

ヒートアイランド監視報告
(平成 24 年)

平成 25 年 7 月
気 象 庁

目次

1. はじめに	1
1.1 調査の背景と本報告の構成	1
1.2 ヒートアイランド現象の定義とその成因	2
2. 観測データの長期変化からみる日本各地のヒートアイランド	3
2.1 全国の主要都市における気温や降水量等の長期変化傾向	3
(1) 平均気温、日最高気温、日最低気温	3
(2) 平均相対湿度、平均水蒸気圧	5
(3) 降水量、最大1時間降水量	8
2.2 全国の主要都市における気温階級日数や降水日数等の長期変化傾向	10
(1) 冬日日数、熱帯夜日数、真夏日日数、猛暑日日数	10
(2) 霧日数	12
(3) 降水日数、無降水日数	13
2.3 気温や降水量等の変化率と都市化率の関係	15
(1) 平均気温、日最高気温、日最低気温	15
(2) 平均相対湿度、平均水蒸気圧	17
(3) 降水量、最大1時間降水量	23
2.4 気温や降水量等の変化率の全国分布	27
(1) 平均気温、日最高気温、日最低気温	27
(2) 平均相対湿度、平均水蒸気圧	32
(3) 降水量、最大1時間降水量	35
3. ヒートアイランド現象の年別比較	39
3.1 関東地方におけるヒートアイランド現象の年別比較	40
3.2 近畿地方におけるヒートアイランド現象の年別比較	45
3.3 東海地方におけるヒートアイランド現象の年別比較	49
4. 2012年8月のヒートアイランド現象	53
4.1 関東地方における2012年8月のヒートアイランド現象	55
4.2 近畿地方における2012年8月のヒートアイランド現象	64
4.3 東海地方における2012年8月のヒートアイランド現象	72
5. 参考文献	80
【付録1】主要都市における年・季節別の気温の長期変化傾向グラフ	82
【付録2】主要都市における年・季節別の平均相対湿度の長期変化傾向グラフ	97
【付録3】主要都市における年・季節別の平均水蒸気圧の長期変化傾向グラフ	107
【付録4】主要都市における年・季節別の降水量の長期変化傾向グラフ	117
【付録5】主要都市における年・季節別の最大1時間降水量の長期変化傾向グラフ	127
【付録6】主要都市における年間気温階級日数の長期変化傾向グラフ	137
【付録7】主要都市における年間霧日数の長期変化傾向グラフ	145
【付録8】主要都市における年間の降水日数と無降水日数の長期変化傾向グラフ	147

1. はじめに

1.1 調査の背景と本報告の構成

近年、都市化の進展に伴い顕著となっているヒートアイランド現象は、夏季において気温の上昇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も生じさせているばかりでなく、冬季においても感染症を媒介する蚊等の生物の越冬などの生態系の変化も懸念されているところである。また、乾燥化による呼吸器疾患等への影響（環境省,2004）や短時間集中豪雨との関連も指摘されている。

都市化の進展に伴う気温の上昇は、気象庁の観測データの長期変化傾向にも明瞭に現れている(図1.1)。気象台や測候所等の観測所のうち、都市化の影響が小さいと考えられる地点で平均した年平均気温は、100年あたり概ね1 程度の上昇率が見られる。これは日本周辺海域で平均した海面水温の上昇傾向と一致しており、地球規模の温暖化を反映しているものと見られる。一方、東京をはじめとする主要都市の年平均気温は、これを大きく上回る上昇率を示している(観測データの長期変化傾向の詳細については第2章を参照)。

政府は、ヒートアイランド対策に関する国、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月に「ヒートアイランド対策大綱」(ヒートアイランド対策関係府省連絡会議,2004)を取りまとめた。この大綱において行うこととされたヒートアイランド現象の観測・監視のための取り組みとして、気象庁ではヒートアイランド現象に関する調査を実施し、平成16年度から「ヒートアイランド監視報告」(気象庁,2005-2012)として気象庁ホームページで公表している。

本報告では、はじめに長期間にわたる気象観測の結果をもとに、全国の主要都市における気温や熱帯夜日数等の変化傾向に関する調査結果を示す(2章)。次に、都市気候モデルを用いたヒートアイランド現象の年別比較(3章)、2012年8月のヒートアイランド現象(4章)の調査結果を示す。本報告に掲載した資料を、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。

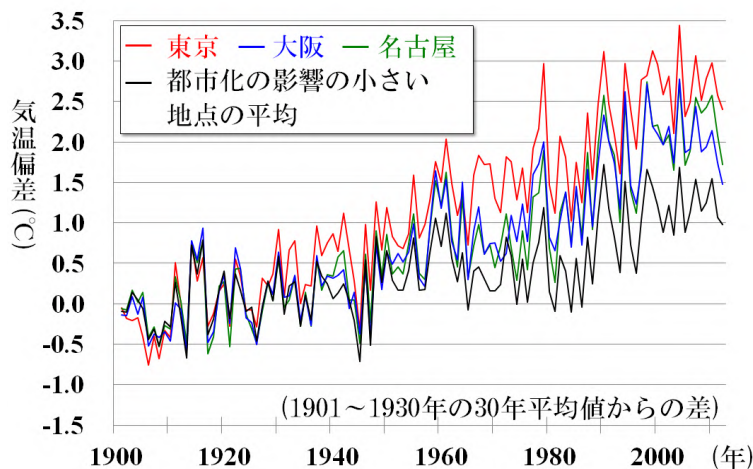


図 1.1 都市化の影響が小さい地点と大都市の年平均気温の長期変化傾向の比較。

1.2 ヒートアイランド現象の定義とその成因

ヒートアイランド現象 (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。一般に、気温分布図を描くと等温線が都市を取り囲む様子が地形図の島のような形になることから、このように呼ばれる。ヒートアイランド現象は「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 (都市化の影響) があるために、ヒートアイランド現象が発生し、それに伴い風の流れにも変化が生じる。

(1) 土地利用 (緑地や水面の減少) の影響

土地利用の影響は主に日中のヒートアイランド現象の要因と考えられる。水面、草地、水田、森林等では、水分の蒸発に伴う熱の吸収が気温の上昇を抑える働きをする一方、都市では地表面がアスファルトやコンクリート等の人工被覆に覆われて水分が少ないため、地表面から大気に与えられる熱が多くなり、気温の上昇が大きくなる。

(2) 建築物 (高層化) の影響

建築物の影響は主に夜間のヒートアイランド現象の要因と考えられる。都市では、日射光や地面からの反射光の一部と、地面から大気へ放出される赤外線の一部を建築物が吸収する。コンクリートの建築物は暖まりにくく冷えにくい性質があるため、日中に蓄積した熱を夜間に放出して、気温の低下を抑える。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まり、地面の熱が上空に運ばれにくくなる。

(3) 人工排熱 (人間活動で生じる熱) の影響

人工排熱の影響は、人口が集中する地域の局所的な高温の要因と考えられる。都市の多様な産業活動や社会活動に伴って熱が排出され、特に都心部で人口が集中する地域では、昼間の排熱量は局所的に $100\text{W}/\text{m}^2$ を超えると見積もられる。これは中緯度での真夏の太陽南中時における全天日射量の約 10% 程度に相当する。

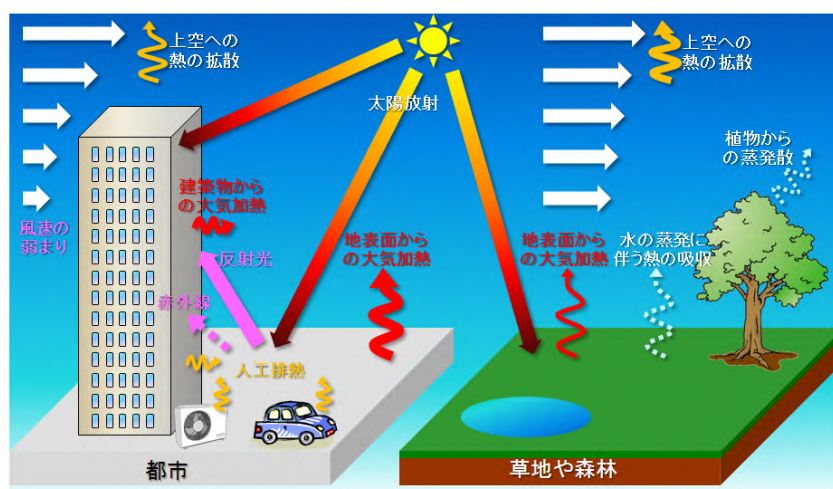


図 1.2 ヒートアイランド現象の概念図

2. 観測データの長期変化からみる日本各地のヒートアイランド¹

全国の主要都市では長期的な変化傾向として、

気温の上昇率が大きく、夏より春・秋・冬、最高気温より最低気温で顕著である。

相対湿度の減少率が大きく、夏より春・秋・冬に顕著である。

冬日は減少、熱帯夜や猛暑日、真夏日は増加している。

これらは地球温暖化の傾向に都市化の影響が重なって現れているためと考えられる。

降水量や最大1時間降水量、降水日数や無降水日数についての都市化の影響は確認できない。

気象庁では、全国の気象官署等において長期間にわたって気象観測を行っている。この章では、これらの観測データをもとに、2.1 節で全国の主要都市における気温や降水量等の長期変化傾向、2.2 節で全国の主要都市における熱帯夜日数や降水日数等の長期変化傾向について述べる。また、2.3 節では都市化率²と気温や降水量等の変化率との関係、2.4 節では気温や降水量等の変化率の全国分布について分析する。

2.1 全国の主要都市における気温や降水量等の長期変化傾向

(1) 平均気温、日最高気温、日最低気温

全国の主要都市として、札幌、仙台、東京、横浜、新潟、名古屋、京都、大阪、広島、福岡、鹿児島³の11都市における年、季節別の平均気温、日最高気温と日最低気温の平均の長期変化傾向を表2.1に示す。統計期間は1931年から2012年である。比較のため、都市化の影響が少ないと考えられる17地点平均³の値をあわせて表示している。この17地点平均の変化率は、地球温暖化や自然変動などによる日本全体としての平均的な変化率を表していると考えられ、およそその見積もりとして、各都市と17地点平均の変化率の差が、各都市におけるヒートアイランド現象による影響と考えられる。

表2.1から、主要都市の気温の上昇率は、全般的に17地点平均に比べて大きいことがわかる。年平均気温でみると、17地点平均は100年あたり1.5の上昇であるのに対し、東京では3.2とおおよそ2倍である。季節別にみると、平均気温、日最高気温、日最低気温のいずれも夏に比べて春・秋・冬の上昇率が大きく、主要都市と17地点平均の上昇率の差も大きい。平均気温や最低気温の上昇率は、札幌・仙台・東京・横浜など北日本や東日本の都市では冬に最大となるのに対し、広島や福岡などの西日本の都市では春や秋に最大となる傾向が見られる。また、日最高気温(主に日中に記録される)と日最低気温(主に早朝に記録される)を比較すると、都市では日最低気温の上昇率が大きく、その差は17地点平均に比べ主要都市で明瞭である。

¹ 過去の観測値は気象庁観測部による品質管理が随時行われており、修正される場合がある。本章の統計結果は2013年3月26日までに行われた品質管理の結果が反映されており(移転の影響を補正しているデータは除く)、過去のヒートアイランド監視報告とは数値が異なる場合がある。最新のヒートアイランド監視報告の結果を御利用頂きたい。

² 観測所の周囲7kmの人工被覆率(2006年度版国土数値情報土地利用3次メッシュにおける建物用地、幹線交通用地、その他の用地の比率)を都市化率と定義している。

³ 観測データの均質性が長期間維持され、かつ都市化などによる環境の変化が比較的少ない気象観測17地点(網走、根室、寿都、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)の平均。ただし、これらの観測点も都市化の影響が完全に除去されているわけではない。

表 2.1 主要都市および都市化の影響が少ない 17 地点平均の都市化率と気温の変化率

年、季節⁴の平均気温、日最高気温と日最低気温の平均の 100 年あたりの変化率を示す。統計期間は 1931 年から 2012 年まで(冬は 1932 年から 2013 年まで)。赤字はピアソン検定で信頼水準 90%以上の統計的に有意な変化傾向ではないこと、紫字は信頼水準 90%以上、青字は信頼水準 95%以上、緑字は信頼水準 99%以上で統計的に有意な傾向であることを意味する。観測所名に赤い 印を付した 4 都市と 17 地点に含まれる飯田、宮崎は、統計期間内に庁舎の移転があったため、大野ほか(2011)により移転に伴う影響を補正している。都市化率は観測所の周囲 7km の人工被覆率(2006 年度版国土数値情報における建物用地、幹線交通用地、その他の用地の比率)と定義した。

観測所	都市化率 (%)	気温変化率(/100 年)														
		平均気温					日最高気温の平均					日最低気温の平均				
		年	春	夏	秋	冬	年	春	夏	秋	冬	年	春	夏	秋	冬
札幌	75.1	2.7	2.7	1.8	2.8	3.1	0.9	1.2	0.5	0.6	1.2	4.5	4.7	3.3	4.5	5.4
仙台	69.9	2.3	2.5	1.1	2.6	2.9	1.0	1.1	0.5	0.9	1.4	3.2	3.7	1.8	3.4	3.7
新潟	47.2	2.1	2.5	1.5	2.0	2.1	1.9	2.3	0.8	1.6	2.5	2.3	2.7	2.0	2.0	2.3
名古屋	89.3	2.9	3.0	2.2	3.1	3.1	1.1	1.2	0.6	1.1	1.3	4.0	4.5	3.2	4.4	4.0
東京	92.9	3.2	3.1	1.9	3.4	4.4	1.5	1.5	1.0	1.6	1.7	4.5	4.5	2.7	4.4	6.1
横浜	59.4	2.7	2.8	1.6	2.8	3.5	2.3	2.5	1.6	2.4	2.5	3.5	3.7	2.1	3.6	4.7
京都	60.2	2.7	2.9	2.2	2.7	2.7	0.9	1.2	0.8	0.7	0.8	3.8	4.1	3.2	4.0	3.9
広島	54.6	2.0	2.3	1.6	2.5	1.6	1.0	1.5	1.2	0.5	0.7	3.1	3.3	2.6	3.9	2.9
大阪	92.1	2.8	2.7	2.2	3.2	2.8	2.2	2.3	2.0	2.1	2.2	3.7	3.6	3.5	4.3	3.4
福岡	64.3	3.1	3.3	2.2	3.8	3.0	1.6	1.8	1.3	1.6	1.7	5.1	6.0	3.8	6.2	4.6
鹿児島	38.8	2.9	3.2	2.4	3.0	2.9	1.3	1.6	1.2	1.2	1.3	4.1	4.6	3.5	4.6	4.0
17 地点	19.2	1.5	1.8	1.1	1.5	1.6	1.0	1.3	0.7	0.8	1.1	1.8	2.1	1.5	1.9	1.9

⁴ 3~5月の3カ月間を「春」、6~8月の3カ月間を「夏」、9~11月の3か月間を「秋」、前年12~2月の3か月間を「冬」として統計している。

(2) 平均相対湿度、平均水蒸気圧

全国の主要都市として、札幌、仙台、東京、横浜、名古屋、京都、福岡の7都市の平均相対湿度と平均水蒸気圧の長期変化傾向を表2.2に示す。統計期間は1931年から2012年である。比較のため、都市化の影響が少ないと考えられる15地点平均⁵の値をあわせて表示している。15地点平均の変化率は、地球温暖化や自然変動などによる日本全体としての平均的な変化率を表していると考えられ、おおよその見積もりとして、各都市と15地点平均の変化率の差が、各都市におけるヒートアイランド現象による影響と考えられる。

表2.2から、主要都市の平均相対湿度の減少率は、全般に15地点平均に比べて大きいことが分かる。年平均相対湿度で見ると、15地点平均は100年あたり-6.9%の減少であるのに対し、東京では-17.9%と倍以上である。年平均水蒸気圧は15地点平均では有意な変化傾向が見られない一方、東京・名古屋・京都で有意な水蒸気圧の減少傾向が見られる。

相対湿度と水蒸気圧の関係は(2.1)式で表わされる。飽和水蒸気圧とは大気中に含みうる最大の水蒸気量を示す指標であり、図2.1に示すように気温が上昇するにつれて大きくなる性質がある。主要都市においては平均水蒸気圧の変化が小さくても平均相対湿度の減少は大きいことから、平均相対湿度の減少は水蒸気圧の減少だけでは説明できず、ヒートアイランド現象の気温上昇に伴う飽和水蒸気圧の増加も要因と考えられる。

$$\text{相対湿度 (\%)} = \frac{\text{水蒸気圧 (hPa)}}{\text{飽和水蒸気圧 (hPa)}} \times 100 \quad \dots (2.1)$$

季節別に比較すると、主要都市の平均相対湿度は何れの季節も15地点平均に比べて大きく減少しており、夏の減少率が小さい傾向が見られる。平均相対湿度の減少率は、札幌・名古屋・福岡では秋、京都では春、仙台・東京・横浜では冬が最大となっており、地域差が見られる。平均水蒸気圧については、冬は札幌・仙台など北日本の都市で有意な増加傾向がみられる一方、夏は東京・名古屋・京都において有意な平均水蒸気圧の減少傾向となっている。

地球温暖化においては、気温や海面水温の上昇等により大気に含まれる水蒸気量は増加する(IPCC, 2007)が、都市化においては、気温が上昇する一方で水面や緑地の減少に伴って地表面や植物からの水分の蒸発量が減少するため、大気に含まれる水蒸気量は減少する。このように、水蒸気圧については、地球温暖化と都市化の影響が相反関係にあり、地球温暖化と都市化の影響を合わせると有意な変化傾向として観測されにくい。一方、気温については、地球温暖化と都市化の影響は相乗効果により大きく上昇する。このため、飽和水蒸気圧が大きく増加することにより、相対湿度は減少する。このような地球温暖化と都市化を合わせた影響が、平均相対湿度や平均水蒸気圧の観測結果に現れているものと考えられる。

⁵ 観測データの均質性が長期間維持され、かつ都市化などによる環境の変化が比較的少ない気象観測15地点(網走、根室、寿都、山形、石巻、伏木(高岡市)、長野、水戸、銚子、境、浜田、彦根、多度津、名瀬、石垣島)で、脚注3の17地点から移転の影響がある飯田と宮崎を除いたもの。ただし、これらの観測点も都市化の影響が完全に除去されているわけではない。

表 2.2 主要都市および都市化の影響が少ない 15 地点平均の都市化率と平均相対湿度⁶、平均水蒸気圧⁷の変化率

年、季節別の相対湿度と水蒸気圧の 100 年あたりの変化率を示す。統計期間は 1931 年から 2012 年まで(冬は 1932 年から 2013 年まで)。赤字はピアソン検定で信頼水準 90%以上の統計的に有意な変化傾向ではないこと、紫字は信頼水準 90%以上、青字は信頼水準 95%以上、緑字は信頼水準 99%以上で有意な傾向であることを意味する。観測所名に赤い印を付した地点は、統計期間内に庁舎の移転があるため表示しない。水蒸気圧の 15 地点平均は、統計期間が不足している 4 地点(伏木、境、彦根、多度津)を除いた 11 地点平均から算出した。都市化率は観測所の周囲 7km の人工被覆率(2006 年度版国土数値情報における建物用地、幹線交通用地、その他の用地の比率)と定義した。

観測所	都市化率 (%)	相対湿度変化率 (%/100 年)					水蒸気圧変化率 (hPa/100 年)				
		年	春	夏	秋	冬	年	春	夏	秋	冬
札幌	75.1	-13.1	-12.7	-12.2	-16.2	-11.0	0.0	0.1	-0.6	0.0	0.3
仙台	69.9	-9.1	-8.7	-7.0	-9.8	-10.8	0.3	0.4	-0.2	0.8	0.3
新潟	47.2	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
名古屋	89.3	-18.3	-18.6	-16.4	-20.2	-17.4	-0.9	-0.8	-1.6	-1.0	-0.2
東京	92.9	-17.9	-15.9	-13.6	-19.1	-22.2	-0.6	-0.4	-1.2	-0.5	-0.4
横浜	59.4	-14.1	-13.1	-9.9	-15.1	-17.8	-0.2	0.0	-0.3	-0.1	-0.3
京都	60.2	-16.3	-17.1	-14.7	-16.9	-15.6	-0.7	-0.7	-1.4	-0.6	-0.2
広島	54.6	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
大阪	92.1	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
福岡	64.3	-16.8	-17.9	-13.5	-19.1	-15.8	-0.1	-0.2	-0.4	0.3	-0.1
鹿児島	38.8	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
15 地点	18.5	-6.9	-7.5	-6.4	-7.1	-6.5	0.3	0.3	0.1	0.4	0.2

⁶ 平均相対湿度の観測に関しては以下の通り測器の変更が行われているが、これらによる平均相対湿度や平均水蒸気圧への影響は小さいことから、ここでは連続したデータとして扱う。

1950 年以降 自記毛髪湿度計から通風乾湿計に変更。

1971 年以降 通風乾湿計から隔測温湿度計に変更。

1996 年以降 隔測温湿度計から電気式湿度計に変更。

⁷ 平均水蒸気圧は 1949 年以前の観測結果について、mmHg から hPa へ単位の換算を行っている。

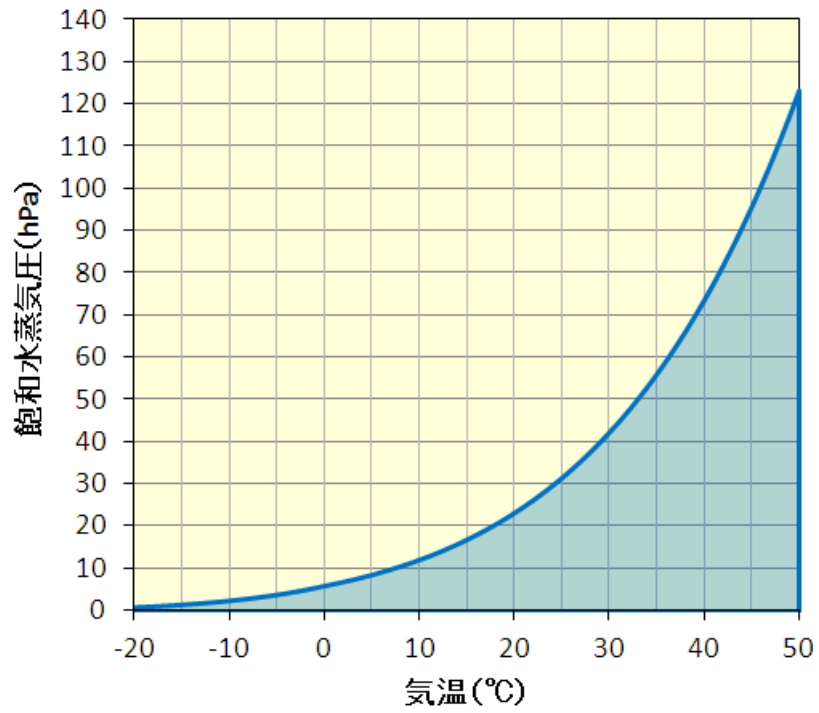


図 2.1 気温と飽和水蒸気圧の関係

青い陰影部分は各気温で大気中に含むことが可能な水蒸気量を示している。

(3) 降水量、最大1時間降水量⁸

全国の主要都市として、札幌、仙台、東京、横浜、新潟、名古屋、京都、大阪、広島、福岡、鹿児島
島の11都市の降水量と最大1時間降水量の長期変化傾向を表2.3に示す。統計期間は降水量が1931
年から2012年、最大1時間降水量が1965年から2012年である。比較のため、観測データの均質
性が長期間維持されている51地点⁹平均の値をあわせて表示している。

表2.3を見ると、主要都市では年降水量については有意な変化傾向を示す地点は見られず、季節降
水量についても有意な変化傾向を示す地点は少ない上に、増加している地点と減少している地点があ
り、主要都市に共通的な特徴は見られない。降水量に関しては、51地点平均でも有意な変化傾向は
見られないことから、地球温暖化の影響も都市化の影響も共に小さいと考えられる。

一方、年最大1時間降水量については、新潟・東京・福岡で有意な増加傾向が見られる。季節別
の最大1時間降水量を見ると、新潟では春・夏・冬、東京では春、福岡では春・夏に有意な増加傾向で
ある。他に、名古屋では冬、横浜では秋、京都では春に有意な増加傾向になっている。このように、
最大1時間降水量では幾つかの都市で増加傾向が見られることから、都市化が降水強度の変化に何ら
かの影響を及ぼしている可能性がしばしば指摘されるところである。しかしながら、最大1時間降
水量は51地点平均でも有意な増加傾向であり、都市に限ったものではなく全国的な傾向である。また、
有意な増加傾向を示す都市は一部に限られているほか、地球温暖化に伴う大気中の水蒸気量の増加
(IPCC, 2007)や、全国的に見られる短時間強雨発生回数の増加¹⁰(気象庁, 2012a)などの傾向と
統合的で、広域的な要因の影響も考えられることから、最大1時間降水量の増加と都市化の影響につ
いてこのデータから関連性を見出すことは困難である。

⁸ 降水量は対象とする時間や気候特性によって、正規分布や対数正規分布などの様々な確率分布に従うことが知られて
いる。また、最大1時間降水量などの極値の確率分布は極値分布に従うことが知られている。このためノンパラメ
トリック検定(ケンドール検定)を用いた有意検定を用いている。

⁹ 降水量は気温に比べて地点による変動が大きく、変化傾向の解析には多くの地点を必要とするため、観測データの
均質性が長期間維持されている気象観測51地点(旭川、網走、札幌、帯広、根室、寿都、秋田、宮古、山形、石巻、
福島、伏木(高岡市)、長野、宇都宮、福井、高山、松本、前橋、熊谷、水戸、敦賀、岐阜、名古屋、飯田、甲府、津、
浜松、東京、横浜、境、浜田、京都、彦根、下関、呉、神戸、大阪、和歌山、福岡、大分、長崎、熊本、鹿児島、宮
崎、松山、多度津、高知、徳島、名瀬、石垣島、那覇)を選出している。

¹⁰ 全国のアメダス観測で、1時間50ミリ以上や1時間80ミリ以上の短時間強雨発生回数の増加傾向が見られる。

表 2.3 主要都市および観測データの均質性が長期間保持されている 51 地点平均の降水量と最大 1 時間降水量の変化率
 年、季節別の降水量と最大 1 時間降水量の 10 年あたりの変化率を示す。統計期間は降水量が 1931 年から 2012 年まで(冬
 は 1932 年から 2013 年まで)、最大 1 時間降水量が 1965 年から 2012 年まで(冬は 1966 年から 2013 年まで)。赤字はケン
 ドール検定で信頼水準 90%以上の統計的に有意な変化傾向ではないこと、紫字は信頼水準 90%以上、青字は信頼水準 95%
 以上、緑字は信頼水準 99%以上で有意な傾向であることを意味する。都市化率は観測所の周囲 7km の人工被覆率(2006 年
 度版国土数値情報における建物用地、幹線交通用地、その他の用地の比率)と定義した。

観測所	都市 化率 (%)	降水量変化率 (mm/10 年)					最大 1 時間降水量変化率 ((mm/時) /10 年)				
		年	春	夏	秋	冬	年	春	夏	秋	冬
札幌	75.1	-2.1	-1.0	-5.3	-2.1	6.3	0.8	0.0	1.0	0.7	-0.2
仙台	69.9	10.5	5.2	6.6	0.0	-1.5	0.2	0.7	0.8	0.3	1.0
新潟	47.2	8.2	-0.1	11.7	5.8	-10.6	3.2	0.7	3.1	0.8	0.6
名古屋	89.3	5.3	5.0	0.2	-0.5	1.0	0.7	0.5	0.8	0.4	0.9
東京	92.9	1.9	5.7	-0.3	-3.3	0.0	4.1	1.3	2.6	2.7	0.6
横浜	59.4	11.5	9.8	2.2	-1.5	1.5	1.7	0.7	1.6	1.6	1.0
京都	60.2	-7.1	1.5	-7.7	-3.0	2.7	-0.2	1.0	-0.1	-0.4	0.6
広島	54.6	-9.0	6.1	-1.1	-13.1	-0.1	0.9	0.8	0.6	1.1	0.0
大阪	92.1	-4.1	3.0	-6.3	-3.3	3.3	0.4	0.2	1.7	-0.9	0.6
福岡	64.3	-6.1	2.7	11.5	-16.4	-3.3	4.3	0.9	4.1	0.7	0.3
鹿児島	38.8	3.4	-5.4	8.8	-0.9	2.4	0.7	0.8	-0.4	0.8	0.6
51 地点	37.0	-4.8	1.5	-1.2	-3.1	-2.0	1.0	0.5	0.5	0.8	0.5

2.2 全国の主要都市における気温階級日数や降水日数等の長期変化傾向

(1) 冬日日数、熱帯夜日数、真夏日日数、猛暑日日数¹¹

全国の主要都市として、札幌、仙台、東京、横浜、名古屋、京都、福岡の7都市の冬日¹²、熱帯夜¹³、真夏日¹⁴、猛暑日¹⁵の日数の変化傾向を表2.4に示す。統計期間は1931年から2012年(猛暑日は1961年から2012年)である。比較のため、都市化の影響が少ないと考えられる国内15地点平均(表2.2に同じ)の値をあわせて表示している。

冬日の年間日数は全ての主要都市で有意に減少している。熱帯夜の年間日数については札幌を除いて有意に増加している。冬日や熱帯夜の年間日数については、主要都市における変化傾向が何れも15地点平均と比べて顕著に大きく、地球温暖化や自然変動に加えて都市化による昇温の影響も大きいと考えられる。猛暑日の年間日数についても、発現頻度が少ない札幌や仙台を除いて有意な増加傾向がみられ、名古屋や京都などの西日本の大都市圏で15地点平均や他の都市と比べて増加傾向が顕著である。また、真夏日については、15地点平均では有意な変化傾向が見られない一方、名古屋・東京・横浜・京都・福岡など大都市圏では有意な増加傾向が現れている。

¹¹ 所与の時間間隔で起こる事象が一定の時間かつ一定の空間で発生する回数はポアソン分布に従うことが知られている。このためノンパラメトリック検定(ケンドール検定)を用いた有意検定を用いている。

¹² 日最低気温が0未満の日。

¹³ 夜間の最低気温が25以上の場合を指すが、本報告では日最低気温が25以上の日として扱う。

¹⁴ 日最高気温が30以上の日。

¹⁵ 日最高気温が35以上の日。

表 2.4 主要都市、および都市化の影響が少ないと考えられる 15 地点平均の冬日、熱帯夜、真夏日、猛暑日の年間日数の変化率。10 年あたりの変化率を示す。統計期間は 1931 年から 2012 年まで。猛暑日は 1961 年から 2012 年まで。赤字はケンドール検定で信頼水準 90%以上の統計的に有意な変化傾向ではないこと、紫字は信頼水準 90%以上、青字は信頼水準 95%以上、緑字は信頼水準 99%以上で有意な傾向であることを意味する。観測所名に赤い 印を付した地点は、統計期間内に庁舎の移転があるため表示しない(新潟は猛暑日の統計期間(1961 年以降)については移転の影響がないので表示している)。15 地点平均は 17 地点から庁舎の移転があった飯田と宮崎を除いた地点の平均である。都市化率は観測所の周囲 7km の人工被覆率(2006 年度版国土数値情報土地利用 3 次メッシュにおける建物用地、幹線交通用地、その他の用地の比率)と定義した。

観測所	都市化率 (%)	冬日 (日/10 年)	熱帯夜 (日/10 年)	真夏日 (日/10 年)	猛暑日 (日/10 年)
札幌	75.1	-4.6	0.0	0.1	0.0
仙台	69.9	-5.9	0.3	0.9	0.1
新潟	47.2	---	---	---	0.6
名古屋	89.3	-7.3	3.7	0.9	2.3
東京	92.9	-8.3	3.9	1.2	0.7
横浜	59.4	-6.6	3.0	2.1	0.4
京都	60.2	-7.8	3.6	1.0	2.1
広島	54.6	---	---	---	---
大阪	92.1	---	---	---	---
福岡	64.3	-5.3	4.8	1.1	1.3
鹿児島	38.8	---	---	---	---
15 地点	18.5	-2.2	1.4	0.5	0.5

(2) 霧日数¹⁶

全国の主要都市として、札幌、仙台、東京、横浜、新潟、名古屋、京都、大阪、広島、福岡、鹿児島
島の11都市の1931～1940年平均と2003～2012年平均の霧日数¹⁷を表2.5に示す。

霧日数は仙台を除く主要都市で顕著に減少しており、1931～1940年では年間数十日観測されていた霧が近年では数日程度となっている。霧は相対湿度が100%に近い気象条件で観測される性質があるため、霧日数の減少には、2.1節で述べたヒートアイランド現象に伴う相対湿度の減少傾向が影響している可能性がある。しかしながら、都市における霧の発生には相対湿度だけではなく、大原ほか(2012)で述べられている凝結核となるエアロゾル粒子の数の変動により霧発生頻度が変化する可能性や、黄砂や大気汚染等の別の要因による視界不良等が霧の観測に影響を与えている可能性も考えられることに注意する必要がある。また、藤部(2012)では、広域的な気候変動が影響している可能性についても指摘されている。

表 2.5 全国の主要都市における霧日数

都市化率は観測所の周囲7kmの人工被覆率(2006年度版国土数値情報土地利用3次メッシュにおける建物用地、幹線交通用地、その他の用地の比率)と定義した。

観測所	都市化率 (%)	1931～1940年 平均日数	2003～2012年 平均日数
札幌	75.1	15.1	1.7
仙台	69.9	23.3	21.5
新潟	47.2	10.4	4.1
名古屋	89.3	32.3	3.0
東京	92.9	48.5	1.0
横浜	59.4	42.0	2.9
京都	60.2	80.6	0.0
広島	54.6	15.5	1.8
大阪	92.1	35.0	1.1
福岡	64.3	7.1	1.1
鹿児島	38.8	4.5	0.6

¹⁶ 霧日数は年々変動以外の不規則な変動が見られ、統計期間を通じての観測品質の均質性が確認できないことから、トレンド算出や有意検定は行わない。

¹⁷ 微小な浮遊水滴や粒子等により最小視程(水平方向への見通せる距離の最小値)が1km未満の状態が観測された日。

(3) 降水日数、無降水日数¹⁸

全国の主要都市として、札幌、仙台、東京、横浜、新潟、名古屋、京都、大阪、広島、福岡、鹿児島
島の 11 都市の降水日数と無降水日数¹⁹の変化傾向を表 2.6 に示す。統計期間は 1931 年から 2012 年
である。比較のため、観測データの均質性が長期間維持されている 51 地点平均（表 2.3 に同じ）の
値をあわせて表示している。

仙台・新潟・横浜・京都など一部の都市で、日降水量 30～70 ミリ以上の降水日数に有意な増加が
現れている。一方、仙台・鹿児島など一部の都市で、無降水日数が有意な増加傾向を示す都市が幾つ
か見られる。しかしながら、51 地点平均でも日降水量 70 ミリ以上の降水日数や無降水日数が有意に
増加する傾向が見られ、強い降水の日数と無降水日数が共に増加する傾向は全国的な傾向であると考
えられる。また、東京や大阪、名古屋といった大都市圏で有意な変化傾向は見られないことから、降
水日数の変化傾向と都市化の影響についての明確な関連性を見出すことは難しい。地球温暖化の進行
につれ、全国的に強い降水は増加傾向、弱い降水は減少傾向、無降水日数は増加傾向になると予測さ
れていること（気象庁,2013）と整合的であることから、一部の都市で見られる降水日数や無降水日
数の有意な変化傾向については、地球温暖化等の広域的な要因の影響も考えられる。

¹⁸ 所与の時間間隔で起こる事象が一定の時間かつ一定の空間で発生する回数はポアソン分布に従うことが知られて
いる。このためノンパラメトリック検定（ケンドール検定）を用いた有意検定を用いている。

¹⁹ 本報告では日降水量が 1.0mm 未満の日を無降水日として統計している。

表2.6 主要都市および観測データの均質性が長期間保持されている51地点平均における年間の降水日数と無降水日数の変化率。100年あたりの変化率を示す。統計期間は1931年から2012年まで。赤字はケンドール検定で信頼水準90%以上の統計的に有意な変化傾向ではないこと、紫字は信頼水準90%以上、青字は信頼水準95%以上、緑字は信頼水準99%以上で有意な傾向であることを意味する。都市化率は観測所の周囲7kmの人工被覆率(2006年度版国土数値情報土地利用3次メッシュにおける建物用地、幹線交通用地、その他の用地の比率)と定義した。

観測所	都市化率 (%)	年間降水日数変化率(日/100年)				年間無降水 日数変化率 (日/100年)
		日降水量 70ミリ以上	日降水量 50ミリ以上	日降水量 30ミリ以上	日降水量 10ミリ以上	
札幌	75.1	0.4	0.3	0.8	1.3	-2.8
仙台	69.9	1.0	2.5	2.8	2.4	8.5
新潟	47.2	1.1	1.9	3.1	1.4	6.4
名古屋	89.3	0.3	0.8	1.4	0.9	7.0
東京	92.9	0.7	1.1	-0.2	1.0	2.6
横浜	59.4	1.1	1.5	2.3	4.2	-0.4
京都	60.2	-0.4	-0.3	3.1	-0.8	7.2
広島	54.6	-0.2	0.3	0.3	-0.3	6.7
大阪	92.1	-0.5	-0.2	1.3	0.3	5.0
福岡	64.3	-0.3	0.8	0.4	0.9	8.0
鹿児島	38.8	1.4	0.8	1.9	-1.1	11.8
51地点	37.0	0.5	0.7	0.9	-1.3	8.9

2.3 気温や降水量等の変化率と都市化率の関係

(1) 平均気温、日最高気温、日最低気温

統計期間 1931～2012 年（冬は 1932～2013 年）で気温変化率の統計が可能である全国 82 地点の気象官署において、都市化率と気温変化率との関係を図 2.2 に示す。平均気温、日最高気温、日最低気温とも、季節に関係なく都市化率が大きくなるほど上昇率が大きい傾向が見られる。また、都市化率 0%における気温変化率は、都市化の影響を除いた地球温暖化の影響と考えられるが、平均気温、日最高気温、日最低気温とも年平均で 1.0～1.5 /100 年と同程度である。しかし、都市化率が大きくなるに従って日最高気温に比べて日最低気温の上昇率が大きくなり、都市化率 90%では日最高気温の上昇率が約 1.8 /100 年であるのに対し、日最低気温の上昇率は約 4.3 /100 年と日最高気温の上昇率の約 2.4 倍となる。以上より、都市化率が大きい地点ほど地球温暖化に比べてヒートアイランド現象による気温上昇の影響が大きく、ヒートアイランド現象の影響は日最高気温より日最低気温で顕著であると言える。季節別に見ると、地球温暖化、都市化の影響とも春・秋・冬は同程度であるのに対し、夏は影響が小さくなる傾向が見られる。夏季は大気の大気対流活動が活発で、熱が拡散され易いためと考えられる。

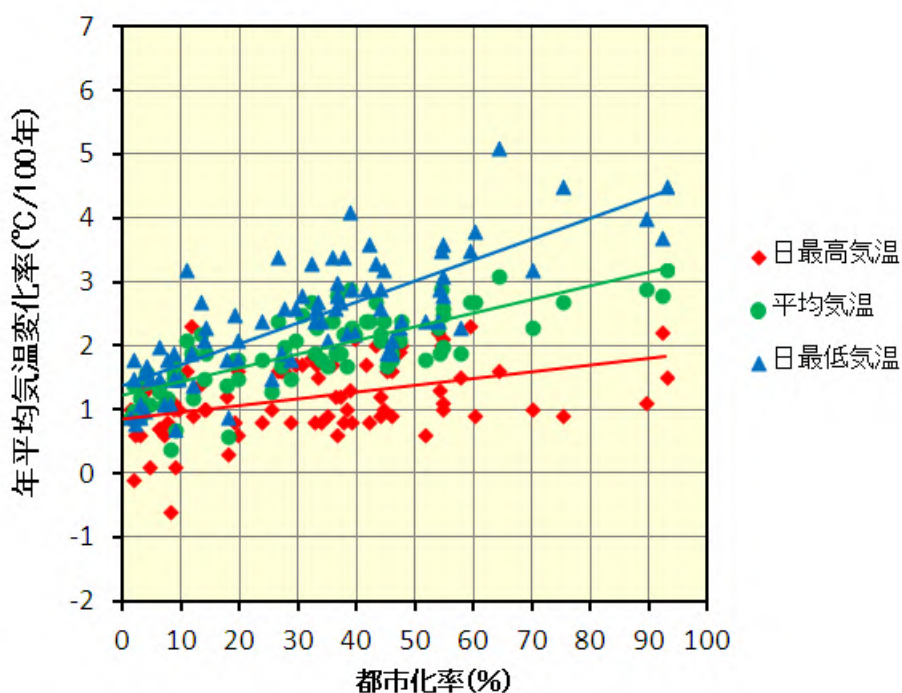


図 2.2(a) 全国 82 地点における年平均の気温変化率と都市化率の相関図。庁舎移転の影響がある官署については、大野ほか(2011)により移転の影響を補正して気温変化率を算出している。都市化率は 2006 年度版国土数値情報土地利用 3 次メッシュにおける観測所の半径 7km の人工被覆率(建物用地、幹線道路、その他の用地の割合の合計)である。統計期間は 1931 年から 2012 年まで。

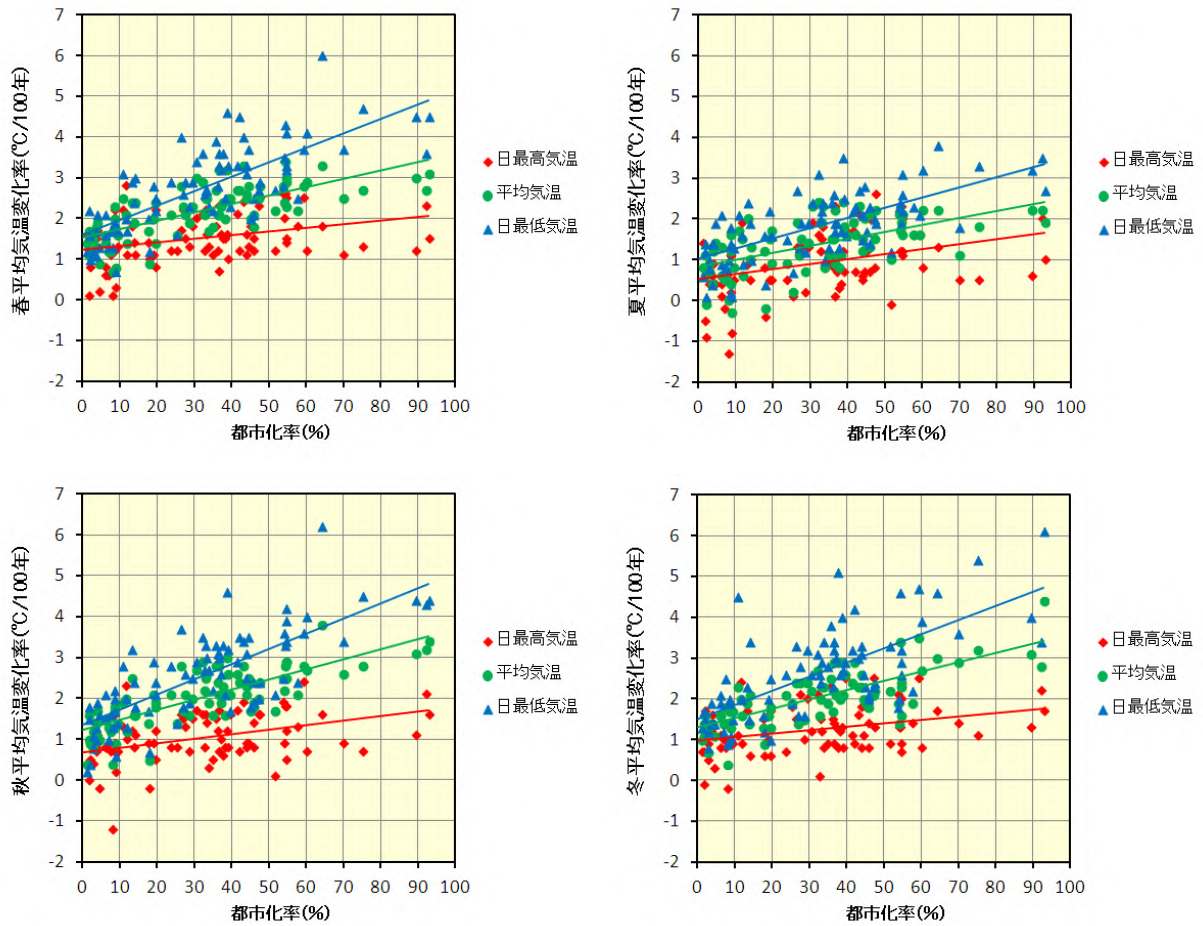


図 2.2(b) 全国 82 地点における季節平均の気温変化率と都市化率の相関図。庁舎移転の影響がある官署については、大野ほか(2011)により移転の影響を補正して気温変化率を算出している。都市化率は 2006 年度版国土数値情報土地利用 3 次メッシュにおける観測所の半径 7km の人工被覆率(建物用地、幹線道路、その他の用地の割合の合計)である。統計期間は 1931 年から 2012 年まで(冬は 1932 年から 2013 年まで)。

(2) 平均相対湿度、平均水蒸気圧

統計期間 1931～2012 年（冬は 1932～2013 年）で庁舎の移転の影響がなく平均相対湿度変化率の統計が可能である全国 53 地点および平均水蒸気圧変化率の統計が可能である全国 41 地点の気象官署において、都市化率と平均相対湿度変化率、平均水蒸気圧変化率の関係を図 2.3 に示す。平均相対湿度、平均水蒸気圧ともに都市化率が大きくなるほど減少率が大きい傾向があり、都市化の影響が明瞭に現れている。また、都市化率 0%では平均水蒸気圧は増加傾向である一方、平均相対湿度は減少傾向となっている。地球温暖化に伴い全球規模では海面水温の上昇などに伴って水蒸気量は増加するが（IPCC, 2007）都市化では水面や緑地が減少することで地表面や植物からの水分の蒸発量が減少して水蒸気量は減少する。このように水蒸気量については地球温暖化と都市化は相反関係にあり、都市化率の大きな地点では平均水蒸気圧が減少、都市化率の小さな地点では増加傾向となっているものと考えられる。相対湿度については、地球温暖化による全球規模の変化は小さいと考えられている（IPCC, 2007）が、日本付近では 2.2 節(3)で述べた全国的な無降水日数の増加等の要因によって全国的に相対湿度がやや減少傾向にあり、都市化率の大きな地点では都市化の影響による水蒸気量減少や気温上昇の影響も加わって非常に大きな減少傾向になっているものと考えられる。季節別にみると、都市化率 0%の平均相対湿度や平均水蒸気圧の変化率は季節によらず同程度である一方、都市化による平均相対湿度減少率は夏に小さく春・秋・冬に大きい、水蒸気圧減少率は夏に大きく冬に小さい傾向が見られる。

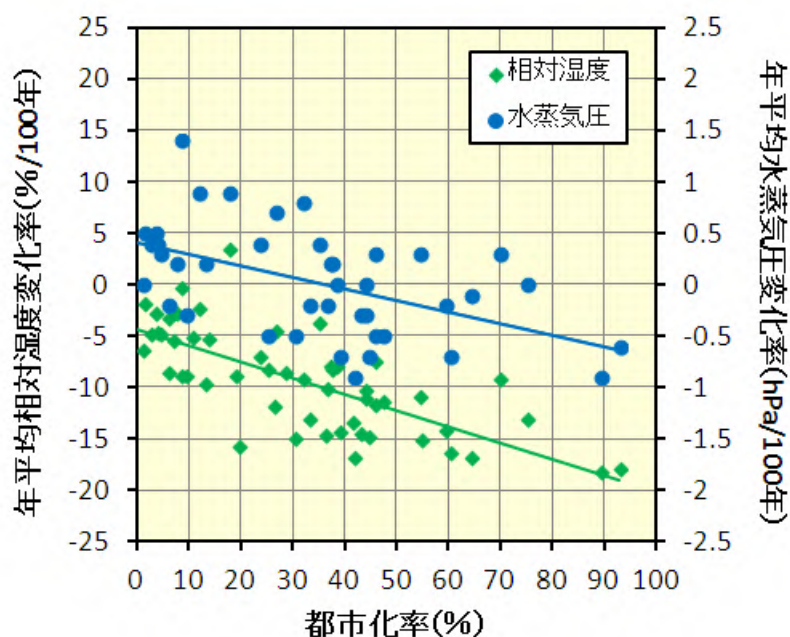


図 2.3(a) 全国 53 地点における年平均相対湿度変化率、および全国 41 地点における年平均水蒸気圧変化率と都市化率の相関図。庁舎移転の影響がある官署については、移転の影響が補正できないため除外した。都市化率は 2006 年度版国土数値情報土地利用 3 次メッシュにおける観測所の半径 7km の人工被覆率（建物用地、幹線道路、その他の用地の割合の合計）である。統計期間は 1931 年から 2012 年まで（冬は 1932 年から 2013 年まで）。

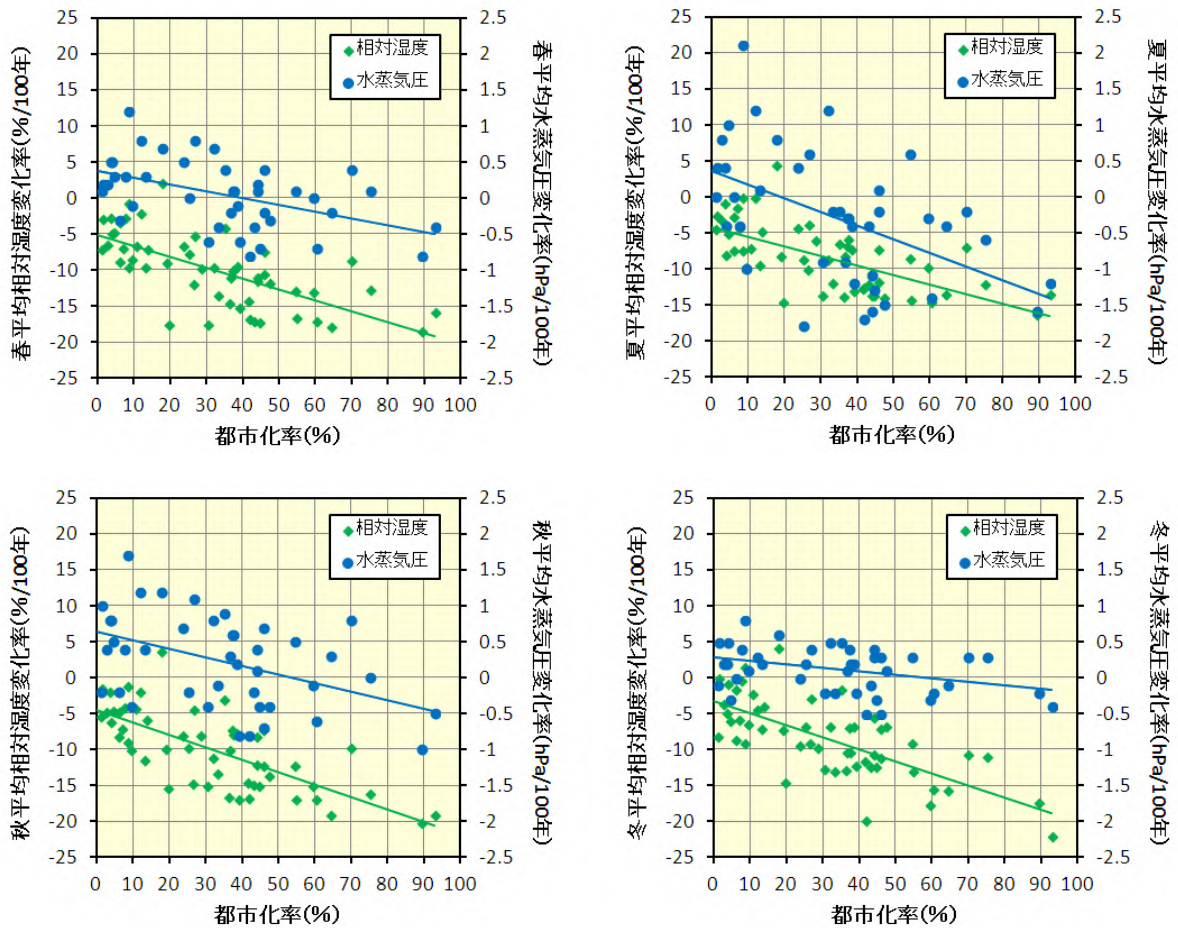


図 2.3(b) 全国 53 地点における季節平均相対湿度変化率、および全国 41 地点における季節平均水蒸気圧変化率と都市化率の相関図。庁舎移転の影響がある官署については、移転の影響が補正できないため除外した。都市化率は 2006 年度版国土数値情報土地利用 3 次メッシュにおける観測所の半径 7km の人工被覆率(建物用地、幹線道路、その他の用地の割合の合計)である。統計期間は 1931 年から 2012 年まで(冬は 1932 年から 2013 年まで)。

また、統計期間 1931～2012 年（冬は 1932～2013 年）で庁舎の移転の影響が無く平均相対湿度変化率と平均水蒸気圧変化率の統計が共に可能である全国 41 地点の気象官署に置いて、平均相対湿度変化率と平均水蒸気圧変化率の関係を図 2.4 に示す。平均水蒸気圧の減少率が大きい地点ほど平均相対湿度の減少率も大きい傾向があり、平均相対湿度の変化率には平均水蒸気圧の変化が一定の寄与をしていると考えられる。季節別に比較すると、平均相対湿度変化率に対する平均水蒸気圧変化率の寄与は夏に大きく冬に小さくなっており、季節による寄与度の違いが見られる。このことから、夏の平均相対湿度の減少は平均水蒸気圧の減少による影響が大きく、冬の平均相対湿度の減少は気温の上昇に伴う飽和水蒸気圧の増加の影響が大きいと考えられる。

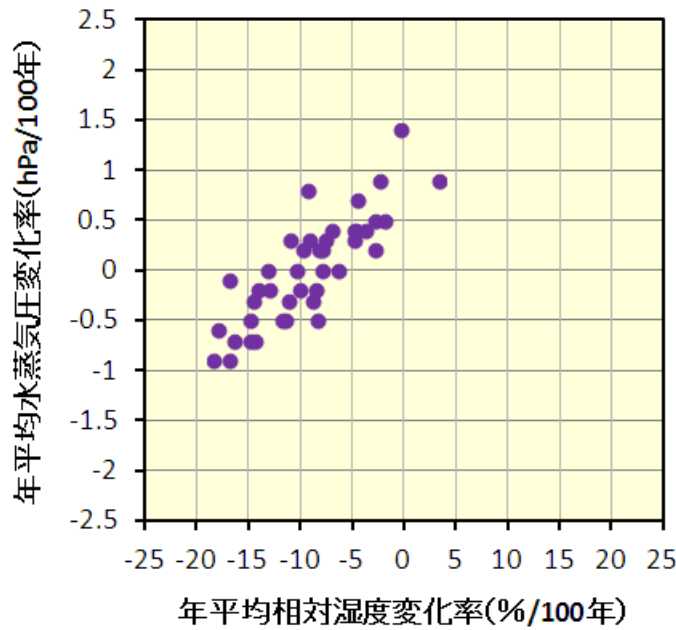


図 2.4(a) 全国 41 地点における年平均相対湿度変化率と年平均水蒸気圧変化率の相関図。庁舎移転の影響がある官署については、移転の影響が補正できないため除外した。統計期間は 1931 年から 2012 年まで(冬は 1932 年から 2013 年まで)。

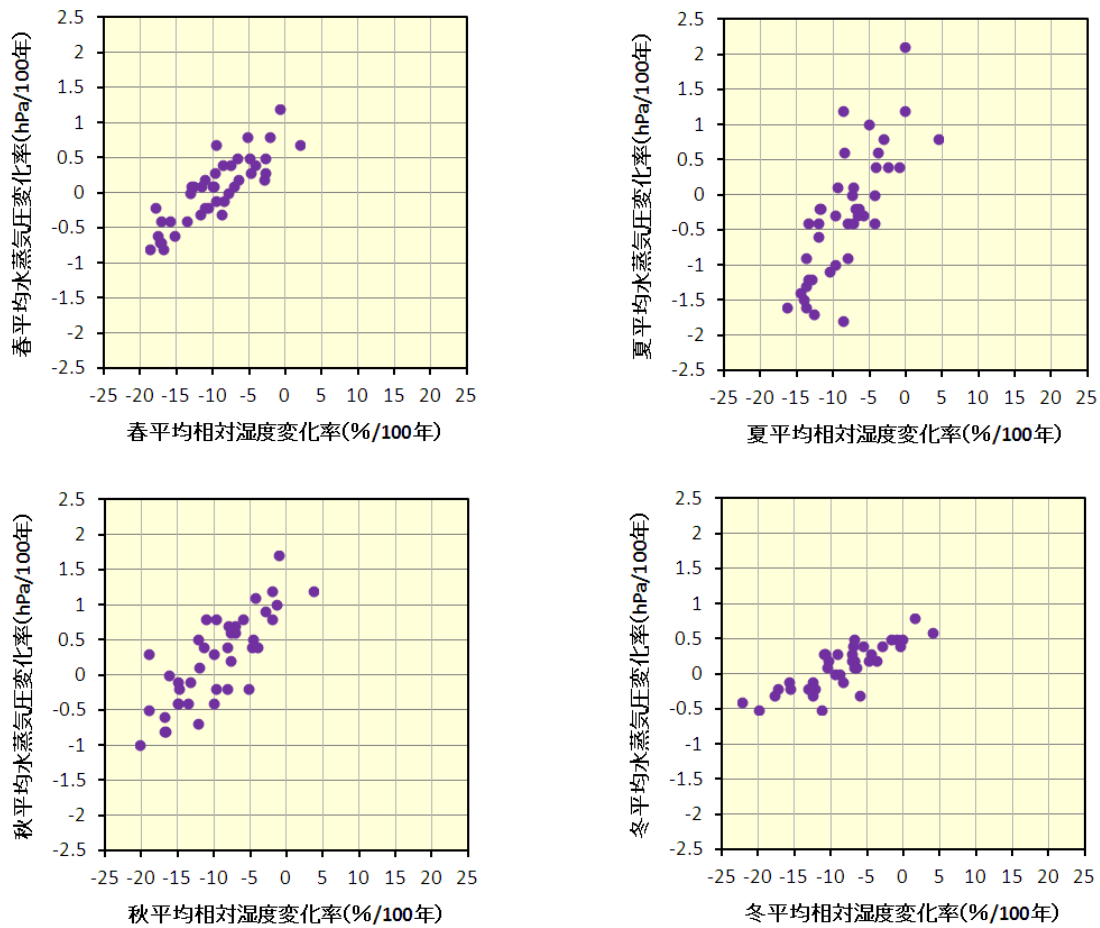


図 2.4(b) 全国 41 地点における季節平均相対湿度変化率と季節平均水蒸気圧変化率の相関図。庁舎移転の影響がある官署については、移転の影響が補正できないため除外した。統計期間は 1931 年から 2012 年まで(冬は 1932 年から 2013 年まで)。

統計期間 1931～2012 年（冬は 1932～2013 年）で庁舎の移転の影響が無く平均相対湿度変化率の統計が可能である全国 53 地点および平均水蒸気圧変化率の統計が可能である全国 41 地点の気象官署において、平均気温変化率と平均相対湿度変化率、平均水蒸気圧変化率との関係を図 2.5 に示す。平均気温の上昇率が大きいほど平均相対湿度の減少率が大きい傾向があり、平均相対湿度の変化には平均水蒸気圧の変化だけでなく気温の変化に伴う飽和水蒸気圧の変化も一定の寄与をしていると考えられる。季節別に見ると、冬は全国的に平均気温上昇率が大きく、同時に平均相対湿度の減少率も大きくなっており、相対湿度変化率に対する気温変化の寄与は冬に大きい傾向が見られる。また、平均気温上昇率が大きいほど平均水蒸気圧が減少している傾向も見られる。これは地表面が人工被覆に変わることによって地表面や植物からの水分の蒸発が減少し、地表面から大気に与えられる熱量が増加して気温が上昇していることの現れと考えられる。季節別にみると、冬は平均水蒸気圧の変化が小さくても平均気温の上昇率が大きくなっており、冬の平均気温の上昇には水分の蒸発が減少していること以外の要因の寄与が大きいと考えられる。

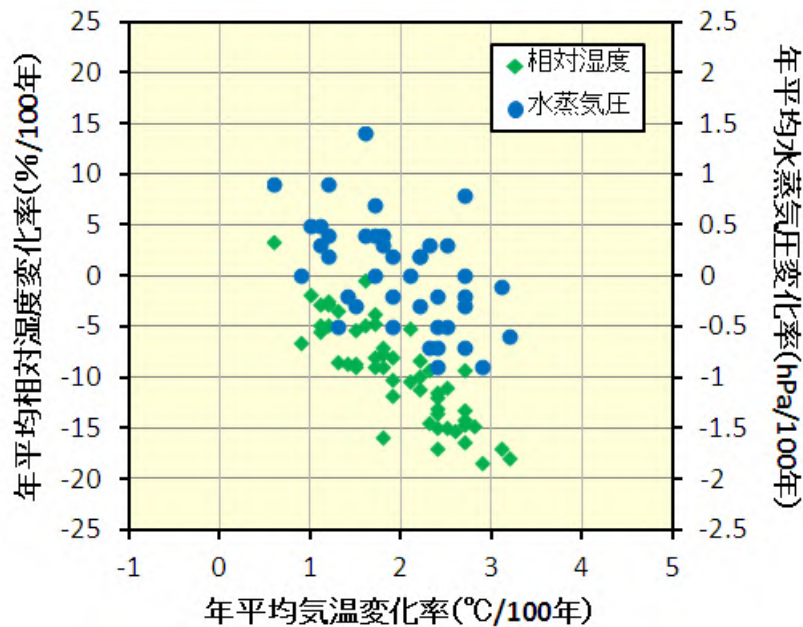


図 2.5(a) 全国 53 地点における年平均相対湿度変化率、および全国 41 地点における年平均水蒸気圧変化率と気温変化率の相関図。庁舎移転の影響がある官署については、移転の影響が補正できないため除外した。統計期間は 1931 年から 2012 年まで（冬は 1932 年から 2013 年まで）。

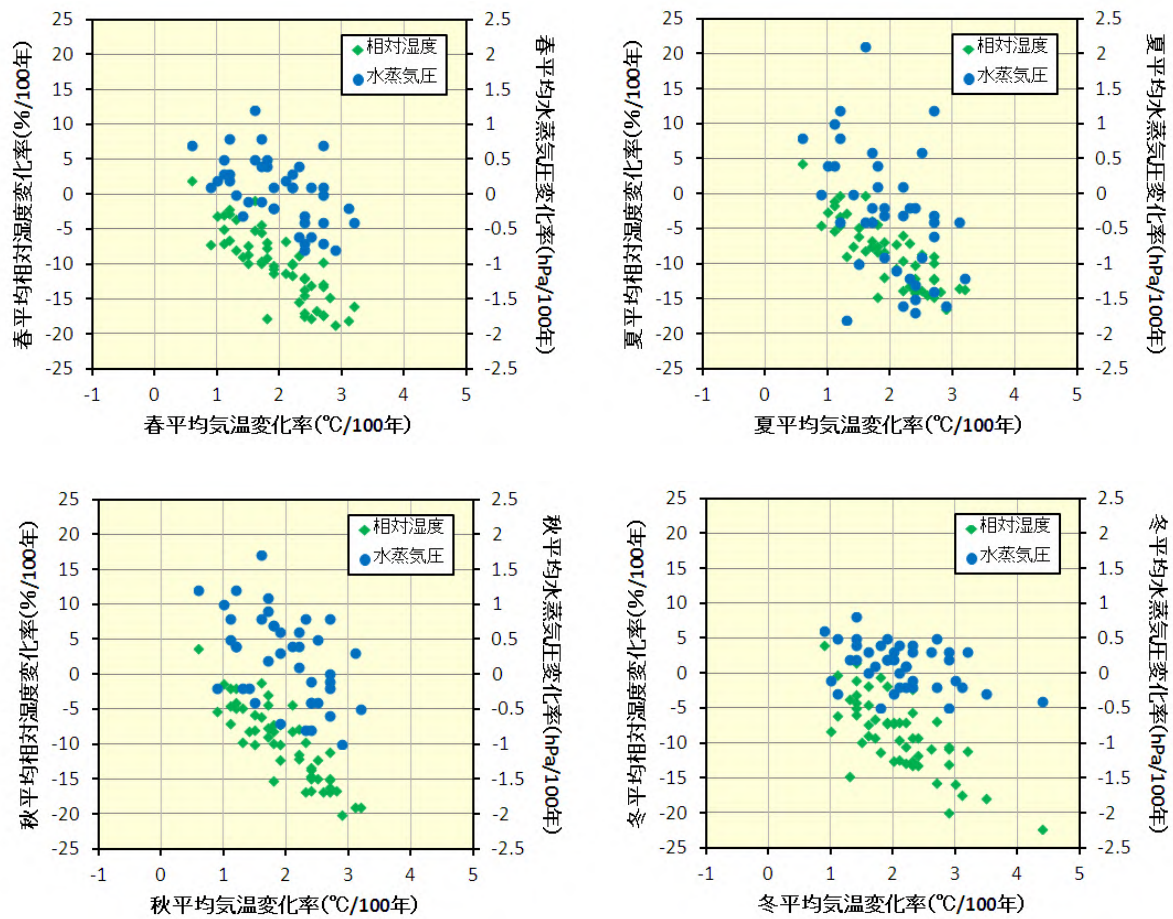


図 2.5(b) 全国 53 地点における季節平均相対湿度変化率、全国 41 地点における季節平均水蒸気圧変化率と気温変化率の相関図。庁舎移転の影響がある官署については、移転の影響が補正できないため除外した。統計期間は 1931 年から 2012 年まで(冬は 1932 年から 2013 年まで)。

(3) 降水量、最大1時間降水量

統計期間 1931～2012 年（冬は 1932～2013 年）で降水量変化率の統計が可能である全国 82 地点の気象官署において、都市化率と降水量の変化率の関係を図 2.6 に示す。年降水量、季節降水量共に都市化率による明瞭な違いはなく、都市化の影響は確認できない。

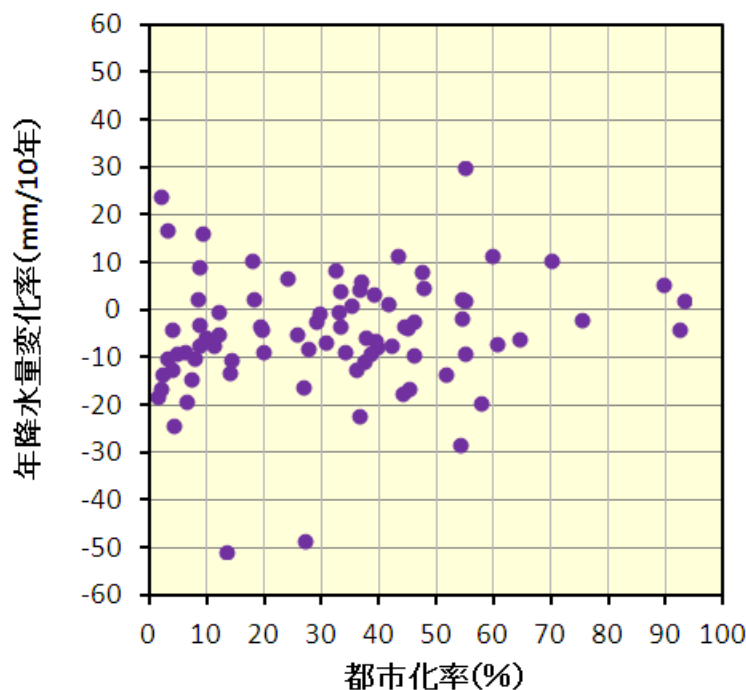


図 2.6(a) 全国 82 地点における年降水量変化率と都市化率の相関図。都市化率は 2006 年度版国土数値情報土地利用 3 次メッシュにおける観測所の半径 7km の人工被覆率(建物用地、幹線道路、その他の用地の割合の合計)である。統計期間は 1931 年から 2012 年まで。

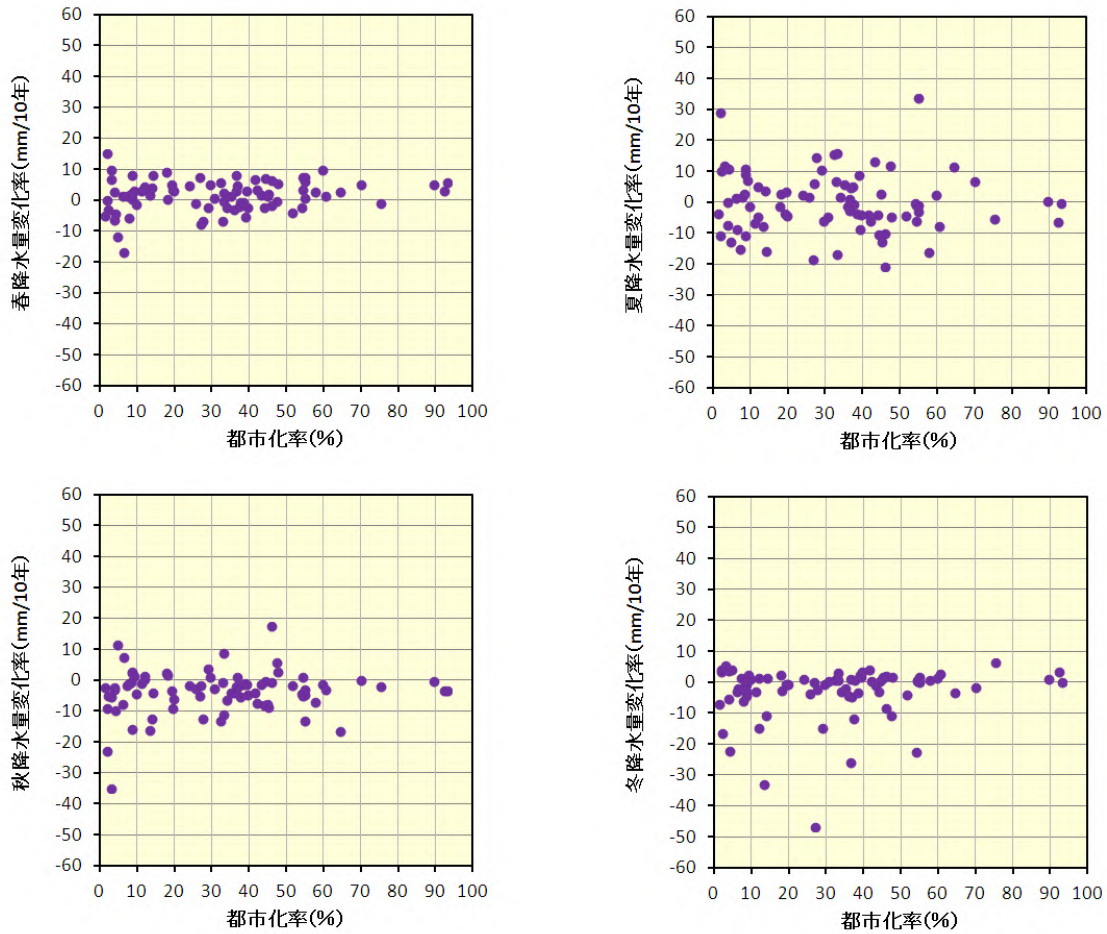


図 2.6(b) 全国 82 地点における季節降水量変化率と都市化率の相関図。都市化率は 2006 年度版国土数値情報土地利用 3 次メッシュにおける観測所の半径 7km の人工被覆率(建物用地、幹線道路、その他の用地の割合の合計)である。統計期間は 1931 年から 2012 年まで(冬は 1932 年から 2013 年まで)。

また、統計期間 1965～2012 年（冬は 1966～2013 年）で最大 1 時間降水量変化率の統計が可能である全国 134 地点の気象官署において、都市化率と最大 1 時間降水量の関係を図 2.7 に示す。年最大 1 時間降水量、季節別最大 1 時間降水量共に増加傾向を示す地点がやや多い。都市化率による明瞭な違いはなく、都市化の影響は確認出来ない。

