

ヒートアイランド監視報告
(平成 18 年夏季 - 関東・近畿地方)

平成 19 年 3 月
気 象 庁

目次

要旨

1 .はじめに-----	1
2 .ヒートアイランドとは-----	2
2.1 ヒートアイランドの定義-----	2
2.2 ヒートアイランドの成因及び構造とそのスケール-----	3
3 .都市の気温変化-----	6
3.1 気温の長期変化傾向-----	6
3.2 熱帯夜日数、35 を超えた日の日数の長期変化傾向-----	9
4 .2006年夏季の事例解析-----	12
4.1 近畿地方-----	12
4.2 関東地方-----	17
5 .都市の寄与度についての考察-----	20
5.1 都市気候モデルを用いた都市の影響の推定-----	20
5.2 晴天弱風日-----	20
5.3 晴天東風日-----	24
6 .ヒートアイランド循環の鉛直構造-----	25
7 .おわりに-----	27
8 .謝辞-----	27
付録-----	28
. 参考文献	
. 都市気候モデルの概要	

要旨

- ・都市の気温の長期的な上昇率は全国平均のそれを上回っているが、都市による差が大きい。
- ・大阪平野では日中の気温が 35 度以上になる日の大部分は晴天弱風日である。
- ・関東平野、大阪平野のように、広い範囲で都市化の進んでいる平野部で夏季に海風が発達する地域では、都市による昇温の影響が夜間から夜明けにかけては沿岸部に、午後になると内陸部に強く現れる。

1. はじめに

近年、都市化の進展にともない顕著となりつつあるヒートアイランドは、気温の上昇や熱帯夜の増加によって生活上の不快感を増大させ、熱中症等の健康への被害を生じさせている。さらに、光化学オキシダント生成の助長や短時間集中豪雨との関連も懸念されており、その緩和・解決へ向けた対策が急がれている。政府は、ヒートアイランドに関する国、地方公共団体、住民等の対策や取り組みを推進するため、平成 16 年 3 月 30 日、「ヒートアイランド対策大綱」を取りまとめ、基本方針と共に今後実施すべき対策を示した。しかし、現状では、ヒートアイランド対策を推進する前提としてのヒートアイランドの実態や発生メカニズムに関する科学的知見は不十分であるため、気象庁は、ヒートアイランドに関する解析を実施し、平成 16 年度から「ヒートアイランド監視報告」として気象庁ホームページ上で提供している。

本報告では、新たに近畿地方の解析に取り組み、各都市の気温の上昇率、平成 18 年夏季における風向別の典型的な気温や風分布を示したほか、ヒートアイランド現象の三次元構造等の解析結果を示している。また、都市がないと仮定した場合のヒートアイランドの緩和について、シミュレーション結果を掲載した。

ヒートアイランド現象に含まれる複雑な熱収支等の諸過程をモデル化し、合理的に気温・風分布等を再現できる都市気候モデル（「付録 ．都市気候モデルの概要」参照）は、ヒートアイランド現象の監視とメカニズム解明へ向けた定量的な評価には欠かせない。本報告に掲載した再現結果は、観測結果や他のコンピューターシミュレーションによる計算結果と比較して妥当な結果が得られていると判断できる。本報告に掲載した資料を、今後のヒートアイランド対策や調査研究の基礎的な資料として活用していただければ幸いである。

なお、本情報に掲載した再現結果には、都市気候モデルの持つ系統誤差が含まれている。従って、再現された気温・風分布図は、系統誤差を含んだものであることに注意が必要である。都市気候モデルの系統誤差の詳細については、「ヒートアイランド監視報告（平成 16 年夏季・関東地方）」の 2 章を参照いただきたい。また、都市気候モデルには雲・降水過程が含まれていないため、曇天日や雨天日を対象とすることはできず、本報告 4 章の事例解析で述べた基準で選んだ晴天日の事例のみを扱っている。

2. ヒートアイランドとは

2.1 ヒートアイランドの定義

ヒートアイランド (heat island = 熱の島) とは、都市の気温が周囲よりも高い状態のことである。気温分布図を描くと、等温線が都市を丸く取り囲んで島のような形になることから、このように呼ばれる。しかし、現実の都市周辺の気温は、海陸分布や非均一な土地利用分布、山岳等の地形の影響も受けるため、各都市に固有な分布を示し、丸く閉じた等温線ができないことも多い。ヒートアイランドは「都市がなかったと仮定した場合に観測されるであろう気温に比べ、都市の気温が高い状態」としても定義することができる。

都市気温の長期変化の例として、東京・ニューヨーク (セントラルパーク)・パリ (ルブルジェ: パリ中心部より十数 km の地点) における 20 世紀の気温変化を図 2.1 に示す。東京の気温は 100 年間に約 3 上昇しており、これは地球全体の平均気温の上昇率の数倍である。ニューヨークとパリでも、東京ほどではないが、地球全体の平均気温に比べて大きな上昇がみられる。

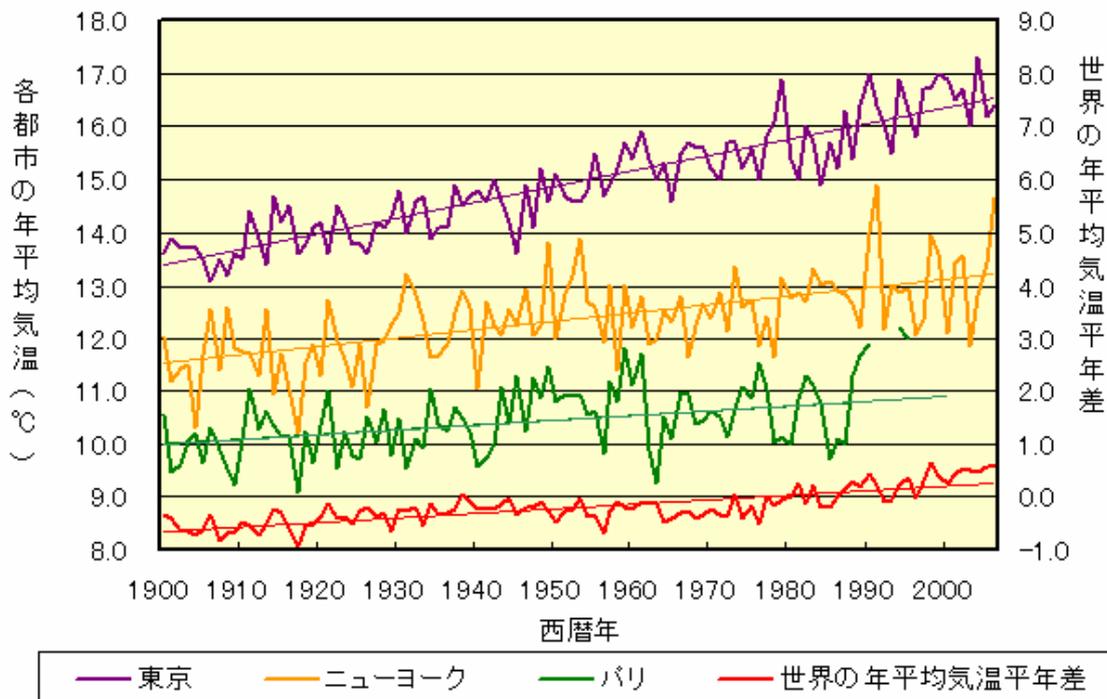


図 2.1 世界の大都市の気温変動

各都市の年平均気温の経年変化。直線は長期変化傾向を示す。ニューヨーク (セントラルパーク)、パリ (ルブルジェ: パリ中心部より十数 km の地点) の年平均気温データは GHCN (Global Historical Climatology Network) および CLIMAT 報 (月気候気象通報) をもとに、東京は気象庁の観測したデータをもとにしている。また、世界の年平均気温年差は、世界の陸上の気象観測所における月平均気温データをもとに気象庁で算出した。

2.2 ヒートアイランドの成因及び構造とそのスケール

都市化にともなうヒートアイランドの成因はさまざまである。地表面が都市であるところでは、草原や森林等のような植生域と比べた場合、以下のような特徴が挙げられる。これらの特徴により、ヒートアイランドとそれにともなう風の流れに変化が生じる。

(1) 土地利用状態の変化(図 2.2 (1))

農地、緑地、水辺空間等では、水分の蒸発にともなう熱の吸収が気温の上昇を抑える働きをする。一方、都市は地表面がアスファルトやコンクリートに覆われており、水分が少ないため、地表面から大気に与えられる熱が多くなり、気温の上昇が起こる。首都圏では夏季の昼間の場合、気温を 2 程度上昇させる効果があると考えられる(気象庁,2006)。

(2) 建物の効果(図 2.2 (2))

都市の街区では、建物が太陽からの直達光や地面からの反射光の一部を吸収する。また、地面から大気へ放出される赤外線の一部を建物が吸収する。コンクリートの建物は表面温度や周囲の気温が上がりやすく、かつ下がりにくい。このため、最高気温となる時刻にも遅れが生じる。また、夜間では、日中溜め込んだ熱を大気に与えるため、気温の低下が抑えられる。また、建物の存在によって地表面の摩擦が大きくなることで、地表付近の風速が弱められる。このため、地面の熱が上空に運ばれにくくなる。このように、建物の存在は、ヒートアイランドを作り出す重要な要因であり、首都圏の夏季の夜間の気温を 2 程度上昇させる効果があると考えられる(気象庁,2006)。

(3) 人工排熱(図 2.2 (3))

都市の多様な産業活動や社会活動にともなう熱が排出され、大都市の中心部では、昼間の排熱量は 1m^2 当たり 100W を超えると見積もられる。これは夏季の中緯度で南中時に太陽から受ける日射の 10% 程度の熱に相当し、首都圏の夏季では気温を 0.5 程度上昇させる効果があると考えられる(気象庁,2006)。

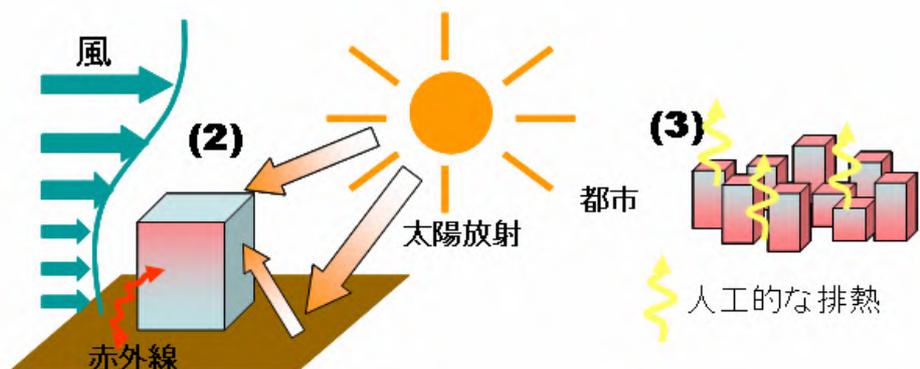
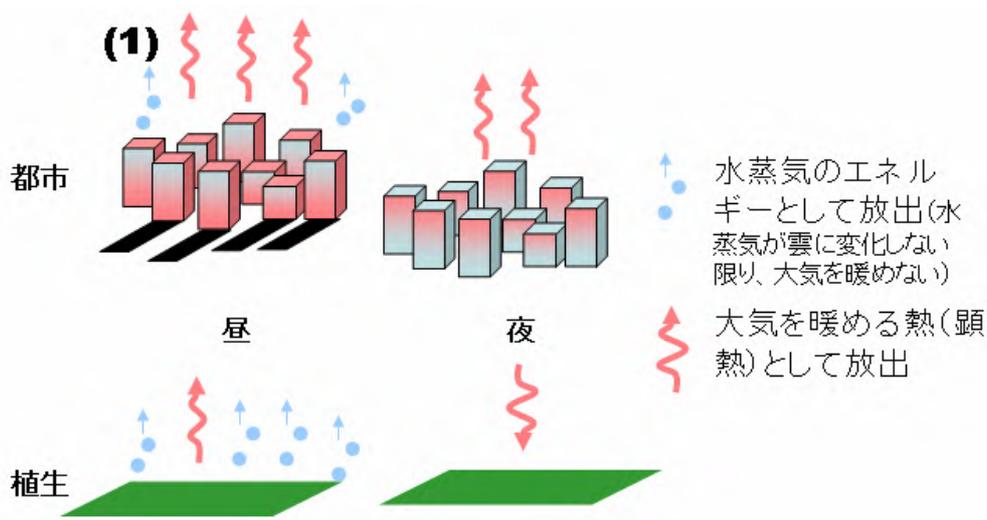


