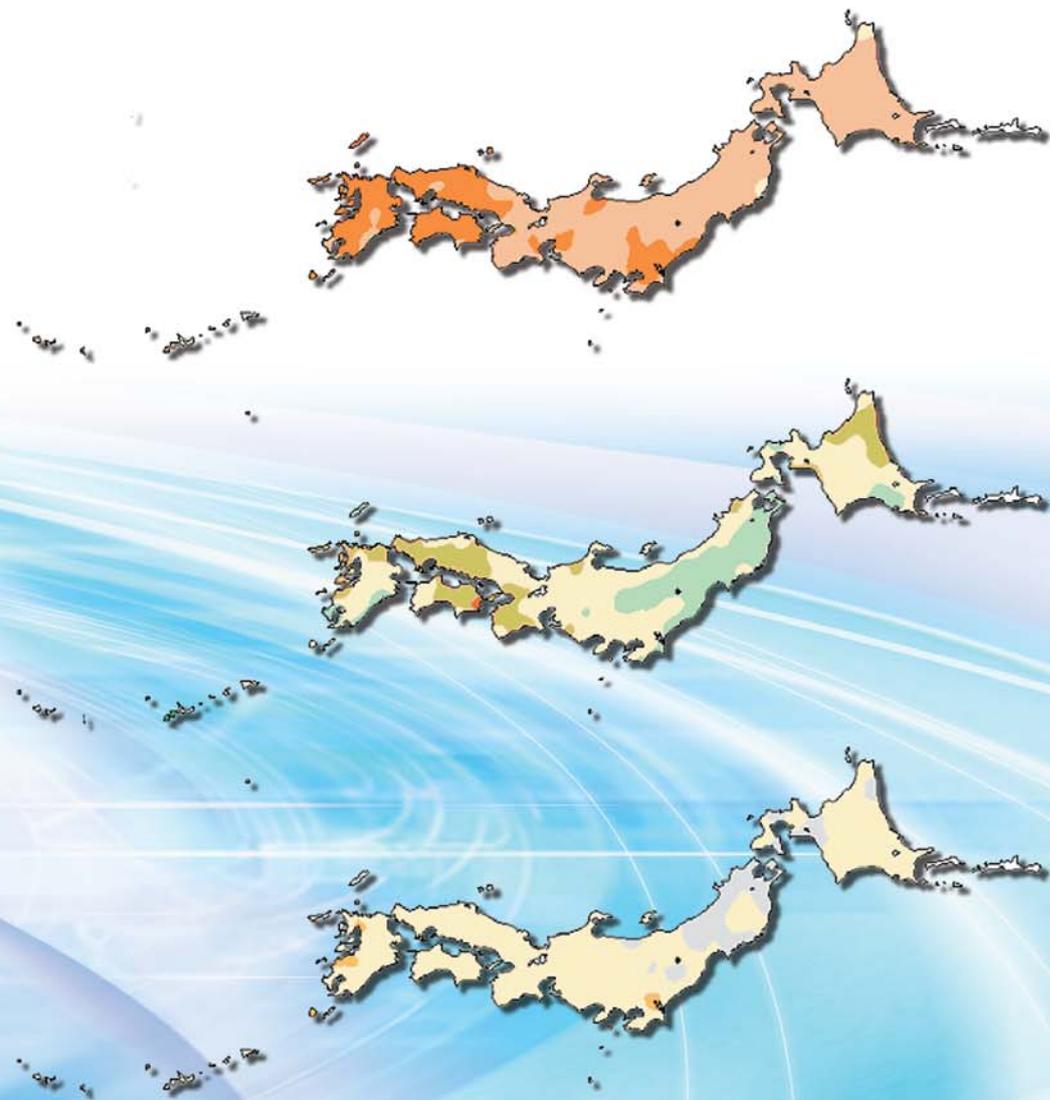


# 気候変動監視レポート

## 2007

世界と日本の気候変動および温室効果ガスとオゾン層等の状況について



平成20年3月  
気 象 庁

# 気候変動監視レポート 2007

世界と日本の気候変動および温室効果ガスとオゾン層等の状況について

気 象 庁

（表紙の説明）

表紙の図は、日本における 2007 年の年平均気温、年降水量および年間日照時間の平年差（比）分布  
図表の説明など詳細は、18 ページに掲載。

# はじめに

昨年、国連の IPCC（気候変動に関する政府間パネル）は第 4 次評価報告書を取りまとめ、気候システムの温暖化には疑う余地はないこと、また人為起源の温室効果ガスの増加が温暖化の原因である可能性が非常に高いことなどの強い表現のメッセージを発信した。また、本年からは、京都議定書に基づく温室効果ガス排出削減の約束期間に入り、わが国でも、1990 年と比べて 6 パーセントの温室効果ガスの排出削減が求められている。

このような中、各種の気候変動対策を実施するためには、気候変動の観測・監視を継続的に行い、各種対策の基礎となる信頼性の高い科学的知見を提供することが不可欠である。

気象庁では平成 8 年より「気候変動監視レポート」を毎年刊行し、世界と日本の気候変動および温室効果ガスとオゾン層の状況について報告してきた。また、昨年より、黄砂や酸性雨、海洋汚染、ヒートアイランド現象に関する情報についての記述を新たに加えている。

本年のレポートでは、IPCC 第 4 次評価報告書の内容をトピックスとして取り上げたほか、陸域で観測以来最高となった世界の平均気温の状況や、着実に増加している二酸化炭素濃度の状況など、平成 19（2007）年の気候系と大気環境に関する情報を盛り込んでいる。

「気候変動監視レポート」は、これまで国内外の関係機関に広く利用され、気候変動に対する施策の策定に貢献してきた。引き続き、本レポートが広く活用されるとともに、地球環境に関する科学的理解の一助となることを期待する。

最後に、本書の作成にあたり、気候問題懇談会検討部会の近藤洋輝部会長をはじめ専門委員各位には、内容の査読にあたりご協力をいただいた。ここに厚くお礼を申し上げる。

平成 20 年 3 月  
気象庁長官 平木 哲



# 目次

2007年の主な監視結果	1
トピックス IPCC第4次評価報告書について	3
<b>第1部 気候</b>	<b>7</b>
第1章 世界の気候	
1.1 2007年の世界の天候	7
1.2 世界の気温と降水量	11
第2章 日本の気候	
2.1 2007年の日本の天候	14
2.2 日本の主な気象災害	20
2.3 日本の気温と降水量	22
2.4 顕著現象の長期変化傾向	24
【コラム】アメダスで見た大雨発生回数の長期変化	30
2.5 台風	33
2.6 日本の都市のヒートアイランド現象	35
<b>第2部 海洋</b>	<b>38</b>
第1章 世界の海洋	
1.1 世界の海面水温	38
1.2 エルニーニョ/ラニーニャ現象	40
1.3 北極・南極域の海氷	43
第2章 北西太平洋・日本近海	
2.1 北西太平洋の海面水温・海流	44
2.2 日本沿岸および近海の海面水位	46
2.3 オホーツク海の海氷	50
2.4 北西太平洋の海洋汚染	51
<b>第3部 環境</b>	<b>56</b>
第1章 温室効果ガスおよびオゾン層破壊物質などの状況	
1.1 大気中の温室効果ガスおよびオゾン層破壊物質	57
1.2 海洋の二酸化炭素	69
1.3 エーロゾル	72
第2章 オゾン層および紫外線の状況	
2.1 オゾン層	75
2.2 紫外線	79
第3章 黄砂・酸性雨の状況	
3.1 黄砂	82
3.2 酸性雨	84
用語一覧	86
参考図	88
気候問題懇談会検討部会委員一覧	90



# 2007年の主な監視結果

( )内は対応する章節番号。

## 第1部 気候

### 第1章 世界の気候

- ・ 年平均気温は、多くの地域で平年より高く、東アジアや東シベリア、ヨーロッパで異常高温となる月が多かった (1.1)。
- ・ 世界で発生した主な気象災害は、米国東部・西部の干ばつやバングラデシュのサイクロンによる被害が特に顕著 (1.1)。
- ・ 2007年の世界の年平均気温（陸域における地表付近の気温と海面水温の平均）の平年差は $+0.28^{\circ}\text{C}$ で、1891年の統計開始以降、6番目に高い値 (1.2)。

### 第2章 日本の気候

- ・ 2007年冬は冬型の気圧配置は長続きせず、全国153官署のうち63の気象官署で、冬の平均気温の高い記録を更新した。また、8月は北・東・西日本では顕著な高温・多照となった (2.1)。
- ・ 日本の年平均地上気温の平年差は $+0.85^{\circ}\text{C}$ であった。長期的には100年あたりおよそ $1.10^{\circ}\text{C}$ の割合で上昇。(2.3)
- ・ 1951年から2007年までの台風の発生数は年々の変動が大きく、長期的な傾向ははっきりしない。ただし、最近の数年は、発生数が平年を下回る年がほとんどとなっている (2.5)。
- ・ 関東地方と近畿地方の冬季のヒートアイランドについて解析したところ、都市化の影響による気温上昇が、夜間に最も大きくなることや、晴れて風の弱い日に顕著であることが確認された。(2.6)

## 第2部 海洋

### 第1章 世界の海洋

- ・ 2007年の世界の年平均海面水温の平年差は $+0.15^{\circ}\text{C}$ で、1891年の統計開始以降では9番目に高い値。世界の海面水温は、長期的には100年あたりおよそ $0.50^{\circ}\text{C}$ の割合で上昇。(1.1)
- ・ 2007年春からラニーニャ現象が発生。2007年末現在も継続中。(1.2)
- ・ 北極域の海氷域面積は、2001年5月以降、平年より小さい状態が継続。2007年の最小海氷域面積は、1979年の統計開始以来最小を記録。(1.3)

### 第2章 北西太平洋・日本近海

- ・ 日本近海の年平均海面水温は、長期的には100年あたり $0.7\sim 1.7^{\circ}\text{C}$ の割合で上昇。(2.1)

- ・ 沖縄周辺の海域などでは、7月から8月上旬にかけて海面水温が31°Cを超える日もあり、1985年以降では最も海面水温が高かった。(2.1)
- ・ 親潮は8月以降大きく後退し、11月から12月にかけては1997年以降の最小規模。(2.1)
- ・ 日本沿岸の海面水位は、1980年代半ばを境として下降から上昇に転じ、1985年から2007年にかけて3.2mm/年の割合で上昇。2007年は平年値(1971年～2000年の平均値)より3.6cm高く、1960年以降で5番目に高い値。(2.2)
- ・ オホーツク海の積算海水域面積は、2006年に比べてやや増加し平年の84%。しかし、長期的には緩やかに減少している。(2.3)
- ・ 浮遊汚染物質(プラスチック類)の発見数は日本周辺海域で平均して10.3個/100kmであり、2006年と比べてやや増加。(2.4)

### 第3部 環境

#### 第1章 温室効果ガスおよびオゾン層破壊物質などの状況

- ・ 世界の大気中の二酸化炭素濃度は増加を続けており、2006年の世界平均濃度は前年より2.0 ppm増加して381.2 ppmであった。2007年の日本国内の3地点での年平均濃度は前年に比べて0.9～1.7 ppm増加した。(1.1)
- ・ 2007年の夏季には、太平洋西部の赤道に沿った表面海水中の二酸化炭素濃度が大気中の濃度より約30ppm高くなった。2007年春季以降に発生しているラニーニャ現象との関連が考えられる。(1.2)
- ・ 日本における大気の混濁係数は、1996年頃にはエルチヨン火山噴火以前のレベルに戻り、その後はわずかながら減少傾向を示している。(1.3)

#### 第2章 オゾン層および紫外線の状況

- ・ 2007年の世界全体のオゾン全量は、1979～1992年の平均値と比較すると、ほとんどの地域で少なく、特に南半球の高緯度では平均からの偏差が-5%以下となったところが多かった。オゾンホールは過去10年間では2002年、2004年について小さいほうから3番目の規模だった。(2.1)
- ・ 日本国内の3地点(札幌、つくば、那覇)で観測された年積算紅斑紫外線量は1990年代初めから増加傾向にある。(2.2)

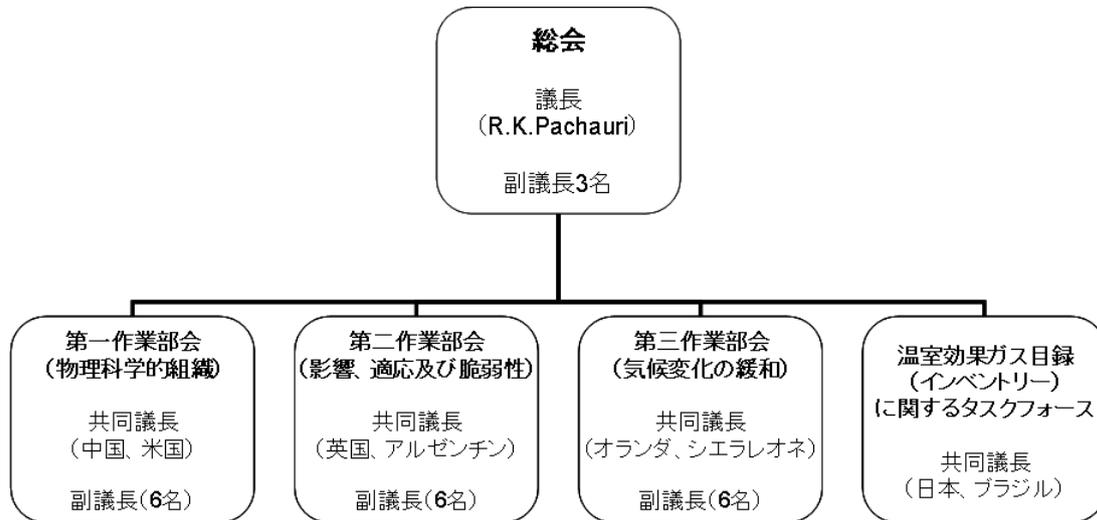
#### 第3章 黄砂・酸性雨の状況

- ・ 2007年の黄砂観測日数は、34日、黄砂観測のべ日数は482日であった。4月2日には国内の観測地点85地点中65地点で黄砂を観測した。これは、一日当たりの観測地点数として、2002年4月10日の64地点を上回り、1967年以降最多となった。なお、黄砂観測日数および黄砂観測延べ日数は、2000年以降多い傾向にある。(3.1)
- ・ 降水中pHの2006年の年平均値は綾里(岩手県)がpH 4.8、南鳥島がpH 5.5であった。(3.2)

# トピックス IPCC 第4次評価報告書について

気候変動に関する政府間パネル（IPCC）は、平成19年に気候変動の現状と予測に関する総合的な報告書である第4次評価報告書を公表した。第4次評価報告書は、2月に第1作業部会の報告書が採択されたのを皮切りに、4月には第2作業部会の、5月には第3作業部会の報告書が採択され、11月にはこれら作業部会の報告書を分野横断的にとりまとめた統合報告書が採択された。

## 1. IPCCの任務と役割



図トピックス1. IPCCの組織構成図

気候変動に関する政府間パネル（IPCC）は、地球温暖化に関する客観的な情報を、地球温暖化対策に携わる政策決定者に提供するため、世界気象機関（WMO）と国連環境計画（UNEP）が共同で1988年に設立した国際機関で、その目的は、「人為起源による気候変化、影響、適応及び緩和方策に関し、科学的、技術的、社会経済学的な見地から包括的な評価を行う」こととされている。

その目的を達成するために、IPCCは図に示した三つの作業部会と、インベントリータスクフォースを設置し、過去四次にわたる評価報告書を取りまとめるとともに、特定の課題に関する特別報告書等の刊行物を数多く作成してきた。

IPCCは、それ自身が気候変動を研究する機関ではなく、気候変動に関して、専門査読制度のある学術雑誌に掲載されたさまざまな論文を精査して、最も確からしい結論をまとめる形で報告書を作成している。また、報告書の草案作成に当たっては科学者が大きく関与するが、最終的な採択に当たっては、各国政府の代表が意見を提出して、コンセンサス方式（すべての国が賛成または棄権して、反対する国がない形）でその内容が決定されることになっている。このため、IPCC評価報告書はすべての国が同意した大変強い内容となり、気候変動枠組条約など温室効果ガス排出削減のための国際枠組み交渉のベースとなる資料とすることができる。

発足以来約20年にわたる活動の成果が認められて、IPCCは2007年のノーベル平和賞を受賞した。

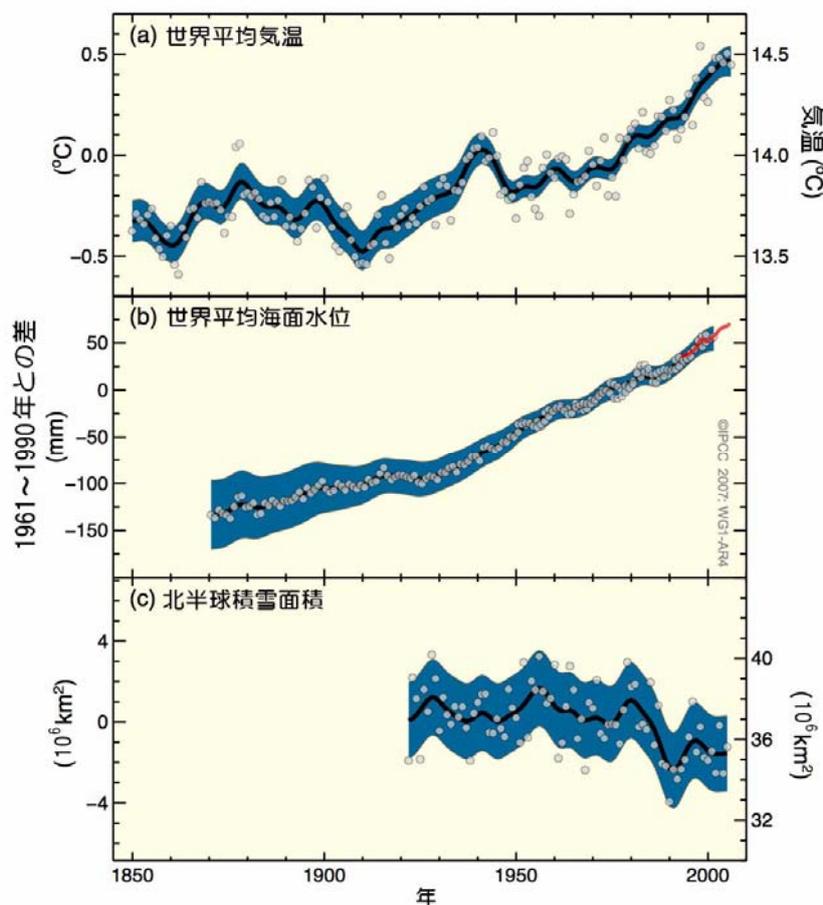
## 2. IPCC 第4次評価報告書の主な内容

11月に公表された統合報告書から、主な主要な結論を抜粋する。

### 気候変化とその影響に関する観測結果

- ・ 気候システムの温暖化には疑う余地がなく、大気や海洋の全球平均温度の上昇、雪氷の広範

- ・ 困にわたる融解、世界平均海面水位の上昇が観測されていることから今や明白である。
- ・ 地域的な気候変化、とりわけ気温上昇によって、多くの自然システムが影響を受けている。



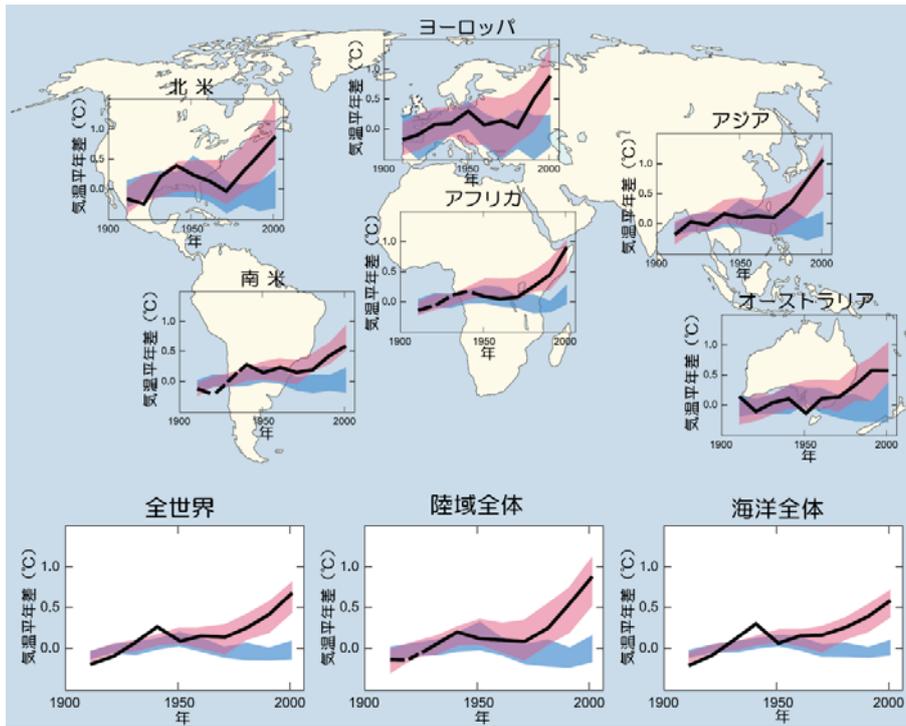
図トピックス 2. (a) 世界平均地上気温； (b) 潮位計（青）と衛星（赤）データによる世界平均海面水位； (c) 3～4 月における北半球の積雪面積、それぞれの観測値の変化。すべての変化は、1961 年～1990 年の平均からの差である。滑らかな曲線は 10 年平均値、丸印は各年の値をそれぞれ示す。陰影部は (a, b) 既知の不確実性の包括的な分析から推定された不確実性の幅、(c) 時系列から得られた不確実性の幅。

### 変化の原因

- ・ 人間活動のため、世界の温室効果ガス排出量は 1970 年から 2004 年の間に 70%増加した。その結果、現在の温室効果ガス濃度は過去何千年にもわたる水準を大きく超えている。
- ・ 20 世紀半ば以降に観測された全球平均気温の上昇のほとんどは、人為起源の温室効果ガスの増加によってもたらされた可能性が 90%以上である。

### 予測される気候変化とその影響

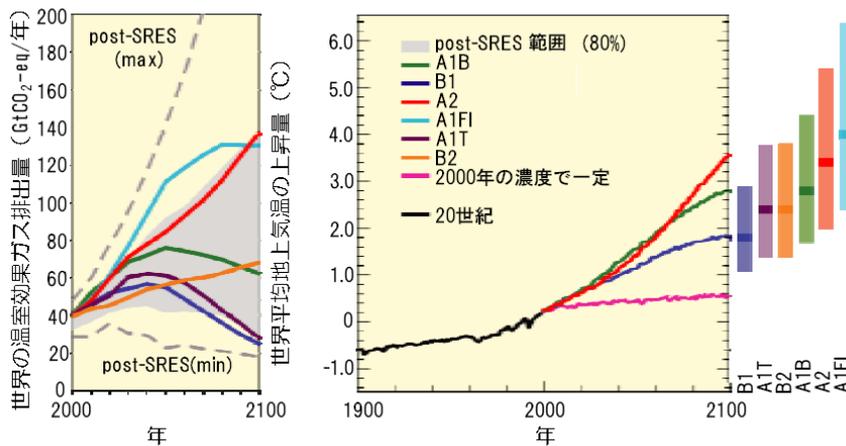
- ・ 現在の政策を継続した場合、世界の温室効果ガス排出量は今後二、三十年増加し続ける。その結果、21 世紀には 20 世紀に観測されたものより大規模な温暖化がもたらされ、世界の気候システムに多くの変化が引き起こされる。
- ・ たとえ温室効果ガスの大気中濃度が安定化したとしても、数世紀にわたって人為起源の温暖化や海面水位上昇が続く。



■：自然起源のみの強制力を用いたモデル

■：自然起源及び人為起源の強制力を用いたモデル

図トピックス 3. 観測された大陸規模及び世界規模の地上気温の変化と、自然起源のみ、または、自然起源及び人為起源の放射強制力を用いた気候モデルによるシミュレーションの比較。観測された 10 年平均値は、1906~2005 年の期間について示され（黒線）、1901~1950 年の平均と比較した各 10 年ごとの値を年代の中央にプロットしている。観測面積が全体の 50%未満の期間は破線で示す。青帯は、太陽活動と火山による自然起源の強制力のみを考慮した 5 つの気候モデルによる 19 のシミュレーションの 5~95%が含まれる範囲を示す。また、赤帯は、自然起源と人為起源の放射強制力を共に考慮した、14 の気候モデルによる 58 のシミュレーションの 5~95%が含まれる範囲を示す。



図トピックス 4. 左の図：追加的な気候政策がない場合の世界の温室効果ガス排出量 ( $\text{CO}_2$  換算)：6 つの SRES マーカーシナリオ（彩色した線）、SRES 後の最新のシナリオ（ポスト SRES）の 80 パーセンタイル（灰色の彩色範囲）。点線はポスト SRES シナリオ結果のすべての範囲を示す。排出量には  $\text{CO}_2$ 、 $\text{CH}_4$ 、 $\text{N}_2\text{O}$  及びフッ素系ガスが含まれる。右の図：実線は、SRES シナリオ A2, A1B, B1 について、20 世紀末の状態を継続した場合における複数のモデルによる世界平均地上気温の上昇を示す。これらの予測は短寿命温室効果ガス及びエアロゾルの影響も考慮している。ピンク色の線はシナリオではなく、大気中の濃度を 2000 年の値に一定に保ったときの AOGCM によるシミュレーションによるものである。図の右の帯は、6 つの SRES シナリオにおける 2090~2099 年についての最良の見積り（各帯の横線）及び可能性が高い予測幅を示す。全ての気温は 1980~1999 年との比較である。

### 適応と緩和のオプション<sup>(注)</sup>

- ・ 気候変化に対する脆弱性を低減させるには、現在より強力な適応策が必要。
- ・ 排出削減等適切な緩和策の実施により、今後数十年にわたり、世界の温室効果ガス排出量の伸びを相殺、または現在のレベル以下に削減できる。

### 長期的な展望

- ・ 適応策と緩和策は、どちらか一方では不十分で、互いに補完しあうことで、気候変化のリスクをかなり低減することが可能。
- ・ 既存技術及び今後数十年で実用化される技術により温室効果ガス濃度の安定化は可能。今後20～30年間の緩和努力と投資が鍵。

## 3. IPCC に関して果たした気象庁の役割

気象庁は、第4次評価報告書の原稿執筆、草案の査読を行うとともに、総会において採択案の検討に積極的に参加し、とりまとめに大きく貢献した。また、第1作業部会報告書については、政策決定者向け要約、技術概要等の日本語訳作成に取り組み、正確な情報の提供に努めた。

第4次評価報告書の日本語訳については、気象庁のほか、関係省庁が分担して日本語訳を作成し、以下のインターネットアドレスで公開している。詳細は、こちらのページを参照いただきたい。

<http://www.data.kishou.go.jp/climate/cpdinfo/ipcc/ar4/index.html>

(注) 緩和策と適応策：温室効果ガスの排出削減など、大気中の温室効果ガス濃度を抑制し、地球温暖化の進行を抑制使用とする対策を緩和策、実際に起きてしまった地球温暖化による影響を軽減するための対策を適応策と呼んでいる。

# 第1部 気候

気候は、大気や海洋、陸面などさまざまな要因が絡み合って相互に作用しながら、数週間、季節、年、数十年、さらにそれ以上のさまざまな時間スケールで変動する。このように複雑な気候変動を監視するために、気象庁では、日本国内では、全国 153 地点の気象台や測候所と約 1,300 地点の地域気象観測所（アメダス）などにおいて、気温や降水量などの地上観測を実施しているほか、世界各地のおよそ 1,200 地点の観測所における気温や降水量などの地上観測データを、全球通信システム（GTS）を用いて収集している。このように収集されたデータにより、気候の背景となっている大気の循環場の状態を診断・解析し、気候に関する現在の状況の的確な把握に努めている。第1部では、これらの気候に関する動向について、2007年の監視結果を示す。なお、2008年以降の監視状況は、地球環境の診断（<http://www.data.kishou.go.jp/climate/index.html>）で提供している。

## 第1章 世界の気候

### 1.1 2007年の世界の天候

#### 1.1.1 2007年の世界の天候の特徴

図 1.1-1、図 1.1-2 に 2007 年の年平均気温平年差と年降水量平年比の分布図を示す。平年値は 1971～2000 年の値から求めている。また、図 1.1-3、図 1.1-4 に異常高温・低温と異常多雨・少雨の出現頻度分布図を示す。ここで用いる異常高温・低温、異常多雨・少雨とは、月平均気温や月降水量がその月の値として 30 年に 1 回程度の値となった場合を指している。なお、月や季節毎の天候に関する図表類はここでは省略する。

年平均気温は、南アメリカ大陸などを除き、多くの地域で平年より高くなった（図 1.1-1）。東アジアや東シベリア、ヨーロッパで異常高温が、アルゼンチン周辺で異常低温となる月が多かった（図 1.1-3）。

年降水量は、シベリアからヨーロッパ北部で平年より多く、中国北東部や地中海周辺、米国、オーストラリア南部では平年より少なかった（図 1.1-2）。シベリアからヨーロッパ北部、東南アジアで異常多雨、中国北東部、ヨーロッパ南部、オーストラリア南部からニュージーランドで異常少雨となる月が多かった（図 1.1-4）。

#### 1.1.2 顕著な異常気象・気象災害

2007 年に発生した主な異常気象・気象災害を図 1.1-5 に示す。各異常気象・気象災害の概況は以下のとおり。災害の記述はルーベンス大学（ベルギー）による世界保健機構（WHO）災害疫学研究協力センターの緊急災害データベース（EM-DAT）等に基づいている。

- (1) 東シベリアの高温（4～5月、8～11月）：異常高温となる月が多かった。東シベリアのイルリネイ：年平均気温 $-8.8^{\circ}\text{C}$ （平年差 $+4.6^{\circ}\text{C}$ ）。
- (2) 中国中部の大雨（6～7月）：6月末から7月初めの梅雨前線の大雨などにより合わせて 500 人以上の死者が伝えられた。中国チアンスー（江蘇）省のナンキン：7月の月降水量 429mm（平年比 208%）。
- (3) 朝鮮半島～中国の台風・大雨（8月）：黄海周辺に南よりの暖湿流が入ったほか、台風が相次いで中国南東部に接近・上陸した影響で、朝鮮半島で 600 人以上、華北や華南で合わせて 100 人以上の死者が伝えられた。朝鮮半島北部のピョンヤン：月降水量 757mm（平年比 396%）。
- (4) 中国南部の干ばつ（9～11月）：11月に中国全土で 121 万 ha の農作物が干ばつの影響を受けていると伝えられた。中国チアンシー（江西）省のカンチョウ：3か月降水量 26mm（平年比 13%）。
- (5) パキスタンの多雨（雪）（2～3月）：パキスタンで異常多雨（雪）が続き、3月にはパキスタ

- ンやアフガニスタンで融雪洪水や雪崩等により合わせて 300 人以上の死者が伝えられた。パキスタンのペシャール：2 か月降水量 352mm(平年比 295%)。
- (6)アジア西部のサイクロン・大雨 (6 月)：サイクロン「ゴヌ」と「イエミン」およびモンスーンの大雨により、オマーンやパキスタンで合わせて 500 人以上の死者が伝えられた。パキスタンのカラチ国際空港：月降水量 110mm (平年値 7.3mm)。
- (7)インド・ネパール・バングラデシュの大雨 (6~8 月)：インド北部で洪水により 6~8 月に合わせて 1 千人以上、インド南西部では 6~7 月に 100 人以上、バングラデシュやネパールでは 7 月下旬に洪水によりそれぞれ 1 千人以上、200 人以上の死者が伝えられた。夏のアジア・モンスーンの概況はトピックスを参照。
- (8)バングラデシュのサイクロン (11 月)：サイクロン「シドル」により、3 千人以上の死者が伝えられた。
- (9)ヨーロッパ西部の高温 (4 月)：ヨーロッパ西部の広い範囲で異常高温となった。オランダでは 4 月の月平均気温が 1706 年以降で最も高かったと伝えられた。ルクセンブルグ市：月平均気温 14.6℃ (平年差+6.8℃)。
- (10)ヨーロッパ南東部の高温 (5~8 月)：異常高温が継続し、6~7 月には熱波による 300 人以上の死者や森林火災の被害が伝えられた。ルーマニアのブカレスト：7 月の月平均気温 26.2℃ (平年差+4.2℃)。
- (11)アフリカ熱帯域の大雨 (7~9 月)：対流活動が平年より活発で、アフリカ中西部から東部の多くの地域で大雨による被害が伝えられた。ブルキナファソのワヒグヤ：3 か月降水量 835 mm (平年比 195%)。
- (12)米国の寒波 (1~2 月)：米国の各地は繰り返し寒波に見舞われ、関連する竜巻や交通事故などで合わせて 90 人以上の死者が伝えられた。米国インディアナ州のインディアナポリス：2 月の月平均気温-6.8℃ (平年差-7.6℃)。
- (13)米国東部・西部の干ばつ (通年)：米国東部・西部で少雨となる月が多く、東部で深刻な干ばつ、西部では 10 月に大規模な森林火災の被害が伝えられた。米国サウスカロライナ州のグリーンビル：年降水量 791mm (平年比 62%)、カリフォルニア州のロサンゼルス：年降水量 125mm (平年比 38%)。
- (14)ブラジル北東部の干ばつ (通年)：雨季に少雨となり、10 月には干ばつで 100 万人に影響が出ていると伝えられた。ブラジル北東部のモンテスクラロス：年降水量 634mm (平年比 62%)。
- (15)アルゼンチン周辺の低温 (5~8 月)：ラニーニャ現象等の影響により異常低温が継続し、寒波による死者も伝えられた。アルゼンチン北部のビジャドロレス：4 か月平均気温 9.1℃ (平年差-3.4℃)。
- (16)オーストラリア南部の干ばつ (7~10 月)：7 月以降に少雨傾向となり、6 年以上続く干ばつの被害が伝えられた。オーストラリア南東部のキャンベラ：4 か月降水量 70mm (平年比 32%)。

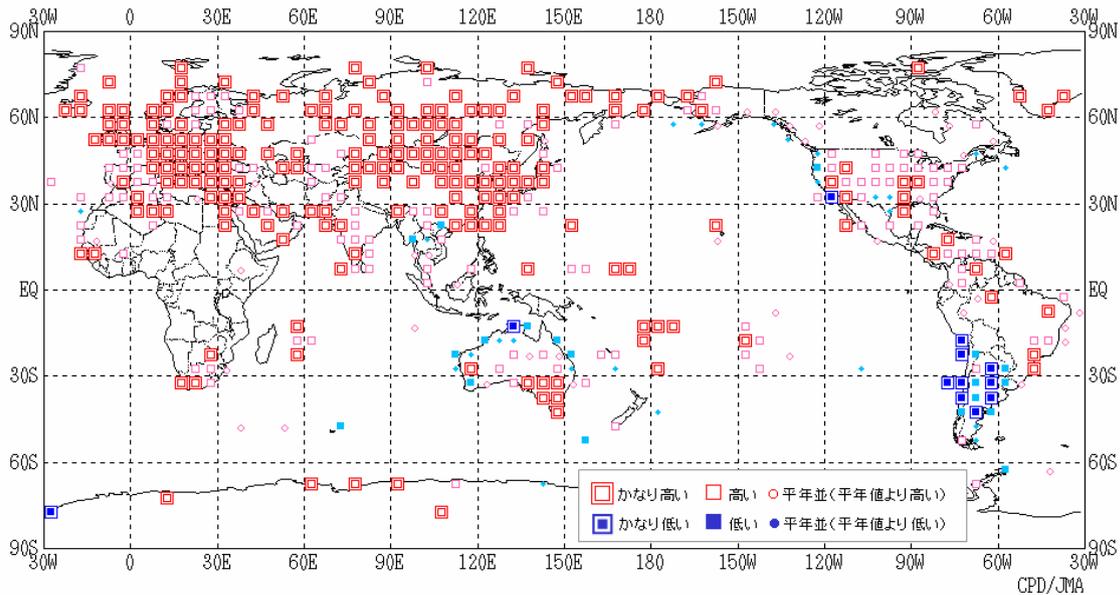


図 1.1-1 年平均気温平年差規格化階級分布図 (2007 年)

各観測点の年平均気温平年差を年の標準偏差で割り (規格化)、緯度・経度 5 度格子の領域ごとにそれらを平均した。階級区分値を -1.28、-0.44、0、+0.44、+1.28 とし、それぞれの階級を「かなり低い」「低い」「平年並 (平年値より低い)」「平年並 (平年値より高い)」「高い」「かなり高い」とした。陸域でマークのない空白域は、観測データが十分でないか、平年値がない領域を意味する。

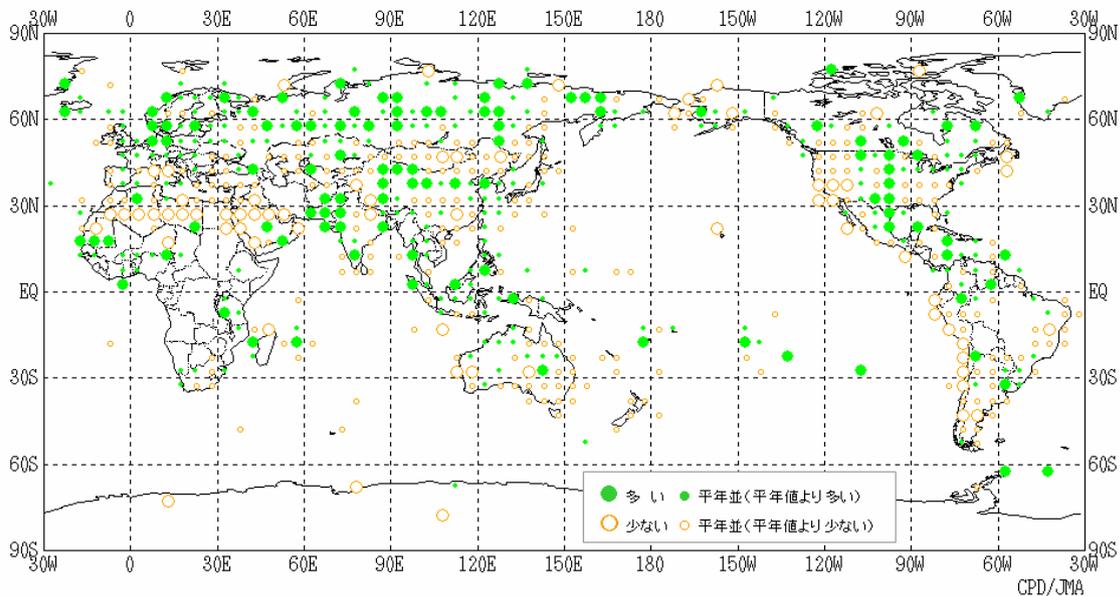


図 1.1-2 年降水量平年比分布図 (2007 年)

各観測点の年降水量平年比を緯度・経度 5 度の領域ごとにそれらを平均した。階級区分値を 70%、100%、120% とし、それぞれの階級区分を「少ない」「平年並 (平年値より少ない)」「平年並 (平年値より多い)」「多い」とした。陸域でマークのない空白域は、観測データが十分でないか、平年値がない領域を意味する。

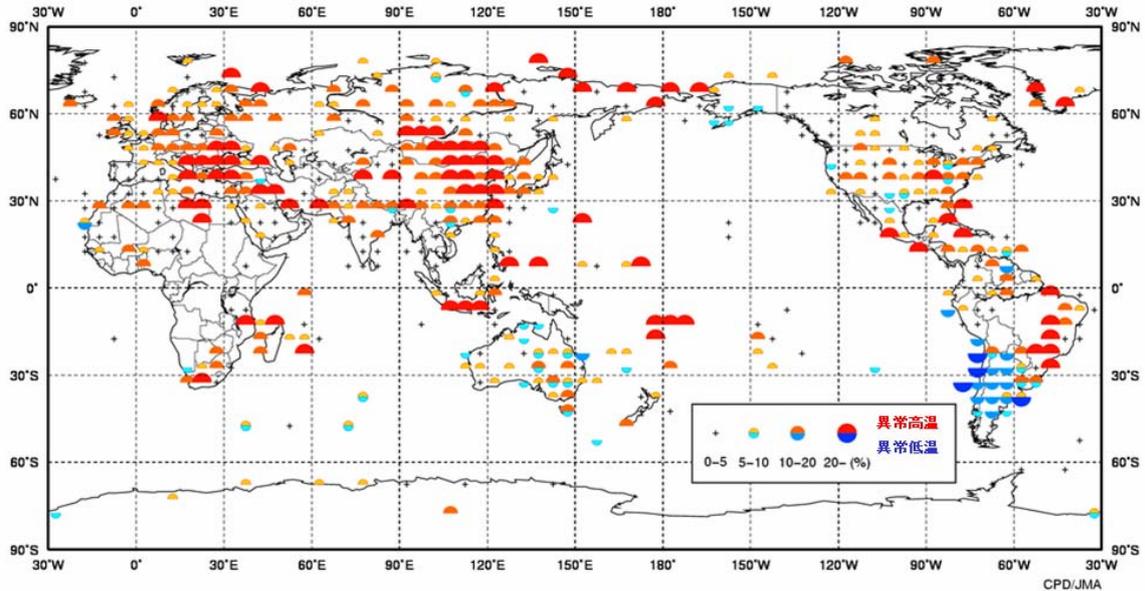


図 1.1-3 異常高温・異常低温出現頻度分布図（2007 年）

緯度・経度 5 度格子内に含まれる観測点で観測された月毎の異常高温・低温の年間の総数を全観測数で割り、1 格子あたりの出現割合として、半円の大きさであらわしている。30 年に 1 度の現象の発生率は平均して約 3%なので、便宜上、異常高温・低温の発生率が 10-20%かそれ以上となった場合に異常値の発生が平年より多かったと判断する。

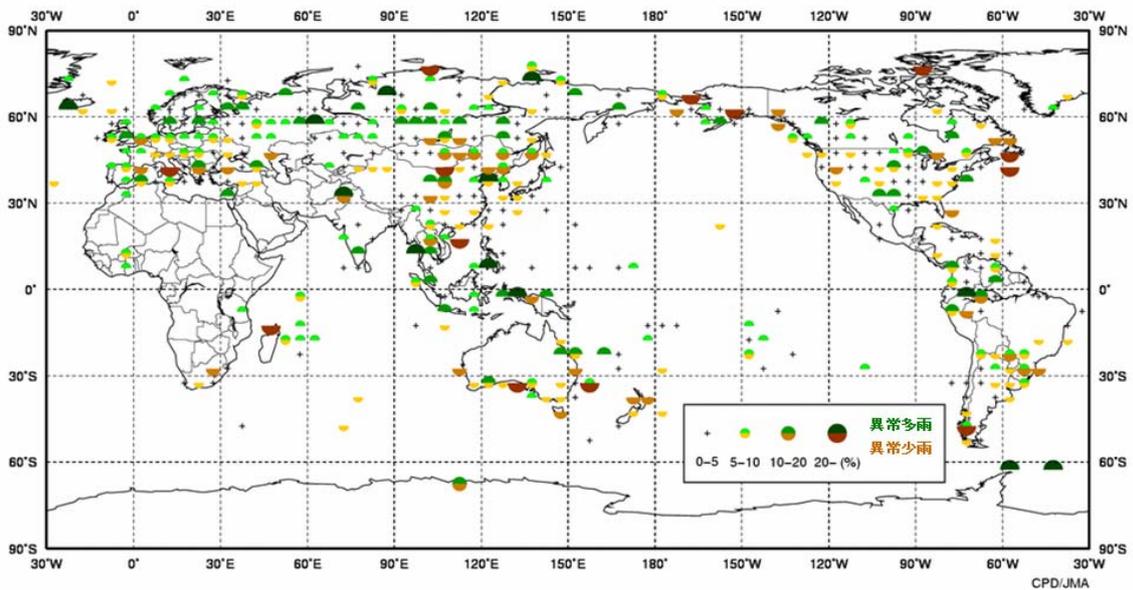


図 1.1-4 異常多雨・異常少雨出現頻度分布図（2007 年）

緯度・経度 5 度格子内に含まれる観測点で観測された月毎の異常多雨・少雨の年間の総数を全観測数で割り、1 格子あたりの出現割合として、半円の大きさであらわしている。30 年に 1 度の現象の発生率は平均して約 3%なので、便宜上、異常多雨・少雨の発生率が 10-20%かそれ以上となった場合に異常値の発生が平年より多かったと判断する。