本統計調査では、低気圧や前線による降水、台風等の熱帯低気圧による降水、上空の寒気や下層の暖湿気流による不安定降水、強い日射による熱雷²⁰など様々な要因による降水現象をまとめて統計解析を行っているが、この様な全ての降水現象に対して都市化の影響が指摘されている訳ではない。例えば、藤部ほか（2009）で都市化の影響の可能性が指摘されている降水現象は、夏季の 17～23 時の 6 時間降水量であるなど、都市化が影響を及ぼしている可能性があるものは夏季の強い日射による熱雷等、特定の気象条件における一部の降水現象に限られている。本統計調査では、降水現象全体で見た場合に都市化の影響が見られないことが示されたのみであり、特定の気象条件における一部の降水現象に都市化が影響を及ぼしている可能性まで否定出来るものではない。都市化と降水現象の関係を完全に解明するためには、降水の統計量を季節別や要因別、時間別に分類して統計解析を行うなど、更なる精密な調査が必要である。

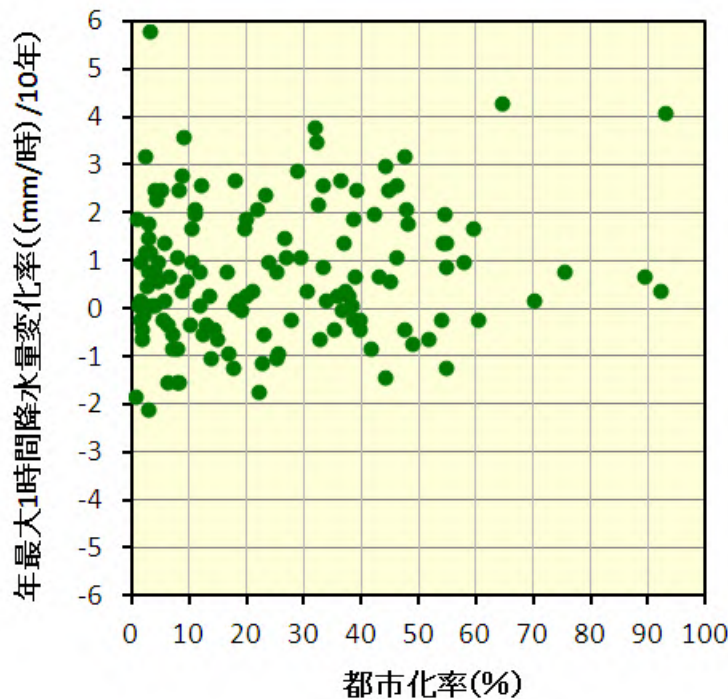


図 2.7(a) 全国 134 地点における年最大 1 時間降水量変化率と都市化率の相関図。都市化率は 2006 年度版国土数値情報土地利用 3 次メッシュにおける観測所の半径 7km の人工被覆率（建物用地、幹線道路、その他の用地の割合の合計）である。統計期間は 1965 年から 2012 年まで。

²⁰ 夏季の強い日射により湿気を含んだ地面付近の空気が上昇し、雷雲となって発生する雷雨。

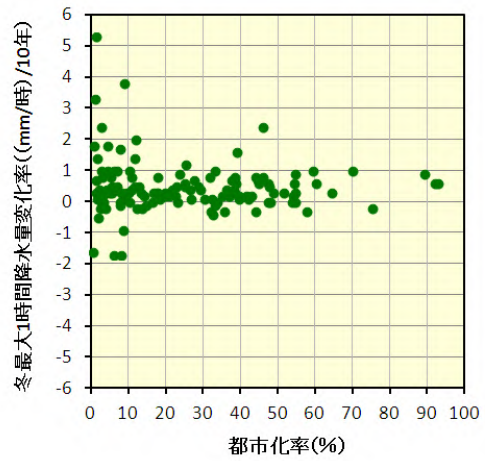
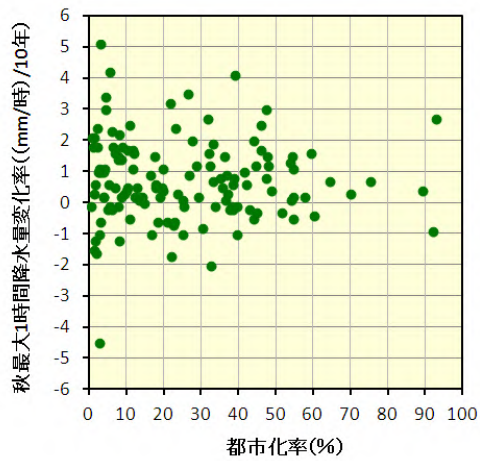
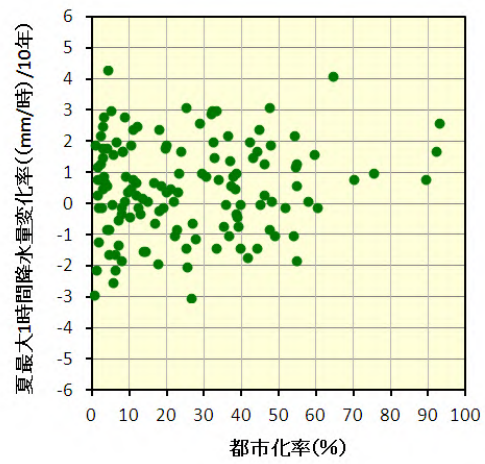
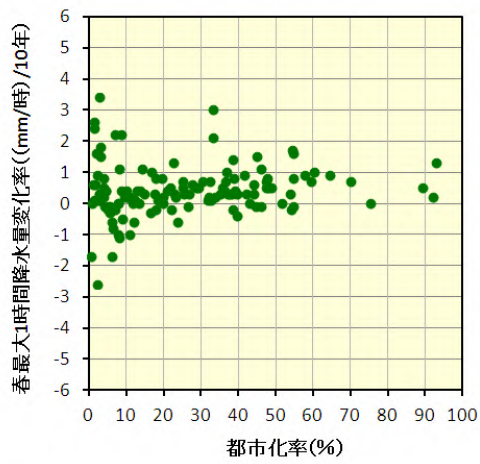


図 2.7(b) 全国 134 地点における季節最大1時間降水量変化率と都市化率の相関図。都市化率は 2006 年度版国土数値情報土地利用 3 次メッシュにおける観測所の半径 7km の人工被覆率(建物用地、幹線道路、その他の用地の割合の合計)である。統計期間は 1965 年から 2012 年まで(冬は 1966 年から 2013 年まで)。

2.4 気温や降水量等の変化率の全国分布

2.1 節の調査では、気温上昇率について、西日本の都市では春や秋、北日本や東日本の都市では冬に最大となるなど、地域や季節による特徴の違いが見られた。また、一部の都市で見られる最大 1 時間降水量の有意な増加については、広域的な要因が考えられるところである。本節では、気温や降水量等の全国分布から、気温や降水量等の変化傾向に及ぼす広域的な要因の影響について分析する。

(1) 平均気温、日最高気温、日最低気温

統計期間 1931～2012 年（冬は 1932～2013 年）で気温変化率の統計が可能である全国 82 地点の気象官署における気温変化率の分布図を図 2.8 に示す。気温上昇率は、春・夏・秋は西日本で大きく北日本で小さい西高北低の傾向、冬は北日本で大きく西日本で小さい北高西低の傾向が見られ、年平均では西高北低の傾向となっている。表 2.1 で見られた西日本で春・秋に気温上昇率が最大となり、北日本で冬に気温上昇率が最大となる傾向は、広域的な気候変動の違いによるものと考えられる。年・春・夏・秋の平均気温の上昇率が西高北低となる傾向は、日本近海の海面水温の上昇率が西高北低の傾向であること（気象庁，2012a）と整合しており、また冬の平均気温の上昇率が北高西低となる傾向については、積雪量や海氷の減少により高緯度ほど気温上昇が大きくなる世界的な傾向（IPCC，2007）と整合的である。

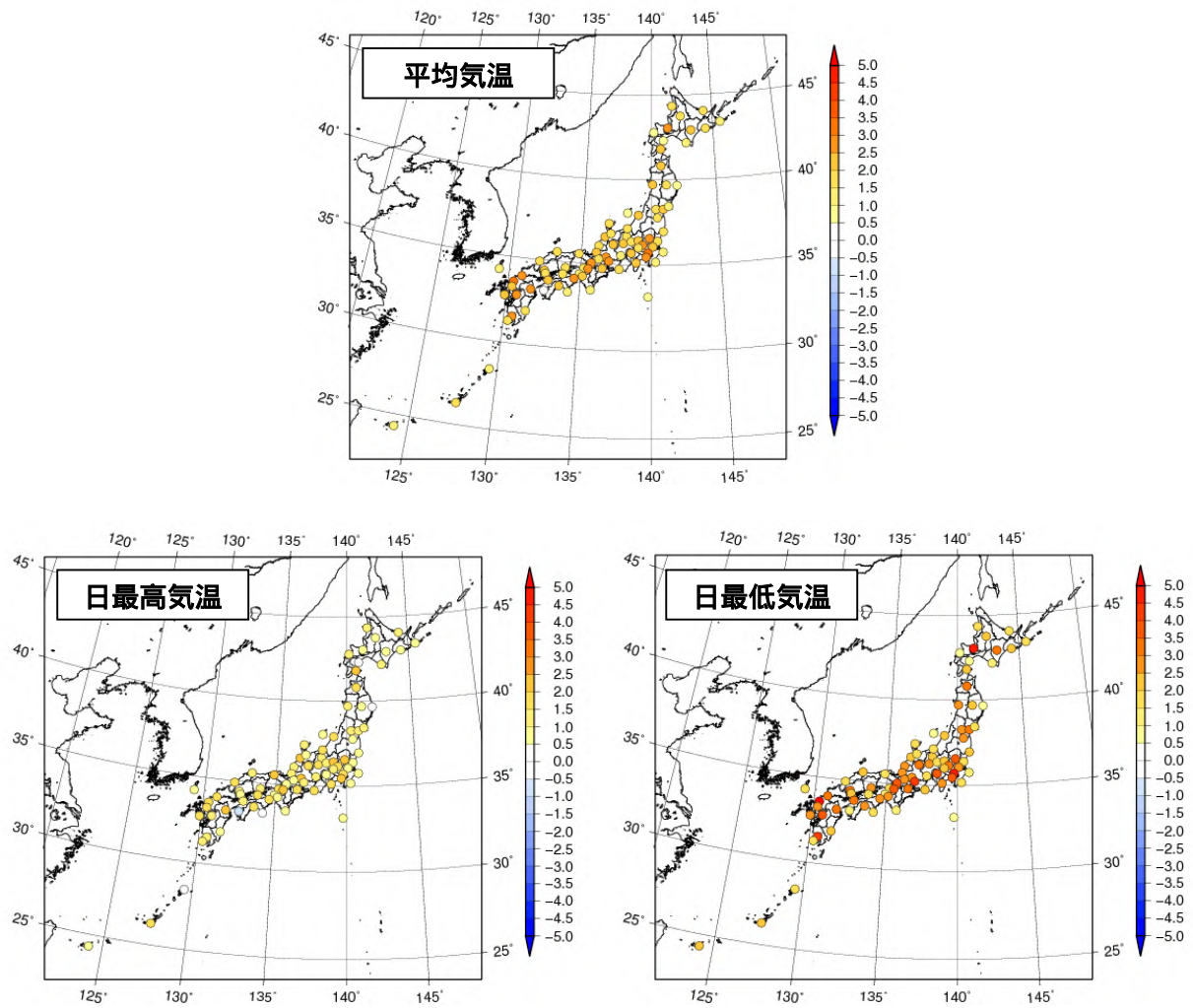


図 2.8(a) 全国 82 地点における年平均気温、日最高気温と日最低気温の年平均の変化率(/100 年)の分布。庁舎移転の影響がある官署については、大野ほか(2011)により移転の影響を補正して気温変化率を算出している。統計期間は 1931 年から 2012 年まで。

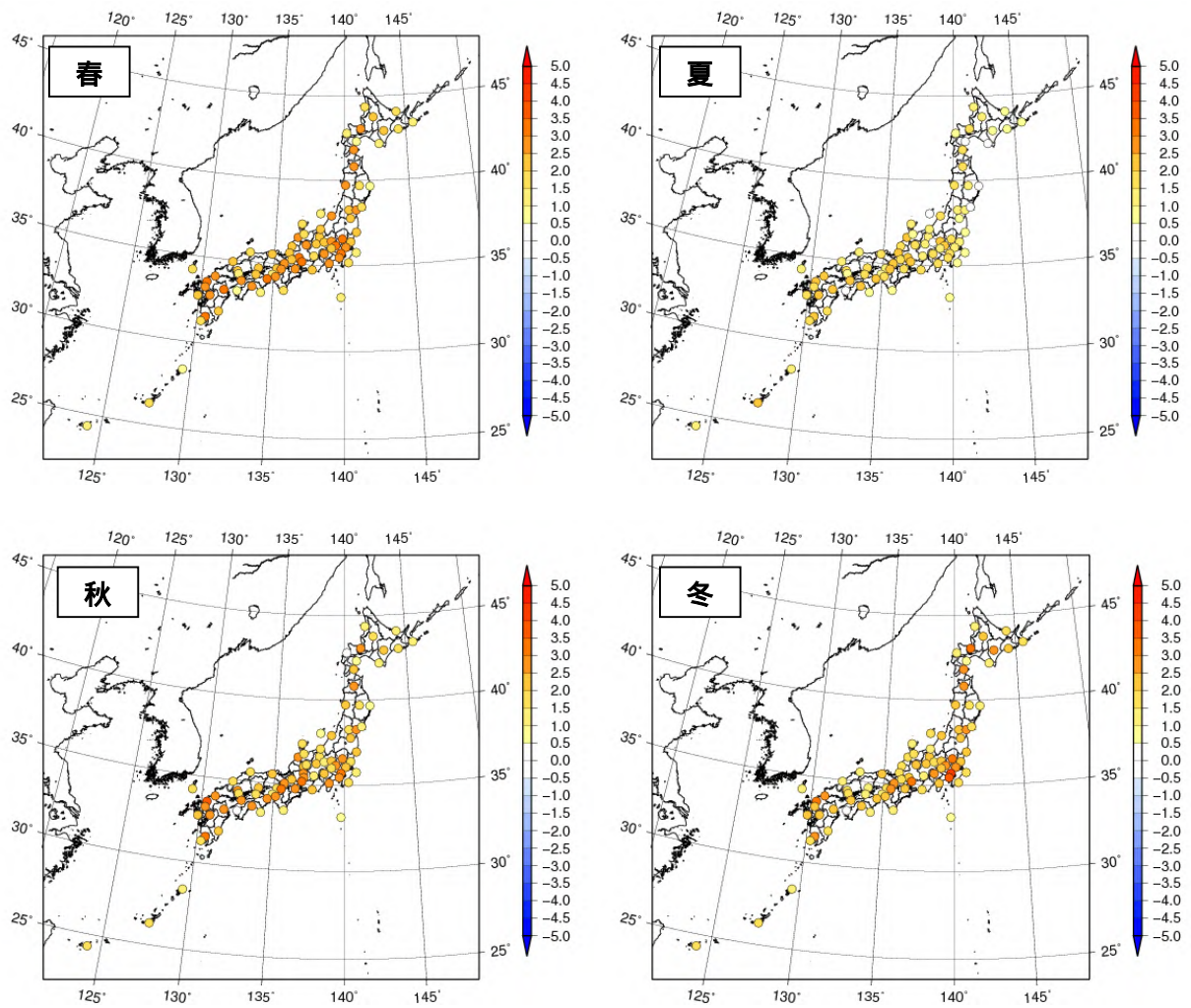


図 2.8(b) 全国 82 地点における季節平均気温の変化率(/100 年)の分布図。庁舎移転の影響がある官署については、大野ほか(2011)により移転の影響を補正して気温変化率を算出している。統計期間は 1931 年から 2012 年まで(冬は 1932 年から 2013 年まで)。

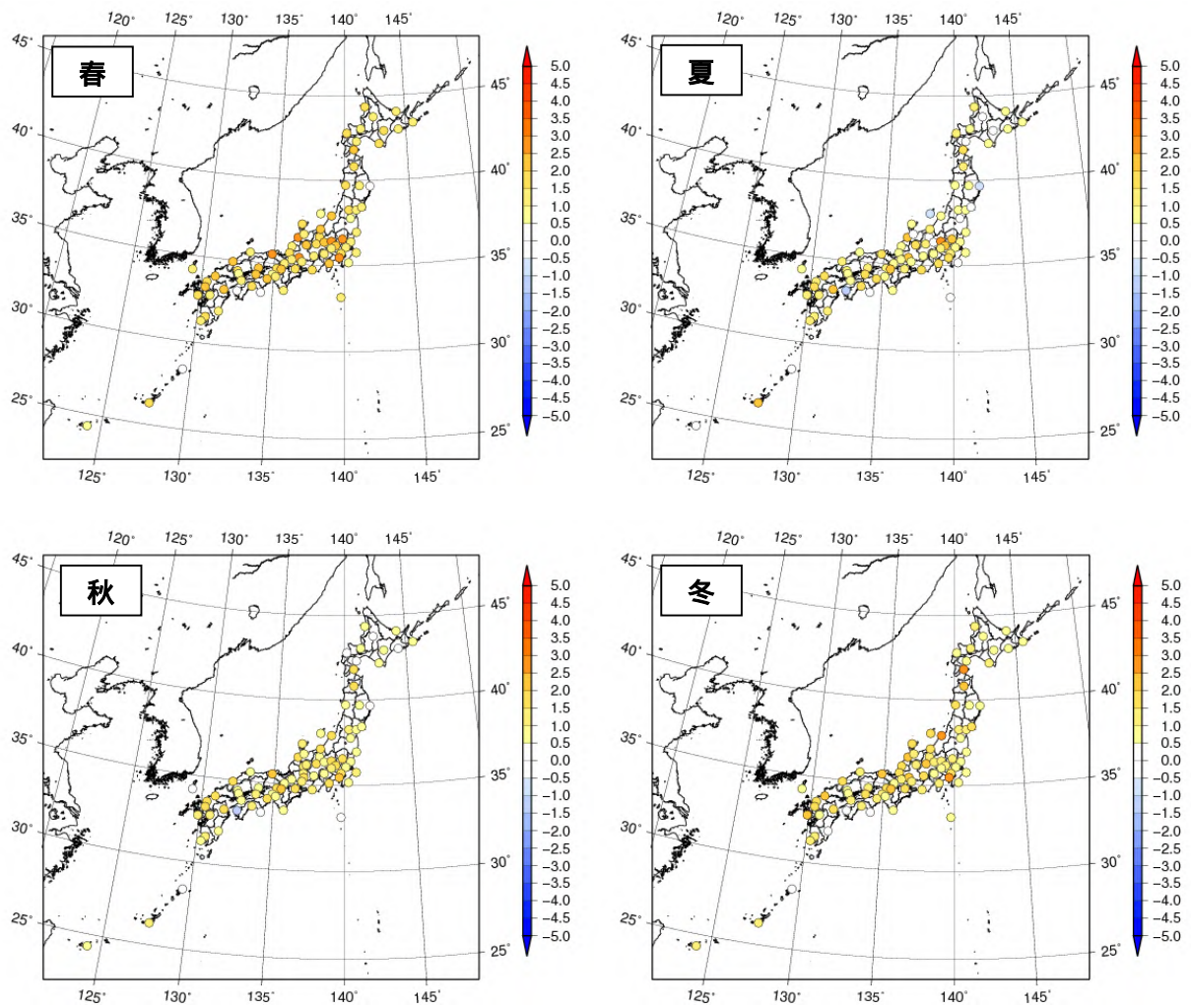


図 2.8(c) 全国 82 地点における日最高気温の季節平均の変化率(/100 年)の分布図。庁舎移転の影響がある官署については、大野ほか(2011)により移転の影響を補正して気温変化率を算出している。統計期間は 1931 年から 2012 年まで(冬は 1932 年から 2013 年まで)。

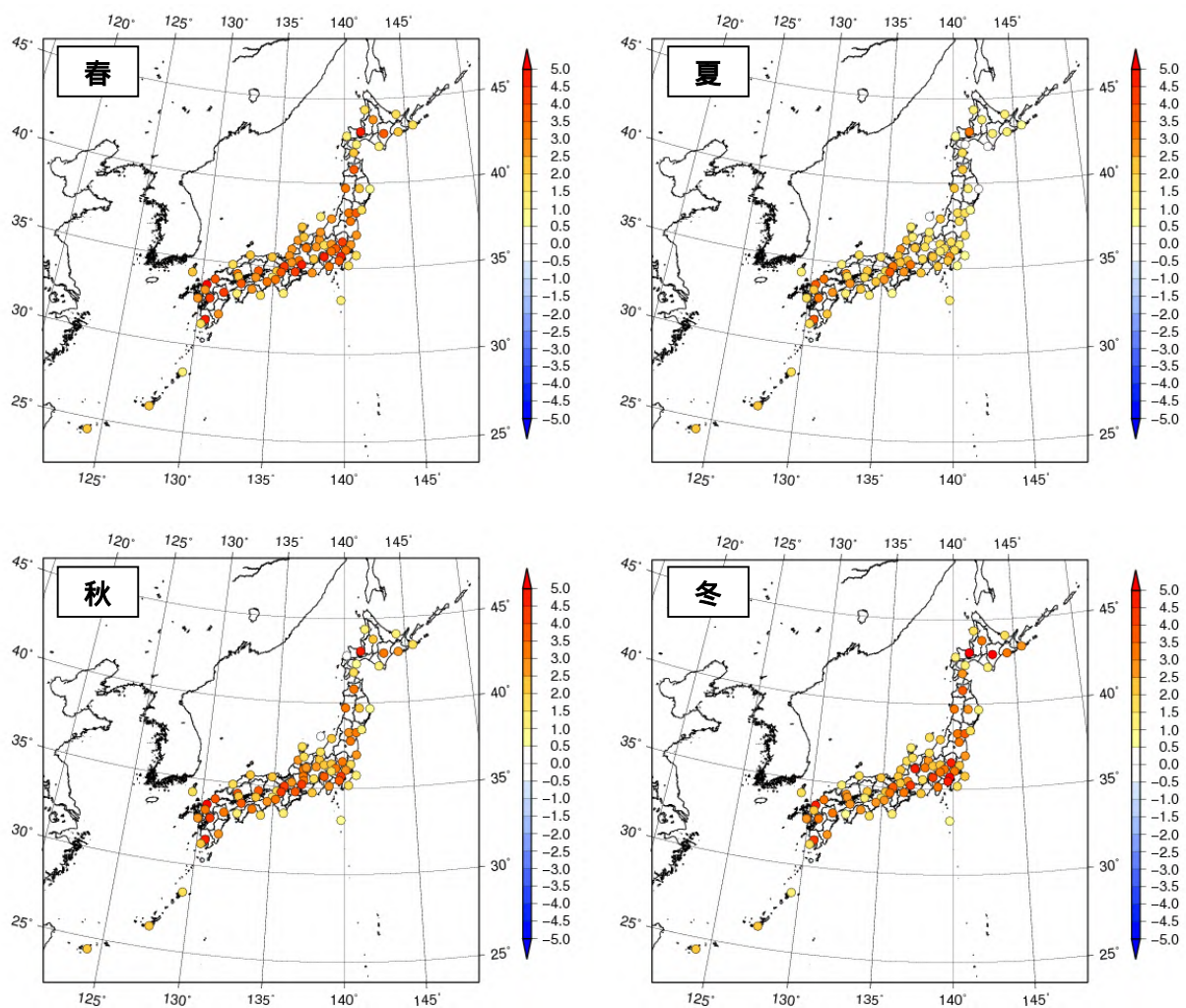


図 2.8(d) 全国 82 地点における日最低気温の季節平均の変化率(/100 年)の分布図。庁舎移転の影響がある官署については、大野ほか(2011)により移転の影響を補正して気温変化率を算出している。統計期間は 1931 年から 2012 年まで(冬は 1932 年から 2013 年まで)。

(2) 平均相対湿度、平均水蒸気圧

統計期間 1931～2012 年（冬は 1932～2013 年）で庁舎の移転の影響が無く平均相対湿度変化率の統計が可能である全国 53 地点の気象官署における平均相対湿度変化率および平均水蒸気圧変化率の統計が可能である全国 41 地点の気象官署における平均水蒸気圧変化率の分布図を図 2.9 に示す。

平均相対湿度は、季節に寄らず関東や関東・近畿・東海・瀬戸内など大都市が集中する地域を中心に減少率が大きい傾向が見られる。一方、平均水蒸気圧は、夏に関東・近畿・東海など大都市圏の周辺で減少率が大きく沿岸部で増加率が大きい。冬は関東や東海の一部で僅かに減少傾向が見られる以外は全般に増加傾向である。このように、平均相対湿度では季節による特徴の違いが小さい一方、平均水蒸気圧は季節による特徴の違いが顕著である。

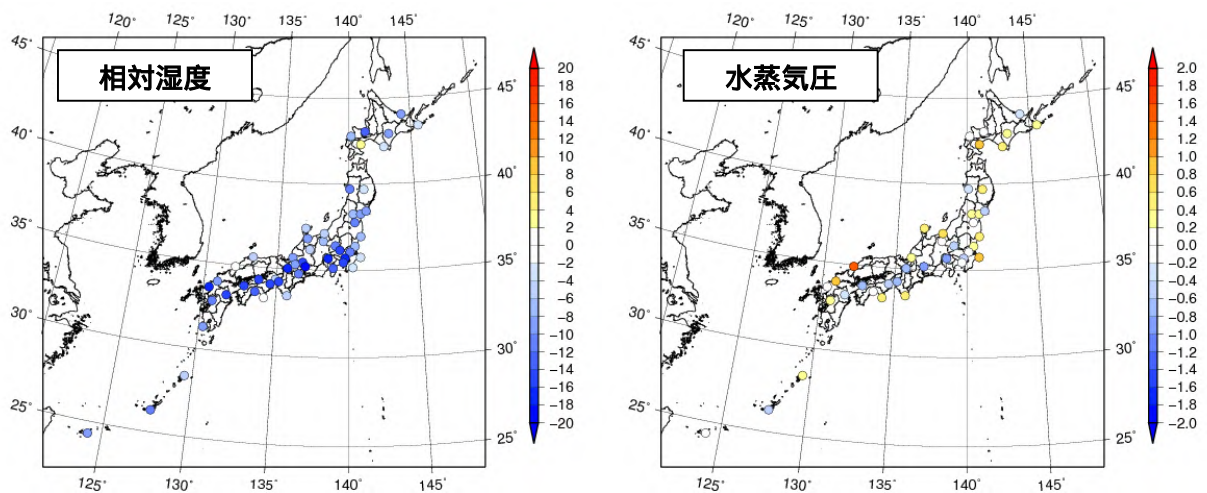


図 2.9(a) 全国 53 地点における年平均相対湿度変化率 (%/100 年)、全国 41 地点における年平均水蒸気圧変化率 (hPa/100 年) の分布。庁舎移転の影響がある官署については、移転の影響が補正できないため除外した。統計期間は 1931 年から 2012 年まで。

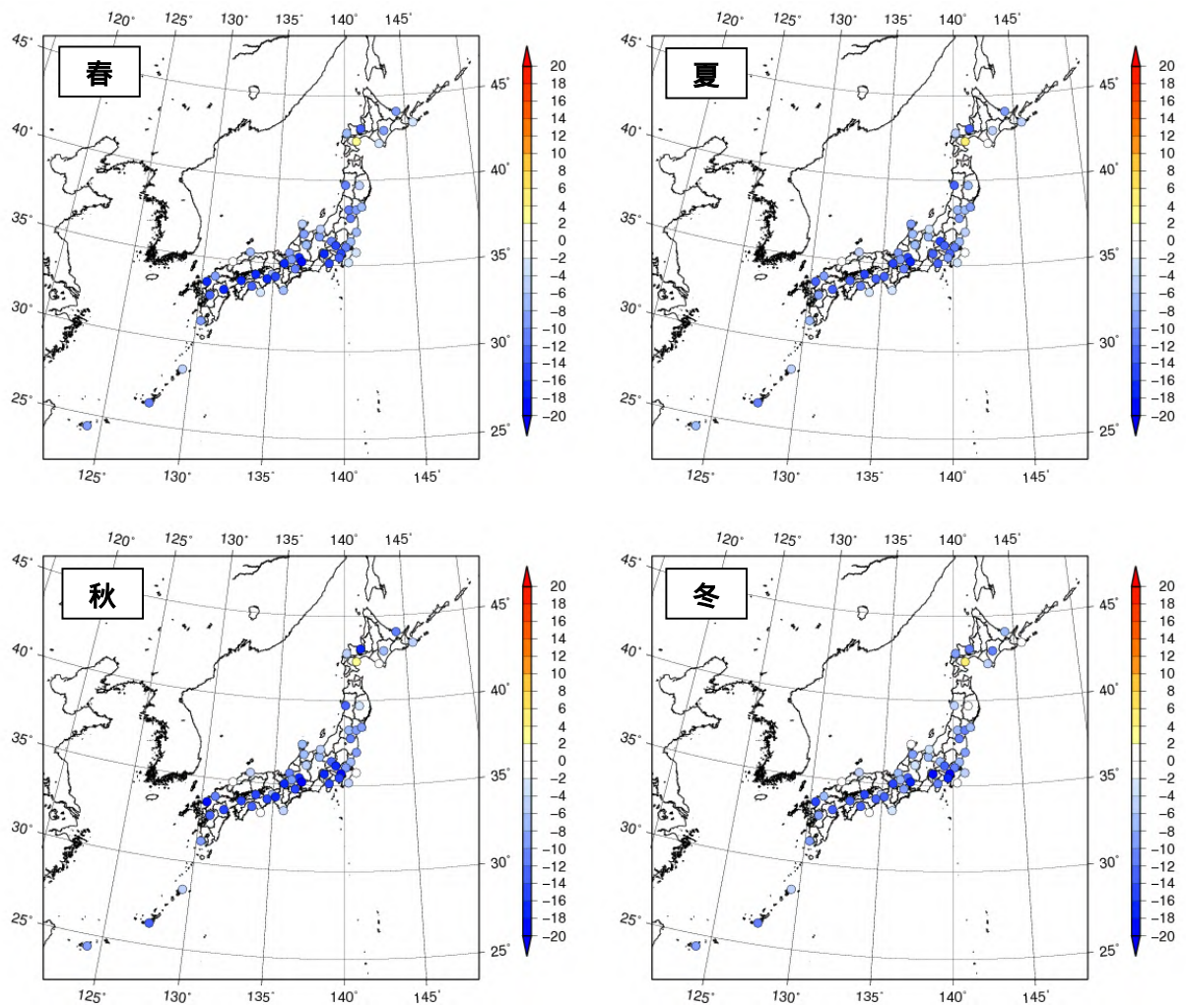


図 2.9(b) 全国 53 地点における季節平均相対湿度変化率(%/100 年)の分布。庁舎移転の影響がある官署については、移転の影響が補正できないため除外した。統計期間は 1931 年から 2012 年まで(冬は 1932 年から 2013 年まで)。

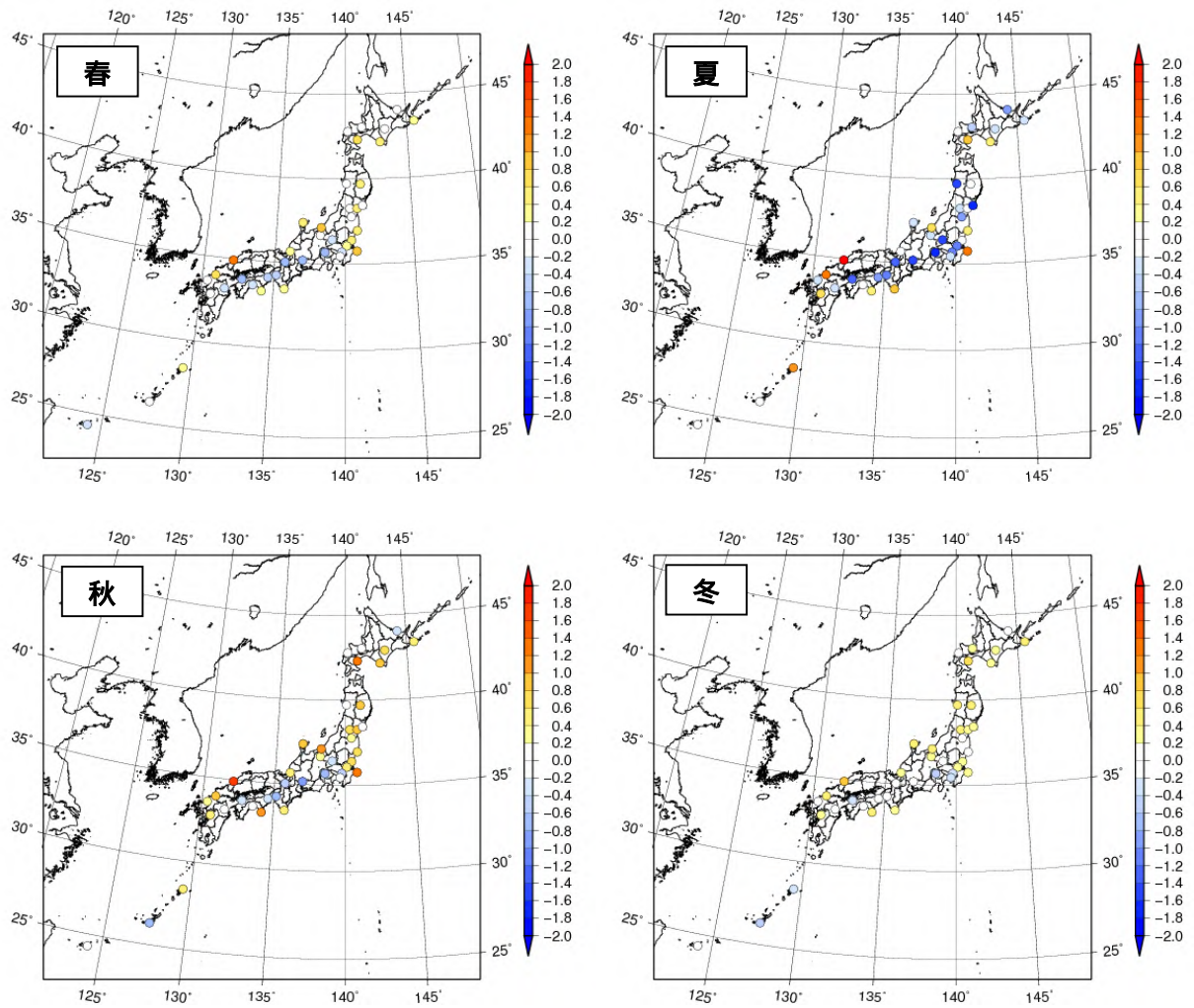


図 2.9(c) 全国 41 地点における季節平均水蒸気圧変化率(hPa/100年)の分布。庁舎移転の影響がある官署については、移転の影響が補正できないため除外した。統計期間は 1931 年から 2012 年まで(冬は 1932 年から 2013 年まで)。

(3) 降水量、最大1時間降水量

統計期間 1931～2012 年（冬は 1932～2013 年）で降水量変化率の統計が可能である全国 82 地点の気象官署における降水量変化率および統計期間 1965～2012 年（冬は 1966～2013 年）で最大 1 時間降水量変化率の統計が可能である全国 134 地点の気象官署における最大 1 時間降水量変化率の分布を図 2.10 に示す。冬の太平洋側では広範囲で最大 1 時間降水量が増加傾向にあり、表 2.3 で幾つかの都市で見られた最大 1 時間降水量の増加傾向は都市化によるものではなく、広域的な気候変動の影響による可能性が高いと考えられる。また、夏は九州北部、秋は関東平野で広域的に最大 1 時間降水量の増加傾向が見られ、表 2.3 で見られた福岡や横浜の最大 1 時間降水量増加の要因についても、都市化によるものではなく地球温暖化等の広域的な気候変動の影響が考えられる。

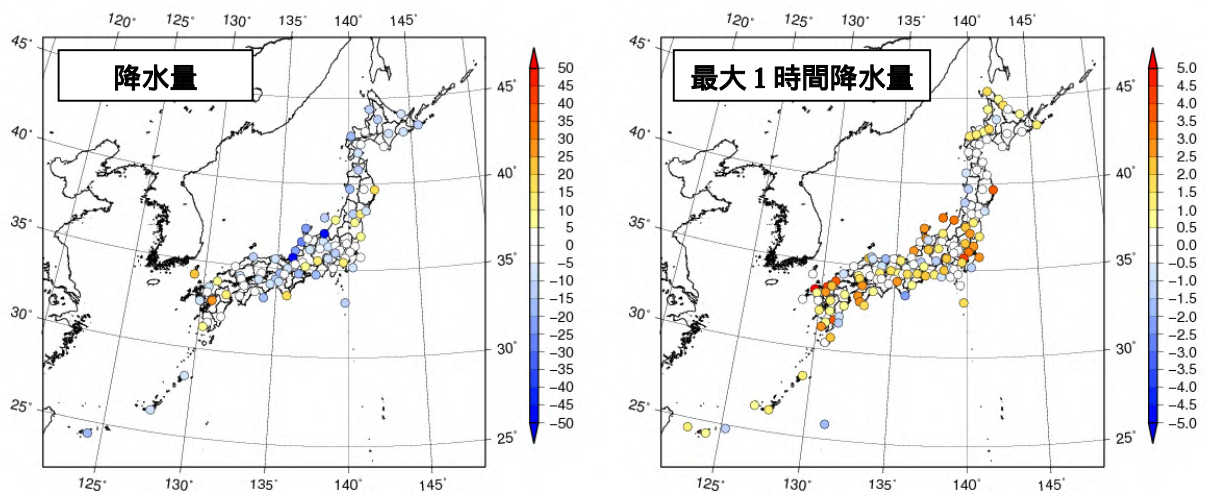


図 2.10(a) 全国 82 地点における年降水量変化率(mm/10 年)の分布(左)と、全国 134 地点における年最大1時間降水量変化率((mm/時)/10 年)の分布(右)。統計期間は年降水量が 1931 年から 2012 年、年最大 1 時間降水量が 1965 年から 2012 年まで。

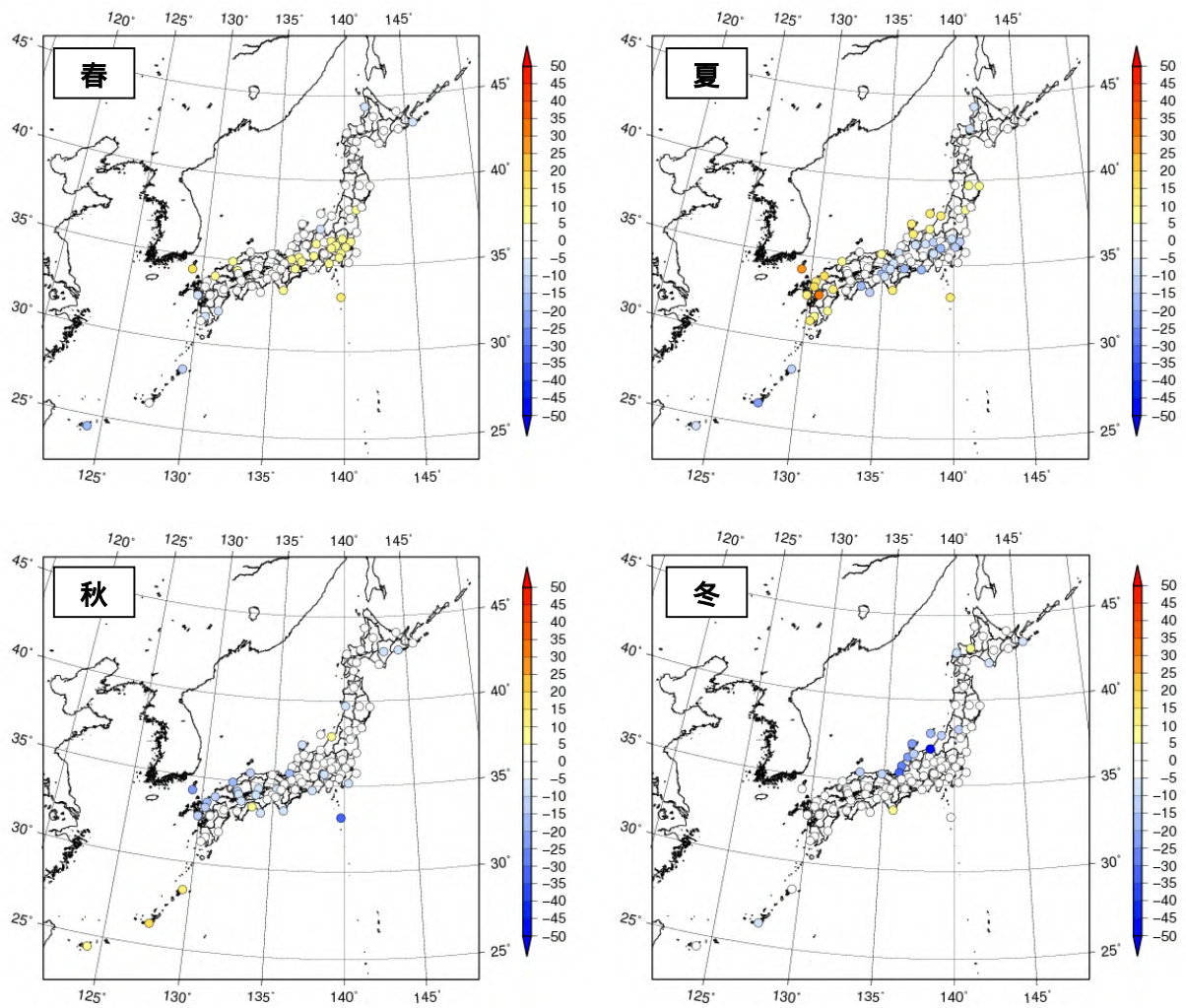


図2.10(b) 全国82地点における季節降水量変化率(mm/10年)の分布。統計期間は年降水量が1931年から2012年まで(冬は1932年から2013年まで)。

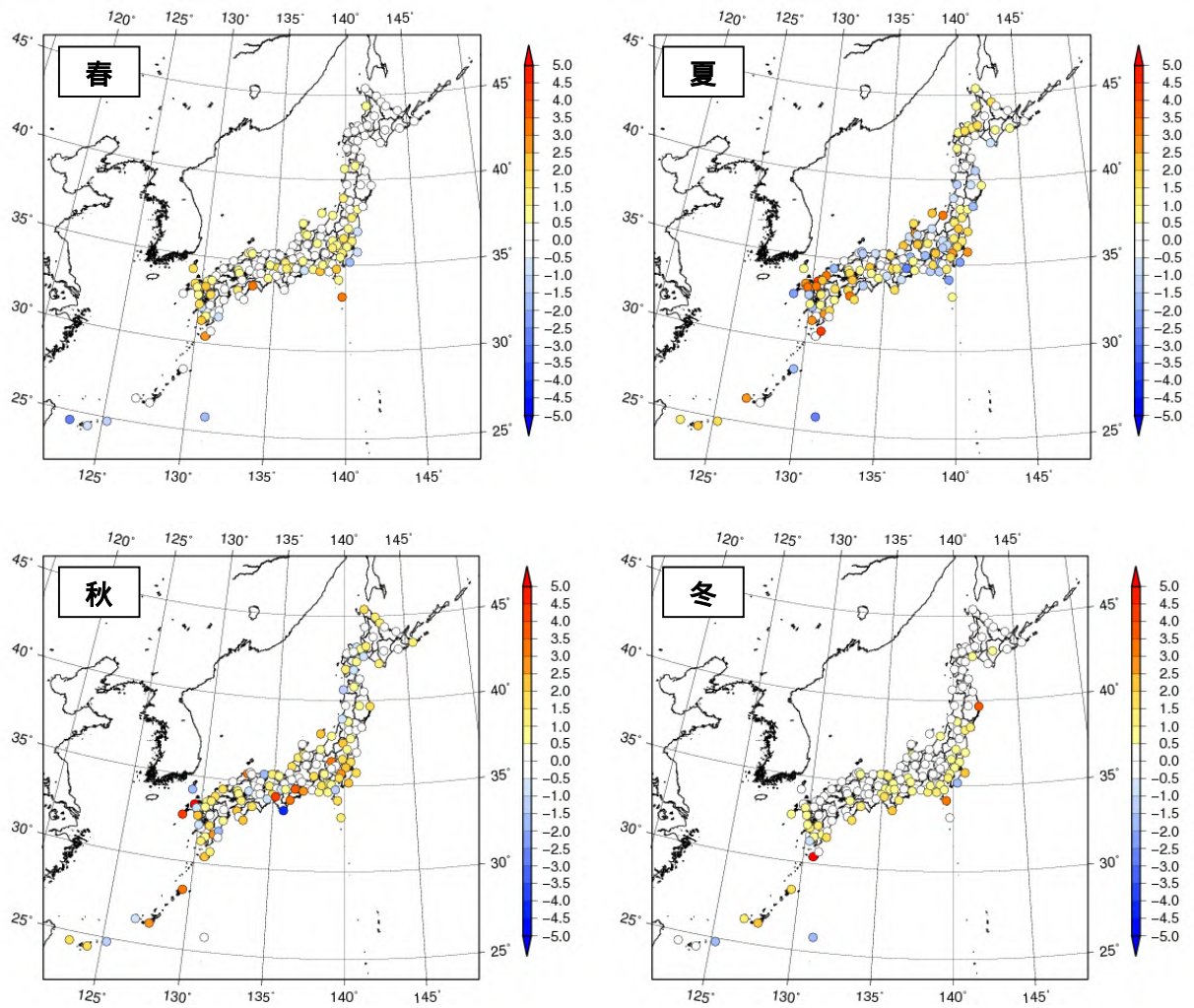


図 2.10(c) 全国 134 地点における季節最大 1 時間降水量変化率 ((mm/時)/10 年) の分布。統計期間は年降水量が 1965 年から 2012 年まで (冬は 1966 年から 2013 年まで)。

経年変化傾向の統計的有意性の評価について

気温や降水量等の観測値は、様々な時空間スケールの大気や海洋の運動のため、大きく変動している。自然のゆらぎを背景に地球温暖化や都市化に伴う変化傾向をとらえるために、観測データを適切な統計量に変換し、時系列で並べた統計量にランダムな変動要因では説明できない系統的な変化傾向が含まれている可能性がどの程度か検定を行う。この「統計的検定」の結果、経年変化がランダムな変動要因だけでは説明できないと判断することが妥当な場合には、「統計的に有意な変化傾向がある」等と表現される。

本報告では、統計量に見られる経年変化傾向の有無の可能性について、統計的有意性を 99%、95%、90%の 3 段階の信頼水準で検定した結果を判断基準としている。

なお、この統計的検定は次のような手法により行っている。

(イ) 統計量の年々変動成分が正規分布に従うことが仮定出来る場合

平均気温や平均相対湿度等の場合、トレンド成分を除去した年々の統計量の出現頻度は正規分布に従うと仮定出来る。概ね正規分布とみなすことが出来る統計量に対しては、ピアソンの積率相関係数を用いたパラメトリック検定（ピアソン検定）を行う。

(ロ) 統計量の年々変動成分が正規分布に従うことが仮定出来ない場合

猛暑日や熱帯夜、降水量等の場合、トレンド成分を除去した年々の統計量の出現頻度は正規分布に従うことが仮定出来ない場合がある。正規分布とみなすことが出来ない統計量に対しては、ケンドールの順位相関係数を用いたノンパラメトリック検定（ケンドール検定）を行う。

統計的検定では、原理的に「統計的に有意」と判定されても結果が誤りである可能性が常に存在する。「信頼水準 95%以上で統計的に有意」の場合には、観測値における経年変化傾向がランダムな変動要因により偶然に出現しているにも関わらず誤って有意と判定してしまう確率を最大で 5%まで許していることを意味している。逆に、系統的な変化傾向が存在していても、それを正しく検出できない場合もある。一般的に、ノンパラメトリック検定はパラメトリック検定に比べて検出力が小さく、有意な変化傾向として検出されにくい。また、統計年数が短い、年々の変動幅が大きい、発生頻度が稀、等の場合には、今後新しいデータが追加されることにより検定結果が変化する可能性が大きい。本報告の分析結果は、以上の「統計的検定」の性質に留意の上で活用されたい。

3. ヒートアイランド現象の年別比較

都市気候モデルによる再現実験の結果から、以下の都市化の影響が明らかとなった。

都市化の影響による 8 月平均気温の昇温量は、年々の気象条件の違いにより、関東地方で ± 0.5 程度、近畿地方や東海地方で $\pm 0.2 \sim 0.3$ 程度の違いが生じているとみられる。

関東地方、近畿地方、東海地方ともに、2009～2012 年の 4 年間の 8 月平均気温について、都市化の影響が最も大きかったのは 2010 年 8 月であったとみられる。

関東地方や近畿地方では、2012 年 8 月の都市化の影響による気温上昇は、2010 年 8 月と同程度に大きかったとみられる。

第 1 章で述べたように、ヒートアイランド現象の主な要因は「土地利用の影響」「建築物の影響」「人工排熱の影響」の 3 つである。しかしながら、これら 3 つの要因が同程度であっても、天候や風向風速、大気の安定度など、様々な気象条件の違いによってヒートアイランド現象による昇温量は変わってくる。この章では、2009～2012 年の 8 月を対象とした都市気候モデルによる再現実験結果の比較を行い、三大都市圏（関東地方、近畿地方、東海地方）における 8 月の月平均気温において、年々の気象条件の違いにより都市化の影響にどの程度の違いが生じているか調査する。都市気候モデルの概要および都市気候モデルによる都市化の影響の評価方法については、「ヒートアイランド監視報告（平成 23 年）」（気象庁、2012）と同様である。

なお、再現実験に用いた人工排熱については 8 月の平均的な人工排熱を用いており、節電等の人工排熱量の違いによる影響は考慮されていない。また、土地利用や建築物についても、同じ 2006 年版の国土数値情報を用いており、都市構造の変化による影響についても考慮されていない。即ち、本節で述べるヒートアイランド現象の年ごとの違いは、土地利用の変化や建築物の変化、人工排熱量の変化といった人為的要因による違いは含まれず、気候的要因²¹（天候や風向風速等の違い）のみで生ずるヒートアイランド現象の違いであることに注意する必要がある。都市開発や節電等による人為的要因の影響が加われば、年による違いは更に大きくなると考えられる。

²¹ 一般的に、都市化の影響による昇温量は「晴れて風が弱い日」に大きくなる。

3.1 関東地方におけるヒートアイランド現象の年別比較

本節では、都市気候モデルによる2009～2012年の4年間の再現実験の結果を元に、関東地方における8月の月平均気温におけるヒートアイランド現象の年ごとの違いについて述べる。

3.1.1 気象観測と再現実験の比較

表3.1に都市気候モデルによる再現実験で得られた各年8月の月平均気温と気象観測による月平均気温の比較を示す。東京における都市化の影響による気温変化量²²は+1.5～1.6で、年々の気象条件による都市化の影響の違いは±0.1と小さい。しかし、内陸部の熊谷では+0.9～1.5、関東地方で都市化の影響が最も大きい練馬では+1.9～+2.4と、±0.5～0.6程度の都市化の影響の年ごとの違いが生じている。なお、何れの地点も2010年と2012年の昇温量が大きく、2009年と2011年は昇温量が小さい傾向が見られる。

²² 都市有り（通常の状態）と都市無し（仮想的に都市を草地に変え、人工排熱量を0とした場合）との気温差。都市無しは仮想的な再現実験であるため、気象観測との直接的な比較は出来ない。しかし、同一気象条件においては都市無しは都市有りとほぼ同等の誤差を含むと考えられるため、都市化の影響による気温変化は都市有りと都市無しの再現実験の気温差により評価している。

表 3.1 都市気候モデルによる再現実験で得られた月平均気温と気象観測による月平均気温の比較

再現実験の気温変化量は、都市有りとう都市無し平均気温の差で、都市化の影響による平均気温の変化量を示している。再現実験の誤差は、気象観測による平均気温と都市有りの平均気温の差である。気象観測の気温変化率は、過去 100 年あたりの昇温量を示しており、都市が無かった時代からの気温変化量ではない。

地点	年/月	気象観測		再現実験			
		平均気温 ()	気温変化率 (/100 年)	都市有り ()	都市無し ()	気温変化量 ()	誤差 ()
東京	2009 年 8 月	26.6	+1.8	26.8	25.3	+1.5	+0.2
	2010 年 8 月	29.6		29.2	27.7	+1.5	-0.4
	2011 年 8 月	27.5		27.8	26.3	+1.5	+0.3
	2012 年 8 月	29.1		28.4	26.8	+1.6	-0.7
横浜	2009 年 8 月	26.1	+1.6	26.4	25.4	+1.0	+0.3
	2010 年 8 月	28.6		28.8	27.7	+1.1	+0.2
	2011 年 8 月	27.2		27.5	26.4	+1.1	+0.3
	2012 年 8 月	28.1		28.1	26.8	+1.3	0.0
熊谷	2009 年 8 月	25.9	+2.4	26.2	25.3	+0.9	+0.3
	2010 年 8 月	29.3		29.2	27.7	+1.5	-0.1
	2011 年 8 月	27.1		27.2	26.1	+1.1	+0.1
	2012 年 8 月	28.9		28.2	26.8	+1.4	-0.7
練馬	2009 年 8 月	26.5	---	27.1	25.2	+1.9	+0.6
	2010 年 8 月	29.9		30.1	27.7	+2.4	+0.2
	2011 年 8 月	27.5		28.4	26.3	+2.1	+0.9
	2012 年 8 月	29.0		29.0	26.7	+2.3	0.0

3.1.2 月平均気温と月平均風の特徴

都市気候モデルによる再現実験で得られた関東地方における2009～2012年8月の月平均気温と月平均風を図3.1に示す。月平均気温は全国的に観測史上第1位の猛暑となった2010年が顕著に高く、2012年、2011年、2009年の順に高くなっている。平均風については、2009年や2011年は比較的低温の海面上からの北東よりの風、2010年や2012年は高温の海面上からの南よりの風が卓越しており、年による違いが明瞭に現れている。

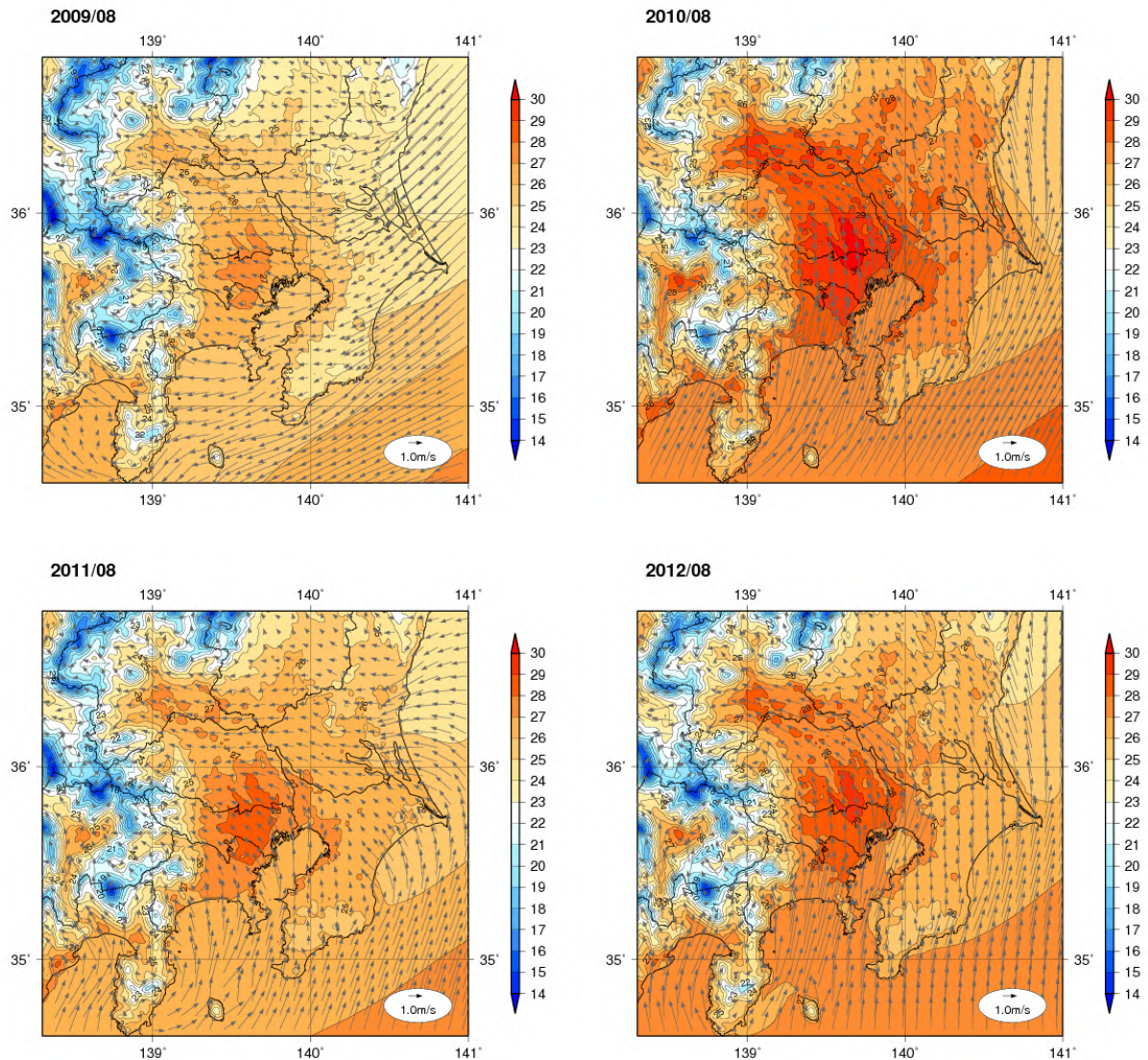


図3.1 都市気候モデルによる再現実験で得られた関東地方における2009～2012年8月の月平均気温(陰影、単位)と月平均風(矢印)の分布

都市気候モデルによる再現実験で得られた関東地方における2009～2012年8月の都市化の影響による月平均気温の変化量を図3.2に示す。都市化の影響による昇温量は、2009年を除き東京都練馬区の周辺に+2.0以上のピークが見られる。この+2.0以上の昇温域の広がりや強さは2010年と2012年が大きく、2011年は比較的小さい。このことから、2010年は気候変動の影響や海面水温の高さだけでなく、都市化の影響による昇温量が大きかったことも都市部での高温の一因であったと考えられる。また、2012年は気温としては2010年に比べて低いものの都市化の影響による昇温量は2010年に匹敵する強さであったと見られる。

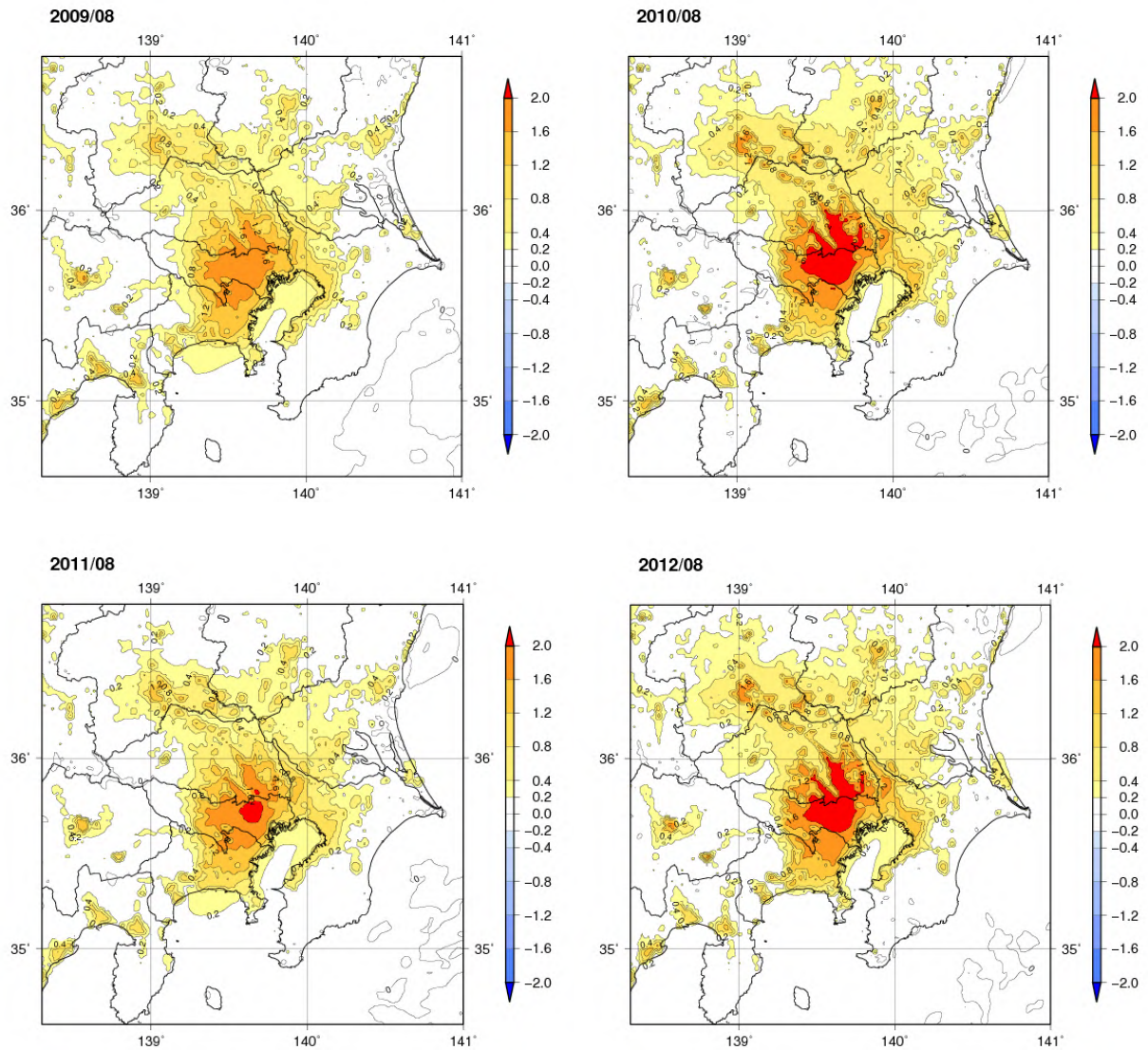


図3.2 都市気候モデルによる再現実験で得られた関東地方における2009～2012年の8月の都市化の影響による月平均気温変化量()の分布

都市気候モデルによる再現実験で得られた関東地方における2009～2012年8月の都市化の影響による月平均風の変化を図3.3に示す。2009年や2011年の都市化の影響による昇温量が小さい原因としては、晴天日が少なかったこと²³や、東京湾岸や都心部での風の弱まりが見られないことから、海面水温の低い茨城県沖の海面上から風が流入したこと(図3.1)により、ヒートアイランド現象が緩和された可能性が考えられる。一方、2010年や2012年は、晴天日が多かったことに加え、海面水温の高い南海上からの風の流入であること(図3.1)や、東京湾岸において都心部への海風の流入が妨げられており、海風の流入によるヒートアイランド現象の緩和効果が弱かったことから、都市化の影響が強まったと考えられる。

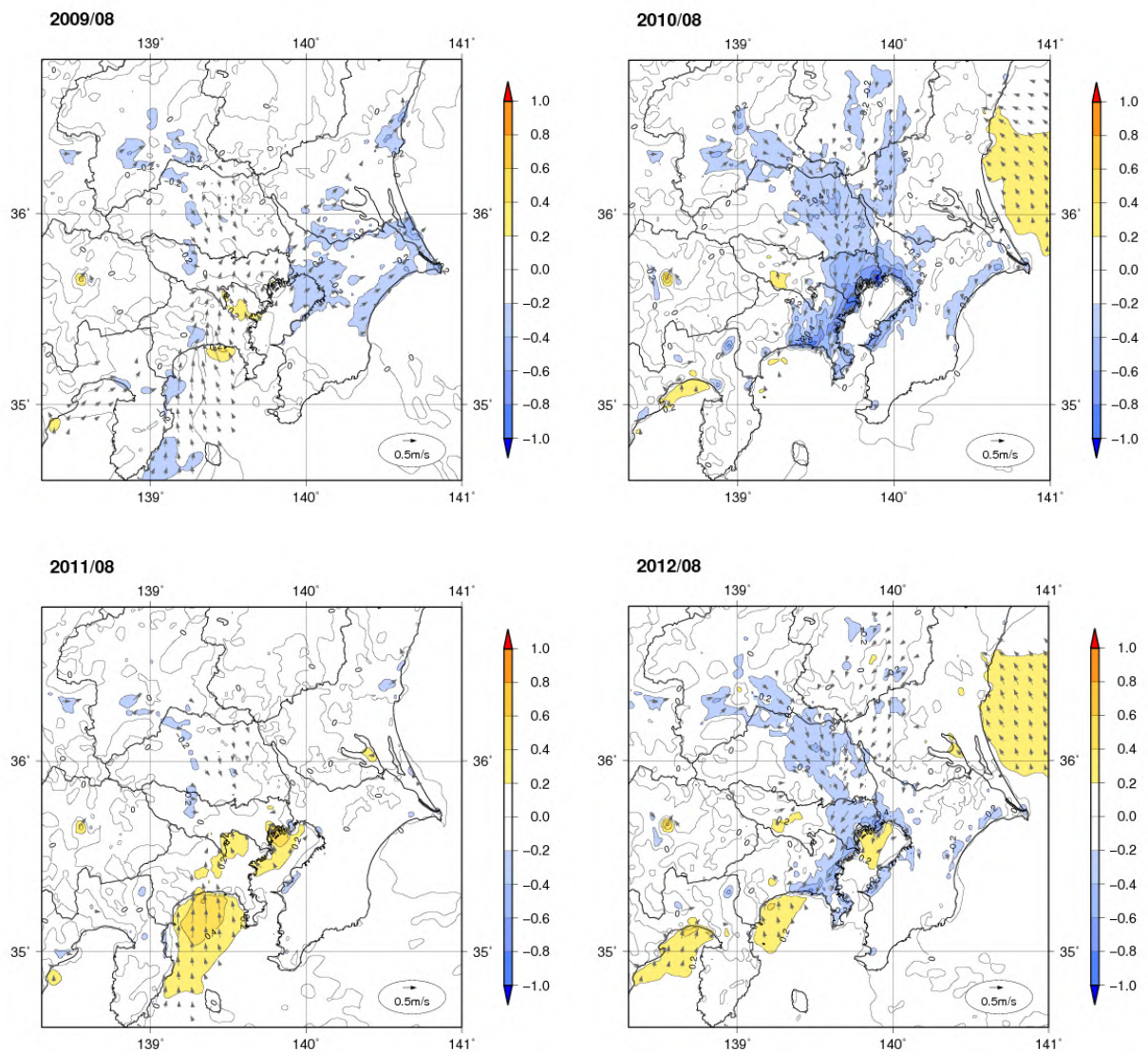


図3.3 都市気候モデルによる再現実験で得られた関東地方における2009～2012年の8月の都市化の影響による月平均風の変化。陰影は月平均風速の変化量(m/s)、矢印は風の変化の方向を示す。

²³ 2009年8月や2011年8月の関東地方は日照時間が平年より少なく、2010年8月や2012年8月は日照時間が平年より多かった(http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/db/longfcst/trsmap_monthly.html)。

3.2 近畿地方におけるヒートアイランド現象の年別比較

本節では、都市気候モデルによる 2009～2012 年の 4 年間の再現実験の結果を元に、近畿地方における 8 月の月平均気温におけるヒートアイランド現象の年ごとの違いについて述べる。

3.2.1 気象観測と再現実験の比較

表 3.2 に都市気候モデルによる再現実験で得られた各年 8 月の月平均気温と気象観測による月平均気温の比較を示す。大阪における都市化の影響による気温変化量は+1.9～2.1、京都では+1.7～1.9 で、大阪では 2009 年と 2012 年、京都では 2010 年と 2012 年が大きい。年々の気象条件による都市化の影響の違いについては±0.2 で、関東地方の地点と比較すると、練馬や熊谷に比べて年ごとの違いは小さくなっている。

表 3.2 都市気候モデルによる再現実験で得られた月平均気温と気象観測による月平均気温の比較

再現実験の気温変化量は、都市有りと都市無しの平均気温の差で、都市化の影響による平均気温の変化量を示している。再現実験の誤差は、気象観測による平均気温と都市有りの平均気温の差である。気象観測の気温変化率は、過去 100 年あたりの昇温量を示しており、都市が無かった時代からの気温変化量ではない。

地点	年/月	観測結果		再現実験			
		平均気温 ()	気温変化率 (/100 年)	都市有り ()	都市無し ()	気温変化量 ()	誤差 ()
大阪	2009 年 8 月	28.0	+2.5	28.6	26.5	+2.1	+0.6
	2010 年 8 月	30.5		30.3	28.4	+1.9	-0.2
	2011 年 8 月	29.0		29.2	27.3	+1.9	+0.2
	2012 年 8 月	29.3		29.6	27.5	+2.1	+0.3
京都	2009 年 8 月	27.4	+2.5	27.8	26.1	+1.7	+0.4
	2010 年 8 月	30.1		30.2	28.3	+1.9	+0.1
	2011 年 8 月	28.7		28.8	27.1	+1.7	+0.1
	2012 年 8 月	29.0		29.0	27.1	+1.9	0.0

3.2.2 月平均気温と月平均風の特徴

都市気候モデルによる再現実験で得られた近畿地方における2009～2012年の8月の月平均気温と月平均風を図3.4に示す。月平均気温は関東地方と同様に全国的に観測史上第1位の猛暑となった2010年が顕著に高く、2012年、2011年、2009年の順に高くなっている。月平均風は2010年、2011年、2012年は紀伊水道を通過して大阪平野に吹きこむ風が卓越しているが、2009年は風が弱く明瞭ではない。

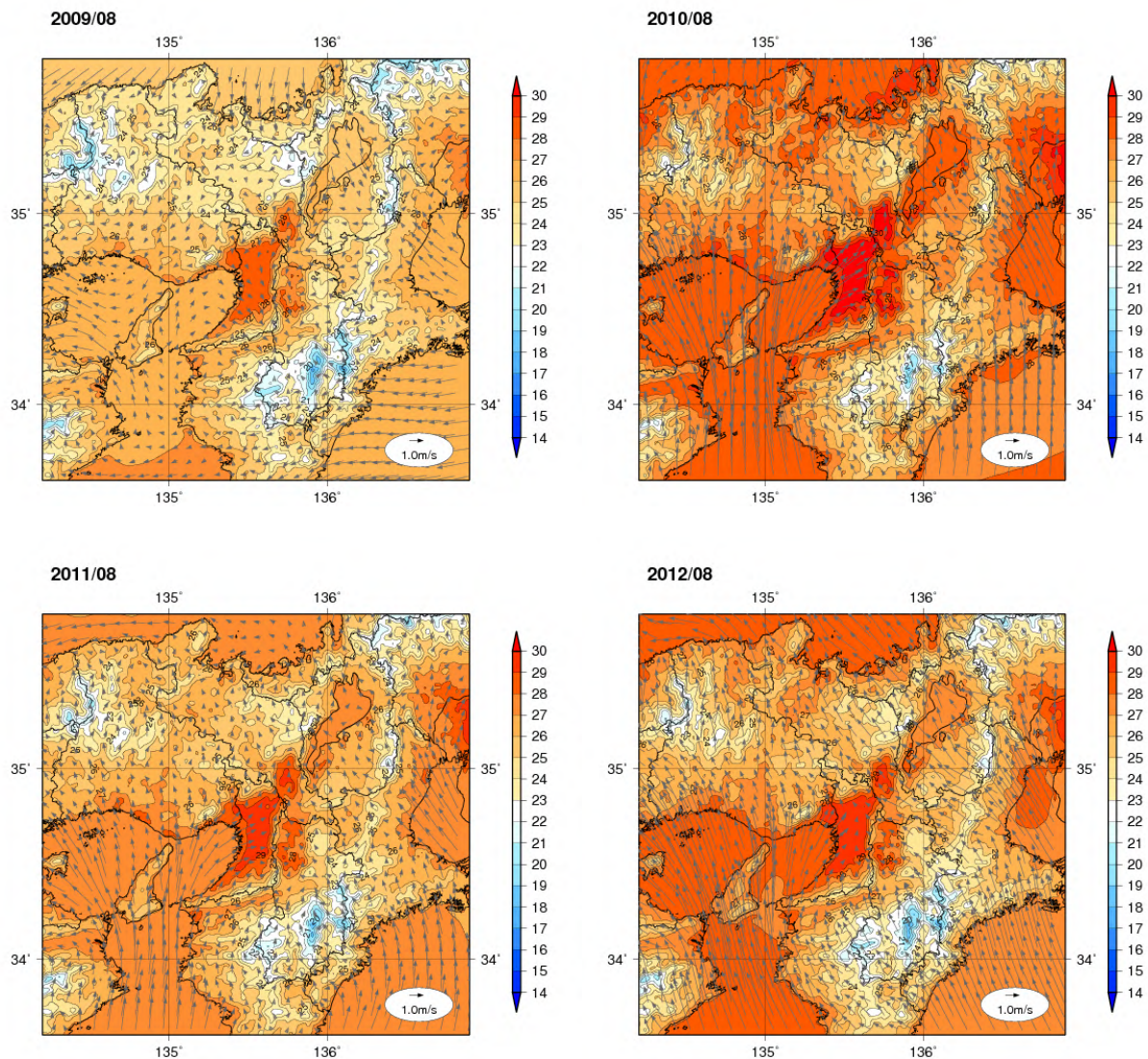


図 3.4 都市気候モデルによる再現実験で得られた近畿地方における 2009～2012 年 8 月の月平均気温(陰影、単位)と月平均風(矢印)の分布

都市気候モデルによる再現実験で得られた近畿地方における2009～2012年8月の都市化の影響による月平均気温の変化量を図3.5に示す。都市化の影響による昇温量は、何れの年も大阪都心部で+2.0以上となっている。+2.0以上の昇温域の広がりを見ると、2010年は大阪都心部だけでなく京都市や枚方市にも+2.0以上の昇温量のピークが見られ、最も広がりが大きい。一方、2011年は+2.0以上の昇温域の広がりが顕著に小さい。2009年と2011年を比較すると、平均気温の低い2009年の方が都市化の影響については強くなっている。

