１．解説

1.1 気候系監視年報について

地球温暖化の進行に伴い異常気象の頻発が懸念される中、異常気象の要因や今後の推移に関する社会的な関心が高まっている。こうした情勢に対応すべく、気象庁は、社会的に大きな影響を与えた異常気象の発生時に、大学や研究機関の専門家の協力を得て、最新の科学的知見に基づく分析を行い、その発生要因等に関する見解を迅速に発表するため、2007 年６月に異常気象分析検討会（以下、分析検討会）を設置した。

「気候系監視年報」（以下、監視年報）は、年間の気候系[1]の特徴のほか、日本や世界の異常気象・天候の解析結果をまとめた気候系に関する総合的な監視情報である。また、監視年報は分析検討会の分析結果を特定事例の解析としてまとめており、同検討会の報告書としての役割も果たしている。2010 年版までは冊子／CD-ROM として刊行していたが、気候系に関する国民の理解の促進や社会経済活動における幅広い利用に供するため、2011 年版より電子出版化し、気象庁ホームページ[2]上で公表することとした。また、アジア太平洋地域をはじめとした海外の気象機関との気候系に関する監視・解析情報の交換のため、英語版も刊行[3]している。

今回の報告では、特定事例の解析として、2011/2012 年冬のユーラシア大陸の顕著な寒波、2012 年の北・東日本の厳しい残暑、及び、2012 年夏季の米国の高温・少雨に関する解析結果をまとめた。

なお、気象庁ホームページには、月々の気候系の特徴の要点を速報としてまとめた「気候系監視速報」を掲載するとともに、より詳細な気候情報を提供しているので、併せてご利用いただきたい。気候系の情報は、「地球環境・気候」のページ[4]にまとめて掲載している。

以下に、本報告の作成に用いたデータソース、計算方法、図表類の見方、専門的な用語について解説する。第３章の特定事例の解析のみに掲載した要素や図表については、必要に応じて本文中に解説を記述する。

1.2 日本の天候（主な関連項目：第 2.1 節）

日本の天候については、季節や年の気温・降水量・日照時間の平年差（比）分布図、日本の年平均地上気温偏差の経年変化図等を掲載し、その特徴を記述する。以下の項では、気温の長期変化の算出に使用した地点、監視対象となる地域区分、平年値と階級区分について解説する。

1.2.1　日本の年平均気温偏差

第 2.1 節に、1898 年以降の日本の年平均気温偏差の経年変化図（第 2.1.1 図）を掲載する。偏差の基準は、1981～2010 年の 30 年平均値である。各年の値は、都市化による影響が小さいと考えられる 17 の気象観測点（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、宮崎、多度津、名瀬、石垣島）における気温の観測値を用いて算出している。まず上記各 17 地点の月平均気温の偏差(観測された月平均気温から､1971～2000 年の 30 年平均値を差し引いたもの）を求め、月ごとに 17 地点の偏差を平均する。この値から、各月の 1981～2010 年の 30 年平均値と 1971～2000 年の 30 年平均値の差を差し引き、各月の日本の月平均気温の偏差（1981～2010 年基準値からの差）を求める。この偏差を年で平均することにより、日本の年平均気温偏差を求めた。なお、宮崎は 2000 年５月、飯田は 2002 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、移転による影響を除去するための補正を行った上で利用している（大野ほか 2011)。

