

浜名湖南西部水域の海況

中根 徹

1. はじめに

浜名湖は本州中部太平洋沿岸に位置し、面積68.9km²、周囲103km、平均水深5mの掌状塩水湖である。その水容積は33,000万トンといわれ、湖口は幅200m、水深10mの今切口で遠州灘と連絡している（静岡県, 1979; 静岡県, 1981）。図1の水深分布で見られるように、湖南部は水深3~4mと浅く、今切口から流入する外海水の影響を受けるが、新所以北から急激に深くなり、本湖北部では水深10~13mの湖盆を形成している。湖北部の細江湖には、浜名湖に流入する河川のうち年間流量が最大の都田川（流域面積524km²、平均流量4.1m³/s）があり、湖内への主要な淡水供給源となっている（静岡県, 1981）。

著者らは本湖南西部水域に分布するアマモ場を中心とした生態系の環境要因として水質をとらえてきた。前報（中根・伏見, 1989）では、浜名湖全域の観測データを用いて主成分分析を行い、浜名湖における水質環境は水温、塩素量、溶存酸素量の3項目に大きく依存していることを報告した。本稿では3年間の毎月観測の結果から、この3項目の時空間変化を報告する。

2. 方法

定期観測は1979年7月から1982年7月まで毎月1回、図1に示す12測点で行った。採水は船上から北原式採水器、バンドーン採水器を用いて行ったが、St. T12では満潮時に陸橋からバケツにより採水した。表1に各月の観測測点を示す。採水層は海面下0.5mと海底上1mの2層であるが、水深10mのSt. 11では鉛直分布を捉えるため、海面下0.5m, 2m, 4m, 6m, 8m, 海底上1mの6層から採水を行った。

水温は船上で棒状水銀温度計により測定した。塩素量はモールの銀滴定法（海洋観測指針, 1978）、溶存酸素量はウィンクラー・アジ化ナトリウム変法（日本規格協会, 1986）により分析した。気温、降水量は浜松測候所（34°42′N, 137°43′E）の資料（日本気象協会, 1979-1982）を用いた。観測時の潮汐条件はSt. T12を除いて各月とも一定ではない。

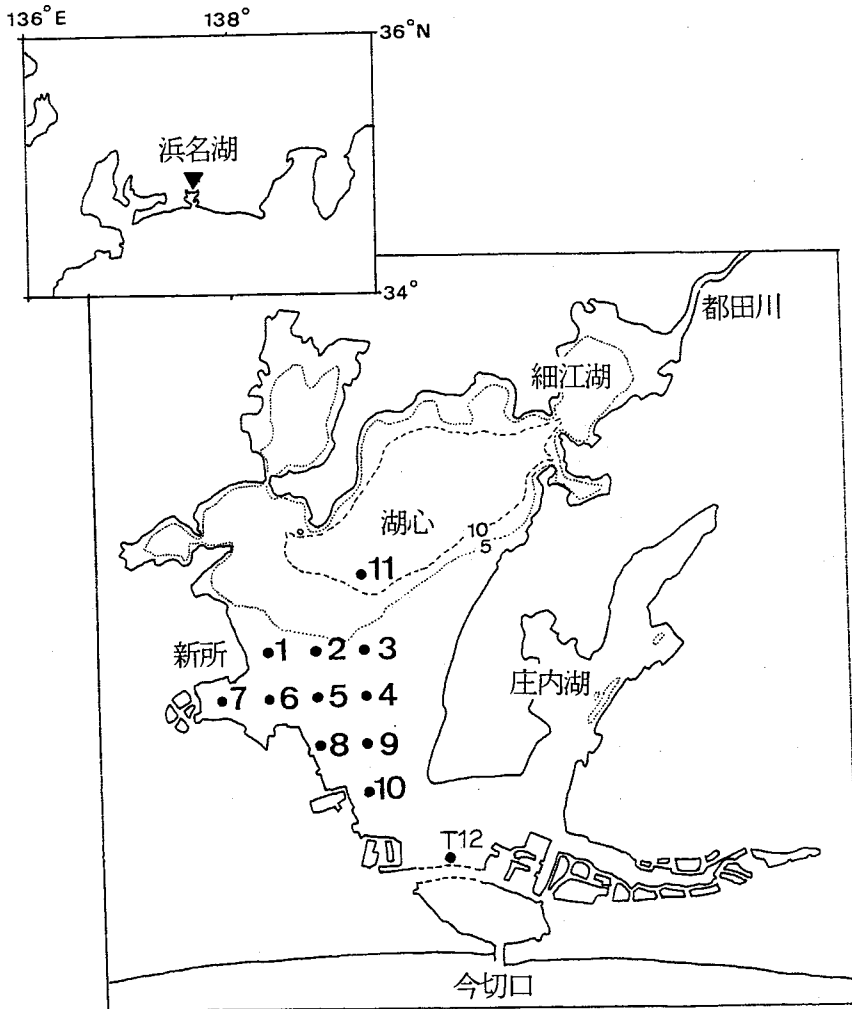


図1 観測測点図

表1 各月の観測測点一覧

測点	1979		1980				1981		1982
	7~8	9~12	1	2~6	7	8~12	1~7	8~12	1~7
1	○	○	○	○	○	○	○		
2	○	○		○	○				
3	○	○	○	○	○				
4	○	○		○	○	○	○	○	○
5	○	○		○	○				
6	○	○	○	○	○	○	○		
7	○	○	○	○	○	○	○	○	○
8	○	○	○	○	○				
9	○	○		○	○				
10	○	○	○	○	○	○	○	○	○
11			○	○	○	○	○	○	○
T12					○	○	○	○	○

3. 結果

3.1 気象条件

浜名湖は平均水深が約5mと浅く、海況は気温、降水量、風等の気象条件に大きく影響を受ける。観測期間における気温、降水量の季節変化を図2に示す。各月の観測日の日平均気温は2~28°Cの範囲であった。年間の最高気温は1979年、1981年は8月に認められたが、全国的な冷夏となった1980年は1ヶ月早く7月(26.0°C)に観測されている。最低気温は1980年は2月に、1981年は1月にそれぞれ2°C台を記録している。降水量は梅雨、台風、秋雨等により春から秋にかけて多く、12月から2月の寒候期に少ない。観測期間の年間降水量は1980年が2366mm、1981年が1786mmであり、月間降水量でみると、1980年5月と7月に300mm以上と多い。年間降水量は浜松測候所における1941年

から1970年の30年間の平均値では1900mmと報告されている(静岡県, 1981)。

3.2 水温と塩素量の水平分布

図3は観測期間の全測点のT-C ℓ ダイアグラムである。観測水域内の水温と塩素量はそれぞれ3~30°C, 7~19%と大きく変動し季節変化が著しい。これは気象条件の変化とともに、外海系水(湖外遠州灘の高塩分水)及び河川系水(河川水により希釈された低塩分水)の季節的消長が水域内の水温・塩分分布に大きく影響を及ぼすことを示唆している。

図4, 図5に1979年7月から1980年6月までの表層における水温と塩素量の水平分布を示す。また図6は、湖口に近いSt.10から湖心St.11にいたる水道部縦断面についての水温と塩素量の代表的な断面分布である。

