

第3章 地球環境の変動⁴³

3.1 温室効果ガスの変動⁴⁴

- 二酸化炭素の濃度は、大気、海洋ともに長期的に増加している。
- 大気中のメタンの濃度は、ほぼ横ばいだった 1999～2006 年を除き、長期的に増加傾向にある。
- 大気中の一酸化二窒素の濃度は、長期的に増加している。
- ハロカーボン類のうち、クロロフルオロカーボン類の大気中濃度は減少傾向にある一方で、ハイドロフルオロカーボン類の大気中濃度は増加傾向にある。

気象庁では世界気象機関（WMO）／全球大気監視（GAW）計画に基づき、温室効果ガスの変動を把握するため、世界の監視ネットワークの一翼として温室効果ガスの観測を行うとともに、温室効果ガス世界資料センター（WDCGG）⁴⁵を運営し、世界各国の温室効果ガスのデータを収集・管理し、国内外へのデータの提供を行っている。WDCGG に報告されたデータをもとにした解析によると、地球温暖化に及ぼす影響の大きい代表的な温室効果ガスの世界平均濃度は引き続き増加している（表 3.1-1）。

気象庁では国内 3 地点（綾里（岩手県大船渡市）、南鳥島（東京都小笠原村）、与那国島（沖縄県与那国町））において、地上付近の温室効果ガス濃度を観測している。また、海洋気象観測船によって、日本周辺海域及び北西太平洋における洋上大気及び海水中の二酸化炭素等の観測を実施している。さらに、2011 年からは北西太平洋において航空機による上空の温室効果ガス観測を行っている（図 3.1-1）。

表 3.1-1 代表的な温室効果ガスの世界平均濃度（2019 年）⁴⁶

温室効果ガスの種類	大気中の濃度			前年との差	前年からの増加率	参考数値
	工業化以前 (1750 年)	2019 年平均濃度	工業化以降 の増加率			寿命 (年)
二酸化炭素	約 278 ppm	410.5 ppm	+ 48%	+2.6 ppm	+0.64%	不定
メタン	約 722 ppb	1877 ppb	+160%	+8 ppb	+0.43%	12.4
一酸化二窒素	約 270 ppb	332.0 ppb	+ 23%	+0.9 ppb	+0.27%	121

⁴³ 本章では、世界の温室効果ガス等の観測データの収集や解析に時間を要する項目については、2019 年までの結果を掲載している。

⁴⁴ 気象庁ホームページでは、温室効果ガス等の監視成果を公表している。

https://www.data.jma.go.jp/ghg/info_ghg.html （大気中の温室効果ガス）

https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/index_co2.html （海洋の温室効果ガスと海洋酸性化）

<https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/data/report/data/> （大気・海洋環境観測年報）

⁴⁵ WDCGG の詳細についてはホームページを参照のこと。<https://gaw.kishou.go.jp/jp/>

⁴⁶ 2019 年平均濃度、前年との差及び前年からの増加率は WMO（2020）を、工業化以前の濃度及び寿命については IPCC（2013）を参照した。また、工業化以降の増加率については、工業化以前の濃度と 2019 年平均濃度の差から算出した。なお、寿命は IPCC（2013）にある応答時間（一時的な濃度増加の影響が小さくなるまでの時間）を採用した。



図 3.1-1 気象庁における温室効果ガスの観測網

気象庁では、綾里、南鳥島及び与那国島の3地点で連続観測を実施しているほか、2隻の海洋気象観測船（凌風丸、啓風丸）により洋上大気及び海水中の、航空機により上空の温室効果ガス観測を定期的に行っている。

3.1.1 世界と日本における二酸化炭素

(1) 世界における二酸化炭素濃度

大気中の二酸化炭素濃度は季節変動を伴いながら経年増加している（図 3.1-2 (a)）。この経年増加は、化石燃料の消費、森林破壊等の土地利用変化といった人間活動により二酸化炭素が大気中に放出され、一部は陸上生物圏や海洋に吸収されるものの、残りが大気中に蓄積されることによってもたらされる。二酸化炭素の放出源が北半球に多く存在するため、相対的に北半球の中・高緯度帯で濃度が高く、南半球で低い（図 3.1-3）。また、季節変動は主に陸上生物圏の活動によるものであり、夏季に植物の光合成が活発化することで濃度が減少し、冬季には植物の呼吸や土壌有機物の分解活動が優勢となって濃度が上昇する。濃度が極大となるのは、北半球で3～4月頃、南半球で9～10月頃である。季節変動の振幅は北半球の中・高緯度ほど大きく、陸域の面積の少ない南半球では小さい（図 3.1-3）。そのため、世界平均濃度は北半球の季節変動を反映して4月頃に極大となる。WDCGGの解析によると2019年の地表付近の世界平均濃度は410.5 ppmであり、前年からの増加量は2.6 ppmであった（表 3.1-1）。この増加量は、最近10年間の平均年増加量（約2.4 ppm）及び1990年代の平均年増加量（約1.5 ppm）より大きい。

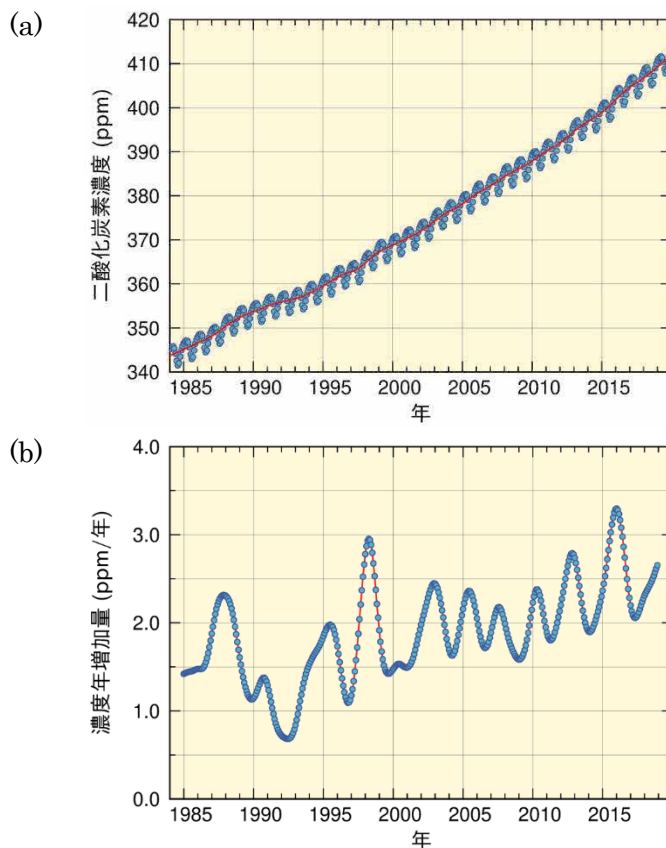


図 3.1-2 大気中の二酸化炭素の (a) 世界平均濃度と (b) 濃度年増加量

温室効果ガス世界資料センター（WDCGG）が収集した観測データから作成した大気中の二酸化炭素の月別の世界平均濃度（青丸）と、季節変動成分を除いた濃度（赤線）を示す（WMO, 2020）。濃度年増加量は、季節変動成分を除いた月別値から、各月の増加量を1年あたりに換算して求めている。算出方法はWMO（2009）による。解析に使用したデータの提供元はWMO（2021）に掲載されている。

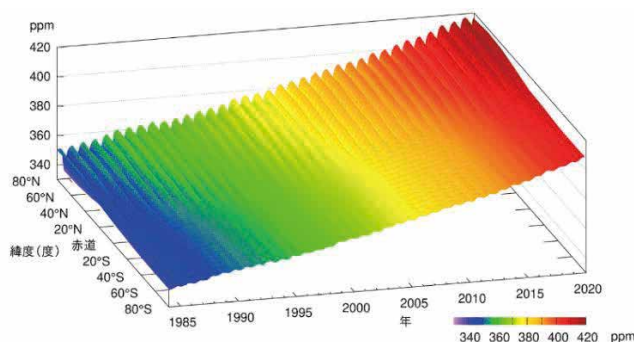


図 3.1-3 緯度帯別の大気中の二酸化炭素濃度の経年変化

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の経年変化を示す。算出方法は WMO (2009) による。解析に使用したデータの提供元は WMO (2021) に掲載されている。

二酸化炭素濃度の年増加量は一定ではなく年々変動がみられる⁴⁷ (図 3.1-2 (b))。年増加量が大きくなる時期はエルニーニョ現象の発生時期におおむね対応しており、エルニーニョ現象がもたらす熱帯域を中心とした高温と少雨により植物の呼吸や土壌有機物分解作用の強化及び光合成活動の抑制が生じ、陸上生物圏から大気への二酸化炭素放出が強まることが知られている (Keeling et al., 1995; Dettinger and Ghil, 1998)。図 3.1-4 は、人為起源放出量から大気中の増加量及び海洋による吸収量を差し引く方法 (Le Quéré et al., 2016) により推定した陸上生物圏による二酸化炭素の正味の吸収量 (炭素の重量に換算した年間吸収量) である。例えば 2015~2016 年には、2014 年夏から 2016 年春にかけて発生したエルニーニョ現象に呼応するように陸上生物圏による吸収量が減少した (WMO, 2018b)。2015 年及び 2016 年の吸収量はそれぞれ年間 21 ± 11 億トン炭素、年間 18 ± 11 億トン炭素で、これは 2017 年までの 10 年間の平均 (32 ± 10 億トン炭素) よりも小さい。同様に 1997~1998 年や 2002~2003 年に発生したエルニーニョ現象に対応して陸上生物圏による吸収量が減少している。特に 1998 年は、陸上生物圏による正味の吸収量が 1990 年以降で最も小さく、ほぼゼロであった。例外的に、1991~1992 年はエルニーニョ現象が発生したにも関わらず、陸上生物圏による正味の吸収量が大きかった。これは、1991 年 6 月のピナトゥボ火山の噴火が世界規模で異常低温をもたらし、土壌有機物の分解による放出が抑制されたためと考えられている (Keeling et al., 1996; Rayner et al., 1999)。

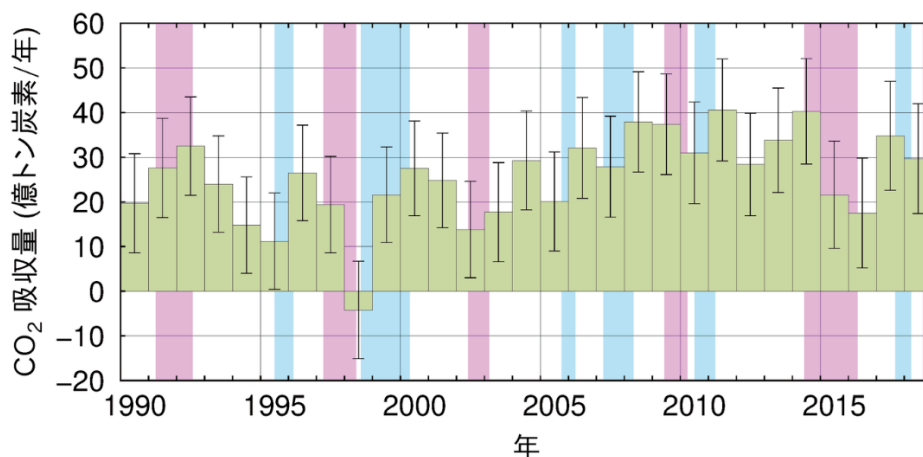


図 3.1-4 陸上生物圏による二酸化炭素の正味の吸収量の経年変化

人為起源の放出量 (化石燃料の消費、セメント生産及び土地利用変化による放出量 (Friedlingstein et al., 2020) の合計) から、大気中増加量 (図 3.1-2 (b) を年平均したもの) と海洋による吸収量 (気象庁が解析した海洋による吸収量 (Iida et al., 2020; 3.1.1 (3) 節も参照) に河川からの流入を含む自然の炭素循環による 7 億トン炭素/年 (IPCC, 2013) を考慮したもの) を差し引くことによって推定した。正の値が陸上生物圏による吸収を、負の値が放出を示す。エラーバーは、推定値の不確かさ (信頼区間 68% の範囲) である。桃色の背景色はエルニーニョ現象の発生期間、水色の背景色はラニーニャ現象の発生期間を表す。