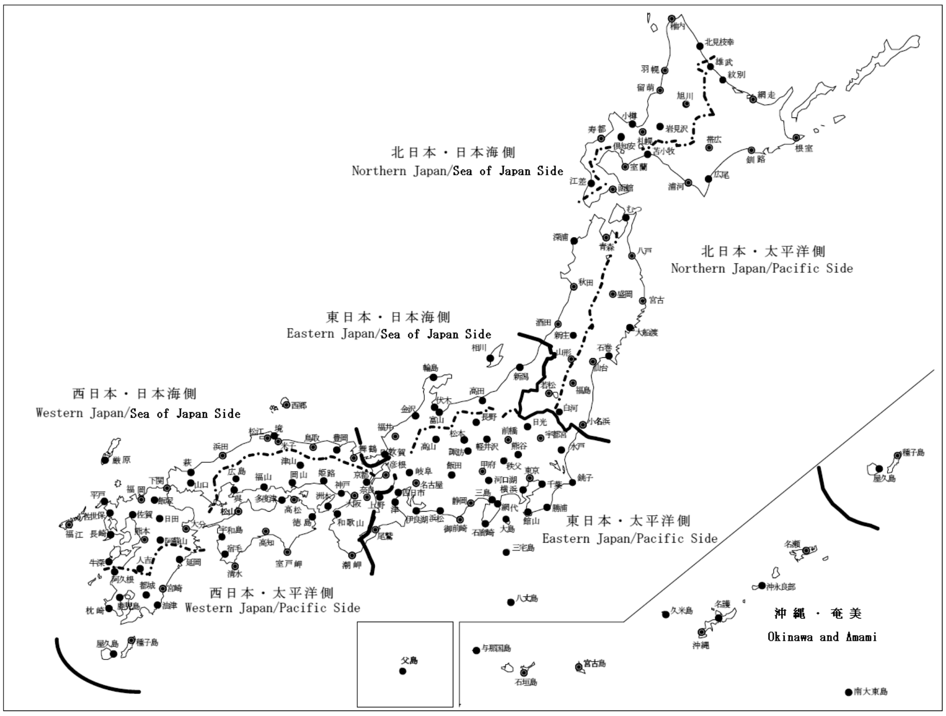
---

1 「気候系」とは、大気・海洋・陸地・雪氷など気候の形成に関与する要素を総合したシステムを指す。

2 http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/diag/nenpo/index.html

3 http://ds.data.jma.go.jp/tcc/tcc/products/clisys/arcs.html

4 http://www.data.kishou.go.jp/climate/index.html#taikinoshindan



第1.2.1図　日本の地域区分と観測点配置図

1.2.2 日本の天候の地域区分

第 2.1 節では、各季節や年間の日本の天候の特徴をまとめる。天候の特徴は、日本を大きく４つの地域（北日本、東日本、西日本、沖縄・奄美）に分けてまとめる。また、必要に応じてそれぞれの地域を太平洋側と日本海側に分けて（沖縄・奄美を除く）記述する。平均気温平年差、降水量平年比、日照時間平年比の分布図（第 2.1.3 図など）や階級一覧表（第 2.1.1 表）は、全国 154 の気象官署及び特別地域気象観測所の観測値に基づいて作成した。各気象官署及び特別地域気象観測所の分布と地域区分の分け方は、第 1.2.1 図のとおり。

1.2.3 日本の天候の平年値と階級区分値

日本の天候の平年差（比）に使用している平年値の期間は 1981～2010 年の 30 年間である。階級は、低い（少ない)、平年並、高い（多い）の３つの階級に分けられており、階級を決める際の閾値は平年値作成期間における各階級の出現頻度が等しくなるように決めている。また、この期間に出現した上位（下位）10%を分ける閾値を上（下）回った場合は、かなり高い（低い）あるいはかなり多い（少ない）と表現し、一覧表には階級の横に＊を付加した。なお、統計方法に関する詳細については、「気象観測統計指針」[5]を参照のこと。

1.3 世界の天候（主な関連項目：第 2.2 節）

世界の天候については、気温・降水量平年差（比）分布図、世界の年平均地上気温偏差の経年変化図等を掲載し､その特徴を記述する｡以下に、年平均気温の計算方法、監視に用いているデータや平年値、分布図の作成方法について解説する。本書で用いる主な世界の地域区分と地域名を第 1.3.1 図に示す。

1.3.1　世界の年平均気温偏差

第 2.2 節に､1891 年以降の世界の年平均気温偏差の経年変化図（第 2.2.1 図）を掲載する。偏差の基準は、1981～2010 年の 30 年平均値である。各年の値は、陸域における地表付近の気温（世界各国の気象機関から通報された地上月気候値気象通報（CLIMAT 報)、2000 年以前については米国海