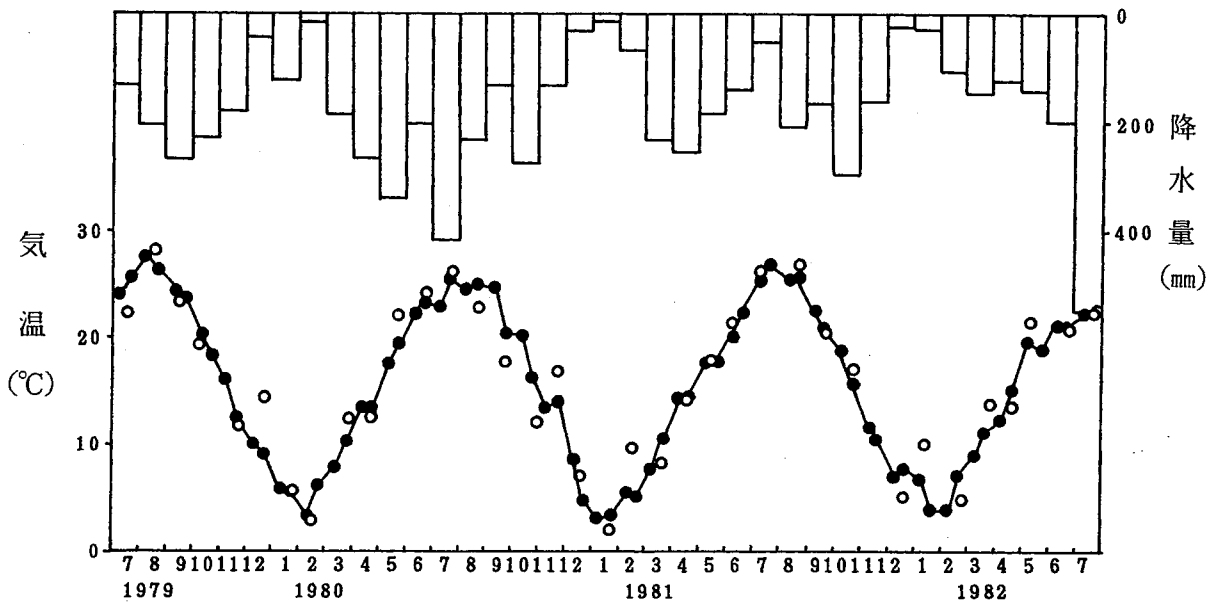


図2 観測期間における気温と降水量

- : 各月の上旬、下旬の平均気温
- : 観測日の気温

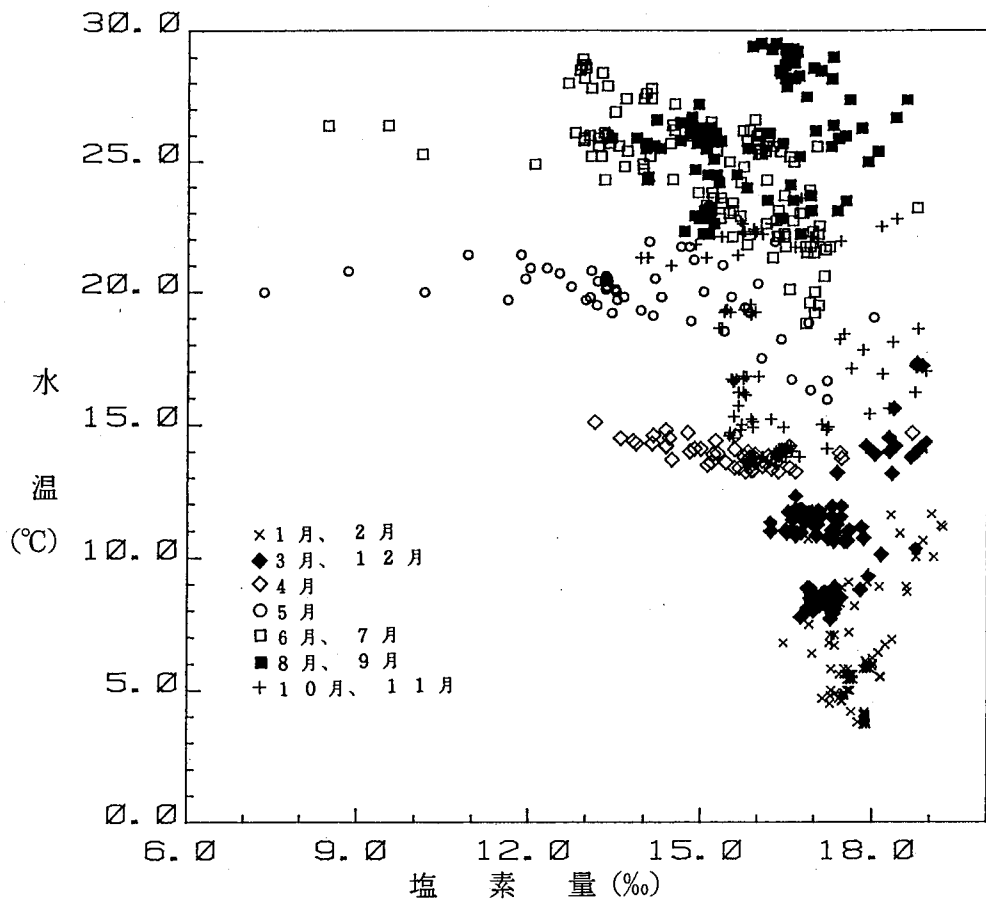


図3 観測期間中の全測点におけるT-Cダイアグラム

塩素量18%以上の高塩分水は、10月から3月までの寒候期に進入が認められ、湖口から湖心に向かって楔状に潜入している。水温も塩素量と同様にSt. 9, St. 10で高く、1979年12月には湖心St. 11と湖南部St. 10の表層水温の差は5℃以上にも及んでいる。このように寒候期には高水温・高塩分で特徴づけられる外海系水が水道部に潜入し、St. 4付近に明瞭なフロントを形成している。

4月から9月にかけての暖候期には、表層の塩素量は17%以下と低く、寒候期

のように高塩分な外海系水の進入は認められない。特に4月から6月には15%以下の低塩分水が表層4m以浅を覆っている。また塩素量18%以上の外海系水が進入する寒候期の10月にも15%以下の低塩分水が表層でみられ、St. 9付近には顕著な塩素量のフロントが形成されている。低塩分水の中心は多くの場合St. 11方向にあり、湖奥の都田川の影響が窺われるが、5月には鷺津湾 (St. 7) にもその中心が認められた。

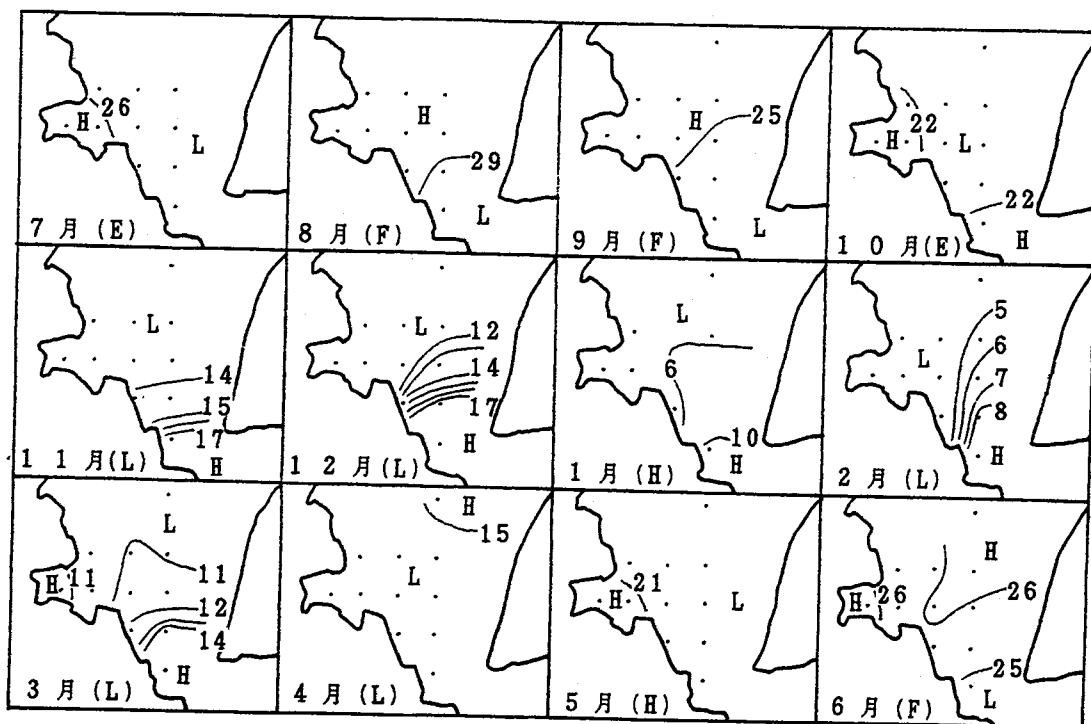


図4 表層水温の水平分布 (1979年7月~1980年6月)

