

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

萩野谷 成 徳*

要 旨

日本の気象官署と一部の海外の地点を対象にして、年平均した地上気圧を調和解析し、1日周期成分と地形・地表面状態の関係を調べた。1日周期成分の振幅と位相について、地形特徴や地表面状態に関する10個の説明変数を使って重回帰分析を行った結果、変動の6～7割ほどを説明することが分かった。特に、海陸の比率を表す陸度と地形の起伏度合いを表す地形突起度の説明変数と良い対応をしている。振幅は、陸度が増加する内陸ほど大きくなる。また、地形突起度で分類すると、振幅の大きい順から盆地などの凹地形、平坦地、山頂などの凸地形となった。突起度が-300 m から+300 m の平坦地では、振幅は陸度と比例関係にある。一方、位相は、凹地形と平坦地では地形突起度依存性はないが、凸地形では突起度の増加と共に位相が遅れ、12時間以上の差に達した。なお、位相には陸度との関係は見られなかった。

1. はじめに

気圧日変化の調和解析は従来から広く行われてきた (Lindzen and Chapman 1969; Mass *et al.* 1991; 岩井ほか 2008)。観測データの充実により振幅の1日周期成分 α_1 や半日周期成分 α_2 について大陸上の分布や全球分布がかなり明らかになってきている (Mass *et al.* 1991; Dai and Wang 1999)。

気圧日変化の主な原因は地球規模での大気潮汐によるものと考えられており、大気潮汐の原因として成層圏のオゾンや対流圏の水蒸気による太陽放射の吸収・加熱が重要であると言われている (Butler and Small 1963)。境界層の影響については半日周期よりも1日周期に大きく現れるが、その効果は地球規模に比べて局地化されている (Haurwitz 1965) ことが当時から指摘されていた。その後以下に述べる研究成果から、1日周期の実態と境界層の影響がより明らかになって

きている。

地表面の圧力場における1日周期成分は非常に不規則な空間分布をしており、陸地の存在によって強く影響される (Groves and Wilson 1982)。局所的に温度や風の1日周期の変化が α_1 の振幅を大きくしている (Dai and Wang 1999)。

地上気圧の1日周期成分は、半日周期成分と同様に、上層大気の熱強制力によって励起される。しかしこの熱潮汐による変動は地上では半日周期成分に比べるとかなり弱い。地上気圧の日変化は対流圏低層における加熱冷却作用により強制され、そして局地循環の日変化をもたらす。大きな非断熱強制力が働く領域では気圧の日変化はかなり大きくなる。1日周期成分の振幅が局所的に1.5 hPa を超えるところもある (Mass *et al.* 1991, 1986)。

1日周期成分の振幅は一般に海上よりも陸上の方がはるかに大きい。特に、日射加熱が強い低緯度や米国西部とチベット高原のような高地上および北アフリカと中央オーストラリアなどの砂漠地帯で大きい (Dai and Wang 1999)。

また、Zhang and Lin (1992) は、気圧と気温のそれぞれの日較差の関係を谷間観測所、平地観測所、山

* 気象研究所環境・応用気象研究部。
shaginoy@mri-jma.go.jp

—2016年2月12日受領—

—2017年1月31日受理—

頂観測所の地形特徴で分類し、谷間（凹地形）では気圧と気温の日較差が共に大きく、山頂域（凸地形）ではそれらの日較差が共に小さいことを示している。 α_1 の空間変動は地上気温の日較差の空間変動と密接な関係があるが、これは地表面からの顕熱が α_1 の主たる強制力であることを示唆している (Dai and Wang 1999). Tsuda and Kato (1989) は、陸上の境界層に対して顕熱分布を与えて1日周期大気潮汐波に関する数値計算を行い、地表での1日周期大気潮汐波による大気圧変動が観測とよく一致することを示した。また Lieberman and Leovy (1995) は、線形モデルを用いた数値実験により、気圧潮汐が主に境界層加熱によって引き起こされていることを示している。なお、ここでは触れないが、半日周期成分も地形と関係していることを Hamilton *et al.* (2008) は指摘している。

これらの研究を見ると1日周期成分の振幅 α_1 は地上気温の日較差と深い関係があり、更にそれが地形によって大きく影響を受けていることがわかる。この事実は α_1 に対して地表での日中の太陽放射の吸収加熱と夜間における放射冷却が重要な働きをしていることを示しており、山谷風や海陸風等の1日周期で出現する大気境界内の現象に対応するとの指摘がある (岩井ほか 2008)。

このように、近年では調和解析1日周期成分の振幅は境界層の寄与が大きいと指摘されてきているにもかかわらず、地形や地表面状態が及ぼす影響について系統的に扱った研究はあまり行われていない。

本論文では、日本の気象官署150余地点の年平均した気圧日変化の調和解析の1日周期成分の振幅(α_1)と位相(β_1)について、地形特徴との関係を調べた。特に、水平方向が数十kmスケールの局所地形との関連を、海外のデータも参考にして調査した。

2. 使用データと解析方法

中緯度の気圧データには高低気圧の通過に伴う擾乱の影響が含まれることはよく知られている (Bartels 1928)。ここではそれを除外するためにできるだけ長期間のデータを平均した (Lindzen and Chapman 1969)。これは統計年数を多くとることにより、日変化の最確値に近づくと考えられるからである。使用したデータは日本国内の気象官署156地点で観測した海面更正前の現地気圧である。期間は1961年から2014年までの54年間である。1961年から1990年のデータは観

測地点により異なるが最大1日8回観測（3時間間隔）、1991年以降は1日24回観測（毎時観測）である。8回観測と24回観測のそれぞれの調和解析をして求めた1日周期成分の振幅(α_1)と位相(β_1)の間には顕著な差はない (岩井ほか 2008) ことを、1991年以降のデータから確認した。しかし、1990年以前の α_1 は、1991年以降の解析結果に比べて、 $\alpha_1 > 0.5$ hPaの地点では最大5%の変動があり、全地点を平均すると2.8%の負のバイアスがあった。気圧計交換により調和解析の結果が異なることが指摘されている (Cooper 1984) が、過小傾向がそれに起因するの否かは今のところ不明である。そこで、ここでは1991年から2014年までの24年間の解析結果を示す。24年間の平均により擾乱の影響は十分相殺されていると考えられる。上記以外のデータとして、海洋上のデータ (中埜ほか 2002)、チベット高原を含む中国のデータ (萩野谷・直江 2000; Haginoya *et al.* 2009, 2012; Zhang and Lin 1992)、筑波山のデータ (Hayashi *et al.* 2006) を用いた。観測地点の詳細は第2表参照。これらは全て1時間値を用いた。

