

5. 地球規模の二酸化炭素循環

—南極観測から明らかになったこと—

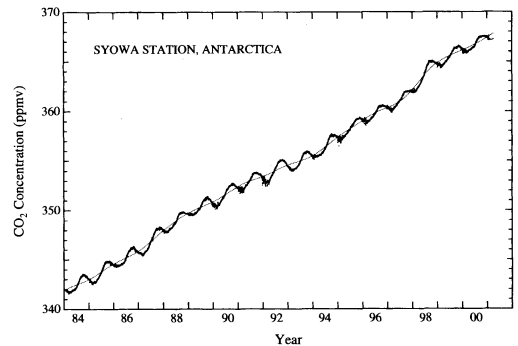
青木周司*

1. はじめに

地球温暖化問題が現実味を帯びてきた現在、その原因となる大気中の温室効果気体に関する研究が精力的に進められている。筆者が所属する東北大学でも国立極地研究所と共同で極域におけるさまざまな温室効果気体の研究観測が進められてきた。そのうち最も温暖化への寄与が大きい二酸化炭素(CO₂)について、南極観測によってこれまでに得られた研究成果の一端を紹介する。

2. 昭和基地における大気中の二酸化炭素濃度変化

南極域は北半球に集中した人為的なCO₂放出源から遠く離れており、さらに陸上植生もほとんど見られないことから、精度の高い観測を維持することによって地球規模のCO₂循環の年々変動についての情報が得られることが期待されている。このような目的を実現するために、1984年に昭和基地で系統的なCO₂濃度の連続観測が開始され、それ以降、現在に至るまでほぼ欠測なく観測が継続されている(Tanaka *et al.*, 1987; Nakazawa *et al.*, 1991a; Aoki *et al.*, 1992)。昭和基地で観測されるCO₂濃度は通常は極めて安定しているが、発電棟のディーゼルエンジンの排気などローカルな基地活動に起因した大気汚染の影響で濃度が不規則に高くなる現象が時おり見られる。観測で得られるデータは膨大なため、このような汚染源の影響を除去するために統計的な手法が用いられている。この手法により除かれるデータは全体の4%程度に過ぎないことから、昭和基地はCO₂のバックグラウンド測定に極めて適している場所であると言える。このようにして得られた同基地における日平均CO₂濃度の変化を第1図に示す。この図からCO₂濃度の変化が主に



第1図 南極昭和基地における日平均CO₂濃度の変動。破線は経年変化成分を示す。

季節変化成分と経年変化成分から成っていることがわかる。

CO₂濃度の季節変化に注目すると、濃度の極小は2月から3月にかけて、極大は9月から10月にかけて現れており、平均振幅は1.2 ppmvである。濃度の極小が南半球の夏から秋にかけて、極大が春に出現しており、その位相だけから考えれば南極で観測された季節変化が南半球の陸上植物活動に起因しているものと推定することが最も自然である。しかし、オーストラリア・タスマニア島のCape Grimなど南半球中緯度にある観測ステーションで観測されたCO₂濃度の季節変化振幅が1 ppmv弱しかないことから、南極域では季節変化振幅を拡大させる何らかの要因が働いているものと推定される。これまでの航空機を用いた観測から、北半球の大きなCO₂濃度の季節変化が、位相の遅れを伴いながら対流圏上部を通して少なくともオーストラリア上空まで伝わっていることが明らかにされている(Nakazawa *et al.*, 1991b)。これがさらに位相の遅れを伴って南極域の地表まで伝わっている可能性が考えられる。

昭和基地で観測されたCO₂濃度の経年変化は、一般

* 東北大学大学院理学研究科,
aoki@mail.cc.tohoku.ac.jp

© 2003 日本気象学会

的に知られているように増加の一途をたどっており、1984年には年平均値が342.7 ppmvであったが、2000年には366.8 ppmvに達している。従って、過去16年間に大気中のCO₂濃度は24.1 ppmv増加しており、平均年増加率は1.5 ppmv yr⁻¹であった。経年変化を詳細に見ると濃度増加は一定ではなく、年々変動していることが分かる。具体的には1987-1988年、1994年および1997~1998年にかけて濃度増加が大きくなっている。これらの時期にはちょうどエルニーニョ現象が発生しており、しかも1997~1998年にはその規模が今世紀最大であり、濃度増加も最も大きくなっている。また、1991年6月に発生したフィリピンのピナツボ火山の大噴火に関連して、1992年から1993年には全球規模で一時的に寒冷化が引き起こされ、それに同期してCO₂濃度増加が著しく抑えられたことも分かる。

