

日最低・最高気温の統計値における日界変更の影響

藤部文昭*

要旨

日界とは、気象観測における1日の区切りの時刻である。日本の気象観測における日最低・最高気温の日界は、現在は00時であるが、1953～63年は日最低気温について09時であり、1939年までは多くの地点で22時であった。こうした日界の違いが統計値に与える影響を、アメダスの毎時資料を使って調べ、以下の結果を得た。(1) 09時日界による日最低気温は、00時日界の値に比べて高い傾向がある。偏差の大きさは、全国平均の年平均値で 0.41°C である。(2) 22時日界による日最低気温も、00時日界の値に比べて高く、偏差の大きさは全国平均の年平均値で 0.17°C である。(3) これらの偏差は、気温の日変化特性と日々変化の大きさに依存し、季節や地域によっては上記の値の2倍を超えることもある。(4) 09時・22時日界による日最高気温の偏差は小さい。

また、過去100年間の日最低気温の経年変化率を計算する場合には09時日界よりも22時日界による偏差のほうが影響が大きく、地点や季節によっては $0.4^{\circ}\text{C}/(100\text{年})$ に達する評価誤差を生じ得ることが指摘された。

1. はじめに

過去の気象資料を使って長期的な気候変化の実態を調べる場合、資料の時間的な均質性に注意を払う必要がある。均質性を損なう可能性のある要因としては、観測所の移転や周囲の環境変化、測器の更新や観測方法の変更などがある。この“観測方法の変更”に関連することの1つが、日界の問題である。日界とは気象観測における1日の区切りの時刻である。

第1図は、国内の日最低・最高気温の観測における日界の変遷を示す。日界は現在は00時(日本時間;以下断らない限り同じ)であり、日最低気温とは00～24時の24時間の最低値を指す。しかし、1953～63年は日最低気温の日界が09時であり、1939年までは毎時観測地点を除く大半の地点で日最低・最高気温ともに日界を22時としていた。磁気媒体などの形で利用されている累年資料は、こうした日界変更を経た値である。こ

れとは別に、1970年代後半まで国内1000以上の観測所で日最低・最高気温の観測が行われ(いわゆる“区内観測”),その日界は1952年までは10時、1953年以降は09時であった。

これまでの調査により、09時日界による日最低気温の統計値は00時日界による値よりも高い傾向があること、その偏差は地点や季節によっては 0.5°C を超えることが示されている(気象庁, 1965, 1981)。しかし、このことは気象関係者の間に今1つ浸透せず、偏差を考慮せずに資料が使われる場合も見かける。その背景として、従来の報告物ではいくつかの地点における偏差の評価結果が例示されているだけで、「偏差の全国平均値はどれほどか、どんな場所や季節に大きい偏差が現れ、それはどんな気候因子と関連するか」といった気候学的特性は把握されていないため、問題の重要性が認識されにくいという事情が挙げられる。さらに、22時日界による統計値については「日界の時刻差がわずか2時間であって、その影響が小さい」(気象庁, 1965)などとされ、偏差の有無は全く評価されていない。なお、アメリカでも日界変更の影響が検討されていて、07時日界と17時日界(地方時)の資料の扱いなどが議

* 気象研究所予報研究部。

E-mail: ffujibe@mri-jma.go.jp

—1999年6月15日受領—

—1999年10月7日受理—

		1)	1939/40	1952/53	1963/64	1978 ころ
気象官署 (普通気候観測)	日最低気温	毎時観測地点は 00 時 その他の地点は 22 時 ²⁾	00 時	09 時 ⁴⁾	00 時	00 時
	日最高気温					
観測所 ³⁾ (区内観測)	日最低気温	10 時 ⁵⁾			09 時 ⁶⁾	アメダス展開 により廃止
	日最高気温					

- 1) 日本標準時による統一は 1888 年から、1887 年までは京都時や地方時が使われ、日界時刻も複雑に変遷した。
- 2) 横浜地方気象台 (1996) によると、横浜は毎時観測地点ではなかったが 1937 年から 00 時日界による観測が行われていた。しかし、著者が確認できた範囲では他に同様の例はなく、気象庁 (1965, 1981) 等にも例外に関する記述がないので、横浜は特殊なケースであろうと考えられる。
- 3) この資料は気象庁・中央気象台発行の「気温報告」(1965 年までは 5 年ごと)と「観測所気象年報」(1966 年から毎年)に掲載されている。気象官署も「観測所」を兼ねていたので、1940~52 年は 00 時日界と 10 時日界の観測が、また 1964 年から 70 年代後半は (日最高気温については 1953~63 年も) 00 時日界と 09 時日界の観測が、それぞれ並行して行われていた。
- 4)5)6) 日最低気温は前日 09 時 (または 10 時、以下同様) から当日 09 時まで、日最高気温は当日 09 時から翌日 09 時までの値。

第 1 図 国内の気象観測における日最低・最高気温の日界の変遷。

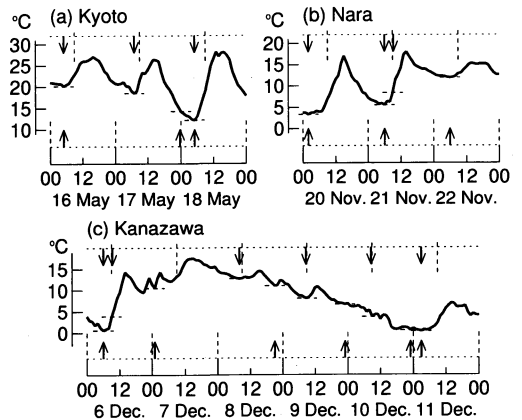
論されている (Mitchell, 1958; Schaal and Dale, 1977; Karl *et al.*, 1986 など) が、日界による偏差の気候学的特性を調べたものは見当たらない。

本研究では、これら未調査のテーマを取り上げつつ、日最低・最高気温の統計値に及ぼす日界の影響を調べた。以下、日最低・最高気温を T_{min} 、 T_{max} と表記し、日界を j 時とする値を $T_{min}^{(j)}$ のように表す。

2. 予備的考察

本論へはいる前に、日界の違いによる偏差の現れかたとそれに対する見方について、若干の補足をしておく。第 2 図は、アメダス毎時値による気温変化の例を示したもので、 $T_{min}^{(00)}$ と $T_{min}^{(09)}$ をそれぞれ \uparrow と \downarrow で示してある。a の場合、5 月 16 日と 18 日は $T_{min}^{(00)}$ と $T_{min}^{(09)}$ とが一致するが、17 日は異なる。これは、夜に気温が急激に下がって $T_{min}^{(00)}$ が 24 時に現れたためであり、結果として 17 日の夜から 18 日朝にかけての低温が 17 日・18 日両日の $T_{min}^{(00)}$ としてダブルカウントされている。しかし $T_{min}^{(09)}$ にはこうしたダブルカウントは起こっていないので、その分 $T_{min}^{(09)}$ は $T_{min}^{(00)}$ よりも高くなる。b は逆に、 $T_{min}^{(09)}$ にダブルカウントが起こった例である。また、c では気温の日変化が明瞭でなく、むしろ数日スケールの気温変化が卓越し、12 月 7 日から 10 日にかけては日界によってまちまちに T_{min} が現れている。統計値の偏差は、このような差が長期間 (月間あるいは年間) の平均値に反映された結果に他ならない。

そもそも 1953 年に T_{min} の日界を 09 時としたのは、第 2 図 a のような場合に「明け方の真の低極」を捉えようという配慮によるものだったようである (気象庁、



第 2 図 アメダス毎時値による気温変化の例。いずれも 1997 年で、(a) 京都における 5 月 16~18 日、(b) 奈良における 11 月 20~22 日、(c) 金沢における 12 月 6~11 日。各グラフの下側には 00 時日界の区切りとともに $T_{min}^{(00)}$ を \uparrow で示し、上側には 09 時日界の区切りとともに $T_{min}^{(09)}$ を \downarrow で示してあり、 $T_{min}^{(00)}$ と $T_{min}^{(09)}$ の値をグラフ上に \cdots で示す。

