

I 気候・気象

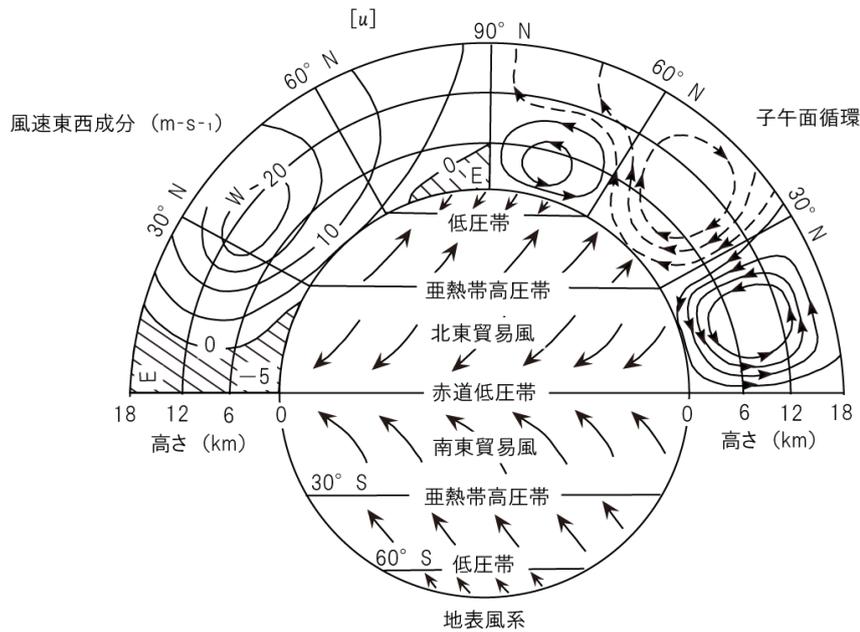
1 地球温暖化に伴う気候変動

近年、地球温暖化による異常気象が取沙汰されているが、その具体的なメカニズムを解明するには至っていないのが現状である。これは大気と海洋との位相によるもので、対流圏の大気大循環場に及ぼす海面温度（SST）の影響が十分に把握されていないからである。特に、南半球の海洋域での観測地点の不足だけでなく、北半球の高緯度における大気観測システムが完備されていないことも予測解析の妨げになっている。

地球温暖化による温度1°Cの気温上昇は、気候帯が100km南下することを意味し、今後の気温上昇を考えると100年間で約500km南下することになる。気候帯の変化は海洋資源の枯渇のみならず、緯度帯に対応した生物環境の変化や食料生産地域の主要作物の収穫量にも影響し、世界的な食料生産量の低下に繋がる危険性を秘めている。

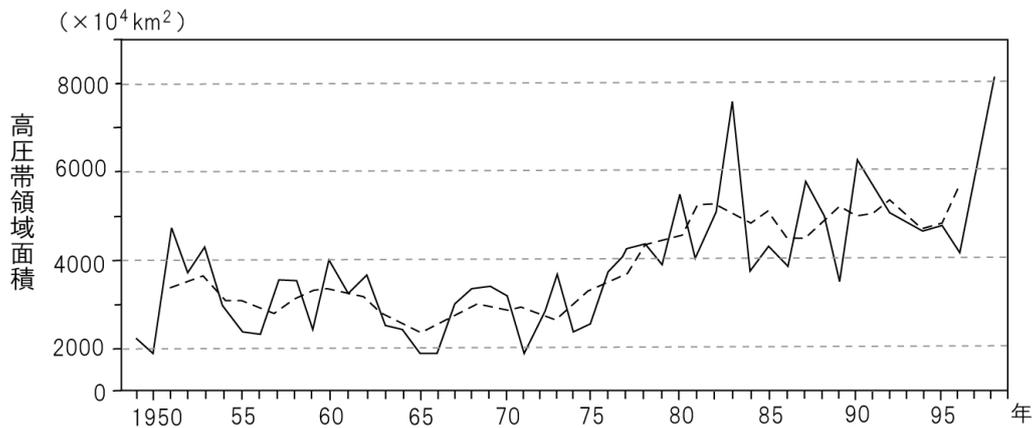
地球を取り巻く対流圏は、子午面に沿う低緯度帯のハドレー直接循環と高緯度帯の直接極循環に加え、中緯度帯はフェレル間接循環の子午面循環系から構成されている（図 I-1）。熱帯海域の海面温度（SST）の上昇は、ハドレー循環を強めて上昇気流域の豪雨による洪水災害、また下降気流域にあたる中緯度帯では亜熱帯高圧帯の勢力が強まり（図 I-2）、乾燥化による小麦生産力の低下が懸念される（大和田・大和田，2005）。またフェレル循環の強化によって極循環が高緯度側に押しやられ、亜寒帯地域の縮小によってジャガイモ等の生産地域への影響も考えられる。亜寒帯地域の気温上昇は、病虫害対策としての薬剤散布を余儀なくされ、食品の安全性が問われることにもなりかねない。

特に太平洋海域は、インド洋や大西洋に比較して海面温度の上昇率が高く（大和田・井上，2002）、日本列島は西太平洋の海面温度（SST）の上昇（ラニーニャ）によって気温が高くなる傾向があるため、これまでの温帯気候が亜熱帯化する可能性が危惧される。その結果、植物や動物等の生態系への影響は必須で、我が国においても個々の地域の生態系を時間と空間から調査し、環境変化を把握することは重大な使命である。



* 低緯度からハドレー循環，フェレル循環，極循環に分けられるが，フェレル循環は間接的な循環系である。

図 I-1 対流圏における子午面循環モデル (片山, 1974)

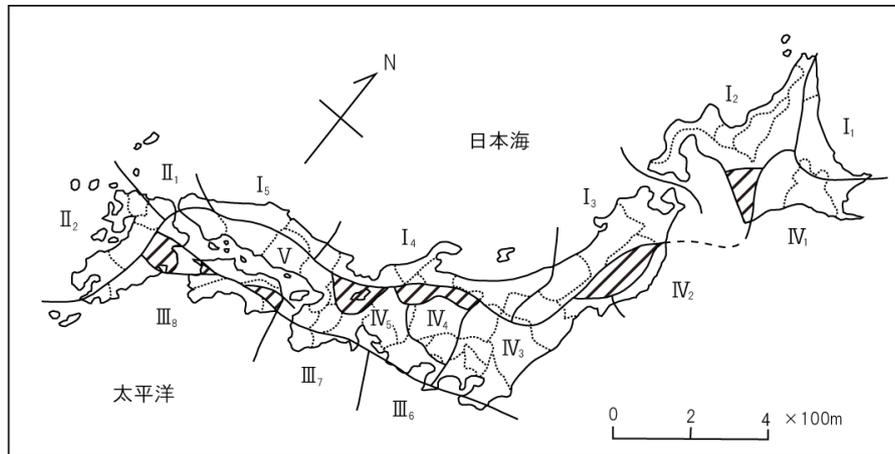


* クライメイトシフトの1970年代後半から急激に亜熱帯高圧帯領域面積が増加した。

図 I-2 北半球における500hPa面(8月)の亜熱帯高圧帯領域面積(5,880m以上)の経年変動(1949~97年)(大和田ほか, 2001)

2 気候区分からみた東海地方

日本列島は、北海道から九州・沖縄までの緯度差が約 25 度、距離にして約 2,500km に達する南北に細長い地形をなして、亜寒帯、温帯、及び亜熱帯の気候帯に属する島国である。関口 (1959) の気候区分によれば、日本の気候は裏日本 (日本海側) 気候区、九州地方気候区、表日本 (太平洋側) 気候区、瀬戸内気候区、及び漸移気候区に細分類されている (図 I-3)。



- | | | | | |
|---------------|----------|-----------------|-----------|------------------|
| I. 裏日本気候区 | II. 九州地方 | III, IV. 表日本気候区 | V. 瀬戸内気候区 | VI. 漸移気候区(斜線の部分) |
| (1)オホーツク海沿岸地方 | (1)北九州地方 | (1)東北道地方 | | (1)日高地方 |
| (2)西北海道地方 | (2)西九州地方 | (2)三陸地方 | | (2)北上地方 |
| (3)出羽地方 | | (3)関東地方 | | (3)中央高地 |
| (4)北陸地方 | | (4)中部内陸地方 | | (4)伊賀地方 |
| (5)山陰地方 | | (5)東海地方 | | (5)徳島地方 |
| | | (6)豆南地方 | | (6)宇和島地方 |
| | | (7)南海地方 | | (7)大分地方 |
| | | (8)四国九州の太平洋岸地方 | | |

* 裏日本気候区は日本海側気候区、表日本気候区は太平洋側気候区に修正した。東海地方は IV5 に所属する。

図 I-3 日本の気候区分 (関口, 1959) を一部修正

東海地方は太平洋側気候区であるが、内陸の山地沿いでは気圧配置によって日本海側の気候になることもあるため、漸移気候区に所属する。伊勢湾岸地域は、いわゆる東海式気候区に属し、温暖な気候とされている。このため、太平洋岸に沿う地域では温室栽培や柑橘類の生産が盛んであり、愛知県の蒲郡では静岡県と並ぶミカン栽培地域となっている。

これらの地域の特徴は、脊梁山脈によって冬季の季節風を遮る南向きの斜面であるばかりでなく、風下側の乱流が海風の進入を容易にして接地逆転現象を抑える役目を果たしている。久能山の石垣イチゴ栽培は、これに石垣の熱容量を考慮したものであり、自然環境を利用した典型的なものである。

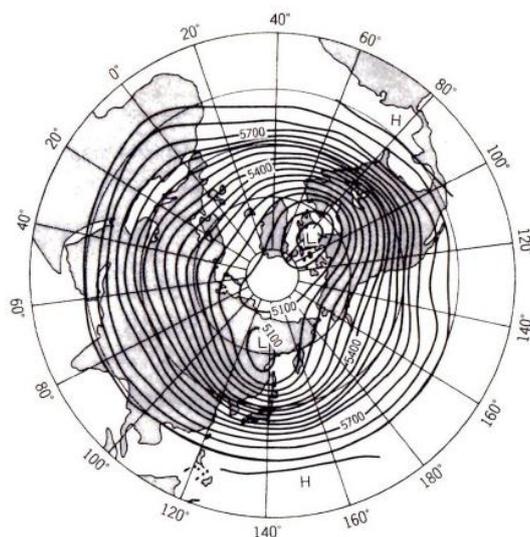
しかし、冬型気圧配置時になると太平洋側の各地でも降雪がみられ、特に伊勢湾岸地域は日本列島の狭隘部の風下側にあたるため、シベリアからの寒気の吹き出しによって、風道にあたる地域では日本海側気候区と変わらない気候になることもある。したがって、これらの地域では冬季が温暖とはいえない。

また、東海地方は夏型気圧配置時においても猛暑になりやすい地域である。これは、北太平洋高気圧の縁に沿う南西風がフェーン現象をもたらすためである。したがって、東海式気候区とはいうものの、寒暖の差が激しい気候的特徴を持っている。

3 伊勢湾岸地域の気候・気象学的特徴

(1) 冬の局地風

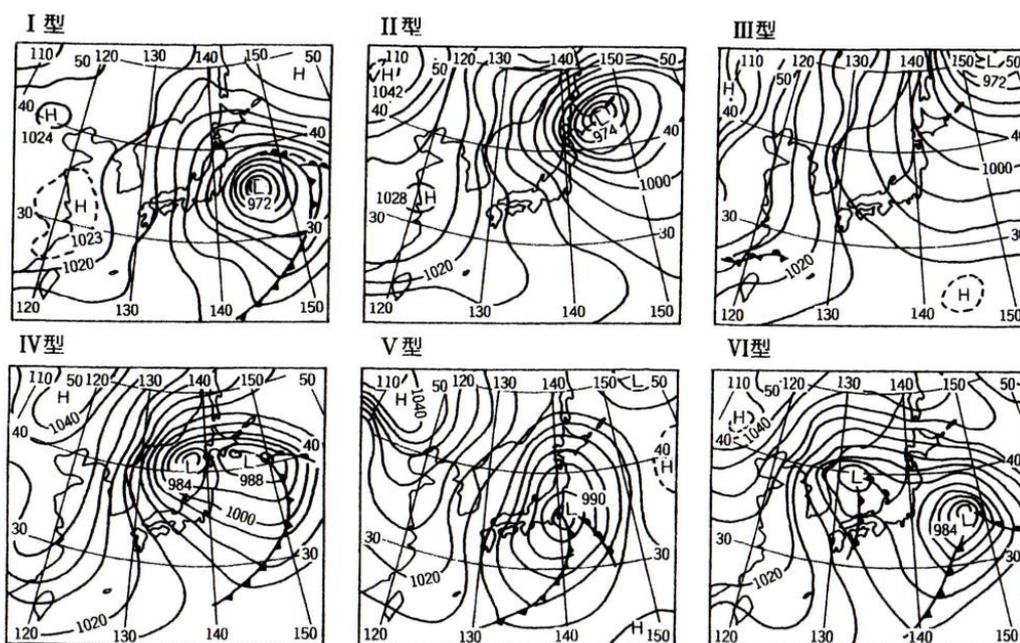
東アジアは北半球における3波波動地域にあたり、極寒気の南下しやすい地域である(図I-4)。このため、日本海側では日本海低気圧、及び日本列島の南岸では南岸低気圧が次々と発生し、太平洋側に抜けると西高東低の冬型気圧配置となって強い局地風が吹走する。



*北アメリカ，ヨーロッパ，東アジアは3波波動地域にあたり，東アジアの気圧傾度が最も大きい。

図 I-4 北半球における 500hPa 等圧面の平均高度図 (1 月) (吉野, 1968)

冬型気圧配置は、東の海上に抜けた温帯低気圧の緯度的・経度的位置によって三陸沖 (I 型)、オホーツク海 (II型)、及び千島列島北部 (III型) (図 I-5) に分類できる (大和田, 1994)。

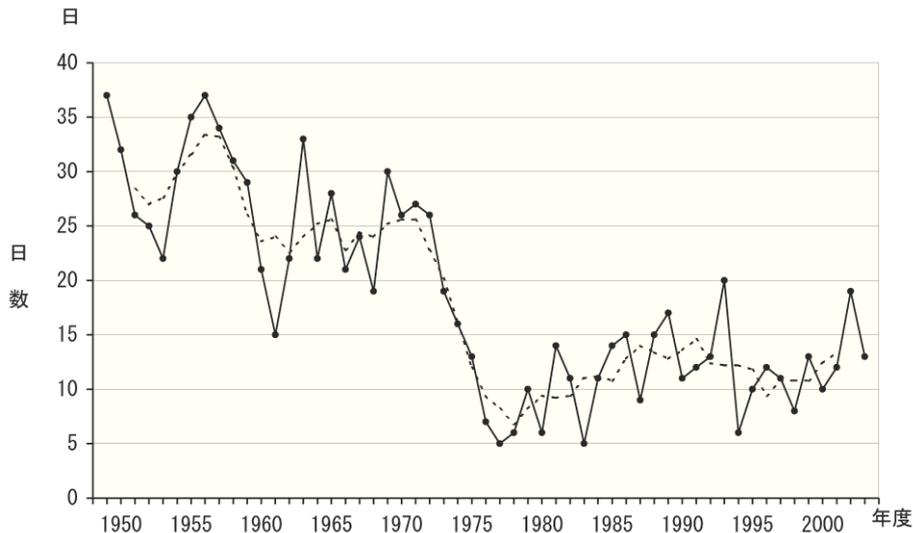


*主に I 型から III 型であるが、最近では IV 型や VI 型の 2 つ玉低気圧、及び V 型の南岸低気圧によるものも増えてきた。

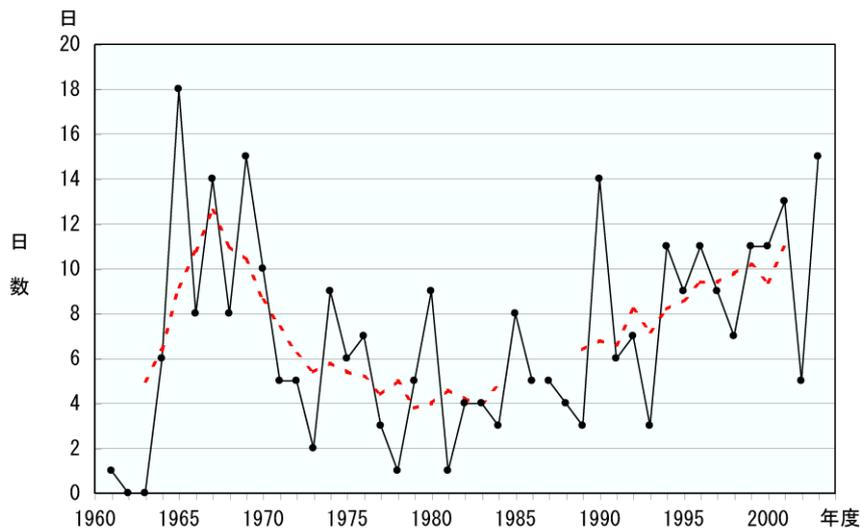
図 I-5 「伊吹おろし」及び「鈴鹿おろし」吹走時の地上気圧配置 (Owada, 1990)