気圧と気温の日変化を以下の式で近似する (Lindzen and Chapman 1969)。

$$y_{\text{cal}}(t) = \alpha_0 + \sum_{i=1}^4 \alpha_i \sin\left(i \frac{2\pi}{\tau} t + \beta_i\right) \quad (1)$$

ここで、 τ は1日の時間(24時間)、 t は均時差を補正した真太陽時、 α_i と β_i はそれぞれ $1/i$ 日周期成分の振幅と位相である。但し、 $i=1\sim 4$ 。 t について観測値と計算値との差の2乗和

$$\sum_t \{y_{\text{obs}}(t) - y_{\text{cal}}(t)\}^2 \quad (2)$$

が最小になるように α_0 、 α_i および β_i を決める。なお、このようにして求めた α_0 、 α_i および β_i は観測値をフーリエ級数展開した時の値に等しい (彌永ほか 1996)。

本論文では $i=1$ を対象とする。また1日周期成分の位相 β_1 の代わりに1日周期成分が最大値を示す時刻 t_{max} を用いる。 t_{max} は以下の式(3)から求めた。

$$\begin{aligned} \sin\left(\frac{2\pi}{\tau} t_{\text{max}} + \beta_1\right) &= 1 \\ \frac{2\pi}{\tau} t_{\text{max}} + \beta_1 &= \frac{\pi}{2} + 2n\pi \\ \therefore t_{\text{max}} &= \frac{\tau}{4} \left(1 + 4n - \frac{2\beta_1}{\pi}\right) \end{aligned} \quad (3)$$

ここで n は、 t_{\max} が 0 時から 24 時の間の値を取るような整数値を与える。

次節以降では、調和解析結果のうち、気圧に関するものは p 、気温に関するものは T 、風速に関するものは u 、水蒸気圧に関するものは e をそれぞれ付けて表示する。すなわち、 $\alpha_1(p)$ ：気圧振幅の 1 日周期成分、 $\alpha_1(T)$ ：気温振幅の 1 日周期成分、 $t_{\max}(p)$ ：気圧 1 日周期成分の最大値出現時刻、 $t_{\max}(T)$ ：気温 1 日周期成分の最大値出現時刻などと表す。

3. 地形パラメータ

地上気圧の日変化には上層大気の加熱冷却の影響と境界層の加熱冷却の影響の両者が現れている。さて、地上気温の日変化は地表面からの顕熱によって説明できるが、顕熱輸送量は、入力太陽放射エネルギーに関係する地理的位置（緯度と標高）をはじめとして、地表面の熱収支に関係する地形起伏や海陸の面積割合、更には陸地面の土地利用状況にも依存する。そこで本研究では地形特徴を表す指標として、基本的な地形パラメータである緯度および標高のほかに地形の起伏を表すパラメータと地表面状態を表すパラメータを用いた。地形の起伏は地形突起度 P （萩野谷ほか 1984）を用いた。地表面状態は海陸比の影響が顕著な事実（Groves and Wilson 1982；Dai and Wang 1999）から陸度 L とそれ以外の土地利用分類を用いた。それぞれの定義は以下の通りである。

$P(r)$ ：観測地点の標高と観測地点を中心とした半径 r の円内の平均標高との差。

$\sigma(r)$ ：平均標高を求めた時の標準偏差。同じ地形突起度でも平坦地の場合と斜面の場合では σ に明らかな差異が見られるため導入した。

$L(r)$ ：観測地点を中心とした半径 r の円内の陸地の面積割合（陸水面は陸地から除外）。海岸からの距離を用いるよりも計算が簡単である。

L 以外の土地利用分類：観測地点を中心とした半径 r の円内の土地利用分類の面積割合。

P は冷気の流出や蓄積のし易さ、および風の吹きさらし易さを表すパラメータである。 L は地表面の熱容量や蒸発のし易さに関係するパラメータで、 L が小さいほど水面（海面および湖面）の面積割合が大きくなり熱容量も大きくなる。その結果蒸発が盛んになると共にその分顕熱輸送量が小さくなる。

P と L の計算には以下のデータセットを用いた。

日本の気象官署については国土数値情報の 250 m メッシュ平均標高データとスペースシャトルの観測により作成された水平分解能 3 秒（約 90 m）の全球標高グリッドデータ SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) -3 である。それぞれから計算した平均標高が一致することを確認し、解析にあたっては海外の観測地点の地形突起度も計算するため全て SRTM-3 を用いた。

土地利用状況に用いたのは国土地理院の土地利用細分メッシュデータである。本データセットは全国の土地利用の状況について、3 次メッシュの 10 分の 1 細分区分 (100 m メッシュ) 毎に、各利用区分 (田、その他の農用地、森林、荒地、建物用地、幹線交通用地、その他の用地、河川地及び湖沼、海浜、海水域およびゴルフ場) を整備したものである。利用区分は整備年度により異なる。整備年度は昭和 51 年度 (1976)、昭和 62 年度 (1987)、平成 3 年度 (1991)、平成 9 年度 (1997)、平成 18 年度 (2006) および平成 21 年度 (2009) である。

4. 結果

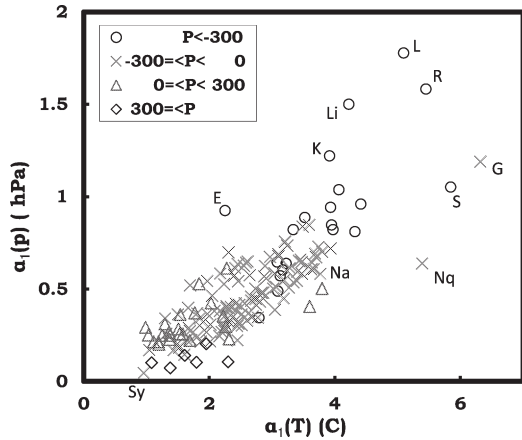
まず、地形パラメータのどの要素が効いているかを重回帰分析で調べる。

予備解析から、基本的な地形パラメータ（緯度と標高）のうち、標高は、地形突起度との単相関が高いこと (0.782)、標高と $\alpha_1(p)$ の間の相関係数の符号と、偏回帰係数の符号が一致しないため、除外することとした。緯度は太陽高度（入力放射エネルギーに対応）を代表しているのでそのまま採用した。なお半日周期の振幅・位相については緯度依存性が見られることが従来の研究で確認されている（岩井ほか 2008）。また $r = 5 \text{ km} \sim 40 \text{ km}$ の範囲では $\alpha_1(p)$ と陸度 L の間の相関係数は r の増加と共に大きくなり 30 km で一旦増加率が小さくなる。そこで本解析は、地形突起度、陸度および土地利用区分を $r = 30 \text{ km}$ として実施した。