1955)。伊藤 (1975) や中島 (1999) も、同様の理由で T_{min} の日界を 09 時に (あるいは昼間に) 設定すべきことを論じている。しかし、日界を 09 時としても毎日の明け方の低極を捉えられないケースがあることは第 2 図 b に示されているし、第 2 図 c のように日変化よりも総観的要因による気温変化が卓越する場合には「明け方の低極」そのものが存在しないこともある。本稿では、日界を何時にすれば良いかというよりも、日界の違いによる偏差の量的評価を興味を中心にする。

3. 資料と解析方法

アメダスによる1979～97年の毎時気温資料(0.1°C単位)を使った。対象地点は、各月とも最低13年分の資料が得られることを条件とした。対象期間中に地点が移動した場合には、移動距離が緯度・経度とも0.03°未満であれば同じ地点として扱った(0.03°という値は便宜的に設定したもので、深い理由はない)。この結果、地点数は830となった。解析は以下の手順によった。

(1) 日界として、前日06時～当日06時から当日12時～翌日12時まで、1時間ずつずらして計31通りを設定した。これらの各日界について T_{\min} 、 T_{\max} を求め、これと00時日界による値すなわち $T_{\min}^{(00)}$ 、 $T_{\max}^{(00)}$ との差を「偏差」と定義した。以下、偏差を $\Delta T_{\min}^{(j)}$ ($=T_{\min}^{(j)} - T_{\min}^{(00)}$) のように表す。

(2) $\Delta T_{\min}^{(j)}$ 、 $\Delta T_{\max}^{(j)}$ を1か月平均した。解析目的によっては、さらに地域平均や季節平均・年平均をした。季節区分は冬(12～2月)、春(3～5月)、夏(6～8月)、秋(9～11月)とした。

(3) (2)で計算した値を累年平均するとともに、その年々変動に基づいて統計誤差を見積もった。得られた累年平均値を以下 $\overline{\Delta T_{\min}^{(j)}}$ のように表す。 $\overline{\Delta T}$ は単独の地点の値である場合もあれば、地域平均値である場合もあり、月別平均値であることもあれば季節・年平均値である場合もあることを覚えておいてほしい。

(4) $\overline{\Delta T}$ に関連して興味を持たれる量として、“一致率”を取り上げた。一致率とは、ある日界による観測値が00時日界による値と一致する日の割合である。一致率の統計は $\overline{\Delta T}$ の統計と同じ手順に依った。

これについて、以下の点を補足する。

1. 気象官署の累年資料を使う場合に問題になるのは $T_{\min}^{(09)}$ 、 $T_{\min}^{(22)}$ 、 $T_{\max}^{(22)}$ の3つである。よって本解析では、これに $T_{\max}^{(09)}$ を併せた4つの量を解析の主対象にする。かつて気象官署や観測所で行われていた09時日界の観測においては、 $T_{\min}^{(09)}$ には前日09時～当日09時の間の最低値を採用し、 $T_{\max}^{(09)}$ には当日09時～翌日09時の間の最高値を採用していたので、本解析でもこれに従った。

前日～当日でも当日～翌日も長期間の統計値には関係ないと思えるかも知れないが、実際には(年平均値は別として)季節変化の影響による差が現れる。例えば、4月の T_{\min} なり T_{\max} なりを09時日界で統計する場合、前日09時～当日09時を日界期間にすれば統計期間は3月31日09時～4月30日09時であるが、当日09時～翌日09時を日界期間にすれば統計期間は4月1日

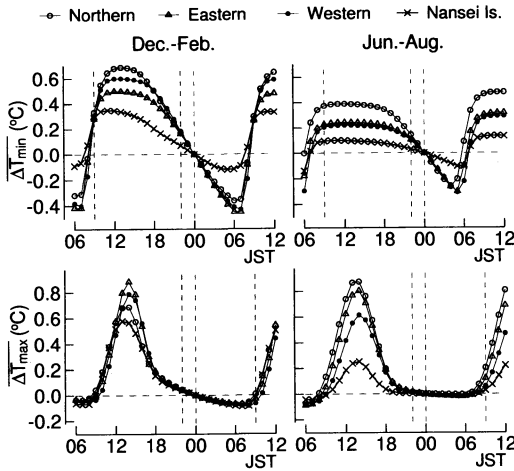
09時～5月1日09時となって、1日のずれができる。このずれに相当する季節変化分だけ、統計値は異なる。季節変化の速さは春と秋には1か月当たり数°Cであるから、わずか1日と言えども0.1°Cを超える差になる。また当然ながら、一致率はどちらの日界期間を使うかで全く異なる。

2. 本解析における T_{\min} や T_{\max} は毎時値から求めたものであり、連続観測(最低・最高温度計や日記録)で定義される真の日最低・最高気温とは異なる。そこで、連続観測に基づく $\overline{\Delta T}$ の評価が可能な資料として、1964年から70年代後半に気象官署で観測所観測として行われた09時日界の値と、同期間に並行して行われていた00時日界による値とを使って $\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}}$ を求め、これを(1)～(3)で毎時値から求めたものと比べてみた(対象は139官署)。その結果、連続観測値から求めた $\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}}$ と毎時値から求めた $\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}}$ とは、一部の地点では0.1°Cを超える差があるが、全体としてはよく一致し、2つの方法による $\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}}$ 値の差を全官署について平均したものは年平均値については0.002°C、月別平均値については最大で0.02°Cに過ぎなかった。 $\overline{\Delta T_{\max}^{(09)}}$ についても同様であり、2方法による $\overline{\Delta T_{\max}^{(09)}}$ 値の差の全官署平均は、年平均値については0.008°C、月別平均値については最大で0.03°Cであった。

$\overline{\Delta T}^{(22)}$ については上記のような解析ができない(同じ地点で22時日界と00時日界の観測が並行して行われた例は見当たらない)が、毎時値を使った場合と連続観測値を使った場合とで偏差に差があると信ずべき理由もない。 $\overline{\Delta T}^{(09)}$ に関する上記の結果から見て、少なくとも多数地点の平均に関しては、毎時値から求められた $\overline{\Delta T_{\min}^{(22)}}$ や $\overline{\Delta T_{\max}^{(22)}}$ は連続観測に基づく値に一致するものと期待できる。

なお、気象庁でアメダスの毎時資料から T_{\min} 、 T_{\max} を求める際には、01～24時の24個の値が使われている。しかし、連続観測による日最低・最高気温は00時から24時までの最低・最高値であるから、本解析では00～24時の25個の毎時値で $T_{\min}^{(00)}$ 、 $T_{\max}^{(00)}$ を求めた。他の日界についても同様にした。

3. (3)の手順で見積もられた統計誤差の標準偏差は、 $\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}}$ ・ $\overline{\Delta T_{\min}^{(22)}}$ の月別値についてはそれぞれ概して0.05°C未満と0.03°C未満である($\overline{\Delta T_{\min}}$ の値が大きい地点ではこれを上回ることもある)。また、年平均値については0.03°C未満と0.02°C未満である。いずれも結果の大勢に影響するほどではないので、以下の記



第3図 $\overline{\Delta T_{\min}}$, $\overline{\Delta T_{\max}}$ と日界との関係(地域平均, 冬と夏). 横軸は日界を表し, 左端は前日06時~当日06時, 右端は当日12時~翌日12時を日界期間とした場合である. 縦の点線は00時日界, 09時日界, 22時日界の位置を示す.

