特集：地球温暖化と陸水環境

総説

地球温暖化と陸水水温

新井 正

摘 要

地球温暖化に関して、水温分布、水温予測の研究法、予測結果を概観した。現段階では、河川・湖沼ともに水温上昇は気温上昇よりは小さいこと、湖沼の循環型が変わる場合があること、水温成層は強くなること等が予測されている。しかし基準となる大気大循環モデルに差があるため、予測値は不安定である。基礎となる観測値が非常に少なく予測を困難にしているため、今後は特異年に集中的な調査を行うべきである。特異年の例として、諏訪湖の結氷とエルニーニョの関係について述べた。

キーワード：地球温暖化、気候、水温、予測

はじめに

温室効果ガスによる地球温暖化は不確定要素ありとの条件付きながら、不可避であろうとされている。近年の温暖化傾向は顕著であるが、平均気温は一方的な上昇ではなく高低の変動を示している（気象庁、1998）。過去においても気候は変動の繰り返しであり、短期的な昇温を短絡的に人為による温暖化と決めつけることは危険である。しかしCO₂の増加は将来とも止まらないこと、CO₂は赤外放射の吸収物質であることより、地球温暖化を否定することはできない。大循環モデル（GCM：気候モデルあるいは気候シナリオ）による予測幅の中間値である中位予測によれば、日本における2100年時点の気温上昇度は現在に対し平均約2～3℃と見積もられている（気象庁、1997a, 1997b）。

温暖化に伴う陸水環境の変化に関しては、十分な議論が行われているとはいえない。その中で Arnell (1996), Arnell et al. (1996), Magnuson et al. (1997), Schindler (1997) などは、陸水の物理、化学、生物にわたって起こりうる多くの問題や予測を取りまとめている。日本では西岡・原沢 (1997) が広範囲な課題を整理している。しかし、現在示されている予測値には幅があり不安定である。これは主として、大循環モデルの制約によるものである。現在の大循環モデルの精度と空間スケールは、本来ローカルな性格を持つ水に対しては粗すぎるとされている（Arnell, 1996; Arnell et al., 1996 ほか）。とりわけ雨量の予測が不確実で、問題を困難に

している。温度のみに絞っても、気温上昇の予測値がそれぞれの気候シナリオで異なるため、必然的に水温の予測値にも幅が生じてくる（Stefan and Sinokrot, 1993; Mortish and Quinn, 1996 ほか）。しかし水温は生物の生息環境を支配し、水利用や水質に係わり、湖沼の循環を決める基礎的な要素なので、緊急に検討すべき課題と考えられる。

地球上の気候と水温

気候の基本は、全球的な熱・水収支の季節変化で説明することができる。赤道を挟み南北回帰線の間では太陽が年2回天頂を通過するために、原則的には年2回の最高・最低気温が生じる。南北回帰線の間では気温年較差は小さく、赤道帯では2ないし3℃である。水温に関しても同様な原則が適用できる。この気候条件下では、湖沼の循環は貧循環あるいは非周期的な多循環になる（新井, 1972, 1974; Arai, 1980）。

赤道帯を外れると日射、放射収支および気温の年変化が大きくなる。これに伴って水温の年変化も大きくなり、深い湖沼では明瞭な成層期と循環期が生じる。亜熱帯と低緯度の温帯では水温は常に4℃以上であり、温暖な1回循環湖（いわゆる熱帯湖）となる。中・低緯度では、夏冬の水温差および夏の成層の強さは、赤道から離れるに従って大きくなる。温帯・寒帯で冬の水温が4℃以下になる地域では、湖沼は2回循環湖（いわゆる温帯湖）になる。さらに極寄りの寒冷な地帯では、夏に水温が上

Fig. 1. Schematic profiles of lake temperature.

1 : Equatorial oligomictic or polymictic lake,
2 : Warm monomictic lake, 3 : Dimictic lake,
4 : Cold monomictic lake
S : summer (warm season), W : winter (cold
season), p : partial circulation, c : complete
circulation

昇しないため年較差は小さく、夏の水温成層も弱くなる。最も極寄りあるいはこれに相当する高山では、年最高水温が4℃に達せず寒冷な1回循環湖になる。Fig. 1に緯度帯による湖沼の水温と循環を模式的に示した。Fig. 1では循環期の完全循環をcの実線で、不完全循環をpの破線で示してある。

