

論文 / 著書情報
Article / Book Information

題目(和文)	衛星リモートセンシングによる水温トレンドを利用したユーラシア大陸の湖の解氷日推定
Title(English)	
著者(和文)	野中崇志
Author(English)	
出典(和文)	学位:博士(工学), 学位授与機関:東京工業大学, 報告番号:甲第5795号, 授与年月日:2004年3月26日, 学位の種別:課程博士, 審査員:
Citation(English)	Degree:Doctor (Engineering), Conferring organization: Tokyo Institute of Technology, Report number:甲第5795号, Conferred date:2004/3/26, Degree Type:Course doctor, Examiner:
学位種別(和文)	博士論文
Type(English)	Doctoral Thesis

平成 15 年度 学位論文

衛星リモートセンシングによる水温トレンドを利用した
ユーラシア大陸の湖の解氷日推定

野中 崇志

東京工業大学大学院 総合理工学研究科
環境理工学創造専攻 博士課程

指導教官 梅干野 晃 教授

目次

第1章 序論	1
1-1 背景	2
1-1-1 はじめに	2
1-1-2 雪氷のモニタリング	3
1-1-3 湖の解氷日と気候や生態系の関係	4
1-2 衛星リモートセンシングによる湖の解氷日推定手法	6
1-3 研究の目的	11
1-4 論文の構成	12
1-5 研究サイト及び使用する解氷日データと衛星センサ	14
1-5-1 研究サイト	14
1-5-2 本研究で使用する解氷日データ	17
1-5-3 本研究で使用する衛星センサ	19
1-6 本研究で使用する用語の定義	22
第2章 現場データ及び衛星データによる中高緯度の湖沼の水温トレンドの評価	23
2-1 はじめに	24
2-2 湖の1年間の熱周期と解氷	25
2-2-1 雪氷と水の熱的特性	25
2-2-2 湖の1年間の熱周期	26
2-2-3 湖の融解・解氷過程	28
2-3 衛星データによる水温トレンドの評価手法の検討	30
2-3-1 衛星データによるユーラシア大陸の湖の水温トレンド	30
2-3-2 水温トレンド評価手法の検討	33
2-4 現場データ及び衛星データによる水温トレンドの日付推定精度の評価	35
2-4-1 現場データによる水温トレンドの日付推定精度の評価	35
2-4-2 衛星データによる水温トレンドの日付推定精度の評価	39
2-5 現場データによるサロマ湖の水温トレンドと解氷日の関係	42
2-5-1 観測した解氷日と推定した解氷開始日の比較	42
2-5-2 考察	44
2-6 まとめ	46
第3章 衛星リモートセンシングによる解氷温度推定	47
3-1 はじめに	48

3-2	衛星リモートセンシングによる海面温度・雪氷面温度の推定手法	50
3-2-1	熱赤外域の放射伝達と大気補正	50
3-2-2	差分吸収アルゴリズムによる温度推定手法	52
3-2-3	MODIS や AVHRR の海面温度・雪氷面温度推定手法	54
3-3	海面温度推定手法による雪氷面温度推定精度	56
3-3-1	シミュレーションモデルの構築	57
3-3-2	海面温度推定手法による雪氷面温度推定精度の評価	59
3-4	近赤外域の反射率データを用いた解氷温度推定	63
3-4-1	衛星データによる雪氷の指標	64
3-4-2	近赤外域の反射率データを用いた解氷温度推定手法の提案	65
3-4-3	淡水湖の解氷温度推定	67
3-4-4	海水の解氷温度推定	73
3-5	まとめ	76
第4章	衛星データによる水温トレンドを用いた湖の解氷日推定手法	77
4-1	はじめに	78
4-2	解氷日推定手法の開発	79
4-2-1	水温トレンド回帰式に用いるデータ範囲	79
4-2-2	水温トレンドと解氷温度を用いた解氷日推定手法の開発	81
4-3	解氷日推定手法の誤差の評価	83
4-3-1	解氷日推定手法の誤差要因	83
4-3-2	センサの空間分解能に起因する誤差	85
4-3-3	解氷温度に起因する誤差	91
4-4	現地観測データによる解氷日推定手法の検証	93
4-5	まとめ	96
第5章	衛星リモートセンシングによるユーラシア大陸の湖の解氷日推定	97
5-1	はじめに	98
5-2	既往の湖の解氷日と気候の関係に関する研究	100
5-3	MODIS データを用いて推定したユーラシア大陸の湖の解氷日の空間分布	103
5-3-1	解氷日の推定手法	103
5-3-2	解氷日の推定結果	104
5-3-3	解氷日の空間分布と気温の関係	107
5-4	MODIS データを用いて推定したバイカル湖内の解氷日の空間分布	111
5-4-1	解氷日の推定結果	111

5-4-2 解氷日と気温の関係	113
5-5 AVHRR データを用いて推定したハンカ湖の解氷日の経年変化	116
5-4-1 解氷日の推定手法	116
5-4-2 解氷日の推定結果	120
5-4-3 解氷日の経年変化と気候の関係	122
5-6 まとめ	126
第 6 章 結論	127
6-1 研究の総括	128
6-2 今後の課題	131
謝辞	133
参考文献	134
本研究に関連した公表論文リスト	147
付録	149
A. 水面の熱収支モデルによる水温推定 (2-3 節に関連)	149
B. データの取得頻度や精度と水温トレンドの日付推定精度の関係 (2-4 節に関連)	156
C. 放射伝達コードによる大気パラメータの計算 (3-3 節, 4-3 節に関連)	160
D. ラドガ湖, オネガ湖, ボルゴグラード湖の解氷温度推定 (3-4 節に関連)	165

第 1 章 序論

1-1 背景

1-1-1 はじめに

20 世紀、人類は自然界で長い年月をかけて形成・蓄積されてきた資源やエネルギーを大量に消費し、現在の豊かな生活を築いてきた。その一方で汚染物質の排出などにより、公害問題や自然の破壊を引き起こしてきた。そして今、地球の温暖化、オゾン層の破壊、酸性雨など地球規模で環境問題が深刻化している。1992 年にブラジルのリオデジャネイロで開催された地球サミット以後、このような地球環境に関する意識が世界的に高まり、多くの環境条約や議定書が成立してきた。

このような地球環境の変化を予測・解明するために、予測モデルの開発、観測、シミュレーションなどを一体とした研究が進められている。特に将来の変化を正確に予測するには、観測による現状の把握は不可欠であり、近年では PAGES (Past Global Changes) など国際機関による地球環境観測データの整備も進んできている。

これらの観測データは、精度よく推定することのみではなく、観測頻度や観測点を密にすることも求められている。このような目的において、定期的に広域を観測できるリモートセンシングは有効であり、最近ではセンサの性能の向上も著しい。また EOS (Earth Observing System) 計画 (Asrar and Greenstone, 1995) など大規模な研究プロジェクトも進められており、種々のセンサを搭載した多くの衛星が打ち上げられている。1999 年に打ち上げられた Terra 衛星には、毎日昼夜 2 回全球を 1 km の高空間分解能で観測する MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectrometer) センサも搭載されている。このようなセンサの開発に伴い、衛星データより地球環境に有用な情報を得るためのアルゴリズムの開発も進められている。

筆者は、主に熱赤外域と呼ばれる波長域 (8~12 μm) のリモートセンシングにおけるアルゴリズムの開発、及びデータの利用についての研究を行ってきた。本論文では、これまでに観測データの少ないユーラシア大陸の冬季に凍結する湖の解氷日の推定を行い、次節で述べるような気候や生態系を考える上で重要な情報を得たいと考えている。

1-1-2 雪氷のモニタリング

地球上に存在する水は $1.4 \times 10^9 \text{ km}^3$ 程度であり、そのうち 97%が海水、残りの 3%が淡水である (Baumgartner and Reidel, 1975)。淡水の分布は以下のようになっている。

氷冠, 及び氷河	77.2 %
地下水, 及び土壌	22.4 %
湖, 及び湿地	0.35 %
大気	0.04 %
河川	0.01 %

氷冠, 氷河, 地下水がほとんど全てを占めており, 地球上の淡水は雪氷として存在する割合が多い。雪氷は高いアルベドを持ち, 地球の気候を決めるのに大きな役割を果たす。そのため, IPCC (気候変動に関する政府間パネル)によって, 気温の代わりとなる気候変動を示す指標として, 雪氷が広く取り上げられており, モニタリングが進められている (IPCC, 2001)。以下に具体例を示す。

- ・北半球の積雪量は 1966 年以降 10%減少している (Robinson, 1997; Robinson, 1999)。
- ・1950 年以降, 春季から夏季の北極の海氷が 10 から 15 %減少している (Vinikov et al., 1999)。
- ・北極の夏季から秋季の氷の厚さが, 1958 年から 1990 年にかけて 40 %減少している (Rothrock et al., 1999)。
- ・アルプスをはじめ広範囲にわたり山岳氷河が後退している (IAHS, 1999)。
- ・過去 100 年にわたる北半球の河川や湖の結氷期間が 20 日程度早まっている (Magnuson et al., 2000)。

このようなグローバルな雪氷の分布やその期間などの把握において, 衛星リモートセンシングによる雪氷のモニタリングは有効で, その果たす役割は大きい。特に可視センサや熱赤外センサより得られる広域の雪氷のアルベドや温度のデータは, 地球の熱収支を考える上で必要不可欠である。さらに近年では, 海氷や雪氷観測における SAR センサの利用範囲が広がり, 氷の種類, 粗さ, 動きなどの把握が可能になってきている (Comiso et al., 1991; Matsuoka et al., 2002)。

1-1-3 湖の解氷日と気候や生態系の関係

河川や湖の結氷日や解氷日は、早いところでは 150 年以上前から観測が行われており、「湖の表面から氷が完全になくなった最初の日」と定義される解氷日の記録が残っている (Magnuson et al., 2000)。これまで主に、フィンランド (Palecki and Barry, 1986; Ruosteenoja, 1986; Kuusisto, 1993), アメリカ (Robertson et al., 1992; Assel and Robertson, 1995; Likens, 2000), カナダの湖 (Williams, 1971; Tramoni et al., 1985; Skinner 1993)などを中心に観測が行われてきた。しかし、ユーラシア大陸においてはバイカル湖 (Livingstone, 1999)を除き、ほとんど記録が残っていない。

前節では湖の解氷日を気温に変わる指標として取り上げたが、解氷日はこのような気候との関係に関する研究が数多くなされているほか、湖の生態系との関係においても重要である。以下に既往研究を基に、解氷日と気候、生態系との関係をまとめる。

湖の解氷日と気候の関係

近年の GCM (Global Circulation Model)などによる予測では、温室効果ガスである CO₂ の増加に起因する温暖化は、冬季の中高緯度地域において特に顕著である (Manabe and Stouffer, 1980)。また 1970 年代後半以降、全球平均気温は上昇しており、過去 50 年間では特に 11 月から 4 月の冬季の北アジアと北西アメリカで顕著な温暖化の傾向が見られている (Hansen et al., 1999)。このような中高緯度地域の冬季の温暖化を示す 1 つの指標として湖の解氷日は着目されている (Robertson et al., 1992; Ruosteenoja, 1986)。

それに加えて中高緯度地域の中には気象測候所が疎らな地域も数多く存在する。また測候所の気象パラメータの観測技術の変化は、しばしば気候変動に相当するデータを生み出すことも指摘されている (Schaal and Dale, 1977; Karl and Williams, 1987)。

このような背景に加え、解氷は冬季から春季の様々な気象状況の時空間積算した反応であると考えられていることから、ローカルな気候との関係について詳細に調べられるようになった (詳細は 5-2 節で述べる)。これまで湖の解氷日と気温の関係の評価を行った研究は数多くある (Palecki and Barry, 1986; Schindler et al., 1990; Livingstone, 1997 など)。また湖の表面に張る氷のモデルのほとんどは、熱フラックス気温や降水量、風の関数で表される (Williams,

1965; Gu and Stefan, 1990)ことから、解氷日と風ストレス (Williams, 1971)や降水量 (Ruosteenoja, 1986)の関係を評価し、有意な相関を示す研究もあるが数は少ない。さらに近年ではローカルな気候のみならず、NAO などグローバルな気候変動指標との関係についての評価も行われている (Livingstone, 1999; Yoo and D'Odrico, 2002 など)。

湖の解氷日と生態系

湖の解氷日の変化は、湖の循環や成層の変化を引き起こし、生態系に重大な影響を与える (George and Harris, 1985; Schindler et al., 1990)。これまで解氷日と湖の酸素状態、魚の凍死 (Barica and Mathias, 1979)、植物プランクトンの生産や生態系 (Smol, 1988; Assel, 1991)との関係などが調べられてきた。以下にアメリカ ウィスコンシン州の Grand Traverse Bay における解氷日と生態系との関係の具体例を示す。

一般に中高緯度の湖沼では、表面に覆われた雪氷が光を透過しないことに加えて冬季に日射量が減少することもあり、生物生産量は減少する。しかし十分な日射があれば食物連鎖の最下層生物の生産量が増加するのに適した環境を提供することもある。Bolsenga and Vanderploeg (1992)は、氷が雪に覆われなければ水塊の最上層に到達する光合成有効放射量は大気と氷の境界面の 45%であり、アラジーの生産に十分であるとした。Vanderploeg et al. (1992)は、湖で冬季の氷が覆われた時期に 40 m の水深まで植物プランクトンのブルームが発達したために、カイアシ類の *Diaptomus* が 4 倍から 7 倍に増加したと述べている。

さらに湖を覆った氷は、食物連鎖の高次レベルにも影響を与える。陸地に産卵するホワイトフィッシュにとって、結氷期間が長いことと十分な食料があることはホワイトフィッシュの成長に重要であることが分かっている。Freeberg et al. (1990)は、Grand Traverse Bay の東部に産卵するホワイトフィッシュの卵の致死率と解氷の関係を調べた。そして、結氷しなかった 1983 年は結氷した 1984 年より高いという結果を得た。これは孵化の時期に氷が風や波から卵を守ったためであると述べている。また関連して、Taylor et al. (1987)はミシガン湖でも、1970 年代後半から 1980 年代前半の冬季が寒かったときにホワイトフィッシュが増加していることを明らかにしている。

1-2 衛星リモートセンシングによる湖の解氷日推定手法

解氷日の把握方法には目視観測による方法とリモートセンシングによる方法がある。リモートセンシングによる方法は、蓄積されたデータよりこれまで目視観測が行われていない湖の解氷日の推定が可能である。本節では、衛星リモートセンシングによる既往の湖の解氷日推定手法を概観し、必要な条件についてまとめた後、既往の水温トレンドによる解氷日推定手法について詳しく述べ、問題点を明らかにする。

a) 既往の衛星リモートセンシングによる湖の解氷日推定手法

衛星リモートセンシングによる湖の解氷日推定手法には、マイクロ波センサを用いる、可視センサを用いる、熱赤外センサを用いる、の 3 つの方法がある。しかしマイクロ波センサを用いた方法は、その可能性に述べられている (Barry and Maslanik, 1993; Hall, 1993) が、適用例が存在しない。

可視センサによる方法は、雪氷と水の反射率の違いより解氷日を推定する (図 1-1a)。Maslanik and Barry (1987) は DMSP 衛星の可視画像を用いて、フィンランドやカナダの結氷日と解氷日を推定し、観測値と比較した。そして推定値は観測値と比較して、平均 1 週間程度遅いことを明らかにした。Wynne et al. (1998) は、1980 年から 1994 年までの 1830 の GOES VISSR の可視画像より解氷日の推定を行った。その結果、解氷日前に 0 日から 28 日の曇天日があることを大きな誤差要因として挙げている。

熱赤外センサによる方法は、湖の春から夏の温度の時系列 (水温トレンド) より遡って解氷日を推定する (図 1-1b)。Bussieres et al. (2002) が AVHRR により得られたカナダの湖の水温トレンドを時間の 2 次回帰式で評価したことをベースとしている。そして氷が完全に融けたとする表面温度の閾値 (Threshold) を決めて解氷日の推定を試みている。

b) 衛星リモートセンシングによる解氷日推定手法に必要な要件

次に湖の解氷日推定に必要な要件について考える。Barry and Maslanik (1993) は、可視センサによる解氷日推定を行うときの可能性は以下の 5 つに依存するとしている。

a) スペクトルにより湖水をその他のものから分離できること。

- b) 解氷したとする一定の判断基準があること。
- c) 湖全体にわたり雲がないデータが解氷前後で十分に得られること。
- d) 海岸線などをミクセルとして避けるために、十分な空間分解能を持つこと。
- e) 変化を把握できるほど十分な頻度でデータが得られること。

これらの条件について、既往研究を基にマイクロ波（受動，能動型），可視，熱赤外センサによる手法が，どの程度当てはまるかを表 1-1 にまとめた。ただし湖の大きさは，10 km 四方の大きさを想定した。

受動型マイクロ波センサ（SSM/I など）による方法は，空間分解能が問題となる。現在のところ空間分解能が 25 km であるため，確実に湖をミクセルとして捉えないためには，最低 75 × 75 km の大きな湖でなければならないため，非常に大きな湖に限られる。また能動型マイクロ波センサ（SAR など）を用いた場合は，空間分解能は 10 から 100 m と高いが，観測頻度の 2 週間程度が問題となる。またこれらのマイクロ波センサによる手法は，薄氷の検出や氷上の雪を開水面と混同する可能性も指摘されている。

一方で可視センサ，熱赤外センサによる方法は，雲により観測ができないことがともに問題としてある。しかし，熱赤外センサによる解氷日推定手法は雲により観測できない影響をその前後の表面温度から補間して推測することが可能である（図 1-1b）。また可視センサによる既往研究では，雪氷がグリースアイスのように反射率が低く，水と区別できない場合に解氷日の推定が可能であるかについて述べられていない。そこで次に述べるような技術的な問題点はあるが，雲により観測できない影響が小さく，空間分解能，観測頻度の点で十分である熱赤外センサを用いた解氷日推定手法に本研究では着目する。

c) 水温トレンドを用いた解氷日推定手法と解決すべき問題点

Bussieres et al. (2002)による湖の解氷日推定手法の具体的な方法を示す。

カナダの 100 km² を超える 132 の湖において，AVHRR センサより得られる晴天日における各湖の面平均表面温度を縦軸に，1994 年 4 月 1 日からの時間を横軸にプロットする。次に以下の 2 つの時期（領域）に分割する。第 1 領域は氷と水が混在していると考えられる 0 °C 付近で湖の表面温度が小刻みに変化している部分である。例えば，Candle Lake では最初の 1000 時間は平均温度が 0.0 °C であり，氷と水が混在していると判断している。そして第 2 領域は

氷が完全になくなり、急激に温度が上昇していく部分である。この中で第 2 領域の表面温度を時間の 2 次回帰式で示す。

$$ST = At^2 + Bt + C \quad (1-1)$$

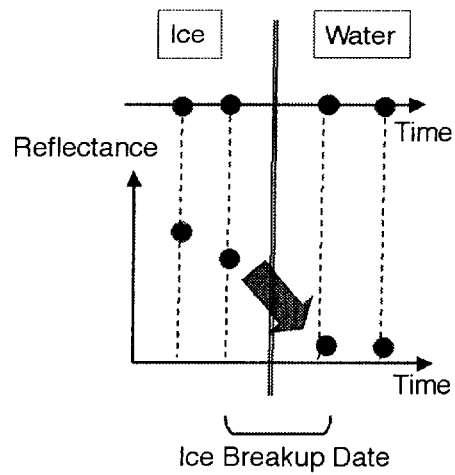
ここで、 ST は表面温度、 t は 1994 年 4 月 1 日 00UTC からの時間であり、 A, B, C は係数である。

その結果、回帰式からの水温の標準偏差は 1.9°C であった。

次に得られた回帰式から解氷日を推定するために解氷と判断する（湖面から完全に氷がなくなった）温度閾値を設定する。この温度閾値と回帰式の交点が解氷日である。5 大湖では、氷と水が混在するときの水の部分の表面温度は 0°C から 4°C である（氷の部分は 0°C 以下）という報告がある（Irbe, 1992）。そこで Bussieres et al. (2002) は 4°C を閾値としている。

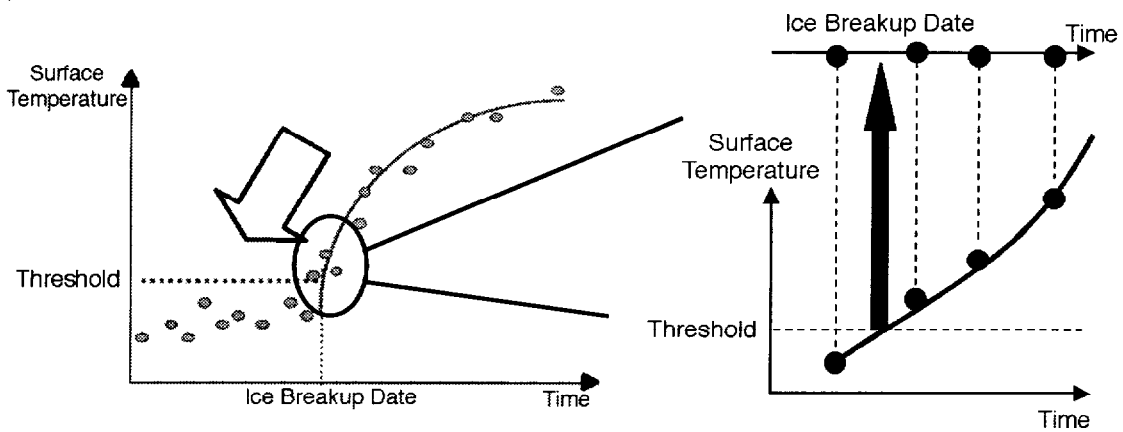
Bussieres et al. (2002) による研究の課題として、第 1 に水温トレンドを回帰式で評価したときのある特定の温度となる日時の推定精度が明らかになっていない。特にデータの取得頻度や精度と日時推定精度の関係を把握しておくことにより、雲により観測できない条件であった場合に、どの程度の精度で解氷日を推定できるかについての 1 つの目安となる値を得ることができる。第 2 に解氷と判断する温度閾値について、4-2 節で述べるように解氷日を推定する上で重要なパラメータであるにも関わらず、衛星が観測するピクセルあたりの氷が完全になくなる温度（本研究では解氷温度と定義する）であるかという点について十分に議論していない。そして第 3 に、第 1 領域と第 2 領域の境界が明解ではなく、水温トレンドを回帰式で評価するときのデータの使用範囲について明らかになっていない。これらの各課題について、本研究では 2 章から 4 章の各章で解決する（図 1-2）。

(a)



Visible and Near Infrared Sensor

(b)



Thermal Infrared Sensor

図 1-1. (a)可視センサと(b)熱赤外センサによる解氷日推定手法.

Fig. 1-1. Comparison of ice breakup date estimation methods using visible sensors (a), and thermal infrared sensors (b).

表 1-1. 解氷日推定に必要な要件と各種衛星搭載センサの適用性.

Table 1-1. Requirements for estimating ice breakup dates and applicability to each sensor.

Sensor	Microwave SSM/I	Microwave SAR	Visible MODIS	Thermal Infrared MODIS
(a)	△	△	△	×
(b)	△	△	△	△
(c)	○	○	×	△
(d)	×	◎ (25 km)	○	○
(e)	○	×	○	○

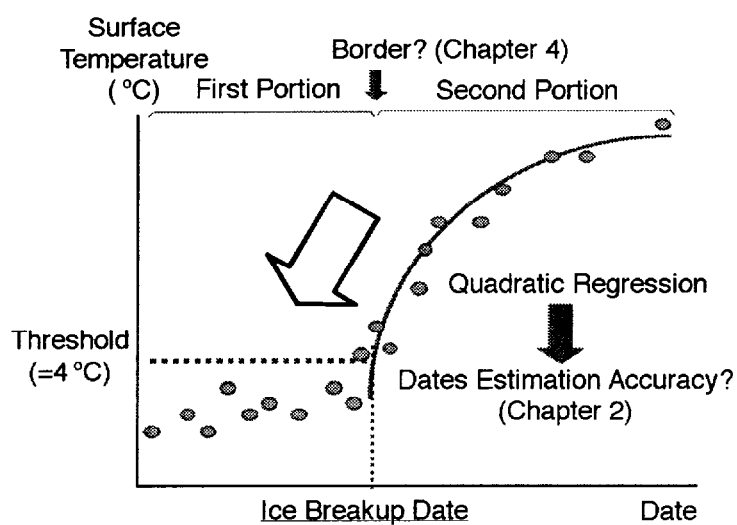


図 1-2. 水温トレンドによる解氷日推定手法の問題点.

Fig. 1-2. Problems of ice breakup dates estimation method using water temperature trend.

1-3 研究の目的

湖の解氷日は、過去の気候変動を示す一つの指標として重要であり、かつ湖の生態系にも影響を与える。ユーラシア大陸の湖では、これまで解氷日の現地観測データがほとんど存在しないが、衛星データを用いることによって、このような湖でも遡って解氷日を推定することができる。本研究では、可視センサによる解氷日推定は雲の影響を受けることを考えて、その影響を小さくすることが可能である熱赤外センサによる解氷日推定手法に着目した。本研究では、衛星熱赤外センサによる湖の表面温度データの時系列 (水温トレンド)を用いて、ユーラシア大陸の湖の解氷日を推定することを目的とする。

そのために、既往の水温トレンドを利用した解氷日推定手法を発展させることを第1の目的とする。手法の開発においては

- ・水温トレンドを回帰式で評価したときの日付推定精度を明らかにする (第2章)。
- ・衛星リモートセンシングにより解氷温度を推定する (第3章)。
- ・水温トレンド評価式に用いるデータの使用範囲を決定する (第4章)。

ことを通じて、既往の手法 (Bussieres et al., 2002)の技術的な問題点を各章で解決する。

次に開発した手法を用いて、ユーラシア大陸の湖湖心の解氷日マップ、バイカル湖内の解氷日分布図の作成、及びハンカ湖の解氷日の経年変化の評価を行うことを通じて、解氷日の時空間分布に関する知見を得ることを第2の目的とする。本研究では表面積が 2000 km² 以上の大きな湖を対象とするが、同一湖内でも解氷日が異なることもある。そこで本手法では衛星が観測する 1 画素単位の解氷を考える。そして作成した解氷日マップのアプリケーションの 1 つとして、ユーラシア大陸の湖の解氷日と気候の関係に着目し、ローカルな気温やグローバルな気候変動指標との関係を明らかにする。

1-4 論文の構成

本論文は、序論と結論を含め全 6 章で構成される。第 2 章から第 4 章までは衛星リモートセンシングによる水温トレンドを利用した湖の解氷日推定手法を開発し、第 5 章では開発した手法を利用して、ユーラシア大陸の湖の解氷日の推定を行っている。論文のフローを図 1-3 に示す。

第 1 章「序論」では、本研究の背景と既往の関連する研究を述べ、解決すべき問題点を明確にし、本研究の目的、及び論文の構成を示す。

第 2 章「現場データ及び衛星データによる中高緯度の湖沼の水温トレンドの評価」では、解氷日を推定するときの予測される精度を対象とするユーラシア大陸の湖の水温トレンドを用いて定量的に評価する。そして水温トレンドと観測した解氷日のデータを用いて、予測した精度で解氷日の推定が可能であることを確認する。

第 3 章「衛星リモートセンシングによる解氷温度の推定」では、水温トレンドによる解氷日推定手法において 1 画素内で雪氷が完全になくなったときの温度を解氷温度と定義し、解氷温度の推定を行う。雪氷と水の近赤外域の反射率の違いに着目し、表面温度と反射率データの時系列、及び空間分布より解氷温度推定手法を提案し、淡水湖と海水の解氷温度を推定し、その違いについて考察する。

第 4 章「衛星データによる水温トレンドを用いた湖の解氷日推定手法」では、第 2 章、第 3 章の結果を踏まえて、衛星データによる水温トレンドを用いた湖の解氷日推定手法の開発を行う。さらに開発した手法の誤差要因の評価と解氷日の現地観測データを用いた手法の検証を行い、手法の有効性を示す。

第 5 章「衛星リモートセンシングによるユーラシア大陸の湖の解氷日推定」では、第 4 章で開発した湖の解氷日推定手法をユーラシア大陸の 18 の湖に適用し、過去 3 年間の各湖湖心の解氷日マップを作成する。さらにバイカル湖内の解氷日分布図の作成、及びハンカ湖の過去 20 年間の解氷日の推定を行う。そして作成した解氷日の活用例として気候との関係について考察する。

第 6 章「結論」では、本研究で得られた結果と知見を総括する。そして今後の検討課題について述べる。

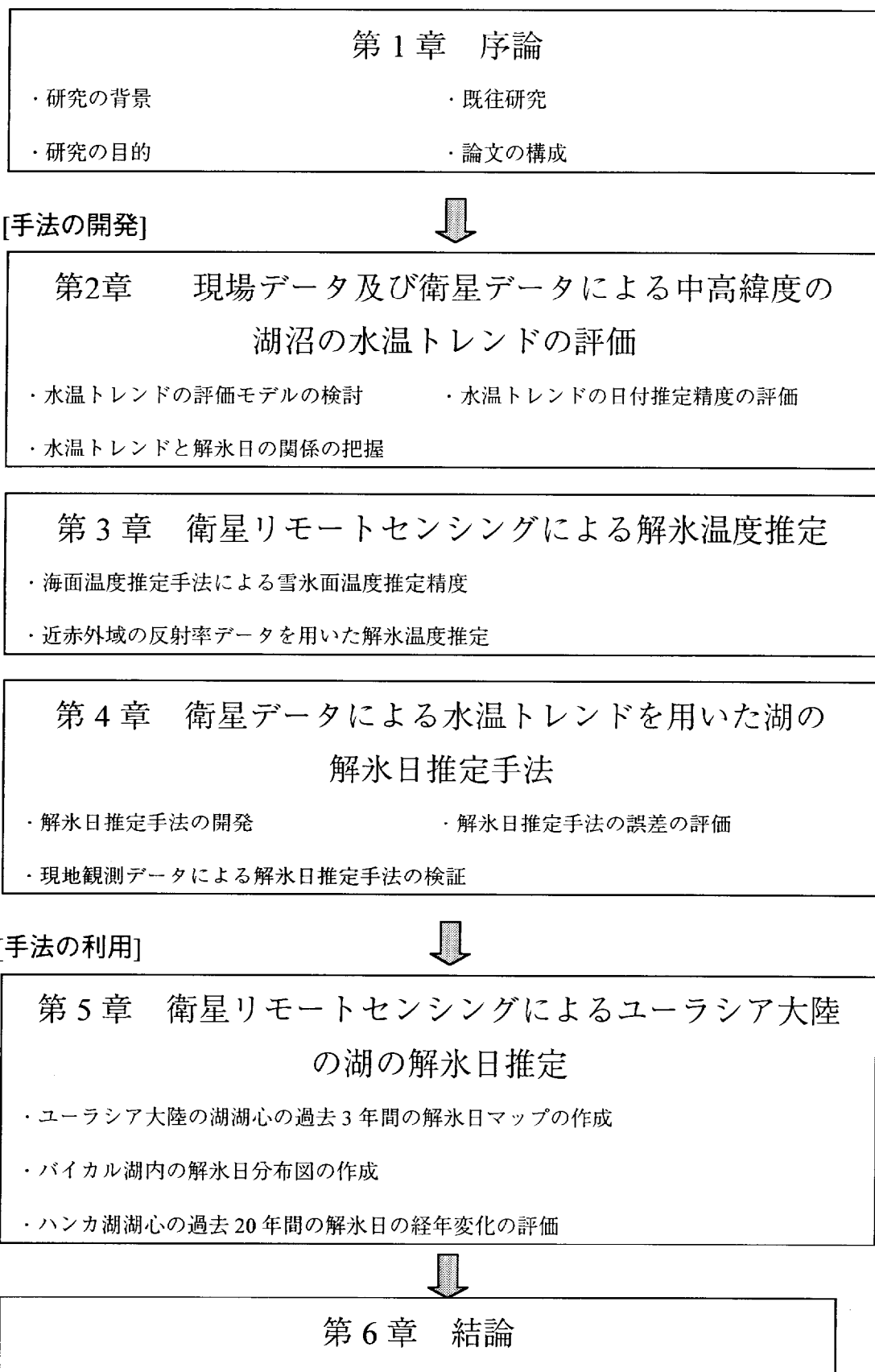


図 1-3. 本論文の構成.

Fig. 1-3. Outline of this paper.

1-5 研究サイト及び使用する解氷日データと衛星センサ

1-5-1 研究サイト

本項では、第 5 章で解氷日を推定する対象とするユーラシア大陸の 18 の湖、第 3 章で解氷温度の推定を行うバイカル湖 (Lake Baikal)、オホーツク海、第 4 章の本解氷日推定手法の検証サイトであるバイカル湖とサロマ湖についてまとめる。

対象とするユーラシア大陸の湖

図 1-4 に本研究で解氷日推定を行うユーラシア大陸の 18 の湖を、表 1-2 にその特徴を示す (ILEC, 2001)。大陸の西側に位置しフィンランドに近いラドガ湖 (Lake Ladoga)、オネガ湖 (Lake Onega) から、大陸東側でロシアと中国の国境に位置するハンカ湖 (Lake Khanka) まで、表面積が 2000km² 以上の大きな湖を選択した。バルハシ湖 (Lake Balkhash) は東側で塩分が高く西側で淡水という特徴を持つが、その他はいずれも淡水湖である。いずれも北緯 45° より北にあり、冬季には結氷する。これらの湖の中には、クイビシェフ湖 (Lake Kuibyshev)、ツィムリャンスク湖 (Lake Tsuimlyansk)、ボルゴグラード湖 (Lake Volgograd) などのように 1950 年代から 1960 年代に水力発電所の建設に伴って、河川を切り開いて作られた人造湖もある。

バイカル湖

バイカル湖は、東シベリアの Baikal Rift Zone に属し、北東から南西に 636 km、その幅は平均 49 km であり、淡水湖の中では世界で最も深い (ILEC, 1995)。また体積も最大 (230,000 km³) であり、地球上の淡水の 20 % を占める。解氷日の観測は、湖の南西部で Angara 川の河口に位置する Listvyanka Station (51 ° 52'N, 104 ° 51'E) で行われている (Shimaraev et al., 1994)。Listvyanka Station、及び解氷温度推定エリアを含むバイカル湖の地図を図 1-5 に示す。

サロマ湖、オホーツク海

サロマ湖は、オホーツク海沿岸に隣接する海跡湖である。表面積 150.35 km²、周囲 90.24 km、最深 18 m であり、日本で 3 番目に大きい湖である。外海と 2 つの湖口で通水しており、外海

潮汐変動によって海水交換が行われている。そのため塩分は、31 psu から 33 psu の変化であり、同時期の外海沿岸水とほぼ同じ濃度で推移している。

オホーツク海は世界で海氷が見られる最南端であり、流氷が毎年 1 月から 3 月まで見られる。海氷の年間を通した分布は風や気温の影響を受ける (Kimura and Wakatsuchi, 1999)。解氷温度推定エリアを含む、サロマ湖とオホーツク海の地図を図 1-6 に示す。

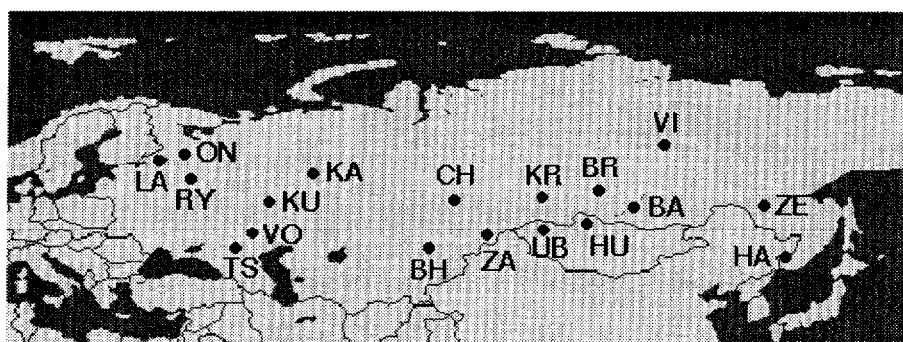


図 1-4. 対象とするユーラシア大陸の 18 の湖.

Fig. 1-4. 18 Study lakes on the Eurasian continent. Abbreviation is shown in table 1-2.

表 1-2. 対象とするユーラシア大陸の 18 の湖の特徴.

Table 1-2. Features of 18 study lakes on the Eurasian continent.

No	Lake	Abbreviation	Country	Latitude, Longitude	Elevation (m)	Surface Area (km ²)	Maximum Depth (m)
1	Ladoga	LA	Russia	60.5 °N, 31.2 °E	5	18135	230
2	Onega	ON	Russia	61.5 °N, 35.2 °E	35	9890	120
3	Rybinsk	RY	Russia	58.0 °N, 38.5 °E	102	4550	28
4	Tsimlyansk	TS	Russia	48.2 °N, 43.1 °E	36	2702	35
5	Volgograd	VO	Russia	50.2 °N, 45.4 °E	15	3120	41
6	Kuibyshev	KU	Russia	54.5 °N, 49.4 °E	53	5900	41
7	Kama	KA	Russia	58.3 °N, 56.1 °E	109	1910	29
8	Balkhash	BH	Kazakhstan	45.4 °N, 76.2 °E	341	18200	26
9	Chany	CH	Russia	54.5 °N, 77.4 °E	106	2010	6
10	Zaisan	ZA	Kazakhstan	48.0 °N, 83.5 °E	341	5510	10
11	Krasnoyarsk	KR	Russia	54.5 °N, 91.4 °E	243	2000	105
12	Ubsa	UB	Mongolia	50.2 °N, 92.5 °E	759	3350	10
13	Khubsugul	HU	Mongolia	51.0 °N, 100.2 °E	1645	2760	262
14	Bratsk	BR	Russia	54.4 °N, 102.1 °E	402	5478	150
15	Baikal	BA	Russia	53.4 °N, 106.4 °E	456	31500	1741
16	Vilyuisk	VI	Russia	62.5 °N, 111.1 °E	244	2170	60
17	Zeya	ZE	Russia	54.2 °N, 128.1 °E	315	2119	93
18	Khanka	HA	Russia	44.5 °N, 132.2 °E	69	4190	7

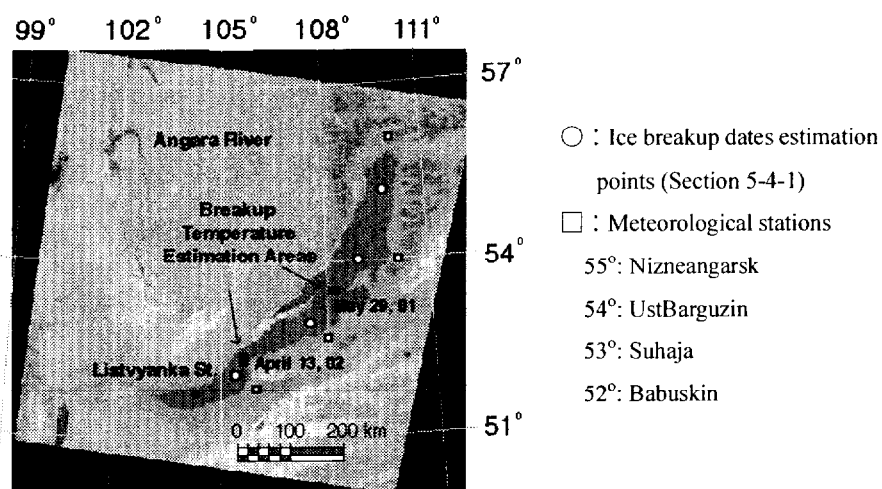


図 1-5. バイカル湖の Listvyanka Station, 及び解氷温度推定エリア.

Fig. 1-5. Map of the ice breakup dates observation point (Listvysnka station), and the breakup temperature estimation areas at Lake Baikal. Image is MODIS band 31 data on May, 29, 01.

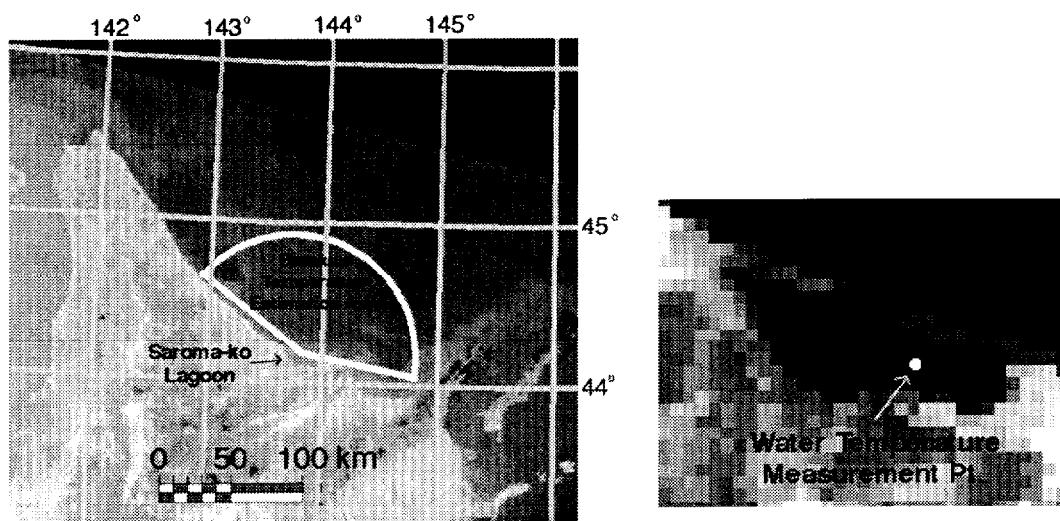


図 1-6. サロマ湖の現場水温測定地点, 及びオホーツク海の解氷温度推定エリア.

Fig. 1-6. Map of water temperature measurement point in Saroma-ko, and the breakup temperature estimation area at Okhotsk Sea. Image is MODIS band 31 data on Aug, 26, 02.

1-5-2 本研究で使用する解氷日データ

本項では第 2 章, 及び第 4 章で使用するバイカル湖とサロマ湖の解氷日の観測データについてまとめる。

バイカル湖

1869 年以降, バイカル湖の Listvyanka Station で解氷の観測が行われている (Shimaraev et al., 1994; Shimaraev et al., 2002)。バイカル湖の解氷日の観測値は, 観測地点が (湖の反対側の方向を見た時に) 完全に氷がなくなったときのことである (バイカル湖は Listvyanka Station において 30 km の幅である)。表 1-3 (a) に 1980 年以降の同地点における解氷日を示す。毎年 4 月下旬から 5 月中旬にかけて解氷する。氷の厚さは 80 cm 程度であり, 氷の上に薄い雪が覆う (Shimaraev et al., 1994)。

サロマ湖

サロマ湖の解氷日の記録は, 1964 年以降のものが残っている (サロマ湖養殖漁業共同組合, 2003)。サロマ湖の解氷日の観測値は, 沿岸からの観測により湖全体で完全に氷がなくなった全面解氷日のことである。表 1-3 (b) に 1980 年以降のサロマ湖における解氷日を示す。*は湖が全面結氷しなかったために記録されていないことを示す。サロマ湖は, ほぼ毎年 1 月頃から結氷が始まり, 4 月頃に解氷するまで, 氷の上は雪で覆われている (Shirasawa et al., 1998)。平均の氷厚は 30 cm である (Fortier and Fortier, 1997)。サロマ湖の解氷日は 1979 年の 2 つ目の湖口の完成に伴い, 早くなる傾向が見られる (Shirasawa et al., 1996)。

表 1-3. バイカル湖, サロマ湖における 1980 年以降の解氷日.

Table 1-3. Ice breakup dates on Lake Baikal and Saroma-ko lagoon since 1980.

(a) Lake Baikal

Year	Ice Breakup Date
1980	May 10
1981	Apr 24
1982	Apr 19
1983	May 6
1984	May 3
1985	May 9
1986	May 5
1987	May 7
1988	Apr 29
1989	Apr 23
1990	Apr 24
1991	Apr 27
1992	May 2
1993	Apr 19
1994	Apr 25
1995	Apr 22
1996	May 9
1997	Apr 30
1998	May 3
1999	May 9
2000	May 6
2001	May 12
2002	Apr 28
2003	Apr 30

(b) Saroma-ko Lagoon

Year	Ice Breakup Date
1980	Apr 13
1981	Apr 28
1982	Apr 16
1983	Apr 10
1984	Apr 25
1985	Apr 18
1986	Apr 19
1987	Apr 17
1988	Apr 13
1989	*
1990	Mar 11
1991	*
1992	Apr 4
1993	*
1994	Apr 17
1995	Apr 10
1996	Apr 16
1997	*
1998	Apr 6
1999	Apr 19
2000	Apr 11
2001	Apr 15
2002	Apr 7
2003	Apr 16

1-5-3 本研究で使用する衛星センサ

本項では、本研究で使用する衛星センサ MODIS, AVHRR, ASTER についてまとめる。本研究では、毎日観測し雲マスクなどの各種プロダクトが整備されている MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectrometer)を主に使用する。4-3 節で、空間分解能の違いによる影響を評価するときには空間分解能が 90 m (MODIS は 1 km)の ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer)を用いる。5-5 節でハンカ湖の過去 20 年間の解氷日の経年変化を議論するときには、1978 年から運用されている AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer)を用いる。表 1-4 に各章で使用するセンサをまとめる。以下に各センサについて、その仕様を中心にさらに詳細についてまとめる。

MODIS

MODIS は、1999 年に打ち上げられた人工衛星 Terra に搭載されたセンサの 1 つであり、可視域から熱赤外域まで合計 36 バンドを有している (Barnes et al., 1998; Guenther et al., 1998)。全球を毎日観測することが可能で、大気、陸域、海洋の各プロセスのグローバルな研究に利用されている (Esaías et al., 1998; Justice et al., 1998; King et al., 1992)。2000 年に打ち上げられた Aqua にも同一のセンサが搭載されている。空間分解能は波長によって異なるが、熱赤外域では衛星直下で 1 km である。表 1-5 (a)にセンサの仕様を示す。

AVHRR

AVHRR は 1978 年から運用されている極軌道気象衛星 NOAA 衛星に搭載されたセンサである。NOAA 衛星の目的は定常的な気象業務であり、常時 2 つの衛星が運用されている。1 つの衛星によって同一領域を 1 日に少なくとも 2 回観測することができるため、2 つの衛星では合計 4 回以上の観測が可能である。空間分解能 1 km の AVHRR センサが搭載されており、可視域から熱赤外域まで合計 5 バンドのグローバルデータを毎日取得することが可能である。現在は、NOAA 14 (1994 年打ち上げ)、NOAA 15 (1998 年打ち上げ)、NOAA 16 (2000 年打ち上げ)が観測している。表 1-5 (b)にセンサの仕様を示す。

ASTER

ASTER は, MODIS と同様に Terra に搭載されたセンサの 1 つであり, 可視域から熱赤外域まで合計 14 バンド有する (Yamaguchi et al., 1995)。衛星搭載高空間分解能センサでは, 熱赤外域に多バンド (5 バンド) 有する初のセンサで, 地質分野での応用が特に期待され, 打ち上げ前から適用が考えられてきた (Kahle et al., 1988; Ninomiya et al., 1997)。空間分解能は可視・近赤外域では 15m, 熱赤外域では 90m である。また観測周期は 16 日おきである。表 1-5 (c) にセンサの仕様を示す。

表 1-4. 各衛星センサの比較.