図 2.2 都市が大気に与える影響

地表面が都市に変わることは、街区スケールから平野スケールまでさまざまな空間スケールの気象現象に変化を及ぼす(表 2.1)。沿岸部の都市では、都市内部の気温や風は、海風によって影響を受ける。ビルや人工地表面の影響による気温の変化は、都市上空に上昇流を発生させ、海風の内陸への進入を妨げる効果があることが知られている(Kusaka et al., 2000)。関東平野、大阪平野のような広い範囲で都市化の進んでいる平野部では、平野全体で気温や風の分布に変化が生じている。平野スケールで考えた場合の、都市化にともなう、大気と地表面の間の熱の交換や風の流れの変化は、広域ヒートアイランドとも呼ばれている(藤部,1998)。

土地利用状態の変化と建物の効果は、地表面が都市になることにより、日射によって供給され、赤外線地球外へ放出されるエネルギーの配分が変化するために気温が上昇することを示している。そして、人工排熱によってエネルギー源が新たに生じることで、気温はさらに上昇する。

本報告では、都市化にともない地表面状態が変わることによる、平野スケールでの気温や風の流れの変化を解析した。このことについては 5 章で詳しく述べる。

表 2.1 ヒートアイランド現象の空間スケールの分類

分類	空間スケール	特徴、解析対象
街区スケール	数 km	ビルの中の風や気温の詳細な分布。より大きなスケールの風や、ビルの高さと配置、河川の分布等に影響を受ける。
都市スケール	数 km ~ 数 10km	都市部全体での間の風や気温の分布。海風や公園等の緑地からの冷気のにじみ出し等の影響を受ける。
平野スケール (本報告の解析対象)	数 100km	郊外に対する都市部での気温の上昇。都市部での風の弱まりにともなう局地的な風や気温の変化。都市や土地利用の分布に加え、地形や高・低気圧等のより空間スケールの大きい気象現象の影響を強く受ける。

3. 都市の気温変化

3.1 気温の長期変化傾向

東京と近畿地方の4都市および都市化の影響の少ない日本国内の17地点¹平均の、8月の気温の経年変化を図3.1に示す。統計期間は、地上観測データが整備されている1934年から2006年である。17地点平均の上昇率は、地球温暖化の影響や十年～数十年程度の時間規模で繰り返される自然変動が重なった、日本の平均気温の上昇率であるとみなせるため、各都市と17地点平均との上昇率の差が、都市化による上昇分を表していると考えられる。図3.1に示した東京及び近畿の4都市いずれの地点でも、50年当たり0.61～1.17の統計的に有意な上昇傾向が見られ、17地点平均の上昇率である50年当たり0.43を上回っている。特に、大阪や京都、和歌山で50年当たり1を超える大きな上昇傾向が見られる。

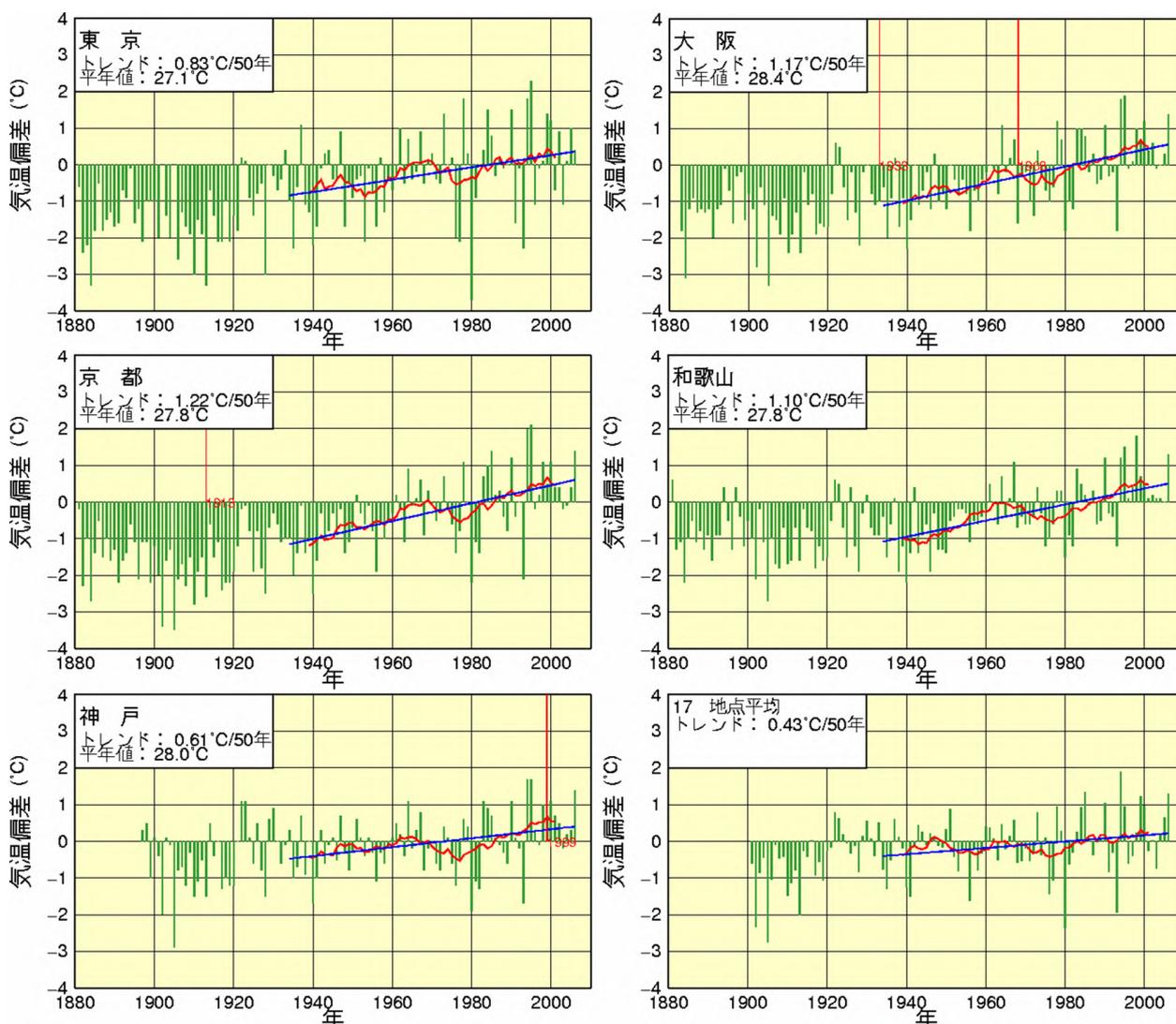


図3.1 東京および近畿4都市および17地点平均の8月の平均気温年平均偏差の長期変化。統計期間は1934年～2006年。赤い曲線と青い直線はそれぞれ、11年移動平均と長期変化傾向を示している。赤の細線は庁舎移転にともない統計が切断了した年を示している。また、神戸は1999年以前、大阪は1968年以前のデータは庁舎移転の影響を除去するための補正を施している(コラム参照)。

¹都市化による影響が少なく、特定の地域に偏らないように選定された以下の17地点の観測データを使用する。
網走、根室、寿都(すつつ)、山形、石巻、伏木(高岡市)、長野、水戸、飯田、銚子、境、浜田、彦根、宮崎、多度津、名瀬、石垣島

図 3.2 は、東京の 1 月と 8 月の月平均の日最高気温、日最低気温、日平均気温の 100 年当たりの経年変化である。1 月、8 月ともに最高気温より最低気温の上昇率が大きい。1 月と 8 月を比較した場合、最高、平均、最低気温いずれの上昇率も 8 月よりも 1 月の方が顕著である。

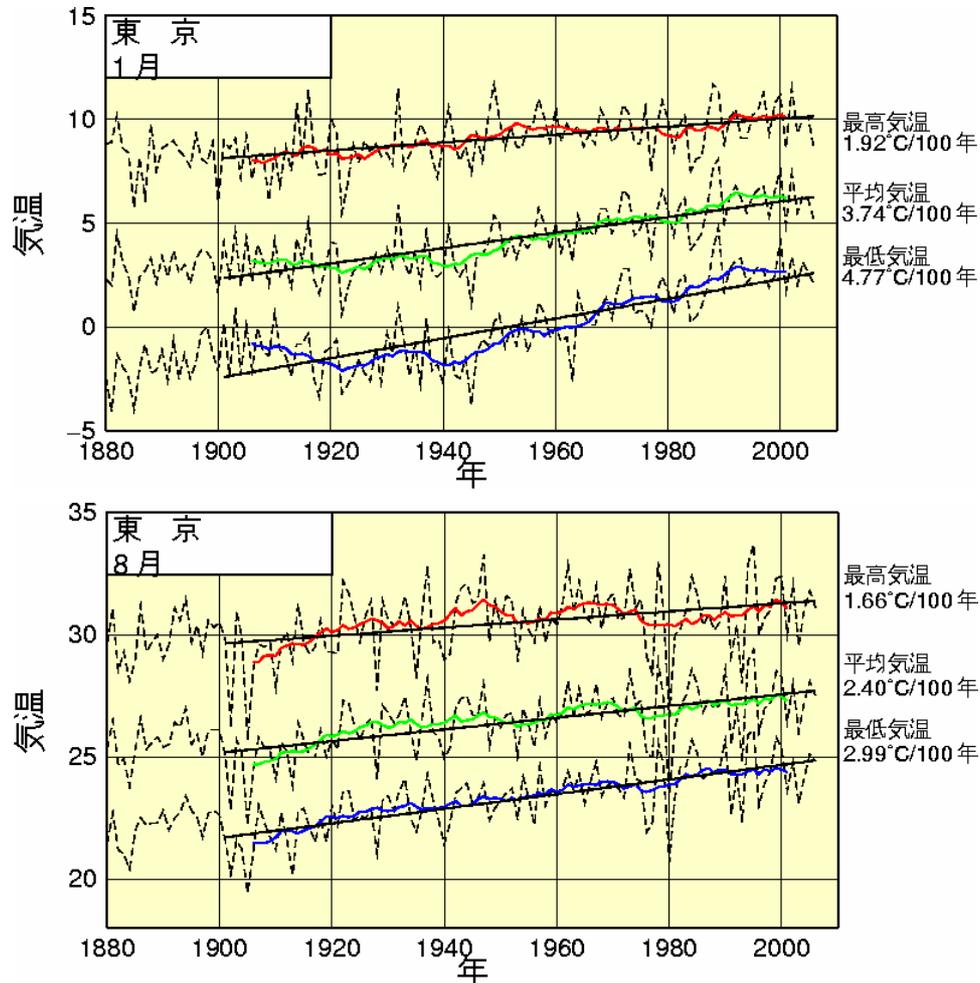


図 3.2 東京の(上)1月、(下)8月平均日最高気温、最低気温、平均気温の経年変化。黒い直線は長期変化傾向を示している。

表 3.1 は関東地方の 4 都市（前橋、熊谷、東京、横浜）と近畿地方の 4 都市（京都、神戸、大阪、和歌山）および 17 地点平均の 1 月、8 月平均での 50 年当たりの気温上昇率を示している。図 3.2 の東京の場合と同様に、各都市や 17 地点平均でも、最高気温より最低気温の上昇率が大きい。ただし、例外として、前橋と熊谷の 8 月では、最高気温の上昇率が最低気温のそれを上回っている。

都市化の進んでいない 17 地点平均では、平均、最高、最低気温はともに 1 月、8 月の上昇率の差が小さい。最低気温と平均気温は、どの都市も 1 月の上昇率が 8 月より大きい傾向が見られる。特に、熊谷や東京、横浜、京都では 1 月の最低気温の上昇率が 50 年当たり 2 を超えている。

一般に、都市からの熱は夜間は地表面付近にたまりやすいため、都市化の影響は日中よりも夜間に影響が現れやすいと言われている。関東地方、近畿地方の各都市では、夏と冬の最低気温で 17 地点平均より大きな上昇率が見られ、都市化の影響と言われている特徴と同様の傾向を示している。

表3.1 主要都市および17地点平均気温の50年当たりの気温上昇量。危険率5%で上昇傾向が有意でない場合は灰色の陰影で示している。

	統計期間	1月の気温上昇率(/50年)			8月の気温上昇率(/50年)		
		平均気温	最高気温	最低気温	平均気温	最高気温	最低気温
関東地方							
前橋	1934-2006	1.27	0.73	1.51	1.06	1.36	0.77
熊谷	1934-2006	1.64	0.67	2.16	1.09	1.20	0.80
東京	1934-2006	2.56	0.79	3.67	0.83	0.28	1.28
横浜	1934-2006	1.93	1.28	2.73	0.71	0.60	1.02
近畿地方							
京都	1934-2006	1.67	0.55	2.38	1.22	0.31	1.72
神戸*	1934-2006*	1.21	1.09	1.41	0.61	0.58	0.81
大阪*	1934-2006*	1.40	0.81	1.83	1.17	0.77	1.53
和歌山	1934-2006	1.28	0.62	1.48	1.10	0.25	1.43
17地点平均							
17地点平均	1934-2006	1.01	0.68	1.23	0.43	0.15	0.68

