

大気から見た二酸化炭素収支

井上 元

(独立行政法人 国立環境研究所 地球環境研究センター)

摘 要

陸域(特に生態系)の二酸化炭素の放出や吸収を大気観測から解明する方法について解説した。樹木、群落、人為を含む地域、亜大陸、地球全体(陸域と海洋)という異なったスケールで、それぞれの二酸化炭素交換プロセスを定量的に評価することが、炭素循環を総合的に理解し、その将来を予測するために必要である。樹木レベルではその部位ごとの炭素収支をチャンバー法で測定することにより、樹種や気象条件などに対する依存性を解明できる。群落レベルでは微気象学的方法によるフラックス観測ネットワークが形成されつつあるが、定点での観測を航空機観測でスケールアップすることが重要な課題である。地域レベルの炭素収支評価は、火災や人為の点源と見なせる発生源をブルーム内の濃度分布と風速計測から求める方法、地上や航空機による定点の大気中二酸化炭素観測から、それぞれ夜間の二酸化炭素放出や日中の光合成速度を算出する方法など、発生源のタイプと大気輸送プロセスの違いに対応した方法をとる必要がある。1,000 kmから7,000 kmの亜大陸レベルでは、地上観測ネットワークとインバースモデルにより収支を評価する方法が成果をあげているが、地上観測を高密度化したり、衛星から全球を高密度・高頻度で測定することで、さらに時空間分解能を上げようとする計画が進んでいる。陸域と海洋の二酸化炭素吸収量比を、二酸化炭素の炭素同位体や酸素濃度の測定から算出する研究が、近年大きな成果を収めている。

キーワード：インバースモデル、炭素循環、二酸化炭素、フラックス、陸域吸収

1. はじめに—大気から見た二酸化炭素収支

大気中の二酸化炭素の観測から、陸域や海洋における二酸化炭素収支を推定する研究が、近年大きな進展を見せている。海洋の二酸化炭素フラックスは、その単位面積当りの大きさと不均一性が小さいことから、海水と大気との非平衡から算出する直接法による値が、大気観測から推定した値よりも信頼性が高い。そのため、ここでは陸域生態系と大気との相互作用を中心に、樹木、群落、地域、亜大陸、全球という小から大へのスケールの順序で、どのような観測がなされているかを紹介する。地球全体の炭素収支やその将来を予測する上で、それぞれのサイズでの炭素収支の理解が重要であると考えられるからである。ここでは空間スケールで説明していくが、空間的スケールは同時に時間的スケールともリンクしており、小さいスケールでの議論をするには時間分解能も良くなくてはならない。

樹木レベルでは、樹木の部位ごとの炭素収支を日変動を含めて測定し、温度などの気象パラメータとの関連を解明する研究が行われている。群

落レベルでは、タワーでの微気象学的方法で炭素収支が測定されているが、ここでは、それを空間的にスケールアップする航空機観測について述べる。地域レベルでは、天然ガスの漏洩に例をとった観測、夜間の接地境界層での観測、航空機による高度分布観測などから、どのような情報が得られるかを述べる。亜大陸レベルでは、密な地上観測ネットワーク、衛星観測などの観測計画と、インバースモデルによる大気観測データから地表面炭素収支を推定する方法を紹介する。全球レベルでは、炭素同位体の観測や酸素濃度の観測が、陸域と海洋の二酸化炭素吸収量の比を求める有効な手段であることを紹介する。

2. 樹木の周りのプロセス

葉の光合成・呼吸、幹呼吸、地下の根系の呼吸、土壌有機物の微生物分解などを分離して計測することは、森林の炭素収支の将来を予測する上で重要である。すなわち、これらのプロセスごとに温度や土壌水分など環境要素に対する炭素収支の依存が異なり、また、樹木の季節サイクルの

時期や成長段階との関係もあり、生態系全体の炭素収支観測だけからでは将来が予測できないためである。このような樹木の部位ごとの炭素収支観測研究はチャンバーを用いて行われており(図1)¹⁾、大気科学そのものの研究ではないが大気側からの関心が強い計測である。

しかし、チャンバーを各部位にかぶせて、それぞれの炭素収支を測定する方法は、風がない、気温が高い、水蒸気圧も高いという多少とも自然からずれた状況を強いる。そこで、林内の炭素循環をチャンバーでなく大気動力学で計測できないかということになる。夜間の林内では、放射冷却の起こる樹冠がまず冷えていくので、樹木の葉の呼吸によって発生する二酸化炭素は地表面に降りてくる。そのカウンターフローとして土壌呼吸で発生した二酸化炭素は上に運ばれる。したがって、夜間の二酸化炭素のフラックスは二方向がキャンセルする方向で足し合わされる。昼間は林内にも光が差し込めば上昇気流が生じ、土壌呼吸で作られた二酸化炭素が上方に輸送される。加えて葉によって二酸化炭素を吸収された空気の下方向のカウンターフローがあり、大きな上向きの二酸化炭素フラックスが生じる。林内ではこうした上下の流れが乱流としてだけでなく、場所に依存してシステムティックにも起こっており複雑である。モデル計算の結果は、大気の観測でこうした三次元的な流れを把握できるなら、風の弱い時にはそれぞれの炭素収支を分けて観測できる可能性を示唆