土地利用区分は 1997 年のデータを用いた。なお、土地利用区分に 2006 年や 2009 年のデータを用いても傾向は変わらない。地表面状態のうち類似のものは統合した。具体的には河川地及び湖沼と海水域は合計して水域として全面積から差し引き、陸度を算出した。また建物用地、幹線交通用地およびその他の用地は合計して建物道路等とした。さて、土地利用面積比率は合計すると 1 に規格化されているので、土地利用区分の間

第1表 気象要素の地形特徴依存性. 説明変数欄の数值は標準偏回帰係数を示す. ハッチをしたところは係数の絶対値が大きい上位2位を, ドットパターンは第3位をそれぞれ示す. *印は0.1%で有意. 右端は VIF.

	気象要素				VIF
	$\alpha_1(p)$	$t_{max}(p)$	$\alpha_1(T)$	$\alpha_0(u_s)$	
突起度P	*-0.432	*0.856	*-0.368	*0.758	1.14
標高標準偏差 σ	0.053	0.141	-0.123	0.149	3.17
陸度L	*0.542	0.059	*0.996	*-0.475	6.52
荒地	-0.165	-0.158	-0.121	0.013	1.51
ゴルフ場	0.149	-0.071	0.116	-0.058	1.94
建物道路等	0.159	0.022	-0.160	0.020	2.08
田	-0.138	0.069	-0.063	0.063	2.23
海浜	-0.026	-0.001	0.112	-0.080	1.36
その他の農用地	0.125	-0.073	0.070	-0.018	1.50
緯度	*-0.250	*0.147	*-0.244	0.098	1.43
決定係数(R^2)	0.689	0.745	0.799	0.708	



第1図 気圧振幅1日周期成分と気温振幅1日周期成分の関係. 地形突起度で分類. データは日本の気象官署と中国チベット高原およびその周辺部の観測地点.

に一次従属な変数関係が存在する. そこで, 土地利用区分のうちの1つを説明変数から除外しなければならない. 水域と森林の単相関係数は0.826と高く, 更に水域は陸度算出に既に使っているので, 本解析では森林を除外した. なお説明変数間の単相関係数が次に大きいのはLと σ (+0.662)であった. ところで説明変数同士の相関が強い時には, 回帰式が不安定になるなど解析結果の信頼性が低くなってしまふことがある. このような場合, 多重共線性 (multicollinearity) があるという (竹内 2002). ここでは多重共線性の判定を VIF (Variance Inflation Factor) を用いて表す. 一つの説明変数を目的変数として, 他の全て

の説明変数を用いて回帰分析を実行し, 得られた重相関係数を R とすると, VIF は次の式で表わされる.

$$VIF = \frac{1}{1 - R^2} \quad (4)$$

VIF > 10の場合に多重共線性があると判定している (Belsley *et al.* 1980). 今回採用した説明変数について VIF を求め, VIF > 10に相当する説明変数がないことを確認した (第1表参照).

以上の結果, 緯度, P , σ , L の他に田, その他の農用地, 荒地, 海浜, ゴルフ場および建物道路等の計10個のパラメータを説明変数として採用した. なお, 重回帰分析に使う t_{max} は次のように処理した. 1日周期成分のハーモニックダイヤル (例: 岩井ほか (2008) の第8図) 上で全地点のベクトル平均を求め, それから平均位相を求めた. 次に各地点の位相と平均位相の偏差 Δt_{max} (-12 ~ +12 hour) を求めこれを解析に用いた.

第1表に上記の説明変数を用いた場合の $\alpha_1(p)$, $t_{max}(p)$, $\alpha_1(T)$ および $\alpha_0(u_s)$ の各標準偏回帰係数と各決定係数 R^2 の結果をまとめた. 更に右端列には VIF の結果も示した. $\alpha_0(u_s)$ はスカラー平均風速を表す. ハッチを施したところは係数の絶対値が大きい上位2位を示し, これらはいずれも t 検定で0.1%で有意である. $t_{max}(p)$ 以外は P と L の標準偏回帰係数の絶対値が上位2位を占めそれらの寄与が大きいことを示している. 一方, $t_{max}(p)$ は P の寄与が他の説明変数に比べて特に大きく L にはほとんど無関係である. またここで採用した説明変数で $\alpha_1(p)$ は変動の6割以上を, それ以外の気象要素は7割以上を説明できる. 以下では個別に気象要素と P および L の関係を見る.

第1図に $\alpha_1(p)$ と $\alpha_1(T)$ の関係を示す. 記号は地形突起度 P ($r=30$ km) で分類した. 図中のアルファベットは第2表の観測地点である. $\alpha_1(p)$ は大気柱全体の加熱冷却量に, $\alpha_1(T)$ は地面付近の加熱冷却量に, それぞれ関係している. 日本の気象官署に着目すると, 従来から言われているように $\alpha_1(p)$ と $\alpha_1(T)$ に強い相関が見られる (岩井ほか 2008; Dai and Wang 1999; Zhang and Lin 1992) ことを確認すると共に P でデータが分類できることがわかる. P が大きい, すなわち山頂などの凸地形は $\alpha_1(p)$ と $\alpha_1(T)$ が共に小さく, P が小さい, すなわち盆地や谷間のような凹地形は両者共に大きい.

一方, 内陸のチベット高原上の観測地点のデータを

第2表 アルファベットの地点名とその位置, 標高, 海からの距離および観測期間. 日本の気象官署は山岳地点と特徴的な地点のみを示す.