*…庁舎の移転にともなう影響を補正している。補正値は今後、データの見直しにより変更する可能性がある。

3.2 熱帯夜日数、35 を超えた日の日数の長期変化傾向

図 3.3 は、熱帯夜（日最低気温が 25 以上の日）の年間日数の、1931 年から 2006 年にかけての経年変化である。いずれの都市でも統計的に有意な増加傾向が見られる。東京や、近畿地方では和歌山や京都で 10 年当たり約 3.5 日の増加傾向が見られる。特に、大阪や京都は熱帯夜日数が多い上に増加傾向が顕著である。

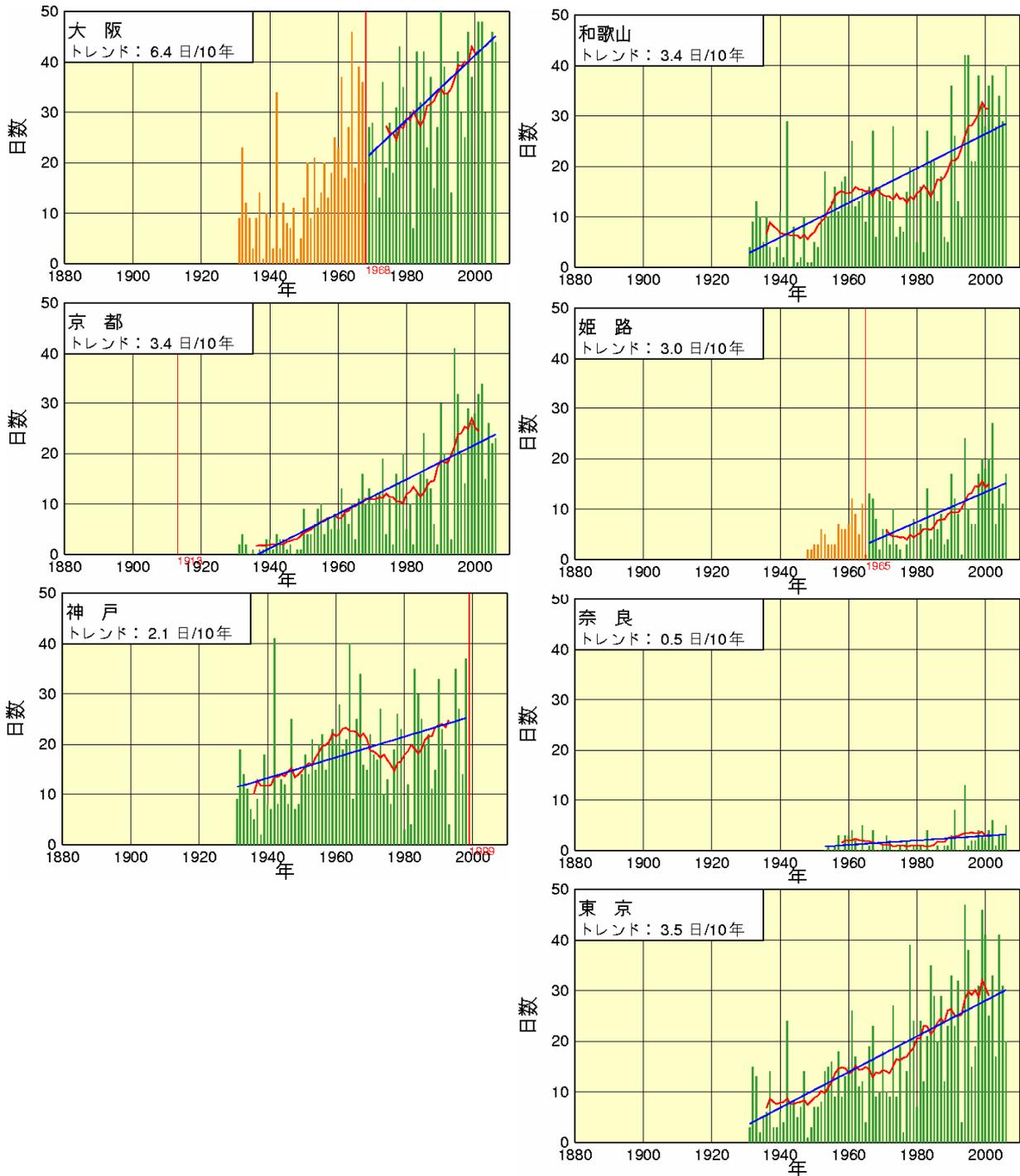


図 3.3 主要都市での最低気温が 25 を超えた日数の長期変化。統計期間は 1931 年～2006 年。赤い曲線と青い直線はそれぞれ、11 年移動平均と長期変化傾向を示している(奈良は 1953 年から)。赤の細線は庁舎移転にともない統計が切断した年を示している。統計計算には緑色の棒グラフで表示した期間のみのデータを使用している。トレンドは 10 年当たりの変化率を示している。トレンドの統計的有意性の水準は 5% である。

図 3.4 は、日最高気温が 35 以上の日の年間日数の、1961 年から 2006 年にかけての経年変化である。データの品質管理がなされている 1961 年以降のデータのみ示していることに注意したい。大阪、奈良、姫路では統計的に有意な増加傾向が見られる。京都では 1960 年代から 35 を超える日数が多いが、有意な増加傾向はみられない。東京や神戸でも、有意な増加傾向はみられない。

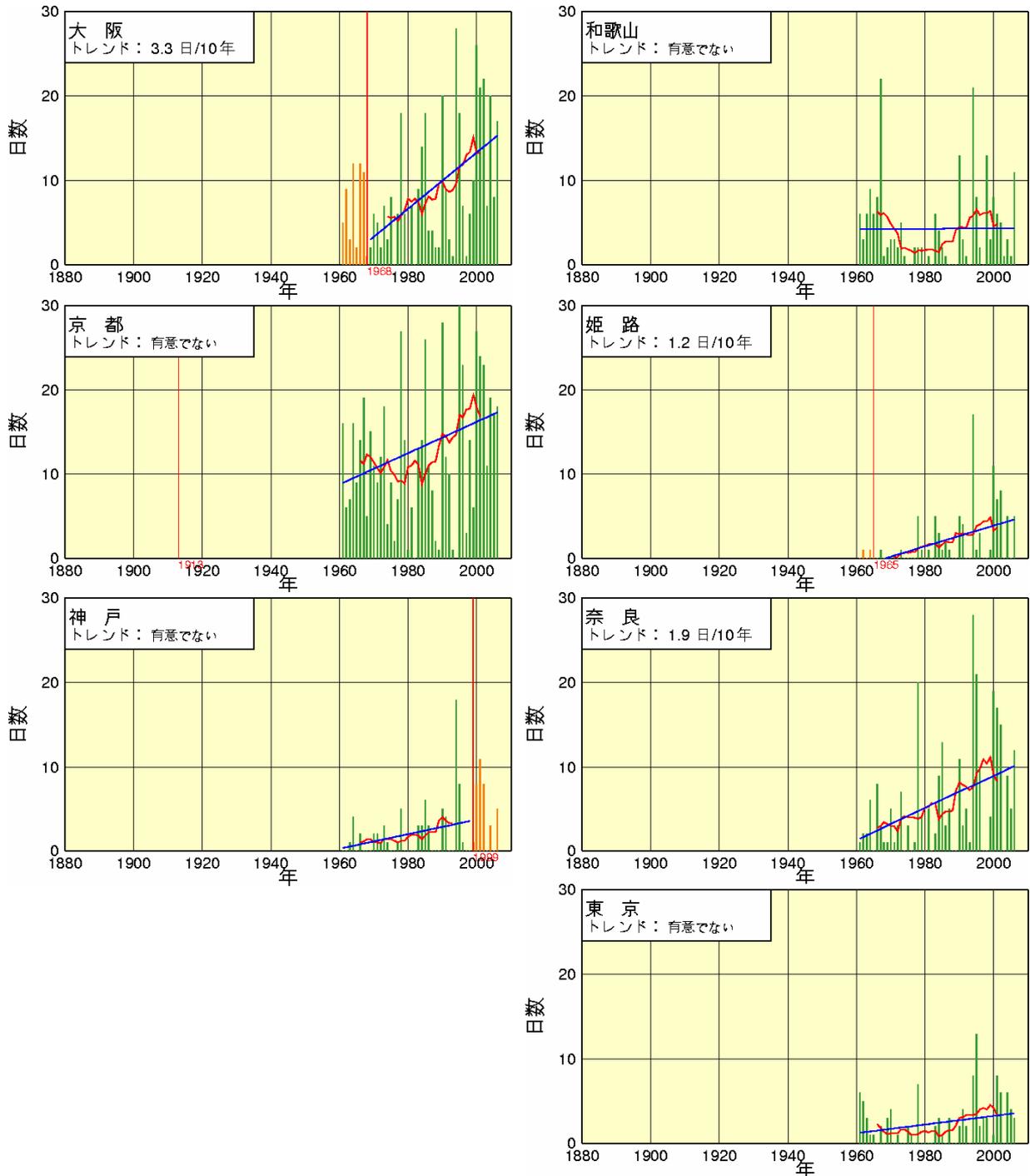


図 3.4 主要都市での最高気温が 35 を超えた日数の長期変化。統計期間は 1961 年～2006 年。赤い曲線と青い直線はそれぞれ、11 年移動平均と長期変化傾向を示している。赤の細線は庁舎移転にともない統計が切断した年を示している。統計計算には緑色の棒グラフで表示した期間のみのデータを使用している。トレンドは 10 年当たりの変化率を示している。トレンドの統計的有意性の水準は 5% である。

コラム 統計値の補正について

数十年から 100 年に渡る観測データの統計を行う際には、データの均質性が重要となる。長い間には、気象観測所の移転や気象観測測器の変更等があり、時系列データに段差が生じるときがある。このような場合は通常、データが均質でないとみなし、値を接続できない（これを統計の切断という）。

大阪は 1968 年、神戸は 1999 年、姫路は 1965 年に庁舎移転にともなう統計の切断がある。本報告では、大阪(1968 年)と神戸(1999 年)の移転の影響を検証し、最高気温、最低気温、平均気温に補正を施して使用している（図 3.1、表 3.1）。ただし、熱帯夜日数と日最高気温が 35 以上の日数については、補正値が算出できなかったため、統計の切断部分を図中に示し、移転前後で質の異なるデータとして扱った。

4. 2006年夏季の事例解析

4.1 近畿地方

(1) 2006年夏季(7、8月)の平均気温(表4.1)

2006年夏季の近畿地方は、7月は梅雨前線等の影響で、多くの地点で日照時間が平年よりかなり少なかった。気温は平年並だった。

8月は高気圧に覆われ、晴れる日が多く、日照時間は平年を上回った。多くの地点で平均気温が平年より1以上高かった。最高気温の正偏差が特に顕著で、京都、大阪、奈良では最高気温が平年より2高かった。

表4.1 近畿地方の主要都市における2006年夏季(7、8月)の気温(単位:)と日照時間平年比(%), カッコ内は平年値(1971~2000年平均値)との差

	7月				8月			
	平均気温	最高気温	最低気温	日照時間 平年比(%)	平均気温	最高気温	最低気温	日照時間 平年比(%)
京 都	26.3	30.5	23.1	54	29.2	34.9	25.1	119
	(-0.4)	(-0.9)	(0.2)		(1.4)	(2.0)	(1.2)	
姫 路	25.8	29.3	23.1	56	28.6	33.4	24.7	112
	(-0.1)	(-0.6)	(0.7)		(1.5)	(1.7)	(1.5)	
神 戸	26.8	29.6	24.6	56	29.4	33.3	26.7	118
	(0.0)	(-0.5)	(0.3)		(1.4)	(1.9)	(1.3)	
大 阪	27.2	30.8	24.4	58	29.8	35.0	26.1	118
	(0.0)	(-0.6)	(0.4)		(1.4)	(2.0)	(1.0)	
和歌山	27.2	30.8	24.6	63	29.1	33.5	25.8	113
	(0.4)	(0.1)	(1.0)		(1.3)	(1.4)	(1.5)	
奈 良	25.4	30.0	22.1	49	27.8	34.2	23.4	115
	(-0.2)	(-0.6)	(0.6)		(1.2)	(2.0)	(1.1)	