Table 1-4. Comparison of satellite sensors using in this study.

	MODIS	AVHRR	ASTER
Use	1999	1978	1999
Band	32 Bands	5 Bands	14 Bands
Spatial Resolution (Thermal Infrared)	1 km	1.1 km	90 m
Data Acquisition	Every Day	Every Day	Every 16 Day
Performances	High Accuracy Many Products		5 Bands in TIR

表 1-5. 使用する衛星センサの仕様.

Table 1-5. Specifications of satellite sensors.

(a) MODIS

Sensor	Band	Spectral Range (μm)	Spatial Resolution
MODIS	2	0.841-0.876	250 m
	4	0.545-0.565	500 m
	6	1.628-1.652	500 m
	31	10.780-11.280	1 km
	32	11.770-12.270	1 km

(b) AVHRR

Sensor	Band	Spectral Range (μm)	Spatial Resolution
AVHRR	1	0.58-0.68	1.1 km
	2	0.725-1.00	
	3	3.55-3.93	
	4	10.30-11.30	
	5	1.40-12.40	

(c) ASTER

Sensor/ Subsystem	Band	Spectral Range (μm)	Spatial Resolution
ASTER VNIR	1	0.52-0.60	15 m
	2	0.63-0.69	
	3	0.78-0.86	
ASTER SWIR	4	1.600-1.700	30 m
	5	2.145-2.185	
	6	2.185-2.225	
	7	2.235-2.285	
	8	2.295-2.365	
	9	2.360-2.430	
ASTER TIR	10	8.125-8.475	90 m
	11	8.475-8.825	
	12	8.925-9.275	
	13	10.25-10.95	
	14	10.95-11.65	

1-6 本研究で使用する用語の定義

以下に本研究で使用する主な用語の（本研究における）定義を示す。

（解氷関係）

- ・ 解氷日： 観測地点において、湖の表面から完全に雪氷がなくなった最初の日。ほとんどの研究でこの意味で用いられる (Magnuson et al., 2000)。本研究では、衛星データより 1 画素単位の解氷日を推定することによって、同一湖内の解氷日の違いについても考察する。
- ・ 解氷温度： 衛星が観測する 1 画素において、雪氷が完全に湖面からなくなったときの温度。

（水温トレンド関係）

- ・ 水温トレンド：湖の（水のみではなく、雪氷や水が混在したときも含む）温度（衛星データを用いるときは、湖の表面温度）の日単位の時系列。
- ・ 第 1 (2) 領域： 水温トレンドにおいて、水温が上昇せずに雪氷と水が混在していると考えられる領域を第 1 領域といい、氷がなくなり水温が上昇し始める領域を第 2 領域という。

第2章 現場データ及び衛星データによる中高緯度の湖沼の 水温トレンドの評価

2-1 はじめに

水温トレンドによる解氷日推定手法は、解氷後 (第 2 領域)の湖の温度データの時系列に着目し、それより前の解氷日を推定する方法である。既往研究では温度を時間の関数で示していたが、本研究では簡易的に日付の関数で示す。ここで第 2 領域の水温トレンドを考えると、水温トレンドをどのようなモデルで評価するか、またある特定の温度となるときの日付推定精度はどの程度であるかについて事前に明らかにしておくことは重要である。さらに水温トレンドより推定した日付が実際の解氷日とどのような関係にあるのかについての検討も必要である。

以上を踏まえ、本章では氷が融けた後の水温トレンド評価モデルの検討、及びその日付推定精度の評価を行う。まず 2-2 節で雪氷や水の熱的特性をまとめ、湖の 1 年間の熱周期、及び湖の解氷過程に関する既往研究の review を行う。次に 2-3 節では本研究で対象とするユーラシア大陸の湖の水温トレンドを用いて、水温 (表面温度)を日付の関数で評価する手法の検討を行う。そして 2-4 節では、サロマ湖の現場データ、及びユーラシア大陸の湖の衛星データを用いて、水温トレンドによる日付推定精度を評価する。これらの節では、使用する水温データの取得頻度、精度、範囲との関係について考察する。最後に 2-5 節では、サロマ湖の水温トレンドと解氷日の観測値を用いて、前節で予測した日付推定精度で解氷日の推定が可能であることを確認する。

2-2 湖の1年間の熱周期と解氷

2-2-1 雪氷と水の熱的特性

湖の熱収支や熱的特性は、水そのものに固有な熱的性質に強く依存する。例えば、液体の水の密度と温度の関係、融点、比熱、融解熱、気化熱などが挙げられる。特にその密度と融点の関係は極めて重要である。常圧の下では、 3.94°C のとき最大密度 1 kg/m^3 を取る (cf. 空気は 20°C で 1.19 kg/m^3)。そしてそれ以上、またはそれ以下の温度条件下では、指数関数的に密度が減少する。水が最大密度となるのは 4°C の時であること、また 0°C で凍ることが、湖が凍る過程に影響する。すなわち 4°C 付近で鉛直方向に安定な層を作り出すには、高温のときよりも大きな温度勾配が必要となる。例えば、 26°C と 27°C における 1°C の違いと同じ安定性を作るには、 4°C と 10°C の 6°C の温度差が必要となる。

水の比熱は極めて大きく、急激に温度変化をしない (水温トレンドによる解氷日推定手法は、この性質を利用している)。 0°C における常圧の条件下では 4.21 kJ/kg/K (cf. 空気は 1.01 kJ/kg/K) であり、温度によってほとんど変化しない。また 0°C の氷はその半分程度の 2.0 kJ/kg/K であり、 -40°C までは温度が 1°C 下がるごとに 0.4% の割合で減っていく。一方で雪は氷と空気の混合物であるために、雪の比熱はそれぞれの温度を上昇させるのに必要な熱量の和となるが、空気の比熱は氷に比べて小さいので、氷の比熱と等しいと考えてよい。

次に水が蒸発するときの気化熱 l_F は温度によって異なるが、 0°C において 2500 kJ/kg である。温度 T の関数で

$$l_F = 2500 - 2.4T \quad (2-1)$$

と示することができる。また雪や氷が融解するときの融解熱 l_S は、 0°C において 334 kJ/kg であり、温度 T が下がるにつれて小さくなると

$$l_S = 334 + 2.5T \quad (2-2)$$

と表される。

2-2-2 湖の1年間の熱周期

湖の熱収支を考える前に、温帯地域にあるやや深い結氷する湖の1年間にわたる熱的な周期を Ragotzkie (1978)を参考にまとめる。

春になり氷が消失して間もなく水温は 4°C に保たれる。このとき安定で、表層から底層まで一定の温度である。そして表層とその近傍では、主に太陽の照射により暖められる。暖められた表層の水は風で下層に運ばれる。最初は 4°C 付近の温度勾配に起因する不安定性より最深層まで熱が伝えられる。そして深い湖を除き、 4°C を少し超えた程度で鉛直方向に一定に保たれる。太陽の照射による表層の加熱が続くと、表層の水は鉛直の混合を抑える浮力を持つようになる。しかし風が続けば、表層の加熱と風による混合が組みあわさり、浅い水温の等温層が生じる。この層のすぐ下では温度勾配は大きく、鉛直方向の安定性が増す。この安定層はしばしば水温躍層と呼ばれる。図 2-1 にその概略図を示す。

水温躍層は表水層 (epilimnion)と呼ばれる表層の暖かい層と深水層 (hypolimnion)と呼ばれるそれより深い冷たい層を分ける。初期には水温躍層は浅く、表層から 2 から 3 m 下に生じる。そして強風が続くと混合がより深くなり、水温躍層が下がる。さらに弱い風により、水温躍層が上層に新たにできることもある。最終的には 1 つの層に統合され、夏季から秋季の始めまで 1 つの躍層が維持され続ける。

夏季には太陽の照射によって熱は流入し続け、このうちの熱の一部は蒸発による潜熱や顕熱として大気に放出されるが、ほとんどが表水層に貯えられる。夏季の後半から潜熱や顕熱による熱の損失が、入ってくる太陽照射よりも多くなり、湖の水温が下がり始める。表層で冷えるので、密度の大きい冷たい水は下方に運ばれ、表水層全体で冷却される。表水層の水温が下がると安定性が減少し、躍層が再び下がり始める。秋季には表水層の水温が深水層の水温とほぼ等しくなり、強い風により 2 つの層が混合され、湖は再び鉛直方向に等温となる。このときの温度は、春季よりも高い。そしてさらに表層の低温化が蒸発や顕熱による熱の損失によって進み、気温が水温より低いという不安定な状況では、大気境界層におけるこれらの対流が一段と活発化される。

湖の温度が 4°C となり、さらに表層が低温下することで安定性が増し、逆転した水温躍層が形成される。しかし 4°C 付近では水の密度の単位温度当たりの変動が小さいため、風によ

り容易に躍層は壊され、 4°C 以下でも鉛直方向に一定水温のまま保たれる。

氷の形成は、水がその融点である 0°C 以下となるまで始まらない。冷やされ続けると、穏やかで強い外への熱の流れが生じる。同時に薄く安定な水の層が表層に形成され、 0°C に急激に到達する。このときのさらなる熱の損失は氷が形成されるとき凝結熱として取り除かれる。たいていの場合、この過程はまず浅い沿岸域で起こる。しかし湖全域で鉛直方向に一定温度の状態になると氷の生成は急激におこり、湖全体は数時間の間に氷で覆われるようになる。このような過程により、理論的には水温が 4°C に到達したあといつでも結氷が起こりうるが、実際には平均水温が 4°C 以下になるまでおこらない。

氷が形成されると氷による長波放射か大気への顕熱により熱が失われる。蒸発や昇華も起きるが、開水面のときと比較してずっとゆっくりと行われる。湖内の熱の交換は、対流と放射のみによって行われる。底層で堆積物より加えられた熱は、表層の氷まで対流によって伝えられ、主に長波放射によって大気へ伝えられる。そして氷の上に雪が覆われることによって湖の熱的性質は変化する。このとき雪の熱伝達率の低さにより、上方への熱の移動は急激に減少する。また雪は高い 0.7 以上のアルベドを持つことで、入射する短波放射のほとんどは氷まで伝わらない。そしてこれらの結果、太陽からの照射や堆積物からの熱の対流によりゆっくりと水温は上がっていく。

そして春の到来とともに氷の上の雪は融けはじめる。氷の下より現れた水は、早春の強い日射により温度が上がっていく。そして解氷するとすぐに水の鉛直混合が始まり、底の暖かい水が表層にあがってくる。

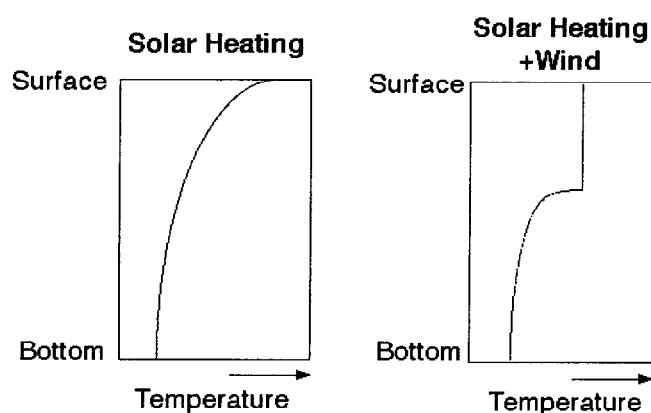


図 2-1. 水温躍層の形成.

Fig. 2-1. Formation of the thermocline.

2-2-3 湖の氷の融解・解氷過程

湖や河川を覆った氷が融ける過程は氷の形成よりも複雑である。それは氷の形成は表層で起きるのに対し、氷の融解は表層と底層でおきるからである。本項では Lock, 1980 や Ashton, 1986 に従って、基本的な氷の融解 (decay)過程, 及び解氷 (breakup)過程についてまとめる。なお decay は、氷が日射などの吸収で融け出してその厚さが薄くなっていくことの意で用いられるのに対し、breakup は融けた氷が最終的に風などによって物理的に崩壊してなくなることの意である。またしばしば融解と解氷を併せて解氷とすることもある。

融解過程

湖の氷の上には積雪していることが多く (図 2-2), その雪が融け出し表層のアルベドが減少することによって、氷の融解が始まる。アルベドが減少すると氷が吸収する放射が増加する。そして氷がほぼ 0°C で等温となると氷晶間の粒子境界がまず融ける。このとき氷の体積はほとんど減少しないが、氷内部の力が急激に失われ、機械的な崩壊が起こりやすくなる。放射の吸収によって内部の力が失われるため、夜間よりも日中におこりやすい。そしてある時点で、氷は風や波により物理的に崩壊しすぐに消滅する。

一方で、このような表層の融解で氷厚が薄くなるだけではなく、内部から太陽の放射の吸収によって構造上の崩壊もおきる。これは太陽エネルギーの吸収によって 0°C まで内部の温度が上昇できるかどうかで決まってくる。つまり表面の熱収支や太陽光の透過が重要である。そして一度内部の氷の温度が 0°C に到達すると、それ以上の熱の吸収は内部融解を引き起こすと同時に、周辺の水の内部の熱伝導を停止させる (その結果, 0°C の等温である)。このような内部融解は、太陽の短波放射の吸収を長波放射や顕熱として放出しきれなくなったときに始まる。一度融解が始まると、エネルギーを吸収することで氷はさらに内部融解し、隙間が多くなる。この内部融解がいつ起きるのかは、様々なパラメータの組み合わせが考えられるため、分かっていない。

解氷過程

沿岸の氷は、陸地に近いことや土手に支えられているために薄い。また岸から流された雪

融け水による水たまりの形成によりアルベドが減少する。これらの要因により沿岸の氷は最初に融けて、それが広がっていく。このような融解による解氷は風により沿岸域に氷が流されることによって引き起こされる解氷よりも強い場合もある。大きな湖ではさらに複雑で、冬季の間中ずっと解氷していることもある。また大きな表面積や波の影響で全面結氷しないこともある。

湖の解氷時の問題に氷が沿岸に山積することがある。風に流された流氷の塊が陸地にぶつかり、短時間に沿岸に巨大な冰山ができる。冰山の大きさは流氷の運動量の関数で表される。このような冰山は沿岸の植生にとって脅威となる。

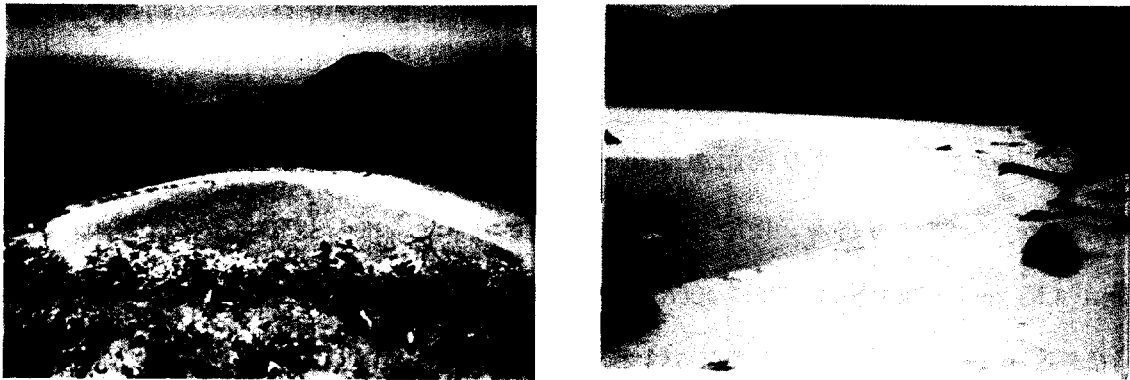


図 2-2. 宮崎県えびの高原にある火山湖の六観音御池の解氷前の様子 (04.1.26). 表面の雪が一部融けて、薄氷が見られる.

Fig. 2-2. Rokannonmiike, a crater lake in Ebino Plateau at Miyazaki prefecture, Japan, before ice breakup (Jan, 26, 04). Surface snow was partly melted, and thin ice is covered on the lake.

2-3 衛星データによる水温トレンドの評価手法の検討

2-2 節で湖の 1 年間の熱周期をまとめた。水温トレンドによる解氷日推定手法では、いかに正確に解氷後の水温トレンドを評価するか重要である。そこで本節では、実際に対象とするユーラシア大陸の 18 の湖の湖心の衛星データより得られる水温トレンドを利用して、水温 (表面温度) を日付の関数で示すときのモデルを検討する。衛星データを用いることによって、衛星データによる水温データの取得頻度や精度と評価モデルの関係について検討することが可能となる。

2-3-1 衛星データによるユーラシア大陸の湖の水温トレンド

図 2-3 に MODIS データによるユーラシア大陸の 18 の湖の湖心の 2001 年から 2003 年の水温トレンドを示す。各湖の表面温度データは MODIS Level 3 mapped SST (Sea Surface Temperature) データより得る。使用した MODIS Level 3 mapped SST データは、全球で空間分解能が 4.63 km (全球を緯度方向に 4096, 経度方向に 8192 グリッドに分割), SST の精度は 0.25 °C である (Evans, 2002)。各湖湖心 3*3 画素の平均値を計算し、雲判定の Quality file が晴天 (clear) である日のデータを抽出した。

データの取得頻度は湖や時期によって異なるが、平均すると 1 ヶ月に 4 から 8 データ程度の割合で得られた (2001 年は 6 月中旬から 6 月末までのデータが得られなかったもので、考慮しない)。水温の上昇傾向も湖によって大きく異なる。バイカル湖 (Lake Baikal) では 6 月末でも 10 °C 以下であるが、ツィムリャンスク湖 (Lake Tsimlyansk), バルハシ湖 (Lake Balkhash) などでは 25 °C 近くにまで上昇する。また同一の湖では、水温の上昇傾向の年ごとの違いは大きくない。そこで次項以降では、特に記述がない限り 2002 年の各湖の水温トレンドを用いて議論する。

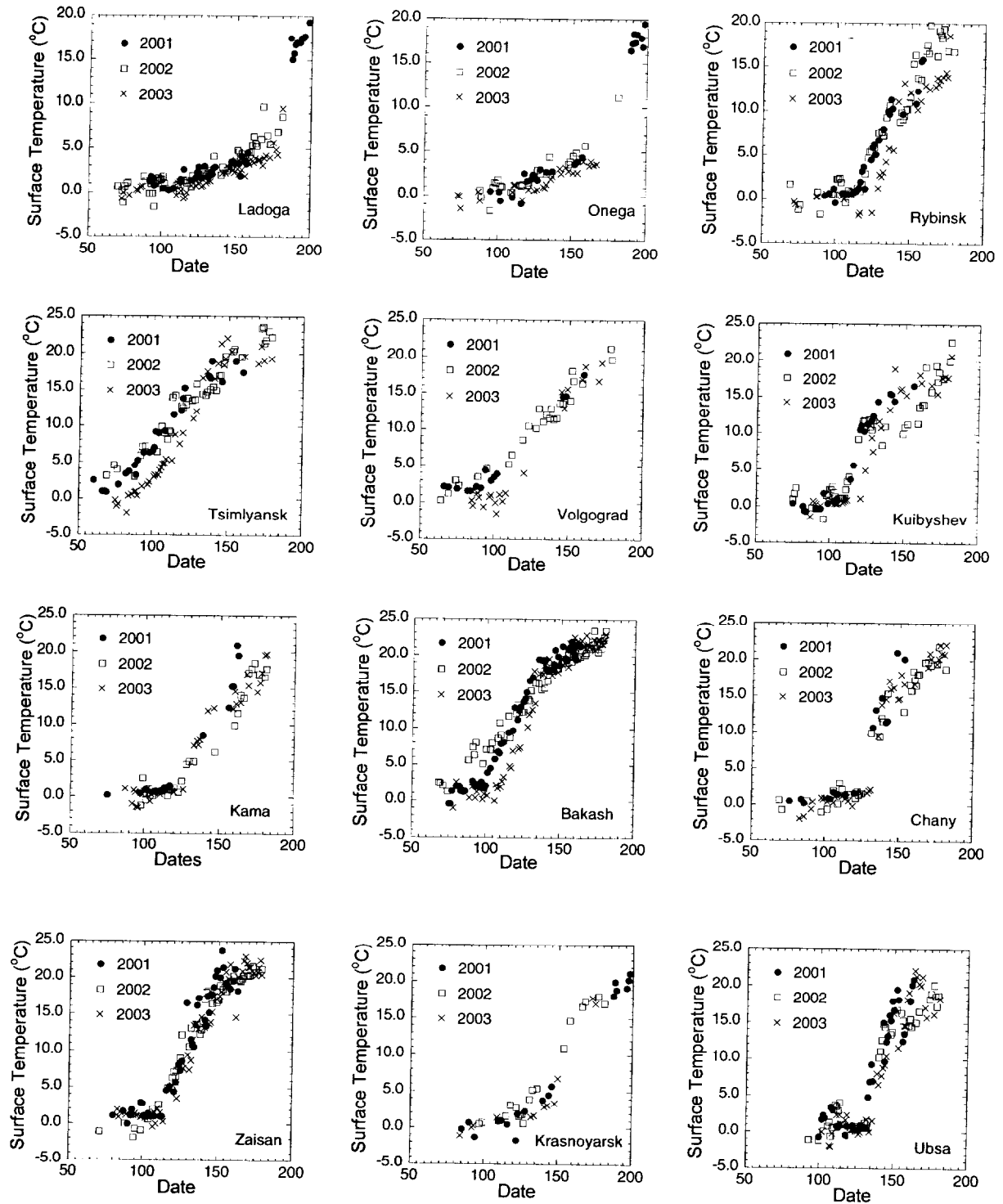


図 2-3. 2001 年から 2003 年のユーラシア大陸の 18 の湖の MODIS データによる水温トレンド。

Fig. 2-3. Water temperature trends derived from MODIS data of 18 Eurasian lakes from 2001 to 2003.

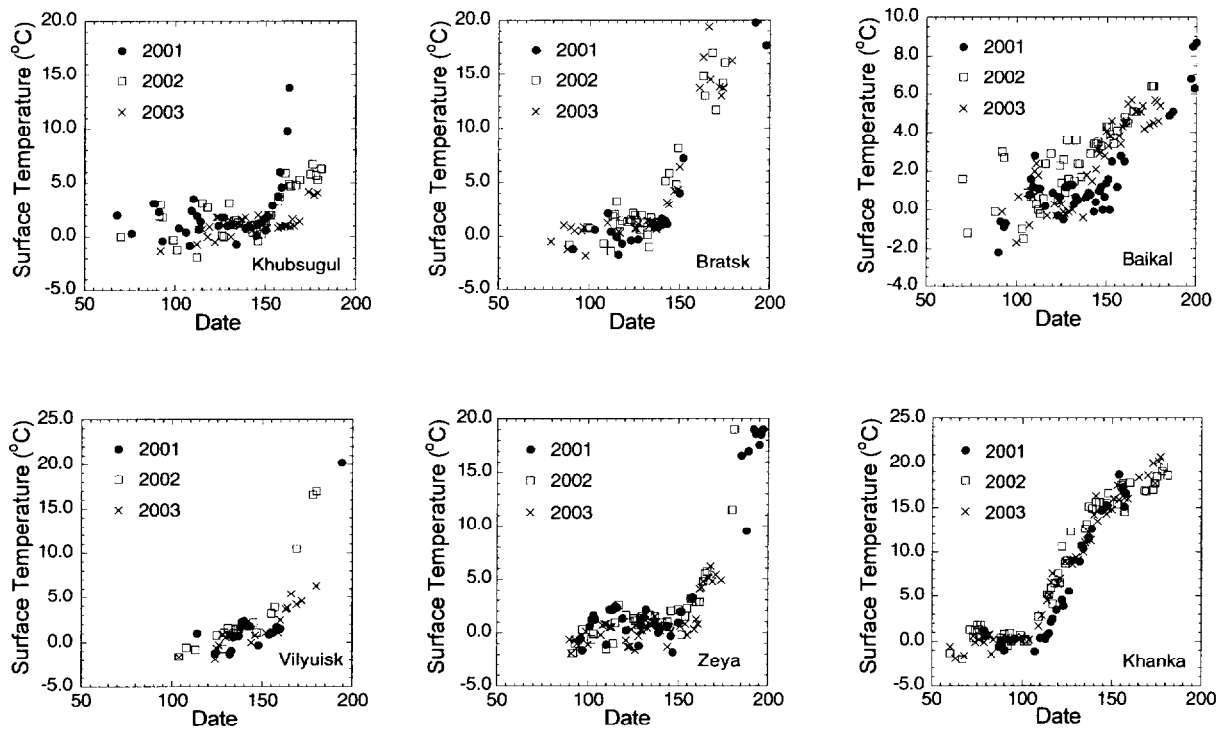


図 2-3. 2001 年から 2003 年のユーラシア大陸の 18 の湖の MODIS データによる水温トレンド
(つづき).

Fig. 2-3. Water temperature trends derived from MODIS data of 18 Eurasian lakes from 2001 to 2003
(continued).

2-3-2 水温トレンド評価手法の検討

本項では、ユーラシア大陸の湖の水温トレンドをどのような回帰式で評価すればよいか検討する。既往研究 (Bussieres et al., 2002)では表面温度が上昇し始めてから 8 月までの水温トレンドを 2 次回帰式 (Quadratic Regression)で評価している。本項では 2 次回帰式に加え、指数回帰式 (Index Regression), 対数回帰式 (Logarithm Regression), 累乗回帰式 (Involution Regression)を用いて、前項の 18 の湖の水温トレンドを評価する。

$$\text{2 次回帰式} \quad WT = At^2 + Bt + C \quad (2-3)$$

$$\text{指数回帰式} \quad WT = G\exp(Ht) \quad (2-4)$$

$$\text{対数回帰式} \quad WT = M + N\log(t) \quad (2-5)$$

$$\text{累乗回帰式} \quad WT = Ut^V \quad (2-6)$$

WT は水温 (図 2-3 の表面温度), t は日付 (Julian day), $A, B, C, G, H, M, N, U, V$ は定数である。

表 2-1 に 18 の湖の 8 月までの水温トレンドを各評価式で評価したときの相関係数, 及び水温推定誤差を示す。2 次回帰式を用いた場合の相関係数は, 18 の全ての湖で 0.90 以上であり, 水温推定誤差も 2.0 °C 程度と最もよい (既往研究と同程度)。そこで以後, 水温トレンドの評価には 2 次回帰式を用いる。なお 2 次回帰式による水温推定誤差と水温データの取得頻度の関係を調べたところ, 相関はなかった。

次に水温推定誤差と水温データ範囲の関係について考察するために, 各湖の 6 月までの水温トレンドを評価したときの水温推定誤差を同様に評価した。その結果, 2 次回帰式を用いたときの水温推定誤差は 1.2 °C 程度であり, 8 月までのデータを用いた場合と比較して誤差は約半分程度となった。

その要因について水温変動を表層の水面の熱収支のみに規定されると仮定したモデルを用いて考察する (詳細は付録 A)。衛星データによる水温トレンドと熱収支モデルによる水温トレンドを比較した結果, 6 月までは両者がよく一致しているが, 6 月以降ずれが大きくなる。すなわち 6 月以降, 水面の熱収支以外の要素が湖の水温に与える影響が大きくなると考えられる。熱収支モデルによる水温トレンドの 2 次回帰式による水温推定誤差は, データの使用範囲によらず 1 °C 以下であることも併せて考えると, 水面の熱収支以外の要素の影響で 8 月までのデータを用いたときに日付推定精度が悪くなったと考えられる。

表 2-1. ユーラシア大陸の湖の水温トレンドを 4 つの回帰式で表したときの相関係数, 及び水温推定誤差.

Table 2-1. Correlation coefficients and water temperature estimation errors of the 4 water temperature trend regressions of 18 Eurasian lakes.

(a) Correlation Coefficient

No	Lake	Quadratic	Index	Logarithm	Involution
1	Ladoga	0.94	0.76	0.91	0.81
2	Onega	0.93	0.72	0.91	0.79
3	Rybinsk	0.97	0.72	0.86	0.77
4	Tsimlyansk	0.96	0.79	0.92	0.85
5	Volgograd	0.98	0.86	0.95	0.89
6	Kuibyshev	0.91	0.71	0.86	0.77
7	Kama	0.94	0.45	0.77	0.53
8	Balkhash	0.98	0.83	0.95	0.88
9	Chany	0.91	0.50	0.64	0.55
10	Zaisan	0.98	0.78	0.90	0.82
11	Krasnoyarsk	0.98	0.67	0.89	0.72
12	Ubsa	0.91	0.65	0.77	0.69
13	Khubsgul	0.90	0.77	0.87	0.80
14	Bratsk	0.96	0.64	0.81	0.69
15	Baikal	0.93	0.83	0.92	0.87
16	Vilyuisk	0.96	0.50	0.72	0.54
17	Zaya	0.93	0.54	0.69	0.57
18	Khanka	0.97	0.81	0.92	0.85

(b) Water Temperature Estimation Error

No	Lake	Quadratic	Index	Logarithm	Involution
1	Ladoga	2.3 °C	5.1 °C	2.9 °C	4.5 °C
2	Onega	2.6	6.2	3.0	5.1
3	Rybinsk	1.6	4.8	3.0	4.4
4	Tsimlyansk	1.9	4.9	2.8	4.1
5	Volgograd	1.4	4.6	2.2	4.3
6	Kuibyshev	2.8	5.6	3.5	4.9
7	Kama	2.3	6.6	4.2	7.5
8	Balkhash	2.3	3.9	2.5	3.4
9	Chany	1.5	3.5	2.6	3.6
10	Zaisan	1.2	4.2	2.5	3.9
11	Krasnoyarsk	1.3	7.1	2.9	6.6
12	Ubsa	1.9	4.2	2.9	4.1
13	Khubsgul	2.2	3.3	2.4	3.1
14	Bratsk	2.2	5.6	3.2	5.2
15	Baikal	2.3	3.9	2.5	3.4
16	Vilyuisk	1.7	6.7	4.1	6.5
17	Zaya	1.9	4.8	3.6	4.7
18	Khanka	1.5	5.7	2.3	3.5

2-4 現場データ及び衛星データによる水温トレンドの日付推定精度の評価

前節では、衛星データによるユーラシア大陸の湖の水温トレンドによる水温（表面温度）を日付の 2 次回帰式によって精度よく評価できること、また水温データの使用範囲によってその精度が大きく異なることが明らかになった。本節では、水温トレンドよりある特定の温度となるときの日付を推定するときの精度を評価する。

まず 2-4-1 項では、衛星データよりも精度がよく、毎日のデータがあるサロマ湖の現場水温データを用いて、日付推定精度を評価する。そして 2-4-2 項では、実際の衛星観測条件を考えるために、ユーラシア大陸の衛星データを用いて日付推定精度を評価する。これらを通じて、ユーラシア大陸の湖の解氷日を衛星データによる水温トレンドを用いて、どの程度の精度で推定が可能であるか目安となる値を得ることを目的とする。

2-4-1 現場データによる水温トレンドの日付推定精度の評価

使用したデータは、サロマ湖湖心 (44° 07' 77" N, 143° 52' 17" N)における湖の現場水温データ (Shirasawa et al., 1996)であり、水温測定地点はほぼ最深点である。なお水温の測定は、1987 年 6 月から 1 時間おきに自動で行われており、これを日平均したものが公開されている (水温の読みとり精度: 0.1 °C)。測定水深は 3 m である。本章では 1988 年から 1996 年までの各年の 3 月 1 日から 8 月 31 日までの現場データを使用した。なお使用した現場データには曇天日や雨天時のデータも含まれている。

図 2-4 にサロマ湖の現場データによる水温トレンドを示す。図中の矢印は観測された解氷日を示す。図より湖の水温が上昇し始めたときの温度が容易に判断でき、-1.7 °C から -1.5 °C である。この温度を超えると氷が融け始めると考えられる。しかし水温の上昇傾向は年ごとで異なり、1992 年や 1995 年のように単調に水温が上昇していく年もあれば、1991 年や 1993 年のように -1 °C 前後に数日留まる場合もある。水温トレンドの評価方法は、式 2-3 の 2 次回帰式で評価する方法に 5 °C 以下の水温を式 2-7 の線形回帰式で評価する方法を加えた。これは主に水深が深い湖に用いる方法で氷が融け始めると鉛直方向の循環が活発に行われ、水温の上昇はゆるやかに進むこと、また長期の水温トレンドで水温の上昇傾向が変わることを考

慮した方法である。

I) 第 2 領域であると考えられる 0 °C 以上の湖の水温 WT を日付 t の 2 次回帰式 (式 2-3) で評価する。

II) 0 °C から 5 °C までの湖の水温 WT を日付 t の線形回帰式 (式 2-7) で評価する。

$$WT = \alpha + \beta \quad (2-7)$$

α, β は定数である。ただし 1996 年は 5 月までの現場水温データのみが公開されているので II) による評価のみである。

表 2-2 に 2 次、及び線形回帰式により水温トレンドを評価したときの係数をそれぞれ示す。また併せて回帰式による水温推定誤差を示す。各係数は年ごとにかなりばらつきがある。特に 2 次回帰式で表した場合の A は 1989 年には正となった。水温推定誤差は、2 次回帰式で 1 °C 程度、線形回帰式で 0.5 °C 程度である。前節の衛星データによるユーラシア大陸の湖の水温トレンドの水温推定誤差と比較して、誤差が半分程度である要因として現場データの精度が 0.1 °C 以下と極めてよいことや、日平均値を用いていることなどが挙げられる。

表 2-3 に回帰式から 0.0 °C となる日付を推定した場合の誤差を示す (0.0 °C の日が複数日の場合は、最終的に水温が上昇し始める日付を推定することを考えて、最終日を真値とする)。0.0 °C となる日付の推定誤差は、1988 年の 2 次回帰式、また 1992 年の線形回帰式を除き、どちらの回帰式を用いてもほぼ 1 日から 2 日であった。また日付推定誤差は水温推定誤差と有意な相関があった ($r=0.57, P<0.05$)。1988 年の 2 次回帰式による誤差が大きい要因として、水温のピークが分かりにくく、回帰式の 2 次の項の係数 A の値が小さくなったことが挙げられる。また 1992 年の線形回帰式による水温推定誤差が大きくなった要因として、4 月 3 日から 4 日の 1 日で水温が不連続に 0.7 °C から 2.1 °C に急上昇していることが挙げられる。これらについては次節の解氷日推定の解析には加えない。

実際に衛星データへの適用を考えると、曇天日に観測できないことや水温推定精度は現場データよりも悪いことを考慮しなければならない。サロマ湖の現場水温データを用いて、これらの考察を行った結果は付録 B に示す。

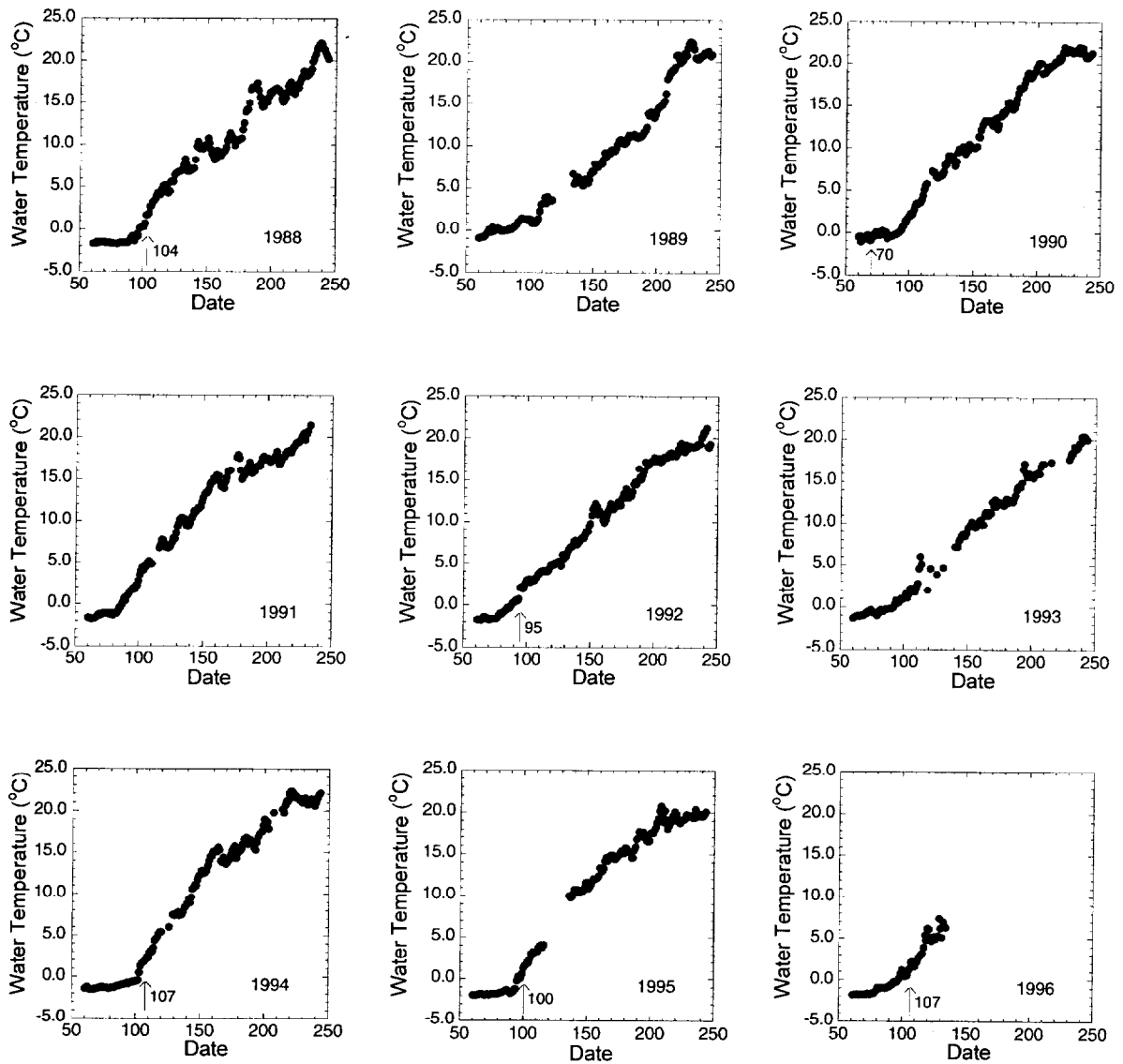


図 2-4. サロマ湖の現場データによる水温トレンド。

Fig. 2-4. Water temperature trends of in-situ data of Saroma-ko lagoon. Arrows show the date that the lake surface was completely free of ice.

表 2-2. サロマ湖の水温トレンド回帰式の係数, 及び水温推定誤差.

Table 2-2. Coefficients of water temperature trend regressions and water temperature estimation errors
at Saroma-ko lagoon.

(a) Quadratic Regression

Year	A	B	C	Error
1988	-0.00014	0.180	-14.89	1.3 °C
1989	0.00044	0.004	-3.23	1.1
1990	-0.00046	0.302	-23.62	0.8
1991	-0.00077	0.380	-27.65	0.8
1992	-0.00027	0.224	-17.94	0.8
1993	-0.00026	0.221	-18.37	0.7
1994	-0.00074	0.404	-32.66	0.9
1995	-0.00080	0.408	-31.65	0.6

(b) Linear Regression

Year	α	β	Error
1988	0.293	-28.75	0.3 °C
1989	0.107	-9.04	0.6
1990	0.233	-21.42	0.2
1991	0.253	-22.22	0.3
1992	0.137	-11.53	0.4
1993	0.187	-17.49	0.8
1994	0.283	-28.44	0.3
1995	0.214	-20.31	0.3
1996	0.191	-18.32	0.5

表 2-3. サロマ湖の水温トレンド回帰式の 0.0 °C となる日付推定誤差.

Table 2-3. Errors of dates when water temperature was 0.0 °C estimated from water temperature trend
regressions at Saroma-ko lagoon.

Year	Error of Dates (days)	
	Quadratic	Linear
1988	+10	0
1989	-1	+1
1990	-1	0
1991	0	+1
1992	+1	-4
1993	+1	+1
1994	-3	-1
1995	+1	0
1996		+1

2-4-2 衛星データによる水温トレンドの日付推定精度の評価

前項では、サロマ湖の現場データによる水温トレンドのある特定温度 ($=0.0\text{ }^{\circ}\text{C}$)となる日付の推定精度を評価した結果、8月までのデータを用いても1日程度の精度で推定できた。本項では衛星データによるユーラシア大陸の湖の水温トレンドを用いて、同様に日付推定精度を評価する。2-3節で水温トレンドの水温推定精度が使用する水温データの範囲によって異なることを示した。そこで、本項では日付推定精度と使用するデータ範囲の関係についても考察する。

まず各湖の水温トレンドを5月、6月、7月、8月までのデータを使用したときについて、それぞれ回帰式で評価する。一例として図2-5にバイカル湖において各月までのデータを用いたときの水温トレンド回帰式を示す。そして、Bussieres et al., (2002)では $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ を解氷温度としているので、本研究でも各湖について $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ 前後のある特定温度の日付を推定し、衛星観測値を真値として比較する。

表2-4に各湖の2002年のMODISデータを使用したときの回帰式による日付推定誤差(=回帰式による推定値－衛星観測値)を示す。表中の*はその月までのデータで回帰式が構築できなかったことを示している。一般に使用するデータ範囲が長くなるほど、日付推定誤差が大きくなる傾向があるが、ツィムリャンスク湖、クイビシェフ湖(Lake Kuibyshev)のように8月までのデータを用いた場合が7月までのデータを用いた場合に比べて誤差が小さくなる場合もある。この要因として、8月に水温が降下したため、水温トレンドを回帰式で評価したときの温度勾配が急になり、推定値が早すぎたのが緩和されたことが考えられる。

次に同一湖で使用するデータ範囲によって日付推定精度がどのように変化するか考察する。回帰式を構築できない場合が存在するが、5月までのデータを使用した場合の日付推定精度は2日程度と最もよい。一方で6月までのデータを用いた場合は、ウブサ湖(Lake Ubsa)が $1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ から $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ までの間でデータが得られなかったため誤差が大きいが、全体として18の湖の中で半分以上の10の湖で最も精度がよい。そして2001年と2003年のデータを併せて考えると、6月までのユーラシア大陸の18の湖の水温トレンドより $-1.1\text{ 日}\pm 2.9\text{ 日}$ で日付の推定が可能である。この結果は、サロマ湖の水温トレンドより、データの取得頻度や精度を考慮して行ったシミュレーション結果(付録B)と一致している。

以上より湖の解氷日に応じて使用する水温データの範囲を変えることで、高精度に解氷日の推定が可能であると考えられるが、対象とするユーラシア大陸の 18 の湖では 6 月までのデータを用いて 3 日以下と高精度で日付の推定が可能であるため、本研究では全ての湖について 6 月までの水温トレンドを回帰式で評価し、解氷日を推定する (第 5 章)。

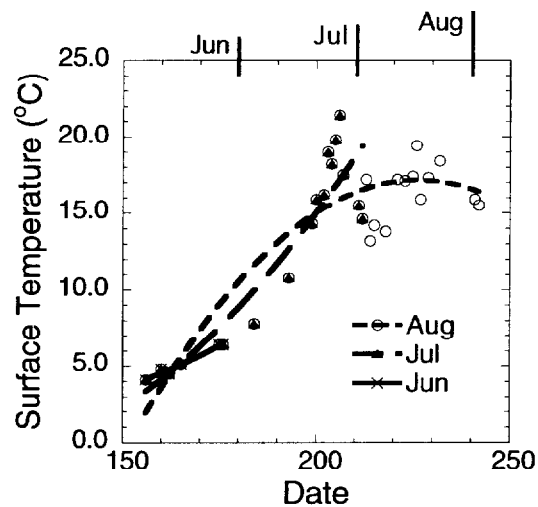


図 2-5. バイカル湖の 6 月, 7 月, 8 月までのデータを用いたときの水温トレンド回帰式の比較.

Fig. 2-5. Comparison of the water temperature trend regressions using data until June, July, and August for Lake Baikal.

表 2-4. ユーラシア大陸の湖の水温トレンド回帰式より推定した 4 °C 前後のある特定の温度
となる日付の推定誤差.

Table 2-4. Errors of dates when water temperature was specific values about 4 °C estimated from
water temperature trend regressions at 18 Eurasian lakes.

No	Lake	May	June	July	August
1	Ladoga	-	-1	+2	+3
2	Onega	-	-1	+2	+3
3	Rybinsk	+1	0	+1	+3
4	Tsimlyansk	-5	-6	-7	-1
5	Volgograd	-2	-4	-5	+1
6	Kuibyshev	-2	-5	-12	-3
7	Kama	-	+3	+5	+6
8	Balkhash	-3	-2	-1	-3
9	Chany	-1	-5	-8	-9
10	Zaisan	0	0	-8	-9
11	Krasnoyarsk	-	+1	+1	+2
12	Ubsa	0	-9	+18	-17
13	Khubsgul	-	+1	+4	+5
14	Bratsk	-	-2	-4	-3
15	Baikal	-	+4	+9	+10
16	Vilyuisk	-	0	+1	-1
17	Zaya	-	-3	0	-1
18	Khanka	-2	-5	-9	-11

2-5 現場データによるサロマ湖の水温トレンドと解氷日の関係

2-5-1 観測した解氷日と推定した解氷開始日の比較

本節では、前節で作成したサロマ湖の水温トレンド回帰式 (図 2-4, 表 2-3)を用いて、融解し始める日を推定し、観測した解氷日とどのような関係があるのか考察する。なお本節でいう融解し始める日は、サロマ湖では水温が上昇し始める -1.6°C となる日付のことであり、湖面から氷が完全になくなる解氷日とは異なる。そこで解氷日と区別して、この融解し始める日のことを解氷開始日という。

1988 年から 1995 年の各年における水温トレンド回帰式 (線形, 2 次)より解氷開始日を推定した。なお 2 次回帰式は 8 月までのデータを使用した。表 2-7 に現場水温データより推定した解氷開始日と観測した解氷日を示す。×は観測値が与えられていないことを示す。回帰式で解氷日が推定できた年 (1991 年, 1993 年)でも観測値が与えられていない場合がある。これは水温測定地点では結氷したが、サロマ湖内では結氷しなかった地点が存在するので、観測値が与えられなかったと考えられる。線形回帰式と 2 次回帰式による解氷日の推定結果は、ほぼ一致している。なお観測により 1990 年はこの 40 年間で唯一 3 月中 (3 月 11 日)に全面解氷したとされているが、現場水温データでは (-0.9°C)が続いている時期であり完全に解氷しているとは考えにくいので、以後の解析から除外する。

次に線形、及び 2 次回帰式により推定した水温測定地点の解氷開始日と観測した全面解氷日の関係を調べる。推定値 (Y)と観測値 (X)の関係 (差の平均値 $\pm$ 標準偏差)は

$$Y - X = -13 \pm 2 \quad (2-8)$$

であり、オフセット除去後、水深 3 m の現場水温トレンドから 2 日程度の精度で全面解氷日の推定が可能である (野中ほか, 2004)。また推定値は観測した全面解氷日より 13 日早い傾向があることが分かる。この原因として、解氷 (開始)日の空間分布、解氷日と本研究で定義した解氷開始日の違い、水深 3 m と観測する表層の解氷 (開始)日の違いなどが考えられる。

表 2-5. 各年のサロマ湖の現場水温データより推定した解氷開始日と観測した解氷日.

