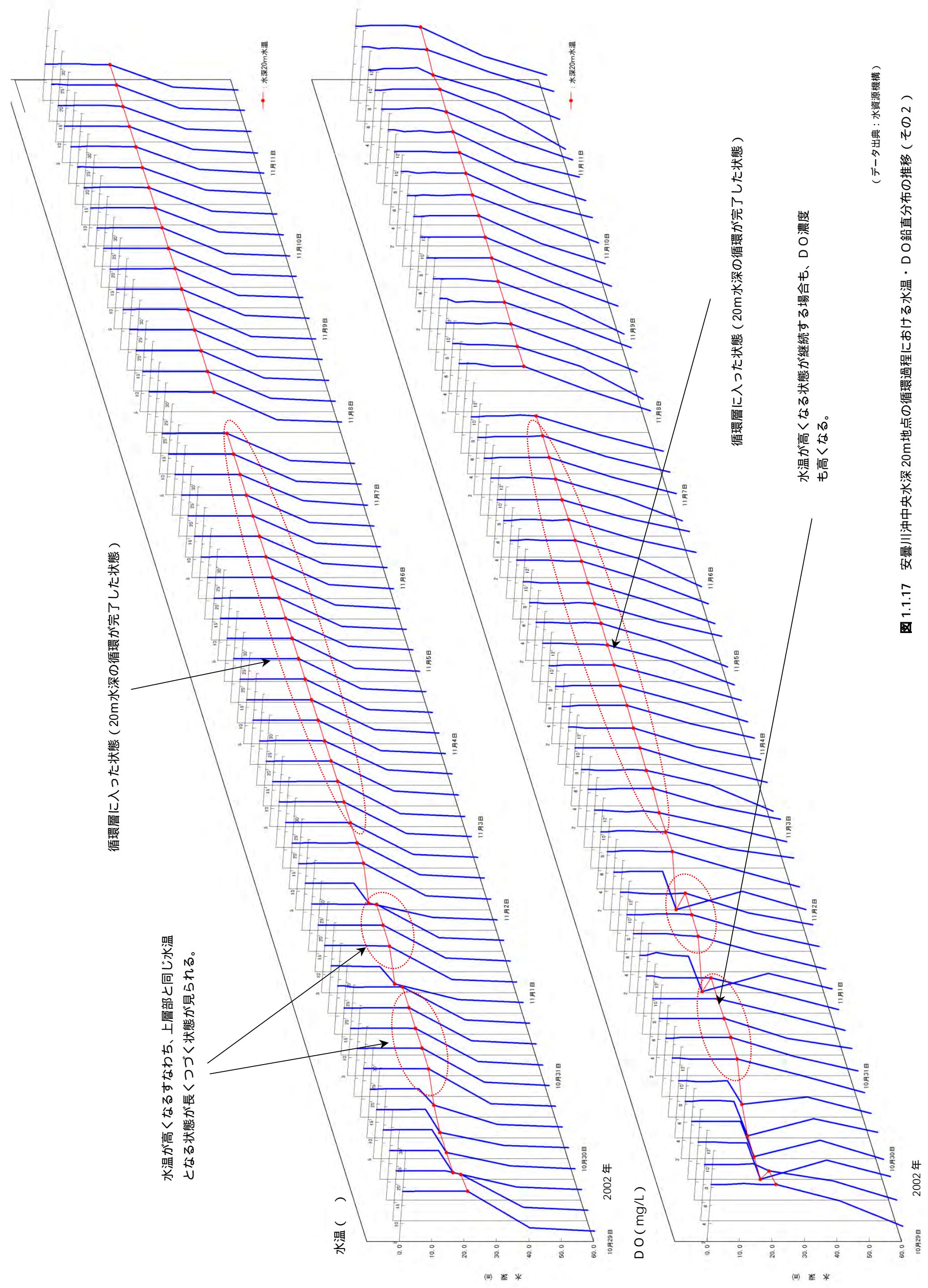
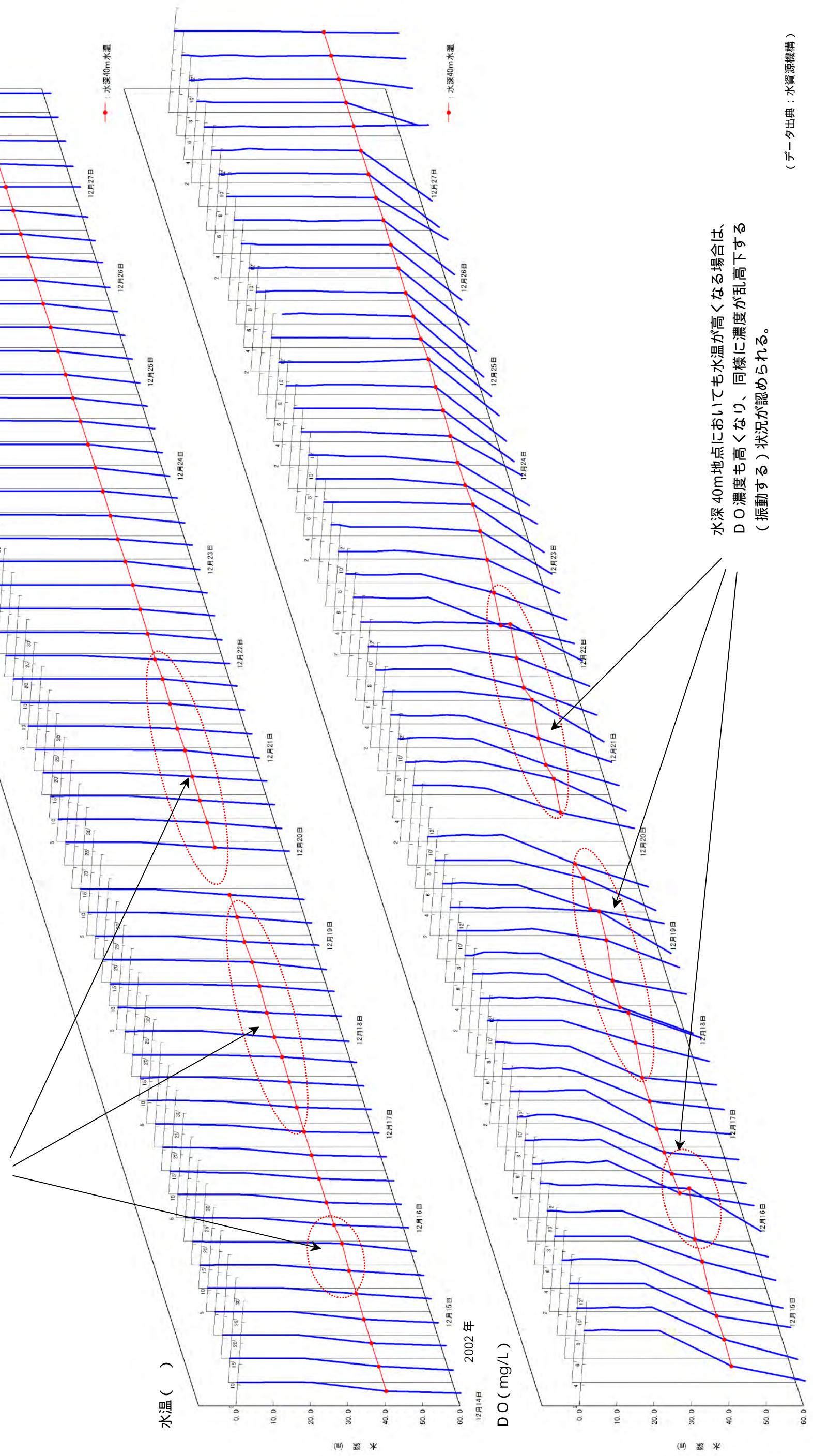


図 1.1.17 安曇川沖中央水深 20m地点の循環過程における水温・DO鉛直分布の推移（その 2）

水深 40mの水温についても振動する状態が
見られる。
しかしながら、水深が深くなると水温上昇の
程度はあまり大きくなり。



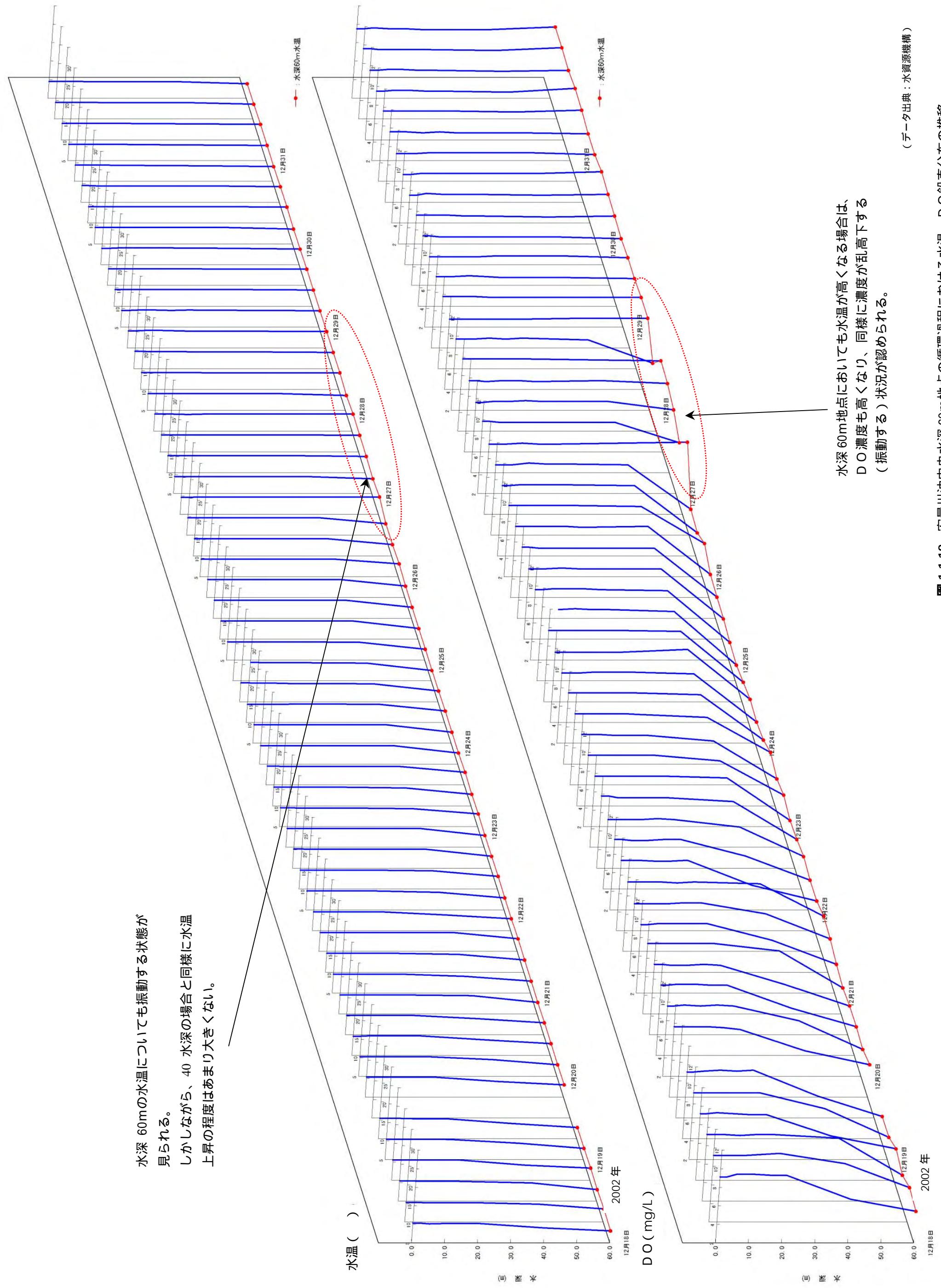


図 1.1.19 安曇川沖中央水深 60m 地点の循環過程における水温・DO鉛直分布の推移

水深 60mの水温についても振動する状態が見られる。
しかしながら、40 水深の場合と同様に水温上昇の程度はあまり大きくない。

(3) 琵琶湖冷却期における循環機構とDO回復要因に関するまとめ

以上までの検討成果をもとに、琵琶湖の冷却期における循環機構を模式図の形でとりまとめると図1.1.20に示すとおりであり、そのプロセスを再度整理するとつきのとおりである。

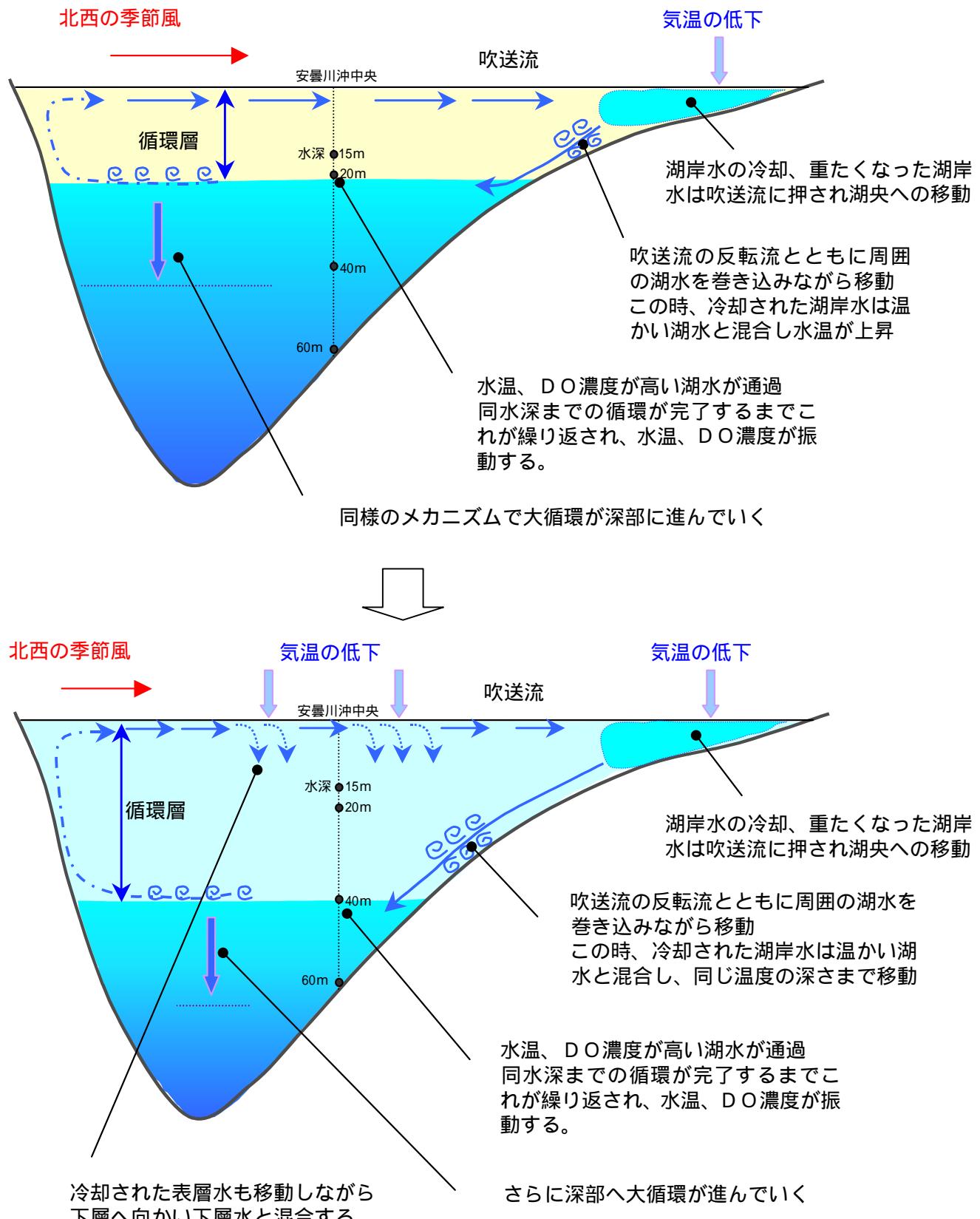


図 1.1.20 琵琶湖の冷却期における循環機構のまとめ（仮説）

琵琶湖の循環のメカニズム

【調査結果（1995～2002年の琵琶湖水質連続観測データによる）】

琵琶湖表層（水温躍層より上部の循環層）では、おおむね9月末頃より湖面の冷却が始まる。冷却が進むにつれ、表層部の水温が低下し躍層の位置が上下に振動しながら下方に移動（循環層が下方に拡大）する。躍層の直下の水が循環層に取り込まれる際、それまでおおむね一定であった水温・DOがともに一時的に増加方向に振動し、循環層の水温・DOに移行する。このようにして徐々に循環層の水温が低下、層厚が増大していく。

（なお、湖水の冷却は湖面全域でなされるが、経時的な水温低下は水深の浅い東岸域においてより顕著にみられる。また秋～冬季は北西～北北西の季節風が卓越する。）

【調査結果から推察されること】

全層循環に至る基本的メカニズムは、秋季より表層付近の循環が徐々に下方を侵食し循環層厚が増大していくものと考えられ、循環期のDO回復にはこのメカニズムが大きく寄与している。

1.2 琵琶湖深層部DOの冬季の回復の支配要因

1.2.1 循環期における気象・水文要因の長期的変遷

琵琶湖深層部のDO支配要因の検討に先立ち、DOの変動に影響を及ぼすと考えられる要因の長期的動向について整理する。

(1) 気温の長期的動向

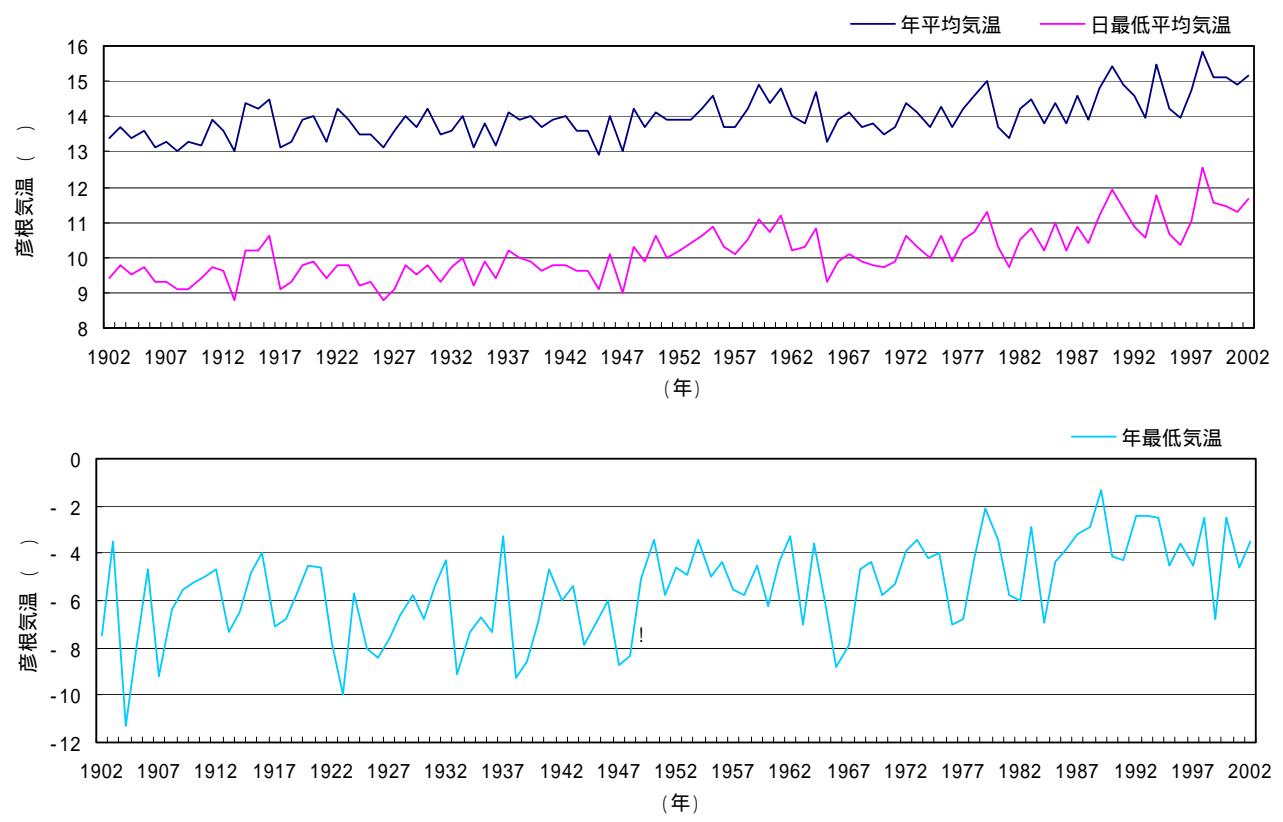
琵琶湖深層部のDO回復については、循環期の冬期にどれだけ気温が低下し大循環が深部まで及ぶかが重要となる。この点から、彦根地点の過去百年間(1902~2002年)の気温の長期的動向を図1.2.1に整理した。

年平均気温や日最低平均気温は、この約100年間で2程度上昇しており、近年の温暖化傾向は彦根地点でもうかがえる結果となっている。

また、年最低気温について過去100年間の状況を振り返ると、前半と後半各50年間で傾向が異なり、前半50年間は年最低気温が低く-8.0を下回る年が度々あり、かなり寒い冬であったことがうかがえる。

一方、後半50年間(1952年以降)では、最低気温が-8.0を下回るのは1回のみであり、近年では年最低気温も-4.0~-2.0と高くなっている。

以上のことから、気温の長期的動向から見ると50年以前においては現在よりも冬はかなり寒く、琵琶湖の水温も相当低下し大循環も深部まで及んでいたものと推察される。



データ出典)滋賀の気象、彦根地方気象台および同地点観測結果

図 1.2.1 彦根地点気温の長期的動

(2) 琵琶湖湖水の流動について

琵琶湖深層部におけるDOの消費については、湖水の滞留も影響を及ぼすと考えられ、琵琶湖における流況に関わる諸量の長期的動向を図1.2.2に整理した。

これらの図をもとに湖水の滞留状況の長期的動向をみると、逆算流入量で見る限り 1965 年（昭和 40 年）以降、流入量が減少する傾向がうかがわれ、その結果、見かけの滞留時間は長くなる傾向となっている。

なお、この湖水の滞留時間が長くなる時期は、北湖深層部の DO が低下するとされる時期と概ね同時期となっているが、両者にとどのような関係にあるかについては、今後、詳細な検討が必要である。

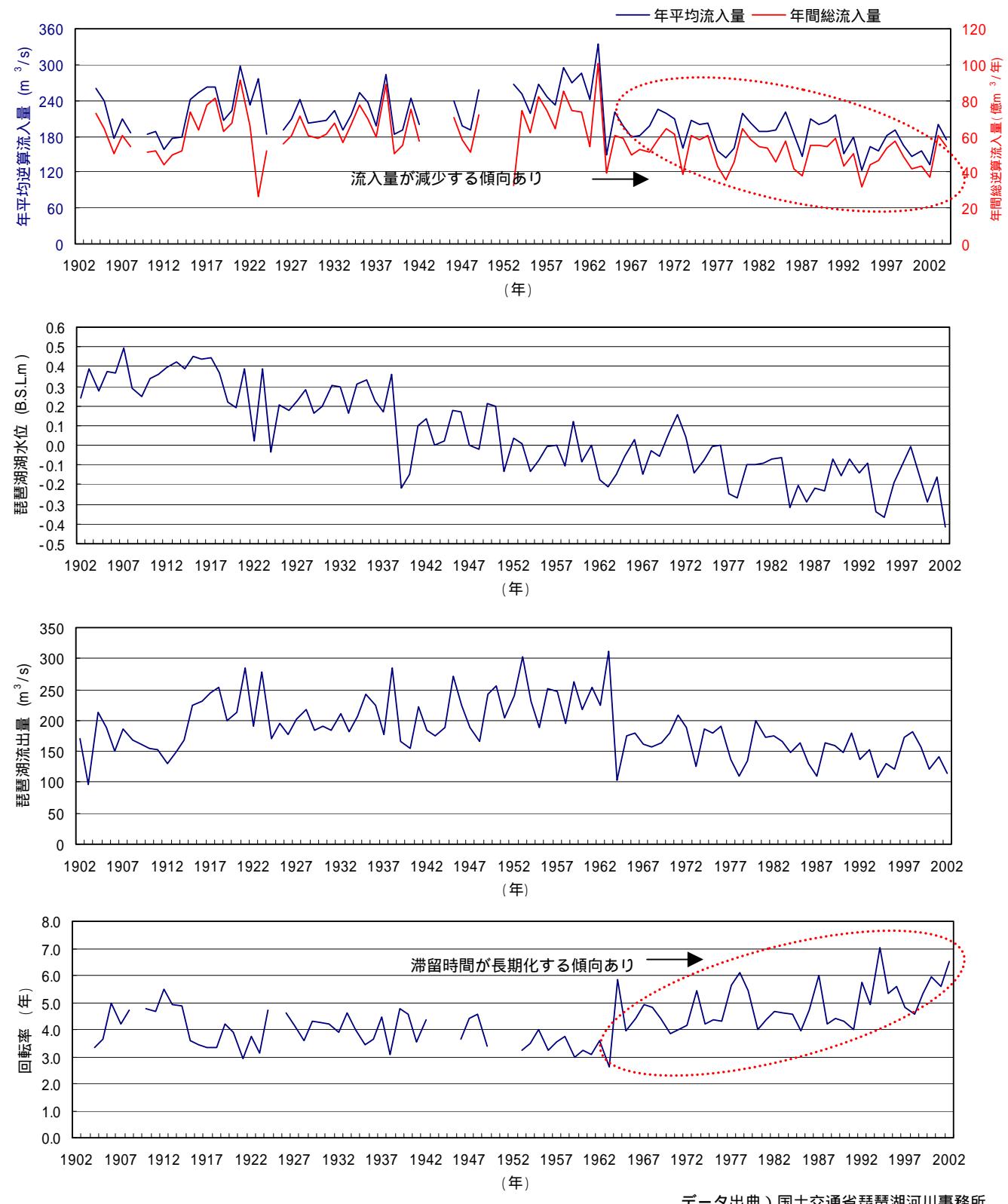


図 1.2.2 琵琶湖の流況に関わる諸量の長期的動向

1.2.2 深層部水温、DOの長期的変遷

(1) 北湖深層部水温の経年的動向

琵琶湖北湖の深層部の水温については、今津沖の調査結果によると、近年では全体的に高く変動も小さくなっている。地球温暖化の影響ではないかとの指摘がある。

これらの指摘を確認するため、国土交通省、水資源機構および滋賀県により実施されている定期水質調査結果を用いて水深方向の観測がなされている今津沖中央および安曇川沖中央地点の最深部水温の長期的動向を整理した。その結果を図1.2.3に示した。

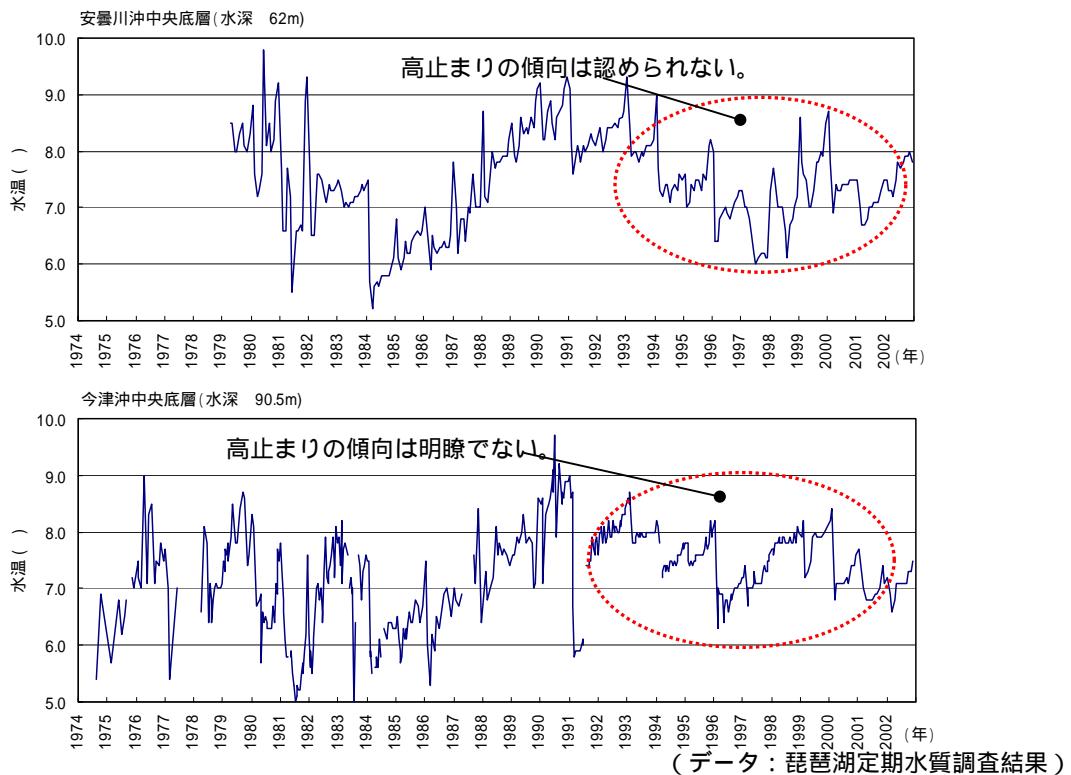


図 1.2.3 琵琶湖各地点最深部水温の長期的動向

これらの結果によると、安曇川沖中央の最深部（水深約62m）の調査結果による限り、深層部水温の高温化は認められない結果となっている。また、遠藤らが検討した今津沖中央地点最深部の水温についても、高温化の傾向は明瞭でない。

さらに、各地点最深部のみならず温度成層の影響を受けにくいと考えられる水深40m以深の各水深別の水温の経時変化を図1.2.5および1.2.6に示した。なお、参考として図1.2.4に、冷夏・長雨であった平成5年(1993)と猛暑・渇水であった平成6年(1994)における今津沖中央、安曇川沖中央地点の水温鉛直分布の経時変化を示した。

安曇川沖中央地点の観測結果を見ると、水深50mの地点では、最深部（水深約62m）の場合と比較すると全体としては、水温レベル、変動パターンも最深部と概ね同様であるが、1996年以降やや変動が大きくなっている。

つぎに、図1.2.6に示した今津沖中央地点の水深別の観測結果によると、遠藤らが検討に用いている水深75mと同様の観測は行われていないが、水深60mおよび80mの結果を比較すると水深60mの方が全体として水温がやや高めであるが、変動パターンは概ね同様である。これらの観測結果によっても、1990年代以降の深層水の高温化は明瞭でない。ただし、水温の変動については、過去に比べて変動が小さくなる傾向はうかがえる。

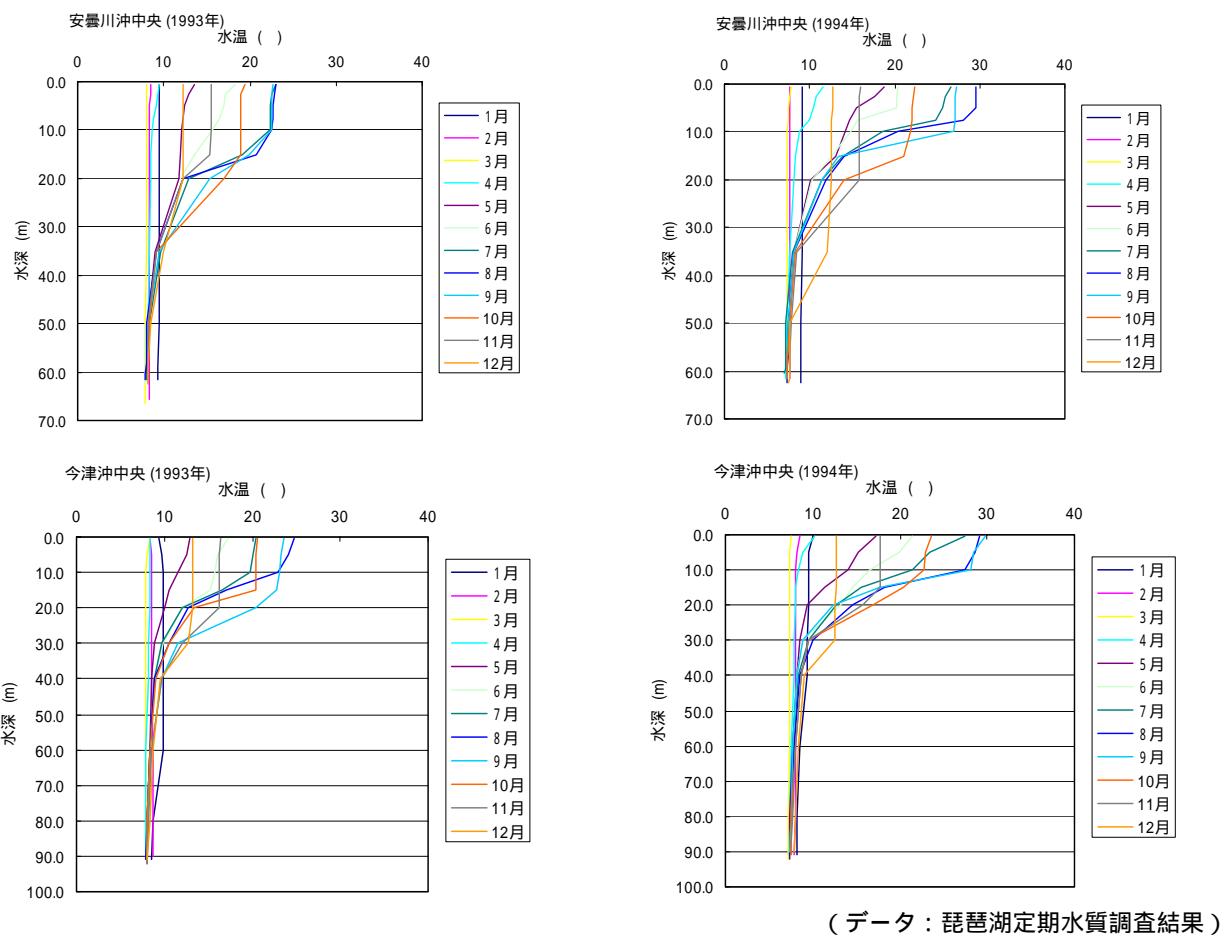


図 1.2.4 冷夏・長雨年（1993）および猛暑・渴水年（1994）における各地点の水温鉛直分布

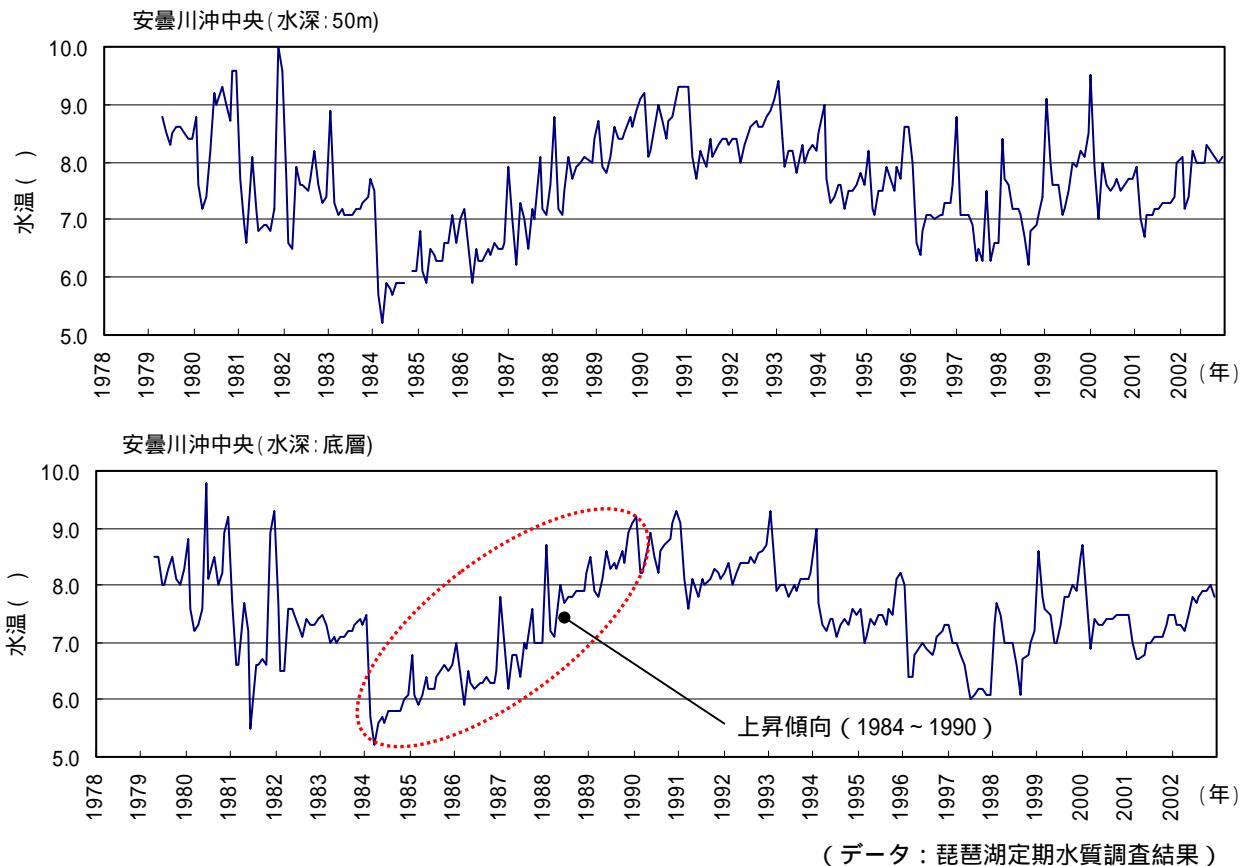


図 1.2.5 北湖安曇川中央地点における水深別水温の長期的動向

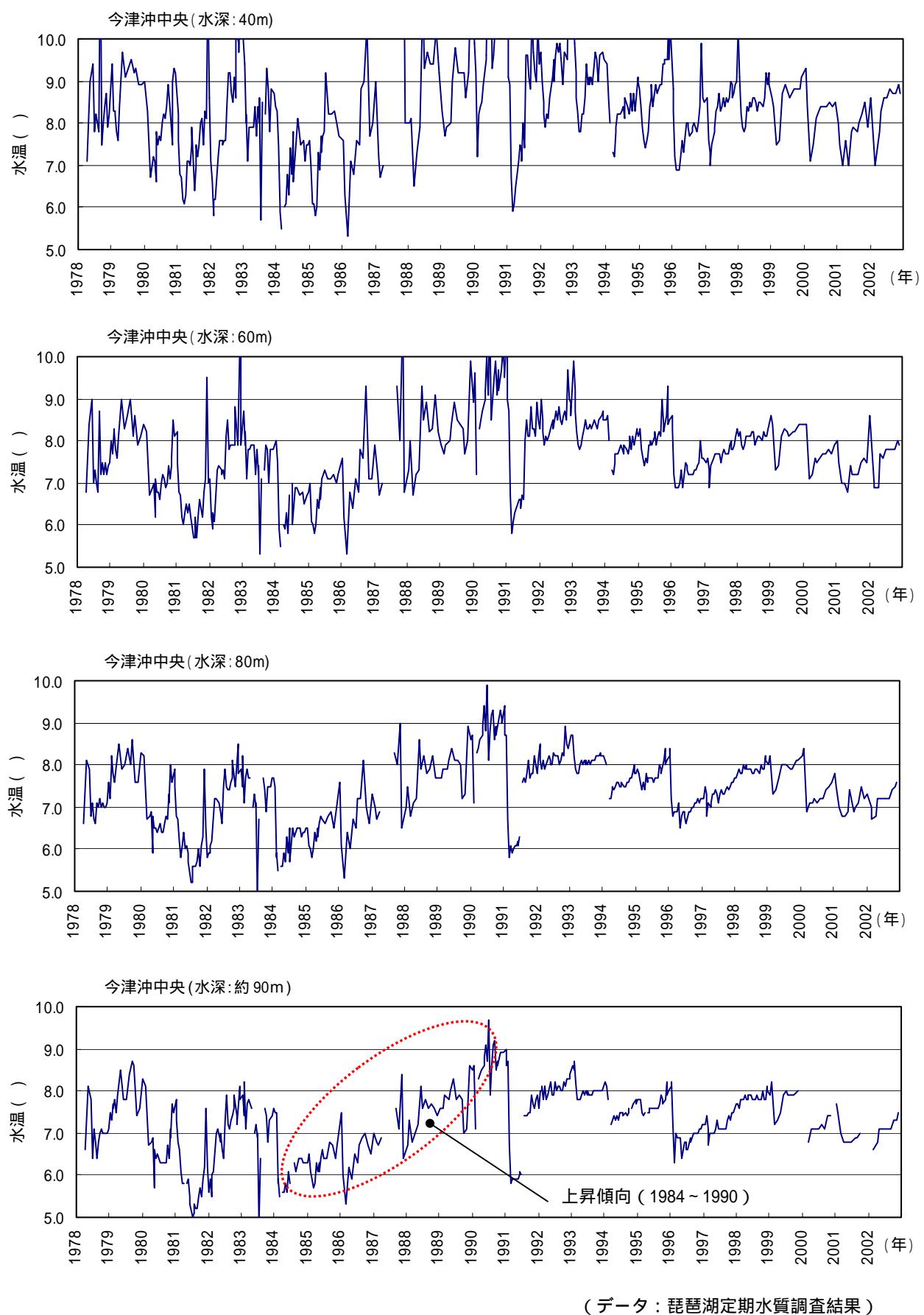


図 1.2.6 北湖今津沖中央地点における水深別水温の長期的動向

なお、1985年～1991年頃の期間における深層部水温の上昇については、今津沖中央および安曇川沖中央の観測でも確認できるものとなっている。

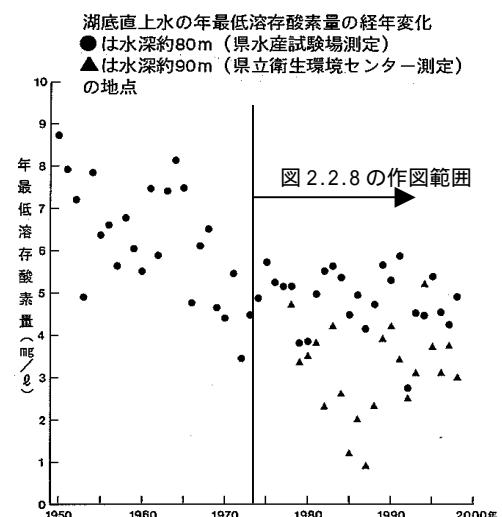
深層部の水温については、各年における気象条件、躍層形成状況、成層崩壊期における気象条件等に影響を受けるものと思われるが、1985年～1991年頃の水温上昇原因を検討することは、今後の北湖深層部の水温やDO濃度の動向を把握する上でも重要な課題と考えられる。