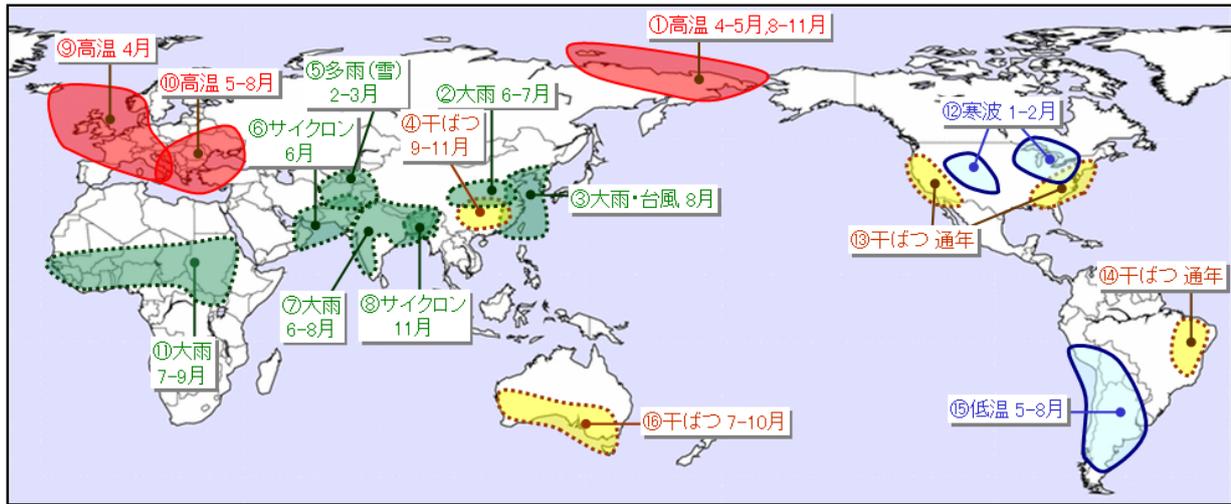


図 1.1-5 2007 年の主な気象災害分布図

2007 年に発生した異常気象や気象災害のうち、規模や被害が比較的大きかったものについて、おおよその地域・時期を示した。図中の丸数字は本文中の丸数字と対応している。

## 1.2 世界の気温と降水量

2007 年の世界の年平均気温（陸域における地表付近の気温と海面水温の平均）の平年差は  $+0.28^{\circ}\text{C}$  で、1891 年の統計開始以降、6 番目に高い値となった。（図 1.1-6）。

世界の年平均気温は、様々な変動を繰り返しながら、長期的には 100 年あたり  $0.67^{\circ}\text{C}$ （統計期間：1891～2007 年）の割合で上昇している。これは、二酸化炭素などの温室効果ガスの増加に伴う地球温暖化の影響に、数年～数十年程度の時間規模で繰り返される自然変動が重なっているものと考えられる。IPCC 第 4 次評価報告書によれば、20 世紀半ば以降に観測された世界平均気温の上昇のほとんどは、人為起源の温室効果ガスの増加によってもたらされた可能性が非常に高いとされている。

2007 年の北半球平均の気温は、1891 年の統計開始以降、2005 年について 2 番目に高くなった。100 年あたりの気温上昇率は、北半球平均の気温が約  $0.69^{\circ}\text{C}$ 、南半球平均の気温が約  $0.66^{\circ}\text{C}$  である。

一方、世界各地の観測所で観測された降水量から計算した、2007 年の世界の年平均降水量の平年比は 98% であった。1880 年の統計開始以降、南半球では顕著な長期的増加傾向がみられる（図 1.1-7）。

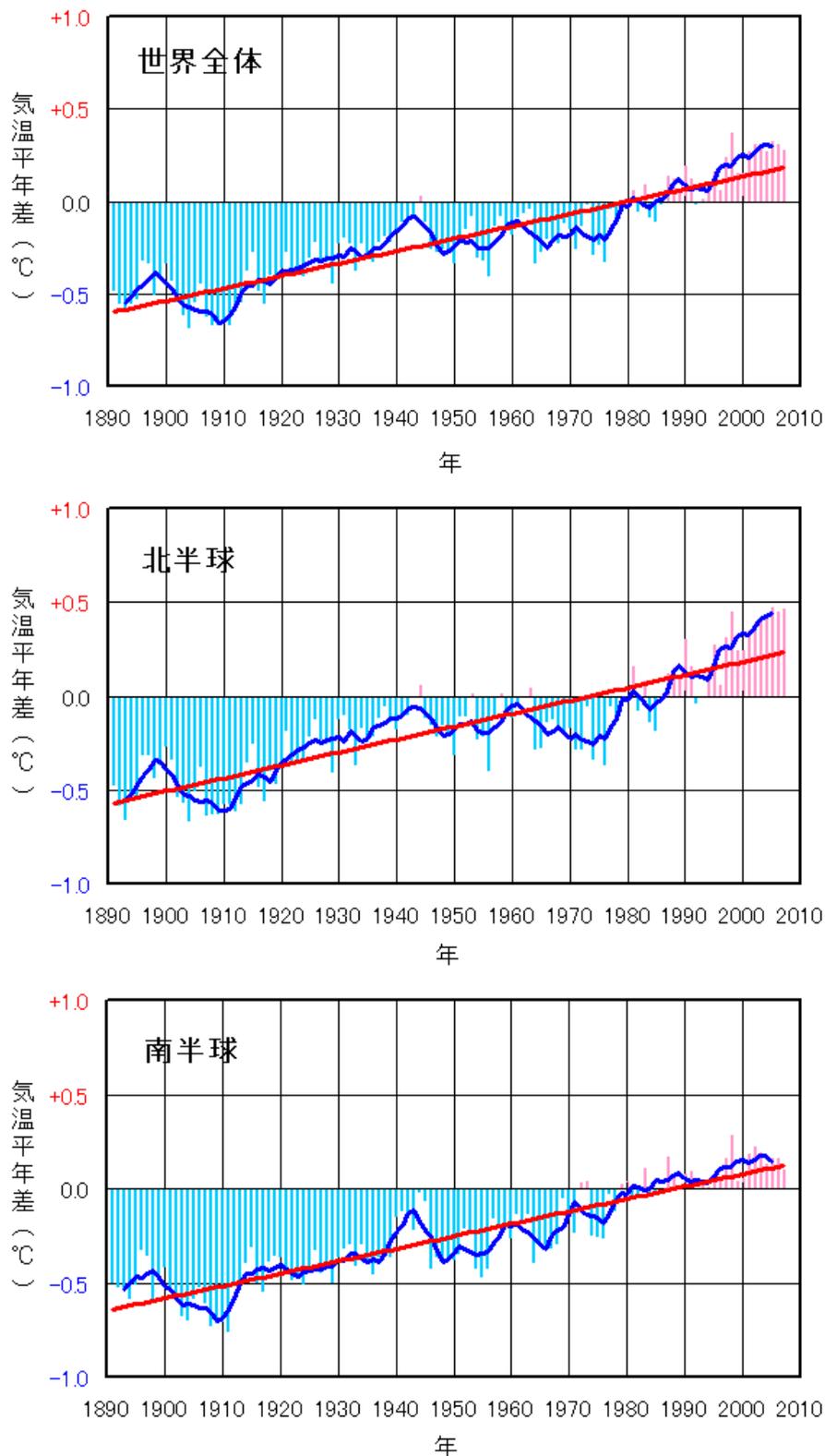


図 1.1-6 年平均気温の変化（1891～2007 年）

上段は世界平均、中段は北半球平均、下段は南半球平均である。棒グラフは各年の平均気温の年差（平年値との差）を示している。太線（青）は年差の 5 年移動平均を示し、直線（赤）は年差の長期的傾向を直線として表示したものである。平年値は 1971～2000 年の 30 年平均値。

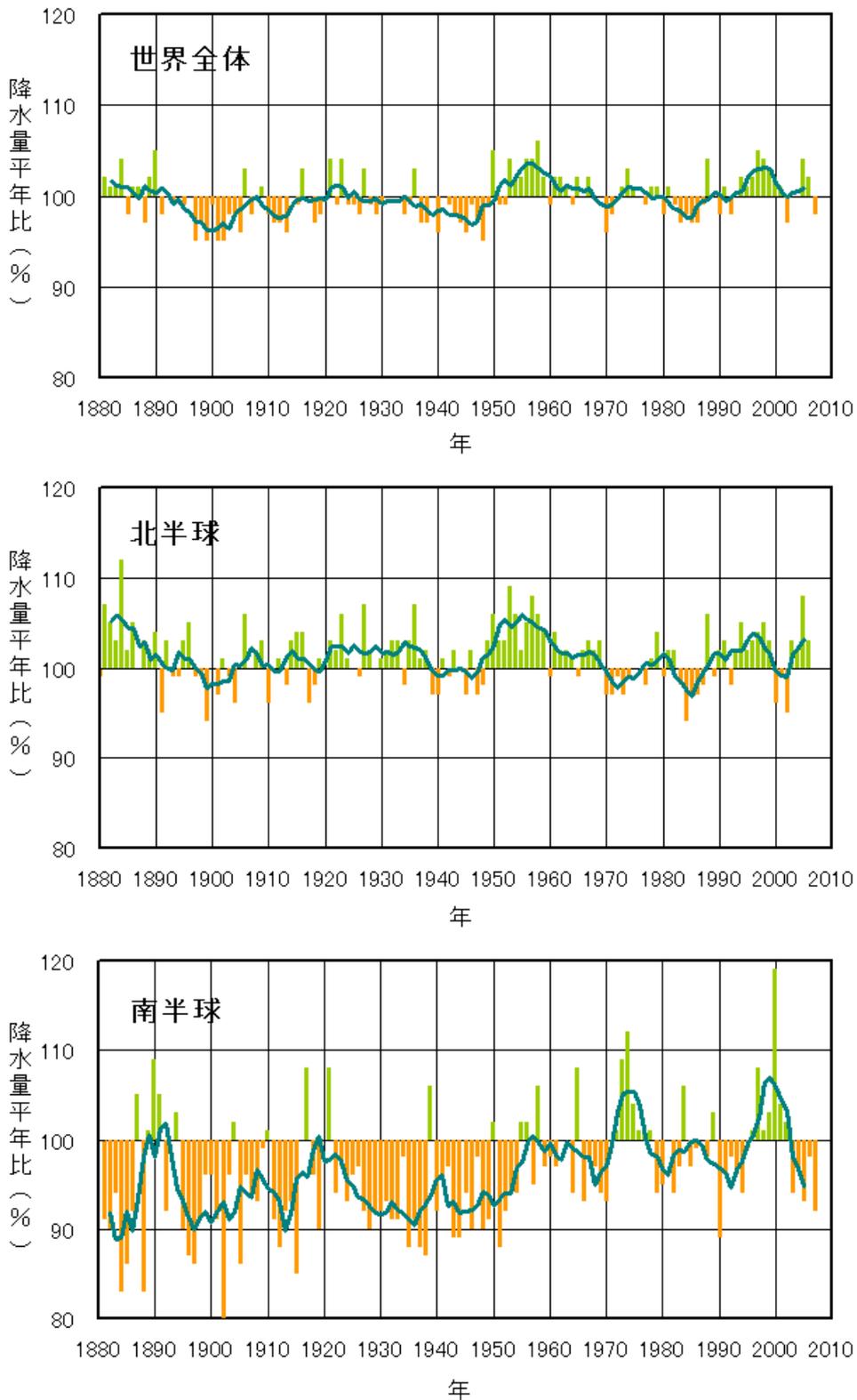


図 1.1-7 年降水量の変化 (1880~2007 年)

上段は世界平均、中段は北半球平均、下段は南半球平均である。棒グラフは各年の年降水量の平年比（平年値に対する比で、%であらわす）を示している。太線（緑）は平年比の 5 年移動平均を示す。平年値は 1971~2000 年の 30 年平均値。

## 第2章 日本の気候

### 2.1 2007年の日本の天候

2007年冬は冬型の気圧配置は長続きせず、全国153官署のうち63の気象官署で、冬の平均気温の高い記録を更新した。また、冬の降雪量は記録的に少なかった。一方、急激に発達した低気圧の通過があり北・東日本の太平洋側で多雨だった。

春は全国的に気温の変動が大きかったが、春の平均気温は東・西日本で高く北日本と沖縄・奄美は平年並となり、西日本から東日本太平洋側にかけての降水量が顕著に少なかった。4月、5月には落雷や突風、降雹による被害があった。

夏の太平洋高気圧の日本付近への張り出しは、6月、7月は弱く、8月はかなり強かった。夏の平均気温は全国的に高かった。6月は各地で梅雨入りが遅れ、春からの少雨は6月も続き一部では渇水となった。7月は梅雨前線が停滞し梅雨明けが全般に遅れたほか、台風第4号と梅雨前線により東・西日本では降水量が多かった。8月は北・東・西日本では顕著な高温・多照となり、太平洋側では少雨となったほか、40.9℃の国内の気温の最高記録が観測された。

秋前半は南東海上の太平洋高気圧がかなり強く、東・西日本では晴れて気温の高い日が続いた。また、秋雨前線は全般に不活発で、台風の影響の少なかった東日本日本海側や西日本で少雨となった。秋後半は気温変動が大きくなった。秋平均気温は全国で高く、また西日本では記録的な高温・少雨となった。

台風発生数は24個（平年26.7個）、接近数は12個（平年10.8個）、年間上陸数は3個（平年2.6個）といずれも平年程度だった。

#### 2.1.1 年間（表1.2-1、図1.2-1参照）

##### (1) 年平均気温

2007年の年平均気温平年差は北日本+0.7℃、東日本+0.9℃、西日本+1.1℃、沖縄・奄美+0.6℃で、特に西日本と沖縄・奄美では地域平均統計のある1946年以降でそれぞれ第2位タイの高温となった。4月と7月に低温となったが、1月、2月、8月、9月には顕著な高温となるなど全般に月平均気温が高い月が多かった。平戸（長崎県）では年平均気温の最高値を更新した。

##### (2) 年降水量

2007年の年間降水量は、北日本日本海側、東日本、および西日本で少なかった。北日本太平洋側と沖縄・奄美では平年並だった。近畿地方から九州北部にかけては平年の80%未満となったところが多く、四国地方の一部では平年の60%未満となった。北見枝幸（北海道）、深浦（青森県）、徳島では年降水量の最小値を更新した。

##### (3) 年間日照時間

2007年の年間日照時間は、東日本太平洋側と西日本で多かった。一方、北日本と東日本日本海側では平年並、沖縄・奄美では少なかった。

#### 2.1.2 季節ごとの天候（図1.2-2参照）

##### (1) 冬（2006年12月～2007年2月）

12月上旬の北日本や1月末から2月初めに沖縄・奄美で低温となったほかは、全般に寒気の影響を受けにくく、冬型の気圧配置は長続きしなかった。このため全国的に気温が高く経過した。東日本と西日本の地域平均気温は、地域平均の統計のある1946/47年の冬以降で最も高く、全国153官署のうち秋田、仙台（宮城県）、東京、名古屋（愛知県）、大阪、高松（香川県）、福岡など63の気象官署で、冬の平均気温の高い記録を更新した。また、山陰以北の日本海側の降雪量は、地域平

均の統計のある 1961/62 年の冬以降で最も少なく、北陸から山陰にかけての冬の降水量も少なかった。

冬の前半を中心に本州の南海上を低気圧や前線が通過することが多かった。12 月下旬と 1 月上旬に、東日本から北日本の太平洋沿岸を、低気圧が急激に発達しながら北上したため、大雨や暴風により大きな被害が発生した。これらの低気圧の影響で北・東日本の太平洋側で多雨となった。また、冬の後半を中心に移動性高気圧に覆われる日が多かったため、本州の日本海側と沖縄・奄美では日照時間が多かった。

平均気温は、全国でかなり高かった。降水量は、北・東日本太平洋側で多く、東・西日本日本海側で少ないほかは平年並だった。日照時間は、北・東・西日本日本海側と沖縄・奄美で多いほかは平年並だった。

## (2) 春 (3~5 月)

10 日~20 日程度の周期で寒気が流れ込み、全国的に気温の変動が大きかった。4 月は、日本付近に寒気が南下しやすかったため、月平均気温は西日本を除き 1 年ぶりの低温となった。春の平均気温は、3 月初めと 3 月下旬の高温が著しかったため、東・西日本で高く、北日本と沖縄・奄美は平年並となった。上空の寒気が日本海から北日本方面に流れ込みやすかったため、北日本では、3 月中旬の冬型の気圧配置やその後の短い周期での低気圧通過の影響で、平年と比べて曇りや雨または雪の日が多く、日照時間は日本海側を中心に少なかった。

また、偏西風の蛇行により日本付近が気圧の谷となったため、前線は平年より南の沖縄付近に停滞することが多く、低気圧は南海上を離れて通過する一方、移動性高気圧が東シナ海から本州付近を通過することが多かった。このため、西日本から東日本太平洋側にかけては平年と比べて晴れの日が多く、降水量がかなり少なかった。特に、東海から九州地方にかけては降水量が平年の 60% 未満のところもあり、尾鷲（三重県）、米子（鳥取県）、高知では春の降水量の最小値を更新した。一方、3 月から 4 月にかけては、前線が付近に停滞しやすかった沖縄・奄美で日照時間が少なかった。4 月から 5 月にかけては、たびたび上空を寒気が通過したため、東日本を中心に各地で大気の状態が不安定となり、落雷や突風、降雹による被害が発生した。

平均気温は、東日本と西日本で高く、北日本と沖縄・奄美で平年並だった。降水量は、北日本では平年並のほかは、東日本、西日本、および沖縄・奄美で少なかった。日照時間は、北日本と東日本日本海側で少なく、東日本太平洋側と西日本ではかなり多く、沖縄・奄美では平年並だった。

## (3) 夏 (6~8 月)

太平洋高気圧の日本付近への張り出しは、6 月、7 月は平年より弱く、8 月は一転して強かった。夏平均気温は、7 月に北・東・西日本で低温となったものの、6 月の北日本や 8 月の東・西日本で顕著な高温となったため、全国で高温となった。

6 月は、中旬まで移動性高気圧に覆われて晴れる日が多く、各地で梅雨入りが遅れるなど、沖縄・奄美など一部の地方を除き気温が高く、降水量が少なく、また日照時間が多くなった。春から続いた西日本を中心とした少雨は 6 月も続き一部では渇水となった。7 月に入ると一転して本州付近に梅雨前線が停滞したため、曇りや雨の日が続き、台風第 4 号の影響も大きかった東・西日本では降水量が多くなった。大陸からの寒気が日本海に流れ込み、北・東・西日本では気温が低くなったが、オホーツク海高気圧の出現はほとんどなく顕著な低温とはならなかった。8 月は、初め北日本と西日本で一時ぐずついたものの、その後は優勢な太平洋高気圧が本州付近を覆った。このため、各地で猛暑日になるなど晴れて暑い日が続く、北・東・西日本では気温が高く、日照時間が多くなり、太平洋側では降水量が少なくなった。8 月 16 日には熊谷（埼玉県）と多治見（岐阜県）で、40.9℃ となり、これまでの国内の最高気温の記録（40.8℃、1933 年 7 月、山形市）を更新した。

沖縄・奄美では、6 月に活発な梅雨前線の影響で降水量が多かった。7 月から 8 月上旬までは太

平洋高気圧に覆われて、晴れて暑い日が続いたが、台風や湿った気流の影響で7月中旬と8月中旬に大雨となった。

台風の発生は、6月0個（平年1.7個）7月3個（同4.1個）8月4個（同5.5個）で、平年を下回った。台風第4号と第5号が上陸し、沖縄・奄美と西日本では暴風や大雨となった。平均気温は、全国で高かった。降水量は、北日本で少なく、東日本と西日本日本海側では平年並だった。一方、西日本太平洋側と沖縄・奄美で多かった。日照時間は、北日本と東日本太平洋側で多く、西日本太平洋側では平年並、東日本から西日本にかけての日本海側と沖縄・奄美では少なかった。

#### （4）秋（9～11月）

10月上旬までは、日本の南東海上の太平洋高気圧が平年に比べかなり強かった。日本付近では偏西風が北に蛇行し、寒気が南下することはほとんどなかった。このため、東日本や西日本では晴れて気温の高い日が続き、真夏日を観測した地点も多かった。また、台風第9号の影響で東日本から北日本の太平洋側は降水量が多くなったが、秋雨前線の活動は全般に平年より弱く、台風の影響の少なかった東日本日本海側と西日本で降水量がかなり少なかった。沖縄・奄美では台風や熱帯低気圧の影響で大雨となる日があり、降水量が多かった。10月中旬以降は時折寒気が南下するようになり、寒暖の変動が大きくなったが、11月前半までは天気は周期的に変わり気温は平年を上回る日が多かった。11月後半には強い寒気が南下したため、気温がかなり低くなり、北・東日本の山沿いでは11月として記録的な積雪となったところがあった。

西日本では秋後半の寒気の影響も小さかったため、秋の平均気温は地域平均の統計のある1946年以降で最も高い記録となったほか、全国153地点のうち西日本中心の27地点で秋の平均気温の最高値を更新した。また、西日本の秋の降水量も1946年以降で最も少ない記録を更新した。台風の発生は、9月5個（平年5.1個）10月6個（同3.9個）11月4個（同2.5個）で、平年を上回った。台風第9号が上陸後、東日本から北日本を縦断し、東日本の山沿いでは記録的な大雨となったほか、沖縄では4個接近し、平年の2.5個を上回った。

平均気温は全国で高く、西日本と沖縄・奄美ではかなり高かった。降水量は、東日本日本海側と西日本でかなり少なく、北日本と東日本太平洋側で平年並、沖縄・奄美では多かった。日照時間は、東日本日本海側と西日本で多く、北日本と東日本太平洋側で平年、沖縄・奄美で少なかった。

#### （5）初冬（12月）

冬型の気圧配置となる日は少なく、低気圧や気圧の谷が日本海から北日本を通過することが多かった。このため天気は数日の周期で変わり、太平洋側を中心に晴れの日が少なかった。沖縄・奄美では、平年に比べると高気圧に覆われて晴れる日が多かった。気温は北日本で平年並のほかは高かった。また、北・東日本日本海側の降雪量はかなり少なかった。

表 1.2-1 2007 年の月、季節、年別の平均気温、降水量などの最高（低）値、最大（小）値を更新した地点数

数字は 1 位を更新した地点数でタイ記録は含めない、タイ記録がある場合には「タイ地点数」として横に併記した。地域は更新およびタイ記録の地点数の合計が 5 以上のとき記載

	平均気温		降水量		日照時間		降雪の深さ	最深積雪
	最高	最低	最大	最小	最大	最小	最大	最大
1 月	11、4 ㊦ 北・東・西日本	0	0	4	2	0	0	0
2 月	17、7 ㊦ 北・東・西日本	0	0	0	9 北・東・西日	0	0	0
冬	63、12 ㊦ 北・東・西日本、 沖縄・奄美	0	0	2	3	0	0	0
3 月	0	0	0	0	0	2	1	0
4 月	0	0	0	9 東・西日本	0	0	1	1
5 月	0	0	1	1	2	0		
春	0	0	0	3	1	2		
6 月	5、2 ㊦ 北日本	1	0	2、1 ㊦	3	1		
7 月	2、2 ㊦	0	2	1	0	0		
8 月	2、3 ㊦ 東・西日本	0	1	1	1	0		
夏	1 ㊦	0	0	0	0	0		
9 月	64、9 ㊦ 北・東・西日本	0	1	1	1	3		
10 月	11、4 ㊦ 西日本、沖縄・奄	0	0	1	0	0		
11 月	0	0	2	5 西日本	0	0	0	1
秋	25、10 ㊦ 西日本	0	1	9、1 ㊦ 東・西日本	4	1		
年 (2007 年)	1、2 ㊦	0	0	3	0	0		

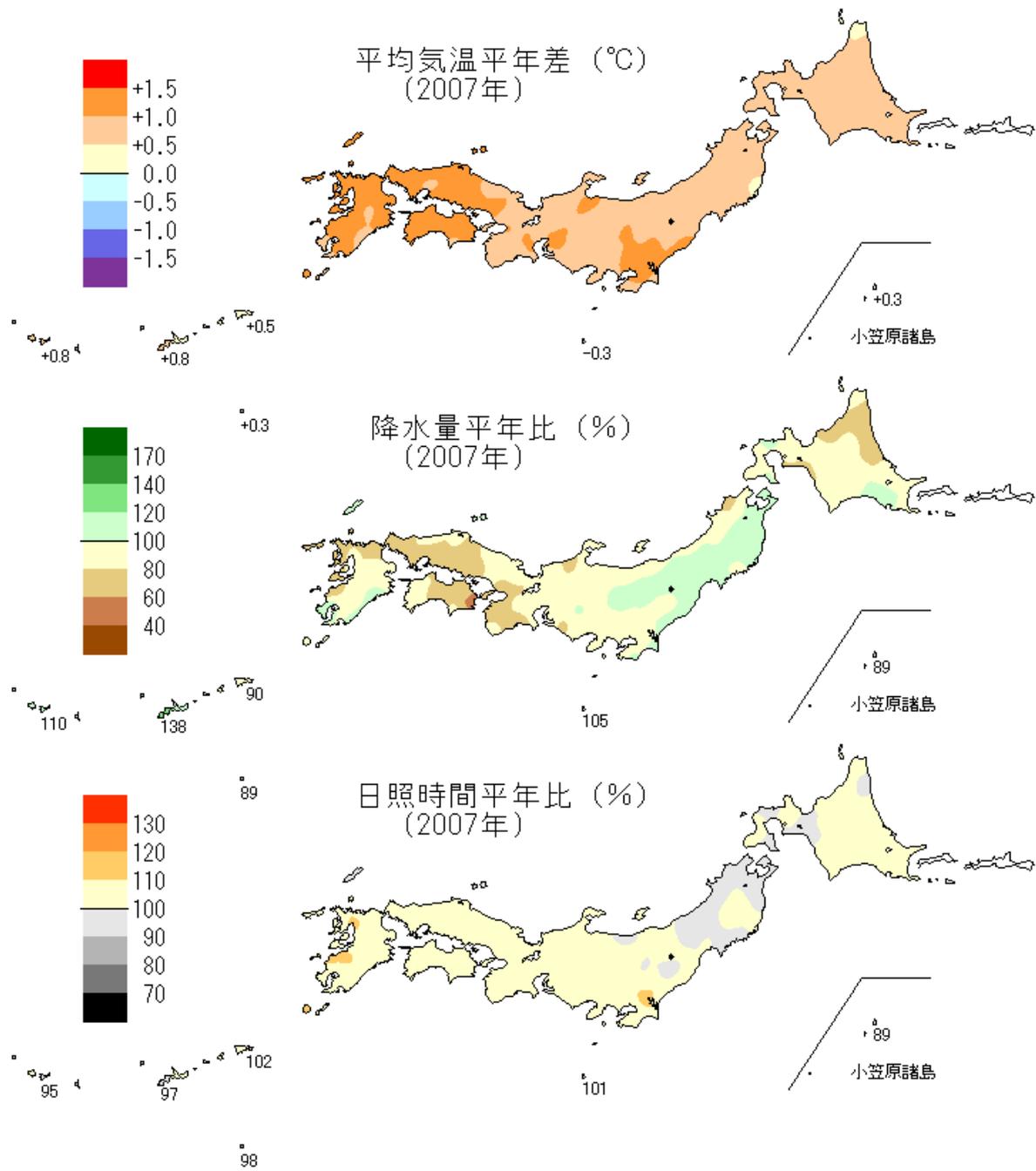


図 1.2-1 日本における 2007 年の年平均気温、年降水量および年間日照時間の年平均差（比）分布

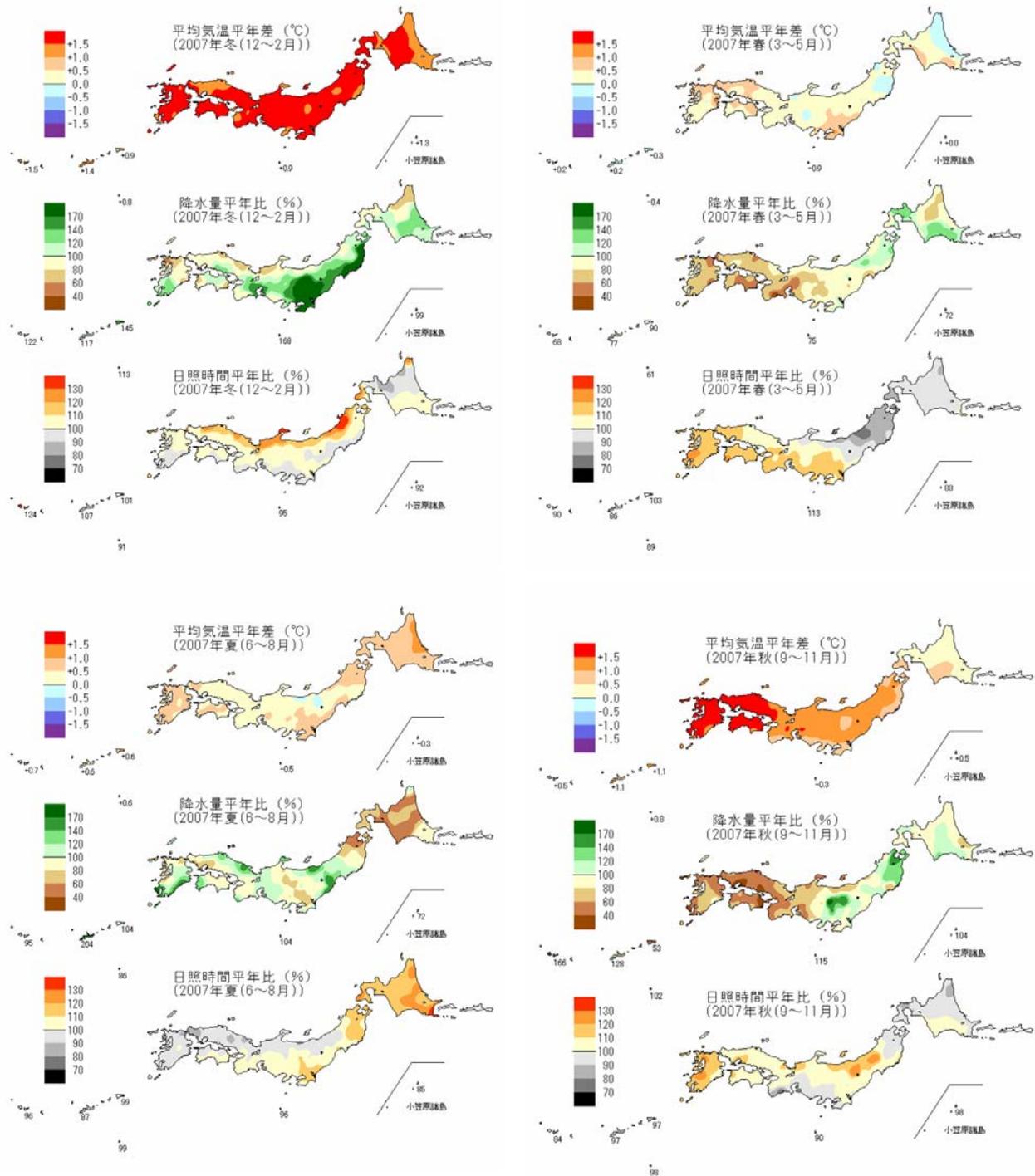


図 1.2-2 日本における 2007 年の季節別（冬、春、夏、秋）の平均気温、降水量、日照時間の平年差（比）

## 2.2 日本の主な気象災害

2007年の気象災害の特徴は、夏季の酷暑被害が大きかったことと、7月の梅雨前線と台風第4号による大雨の被害が大きかったことである。2007年の気象災害による被害の合計は、死者・行方不明153人、住家損壊2,782棟、住家浸水10,542棟、被害額650億円（内訳：農業被害401億円、林業被害193億円、水産業被害56億円）であった（2008年1月16日現在）。

2007年の主な気象災害とその原因を表1.2-2に示すとともに、その概要を以下に記述する。

2000年から2007年までの気象災害の被害状況を表1.2-3に示す。

### ○強風、波浪、雪崩（2月13日～16日）

日本海を北東進した低気圧が日本列島を通過し、日本付近は強い冬型の気圧配置となったため、全国的に強風となった。青森県では雪崩により死者2名、三重県では海難事故により死者・行方不明者9名となるなど、死者・行方不明者11名、住家損壊116棟の被害があった。

### ○大雨、台風第4号（7月1日～22日）

7月1日から17日にかけて日本付近の梅雨前線の活動が活発となり、また13日から16日にかけては台風第4号が南西諸島付近から本州南岸に沿って進んだため、沖縄地方から東北地方にかけての広い範囲で大雨となった。この期間の総雨量は南西諸島、九州、四国、東海、関東地方の各地で7月の月間平均雨量を超える大雨となった。また台風の接近に伴い南西諸島の一部と西日本から東日本の太平洋側では暴風となり、海上では猛烈なしけとなった。大雨で増水した河川に転落するなどして死者・行方不明者6名となった他、住家損壊295棟、住家浸水3,993棟、農業被害139億円等の被害があった。

### ○酷暑（6月～9月）

6～7月は移動性高気圧に覆われ気温が上昇した日に熱中症による被害が断続的に発生した。8～9月は太平洋高気圧に覆われて晴れて気温の高い日が続き、全国的に高温となった。特に8月中旬は顕著な高温となり、8月16日には埼玉県熊谷と岐阜県多治見でともにこれまでの国内最高気温の記録を更新する40.9℃が観測された。全国各地で熱中症による被害が多発し、死者は66名となった。

### ○台風第9号（9月5日～12日）

台風第9号は、伊豆諸島の西を北上し、7日2時前には中心付近の最大風速が35m/sと強い勢力で神奈川県小田原市付近に上陸した。その後台風は関東地方、東北地方、北海道地方を北上し、8日15時に温帯低気圧となった。台風の通過に伴い、東海地方、関東地方、東北地方、北海道地方で大雨や暴風となり、海上では猛烈なしけとなった。各地で死者・行方不明者3名、住家損壊671棟、住家浸水1,344棟、農業被害77億円等の被害があった。

### ○大雨（9月15日～18日）

16日に東北北部まで南下した秋雨前線が、18日にかけて東北地方に停滞した。また、朝鮮半島に上陸した台風第11号が、17日9時に日本海で温帯低気圧となった後、秋雨前線上を東に進んだ。このため秋雨前線の活動が活発化し、岩手県、秋田県、青森県の各地で9月の月間平均雨量を超える大雨となった。死者・行方不明者4名、住家損壊238棟、住家浸水1,396棟、農業被害76億円等の被害があった。

○雪崩、強風、波浪、大雪（11月21日～23日）

日本付近は強い冬型の気圧配置となり、また北海道上空に真冬並みの寒気が流入したため、全国的に強風となり、海上では大しけとなった。また、北日本や北陸、本州の内陸部では大雪となった。北海道上川支庁では雪崩で死者4名、熊本県では高波で死者1名となるなど、全国で死者・行方不明者5名等の被害があった。

表 1.2-2 2007年の主な日本の気象災害

（注）作成基準は、死者・行方不明者5人以上、または住家損壊（全壊・半壊・一部損壊）1,000棟以上、住家浸水（床上・床下浸水）1,000棟以上、あるいは農業被害100億円以上とした。各都道府県（支庁を含む）の防災機関等からの資料を基に2008年（平成20年）1月16日現在で集計。2007年の合計については、主な気象災害以外の災害も含めて集計している。

種別	月日	地域	被害状況						
			死者・行方不明 (人)	住家損壊 (棟)	住家浸水 (棟)	被害額(億円)			
						農業被害	林業被害	水産業被害	合計
強風、波浪 雪崩	2.13～ 2.16	全国	11	116	1	1			1
大雨 台風第4号	7.1～ 7.22	東北～沖縄	6	295	3,993	139	89	25	253
酷暑	6.1～ 9.30	全国	66						
台風第9号	9.5～ 9.12	北海道～ 近畿	3	671	1,344	77	70	7	154
大雨	9.15～ 9.18	東北	4	238	1,396	76	14	0	90
雪崩、強風 波浪、大雪	11.21～ 11.23	北海道～ 九州	5	1		0			0
2007年合計			153	2,782	10,542	401	193	56	650

表 1.2-3 2000年から2007年の日本の気象災害の推移

（注）各都道府県（支庁を含む）の防災機関等からの資料を基に2008年（平成20年）1月16日現在で集計。年をまたぐ災害の被害については、前年の被害数に含めている。

種別	被害状況						
	死者・行方不明 (人)	住家損壊 (棟)	住家浸水 (棟)	被害額(単位：億円)			
				農業被害	林業被害	水産業被害	合計
2000年	63	1,755	82,585	433	203	67	703
2001年	110	1,804	12,936	516	209	33	758
2002年	85	2,919	16,194	809	171	86	1,066
2003年	145	3,123	16,148	2,778	205	89	3,072
2004年	327	103,458	172,504	2,964	1,362	598	4,924
2005年	222	10,064	27,323	649	534	62	1,245
2006年	259	17,080	14,684	451	190	356	997
2007年	153	2,782	10,542	401	193	56	650

## 2.3 日本の気温と降水量

日本の気温および降水量についての長期的な変化傾向をみるため、1898年から2007年までの気象庁の観測点における年平均気温の平年差および年降水量の平年比を平均して解析した。気温の解析には、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17地点を、降水量の計算には、観測データの均質性が長期間継続している51地点を対象とした(表1.2-4)。なお、宮崎は2000年5月に庁舎を移転したため、移転による観測データへの影響を評価し、気温の解析には移転による影響を除去するための補正を行ったうえで利用している。

表 1.2-4 日本の年平均気温平年差および年降水量平年比の計算対象地点

要素	地点
地上気温 (17地点)	網走、根室、寿都、山形、石巻、伏木、長野、水戸、飯田、銚子、境、浜田、彦根、 多度津、宮崎、名瀬、石垣島
降水量 (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、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

2007年の日本の年平均気温の平年差は+0.85℃で、1898年の統計開始以降、4番目に高い値となった。気温の変化をみると(図1.2-3)、長期的な傾向として、100年あたりおよそ1.10℃(統計期間：1898～2007年)の割合で上昇している。なお、この解析では都市化の影響が少ない17地点を選んで気温を求めているが、都市化の影響は完全には除去できていない。1940年代までは比較的低温の期間が続いたが、その後上昇に転じ、1960年頃を中心とした高温の時期、それ以降1980年代半ばまでのやや低温の時期を経て、1980年代後半から急速に気温が上昇した。日本の気温が顕著な高温を記録した年は、おおむね1990年以降に集中している。近年、日本で高温となる年が頻出している要因としては、二酸化炭素などの温室効果ガスの増加に伴う地球温暖化の影響に、数年～数十年程度の時間規模で繰り返される自然変動が重なっているものと考えられる。この傾向は、世界の年平均気温(1.2節参照)と同様であると考えられる。

また、上記51地点による2007年の年降水量の平年比は89%であった。降水量の変化をみると(図1.2-4)、年ごとの変動は大きくなっている。1920年代半ばまでと1950年代頃に多雨期がみられる。

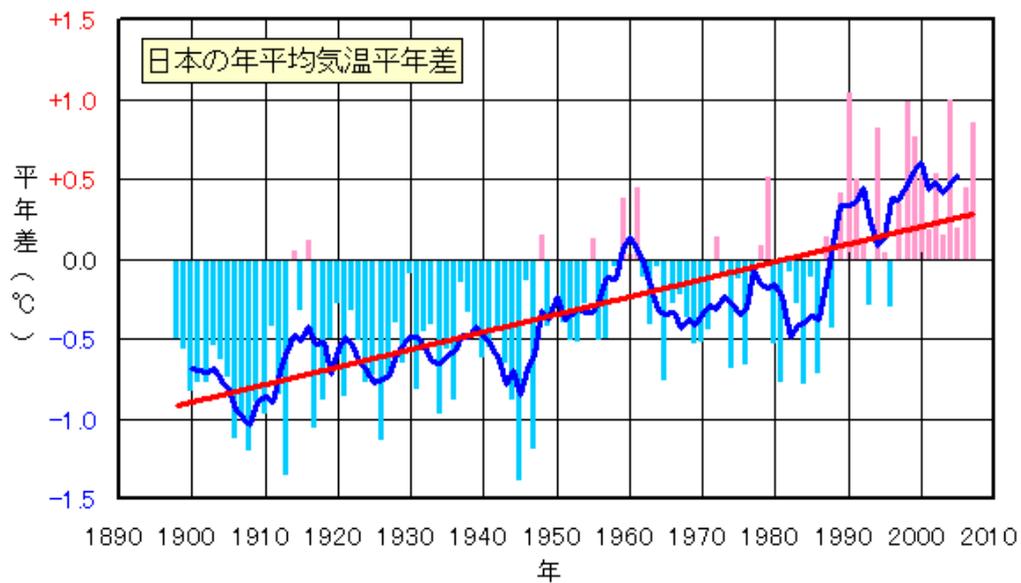


図 1.2-3 日本における年平均気温の経年変化（1898～2007 年）

棒グラフは、国内 17 地点（表 1.2-4 参照）での年平均気温の平年差（平年値との差）を平均した値を示している。太線（青）は平年差の 5 年移動平均を示し、直線（赤）は平年差の長期的傾向を直線として表示したものである。平年値は 1971～2000 年の 30 年平均値。

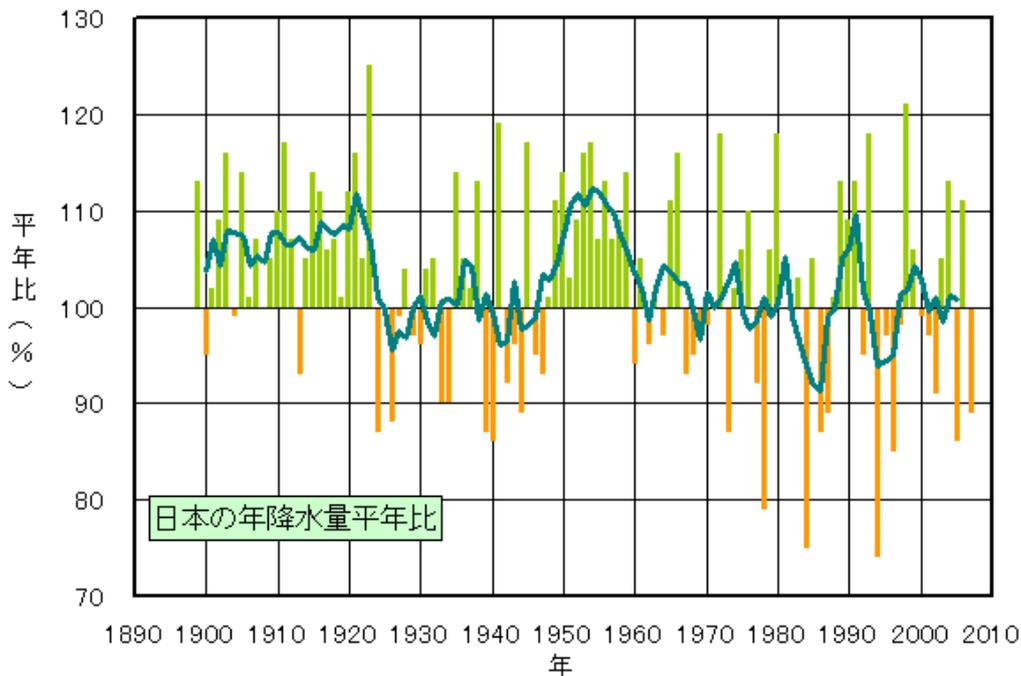


図 1.2-4 日本における年降水量の経年変化（1898～2007 年）

棒グラフは、国内 51 地点（表 1.2-4 参照）での年降水量の平年比（平年値に対する比で、%であらわす）を平均した値を示している。緑線は平年比の 5 年移動平均を示す。平年値は 1971～2000 年の 30 年平均値。

## 2.4 顕著現象の長期変化傾向

この節では、月平均気温や月降水量における異常気象の出現数あるいは日降水量や日最高・最低気温が極端な値となる年間日数の長期変化傾向について説明する。用いた観測地点は、2.3 節と同じく、気温 17 地点、降水量 51 地点である（表 1.2-4 参照）。

なお、2.4.1 項の（2）、（3）および 2.4.2 項の（2）において、日最高気温や日降水量が欠測となった日数が月間の 20% より多い場合には、その地点・その年の年間日数のデータは計算に用いない。

### 2.4.1 極端な気温の長期変化傾向

#### （1）月平均気温における異常値の出現数

図 1.2-5 に、1901～2007 年の 107 年間における異常高温と異常低温の年間出現数の経年変化を示す。また、これらの出現数の長期変化傾向と、20 世紀初頭の 30 年間（1901～1930 年）と最近 30 年間（1978～2007 年）で平均した出現数を表 1.2-5 に示す。

ここで、異常高温・異常低温とは「1901～2007 年の 107 年間で各月における月平均気温の高い方・低い方から 1～4 位の値」と定義されている。ある年の異常高温・異常低温の出現数とは、17 地点において異常高温・異常低温と判断された観測値の年間総数を、地点数の総数（欠測値を除く）で割った値で定義され、1 地点あたりの出現数を意味する。なお、ある地点のある月に、月平均気温の高い方あるいは低い方から 1～4 位の値が出現する割合は、107 年間に 4 回で 26.75 年に 1 回（約 0.037 回/年）となり、30 年に 1 回程度とされる「異常気象」の頻度に相当する（「異常気象」の定義は用語一覧を参照）。なお、年間の発生数の合計の期待値は 1 地点あたり 0.037 回×12 か月＝約 0.45 回となる（図 1.2-5 の黒い横破線）。

