

総説

安定同位体利用技術

$\delta^{13}\text{C}$ を自然のトレーサとした グローバル，リジョナル，テンポラルな 大気-植物-土壌間の炭素循環の研究

米山忠克

Reprinted from
RADIOISOTOPES, Vol.57, No.2
February 2008



Japan Radioisotope Association

<http://www.jrias.or.jp/>

総 説



安定同位体利用技術

$\delta^{13}\text{C}$ を自然のトレーサとしたグローバル、リジョナル、テンポラルな 大気-植物-土壌間の炭素循環の研究[†]

米山忠克

東京大学大学院農学生命科学研究科
113-8657 東京都文京区弥生 1-1-1

Key Words : stable carbon isotope, natural abundance, atmosphere, vegetation, soil,
carbon cycling, carbon-13

1. はじめに

炭素 (C) は地球陸域生態系の大気-植物-土壌のコンパートメントにおいて無機態 (主に CO_2)、有機態 ($-\text{CHO}$, $-\text{CH}_3$, $-\text{C}\equiv\text{N}$, $-\text{CH}_2-\text{SH}$ など) の化学形態で存在し、代謝を伴う形態変化をしながら循環している。この形態変化の主たる担い手は植物など光合成酵素を持つ生物による CO_2 から糖の生産であり、その糖を利用した生物代謝を経て、エネルギー産生のための呼吸による CO_2 の放出で循環は完結する。植物による糖の生産と代謝によりバイオマス C が生産され、その一部は土壌プールに蓄積される。土壌プール C には一次生産の植物含有 C 化合物もあるが、土壌での腐植化反応により土壌特有の不定形で高分子腐植酸が生産される。土壌の有機 C の一部は、小動物、カビ、そして微生物の代謝によって自己の生存のためエネルギーを生産しながら CO_2 になる。図 1 に示

すように空間的スケールから三つのタイプ、グローバル、森林、農耕地生態系の大気-植物-土壌の炭素循環システムが想定できる。

人を含む動物は植物などによる一次生産の一部を食物として摂取し、有機炭素化合物への変換とエネルギーの生産をしている。近年の人間の活動は、その生存のために、燃料エネルギー源として、森林材木等の利用から化石燃料 (石油、石炭、メタンガス) の利用に至っている。地球が蓄積した化石燃料の利用による CO_2 の放出は、大気の CO_2 濃度の上昇に結果し、生物圏の気温の上昇をもたらした。燃料エネルギー源としての現存植物いわゆるバイオエネルギーの利用は、光エネルギーを用いて大気 CO_2 を固定するため、大気 CO_2 濃度の上昇に寄与しない (大気の温度上昇への直接の寄与はどうか?)。現今大気 CO_2 濃度の上昇をもたらす化石エネルギーの利用に代わり、ネットとしてあるいはサイクルの結果として大気 CO_2 濃度に寄与しないエネルギー作物の一次生産と、そのエタノール化、ディーゼル化、メタン化などのエネルギー変換技術の実行が図られている。

炭素 (C) には二つの安定同位体 ^{12}C と ^{13}C が存在し¹⁾、存在 (mole) 割合は ^{13}C が約 1.1% である。それらの存在比の精密測定法の開発²⁾

[†] “Applications of Stable Isotopes in Life Sciences”.

$\delta^{13}\text{C}$ Tracing Studies of Global, Regional, and Temporal Carbon Cycling in the Atmosphere-Vegetations-Soils.

Tadakatsu YONEYAMA : Graduate School of Agricultural and Life Sciences, The University of Tokyo, 1-1-1, Yayoi, Bunkyo-ku, Tokyo 113-8657, Japan.