している。一般にはこうした熱対流だけでなく水平風による輸送があるので、各プロセスの分離は容易でない。

3. 森林の上のプロセス

森林など陸域生態系の上での炭素収支＝炭素フラックスは、幾つかの方法で測定されている。様々な生態系について、微気象学的方法、傾度法などで長期の炭素収支が測定されており、観測手法やデータ情報交換の国際的ネットワークがある。夜間に現れる大気が安定した状態や、降雨時などでは、どの方法でも共通して誤差があるが、その補正方法も定式化されつつある。また、地表面が均一でない場合も、ある時刻にタワーで観測したフラックスを、風向や風速からそれが生じた地表面場所に割り振ることが可能で、タワーの周辺の異なった植生ごとのフラックスとして区別して算出することも行われている。

アラスカやヨーロッパなどではNOAAの開発した1人乗りのエンジグライダーに超音波風速計と高速応答のCO₂計を搭載し、様々な高度でのフラックスを航空機で測定している。この航空機はレーダにアシストされ100 mの高度で測定できることから、タワー観測との比較が行われている。その結果、森林や農地の炭素収支を区別して観測できているが、わが国では運行許可を得ることが難しい。わが国では、航空宇宙技術研究所(現在



図1 土壌・光合成・幹呼吸を測定するチャンバーシステム。
共通のサンプリング分析システムで蓋の開閉や観測を無人で行うことができ、長期の自動観測が可能である。また、電力消費を30 W程度に抑制してあるので、太陽電池で稼動する。(土壌呼吸に関してはLiang *et al.*¹⁾)

はJAXA)と環境研²⁾が航空機により北海道で地上高度100 mでの二酸化炭素フラックスの空間分布を測定した(図2)。その結果は、道路が加熱されて周りの森林から低濃度の二酸化炭素を上方に輸送するプロセスなどが見られ、一方、切り通しになった日射のない道路はそのような輸送がないなど、興味あるものであった。また、西の森林に比べ東の湿原では二酸化炭素 吸収が小さいことも明瞭に現れている。わが国ではこのような低空飛行が困難なことから、植生とフラックスの関係を多種の地域で観測するには移動型タワー、あるいは気球(飛行船)による観測システムの開発が望まれる。

熱フラックスの測定では、顕熱、潜熱、放射、蓄熱、地熱流のバランスが取れていないという、いわゆるimbalanceの問題が議論されているが、炭素では蓄積が大きいこと、短期的にはそれを測定できないことから、顕在化していない。熱収支・炭素収支に共通した課題として、水平と見なすことのできない複雑な地形での計測をどのようにして行うかが大きな課題である。大気の流れの数値計算シミュレーションが発達しており、具体的な地形を入力して、大気・生態系の中の炭素の炭素交換が均一に起こっていても、大気動力的なフラックスは空間的に偏在して起こることが指摘されている。

結論的には、1 km規模の生態系と大気の炭素収支は、均一な植生、平坦な地形、風速が適度にある場合は精度良く測定できており、夜間の補正や不均一

性の評価も可能になりつつある。しかし、複雑地形での測定を補正する方法は見つかっていない。

4. 点源のフラックス

ここまでは均一な発生/吸収源について議論してきたが、森林火災や人為的な二酸化炭素発生では点源と見なせるケースが多い。そのような発生源からのフラックスはどのように測定できるか。

発生源がある領域に限定されている場合には、フラックス直接計測方法により正確に発生量を推定できる。これは、発生源から風に乗って輸送される場合、「ある面を通過するフラックスは、その濃度に流速のその面に鉛直な成分を乗じて、面について積分した量である(図3)」という定義そのままを計測することが可能である。都市全体のように大きな点発生源の場合は航空機で、工場や森林火災のような規模であれば有索気球などで、濃度と風速をある断面について直接計測する。有索気球の観測では点源の風下に測定線を設定し、高度を変えつつ、測定線に沿った濃度分布と風向風速分布の測定を行い、濃度と風速の断面鉛直成分を乗算し積分する。この計測においては、発生源強度や風向風速が測定時間内に変化しない、定常状態にあることを仮定している。測定時間が数時間以内である場合は、風向が大きく変わることは稀である。風速は短時間の変動があるが、フラックスを担う成分はゆっくりと変化する水平風であるから、10分程度の時定数で平滑化した風