() 内は観測時の潮汐条件。H : High, L : Low, E : Ebb, F : Flood

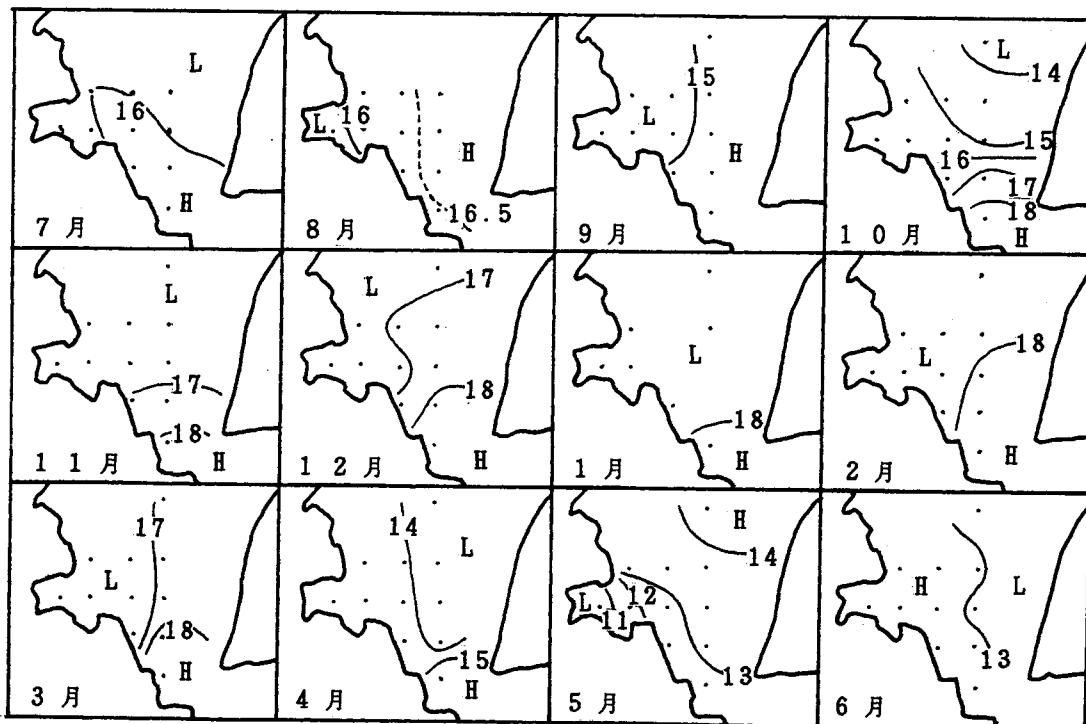


図5 表層塩素量の水平分布 (1979年7月~1980年6月)

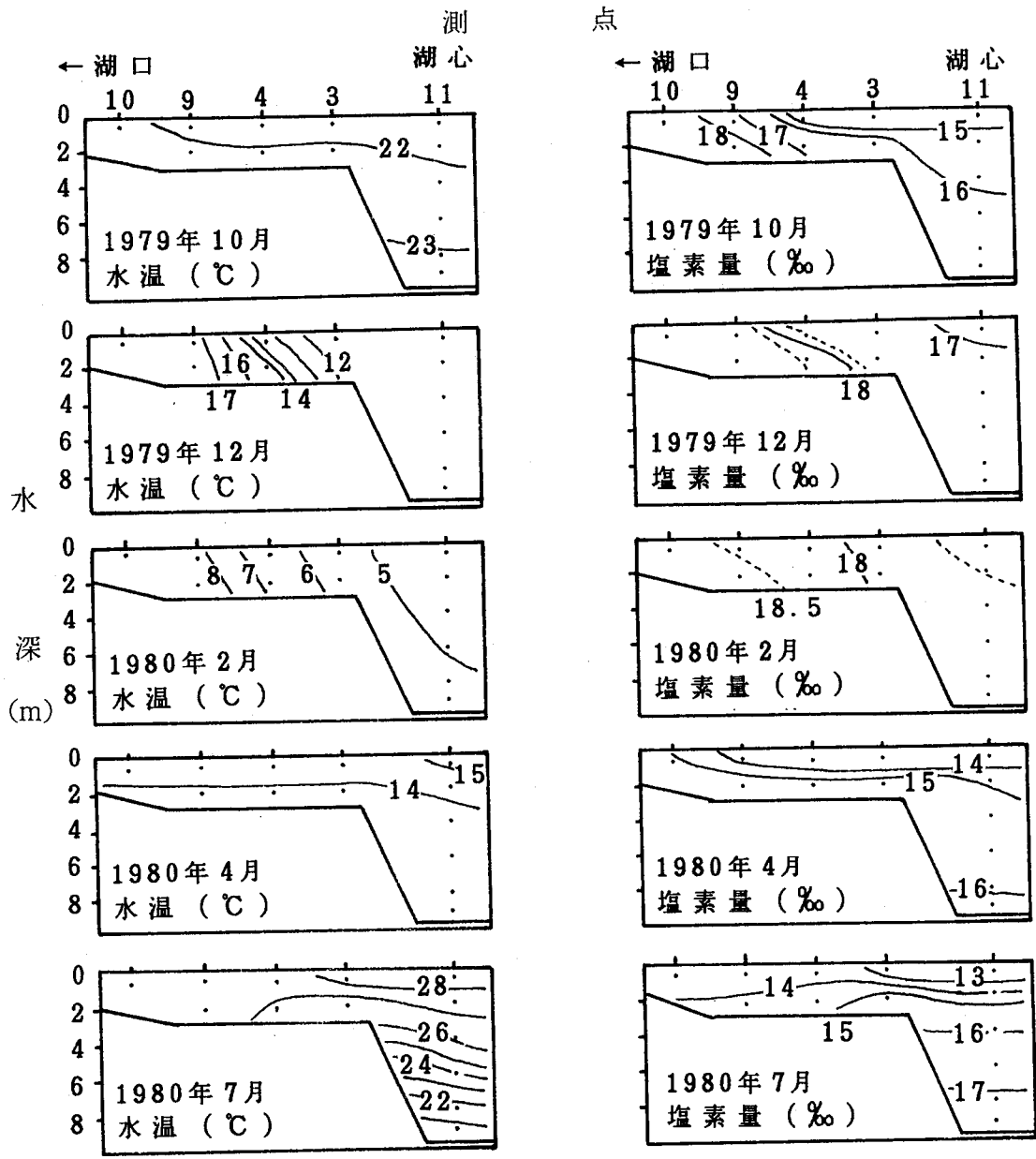


図6 水道部から湖心にいたる縦断面の水温、塩素量の分布

3.3 代表点での季節変化
 観測水域での代表点として、湖南部 St.10, 水道部 St.4, 鷺津湾 St.7, 湖心に近い St.11 の4測点を選び、各測点の水温、塩素量、溶存酸素量の季節変化を図7～9に示す。(ただし、St.10は水深が1～1.5mと浅く、採水は表層だけで

あるため、同測点の底層の季節変化の図には表層と同じデータを採用している。)

(1) 水温

表層水温 (図7 A) は、暖候期に湖南部のSt. 10 で低く、鷲津湾のSt. 7, 湖心に近いSt. 11 でやや高い。寒候期には水温の高い外海系水が水道部に進入するため測点間の差は大きくなり、暖候期とは逆に水温はSt. 10 で高く、St. 7, St. 11 で低い。このため表層水温の年較差はSt. 7, St. 11 で23~25°Cであるのに対して、湖南部のSt. 10 では17~19°Cと約6°C小さい。また水道部のSt. 4の年較差