Table 2-5. Comparison between dates of ice beginning to melt and ice breakup dates estimated from in-situ data for each year.

Year	Ice Breakup Date		Date of Ice Beginning to Melt	
	Observation	Estimation		
		Quadratic	Linear	
1988	104	78	93	
1989	×	57	67	
1990	70	84	85	
1991	×	81	82	
1992	95	81	72	
1993	×	84	85	
1994	107	93	95	
1995	100	90	87	
1996	107		90	

2-5-2 考察

前項ではサロマ湖の解氷開始日の推定値と解氷日の観測値の比較を行った結果、-13 日のオフセットがあることを明らかにした。本項ではオフセットの要因の 1 つである解氷日の空間分布の評価を行う。サロマ湖の観測した全面解氷日はサロマ湖内で最後に解氷した日であるのに対し、推定値は水温測定地点における氷が融け始めた日であることに注意する。ここでは、水温測定地点とサロマ湖全域の解氷日の差がどの程度であるかについて衛星データを用いて評価する。

まず図2-6に2000年4月3日(快晴, 最高気温5.7℃, 相対湿度48%)のサロマ湖内のMODISデータによる表面温度分布を示す。湖心の水温測定地点や湖の東側では0℃を超えているが、湖の北側や西側の湖心の一部にはまだ0℃以下の点の一部が見られる。この日の湖の表面温度の平均値, 最小値, 標準偏差はそれぞれ-1.4℃, -0.2℃, 0.4℃であった。このような湖の最低水温データによる水温トレンドから推定した解氷開始日は、湖内で最後に解氷した地点の解氷開始日とほぼ等しいと考えられる。

2000年から2002年の6月までのMODISによる最低温度、及び水温測定地点における温度データを用いて推定した解氷開始日を表2-6に示す。氷が融けはじめる温度は、前項と同じ-1.6℃とした。結果より、水温測定地点における解氷開始日と最後に解氷した地点の解氷開始日の差は、各年において1日から5日程度である。

そして衛星データより推定した水温測定地点における解氷開始日は、観測した全面解氷日と-18±3日の関係があった。すなわち観測した全面解氷日と衛星データによる水温測定地点における推定した解氷開始日のオフセット値(=-18日)のうちで、1日から5日程度が解氷日の空間分布に起因し、残りの13日から17日程度が解氷し始めてから完全に解氷するまでにかかる日数であることが示唆される。

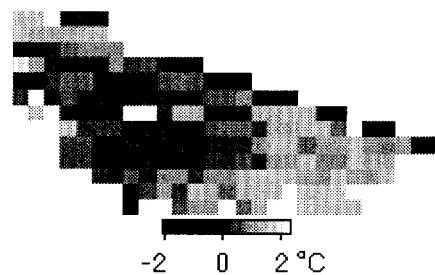


図 2-6. 2000 年 4 月 3 日の MODIS データによるサロマ湖内の水温分布.

Fig. 2-6. Spatial distribution of the water temperature in Saroma-ko lagoon derived from MODIS data on April 3, 2000.

表 2-6. MODIS データによる水温測定地点, 及びサロマ湖の最低水温の水温トレンドより推定した解氷開始日.

Table 2-6. Dates of ice beginning to melt estimated from MODIS water temperature trend using minimum water temperature at Saroma-ko lagoon.

Year	Ice Breakup Date	Date of Ice Beginning to Melt	
	Observation	Estimation	
		Measurement Point	Minimum Water Temp.
2000	102	88	92
2001	105	86	87
2002	97	77	82

2-6 まとめ

第 2 章では、湖の解氷日を推定するにあたり、ユーラシア大陸の湖の湖心の水温トレンドを用いてどの程度の精度である特定の温度となる日付を推定できるかを定量的に評価するとともに、現場データによるサロマ湖の水温トレンドと現地観測した解氷日の関係についての考察を行った。その結果、衛星データによるユーラシア大陸の湖の水温トレンドの日付推定精度は、6 月までのデータの場合 3 日程度であることを明らかにした。またサロマ湖の現場データよりオフセット除去後、2 日程度の精度で全面解氷日の推定が可能であることを確認した。本章で得られた結果より、衛星データの取得頻度や誤差の影響は受けても、対象とするユーラシア大陸の湖では 3 日程度の精度で解氷日の推定が行えると考えられる。

本章の課題として、水温が小刻みに変動するような場合の水温トレンド評価手法を検討することである。

以下に各節で得られた結果と知見を具体的にまとめる。

<衛星データによる水温トレンドの評価手法の検討>

- (1) 衛星データによるユーラシア大陸の 18 の湖の水温トレンドを 2 次回帰式で 1°C 程度の精度 (6 月までのデータ使用) で評価できる。
- (2) 水温トレンドの 2 次回帰式による水温推定精度は、何月までのデータを使用するかによって異なる。

<現場データ及び衛星データによる水温トレンドの日付推定精度の評価>

- (3) 現場データによるサロマ湖湖心の水温トレンドを 2 次回帰式で評価したときの 0.0°C となる日付推定精度は 1 日程度である。
- (4) 衛星データによるユーラシア大陸の 18 の湖の湖心の水温トレンドの日付推定精度は、6 月までのデータを用いた場合、3 日程度である。

<現場データによるサロマ湖の水温トレンドと解氷日の関係>

- (5) 現場データによるサロマ湖の水温トレンドより 2 日程度の精度で湖の全面解氷日の推定が可能である。

第3章 衛星リモートセンシングによる解氷温度推定

3-1 はじめに

第 2 章ではユーラシア大陸の湖の水温トレンドを回帰式で評価したときに、温度が定まればその温度となる日付を 3 日以下の精度で推定できることを明らかにした。そこで第 3 章では水温トレンドを用いて湖の解氷日を推定するにあたって、観測する 1 画素内で完全に雪氷がなくなったと判断する温度を解氷温度と定義したときに、この温度を精度よく推定することを目的とする。後述するように (4-3-3 項)、解氷温度が 1 °C 異なるとによって解氷日の推定値が 10 日以上変わってくることもある。

既往研究では、Irbe (1992)が 5 大湖で氷と水が混在するときの雪氷の表面温度が 0 °C 以下であるのに対し、水の表面温度が 0 °C から 4 °C であることを報告している。この結果より、Bussieres et al. (2002)が湖内の平均温度が 4 °C となったときに解氷したとしている。しかし

- ・ Bussieres et al. (2002)では湖内で雪氷と水を区別しており、衛星が観測した画素単位で考えたときに雪氷と水が混在している画素の取扱いが明確でない、
- ・ Irbe (1992)における水であるときの表面温度 0 °C から 4 °C の中で、Bussieres et al. (2002)が 4 °C を完全に氷がなくなるとする理由が明らかでない、
- ・ 5 大湖の温度をその他の湖に適用できるかの議論が行われていない、

などの問題がある。本研究では最初の問題について、雪氷と水が混在した画素を雪氷とみなし、水かそうでないかを画素単位で区別し (図 3-1)、画素単位の解氷温度推定手法を提案する。

そのために衛星リモートセンシングにより湖の表面温度をどの程度の精度で推定できるか評価しておくことが必要である。本研究では、表面が雪氷、あるいは雪氷と水が混在したときの表面温度を推定するときに海面温度 (Sea Surface Temperature, SST)推定手法を用いる。そこで特に表面が雪氷のときに SST 推定手法による表面温度推定精度を評価しておくことは重要である。

以上を踏まえて、本章を以下の主要な 3 節より構成する。まず 3-2 節では、熱赤外域の放射伝達と大気補正についてまとめ、差分吸収アルゴリズムによる温度推定手法、さらに衛星センサによる SST 及び雪氷面温度 (Ice Surface Temperature, IST)推定手法の review を行う。次に 3-3 節では、雪氷と水の混在時に温度を推定することを想定し、SST 推定手法を用いた場

合の表面温度推定精度を評価する。そして 3-4 節では、衛星リモートセンシングによる解氷温度推定手法の提案を行い、バイカル湖 (Lake Baikal)やオホーツク海などの解氷温度を推定し、淡水湖や海水の解氷温度を明らかにする。

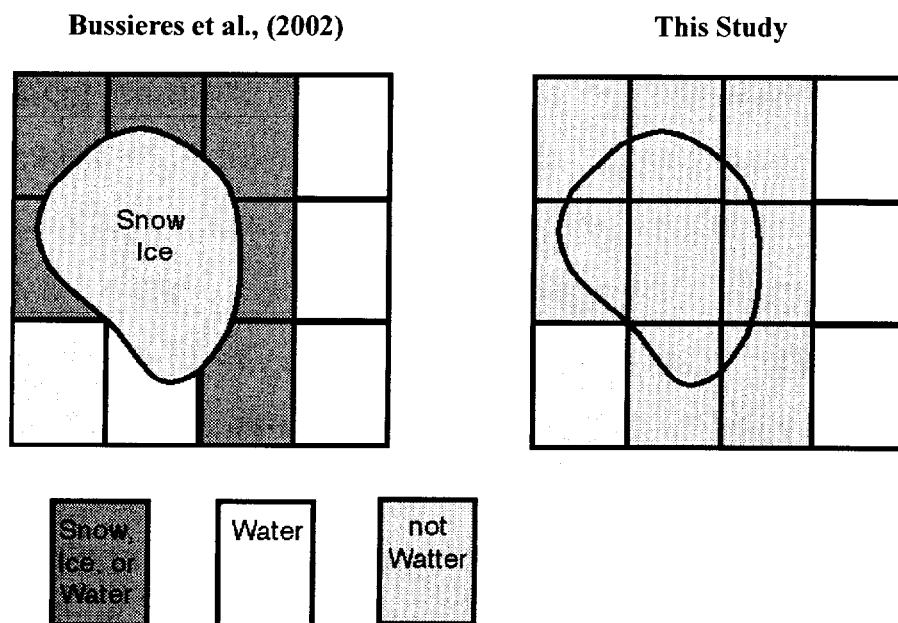


図 3-1. Bussieres et al. (2002)による研究と本研究による雪氷と水の区別.

Fig. 3-1. Discrimination of snow, ice and water for study of Bussieres et al. (2002) and for this study.

3-2 衛星リモートセンシングによる海面温度・雪氷面温度推定手法

3-2-1 熱赤外域の放射伝達と大気補正

衛星 (航空機) リモートセンシングにおいて、地表面や水面 (以後本項では総称して、地表面という) 温度や反射率を推定するときに、観測値は大気の吸収や散乱、放射の影響を受ける。このような大気の影響を除去することを大気補正という。以下放射伝達の基礎事項をまとめる。

衛星に搭載されたセンサによって観測される大気上端の放射輝度と地表面からの熱放射は、以下の放射伝達方程式 3-1 と地表面での熱放射の式 3-2 で表される。

$$I_{\lambda}(Z) = I_{\lambda}(Z0)\tau_{\lambda}(Z, Z0) + I'_{\lambda} \quad (3-1)$$

$$I_{\lambda}(Z0) = \epsilon_{\lambda} B_{\lambda}(Ts) + \frac{(1 - \epsilon_{\lambda}) F^{\downarrow}_{\lambda}}{\pi} \quad (3-2)$$

ここで、 $I_{\lambda}(Z)$ は高度 Z 、波長 λ における放射輝度、 $Z0$ 、 Z はそれぞれ地表面と衛星の高度、 $\tau_{\lambda}(Z1, Z2)$ は高度 $Z1$ 、 $Z2$ 間の波長 λ における透過率、 I'_{λ} 、 $F^{\downarrow}_{\lambda}$ 、 ϵ_{λ} は波長 λ における光路輝度、及び天空照度、放射率、 Ts は表面温度、 B_{λ} は波長 λ におけるプランク関数を示す。数式を単純にするために、各項の角度依存性は無視する。また地表面ではキルヒホッフの法則が成立していると仮定する。

このような大気上端と地上間の大気の影響を考慮するために大気補正手法が開発されてきた。以下に代表的な大気補正法である単バンドアルゴリズム (Price, 1984; Hook et al., 1992; Ottle and Stoll, 1993)、昼夜アルゴリズム (Li and Becker, 1993; Wan and Li, 1997)、差分吸収アルゴリズム (Prabhankara et al., 1974; Deschamps and Phulpin, 1980) についてその概要を示す。

単バンドアルゴリズムは、式 3-1 で透過率、光路輝度といった大気パラメータを与え、地表面の熱放射を求めた後、地表面放射率を与えれば式 3-2 より地表面温度を求める方法である。この場合、放射伝達計算上重要な水蒸気、及び気温の各プロファイルは、通常ラジオゾンデやサウダの各観測データや全球解析データが利用される。また地表面放射率を事前に知っておく必要があるが、知らない場合でも地表面温度と地表面放射率を分離して推定する温度-放射率分離アルゴリズム (Kahle, 1987; Realmuto, 1990; Kealy and Gabell, 1990; 松永, 1994 な

ど)の開発も行われている。

昼夜アルゴリズムは、放射率が昼夜間で変動しないと仮定することによって昼夜 2 回の観測により未知数を減らし、方程式を連立させることによって地表面温度を求める。空間分解能が 1 km 程度の AVHRR や MODIS を対象に開発された。放射率も同時に得られるという長所の反面、大気補正に 2 回の観測データが必要である問題、両データ間のミスレジストレーションによる誤差の問題、2 時刻間で放射率を一定と置く仮定の妥当性の問題などがある。

差分吸収アルゴリズムは、多バンドの熱赤外センサにおいて、大気吸収の異なるバンド間の観測輝度温度差が、そのときの大気効果を説明することを根拠にするものである。しかし大気効果のみならず、放射率のバンド依存性が観測輝度温度に含まれてしまうため、放射率が既知である水域においては有効であるが、陸域では大きな誤差が生じる (Becker, 1987; Oettle, 1992)。

放射率が既知の水域の温度推定には、衛星観測輝度値のみから温度を推定することが可能な差分吸収アルゴリズムが一般的に用いられる。また放射率が既知である雪氷についても 3-2-3 節で述べるように差分吸収アルゴリズムによる温度推定が可能である。

3-2-2 差分吸収アルゴリズムによる温度推定手法

差分吸収アルゴリズムの基となる理論的な考え方は、Deschamps and Phulpin (1980)が2つあるいはそれ以上のバンドの観測輝度温度の線形和により海面温度を推定できることを示したことに始まる。差分吸収アルゴリズムの中で2つあるいはそれ以上のバンドを利用する方法をマルチチャンネル (MC)法といい、10 から 13 μm の大気の窓領域にある2つの連続したバンドを利用する方法をスプリットウインドウ (SW)法という。例えば2つのバンドを利用したとき、水温 T_s は以下の式で表せる。

$$T_s = T_1 + C_1(T_1 - T_2) + C_2 \quad (3-3)$$

ここで C_1, C_2 を SW 係数という。その後、SW 係数を地域や緯度に最適化したり (Minnett, 1990), 水蒸気や透過率の関数で表したり (Harris and Mason, 1992; Yu and Barton, 1994), 観測輝度温度の非線形項を導入する (Watson, 1988) など改良が進められている。

以下に Deschamps and Phulpin (1980) に従い、MC 法の式 3-3 を導出する。

放射伝達方程式より観測放射輝度 I_λ は、以下のように表せる。

$$I_\lambda = I_{0\lambda}\tau_\lambda(0, p_0) - \int_0^{p_0} B_\lambda(T(p))d\tau_\lambda(0, p) \quad (3-4)$$

ここで $I_{0\lambda}$ は地表面放射輝度、 $\tau_\lambda(0, p)$ は気圧が 0 から p までの透過率、 $T(p)$ は気圧 p における気温、 B_λ は波長 λ におけるプランク関数を示す。水面の観測では、放射率が 1 に近い

$$I_{0\lambda} \cong B_\lambda(T_s) \quad (3-5)$$

と水温 T_s を用いて近似することができる。

式 3-4 より、大気上端と地上の放射輝度の違い ΔI_λ は以下のように書くことができる。

$$\begin{aligned} \Delta I_\lambda &\equiv B_\lambda(T_s) - I_\lambda \\ &= - \int_0^{p_0} [B_\lambda(T_s) - B_\lambda(T(p))]d\tau_\lambda(0, p) \end{aligned} \quad (3-6)$$

また式 3-6 より、 T_s と波長 λ における観測輝度温度 T_λ の差 ΔT_λ を

$$\begin{aligned} \Delta T_\lambda &\equiv T_s - T_\lambda \\ &= \frac{\Delta I_\lambda}{\left(\frac{\partial B_\lambda}{\partial T}\right)_{T_s}} \end{aligned} \quad (3-7)$$

と表すことができる。

ここで以下の2つの仮定を置く。

(I) 大気による吸収は十分に小さく、以下の式で記述できる。

$$d\tau_\lambda(0, p) = -k_\lambda dU(p) \quad (3-8)$$

ここで k_λ は波長 λ における吸収係数、 $U(p)$ は気圧 0 から p まで積算した吸収気体の物質質量である。

(II) $B_\lambda(T(p))$ は以下のようにテーラー展開したときに、1 次の項までで近似が可能である。

$$B_\lambda(T(p)) = B_\lambda(T_s) + \left(\frac{\partial B_\lambda}{\partial T} \right)_{T_s} (T(p) - T_s) \quad (3-9)$$

そして式 3-6 から 3-9 まで用いると、 ΔT_λ は

$$\begin{aligned} \Delta T_\lambda &= k_\lambda \int_0^{p_0} (T_s - T(p)) dU(p) \\ &= k_\lambda f(T(p), U(p)) \end{aligned} \quad (3-10)$$

と書くことができる。ここで $f(T(p), U(p))$ は大気状態のみの関数であり、波長によらないので、2 バンド以上あれば消去できる。波長 λ をバンド i に置き換えて、 n バンド間で $f(T(p), U(p))$ を消去すると、水温 T_s を以下のように示すことができる。

$$T_s = a_0 + \sum_{i=1}^n a_i T_i \quad \text{with} \quad \sum_{i=1}^n a_i = 1 \quad (3-11)$$

ここで T_i はバンド i の観測輝度温度、 a_i は各バンドの吸収係数のみに依存する係数、 a_0 は表面反射や二酸化炭素の放射など、ほぼ一定の影響を示す係数である。また 2 バンドの場合は式 3-3 のように表されて、 C_1, C_2 は

$$C_1 = \frac{k_1}{k_2 - k_1} \quad C_2 = a_0 \quad (3-12)$$

通常これらの係数は、衛星観測値と船、ブイなどの実測水温や、放射伝達シミュレーションによって作成されたマッチアップデータを用いた回帰分析によって決定される。衛星観測値と船やブイなどの実測水温とのマッチアップデータを用いる場合は、実測水温がバルク水温と呼ばれる水深 10 cm 以深の水温であるのに対し、衛星が観測する水温は表皮水温と呼ばれる表層数 10 μm の水温 (Robinson et al., 1984) であることに注意する必要がある。表皮水温は、日射の強い日中では加熱されバルク水温よりも高くなるが、夜間には水面は熱放射によって冷やされるためバルク水温よりも低くなる。この温度差は 1 K 以下であると言われている (Schluessel et al., 1990; Fairall et al., 1996)、その変動が係数決定のときに誤差要因となる。

3-2-3 MODIS や AVHRR の海面温度・雪氷面温度推定手法

衛星センサによる海面温度 (Sea Surface Temperature, SST)の推定は、1978 年の AVHRR を搭載した NOAA 衛星の打ち上げに遡る。1982 年に打ち上げられた NOAA-7 号より AVHRR は赤外 3 チャンネル仕様となり、SST の高精度推定が可能となった。一方で、雪氷面温度 (IST, Ice Surface Temperature)を MC 法で推定することが始まったのは、1990 年代に入ってからである。以下に SST, 及び IST 推定手法をまとめる。

SST 推定手法

衛星リモートセンシングによる SST 推定アルゴリズムは、式 3-3 による SW 法や式 3-11 による MC 法をベースとしている。また夜間のデータを用いるときは、 $3.7\ \mu\text{m}$ 帯のバンドを含めると、精度が向上することから、 $3.7\ \mu\text{m}$ 帯のバンドに 10 から $13\ \mu\text{m}$ 帯の 2 バンドを組み合わせた 3 バンドの組み合わせによる推定式も利用されている (Barton et al., 1989)。しかし観測角が 45° 程度を超えると、観測角の影響を考慮する必要があるとされており (Wan and Dozier, 1996), AVHRR や MODIS のようにそれよりも観測角が大きいセンサを用いる場合は改良が加えられている。

AVHRR データの定常処理を行っている NESDIS は、1985 年より観測角の補正も行っている。次式は補正を行ったときの MC 法による SST 推定式である (NESDIS, 1998)。

$$SST = aT_{11} + b(T_{11} - T_{12}) + c(T_{11} - T_{12})(\sec\theta - 1) + d \quad (3-13)$$

ここで、 T_{11} , T_{12} は $11\ \mu\text{m}$, 及び $12\ \mu\text{m}$ の観測輝度温度 (AVHRR のバンド 4, 5), θ は衛星天頂角, a , b , c , d は定数である。また主にノイズの影響を軽減するために、1991 年以降は、以下に示す SST 初期推定値 (SST_{first}) を係数に含む NL (Non-linear) 法 (Watson et al., 1998) も使われている。

$$SST = aT_{11} + bSST_{first}(T_{11} - T_{12}) + c(T_{11} - T_{12})(\sec\theta - 1) + d \quad (3-14)$$

SST_{first} は前日の $100\ \text{km}$ 内のブイなどで観測した実測水温を用いる。AVHRR の回帰式の係数は、グローバルな移動式ブイの実測水温と衛星観測値の間のマッチアップによって決定されている。AVHRR による SST 推定精度は $0.5\ \text{K}$ 程度と言われている (Coll et al., 1993; Watson et al., 1998)。

MODIS の SST アルゴリズムは、Miami Pathfinder SST (mpSST)と呼ばれる AVHRR Pathfinder 用のアルゴリズム (Kilpatrick et al., 2001)を基にしており、式 3-14 で表される (T_{11} , T_{12} は MODIS のバンド 31, 32 の輝度温度)。しかし異なるのは、回帰式の係数がバンド間輝度温度差 ($T_{11}-T_{12}$)が 0.7 K 以上か以下によって変わる点である。 SST_{first} は現在 Reynolds Weekly OI (Optimum Interpolation)SST (Reynolds and Smith, 1994; Reynolds et al., 2001)と呼ばれる 1° グリッドの衛星データや現場データから作成される水温の週平均値を用いている。また MODIS の回帰式の係数は放射伝達計算によるシミュレーションや mpSST データとのマッチアップにより決められる (Minnett et al., 2003)。MODIS による SST 推定精度は、0.3 K 程度である (Brown and Minnett, 1999)。

IST 推定手法

これまで IST 温度推定アルゴリズムも SST 推定アルゴリズムと同様に放射率が既知であるために、MC 法が用いられている。Key and Haeffliger (1992)は、AVHRR を用いて快晴日の北極の中心部の雪で覆われた氷の温度を以下の式で推定した。

$$IST = a + bT_{11} + cT_{12} + d[(T_{11} - T_{12})\sec\theta] \quad (3-15)$$

ここで、 T_{11} , T_{12} は 11 μm , 及び 12 μm の観測輝度温度 (AVHRR のバンド 4, 5), θ は衛星天頂角, a, b, c, d は定数である。

式 3-15 を改良したのが、Key et al. (1997)で、次式を用いている。

$$IST = a + bT_{11} + c(T_{11} - T_{12}) + d[(T_{11} - T_{12})(\sec\theta - 1)] \quad (3-16)$$

全ての変数は、式 3-15 と同じである。しかし定数 a, b, c, d は $T_{11} < 240 \text{ K}$, $240 \text{ K} < T_{11} < 260 \text{ K}$, $260 \text{ K} < T_{11}$ の場合でそれぞれ異なる。式 3-16 は視野内に雲が混じっているとき大きな誤差を生み出す。さらに快晴日であっても、水蒸気量が IST 推定精度に影響を与える。特に水路や水たまり形成時は境界層に水蒸気が多く、さらに放射率が下がる (4-3 節で述べる)ため、推定が難しいと言われている (Key and Haeffliger, 1992)。

MODIS の雪氷面温度推定アルゴリズムは、Key et al. (1997)を基にしている。この手法は海面温度や地表面温度を推定するのとはほぼ同じであるが、極域に特有な条件を組み込んでいる。晴天日のデータを用いて検証した結果、0.3 K から 2.1 K の精度であり、誤差が大きいときの要因として表面の不均一性を挙げている (Key et al., 1997)。

3-3 海面温度推定手法による雪氷面温度推定精度

前節では衛星リモートセンシングによる海面温度 (SST) 及び雪氷面温度 (IST) 推定手法を概観した。本研究で衛星データによる水温トレンドを考えると、湖面が水の際に SST 推定手法を、雪氷の際に IST 推定手法を用いることが理想的である。しかし湖面が雪氷の際、あるいは雪氷と水が混在した際には、表面温度のみからは雪氷か水かを明確に区別することはできない。本研究では、主に解氷後 (表面が水であるとき、第 2 領域) の水温の時間系列データを考えるので、表面状態に関わらず SST 推定手法を用いることにする。

一方、SST 推定手法は差分吸収アルゴリズムの考え方を基にしており、2 バンドセンサを用いる場合 2 バンドの観測輝度温度差で大気の影響を評価していることが分かる (式 3-3)。しかし式 3-1, 3-2 より同じ大気条件で同じ温度の表面を観測したときでも、放射率が異なる場合は衛星センサによる観測輝度値が異なるため、式 3-3 より得られる SST の推定値も変わってくる。

以上を踏まえて、本節では雪氷と水の放射率の違いに着目し、雪氷面温度を SST 推定手法で推定したときの精度評価を行う。3-3-1 項では、雪氷面温度を SST 推定手法により推定するときに、推定精度に影響を与える項目を抽出し、シミュレーションモデルを構築する。そして 3-3-2 項では、構築したシミュレーションモデルを用いて、MODIS による SST 推定手法で雪氷面温度を推定したときの精度を評価する。

3-3-1 シミュレーションモデルの構築

差分吸収アルゴリズムによる陸域表面温度の推定が難しいのは、放射率の多様性により式 3-5 の近似ができないためである。同様に雪氷の温度を SST 推定式で評価するとき、推定温度に影響を与える重要な要因は雪氷と水の放射率の違いである。図 3-2 に室内実験による熱赤外域の 海水、(蒸留)水、海氷、淡水氷、雪の放射率 (Salisbury and D'Aria, 1992)を示す。海水と蒸留水に放射率の違いは 0.1 %以下と極めて小さいので、本節ではこれらはまとめて (蒸留)水とする。スペクトルの形状は水や雪で波長による変化が 2 %以下と小さいのに対し、海水や淡水氷は 10 μm を超えると減少し、MODIS のバンド 32 の観測波長域である 11.5 μm 付近では海水が 2 %、淡水氷は 5 %の放射率の減少が見られる。表 3-1 に MODIS のバンド 31, 32 の観測波長域を考慮した放射率の値をそれぞれ示す。水と雪の放射率はほとんど変わらないが、海氷と淡水氷は水と比較して 1 %から 5 %低い。

また雪氷は種類、粒径、粗度などによって放射率が変わってくる。これまでミー散乱などを含む雪氷の反射率のモデルの開発が進められてきた (Dozier and Warren, 1982; Wald, 1994)。室内実験においては、MODIS の観測波長域における雪氷の種類や粒径の違いによる放射率の違いは、0.5 %程度である (Salisbury et al., 1994)。また雪氷の放射率は衛星天頂角が低いと下がり、その大きさは 75°で 1.5 %である (Dozier and Warren, 1982)。

一方で、水の放射率と表面のラフネス (風速に依存)や衛星天頂角の関係もモデルにより評価されており、天頂角が 30°以下では風速の影響は極めて小さいことや、衛星天頂角依存性は 50°以下では、0.1 %以下であることが分かっている (Masuda et al., 1988)。

以上を考慮し、放射伝達計算によるシミュレーションにより各表面状態において、MODIS の SST 推定手法による温度推定精度を評価する。放射伝達計算には、放射伝達モデルである MODTRAN 4 (Berk et al., 1989)を用いる。大気モデルは、MODTRAN に付属する標準大気モデルの中緯度冬モデルと、高緯度冬モデルを使用する。表面温度は-1 °C と 1 °C の 2 通りを設定する。雪氷の放射率の不確定性はその種類や粒径の違いを考慮して 0.5 %とする。また MODIS と AVHRR の視野角を考えて、衛星天頂角は 0°と 40°とし、雪氷の放射率の衛星天頂角による減衰率は、40°において 1 %とする。一方で水の放射率の風速依存性や衛星天頂角依存性は無視できるとする。表 3-2 に以上のシミュレーションの条件をまとめる。

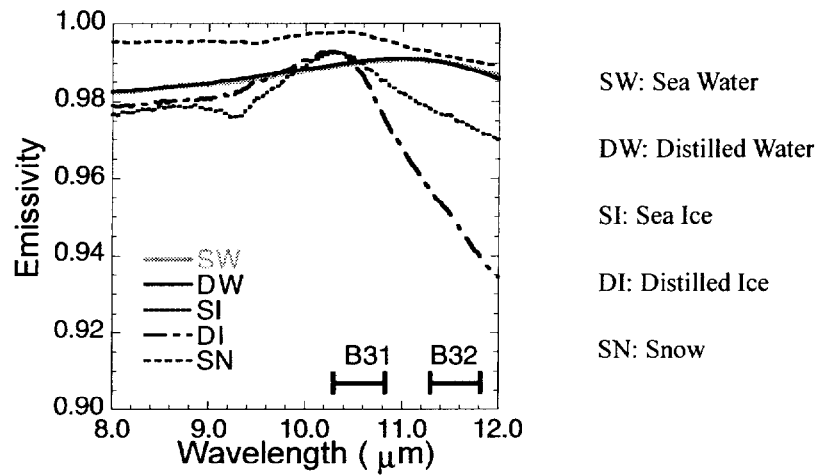


図 3-2. 熱赤外域における 海水, 蒸留水, 海氷, 淡水氷, 雪の放射率.

Fig. 3-2. Comparison of spectral emissivity between sea water, distilled water, sea ice, distilled ice, and snow in the thermal infrared region (Salisbury and D'Aria, 1992).

表 3-1. MODIS のバンド 31, 32 における(蒸留)水, 海氷, 淡水氷, 雪の放射率.

Table 3-1. Spectral emissivity between water (distilled water), sea ice, distilled ice, and snow for MODIS band 31 and 32 (Salisbury and D'Aria, 1992).

Surface Condition	Band31	Band32
Distilled Water	0.991	0.985
Sea Ice	0.982	0.970
Distilled Ice	0.967	0.936
Snow	0.994	0.989

表 3-2. MODIS の海面温度推定手法による温度推定精度評価のためのシミュレーションモデル.

Table 3-2. Simulation model for evaluating the accuracy of the temperature using the SST estimation method by MODIS.

Item	Simulation Model
Surface	Distilled Water, Sea Ice, Distilled Ice, Snow
Atmospheric Model	Mid-latitude Winter, High-latitude Winter
Surface Temperature	-1 °C, 1 °C
Uncertainty of Emissivity	0.5 %
Satellite Zenith Angle	0 °, 40 °
Rate of Emissivity Decrease	1 %/ 40 ° (except Distilled Water)

3-3-2 海面温度推定手法による雪氷面温度推定精度の評価

(I) 放射率不確定性とセンサのノイズの影響

<中緯度冬, 表面温度 1 °C>

大気モデルを中緯度冬モデル, 表面温度を 1 °C と固定し, 放射率不確定性を加えたときの推定温度精度を評価する。各表面, 水 (DW), 海氷 (SI), 淡水氷 (DI), 雪 (SN)で衛星天頂角が 0 °と 40 °のとき, 放射率の不確定性として各バンドに+0.5 %, 0 %, -0.5 %与えた場合の組み合わせで9通りの推定温度を評価した (以後の各条件における解析も同様)。

図 3-3 に各表面の SST 推定手法による推定温度精度を示す。図中の点は放射率の不確定性やノイズを加えなかった場合を取る値を, またエラーバーは 9 通りの中の推定される表面温度の最低値, 及び最大値を示す。

衛星天頂角が 0 °の場合, 表面がいずれの場合も推定値は真値 (=1 °C)と比較して 0.5 °C 程度低く見積もられており, 放射率の不確定性を加えた場合, その最大誤差 (エラーバー)は 0.2 °C から 0.9 °C 程度であることが分かる。特に淡水氷を除き, バンド 31 に+0.5 %, バンド 32 に-0.5 %加えた場合に誤差が 1 °C 近くと大きい。次に衛星天頂角が 40 °の場合, 推定値は真値と比較して 1 °C 程度低く見積もっている。放射率の不確定性を加えた場合, その誤差は 0.6 °C から 1.2 °C と衛星天頂角が 0 °の場合と比較して大きい。特に最低値を推定しているときであるバンド 31 に-0.5 %, バンド 32 に+0.5 %の誤差を加えたときの誤差が 1 °C 近く大きくなっている。

<高緯度冬, 表面温度 1 °C>

大気モデルを高緯度冬モデル, 表面温度を 1 °C と固定し, 放射率不確定性を加えたときの温度推定精度を評価する。図 3-4 に各表面の SST 推定手法による推定温度精度を示す。図 3-2 の(a)と比較して, 観測角が 40 °の場合の推定値が 0.2 °C から 0.6 °C 高くなったが, 誤差の大きさ自体は表面状態によらず 0.4 °C 以下の変化であった。すなわち大気モデルの違いによる推定温度の違いは放射率の不確定性による推定温度の違いと比較して小さいといえる。

<中緯度冬, 表面温度-1 °C>

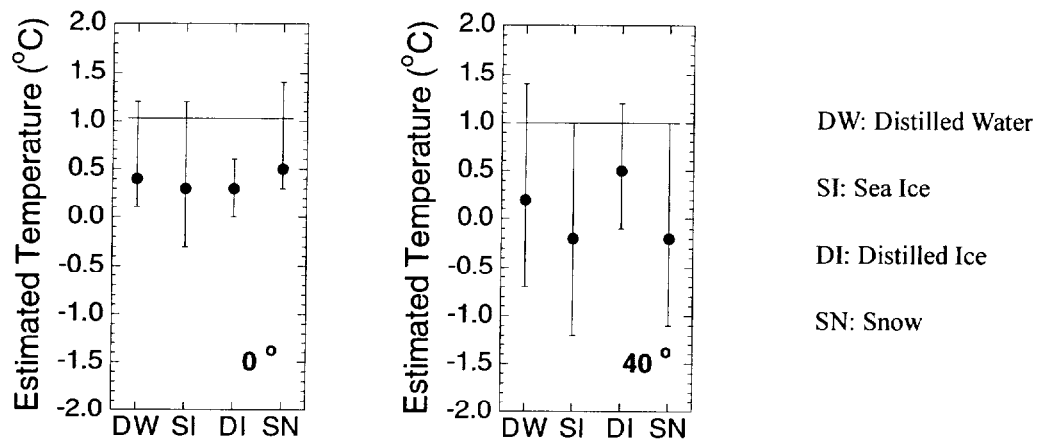
大気モデルを中緯度冬モデル, 表面温度を-1 °C と固定し, 放射率不確定性を加えたときの温度推定精度を評価する。図 3-5 に各表面の SST 推定手法による推定温度精度を示す。図 3-2 の(a)と比較して, 表面温度を 1 °C から-1 °C に 2 °C 下げたことに伴い, 観測角が 0 °, 40 °の場合ともに推定値が 2 °C 下がった。しかし 誤差の大きさ自体は各表面ともに 0.3 °C 以下の変化であった。すなわち表面温度の違いによる推定温度の違いは放射率の不確定性による推定温度の違いと比較して小さいといえる。

さらに放射率以外にもセンサ固有の問題として, センサのノイズがある。MODIS の場合, 打ち上げ後に行われた初期チェックの結果, バンド 31, 32 で 0.10 K 以下である (Wan, 2002)。センサのノイズを考慮したシミュレーションを同様に行った結果, 推定誤差は放射率の不確定性を加えた場合と比較して十分に小さかった。以上の結果より, 放射率の不確定性を考慮した場合の SST 推定手法による雪氷面温度推定誤差は 2 K 以下である。

(II) バンド間輝度温度差と推定温度の関係

(I)で推定温度が高くなるのは, バンド 31 に+0.5 %, バンド 32 に-0.5 %の放射率の不確定性を加えたときであり, 推定温度が低くなるのはバンド 31 に-0.5 %, バンド 32 に+0.5 %加えたときであった。前者のときはバンド間輝度温度差が大きくなり, 後者はバンド間輝度温度差が小さくなる。そこで, (I)で使用したデータを用いて, バンド間輝度温度差と推定温度の関係を求める。

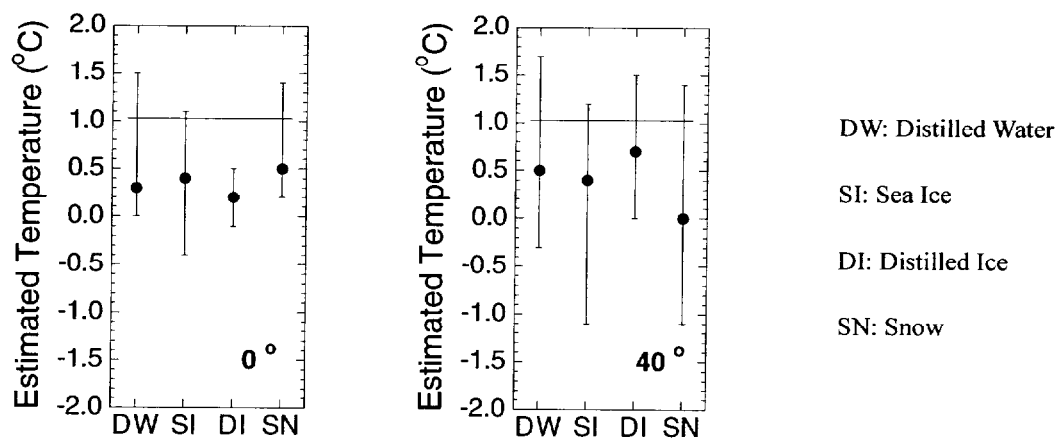
図 3-6 に各表面におけるバンド間輝度温度差と推定温度の関係を示す。全ての表面において, バンド間輝度温度差が大きくなるに従い, 推定温度が高くなることが分かる。これは同じ温度の表面を観測した場合, 輝度温度差が大きいことは大気の影響が大きいことを意味しているため, 推定温度が高くなることから説明することが可能である。またその大きさは輝度温度差 0.5 °C が, 推定温度 1.0 °C の違いに相当する。



(Mid-latitude Winter Model, Surface Temperature is 1 °C)

図 3-3. 中緯度冬モデル，表面温度が 1 °C の条件下で，放射率の不確定性を考慮したときの各表面における SST 推定手法による推定温度精度.

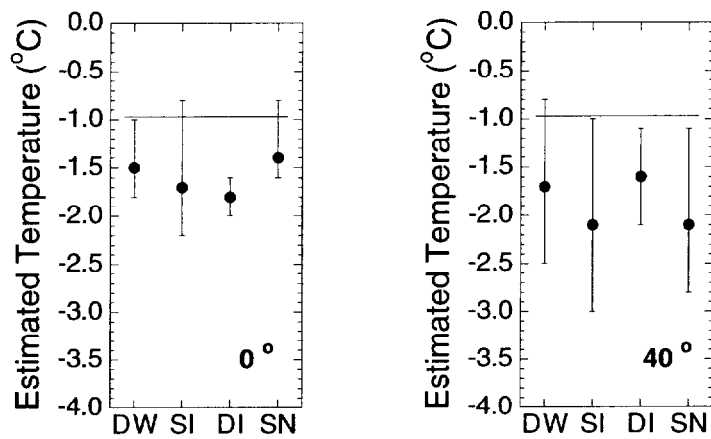
Fig. 3-3. Temperature estimation accuracy for each surface type by the MODIS SST estimation method considering uncertainty of emissivity for mid-latitude winter atmosphere, surface temperature is 1 °C.



(High-latitude Winter Model, Surface Temperature is 1 °C)

図 3-4. 高緯度冬モデル，表面温度が 1 °C の条件下で，放射率の不確定性を考慮したときの各表面における SST 推定手法による推定温度精度.

Fig. 3-4. Temperature estimation accuracy for each surface type by the MODIS SST estimation method considering uncertainty of emissivity for high-latitude winter atmosphere, surface temperature is 1 °C.



(Mid-latitude Winter Model, Surface Temperature = -1 °C)

図 3-5. 中緯度冬モデル, 表面温度が-1 °C の条件下で, 放射率の不確定性を考慮したときの各表面における SST 推定手法による推定温度精度.

Fig. 3-5. Temperature estimation accuracy for each surface type by the MODIS SST estimation method considering uncertainty of emissivity for mid-latitude winter atmosphere, surface temperature is -1 °C.

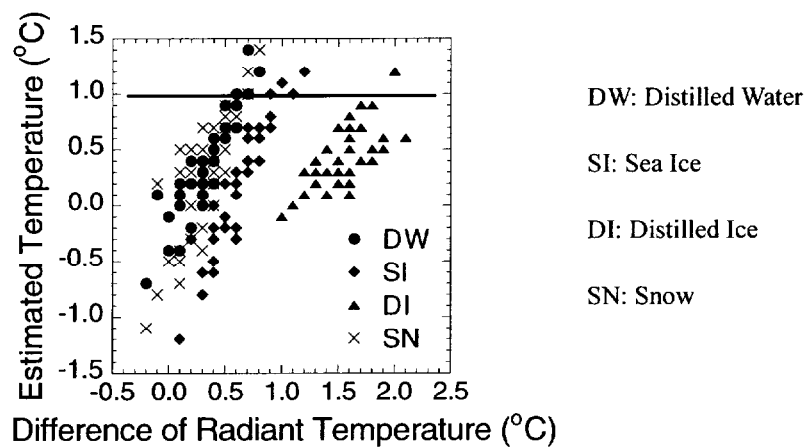


図 3-6. バンド間輝度温度差 (T11-T12)と推定温度の関係.

Fig. 3-6. Relationships between the difference of radiant temperature (T11-T12) and estimated temperature.

3-4 近赤外域の反射率データを用いた解氷温度推定

本節では、衛星リモートセンシングによる水温トレンドを用いた解氷日推定手法で精度よく解氷日を推定するために重要である解氷温度（衛星が観測する 1 画素内で雪氷が湖面からなくなったときの温度）をどのように推定するかについて議論する。必要な要件として、水温トレンドと同じ空間スケールであること（1 画素の平均温度）や衛星が観測する表皮温度であることが挙げられる。また過去数十年間の解氷日を推定するとき、異なるセンサを用いることも考えられることから、多種多様なセンサに適用可能であることが望ましい。さらに湖の塩分などによって解氷温度が異なることが予想されるため、様々な湖で適用できることも重要である。以上の要件を踏まえて、本節では衛星リモートセンシングによる解氷温度推定手法について検討する。

湖面から雪氷がなくなったときを表面温度のみから推定することは非常に難しい。そこで近赤外域で水と比較して雪氷の反射率が高いことに着目して解氷温度を推定する。そのために 3-4-1 項では、まず考え方の基となる衛星データにより得られる雪氷に関する指標やそのアルゴリズムをまとめる。次に 3-4-2 項で、表面温度と反射率データの時系列及び空間分布より解氷温度を推定する手法を提案する。このとき前節で示したように、画素内に雪氷が混在するときには、放射率の不確定性やセンサのノイズの影響などで 2°C 以下の誤差を持つことにも注意する。そして 3-4-3 項と 3-4-4 項で提案した手法により、バイカル湖やオホーツク海の解氷温度を推定し、淡水や海水の解氷温度を明らかにする。

3-4-1 衛星データによる雪氷の指標

MODIS には, Snowmap (Hall et al., 1995)と呼ばれるピクセルごとに雪かどうかを判別するアルゴリズムがある (Hall et al., 2001; Hall et al., 2002)。Snowmap の開発の背景には, 地球の放射過程を考えるにあたって北半球の陸地で冬季に 40 %を占める雪は極めて重要である (Foster and Chang, 1993)ことや, 雪は陸地の化学, 生物, 地学過程に影響を与える (Robinson and Kukla, 1985; Allen and Walsh, 1993)ことがある。Snowmap は MODIS の打ち上げ前に, TM センサを用いて 試験が重ねられてきた。

Snowmap は雪と雲を分離することが可能である NDSI (Normalized Difference Snow Index)と呼ばれる指標を用いる (Hall et al., 1995)。NDSI の有用性は, 雪が短波長赤外域よりも可視域で反射率が高いことに基づく。NDSI は以下の式で表される。

$$NDSI = \frac{Band6 - Band4}{Band6 + Band4} \quad (3-17)$$

ここで Band 4, Band 6 は MODIS のバンド 4, 6 の反射率を示す。Sierra Nevada の積雪域における TM を用いた試験では, NDSI の値は 50 %以上の積雪がある画素では約 0.4 以上であった (Rosenthal and Dozier, 1996)。

水は雪とほぼ同じ NDSI を持つが, 近赤外域での反射率はそれよりも低いので, 近赤外域の反射率の違いを用いれば分離が可能である (Hall et al., 1995)。TM の近赤外域のバンド 4 (0.76-0.90 μm)を用いた場合, 雪の大気上端反射率は 11 %よりも高い (Dozier, 1989)。

MODIS には Icemap と呼ばれる海氷マッピングアルゴリズムも存在する。NDSIに加えて IST を用いることによって海氷面積の推定が可能である (Riggs et al., 1999)。海氷は季節によってアルベドが異なり, 雪に覆われている氷は高いが雪が融け出すと全ての波長域で低くなる (Grenfell and Perovich, 1984)。またグリースアイス (grease ice)のようにアルベドが低い氷は, 水と分離することが難しい。このような海氷を区別するために IST を用いている。

3-4-2 近赤外域の反射率データを用いた解氷温度推定手法の提案

前項では TM においては、雪氷指標のうちで近赤外域の反射率を用いて、雪と水を分離することが可能であることが既往研究より分かった。またグリースアイスなど反射率の低い氷もあるが、一般に氷の反射率は水よりも高い。そこで本項では、MODIS の近赤外域であるバンド 2 の雪氷と水の大気上端反射率の違いに着目し、衛星データより解氷温度を推定する手法を提案する（大気上端反射率は、大気による吸収や散乱の影響を受けるため、雪氷と水の反射率差は地上観測値ほど顕著でないことに注意する）。

まず雪と水の地上観測による反射率の違いを図 3-7 に示す（Johns Hopkins University Spectral Library, 1999）。雪の反射率は粒径や不純物濃度によって異なる（Warren, 1982; Conway et al., 1996）ことや雪が融け出すと反射率は低下する。これまでに雪氷が解氷する前に形成される水路や水たまりの反射率特性に関する研究は行われている（Fetterer and Untersteiner, 1998; Tschudi et al., 2001）。そしてアルベドは、水たまりが発達することや深くなるに従って減少していくことが明らかになっている（Robinson et al., 1992; Morassuti and Ledrew, 1996）。

このような雪氷、水たまり、水へと反射率が減少していく点に着目し、本研究では、以下の 2 つの方法で解氷温度を推定する（Nonaka et al., submitted）。

- a) 表面温度と反射率データの同一地点の時系列より解氷温度を推定する。
- b) 雪氷と水が混在した湖面画像の表面温度と反射率データの空間分布より解氷温度を推定する。

図 3-8 に 2 つの方法の概略を示す。a)は表面温度と反射率データの時系列より、氷が融けるに従って反射率が減少し（温度はあまり変化しない）、水となった後の反射率はほとんど変化しないことに着目する。そしてほぼ一定の反射率となった水の最初の温度を解氷温度とする。一方で b)は雪氷と水が混在した一時期の画像で雪氷から水たまり水と空間的に変化する段階で反射率が下がっていくことに着目する。そして反射率より水と考えられる画素の表面温度の範囲とセンサの誤差などの関係から、解氷温度を推定する（詳細は 3-4-3 項、及び 3-4-4 項で説明する）。

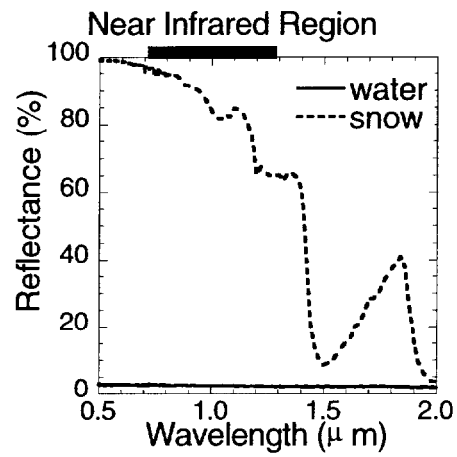


図 3-7. 雪と水の反射率の違い.