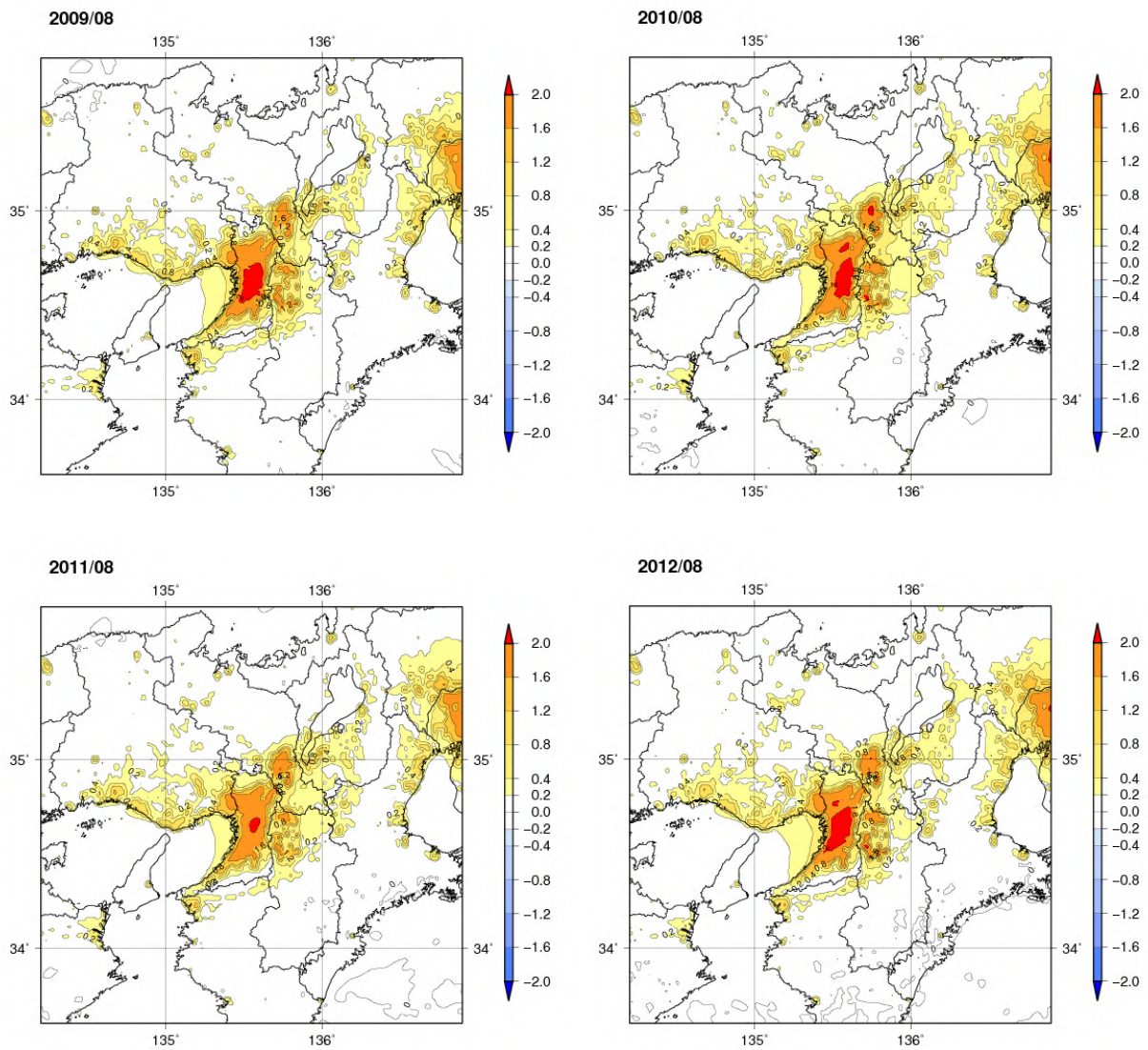


図3.5 都市気候モデルによる再現実験で得られた近畿地方における2009～2012年8月の都市化の影響による月平均気温変化量()の分布

都市気候モデルによる再現実験で得られた近畿地方における2009～2012年8月の都市化の影響による月平均風の変化を図3.6に示す。2010年、2011年、2012年は太平洋から紀伊水道を通過して大阪湾に流れ込む南よりの風(図3.4)が卓越しており、都市化の影響で大阪湾からの風の流入が強まっているのに対し、2009年は日本海からの北よりの風(図3.4)が卓越しており、大阪湾の北岸で風が弱まっている。2011年は大阪湾から流入する冷涼な風によってヒートアイランド現象が緩和されたのに対し、2009年は大阪湾から流入する風が弱く、ヒートアイランド現象の緩和効果が弱かったと考えられる。大阪湾からの流入する風は、2010年や2012年にも顕著に見られるが、大阪湾から流入する風によるヒートアイランド現象の緩和効果がなければ、大阪平野の気温は更に上昇していた可能性がある。

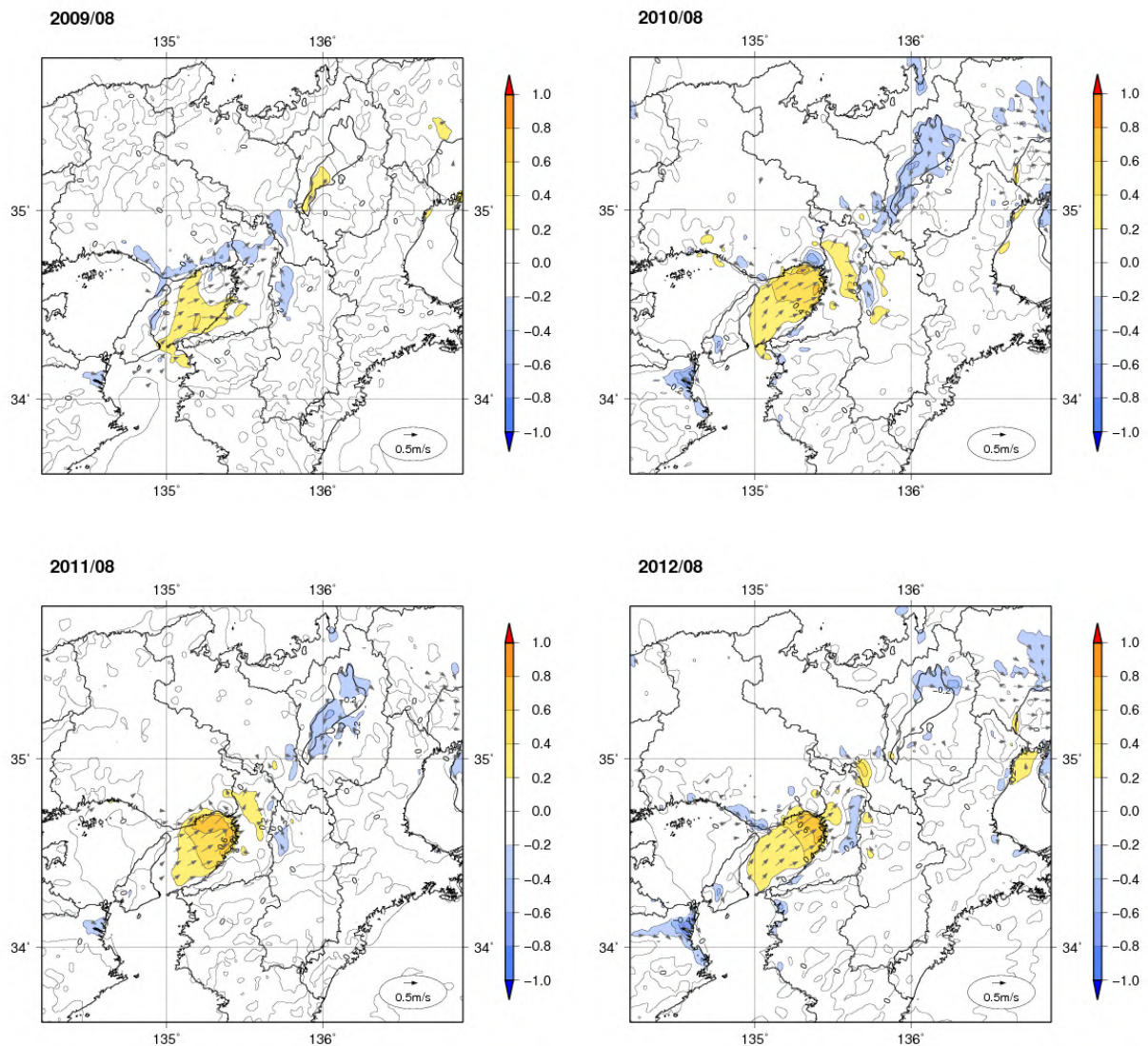


図3.6 都市気候モデルによる再現実験で得られた近畿地方における2009～2012年の8月の都市化の影響による月平均風の変化。陰影は月平均風速の変化量(m/s)、矢印は風の変化の方向を示す。

3.3 東海地方におけるヒートアイランド現象の年別比較

本節では、都市気候モデルによる 2009～2012 年の 4 年間の再現実験の結果を元に、東海地方における 8 月の月平均気温におけるヒートアイランド現象の年ごとの違いについて述べる。

3.2.1 気象観測と再現実験の比較

表 3.3 に都市気候モデルによる再現実験で得られた各年 8 月の月平均気温と気象観測による月平均気温の比較を示す。名古屋における都市化の影響による気温変化量は+1.5～1.8 で、関東地方の地点と比較すると、東京より大きく練馬より小さくなっている。また、年々の気象条件による都市化の影響の違いについては±0.3 で、関東地方の地点と比較すると、練馬や熊谷に比べて年による違いは小さくなっている。なお、東海地方は都市の規模が小さいため、都市気候モデルの 2km の分解能では十分に都市構造が解像できず、関東地方や近畿地方に比べると再現実験誤差が大きいため注意が必要である。

表 3.3 都市気候モデルによる再現実験で得られた月平均気温と気象観測による月平均気温の比較

再現実験の気温変化量は、都市有りと都市無しの平均気温の差で、都市化の影響による平均気温の変化量を示している。再現実験の誤差は、気象観測による平均気温と都市有りの平均気温の差である。気象観測の気温変化率は、過去 100 年あたりの昇温量を示しており、都市が無かった時代からの気温変化量ではない。

地点	年/月	観測結果		再現実験			
		平均気温 ()	気温変化率 (/100 年)	都市有り ()	都市無し ()	気温変化量 ()	誤差 ()
名古屋	2009 年 8 月	27.3	+2.4	28.1	26.3	+1.8	+0.8
	2010 年 8 月	29.4		29.8	28.2	+1.7	+0.4
	2011 年 8 月	28.4		29.1	27.3	+1.8	+0.7
	2012 年 8 月	28.4		28.8	27.2	+1.6	+0.4

3.2.2 月平均気温と月平均風の特徴

都市気候モデルによる再現実験で得られた東海地方における2009～2012年の8月の月平均気温と月平均風を図3.7に示す。月平均気温は全国的に観測史上第1位の猛暑となった2010年が顕著に高く名古屋都心部で30を超えており、2012年と2011年は29、2009年は28となっている。平均風は何れの年も伊勢湾から濃尾平野に吹きこむ南よりの海風が卓越している。

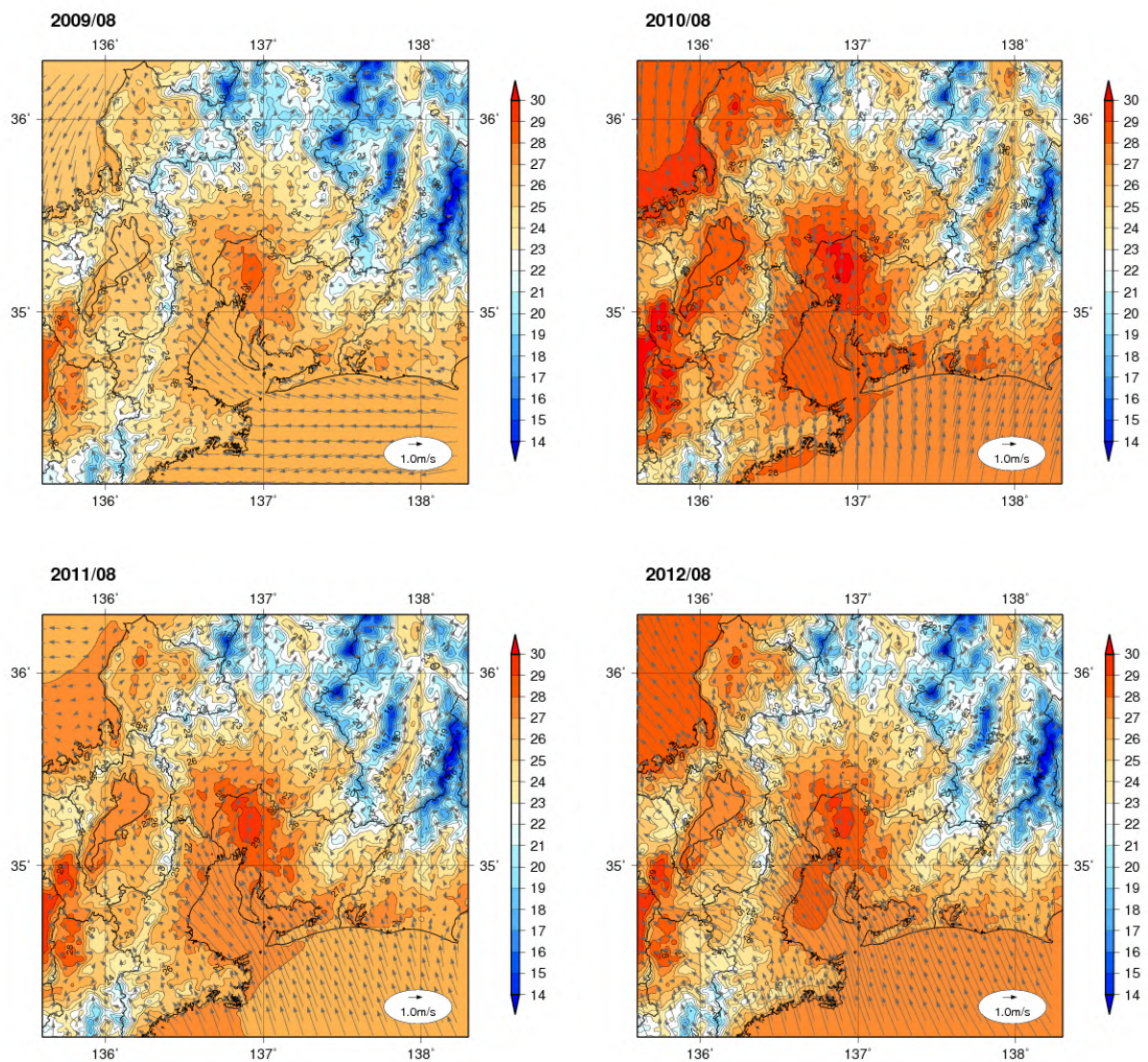


図3.7 都市気候モデルによる再現実験で得られた東海地方における2009～2012年8月の月平均気温(陰影、単位)と月平均風(矢印)の分布

都市気候モデルによる再現実験で得られた東海地方における 2009～2012 年月の都市化の影響による月平均気温の変化量を図 3.8 に示す。名古屋都心部の昇温量は 2010 年に+2.0 の地域が僅かに見られる以外は何れの年も+1.6 程度であり、昇温域の広がりも同程度である。関東地方や近畿地方に比べて年ごとの違いは明瞭ではない。

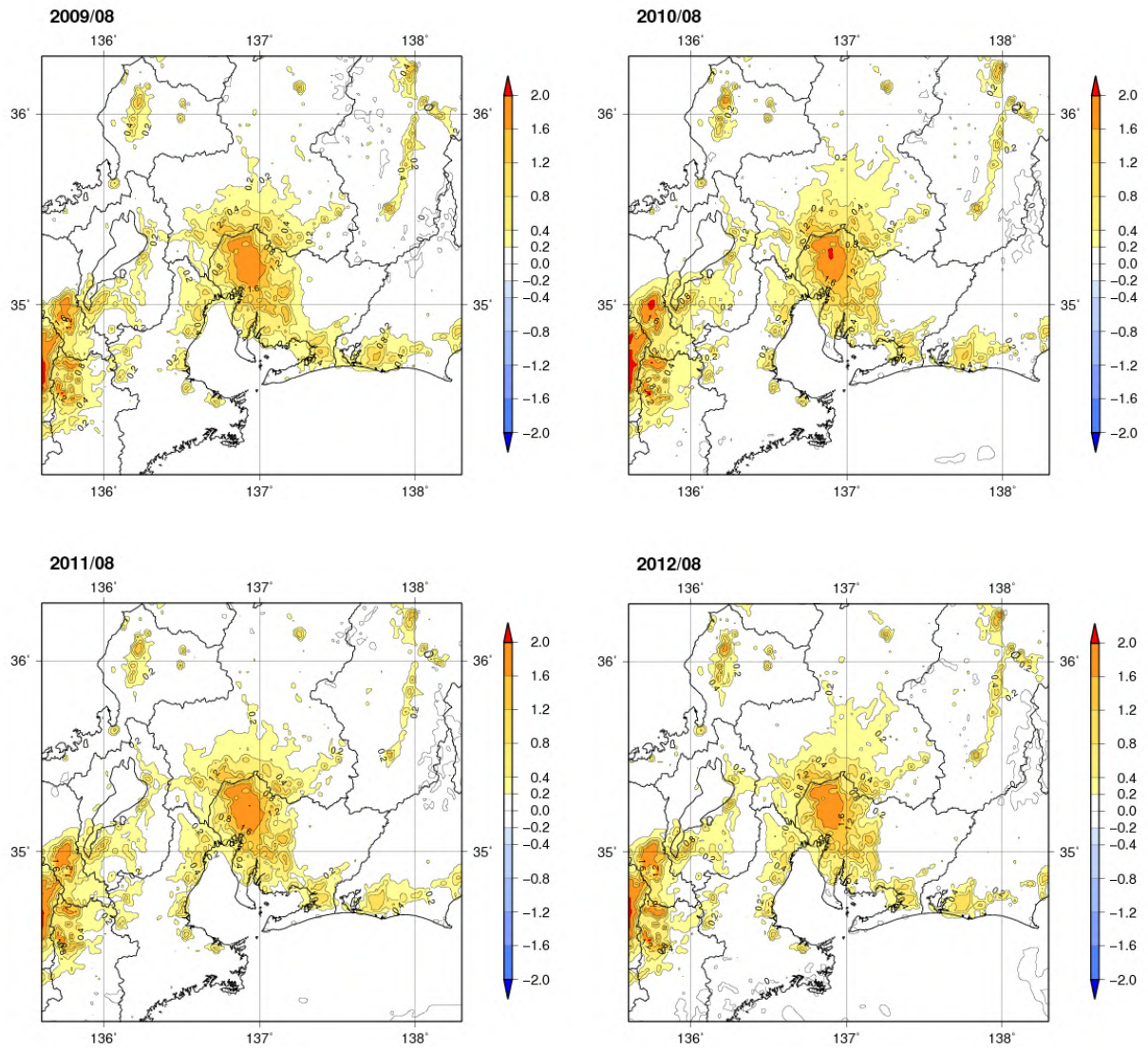


図 3.8 都市気候モデルによる再現実験で得られた東海地方における 2009～2012 年の 8 月の都市化の影響による月平均気温変化量()の分布

都市気候モデルによる再現実験で得られた近畿地方における2009～2012年8月の都市化の影響による月平均風の変化を図3.9に示す。2009年や2011年は都市化の影響による風の変化はほとんど見られないが、2010年や2012年は伊勢湾沿岸や岐阜辺南西部における風の弱まりが見られる。しかしながら、何れの年も伊勢湾から都心部への風が流入がある(図3.7)ことは共通しており、年ごとの違いは明瞭にはならなかったと考えられる。

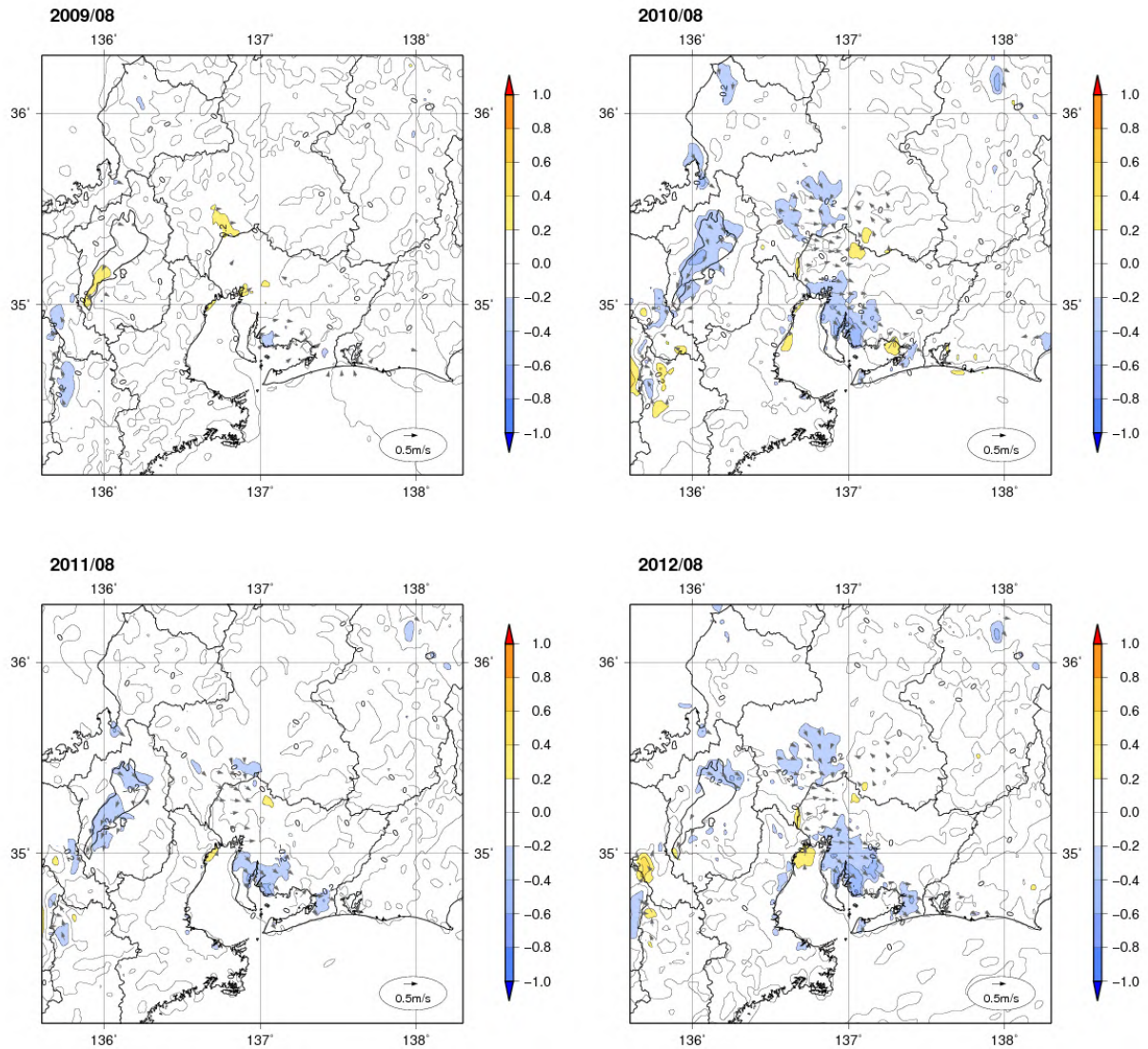


図3.9 都市気候モデルによる再現実験で得られた東海地方における2009～2012年の8月の都市化の影響による月平均風の変化。陰影は月平均風速の変化量(m/s)、矢印は風の変化の方向を示す。

4. 2012年8月のヒートアイランド現象

都市気候モデルによる再現実験の結果から、以下の都市化の影響が明らかとなった。

都市上空のヒートアイランド現象は時刻や高度による違いがあり、夕方から宵の内にかけて都市化の影響による昇温が大きく、影響が及ぶ高度も高い。

都市上空では、クロスオーバー現象により周辺部に比べて都市部の方が低温となる場合がある。この現象は関東地方の都心部で顕著である。

関東地方や東海地方では、都心部の熱で暖められて軽くなった空気が、上昇しながら上空の風によって内陸部に運ばれている。

都市化が雲や降水に及ぼす影響を考えるためには、まず都市化が上空の大気にどのような影響を与えているか知る必要がある。また、近年はオフィスビルやマンション等の高層化が進み²⁴、高層階で活動し、居住する人々も増加していることから、地上だけでなく高所におけるヒートアイランド現象についても解析が必要である。しかしながら、都市上空の気温は地上のように精密に観測されておらず、観測結果から都市上空のヒートアイランド現象の実態を把握することは困難である。この章では、2012年の8月を対象とした都市気候モデルによる再現実験の結果を利用して、三大都市圏（関東地方、近畿地方、東海地方）における地上や上空のヒートアイランド現象の特徴について分析する。都市気候モデルの概要および都市気候モデルによる都市化の影響の評価方法については、「ヒートアイランド監視報告（平成23年）」（気象庁、2012）と同様である。

なお、都市上空の都市化の影響を詳細に分析するため、温位²⁵の鉛直プロファイルを用いているが、これは T. R. Oke and C. East（1971）など、大気境界層²⁶内のヒートアイランド現象を分析する場合に古くから用いられている方法である。温位の鉛直プロファイルは図4.1に示すように、上空ほど温位が高ければ大気境界層内の大気が安定であること、温位が等しければ中立であること、上空ほど温位が低ければ不安定であることを意味している。都市化の進行と共に、夜間の放射冷却が弱まって地表面付近の安定層が形成されにくくなり、温位の鉛直プロファイルが安定から中立の状態へと変化することが知られている（藤部、2012）が、このような変化を見るのに適している。

²⁴ 東京スカイツリー（634m）、東京タワー（333m）、東京都庁第一本庁舎（243m）等、近年の都市部における高層建築物の高さは高度200m以上に達し、人々の活動範囲の高度も高くなって来ている。

²⁵ 温位：気圧を1,000hPaに断熱的に変化させた時の気温。上空の気温は、気圧の影響により、断熱膨張や断熱圧縮を起こして変化する。このため、同じ気圧の条件に揃えて比較する必要がある。

²⁶ 大気境界層：地表面の影響を受ける地表面（高度0m）から高度約1,000mまでの大気の層。

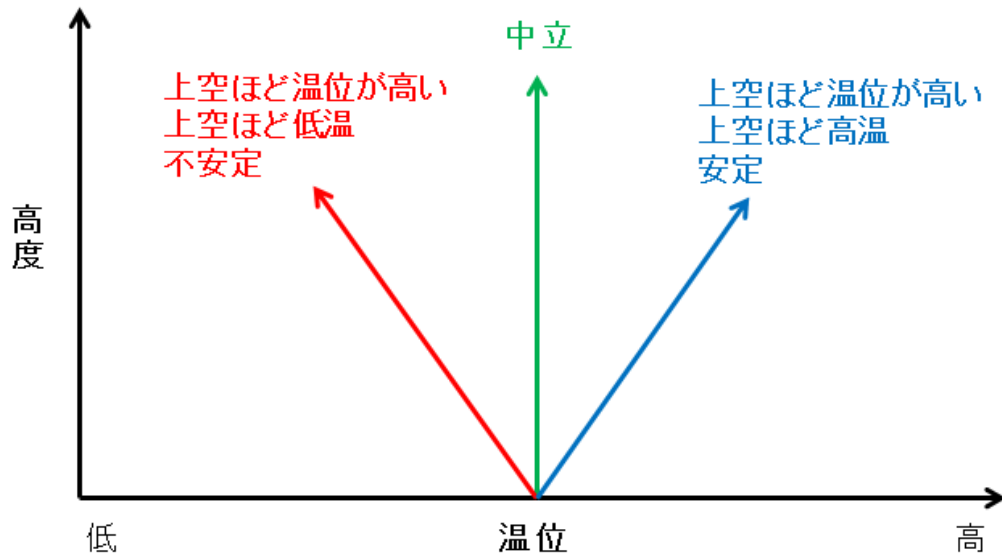


図 4.1 温位の鉛直プロファイルの意味

不安定な状態になった場合は、不安定な状態を解消するために対流が起こる。対流によって混合されて中立となるため、結果的に不安定な鉛直プロファイルが見られることは少ない。

4.1 関東地方における 2012 年 8 月のヒートアイランド現象

2012 年 8 月の関東地方は、東京の月平均気温が 29.1 で歴代 3 位、熊谷の平均気温が 28.9 で歴代 2 位、横浜の平均気温が 28.1 で歴代 4 位と、近年では 2010 年に次ぐ記録的猛暑となった。本節では 2012 年 8 月の都市気候モデルによる再現実験の結果を元に、関東地方の地上や上空におけるヒートアイランド現象について分析する。

表 4.1 東京、横浜、熊谷における 8 月の月平均気温の極値

順位	東京		横浜		熊谷	
	年	気温	年	気温	年	気温
1	2010	29.6	2010	28.6	2010	29.3
2	1995	29.4	1995	28.5	2012	28.9
3	2012	29.1	1994	28.2	1995	28.7
4	2007	29.0	2012	28.1	2007	28.6
5	1994	28.9	2007	28.0	1994	28.5
6	1978	28.9	1990	27.9	1990	28.2
7	1990	28.6	1922	27.9	1973	28.1
8	1984	28.6	1999	27.8	1978	28.0
9	1999	28.5	1978	27.8	1999	27.8
10	1973	28.5	1973	27.6	1984	27.8

4.1.1 関東地方における 2012 年 8 月の地上の平均気温と風の特徴

図 4.2 に都市気候モデルによる再現実験で得られた関東地方における 2012 年 8 月の観測高度（約 1.5m）の時刻別の平均気温と観測高度（約 10m）の平均風を示す。時刻別の平均気温の分布を見ると、明け方の 5 時は東京 23 区や横浜市を中心に気温が高い傾向が見られる。10 時は関東平野全体が同程度の気温となっており、ヒートアイランド現象の特徴である島状の気温分布は見られない。15 時は東京都心より内陸部の埼玉県南東部から群馬県南部にかけての地域を中心に 32 以上の高温域が広がっている。20 時は東京都心から埼玉県南東部にかけての地域で気温が高くなっている。一方、平均風は全般に暖かい南海上からの南よりの風が卓越しており、特に 15 時は海風と重なって風速が大きくなっている。

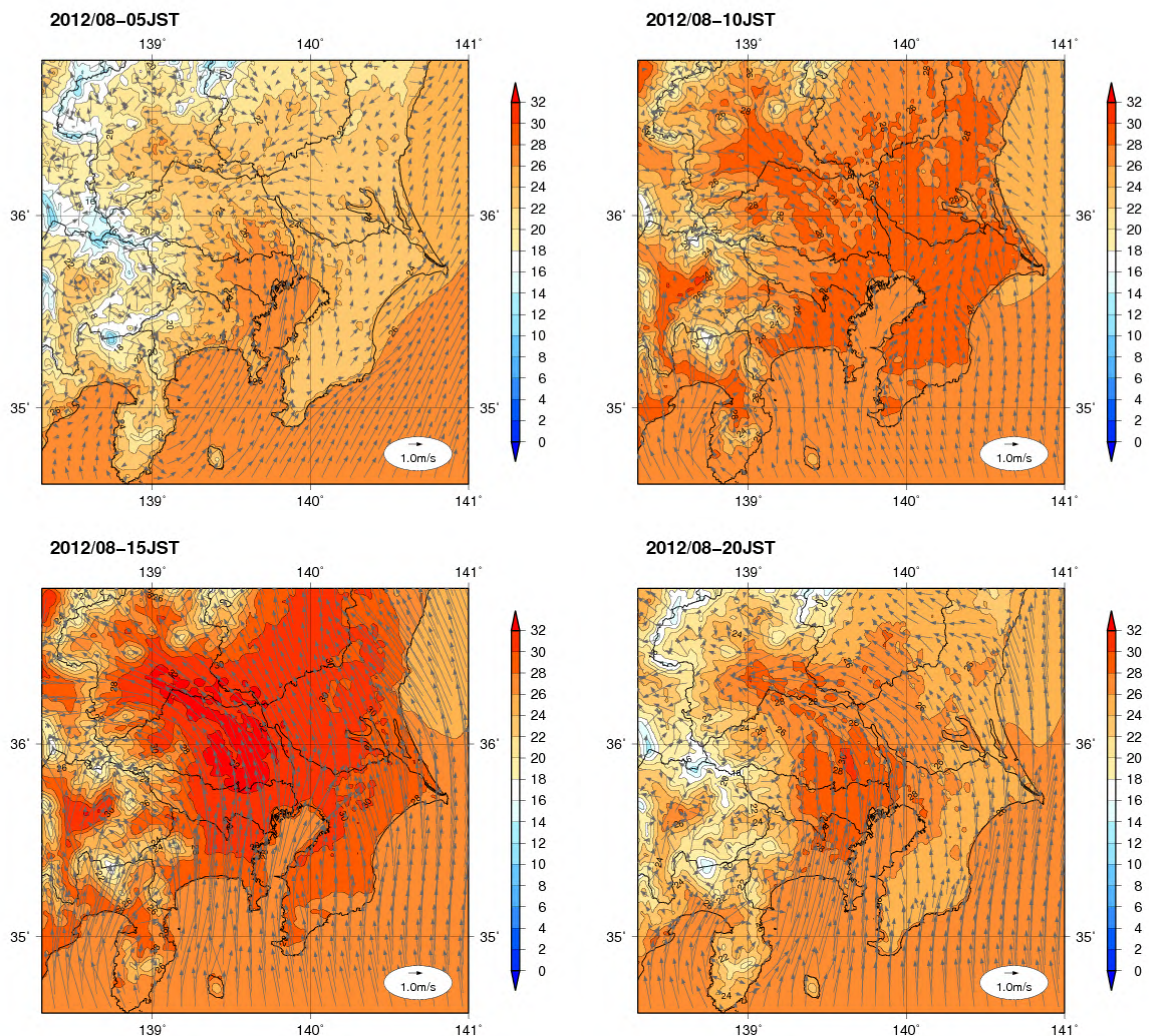


図 4.2 都市気候モデルによる再現実験で得られた関東地方における 2012 年 8 月の 5 時（左上）、10 時（右上）、15 時（左下）、20 時（右下）の平均気温（陰影）と平均風（矢羽根）の分布。

高度は地上気温観測と同様に、気温は 1.5m（単位は $^{\circ}\text{C}$ ）、風速は 10m（単位は m/s）。

図 4.3 に都市気候モデルによる再現実験で得られた関東地方における 2012 年 8 月の観測高度（約 1.5m）の時刻別の都市化の影響による気温変化量²⁷を示す。ヒートアイランド現象による気温の上昇は日中より夜間で顕著であり、最高気温に比べて最低気温で気温の上昇が顕著であるという第 2 章の分析結果と良く整合していると考えられる。

5 時は東京 23 区の西部から内陸の地域で+3.0 以上の昇温域が広く分布しているほか、群馬県前橋市や山梨県甲府市など盆地の都市でも昇温量が大きくなっている。10 時は-0.5 程度と僅かではあるが都市がある場合の気温が低い。これは熱容量の大きなコンクリートの建築物などにより気温が上昇しにくいいためと考えられる。15 時は埼玉県南東部から東京都心のやや内陸側を中心に昇温域が広がっているものの、+0.5 程度と昇温量が小さい。これは大気対流活動で都市の熱が上空へ拡散されやすいためと考えられる。20 時はさいたま市の周辺で+4.0 以上と著しく昇温量が高くなっている。これは埼玉県南東部が日中に非常に高温となったことにより、熱容量の大きなコンクリートの建築物などへの蓄熱が大きかったためと考えられる。

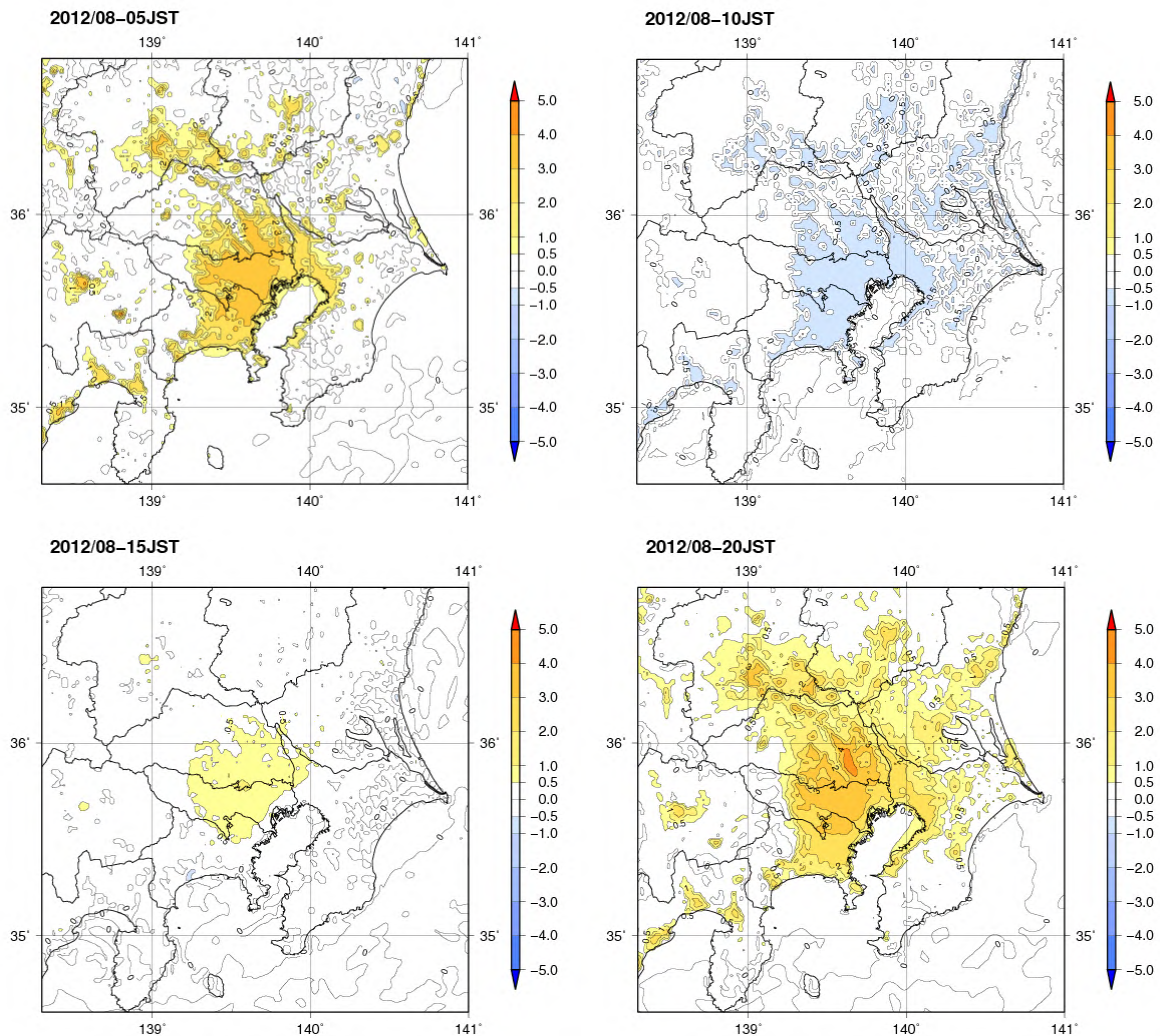


図 4.3 都市気候モデルによる再現実験で得られた関東地方における 2012 年 8 月の 5 時（左上）、10 時（右上）、15 時（左下）、20 時（右下）の都市化の影響による気温変化量（ ）の分布。高度は地上気温観測と同じ 1.5m。

²⁷ 都市有り（通常の状態）と都市無し（仮想的に都市を草地に変え、人工排熱量を 0 とした場合）との気温差。

4.1.2 関東地方における 2012 年 8 月の都市上空のヒートアイランド現象

図 4.4 に東京における 2012 年 8 月の時刻別の平均的な温位の鉛直プロファイルを示す。5 時と 20 時では高度 500m 以下で「都市が無い場合」²⁸の温位の鉛直プロファイルが安定している一方で、「都市が有る場合」の気温は中立となっており、対流による混合が活発であると考えられる。このような夜間の都市上空における温位の鉛直プロファイルの変化は、4 章冒頭で述べた T. R. Oke and C. East (1971)の結果と整合的である。10 時では「都市が有る場合」「都市が無い場合」共に、高度 500m 以下で気温の鉛直プロファイルが中立となっており、対流活動が活発であると考えられる。15 時では「都市が有る場合」「都市が無い場合」の温位の差は小さいものの、都市化の影響による昇温が高度 1,000m 付近にまで及んでいる。

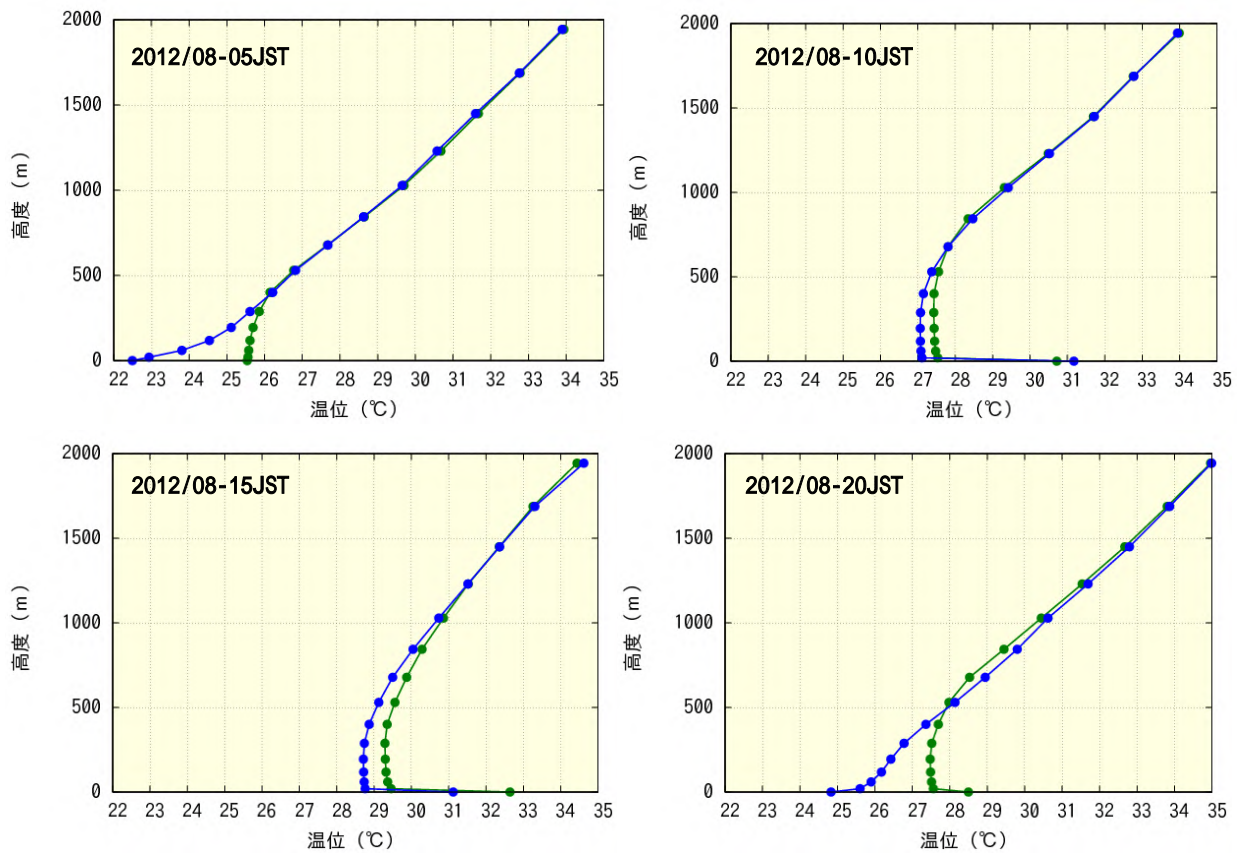


図 4.4 都市気候モデルによる再現実験で得られた東京における 2012 年 8 月の 5 時（左上）、10 時（右上）、15 時（左下）、20 時（右下）の平均的な温位の鉛直プロファイル。緑線は「都市がある場合」、青線は「都市がない場合」を示している。印は温位データが存在する高度を示しており、最下層（高度 0m）は地表面の温位、第 2 層は高度 20m の大気の温位である。地上気温の観測を行っている高度（高度 1.5m）は最下層と第 2 層の中間にあたる。

²⁸ 仮想的に都市を草地に変え、人工排熱量を 0 とした場合

図 4.5 に関東地方においてヒートアイランド現象が最も強い練馬の 2012 年 8 月の時刻別の平均的な温位の鉛直プロファイルを示す。練馬の各時刻における鉛直プロファイルの傾向は概ね東京に類似しているが、15 時の気温の鉛直プロファイルが高度 1,000m 付近まで中立となっており、日中の対流による混合が東京より高い高度にまで及んでいる点に違いが見られる。また、各高度における都市化の影響による昇温も大きい。20 時では高度 500m 以上において「都市が有る場合」の都市上空の気温が「都市が無い場合」に比べて低温となる現象（クロスオーバー現象²⁹として知られている）が東京に比べて明瞭に現れている。

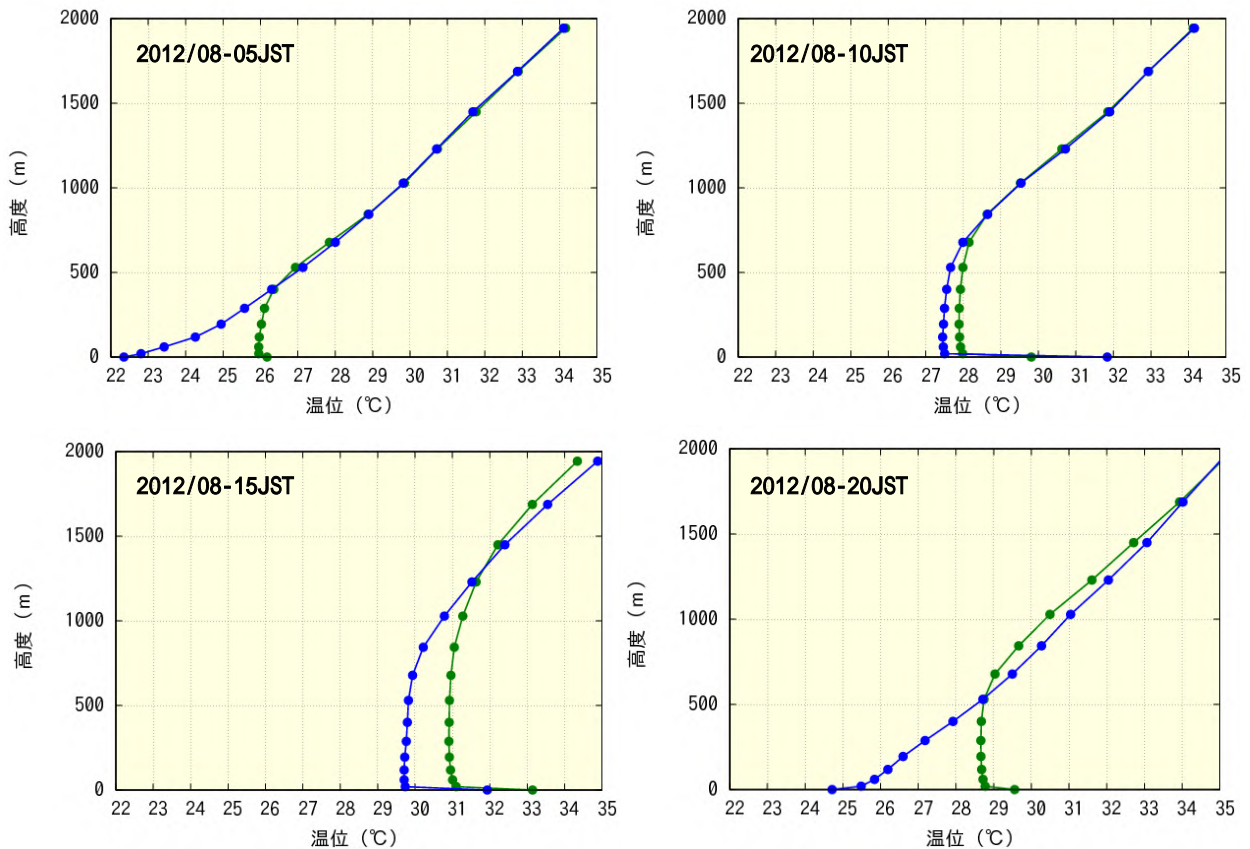


図 4.5 都市気候モデルによる再現実験で得られた練馬における 2012 年 8 月の 5 時（左上）、10 時（右上）、15 時（左下）、20 時（右下）の平均的な温位の鉛直プロファイル。緑線は「都市がある場合」、青線は「都市がない場合」を示している。印は温位データが存在する高度を示しており、最下層（高度 0m）は地表面の温位、第 2 層は高度 20m の大気の温位である。地上気温の観測を行っている高度は 1.5m であるから、最下層と第 2 層の中間にあたる。

²⁹ クロスオーバー現象：都市上空の気温（温位）が郊外より低くなる現象。都市の熱で発生した上昇気流により、低い温位の空気が上空に持ち上げられることによって起こる。

図 4.6 に関東地方で夏季日中に顕著な高温となる熊谷付近の 2012 年 8 月の時刻別の平均的な温位の鉛直プロファイルを示す。熊谷の各時刻における鉛直プロファイルの傾向も概ね東京に類似しているが、15 時の気温の鉛直プロファイルが高度 1,000m 付近までで中立となっており、練馬と同様に日中の対流による混合が東京より高い高度にまで及んでいる点に違いが見られる。しかしながら、練馬に比べると各高度における都市化の影響による昇温は小さい。また、5 時では高度 500m 以下の「都市が有る場合」の温位の鉛直プロファイルが東京や練馬に比べて安定している。これは東京や練馬に比べて内陸部にあり、夜間の放射冷却による影響が強いためと考えられる。

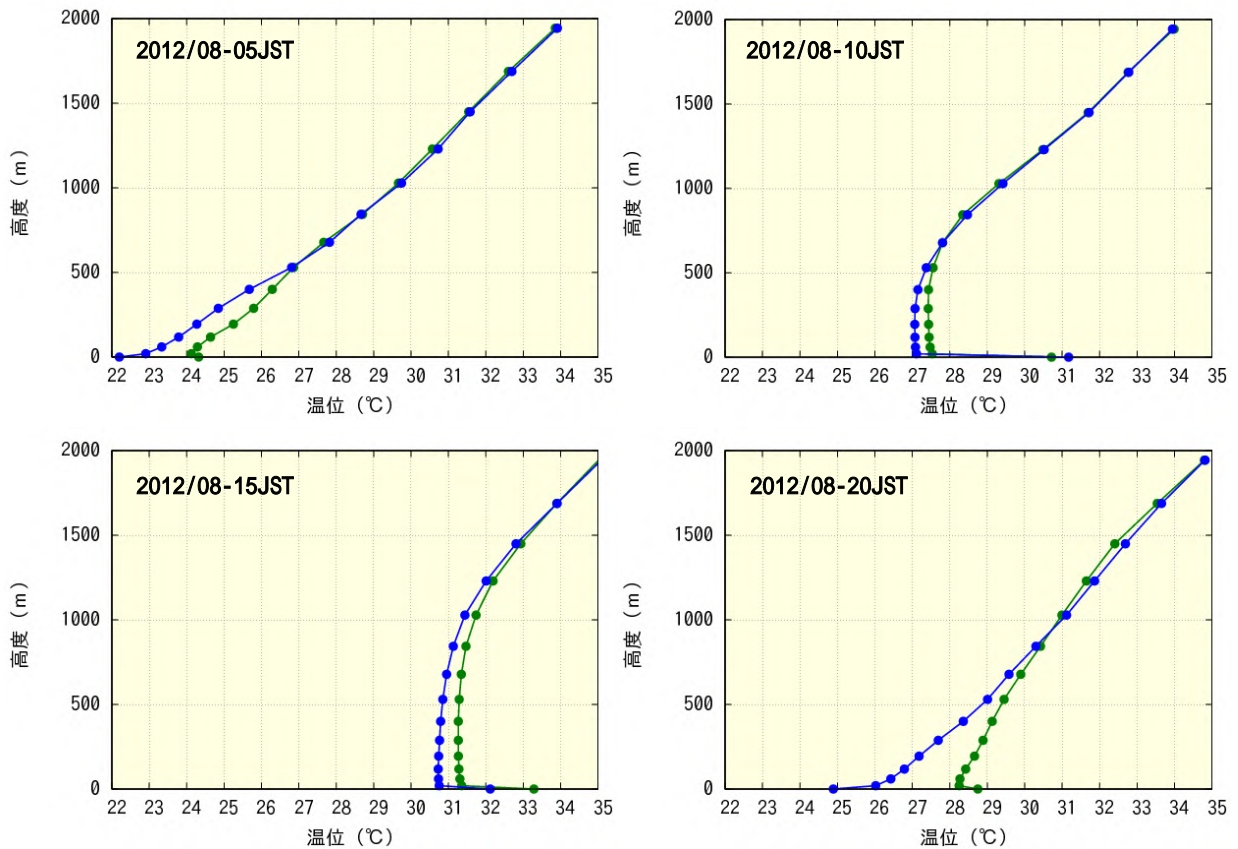


図 4.6 都市気候モデルによる再現実験で得られた熊谷における 2012 年 8 月の 5 時（左上）、10 時（右上）、15 時（左下）、20 時（右下）の平均的な温位の鉛直プロファイル。緑線は「都市がある場合」、青線は「都市がない場合」を示している。印は温位データが存在する高度を示しており、最下層（高度 0m）は地表面の温位、第 2 層は高度 20m の大気の温位である。地上気温の観測を行っている高度は 1.5m であるから、最下層と第 2 層の間にあたる。

以上のように、温位の鉛直プロファイルを用いた分析から、関東地方において、夜間に都市化の影響が及ぶ高度は 500m程度で、大気境界層における対流活動が活発な 15 時頃に最大となり、高度 1,000m 付近にまで達していることが分かる。次に、関東地方の上空の高度 250m、500m、1,000m における都市化の影響による昇温域の分布について分析する。

図 4.7 に関東地方の高度 250m における時刻別の都市化の影響による温位変化量の分布を示す。高度 250m における温位昇温量は時刻による違いがあり、10時では+0.4 程度の昇温であるのに対し、20時は最大で+2.0 以上の昇温域が見られるなど強さに違いがある。また、15時の最も昇温量が大きな地域は地上気温観測高度（約 1.5m）と同様に東京都練馬区の周辺に見られる一方で、5時の最も昇温量が大きな地域は埼玉県北東部となっているなど、昇温域の位置にも違いが見られる。

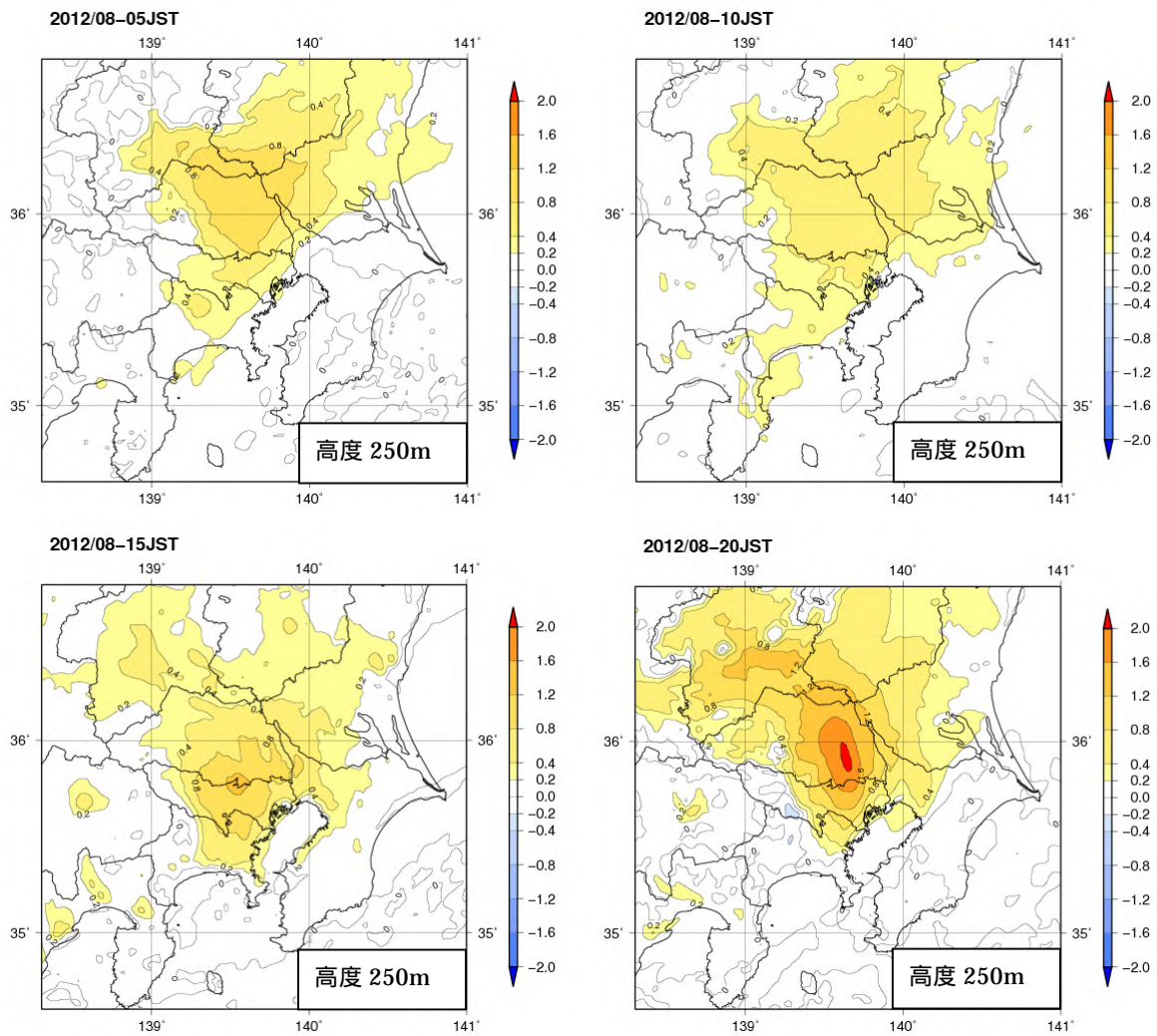


図 4.7 都市気候モデルによる再現実験で得られた関東地方における 2012 年 8 月の高度 250m の 5 時(左上)、10 時(右上)、15 時(左下)、20 時(右下)の都市化の影響による温位変化量()の分布。

図 4.8 に関東地方の高度 500m における時刻別の都市化の影響による温位変化量の分布を示す。高度 500m では、5 時や 10 時は都市化の影響による温位の昇温は+0.2~0.4 程度と小さい。15 時は地上気温観測高度(約 1.5m)と同様に東京都練馬区の周辺に+1.2 以上、20 時は内陸部に+0.8 以上の昇温のピークが見られる。5 時や 20 時では、都心部でクロスオーバー現象による温位の低下が見られる一方、群馬県や栃木県、茨城県など内陸部での昇温が目立つ。これは都心部で暖ためられて軽くなった空気が上昇しながら上空の風によって内陸部に運ばれるためと考えられる。また、10 時では、埼玉県や茨城県などの内陸部を中心に+0.4 程度の弱い昇温域が広がっている。これは、地上における明け方のヒートアイランドの熱が、大気境界層における対流活動の始まりと共に上空に拡散されるためである。

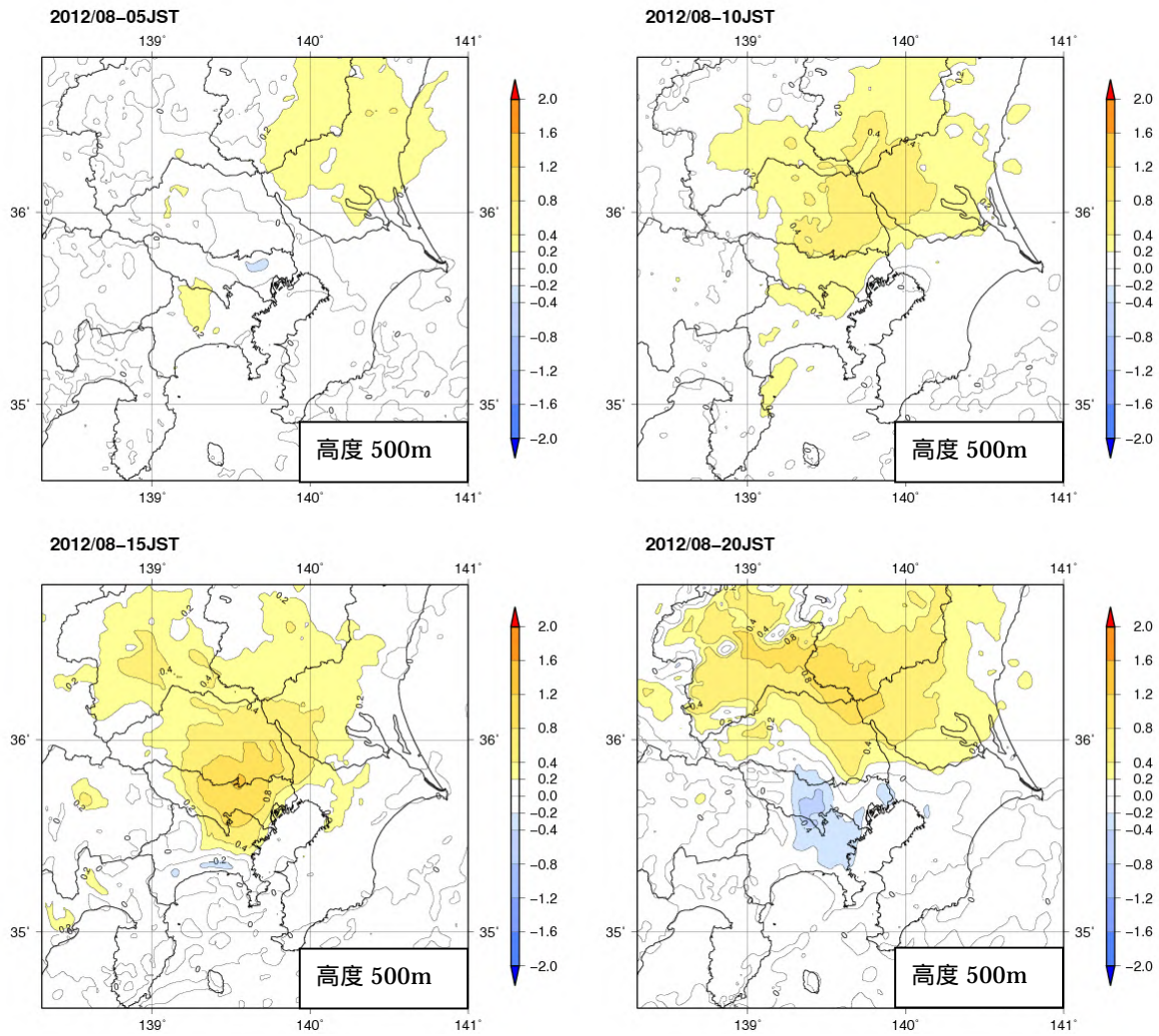


図 4.8 都市気候モデルによる再現実験で得られた関東地方における 2012 年 8 月の高度 500m の 5 時(左上)、10 時(右上)、15 時(左下)、20 時(右下)の都市化の影響による温位変化量()の分布。

図 4.9 に関東地方の高度 1,000m における時刻別の都市化の影響による温位変化量の分布を示す。高度 1,000m では都市化の影響による温位の昇温域はほとんど見られなくなり、15 時で東京都練馬区の周辺、20 時で栃木県や茨城県に+0.4 程度の昇温域が見られる程度である。また、20 時の都心部では東京都練馬区付近を中心に、クロスオーバー現象による温位の低下が見られる。

以上の結果から、関東地方の都市上空における都市化の影響による温位の昇温量は 15 時から 20 時にかけての時間帯が大きく、高度 1,000m 以上の高い高度にまで影響が及んでいることが分かる。また、都心の熱で暖められて軽くなった空気が、上昇しながら上空の風によって内陸部に運ばれており、全般に内陸部上空の広範囲に昇温域が広がる傾向がある。5 時では地上気温観測高度（約 1.5m）では都市化の影響が大きかったのに対して、都市上空への影響は小さくなっており、夜間は建築物の影響による放射冷却の弱まりだけでなく、大気境界層の対流活動が弱く都市の熱が上空に拡散しにくいことが地上気温の上昇が大きくなる一因になっていると考えられる。そのほか、都市の上空では昇温だけでなく、クロスオーバー現象により温位が低下する場合がある。

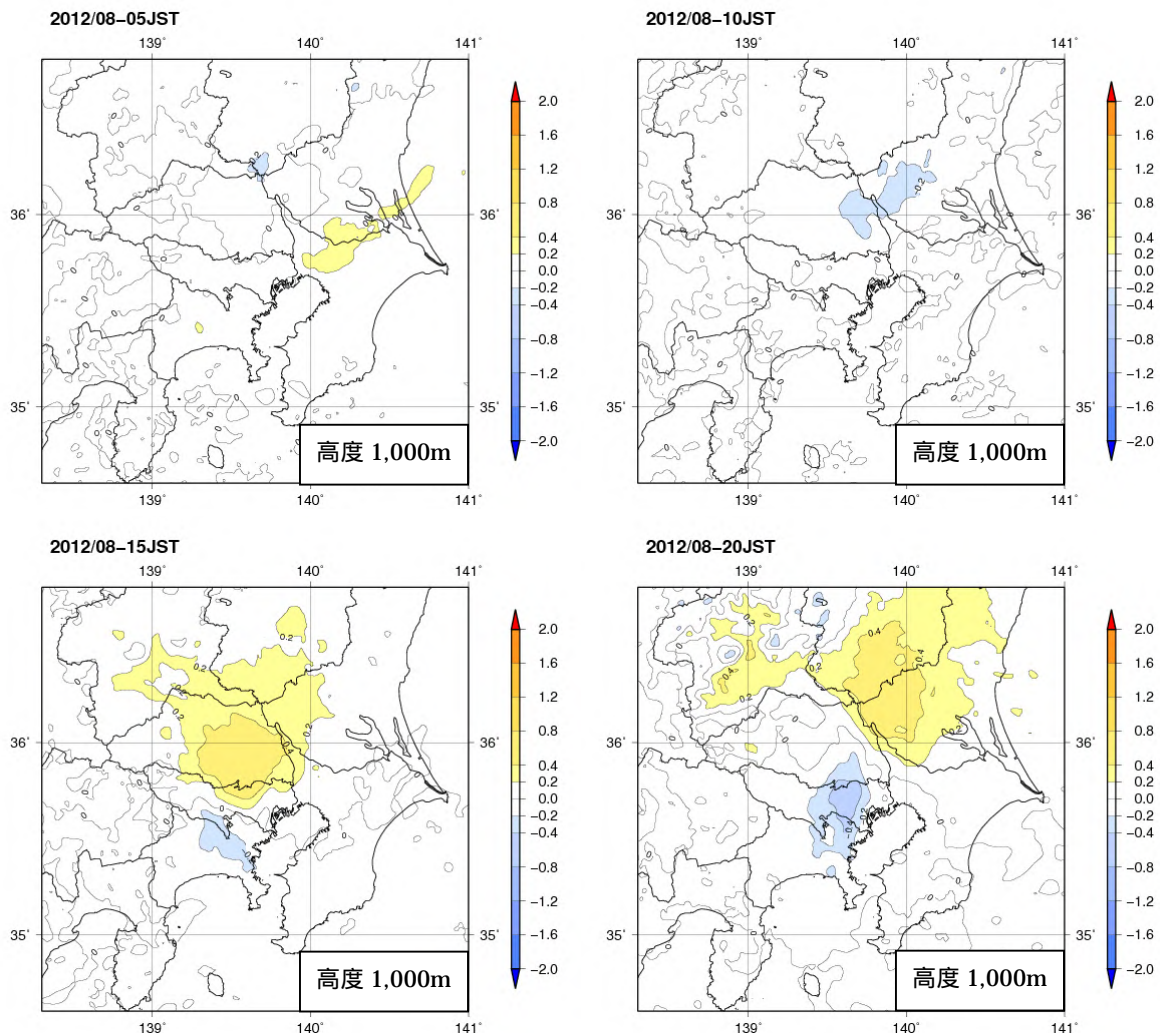


図 4.9 都市気候モデルによる再現実験で得られた関東地方における 2012 年 8 月の高度 1,000m の 5 時（左上）、10 時（右上）、15 時（左下）、20 時（右下）の都市化の影響による温位変化量（ ）の分布。

4.2 近畿地方における 2012 年 8 月のヒートアイランド現象

2012 年 8 月の近畿地方は、大阪の月平均気温が 29.4 で歴代 9 位、京都の平均気温が 29.0 で歴代 7 位、神戸の平均気温が 29.3 で歴代 5 位の高温を記録している。本節では、都市気候モデルによる 2012 年 8 月の再現実験の結果を元に、近畿地方の地上と上空におけるヒートアイランド現象について分析する。

表 4.2 大阪、京都、神戸における 8 月の月平均気温の極値

順位	大阪		京都		神戸	
	年	気温	年	気温	年	気温
1	2010	30.5	2010	30.1	2010	29.8
2	1995	30.3	1995	29.9	1995	29.6
3	1994	30.2	1994	29.8	1994	29.6
4	2007	29.9	2006	29.2	2006	29.4
5	2006	29.8	1985	29.2	2012	29.3
6	2000	29.6	2007	29.1	2000	29.1
7	1978	29.6	2012	29.0	2007	29.0
8	1990	29.5	1990	29.0	1990	29.0
9	2012	29.4	2000	28.9	1983	29.0
10	1998	29.4	1998	28.9	1964	29.0

4.2.1 近畿地方における2012年8月の地上の平均気温と風の特徴

図4.10に都市気候モデルによる再現実験で得られた近畿地方における2012年8月の観測高度(約1.5m)の時刻別の平均気温と観測高度(約10m)の平均風を示す。時刻別の平均気温の分布を見ると、5時、15時、20時で大阪市や京都市の都心部で気温が高く、ヒートアイランド現象の特徴を示す島状の気温分布となっている。風については、全般に南東寄りの風系の中で海陸風が卓越しており、大阪平野では5時と10時は奈良盆地方面からの陸風、15時と20時には大阪湾方面からの海風となっている。