は1980年が21.1°C, 1981年が24.6°Cであった。上村・伏見(1979)は、表層水温の年較差は湖口で小さく、湖奥及び支湖で大きいことを報告しており、本報の観測期間でも同じ傾向が得られている。

底層水温 (図7 B) は、水深が3~4mのSt. 4とSt. 7では表層と類似した季節変化がみられるが、湖盆のSt. 11では水深が10mと他の測点より深く、5月から8月にかけて表層との水温差が大きくなる。

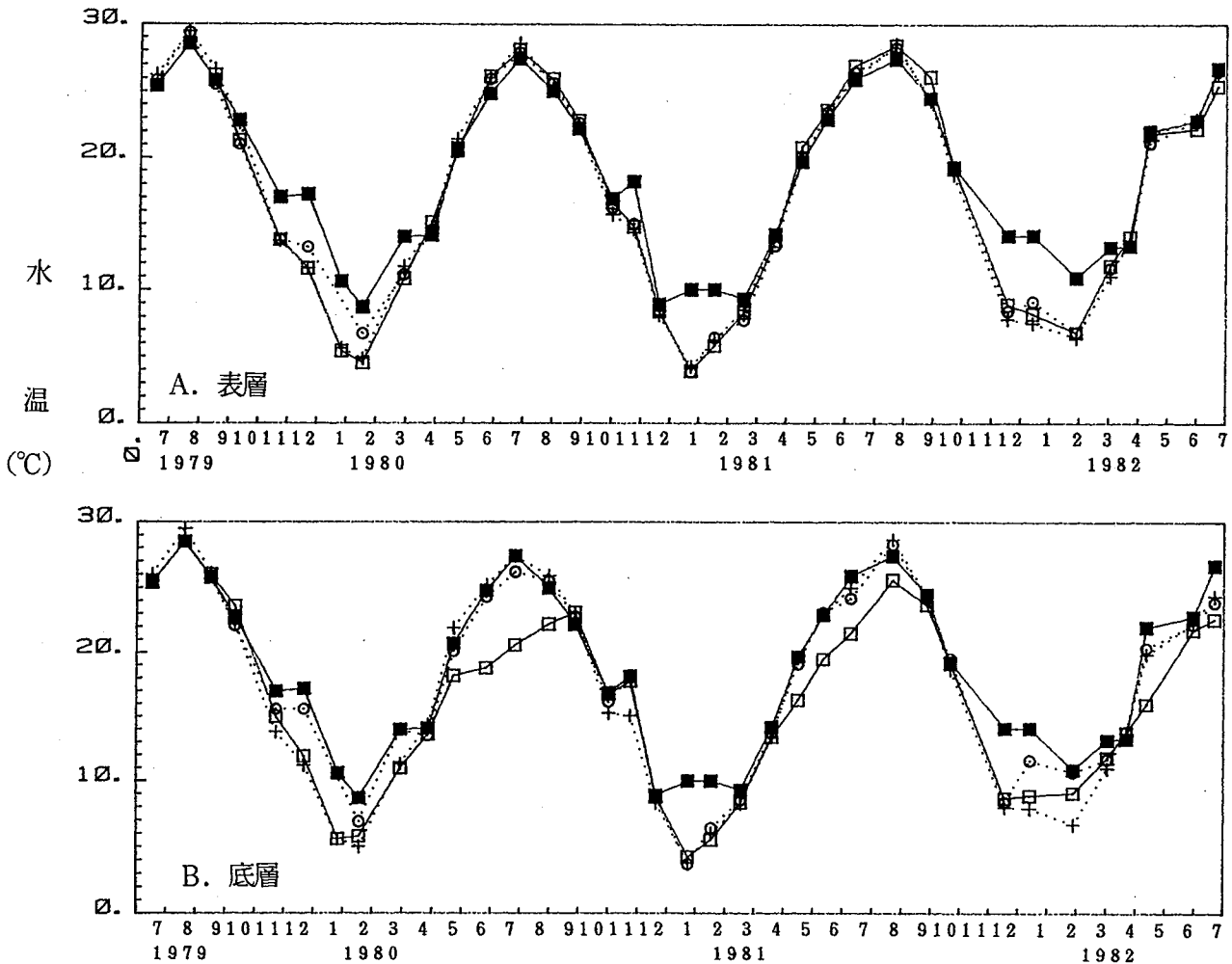


図7 水温の季節変化

○: St. 4 +: St. 7 ■: St. 10 □: St. 11

(2) 塩素量

表層の塩素量 (図 8 A) は湖口に近い St. 10 で周年 St. 7, St. 11 より高い値を示している。各測点の季節変化は、12月から3月は17~18%の値が多く、比較的安定した塩素量を示すが、降水量が増加する4月から11月にかけては16%以下の値が多くなる。特に1981年5月、1982年

7月には10%以下の塩素量を示している。

底層の塩素量 (図 8 B) は St. 4 と St. 7 では、4月から7月にかけて表層の塩素量の低下に追従するが、St. 11 では周年16~17%の比較的安定した値となっている。その結果、4月から7月には湖口の St. 10 より湖心 St. 11 の底層で塩素量は高い値となっている。

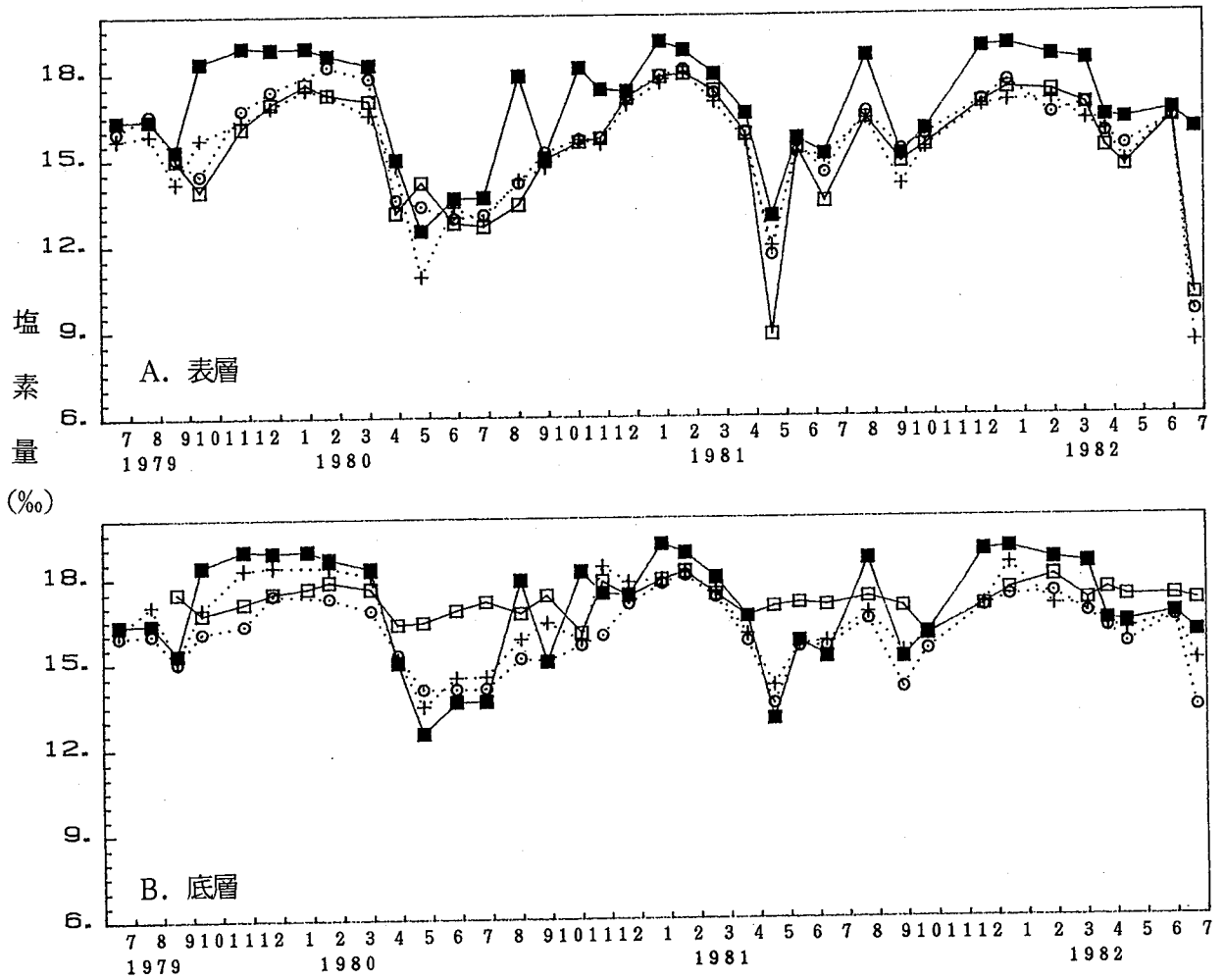


図 8 塩素量の季節変化

+ : St. 4 O : St. 7 ■ : St. 10 □ : St. 11

(3) 溶存酸素量 (DO)