Fig. 3-7. Difference of the reflectance between snow and water (Johns Hopkins University Spectral Library, 1999).

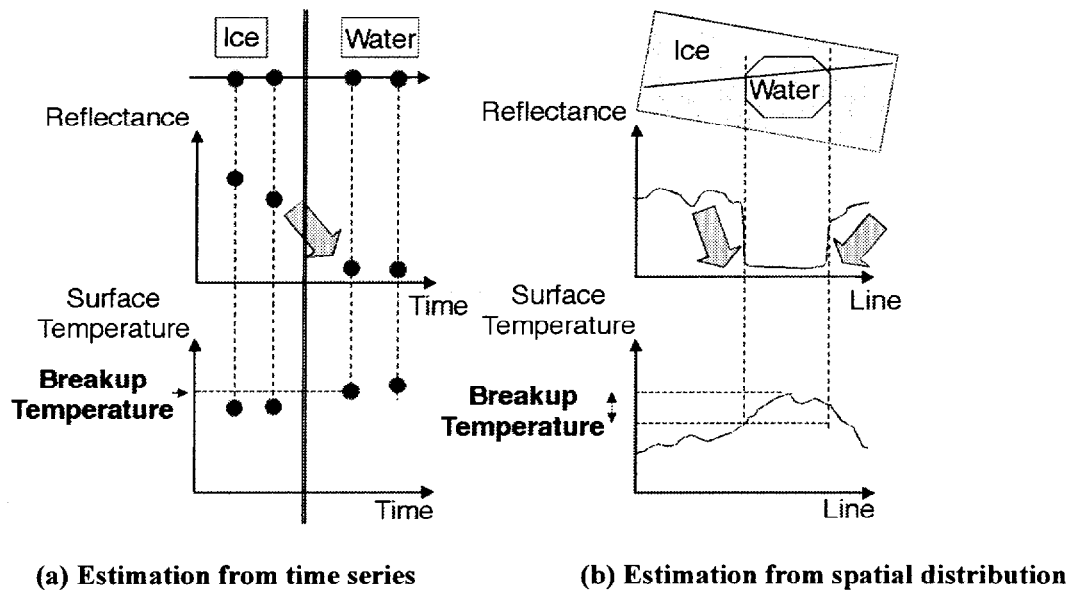


図 3-8. 解氷温度推定手法の概略図.

Fig. 3-8. Schematic views of breakup temperature estimation methods.

3-4-3 淡水湖の解氷温度推定

(I) データの時系列によるバイカル湖の解氷温度推定

解氷日の現地観測データがある Listvyanka Station の表面温度と反射率データの時系列より、解氷温度を推定する。表面温度は MODIS の Level 2 SST データを、また反射率は近赤外域であるバンド 2 の Level 1 reflectance データ (250 m 分解能のデータを 1 km のサイズにリサンプル) データを使用した (Level 1, Level 2 とともに 5 分間に観測するデータを意味する)。また晴天日のデータを抽出するために、MODIS の Level 2 cloud mask データ (Ackerman et al., 2002) を用いる。そして、表面温度と反射率データから 95 %以上の確率で clear (confident clear) であるデータを抽出した。さらにセンサのノイズの影響を軽減するために、それぞれの 3*3 ピクセルの平均値を計算し比較した。

図 3-9 表面温度 (ST) と反射率 (ref) の関係を示す。矢印は各年に Listvyanka Station で観測した解氷日を示す。反射率は解氷日の前後で 10 %以上から 1~2 %に減少している。反射率と比較して、表面温度は解氷日前後でほとんど変化していない。解氷日直後に最初の表面温度は、それぞれ 2.6 °C (2000 年), 2.7 °C (2001 年), 2.3 °C (2002 年) である。すなわちデータの時系列より推定したバイカル湖の解氷温度は 2.5 °C 程度である。

(II) データの空間分布によるバイカル湖の解氷温度推定

バイカル湖内の雪氷と水が混在した領域を抽出し、表面温度と反射率の関係より解氷温度を推定する。使用したのは 2001 年 5 月 29 日 (快晴, 最高気温 -3 °C, 平均湿度 73 % at Suhaja) と 2002 年 4 月 13 日 (快晴, 最高気温 1.2 °C, 平均湿度 58 % at Suhaja) のデータである。それぞれの日の表面温度と反射率データ (使用したのは I と同じ MODIS データ) より、図 1-5 に示す領域を切り出した (それぞれ図 3-10 a, 図 3-11 a)。切り出した領域は、2001 年 5 月 29 日は 16*31 画素, 2002 年 4 月 13 日は 31*18 画素である。図中の白い部分は cloud mask データで clear でないことを表している。図 3-10 b, 図 3-11 b に各領域の表面温度と反射率の関係を示す。雪氷は反射率 3 %以上であると仮定すると、雪氷と水は分離することが可能である。図 3-10 c, 図 3-11 c に反射率 3 %以下の画素の表面温度の頻度分布を示す。これらの画素の平均温度は、2001 年 5 月 29 日は 2.0 °C, 2002 年 4 月 13 日は 1.4 °C であった。またその標準

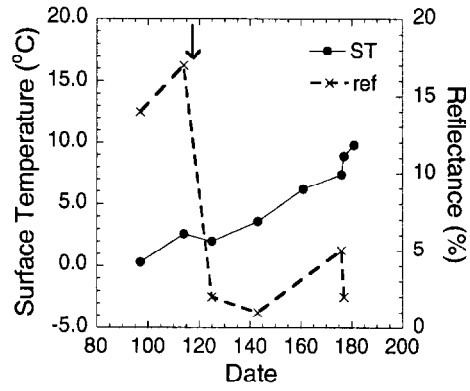
偏差は、ともに 0.3°C であった。この 0.3°C は MODIS の SST 推定誤差と等しいので、これらの結果による解氷温度はそれぞれ 2.0°C , 1.4°C 程度である。すなわちデータの空間分布より推定したバイカル湖の解氷温度は 1.4°C から 2.0°C 程度である。

(III) 考察

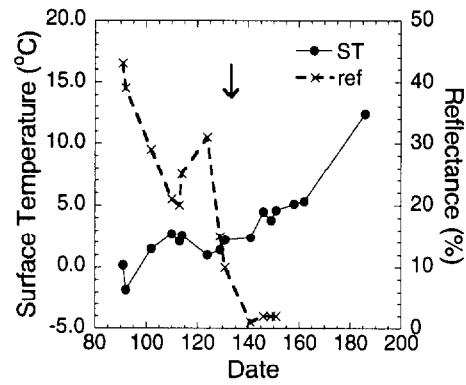
2002 年 4 月 13 日の雪氷面温度が水面温度よりも高い (図 3-11 b)理由を考察する。図 3-12 (a) にバンド 31, 32 の観測輝度温度 (T_{11} , T_{12})と反射率の関係を示す。バンド 31, 32 ともに反射率が低いほど観測輝度温度が低い。一方で図 3-12 (b)にバンド間輝度温度差 ($T_{11}-T_{12}$)と反射率の関係を示す。反射率が 3 %以下の水面の $T_{11}-T_{12}$ は 0.6 K 程度であるのに対し、反射率が 20 %程度の雪氷面は 1.3 K 程度であり 0.7 K 異なる。式 3-14 と併せて考えると、バンド間輝度温度差の影響によって、雪氷面温度の推定値が大きくなったと言える。雪氷のバンド間輝度温度差が大きい理由として、雪氷の放射率はバンド 31 が 1 に近く、バンド 32 が低いことが考えられる (3-3-2 項のバンド 31 に $+0.5\%$ 、バンド 32 に -0.5% の放射率の不確定性を加えた場合)。比較のため、図 3-12 (b)'に 2001 年 5 月 29 日のバンド間輝度温度差と反射率の関係を示す。水面と雪氷で反射率は異なるがバンド間輝度温度差の違いはほとんどない。このように雪氷のバンド間輝度温度差が異なる (水面の輝度温度差は 0.4 K 程度でありほぼ等しい)理由として、解氷温度推定サイトの違い (図 1-5)による雪氷の放射率の違いや、衛星天頂角(2002 年 4 月 13 日: 39° , 2001 年 5 月 29 日: 22°)による放射率の減衰率がバンド 31 はバンド 32 と比較して小さかったことなどが考えられる。なお前節で導いたバンド間輝度温度差と推定温度の関係をを用いると、雪氷面温度は水面温度と比較して 1.5 K 程度高く見積もっていることに相当する (図 3-11 b の囲み)。

(IV) 淡水湖の解氷温度

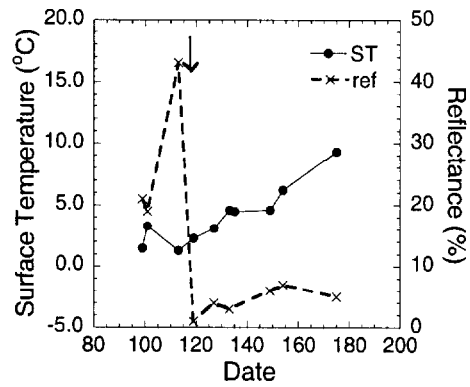
(II)のような表面温度と反射率データの空間分布より、ラドガ湖 (Lake Ladoga), オネガ湖 (Lake Onega), ボルゴグラード湖 (Lake Volgograd)などの解氷温度を推定した (付録 C)。その結果、解氷温度の推定値は 1.5°C から 2.5°C の間であった。以上の(I), (II)も併せて考えると、淡水湖の解氷温度は 2°C 程度であるといえる。



2000



2001

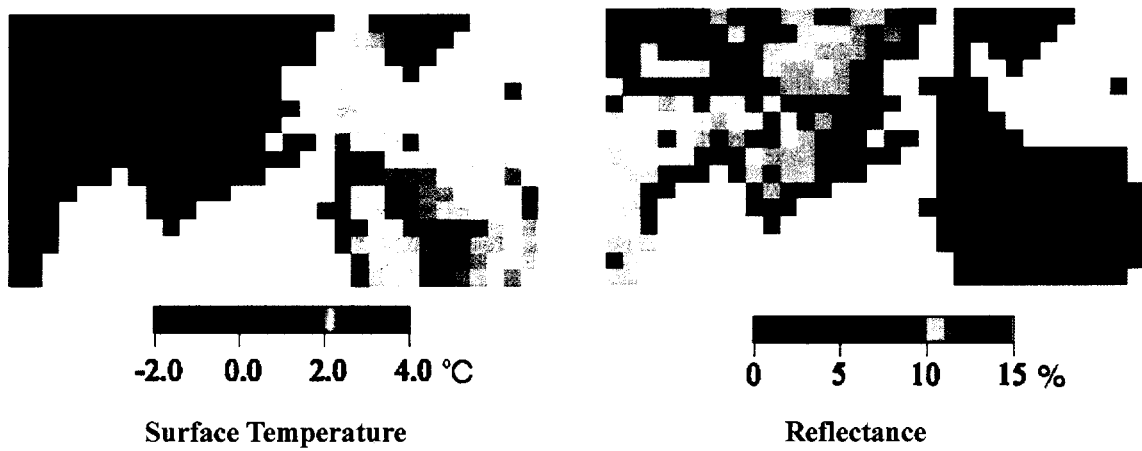


2002

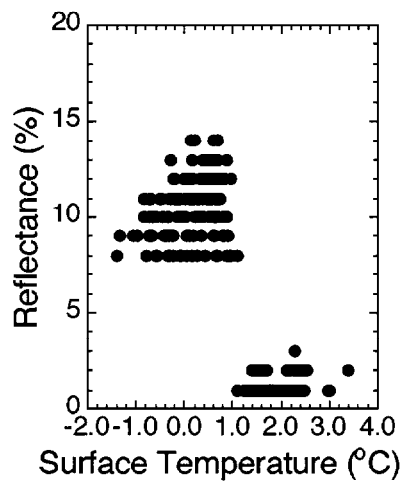
図 3-9. 2000 年から 2002 年のバイカル湖, Listvyanka Station における表面温度と反射率の関係.

Fig. 3-9. Relationships between surface temperature and reflectance at Listvyanka station, Lake Baikal from 2000 to 2002. The arrows show ice breakup dates observed at the station.

(a)



(b)



(c)

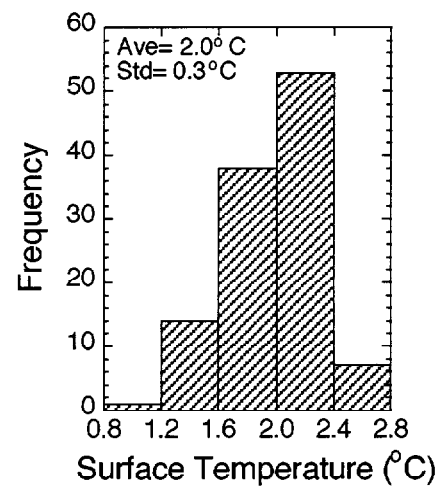
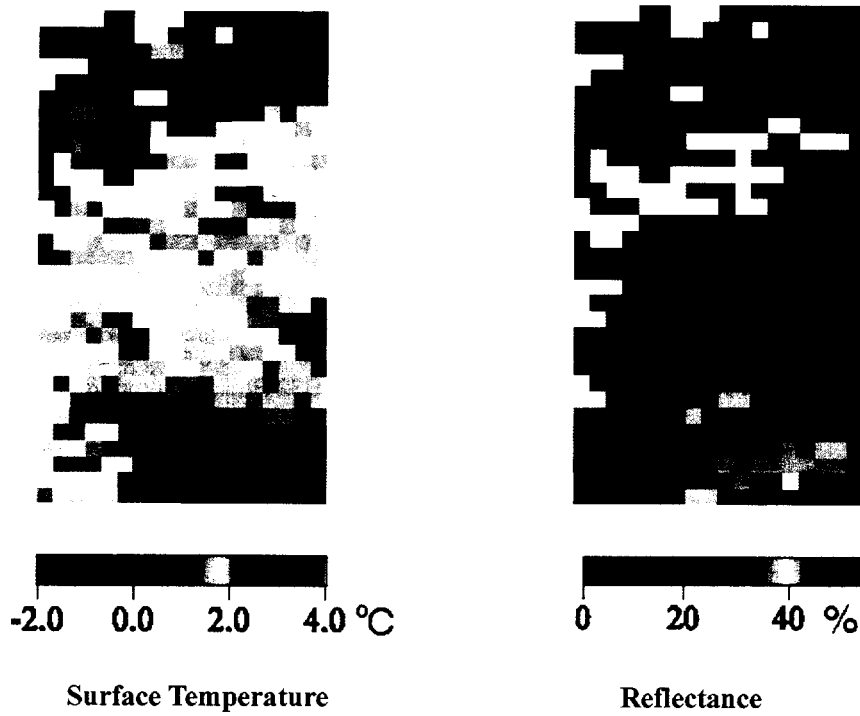


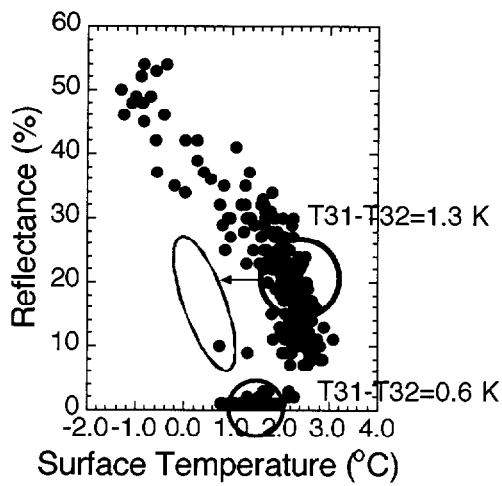
図 3-10. 2001 年 5 月 29 日のバイカル湖における(a) 水と雪氷が混在しているときの 表面温度と反射率マップ, (b) 表面温度と反射率の関係, (c) 反射率が 3 %以下の画素の表面温度の頻度分布.

Fig. 3-10. (a) Maps of surface temperature and reflectance when water and ice coexist, (b) Relationships between surface temperature and reflectance, (c) Frequency of the surface temperature for the pixels of which reflectances are less than 3 %, at Lake Baikal on May 29, 01.

(a)



(b)



(c)

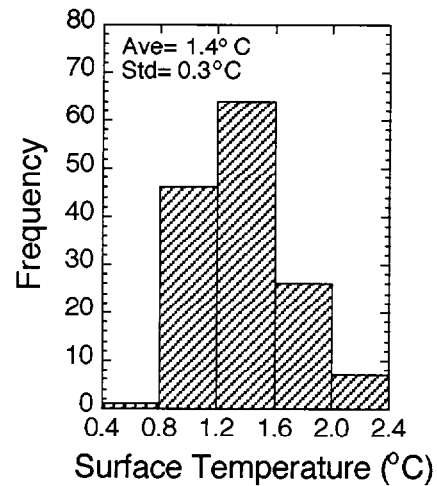
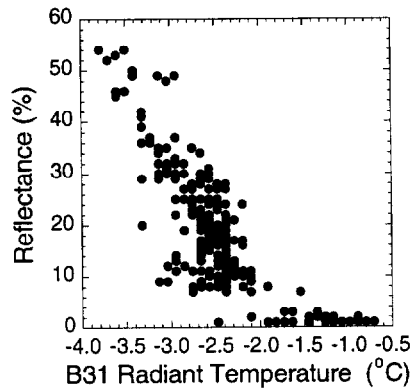


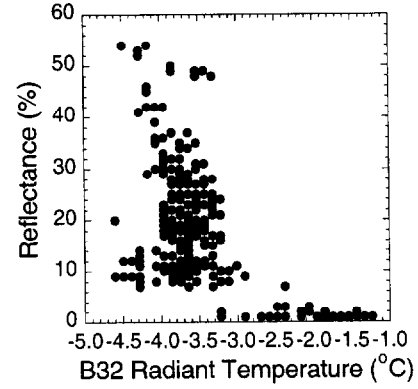
図 3-11. 2002 年 4 月 13 日のバイカル湖における(a) 水と雪氷が混在しているときの表面温度と反射率マップ, (b) 表面温度と反射率の関係, (c) 反射率が 3 %以下の画素の表面温度の頻度分布.

Fig. 3-11. (a) Maps of surface temperature and reflectance when water and ice coexist, (b) Relationships between surface temperature and reflectance, (c) Frequency of the surface temperature for the pixels of which reflectances are less than 3 %, at Lake Baikal on Apr 13, 02.

(a)

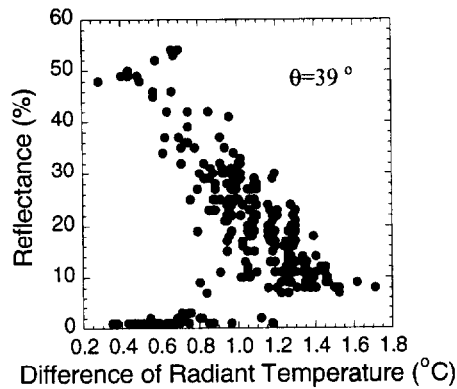


Band 31



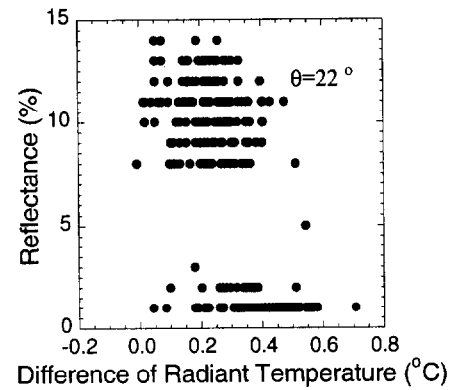
Band 32

(b)



April 13, 2002

(b)'



May 29, 2001

図 3-12. 2002 年 4 月 13 日のバイカル湖における(a) バンド 31, 32 の輝度温度と反射率の関係, (b) バンド間輝度温度差 ($T_{11}-T_{12}$)と反射率の関係, (b') 2001 年 5 月 29 日のバイカル湖におけるバンド間輝度温度差と反射率の関係.

Fig. 3-12. Relationships between band31, 32 radiant temperature and reflectance (a), Relationships between the difference of radiant temperature ($T_{11}-T_{12}$) and reflectance (b), at Lake Baikal on Apr 13, 2002. Relationships between the difference of radiant temperature and reflectance (b), at Lake Baikal on May 29, 2001.

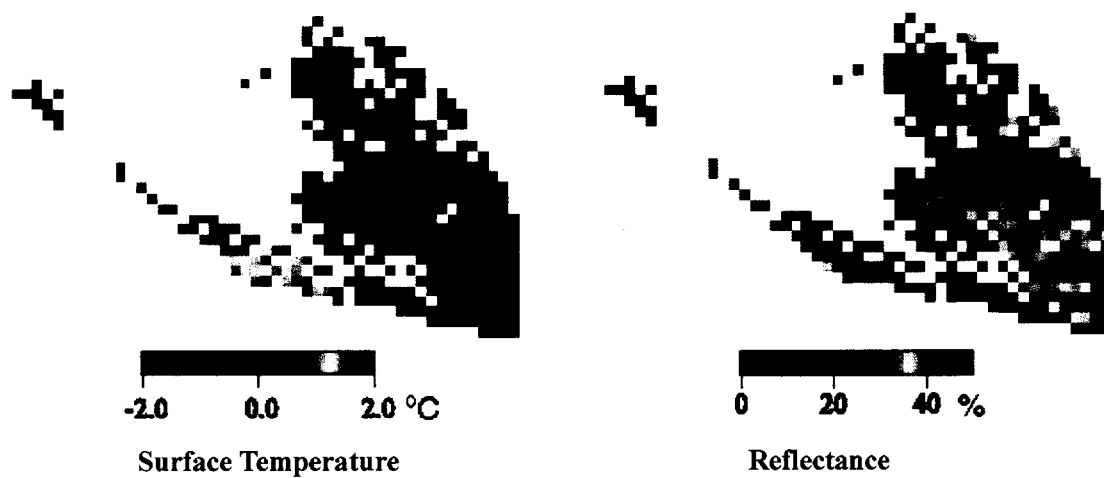
3-4-4 海水の解氷温度推定

前項では、淡水湖であるバイカル湖の解氷温度を推定した。淡水と海水は塩分の違いにより、氷が融ける温度（融点）は異なる。本項では海域の解氷温度を推定することで、塩分の違いにより解氷温度がどのように変化するのか評価する。対象サイトはオホーツク海とし、流氷時期の雪氷と水が混在するときの画像を用いて、表面温度と反射率データの空間分布より解氷温度の推定を試みる。

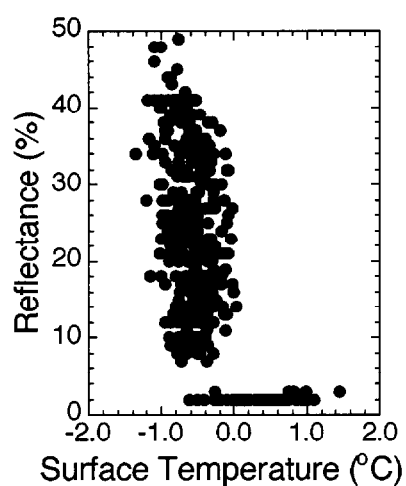
2001 年 4 月 2 日（晴，最高気温 5.5 °C，平均湿度 68 % at Abashiri）と 2002 年 3 月 19 日（晴，最高気温 4.8 °C，平均湿度 70 % at Abashiri）のデータを使用する。用いた表面温度と反射率データは 3-4-3 項で用いたデータと同様である。まずデータ量を減らすために表面温度と反射率データを 3 *3 画素にリサンプリングして 図 1-5 に示す領域を切り出した（図 3-13 a，図 3-14 a）。切り出した領域は，2001 年 4 月 2 日は 34*49 画素，2002 年 3 月 19 日は 33*49 画素である。図 3-13 b，図 3-14 b に各領域における表面温度と雪氷面温度の関係を示す。雪氷は反射率 2 %以上であると仮定すると，雪氷と水は分離することが可能である。図 3-13 c，図 3-14 c に反射率 2 %以下の画素の表面温度の頻度分布を示す。これらの画素の平均温度は，2001 年 4 月 2 日は 0.4 °C，2002 年 4 月 13 日は 0.5 °C であった。またその標準偏差（0.3 °C から 0.4 °C）は，バイカル湖の場合と同様に MODIS の SST 推定誤差と等しいので，これらの結果による解氷温度は 0.5 °C 程度と考えることができる。つまり海水の解氷温度は 0.5 °C 程度である。

淡水湖と海水の解氷温度の違い（=約 1.5 °C）は，淡水と海水の氷の融点（淡水：0 °C，海水：-1.8 °C）の差（=1.8 °C）から説明することができることから，本手法は塩分濃度に関係なく適用可能であることが示唆される。また解氷温度が融点より約 2 °C 高いことの理由に融解過程で水路や水たまりが生じることや強い日射により表皮水温が高くなったことなどが考えられる。

(a)



(b)



(c)

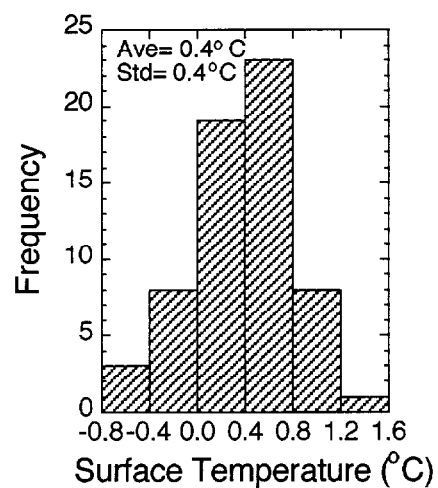
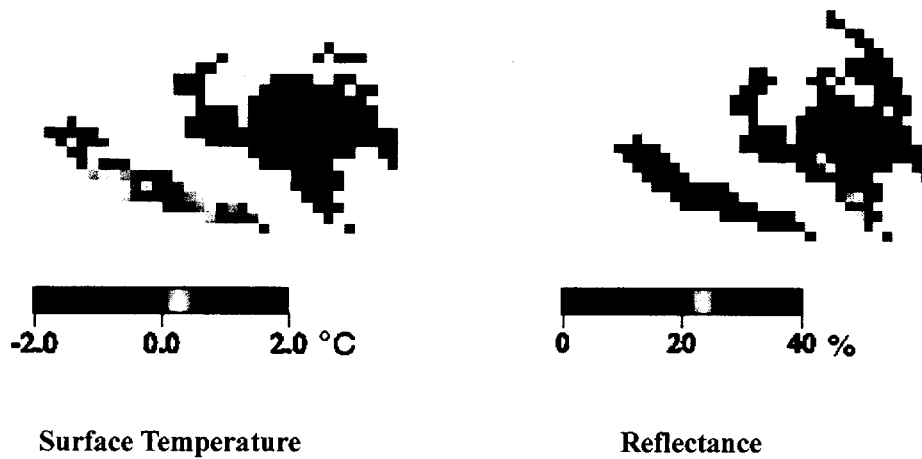


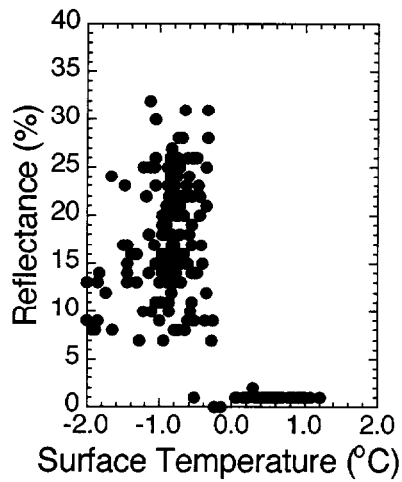
図 3-13. 2001 年 4 月 2 日のオホーツク海における(a) 水と雪氷が混在しているときの表面温度と反射率マップ, (b) 表面温度と反射率の関係, (c) 反射率が 3 %以下の画素の表面温度の頻度分布.

Fig. 3-13. (a) Maps of surface temperature and reflectance when water and ice coexist, (b) Relationships between surface temperature and reflectance, (c) Frequency of the surface temperature for the pixels of which reflectances are less than 3 %, at Okhotsk Sea on April 2, 01.

(a)



(b)



(c)

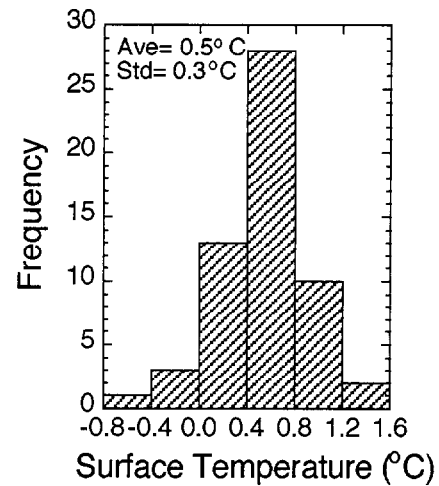


図 3-14. 2002 年 3 月 19 日のオホーツク海における(a) 水と雪氷が混在しているときの表面温度と反射率マップ, (b) 表面温度と反射率の関係, (c) 反射率が 3 %以下の画素の表面温度の頻度分布.

Fig. 3-14. (a) Maps of surface temperature and reflectance when water and ice coexist, (b) Relationships between surface temperature and reflectance, (c) Frequency of the surface temperature for the pixels of which reflectances are less than 3 %, at Okhotsk Sea on March 19, 02.

3-5 まとめ

第 3 章では、衛星データによる水温トレンドを用いて精度よく解氷日を推定するために必要な解氷温度の推定を行うために、近赤外域の雪氷と水の反射率の違いに着目し、表面温度と反射率データの時系列及び空間分布より解氷温度を推定する手法を提案した。そして提案した手法を用いてバイカル湖やオホーツク海の解氷温度を推定した結果、淡水湖の解氷温度は 2 °C 程度、海水の解氷温度は 0.5 °C 程度であることを明らかにした。本手法を用いると現地観測データがなくても衛星データのみから、また塩分の違いに関わらず解氷温度の推定を行うことができるといえる。

本章の課題として、反射率の低いグリースアイスのような雪氷の場合について、手法の適用の可能性を検討することや、解氷温度の経年変化や同一湖内での違いについて、さらに検討することが挙げられる。

以下に各節で得られた結果と知見を具体的にまとめる。

<海面温度推定手法による雪氷面温度推定精度>

- (1) SST 推定手法を雪氷に適用したときの精度を評価するために、雪氷の放射率の不確定性やセンサのノイズを考慮したシミュレーションモデルを作成した。
- (2) SST 推定手法による雪氷面温度の推定誤差は、2K 以下であり、これは大気モデルや表面温度に依存しない。
- (3) 雪氷面温度の推定値はバンド間輝度温度差に線形であり、バンド間輝度温度差 0.5 K の違いが、推定温度 1 K の違いに相当する。

<近赤外域の反射率データを用いた解氷温度推定>

- (4) 現場データを使用せず衛星データを使用する方法で、表面温度と近赤外域の反射率を併せて用いた解氷温度推定手法を提案した。
- (5) バイカル湖やオホーツク海などで表面温度と反射率データの時系列、及び空間分布より解氷温度を推定した結果、淡水湖の解氷温度は 2 °C 程度、海水の解氷温度は 0.5 °C 程度である。
- (6) 淡水湖と海水の解氷温度の違いは塩分の違いによる融点の違いに相当する。

第 4 章 衛星データによる水温トレンドを 用いた湖の解氷日推定手法

4-1 はじめに

本章では、前章までに得られた結果や知見を用いて、衛星リモートセンシングによる湖の解氷日推定手法の開発、評価、及びその検証を行う。

まず水温トレンド回帰式に使用するデータ範囲について検討する。Bussieres et al. (2002)は、雪氷が完全になくなり湖の表面温度が単調増加し始めてからのデータを用いている。これは表面温度が解氷温度以上であるデータに相当する。しかし解氷温度以上のデータを用いて湖の水温トレンドを回帰式で評価したときに、解が持たない場合が存在する。そこで 4-2 節では、水温トレンド回帰式で評価するときに使用するデータ範囲について、その（使用）開始時に着目して考察する。そしてその結果を踏まえて、第 2 章の水温トレンド回帰式、及び第 3 章で推定した解氷温度を利用した衛星リモートセンシングによる湖の解氷日推定手法を提示する。

次に 4-3 節では、解氷日推定手法の誤差要因として、水温トレンドを回帰式で評価するときの誤差、水温の空間分布、解氷温度推定誤差などを挙げ、各誤差を評価することで、開発した手法の有効性を示す。

そして 4-4 節では、本手法による湖の解氷日の推定精度の評価を行う。目的によって必要とされる解氷日推定精度は異なるが、例えば気温の変化を考えるのであれば、3 日程度の精度がなければ 1°C の違いが評価できない (5-2 節)。そこで 3 日の精度で解氷日を推定することを 1 つの日標とし、本手法による推定値と観測値を比較することによって、目標とする精度を満たしていることを確認する。

4-2 解氷日推定手法の開発

4-2-1 水温トレンド回帰式に用いるデータ範囲

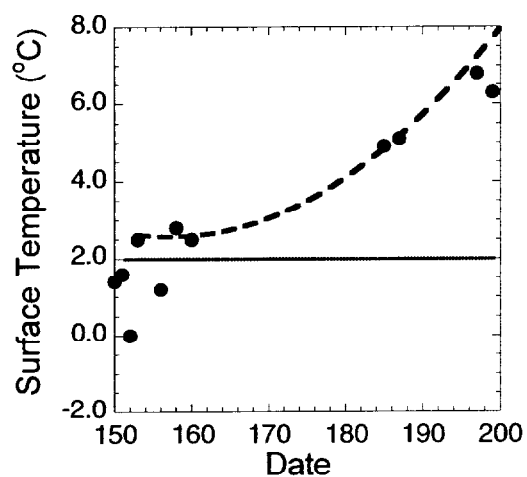
Bussieres et al. (2002)の解氷日推定手法では、雪氷が完全になくなり水温が上昇する第 2 領域の表面温度データを用いて、解氷日を推定している。しかし雪氷と水が混在する第 1 領域と第 2 領域の区別が述べられていない。また (特にデータの取得頻度が限られている場合) 第 2 領域のデータのみで解氷日を推定することの妥当性が述べられていない。例えばバイカル湖で解氷温度以上のデータを用いた場合、図 4-1 に示すように回帰式が解氷温度と交点を持たない (本研究では雪氷が完全になくなったときの温度を解氷温度としているので、この温度以上の領域を第 2 領域とする)。そこで本項では解氷日の現地観測データがあるサロマ湖とバイカル湖の水温トレンドデータを用いて、データの使用範囲と解氷日推定精度について考察する。

これらの湖の 2000 年から 2002 年の衛星データによる水温トレンドを用いて、以下の条件の場合について、解氷日推定精度を評価した。

- a) 解氷温度 (Breakup Temperature, BT)以上のデータ (第 2 領域)のみで解氷日を推定したとき
- b) a)に解氷温度以下の (時系列上で最後の)1 データを加えて解氷日を推定したとき
- c) a)に解氷温度以下の (時系列上で最後の)2 データを加えて解氷日を推定したとき

その結果、解氷温度以下の 1 データを加えたときに最も解氷日の推定精度がよく ($\pm 0.7 \pm 3$ 日)、解氷温度以上のデータのみの場合はバイカル湖で解を持たない場合が 2 年 (3 年)もあった。また解氷温度以下の最後の 2 データを加えた場合、全体的に 5 日程度早く推定する傾向があった。

このようなデータの使用範囲と解氷日の推定値に影響を与える要因として、水温の上昇度、解氷日前後のデータの取得頻度、水温データの精度が挙げられる。これらの項目について、ユーラシア大陸の湖とサロマ湖やバイカル湖を比較すると、表 4-1 に示すようにほぼ同程度と考えることができる。そこで本研究では、水温トレンドを回帰式で評価するとき、第 2 領域のデータに第 1 領域の解氷温度以下の最後の 1 データを加えたものを用いることとする。



Ex. Lake Baikal, 2001

図 4-1. 第 2 領域のみのデータを用いて解氷日を推定するときの解氷日が定まらない例.

Fig. 4-1. An example that the ice breakup date is not determined when data only during second portion is used.

表 4-1. サロマ湖, バイカル湖, ユーラシア大陸の湖のデータ取得頻度と水温上昇度.

Table 4-1. Data acquisition frequency and water temperature rise for Saroma-ko lagoon, Lake Baikal, and Eurasian lakes.

	Saroma-ko Lagoon	Lake Baikal	Eurasian Lake
Data Acquisition Frequency	5~25 days	7 days	1~9 days
Water Temperature Rise (/ 1 month)	8 °C	3 °C	3~12 °C

4-2-2 水温トレンドと解氷温度を用いた解氷日推定手法の開発

第 2 章から前節までの結果や知見を基に開発した衛星データを用いた水温トレンドによる湖の解氷日推定手法を以下にまとめる。また図 4-2 に手法のフロー、及び MODIS データを用いる場合の使用データを示す。

- ・雪氷が完全になくなるとする解氷温度を推定する (3-4 節)。

雲のない画素の近赤外域の反射率と表面温度データを併せて用いて、それらの関係より求める。MODIS データを使用するとき、反射率はバンド 2 の Level 1 reflectance データ、表面温度は Level 2 SST データを用いる。なお雲のない画素を抽出するとき、MODIS の Level 2 cloud mask データを用いる。

- ・回帰分析に用いるデータを選択する (本節)。

6 月までの日単位の表面温度データから、観測サイトで雲のない日 (画素) の第 2 領域のデータに第 1 領域の最後の 1 データを加えたものを選択する。MODIS データを使用するときは、Level 2 SST データ以外にも Level 3 mapped SST データを用いることも可能である (Level 3 SST データは、Level 2 データをもとに空間的に補間して作成したデータで、空間分解能は 4.63 km, 36 km, 1 ° があり、さらに日積算値, 8 日間平均値, 1 ヶ月平均値がある)。なお Level 3 mapped SST データには、雲の有無を 4 段階で判定する Quality file がある。

- ・水温トレンドを評価する (2-3, 2-4 節)。

データのノイズの影響を除去するために、選択したデータの 3*3 画素の平均値を計算する。そして表面温度を日付の 2 次回帰式で評価する。

- ・解氷日を推定する。

水温トレンド回帰式と解氷温度の交点が解氷日である。

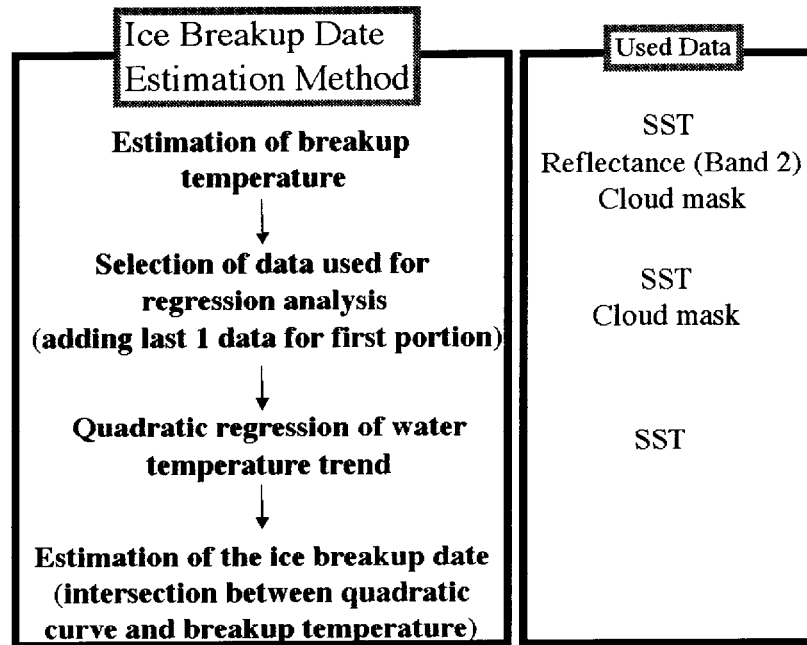


図 4-2. 衛星データによる水温トレンドを用いた解氷日推定手法, 及び MODIS データを用いたときの使用データ.

Fig. 4-2. The ice breakup date estimation method using water temperature trend by satellite data, and used data when ice breakup dates are estimated by MODIS data.