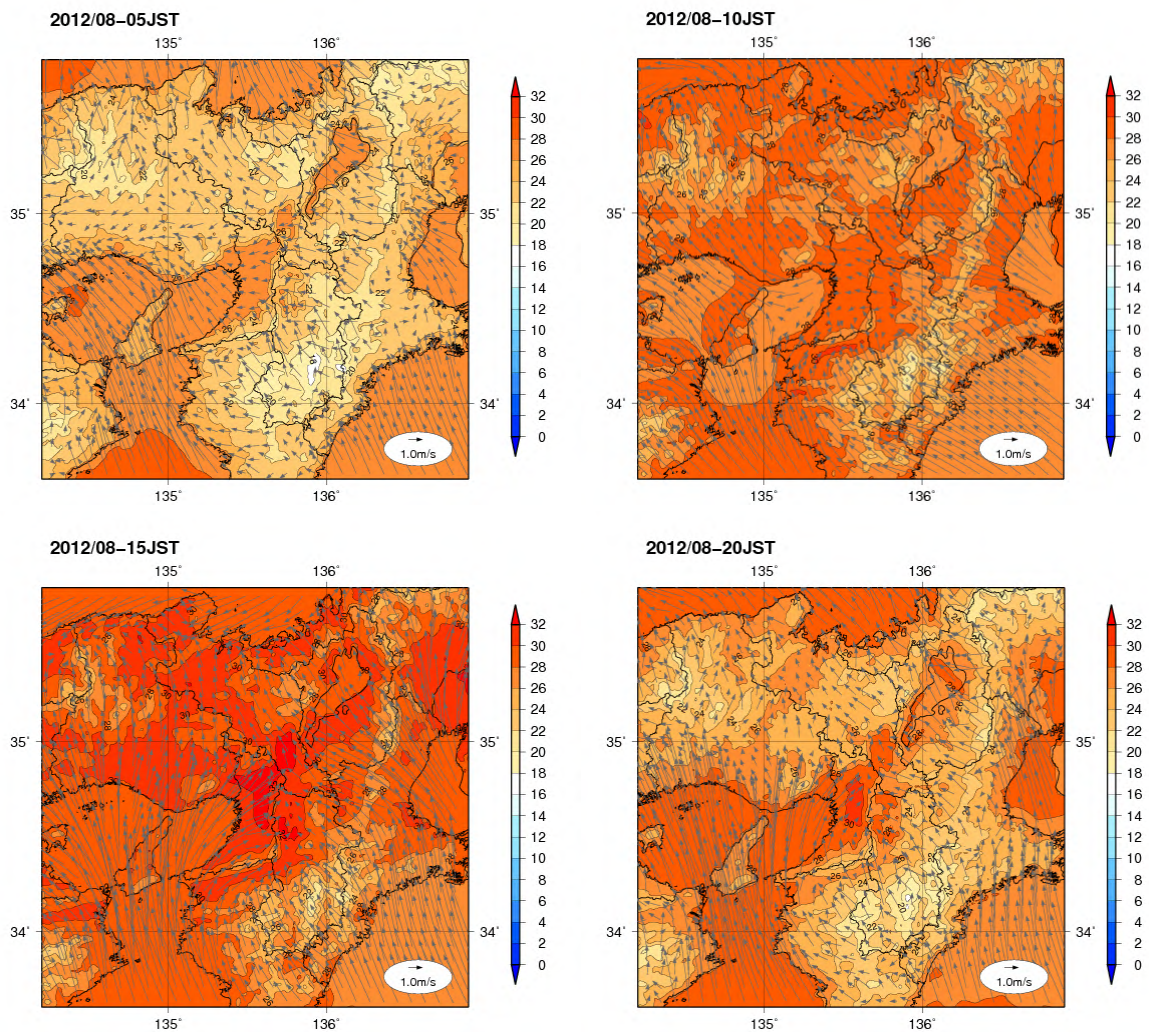


図4.10 都市気候モデルによる再現実験で得られた近畿地方における2012年8月の5時(左上)、10時(右上)、15時(左下)、20時(右下)の平均気温(陰影)と平均風(矢羽根)の分布。

高度は地上気温観測と同様に、気温は1.5m(単位は)、風速は10m(単位は m/s)。

図 4.11 に都市気候モデルによる再現実験で得られた近畿地方における 2012 年 8 月の地上気温観測高度（約 1.5m）の時刻別の都市化の影響（「都市有り実験」と「都市無し実験」の差）による気温変化量を示す。ヒートアイランド現象による気温の上昇は日中より夜間で顕著であり、最高気温に比べて最低気温で気温の上昇が顕著であるという第 2 章の分析結果と良く整合していると考えられる。

5 時は大阪平野の都心部で+4.0 を超える大きな昇温量となっているほか、京都盆地や奈良盆地でも+3.0 以上の昇温が見られる。10 時は-0.5 程度と僅かではあるが全般に都市がある場合の気温が低い。これは熱容量の大きなコンクリートの建築物などにより気温が上昇しにくいいためと考えられる。15 時は大阪平野の北部を中心に昇温域が広がっているものの、+0.5 程度と昇温量が小さい。これは大気対流活動が活発で、都市の熱が上空へ拡散されやすいためと考えられる。20 時は大阪平野で+3.0 以上の昇温域が広範囲に広がっているほか、京都盆地や奈良盆地でも+3.0 以上の昇温が見られる。

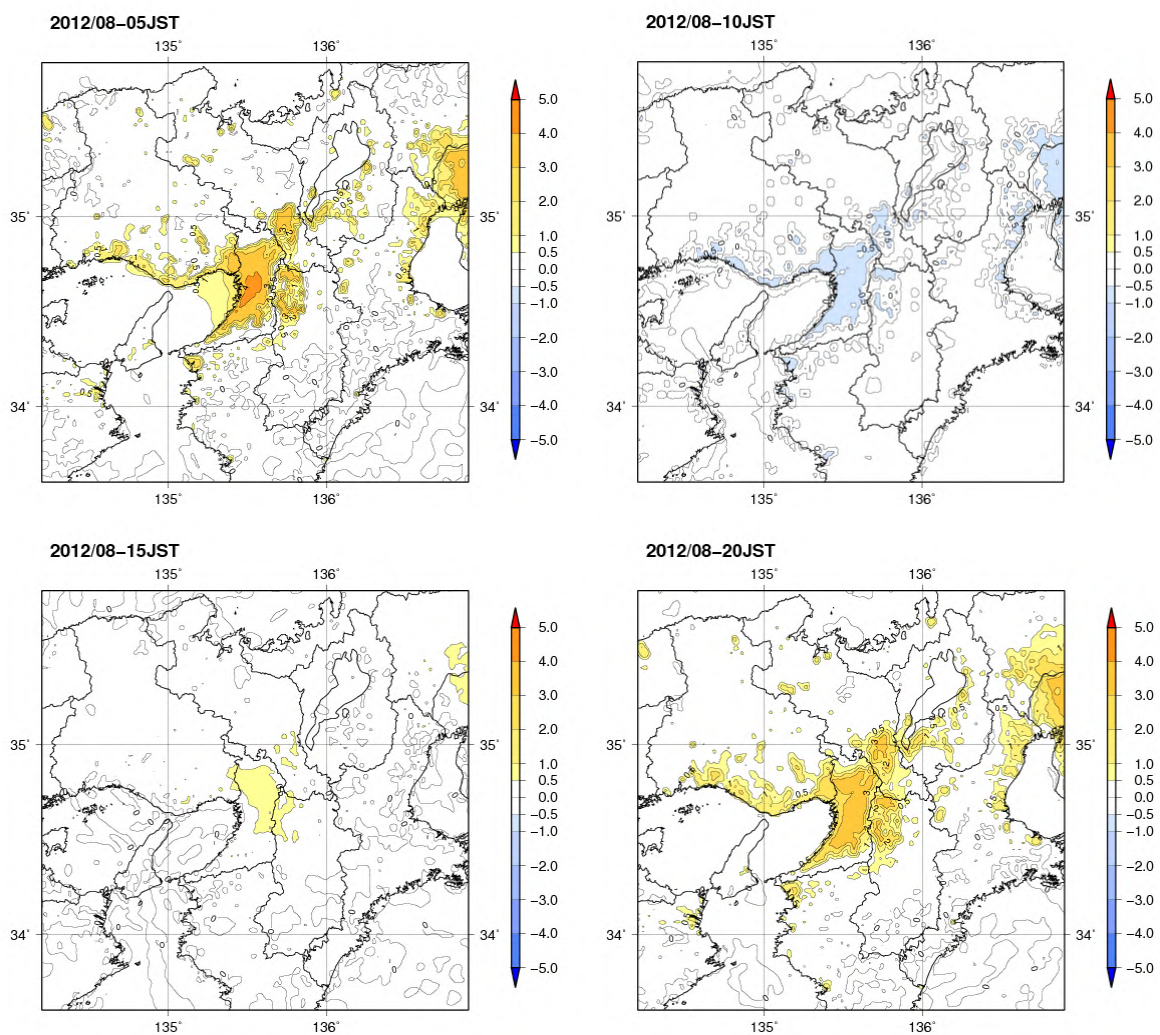


図 4.11 都市気候モデルによる再現実験で得られた近畿地方における 2012 年 8 月の 5 時（左上）、10 時（右上）、15 時（左下）、20 時（右下）の都市化の影響による気温変化量（ ）の分布。高度は地上気温観測と同じ 1.5m。

4.2.2 近畿地方における2012年8月の都市上空のヒートアイランド現象

図4.12に大阪における2012年8月の時刻別の平均的な温位の鉛直プロファイルを示す。大阪の各時刻における鉛直プロファイルの傾向は概ね東京に類似しているが、15時の都市化の影響が高度500mまでにしか及んでいない点に違いが見られる。また、5時の都市化の影響が及ぶ高度は300m程度で、東京と同程度であるが、練馬や熊谷に比べると低くなっている。

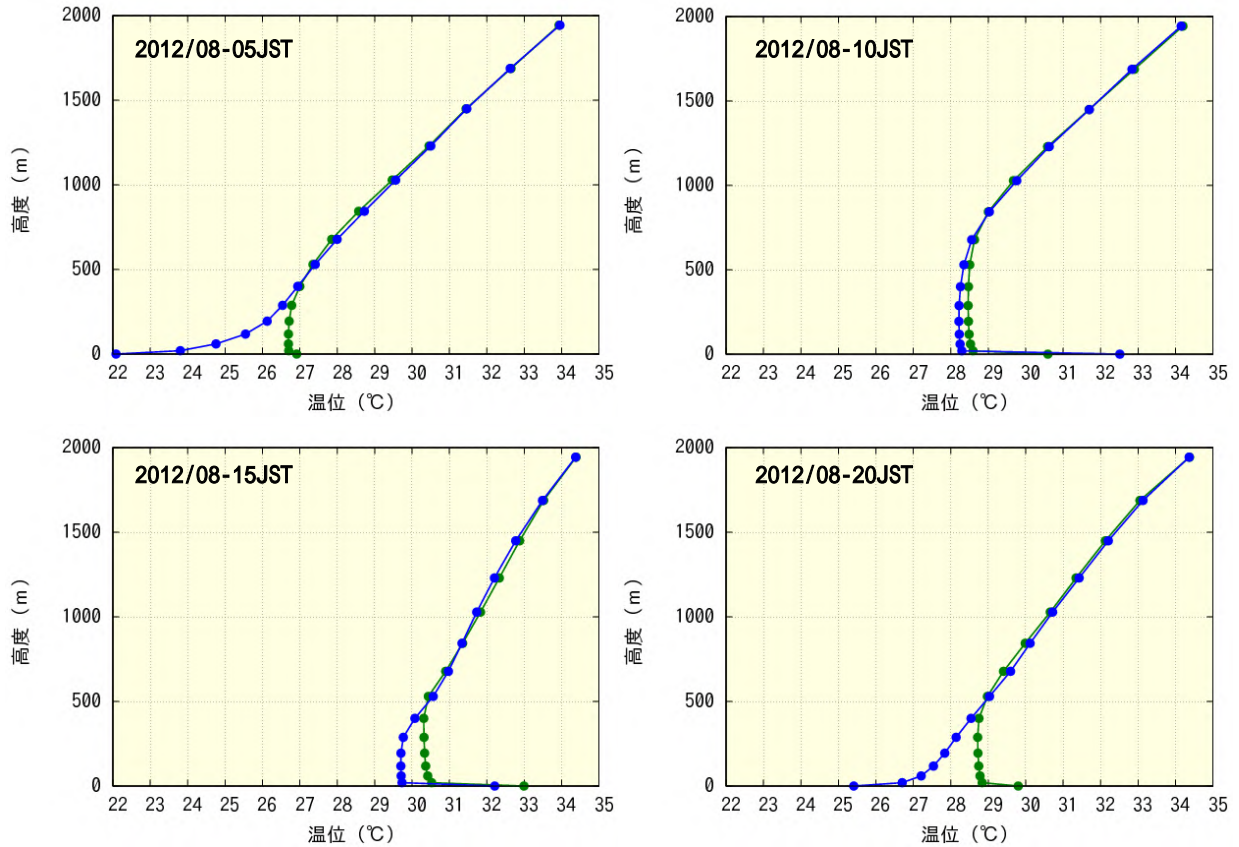


図4.12 都市気候モデルによる再現実験で得られた大阪における2012年8月の5時(左上)、10時(右上)、15時(左下)、20時(右下)の月平均温位の鉛直プロファイル。緑線は「都市がある場合」、青線は「都市がない場合」を示している。印は温位データが存在する高度を示しており、最下層(高度0m)は地表面の温位、第2層は高度20mの大気の温位である。地上気温の観測を行っている高度は1.5mで、最下層と第2層の中間にあたる。

図 4.13 に京都における 2012 年 8 月の時刻別の平均的な温位の鉛直プロファイルを示す。大阪と比較すると、15 時の温位のプロファイルが高度 1,000m 以上まで中立となっており、都市化の影響も+0.5 未満と弱いながらも高度 1,000m 以上にまで及んでいる点に違いが見られる。これは京都が内陸にあり、日中の大気境界層における対流活動が強いためと考えられる。その他は大阪と類似しているが、5 時の「都市がない場合」の鉛直プロファイルにおいて、高度 20m と高度 0m (地表面) の間で温位が 2 異なるなど非常に強い安定層が形成されている。これは京都が盆地であるため夜間の風速が極めて小さく、冷やされた空気が地表面付近に滞留するためと考えられる。

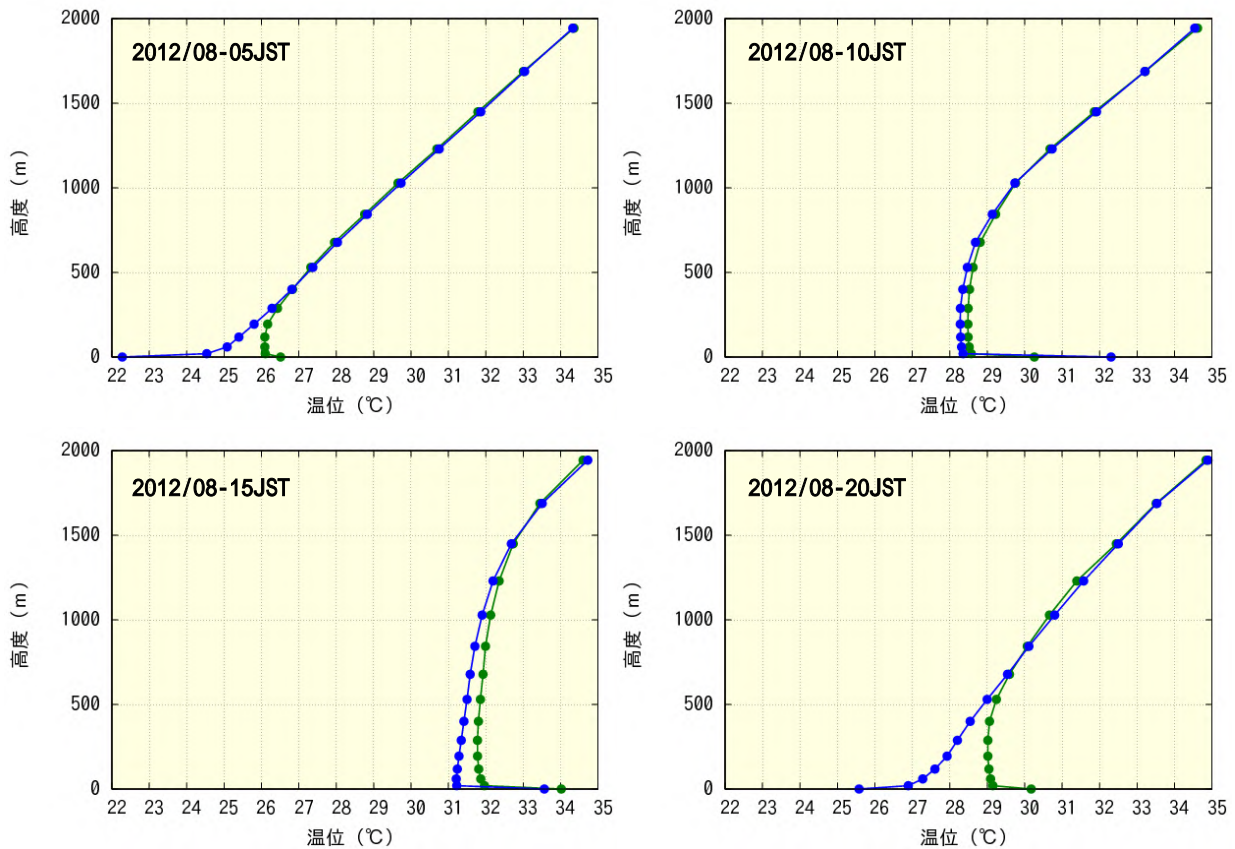


図 4.13 都市気候モデルによる再現実験で得られた京都における 2012 年 8 月の 5 時(左上)、10 時(右上)、15 時(左下)、20 時(右下)の月平均温位の鉛直プロファイル。緑線は「都市がある場合」、青線は「都市がない場合」を示している。印は温位データが存在する高度を示しており、最下層(高度 0m)は地表面の温位、第 2 層は高度 20m の大気の温位である。地上気温の観測を行っている高度は 1.5m で、最下層と第 2 層の中間にあたる。

以上のように、温位の鉛直プロファイルを用いた分析から、近畿地方において夜間の都市化の影響が及ぶ高度は関東地方に比べて低く 300 ~ 500m 程度であるが、大気境界層における対流活動の活発な 15 時では、京都などの内陸部においては関東地方と同様に高度 1,000m 以上にまで達していることが分かる。次に、近畿地方の上空の高度 250m、500m、1,000m における都市化の影響による昇温域の分布について分析する。

図 4.14 に近畿地方の高度 250m における時刻別の都市化の影響による温位変化量の分布を示す。高度 250m における温位の昇温は 5 時や 10 時ではほとんど見られないのに対し、15 時では大阪平野、20 時では大阪平野や京都盆地、奈良盆地を中心に +0.8 以上の昇温域が見られる。しかしながら、都市化の影響の程度は関東地方の高度 250m と比較すると非常に小さくなっている。

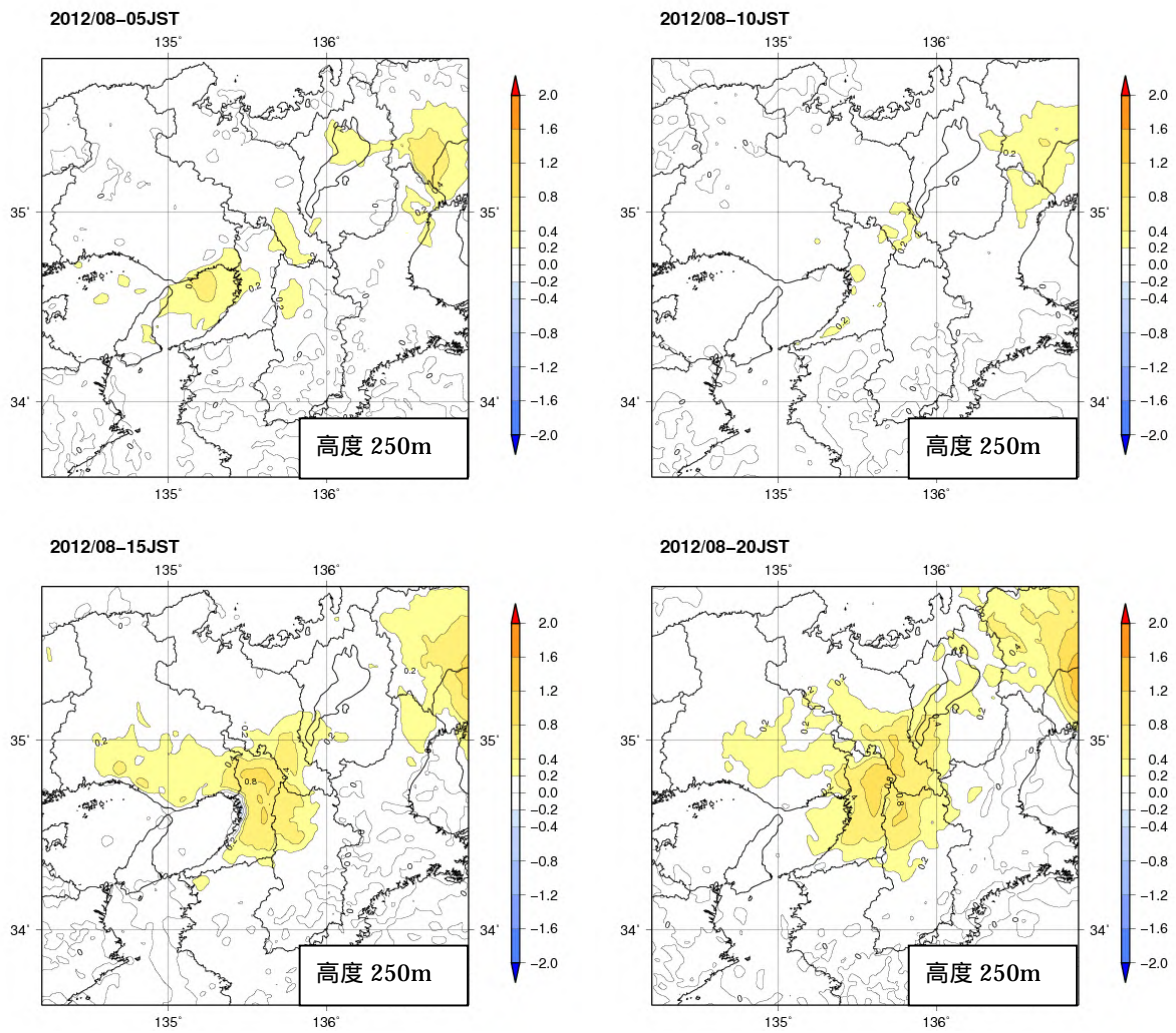


図 4.14 都市気候モデルによる再現実験で得られた近畿地方における 2012 年 8 月の高度 250m の 5 時 (左上)、10 時 (右上)、15 時 (左下)、20 時 (右下) の都市化の影響による温位変化量 () の分布。

図 4.15 に近畿地方の高度 500m における時刻別の都市化の影響による温位変化量の分布を示す。高度 500m では、5 時と 10 時で都市化の影響は見られない。15 時では大阪平野を中心に、20 時では京都盆地や奈良盆地を中心に、+0.4 程度の弱い昇温域が見られる程度である。

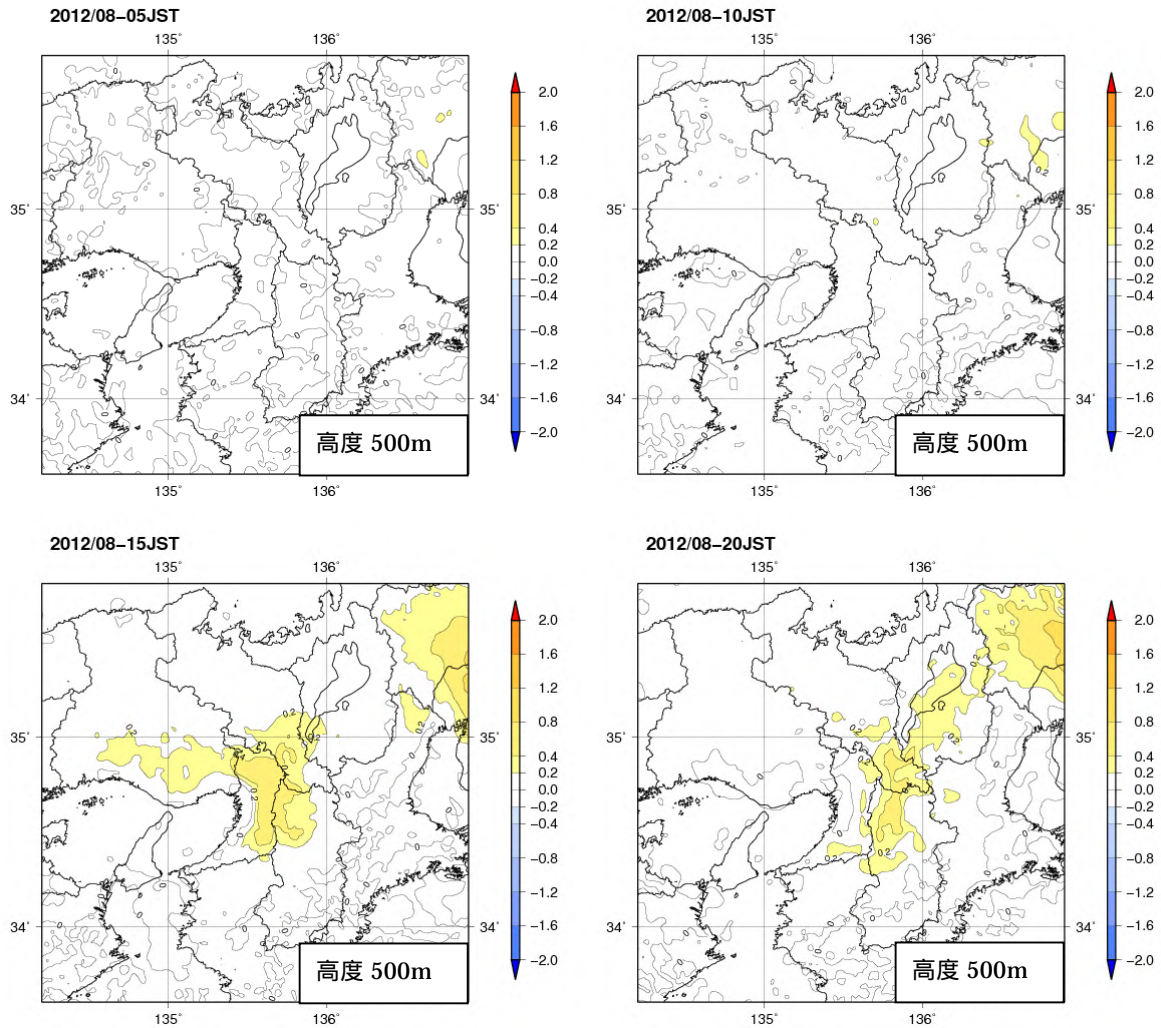


図 4.15 都市気候モデルによる再現実験で得られた近畿地方における 2012 年 8 月の高度 500m の 5 時（左上）、10 時（右上）、15 時（左下）、20 時（右下）の都市化の影響による温位変化量（ ）の分布。

図 4.16 に近畿地方の高度 1,000m における時刻別の都市化の影響による温位変化量の分布を示す。高度 1,000m では都市化の影響による昇温はどの時刻でも見られない。

以上の結果から、近畿地方の都市上空における都市化の影響は、関東地方に比べると小さく、影響が及ぶ高度も低いことが分かる。また、関東地方で見られたクロスオーバー現象による都市上空の温位の低下も見られない。近畿地方の地上気温観測高度（約 1.5m）における都市化の影響は関東地方と同程度であるが、周囲を山岳に囲まれて風速が小さいため、都市の熱が上空へ拡散しにくい地形であることも、地上気温上昇の一因になっていると考えられる。

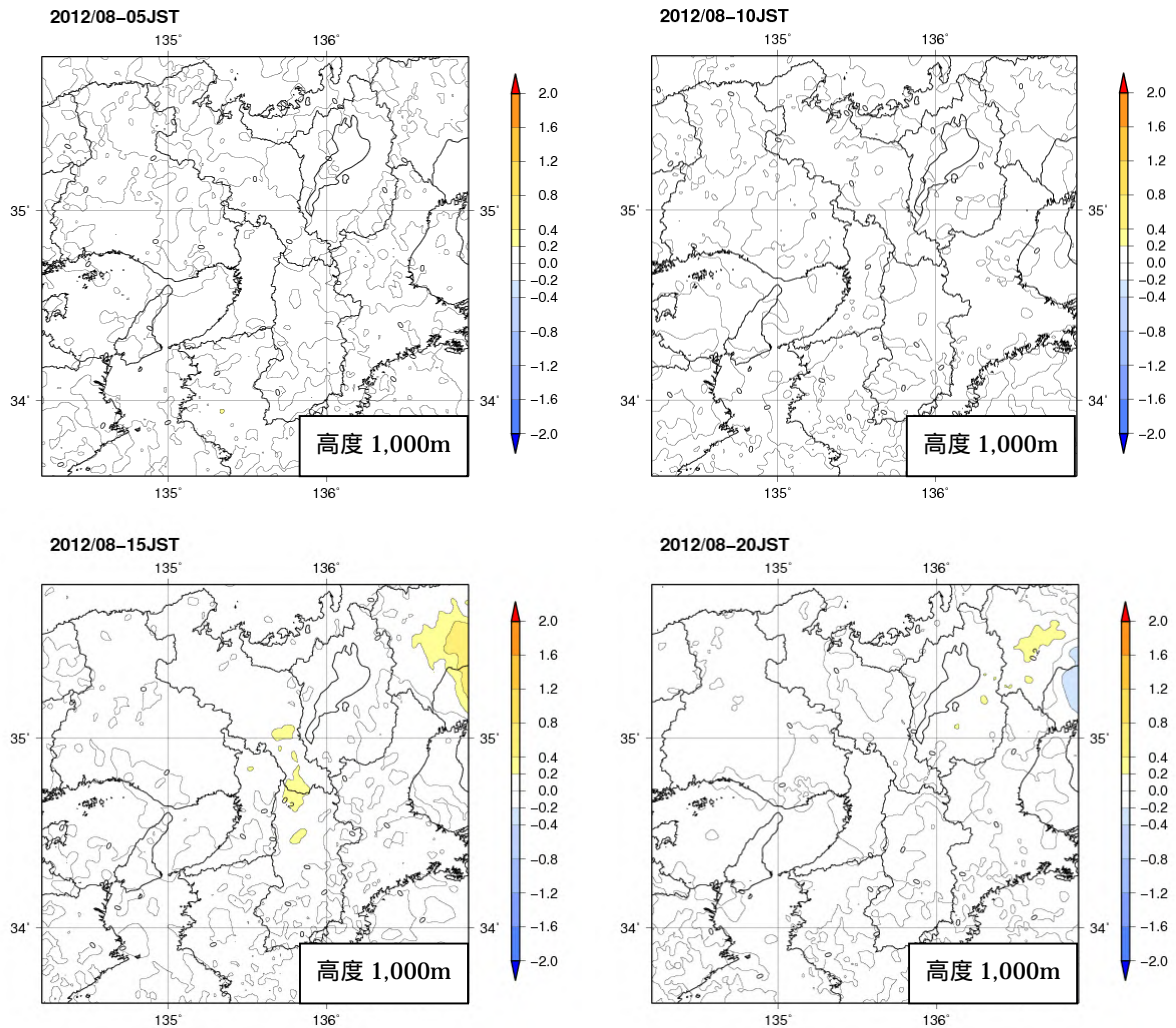


図 4.16 都市気候モデルによる再現実験で得られた近畿地方における 2012 年 8 月の高度 1,000m の 5 時（左上）、10 時（右上）、15 時（左下）、20 時（右下）の都市化の影響による温位変化量（ ）の分布。

4.3 東海地方における 2012 年 8 月のヒートアイランド現象

2012 年 8 月の東海地方は、名古屋の月平均気温が 28.4 で歴代 10 位、岐阜の平均気温が 28.7 で歴代 9 位の高温を記録している。本節では、都市気候モデルによる 2012 年 8 月の再現実験の結果を元に、東海地方の地上と上空におけるヒートアイランド現象について分析する。

表 4.3 名古屋、岐阜における 8 月の月平均気温の極値

順位	名古屋		岐阜	
	年	気温	年	気温
1	1995	30.1	1995	30.3
2	2010	29.4	1994	29.6
3	1994	29.3	2010	29.5
4	2007	29.1	2007	29.2
5	2000	28.8	2000	29.1
6	2006	28.5	2006	29
7	2002	28.5	1984	28.8
8	1998	28.5	1978	28.8
9	1984	28.5	2012	28.7
10	2012	28.4	1998	28.6

4.3.1 東海地方における 2012 年 8 月の地上の平均気温と風の特徴

図 4.17 に都市気候モデルによる再現実験で得られた東海地方における 2012 年 8 月の観測高度(約 1.5m) の時刻別の平均気温と観測高度(約 10m) の平均風を示す。時刻別の平均気温の分布を見ると、5 時、15 時、20 時では名古屋市の都心部で気温が高く、ヒートアイランド現象の特徴を示す島状の気温分布となっている。風については、全般に南東寄りの風系で、濃尾平野では 5 時は東よりの陸風が卓越しているが、10 時と 15 時、20 時には南風が卓越しており、15 時には伊勢湾からの海風と合流して風速が大きくなっている。

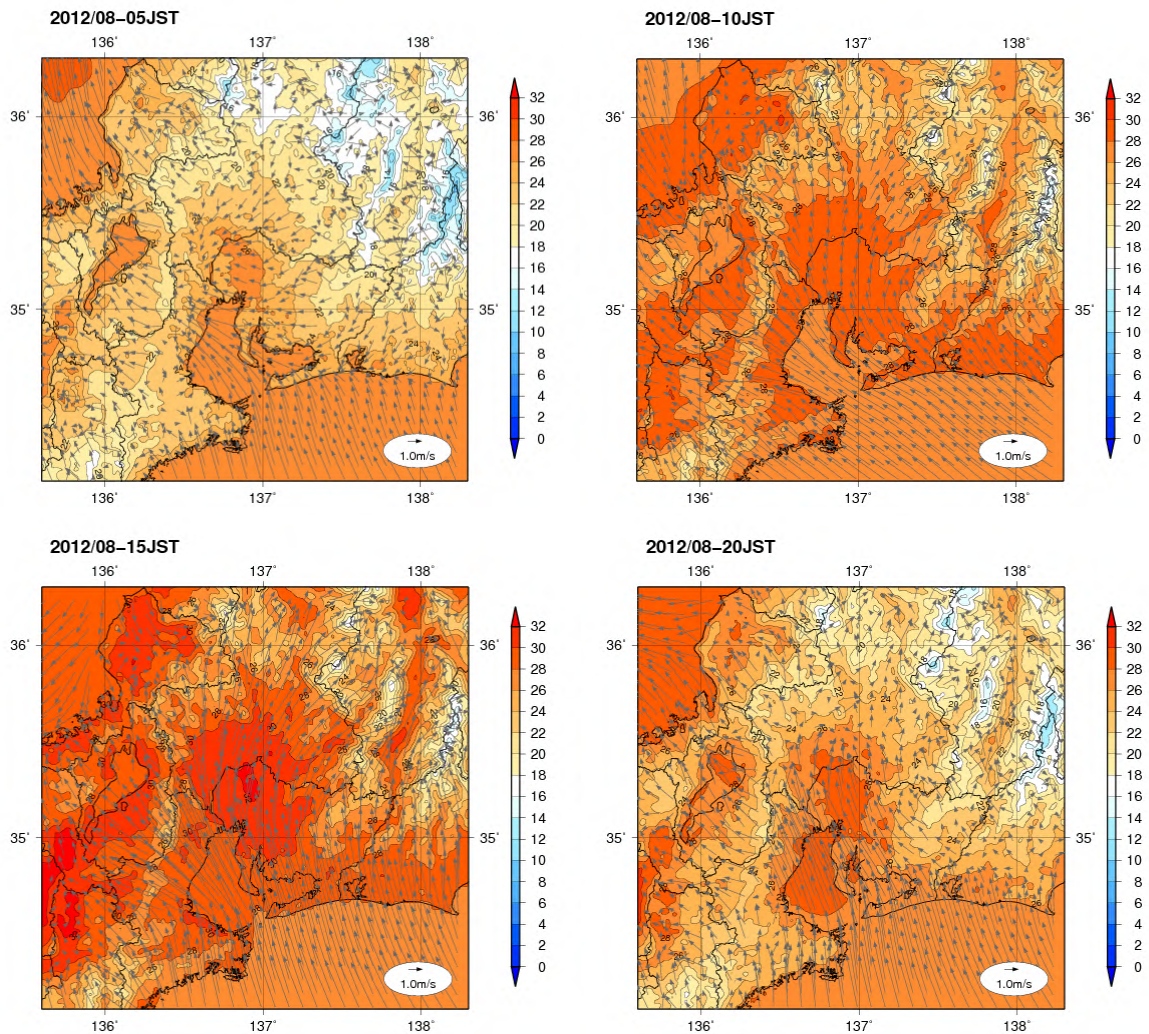


図 4.17 都市気候モデルによる再現実験で得られた東海地方における 2012 年 8 月の 5 時(左上)、10 時(右上)、15 時(左下)、20 時(右下)の平均気温(陰影)と平均風(矢羽根)の分布。

高度は地上気温観測と同様に、気温は 1.5m(単位は)、風速は 10m(単位は m/s)。

図 4.18 に都市気候モデルによる再現実験で得られた東海地方における 2012 年 8 月の地上気温観測高度（約 1.5m）の時刻別の都市化の影響（「都市有り実験」と「都市無し実験」の差）による気温変化量を示す。ヒートアイランド現象による気温の上昇は日中より夜間で顕著であり、最高気温に比べて最低気温で気温の上昇が顕著であるという第 2 章の分析結果と良く整合していると考えられる。5 時や 20 時では濃尾平野の都心部で+3.0 以上の昇温域が広がっている。10 時は-0.5 程度と僅かではあるが全般に都市がある場合の気温が低い。これは熱容量の大きなコンクリートの建築物などにより気温が上昇しにくいためと考えられる。15 時は名古屋市からやや内陸の岐阜県南部にかけて昇温域が広がっているものの、+0.5 程度と昇温量が小さい。

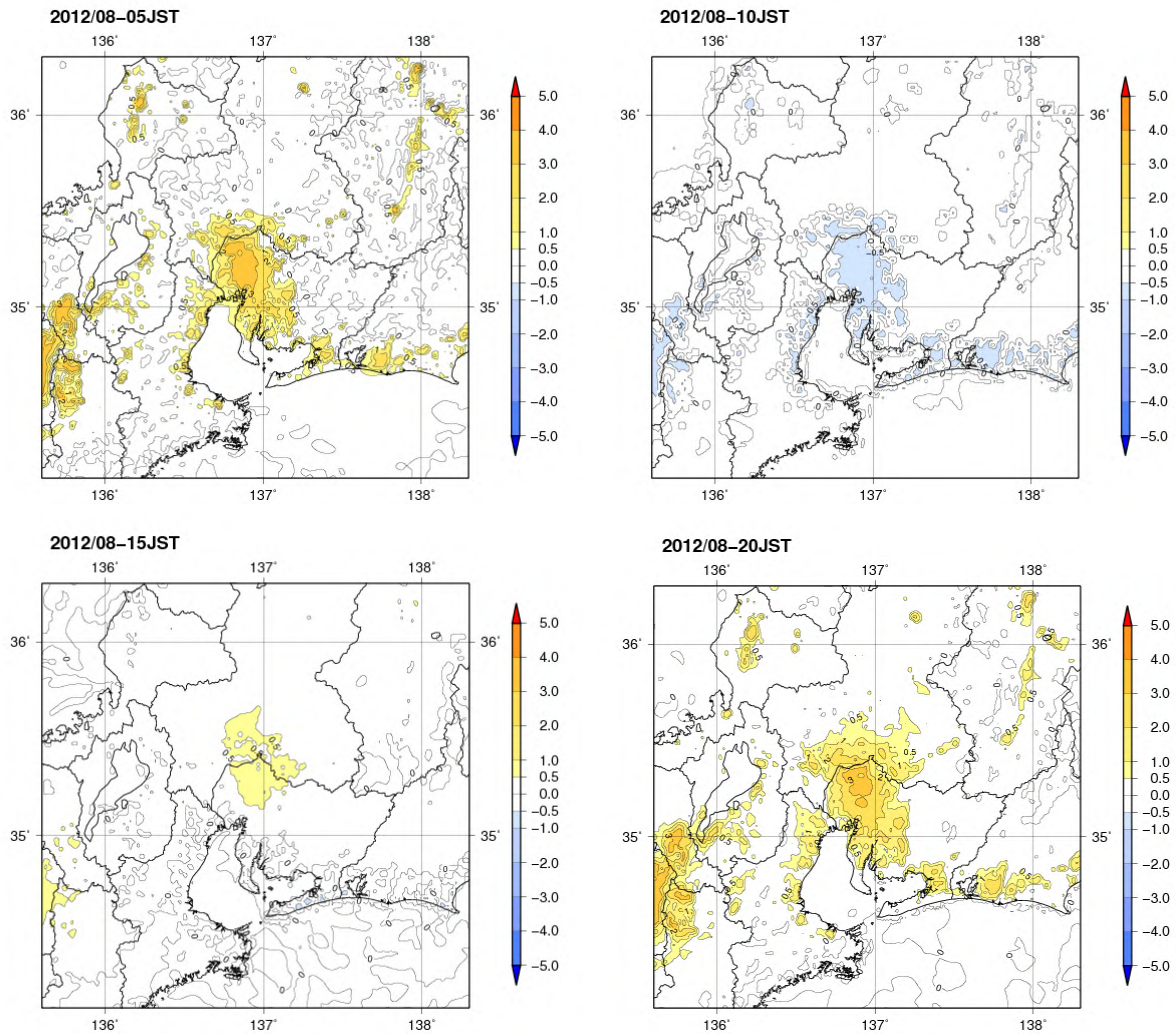


図 4.18 都市気候モデルによる再現実験で得られた東海地方における 2012 年 8 月の 5 時（左上）、10 時（右上）、15 時（左下）、20 時（右下）の都市化の影響による気温変化量（ ）の分布。高度は地上気温観測と同じ 1.5m。

4.3.2 東海地方における 2012 年 8 月の都市上空のヒートアイランド現象

図 4.19 に名古屋における 2012 年 8 月の時刻別の平均的な温位の鉛直プロファイルを示す。名古屋の各時刻における鉛直プロファイルの傾向は概ね東京に類似しているが、5 時に都市化の影響が及ぶ高度が 200m 以下と低い点や、15 時の温位の鉛直プロファイルが高度 1,000m 付近にまで中立になっている点に違いが見られる。

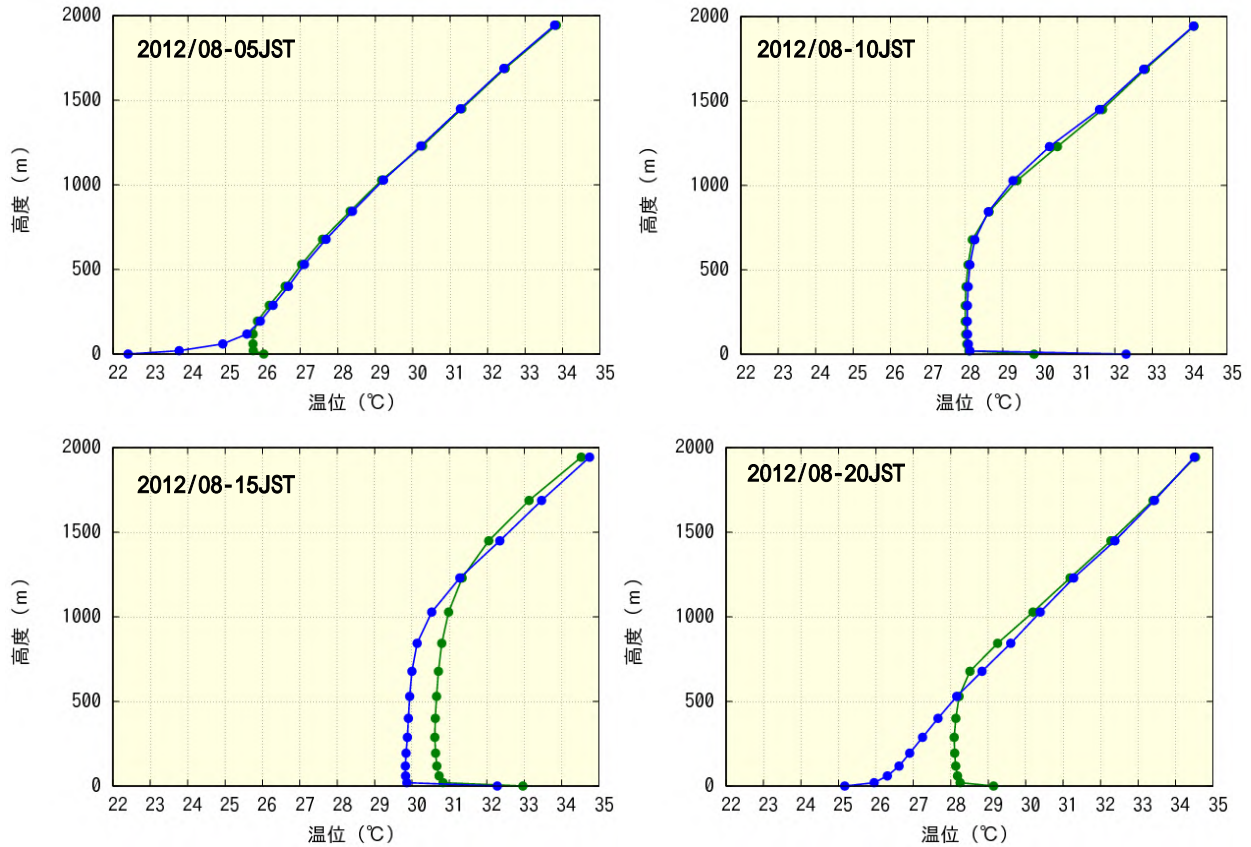


図 4.19 都市気候モデルによる再現実験で得られた名古屋における 2012 年 8 月の 5 時 (左上)、10 時 (右上)、15 時 (左下)、20 時 (右下) の月平均温位の鉛直プロファイル。緑線は「都市がある場合」、青線は「都市がない場合」を示している。印は温位データが存在する高度を示しており、最下層 (高度 0m) は地表面の温位、第 2 層は高度 20m の大気の温位である。地上気温の観測を行っている高度は 1.5m で、最下層と第 2 層の中間にあたる。

図 4.20 に東海地方で夏季日中に顕著な高温となる多治見付近の 2012 年 8 月の時刻部の平均的な温位の鉛直プロファイルを示す。多治見における鉛直プロファイルの傾向は、5 時に都市がある場合でも安定している点や 15 時の気温プロファイルが高度 1,000m まで中立となっている点など、関東地方の熊谷に似た特徴が見られる。しかしながら、5 時の鉛直プロファイルにおいて、熊谷の都市化の影響による昇温が高度 500m まで達していたのに対し、多治見の都市化の影響は高度 200m 程度と低い。

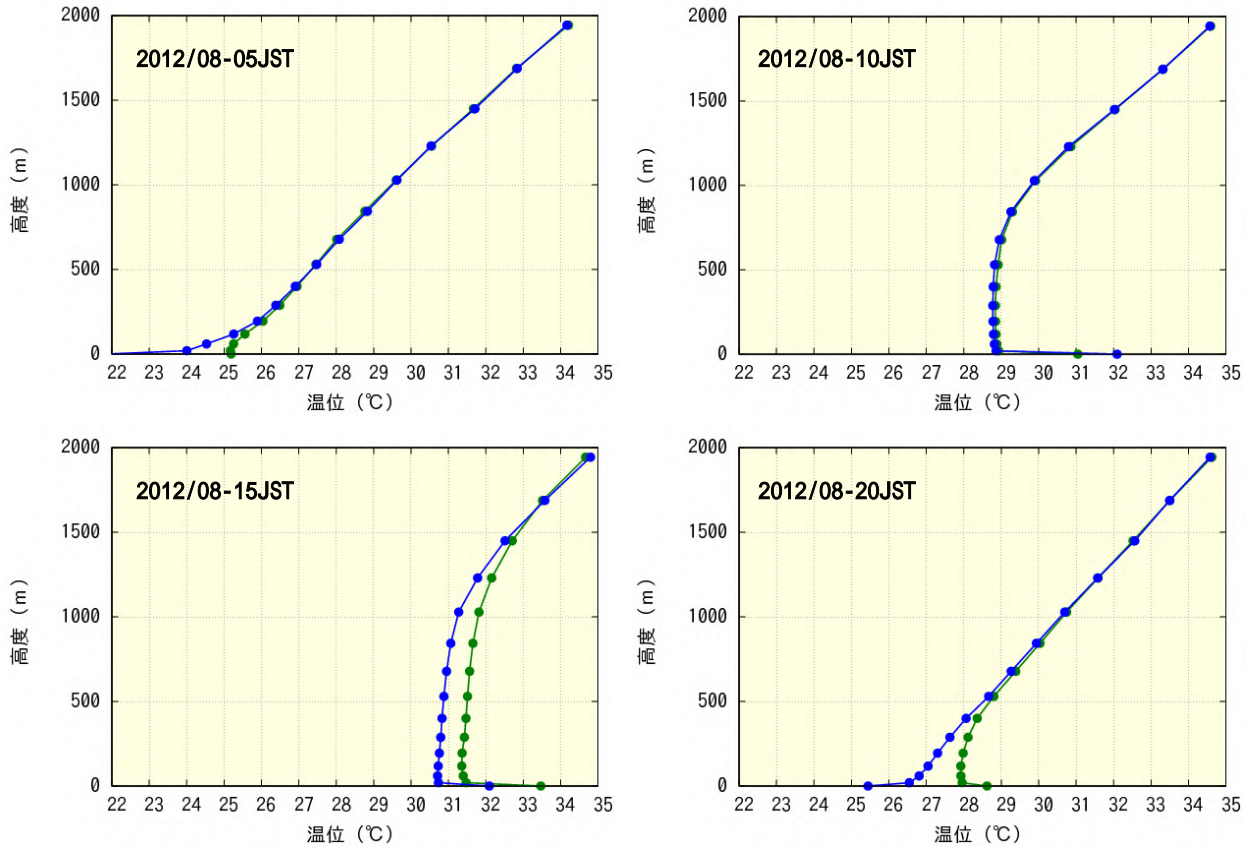


図 4.20 都市気候モデルによる再現実験で得られた多治見における 2012 年 8 月の 5 時（左上）、10 時（右上）、15 時（左下）、20 時（右下）の月平均温位の鉛直プロファイル。緑線は「都市がある場合」、青線は「都市がない場合」を示している。印は温位データが存在する高度を示しており、最下層（高度 0m）は地表面の温位、第 2 層は高度 20m の大気の温位である。地上気温の観測を行っている高度は 1.5m で、最下層と第 2 層の中間にあたる。

以上のように、温位の鉛直プロファイルを用いた分析から、東海地方において夜間に都市化の影響が及ぶ高度は関東地方に比べて低く 200~500m 程度であるが、大気境界層における対流活動の活発な 15 時では、関東地方と同様に高度 1,000m 付近にまで達していることが分かる。次に、東海地方の上空の高度 250m、500m、1,000m における都市化の影響による昇温域の分布について分析する。

図 4.21 に東海地方の高度 250m における時刻別の都市化の影響による温位変化量の分布を示す。高度 250m における温位昇温量は、5 時や 10 時では+0.2~0.4 程度と非常に小さい。しかし、15 時や 20 時には濃尾平野から岐阜県南部の広範囲に昇温域が見られ、15 時の昇温量の最大は+0.8 程度であるのに対し、20 時は+1.2 を超えており、関東地方に比べて小さいが、近畿地方に比べて大きくなっている。また、20 時の昇温域は岐阜県南部など内陸部に広く広がっている。

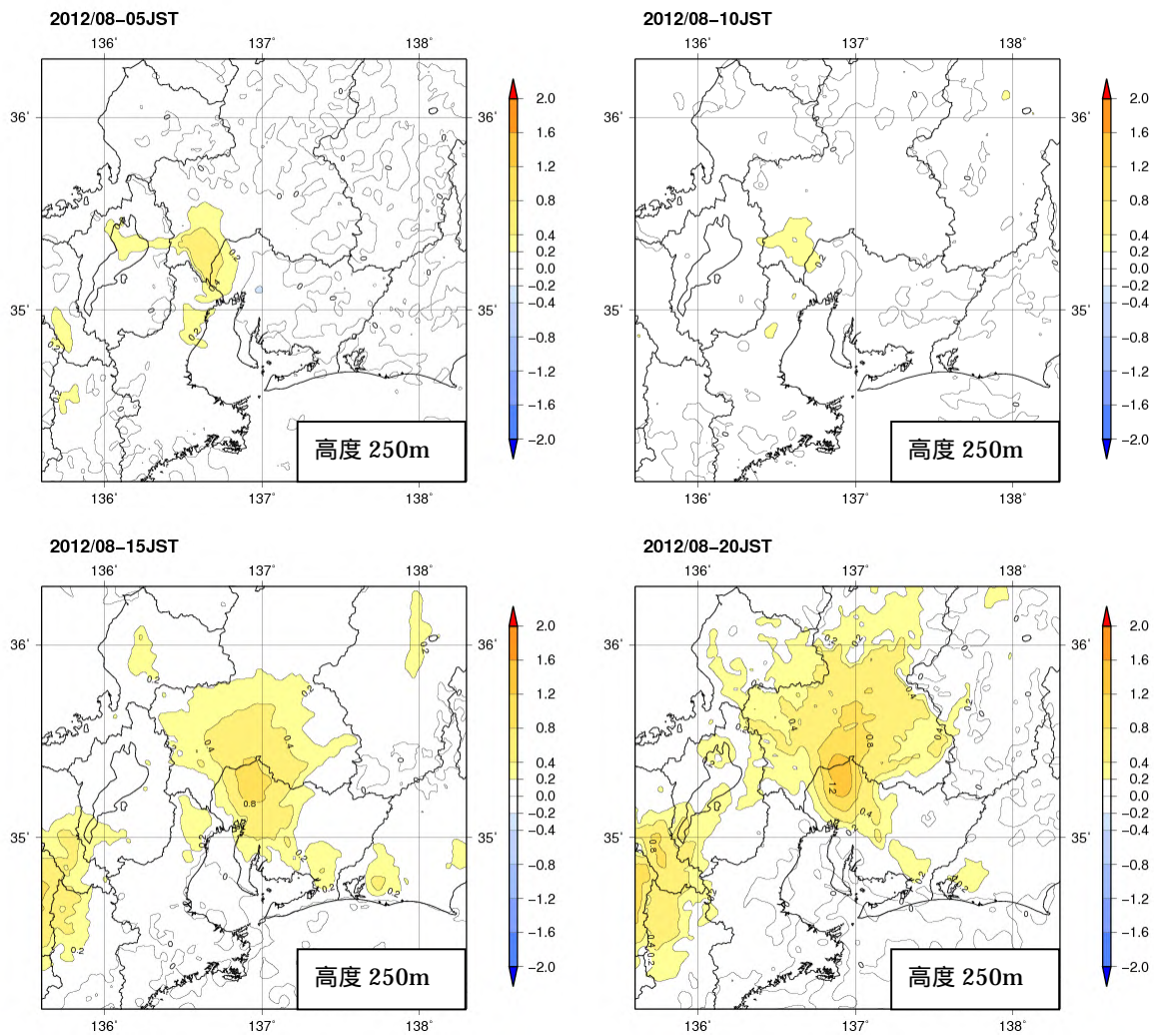


図 4.21 都市気候モデルによる再現実験で得られた東海地方における 2012 年 8 月の高度 250m の 5 時 (左上)、10 時 (右上)、15 時 (左下)、20 時 (右下) の都市化の影響による温位変化量 () の分布。

図4.22に東海地方の高度500mにおける時刻別の都市化の影響による温位変化量の分布を示す。高度500mでは、5時と10時で都市化の影響はほとんど見られない。15時では濃尾平野から岐阜県南部にかけて、20時では岐阜県南部を中心に、最大+0.8の都市化の影響による昇温域が広がっている。20時で都心部よりも内陸部で昇温域が広がっている特徴は、関東地方の高度500mの特徴と類似している。内陸部の上空に昇温域が広がる要因は、関東地方と同様に都心部で暖められて軽くなった空気が、上昇しながら上空の風によって内陸部に運ばれるためと考えられる。

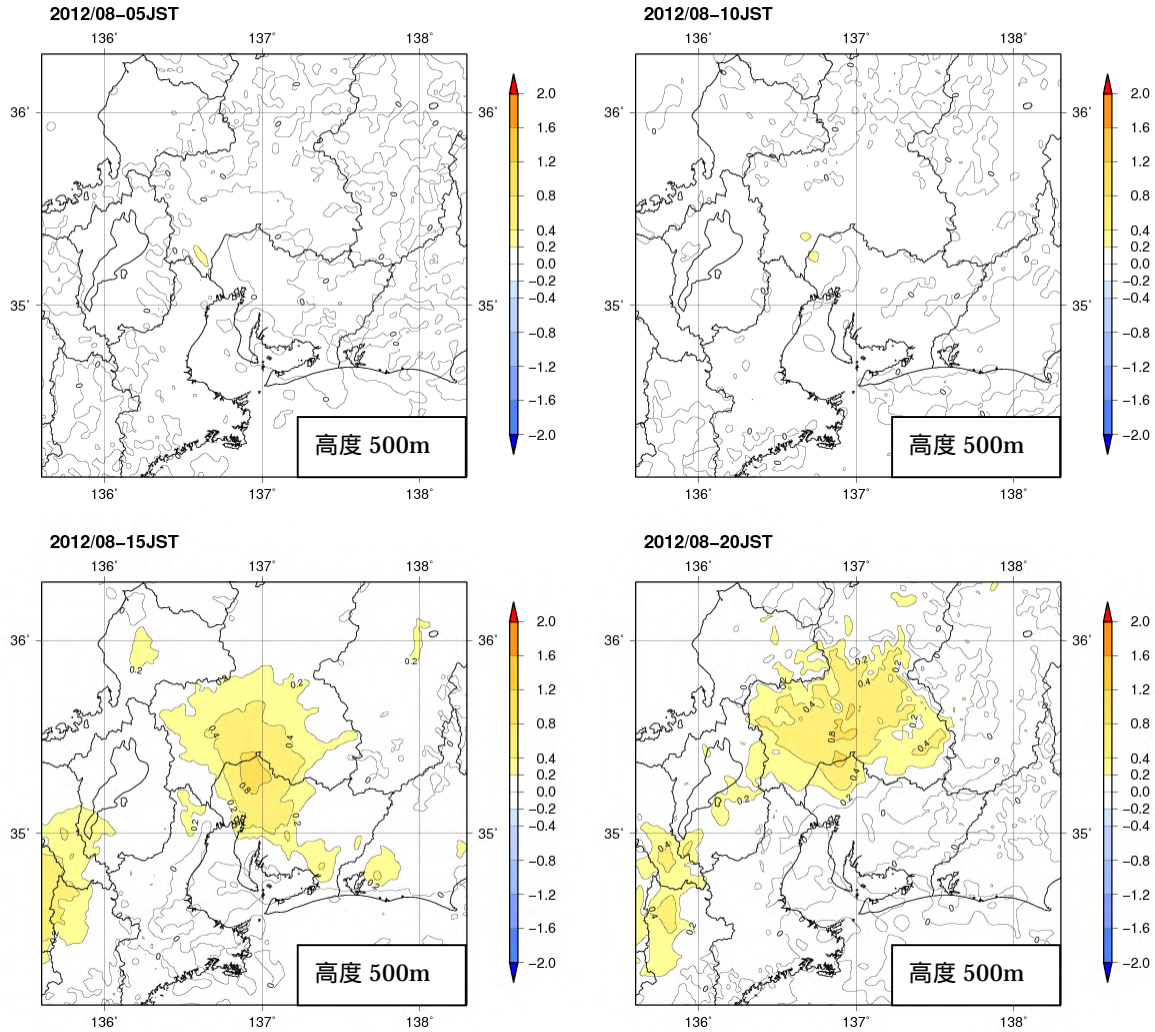


図 4.22 都市気候モデルによる再現実験で得られた東海地方における 2012 年 8 月の高度 500m の 5 時（左上）、10 時（右上）、15 時（左下）、20 時（右下）の都市化の影響による温位変化量（ ）の分布。

図 4.23 に東海地方の高度 1,000m における時刻別の都市化の影響による温位変化量の分布を示す。高度 1,000m では都市化の影響による温位の昇温域はほとんど見られなくなり、15 時で名古屋市やや北側に+0.4 程度の昇温域が見られる程度である。また、20 時では都心部において、+0.2 程度と非常に弱いながらも、クロスオーバー現象による温位の低下域が現れている。

以上の結果から、東海地方の都市上空における都市化の影響は、関東地方に比べると小さいが、近畿地方に比べると大きいことが分かる。また、都市化の影響が及ぶ高度は明け方を除いて関東地方と同程度で、近畿地方に比べると高い傾向がある。20 時に都心の熱で暖められた空気が上昇しながら上空の風によって内陸部に運ばれる特徴も関東地方と類似している。しかしながら、関東地方と異なり、クロスオーバー現象による都市上空の温位の低下は非常に小さい。これは都市の規模が関東に比べて小さいためと考えられる。

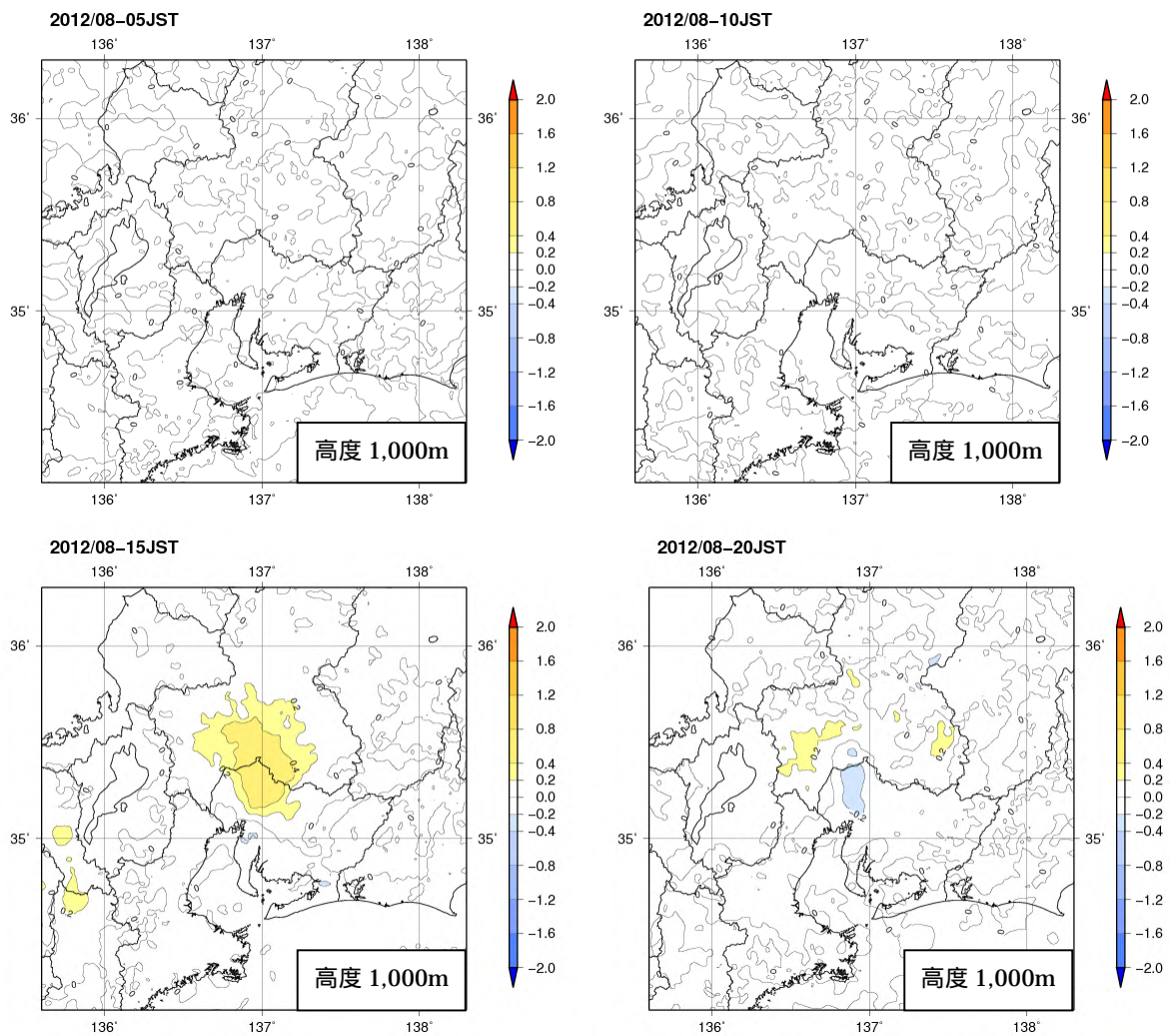


図 4.23 都市気候モデルによる再現実験で得られた東海地方における 2012 年 8 月の高度 1,000m の 5 時（左上）、10 時（右上）、15 時（左下）、20 時（右下）の都市化の影響による温位変化量（ ）の分布。

5. 参考文献

ヒートアイランド対策関係府省連絡会議, 2004: ヒートアイランド対策大綱

http://www.env.go.jp/air/life/heat_island/taikou.pdf

環境省, 2004: ヒートアイランド現象による環境影響に関する調査検討業務報告書

<http://www.env.go.jp/air/report/h16-04/index.html>

環境省, 2005: 平成 17 年度都市緑地を活用した地域の熱環境改善構想の検討調査報告書

<http://www.env.go.jp/press/press.php?serial=7159>

気象庁, 2005: 気象観測統計指針

<http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/kaisetui/index.html>

気象庁, 2005a: ヒートアイランド監視報告 (平成 16 年夏季・関東地方)

<http://www.data.kishou.go.jp/climate/cpdinfo/himr/2004/himr2004.pdf>

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)

<http://www.data.kishou.go.jp/climate/cpdinfo/himr/2005/himr2005.pdf>

気象庁, 2007: ヒートアイランド監視報告 (平成 18 年夏季 - 関東・近畿地方)

<http://www.data.kishou.go.jp/climate/cpdinfo/himr/2006/himr2006.pdf>

気象庁, 2008: ヒートアイランド監視報告 (平成 19 年冬・夏 - 関東・近畿地方)

<http://www.data.kishou.go.jp/climate/cpdinfo/himr/2008/himr2008.pdf>

気象庁, 2009: ヒートアイランド監視報告 (平成 20 年 - 東海地方)

<http://www.data.kishou.go.jp/climate/cpdinfo/himr/2009/himr2009.pdf>

気象庁, 2010: ヒートアイランド監視報告 (平成 21 年)

<http://www.data.kishou.go.jp/climate/cpdinfo/himr/2010/himr2010.pdf>

気象庁, 2011: ヒートアイランド監視報告 (平成 22 年)

<http://www.data.kishou.go.jp/climate/cpdinfo/himr/2011/himr2011.pdf>

気象庁, 2012: ヒートアイランド監視報告 (平成 23 年)

<http://www.data.kishou.go.jp/climate/cpdinfo/himr/2012/himr2012.pdf>

気象庁, 2013: 地球温暖化予測情報第 8 巻

気象庁, 2012a: 気候変動監視レポート (2011)

気象庁, 2003: 数値予報課報告・別冊第 49 号 気象庁非静力学モデル

気象庁, 2008a: 数値予報課報告・別冊第 54 号 気象庁非静力学モデル ~ 現業利用の開始とその後の発展 ~

藤部文昭, 2012: 観測データから見た日本の都市気候, 気象研究ノート, 第 224 号, p.1-23.

近藤純正, 2012: 日本の都市における熱汚染量の経年変化, 気象研究ノート, 第 224 号, p.25-56.

大原利眞, 森野悠, 2012: 都市と大気汚染, 気象研究ノート, 第 224 号, p.85-102.

日下博幸, 2012: 都市気象の単層モデルと領域気象モデル, 気象研究ノート, 第 224 号, p.221-231.

山田崇, 及川義教, 大野浩史, 2012: 気候監視業務における都市気象モデル, 気象研究ノート, 第 224 号, p.257-272.

青柳暁典, 清野直子, 2012: メソ数値予報モデルと都市, 気象研究ノート, 第 224 号, p.273-301.

大野浩史, 吉松和義, 小林健二, 若山郁生, 諸岡浩子, 及川義教, 平原翔二, 池田友紀子, 齋藤仁美,

- 2011: 気温の時系列データから気象官署の移転にともなう影響を補正する手法について, 測候時報, 78, 1-2.
- 萱場互起, 青柳暁典, 高橋俊二, 2010: 重回帰分析による人工排熱量の推定, 測候時報, 77, 4-6.
- 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, 169-174.
- 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.
- 片岡彩, 金子法史, 木村光一, 藤原宏章, 2010: 2010年7月5日に東京都で発生した大雨について - JMANHMによる再現実験及び感度実験 -, 平成22年度東京管区調査研究会誌, No.43.
- 三上岳彦, 2008: 都市型集中豪雨はなぜ起こる?, 技術評論社.
- IPCC, 2007: Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change 2007, Cambridge University Press
http://www.ipcc.ch/publications_and_data/ar4/wg1/en/contents.html
- IPCC, 2012: Special Report on Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation, Cambridge University Press
- Aoyagi, T. and N. Seino, 2011: A Square Prism Urban Canopy Scheme for the NHM and Its Evaluation on Summer Conditions in the Tokyo Metropolitan Area, Japan, Journal of Applied Meteorology and Climatology, vol. 50, p.1476-1496.
- Fujibe, F., H. Togawa and M. Sakata, 2009: Long-term change and spatial anomaly of warm season afternoon precipitation in Tokyo. SOLA, 5, 17-20.
- T. R. Oke and C. East, 1971: The urban boundary layer in Montreal, Boundary-Layer Meteorology, Volume 1, Issue 4, pp 411-437.