(2) ヒートアイランドの発生しやすい日の気温・風分布

一般に、ヒートアイランド現象は「晴れて風が弱い(晴天弱風)」という気象条件で顕著に現れると言われている(本報告での弱風日、晴天日の定義は表4.2の通り)。その理由として、晴れの日には日射量が多いため、建築物による蓄熱量が増加することや、都市から大気への加熱が曇りの日より大きいこと、また、風が弱い日は、風が強い日に比べ地面付近の熱が運ばれにくいことが挙げられる。1979年以降の観測データを調べたところ、近畿地方では35以上を記録する日のほとんどが晴天弱風日であった(図省略)。特定の風向が強かった事例は少なかった。2006年の7、8月の期間では、晴天日が20日(弱風日:18日、東風日:2日)であった(表4.3)。このうち、8月5日(晴天弱風日)、8月15日(晴天東風日)についての解析結果を以下に紹介する。

表4.2 晴天日、弱風日の定義

晴天日	都市気候モデルの解析領域(200km×200km)に含まれるアメダス観測点のうち、70%以上の地点で日降水量1mm未満、かつ50%以上の地点で日照時間が7時間以上の日
弱風日	朝9時の気圧場から求めた一般風(地衡風)の風速が6m/s未満

表 4.3 2006 年夏季(7、8 月)における解析事例日

解析対象時刻	分類	解析対象時刻	分類
7 月 25 日 21 時 ~ 7 月 26 日 21 時	晴天弱風日	8 月 8 日 21 時 ~ 8 月 9 日 21 時	晴天弱風日
7 月 26 日 21 時 ~ 7 月 27 日 21 時	晴天弱風日	8 月 9 日 21 時 ~ 8 月 10 日 21 時	晴天弱風日
7 月 27 日 21 時 ~ 7 月 28 日 21 時	晴天弱風日	8 月 10 日 21 時 ~ 8 月 11 日 21 時	晴天弱風日
8 月 1 日 21 時 ~ 8 月 2 日 21 時	晴天弱風日	8 月 14 日 21 時 ~ 8 月 15 日 21 時	晴天東風日
8 月 2 日 21 時 ~ 8 月 3 日 21 時	晴天弱風日	8 月 15 日 21 時 ~ 8 月 16 日 21 時	晴天弱風日
8 月 3 日 21 時 ~ 8 月 4 日 21 時	晴天弱風日	8 月 19 日 21 時 ~ 8 月 20 日 21 時	晴天弱風日
8 月 4 日 21 時 ~ 8 月 5 日 21 時	晴天弱風日	8 月 22 日 21 時 ~ 8 月 23 日 21 時	晴天弱風日
8 月 5 日 21 時 ~ 8 月 6 日 21 時	晴天弱風日	8 月 23 日 21 時 ~ 8 月 24 日 21 時	晴天弱風日
8 月 6 日 21 時 ~ 8 月 7 日 21 時	晴天弱風日	8 月 24 日 21 時 ~ 8 月 25 日 21 時	晴天弱風日
8 月 7 日 21 時 ~ 8 月 8 日 21 時	晴天東風日	8 月 28 日 21 時 ~ 8 月 29 日 21 時	晴天弱風日

8 月 5 日 (晴天弱風日)

日本列島は全体的に高気圧に覆われた。最低気温は大阪で 26.9 、枚方で 25.2 を記録した。最高気温は大阪で 36.5 、堺で 36.5 、枚方 37.5 を記録した。

図 4.1 の午前 5 時の気温と風の分布を見ると、25 以上の領域が大阪を中心に分布している。神戸では山から海岸に向かって風が吹いているが、大阪平野では風が弱い。午前中は、沿岸部では反時計回りに風向が変化し、午前 11 時ごろから、沿岸付近から大阪平野へ吹き込む海風が発達し始める。午後になると、大阪湾から京都府にかけて北東方向に 35 以上の領域が広がる。午後 3 時以降は、紀伊水道から淡路島を通して大阪平野に吹きこむ、規模の大きい海風が発達する。この海風の分布は、近畿地方の夏季に見られる典型的な海風の分布をしている。海風が入り込むにつれて、沿岸に近い部分の気温は下がるが、内陸部の気温は下がらない。日没後も、海風が見られた。また、京都府と大阪府の県境付近では、午後 8 時ごろまで 30 を超える地域が見られた。

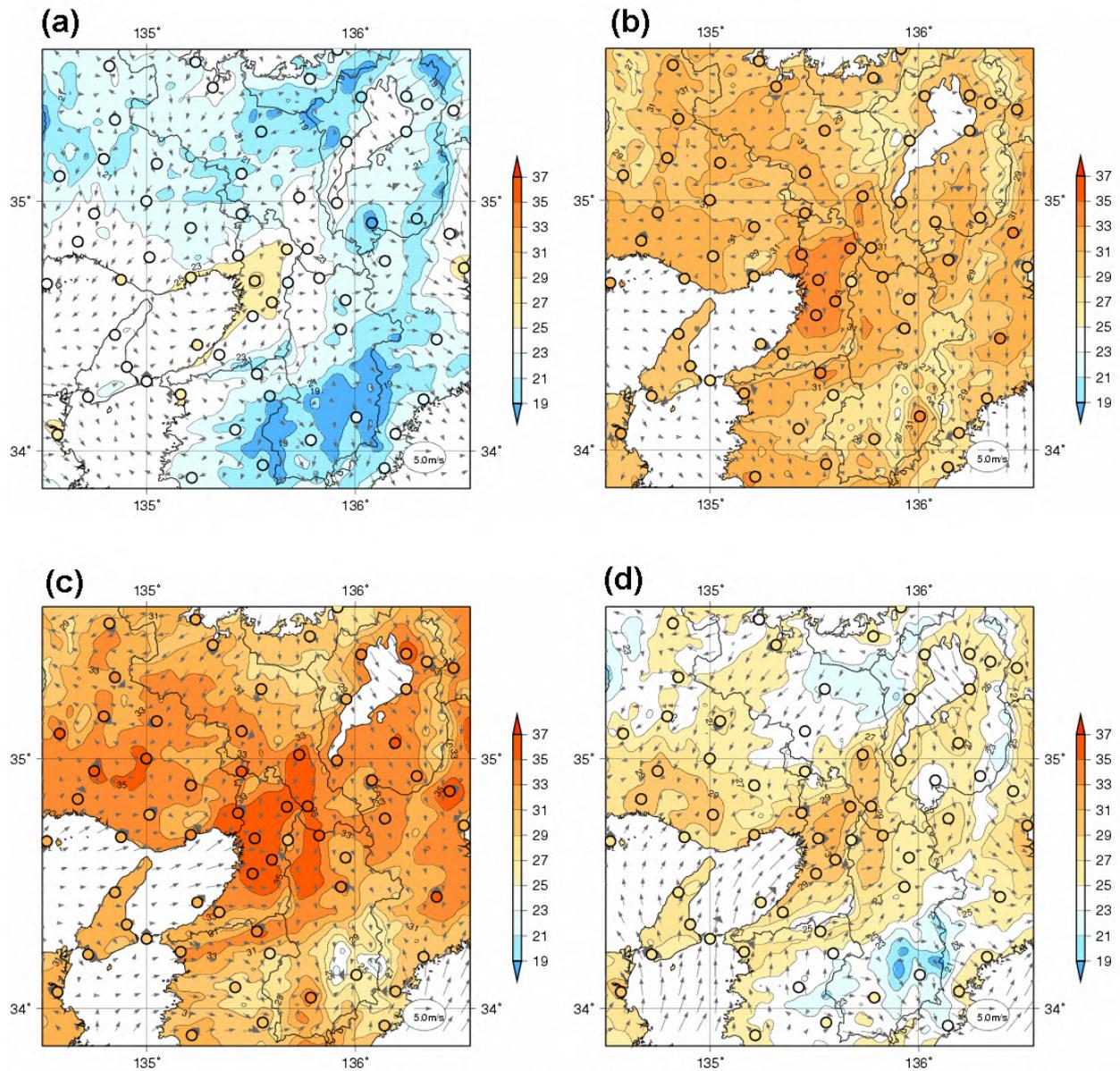


図 4.1 2006 年 8 月 5 日における近畿地方の(a)午前5時、(b)午前11時、(c)午後3時、(d)午後8時の気温(等値線)と風の分布(矢印)。図中の○はアメダス観測点を表す。

弱風日 12 事例平均

図 4.2 は弱風晴天日 20 事例のうち、太平洋高気圧に覆われ、典型的な海風が現れていた 12 事例平均の地上の気温と風の分布を示している。8 月 5 日の事例同様、午後になると、紀伊水道からの規模の大きい風系が作られること、また、日没後も海風は吹き続けていること、大阪平野の内陸部で風が弱まり、気温が下がりにくいこと等、近畿地方における夏季の循環の特徴が現れている。

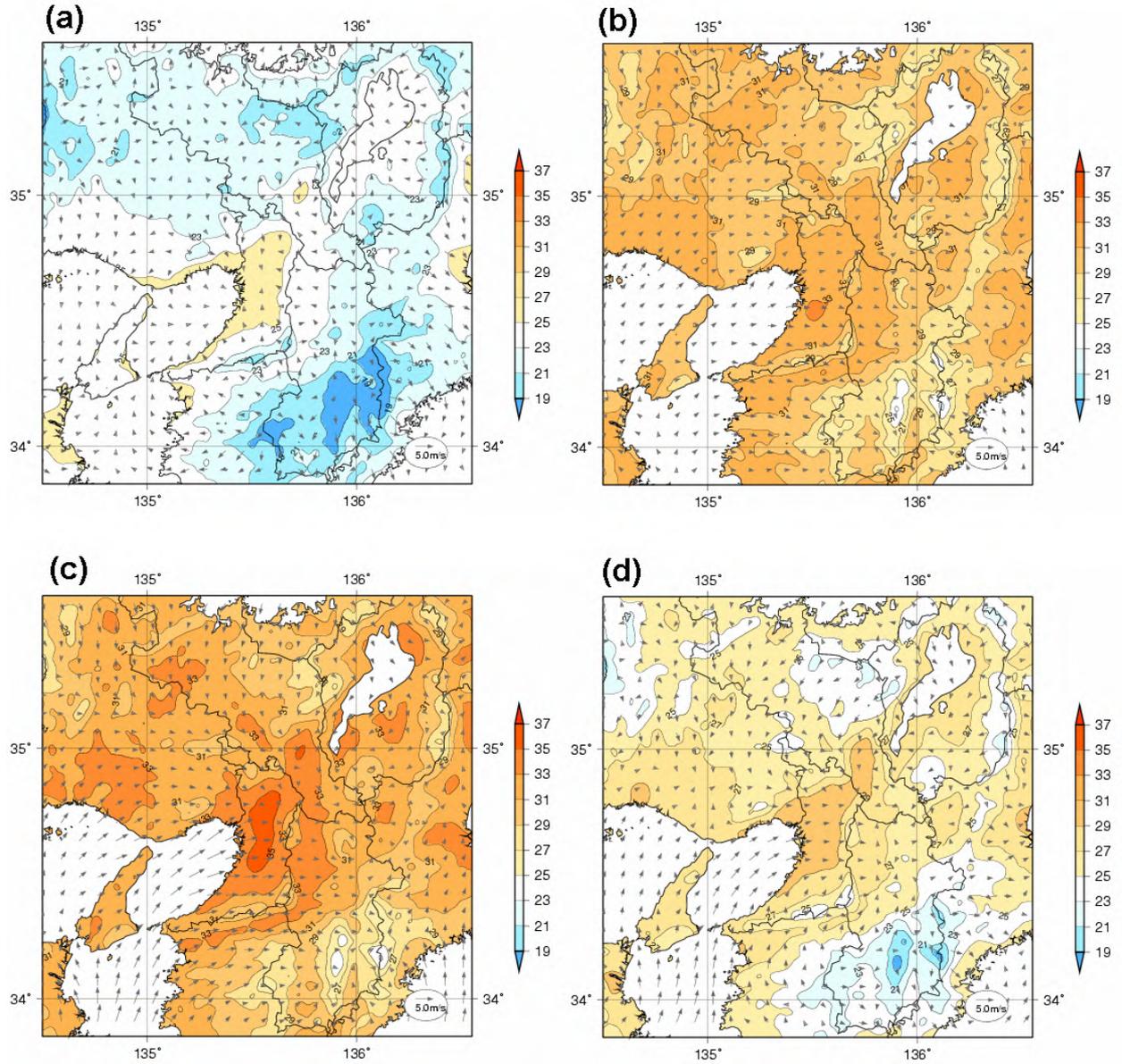


図 4.2 近畿地方の弱風日 12 事例平均について(a)午前5時、(b)午前11時、(c)午後3時、(d)午後8時の気温(,等値線)と風の分布(矢印)。図中の はアメダス観測点を表す。

8月15日(晴天東風日)