(2) 北湖深層部DO濃度の経年的動向

北湖深層部の溶存酸素(DO)については、1.1節において述べたように年間最低DO濃度が長期的に低下していることが指摘されている。この深層部のDO低下現象について、水温と同様に今津沖中央および安曇川沖中央地点の調査結果にもとづき、各年のDO最低値を経年的に整理すると図1.2.8のとおりである。

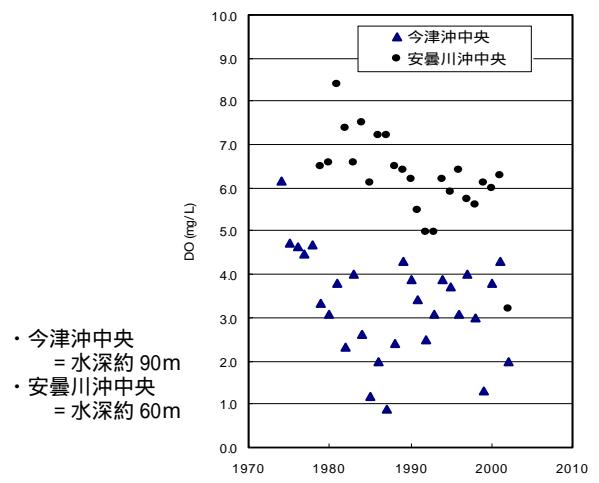
対象としたデータの期間は約30年間と図1.2.7の場合よりも短いが、安曇川沖中央地点については、全体としては1980年代に比べてそれ以降で年最低DO濃度がやや低くなっているが、近年では6.0mg/L前後で比較的安定した状況となっている。

一方、今津沖中央地点の結果を見ると、定期水質調査結果によると年最低DO濃度が経年的に減少する傾向はうかがえなものとなっている。



(出典：滋賀県琵琶湖研究所「オウミアNo.66」)

図1.2.7 北湖(今津沖中央)地点の深層部におけるDO濃度の変化



(データ：琵琶湖定期水質調査結果)

図1.2.8 各地点底層における年最低DO濃度の経年変化

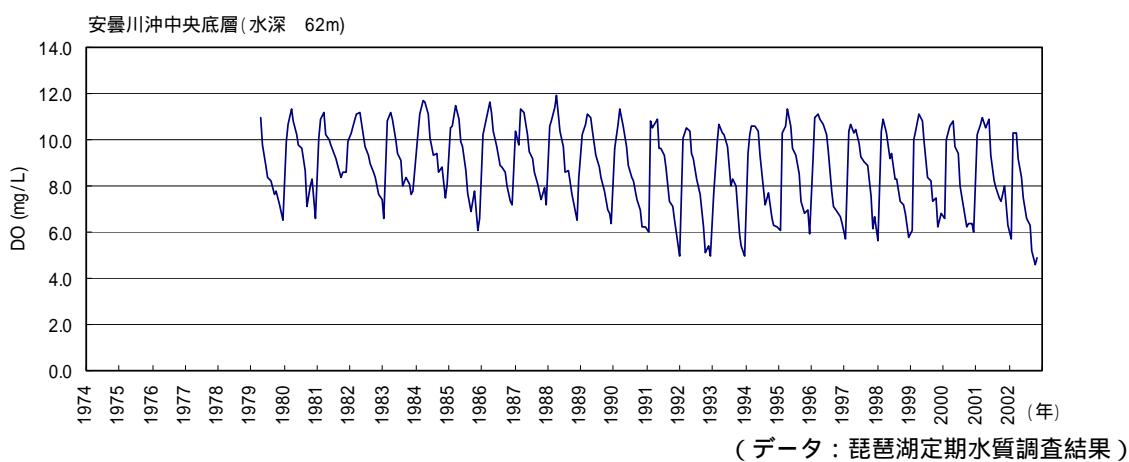


図1.2.9 各地点底層におけるDO濃度の経時変化(その1)

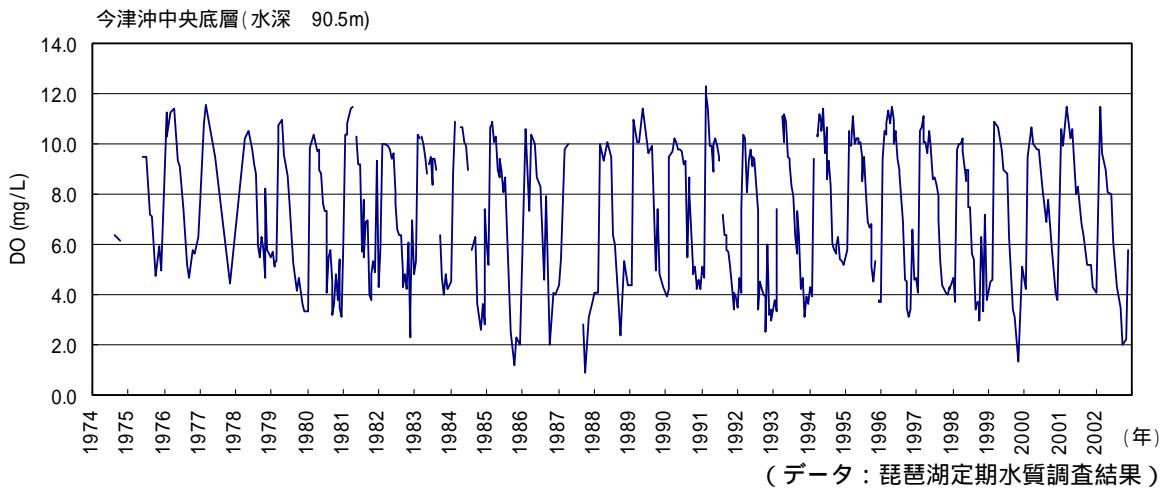


図 1.2.10 各地点底層におけるDO濃度の経時変化

(3) 気温と深層部水温のマクロ的関係

琵琶湖深層部の水温については、今津沖中央および安曇川沖中央地点とともに、1984年（昭和59年）に一度水温が低下し、その後、1990年（平成2年）まで上昇する傾向となっている。また、1991年では再び水温が低下している。この状況を再度確認するため両地点の水温鉛直分布の経時変化を図1.2.14～1.2.17に示した。同図にはあわせて彦根地点の気温を示したが、底層の水温が低下している年では、循環期に全層にわたり水温が低下し、同時期の気温も他の年に比べて低くなる傾向が認められる。

のことから、完全循環となる1～2月における気温（彦根）の月平均気温を整理すると図1.2.11に示すとおりであり、1984年および1991年における完全循環期の気温の低下状況、1984～1990年の上昇状況が酷似するものとなっている。

これらの関係を、相關図の形で整理すると図1.2.12～1.2.13に示すとおりであり、循環期における気温が高いほど底層水温が高くなる関係が比較的明瞭に現れるものとなっている。

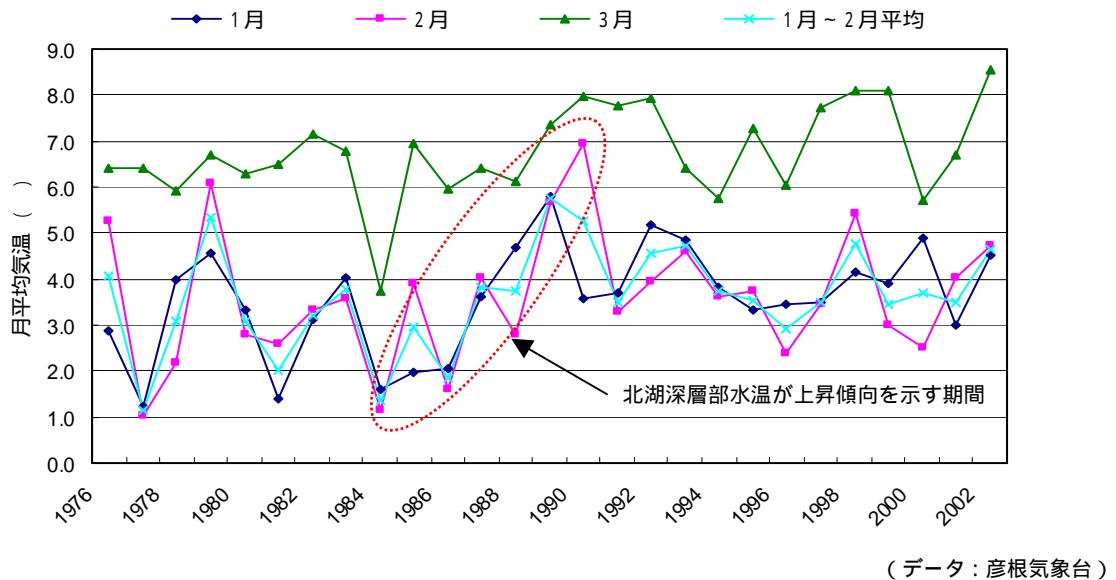


図 1.2.11 琵琶湖完全循環期（1～2月）における月別の月平均気温の推移（彦根地点）

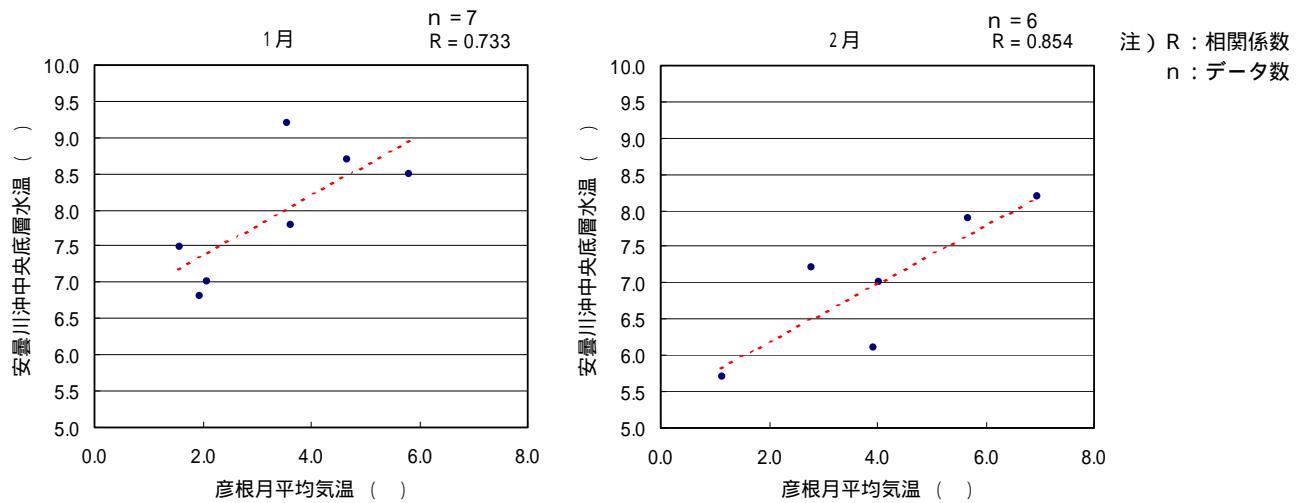
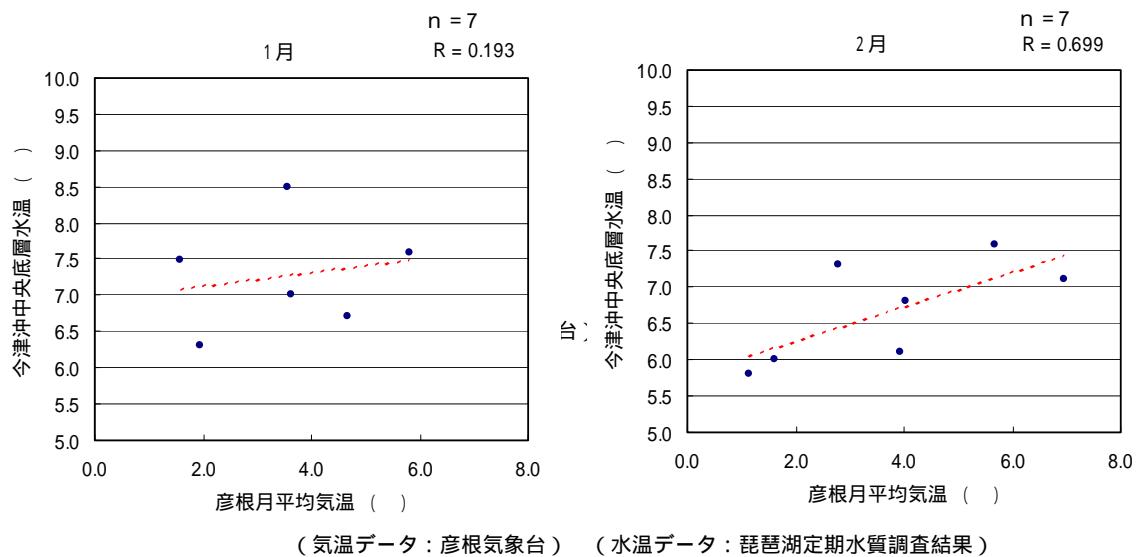


図 1.2.12 琵琶湖完全循環期（1～2月）における月平均気温と各地点底層水温の関係（その1）



（気温データ：彦根気象台）（水温データ：琵琶湖定期水質調査結果）

図 1.2.13 琵琶湖完全循環期（1～2月）における月平均気温と各地点底層水温の関係（その2）

以上までの検討成果を踏まえ、北湖深層部水温の変動要因について整理すると、つぎのとおりである。

北湖深層部水温の変動要因に関するまとめ

北湖深層部の水温は、完全循環期の気象状況に大きな影響を受け、循環期の気温が低い場合は、循環が深層部まで及ぶとともに、水温も低下する。反対に、暖冬により循環期の気温が高い場合は、深層部の水温も高くなり、これらの状況が経年的に継続する場合は、深層部に熱が蓄積され深層部の水温は上昇する。暖冬が経年的に連続し、その後循環期に比較的寒い状況になった場合でも、深層部の水温が比較的高いために循環は深部まで及び、水温も低下するといった変動を示すものと考えられる。（1991年の状況）

以上のことから、深層部の水温は主として1～2月の完全循環期における気温の影響を受けて変動しているものと判断される。近年では地球温暖化の影響により気温が上昇していることが指摘されており、深層部の水温も気温上昇の影響を受ける可能性があるが、定期調査結果による限り現時点では経年的に深層部水温が上昇する傾向はうかがえない。しかしながら、今後ともデータを蓄積し、深層部水温の動向を監視していくことが重要である。

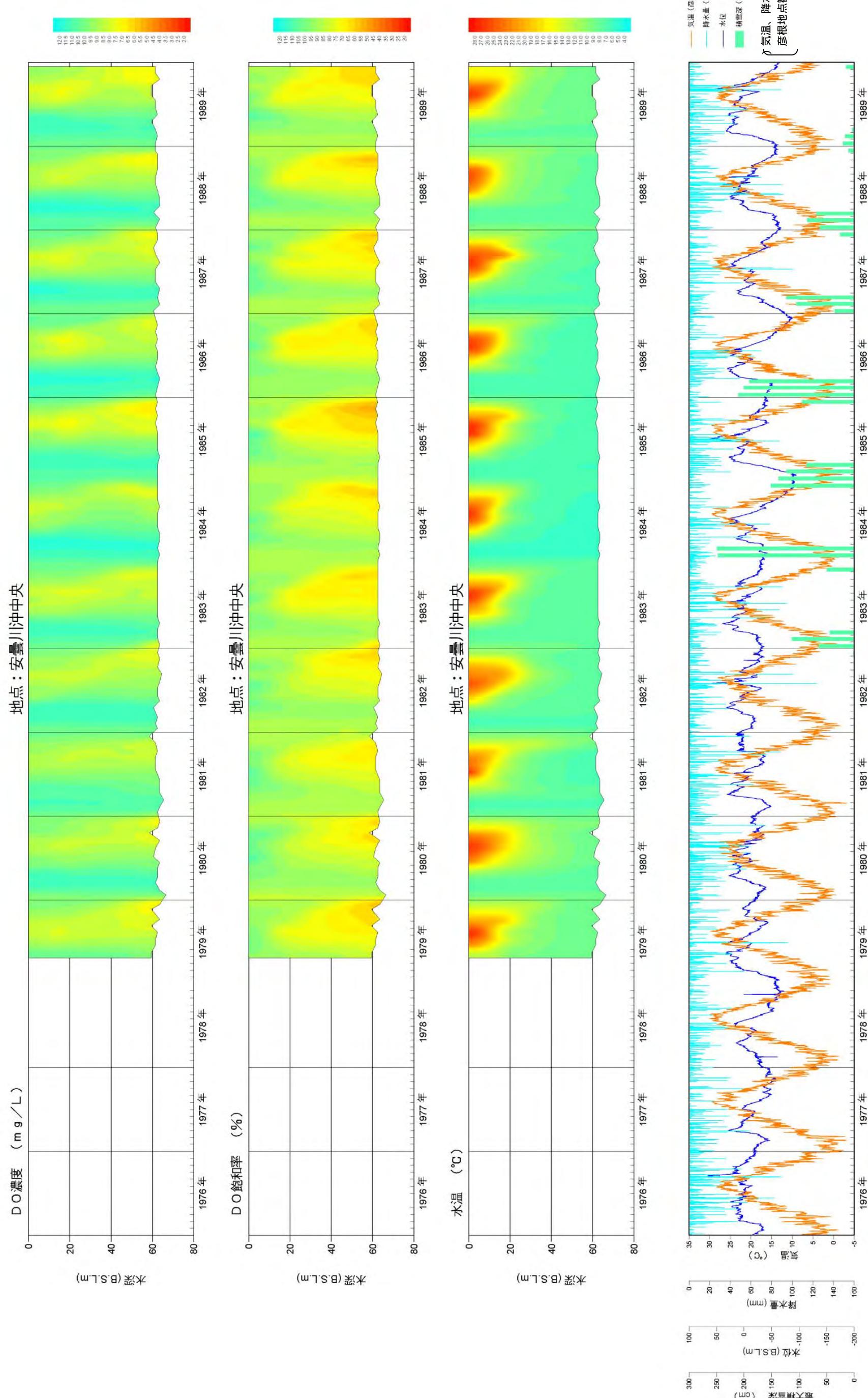
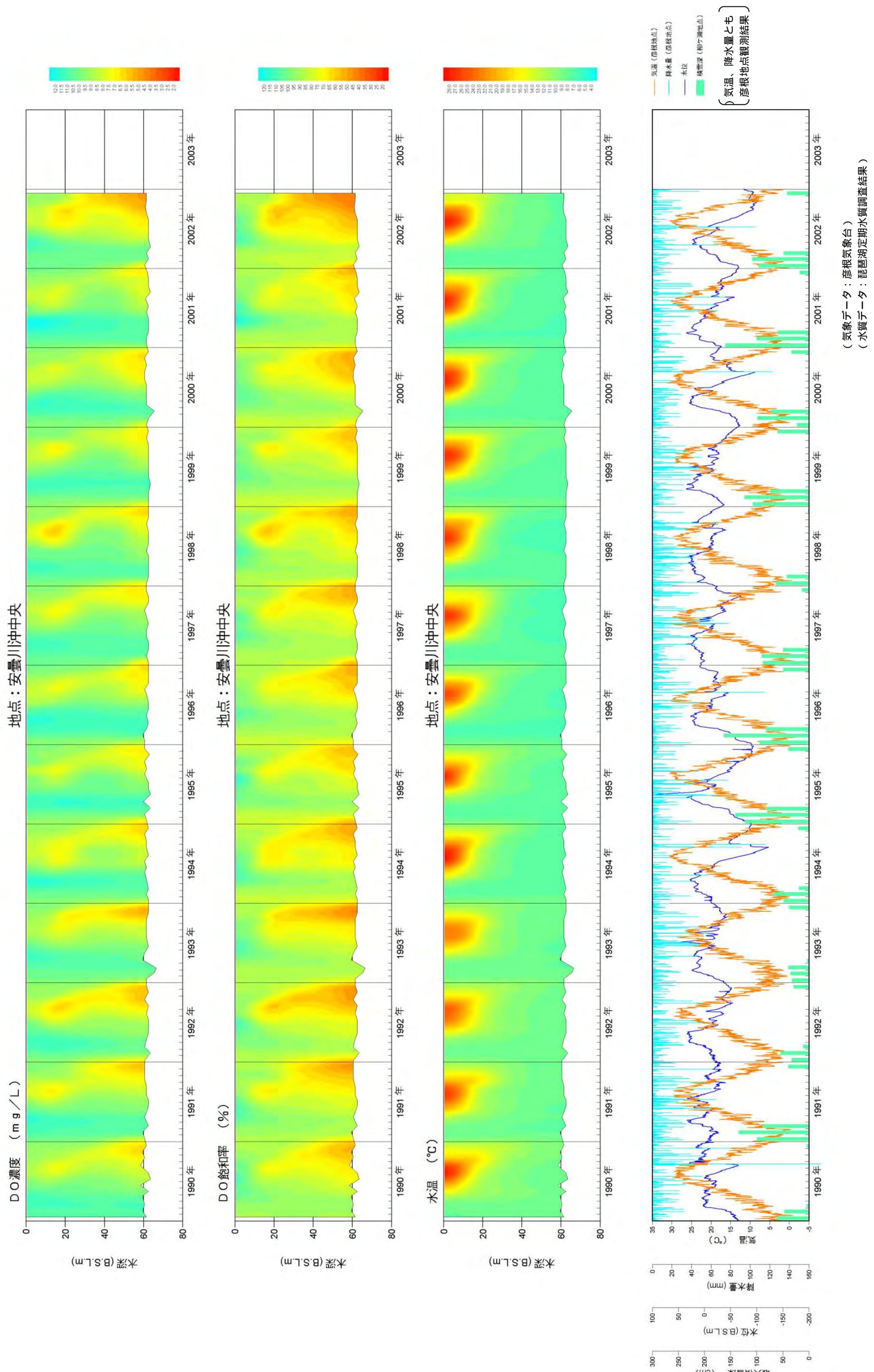
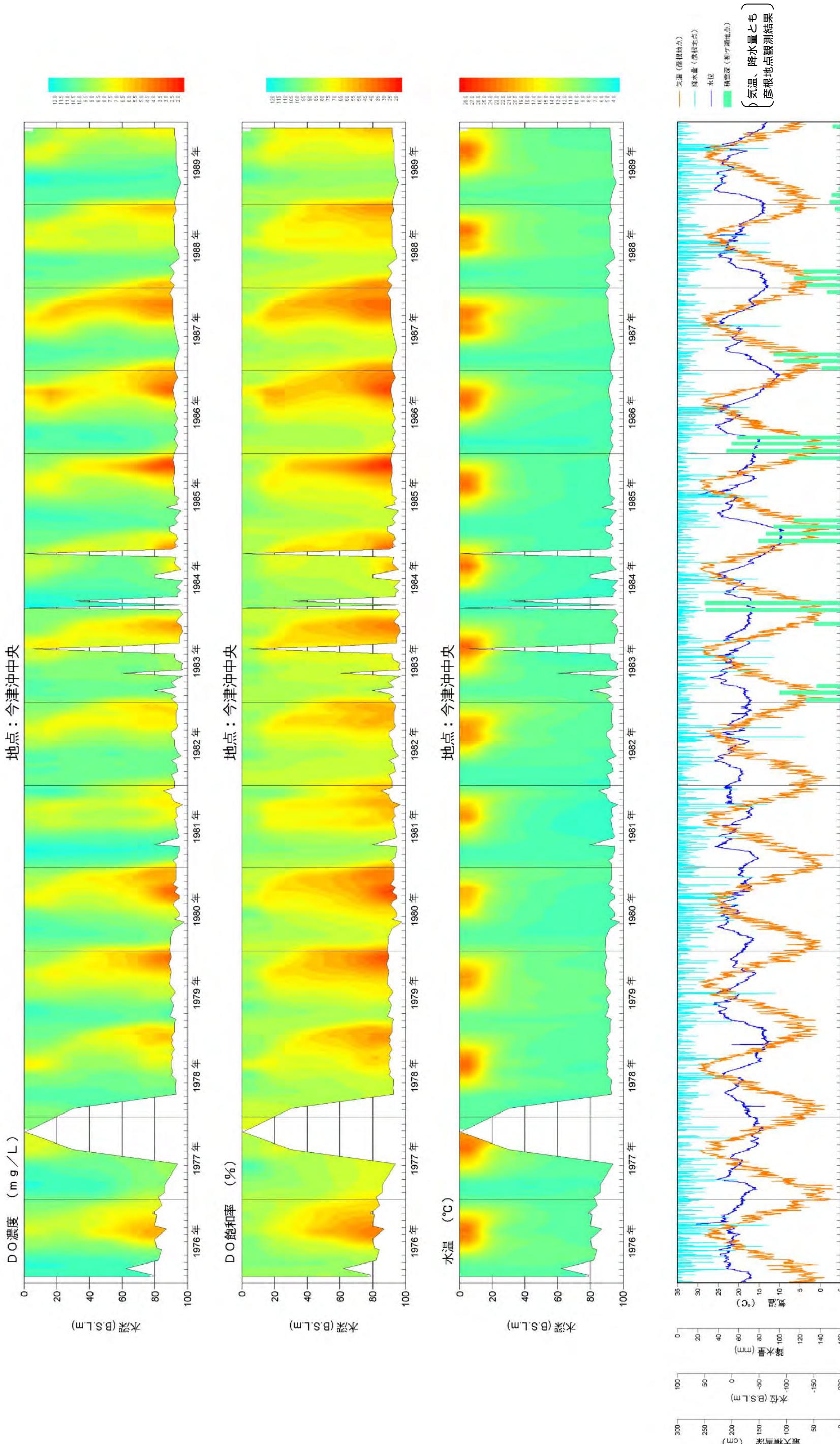


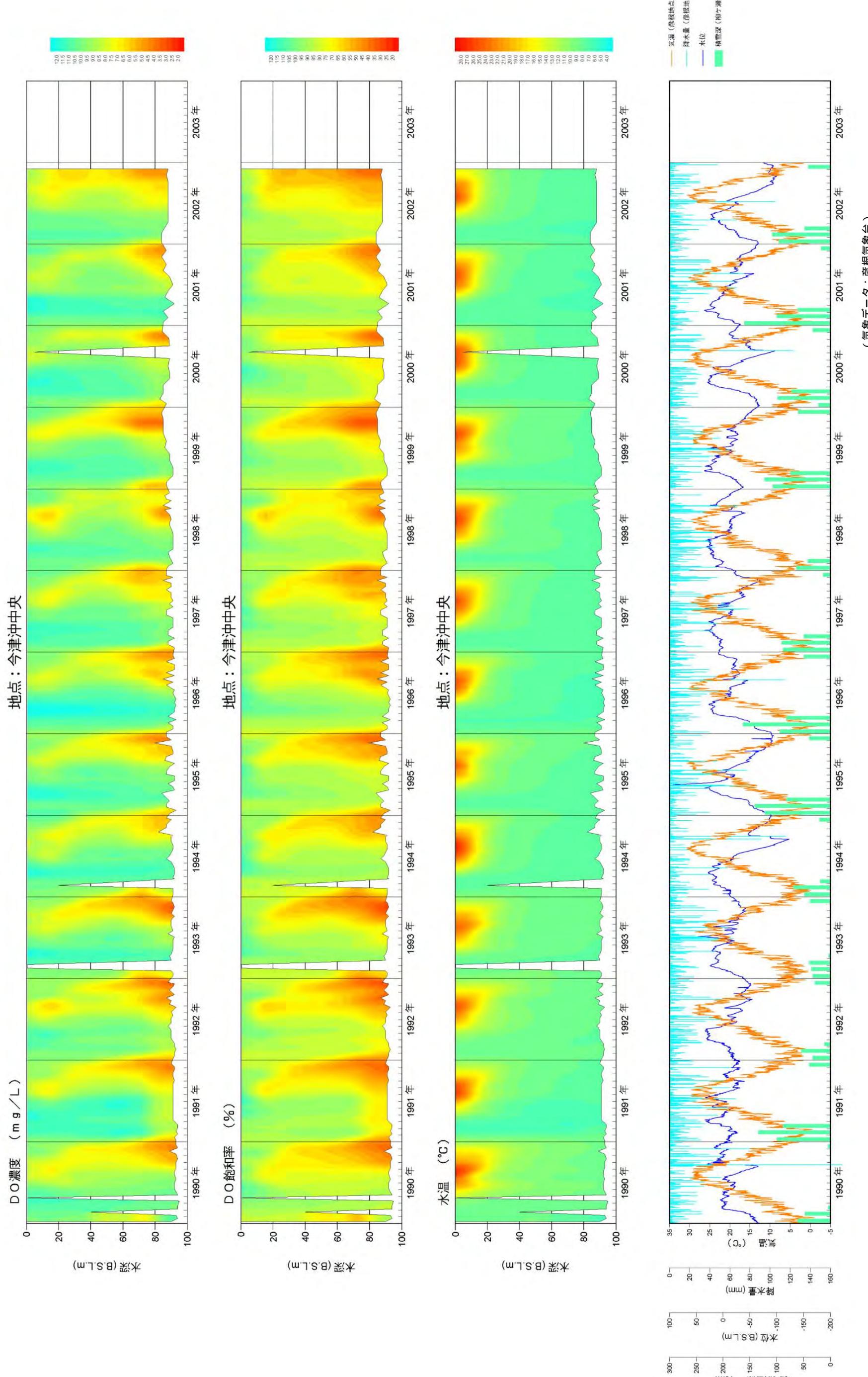
図 1.2.14 安曇川沖中央地点における水温、DO 等の鉛直分布の経時変化（その1）
 (気象データ：彦根気象台)
 (水質データ：琵琶湖定期水質調査結果)





(気象データ：彦根気象台)
(水質データ：琵琶湖定期水質調査結果)

図 1.2.16 今津沖中央地点における水温、DO 等の鉛直分布の経時変化（その1）



(気象データ：彦根気象台)
(水質データ：琵琶湖定期水質調査結果)

図 1.2.17 今津沖中央地点における水温、DO 等の鉛直分布の経時変化（その2）

(4) 琵琶湖冷却期におけるDO回復時の状況とその要因の検討

深層部DOの経時変化

琵琶湖深層部のDO濃度の経時変化を図1.2.9および1.2.10に示したが、このうち今津沖中央地点の底層DOの経時変化を年別にかつ融雪出水量別に示すと図1.2.18のとおりである。これらの資料より、底層DO濃度の経時変化の特徴を簡単に整理すると、つぎのおとりである。

1)深層部のDO濃度は季節変化が卓越しており、概ね2~7月に高く、8~1月に低くなる変動パターンを示す。

2)濃度が最も低くなる時期は年によって異なり、10月~翌年の2月とかなり幅がある。また、最も濃度が低下した場合は1.0mg/L程度とかなり低くなっている。

3)一方、各年ともに概ね1~2月において冬期の湖水の循環により深層部のDO濃度も回復している。

回復時のDO濃度レベルは年によって異なり、10~12mg/Lの範囲にある。

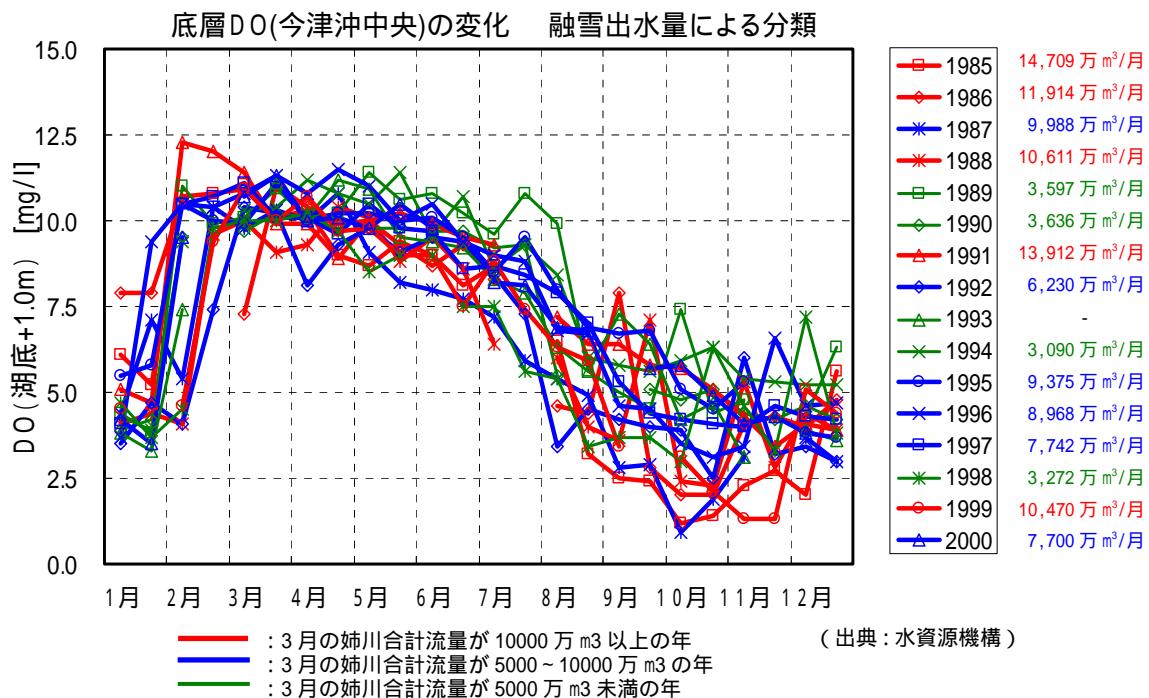


図1.2.18 琵琶湖深層部DOの経時変化（融雪出水量の分類による）

深層部DO濃度と水温、気温との関係

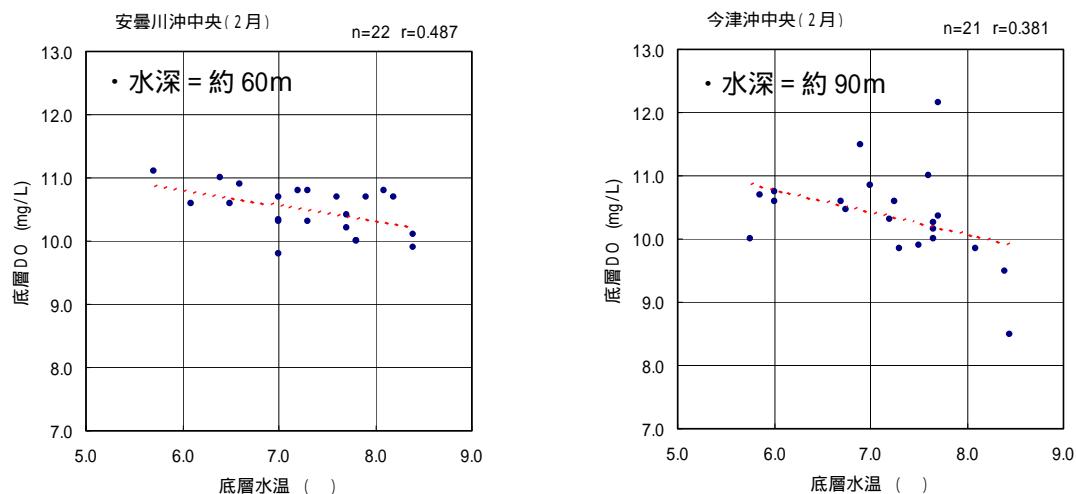
深層部のDO濃度は、上述したように冬期の湖水の循環によって回復する。また、水温が低いほど循環が深部に及ぶとともにDO濃度も高いレベルに回復することを述べたが、これらの関係を現地データで検討する、と図1.2.19および1.2.20のとおりである。

1)まず、底層DO濃度と水温の関係については図1.2.19に示すとおりであり、今津沖中央および安曇川沖中央地点ともに、水温が低いと底層のDO濃度が高くなる関係が認められる。

2)気温との関係については、当日の気温が直ちに底層の水温に影響を及ぼすことはなく、深部まで循環が及ぶまでの冷却条件が重要である。ここでは、底層DO濃度と気温の大まかな関係を把握するため水質調査日を含む前30日間平均気温との関係を検討した。その結果、安曇川沖中央地点では、深層部DO濃度と気温との間に明瞭な関係が認められ、気温が低いほど深層部のDO濃度が高くなる関係が認められる。

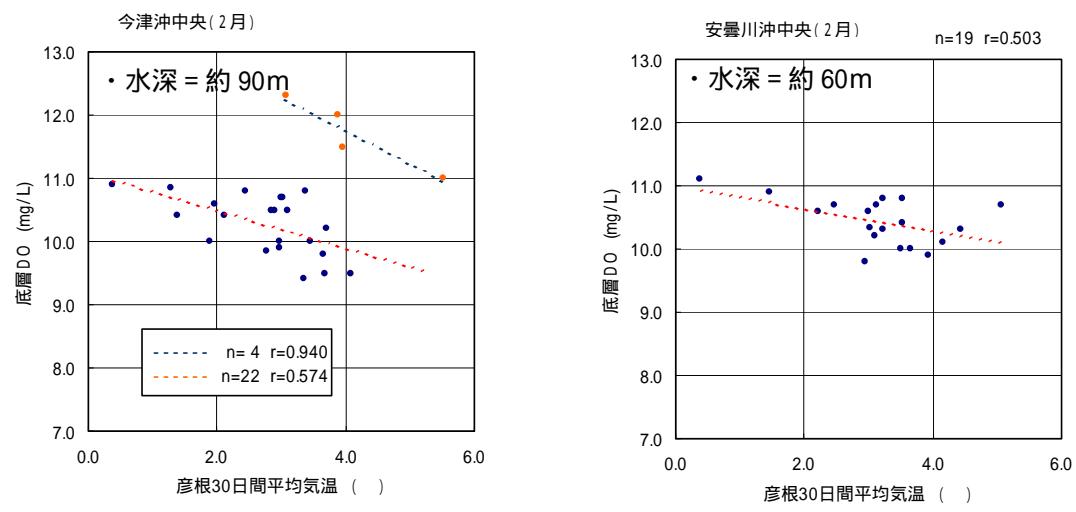
- 3)一方、今津沖中央地点においても、気温と底層DOとの間に同様の関係が認められるが、図1.2.20に示すように、2つのグループに分類される。
- 4)図中の上部に位置するグループは、前述した深層水温が経時的に高くなっている1984～1991年の期間のものが3点あり、今ひとつは2002年の結果である。
- 5)同期間においては、暖冬が続き水温が高いことから、少し寒い冬であっても循環が深部にまで及ぶことからこのような関係が存在するものと推察される。