湖沼・河川の水温は、平衡水温を指標として説明することができる。平衡水温(T_e)は貯熱量を無視した場合に水面熱収支がゼロとなる水温で、次式で表すことができる。

$$T_e = T_a + \{(R_n/h) - 1.5\Delta E\} / \{1 + 1.5(de/dT)\}$$

ここで R_n は水面における正味放射量(Wm^{-2})、 ΔE は大気中の飽差、 h は熱達係数($\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$)、 de/dT は気温(T_a)における飽和水蒸気圧力曲線の変化率である。なお、温度はKあるいは℃、水蒸気圧力はhPaで表す。この式から、平衡水温は気温の影響を強く受けることが分かる。水は0℃で凍結するため、最低水温を0℃として平衡水温の年較差を求めると、緯度30ないし40°で最大となる(Fig. 2 A)。実際の湖沼表面水温の年較差を緯度圏の平均値としてプロットすると(Fig. 2 B)、北緯30~40°圏で最大となり上記の考察と矛盾しない(新井, 1972; 新井・西沢, 1974; Arai, 1980)。これはまた、夏期の温度成層が30~40°の緯度圏で最も発達することを意味している。

温暖化にともない2回循環湖が温暖な1回循環湖に移行し、1回循環湖の分布域が広がることが予測される。

Fig. 2. Latitudinal distributions of the annual range of equilibrium temperature for water and lake-surface temperature (modified from Arai, 1972). A: Annual range of the equilibrium temperature averaged for each 10° of latitude, B: Annual range of lake surface temperature. 1: East Asia, 2: Japan, 3: Europe, 4: North and South America, 5: West Asia and North Africa, 6: Pacific islands and Australia

また河川では、緯度と平行して温暖な水域が拡大すると考えられる。単純に昇温が年間一様に2℃であるとすれば、日本では南北の気温傾度が緯度1°あたり0.7~0.8℃なので、水温や循環型は緯度約3°の北上、あるいは約300mの高度上昇を示すことになる。しかし気温上昇度は季節により差があると想定されているので、問題はかなり複雑になる。

水温変化推定へのアプローチ

温暖化に関しては予測が先行している感が否めないが、現状を正確に把握することが基本である。温暖化に伴う陸水水温の研究方法として、Hondzo and Stefan (1993)は次の3つをあげている。(1)長期観測に基づく気候と水温との関連性の分析と将来への延長、(2)過去の観測例中の温暖年と寒冷年あるいは平年との比較に基づく推定、(3)モデルによるシミュレーション。気象データと同等な水温の長期データが得られれば(1)の方法がもっとも確実であるが、水温データの蓄積は貧弱である。そのため最後の手段であるシミュレーションに頼らざるを得ないことになる。過去のデータの重要性はMagnuson et al. (1997)によっても強調され、地域特性も十分に考慮されるべきであると指摘されている。

世界的にも長期にわたる正確な水温データは非常に限られている。そこで上記(2)のように過去の観測事例から

特異年を取り出し、将来予測の基準あるいは参照とする方法が採用される (McCormick, 1990; Schertzer and Sawchuk, 1990; Hondzo and Stefan, 1991; Destasio et al., 1996)。この方法は水温に限らず広く適用されており、日本では猛暑であった1994年夏を例とした解説が行われている (環境庁地球環境部, 1997)。

シミュレーションの手法としては次の2つが考えられる (Arnell, 1996)。第一は温暖化が落ち着いたと仮定した場合、すなわち平衡モデルである。第二は温暖化の進行にともなう変化の予測、すなわちプロセスモデルである。現在では平衡モデルが殆どであるが、その多くは季節変化を考慮している。月単位の気象要素の予測値はそれぞれの大循環モデルによって幅があり、このために水温のシミュレーション結果に差が生じている。以下に紹介するが湖沼水温成層の推定に関しては、気温をはじめ各気象要素の季節変化のシナリオが決定的な役目を果たしている。

河川水温の予測においては、過去の長期記録に基づく回帰式が用いられることが多い (Webb, 1992, 1997)。この場合の基本的な仮定は、現在の気温・水温間の関係が将来にも当てはまることである。河川水温の場合には流量も重要な要素となるが、流量に関する将来予測は極めて不完全である。

近年における湖沼水温の変化

過去の記録を温暖化による影響推定の基礎とする目的で、Schindler (1997), Schindler et al. (1996) はカナダ、オンタリオ付近の実験湖沼域 (ELA: Experimental Lake Area) における1970年頃から1990年までの水温変化を分析している。この期間に ELA では平均気温が 1.6°C 上昇した。これは CO_2 濃度が現在の2倍になった場合 ($2 \times \text{CO}_2$) の ELA における昇温予測値のおよそ半分に相当する。1990年までのデータでは、無結氷期間における全容積に対する加重平均水温の上昇度は、各湖沼により差はあるが $0.06 \sim 0.09^{\circ}\text{C yr}^{-1}$ であり、気温の上昇に近い値であった。結氷期間の短縮と表層水温の上昇による湖面蒸発量の増加、さらに流域からの蒸発散量の増加による流入量の低下などにより、湖沼内の滞留時間は4～5倍になった。湖沼表面水温の長期データに関しては、Hill and Magnuson (1990) が Superior 湖、Michigan 湖、Erie 湖沿岸部の1950～1980年の水温と気温の関係を多項式でまとめている。彼らによれば、昇温期には当該月の気温が、冷却期には前月の水温が水温を