グローバル生態系

森林生態系

農耕地生態系

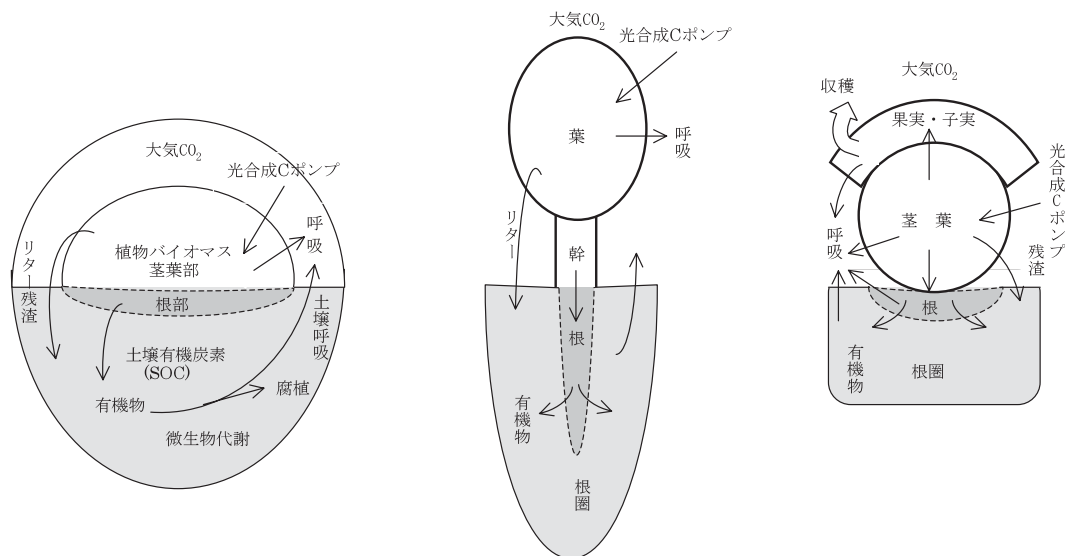
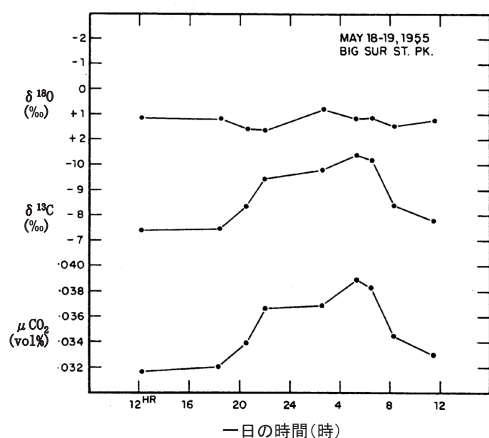


図1 グローバル、森林、農耕地生態系における大気-植物-土壌間の炭素循環

図2 Keeling(1958)によって計測されたカルフォルニア海岸沿いの森林大気のCO₂濃度(vol%), δ¹³C(‰), δ¹⁸O(‰)の一日の変化³⁾

によって大気CO₂の¹³C/¹²C割合は変動することが見えてきた(図2)。Keeling³⁾による大気CO₂濃度の日周性とそれに関連するδ¹³C値の変動の発見は植物の光合成と呼吸の寄与を示すものであった。Keeling et al.⁴⁾は、長期のゆっくりとした大気CO₂濃度の上昇とδ¹³C値の低下は化石エネルギーの燃焼の結果による絶対的

CO₂濃度の上昇であることを示した。CO₂濃度の上昇は地球温暖化の完全な発見ではなかったが、地球温暖化の可能性の発見となった⁵⁾。植物のδ¹³Cが計測された時⁶⁾⁻⁸⁾、それらのδ¹³Cデータから植物には-13‰前後と-28‰前後のものに分かれることが示された。C4植物(第3章参照)の発見により、前者がそれに、後者がC3植物であることが判明した。いずれも大気δ¹³C値より低く、光CO₂同化反応は¹²CO₂と¹³CO₂の酵素による固定で同位体分別が生じていることがわかってきた⁹⁾。更に土壌有機物のδ¹³C値の測定からδ¹³C値はその土壌上に生息する植物群(植生)のδ¹³C値を反映することがわかってきた¹⁰⁾。精密で多数の試料の分析から、自然界の炭素原子、炭素含有化合物、代謝産物、器官、個体、生態系は特有のδ¹³C値の変異を持つことがわかってきた⁹⁾。そしていま地球生態系で生じている温暖化についても重要な情報を与えている。