低気圧の中心が三陸沖（I型）に抜けた場合は、伊勢湾岸地域では「伊吹おろし」と呼ばれる北西から北北西の局地風が吹き荒れる（大和田，1976）。また、千島列島北部型（III型）では西よりの「鈴鹿おろし」が伊勢平野に吹き（大和田・原田，1978），伊勢湾岸地域は2種類の局地風が吹くことで知られている（図 I-6）。しかし，これらの局地風はオホーツク海型（II型）において同時に吹くこともある（Owada，1990；大和田，1994）。

しかし，地球温暖化による大気大循環場の変動によって，亜熱帯ジェット気流，及び寒帯前線ジェット気流が北上し，東に抜ける低気圧の緯度的位置が高緯度側に偏ってきたため，北西の伊吹おろしの吹走頻度はClimate shift(1970年代後半)以降3分の1にまで減少した(図 I-6(1))。これに対し，鈴鹿おろしによる西よりの風は増加傾向にあり(図 I-6(2))，常滑のセントレア（中部国際空港）は鈴鹿おろしの風下波動地域にあたることから，強い西風による航空機の離発着に支障をきたすようになってきた（大和田，2005；大和田・鳥居，2008）。また，三重県の亀山市付近では，鈴鹿おろしによって高速道路（東名阪）を走向中のトラックが強風による横転事故も発生している。



*クライメイトシフト以前は25日前後であったが，それ以降では10日前後に減少した。
 図 I-6(1) 伊吹おろしの吹走日数の経年変化（1949～2003年度）（大和田，2005）



*クライメイトシフト以前は減少傾向を示していたが，それ以降は増加してきている。
 図 I-6(2) 鈴鹿おろしの吹走日数の経年変化（1949～2003年度）（大和田・鳥居，2008）

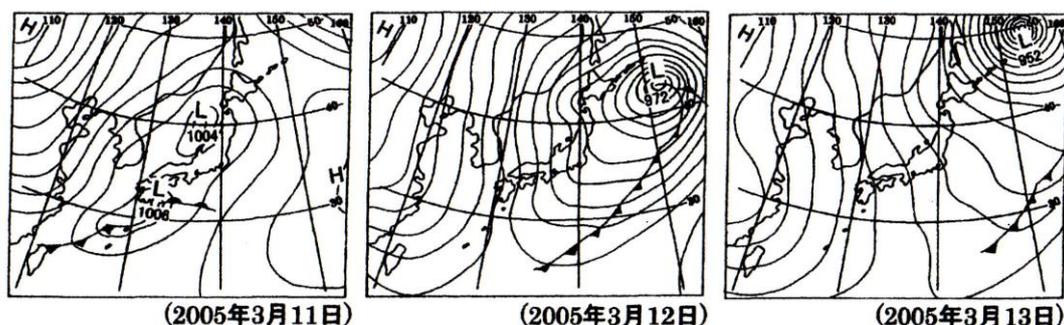
(2) 温帯低気圧の異常発達

近年の温帯低気圧の異常発達は、熱帯海域の海面温度 (SST) の上昇によってハドレー循環が強化されたため、フェレル循環との収束帯を流れる亜熱帯ジェット気流 (200hPa 面) が北上してきたからである。このため、南岸低気圧が日本列島南部から九州北部を通過するようになり、高緯度側を通過する寒帯前線ジェット気流 (500hPa 面) の蛇行に伴う日本海低気圧との距離が接近するようになってきた。

その結果、北日本付近で南岸低気圧と日本海低気圧とが合体し (図 I-7)、オホーツク海で異常発達 (爆弾低気圧) するケースが増えてきた (遊馬, 2003)。最近では中心気圧が 960hPa 以下にまで発達することもまれではなくなった (Takayabu, 1991; 高藪, 1993; 中川ほか, 2005; 中川ほか, 2006; 中川ほか, 2007; 大和田ほか, 2010b)。これは、南岸低気圧からの南よりの亜熱帯大気と日本海低気圧による北よりの亜寒帯大気とが直接接触し、地上と上空との温度差が大きくなるからである。

したがって、近年の猛烈な突風や竜巻の発生の主な原因は、地球温暖化による大気大循環場の変動によって起こる気象現象である。このため、東の海上で台風並みに発達した温帯低気圧から伸びる前線によって、伊勢湾岸地域では、強風や突風 (ピークガスト) による高層建築作業中のクレーンやビニールハウスの倒壊等の被害をもたらすことも少なくない。

更に、近年では地球温暖化による高緯度側と低緯度側との熱交換によって、寒帯前線ジェット気流の蛇行が激しくなり (大和田・中村, 1990)、寒暖の差の激しい気候になっている (大和田・畔柳, 2004)。もともと春季は、天気の移り変わりの激しい季節であり、年間を通じて最も突風率が高い季節ではあるが、春季を代表する移動性高気圧の出現頻度が減少していることも事実である (大和田・石川, 2002)。



* 日本海低気圧は高度側からの寒気、南岸低気圧は低緯度からの暖気を運び込み、オホーツク海付近で低気圧が異常に発達する (爆弾低気圧)

図 I-7 日本海低気圧と南岸低気圧の合体 (気象庁天気図による)

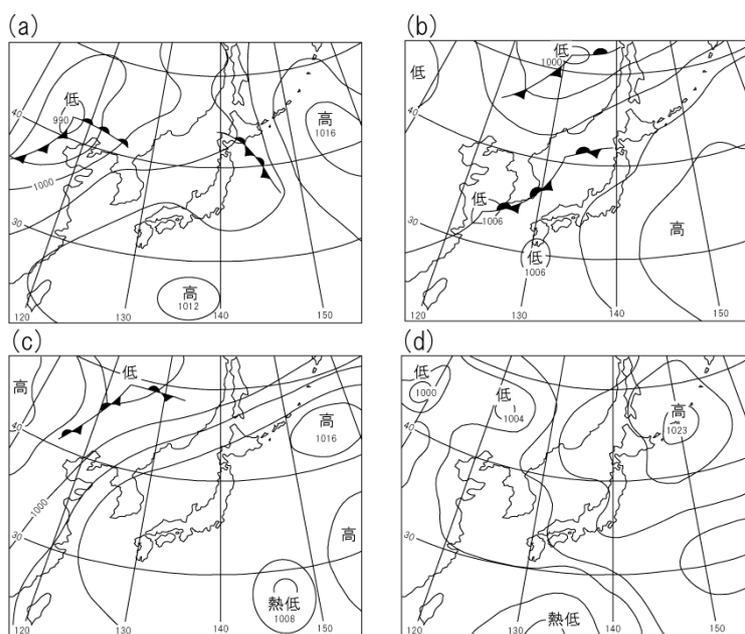
(3) 東海地方の猛暑

かつて、夏の暑さの指標として夏日 (日最高気温 25℃以上)、及び真夏日 (日最高気温 30℃以上) が用いられていた。しかし、近年の異常高温の出現に伴って猛暑日 (日最高気温 35℃以上) が気象庁から発表されるようになった。これは、IPCC (2002) による第 1 作業部会の報告書によると、全球表面温度が 1970 年代後半の Climate shift (気候急変) 以降、平均偏差値からみると 0.4℃以上上昇傾向を示しており、地球温暖化の影響によって急激に温度が上昇しているからである。

地球温暖化に伴う熱帯海域の SST (海面温度) の上昇はハドレー循環を強化し (大和田・井上, 2002), 亜熱帯高圧帯の勢力が増す結果となり (Strong et al., 2000 ; 吉野・福岡, 2003 ; 大和田ほか, 2006), 日本列島上空は大陸から張り出す南アジア高気圧と北太平洋高気圧に覆われることが多くなった (Liu et al., 2000 ; 三上, 1974).

東アジアにおける夏型気圧配置は, 図 I-8 に示したようにオホーツク海高気圧型, 東高西低型, 南高北低型, 及び全面高気圧型に分類される (大和田, 1994). 近年は北太平洋高気圧の勢力が強まり, 典型的な夏型気圧配置の出現頻度が増えてきた. すなわち, 1950 年代はオホーツク海高気圧型の出現頻度が高く, 北日本では「山背 (やませ)」による冷害が頻発していたが, 2000 年代に入ると南高北低型の出現頻度が増し, 全面高気圧型も加わって西日本に猛暑をもたらす気圧配置が 8 割を占めるようになった. これは, 対流圏上層部の南アジア高気圧の北東シフトによって, 亜熱帯ジェット気流が東アジアでリッジを形成するからである.

南高北低型の気圧配置は, 北太平洋高気圧の西縁に沿って吹く南西の風が紀伊山地を越えてフェーン現象となり, 伊勢湾岸地域では猛暑になりやすい (大和田・石川, 2005 ; 大和田, 2006). 近年, 岐阜県が多治見市が埼玉県熊谷市と並び称される猛暑地域となったのは, フェーン現象に伴う南西風と名古屋のヒートアイランドが合体して移流したためで, 地球温暖化と無関係ではない (大和田ほか, 2010a). この気圧配置においては, 盆地的要素を持つ豊田市でもヒートアイランドが強まることを確認した.



(a) 南高北低型 (b) 東高西低型 (c) 全面高気圧型 (d) オホーツク海高気圧型

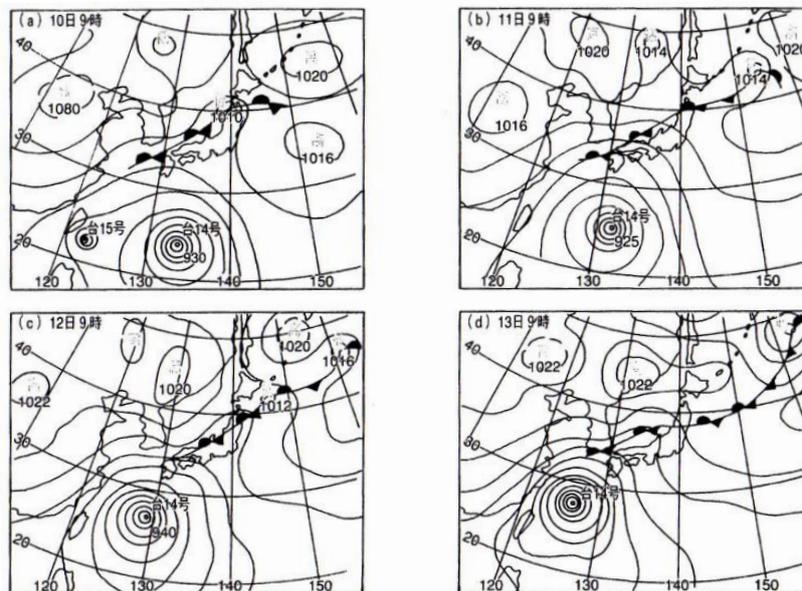
図 I-8 東アジアにおける夏型気圧配置分類 (大和田, 1994)

(4) 秋雨前線と集中豪雨

伊勢湾岸地域は, 1959 年 9 月の伊勢湾台風や 2000 年 9 月の東海豪雨に代表されるように, 気象災害が発生しやすい地域である. 伊勢湾台風は中心気圧が 930hPa で潮岬に上陸した台風であるが, 伊勢湾の走行が逆 V 字をなしているため, 間口が広く奥行きは狭まっている地形が高潮を誘発し, 被害を大きくした原因である.

更に、このような伊勢湾岸地域の緯度的・経度的位置が東海豪雨の原因ともなっている（大和田, 1994）。日本列島上に停滞する秋雨前線は毎年起こる現象ではなく、夏の高気圧の勢力が強く、9月に入ってから西日本に張り出し続ける年に現れることが多い。台風のコース（移動経路）は、北太平洋高気圧の張り出す経度的位置に左右され、残暑が厳しい年ほど日本列島に接近・襲来することが多くなる。

東海豪雨は、北太平洋高気圧の張り出し位置が東経 140 度付近にあつて、高気圧の縁に沿って吹く南東風と、台風を取り巻くスパイラルバンドやアウターバンドが収束し、暖湿流が伊勢湾から進入して秋雨前線を刺激したことが原因である（図 I-9）。したがって、過去に起きた集中豪雨の要因は、伊勢湾岸の特有な地形と高気圧の張り出す緯度的・経度的位置によるものである（大和田, 1994）。



*2000年9月の東海豪雨時の気圧配置

図 I-9 秋雨前線を台風が刺激する典型的な気圧配置（気象庁天気図による）

4 豊田の気候と気象

豊田市は、2005年の市町村合併によって旧豊田地区に、藤岡地区、小原地区、旭地区、稲武地区、足助地区、及び下山地区を加え、市域面積が918.32km²に達する広大な起伏差の大きな地域である。旧豊田市の中心市街地や南部の上郷地区、高岡地区は海拔40m程度であるが、稲武地区や足助地区は800mを超える山地から成っている。したがって、気候因子の多様化による気候要素の地域差が著しい地域である（大和田・神谷，2010）。

(1) 気温

ア 冬型気圧配置時における豊田市の最低気温分布

図 I-10(1)は典型的な西高東低の冬型気圧配置時（2009年2月2日6時）における最低気温分布を表したものである。この季節は、年間を通して最も北極からの寒気が南下する傾向がある（大和田・山田，1989）。

この図から、豊田市のほぼ全域が氷点下となった。標高の関係から、北部から東部にかけての山間部では-6.0℃以下であり、特に旭地区では-8.0℃以下と最も気温が低く現れた。小原地区、足助地区、及び下山地区では、一部を除いて-4.0℃であるが、市域南西部は-2.0℃以上である。特に挙母地区、及び高橋地区では0.0℃以上と氷点下にはなっていない。これは海拔高度だけでなくヒートアイランドの影響が考えられる。したがって、市域の気温差は約8℃であり、通減率から推定すると1,600mに相当する気温差が認められた。

