

我が国における気温位相差の分布に関する予備的考察

中川清隆* 鈴木雄大* 渡来靖*

キーワード：気温位相差, 日最高気温起時, 太陽南中時刻, 地衡風

I. はじめに

気温は最も重要な気候要素であり, その最も重要な属性として, 日平均気温, 気温日較差, 日平均気温減率等が議論されることが多い。気温日較差は日最高気温と日最低気温の値と起時および両者の差により特徴づけられるので, 日最高気温起時は重要な気温の因子の一つとして位置付けられる。

気温の日変化は主として当該地点における日射の日変化に起因していることは現代では自明のため, 日最高気温起時は日射の日変化と関連させて理解されるべきであることは論を待たない。

しかしながら, 小気候学の既存文献をチェックしてみると, 日最高気温起時と日射の日変化の関係を詳細に調査したものは意外と少ないのが実情である。古典的な微気候学の文献であるGeiger (1961) はJohnson (1929) を引用して高度1.2mにおける6月の平均日最高気温起時が14:55であるのに対して晴天日には15:45となることを指摘している。しかしながら, 著名な内外の教科書では放射収支や熱収支の日変化に関する記述が比較的詳細であるのに対して, 気温の日変化, 特に最高・最低気温起時に関する記載はほとんど無いのが実情である (Sutton 1953; 吉野 1961, 1986; Sellers 1965; Munn 1966; Oke 1978; Arya 2001 等々)。

その中において, 八鍬 (1961) は, 1日のうちで地面に入る熱量が地面から出る熱量よりも多ければ地面温度は上昇するが, 地面に入る熱量が出る熱量より少なければ地面の温度は下降する, と記載し, 神戸における7月~9月の平均の日最高地表面温度起時は13:50となっている。

高橋 (1969) は, 大気下端と土壌層上端の熱伝導方程式の差が実質的熱放射の日変化と等しいとして解き, 定常状態における気温の日変化を求めた。その結果, 気温の日変化は日射の日変化より位相が45度遅れ気温は15時ごろ一番高くなり, 振幅が空気及び土地の熱容量, 温度

伝達係数に関係する, との結論を得た。今日の気象学では, 日射の日変化に対する気温の日変化の位相の遅れは, 気温位相差 (temperature lag) と呼ばれている。

第1筆者 (中川 2011) は, 地表層熱貯留変化率が太陽南中前2時間45分に日最大となり, 地表層熱貯留変化率がプラスからマイナスに符号変化するのが太陽南中後2時間45分で, この時, 長波放射収支と地表面温度の日最高値が出現することを明らかにした。1.5m高度の気温は, 更に約15分遅れて日最高値に達する。即ち, 移流のない平坦地における気温は日射波の日変化にตอบสนองして太陽南中後3時間ごろに日最高値となり, 日出ごろに日最低値となることが示された。

中川ほか (2009) は, 弱風晴天猛暑日における関東地方の日最高気温と同起時の分布を解析して図1を得た。関東平野北西部に関東平野の平均より2度以上高温な閉じた高温域が出現するとともに, その付近の日最高気温起時は太陽南中後2.5~3.0時間となっていることを示した。熊谷に向かって鹿島灘, 九十九里海岸, 相模湾から遠ざかるに従って日最高気温起時が遅くなり, 日最高気温が高温となる。上記の議論に基づいて考察すると, 日射の日変化に応じて太陽南中後約3時間の日最高気温形成を目指して昇温している最中に, 海風により冷気が移流されると昇温が停止したり, 場合によっては降温したりするために海風前線到達時刻が日最高気温起時となることが示唆される。また, 熊谷よりさらに内陸の高崎や

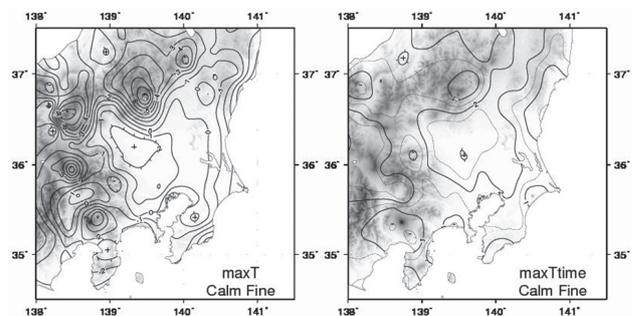


図1 弱風晴天猛暑日における日最高気温 (左) と同起時 (右) の分布 (中川ほか 2009より)

* 立正大学地球環境科学部・環境システム学科

前橋が熊谷より早く日最高気温起時となり日最高気温も相対的に低いのは、太陽南中後比較的早期に山岳域から平野側に向かって何等かの冷氣移流的な現象が出現している可能性を示唆する。1時間間隔の日本標準時間ベースではあるが、関東平野の中央からやや北西寄りの地域で日最高気温起時が最大となる事実は蒲生（1988）や藤部（1993）によっても指摘されている。

中川ほか（2009）の結果は猛暑日の関東平野における現象として極めて興味深い。関東平野以外の日本各地の平野ではどのような状況となっているのか興味が湧くが、類似の調査はこれまで一切実施されていない。そこで、本稿は、中川ほか（2009）が扱った関東平野の猛暑だけでなく、長期間に亘る広く日本全域における気温位相差の分布の平均状態を調査しその特徴を明らかにすることを目的とする。

中川ほか（2009）は関東平野北西部猛暑の解析を目的としていたため、熊谷の猛暑日の関東平野におけるデータのコンポジット解析を実施したが、本研究は、猛暑に限定することなく最近21年間の日本全域のデータを解析することとした。

II. データおよび処理法

解析には、気象庁地域気象観測システム、いわゆるアメダスAMeDAS（Automated Meteorological Data Acquisition System）の蓄積データを用いる。アメダスは1977年11月1日に運用開始され、1979年3月に一応の完成を見た。当初は、1時間毎の値のみが電話回線で東京に集められて蓄積され、10分毎の値はプリンター出力されて現地官署に半年ごとに回収される体制であったが、1993年より、10分値もオンラインで有効になった。

2007年度から無人観測所の685か所で改良が行われ、2008年3月26日のアメダスデータ等統合処理システム（新アメダス）運用開始以降、従来10分間隔で観測されていた気温や風速は、気温が10秒間隔観測となり、最大瞬間風速の観測も開始された。開始当初は气象台・測候所・特別地域気象観測所（154か所）およびアメダス観測所（230か所）の計384か所が接続された。残りの地点は2008年度以降、順次接続されている。