⁴⁷ 二酸化炭素濃度の年々変動とその要因については気象庁ホームページも参照のこと。

https://www.data.jma.go.jp/ghg/kanshi/tour/tour_c1.html

(2) 日本における二酸化炭素濃度

国内観測点における二酸化炭素濃度は、植物や土壌微生物の活動の影響による季節変動を繰り返しながら増加し続けている（図 3.1-5 (a)）。観測点の中で最も高緯度に位置する綾里では（図 3.1-1）、季節変動が最も大きくなっている。これは、北半球では、中高緯度域の陸上生物圏の活動の季節変動が大きいことを反映して、高緯度ほど濃度の季節変動が大きくなる傾向があるためである。また、与那国島と南鳥島はほぼ同じ緯度帯にあるものの与那国島の濃度が高く、季節変動の振幅も大きい。これは、与那国島がアジア大陸に近く、秋から春にかけて人間活動や植物及び土壌微生物の活動により二酸化炭素濃度が高くなった大陸の大気の影響を強く受けるためである。2020 年の年平均濃度は、綾里で 416.3 ppm、南鳥島で 414.5 ppm、与那国島では 417.2 ppm となった（いずれも速報値）。前年からの増加量は 2.3～2.4 ppm/年であり、これは最近 10 年間の平均年増加量と同程度である。新型コロナウイルス感染拡大に伴う移動制限措置等により、2020 年の二酸化炭素の人為起源の排出量は、2019 年と比較して約 7%程度減少したことが報告されている（Friedlingstein et al., 2020）が、大気中の二酸化炭素濃度は増加が続いており、短期的には年々の自然変動とは区別できないことを示している（WMO, 2020）。

国内観測点においても二酸化炭素濃度の年増加量が大きくなる時期は主にエルニーニョ現象に対応している。最近では 2014 年夏～2016 年春にかけて発生したエルニーニョ現象を追うように、二酸化炭素濃度が大きく増加した（図 3.1-5 (b)）。

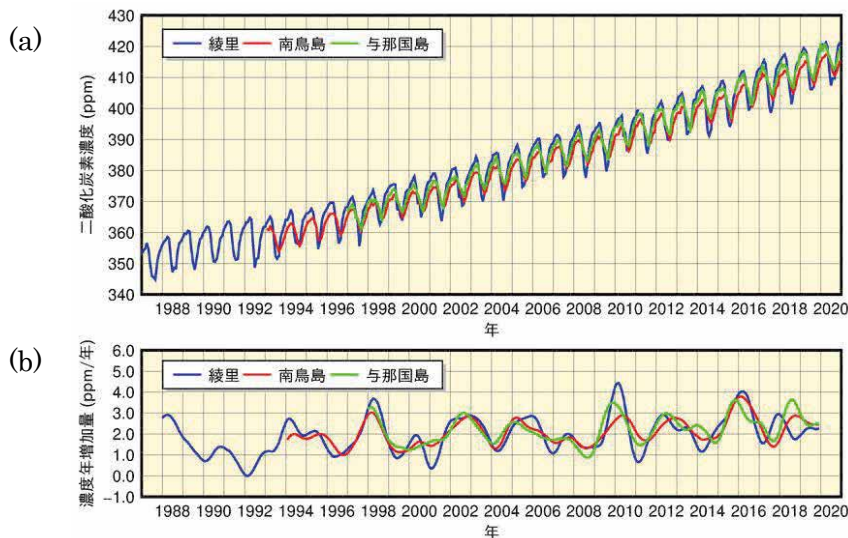


図 3.1-5 綾里、南鳥島及び与那国島における大気中の二酸化炭素の(a)月平均濃度と(b)濃度年増加量の経年変化
濃度年増加量は、季節変動成分を除いた月別値から、各月の増加量を1年あたりに換算して求めている。算出方法はWMO（2009）による。

(3) 海洋の二酸化炭素

気象庁の海洋気象観測船によって観測された、北西太平洋（東経 137 度線上の北緯 3 ～ 34 度及び東経 165 度線上の南緯 5 ～ 北緯 35 度）の表面海水中及び大気中の二酸化炭素分圧は、全ての海域において増加し続けている（図 3.1-6、図 3.1-7）。東経 137 度線では、1985 年から 2020 年までの 36 年間で表面海水中の二酸化炭素分圧は平均 $1.8\mu\text{atm}/\text{年}$ ($1.5 \sim 2.1\mu\text{atm}/\text{年}$) の割合で、また、大気中の二酸化炭素分圧は平均 $1.8\mu\text{atm}/\text{年}$ ($1.8 \sim 2.0\mu\text{atm}/\text{年}$) の割合で増加している。東経 165 度線では、1996 年から 2020 年までの 25 年間で表面海水中の二酸化炭素分圧は平均 $2.1\mu\text{atm}/\text{年}$ ($1.6 \sim 3.0\mu\text{atm}/\text{年}$) の割合で、また、大気中の二酸化炭素分圧は平均 $2.0\mu\text{atm}/\text{年}$ ($1.7 \sim 2.1\mu\text{atm}/\text{年}$) の割合で増加している。亜熱帯域においては、表面海水中の二酸化炭素分圧は、海面水温が高くなる夏季に高く、海面水温が低くなる冬季に低いという季節変動をしており、その変動幅は東経 137 度線、東経 165 度線ともに緯度が高いほど大きくなるという特徴がある。それに対して大気中の二酸化炭素分圧の季節変動は小さく、夏季以外には表面海水中の二酸化

炭素分圧が大気中の二酸化炭素分圧を下回るため、一年を通じて平均すると海洋が大気中の二酸化炭素を吸収している。一方熱帯域においては、ほぼ一年を通じて表面海水中の二酸化炭素分圧が大気中の二酸化炭素分圧を上回るため、海洋が大気中に二酸化炭素を放出している。東経 137 度線と東経 165 度線の二酸化炭素分圧を比較すると、観測期間・観測範囲の違いによる差はみられるが、その増加傾向に大きな違いはない。ただし赤道域においては、東経 165 度線ではエルニーニョ・ラニーニャ現象の影響を受けるため、表面海水中の二酸化炭素分圧は年ごとの変動が大きい。これは赤道域の東部太平洋では海洋の下層から二酸化炭素を多く含む海水が湧昇することによって二酸化炭素分圧の高い海水が広がっているが、エルニーニョ現象発生時には貿易風が弱まり湧昇域が東側に限られるため東経 165 度の二酸化炭素分圧は低く抑えられ、ラニーニャ現象発生時には貿易風が強まり湧昇域が西側まで広がり二酸化炭素分圧は高くなるためである。

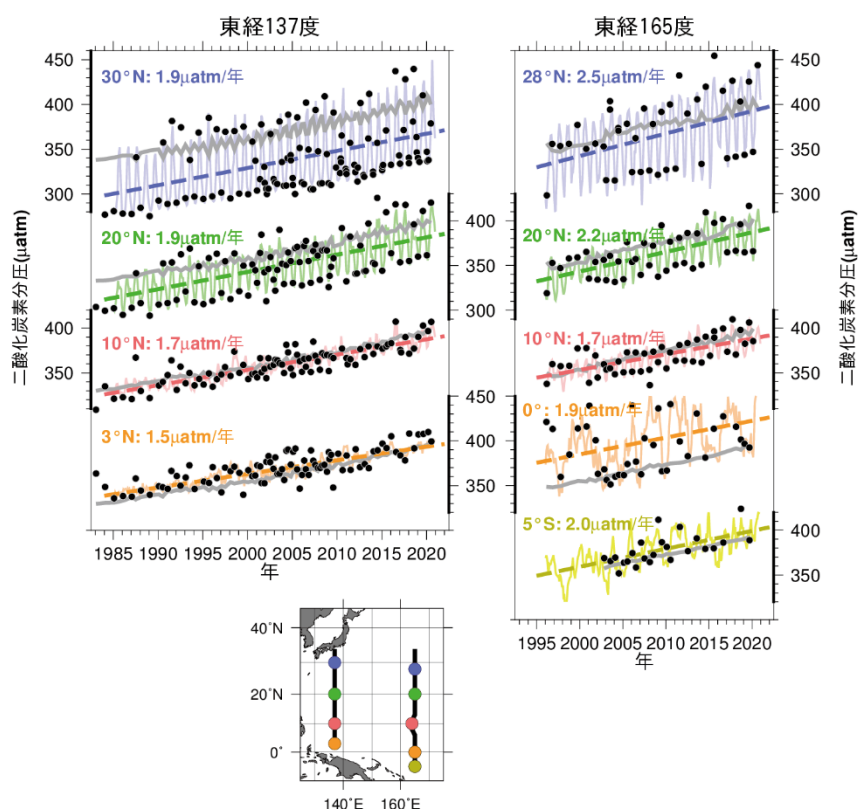


図 3.1-6 東経 137 度線（左図）及び東経 165 度線（右図）における表面海水と大気中の二酸化炭素分圧の長期変化⁴⁸

図は、表面海水中の二酸化炭素分圧の観測値（●）及び解析によって得られた推定値（細線）と長期変化傾向（破線）並びに大気中の二酸化炭素分圧（灰色の実線）を示している。

⁴⁸ 気象庁ホームページでは、海洋による二酸化炭素の吸収（北西太平洋）について公表している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_2/co2_trend/co2_trend.html

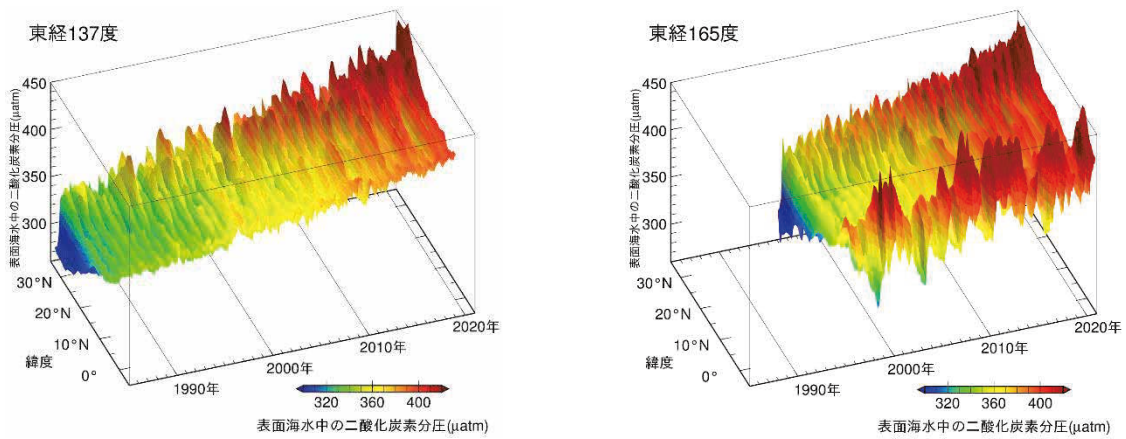


図 3.1-7 緯度ごとの表面海水中の二酸化炭素分圧の経年変化

図は東経 137 度線の北緯 3 度～北緯 34 度（左）、東経 165 度線の南緯 5 度～北緯 35 度（右）における緯度ごとの表面海水中の二酸化炭素分圧の経年変化を示している。