筆者は1980年代から植物、土壌、大気の窒素同位体自然存在比(δ¹⁵N)の測定を開始していたが、1990年京都で開催された国際土壌

科学会議でブラジルの Cerri 博士による発表から土壌 $\delta^{13}\text{C}$ 値が土壌の炭素サイクルの指標となる可能性を知った¹¹⁾。これまでアジアの土壌研究では農業との関連で、土壌窒素含有量については多くのデータがあったが、土壌有機炭素含有量についてはほとんどデータがない状況であった。ましては植生との関係における $\delta^{13}\text{C}$ 値については皆無であった。平成 8 年から始まった環境庁のプロジェクト「陸域生態系の吸収源機能評価に関する研究」の中で「安定同位体存在比による土壌有機炭素の蓄積・分解過程の定量的評価(平成 8 年から 10 年)」, ついで「土壌有機炭素の安定同位体存在比の変動からみた土壌炭素の動態評価(平成 11 年から 13 年)」を分担した。日本, フィリピン, タイの現地で植物, 土壌の試料採取を行い, 植生との関連に注目した土壌 $\delta^{13}\text{C}$ 値の解析をはじめて実施した。本稿では世界の大気と植物と関連した土壌の $\delta^{13}\text{C}$ について解説したい。 $\delta^{13}\text{C}$ 値は自然のトレーサである。

2. 大気 CO_2 の $\delta^{13}\text{C}$

大気的主要な炭素化合物は無機態の炭酸ガス(CO_2)であり, その濃度は産業革命以前の 280 ppm(0.28%)から増加し, 現在 380 ppm(0.38%)になっており, 今後年 2 ppm の割合で増大するとされている。この大気 CO_2 の濃度上昇の主因は化石燃料である。

大気の炭酸ガスが比較的低濃度に対して, 生物元素の窒素は無機態の窒素ガス(N_2)として大気ガスの 78% を占め, 地球上窒素の巨大なりザーバーとなっている。 N_2 は生物学的窒素固定や工業的窒素固定(窒素肥料の製造など)によって, 生物が代謝に使うことができる。生物の代謝によって炭素を含む有機態の窒素化合物が生成される。この有機態窒素化合物は, 陸上生態系では, 高分子の土壌腐植となったり, 逆に低分子のアンモニアや硝酸になり, 脱窒素反応で, 大気 N_2 に戻る。窒素の安定同位体には ^{15}N (約 0.37%)と ^{14}N があり, 上記二つの窒素固

定での同位体分別は小さい。窒素代謝では, 同位体分別が生じる¹²⁾。大気 N_2 は大きなりザーバーであり, 地球上のどこで採っても N_2 の同位体比($\delta^{15}\text{N}$ 値)の有意な変異は認められていない。

これに対して, 大気 CO_2 の炭素同位体比($\delta^{13}\text{C}$ 値)には, 地域的に, 時間的に変異, 変動が観察されてきた。大気 CO_2 は, 生物学的 CO_2 固定をポンプにして有機態の炭素化合物に同化され, 生物の代謝に関わる。生物代謝による分解反応(呼吸)の結果, 大部分の炭素は, CO_2 になり大気に放出されるが, 一部の炭素は, 土壌中で高分子腐植となる。この土壌腐植は土壌ミネラルと結合して, 長期に捕捉される。生物学的 CO_2 の固定による有機炭素化合物の生成では, 特徴的な同位体効果が生じ, 3 章の植物の $\delta^{13}\text{C}$ で述べるように有機炭素化合物の $\delta^{13}\text{C}$ は大気 CO_2 の $\delta^{13}\text{C}$ 値より低くなる。生物学的分解反応(呼吸)での炭素同位体分別は小さく, 放出 CO_2 の $\delta^{13}\text{C}$ 値は大気 CO_2 より低い。大気の CO_2 濃度は 0.28% から 0.38% に増加したとはいえ低い濃度のために, 生物学的 CO_2 固定の結果大気 CO_2 の $\delta^{13}\text{C}$ を上昇し, 呼吸による CO_2 の放出は大気 CO_2 の $\delta^{13}\text{C}$ を低下させる。このように生態系の CO_2 の $\delta^{13}\text{C}$ 値は, 地域的に時間的に変動している。