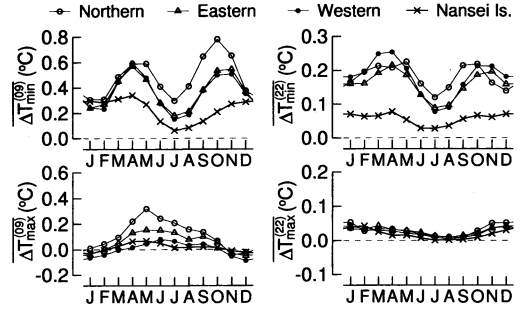
述では簡単のため誤差を表示しない.

4. 偏差の広域平均値および関連要素

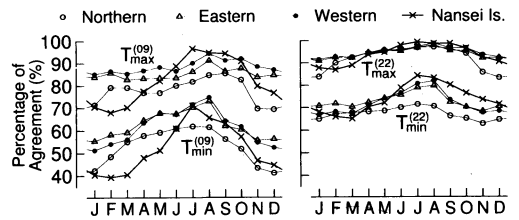
まず, 広域平均に基づく偏差の季節変化や, 関連する諸要素の特性を概観する. 地域区分は北日本(北海道・東北, 303地点), 東日本(関東・中部, 223地点), 西日本(近畿・中国・四国・奄美を除く九州, 282地点), 南西諸島(奄美・沖縄, 22地点)の4つとした.

第3図は, 偏差と日界時刻との関係を冬(12~2月)と夏(6~8月)について示したものである. $\overline{\Delta T_{\min}}$ も $\overline{\Delta T_{\max}}$ も日界によって1°Cのオーダーで変化し, 時間帯によっては日界が1時間異なるだけで0.2°C以上の差ができる. 両者とも, 昼間~夜半前の日界に対しては正偏差, 夜半すぎ~朝の日界に対しては負偏差になるが, 日変化形は多少異なる. $\overline{\Delta T_{\min}}$ は夜間の日界差に敏感であり, 日没前から夜間を通じてほぼ直線的に下がった後, 日の出後に急上昇し, 昼間は(特に, 昼間時間の長い夏は)ほぼ一定値をとる. $\overline{\Delta T_{\max}}$ は日中の日界差に敏感で, 正午前後に急上昇して鋭いピークを持った後に急降下するが, 夜間はほぼ一定値をとる.

以下, 専ら09時日界と22時日界に注目する. 第4図は $\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}}$, $\overline{\Delta T_{\min}^{(22)}}$, $\overline{\Delta T_{\max}^{(09)}}$ および $\overline{\Delta T_{\max}^{(22)}}$ の月別値の季節変化を示す. $\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}}$ は平均0.4°C程度, $\overline{\Delta T_{\min}^{(22)}}$ にも0.2°C程度の正偏差がある(全国平均の年平均値はそれぞれ0.41°Cと0.17°C). 両者とも, 春と秋



第4図 国内4地域における $\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}}$, $\overline{\Delta T_{\min}^{(22)}}$, $\overline{\Delta T_{\max}^{(09)}}$ および $\overline{\Delta T_{\max}^{(22)}}$ の季節変化.

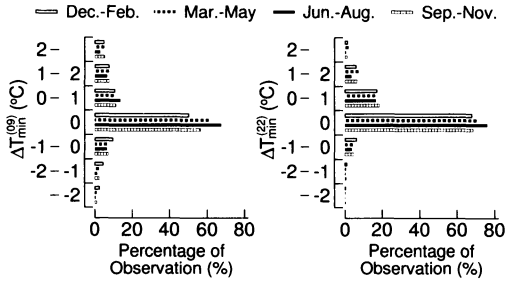


第5図 国内4地域における $T_{\min}^{(09)}$, $T_{\min}^{(22)}$, $T_{\max}^{(09)}$ および $T_{\max}^{(22)}$ の一致率の季節変化.

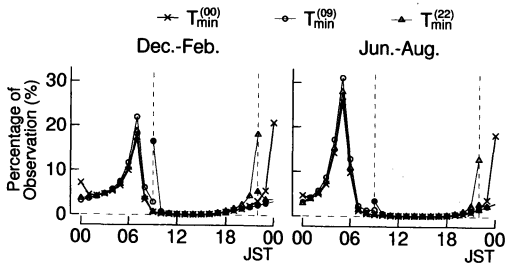
に偏差が大きく夏と冬に小さい2山形の年変化をするが, $\overline{\Delta T_{\min}^{(22)}}$ は $\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}}$ に比べて冬の極小が弱い. また, 南西諸島では $\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}}$ も $\overline{\Delta T_{\min}^{(22)}}$ も他地域に比べて偏差が小さく, 秋から春まではほぼ一定値で夏に極小となる形の年変化をする. 一方, $\overline{\Delta T_{\max}^{(09)}}$ は北・東日本で春~夏に0.2~0.3°Cの正偏差を持つが, それ以外は絶対値0.1°C未満であり, $\overline{\Delta T_{\max}^{(22)}}$ はすべて0.1°C未満である(全国平均の年平均値はそれぞれ0.06°Cと0.03°C).

第5図は一致率の季節変化を示したものである. $T_{\min}^{(09)}$ の一致率は全国平均の年平均値で58.7%, $T_{\min}^{(22)}$ の一致率も70.7%にとどまる. 言い替えると, わずか2時間の日界の違いで4日に1日は $T_{\min}^{(00)}$ と異なる観測値になる. 一致率の年変化形は偏差の場合とは違って, 夏に高く冬に低い1山形であり, 冬の $T_{\min}^{(09)}$ の一致率は北日本や南西諸島では50%以下である. 一方 $T_{\max}^{(09)}$ と $T_{\max}^{(22)}$ の一致率は高く, 全国平均の年平均値はそれぞれ83.7%と93.7%である.

第6図は $\Delta T_{\min}^{(09)}$ と $\Delta T_{\min}^{(22)}$ 値(統計値ではなく日々の値)の階級別発現率を, 全国平均で季節別に示したものである. $\Delta T_{\min} = 0$ の発現率は一致率に他ならない. 図によると, ΔT_{\min} の分布は正の側に偏ってい



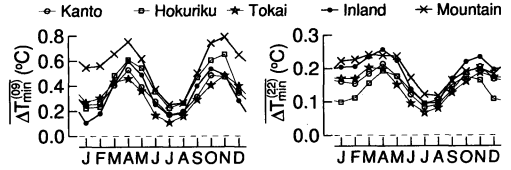
第6図 $\Delta T_{\min}^{(09)}$ と $\Delta T_{\min}^{(22)}$ の階級別ヒストグラム(全国平均, 季節別). 縦軸の“0”は $\Delta T = 0$ ($T_{\min}^{(09)}$ と一致)を, “0-1”は $0 < \Delta T \leq 1^\circ\text{C}$ を, “-1-0”は $0 > \Delta T \geq -1^\circ\text{C}$ を表す.



第7図 $T_{\min}^{(00)}$, $T_{\min}^{(09)}$, $T_{\min}^{(22)}$ の起時の頻度分布(全国平均, 冬と夏). $T_{\min}^{(09)}$ と $T_{\min}^{(22)}$ の塗りつぶした記号は前日を表す. 縦の点線は09時と22時を示す.

るが, 冬は他の季節に比べて正負の偏りが少なく, 特に $\Delta T_{\min}^{(09)}$ はそうである. 冬に一致率が低い割に $\Delta T_{\min}^{(09)}$ が小さいのは, 正負の偏差が比較的均等に現れるからである.

最後に, $T_{\min}^{(00)}$, $T_{\min}^{(09)}$, $T_{\min}^{(22)}$ それぞれの起時(発現時刻)の頻度分布を, 全国平均で冬(12~2月)と夏(6~8月)について第7図に示す. 1つの日界期間中に同じ T_{\min} 値が2回以上あった場合には, その最初の時刻と最後の時刻をそれぞれ0.5回と数えてある. 起時は当然ながら明け方に多いが, 00時日界と22時日界の終点(当日24時と22時)に現れる頻度が15~20%あり, 冬には09時日界の始点(前日09時)に現れる頻度も15%を超えている. こうした「日界時刻の T_{\min} 」のほとんどは, 日変化よりも総観的要因による日々の気温変化がまさり, その途中に日界がかかったときに起こるものであって, 他の日界による T_{\min} 値とは一致しないことが多い. 第2図に示したのはその例である.