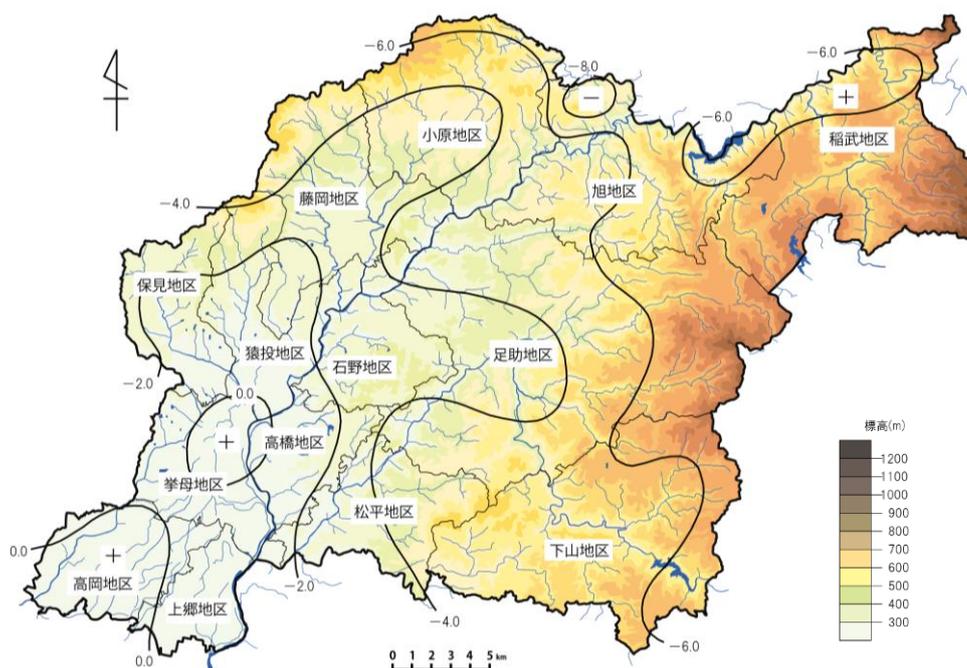


図 I-10(1) 西高東低型時（2009年2月2日6時）における最低気温分布（℃）（大和田）

イ 夏季における最高気温出現時の気温分布

図 I-10(2)は、夏型の典型的な気圧配置として南高北低型を選定し、その時の気温分布（2008年8月2日13時）を表したものである。南高北低型の気圧配置では、南西よりの気圧傾度風が吹くことから、伊勢湾岸地域はフェーン現象に伴う昇温効果が著しい。したがって、市域のほぼ

全域が 34℃を上回っているが、猛暑（日最高気温 35℃以上）となる地区が現れた。豊田市域が最も気温が高く現れる夏型気圧配置は、西日本が北太平洋高気圧に覆われ、北日本に低気圧が通過する南高北低型であった。

気温が高く現れたのは東部の保見地区から猿投地区、及び藤岡地区の一部にかけてと南部の松平地区、及び南西部の高岡地区・上郷地区である。更に旭地区、及び下山地区にも局地的に 36℃以上が現れた。最も気温が高かったのは猿投地区で、38℃を上回る猛暑地域となっている。この地域は、全面高気圧時においても気温が高く現れる傾向があり、西側台地からのフェーン現象に加え、盆地底市街地からの高温域が移流してきたものと思われる。

これに対し、南西部は 36℃以上の高温域にあって、高橋地区は北西から東部にかけての山間地並みの 34℃以下の低温域になっている。したがって、高橋地区は上郷・高岡地区に比較して 2℃以上も気温が低く現れた。これは、全面高気圧型や移動性高気圧型においても見られる現象である。高橋地区の気温が低いのは、南西風の吹走時において矢作川の風下側にあたることから、河川の気化熱の影響によるものと思われる。

この傾向は翌日の 8 月 3 日 14 時においてもみられたが、この時は高橋地区が周辺地区に比較して 4℃以上も低く現れている（大和田・神谷，2010）。最も気温が低かったのは足助地区から稲武地区、及び下山地区にかけての東部山地で、32℃以下であった。豊田市全域での最大気温差は 8℃であり、市域の広さと起伏差に伴う地域差がいかに大きいかが読み取れる。

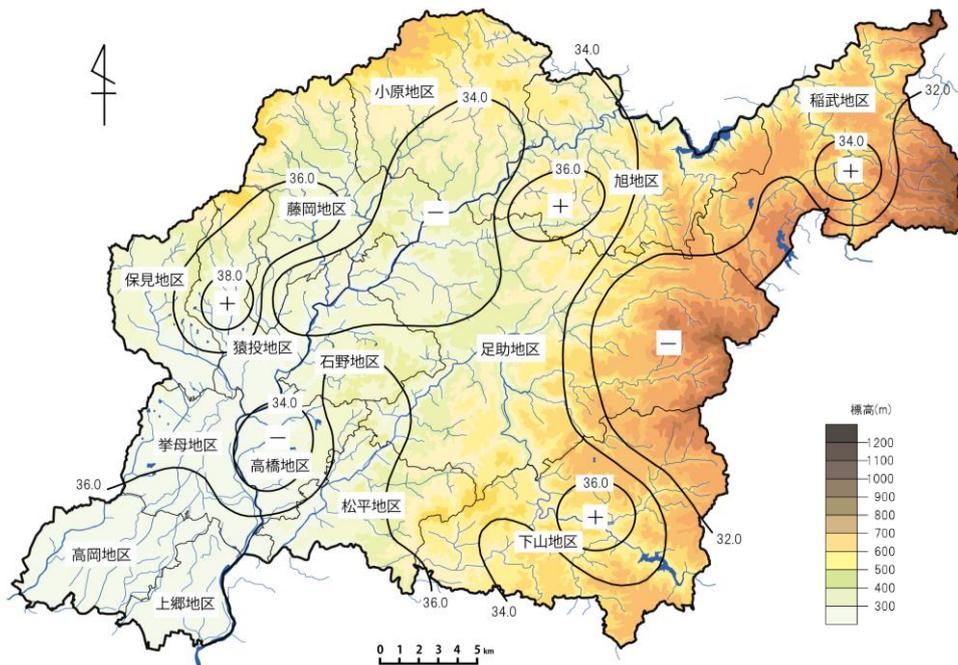


図 I-10(2) 南高北低型時（2008 年 8 月 2 日 13 時）における最高気温分布（℃）（大和田）

ウ 夏季における最低気温出現時の気温分布

近年、熱中症患者の搬送数が増加していることが報道されている。その原因は地球温暖化に伴う猛暑日の出現日数が増えていることが考えられるが、夜間においても増加傾向にあるという。しかし、三河山間部に沿う豊田市は夜間から早朝にかけて山風が吹走し、熱帯夜（日最低気温 25℃以上）は無縁と思われるが、具体的にはどうかを知るためにその実態を調査してみた。その

結果が図 I-10(3)である。

この図（2008年8月2日5時）から、24℃以上の高温域は南西部の拳母地区から高橋地区、上郷地区にかけて現れた。しかし、保見地区から猿投地区、藤岡地区、石野地区から松平地区にかけては23℃前後であった。また、小原地区、旭地区、足助地区、下山地区の山地沿いでは21℃前後であるが、山間部では19℃前後であり、夏季の早朝における地域差は約5℃である。したがって、豊田市における熱帯夜の出現地域は、南西部に可能性が認められるものの、ほとんど無いと言ってよい。これは、豊田市域全体が夜間から早朝にかけて吹く山風吹走地域にあたるため、ヒートアイランドが形成される盆地底部の中心市街地でも、冷気が収束する冷気湖が形成され気温が抑えられるからである。

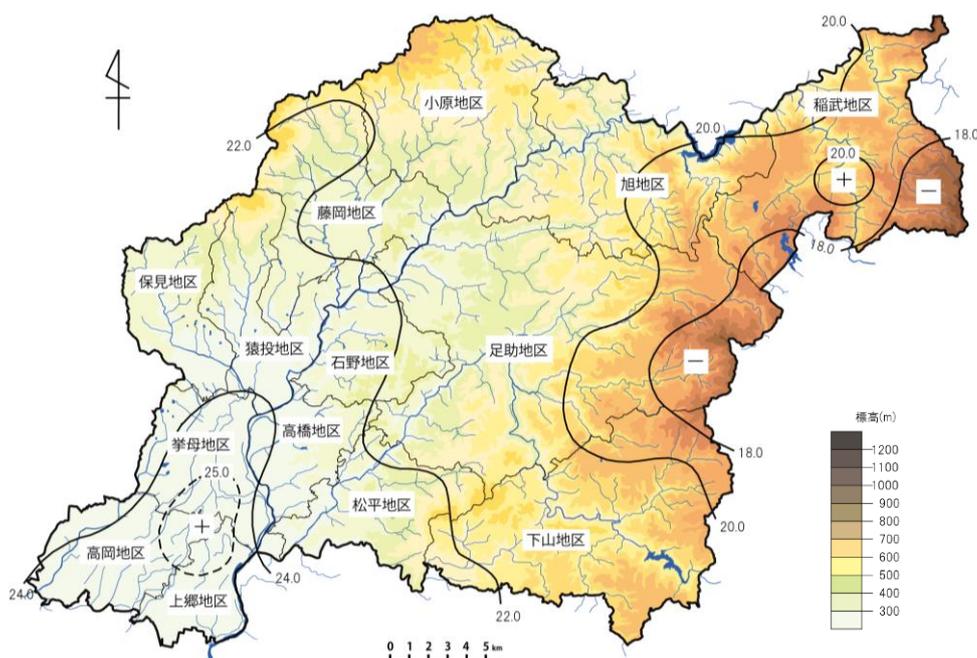


図 I-10(3) 南高北低型時（2008年8月2日5時）における最低気温（熱帯夜）分布（℃）（大和田）

エ 秋の気圧の谷型における最高気温分布

気圧の谷型とは、年間を通じて現れる気圧配置型で、日本列島を温帯低気圧が通過している状態のことである。気圧の谷の通過は、低気圧から延びる温暖前線、及び寒冷前線によって降雨が見られる気圧配置である。したがって、地表面の熱容量の違いによる温度差が是正され、気温の日較差、及び地域差が小さいことが特徴である（図 I-10(4)）。

観測した資料から得られた2008年10月24日（13時）は、保見地区から藤岡地区、足助地区から松平地区にかけての山地沿いが20℃、松平地区の一部と市城南西部の拳母地区、高岡地区では22℃以上と最も気温が高かった。これに対し、山間部では19℃前後であり、全域での気温差は約3℃である。南高北低型時において気温が低く現れた高橋地区は、21℃前後と周辺地域に比較して特に低くなる傾向はみられなかった。

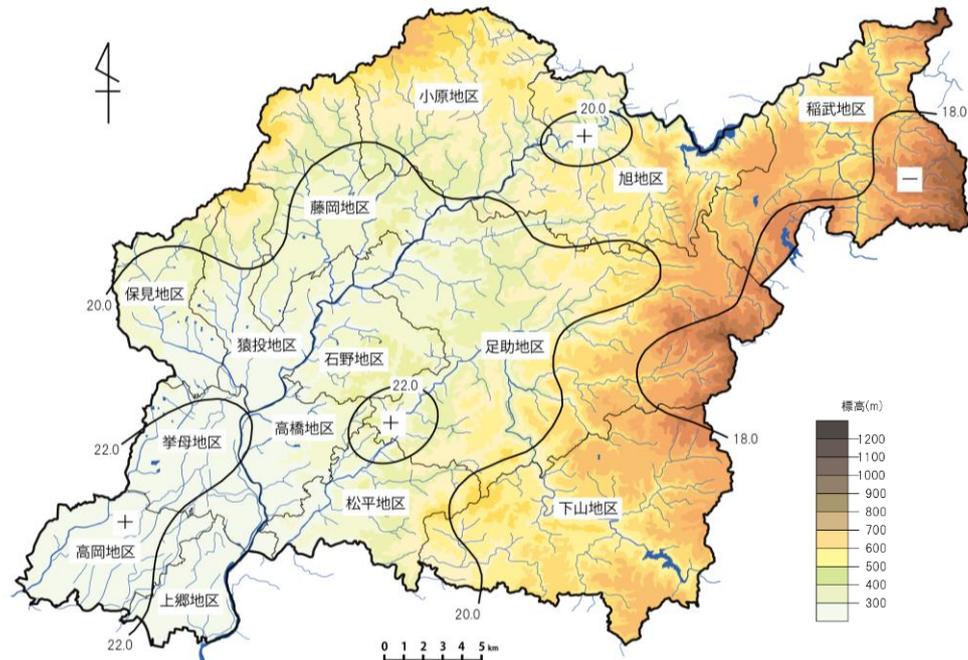


図 I-10(4) 気圧の谷型時 (2008 年 10 月 24 日 13 時) における最高気温分布 (°C) (大和田)

オ 移動性高気圧時における気温の日較差分布

春・秋季に大陸からやってくる移動性高気圧は、湿潤地域の我が国にとってヨーロッパの気候を感じさせてくれる気圧配置である。したがって、乾燥した大陸気団で日中は汗ばむほどの暑さを感じるが、夜間から早朝にかけては放射冷却による冷え込みが厳しく、気温較差が著しい。図 I-10(5)は2008年10月21日の最低気温(5時)と最高気温(13時)との較差を求めたものである。

気温の日較差が大きかったのは、西部の保見地区と北東部の稲武地区、及び松平地区から石野地区、藤岡地区、小原地区の広い範囲が14°C以上であった。特に矢作川の右岸に沿う藤岡地区東部では18°C以上と日較差が最も大きい地域であることが判明した。これに対し、南西部の高岡地区から挙母地区、及び猿投地区にかけては12°C以下と山間部並みに小さく、特に挙母地区では10°C以下であった。これは、中心市街地の地表面がアスファルト・コンクリートの占める割合が高いために熱容量が大きく、冷え込みが少ないためであろう。しかし、最も日較差が小さかったのは下山地区の8°C以下である。これは、この地域の樹林率の高さによるものであろう(吉野, 1986)。以上の事実から、豊田市全域の日較差の地域差が約10°Cであり、山地沿いの地域の較差が大きいことは意外であった。