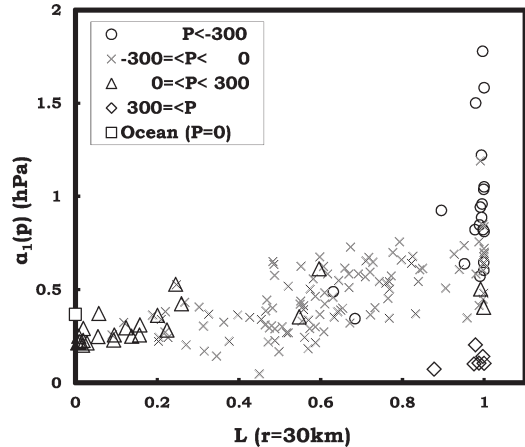
略称	観測地点名	緯度(° ')	経度(° ')	標高(m)	海からの距離(km)	観測期間	備考
T	剣山	33 51.0N	134 5.8E	1945	36	1991-2001	日本気象官署
I	伊吹山	35 24.9N	136 24.6E	1376	41		
F	富士山	35 21.6N	138 46.3E	3775	25	1991~2014	
A	阿蘇山	32 52.6N	131 4.5E	1142	45		
N	日光	36 44.1N	139 30.2E	1292	105		
K	甲府	35 39.8N	138 33.4E	273	60		
Sy	昭和基地	69 0.3S	39 34.8E	40	0.2		
M	室戸岬	33 14.9N	134 10.8E	185	0.4		
Y	与那国島	24 27.7N	123 0.6E	30	0.7		
Ts	筑波山	36 13.5N	140 5.9E	871	42	2006~2014	
W	山西省五台山	39 2.0N	113 32.0E	2896	368		Zhang and Lin(1992)
X	四川省西昌市	27 53.0N	102 18.0E	1591	900		
L	西藏拉薩	29 40.0N	91 8.0E	3650	769	1993~1998	萩野谷・直江(2000)
R	// 日喀則	29 15.0N	88 53.0E	3837	830		
Li	// 林芝	29 34.0N	94 28.0E	3001	820		
Nq	// 那曲	31 29.0N	92 4.0E	4508	1006		
G	// 改則	32 18.0N	84 3.0E	4416	1231	1997~2008	
S	// 獅泉河	32 30.0N	80 5.0E	4279	1400	1997~2000	
Na	// ナム湖	30 46.4N	90 59.3E	4730	930	2011~2013	
E	雲南省Erhai	25 46.0N	100 9.0E	1972	881	2008~2009	Haginoya et al.(2012)
O	沖ノ島島	20 25.0N	136 4.0E	0	0	1994~2003	中埜ほか(2002)

見ると日本のデータに比べて大きくばらついている。これは島と大陸の違いや標高などの地形特徴が異なるためと思われる。しかしながら大雑把に見ると日本の傾向と整合している。

α_1 (T)は気温日較差に対応し, 日中の昇温量と夜間の放射冷却量に関係している。すなわち地表面からの顕熱輸送量が密接に関連している。

水蒸気圧の日変化から求めた1日周期成分 α_1 (e)と気圧の間には気温のような顕著な相関は見られない。大気中の水蒸気量は空気密度に影響を及ぼすが境界層の水蒸気量の日変化程度では地上気圧の変動にまでは及ばないということを示している。

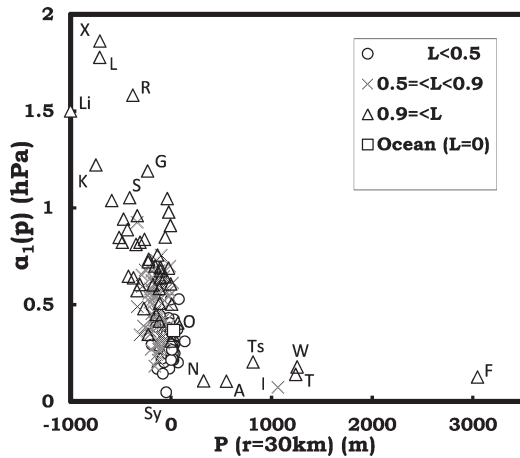
第2図に陸度 L ($r=30$ km) と α_1 (p) の関係を示す。記号は P ($r=30$ km) で分類した。 $L < 0.95$ の範囲では α_1 (p) と L の間には正の相関関係が見られ, 陸度の増加に伴って振幅も増加する。この範囲の線形回帰の決定係数 R^2 は0.419である。この関係は岩井ほか(2008)が示した α_1 (p) の空間分布と整合する。先にも述べたが $r=5$ km~40 km の範囲では r の増加と共に線形回帰の決定係数 R^2 も大きくなる傾向である。 $L=1$ 付近では α_1 が大きくばらついているが, P が大きいところでは α_1 は小さく, P が小さいところ



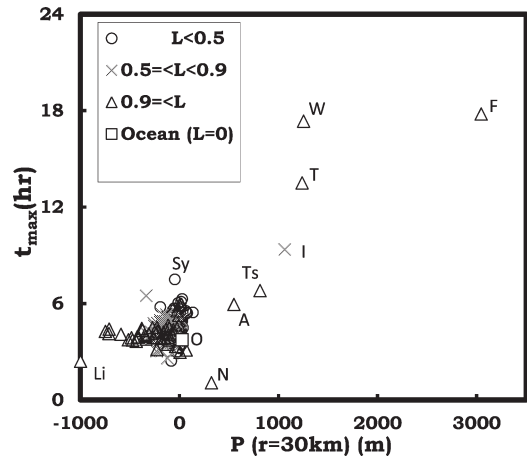
第2図 陸度と気圧振幅1日周期成分の関係。データは日本の気象官署と第2表の観測地点。

は α_1 が大きくなる傾向である。

第3図に地形突起度 P ($r=30$ km) と α_1 (p) の関係を示す。記号は陸度 L ($r=30$ km) で分類した。 P が零付近では L が小さい方(海岸に近い方)が α_1 (p) は小さい傾向が見られる。これは第2図の傾向が



第3図 地形突起度と気圧振幅1日周期成分。陸度で分類。データは日本の気象官署と第2表の観測地点。



第4図 地形突起度と1日周期成分が最大値を示す時刻 t_{\max} の関係。陸度で分類。データは日本の気象官署と第2表の観測地点。

現れている。 $P \geq 300$ m の地点は山岳観測所である。これらはいずれも $\alpha_1(p)$ が 0.1 hPa 前後の値を示す。 $P < 0$ の凹地形について日本では甲府 (K, 標高 282 m, $P = -746$ m) が $\alpha_1(p) = 1.22$ hPa で最も大きい。一方、チベット高原上の観測地点は全体的に $\alpha_1(p)$ が日本よりも大きい。拉薩気象台 (L, 標高 3650 m) と中国四川省西昌市 (X, 標高 1591 m) は標高が 2 倍以上異なるが突起度と $\alpha_1(p)$ はほぼ同じ大きさである。第 2 表から、中国内陸部の観測地点は海岸からの距離が 700 km 以上ある。一般に大陸上の $\alpha_1(p)$ は大きい傾向にあり、北米、南米、アフリカ大陸、チベット高原の 4 大陸上は 1 hPa 以上に達する (Dai and Wang 1999)。これは、海岸からはるかに離れているために、海陸風の影響を受けずに地表面の日射加熱や夜間冷却の影響がそのまま気圧日変化に反映されることが理由と考えられる。第 3 図から、特に $P < 0$ の凹地形については標高ではなく地形突起度のパラメータで振幅を整理することが妥当であることが分かる。