以上のように、実測値からも深層部のDO濃度は、循環期の水温や、気温に支配されていることをおおよそ示すことができる。



(データ出典:琵琶湖定期水質調査結果のうち1977～2002年の調査結果による)

図1.2.19 琵琶湖深層部における水温とDO濃度の関係



(データ出典 水温:琵琶湖定期水質調査結果 1977～2002年、気温:彦根気象台)

図1.2.20 琵琶湖深層部における水温と気温の関係

(5) 過去と現代における琵琶湖DOを取り巻く環境変化のとりまとめ

琵琶湖の溶存酸素(DO)について、深層部のDO濃度が高かったとされる1960年代(過去)と低下を指摘されている1990年代(現代)を対象に、大胆な仮定をもとにDOを取り巻く要因のマクロ的な変化を検討した。その結果を図1.2.22に示した。

この結果をもとに、後述する循環期におけるDO回復メカニズム検討に先立ち、過去と現代において琵琶湖のDOを取り巻く環境が大きくどのように変化したかを整理すると、つぎのとおりである。

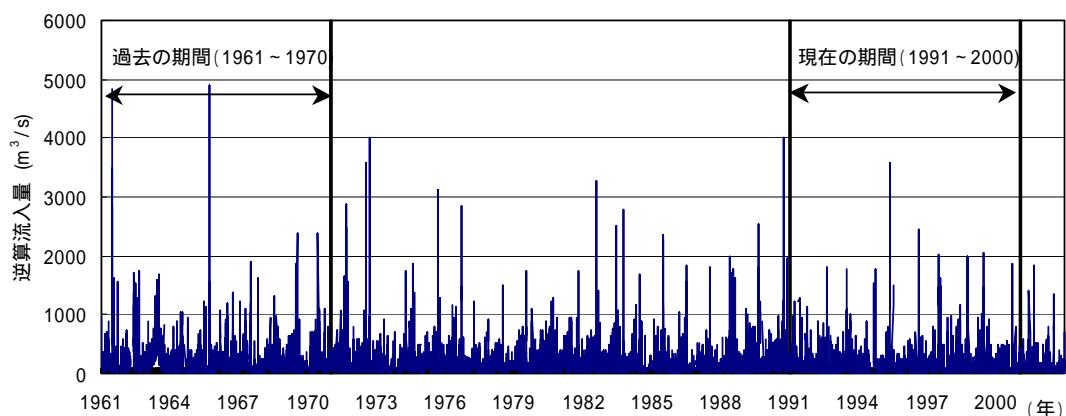
供給としての流入水量については、前述したように近年流入量が少なくなる傾向にあり、今回の試算によると、90年代流入水量は60年代の約75%となっている。

その結果として、河川由来のDO流入量も減少し、年間約1.7万t程度少なくなっている。これは、姉川由来のDO量の8倍強となっている。(姉川由来DO量を約4,300t/年として)

また、図1.2.22に示すように出水回数や規模も縮小する傾向にあり、出水によって湖内DOを消費する汚濁物も大量に流入するが、出水の規模・頻度の減少により、年間に換算して約6千t弱のDO流入量が少なくなっている。

琵琶湖深層部のDO回復の要となる循環期の気温の状況については、90年代は、60年代に比べて平均1℃気温が上昇している。この結果をもとに循環期における水温(60年代6℃:寒い年の実績値を勘案、90年代7℃)を仮定し、現存量を比較すると約7千t程度現代のほうが少なくなる結果となった。

また、DO消費にかかる事項として、過去に比べ現代の滞留時間が長くなっていることや成層形成期における水温が過去に比べ現代のほうがやや高くなり、成層形成期間が長くなる可能性があること、これらに伴うDO消費量が多くなる可能性が指摘される。



(データ：琵琶湖河川事務所データより算出)

図1.2.21 琵琶湖逆算流入量の推移

以上のように、現代は過去に比べると琵琶湖への DO 供給量や消費量から、マクロ的には DO が低下しやすい環境にあると言える。

過去の状態(1961 ~ 1970 年の 10 ヶ年平均)

循環期平均気温 (1~2月)
 $T = 2.9$

成層期平均気温 (4~9月)
 $T = 20.7$

平均流入量 (注 3)
 $Q = 221.3 \text{m}^3/\text{s}$ (69.8 億 $\text{m}^3/\text{年}$)
DO 流入量 69,789 t /年

循環期 DO 現存量
水温 = 6
DO = 294,135 t

滞留時間
 $R_t = 3.1$ 年

出水(注 1)
・平均回数 = 6.1 回/年
・平均流入量 $Q = 1,554.2 \text{m}^3/\text{s}$
・DO 流入量 7,700 t /年

(注 1 : 平均流入量から出水時分を取り出したものを示す。)

現代の状態(1991 ~ 2000 年の 10 ヶ年平均)

循環期平均気温 (1~2月)
 $T = 3.9$
(+1.0)

成層期平均気温 (4~9月)
 $T = 21.0$
(+0.3)

平均流入量
 $Q = 167.3 \text{m}^3/\text{s}$ (52.8 億 $\text{m}^3/\text{年}$)
DO 流入量 52,760 t /年
(- 17,029 t /年)

循環期 DO 現存量
水温 = 7
DO = 287,096 t
(- 7,039 t)

滞留時間
 $R_t = 5.1$ 年
(+ 2.0 年)

出水(注 1)
・平均回数 = 3.4 回/年
・平均流入量 $Q = 1,528.9 \text{m}^3/\text{s}$
・DO 流入量 4,222 t /年
(- 3,478 t /年)

注 2 : () の数値は、過去の同じ項目と比較した場合の差を示す。

計算上の仮定

流入量 : 逆算流入量を採用

流入 DO 濃度 : 過去でデータがないため、過去、現在ともに 22 流入河川の DO 濃度の 1991 ~ 2000 年の単純平均値を採用 (10mg/L)

出水回数 : 逆算流入量より $1,000 \text{m}^3/\text{s}$ を超えるものを対象 (図 1.2.21 参照) とし、1 年あたりの平均回数を算出、水量も同様に、対象出水時の流入量を単純平均した値を採用

出水時 DO 濃度 : 出水時の水温を平均 20 ℃ と仮定し、同温度における DO 飽和濃度 (9.4mg/L) を採用

流出量および流出 DO 濃度 : 流出量は実績値を採用。DO 濃度は過去のデータがないため両期間ともに、1991 ~ 2000 年の唐橋流心の実測平均値を採用

滞留時間 : 前出のものと同様に、琵琶湖の湖容積を逆算流入量で割った値、その期間平均値を採用

循環期水温 : 過去の実績から設定

循環期 DO 現存量 : 水温から飽和 DO 濃度を算出し、実測値における平均飽和率 (85%) を乗じて濃度を算出。この濃度に琵琶湖の湖容積を乗じて現存量を算出

図 1.2.22 過去と近年における DO 供給・消費等に関わる指標のマクロ比較

琵琶湖深層部DOの冬季の回復の支配要因

【調査結果（近30年程度の気象・琵琶湖水質観測データによる）】

深層部の水温（今津沖中央、安曇川沖中央）の経年変化傾向は、気温（彦根）の変化傾向と良好な類似を示す。循環期（1～2月）における気温が高いと底層水温が十分低下しないという関係がみられる。一般に琵琶湖のDO濃度が底層まで回復するのは2月であり、2月の底層DO濃度は、循環期の深層水温が低いほど、またその冬の気温が低いほど高くなる関係がみられる。

【調査結果から推察されること】

深層部のDOが高いレベルに回復するためには、循環期の琵琶湖水温がいかに低下するか、すなわちいかに寒い冬であるかが重要である。

（DO回復の度合いは、回復時期（全層循環の開始・終了時期）の長さおよび水温に依存するため、冬季気温の影響は大であると考えられる。）

1.3 琵琶湖深層部DOの回復と姉川からの融雪水流入の関係

1.3.1 琵琶湖DO回復(全層循環)と融雪水の発生時期に関する検討

全層循環が発生して底層DOが回復する時期と融雪出水の時期の関係を流域の積雪量(柳ヶ瀬、彦根)、北湖DO(今津沖中央)、姉川流量(野寺橋)からみると、比較的積雪量の多かった1999年では全層循環は気温の低い2月の下旬頃に発生して底層DOが回復しているが、融雪出水の発生は3月中旬頃となっている。

この結果からも全層循環と融雪出水は発生時期が異なり、直接的な関係はない(融雪出水の時期には既に全層循環により底層DOは回復していること)のではないか、推察される。

表 1.3.1 底層DO回復と融雪水の発生時期

年 目 項	底層DOが回復した時期 (琵琶湖今津沖中央 溶存酸素)						融雪水の発生時期 (野寺橋 流量)					
	1月		2月		3月		1月		2月		3月	
	前半	後半	前半	後半	前半	後半	前半	後半	前半	後半	前半	後半
1985												
1986												
1987												
1988												
1989												
1990												
1991												
1992												
1993							欠測					
1994							雪解け出水なし					
1995												
1996												
1997												
1998							雪解け出水なし					
1999												
2000												
2001												
2002												
2003							雪解け出水なし					

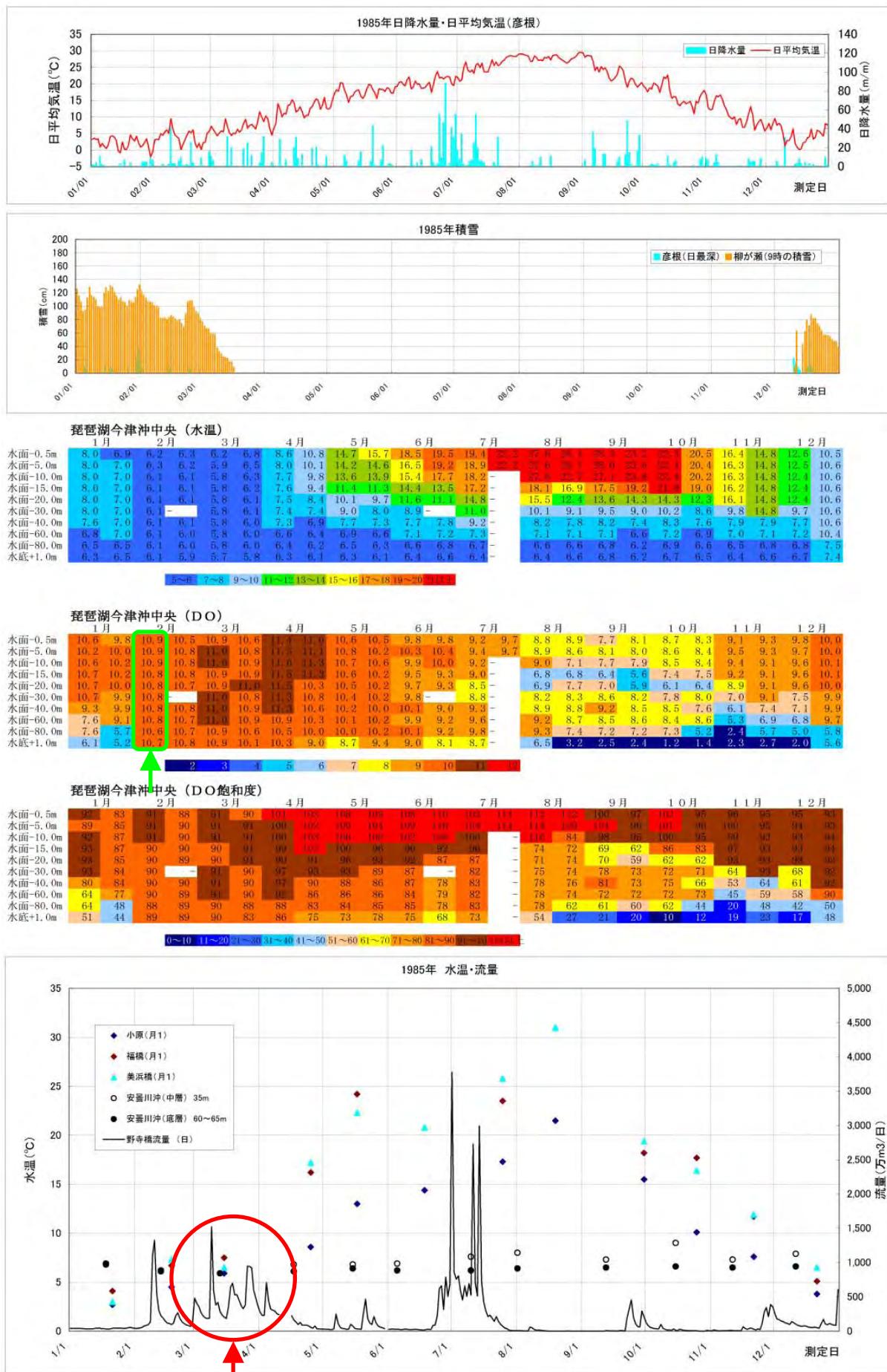


図 1.3.1 北湖水温、DO と気象・水文諸量の推移 (1985年)

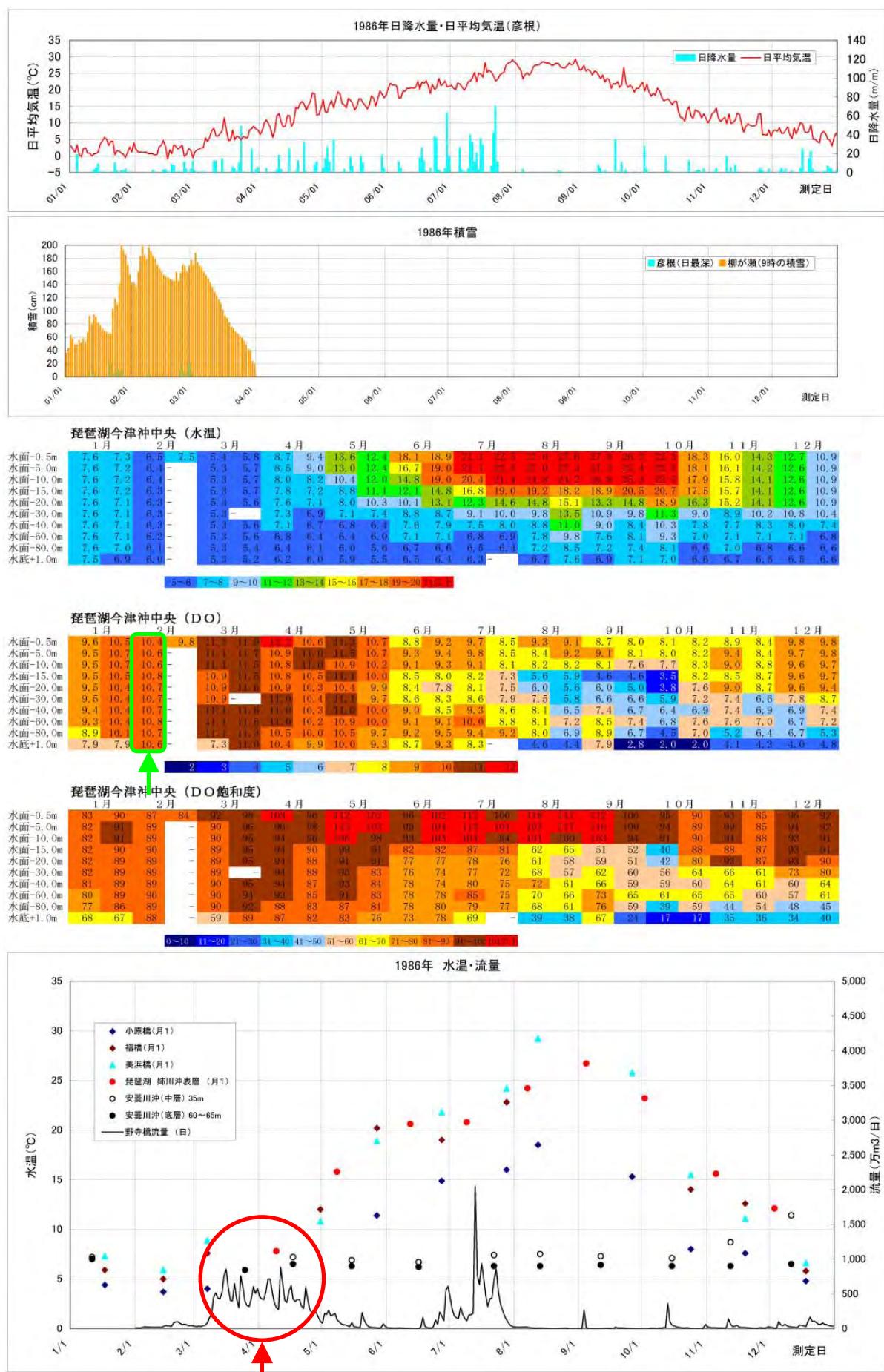


図 1.3.2 北湖水温、DO と気象・水文諸量の推移 (1986年)

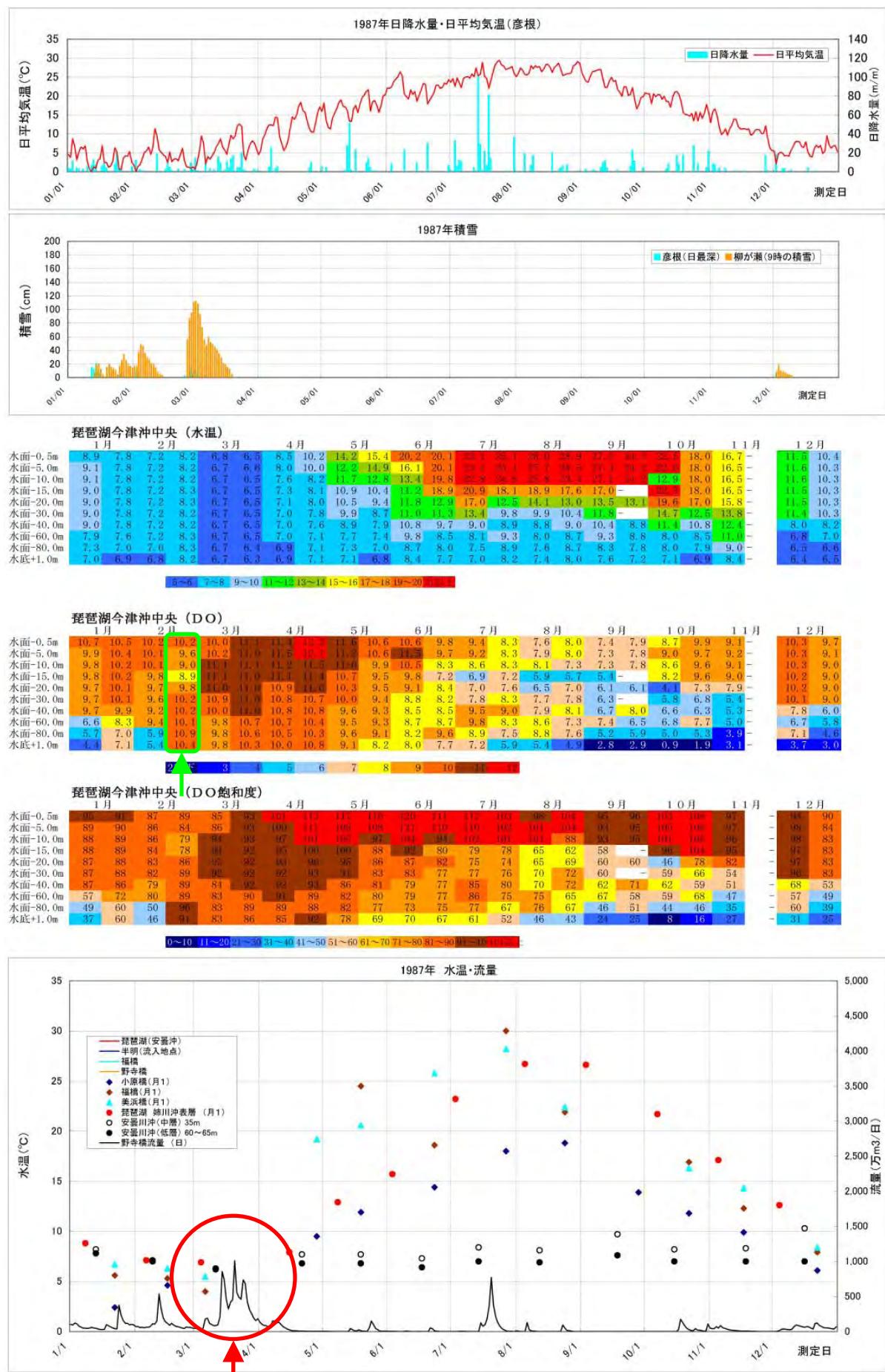


図 1.3.3 北湖水温、DO と気象・水文諸量の推移 (1987 年)

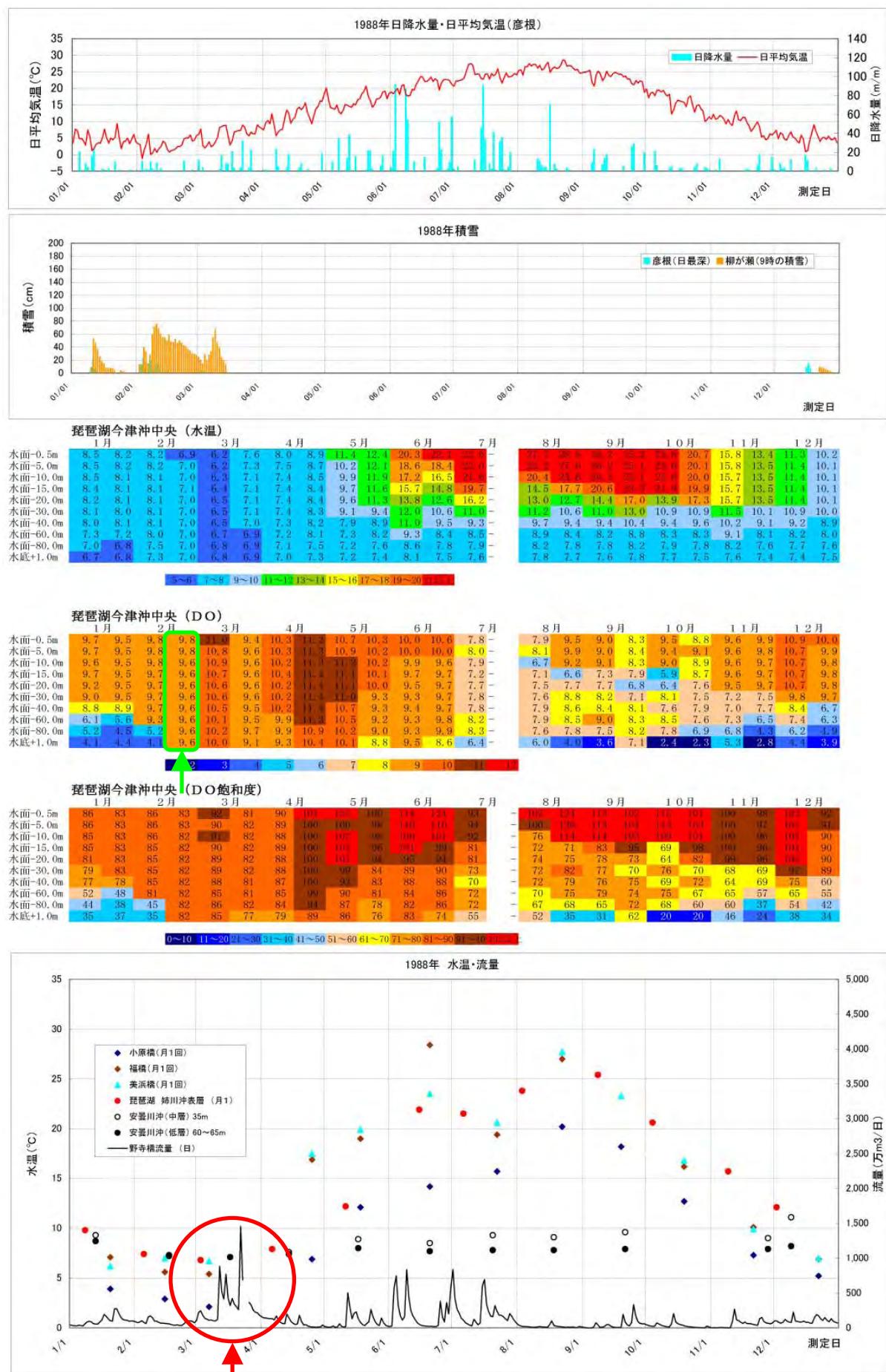


図 1.3.4 北湖水温、DO と気象・水文諸量の推移 (1988 年)

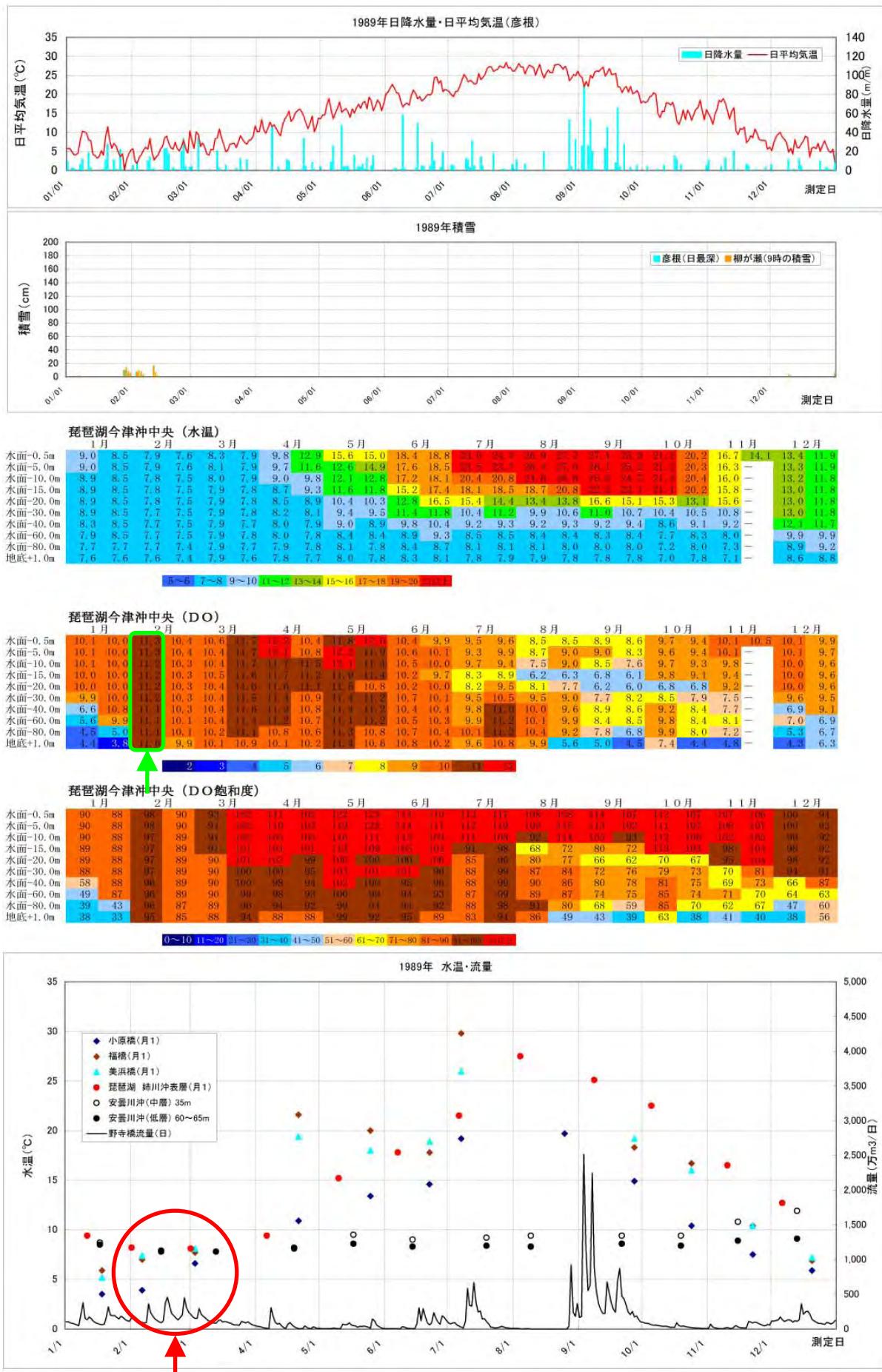


図 1.3.5 北湖水温、DO と気象・水文諸量の推移 (1989年)

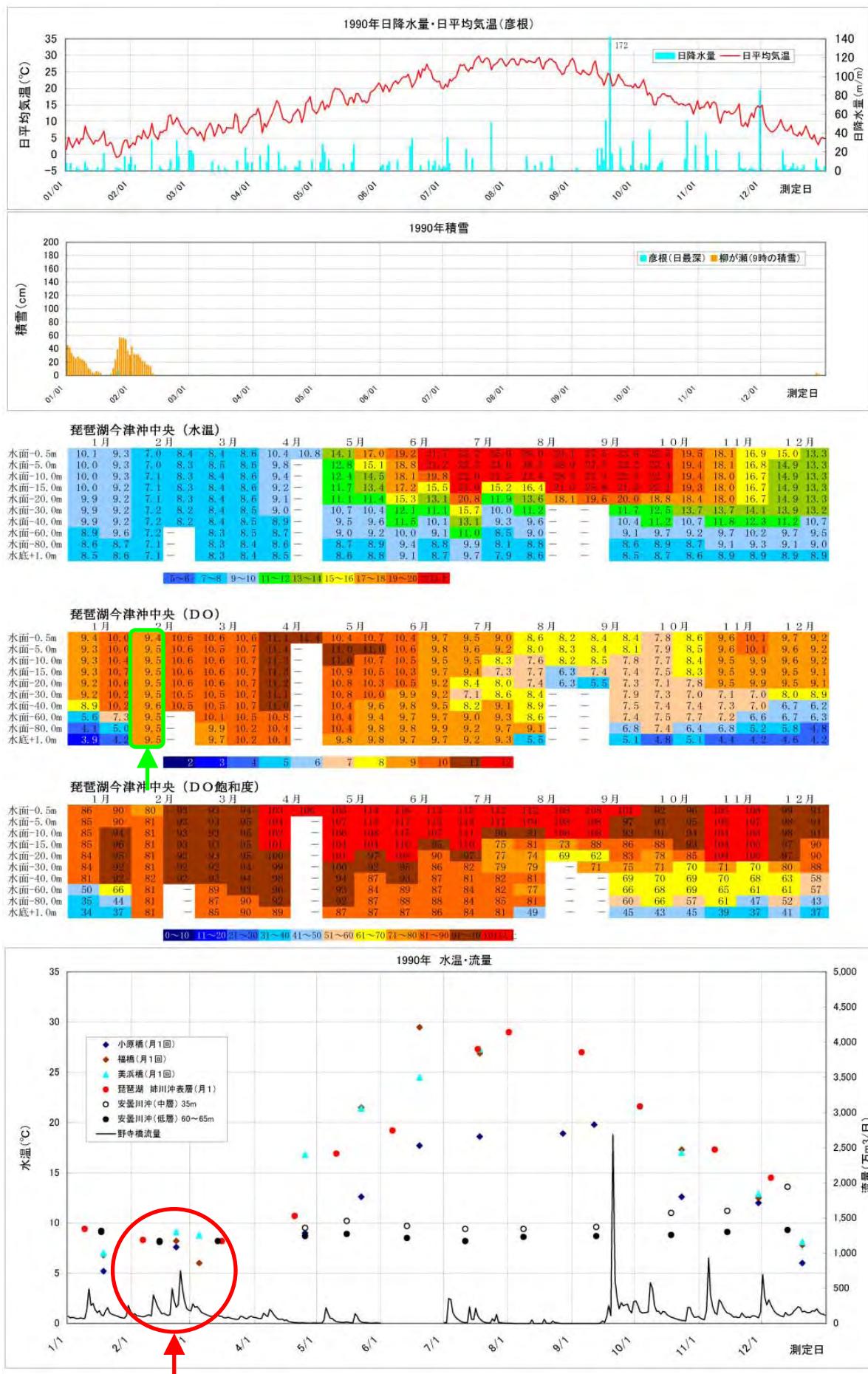


図 1.3.6 北湖水温、DO と気象・水文諸量の推移 (1990 年)

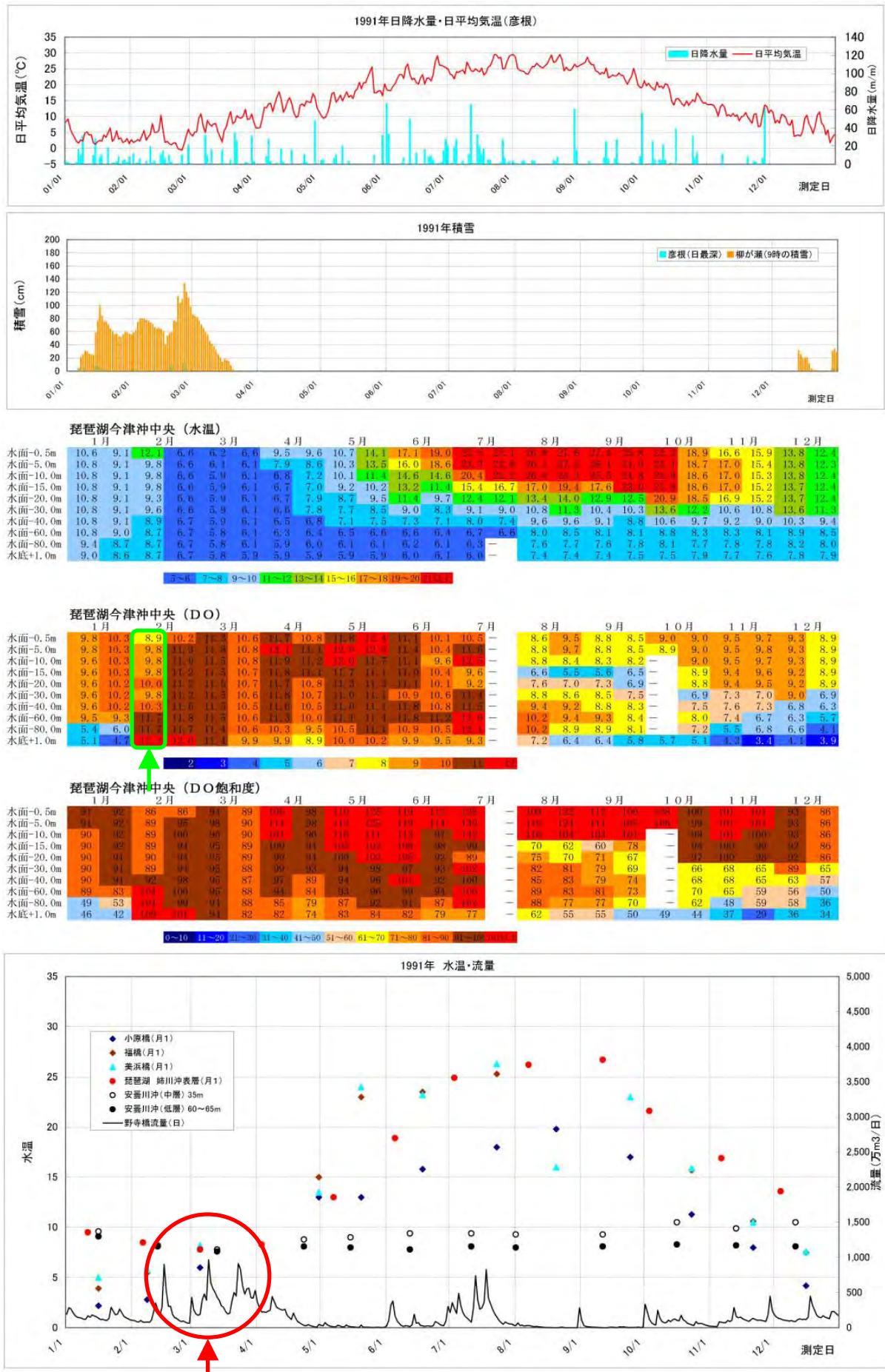


図 1.3.7 北湖水温、DO と気象・水文諸量の推移 (1991年)

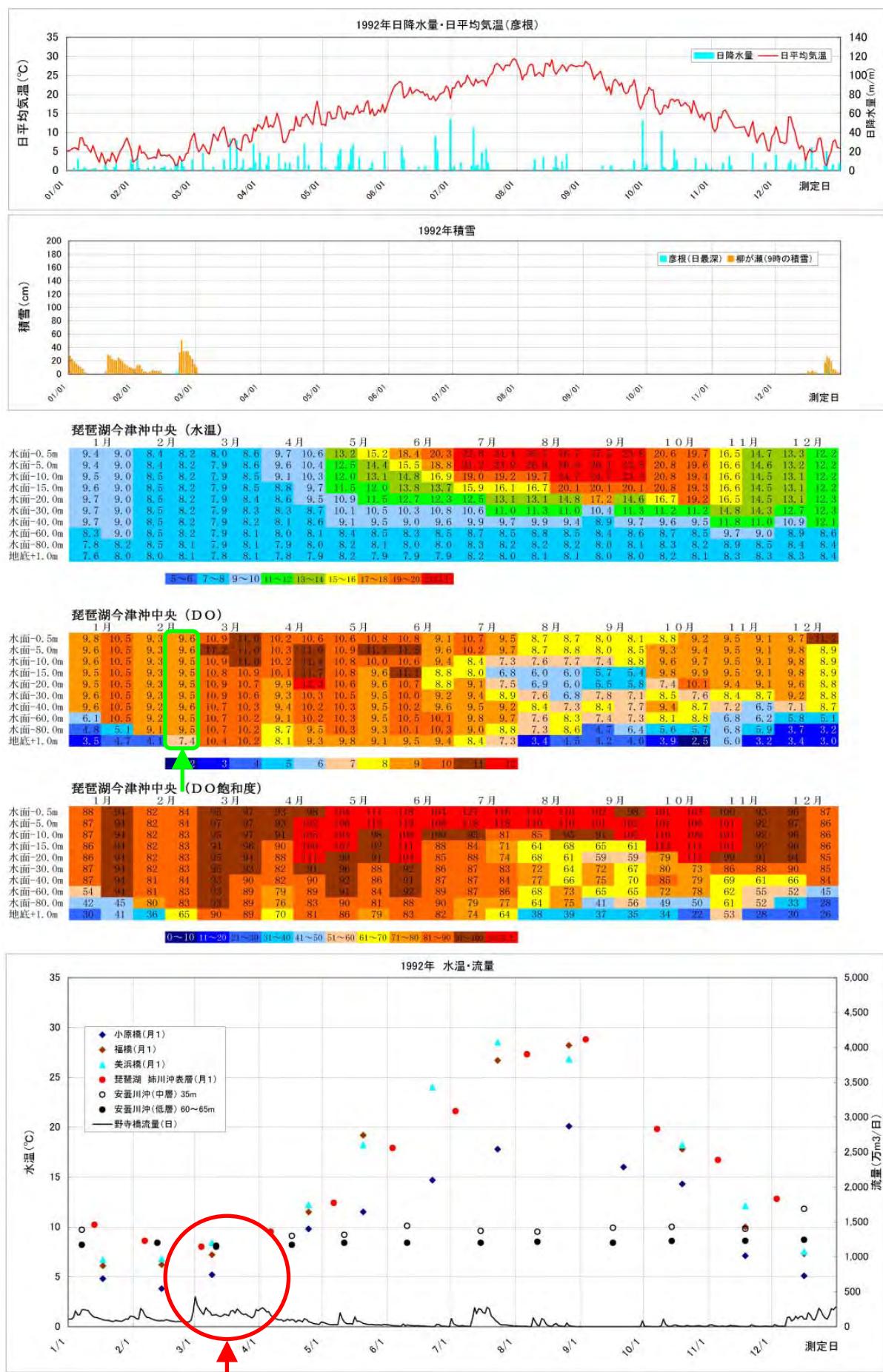


図 1.3.8 北湖水温、DO と気象・水文諸量の推移 (1992年)