[5] http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/kaisetu/index.html

洋大気庁(NOAA)の気候データセンター(NCDC)により整備された地上気象観測データセット(Global Historical Climatology Network: GHCN)）と緯度・経度それぞれ１度（１゜×１゜）格子ごとの海面水温（COBE-SST）(気象庁 2006）から算出される。まず、月ごとに陸域の各観測点のデータ及び１゜×１゜格子の海面水温データについて、1971～2000 年の 30 年平均値を基準とした偏差を求め、５゜×５゜格子ごとに平均して偏差を計算する。これに緯度による面積の違いを考慮した重みを与えて、世界全体で平均する。この世界平均から、1981～2010 年の 30 年平均値と 1971～2000 年の 30 年平均値の差を差し引き、世界の月平均気温の偏差（1981～2010 年基準値からの差）を求める。この偏差を年で平均することにより、世界の年平均気温偏差を求めた。各年の値には、格子ごとの観測データの密度の違いに由来する誤差を評価した 90%信頼区間を表示する（石原 2007)。

1.3.2 世界の天候に用いるデータと平年値

第 2.2 節では、年間の世界の天候や気象災害の特徴を記述する。世界の天候の分布図の作成には、CLIMAT 報のデータを用いた。月平均気温や月降水量の平年値は、GHCN データ及び気象庁で収集した CLIMAT 報データを使っている。平年値の期間は 1981～2010 年の 30 年間である。

なお、気象災害の記述で引用している災害による死者数などの値は、各国政府機関及び研究機関の災害データベースに基づいている。略号は以下のとおり。

EM-DAT: The OFDA/CRED International Disaster Database - www.emdat.be - Université Catholique de Louvain - Brussels - Belgium（米国国際開発庁海外災害援助局とルーベンカトリック大学災害疫学研究所（ベルギー）の災害データベース）

1.3.3 異常気象

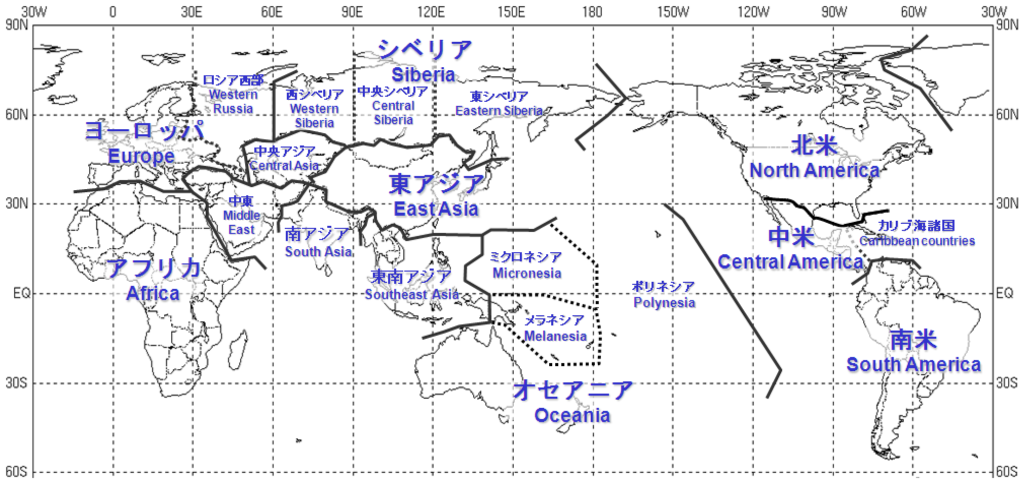
世界の天候では、気温や降水量などの異常を判断する場合に、過去 30 年間に発生しなかったような値が観測された場合に「異常気象」としている。気温と降水量について、異常高温・異常低温及び異常多雨・異常少雨を次のように定義している。

異常高温・異常低温：月平均気温の平年差が平年値統計期間（1981～2010 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。