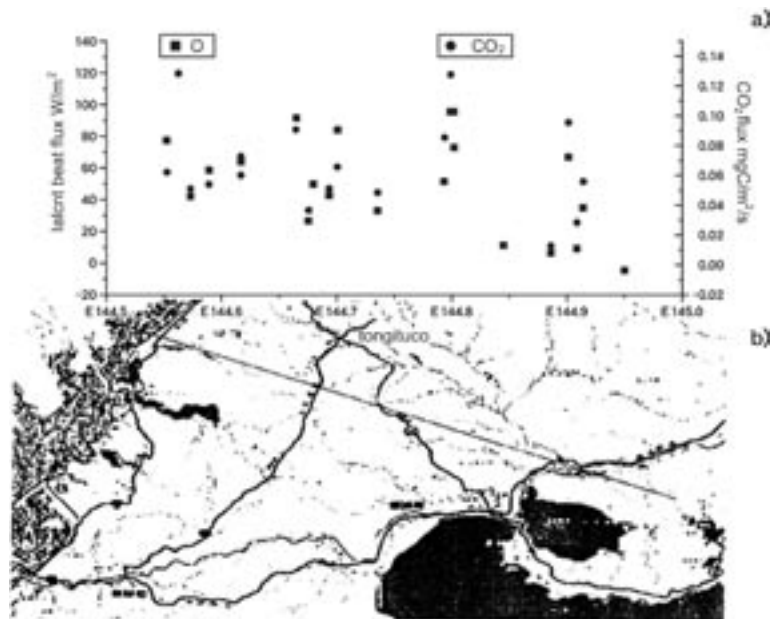


図2 航空機による二酸化炭素と潜熱のフラックス測定例。1996年7月19日釧路上空高度100 mでの測定例。二酸化炭素は吸収を上向きに取ってある²⁾。

速を代表値として用いる。

天然ガス輸送パイプラインでは、パイプラインに沿って約100 kmごとにガス圧を上げるためのコンプレッサステーションがある。その一つを選んでメタン漏洩を調査する概念図を図4に、実際の測定結果を図5に示す。このステーションには6セットのコンプレッサがある。その建物から外れた両端では1.8~2.0 ppmのメタン濃度であり、これは風上の濃度と同じである。図の左のピークに相当するコンプレッサは古いものである。右端のコンプレッサは昨年新しいものに交換したため、漏洩が全く無く、これに対応するメタンの濃度ピークは無い。この観測結果から、このコンプレッサステーション全体からのメタン漏洩量として、 $1.28 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ のフラックスが算出された。これをメタン重量換算すると $914 \text{ gCH}_4 \text{ s}^{-1}$ 、1日あたり約80トンのメタン漏洩量($79 \text{ t CH}_4 \text{ day}^{-1}$)であることがわかった³⁾。

5. 定点での日変動観測と森林

さて、それでは10 kmから100 kmスケールでの炭素収支はどのようにして測定できるか？ここでは定点で観測できる二酸化炭素濃度のある1日の変動がどのような情報を含んでいるかを見てみよう。



図3 ある断面でのフラックスは、濃度と流速の断面に鉛直な成分の積を断面について積分したものである。

森林の上空では、地表面での二酸化炭素収支の影響を受けつつ、一般風により水平に輸送された結果を反映した大気となっている。すなわち、水平輸送中に各場所での地表面と相互作用をし、その結果を積分したものが、ある時点での濃度である。水平輸送中に乱流により拡散するので、ある場所、ある時点で観測した結果は、近い距離での狭い範囲での相互作用、遠い距離での広い範囲での相互作用の結果を積分したものになっている。すなわち、大気は地表面での相互作用の積分器になっており、観測の高度と時間スケールにより時空間的な積分範囲を選ぶことが可能である。

森林にあるタワーで二酸化炭素の高度別の濃度を測定すると、良く晴れた日中は低層の方が僅かに(0.2~0.5 ppm程度)低い、ほぼ均一の濃度分布である。しかし、夜間になると放射冷却で地表面近くの大気から徐々に冷えて来て、いわゆる温度逆転層が発達する。ここでは大気の下層混合が弱いので、土壌や樹木の呼吸で放出された二酸化

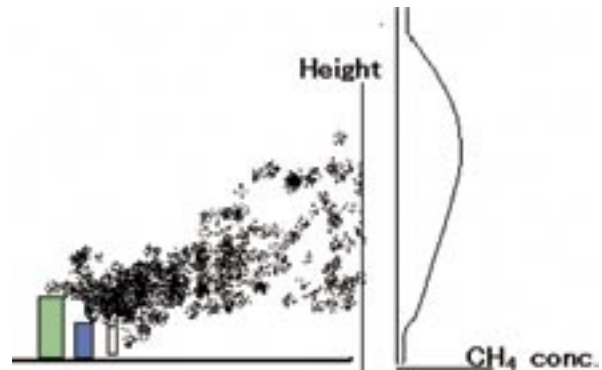


図4 発生源群からのメタンが風により輸送される。その濃度、風速断面を測定する。フラックスは風速に鉛直な断面上の濃度と風速の積を積分して求められる。

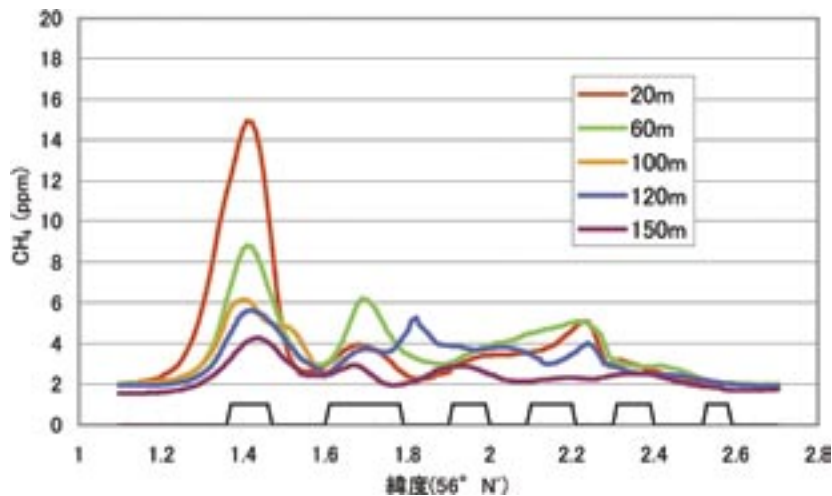


図5 気球を20mから150mの高度に固定し、風に鉛直なルートに沿って移動しつつ、メタン濃度を測定した結果。横軸は56.01'から56.03'の範囲での経度。X軸にある台形はコンプレッサ建物に対応する位置である。(Sutoh *et al.*, unpublished)

炭素は地表面付近にたまる。そのため、低高度ほど濃度が高く、高くなるにつれ低下し、一般に数百メートル以上では前日の日中の濃度に等しい。したがって、この前日の濃度より高濃度になった部分を濃度と高度について積分すると、日没以降の陸域生態系による呼吸で放出された二酸化炭素の総量が求められる。大気のア定層を大きなチャンパーに見立てていることになる。逆転層ができると水平風が抑制されるため、晴れた放射冷却の強い日には、少なからぬ頻度でこのような測定が可能である。こうして得た森林の呼吸速度の例を図6に示す。2月には $0.01 \text{ gC m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ 、7月にはその約10倍という値が得られた⁴⁾。