本研究は、まずデータ収集対象とした全アメダス地点の北緯、東経、高度およびURLの一覧を作成した。続いて同一覧の気象観測所ごとに、気象庁HPの「各種データ・資料＞過去の気象データ検索＞日ごとの値」フォルダーから、当該官署の当該期間内の「（日ごとの値）詳

細（気圧・降水量・気温・蒸気圧・湿度）https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/view/daily_sl.php?prec_no=「都道府県番号」&block_no=「気象観測所コード」&year=「西暦年」&month=「月」&day=&view=a2」ファイルを自作のエクセル・マクロにより取得し、日最高気温および同起時をデコードして、csv形式ファイルとしてアーカイブすると同時に、日平均海面更正気圧の値もデコードして、別のcsv形式ファイルとしてアーカイブした。

離島を除く全国851地点の地域気象観測所における1999年1月1日～2019年12月31日の21年間に於いて有効な全正常値データを収集対象とした。欠測および補正が行われている場合は空白データとした。

1地点1日分のアメダスデータを読み取る際に、当該日付と北緯、東経情報より、当該地点の当該日の太陽南中時刻を、Paltridge and Platt（1976）の方法に従い、以下の手順で算出した：

まず、次式

$$\theta_0 = \frac{2\pi(d_n - 1)}{365} \quad (1)$$

により元旦からの通し日数 d_n に基づいて定めた θ_0 を用いて、当該日の太陽赤緯 δ を

$$\begin{aligned} \delta = & 0.006918 - 0.399912 \cos \theta_0 + 0.070257 \sin \theta_0 \\ & - 0.006758 \cos 2\theta_0 + 0.000907 \sin 2\theta_0 \\ & - 0.002697 \cos 3\theta_0 + 0.001480 \sin 3\theta_0 \end{aligned} \quad (2)$$

地心太陽距離 $\frac{r}{r_0}$ を

$$\begin{aligned} \frac{r}{r_0} = & 1 / (1.000110 + 0.034221 \cos \theta_0 + 0.001280 \sin \theta_0 \\ & + 0.000719 \cos 2\theta_0 + 0.000077 \sin 2\theta_0)^{0.5} \end{aligned} \quad (3)$$

均時差 E_q を

$$\begin{aligned} E_q = & 0.000075 + 0.001868 \cos \theta_0 - 0.032077 \sin \theta_0 \\ & - 0.014615 \cos 2\theta_0 - 0.040849 \sin 2\theta_0 \end{aligned} \quad (4)$$

として求める。

次に、日本標準時間JSTから、太陽の時角 h を

$$\begin{aligned} h = & \frac{(\text{JST} - 12)\pi}{12} + \text{標準子午線からの経度差} \\ & + \text{均時差} E_q \end{aligned} \quad (5)$$

として求め、太陽南中時刻を

$$\begin{aligned} \text{太陽南中時刻} = & \text{標準子午線からの経度差} \\ & + \text{均時差} E_q \end{aligned} \quad (6)$$

として求める。

この太陽南中時刻はラジアン単位で記載されており、

気象庁の日最高気温起時は24時表記されていることに留意しながら、日最高気温起時と太陽南中時刻の差、即ち、気温位相差temperature lagをhour単位で求め、csvファイルに保管した。

日平均海面更正気圧は全国134地点で有効で、全国5ブロック（北海道22地点、東北13地点、関東18地点、中部日本34地点、中国・四国・九州47地点）ごとに、収集した日平均海面更正気圧の水平面分布を次式

$$p_0 = ax + by + c \quad (7)$$

により回帰平面近似し、係数 a , b , c を求めた。ここで、 p_0 ：日平均海面更正気圧、 x ：東経、 y ：北緯である。

Pa/m単位に換算した

$$\begin{aligned} \frac{\partial p_0}{\partial x} &= \frac{18000}{R} a \\ \frac{\partial p_0}{\partial y} &= \frac{18000}{R \cos(\overline{y}_{\text{rad}})} b \end{aligned} \quad (8)$$

を用いて地衡風の u 成分、 v 成分を、それぞれ、

$$\begin{aligned} u &= -\frac{1}{\rho f} \frac{\partial p_0}{\partial x} \\ v &= \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p_0}{\partial y} \end{aligned} \quad (9)$$

として求め、地衡風速 w_v を

$$w_v = \sqrt{u^2 + v^2} \quad (10)$$

地衡風向 w_d を

$$w_d = \pi + \tan^{-1} \frac{u}{v} \quad (11)$$

としてラジアン単位で割り出したのち、 360° 法風向に換算した。ここで、 R ：平均地球半径、 $\overline{y}_{\text{rad}}$ ：各ブロック平均緯度、 f ：各ブロック平均緯度におけるコリオリパラメータ、 ρ ：空気密度である。海面更正気圧に対する地衡風向は地上天気図における等圧線の走向を意味し、地衡風速は等圧線の間隔の大小を意味している。

Ⅲ. 気温位相差のヒストグラムと平均値の全国分布

図2に、本研究により得られた過去21年間における全気温位相差の時刻別ヒストグラムを示す。横軸は太陽南中後経過時間を1時間ごとに目盛っている。縦軸は過去21年間に観測された全日最高気温の出現度数である。気象観測地点総数は851か所で、統計期間1999年元旦～2019年大晦日における閏年は5回（2000年、2004年、2008年、2012年、2016年）であるため、全データ個数は最大で $(365 \times 21 + 5) \times 851 = 652$ 万7170個となるが、欠測等があり実数は636万4056個である。気温位相差の階級は太陽南中時刻を基準とする1時間間隔で設定されており、横軸に示されている数値は階級内の最大位相差

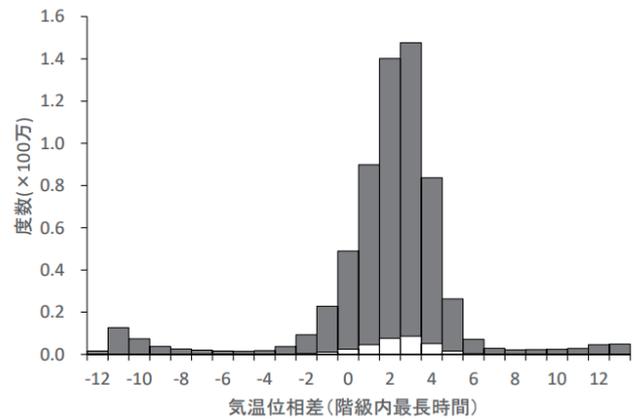


図2 1999年～2019年における全国851か所の全気温位相差の時刻別ヒストグラム。柱全体は全データ、白柱は内数で出現確率5%以下の弱い地衡風時のみを表す。横軸目盛数値は階級幅内最大気温位相差（時間単位）を表す。