1901～2007 年における異常高温の出現数は有意に増加している。異常低温の出現数は有意に減少している。

異常高温の出現数は 1980 年代以降に異常高温の出現数の増加が顕著となり、20 世紀初頭の 30 年間（1901～1930 年）に比べて、最近の 30 年間（1978～2007 年）は約 6 倍に増えた。一方、異常低温は約 3 割にまで減少した。

表 1.2-5 月平均気温の高いほうから 1～4 位（異常高温）と低いほうから 1～4 位（異常低温）の出現数の長期変化傾向

月平均気温で見た異常高温		
変化傾向	1901-1930 年の平均	0.17 回
+0.11 回/10 年(*)	1978-2007 年の平均	0.99 回
月平均気温で見た異常低温		
変化傾向	1901-1930 年の平均	0.72 回
-0.07 回/10 年(*)	1978-2007 年の平均	0.20 回

変化傾向は一次回帰式より求めた 10 年間あたりの出現数の変化（傾き）で、1 地点あたりの出現数で示した。（\*）は 5% 未満の危険率で変化傾向が有意であることを示す。また、20 世紀最初の 30 年間と最近の 30 年間における 1 地点あたりの異常気象の出現数も合わせて示す。

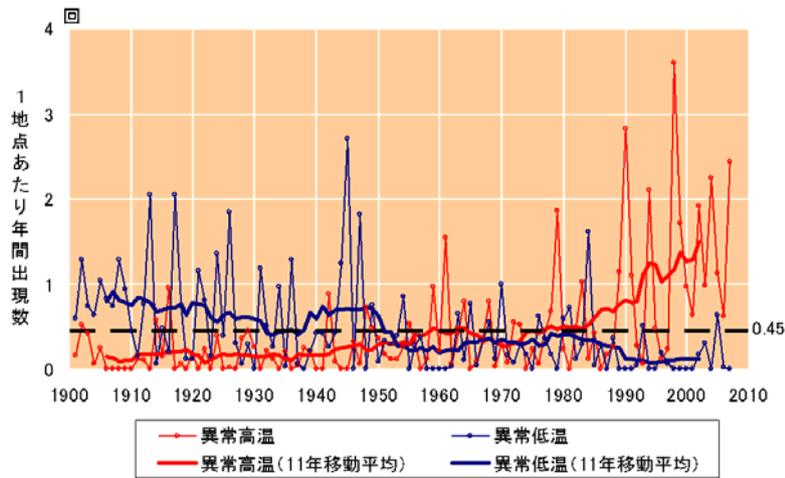


図 1.2-5 月平均気温の高い方から 1~4 位（異常高温）と低い方から 1~4 位（異常低温）の年間出現数の経年変化

1901~2007 年の月平均気温の各月における高い方・低い方から 1~4 位の値の年間出現数。年々の値（細い折れ線）はその年の異常高温あるいは異常低温の出現数の合計を有効地点数の合計で割った値で、1 地点あたりの出現数を意味する。太い折れ線は 11 年移動平均値。黒い横破線は異常高温・異常低温の平均的な年間出現数（0.45 回）を示す。

（2）日最高気温 30℃以上および 35℃以上の年間日数

日最高気温が 30℃以上（真夏日）と 35℃以上（猛暑日）の年間日数（17 地点の平均）の 1931~2007 年の 77 年間における経年変化を、それぞれ図 1.2-6 と図 1.2-7 に示す。日数は 1 地点あたりの年間日数である。また、これらの日数の長期変化傾向と、最初の 30 年間（1931~1960 年）と最近 30 年間（1978~2007 年）で平均した日数を表 1.2-6 に示す。

真夏日の日数については、1931 年以降では有意な増加傾向はなく、1931~1960 年の 30 年間と最近の 30 年間で平均した日数を比較してもほとんど差がない。しかし、1980 年代以降は増加傾向があり、図 1.2-6 の 11 年移動平均で見ると、近年は、少なくとも 1931 年以降で真夏日の日数が最も多い時期となっている。一方、猛暑日の日数は 1931~2007 年の 77 年間で有意な増加傾向があり、最初の 30 年間と比較すると、最近 30 年間は約 1.6 倍の出現数となっている。猛暑日の日数は 1980 年代後半以降に増加しており、特に 1990 年代半ば以降は 1 地点あたり 2 日を超える年が多くなっている。

表 1.2-6 日最高気温 30℃以上および 35℃以上の年間日数の長期変化傾向

日最高気温 30℃以上の日数(真夏日)		
変化傾向	1931-1960 年の平均	38.4 日
+0.24 日/10 年	1978-2007 年の平均	39.1 日
日最高気温 35℃以上の日数(猛暑日)		
変化傾向	1931-1960 年の平均	1.2 日
+0.15 日/10 年(*)	1978-2007 年の平均	1.9 日

表の見方は表 1.2-5 と同じ。ただし、変化傾向は一回帰式より求めた 10 年間あたりの日数の変化（傾き）で、1 地点あたりの数で示した。また、最初の 30 年間の平均日数と最近の 30 年間の平均日数も合わせて示す。

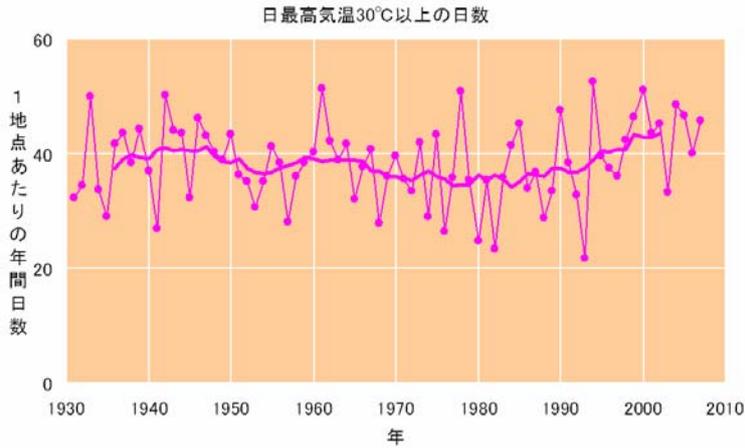


図 1.2-6 日最高気温 30℃以上の年間日数の経年変化

1 地点あたりの年間日数。細線は年々の値を、太線は 11 年移動平均値を示す。



図 1.2-7 日最高気温 35℃以上の年間日数の経年変化

図の見方は図 1.2-6 と同様。

### (3) 日最低気温 0℃未満および 25℃以上の年間日数

日最低気温が 0℃未満（冬日）と 25℃以上（熱帯夜※）の年間日数（17 地点の平均）の 1931～2007 年の 77 年間における経年変化を、それぞれ図 1.2-8 と図 1.2-9 に示す。日数は 1 地点あたりの年間日数である。また、これらの日数の長期変化傾向と、最初の 30 年間（1931～1960 年）と最近 30 年間（1978～2007 年）で平均した日数を表 1.2-7 に示す。

冬日の日数は有意に減少しており、最近の 30 年間は最初の 30 年間と比べて約 13%少なくなっている。一方、熱帯夜の日数は有意に増加しており、最近の 30 年間は最初の 30 年間の約 1.6 倍の出現頻度となっている。

（※日最低気温が昼間に現れる場合などもあるが、日最低気温が 25℃以上の日を便宜的に「熱帯夜」として数えた。）

表 1.2-7 日最低気温0℃未満および25℃以上の年間日数の長期変化傾向

日最低気温0℃未満の日数(冬日)		
変化傾向 -2.30日/10年(*)	1931-1960年の平均	69.5日
	1978-2007年の平均	59.9日
日最低気温25℃以上の日数(熱帯夜)		
変化傾向 +1.26日/10年(*)	1931-1960年の平均	10.3日
	1978-2007年の平均	16.2日

表の見方は表 1.2-6 と同じ。日最低気温が昼間に現れる場合などもあるが、日最低気温が25℃以上の日を便宜的に「熱帯夜」として数えた。

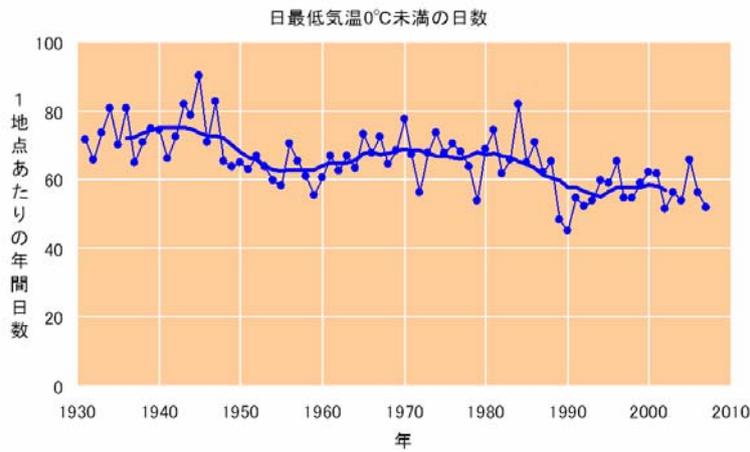


図 1.2-8 日最低気温0℃未満の年間日数の経年変化

図の見方は図 1.2-6 と同様。

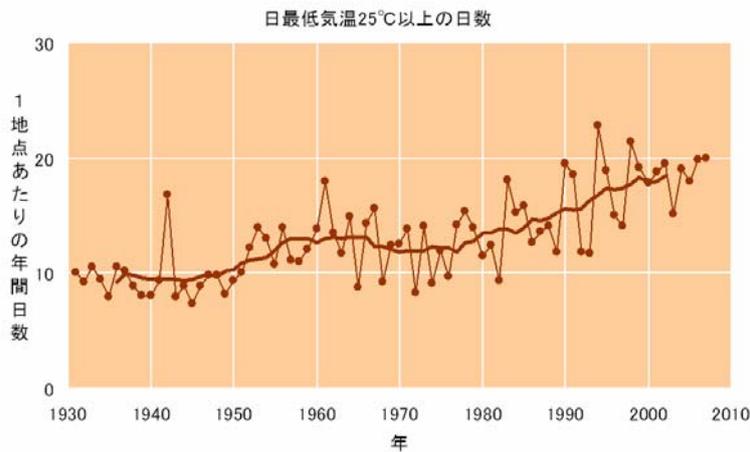


図 1.2-9 日最低気温25℃以上の年間日数の経年変化

図の見方は図 1.2-6 と同様。

## 2.4.2 極端な大雨などの長期変化傾向

### (1) 月降水量の異常値

図 1.2-10 に、1901～2007 年の 107 年間における異常多雨と異常少雨の出現数（51 地点の平均）の経年変化を示す。また、これらの出現数の長期変化傾向と、20 世紀初頭の 30 年間（1901～1930 年）と最近 30 年間（1978～2007 年）で平均した出現数を表 1.2-8 に示す。異常多雨・異常少雨の定義は、異常高温・異常低温と同様で、「1901～2007 年の 107 年間で各月における月降水量の多い方・少ない方から 1～4 位の値」である。

月降水量における異常少雨の年間出現数は有意に増加していて、20 世紀初頭の 30 年間に比べて、最近の 30 年間（1978～2007 年）はが約 1.5 倍に増えた。異常多雨については長期的に有意な傾向はない。また、1980 年代頃までは数十年スケールの変動が見られ、異常少雨の出現数が多い時期には異常多雨の出現数が少ない（あるいはその逆）といった傾向があった。1980 年代以降は、異常多雨・異常少雨ともに増加する傾向が見られ、降水量の変動性が増加する（多いか少ないか両極端な月降水量が出やすい）傾向にあることを示している。

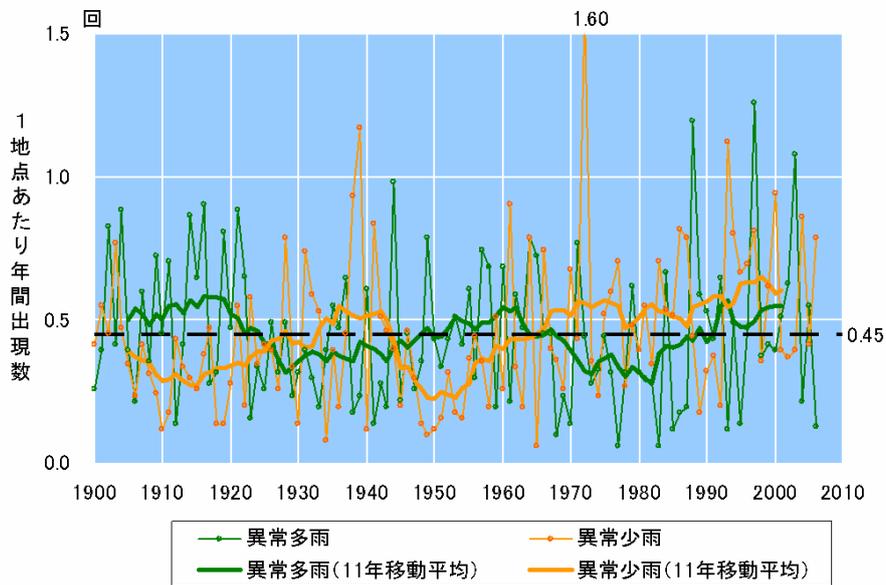


図 1.2-10 月降水量の多い方から 1～4 位（異常多雨）と少ない方から 1～4 位（異常少雨）の年間出現数の経年変化

図の見方は図 1.2-5 と同様。ただし、月降水量による図。

表 1.2-8 月降水量の多いほうから 1～4 位（異常多雨）と少ないほうから 1～4 位（異常少雨）の出現数の長期変化傾向

月降水量で見た異常多雨		
変化傾向	1901-1930 年の平均	0.49 回
-0.004 回/10 年	1978-2007 年の平均	0.44 回
月降水量で見た異常少雨		
変化傾向	1901-1930 年の平均	0.37 回
+0.02 回/10 年(*)	1978-2007 年の平均	0.56 回

表の見方は表 1.2-6 と同じ。

## (2) 日降水量 100mm 以上、200mm 以上の年間日数

日降水量 100mm 以上および 200mm 以上の年間日数 (51 地点の平均) の 1901~2007 年の 107 年間における経年変化を、それぞれ図 1.2-11 および図 1.2-12 に示す。1 地点あたりの出現日数で示している。また、これらの日数の長期変化傾向と、20 世紀初頭の 30 年間 (1901~1930 年) と最近 30 年間 (1978~2007 年) で平均した日数を表 1.2-9 に示す。日降水量 100mm 以上および 200mm 以上の日数は 107 年間で有意な増加傾向がある。最近 30 年間と 20 世紀初頭の 30 年間で比較すると 100mm 以上日数は約 1.2 倍、200mm 以上日数は約 1.5 倍の出現頻度となっている。

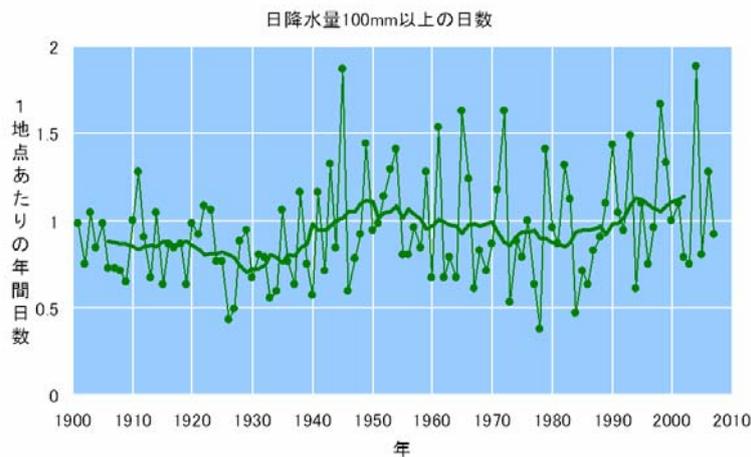


図 1.2-11 日降水量 100mm 以上の年間日数の経年変化

図の見方は図 1.2-6 と同様。

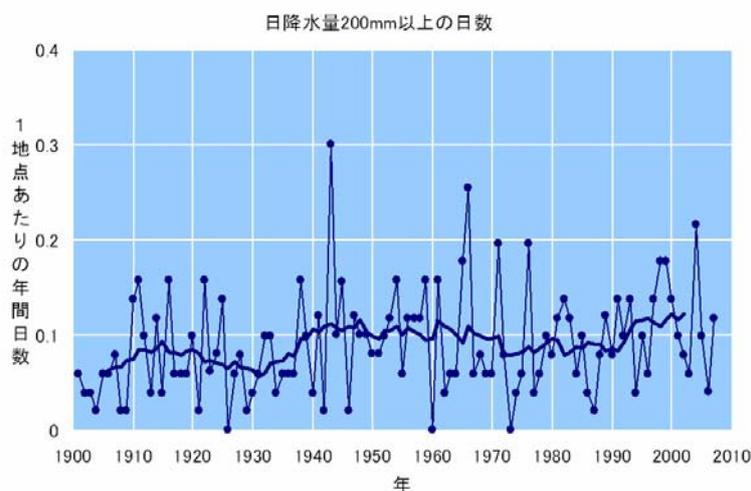


図 1.2-12 日降水量 200mm 以上の年間日数の経年変化

図の見方は図 1.2-6 と同様。

表 1.2-9 日降水量 100mm 以上および 200mm 以上の年間日数の長期変化傾向

日降水量 100mm 以上の日数		
変化傾向	1901-1930 年の平均	0.84 日
+0.02 日/10 年(*)	1978-2007 年の平均	1.02 日
日降水量 200mm 以上の日数		
変化傾向	1901-1930 年の平均	0.07 日
+0.004 日/10 年(*)	1978-2007 年の平均	0.10 日

表の見方は表 1.2-6 と同じ。

### 【コラム】アメダスで見た大雨発生回数の長期変化

気象庁では、全国約 1,300 箇所の地域気象観測所（アメダス）において、毎時の降水量の観測を行っている。地点により観測開始年は異なるものの、多くの地点では 1970 年代後半に観測を始めている。したがって、約 1,300 もの地点における 30 年を越えるデータが利用可能となっている。気象台や測候所では約 100 年間の観測データがあるのと比べるとアメダスの 30 年間は短い、アメダスの地点数は気象台や測候所の約 9 倍あるので、局地的な大雨などは比較的良好に捉えることができる。

ここでは、アメダスが観測した 1 時間降水量 50mm および 80mm 以上の短時間強雨の発生回数、そして日降水量 200mm および 400mm 以上の大雨の発生回数を年ごとに集計し、ここ 30 年余りの長期的な変化傾向をみた。なお、アメダスの地点数は、1976 年当初は約 1,100 地点であるが、1979 年には約 1,300 地点に増え現在にいたっている。そこで、年による地点数の違いの影響を避けるため、年ごとの発生回数を 1000 地点あたりの回数に換算し比較することにした。

短時間強雨の発生数の変化を図 1.2-13 に、大雨の発生数の変化を図 1.2-14 に示した。連続する 10 年ないしは 12 年間の平均（グラフ中、橙色の線で表示した値）は少しずつ増加してきており、いずれの場合でも発生数には増加傾向があることがわかる（ただし長期トレンドについては、1 時間降水量 50mm 以上、日降水量 400mm 以上の発生回数では統計的な有意性が認められたが、そのほかでは認められなかった）。

アメダスデータを使って集計した短時間強雨や大雨の発生回数は、ここ 30 年間余りで増加傾向があることがわかる。しかしながら、大雨等の発生回数は年ごとの変動が大きく、それに対してアメダスの観測期間は比較的良好に短いことから、長期変化を確実に捉えるためには今後のデータの蓄積が必要だといえる。

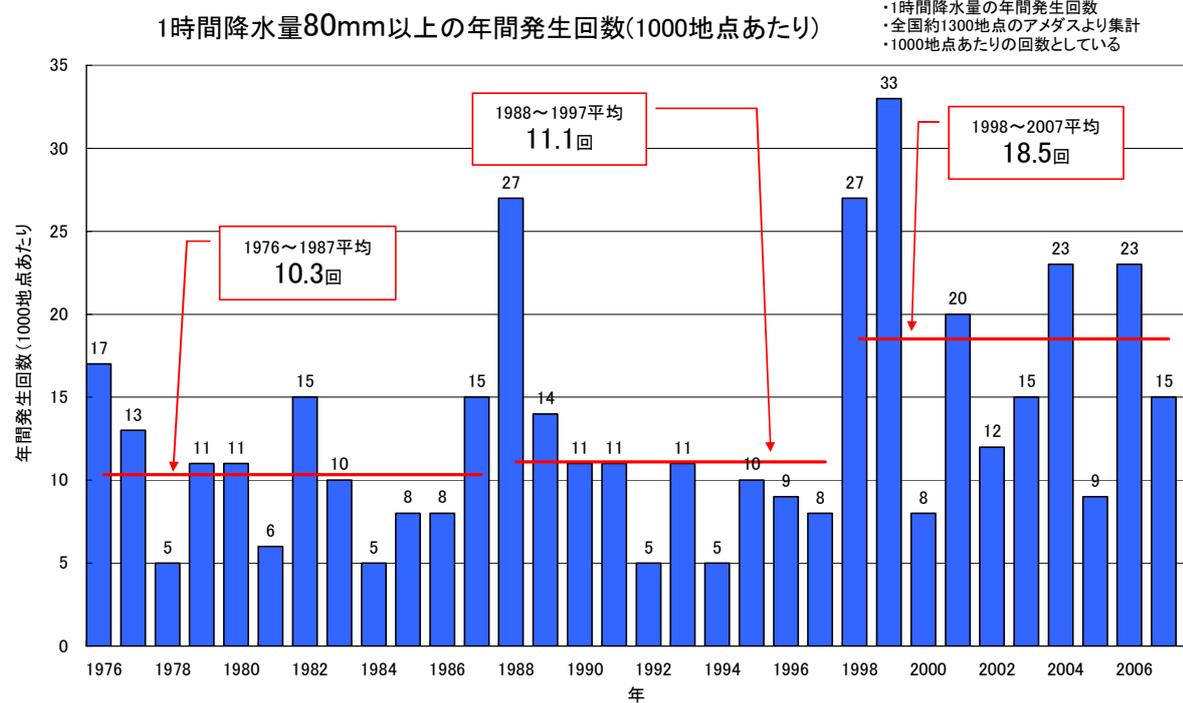
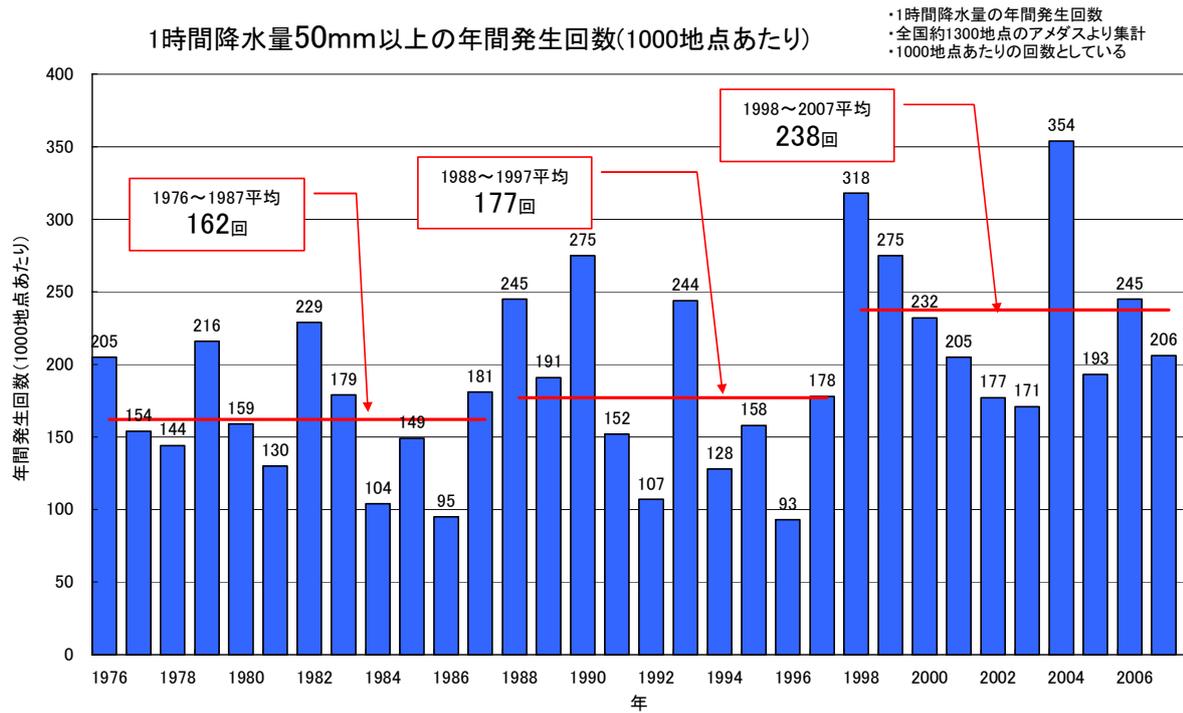


図 1.2-13 アメダス地点で1時間降水量が50mm、80mm以上となった年間の回数(1000地点あたりの回数に換算)。

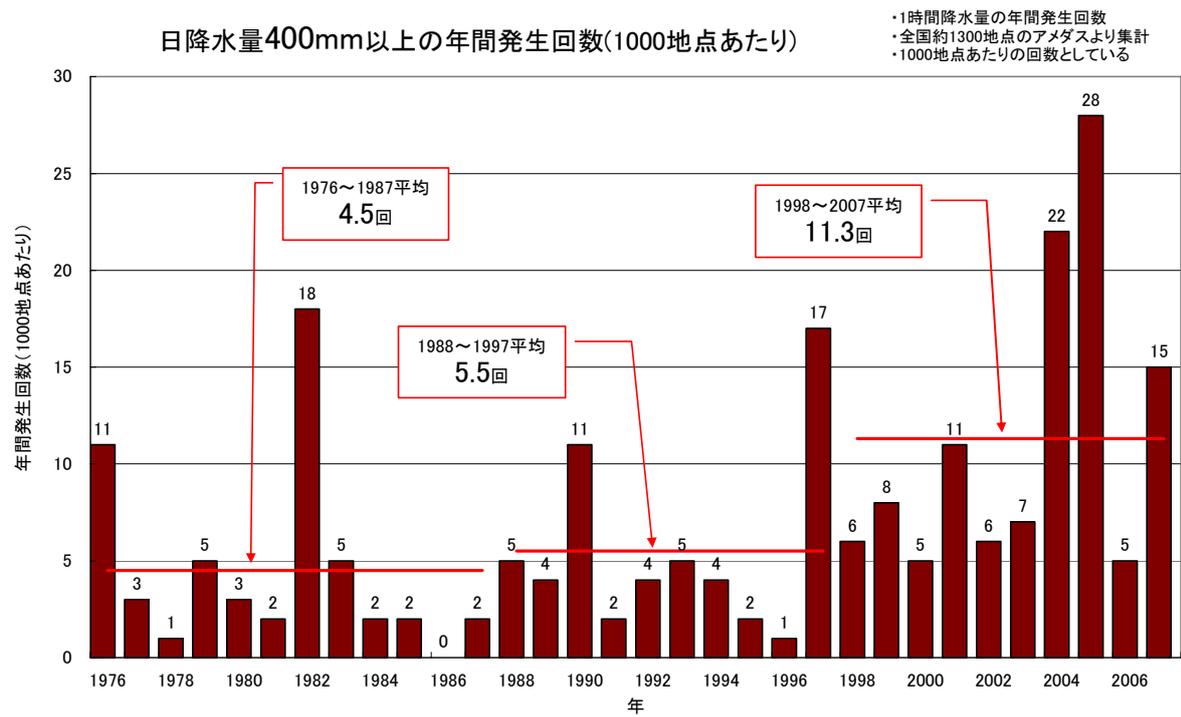
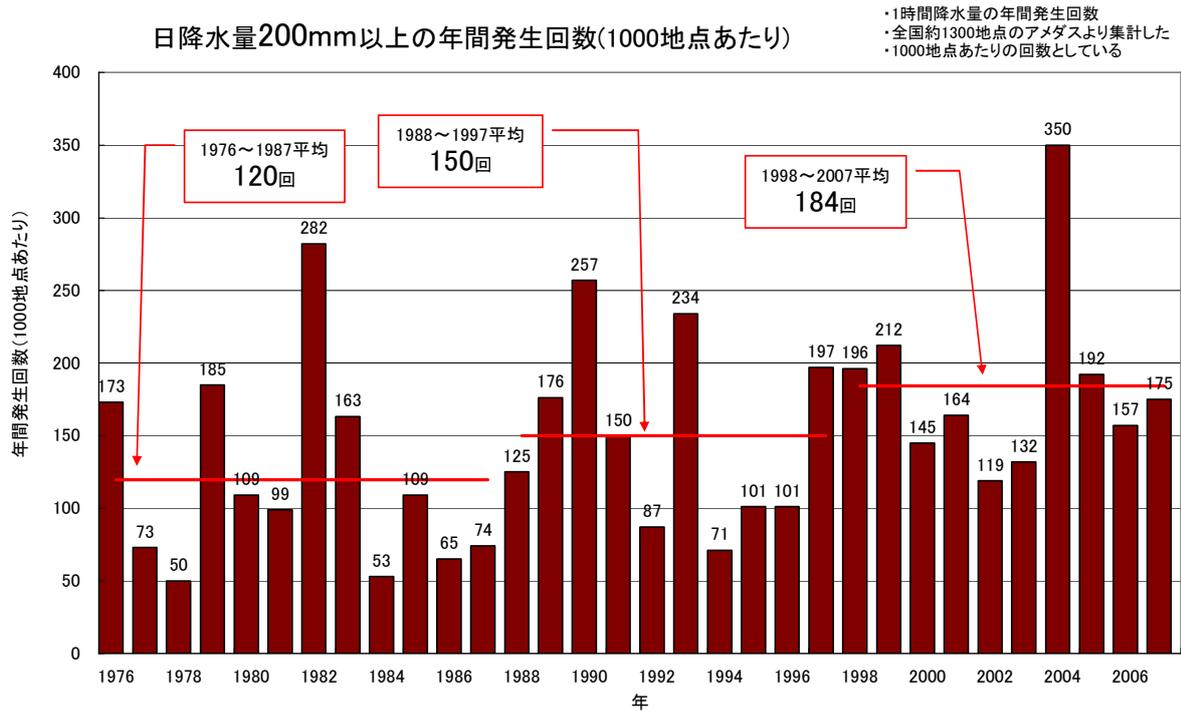


図 1.2-14 アメダス地点で日降水量が 200mm、400mm 以上となった年間の回数 (1000 地点あたりの回数に換算)。

## 2.5 台風

熱帯または亜熱帯地方で発生する低気圧を熱帯低気圧といい、そのうち北西太平洋に存在し最大風速が 17.2m/s 以上のものを日本では「台風」と呼んでいる。また、台風の中心付近の最大風速（10 分間の平均風速）により、勢力を「強い」（33m/s 以上 44m/s 未満）、「非常に強い」（44m/s 以上 54m/s 未満）、「猛烈な」（54m/s 以上）と区分している。

2007 年の台風の発生数は 24 個（平年 26.7 個）、日本への接近数は 12 個（同 10.8 個）、日本への上陸数は 3 個（同 2.6 個）であった。なお、平年は 1971～2000 年の平均値である（「接近」および「上陸」の定義は用語一覧参照）。

図 1.2-15 に 2007 年の台風の経路を示す。2007 年は平年より北で発生したものが多かったが、経路には特徴は見られなかった。台風による被害の状況は、第 1.1 節、第 2.2 節を参照。

1951 年から 2007 年までの台風の発生数、日本（小笠原、南西諸島を含む）への接近数および上陸数を図 1.2-16 に示す。台風の発生数、接近数、上陸数は年々の変動が大きく、5 年移動平均値で見ても長期的な傾向ははっきりしない。ただし、最近の数年は、発生数が平年を下回る年がほとんどとなっている一方で、接近数が平年を上回る傾向が見られる。

また、台風の中心付近の最大風速データが揃っている 1977 年以降について、「強い」以上の勢力となった台風の数と台風の全発生数に対する割合を図 1.2-17 に示す。図 1.2-17 から、「強い」以上の台風の発生数はおおむね 10 個から 20 個の間で変動し、増減いずれかに偏る傾向はない。発生割合もおおむね 40%から 60%の間で変動しているが、最近数年は 60%前後で推移し、発生割合が比較的大きくなっている。

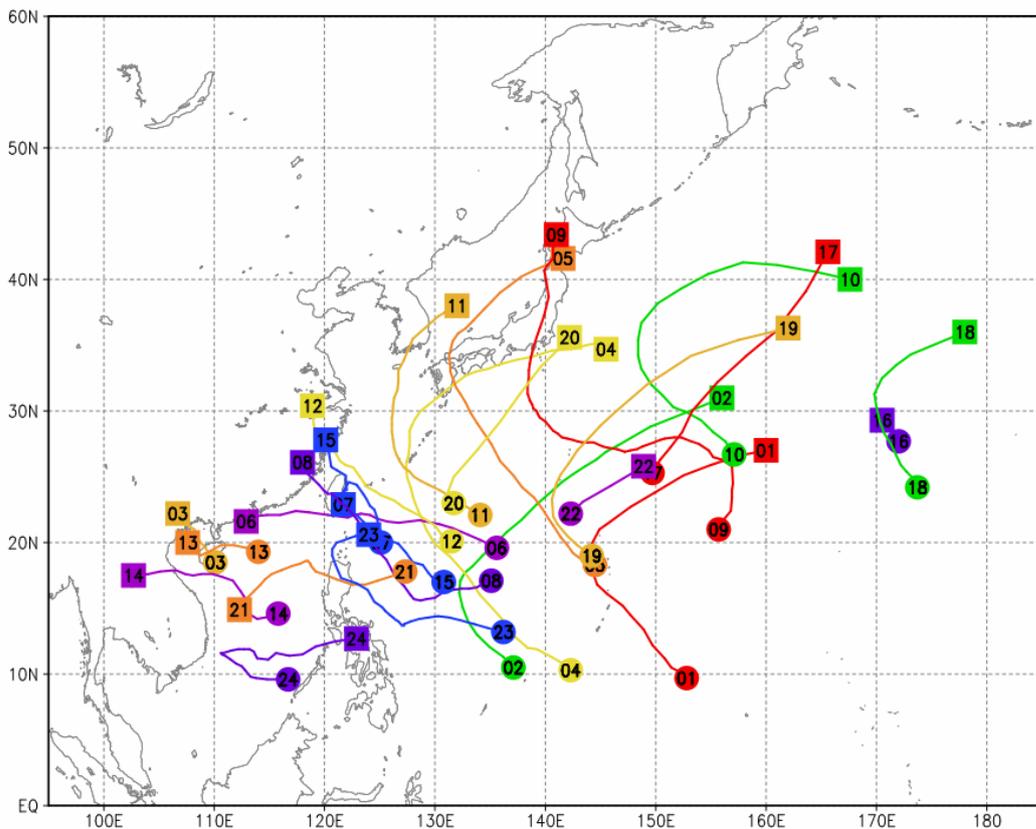


図 1.2-15 台風経路図（2007 年）

実線が台風の経路を表す。図中の数字は台風番号をあらわし、数字のついた丸が台風の発生位置、数字のついた四角は台風が消滅した位置である。

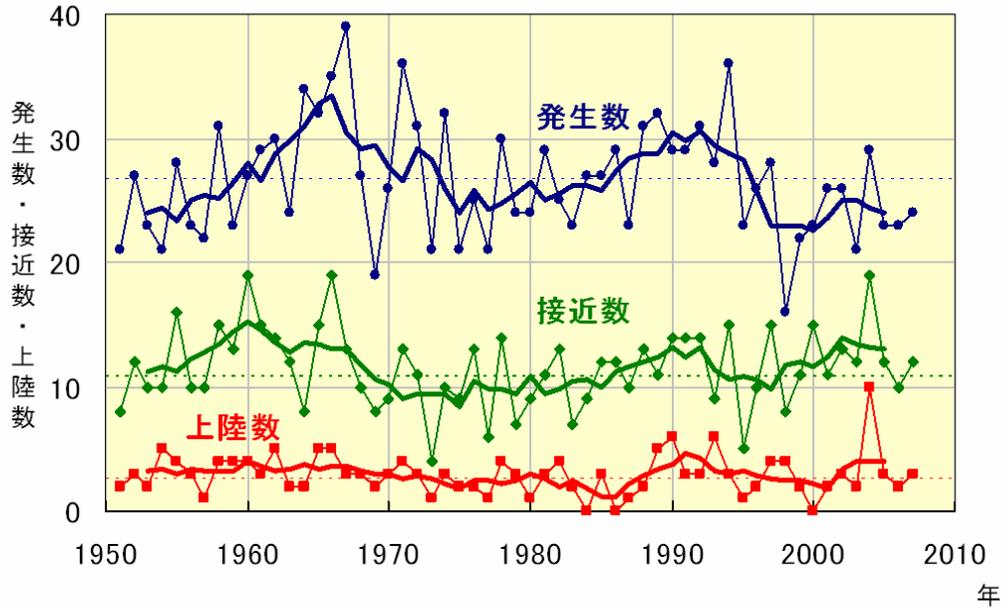


図 1.2-16 台風の発生数、日本への接近数および上陸数の経年変化

細い実線は、台風の発生数（緑）、日本（小笠原、南西諸島含む）への接近数（青）および上陸数（赤）の経年変化。

太い実線は、それぞれの 5 年移動平均。細い破線はそれぞれの平年値（1971～2000 年の平均値）。

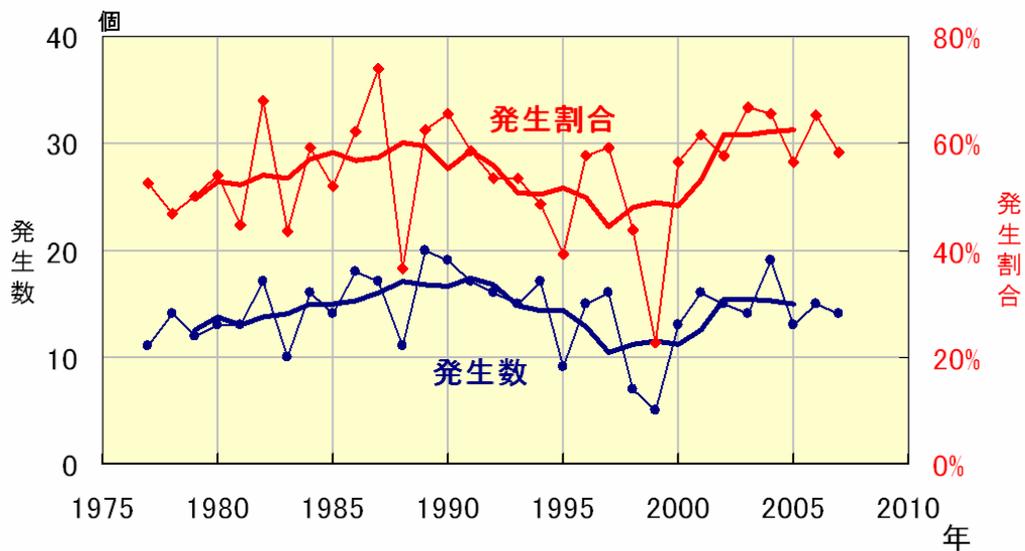


図 1.2-17 「強い」以上の勢力となった台風の数と全発生数に対する割合の経年変化

太い実線は、「強い」以上の勢力となった台風の数（赤）と全発生数に対する割合（青）の経年変化。破線は、それぞれの 5 年移動平均。

## 2.6 日本の都市のヒートアイランド現象

気象庁では、ヒートアイランド対策の検討に資するため、ヒートアイランド現象の実態やメカニズムの解明に取り組んでいる。2007年は、冬季のヒートアイランド現象についても解析を実施した。

### 2.6.1 都市の気温変化

表 1.2-10 に 1 月および 8 月の月平均気温変化率の大きい地点を示す。1 月については、大都市の最低気温の上昇傾向が顕著で、最低気温の変化率が最高気温の変化率を上回っており、これらはヒートアイランド現象の特徴と一致している。これに対し 8 月は、都市の規模による上昇傾向の違いは小さい。また、気温上昇率の大きな地点が西日本に集中していることから、都市化の影響以外にも自然変動などの影響が含まれていることも考えられるが、現時点では原因は明らかでない。

表 1.2-10 1 月(左)および 8 月(右)の平均・最高・最低気温及び気温の日較差の変化率並びに各観測地点の都市率 1936~2007 年の期間の観測値から算出した 50 年当たりの月平均気温変化率の大きな地点を示す。都市化の影響の少ない 17 地点(表 1.2-4 参照)の平均をあわせて表示。斜体字は 17 地点平均と比べて統計的に有意な差がないことを意味する。

	1 月の気温変化率(°C/50 年)				都市率 <sup>2</sup> (%)		8 月の気温変化率(°C/50 年)				都市率(%)
	平均	最高	最低	日較差 <sup>1</sup>			平均	最高	最低	日較差	
東京	2.62	0.79	3.77	-2.98	92	大分	1.34	1.23	1.39	-0.16	40
札幌	2.02	0.84	3.38	-2.54	72	福岡	1.27	0.60	2.04	-1.45	62
帯広	1.97	0.55	3.37	-2.82	37	徳島	1.27	0.97	1.31	-0.34	27
横浜	1.96	1.23	2.81	-1.59	58	高知	1.26	0.80	1.33	-0.54	30
宇都宮	1.91	0.64	2.71	-2.06	47	岐阜	1.25	1.21	1.16	0.05	49
名古屋	1.85	0.88	2.31	-1.44	86	熊本	1.25	0.69	1.58	-0.90	51
福岡	1.79	1.03	2.69	-1.66	62	敦賀	1.22	0.39	1.55	-1.17	12
下関	1.76	1.37	2.00	-0.62	32	京都	1.22	0.30	1.66	-1.35	64
仙台	1.75	0.88	2.22	-1.34	68	三島	1.21	0.97	1.22	-0.24	35
熊谷	1.70	0.68	2.27	-1.58	37	松山	1.21	0.24	1.52	-1.28	41
17地点 <sup>3</sup>	1.06	0.72	1.30	-0.57	17	17地点	0.41	0.13	0.62	-0.49	17

### 2.6.2 2007 年冬季の事例

一般に、わが国を含む中緯度地域では一般に都市による気温への影響は夏季よりも冬季に強く現れる。その理由として、冬季は夜間の放射冷却が強く都市と郊外の気温差が明瞭に現れること、大気鉛直方向の運動が不活発で下層の熱が拡散されにくいこと、日射量が少ないため人工排熱の影響が相対的に大きいことが考えられる。ここではヒートアイランドが発達しやすい「晴れて風が弱い」気象条件の日を選び、関東地方と近畿地方を対象に都市の存在による冬季の気温への影響を解析するため、モデルを用いて都市がある場合とない場合のシミュレーションを行った。なお、都市がない場合とは、モデルの中で都市域を草地に置き換えてシミュレーションすることを意味する。

<sup>1</sup>月平均最高気温と最低気温の差。

<sup>2</sup>観測地点から半径 7km 以内に含まれる都市(国土数値情報の「土地利用メッシュ」で分類されている「建物用地」、「幹線交通用地」、「その他の用地」)の占める割合。

<sup>3</sup>都市化の影響が少ない観測地点の中から特定の地域に偏ることのないように選んだ 17 地点の観測データの平均。

### (1) 関東地方

2007年1月16日は冬型の気圧配置が弱まって大陸の高気圧に覆われ、関東地方ではほぼ一日中日照を記録した。東京大手町では最高気温 11.8℃、最低気温 4.8℃であった。図 1.2-18 は同日 15 時、20 時における地上の風と気温の分布である。20 時になって東京都市付近に気温 7℃以上の領域が見られる。図 1.2-19 に都市がある場合とないと仮定した場合の気温と風の差を示す。15 時には都市の影響による気温の上昇が平野全体に広がっている。20 時には内陸で日中より小さくなるが、東京都北部から埼玉県南部では逆に大きくなる。