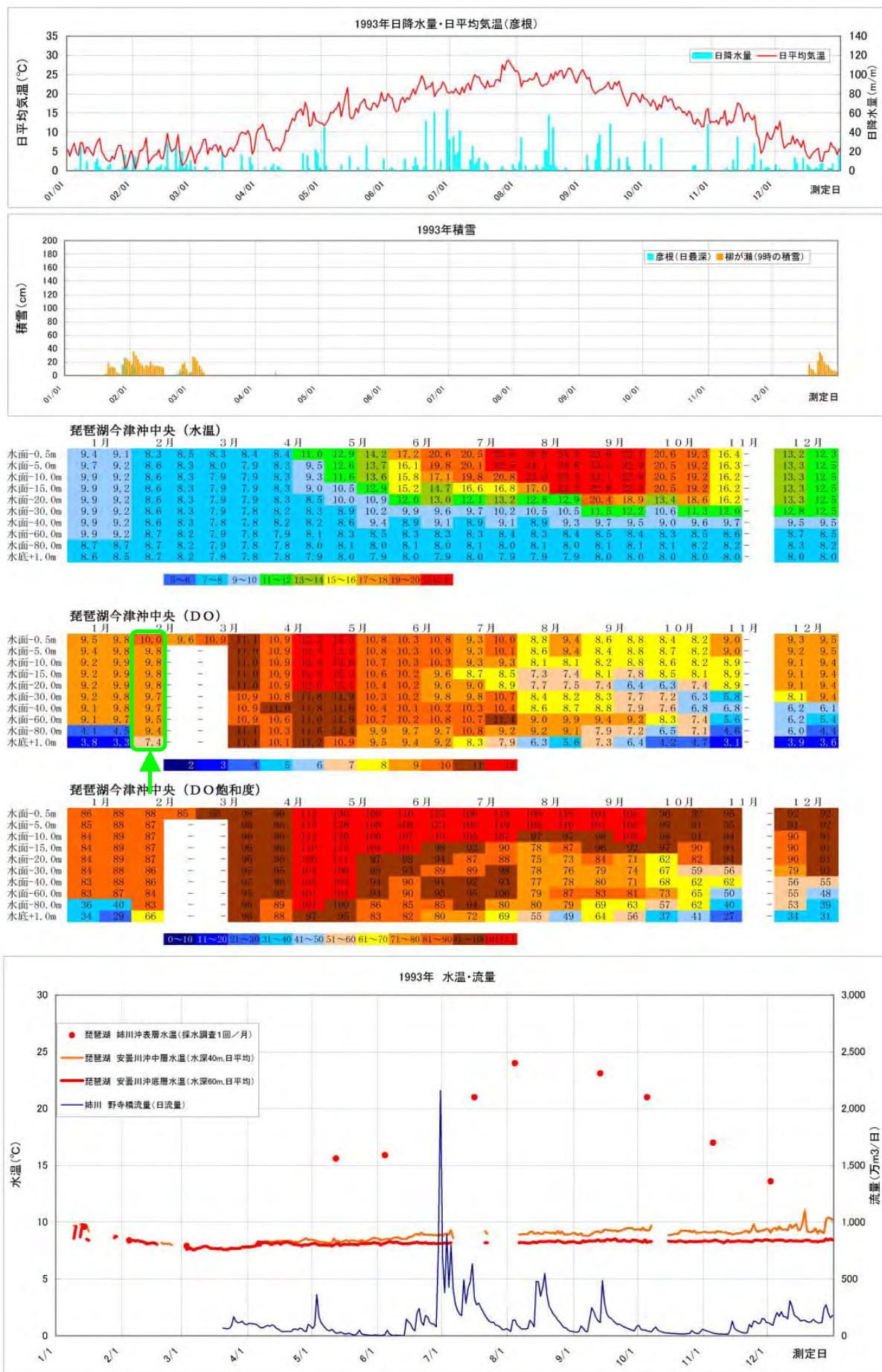


図 1.3.9 北湖水温、DO と気象・水文諸量の推移 (1993年)

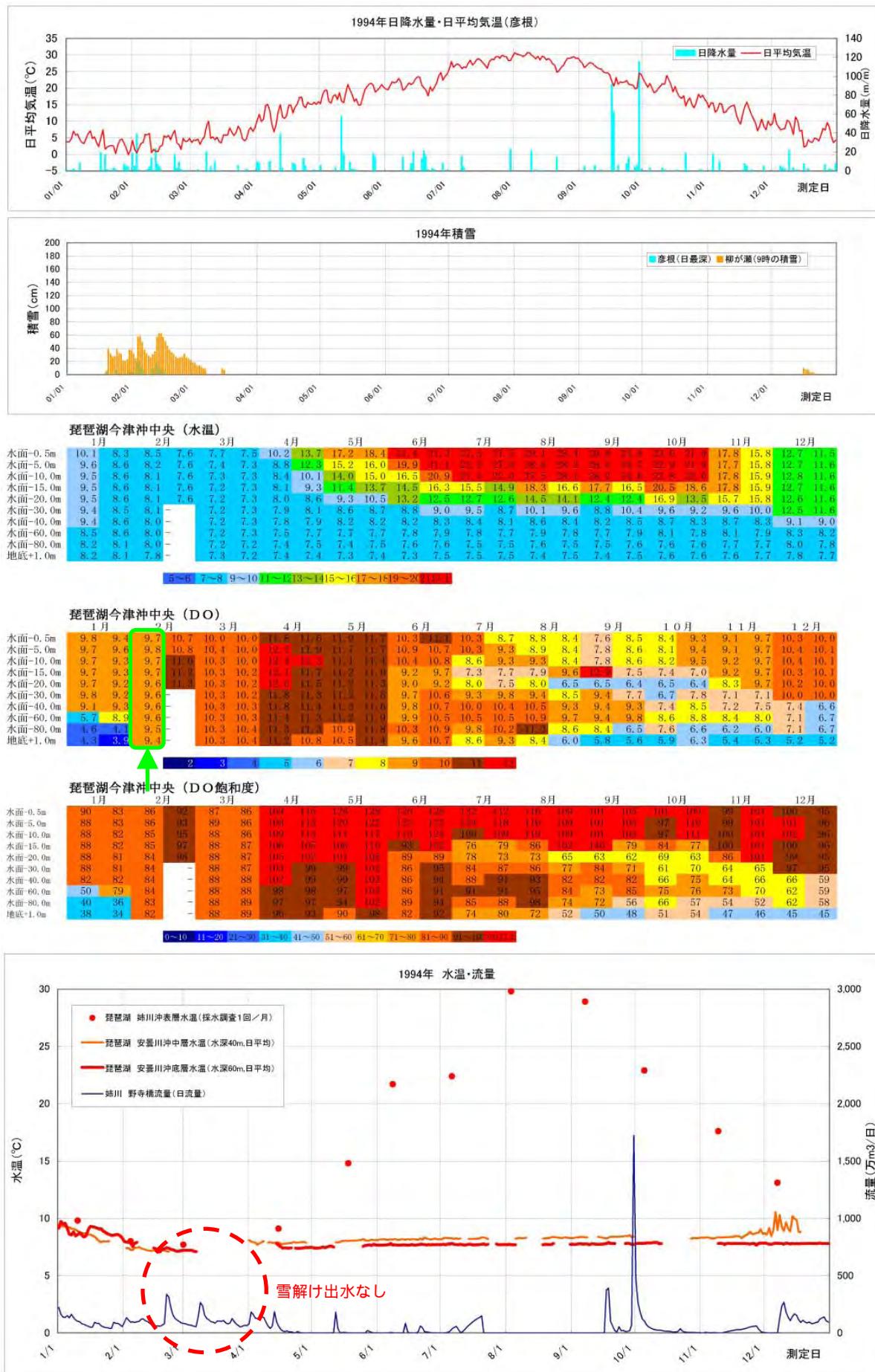


図 1.3.10 北湖水温、DO と気象・水文諸量の推移 (1994 年)

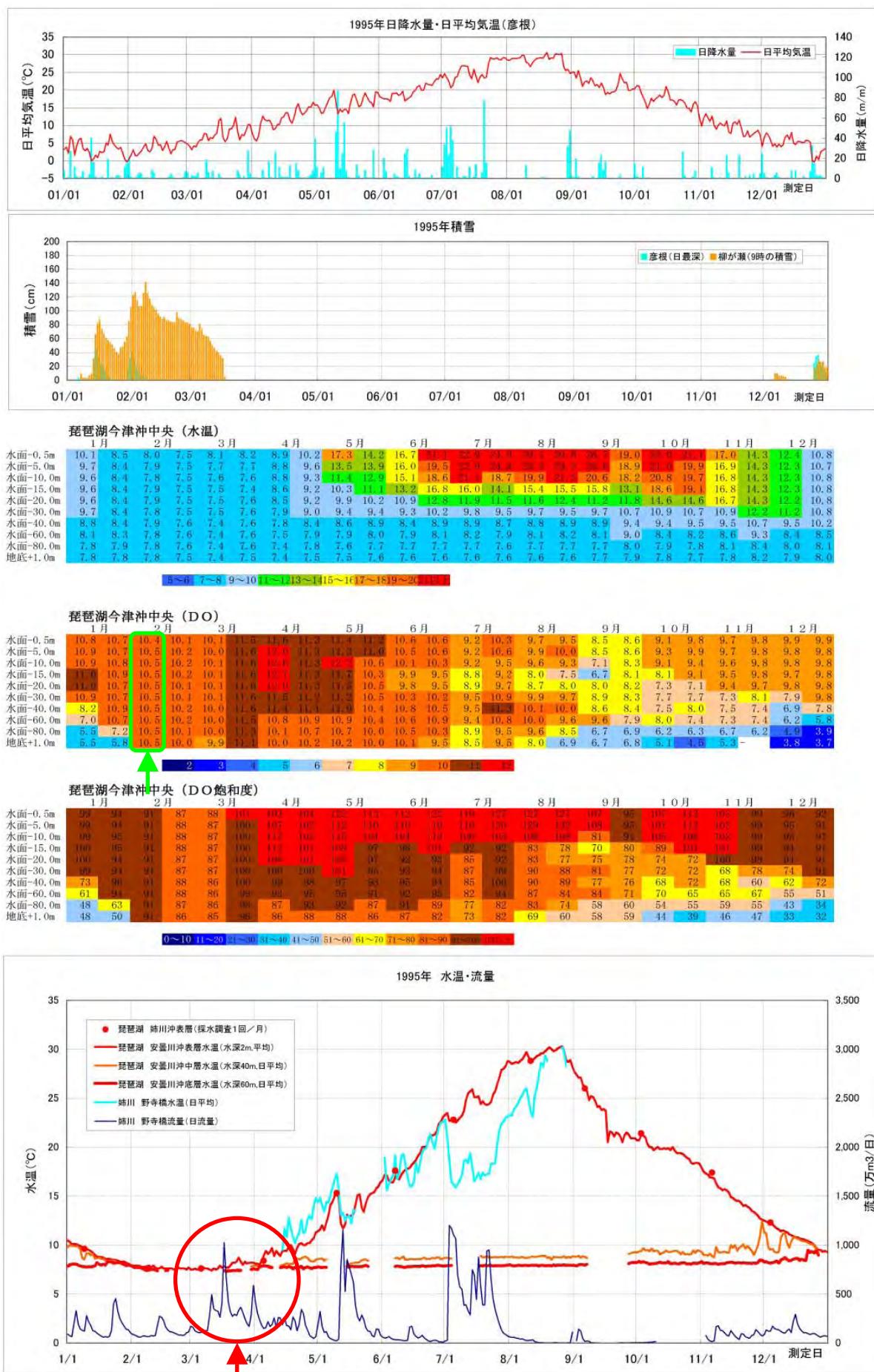


図 1.3.11 北湖水温、DO と気象・水文諸量の推移 (1995 年)

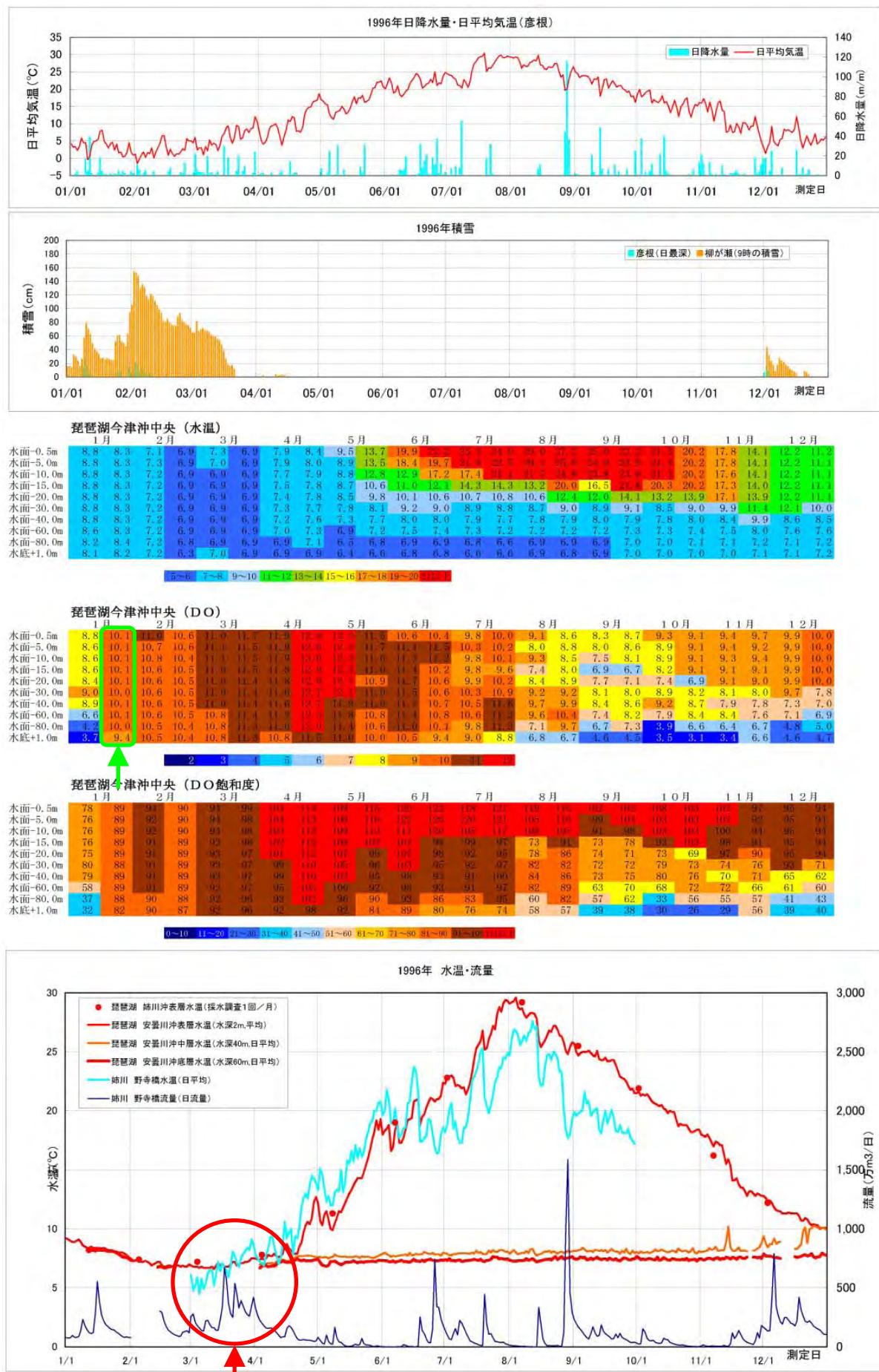


図 1.3.12 北湖水温、DO と気象・水文諸量の推移 (1996 年)

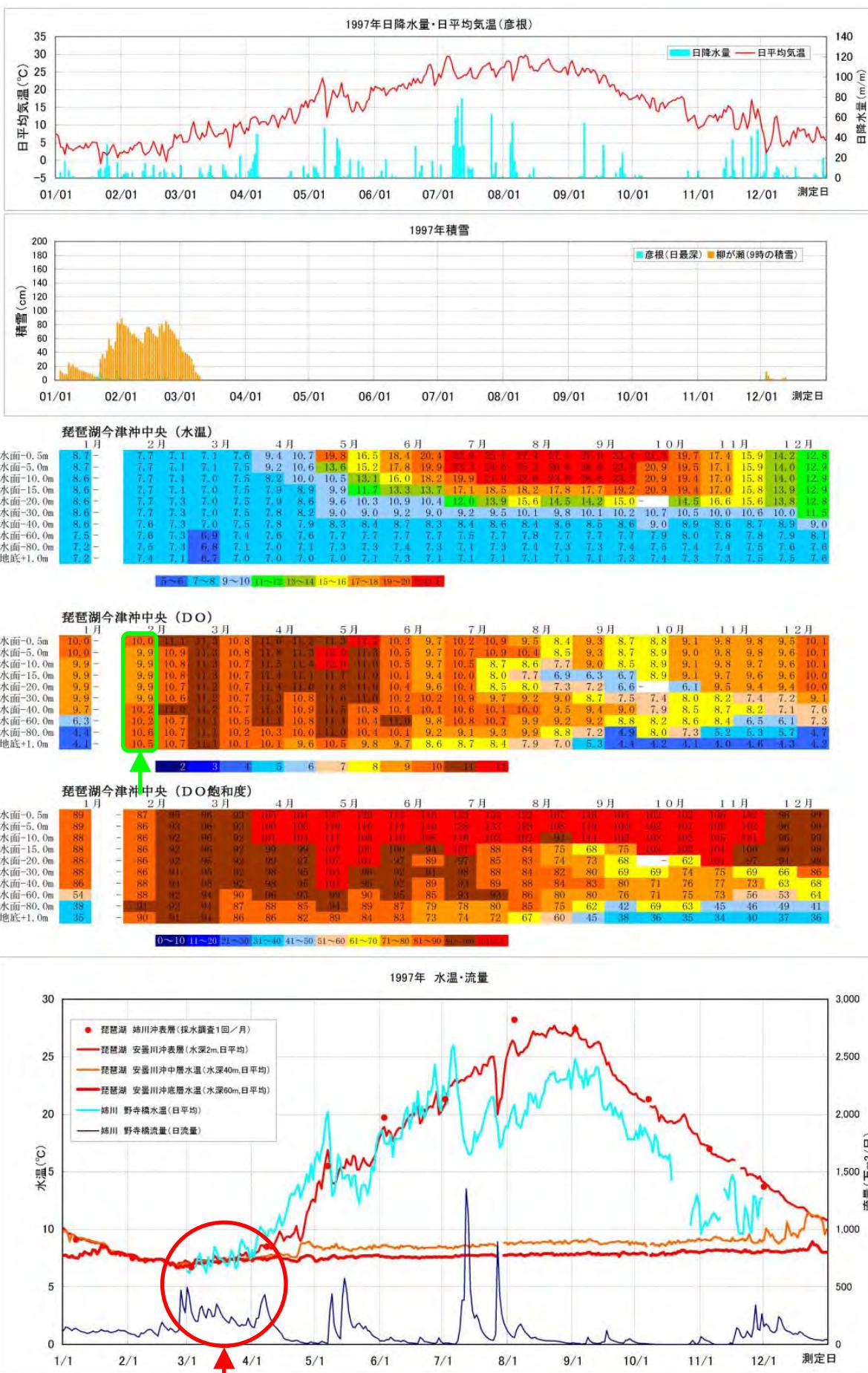


図 1.3.13 北湖水温、DO と気象・水文諸量の推移 (1997 年)

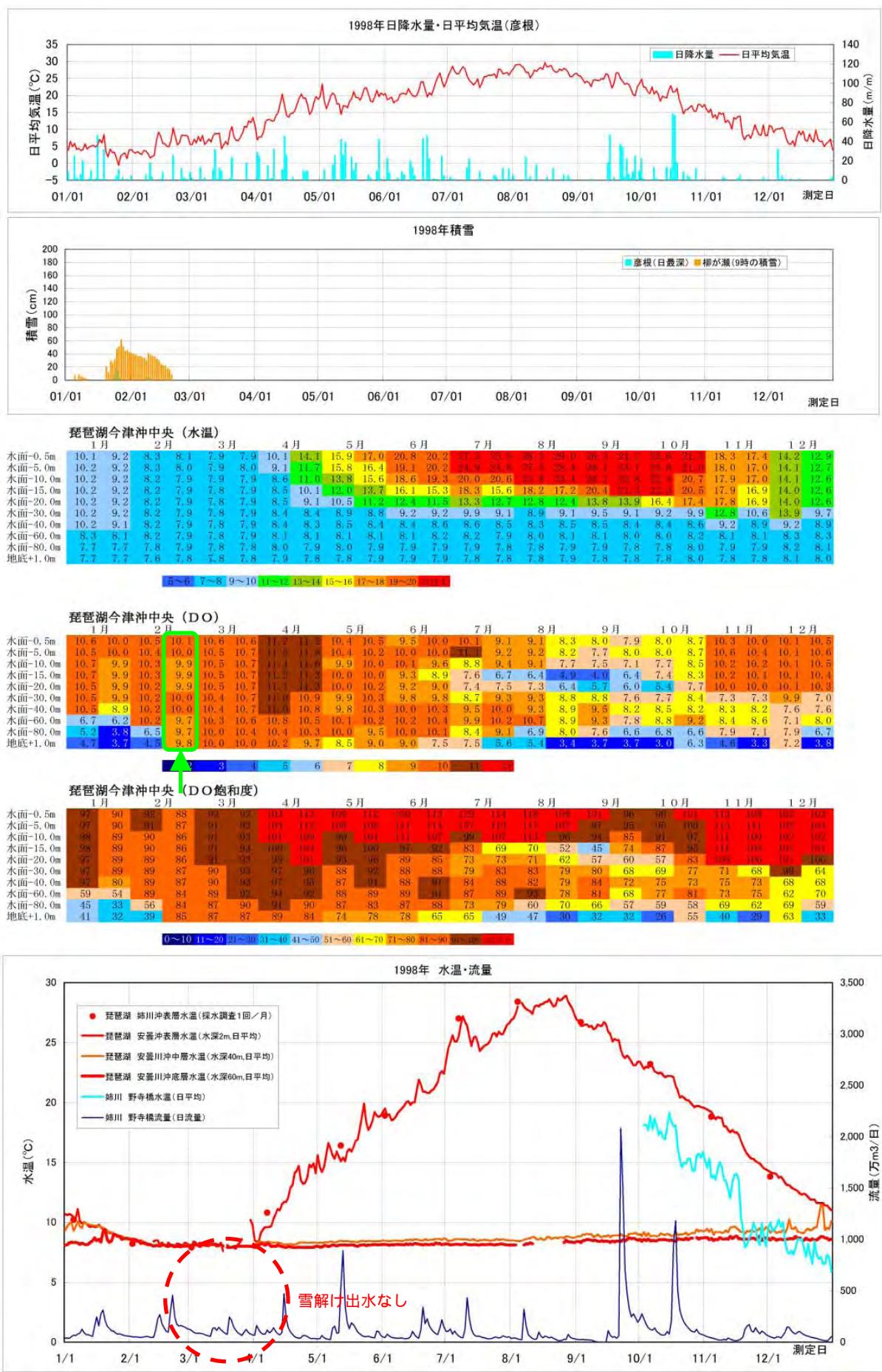


図 1.3.14 北湖水温、DO と気象・水文諸量の推移 (1998 年)

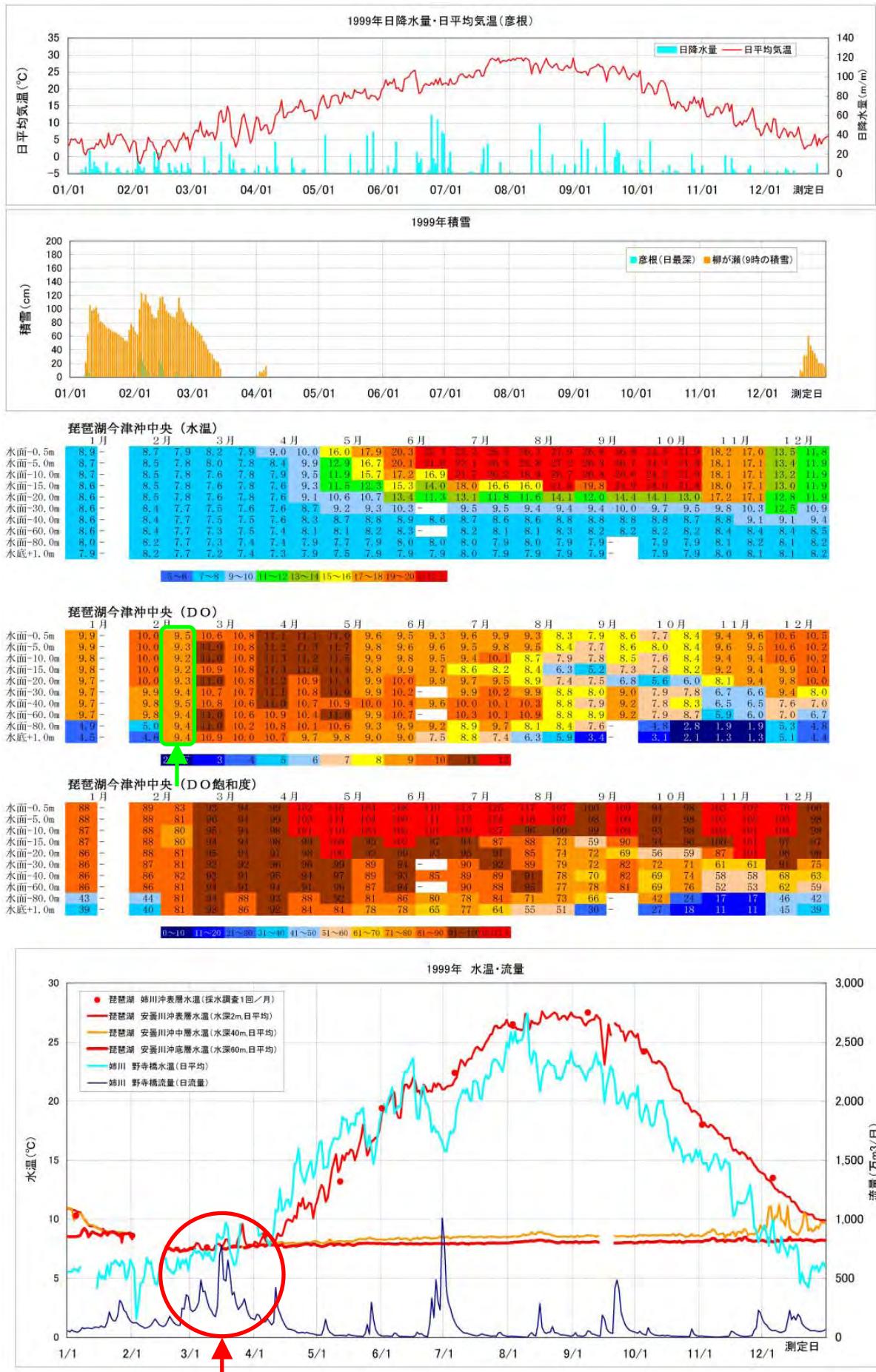


図 1.3.15 北湖水温、DO と気象・水文諸量の推移 (1999 年)

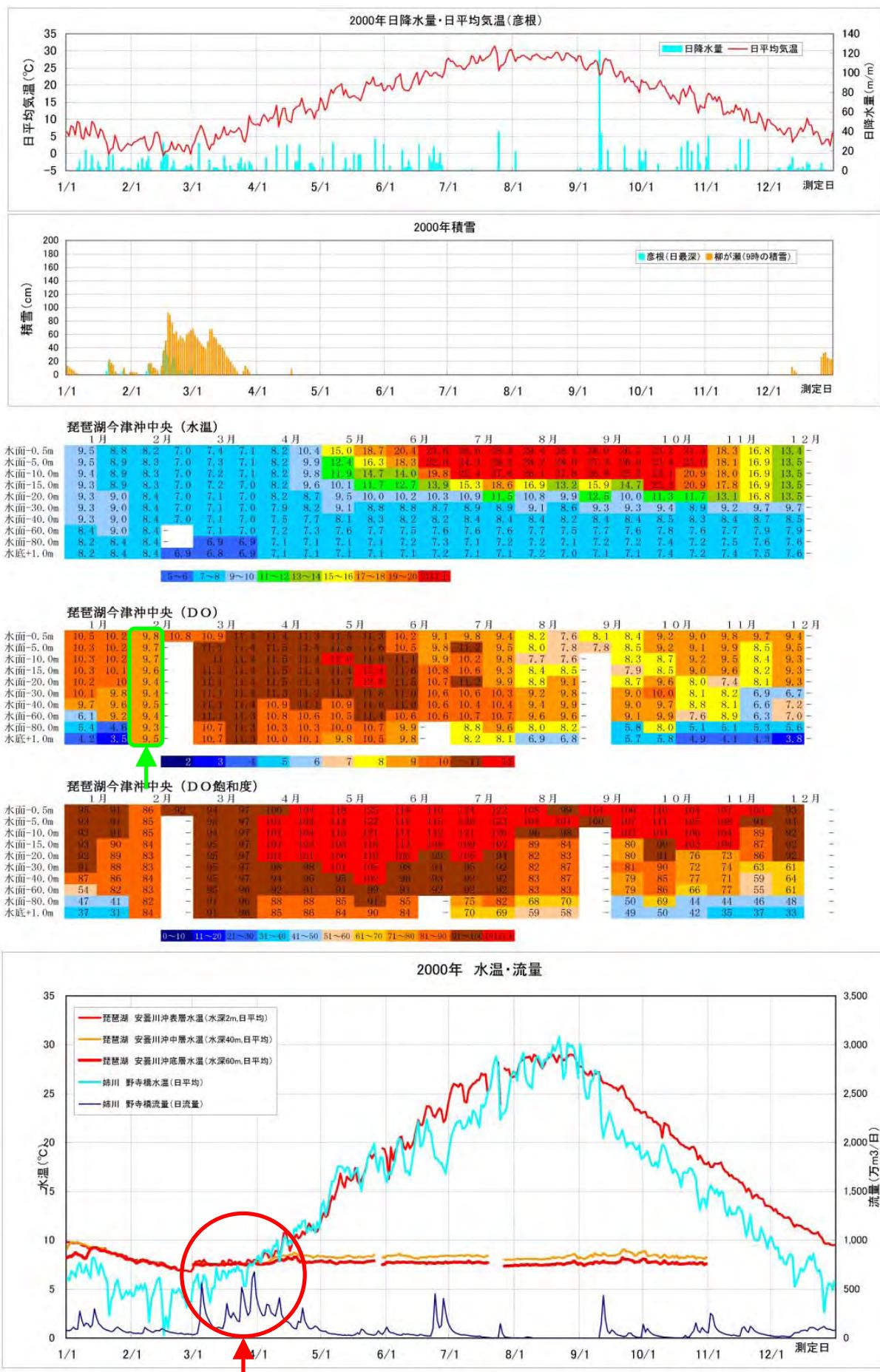


図 1.3.16 北湖水温、DO と気象・水文諸量の推移 (2000 年)

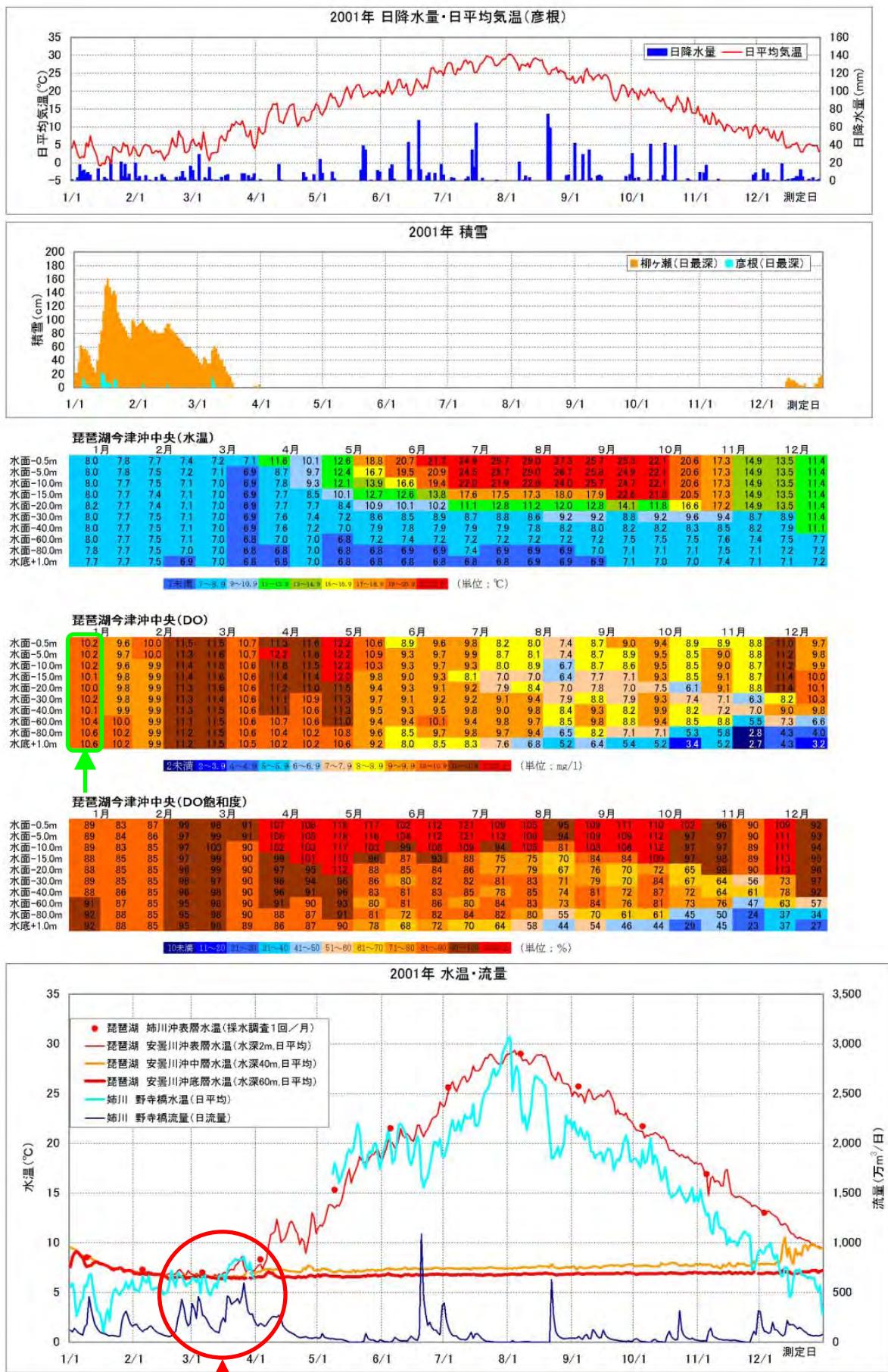


図 1.3.17 北湖水温、DO と気象・水文諸量の推移 (2001年)

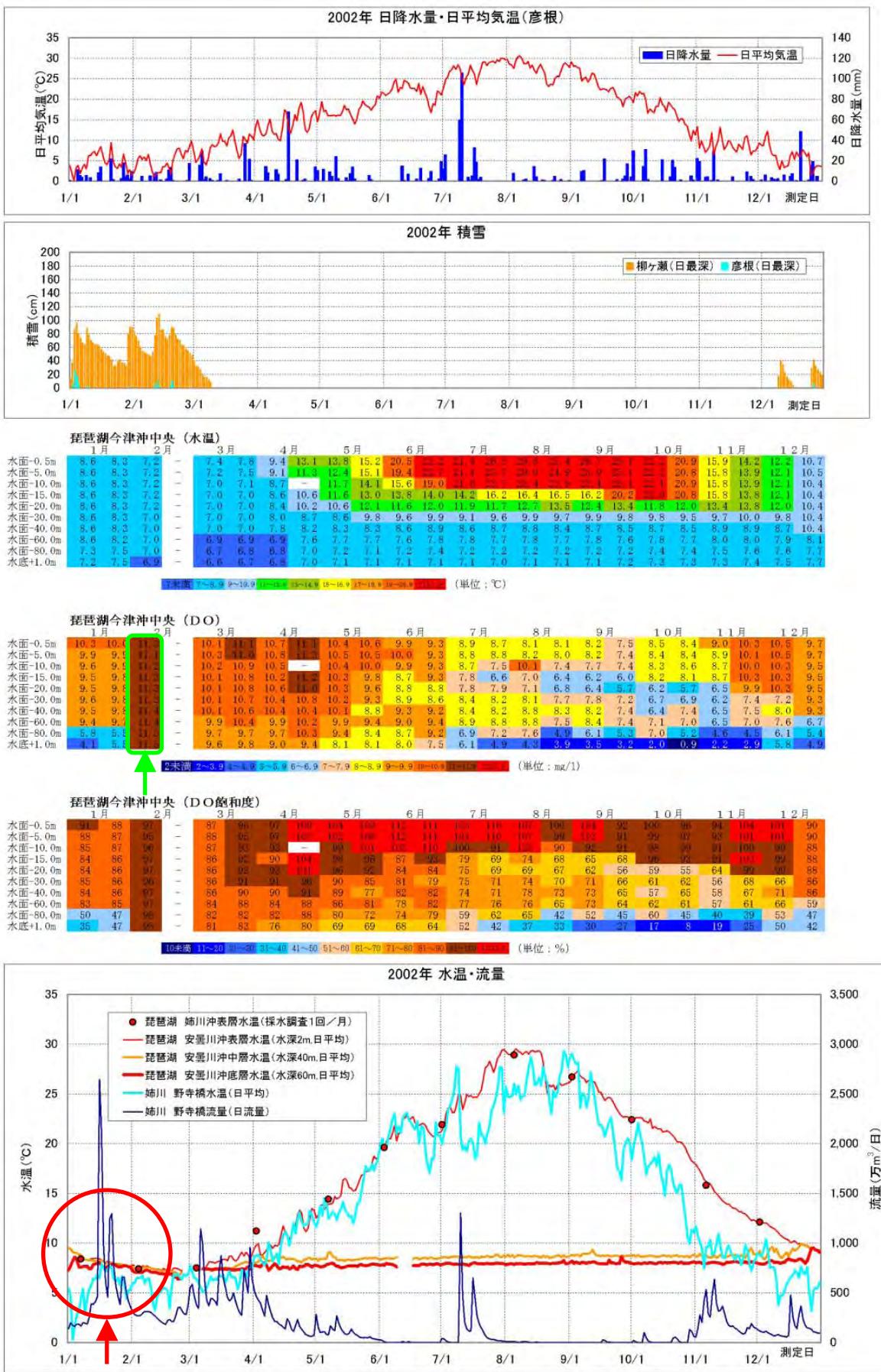


図 1.3.18 北湖水温、DO と気象・水文諸量の推移 (2002年)