4-3 解氷日推定手法の誤差の評価

4-3-1 解氷日推定手法の誤差要因

本節では、開発した解氷温度推定手法の誤差要因の抽出を行う。本手法による解氷日推定手法の誤差要因として、以下のものがある。

・評価モデルに関するもの

a) 水温トレンドを (線形, 2 次) 回帰式で評価すること

・用いる表面温度 (水温) データの精度, 取得頻度, 代表性に関するもの

b) (衛星センサによる) 表面温度推定誤差

c) 表面温度データの取得頻度の少なさ

衛星データを利用するとき、曇天日に表面温度データが得られないことに起因する誤差。

d) 表面温度の空間分布

センサの空間分解能と水温の空間分布の關係に起因する誤差。例えば高空間分解センサで、温度の空間分布の大きい水面を観測するときに生じる。特に雪氷面温度は空間分布が大きい (Key et al., 1997)。

・推定した解氷温度に関するもの

e) センサの空間分解能の違いによる解氷温度の違い

解氷日を推定するときに、異なる空間分解能のセンサで推定した解氷温度を適用することに起因する誤差。

f) 解氷温度に起因する誤差

推定した解氷温度に誤差があるときに生じる誤差。

評価モデルに関するもの (a) と用いる水温データの精度, 取得頻度, 代表性に関するものの (b), (c) については、精度のよい日々の現場水温データがあれば評価することが可能である。

ここでは、2 章のサロマ湖の現場データ、及びユーラシア大陸の湖の衛星データによる水温トレンドを用いて各項目について評価を行う。

(a) 水温トレンドを回帰式で評価することに起因する誤差

2-4 節でサロマ湖の現場水温データによる水温トレンドを線形、及び 2 次回帰式で評価した結果、ともに 1 日から 2 日であった。

(b) 表面温度の推定誤差に起因する誤差

(c) 表面温度データの取得頻度の少なさに起因する誤差

2-4 節でユーラシア大陸の湖の衛星データによる水温トレンドを用いて評価した結果、(誤差要因 a に起因する誤差も含めて)3 日以下であった。

以上のように誤差要因 a, b, c に起因する誤差は、ユーラシア大陸の湖の衛星データによる水温トレンドを用いた場合、いずれも 3 日以下と小さい。次項以降では、d, e, f に起因する誤差を評価する。

4-3-2 センサの空間分解能に起因する誤差

本項では、ラドガ湖 (Lake Ladoga) の ASTER データを用いてセンサの空間分解能に起因する誤差 (前項の d, e) を評価する。使用したのは 2002 年 5 月 8 日の近赤外域 (バンド 3), 及び熱赤外域 (バンド 13) のデータである (図 4-3)。この日は快晴であり, St. Peterburg の最高気温は, 20.1 °C まで上昇した。また湿度は 55 % であった。

まず近赤外域データは, 熱赤外データと同じ 90 m の分解能にリサンプルした。それに加えて, それぞれのデータともに 5*5 (450 m 分解能), 20*20 (1.8 km 分解能), 50*50 (4.5 km 分解能) にリサンプルし, 合計 4 セットの組み合わせを作成する。なお 4.5 km は, 5-3 節で用いる MODIS Level 3 SST データの空間分解能 (= 4.63 km) に相当する。

バンド 3 の (大気の上端での) 反射率は以下の計算により, 放射輝度値から求める。

$$ref = \frac{I}{S_0} = \frac{I}{I_0 \left(\frac{d_0}{d} \right)^2 \cos \theta} \quad (4-1)$$

ここで, ref は大気上端反射率, I は観測放射輝度, S_0 は大気上端に入射する太陽エネルギー, I_0 は太陽の放射輝度, d は太陽地球間の実距離, d_0 はその平均値, θ は太陽天頂角である (詳細は付録 C で述べる)。

また表面温度 (水温) は, ASTER に MC 法を適用した研究は見られるが (松永, 1996), 正規のプロダクトとして存在しないため, 観測放射輝度値から放射伝達計算 (式 3-1) により推定する。使用したのは大気の影響を最も受けにくい (透過率の最も高い) バンド 13 である。また大気パラメータは, MODTRAN を用いて計算した (付録 C)。

図 4-4 に各空間分解能での表面温度, 及び反射率のマップを示す。表面温度, 反射率ともに画像の中心部にある温度の低く, かつ反射率の高い雪氷と思われる部分が, 分解能が下がるにつれて判別しにくくなる。これらのデータを用いて, 表面温度の空間分布に起因する誤差, 及び空間分解能の違いによる解氷温度の違いに起因する誤差を評価する。

表面温度の空間分布に起因する誤差

衛星データの空間分解能によって, 画素内の温度分布 (std) が異なる。そこで空間分解能の違いにより観測される温度はどのように変わるか, またそれが解氷日推定に与える影響を評

価する。

まず雪氷から水まで温度の異なる 5 地点 Pt. 1 から Pt. 5 を抽出した (図 4-3)。Pt. 1 は雪氷、Pt. 2 は雪氷と水が混在、Pt. 3 から Pt. 5 は水であり、温度が順番に高くなっている。表 4-2 に各空間分解能における表面温度、及び 50*50 画素内の表面温度分布を示す。表面温度は、雪氷と水が混在する Pt. 2 は、空間分解能の違いにより 5 K 以上も異なる。しかし、水 (Pt. 3, Pt. 4, Pt. 5) は、0.2 K 以下と空間分解能の違いによる表面温度の違いは見られない。また表面温度の空間分布は、雪氷 (Pt. 1, 2) が 1 K から 2 K と大きいのに対し、解氷して間もない水 (Pt. 3, 4) は 0.2 K 程度で、ASTER のノイズ (=0.3 K) とほぼ等しい。また沿岸域 (Pt. 5) の空間分布は 0.6 K と多少大きい。

以上をもとに湖の解氷日推定時の表面温度の空間分布の影響を考える。用いる第 2 領域の完全に水となったときの表面温度の 5 km 内の空間分布は沿岸域では多少高いが、湖の中心部はセンサのノイズとほぼ等しい。そこで 5 km 以下のスケールで湖心の解氷日を推定するとき、表面温度の空間分布の解氷日推定に与える影響は、ほとんどないと考えられる (前項 b の水温推定誤差に含まれる)。

空間分解能の違いによる解氷温度の違いに起因する誤差

空間分解能の違いによって解氷温度がどのように変化するのか評価する。空間分解能が下がるにつれて雪氷が融け出し完全に消滅する直前の画素内の雪氷の割合が少なくなる。そのため解氷温度が高くなる可能性がある。そこで図 4-2 に示す領域の表面温度と反射率の関係より各空間分解能において解氷温度を推定する。

図 4-5 に各空間分解能における表面温度と反射率の関係を示す。3-4 節のバイカル湖とオホーツク海の解氷日推定時と比較すると、雪氷と水を反射率から明瞭に区別できなくなっている。この要因として、第 3 章で述べたようにグリースアイスのようなアルベドが小さい氷であるため、氷と水の反射率の差が小さくなったことが考えられる。

次に雪氷と水を区別する反射率を評価するために、4 °C 以上では反射率がほとんど変化しないことに着目する。雪氷が混じっている場合には、その割合によって反射率が変化することから、4 °C 以上では水のみであると考えられる。そこで、4 °C 以上の表面温度を取るとき反射率が 3 % 以下であるため、反射率が 3 % 以下の領域を水であるとする。

そして各空間分解能における 3 %以下の領域の表面温度分布を表 4-3 に示す (それぞれ, 平均値を中心に正規分布を示していた)。結果よりこれらの画素を持つ表面温度の平均値, 及び標準偏差はほとんど変わらない。標準偏差を ASTER のノイズ ($=0.3$ K)相当とすると, 各空間分布における解氷温度は 2.6°C から 2.8°C と空間分解能による変化はほとんどない。なお付録 D で示すように MODIS データより推定したラドガ湖の解氷温度は 1.5°C であり, ASTER データによる推定値と比較して 1°C の違いが見られる。

この違いを MODIS と ASTER の誤差より考察する。MODIS データの誤差要因には, 0.3°C 程度の SST 推定手法の誤差が考えられる (Brown and Minnett, 1998)。一方で ASTER データの誤差要因として輝度校正誤差や大気補正誤差が考えられる。なお ASTER の輝度校正誤差は地上同期観測により, 低温から高温まで 1°C 以下であることが確認されている (外岡ほか, 2000; 野中ほか, 2002)。また ASTER の放射伝達計算による大気補正誤差は, 1 K 程度である (Palluconi et al., 1996)。

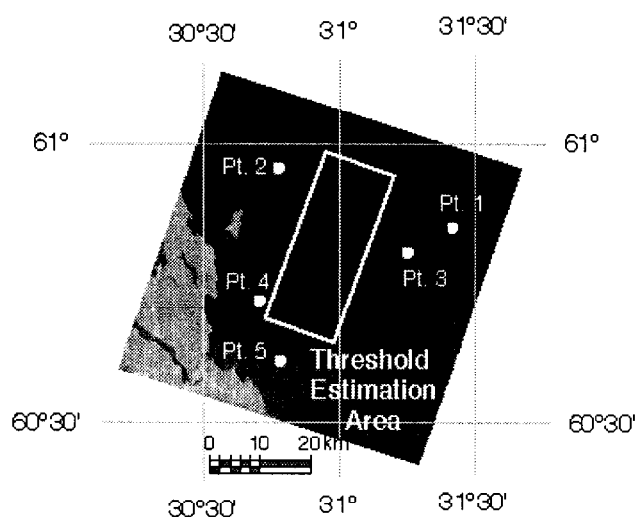


図 4-3. ラドガ湖の表面温度抽出地点, 及び解氷温度推定地点 (ASTER, 2002 年 5 月 8 日).

Fig. 4-3. The location of the surface temperature extraction points and the breakup temperature estimation area in Lake Ladoga for ASTER data on May 8, 2002.

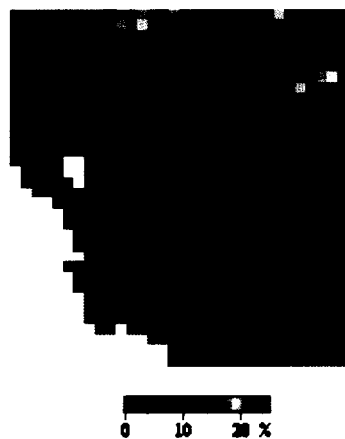
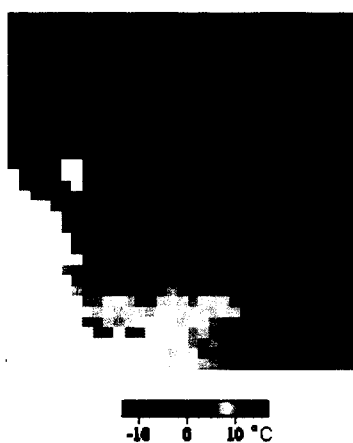
(a) 1*1 pixel



(b) 5*5 pixel



(c) 20*20 pixel



Surface Temperature

Reflectance

図 4-4. ラドガ湖の各空間分解能における表面温度, 及び反射率.

Fig. 4-4. Surface temperature and reflectance for each spatial resolution of Lake Ladoga .

(d) 50*50 pixel

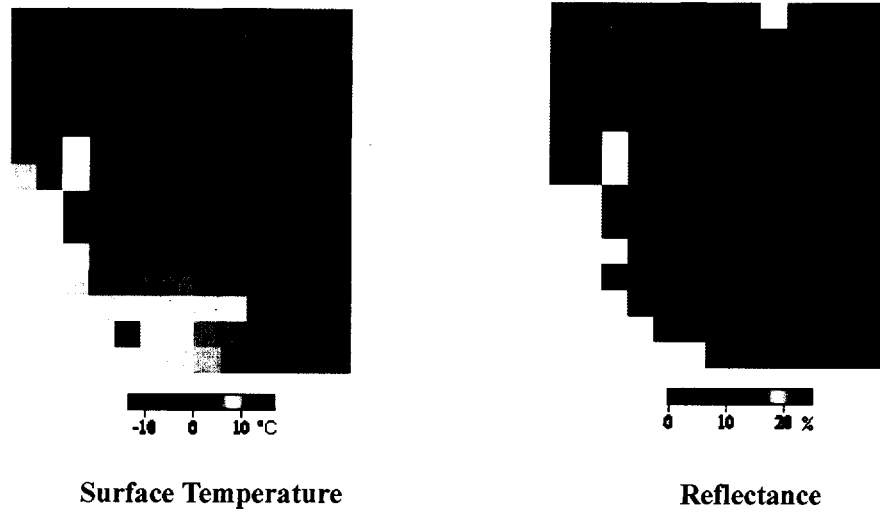


図 4-4. ラドガ湖の各空間分解能における表面温度, 及び反射率 (つづき).

Fig. 4-4. Surface temperature and reflectance for each spatial resolution of Lake Ladoga (continues).

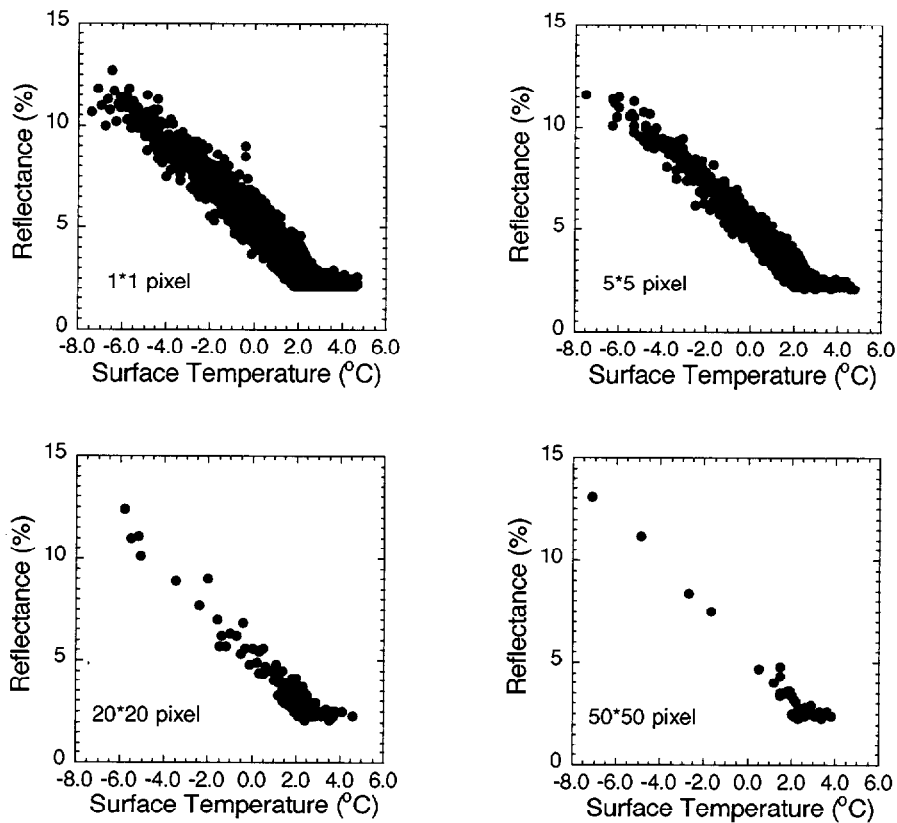


図 4-5. ラドガ湖の各空間分解能による表面温度と反射率の関係の違い.

Fig. 4-5. The difference of the relationships between surface temperature and reflectance for each spatial resolution at Lake Ladoga.

表 4-2. 各空間分解能における観測表面温度, 及び 50*50 画素内の表面温度分布.

Table 4-2. Surface temperature observed for each spatial resolution and surface temperature distribution in 50*50 pixels.

Spatial Resolution	Pt. 1	Pt. 2	Pt. 3	Pt. 4	Pt. 5
1*1 pizel	-5.2 °C	-5.2 °C	2.2 °C	3.4 °C	6.7 °C
5*5 pixels	-6.1	-4.3	2.0	3.4	6.6
20*20 pixels	-6.1	2.2	1.8	3.6	6.7
50*50 pixels	-4.9	-2.8	2.0	3.4	6.6
WT. Distribution	1.8	1.4	0.17	0.21	0.58

表 4-3. 各空間分解能における 3 %以下の反射率を持つ画素の表面温度分布.

Table 4-3. The distribution of surface temperature whose reflectance is less than 3 % for each spatial resolution.

Spatial Resolution	Distribution of ST
1*1 (90 m)	2.8 ± 0.5 °C
5*5 (450 m)	2.7 ± 0.6
20*20 (1800 m)	2.6 ± 0.6
50*50 (4500 m)	2.6 ± 0.6

4-3-3 解氷温度に起因する誤差

3-4 節でバイカル湖 (Lake Baikal)とオホーツク海のデータを用いて解氷温度を推定した。淡水湖の解氷温度は、バイカル湖の解氷温度である 2 °C にほぼ等しいと考えられる。しかし 2-2-1 項で述べたように、4 °C 付近では温度の違いによる密度の変化が小さいため、風などにより容易に鉛直混合が起こる。そして表面温度の変化によって、解氷温度が変化することもあると考えられる。そこで本項では、このように解氷温度の変化 (誤差)で解氷日推定誤差がどれだけ変化するのか本項では評価する

誤差の大きさは水温の上昇傾向によって変わってくる。すなわち水温の上昇傾向の小さい湖は、解氷温度のわずかな変化で、解氷日の推定値が大きく変化すると考えられる。そこで、対象とする 18 の湖の水温トレンドを用いて、解氷温度に起因する誤差を評価する。

表 4-4 に解氷温度をバイカル湖で得られた値である 2 °C から 3 °C に変化させたときの 2001 年から 2003 年の解氷日の変化を示す。ラドガ湖、オネガ湖 (Lake Onega)、バイカル湖は 10 日以上であるのに対し、クイビシェフ湖 (Lake Kuibyshev)、チャニー湖 (Lake Chany)、ザイサン湖 (Lake Zaisan)、ウブス湖 (Lake Ubsa)、ブラーツク湖 (Lake Bratsk)、ハンカ湖 (Lake Khanka)は 1 日から 2 日と変化が小さかった。これらの値に年変化があまり見られなかったことから、各湖における水温の上昇率の年ごとの変化は小さいことが示唆される。

次に解氷温度を変化させたときの解氷日の変化と相関が高い項目について検討する。図 4-6 は、2001 年から 2003 年の各湖の解氷日の変化の平均値と緯度、湖の最大水深の関係を示す (バイカル湖は、水深が唯一 1000 m 以上であるため解析から除外した)。解氷日の変化は緯度、湖の最大水深ともに正の有意な相関が見られる。湖の最大水深が解氷日の変化と相関が高い理由の 1 つとして、湖の深度が深くなるとともに水温の上昇傾向が小さくなることが挙げられる。

表 4-4. 解氷温度を 1 °C 上昇させたときの解氷日の変化.

Table 4-4. The difference of the ice breakup dates when a breakup temperature is 1 °C higher (=3 °C) than the value for Lake Baikal (=2 °C).

No	Lake	Abbreviation	Difference of Ice Breakup Date (days)		
			2001	2002	2003
1	Ladoga	LA	12	15	16
2	Onega	ON	9	15	16
3	Rybinsk	RY	3	3	2
4	Tsimlyansk	TS	3	5	2
5	Volgograd	VO	7	8	2
6	Kuibyshev	KU	2	2	1
7	Kama	KA	7	4	3
8	Balkhash	BH	2	4	2
9	Chany	CH	2	1	1
10	Zaisan	ZA	2	2	2
11	Krasnoyarsk	KR	5	2	5
12	Ubsa	UB	1	1	1
13	Khubsugul	HU	2	3	2
14	Bratsk	BR	1	2	1
15	Baikal	BA	10	14	6
16	Vilyuisk	VI	4	3	2
17	Zeya	ZE	2	7	1
18	Khanka	HA	2	2	2

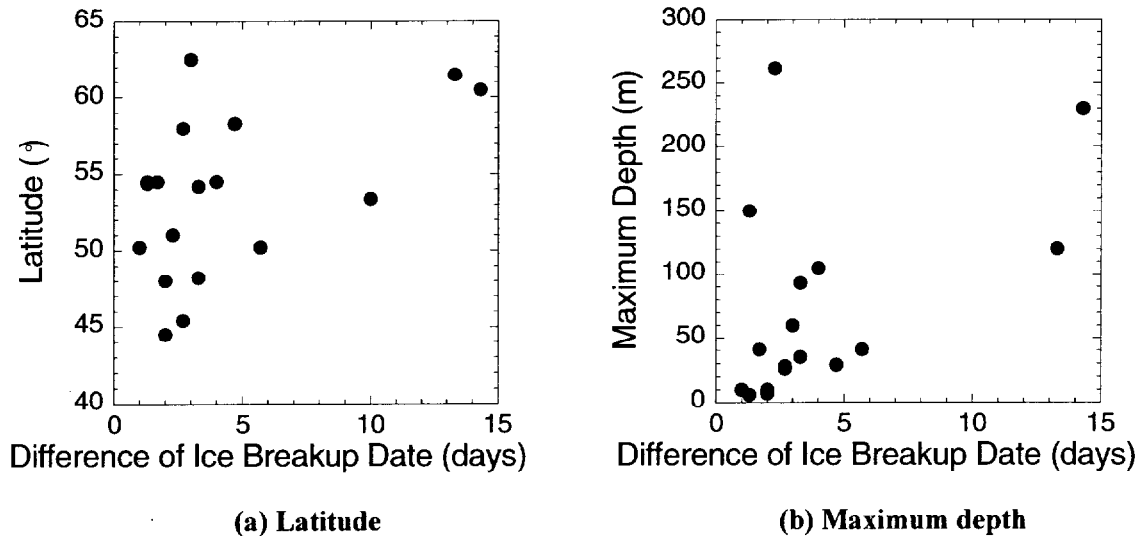


図 4-6. 解氷温度を 1 °C 上昇させたときの解氷日の変化と湖の (a)緯度, (b)最大水深の関係.

Fig. 4-6. Relationships between the difference of the ice breakup dates when a breakup temperature is 1 °C higher and latitude (a), maximum depth (b) of lakes.

4-4 現地観測データによる解氷日推定手法の検証

本節では、開発した衛星データによる水温トレンドを用いた解氷日推定手法の推定精度を観測値と比較することによって評価する。使用した解氷日の観測値は、サロマ湖とバイカル湖のデータである (1-5 節)。

図 4-7 は、これらの湖の 2000 年から 2002 年の MODIS データによる水温トレンドを示す。MODIS の Level 2 SST データ、及び Level 2 cloud mask データ (3-4-3 項)より、晴天日のデータのみを抽出した。晴天日は、ほぼ 1 週間程度の頻度で得られている。抽出したデータは、解氷日の観測値が湖内の氷が完全になくなる最初の日であるサロマ湖では、湖内の最低温度である。一方で、Listvyanka Station の観測値があるバイカル湖では水温のランダムな誤差を軽減するために、Listvyanka Station を中心に 3*3 ピクセルの平均値を用いる。また解氷温度は、サロマ湖では海水の解氷温度である 0.5 °C であるのに対し、バイカル湖は淡水の解氷温度である 2 °C とした。

表 4-5 は、解氷日の推定値と観測値の比較結果である。結果より 2001 年のサロマ湖を除き、推定値と観測値の差は 3 日以下である。これは 2-4 節で得られた結果とほぼ一致する。2001 年のサロマ湖の誤差が大きい要因として、解氷 (2001 年 4 月 15 日)後、水温データが約 4 週間得られなかったことが考えられる。

表 4-6 には Bussieres et al. (2002)の手法による解氷日の推定値と観測値の差、及びその差の要因を示す。本手法による推定解氷日は、既往研究と比較しても 1 週間から 3 週間の精度の向上が見られる。精度の向上の要因として

1) データの使用範囲を 8 月までから 6 月までとし、解氷温度以下の最後の 1 データを加えたこと

2) 解氷温度を 4 °C から淡水では 2 °C、海水では 0.5 °C としたこと

が挙げられる。表 4-6 にはそれぞれの影響により、どれだけ推定値が変化したかも併せて示す。結果より、サロマ湖、バイカル湖ともに解氷温度の解氷日推定値に与える影響が特に大きく、本研究によって推定した解氷温度を用いることによって、解氷日推定精度が向上したことが示された。

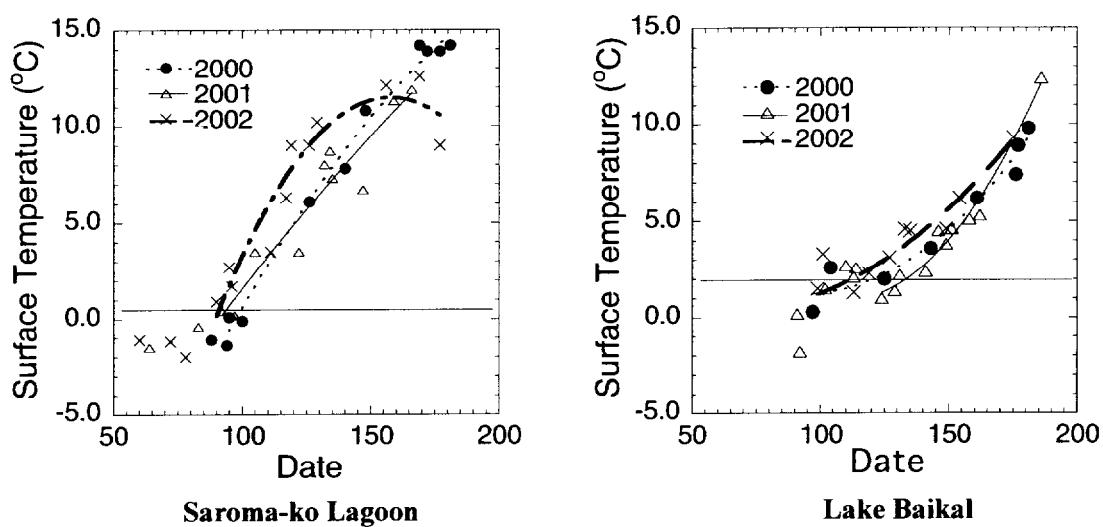


図 4-7. 2000 年から 2002 年までのサロマ湖とバイカル湖における水温トレンド.

Fig. 4-7. Water temperature trends of Saroma-ko lagoon and Lake Baikal from 2000 to 2002.

表 4-5. 本手法による 2000 年から 2002 年までのサロマ湖とバイカル湖の解氷日の推定値と観測値の比較.

Table 4-5. Comparison between estimated and observed ice breakup dates for Saroma-ko lagoon and Lake Baikal from 2000 to 2002.

Saroma-ko Lagoon			
Year	Estimation	Observation	Difference
2000	103	102	+1
2001	99	105	-6
2002	96	97	-1

Lake Baikal			
Year	Estimation	Observation	Difference
2000	122	119	+3
2001	132	132	0
2002	117	118	-1

表 4-6. 既往手法による 2000 年から 2002 年までのサロマ湖とバイカル湖の解氷日の推定値
と観測値の差.

Table 4-6. Difference between estimated and observed ice breakup dates using previous method for
Saroma-ko lagoon and Lake Baikal from 2000 to 2002.

Saroma-ko Lagoon

Data Range	August	June	August
Breakup Temperature	4 °C	4 °C	0.5 °C
2000	+16	+15	+4
2001	+12	+12	-9
2002	+6	+9	-14

Lake Baikal

Data Range	August	June	August
Breakup Temperature	4 °C	4 °C	2 °C
2000	+30	+28	+1
2001	+17	+18	+9
2002	+14	+17	+4

4-5 まとめ

第 4 章では、第 2 章と第 3 章の結果や知見を踏まえて、衛星データによる水温トレンドを用いた湖の解氷日推定手法の開発を行うとともに、その評価と検証を行った。手法の評価では、解氷温度などの各種誤差を評価することで、開発した手法の有効性を示した。また手法の検証では、バイカル湖やサロマ湖の解氷日の現地観測データと比較して、本手法で 3 日以下の精度で解氷日の推定が可能であることを確認した。以上より、本章では開発した水温トレンドによる湖の解氷日推定手法の有効性を誤差の評価、及び現地観測データとの比較による検証を通して定量的に明らかにした。

本章では MODIS を用いて推定した解氷日の検証を行ったが、AVHRR などと同様の精度で推定が可能であるか、さらにデータの取得頻度が推定精度にどのように影響するかなど考察することが課題である。

以下に各節で得られた結果と知見を具体的にまとめる。

<解氷日推定手法の開発>

- (1) 水温トレンドに用いるデータの使用範囲を評価した結果、第 2 領域の解氷温度以上であるデータに解氷温度以下の最後の 1 データを加えたときに精度が最もよい。
- (2) 水温トレンド回帰式、及び衛星データより推定した解氷温度を用いた湖の解氷日推定手法を開発した。

<解氷日推定手法の誤差の評価>

- (3) 開発した手法の各種誤差要因の中で、空間分解能の違いによる解氷温度の違いは 5 km 以下の空間分解能では無視できる。
- (4) 解氷温度の違いに起因する誤差は、水温の上昇傾向が小さい湖では顕著であり、ラドガ湖、オネガ湖、バイカル湖では解氷温度 1℃ の違いが、解氷日で 10 日以上の誤差となる。

<現地観測データによる解氷日推定手法の検証>

- (5) サロマ湖、バイカル湖において、本手法による解氷日の推定値と観測値を比較した結果、その差は 3 日以下であり、既往研究と比較しても精度が向上している。

第 5 章 衛星リモートセンシングによるユーラシア大陸の 湖の解氷日推定

5-1 はじめに

第 4 章では、衛星リモートセンシングによる湖の解氷日推定手法の開発を行い、サロマ湖とバイカル湖 (Lake Baikal) において解氷日推定精度が 3 日程度であることを明らかにした。本章ではロシアを中心とするユーラシア大陸の湖において本手法により解氷日の推定を行い、その時空間分布についての議論を行う。また衛星リモートセンシングで面的な把握が可能であることを利用して、湖内の解氷日の推定も試みる。そして推定した解氷日のアプリケーションの 1 つとして、気候との関係について考察する。

5-2 節では、湖の解氷日と気候の関係に関する既往研究をまとめる。5-3 節では、MODIS データを用いてこれまでバイカル湖を除き解氷日の観測データがないユーラシア大陸の 18 の湖の 2001 年から 2003 年の湖心の解氷日を推定する。5-4 節では、バイカル湖の中心部の解氷日を 1° ごとに推定し湖内の解氷日の分布を示すとともに、中心部と沿岸の解氷日の違いについての議論も行う。5-5 節では、AVHRR データを用いて、解氷日の経年変化のデータがないユーラシア大陸東部にあるハンカ湖 (Lake Khanka) の 1984 年から 2003 年までの解氷日を推定する。図 5-1 に本章の解氷日推定サイトをまとめる。

そして各節で推定した解氷日の活用例として、気候との関係について考察する。5-3 節、5-5 節では推定した解氷日と近傍の現地気象台で観測した解氷前月の平均気温より、ユーラシア大陸の湖の解氷日 1 日が解氷日前月の気温何度に相当するか評価する。また 5-4 節では解氷日がいつの気温から説明できるかについて考察する。5-5 節ではそれらに加えて、解氷日の経年変化と気候変動指標の 1 つである NAO (North Atlantic Oscillation) との関係についても議論する。

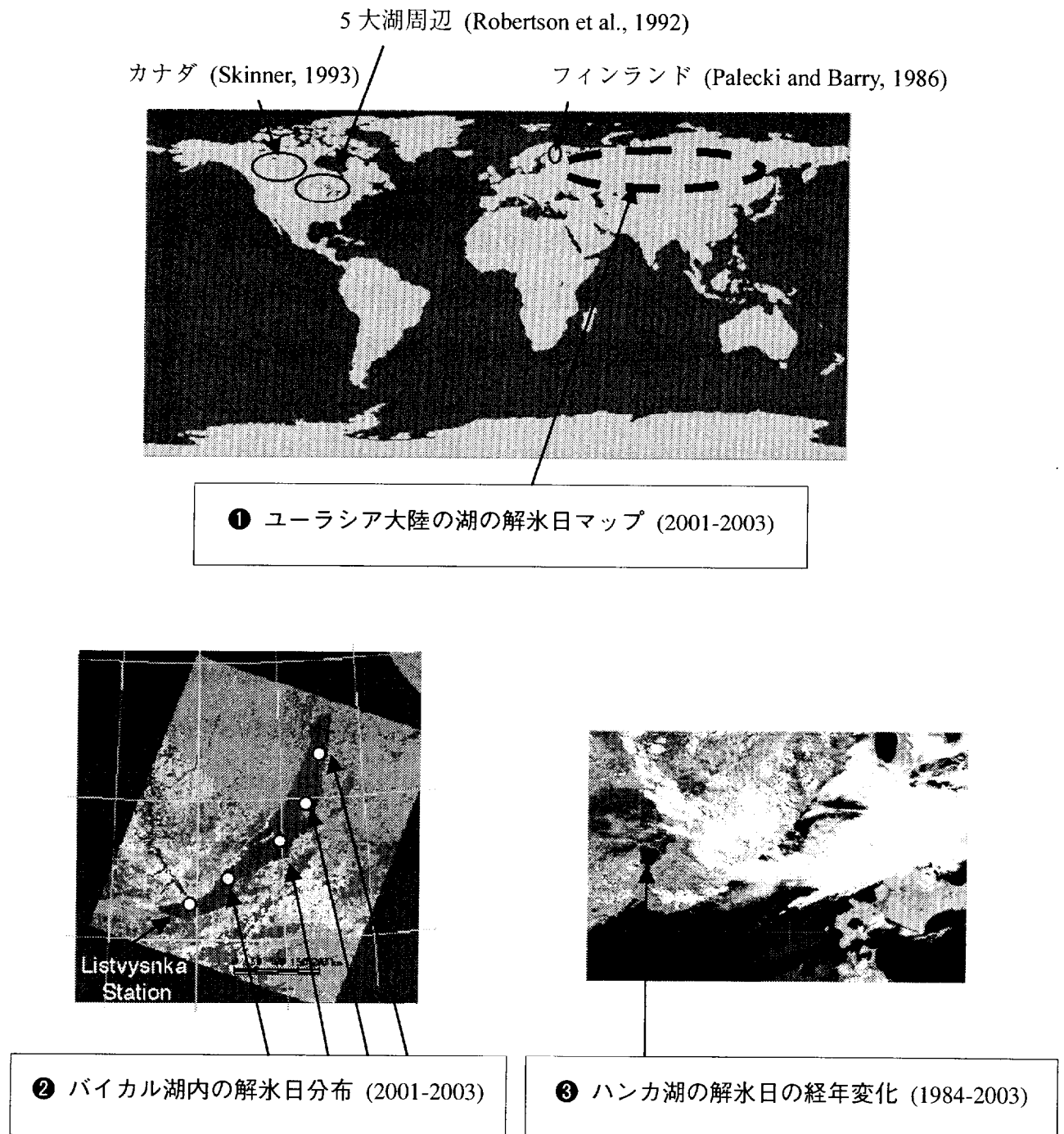


図 5-1. 本章の解氷日推定サイト.

Fig. 5-1. Ice breakup date estimation sites in this chapter.

5-2 既往の湖の解氷日と気候の関係に関する研究

湖の解氷日と気候の関係に関する研究は多い (1-3 節)。本節では、その中で以下の 3 つに関する研究を具体的にまとめる。

湖の解氷日の時空間分布とローカルな気温の関係の把握に関する研究

湖の解氷日と気温の関係を評価する方法に、固定期間回帰法 (Palecki and Barry, 1986) と日積算温度法 (Bilello, 1961) がある。固定期間回帰法は、平均気温が高いときは解氷が早いという仮定のもとで、ある時期・期間の平均気温と解氷日の関係を回帰式で評価する方法である。特に解氷日より平均気温を推定するのに有効であることから、最近ではほとんどこの手法が用いられる。一方の日積算温度法は、氷の厚さが温度の積算値に比例して減少すると仮定し、氷の厚さが最大の日からの気温が 0°C を超えた日の気温の積算値と解氷日の関係に着目したものである。

次に具体的に湖の解氷日と気温の関係に関する研究例を示す。Palecki and Barry (1986) はフィンランドの 64 の湖における 1979 年までの過去 70 年にわたる解氷日と国内の 31 の気象観測所の気温の関係を評価した。そしてフィンランド南側の湖の解氷日の 5 日の変化は、解氷日前月である 4 月の平均気温 1°C の変化に相当することを明らかにした。また Skinner (1993) はカナダの湖の氷に関するデータベースより過去 20 年間の 8 つの地域の平均解氷日と各地域の春季の平均気温の関係を分析した。その結果、気温 1°C の変化が解氷日 3 日に相当することを示すとともに、過去 10 年間で気温が上昇していることはほとんどの湖の解氷日が早くなることに反映されていることを明らかにした。Livingstone (1999) はバイカル湖の解氷日と 70 km 離れた Bubuskin の気温の関係に着目した。解氷日前月である 4 月の気温と相関が高い ($r=0.3$, $P<0.01$) のみではなく、気温が最も低く氷が形成される時期の 2 月の気温とも相関が高い ($r=0.2$, $P<0.01$) ことを示した。図 5-2 に既往研究において解氷日 1 日の変化がどの程度の気温の変化に相当するかについてまとめる。

湖の解氷日の経年変化から過去の気温の上昇を推定する研究

Robertson et al. (1992) や Assel and Robertson (1995) は、アメリカの Wisconsin 州にある

Mendota 湖における結氷・解氷日と気温の関係を評価した。解氷日 1 日の違いは、1 月から 3 月の平均気温約 0.15°C に相当することを用いると、1855 年以降の解氷日の変化は 2.5°C の気温上昇に相当することを示した。さらにこの気温の上昇を 1890 年と 1979 年の 2 時期におきたとすると、1890 年の上昇は 1.1°C から 1.5°C であるのに対し、1979 年は 1.3°C となった。Livingstone (1997)は、スイスの標高の高い地域 (1768 m)ある湖 Lej da San Murezzan の 1832 年以降の解氷日の記録より、100 年あたり解氷日が 7.6 日早まっていることを示した。そして、湖と 7 km 離れた Bever における 3 月から 5 月の気温との関係より、この解氷日の変化は気温の 0.7°C から 1°C の上昇に相当することを示した。また同様の手法で結氷日の変化より、気温の変化を推定した研究もある。Tanaka and Yoshino (1982)は、1443 年以降の日本の諏訪湖の結氷日のデータより、東京の 12 月から 2 月の気温の変化を推定した。その結果、東京の 12 月から 2 月の気温は 0.6°C 程度の上下の変動を繰り返していることを示した。

湖の解氷日とグローバルな気候変動指標との関係に関する研究

Azore と Iceland の海面気圧差で定義される北大西洋振動 (North Atlantic Oscillation, NAO) は、北大西洋地域の気候に影響を与えるとして注目されている (Hurrell, 1995)。NAO が正のときは、強い西風によりヨーロッパに暖かく湿った空気が入ってくる。北半球の年平均気温の変化の 31 %は NAO に関係しており、冬季はユーラシア大陸の気候にも影響を与える (Hurrell, 1996)。また NAO はヨーロッパの湖の水温にも影響する (Gerten and Adrian, 2001; Livingstone, 2001)。

Livingstone (1999)は、バイカル湖の 1936 年から 1989 年の解氷日が、ロシア、カザフスタン、中国、日本と幅広い地域の 2 月の平均気温と有意な相関があったことに着目し、解氷日と北大西洋の気候を支配すると考えられる NAO の関係を求めた。その結果、バイカル湖の解氷日は 1 から 3 月の NAO と有意な負の相関があることを明らかにした。

また Yoo and D'Odorico (2002)は、フィンランドとエストニアの河川や湖の解氷日と NAO がどのような関係か調べた。その結果、100 年規模の解氷日の変化は、ローカルな気温と高い相関を示したが、NAO とは相関がないことを示した。例えばこの 30 年間で NAO は増加し温暖化の傾向を示しているにも関わらず、解氷日は大きな変化を示していないことを明らかにした。またその他の気候変動指標との関係を調べた例として、北アメリカ Wisconsin 州にあ

る湖の解氷日と ENSO の関係を調べたものもある (Anderson et al., 1996)。

以上より既往研究では、年単位で考えたときに湖の解氷日は冬季の NAO と相関は高い。しかしこの 30 年間で考えたとき、湖の解氷日は NAO の増加傾向を説明していないことが示されている。

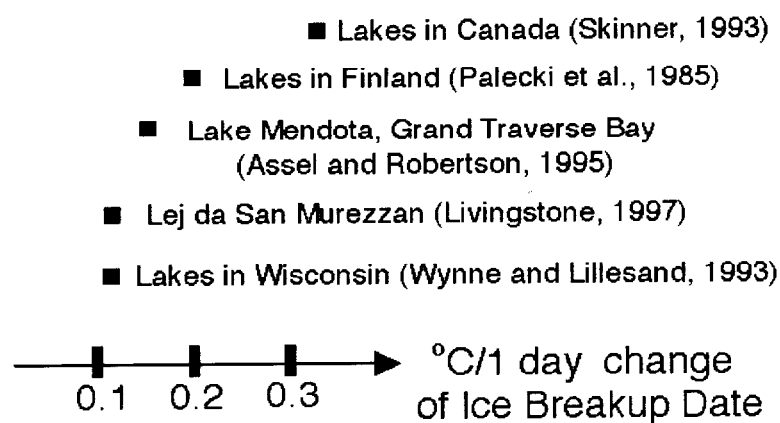


図 5-2. 既往研究で解氷日が 1 日の変化したときの気温の変化.

Fig. 5-2. Air temperature changes when the ice breakup date changes 1 day from previous studies.

5-3 MODIS データを用いて推定したユーラシア大陸の湖の解氷日の空間分布

5-3-1 解氷日の推定手法

第 4 章で提案した解氷日推定手法により MODIS データを用いて 2001 年から 2003 年のユーラシア大陸の 18 の湖の湖心の解氷日を推定する。各湖の表面温度データは MODIS Level 3 mapped SST (Sea Surface Temperature) データより得る。使用した MODIS Level 3 mapped SST データ (図 5-3) は、全球で空間分解能が 4.63 km (全球を緯度方向に 4096, 経度方向に 8192 グリッドに分割), SST の精度は 0.25 °C である (Evans, 2002)。

各湖の解氷日は 4-3 節の方法を踏襲して推定する。まず解氷温度は 3-4 節で推定した淡水湖の推定値である 2 °C を用いる。なお 1 km 分解能データにより推定した解氷温度を 4.63 km 分解能のデータに適用することの妥当性 4-3 節で述べた。次に各年の 3 月 1 日から 6 月末 (2001 年は 6 月中旬より 6 月末までデータが得られなかったため、7 月の一部データも用いている) までの各湖の湖心の SST データ (3*3 ピクセルの平均値) より、Quality file で晴天 (good) であるデータを抽出する (6 月末までのデータを用いることは 2-3 節で対象とするユーラシア大陸の湖湖心の水温トレンドを 2 次回帰式で評価したときの日付推定精度が最もよい (=3 日以下) ことを受けている)。そして各湖の水温トレンド (図 2-3) より、解氷温度以上のデータに解氷温度以下の最後の 1 データを加えたもの (4-2 節) を 2 次回帰式で評価し、回帰式と解氷温度の交点を解氷日とした。



図 5-3. MODIS Level 3 mapped SST データ (2002 年 6 月 30 日).

Fig. 5-3. MODIS Level 3 mapped SST data, June 30, 2002.

5-3-2 解氷日の推定結果

表 5-1, 図 5-4 に 2001 年から 2003 年までの対象とする 18 の湖の湖心の解氷日を示す。

まず各年の解氷日分布図より,

- ・大陸内の解氷日分布
- ・解氷日と緯度や標高の関係

の把握が可能である。例えば 2002 年の各湖の解氷日と緯度, 標高の関係を図 5-5 に示す。ユーラシア大陸の湖の解氷日は, 緯度, 標高ともに有意な相関がある ($P<0.05$)。2001 年と 2003 年の解氷日も同様に緯度や標高と有意な相関があった。緯度 L と標高 E を用いれば, 2002 年の各湖の解氷日 IB は,

$$IB = -68.19 + 3.26L + 0.0411E \quad (5-1)$$

と表すことができ, 式 5-1 の rms 誤差 15 日程度である。

次に 3 年間の解氷日分布図より

- ・解氷日の経年変化
- ・経年変化の地域依存性

を把握することができる。例えば 18 の湖の平均解氷日は, 2001 年が 126, 2002 年が 119, 2003 年が 132 であり, 2002 年の解氷日が 2003 年よりも 2 週間も早い。その中でもボルゴグラード湖 (Lake Volgograd), ツイムリャンスク湖 (Lake Tsuimlyansk), バルハシ湖 (Lake Balkhash) といった選択した湖の中で南西部に位置するものは, 1 ヶ月も早い。

また 3 年間の解氷日の経年変化は大きく, 以下の 2 つのグループに分けられる。

(1) $I_{2002} \leq (\text{or } =) I_{2001} < I_{2003}$ (LA, ON, RY, TS, VO, KU, BH, ZA, KR, UB, HU, ZE)

(2) $I_{2002} \leq (\text{or } =) I_{2003} < I_{2001}$ (BR, BA, VI, HA)

これらの分類結果と湖の位置の関係を調べてみると, 1 のグループはバイカル湖より西側に, 2 のグループはバイカル湖より東側に多いことが分かる。

表 5-1. 2001 年から 2003 年までの対象とするユーラシア大陸の 18 の湖の推定した解氷日.

Table 5-1. Estimated ice breakup dates on the 18 Eurasian lakes from 2001 to 2003.

No	Lake	Abbreviation	Year		
			2001	2002	2003
1	Ladoga	LA	136	127	142
2	Onega	ON	134	123	134
3	Rybinsk	RY	117	116	129
4	Tsimlyansk	TS	81	70	101
5	Volgograd	VO	88	77	112
6	Kuibyshev	KU	108	107	118
7	Kama	KA	118	124	122
8	Balkhash	BH	95	78	111
9	Chany	CH	120	122	127
10	Zaisan	ZA	115	110	117
11	Krasnoyarsk	KR	128	129	137
12	Ubsa	UB	130	126	136
13	Khubsugul	HU	154	152	170
14	Bratsk	BR	146	138	143
15	Baikal	BA	158	128	142
16	Vilyuisk	VI	168	151	160
17	Zeya	ZE	153	153	161
18	Khanka	HA	117	108	108

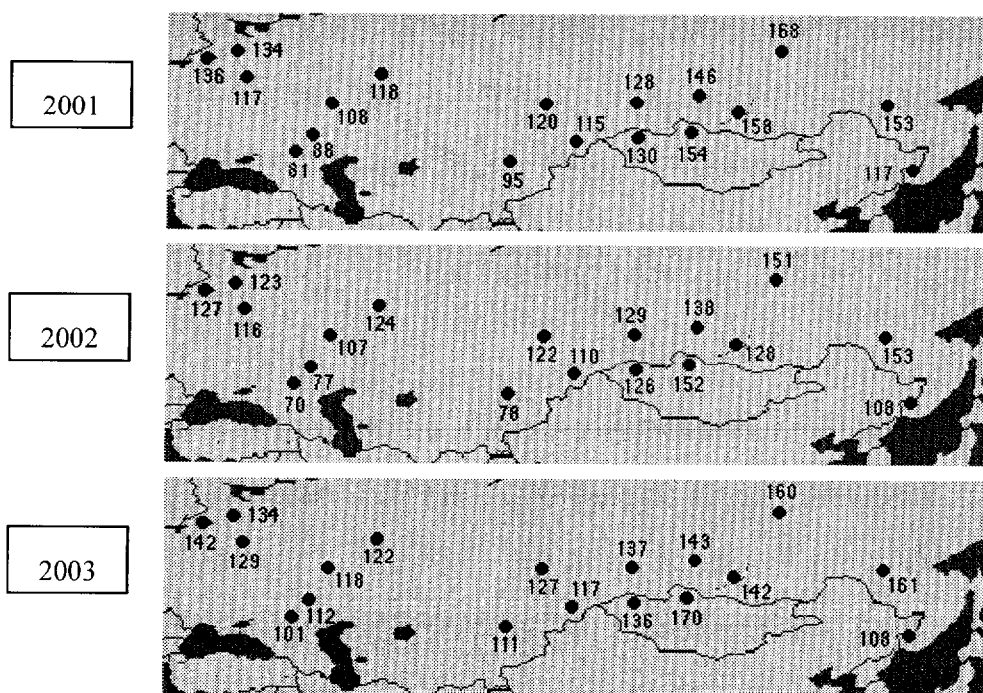
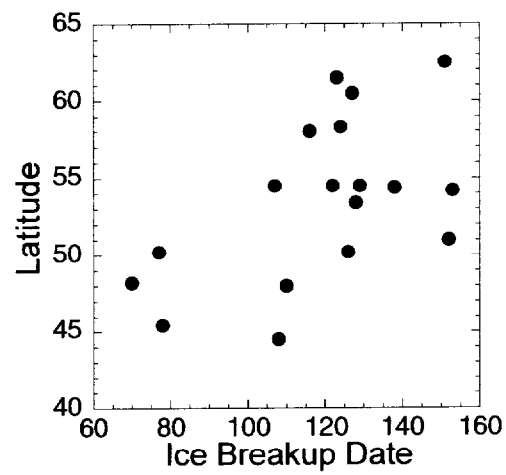


図 5-4. 2001 年から 2003 年までの対象とするユーラシア大陸の 18 の湖の解氷日マップ.

Fig. 5-4. Ice breakup dates maps on 18 Eurasian lakes from 2001 to 2003.

(a)



(b)

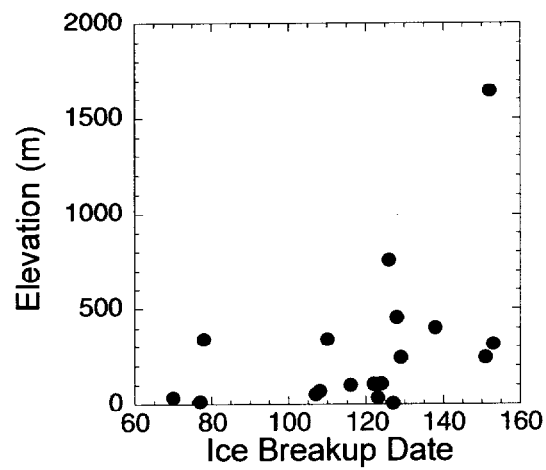


図 5-5. 対象とする 18 の湖の 2002 年の解氷日と緯度 (a), 標高 (b)の関係.