【付録1】全国の主要都市における年・季節別の気温の長期変化傾向グラフ

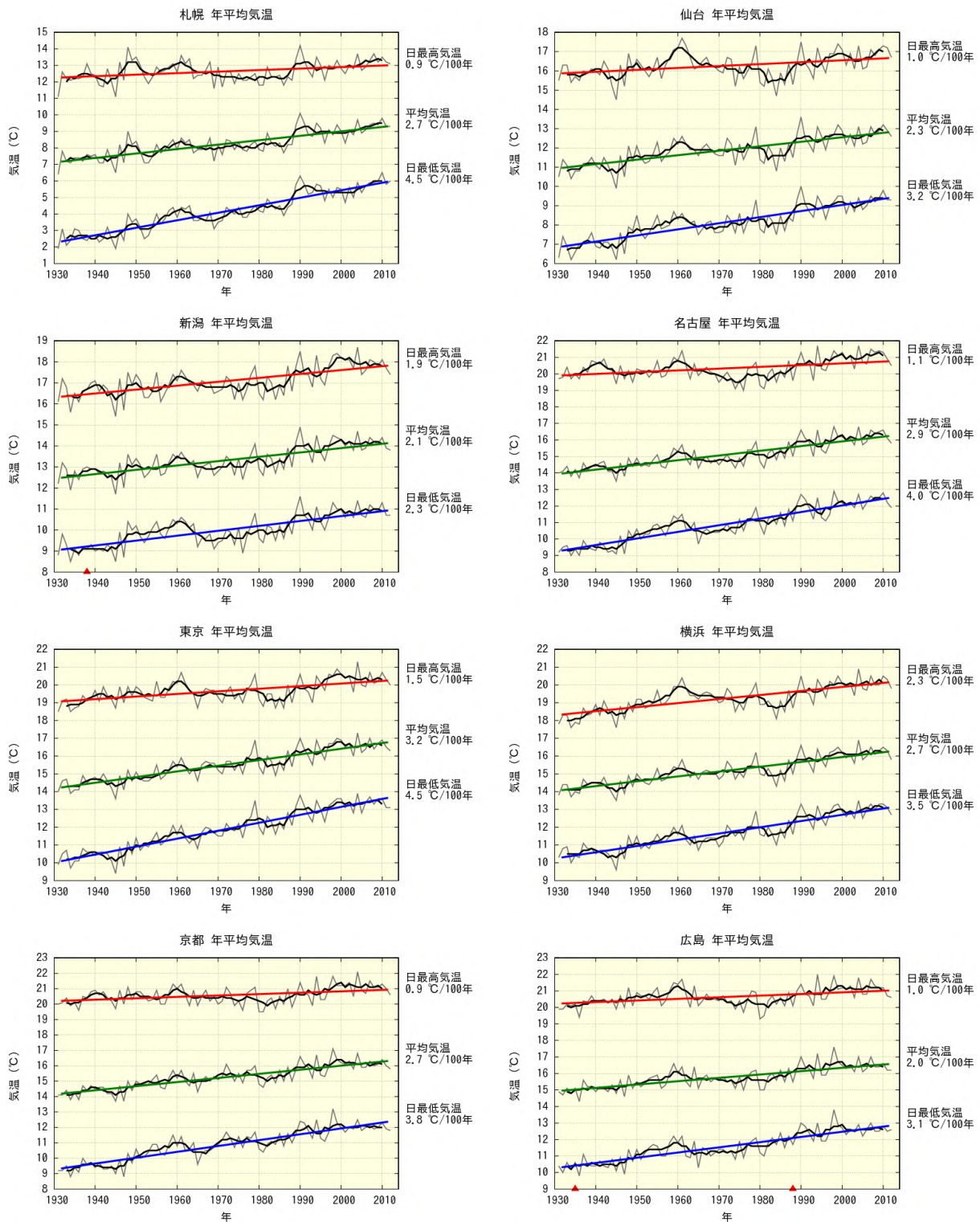


図 A1.1(a) 全国の主要 11 都市における年平均気温、および日最高気温と日最低気温の年平均の長期変化傾向。細い折れ線は毎年の値、太い折れ線は 5 年移動平均を示す。ピアソン検定で信頼水準 90% 以上の有意な長期変化傾向がある場合は、色を付けた直線で示している。また、庁舎の移転があった官署については、大野ほか(2011)により移転に伴う影響を補正しており、その時期を赤い印で示す。統計期間は 1931 年から 2012 年まで。次頁に続く。

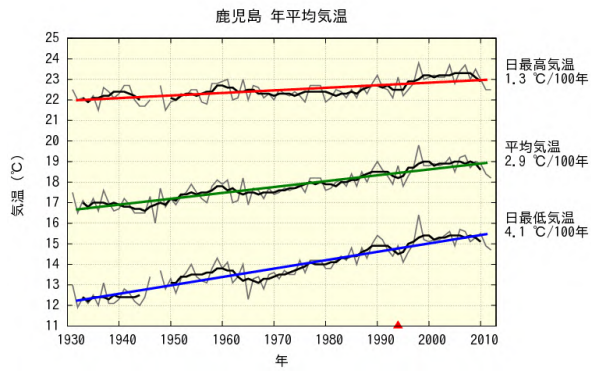
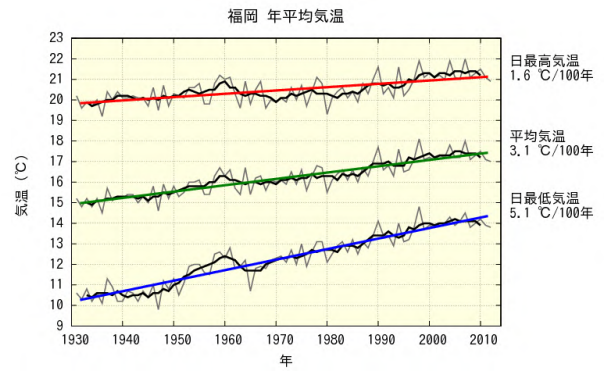
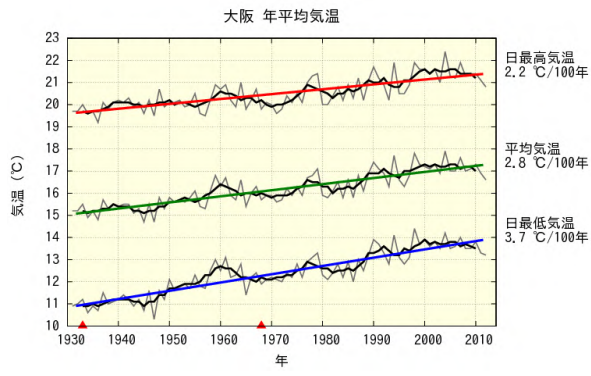


図 A1.1(a) 前頁からの続き。

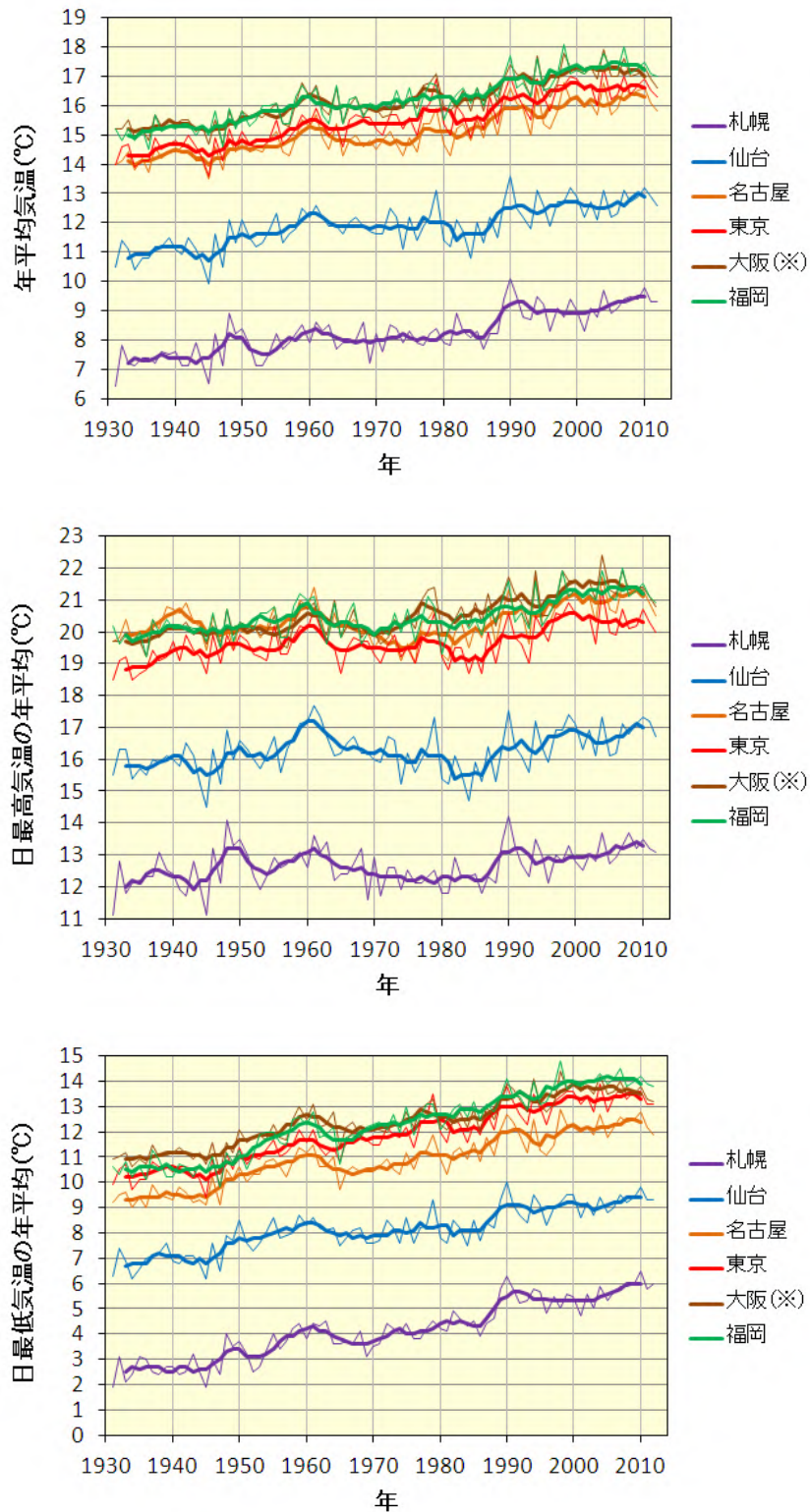


図 A1.1(b) 札幌、仙台、名古屋、東京、大阪、福岡における年平均気温(上段)、日最高気温(中段)と日最低気温(下段)の年平均の長期変化傾向の比較。細線は毎年の値、太線は5年移動平均を示す。統計期間は1931年から2012年まで。を付した地点は、大野ほか(2011)により庁舎の移転の影響を補正している。

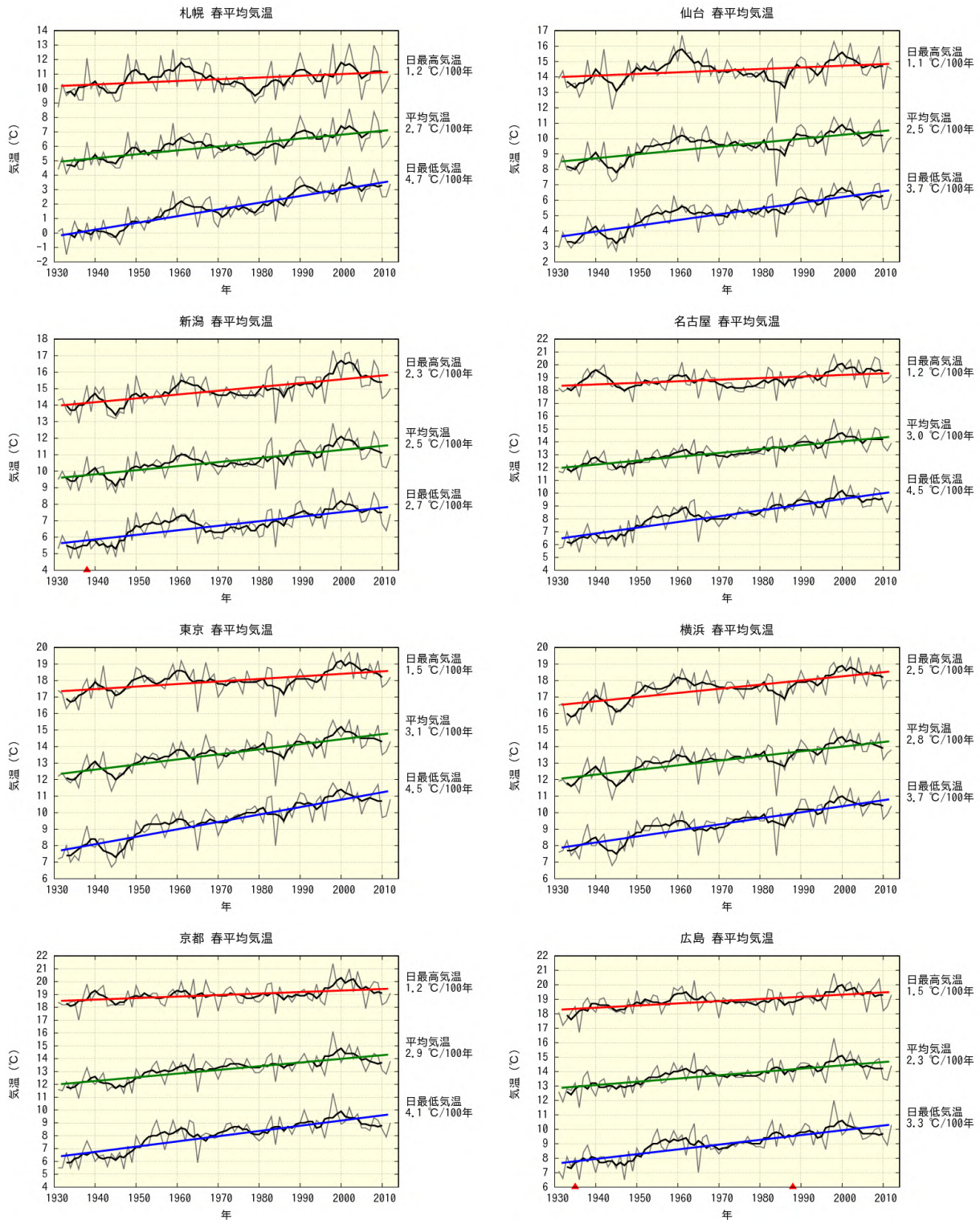


図 A1.2(a) 全国の主要 11 都市における春(3~5月)平均気温、および日最高気温と日最低気温の春平均の長期変化傾向。細い折れ線は毎年の値、太い折れ線は 5 年移動平均を示す。ピアソン検定で信頼水準 90% 以上の有意な長期変化傾向がある場合は、色を付けた直線で示している。また、庁舎の移転があった官署については、大野ほか(2011)により移転に伴う影響を補正しており、その時期を赤い印で示す。統計期間は 1931 年から 2012 年まで。次頁に続く。

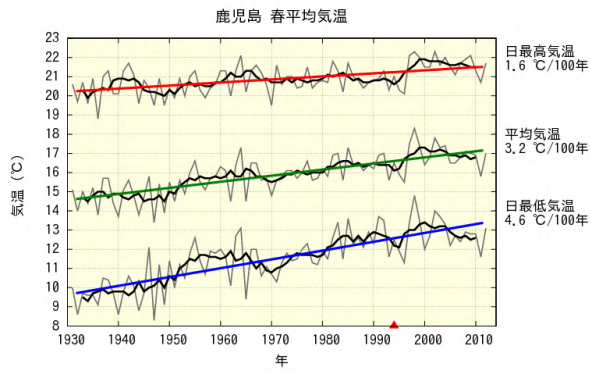
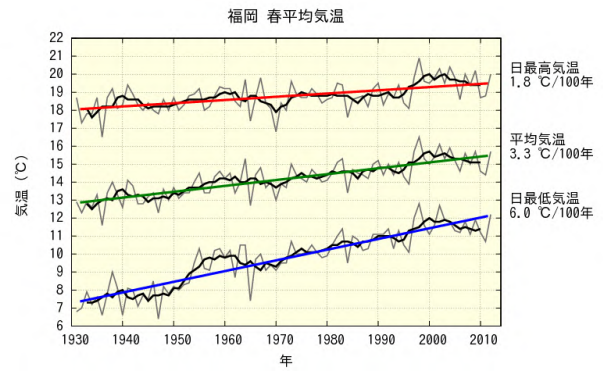
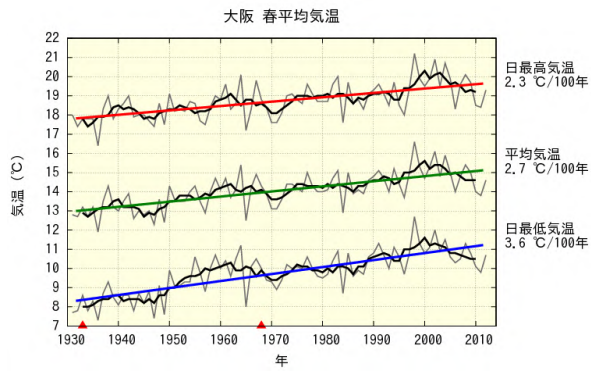


図 A1.2(a) 前頁からの続き。

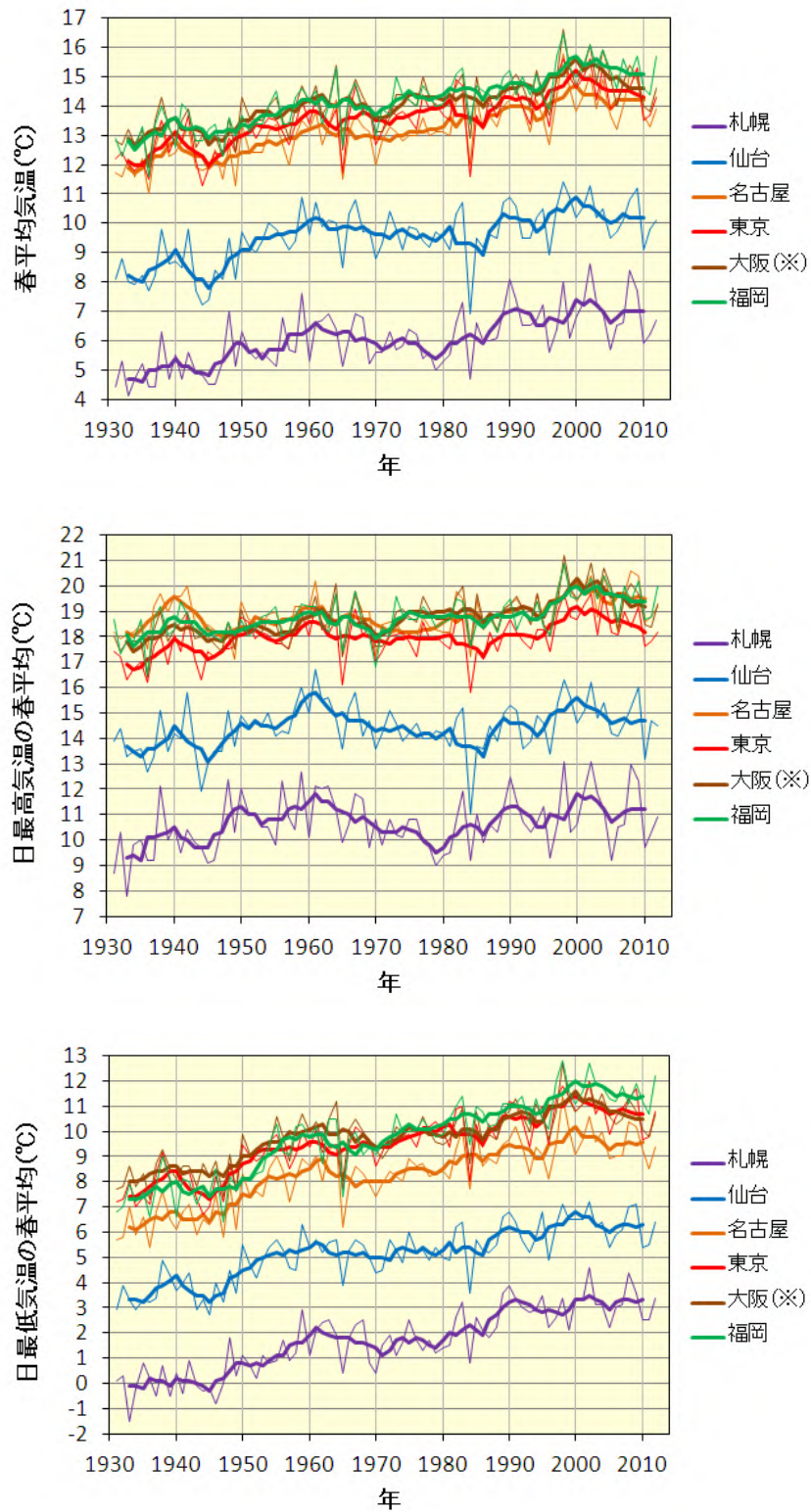


図 A1.2(b) 札幌、仙台、名古屋、東京、大阪、福岡における春(3~5月)平均気温(上段)、日最高気温(中段)と日最低気温(下段)の春平均の長期変化傾向の比較。細線は毎年の値、太線は5年移動平均を示す。統計期間は1931年から2012年まで。 を付した地点は、大野ほか(2011)により庁舎の移転の影響を補正している。

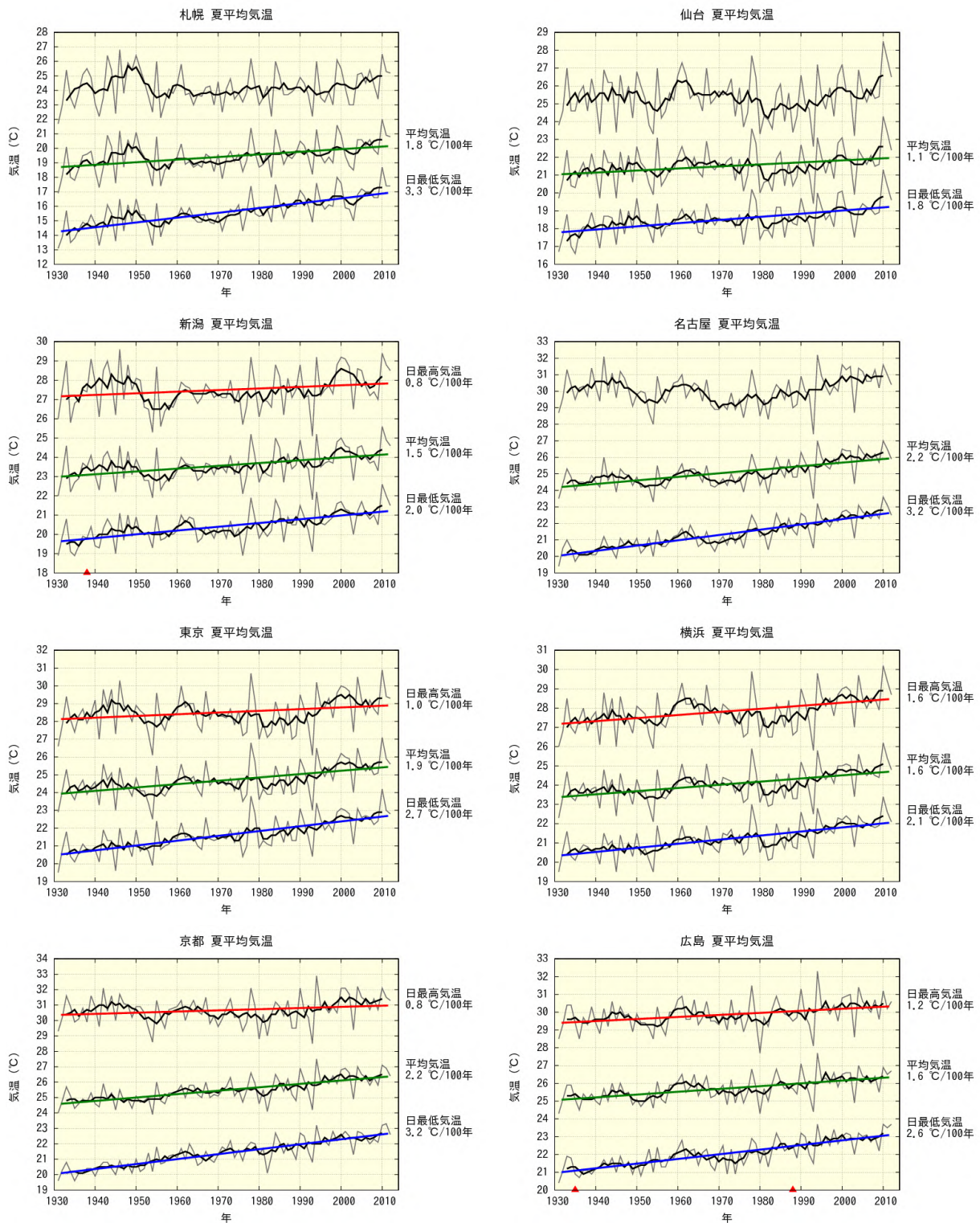


図 A1.3(a) 全国の主要 11 都市における夏(6~8月)平均気温、および日最高気温と日最低気温の夏平均の長期変化傾向。細い折れ線は毎年の値、太い折れ線は 5 年移動平均を示す。ピアソン検定で信頼水準 90% 以上の有意な長期変化傾向がある場合は、色を付けた直線で示している。また、庁舎の移転があった官署については、大野ほか(2011)により移転に伴う影響を補正しており、その時期を赤い印で示す。統計期間は 1931 年から 2012 年まで。次頁に続く。

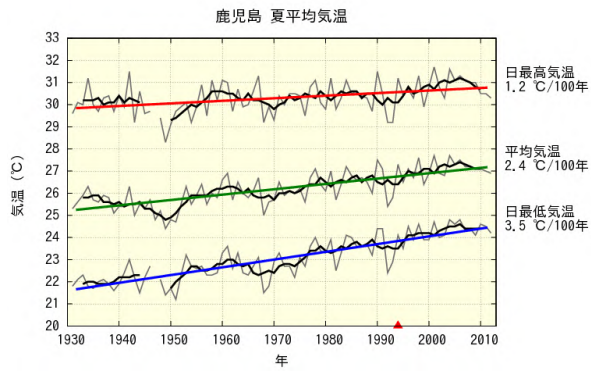
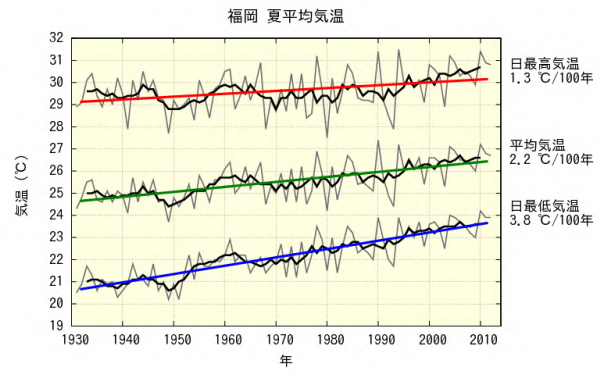
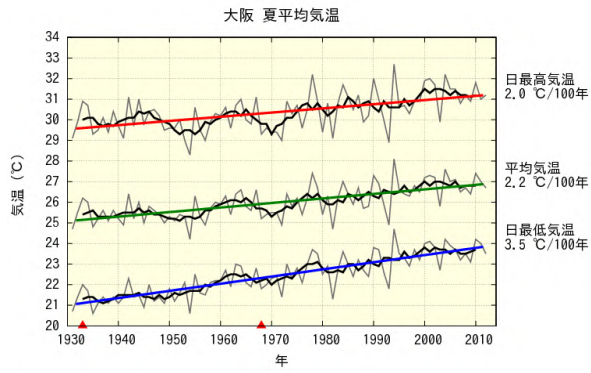


図 A1.3(a) 前頁からの続き。

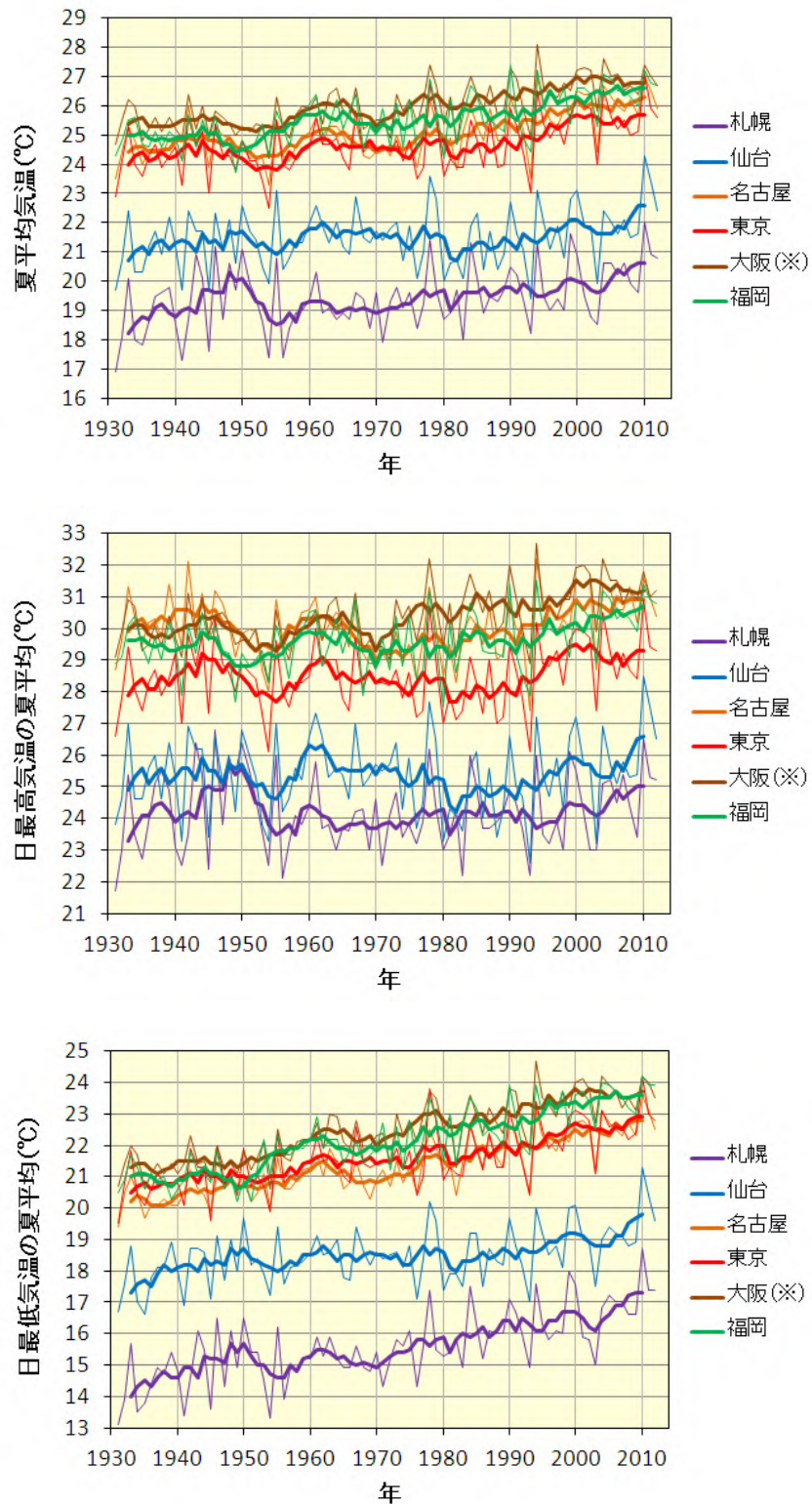


図 A1.3(b) 札幌、仙台、名古屋、東京、大阪、福岡における夏(6~8月)平均気温(上段)、日最高気温(中段)と日最低気温(下段)の夏平均の長期変化傾向の比較。細線は毎年の値、太線は5年移動平均を示す。統計期間は1931年から2012年まで。を付した地点は、大野ほか(2011)により庁舎の移転の影響を補正している。

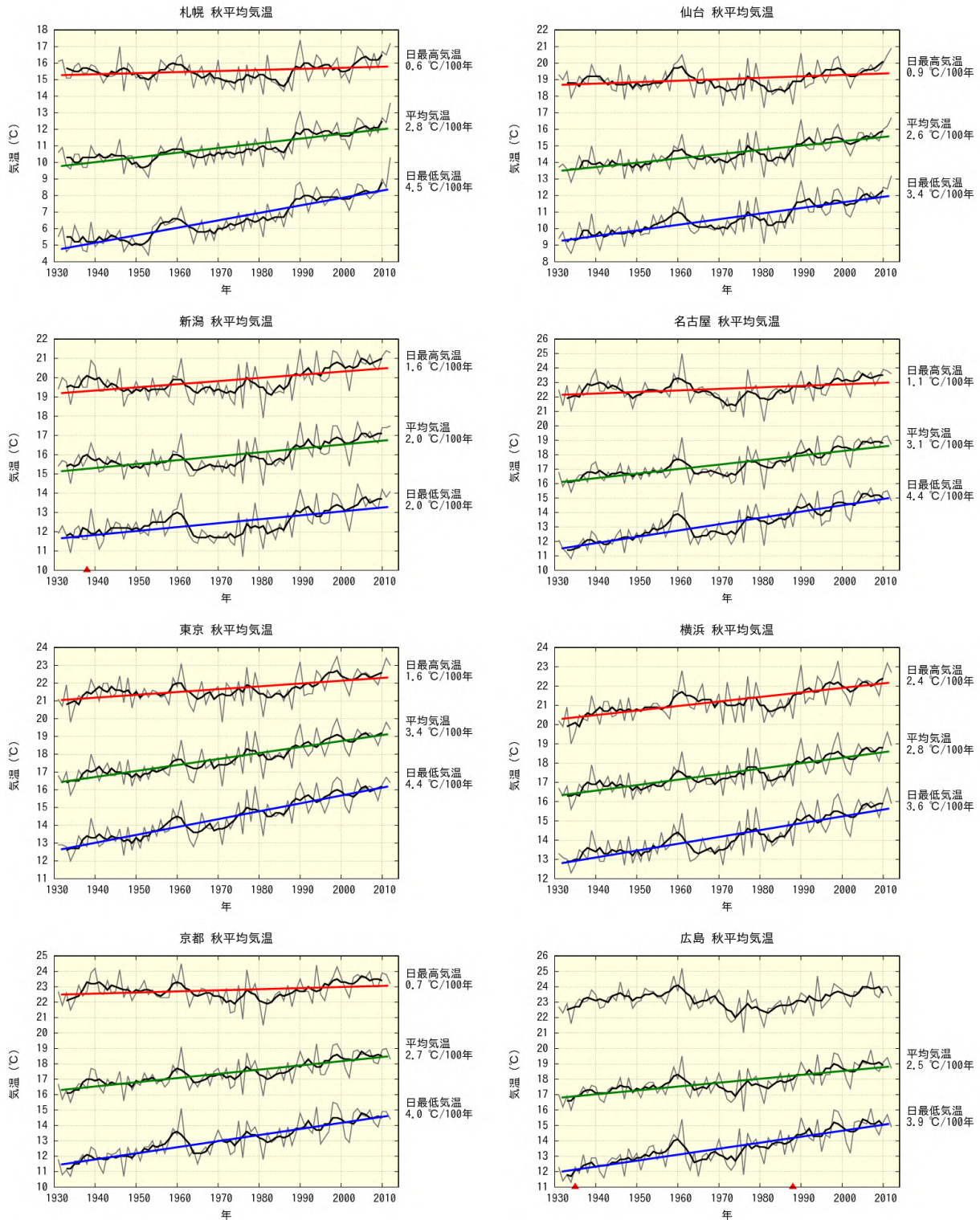


図 A1.4(a) 全国の主要 11 都市における秋(9～11月)平均気温、および日最高気温と日最低気温の秋平均の長期変化傾向。細い折れ線は毎年の値、太い折れ線は 5 年移動平均を示す。ピアソン検定で信頼水準 90%以上の有意な長期変化傾向がある場合は、色を付けた直線で示している。また、庁舎の移転があった官署については、大野ほか(2011)により移転に伴う影響を補正しており、その時期を赤い印で示す。統計期間は 1931 年から 2012 年まで。次頁に続く。

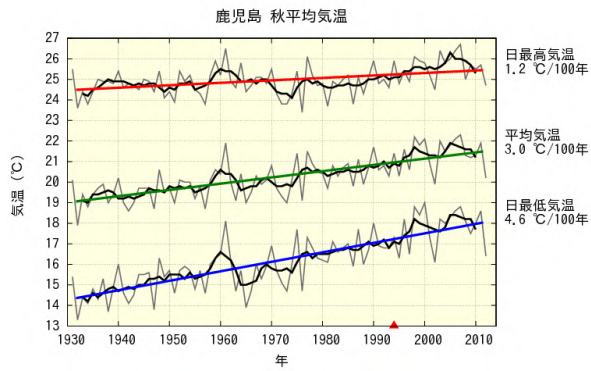
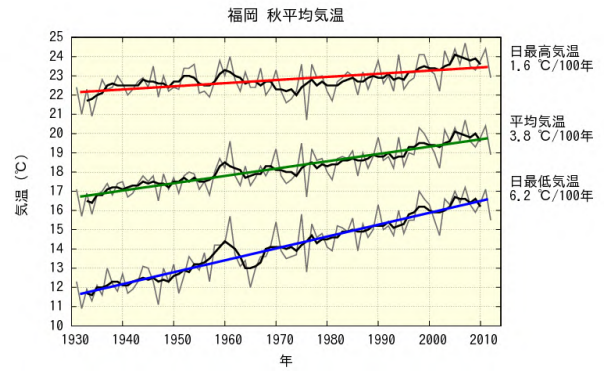
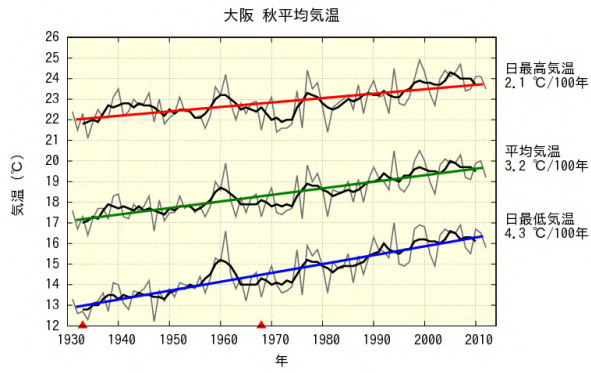


図 A1.4(a) 前頁からの続き。

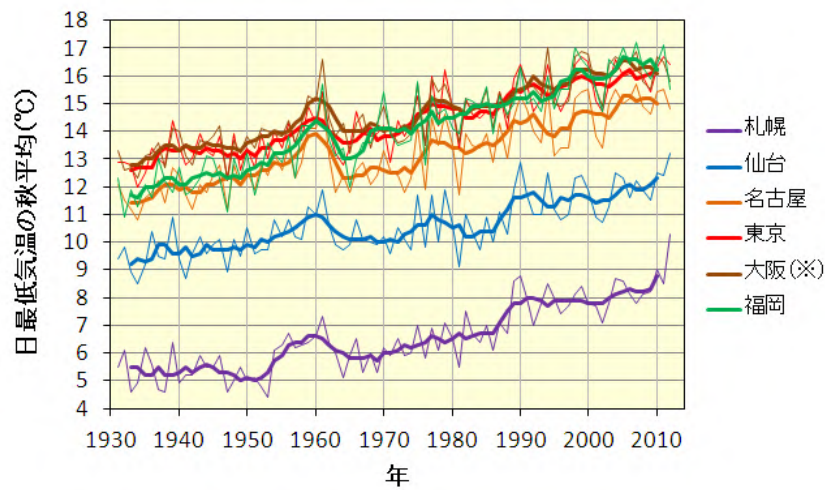
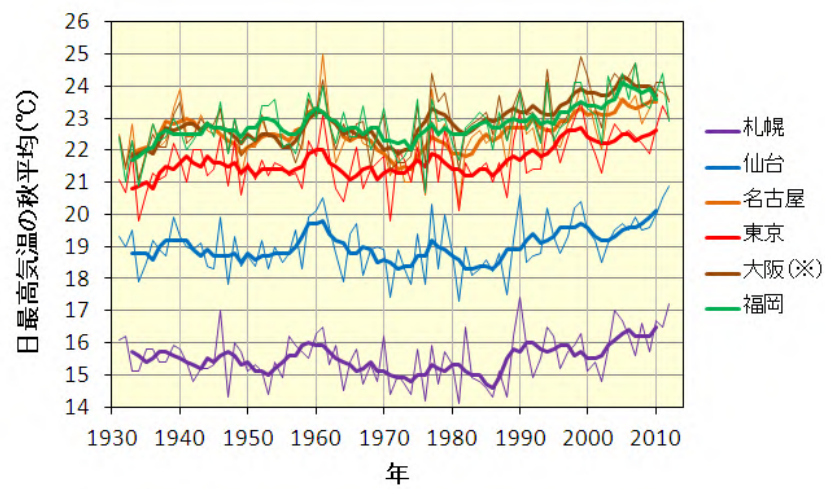
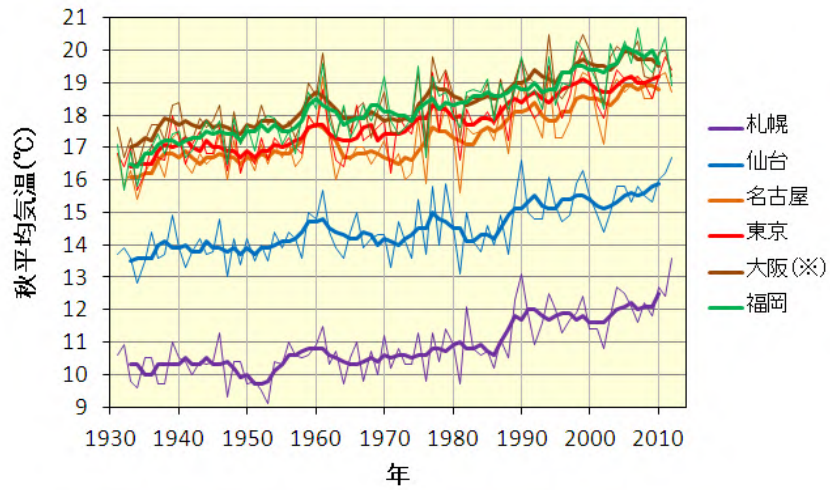


図 A1.4(b) 札幌、仙台、名古屋、東京、大阪、福岡における秋(9~11月)平均気温(上段)、日最高気温(中段)と日最低気温(下段)の夏平均の長期変化傾向の比較。細線は毎年の値、太線は5年移動平均を示す。統計期間は1931年から2012年まで。 を付した地点は、大野ほか(2011)により庁舎の移転の影響を補正している。

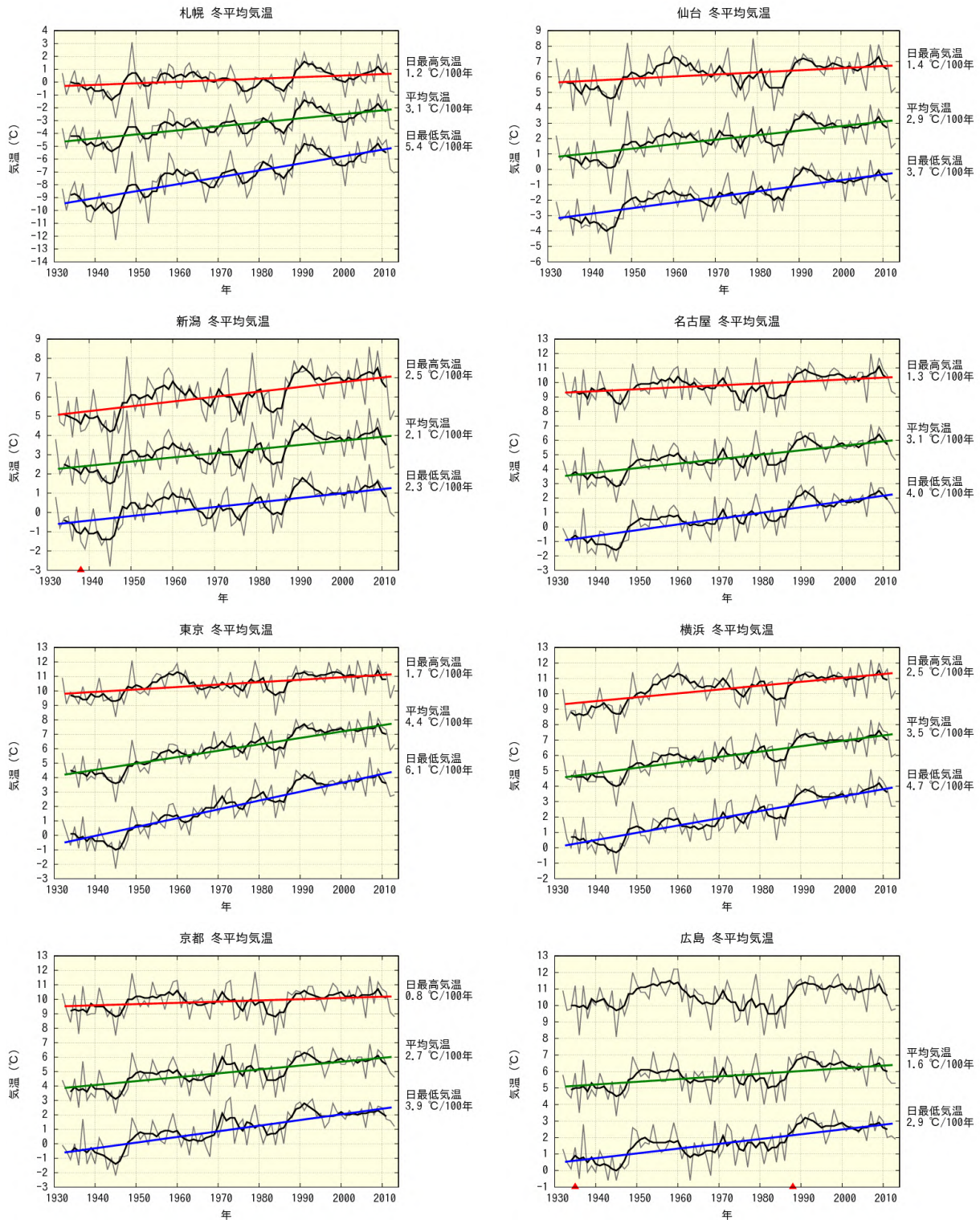


図 A1.5(a) 全国の主要 11 都市における冬(前年 12 月～2 月)平均気温、および日最高気温と日最低気温の冬平均の長期変化傾向。細い折れ線は毎年の値、太い折れ線は 5 年移動平均を示す。ピアソン検定で信頼水準 90%以上の有意な長期変化傾向がある場合は、色を付けた直線で示している。また、庁舎の移転があった官署については、大野ほか(2011)により移転に伴う影響を補正しており、その時期を赤い印で示す。統計期間は 1932 年から 2013 年まで。次頁に続く。

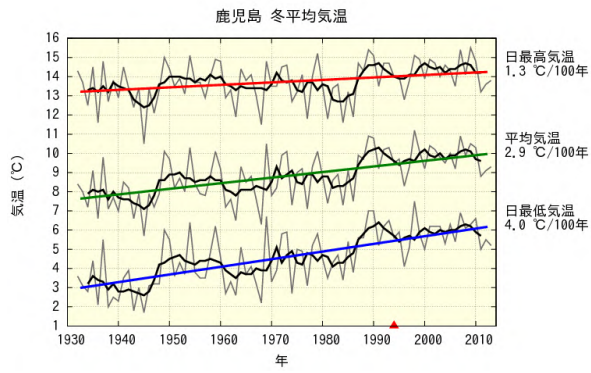
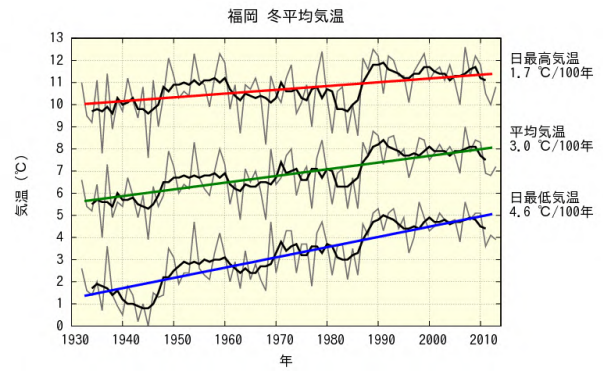
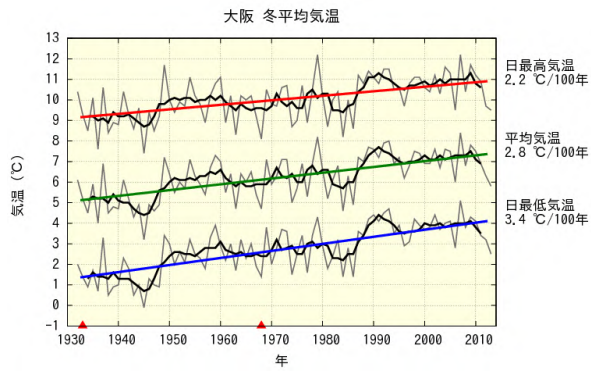


図 A1.5(a) 前頁からの続き。

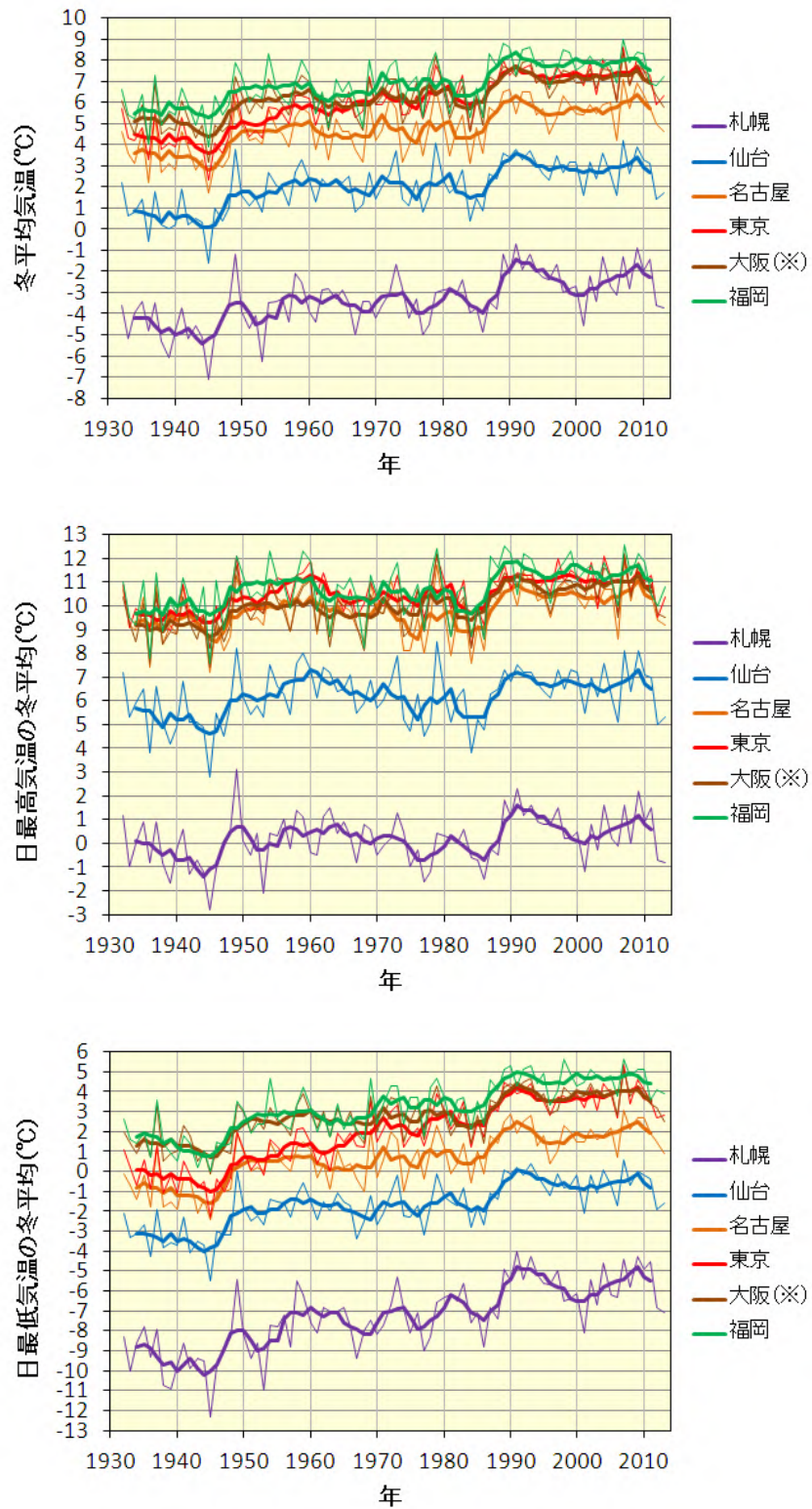


図 A1.5(b) 札幌、仙台、名古屋、東京、大阪、福岡における冬(前年12月～2月)平均気温(上段)、日最高気温(中段)と日最低気温(下段)の夏平均の長期変化傾向の比較。細線は毎年の値、太線は5年移動平均を示す。統計期間は1932年から2013年まで。 を付した地点は、大野ほか(2011)により庁舎の移転の影響を補正している。

【付録2】全国の主要都市における年・季節別の平均相対湿度の長期変化傾向グラフ

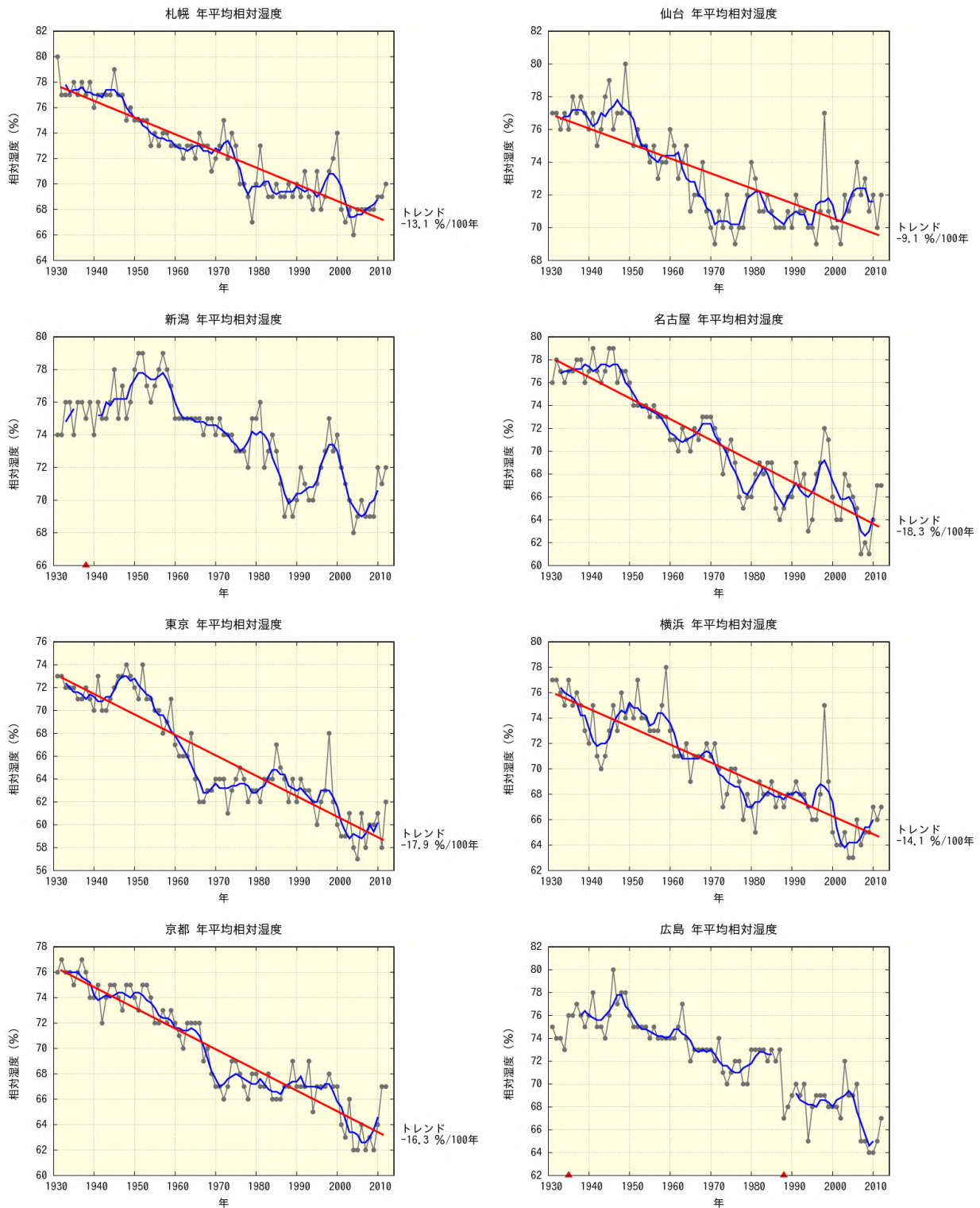


図 A2.1(a) 全国の主要 11 都市における年平均相対湿度の長期変化傾向

黒い折れ線は毎年の値、青い折れ線は 5 年移動平均を示す。統計期間内に庁舎の移転がなく、ピアソン検定で信頼水準 90%以上の有意な長期変化傾向がある場合は、赤い直線で示している。また、庁舎の移転があった官署については、その時期を赤い印で示す。統計期間は 1931 年から 2012 年まで。次頁に続く。

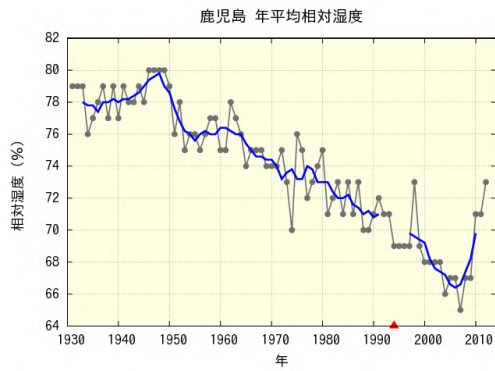
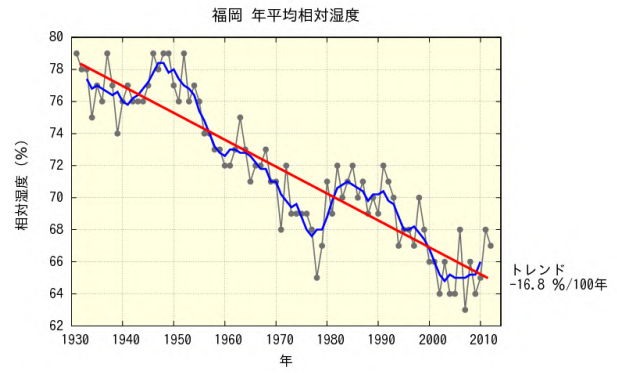
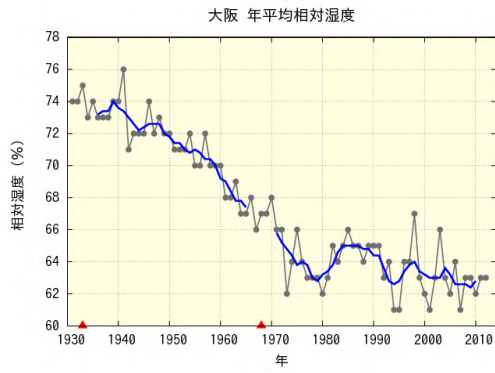


図 A2.1(a) 前頁からの続き。

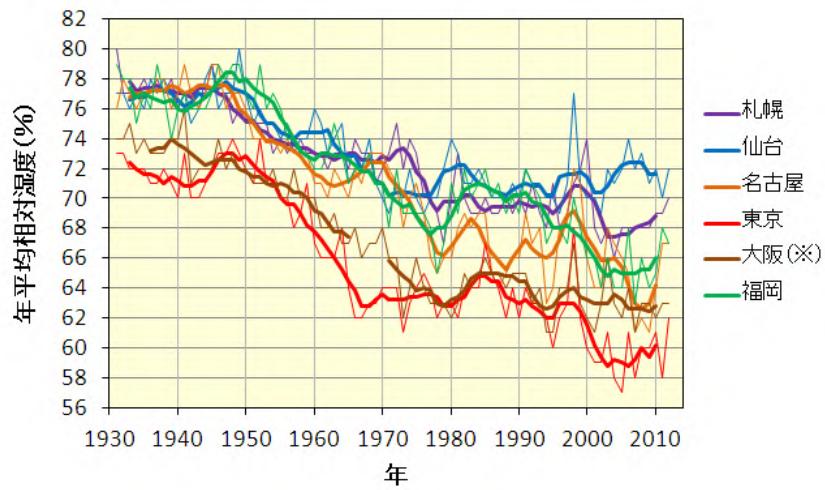


図 A2.1(b) 札幌、仙台、名古屋、東京、大阪、福岡における年平均相対湿度の長期変化傾向の比較。細線は毎年の値、太線は5年移動平均を示す。統計期間は1931年から2012年まで。を付した地点は、庁舎の移転の影響を含む。

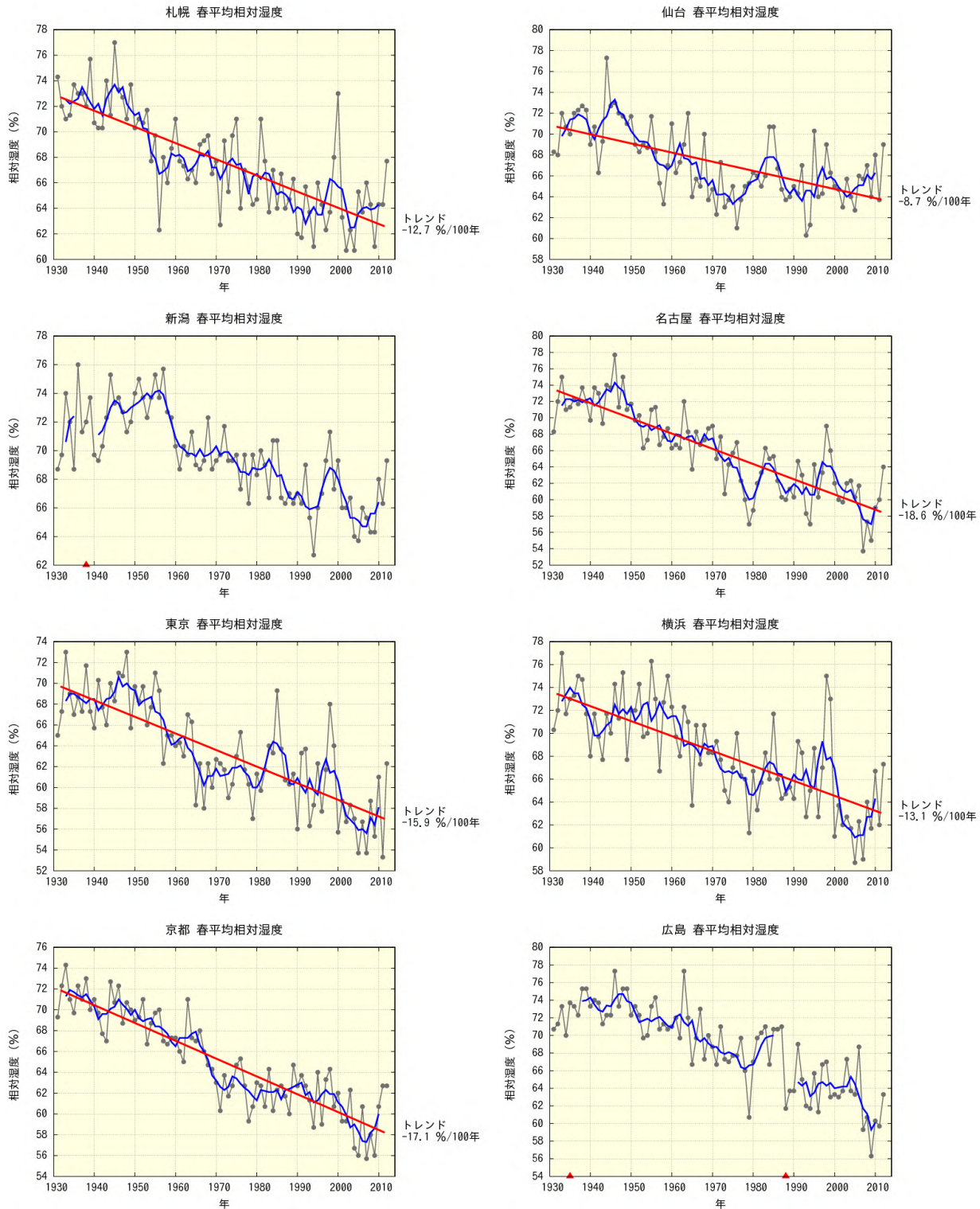


図 A2.2(a) 全国の主要 11 都市における春(3~5月)平均相対湿度の長期変化傾向

黒い折れ線は毎年の値、青い折れ線は 5 年移動平均を示す。統計期間内に庁舎の移転がなく、ピアソン検定で信頼水準 90%以上の有意な長期変化傾向がある場合は、赤い直線で示している。また、庁舎の移転があった官署については、その時期を赤い印で示す。統計期間は 1931 年から 2012 年まで。次頁に続く。

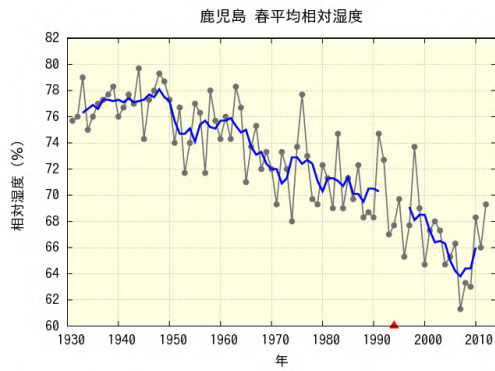
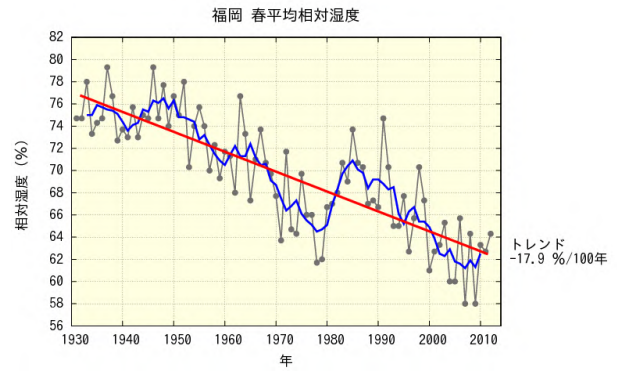
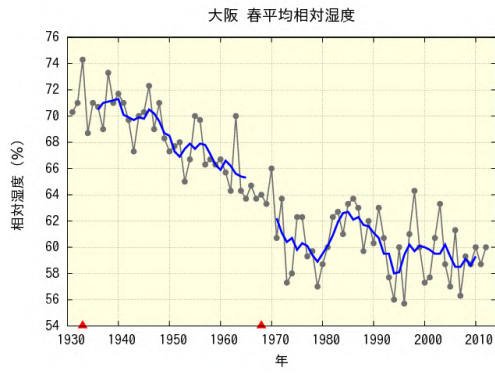


図 A2.2(a) 前頁からの続き。

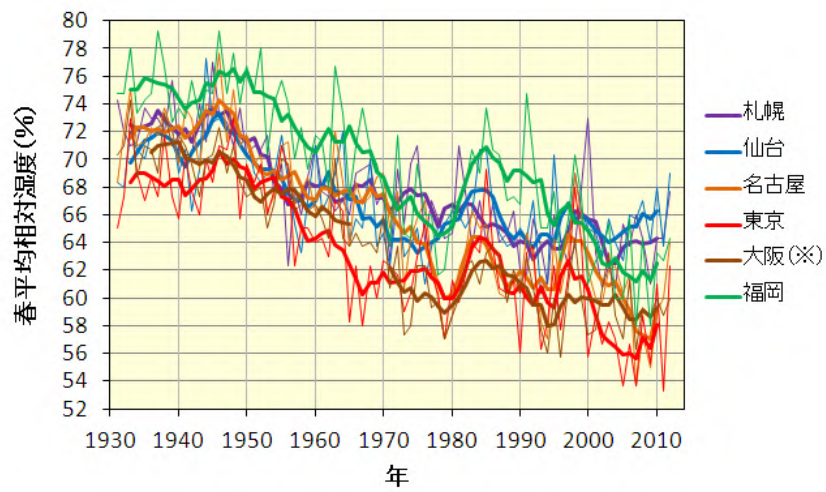


図 A2.2(b) 札幌、仙台、名古屋、東京、大阪、福岡における春(3~5月)平均相対湿度の長期変化傾向の比較。細線は毎年の値、太線は5年移動平均を示す。統計期間は1931年から2012年まで。 を付した地点は、庁舎の移転の影響を含む。

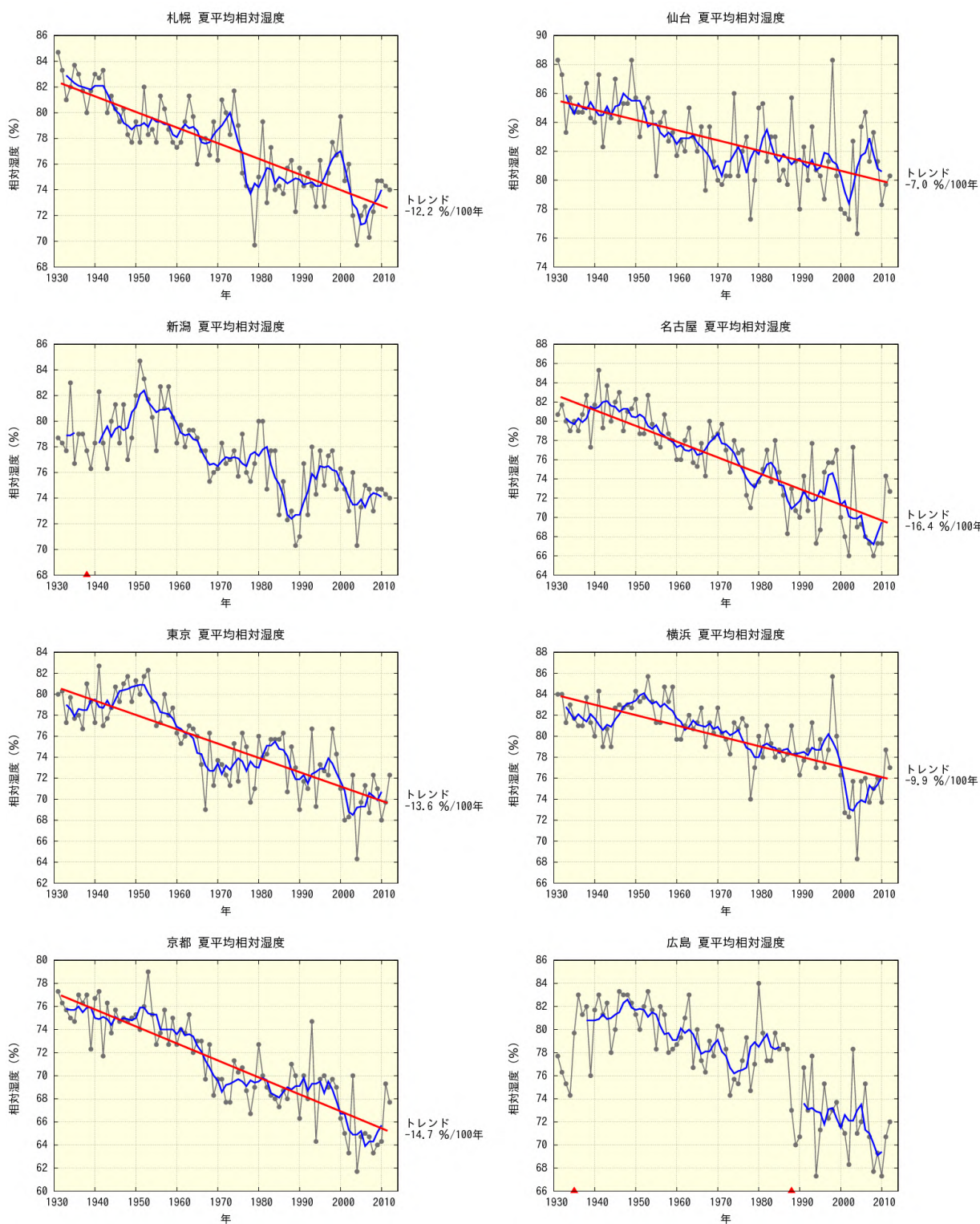


図 A2.3(a) 全国の主要 11 都市における夏(6~8月)平均相対湿度の長期変化傾向

黒い折れ線は毎年の値、青い折れ線は 5 年移動平均を示す。統計期間内に庁舎の移転がなく、ピアソン検定で信頼水準 90%以上の有意な長期変化傾向がある場合は、赤い直線で示している。また、庁舎の移転があった官署については、その時期を赤い印で示す。統計期間は 1931 年から 2012 年まで。次頁に続く。

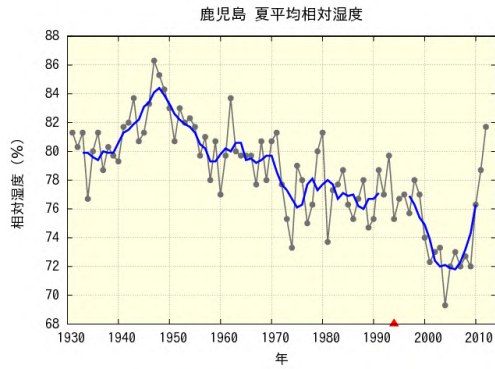
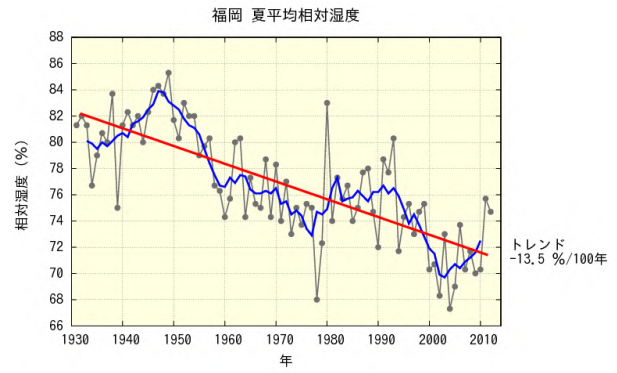
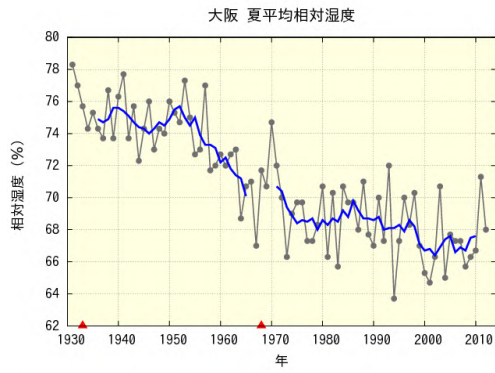