定点で観測する昼間の二酸化炭素濃度の変動は、三つの要素からなる。一つは地表面との相互作用であり、もう一つは混合層と自由対流圏の混合、第三には水平輸送である。第一の地表面との相互作用を求めるには、第二の鉛直混合と第三の水平輸送を補正する必要がある。第三の水平輸送は、人為発生源を含む地上でのフラックスが大きく、かつ、空間的、時間的に複雑である場合は大気濃度の短期変動の主要な要因となる。発生・吸収の推定量と大気の水平輸送から、Forward Modelで計算した結果と比較し推定量を検証する方法もあるが、次節以降で述べる観測方法で発生・吸収分布を推定するのが適切である。そこで、ここでは水平輸送の問題が無視できるほど小さい、均一な植生、大きな人為発生源がないという観測結果について議論する。

図7は西シベリアのトムスク近郊で、ある晴天日に二酸化炭素と気温の高度分布を航空機に

より、ほぼ2時間おきに測定した例である。この地域はシベリアアカマツを中心とした森林が約80%、湿原と農地が20%という地表面被覆であり、トムスク市は風下に位置するため、その人為排出の影響はない。この時(7/19/02)、南西から温暖前線が近づいており、大気中の二酸化炭素濃度は高い。そのため、図左に見られるように気温の高い空気が南西上方から入ってきて、混合層は押し下げられている。晴天であるため混合層内の気温は上昇し、特に14時頃は地表面の気温が上がり、不安定化している。右図は二酸化炭素の高度分布であるが、360 ppmの冷たい空気の上に380 ppmの暖かい空気が入ってきており、混合層高度と濃度のギャップは共に下がってきている。混合層内部の二酸化炭素濃度は14時までは3 ppm程度低下したが、それから19時に向かって5 ppm程度増加している。二酸化炭素濃度の低下は地表面の光合成によるもので、夕刻にかけての二酸化炭素濃度の増加は高濃度の上空の大気との混合による増加が光合成を上回ったためである。これらのプロセスについて8時から19時の間に、地表面から高度1.4 kmまでの二酸化炭素総量の変化を計算すると、図8にあるように $241 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ が上空から混合層に輸送され、地表面は $12 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ を吸収し、水平輸送は $1 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ と小さいという結果になった⁵⁾。

このような気温と二酸化炭素濃度の高度分布変化を継続的に実施することで、地表面での炭素収支を算出できる。技術的には、航空機ではなく二酸化炭素気球ゾンデや差分吸収ライダーなどにより、定常的観測が実現することが期待される。

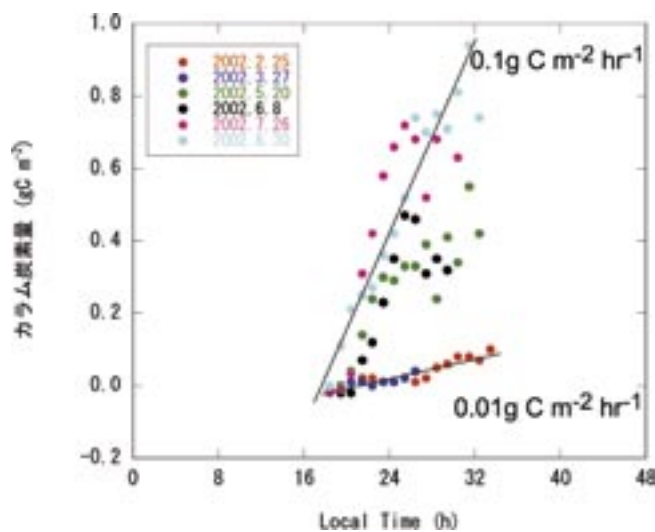


図6 日没後の二酸化炭素蓄積速度から夜間の森林の呼吸速度を西シベリアで計測した例。2, 3月は $0.01 \text{ gC cm}^{-1} \text{ hr}^{-1}$ 、7, 8月は $0.101 \text{ gC cm}^{-1} \text{ hr}^{-1}$ 。⁴⁾

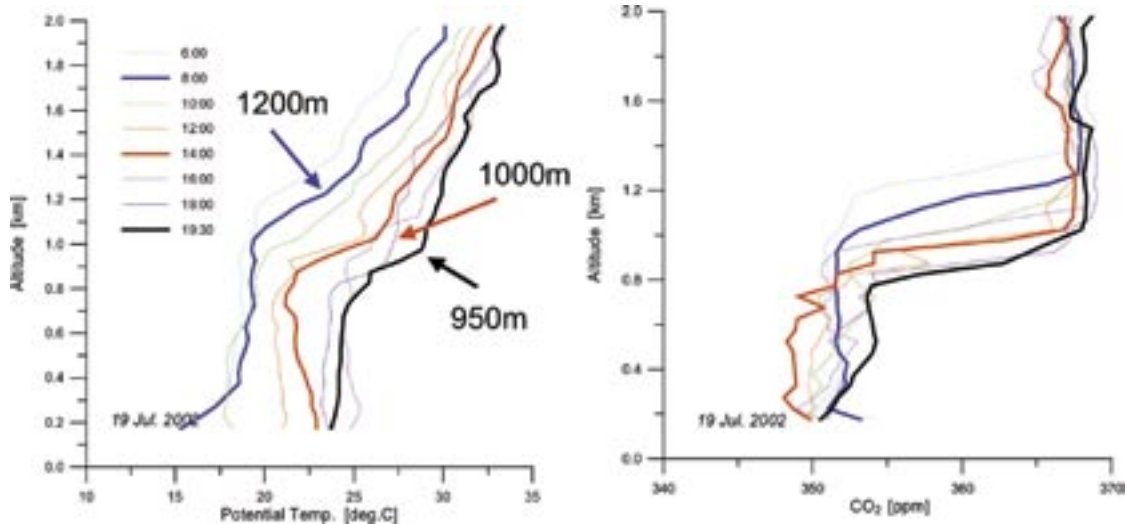


図7 西シベリアのトムスク近郊で測定した温位(左)と二酸化炭素濃度(右)の高度分布の日変化。観測は8時から20時まで2時間置きに実施した。左の矢印と数字は混合層の高さ⁵⁾。