（時間単位）を意味している。

太陽南中後1時間以内の時間帯は約89.9万個、太陽南中後1～2時間の時間帯は約140.1万個、2～3時間の時間帯は約147.6万個、3～4時間の時間帯は約83.7万個なので、太陽南中後4時間以内の総数は約461.4万個に達し全体の72.5%を占める。これらは太陽の日周運動に同期した気温の日変化を反映したものと推測される。

一方、太陽南中前3時間以前や太陽南中後6時間以後の時間帯に日最高気温が出現する度数は少ないものの、皆無ではなく終日出現しており、日界付近には約12.7万個に迫る。これは藤部（1999）が指摘する総観的要因による気温変化が卓越する場合に相当し、温暖・寒冷前線や暖域を含む気象擾乱通過に伴い出現する気温の峰が日最高気温となっている場合が多い。気象擾乱通過時刻は太陽日周運動とは無相関で昼夜ランダムであるため、統計期間を長くすれば気象擾乱通過に伴う日最高気温の出現度数はほぼ一様分布となることが期待される（岩井・宮下 2005, 岩井 2007, 岩井ほか 2008, 萩野谷 2017）。

このため、個々の毎日の日最高気温起時を、太陽日周運動に起因するものと気象擾乱通過に起因するものに切り分けることは、個々の事例を具にチェックしない限り不可能である。しかしながら、日最高気温起時を長期間に亘って平均するとランダムに出現する気象擾乱通過に伴う日最高気温起時は全域に亘って均一となり、太陽日周運動に起因する日最高気温起時のみの平均時刻の空間分布が明瞭に把握されることが期待される。

図2には地衡風速が下位5%以下の弱風時のヒストグラムも白抜き表示されている。下位5%地衡風速閾値は全国5ブロック別に決定したため、該当データ数は32万

9946個（5.2%）とやや多い。弱地衡風時の気温位相差は太陽南中後4時間に77.8%が集中しており、夜間における出現は極めて少ない。これは弱地衡風時における日最高気温はほぼ太陽日周運動のみに依存していることを示唆している。

図3に、本研究で把握された全国851地点における全気温位相差の過去21年間平均値の分布を示す。相互の比較の際の混乱を防止する観点から凡例を図2～8で同一にしたため、実際にプロットされたのはその一部となっている。プロットされた851地点のうち最小の気温位相差は京都府間人の-0.073時間で、全期間平均で太陽南中4分22秒前に日最高気温が出現している。最大の気温位相差は埼玉県久喜の2.345時間で、全期間平均で太陽南中後2時間20分42秒に日最高気温が出現している。

図3を一瞥すると、0.0時間～0.5時間（薄緑）や0.5時間～1.0時間（黄）のドットが海岸線に沿って分布し、1.5時間～2.0時間（黄橙）や2.0時間～2.5時間（橙）のドットが平野内陸部や内陸の盆地地域に分布していることが分かる。つまり、海岸に近い地域は気温位相差が小さくて太陽南中時刻前後に日最高気温が出現するのに対して、平野内陸部は太陽南中時刻から日最高気温が出現

するまでに相対的に長時間を要するとともに内陸の山地斜面や麓付近はやや早まる。これは中川ほか(2009)が関東平野北西部猛暑日における気温位相差の解析により指摘した特徴とよく符合する。また、甲府盆地（神田・角井 1995）だけでなく、内陸盆地は太陽南中時刻が平野内陸部並みに遅い傾向が明らかである。

最も大きな気温位相差が集中しているのは関東平野であり、十勝平野がこれに次ぐ。これ以外の平野内陸部は1.50時間～2.00時間（橙）となっているところが多く、北海道の旭川や東北地方～近畿地方にかけての内陸盆地は、これらの平野内陸部よりやや気温位相差が大きい傾向が認められる。瀬戸内海沿いは沿岸地域であるが、気温位相差の振る舞いの観点からは、内陸盆地と類似している。

北九州～能登半島にかけての日本海沿岸地域は海岸地域の中でも気温位相差の小ささが明瞭であるが、この地域の沿岸の特異性の説明はまだ得られていない。中国四国地方において、山陰地方沿岸の気温位相差が最小であり、四国の太平洋沿岸地域がこれに次ぎ、瀬戸内海沿岸地域、特に山陽地方の気温位相差が最大となる特徴的な分布についても、本研究の本図において初めて描画され