第8図 東日本内の5地域における $\Delta T_{\min}^{(09)}$ と $\Delta T_{\min}^{(22)}$ の季節変化.

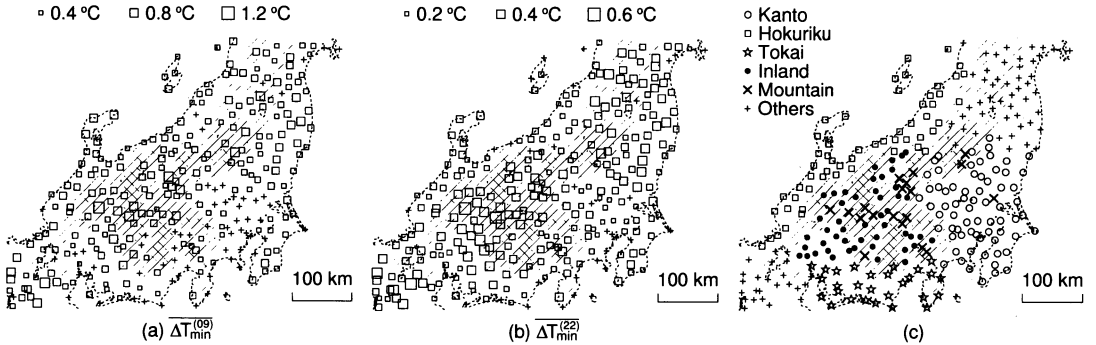
5. 偏差の地域特性

図示の対象として, 地形の起伏が激しく地域的な気候差の目立つ東日本を取り上げる. まず沿岸と内陸, 太平洋側と日本海側といったマクロな地域特性を見るため, 伊豆諸島を除く219地点を次の5つに分けた(「山岳」以外の4地域は海拔800 m未満の地点が対象; 後出の第9図c参照).

- ・関東(茨城・栃木・群馬・埼玉・千葉・東京・神奈川, 69地点)
- ・北陸(新潟・富山・石川・福井, 55地点)
- ・東海(静岡・愛知, 28地点)
- ・内陸(長野・山梨・岐阜, 48地点)
- ・山岳(海拔800 m以上, 19地点)

第8図は各地域の $\Delta T_{\min}^{(09)}$ と $\Delta T_{\min}^{(22)}$ の季節変化を示す. 第4図の場合と同様, $\Delta T_{\min}^{(09)}$, $\Delta T_{\min}^{(22)}$ ともに春と秋に偏差が大きい2山形の季節変化をし, あまり著しい地域差は見られないが, 山岳では晩秋~春を中心として $\Delta T_{\min}^{(09)}$ の値が大きい. また $\Delta T_{\min}^{(22)}$ は冬~春に内陸・山岳で大きく北陸で小さい.

次に地点ごとの違いを見るため, 第9図a, bに東日本を含む本州中部について春(3~5月)の $\Delta T_{\min}^{(09)}$ と $\Delta T_{\min}^{(22)}$ の分布を示す. $\Delta T_{\min}^{(09)}$ 値が大きい地点の多くは内陸にあるが, 内陸域でも $\Delta T_{\min}^{(09)}$ 値の小さいところがあり, 地点ごとのばらつきが目立つ. 第4図や第8図の結果と合わせると, $\Delta T_{\min}^{(09)}$ にはマクロな地域差はあまりない(南西諸島で値が小さいことを除いて)が, 細かいスケールの変動が顕著であることが分かる. 第9図aでは見にくいですが, $\Delta T_{\min}^{(09)}$ 値が大きいのは標高の高い場所や山麓あるいは浅い盆地内の地点が多いのに対し, 値の小さい場所は概して深い盆地(例えば甲府盆地や伊那盆地)の中にある. これは他の地域についても同様であり, 次に示すように(第1表)地点によっては冬を中心として $\Delta T_{\min}^{(09)}$ が負偏差になるところもある. $\Delta T_{\min}^{(22)}$ については, 内陸域で値の大きい傾向はあるが, 細かいスケールの地域差は $\Delta T_{\min}^{(09)}$ ほど著しくはない.



第9図 本州中部における (a) $\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}}$ の分布 (3~5月), (b) $\overline{\Delta T_{\min}^{(22)}}$ の分布 (同), (c) 第8図における地域区分. (a) (b) は□の1辺の長さが $\overline{\Delta T_{\min}}$ に比例するように描いてあり, $|\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}}| < 0.4^{\circ}\text{C}$ および $|\overline{\Delta T_{\min}^{(22)}}| < 0.2^{\circ}\text{C}$ の地点を+で示す. 斜線は濃さの順に海拔600 m以上と1200 m以上の領域を表す.

資料を利用する立場からすると, $\overline{\Delta T_{\min}}$ の値が最大でどれぐらいになるか, 特に気象官署ではどうであるかに興味を持たれる. 第1表は, $\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}}$ と $\overline{\Delta T_{\min}^{(22)}}$ の年平均値と月別平均値それぞれの正偏差の大きい地点を上位5位まで, アメダス地点すべてを対象にした場合と気象官署だけを対象にした場合とに分けて示す.

$\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}}$ の月別平均値については, 負偏差の大きい地点を併せて示してある ($\overline{\Delta T_{\min}^{(22)}}$ は6地点で月別平均値が負になるが, その絶対値は最大 0.03°C に過ぎない).

表によれば, $\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}}$ の正偏差は年平均値で最大 1°C 近くになる. 月別平均値では最大 1.4°C に達し, 季節は秋が多い. アメダス地点のうちで正偏差が大きいのは主に北日本の内陸地点である. 西日本には上位5位までにはいる地点はないが, 年平均値で 0.6°C , 月別平均値では 1°C を超えるところがある. 一方, 気象官署で $\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}}$ が大きいのは主に沿岸の地点である. これは, 一面では気象官署が沿岸に多いことを反映し, また一面では沿岸でも $\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}}$ の大きい地点が存在することを示している.

$\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}}$ の負偏差は盆地を中心として1~2月に現れ, 最大で -0.4°C になる. 第1表に挙げた地点のうち長浜は沿岸にあるが, ここは肱川あらしの出口に位置し(森・鎌田, 1994), 内陸の夜間冷気の影響を強く受ける特性がある. 留萌も同様である. なお長浜は全対象地点中で唯一, $\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}}$ の年平均値が負である (-0.03°C).

$\overline{\Delta T_{\min}^{(22)}}$ の正偏差は, 年平均値については最大 0.3°C , 月別平均値は冬~春を中心として 0.5°C 近くになる. 値の大きい地点は主として内陸にある.

6. 偏差と気候因子との関係

Karl *et al.* (1986) は, 日最低・最高気温の日界依存性に関し, 時刻による気温変化 (以下「日変化」) と総観的要因による日々の気温変化 (以下「日々変化」) 双方との関連を指摘した. もし日々変化がなければ, 規則的な日変化が毎日繰り返されるので, 日最低・最高気温は日界によらず同じになる. また, もし日変化がなければ日々変化によってランダムな時刻に最低・最高気温が現れ, 日界による差は長期間の平均をとれば0になる (ただし第3節後半の「1.」で触れた, 対象期間のずれに相当する季節変化の分は残る). 従って, 統計値に差が現れるのは, 日変化と日々変化の両方が存在する場合である. 本節ではこの考察に基づき, 気温の日変化幅・日々変化幅と $\overline{\Delta T}$ との関係を検討する.