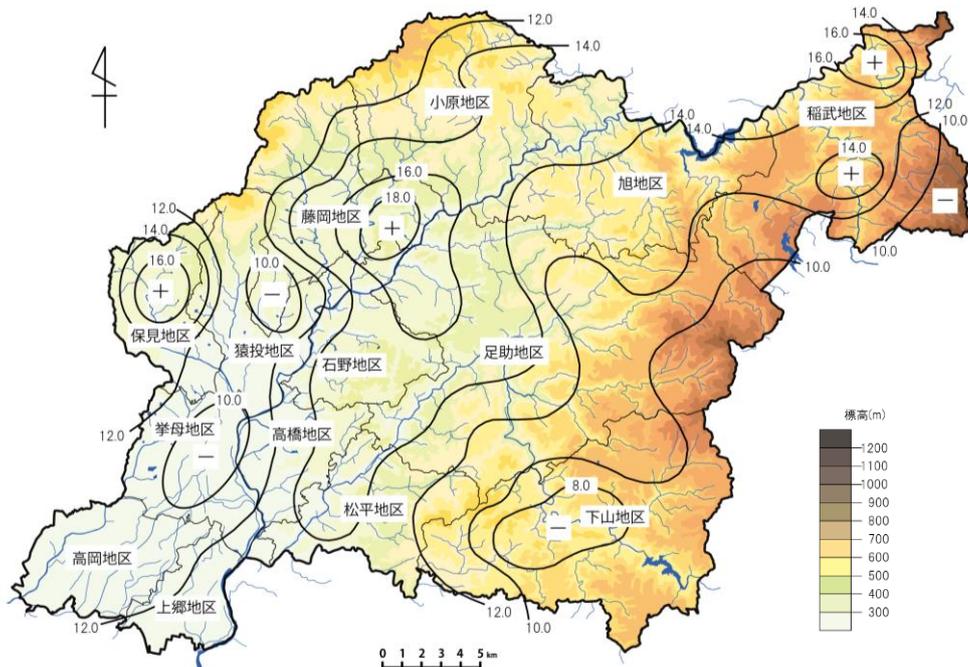


図 I-10 (5) 移動性高気圧時（2008 年 10 月 21 日 5 時と 13 時）における日較差分布（°C）（大和田）

(2) 風

ア 海陸風と山谷風の相互作用

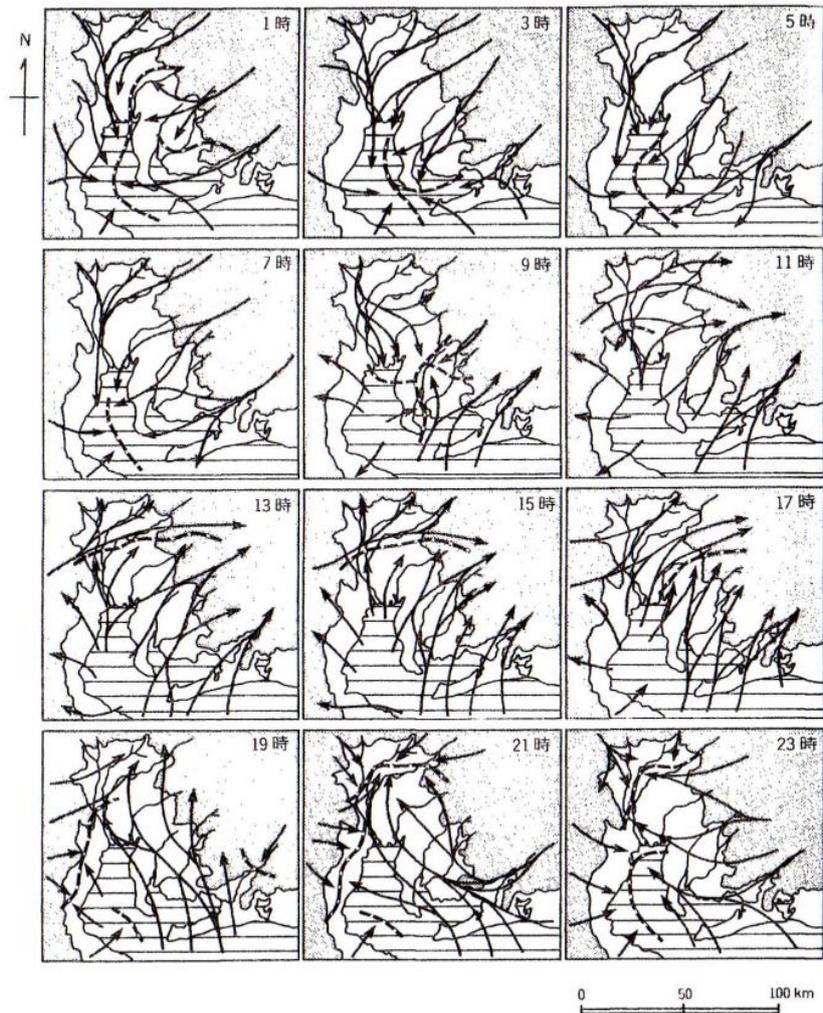
中緯度に位置する我が国は、海岸部で海陸風、山間部では山谷風の局地循環が発達しやすいことで知られている（根山，1974）．しかし、海陸風循環はバタビア（6° S）とイルマーラ（60° N）での観測結果から、緯度帯によって規模が異なり（吉野，1986）、海風循環は低緯度ほど循環系が大きく、赤道に近い南半球のオーストラリアでは、海風前線が 150～200km にも達し、風速も強まる傾向がある．これに対し、我が国の海風前線は 15～20km とされているが、地表摩擦の関係から河川沿いでは 30km まで達することもある（大和田，1980）．

河谷地形の我が国では、山地と海岸部とが隣接しているため、海陸風循環と山谷風循環とが相互作用をなし、日中は海風が谷風と合体して大気汚染物質をより内陸に移流することが明らかにされている（栗田ほか，1988）．その結果、長野県北東部に高濃度オキシダントをもたらした原因は、関東平野から長距離輸送されたものだと結論づけた．更に、中部地方の山岳地帯は夏季において熱的低気圧が発生し、反時計回りの上昇気流が関東平野からの大気の流れを助長することも分かってきた．その結果、関東平野は南東よりの渦の影響を受けるのに対し、伊勢湾岸地域は南西よりの渦の影響を受けることになる（清水，1964）．

夏型気圧配置時における伊勢湾岸地域は、日中においてほぼ南寄りの海風と谷風によって支配され、伊勢湾からの内海海風が内陸に吹き込み、伊勢湾北部の紀伊山地からの南西系の気圧傾度風との間に局地不連続線を形成する．特に伊勢湾東部では、伊勢湾、及び三河湾からの南南西の海風と谷風との合致がみられ、三河山間部に吹き込んでいく．

また、遠州灘から南寄りの外海海風が吹き始める 17 時以降になると、南西系の風との間に庄内川流域、及び矢作川流域に局地的な不連続線が形成される．夜間から早朝にかけての時間帯は、山風と陸風の相互作用によって伊勢湾北部は北寄りの風、西部は鈴鹿山系からの西の風、及び東部は三河山間部からの北東風が吹走し、伊勢湾海上に南北の伊勢湾不連続線が形成される（図

I-11).



* 中部日本が北太平洋高気圧に覆われた日（1980～85年）における
30日間のベクトル平均風向を解析したものである。

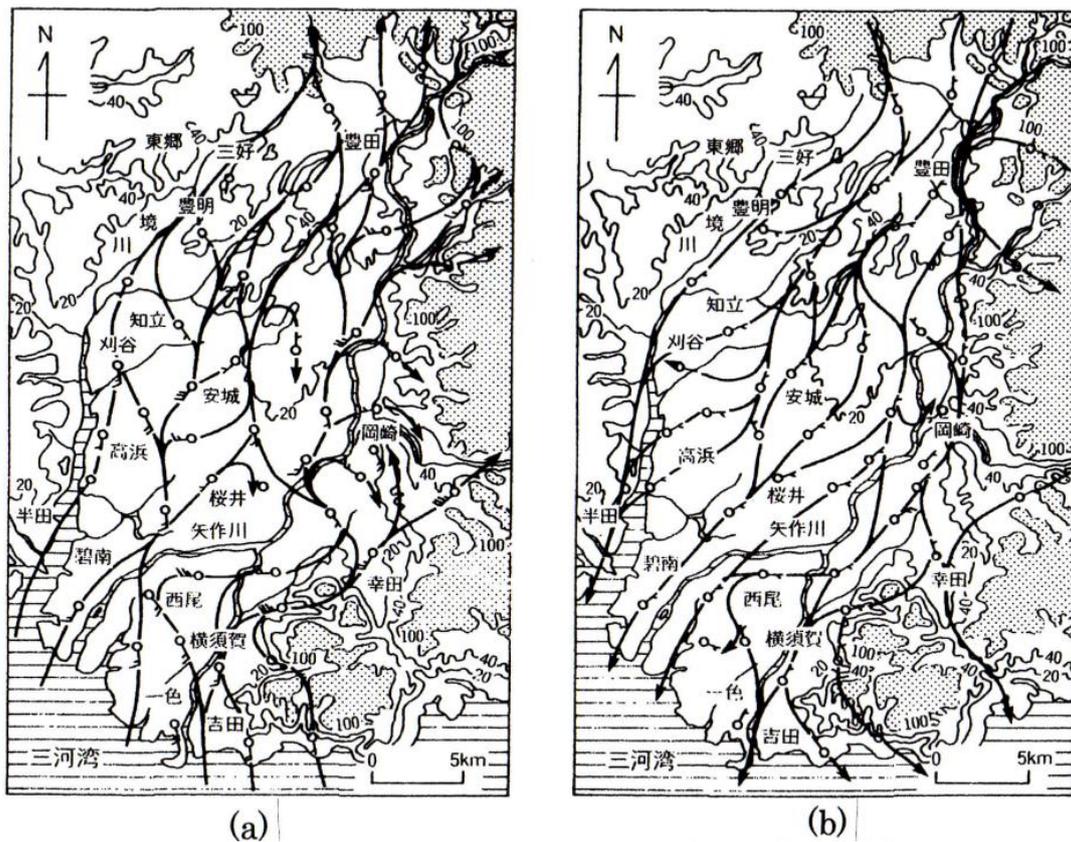
図 I-11 伊勢湾岸地域における夏型気圧配置時の時間別風系分布（大和田，1994）

イ 矢作川に沿う風の局地循環

矢作川は長野県に源を發し、愛知県の三河山間部から三河湾に注ぐ1級河川である。三河地域を流れる矢作川の下流部は、地形が低平で日中は三河湾からの海風、夜間から早朝にかけては陸風の吹走による海陸風循環が発達しやすい地形をなしている。また、中流域から上流域にかけては、三河山間部からの山谷風循環地域にあたる。

このため、夏季の日中における矢作川流域の下流から中流にかけての地域は、ほぼ南寄りの風系に支配され(図 I-12(a))、三河湾からの海風の進入が見られる。海岸部から約20km内陸の安城や岡崎付近では、風向の乱れが生じていて海風前線にあたることを読み取れる。しかし、更に内陸の豊田付近では南南西の風が安定して吹いていることから、この風は谷風であることが予測でき、下流域の大気を更に上流に移送しているものと思われる。

これに対し、早朝の風系は北寄りとなり(図 I-12(b))、三河山間部からは北北東の風、海岸部に近い桜井、西尾、碧南、及び横須賀から一色にかけては北東の風が吹く。しかし、豊田南部から岡崎にかけては風向が不安定になっていることから、これらの地域が山風前線にあたると思われる。また、岡崎南部から海岸部にかけて吹く北東の安定した風は、三河湾に向かう陸風である(大和田, 1984)。



(a) 日中の風向分布 (1981年7月26日11時00分~14時26分)

(b) 早朝の風向分布 (1981年7月26日5時00分~8時52分)

図 I-12 矢作川流域の夏型気圧配置時における風の日変化 (大和田, 1984)

ウ 豊田市は山風前線地域

このような矢作川に沿う海陸風と山谷風の循環系の関係を時間毎に追っていくと（図 I-13），日中の海風，及び谷風と思われる南西風は，海岸部に近い一色と西尾が最も強く現れ，最高気温の時間帯にあたる 14 時以降は風速が 3.0m/s 以上にまで達している．しかし，内陸に向かうにしたがって風速が弱まり，内陸 20km 付近にあたる岡崎では 1.5m/s 前後になる．しかし，再び豊田南部の畷部から豊田にかけて風速が強まる傾向を示しており，この風が海風から谷風に変わったものと考えられる．

これに対し，早朝 5 時から 9 時までの陸風，及び山風と思われる北東風は，山間部の枝下において 0.5～1.0m/s の弱い山風が吹いているものの，豊田から岡崎にかけての地域では，山風が最も発達する時間帯（6～7 時）以外では吹走がみられない．特に豊田は矢作川に沿って盆地的要素を持つ地形をなしていて，周辺地域からの冷気の流入によって冷気が停滞（冷気湖）している可能性がある．しかし，海岸部に近い桜井から西尾，及び一色にかけての下流部は，陸風と思われる北東風が吹いていて，山風との相互作用はみられない．このことは，矢作川に沿う局地循環系としての日中における陸風と谷風は，相互作用による大気の上層部への移流が行われているものの，夜間から早朝にかけての山風は陸風との相互作用がみられない．したがって，山風前線地域となる中流域の豊田は，上流部に移送された大気汚染物質の吹き溜まりになりやすいことが考えられる．

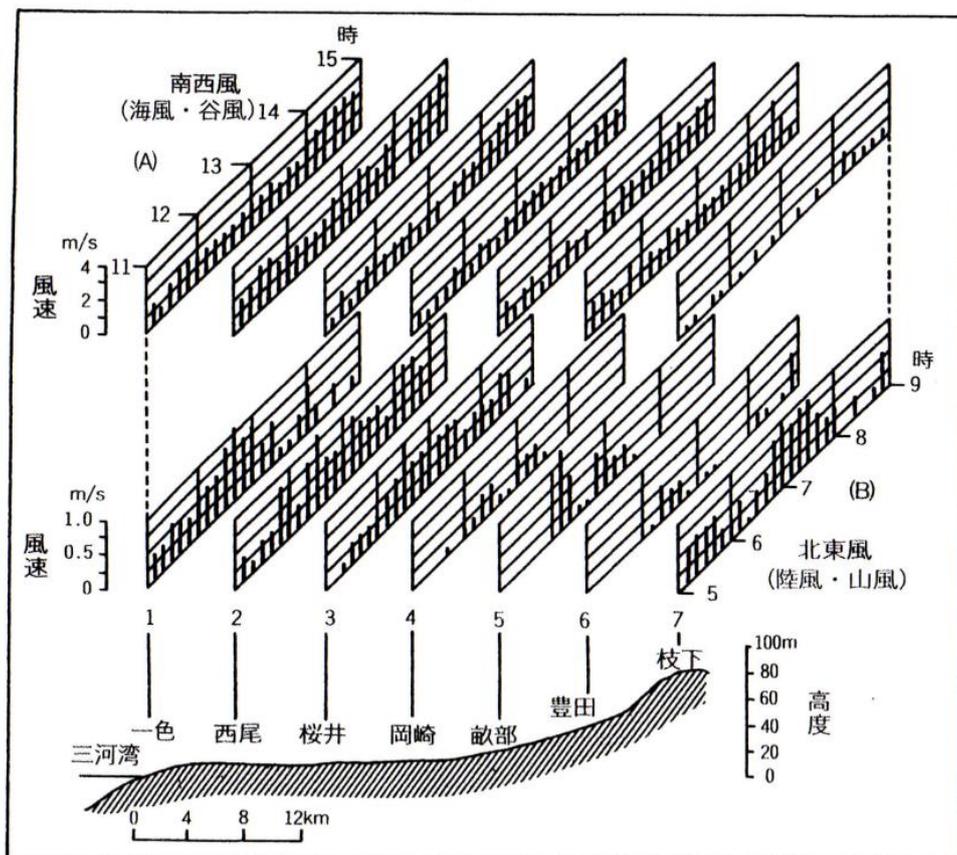


図 I-13 矢作川に沿う夏型気圧配置時における海風・谷風(A) (11～15 時)と陸風・山風(B) (5～9 時)のベクトル平均風速 (m/s)の時間変化 (大和田, 1983)

(3) 降水量

我が国の年間平均降水量は約 1,800mm であるが、北日本、特に北海道は約 1,300mm と少なく、西日本の九州南部では約 2,300mm に達する。北海道の平均降水量が少ないのは、梅雨前線の停滞がみられないからである。これに対して九州南部はベンガル湾からの暖湿流が直接流入し、梅雨前線を活発化させるからである。したがって、九州南部は梅雨期における年間降水量の割合が高く、我が国の平均降水量を 500mm 上回るが北海道は 500mm を下回る結果となっている。中部地方は地域による違いは見られるものの、日本列島のほぼ平均的な降水量となっている。

ア 豊田市の年間平均降水量の経年変化

図 I-14(1)は豊田市猿投地区に位置する井上の年間降水量の経年変化を表したものである。多い年の 1998 年と 2003 年は約 1,800mm であるが、2009 年、2010 年、及び 2011 年は 1,700mm 程度である。また、少なかった年は 2005 年の約 950mm、2002 年の約 1,050mm であり、平均降水量は約 1,400mm で、中部の年間平均降水量に比較して少ない傾向がみられた。

しかし、市北部の小原地区では年間平均降水量が 1,500mm を上回る (図 I-14(2))。近年で最も多かったのは 2011 年で 2,300mm、次いで 2010 年の 2,200mm である。また、猿投地区の井上で 1,800mm を記録した 1998 年は、小原地区では 2,200mm と 400mm 上回った。また、少雨年の 2002 年や 2005 年でも 1,100mm 以上の降水量で、1,000mm を下回ることはない。