表層のDO (図9 A) は湖口のSt. 10
 での他の測点より低く、湖心のSt. 11 で高
 い。その季節の変化をみるとSt. 10 では
 夏季7月, 8月に低い傾向がみられるが,
 1982年の夏季には7~8mg/l台であり,
 年間の変動幅が小さい。他の測点でも
 St. 10 と同様な季節変化を示すが, DO
 のピークは秋季11月にも認められる。ま
 た1982年7月にはSt. 10 を除く3測点で
 13~14mg/l台の高い値となっている。

底層では、湖盆のSt. 11 で夏季6月か
 ら9月にかけて2mg/l以下の低酸素とな

る特徴がみられる。また鷺津湾のSt. 7で
 も、5~10月にかけて一時的にDOが5
 ~6mg/l台まで低下する場合があった。
 例えば、1982年7月には表層で14mg/l
 台と高い値であるのに対して、底層では
 2mg/l台と低くなっている。

3.4 湖心における鉛直分布の季節変化

1979年9月から1982年7月までの St.
 11における水温, 塩素量, 密度 (σ_t)の
 鉛直分布を図10に, DO及びその飽和
 度の鉛直分布を図11に示す。

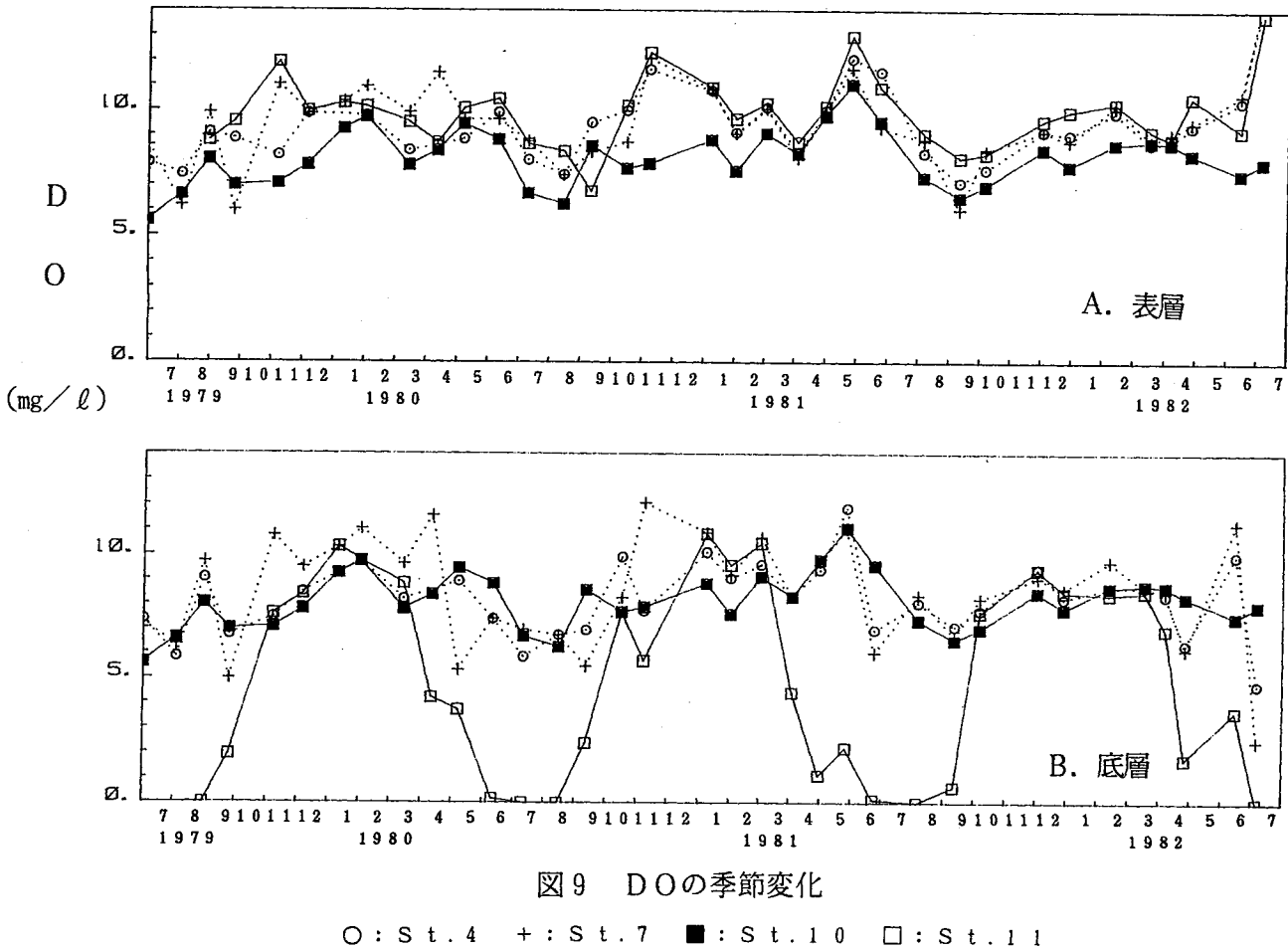


図9 DOの季節変化

(1) 水温

夏季の水温躍層は9月頃から崩れはじめ、10月、11月には水温は表層で低く底層で高くなる。12月以降、気温の低下に伴う表層からの冷却により対流混合が発達し、水温は等温線が鉛直方向に立ちながら降温し続ける。そして1980年は2月に、1981年は1月にそれぞれ3~4℃の年間最低水温を記録する。2月以後水温は上昇するが、4月まで水柱は混合しており、水温は全層でほぼ均一である。4月から5月にかけて気温の上昇と日射量の増加により、水温は表層から急激に昇温しはじめる。その結果、水温の表層と底層の差は次第に大きくなり、5月にはその差が2.5℃(1980年)、4.5℃(1981年)、5.8℃(1982年)となっている。

夏季6月から8月には4~6m層に顕著な水温躍層が形成され、冷夏の年である1980年には7月に、1981年には8月に表層で最高水温を示した。また1980年の夏季は成層状態が強固であるために、表層から底層への熱の伝播が悪く、各層の最高水温の起時は深さとともに遅れ(Time lag)がみられる。すなわち、0.5~4mでは7月に、6~8mでは8月に、底層の9mではさらに遅れて9月にそれぞれ年間の最高水温が認められている。1981年には8月にすべての層で同時に年間の最高水温を示しており、1980年のような現象はみられない。

以上のように水温、特に表層水温は気温の季節変化に追従し、年間の最高、最低水温はいずれも気温と同じ月に記録している。福島ら(1982)はサーミスター

・チェーンによる観測から、浜名湖湖中央部の水温は気温変動に対して全層で1日から2日遅れて追従し、さらに両者の相関は寒候期に全層で、暖候期に表層で高いと報告している。このような気温と水温の相関関係は、外海と比べて熱容量の小さい浜名湖の特性を反映していると言えよう。