図 A2.3(a) 前頁からの続き。

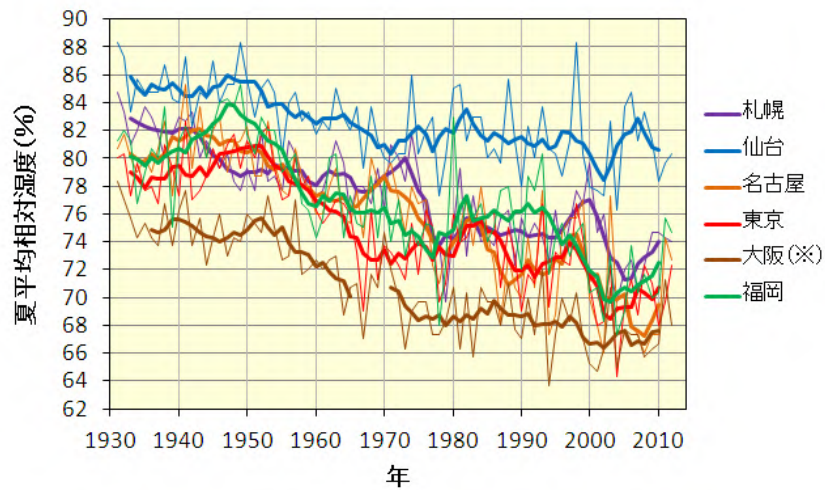


図 A2.3(b) 札幌、仙台、名古屋、東京、大阪、福岡における夏(6~8月)平均相対湿度の長期変化傾向の比較。細線は毎年の値、太線は5年移動平均を示す。統計期間は1931年から2012年まで。 を付した地点は、庁舎の移転の影響を含む。

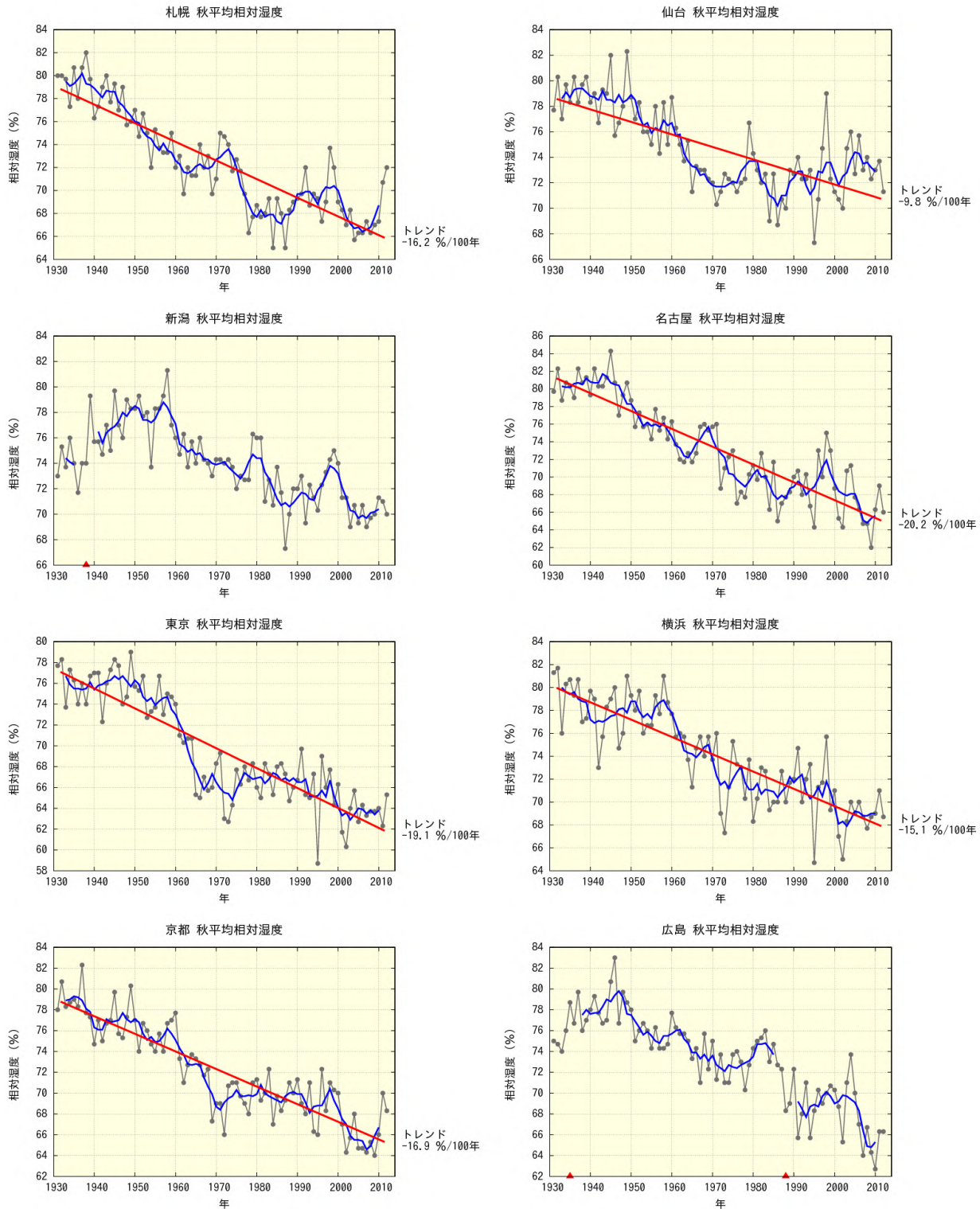


図 A2.4(a) 全国の主要 11 都市における秋(9～11月)平均相対湿度の長期変化傾向

黒い折れ線は毎年の値、青い折れ線は 5 年移動平均を示す。統計期間内に庁舎の移転がなく、ピアソン検定で信頼水準 90%以上の有意な長期変化傾向がある場合は、赤い直線で示している。また、庁舎の移転があった官署については、その時期を赤い印で示す。統計期間は 1931 年から 2012 年まで。次頁に続く。

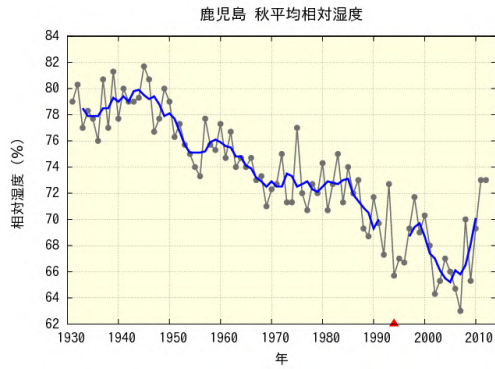
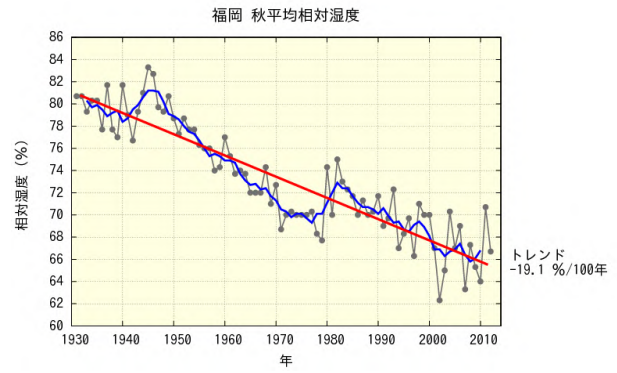
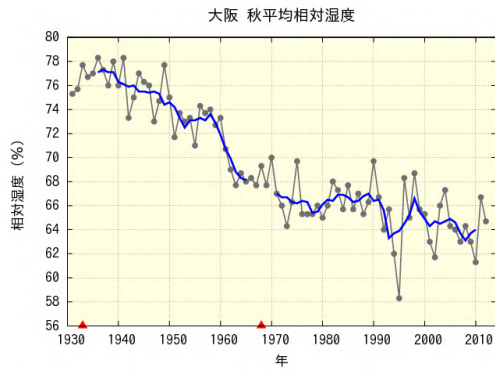


図 A2.4(a) 前頁からの続き。

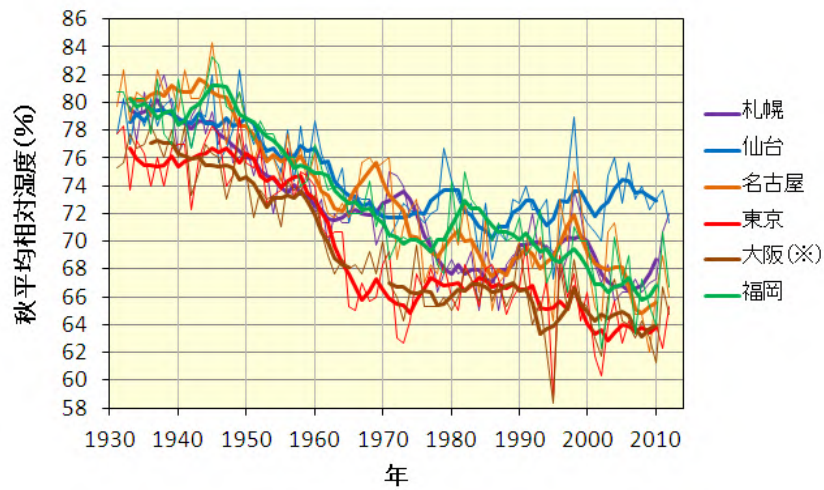


図 A2.4(b) 札幌、仙台、名古屋、東京、大阪、福岡における秋(9~11月)平均相対湿度の長期変化傾向の比較。細線は毎年の値、太線は5年移動平均を示す。統計期間は1931年から2012年まで。 を付した地点は、庁舎の移転の影響を含む。

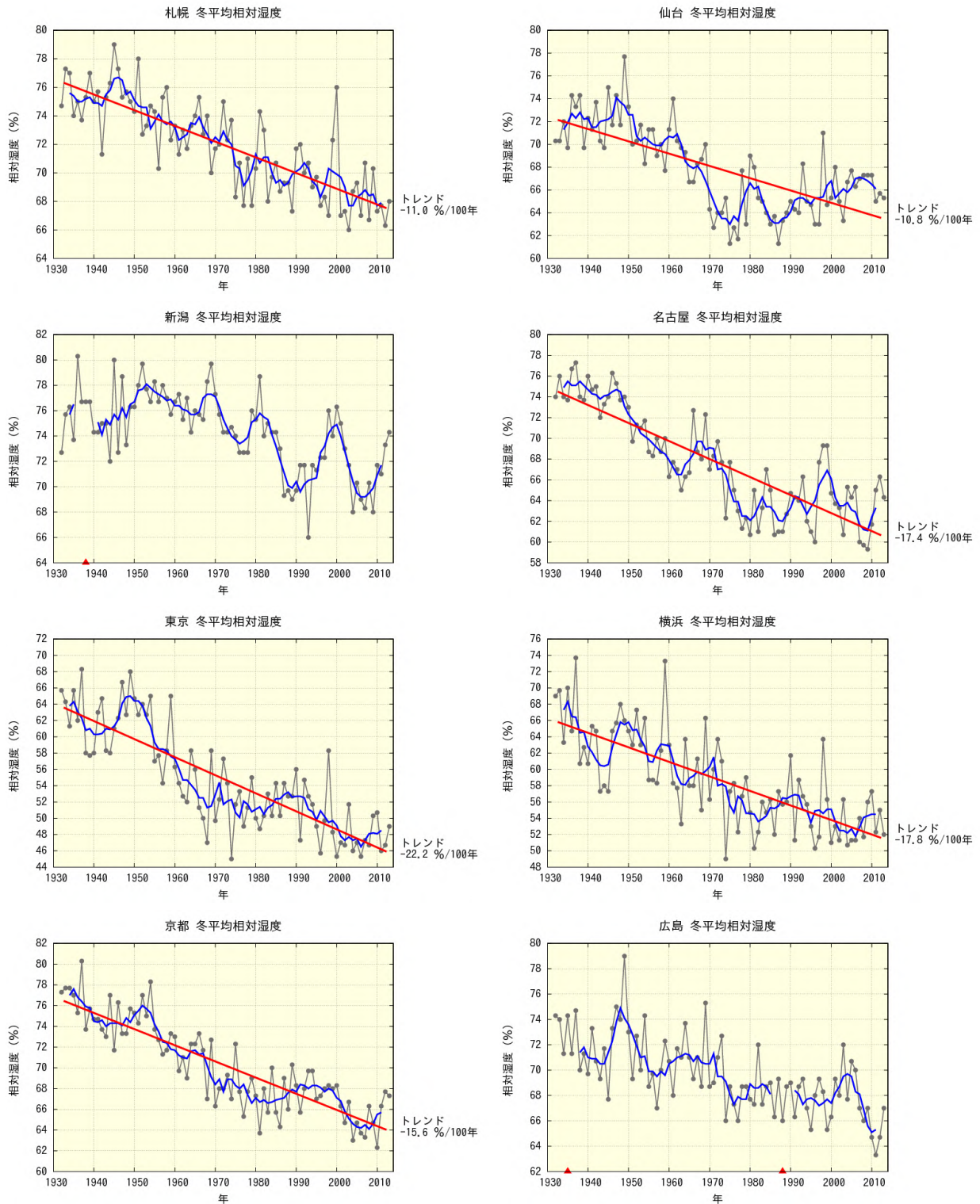


図 A2.5(a) 全国の主要 11 都市における冬(前年 12~2 月)平均相対湿度の長期変化傾向

黒い折れ線は毎年の値、青い折れ線は 5 年移動平均を示す。統計期間内に庁舎の移転がなく、ピアソン検定で信頼水準 90%以上の有意な長期変化傾向がある場合は、赤い直線で示している。また、庁舎の移転があった官署については、その時期を赤い印で示す。統計期間は 1932 年から 2013 年まで。次頁に続く。

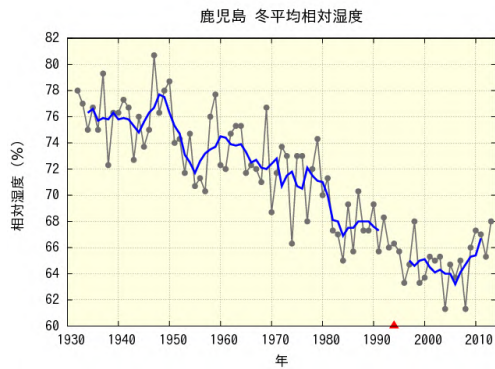
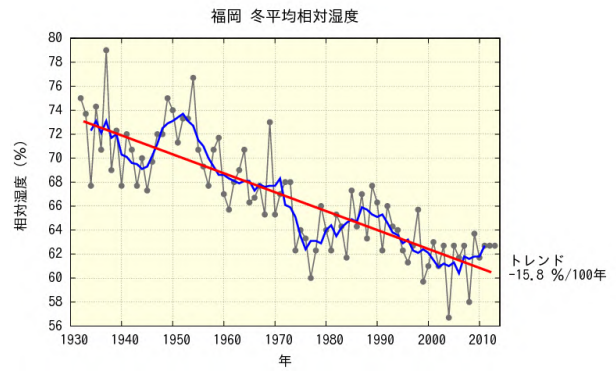
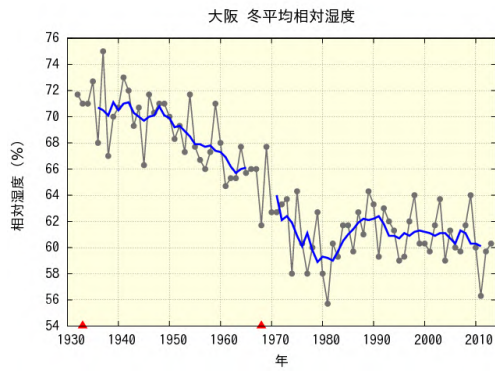


図 A2.5(a) 前頁からの続き。

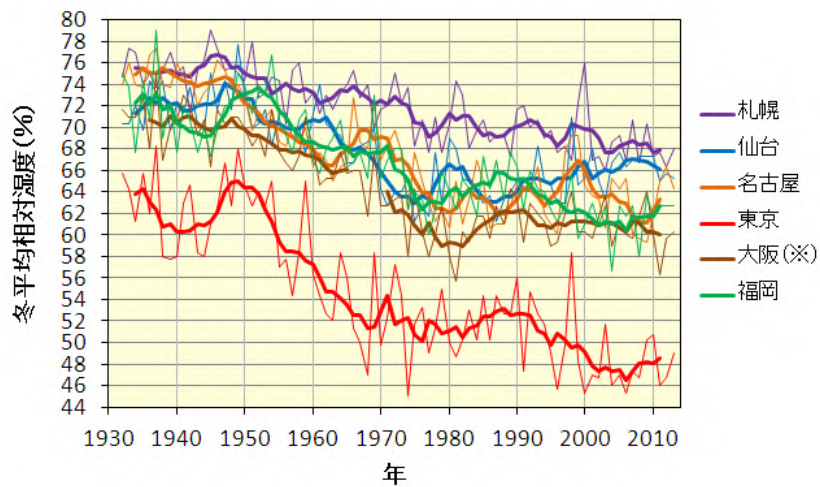


図 A2.5(b) 札幌、仙台、名古屋、東京、大阪、福岡における冬(前年 12～3 月)平均相対湿度の長期変化傾向の比較。細線は毎年の値、太線は 5 年移動平均を示す。統計期間は 1932 年から 2013 年まで。 を付した地点は、庁舎の移転の影響を含む。

【付録3】全国の主要都市における年・季節別の平均水蒸気圧の長期変化傾向グラフ

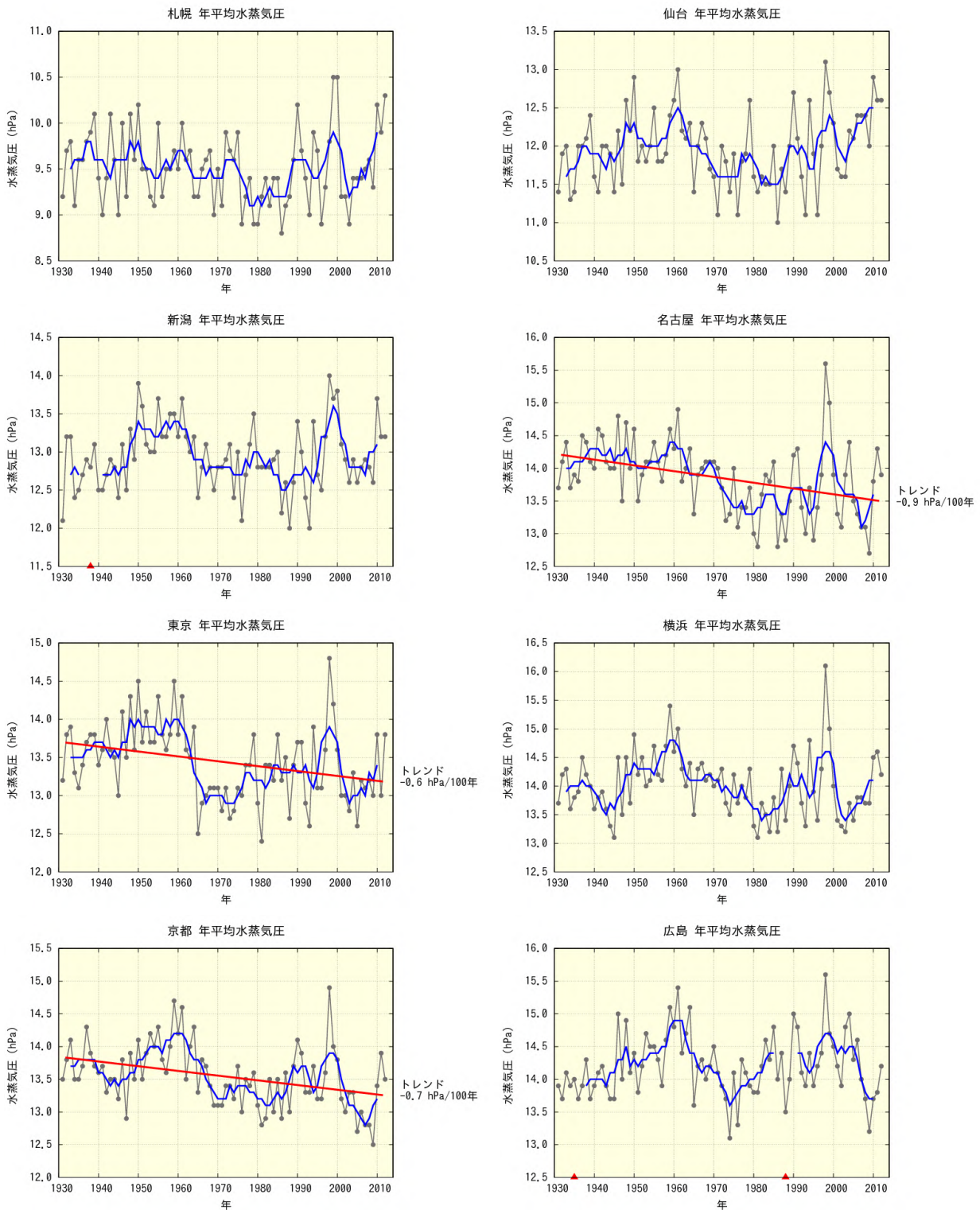


図 A3.1(a) 全国の主要 11 都市における年平均水蒸気圧の長期変化傾向

黒い折れ線は毎年の値、青い折れ線は 5 年移動平均を示す。統計期間内に庁舎の移転がなく、ピアソン検定で信頼水準 90%以上の有意な長期変化傾向がある場合は、赤い直線で示している。また、庁舎の移転があった官署については、その時期を赤い印で示す。統計期間は 1931 年から 2012 年まで。次頁に続く。

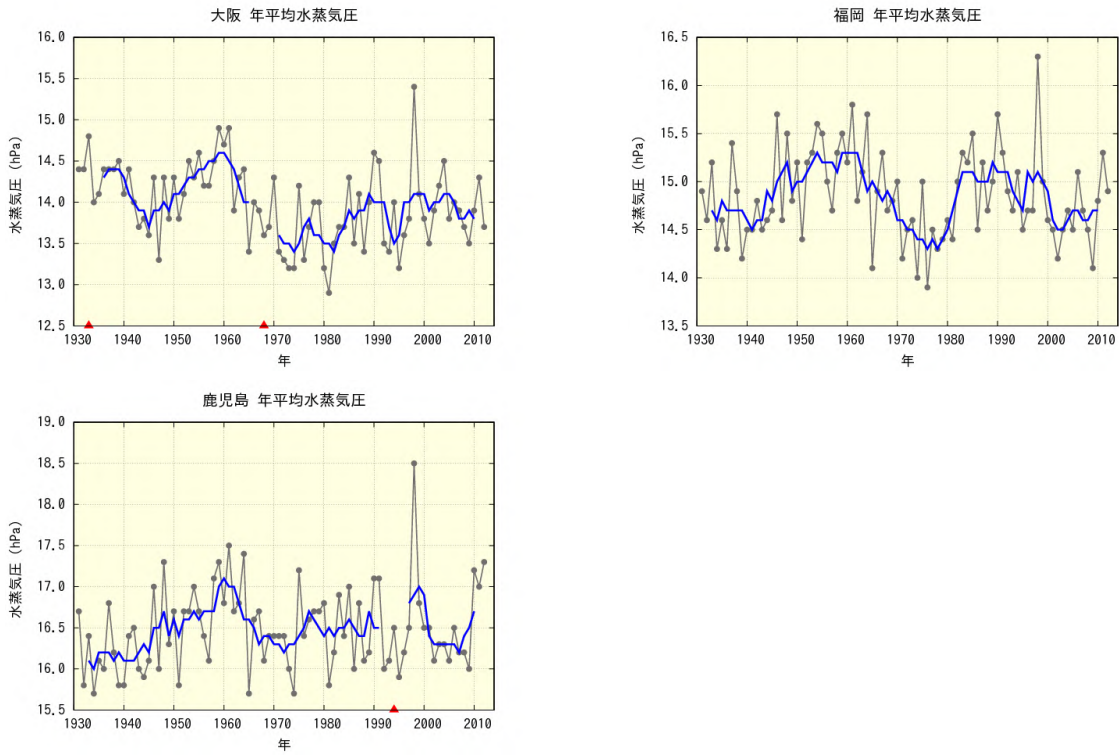


図 A3.1(a) 前頁からの続き。

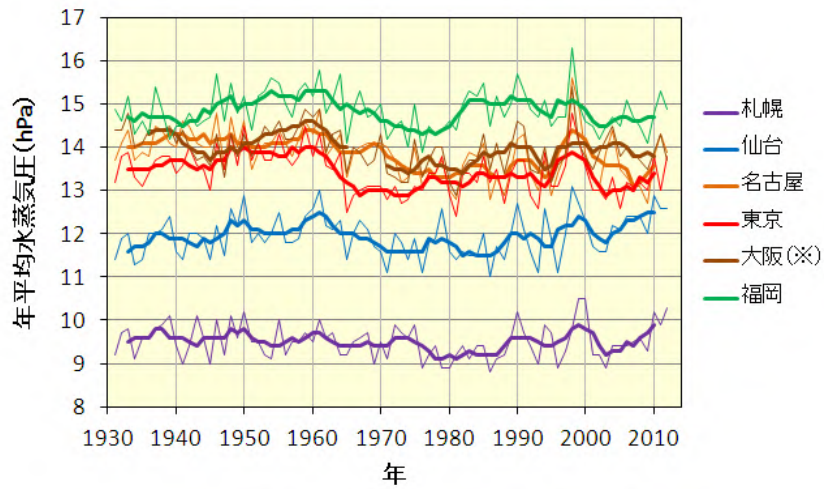


図 A3.1(b) 札幌、仙台、名古屋、東京、大阪、福岡における年平均水蒸気圧の長期変化傾向の比較。細線は毎年の値、太線は5年移動平均を示す。統計期間は1931年から2012年まで。を付した地点は、庁舎の移転の影響を含む。

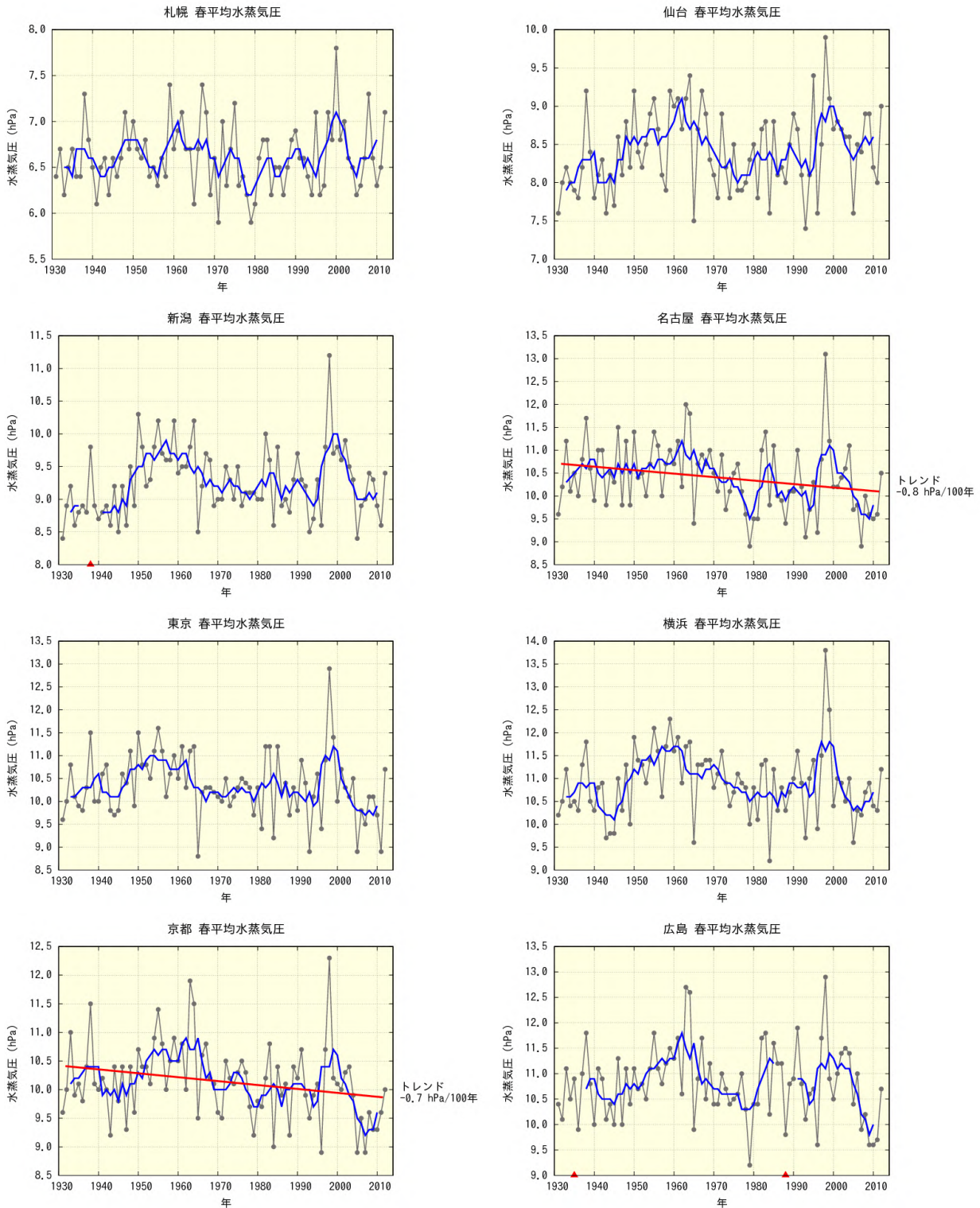


図 A3.2(a) 全国の主要 11 都市における春(3~5 月)平均水蒸気圧の長期変化傾向

黒い折れ線は毎年の値、青い折れ線は 5 年移動平均を示す。統計期間内に庁舎の移転がなく、ピアソン検定で信頼水準 90%以上の有意な長期変化傾向がある場合は、赤い直線で示している。また、庁舎の移転があった官署については、その時期を赤い印で示す。統計期間は 1931 年から 2012 年まで。次頁に続く。

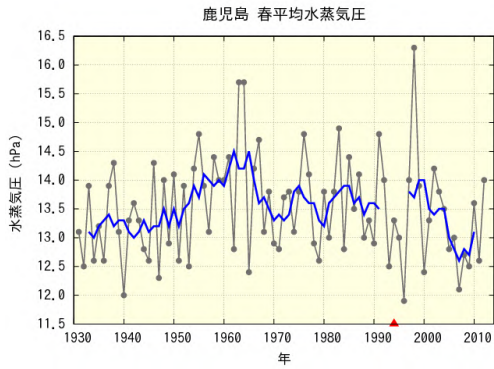
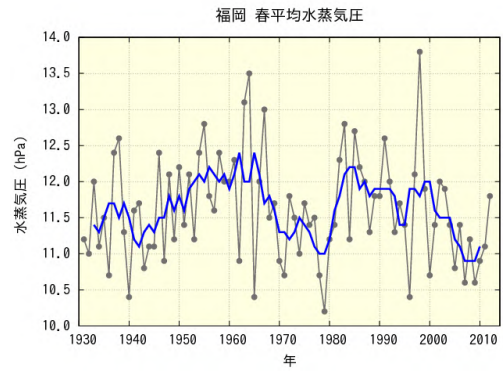
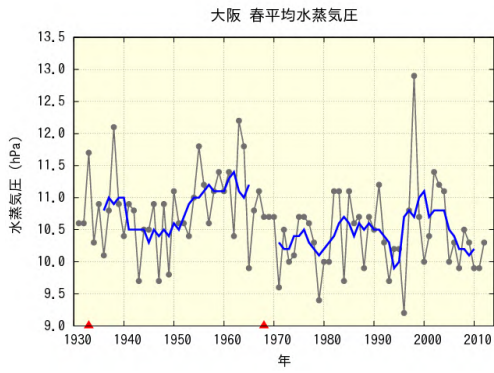


図 A3.2(a) 前頁からの続き。

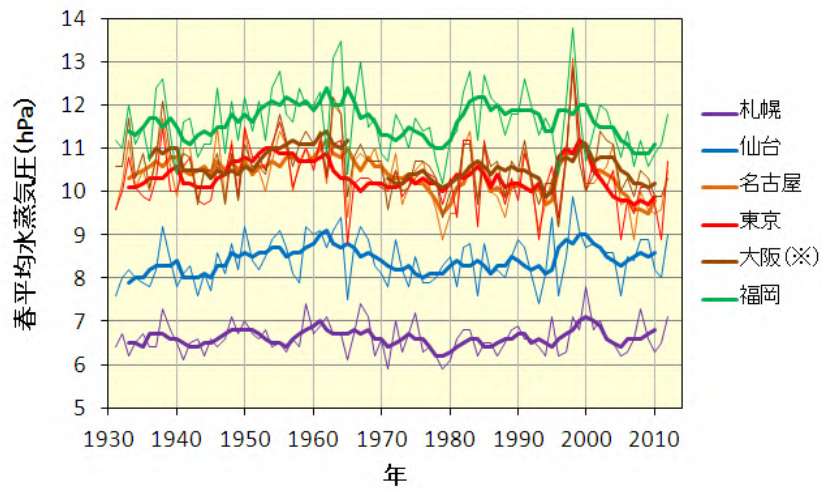


図 A3.2(b) 札幌、仙台、名古屋、東京、大阪、福岡における春(3~5月)平均水蒸気圧の長期変化傾向の比較。細線は毎年の値、太線は5年移動平均を示す。統計期間は1931年から2012年まで。 を付した地点は、庁舎の移転の影響を含む。

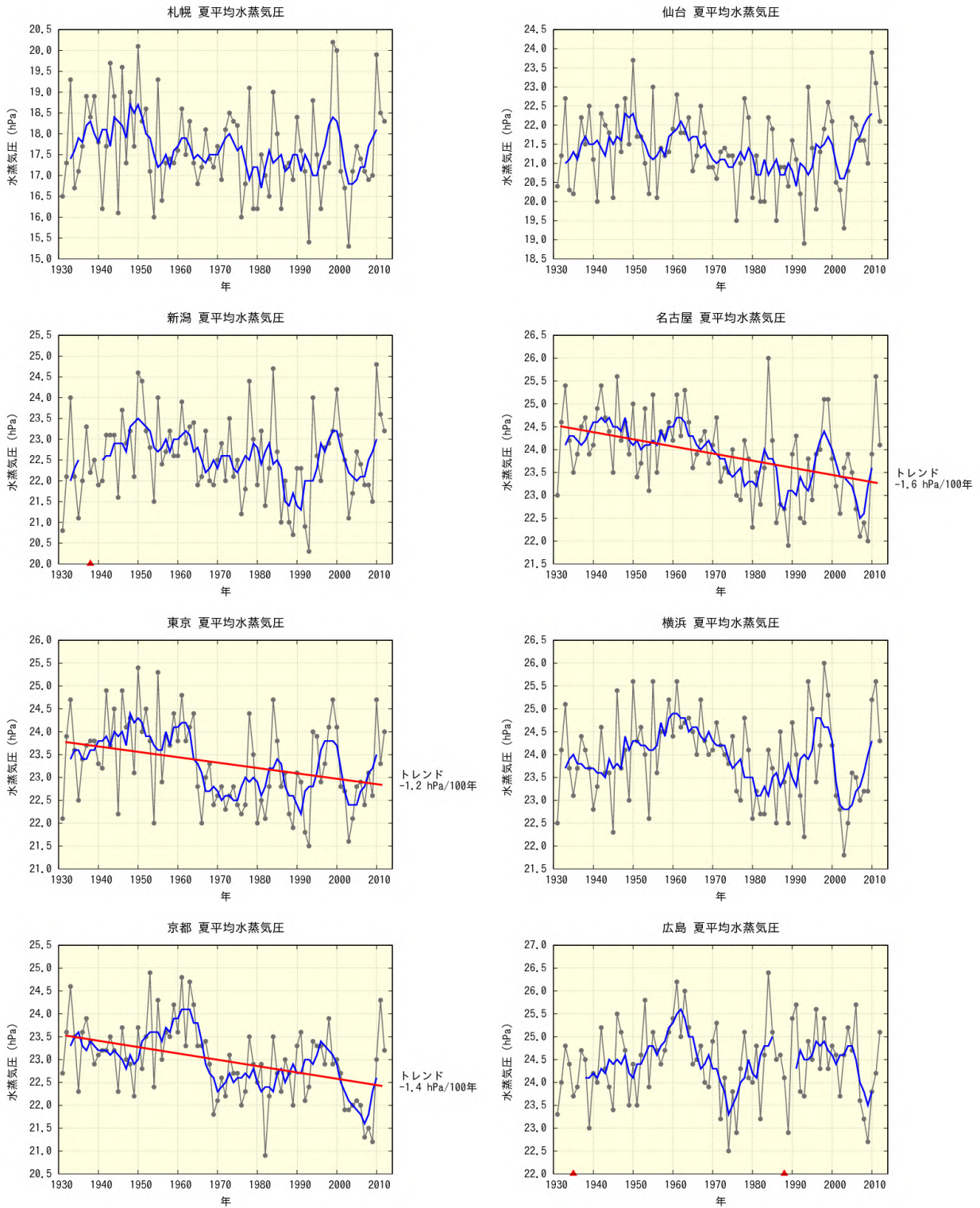


図 A3.3(a) 全国の主要 11 都市における夏(6~8月)平均水蒸気圧の長期変化傾向

黒い折れ線は毎年の値、青い折れ線は 5 年移動平均を示す。統計期間内に庁舎の移転がなく、ピアソン検定で信頼水準 90%以上の有意な長期変化傾向がある場合は、赤い直線で示している。また、庁舎の移転があった官署については、その時期を赤い印で示す。統計期間は 1931 年から 2012 年まで。次頁に続く。

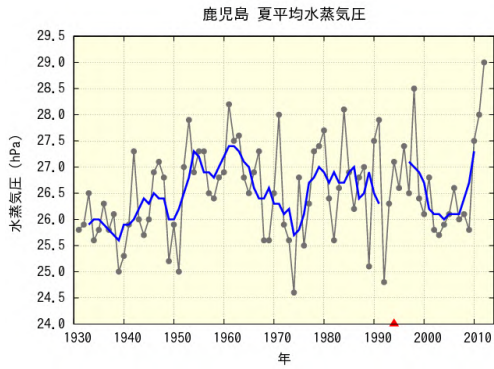
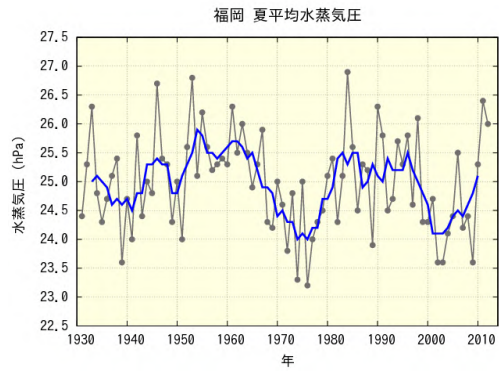
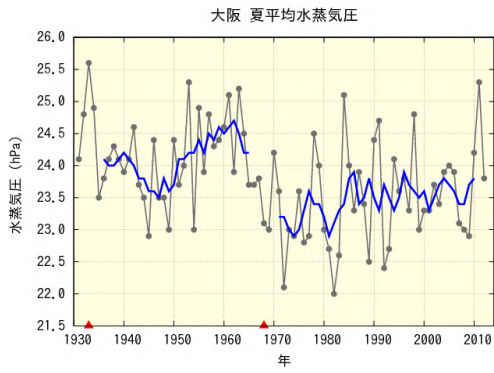


図 A3.3(a) 前頁からの続き。

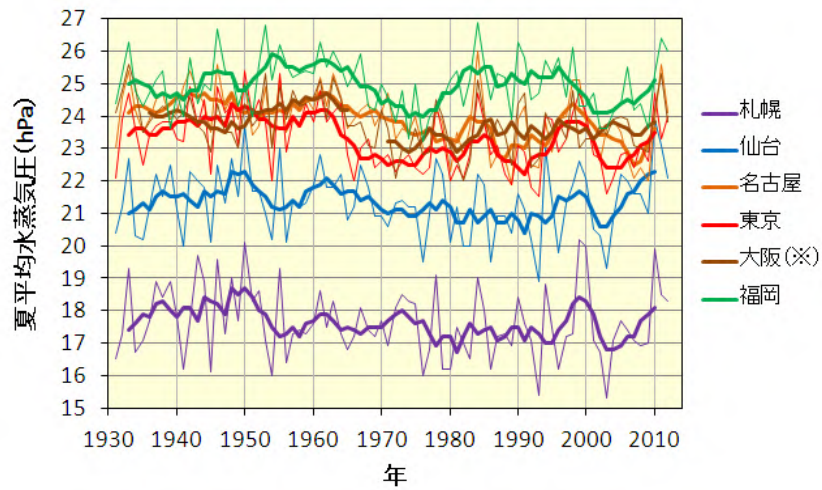


図 A3.3(b) 札幌、仙台、名古屋、東京、大阪、福岡における夏(6~8月)平均水蒸気圧の長期変化傾向の比較。細線は毎年の値、太線は5年移動平均を示す。統計期間は1931年から2012年まで。 を付した地点は、庁舎の移転の影響を含む。

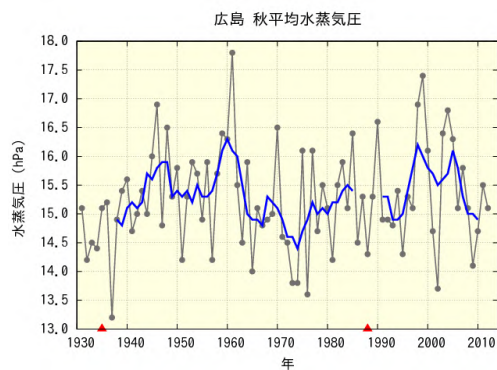
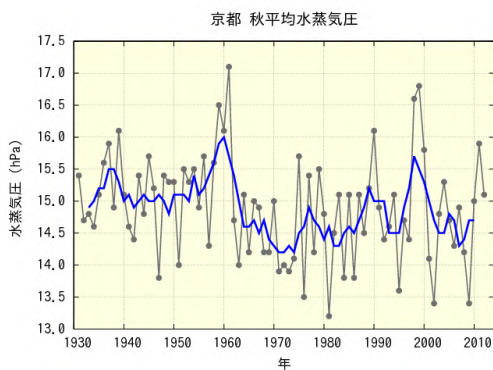
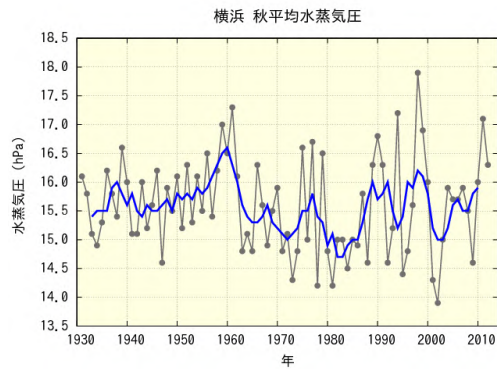
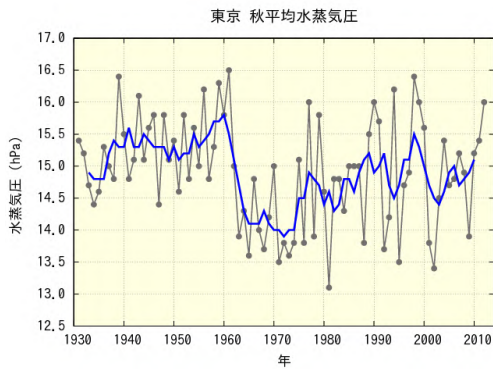
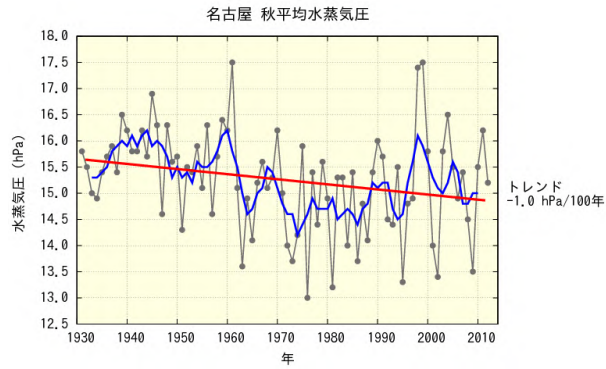
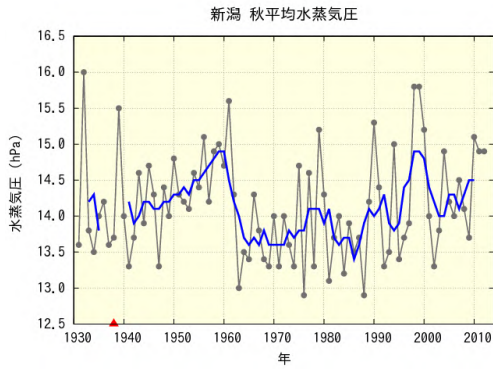
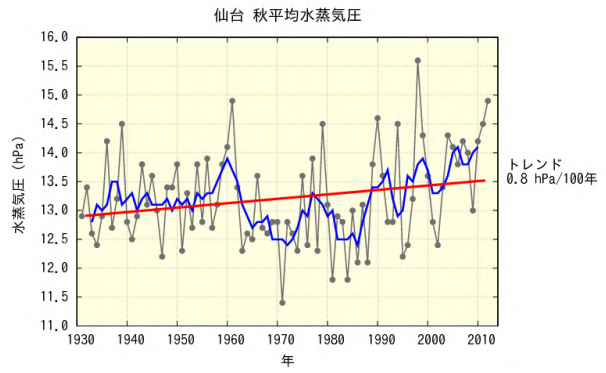
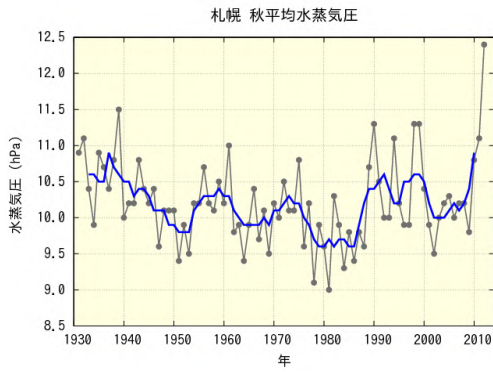


図 A3.4(a) 全国の主要 11 都市における秋(9～11月)平均水蒸気圧の長期変化傾向

黒い折れ線は毎年の値、青い折れ線は 5 年移動平均を示す。統計期間内に庁舎の移転がなく、ピアソン検定で信頼水準 90%以上の有意な長期変化傾向がある場合は、赤い直線で示している。また、庁舎の移転があった官署については、その時期を赤い印で示す。統計期間は 1931 年から 2012 年まで。次頁に続く。

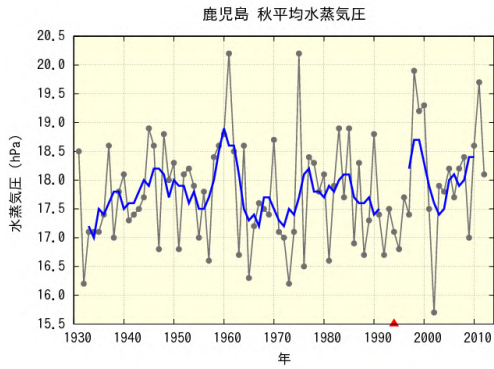
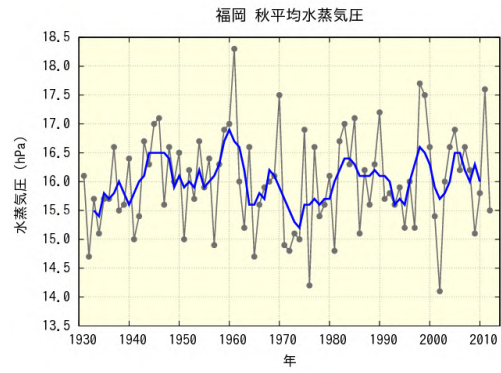
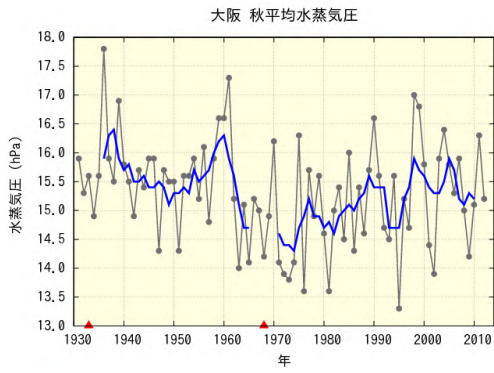


図 A3.4(a) 前頁からの続き。

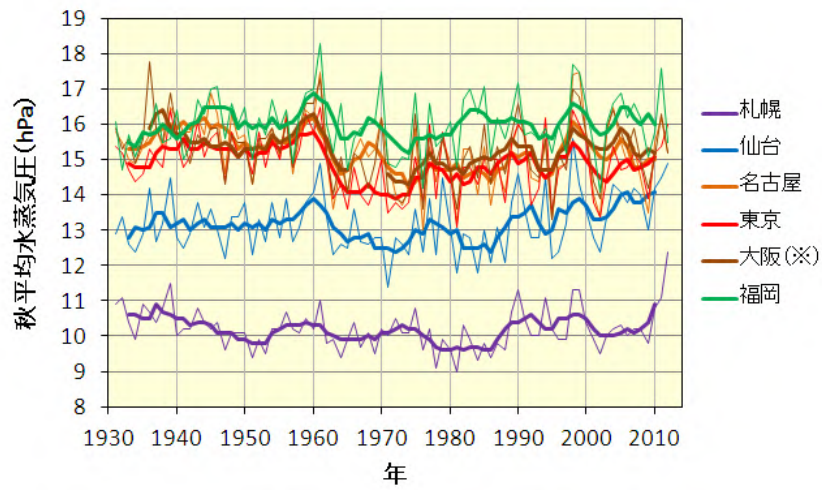


図 A3.4(b) 札幌、仙台、名古屋、東京、大阪、福岡における秋(9~11月)平均水蒸気圧の長期変化傾向の比較。細線は毎年の値、太線は5年移動平均を示す。統計期間は1931年から2012年まで。 を付した地点は、庁舎の移転の影響を含む。

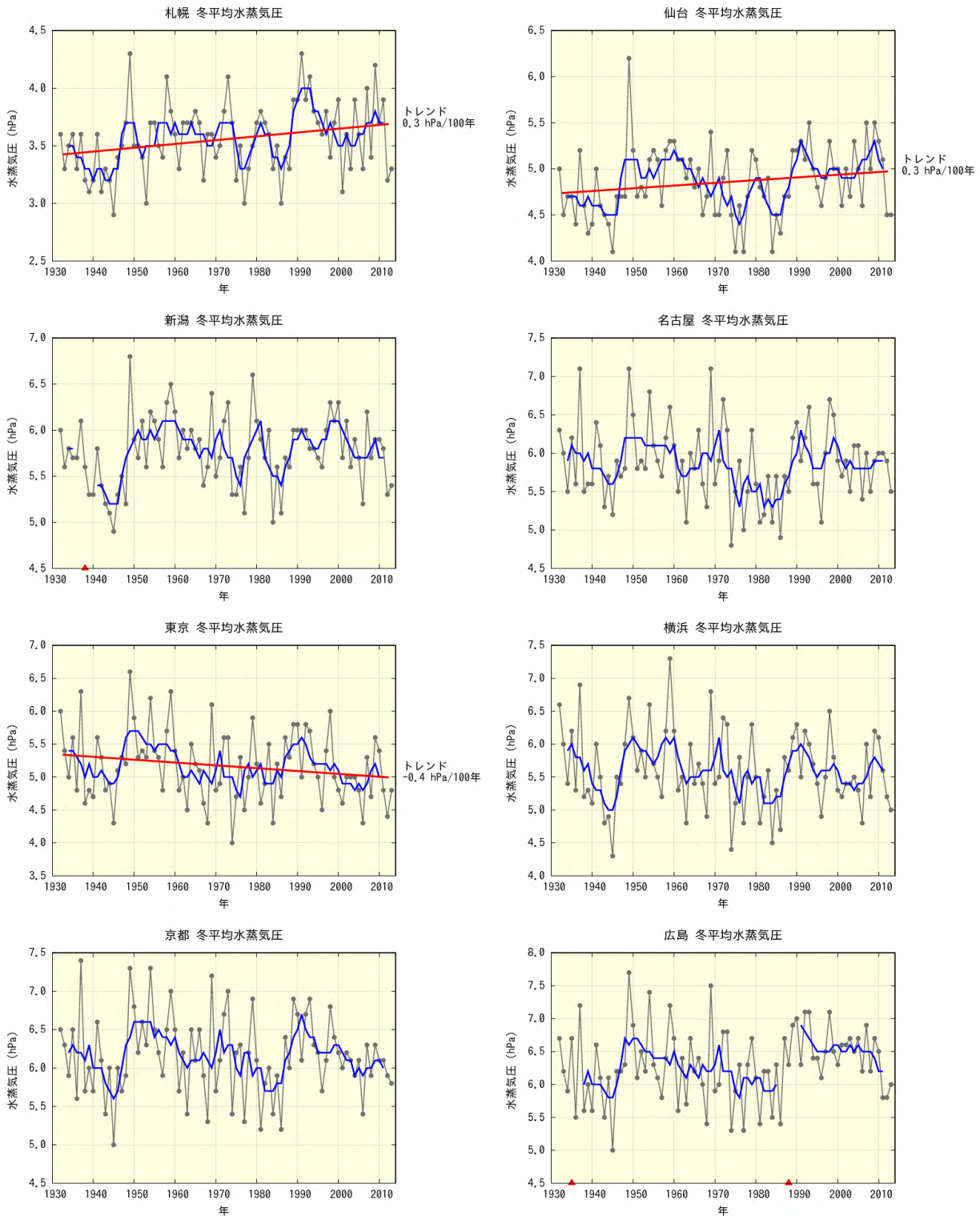


図 A3.5(a) 全国の主要 11 都市における冬(前年 12 月～2 月)平均水蒸気圧の長期変化傾向

黒い折れ線は毎年の値、青い折れ線は 5 年移動平均を示す。統計期間内に庁舎の移転がなく、ピアソン検定で信頼水準 90%以上の有意な長期変化傾向がある場合は、赤い直線で示している。また、庁舎の移転があった官署については、その時期を赤い印で示す。統計期間は 1932 年から 2013 年まで。次頁に続く。

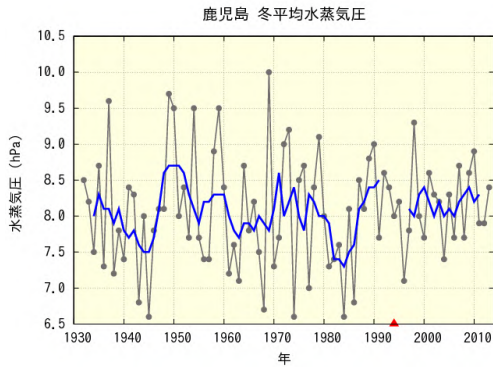
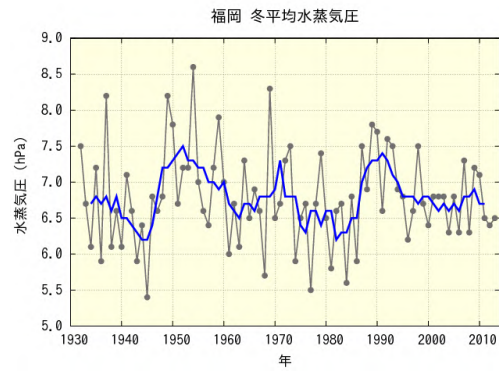
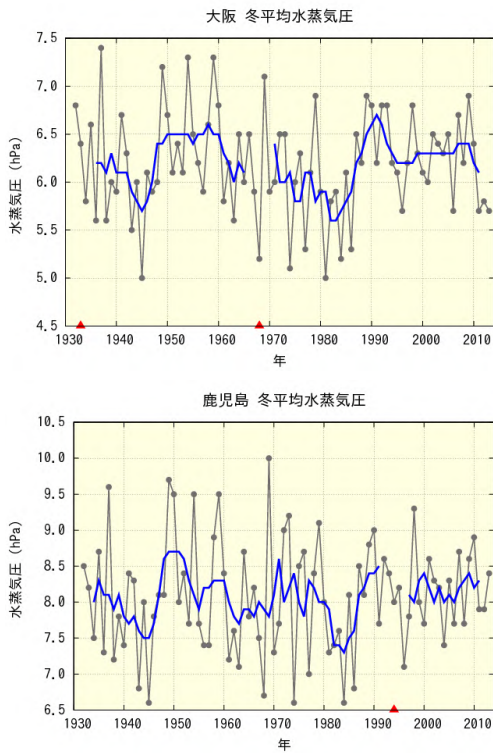


図 A3.5(a) 前頁からの続き。

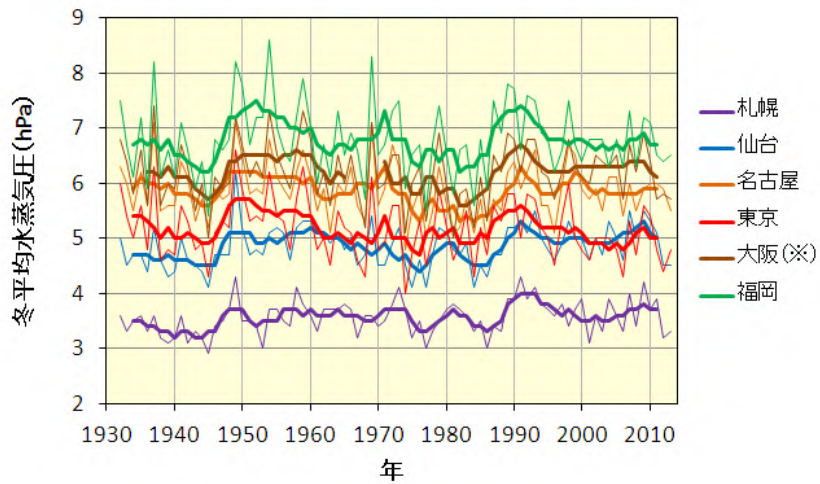


図 A3.5(b) 札幌、仙台、名古屋、東京、大阪、福岡における冬(前年 12~2 月)平均水蒸気圧の長期変化傾向の比較。細線は毎年の値、太線は 5 年移動平均を示す。統計期間は 1932 年から 2013 年まで。 を付した地点は、庁舎の移転の影響を含む。

【付録4】全国の主要都市における年・季節別の降水量の長期変化傾向グラフ

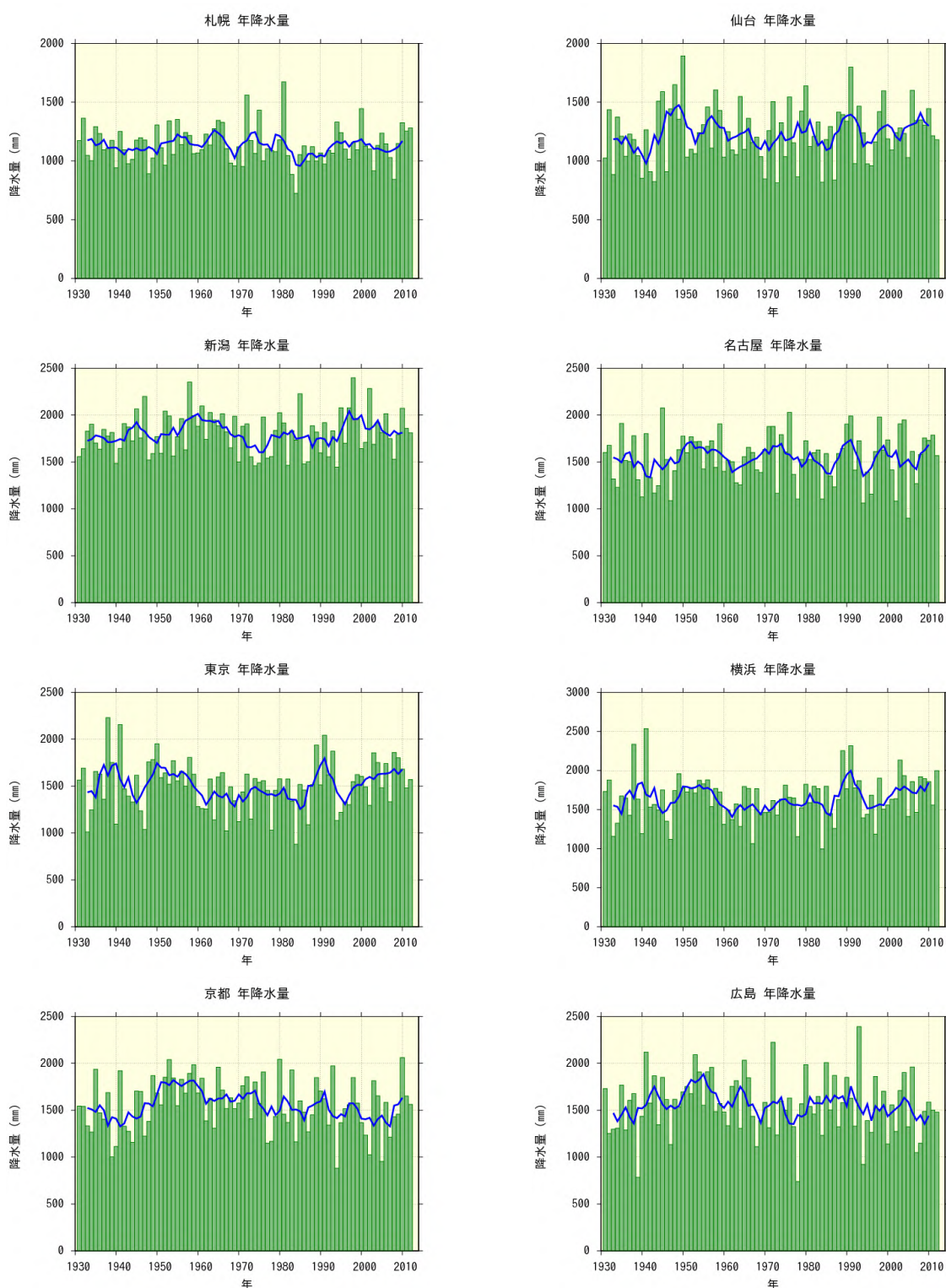


図 A4.1(a) 全国の主要 11 都市における年降水量の長期変化傾向

緑の棒グラフは毎年の値、青い折れ線は 5 年移動平均を示す。統計期間内に庁舎の移転がなく、ケンドール検定で信頼水準 90%以上の有意な長期変化傾向がある場合は、赤い直線で示している。また、庁舎の移転があった官署については、その時期を赤い印で示す。統計期間は 1931 年から 2012 年まで。次頁に続く。

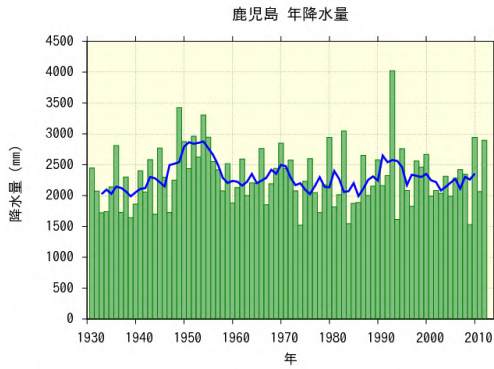
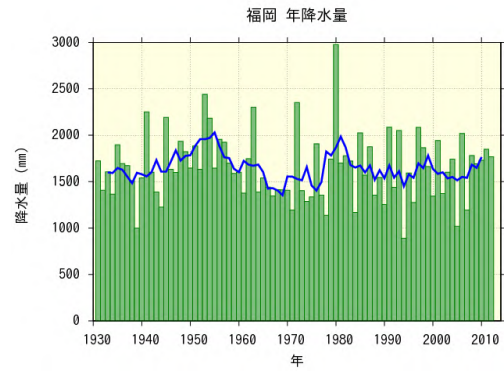
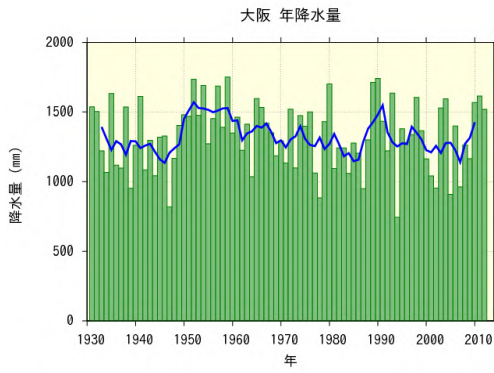


図 A4.1(a) 前頁からの続き。

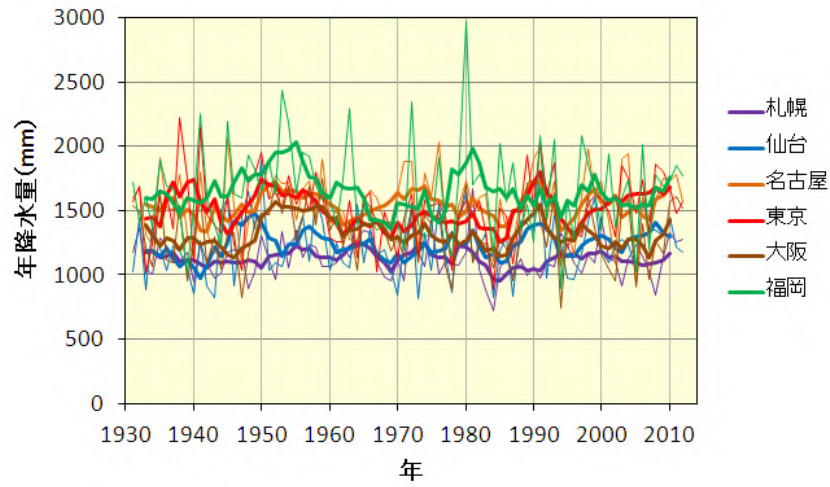


図 A4.1(b) 札幌、仙台、名古屋、東京、大阪、福岡における年降水量長期変化傾向の比較。細線は毎年の値、太線は5年移動平均を示す。統計期間は1931年から2012年まで。

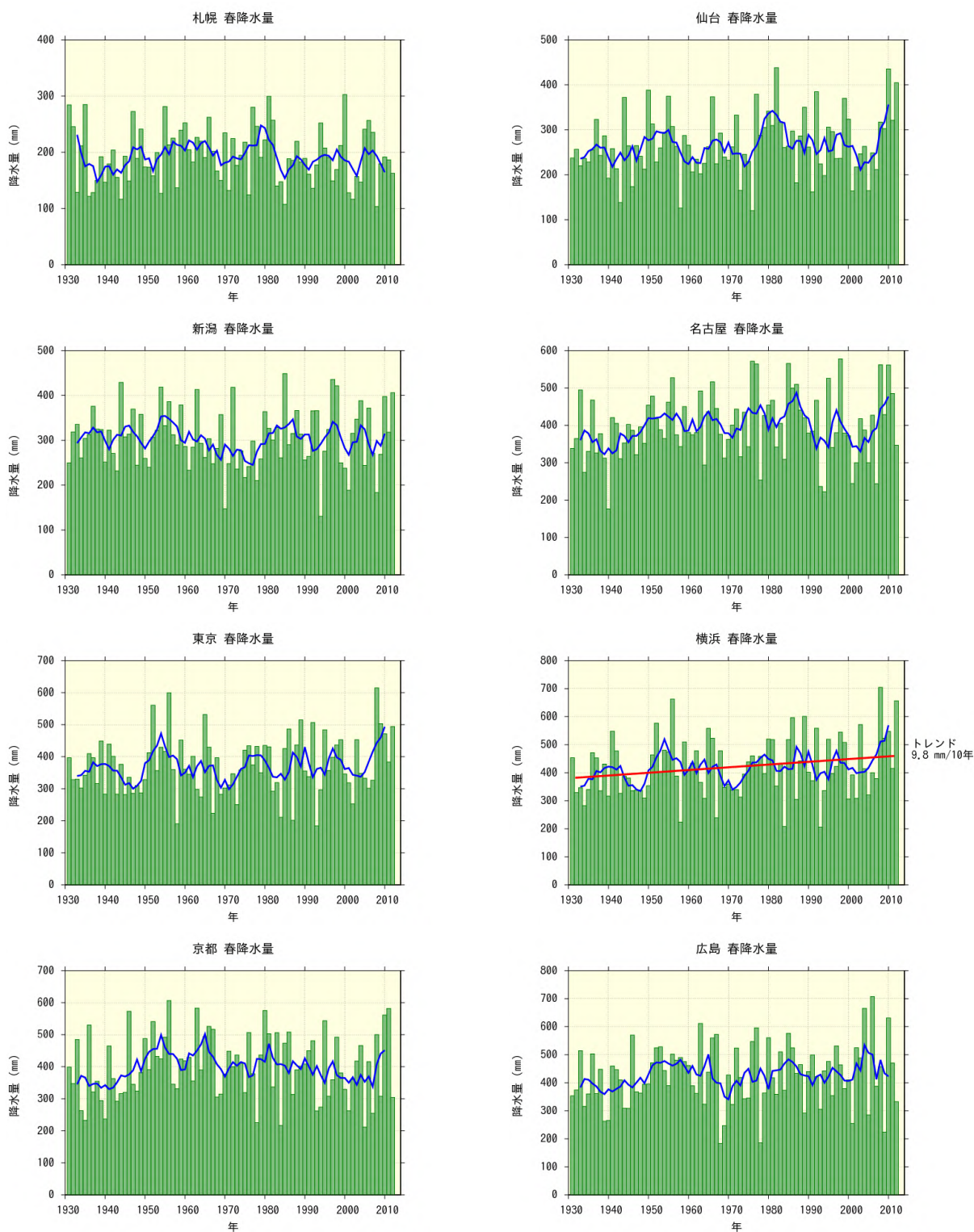


図 A4.2(a) 全国の主要 11 都市における春(3～5月)降水量の長期変化傾向

緑の棒グラフは毎年の値、青い折れ線は 5 年移動平均を示す。統計期間内に庁舎の移転がなく、ケンドール検定で信頼水準 90%以上の有意な長期変化傾向がある場合は、赤い直線で示している。また、庁舎の移転があった官署については、その時期を赤い印で示す。統計期間は 1931 年から 2012 年まで。次頁に続く。

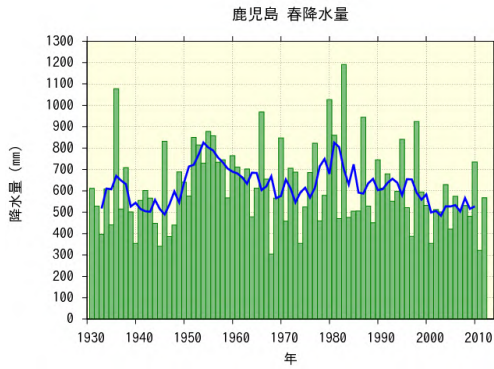
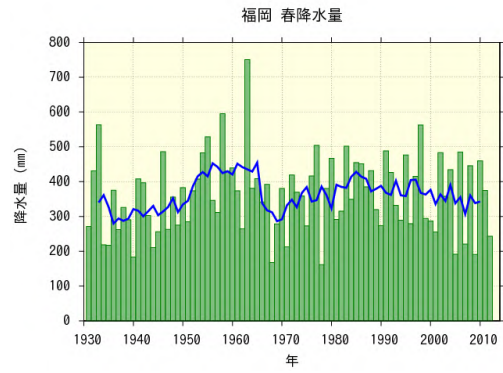
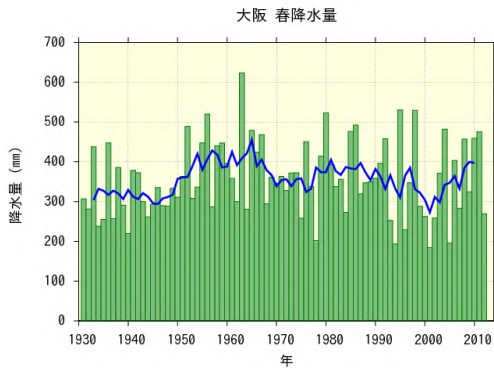