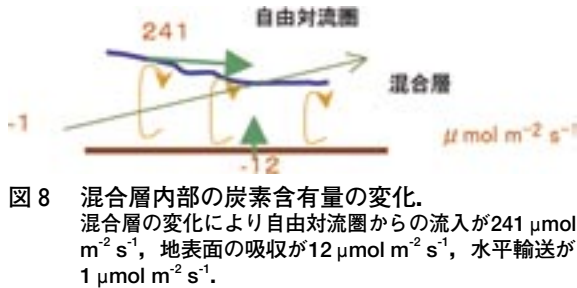


図8 混合層内部の炭素含有量の変化。混合層の変化により自由対流圏からの流入が $241 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ 、地表面の吸収が $12 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ 、水平輸送が $1 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ 。

6. 数日間規模の変動：水平の輸送がある場合や均一と見なせない規模

6.1 地上観測ネットワーク

それでは数日規模の二酸化炭素濃度変動は、どのような情報を含んでいるのだろうか。ある瞬間に観測した大気中の二酸化炭素濃度は、輸送の経路と、それぞれの場所で地表面と相互作用した時刻によって決まる。ある場所での昼間の光合成＝吸収、次の場所での夜間の呼吸を反映し、それを経路積分したものになっている。地表面の植生が異なれば、それぞれの植生による大きさを反映している。逆にいえば、ある地点での二酸化炭素濃度はバックグラウンドに対して変動するが、それを解析すれば過去に経てきた相互作用の大きさを推定できる。また、同一の気塊を追跡し、その濃度変動を測定すれば、その変動から地上での相互作用の大きさをより直接的に評価できる。

こうした考察から、二つの観測が考えられる。一つは、例えばヘリコプターや大気密度とバランスした気球により、大気の輸送を追いつつ二酸化炭素濃度の変動を測定する方法である。もう一つは水平輸送の上手と下手に固定の観測場所を設け、定常的にその濃度差を測定する方法である。

前者は、大気濃度測定と乱流拡散の測定を行えば極めて精度良く、経由地それぞれの炭素収支を測定できる利点があるが、長期継続的な観測には向かない。また、相互作用が弱い場合は二酸化炭素濃度の変動が小さく、測定限界以下になる。後者は、長期継続的な観測が可能で、二酸化炭素収支の日変動、季節変動を推定するには有利であるが、大気の輸送が一方方向ではないので、観測地点を多数設ける必要がある。また、前者と同様に観測地点が近いと空間的分解能が上がり、短時間の変動が直接測定できる反面、その間の変化を測定する高い精度が必要である。長期の二酸化炭素吸収の空間分布と、その長期変動を測定する後者のモニタリングについて以下考察する。

現在の二酸化炭素濃度測定の確度は 0.2 ppm である。固定点で二酸化炭素濃度をモニターし、その間の二酸化炭素収支を測定するには、どの程度の距離を置く必要があるかを検討する必要がある。温帯や亜寒帯林の生育期の炭素収支の代表値として、 $120 \text{ gC m}^{-2} \text{ month}^{-1}$ の吸収とし、日中に大気が十分混合する混合層高度を $1,000 \text{ m}$ と仮定する。これは $600 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ hr}^{-1} = 0.3 \text{ ppm hr}^{-1}$ の濃度変化となる。平均風速を 10 m s^{-1} (36 km hr^{-1})とすると、 $1,000 \text{ km}$ の距離を輸送されるには 28 hr かかり、その間、二酸化炭素濃度は 8.6 ppm 減少することになる。これは十分測定精度内に入っている。したがって、相互に $1,000 \text{ km}$ 離れた観測ネットワークを形成すれば、 500 km の分解能で二酸化炭素の収支分布は測定できそうである。植生や地形が単純な西シベリアで、そのようなネットワークを建設し(10点の観測)長期の観測を行う計画が進行中である。

アジア大陸でこのような観測網を作るとすれば100カ所に観測点を設置することになり、1カ所の建設費が2,000万円とすると20億円である。現在の高層気象ゾンデ観測の密度がその程度であるから、決して実現不可能な数字ではない。

しかし、これだけの観測ネットワークを建設するには、予算、人、時間が必要で、国際的な枠組みも必要である。そこで、衛星からグローバルな観測を高密度でできないかが問われる。

6.2 GOSAT (Greenhouse gases Observation SATellite)

現在、環境省、宇宙航空研究開発機構(JAXA)、環境研の三者が共同で温室効果ガス観測衛星のプロジェクト(図9)を進めている。この衛星は太陽光を光源とし、地表面で反射する近赤外を分光観測し、二酸化炭素やメタンの濃度を求めるものである(図10)。太陽光は入射と反射の往復で吸収される。通常の非分散赤外吸収測定(NDIR)で使用される $4.3\mu\text{m}$ の中赤外光吸収は、二酸化炭素の吸収が強いので長距離の大気により完全に吸収されており、その測定からは濃度が算出できない。そこで、 $1.6\sim 2.0\mu\text{m}$ の近赤外領域にある弱い吸収を利用する。高度分布もある程度の精度で算出できる可能性はあるが、信頼できるのはカラム濃度(気柱濃度)であり、主として対流圏の二酸化炭素の高度積算濃度である。先に述べたように、 $1,000\text{ m}$ より下の混合層の二酸化炭素濃度は地表面との炭素収支を反映しており、低高度の濃度変化の情報が重要であるため、衛星では