異常多雨・異常少雨：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。

1.3.4 分布図

年平均気温規格化平年差階級分布図（第 2.2.3 図）では、年平均気温の平年差を年平均気温の標準偏差で割った値を緯度５度×経度５度格子ごとに平均し、階級で表示する。年降水量平年比階級分布図（第 2.2.4 図）では、年降水量の平年比を緯度５度×経度５度格子ごとに平均し、階級で表示する。異常高温・異常低温出現頻度分布図（第



第1.3.1図　世界の地域区分と主な地域名

2.2.5 図）では、緯度５度×経度５度格子ごとに月平均気温の異常高温・異常低温の年間の総数を全データ数で割って、１格子当たりの出現頻度とし、半円の大きさで表す。格子内のデータ総数が８個未満の格子は表示しない。出現頻度の期待値は約 3%であり、出現頻度が 10%以上の場合、異常高温または異常低温が平年より多かったと判断する。異常多雨・異常少雨出現頻度分布図（第 2.2.6 図）では、月降水量の異常多雨・異常少雨を対象とする以外は、異常高温・異常低温出現頻度と同様である。

1.4 大気循環（主な関連項目：第 2.3 節、第 2.4 節、第 2.6 節～第 2.8 節、第３章）

大気循環場データは、気象庁と（財）電力中央研究所が共同で実施した長期再解析(JRA-25)及びそれと同じシステムである気象庁気候データ同化システム(JCDAS) による解析値（解析時刻は 00、06、12、18UTC）を用いる。長期再解析の詳細は、Onogi et al.(2007)を参照のこと。平年値については、JRA-25 及び JCDAS の解析値から作成した 1981～2010 年平均値を使用する。平年値作成の詳細については、気象庁(2011b) を参照のこと。以下、中・高緯度の循環、熱帯の循環及び各種監視指数について解説する。

1.4.1 中・高緯度の循環

第 2.3 節では、主に季節ごとの中・高緯度の大気循環場の特徴についてまとめる。

中・高緯度の大気循環で主に注目するのは、大規模な大気の流れのパターン、ジェット気流、ブロッキング（ジェット気流が南北に大きく蛇行あるいは分流し、その状態が長時間続く現象)、テレコネクション（遠く離れた地域の気象要素、例えば 500hPa 高度偏差が同時期に同じあるいは逆の符号となるような変動)、北極振動（AO；大規模な気圧（高度）偏差パターンの一つで、北極域と中緯度域で逆符号となるほぼ同心円状の偏差パターン)、移動性高低気圧の活動度、準定常ロスビー波（地球が球体で回転していることにより発生する波;ロスビー波の解説は､例えば前田と佐藤(2007) を参照）の波束（エネルギー）伝播等である。本書では、Takaya and Nakamura(2001)の波の活動度フラックスをロスビー波束の伝播の解析に利用する。また、異常気象などの天候の偏りの背景となっている熱帯の対流活動や海面水温の変動（例えばエルニーニョ・南方振動(ENSO)）等による中・高緯度大気への影響等の解析を行う。

1.4.2 熱帯の循環と対流活動

第 2.4 節では、主に季節ごとの熱帯の大気循環場や対流活動（熱帯の積雲対流群の活動）の特徴及び台風経路の特徴についてまとめる。

熱帯域の大気循環の特徴で主に着目するのは、Madden-Julian 振動（MJO、赤道域を 30～60 日の周期で対流活動活発域が東進する現象）等の赤道季節内変動、夏季及び冬季モンスーン、数年周期で変動する ENSO に伴う循環場及び対流活動活発域の変動などである。

対流活動を推定するデータとしては、米国の極軌道衛星（NOAA シリーズ）により観測され、米国海洋大気庁(NOAA)より提供された外向き長波放射量（OLR、単位：W/m^2）を利用する（第 2.4.4 図など)。平年値は 1981～2010 年平均値である。OLR については、熱帯域においては値が小さいほど対流活動が活発であると推定できる。ただし、冬季の中緯度や標高の高いところ（例えばチベット高原など）では、対流活動が活発でなくても地表面温度の低い状態が反映され、放射量が少なく（値が小さく）なっているので注意が必要である。