(2) 塩素量

9月及び10月は台風の襲来、秋雨等により降水量の多い時期(図2)であり、表層から中層にかけて16%以下の低塩分水に覆われている。底層では9月に17%以上の高い値がみられるが、10月には15~16%台とやや低くなり、この時期に全層的な塩素量の低下が起きていることがわかる。11月には対流混合が始まり、表層、中層の塩素量は次第に均一となるが、1979年、1980年では底層に17%以上のやや高塩分で水温の高い底層水が認められる。これはすでに数多くの報告(上村・伏見, 1980; 松田ら, 1981; 松田ら, 1983)で述べられているように、外海水の影響を受けた高塩分で密度の高い海水が、満潮時に水道部を経て湖心底層にすべり込んできたためと考えられる。

12月から2月にかけての寒候期には降水量が減少し、外海系水の交換量が増す。その結果、水柱の塩素量は上昇しはじめ、鉛直混合により全層で均一な値となっている。

4月に入ると降水量が増加し河川系水が卓越するため、表層には低塩分水が出現し、全層的にも塩素量の低下が起きる。5月においても塩素量は4月の鉛直分布

(3) σ_t

σ_t は寒候期には鉛直方向に、暖候期には水平方向に等密度線が分布し、両期は3月と4月の間及び11月と12月の間に形成される不連続線 ($\sigma_t = 23$) によって区分される。

水温と塩素量によって決定される σ_t は、塩素量の変動が小さい外海水では一般に塩素量より水温の効果が大きい。浜名湖のような内湾では、 σ_t の変動は夏季には塩素量、冬季には水温に大きく依存している。

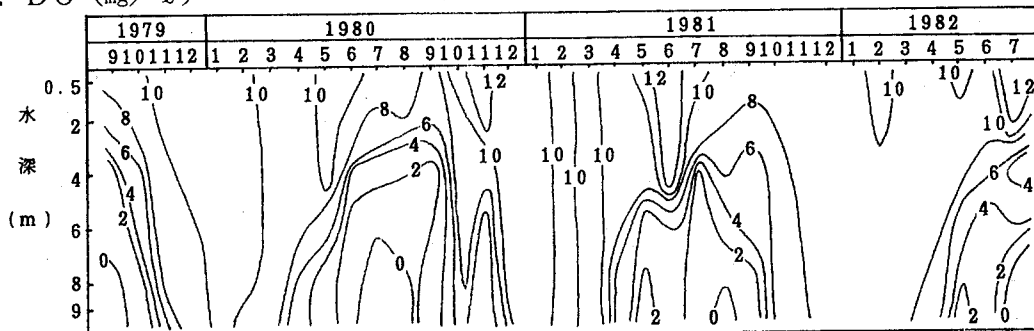
松田ら (1983) は浜名湖を対象として密度変動の淡水寄与を解析し、湾内では4m層より上層では「淡水依存域」、湖口を境として外海では全層が「水温依存域」と述べている。海水密度の淡水

(塩素量) 依存性は浜名湖の特徴のひとつであろう。

(4) DO

浜名湖では春季から秋季にかけて、湖心底層に硫化水素臭を伴う低酸素水塊が形成され、時に無酸素状態になることが知られている (静岡県水産試験場, 1968; 和田ら, 1979; 上村ら, 1979)。本報の観測期間においても低酸素水塊 (溶存酸素飽和度が50%未満の値を低酸素とみなす) が、4月中・下旬から底層に出現し、9月下旬, 10月上旬に消滅している。低酸素層は密度躍層が生じる2~4m以深の、水温が低く高塩分な底層水に形成される。7月から9月にかけての8m層と9m層では、無酸素状態になることもあった。この時期の表層水は底層水とは逆に、高

E. DO (mg/l)



F. DO (%)

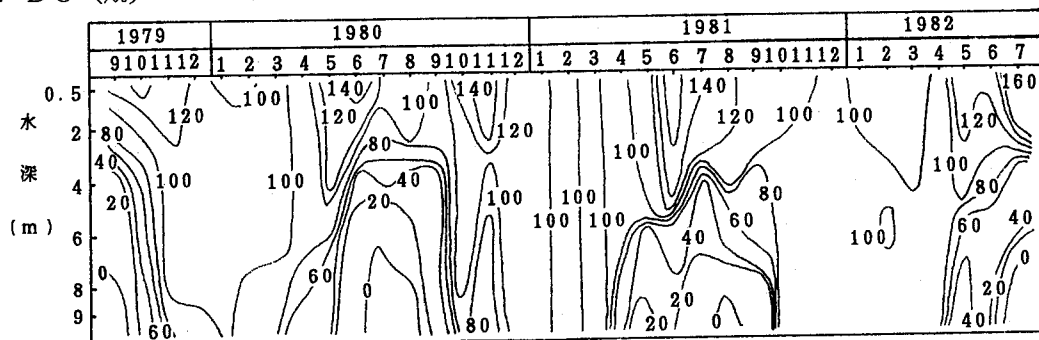


図11 St. 11におけるDO、DO飽和度のイソプレット

水温・低塩分で、DOも過飽和であり、夏季6月から7月にかけては140~170%台の高い飽和度を示す。

11月になると低酸素層は消滅しているが、表層2m以浅では1979年、1980年の例でもみられるように、溶存酸素飽和度は120~140%台と依然として高い値となっている。

12月から3月にかけての寒候期には、鉛直混合が盛んになり、水柱の溶存酸素は飽和度90%以上に保たれ、全層均一な値が続いている。

3.5 湖心St.11における季節区分

浜名湖における海洋構造の季節区分については、既にいくつかの報告がある。例えば、宇野木(1974)はボックス・モデルを用いた混合拡散や移流の強さの解析結果から、2~8月を成層形成期、9~12月を水温逆転期に区分している。また上村・伏見(1979, 1980)は浜名湖縦断面の水温、塩素量の空間分布から、両項目について5期あるいは6期の季節区分を行っている。ここでは湖心St.11の鉛直構造の季節変化から、同測点の季節区分を試みた。

密度のイソプレット(図10C)から、St.11の鉛直構造は12月から3月は混合期、4月から11月は成層期に大別できる。また成層期はその特徴(塩分成層→水温・塩分成層→塩分成層)からさらに3期に区分される。この4期について以下にその特徴を示す。

(1) 成層前期(4月~5月)

水温の表・底層の差は小さく、淡水流

入量の増加に伴う表層塩素量の急激な低下により、密度躍層が発達し始める。

(2) 成層盛期(6月~9月)

表層水温の上昇により、表・底層の水温差は著しくなり、表層は高温・低塩分でDOは過飽和状態、底層は低温、高塩分で低酸素となり、4~6mに強固な密度躍層を形成する。

(3) 成層後期(10月~11月)

塩素量の成層は維持されているが、表層水温の低下により表層と底層の水温差は小さく、密度躍層が崩壊し始める。

(4) 混合期(12月~3月)

表層からの冷却により鉛直混合が進み、各月とも全層で低温・高塩分で均一な値が維持される。混合期における塩素量は17~18%と安定しており、月変化は気温に追従する水温変化が主体となる。

4. 考察

4.1 外海系水と河川系水

浜名湖の湖口部は古来砂洲によって形成され、形状変化が著しかったが、1953年の台風13号を契機にその固定工事が行われ、湖口は現在の形状に定まった(阿井, 1968)。その後、今切口(湖口)の導流堤の構築、湖南部での浚渫、作濬工事により、湖内潮汐が変化し、外海水の流入量は年とともに増大してきた(松田, 1983)。このため湖内の塩素量は数十年にわたって上昇してきたが、この外海化傾向は現在ほぼ定常化しているとみなされている(松田ら, 1981)。

従って湖南部の海況は、(1)潮汐作用による外海水の流入出(日変動)、(2)

降水量の増加に伴う河川系水の流入（季節変動）と、時空間スケールの異なるふたつの変動に影響を受けると考えられる。図12に湖心St.11の表層と底層及び満潮時に採水を行ったSt.T12の水温と塩素量の月別平均値を示す。図12には、河川系水の起源として細江湖表層水（上村・伏見，1979），外海系水の起源として、愛知県水産試験場の観測（船越ら，1979）