以上、第 1 表、第 1 図、第 2 図および第 3 図から振幅 $\alpha_1(p)$ はまず地形突起度で分類でき、大きい順から盆地などの凹地形、平坦地、山頂などの凸地形となった。更に $P = 0$ 付近に着目すると陸度で分類できることがわかる。データのばらつきは一律に半径 r の円内の平均標高から求めた P を使用したことが一因であろう。本来は分水嶺の内部の平均標高とすべきであろう。また P では地形特徴 (盆地、谷間、斜面、平地など) を十分に表し得ないためと考えられる。例

えば同じ $P = 0$ でも斜面と平地の区別はつかないし、同じ $P < 0$ でも盆地と谷間の区別はつかない。夜間の冷気が溜まるか流出するかの観点からみると斜面や谷間はそれぞれ平地や盆地に比べて冷気が流出し易い。

第 4 図は 1 日周期成分が最大値を示す時刻 t_{\max} と地形突起度 P ($r = 30$ km) の関係を示す。記号は L ($r = 30$ km) で分類した。 $P < 300$ m のデータを見ると P が大きくなるにつれてばらつきは大きくなるが、概ね $t_{\max} = 03$ 時 ~ 06 時に集中している。一方、 $P \geq 300$ m の山岳観測地点のうち、F, T, I および Ts は孤立峰 (萩野谷ほか 1984)、A は中腹または複雑鞍部状尾根 (同) で、これらは P の増加と共に t_{\max} が増加 (位相が遅延) 傾向を示す。第 4 図から t_{\max} (位相 β_1) は凹地形と平坦地では大きな差はないが、凸地形では突起度の増加と共に遅れ 12 時間以上の差に達した。なお、Dai and Wang (1999) では全球規模のパターンを示しており、空間分解能が粗いが、日本周辺は 04 時 ~ 06 時である。

5. 考察

5.1 高層観測で得られた振幅および t_{\max} それぞれの高度依存性

第 3 図と第 4 図では地上気圧の振幅と位相 (t_{\max} に変換) について、それらの P 依存性を調べた。ここでは参考のため高層観測で得られた上空の振幅と位相についてそれらの高度依存性を調べた。ゾンデによる

高層観測は館野高層気象台において1945年～1947年、5月～7月の38日間行われた。昼夜連続の2時間ないし4時間の間隔のラジオゾンデデータの経日変化を直線で内挿して毎時データを求めて調和解析をした(前田 1953)。ここでは、 P の定義を拡張し、ゾンデの観測高度から館野の平均標高30 m ($r=30$ km の場合) を差し引いた値を P とする。さらに簡単のため、ゾンデ観測高度を P とみなした。

第5図の点線は上空の振幅と t_{\max} それぞれの地形突起度 P ($r=30$ km) 依存性を示す。第3図の振幅と第4図の t_{\max} もそのままプロットしてある。 t_{\max} についてみると、 $P \geq 1000$ m では山岳地帯の t_{\max} は上空のそれと4時間程度の差が見られるものの両者の P 依存性は類似している。すなわち山岳地帯の位相は $P \leq 0$ の地域の位相に比べて $P \geq 0$ のところでは P の増加と共に遅延量が増加している。山岳地帯と自由大気中で見られる気圧位相の遅延は気温や風速の遅延と類似している。山岳観測地点で気温や風速の日変化の位相が平地よりも遅れる傾向を示すのは、標高が高くなる上空ほど境界層の影響を受け難くなっているからであると説明されている(萩野谷ほか 1984; 吉野 1990)。気圧位相が上空ほど遅延する原因は今後更に検討する必要がある。

一方、山岳地帯の振幅とゾンデによる上空の振幅の P 依存性は大分異なる。山岳地帯は $P (\geq 0)$ の増加と共に振幅が0.1～0.2 hPa 程度の小さい値であるのに対して、ゾンデによる上空の振幅は $P (\geq 1000$

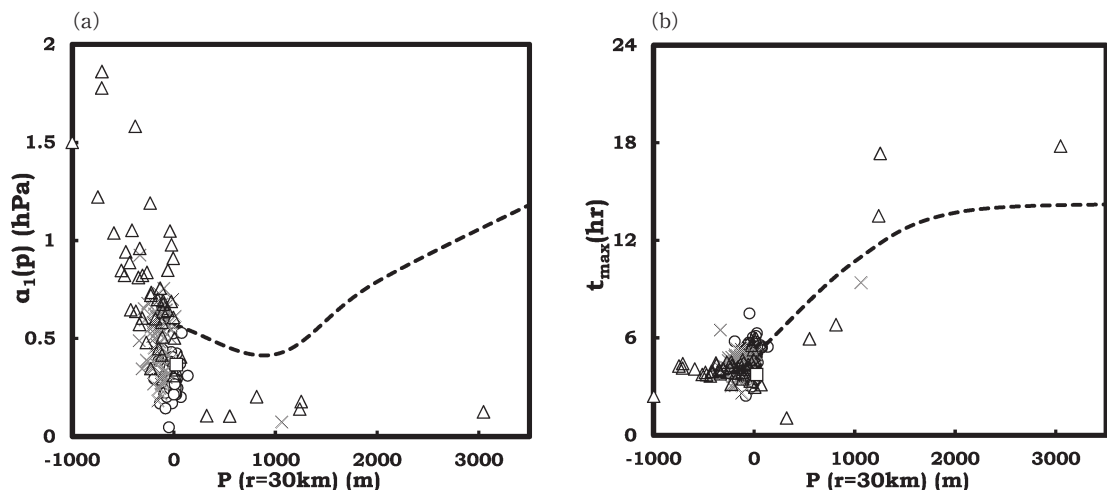
m) の増加と共に0.5～1.0 hPa と増加する傾向である。上記の解析結果から、地上と上空それぞれの気圧位相は P のみで決まるが、気圧振幅は P の他に地上高度も関係がありそうである。なお、Harris *et al.* (1962) や Haurwitz (1947) による高層観測においても上空における位相と振幅の高度依存性は第5図の点線と類似の傾向である。