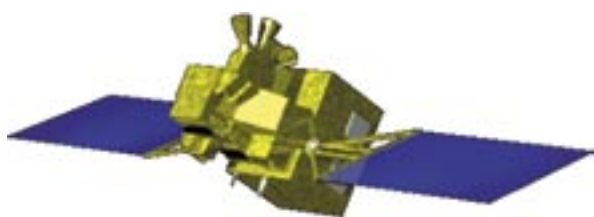


図9 GOSAT衛星の予想図。

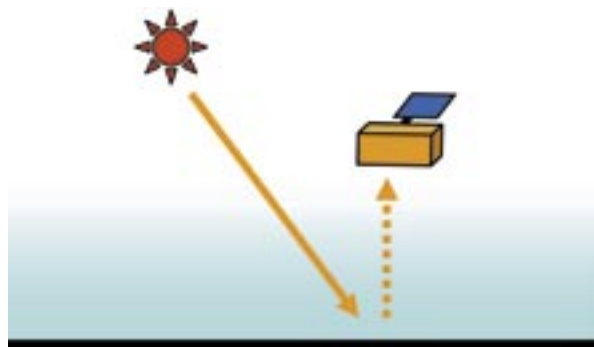


図10 GOSATセンサーの概念図。
太陽光の地表面散乱光を衛星で観測する。 $1.6\sim 2.0\mu\text{m}$ の近赤外領域にある弱い吸収を利用。

カラム濃度を精度よく(1%以上)求めることを目的とした。図7にあるように、大気の輸送により10 ppmもの濃度が異なった大気が混ざり合う状況や、森林上空を西から東に輸送されながら濃度が徐々に下がっていくプロセスなどが観測できると予想される。

この観測は、完全に雲やエアロゾルの無い条件では十分目標を達成できると予想されるが、実際には巻雲と呼ばれる高々度の薄い雲に覆われている場合も多く、また、地表面は多少ともエアロゾルに覆われている。そのため、二酸化炭素の収支が大きい都市部のエアロゾルや、森林上空の雲の影響を補正して二酸化炭素濃度を正確に算出することが重要な研究となっている。

7. 亜大陸規模

現在、世界で40カ所余りの地上連続測定、100カ所を超えるフラスコサンプリング・ラボ分析のネットワークがある。また、航空機や船舶による観測もある。こうしたデータを利用して、大陸を幾つかに分割した規模で二酸化炭素の収支を推定するモデル解析が進んでいる。この方法の原理は、大気が輸送される間に濃度が変化した結果が観測網で測定できている、また、炭素収支のモデルや統計データと大気輸送の数値モデルから二酸化炭素の濃度分布が計算できるということである。この両者の差が最小になるように、ある範囲で炭素収支分布を変化させ、全体として最も矛盾のない分布を算出する。年収支を算出するには、季節変動を取り除いた年平均濃度を使うこともあれば、季節変動を含めて計算するモデルもある。最近では、全球を従来の22に分割するという荒い区分でわけていたものを、64(陸域42、海洋22)と約3倍に細かくして計算ができるようになってきている(図11)⁶⁾。こうした分解能では、異常気象と炭素収支の関係などが算出できるようになりつつある。

例えば、森林火災のインベントリ(図11、下段2番目と4番目)と、このモデルで計算した二酸化炭素収支の異常(図11、下段1番目と3番目)は、ある程度的一致を示している。現時点では、モデルの改良の余地も多いが、むしろデータの不足がその信頼性の限界になっている。特に地上観測網が北半球の中・高緯度、しかも海洋に偏っており、熱帯域や大陸内部のデータが不足している。GOSATが提供するデータがどの程度の精度を持つか、あるいは観測頻度がどの程度になるかなど、未だ検討途上であるが、期待は大きい。同