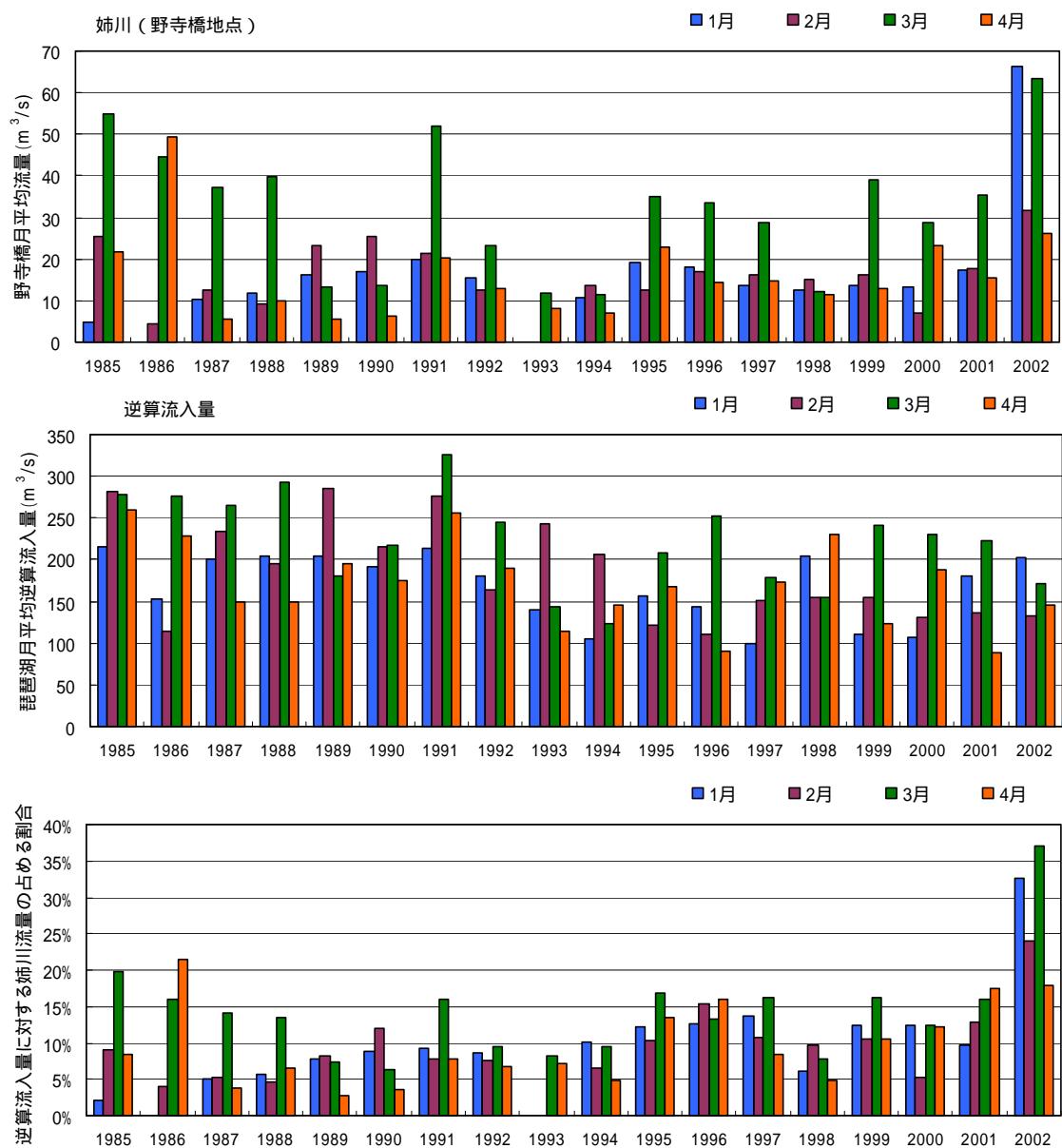
1.3.2 姉川からのDO流入量に関する検討

(1) 融雪期(1~4月)における琵琶湖流入量・姉川流量について

姉川由来のDO特性の検討に先立ち、融雪期を1~4月と想定し同期間における琵琶湖流入量に占める姉川流量の割合を検討した。その結果を図1.3.19に示した。

融雪期における姉川流量の占める割合は3月が大きくなる傾向がうかがわれ、15%前後となることが多い。(琵琶湖集水面積に対する姉川流域面積の割合は、 $371.4\text{km}^2/3,174\text{ km}^2 \times 100 = 11.7\%$)

なお、1月における姉川流量の占める割合は全体としては経年に大きくなる傾向がうかがわれる。2002年については他の年に比べ琵琶湖流入量に対する姉川流量の占める割合が異常に大きくなっている。これは、同年融雪期の流量が他の年に比べて多くなっているためであり、融雪期において場合によっては、琵琶湖流入量に対して姉川の流量が大きなウエイトを占める場合があることを認識しておく必要がある。



データ出典) 国土交通省琵琶湖河川事務所、水資源機構丹生ダム建設所

図1.3.19 融雪期における琵琶湖流入量に対する姉川流量の割合

(2) 琵琶湖全体の流入量と姉川由来のDO流入量の比較

琵琶湖に流入するDO量と姉川から流入するDO量を比較すると、表1.3.1に示すとおりであり、全体に占める姉川由来のDO流入量はわずかである。

表1.3.1 DO流入量の比較(1999年対象)

項目	DO流入量(t/年)	琵琶湖流入量に対する比率	根拠等
琵琶湖全体	48,620	100%	・対象年の逆算流入量の各月流量と同年の琵琶湖流入河川水質調査結果の月別平均DO濃度を乗じて算出
姉川経由	4,349	8.9%	・図1.3.20の1999年値を採用

データ出典)姉川値:水資源機構、琵琶湖逆算流入量:琵琶湖河川事務所データより算出、流入河川水質:滋賀県

注)上表の各DO流入量の計算精度は異なるものであるが、オーダーを比較するために作成したものである。

(3) 琵琶湖DO現存量と姉川由来のDO流入量の比較

姉川から供給されるDOが琵琶湖内DOに及ぼす影響を把握するため、琵琶湖全体のDO量の季節変化と姉川から流入するDO量を試算した。

この試算結果をみると、琵琶湖全体のDO量の季節変化は50,000~100,000t規模であるのに対し、姉川からの流入DO量は融雪水による流入量の多い時期でも1,000t/月程度と非常に小さい量であることから、その影響はわずかであると考えられる。

・琵琶湖のDO量 = 今津沖鉛直分布データ(2回/月)を水深ごとの代表値とみなし、水深ごとの水量を乗じて算出
・姉川のDO量 = 美浜橋データ(1回/月)を月平均値とみなし、月合計流量(野寺橋)を乗じて算出

(4) まとめ

以上のまでの結果より、姉川から流入するDOの琵琶湖への影響についてとりまとめるとつきのとおりである。

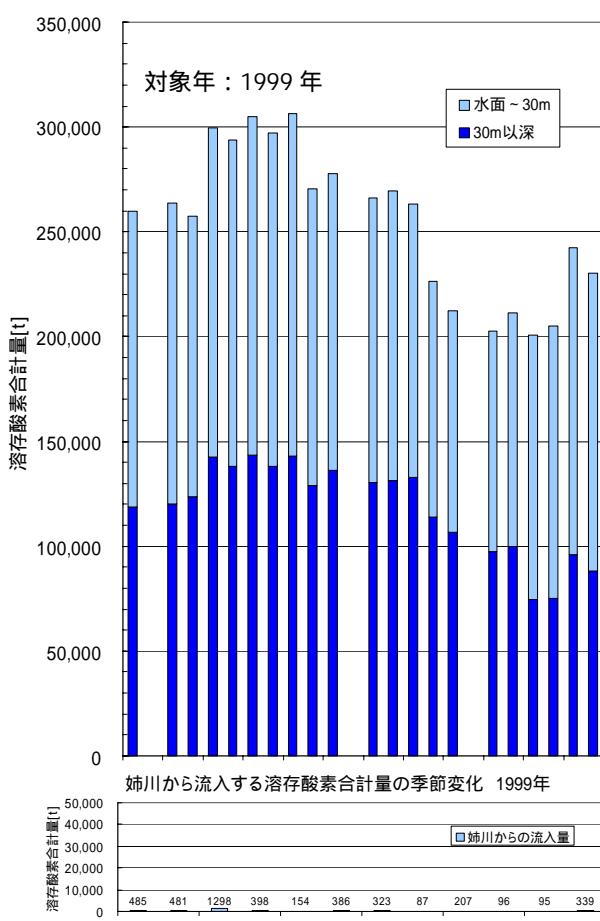
姉川由来のDOが及ぼす琵琶湖への影響に関するまとめ

融雪出水期において、琵琶湖流入量に占める姉川流量の割合は、3月で高くなり15%程度となる。この値は、琵琶湖集水面積に対する姉川流域面積の割合よりもやや大きい。

2002年みられるように、融雪期において場合によっては琵琶湖流入量に対して姉川の流量が大きなウエイトを占める場合があることを認識することが重要である。

琵琶湖全体に流入するDO量に比較すると姉川由来のDO量は、10%を下回るものである。

また、琵琶湖のDO現存量は50,000~100,000t規模で変化するのに対し、姉川からの流入DO量は1,000t/月程度と非常に小さい量であることから、その影響は極めて小さいと判断される。



(出典:水資源機構) 姉川流入量:4,349t/年

図1.3.20 琵琶湖および姉川流入水内のDO量の季節変化

琵琶湖深層部DOの回復と姉川からの融雪水流入の関係

【調査結果（1985～2002年（1993年は欠測）の琵琶湖水質・姉川流量観測データによる）】

琵琶湖深層部DOは全層循環により1～2月に大きく回復する（上記期間中、2月前半までに大幅回復を示した年は17年中12年、2月前半～2月後半の間に示した年は17年中5年）。一方、姉川からの融雪水の月別流量は3月が最大となる年が多い（上記期間中、1～4月の月間流量が最大となる年は、1月が1年、2月が4年、3月が11年、4月が1年）。

また、3月の姉川からの流入量の大小と翌年2月までの琵琶湖深層部DO変化との間には明確な関係はみられない。

【調査結果から推察されること】

深層部のDO回復は、姉川からの融雪水の主たる流入時期より前にあたる2月までに生起しており、DO回復の主たるメカニズムは、姉川からの融雪水の流入に支配されるものではない。また、姉川からの融雪水の流入量の大小は、その後翌冬までのDO変化に明確な影響を及ぼすものではない。

1.4 水温からみた姉川河川水の潜り込みの可能性

姉川からの融雪出水が琵琶湖底層DOに与える影響を推定するため、融雪期の姉川流量および水温と琵琶湖水温の関係から、密度流が発生する可能性を検討した。

河口から2.3km上流の野寺橋地点および琵琶湖安曇川沖における連続観測データと姉川沖での定期調査結果から、冬～春季にわたる姉川水温と琵琶湖水温を比較すると、概ね以下のような傾向があると考えられる。

- ・1月下旬～2月は、概ね河川水(5～6℃)は琵琶湖水温(7～8℃)よりも2～3℃低い。
(一時的な河川水温低下時を除く。)
- ・3月の琵琶湖水温は、中旬頃までは7～8℃で概ね全層一様であるが、3月中旬から4月上旬頃から表層水温が上昇して水温成層が形成される。(中・底層より表層水温の方が高くなる。)
- ・3月前半は、一般に河川水温の方が琵琶湖水温より低いか、同程度である。その差は、一時的に4℃程度になる日もあるが、多くは約2℃以内である。
- ・3月後半は、河川水温の方が琵琶湖の表層、中層、底層よりも高い場合もあれば、河川水温の方が低い場合もある。
- ・4月の河川水温は、琵琶湖表層水温と同程度か高い場合が多く、いずれの年も中・底層よりも高い。

以上より、水温差による密度流の視点からは、「融雪出水は琵琶湖水温よりも低温であり、湖底に潜り込んで湖心の深部に達する」という現象が確実に発生している訳ではないと推定される。

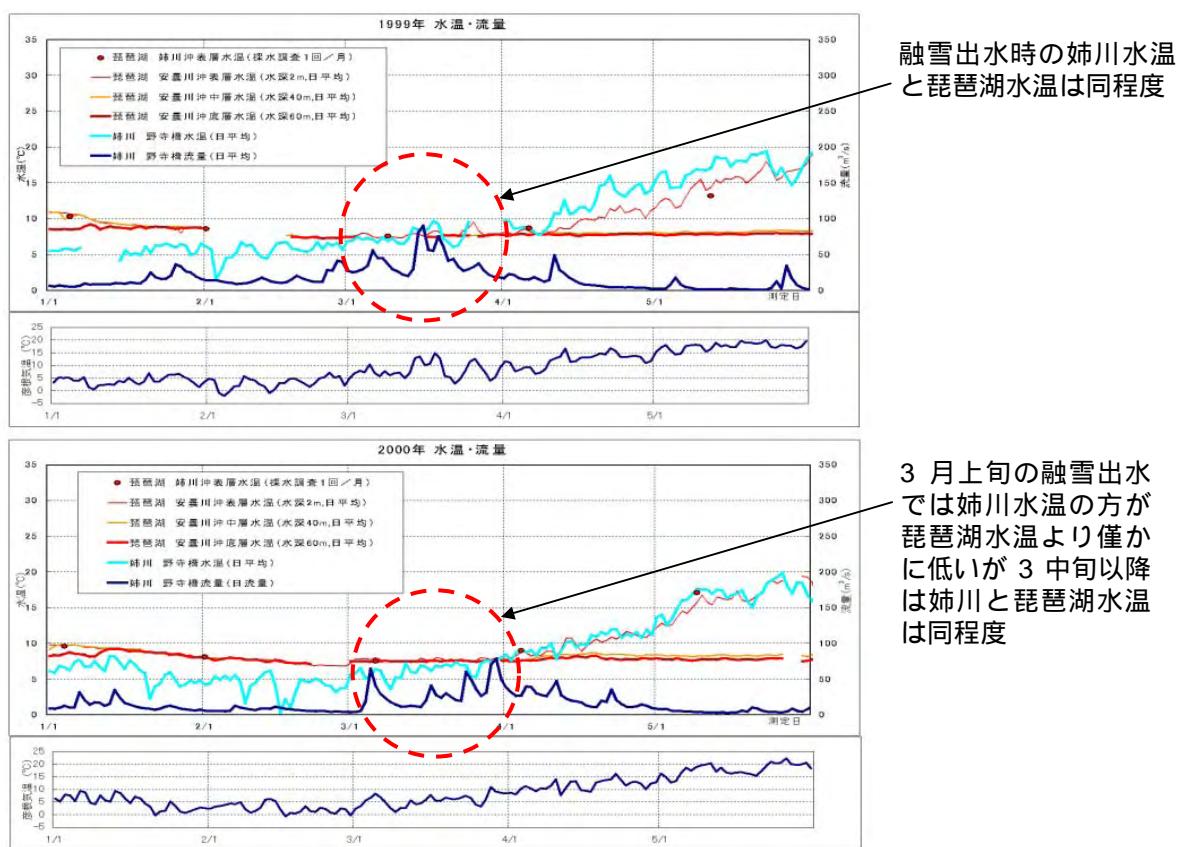


図 1.4.1 姉川水温と琵琶湖水温の関係(1999～2000年)

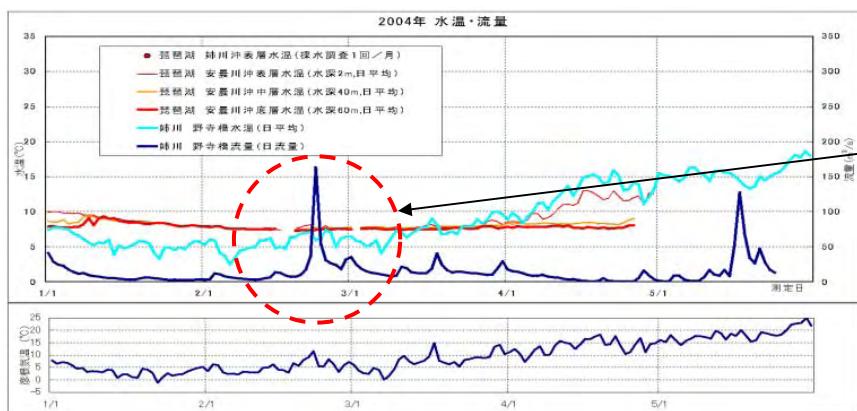
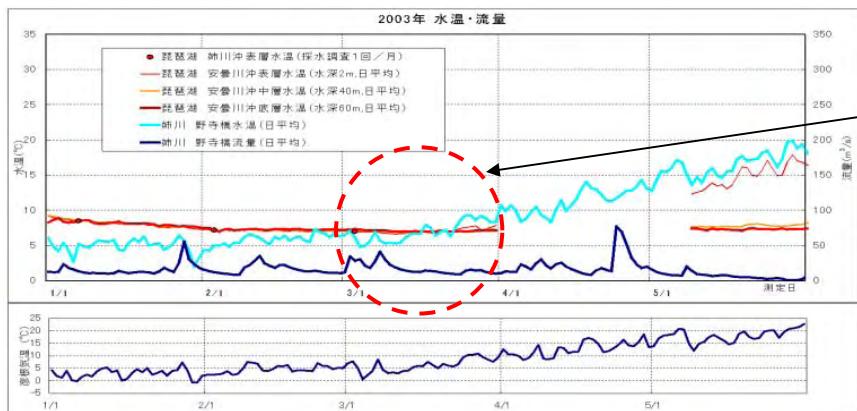
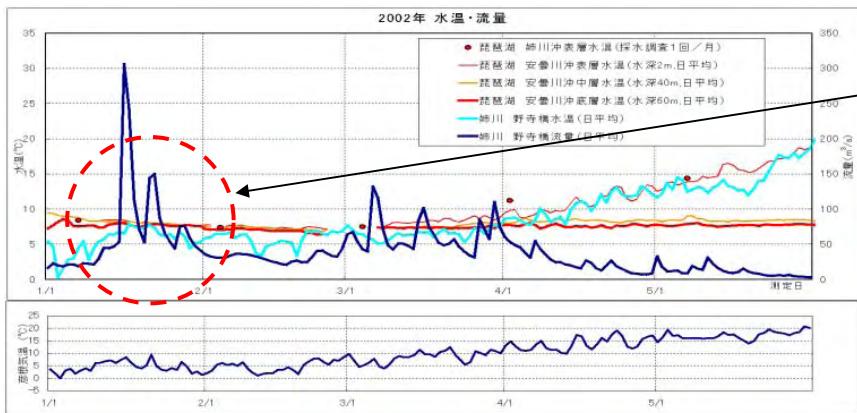
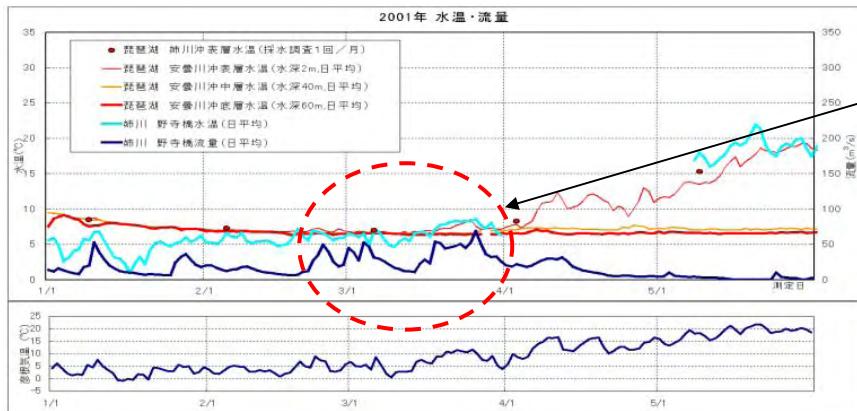


図 1.4.2 姉川水温と琵琶湖水温の関係 (2001~2004年)

水温からみた姉川河川水の潜り込みの可能性

【調査結果（1995～2004の観測データによる）】

姉川からの流入水温と琵琶湖水温の関係をみると、1月下旬～2月は河川水温の方がおおむね2～3低く、3月の河川水温は琵琶湖水温より低い場合もあれば高い場合もある。琵琶湖表層水温の上昇（水温躍層の形成）は3月中旬～4月上旬頃から始まる。4月の河川水は琵琶湖の中・底層より高温である。

【調査結果から推察されること】

水温差による密度流の観点からは、3月以降は、姉川からの流入水は必ずしも琵琶湖底層に潜り込むとはいえない。

1.5 融雪出水の琵琶湖内への侵入・拡散状況

前述の基礎的な検討を踏まえ、姉川からの融雪出水が琵琶湖に流入する挙動および拡がりの範囲等を把握することを目的として平成 14(2002)年および平成 16(2004)年に実施した現地調査の概要は以下のとおりである。

(1) 平成 14 年調査(2000 年 3 月 28 日)

3月 27 日のピーク河川流量 $140\text{m}^3/\text{s}$ (野寺橋地点、以下同じ) の出水による融雪出水の流入現象を全体的に把握することを目的として実施した。調査当日の河川流量は $71\text{m}^3/\text{s}$ (日平均) であった。

流向・流速ベクトル

流入濁水塊付近の流向は乱れており、湖底に潜り込むような流れは確認されていない。また、全般的に河口から数 100m 沖の流れは河川の流入水よりも湖流の流れ(北西から南東)が卓越しており、湖中央に向かうような流れも確認されていない。

水温分布

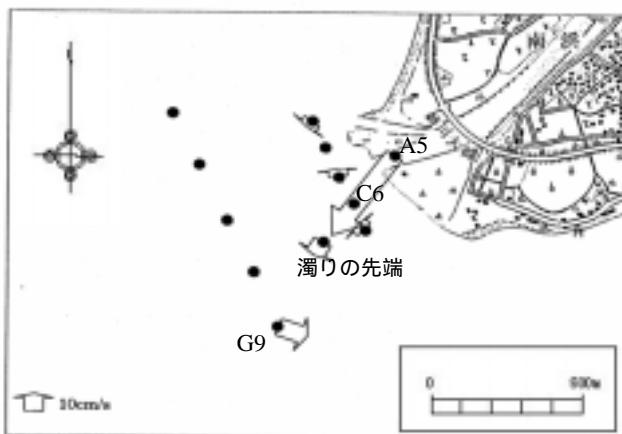
河川水温は 6.88 と琵琶湖河口部水温 7.42 よりも低く、水温の鉛直分布は水面から湖底に近づくにつれて低下する傾向となっていた。しかしながら、底層水温(7.4~7.5)は河川水温よりも高いことから、河川からの低水温塊の湖心方向への拡がりは確認できなかった。

濁度分布

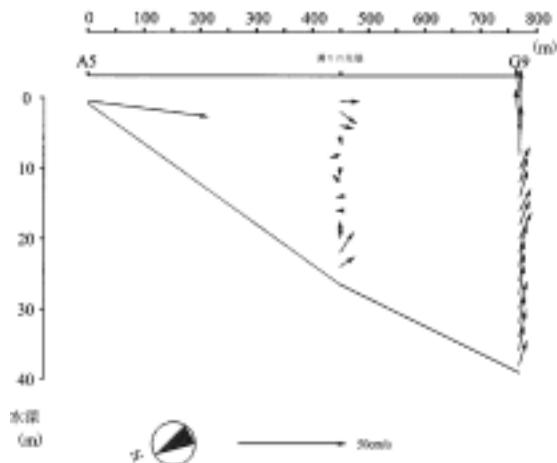
濁水塊の先端部では、表層濁度が最も高く、水深 9m 以浅は 20~30 度、以深は概ね 10 度以下となっていた。また、沖 G9 地点では水深 9m 付近で最大となっており、濁水塊が沈降しながら同程度の密度の範囲に拡散・流入していると考えられ、湖底に沿って湖心方向への拡がりは確認できなかった。



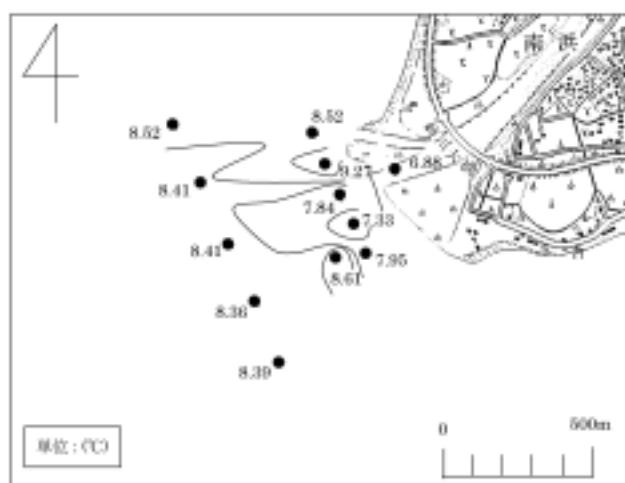
図 1.5.1 融雪出水の濁水塊流入状況(平成 14 年 3 月 28 日)



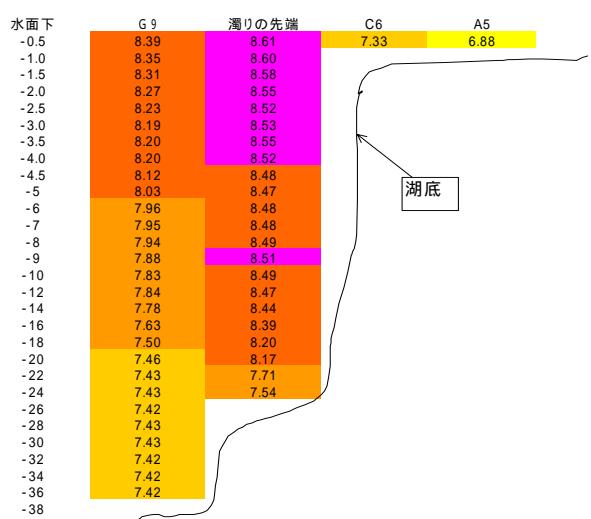
流向・流速ベクトル(水面下0.5m)



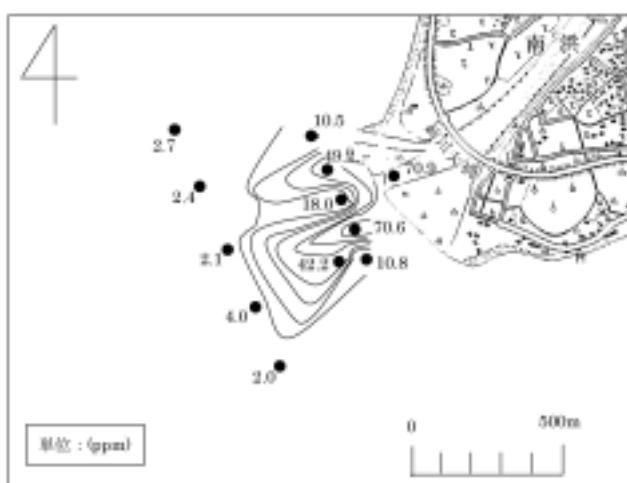
水平方向の流速ベクトルの鉛直分布



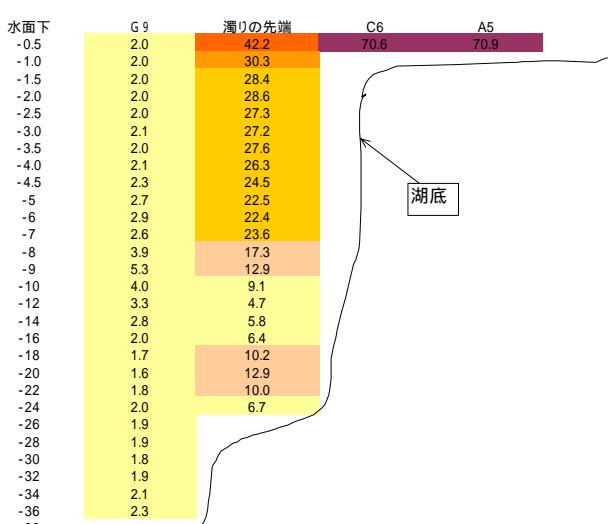
水温平面分布(水面下0.5m)



水溫鉛直分布

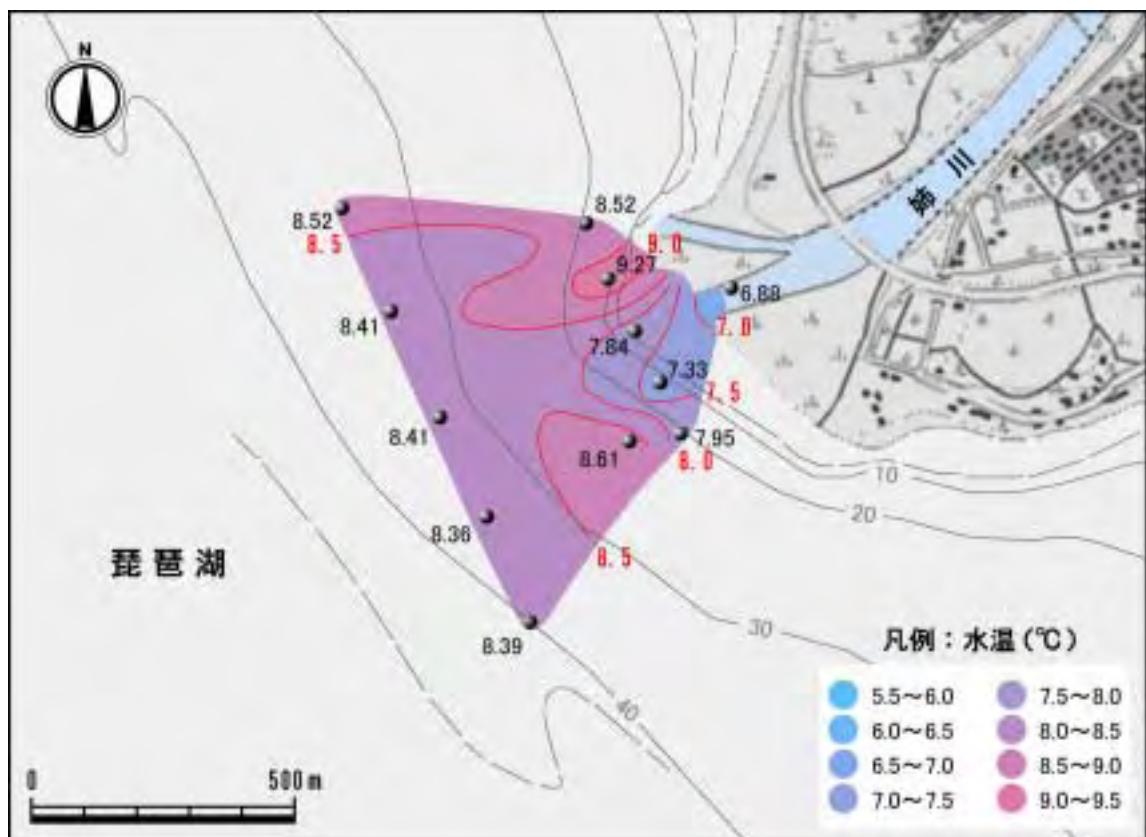


濁度平面分布 (水面下 0.5m)

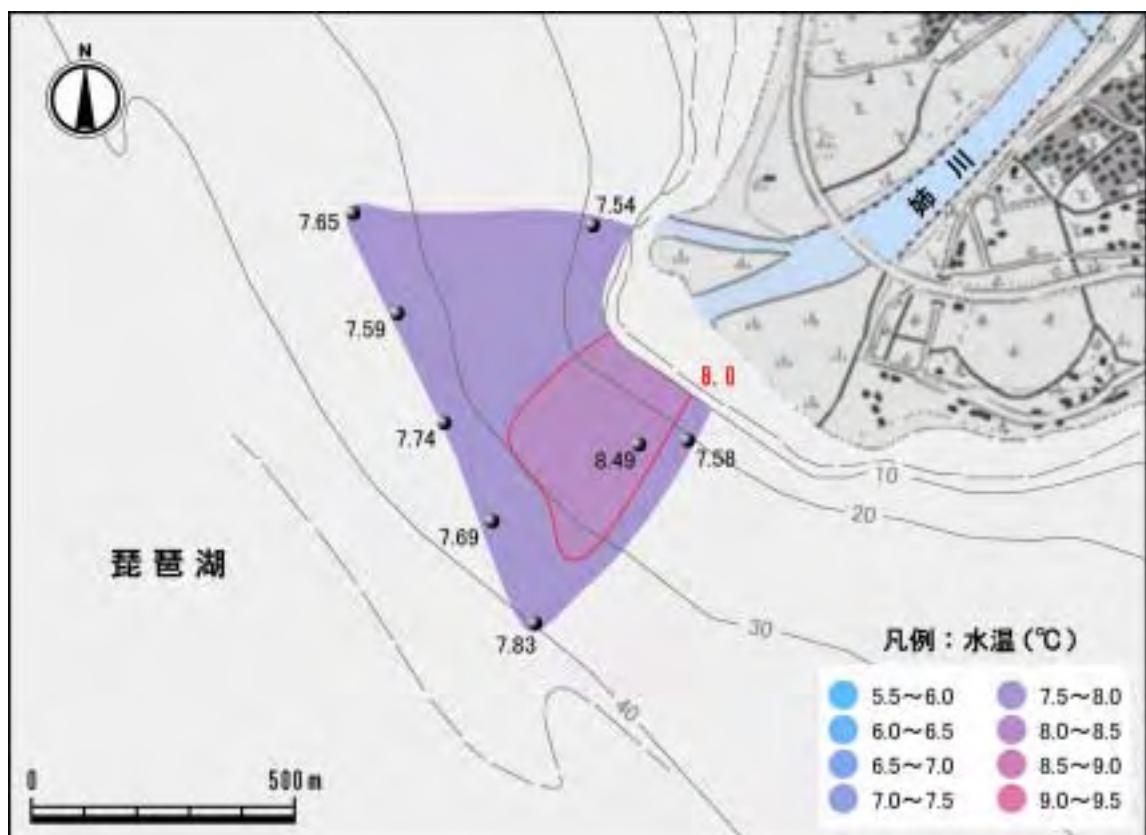


濁度鉛直分布

図 1.5.2 姉川河口部における流動・水質調査結果（平成 14 年 3 月 28 日）

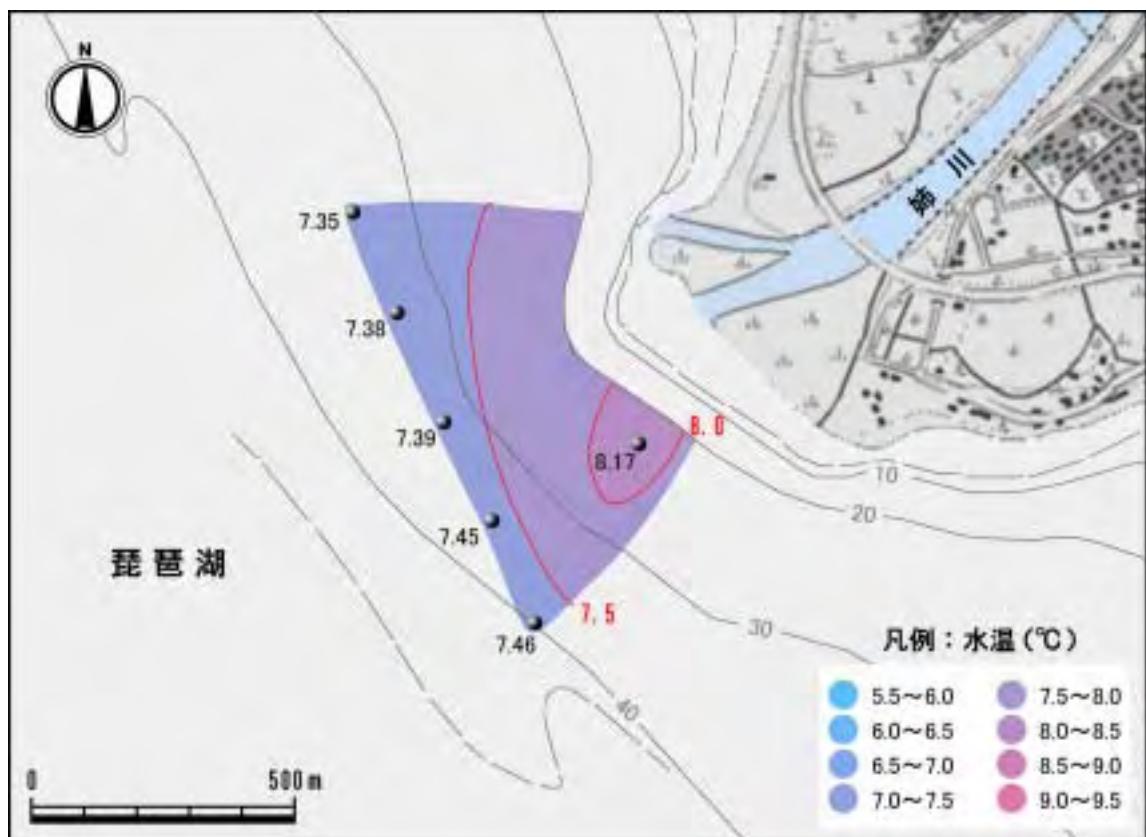


(a) 水深 0.5m

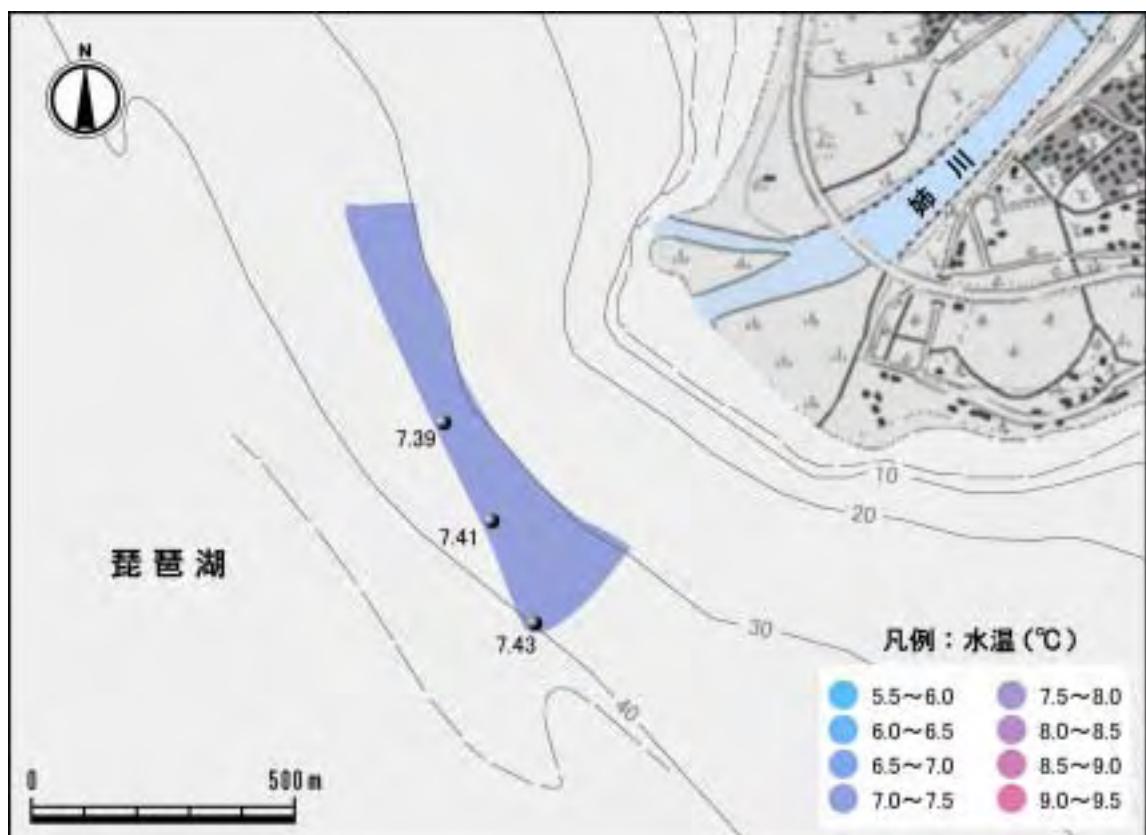


(b) 水深 10m

図 1.5.3 姉川河口部における水温 (平成 14 年 3 月 28 日)