5.2 地上風速との関係

太陽放射の影響で生ずる顕著な地上気象現象の1つに海陸風や山谷風がある。これは陸地面と海面の熱物理定数の違いや地形の起伏に起因する気圧の日変化と関係している。そこで今回の解析結果と比較してみる。気圧と同じ気象官署の1991年～2014年のデータを用いた。風速測定高度は気象官署毎に異なるので、対数分布を仮定して風速計高度 z_m と各官署の粗度長 z_0 から基準高度 z_{st} へ風速を変換した(式(5))。但し、粗度長は伊吹山と剣山は近藤ほか(1991)を使用、富士山と昭和基地は仮の値として0.5 mを使用した。それ以外は萩野谷(2015)の1995年～2004年の値を使用した。また $z_{st}=20$ m とした。

$$u_s(z_{st}) = u_s(z_m) \times \frac{\ln(z_{st}/z_0)}{\ln(z_m/z_0)} \quad (5)$$

基準高度変換後の地上風に特別スカラー平均および特別ベクトル平均を施して調和解析をした。スカラー平均風速1日周期成分 $\alpha_1(u_s)$ と気圧1日周期成分 $\alpha_1(p)$ の間(図省略)には、弱い相関関係が見られるものの有意なものではない(回帰直線の決定係数 $R^2=$

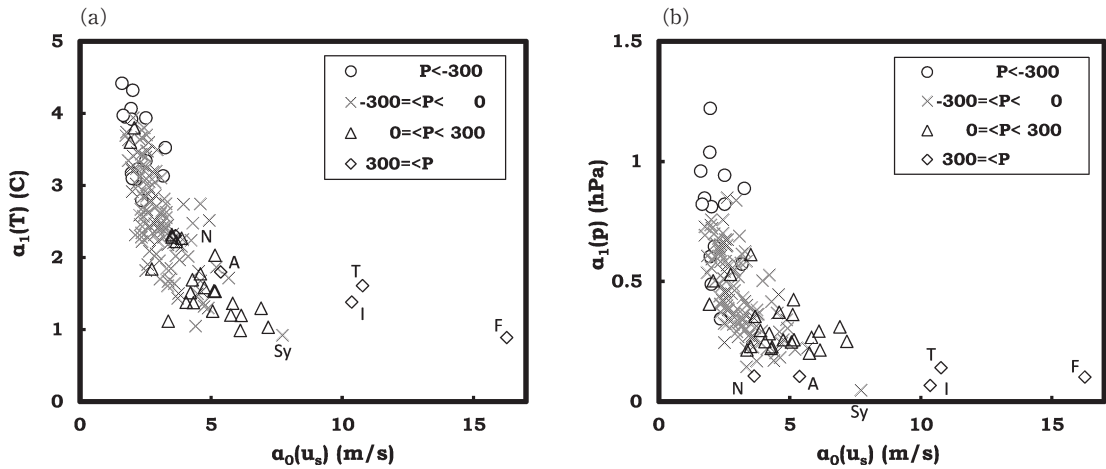


第5図 自由大気中の気圧日変化調和解析結果。(a) 振幅と (b) t_{\max} の P 依存性(点線)。プロットデータは (a) は第3図と同じ、(b) は第4図と同じ。ゾンデの観測高度を P とみなす。

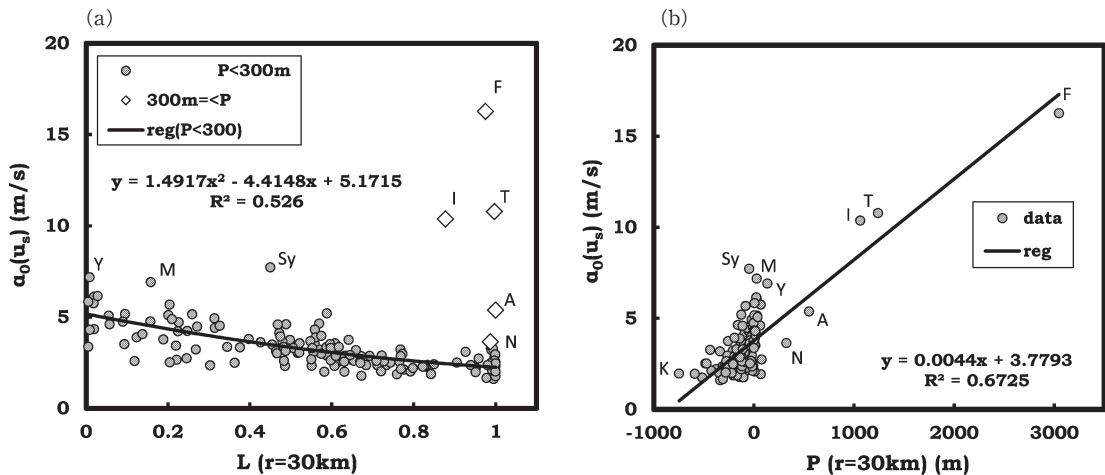
0.174). ベクトル平均風速との相関は更に低い. 大気潮汐によって生ずる風の日変化の大きさは小さい (例えば森 (1982)) との報告もある.

第 6 図 a は地形突起度 P ($r=30$ km) で分類した平均風速 $\alpha_0(u_s)$ と $\alpha_1(T)$ の関係. 同図 b は平均風速 $\alpha_0(u_s)$ と $\alpha_1(p)$ の関係である. 振幅 $\alpha_1(p)$ や $\alpha_1(T)$ と平均風速 $\alpha_0(u_s)$ の間には, $\alpha_0(u_s)$ が増加すると $\alpha_1(p)$ や $\alpha_1(T)$ が減少する顕著な傾向が見られる. 平地とみなせる $-300 \text{ m} \leq P < +300 \text{ m}$ のデータに着目すると, この特徴は以下のように説明できる. すなわち, 地上風速が強いところでは地上付近と境界層上部との

鉛直混合が活発になると共に水平方向にも場が一様化して温度の日変化が小さくなること, 弱いところでは鉛直混合が不活発になり地上付近の夜間冷却量や日中の昇温量が大きくなること, とそれぞれ対応している. 一方, 第 6 図には山岳地帯 ($300 \text{ m} \leq P$) や凹地 ($P < -300 \text{ m}$) のデータもプロットしてある. 吹きさらしの凸地形では $\alpha_0(u_s)$ が大きく, $\alpha_1(T)$ や $\alpha_1(p)$ が小さい傾向を示す. 一方, 風を遮蔽しやすい凹地形では $\alpha_0(u_s)$ が小さく, $\alpha_1(T)$ や $\alpha_1(p)$ が大きい傾向を示す. 平地 ($-300 \text{ m} \leq P < +300 \text{ m}$) のデータは凸地形と凹地形の傾向を内挿している様子がよくわかる.