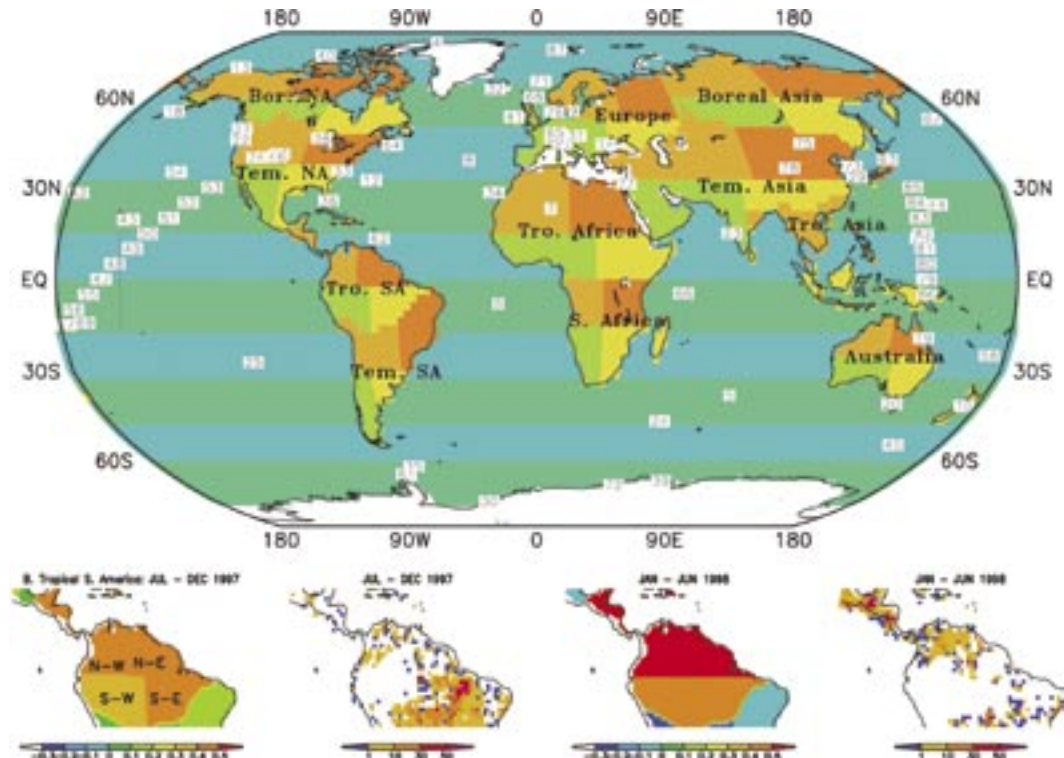


図11 インバースモデル解析のため64に分割した地球。
(上段、境界を区別するため色分けしている)と高分解能インバースモデルで計算した南アメリカ北部の二酸化炭素吸収/排出量分布(下段、排出の大きいほど暖色にしてある)⁶⁾。

時に、熱帯では雲により観測ができないケースが多いことが、過去の植生に関する衛星データ解析でも知られているところである。熱帯の地上での観測網の整備は依然として重要な課題である。

8. 全球の陸域・海洋比

以上、述べてきた樹木、森林、境界層、地域、亜大陸の大気・陸域相互作用は、最終的には全球的な濃度変化に大きな役割を果たしている。マウナロアでの大気中二酸化炭素観測は、地球規模で森林の炭素収支が二酸化炭素濃度の季節変化を引き起こしていることを明らかにした。また、季節変動を取り除いた長期トレンドは、化石燃料消費量の60%の割合で増加していることを明らかにした。しかし、その増加速度は化石燃料消費の年々変動よりも、はるかに大きな別の原因による変動を示している。長期にわたる観測結果や、二酸化炭素中の炭素同位体の測定などから、その変動がエルニーニョに関連していること、そして、陸域生態系の吸収/放出量が年毎に大きく変わる事が明らかになった。現在の理解では熱帯域の森林による炭素収支が、変動の主たる原因であると考えられている⁷⁾(図12)。

同様なことが酸素濃度の変動についてもい

る。地球上の酸素は主として光合成により蓄積されたものであるが、化石燃料の消費にともない消費される。植物は光合成により二酸化炭素を吸収し酸素を放出するので、化石燃料消費による酸素の減少を打ち消す働きをするが、海洋への溶け込みは酸素濃度に影響を与えない。1990年を出発点として、2000年までの化石燃料消費による酸素の減少と二酸化炭素の増加に伴う変動を①の矢印で、次に海洋吸収による二酸化炭素の減少を②の矢印で、陸域生態系での吸収による二酸化炭素の減少と酸素の上昇を③の矢印で、さらに海水温の上昇で酸素が放出される④の矢印で図13に示した。⑤の矢印が毎年の二酸化炭素増加と酸素減少の2000年の値に合致しなくてはならない。化石燃料消費量と海水温の上昇がわかっているので、二つの矢印が合致するように海洋と陸域の吸収を調整した結果、海洋吸収が $1.7 \pm 0.5 \text{ PgC/yr}$ 、陸域吸収が $1.4 \pm 0.7 \text{ PgC/yr}$ という結果になった⁸⁾。

酸素の濃度変動は7桁の精度で測定しなくては検出できない。わが国では、ガスクロマトグラフィーによる自動連続観測方式が開発され、波照間のモニタリングステーションで観測が実施されている(図14)⁹⁾。

以上、森林と大気の相互作用を樹木、森林、局所、地域、大陸、全球とスケールを変えつつ見て

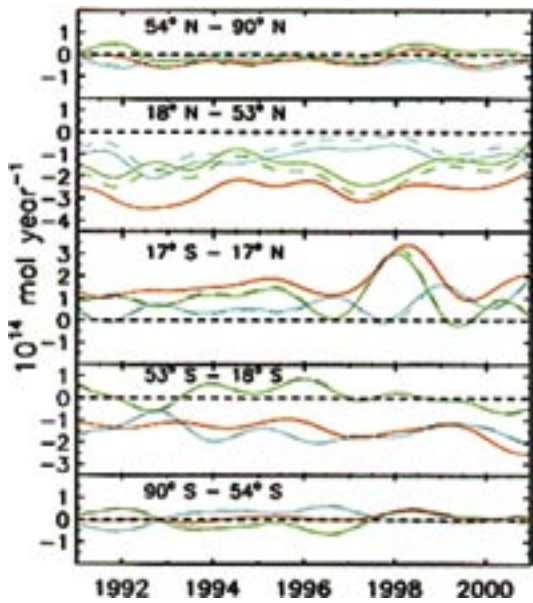


図12 各緯度帯での二酸化炭素の収支の年々変動。緑が陸域，青が海洋，赤が全体の収支。1998年の全球的な二酸化炭素の増加は低緯度での陸域生態系からの放出がその原因と考えられる⁷⁾。