CO₂濃度の経年増加を引き起こす主要因は化石燃料の大量消費や大規模な森林破壊にあるが、このような人間活動によって放出されたCO₂のうち大気に残留するのは約半分、残りは海洋や陸上生物圏に吸収されている。エルニーニョ現象や火山噴火に同期した濃度増加率のふらつきは、人間活動に伴うCO₂放出量の変動では説明できず、大気-海洋および大気-陸上生物圏のCO₂交換量の変動を反映していると考えられている。このような地球規模の自然現象に対して陸上生物圏や海洋がどのような応答をしてCO₂の放出や吸収を変化させるのかを明らかにすることは、地球規模におけるCO₂循環を定量化するうえで非常に重要なことである。

そのような目的を達成するために、東北大学ではCO₂濃度と同時にCO₂に含まれる炭素の安定同位体比($\delta^{13}C$)を測定し解析することにより、大気-海洋および大気-陸上生物圏のCO₂交換を分離して評価する研究も進めている(Nakazawa *et al.*, 1997; Morimoto *et al.*, 2000)。その解析の詳細は省略するが、エルニーニョ現象に伴って海洋はむしろ大気中のCO₂吸収を強化する働きがあり、陸上生物圏は逆に大量のCO₂を大気に放出することが明らかになった。エルニーニョ時には熱帯海洋の湧昇が止まるため、この領域での海洋から大気へのCO₂放出が抑えられる結果、海洋全体としてのCO₂の吸収が強化されるものと推定される。また、エルニーニョに伴って干ばつや集中豪雨などの異常気象現象が世界各地で起こるため、陸上生物圏については光合成活動が抑えられる結果、大気へのCO₂放出が大きくなるものと推定される。ピナ

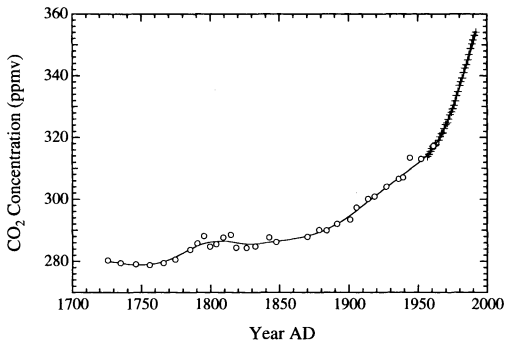
ツボ火山噴火後の寒冷期には、海洋はほとんど変化がなく、陸上生物圏がCO₂を大気から大量に吸収することが明らかになった。これは、陸上植物の呼吸活動が気温に非常に敏感で、気温が高いほど活発になり、低いほど不活発になるのに対して、光合成活動はあまり気温によらないことから、寒冷期に陸上植物が相対的に多くのCO₂を大気から吸収したものと推定される。

3. 氷床コアから推定した過去の二酸化炭素濃度変動

大気中のCO₂が増加すれば気候が温暖化することは疑う余地のないことであるが、自然界におけるCO₂の放出源や吸収源が気候変動の影響を受けて変化することや、気候変動のメカニズムに複雑なフィードバック機構が働くことなどのため、将来どの程度温暖化が進むかを正確に予測することはそう簡単な問題ではない。もし、過去の気候変動と大気中のCO₂濃度の変動がどのような関連を持っていたのかを明らかにすることができれば、このような研究を進めるうえでたいへん有力な情報となるであろう。このために、古い時代の大気を何らかの手段で入手し、現代の最先端の分析手法を用いて過去のCO₂濃度の変動を高い精度で調べることはできないであろうか。