流線関数（第 2.4.5 図など）は

$$u_\phi = -\delta\phi/\delta y, \quad v_\phi = \delta\phi/\delta x$$

（ϕ ：流線関数、u_ϕ、v_ϕ:風の回転成分）

により定義され、風の回転成分は流線関数の等値線に平行で風下に向かって左手に小さい値を見て吹き、その速さは流線関数の勾配に等しい（等値線の混んでいるところほど風が強い）という性質がある。流線関数の平年偏差は平年と比べた高気圧性循環あるいは低気圧性循環の強さを表しており、平年の循環が高気圧性循環なのか低気圧性循

環なのかで意味が異なる。例えば、平年の循環が高気圧性循環のところで高気圧性循環の平年偏差が現れれば、高気圧性循環が平年より強いことを表し、反対に低気圧性循環の平年偏差が現れれば、高気圧性循環が平年より弱いことを示す。

速度ポテンシャルは大規模な発散・収束を表す量であり、次の式により定義される。

$$\mathrm{div}V_{\chi} = \nabla^2\chi$$

（χ：速度ポテンシャル、V_{χ}:発散風）

速度ポテンシャルの値が負で絶対値が大きいほど、大規模な発散が強い。また、発散風は速度ポテンシャルの等値線に直角に、かつその値の小さいところから大きいところに向かって吹き、その勾配の大きいところ（等値線の混んでいるところ）ほど発散風が強い。一般に、熱帯域での速度ポテンシャルの上層発散(収束)、下層収束(発散)域は、大規模な対流活動の活発な（不活発な）領域に概ね対応している。MJO の振動は、半旬（５日）移動平均した速度ポテンシャルの緯度・時間断面図（第 2.4.2 図）などから解析する。

1.4.3 熱帯の大気及び海洋の監視指数

第 2.4 節では、ENSO に伴う海洋と大気の変動の状況を把握するため、南方振動指数(SOI)、OLR 指数(OLR-PH, OLR-MC, OLR-DL)、赤道域 200hPa 東西風指数(U200-IN, U200-CP)、赤道域 850hPa 東西風指数(U850-WP, U850-CP, U850-EP)、領域平均海面水温偏差(NINO.1+2, NINO.3, NINO.4, NINO.WEST)を掲載した（第 2.4.1 表）。それぞれの指数の算出に利用した領域は、第 2.4.1 表の下部に示す。

第 2.4.1 表の領域平均海面水温偏差は平年値からの差（平年偏差）を表し、その他の指数は規格化偏差（平年偏差を平年値の期間で求めた標準偏差で割った値）である。なお、南方振動指数は、タヒチとダーウィン各々の海面気圧の規格化偏差の差を求め、求めた差をさらに規格化した値である。また、東西風指数の領域平均操作では、領域の縁に当たる格子点に 1/2 の重みを、四隅に当たる格子点には 1/4 の重みをかけた。OLR 指数は、領域平均した平年偏差の符号を逆にしているため、正の値は対流活動が平年より活発、負の値は不活発であることを示す。

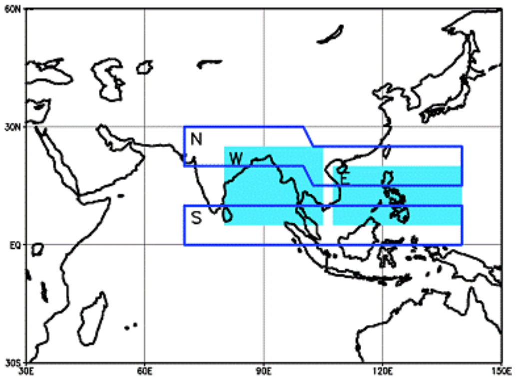
また、夏のアジアモンスーンの活動状況を示す指数(Summer Asian Monsoon OLR Index: SAMOI)を、第 2.7.1 表に掲載する。夏（６～８月）の OLR を(5゜S～35゜N, 60゜E～150゜E)の領域で主成分分析して、第 1.4.1 図に示す東西あるいは南北方向にシーソー的な変動をするパターンを抽出し、その結果から、全体の活動度を示す SAMOI(A)、北偏度を示す SAMOI(N)、西偏度を示す SAMOI(W) を定義している。