決める大きな要素となっている。

日本では遠藤ら (1999) が1965年以降の琵琶湖の水温変化をまとめている。彦根における気温は100年間に約 1°C 上昇した。特に1985年以降は気温の上昇が顕著で、琵琶湖の水温も同時に上昇している。1984年以前は琵琶湖全体の平均水温は約 10°C で安定していた。1985年以降に北湖75m層で顕著な水温上昇が見られ、これをベースとする形で全体の水温が約 1°C 上昇した。琵琶湖深層水温の形成には融雪水の流入が大きな役目を果たしているので、今後の予測には広範な考察が要求される。以上のように最近の気温上昇に伴い、湖沼水温も上昇している。

一般的に、サーモクラインは温暖化に伴い浅く強くなると考えられている。しかし Schindler (1997) の ELA の結果では、サーモクラインは水温上昇に伴い深くなった。これは DOC の減少により透明度が大きくなったためと説明されている。Fee et al. (1996) は ELA の12湖沼、ELA と並行して調査が行われた NOLSS (Northwest Ontario Lake Size Series) の6湖沼を中心として、混合層 (表水層) の厚さと湖沼の面積および吸光係数の関係をまとめたが、気温と混合層の厚さの変化の間には明瞭な関係は見られなかった。なお、温暖化と混合層あるいはサーモクラインとの関係は、次項で詳しく紹介する。

温暖化に伴う循環型の変化に関しては、既存の観測資料より明確に指摘することは困難である。しかし、それを示唆するデータを見いだすことはできる。佐藤ら (1984), Sato (1986) の池田湖の循環に関する研究によれば、1978～1979年冬季には全循環が発生しなかった。これは冬の気温が比較的高温であったためである。この不完全循環のために、深層の溶存酸素は漸次減少した。冬が高温であった影響を受け、1979年夏にはサーモクラインが深く温度勾配の緩い水温分布となった。池田湖深層水のトリチュウム濃度に年々の変化が見られるのは、完全循環が生じない年があるためと考えられる。このような事例は、温暖化が進行する過程で現れるはずである。1979年には、琵琶湖の深層水温および容積加重平均水温も上昇している (遠藤ら, 1999)。したがって、この年の例は全国的な傾向として検討に値すると考えられる。

湖沼水温変化のシミュレーション

温暖化に伴う湖沼水温のシミュレーションは McCormick (1990) などにより行われてきた。McCormick

(1990) は Michigan 湖を例にとり、1981~1984年の水温データにもとづいて計算を行ったが、理想的には30年間の気候・水温データが必要であると述べている。適用した大循環モデルは、GISS (Goddard Institute for Space Studies), GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory), OSU (Oregon State University) の3つである。それぞれのGCMで気温年変化が異なるため、これによりシミュレーション結果も変わる。後で述べるCCC (Canadian Climate Center) を含め4つのGCMでは、 $2 \times \text{CO}_2$ における五大湖付近の気温上昇度は冬に4.2~9.1℃、夏に4.0~8.6℃と幅がある。シミュレーションは熱収支を境界条件として水温垂直分布を推定する方法で、海洋で用いられたものである。Michigan湖の例では表層は気温と同じように昇温するが、深層水温はそれぞれのGCMの季節変化の設定により異なった傾向を示した。すなわちGISSとGFDLでは夏の深層水温は約1℃上昇したが、OSUではわずかな低下を示した。初夏に気温が急上昇する設定では、水温成層が早期に発達し深層への熱輸送が減少するため、夏期の深層水温は低下する。夏のサーモクラインが浅く強くなる傾向は、すべてに共通している。McCormick (1990) は湖内1点の1次元モデルとして推定を行ったが、広い湖沼では水域による温度分布の違いや流入水がもたらす移流を考慮する必要がある。また温暖化に伴う風速の予測など、現状では困難な課題が残されていることが指摘されている。

Schertzer et al. (1990) は北米において異常高温であった1982~1983年を例として、Erie湖とOntario湖の水温と溶存酸素のシミュレーションを試み、推定値の適合性を検討している。1953~1983年を基準とすると、1983年は春先と夏に正味放射が多く気温が高かった。彼らは1983年の気象条件により水面熱収支を算定し、湖内の垂直熱輸送に関しては表水層ではRichardson number, サーモクラインではBrunt-Vaisala frequencyをパラメータとして拡散係数を変化させる方法で計算を行った。Erie湖の結果によると1983年6~9月の表水層は平年値に較べて厚く、深水層の上部の位置は6月には若干深かったが7月以降は浅く推移し、計算値は観測値と比較的よくあった。