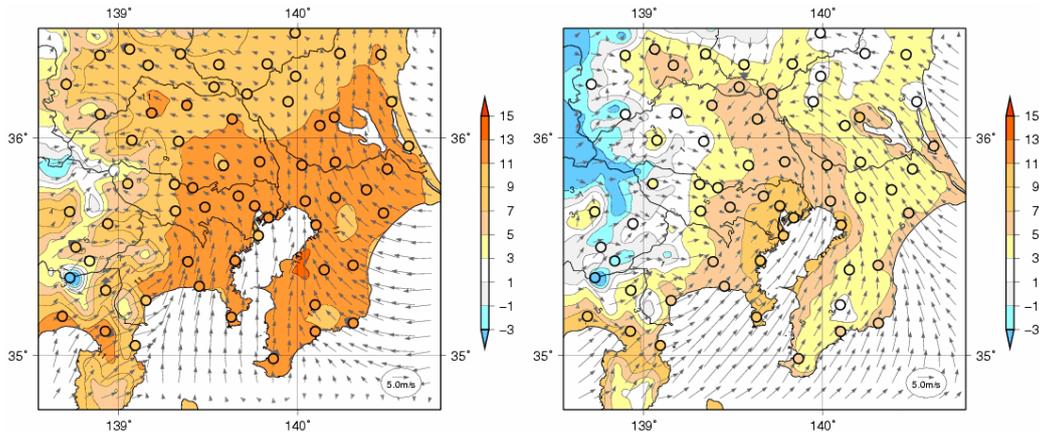


図 1.2-18 関東地方における 2007 年 1 月 16 日の 15 時(左)、20 時(右)の気温と風の分布

図中の○はアメダス観測点を示す。

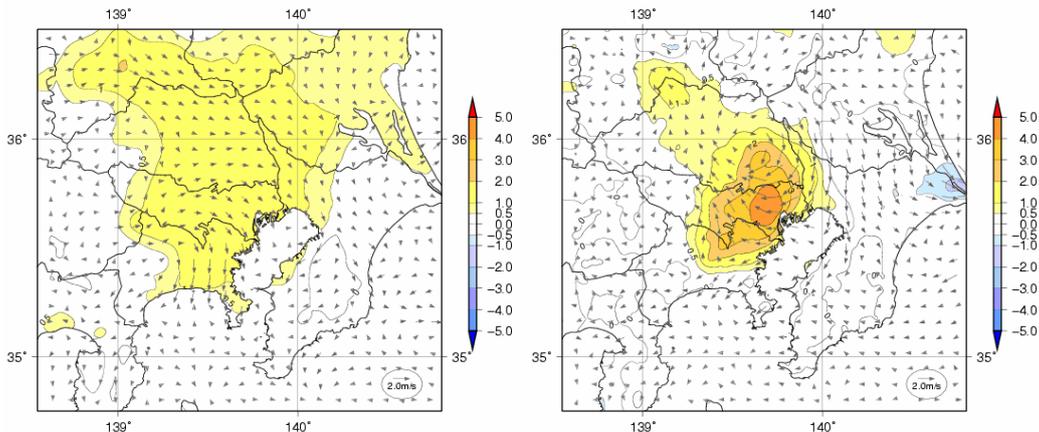


図 1.2-19 関東地方における 2007 年 1 月 16 日の 15 時(左)、20 時(右)の「都市がある場合」と「都市がない場合」の気温と風の差

正の気温差は「都市がある場合」のほうが気温が高いことを示す。

### (2) 近畿地方

2007年1月15日は冬型の気圧配置が緩み、日本は大陸の高気圧に覆われた。大阪では最高気温 11.1℃、最低気温 2.4℃を記録した。図 1.2-20 は同日 15 時、20 時における地上の風と気温の分布である。20 時になって大阪付近に気温 7℃以上の領域が残っている。図 1.2-21 に都市がある場合とないと仮定した場合の気温と風の差を示す。夕方以降、大阪の都市部では都市の有無による気温差が強まり、20 時になると大阪平野の沿岸からやや離れたところで気温差の極大が現れる。

関東地方と同様、午後に平野の広い範囲で都市による昇温域が広がり、都心では夜間に昇温幅が最大になっている。これは冬季のヒートアイランドの特徴と考えられる。

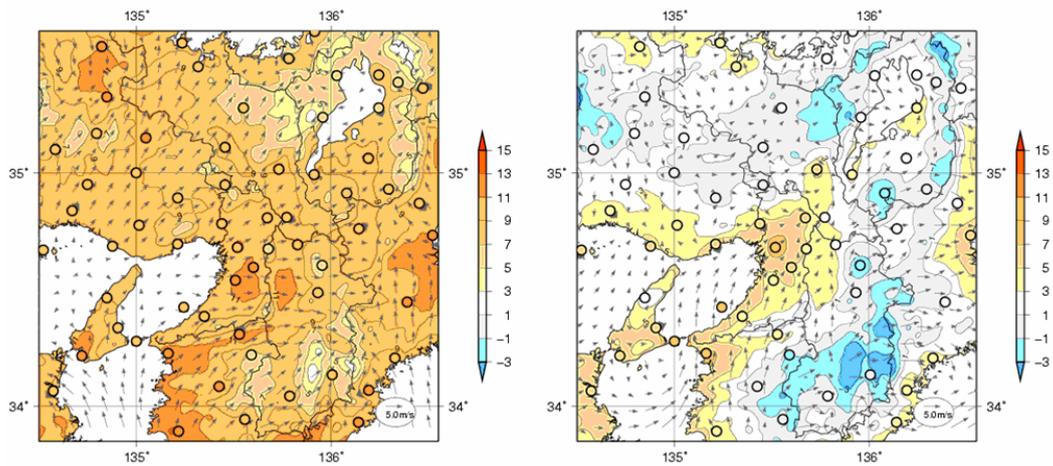


図 1.2-20 近畿地方における 2007 年 1 月 15 日の 15 時(左)、20 時(右)の気温と風の分布

○はアメダス観測点を示す。

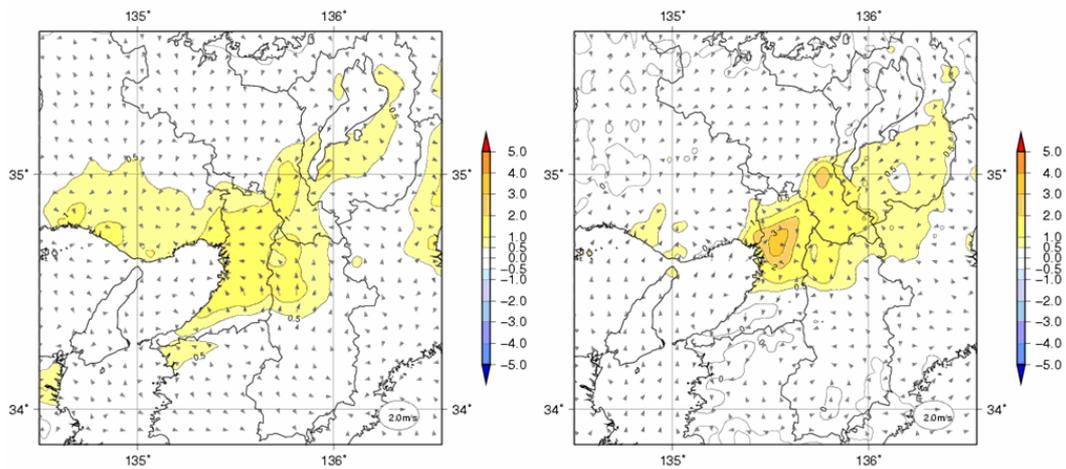


図 1.2-21 近畿地方における 2007 年 1 月 15 日の 15 時(左)、20 時(右)の「都市がある場合」と「都市がない場合」の気温と風の差

正の気温差は「都市がある場合」のほうが気温が高いことを示す。



## 第2部 海洋

地球環境や気候を考える際、地球表面の7割を占める海洋の存在は大きく、海洋は大気の変動に大きな影響を与えている。さらに、人間の社会経済活動の拡大にともなって海洋環境の広域かつ長期的な汚染が懸念されているなど、海洋は地球環境問題に深く関わっている。

気象庁では、海洋の動向を監視するために、海洋観測を実施するとともに、世界中から観測データを収集し、解析している。例えば、海洋気象観測船、商船や漁船、海洋気象観測ブイ、中層フロート、気象衛星で観測したデータを収集し、エルニーニョ現象や黒潮大蛇行など海水温や海流の動向を、海洋の数値モデルなどを用いて解析し監視している。また、海洋汚染の状況についても海洋気象観測船で定期的に観測し監視している。第2部では、これらの海洋の動向について、2007年の監視結果を示す。なお、詳細および2008年以降の監視状況は、「海洋の健康診断表」(<http://www.data.kishou.go.jp/kaiyou/shindan/>)で提供している。

### 第1章 世界の海洋

#### 1.1 世界の海面水温

世界全体の年平均海面水温平年差(1971年～2000年の平均値からの差)は、長期的には100年あたり $0.50^{\circ}\text{C}$ の割合で上昇している(図2.1-1)。2007年の平年差は $+0.15^{\circ}\text{C}$ で、1891年以降では9番目に高い値となった。

図2.1-2は、2007年2月、5月、8月、11月の世界の海面水温の平年との差を示している。北太平洋では、2007年2月には顕著な偏差はみられなかったが、5月には、西部太平洋赤道域の東経150度付近から北東方向に米国西方沖まで延びる正偏差がみられ、西経150度北緯30度付近には $+1^{\circ}\text{C}$ を超える正偏差があらわれた。5月に、アリューシャン列島南方の日付変更線付近にあらわれた正偏差は、やや東方に移動し、8月には $+1.5^{\circ}\text{C}$ を超えた。また、この正偏差を挟むように東部、西部で $-2^{\circ}\text{C}$ を超える負偏差がみられた。その後も、中部の正偏差は南下しながら東西に広がり、11月には日本の東からハワイ諸島の北にかけて $+1^{\circ}\text{C}$ を超える正偏差がみられた。一方、ベーリング海から北アメリカ西岸にかけて負偏差がみられた。

太平洋赤道域では、2月に太平洋赤道域の西経130度付近にみられた負偏差域は、強まりながら広がり、5月には東部では $-2^{\circ}\text{C}$ を超える負偏差もみられた。8月も、東部での負偏差は持続し、11月には、この負偏差は中部へと強まりながら広がった。

南太平洋では、2月にみられた南アメリカ西岸の正偏差は、5月には解消して負偏差があらわれ、8月から11月にかけて強化された。また、2月に西部から中部の南緯30度帯に負偏差が広がっていたが、5月以降は正偏差に転じ、西部太平洋赤道域から南東方向に延びる広い範囲で正偏差がみられた。

インド洋では、2月にはアラビア海で正偏差、ベンガル湾で負偏差がみられたが、5月には負偏差は縮小し、西部から中部にかけて正偏差が持続した。11月には、西部の正偏差は解消したが、中部の正偏差は持続した。また、2月にはマダガスカル島南東方で $+2^{\circ}\text{C}$ を超える正偏差がみられたが、5月には縮小した。

北大西洋では、北緯45度以北で一年を通じて正偏差が持続し、8月には $+2^{\circ}\text{C}$ を超える正偏差がみられた。2月から5月にかけて米国東岸に負偏差がみられたが8月には縮小した。

南大西洋では、2月に南アメリカ東岸の南緯40度付近でみられた正偏差は8月に負偏差へ転じたが11月には再び正偏差となった。5月から8月にかけて、南緯50度帯で負偏差が持続した。

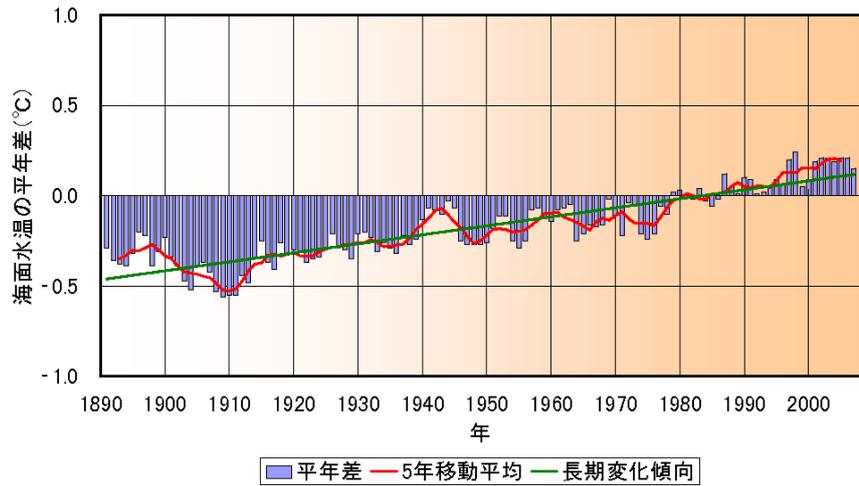
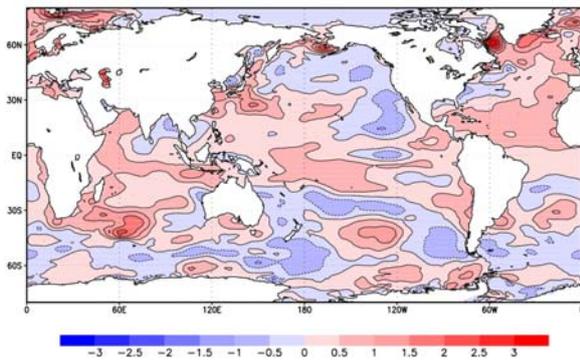


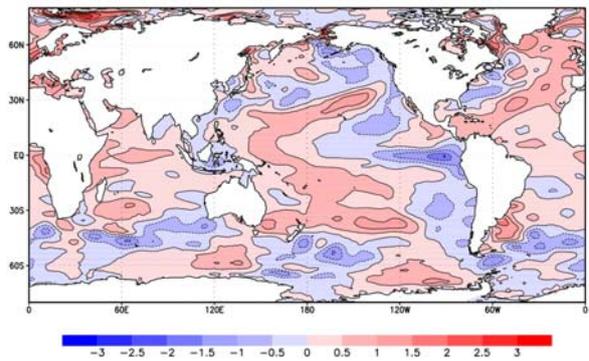
図 2.1-1 世界全体の年平均海面水温平年差の経年変化 (1891~2007 年)

棒グラフ (薄い青) は年々の値、曲線 (赤) は 5 年移動平均値、直線 (緑) は長期変化傾向をあらわす。平年値の期間は 1971~2000 年。

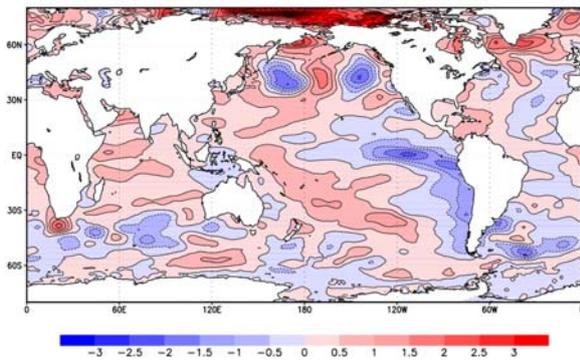
(a) 2007 年 2 月



(b) 2007 年 5 月



(c) 2007 年 8 月



(d) 2007 年 11 月

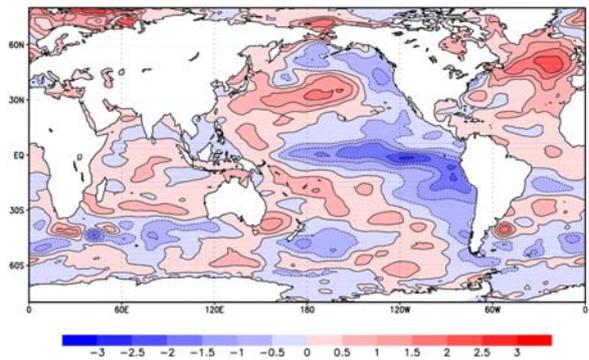


図 2.1-2 世界の海洋の月平均海面水温偏差 (°C)

2007 年 (a) 2 月、(b) 5 月、(c) 8 月、(d) 11 月。平年値は 1971 年~2000 年の平均値。

## 1.2 エルニーニョ/ラニーニャ現象

エルニーニョ現象は、太平洋赤道域の中央部から南米ペルー沿岸にかけての広い海域で海面水温が平年より高い状態が半年から一年半程度続く現象である。逆に同じ海域で海面水温が平年より低い状態が続く現象はラニーニャ現象と呼ばれる。エルニーニョ/ラニーニャ現象は、赤道上を吹く東風（貿易風）の強弱と密接に関係しており、一般に貿易風は、エルニーニョ現象時には弱く、ラニーニャ現象時には強い。貿易風の強弱は、太平洋赤道域の東と西の気圧差の大小に対応している。この気圧差の変動は南方振動として知られている。エルニーニョ/ラニーニャ現象と南方振動は、海洋と大気が密接にかかわりあって起きる一つの現象をそれぞれ海洋側と大気側からみたものである。そこで、これらの現象を総合的にとらえる場合には、両者を合わせて「エルニーニョ・南方振動（El Niño and the Southern Oscillation）」またはその頭文字をとって「ENSO」と呼んでいる。エルニーニョ/ラニーニャ現象の監視には、中部から東部にかけての海面水温の変化に先駆けて海洋内部の水温構造に大きな変化が生ずることから、その変化の把握が重要である。

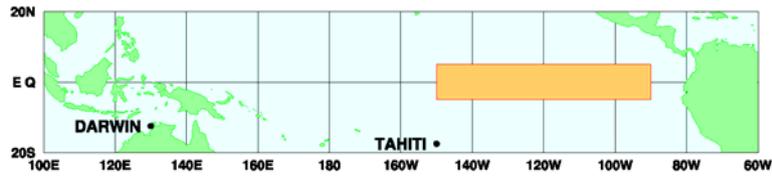
図 2.1-3 (b) は、エルニーニョ監視海域（北緯 5 度～南緯 5 度、西経 150 度～西経 90 度：図 2.1-3 (a)）で平均した月平均海面水温の基準値（その年の前年までの 30 年間の各月の平均値）との差の時間変化を示している。2006 年夏から続いていた海面水温が基準値より高い状態は、2007 年 2 月には解消し、4 月以降基準値との差が $-0.5^{\circ}\text{C}$ 以下の状態が持続した。基準値との差の 5 か月移動平均は、2007 年 4 月以降 6 か月以上連続で $-0.5^{\circ}\text{C}$ を下回り、気象庁におけるラニーニャ現象の定義を満たした。2007 年末現在、ラニーニャ現象は継続している。

図 2.1-3 (c) は、南太平洋のタヒチとオーストラリアのダーウィンの海面気圧偏差の差を指数化した南方振動指数の時間変化である。南方振動指数は、一般にエルニーニョ現象時には負、ラニーニャ現象時には正の値を示す。短い周期で変動しつつも、5 か月移動平均でみると、2007 年春はゼロ付近を推移していたが、夏以降はラニーニャ現象に対応する正の値が持続した。

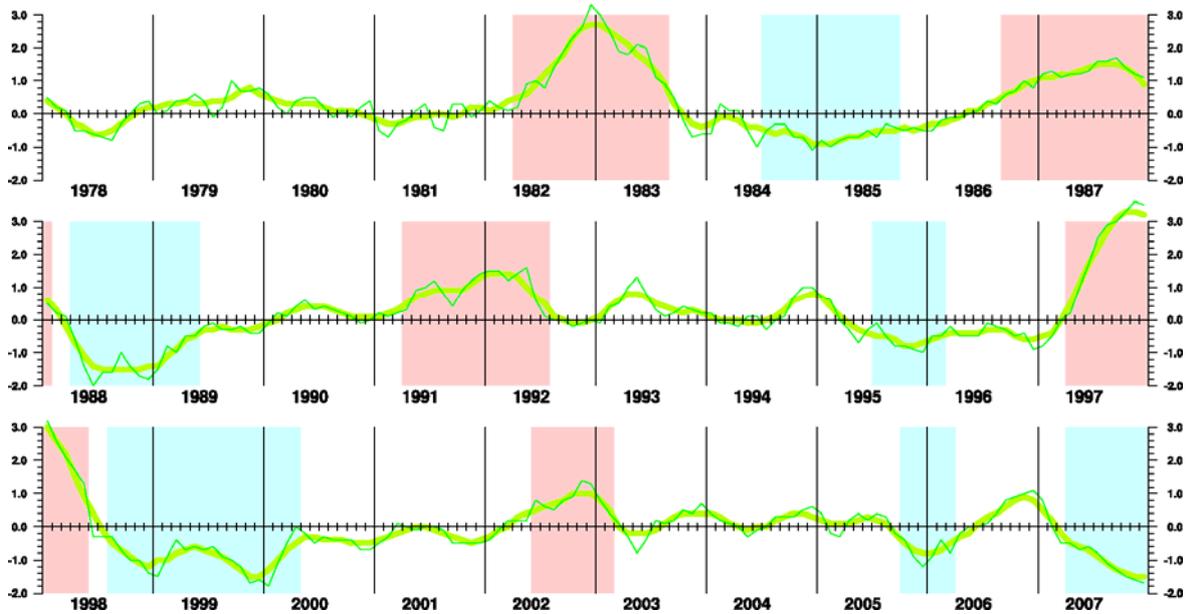
図 2.1-2 (a) ～ (d) に示されている 2007 年 2、5、8、11 月の月平均海面水温偏差によると、2 月に太平洋赤道域の西経 130 度付近にみられた負偏差域は、強まりながら広がり、5 月には東部では $-2^{\circ}\text{C}$ を超える負偏差もみられた。8 月には、東部での負偏差はやや強まり、11 月には、この負偏差はさらに強まり中部へ広がった。

図 2.1-4 (a) ～ (d) は、太平洋の赤道に沿った海面から深さ 400m までの水温とその偏差を 2007 年 2、5、8、11 月について示している。通常の状態では、赤道上を吹く東風（貿易風）のために西部に暖かい海水が吹き寄せられるとともに、東部で海面下から冷たい海水が湧き上がり、表層の暖かい海水と下層の冷たい海水の境である水温躍層（ $20^{\circ}\text{C}$ の等温線の深さにほぼ相当する）は、西で深く東で浅くなっている。2007 年 2 月の水温偏差は、東部で $-4^{\circ}\text{C}$ を超える負偏差がみられた。5 月から 8 月にかけて、西部で $+1^{\circ}\text{C}$ を超える正偏差がみられ、東部の負偏差は持続した。11 月には、中部から東部にかけて海面から深さ 200m で $-1^{\circ}\text{C}$ を超える負偏差が広くみられ、西部では正偏差が強まった。

(a)



(b)



(c)

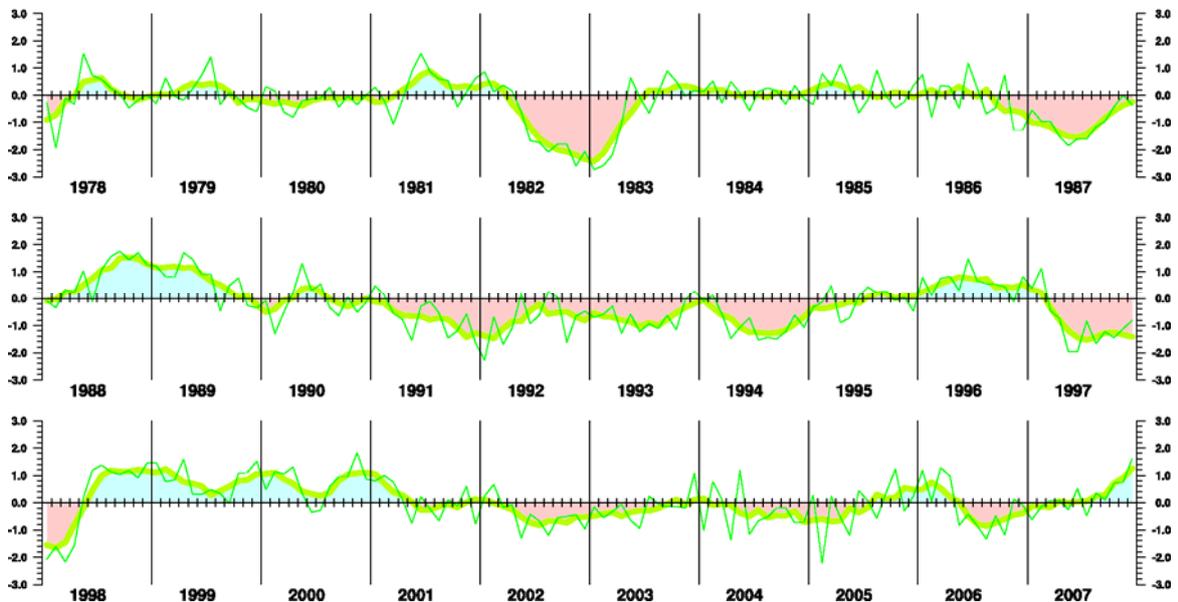
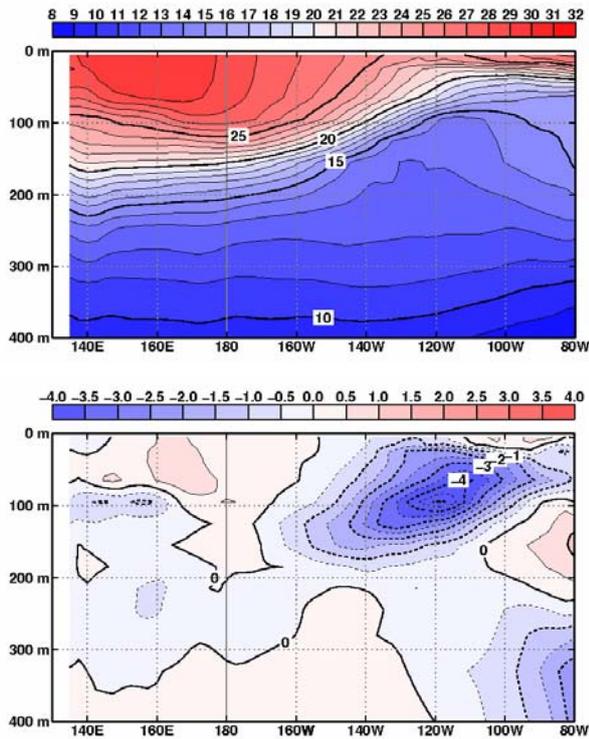


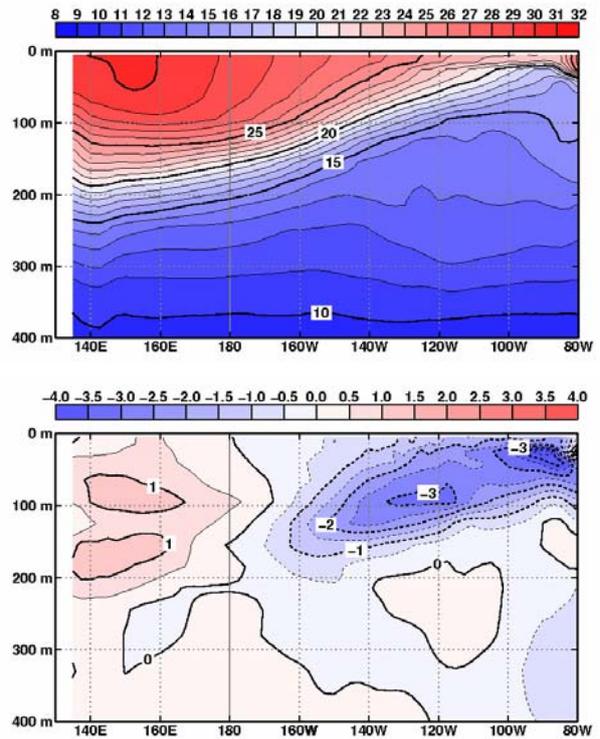
図 2.1-3 (a) エルニーニョ監視海域（北緯 5 度～南緯 5 度、西経 150 度～西経 90 度）と (b) エルニーニョ監視海域の月平均海面水温の基準値（その年の前年までの 30 年平均値）との差（ $^{\circ}\text{C}$ ）および (c) 南方振動指数の経年変化（1978～2007 年）

(b)、(c) での細線は月の値、太線は 5 か月移動平均値を示す。(b) では、5 か月移動平均値が 6 か月以上続けて  $+0.5^{\circ}\text{C}$  以上となった場合をエルニーニョ現象の期間として赤で、6 か月以上続けて  $-0.5^{\circ}\text{C}$  以下となった場合をラニーニャ現象の期間として青で示している。(c) では、正の期間を青、負の期間を赤で示している。

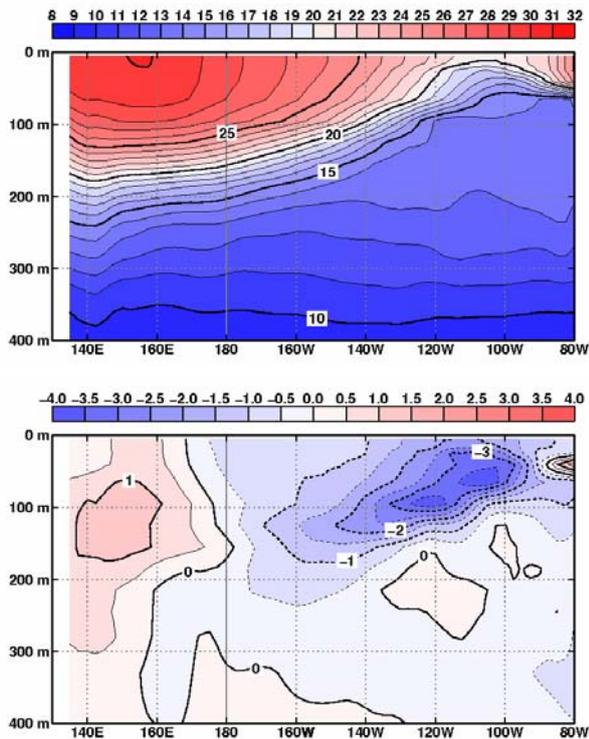
(a) 2007年2月



(b) 2007年5月



(c) 2007年8月



(d) 2007年11月

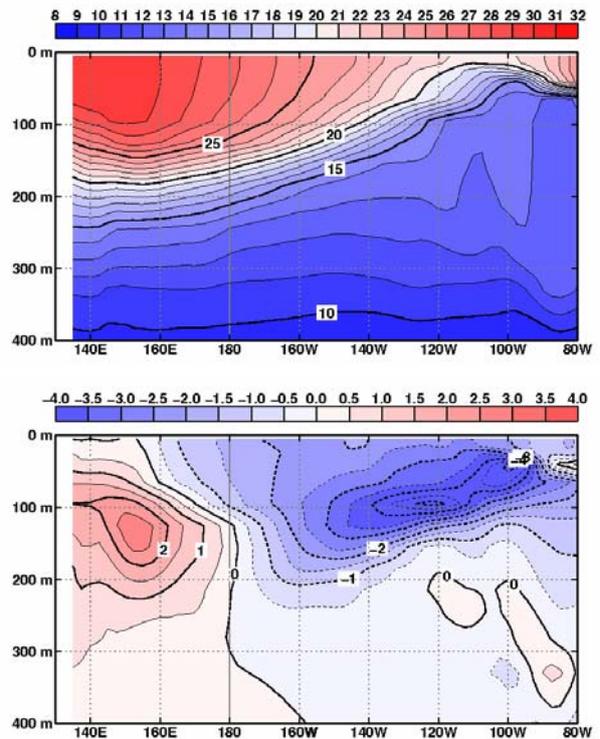


図 2.1-4 太平洋の赤道に沿った表層水温および偏差の深度—経度断面図 (°C)

2007年 (a) 2月、(b) 5月、(c) 8月、(d) 11月。平年値は1987~2006年の20年平均値。

### 1.3 北極・南極域の海氷

図 2.1-5 は、北極域・南極域・世界全体における半月ごとの海氷域面積と、平年（1979～2000年の22年平均値）との差を示している。

北極域の海氷域面積は、1979年以降1987年までは平年より大きい状態が続いていたが、1987年から1990年にかけて減少しはじめ、1989年からは平年よりも小さくなった。その後1993年に平年値まで回復したが、1994年以降ふたたび平年より小さくなり、2001年以降、さらに大きく減少している。2007年は、最小海氷域面積が1979年以降の最小となり、最大海氷域面積も2006年について2番目に小さい記録となった。

それに対して南極の海氷域面積は、1990年代以降わずかながら増加傾向を示しているが、明瞭な変化とはいえない。

世界全体（北極域と南極域の合計）の海氷域面積の変化をみると、北極域の海氷域面積が減少しているため、1996年以降は平年より小さい状態が続いている。2007年は、最小海氷域面積が2006年、2005年について3番目に小さい記録となり、最大海氷域面積が、1979年以降の最小となった。

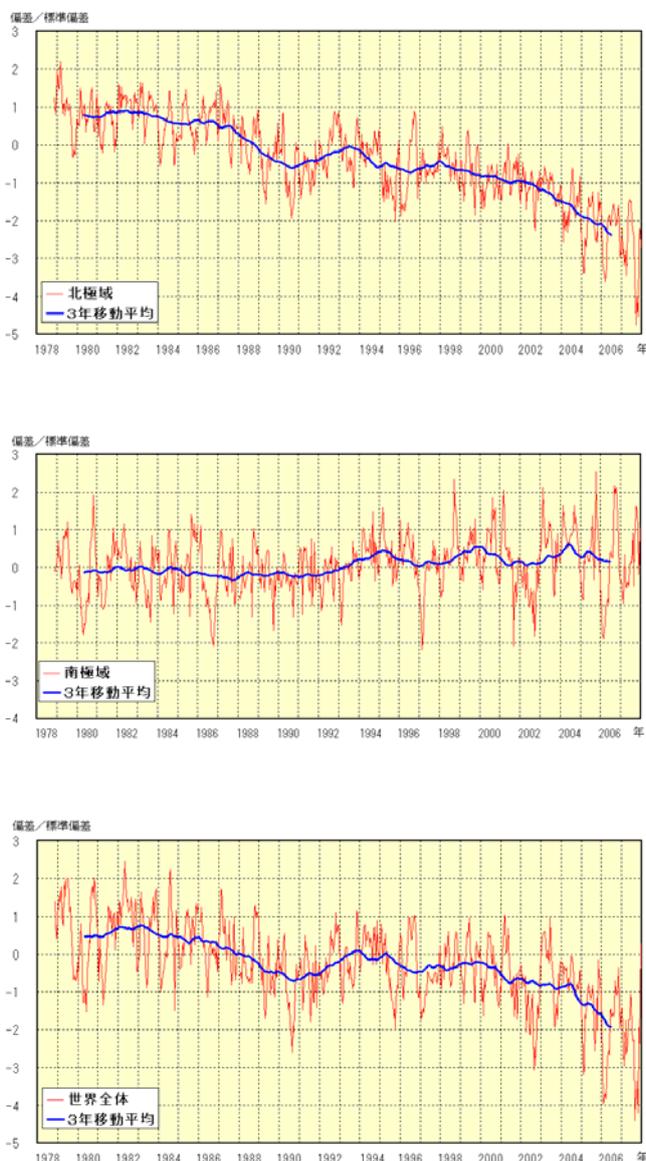


図 2.1-5 北極域、南極域および世界全体の海氷域面積の平年差の推移(1978年11月～2007年12月)

赤色の細線は半月ごとの海氷域面積の平年差を標準偏差で割った（規格化した）値で、青色の太線はその3年移動平均。平年値は1979～2000年の22年平均値。海氷は季節による変動が大きく、北極域、南極域および世界全体の比較をみやすくするために海氷域面積の平年差を標準偏差で割っている。

用いたデータ：

- ・NIMBUS 7号の多重チャンネルマイクロ波走査放射計（1978年11月～1987年9月）米国航空宇宙局提供
- ・DMSP衛星のマイクロ波撮像装置（1987年10月～2007年12月）米国雪氷データセンター提供

## 第2章 北西太平洋・日本近海

### 2.1 北西太平洋の海面水温・海流

#### 2.1.1 海面水温

図 2.2-1 に、日本近海における海域別の年平均海面水温の長期変化傾向を示す（但し、13 海域のうち、日本海北部および北海道周辺・日本東方の 4 海域では、有意な傾向が見出せなかった）。九州・沖縄海域、日本海の中中部および南部、日本南方海域においては、2007 年までのおよそ 100 年間で、 $+0.7\sim+1.7^{\circ}\text{C}/100$  年の割合で上昇した。これらの上昇率は、世界全体で平均した海面水温の上昇率 ( $+0.50^{\circ}\text{C}/100$  年) よりも大きな値となっている。

図 2.2-2 に 2007 年 2 月、5 月、8 月、11 月の月平均海面水温の平年差を示す。2007 年の日本近海の海面水温は、1、2 月は全般的に平年より高く、特に日本海や東シナ海、本州東方では平年より  $2^{\circ}\text{C}$  以上高い海域がみられた。1、2 月は大陸からの寒気の吹き出しが弱かったためと考えられる。3 月から 4 月にかけて、日本近海の海面水温が平年より高い海域は縮小した。5 月には海面水温が平年より低い海域が広がった。6 月は日本海と釧路沖、三陸沖を中心に一時平年より高くなったが、7 月には梅雨前線による日照不足や台風の影響を受け、平年より低くなった。7 月から 8 月上旬にかけて、北緯  $15$  度 $\sim 30$  度、東経  $115$  度 $\sim 130$  度の海域や、北緯  $15$  度 $\sim 20$  度、東経  $130$  度 $\sim 155$  度の海域では、高気圧に覆われることが多く、日射の影響で海面水温が平年より高くなった。一部では、海面水温が  $31^{\circ}\text{C}$  を超える領域もみられるなど、1985 年以降（衛星データを用いた海面水温の監視期間）で最も高い海面水温となったところがあった（図 2.2-3）。8 月以降 12 月にかけては、日本近海の海面水温は平年より高い状態だった。

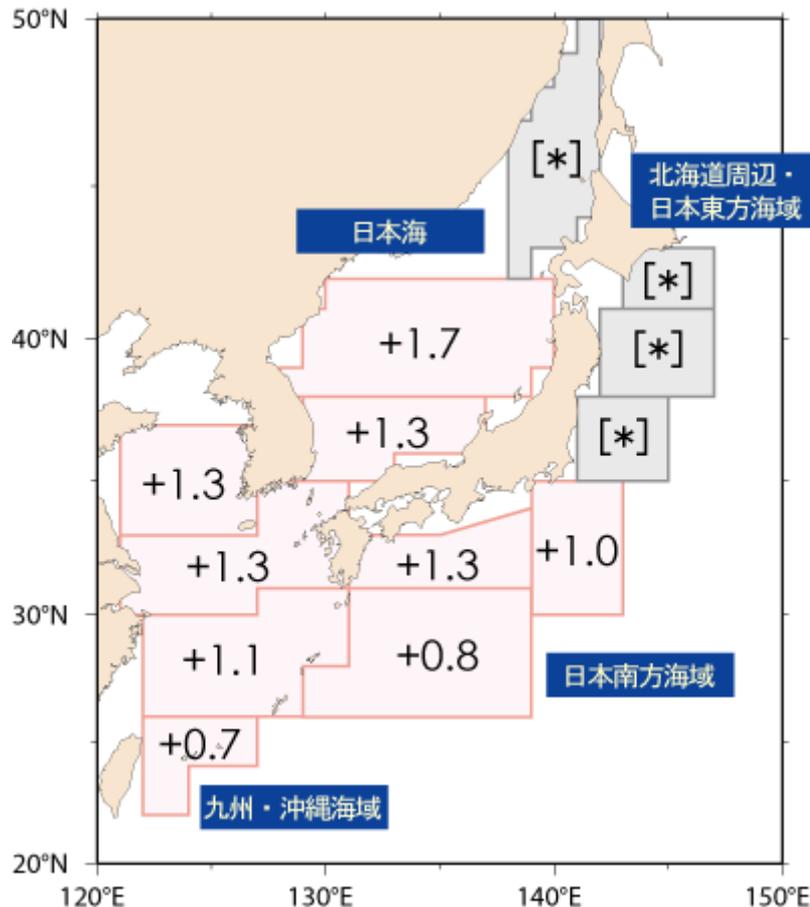


図 2.2-1 日本近海の海域平均海面水温（年平均）の長期変化傾向（ $^{\circ}\text{C}/100$  年）

1891 年から 2007 年までの船舶等の現場観測による水温の 100 年間あたりの上昇率を示す。上昇率が『\*』とあるものは、統計的に有意な長期変化傾向が見出せないことを示す。

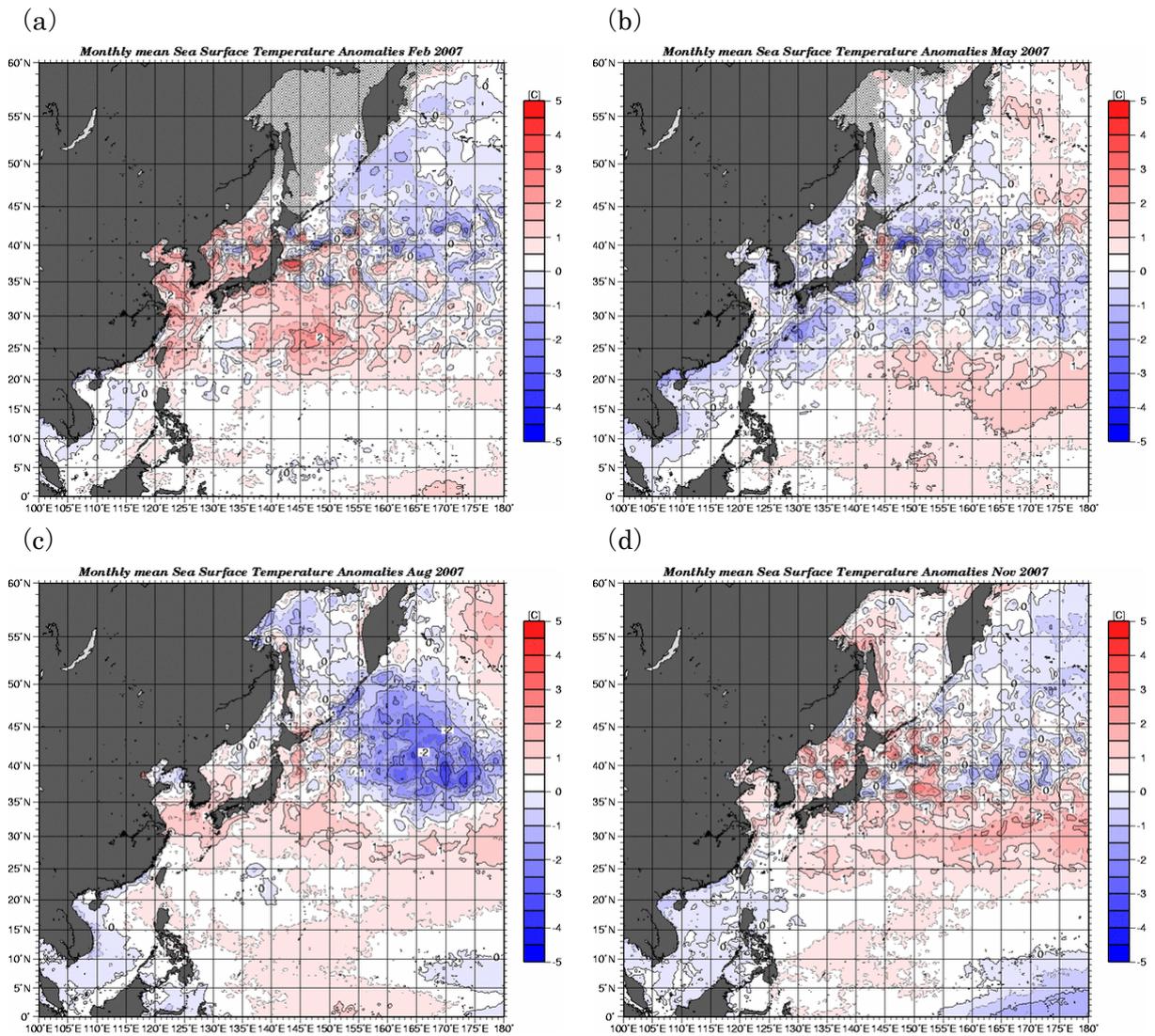


図 2.2-2 月平均海面水温偏差図

(a) 2007 年 2 月、(b) 5 月、(c) 8 月、(d) 11 月。平年値は 1971～2000 年の 30 年平均値。

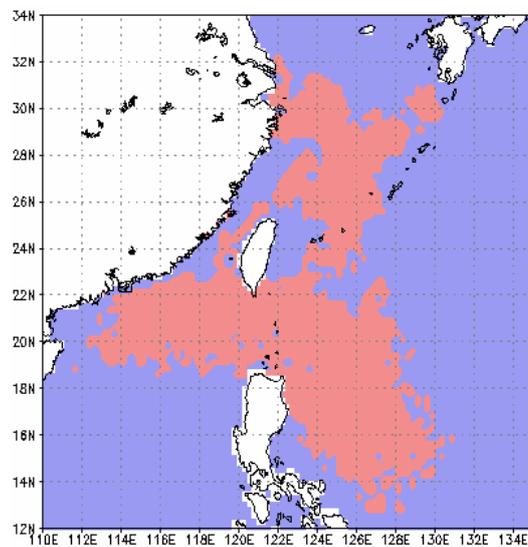


図 2.2-3 2007 年 8 月上旬に 1985 年以降最も高い旬平均海面水温を記録した海域 (赤色)