これまで蓄積された国内外の海洋観測データから、表面海水中の二酸化炭素濃度と水温・塩分・クロロフィル濃度との間には、海域や季節によってそれぞれ特徴の異なる相関関係があることがわかっている。この相関関係を利用して、水温と塩分の解析データや衛星によるクロロフィル濃度の観測データから、全海洋の表面海水中の二酸化炭素濃度を推定し、二酸化炭素の吸収・放出を解析した (Iida et al., 2020 : 図 3.1-8)。

図 3.1-8 左図は、二酸化炭素の吸収・放出の分布を示している。赤道付近やインド洋北部では、二酸化炭素を多く含む海水が下層から湧き上がり、表面海水中の二酸化炭素濃度が大気中よりも高い海域となっているため、海洋から大気中に二酸化炭素が放出（赤色域）されている。それ以外の広い海域では表面海水中よりも大気中の二酸化炭素濃度が高くなっているため、海洋が大気から二酸化炭素を吸収（青色域）している。特に中緯度から高緯度にかけては、冬季における海面水温の低下や、春から秋にかけての生物活動による二酸化炭素の消費に伴い、表面海水中の二酸化炭素濃度が低下するため、二酸化炭素の吸収が大きくなっている。図 3.1-8 右図は、二酸化炭素吸収量の月ごと及び年間の積算値を示している。海洋全体では、1990～2019 年の平均で年間に 20 億トン炭素の二酸化炭素を吸収している。河川からの流入を含む自然の炭素循環による 7 億トン炭素 (IPCC, 2013) を考慮すると、海洋が蓄積する二酸化炭素の量は、化石燃料の燃焼や土地利用の変化といった人間の活動によって放出された二酸化炭素（2000 年代において 1 年あたりおよそ 90 億トン炭素 (IPCC, 2013)）の約 3 割に相当する。また、海洋の二酸化炭素吸収量は 2000 年以降増加傾向にある。

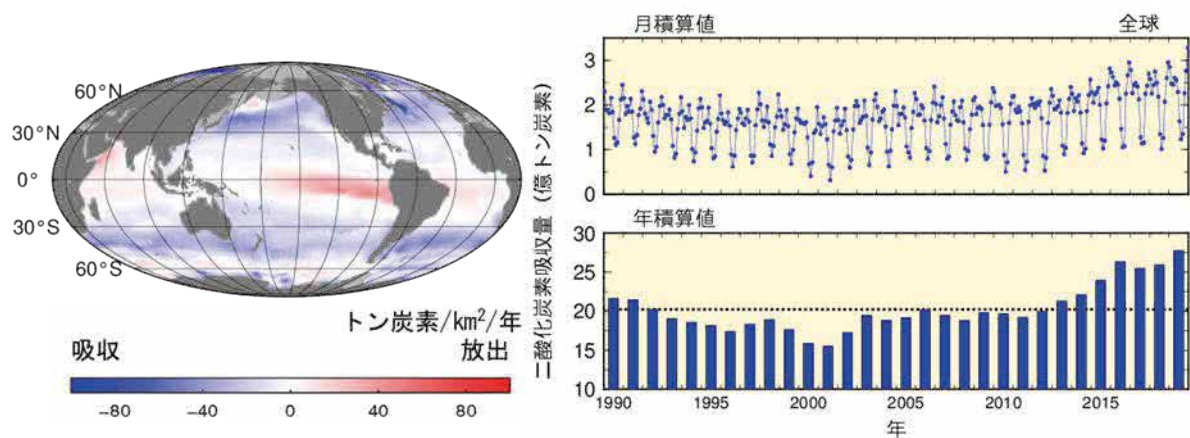


図 3.1-8 全海洋における二酸化炭素の吸収・放出の 2019 年の分布（左図）及び二酸化炭素吸収量の月ごと及び年間の積算値（1990～2019 年）（右図）⁴⁹

左図は 2018 年の全海洋における二酸化炭素の吸収・放出の分布を表したもので、赤で着色した海域は海洋から大気へ二酸化炭素が放出されていることを、青で着色した海域は大気中の二酸化炭素が海洋に吸収されていることを、灰色の領域は解析対象範囲外であることを示す。右図は月積算値及び年積算値を示したもので、年積算値の図の点線は 1990～2019 年の平均 20 億トン炭素を表す。単位は、炭素の重量に換算した値を用い、分布図では 1 年あたり単位面積あたりの「トン炭素/ $\text{km}^2/\text{年}$ 」、積算値では「億トン炭素」を用いている。

海洋に蓄積された二酸化炭素の量は、海洋内部の二酸化炭素量の増加傾向から見積もることができる。1990 年代以降の海洋内部の二酸化炭素の長期時系列観測データを利用して、東経 137 度に沿った北緯 10～30 度と東経 165 度に沿った北緯 10～35 度の海域に蓄積された二酸化炭素量を見積もった（図 3.1-9）。1990 年代以降、海面から深さ約 1200～1400 m までの海洋中に蓄積した二酸化炭素量は、東経 137 度及び東経 165 度で 3～12 トン炭素/ $\text{km}^2/\text{年}$ （単位面積 1 年あたりに蓄積した炭素の重量に換算）であった。特に北緯 20～30 度付近で二酸化炭素の蓄積量が多い。東経 137 度と東経 165 度のこれらの海域では、大量の二酸化炭素が溶け込んだ海水が北太平洋亜熱帯モード水や北太平洋中層水と呼ばれる水塊によって海洋内部に輸送され、より深くまで分布しているため、北緯 10 度や北緯 35 度に比べて二酸化炭素蓄積量が多くなっていると考えられる。

⁴⁹ 気象庁ホームページでは、海洋による二酸化炭素吸収量について公表している。

https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_2/co2_flux_glob/co2_flux_glob.html

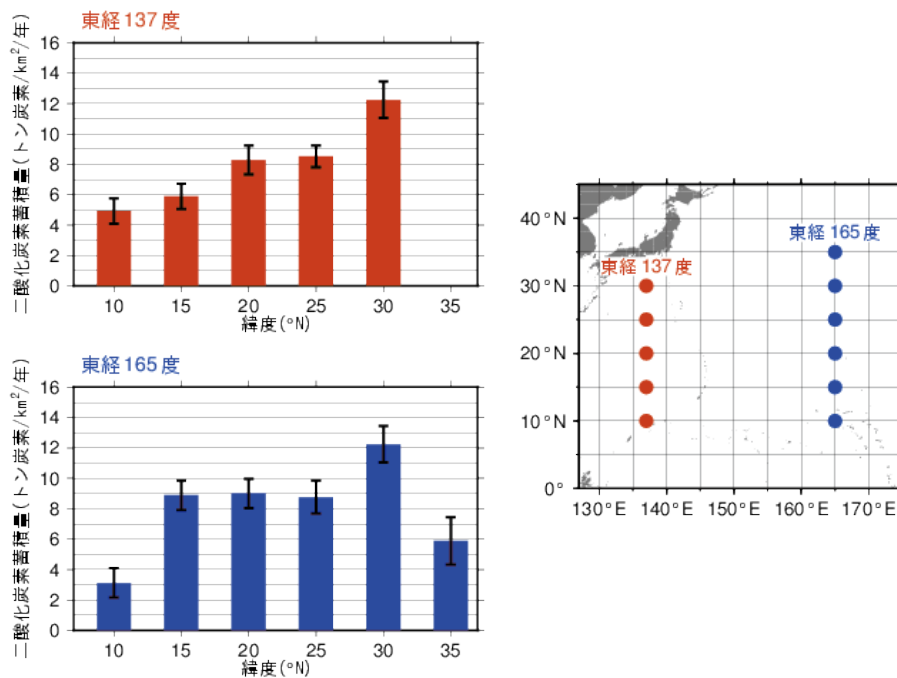


図 3.1-9 東経 137 度及び東経 165 度における緯度ごとの 1 年あたりの二酸化炭素蓄積量 (左図) と解析対象とした海域 (右図)⁵⁰

左図中のエラーバーは、信頼区間 95% の範囲を示す。解析期間は、東経 137 度が 1994 年～2020 年、東経 165 度が 1992 年～2020 年。

(4) 海洋酸性化

海洋は人間活動によって排出された二酸化炭素の大きな吸収源であり、海洋が二酸化炭素を吸収し内部に蓄積することで大気中の二酸化炭素増加を緩和する反面、海水の化学的性質に変化が生じている。特に、“海洋酸性化”として知られている海水中的の水素イオン濃度指数 (pH) の低下は、海洋による大気中の二酸化炭素の吸収能力を低下させて地球温暖化を加速させたり (Raven et al., 2005)、プランクトンの成長を阻害して海洋の生態系に影響を与えたりするなど、懸念すべき問題となっている。IPCC 第 5 次評価報告書 (IPCC, 2013) では、工業化以降 (1750 年以降) の人間活動で排出された大気中の二酸化炭素を海洋が吸収することにより、現在までに全球平均の海洋表面 pH は 0.1 低下したと見積もられており、今世紀末までには更に 0.065～0.31 低下すると予測している。また、海洋表層で吸収された二酸化炭素は、海洋の循環や生物活動により海洋内部に運ばれ蓄積し、海洋内部での酸性化も指摘されている (Doney et al., 2009)。

海洋酸性化の現状を把握するため、二酸化炭素濃度等のデータを用いて、北西太平洋 (東経 137 度及び 165 度線) の表面海水中及び海洋内部の pH を見積もった (図 3.1-10、図 3.1-11、図 3.1-12)。その結果、表面海水中の pH は全ての緯度で明らかに低下しており、その低下率は、東経 137 度線では 1985 年から 2020 年までの 36 年間で 10 年あたり平均 0.018 (0.014～0.021)、東経 165 度線では 1996 年から 2020 年までの 25 年間で 10 年あたり平均 0.020 (0.014～0.029) であった。大気中及び海水中的の二酸化炭素が年々増加しているために表面海水中の pH が低下していると考えられる。深さ約 150～800m における海洋内部の pH については、1990 年代以降、10 年あたり 0.009～0.034 低下していた。亜熱帯では、北部のほうが南部よりも低下率が大きい傾向がみられ、これは亜熱帯北部ほど二酸化炭素蓄積量が多いことと整合している。

⁵⁰ 気象庁ホームページでは、海洋中の二酸化炭素蓄積量に関する情報を公表している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_2/co2_inventory/inventory.html