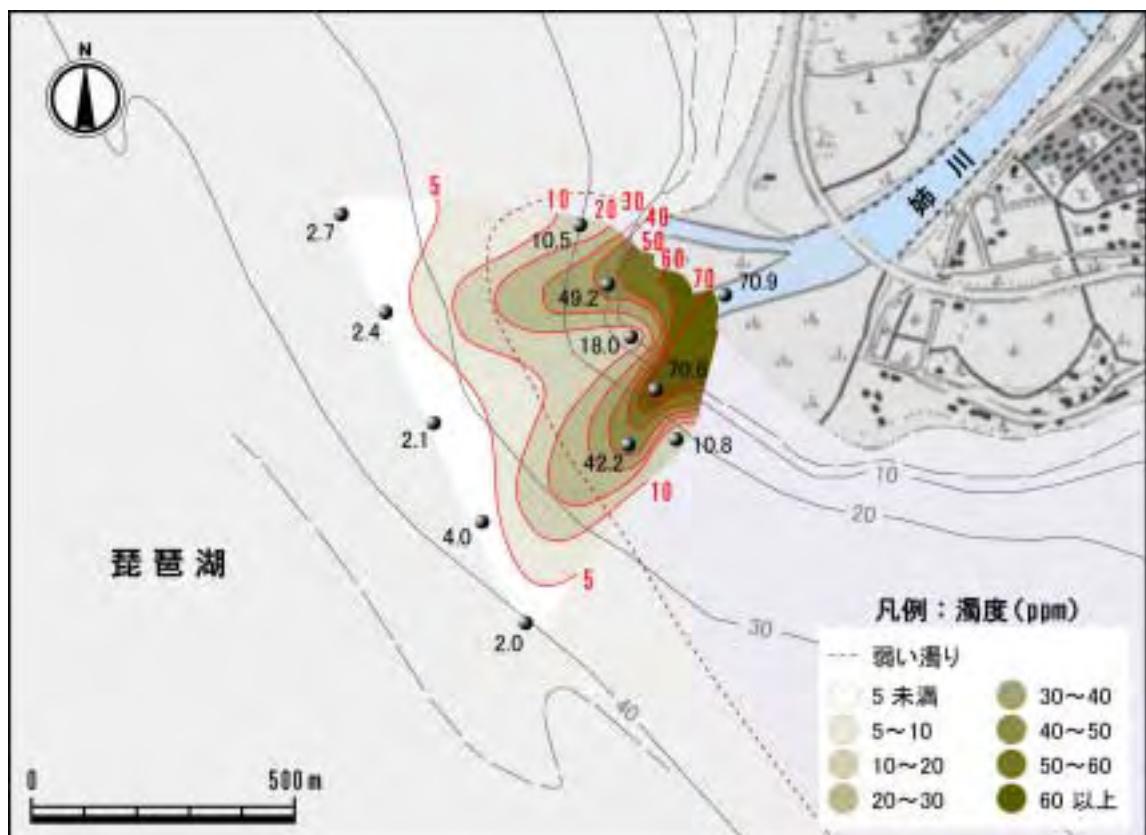


(c) 水深 20m

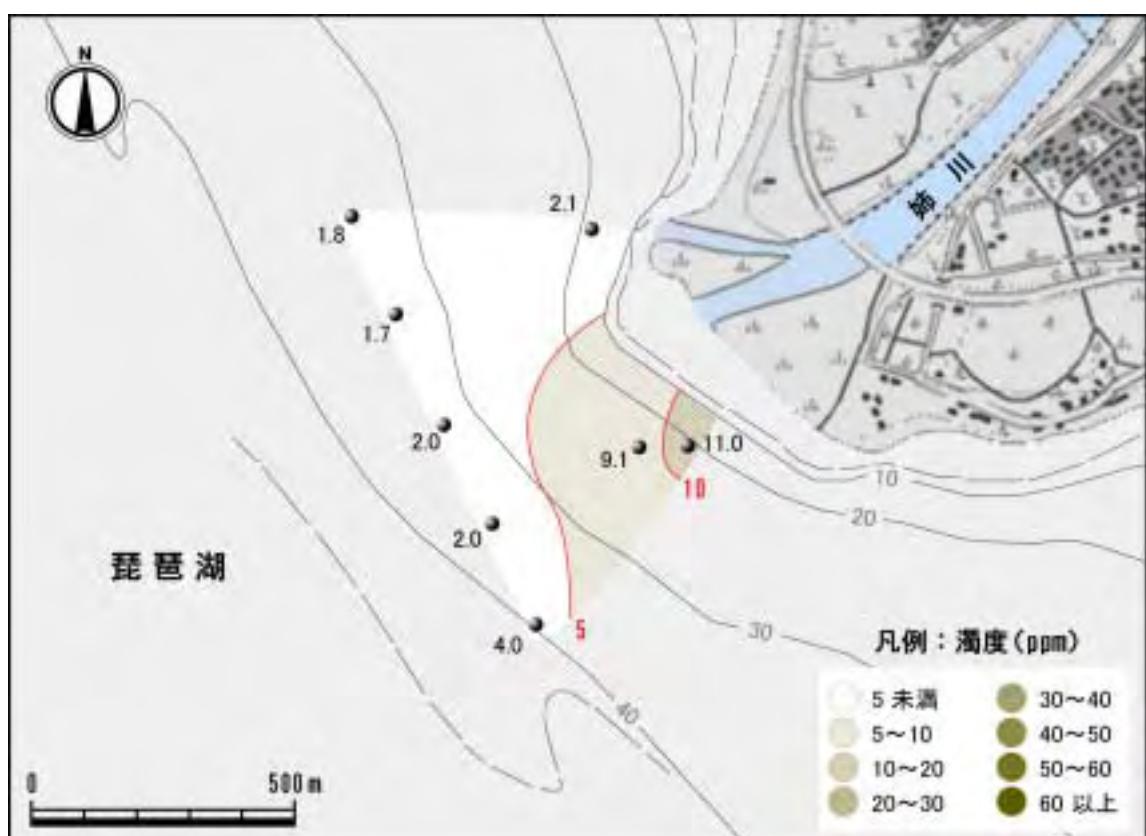


(d) 水深 30m

図 1.5.4 姉川河口部における水温 (平成 14 年 3 月 28 日)

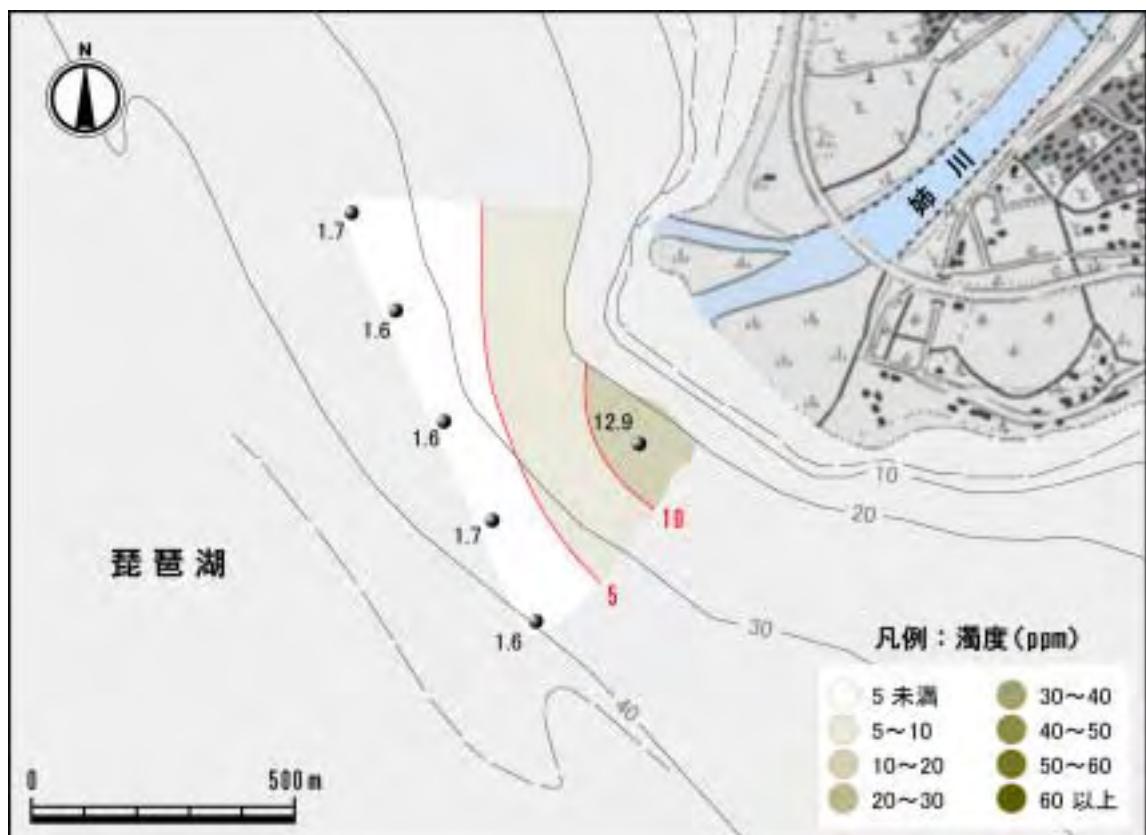


(a) 水深 0.5m

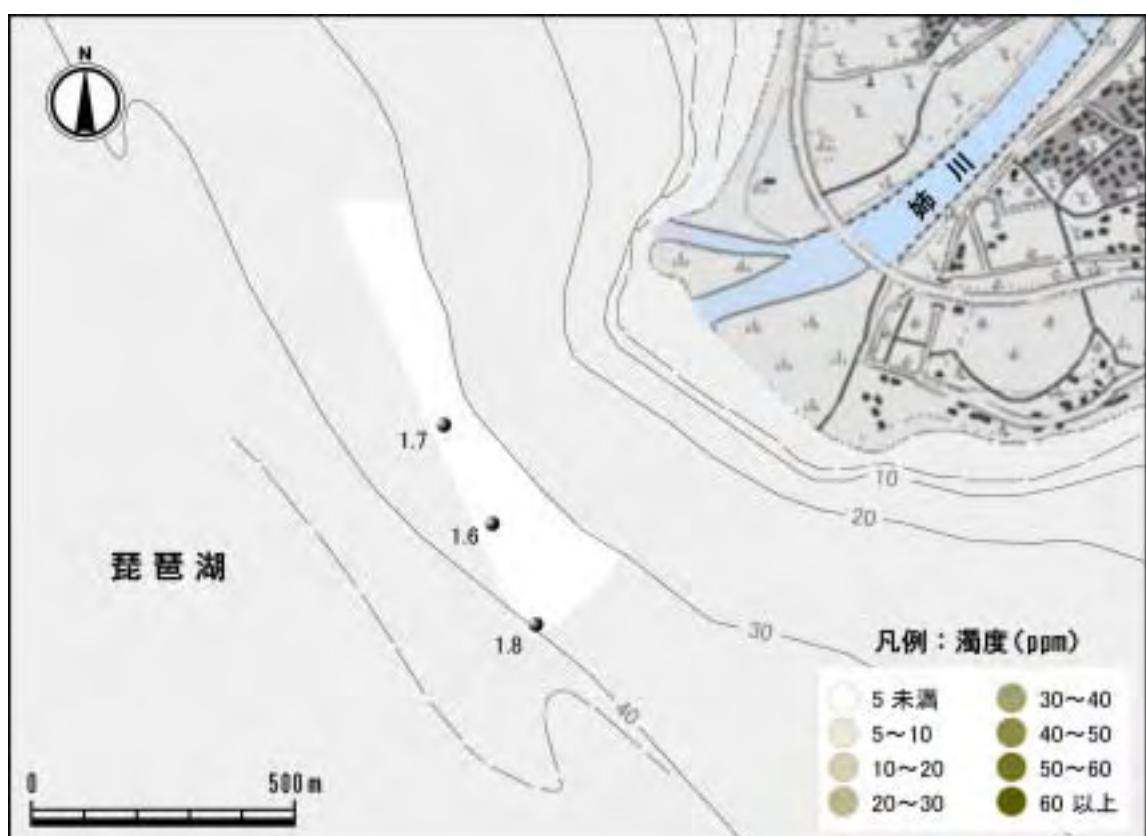


(b) 水深 10m

図 1.5.5 姉川河口部における濁度 (平成 14 年 3 月 28 日)



(c) 水深 20m



(d) 水深 30m

図 1.5.6 姉川河口部における濁度 (平成 14 年 3 月 28 日)

(2) 平成 16 年調査 (第 1 回 : 2002 年 2 月 25 日、第 2 回 : 3 月 19 日)

第 1 回調査は、ピーク河川流量 $320\text{m}^3/\text{s}$ を記録した 2 月 23 日の出水後に実施した。この出水(日平均流量 $163\text{m}^3/\text{s}$)は、1995 年以降、近年 10 年間の 2~4 月の出水としては最大規模のものであった。第 2 回調査は、日平均 $40\text{m}^3/\text{s}$ (最大 $51\text{m}^3/\text{s}$) 出水の後に、濁水塊の拡がり範囲を把握するために実施した。

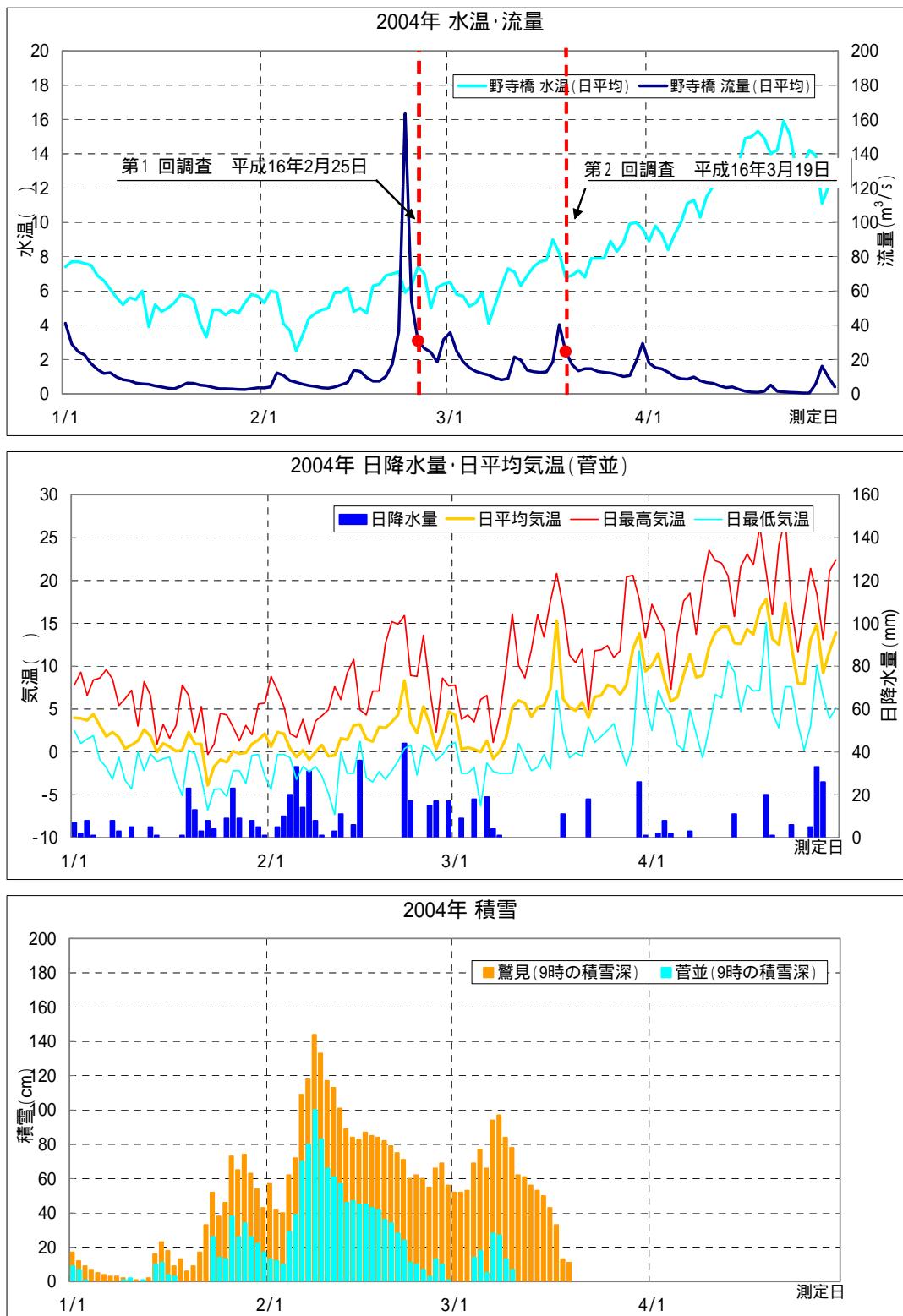
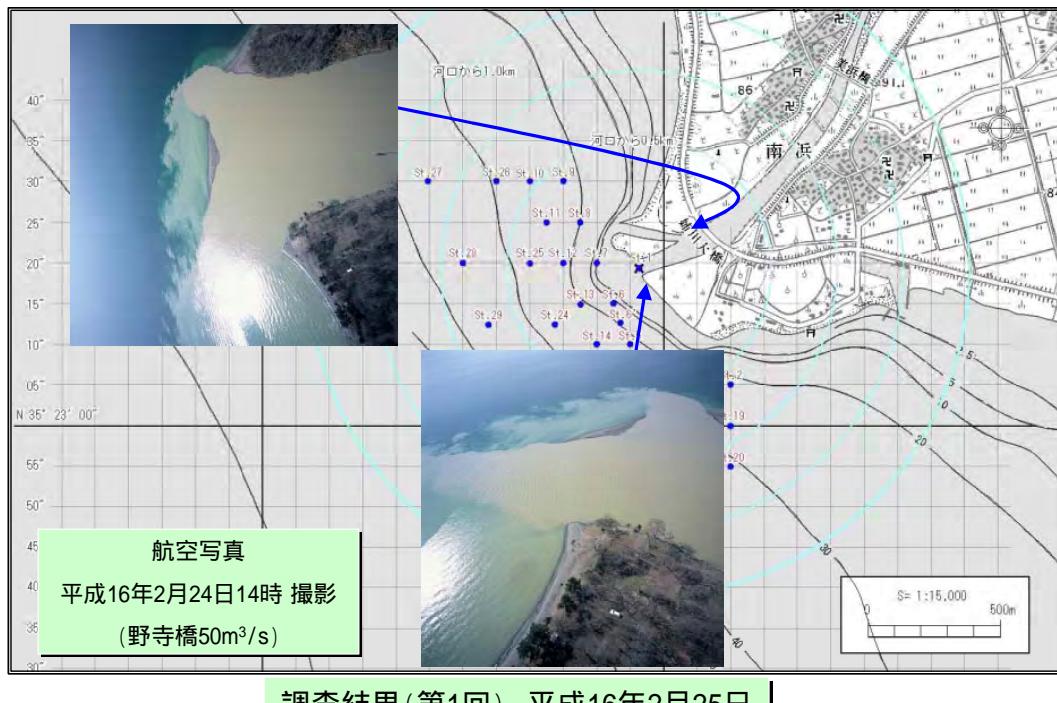


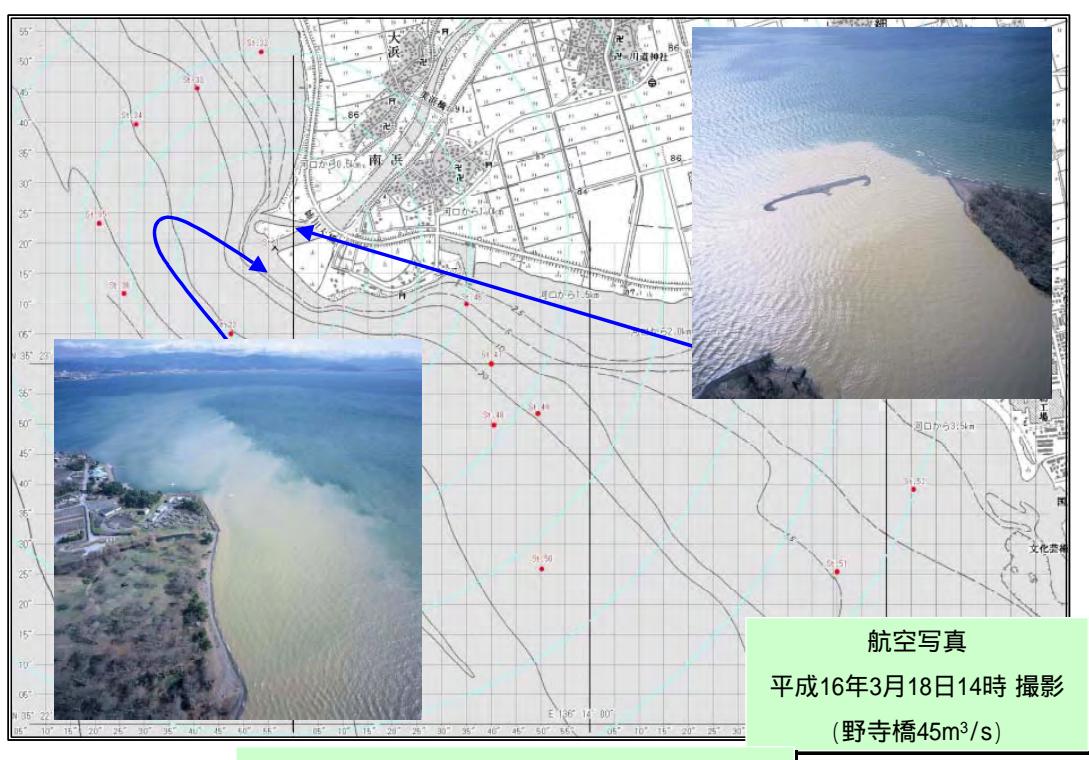
図 1.5.7 平成 16 年調査時の気象・水文状況

融雪出水（濁水塊）の流入概況

航空写真の状況をみると、濁水塊の境界は河口付近の砂州のやや沖側に比較的明瞭に確認でき、その流れは北西の季節風の影響を受け、南東向きの流れが卓越していた。



調査結果(第1回) 平成16年2月25日



調査結果(第2回) 平成16年3月19日

図 1.5.8 平成 16 年調査時の濁水流入状況

第1回調査結果

水温

- 姉川の河川水温は、約 6.0 度であり、琵琶湖表層の河口近傍では、6.4 ~ 7.3 度であった。その他の領域は、7.3 ~ 9.1 度であり、等温線の形状から見て河口からおおむね 100m 程度の範囲で河川水の影響が見られた。
- 深さ 10m 以深では、いずれの測点も 7.1 ~ 7.5 度であり、河口から 500m 程度の範囲では周辺よりも 0.2 度程度の低水温域は存在するが、明確な低水温域の広がりは確認できなかった。

濁度

- 表層では、河川は約 75 度、琵琶湖は河口付近から南方向へ濁度 10 ~ 20 度の領域が約 400m の範囲でのびていた。
- 深さ 10m での濁度の広がりは表層と類似していた。
- 深さ 20m 以深では、20 ~ 40 度の領域が南方向へのびていた。

流向・流速

- いずれの深度においても河口部の西側の低濁度領域では、南東方向の流れが卓越していた。
- 河口部南側の高濁度の領域では、西から南西方向の流れが見られた。

第2回調査結果

水温

- 姉川の河川水温は約 4.7 度であり、琵琶湖表層（河口から 500m 以遠）は 7.3 度から 8.3 度であり、河川水の影響は見られなかった。
- 深さ 10m 以深では、いずれの測点も 7.2 度から 7.5 度であり、明確な低水温域の広がりは確認できなかった。

濁度

- 表層では、河川は約 90 度、琵琶湖は河口付近から東南東方向へ 3,500m の範囲にわたり、濁度 3 ~ 7 度程度の領域がのびていた。
- 表層の濁度の拡がりは水深 10m より浅い水域を湖岸に沿う方向にのびていた。
- 深さ 10m 以深の濁度の拡がりは、その方向と一致し、限られた範囲にとどまっていた。
- 深さ 30m では、濁度約 15 度程度の水深 20m よりもやや高い高濁度地点が見られた。ただし、周辺への広がりは見られなかった。

流向・流速

- おおむね第1回調査と同様な流れであり、表層から底層にわたり琵琶湖の湖心方向への流れは確認できなかった。

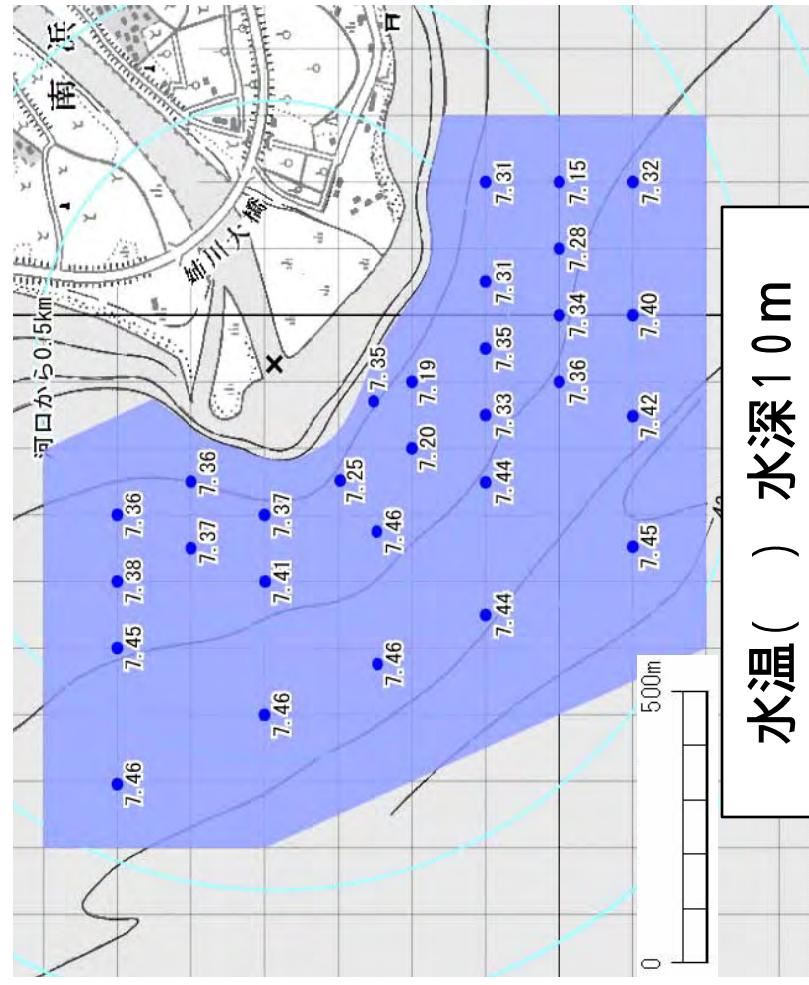
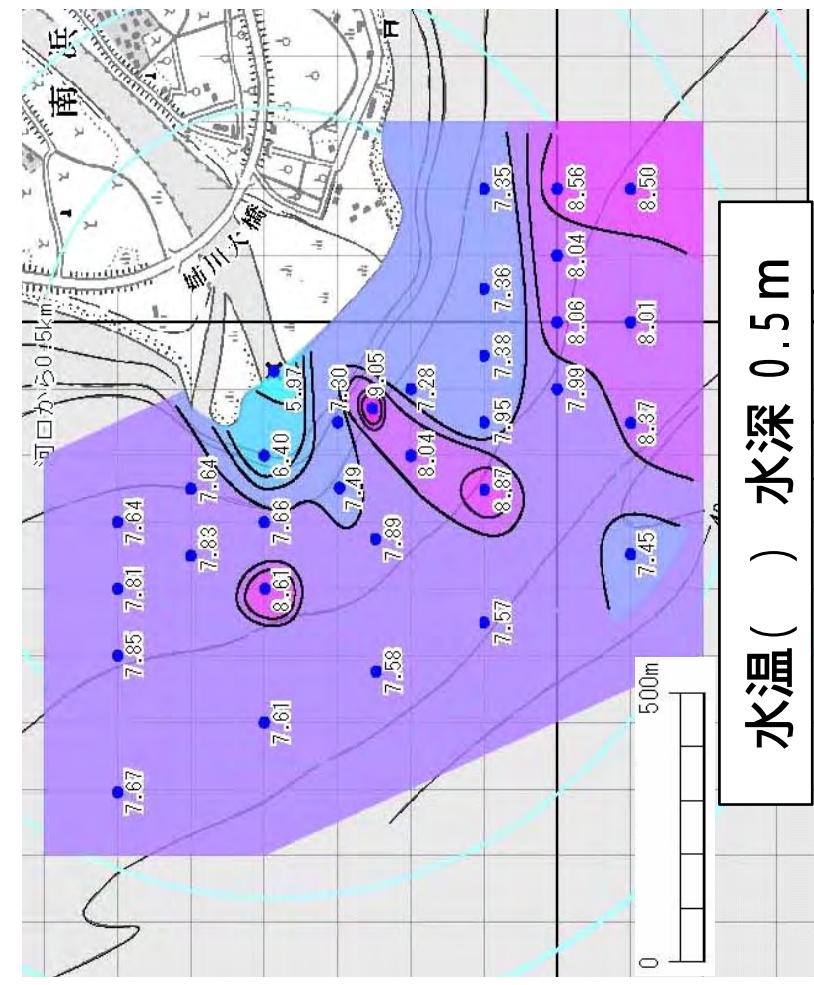
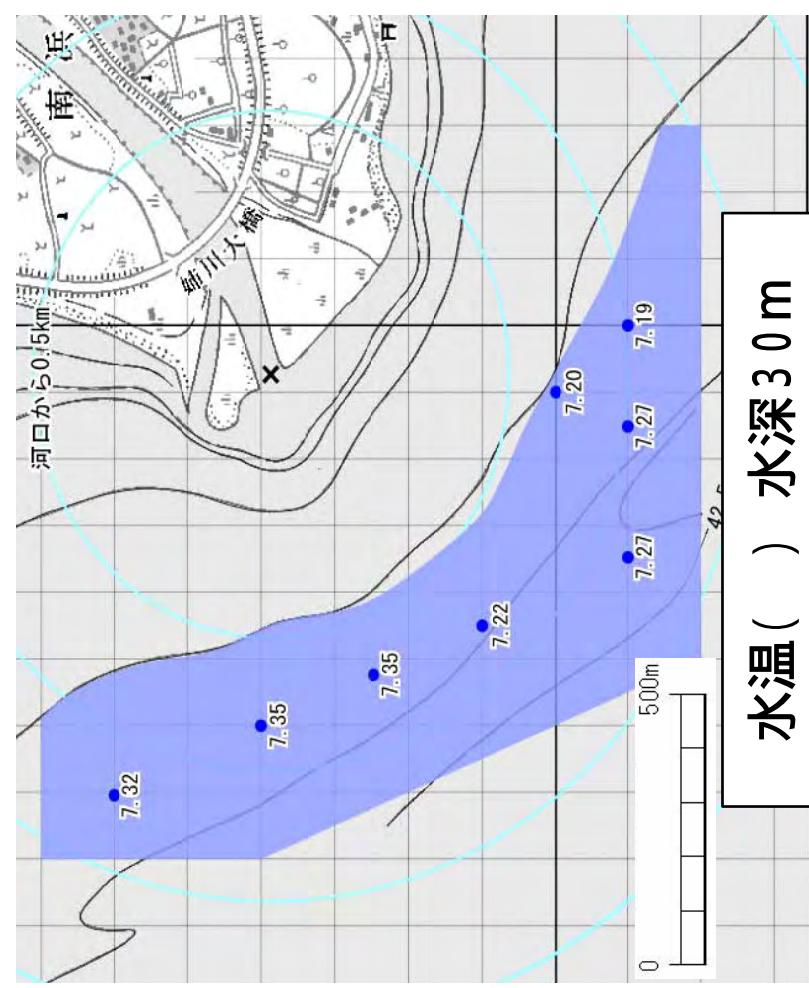
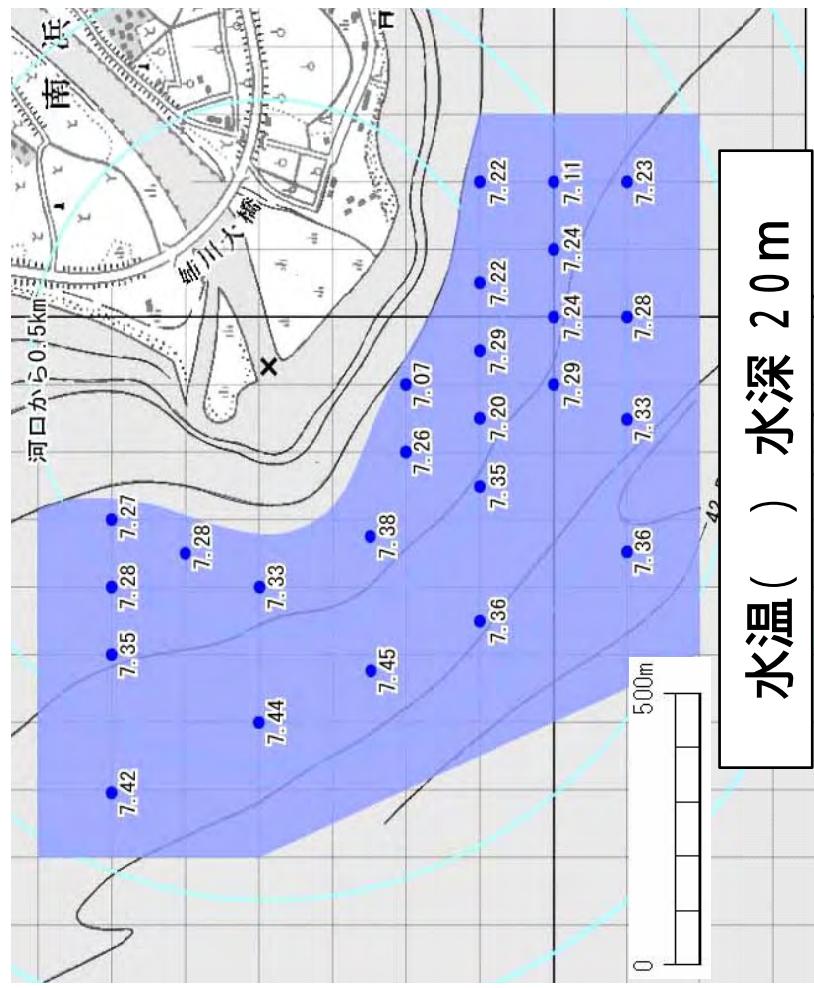
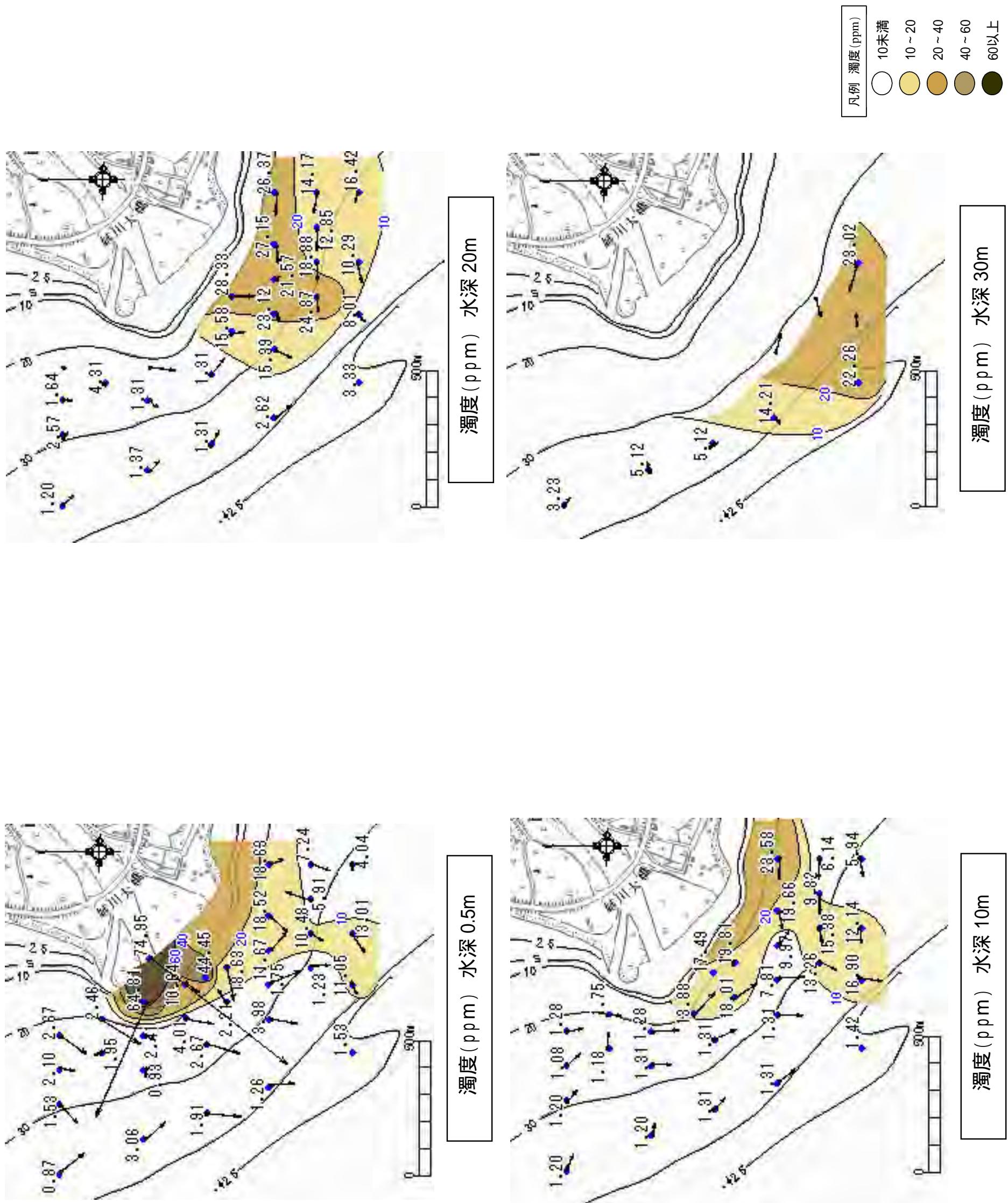
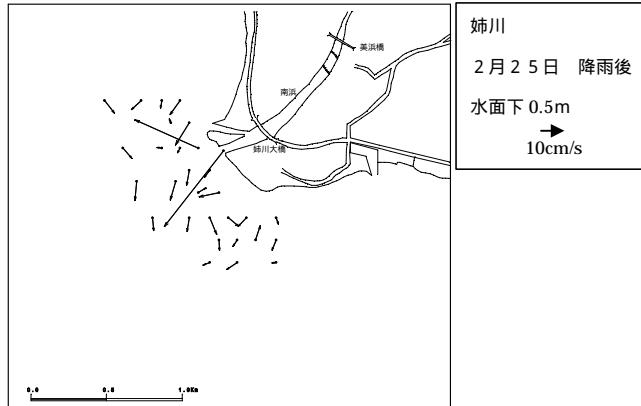


図 1.5.9 水深毎の水温平面分布（第1回調査）

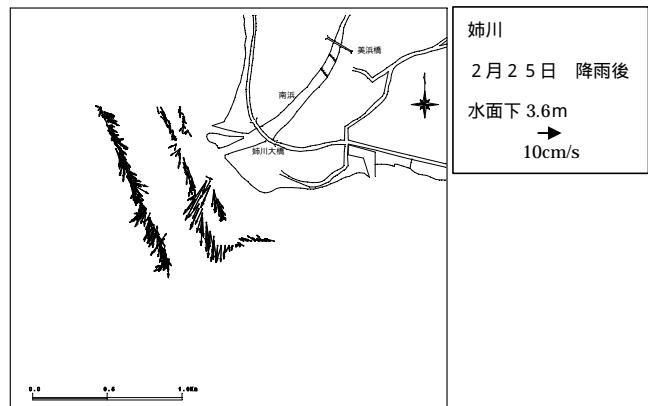


定点観測

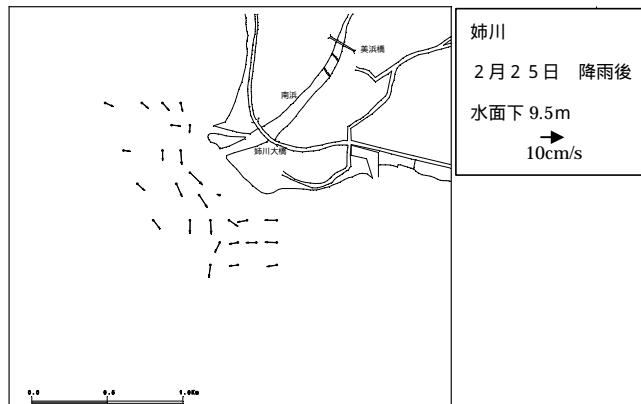


平面流況分布 (0.5m)