SAMOI(A)＝((-1)×OLR(W+E))を規格化

SAMOI(N)＝(規格化 OLR(S)-規格化 OLR(N))を規格化

SAMOI(W)＝(規格化 OLR(E)-規格化 OLR(W))を規格化

ここで、OLR(S) 等は、第 1.4.1 図に S 等で示された各領域で平均した OLR である。アジアモンスーンの活動が活発（SAMOI(A)が正）なときは、北日本を中心に高温になりやすいなど、日本の天候との間に統計的な関係が見られる。例えば、北日本夏平均気温と SAMOI(A)の夏平均値の相関係数は 0.78（計算期間 1979～2006 年）である。詳細は気象庁(1997) を参照のこと。



第1.4.1図 夏のアジアモンスーンOLR指数(SAMOI)の領域

1.5 海況（関連項目：第 2.5 節）

第 2.5 節では、エルニーニョ現象をはじめ気候に大きな影響を与える海洋の状況を把握するため、海面水温(SST)、表層水温などの実況や時間推移などの資料を掲載し、海況の特徴について主に季節

ごとにまとめた年間の特徴を記述する。

海面水温平年偏差図（第 2.5.1 図など）は、気象庁が収集した海面水温の観測データから作成された緯度・経度１度（１゜×１゜）格子の COBE-SST を用いたものである。偏差は 1981～2010 年の 30 年間の平均値を平年値として計算した。COBE-SST については気候系監視報告別冊第 12 号（気象庁 2006）を参照のこと。

表層貯熱量偏差の経度・時間断面図（第 2.5.3 図）は、気象研究所海洋研究部で開発された全球海洋データ同化システム(MOVE/MRI.COM-G)から計算した半旬平均値を使用し作成した。MOVE/MRI.COM-G の詳細は、Usui et al.(2006) を参照のこと。平年値は、1981～2010 年の 30 年間の平均値である。

1.6 海氷・積雪（関連項目：第 2.8 節、第 2.9 節）

海氷（第 2.8 節）の解析には、Nimbus 衛星（米国）に搭載されたマイクロ波放射計(SMMR)、米国国防気象衛星プログラム(DMSP)衛星に搭載されたマイクロ波放射計(SSM/I・SSMIS)により観測されたデータを用いた。

積雪域の状況（第 2.9 節）は、DMSP 衛星に搭載された SSM/I･SSMIS により観測されたデータを用いて、気象庁が独自に開発した手法に基づいて解析したデータに基づいている（気象庁 2011a)。

参考文献

石原幸司，2007：全球平均気温における標準誤差の評価．測候時報第 74 巻，19-26.

大野浩史，吉松和義，小林健二，若山郁夫，諸岡浩子，及川義教，平原翔二，池田友紀子，齋藤仁美，2011：気温の時系列データから気象官署の移転にともなう影響を補正する手法について．測候時報第 78 巻，31-41.

気象庁，1997：気候系監視報告平成７年６月号.

気象庁，2006：気候解析用全球海面水温解析データ(COBE-SST)の特徴．気候系監視報告別冊第 12 号.

気象庁，2011a： 衛星データによる積雪域解析．気候系監視資料 2010.

気象庁，2011b： 1981～2010 年平年値．気候系監視資料 2011.

前田修平，佐藤均，2007：定常ロスビー波とその影響，平成 19 年度季節予報研修テキスト，61-71.

Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji and R. Taira, 2007: The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteorol. Soc. Japan,* **85**, 369-432.

Takaya, K., and H. Nakamura, 2001: A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *J. Atoms. Sci.*, **58**, 608-627.

Usui, N., S. Ishizaki, Y. Fujii, H.Tsujino, T. Yasuda, and M. Kamachi, 2006: Meteorological Research Institute Multivariate Ocean Variational Estimation (MOVE) System: Some early results. *Adv. Space Res.*, **37**, 806-822.