更に、市北東部の稲武地区では、年間降水量が 1,500mm を下回ることほとんどない。他地域でも降水量が多かった 1998 年、及び 2011 年は 2,500mm を上回っている (図 I-14(3))。

したがって、起伏差の著しい豊田市域は、海拔高度が高くなるにつれて降水量が増す傾向にある。

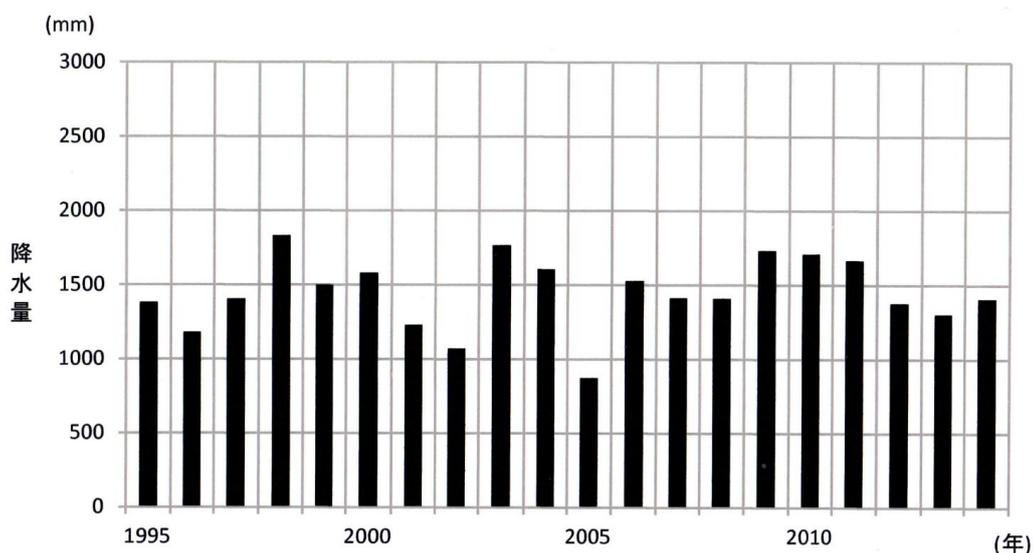


図 I-14(1) 豊田市における年間降水量の経年変化 (猿投地区) (大和田)

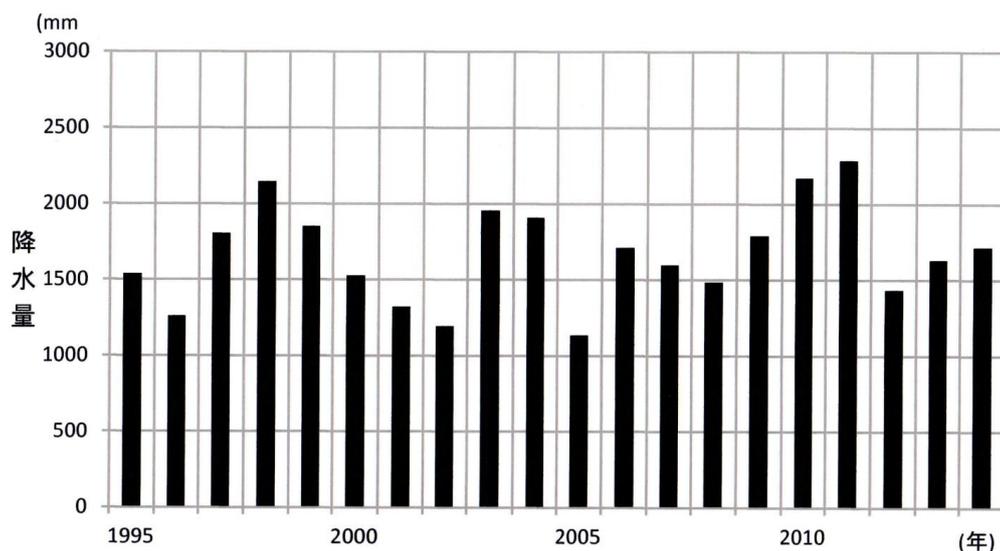


図 I-14 (2) 豊田市における年間降水量の経年変化（小原地区）（大和田）

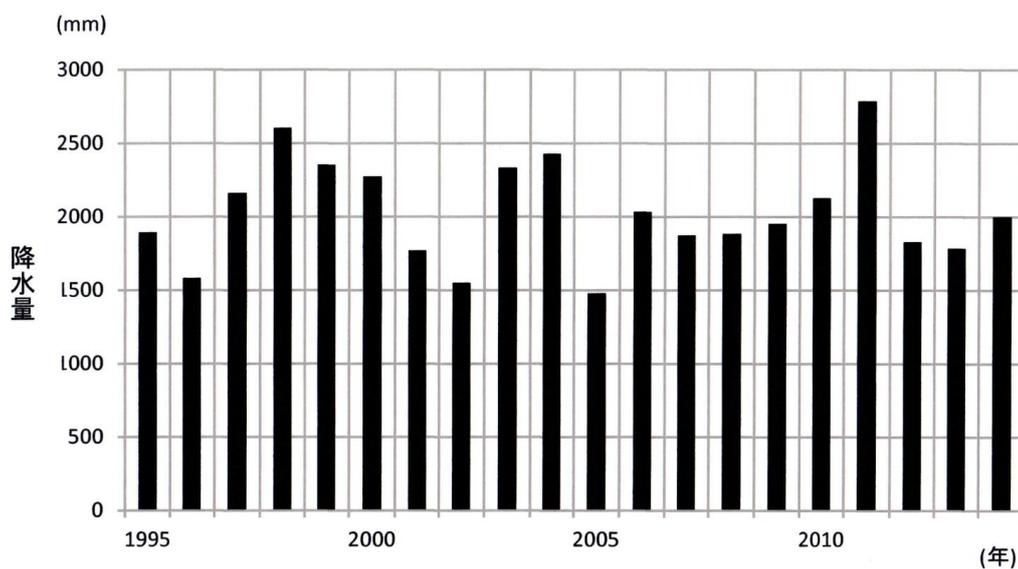


図 I-14 (3) 豊田市における年間降水量の経年変化（稲武地区）（大和田）

イ 豊田市域の降水量分布

図 I-15 は豊田市域の年間平均降水量の分布を表したものである。中心市街地の挙母地区、高橋地区、及び上郷地区は1,400mmに満たないが、これらの地域を除くと1,500mm前後である。したがって、我が国では関東平野部の年間平均降水量とほぼ同じである。しかし、稲武地区や足助地区、下山地区の山間部では1,800mm、多い所では2,000mmを上回り、中部地方の日本海側気候区に匹敵する。これは、三河山間部の降水が、地形性降雨の影響を受けるため、低地と山地との降水量が600～800mmもの地域差となって現れ、これが矢作川水系の安定した流量を支えているものと思われる。

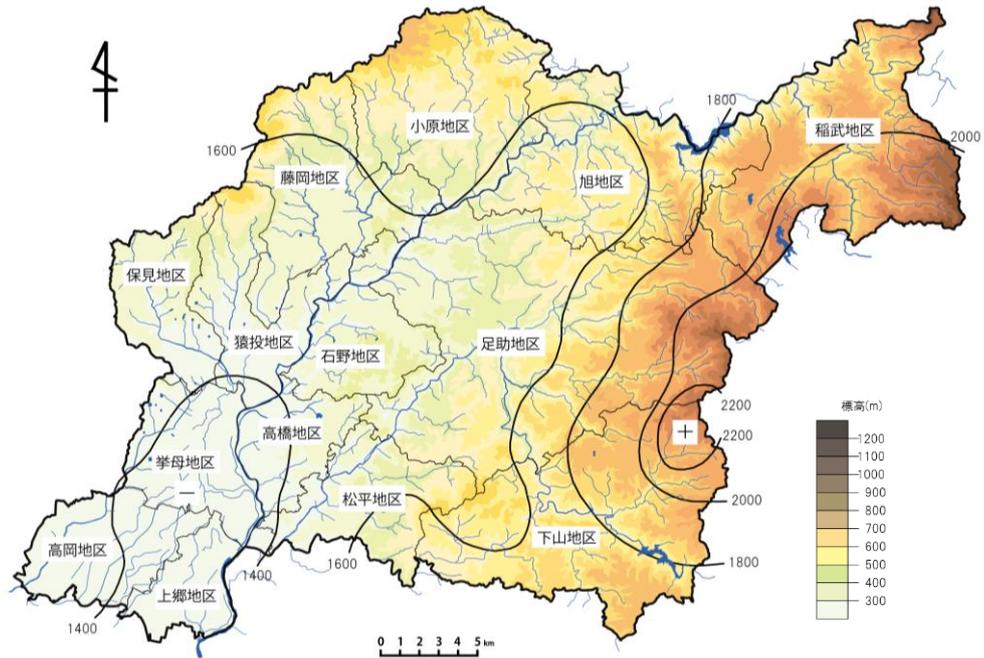


図 I-15 豊田市域における年間平均降水量の分布（1996～2012 年）（大和田）

これに対し、年間降水量が特に多かった 2011 年は（図 I-16(1)）、南西部の高岡地区、及び上郷地区を除く市のほぼ全域が 1,500mm、山間部沿いの藤岡地区から足助地区、下山地区では 2,000mm 以上を上回る。特に降水量が多くなる三河山間部の稲武地区から下山地区にかけての山地では、2,600mm 以上に達し、下山地区では 3,000mm 以上の降水量を記録した。この値は、八丈島の年間降水量に匹敵するものである。したがって、降水量の多い年ほど平地と山間部との年間降水量の差が大きく、表面流出量や地下への浸透量を考えると、洪水への危険性が高まることが予想される。

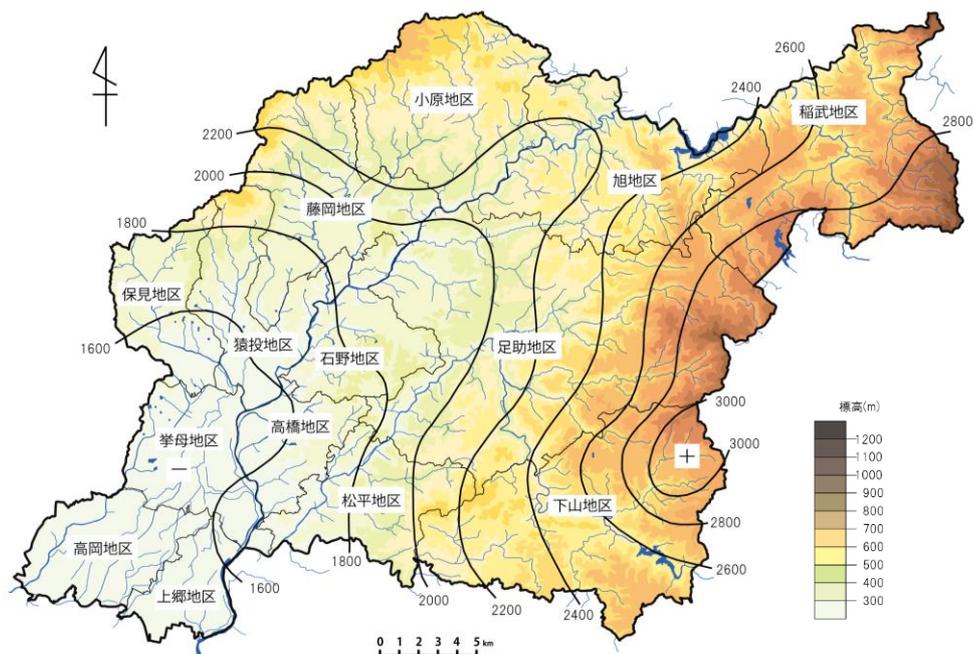


図 I-16(1) 多雨年（2011 年）の年間平均降水量分布（大和田）

そこで、多雨年における梅雨前線による降水割合を確かめるため、梅雨前線停滞時における降水分布図を作成した。これが図 I-16(2)である。多雨年における梅雨前線による降水量は、豊田市南西部が 400mm 前後、その周辺地域では 500mm 程度である。最も多かったのは稲武地区から下山地区にかけての山地で 700mm 以上、特に下山地区の一部では 900mm を上回る降水地域が見られた。

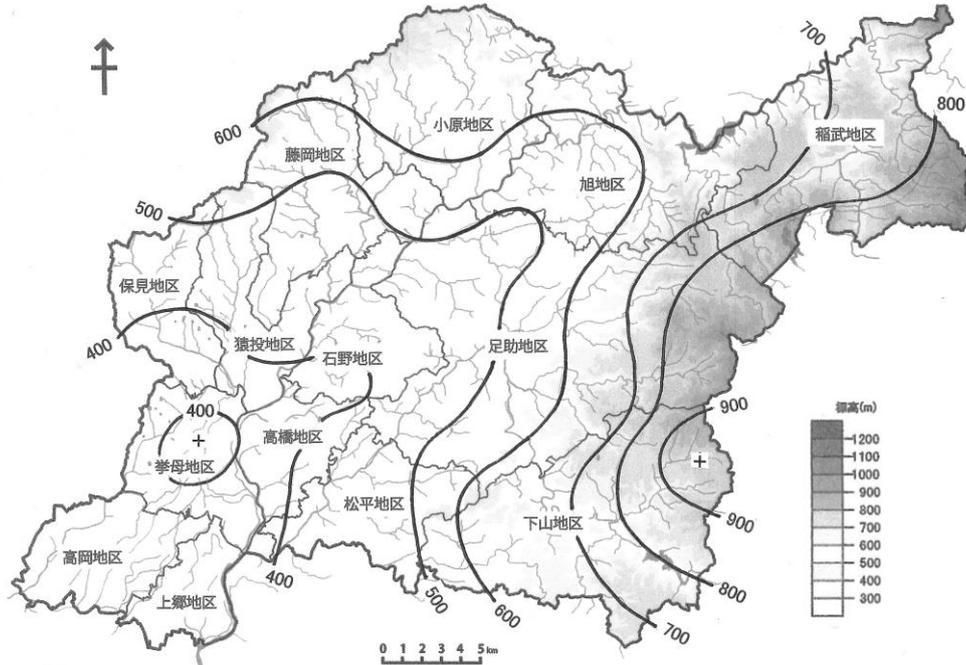


図 I-16(2) 多雨年（2011 年）の梅雨前線停滞時（6・7 月）における降水量分布（大和田）

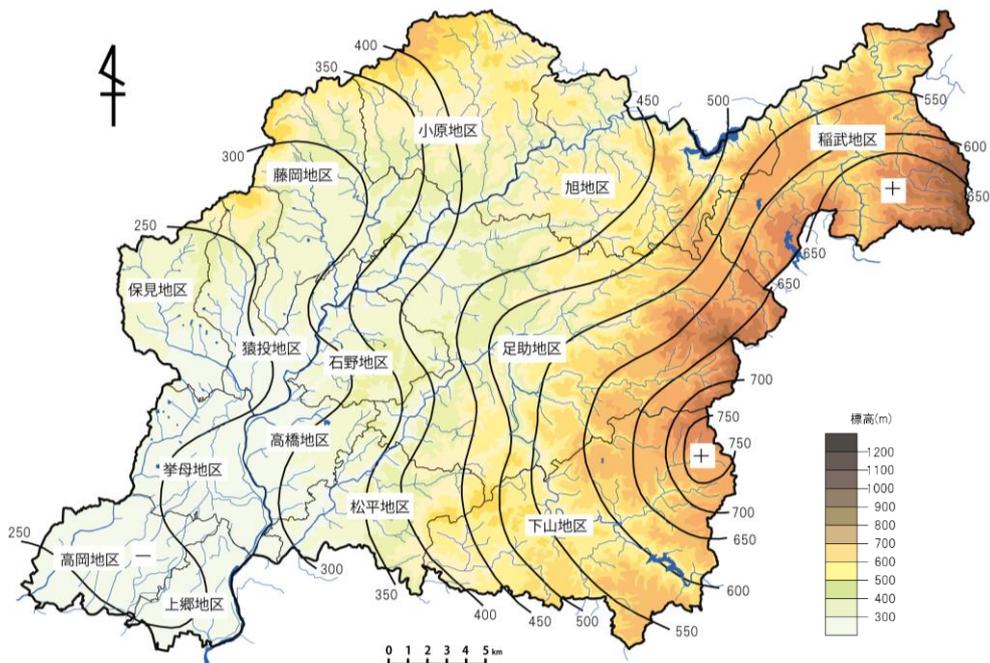


図 I-16(3) 多雨年（2011 年）の秋雨前線時（9 月）における降水量分布（大和田）

これに対し、秋雨前線による降水量は市西部、及び南西部が250mm以下であるが、東部、及び北東部に向かうのに従って降水量が増し、稲武地区から足助・下山地区の東部から北東部の山間部では500mmを上回る。特に、梅雨時で降水量が多く現れた稲武地区から下山地区にかけての山間部では、600mm以上に達している。しかし、年間降水量が最も多く現れた下山地区では700mmを上回る降水量であるが(図I-16(3))、梅雨前線停滞時を上回ることはない。これは、秋雨前線の停滞期間が少ないためである。秋雨前線は北太平洋高気圧と移動性高気圧との間に形成される前線であり、北太平洋高気圧の衰退とともに消滅するからである。