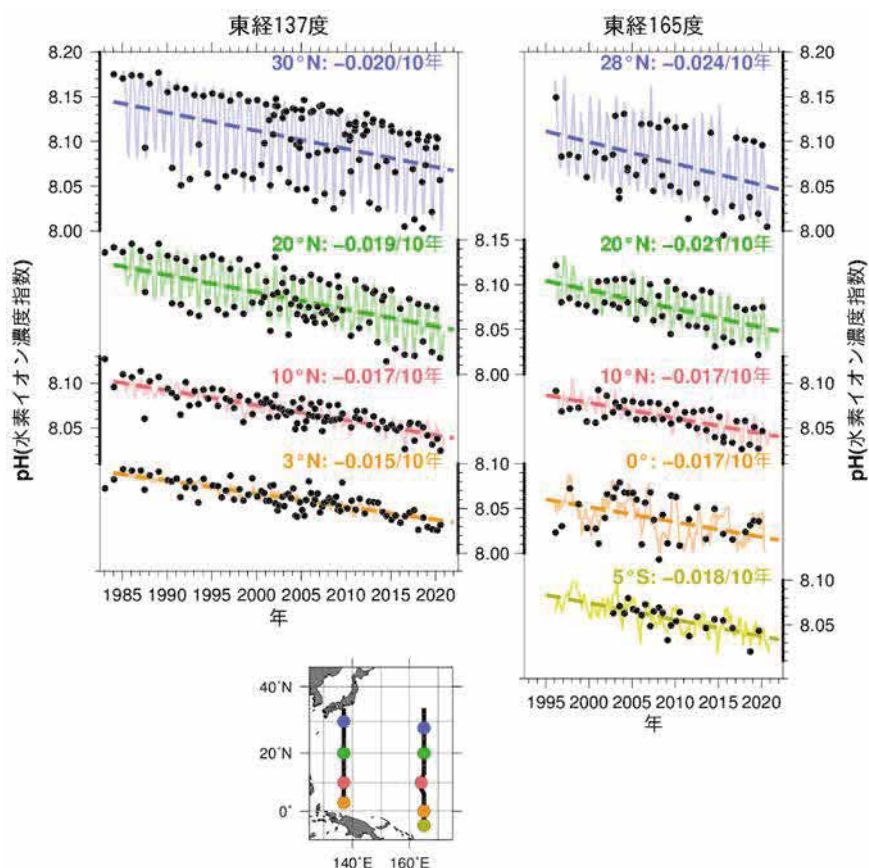


図 3.1-10 東経 137 度線（左上図）、東経 165 度線（右上図）の各緯度における表面海水の水素イオン濃度指数（pH）の長期変化⁵¹

黒丸は表面海水中の pH の観測値、実線細線は解析値、破線は長期変化傾向を示し、右上の数字は 10 年当たりの変化率を示す。

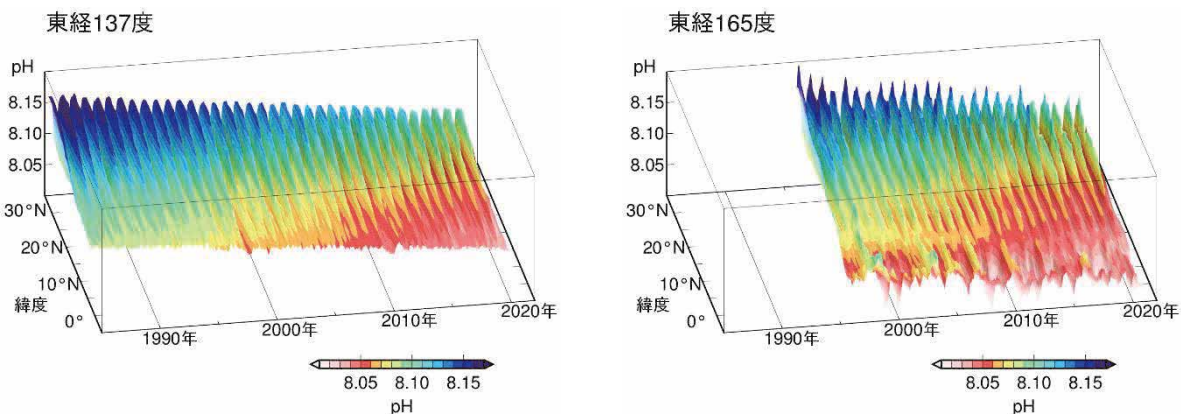


図 3.1-11 東経 137 度線（左図）、東経 165 度線（右図）における表面海水の水素イオン濃度指数（pH）の変化

52

⁵¹ 気象庁ホームページでは、表面海水中の pH の長期変化傾向（北西太平洋）について公表している。

https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_3/pHtrend/pH-trend.html

⁵² 気象庁ホームページでは、表面海水中の pH の長期変化傾向（北西太平洋）について公表している。

https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_3/pHtrend/pH-trend.html

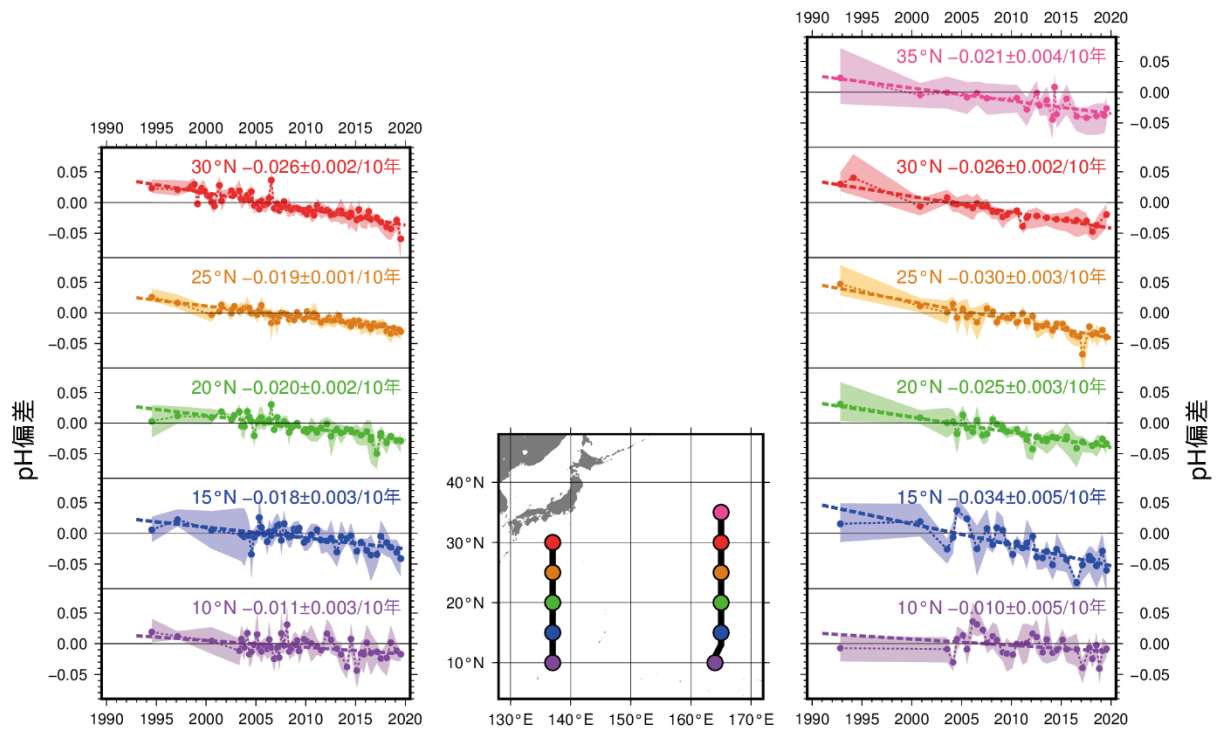


図 3.1-12 東経 137 度及び東経 165 度の各緯度における海洋内部での水素イオン濃度指数偏差の長期変化⁵³

東経 137 度及び東経 165 度の各緯度における海洋内部での pH の偏差時系列を示す。偏差は、全観測期間の密度面ごと（深さ 150m から 800m）の平均値からの差として求めている。塗りつぶしは標準偏差、破線は長期変化傾向を示し、右上の数字は 10 年当たりの変化率（減少率）を示す。

⁵³ 気象庁ホームページでは、海洋内部の pH の長期変化傾向（北西太平洋）について公表している。

https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_3/pHin/pH-in.html

(5) 上空の二酸化炭素濃度

気象庁は防衛省の協力の下、2011 年から厚木航空基地（神奈川県綾瀬市）－南鳥島間の輸送機において、北緯約 34～25 度の航路上で水平飛行中の上空約 6km 及び南鳥島に降下中の異なる高度⁵⁴で二酸化炭素濃度の観測を月に 1 回行っている（Tsuboi et al., 2013; Niwa et al., 2014）。

図 3-1.13 に、水平飛行時に採取した大気中の二酸化炭素濃度（黒点）及びその平均値（青点）、また、南鳥島の地上で観測した濃度の月平均値（赤点）を示す。図中の破線は青点及び赤点の時系列データから、季節変動を取り除いた成分を示す。図が示すように、上空の二酸化炭素濃度は、地上における観測値と同様に年々増加している。ただし、破線が示すように、平均的には上空の濃度が地上の濃度よりも低い傾向にある。

図 3-1.14 は、地上観測及び水平飛行時のデータに加えて、輸送機が南鳥島に降下する際に採取した大気中の濃度を用いて、観測開始以降の期間の平均的な季節変動を高度別に示したものである。比較しやすくするため、いずれも地上における観測値から季節変動を取り除いた成分を基準として算出している。いずれの高度においても、冬から春にかけて濃度が高く、夏から秋にかけて濃度が低くなる季節変動がみられるが、冬から春にかけては上空に向かうほど濃度が低くなる傾向がみられる。結果として、上空の濃度の季節変動の振幅は地上のものよりも小さくなっている。

図 3-1.15 は、2 月と 8 月に実施された観測のうち、南鳥島降下中に採取した大気の濃度から、観測当日の地上における濃度の日平均値を差し引いたものであり、鉛直方向の濃度変化を示している。2 月は上空に向かうほど濃度が低くなっているのに対し、8 月は地上と上空の濃度値に大きな変化がみられない。

以上の結果は、大陸域において陸上生物圏の影響を受けた地表付近の大気が南鳥島の地上や上空まで輸送されていること、また、その輸送の様相が季節や高度により差異があることを示唆している。南鳥島付近でみられるような、冬から春にかけて上空ほど濃度が低くなり、夏に鉛直方向の濃度勾配が緩やかになる傾向は、アジアや北米においても航空機観測によって確認されている（Sweeney et al., 2015; Umezawa et al., 2018）。