植物による CO_2 固定では, 大気の CO_2 は植物葉の気孔内に拡散し, 気孔内の炭酸ガスの 2~5 割が固定される。この時 $^{12}\text{CO}_2$ は $^{13}\text{CO}_2$ に優先して固定される。この結果, 周辺大気の未固定 CO_2 の $\delta^{13}\text{CO}_2$ は高くなり, 夜間の呼吸による放出 CO_2 の $\delta^{13}\text{C}$ は大気のそれより低くなり, 植物群落周辺の大気 CO_2 - $\delta^{13}\text{C}$ 値は昼間高く, 夜間低くなる。季節では光合成が盛んな夏には大気の CO_2 濃度は下がり, $\delta^{13}\text{C}$ は高くなる。逆に冬の大気 $\delta^{13}\text{C}$ は下がる。林など, 周辺大気 CO_2 との混合が少ない生態系では, 土壌には植物の炭酸ガス固定によって生成した有機物が蓄積され, その一部は小動物や微生物の呼吸によって CO_2 に分解される(土壌呼吸と呼ぶ)。

土壌呼吸は土壌に接した(林床)大気 CO_2 の $\delta^{13}\text{C}$ 値を下げる。この結果地表に近い植物の $\delta^{13}\text{C}$ が低くなることがある¹³⁾。

工業化では貯蔵有機炭素の石油石炭(化石燃料)が主に使われてきた。石油石炭の $\delta^{13}\text{C}$ 値は -25‰ ～ -27‰ とC3植物の $\delta^{13}\text{C}$ 値に近い。この工業的有機物分解による化石燃料からの CO_2 放出により、大気 CO_2 の $\delta^{13}\text{C}$ 値は低下してきた。産業革命以前の大気 CO_2 の $\delta^{13}\text{C}$ 値は -6.8‰ それが現在 -8‰ であり¹⁴⁾、化石燃料の利用の激しい北半球では南半球よりも大気 CO_2 濃度が高く、その $\delta^{13}\text{C}$ 値は低い。

大気炭酸ガス濃度上昇には、化石燃料とともに、森林伐採による林木と土壌腐植バイオマス炭素の分解による CO_2 放出も寄与しているとされる。特に熱帯、亜熱帯での耕地化の拡大と林木の利用は、この100年、異常に進み、林木や土壌から放出される CO_2 は、化石燃料と同じ $\delta^{13}\text{C}$ 値を持っている。農作物のサトウキビやトウモロコシをバイオ燃料として使用することは、大気 CO_2 を固定し、エネルギーとして利用し、生成 CO_2 は大気にもどることになる。このバイオ燃料の生産(光合成)と燃焼では $\delta^{13}\text{C}$ 値のバランスシートには変動が生じない。しかしバイオ燃料(サトウキビ)生産地とバイオエタノールの利用地が違ったりリジョナル $\delta^{13}\text{C}$ 値の変動を生じると予想できる。その影響の大きさは食糧の生産地と消費地の違いによるものより大きくなるのではないだろうか。

3. 植物の $\delta^{13}\text{C}$

地球バイオマスの45%(乾燥重当)を占める炭素は、植物による炭酸固定に依る。炭酸固定に必要なエネルギー(ATP)と還元力(NADPH)は植物葉緑体の光システムで作られる。すなわち葉緑体による光エネルギーのバイオエネルギー(有機物生産)への変換である。炭酸固定の第一ステップは二つの酵素、炭酸ガス(CO_2)を基質とするリブロースビスホスフェイトカルボキシラーゼ(RuBPCase)と炭酸