## 2.1.2 海流

### (1) 黒潮

1月、黒潮は四国の南で離岸していた。この離岸をもたらした部分が東進し、2月下旬には東海沖で蛇行して流れるようになった。4月には、東海沖の最南下位置は北緯31度以南に達し、6月中旬まで東海沖で蛇行して流れる状態が続いた。6月下旬には蛇行していた黒潮の南端部が切り離され、東海沖から伊豆諸島近海では北緯33度に沿って東に流れるようになった。伊豆諸島近海では、8月から9月にかけて関東の南東の北緯33度付近を西進してきた冷水渦の外側を流れるようになり、房総沖では大きく離岸した。12月には、日本の南の北緯30度付近を西進してきた冷水渦が種子島の南東に達し、12月下旬には黒潮はこの冷水渦を迂回して流れるようになった。

### (2) 親潮

親潮（深さ100mの水温が5°C以下の領域）の沿岸寄りの分枝の南限位置は、1月から2月に次第に南下し、2月下旬から3月中旬は北緯39度、東経143度に達していた。その後沿岸寄りの分枝は後退した。沖合の分枝の南限位置は、4月に北緯39度、東経147.5度に達し、その後7月まで北緯39~40度、東経147度付近にあった。8月以降、両分枝とも次第に後退して、11月下旬以降、北緯42度以南にはみられなくなった。

日本東方における親潮の面積は、11月以降は1997年12月以来の最小規模となった(図2.2-4)。

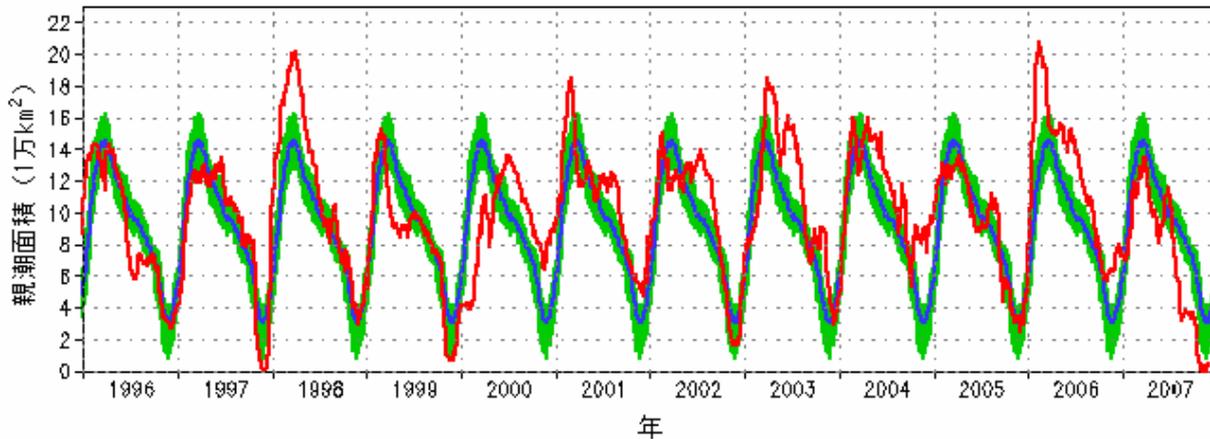


図 2.2-4 親潮面積の時系列 (1996~2007 年)

東経141度~148度、北緯43度以南の範囲に占める親潮面積。赤い線が親潮面積の実況、青い線は1971~2000年の平均、緑は平年並の範囲をあらわす。面積1万km<sup>2</sup>はおおむね緯経度1度四方に相当する。

## 2.2 日本沿岸および近海の海面水位

2007年2月に発表された、気候変動に関する政府間パネル (IPCC : Intergovernmental Panel on Climate Change) 第4次評価報告書第1作業部会報告書では「世界平均海面水位は1961年から2003年にかけて、年あたり1.8 [1.3~2.3] mmの割合で上昇した。1993年から2003年にかけての上昇率はさらに大きく、年あたり3.1 [2.4~3.8] mmの割合であった。」と結論づけられている。ここで、[] (大括弧) 内に示した数値は、解析の誤差範囲をあらわしている。

しかし、図2.2-5に示すここ100年の日本沿岸の海面水位には、世界全体の海面水位と比較して明瞭な上昇傾向はみられない。1950年ころに極大がみられ、また約20年周期の変動が顕著である。一方で、極小値のみられた1980年代半ば以降 (1985~2007年) の上昇率は年あたり3.2 [2.2~4.2] mmとなっている。上記のIPCC第4次評価報告書と同じ期間で日本沿岸の海面水位の変化を比較すると、1961年から2003年にかけての上昇率は年あたり0.9 [0.4~1.4] mmであり、1993年から2003年にかけての上昇率は年あたり5.0 [2.3~7.7] mmであった。

なお、図 2.2-5 で用いた値は日本沿岸の地盤変動の影響が小さい検潮所の値である。2007 年の日本沿岸の海面水位は平年値（1971～2000 年平均）と比べて 3.6cm 高く、1960 年以降で第 5 位に相当する。なお、1972 年の第 6 位を除くと、1960 年以降の第 1 位から第 10 位までは 1998 年から 2007 年までの最近 10 年間に観測されており、近年は海面水位の高い状態が続いている。

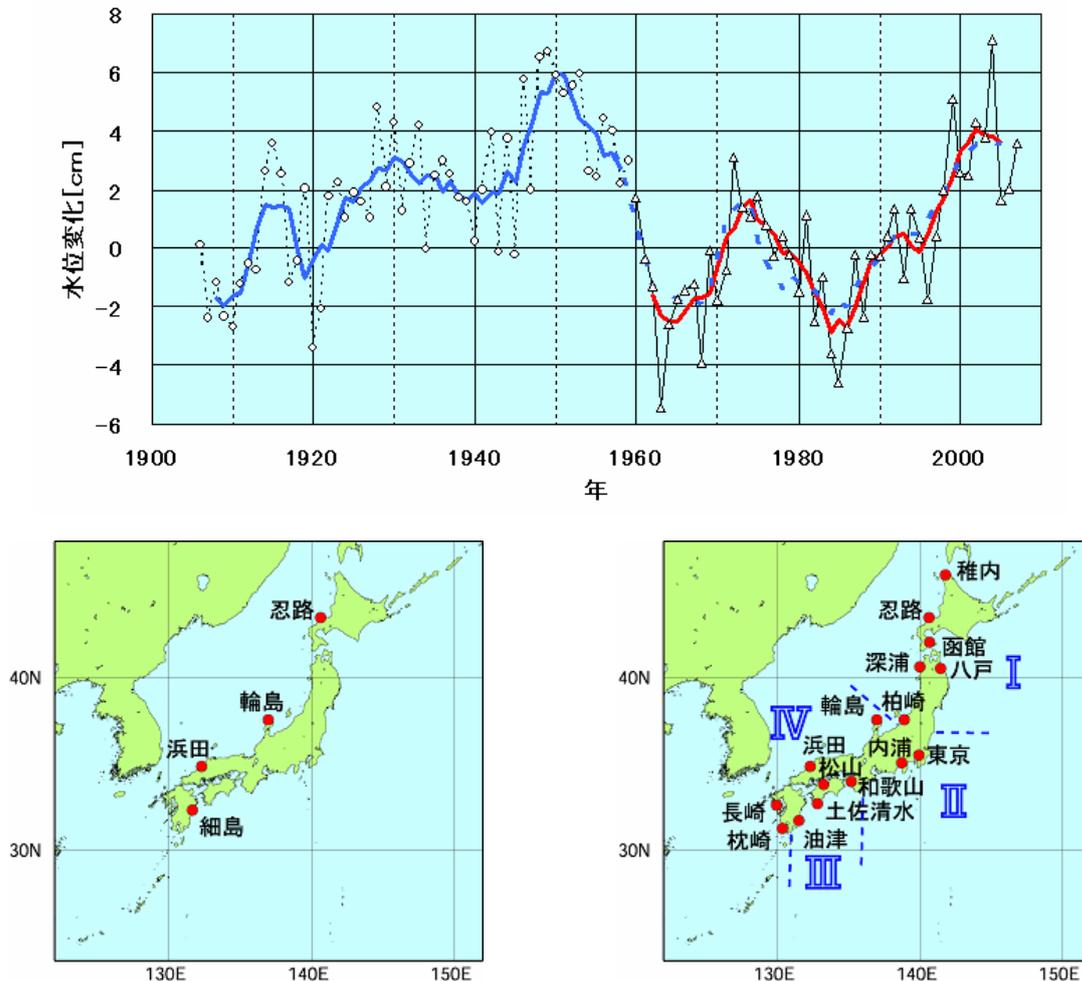


図 2.2-5 年平均海面水位の変動（1906～2007 年）と検潮所位置図

1906 年から 1959 年までは 4 地点（左図）、1960 年以降は 16 地点（右図）の検潮所を選択している。1906 年から 1959 年までは、地点ごとに求めた年平均海面水位偏差を 4 地点で平均した値の推移を示している。1960 年以降については、変動パターンが類似している海域別に日本周辺を I：北海道・東北地方の沿岸、II：関東・東海地方の沿岸、III：近畿太平洋側～九州太平洋側の沿岸、IV：北陸地方～九州東シナ海側の沿岸の 4 海域に分類（右図）し、海域ごとに求めた年平均海面水位偏差を等加重として平均し、その推移を示している。水位変化 0cm は、1971 年から 2000 年までの期間で求めた平年値である。青線は 4 地点平年偏差の 5 年移動平均値、赤線は 4 海域平均偏差の 5 年移動平均値を示している。

忍路、柏崎、輪島、細島は国土地理院、東京（芝浦）は海上保安庁の所管する検潮所である。

図 2.2-6 に、図 2.2-5 (右図) で示した I ~IV の海域ごとに求めた 1960 年以降の年平均海面水位偏差を示す。

関東・東海地方の沿岸の海面水位は、2004 年 7 月に発生し 2005 年 8 月に終息した黒潮の大蛇行の影響で、2004 年から 2006 年にかけて大きく変動した。大蛇行発生時には黒潮の本流から分岐した流れが関東・東海地方の沿岸を西向きに流れ、地球の自転の影響によって海水が陸側へ輸送された。これに海水の熱膨張が加わり、2004 年は平年より 8.6cm 高くなった。一方で黒潮大蛇行発生時には蛇行の北側の海域に冷水渦が生成されたが、2005 年に大蛇行が終息すると沿岸を西向きに流れる分枝も消失し、関東・東海地方の沿岸をこの冷水が覆った。このため 2005 年と 2006 年の海面水位は低下し、2006 年は平年値より 3cm 低くなった。

2007 年の海面水位は近畿～九州の太平洋側沿岸で 2006 年より 2.9cm 低下したが、4 海域の平均では 2006 年と比較して 1.6cm 上昇した。特に関東～東海地方沿岸では 6.1cm の大きな上昇を示している。これは東海地方沿岸の冷水の勢力が弱まったことと、四国沖の表層水温の低下が主要因と考えられる。

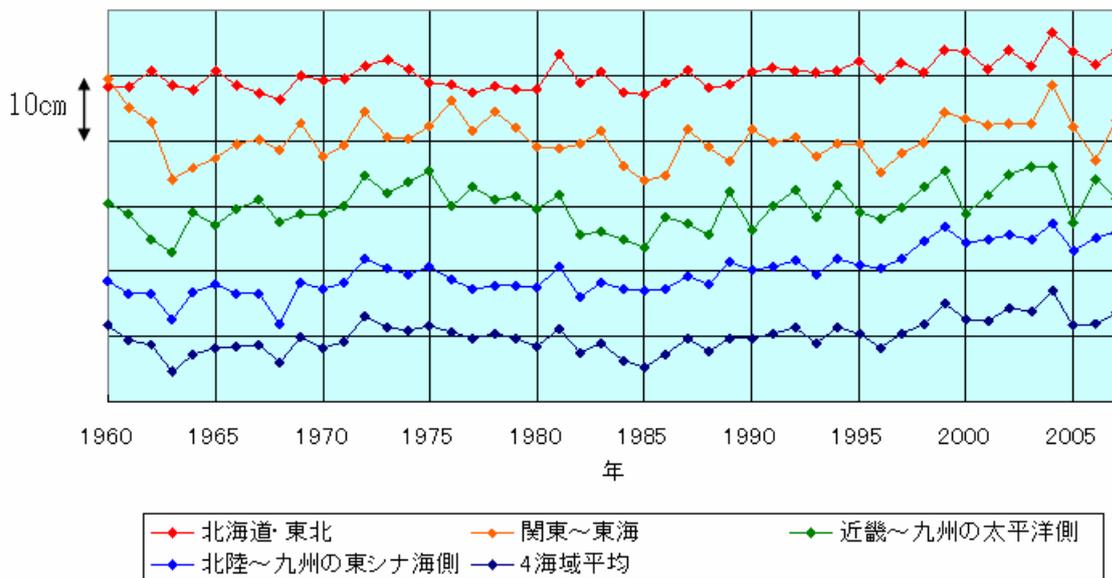


図 2.2-6 海域別の年平均海面水位の変動 (1960～2007 年)

図 2.2-5 で示した海域別に、4 海域平均の 1971 年から 2000 年の平均値を基準とした年平均海面水位偏差の時系列を示す。

表示をみやすくするため、海域ごとに 10cm ずつ基準をずらしている。

また、気圧が一定の場合、実際の海面水位は水温だけでなく、塩分も加味した海水の密度によって決定される。気象庁では 1960 年代から観測船を用いて日本近海ならびに北西太平洋の海洋観測を実施しており、水温や塩分の鉛直分布を計測し、海水の密度ならびに力学的海面高度 (水温・塩分をもとに計算した海面の高さ) を算出している。図 2.2-7 は日本海 (A)、東シナ海 (B)、本州南方 (C) の海洋観測点 (上図) の年平均力学的海面高度偏差と近傍の検潮所における年平均海面水位偏差の時系列 (右図) である。各海洋観測点の力学的海面高度の長期変化は近傍の富山、那覇、父島検潮所における海面水位の長期変化と類似しており、海洋表層の密度変化にともなう近海の海面水位変化がこれらの沿岸の検潮所における海面水位変化の主要因になっていることがわかる。1980 年代半ば以降 (1985～2007 年) の力学的海面高度偏差は各海洋観測点とも増加しており、この間の各検潮所における海面水位の上昇に対応している。

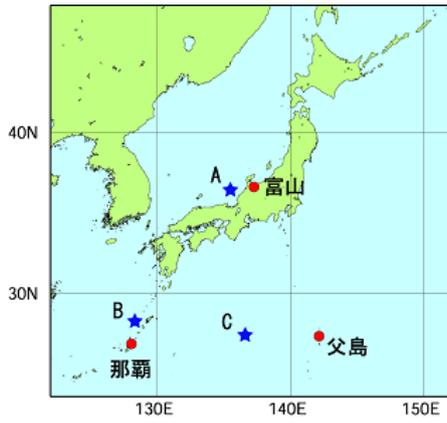
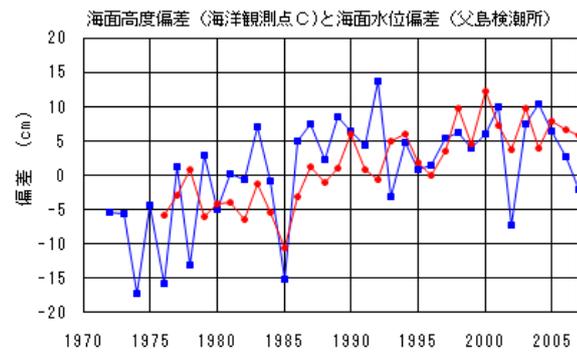
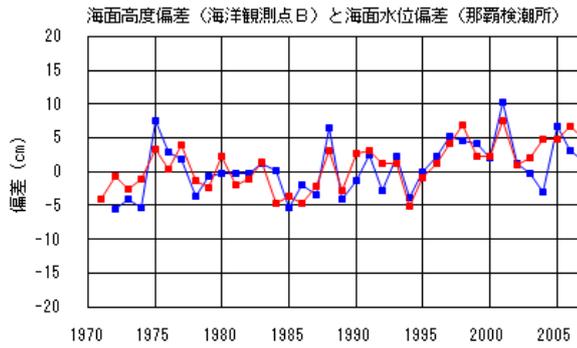
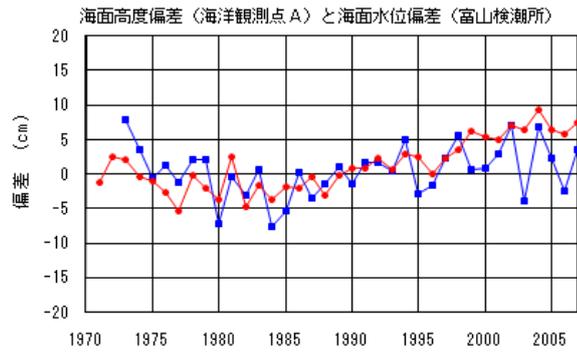


図 2.2-7 海洋観測点 (A、B、C) と近傍の検潮所の位置図 (上) ならびに各点における力学的海面高度偏差と近傍の検潮所の海面水位偏差との比較 (A : 1973~2007 年、B : 1972~2007 年、C : 1976~2007 年) (右)

力学的海面高度偏差は、海洋表層の水温と塩分の分布から計算された海面の高さについて平年からの差 (偏差) であらわしたものである。各海洋観測点における海面高度偏差の変化を青線で、近傍に位置する検潮所における年平均海面水位偏差の変化を赤線で示している。海洋観測点平年値は、Aは1973~2000年、Bは1972~2000年、Cは1976~2000年各年の水位の平均値。検潮所の平年値は、富山・那覇は1971~2000年、父島は1976~2000年の水位の平均値。



### 2.3 オホーツク海の海氷

2006年12月～2007年5月におけるオホーツク海の5日ごとの海氷域面積（半旬海氷域面積）は、1月までおおむね平年並であったが、2月以降は平年より小さい状態が続き、3月中旬には一時的に、この時期としては過去最小の水準に近い状態となった（図2.2-8）。面積が最大となったのは3月5日で、その値は最大海氷域面積の平年値（122.83万km<sup>2</sup>）より小さい107.28万km<sup>2</sup>であった。

2007年12月におけるオホーツク海の半旬海氷域面積は、平年より小さい状態で経過している（図2.2-8）。

積算海氷域面積（注）は年ごとに大きく変動しているものの、長期的には緩やかに減少している。2006年には、1971年の統計開始以降過去最小の面積となった。2007年の積算海氷域面積は、平年の84%であった（図2.2-9）。

（注）積算海氷域面積：前年12月5日～5月31日までの5日ごとの海氷域面積の合計である。その年の海氷の勢力をあらわす指標として用いている。

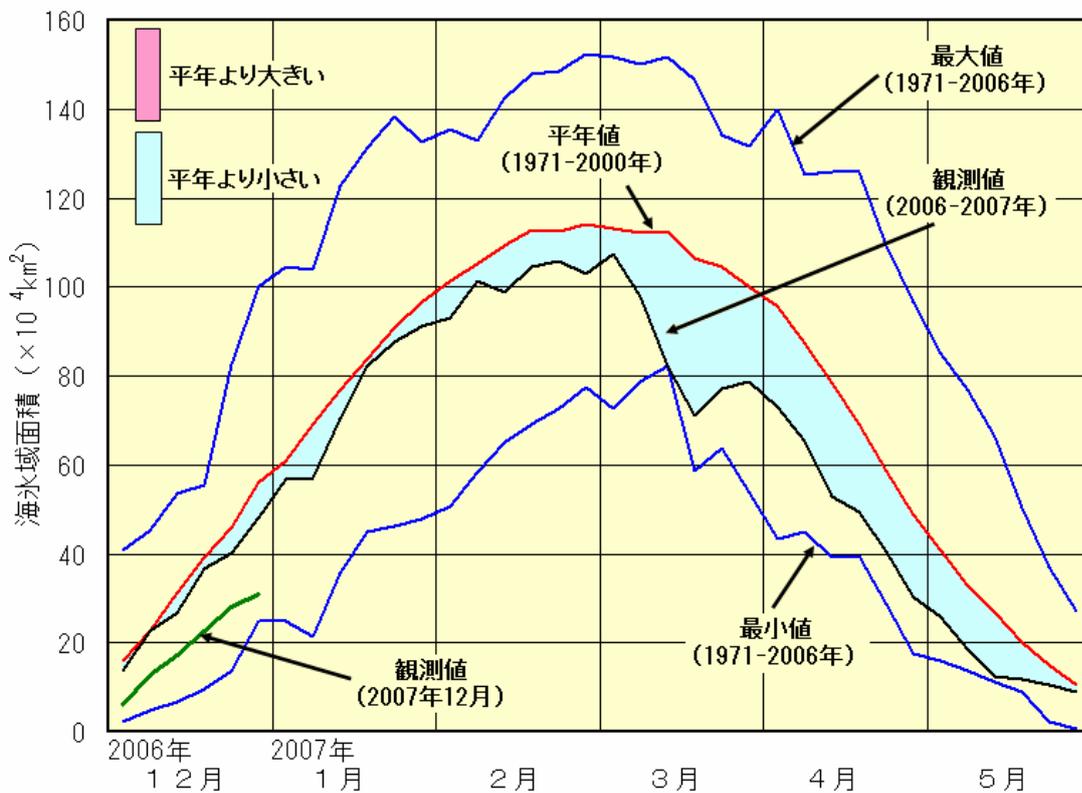


図 2.2-8 2006～2007年のオホーツク海の半旬ごとの海氷域面積の経過

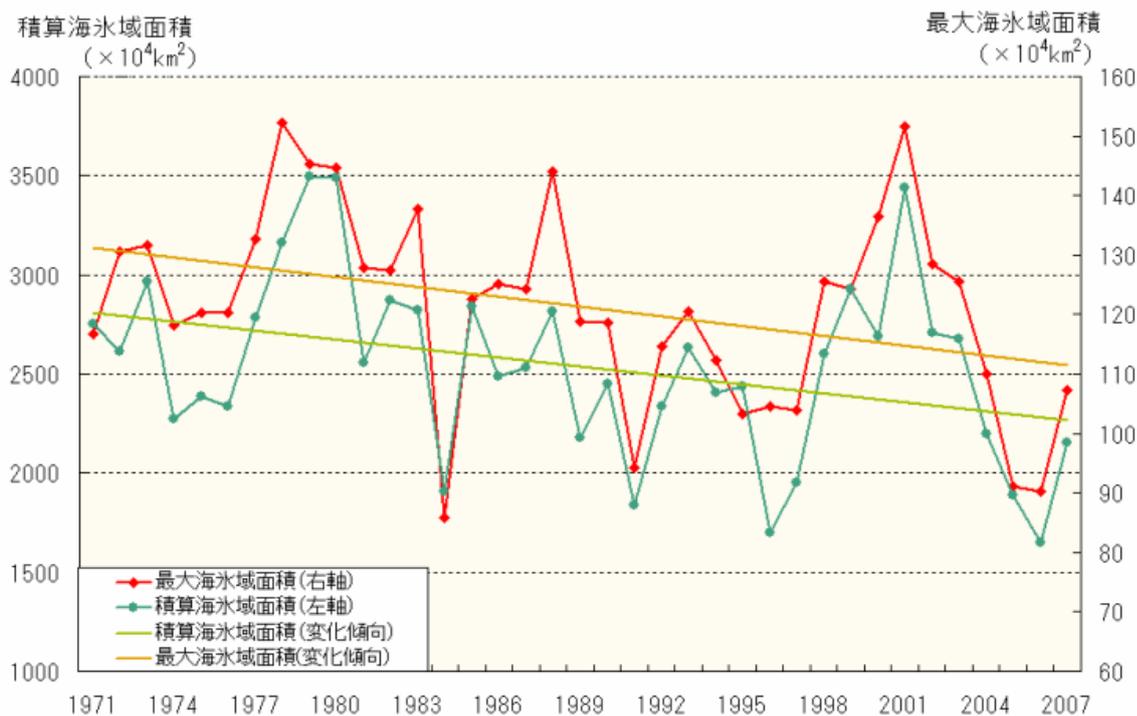


図 2.2-9 オホーツク海の積算海水域面積（緑）と最大海水域面積（赤）の経年変化（1971～2007 年）

## 2.4 北西太平洋の海洋汚染

海洋汚染の防止のためには国際的な取り組みが不可欠である。わが国では、「廃棄物その他のものの投棄による海洋汚染の防止に関する条約（ロンドンダンプング条約）」（1972 年採択）および「船舶による汚染の防止のための国際条約（マルポール条約）」（1973 年採択）の採択を巡る国際的議論などを背景にして、1971 年に「海洋汚染及び海上災害の防止に関する法律（海洋汚染防止法）」が施行された。気象庁は同法にもとづき、海洋汚染の防止および海洋環境の保全に資するため、1972 年から海洋バックグラウンド汚染観測を実施している。

### 2.4.1 海面浮遊汚染物質（プラスチック類）

海面浮遊汚染物質の観測は、航海中毎日、日の出から日の入りまでの間、海洋気象観測船の船橋から目視によって行う。浮遊汚染物質を発見するたびに日時、位置、種類、形状、大きさ、個数などを記録する（発見されない場合は「なし」という記録を残す）。気象庁では、浮遊汚染物質の発見個数を航走 100 km あたりの数に換算してデータを整理している。

2007 年のプラスチックなどの浮遊汚染物質の分布を図 2.2-10 に示す。図には、航走 100 km あたりの浮遊汚染物質の発見個数を、各観測日の正午位置に黒丸の大きさ（発見されないときは+）で示してある。2007 年の冬季から夏季にかけて、日本周辺海域の一部で 50 個/100 km を超える浮遊汚染物質が発見された。また、黒潮および黒潮続流域に近い海域でも 10～20 個/100km と、比較的多く発見された。

浮遊汚染物質の各海域における発見個数の経年変化を図 2.2-11 に示す。日本周辺海域で平均した 2007 年の発見個数は 10.3 個/100 km で、2006 年の 7.4 個/100 km よりやや増加した。発見個数を海域別にみると、日本周辺海域では 1988 年から 1990 年をピークとして、2000 年頃までは漸減傾向となっていたが、2000 年代に入ってから増加傾向となった。一方、東経 137 度線では 1990 年以降も減少傾向はみられず、北緯 20 度以南の海域では 1996 年以降にそれ以前よりも若干増加している。

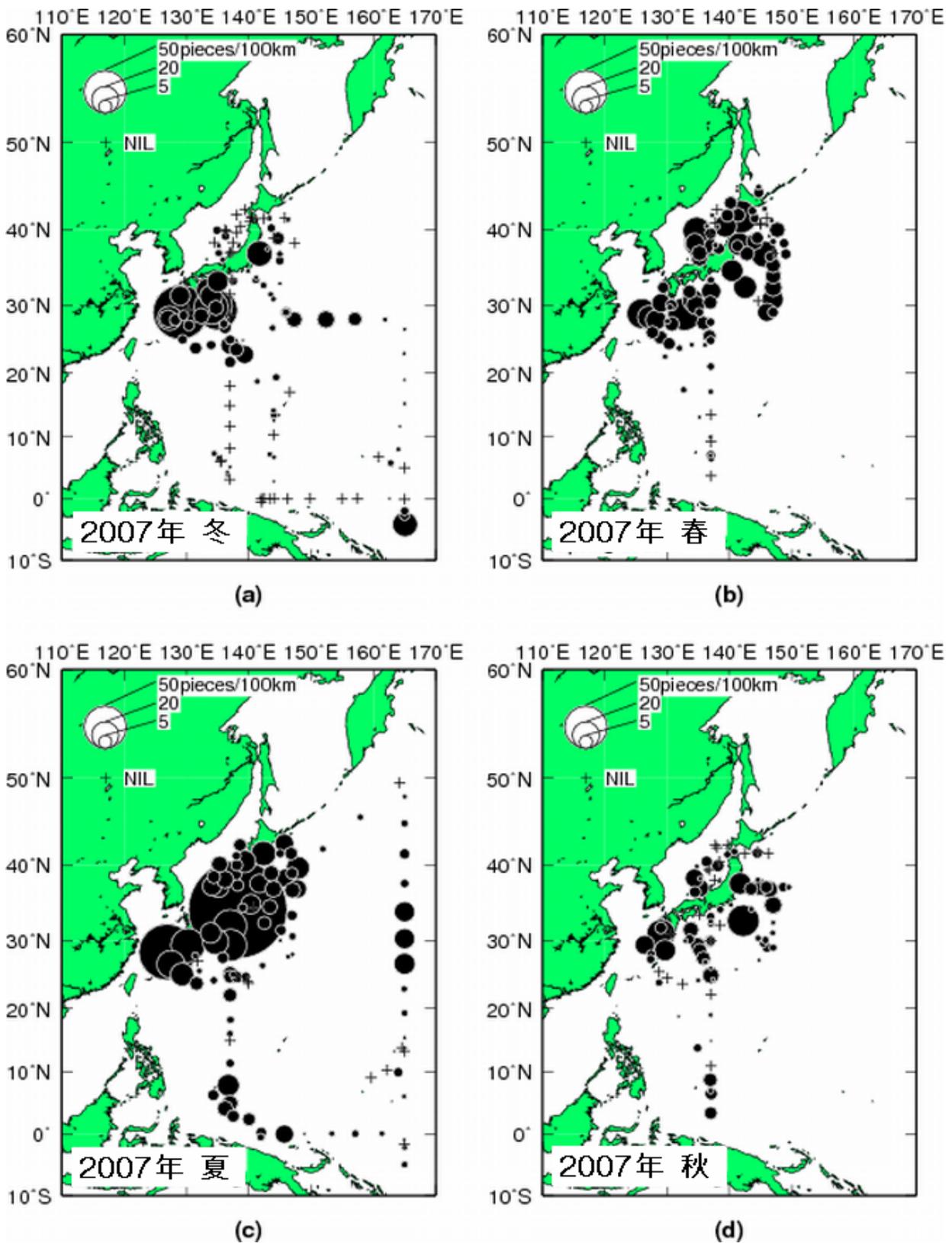


図 2.2-10 2007 年の海面浮遊汚染物質（プラスチック類）発見個数

(a) 冬季、(b) 春季、(c) 夏季、(d) 秋季。

図中の“+”は海面浮遊汚染物質が発見されなかったことを示す。

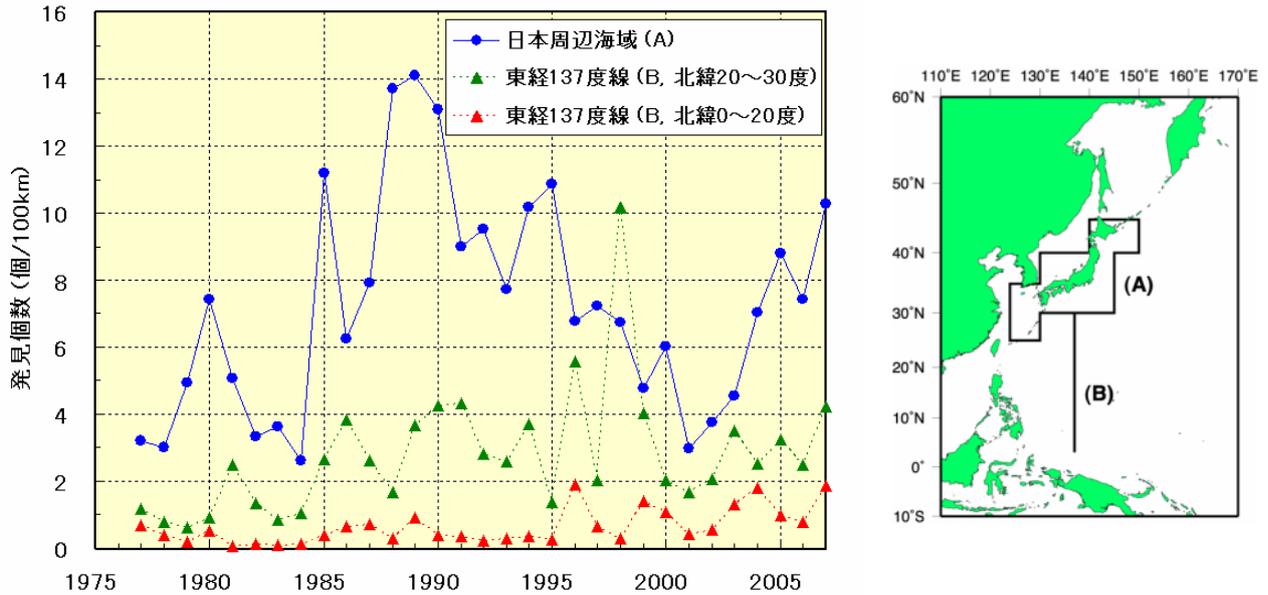


図 2.2-11 2007 年の各海域（区分は右）におけるプラスチックなどの浮遊汚染物質の発見個数の経年変化（左）

#### 2.4.2 浮遊タールボール（油塊）

タールボールは、船舶から排出されたビルジ（船底にたまった海水・水あか）や、海難事故などにより流出した重油が風化作用で揮発成分を失って、ボール状に固まったものである。大きさは、多くの場合直径 1 mm から数 mm 程度だが、まれに数十 cm に達することもある。浮遊タールボールは、観測船からロープで繰り出した水平曳きネット（開口部の幅：75cm または 50cm、網目：0.35mm）を 1.5 海里（約 2.8km）曳航（えいこう）して採取する。採取した重量をネット開口部が通過した面積で割って、タールボール密度（単位：mg/m<sup>2</sup>）とし、観測を実施した位置、日時等とともに記録する（タールボールが採取されない場合は「なし」という記録を残す）。

2007 年に観測した浮遊タールボールの分布として、図 2.2-12 に、タールボール密度（mg/m<sup>2</sup>）を、観測位置に黒丸の大きさ（観測されないときは+）で示す。2007 年は、春季に東経 137 度の黒潮域で微量のタールボールが採取されたのみである。北西太平洋全般に、1996 年以降、タールボールが採取されることはまれになっている。

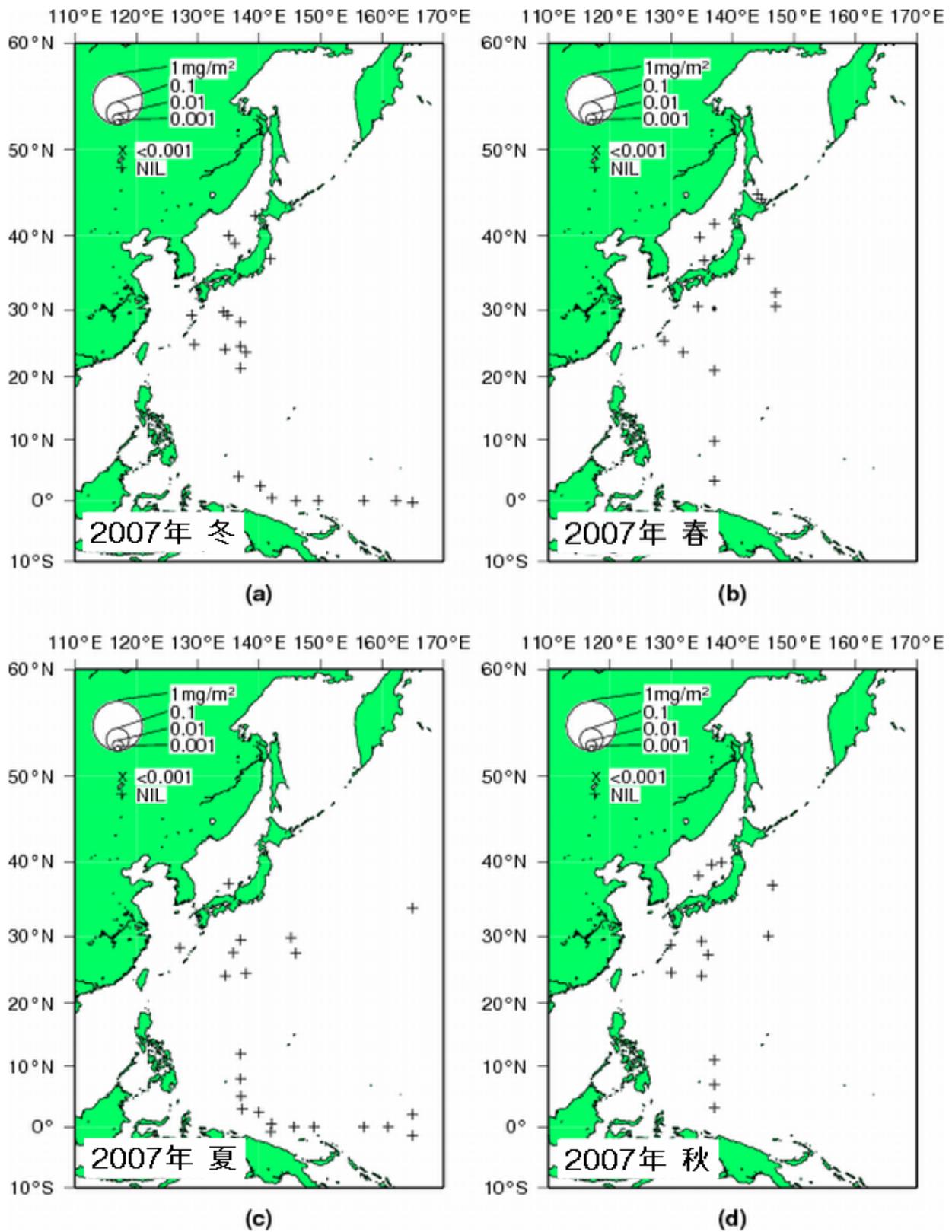


図 2.2-12 2007 年に観測された浮遊タールボールの分布

(a) 冬季、(b) 春季、(c) 夏季、(d) 秋季。

図中の“+”はタールボールが採取されなかったことを示す。

### 2.4.3 重金属

重金属とは、金属の中でも比重がある程度大きい（4～5 が目安）ものをいう。その多くが生物にとって必須の元素だが、生物にとって有害なものもある。気象庁では、生体内に蓄積されやすく、しかも有害とされる、水銀とカドミウムを重金属の観測項目としている。

2007 年に観測された表面海水中の水銀およびカドミウムの濃度を表 2.2-1 に示す（観測地点は図 2.2-13 を参照）。

水銀の最高濃度は東経 137 度線の北緯 30 度で観測された 12ng/kg であった。この値は「水質汚濁に係る環境基準（昭和 46 年・環境庁告示第 59 号）」に示された公共用水域における環境基準値の 40 分の 1 に満たない低濃度である。また、カドミウムの最高濃度は北海道南方で観測された 67ng/kg であった。この値も上記の環境基準値の 150 分の 1 という低濃度である。北西太平洋全般に、水銀、カドミウムとも自然界のバックグラウンドレベルにあるものとみられる。

なお、海水中のカドミウム濃度はリン酸塩濃度と高い相関を示すことが知られており、その鉛直分布も類似している。北海道南方海域は、リン酸塩などの栄養塩に富む親潮域にあたり、本州南方のように栄養塩に乏しい黒潮域に比べると、高濃度のカドミウムが検出される。

表 2.2-1 2007 年に観測された表面海水中の重金属（水銀およびカドミウム）濃度（単位：ng/kg）

海 域		水 銀	カドミウム
日本周辺海域	北海道南方	1 - 9	15 - 67
	日本海	1 - 3	13 - 28
	房総半島沖	1 - 6	1 - 11
	本州南方	1 - 7	0 - 8
	東シナ海	0 - 7	0 - 8
北西太平洋	東経 137 度線 北緯 20～30 度	2 - 12	0 - 6
	東経 137 度線 北緯 5～15 度	1 - 7	0 - 19
環境基準値*		500	10,000

\*「水質汚濁に係る環境基準（昭和 46 年・環境庁告示第 59 号）」において mg/l 単位で示された基準値を ng/kg 単位に換算したもの

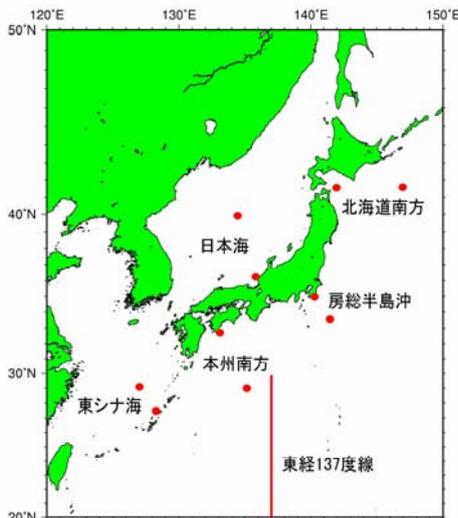


図 2.2-13 重金属（水銀およびカドミウム）の観測地点

赤丸は日本周辺海域の観測地点を示す。赤線は東経 137 度の経線を示し、観測地点はこの経線に沿って緯度 5 度間隔としている。

## 第3部 環境

温室効果ガスの削減など環境施策を推進するにあたっては、基礎情報として環境に関する現状および変化を科学的見地から正確に把握することが重要である。気象庁では、これらの観測を世界気象機関（WMO）が推進している全球大気監視（GAW）計画等の世界規模の観測網の一環として、観測を行っている。

第1章では、温室効果ガスと微粒子（エアロゾル）の観測について述べる。二酸化炭素やメタンなどの地上付近の濃度については国内3地点において、南北太平洋上空8~13kmの大気中の濃度については、定期航空便を利用して観測している。さらに、日本周辺海域および北西太平洋における洋上大気および海水中の濃度については海洋気象観測船による観測を行っている。

地球の気候に影響を及ぼす、大気中に浮遊するちりなどの微粒子は、その状態をあらわす指標として、直達日射量から算出される大気の混濁係数を国内4地点で、エアロゾルの光学的厚さを国内3地点で監視している。

第2章では、国内4地点で行っているオゾン層、紫外線の観測について述べる。ただし、オゾン層破壊物質の説明は、温室効果ガスとあわせて第1章で行っている。これらの詳細については「オゾン層観測報告2007」もあわせて参照願いたい。以上の国内観測地点を図3.1-1に示す。

また、第3章では、従来の気候変動監視レポートでは扱わなかった黄砂と酸性雨について述べる。さらに、気象庁は、WMOの温室効果ガス世界資料センター（WDCGG）を運営しており、世界各地の温室効果ガスの観測データを収集するとともに、集めたデータの解析および国内外への提供を行っている。世界的に観測・収集されたデータは、WMO温室効果ガス年報での温室効果ガスの世界的な状況の解析をはじめ、今後の温室効果ガス濃度の予測や、大気・海洋・生物圏の間での炭素循環の解明などに利用されている。これらの解析結果については第1章にも述べられているが、詳しい解析は、毎年発行される大気・海洋環境観測報告

（[http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/cdrom/report\\_k.html](http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/cdrom/report_k.html)）に記載されているので、こちらをあわせて参照願いたい。

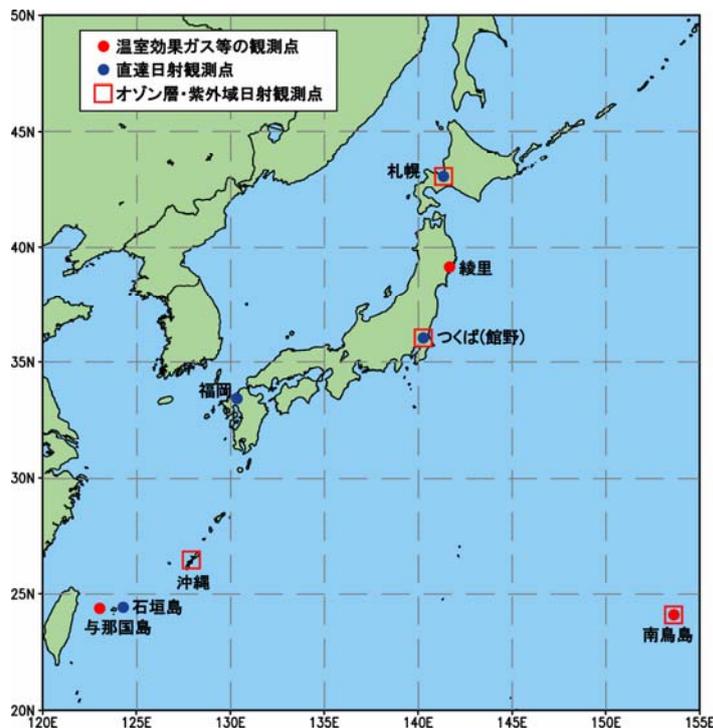


図 3.1-1 温室効果ガス等の観測点（3 地点）、直達日射観測点（4 地点）およびオゾン層・紫外域日射観測点（4 地点）の位置

# 第1章 温室効果ガスおよびオゾン層破壊物質などの状況

## 1.1 大気中の温室効果ガスおよびオゾン層破壊物質

2007年までに気象庁が運営するWDCGGに報告されたデータをもとに計算した温室効果ガス等の世界平均濃度を表3.1-1に示す。これによれば、二酸化炭素濃度と一酸化二窒素濃度は引き続き増加しつつあり、メタン濃度はほぼ一定であることがわかる。温室効果ガスではないが温室効果ガス濃度に影響を及ぼす一酸化炭素濃度には、大きな変動はみられない。