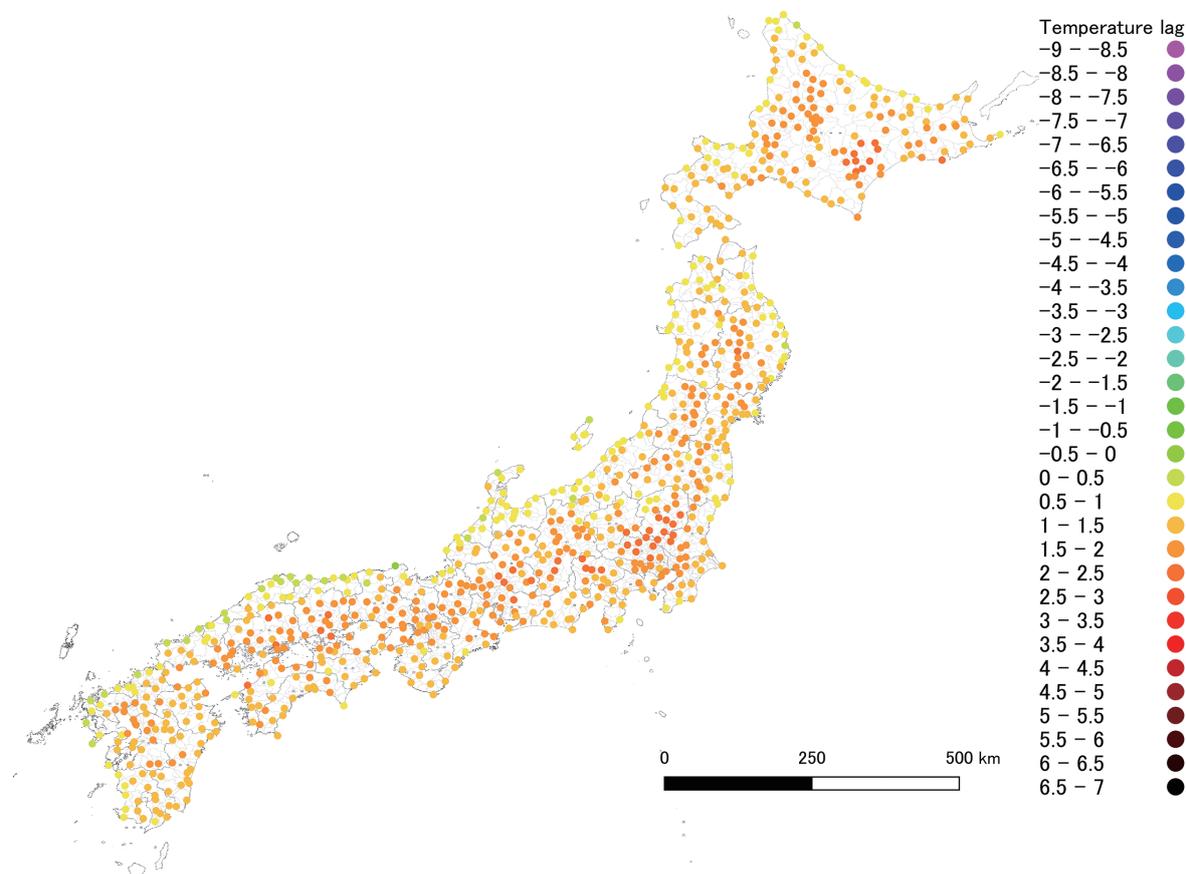


図3 全気温位相差の過去21年間平均値の分布

た段階であり、そのメカニズムについては全く不明の状況である。

図4は、地衡風風速が下位5%の弱風時における気温位相差の過去21年間平均値の分布である。地衡風は全国を北海道、東北、関東、中部日本、中国・四国・九州の5ブロックに分割して決定したため、下位5%地衡風速閾値はブロックごとに異なることに注意する必要がある。

図3と同様に凡例の範囲が広いために、実際の分布の特徴、地域差を読み取りにくい。極めて地衡風が弱い時の気温位相差の全国分布を示しており、基本的な特徴は図3に示される全平均の気温位相差と類似している。地衡風が弱いため卓越風の影響が小さく、かつ天気と比較的良好傾向があるため、気温位相差の空間分布は海陸風循環や山谷風循環乃至はそれらの複合した循環の影響を強く受けている可能性が高い。

全国で最小の気温位相差は岩手県宮古の-0.122時間であるが、第2位の北見枝幸の-0.089時間を先頭にしてオホーツク海沿岸域に小さい気温位相差が集中していることが注目される。地衡風が弱い時、オホーツク海沿岸域では海風循環の発達が顕著で海風前線の侵入が早いために日最高気温起時が早くなっている可能性が示唆さ

れる。

IV. 気温位相差の地衡風向依存性

前節において全平均気温位相差は地衡風速が小さい時の気温位相差と類似の空間分布を示すことが明らかとなったので、本節では、気温位相差の地衡風向依存性について若干の総観気候学的考察を行う (Jacobs 1946)。

図5は、上位5%以上の風速のある相対的に強い地衡風速日のうち北寄りの地衡風時の気温位相差の下位5%の弱い地衡風時の気温位相差からの偏差分布図である。図3、4と同じ風速の凡例を用いているが、図の色調が一変したことが分かる。上位5%の強い北寄りの地衡風の場合では、弱い地衡風の時に比べてほぼ全域において気温位相差が小さくなり、日最高気温起時が早くなる。中部地方以西の日本海側で位相差の減少が顕著で5時間以上位相が進んだ地点が多数出現し、北海道日本海沿岸域や関東地方でも1時間程度の位相差の減少が生じている。