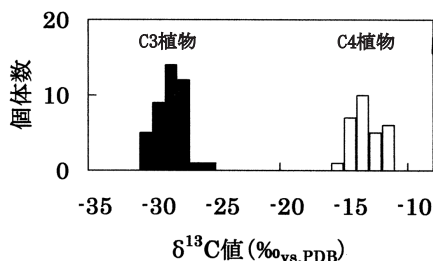


図3 タイで採取した植物の $\delta^{13}\text{C}$ 値
(米山, 安藤, 岡田 未発表)

イオン(HCO_3^-)を基質とするホスホエノールピルビン酸カルボキシラーゼ(PEPCase)に依っている。図3にタイで採取した植物葉の $\delta^{13}\text{C}$ 値を示す。 -25‰ ～ -32‰ の低い $\delta^{13}\text{C}$ を示す植物群がRuBPCaseで炭酸固定するC3植物であり、 -11‰ ～ -17‰ のより大気 CO_2 の $\delta^{13}\text{C}$ 値(-7‰)に近い植物群がPEPCaseで炭酸固定するC4植物である。地球上の植物種の85%はC3植物であり、5%がC4植物である。CAM植物は10%である。陸上表面の17%はC4植物で覆われている。地球光合成の20～30%はC4型光合成である¹⁵⁾。C4植物はC3植物から進化したと考えられるが、C4植物の生産量が地球上で拡大したのは800万年から600万年前、後期中新生の大気 CO_2 濃度が180～280 ppmに低下した時と対応している。この発見は長期に保存される動物の歯のエナメル質の $\delta^{13}\text{C}$ 値によって当時の動物が食した植生の推定に基づいている¹⁶⁾。地球上で生産される植物有機物の $\delta^{13}\text{C}$ は、森林と作物のイネ、ムギを含むC3植物の平均 -28‰ とサトウキビ、トウモロコシ、ソルガム、シバなど熱帯草類を含むC4植物の平均 -13‰ となっている。植物起源の土壌有機物の $\delta^{13}\text{C}$ はC3植生下では -27‰ 程度、C4植生下では -13‰ である。植物バイオマスや土壌有機物Cの $\delta^{13}\text{C}$ はC3植物とC4植物の混合した寄与を示すものであり、現植生、古植生のバイオマス生産における光合成タイプを定量的に示す。花粉分析や植物珪酸体分析と併用することで、定量的な古植生を明

らかにすることができる¹⁴⁾。

C3植物の $\delta^{13}\text{C}$ 値は変動の主要因子として、Farquhar et al.¹⁷⁾は、気孔内 CO_2 濃度(Ci)と気孔外 CO_2 濃度(Co)の比を提示し、多くの実測から確認された^{18), 19)}。すなわちCi/Co比が低くなるとC3植物の $\delta^{13}\text{C}$ 値は -28‰ より高く(less negative)となり、Ci/Co比が高くなるとより低く(more negative)になる。Ciが小さくなるのは気孔が閉じ外からの CO_2 の拡散が少なく、また活発な炭酸固定によって生ずる。気孔開度の低下は、植物が、高照度下や塩ストレスや乾燥ストレスなどの環境におかれると生じる。同一の植物種について、乾燥耐性あるいは水利用率の高いもの(少ない水で生存又は成長する)は気孔開度を低下し(水分の蒸散を少なくし)、炭酸ガス固定活性を維持できるものであり、Ci/Co比が低下する。品種や生態型のうち $\delta^{13}\text{C}$ 値がless negativeなものは乾燥耐性や水利用効率が高いとの指標となりうる。葉の窒素(N)含有率と $\delta^{13}\text{C}$ 値には正の相関が認められる²⁰⁾。これは高いN含有率による高い光合成活性によるCiの低下と関係するといえよう。