表 3.1-1 温室効果ガス等の世界平均濃度

温室効果ガス等の種類	大気中の濃度		前年との差	参考数値	
	産業革命前	2006年平均濃度 (産業革命以降の増加率)		寿命 (年)	放射強制力* (W/m <sup>2</sup> )
二酸化炭素	約 280 ppm	381.2 ppm (+36%)	+2.0 ppm	不定	1.66 [1.49~1.83]
メタン	約 700 ppb	1782 ppb (+155%)	-1 ppb	12	0.48 [0.43~0.53]
一酸化二窒素	約 270 ppb	320.1 ppb (+19%)	+0.8 ppb	114	0.16 [0.14~0.18]
一酸化炭素*		約 94 ppb	-3 ppb	約 0.25	-

\*一酸化炭素それ自身は温室効果ガスではないが、大気中でのさまざまな化学反応を通して、メタンなどの温室効果ガス濃度に影響を及ぼす。

\*放射強制力とは、温室効果ガスの濃度変化や太陽放射の変化など、地球-大気系のエネルギーのバランスを変化させる影響力の大きさをあらわし、数値が大きいほど気候を変化させる可能性が大きくなる。ここに示しているのは、産業革命以降 2005 年までの濃度増加分に対応する推定値と推定幅である。

### 1.1.1 二酸化炭素

二酸化炭素は地球温暖化に及ぼす影響が最も大きな温室効果ガスである。産業革命(18世紀後半)以降の人間活動にともなう化石燃料の消費、セメント生産、森林破壊などの土地利用の変化などによる新たな排出が、大気中の二酸化炭素濃度を増加させつつある。人間活動にともなう排出のうち、およそ4分の3は化石燃料の消費によるものである。

図 3.1-2 にハワイのマウナロア、綾里、南極点における大気中の二酸化炭素濃度の経年変化を示す。南極点では 1957 年から、ハワイのマウナロアでは 1958 年から、また綾里では 1987 年からそれぞれ観測が行われている。南極点やマウナロアで観測が開始された当時、大気中の二酸化炭素濃度はおよそ 315ppm であったが、季節変化を繰り返しながら、その後年々増加し、WDCGG の解析による 2006 年の世界平均濃度は前年に比べて 2.0ppm 増えて 381.2ppm となっている。これは、1990 年代の平均濃度増加量約 1.5ppm/年より大きい。これは、当時に比べて主に化石燃料の燃焼による排出が増えたためと考えられている。現在の濃度は産業革命以前の平均的な値とされる 280ppm と比べて 36%増加している。

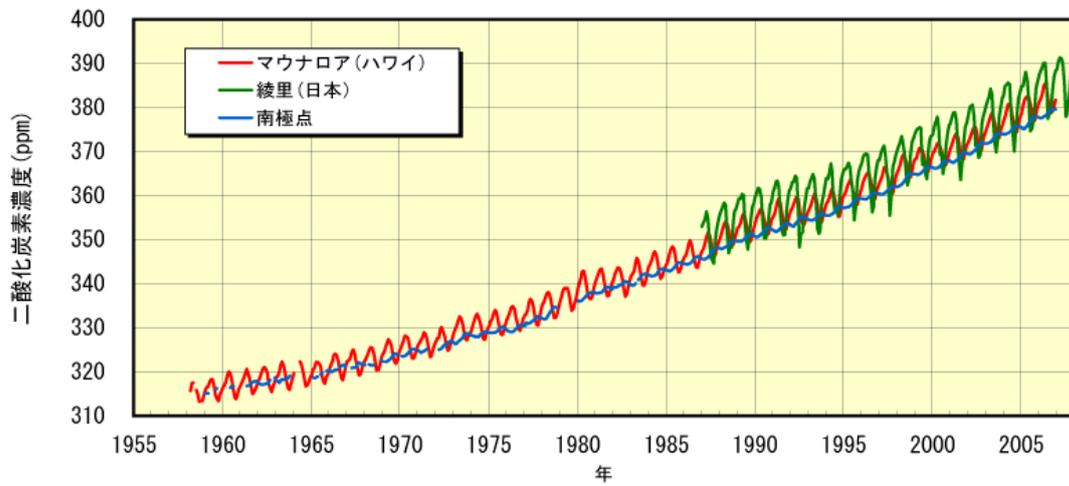


図 3.1-2 2007 年までの大気中の二酸化炭素濃度の経年変化

マウナロア、綾里および南極点における大気中の二酸化炭素月平均濃度の経年変化を示す。温室効果ガス世界資料センター（WDCGG）および米国二酸化炭素情報解析センター（CDIAC）が収集したデータを使用した。

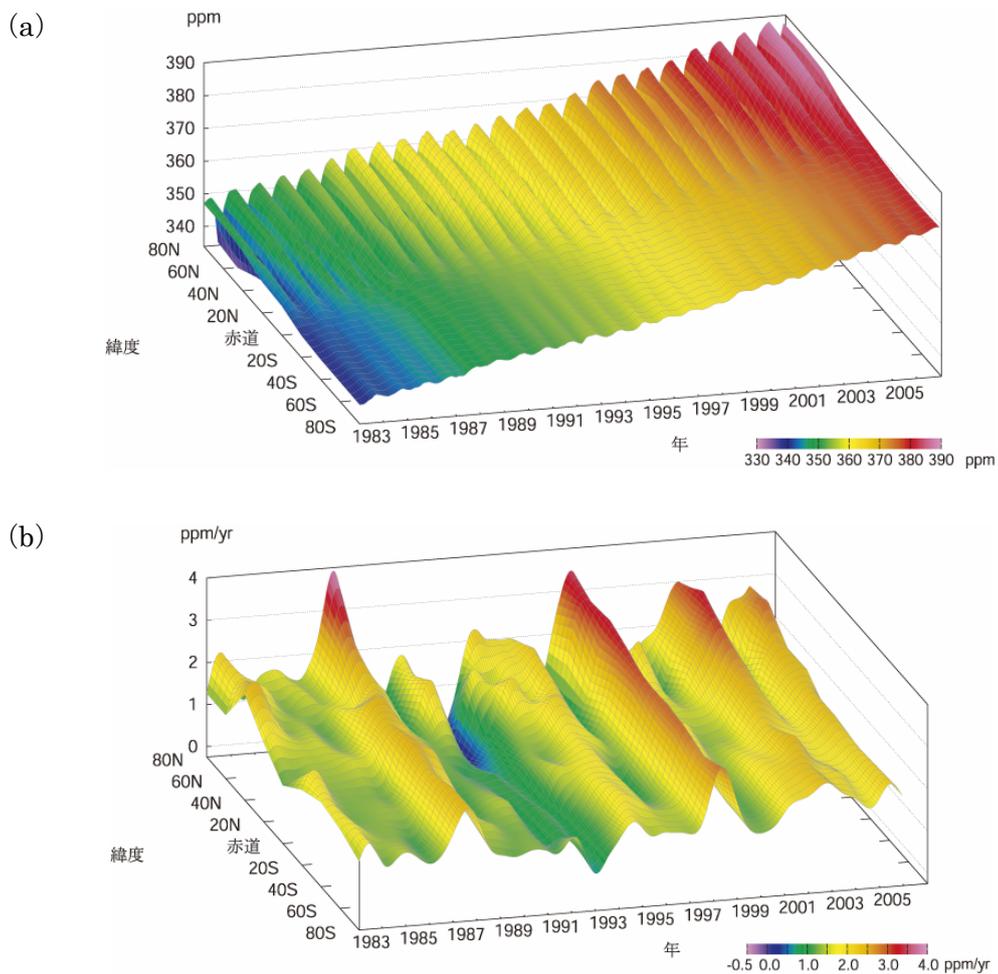


図 3.1-3 緯度帯別の大気中の二酸化炭素濃度 (a) と濃度年増加量 (b) の経年変化

WDCGG が収集した観測データから作成した緯度帯別に平均した大気中の二酸化炭素月平均濃度と濃度年増加量の経年変化を示す。

図 3.1-3 に、WDCGG が世界各地の観測所から報告された観測データにもとづいて解析した、緯度帯別の二酸化炭素濃度と濃度年増加量の経年変化を示す。相対的に北半球の中・高緯度帯の濃度が高く、南半球では濃度が低くなっている。これは、二酸化炭素の放出源が北半球に多く存在するためである。また、春から夏に減少し、夏から翌春にかけて増加する季節変化は、主に陸域の植物活動によるものである。北半球中・高緯度ほど影響が大きく、陸域の面積の少ない南半球では季節変化の振幅が小さい。

図 3.1-4 に国内 3 地点における大気中の二酸化炭素濃度と、季節変化より短い周期成分を取り除いた濃度、および濃度年増加量の経年変化を示す。いずれの地点でも、植物活動の影響による季節変化を繰り返しながら、濃度は増加し続けている。綾里は与那国島や南鳥島に比べて高緯度に位置するため、陸上の植物活動の影響を受けやすく、季節変動が大きくなっている。また、与那国島と南鳥島はほぼ同じ緯度帯にありながら与那国島のほうが濃度が高い。これは、与那国島が大陸に近く、人為起源の排出の影響を受けやすいのに加え、植物の呼吸や分解によって大陸で濃度の高くなる秋から春に、大陸からの影響を強く受けるためである。2007 年の年平均濃度は、綾里で 386.6ppm、南鳥島で 384.6ppm、与那国島では 386.3ppm で、前年に比べ綾里で 1.3 ppm、南鳥島で 0.9 ppm、与那国島で 1.7 ppm いずれも増加し、観測開始以来の最高年平均濃度となった（南鳥島の 2006 年の観測値は、台風被害のため例年濃度の低い 9、10 月が欠測となっており、前年の値が高めであった可能性がある）。

二酸化炭素濃度の濃度年増加量は一定ではない。世界的には、図 3.1-3 でみられるように、濃度年増加量は 1983 年、1987～1988 年、1994～1995 年、1997～1998 年、2002～2003 年、2005 年に高まり、1992～1993 年には大きく低下し、北半球高緯度では負の値になった。図 3.1-4 に示す国内観測所や図 3.1-5 に示す太平洋上空でも、これらに対応した変動がみられる。

1997 年から 1998 年にかけてと 2002 年から 2003 年にかけての濃度年増加量の急激な増加とその後の減少は、1997/1998 年、2002/2003 年のエルニーニョ現象の発生に対応している。エルニーニョ現象は、東部赤道太平洋域で二酸化炭素を多く含んだ海水の湧昇を弱めるため、海洋から大気への二酸化炭素放出を弱めるが、反対に熱帯域を中心とした高温と少雨をもたらす、植物の呼吸や土壌有機物分解作用の強化および光合成活動の抑制によって陸上生物圏から大気への二酸化炭素放出を強める。全体としては後者の効果がまさるため、エルニーニョ現象に数か月遅れて、大気中の二酸化炭素濃度が増大することが知られている。1997～1998 年の東南アジアなどに山火事や干ばつを頻発させた少雨や、1998 年の世界的な記録的高温は、陸上生物圏から大気への二酸化炭素放出を強めたとみられる。

一方、1992～1993 年は、エルニーニョ現象が発生した 1991～1992 年の後半と重なるが、濃度年増加量は大きく減少した。これは、1991 年 6 月のピナトゥボ火山噴火の影響によって世界的な低温をもたらされ、陸上植物の呼吸低下と海洋による二酸化炭素の吸収が強まったことによる。また、2005 年から 2006 年にかけては、エルニーニョ現象ではなくラニーニャ現象が起こったにもかかわらず、高い濃度年増加量が見られた。これは、化石燃料の消費による排出の増加に加えて、世界の平均気温が記録的に高かった（北半球で 2005 年は過去最高、2006 年は第 3 位）ことも関係していると考えられる。

このように、二酸化炭素の濃度増加量の年々変動は、気候の年々変動がもたらす環境の変化が、炭素循環システムに大きな影響を与えているためであると解釈することができる。さらに、炭素循環の変動は温室効果を通して気候に影響を及ぼすため、将来の地球温暖化に対する精度の高い予測を可能とするためには、年々変動を含めた炭素循環システムの解明を進める必要がある。

また、気象庁気象研究所と国立環境研究所は協力して、(財)日航財団、国土交通省、(株)日本航空の支援のもと、温室効果ガス観測の一環として、日本とオーストラリア間の定期航空便を利用して南北両半球太平洋上空 8～13km の大気分析を行っている。図 3.1-5 は、この観測で得られた 1993 年 4 月から 2006 年 12 月までの二酸化炭素濃度と濃度年増加量の緯度帯別の経年変化である。

地上における観測と同様に、季節変化を繰り返しながら濃度が増加している。北半球上空でみられる季節変化は地上における季節変化を反映したもののだが、振幅は地上より小さい。南半球上空の季節変化には濃度のピークが2度出現するなど複雑な濃度変動がみられる。

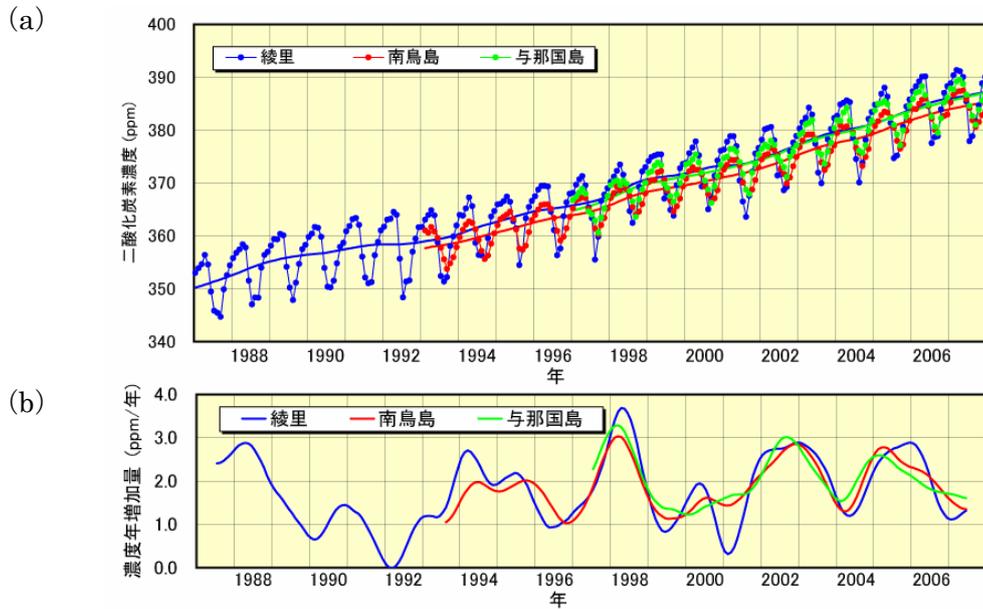


図 3.1-4 綾里、南鳥島および与那国島における大気中の二酸化炭素濃度 (a) と濃度年増加量 (b) の経年変化  
綾里、南鳥島および与那国島で観測された大気中の二酸化炭素月平均濃度およびその季節変化成分を除いた濃度の経年変化と、濃度年増加量の経年変化を示す。

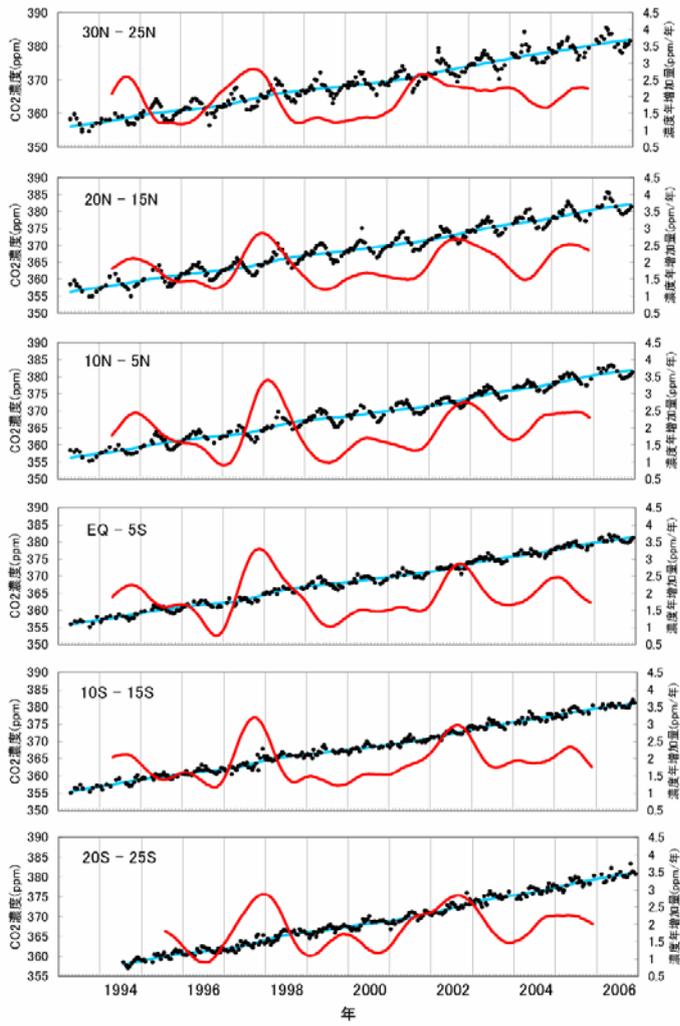


図 3.1-5 高度 8~13 km で観測された緯度帯別の二酸化炭素濃度と濃度年増加量の経年変化  
 プロットしたデータは、日本とオーストラリア間の定期航空便を利用し、高度 8~13 km で観測された二酸化炭素濃度である。青線は季節変化成分を除いた濃度変化、赤実線は濃度年増加量を示す。

### 1.1.2 メタン

メタンは二酸化炭素について地球温暖化に及ぼす影響が大きな温室効果ガスであり、湿地や水田、あるいは家畜および天然ガスの生産やバイオマス燃焼など、その放出源は多岐にわたる。メタンは、主に大気中の OH ラジカル（非常に反応性が高く不安定な分子）と反応し、消失する。大気中のメタン濃度は 19 世紀初頭から長期的にみれば増加を続けているが、近年は濃度の増加量が減少し、継続的な増加はほぼ止まっている。WDCGG の解析では 2006 年の世界平均濃度は 1782 ppb である。この値は 18 世紀以前の平均的な値とされる 700 ppb と比べて 155%増加している。

図 3.1-6 に WDCGG が、世界各地の観測所から報告された観測データにもとづいて解析した、緯度帯別のメタン濃度と濃度年増加量の経年変化を示す。各緯度帯とも、濃度が季節変化を繰り返しながら年々増加している様子がみられる。北半球の中・高緯度帯から南半球に向かうにつれて濃度が急激に減少しており、その濃度減少は二酸化炭素より著しい。これはメタンの主な放出源が北半球陸域に多く、南半球に向かうにつれて、メタンが熱帯海洋上の豊富な OH ラジカルと反応し消滅するためである。長期的なメタン濃度の増加傾向は、1980 年代に比べ 1990 年代に低下した。メタンの放出量は、農業や工業などの人間活動にともなって増加し、1980 年代までは濃度もそれにつれて大きく増加したが、近年は消失量と釣り合った状態に近いと考えられている。ただし、そのメカニズムはよくわかっていない。今後もこの状態が継続するのかどうか引き続き見守っていく必要がある。

図 3.1-7 に国内 3 地点におけるメタン濃度と、その時系列データから季節変化やそれより短い周期成分を取り除いた濃度、および濃度年増加量の経年変化を示す。2003 年に、綾里を除いて観測開始以降の最高年平均濃度に達した。綾里では、2007 年に増加が見られる。これは 8 月に大陸起源のメタン濃度が高い気塊が流入する頻度が多く、例年のように濃度が下がらなかったことが一因と考えられる。2007 年の年平均濃度は、綾里で 1868 ppb、南鳥島で 1805 ppb、与那国島では 1824 ppb で、前年に比べ、綾里で 9ppb の増加、南鳥島と与那国島は変化なしであった。

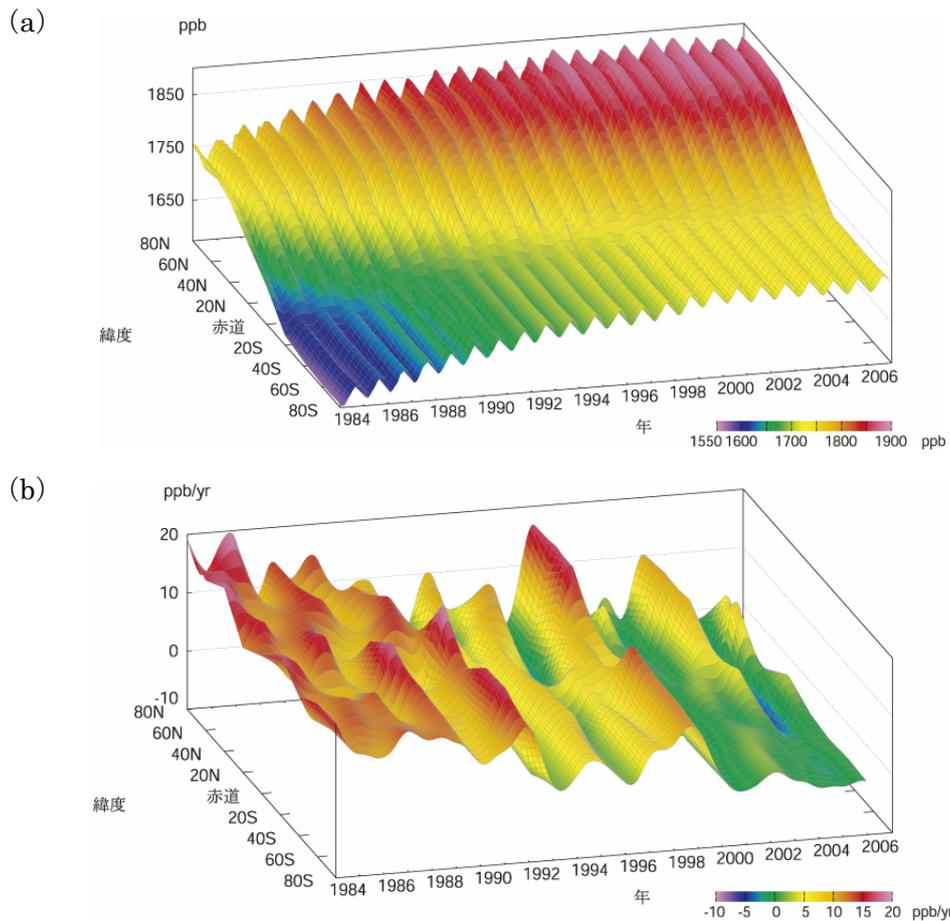


図 3.1-6 緯度帯別の大気中のメタン濃度(a)と濃度年増加量(b)の経年変化

WDCGG が収集した観測データから作成した緯度帯別に平均した大気中のメタン月平均濃度と濃度年増加量の経年変化を示す。

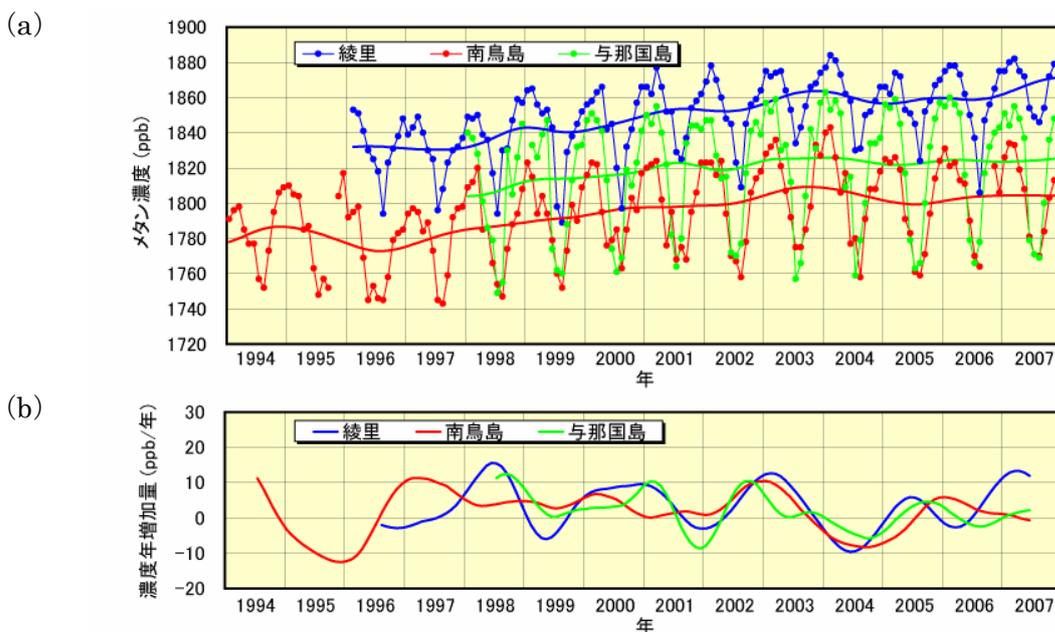


図 3.1-7 綾里、南鳥島および与那国島における大気中のメタン濃度(a)と濃度年増加量(b)の経年変化

綾里、南鳥島および与那国島で観測された大気中のメタン月平均濃度およびその季節変化成分を除いた濃度の経年変化と、濃度年増加量の経年変化を示す。

### 1.1.3 一酸化二窒素

一酸化二窒素は1分子あたり二酸化炭素の200倍の大きな温室効果をもつ気体であり、大気中の寿命が114年と長い。海洋や土壌から、あるいは窒素肥料の使用や工業活動にともなって放出され、成層圏で主に太陽紫外線により分解されて消滅する。

一酸化二窒素の大気中濃度は増加を続け、WDCGGによると2006年の世界平均濃度は320.1 ppbであった。これは、18世紀以前の平均的な値とされる270 ppbと比べると19%の増加となる。

綾里における一酸化二窒素濃度の経年変化を図3.1-8に示す。明瞭な季節変化は認められない。2007年の年平均濃度は323.3 ppbで、引き続き増加傾向にある。

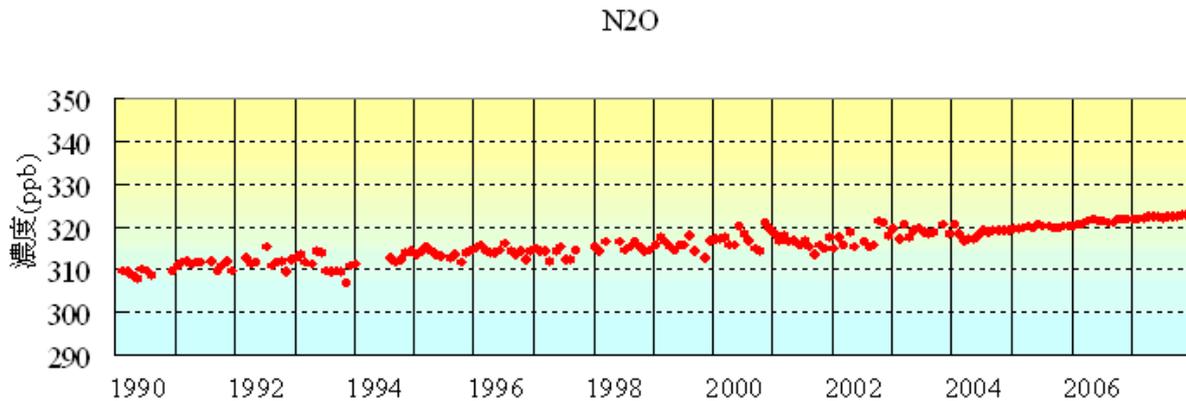


図 3.1-8 綾里における大気中の一酸化二窒素濃度の経年変化

綾里における大気中の一酸化二窒素月平均濃度の経年変化を示す。

### 1.1.4 ハロカーボン類等

ハロカーボン類は、フッ素、塩素、臭素、ヨウ素を含んだ炭素化合物の総称であり、その多くは本来自然界には存在しない人工物質である。これらは温室効果ガスであるとともに、一部を除き成層圏オゾン破壊物質でもある。ハロカーボン類の大気中濃度は二酸化炭素に比べ100万分の1程度だが、単位質量あたりの温室効果が数千倍と大きいため、わずかな増加でも地球温暖化への影響は大きい。また、大気中の寿命が比較的長いことから、その影響は長期間に及ぶ。

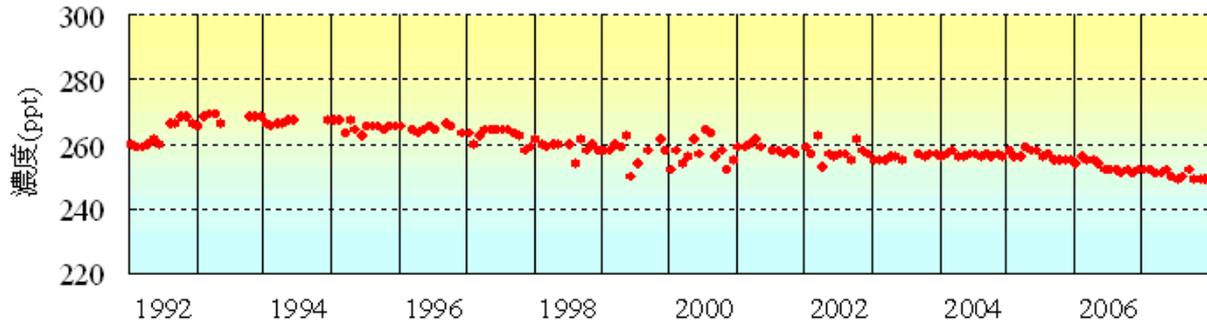
この中で、主要なハロカーボンであるクロロフルオロカーボン類 (CFCs) は、フッ素、塩素を含む炭素化合物である。CFCsは「オゾン層を破壊する物質に関するモントリオール議定書」によりその生産等が規制されている。その結果、世界各地からWDCGGに報告された観測データによると、CFC-11濃度は1993年頃を境に増加から緩やかな減少傾向に転じ、CFC-12濃度は1990年頃から増加傾向が減少し始め、近年はほぼ変動がない。CFC-113濃度は1996年頃までに増加が止まり、その後緩やかに減少している。

綾里におけるCFC-11、CFC-12およびCFC-113濃度の経年変化を図3.1-9に示す。季節変化は認められない。CFC-11濃度は1993～1994年の約270 pptをピークとして減少傾向にある。CFC-12濃度は1995年まで増加し、その後もごく緩やかに増加していたが、近年はほとんど変化していない。CFC-113濃度はほとんど変化がみられなかったが、2004年頃から、ごく緩やかな減少傾向がみられる。2007年の年平均濃度はCFC-11が251 ppt、CFC-12が544 ppt、CFC-113が78 pptであった。

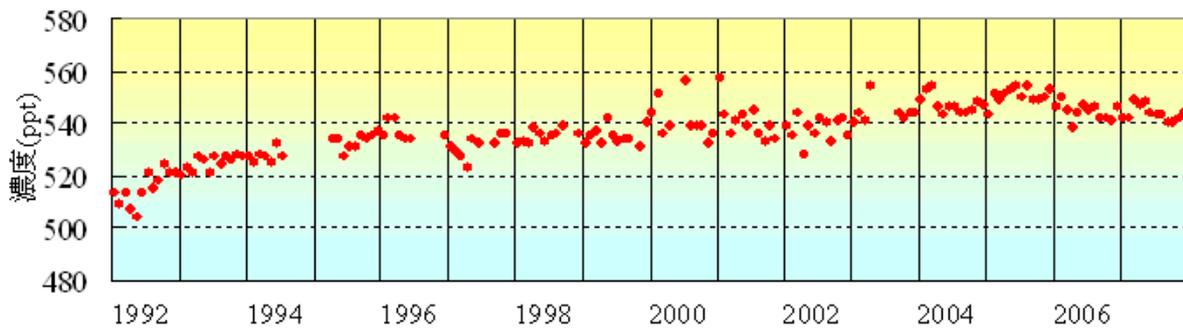
一方、CFCsの代替物質として使用されているハイドロクロロフルオロカーボン類 (HCFCs) やハイドロフルオロカーボン類 (HFCs)、パーフルオロカーボン類 (PFCs) の濃度は増加を続けている。例えば、気候変動に関する政府間パネル (IPCC) とモントリオール議定書の技術・経済評

価パネル（TEAP）による特別報告書（「オゾン層及び気候システムの保護：ハイドロフルオロカーボン類とパーフルオロカーボン類に関連した問題」、2005年）によれば、毎年HCFCsは+3～+7%、HFCsは+13～+17%の割合で増加している。HFCs、PFCsは二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素とともに京都議定書における削減対象の温室効果ガスである。

### CFC11



### CFC12



### CFC113

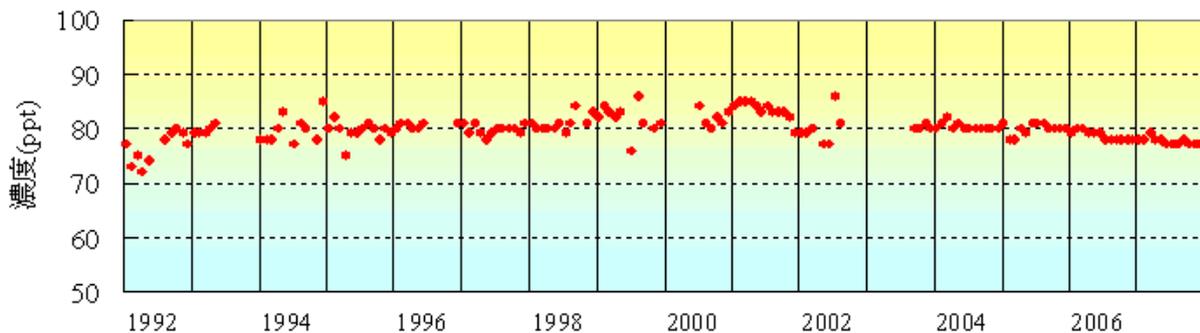


図 3.1-9 綾里における大気中のクロロフルオロカーボン類濃度の経年変化

綾里における大気中の CFC-11（上）、CFC-12（中）、CFC-113（下）の月平均濃度の経年変化を示す。

### 1.1.5 一酸化炭素

一酸化炭素は、化石燃料やバイオマスの不完全燃焼およびメタン等炭化水素類の酸化過程が主な放出源であり、大気中の OH ラジカルとの反応により消失する。一酸化炭素の大気中での寿命は 2～3 か月であり、放出源との関係により、濃度は空間的、時間的な変動が大きい。一酸化炭素は地球表面からの赤外放射をほとんど吸収しないため、温室効果ガスではない。しかし、対流圏オゾンの前駆物質（元になる物質）であるとともに、OH ラジカルとの反応を通してほかの温室効果ガス濃度に影響を与える。

WDCGG の解析による 2006 年の世界年平均濃度は約 94ppb である。氷床コアの分析によれば、南極大陸では過去 2000 年間、一酸化炭素濃度は 50ppb 程度で大きな濃度変動がなく、グリーンランドでは 19 世紀半ばまでは 90ppb 程度であったものが 1950 年頃には 110ppb 程度まで増加した。

図 3.1-10 に、WDCGG が世界各地の観測所から報告された観測データにもとづいて解析した、緯度帯別の一酸化炭素濃度と濃度年増加量の 1992 年から 2006 年までの変化を示す。冬季から春季にかけて濃度が高く、夏季には濃度が低くなる季節変動が明瞭にみられる。また北半球中高緯度で濃度が高く、南半球では低い。これは、主な放出源が北半球中高緯度にあり、一酸化炭素は赤道域に運ばれるにつれてそこで豊富な OH ラジカルと反応して消滅し、濃度が減少するためと考えられる。

1997 年から 1998 年にかけて、赤道域から北半球中高緯度で濃度が一時的に上昇した。1997 年後半にはインドネシアで、また 1998 年夏から秋にかけてシベリアで大規模な森林火災が起こった。森林火災からは高濃度の一酸化炭素が放出されることが知られており、濃度増加はこれらの影響を受けていると考えられる。また、2002 年から 2003 年にかけても赤道域から北半球中高緯度で濃度上昇があった。

図 3.1-11 に国内 3 地点における一酸化炭素濃度の経年変化を示す。各地点とも、冬から春に極大、夏に極小となる季節変化を示す。また、1997～1998 年に濃度の上昇がみられ、2002～2003 年にも 1997～1998 年ほど明瞭ではないが、濃度の増加傾向がみられる。これらは上述したように、インドネシアやシベリアでの森林火災と関係している可能性がある。2007 年の一酸化炭素年平均濃度は、綾里で 166ppb、南鳥島で 111ppb、与那国島で 158ppb であり、前年に比べ綾里で 1ppb 増加、与那国島で 1ppb 減少した。なお、南鳥島では、2006 年は観測装置の不具合と台風被害のため 11 月と 12 月の 2 ヶ月間のみ観測データ取得となったことから、年平均濃度は算出しておらず、前年差も算出していない。

中国は一般に石炭を多用していると言われており、中国沿岸地域では一酸化炭素が大量に放出されていると考えられている。ほぼ同緯度に位置しながら、南鳥島より与那国島での濃度が高いのは、この地域からの放出の影響を受けているためと考えられる。また、2003 年以降各年前半に与那国島での濃度が他の 2 地点に比べて高くなる傾向があるのも、大陸からの大気の流れと関連していると考えられる。

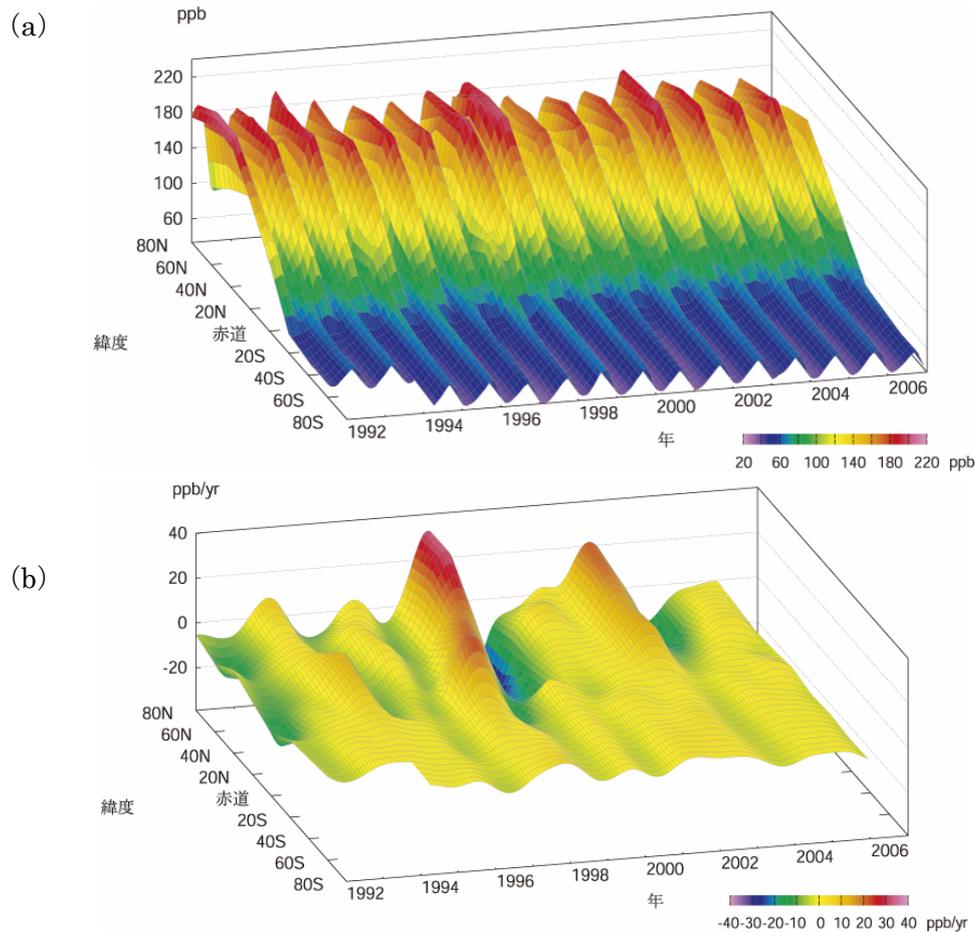


図 3.1-10 緯度帯別の大気中的一酸化炭素濃度 (a) と濃度年増加量 (b) の経年変化

WDCGG が収集した観測データから作成した緯度帯別に平均した大気中的一酸化炭素月平均濃度と濃度年増加量の経年変化を示す。

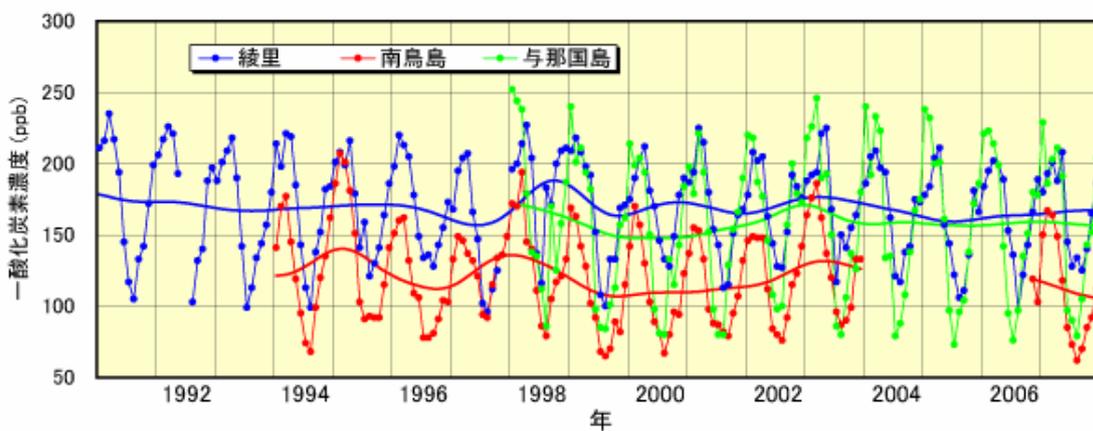


図 3.1-11 綾里、南鳥島および与那国島における大気中的一酸化炭素濃度の経年変化

綾里、南鳥島および与那国島で観測された大気中的一酸化炭素月平均濃度とその季節変化成分を除いた濃度の経年変化を示す。(南鳥島では観測装置の不具合および台風の被害により 2004 年 1 月から 2006 年 10 月まで月平均濃度を算出していない。)

### 1.1.6 地上オゾン

大気中のオゾンは大部分が成層圏にあって、太陽から降り注ぐ紫外線を吸収することによって、地球上の生物を守る役割を果たしている。対流圏に存在するオゾンは、量としては地球上の全量の10%にも満たないが、高濃度のオゾンは目の刺激やのどの痛みなど人体への影響を及ぼすほか、植物を枯らすなどの被害を及ぼす。そのため、オゾンを含むオキシダント濃度の環境基準は、1時間平均値が60 ppb以下と定められている。さらに、オゾンは紫外域だけでなく赤外域にも強い吸収帯があるため、温室効果ガスとしても働く。また、大気中のOHラジカルを生成する主要成分であり、例えばメタンなど対流圏におけるほかの温室効果ガスの濃度変化に大きく影響を及ぼす。

対流圏オゾンは、成層圏から輸送されてくるほか、自動車や工場から排出される一定濃度以上の窒素酸化物(NOx)と一酸化炭素や炭化水素等が、太陽光による光化学反応を起こすことによって生成される。消滅は、水素酸化物(HOx: HO<sub>2</sub>およびOH)との反応や地面等との接触による。対流圏オゾンは反応性が高いことから、その濃度は地域、高度、時期によって大きく異なり、その長期的変動を把握するためには、人間活動の影響が少ない、都市域から離れた遠隔地域で観測を行う必要がある。

図3.1-12に対流圏オゾンの中で地表付近の濃度をあらわす地上オゾン濃度の国内3地点における経年変化を示す。綾里では、観測を開始した1990年代以降緩やかな濃度増加がみられる。各地点とも冬または春に極大、夏に極小となる季節変化を示す。これは、夏季は水蒸気量の増加により、オゾンを減少させるOHラジカルが増加するためと考えられている。また、同じ緯度帯にある二つの観測地点の中で、与那国島は南鳥島より濃度が高い。中国東部における観測では、月平均濃度の極大が秋にあり、長江デルタ地帯では60 ppbを超える。与那国島の濃度は秋から春には綾里より高く、中国大陆からのこのようなオゾン濃度の高い空気塊の影響を受けていると考えられる。2003年、2004年および2005年春季の与那国島および綾里における高濃度は、大陸からの空気塊の流入と関連していると考えられる。2007年の年平均濃度は綾里で40 ppb、南鳥島で25 ppb、与那国島では38 ppbであった。前年に比べて、綾里で1 ppb増加、南鳥島で5 ppb減少、与那国島で1 ppb減少であり、南鳥島で明瞭に減少し1994年の観測以来最低年平均濃度となったことが特徴であった。