南極大陸やグリーンランドには膨大な氷床が堆積しているが、これらの氷床は降雪が降り積もり、積雪の重さによる圧力を受けながら雪粒が圧縮され、固結して氷となったものである。このような成因を反映して、氷床には過去の空気が含まれており、深いほど年代が古くなることが知られている。しかも、空気は純粋な氷によって閉ざされているため、ほとんど変質を受けずに長期間保存されている。このため、氷床は過去の大気を直接入手できる理想的な貯蔵庫であると言えることができる。ただし、氷床コア中に含まれる空気量は微々たるものであり、空気を抽出する過程でさまざまな問題が起こるため、過去の大気組成の変動を正しく再現できるようになったのはごく最近のことである。

第2図に氷床コアから再現された過去250年間のCO₂濃度の変動を示す(Nakazawa *et al.*, 1993)。分析に用いた氷床コアは、南極大陸沿岸部のH15地点で日本の南極観測隊により掘削されたものである。南極大陸沿岸部は積雪涵養量が大きいため、H15コアからは時間分解能の高いデータが得られる反面、あまり遠い過去までは遡れない。逆に、南極大陸内陸深奥部では積雪涵養量が極端に小さいため、そこで得られたコ



第2図 南極大陸沿岸部のH15地点で掘削された氷床コアから得られた過去250年間のCO₂濃度変動(白丸)。+印はKeelingらにより南極点で1957年から実施されている大気中のCO₂濃度連続観測の結果を示す。

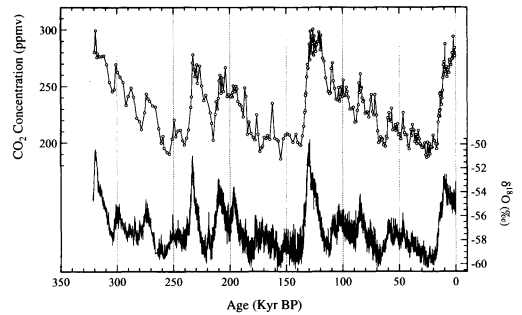
アからは時間分解能は低いですが、同じ深度で比較した場合、はるかに遠い過去まで遡れるデータが得られる。まず、この図の1950年から1965年に注目すると、氷床コアから得られたCO₂濃度と大気の直接観測データが大変良く合っていることがわかるであろう。このことから、氷床コアによって得られたデータが過去の大気を極めて良く再現していることが証明された。

大気中のCO₂濃度は1760年以前には280 ppmvだったが、1800年初頭の産業革命以後少しずつ上昇しはじめ、1900年以降は年とともに増加率が大きくなり、1990年には350 ppmvを超すまでになったことが図から明確にわかる。したがって、CO₂濃度は過去250年間に70 ppmv以上増加したことになる。

南極のみずほ基地で日本隊により掘削された氷床コアを解析することにより、今から約9000年前以降19世紀初頭までの間、CO₂濃度は280±15 ppmvで安定していたことも明らかにすることができた。したがって、近年の大幅な濃度増加は人間活動による石炭や石油などの化石燃料消費や森林破壊が主な原因になっていることは確実である。

第2図に見られる1800年付近の一時的な濃度増加は、当時の化石燃料消費量では全く説明できないことから、耕地開墾に伴う森林破壊の影響が現れた可能性がある。あるいは、この年代は比較的気温が高い状態が続いた時期に相当していることから、この濃度上昇が気温変動に伴う地球規模の炭素循環の変動を表している可能性もある。