まず, 日変化幅・日々変化幅の指標としてどのような量を使えば良いかを, 第2図に示した例を見ながら考えてみる. 日界によって T_{\min} の観測値が異なるのは, aの例では前日より強い冷え込みが起こった日であり, bの例ではその逆である. これらは日々変化に他ならず, こうした日々の変動が大きい地点ほど $\overline{\Delta T}$ は大きいだろう. そこで, 夜間の気温変動幅の指標として, 03時の気温の前日差を2乗平均したものの平方根 (以下 $\sigma^{(03)}$) を取り上げる.

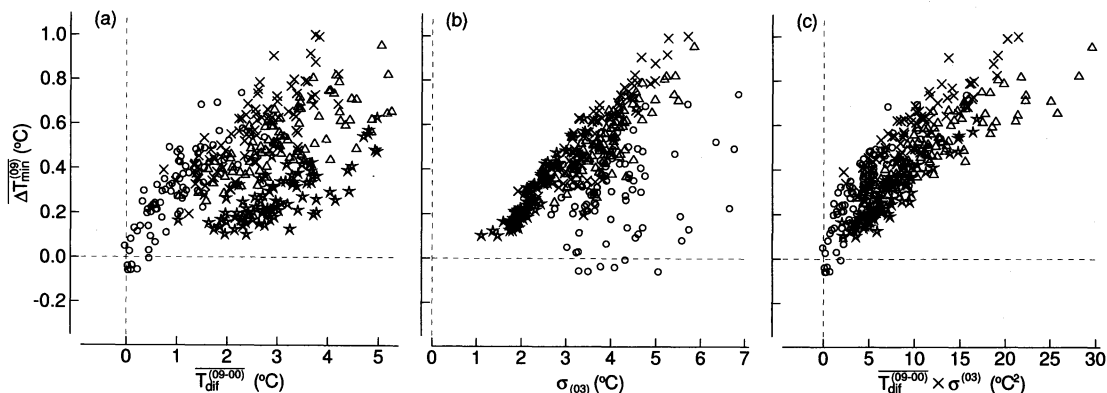
また, aやbのような事例は強い冷え込みの起こりやすい地点ほど頻りに現れ, 観測値の差も大きくなるだろう. これが, 日変化の寄与に他ならない. その際, aのようなこと ($T_{\min}^{(09)} > T_{\min}^{(00)}$) が多いかbのケース ($T_{\min}^{(09)} < T_{\min}^{(00)}$) が多いかは00時と09時の気温差に関係し, もし09時の気温のほうが00時よりも高い傾

第1表 $\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}}$ の正偏差・負偏差および $\overline{\Delta T_{\min}^{(22)}}$ の正偏差の上位5位地点 (アメダスと気象官署). 月別値については各地点の最大月のみを掲載した. カッコ内は県または支庁名.

順位	$\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}}$ の正偏差		$\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}}$ の負偏差		$\overline{\Delta T_{\min}^{(22)}}$ の正偏差	
	年平均値 (°C)	月別平均値 (°C)	月別平均値 (°C)		年平均値 (°C)	月別平均値 (°C)
アメダス						
1	0.95 藪川 (岩手)	1.40 川湯 (釧路) 1月	-0.44 本別 (十勝) 2月	0.31 陸別 (十勝)	0.49 占冠 (上川) 2月	
2	0.92 川湯 (釧路)	1.27 沼川 (宗谷) 9月	-0.38 長浜 (愛媛) 2月	0.30 開田 (長野)	0.49 朱鞠内 (空知) 2月	
3	0.86 六厩 (岐阜)	1.24 藪川 (岩手) 10月	-0.38 人吉 (熊本) 2月	0.29 六厩 (岐阜)	0.48 歌登 (宗谷) 2月	
4	0.83 小清水 (網走)	1.20 鷓川 (胆振) 10月	-0.30 大洲 (愛媛) 2月	0.29 新和 (日高)	0.46 江丹別 (上川) 3月	
5	0.81 門馬 (岩手)	1.17 黒松内 (後志) 10月	-0.25 足寄 (十勝) 1月	0.28 歌登 (宗谷)	0.45 芽室 (十勝) 2月	
気象官署						
1	0.65 雄武 (網走)	0.93 俱知安 (後志) 10月	-0.38 人吉 (熊本) 2月	0.24 高山 (岐阜)	0.36 帯広 (十勝) 1月	
2	0.61 軽井沢 (長野)	0.93 函館 (渡島) 10月	-0.22 飯田 (長野) 1月	0.23 旭川 (上川)	0.35 釧路 (釧路) 1月	
3	0.58 輪島 (石川)	0.92 軽井沢 (長野) 4月	-0.14 留萌 (留萌) 2月	0.21 帯広 (十勝)	0.34 旭川 (上川) 2月	
4	0.56 西郷 (島根)	0.92 西郷 (島根) 4月	-0.11 津山 (岡山) 1月	0.21 釧路 (釧路)	0.33 豊岡 (兵庫) 4月	
5	0.51 館山 (千葉)	0.91 輪島 (石川) 11月	-0.10 日田 (大分) 12月	0.21 松本 (長野)	0.32 高山 (岐阜) 4月	

1) 気象官署の $\overline{\Delta T_{\min}^{(22)}}$ は, 1939年以前から観測が行われている地点だけを対象にした.

○ Dec.-Feb. △ Mar.-May ★ Jun.-Aug. × Sep.-Nov.



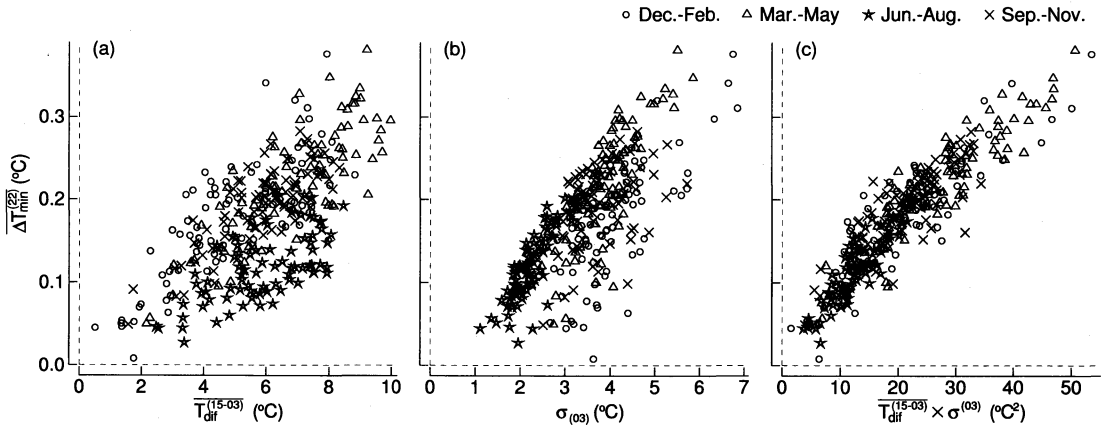
第10図 $\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}}$ と (a) $\overline{T_{\text{dif}}^{(09-00)}}$, (b) $\sigma^{(03)}$ および, (c) $\overline{T_{\text{dif}}^{(09-00)}} \times \sigma^{(03)}$ の散布図 (季節平均値).

向があれば a のケースが起りやすく $\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}} > 0$ となるだろうし, 逆ならば b が多く $\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}} < 0$ となるだろう. そこで本解析では, 日変化の指標として09時と00時の気温差の統計値 (以下 $\overline{T_{\text{dif}}^{(09-00)}}$) を取り上げる. 同様に考えれば, $\overline{\Delta T_{\min}^{(22)}}$ に関しては22時と00時の気温差がキーになるが, これは夜間冷却の緩急に関連する量であるから, その指標として15時と03時の気温差 (以下 $\overline{T_{\text{dif}}^{(15-03)}}$) を使う (実際, $\overline{T_{\text{dif}}^{(15-03)}}$ の代わりに22時と00時の気温差を使っても本節に示す結果はほとんど変わらない).