台風10号が四国の南海上を西へ進み、近畿地方は台風による東よりの風の影響を強く受けた。台風からの暖かい空気が山地を越えて流れ込んだ影響もあり、最低気温は大阪、豊中、枚方、堺等で25を上回った。最高気温は大阪で37.9、豊中で37.7、枚方で38.4を記録した。

図4.3の気温と風の分布を見ると、午前5時では、京都から大阪湾にかけて北東の風が強まっている(図4.3a)、25以上の地域は大阪平野と播磨灘から大阪湾にかけての沿岸部に分布している。午前から午後にかけて気温が上がっても、地上の海風は発達せず、紀伊山地や和泉山脈を越えて、大阪平野に南東の風が吹きこんでいる。大阪平野の気温は、午後3時の段階で37を超える領域が広く分布している(図4.3c)、播磨灘では、中国山地から沿岸に向かって風が吹いており、沿岸部では35を超える領域が見られる。日没後も風向は大きく変わらず、大阪平野では東風、播磨灘の沿岸部では北よりの風が続いた。午後8時になるまで、大阪湾の沿岸部を中心に31以上の領域が見られた(図4.3d)。

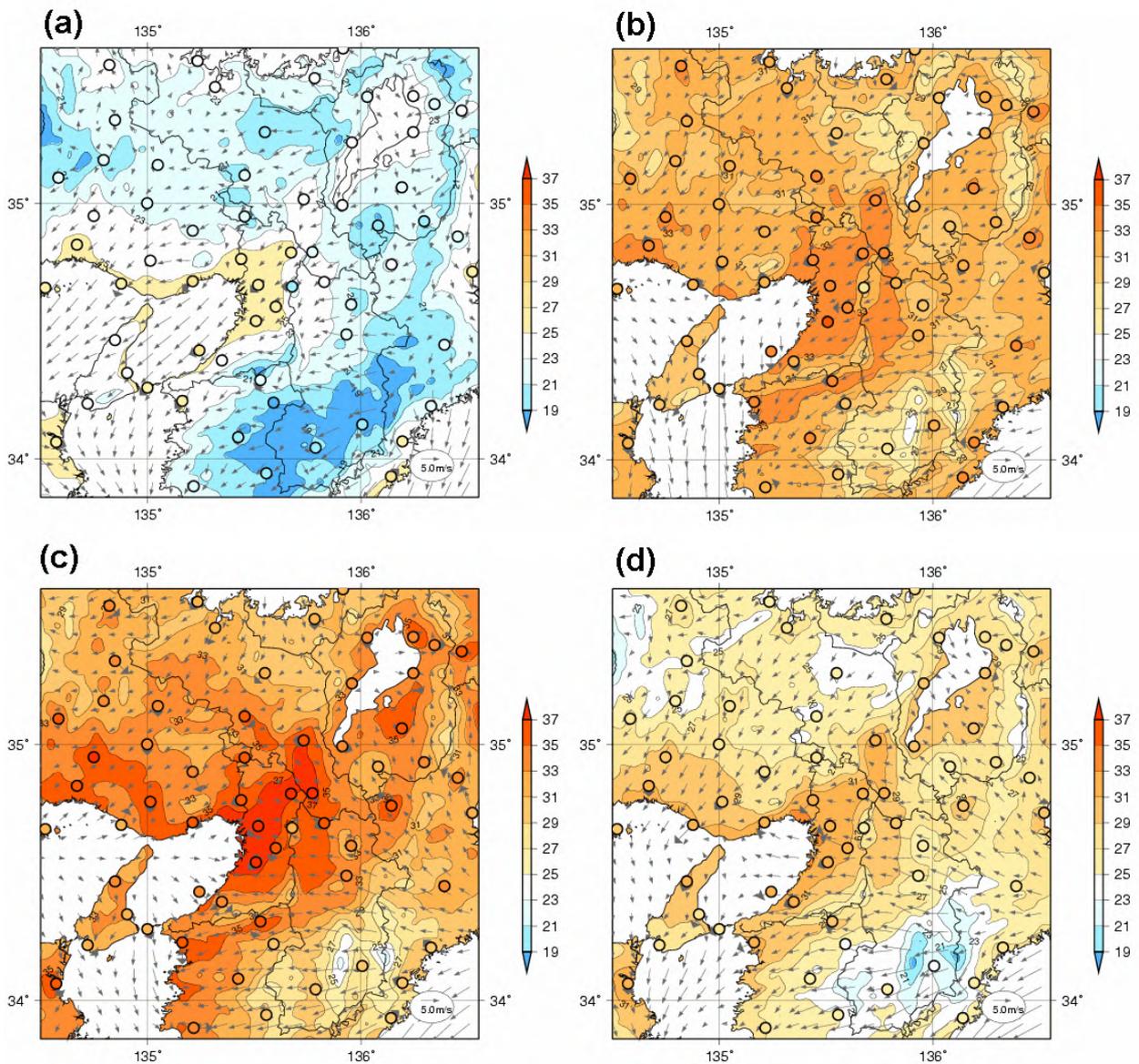


図4.3 2006年8月15日における近畿地方の(a)午前5時、(b)午前11時、(c)午後3時、(d)午後8時の気温(等値線)と風の分布(矢印)。図中の○はアメダス観測点を表す。

4.2 関東地方

(1) 2006年夏季(7、8月)の平均気温(表4.4)

2006年夏季の関東地方における月平均気温は、7月は梅雨前線等の影響で日照が平年より少なかったため、気温は平年並か平年より低い地点が多かった。

8月は多くの地点で平均、最高、最低気温ともに平年より高かった。しかし、日照時間は平年並か平年よりも少ない地点が多く、顕著なヒートアイランド現象が起こりやすい気象条件の日は少なかった。

表 4.4 関東地方の主要都市における 2006 年夏季(7、8月)の気温(単位:)と日照時間平年比(単位:%)。カッコ内は平年値(1971~2000年平均値)との差

	7月				8月			
	平均気温	最高気温	最低気温	日照時間	平均気温	最高気温	最低気温	日照時間
				平年比(%)				平年比(%)
宇都宮	23.9	27.4	21.4	45	26.3	31.0	22.9	90
	(0.1)	(-0.8)	(1.0)		(1.0)	(0.9)	(1.1)	
前橋	24.7	28.5	21.7	54	27.3	32.2	23.3	107
	(0.0)	(-0.7)	(0.7)		(1.2)	(1.3)	(1.0)	
熊谷	25.0	28.7	22.3	48	27.4	32.6	23.6	96
	(0.1)	(-0.9)	(1.0)		(1.0)	(1.1)	(0.9)	
水戸	23.1	26.5	21.0	50	25.6	29.7	22.6	85
	(-0.1)	(-0.9)	(1.0)		(0.6)	(0.3)	(1.0)	
鉾子	23.1	25.7	21.5	52	25.7	28.5	23.7	103
	(0.3)	(0.1)	(0.9)		(0.8)	(0.7)	(0.9)	
東京	25.6	28.6	23.3	40	27.5	31.1	24.8	90
	(0.2)	(-0.4)	(0.8)		(0.4)	(0.3)	(0.6)	
横浜	24.8	28.1	22.7	44	26.7	30.8	23.8	95
	(0.1)	(-0.3)	(0.7)		(0.3)	(0.5)	(0.1)	
千葉	25.1	28.5	22.9	44	26.8	30.8	24.0	86
	(0.5)	(0.4)	(1.0)		(0.4)	(0.7)	(0.4)	

(2) ヒートアイランドの発生しやすい日の気温・風分布

関東地方では「晴れて風が弱い(晴天弱風)」という気象条件に加え、「晴れて風が西寄り(晴天西風)」あるいは「晴れて風が北寄り(晴天北風)」という気象条件で、高い日最高気温が観測されている(気象庁,2005)。2006年の7、8月の期間では、晴天日が10日(弱風日:9日、弱風、西風、北風以外の日:1日)であった(表4.5)。このうち、8月5日(晴天弱風日)の解析結果を以下に紹介する。

表 4.5 2006 年夏季(7, 8 月)における関東地方の解析事例日

解析対象時刻	分類
7 月 25 日 21 時 ~ 7 月 26 日 21 時	晴天弱風日
8 月 2 日 21 時 ~ 8 月 3 日 21 時	晴天弱風日
8 月 3 日 21 時 ~ 8 月 4 日 21 時	晴天弱風日
8 月 4 日 21 時 ~ 8 月 5 日 21 時	晴天弱風日
8 月 5 日 21 時 ~ 8 月 6 日 21 時	晴天弱風日
8 月 9 日 21 時 ~ 8 月 10 日 21 時	晴天弱風日
8 月 12 日 21 時 ~ 8 月 13 日 21 時	晴天弱風日
8 月 17 日 21 時 ~ 8 月 18 日 21 時	晴天南風日
8 月 28 日 21 時 ~ 8 月 29 日 21 時	晴天弱風日
8 月 30 日 21 時 ~ 8 月 31 日 21 時	晴天弱風日

8 月 5 日(晴天弱風日)

日本列島は全体的に高気圧に覆われた。関東地方では、午前 9 時の段階で東京都と群馬県で 30 を超えた地域が見られた。日中の最高気温は東京で 35.4 、熊谷で 36.9 、前橋で 37.0 を記録した。東京では最低気温が 25.3 と、25 を下回らなかった。

図 4.4a のように、午前 5 時では、都心部を中心に 25 以上の領域が見られる。日の出の後には群馬県南部で 30 を越える領域が現れ始める(図略)。午前中のうちに、関東平野はほとんどの領域で 30 を超えて、午後には内陸部で 35 以上に達した。東京都でも練馬から八王子にかけて 35 以上の領域が見られる(図 4.4c)。午後以降は東京湾から南よりの、太平洋側から東よりの風が入り始め、前橋方面に向かうような広域な風場を形成した。東京湾付近では海風の影響で内陸部よりも早く気温が下がり始める。東京都から群馬県南部にかけてでは午後 8 時でも 29 以上の領域がみられた(図 4.4d)。

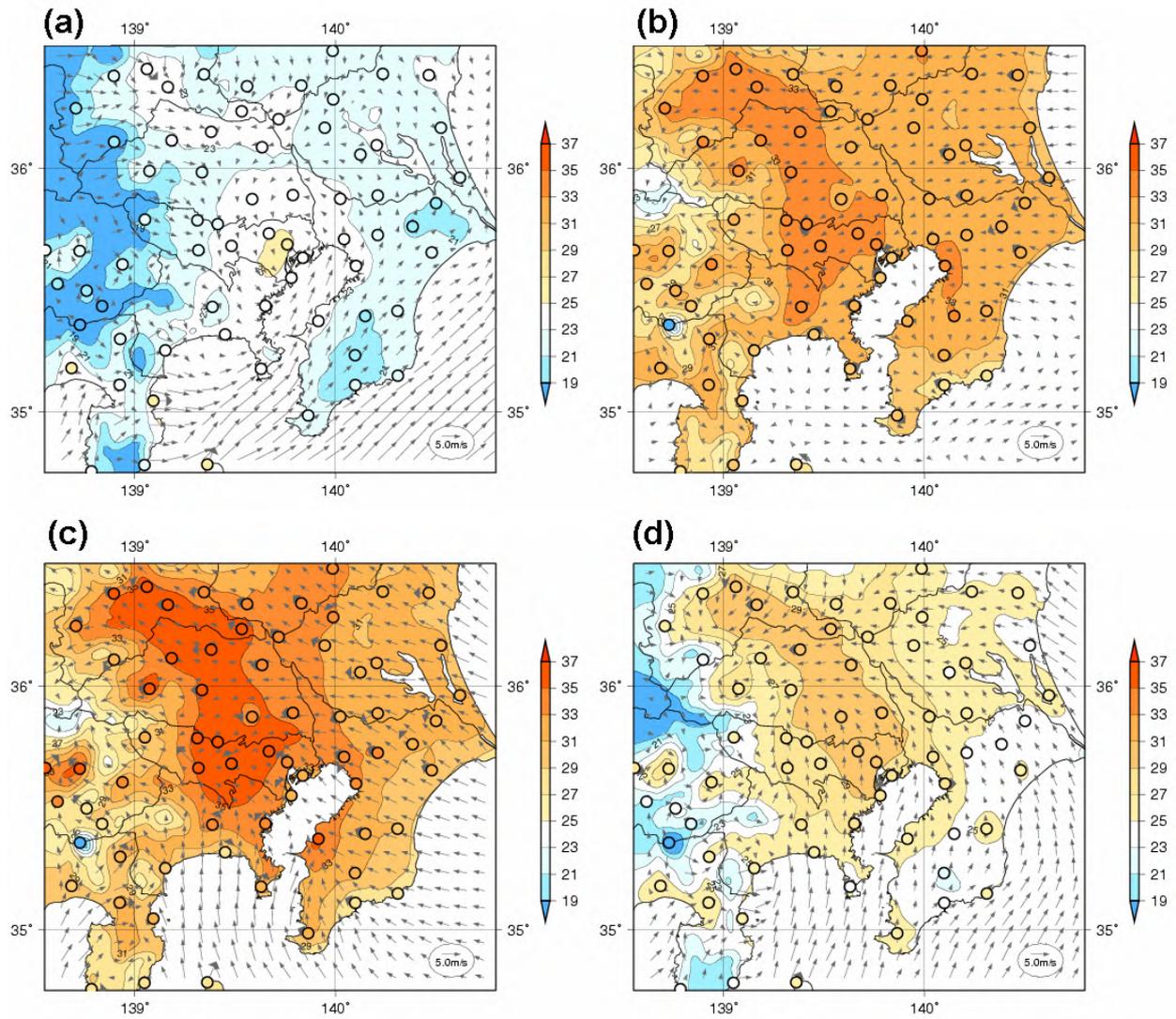


図 4.4 2006 年 8 月 5 日の関東地方の(a)午前 5 時、(b)午前 11 時、(c)午後 3 時、(d)午後 8 時の気温(等値線)と風の分布(矢印)。图中的はアメダス観測点を表す。