植物が炭酸固定で生成した糖を利用して植物は成長する。葉で生成した糖は篩管で体内を移動し、根や地上部の成長点で代謝し、呼吸で CO_2 を放出する。C3植物では葉における光呼吸による CO_2 の放出も大きい。全体としては糖の生成、代謝、呼吸では少し炭素同位体分別が生じ、葉の $\delta^{13}\text{C}$ 値に比べ根、成長器官、子実などの $\delta^{13}\text{C}$ は1%程度高くなる^{20), 21)}。オーストラリアのユーカリで調べられたが、気候条件(雨量など)により篩管液の糖の $\delta^{13}\text{C}$ 値が変化し年輪の $\delta^{13}\text{C}$ 値の変異として記録される²²⁾。

植物の糖からの脂肪酸やリグニンなど二次代謝で炭素同位体分別が生じこれらの生産に用いられた炭素の $\delta^{13}\text{C}$ 値は低下する。代謝では基質の $\delta^{13}\text{C}$ 値と炭素同位体分別の大きさにより分子内の個々の炭素の $\delta^{13}\text{C}$ 値は違ってくる²³⁾。植物の単離ミトコンドリアの暗呼吸では炭素同

位体分別は生じない²⁴⁾。しかし植物による呼吸(暗呼吸)では、C3植物で見掛け CO_2 の $\delta^{13}\text{C}$ 値は基質糖のそれより4~8%、C4植物ではおおそ1%高くなる。その要因として葉で糖から $\delta^{13}\text{C}$ 値の低い脂肪やリグニンが合成され残った $\delta^{13}\text{C}$ 値の高い糖が暗呼吸に使われるためとされる²⁵⁾。C3植物は光合成をしながら CO_2 を放出しており光呼吸と呼ばれる。光呼吸での CO_2 の放出はミトコンドリアでのglycine dehydrogenaseに依っており放出される CO_2 の $\delta^{13}\text{C}$ 値は基質グリシンより約10%低くなる^{26), 27)}。しかし呼吸による植物全体の $\delta^{13}\text{C}$ の変化は1%程度の上昇である。植物にはアルカリ金属、特にカルシウム(Ca)が高濃度で含まれることもあり、これと結合した無機炭酸もある。 $\delta^{13}\text{C}$ 値からこの無機炭酸は植物呼吸が起源と推定される(米山 未発表)。

4. 土壌の $\delta^{13}\text{C}$

土壌中炭素の大部分が有機態であり、その起源は、植生の根であり、リターなど植物残渣(plant residues)である。これらが土壌中の微生物による代謝や土壌粘土やミネラル(アルミニウム、鉄、マンガンなど)との結合で高分子となった腐植であり、土壌有機炭素(SOC, soil organic carbon)と呼ばれる。土壌pHが7.0以上のアルカリ土壌には、Caなどアルカリ金属と結合した無機炭酸(SIC, soil inorganic carbon)が含まれ、その量はpHの上昇と平行している。SICの起源は、土壌呼吸で生成した CO_2 や土中へ拡散した大気 CO_2 がアルカリ金属と反応したものであり、これらの過程の同位体分別の結果、重炭酸の $\delta^{13}\text{C}$ はもとの CO_2 の $\delta^{13}\text{C}$ より14%~17%高い値を示し、C起源の指標となっている²⁸⁾。海水はpHが約8であり、海水には大量の重炭酸イオンが溶けており、また貝殻のように炭酸カルシウムが固化したCも多い。これらの $\delta^{13}\text{C}$ 値はほぼ0%である。本稿の土壌炭素は、植物起源のSOCについて考察する。米山¹⁸⁾が植物-土壌系の生元素安定同