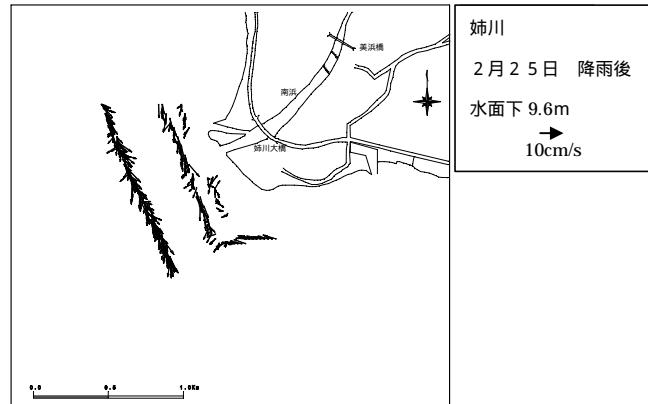
曳航観測



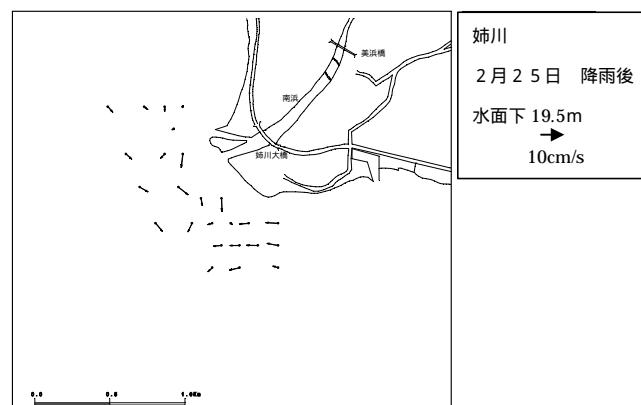
平面流況分布 (3.5m)



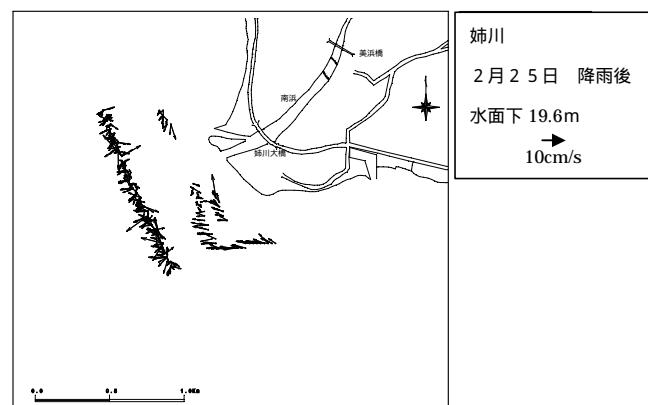
平面流況分布 (9.5m)



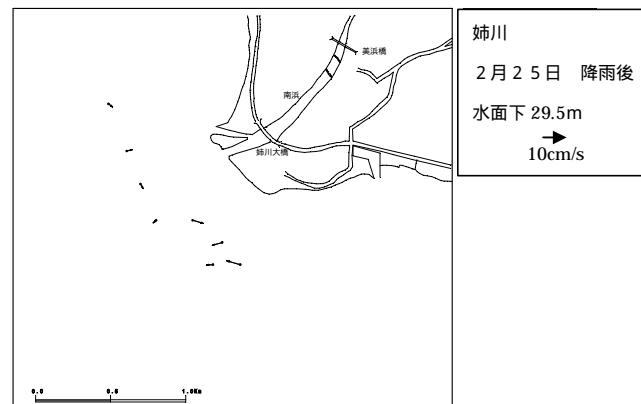
平面流況分布 (9.6m)



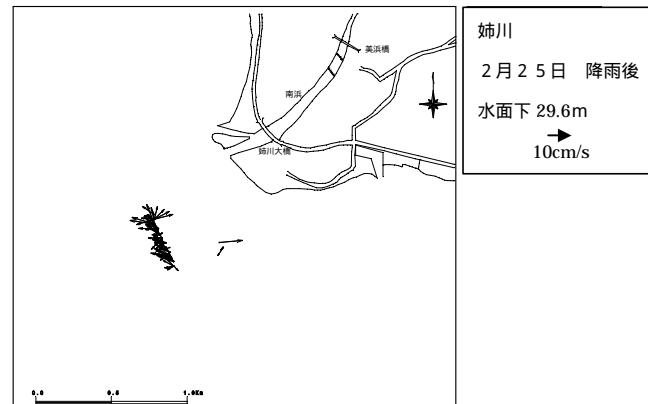
平面流況分布 (19.5m)



平面流況分布 (19.6m)

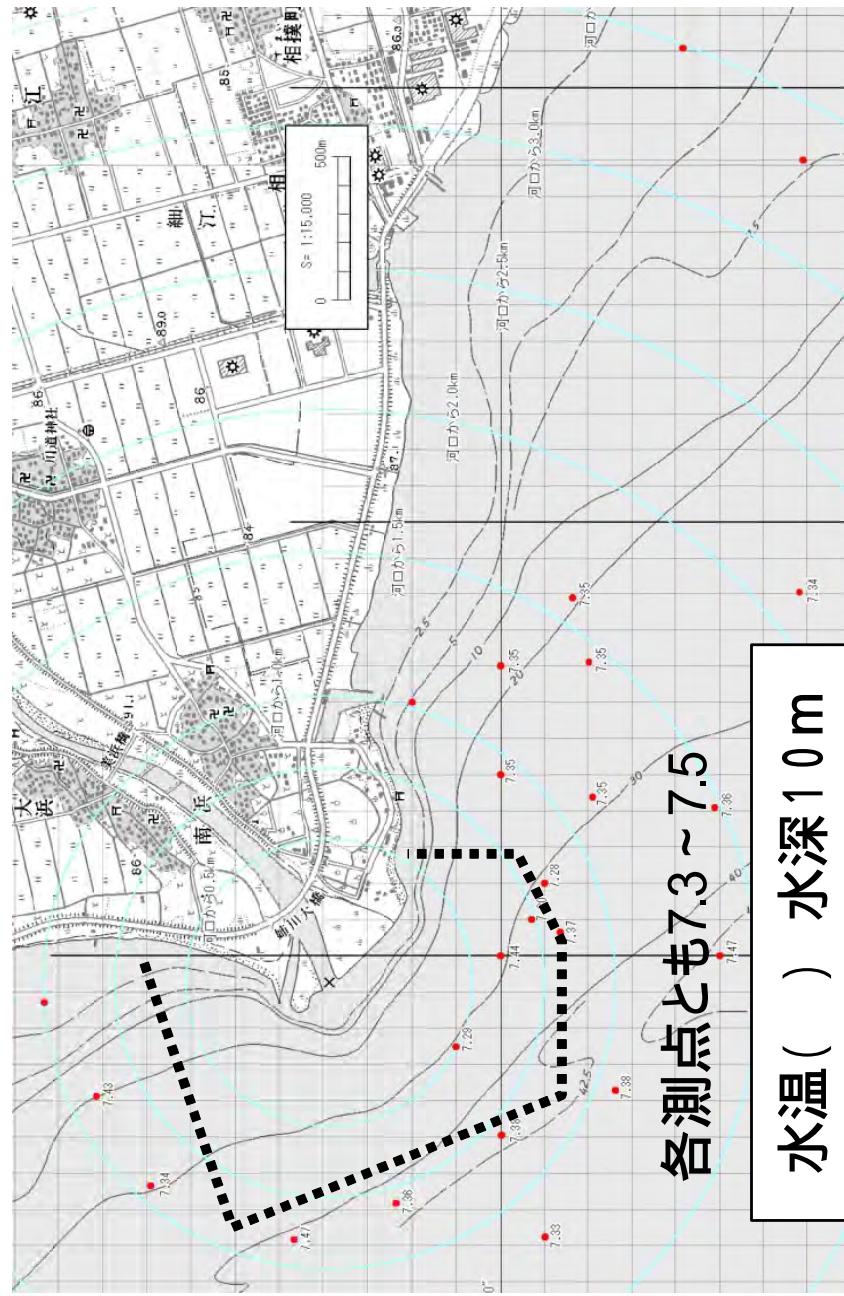
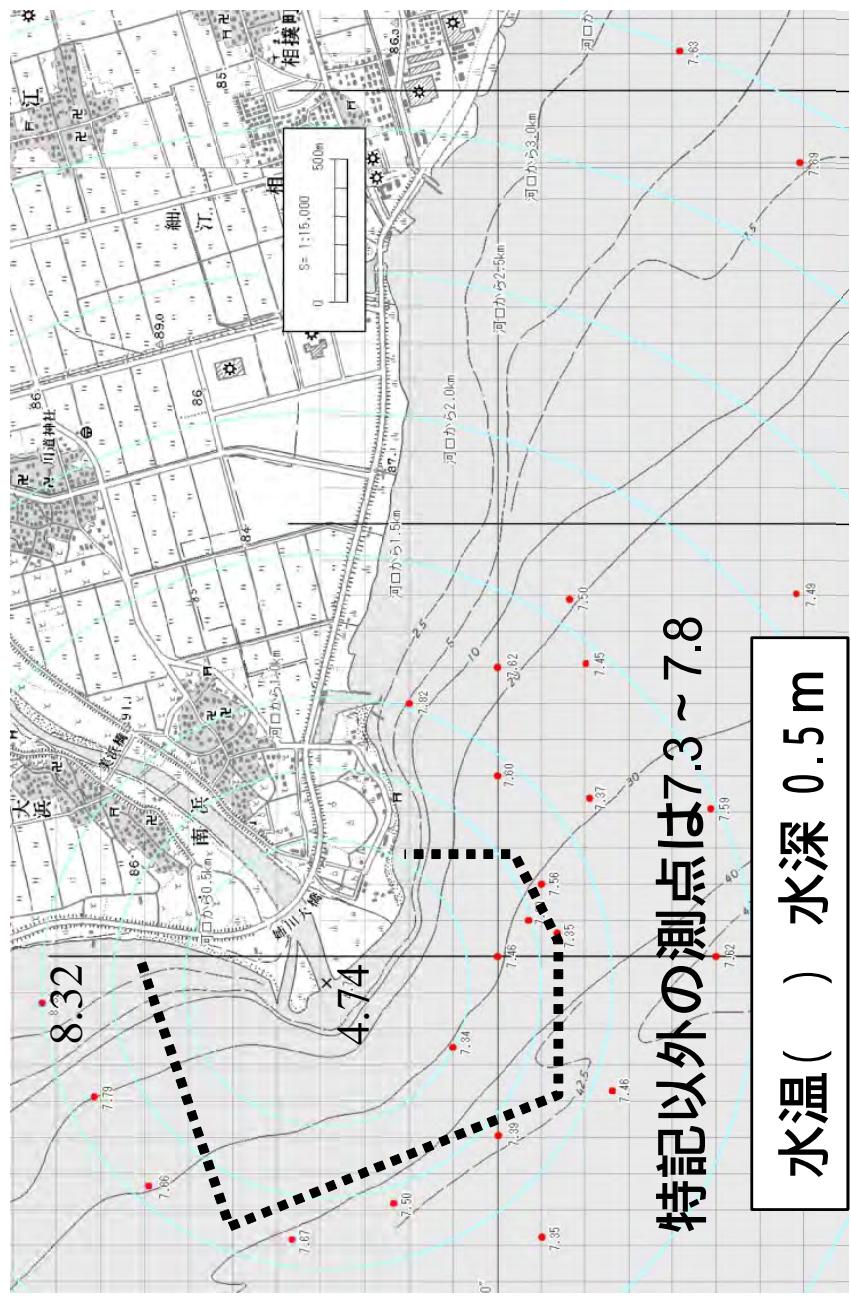
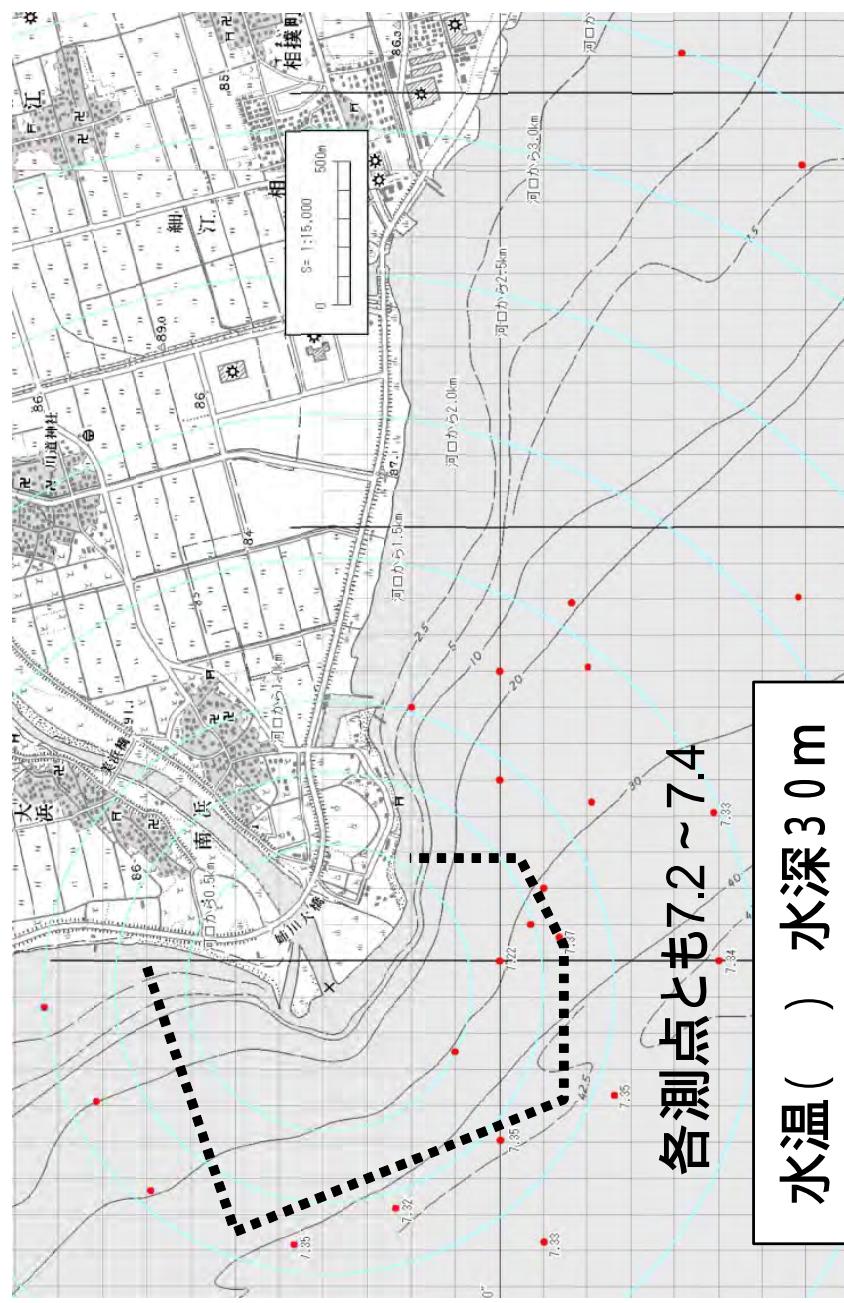
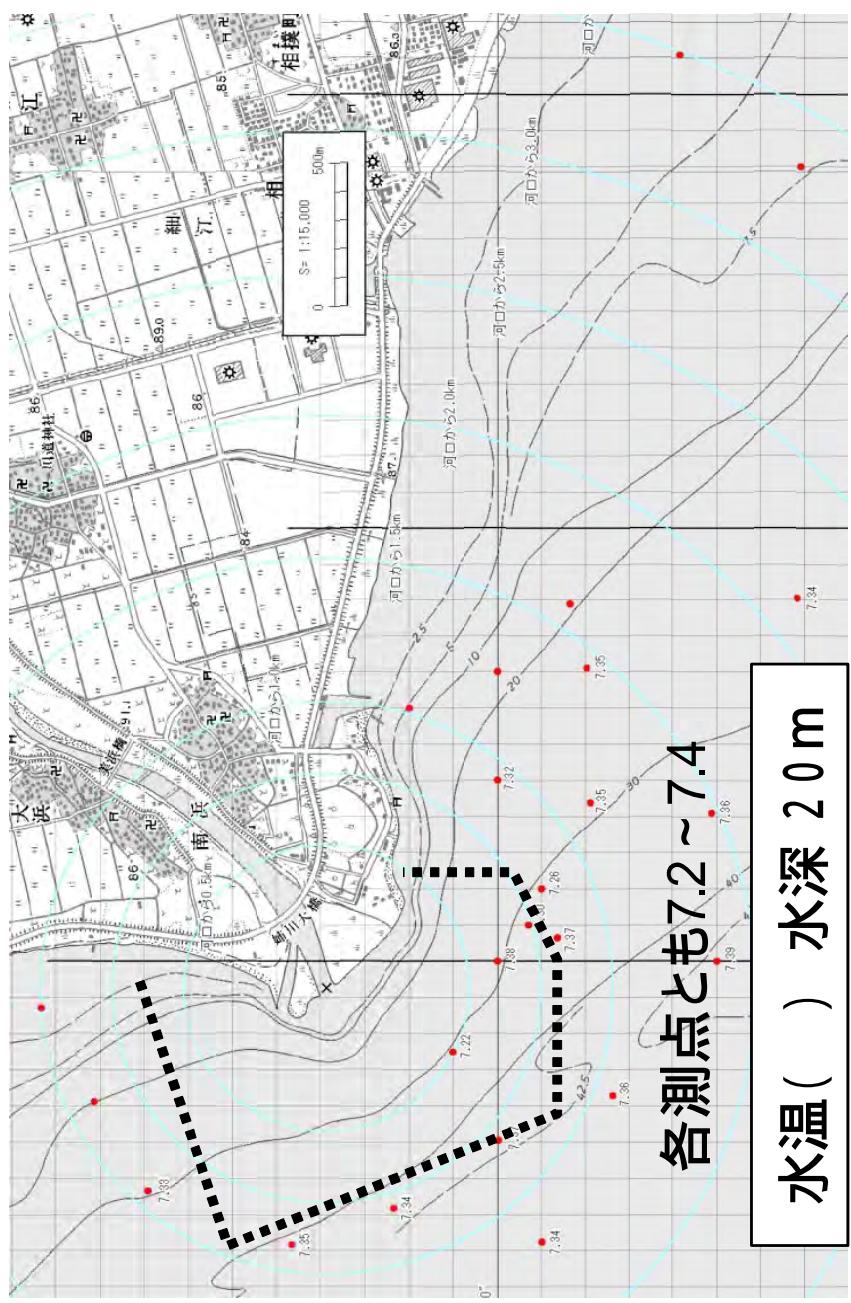


平面流況分布 (29.5m)



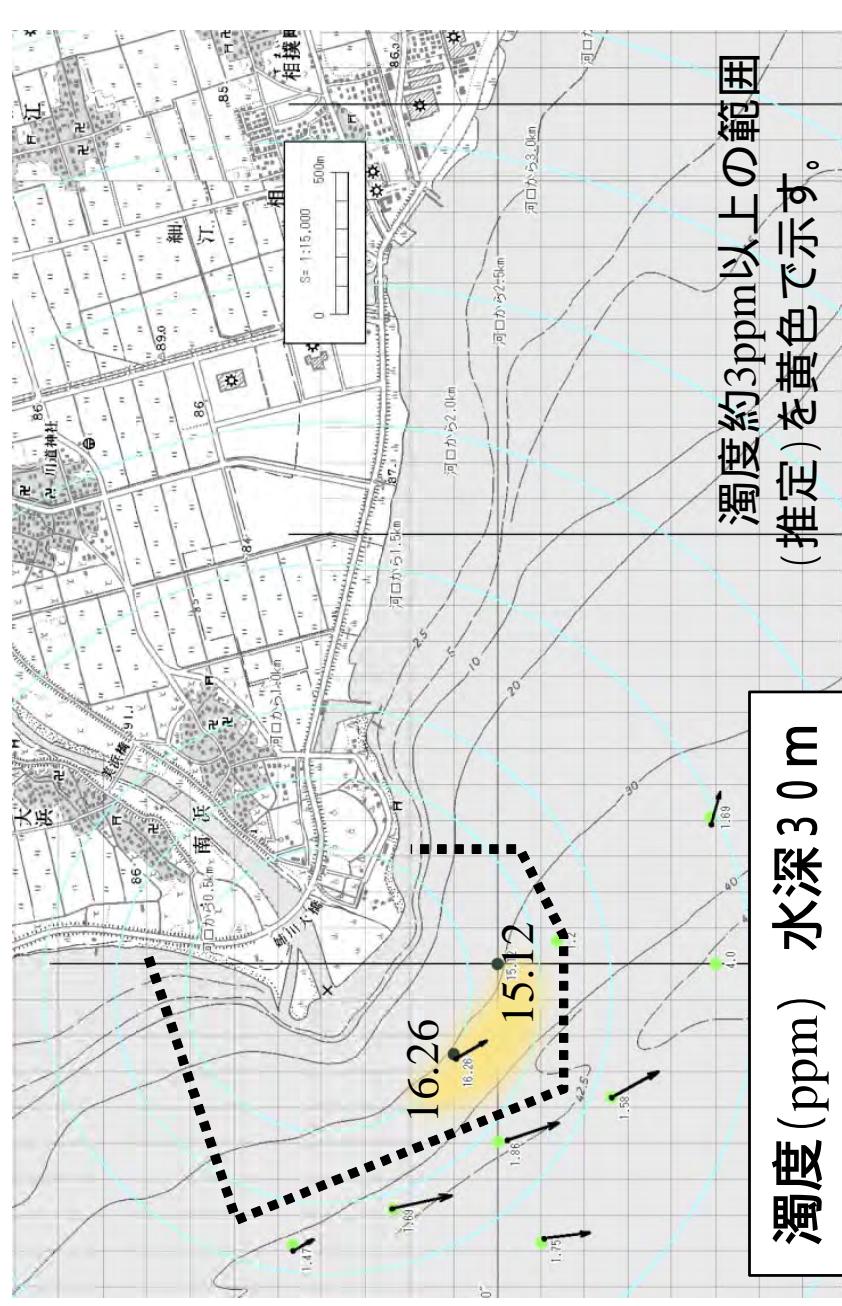
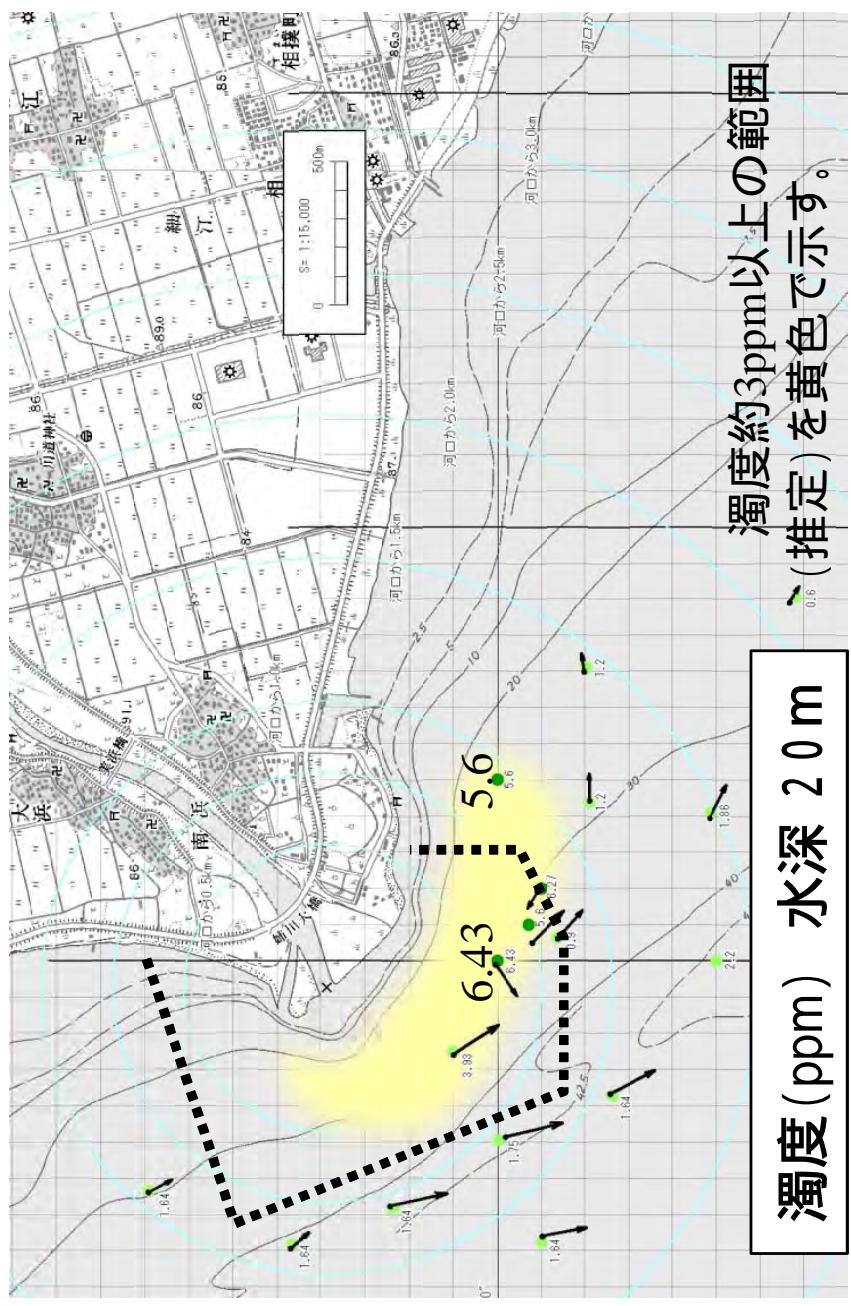
平面流況分布 (29.6m)

図 1.5.11 水深毎の流向・流速調査結果（第1回調査）



凡例: 点線は第1回調査範囲
赤点は第2回調査測点

図 1.5.12 水深毎の水温平面分布（第2回調査）



凡例:点線は第1回調査範囲
赤点は第2回調査測点

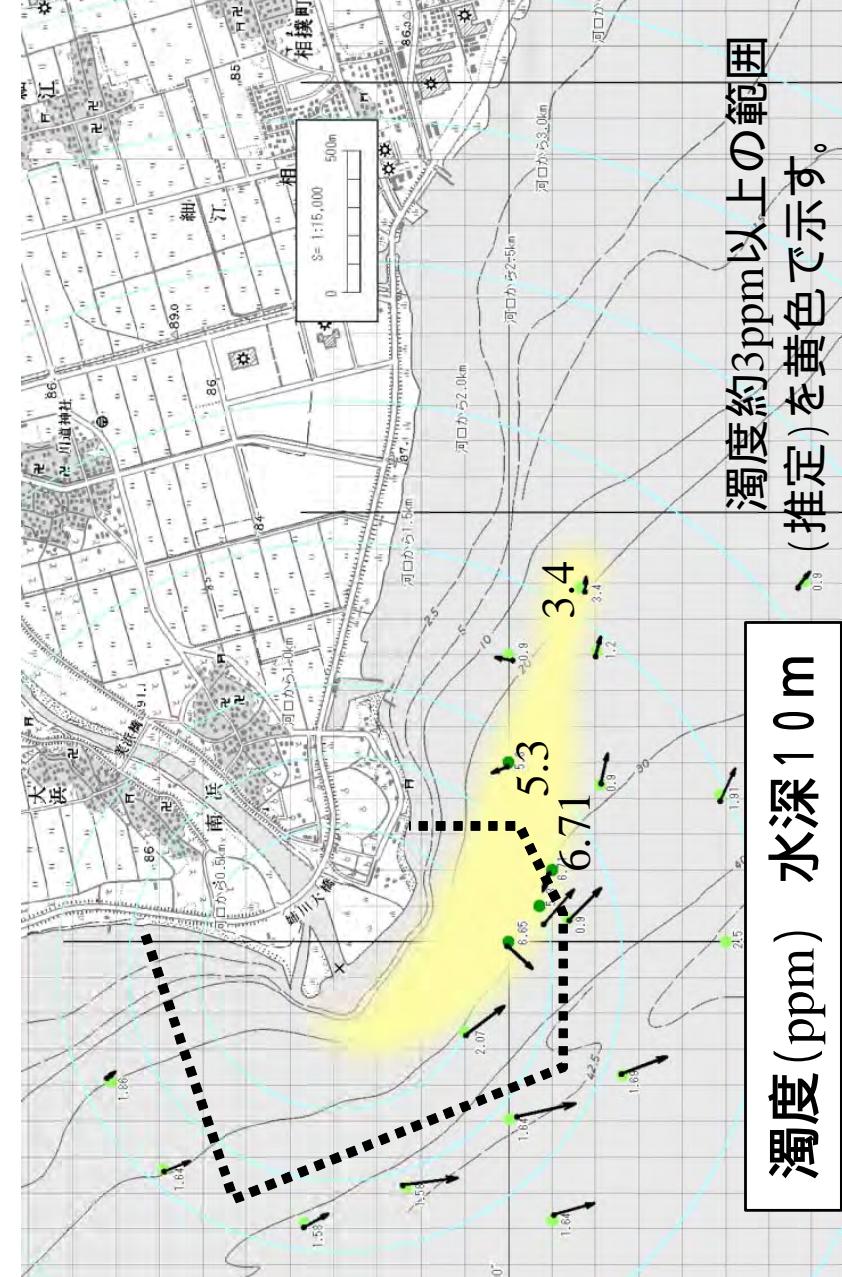
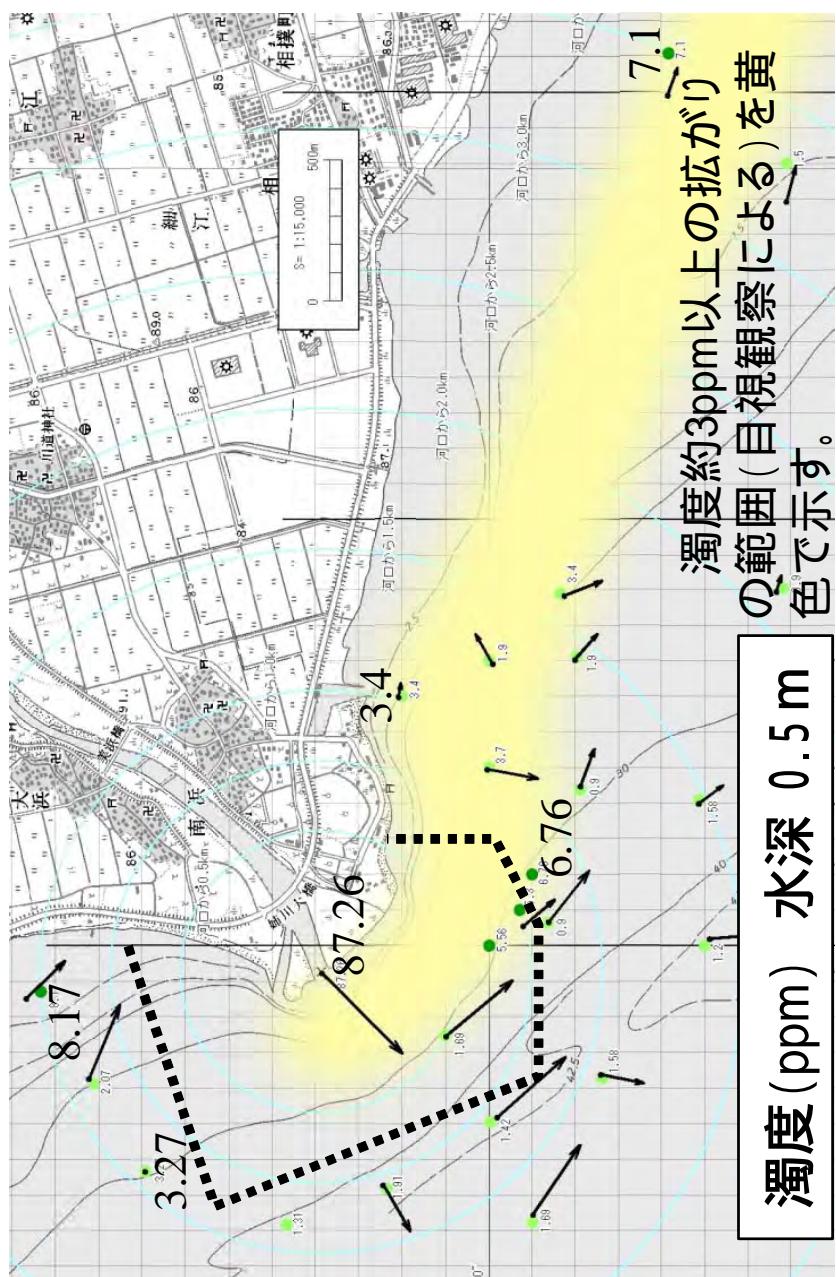


図 1.5.13 水深毎の渾度平面分布（第2回調査）

現地調査結果のまとめ

水温

水温分布をみると、濁質に比べて融雪出水の領域と周囲の湖水との水温差は小さく、低水温領域が持続的に形成されることはほとんどないと考えられる。（水・濁質の異相間よりも拡散の程度が大きい。）

濁度

流速ベクトルおよび濁水塊の挙動をみると、融雪出水はまとまった大きな塊として湖内・湖底に貫入しているのではなく、湖流の影響を受けて水平・鉛直方向に移流・拡散するものと推察される。

流向・流速

河川からの流れの影響は河口から 500～800m 程度の範囲にとどまり、その周辺では湖流が卓越して湖心に向かう水塊の明瞭な流れは形成される可能性は低いと考えられる。

融雪出水の琵琶湖内への侵入・拡散状況

【調査結果（2002, 2004 年の現地調査による）】

2月下旬以降の融雪出水（琵琶湖水より低温）は、琵琶湖に流入後湖流の影響を受けて主として南～南東方向に移流・拡散しており、いずれの調査時においても、湖底に沿って深層部に侵入するような流れはみられなかった。

【調査結果から推察されること】

2月下旬以降の姉川からの融雪水が琵琶湖深層部に潜り込み DO を供給するというメカニズムは、必ずしも成立しているとはいえない。

1.6 循環により深層部に供給されたDO量

(1) 北湖現地調査の目的

冬期冷却期において水温躍層が消滅して全層循環が発生する時期の水温、DO分布に関する知見の充実を図ることを目的として実施した現地調査の概要は以下のとおりである。

(2) 調査時期

調査日時：第1回	平成17年1月14日（金）	翔泳（水資源機構）
第2回	平成17年1月28日（金）	"（水資源機構）
第3回	平成17年2月10日（木）	"（水資源機構）
第4回	平成17年2月17日（木）	湖水守（琵琶湖河川事務所）
第5回	平成17年2月22日（火）	"（琵琶湖河川事務所）
第6回	平成17年3月3日（木）	翔泳（水資源機構）
第7回	平成17年3月11日（金）	"（水資源機構）
第8回	平成17年3月17日（木）	湖水守（琵琶湖河川事務所）
第9回	平成17年3月30日（水）	"（琵琶湖河川事務所）

(3) 調査内容

1) 調査地点

観測地点は図1.6.1のとおりであり、東西方向の今津～長浜ライン、南北方向の塩津～薩摩ラインを設定し、加えて姉川沖、長浜沖、安曇川沖の各側線および北湖N局、安曇川沖中央（北湖中央）、北湖最深部の計22地点を設定した。（ただし、当日の調査状況により、調査地点は若干異なる。）

2) 調査項目

水温、DO（調査深度は水深5～90m程度）

表1.6.1 水上観測地点における観測内容

項目	内 容	備 考
測定点の配置	1) 塩津～薩摩測線：7点 2) 今津～長浜測線：4点（重複地点除く） 3) 姉川河口部：2点（3地点） 4) 長浜沖：3点 5) 安曇川沖（北湖中央） 6) 安曇川沖：3点 7) 琵琶湖最深部：1箇所 計22点	・図1.6.1参照 ・各調査での調査地点は若干異なる。
観測項目	・水温、DO	・観測機器よってその他の項目も測定可能な場合は、参考としてデータベース化の対象とする。
水深方向	各観測点ともに表層0.5mから底層まで約0.5mピッチ（H=0.5m）	
観測回数	・9回（1～3月）	

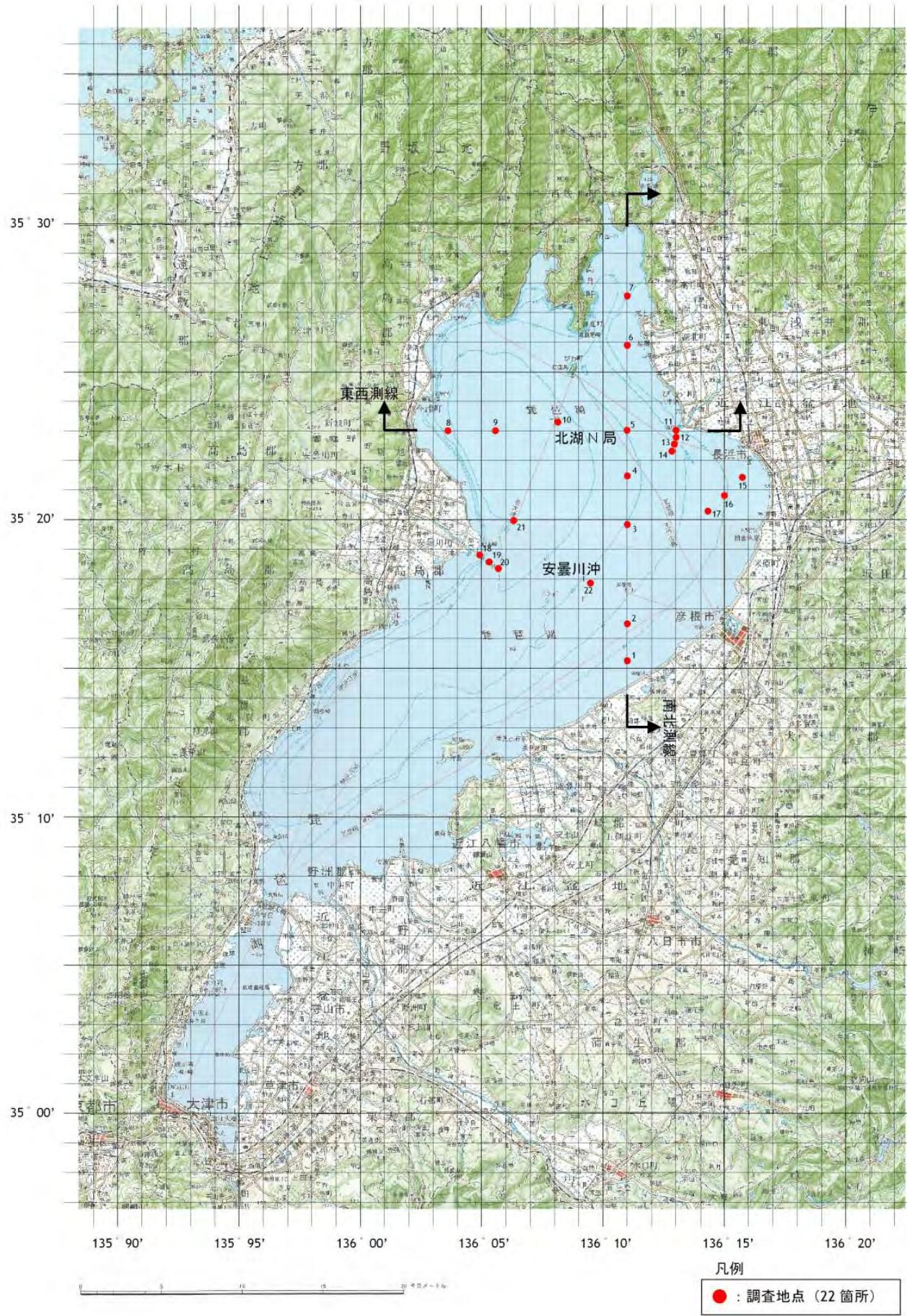


図 1.6.1 現地調査地点位置（緯度経度：日本測地系）

(4) 調査結果

1) 水質自動モニタリング結果

現地調査実施期間における高時川、姉川および琵琶湖における自動モニタリング結果をみると、全層循環発生時の河川水温よりも河口沖の底層水温および沿岸部表層の表層水温の方が高くなっていることから、冷たい河川水温が湖底に潜り込んでいるというよりも湖内に流入後、速やかに拡散しているのではないかと考えられる。