今後事例解析を蓄積しないと、確証のあることは言えないが、北寄りの地衡風が強い場合は地上風は北西風となる傾向が強いため日本海沿岸平野部を中心に海風前線

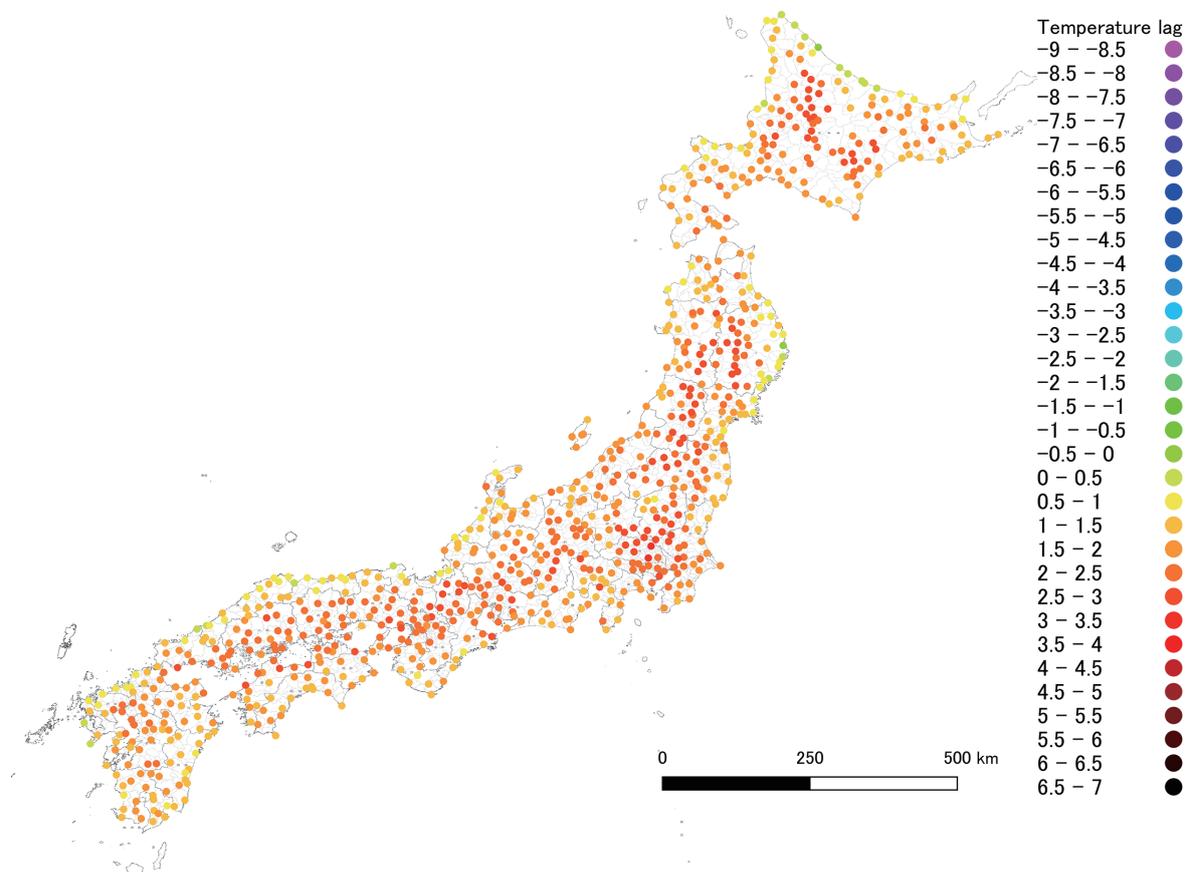


図4 地衡風速下位5%における気温位相差の過去21年間平均値の分布

の侵入が容易となり、日出後の昇温が十分でないうちに降温が始まっている可能性が示唆される。

図6は、図5とは逆に、南寄りの強い地衡風時の気温位相差の偏差分布図である。この図6も、図5と同じ風速の凡例を用いているが、図の色調が一変し、北海道全域や東北地方沿岸域で気温位相差が大きくなり、地衡風が弱い時よりも日最高気温起時が遅くなっている。南寄りの地衡風が吹走すれば、東海地方以西の西日本の太平洋沿岸域では地衡風向が海風の風向と重なるために海風前線の侵入が容易となって日最高気温起時が早まることが予想されるが、中部地方～近畿地方内陸部で位相が進むメカニズムは予測困難である。

一方、北海道を中心とする北日本では位相の遅れが明瞭で、特にオホーツク海沿岸～根室・釧路にかけての沿岸地域では弱風時に比べて4時間以上の著しい位相の遅れが出現している。オホーツク海沿岸では南寄りの地衡風が海風前線の侵入を阻むため日最高気温起時が大きく遅れる可能性があることは想像できるが、南が海に面する道東太平洋側において弱風時より日最高気温起時が遅れるメカニズムの解釈は、現時点では出来ていない。

図7は、東寄りの強い地衡風時の気温位相差の偏差分

布図である。図の色調は、図5に似た寒色系のドット中心の図となった。上位5%の強い東寄りの地衡風の場合では、弱い地衡風の時に比べてほぼ全域において気温位相差が小さくなる。特に東関東や南東北、北東北および北海道内陸部において日最高気温起時が早くなって気温位相差が著しく小さくなり、5時間以上位相が進んだ地点が多数出現する。房総半島を中心とする東関東や八戸周辺の北東北における海風前線の侵入による日最高気温起時の早まりは理解できるが、風下側沿岸となる新潟平野や福島県や岩手県および北海道の内陸盆地における日最高気温起時の早まりは理解困難である。

図8は、図7とは逆向き、強い西寄りの地衡風時の気温位相差の偏差分布図である。図8は、図6と同様に、寒色系のドットと暖色系のドットが混在する図となった。弱い地衡風の時より気温位相差が大きくなる地域は、中部～中国四国地方の沿岸部および中部日本～北関東の内陸域であり、日最高気温起時が3時間程度遅くなる場所が出現する。中部～中国四国地方の沿岸部では西寄りの地衡風は海風と風向が一致するためむしろ気温位相差が小さくなることが期待されるので、図8の解析結果は極めて驚愕的である。