これを証明するものとして、過去10年間で最も降水量が少なかった2005年と比較してみると(図I-17(1))、市域北東部から東部にかけての山間部でも年間降水量が1,400mm程度である。特に、旧豊田市の猿投地区、高橋地区、挙母地区、上郷地区、高岡地区では1,000mmを下回る。少雨年における梅雨前線による降水量は200~300mmであり、最も少なかったのは上郷地区で200mm以下、多かった地域は石野地区北部の300mmである。この時、東部山地では300mmを下回った(図I-17(2))。

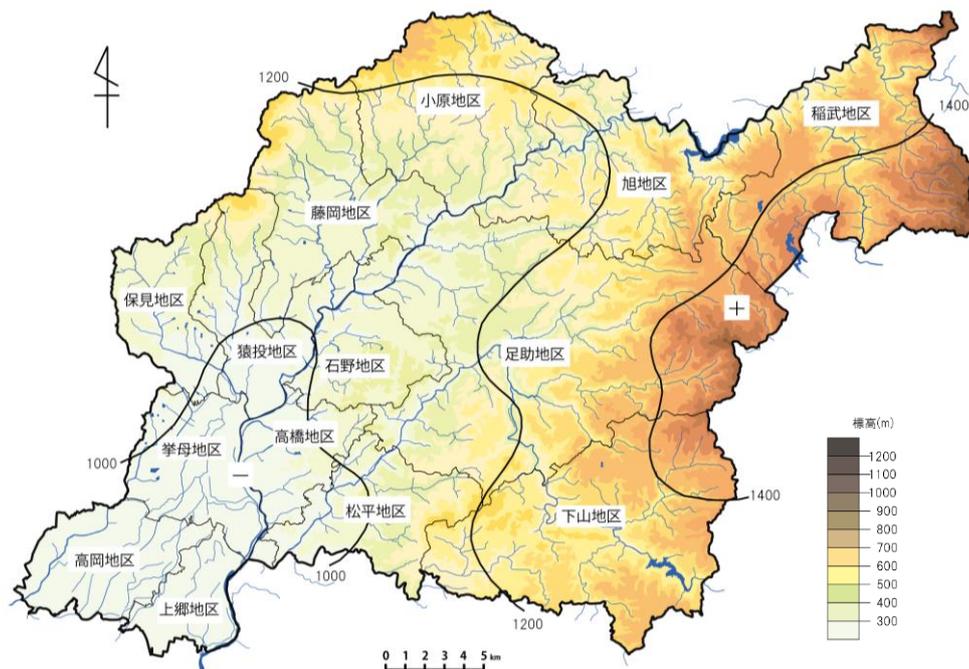


図 I-17(1) 少雨年 (2005 年) の年間平均降水量分布 (大和田)

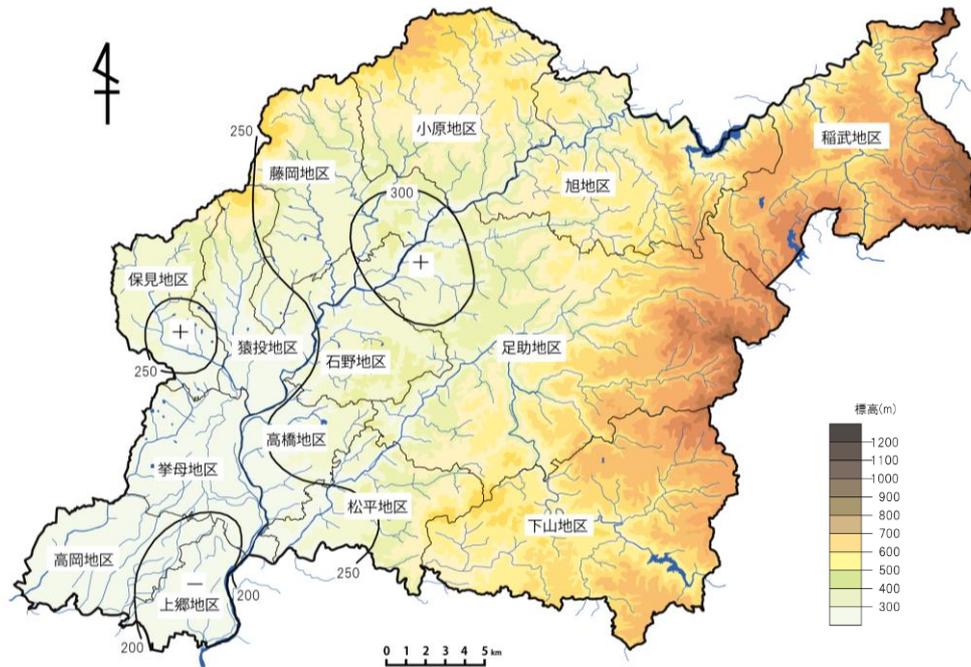


図 I-17(2) 少雨年（2005 年）の梅雨前線停滞時（6・7 月）における降水量分布（大和田）

これに対し、秋雨前線が停滞する 9 月の降水量は、東部山地でも 200mm を上回る程度であり、ほぼ全域が 150mm 前後である（図 I-17(3)）。特に上郷地区では 100mm に達していない。したがって、多雨年の秋雨期に比較して 3 分の 1 の降水量である。これは、この年の北太平洋高気圧の勢力が弱く、秋雨前線が形成されていない可能性を示唆している。

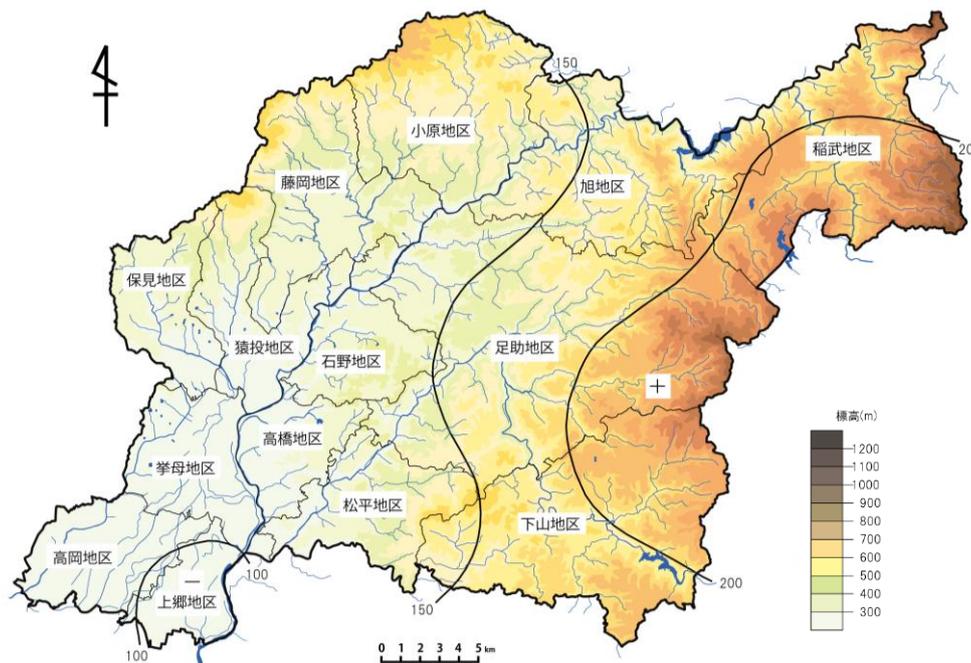


図 I-17(3) 少雨年（2005 年）の秋雨前線時（9 月）における降水量分布（大和田）

以上の事実から、豊田市の降水量は、多雨年（2011年）の梅雨前線停滞時と秋雨前線停滞時における降水量の地域差が約500mmに達し、南西部の高岡地区、挙母地区、高岡地区、及び上郷地区に比較して、稲武地区、足助地区、及び下山地区の山間部は2.5～3.0倍の降水量に達し、年間降水量に占める割合が高いことが明らかとなった。

ウ 東海豪雨時の降水量分布

2000年9月11～12日にかけて東海地方を襲った東海豪雨は、秋雨前線停滞時に台風が接近してきたことによる豪雨災害である。そこで、豊田市域における東海豪雨時の総降水量の分布を解析してみた（図 I-18）。

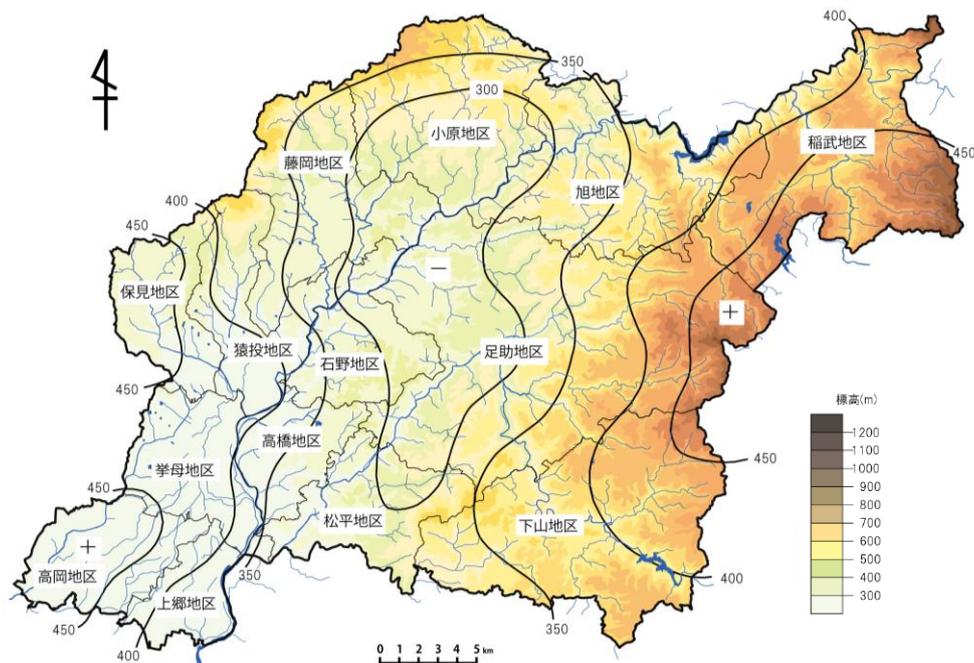


図 I-18 東海豪雨時における豊田市域の総降水量分布（大和田）

東海豪雨は、寒気を伴ったトラフの影響で、東海地方では時間雨量が100mmに達した地域もある。特に、伊勢湾と三河湾からの暖湿流が収束する知多半島北部から名古屋市にかけては、総降水量が600mmに達している。三河山間部では最初のトラフよりも2回目のトラフの接近時において降水量が多くなり、市域全体が300～450mmの降水量になった。これは、この地域の年間降水量の約3分の1が2日間で降ったことになる。

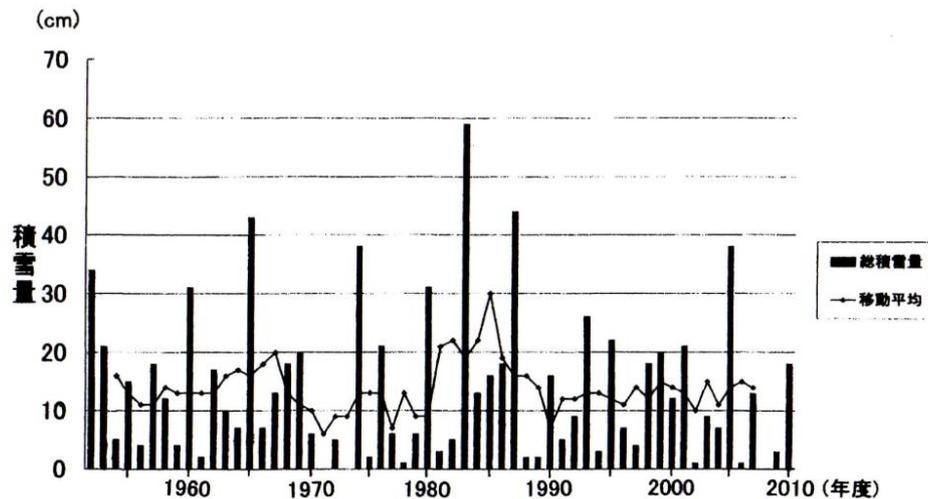
特徴的なことは、最も降水量が多かったのは南西部の高岡地区、及び西部の保見地区が450mm以上に達したことである。これに匹敵する降水量は東部山地でも観測されたが、平地と山地に挟まれた小原地区から石野地区、松平地区は300mmを下回った。その原因は明らかではないが、市域西部の平地における降水は上空の偏西風によって移流した積乱雲によるものであり、東部山地は山地斜面に沿う地形性降雨によるものと思われる。

したがって、今後は矢作川中流部に位置する豊田市が、南西部の西からの発達した積乱雲による集中豪雨に加え、三河山間部からの地形性豪雨に伴って流出する流量が河川水位を押し上げ、洪水になりやすい地形的特徴を持っているといえよう。

5 気候と生活

(1) 降雪による交通障害

東海地方に降る雪は、西高東低の強い冬型で降る山雪型と南岸低気圧の通過時に上空寒気の南下で雨が雪に変わる里雪型の2種類に分けられる。名古屋を指標とした東海地方の積雪量の変化から（神谷ほか，2012），最も多くの積雪量が観測されたのは1983年で約60cm，次いで1987年の45cm，1965年の43cmである（図 I-19）。