による渥美外海沿岸域の表層の値を加えてある。

(1) 河川系水

本湖の主な陸水供給源は、細江湖湖奥に流入する都田川である。図13に観測期間における都田川の河川流量（静岡県，1979～1982）を示した。流量の測定は月1回であるため、必ずしも各月の代表値とはいえないが、概して春季（4月，5月），夏季（7月，8月），秋季（10月）にそのピークがみられる。本観測で得られた湖心St.11の表層塩素量と、浜松における月間降水量（日本気象協会，1979～1982），都田川の河川流量の相関をみると、表層塩素量と降水量は $r = -0.61$ と負の有意な相関（危険率1%）が認められる（図14）。また表層塩素量は河川流量とも負の相関がみられる（ $r = -0.39$ ，危険率5%で有意）。これは、湖への直接的な降雨あるいは河川を通しての淡水供給に対して、湖内表層水の応答が早いことを示唆している。

河川系水の起源として考えた細江湖表層水の塩素量（上村・伏見，1980）（図12）をみると、1月，12月を除いて周年15%以下の値であり、降水量が増加する4月から9月には12%以下と低い。上村・伏見（1980）は初夏（5月～6月）に湖口までその影響が及ぶ湖奥で形成された低塩分水が、塩素量15%の等量線で特徴づけられると報告している。また前報（中根・伏見，1989）において、春季，夏季に主成分分析で区分された表層低塩分水は、T-C ℓ ダイアグラム上で塩素量がほぼ15%以下の値であった。以上の

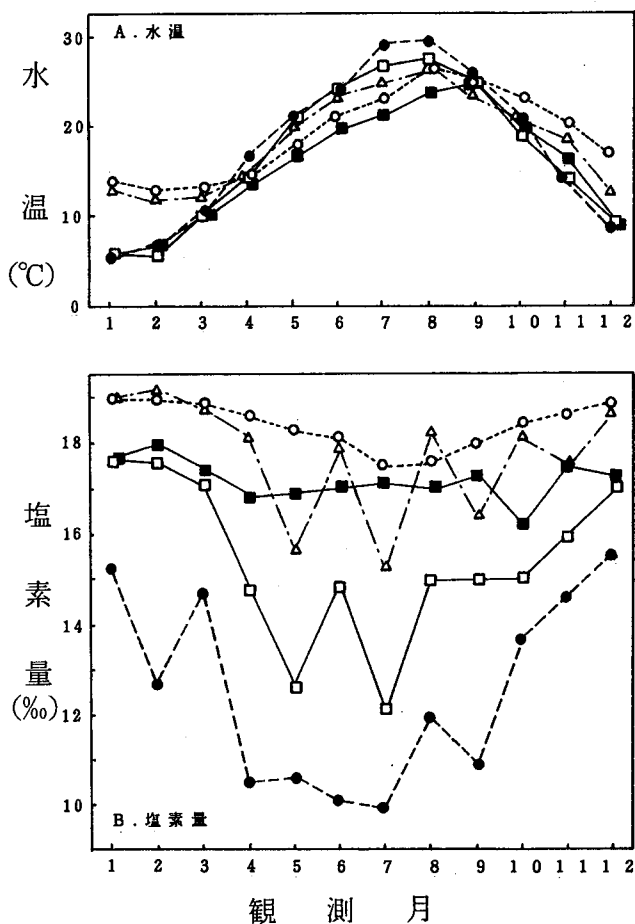


図12 代表測点における水温(A)と塩素量(B)の月平均値の季節変化

- ：渥美外海沿岸域の表層水（船越，1979）
- ：細江湖表層水（上村・伏見，1980）
- △：St.11の表層水 ▲：St.11の底層水
- +：St.T12

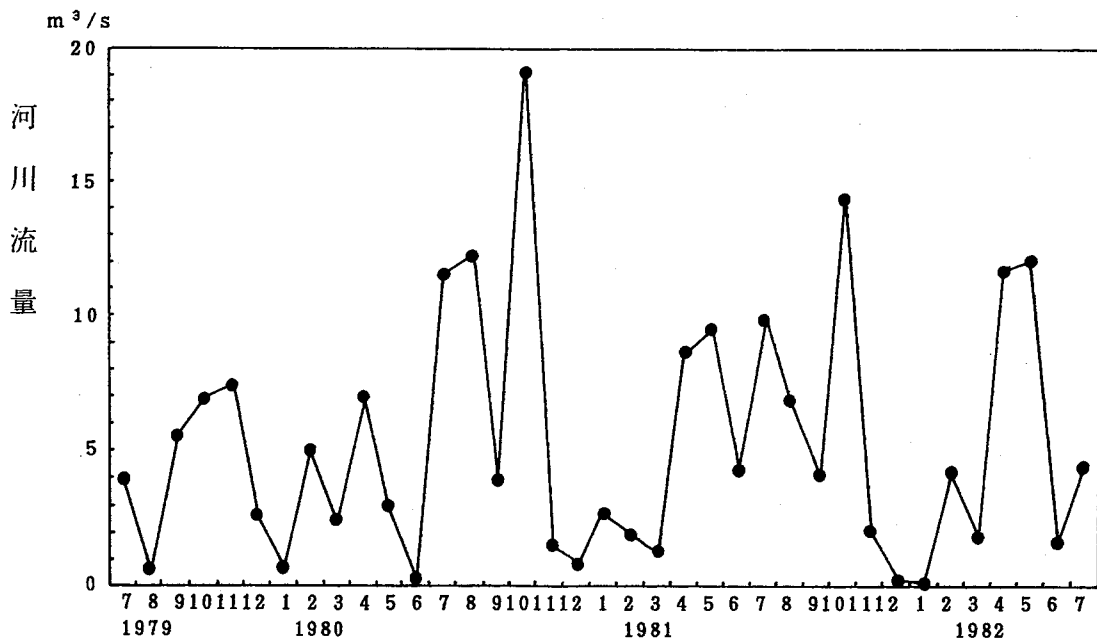


図13 観測期間における都田川の河川流量（静岡県，1979～1982）

ことを考慮すると、湖内での河川系水は塩素量15%の等量線の分布から判別できると考えられる。本観測での河川系水は、4月から9月にかけて湖内で優勢となり、

湖心から湖口までの4m以浅を広く覆っている。

(2) 外海系水

外海水の湖内でのTidal excursionは6～8kmのスケール（松田，1980）と言われている。観測水域の水道部はこの範囲内にあり、潮汐により進入する外海系水の影響域とみなされる。水道部では、10月から3月にかけて外海系水の進入がみられ、塩素量18%で特徴づけられるフロントが形成されるが、他の季節には外海系水の影響は明瞭ではない。

外海系水の起源と考えた渥美外海・外海沿岸域の水温（図12A）と塩素量（図12B）をみると、水温は冬季3月に最低値12.5℃，夏季8月に最高値26.0℃を示し、塩素量は周年17～18%台の値であり、両項目とも湖内の測点より年較差が小さい。塩素量は4月から低下し、7月から9月にかけて17%台のやや低い値となる。船越ら（1979）は暖候期にお