5. 都市の寄与度についての考察

5.1 都市気候モデルを用いた都市の影響の推定

効果的なヒートアイランド対策を講じるためには、メカニズムの解明を進める必要があり、モデルを用いたシミュレーションはそのための有力な手段である。以下では、4章で示した事例について、都市化が気温に及ぼす影響を調べるためのシミュレーションを行った。都市化の影響を取り除くため、人工排熱をゼロにし、土地利用形態の都市部分を草地に変えて“都市の影響がない場合”としてシミュレーションを行った。“都市の影響がある場合(現状)”のシミュレーション結果との差をとることで、都市の存在が気温の上昇にどの程度寄与したかを評価した。

5.2 晴天弱風日

図 5.1 は、2006 年 8 月 5 日の事例を用いて、シミュレーションによる、気温と風向、風速に関して都市がある場合とない場合の差を取ったものである。午前 5 時では、都市によって気温が上昇した地域は沿岸を中心に分布し、都市の中心部に集中している。日中(図 5.1b,c)は都市の影響により気温が上昇する地域は平野全体に広がる。また、海風が発達するにつれて、気温の上昇の中心は内陸部の北東方向へ移る。沿岸部が海風によって冷却され、都市の影響が相対的に小さいためであると考えられる。また、琵琶湖から大阪府へ吹き込むような風の偏差が見られる。これは海風の方向と逆向きであり、都市の効果により内陸で海風が進入しにくくなっているためと考えられる。都市による昇温は午後 8 時以降も見られた(図 5.1d)。また、図 5.2 のように、弱風日を 12 事例平均したシミュレーションに関しても同様の傾向が得られた。

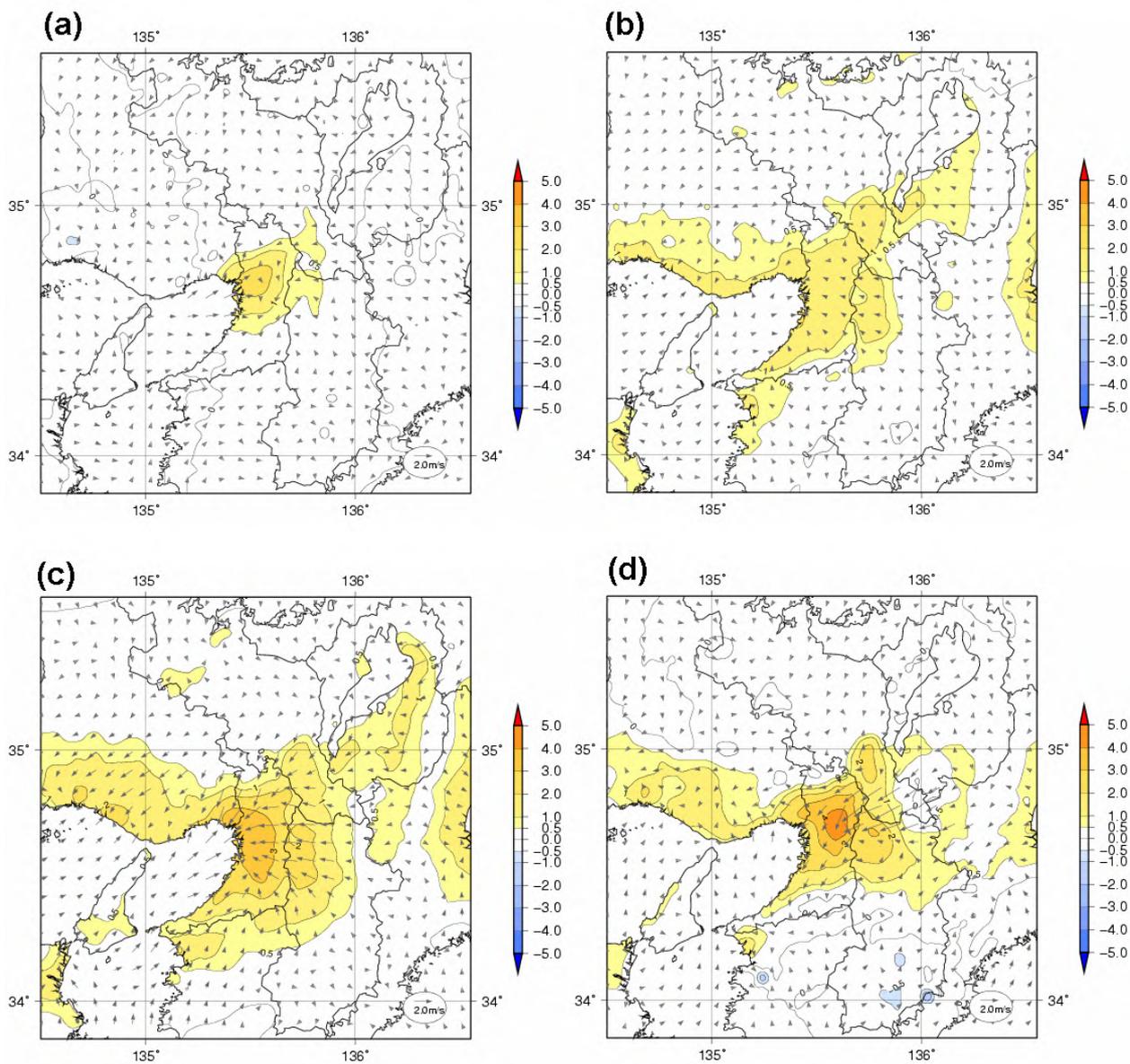


図 5.1 シミュレーションによる近畿地方の 2006 年 8 月 5 日における (a) 午前 5 時、 (b) 午前 11 時、 (c) 午後 3 時、 (d) 午後 8 時の「都市がある場合」と「都市がない場合」の気温と風の差。正の値は「都市がある場合」のほうが気温が高いことを示す。

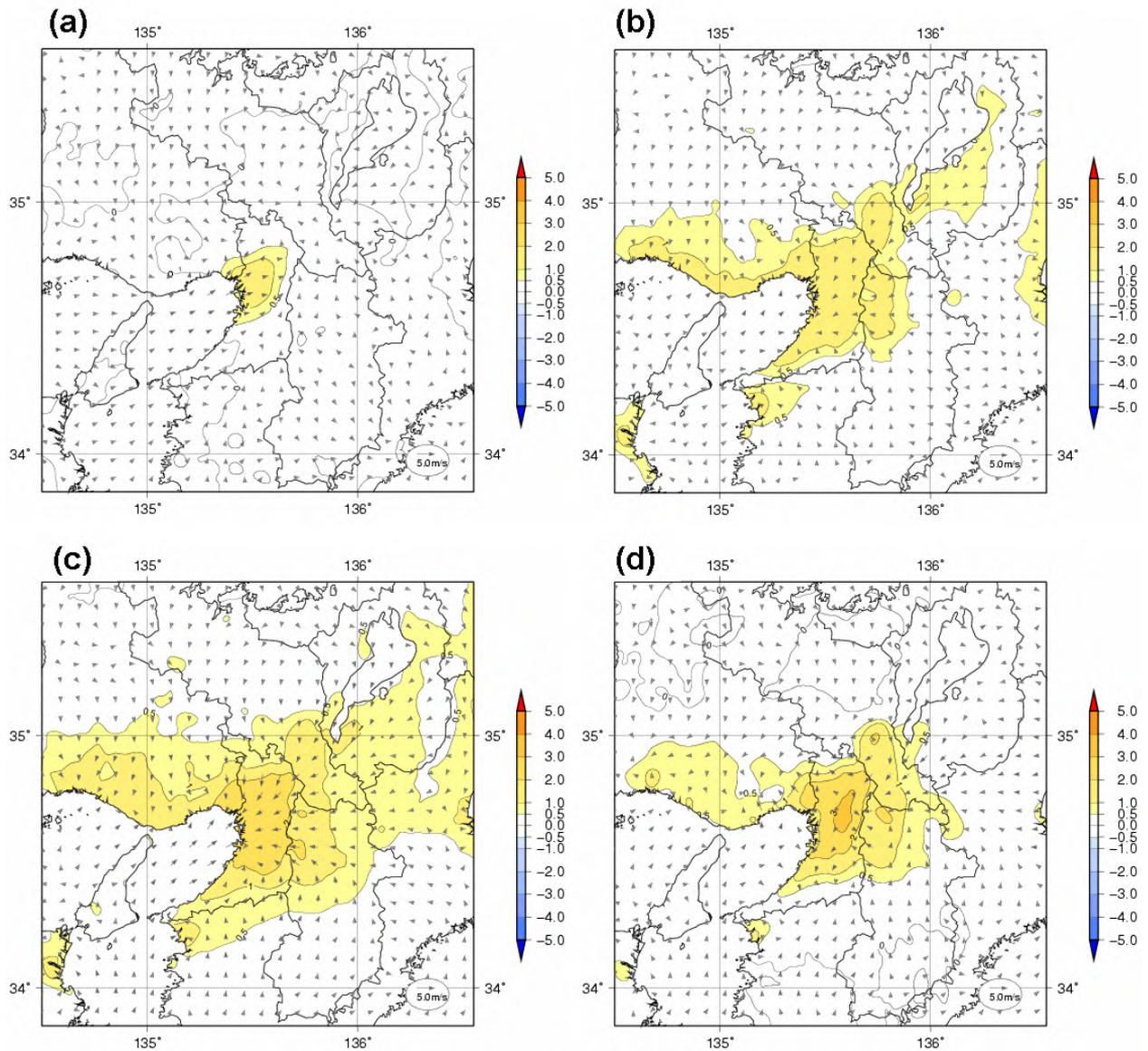


図 5.2 シミュレーションによる近畿地方の弱風日 12 事例平均についての (a) 午前 5 時、(b) 午前 11 時、(c) 午後 3 時、(d) 午後 8 時の「都市がある場合」と「都市がない場合」の気温と風の差。正の値は「都市がある場合」のほうが気温が高いことを示す。

図 5.3 は、2006 年 8 月 5 日の関東地方での気温と風向、風速に関して、都市がある場合とない場合の差を取ったものである。午前 5 時には都心の沿岸部を中心に、都市による気温の上昇が現れている。日中、気温が上がるにつれて、気温の差は広がり、その中心は北に移動する（図 5.3 c）。15 時の気温差の中心は、都心部より北から、東京都と埼玉県の県境にかけて位置している。また、気温差が大きい地域の中心から北で、その中心に吹き込むような風の差が見られ、海風の内陸への進入が妨げられていることがわかる。図 4.4 のように埼玉県北部から群馬県南部で最高気温が 35 を超えていた。この地域の、都市による気温の上昇は、都心部に比べ小さいものの最大で 2 程度あり、広い範囲での都市化の影響が現れていると考えられる。

関東地方と近畿地方では平野のスケールが異なるものの、都市による気温の上昇が夜間から夜明けにかけては都市の中心部に、午後になると内陸に現れるのは、海風が卓越する日の広域ヒートアイランドの特徴であると考えられる。