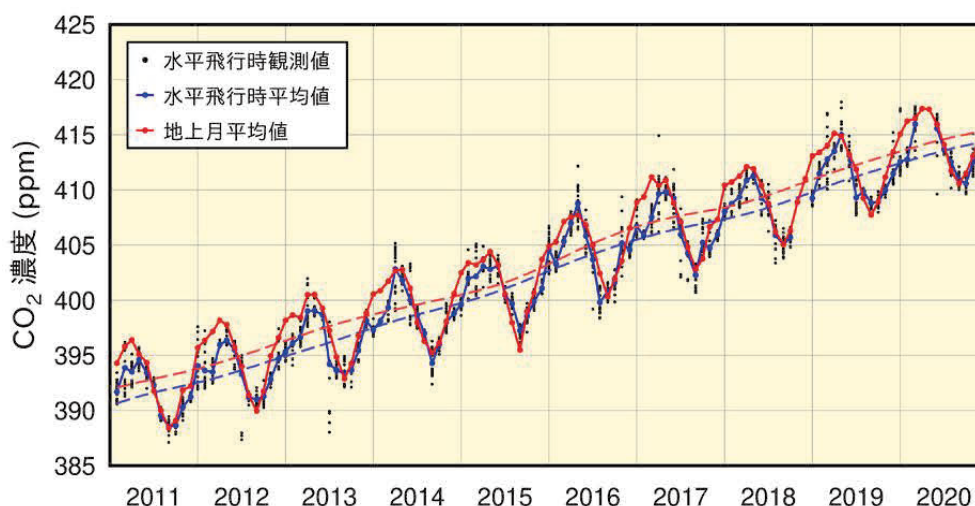


図 3.1-13 厚木航空基地－南鳥島間の航空機観測による水平飛行時（高度約 6km）に採取した大気中の二酸化炭素濃度（黒点）とその平均値（青点）及び南鳥島の地上における月平均二酸化炭素濃度（赤点）

青破線及び赤破線は、上空及び地上の各平均値からそれぞれの季節変動を取り除いた成分。算出方法は WMO（2009）による。

⁵⁴ 南鳥島からの上昇時に高度別の観測を行った例もあるが、ごく少数のため、ここではまとめて降下中と記述する。

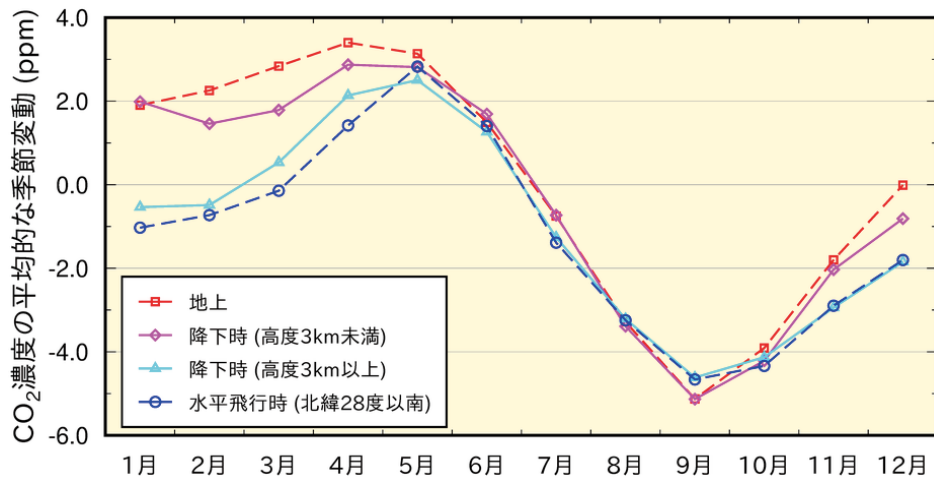


図 3.1-14 南鳥島付近における高度別の二酸化炭素濃度の平均的な季節変動

地上での月平均濃度（赤色）、北緯 28 度以南を水平飛行中に採取した大気中の濃度の平均値（青色）、降下時に採取した大気中の濃度のうち高度 3km 未満（桃色）と 3km 以上（水色）それぞれに対する平均値。地上での月平均濃度について季節変動を取り除いた成分を求め（図 3.1-13 赤破線）、それを各濃度時系列から差し引き、各月について平均したものを示している。

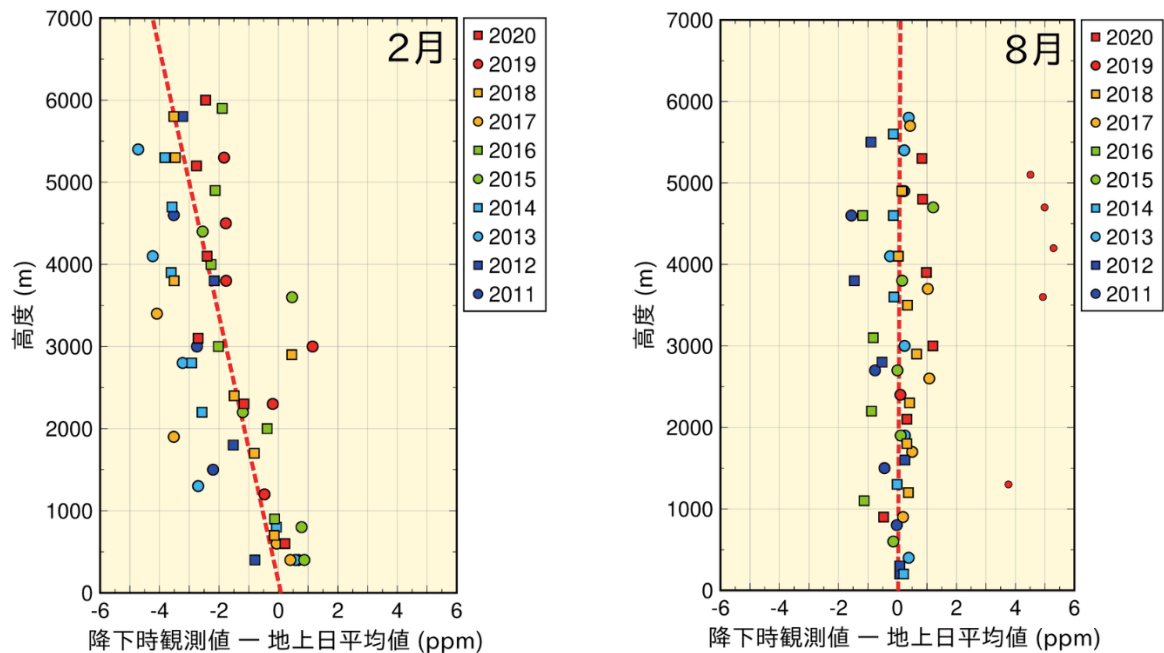


図 3.1-15 南鳥島付近における大気中の二酸化炭素濃度の鉛直分布

各年の 2 月（左）と 8 月（右）に実施された航空機観測のデータのうち、南鳥島へ降下中に採取した大気中の二酸化炭素濃度から、観測当日における南鳥島の地上の日平均値を差し引いたものを丸及び四角の印で示している（観測年によって印の色や形を変えている）。赤色の破線は、最小二乗法によって求めた各月の鉛直方向の濃度勾配を表す。観測空域の平均的な特徴を得るため、最小二乗法による近似直線からの残差が、残差の標準偏差の 3 倍を超えるもの（小さい丸印）は外れ値として鉛直勾配の計算から除外した。2019 年 8 月の観測当日は、地上付近において大陸性の濃度が低い気塊の影響が強く、日平均値が上空の観測値と比較して 4～5 ppm 低くなった。

3.1.2 世界と日本におけるメタン

(1) 世界におけるメタン濃度

大気中のメタン濃度を図 3.1-16 に示す。WDCGG において世界的な濃度の把握が可能となった 1980 年代半ば以来上昇を続けてきたが、1999～2006 年にかけてはその増加がほぼ止まった。しかし、2007 年以降は再び増加している。増加が止まった原因については、IPCC (2013) 等でいくつかの可能性が指摘されているが、まだ特定されていない。一方、2007 年以降の増加については、熱帯の湿地及び北半球中緯度での人為起源による排出が寄与しているという見解が示されている (WMO, 2020)。WDCGG の解析では 2019 年の世界平均濃度は 1877 ppb で、1984 年以降で最高値となった (表 3.1-1)。

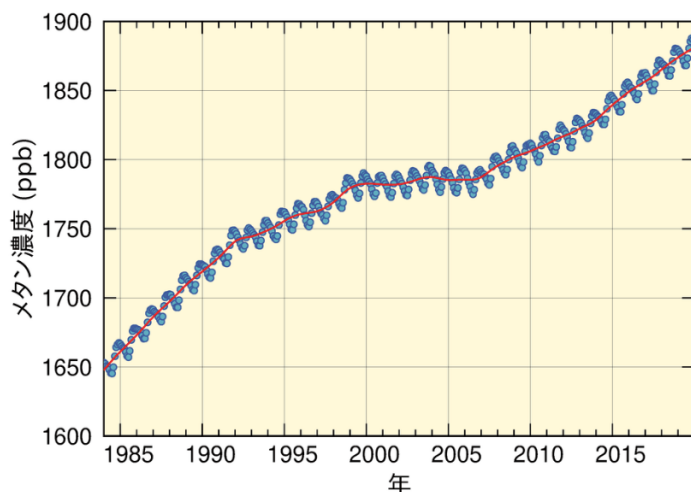


図 3.1-16 大気中のメタンの世界平均濃度

WDCGG が収集した観測データから作成した大気中のメタンの月別の世界平均濃度（青丸）と、季節変動成分を除いた濃度（赤線）を示す (WMO, 2020)。算出方法は WMO (2009) による。解析に使用したデータの提供元は WMO (2021) に掲載されている。

メタンの濃度は北半球の中・高緯度帯に比べて熱帯域では低くなっている。これはメタンの主な放出源が北半球陸域に多く、かつ南半球に向かうにつれて熱帯海洋上の豊富な OH ラジカル⁵⁵と反応し消滅するためである。また、夏季には紫外線が強く水蒸気濃度が高くなることにより OH ラジカルが増加し、これと反応することでメタンが消滅するため、夏季にメタン濃度が減少し冬季に増加する季節変動を繰り返している様子が両半球でみられる (図 3.1-17)。

大気中のメタン濃度の増加は、工業化以降に著しく (160%増)、二酸化炭素の増加率 (48%増) をはるかに上回っている (表 3.1-1)。これは、大気中に放出されるメタンの約 40%は自然起源 (湿地やシロアリなど) であり、人為起源 (畜産、稲作、化石燃料採掘、埋め立て及びバイオマス燃焼など) によるものは約 60%となり、自然界での放出に対して、人間活動に伴う排出が相対的に大きいことに起因していると考えられる。一方で、その変動の要因については、人間活動に伴う排出や陸域の湿地等からの自然起源の放出、大気中での化学反応等が複合しており、定量的に未解明な部分が残されている。今後、世界規模での観測の充実が期待されている。

⁵⁵ OH ラジカルとは、オゾンに紫外線が作用し光分解することによって生じる酸素原子と、大気中の水蒸気が反応して生成する、極めて不安定で反応性が高い物質。紫外線と水蒸気が豊富な低緯度で多い。

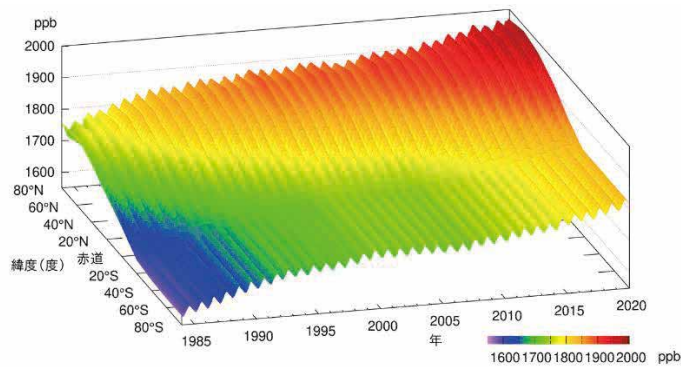


図3.1-17 緯度帯別の大気中のメタン濃度の経年変化

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の経年変化を示す。算出方法はWMO(2009)による。解析に使用したデータの提供元はWMO(2021)に掲載されている。