第10図は全国を対象にして $\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}}$ と (a) $\overline{T_{\text{dif}}^{(09-00)}}$, (b) $\sigma^{(03)}$ および (c) $\overline{T_{\text{dif}}^{(09-00)}} \times \sigma^{(03)}$ (いずれも季節平均値) との分布を示したものである. $\overline{T_{\text{dif}}^{(09-00)}} \times \sigma^{(03)}$ を取り上げたのは, 「日変化と日々変化の一方でも 0 なら

ば $\overline{\Delta T}$ は 0 になる」という本節冒頭の考察を念頭に置いたからである. 図が込み入らないよう, 全体の1割の地点だけを (具体的には, アメダス地点の並び順で1番目, 11番目...821番目の地点を) プロットした. a では季節によって分布に系統的なずれがあり, 冬は $\overline{T_{\text{dif}}^{(09-00)}}$ が小さい割に $\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}}$ は大きく, 夏はその逆である. b では, 夏には良い相関が見られるが, 冬は $\sigma^{(03)}$ が大きい割に $\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}}$ が小さく相関は低い. 一方, c においては分布の季節差は弱く, 上記のようなずれは少ない. 第11図は $\overline{\Delta T_{\min}^{(22)}}$ と (a) $\overline{T_{\text{dif}}^{(15-03)}}$, (b) $\sigma^{(03)}$ および (c) $\overline{T_{\text{dif}}^{(15-03)}} \times \sigma^{(03)}$ との散布図である. この図についても, 第10図で見たのと同様の特徴がある.

第2表は全830地点を対象にして, $\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}}$, $\overline{\Delta T_{\min}^{(22)}}$ と各指標との相関係数を求めたものである.



第11図 $\Delta T_{\min}^{(22)}$ と (a) $T_{\text{dif}}^{(15-03)}$, (b) $\sigma^{(03)}$ および (c) $T_{\text{dif}}^{(15-03)} \times \sigma^{(03)}$ の散布図 (季節平均値).

ここで、カッコ外の数値は各地点の月別平均値を別々の標本として扱った場合であり(従って標本数は $830 \times 12 = 9960$)、その意味で空間変動と季節変動の両方を反映する。カッコ内は年平均値を対象にした計算結果であり(標本数は830)、専ら空間変動を反映する。

$\Delta T_{\min}^{(09)}$ は $T_{\text{dif}}^{(09-00)}$ と、 $\Delta T_{\min}^{(22)}$ は $T_{\text{dif}}^{(15-03)}$ と、ともに0.5以上の正相関があり、かつ、 $\sigma^{(03)}$ とも0.5以上の正相関がある。そして、 $\Delta T_{\min}^{(09)}$ と $T_{\text{dif}}^{(09-00)} \times \sigma^{(03)}$ 、および $\Delta T_{\min}^{(22)}$ と $T_{\text{dif}}^{(15-03)} \times \sigma^{(03)}$ との相関はともに0.8以上、年平均値については0.9以上に達する。これは、 ΔT_{\min} が T_{dif} や $\sigma^{(03)}$ でほぼ決定されると言うて良いほどの高い値である。そこで、 T_{dif} と $\sigma^{(03)}$ の季節変化や地域特性を以下に示し、 ΔT_{\min} との対応を考えてみる。

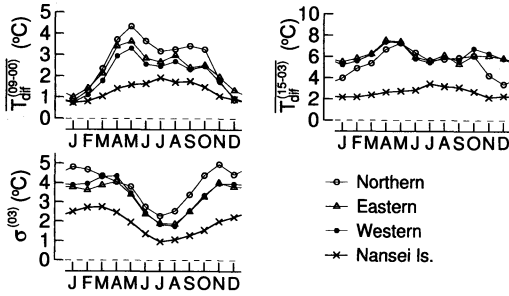
$T_{\text{dif}}^{(09-00)}$ 、 $T_{\text{dif}}^{(15-03)}$ および $\sigma^{(03)}$ の季節変化を、第12図は国内4地域について、第13図は東日本を細分した5地域について示す。 $T_{\text{dif}}^{(09-00)}$ は春～秋に大きく冬に小さく、夏にもやや小さい。 $T_{\text{dif}}^{(15-03)}$ は年変化が弱い。南西諸島を除けば春秋に大きく夏冬に小さい傾向がある。 $\sigma^{(03)}$ は晩秋～春に大きく夏に小さい。 $T_{\text{dif}}^{(09-00)}$ の冬の極小はすべての地域に共通しており、日の出時刻が遅いため夜の冷え込みが09時まで残ることによるものであろう。その一方、冬の $T_{\text{dif}}^{(09-00)}$ が日本海側で特に小さい(第13図)ことは、それが晴天弱風日数の少なさによる気温日変化の弱さをも反映することを表している。これは $T_{\text{dif}}^{(15-03)}$ が北日本や北陸を中心として冬に小さい理由でもあろう。一方、 $T_{\text{dif}}^{(09-00)}$ や $T_{\text{dif}}^{(15-03)}$ が夏にやや小さいのは、夏の夜間冷却の弱さがかかわっているかも知れない。また夏は総観の変動も弱く、それは $\sigma^{(03)}$ が小さいことに現れている。

第2表 $\Delta T_{\min}^{(09)}$ および $\Delta T_{\min}^{(22)}$ と各要素(左欄)との相関係数。カッコ外は月別平均値から、カッコ内は年平均値から計算した値。

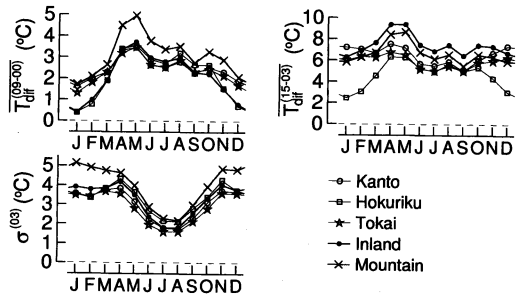
	$\Delta T_{\min}^{(09)}$	$\Delta T_{\min}^{(22)}$
$T_{\text{dif}}^{(09-00)}$	0.57 (0.84)	0.29 (0.54)
$T_{\text{dif}}^{(15-03)}$	0.30 (0.15)	0.67 (0.82)
$\sigma^{(03)}$	0.58 (0.79)	0.70 (0.75)
$T_{\text{dif}}^{(09-00)} \times \sigma^{(03)}$	0.82 (0.90)	0.57 (0.64)
$T_{\text{dif}}^{(15-03)} \times \sigma^{(03)}$	0.55 (0.50)	0.88 (0.93)

地域差という点から見ると、南西諸島では T_{dif} も $\sigma^{(03)}$ も小さい(第12図)。また第13図から、山岳で春秋を中心として $T_{\text{dif}}^{(09-00)}$ が大きく冬を中心として $\sigma^{(03)}$ が大きいことや、内陸・山岳では春～秋に $T_{\text{dif}}^{(15-03)}$ がやや大きいことが読み取れる。第14図は本州中部における上記3要素の分布を春(3～5月)について示したものである。 $T_{\text{dif}}^{(09-00)}$ には細かいスケールのばらつきが目立ち、特に内陸域には値の大きい地点と小さい地点とが混在している。 $\Delta T_{\min}^{(09)}$ の場合と同様、 $T_{\text{dif}}^{(09-00)}$ は山麓などで値が大きく盆地内で小さい傾向がある。このことは、夜間冷気層が発達しにくい場所ほど朝の昇温が早くて $T_{\text{dif}}^{(09-00)}$ が大きくなる、というふうに解釈できよう。これに比べると $T_{\text{dif}}^{(15-03)}$ や $\sigma^{(03)}$ のばらつきは弱く、第13図に表れた内陸・山岳と沿岸とのマクロな違いが見える程度である。