図 A4.2(a) 前頁からの続き。

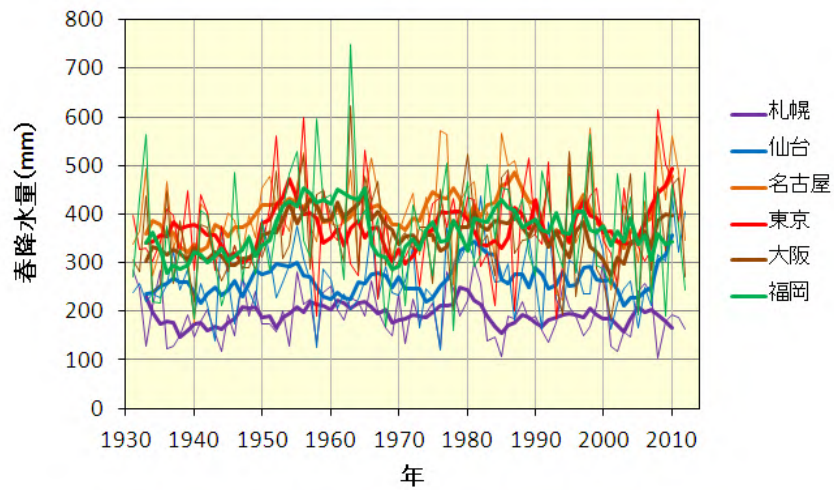


図 A4.2(b) 札幌、仙台、名古屋、東京、大阪、福岡における春(3~5月)降水量長期変化傾向の比較。細線は毎年の値、太線は5年移動平均を示す。統計期間は1931年から2012年まで。

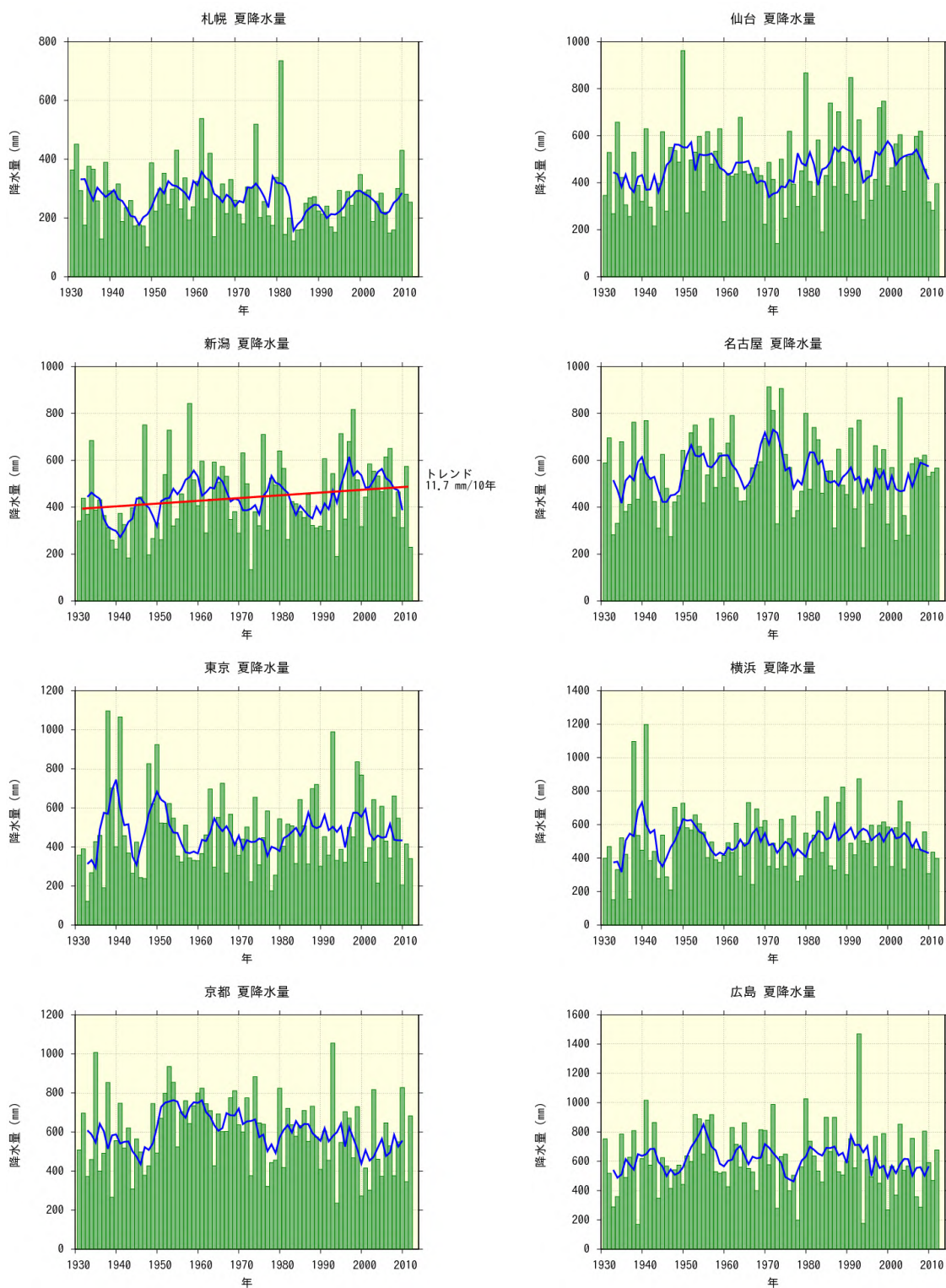


図 A4.3(a) 全国の主要 11 都市における夏(6~8月)降水量の長期変化傾向

緑の棒グラフは毎年の値、青い折れ線は 5 年移動平均を示す。統計期間内に庁舎の移転がなく、ケンドール検定で信頼水準 90%以上の有意な長期変化傾向がある場合は、赤い直線で示している。また、庁舎の移転があった官署については、その時期を赤い印で示す。統計期間は 1931 年から 2012 年まで。次頁に続く。

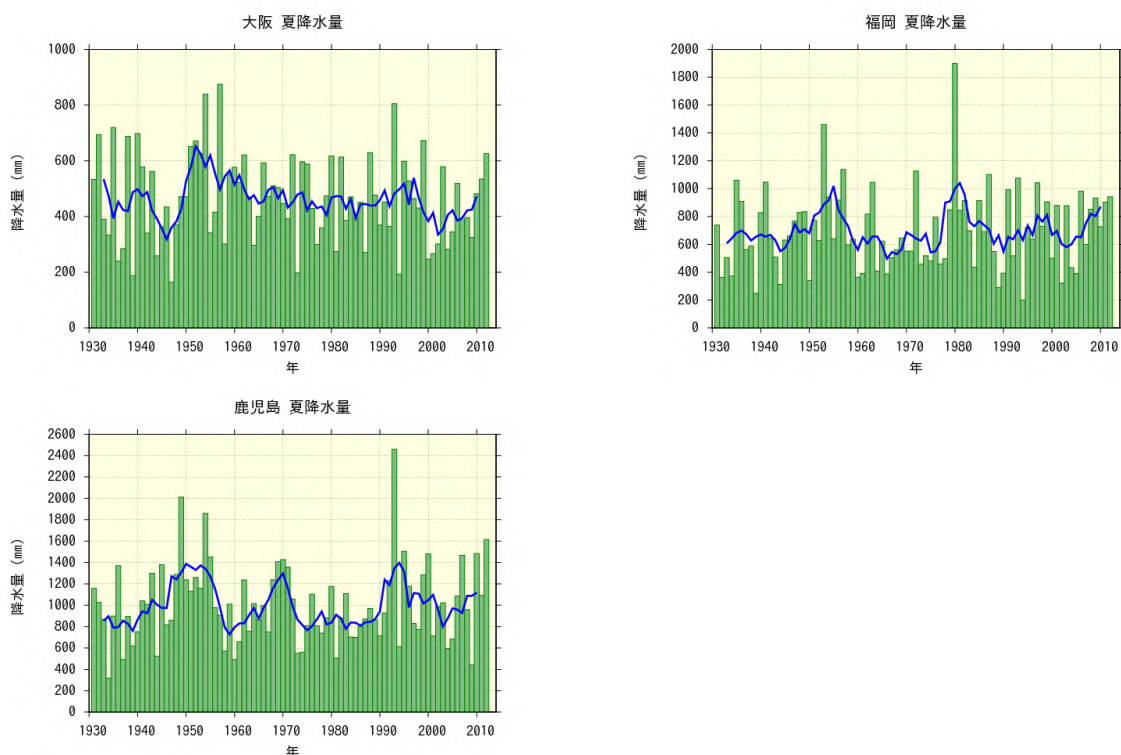


図 A4.3(a) 前頁からの続き。

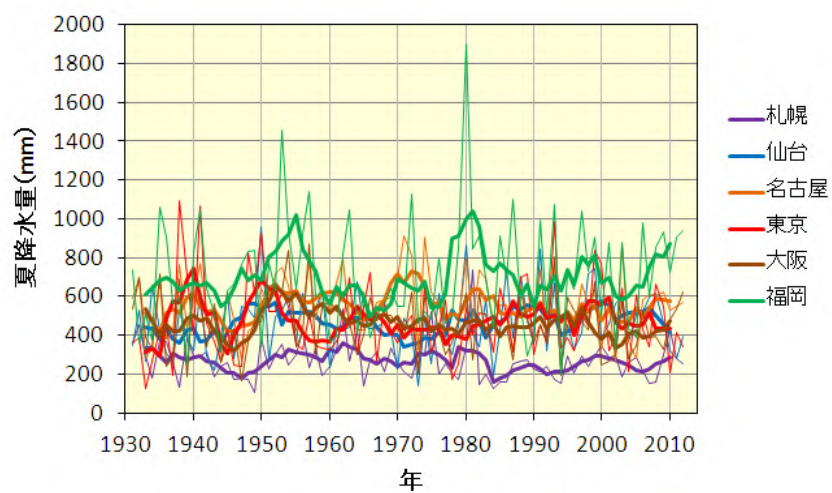


図 A4.3(b) 札幌、仙台、名古屋、東京、大阪、福岡における夏(6~8月)降水量長期変化傾向の比較。細線は毎年の値、太線は5年移動平均を示す。統計期間は1931年から2012年まで。

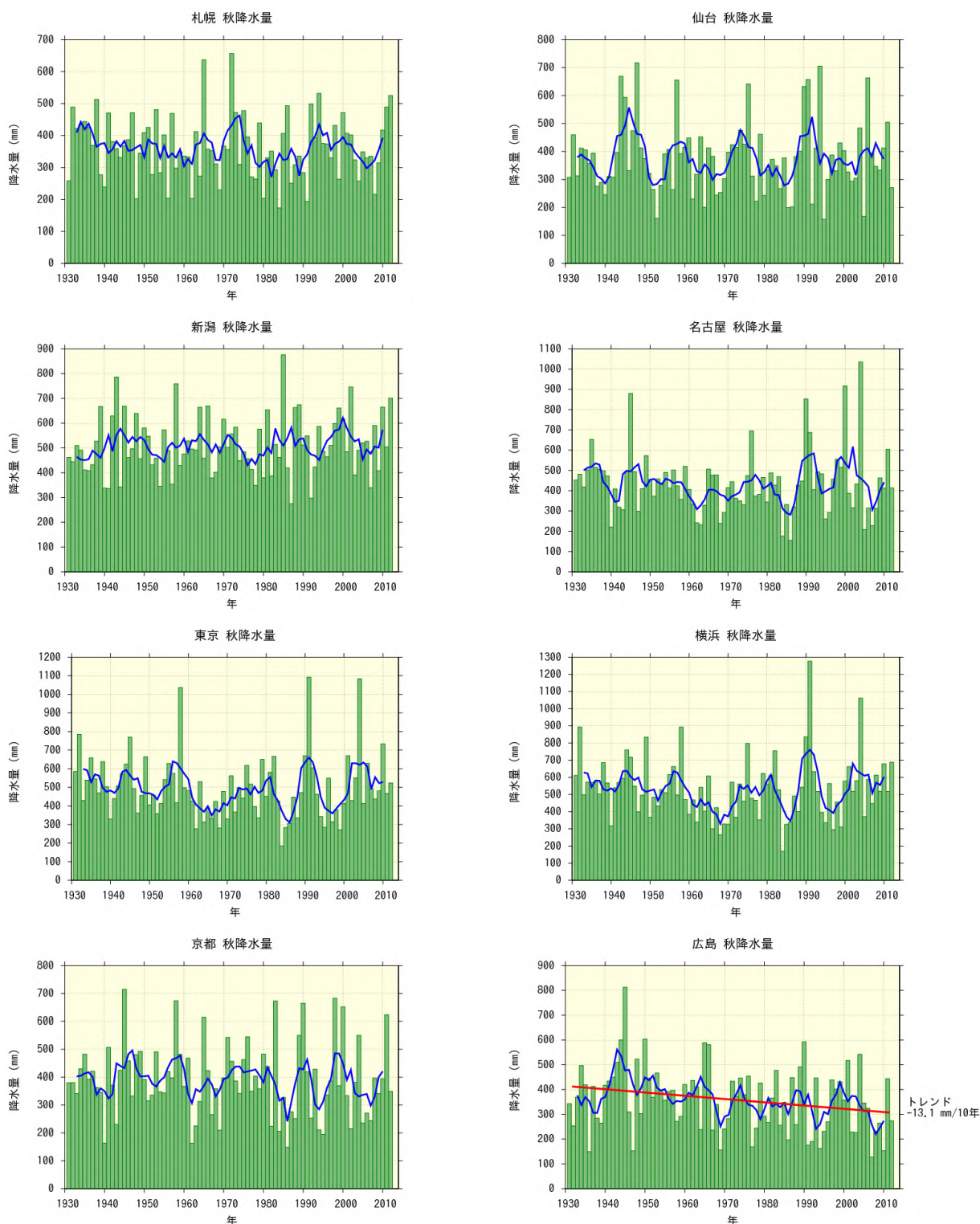


図 A4.4(a) 全国の主要 11 都市における秋(9～11月)降水量の長期変化傾向

緑の棒グラフは毎年の値、青い折れ線は 5 年移動平均を示す。統計期間内に庁舎の移転がなく、ケンドール検定で信頼水準 90%以上の有意な長期変化傾向がある場合は、赤い直線で示している。また、庁舎の移転があった官署については、その時期を赤い印で示す。統計期間は 1931 年から 2012 年まで。次頁に続く。

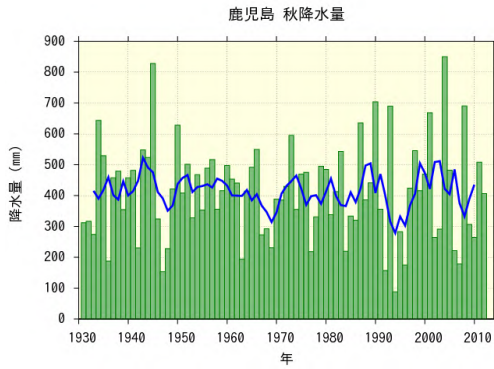
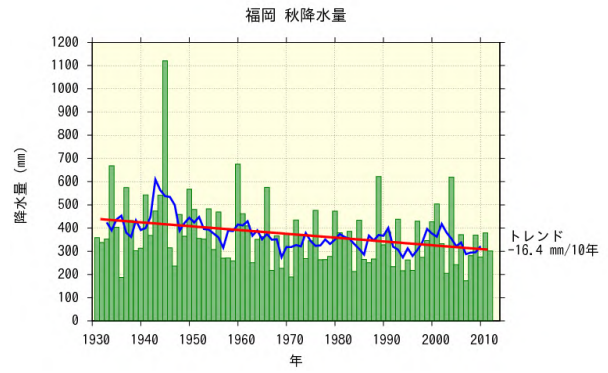
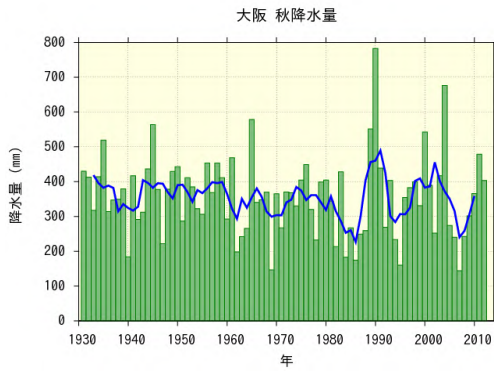


図 A4.4(a) 前頁からの続き。

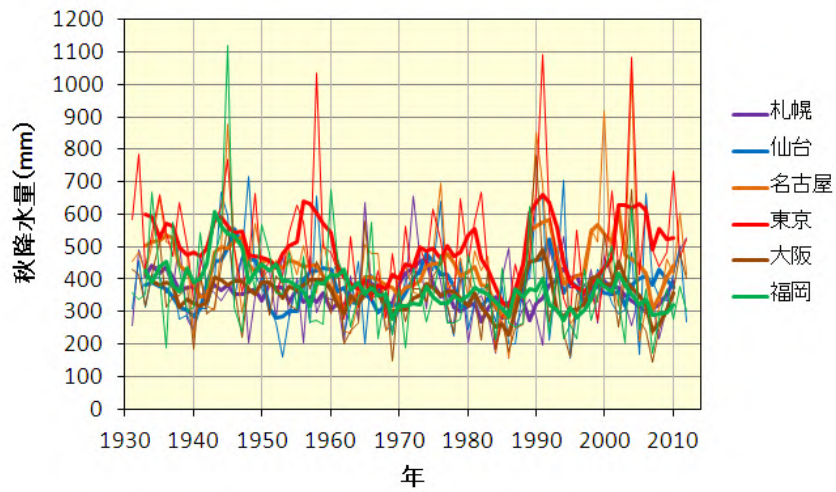


図 A4.4(b) 札幌、仙台、名古屋、東京、大阪、福岡における秋(9～11月)降水量長期変化傾向の比較。細線は毎年の値、太線は5年移動平均を示す。統計期間は1931年から2012年まで。

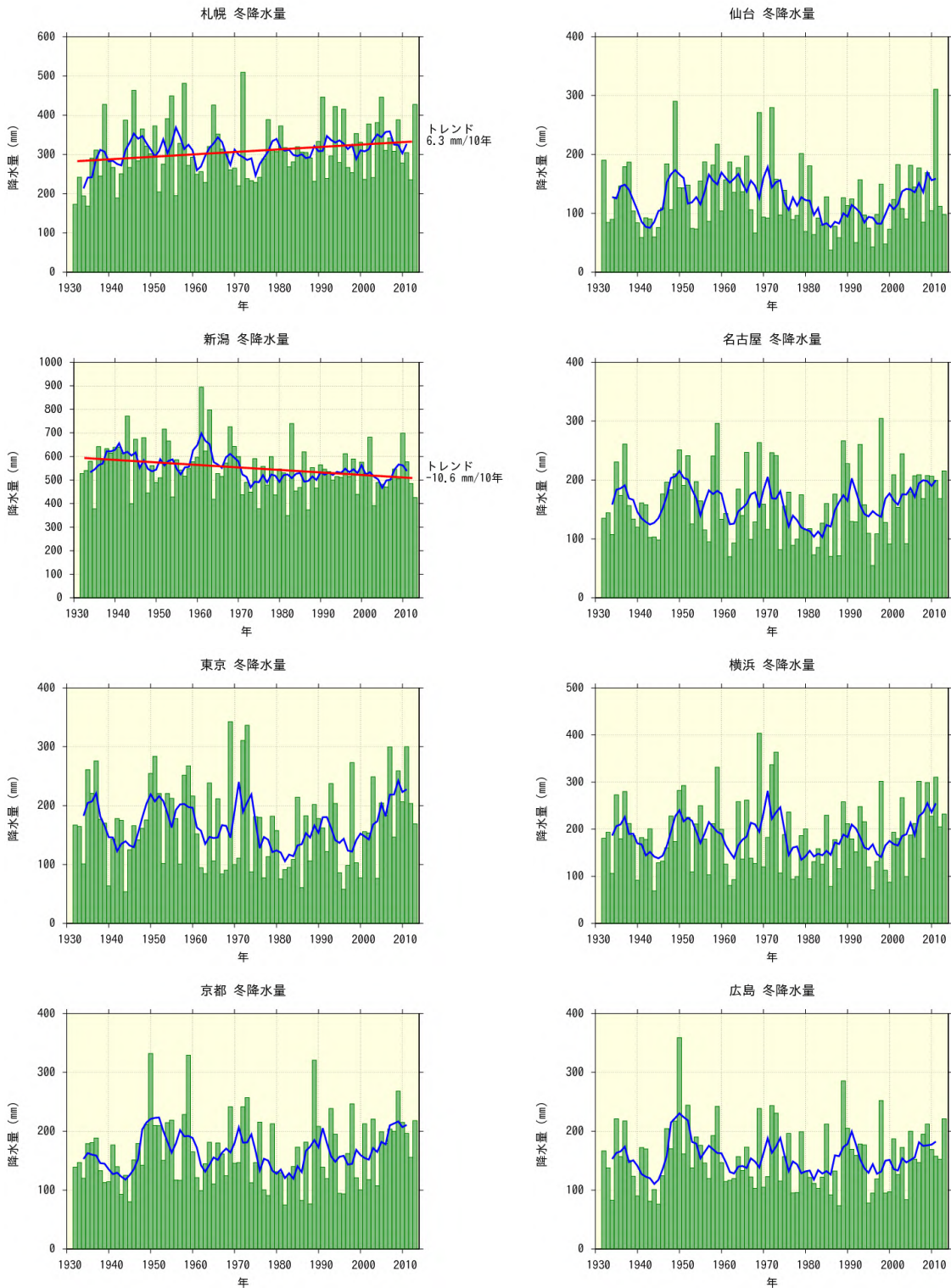


図 A4.5(a) 全国の主要 11 都市における冬(前年 12 月～2 月)降水量の長期変化傾向

緑の棒グラフは毎年の値、青い折れ線は 5 年移動平均を示す。統計期間内に庁舎の移転がなく、ケンドール検定で信頼水準 90%以上の有意な長期変化傾向がある場合は、赤い直線で示している。また、庁舎の移転があった官署については、その時期を赤い印で示す。統計期間は 1932 年から 2013 年まで。次頁に続く。

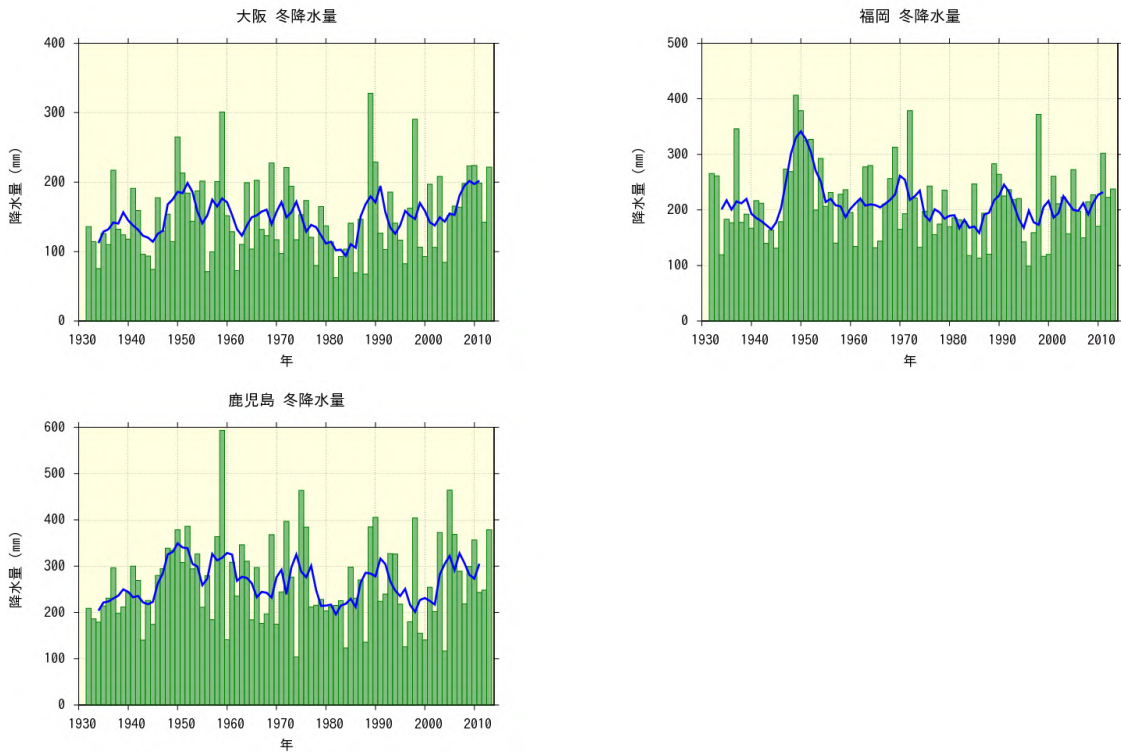


図 A4.5(a) 前頁からの続き。

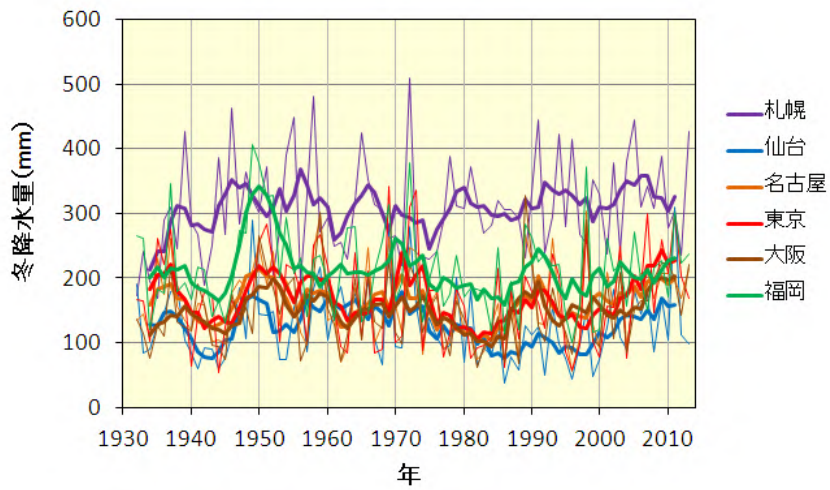


図 A4.5(b) 札幌、仙台、名古屋、東京、大阪、福岡における冬(前年12~2月)降水量長期変化傾向の比較。細線は毎年の値、太線は5年移動平均を示す。統計期間は1932年から2013年まで。

【付録5】全国の主要都市における年・季節別の最大1時間降水量の長期変化傾向グラフ

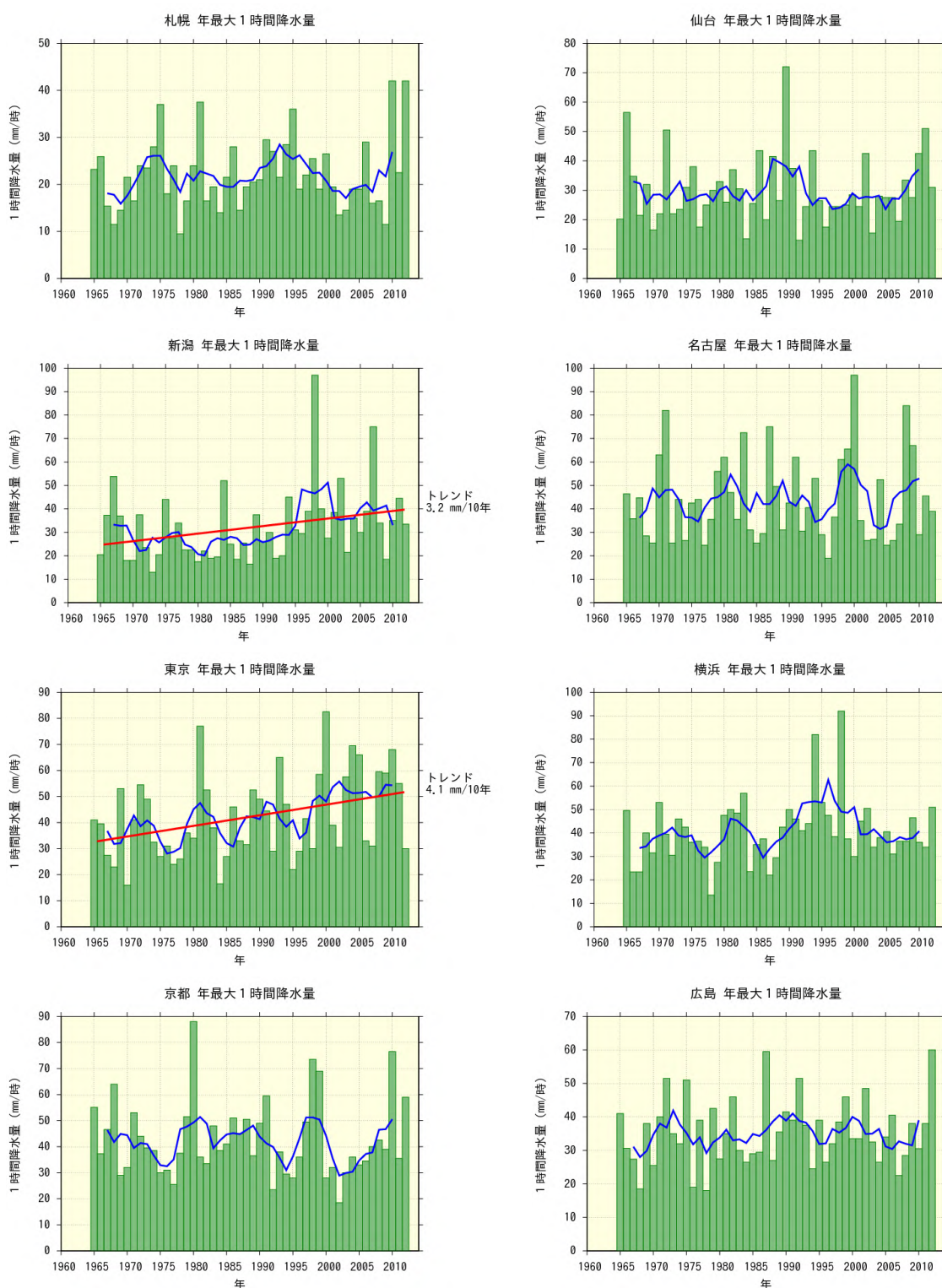


図 A5.1(a) 全国の主要 11 都市における年最大 1 時間降水量の長期変化傾向

緑の棒グラフは毎年の値、青い折れ線は 5 年移動平均を示す。統計期間内に庁舎の移転がなく、ケンドール検定で信頼水準 90%以上の有意な長期変化傾向がある場合は、赤い直線で示している。また、庁舎の移転があった官署については、その時期を赤い印で示す。統計期間は 1965 年から 2012 年まで。次頁に続く。

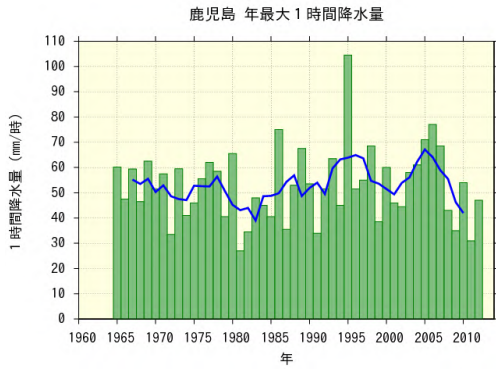
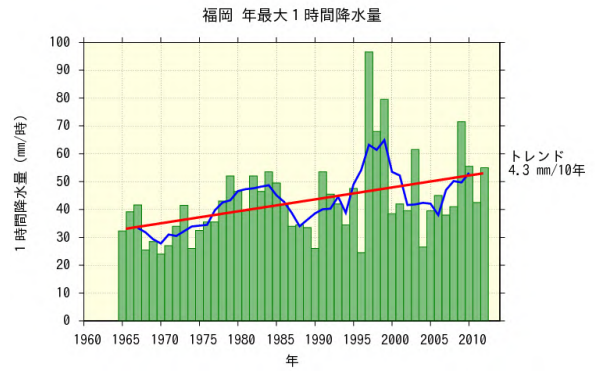
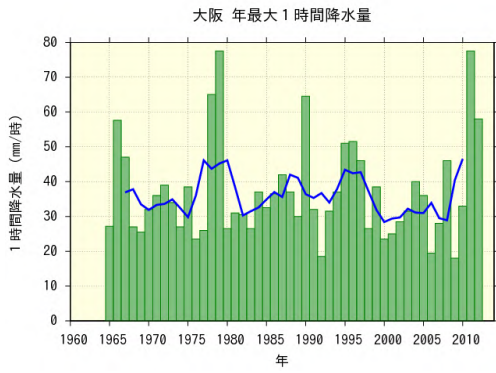


図 A5.1(a) 前頁からの続き。

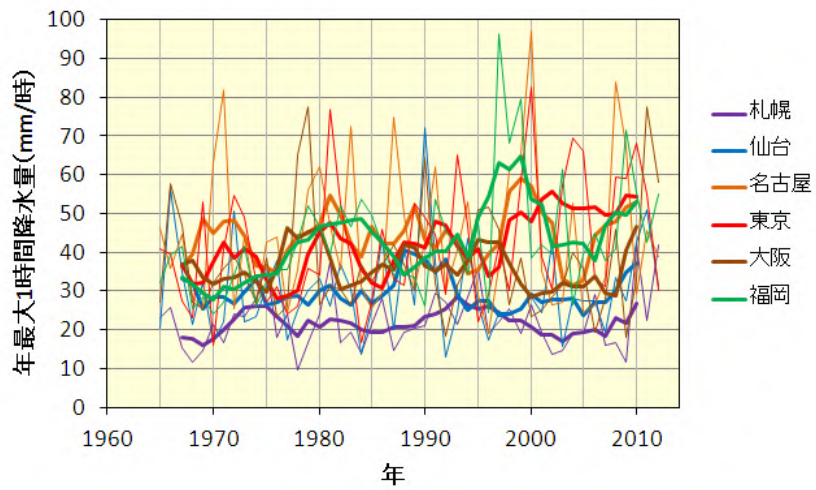


図 A5.1(b) 札幌、仙台、名古屋、東京、大阪、福岡における年最大 1 時間降水量の長期変化傾向の比較。細線は毎年の値、太線は 5 年移動平均を示す。統計期間は 1965 年から 2012 年まで。

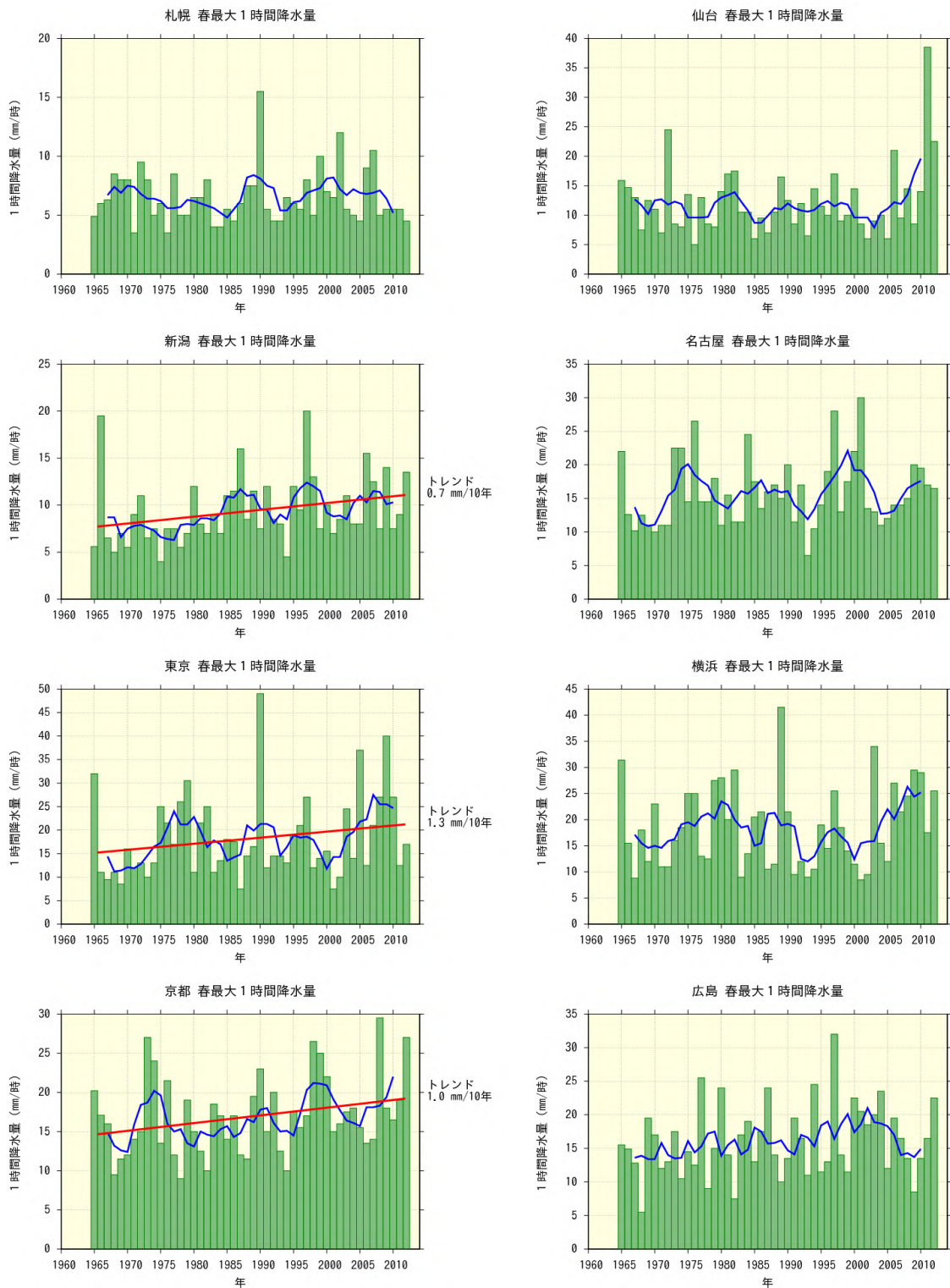


図 A5.2(a) 全国の主要11都市における春(3~5月)最大1時間降水量の長期変化傾向

緑の棒グラフは毎年の値、青い折れ線は5年移動平均を示す。統計期間内に庁舎の移転がなく、ケンドール検定で信頼水準90%以上の有意な長期変化傾向がある場合は、赤い直線で示している。また、庁舎の移転があった官署については、その時期を赤い印で示す。統計期間は1965年から2012年まで。次頁に続く。

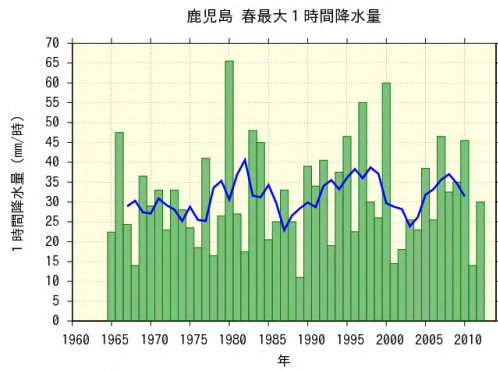
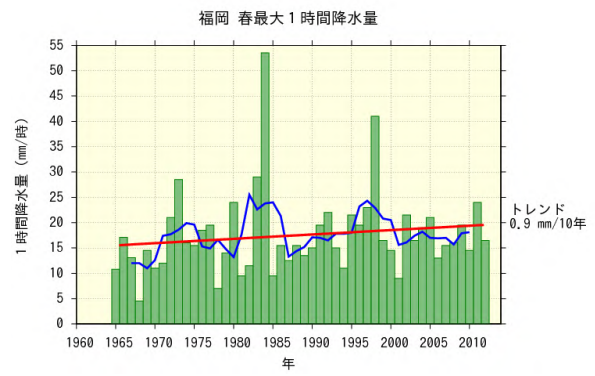
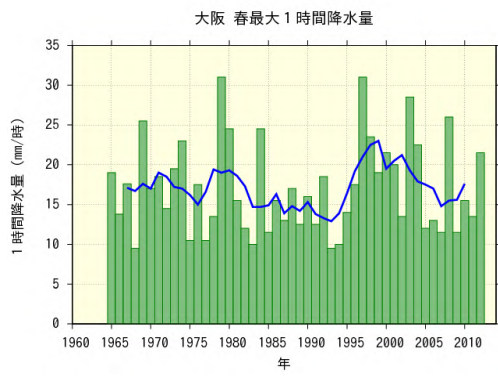


図 A5.2(a) 前頁からの続き。

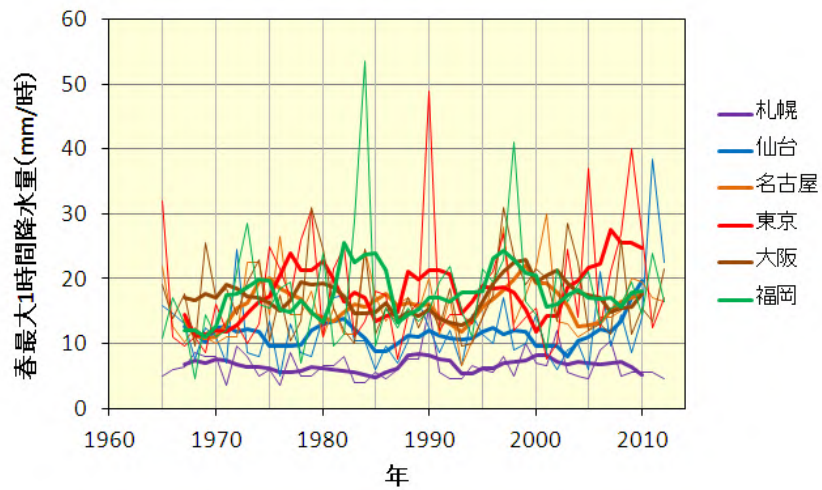


図 A5.2(b) 札幌、仙台、名古屋、東京、大阪、福岡における春(3～5月)最大1時間降水量の長期変化傾向の比較。細線は毎年の値、太線は5年移動平均を示す。統計期間は1965年から2012年まで。

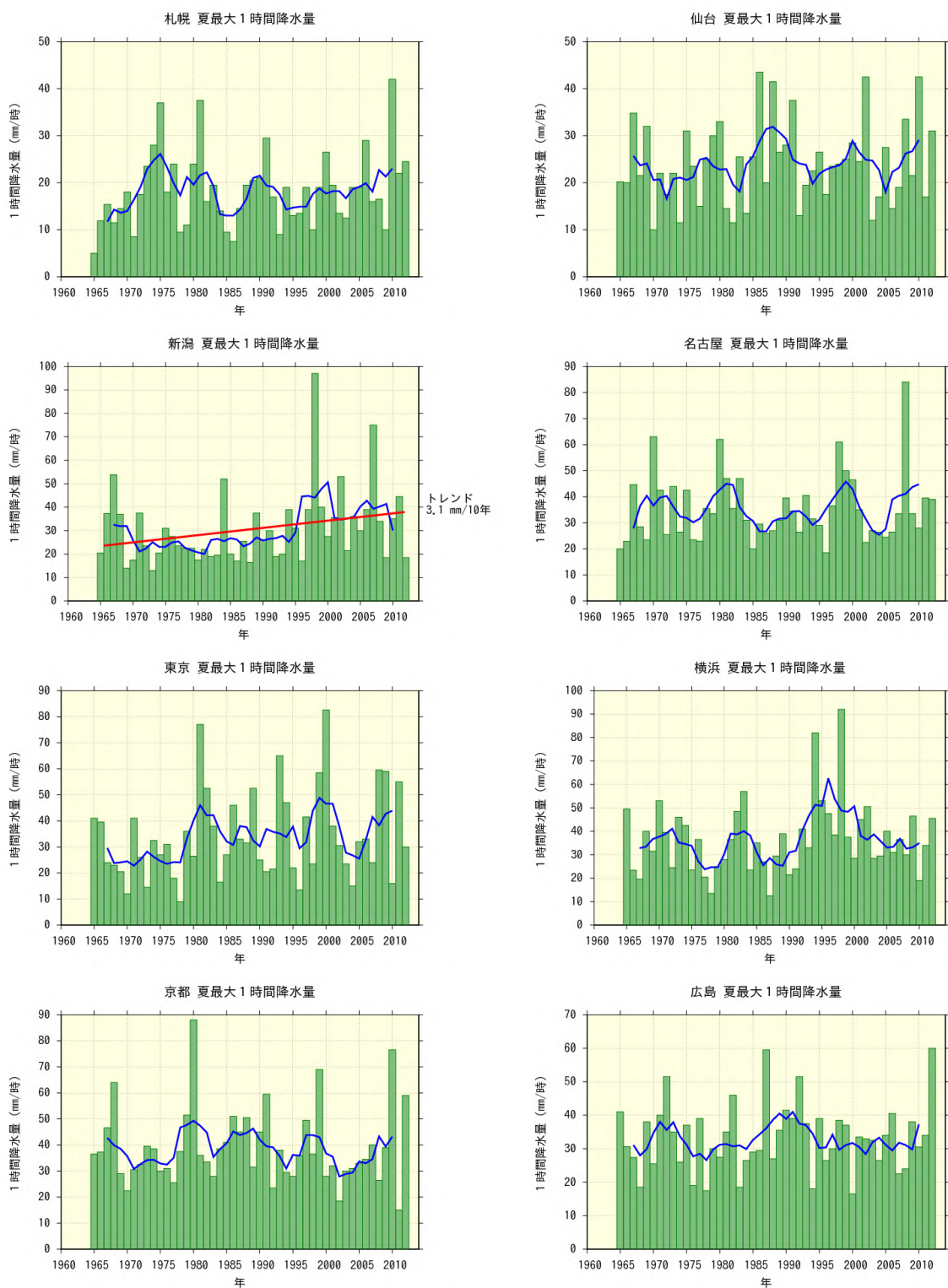


図 A5.3(a) 全国の主要 11 都市における夏(6～8月)最大 1 時間降水量の長期変化傾向

緑の棒グラフは毎年の値、青い折れ線は 5 年移動平均を示す。統計期間内に庁舎の移転がなく、ケンドール検定で信頼水準 90%以上の有意な長期変化傾向がある場合は、赤い直線で示している。また、庁舎の移転があった官署については、その時期を赤い印で示す。統計期間は 1965 年から 2012 年まで。次頁に続く。

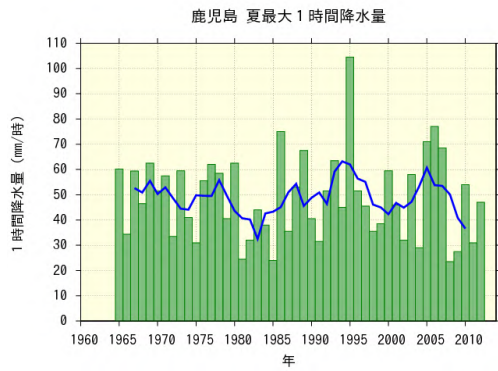
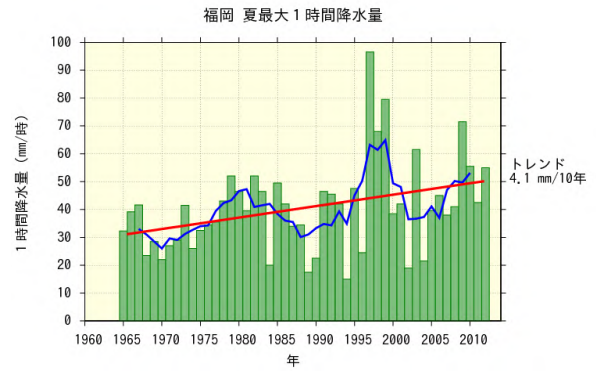
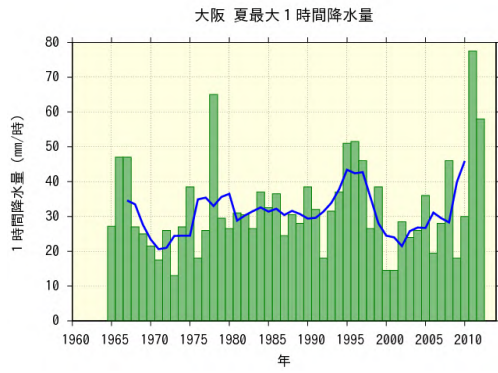


図 A5.3(a) 前頁からの続き。

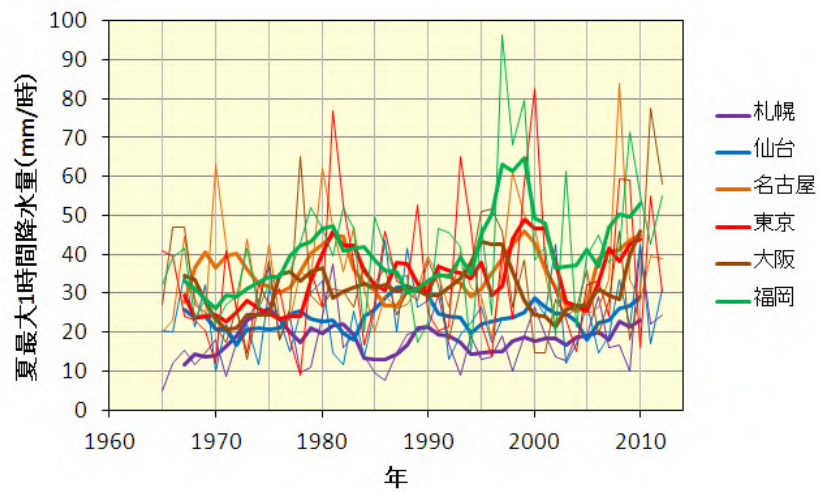


図 A5.3(b) 札幌、仙台、名古屋、東京、大阪、福岡における夏(6~8月)最大1時間降水量の長期変化傾向の比較。細線は毎年の値、太線は5年移動平均を示す。統計期間は1965年から2012年まで。

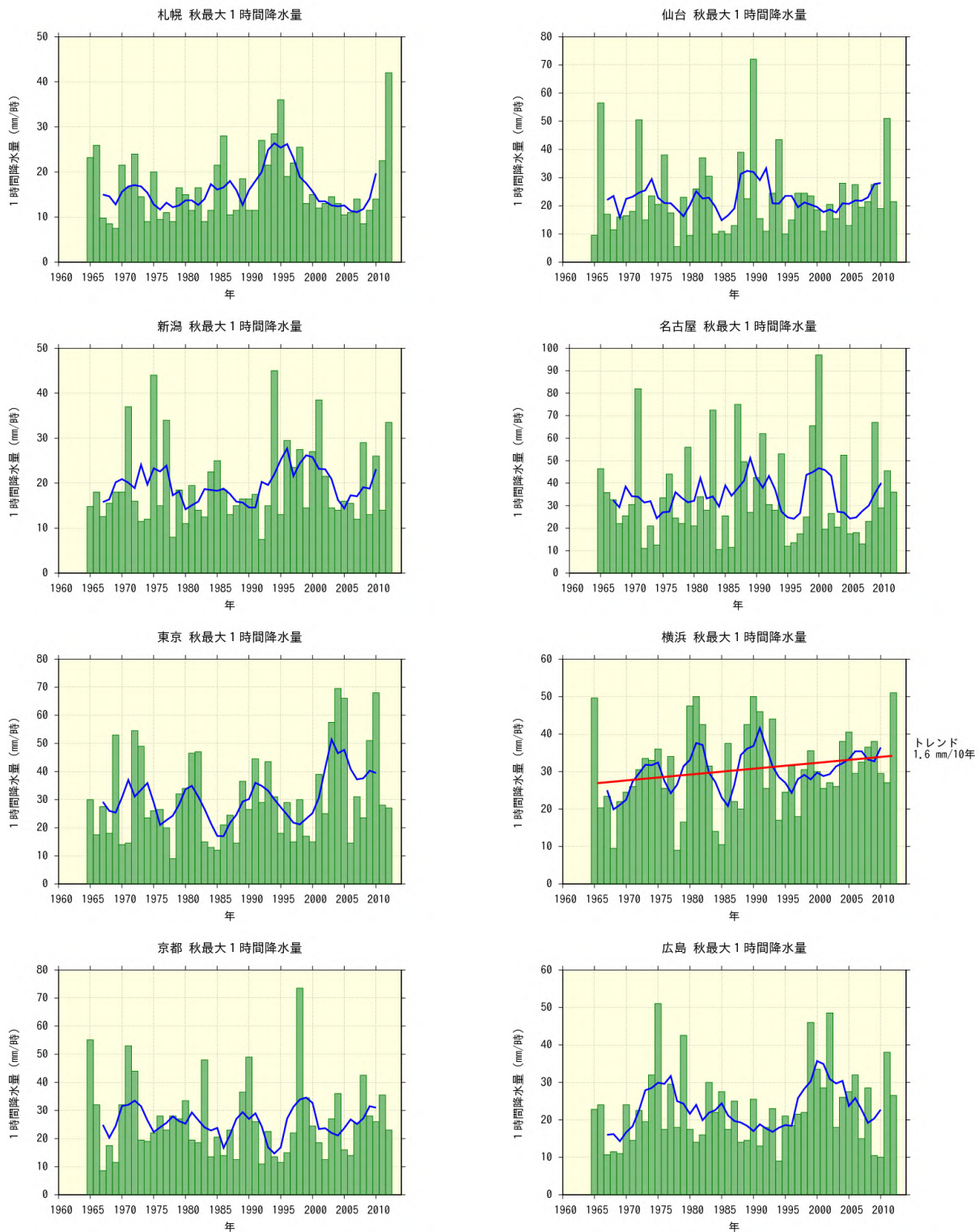


図 A5.4(a) 全国の主要 11 都市における秋(9～11月)最大 1 時間降水量の長期変化傾向

緑の棒グラフは毎年の値、青い折れ線は 5 年移動平均を示す。統計期間内に庁舎の移転がなく、ケンドール検定で信頼水準 90%以上の有意な長期変化傾向がある場合は、赤い直線で示している。また、庁舎の移転があった官署については、その時期を赤い印で示す。統計期間は 1965 年から 2012 年まで。次頁に続く。

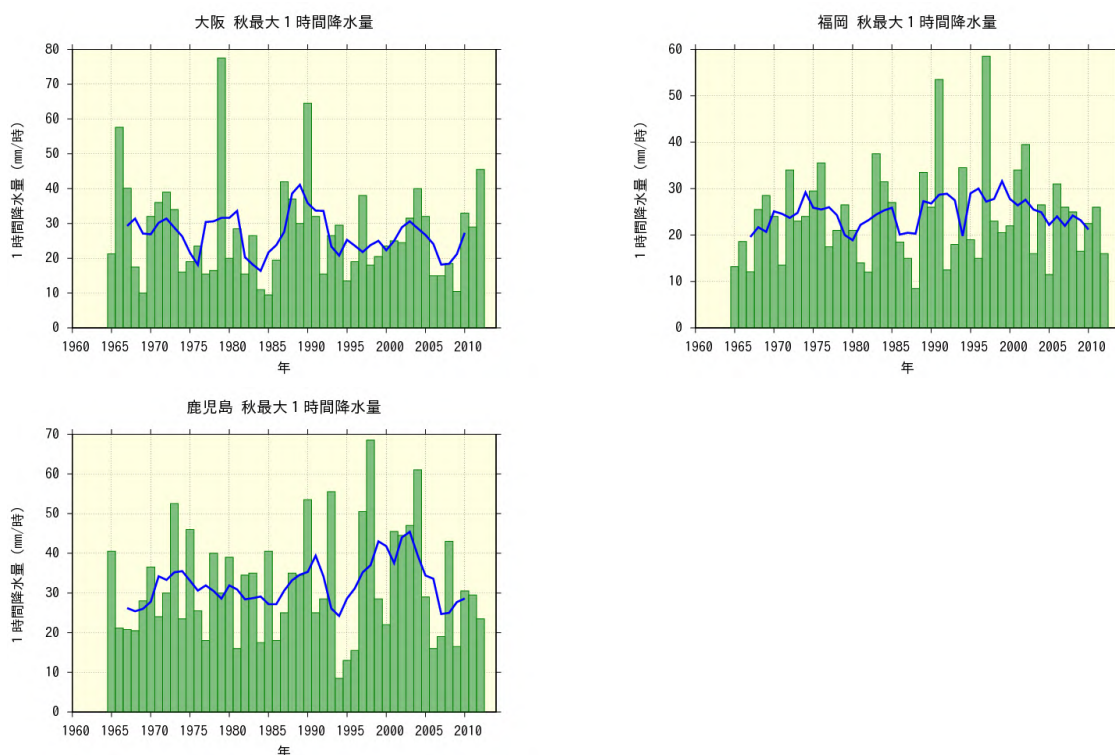


図 A5.4(a) 前頁からの続き。

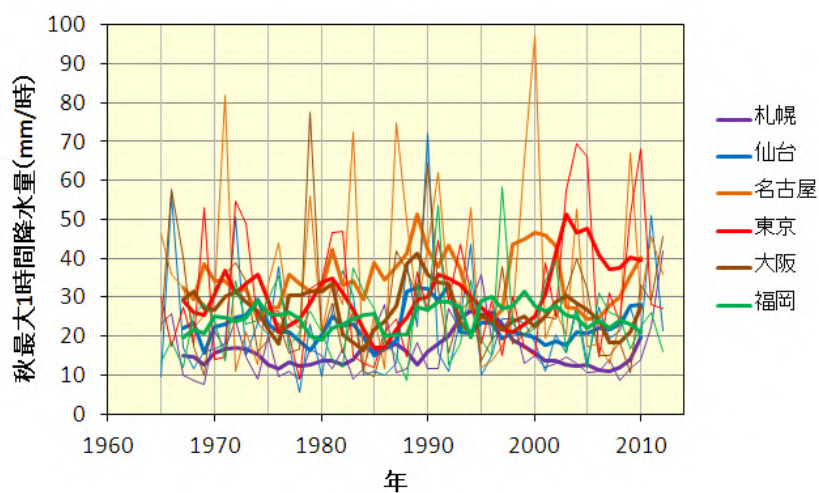


図 A5.4(b) 札幌、仙台、名古屋、東京、大阪、福岡における秋(9~11月)最大1時間降水量の長期変化傾向の比較。細線は毎年の値、太線は5年移動平均を示す。統計期間は1965年から2012年まで。

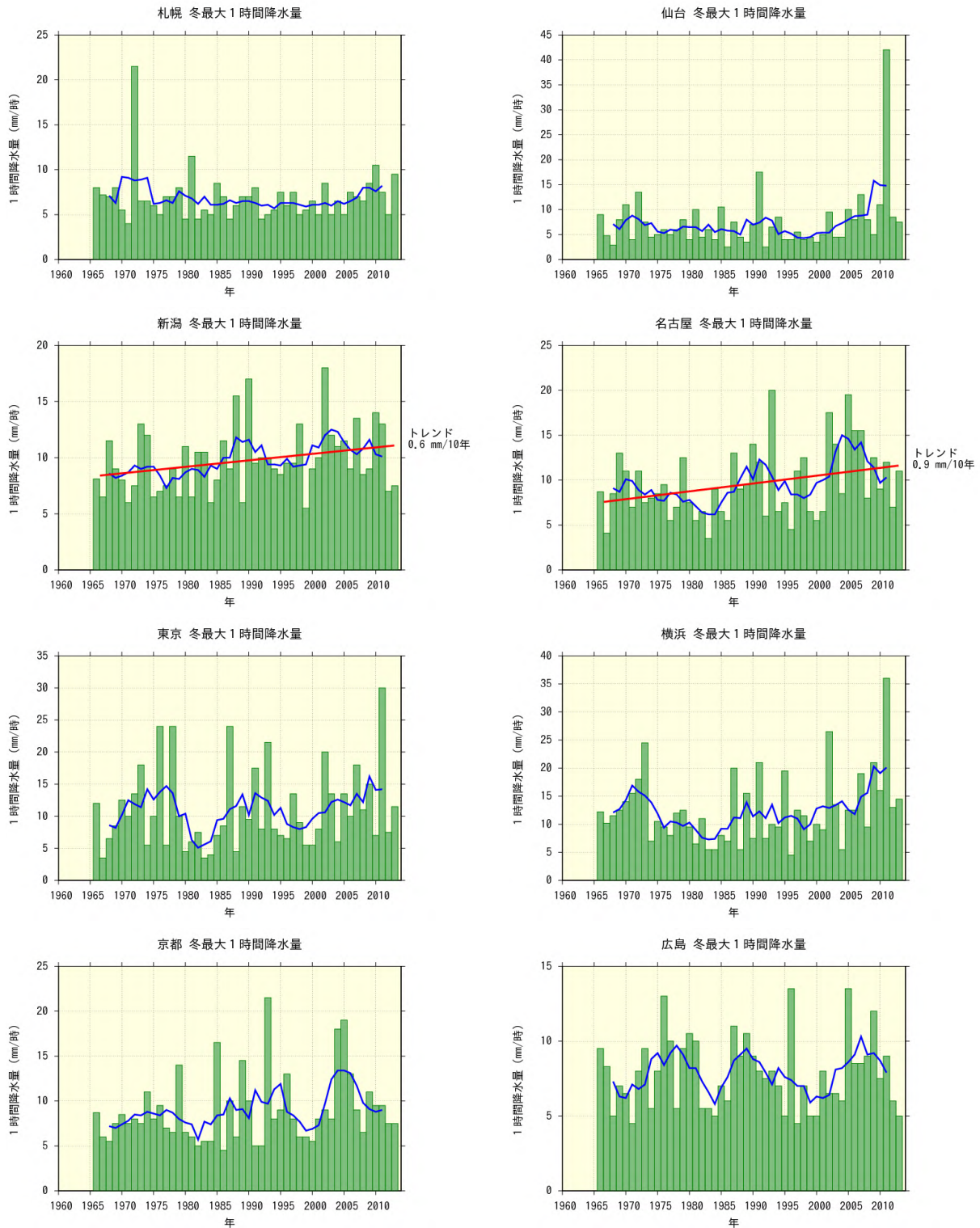


図 A5.5(a) 全国の主要 11 都市における冬(前年 12 月～2 月)最大 1 時間降水量の長期変化傾向

緑の棒グラフは毎年の値、青い折れ線は 5 年移動平均を示す。統計期間内に庁舎の移転がなく、ケンドール検定で信頼水準 90%以上の有意な長期変化傾向がある場合は、赤い直線で示している。また、庁舎の移転があった官署については、その時期を赤い印で示す。統計期間は 1966 年から 2013 年まで。次頁に続く。

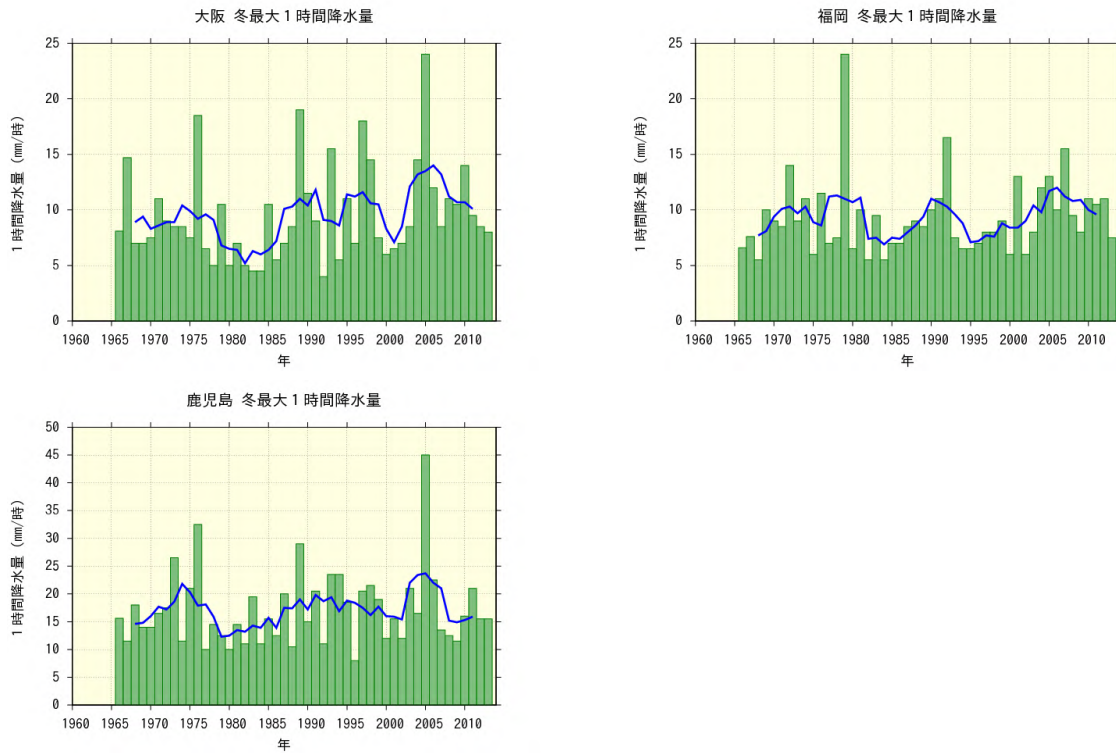


図 A5.5(a) 前頁からの続き。

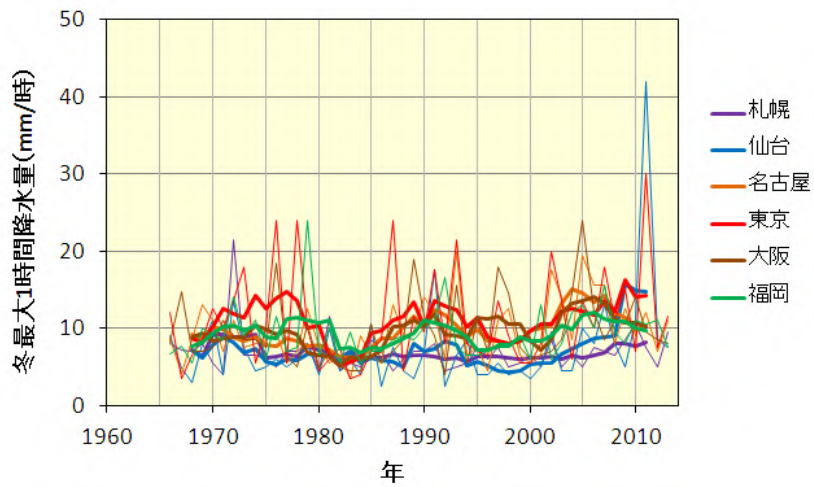


図 A5.5(b) 札幌、仙台、名古屋、東京、大阪、福岡における冬(前年12~2月)最大1時間降水量の長期変化傾向の比較。細線は毎年の値、太線は5年移動平均を示す。統計期間は1966年から2013年まで。

【付録6】全国の主要都市における年間気温階級日数の長期変化傾向グラフ

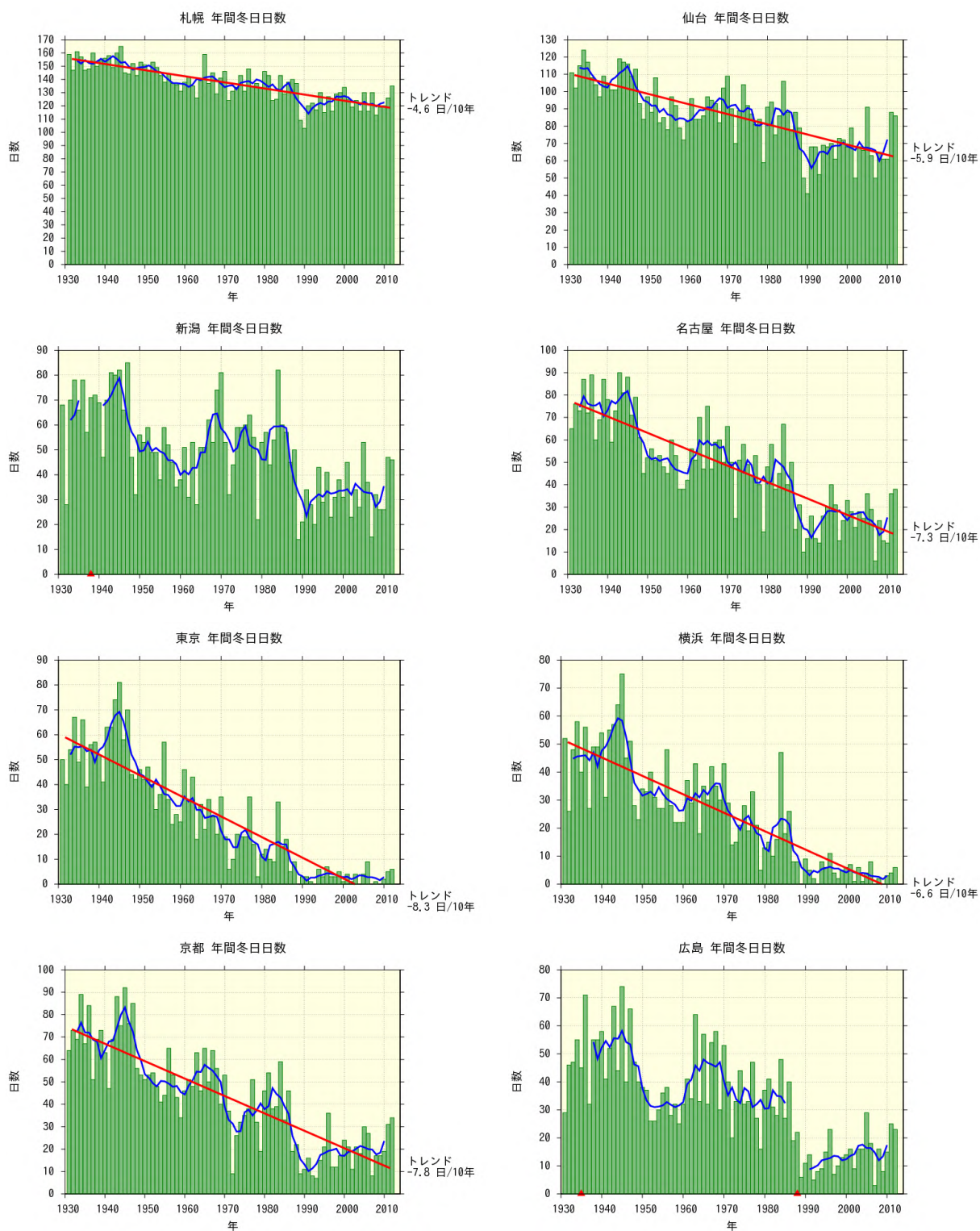


図 A6.1(a) 全国の主要 11 都市における年間冬日日数の長期変化傾向

緑の棒グラフは毎年の値、青い折れ線は 5 年移動平均を示す。統計期間内に庁舎の移転がなく、ケンドール検定で信頼水準 90%以上の有意な長期変化傾向がある場合は、赤い直線で示している。また、庁舎の移転があった官署については、その時期を赤い印で示す。統計期間は 1931 年から 2012 年まで。次頁に続く。