第 6 図 (a) 平均風速と $\alpha_1(T)$ の関係. (b) 平均風速と $\alpha_1(p)$ の関係. 突起度で分類. データは日本の気象官署.



第 7 図 (a) 平均風速と陸度の関係. (b) 平均風速と地形突起度の関係. データは日本の気象官署.

なお、 $\alpha_1(T)$ と $\alpha_1(p)$ の関係を示したのが第1図である。

第7図aは $\alpha_0(u_s)$ と陸度 L ($r=30$ km), 同図bは $\alpha_0(u_s)$ と地形突起度 P ($r=30$ km) の関係をそれぞれ示した。(a)は P ($r=30$ km) で分類した。 $\alpha_0(u_s)$ は $P \geq 300$ mの山岳地帯を除くと陸度と非常に良い対応関係をしており、 L の増加と共に減少傾向である(第7図a)。但し、カタバ風(守田1968)が卓越する昭和基地(Sy)や島嶼(Y)および岬(M)の観測地点は同じ陸度の地点よりも風速が大きい。一方、山岳地帯は地形突起度と良い対応関係にある。特に $P \geq 1000$ mの地点は境界層の上端ないし自由大気風の観測し易い凸地形と言える。

5.3 地形特徴の物理的意味

今までに得られた振幅と位相の地形特徴依存性の物理的意味を考察する。陸度 L は地表面の熱物理定数を代表する量である。 L が大きいと水域が小さくなり蒸発量が減ると共に、熱容量も小さくなるので、地表面温度が大きく変化しやすく地表面温度と気温の差に比例する顕熱輸送量が大きくなり気圧振幅は大きくなる。一方、 L は海までの距離を代表する量とも考えることができる。すなわち L が大きい観測地点は内陸に位置し海陸風の影響を受けにくくなり気温日較差が大きくなる。その結果気圧振幅が大きくなる。更に L は地表面粗度を代表するとも考えられる。一般に水面の粗度は 10^{-4} mのオーダーであるが、陸上の粗度はこれよりも大きく都市域では数mのオーダーに達する(近藤1994)。大雑把に言って L が大きいと水面の粗度の占める面積が小さくなるので空間平均した粗度が大きく、地上風速が小さくなる。一方、 L が小さいと粗度が小さく、地上風速は大きくなる、と考えられる。

地形突起度 P は夜間冷気の蓄積・流出のし易さを代表する量である。 P が大きくなると夜間冷気が流出し、振幅は小さくなる。一方、 P が小さくなると夜間冷気が蓄積し、振幅が大きくなると解釈できる。また P は上空一般風の遮蔽の度合いも表す。すなわち、 P が大きいと一般風の影響を受けやすく、 P が小さいと受け難い。これは地上風速に影響し、 P が大きいと地上風速は大きくなる。地上風速が大きいと鉛直・水平方向の混合が活発になり、夜間冷却や日中の昇温を抑制する。逆に地上風速が小さいと局所的な夜間冷却量や日中昇温量が大きくなる。

5.4 本結果の別の視点

長期の時別平均の意味を考えると、日々の高低気圧の通過に伴う気圧変動や天気の変化に伴う気温や風速変動などの擾乱の除去操作をしていることに相当する。この操作は日周運動で生じる気象要素の日変化に対して、境界条件である地形や地表面状態などの影響を抽出するフィルターと考えられる。この操作により気圧からは大気潮汐が見出され、その1日周期成分については地形特徴の影響が明らかとなった。他の気象要素(風向風速、温度湿度)を調べたところ、1日周期成分については今回の解析から温度が気圧と密接に関係していることが確認されたが、それ以外の気象要素については顕著な傾向は見られなかった。しかし、スカラー平均風速は気温と気圧の1日周期成分の振幅と良く対応していることが分かった。これらの気象要素には地形突起度や陸度、更には土地利用状況との対応関係も見出され地表面の境界条件が気象要素に強く影響を及ぼしていることを改めて明らかにした。

6. まとめ

従来から、1日周期成分の振幅 $\alpha_1(p)$ は境界層の加熱・冷却の影響を受け凹地形では大きく、山岳域では小さい(岩井ほか2008; Zhang and Lin 1992)、と言われていた。本研究では地形特徴を数値化した量で $\alpha_1(p)$ と地形特徴との関係を明らかにした。その結果、地形突起度 P と陸度 L が特に重要なパラメータで、それに続き緯度や土地利用状況を表す荒地の面積比率などがあり決定係数が0.689に達した。一方、1日周期成分が最大値を示す時刻 t_{\max} は L には無関係で主に P で特徴付けられる。孤立峰上の観測地点は境界層の外側に位置することが多く、それゆえ気温や風速では位相が平地とは異なることが指摘されていたが、気圧について位相のずれが P の関数であることを明らかにした。

今回用いた地形突起度 P は地形特徴(盆地、谷間、斜面、平地など)の一部を代表しているが、一律に $r=30$ kmの結果を示した。今後は、境界層の加熱冷却の度合いに深く関係する冷気のたまりやすさを表す指標を見出すことが課題である。おそらく地形毎にその水平スケールに依存していることが考えられる。また、1日周期成分は季節変化が大きいことが知られているので、季節変化と地形特徴を見るのも興味がある。

謝 辞

地形突起度の計算に必要な平均標高は国土数値情報 (<http://nlftp.mlit.go.jp/ksj/gml/datalist/KsjTmplt-G04-d.html> (2017.1.3閲覧)) の250 m メッシュ平均標高データとスペースシャトルの観測により作成された水平分解能 3 秒 (約90 m) の全球標高グリッドデータ SRTM-3 (http://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/SRTM3/ (2017.1.3閲覧)) を用いた。また土地利用状況の把握には国土地理院の土地利用細分メッシュデータ (<http://nlftp.mlit.go.jp/ksj/jpgis/datalist/KsjTmplt-L03-b.html> (2017.1.3閲覧)) を用いた。筑波山のデータは筑波山プロジェクトのデータ (https://www.ccs.tsukuba.ac.jp/research_project/mt_tkb/past_data/ (2017.2.8閲覧)) を用いた。沖ノ鳥島のデータはJAMSTECのデータ (<http://www.jamstec.go.jp/j/database/okitoni/index.html> (2017.2.8閲覧)) を用いた。