さらに過去に遡ると大気中のCO₂濃度はどのよう



第3図 南極ドームふじ基地で掘削された氷床コアから得られた過去32万年間のCO₂濃度変動(白丸)と水の酸素同位体比変動(実線)。

な変動をしてきたのであろうか。南極内陸部のいくつかある氷床頂上のひとつに設置されたドームふじ基地で、日本隊により掘削された氷床コアから求められた過去32万年にわたるCO₂濃度変動を第3図に示す(Kawamura *et al.*, 2003)。この図で注目すべきことは、大気中のCO₂濃度変動が氷期・間氷期といった大規模な気候変動にたいへん良く対応していたという事実である。図の下半分には気温の指標として用いられる水の酸素同位体比($\delta^{18}\text{O}$)が示されている。 $\delta^{18}\text{O}$ は、暖かい時期には値が高くなり、寒い時期には値が低くなる。したがって、この指標から過去の氷期と間氷期を識別することができる。すなわち現代から約1万年前まではホロシンと呼ばれる間氷期に相当しており、約1万年前から11万年前がウルム氷期と呼ばれる氷河期となっている。さらにその前にも約1万年続く間氷期と約10万年続く氷期が交互に出現している。CO₂濃度は、間氷期には270~300 ppmvと比較的高く、氷期には200~260 ppmvと比較的低い濃度範囲で変動しており、氷期と間氷期の間の濃度差は80 ppmv以上にも達している。CO₂濃度は氷期中の気温変動にも良く対応して変化している。すなわち、氷期中の気温は寒暖を繰り返しながら全体的に寒冷化が進行するような変化をしており、CO₂濃度もそれにほぼ同期して低くなったり高くなったりを繰り返しながら次第に低下し、最も低い濃度は氷期の終わり頃の最寒期に出現している。ただし、気温が上昇する時期とCO₂濃度が増加する時期は極めて良く対応しているが、気温が低下する時期に対してCO₂濃度が減少する時期はある程度の遅れが伴っている。しかしながら、温室効果気体であるCO₂が氷期・間氷期の気候変動に重要な役割を

演じてきたことは確実である。

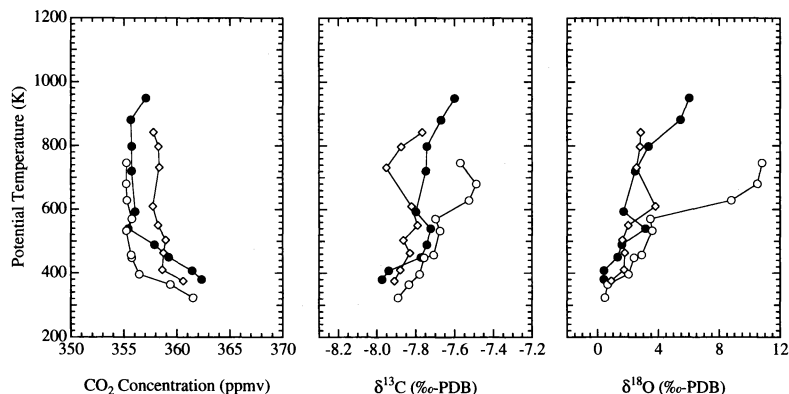
ミランコビッチが説いたように、氷期・間氷期サイクルは地球の自転・公転軌道要素の長期変動が地球の各緯度に降りそぐ太陽放射量を変化させることによって引き起こされるものと考えられている。その説からは気候変動の周期性はたいへん良く説明できるものの、大幅な気温変動が説明できず、長い間大きな問題として研究者を悩ませてきた。氷床コア解析によ

って、氷期・間氷期サイクルに同期したCO₂濃度変動が気温変動を拡大させる役割を担っているという事実が明らかになり、この問題解決の糸口が開かれたのである。ただし、氷期と間氷期における全球平均気温の差は5°C程度と見積もられているが、そのうち純粋にCO₂のみによる温室効果は0.6°C程度にしかならないので、それだけで問題が解決したわけではない。地球の気候の複雑なフィードバックメカニズムやCO₂以外の温室効果気体がさらに気温変動を拡大させたものと考えられている。

一方、このような気候変動に同期したCO₂濃度変動がなぜ起こるのかについてはまだ良くわかっていない。この問題を解明するためには、気候変動に伴うCO₂の発生源や吸収源強度の変動を知る必要がある。我々のこれまでの研究から、CO₂濃度とCO₂に含まれる炭素同位体を同時に解析するとCO₂の発生源や吸収源に関する情報が得られることが明らかになった。このため、氷床コアから抽出した空気中のCO₂に含まれる炭素同位体に関する研究も進めている。