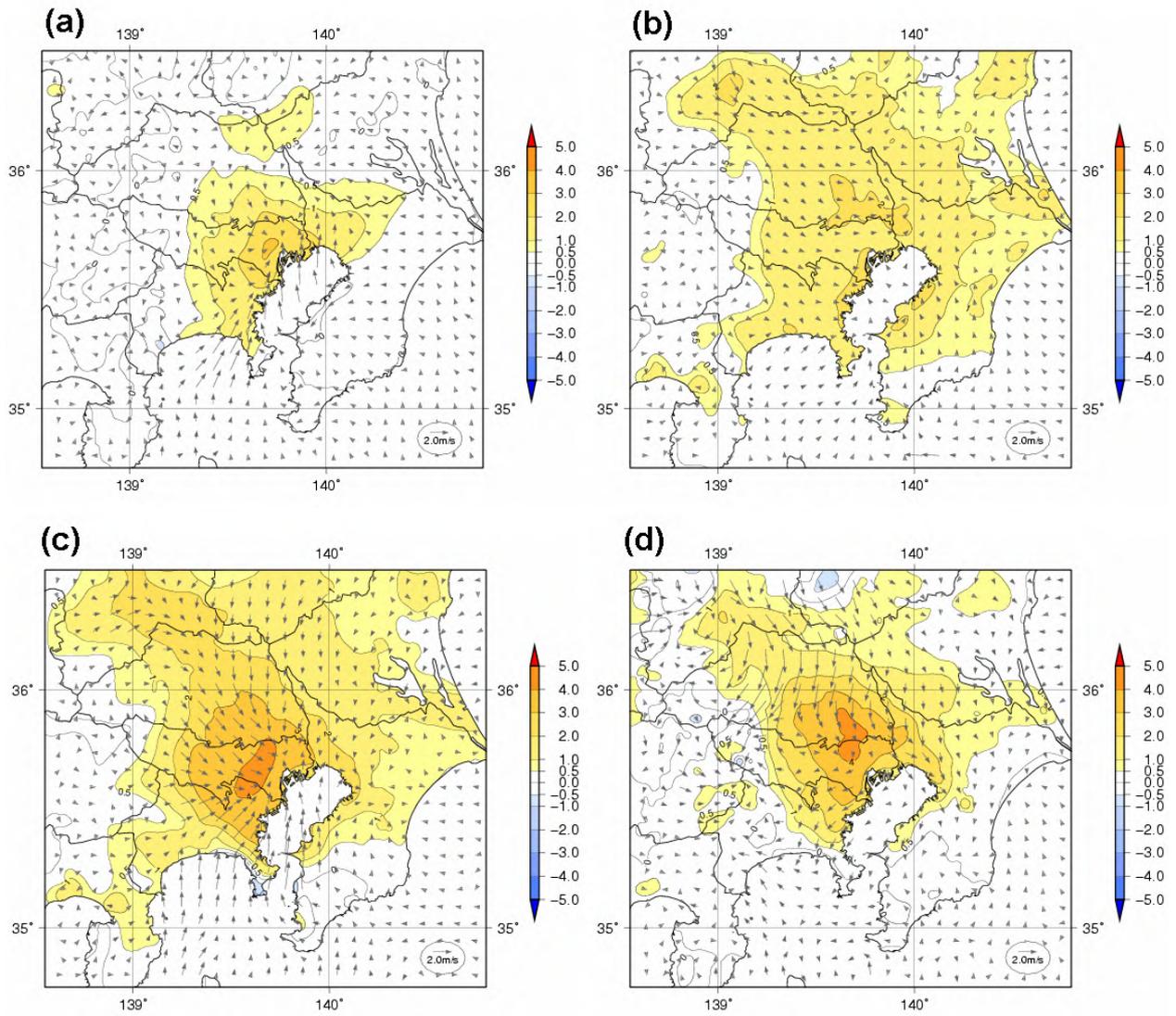


図 5.3 シミュレーションによる関東地方の 2006 年 8 月 5 日における (a) 午前 5 時、(b) 午前 11 時、(c) 午後 3 時、(d) 午後 8 時の「都市がある場合」と「都市がない場合」の気温と風の差。正の値は「都市がある場合」のほうが気温が高いことを示す。

5.3 晴天東風日

図 5.4 は東風が強かった 2006 年 8 月 15 日の近畿地方での、気温と風向、風速に関して都市がある場合とない場合の差を取ったものである。夜間から夜明けにかけては、都市によって気温が上昇した地域は、大阪湾沿岸部の大阪府と兵庫県の県境を中心に分布している。午前 5 時には都市による気温の上昇はあまり大きくない(図 5.4a)。日中にかけて、気温の差が大きくなるが、日中は海風が発達しないため、都市の影響は沿岸部に大きく現れる。気温差が大きい領域の中心は、大阪府と兵庫県の県境に位置する(図 5.4c)。このように、風向が異なると、都市の影響が強く現れる位置に変化が生じると考えられる。ただし、夏季の近畿地方で東風が強くなる事例は少ないため、本報告のシミュレーション結果が一般的なものか確かめるためには、今後も過去の事例を解析する等、詳細な調査が必要である。

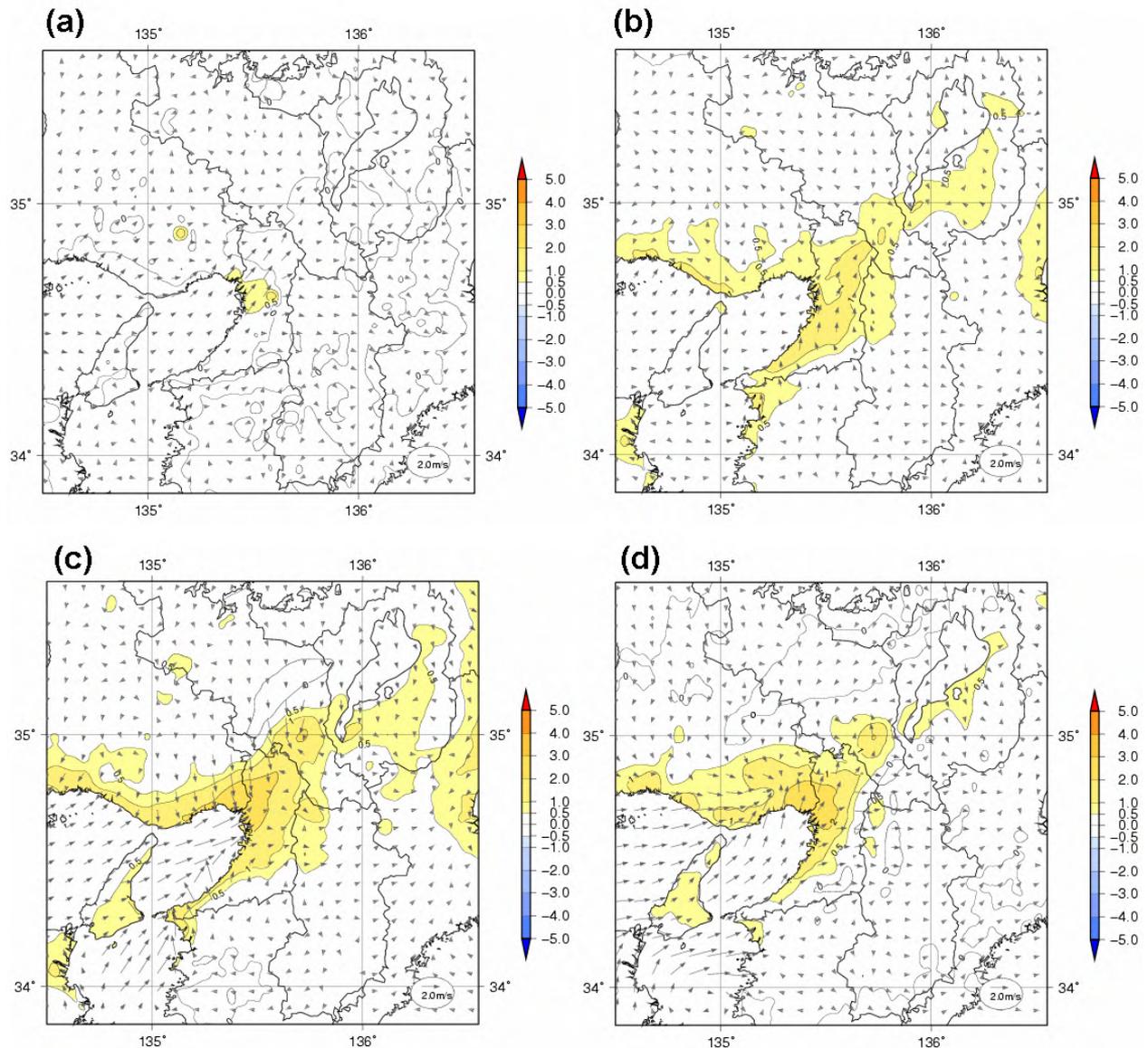


図 5.4 シミュレーションによる近畿地方の 2006 年 8 月 15 日における (a) 午前 5 時、 (b) 午前 11 時、 (c) 午後 3 時、 (d) 午後 8 時の「都市がある場合」と「都市がない場合」の気温と風の差。正の値は「都市がある場合」のほうが気温が高いことを示す。

6. ヒートアイランド循環の鉛直構造

「ヒートアイランド監視報告（平成 17 年夏季・関東地方）」（気象庁、2006）では、関東地方のヒートアイランド現象の鉛直構造について解析した。「都市」による地表面の加熱の影響は特に都心部で大きく高度 1.5km 付近に及んでいること、夜間よりも日中の方が上空まで及ぶことを示した。

都市化による鉛直の循環の変化は、大気汚染物質の拡散や、近年一部の研究者が指摘している都市化と豪雨の関係を理解するための基礎的な事項としても重要であるため、ヒートアイランドの鉛直構造について、昨年度の報告に引き続き詳細な解析を行った。ここでは、図 6.1 のように、海風の方向に沿って近畿地方は南西から北東に、関東地方は南東から北西に鉛直断面をとり、この断面に沿った気温と風を解析した。

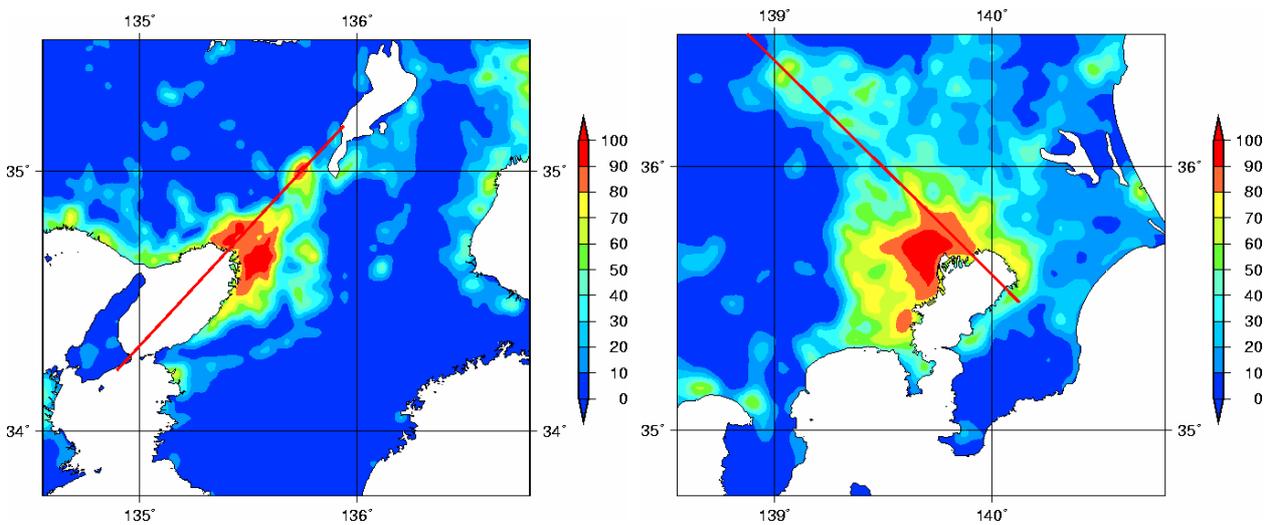


図 6.1 (左)近畿地方(右)関東地方における、都市の被覆率の分布(%). 赤線に沿って断面図を作成する。

図 6.2 は、2006 年 8 月 5 日の近畿地方における、海風に沿った方向の鉛直断面図を示している。等値線は温位²を示している。温位の等値線の間隔が込んでいるほど大気は安定(鉛直方向に大気が混合されにくい)で、熱が上方に運ばれにくいことを示している。夜間は大気が安定しているため、都市による地面の加熱の影響は地表付近にとどまっている(図 6.2 左)。日中になると、日射が地面を加熱することで大気不安定になるため、地面付近の熱は上空まで混合される(図 6.2 右)。そのため、都市による加熱の影響はより高いところまで及ぶ。また、さらに上空では逆に都市の効果により気温が下がっている。地表面の加熱により、上昇流が強まるが、都市の加熱の影響の小さい上空では、上昇した空気が膨張して気温が下がるためである。8 月 5 日の事例では、都市の影響は日中、高度 2000m 付近まで及んでいると考えられる。また、地表では加熱域へ吹き込む風の偏差が見られる。加熱域で上昇流、内陸側で下降流の偏差が見られ、鉛直方向の循環偏差が現れており、内陸側に若干傾いた循環を形成している。