Hondzo and Stefan (1991) は、ミネソタ州南部の規模が異なる3湖沼で、1971年を平常年、1988年を温暖年として解析を行った。3湖の面積は0.14km²~1.71km²である。面積が広い2湖では表層・深層ともに秋まで高温が続いたが、面積がもっとも狭い湖では深層水温が低下し

た。これは拡散係数が小さいためにサーモクラインが強固になることが主因と考えられるが、この湖が深い潜層を持つことにも関係していると思われる。次に彼らは湖盆形態に注目し、 $2 \times \text{CO}_2$ 時点の各種湖盆形態における湖沼水温を推定した (Hondzo and Stefan, 1993)。彼らはミネソタ州の湖沼における1955~1979年の25年間の資料に基づき、面積、最大深度、セッキ-透明度をそれぞれ大中小の3段階に区分しシミュレーションを行った。透明度は日射吸収のパラメータとして考えられている。GISSによる不凍結期間の平均気温上昇度は4.4℃であるが、蒸発による潜熱放出のために表水層の昇温は平均1.9~2.2℃で、季節的には4月と9月に上昇度が大きくなった。深層水温は湖盆形態により大きく変化する。温暖化後、広く浅い湖沼では深層水温は3.1℃上昇すると推定されたのに対して、広く深い湖沼では1.1℃の低下、また狭く中位深度の湖では1.7℃の低下が推定された。深水層水温の違いは、秋の循環期の開始、結氷期間にも影響する。

DeStasio et al. (1996) も規模が異なる湖沼において、CCC, GISS, OSU, GFDLに基づくシミュレーションを行った。対象とした湖沼はMendota, Trout, Sparkling, Crystalである。これらの湖沼の規模と透明度に注目し、DYRESM (Dynamic Reservoir Simulation Model) により、 $2 \times \text{CO}_2$ 時点の水温が推定されている。結果はそれぞれのGCMの季節変化のシナリオにより大きく異なる。例えばMendota湖における予測値は表層で30.0~40.0℃、底層では12.1~13.5℃、Trout湖ではそれぞれ28.1~37.2℃、4.7~19.5℃であった。夏の成層は一般的に強まる傾向を示し、表水層(混合層)は浅くなる。サーモクラインの位置に関しては、この4湖沼では規模による違いは生じなかったが、透明度により変化する結果が得られた。

Mortish and Quinn (1996) は五大湖、セントローレンス流域の水文変化の予測の中で、上記4つのGCMによる五大湖の年平均表面水温の上昇度を示している。上昇度の範囲は、Superior湖では4.8℃(OSU)~7.4℃(GFDL)、Michigan湖では3.4℃(OSU)~5.6℃(CCC)、Huron湖では3.6℃(OSU)~6.0℃(GFDL)などであった。広い地域あるいは湖沼のシミュレーションでは範囲内の気候が一様でないため、結果に差が生じる。地域差に関してLeavesley et al. (1997) は、北米大陸を大循環モデルにより地域区分している。日本は南北に長い国土を持つため、このような観点も必要であろう。

以上のように温暖化による湖沼水温のシミュレーションを概観すると、基準とする大循環モデルにより結果に大きな幅が生じることが指摘できる。詳細な熱配分の推定が可能となるような基準の設定が、第一に要求されると言える。

温暖化による河川水温の変化

河川水温の実体とその解析方法に関しては、日本では1950～1970年代に多くの研究が行われ、基本的な事項が明らかにされた（新井・西沢，1974）。しかし、その後は研究が少なく、長期傾向や温暖化への対応は検討されていない。河川水温は単位距離あるいは一定区間の水温変化（ ΔT_w ）により解析する場合が多く、その基礎式は次のとおりである。

$$\Delta T_w = (a/c_p \rho d)(T - T_0)$$

ここで a は総合的な熱伝達係数、 c_p は水の比熱と密度、 u は平均流速、 d は平均水深、 T_0 は出発点の水温である。地下水や低温な支流の流入も無視できない影響を及ぼすが、これらも上式と同じ形で処理することが可能である。

地球規模での過去の河川水温データについては、Webb (1992; 1996) が詳しく記している。河川水温が独自の目的で観測されることはまれで、多くの場合は水質やその他の水管理の付属項目として調べられている。従って、精度、継続性ともに低いと言わざるを得ない現状である。精度が高い長期記録としては、オーストリアの10河川における1901年以来の観測があげられる。これによると、一部の河川では1980年以降に水温上昇が見られ、特に7、8月の昇温が顕著である。イギリスのExe流域の河川では、1977年から1990年の間に年平均値で0.5～1.3℃の昇温が認められた（Webb, 1992, 1996）。季節的には最高水温の上昇が大きく、最低水温においては顕著ではない。