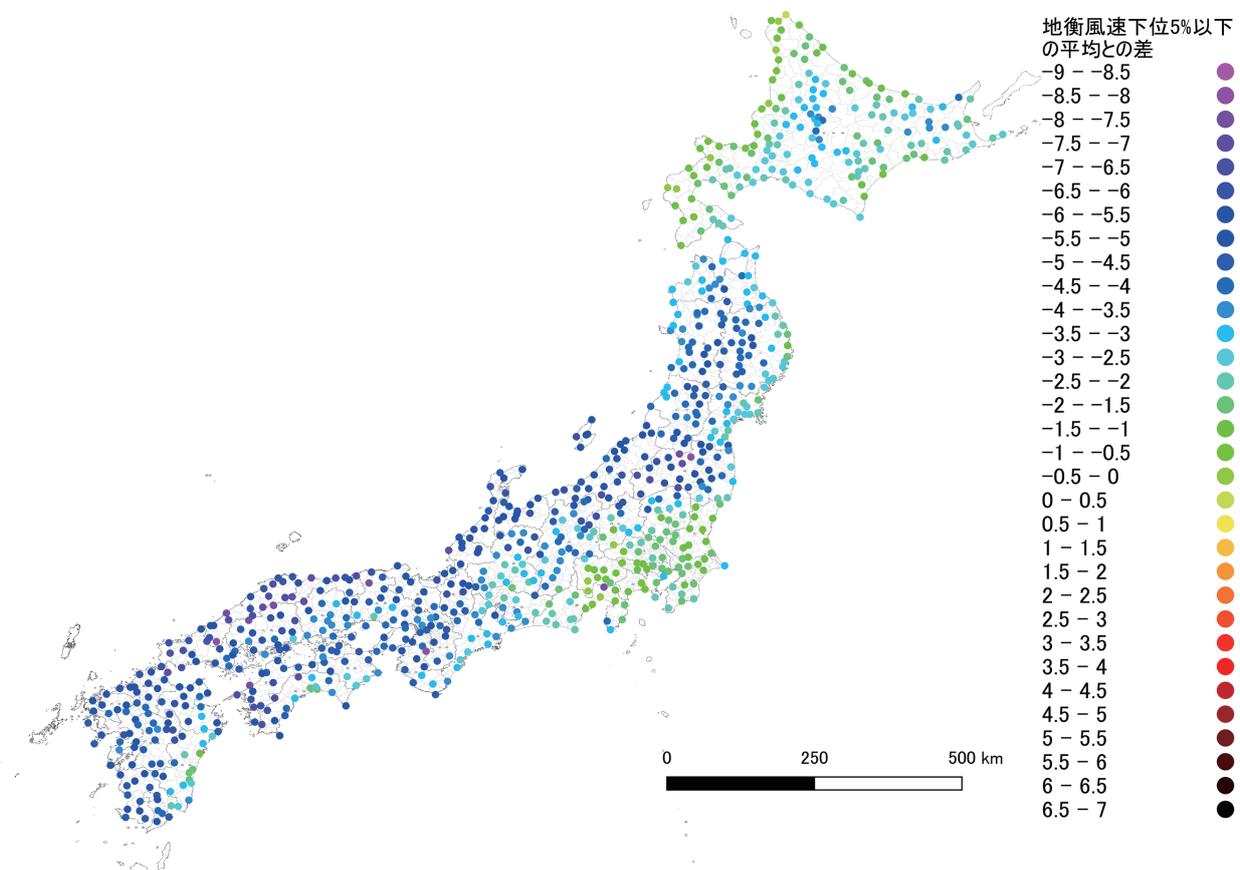


図5 北寄りの強い地衡風時の気温位相差の弱い地衡風時の気温位相差からの偏差の分布

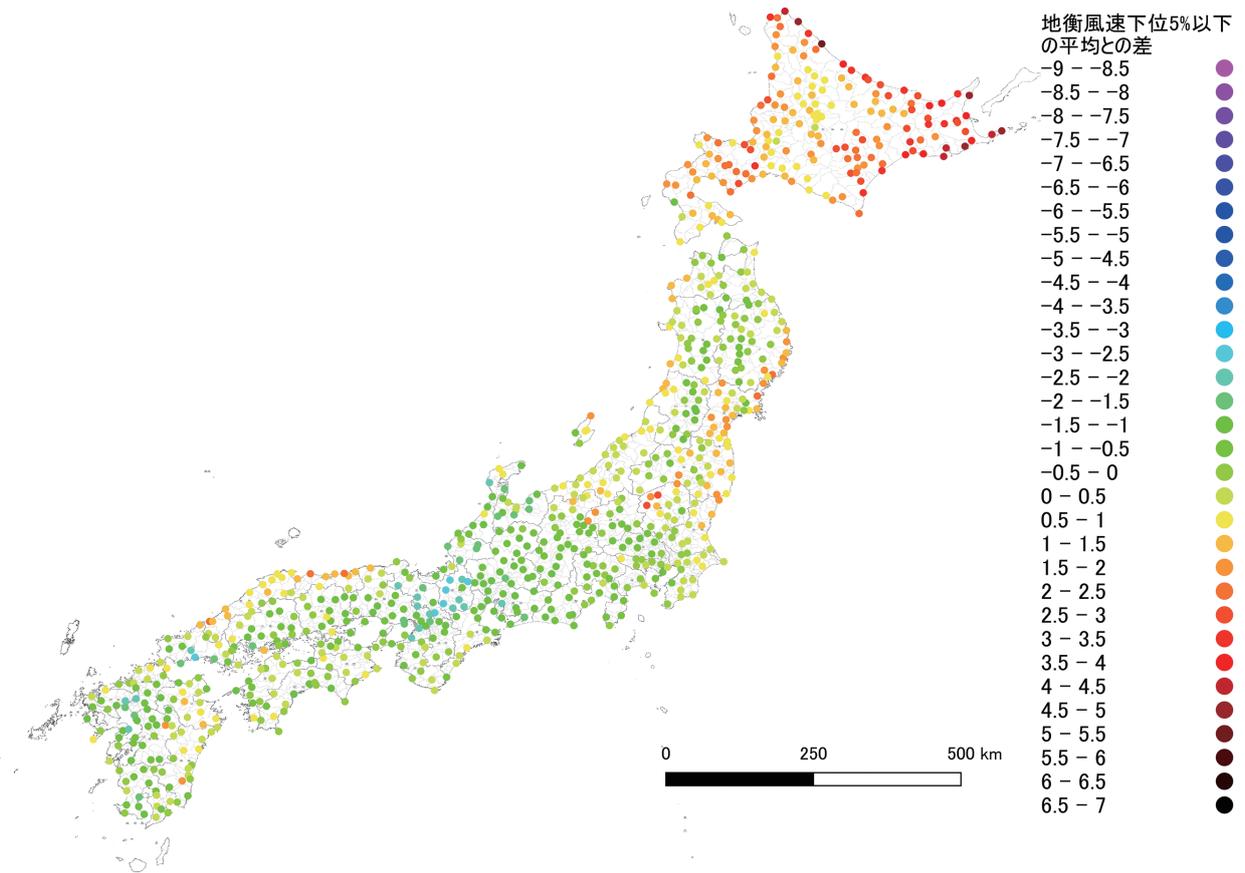


図6 南寄りの強い地衡風時の気温位相差の弱い地衡風時の気温位相差からの偏差の分布

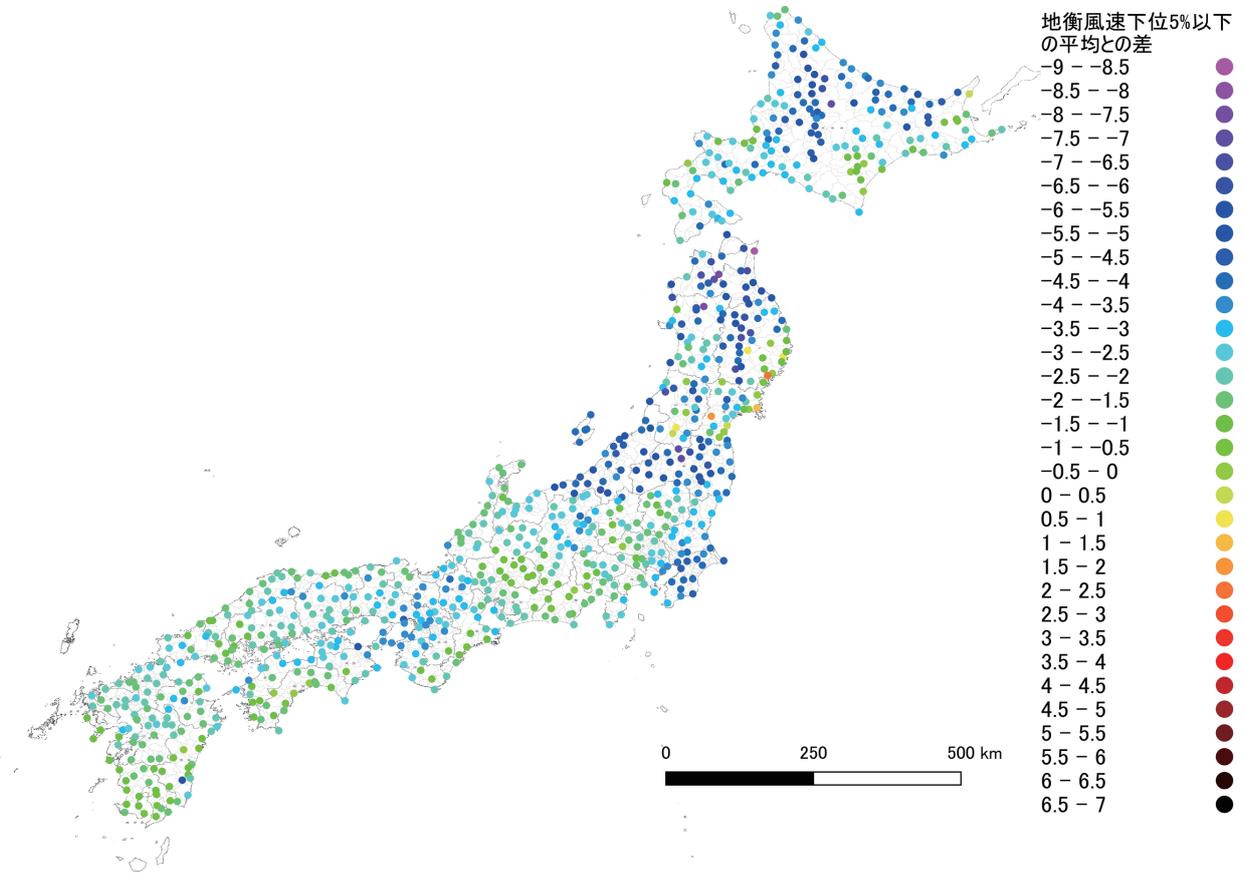


図7 東寄りの強い地衡風時の気温位相差の弱い地衡風時の気温位相差からの偏差の分布

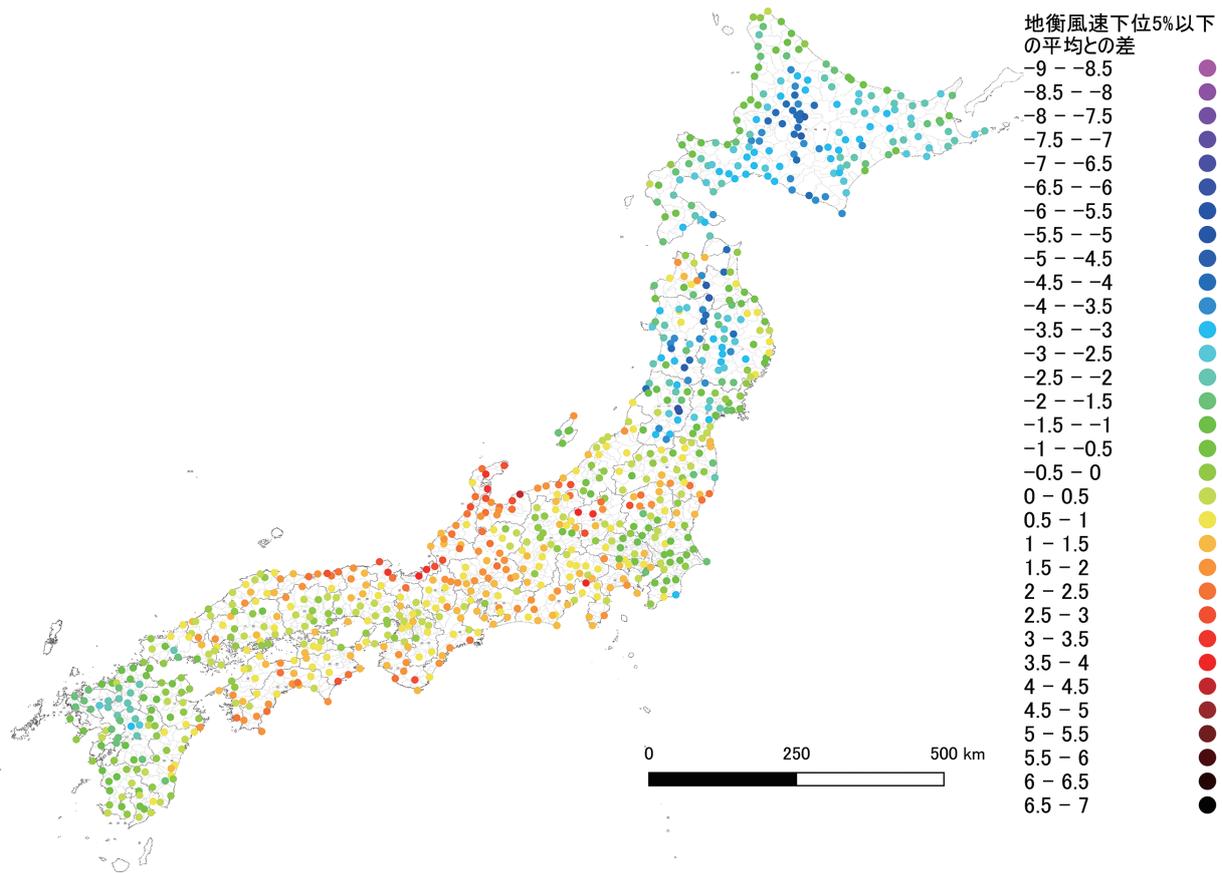


図8 西寄りの強い地衡風時の気温位相差の弱い地衡風時の気温位相差からの偏差の分布

一方、九州や東北地方以北の北日本では、逆に、西寄りの強い地衡風時には内陸部を中心に全域で気温位相差が小さくなり、中には7時間以上、日最高気温起時が早くなる地点も現れる。九州の場合は、西寄りの強い地衡風吹走に伴う気温位相差の減少は九州の西側ほど著しくなっていて既知の知識と符合する面があるが、東北地方以北の北日本では沿岸部より内陸の方が気温位相差が小さくなっている点は理解が困難である。

図5～8の4図に基づいて行った気温位相差の地衡風向依存性に関する予備的考察の結果は、明確な結論を得ることはできなかった。この不明瞭さの一因として、気象擾乱通過に伴う日最高気温起時の影響があり得る。