位体自然存在比について最初にレビューした頃は、SOC の $\delta^{13}\text{C}$ 値のほとんどのデータが北半球の温帯あるいは亜寒帯のからのもので、 $\delta^{13}\text{C}$ は $-25 \sim -30\%$ で C3 植物のそれに近いものであった。1980 年代半ばから SOC の $\delta^{13}\text{C}$ には、それよりも高いもの、すなわち C4 植物の $\delta^{13}\text{C}$ に近いものが計測され始めた。1970 年代から 1980 年代にかけて、アフリカなど熱帯植物の $\delta^{13}\text{C}$ 値が測定され、またそこで生息する動物、昆虫の $\delta^{13}\text{C}$ 値はその植物を起源とする食物を摂取するために、植生の $\delta^{13}\text{C}$ 値を示すことがわかってきた。すなわち熱帯、亜熱帯の草地では、高い $\delta^{13}\text{C}$ 値を示す C4 植物起源 C が食物連鎖によって、生態系の炭素循環の中に含まれることが示唆された。サトウキビやトウモロコシの農耕地、C4 植物の繁茂する乾燥地のサバンナ土壌には、C4 植物（CAM 植物を含む）起源の炭素が SOC となっていることが示されるようになった。C4 植生を含む生態系では C4 植物バイオマス比率に応じて、土壌の $\delta^{13}\text{C}$ 値が変化する。SOC は土壌呼吸によって分解し、代謝回転するが代謝回転の極めて遅い SOC のプールは土壌に長く残存し、土壌層の $\delta^{13}\text{C}$ として古植生の記録を残していることが明らかになってきた。

このようにして 1980 年代 SOC の $\delta^{13}\text{C}$ 値の計測によって二つの土壌炭素のトレーシング研究分野が開かれた。その一つは土壌 $\delta^{13}\text{C}$ 値から過去 10 万年前までの植生や遷移の状況を定量的に知ることであり、第二は過去 50 ～ 100

年くらいの土壌炭素の代謝回転を知ることであった。今日までの 25 年の間に世界の各地の土壌 $\delta^{13}\text{C}$ が計測された。それについて以下に紹介したい。またその地域で測定された植物の $\delta^{13}\text{C}$ の情報も示した。

4.1 アフリカ土壌の $\delta^{13}\text{C}$

アフリカコンゴ（現ザイール）共和国にある ORSTOM（フランス国立研究所）の Schwartz et al.²⁹⁾ は表層 A 層はサバンナだが、B 層に森林の埋没層（ポドゾル）のある 260 cm までの土層 SOC の $\delta^{13}\text{C}$ 値の分析を行った。ポドゾル層の 112 cm より下層の SOC 含有量は 100 ～ 500 g/kg, $\delta^{13}\text{C}$ は -27.5% であり、表層サバンナ土壌の SOC 含有量は A₁₁ 層で 130 g/kg, A₂ 層で 4 g/kg で、 $\delta^{13}\text{C}$ 値は A₁₁ 層で -13.3% その下 A₂ 層で -24.3% であった。A₁₁ 層 SOC の起源は現植生のイネ科 *Monocymbium ceresii-forme* ($\delta^{13}\text{C} = -13.8\%$) と *Loudetia simplex* (-15.2%) とに対応していた。

フランスの Martin et al.³⁰⁾ はコートジボアール Lamto の草原サバンナと周辺のガレリア林（サバンナの川沿いの帯状林）の表土 0-10, 10-25, 25-40, 40-80, 80-120 cm の SOC 含有量と $\delta^{13}\text{C}$ を比較した。サバンナの一部は 25 年間火事が出ないようにして（防火サバンナ）、C4 植物から、C3 植物（灌木）が増えるようにしている。表 1 に結果を示した。サバンナ土壌の SOC 含有量は低く、ガレリア林土壌では高く、防火によりサバンナより SOC 含有量が増

表 1 コートジボアール Lamto にみられる草原サバンナ、防火サバンナ（4 か所平均）、ガレリア林の土層ごとの SOC 含有量（g/kg）と $\delta^{13}\text{C}$ 値（‰）³⁰⁾

土層 (cm)	草原サバンナ SOC		防火サバンナ SOC		ガレリア林 SOC	
	含有量	$\delta^{13}\text{C}$	含有量	$\delta^{13}\text{C}$	含有量	$\delta^{13}\text{C}$
0-10	7.9	-12.8	9.0	-22.0	20.4	-27.5
10-25	6.2	-12.8	5.0	-16.1	6.1	-24.8
25-40	4.2	-12.4	4.3	-15.6	5.2	-24.3
40-80	1.7	-13.4	3.2	-17.4	3.4	-23.6
80-120	0.4	-16.1	1.8	-19.0	2.7	-23.5