(2) 日本におけるメタン濃度

国内のメタン濃度は、世界での傾向と同様に、高緯度ほど濃度が高く、夏季に濃度が減少し冬季に増加する季節変動を伴いながら増加している(図3.1-18(a))。高緯度に位置する綾里はOHラジカルとの反応による消滅が少なく、また放出源が多く存在する大陸に近い、3つの観測地点の中で最も濃度が高い。ほぼ同じ緯度帯にある与那国島と南鳥島は、夏季は同程度の濃度だが、冬季は与那国島の方が高濃度である。これは、夏季の与那国島と南鳥島がOHラジカルの豊富な低緯度帯の海洋性気団とともに覆われる一方、冬季は大陸性の気団の張り出しにより、与那国島の方が大陸の放出源の影響を受けやすいためである。与那国島では、2010年以降、冬季の濃度が綾里と同程度となることもあった。2020年の年平均濃度は、綾里で1967 ppb、南鳥島で1912 ppb、与那国島では1937 ppbで、前年に比べて増加し、観測開始以来の最高値となった(いずれも速報値)。

大気中のメタンの濃度年増加量の経年変化(図3.1-18(b))には年々変動があり、観測地点によって濃度年増加量が大きく異なる年が見られる。

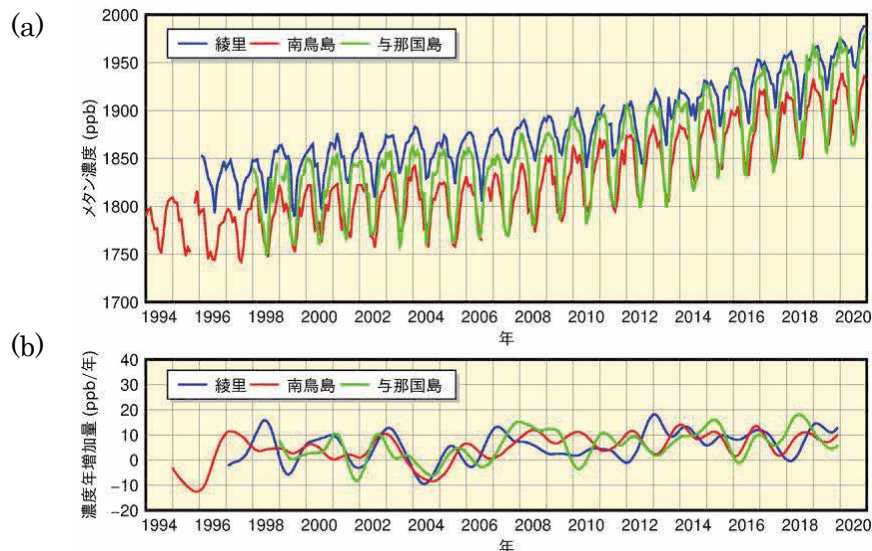


図3.1-18 綾里、南鳥島及び与那国島における大気中のメタンの(a)月平均濃度と(b)濃度年増加量の経年変化

濃度年増加量は、季節変動成分を除いた月別値から、各月の増加量を1年あたりに換算して求めている。算出方法はWMO(2009)による。

3.1.3 世界と日本における一酸化二窒素

大気中的一酸化二窒素濃度を図 3.1-19 に示す。地球規模で増加を続けており、WDCGG の解析によると 2019 年の世界平均濃度は 332.0 ppb であった。これは、工業化以前（1750 年当初）の平均的な値とされる 270 ppb と比べ 23% の増加である（表 3.1-1）。大気中に放出される一酸化二窒素の約 60% は自然起源（海洋や土壌など）であり、人為起源（バイオマス燃焼、施肥及び各種工業過程など）によるものは約 40% である。一酸化二窒素は大気中の寿命が 121 年と長いために、濃度の季節変動は、二酸化炭素やメタンほど顕著には見られない。また、季節変動を除いた北半球と南半球の濃度の差も二酸化炭素やメタンほど顕著には見られないが、人為起源の影響がより大きいと考えられる北半球が、南半球よりも 1 ppb 程度高い（図 3.1-20）。

綾里における一酸化二窒素濃度の経年変化を見ると、明瞭な季節変動は認められないが、年々増加している（図 3.1-21）。2020 年の年平均濃度は 335.5 ppb（速報値）であった。

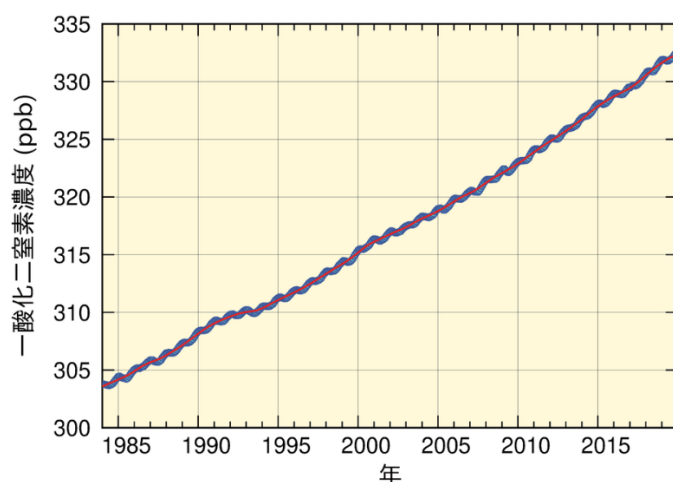


図 3.1-19 大気中的一酸化二窒素の世界平均濃度

WDCGG が収集した観測データから作成した大気中的一酸化二窒素の月別の世界平均濃度（青丸）と、季節変動成分を除いた濃度（赤線）を示す（WMO, 2019）。算出方法は WMO (2009) による。解析に使用したデータの提供元は WMO (2021) に掲載されている。

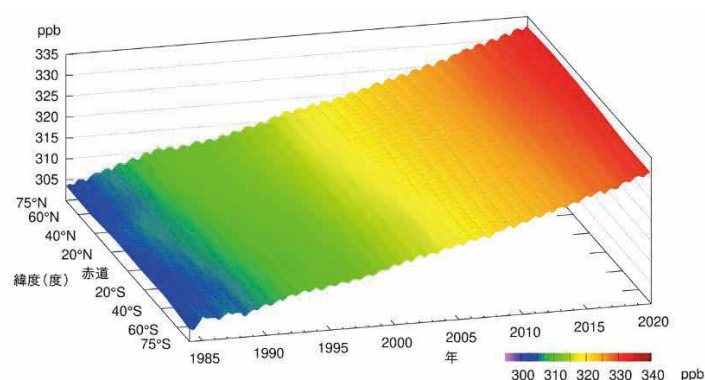


図 3.1-20 緯度帯別の大気中的一酸化二窒素濃度の経年変化

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二窒素月平均濃度の経年変化を示す。算出方法は WMO (2009) による。解析に使用したデータの提供元は WMO (2021) に掲載されている。

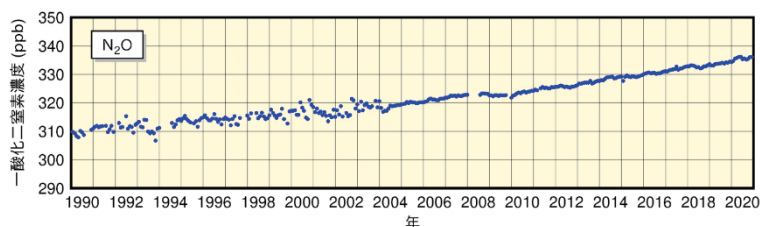


図 3.1-21 綾里における大気中的一酸化二窒素月平均濃度の経年変化

2004 年初めに観測装置を更新したため観測精度が向上し、観測値の変動が小さくなっている。

3.1.4 世界と日本におけるハロカーボン類

ハロカーボン類は、塩素、臭素等のハロゲン原子を含む炭素化合物の総称であり、その多くは強力な温室効果ガスであり、人工的な生産により、その大気中濃度は 20 世紀後半以降急速に増加した。その大気中濃度は二酸化炭素の 100 万分の 1 程度であるが、単位質量あたりの温室効果は二酸化炭素の数千倍を超えるものもある。

うちクロロフルオロカーボン類（CFC-11、CFC-12、CFC-113 など、塩素等ハロゲン元素を含んだ炭素化合物であるハロカーボンの一種。以下 CFC 類と表記。）は成層圏オゾンを破壊する物質であり、1987 年に採択され、1989 年に発効した「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（以下モントリオール議定書と表記。）」によりその生産等が規制されている。

一方、ハイドロフルオロカーボン類（フッ素及び水素を含んだ炭素化合物であるハロカーボン類の一種。以下 HFC 類と表記。）は成層圏オゾンを破壊する効果はなく、CFC 類の代替物質として使用されてきたが、強力な温室効果をもつため、2016 年に HFC 類をモントリオール議定書の規制対象物質に追加する改正（キガリ改正）が行われた（2019 年発効）。

(1) 世界のハロカーボン類

世界の大気中の CFC 類の濃度は、1980 年代までは急速に増加したが、1990 年代以降はモントリオール議定書による規制の効果により減少傾向が見られる（図 3.1-22）。要素別にみると、CFC-11 は 1992～1994 年頃を境に減少傾向に転じている。CFC-12 は 2003 年頃まで増加しその後減少傾向に転じている。CFC-113 は北半球で 1993 年頃を境に、南半球では 1996 年頃を境としてゆるやかな減少傾向に転じている。また、CFC 類の排出源が多く存在する北半球と排出源が少ない南半球の濃度を比較すると、1980 年代よりも 1990 年代以降の方が差が小さくなっており、このことから、CFC 類の排出を抑制した効果が大気中の CFC 類の濃度に現れていることが分かる。

一方で、2012 年以降の大気中 CFC-11 の全球濃度の減少速度が、2002～2012 年の減少速度のおよそ 3 分の 2 に低下しているという観測結果が報告されている。その要因として、CFC-11 の全球排出量が増加していることが数値モデルの結果から推定されており、東アジアからの寄与が示唆されている（WMO, 2018a; WMO, 2018b; Montzka et al., 2018; Rigby et al., 2019）。