2名の匿名の査読者並びに担当編集委員のコメントは論文改訂に大変参考になりました。ここに記して謝意を表します。

参 考 文 献

- Bartels, J., 1928: Gezeitenschwingungen der Atmosphäre. Handbuch der Experimentalphysik 25 (Geophysik 1), 163-210.
- Belsley, D. A., E. Kuh and R. E. Welsch, 1980: Regression diagnostics: Identifying influential data and sources of collinearity. John Wiley & Sons, Inc., 320pp.
- Butler, S. T. and K. A. Small, 1963: The excitation of atmospheric oscillations. Proc. Roy. Soc., A274, 91-121.
- Cooper, N. S., 1984: Errors in atmospheric tidal determination from surface pressure observations. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 110, 1053-1059.
- Dai, A. and J. Wang, 1999: Diurnal and semidiurnal tides in global surface pressure fields. J. Atmos. Sci., 56, 3874-3891.
- Groves, G. V. and A. Wilson, 1982: Diurnal, semi-diurnal and terdiurnal Hough components of surface pressure. J. Atmos. Terr. Phys., 44, 599-611.
- 萩野谷成徳, 2015: 突風率から推定した地表面粗度の長期変化. 天気, 62, 17-24.
- 萩野谷成徳, 直江寛明, 2000: 地表面熱収支に関する研究. アジアモンスーン機構に関する研究 最終成果報告書, 科学技術庁研究開発局, 131-141.
- 萩野谷成徳, 近藤純正, 森 洋介, 1984: 山岳や谷あいの地上風速に及ぼす地形の影響. 天気, 31, 497-505.
- Haginoya, S., H. Fujii, T. Kuwagata, J. Xu, Y. Ishigooka, S. Kang and Y. Zhang, 2009: Air-lake interaction features found in heat and water exchanges over Nam Co on the Tibetan Plateau. SOLA, 5, 172-175.
- Haginoya, S., H. Fujii, J. Sun and J. Liu, 2012: Features of air-lake interaction in heat and water exchanges over Erhai Lake. J. Meteor. Soc. Japan, 90C, 55-73.
- Hamilton, K., S. C. Ryan and W. Ohfuchi, 2008: Topographic effects on the solar semidiurnal surface tide simulated in a very fine resolution general circulation model. J. Geophys. Res., 113, D17114, doi:10.1029/2008JD010115.
- Harris, M. F., F. G. Finger and S. Teweles, 1962: Diurnal variation of wind, pressure, and temperature in the troposphere and stratosphere over the Azores. J. Atmos. Sci., 19, 136-149.
- Haurwitz, B., 1947: Harmonic analysis of the diurnal variations of pressure and temperature in the Eastern Caribbean. Bull. Amer. Meteor. Soc., 28, 319-323.
- Haurwitz, B., 1965: The diurnal surface-pressure oscillation. Arch. Meteor. Geophys. Bioklimatol. A, 14, 361-379.
- Hayashi, Y. and Research Group for Intramural Project (S), University of Tsukuba, 2006: Meteorological observation station at the summit of Mt. Tsukuba. Tsukuba Geoenviron. Sci., 2, 19-24.
- 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.
- 彌永昌吉, 河田敬義, 菅原正夫, 福原満洲雄, 三村征雄, 吉田耕作 (翻訳監修), 1996: スミルノフ高等数学教程 4-II 卷第二分冊一. 共立出版, 411-415.
- 近藤純正, 1994: 水環境の気象学. 朝倉書店, 350pp.
- 近藤純正, 桑形恒男, 中園 信, 1991: 地域代表風速の推定法. 自然災害科学, 10, 171-185.
- Lieberman R. S. and C. B. Leovy, 1995: A numerical model of nonmigrating diurnal tides between the surface and 65 km. J. Atmos. Sci., 52, 389-409.
- Lindzen, R. S. and S. Chapman, 1969: Atmospheric tides. Space Sci. Rev., 10, 3-188.
- 前田嘉一, 1953: 自由大気中の気圧, 気温及び等圧面高度日変化の調和分析. 研究時報, 5, 669-679.
- Mass, C. F., M. D. Albright and D. J. Brees: 1986: The onshore surge of marine air into the Pacific Northwest: A coastal region of complex terrain. Mon. Wea. Rev., 114, 2602-2627.
- Mass, C. F., W. J. Steenburgh and D. M. Schultz, 1991: Diurnal surface-pressure variations over the continental United States and the influence of sea level

- reduction. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2814-2830.
- 森 征洋, 1982: 南鳥島における風の日変化について. 香川大学教育学部研究報告, II, **32**, 37-48.
- 守田康太郎, 1968: 昭和基地で観測される Katabatic 風について (I). 南極資料, (31), 21-32.
- 中埜岩男, 木邑純一, 藤森英俊, 山本浩文, 2002: 沖ノ鳥島における海上気象観測. *天気*, **49**, 569-575.
- 竹内 啓 (編), 2002: 統計学辞典. 東洋経済新聞社, 1185pp.
- Tsuda, T. and S. Kato, 1989: Diurnal non-migrating tides excited by a differential heating due to land-sea distribution. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 43-55.
- 吉野正敏, 1990: 新版 小気候. 地人書館, 298pp.
- Zhang, J. and Z. Lin, 1992: *Climate of China*. John Wiley & Sons, Inc., 376pp.

Statistical Study of the Effect of Terrain and Land Use Conditions on Diurnal Pressure Variation.

Shigenori HAGINOYA*

* *Meteorological Research Institute, 1-1 Nagamine, Tsukuba, Ibaraki 305-0052, Japan.*
E-mail: shaginoy@mri-jma.go.jp

(Received 12 February 2016; Accepted 31 January 2017)

Abstract

Harmonic analysis of atmospheric surface pressure was used to investigate the relation between the diurnal component of pressure and the land surface characteristics. The data used for the analysis were annual average pressures observed at meteorological stations in Japan and at some overseas stations. The results indicated that 60-70% of variation in the amplitude and phase of the diurnal component could be explained by using 10 explanatory variables to represent the topographical features and the ground surface conditions within multiple regression analysis. The amplitude and phase corresponded particularly well with the land indicator defined by the land area ratio and the terrain protrusion indicator defined by relief data about the terrain. The amplitude over inland areas where the land indicator increases was larger than over coastal areas. In addition, the amplitude was larger in concave landforms, such as basin and flatland, than in convex landforms, such as mountain peak, depending on the scale of terrain protrusion indicators. The magnitude of amplitude was proportional to the land indicator in flatlands, where protrusion indicators were within -300 to +300 m. The phase did not depend on the terrain protrusion indicator in concave landforms and flatland. In contrast, phase delay of more than 12 h occurred over convex landforms as the protrusion indicator increased. No relation between the phase and the land indicator was found.