4. 大気球を用いて観測した成層圏における二酸化炭素の分布と変動

CO₂は対流圏や成層圏では安定な気体であり、しかも放出源や吸収源が地表に存在するために、成層圏でのCO₂の変動は対流圏からの空気の流入によって支配されている。このためCO₂は成層圏における大気輸送のトレーサーとしても重要な気体である。このような観点から、東北大学では宇宙科学研究所と共同で大



第4図 成層圏におけるCO₂濃度、CO₂の炭素同位体比($\delta^{13}\text{C}$)および酸素同位体比($\delta^{18}\text{O}$)の鉛直分布。ダイヤモンドは1997年5月30日に日本の三陸上空で、白丸は1997年3月18日スウェーデンのキルナで、黒丸は1998年1月3日に南極昭和基地上空で観測されたものである。

気球を用いた成層圏におけるCO₂観測を日本の三陸上空で1985年から継続的に行っている(Nakazawa *et al.*, 1995)。さらに1997年には国立環境研究所と共同でスウェーデンのキルナにて、1998年には国立極地研究所と共同で南極の昭和基地にて同様の観測を実施した(青木ほか, 2000; 青木ほか, 1999; Aoki *et al.*, 2003)。

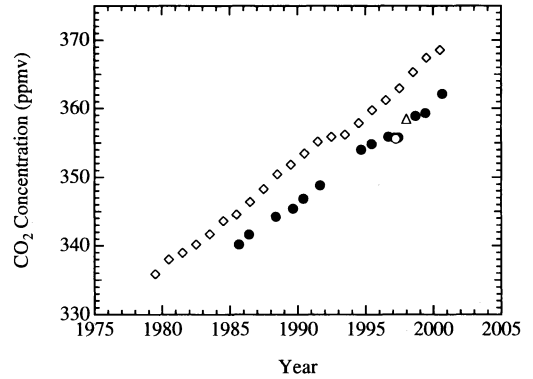
第4図に1997年5月30日に三陸で、1997年3月18日にキルナで、さらに1998年1月3日に昭和基地で得られたCO₂濃度、CO₂の炭素同位体比($\delta^{13}\text{C}$)およびCO₂の酸素同位体比($\delta^{18}\text{O}$)の温位に対する分布を示す。観測が行われた時期は、三陸では成層圏の風系が冬から夏に切り替わる過渡期に相当しており、キルナでは冬期であり、しかも大気試料はすべて極渦内にて採取された。昭和基地では夏期であり、極渦が崩壊し高緯度と中緯度の空気が混じり合った状態の大気試料が採取された。なお、各観測時の圏界面の温位は、三陸、キルナおよび昭和基地上空でそれぞれ、398 K、314 K、317 Kであった。

CO₂濃度分布はいずれも、圏界面付近が最も高くなっており、両極域ではそこから温位400 Kまで、三陸では温位550 Kまでは高さと共に低下し、それより高い高度でほぼ一定となる分布を示している。このような分布は、基本的には対流圏でのCO₂濃度の経年的な増加の影響が成層圏にも及ぶことによって形成されている。対流圏から成層圏への空気の主な流入経路は赤道域と亜熱帯ジェットに伴う圏界面ギャップがある。我々の航空機観測によれば、北半球の中緯度から高緯度にかけて観測された成層圏最下層でのCO₂濃度の

季節変化の位相が、対流圏最上層での位相に比べて約半年遅れていることを見出している (Nakazawa *et al.*, 1991b). このことから、対流圏から成層圏への空気流入の主要経路は赤道域であることが分かる. さらに得られた CO₂濃度分布から、成層圏では赤道域から極域への空気の流れが下層ほど速いことが明らかになった. また、温位550 K以上の高度では濃度の鉛直勾配がほとんど見られず、観測された濃度の場所による違いは後述するような濃度の経年変化を考慮すればほぼ解消するため、CO₂濃度は成層圏中層では全球的に均一になっていることも明らかになった.