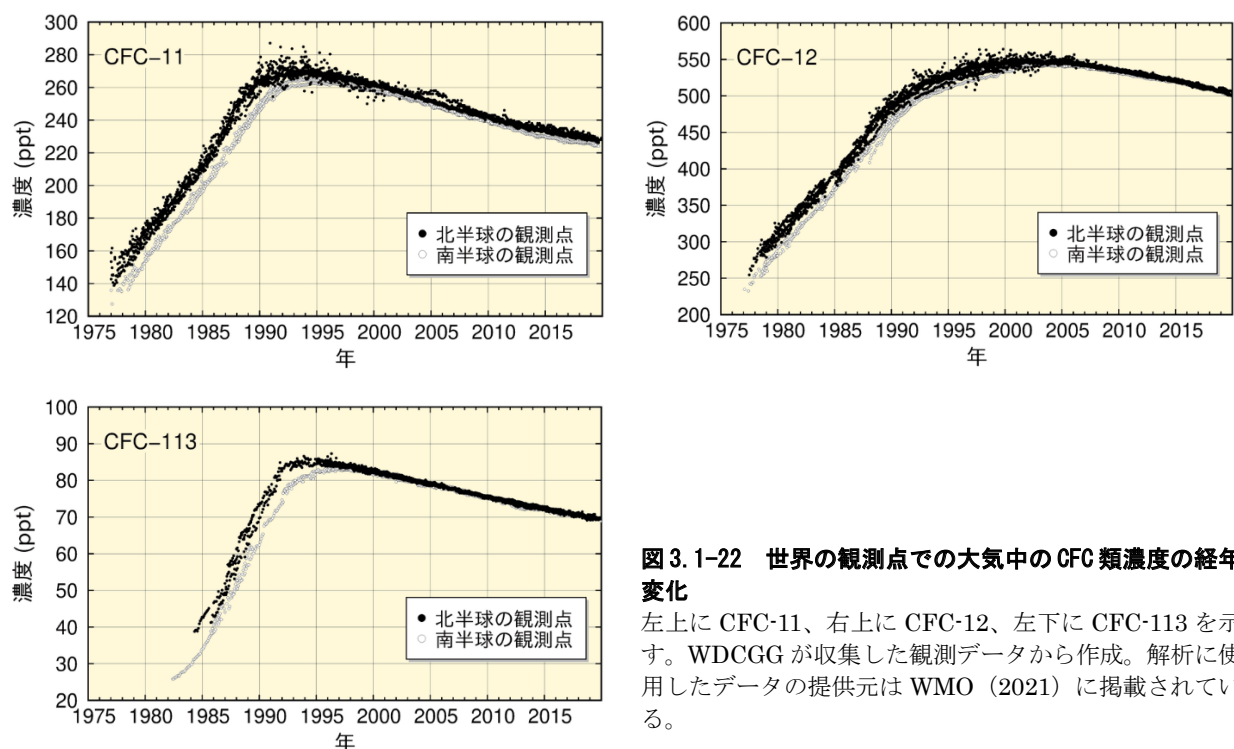


図 3.1-22 世界の観測点での大気中の CFC 類濃度の経年変化

左上に CFC-11、右上に CFC-12、左下に CFC-113 を示す。WDCGG が収集した観測データから作成。解析に使用したデータの提供元は WMO (2021) に掲載されている。

世界の大気中の HFC 類の濃度は、CFC 類同様に、HFC 類の排出源が多く存在する北半球の方が排出源が少ない南半球の濃度より高くなっている（図 3.1-23）。要素別に見ると、HFC-134a は大気中濃度が増加し続けているが、HFC-152a は近年その増加傾向が見られなくなっていることが分かる。また、HFC-152a には顕著な季節変動が見られることが分かる。

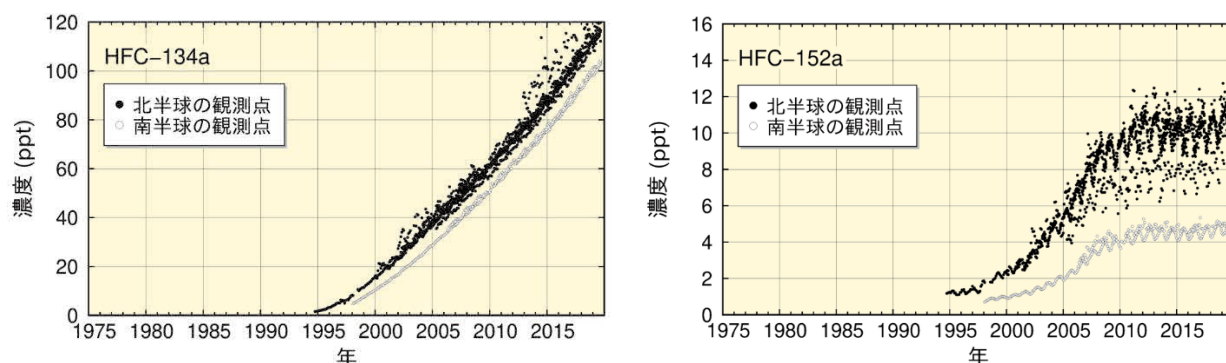


図 3.1-23 世界の観測点での大気中の HFC 類濃度の経年変化

左に HFC-134a、右に HFC-152a を示す。WDCGG が収集した観測データから作成。解析に使用したデータの提供元は WMO（2021）に掲載されている。

(2) 日本のハロカーボン類

綾里における CFC 類の観測結果においても大気中濃度の減少傾向がみられる（図 3.1-24）。要素別にみると、CFC-11 は世界的傾向と同様に 1993～1994 年の約 270 ppt をピークとして減少している。2011 年に CFC-11 濃度が極大を示しているが、これは、2011 年 3 月 11 日の東日本大震災と津波に関連して損傷したポリウレタン発泡断熱材から CFC-11 が漏れ出した可能性が指摘されている（Saito et al., 2015）。CFC-12 はその増加が 1995 年頃から緩やかになり 2005 年頃をピークに減少している。また、CFC-113 は 2001 年頃まで傾向がはっきりしないが、その後減少傾向がみられる。

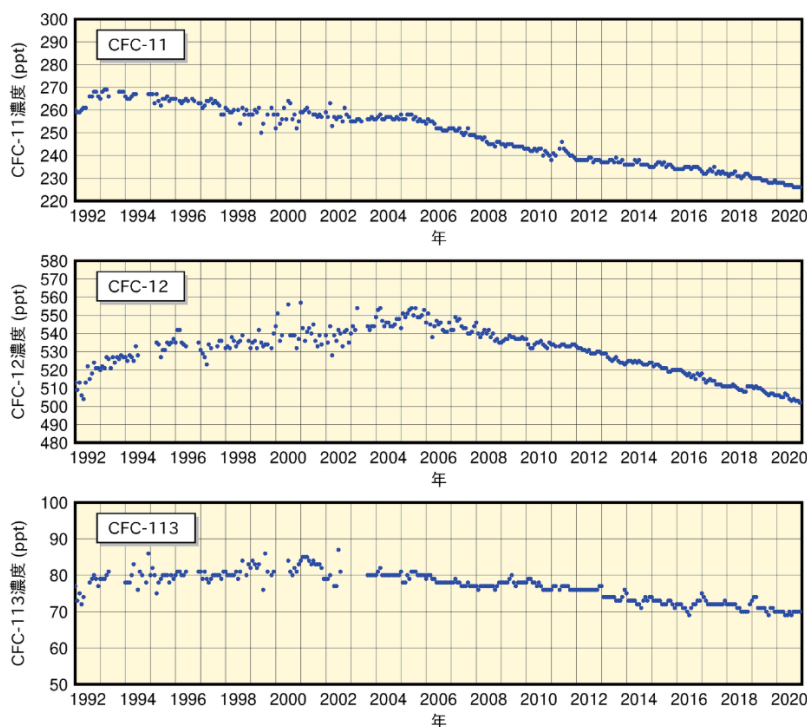


図 3.1-24 綾里における大気中の CFC 類濃度の経年変化

上から順に CFC-11、CFC-12、CFC-113 を示す。なお、2003 年 9 月に観測装置を更新したことにより観測精度が向上し、観測値の変動が小さくなっている。

気象庁では、2020年4月から南鳥島でHFC類の観測を開始した。南鳥島におけるHFC類の観測結果においても、世界の観測結果と比較して、HFC-134a及びHFC-152aについては、大気中の濃度は北半球の他の観測地点とほぼ同程度の値となっている(図3.1-25)。今後も長期的に監視を続けることが重要である。

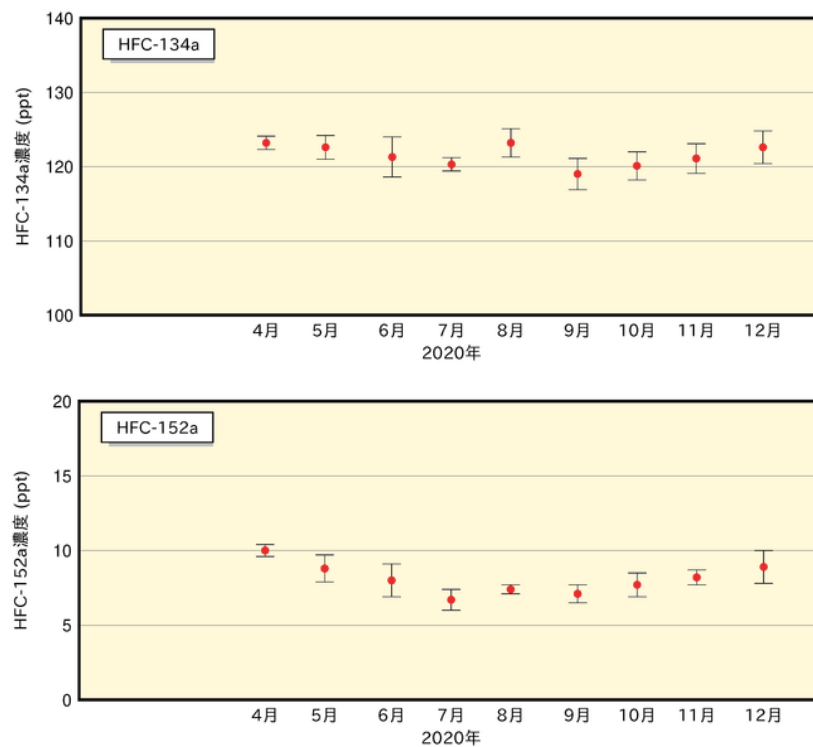


図 3.1-25 南鳥島における大気中のHFC類濃度の変化

上から順に HFC-134a、HFC-152a を示す。南鳥島では、2020 年 4 月に観測を開始した。

3.2 日本におけるエアロゾル⁵⁶と地上放射の変動

- 地球規模で大きな影響を与えるような大規模な火山噴火は、1991年のピナトゥボ火山噴火以降は発生していないため、日本におけるエアロゾル等による大気混濁係数のバックグラウンド値は1963年のアグン火山噴火以前のレベルに戻っている。
- 2020年の黄砂観測日数は5日、黄砂観測のべ日数は10日だった。

3.2.1 エアロゾル

国内の直達日射量⁵⁷観測により得られる大気混濁係数⁵⁸から対流圏の変動を除いたバックグラウンド値の経年変化を見ると、火山噴火による成層圏エアロゾルの影響が明瞭に確認できる(図3.2-1)。1963年から数年継続しているやや高い値、1982～1983年と1991～1993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月のピナトゥボ火山噴火(フィリピン)によって火山ガス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。ピナトゥボ火山噴火以降は大規模な火山噴火が発生していないため、日本における大気混濁係数はアグン火山噴火前のレベルまで戻っている。