温暖化に伴う河川水温の予測方法として、Webb (1996) は次の3つをあげている。(1)過去の資料による温暖年と寒冷年の比較、(2)気温・水温の回帰式による分析、(3)平衡水温あるいは熱収支による解析。いずれも湖沼の場合と同様な視点に立っている。第二の方法は、前述のように回帰係数が将来ともに変化しないことを前提としているが、この保証はないと考えるべきであろう。また、現在のサンプル数にも大きな制約がある。湖沼の場合と同じく、基準となる大循環モデルの問題も大きい。河川水温の場合には降水量、河川流量も重要な要素になるため、正確な予測は一層困難になる。

回帰式に基づく報告としては、Stefan and Preud'homme (1993) のミネソタ州の河川をとり上げた事例がある。彼らは気温に対する水温の位相の遅れや時間単位に関して詳しい分析を行い、一般的に利用しうる形として週単位による次式を示している。

$$T_w = 2.91 + 0.864 T_a$$

T_w は河川水温、 T_a が気温である。ここで示された回帰係数0.864が以後のアメリカにおける河川水温予測の一つの基準になっている。Webb (1992) はイギリスのExe流域を中心とする河川で1次回帰あるいは多項式で現在の水温を表し、これに基づいて温暖化による変化を予測している。地下水が多い河川、森林に覆われた河川、普通の河川で水温上昇度が異なり、それぞれ気温上昇度の0.5、0.7、0.9倍と推定された。2050年時点で、スコットランドでは3℃程度の大きな昇温になるが、Exe流域では1.1ないし1.6℃の昇温と見込まれている。

Stefan and Sinokrot (1993) は、河況、すなわち流量・流速・河床断面および森林や地形などの日照条件を加味した平衡温度を用いた。シミュレーションはミネソタ州の6河川について25年間の平均値に基づき、GISS, GFDL, OSU, UKMO (United Kingdom Meteorological Office) のそれぞれの気候シナリオについて行われた。これらのGCMによる2×CO₂時点の気温上昇度は3～8℃であるが、河川水温の上昇は2.4～4.7℃となった。この中でUKMOに基づく予測値が高温であったが、他の3つの気候シナリオではほぼ同じ推定値であった。水温の上昇は地中貯熱量の効果が現れる秋に目立つ。気温・水温の関係は分散が大きいが、これは地形と森林による遮蔽効果影響である。森林が皆無になれば一層の昇温を見込む必要がある。また流量が減少した場合にも、昇温を見込むべきであるとされた。

水源の種類と河川水温との関係について、Sinokrot et al. (1995) はミネソタ州のデータに基づいてシミュレーションを行った。水源として貯水池の表層取水、深層取水、1点から地下水が湧出する場合、地下水源の50%が1点で残りが均等に湧出する場合が想定された。結果としては水源下流の48kmにわたって+10～-5℃の変化が生じ、特に冷水性の魚に対する影響が大きであろうとされた。なお地温に関しては、気温の上昇度より若干低めに設定している場合が多い。

河川水は広範囲にわたる水利用に直接影響を与えるものであるから、正確なモニタリングが要求される。ところが上述のように、現在では正確な河川水温データは極めて少ない。日本の河川には1950年代以降多くのダムが

Fig. 3. River water temperature in Japan in August, 1949 (based on Arai and Nishizawa, 1974).

建設され、原況水温は支流や源流以外ではわからない状態になっている。Fig. 3は農林省（当時）が1949年に行った全国81河川水温調査の8月のデータをまとめたものである（新井・西沢, 1974）。月間3回の昼夜観測の平均値であるが、貴重な資料と思われるので掲載した。

特異な気候変動と陸水の反応

先に述べたように、温暖化は一方的なものではなく変動を繰り返しながら進行すると考えられる。変動の要因のなかで、エルニーニョは最も重要なものの一つであろう。陸水と気候との関係を示す指標の一つに結氷がある（Arnell et al., 1996; Magnuson et al., 1997）。ここでは気候変動の例として、諏訪湖の氷況をエルニーニョとの関係を考察する。

諏訪湖の結氷に関する「お神渡り」記録は15世紀より現在まで継続し、世界で最も長い湖水記録とされている。この記録の日付を検討すると、自然現象の記録としては適切ではない部分も見られる。これは記録の取り方が時代により変化したことと原因があると考えられるためである（諏訪教育委員会, 1981）。お神渡り記録の中には、温暖な冬の指標である「明海（結氷せず）」および「お神渡り無し」も含まれている。このような定性的な記録には誤りが少ないであろうと考え、上記2項目を抽出した。資料は荒川（1955）、諏訪教育委員会（1981）、諏訪の自然誌・気象編集委員会（1983）、その他を用いた。

1451年以降10年ごとに区切り集計を行ったところ、1520年以降1700年までは明海が3例のみであった。これは、この時期が小氷期であったことと矛盾しない。1701