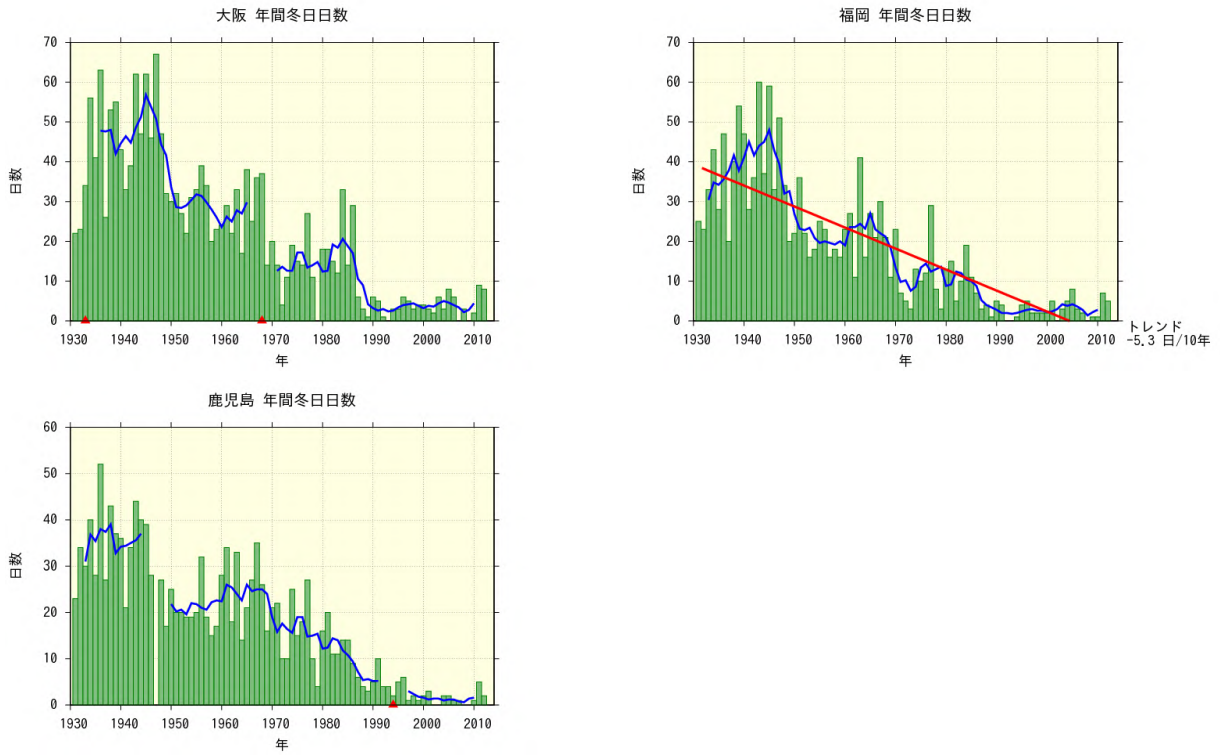


図 A6.1(a) 前頁からの続き。

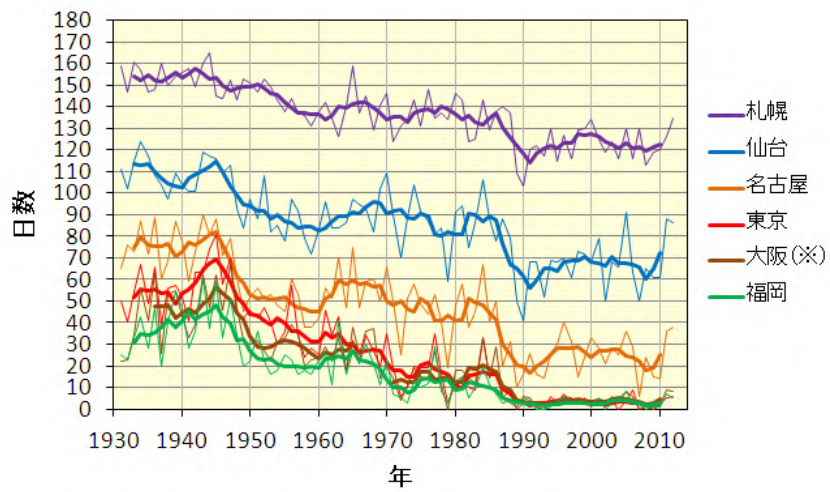


図 A6.1(b) 札幌、仙台、名古屋、東京、大阪、福岡における年間冬日日数の長期変化傾向の比較。細線は毎年の値、太線は5年移動平均を示す。統計期間は1931年から2012年まで。を付した地点は、庁舎の移転の影響を含む。



図 A6.2(a) 全国の主要 11 都市における年間熱帯夜日数の長期変化傾向

緑の棒グラフは毎年の値、青い折れ線は 5 年移動平均を示す。統計期間内に庁舎の移転がなく、ケンドール検定で信頼水準 90%以上の有意な長期変化傾向がある場合は、赤い直線で示している。また、庁舎の移転があった官署については、その時期を赤い印で示す。統計期間は 1931 年から 2012 年まで。次頁に続く。

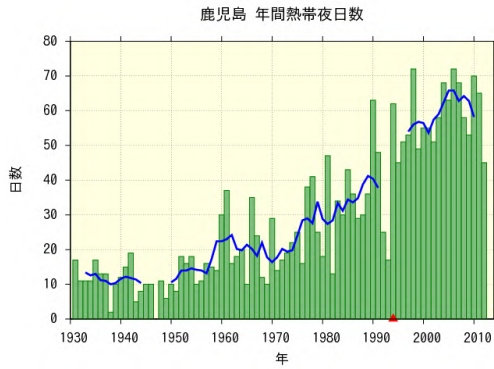
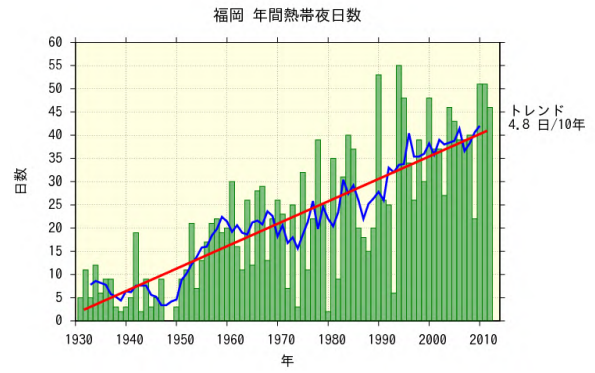
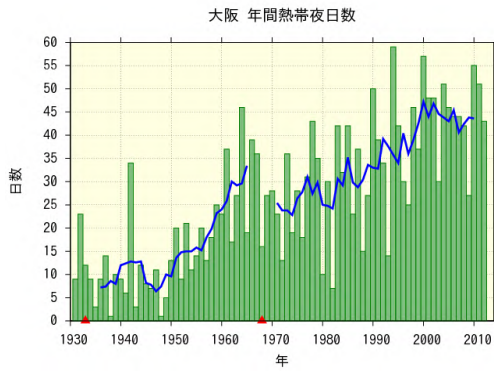


図 A6.2(a) 前頁からの続き。

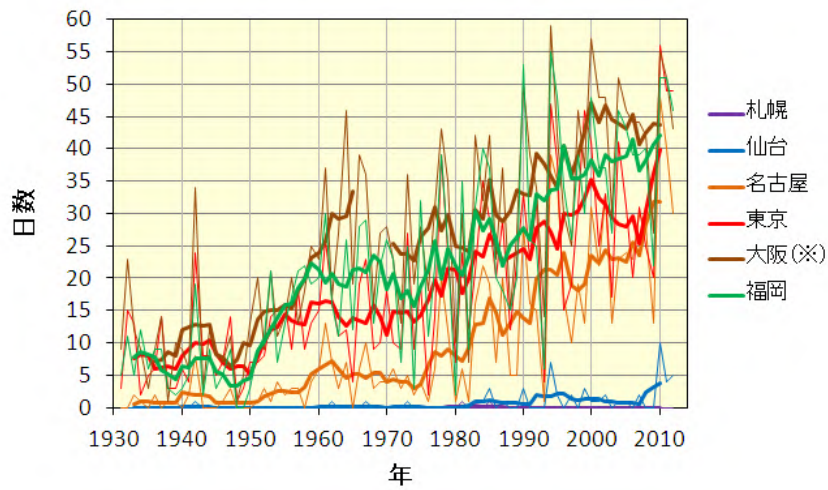


図 A6.2(b) 札幌、仙台、名古屋、東京、大阪、福岡における年間熱帯夜日数の長期変化傾向の比較。細線は毎年の値、太線は5年移動平均を示す。統計期間は1931年から2012年まで。を付した地点は、庁舎の移転の影響を含む。

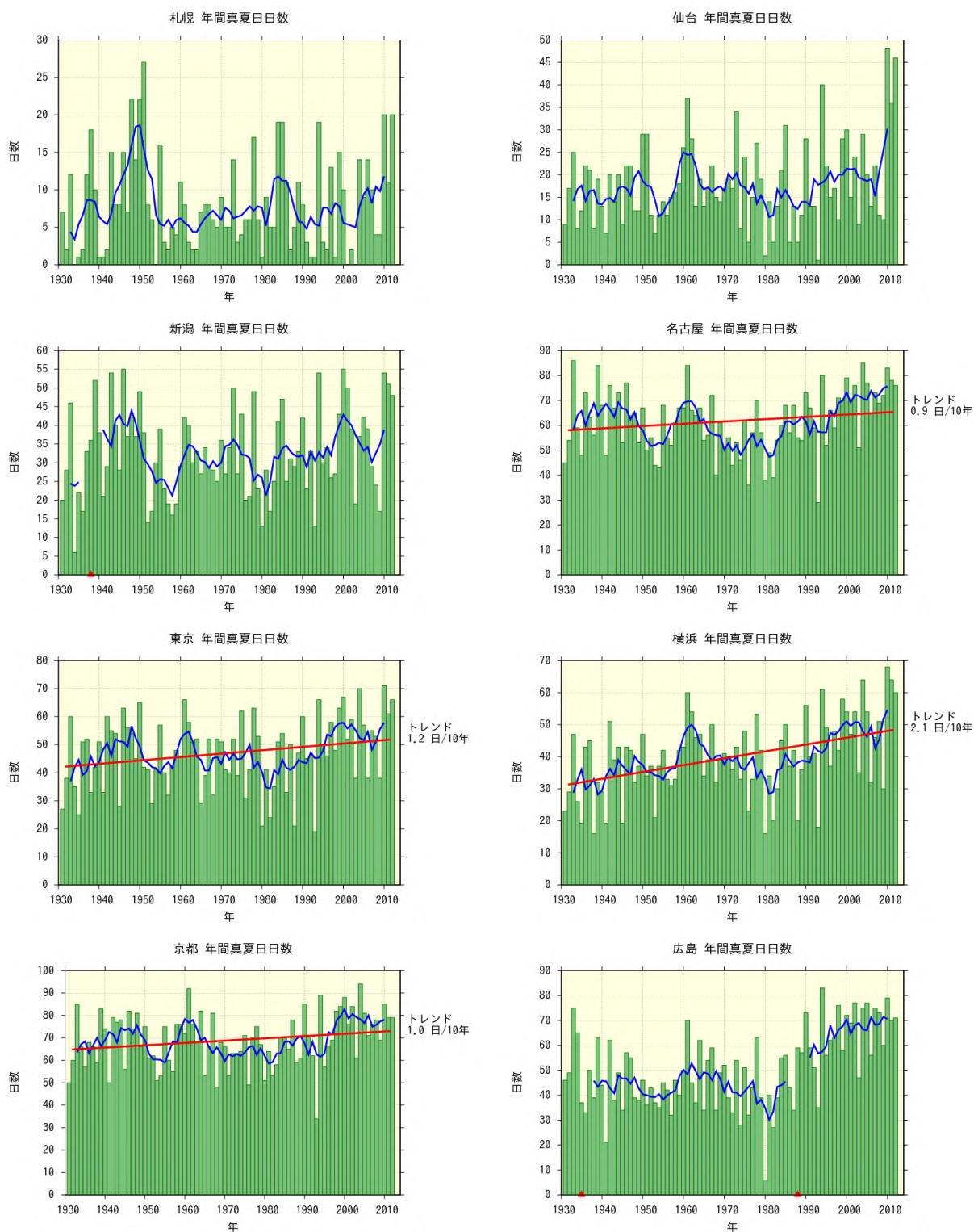


図 A6.3(a) 全国の主要 11 都市における年間真夏日日数の長期変化傾向

緑の棒グラフは毎年の値、青い折れ線は 5 年移動平均を示す。統計期間内に庁舎の移転がなく、ケンドール検定で信頼水準 90%以上の有意な長期変化傾向がある場合は、赤い直線で示している。また、庁舎の移転があった官署については、その時期を赤い印で示す。統計期間は 1931 年から 2012 年まで。次頁に続く。

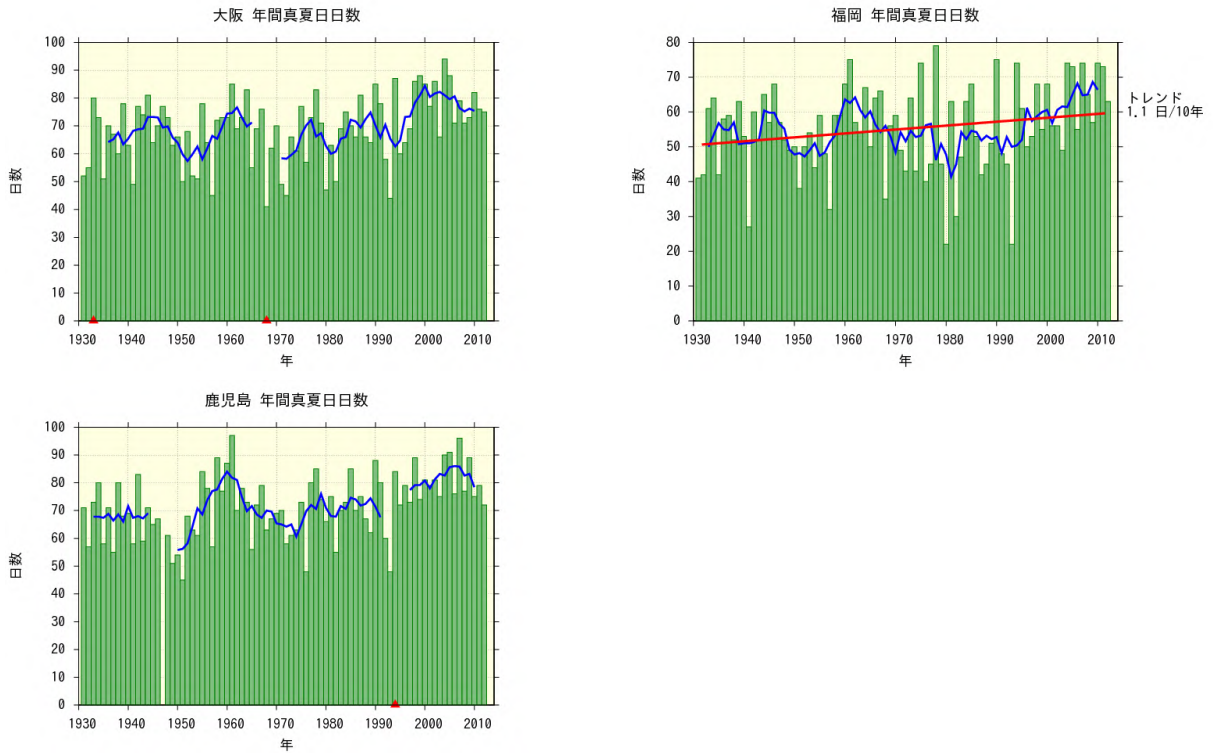


図 A6.3(a) 前頁からの続き。

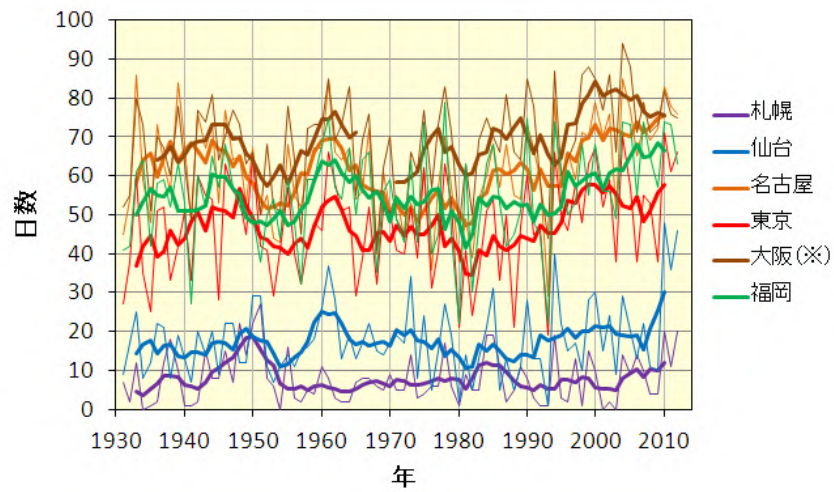


図 A6.3(b) 札幌、仙台、名古屋、東京、大阪、福岡における年間真夏日日数の長期変化傾向の比較。細線は毎年の値、太線は5年移動平均を示す。統計期間は1931年から2012年まで。を付した地点は、庁舎の移転の影響を含む。

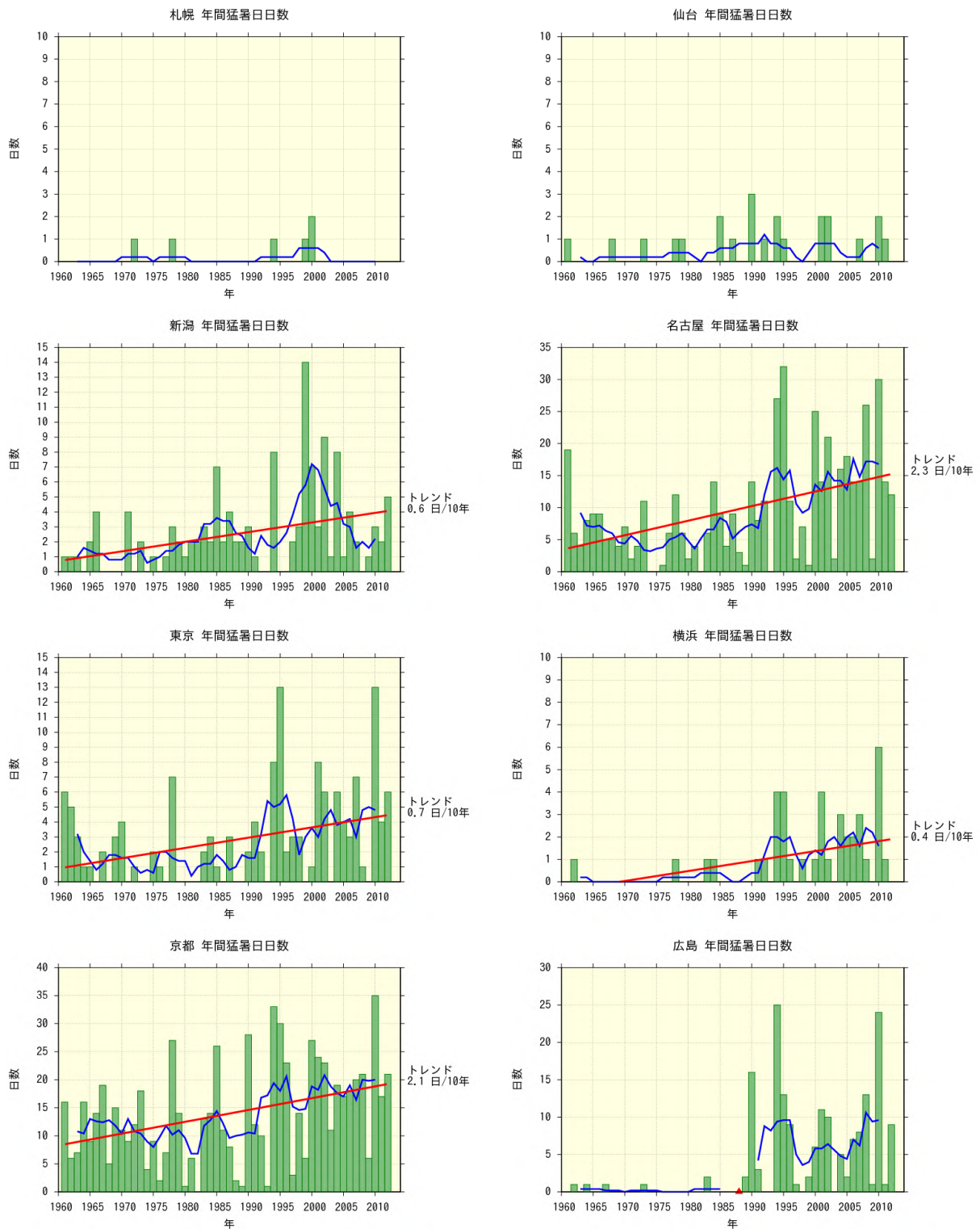


図 A6.4(a) 全国の主要 11 都市における年間猛暑日数数の長期変化傾向

緑の棒グラフは毎年の値、青い折れ線は 5 年移動平均を示す。統計期間内に庁舎の移転がなく、ケンドール検定で信頼水準 90%以上の有意な長期変化傾向がある場合は、赤い直線で示している。また、庁舎の移転があった官署については、その時期を赤い印で示す。統計期間は 1961 年から 2012 年まで。次頁に続く。

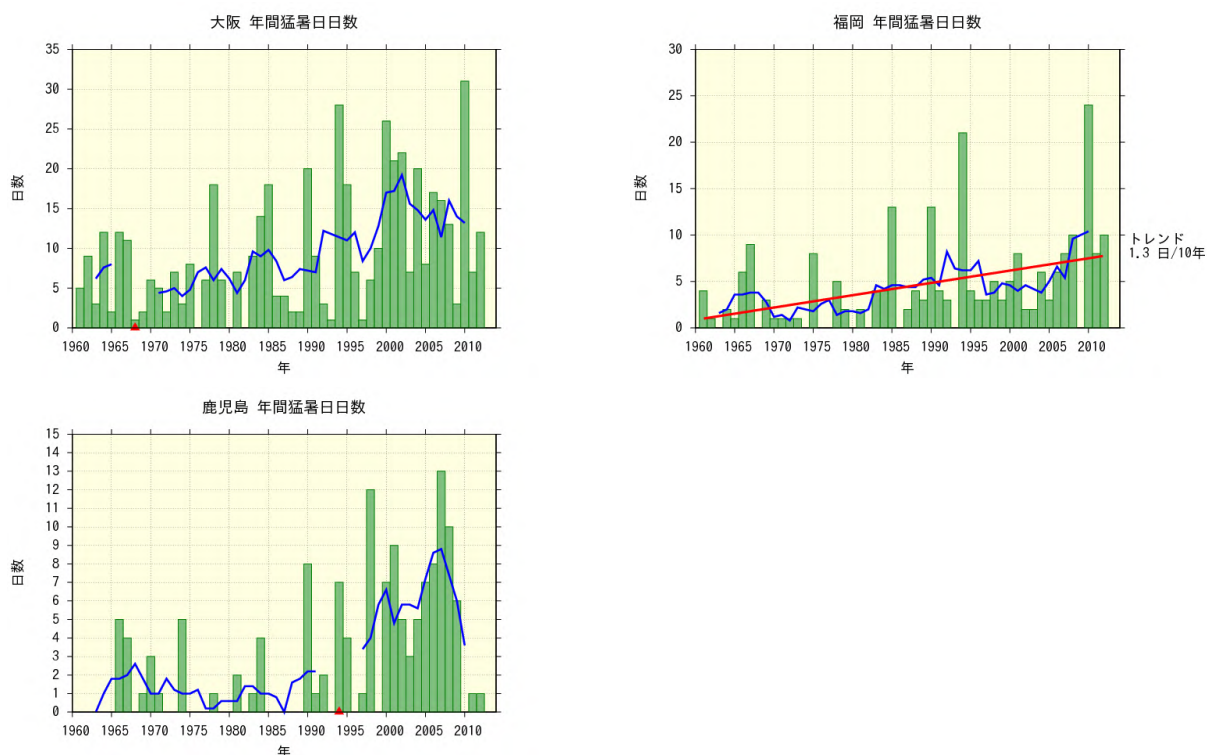


図 A6.4(a) 前頁からの続き。

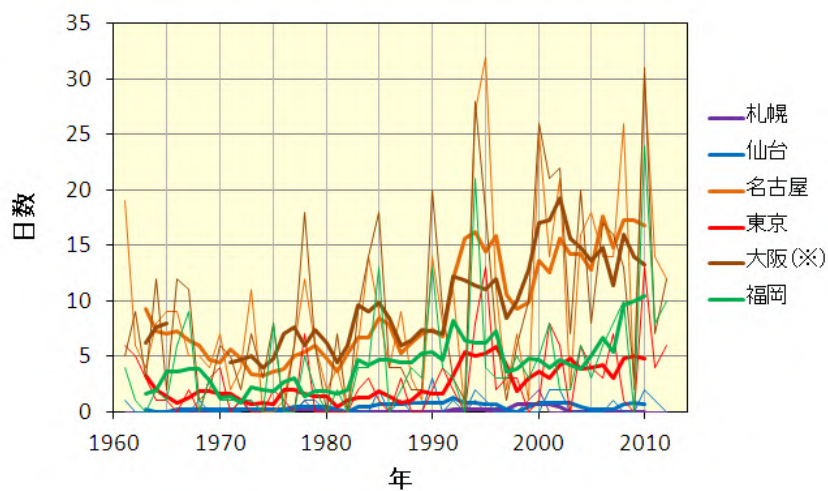


図 A6.4(b) 札幌、仙台、名古屋、東京、大阪、福岡における年間猛暑日数の長期変化傾向の比較。細線は毎年の値、太線は5年移動平均を示す。統計期間は1961年から2012年まで。を付した地点は、庁舎の移転の影響を含む。

【付録7】全国の主要都市における年間霧日数の長期変化傾向グラフ

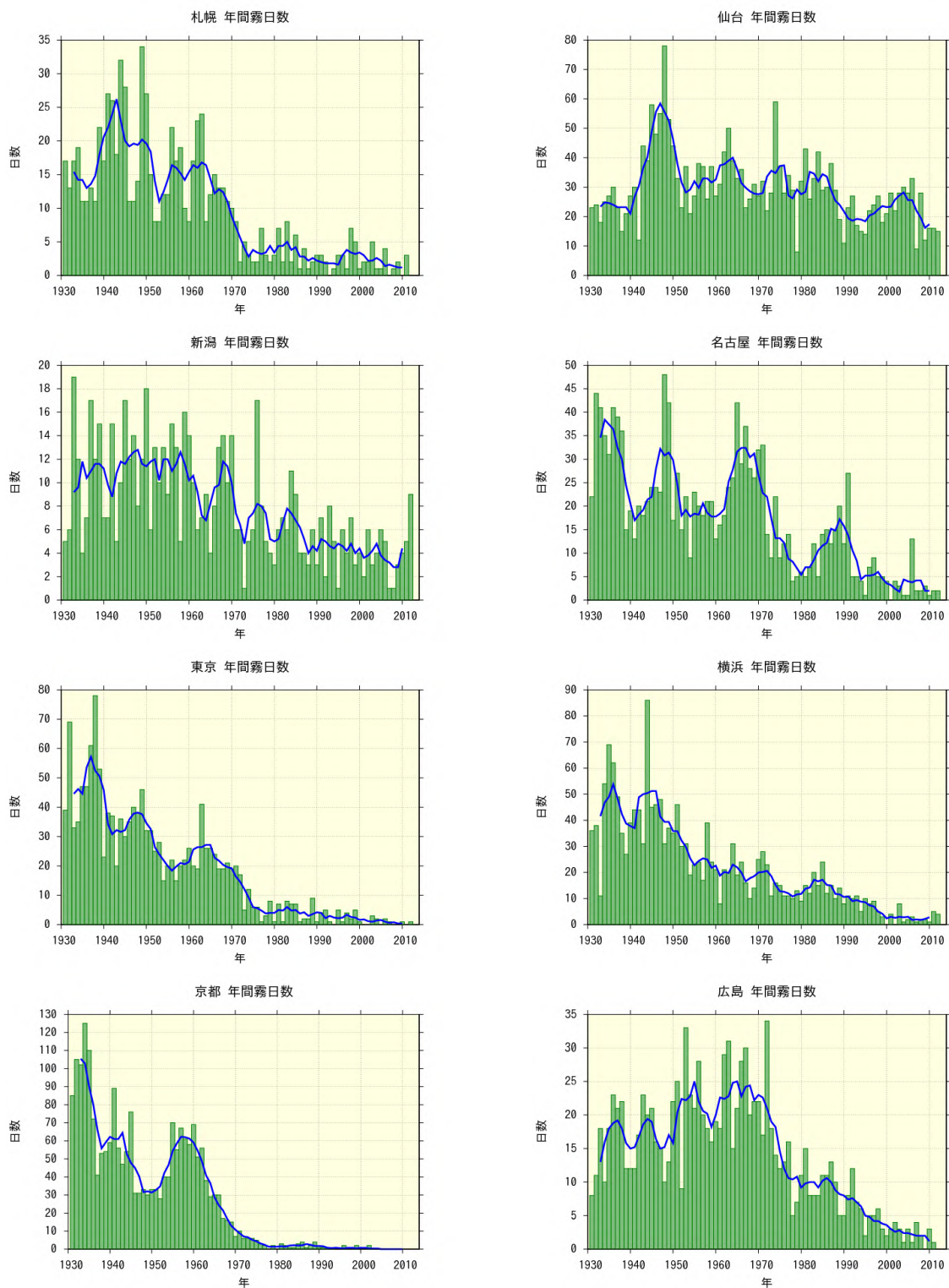


図 A7.1(a) 全国の主要 11 都市における年間霧日数の長期変化傾向

緑の棒グラフは毎年の値、青い折れ線は 5 年移動平均を示す。庁舎の移転があった官署については、その時期を赤い印で示す。統計期間は 1931 年から 2012 年まで。次頁に続く。

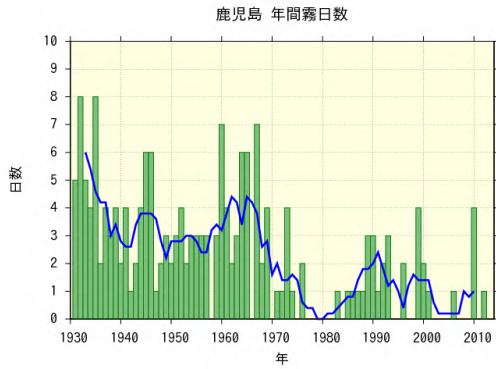
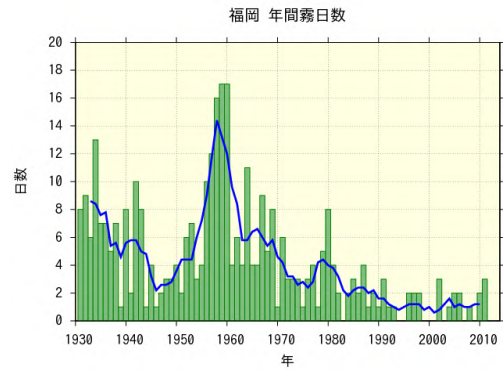
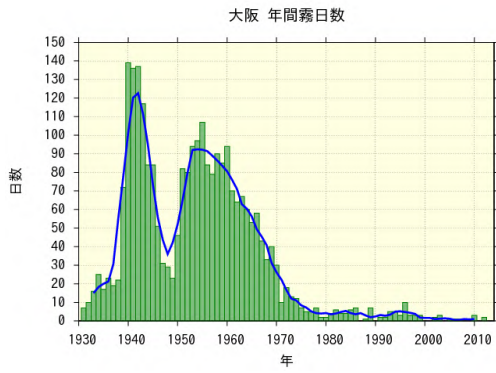


図 A7.1(a) 前頁からの続き。

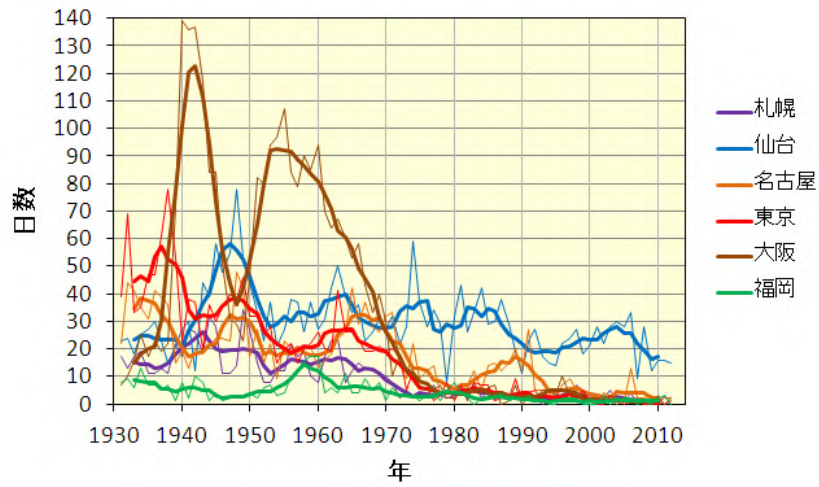


図 A7.1(b) 札幌、仙台、名古屋、東京、大阪、福岡における年間霧日日数の長期変化傾向の比較。細線は毎年の値、太線は5年移動平均を示す。統計期間は1931年から2012年まで。を付した地点は、庁舎の移転の影響を含む。

【付録8】全国の主要都市における年間の降水日数と無降水日数の長期変化傾向グラフ

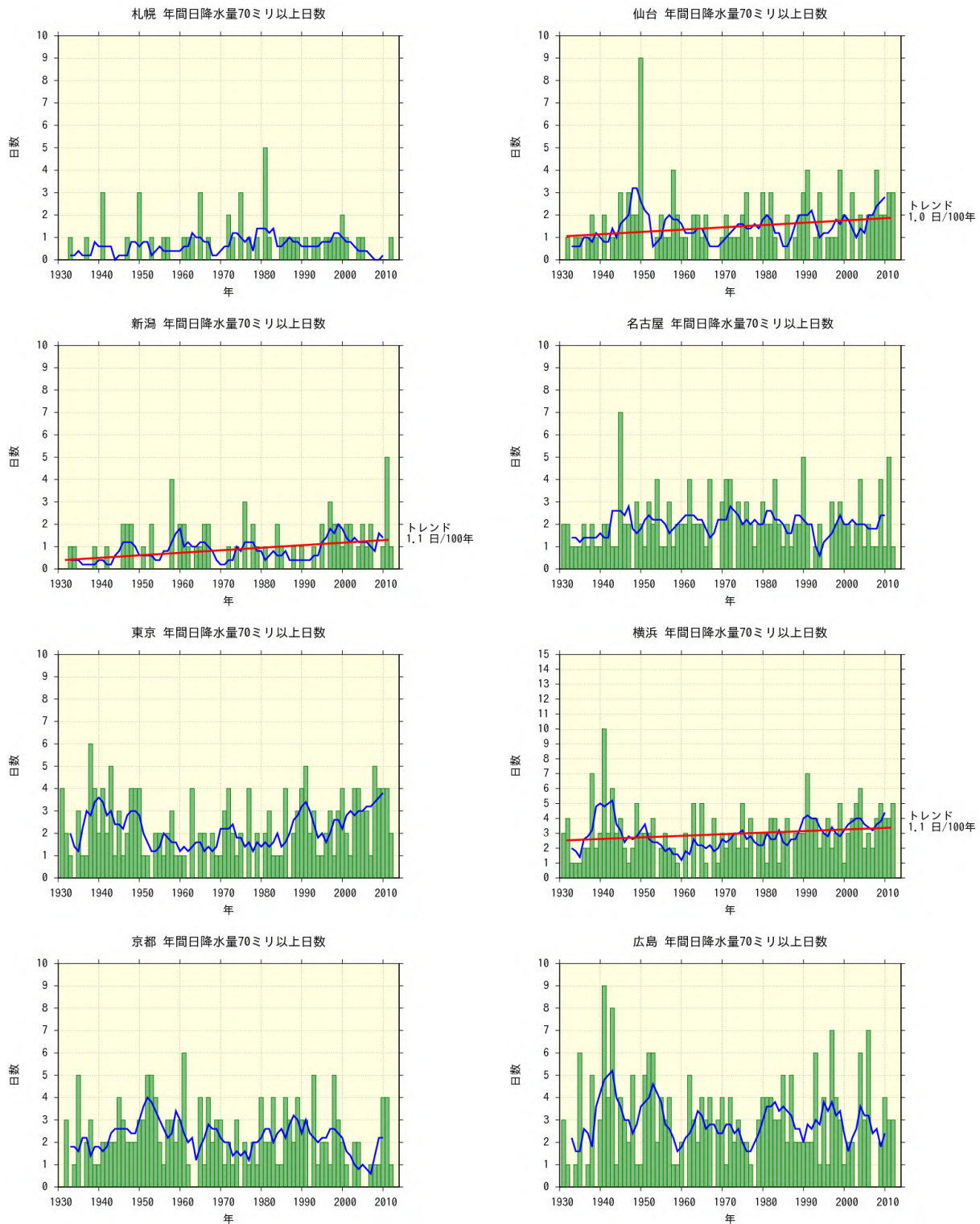


図 A8.1(a) 全国の主要 11 都市における年間の日降水量 70 ミリ以上の年間日数の長期変化傾向

緑の棒グラフは毎年の値、青い折れ線は 5 年移動平均を示す。統計期間内に庁舎の移転がなく、ケンドール検定で信頼水準 90%以上の有意な長期変化傾向がある場合は、赤い直線で示している。また、庁舎の移転があった官署については、その時期を赤い印で示す。統計期間は 1931 年から 2012 年まで。次頁に続く。

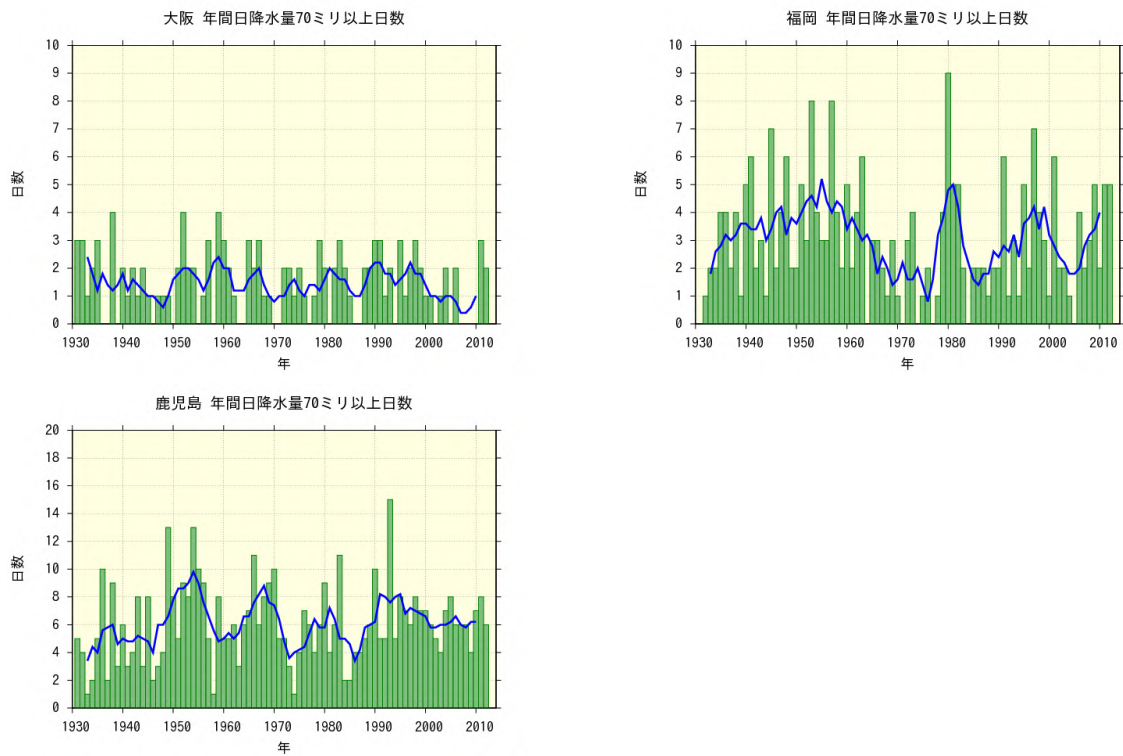


図 A8.1(a) 前頁からの続き。

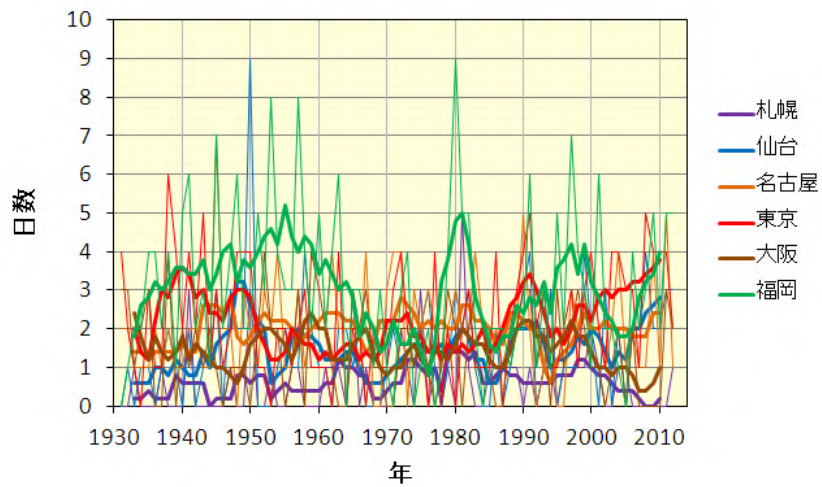


図 A8.1(b) 札幌、仙台、名古屋、東京、大阪、福岡における日降水量 70 ミリ以上の年間日数の長期変化傾向の比較。細線は毎年の値、太線は 5 年移動平均を示す。統計期間は 1931 年から 2012 年まで。

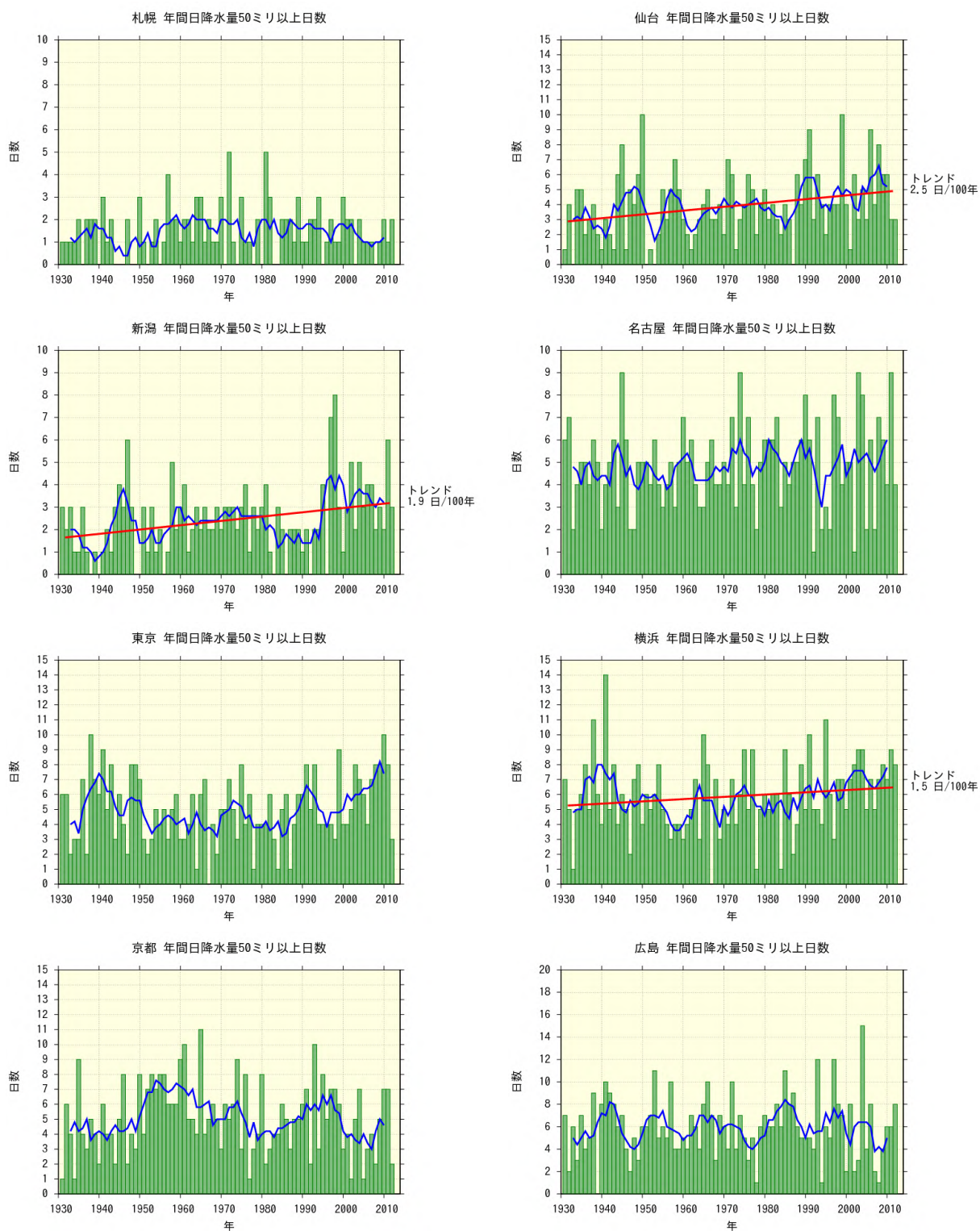


図 A8.2(a) 全国の主要 11 都市における年間の日降水量 50 ミリ以上の年間日数の長期変化傾向

緑の棒グラフは毎年の値、青い折れ線は 5 年移動平均を示す。統計期間内に庁舎の移転がなく、ケンドール検定で信頼水準 90%以上の有意な長期変化傾向がある場合は、赤い直線で示している。また、庁舎の移転があった官署については、その時期を赤い印で示す。統計期間は 1931 年から 2012 年まで。次頁に続く。

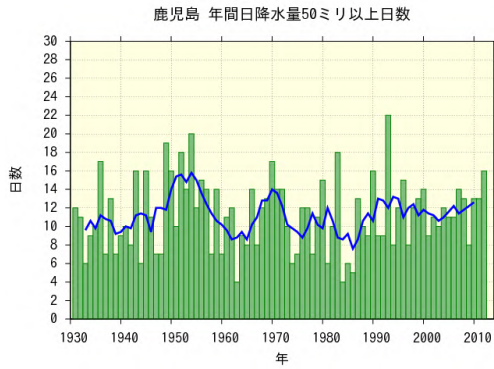
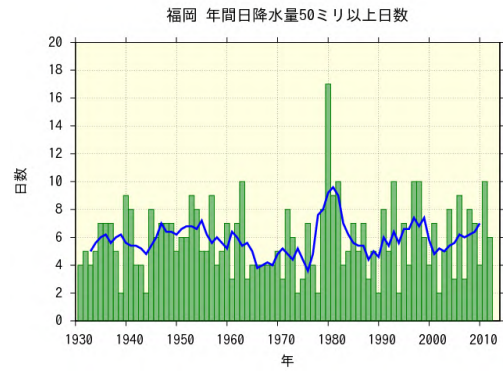
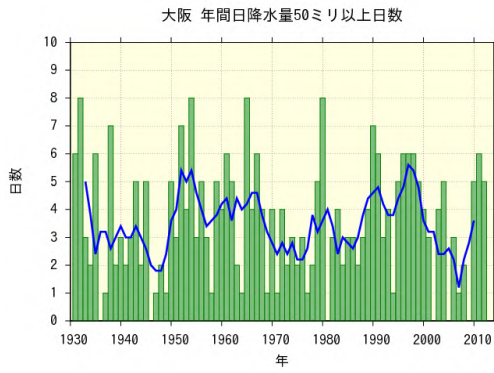


図 A8.2(a) 前頁からの続き。

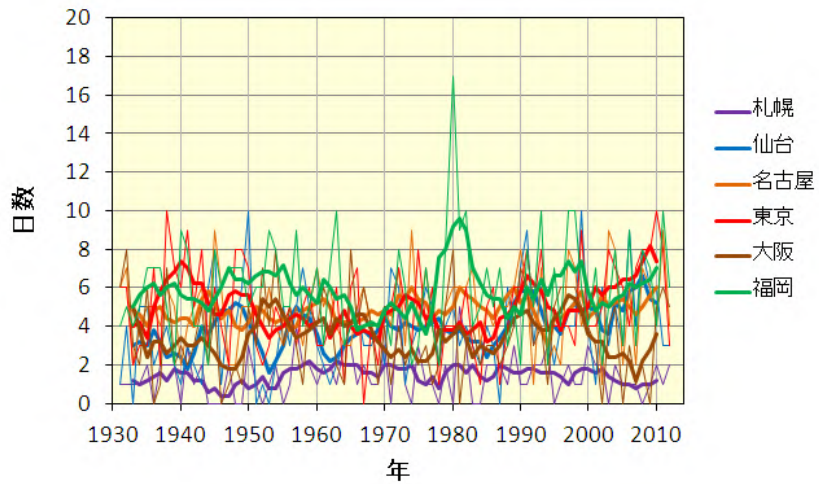


図 A8.2(b) 札幌、仙台、名古屋、東京、大阪、福岡における日降水量 50 ミリ以上の年間日数の長期変化傾向の比較。細線は毎年の値、太線は 5 年移動平均を示す。統計期間は 1931 年から 2012 年まで。

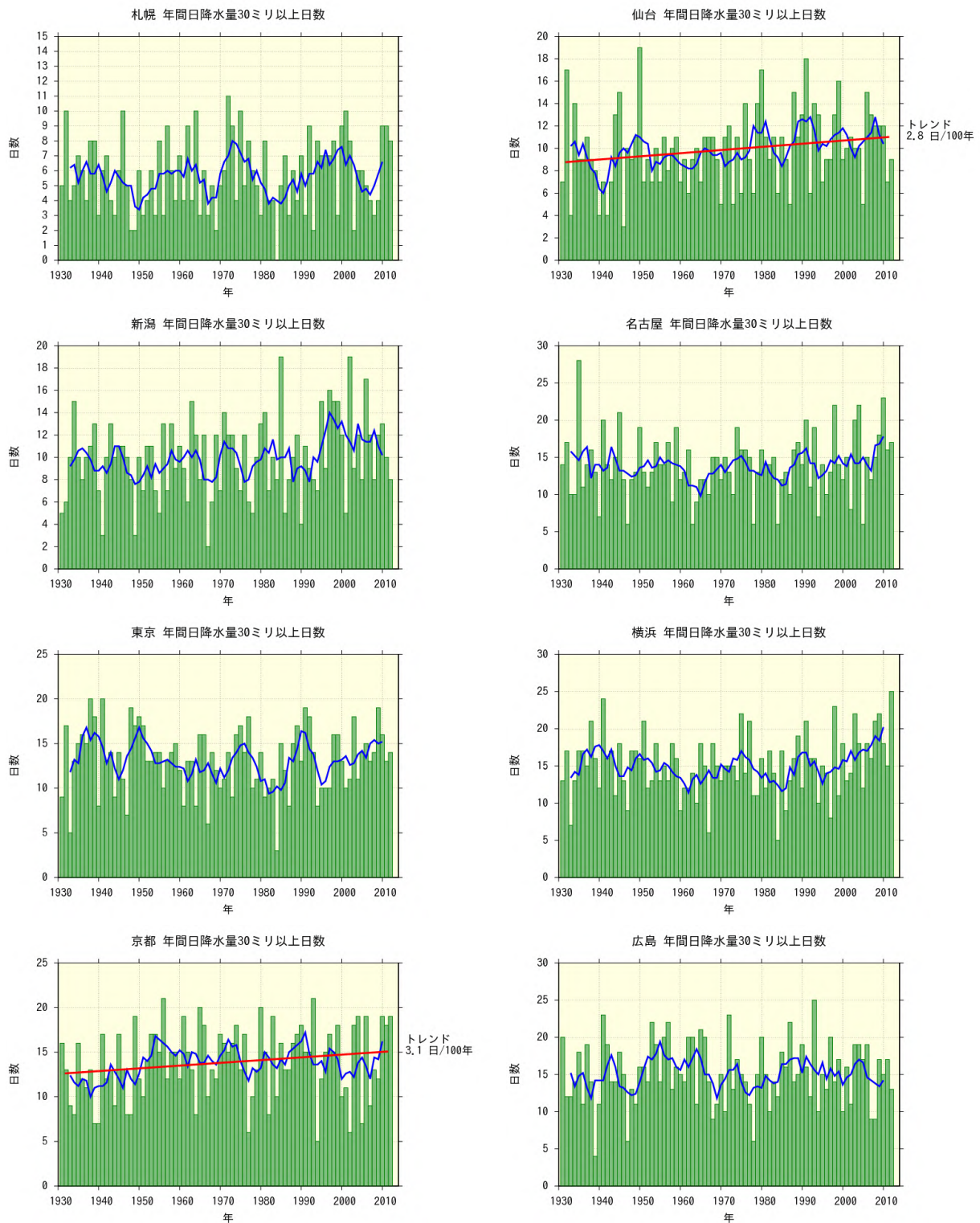


図 A8.3(a) 全国の主要 11 都市における年間の日降水量 30 ミリ以上の年間日数の長期変化傾向

緑の棒グラフは毎年の値、青い折れ線は 5 年移動平均を示す。統計期間内に庁舎の移転がなく、ケンドール検定で信頼水準 90%以上の有意な長期変化傾向がある場合は、赤い直線で示している。また、庁舎の移転があった官署については、その時期を赤い印で示す。統計期間は 1931 年から 2012 年まで。次頁に続く。

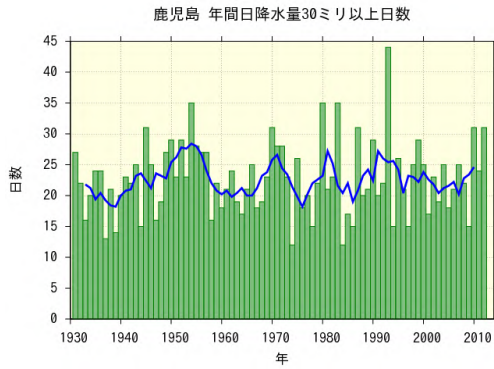
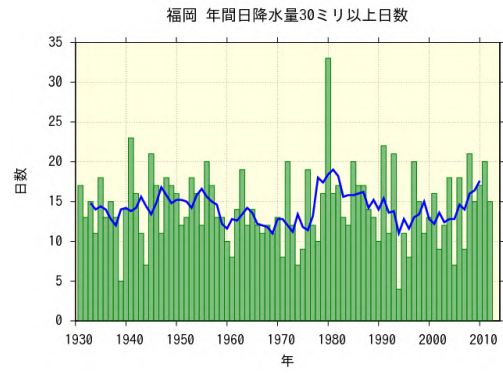
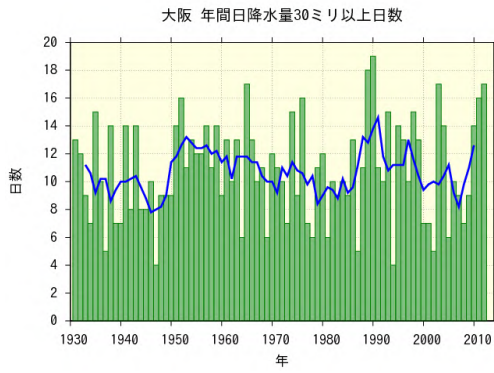


図 A8.3(a) 前頁からの続き。

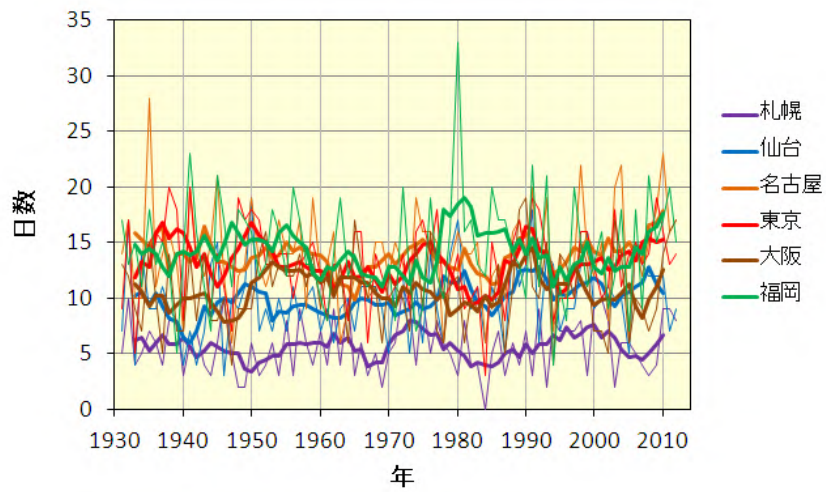


図 A8.3(b) 札幌、仙台、名古屋、東京、大阪、福岡における日降水量 30 ミリ以上の年間日数の長期変化傾向の比較。細線は毎年の値、太線は 5 年移動平均を示す。統計期間は 1931 年から 2012 年まで。

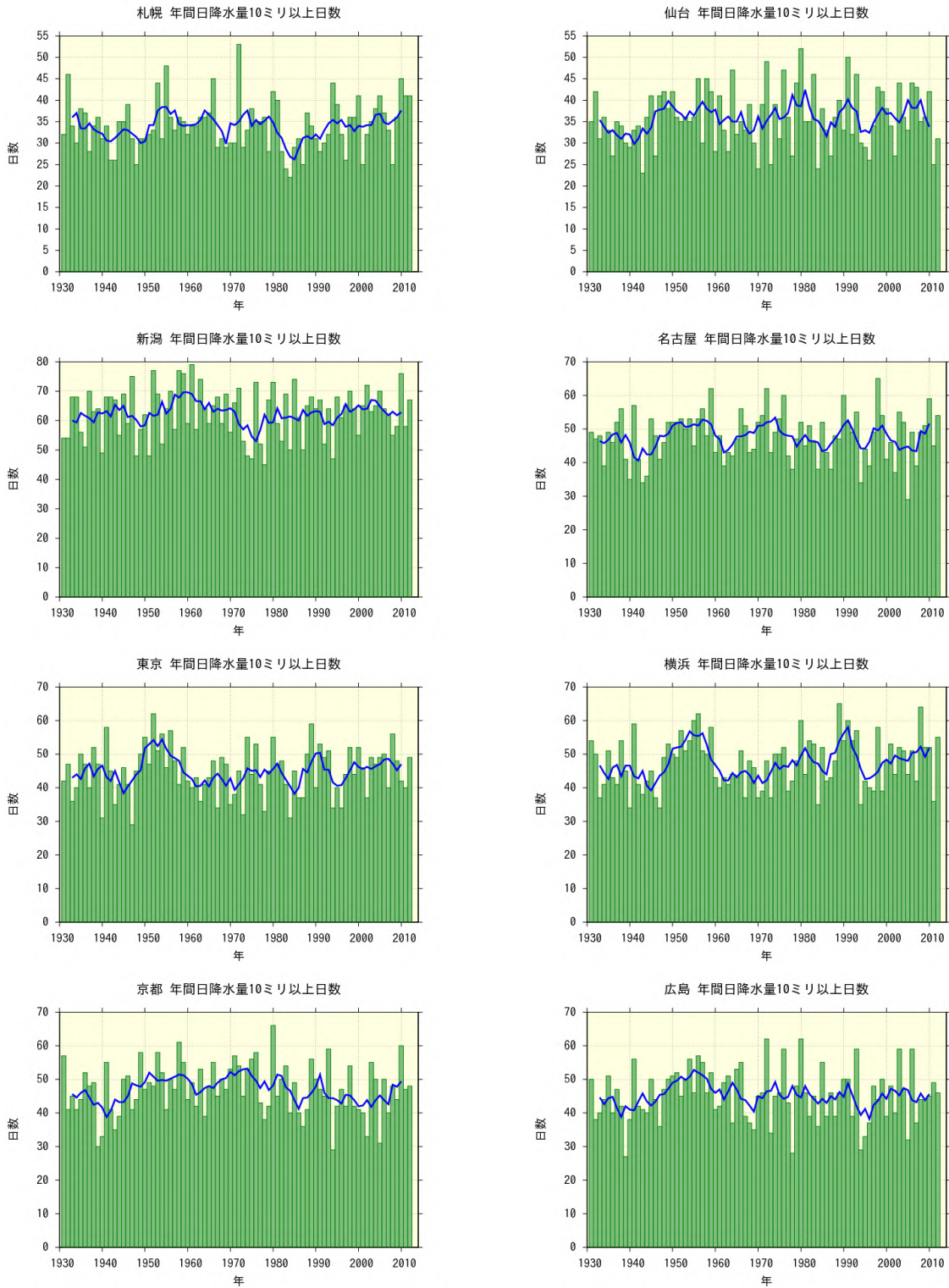


図 A8.4(a) 全国の主要 11 都市における年間の日降水量 10 ミリ以上日数の長期変化傾向

緑の棒グラフは毎年の値、青い折れ線は 5 年移動平均を示す。統計期間内に庁舎の移転がなく、ケンドール検定で信頼水準 90%以上の有意な長期変化傾向がある場合は、赤い直線で示している。また、庁舎の移転があった官署については、その時期を赤い印で示す。統計期間は 1931 年から 2012 年まで。次頁に続く。

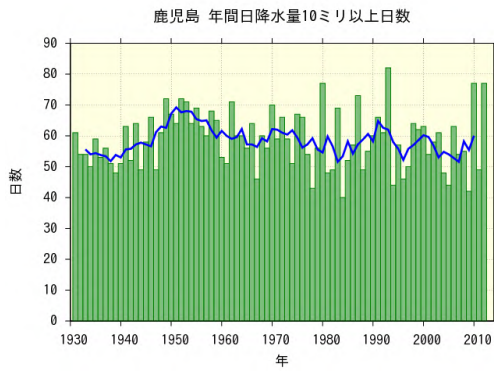
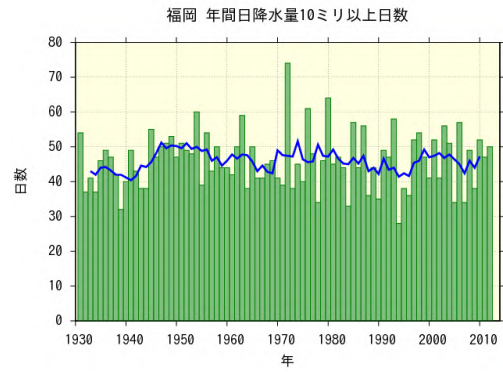
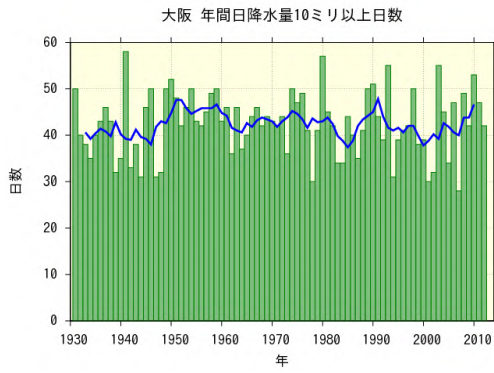


図 A8.4(a) 前頁からの続き。

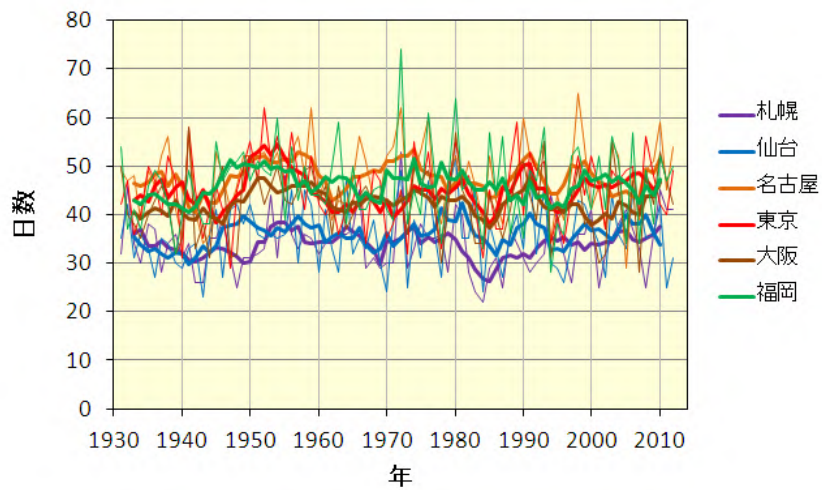


図 A8.4(b) 札幌、仙台、名古屋、東京、大阪、福岡における日降水量 10 ミリ以上の年間日数の長期変化傾向の比較。細線は毎年の値、太線は 5 年移動平均を示す。統計期間は 1931 年から 2012 年まで。

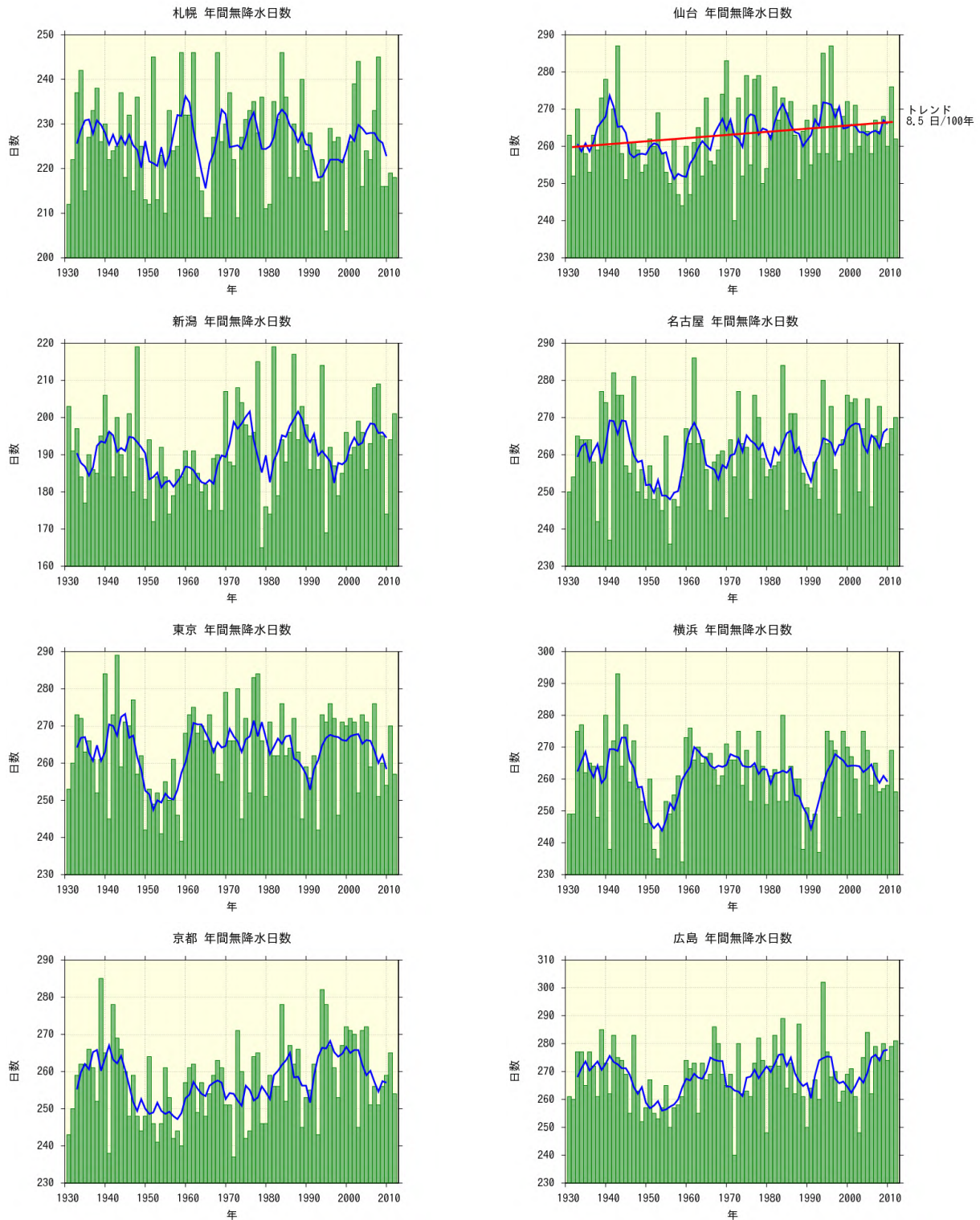


図 A8.5(a) 全国の主要 11 都市における年間無降水日数の長期変化傾向

緑の棒グラフは毎年の値、青い折れ線は 5 年移動平均を示す。統計期間内に庁舎の移転がなく、ケンドール検定で信頼水準 90%以上の有意な長期変化傾向がある場合は、赤い直線で示している。また、庁舎の移転があった官署については、その時期を赤い印で示す。統計期間は 1931 年から 2012 年まで。次頁に続く。

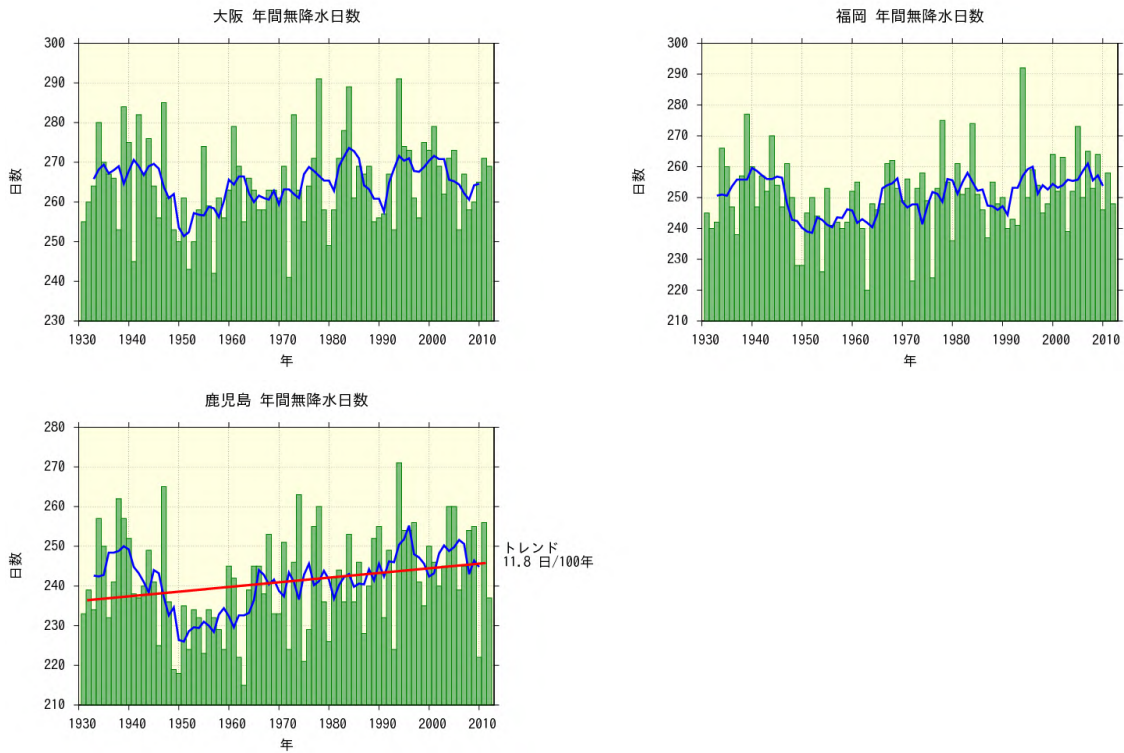


図 A8.5(a) 前頁からの続き。

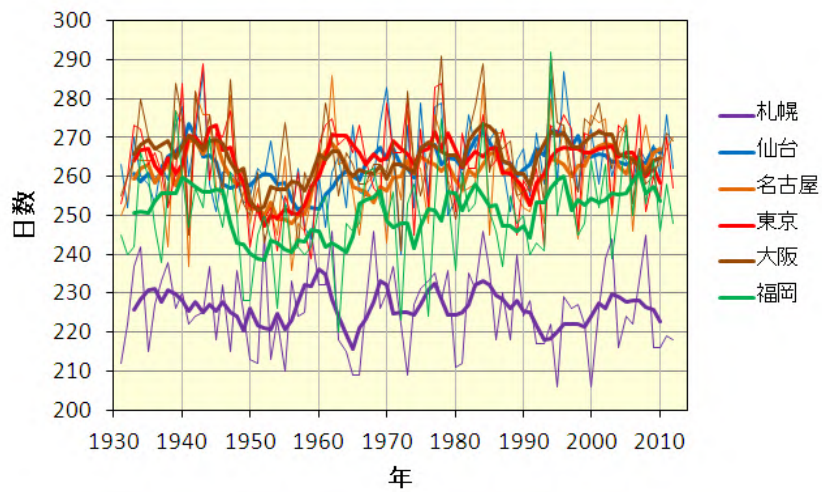


図 A8.5(b) 札幌、仙台、名古屋、東京、大阪、福岡における年間無降水日数の長期変化傾向の比較。細線は毎年の値、太線は5年移動平均を示す。統計期間は1931年から2012年まで。