Fig. 5-5. Relationships between ice breakup dates in 2002 and latitude (a), elevation (b).

5-3-3 解氷日の空間分布と気温の関係

これまで既往研究の多くで、湖の解氷日とローカルな気温の関係について調べられており、その相関が高いことが言われている (5-2 節)。本節では、まず各湖の解氷日と平均気温の関係を示し、既往研究と同様に高い相関があるかどうか確認する。表 5-2 に平均気温データを使用した現地測候所とその特徴を示す。測候所は湖 (湖心) からほぼ 150 km 以下の距離にあるものを選択していたが、ブラーツク湖 (Lake Bratsk) にはこのような条件を満たす測候所が存在しなかったため、以後の解析に加えていない。

Palecki and Barry (1986)によると、解氷日の前月の平均気温と解氷日の相関が最も高い。しかし本研究で扱う 18 の湖の解氷日は 3 月から 6 月まで幅広いため、平均気温を取る時期や期間によって相関が異なる。表 5-3 に平均気温を取る時期や期間によって気温と (2001 年から 2003 年の 17 の湖の)解氷日の相関係数がどのように変化するかを示す。結果より 4 月を中心に平均気温を取るときに最も相関が高い。その理由として、4 月がほぼ解氷前月にあたる 4 月下旬 (=110)から 6 月上旬 (=160)までに解氷する湖の割合が全体の 7 割を超えることが考えられる。図 5-6 に相関が高いときの例として、解氷日と 3 月から 5 月の平均気温の関係を示す。解氷日と平均気温は高度に有意な相関があり ($P < 0.01$)、平均気温 (T)は解氷日 (IB)を用いて、

$$T = 20.643 - 0.14IB \quad (5-2)$$

と表される。

回帰式から外れたのは、図に示すようにラドガ湖 (Lake Ladoga)、ビリュイスク湖 (Lake Vilyuisk)であった。この要因の 1 つとして、例えばラドガ湖では他の湖に比べて降水 (雪)量が多いことが解氷を遅らせたことが考えられる。また降水量や標高以外の解氷日の誤差要因として、Stewart and Haugen (1990)が述べているように、深度など地形の違いも考えられる。

次にユーラシア大陸の湖の解氷日 1 日の違いがどの程度の気温の変化に相当するかを精度よく評価するために、3 年間の各湖の解氷日差と平均気温差の関係に着目する。同一湖内の差を取ることで、同一湖内でのオフセット的な誤差を取り除くことができると考えられる。平均気温は、解氷日と高い相関が予想される各湖における解氷日の前月の平均気温とする。図 5-7 に 2002 年と 2001 年、また 2002 年と 2003 年の解氷日差と平均気温差の関係を示す。

平均気温差 ($difT$)は解氷日差 ($difIB$)を用いて,

$$difT = -0.5 - 0.29difIB \pm 2.8 \quad (5-3)$$

と表すことができる。つまり解氷日が 1 日早くなることは、解氷日前月の気温が 0.3°C 上昇することに相当する。これはカナダの湖と同程度である (図 5-2)。

式 5-3 の平均気温差と解氷日差の関係をを用いると、ボルゴグラード湖、ツィムリャンスク湖、バルハシ湖の 2002 年の解氷日が 2003 年の解氷日より 1 ヶ月も早い (5-3-2 項)理由を説明することが可能である。すなわち、これらの湖の 2002 年と 2003 年の解氷日前月の気温差 (図 5-7 で円で囲んでいる)は、いずれも 10°C 近いため、解氷日差に換算すると 1 ヶ月程度となる。

表 5-2. 平均気温データを使用した現地測候所とその特徴.

Table 5-2. Features of meteorological stations using mean air temperature data.

No	Meteorological Station	Latitude, Longitude	Elevation (m)	Corresponding Lake
1	St. Petersburg	60.0 °N, 30.3 °E	4	Ladoga
2	Pudoz	61.8 °N, 36.5 °E	62	Onega
3	Cerepovek	59.1 °N, 37.9 °E	131	Rybinsk
4	Morozysk	48.4 °N, 41.9 °E	90	Tsimlyansk
5	Saratov	51.6 °N, 46.2 °E	156	Volgograd
6	Ulyanovsk	54.3 °N, 48.2 °E	127	Kuibyshev
7	Perm	58.2 °N, 56.3 °E	171	Kama
8	Balkhash	46.9 °N, 75.1 °E	416	Balkhash
9	Kupino	54.4 °N, 77.3 °E	116	Chany
10	Kokpekty	48.8 °N, 82.4 °E	511	Zaisan
11	Krasnoyarsk	56.3 °N, 92.7 °E	276	Krasnoyarsk
12	Ulaan Gom	49.8 °N, 92.7 °E	936	Ubsa
13	Mondy	51.7 °N, 101.0 °E	1303	Khubsugul
14				Bratsk
15	Ust Barguzin	53.4 °N, 109.0 °E	457	Baikal
16	Chernishevskii	62.5 °N, 111.2 °E	240	Vilyuisk
17	Bomnak	54.7 °N, 128.9 °E	357	Zeya
18	Kirovskij	45.1 °N, 133.5 °E	95	Khanka

表 5-3. 平均気温を取る時期と期間を変化させたときの解氷日と平均気温の相関係数.

Table 5-3. Correlation coefficients of ice breakup dates and mean air temperature when the time and duration of mean air temperature is changed.

	1 Month	2 Months	3 Months	4 Months
January	0.63			
February	0.61	0.63		
March	0.70	0.67	0.67	0.73
April	0.81	0.83	0.76	0.82
May	0.74	0.85	0.88	

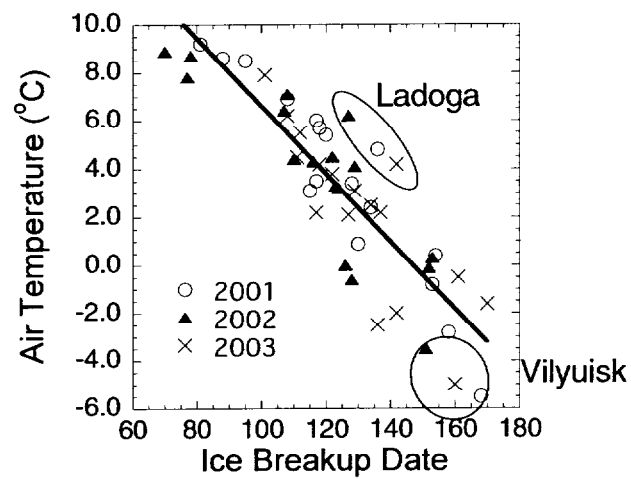


図 5-6. 各湖の解氷日と 3 月から 5 月の平均気温の関係.

Fig. 5-6. Relationships between ice breakup dates and mean air temperature from March to May.

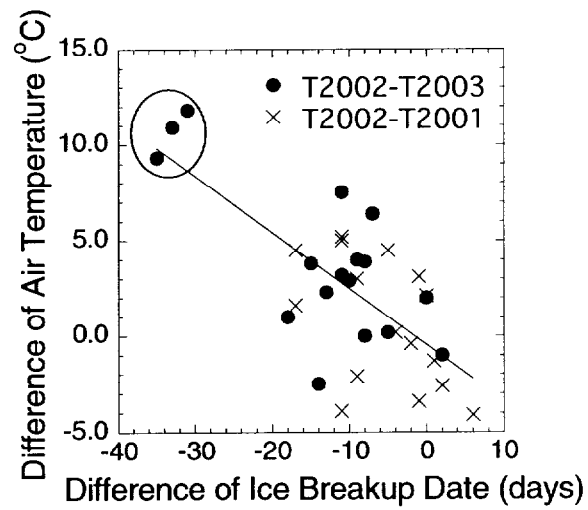


図 5-7. 各湖の解氷日差と解氷前月の平均気温差の関係.

Fig. 5-7. Relationships between the difference of ice breakup dates and the difference of mean air temperatures in a month before ice breakup dates.

5-4 MODIS データを用いて推定したバイカル湖内の解氷日の空間分布

バイカル湖のように南北で長い湖では、同じ湖中心部であっても観測する緯度によって解氷日は大きく異なることが予想される。また湖中心部と沿岸でも解氷日が異なることが予想される。前節では、いずれの湖の場合も、湖のほぼ (東西方向, 南北方向の) 中心地点である湖心の解氷日を推定した。本節ではバイカル湖を例にとり、解氷日が同一湖内でも緯度や中心部と沿岸で解氷日がどのように異なるか評価する。なおこれまで様々な湖の解氷日の目視データを組み合わせて、カナダ全土の湖や河川の平均解氷日マップ (15 日分解能) を作った研究はある (Bernard, 1962) が、同一湖内の解氷日の空間分布を評価した研究例はほとんどない。

5-4-1 解氷日の推定結果

5-3 節のユーラシア大陸における MODIS による各湖心の解氷日推定手法をバイカル湖の 4 地点 (緯度 55°, 54°, 53°, 52°) (図 1-5) に適用し、2001 年から 2003 年の解氷日を推定する。各解氷日推定地点の深度は、緯度 54° から 52° の地点は 1400 から 1600 m 程度であるが、55° の深度は 900 m 程度である。表 5-4 に 2001 年から 2003 年の各地点の推定解氷日を示す。2001 年の 54° は、解氷温度以上の晴天日のデータが 2 点しか存在しなかったため、解氷日の推定は行えなかった。推定結果より、バイカル湖の北側と南側で解氷日が、3 週間 (2001 年, 2003 年) から 6 週間 (2002 年) 異なることや、2002 年は、他の年と比較して特に 54° 以南で解氷日が早いことが分かる。

次に各緯度で沿岸と湖の中心部の解氷日の違いを評価する。図 5-8 に 2003 年のバイカル湖内の解氷日分布図 (緯度 55° から 52°, 西沿岸, 中心部, 東沿岸) を示す。MODIS データを用いて、5-3 節と同様の手法で解氷日を推定した。全体的に沿岸部が中心部と比較して解氷が早い。また 54° から 52° では西沿岸が中心部と比較して、解氷が 1 週間程早いことが分かる。この理由の 1 つとして、バイカル湖では氷が覆われている時期に北西風が卓越し、暖かい風が入ってくることによって西側から融けることが考えられる。このような沿岸と中心部の解氷日の違いを説明する気温以外の要因の定量的な評価は、今後の課題とする。

表 5-4. バイカル湖における各地点の推定解氷日.

Table 5-4. Estimated ice breakup dates for four latitudal zones in Lake Baikal.

Latitude	2001	2002	2003
55	157	154	154
54		137	153
53	141	117	142
52	138	109	132

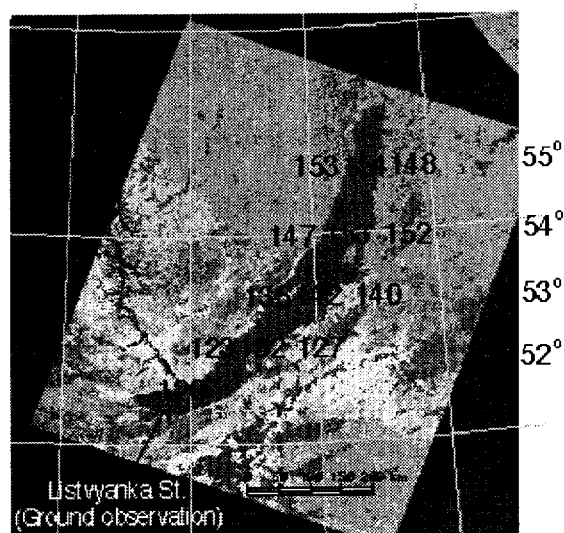


図 5-8. 2003 年のバイカル湖内の解氷日分布図 (西沿岸, 中心部, 東沿岸).

Fig. 5-8. Spatial distribution of ice breakup dates for Lake Baikal in 2003 (west coast, center, east coast).

5-4-2 解氷日と気温の関係

本項では、各緯度中心部の解氷日 (2001 年から 2003 年)と平均気温の関係について考察する。まず前節同様に解氷日がいつの気温から説明できるか、またその期間とはどのような関係があるのか、平均気温を取る時期と期間を変化させることによって調べる。気温データは、各地点に最も近い測候所を選択した (55 ° Nizneangarsk, 54 ° UstBarguzin, 53 ° Suhaja, 52 ° Babuskin, 図 1-5)。

図 5-9 に平均気温を取る時期を変化させたとき (横軸は中心日)の解氷日と平均気温の相関係数を示す。期間は 11 日, 31 日, 61 日, 91 日の 4 通りで行った。例えば中心日が 65 で期間が 31 日の場合, 時期 50 から 80 の間の平均気温を取ることを意味している。表 5-5 に各期間において最も解氷日と気温の相関係数が高い時期と中心日を示す。結果より期間によらず, 解氷日の約 2 ヶ月前の 2 月末からの平均気温と最も相関が高いことが分かる。

図 5-10 (a)に各緯度の気温の変化を, 図 5-10 (b)に 53 ° における各年の気温の変化と解氷期間を示す (気温の変化は 5 日間の移動平均値)。最も相関が高い時期は, 各緯度で気温が 15 °C 程度の上昇をしていることが分かる。一方で解氷期間直前 (100-140)は平均気温の変動が小さい。以上よりバイカル湖内の過去 3 年間の解氷日は, 平均気温が 15 °C 近く上昇する 2 月末から 3 月中旬の気温が大きく影響すると考えられる。

次に各緯度の解氷日 (表 5-4)と相関が高い時期の気温について考える。表 5-6 に各地点の時期 58 から 88 の 31 日間の平均気温を示す。2002 年の平均気温は, どの緯度においても 2001 年や 2003 年よりも 4 °C から 6 °C 高く, 2002 年の 54 °以南で解氷日が早いことは説明可能である。しかし 2001 年から 2003 年の 55 °の解氷日がほとんど変化していないことは, この期間の気温のみからは説明できない。

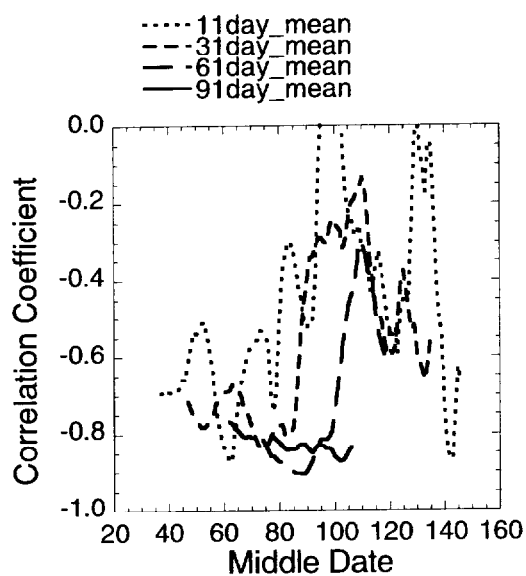


図 5-9. 平均気温を取る時期を変化させたときの平均気温と解氷日の相関係数.

Fig. 5-9. Correlation coefficients of mean air temperature and ice breakup date when the time of mean air temperature is changed.

表 5-5. 各期間において最も解氷日と平均気温の相関係数が高い時期と中心日.

Table 5-5. The time and middle date when the correlation coefficient between ice breakup date and mean air temperature is highest.

Duration	Time (Middle Date)
11 days mean	57-67 (62)
31 days mean	58-88 (73)
61 days mean	59-109 (89)
91 days mean	57-147 (102)

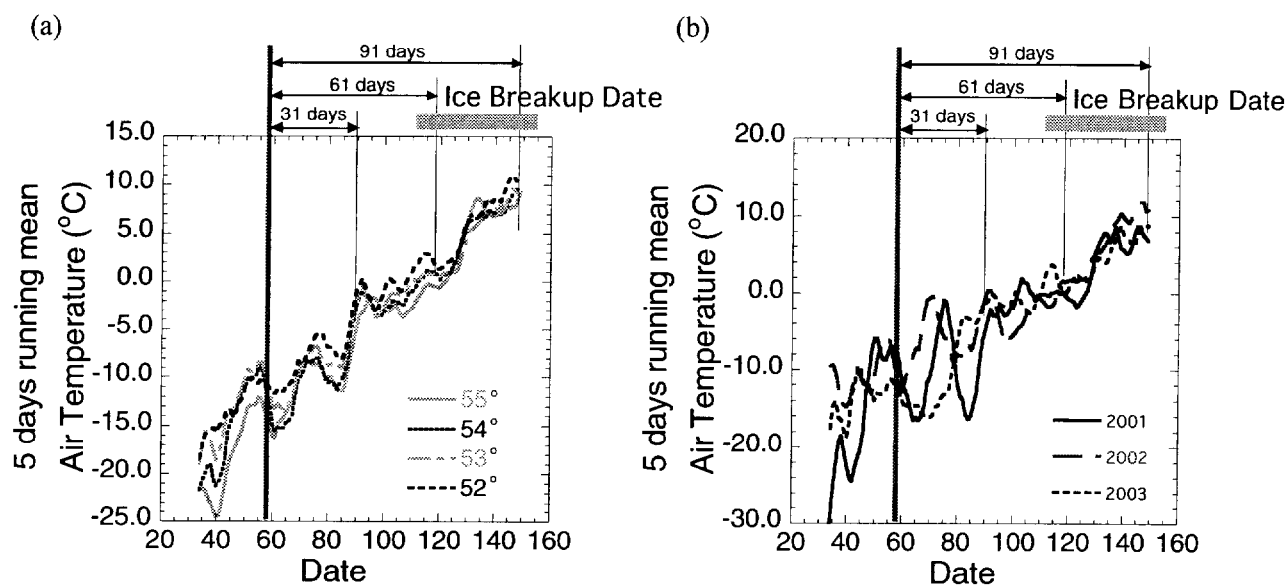


図 5-10. (a) 各緯度の 2 月から 5 月の気温 (2001 年から 2003 年の平均値) (b) 53° における各年の 2 月から 5 月の気温. 気温は 5 日間の移動平均値を示す.

Fig. 5-10. Air temperature from February to May for each latitude (mean value from 2001 to 2003) (a), air temperature from February to May at 53° for each year (b). The value shows the 5 days running mean value.

表 5-6. 各地点の時期 58-88 の平均気温.

Table 5-6. Mean air temperature (58-88) for four latitudal zones in Lake Baikal.

Latitude	2001	2002	2003
55	-13.7 °C	-9.2 °C	-11.1
54	-13.4	-7.4	-12.6
53	-11.1	-6.8	-11.1
52	-9.8	-5.8	-9.6

5-5 AVHRR データを用いて推定したハンカ湖の解氷日の経年変化

5-5-1 解氷日の推定手法

本節では、AVHRR データを用いて、ハンカ湖の 1984 年から 2003 年までの 20 年分の解氷日を推定する。AVHRR データは、日本では東京大学生産技術研究所、国立環境研究所などが受信を行っているが、本研究では東京大学の生産技術研究所が受信した、幾何補正処理済みのデータである (竹内ほか, 2002)。

AVHRR はどの年も 2 つか 3 つの NOAA 衛星が 1 日約 4 回観測する。異なるセンサを用いた場合、水温にバイアス的な誤差が加わる可能性があるので、同一年はなるべく同じセンサを用いるようにする。今回は 14 時を中心にその前後 2 時間に観測されるデータを中心に選択した。

水温トレンドを用いた解氷日推定手法は、5-3 節の MODIS による手法と同じであるが、AVHRR には雲判定データが存在しない。そこで、既往の AVHRR による水域の雲判定アルゴリズム (Derrien et al., 1993; Saunderson and Kriebel, 1988; Stowe et al., 1991) を参考に雲判定アルゴリズムを構築した。既往の雲判定アルゴリズムは、大きく分けて可視域の反射率データを用いたテストと赤外域の温度データを用いたテストに分けられる。今回は昼のデータを用いているので、反射率データを使用することも可能である。そこで以下の条件を満たすものを clear とした。

- 1) バンド 4 の観測輝度温度が -2°C 以上である。
- 2) バンド 4 の 3×3 ピクセルの観測輝度温度の標準偏差が 0.20°C 以下である。
- 3) バンド 1 の観測反射率が 30% 以下である。

なお近赤外域の反射率を用いる場合もあるが、雪氷を雲と判定してしまう場合が考えられる (3-4 節) ので、本手法には加えなかった。

次に AVHRR の $11\ \mu\text{m}$ 、及び $12\ \mu\text{m}$ (それぞれバンド 4, 5 に対応) の観測輝度温度 T_{11} , T_{12} (K) と衛星天頂角 θ (rad) を用いて、各 NOAA 衛星について以下の式で表面温度 ST ($^{\circ}\text{C}$) を計算する (NESDIS, 2003)。

$$\text{NOAA-7} \quad ST = 1.02(T_{11}) + 2.54(T_{11} - T_{12}) - 279.2$$

NOAA-9	$ST = 3.61(T11) - 2.64(T11 - T12) - 265.5$
NOAA-11	$ST = 1.01(T11) + 2.66(T11 - T12) + 0.53(T11 - T12)(\sec\theta - 1) - 277.7$
NOAA-12	$ST = 0.964(T11) + 2.58(T11 - T12) + 0.24(T11 - T12)(\sec\theta - 1) - 263.0$
NOAA-14	$ST = 1.02(T11) + 2.14(T11 - T12) + 0.78(T11 - T12)(\sec\theta - 1) - 278.4$
NOAA-15	$ST = 0.964(T11) + 2.71(T11 - T12) + 0.38(T11 - T12)(\sec\theta - 1) - 262.4$

(5-4-1)-(5-4-6)

そしてハンカ湖の解氷温度はバイカル湖と同じ 2.0℃とし (4-3 節で解氷温度の解氷日推定に与える影響が小さいため), 晴天日の水温トレンド (3*3 ピクセルの平均水温)と解氷温度の交点より解氷日を推定した。図 5-11 に各年の水温トレンドを示す。

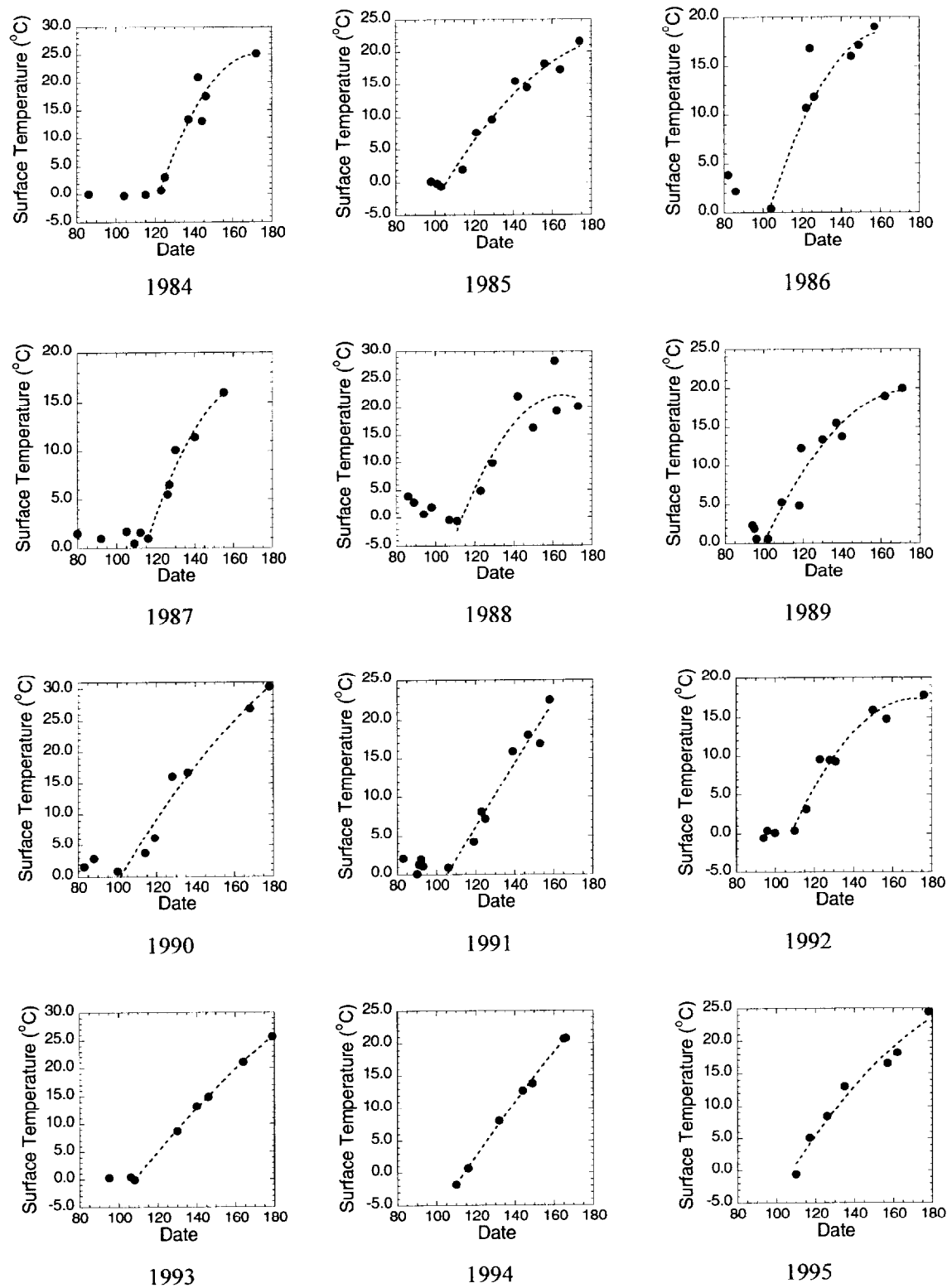


図 5-11. 1984 年から 2003 年までのハンカ湖の AVHRR による水温トレンド。

Fig. 5-11. Water temperature trends of Lake Khanka derived from AVHRR data from 1984 to 2003.

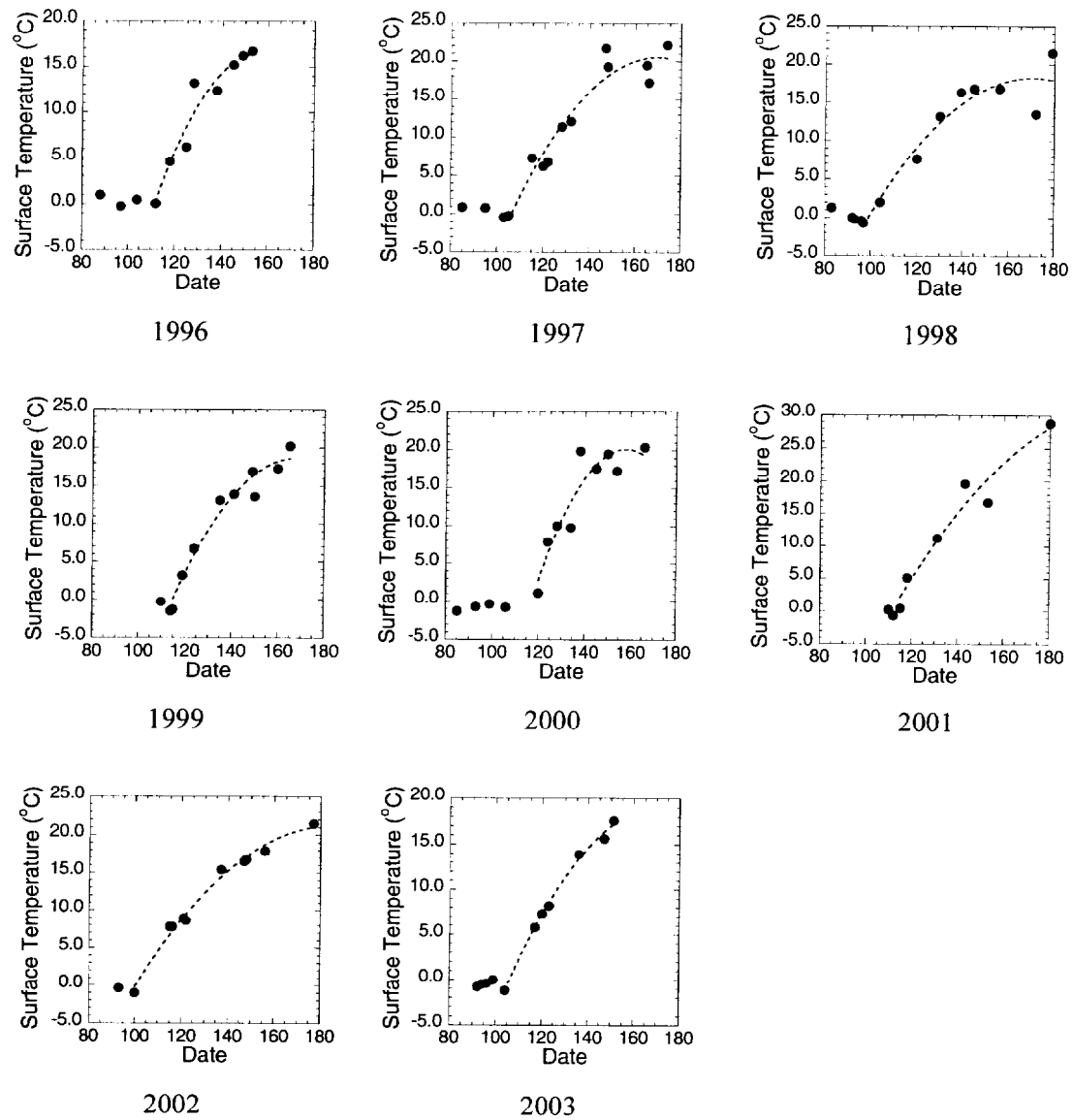


図 5-11. 1984 年から 2003 年までのハンカ湖の AVHRR による水温トレンド (つづき).

Fig. 5-11. Water temperature trends of Lake Khanka derived from AVHRR data from 1984 to 2003

(continued).

5-5-2 解氷日の推定結果

表 5-7 に 1984 年から 2003 年までの AVHRR データより推定したハンカ湖湖心の解氷日を示す。過去 20 年間では 4 月中旬から下旬にかけて解氷し、解氷の最も遅かった 1984 年と早かった 1998 年の差は 20 日程度である。そして最近 20 年間で解氷日が早まる傾向は見られず、5 年から 10 年周期で 10 日から 20 日程度の変動を繰り返している。

図 5-12 (a)にハンカ湖の推定解氷日、そして同じユーラシア大陸の湖の解氷日と比較するために、バイカル湖の Listvyanka Station において観測した解氷日 (Shimaraev et al., 1994)の経年変化を示す。また図 5-12 (b)は単年度ごとのハンカ湖とバイカル湖の解氷日と比較した結果を示す。ハンカ湖とバイカル湖の解氷日に正の相関 ($r=0.34$)が見られる (20 個の相関のないデータで $r>0.34$ となる確率は 15 %程度であることから、80 %以上の確率で相関があると言える)。また回帰式よりバイカル湖の解氷日 1 日の変化は、ハンカ湖の解氷日 0.3 日程度の変化に相当することから、ハンカ湖はバイカル湖と比較して、解氷日の経年変化の大きさが 3 分の 1 程度であることが分かる。

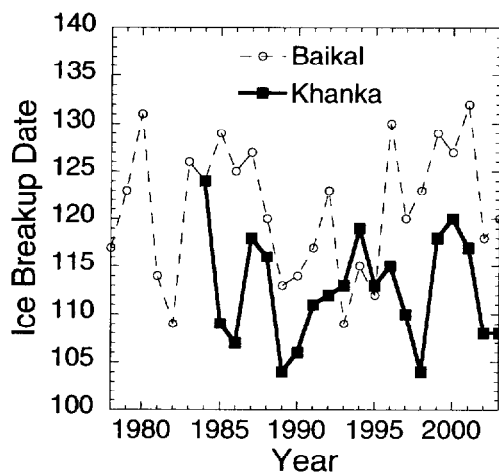
最後に 2001 年から 2003 年の MODIS によるハンカ湖の解氷日推定結果 (表 5-1)と AVHRR による推定結果 (表 5-5)の比較を行う。解氷日推定値の差は 2 日から 3 日程度であり、解氷日の推定誤差反範囲内である。このことは AVHRR を用いても湖の解氷日を 3 日以下の誤差で推定できることを示唆している。

表 5-7. 1984 年から 2003 年までのハンカ湖における推定解氷日.

Table 5-7. Estimated ice breakup dates for Lake Khanka from 1984 to 2003.

Year	Ice Breakup Date	Year	Ice Breakup Date
1984	124	1994	119
1985	110	1995	113
1986	107	1996	115
1987	118	1997	110
1988	116	1998	104
1989	104	1999	118
1990	106	2000	120
1991	111	2001	115
1992	112	2002	105
1993	113	2003	110

(a)



(b)

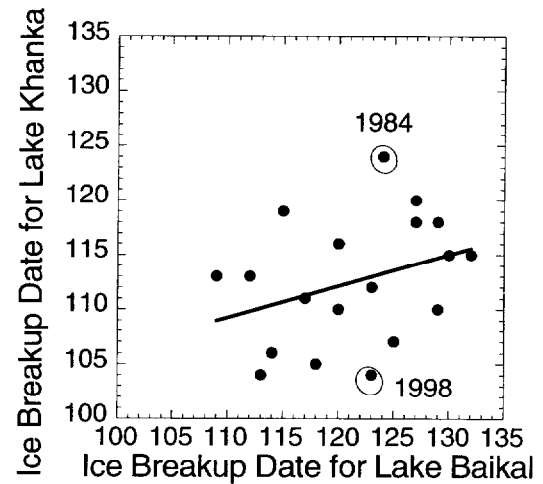


図 5-12. (a) ハンカ湖 (推定値)とバイカル湖 (観測値)の解氷日の経年変化, (b) ハンカ湖とバイカル湖の解氷日の比較.

Fig. 5-12. Time series ice breakup dates for Lake Khanka (estimation) and Lake Baikal (observation)

(a), and relationships of ice breakup dates between Lake Khanka and Lake Baikal.

5-5-3 解氷日の経年変化と気候の関係

本節では、過去 20 年間のハンカ湖の解氷日の変化とローカル気温、及び気候変動指標の 1 つである NAO との関係について考察する。

ローカルな気温との関係

ローカルな気候との関係を調べるために、ハンカ湖の南方約 150 km にあるウラジオストック (Vladivostok) (43.1 °N, 131.9 °E)の現地気象データ (気温, 降水量, 風速)を使用した。まず 5-4-2 節と同様に 2 月から 4 月の 31 日間平均気温とハンカ湖の解氷日との相関を調べた結果、気温を取る時期によらず高い相関 ($r>0.72$)であった。図 5-13 にウラジオストックの 2 月から 4 月の気温 (過去 20 年間の平均気温)と解氷が早かった年 (1989 年, 1998 年), 遅かった年 (1984 年, 2000 年)のアノマリーを示す。解氷が早い年は、この期間中ずっと 20 年間平均気温より高い一方で、遅い年は期間を通じて低い。このことが時期によらず平均気温と解氷日の相関が高いことの要因として考えられる。また平均気温が平年値よりも約 3 °C も低い 1984 年と、約 3 °C も高い 1998 年のハンカ湖とバイカル湖の解氷日の関係 (図 5-12b)は、回帰式から大きく外れており、気温は湖間の解氷日の関係にも影響を与えることが分かる。

次に最も相関が高い時期 (57-87)のウラジオストックの平均気温 (T)とハンカ湖の解氷日 (IB)の関係を示す (図 5-14)。

$$T = 27.18 - 0.26IB \quad (r = 0.86) \quad (5-5)$$

式 5-5 はハンカ湖の解氷日 1 日がウラジオストックの解氷前月に相当する時期の気温約 0.3 °C に相当することを示している。これは、ユーラシア大陸の湖の解氷日分布図と気温より得られた結果 (5-3-3 節, 式 5-3)と一致する。すなわち本解氷日推定手法より推定した解氷日の空間分布、及び経年変化より、解氷日と気温の関係に関する同一の結論を導き出した (解氷日 1 日=気温 0.3 °C に相当)ことから、間接的に解氷日推定手法の有効性が示唆された。

NAO との関係

ハンカ湖の解氷日と気候変動指標の 1 つである NAO との関係を調べる。図 5-15 に 1950 年以降の 1 月から 3 月の NAO の平均値の変化を示す。5 年平均値は 1980 年前後で負から正

となり、その後も増加傾向である。Hurrell (1996)や Thompson et al. (2000)は、近年の冬季の NAO の増加傾向は、40 °N 以北にあるヨーロッパやアジアの地域規模の温暖化の大部分を説明するとしている。

表 5-8 に各年の推定した解氷日と 10 月から 4 月まで (10 月から 12 月は解氷日前月)の各月の NAO との相関係数を示す。解氷日は 3 月以外の月の NAO とはそれほど高い相関が見られないが、3 月の NAO と有意な負の相関を示す。つまりヨーロッパにおいて 3 月が暖冬傾向である (NAO が正)時にハンカ湖の解氷日は早い。これはバイカル湖における結果と同様である (Livingstone, 1999)。一方で長い時間スケールで考えると、Yoo et al. (2002)と同様に過去 20 年間で NAO は増加して温暖化の傾向を示しているが、解氷日は早まる傾向が見られていない。

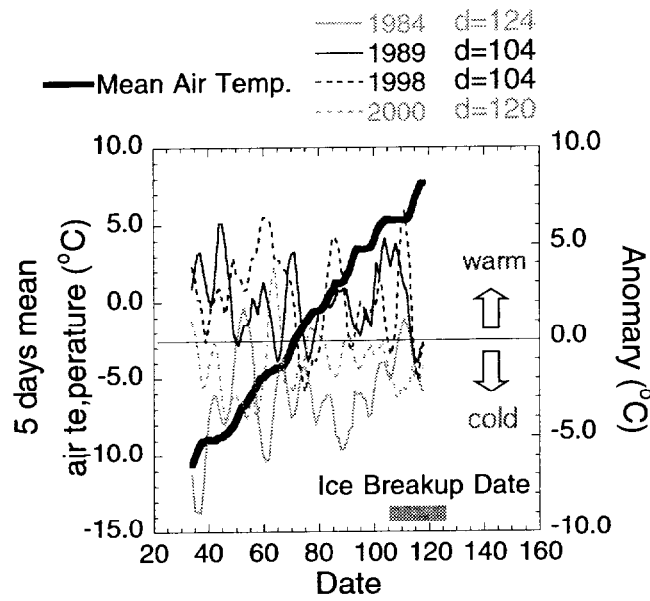


図 5-13. ウラジオストックの2月から4月の気温 (過去20年間の平均気温)と解氷が早かった年 (1989年, 1998年), 遅かった年 (1984年, 2000年)のアノマリー.

Fig. 5-13. Air temperature from February to April at Vladivostok and anomaly in year for early ice breakup (1989, 1998) and late ice breakup (1984, 2000).

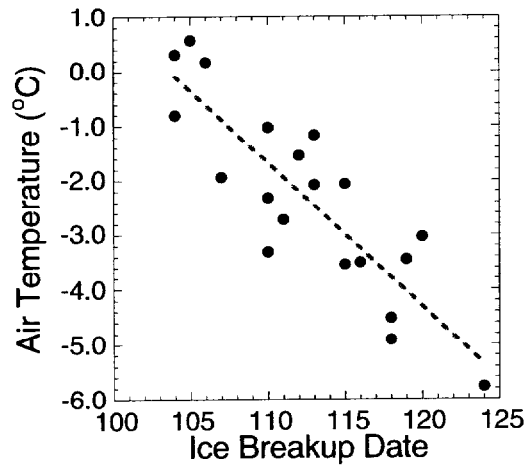


図 5-14. ウラジオストックの平均気温 (57-87)とハンカ湖の解氷日の関係.

Fig. 5-14. Relationships between air temperature of Vladivostok (57-87) and ice breakup date for Lake Khanka.

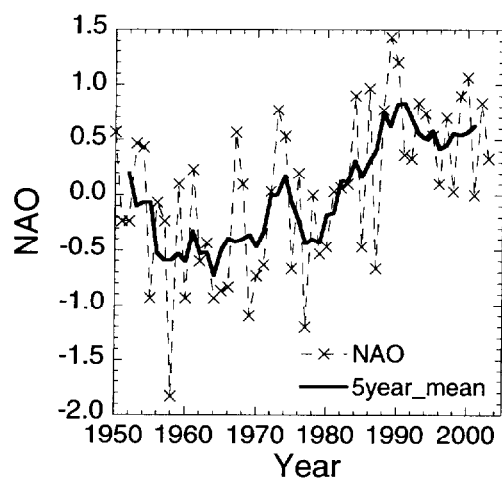


図 5-15. 1950 年以降の 1 月から 3 月の NAO の平均値の変化.

Fig. 5-15. Mean NAO value from January to March since 1950.

表 5-8. ハンカ湖の推定解氷日と各月の NAO の相関係数.

Table 5-8. Correlation coefficients between estimated ice breakup dates for Lake Khanka and NAO at each month.