年以降、「明海」と「お神渡り無し」の2項目の発現が増え、温暖な冬が現れるようになったことが示されている。1701年以降1950年までの各50年間においては、2項目の発現回数の合計は4ないし7例であり、比較的安定した気候であったと考えられる。1951年以降は事例数が急激に増加し、1998年までに22例となっている。

日本における気象観測の開始は多くの地点で19世紀末以降であるため、諏訪湖お神渡り資料と比較できる観測値は得られない。しかし、IGBPなどで古文書からの気候復元が行われており、有用な資料を提供している。ここでは水越（1997；私信）による三重県津市の旧家の日記より復元した冬3ヶ月（12, 1, 2月）の平均気温と比較した。Fig. 4は各10年ごとの平均値で示した津の気温、諏訪湖の「明海」「お神渡り無し」の合計回数、Quinn（1992）による強いエルニーニョの発生件数を比較したものである。また、長野と諏訪の冬3ヶ月の平均気温も参考のために記した。なお、20世紀のデータは測候所の観測値である。Fig. 4から次の特徴が指摘できる。すなわち、1701年以降の諏訪湖の温暖な冬は、50ないし60年の周期を持って現れていること、諏訪湖で氷が貧弱な冬には津でも温暖な傾向であること、上記2点の一部はエルニーニョと同時的と考えられることである。

個々の年ごとに見ても水越（1997）が示唆しているように、諏訪湖の「明海」と津の暖冬とはかなり良い対応を示す。一般にエルニーニョ年には日本の冬は温暖傾向にあるので、「明海」および「お神渡り無し」年とエルニーニョとの対応を整理した。下記の年の中でアンダーラインを付したものはエルニーニョと同年、括弧を付したものはエルニーニョの前後1年の間に発生した事例で

ある。

明海：1547, 1556, (1672), 1703, 1725, (1738), (1760), (1771), (1794), (1800), (1805), 1825, (1843), 1845, 1866, (1867), 1868, 1869, 1880, 1890, (1916), 1932, 1949, 1962, 1972, 1979

お神渡り無し：1506, 1508, (1509), 1510, (1511), 1512, 1513, 1514, 1515, 1711, 1740, (1746), 1803, 1854, 1914, 1937, 1953, (1956), 1957, 1958, 1960, 1964, 1969, (1971), 1973, 1987, (1988), 1989, 1990

ここで用いた3種類のデータにはそれぞれ問題があり、厳密な結論を引き出すことはできない。1998年はエルニーニョにもかかわらず、お神渡りが見られたように、必ずしも両者は一致しない。しかし巨視的に見れば、諏訪湖の結氷が貧弱な年とエルニーニョとは無関係ではないと言える。Anderson et al. (1996) は Wisconsin 州の湖沼について、エルニーニョの最盛期には結氷期間が短くなることを見出している。しかし ELA では必ずしも明瞭ではないので (Schindler, 1997), 地域的な特性を検出する必要がある。このような特異な気候変動は、前述のように湖沼の垂直循環にも影響を与える。したがって、今後の湖沼の物理環境の推移にはエルニーニョをも考慮して監視すべきである。

典型的な浅い湖沼である諏訪湖では、水温年変化・結氷とも気温との関係が密接であり、また気温は平衡水温と高い相関関係にある (Arai and Pu, 1986)。したがって、今後の水温や結氷の推移は気温に支配されると考えられる。1930年代から1980年代まで行われた諏訪湖の結氷期間、最大氷厚の記録 (諏訪の自然誌・気象編集委員会, 1983ほか) にもとづくと、諏訪の冬3ヶ月平均気温 (T_w : °C) と結氷日数 (I_d : 日) には次の関係がある。

$$I_d = -19.84 T_w + 26.90$$

諏訪における1961~1990年の30年間の冬3ヶ月の平均気温は -0.77 °Cであった。ところが最近10年間 (1987~1996年) をとると $+0.38$ °Cである。上記の回帰式によれば、気温が 1.36 °Cになると、すなわち後 1 °Cの昇温で結氷日数はゼロになる。温暖化は直線的に進むものではないが、諏訪湖から結氷やお神渡りが消えることもあり得ると考えなくてはならない。Fig. 4に見られるように諏訪の冬の気温は近年急速に上昇しているが、これには都市気候の影響も大きいと推定される。

結氷あるいは流域からの融雪冷水の流入が、湖沼の物質循環に影響を与えていることが指摘されている。この点からも季節変化を含めた年々の気候変動と陸水との関係をモニターする必要がある。

Fig. 4. Winter air temperature, El Niño events, and poor-ice winters in Lake Suwa from 1700 to present. Air temperature: after Mizukoshi (1997, 1998), El Niño: based on Quinn (1992), large circle=very strong, small circle=strong Ice condition in Lake Suwa: Number of winters of open lake and/or without ice ridge in each 10 year period