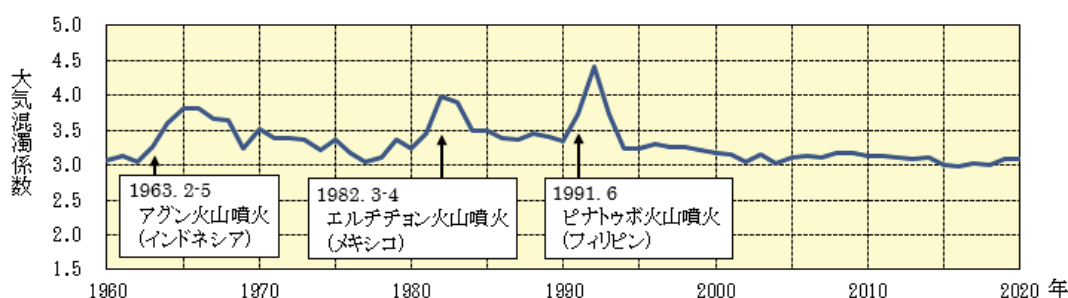


図 3.2-1 バックグラウンド大気混濁係数の経年変化 (1960～2020 年)

大気混濁係数に含まれる水蒸気や黄砂、大気汚染エアロゾル等対流圏の変動による影響を除くため、大気混濁係数の月最小値を用いて国内5地点(札幌、つくば、福岡、石垣島、南鳥島)の平均値を求め、年平均値を算出している。矢印は大規模な火山噴火が発生した時期を示す。

3.2.2 黄砂

大陸より日本へ飛来する黄砂もエアロゾルの一種である。気象庁では、国内11地点(2020年12月31日現在)の気象台で、職員が目視により大気中に黄砂粒子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。2020年の黄砂観測日数(国内の気象台のいずれかで黄砂現象を観測した日数。同じ日に何地点で観測しても1日として数える。)は5日(図3.2-2)、黄砂観測のべ日数(国内のそれぞれの気象台で黄砂現象を観測した日数の合計。同じ日に例えば5地点で黄砂が観測された場合には5日として数える。)は10日(図3.2-3)であった。

⁵⁶ 「エアロゾル」については巻末の用語一覧を参照。

気象庁ホームページでは、エアロゾルや黄砂に関する情報を公表している。

<https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/kosahp/aerosol.html> (黄砂・エアロゾル)

<https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/kosa/fcst/fcst-s.jp.html> (黄砂情報)

⁵⁷ 直達日射量とは、太陽から地表面に直接入射するエネルギーである。直達日射量からは大気の濁り具合に関する指標であるホイースナー・デュボアの混濁係数(大気混濁係数)を算出することができる。

⁵⁸ 大気混濁係数は、エアロゾルのほか、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(日射に対する大気の不透明さ、濁り具合)が、酸素や窒素などの空気分子以外の物質が存在しないと仮定した大気的光学的厚さの何倍であるかを表し、値が大きいほど大気を濁す物質が多いことを示す。

1967～2020 年の統計期間では、黄砂観測日数には変化傾向は見られないが、黄砂観測のべ日数は増加しているとみられる（信頼水準 90%で統計的に有意）。黄砂観測のべ日数の増加傾向は 2000～2010 年に黄砂観測のべ日数が多かった結果を反映しており、黄砂観測日数及び黄砂観測のべ日数とも年々の変動が大きく、変化傾向を確実に捉えるためには今後のデータの蓄積が必要である。

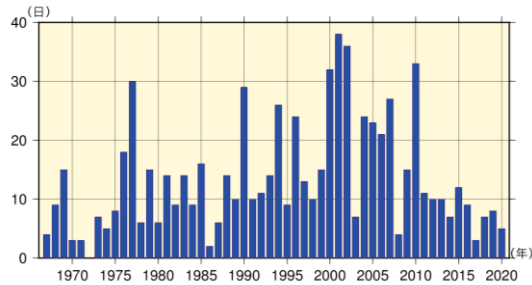


図 3.2-2 日本における年別の黄砂観測日数（1967～2020 年、現在（2020 年 12 月 31 日）まで観測を継続している国内 11 地点）

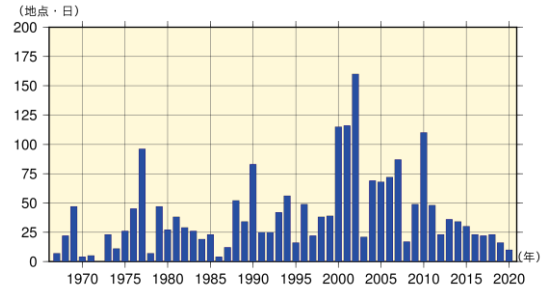


図 3.2-3 日本における年別の黄砂観測のべ日数（1967～2020 年、現在（2020 年 12 月 31 日）まで観測を継続している国内 11 地点）

3.2.3 日射と赤外放射

地球における放射収支の変化は気候変動をもたらすため、その変化を監視することは重要である。気象庁では、直達日射、散乱日射及び下向き赤外放射⁵⁹を国内 5 地点（札幌・つくば・福岡・石垣島・南鳥島）で行っている（図 3.2-4）。

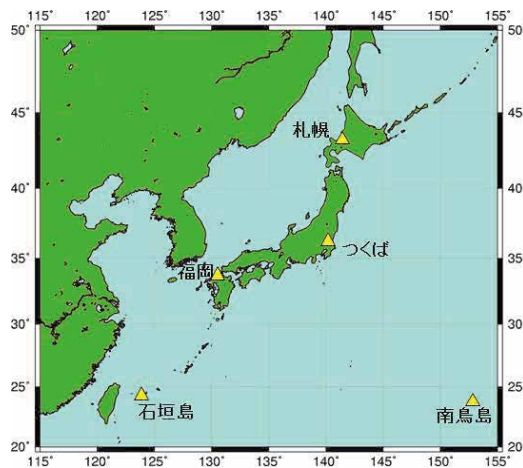


図 3.2-4 国内における日射及び赤外放射の観測地点

日本国内では札幌、つくば、福岡、石垣島、南鳥島の 5 地点で直達日射、散乱日射及び下向き赤外放射の観測を行っている。

(1) 全天日射量

世界の多くの地域における全天日射量は、1960 年頃から 1980 年代後半まで減少し、1980 年代後半から 2000 年頃まで急速に増加し、その後は大きな変化が見られないという傾向が報告されている（Ohmura, 2009）。日本における変化傾向（国内 5 地点平均）によると、1970 年代後半から 1990 年頃にかけて減少し、1990 年頃から 2000 年代初めにかけて増加し、その後は大きな変化は見られない。これは、前述の世界的な傾向とほぼ整合している（図 3.2-5）。

全天日射量の長期変化の原因としては、大気中の人為起源エアロゾルの変化による影響が大きく、

⁵⁹ 下向き赤外放射とは、天空の全方向から地表面に入射する赤外放射（赤外線）である。下向き赤外放射は、大気中の雲・水蒸気・炭酸ガス等からその絶対温度の 4 乗に比例して放射されるので、地球温暖化の監視に利用できる。

その他、雲量や雲の特性の変化も影響を与えていると考えられている (Wild, 2009)。日本の 1990 年頃から 2000 年代初めにかけての増加の原因についても、その 2/3 が人為起源エアロゾルの減少によるもので、残りの 1/3 が雲量の減少によるものと評価されており (Norris and Wild, 2009)、人為起源エアロゾルが全天日射量の変化に対して非常に大きな影響を与えていることが示されている。また、エアロゾルは種類によって光学特性が異なる。先述の日本における増加には、大気中に含まれる人為起源エアロゾル総量の減少のみならず、その構成の変化による平均的な光学特性の変化が影響を及ぼしていることが解析により示されている (Kudo et al., 2012)。

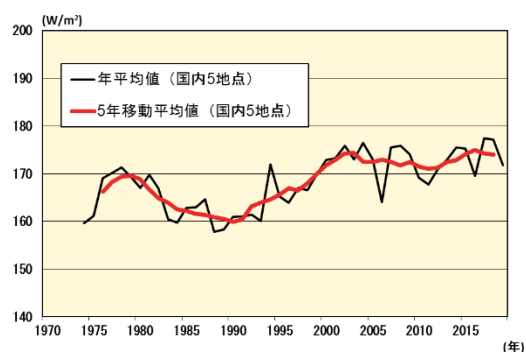


図 3.2-5 全天日射量の経年変化

国内 5 地点（札幌、つくば、福岡、石垣島、南鳥島）で平均した全天日射量（直達日射と散乱日射の和）の年平均値（黒線）及び 5 年移動平均値（赤線）。

年平均値は、日合計値の観測日数が 20 日以上である月の月平均値の平均を示す。2010 年 3 月（つくばのみ 1987 年 12 月）以前は全天日射計による全天日射量を使用し、2010 年 4 月（つくばのみ 1988 年 1 月）以後は直達日射計と散乱日射計から算出した全天日射量を使用している。2019 年の平均値は、障害に伴う欠測のため、札幌の 9 月の月平均値を用いずに算出した。2020 年の平均値は、観測所の移転に伴い札幌の月平均値が 2 か月間（2020 年 11 月、12 月）欠測となったため、算出していない。2018 年の移動平均値については、2016 年から 2019 年までの 4 年平均値を表示している。なお、2020 年の平均値及び 2018 年の移動平均値については、観測所移転後の解析結果を踏まえ、今後反映させる予定である。

(2) 下向き赤外放射量

地球温暖化の原因物質である二酸化炭素を始めとする大気中の温室効果ガスは、人間活動により年々増加を続けている。温室効果ガスの増加に伴う地球温暖化のシグナルは、地上気温の上昇よりも下向き赤外放射量の増加に明瞭に表れるため、下向き赤外放射量は地球温暖化の検出に有効な観測要素である。数値モデル実験の結果によれば、個々の観測地点における 20 年間の観測データを解析すれば、95%水準で統計的に有意な増加が検出可能であると示唆され、約 10 年間の実際の観測データによる解析では増加の兆候が明瞭に示されている (Wild and Ohmura, 2004)。

日本における下向き赤外放射量については、1990 年代初めからつくばにおいて研究観測が行われている。この観測データを用いて長期変化傾向を解析すると、1993～2020 年の期間に 1 年あたり約 0.3 W/m^2 の割合で増加している (図 3.2-6)。これは、全世界の基準地上放射観測網 (BSRN) 20 観測地点の解析結果 (1992～2009 年において、年 0.3 W/m^2 の割合で増加) と整合している (WCRP, 2010)。

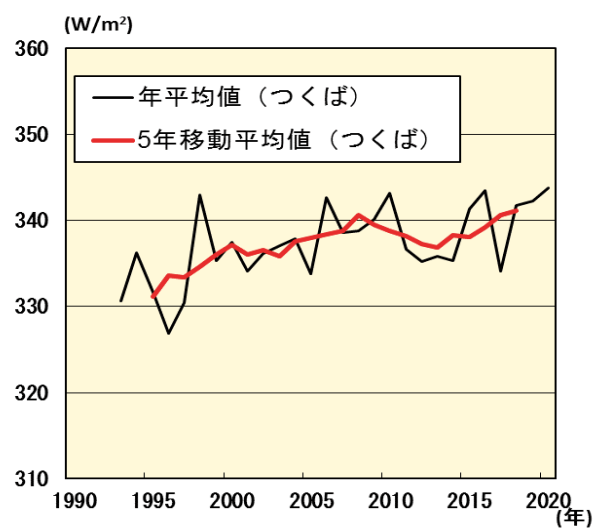


図 3.2-6 下向き赤外放射量の経年変化

つくばにおける下向き赤外放射量の年平均值（黒線）及び5年移動平均値（赤線）。