Month	Correlation Coefficient
October	0.366
November	0.215
December	0.422
January	0.193
February	0.196
March	-0.548
April	-0.129

5-6 まとめ

第 5 章では、前章で開発した湖の解氷日推定手法を用いて、ユーラシア大陸の 18 の湖湖心の解氷日、バイカル湖内の解氷日、ハンカ湖の解氷日の過去 20 年間の解氷日を推定するとともに、気候との関係について考察を行った。その結果、2003 年のバイカル湖の西沿岸は中心部と比較して解氷が 1 週間早いことや、ハンカ湖の解氷日は過去 20 年間で早まる傾向がないことを示した。またユーラシア大陸の湖の解氷日 1 日は解氷前月の気温約 0.3°C に相当することなどを明らかにした。

本章の課題として、解氷日に影響を与える気温以外の要素の影響を評価することやハンカ湖以外の湖についても過去 20 年間の解氷日を推定し、その時空間分布について考察を行うことなどが挙げられる。

以下に各節で得られた結果と知見を具体的にまとめる。

<MODIS データを用いて推定したユーラシア大陸の湖の解氷日の空間分布>

- (1) ユーラシア大陸の 18 の湖の 3 年間の解氷日の経年変化は、バイカル湖の東西で異なる傾向がある。
- (2) 過去 3 年間の解氷日の空間分布より、解氷日が 1 日早くなることは気温 0.3°C 上昇することに相当する。

<MODIS データを用いて推定したバイカル湖内の解氷日の空間分布>

- (3) 2003 年のバイカル湖の西沿岸の解氷は中心部と比較して、約 1 週間早い。

<AVHRR データを用いて推定したハンカ湖の解氷日の経年変化>

- (4) ハンカ湖の解氷日は 5 から 10 年周期で 10 日から 20 日の変動を繰り返しており、過去 20 年間では解氷が早まる傾向は見られない。
- (5) ハンカ湖の解氷日の経年変化より、解氷日 1 日は解氷前月の気温約 0.3°C に相当する。
- (6) ハンカ湖の解氷日は気候変動指標の 1 つである NAO の 3 月の平均値と有意な負の相関があり、ハンカ湖の解氷はヨーロッパで暖冬のときに早い傾向がある。

第 6 章 結論

6-1 研究の総括

気候学的、あるいは生態学的な見地から重要性が高まっている湖の解氷日を、現地観測データの少ないユーラシア大陸の湖において、衛星リモートセンシングデータを用いて推定することを目的とした。本論文では、曇天日に観測できないことの影響を受けにくい、解氷日以降の水温トレンドより遡って解氷日を推定する手法に着目した。そして、既往研究の以下の問題点を取り上げ、手法の開発の各章(2章, 3章, 4章)で検討した。

- ・水温トレンドより特定の水温となる日付の推定精度が明らかではない。
- ・雪氷面温度を海面温度(SST)推定手法によって推定したときの精度が明らかではない。
- ・画素内で雪氷が湖面から完全になくなる温度と(本研究で)定義した解氷温度が明らかではない。
- ・水温トレンドを回帰式で評価するときに用いるデータ範囲が明らかではない。

手法の開発では水温トレンドによる解氷日推定手法において、精度よく解氷日を推定するために必要な解氷温度の推定を行い、淡水の解氷温度は 2°C 前後、海水の解氷温度は 0.5°C 程度であることを明らかにした。また本手法により曇天日に観測できないことや衛星データの誤差があるにも関わらず、ユーラシア大陸の湖では3日程度の精度で解氷日の推定が可能であることを示した。

そして第5章では開発した湖の解氷日推定手法をユーラシア大陸の18の湖に適用し、解氷日の推定を行い、その空間分布や経年変化に関する知見を得た。

以下に各章で得られた成果、及び知見を要約する。

(手法の開発)

<現場データ及び衛星データによる中高緯度の湖沼の水温トレンドの評価>(第2章)

- ・衛星データによるユーラシア大陸の湖湖心の水温トレンドを2次回帰式で精度よく評価できることを示した。
- ・衛星データによるユーラシア大陸の湖の水温トレンドによる 4°C 前後の特定水温となる日付推定精度は、6月までのデータを用いた場合3日以下であることを明らかにした。

- ・サロマ湖の解氷日の観測値と水温トレンドにより推定した氷が融け始めた日（解氷開始日）を比較した結果、現場水温データよりオフセット除去後 2 日程度の精度で解氷日の推定が可能であることを確認した。

<衛星リモートセンシングによる解氷温度の推定> (第 3 章)

- ・表面が海水、淡水氷、雪であるときの SST 推定手法による温度推定誤差は、2 °C 以下であることを示した。
- ・近赤外域の雪氷と水の反射率の違いに着目し、表面温度と反射率データの時系列、及び空間分布による解氷温度推定手法を提案した。
- ・バイカル湖やオホーツク海などの解氷温度を推定した結果、淡水湖の解氷温度は 2 °C 程度、海水では 0.5 °C 程度であることを明らかにした。

<衛星データによる水温トレンドを用いた湖の解氷日推定手法> (第 4 章)

- ・水温トレンドの評価時に使用するデータ範囲を推定精度の観点から考察した上で、衛星データによる水温トレンドと衛星データより推定した解氷温度を用いた解氷日推定手法を開発した。
- ・解氷温度の違いなどの解氷日推定手法の誤差を評価することによって、手法の有効性を示した。
- ・バイカル湖やサロマ湖における解氷日の現地観測データを用いて、開発した解氷日推定手法の検証を行った結果、3 日程度の精度で解氷日の推定が可能であることを確認した。

(手法の利用)

<衛星リモートセンシングによるユーラシア大陸の湖の解氷日推定> (第 5 章)

- ・ユーラシア大陸の湖湖心の過去 3 年間の解氷日は、バイカル湖東西で経年変化の傾向が異なることを示した。
- ・2003 年のバイカル湖の西沿岸の解氷日は中心部と比較して、約 1 週間早いことを明らかにした。

- ・ハンカ湖の解氷日は、5 から 10 年周期で 10 日から 20 日の変動を繰り返しており、過去 20 年間で早まる傾向がないことを明らかにした。
- ・ユーラシア大陸の湖の解氷日と解氷日前月の気温より、解氷日 1 日の違いが気温約 0.3 °C の違いに相当することを明らかにした。
- ・ハンカ湖の解氷日は 3 月の NAO と有意な負の相関があり、ヨーロッパで暖冬の年には、ハンカ湖の解氷日は早い傾向があることを明らかにした。

6-2 今後の課題

以下に各章の課題をまとめる。

<現場データ及び衛星データによる中高緯度の湖沼の水温トレンドの評価> (2 章)

本研究では、比較的水温の上昇傾向が大きい湖を中心に解氷日の推定を行った。しかし特に高緯度地域に存在する湖、あるいは深い湖で水温の上昇傾向が小さい湖などでは、成層化した水温の鉛直分布が強風によって崩壊して、水温の変動が大きくなることが考えられる。そのため水温トレンドを 2 次回帰式で評価することが難しくなると考えられる。また 5 大湖のように海に近い条件の湖などで、水平方向の移流による水温の変動が大きくなる湖でも同様のことが考えられる。このような湖では、どれだけ精度よく回帰式で水温トレンドを評価できるか検討することが必要である。

<衛星リモートセンシングによる解氷温度の推定> (3 章)

解氷温度の推定において、本研究のバイカル湖のように氷の上の雪を観測する場合は近赤外域の反射率で容易に水と区別することが可能であるが、グリーンアイスのように反射率の低い氷は区別することが難しいことも考えられる (4-3 節のラドガ湖のように)。このような雪氷の種類などの違いによって、解氷温度の推定結果にどのような影響があるのか考察する必要がある。

また今回は各湖の湖心の解氷日を推定したため、主に湖心のデータを用いて解氷温度を推定した。しかし同一湖でも、湖心と沿岸域では地形や雪氷の厚さの違いの影響で解氷温度が異なる可能性もあるので、検討しておく必要がある。

<衛星データによる水温トレンドを用いた湖の解氷日推定手法> (4 章)

本研究では、解氷日の観測データがあるサロマ湖とバイカル湖の 2 サイトで MODIS データを利用して開発した解氷日推定手法の検証を行った。さらにカナダやアメリカの解氷日の観測データを用いるなどして、異なる地理的条件 (緯度, 標高), 湖の条件 (地形, 深度), 気候の湖で本手法の検証を行うことが必要である。また第 5 章で MODIS と AVHRR を用いて同

一の湖の解氷日を推定した結果、その差は 3 日以下の差であることを示したが、さらに多くの熱赤外センサに適用可能であるかという点について、検討することが必要である。

<衛星リモートセンシングによるユーラシア大陸の湖の解氷日推定> (5 章)

本研究ではハンカ湖のみ 20 年分の解氷日を推定したが、その他の湖について同様の推定を行うことで、現在までに解氷日がどのように変化しているのか把握することが可能である。そしてバイカル湖やハンカ湖のように過去 20 年間に解氷日が早くなる傾向が見られていないのか確認することによって、ユーラシア大陸の気候変動を考える上で一つの指針となる情報を得ることができる。

またユーラシア大陸の湖は、冬季の気温と有意な相関があることを示したが、バイカル湖内の沿岸と中心部の解氷日の違いは気温のみから説明できない。このような気温以外の解氷日に影響を与える要因について評価する必要がある。

以上のような各章の問題点を解決するとともに、さらに推定した解氷日の応用分野として、解氷と湖の生態系の関係などが挙げられる。例えば、第 5 章で解氷日の経年変化を調べたハンカ湖では、湖の周りの湿地とともに自然保護区を形成し、アシなどの水生植物が生育している。そしてタンチョウやマナヅルの繁殖地であるとともに、カモ、ガン、白鳥など多くの渡り鳥が中継地として集まってくる。湖の解氷日が増えることによって、このような湖に生息する種にどのような影響を与えるかについての考察が必要である。

さらに本研究では湖の解氷日の推定を行ったが、気候や生態系との関係を考えて場合、解氷日のみではなく、結氷日も重要である。水温トレンドを用いた結氷日の推定においても本手法の基本的な考え方より原理的には可能である。しかし湖が完全に氷で覆われたときの温度 (結氷温度) の推定が可能であるかなど問題点もある。このような問題点を検討し、衛星リモートセンシングによる結氷日推定の可能性について、更に検討していくことも今後の課題として挙げられる。

謝 辞

筆者は平成 11 年に東京工業大学大学院総合理工学研究科の修士課程に入学し、環境分野におけるリモートセンシングに関する研究を始め、修士論文、学位論文をまとめてきました。この間、大変多くの方から御指導頂くとともに、暖かい励ましや御協力を頂き、入学当初の崇高志を持ち続けて最後まで研究をやりとげることができました。ここに深く感謝致します。

指導教官であり、本論文の主査である東京工業大学教授 梅干野晃先生には、大学院入学時から研究全般にわたり御指導して頂くとともに、常に暖かく見守り続けて頂きました。東京工業大学教授 衣笠善博先生、同客員教授 田中總太郎先生、同教授 石川忠晴先生、同教授 渡邊眞紀子先生には論文全般にわたり貴重な御助言と御指導を賜りました。

国立環境研究所（当時東京工業大学講師）松永恒雄先生には、修士課程時代より非常に熱心で懇切丁寧な指導をして頂きました。そして研究の奥の深さや楽しさを教えて頂き、博士課程に進学するきっかけを作って下さいました。また修士課程から数多く参加したフィールド調査では、長崎大学助教授 森山雅雄先生、茨城大学助教授 外岡秀行先生、広島大学助手 作野裕司先生をはじめ、誌上では書ききれないほど多くの方に御支援頂きました。

本研究で使用した MODIS データは EOS DAAC に、AVHRR データは東京大学生産技術研究所に、ASTER データは資源・環境観測解析センターに提供して頂きました。またサロマ湖の現場水温データは、北海道大学低温科学研究所助教授 白澤邦男先生が取得したものを使用させて頂きました。バイカル湖の解氷日データは Baikal International Center of Ecological Research (BICER)の Shimaraev 博士、サロマ湖の解氷日データはサロマ湖養殖漁業共同組合から提供して頂きました。

大学院生活では、梅干野・村上研究室の皆さんには大変お世話になりました。講師の村上 暁伸先生、助手の浅輪貴史先生には、研究分野が違う中でも研究を進める上で度々適切な御助言を頂きました。また同期の小林秀樹君とは、研究について意見を交換しあい、また時として励ましあいながら研究を続けてきました。秘書の薄葉千影さんには、研究生生活を送る上で多くの御支援を頂きました。そして研究室の皆さんとともに喜び、悲しみを分かち合いながら生活できたことは、私にとって大きな財産です。本当にありがとうございました。

最後に 5 年間研究をする機会を与え、学生生活を支えてくれた家族に感謝します。

参考文献

- Ackerman, S., Strabala, K., Menzel, P., Frey, R., Moeller, C., Gumley, L., Baum, B., Steeman, S., and Zhang, H., 2002. Discriminating clear-sky from cloud with MODIS algorithm theoretical basis document (MOD35). Version 4.0, October 2002, pp. 86.
- Allen T., and Walsh, S., 1993. Characterizing multitemporal alpine snowmelt patterns for ecological influences. *Photogramm. Eng. Remote Sens.*, 59, 10, pp. 1521-1529.
- Anderson, W., Robertson, D., and Magnuson, J., 1996. Evidence of recent warming and El-Nino-related variations in ice breakup of Wisconsin lakes. *Limnol. Oceanogr.*, 41, pp. 815-821.
- Ashton, G. (eds.), 1986. River and lake ice engineering. Water Resource Publications, pp. 485.
- Asrar, G., and Greenstone, R. (eds.), 1995. 1995 mission to planet earth/ Earth observing system reference handbook, NASA/ Goddard Space Flight Center, pp. 277.
- Assel, R., 1991. Implications of CO₂ global warming on Great Lakes ice cover. *Clim. Change*, 18, pp. 377-395.
- Assel, R., and Robertson, D., 1995. Changes in winter air temperatures near Lake Michigan, 1851-1993, as determined from regional lake-ice records. *Limnol. Oceanogr.*, 40, 1, pp. 165-176.
- Barnes, W., Pagano, T., and Salomonson, V., 1998. Prelaunch characteristics of the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) on EOS-AM1. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 36, 4, pp. 1088-1100.
- Barica, J., and Mathias, J., 1979. Oxygen depletion and winterkill risk in small prairie lakes under extended ice cover. *J. Fish Res. Board Can.*, 36, 8, pp. 980-986.
- Barry, R., and Maslanik, J., 1993. Monitoring lake freeze-up /break-up as a climatic index In Barry, R., Goodison, B., and Ledrew, E. (eds.), *Snow Watch '92, -Detection Strategies for Snow and Ice*, Glaciological data rep. GD-25, World Data Center A, pp. 66-79.
- Barton, I., Zavody, A., O'Breien, D., Cutten, D., Saunders, R., and Llewellyn-Jones, D., 1989. Theoretical algorithms for satellite-derived sea surface temperatures. *J. Geophys. Res.*, 94, D3, pp. 3365-3375.
- Baumgartner, A., and Reidel, E., 1975. World water balance. Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam.

- Becker, F., 1987. The impact of spectral emissivity on the measurement of land surface temperature from a satellite. *Int. J. Remote Sens.*, 8, 10, pp. 1509-1522.
- Berk, A., Bernstein, L., and Robertson, D., 1989. MODTRAN: A moderate resolution model for LOWTRAN 7, Spectral Sciences Inc., Burlington, pp. 91.
- Bernard, M., 1962. Winter regime of rivers and lakes. Cold Regions Science and Engineering Monograph III-B1a, U. S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory.
- Bilello, M., 1961. Formation, growth, and decay of sea-ice in the Canadian Arctic Archipelago. *Arctic*, 14, pp. 2-25.
- Bolsenga, S., and Vanderploeg, H., 1992. Estimating photosynthetically available radiation into open and ice-covered freshwater lakes from surface characteristics; a high transmittance case study. *Hydrobiologia*, 243-244, pp. 95-104.
- Brown, O., and Minnett, P., 1999. MODIS infrared sea surface temperature algorithm theoretical basis document version 2.0, April 30, 1999, pp. 91.
- Bussieres, N., Versegny, D., and MacPherson, J., 2002. The evolution of AVHRR-derived water temperatures over boreal lakes. *Remote Sens. Environ.*, 80, pp. 373-384.
- Coll, C., Caselles, V., and Valor, E., 1993. Atmospheric correction and determination of sea surface temperature in midlatitudes from NOAA-AVHRR data. *Atmospheric Res.*, 30, pp. 233-250.
- Comiso, J., Wadhams, P., Krabill, W., Swift, R., Crawford, J., and Tucker III, W., 1991. Top/bottom multisensor remote sensing of arctic sea ice. *J. Geophys. Res.*, 96, C2, pp. 2693-2709.
- Conway, H., Gades, A., and Raymond, C., 1996. Albedo of dirty snow during conditions of melt. *Water Resource Res.*, 32, pp. 1713-1718.
- Derrien, M., Farki, B., Harang, L., LeGleau, H., Noylet, A., Pochic, D., Sairouni, A., 1993. Automatic cloud detection applied to NOAA-11/ AVHRR imagery. *Remote Sens. Environ.*, 46, pp. 246-267.
- Deschamps, P., and Phulpin, T., 1980. Atmospheric correction of infrared measurements of sea surface temperature using channels at 3.7, 11 and 12 μm . *Bound. Layer Met.*, 18, pp. 131-143.
- Dozier, J., and Warren, S., 1982. Effect of viewing angle on the infrared brightness temperature of snow. *Water Resources Res.*, 18, 5, pp. 1424-1434.

Dozier, J., 1989. Spectral signature of alpine snow cover from Landsat Thematic Mapper. *Remote Sens. Environ.*, 28, pp. 9-22.

Esaias, W., Abbott, M., Barton, I., Brown, O., Cambell, J., Carder, K., Clark, D., Evans, R., Hogge, F., Gordon, H., Balch, W., Letelier, R., and Minnett, P., 1998. An overview of MODIS capabilities for ocean science observations. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 36, 4, pp. 1250-1265.

Evans, R., 2002. MODIS sea surface temperature (SST) products. http://podaac.jpl.nasa.gov:2031/DATASET_DOCS/modis_sst.html "accessed November 21, 2003".

Fairall, C., Bradley, E., Godfrey, J., Wick, G., Edson, J., and Young, G., 1996. Cool-skin and warm-layer effects on sea surface temperature. *J. Geophys. Res.*, 101, C1, pp. 1295-1308.

Fetterer, F., and Untersteiner, N., 1998. Observation of melt ponds on Arctic sea ice. *J. Geophys. Res.*, 103, C11, pp. 24821-24835.

Fortier, M., and Fortier, L., 1997. Transport of marine fish larvae to Saroma-ko Lagoon (Hokkaido, Japan) in relation to the availability of zooplankton prey under the winter ice cover. *J. Marine Systems*, 11, pp. 221-234.

Foster, J., and Chang, A., 1993. Snow Cover, in *Atlas of satellite remote observations related to global change*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 361-370.

Freeberg, M., Taylor W., and Brown R., 1990. Effect of egg and larval survival on the year-class strength of lake whitefish in Grand Traverse Bay, Lake Michigan. *Trans. Am. Fish. Soc.*, 119, pp. 92-110.

Gerten, D., and Adrain, R., 2001. Differences in persistency on the North Atlantic Oscillation signal among lakes. *Limnol. Oceanogr.*, 46, 2, pp. 448-455.

George, D., and Harris, G., 1985. The effect of climate on the long-term changes in the crustacean zooplankton biomass of Lake Windermere, UK. *Nature*, 316, pp. 536-539.

Gu, R., and Stefan, H., 1990. Year-round temperature simulation of cold climate lakes. *Cold Reg. Sci. and Tec.*, 18, pp. 147-160.

Guenther, B., Godden, G., Xiong, X., Knight, E., Qin, S., Montgomery, H., Hopkins, M., Khayat, M., and Hao, Z., 1998. Prelaunch algorithm and data format for the Level 1 calibration products for the EOS-AM1 Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS). *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 36, 4, pp. 1142-1151.

Grenfell, T., and Perovich, D., 1984. Spectral albedos of sea ice and incident solar irradiance in the southern Beaufort Sea. *J. Geophys. Res.*, 89, C3, pp. 3573-3580.

Hall, D., 1993. Active and passive microwave remote sensing of frozen lakes for regional climate studies, in Barry, R., Goodison, B., and Ledre, E. (eds.), *Snow Watch '92, -Detection Strategies for Snow and Ice*, Glaciological data rep. GD-25, World Data Center A, pp. 66-79.

Hall, D., Riggs, G., and Salomonson, V., 1995. Development of methods for mapping global snow cover using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer data. *Remote Sens. Environ.*, 54, pp. 127-140.

Hall, D., Riggs, G., Salomonson, V., 2001. Algorithm theoretical basis document (ATBD) for the MODIS snow and sea ice-mapping algorithms.

Hall, D., Riggs, G., Salomonson, V., Digirolamo, N., and Bayr, K., 2002. MODIS snow-cover products. *Remote Sens. Environ.*, 83, pp. 181-194.

Hansen, J., Ruedy, R., Glacoe, J., and Sato, M., 1999. GISS analysis of surface temperature change. *J. Geophys. Res.*, 104, D24, pp. 30997-31022.

Harris, A., and Mason, I., 1992. An extension to the split-window technique giving improved atmospheric correction and total water vapor. *Int. J. Remote Sens.*, 13, 5, pp. 881-892.

Honzo, M., and Stefan, H., 1993. Lake water temperature simulation model. *J. Hydraul. Eng.*, ASCE, 119, 1, pp. 1251-1273.

Hook, S., Gabell, A., Green, A., and Kealy, P., 1992. A comparison of techniques for extracting emissivity information from thermal infrared data for geological studies. *Remote Sens. Environ.*, 42, 2, pp. 123-126.

Hurrell, J., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitations. *Science*, 269, pp. 676-679.

Hurrell, J., 1996. Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on North Hemisphere temperature. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 6, pp. 665-668.

IAHS(ICSI)/UNEP/UNESCO, 1999. Glacier mass balance bulletin no. 5. in Haeberi, W., Hoelzle, M., Suter, S., and Frauenfelder, R., (eds.), *World Glacier Monitoring Service*, university and ETH, Zurich.

ILEC, 1995. Data book of world lake environments – A survey of the state of world lakes- Asia and Oceania.

ILEC (web), 2001. World lakes database. <http://www.ilec.or.jp/database/database.html>.

IPCC, 2001. Climate Change 2001: The Scientific Basis. Cambridge University Press, Cambridge UK, pp.

Irbe, G., 1992. Great lakes surface water temperature climatology. Climatological Studies No. 43, Government of Canada Catalogue No. En57-7/43, pp. 215. Ottawa: Environment Canada.

Johns Hopkins University Spectral Library (web), 1999. in ASTER spectral library. <http://speclib.jpl.nasa.gov>.

Justice, C., Vermoto, E., Townshend, J., Defries, R., Roy, D., Hall, D., Salomonson, V., Privette, J., Riggs, G., Strahler, A., Lucht, W., Myneni, R., Knjazihhin, K., Running, S., Nemani, R., Wan, Z., Huete, A., van Leewen, W., Wolfe, R., Giglio, L., Muller, J., Lewis, P., and Barnsley, M., 1998. The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) : Land remote sensing for global change research. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 36, 4, pp. 1228-1249.

Kahle, A., 1987. Surface emittance, temperature, and thermal inertia derived from Thermal Infrared multispectral Scanner (TIMS) data for Death Valley, California. Geophysica, 52, pp. 858-874.

Kahle, A., Gillespie, A., Abbott, E., Abrams, M., Walker, R., and Hoover, G., 1988. Relative dating of Hawaiian lava flows using multispectral thermal infrared images. J. Geophys. Res. 93, B12, pp. 15239-15251.

Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woolen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Hoggins, W., Janowiak, J., Mo, K., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., and Joseph, D., 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull. American Meteor. Soc., 77, 3, pp.437-471.

Karl, T., and Williams, J., 1987. An approach to adjusting climatological time series for discontinuous in-homogeneities. J. Climate Appl. Meteorol., 26, pp. 1744-1763.

Kealy, P., and Gabell, A., 1990. Estimation of emissivity and temperature using alpha coefficients, Proceedings of the Second thermal Infrared Multispectral Scanner (TIMS) Workshop, JPL publication 90-55, pp. 11-16.

Key, J., and Haeffliger, M., 1992. Arctic ice surface temperature retrieval from AVHRR thermal channels. J. Geophys. Res., 97, D5, pp. 5885-5893.

Key, J., Collins J., Fowler, C., and Stone, R., 1997. High-latitude surface temperature estimates from thermal satellite data. *Remote Sens. Environ.*, 61, pp. 302-309.

Kilpatrick, K., Podesta, G., and Evans, R., 2001. Overview of NOAA/NASA advanced very high resolutions radiometer Pathfinder algorithm for sea surface temperature and associated matchup database. *J. Geophys. Res.*, 106, C5, pp. 9179-9197.

Kimura, N., and Wakatsuchi, M., 1999. Process controlling the advance and retreat of sea ice in the Sea of Okhotsk. *J. Geophys. Res.*, 104, C5, pp. 11357-11150.

King, M., Kaufman, Y., Menzel, W., and Tanre, D., 1992. Remote sensing of cloud, aerosol and water vapor properties from the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS). *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 30, 1, pp. 2-27.

Kuusisto, E., 1993. Lake ice observation in Finland in the 19th and 20th century: any message for the 21th?. in Barry R., Goodison, B., and Lederew E. (eds.), *Snow Welch '92 – detection Strategies for Snow and Ice*, Glaciological data rep. GD-25, World Data Center A, pp. 57-65.

Li, Z., and Becker, F., 1993. Feasibility of land surface temperature and emissivity determination from AVHRR data. *Remote Sens. Environ.*, 43, 1, pp. 67-85.

Likens, G., 2000. A long-term record of ice cover for Mirror Lake, New Hampshire: effects of global warming? *Verh. Internam. Verein. Limnol.*, 27, pp. 2765-2769.

Livingstone, D., 1997. Break-up dates of alpine lakes as proxy data for local and regional mean surface air temperatures. *Clim. Change*, 37, pp. 407-439.

Livingstone, D., 1999. Ice break-up on southern Lake Baikal and its relationship to local and regional air temperatures in Siberia and to North Atlantic Oscillation. *Limnol. Oceanogr.*, 44, 6, pp. 1486-1497.

Livingstone, D., and Dokulil, M., 2001. Eight years of spatially coherent Austrian lake surface temperatures and their relationship to regional air temperature and the North Atlantic Oscillation. *Limnol. Oceanogr.*, 46, pp. 1220-1227.

Lock, G. (eds.), 1990. *The growth and decay of ice*. Cambridge University Press, pp. 434.

Magnuson, J., Robertson, D., Benson, B., Wynne, R., Livingstone, D., Arai, T., Assel, R., Barry, R., Card, V., Kuusisto, E., Granin, N., Prowse, T., Stewart, K., and Vuglinski, V., 2000. Historical trends in lake and river ice cover in the northern hemisphere. *Science*, 289, 8, pp. 1743-1746.

Manabe, S., and Stouffer, R., 1980. Sensitivity of a global climate model to an increase of CO₂ concentration in the atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 85, 5529-5554.

Maslanik, J., and Barry, R., 1987. Lake ice formation and breakup as an indicator of climate change: potential for monitoring using remote sensing techniques. *The Influence of Climate Change and Climatic Variability on the Hydrologic Regime and Water Resources*. IAHS Publ. No. 168, pp. 153-161.

Masuda, K., Takashima, T., and Takayama, Y., 1988. Emissivity of pure and sea waters for the model sea surface in the infrared window regions. *Remote Sens. Environ.*, 24, pp. 313-329.

松永恒雄, 1996. ASTER TIRの観測輝度温度の線形式を利用した水面温度推定 —日本周辺の気温及び湿度データを用いた推定誤差の予備評価, *日本リモートセンシング学会誌*, 16, 5, pp. 2-13.

松永恒雄, 1994. 熱赤外分光放射率の平均及び最大, 最小値の経験的關係を用いた温度—放射率分離手法, *日本リモートセンシング学会誌*, 14, 3, pp. 28-39.

Matsuoka, T., Uratsuka, S., Satake, M., Nadai, A., Umehara, T., Maeno, H., Wakabayashi, H., Nishio, F., Fukamachi, Y., 2002. Deriving sea ice thickness and ice types in the Sea of Okhotsk using dual-frequency airborne SAR (Pi-SAR) data. *Ann. Glaciol.*, 34, pp. 429-434.

Minnett, P., 1990. The regional optimization of infrared measurements of sea surface temperature from space. *J. Geophys. Res.*, 95, pp. 13497-13510.

Minnett, P., Evans, R., and Brown, O. (web), 2003. MODIS Terra sea surface temperature thermal (SST) and mid-infrared (SST4) data quality summary, in the data quality summaries, collection 4. <http://modis-ocean.gsfc.nasa.gov/qa/terra/dataqualsum/dataqualsum.V4.html>

Morassuti, M., and Ledrew, E., 1996. Albedo and depth of melt ponds on sea-ice. *Int. J. Clim.*, 16, pp. 817-838.

NESDIS, 2003. NOAA polar orbit data users guide November 1998 revision. <http://www2.ncdc.noaa.gov/docs/intro.htm>.

Ninomiya, Y., Matsunaga, T., Yamaguchi, Y., Ogawa, K., Rokugawa, S., Muraoka, H., and Kaku, M., 1997. A comparison of thermal infrared emissivity spectra measured in situ, in the laboratory, and derived from thermal infrared multispectral scanner (TIMS) data in Cuprite, Nevada, U.S.A. *Int. J. Remote Sens.*, 18, 7, pp. 1571-1581.

野中崇志, 松永恒雄, 梅干野晁, 2004. サロマ湖における現場データ及び MODIS データによる水温トレンドを利用した解氷日推定, 水文・水資源学会誌, 17, 3 (印刷中).

野中崇志, 松永恒雄, 沢辺頼子, 森山雅雄, 外岡秀行, 2002. 地上ターゲットを用いた Terra ASTER と Landsat-7 ETM+の熱赤外バンドの輝度校正, 日本リモートセンシング学会誌, 22, 1, pp. 62-78.

野中崇志, 松永恒雄, 梅干野晁, 中山大介, 瀬戸浩二, 2003. 宍道湖・中海における国土交通省自動観測水質データの検証, LAGUNA (汽水域研究), 10, pp. 101-107.

Nonaka, T., Matsunaga, T., and Hoyano, A., Estimation of ice breakup dates on Eurasian lakes using water temperature trend derived from MODIS data, ISPRS J. Photogrammetry Remote Sens., (submitted).

Ottle, C., 1992. Estimation of land surface temperature with NOAA 9 data. Remote Sens. Environ., 40, pp. 27-41.

Ottle, C., and Stoll, M., 1993. Effect of atmospheric absorption and surface emissivity on the determination of land surface temperature from infrared satellite data. Int. J. Remote Sens., 14, 10, pp. 2025-2037.

Palecki, M., and Barry, R., 1986. Freeze-up and break-up of lakes as an index of temperature changes during the transition seasons: A case study for Finland. J. Clim. Appl. Meteorol., 25, pp. 893-902.

Palluconi, F., Hoover, R., Alley, M., Nilesen, J., and Thompson, T., 1996. An atmospheric correction method for ASTER thermal radiometry over land, ASTER Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD) Rev. 2.

Prabhakara, C., Dalu, G., and Kunde, V., 1974. Estimation of sea surface temperature from remote sensing in the 11- to 13- μ m window region. J. Geophys. Res., 79, 33, pp. 5039-5044.

Price, J., 1984. Land surface temperature measurements from split window channels of the NOAA 7 Advanced Very High Resolution Radiometer. J. Geophys. Res., 89, D5, pp. 7231-7237.

Ragotzkie, R., 1978. Heat budgets of lakes. in Lerman, A. (eds.), Lake chemistry, geology, physics, Springer, pp. 1-19.

Realmuto, V., 1990. Separating the effects of temperature and emissivity: Emissivity spectrum normalization, Proceedings of the Second thermal Infrared Multispectral Scanner (TIMS) Workshop, JPL publication 90-55, pp. 31-35.

Reynolds R., and Smith T., 1994. Improved global sea surface temperature analysis using optimum interpolation. *J. Climate*, 7, pp.929-948.

Reynolds, R., Rayner, N., Smith, T., Stokes, D., and Wang, W., 2002. An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *J. Climate*, 15, pp.1609-1624.

Riggs, G., Hall, D., and Ackerman, S., 1999. Sea ice extent and classification mapping with Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer Airborne Simulator. *Remote Sens. Environ*, 68, pp.152-163..

Riley, J., and Stefan, H., 1988. MINLAKE: a dynamic lake water quality simulation model. *Ecol. Modeling*, 43, pp. 155-182.

Robertson, D., Ragotzkie, R., and Magnuson, J., 1992. Lake ice records used to detect historical and future climate changes. *Clim. Change*, 21, pp. 407-427.

Robinson, D., and Kukula, G., 1985. Maximum surface albedo of seasonally snow covered lands in the Northern Hemisphere. *J. Climate Appl. Meteorol.*, 24, pp. 402-411.

Robinson, D., Serreze, M., Barry R., Scharfen, G., and Kukla, G., 1992. Large-scale patterns and variability of snowmelt and parameterized surface albedo in the Arctic Basin. *J. Climate*, 5, pp. 1109-1119.

Robinson, D., 1999. Northern hemisphere snow cover during satellite era. *Proc. 5th Conf. Polar Met. And Ocean*, Dallas, Tx. American Meteorological Society, Boston, MA, pp. 255-260.

Robinson, D., 1997. Hemisphere snow cover and surface albedo for model validation. *Ann. Glaciol.*, 25, pp. 241-245.

Robinson, I., Wells, N., and Charnock, H., 1984. The sea surface thermal boundary layer and its relevance to the measurement of sea surface temperature by airborne and spaceborne radiometers. *Int. J. Remote Sens.*, 5, 1, pp. 19-45.

Rosenthal, W., and Dozier, J., 1996. Automated mapping of montane snow cover at subpixel resolution from the Landsat Thematic Mapper. 32, 1, pp. 115-130.

Rothrock, D., Yu, Y., Maykut, D., 1999. Thinning of the Arctic sea-ice cover. *Geophys. Res. Lett.*, 26, pp. 3469-3472.

Ruosteenoja, K., 1986. The date of break-up of lake ice as a climatic index. *Geophysica*, 22, pp. 89-99.

Salisbury, J., and D'Aria, D., 1992. Emissivity of terrestrial materials in the 8-14 μm atmospheric window. *Remote Sens. Environ.*, 42, 2, pp. 83-106.

Salisbury, J., D'Aria, D., and Wald, A., 1994. Measurement of thermal infrared spectral reflectance of frost, snow, and ice. *J. Geophys. Res.*, 99, B12, pp. 24235-24240.

サロマ湖養殖漁業共同組合, 2003. 平成 14 年度事業実績概要報告書. pp. 193.

Saunders, R., and Kriebel, K., 1988. An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data. *Int. J. Remote Sens.*, 9, 1, pp. 123-150.

Schaal, L., and Dale, R., 1977. Time of observation temperature bias and "climate change". *J. Appl. Meteor.*, 16, pp. 215-222.

Schimaraev, M., Verbolov, V., Granin, N., and Sherstyankin, P., 1994. Physical limnology of Lake Baikal: A review. Baikal International Center for Ecological Research, Irkutsk.

Schimaraev, M., Kuimova, L., Sinyukovich, V., and Tsekhanovskii, V., 2002. Manifestation of global climate changes in Lake Baikal during 20th century. *Doklady Earth Sciences*, 383A, 3, pp. 288-291.

Schindler D., Beaty, K., Fee, E., Cruikshank D., DeBruyn, E., Findley, D., Linsey, G., Shearer, J., Stainton, M., and Turner, M., 1990. Effects of climatic warming on lakes of the central boreal forest. *Science*, 250, pp. 967-970.

Schluessel, P., Emery, W., Grassl, H., and Mammen, T., 1990. On the bulk-skin temperature difference and its impact on satellite remote sensing of sea surface temperature. *J. Geophys. Res.*, 95, C8, pp. 13341-13356.

Shirasawa, K., Ikeda, M., Ishikawa, M., Takatsuka, T., Aota M., and Fujiyoshi, Y., 1996. Sea ice conditions and meteorological observations at Saroma-ko lagoon, Hokkaido, December 1995 - November 1996. *Low Temperature Science, Ser. A.*, 55, pp. 47-77.

Shirasawa, K., Lepparanta, M., and Saloranta, T., 1998. Interannual variability in sea ice of Saroma-ko lagoon, Hokkaido, Japan. *Proc. 2nd International Climate and Water*, 3, pp. 1147-1156.

Skinner, W., 1993. Lake ice conditions as a cryospheric indicator for detecting climate variability in Canada. in Barry, R., Goodison, B., and Ledrew, E. (eds.), *Snow Watch '92 Detection Strategies for Snow and Ice*, Glaciological data rep. GD-25, World Data Center A, pp. 204-240.

Smol, J., 1988. Paleoclimate proxy data from Freshwater Arctic diatoms. *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, 23, pp. 837-844.

Stewart, K., and Haugen, R., 1990. Influence of lake morphometry on ice dates. *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, 24, pp. 122-127.

Stowe, L., McClain, E., Carey, R., Pellegrino, P., Gutman, G., Davis, P., Long, C., and Hart, S., 1991. Global distribution of cloud cover derived from NOAA/AVHRR operational satellite data. *Adv. Space Res.*, 11, 3, pp. 51-54.

竹内渉, 根本利弘, 越智士郎, 安岡善文, 2002. WWW を利用した AVHRR 処理システムの構築, 写真測量とリモートセンシング, 41, 3, pp. 23-27.

Tanaka, M., and Yoshino, M., 1982. Re-examination of the climatic change in central Japan based on freezing dates of Lake Suwa. *Weather*, 37, pp. 252-259.

Taylor, W., Smale, M., and Freeberg, M., 1987. Biotic and abiotic determinants of lake whitefish (*Coregonus clupeaformis*) recruitment in northern Lake Michigan. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, 44, pp. 313-323.

外岡秀行, Palluconi, F., 2000. ASTER 代替校正のための筑波テストサイトにおけるフィールド実験, 日本リモートセンシング学会誌, 20, 1, pp. 63-70.

Thompson, L., Yao, T., Mosley-Thompson, E., Davis, M., Hemderson, K., and Lin, P., 2000. A high resolution millennial record of the South Asian Monsoon from Himalayan ice cores. *Science*, 289, pp. 1916-1919.

Tramoni, F., Barry, R., and Key, J., 1985. Lake ice cover as a temperature index for monitoring climate perturbations. *Z. Glescherkd. Glazialgeo.*, 21, pp. 43-49.

Tschudi, M., Curry, J., and Maslanik, J., 2001. Airborne observations of summertime surface features and their effect on surface albedo during FIRE/SHEBA. *J. Geophys. Res.*, 106, D4, pp. 15335-15344.

Vanderploeg, H., Bolsenga, S., Fahnenstiel, G., Liebig, J., and Gardner, W., 1992. Plankton ecology in an ice-covered bay of Lake Michigan: Utilization of a winter phytoplankton bloom by reproducing copepods. *Hydrobiologia*, pp. 243-244.

- Vinikov, K., Robock, A., Stouffer, R., Walsh, J., Parkinson, C., Cavalieri D., Mitchell, J., Garrett, D., and Zakharov, V., 1999. Global warming and Northern Hemisphere sea ice extent. *Science*, 286, pp. 1934-1937.
- Wald, A., 1994. Modeling thermal infrared (2-14 μm) reflectance spectra of frost and snow. *J. Geophysical Res.*, 99, B12, pp. 24241-24250.
- Wan, Z., and Dozier, J., 1996. A generalized split-window algorithm for retrieving land surface temperature from space. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 34, 4, pp. 892-905..
- Wan, Z., and Li, Z., 1997. Physical-based algorithm for retrieving land-surface emissivity and temperature from EOS/MODIS data. *IEEE Trans Geosci. Remote Sens.*, 35, 4, pp. 980-996.
- Wan, Z., 2002. Estimate of noise and systematic error in early thermal infrared data of the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS). *Remote Sens. Environ.*, 80, pp. 47-54.
- Warren, S., 1982. Optical properties of snow. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, pp. 67-89.
- Watson, C., 1988. Nonlinear multichannel algorithm for estimating sea surface temperature with AVHRR satellite data. *J. Appl. Meteor.*, 27, pp. 115-124.
- Watson, C., Pichel, W., Sapper, J., and May, D., 1998. The development and operational application of nonlinear algorithms for the measurement of sea surface temperatures with NOAA polar-orbiting environmental satellites. *J. Geophys. Res.*, 103, C12, pp. 27999-28012.
- Williams, G., 1965. Correlating freezu-up and break-up with weather conditions. *Can. Geotech.*, J, 2, pp. 313-326.
- Williams, G., 1971. Predicting the date of ice break-up. *Wat. Resour. Res.*, 7, 2, pp. 323-333.
- Wynne, R., and Lillesand, T., 1993. Satellite observation of lake ice as a climate indicator: initial results from statewide monitoring in Wisconsin. *Photogramm. Eng. Remote. Sens.*, 59, 6, pp. 1023-1031.
- Wynne, R., Lillesand, T., Clayton, M., and Magnuson, J., 1998. Satellite monitoring of lake ice breakup on the Laurentian Shield (1980-1994). *Photogramm. Eng. Remote Sens.* 64, 6, pp. 607-617.
- Yamaguchi, Y., Tsu, H., Kawakami, T., Watanabe, H, Kahle, A., Nichols, D., and Morrison, A., 1995. ASTER data aquistion scenario, SPIR proceedings, 2583, pp. 41-50.

Yamamoto, G., Chein, B., Uasada, N., and Kondo, J., 1972. Evaporation from deep lakes in Japan. J. Meteor. Soc. Japan., 50, 5, pp. 426-430.

Yoo, J., and D'Odorico, P., 2002. Trends and fluctuations in the dates of ice break-up of lakes and rivers in North Europe: the effect of the North Atlantic Oscillation. J. Hydrology, 268, pp. 100-112.

Yu, Y., and Barton, I., 1994. A non-regression-coefficients method of sea surface temperature retrieval from space. Int. J. Remote Sens., 15, 6, pp. 1189-1206.

主に 1 章, 2 章, 付録で参考にした書籍

Alexander J. Horne, Charles R. Goldman 著, 手塚泰彦訳, 1999. 陸水学 (原著第 2 版), 京都大学学術出版会.

John T. O. Kark 著, 山本民次訳, 2002. 水圏の生物生産と光合成, 恒星社厚生閣.

近藤純正編, 1994. 水環境の気象学 —地表面の水収支・熱収支—, 朝倉書店.

前野紀一・福田正己編, 1986. 基礎雪氷学講座 I 雪氷の構造と物性, 古今書店.

鳥羽良明編, 1996. 大気・海洋の相互作用, 東京大学出版会.

(財)資源・環境観測解析センター編・発行, 1996. 新編リモートセンシング用語辞典.

(財)資源・環境観測解析センター編・発行, 2001. 資源・環境リモートセンシング実用シリーズ 1 宇宙からの地球観測.

主に 5 章で使用した現地気象台データ

気象庁編, 気象業務支援センター発行, 2001~2003. 気象庁月報 (CD-ROM).

本研究に関連した公表論文リスト

審査論文

○原著論文

1. 野中崇志・松永恒雄・梅干野 晃, サロマ湖における現場データ及び MODIS データによる水温トレンドを利用した解氷日推定, 水文・水資源学会誌, 第 17 巻, 3 号, 2004 年 5 月. (印刷中) (第 2 章)
2. 野中崇志・松永恒雄・沢辺頼子・森山雅雄・外岡秀行, 地上ターゲットを用いた Terra ASTER と Landsat-7 ETM+の熱赤外バンドの輝度校正, 日本リモートセンシング学会誌, 第 22 巻, 1 号, pp. 62-78, 2002 年 3 月. (第 3 章)
3. Nonaka, T., Matsunaga, T., and Hoyano, A., Estimation of ice breakup dates on Eurasian lakes using water temperature trend derived from MODIS data, ISPRS J. Photogrammetry Remote Sens., (投稿中). (第 3 章, 第 4 章, 第 5 章)

○短報

野中崇志・松永恒雄・梅干野 晃・中山大介・瀬戸浩二, 宍道湖・中海における国土交通省自動観測水質データの検証, LAGUNA (汽水域研究), 10, pp. 101-107, 2003 年 3 月.

国際会議

1. T. Nonaka, T. Matsunaga and A. Hoyano, The ice breakup dates of the lakes on the Eurasian continent estimated using MODIS data, ISPRS WG VII/6 International Workshop on Monitoring and Modeling of Global Environmental Change, Kyoto, Japan, October, 2003.
2. T. Matsunaga, T. Nonaka, Y. Sawabe, M. Moriyama, H. Tonooka and H. Fukasawa, Vicarious and cross calibration methods for satellite thermal infrared sensors using hot ground targets, IGARSS 2001 International Geoscience and Remote Sensing Symposium, 4, pp. 1841-1843, Sydney, Australia, July, 2001.
3. T. Matsunaga, T. Nonaka, Y. Sawabe, M. Moriyama, H. Tonooka and H. Fukasawa, Cross and vicarious calibration experiments for Terra ASTER and Landsat-7 ETM+ in the thermal infrared region using hot ground targets, CERES International Symposium on Remote Sensing of the Atmosphere and Validation of Satellite Data, pp. 143-147, Chiba, Japan, March, 2001.

口頭発表

1. 野中崇志・松永恒雄・梅干野 晃, 衛星リモートセンシングによるユーラシア大陸の湖の解氷日の推定 (2001-2003), 2003 年度日本雪氷学会全国大会講演予稿集, pp. 184, 上越, 2003 年 10 月.

2. 野中崇志・松永恒雄・梅干野 晃, サロマ湖における MODIS 熱赤外データによる水温トレンドと解氷日の関係, 水文・水資源学会 2003 年研究発表会要旨集, pp. 232-233, 福岡, 2003 年 8 月.
3. 野中崇志・松永恒雄・梅干野 晃, ASTER による地域の気候を考慮した水温の高精度推定, 日本リモートセンシング学会第 33 回学術講演会論文集, pp. 139-140, 佐賀, 2002 年 11 月.
4. 野中崇志・松永恒雄・梅干野 晃, 衛星データを用いた海洋の二酸化炭素吸収量推定のための基礎研究, 日本リモートセンシング学会第 31 回学術講演会論文集, pp. 157-158, 長野, 2001 年 12 月.
5. 野中崇志・松永恒雄・沢辺頼子・森山雅雄・外岡秀行, 代替／相互校正結果を利用した Terra ASTER と Landsat-7 ETM+の熱赤外バンドの再輝度校正, 日本リモートセンシング学会第 31 回学術講演会論文集, pp. 99-100, 長野, 2001 年 12 月.
6. 松永恒雄・野中崇志・沢辺頼子・森山雅雄・外岡秀行・深澤秀明, 地上ターゲットを用いた Terra ASTER と ETM+熱赤外バンドの代替校正—2000 年 6 月 Salton Sea, Railroad Valley—, 日本リモートセンシング学会第 30 回学術講演会論文集, pp. 233-234, 東京, 2001 年 5 月.
7. T. Matsunaga, T. Nonaka, Y. Sawabe, M. Moriyama, H. Tonooka and H. Fukasawa, Cross calibration of Terra ASTER, Landsat-7 ETM+ in the thermal infrared region using hot ground target – Lake Tahoe, March 2000–, 日本リモートセンシング学会第 29 回学術講演会論文集, pp. 243-244, 奈良, 2000 年 11 月.
8. 松永恒雄・野中崇志・森山雅雄・外岡秀行・土肥直之, 地上観測による航空機熱赤外センサの絶対校正精度検証—1999 年 1 月 Salton Sea—, 日本リモートセンシング学会第 28 回学術講演会論文集, pp. 233-234, つくば, 2000 年 5 月.
9. 松永恒雄・野中崇志・外岡秀行・土肥直之・六川修一・二宮芳樹, バンドパスフィルタ付き熱赤外放射計による地表面分光放射率測定実験—1999 年 8 月ハワイ島—, 日本リモートセンシング学会第 27 回学術講演会論文集, pp. 259-260, 熊本, 1999 年 11 月.

付録

A. 水面の熱収支モデルによる水温推定

湖の水温が水面の熱収支のみに規定されると仮定したモデルを用いて、湖の水温トレンドを評価し、実際に衛星が観測した水温（表面温度）と比較してどのような違いがあるか考察する。

A-1 湖の熱収支モデル

湖の熱収支は表層の大気との熱のやりとり、及び湖内での熱の移動という 2 つの過程から成り立つ。そして熱の流入あるいは流出についての重要な過程は湖のごく表層でおきる。浅い湖では、底層の堆積物との熱の交換も多いが、1 年を通して考えるとそれは 0 に近い (Ragotzkie, 1978)。そこで、まず表層における大気との熱のやりとりをモデル化すると、以下のように表すことができる。

$$Q_T = Q_R - Q_L - Q_S \quad (\text{A-1})$$

$$Q_R = (1 - \text{ref})S - \epsilon(\sigma WT^4 - L) \quad (\text{A-2})$$

ここで、 Q_T は貯熱量、 Q_R は正味放射量、 Q_L は潜熱、 Q_S は顕熱量、 ref はアルベド、 S は日射量、 WT は水温、 L は大気放射、 ϵ は放射率、 σ はステファンボルツマン係数 ($=5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2/\text{K}^4$)である。水たまりや池、浅い湖などでは式 A-1、式 A-2 で湖の熱収支はほぼ再現できる。

しかし水温躍層のような水温の鉛直変化を説明するためには、表面の放射による熱収支に加えて、拡散による熱の伝達についても評価しなければならない（また湖内の熱の移動には、水平方向の対流もある）。これまでこのような影響を評価するモデルとして Minnesota Lake Model (Riley and Stefan, 1988)など、数多くのモデルが検討されてきた (Yamamoto et al., 1972; Gu and Stefan, 1990; Honzo and Stefan, 1993)。例えば、Minnesota Lake Model では以下の 1 次元熱伝達方程式を与えている。

$$\frac{\partial WT}{\partial t} = \frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z A \frac{\partial WT}{\partial z} \right) + \frac{H_w}{\rho C_p} \quad (\text{A-3})$$

ここで, WT は水温, t は時間, A は深度 Z の関数である水平面積, K_z は鉛直熱乱流拡散係数, ρC_p は単位体積あたりの熱容量 (ρ は密度, C_p は水の定圧比熱), H_w は熱のソースまたはシンクを示す。 H_w には, 表層における大気との熱のやりとりや底層における堆積物との熱の交換などが含まれる。

A-2 水面の熱収支モデルを用いた水温推定

本項では、湖の水温を水面の熱収支のみに規定されるとして推定し、衛星観測値と比較する。前項で述べたように、湖の水温を決定するのに最も支配的なのは大気との熱のやりとりである。そこで湖は鉛直方向に等温の 1 層とし、式 A-1 と A-2 により湖の水温をモデル化する。そして貯熱量で水温の上昇率を与える (式 A-4) ことによって水温の日変化を評価する。また潜熱や顕熱は以下のバルク式 (式 A-5, 式 A-6) で与える。

$$\Delta WT = \frac{Q_T}{d * k} \quad (\text{A-4})$$

$$Q_L = l \rho \beta C_H U (q_{SAT} - q) \quad (\text{A-5})$$

$$Q_S = c_p \rho C_H U (WT - T) \quad (\text{A-6})$$

ここで c_p は空気の定圧比熱, ρ は空気の密度, C_H はバルク係数, U は風速, T は気温, l は気化熱, β は蒸発効率, q_{SAT} は気温 T における飽和比湿, q は比湿, d は水深, k は 1m^3 の水を 1°C 上昇させるのに必要な熱量である。

以上の式 A-1, A-2, A-4, A-5, A-6 より、テストサイトとする 5 つの湖、サロマ湖、ハンカ湖 (Lake Khanka)、バルハシ湖 (Lake Balkhash)、バイカル湖 (Lake Baikal)、ラドガ湖 (Lake Ladoga) において、水温の日別値を計算によって求める (未知数: ΔWT , Q_T , Q_R , Q_S , Q_R)。計算ではそれぞれの気象観測所 (網走, Vladivostok, Balkhash, UranUde, St. Peterburg) の気象データ (海上気圧, 気温, 相対湿度, 風速, 雲量) を利用する。日射量については, NCEP データ (Kalnay et al., 1996) を使用する。気化熱は式 2-1 で与え、水面の蒸発効率は 1, バルク係数は 1.3 とする。また水面のアルベドは 0.05 とし、放射率は 1 と近似する。そして k は水の比熱と密度より計算する。

水温の鉛直分布は、バイカル湖では表層から 50 m まではほぼ一定である (Shimaraev et al., 1994)。また水深 5 から 6 m の六道湖や中海では水温の鉛直分布は一定である (野中ら, 2003)。そこで平均水深が 50 m より浅い湖は水深 d を湖の平均水深 (サロマ湖: 9 m, ハンカ湖: 7 m, バルハシ湖: 25 m) とし, 50 m より深い湖 (バイカル湖, ラドガ湖) では 50 m とした。表 A-1 に本水温推定モデルで使用する各パラメータの値をまとめる。なお大気放射, 飽和比湿, 比湿の評価方法は、本項最後の参考にとめる。

図 A-1 に各湖の 2002 年の気象データを基に推定した 8 月 31 日までの水温トレンドを示す。比較のため、2002 年の MODIS による各湖の湖心の表面温度 (水温) も併せて示す。今回は、第 2 領域の水温を評価することを目的としているため、水温の初期値は衛星データにより単調増加し始める水温とした。

結果よりいずれの湖も 6 月頃までは MODIS による観測値の傾向をほぼ再現している。しかし 6 月以降、サロマ湖やハンカ湖は高めに水温を推定している。これは冷たい河川や外洋からの流入の影響を受けるためと考えられる。例えばサロマ湖の MODIS による観測値は、オホーツク海の観測値と本モデルによる推定値の間であり、潮汐によるオホーツク海の冷たい海水によって冷やされた可能性もある。一方でバイカル湖やオネガ湖は 6 月以降、低めに水温を推定している。この要因として、夏季には水深 50 m の深さまで混合が行われていないことが考えられる。これらの湖では特に 7 月、8 月には水温の日単位の変動が激しく、本水温推定モデルで表せない。

以上をまとめると、各湖の水温トレンドは 6 月までは水面の熱収支が支配的だが、それ以降はそれ以外の影響を強く受けることが分かる。

表 A-1. 湖の水温推定モデルの各パラメータの値.