2) 水質調査結果

《全層循環前》

・水温

水深 50~60m 付近に水温躍層があり、躍層以浅は約 9℃、以深は約 8℃ となっている。また、第 2 回調査(1/28)は気温が比較的高かったため、表層水温は 9~9.5℃ となり、表層 1~2m 付近に小さな水温躍層がみられる。一方、水深が浅いところでも、底層の水温が上層よりも 0.5℃ 程度低くなっている地点もみられるのは、湖岸による冷却現象と推定される。

・DO

水温分布(成層状況)を反映した濃度となっており、底層部に 3~5mg/L 前後の水塊が存在していることが確認された。

《全層循環直後》

・水温

2月1日の気温低下により、表層から底層まで約 8℃ と一様になり、水温躍層が消滅して深層部まで循環層となっている。

・DO

全層循環により底層 DO が上昇して 9mg/L となっている。なお、全層循環前後の表層 DO 濃度については、各地点の多少の増減が見られるが、概ね同程度であると考えられる。

平成 17 年 1 月 28 日 ~ 2 月 10 日の間に水温躍層が消滅して全層循環が発生していることが確認されたが、今津沖中央を代表地点として平面的には均一な水温・水質分布を仮定すると、この期間における琵琶湖内熱量・DO 量の変化を水深毎の容積(全体 : 275 億 m³) を用いて算定すると図 1.6.2 のとおりとなる。

《循環期》

・水温

2月は水深方向に一様な分布のまま徐々に水温が低下し、その後、3月になると気温の変化(寒暖の差)が大きくなり、気温が高い日の昼間、表層水温が上昇し、表層付近に躍層が形成されている。

・DO

水温低下に伴い、DO が若干増加する傾向となっている。表層付近の DO が底層に比べてわずかに高いことから、循環期に表面の曝気により供給された DO が下層にも循環・分散しているものと考えられる。

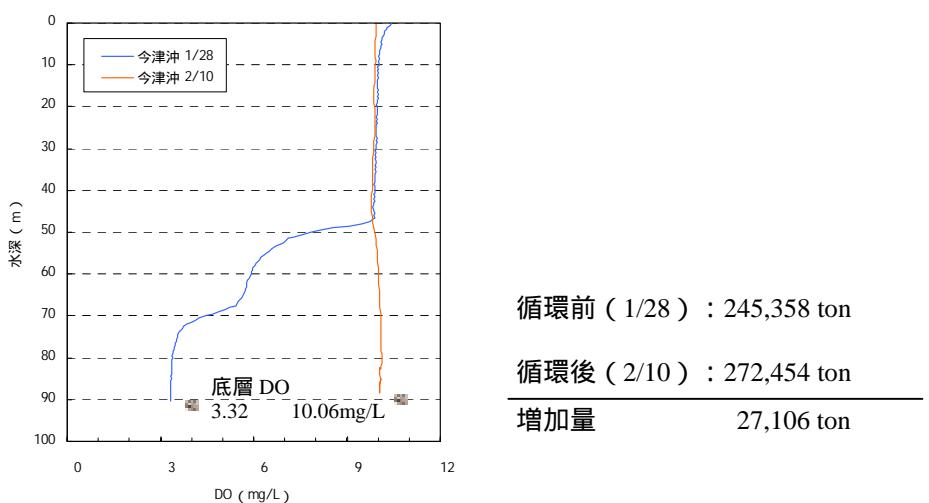
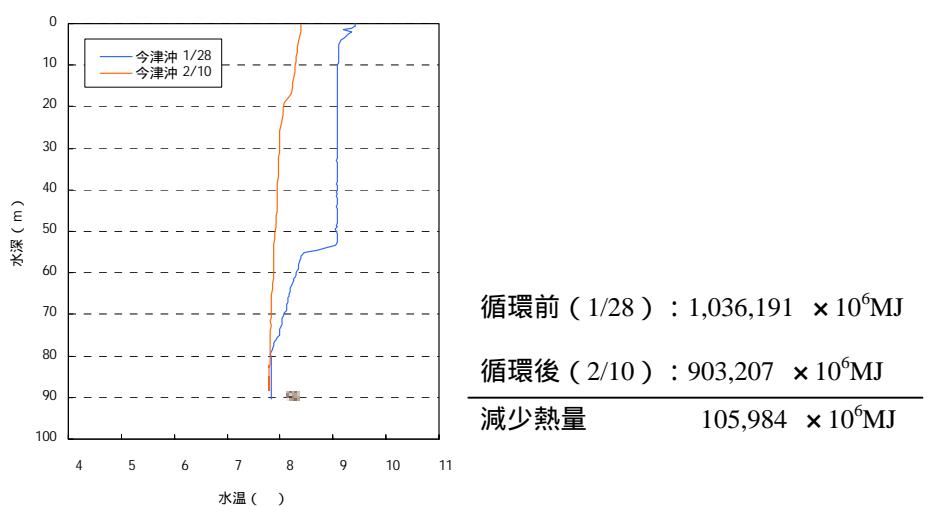


図 1.6.2 琵琶湖北湖 (今津沖 No.9) における水温・DO 变化

(第 2 回 05/01/28 第 3 回 05/02/10)

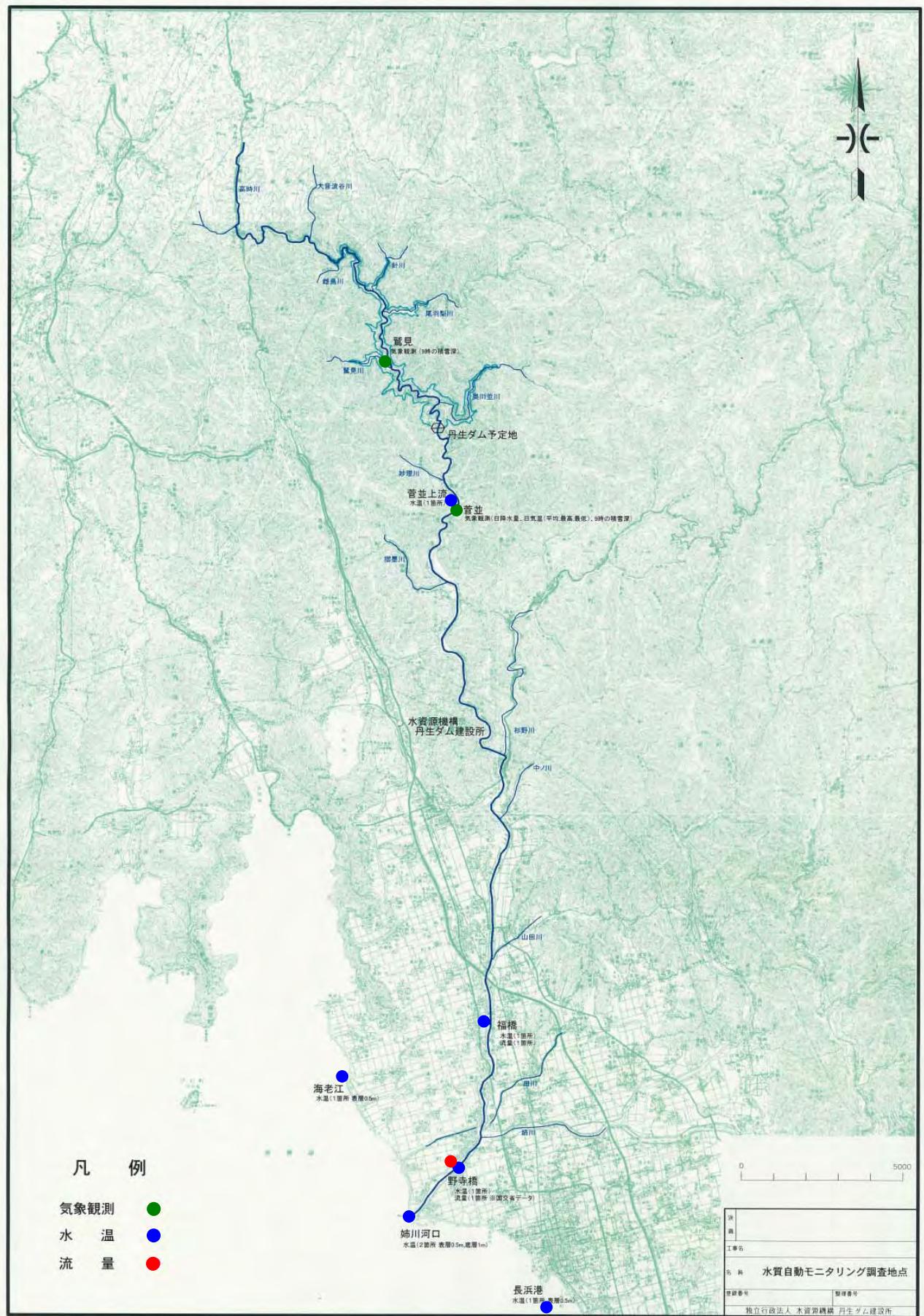


図 1.6.3 水質自動モニタリング調査地点

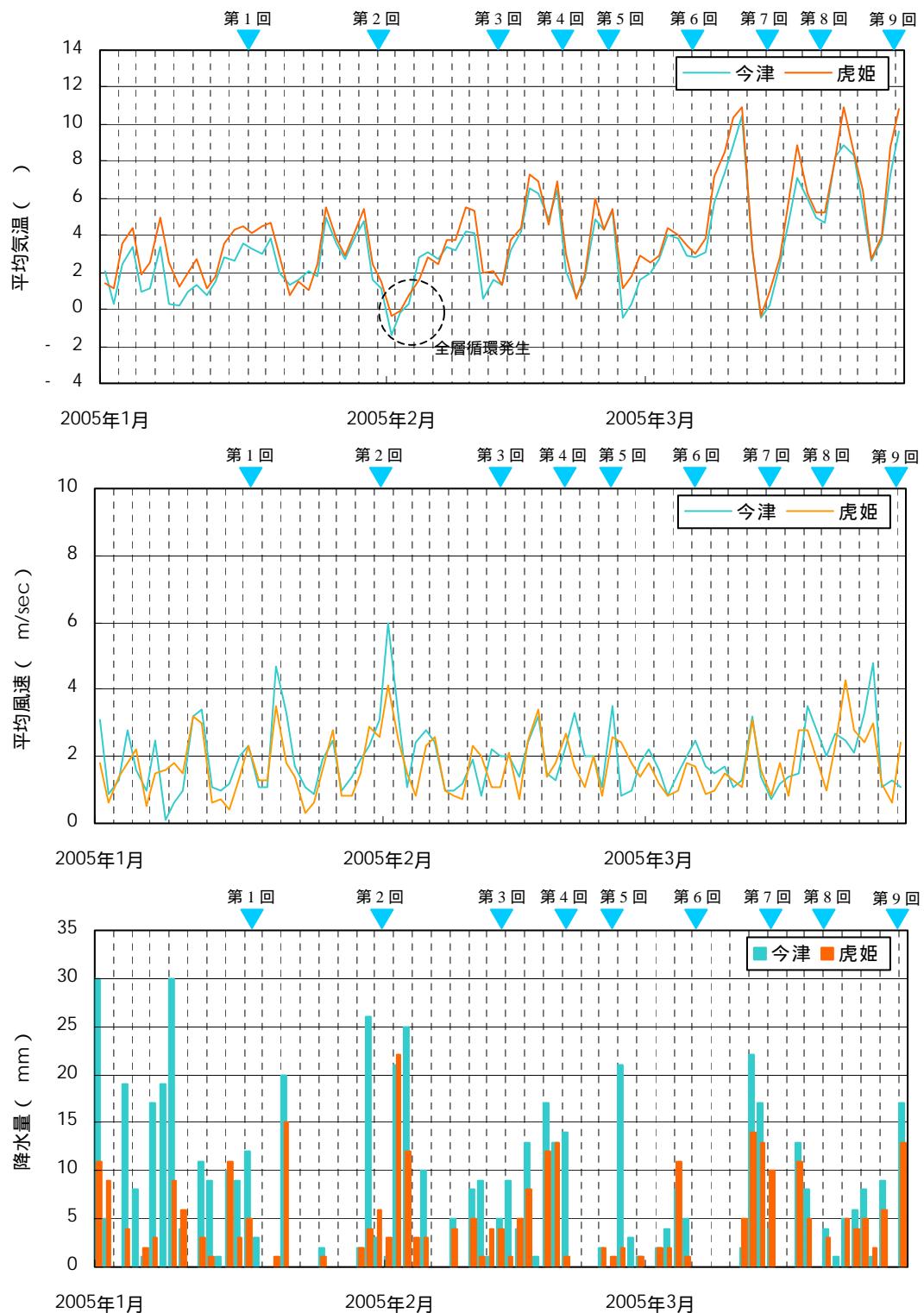
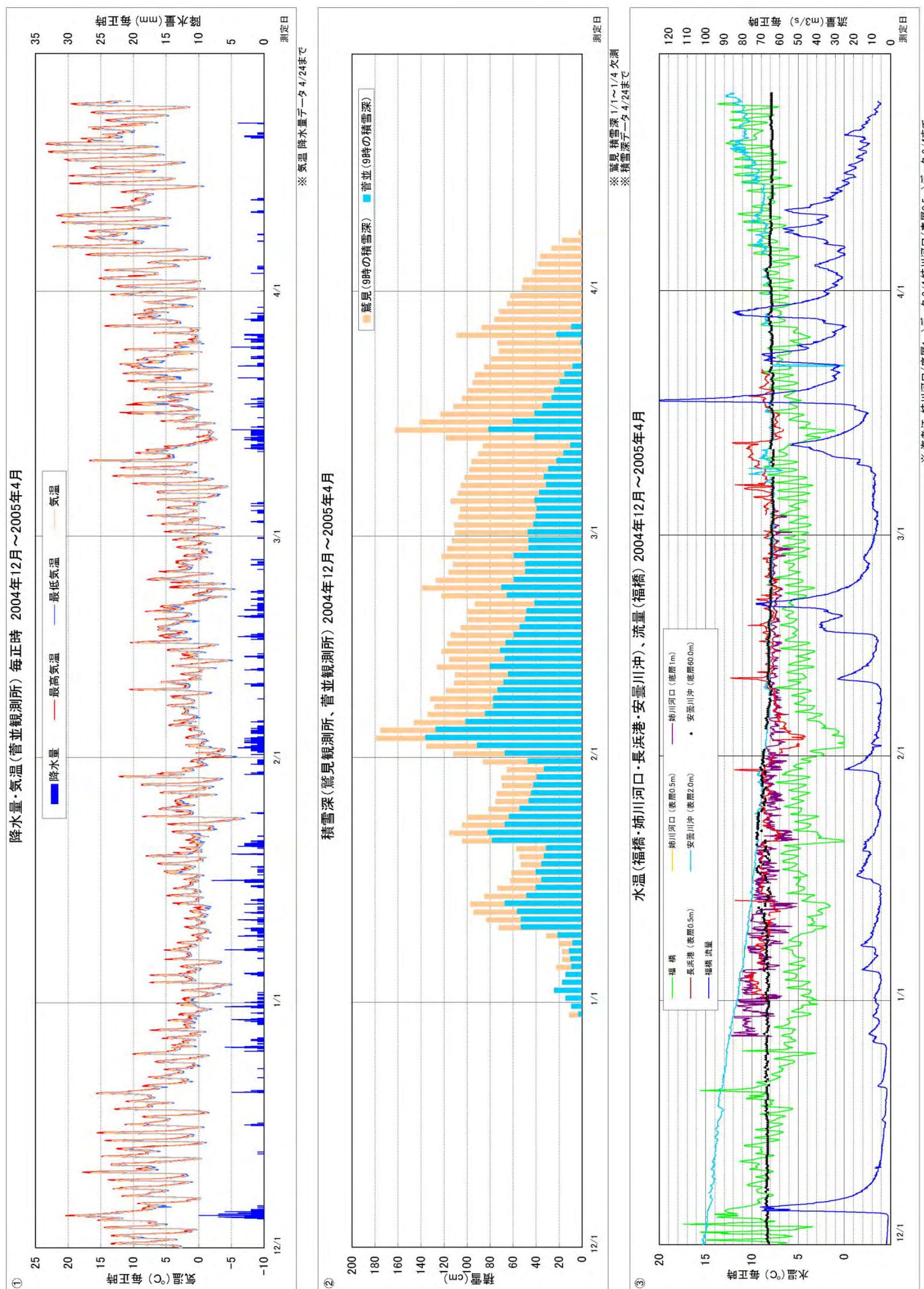


図 1.6.4 現地調査期間の気象条件



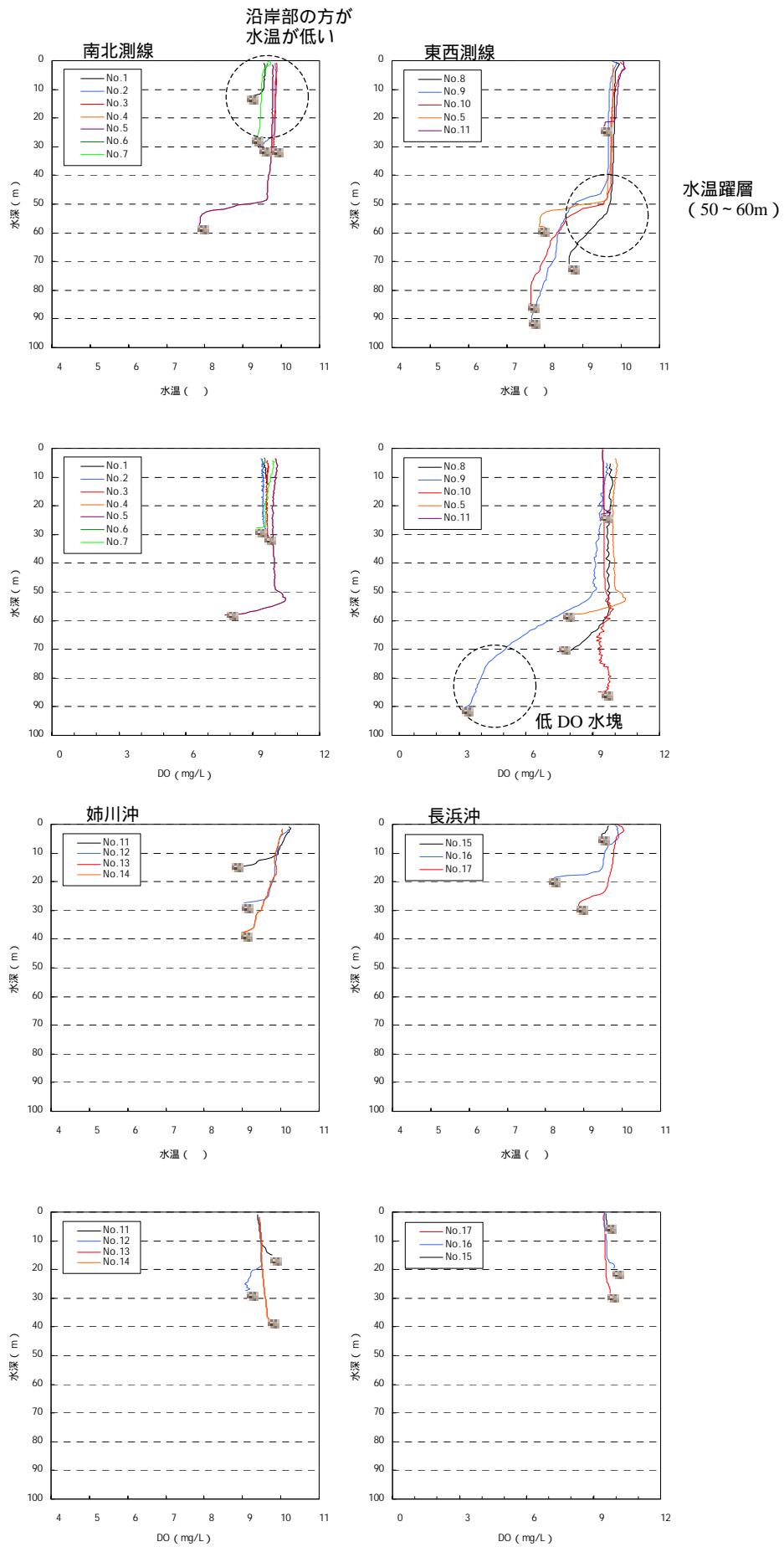


図 1.6.6 琵琶湖北湖現地調査結果（水温、DO：第1回 05/01/14）

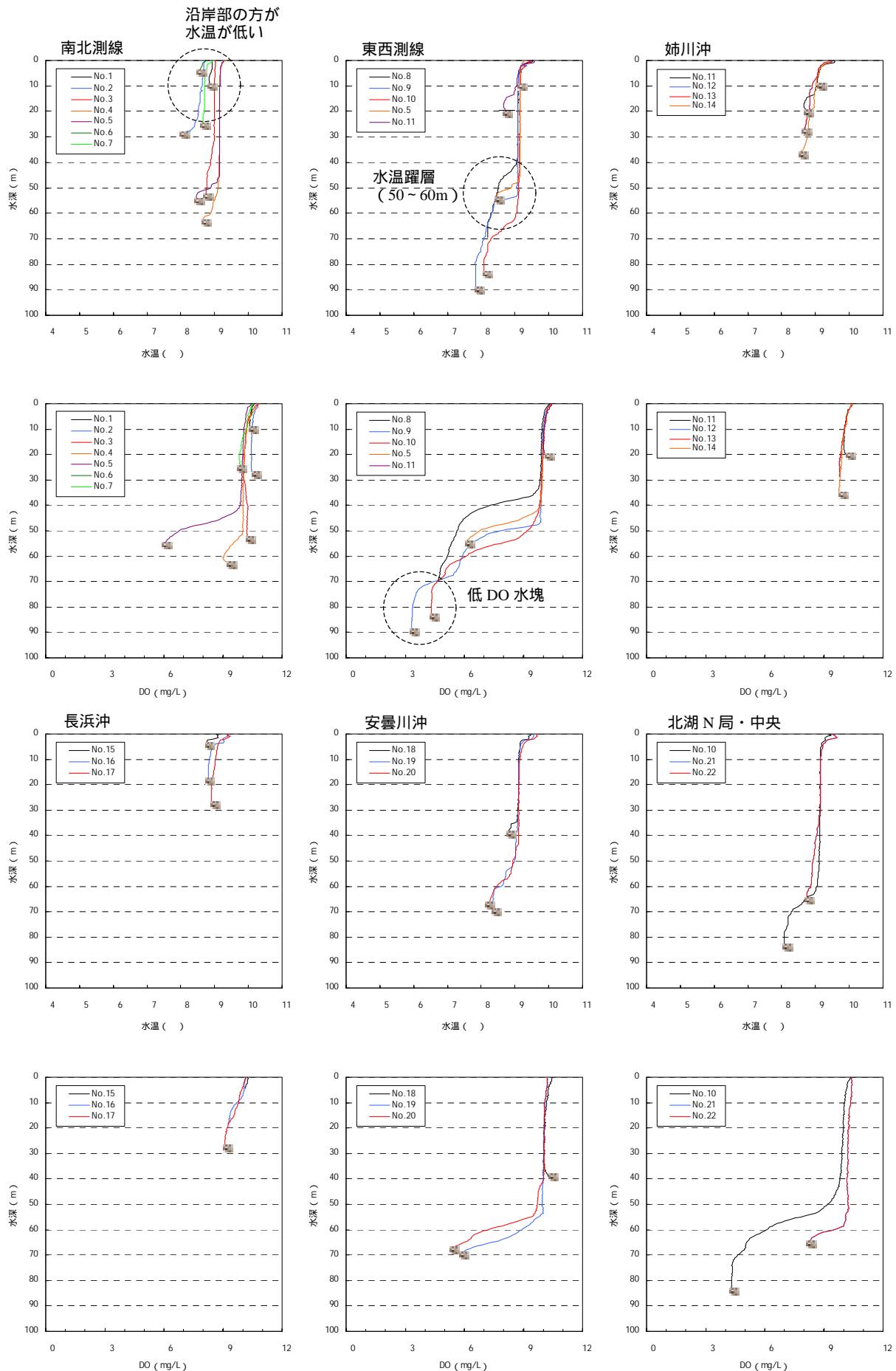


図 1.6.7 琵琶湖北湖の現地調査結果（水温、DO：第 2 回 05/01/28）

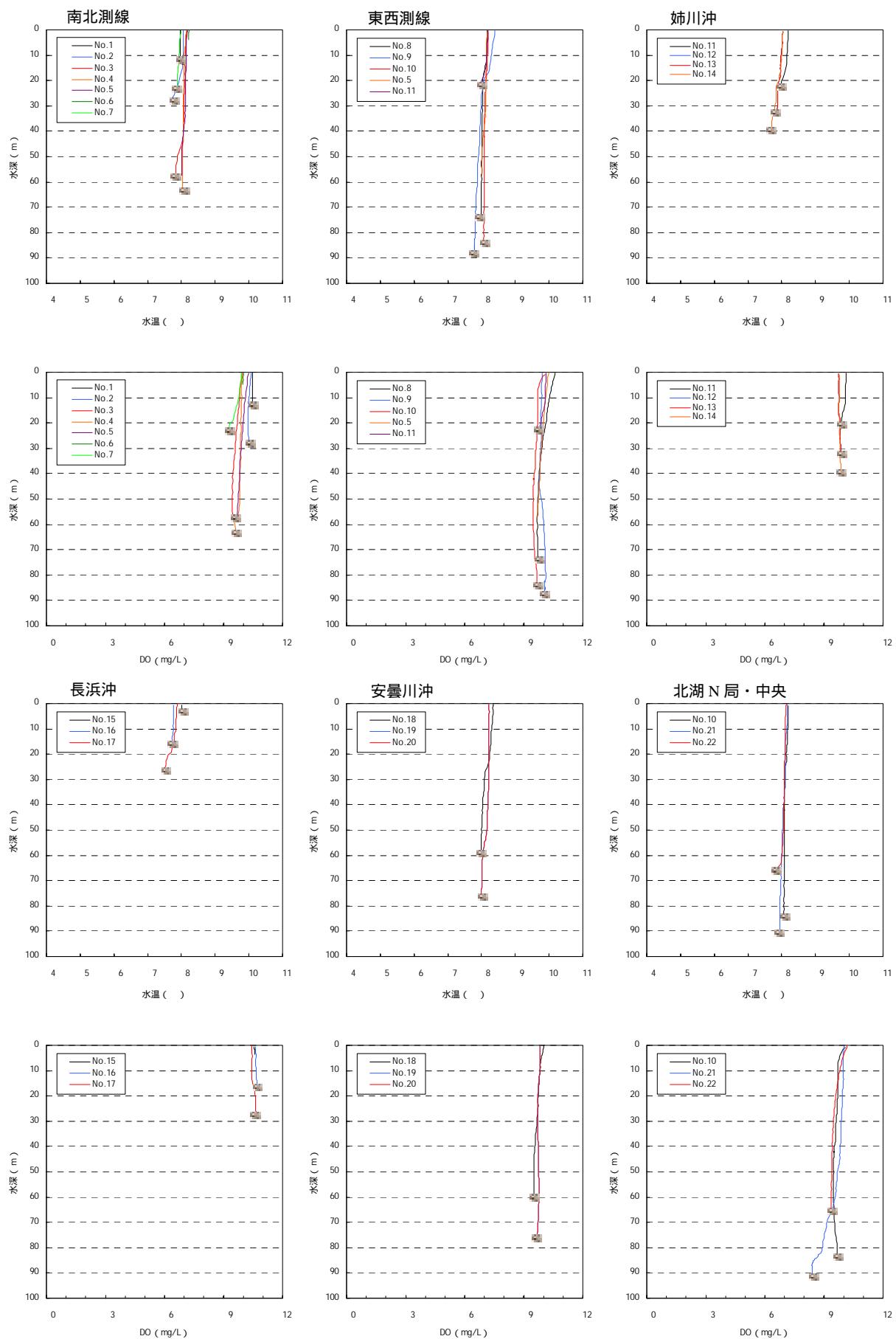


図 1.6.8 琵琶湖北湖現地調査結果（水温、DO：第3回 05/02/10）

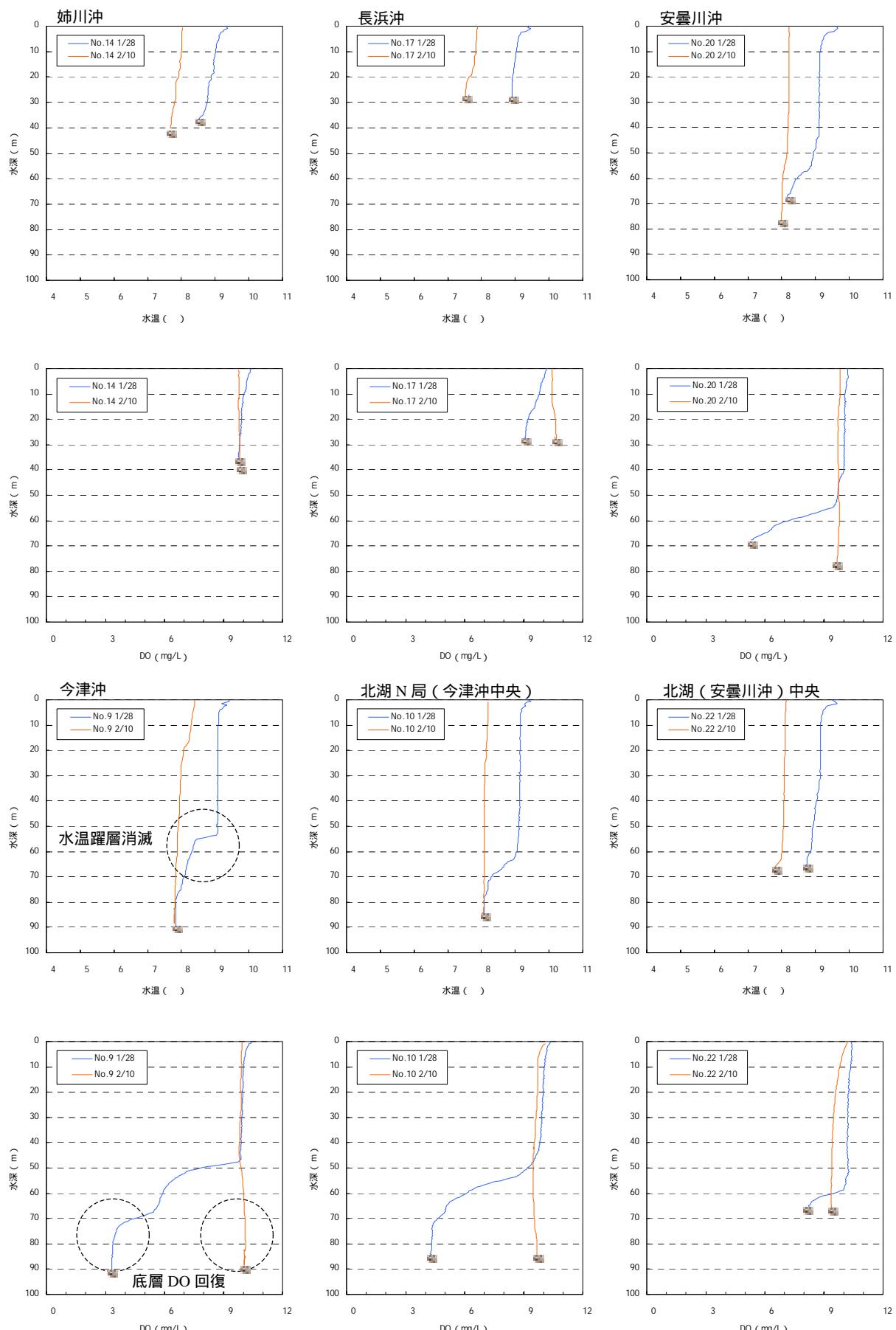


図 1.6.9 琵琶湖北湖の現地調査結果（水温、DO：第 2 回 05/01/28 第 3 回 05/02/10）

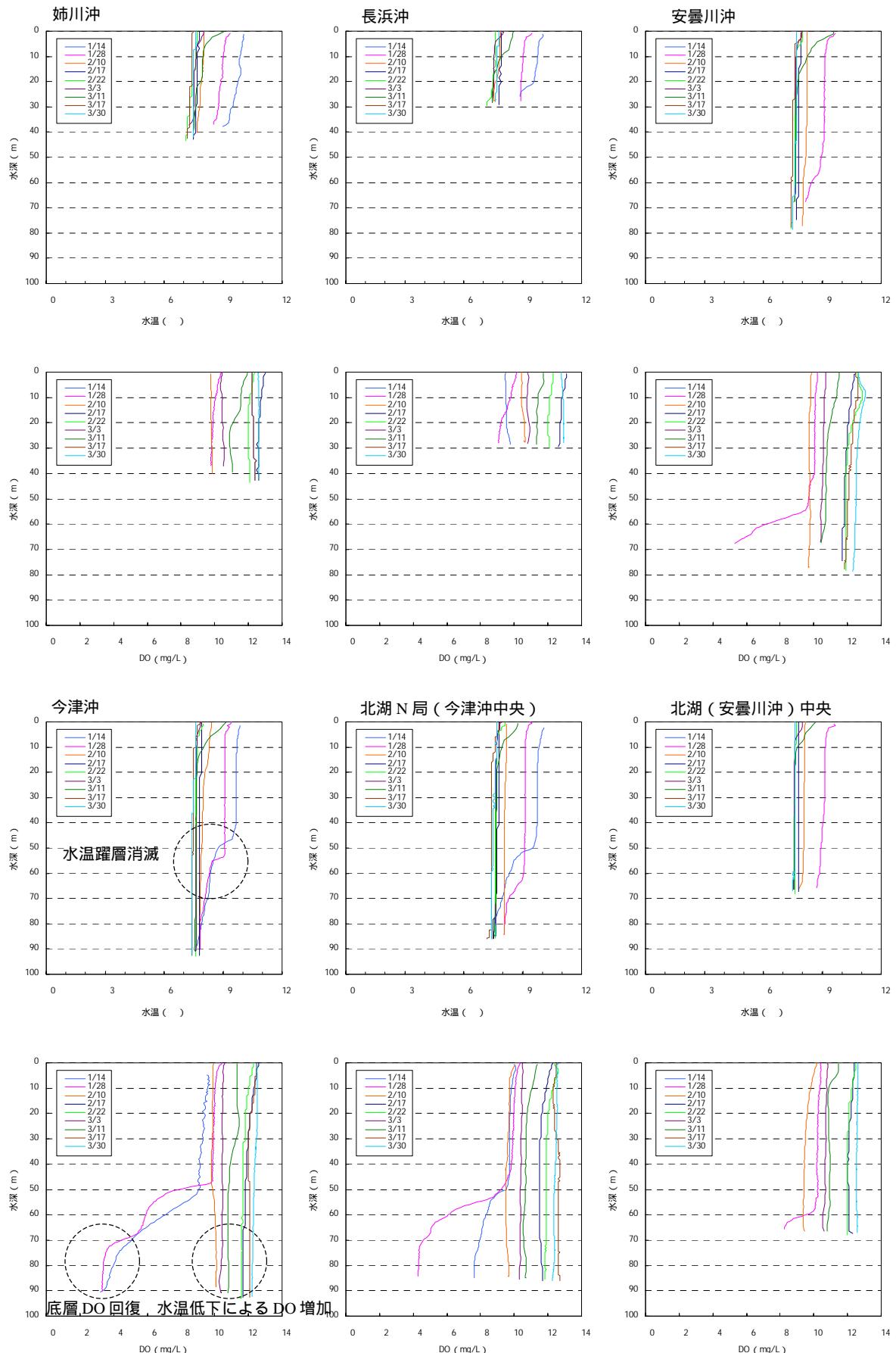


図 1.6.10 琵琶湖北湖の現地調査結果(水温、DO: 第1回 05/01/14 第9回 05/03/30)

循環により深層部に供給されたDO量

【調査結果（2005年の姉川・琵琶湖水質連続観測データによる）】

2005年は、1月28日時点では水深50～60m付近に水温躍層があったが、2月10日時点では全循環が発生し深層部の低酸素層はほぼ解消していた。この間の琵琶湖北湖内のDO増加量を試算すると、約27,000ton程度と算定される。なお、この期間に姉川から流入したDO量は約200ton（飽和DO濃度として水温より算定。）と算定される。また、琵琶湖逆算流入量から推定すれば、この期間に琵琶湖流入全河川から流入したDO量は約2,300ton程度と推定される（単位水量あたりのDO量は姉川水質調査結果を使用して算定。）

【調査結果から推察されること】

全層循環直前の約2週間に深層部に供給されたDO量は、姉川からの流入DO量をはるかに凌ぐものであり、琵琶湖流入水量から推定される全流入DO量と比較しても、深層部のDO供給に対しては湖水の全層循環が支配的な役割を果たしている。

1.7 まとめ

【調査結果からいえること】

琵琶湖深層部への DO 供給のメカニズムにおいては、湖水の冷却による全層循環が支配的である。姉川からの融雪水の流入は、その生起時期および流入状況からみて深層部への DO 供給メカニズムに果たす役割は明確には考えられず、また DO 供給量の点からみても深層部への DO 供給への寄与はわずかであると考えられる。

すなわち、まとめると以下のようにいえる。

- (1) 琵琶湖水質連続観測データより、全層循環に至る基本的メカニズムは、秋季より表層付近の循環が徐々に下方を侵食し循環層厚が増大していくものと考えられ、循環期の DO 回復にはこのメカニズムが大きく寄与している。
- (2) 近 30 年程度の気象・琵琶湖水質観測データより、深層部の DO が高いレベルに回復するためには、循環期の琵琶湖水温がいかに低下するか、すなわちいかに寒い冬であるかが重要である。
- (3) 琵琶湖水質・姉川流量観測データより、深層部の DO 回復は、姉川からの融雪水の主たる流入時期より前にあたる 2 月までに生起しており、DO 回復の主たるメカニズムは、姉川からの融雪水の流入に支配されるものではない。また、姉川からの融雪水の流入量の大小は、その後翌冬までの DO 变化に明確な影響を及ぼすものではない。
- (4) 河川水温・琵琶湖水温観測データより、水温差による密度流の観点からは、3 月以降は、姉川からの流入水は必ずしも琵琶湖底層に潜り込むとはいえない。
- (5) 現地調査結果より、2 月下旬以降の姉川からの融雪水が琵琶湖深層部に潜り込み DO を供給するというメカニズムは、必ずしも成立しているとはいえない。
- (6) 2005 年の姉川・琵琶湖水質連続観測データより、全層循環直前の約 2 週間に深層部に供給された DO 量は、姉川からの流入 DO 量をはるかに凌ぐものであり、琵琶湖流入水量から推定される全流入 DO 量と比較しても、深層部の DO 供給に対しては湖水の全層循環が支配的な役割を果たしている。

よって、丹生ダムによる高時川上流域の融雪水（主として 3 月以降）の貯留が琵琶湖深層部の DO 供給に影響を及ぼす可能性は、近年での水理・水文・気象・水質状況等をふまえた現状ではほとんどないものと考えられる。

【引き続き解明すべき点】

冬季の琵琶湖深層部溶存酸素の回復は上記に述べた全層循環によるものが主要な機構と思われるが、さらに、その後の水温低下による飽和溶存酸素濃度が増加する機構もあるといわれている。このことから次の点に着目した調査を継続する必要がある。

- ・全層循環が最深部に至った後の湖水（全層）の水温低下及び溶存酸素上昇の要因分析と姉川からの流入水が及ぼす影響

姉川からの流入水（融雪出水、夏～秋季出水等）による琵琶湖内 DO の年間変化（供給および消費）への影響

上記に対する、ダムによる河川流況・水質変化の影響