本研究は、気象擾乱通過時刻は太陽日周運動とは無関係でランダムなものなので、気象擾乱通過に伴う日最高気温起時の影響は、平均化処理によって除去できると仮定してデータ処理を行ってきた。21年間で7670回出現する日最高気温の5%は384回であるが、これを風向により4分割すると、風向出現頻度が均等の場合、各風向の出現度数は96回となる。96個程度の標本数では各風向における太陽日周運動とは無関係な日最高気温起時の出現頻度分布が一様とはならない可能性がある。このような場

合、偶然生じた気象擾乱通過に伴う大きなバイアスが平均気温位相差の中に残ることを否定し得ない。

V. おわりに

我が国の気温位相差気候学を初めて試みた。全国851地点における過去21年間毎日の気温位相差を調査し、そのヒストグラムおよび地域差について予備的考察を行った。

その結果、わが国における気温位相差のほとんどは太陽南中前2時間～太陽南中後5時間の7時間の間に出現し、ピークは太陽南中後2時間～3時間であるとともに、わずかではあるが日中だけでなく夜間にもほぼ一様な確率で出現することが明らかになった。前者は太陽日周運動に同期した本来の気温位相差であり、後者は太陽日周運動とは無関係な気象擾乱の通過がもたらす気温位相差であると判断された。このため、長期間平均をとると気象擾乱の移動に伴う見かけの気温位相差は相殺されてゼロになると仮定して、気温位相差の21年間平均値を太陽日周運動に伴う気温位相差の平均値とみなし、そのコンポジット分布図を作成した。