Table A-1. Values of each parameter for lake water temperature estimation model.

Parameter	Value
ref	0.05
ε	1
σ	$5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2/\text{K}^4$
c_p	1005 J/Kg/K
ρ	1.19 kg/m ³
C_H	1.3
l	2500000-2400T J/kg
β	1
k	48.6 W/m ³ /K
d	9 m (Saroma-ko) 7 m (Khanka) 25 m (Balkhash) 50 m (Baikal, Ladoga)

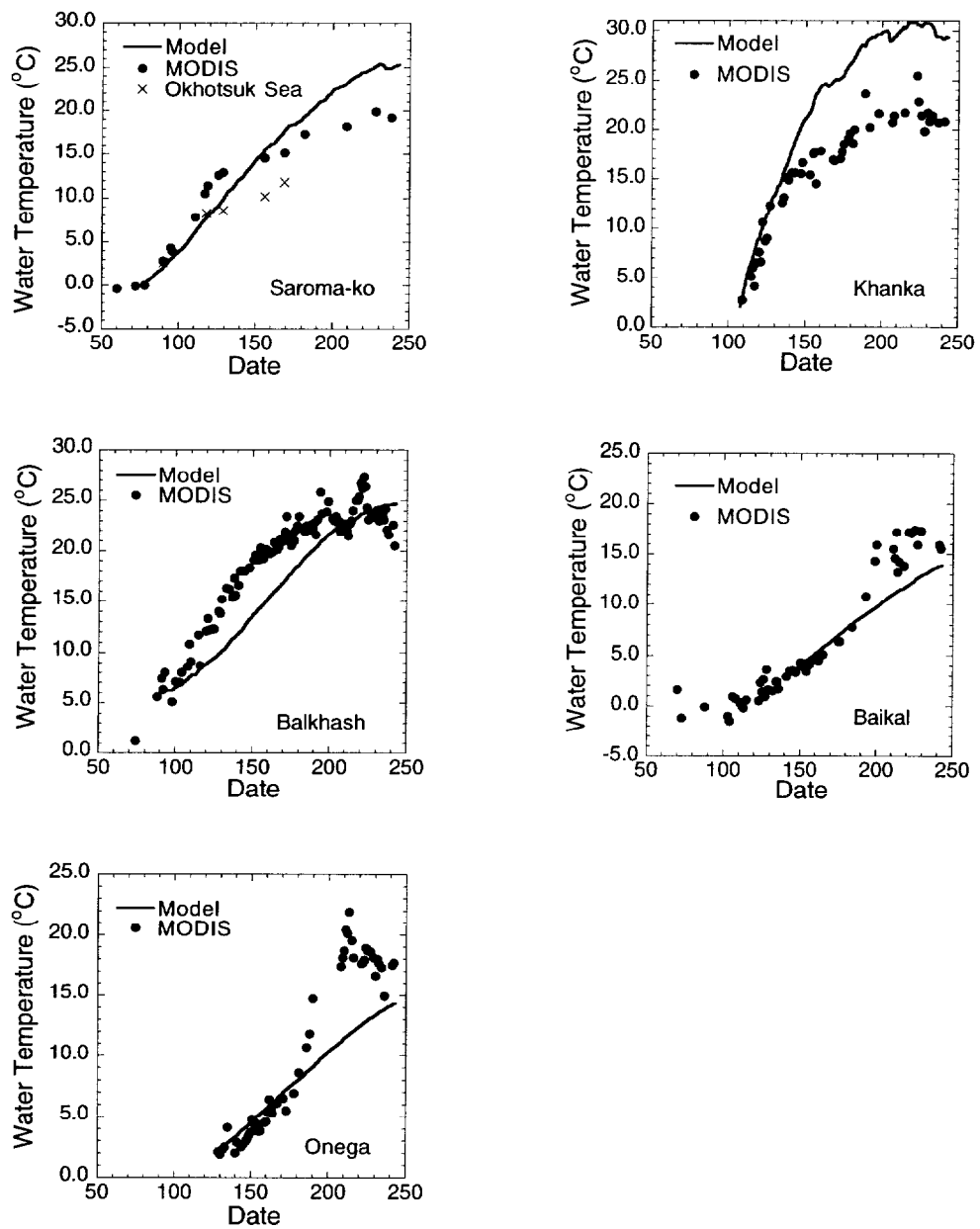


図 A-1. 2002 年の各湖の熱収支モデルより推定した水温と MODIS センサにより観測した水温.

Fig. A-1. Water temperature estimated from the heat budget model and that of observation by MODIS sensor for each lake in 2002.

(参考) 各種入力パラメータの計算

5 つの湖の水温推定に用いた熱収支モデルで各入力パラメータの推定方法を近藤 (1994)を参考にして説明する。なお気温 T , 大気圧 P , 相対湿度 r_H は既知である。

○比湿 (q)

水蒸気圧 e は、相対湿度 r_H と飽和水蒸気圧 e_{SAT} の積であるので、

$$e = r_H \times e_{SAT} \quad (A-7)$$

と表すことができる。ただし飽和水蒸気圧はティーテンス (Tetens) の近似式により、気温 T を用いて、

$$e_{SAT} = 6.1078 * 10^{\frac{7.5T}{237.3+T}} \quad (A-8)$$

で示される。比湿は、水蒸気の密度 ρ_w と湿潤空気密度 ρ に対する比で定義され、大気圧 P と水蒸気圧 e を用いて

$$q \equiv \frac{\rho_w}{\rho} = \frac{r}{1+r} = \frac{0.622(\frac{e}{P})}{1-0.378(\frac{e}{P})} \quad (A-9)$$

と書ける。ここで r は混合比である。

○気温 T における飽和比湿(q_{SAT})

式 A-9 と同様に飽和比湿 q_{SAT} は、飽和水蒸気圧 e_{SAT} を用いて

$$q_{SAT} = \frac{0.622(\frac{e_{SAT}}{P})}{1-0.378(\frac{e_{SAT}}{P})} \quad (A-10)$$

と示される。

○大気放射 (L)

雲があるときの大気放射 L は、以下の式で示される。

$$L = \sigma T^4 (1 - (1 - \frac{L_{cl}}{\sigma T^4})C) \quad (A-11)$$

ここで C は雲の効果を表す係数, L_{cl} は快晴日の長波放射である。 C は, 全雲量 n ($=0\sim1$), 下層雲量 n_L ($0\sim1$), 水蒸気圧 e を用いて

$$C = 1 - (0.095 - 0.0006e)n - (0.66 - 0.0044e)n_L \quad (A-12)$$

と表すことができる (本研究では, n, n_L ともに現地気象台で観測した雲量とする)。

また L_{cl} は気温 T と有効水蒸気量の全量 (W_{TOP}) を用いて,

$$L_{cl} = \sigma T^4 (0.74 + 0.19x + 0.07x^2) \quad (A-13)$$

$$x = \log_{10}(W_{TOP}) \quad (A-14)$$

$$\log_{10}(W_{TOP}) = 0.0315T_{DEW} - 0.1836 \quad (A-15)$$

で表される。ここで, T_{DEW} は露点温度で水蒸気圧 e を用いて

$$T_{DEW} = \frac{237.3 \times \ln\left(\frac{e}{6.11}\right)}{17.27 - \ln\left(\frac{e}{6.11}\right)} \quad (A-16)$$

と書ける。

B. データの取得頻度や精度と水温トレンドの日付推定精度の関係

2-4-1 項で毎日の現場水温データが入手できれば、回帰式から水温が 0.0°C となる日付は 1 日から 2 日程度の精度で推定することができることが分かった。しかし衛星熱赤外センサは曇天日に観測できない。また衛星データによる水温推定誤差が解氷日の推定精度に与える影響を考慮しなければならない。そこで付録 B では、現場水温データを用いたシミュレーションによって、これらと 0.0°C となる日付推定精度の関係について考察する。そして併せて、何月までのデータを使用した場合、最も日付推定精度がよいのかという点についても考察する。

使用するサロマ湖の水温トレンドデータは、1988 年、1990 年、1991 年、1992 年、1994 年の 5 年分である。その他の年は、機器のメンテナンスなどで 1 週間以上測定が行われていない時期があるため、解析に加えなかった。

a) 週に 1 水温データ、水温推定誤差として 0.5°C 与えた場合の日付推定精度

本研究で使用する MODIS による SST 推定誤差は約 0.3°C (Brown and Minnett, 1999), AVHRR による SST 推定誤差は約 0.5°C (Watson et al., 1998) である。そこで、まず現場水温データに衛星の推定誤差を加え、1 週間おきの水温データを抽出し、水温トレンド回帰式より 0.0°C となる日付を推定したときの精度をシミュレーションにより評価する。シミュレーションは、各年において 5 月、6 月、7 月、8 月までの水温データを使用した場合の計 4 通り行う。衛星の SST 推定誤差として、AVHRR の誤差である 0.5°C を正規乱数として各水温データに加えた。

図 B-1 (a) に各月までのデータを用いた場合について 0.0°C となる日付の平均推定誤差、及びその標準偏差を示す。ただし誤差が 10 日以上となる場合や回帰式と 0.0°C で交点がない場合は解がないとし、解析に加えていない。また図 B-1 (b) に解がない場合の割合を示す。表 B-1 に各年における誤差、及び解がない場合の割合を示すように、同一年内での誤差の標準偏差は 2 日程度である。

6 月までのデータを用いた場合の誤差は、最も小さく 2.5 日であり、またオフセットは -1.6 日であった。さらに誤差が 10 日以上となる、あるいは解がない割合が少ないのも 6 月までのデータを用いた場合であった。他の月を用いた場合の誤差を分析すると、例えば 1988 年は 7 月以降、水温の上昇傾向が変わったために、7 月や 8 月のデータを用いた場合の誤差が大

きくなったことや、1992 年は 0 °C から 1 週間の温度上昇率がそれ以降と比較して高かったため、5 月までのデータを用いた場合の誤差が大きくなったと考えられる。

b) 水温データの取得頻度と日付推定精度

次に使用するデータを 6 月までと固定した場合に、データの取得頻度を 3 日、1 週間、2 週間として、日付推定精度がどのように変化するのか評価する(水温の誤差は加えない)。図 B-2 (a)に取得頻度と日付推定誤差の関係を、また図 B-2 (b)に解がない場合の割合を示す。結果より、日付推定誤差はデータの取得頻度に関わらず 1 日程度、またオフセット値は 1.5 から 2 日程度である。しかし解がない場合の割合は、データの取得頻度が 2 週間のときに倍増している。これは特に最初のデータを 1 週間以上与えなかったときに多いことから、解氷日推定においても解氷後のなるべく早い時期に水温データを与えることが重要であることが示唆される。

c) 水温推定誤差と日付推定精度

最後に使用するデータを 6 月までと固定した場合に、水温の推定誤差を 0.25 °C、0.5 °C、1.0 °C として、日付推定精度がどのように変化するのか評価する (データは毎日与える)。図 B-3 に水温推定誤差と日付推定誤差の関係を示す。日付推定誤差は、水温推定誤差によらず 2 日程度であるが、オフセットは水温推定誤差が 0.25 °C、0.5 °C のときは-2 日程度、水温推定誤差が 1.0 °C の場合は-3 日程度である。なお解がない場合はなかった。

以上よりデータの取得頻度が 2 週間以上であると、解が存在しないなど大きな誤差となる可能性があることが分かる。一方で水温推定誤差は AVHRR の誤差である 0.5 °C 程度であれば、日付推定精度は 2 日程度である。

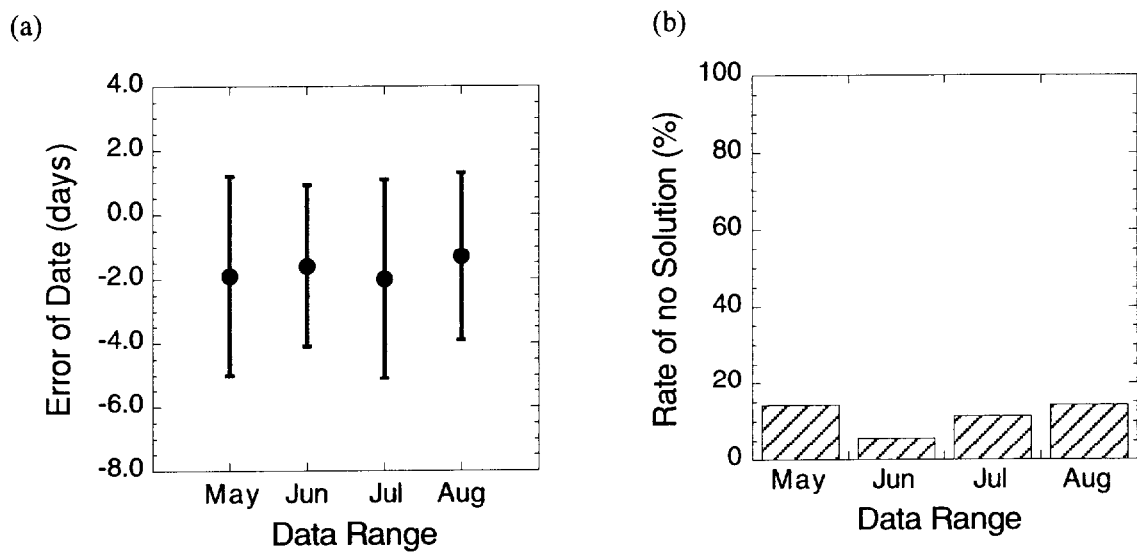


図 B-1. (a) 回帰式に用いたデータの使用範囲と日付推定誤差の関係, (b) 及び解がない場合の割合.

Fig. B-1. Relationships between data range used for regressions and estimation errors of dates (a), and the rates without solutions (b).

表 B-1. 各年のデータの使用範囲と日付推定誤差の関係.

Table B-1. Relationships between data range used for regressions and estimation errors of dates for each year.

Year	Water Temperature Estimation Error			
	May	Jun	Jul	Aug
1988	-2.7 ± 3.5	-1.9 ± 2.9	-4.3 ± 2.2	-5.3 ± 2.3
1990	0.6 ± 3.1	-1.6 ± 2.7	-3.8 ± 2.3	-1.4 ± 1.7
1991	-0.9 ± 1.7	-1.4 ± 1.1	1.1 ± 1.7	-0.6 ± 1.8
1992	-5.8 ± 2.7	-3.5 ± 2.3	-2.6 ± 2.9	0.7 ± 1.6
1994	-3.5 ± 1.9	0.1 ± 2.5	-1.7 ± 3.0	-2.5 ± 2.9

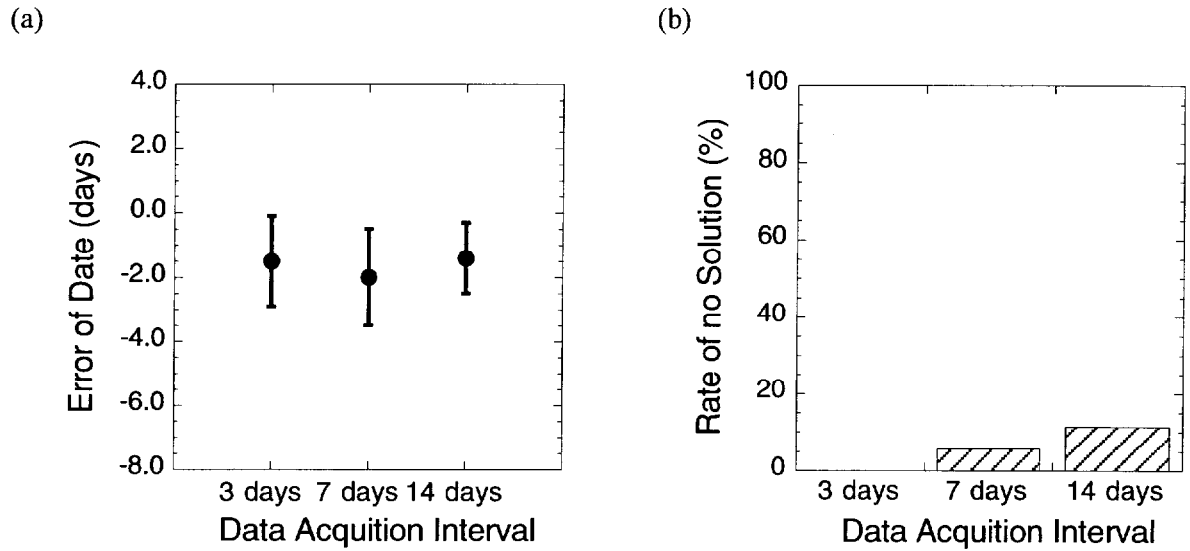


図 B-2. (a) データの取得頻度と日付推定誤差の関係, (b) 解がない場合の割合.

Fig. B-2. Relationships between frequency of data acquisition and estimation errors of dates (a), and the rates without solutions (b).

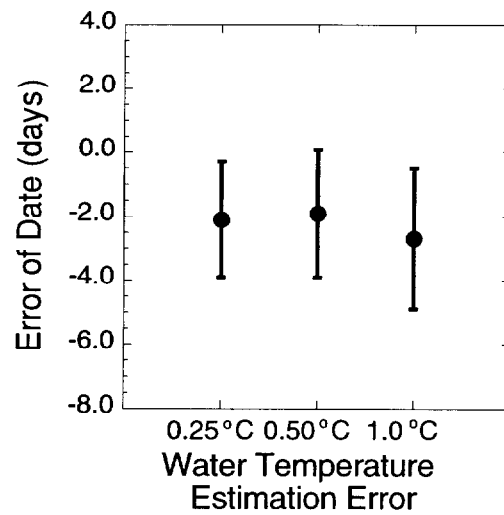


図 B-3. 水温推定誤差と日付推定誤差の関係.

Fig. B-3. Relationships between water temperature estimation errors and estimation errors of dates.

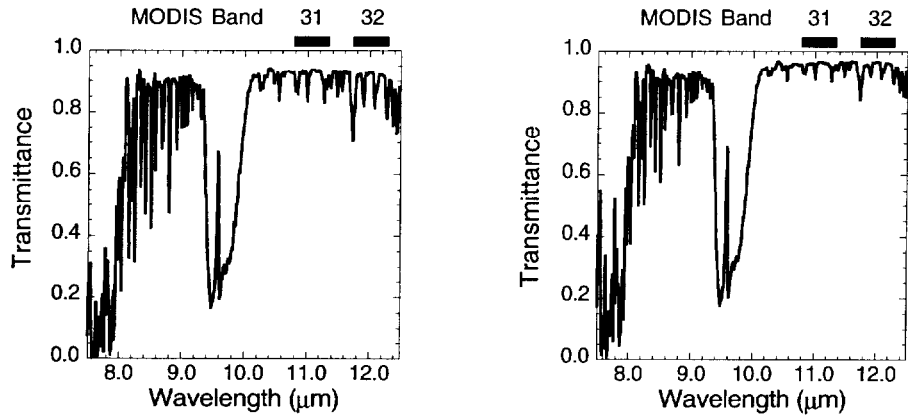
C. 放射伝達コードによる大気パラメータの計算

3-3 節, 及び 4-3 節で使用した大気パラメータ (透過率 τ_a , 光路輝度 I'_a , 天空照度 F'_a) の計算方法, 及びその結果を示す (また最後に参考として, 4-3 節の大気上端反射率の計算手法をまとめる)。MODTRAN は大気の透過率と放射輝度を適当な波長分解能で計算する放射伝達コードである。MODTRAN には, 散乱 (Rayleigh, Mie, 単, 多重), エアロゾル, 気体 (CO₂, O₃, N₂O, CO, CH₄, O₂, NO, SO₂, NO₂, NH₃, HNO₃), 雲, 霧, 雨などの各種プロファイルの設定が含まれている。また大気モデルのデフォルトとして, Tropical Atmosphere, Midlatitude Summer, Midlatitude Winter, Highlatitude Summer, Highlatitude Winter, 1976 US Standard の 6 つを含んでいる。

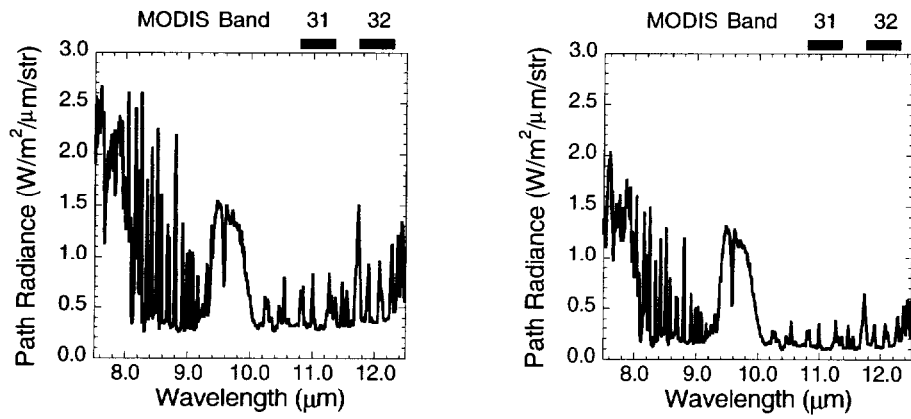
図 C-1 に 3-3 節で使用した大気モデル, Midlatitude Winter, 及び Highlatitude Winter による大気パラメータ計算結果を示す。 τ_a より 9.6 μm 付近にオゾンの吸収帯があるために減衰が確認できる。MODIS は 11 μm , 及び 12 μm の水蒸気や二酸化炭素の吸収の影響が小さな波長域を用いている。表 C-1 に MODIS のバンド 31, 32 の観測波長の応答関数を考慮した各パラメータの値を示す。

図 C-2 に 4-3 節で使用した 2002 年 5 月 8 日のラドガ湖の大気パラメータを計算するために使用した入力ファイル (tape 5), 及び計算結果を示す。大気のプロファイルは, 現地気象データによるウラジオストックの地上の高度, 気温, 相対湿度, 及び NCEP データによる 12 Z (Z は UTC 時刻を示す) の 850 hPa, 500 hPa の気温, 相対湿度, 高度 (高度は 700 hPa, 300 hPa も与える) より与えた。また表 C-2 に ASTER の各バンドの観測波長の応答関数を考慮した各パラメータの計算結果を示す。

(a) Transmittance



(b) Path Radiance



(c) Sky Irradiance

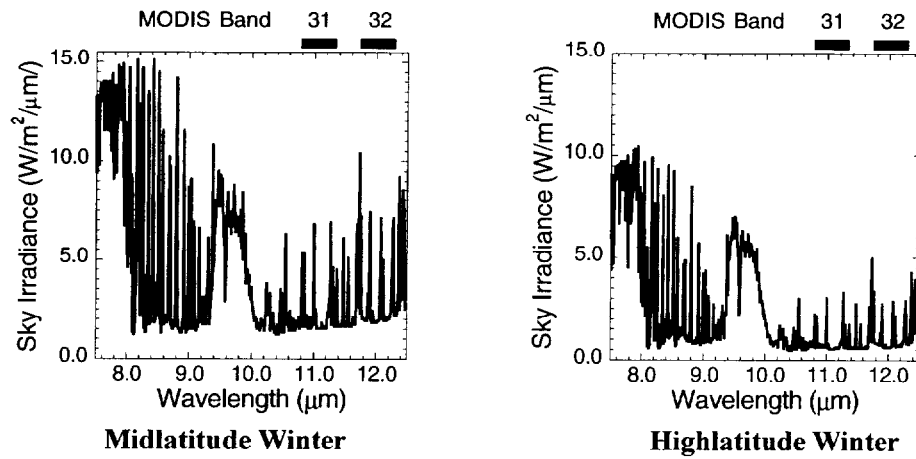


図 C-1. MODTRAN の Midlatitude Winter, 及び Highlatitude Winter モデルによる大気パラメータ計算結果.

Fig.C-1. Atmospheric parameters calculated by MODTRAN midlatitude winter and highlatitude winter model.

Figure 1 consists of three side-by-side plots showing spectral data from 7.5 to 12.5 μm . Each plot has 'ASTER Band' coverage indicated by black bars at the top, labeled with band numbers 10, 11, 12, 13, and 14. The x-axis for all plots is 'Wavelength (μm)'.

- Left Plot:** The y-axis is 'Transmittance' ranging from 0.0 to 1.0. The plot shows a spectrum with high transmittance (near 1.0) in the 8.0 to 9.0 μm range, a sharp dip to near 0.2 at approximately 9.4 μm , and then a rise to near 1.0 in the 10.0 to 12.5 μm range.
- Middle Plot:** The y-axis is 'Path Radiance ($\text{W}/\text{m}^2/\mu\text{m}^2$)' ranging from 0.0 to 3.5. The plot shows a spectrum with high path radiance (near 3.5) in the 8.0 to 9.0 μm range, a sharp dip to near 0.5 at approximately 9.4 μm , and then a rise to near 3.5 in the 10.0 to 12.5 μm range.
- Right Plot:** The y-axis is 'Sky Irradiance ($\text{W}/\text{m}^2/\mu\text{m}$)' ranging from 0.0 to 20.0. The plot shows a spectrum with high sky irradiance (near 20.0) in the 8.0 to 9.0 μm range, a sharp dip to near 2.0 at approximately 9.4 μm , and then a rise to near 20.0 in the 10.0 to 12.5 μm range.

[illegible]

Fig.C-2. Atmospheric parameters calculated by MODTRAN and input file for Lake Ladoga on May 8, 2002.

表 C-1. 中緯度冬モデル, 及び高緯度冬モデルの MODIS Band 31, Band 32 における大気パラ
メータ.

Table C-1. Atmospheric parameters for MODIS Band 31 and Band 32 calculated by MODTRAN
midlatitude winter and highlatitude winter model.

Parameter	Midlatitude Winter		Highlatitude Winter	
	Band 31	Band 32	Band 31	Band 32
Transmittance	0.914	0.891	0.952	0.946
Path Radiance	0.40	0.53	0.16	0.20
Sky Irradiance	2.12	2.78	0.83	1.05

表 C-2. 2002 年 5 月 8 日のラドガ湖の ASTER 熱赤外バンドにおける大気パラメータ.

Table C-2. Atmospheric parameters for ASTER thermal infrared bands calculated by MODTRAN for
Lake Ladoga on May 8, 2002.

	Band 10	Band 11	Band 12	Band 13	Band 14
Transmittance	0.706	0.784	0.839	0.887	0.875
Path Radiance	1.37	1.03	0.77	0.64	0.70
Sky Irradiance	7.32	5.46	4.17	0.70	3.74

(参考) 大気上端の反射率計算 (4-2 節)

式 4-1 で用いる大気上端に入射する太陽エネルギーの推定に用いる各パラメータの求め方をまとめる。なお緯度 ϕ 、太陽の南中からの時角 h (正午に $h=0$, 午後 1 時に $h=15^\circ$), 日付 (Julian day) j は既知とする。

○太陽天頂角 (θ)

太陽天頂角 θ は、天頂と太陽のなす角で以下のように表される。

$$\cos \theta = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos h \quad (\text{C-1})$$

ここで δ は太陽の赤緯 (春分時に $\delta=0$, 夏至に $\delta=23.44^\circ$, 冬至に $\delta=-23.4^\circ$)であり, 以下の式で示される。

$$\delta = \sin^{-1}(0.398 \sin a_1) \quad (\text{C-2})$$

$$a_1 = 4.871 + \eta + 0.033 \sin \eta \quad (\text{C-3})$$

$$\eta = \left(2\pi \frac{j}{365} \right) \quad (\text{C-4})$$

なお日中 ($0^\circ < \theta < 90^\circ$)では $S > 0$ であるが, 夜間 ($\theta < 0^\circ$, $\theta > 90^\circ$)では $S = 0$ である。

○太陽と地球間の実距離と平均値の比 (d_0/d)

$(d_0/d)^2$ は経験的に以下の式で示される。

$$\begin{aligned} \left(\frac{d_0}{d} \right) = & 1.00011 + 0.034221 \cos \eta + 0.00128 \sin \eta \\ & + 0.000719 \cos 2\eta + 0.000077 \sin 2\eta \end{aligned} \quad (\text{C-5})$$

○太陽の放射輝度 (I_0)

太陽光の温度 (5780 K)を以下のプランク関数により, 放射輝度に変換する。

$$I_0 = \frac{C_1}{\lambda^5 [\exp(C_2 / \lambda T) - 1]} \quad (\text{C-6})$$

λ は波長, C_1 , C_2 は定数である。

D. ラドガ湖, オネガ湖, ボルゴグラード湖の解氷温度推定

3-4 節で提案した手法を用いてバイカル湖以外の湖の解氷温度を推定する。ここでは、4-3 節で述べた解氷温度 1 °C の違いで 10 日程度解氷日が変わってくる湖 (ラドガ湖, オネガ湖, ボルゴグラード湖)(図 D-1)の解氷温度を推定する。2002 年の雪氷と水の混在した MODIS データを利用して、表面温度と反射率の空間分布より解氷温度を推定する。

使用したのは 3-4-3 節と同様で、表面温度は MODIS の Level 2 SST データで、反射率は近赤外域であるバンド 2 の Level 1 reflectance データ (1 km のサイズにリサンプリング)である。

これらのデータより雲のない画素を Level 2 cloud mask データで抽出する。ラドガ湖, オネガ湖, ボルゴグラード湖は、それぞれ 2002 年 4 月 26 日, 5 月 1 日, 3 月 9 日のデータで、表面温度 及び反射率データより雪氷と水が混在する領域を切り出した (それぞれ, 図 D-2a, D-3a, D-4a)。次に図 D-2b, D-3b, D-4b にそれぞれラドガ湖, オネガ湖, ボルゴグラード湖の表面温度と反射率の関係を示す。ラドガ湖は、反射率が 4 %を境に雪氷と水を区別することができる。しかしオネガ湖やボルゴグラード湖は低温になるに従い、反射率が徐々に上がるため、明確に境界を区別できない。しかし 4-3-2 項で述べたように反射率がほとんど変わらない温度 (3 °C: オネガ湖, 2 °C: ボルゴグラード湖)以上は水であると考えられる。そこで、そのときの反射率 2 %, 1.1 %以下であるときを水であるとし、その頻度分布を調べる。

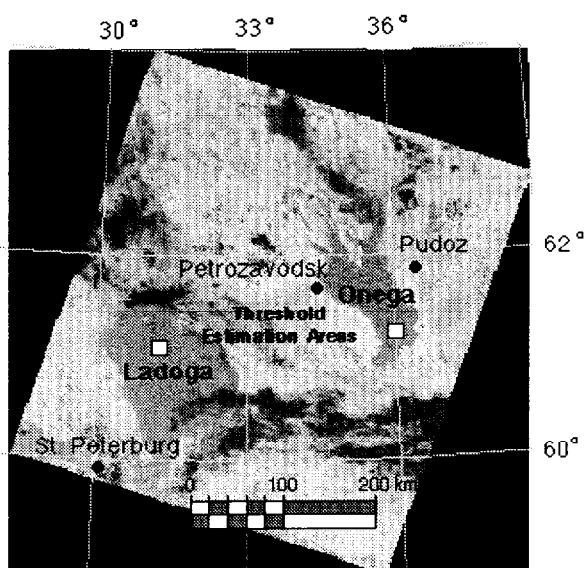
図 D-2c, D-3c, D-4c にラドガ湖, オネガ湖, ボルゴグラード湖で反射率が 4 %, 2 %, 1.1 %以下の画素の温度の頻度分布を示す。その平均温度は、それぞれ 1.5 °C, 2.5 °C, 1.7 °C であり、標準偏差は 0.3 °C であった。0.3 °C を MODIS の表面温度推定誤差であるとする、ラドガ湖, オネガ湖, ボルゴグラード湖の解氷温度は、それぞれ 1.5 °C, 2.5 °C, 1.7 °C となる。

以上より、淡水湖の解氷温度は 1.5 °C から 2.5 °C 程度であると考えられる。なおバイカル湖の解氷温度と高々 0.5 °C 程度の差であるが、この温度差に起因する解氷日の推定誤差はこれらの湖で 5 日程度になる (4-3-3 項)。このように解氷温度の解氷日に与える影響が大きい湖は、年ごと、湖ごとに表面温度と反射率データより解氷温度を推定することによって、さらに精度よく解氷日を推定することが可能であると考えられる。

(a)



(b)



(c)

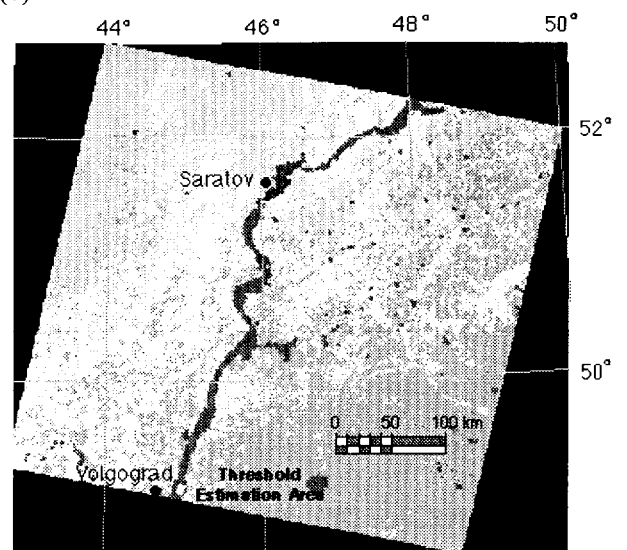
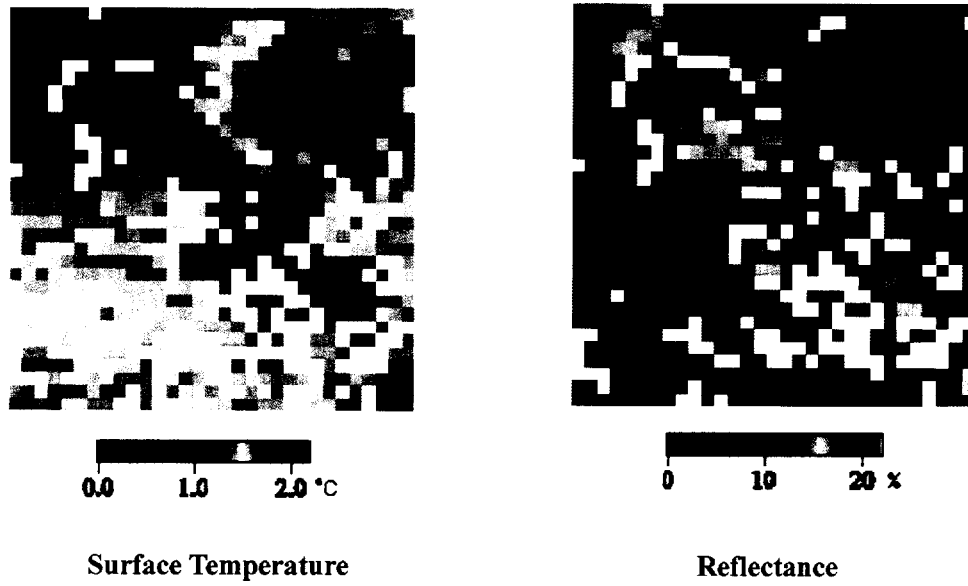


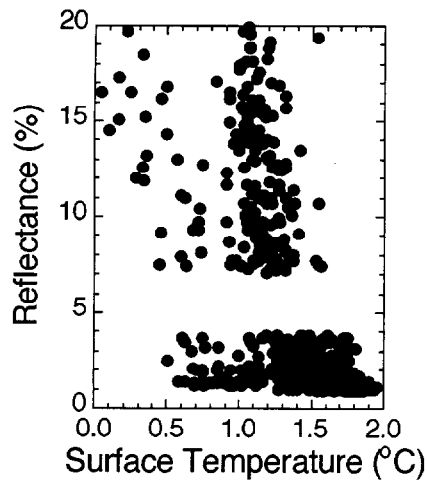
図 D-1. ラドガ湖, オネガ湖, ボルゴグラード湖の位置.

Fig. D-1. The location of Lake Ladoga, Lake Onega, and Lake Volgograd, MODIS Level 3 mapped SST (a), Band 31 on May 1, 2002 (b), and Level 2 cloud mask (MOD 35) on March 9, 2002.

(a)



(b)



(c)

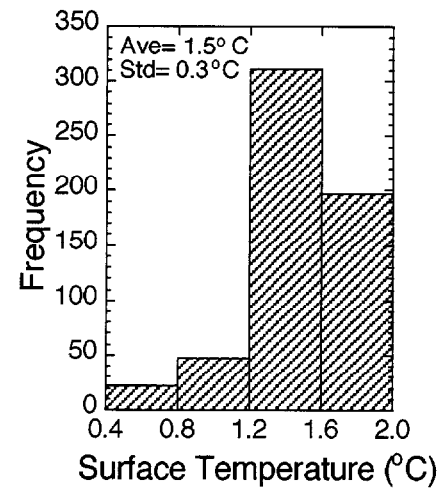
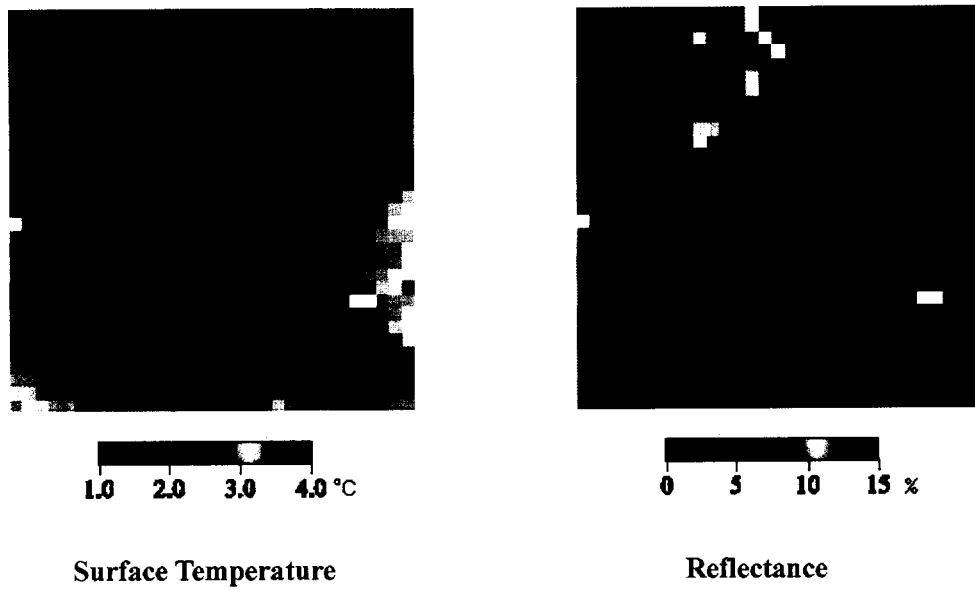


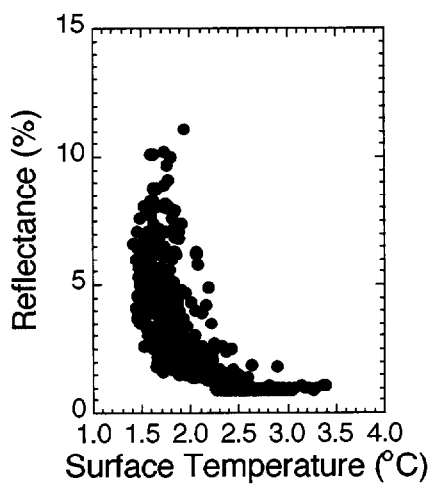
図 D-2. 2002 年 4 月 26 日のラドガ湖における(a) 水と雪氷が混在しているときの表面温度と反射率マップ, (b) 表面温度と反射率の関係, (c) 反射率が 4 %以下の画素の表面温度の頻度分布.

Fig. D-2. (a) Maps of surface temperature and reflectance when water and ice coexist, (b) Relationships between surface temperature and reflectance, (c) Frequency of the surface temperature for the pixels of which reflectances are less than 4 %, at Lake Ladoga on April 26, 02.

(a)



(b)



(c)

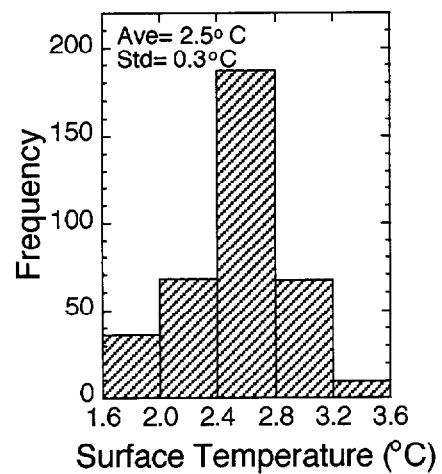
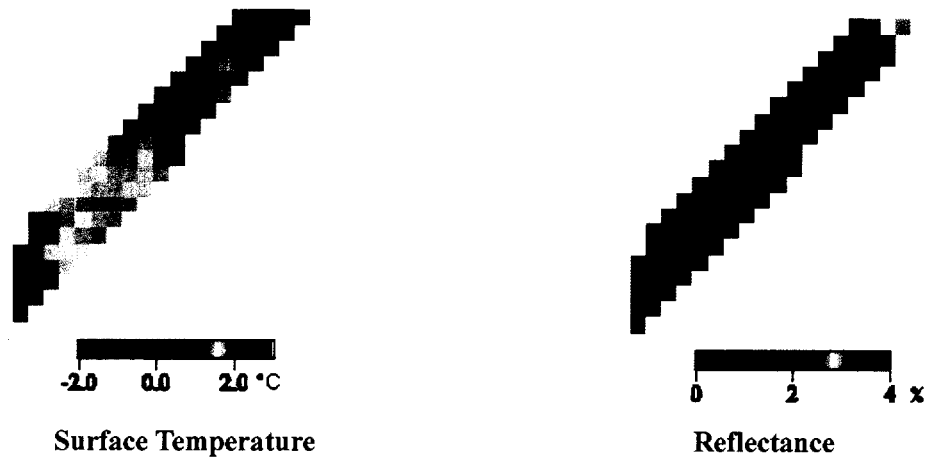


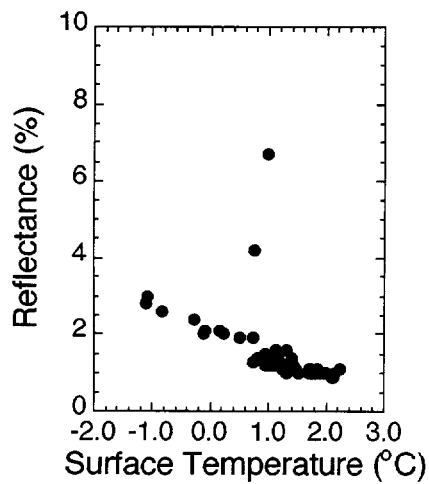
図 D-3. 2002 年 5 月 1 日のオネガ湖における(a) 水と雪氷が混在しているときの表面温度と反射率マップ, (b) 表面温度と反射率の関係, (c) 反射率が 2 %以下の画素の表面温度の頻度分布.

Fig. D-3. (a) Maps of surface temperature and reflectance when water and ice coexist, (b) Relationships between surface temperature and reflectance, (c) Frequency of the surface temperature for the pixels of which reflectances are less than 2 %, at Lake Onega on May 1, 02.

(a)



(b)



(c)

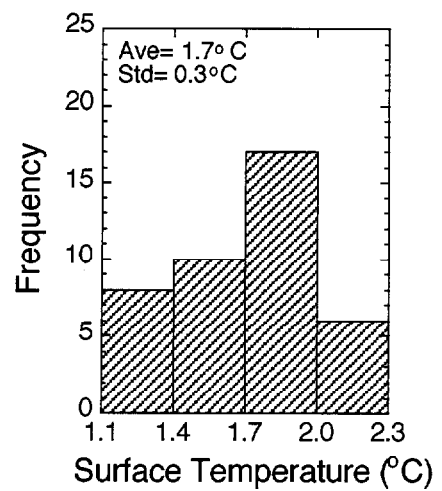


図 D-4. 2002 年 3 月 9 日のボルゴグラード湖における(a) 水と雪氷が混在しているときの表面温度と反射率マップ, (b) 表面温度と反射率の関係, (c) 反射率が 1.1 %以下の画素の表面温度の頻度分布.

Fig. D-4. (a) Maps of surface temperature and reflectance when water and ice coexist, (b) Relationships between surface temperature and reflectance, (c) Frequency of the surface temperature for the pixels of which reflectances are less than 1.1 %, at Lake Volgograd on March 9, 02.