まとめ

本報告では地球温暖化に伴う陸水水温の変化に関する最近の研究を紹介した。今回紹介した論文の著者の多くが述べているように、大循環モデルの問題もあるが、予測の基礎となる水温データが非常に不足している。特別に温暖化を意識した定点観測 (McCornick and Pazdalski, 1993) が望まれるが、日本ではこのような措置は不可能に近い。現状で可能なことは、従来のデータを可能な限り整理し水温のベースを把握すること、今後は温暖化のためのモニタリングを意識すること、とりわけ特異な気象年に集中的な調査を行うことなどであろう。陸水学としては、堅実な方法で将来起こりうる事柄を整理しておくべきであろう。

謝辞

本報告を取りまとめるに当たり、歴史気候データを頂いた水越允治三重大学名誉教授、未発表論文を頂いた滋賀大学遠藤修一教授、その他の方々に御礼申し上げる。

文 献

- Anderson, W. L., D. R. Robertson and J. J. Magnuson (1996) : Evidence of recent warming and El Niño-related variations in ice breakup of Wisconsin lakes. *Limnology and Oceanography*, 41: 815-821.
- 新井 正 (1972) : 汎地球的にみた湖沼水温の特性. 地理学評論, 45 : 601-615.
- 新井 正 (1974) : 湖沼水温と気候. 水温の研究, 17 : 14-22.
- 新井 正・西沢利栄 (1974) : 水温論. 共立出版, 東京.
- Arai, T. (1980) : Climatic and geomorphological influences on lake temperature. *Verhandlungen der Internationalen Vereinigung für Theoretische und Angewante Limnologie*, 21 : 130-134.
- Arai, T. and P. Pu (1986) : A preliminary study on the water temperature and freezing of Lake Suwa in Japan and shallow lakes in eastern China. *Japanese Journal of Limnology*, 48: 225-230.
- 荒川秀俊 (1955) : 気候変動論. 地人書館, 東京.
- Arnell, N., B. Bates, H. Lang, J. J. Magnuson and P. Mulholland (1996) : Hydrology and freshwater ecology. In *Climate Change 1995, Impacts, Adaptation and Mitigation of Climate Change: Scientific-Technical Analysis*, Watson, R. T. et al. (eds.) : 325-363. Cambridge University Press, Cambridge.
- Arnell, N. (1996) : *Global Warming, River Flows and Water Resources*. John Wiley and Sons, New York.
- DeStasio, B. T. Jr., D. K. Hill, J. M. Kleinhaus, N. P. Nibbelink and J. J. Magnuson (1996) : Potential effects of global climate change on small north-temperate lakes: Physics, fish and plankton. *Limnology and Oceanography*, 41: 1136-1149.
- 遠藤修一・山下修平・川上委子・奥村康昭 (1999) : びわ湖における近年の水温上昇について. 陸水学雑誌, 60 : 223-228.
- Fee, E. J., R. E. Hecky, S. E. M. Kasian and D. R. Cruikshank (1996) : Effects of lake size, water clarity, and climate variability on mixing depth in Canadian Shield lakes. *Limnology and Oceanography*, 41: 912-921.
- Hill, D. K. and J. J. Magnuson (1990) : Potential effects of global climate warming on the growth and prey consumption of Great Lakes fish. *Transactions of the American Fisheries Society*, 119: 265-275.
- Hondzo, M. and H. G. Stefan (1991) : Three case studies of lake temperature and stratification response to warmer climate. *Water Resources Research*, 27: 1837-1846.
- Hondzo, M. and H. G. Stefan (1993) : Regional water temperature characteristics of lake subject to climate change. *Climate Change*, 24: 187-211.
- 環境庁地球環境部編 (1997) : 地球温暖化, 日本はどうなる? 読売新聞社, 東京.
- 気象庁編 (1997a) : 近年における世界の異常気象と気候変動—その実態と見通し— (V). 大蔵省印刷局, 東京.
- 気象庁 (1997b) : 地球温暖化予測情報 第1巻. 大蔵省印刷局, 東京.
- 気象庁編 (1998) : 気候変動監視レポート 1997, 大蔵省印刷局, 東京.
- Leavesley, K., K. Turner, F. A. D'agnese and D. McKnight (1997) : Regional delineation of North America for the assessment of freshwater ecosystems and climate change. *Hydrological Processes*, 11: 819-824.
- Magnuson, J. J., K. E. Webster, R. A. Assel, C. J. Bowser, P. T. Dillon, J. G. Eaton, H. E. Evans, E. J. Fee, R. I. Hall, L. R. Mortish, D. W. Schindler and F. H. Quinn (1997) : Potential effects of climate changes on aquatic systems: Lauratian Great Lakes and Precambrian Shield Region. *Hydrological Processes*, 11: 825-871.
- McCormick, M. J. (1990) : Potential changes in thermal structure and cycle of Lake Michigan due to global warming. *Transactions of the American Fisheries Society*, 119: 183-194.
- McCormick, M. J. and J. D. Pazdalski (1993) : Monitoring midlake water temperature in southern Lake Michigan for climate change studies. *Climate Change*, 25: 119-125.
- 水越允治 (1997) 近畿・東海地方における18世紀以後の冬の寒さの長期変動. 日本地理学会発表要旨集, 52 : 164-165.
- Mortish, L. D. and F. H. Quinn (1996) : Climate change scenarios for Great Lakes Basin ecosystem studies. *Limnology and Oceanography*, 41: 903-911.
- 西岡秀三・原沢秀夫 (1997) : 地球温暖化と日本, 自然・人への影響予測. 古今書院, 京都.
- Quinn, W. H. (1992) : A study of southern oscillation-related climatic activity for A. D. 622-1900 incorporating Nile River flood data. In *El Niño-Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation*, Diaz, H. F. and V. Markgraf (eds.) : 119-149, Cambridge University Press, Cambridge.
- Sato, Y. (1986) : A study on thermal regime of Lake Ikeda. Report of Institute of Geoscience, Tsukuba University, Section A, 7: 55-93.
- 佐藤芳徳・森 和紀・塚田公彦・榎根 勇 (1984) : トリチウム濃度でみた池田湖の垂直混合の検討. 地理学評論, 57 : 122-129.
- Schertzer, W. M. and A. M. Sawchuk (1990) : Thermal structure of the Lower Great Lakes in a warm year: implication for the occurrence of hypolimnion anoxia. *Transactions of the American Fisheries Society*, 119: 195-209.
- Schindler, D. W., S. E. Bayley, B. R. Parker, K. G. Beaty, D. R. Cruikshank, E. J. Fee, E. U. Schindler