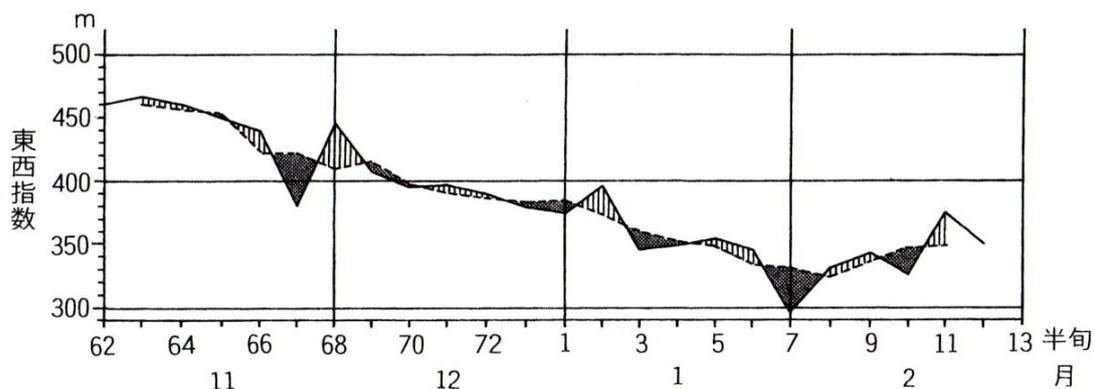


*移動平均は5年単位で求めた

図 I-19 東海地方（名古屋）における積雪量 (cm) の経年変化（神谷ほか，2012）

最近では，2005年の38cmがピークであるが，年による変動が激しいのが現状である。これは，北緯35度付近に位置する東海地方（名古屋）が，上空500hPa面の寒気南下の指標（ -38°C 以下）となる寒帯前線ジェット気流のトラフに位置するため，北極振動の大きい年は南岸低気圧による雨が雪に変わるからである。

寒気の南下周期は，500hPa等圧面高度場の北緯25度と35度との高度差，すなわち東西指数によって求められ，12月末，1月中旬，2月上旬の節分の頃，及び中旬に南下する傾向があり（大和田・山田，1989），東海地方の降雪も周期的にやって来る寒気南下の影響を受けている（図 I-20）。



*破線は3半旬の移動平均値。縦線の部分は高指数型循環，黒塗りの部分は低指数型循環。

図 I-20 本邦付近における東西指数の半旬別変化（大和田・山田，1989）

2005年12月下旬の場合には、日本海低気圧が三陸沖に抜け、典型的な冬型気圧配置による山雪型の降雪であったが、中旬は日本海低気圧と南岸低気圧がオホーツク海で合体して降らせた雪である。近年、この2つ玉低気圧型の降雪が増える傾向にある。これに対し、東海地方に最も多くの雪を降らせた1984年2月初旬は、日本海低気圧が東の海上に抜けた後、発達した南岸低気圧が日本列島の太平洋岸に沿って北上して異常発達したもので、中心気圧は948hPaにまで達した。この年は、2月の中旬にも南岸低気圧による降雪があり、上空寒気の南下が著しい年であった。

図I-21は豊田市域で降雪があった2011年1月17日の降雪量分布を表したものである。この日の気圧配置は南岸低気圧の北上に伴うもので、北上とともに千島列島北部で中心気圧が936hPaにまで発達して強い冬型になったもので、降雪当初は里雪型、その後山雪型に変化したものである。それを裏付ける上空の寒気は、寒帯前線ジェット気流が西日本上空を通過しており、寒気の南下が伺われるものだった。

このため、山雪型のような豊田市域における地域差がみられず、保見地区、藤岡地区、小原地区、石野地区、猿投地区、高橋地区、挙母地区、上郷地区、及び高岡地区の広い範囲が10cm以下だった。この時、北東部の稲武地区から足助地区、及び下山地区では15cmで平地に比較して多かった。しかし、地域による気温較差が大きいため、日中の残雪量分布や凍結路面を把握する必要があり、交通障害に対してのきめ細かな情報が必要である（神谷ほか、2012）。

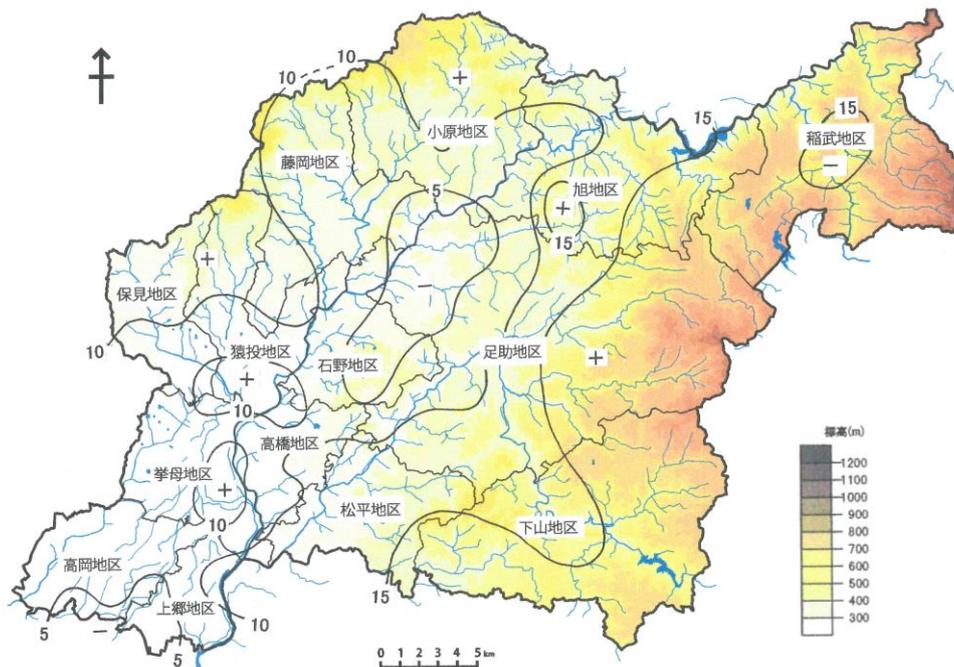


図 I-21 豊田市域における降雪量の地域分布（2011年1月17日）（神谷ほか、2012）

(2) 桜 (ソメイヨシノ) の開花の局地性

春も間近になってくると、桜の便りが待ち遠しいものである。我が国の桜は、南の沖縄・奄美地方の彼岸桜、北海道北部、及び東部の蝦夷山桜を除くと、その多くはソメイヨシノである。中部地方のソメイヨシノの開花は3月下旬であるが、開花日はその年によってもまちまちである。

北緯35度の名古屋の満開日は4月5日前後で、開花してから約1週間で満開を迎えることが多い。過去の資料から、開花日が遅いほど満開日までの期間が短く、早いほど満開日が遅くなる傾向がある(大和田, 1989)。この傾向は緯度帯においてもみられ、北緯35度以南では開花してから満開日までが8~10日と長いのにに対し、北緯36度以北ではおよそ7日間、東北地方は5日間、札幌は4日間である(吉野, 2013)。

豊田市域の桜の開花状況を追ってみると(神谷, 2014)、最も開花が早いのは高岡地区から上郷地区であり、次いで挙母地区、高橋地区の順になる(図I-22(1))。更にこれらの地区が1週間後に満開になると小原地区や旭地区、足助地区、下山地区でも1~2部咲きとなり(図I-22(2))、稲武地区の山間部や下山地区では、南西部の低地の桜が散り始めるころになって、ようやく咲き始める(図I-22(3))。したがって、豊田市域の中でも開花日や満開日に地域差があり、ソメイヨシノの開花を追って2週間以上も花見を楽しむことができるのである。

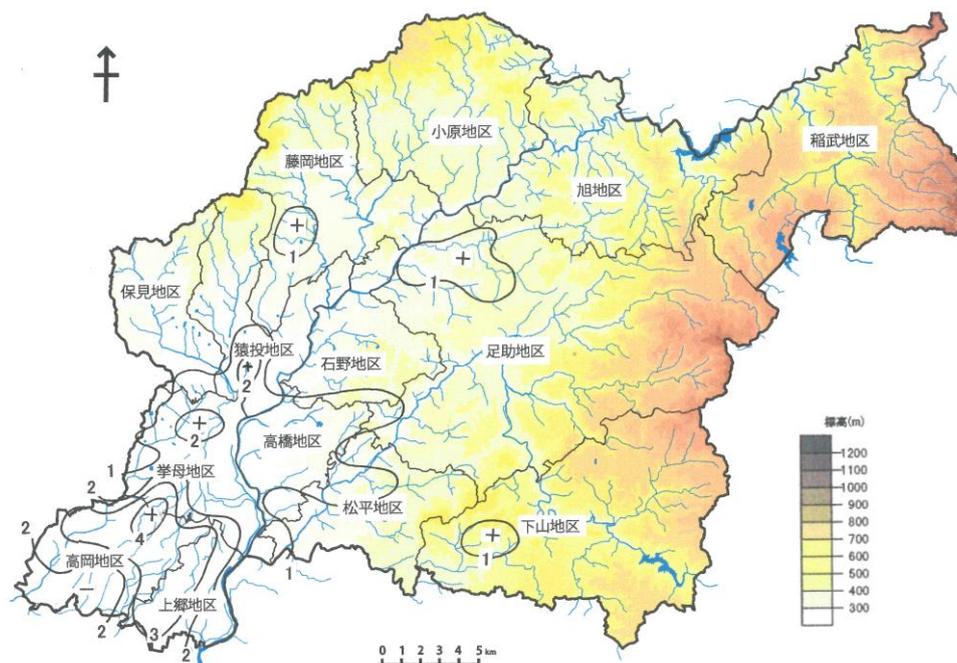


図 I-22(1) 豊田市域におけるソメイヨシノの開花状況 (神谷, 2014)
(開花時における開花グレードの地域分布 2012年4月3日)

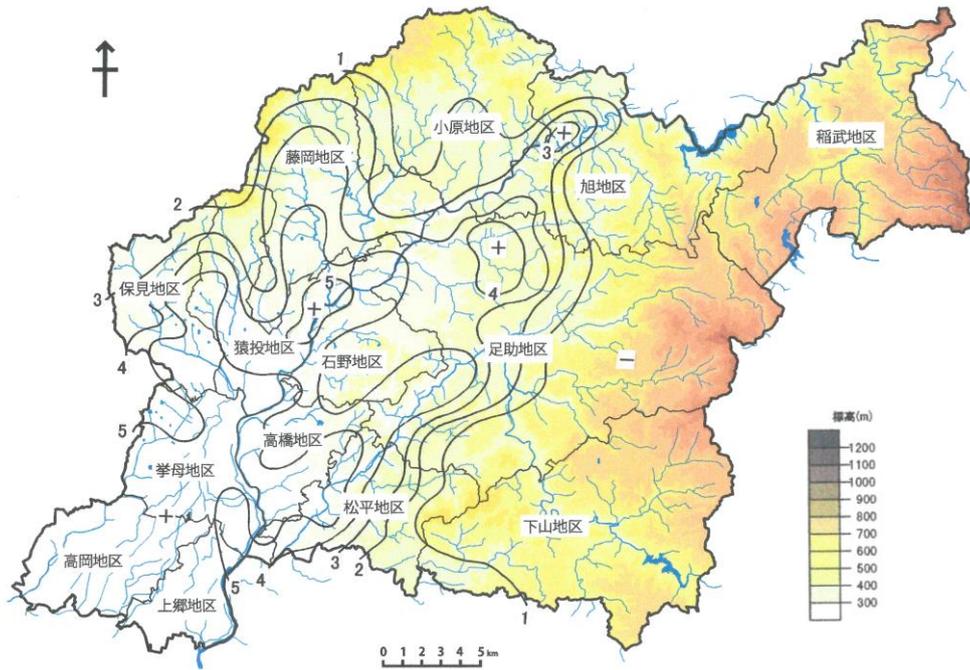


図 I-22 (2) 豊田市域におけるソメイヨシノの開花状況 (神谷, 2014)
 (満開時におけるグレードの地域分布 2012 年 4 月 10 日)

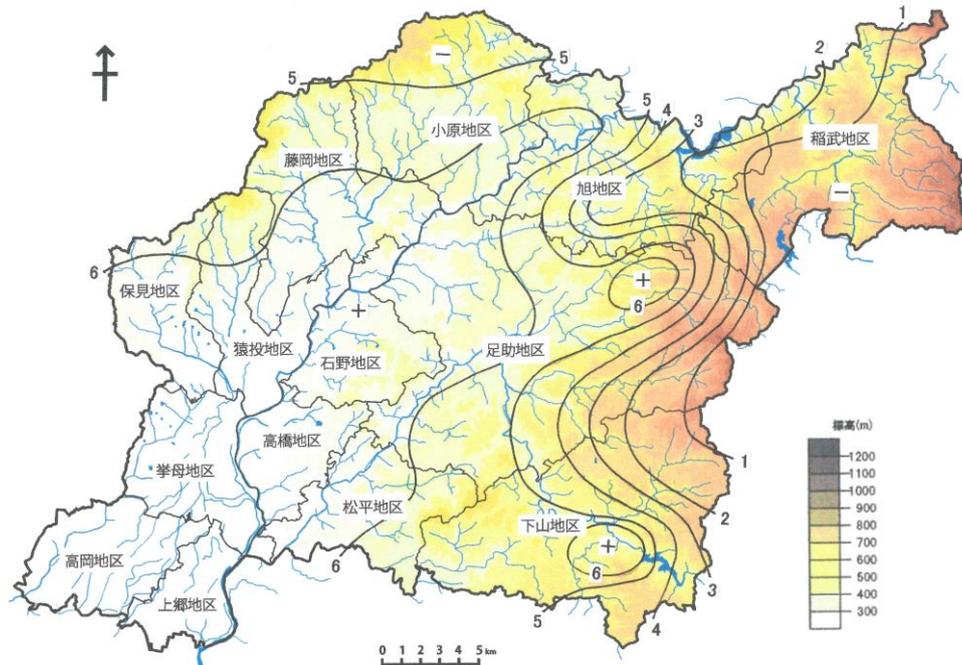
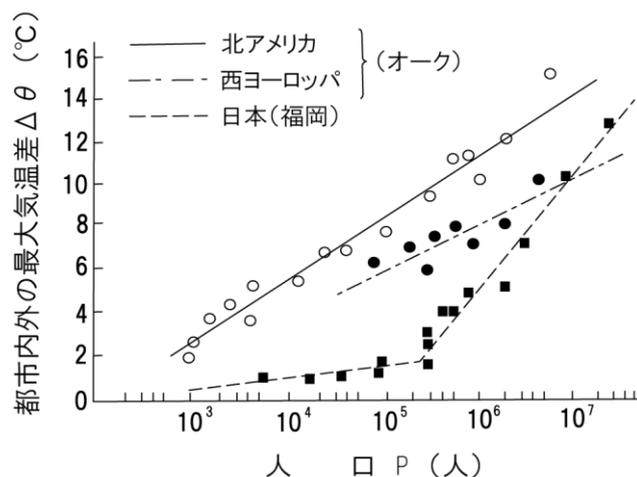


図 I-22 (3) 豊田市域におけるソメイヨシノの開花状況 (神谷, 2014)
 (散り始め時におけるグレードの地域分布 2012 年 4 月 17 日)

(3) 中心市街地のヒートアイランド

都市域は、建物や道路の熱容量や排出熱によって都市特有の気候が形成される。これは、ヒートアイランド現象と呼ばれるもので、世界各地で数多くの研究がなされてきた。Oke (1978) は、『Boundary layer climates』(接地層の気候)の中で、ヒートアイランド強度と世界の都市規模(人口)との関係を明らかにした。我が国は、人口 30 万人を越えたあたりから急激にヒートアイランド強度が強まる傾向が指摘されている(図 I-23)。



*実線：ヨーロッパ，破線：北アメリカ，一点鎖線：日本

図 I-23 都市の人口規模とヒートアイランド強度の関係 (Oke, 1978)

これは、都市を構成する物質によるもので、都市中心部と周辺地域の建物の熱容量の違いが反映した我が国特有の現象である。しかし、我が国は都市人口が 30 万人前後の中都市が圧倒的に多い。したがって、これからの都市規模拡大に向け、環境行政を駆使してヒートアイランド強度をいかに抑えるかが課題となる。

ヒートアイランド強度とは都市内外の相対的な気温差であるが、三次元的にみればドーム状を成している。このため、都市上空は等温層や逆転層によって熱や大気汚染物質を閉じ込める結果となり、都市大気環境の悪化と密接な関係がある。