その結果、海岸に近い地域は気温位相差が小さくて太陽南中時刻前後に日最高気温が出現するのに対して、平野内陸部や内陸の盆地地域は太陽南中時刻から日最高気温が出現するまでに相対的に長時間を要していることが明らかとなった。また、瀬戸内海沿いは海に面した地形であるにも関わらず、内陸盆地と同様の特徴を示すことが明らかとなった。

地衡風速下位5%以下の弱い地衡風の時の気温位相差は全期間平均の気温位相差と類似の空間分布となることが明らかになった。地衡風速上位5%以上の強い地衡風の時の風向別コンポジット分布図を作成し、弱い地衡風時との偏差図を作成したところ、南寄りと西寄りの強い地衡風の場合には気温位相差が大きくなる地域と小さくなる地域に明瞭に分かれる傾向が認められたが、北寄りと東寄りの強い地衡風の場合には日本全域で気温位相差が小さくなる傾向が認められた。

Jacobs (1946) により提唱された総観気候学的解析の緒についたばかりの現時点では、これらの特徴がいかなる物理的メカニズムによるものか、解釈することができていない。上位5%の強い地衡風事例を風向により4分割したことに起因する太陽日周運動とは無関係に通過する気象擾乱により発生する見かけの気温位相差という計算モードによるバイアスが含まれている可能性を除去できていないため、解析された特徴には、物理的モードの他に無視できない計算モードが含まれている可能性がある。この点の検討は、喫緊の課題である。

謝辞

本稿は、第2筆者が第1筆者の指導の下、第3筆者の支援を受けながら作成した立正大学令和2年度卒業研究論文の一部を補筆修正したものである。本稿の作図にはQGISを用いた。匿名の査読者によるコメントは原稿改良に大変役立った。記して深謝の意を表します。

文献

Arya, S. P. 2001 : *Introduction to Micrometeorology second edition*. Academic Press, 420p.
藤部文昭 1993 : 関東平野における春・夏季晴天日の気温分

布の日変化. 天気, **40**, 759-767.
藤部文昭 1999 : 日最低・最高気温の統計値における日界変更の影響. 天気, **46**, 819-830.
蒲生 稔 1988 : 混合層と海風域の境界. 公害, **23**, 37-46.
萩野谷成徳 2017 : 気圧日変化に影響を及ぼす地形や地表面状態についての統計的研究. 天気, **64**, 223-233.
Geiger, R. 1961 : *The Climate near the Ground*. Translated from the forth German edition of *Das Klima der bodennahen Luftschicht*. Harvard Univ. Press, 611p.
岩井邦中 2007 : 日本の低緯度の島, 山岳測候所, および中部地方の諸地点における気圧1/3日周期成分の振幅と位相. 天気, **54**, 169-174.
岩井邦中・宮下恵美子 2005 : 中部山岳地域の諸地点における気圧日変化. 天気, **52**, 831-836.
岩井邦中・境野千亜紀・杉山裕也 2008 : 日本の85地点での気圧日変化の調和解析. 天気, **55**, 457-468.
Jacobs, W. C. 1946 : Synoptic climatology. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **27**, 306-311.
Johnson, N. K. 1929 : A study of the vertical gradient of temperature in the atmosphere near the ground. *Geophys. Mem.* **46**, 1-32.
神田 学・角井 充 1995 : 甲府盆地における夏季晴天日の風系および気温分布の解析. 天気, **42**, 763-771.
Munn, R. E. 1966 : *Descriptive Micrometeorology*. Academic Press, 245p.
中川清隆 2011 : 内陸都市は何故暑くなるか～メカニズム. 福岡義隆・中川清隆 (編著) : 『内陸都市はなぜ暑いか 日本一高温の熊谷から』 成山堂書店, 24-48, 158p.
中川清隆・渡来 靖・細矢明日佳 2009 : 弱風晴天時における日射, 気温, 海陸風の日変化位相差形成メカニズム. 日本気象学会予稿集, **96**, 390.
Oke, T. R. 1978 : *Boundary Layer Climates*. Methuen & Co. Ltd., 372p.
Paltridge, G. W. and C. M. R. Platt 1976 : *Radiative Processes in Meteorology and Climatology*. Elsevier Sci. Pub. Co., 312p.
Sellers, W. D. 1965 : *Physical Climatology*. The Univ. Chicago Press, 272p.
Sutton, O. G. 1953 : *Micrometeorology*. McGraw-Hill Book Company, 333p.
高橋浩一郎 1969 : 『総観気象学』 岩波書店, 385p.
八鍬利助 1961 : 『農業物理学』 養賢堂, 256p.
吉野正敏 1961 : 『小気候』 地人書館, 274p.
吉野正敏 1986 : 『新版 小気候』 地人書館, 298p.

Some preliminary considerations on the distributions of temperature lag over Japan in the last two decades

NAKAGAWA Kiyotaka*, SUZUKI Yudai* and WATARAI Yasushi*

*Department of Environment Systems, Faculty of Geo-Environmental Science, Risho University

Abstract:

The lag of temperature behind solar radiation, *i.e.* the difference between the time of daily maximum temperature and solar noon time, is referred to as temperature lag. The present study investigated the climatological distribution of temperature lag over Japan in the last two decades. It was clear that most of the temperature lag over Japan ranges from 2 hours before to 5 hours after solar noon time, but only a small portion of the rest occurs at an even probability throughout the day. The former is the original temperature lag synchronized with solar diurnal motion, and the latter is the apparent temperature lag associated with the movement of the Synoptic-scale disturbance which passes in independent on solar diurnal motion. Assuming that the long-term average eliminates the temperature lag unrelated to the solar diurnal motion, the 21-year average value of the temperature lag is regarded as the average value of the temperature lag associated only with the solar diurnal motion. In the present study, we created a composite map of temperature lag. As a result, it was shown that the temperature lag is small in the coastal area, and the daily maximum temperature appears around the solar noon time, while the daily maximum temperature appears in the inland plains and inland basin areas with relatively large temperature lag.

Key words: temperature lag, time of daily maximum temperature, solar noon time, geostrophic wind