- and M. P. Stainton (1996) : The effect of climatic warming on the properties of boreal lakes and streams at the experimental lake area, Northwestern Ontario. *Limnology and Oceanography*, 41: 1004-1017.
- Schindler, D. W. (1997) : Widespread effects of climatic warming on freshwater ecosystems in North America. *Hydrological Processes*, 11: 1043-1068.
- Sinokrot, B. A., H. G. Stefan, J. H. McCormick and J. G. Eaton (1995) : Modeling of climate change effects on stream temperatures and fish habitats below dams and near groundwater input. *Climate Change*, 30: 181-200.
- Stefan, H. G. and E. B. Preud'homme (1993) : Stream temperature estimation from air temperature. *Water Resources Bulletin*, 29: 27-45.
- Stefan, H. G. and B. A. Sinokrot (1993) : Projected global climate change impact on water temperature in five north central U. S. streams. *Climate Change*, 24: 353-381.
- 諏訪教育会 (1981) : 復刻諏訪史料叢書 第3巻. 中央企画, 諏訪.
- 諏訪の自然誌・気象編集委員会 (1983) : 諏訪の自然誌・気象編. 諏訪教育委員会, 諏訪.
- Webb, B. W. (1992) : Trends in stream and river temperature. *Hydrological Processes*, 10: 205-226.
- Webb, B. W. (1996) : Climate Change and Thermal Regime of Rivers. Report for Department of Environment. University of Exeter, Exeter.

新井 正 : 〒360-0194 熊谷市万吉1700, 立正大学地球環境科学部

(受付 : 1999年4月1日 ; 受理 : 1999年8月1日)

Global warming and the temperature of inland waters

Tadashi ARAI

Faculty of Geoenvironmental Science, Rissho University,
Magechi 1700, Kumagaya, Saitama 360-0194 Japan

Abstract

The effects of global warming on inland waters are reviewed and discussed in this paper. Latitudinal distributions of the water temperature and the lake circulation type are explained based on the annual mean and range of the equilibrium temperature. Long-term observations on lakes and rivers have clarified the warming trend in recent years. Although several simulations have already been made to predict the temperature field in the 21st century, these results are widely divergent because of the differences in General Circulation Models. It may be said that predictions of water temperature are not reliable at present. The other reason for instability in the predictions is the lack of accurate long-term data on water temperature. Since basic knowledge of the relationship between climate change and water temperature can be obtained from the long-term record, it is necessary to summarize the temperature record. Another way to determine the effect of climate on water temperature may be an investigation into particularly warm or cold years.

A poor ice winter in Lake Suwa has also been discussed in relation to El Niño as an example of an anomalous climate event, the historical record on the ice cover in Lake Suwa was compared with the historical winter temperature estimated from an old diary at Tsu City, Mie Prefectures. It is pointed out that warm winter at Tsu and poor ice in Lake Suwa appeared in the same decades, and more than half of these warm events were associated with El Niño. Such exceptional climate events should be also taken into consideration in the prediction and monitoring of inland waters.

Key words: global warming, climate, water temperature, simulation

E-mail: arai@ris.ac.jp