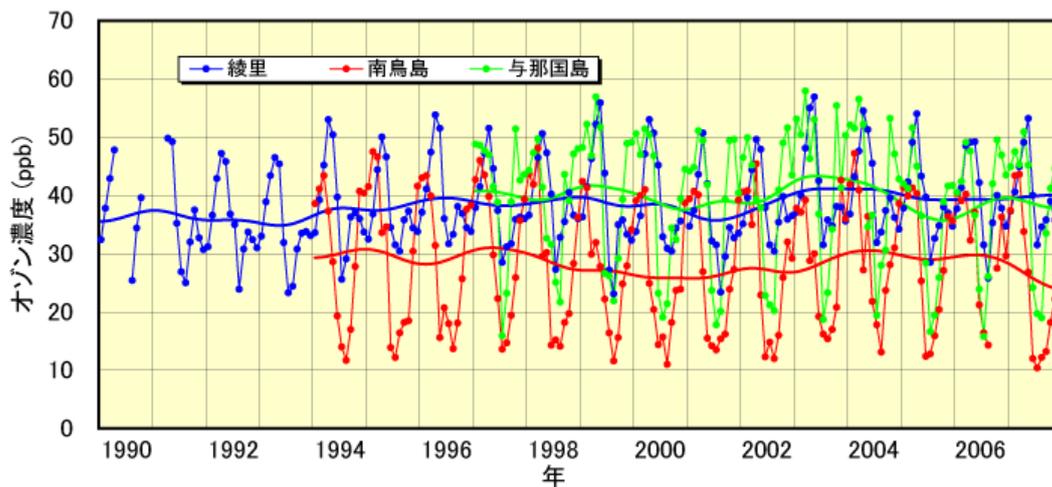


図 3.1-12 綾里、南鳥島および与那国島における地上オゾン濃度の経年変化

綾里、南鳥島および与那国島で観測された地上オゾン月平均濃度とその季節変化成分を除いた濃度の経年変化を示す。

## 1.2 海洋の二酸化炭素

人間活動によって大気中に放出された二酸化炭素のうち、海洋に吸収される量を把握することは、大気中の二酸化炭素濃度の将来予測、さらにはその結果にもとづいた地球温暖化の予測にとって重要な課題である。海洋全体では毎年約 20 億トン（炭素換算）の二酸化炭素を吸収していると見積もられている。しかし、二酸化炭素の吸収量は海域によって大きく異なり、太平洋の赤道域のように、逆に大気中に二酸化炭素を放出している海域もある。さらに、季節によって吸収域となったり放出域となったりする海域もある。このように海域や季節によって吸収・放出の状況が一様でないことが、海洋による大気中の二酸化炭素吸収量の見積もりにおける不確実性を大きくしている。この不確実性を小さくするためには、海域別・季節別に二酸化炭素の吸収量または放出量を観測値にもとづいて見積もることが必要である。気象庁では海洋気象観測船凌風丸および啓風丸によって、亜寒帯から赤道域にいたる北西太平洋で、海水中および大気中の二酸化炭素濃度の観測を定期的実施している。

図 3.1-13 に、2007 年冬季、春季、夏季および秋季の凌風丸と啓風丸による二酸化炭素観測結果を、表面海水中の二酸化炭素分圧の大気中の二酸化炭素分圧に対する差として示す。表面海水中と大気中の二酸化炭素分圧は、それぞれの二酸化炭素濃度、大気圧および飽和水蒸気圧を用いて計算される。表面海水中と大気中の二酸化炭素分圧の差が正である海域は二酸化炭素の海洋から大気への放出域、負である海域は大気から海洋への吸収域となる。夏季の日本南方海域、赤道域、および亜熱帯域で二酸化炭素の放出域がみられるほかは、おおむね二酸化炭素の吸収域となっている。

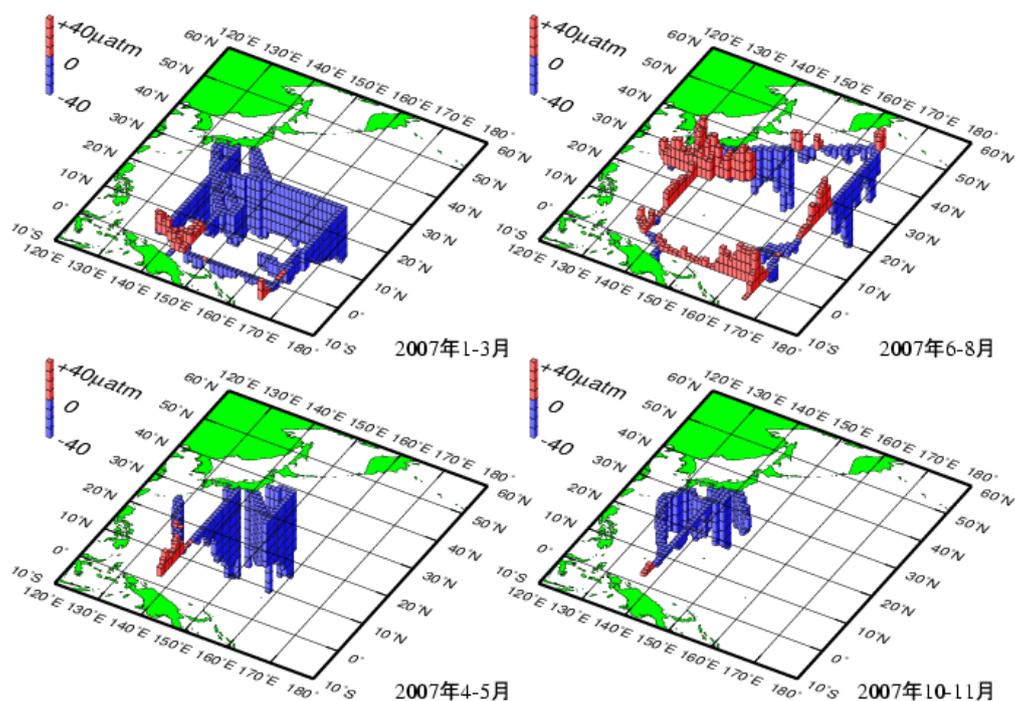


図 3.1-13 2007 年冬季（1～3 月）、春季（4～5 月）、夏季（6～8 月）、秋季（10～11 月）の二酸化炭素観測結果  
表面海水中の二酸化炭素分圧の大気中の二酸化炭素分圧に対する差（単位は  $\mu\text{atm}$ ）。  
二酸化炭素の海洋から大気への放出域を赤、大気から海洋への吸収域を青であらわしている。

図 3.1-14（左）に、東経 137 度線に沿って平均（北緯 7～33 度）した冬季の表面海水中および大気中の二酸化炭素濃度の経年変化を示す。この海域では、冬季には表面海水中の二酸化炭素濃度が大気中の濃度より低く、海洋が大気中の二酸化炭素を吸収している。冬季の表面海水中の二酸化炭素濃度の増加率は、1984～2007 年の 24 年間の平均で  $1.6 \pm 0.3 \text{ ppm/年}$ （±は 95%信頼限界）であり、ここでの大気中の濃度の増加率  $1.7 \pm 0.1 \text{ ppm/年}$  とほぼ同じである。表面海水中の二酸化炭

素濃度の年ごとの変動は大気中のそれより大きいですが、長期的な増加率は大気中の増加率と有意な差がみられないこと、また大気-海洋間の二酸化炭素フラックス（移動量）は表面海水中と大気中の濃度差に比例することから、この海域における二酸化炭素の吸収能力は変化していないと推定される。

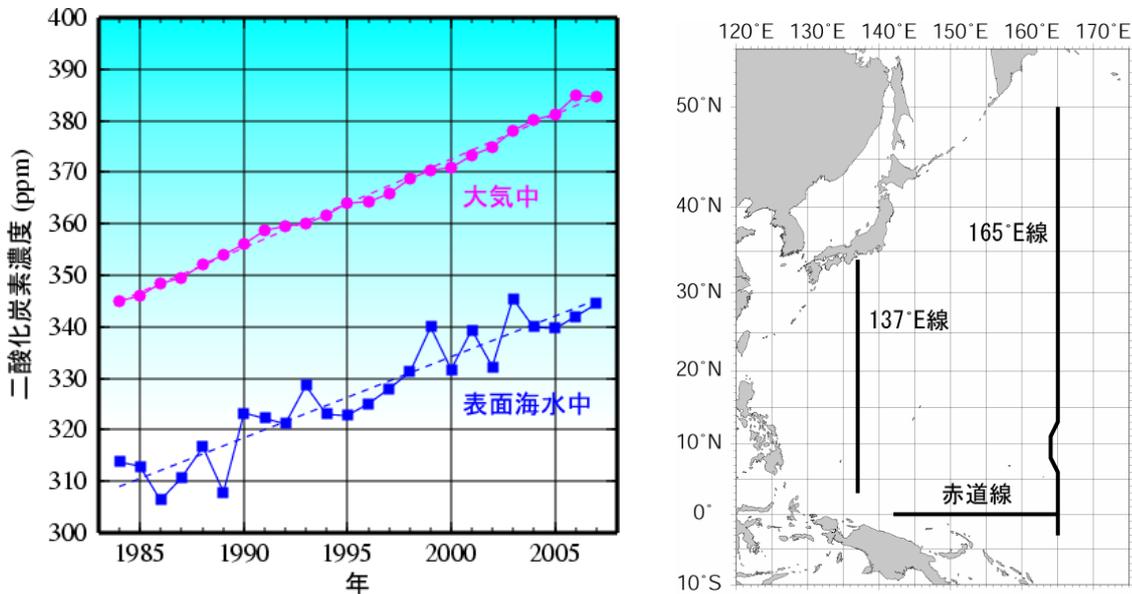


図 3.1-14 (左図) 東経 137 度線に沿った冬季の表面海水中と大気中の二酸化炭素濃度の経年変化（北緯 7～33 度の平均値、1984～2007 年）(右図) 海洋気象観測船の観測線

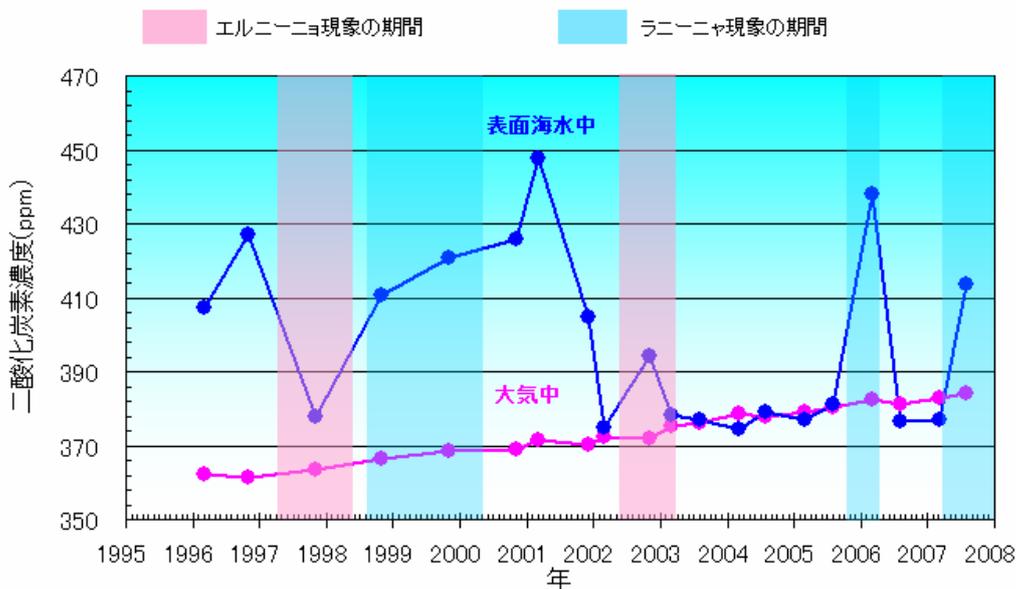


図 3.1-15 太平洋西部の赤道に沿った表面海水中（青線）および大気中（赤線）の二酸化炭素濃度の経年変化（東経 156～165 度の平均値、1996～2007 年）

エルニーニョ現象の期間を赤、ラニーニャ現象の期間を青であらわしている。

図 3.1-15 に、太平洋西部の赤道に沿って平均（東経 156～165 度）した表面海水中および大気中の二酸化炭素濃度の経年変化を示す。この海域での表面海水中の二酸化炭素濃度は、2002 年冬季から大気中の濃度との差が小さくなっていましたが、2006 年冬季には 50ppm 以上、2007 年夏季には約 30ppm 大気中の濃度より高くなった。一般に、太平洋赤道域の東部は湧昇によって二酸化炭素濃度が高く、西部の暖水域は東部と比較して二酸化炭素濃度が低くなっており、湧昇域と暖水域の

境界が東西に移動することが太平洋西部の赤道付近の表面海水中の二酸化炭素濃度が変動する主な原因とされている。東経 156～165 度の観測範囲で、2005 年秋季～2006 年春季および 2007 年春季以降のラニーニャ現象の発生期間に表面海水中の二酸化炭素濃度が高くなったのは、東風（貿易風）が強まって湧昇域と暖水域の境界が西方に移動したためと考えられる。2006 年夏季から 2007 年冬季にかけては、表面海水中と大気中の濃度差は小さくなったが、これは、東風（貿易風）が弱まって湧昇域と暖水域の境界が東方に移動し、太平洋西部の赤道付近が二酸化炭素濃度の低い暖水で占められたためと考えられる。

東経 137 度線や東経 165 度線等の観測データの解析から、北西太平洋亜熱帯域では表面海水中の二酸化炭素濃度と海面水温とが高い正の相関をもつことがわかっている。この相関を利用して、観測が行われていない時期および海域の表面海水中の二酸化炭素濃度を推定し、大気中の二酸化炭素濃度の観測結果とあわせて大気－海洋間の二酸化炭素分圧差を計算した。さらに、この解析値と海上の風速の月平均値から求められるガス交換係数を用い、大気－海洋間の二酸化炭素フラックスを計算した。図 3.1-16 に、全海洋の 2.6%を占める北西太平洋亜熱帯域（北緯 11～30 度、東経 130～165 度）で 1 年間に吸収された正味の二酸化炭素量の、1996 年から 2006 年までの季節変動および経年変動を示す。この海域は夏季に二酸化炭素の放出域となり冬季に二酸化炭素の吸収域となるが、冬季の吸収量が夏季の放出量を上回るため、年間で積算すると二酸化炭素の吸収域となっている。上記期間におけるこの海域での二酸化炭素の年間の吸収量は、炭素の重量に換算して、0.26～0.83（平均 0.61）億トンであり、2006 年は 0.64 億トンであった。年間の吸収量の平均値は世界規模でみたときの海洋の吸収量（1990 年代の平均で炭素換算 17 億トン）の約 4%に相当する。

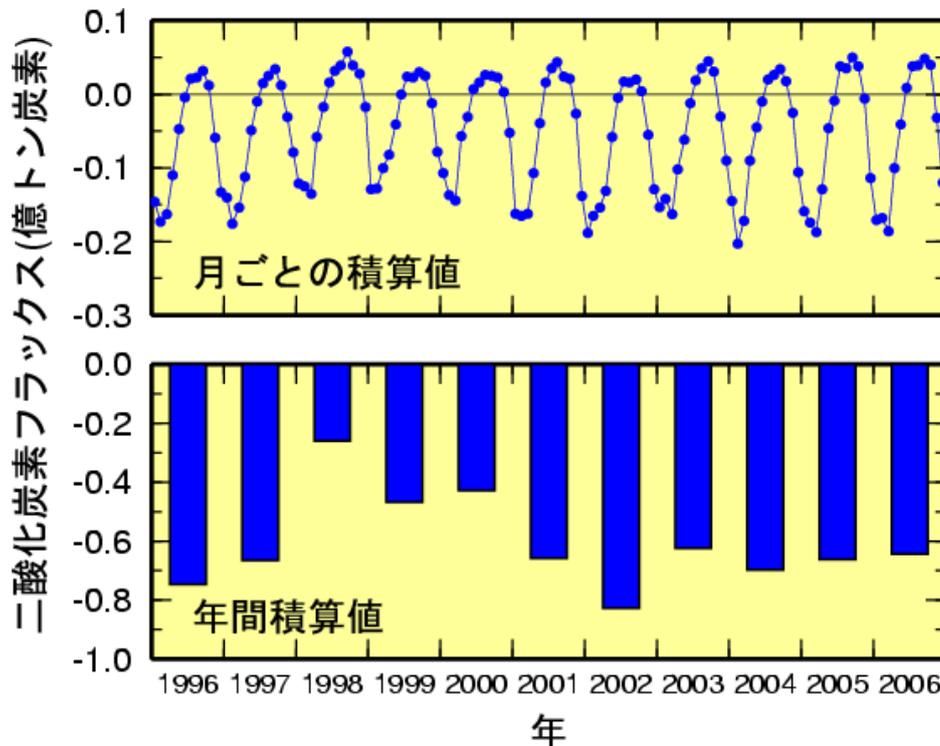


図 3.1-16 北西太平洋亜熱帯域（北緯 11～30 度、東経 130～165 度）における大気－海洋間の正味の二酸化炭素フラックスの (a) 月ごとの積算値および (b) 年間積算値（1996～2006 年）  
 単位は炭素に換算した重量（億トン炭素）で、大気への放出を正としている。

### 1.3 エーロゾル

大気中に浮遊するちりなどの微粒子をエーロゾルという。エーロゾルは、太陽放射を散乱・吸収して地上に到達する日射量を減少させることで、気温を低下させる効果をもつ。一方、地球からの赤外放射を吸収・再放射するという保温効果ももっている。さらに、これら直接効果のほかに、雲粒の核となる微粒子（雲核）として雲の性状（雲粒の数や粒径分布）を変化させることで、地球の放射収支を変えるという間接効果もある。これら相反する複数の効果が絡むため、エーロゾルの増減がどの程度気候に影響するかを量的に評価することは難しいが、エーロゾルが増えると地球全体の気温が下がると考えられている。

#### 1.3.1 直達日射観測による大気混濁係数の経年変化

気象庁は全国4地点（図3.1-1）において、太陽から地表面に直接入射するエネルギー（直達日射量）を観測している。直達日射量からは大気混濁に関する指標であるホイスナー・デュボアの混濁係数を算出することができる。ホイスナー・デュボアの混濁係数（以下、「混濁係数」）は、エーロゾルのほか、水蒸気・オゾン・二酸化炭素等の日射の散乱・吸収に寄与する種々の物質を含む現実の大気の光学的厚さ（日射に対する大気不透明さ、濁り具合）が、酸素や窒素などの空気分子のみが存在すると仮定した大気の光学的厚さの何倍であるかをあらわしている。つまり混濁係数が大きいほど大気を濁す物質が多いことを示している。

1935～2007年について、季節変化およびそれより短い周期成分を除いた混濁係数の変動を図3.1-17に示す。ここでは、日々大きく変動する水蒸気や黄砂の影響を除くため、混濁係数の月最小値を用いて全地点の平均値を求め、年平均値を算出している。1963年から数年継続しているやや高い値と1982～85年と1991～93年にみられる極大は、それぞれ1963年2～5月のアグン火山噴火（インドネシア）、1982年3～4月のエルチチョン火山噴火（メキシコ）、1991年6月のピナトゥポ火山噴火（フィリピン）によって硫酸塩エーロゾルの生成につながる二酸化硫黄が成層圏に大量に注入され、成層圏が長期間にわたって混濁した結果である。1996年頃には日本における混濁係数は、エルチチョン火山噴火以前のレベルに戻り、その後はわずかながら減少傾向を示している。

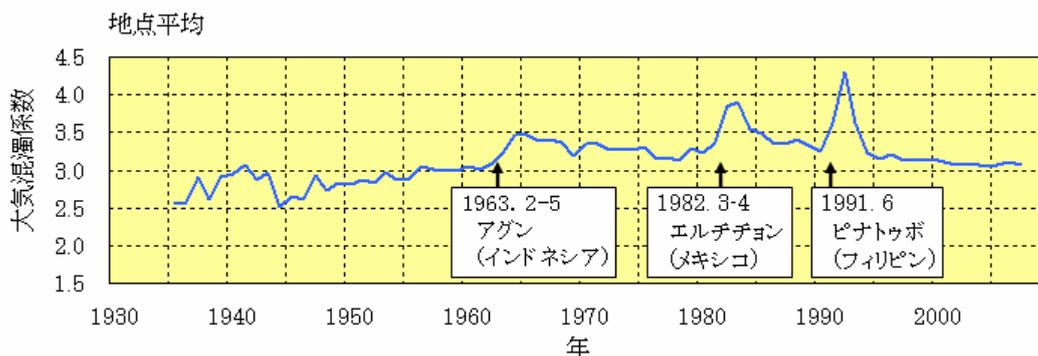


図3.1-17 混濁係数の経年変化（1935～2007年）

水蒸気や黄砂の影響を取り除くため、各地点の月最小値を平均したものを年平均した。

（2007年9月までは、全国14地点の観測値、それ以降は全国4地点の観測値から算出。全国14地点の配置は、昨年の気候変動監視レポートを参照。）

#### 1.3.2 サンフォトメータ観測によるエーロゾル光学的厚さ

図3.1-18は、それぞれ綾里、南鳥島、与那国島における1998～2007年のエーロゾル光学的厚さ（エーロゾルの影響が最も顕著な波長500nmにおける光学的厚さ）およびオンゲストローム指数（エーロゾル粒径の指標で、値が大きいほど粒径の小さいエーロゾルが相対的に多いことを示す）

の月平均値の経年変化を示す。(ただし、サンフォトメータによる観測は晴天時に限られるため、観測数が少ない場合は月平均値がその月の実際の平均的な状態と異なる場合がある。)

綾里では両者とも春季から夏季にかけて極大、冬季に極小になる。この原因は、春に大陸から飛来する黄砂と夏に日本付近を覆う太平洋高気圧中の海洋性気団による影響が考えられる。なお、春季は日本全域でアジア大陸の大気汚染によるエアロゾルが、黄砂と同程度の影響を与えているとする研究もあり、春季の極大では、これらが重なり合っている可能性が考えられる。2003年5月の高いエアロゾル光学的厚さの値は、シベリアでの森林火災の煙によるものである。これについては、気象庁「気候変動監視レポート2003」に詳しい解説がある。また、2006年4月の高いエアロゾル光学的厚さは、黄砂の影響によるものである。

南鳥島では、ほぼ年間を通してほかの観測点に比べて光学的厚さが小さい。これは、大陸のエアロゾル発生源から遠いためと考えられる。また、オングストローム指数が綾里や与那国島に比べて小さいことが多く、南鳥島上空では、綾里や与那国島の上空に比べて粒径の小さなエアロゾルが相対的に少ないことを示している。南鳥島では、春季に極大、秋季に極小をとることが多い。南鳥島の春季の平均のエアロゾル光学的厚さは、ハワイの年平均値よりはるかに大きくなっており、アジア大陸からの黄砂や大気汚染の長距離輸送の影響が示唆される。

与那国島では、冬季から春季にかけて極大となり、夏季から秋季にかけて極小となっている。冬季から春季にかけて極大になるのは、大陸からの吹き出しの影響で、大陸起源の黄砂や汚染大気、森林火災の煙などのエアロゾルが運ばれやすいためと考えられる。

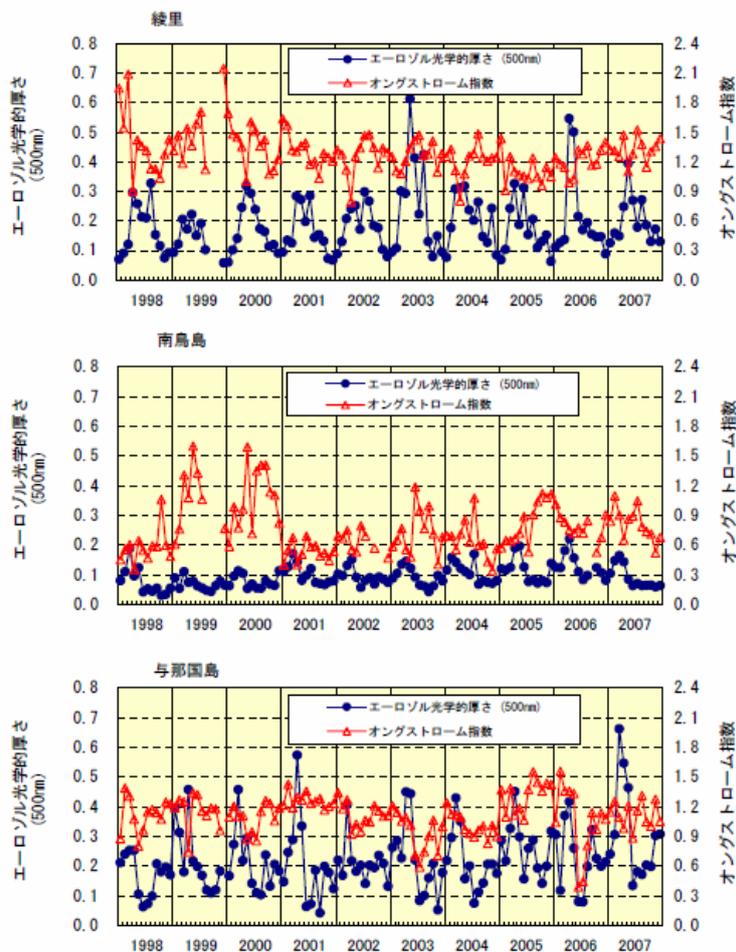


図 3.1-18 綾里、南鳥島、与那国島における 1998~2007 年の波長 500nm のエアロゾル光学的厚さとオングストローム指数

### 1.3.3 ライダー観測によるエアロゾルの鉛直分布

ライダー（レーザーライダー）は、レーザー光を上空に向けて発射し、大気分子やエアロゾルによる散乱光を望遠鏡で受信することで、エアロゾル濃度に相当する量の鉛直分布を観測する装置である。また反射する際の光の特性の違いを利用して、硫酸塩エアロゾルのような比較的球形のエアロゾルと黄砂のような角張ったエアロゾルを区別することができる。気象庁では、岩手県大船渡市綾里の大気環境観測所で観測を行っている。

図 3.1-19 に 2006 年 12 月から 2007 年 11 月までの間を 3 か月ごとに平均したエアロゾルの鉛直分布を示す。成層圏（季節によっても異なるが、おおむね高度 10 km 以上）のエアロゾルは、対流圏と比較して極めて少ない。対流圏内のエアロゾルは変動が大きい。地面に近づくほどエアロゾルの量は多くなっている。これらは、エアロゾルの発生源が主に地面付近に存在していることによる。春季（3～5 月）は、ほかの季節に比べて特に対流圏中層のエアロゾルの量が多い。これは大陸から飛来する黄砂によるものである。

黄砂や硫酸塩エアロゾル、すすなどの対流圏エアロゾルは、気候変動に対して大きな影響を与える。一方、火山噴火により火山灰やガスが成層圏に大量に注入されると、成層圏エアロゾルとして、数年の期間にわたって気候に影響する。空間的にも時間的にも大きく変動するエアロゾルの把握は、気候の監視や地球温暖化の予測精度を上げるために重要であり、ライダーはその動態を明らかにするための有効な観測手段となっている。

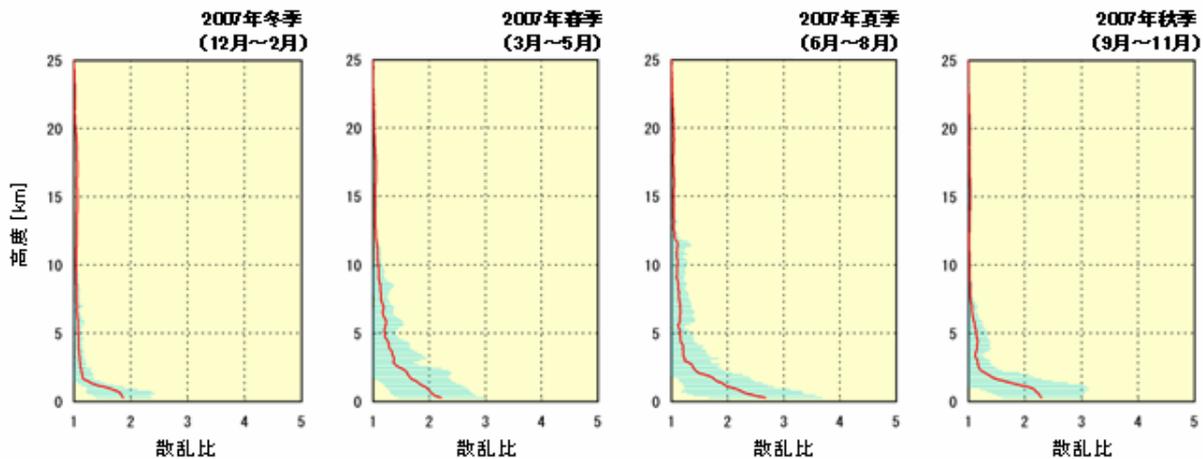


図 3.1-19 綾里における 2007 年のエアロゾルの鉛直分布 3 か月平均値（冬、春、夏、秋）

実線は晴天時に波長 532nm のライダーで測定した散乱比（エアロゾルの濃度に相当する量）の 3 か月平均値。その両側の青い影は標準偏差の範囲を示す。

## 第2章 オゾン層および紫外線の状況

オゾンは成層圏（高度 10～50km）に多く存在し、太陽からの有害な紫外域日射を吸収し、地上の生態系を保護している。南極域の上空では毎年 9 月から 11 月にかけて、この成層圏のオゾンが大きく減少する現象が 1980 年代初めから出現するようになり、オゾンホールと呼ばれている。南極域でのオゾンホールの出現には、極夜や南極大陸の地形等に起因する南極域特有の気象条件が強く関わっているが、オゾンホールを出現させた主因は、クロロフルオロカーボン類（一般にフロンと呼ぶ）等の人工物質の存在である。これらの物質は、化学的な安定性、不燃、無毒等の特性により、洗浄剤、噴射剤、冷媒、消火剤等に広く利用されてきた。しかし、その化学的安定性から、対流圏ではほとんど分解されず徐々に成層圏へと広がり、そこで分解して放出する塩素がオゾンを破壊することが明らかとなった。オゾンホールに代表されるオゾン層の破壊は南極域だけにとどまらず、赤道付近を除く両半球で確認されている。

一般的なオゾン層破壊のメカニズムは次のとおりである。塩素を含むクロロフルオロカーボン類が成層圏の高度およそ 40km まで達すると、太陽からの紫外線により光解離（光のエネルギーで分解されること）し、塩素原子を放出する。この塩素原子は成層圏内を運ばれながらまわりのオゾンと反応してオゾンを破壊し（酸素原子 1 個を奪って酸素分子に変える）、続いて酸素原子やその他の分子との反応によってふたたび塩素原子に戻るといった反応を繰り返すことにより、オゾンを次々と破壊していく。

ここでは、世界全体、日本上空、南極域上空に分けて、オゾン層の 2007 年の状況ならびに長期変化傾向について述べる。さらに詳細な解析については、「オゾン層観測報告：2007」を参照願いたい。本章では、オゾン層の状況を説明するために、国内および南極昭和基地で観測されたオゾン全量とオゾン鉛直分布に関する資料を用いている。オゾン全量データを面的に説明する際には衛星による観測データを用いている。また、2007 年の状況を表現するのに、基準となる月別平均値からの差が標準偏差以内のときを「並」、それより大きいときを「多い」、それより小さいときを「少ない」としている。月別平均値と直接比較するときは、「多め」「少なめ」と表現している。なお、成層圏以外の地上近くのオゾンの状況に関しては、第 3 部第 1 章 1.1.6 で詳しく述べる。

### 2.1 オゾン層

#### 2.1.1 世界全体のオゾン層

衛星観測データによれば、2007 年の世界のオゾン全量は、1979～1992 年の平均値と比較すると、ほとんどの地域で少なめであった。特に、南半球の高緯度では平均からの偏差が -5% 以下となったところが多かった（図 3.2-1）。一方、赤道付近は平均よりも 2.5% 程度少なめだった。これは成層圏でのいわゆる準 2 年周期振動の影響と考えられる。北半球の高緯度域では、特に 3 月から 4 月にかけて平均より少なめだった。南半球高緯度の状況は 2.1.3 に詳しく述べる。

地上観測及び衛星観測にもとづく世界のオゾン全量比偏差の推移を図 3.2-2 に示す。オゾン全量は 1980 年代から 1990 年代前半にかけて大きく減少しており、現在も少ない状態が続いている。地上観測データによれば、1979 年を基準とした場合、2007 年のオゾン全量は全球平均で約 2.8 ± 0.2% 少ない状態である。

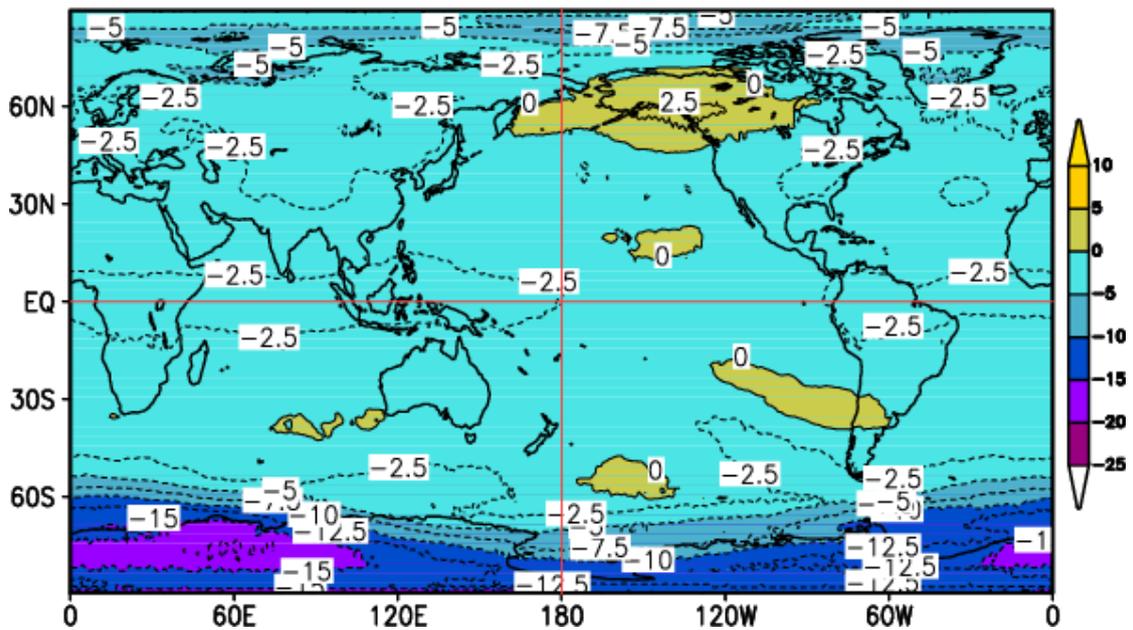


図 3.2-1 2007 年のオゾン全量比偏差 (%) の全球分布

月平均オゾン全量比偏差 (%) の 2007 年平均分布。等値線間隔は 2.5%。参照値は 1979~1992 年の平均値。北緯 60 度以北の 1 月と 11、12 月および南緯 60 度以南の 5~7 月は、太陽高度角の関係で観測できない時期があるため省いて計算した。NASA 提供の衛星観測データから作成。

比偏差 (%)

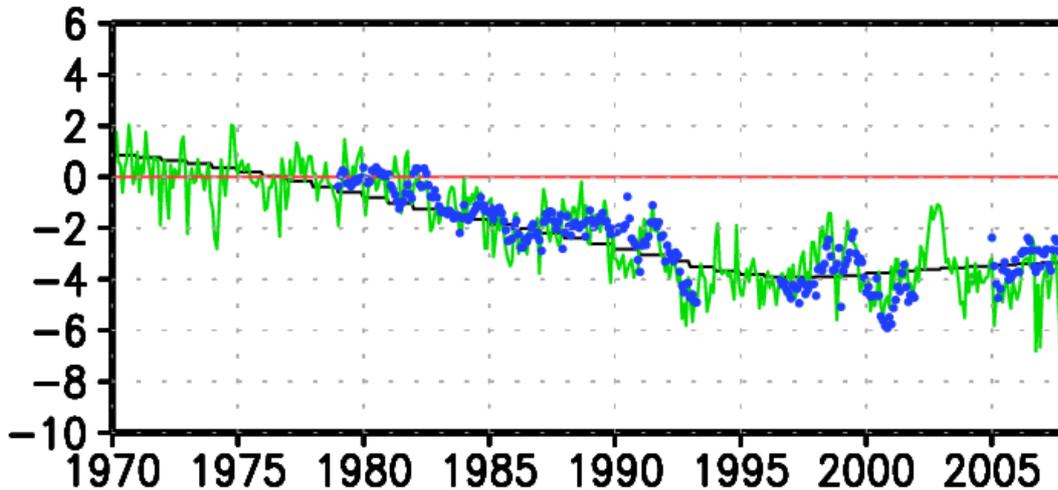


図 3.2-2 世界のオゾン全量比偏差の推移

実線(緑)は世界の地上観測によるオゾン全量比偏差。滑らかな実線(黒)は EESC フィッティング曲線(用語一覧参照)。  
●印は衛星観測データ(北緯 70 度~南緯 70 度)によるオゾン全量比偏差。比較の基準である参照値は 1970~1980 年の平均値。季節変動、太陽活動、QBO の影響を除去。全球の地上観測点数は 63 地点。北半球は 55 地点、南半球 8 地点である。

### 2.1.2 日本上空のオゾン層

気象庁では、1957年のつくばを最初として国内および南極昭和基地でオゾン全量とゾンデによるオゾン鉛直分布の観測を実施している（図 3.1-1 参照）。図 3.2-3 に 2007 年の日本上空におけるオゾン全量の推移を示す。那覇では 4 月から 11 月にかけてオゾン全量が多く、4 月には観測開始以来、その月として最も多くなった。

札幌、つくば、那覇、南鳥島のオゾン全量の年平均値の推移を図 3.2-4 に示す。日本付近のオゾン全量は主に 1980 年代を中心に減少が進み、1990 年代半ば以降はほとんど変化がないか、緩やかな増加傾向がみられる。一般にオゾンの減少は高緯度ほど大きくなる傾向があるが、この図からもその傾向がみられる。

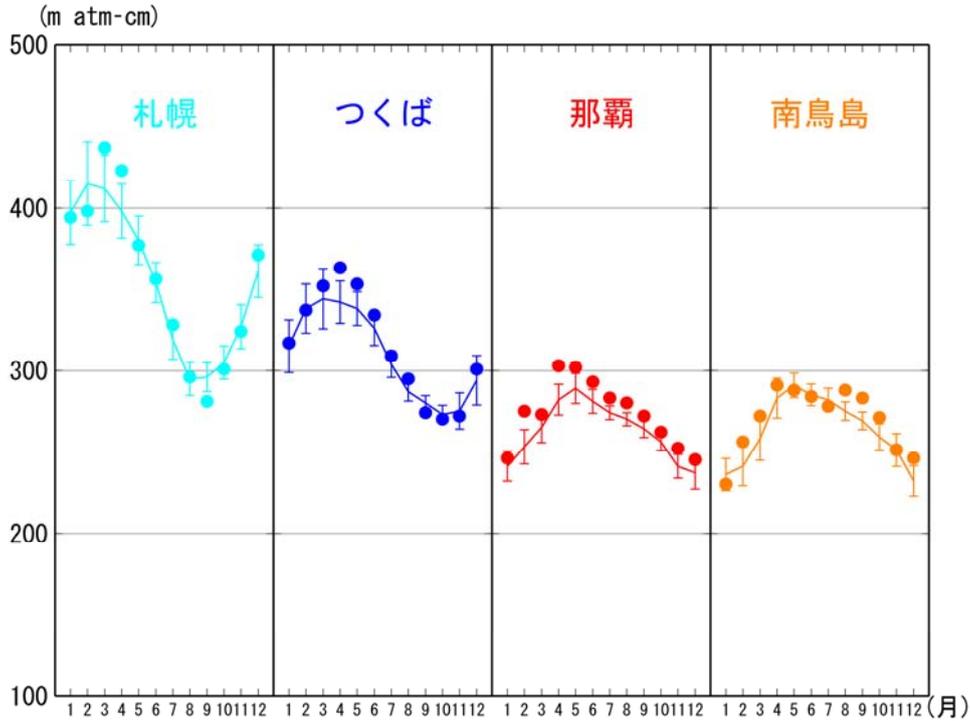


図 3.2-3 2007 年における月平均オゾン全量の推移

国内 4 地点（札幌、つくば、那覇、南鳥島）における月平均オゾン全量の推移。丸印は 2007 年の月平均値。国内 4 地点の折線は参照値。縦線はその標準偏差。ただし、参照値は、札幌、つくばでは 1971～2000 年、那覇は 1974～2000 年、南鳥島は 1994～2006 年の平均値。

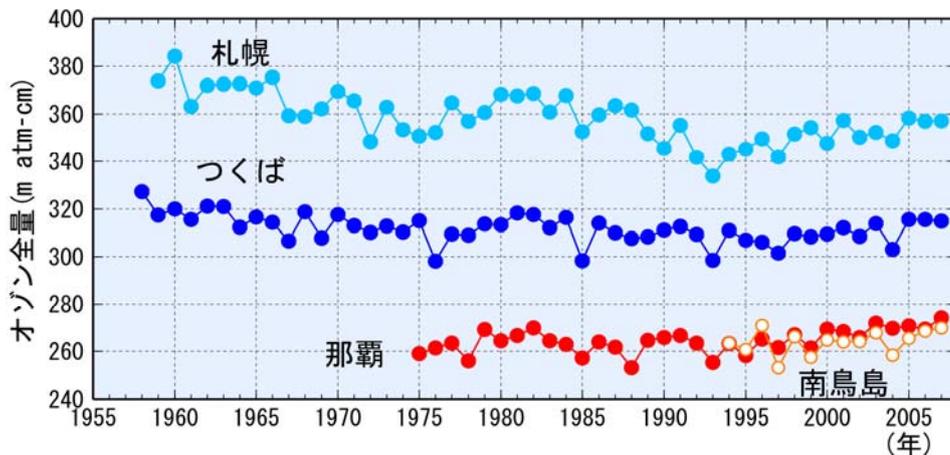


図 3.2-4 日本上空のオゾン全量の年平均値の推移

札幌、つくば、那覇、南鳥島におけるオゾン全量の観測開始から 2007 年までの年平均値の経年変化（既知で周期的な自然要因（季節変動など）と相関の高い変動成分を除去していない）。

### 2.1.3 南極域上空のオゾン層・オゾンホール

衛星観測による 2007 年のオゾンホールの面積は、9 月 13 日に最大となり（図 3.2-6 左）、2490 万 km<sup>2</sup> だった（図 3.2-5）。これは過去 10 年では 2002 年、2004 年について小さいほうから 3 番目の規模だった（図 3.2-6 右）。オゾン欠損量（破壊量）も過去 10 年と比較して、2002 年、2004 年について小さいほうから 3 番目の規模だった。

2007 年のオゾンホールが過去 10 年で比較的小規模だった理由は、①7 月から 8 月にかけて、南半球成層圏の中緯度で気温が高く、オゾンホールが広範囲に広がる気象条件ではなかったこと、②9 月中旬に南半球成層圏で突然昇温が起これ、平均的に最大規模となる時期である 9 月下旬の成層圏気温が高かったこと、などが考えられる。

オゾンホールの規模はその年の気象状況等により変化するが、成層圏のオゾン層破壊物質の総量は 1990 年代後半のピーク後も多い状態が続いているため、オゾン層が破壊されやすい状況は依然として続いている。

昭和基地で観測したオゾン全量の日代表値の変化を図 3.2-7 に示す。8 月下旬から 10 月にかけて、オゾンホールの目安である 220m atm-cm をほぼ継続して下回っていた。10 月 5 日には 2007 年の最低値である 133m atm-cm を記録している。11 月以降は 220m atm-cm を上回っていた。オゾン全量の月平均値の推移（図 3.2-8）からも、7 月から 10 月にかけてオゾン全量が少ない状態だったが、11 月になり、1981 年～2000 年の平均値程度になったことがわかる。

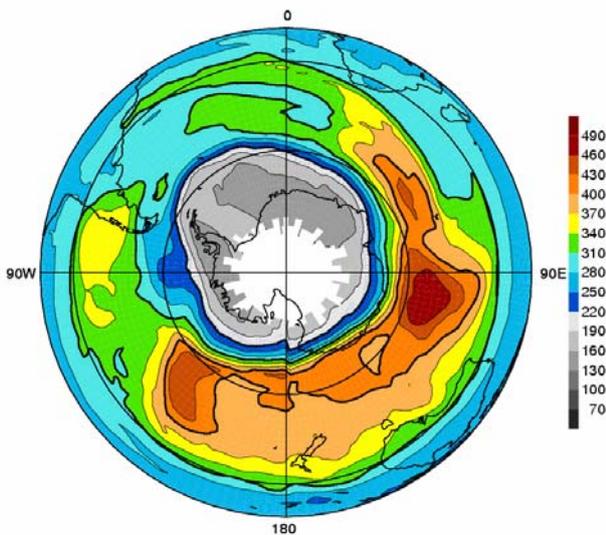


図 3.2-5 オゾンホール面積が年最大を記録した 2007 年 9 月 13 日のオゾン全量の南半球分布  
米国航空宇宙局（NASA）提供の OMI データをもとに作成。