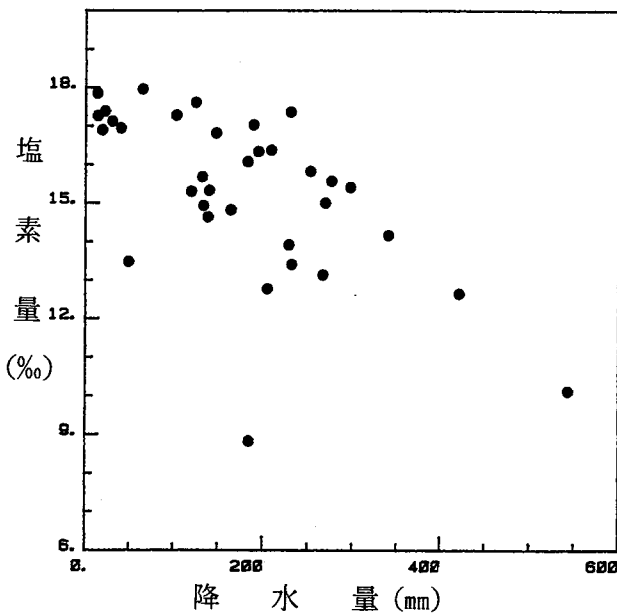


図14 観測期間における浜松の降水量とSt.11の表層塩素量の関係

ける外海沿岸域の塩素量低下について、伊勢湾湾奥、木曾三川の河川流量が増加し、低塩分水で特徴づけられる伊勢湾を中心とする湾内系水が、渥美外海まで流出することと関連づけている。浜名湖において暖候期に外海系水の進入が明瞭でないのは、この時期に湖内で河川系水が卓越することに加え、潮汐により進入する外海系水が低塩素化しているためと解釈できる。満潮時に採水を行ったSt. T12の塩素量(図12B)からも暖候期の外海系水の低塩素化がうかがえる。

浜名湖における外海系水の挙動について、Tidal trapping effect という知見がある(松田, 1982)。これはSill地形を有する浜名湖において、上げ潮により水道部(Sill)を越えて湖盆に流入する外海系水が、下げ潮でSillを越えることなく湖盆にTrapされる機構である。松田ら(1983)は密度構造からその解析を行い、このような海水交換機能は春と秋に高いことを指摘している。また上村・伏見(1980)も秋(10月~11月)の海況の特徴として、外海水の湖心部への流入を挙げている。本観測においても1979年、1980年の11月に湖心底層で、水温が高く塩素量17%以上の底層水が認められ、外海水の流入が推察された。

4.2 低酸素層の消長

湖心St. 11のDOは、5月から9月にかけて表層の低塩分水では過飽和状態、底層の高塩分水では飽和度50%以下の低酸素状態となる。夏季に形成される密度躍層を境とした表層での過飽和と底層で

の低酸素状態は、瀬戸内海をはじめ、大阪湾、東京湾、伊勢湾、三河湾、日本各地の内湾で報告されている。城ら(1978)は大阪湾における観測から、低酸素水塊の発達は気温と降水量との関連が大きく、その形成要因として、表層塩分の低下と気温の上昇が躍層を強固に発達させ、上層から底層水塊への酸素補給を絶つことを挙げている。本観測期間においても低酸素層は夏季表層に河川水が流入する時に出現しており、大阪湾と同様な物理的・形成要因が考えられる。

この低酸素水塊が消滅する9月から10月にかけては、毎年浜名湖湖北部で「苦潮」と呼ばれる低酸素水の湧昇が報告されている(静岡県, 1968)。これは、10月に湖心で全層的な塩素量の低下が起こることから、表層からの冷却及び季節風による対流混合により、底層の貧酸素水塊が上昇する現象と説明される。上村(1979)も浜名湖において同様なメカニズムを指摘しているが、1979年の調査ではその崩壊は9月末から11月までかかり、従来いわれてきたような一挙の崩壊はみられなかったと述べている。

このような季節的消滅だけでなく、城ら(1978)、上野(1969)は夏季成層期においても(1)日照が少なく気温の急激な低下が起きた場合、(2)強風が吹いた場合等の気象条件によって低酸素水塊が一時的に解消されることを報告している。本観測は1ヶ月単位の観測のため、このような瞬時の現象は捉えられないが、1981年8月、1982年6月には一時的な塩分躍層の解消が認められ、この時期に低

酸素水が湧昇した可能性がある。一般に低酸素水にはアンモニア態窒素，リン酸態リンの無機栄養塩が高濃度に含まれており，その湧昇は湖内における基礎生産に大きく寄与していると考えられる。

5. おわりに

本稿は，数年間著者の机の中に眠っていた原稿に若干の修正を加えたものである。初稿を執筆していた当時を振り返ると，海洋環境では赤潮の問題が注目を浴びていた時期であったようだ。ここ数年，海域の富栄養化の問題に加え，東京湾の青潮に代表されるように，貧酸素水塊による水産被害がクローズアップされてきている。浜名湖においても，貧酸素水塊の湧昇は苦潮として昔から漁業者に知られてきた。富栄養化した海域では，赤潮と青潮（苦潮）は表裏をなす現象であると考えられ，その形成機構の解明には，物理・化学的側面だけでなく，複雑に絡み合った生物過程の究明が必要となろう。

本報では，浜名湖における水温，塩分，DOについて，いくつかの時空間的断面から検討した。この3項目について冗長と思われるほど記述を繰り返したのは，水質項目を解析していく中で，これらの項目が生態系の環境要素として特に重要であると考えたからである。おそらく同時に調査した生物データも，この海況に対応した変動を示すであろうという期待もある。次回は，栄養塩，クロロフィル等の解析結果について報告する予定である。

引用文献

- 阿井敏夫, 1968. 塩素量の変動からみた浜名湖水の性状について. 水産土木, 5: 37-41.
- 福島裕三, 1982. 浜名湖の海水交換, 第8報, 浜名湖の水温変動. 1982年度日本海洋学会春季大会講演要旨集, 94-95.
- 船越茂雄・柳橋茂昭・岩瀬重元, 1979. 三河湾ならびに渥美外海の平均的海況. 水産海洋研究連絡会報, 30:115-127.
- 城久・矢持進・守部恒之, 1978. 大阪湾における貧酸素水塊の発生状況. 大阪水試研究, 5:71-84.
- 松田義弘, 他, 1980. 浜名湖の海水交換, (浜名湖-序報). 1980年度日本海洋学会春季大会講演要旨集, 223-224.
- 松田義弘, 他, 1981. 浜名湖の海水交換, 第6報, 湖口固定化による交流量の増大について. 1981年度日本海洋学会秋季大会講演要旨集, 62-63.
- 松田義弘, 他, 1982. 浜名湖の海水交換. 1982年度日本海洋学会春季大会講演要旨集, 119-120.
- 松田義弘, 1983. 浜名湖の海洋環境-湖口地形変化による湖内潮汐の経年変化. 沿岸海洋研究ノート, 20:178-188.
- 松田義弘, 他, 1983. 内湾の海水交換機能の年間変動に対する湾口Sillの効果. 1983年度日本海洋学会秋季大会講演要旨集, 104-105.
- 中根徹・伏見浩, 1989. 浜名湖の水質特性, 主成分分析による考察. 日本海洋生物研究所1989年年報, 1-12.

- 日本気象協会, 1978. 海洋観測指針 (気象庁編). 427pp .
- 日本規格協会, 1986. 工場排水試験方法. 236pp.
- 日本気象協会, 1979-1982. 気象庁月報.
- 静岡県, 1979~1982. 昭和54年~昭和57年静岡県公共用水域水質測定結果.
- 静岡県, 1979. 浜名湖基本情報書.
- 静岡県, 1981. 浜名湖水質環境管理計画. 152pp.
- 静岡県水産試験場浜名湖分場, 1968. 浜名湖浅海漁場開発事業調査報告書. 静岡県水産試験場浜名湖分場研究報告, 299pp.
- 上村信夫, 他, 1979. 浜名湖における赤潮発生と海洋構造の変化との関係. 静岡水試浜名湖分場, 通刊215, 5-63.
- 上村信夫・伏見浩, 1979. 浜名湖の性状に関する海洋学的研究-I, 水温分布とその季節的特性. 静岡県水試浜名湖分場研究報告, 13:21-41.
- 上村信夫・伏見浩, 1980. 浜名湖の性状に関する海洋学的研究-II, 塩素量分布とその季節的特性. 静岡県水試浜名湖分場研究報告, 14:1-20.
- 上野福三, 1969. 内湾の低酸素層. 沿岸海洋研究ノート, 7:7-13.
- 宇野木早苗, 1974. 内湾の海水交流と鉛直混合に関する一考察. 沿岸海洋研究ノート, 11:85-95.
- 和田英太郎・辻堯・小池勳・服部明彦, 1969. 浜名湖における窒素代謝. 水産土木, 6:1-10.