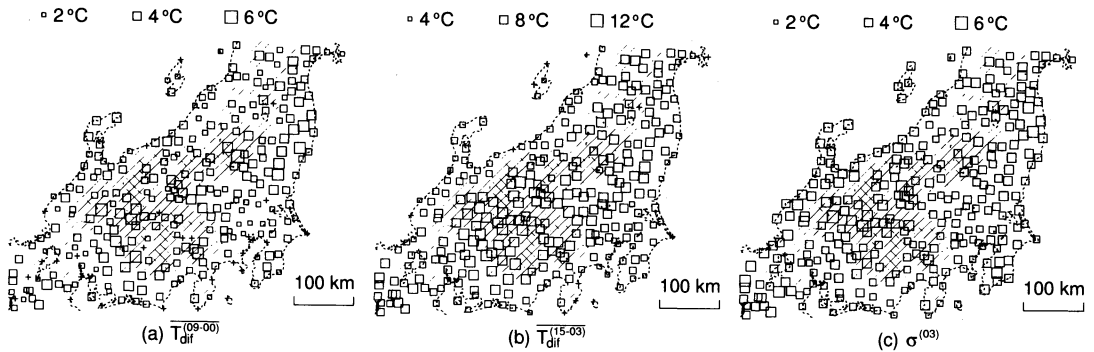
これらの所見を第4～5節の結果と見比べると、 ΔT_{\min} の季節変化(第4, 8図)については、① $\Delta T_{\min}^{(09)}$ が冬に小さいのは $T_{\text{dif}}^{(09-00)}$ が小さいためであって、その主因は日の出時刻の遅さにあり、副因として気温日



第12図 国内4地域における $\overline{T_{dif}^{(09-00)}}$, $\overline{T_{dif}^{(15-03)}}$ および $\sigma^{(03)}$ の季節変化.



第13図 東日本内の5地域における $\overline{T_{dif}^{(09-00)}}$, $\overline{T_{dif}^{(15-03)}}$ および $\sigma^{(03)}$ の季節変化.



第14図 本州中部における (a) $\overline{T_{dif}^{(09-00)}}$, (b) $\overline{T_{dif}^{(15-03)}}$ および (c) $\sigma^{(03)}$ の分布 (いずれも3~5月). □の1辺の長さが $\overline{T_{dif}}$ あるいは $\sigma^{(03)}$ に比例する. $|\overline{T_{dif}^{(09-00)}}| < 2^\circ\text{C}$ および $|\overline{T_{dif}^{(15-03)}}| < 4^\circ\text{C}$ の地点を+で示す.

変化の弱さが働いている；② $\overline{\Delta T_{min}^{(22)}}$ が冬にやや小さいのは主として気温日変化の弱さによる；③ 一方， $\overline{\Delta T_{min}^{(09)}}$ や $\overline{\Delta T_{min}^{(22)}}$ が夏に小さいのは総観的な気温変動の弱さが主因，気温日変化の弱さが副因である……と解釈できる。地域特性（第4，8～9図）に関しては，① 南西諸島では気温の日変化も日々変化も弱く，それが $\overline{\Delta T_{min}}$ の小ささに反映する，② $\overline{\Delta T_{min}^{(09)}}$ のばらつきは $\overline{T_{dif}^{(09-00)}}$ の差によるところが大きく，それは夜間冷気層の発達度の違いを反映する；③ $\overline{\Delta T_{min}^{(22)}}$ が内陸域でやや大きいのは， $\overline{T_{dif}^{(15-03)}}$ が大きめであることを反映する；④ 山岳では冬を中心として $\sigma^{(03)}$ が他地域よりも大きく，これも $\overline{\Delta T_{min}^{(09)}}$ や $\overline{\Delta T_{min}^{(22)}}$ を大きくする要因になる……と考えられる。

7. 経年変化率の評価への影響

気温の経年変化は，都市化による昇温や地球規模の気候変化に関連して関心が高まっており，最近では日最低・最高気温の変化にも興味向けられている（例えば気象庁，1994；藤部，1997）。そこで，気象官署資

料を使って日最低気温の経年変化率を計算する場合に，日界の影響を考慮するかどうかでどの程度の差が現れるかを見積もってみる。

今，1898～1997年の100年間の T_{min} 資料を使う場合を考える。そして，1953～63年の資料は09時日界，1939年以前は22時日界による値であり，それぞれの期間に毎年一律の偏差 ($\overline{\Delta T_{min}^{(09)}}$ あるいは $\overline{\Delta T_{min}^{(22)}}$) があるものと仮定する。また，経年変化率は下記の最小2乗条件に基づく1次回帰で計算するものとする。

$$\sum_n (T(n) - T_0 - nT')^2 \rightarrow \text{最小} \quad (1)$$

ここで n は年 ($n = 1 \sim N$)， $T(n)$ はその年（のある月あるいはある季節）の T_{min} あるいは T_{max} である。 T_0 と T' は (1) を満たすように決められるべき最小2乗係数であり，このうち T' が経年変化率を与える。

(1) を解くと，

$$T' = -\frac{6\sum(N-2n+1)T(n)}{N(N^2-1)} \quad (2)$$

となる (欠測年はないものとする)。もし n_1 年目から n_2 年目まで一律に $\overline{\Delta T}$ の偏差があったとすると、それによる T' の偏差 $\Delta T'$ は

$$\Delta T' = -\frac{6(N - n_1 - n_2 + 1)(n_2 - n_1 + 1)}{N(N^2 - 1)} \overline{\Delta T} \quad (3)$$

である。ここに前記の仮定を当てはめると

$$\Delta T' = (0.14 \overline{\Delta T_{\min}^{(09)}} - 1.46 \overline{\Delta T_{\min}^{(22)}}) / (100\text{年}) \quad (4)$$

となる。 $\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}}$ の係数が小さいのは、偏差期間が短く、かつ対象期間の中ごろ (56~66年目) にあるからである。

第1表で見たように、 $\overline{\Delta T_{\min}^{(22)}}$ は月によっては 0.3°C を超える地点がある。その場合には $\Delta T'$ への影響は $0.4 \sim 0.5^\circ\text{C} / (100\text{年})$ に達する。一方、 $\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}}$ については仮に 1°C の値があったとしても、 $\Delta T'$ への影響は $0.14^\circ\text{C} / (100\text{年})$ に過ぎない。このように、過去100年間の経年変化率に対しては、09時日界よりも22時日界のほうが大きく影響する可能性がある。

実例として、高山と旭川における T_{\min} の年平均値の経年変化を第15図に示す。図には、第3節の手順で求めた $\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}}$ と $\overline{\Delta T_{\min}^{(22)}}$ を使って1939年以前と1953~63年の資料を補正したものと補正しないものとを示し、それぞれを使って求めた1次回帰直線を表示してある。1次回帰による経年変化率は、下記の値になる。

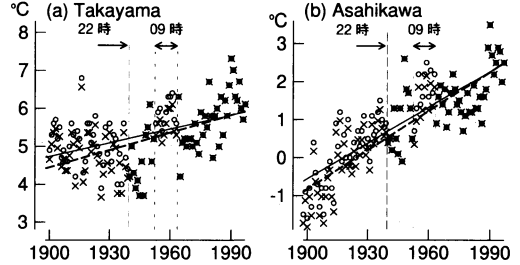
	高山	旭川
無補正	1.20	3.13 $^\circ\text{C} / (100\text{年})$
09時のみ補正	1.16	3.08 $^\circ\text{C} / (100\text{年})$
22時のみ補正	1.56	3.47 $^\circ\text{C} / (100\text{年})$
09, 22時とも補正	1.52	3.42 $^\circ\text{C} / (100\text{年})$