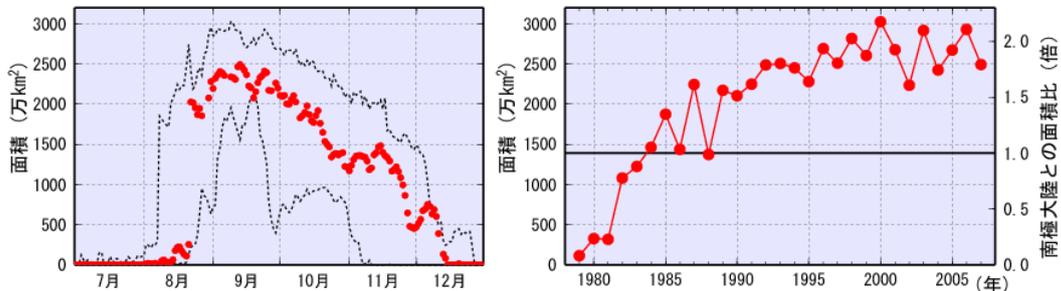
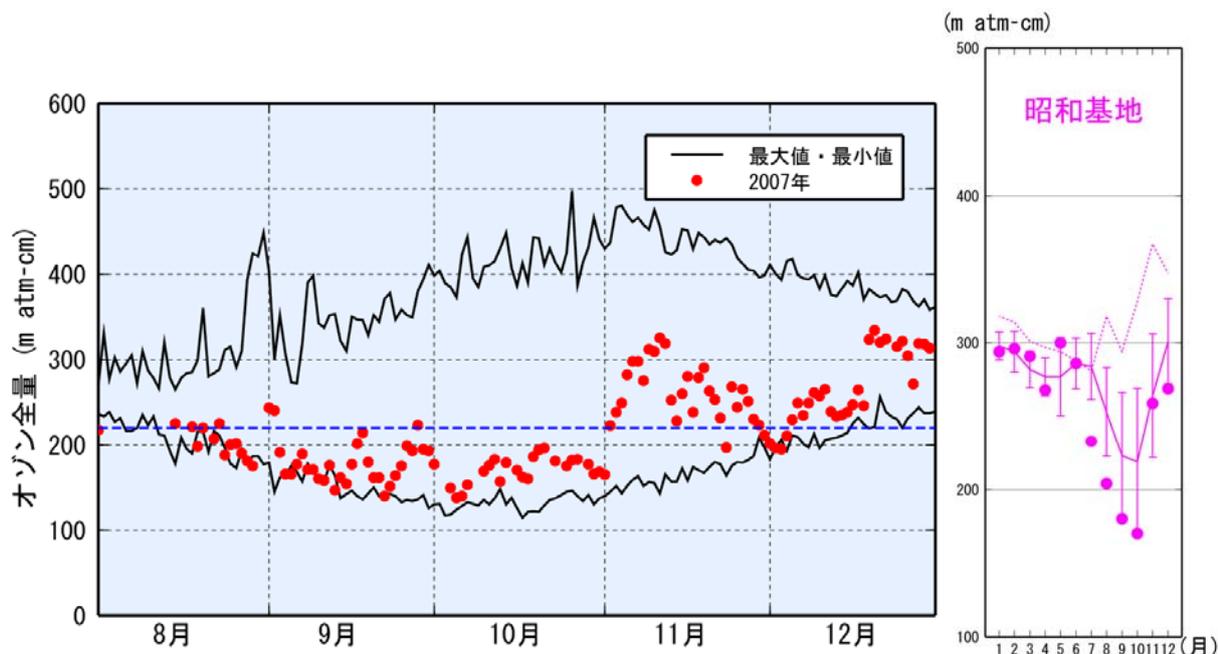


図 3.2-6 オゾンホールの面積の推移

オゾンホールの規模を示す要素の一つであるオゾンホールの面積（オゾン全量が 220m atm-cm 以下の領域の面積）の推移。左図は 2007 年の日別の値（赤丸）と過去 10 年（1997～2006 年）の日別の最大値・最小値（破線）の推移、右図は 1979 年以降の年最大値の経年変化。なお、横線は南極大陸の面積を示す。米国航空宇宙局（NASA）提供の TOMS および OMI データを基に作成。



(左) 図 3.2-7 南極昭和基地における日別オゾン全量の推移 (2007 年 8 月～2007 年 12 月)

丸印は 2007 年の観測値 (日代表値)。実線は観測開始 (1961 年) 以来の最大および最小値。太い破線はオゾンホールを目安である 220m atm-cm の値。昭和基地におけるオゾン全量観測から作成。

(右) 図 3.2-8 南極昭和基地における 2007 年の月平均オゾン全量の推移

丸印は 2007 年の月平均値。点線 (参照値) は 1961～1980 年の平均値。折線は 1981～2000 年の平均値で、縦線はその標準偏差である。

## 2.2 紫外線

オゾンは波長の短い紫外線を吸収する特性をもっており、オゾン全量の減少にともない、生物に有害な紫外線の地表到達量の増加が懸念されている。そのため、気象庁では、1990 年のつくばを最初として、国内および南極昭和基地で紫外線の観測を実施している。

図 3.2-9 に国内 3 地点における 2007 年の毎日の最大 UV インデックス (P81 参照) の推移を示す。UV インデックスは、特に太陽高度との関係から 1 年のうちでは夏、地域的には低緯度で大きくなる。紫外線対策の実施が奨められている UV インデックス 3 以上の値が、那覇では 1 年を通して、北に位置する札幌でも 3 月から 10 月にかけて観測されている。日々の観測値が大きくばらついているのは主に天気の変化によるものであり、紫外線に与える天気の影響の大きさを示している。

月平均紅斑 (こうはん) 紫外線量 (P81 参照) 日積算値の 2007 年の状況は、札幌では、6 月と 7 月にその月として過去最多となった。つくばでは 3 月以降多い月が多く、3 月と 9 月にはその月として過去最多となった。那覇では 1 年を通して並か少ないことが多く、4 月はその月として過去最小だった (図 3.2-10)。これらの特徴は、主に各地点での天気の状態を反映したものとみられる。また、南極昭和基地の月平均紅斑紫外線量日積算値は、オゾンホールの時期である 9 月から 12 月にかけて並だった (図 3.2-11)。

図 3.2-12 に気象庁で観測した年積算紅斑紫外線量の推移を示す。これによれば、札幌、つくば、那覇の 3 地点で地表に到達する紫外線量は、1990 年代初めから増加傾向にあることがわかる。

一方、同期間のオゾン量は、2.1.2 で示したように、1990 年代初めに最も少なく、その後はほとんど変化がないか、もしくは緩やかに増加している。このため、国内 3 地点での 1990 年以降の長期変化をみる限り、紫外線観測でみられる地上での紫外線量の増加傾向を上空のオゾン量の変動に関連づけることはできない。

日本上空のオゾン全量は主に 1980 年代を中心に減少が進み、1990 年代以降は 1980 年以前と比べて少ない状態が続いている。このことから、現在の紅斑紫外線量は、天気の状態やエアロゾル量などに変化がなければ、1980 年以前と比較して増加しているものと推測される。オゾン全量の減少に起因する紫外線量の増加は、オゾン量の減少量が大きい札幌の場合、年平均で 2%、月により最大で 9%程度増加しているものと推測される。また世界的にみると、南北両半球の 10 か所以上の地点における観測からは、1980 年代前半より紫外線量が 6~14%増えたことが報告されている。この増加傾向の原因としては、雲量の減少など天気傾向の変化やエアロゾル量の減少が考えられる。

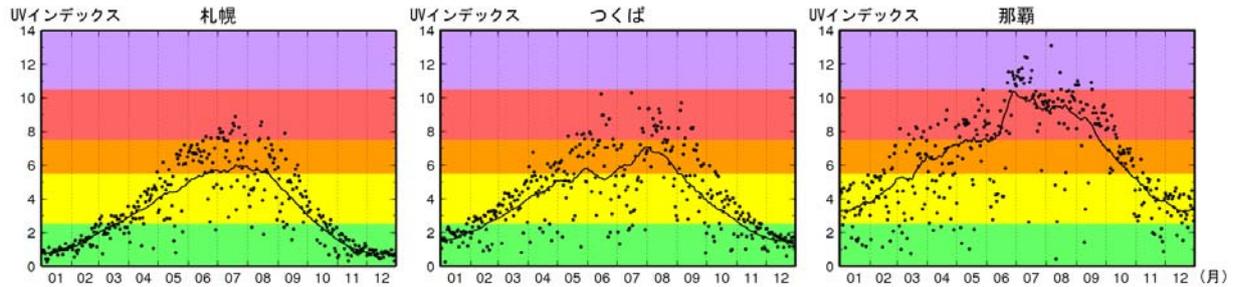


図 3.2-9 2007 年の国内 3 地点における日最大 UV インデックスの推移

丸印は国内 3 地点（札幌、つくば、那覇）における 2007 年の日最大 UV インデックスの推移、実線は日最大 UV インデックスの累年平均値（つくばは 1990~2006 年、札幌および那覇は 1991~2006 年の平均）の 15 日移動平均値を示す。

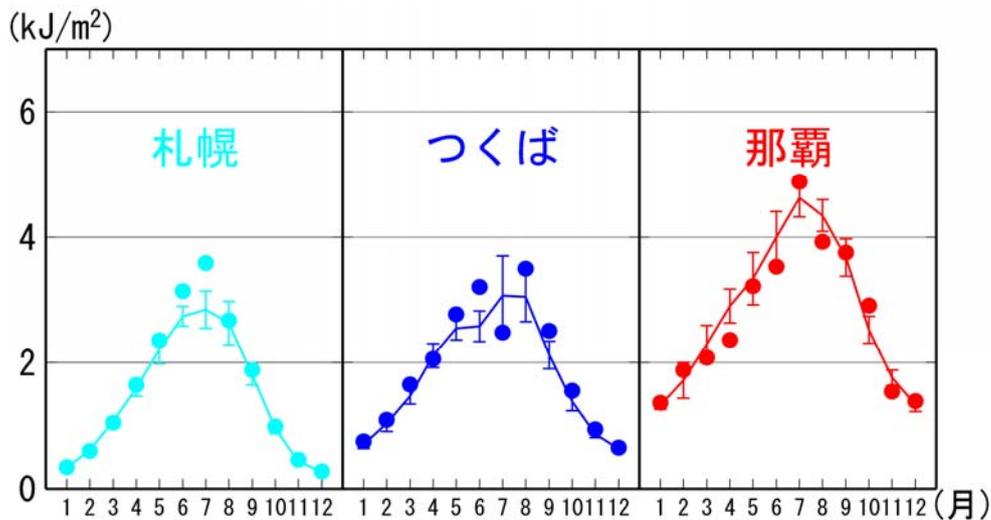


図 3.2-10 2007 年における月平均紅斑紫外線量日積算値の推移

国内 3 地点（札幌、つくば、那覇）における紅斑紫外線量日積算値の月平均値の推移。丸印は 2007 年の月平均値。折線は参照値。縦線はその標準偏差。ただし、参照値は、札幌、那覇では 1991~2006 年、つくばでは 1990~2006 年の平均値である。

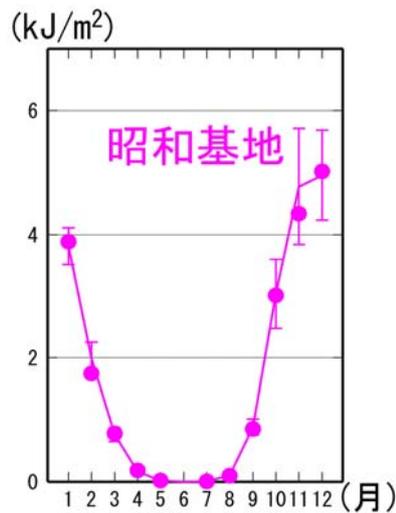


図 3.2-11 南極昭和基地における 2007 年の月平均紅斑紫外線量日積算値の推移

丸印は 2007 年の月平均値。折線は参照値。縦線はその標準偏差。ただし、参照値は 1993～2006 年の平均値である。

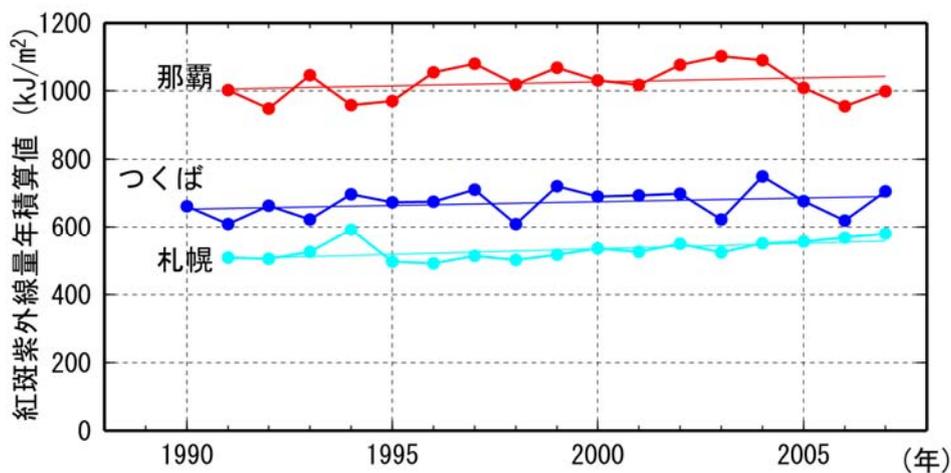


図 3.2-12 紅斑紫外線量年積算値の推移

丸印は札幌、つくば、那覇における紅斑紫外線量年積算値の観測開始から 2007 年までの推移。直線は全期間の長期的な傾向。

### 紅斑（こうはん）紫外線量と UV インデックス（UV 指数）

太陽光に含まれる紫外線を継続的に浴びることで、皮膚ガンや白内障の発症率の増加など健康に悪影響を与えることが知られている。人体に対する影響を示す紫外線量として、波長による影響度を考慮して算出した紅斑紫外線量が用いられている。UV インデックスはこの紅斑紫外線量を指標化したもので、通常、日本国内で観測される UV インデックスは 0～12 程度である。現在、世界保健機関(WHO)などでは、UV インデックスを用いた紫外線対策を行うよう奨めている。国内でも環境省から UV インデックスが 3 以上の場合にはできるだけ日差しを避け、8 以上の場合にはできるだけ外出を控えたほうがよいといった具体的な対処方法が示されている。

## 第3章 黄砂・酸性雨の状況

### 3.1 黄砂

黄砂現象とは、アジア大陸の砂漠や耕地の乾燥、半乾燥地帯の細かい砂塵（黄砂粒子）が、低気圧などによる風によって上空数千メートルまで舞い上げられるとともに、それが西風に乗って遠くまで輸送されて、落下したり大気を混濁させたりする現象である。黄砂粒子が舞い上がる場所としては、タクラマカン砂漠、ゴビ砂漠、黄土高原が知られており、舞い上がった黄砂は、場合によっては太平洋を越えてアメリカやカナダにまで到達することが知られている。日本上空に輸送されてくる黄砂粒子は、その半径がおよそ1.6~1.8  $\mu\text{m}$  という研究もあり、一般的に1  $\mu\text{m}$  以下が多い硫酸塩エアロゾルに比べて大きいのが特徴である。また、黄砂は春に多く起こることが知られているが、秋に起こることもある。しかし、最近の研究によると、薄くではあるが夏季にも継続して発生していることがわかってきている。

黄砂発生源では、黄砂の原因となる大規模な砂塵嵐により人的被害を受けることがある。日本では、視程の悪化による交通障害、洗濯物や車両の汚れ等の影響がある。黄砂現象は、このような社会的影響だけでなく、日射の散乱・吸収および赤外放射の吸収過程、雲の生成などを通して、世界の気候に影響を及ぼしている。黄砂粒子は日射に対して弱い吸収特性を示すため大気を加熱するが、同時に日射を散乱させる日傘効果により地表面に達する日射を減少させている。このような影響の結果として、気象研究所の全球黄砂モデルによると、世界の平均では、黄砂が大気中にない場合と比較して、 $-0.3\text{W/m}^2$  という弱い冷却効果を示すとされている。

#### 3.1.1 2007年の黄砂現象

気象庁では、国内85ヶ所（2007年12月31日現在）の気象台や測候所で、職員が目視により大気中に黄砂が浮遊していると判断した場合に「黄砂」として記録している。

日本における2007年の黄砂観測日数（国内の気象官署のいずれかで黄砂現象を観測した日数）は、34日、黄砂観測のべ日数（国内の気象官署で黄砂現象を観測した日数の合計）は482日であった。

4月2日には国内の観測地点85地点中65地点で黄砂を観測した。これは、一日当たりの観測地点数として、2002年4月10日の64地点を上回り、統計資料が整備された1967年以降最多となった（図3.3-1）。

#### 3.1.2 黄砂現象の年々変動

1967年からこれまでに黄砂観測のべ日数が最も多かったのは、2002年の959日である（図3.3-2）。また、黄砂観測日数が最も多かったのも2002年で、55日であった（図3.3-3）。

黄砂観測のべ日数は、2000年以降ほぼ毎年400日を越しており、また、黄砂観測日数も、2000年以降ほぼ毎年40日を越しているように、近年わが国で黄砂が観測されることが多いが、黄砂は年々変動が大きく、長期的な傾向は明瞭でない。

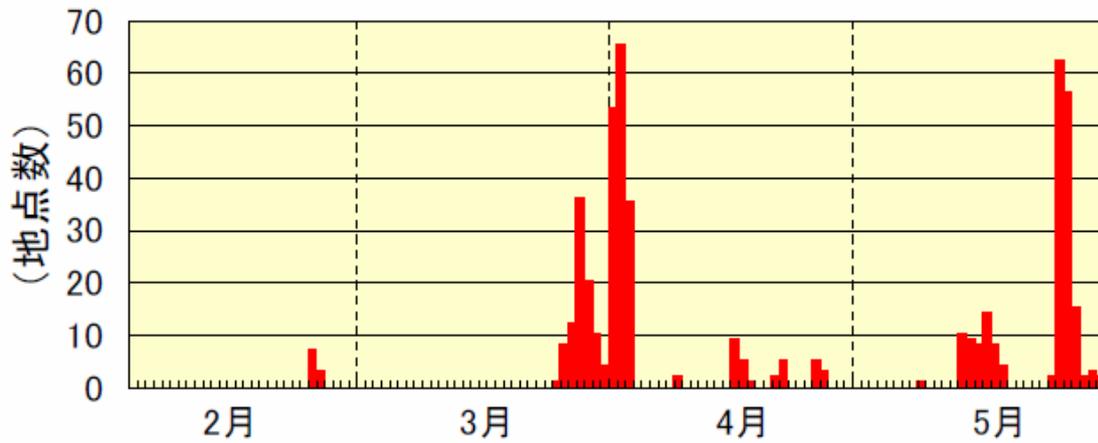


図 3.3-1 日本における 2007 年 2 月から 5 月の日別の黄砂観測地点数

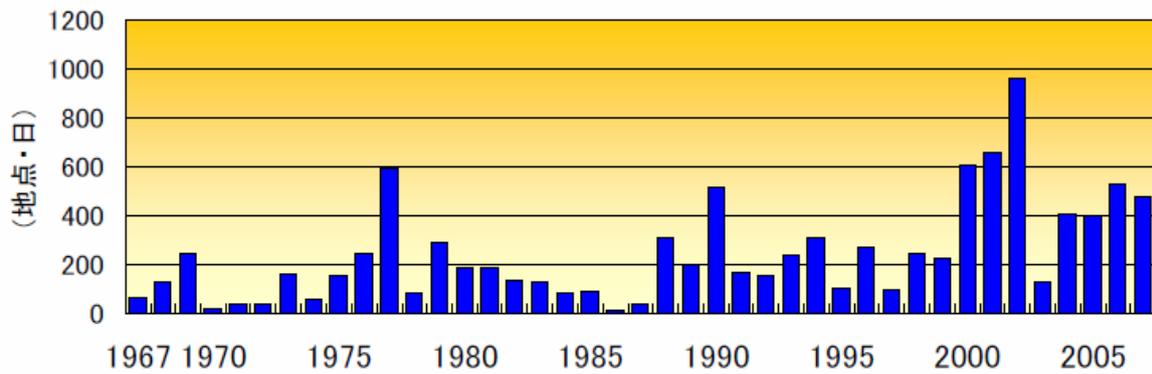


図 3.3-2 日本の年別の黄砂観測のべ日数（1967～2007 年）

2007 年 12 月 31 日現在で黄砂の目視観測を行っている国内 85 地点の記録を過去にさかのぼり集計した。

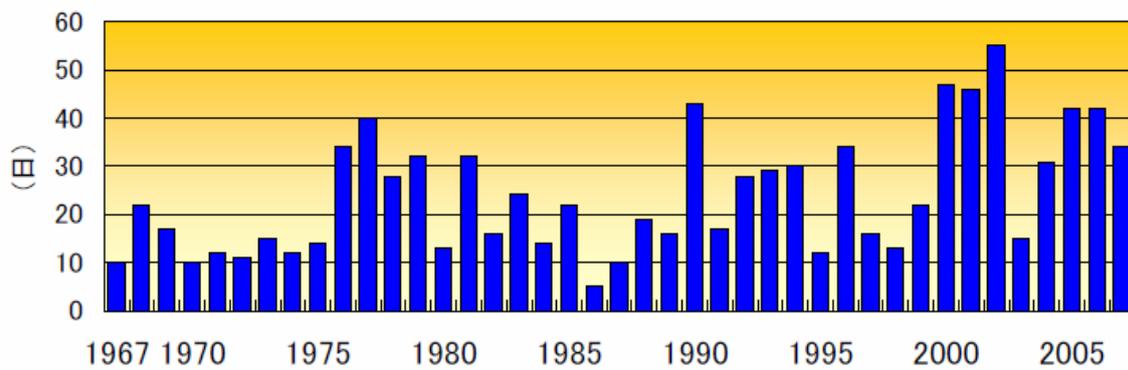


図 3.3-3 日本の年別の黄砂観測日数（1967～2007 年）

2007 年 12 月 31 日現在で黄砂の目視観測を行っている国内 85 地点の記録を過去にさかのぼり集計した。

## 3.2 酸性雨

酸性雨というのは、酸性物質が大気から地上へ向かう過程の一つであり、物質の放出・輸送とともに酸性物質の循環を構成している重要な概念である。近年、大気中の酸性物質が地上に降下し、河川、土壌、植物などの環境に悪影響を及ぼすことが問題となっている。大気中の主要な酸性物質は、化石燃料の燃焼で大気中に放出される二酸化硫黄や窒素酸化物から光化学反応過程などによって生成される硫酸や硝酸である。

酸性物質が地上に降下する過程は、雨、雪、霧などに溶け込み、いわゆる酸性雨（酸性霧）として降下する場合（湿性沈着）と、微粒子またはガスとして降下・付着する場合（乾性沈着）があり、両方を含めて酸性沈着と呼んでいる。それらの影響は、大気から地上に降下した酸の量によって決まるため、雨の場合、強い酸性の雨が少し降るよりも、それほど酸性が強くない雨がたくさん降ったときのほうが降下した酸の量が多くなることがある。実際には酸性沈着の影響は、酸の強度の変化が生物に影響を与える場合と、アンモニアのように沈着物質そのものが生物に影響を与える場合とがある。一般に降水の酸性度は水素イオン濃度の対数  $\text{pH} = -\log[\text{H}^+]$  であらわされる。pH が 7 より小さいと酸性、大きいと塩基性（アルカリ性）となる。降水中には水素イオン濃度はほかのイオン濃度との平衡状態で決まる。

全国の主な都道府県において行われている観測については、2004年6月に環境省から発表された酸性雨対策調査総合とりまとめ報告書にまとめられている。それによると、第1次酸性雨対策調査から第4次酸性雨調査まで（1983～2002年）の降水 pH の地点別全期間（20年間）平均値は、pH4.49～5.85 の範囲にあり、全平均値は 4.77 であった。また、pH の変動をみるため、1988年以降の、測定地点ごとの年平均値を調べると、1999年までは、変動してはいるものの基本的には横ばいであり、2000年以降は pH が低下している傾向が認められると報告されている。これは、三宅島噴火によって放出された二酸化硫黄の影響が考えられるが、さらに大陸における二酸化硫黄の放出量の増加についても検討が必要であると報告されている。

### 3.2.1 気象庁の観測点での酸性雨の経年変化

酸性雨の分析は、試料の採取から分析まで時間がかかるため、ここでは、2006年までの結果を記述する。

綾里（岩手県大船渡市）および南鳥島（東京都小笠原村）における降水中 pH の 2006年の年平均値は綾里が pH4.8、南鳥島が pH5.5 であった。経年変化をみると、綾里では 1976年の観測開始直後は pH5.0 以上を記録したが、それ以降は pH4.4 から 5.0 の範囲で変動しており、観測開始からの全期間（1976年から 2006年の 31年間）を通してみると有意な長期変化傾向はみられない（図 3.3-4）。南鳥島は 1996年から 2002年まで pH5.5 から 5.8 の範囲で推移していたが、近年急激に pH が低下している。2003年、2005年の南鳥島の顕著な pH 低下は、南鳥島の南西約 1,200km にある北マリアナ諸島アナタハン火山が、2003年5月から6月、2004年4月から2005年9月にかけて活発な噴火活動を繰り返しており、気象解析等の結果から、そこからの火山ガスの流入が原因の一つと考えられる。しかし、2006年の pH も 2002年以前の値までは戻っていないこと、他機関が実施した沖縄、小笠原父島での降水 pH の観測値にもここ数年 pH の低下傾向がみられることから、大陸から輸送されてきた酸性物質の影響が増えた可能性もある。

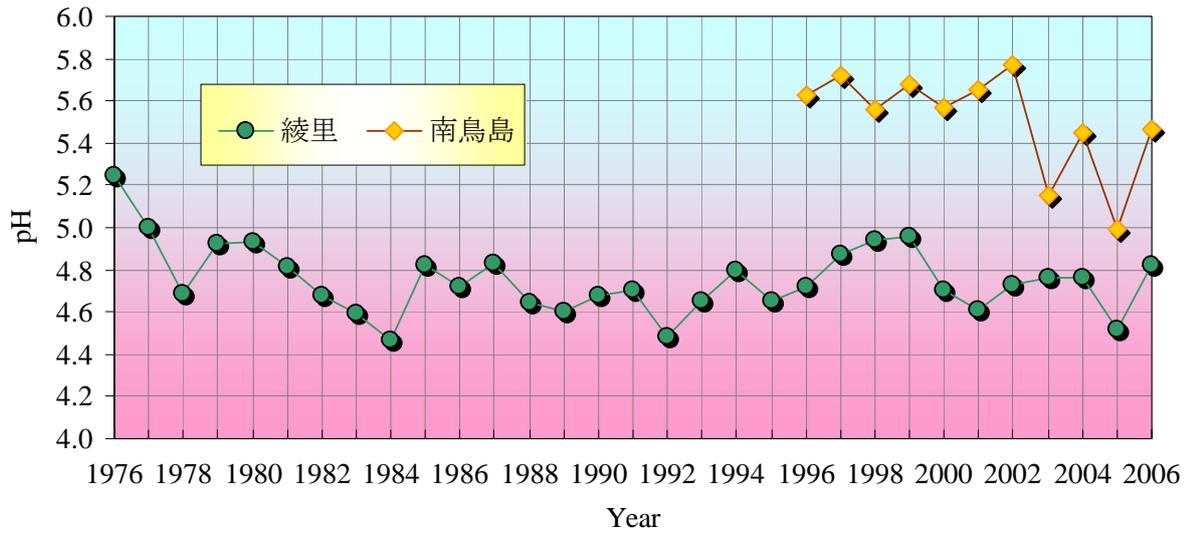


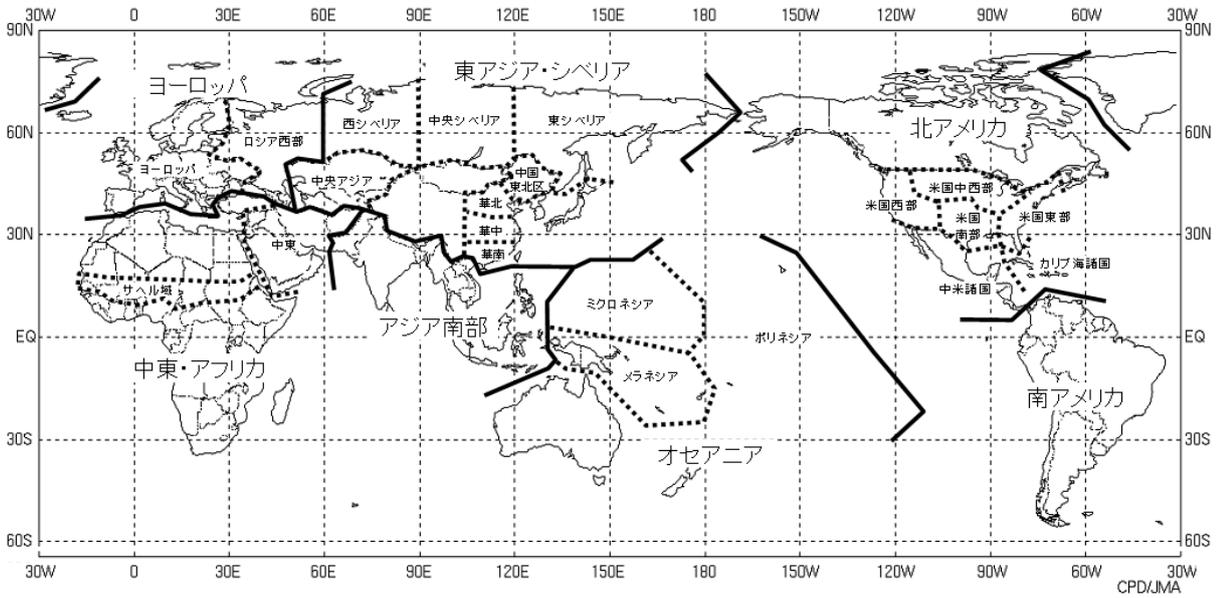
図 3.3-4 綾里（岩手県）および南鳥島における降水中 pH の経年変化

# 用語一覧

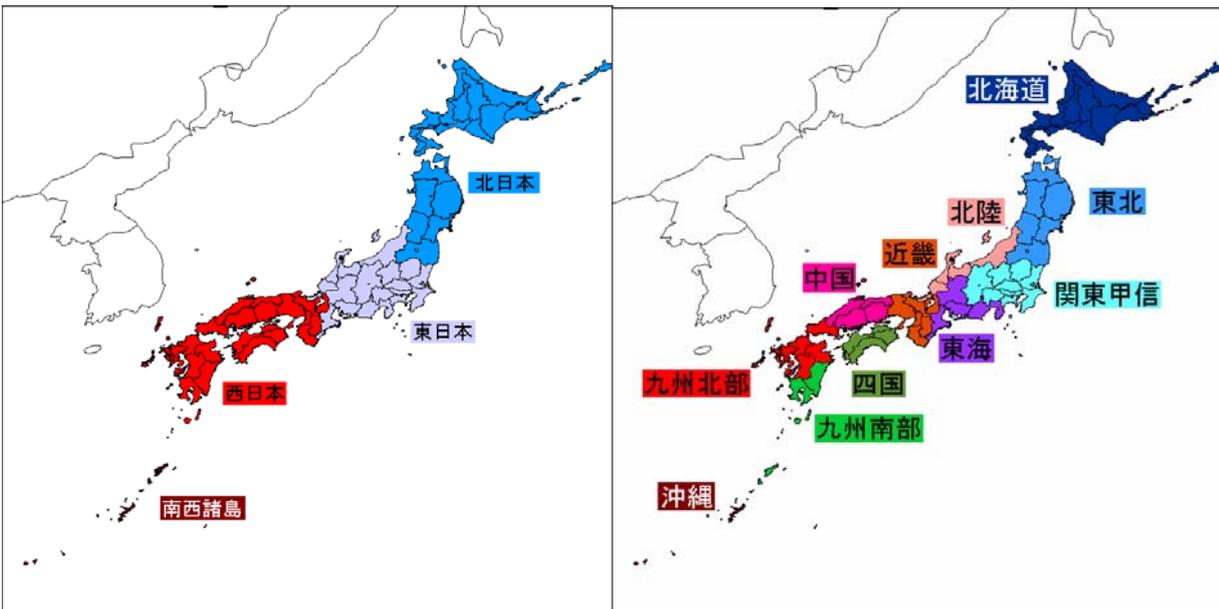
- 異常気象：** 一般に過去に経験した現象から大きく外れた現象で、人が一生の間にまれにしか経験しない現象をいう。大雨や強風等の激しい数時間の気象から数か月も続く干ばつ、冷夏などの気候の異常も含まれる。気象庁では「ある場所・ある時季において 30 年に 1 回以下（30 年に 1 回よりまれ）の頻度で発生する現象」を異常気象としている。
- 異常高（低）温、異常多（少）雨：** 世界の天候監視においては、次の基準で気温と降水量の異常を判断する。月平均気温の平年差が平年値統計期間（1971～2000 年）の標準偏差の 1.83 倍以上となった場合に異常高（低）温とする。月降水量が平年値統計期間における最大値を上回る（最小値を下回る）場合に異常多（少）雨とする。
- エルニーニョ/ラニーニャ現象：** エルニーニョ現象は、東部太平洋赤道域の海面水温が平年より高い状態が半年から一年半程度続く現象である。逆に、同じ海域で海面水温が平年より低い状態が続く現象はラニーニャ現象と呼ばれる。気象庁では、エルニーニョ監視海域（北緯 5 度～南緯 5 度、西経 150 度～西経 90 度）の月平均海面水温の基準値（その年の前年までの 30 年間の平均値）との差の 5 か月移動平均値が、6 か月以上続けて+0.5℃以上/−0.5℃以下となった場合をエルニーニョ/ラニーニャ現象としている（2006 年 3 月変更）。
- 水温躍層：** 水温が鉛直方向に大きく変わる層で、赤道域では表層の暖水と下層の冷水の境界にあたり、その深さは 20℃の等温線の深さにほぼ相当する。
- 台風 接近：** 台風の中心が、その地域の地理的な境界線（海岸線、県境線等）から半径 300km 以内の域内に入ることをいう。
- 台風 上陸：** 台風の中心が、日本本土（北海道、本州、四国、九州）の海岸線に達した場合をいう。ただし、島や小さい岬、半島を横切った場合は上陸としない。
- 南方振動指数：** 気象庁では、ダーウィン（南緯 12.5 度、東経 131 度）とタヒチ（南緯 17.5 度、西経 150 度）それぞれの月平均海面気圧の平年差を標準偏差で割ったものを求め、両者の差をとり（タヒチの値からダーウィンの値を引く）、さらにそれを標準偏差で割ったものを南方振動指数としている。南方振動指数は、ENSO の大気側の指標としてよく使われ、一般にエルニーニョ現象時には負、ラニーニャ現象時には正の値を示す。
- バイオマス：** 化石資源を除いた、生物由来の有機性資源、生物体の総称。木材（森林）、動物の屍骸などの自然起源のもの、紙、生ゴミ、飼料穀物など多岐にわたる。
- ヒートアイランド現象：** 都市の気温が周囲よりも高い状態になる現象。気温分布図を描くと、等温線が都市を丸く取り囲んで島のような形になることから、このように呼ばれる。（heat island=熱の島）
- 平年値：** 特に断りのない限り、1971 年から 2000 年の 30 年間の平均値を平年値として使用する。
- 平年並、平年より～：** 「平年並」「平年より高い」などの表現は、それぞれの節の文中や図の説明により示す「平年並」、「高い」といった階級区分の範囲に値が入ることを意味する。階級区分を示していない節においては、「平年より～」といった表現は用いず、平年値との差を示す「平年値を上回る」といった表現を用いている。
- 偏差：** 特に断りのない限り、平年値からのずれを示す。平年差と意味は同じ。
- 冷水渦、暖水渦：** 水平方向に数十～数百 km、鉛直方向には数百 m のスケールをもつ海洋中に存在する渦動。中規模渦のうち、周囲より水温が低く、北半球（南半球）で反時計回り（時計回り）の循環をもつ渦を冷水渦と呼ぶ（冷水塊ともいう）。また、周囲より水温が高く、北半球（南半球）で時計回り（反時計回り）の循環をもつ渦を暖水渦と呼ぶ（暖水塊ともいう）。冷水渦（暖水渦）の中心では、水位が周囲に比べて低い（高い）という特徴がある。

- ppm : 100 万分の 1 (本書では体積比)
- ppb : 10 億分の 1 (本書では体積比)
- ppt : 1 兆分の 1 (本書では体積比)
- PgC : 炭素換算でペタグラム ( $10^{15}\text{g}$ ) 1 ペタグラムは 10 億トン
- $\mu\text{m}$  : マイクロメートル ( $10^{-6}\text{m}$ )
- nm : ナノメートル ( $10^{-9}\text{m}$ )
- m atm-cm : ミリアトムセンチメートル (オゾン全量を表す単位。地表から大気圏上限までのすべてのオゾンを 1 気圧、 $0^{\circ}\text{C}$ の地表に集めたときにできるオゾンだけからなる層の厚みをセンチメートル単位であらわし、この数値を 1000 倍したもの)。SI 単位系との関係は以下のとおりである。  
 $1\text{m atm-cm}=2.687\times 10^{20}$  分子数  $\text{m}^{-2}$   
(断面積  $1\text{m}^2$  の大気柱内のオゾン分子数)  
なお、1 気圧のもとで大気柱内のすべての空気分子数は、 $2.150\times 10^{29}$  分子数  $\text{m}^{-2}$  であるので、1ppb (容積比で  $10^{-9}$ ) の濃度のオゾンが地表から大気圏上限まで一様に分布したと仮定した場合のオゾン全量は、  
 $2.150\times 10^{29}$  分子数  $\text{m}^{-2}\times 10^{-9}/2.687\times 10^{20}$  分子数  $\text{m}^{-2}=0.80$   
の計算より、0.80 m atm-cm となる。
- CFCs : クロロフルオロカーボン類
- CFC-11 :  $\text{CCl}_3\text{F}$ 、トリクロロフルオロメタン
- CFC-12 :  $\text{CCl}_2\text{F}_2$ 、ジクロロジフルオロメタン
- CFC-113 :  $\text{CCl}_2\text{FCClF}_2$ 、トリクロロトリフルオロエタン
- CO : 一酸化炭素
- CO<sub>2</sub> : 二酸化炭素
- HFCs : ハイドロフルオロカーボン類
- HFC-23 :  $\text{CHF}_3$ 、トリフルオロメタン
- HCFCs : ハイドロクロロフルオロカーボン類
- HCFC-22 :  $\text{CF}_2\text{HCl}$ 、クロロジフルオロメタン
- O<sub>3</sub> : オゾン
- OH ラジカル : オゾンに紫外線が当たることによって水蒸気が分解されて発生する反応性が高く不安定な物質。OH ラジカルは対流圏で多くの物質と反応するため、対流圏の化学過程に大きな役割を果たしており、一酸化炭素、オゾン、メタン、ハロカーボン類などの濃度にも影響を与える。
- PFCs : パーフルオロカーボン類
- PFC-14 :  $\text{CF}_4$ 、パーフルオロメタン (テトラフルオロメタン)
- SF<sub>6</sub> : 六フッ化硫黄
- EESC フィッティング : オゾンの長期変化 (トレンド) を議論する際に、EESC (Equivalent Effective Stratospheric Chlorine、等価実効成層圏塩素と訳され、成層圏における臭素と塩素のオゾン破壊能力に関する標準化された指標) の変化の関数に当てはめて解析する方法。「オゾン層破壊の科学アセスメント 2006」(WMO、UNEP) において採用されている方法である。
- OMI : オーラ衛星のオゾン監視装置 (Ozone Monitoring Instrument)
- TOMS : オゾン全量マッピング分光計 (Total Ozone Mapping Spectrometer)
- GAW : WMO が推進している全球大気監視計画 (Global Atmosphere Watch)
- WDCGG : WMO の温室効果ガス世界資料センター (World Data Centre for Greenhouse Gases)

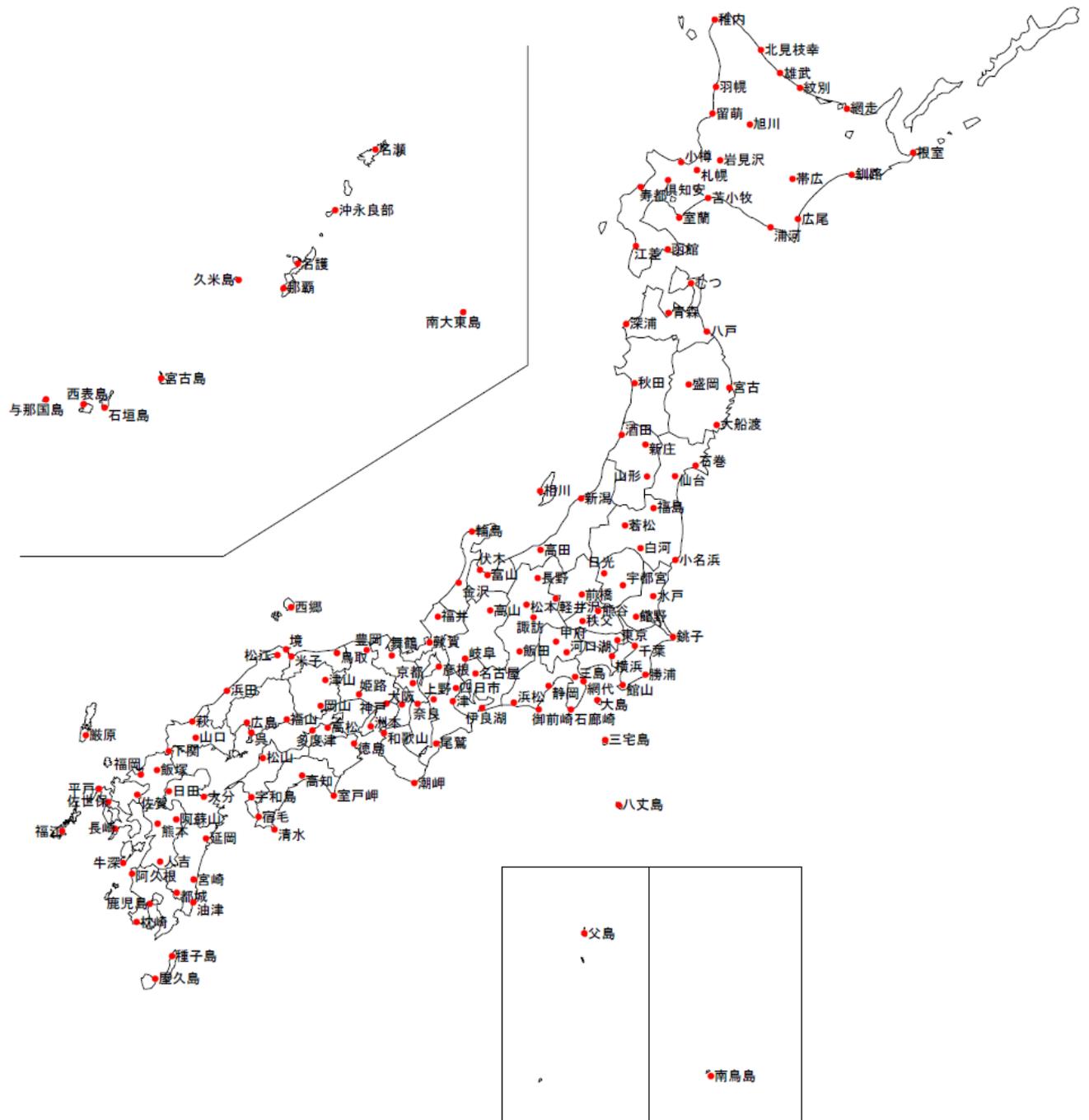
# 参考図



参考図 1 世界の地域区分



参考図 2 日本の地域区分



参考図 3 日本の地上気象観測所分布図

本書は、気象庁関係各部が作成し、内容に関する検討は、近藤洋輝 地球フロンティア研究システムモデル統合化領域特任研究員を部会長とする気候問題懇談会検討部会の協力を得た。

## 気候問題懇談会検討部会

部会長	近藤洋輝	独立行政法人海洋研究開発機構 地球環境フロンティア研究センター 特任上席研究員
	植松光夫	東京大学海洋研究所 海洋科学国際共同研究センター センター長・教授
	木本昌秀	東京大学気候システム研究センター 副センター長・教授
	田宮兵衛	お茶の水女子大学大学院 人間文化創成科学研究科研究院人間科学系 教授
	林田佐智子	奈良女子大学理学部 情報科学科 教授
	山中康裕	北海道大学大学院 地球環境科学研究院 准教授
	三上岳彦	首都大学東京 都市環境学部 教授

(敬称略)