豊田市街地の 1970 年代のヒートアイランド強度は 3°C であり (大和田, 1982 ; 大和田, 1993), これは 1992 年まで持続したが (大和田, 1994), 筆者らの調査によると 2010 年が 4°C, 2011 年には 5°C, 2012 年になると 6°C にまで強まっている。更に、2013 年の調査では 9°C に達しており、この値は大阪に匹敵するもので名古屋の 5°C を大きく上回るものである。

図 I-24 は 2011 年における南高北低型の最高気温出現時 (14 時) のヒートアイランド分布を表したものである。気温が高く現れたのは四郷町を中心とした東保見町から御船町にかけてと、盆地底部に沿う 248 号線沿いで梅坪町、陣中町、挙母町、三軒町、丸山町、寿町から若林東町、畝部東町にかけての広い範囲、及び巴川に沿う中心市街地東部の九久平町、幸海町、更に、国道 153 号線に沿う東広瀬町から中金町にかけての地域である。これらの地域はいずれも 38°C 以上であり、特に四郷町や寿町、及び畝部東町では 40°C 以上にも達した。したがって、豊田市の市街地全域が猛烈な暑さに見舞われたことになり、熱中症が多発する可能性が高い。

これらの高温域に対し、相対的に気温が低かったのは中心市街地にあつて矢作川左岸にあたる

高橋町から野見町，及び平井町，勘八町と西中山町であり，西広瀬町では 35°C 以下だった．これは，河川の気化熱の影響を受けた大気が南西風によって運ばれたものと思われる．その結果，南高北低型における豊田市のヒートアイランド強度は 5°C を上回るものであり，全面高気圧型と同じであった．

また，同年における東高西低型のヒートアイランド強度は 3°C ，オホーツク海高気圧型は 7°C である．オホーツク海高気圧型のヒートアイランド強度が高く現れたのは，勘八町や中金町を含む市街地北東部の気温が 25°C 以下であったこと，また高温域の矢作川右岸に位置する畷部東町付近で 32°C を上回ったからである．しかし，これはあくまで2011年の観測資料に基づくものであり，2015年は更にヒートアイランド強度が強まっていることが予想される．

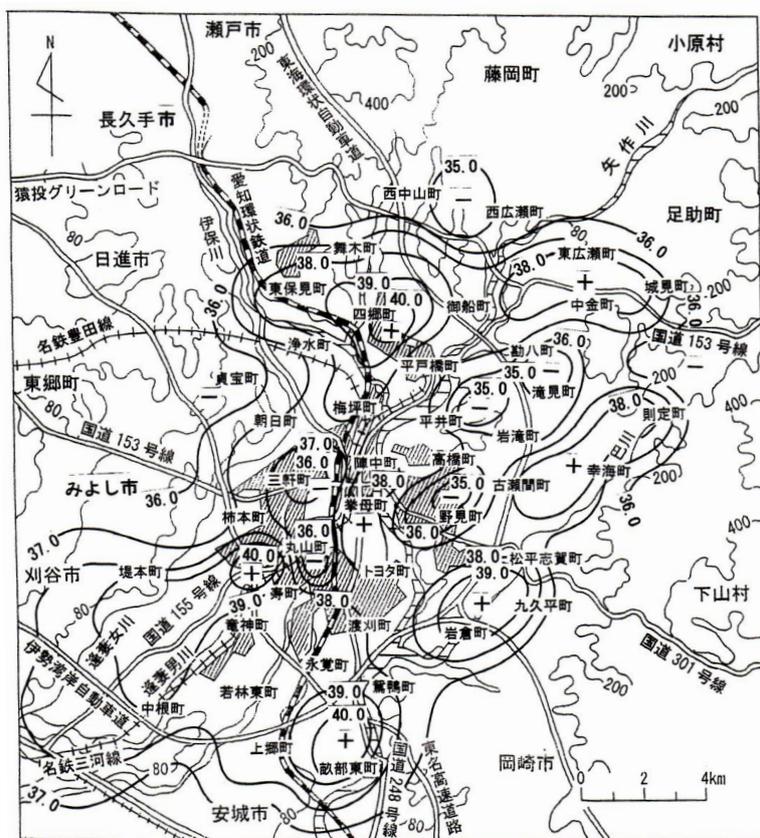


図 I-24 豊田中心市街地における南高北低型気圧配置時における最高気温分布
(2011年8月7日14時)(大和田, 2015)

6 結語

地球温暖化に伴う東アジアの気候は、大陸の上層部に形成される亜熱帯高圧帯の影響を受け、東岸気候独特の寒暖差が益々激しくなっている。特に、亜熱帯の北上は日本列島に厳しい暑さをもたらし、北極振動が大きくなって亜寒帯大気を南下させる要因となる。その結果、中緯度に位置する日本列島は夏季において亜熱帯化し、冬季は亜寒帯大気に覆われることが多くなってきた。このため、気候区分では東海式気候区に属しているが、寒暖の差が激しい地域としての認識が必要である。その結果、以下の事実が明らかとなった。

- (1) 冬季においては、温帯低気圧の移動経路の北上によって、低気圧の中心が三陸沖からオホーツク海に位置を変え、局地風が北寄りから西寄りに変化してきた。その結果、伊吹おろしが減少したのに対し、鈴鹿おろしの吹走頻度は高まった。
- (2) また、季節の変わり目にあたる春季と秋季を支配する移動性高気圧型の気圧配置が減少し、亜寒帯大気と亜熱帯大気とが直接触れ合って積乱雲が異常発達し、集中豪雨や竜巻、突風による災害が起りやすくなってきた。
- (3) 夏季は南高北低型や全面高気圧型の出現頻度が高くなり、紀伊山地を越えてくる南西のフェーン現象による高温大気にさらされるようになり、三河山地に沿う盆地的要素を持つ豊田市は、高温大気が停滞しやすい地形的特徴を持っている。
- (4) 豊田市の年間降水量は、平地の猿投で約 1,400mm、北部山地沿いの小原では 1,500mm 前後で日本の年間降水量（約 1,800mm）を下回るが、山間部の稲部では年間降水量が 2,300mm を上回る年もあり、地域差が著しい。豊田市山間部で降水量が多く現れるのは、急峻な山地斜面による地形性降雨がもたらされるからである。
- (5) このため、東海豪雨時の豊田市域は 450mm 前後の総降水量を記録したが、市南西部が最も降水量が多く、次いで北東から東部にかけての山間部であった。南西部は発達した積乱雲の接近によるものであるが、山間部は地形性豪雨となった可能性があり、矢作川水系では最初の豪雨で満水となり、時間をおいて山間部からの降水が加わる傾向が見られることから、河川の増水には十分な注意が必要である。
- (6) 交通障害となる豊田市の降雪は、山雪型と里雪型に分けられるが、これまではほとんどが山雪型であった。山雪型は冬型気圧配置で吹く北西の風が運んでくる雪雲によるものであるが、里雪型は南岸低気圧の通過に伴う雨が雪に変わったものである。しかし、最近では北極振動によって極寒気が南下して南岸低気圧が降らせる雨が雪に変わるようになった。このため、豊田市域の降雪量は山地と平地との差が無くなりつつあるのが現状である。また、海拔高度の関係から山間部は残雪がみられ、交通への影響は当然のことながら山間部が大きくなる。
- (7) 春を告げる豊田市の桜（ソメイヨシノ）の開花が最も早いのは、市南西部の上郷地区と高岡地区である。また最も遅いのは海拔高度が高い山間部であり、上郷地区より 2 週間も遅くなる。この開花時期は東北の仙台に匹敵するもので、緯度にして約 5 度（約 500km）に相当する。これは、山地の気候帯は 1,000m が緯度帯にして 250km 北上したことに匹敵するからである。
- (8) 豊田市街地のヒートアイランド強度は、1970 年代から 1990 年までは約 3℃であったが、2010 年になると中都市の平均的な強度である 4℃になり、2012 年には 6℃、更に 2013 年では 9℃にまで強まった。これは、名古屋の 5℃、大阪の 7℃を上回る強度であり、今後のヒートアイランドによる大気環境悪化を軽減、阻止する施策を望みたい。

最後に、地球温暖化による気候帯の変化は確実に進行していることは言うまでもないが、河谷地形の我が国は地形が複雑で、豊田市域も例外ではない。今後、気候帯の変化によって我が国の絶滅危惧種の増加や外来生物の進出、亜熱帯・熱帯の伝染病の流行を念頭に置いた対策を講じる必要に迫られることになるであろう。このような気候変化に伴う高温化は、熱中症といった人間活動にも影響を及ぼしており、特に人口が集中する中心市街地のヒートアイランド強度の軽減のため、都市計画や環境部等、部局を越えた対策を講じる必要がある。

7 参考文献

- 遊馬芳雄 (2003) オホーツク海周辺で急激に発達する低気圧と水蒸気輸送. 天気, 50 (7) : 508-515.
- IPCC (2002) Climate Change 2001; The scientific basic, Technical summary of the Working Group I report. Cambridge Univ. Press. 892pp.
- 神谷俊彦 (2014) 豊田市域における桜 (ソメイヨシノ) の開花と気温の局地性. 豊田市史研究, 5: 11-24.
- 神谷俊彦・大和田道雄・恩田佳代子 (2012) 気圧の谷の通過に伴う豊田市域の降雪分布について. 豊田市史研究, 3: 13-23.
- 片山 昭 (1974) 地球大気のエネルギー収支. システムと制御, 18: 10-18.
- 栗田秀實・植田洋匡・光本茂記 (1988) 弱い傾度風下での大気汚染の長距離輸送の気象学的構造. 天気, 35(1): 23-35.
- Liu, X., Zhu, Q., and Guo, P. (2000) Conversion characteristics between baroclinic circulation of the SAH in its seasonal evolution. *Advancers in Atomospheric Sciences*, 17: 129-139.
- 三上岳彦 (1974) 北太平洋高気圧の経年変動. 地学雑誌, 83: 38-47.
- 中川由雅・大和田道雄・大和田春樹 (2007) 温帯低気圧の異常発達時における気圧場解析. 2006年度日本地理学会春季大会予稿集.
- 中川由雅・大和田道雄・櫻井麻理 (2005) 温帯低気圧の異常発達の気圧場解析. 2005年日本気象学会春季大会予稿集.
- 中川由雅・大和田道雄・鳥居 司 (2006) 温帯低気圧の異常発達に関する帯状流変動解析. 2006年日本気象学会秋季大会予稿集.
- 根山芳晴 (1974) 海陸風と山谷風との相互作用について. 天気, 21(11): 587-589.
- Oke, T. R. (1978) "Boundary layer climates". Methuen, London. 372pp.
- 大和田道雄 (1976) 濃尾平野における「伊吹おろし」の小気候学的研究. 地理学報告, 40: 132-139.
- 大和田道雄 (編) (1980) 名古屋の気候環境. 荘人社, 181pp.
- 大和田道雄 (編) (1982) 豊田の気候環境. 荘人社. 301pp.
- 大和田道雄 (1983) 河川に沿う風の局地的循環系の相互作用について. 環境科学の諸断面. 三井嘉都夫教授還暦記念事業会 (編) : 92-95. 土木工学社.
- 大和田道雄 (編) (1984) 矢作川流域の気候. 荘人社. 362pp.
- 大和田道雄 (1989) NHK 暮らしの気候学. 日本放送出版協会. 218pp.
- Owada, M. (1990) A climatological study of local winds (oroshi) in central Japan. Doctoral Thes., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba. 98pp.
- 大和田道雄 (1993) 豊田の気候環境とその変貌. 豊田市環境部. 262pp.
- 大和田道雄 (1994) 伊勢湾岸の大気環境. 名古屋大学出版会. 219pp.
- 大和田道雄 (2005) 地球温暖化と中部国際空港の風. 航空環境研究, 9: 2-10.
- 大和田道雄 (2006) 地球温暖化による日本の地域気象・気候への影響について—名古屋の猛暑を事例として—. 愛知教育大学共通科目研究交流誌 教養と教育, 6: 7-15.
- 大和田道雄 (2015) 気候変動に伴う豊田市の暑さの現状と課題. 豊田市史研究, 6: 23-46.
- 大和田道雄・原田香子 (1978) 伊勢平野に卓越する局地風「鈴鹿おろし」の局地気候学的研究. 愛知教育大学研究報告. 人文科学・社会科学編, 27: 173-182.

- 大和田道雄・井上智亜 (2002) 熱帯海域における海面水温の経年変動と亜熱帯高圧帯との関係について. 2002 年日本地理学会春季大会予稿集.
- 大和田道雄・石川由紀 (2002) 北半球における亜熱帯高圧帯の鉛直分布の季節変動について. 愛知教育大学研究報告. 自然科学編, 51, 33-39.
- 大和田道雄・石川由紀 (2005) 東アジアにおける猛暑と冷夏の気圧大循環変動と気圧場解析. 地理学報告, 100: 19-28.
- 大和田道雄・神谷俊彦 (2010) 豊田市における夏型気圧配置時の大気環境. 豊田市史研究, 1: 29-47.
- 大和田道雄・畔柳洋子 (2004) 北半球における Zonal index の季節別経年変動について. 愛知教育大学研究報告. 自然科学編, 53: 57-65.
- 大和田道雄・中村達博 (1990) 本邦付近の最近 10 年間の 500mb 面高度場におけるジェット気流の季節変化. 地理学報告, 71: 1-8.
- 大和田春樹・大和田道雄 (2005) 中国半乾燥地域における降水量変動の気流系解析. 愛知教育大学研究報告. 自然科学編, 54: 47-54.
- 大和田道雄・鳥居 司 (2008) 地球温暖化に伴う局地風の変容について. 愛知教育大学研究報告. 自然科学編, 57: 31-37.
- 大和田道雄・山田光範 (1989) 冬季における本邦付近の東西循環の変動. 地理学報告, 68: 61-67.
- 大和田道雄・秋山祐佳里・大和田春樹 (2001) 北半球における夏季の中緯度高圧帯の変動について. 2001 年度日本地理学会春季大会予稿集.
- 大和田道雄・松岡翔太郎・恩田佳代子 (2010a) 岐阜県多治見市における猛暑要因. 2010 年度日本地理学会春季大会予稿集.
- 大和田道雄・中川由雅・大和田春樹 (2010b) 日本付近で異常発達する温帯低気圧の出現傾向と気圧場解析. 愛知教育大学研究報告. 自然科学編, 59: 23-31.
- 大和田道雄・石川由紀・畔柳洋子・大和田春樹 (2006) 100hPa 面における南アジア高気圧の盛衰と東西変動. 愛知教育大学研究報告. 自然科学編, 55: 23-28.
- 関口 武 (1959) 日本の気候区分. 東京教育大学地理学研究報告, 3: 65-78.
- 清水重喜 (1964) 中部日本の熱的高低気圧に伴う風の日変化について. 天気, 11(4): 138-141.
- Strong, A. E., Kearns, E. J., Gjovig, K. K. (2000) Sea surface temperature signals from satellites-An update. Geophys. Res. Lett., 27: 1667-1670.
- Takayabu, I. (1991) "Coupling Development": An Efficient Mechanism for the Development of Extratropical Cyclones. Meteor. Soc. Japan, 69: 609-628.
- 高藪 出 (1993) 温帯低気圧のカップリング発達. 海洋, 5: 120-124.
- 吉野正敏 (1968) 気候学. 地人書館. 258pp.
- 吉野正敏 (1986) 新版小気候. 地人書館. 298pp.
- 吉野正敏 (2013) ウメとサクラの開花日逆転 (続報), 暮らしの中のバイオクリマ.
<https://www.bioweather.net/column/essay4/bw38.htm>
- 吉野正敏・福岡義隆 (編著) (2003) 環境気候学. 東京大学出版会. 329pp.

(大和田 道雄)