これらの例では、補正の有無による差は約 $0.3^\circ\text{C} / (100\text{年})$ であり、それは主として22時日界の影響による。

以上のように、これまで考慮の対象外だった22時日界の問題が、長期的な気候変化を評価する場合には無視できないことが分かる。

8. まとめ

(1) 09時日界による日最低気温の統計値と00時日界による値との差 ($\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}}$) は、全国平均の年平均値で 0.41°C である。 $\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}}$ は春と秋に大きく、冬と夏に小



第15図 高山と旭川における年平均 T_{\min} の経年変化。高山は1899~1997年、旭川は1898~1997年。○は日界による偏差を補正しない値、×は補正した値を表し、実線と破線はそれぞれに基づく1次回帰直線を表す。

さい傾向がある。空間分布においては、地形条件に対応する細かいスケールのばらつきが目立ち、月別平均値は最も大きい地点で 1.4°C 、年平均値も 1°C 近くになる一方、一部の地点では冬を中心として最大 -0.4°C の負偏差が現れる。

(2) 22時日界による日最低気温の偏差 ($\overline{\Delta T_{\min}^{(22)}}$) は、従来はごく小さいとされてきたが、本解析によれば全国平均の年平均で 0.17°C の値を持つ。 $\overline{\Delta T_{\min}^{(22)}}$ は春と秋に大きく夏に小さく、地域的には内陸で大きい傾向があり、最大では月別平均値で 0.4°C 、年平均値で 0.3°C を超える。

(3) これらの偏差の大きさは、気温の日変化特性 ($\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}}$) については00時と09時の気温差 = $T_{\text{diff}}^{(09-00)}$ 、 $\overline{\Delta T_{\min}^{(22)}}$ は15時と03時の差 = $T_{\text{diff}}^{(15-03)}$ と、夜間気温の日々変化幅 ($\sigma^{(09)}$) に依存する。 $\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}}$ が冬に小さいのは $T_{\text{diff}}^{(09-00)}$ が小さいためであり、その主因は日の出時刻が遅いことにあると考えられる。また $\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}}$ や $\overline{\Delta T_{\min}^{(22)}}$ が夏に小さいのは、主として総観的な気温変動の弱さによる。一方、 $\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}}$ の地域差は主として $T_{\text{diff}}^{(09-00)}$ の差に対応し、それは夜間冷気層の発達度の違いを反映すると考えられる。

(4) 日最高気温の偏差 ($\overline{\Delta T_{\max}^{(09)}}$ 、 $\overline{\Delta T_{\max}^{(22)}}$) は概して小さい。

(5) 過去100年間の日最低気温の経年変化率を評価する場合には、 $\overline{\Delta T_{\min}^{(09)}}$ よりも $\overline{\Delta T_{\min}^{(22)}}$ のほうが影響が大きく、地域や季節によっては $0.4^\circ\text{C} / (100\text{年})$ 程度の評価誤差を生じ得る。

謝辞

気象庁の磁気テープ資料は気象庁統計室の提供を受

けた（一部は気象研究所電計管理班所蔵のデータファイルを利用した）。

参考文献

- 藤部文昭, 1997: 都市気象官署における気温極値の経年変化, 天気, **44**, 101-112.
- 伊藤直敏, 1975: 気象現象と原簿の統計値から得られる気象像—固有の周期に対する統計上の節のとり方—, 研究時報, **27**, 309-315.
- Karl, T. R., C. N. Williams, Jr., P. J. Young and W. M. Wendland, 1986: A model to estimate the time of observation bias associated with monthly mean maximum, minimum and mean temperatures for the United States, *J. Climate Appl. Meteor.*, **25**, 145-160.
- 気象庁, 1994: 近年における世界の異常気象と気候変動—その実態と見通し—(V), 気象庁, 444pp.
- 気象庁(観測部), 1981: 観測・統計法の変遷による気候

- 資料の非斉一性, 観測部解説資料, (8), 1-13.
- 気象庁(統計課), 1955: 日最低気温の日界について, 測候時報, **22**, 103-104.
- 気象庁(統計課), 1965: 観測法・統計法の変更の影響を受けた気候統計値を均質化する方法, 気象庁技術報告, (38), 4-97.
- Mitchell, J. M., Jr., 1958: Effect of changing observation time on mean temperature, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **39**, 83-89.
- 森 征洋, 鎌田章司, 1994: 肱川河口における風の日変化特性について—強い“陸風”の例—, 天気, **41**, 79-88.
- 中島 尚, 1999: 札幌における日最高(最低)気温と日界について, 天気, **46**, 351-353.
- Schaal, L. A. and R. F. Dale, 1977: Time of observation temperature bias and “climatic change”, *J. Appl. Meteor.*, **16**, 215-222.
- 横浜地方気象台, 1996: 神奈川の気象百年, 横浜地方気象台, 215pp.

Time of Observation Bias in the Climatological Data of Daily Minimum and Maximum Temperature in Japan

Fumiaki Fujibe

Meteorological Research Institute, Tsukuba 305-0052, Japan.
E-mail : ffujibe@mri-jma.go.jp

(Received 15 June 1999 ; Accepted 7 October 1999)

Abstract

Observation of daily minimum and maximum temperature at meteorological stations in Japan is currently made for the 24 hours between 0000 and 2400 JST (Japan Standard Time), whereas it was made for 2200-2200 JST at many stations until 1939, and for 0900-0900 JST as to minimum temperature from 1953 to 1963. In order to evaluate the bias arising from different observation times, hourly data at 830 AMeDAS stations for 1979-1997 were analyzed. The results are summarized as follows: (1) The 0900-0900 minimum temperature tends to deviate positively from the 0000-2400 value. The bias is 0.41°C on the annual average over the whole country. (2) The 2200-2200 minimum temperature, which has been believed to be unbiased so far, has also some positive bias. The annual average bias over the whole country is 0.17°C. (3) The bias has considerable seasonal and spatial differences according to the diurnal and synoptic temperature variations. At some stations and in some seasons, the bias can exceed twice of the average values mentioned above. (4)

The bias of 0900-0900 and 2200-2200 maximum temperatures are generally small.

It is also shown that the 2200-2200 bias can be more serious than the 0900-0900 bias in evaluating the rising rate of minimum temperature during the last hundred years, with a maximum possible error of $0.4^{\circ}\text{C}/(100 \text{ years})$.



教官（岡山大学理学部地球科学科）の公募

岡山大学理学部地球科学科では、下記の要領で助教授を公募します。

記

1. 職名・人員：助教授 1名
2. 専門分野：第三紀以降の新しい地学現象を扱う研究分野（例えば地震地質学、有機地球化学、衛星地球情報学など）
野外地質調査の学生指導ができる方が望ましい
3. 年齢：45歳くらいまでの方を希望します。
4. 所属・担当：岡山大学理学部地球科学科地球惑星科学講座に所属し、教養教育、専門教育課程、大学院自然科学研究科博士前期課程・後期課程の教育を担当していただきます。
5. 着任時期：決定後できるだけ早い時期
6. 応募書類
 - (1) 履歴書
 - (2) 今までの研究概要（2,000字以内）
 - (3) 研究業績目録（原著論文・著書・総説等に分

け、原著論文は査読の有無を明示してください。）

- (4) 主な原著論文の別刷り10編程度（複写可）
- (5) 今後の教育研究の計画・抱負（1,000字程度）
- (6) 応募者について意見を伺える方2名の氏名と連絡先（住所、電話番号等）
7. 応募締め切り：平成12年1月31日（月）（必着）
8. 問い合わせ・書類の送付先
（封筒に「助教授公募書類在中」と朱書し、簡易書留で下記宛てに送付してください。）
〒700-8530 岡山市津島中3-1-1
岡山大学理学部地球科学科 塚本 修
電話：086-251-8505（直通）
FAX：086-251-7895（学科事務室）
e-mail：tsuka@cc.okayama-u.ac.jp

付記：

理学部地球科学科の講座と現員等については岡山大学理学部地球科学科のホームページ
(<http://www.desc.okayama-u.ac.jp>)をご覧ください。