成層圏における CO₂の $\delta^{13}\text{C}$ は、いずれの地点でも高度とともに値が増加する傾向を示している. 圏界面から温位600 Kまでは場所による違いは小さいが、それ以上の高度では増加傾向がキルナで最も大きく、次いで三陸となり、最も小さいのは昭和基地である. 対流圏では $\delta^{13}\text{C}$ と CO₂濃度との間にきれいな負相関が成立することが知られており、両者の経年変化成分については $-0.02\% \text{ppmv}^{-1}$ という関係が成り立っている. 両極域では400 K以下、三陸では550 K以下の下部成層圏では両者の間に全く同様の関係が成立することから、この高度領域では対流圏の影響が直接及んでいることが分かる. 一方、それ以上の高度では濃度が一定にも係わらず $\delta^{13}\text{C}$ は高度と共に高くなっている. 成層圏での重力分離効果や、メタンから生成される CO₂が $\delta^{13}\text{C}$ に及ぼす影響を考えた場合には、観測とは逆に高さと共に $\delta^{13}\text{C}$ が低下しなければならないことから、この原因は今のところ不明である. 本研究では成層圏における CO₂の $\delta^{17}\text{O}$ と $\delta^{18}\text{O}$ の同位体分別が等しいとしたが (非質量依存酸素同位体異常: $\Delta\delta^{18}\text{O} = \Delta\delta^{17}\text{O}$), もしこれが高度と共に変化していると仮定すれば、分布の説明は可能である.

成層圏における CO₂の $\delta^{18}\text{O}$ は、いずれの地点でも高さと共に非常に大きな濃縮が観測された. このような現象は Gamo *et al.* (1989) によって初めて指摘されたものであり、成層圏におけるオゾンと CO₂間に引き起こされる同位体的に重い酸素の交換反応によるものであると推定されている (Yung *et al.*, 1991). $\delta^{18}\text{O}$ は圏界面では3地点とも0%で、そこから温位550 Kまではほぼ似たような増加傾向を示し、2.5-3.5%に達する. その高度より上になると、キルナでは11%まで増加し、昭和基地ではほぼ一定値となっており、三陸ではそれらの中間的な値となっている. このような $\delta^{18}\text{O}$ の異なった分布は、それぞれの地点におけるオゾ



第5図 成層圏中層 (圏界面から高度5 km から15 km)における CO₂濃度の平均値. 黒丸は日本の三陸上空, 白丸はスウェーデンのキルナ上空, △は南極昭和基地上空で観測されたものである. また、ダイヤモンドは、日本上空の対流圏最上部 (8 km 圏界面) で航空機により観測された年平均 CO₂濃度である.

ン分布の違いと力学的な過程の違いを反映しているのではないかと推定される.

上述のとおり成層圏最下部を除けば CO₂濃度はほぼ一様になっている. この領域の濃度を観測毎に単純平均することにより、成層圏における CO₂の経年変化を求めた. その結果を第5図に示す. 観測によって求められた1985年から2000年までの三陸上空における平均濃度増加率は 1.4 ppmv yr^{-1} であった. この図には、我々の航空機観測によって得られた日本上空における対流圏最上部 (8 km-圏界面) の年平均 CO₂濃度も示されており、同じ期間の濃度増加率は 1.5 ppmv yr^{-1} となっている. 両者の増加率が良く合っていることから、対流圏での CO₂濃度の経年変化が成層圏に伝播していることがわかる. 両者の濃度差は4~8 ppmv と年によって変動があるが、平均すると5.9 ppmv であった. この差と経年増加率から、対流圏上部の濃度変化が成層圏の等濃度層に伝わるのに4から5年かかることが明らかになった. さらに、ピナツポアノマリーと呼ばれる1991年から1992年にかけて起きた対流圏における濃度増加の一時的な停滞が、同じ時間差を経て成層圏にも忠実に伝わっていることもこの図から明らかである.