図 6.3 は同じ日の関東地方における海風に沿った鉛直断面図である。夜間は大気が安定で、都市の影響が下層に限られる点では、近畿地方の場合と共通である(図 6.3 左)。しかし日中は、都市の加熱の影響が近畿地方より大きく、下層の正偏差、上層の負偏差の高度も近畿地方より高い(図 6.3 右)。ヒートアイランドの水平方向の広がりが増すにつれて、鉛直方向の広がりが増すことは理論的に予測されている(木村ほか,1975)。図 6.1 のように、都市の被覆率は関東地方の方が近畿地方に比べ大き

² 上空の乾燥した空気を、断熱的に地上(1000hPa)に引き下ろした時の温度。

く、都市の存在する領域が平野の広い範囲で広がっている。理論と実際の現象を単純に比較することは難しいが、図 6.2、図 6.3 で見られる弱風日におけるヒートアイランドの鉛直循環の違いは、都市、つまり地表面の加熱域の広がりやの違いも原因である可能性がある。

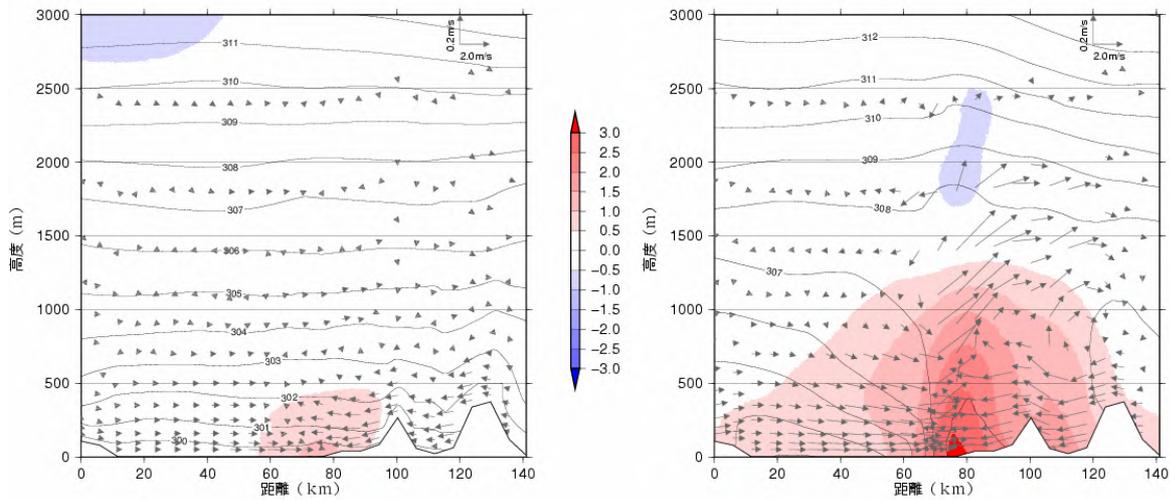


図 6.2 2006 年 8 月 5 日 (左)5 時,(右)15 時における近畿地方の鉛直断面図。等値線は温位(K)、陰影、矢印はそれぞれ「都市あり」と「都市なし」の温位と風の偏差。

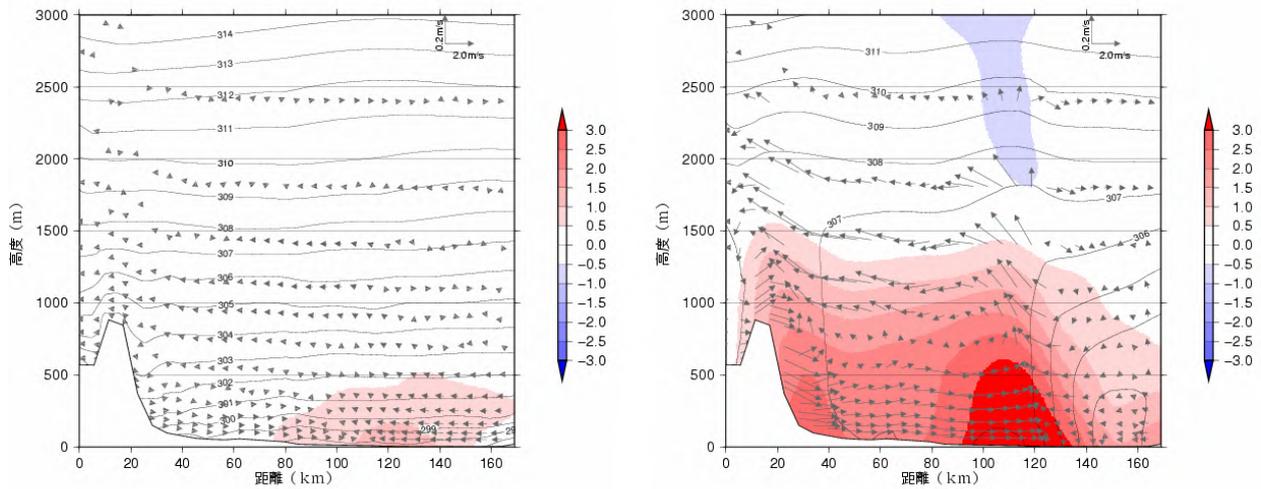


図 6.3 2006 年 8 月 5 日 (左)5 時,(右)15 時における関東地方の鉛直断面図。等値線は温位(K)、陰影、矢印はそれぞれ「都市あり」と「都市なし」の温位と風の偏差。

7. おわりに

過去 100 年間、日本国内の都市の高温化は、地球温暖化にともなう世界の平均気温の上昇の数倍の速度で進んでいる。このため、生活環境の悪化や、植物、動物等生態系への影響が懸念されており、また短時間集中豪雨との関連性を指摘する声もある。今回、近畿地方のヒートアイランドの状況について調査したが、さらに詳細な解析を進め、ヒートアイランド対策の推進に貢献する情報提供に努めていく。また、今後の新しい試みとしては、冬季の都市部における顕著な気温上昇のメカニズムの解明や、関東、近畿以外の都市部におけるヒートアイランドの実態把握に取り組んでいく。

8. 謝辞

本報告で用いた人工排熱量データは、独立行政法人土木研究所および大阪大学にご提供いただいた。ここに厚くお礼を申し上げます。

付録

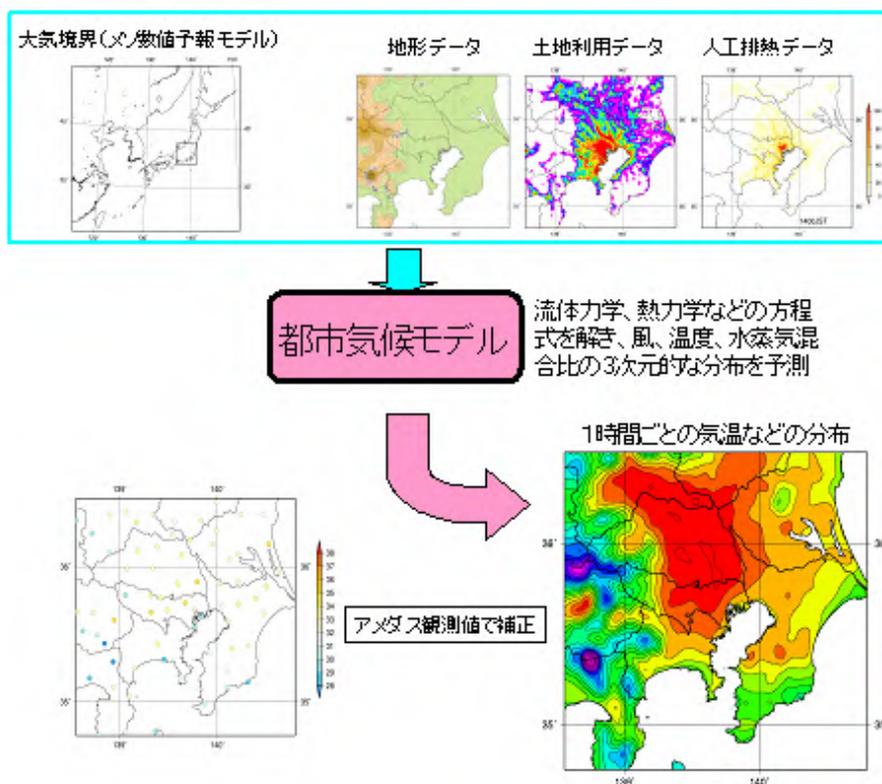
・参考文献

- 藤部 文昭,1998:都市化が気候を変える, 科学, Vol.68, 238-245
- 木村竜治, 三沢信彦, 坂上治郎, 国井利泰,1975: 都市のヒートアイランド効果に伴う対流の特性について,天気, 22,186-196.
- 気象庁,2005: ヒートアイランド監視報告(平成16年夏季・関東地方,HTML版)
<http://www.data.kishou.go.jp/climate/cpdinfo/himr/2004/index2.html>
- 気象庁,2006: ヒートアイランド監視報告(平成17年夏季・関東地方,HTML版)
<http://www.data.kishou.go.jp/climate/cpdinfo/himr/2005/index2.html>
- Kusaka, H., F. Kimura, H. Hirakuchi, and M. Mizutori,2000: The Effects of Land-Use Alteration on the Sea Breeze and Daytime Heat Island in the Tokyo Metropolitan Area, Journal of Meteorological Society of Japan, Vol.78, No.4,405-420
- 鳴海 大典, 大谷 文人, 近藤 明, 下田 吉之, 水野 稔, 2002: 都市における人工廃熱が都市熱環境に及ぼす影響 - 都市熱環境評価モデルを用いたヒートアイランド現象の改善策に関する検討 その1 -, 日本建築学会計画系論文集, No.562, pp.97-104
- 妹尾 泰史, 神田 学, 木内 豪, 萩島 理, 2004: 潜熱割合を考慮した人工排熱時空間分布の推計と局地気象に対する影響, 水工学論文集, 48

・都市気候モデルの概要

ヒートアイランド現象にともなう気温や風の空間分布の把握には、気象台・測候所とアメダスの観測網では粗いため、より細かな間隔で現象を捉えるシステムが必要である。このため、気象庁では都市気候モデルを開発し、モデルによるヒートアイランド解析システムを構築した。

都市気候モデルは、土地利用形態や人工排熱の効果を取り入れて気温や風の詳細な分布を再現するモデルで、関東地方、近畿地方でそれぞれ200km×200kmの範囲を計算領域としている(図A)。土地利用形態は、国土地理院が公開している国土数値情報(1997年)を基に、都市(建物と道路)・森林・水田・草地・裸地・水面の6カテゴリーに分け、各格子ごとにそれぞれの面積割合を与えている。人工排熱は、土木研究所(妹尾ほか、2004)および大阪大学(鳴海ほか、2002)作成の時間別データを使用している。計算領域の境界の気象データは、気象庁のメソ数値予報モデルによる1時間ごとの予測値を用いている。このため、実際の気象条件に基づいて地表の気温分布等を再現できることがこのモデルの特長となっている。都市気候モデルの仕様については表A参照のこと。



図A 都市気候モデルの計算領域と計算プロセス

表A 都市気候モデルの仕様

基本方程式系	静力学ブジネスク近似系
基本物理変数	予報変数:風速の x, y 成分、温位、比湿
座標系	水平:デカルト、鉛直:地形準拠座標系
水平格子	4km メッシュ
鉛直格子	staggered 格子系、格子間隔可変、18 層。最下層は 15m、上限 6000m
放射	片山の方法(1972) 長波放射:水蒸気、炭酸ガスの効果考慮 短波放射:大気の散乱、水蒸気による吸収考慮
乱流	レベル 2 クロージャーモデル(Mellor and Yamada, 1982)
地表面	1 格子内の地表面を 6 つのカテゴリ (水面、裸地、草地、水田、森林、都市) に分割し、それぞれにおいて大気第 1 層とのエネルギー、運動量の交換を仮定する。 水面、裸地は Louis(1979)のパラメタリゼーションで計算。 地面、水面温度は強制復元法 (Deardorff, 1978) で予報。 草地、水田、森林は vegetation canopy model(Deardorff)で計算。 都市は vegetation canopy model に準じるが、以下の点で異なる。 ・ビルと道路で構成されるキャニオンを仮定 ・ビルと道路の放射は道路比、天空率の関数で表現 ・ビルの熱容量を考慮し、ビル表面温度及び地面温度を予報変数とする
雲・降水過程	考慮していない