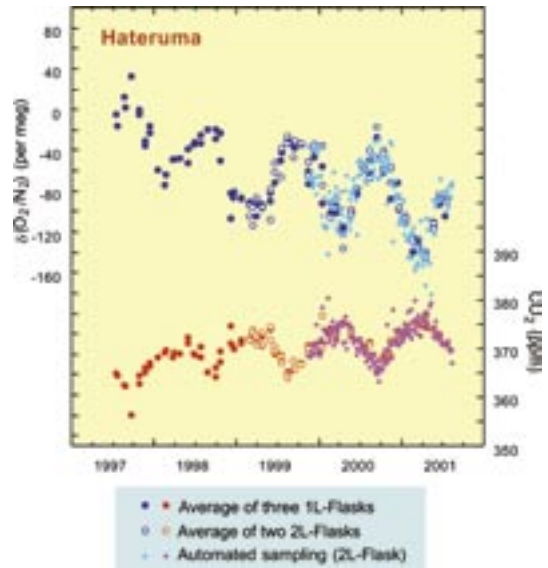


図14 波照間モニタリングステーションでの二酸化炭素濃度(赤)と酸素濃度(青)の変動の実測例。

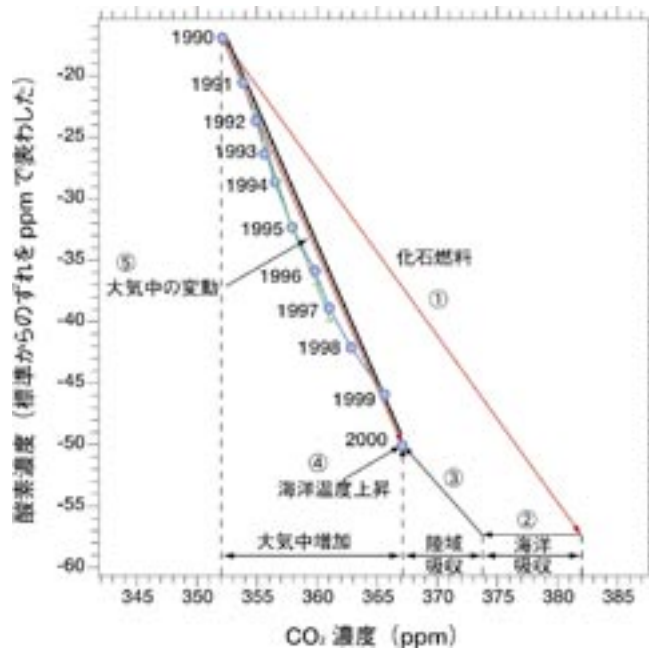


図13 二酸化炭素の酸素濃度の変化割合は、化石燃料消費，海洋吸収，森林吸収により異なることを利用し，酸素濃度変化から陸域/海洋の二酸化炭素吸収量比を推定できる。

きた。このような様々なスケールの観測研究が、相互に齟齬の無いデータを出すようになって初めて、その信頼性が保証される。また、長期の観測により気象の年々変動と炭素循環の揺れが解明され、炭素収支を決定するメカニズムが明らかになって初めて、将来予測が可能になる。IPCCレ

ポートはこうした炭素循環研究の現時点での到達点を示しているものであるが、既に解明されたものと誤解されていることは重大である。現状を理解することはもとより、将来を予測するにも様々なスケールの観測研究が重要である。

参考文献

- 1) Liang, N., G. Inoue and Y. Fujinuma (2003) A multichannel automated chamber system for continuous measurement of forest soil CO₂ efflux, *Tree Physiology*, 23, 825-832.
- 2) Inoue, G., S. Maksyutov, K. Yazawa, T. Tamaru, H. Inokuchi, M. Shirai, M. Nakamura and Y. Terui (1997) Eddy-correlation technique applied to CO₂ and water vapor flux measurements over Hokkaido in July 1996. Proceedings of the fifth symposium on the joint Siberian permafrost studies between Japan and Russia in 1996. 15-19.
- 3) 井上 元・Maksyutov, S.・石崎教夫・井上岳彦 (2000) ウクライナ, ヤゴチン天然ガス輸送加圧ステーションのメタン漏洩調査報告書, 平成11年度調査報告書, NEDO-IC-99R10.
- 4) Watai, T. *et al.* private communication.
- 5) Shimoyama, K., *et al.* (under preparation)
- 6) Patra, P.K., S. Maksyutov, M. Ishizawa, T. Nakazawa and G. Inoue (2004) Effects of biomass burning and meteorological conditions on land-atmosphere CO₂ flux from atmospheric CO₂ inverse modeling.
- 7) Tans, P.P., P.S. Brkwin, L. Bruhwiler, T.J. Conway, E.J. Dlugokencky, D.W. Guenther, D.R. Kitzis, P.M. Lang, K.A. Masarie, J.B. Miller, P.C. Novelli, K.W. Thoning, B.H. Vaughn, J.W.C. White and C. Zhao (2001) Carbon Cycle. Climate Monitoring and Diagnostic Laboratory Summary Report, No.26, 28-50.
- 8) Prentice, I.C., G.D. Farquhar, M.J.R. Fasham, M.L. Goulden, M. Heimann, V.J. Jaramillo, H.S. Khesagi, C. Le Quere, R.J. Scholes and D.W.R. Wallace (2001) The Carbon Cycle and Atmospheric Carbon Dioxide, Climate Change 2004 The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 183-237.
- 9) Tohjima, Y. (2000) Method for measuring changes in the atmospheric O₂/N₂ ratio by gas chromatograph equipped with a thermal conductivity detector. *Journal of Geophysical Research*, 105, 575-584.

(受付2004年5月6日、受理2004年6月30日)