さらに、この図にはキルナおよび昭和基地で得られた等濃度層の平均値も示されている. これらの観測値は三陸で得られた観測値の長期トレンド上にほぼ添っていることが分かる. このことから、成層圏中層にお

ける CO₂濃度の空間的な差は非常に小さく、全球規模での混合が進んでいることが明らかになった。

参 考 文 献

- 青木周司, 中澤高清, 本田秀之, 矢島信之, 町田敏暢, 菅原 敏, 川村賢二, 吉村 悟, 巻出義紘, 白井知子, 2000 : スカンジナビア北部の成層圏における温室効果気体の鉛直分布, 宇宙科学研究所報告, **40**, 55-66.
- 青木周司, 橋田 元, 町田敏暢, 岡野章一, 山内 恭, 森本真司, 本田秀之, 並木道義, 矢島信之, 中澤高清, 1999 : 南極昭和基地における大気球を用いた成層圏大気のクライオジェニックサンプリング実験[II]—打ち上げおよび回収オペレーション—, 宇宙科学研究所報告**39**, 87-106.
- Aoki, S., T. Nakazawa, T. Machida, S. Sugawara, S. Morimoto, G. Hashida, T. Yamanouchi, K. Kawamura and H. Honda, 2003 : Carbon Dioxide Variations in the Stratosphere Over Japan, Scandinavia and Antarctic, *Tellus*, **55B**, 178-186.
- Aoki, S., T. Nakazawa, S. Murayama, M. Fukabori, T. Yamanouchi, H. Murayama, M. Shiobara, S. Kawaguchi and M. Tanaka, 1992 : Atmospheric carbon dioxide measurements at Syowa Station, Antarctica, 1984-1988, *Polar Meteorol. Glaciol.*, **5**, 66-75.
- Gamo, T., M. Tsutsumi, H. Sakai, T. Nakazawa, M. Tanaka, H. Honda, H. Kubo and T. Itoh, 1989 : Carbon and oxygen isotopic ratios of carbon dioxide a stratospheric profile over Japan, *Tellus* **41B**, 127-133.
- Kawamura, K., T. Nakazawa, S. Aoki, H. Nakata, S. Sugawara and O. Watanabe, 2003 : Variation of the CO₂ concentration for the past 320,000 years deduced from the Dome Fuji deep ice core, Antarctica, *Tellus*, in press.
- Morimoto, S., T. Nakazawa, K. Higuchi and S. Aoki, 2000 : Latitudinal distribution of atmospheric CO₂ sources and sinks inferred by $\delta^{13}\text{C}$ measurements from 1985 to 1991, *J. Geophys. Res.*, **105**, 24315-24326.
- Nakazawa, T., S. Morimoto, S. Aoki and M. Tanaka, 1997 : Temporal and spatial variations of the carbon isotopic ratio of atmospheric carbon dioxide in the western Pacific region, *J. Geophys. Res.*, **102**, 1271-1285.
- Nakazawa, T., T. Machida, S. Sugawara, S. Murayama, S. Morimoto, G. Hashida, H. Honda and T. Itoh, 1995 : Measurements of the stratospheric carbon dioxide concentration over Japan using a balloon-borne cryogenic sampler, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 1229-1232.
- Nakazawa, T., T. Machida, M. Tanaka, Y. Fujii, S. Aoki and O. Watanabe, 1993 : Atmospheric CO₂ concentrations and carbon isotopic ratios for the last 250 years deduced from an Antarctic ice core, H15, Abstract of 4th International Carbon Dioxide Conference, Carqueiranne, France, 193-196.
- Nakazawa, T., S. Aoki, S. Murayama, M. Fukabori, T. Yamanouchi, H. Murayama, M. Shiobara, G. Hashida, S. Kawaguchi and M. Tanaka, 1991a : The concentration of atmospheric carbon dioxide at the Japanese Antarctic Station, Syowa, *Tellus* **43B**, 126-135.
- Nakazawa, T., K. Miyashita, S. Aoki and M. Tanaka, 1991b : Temporal and spatial variations of upper tropospheric and lower stratospheric carbon dioxide, *Tellus* **43B**, 106-117.
- Tanaka, M., T. Nakazawa, M. Shiobara, H. Ohshima, S. Aoki, S. Kawaguchi, T. Yamanouchi, Y. Makino and H. Murayama, 1987 : Variations of atmospheric carbon dioxide concentration at Syowa Station (69°00'S, 39°35'E), Antarctica, *Tellus* **39B**, 72-79.
- Yung, Y. L., W. B. DeMore and J. P. Pinto, 1991 : Isotope exchange between carbon dioxide and ozone via O (¹D) in the stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 13-16.