大した。SOC の $\delta^{13}\text{C}$ はサバンナ土壌表層で C4 植物の -12.8% 、ガレリア林土壌で C3 植物の -27.5% であり、防火サバンナで C3 植物の灌木の侵入によって -22.0% と C4、C3 植物の混合的存在を示している。サバンナ土壌深層では C3 植物の影響が、ガレリア林では C4 植物の影響が見られた。

最近アフリカ中部のブルキナファソの林木下でミレットやソルガムを栽培するアグロフォレスト地帯の SOC の含有量と $\delta^{13}\text{C}$ 値が計測された³¹⁾。林木のないオープン地帯よりもアグロフォレストによって SOC 含有率は 4 g/kg から 6 g/kg に増大し、その増大した C は $\delta^{13}\text{C}$ 値から林木など (C3 植物) により供給されたと判明した。

Diels et al.³²⁾ はナイジェリア Ibadan で採取した多数のアフリカ C3、C4 植物の $\delta^{13}\text{C}$ について記載しており、C4 植物は $-10.0 \sim -14.3\%$ (平均 -12.2%)、C3 植物は $-25.5 \sim -29.9\%$ (平均 -28.3%) であり、年々の変動は $0.4 \sim 0.6\%$ であった。

4.2 ブラジル土壌の $\delta^{13}\text{C}$

ブラジルでは、IAEA (国際原子力機関) の支援でサンパウロ大学アイソトープ利用研究施設 CENA (ピラシカバ在) で安定同位体存在比の測定がなされ、1970 年代後半からアマゾンなど森林土壌の SOC- $\delta^{13}\text{C}$ は $-25 \sim -30\%$ 、自然草地 (サンパウロ州の 1 地点) の SOC は -14.5% を示していた。1985 年 CENA の Cerri はフランスの研究者と共同して森林 (C3 植物) を伐採してサトウキビ (C4 植物) 畑とした場合、SOC の $\delta^{13}\text{C}$ はサトウキビからの C の供給によって $\delta^{13}\text{C}$ 値が高くなること、一方で森林由来 C の分解の追跡実験が可能なることを示した³³⁾。Volkoff and Cerri³⁴⁾ はバイヤ (Bahia) 州のアマゾン森林の SOC の $\delta^{13}\text{C}$ は表層では -28% 付近だが、深土では -25% に高くなることを示した。土壌有機物の腐植化や下層方向への腐植酸の移行で $\delta^{13}\text{C}$ が変動することを示唆して

いる。

Cerri and Andreux¹¹⁾ は、日本で開催された第 14 回国際土壌科学会議で、ブラジルのサンパウロ東 180 km (土壌タイプ：赤色ラトソル) の森林からサトウキビへの変換後 12 年と 50 年、サンパウロとアマゾンマナウス北 60 km (粘土質黄色ラトソル土壌) の森林から草地 (*Brachiaria humidicola*) への変換後 2 年と 8 年の SOC 含有量と $\delta^{13}\text{C}$ 値を測定した結果に基づき、SOC のうち森林由来炭素 (Cdf) とサトウキビや牧草由来炭素 (Cdc) の計算方法、そして Cdf の分解と Cdc の蓄積モデルを提案した。

$$\text{Cdc} = (\delta - \delta f) / (\delta c - \delta f) \times C_t$$

δ は耕地 SOC の $\delta^{13}\text{C}$ 、 δf は森林 SOC の $\delta^{13}\text{C}$ 、 δc は作物残渣の $\delta^{13}\text{C}$ 、 C_t は SOC 含有量。

Cdf の分解は、分解率 (k) で指数関数的に分解する易分解性 SOC とほとんど分解しない安定な SOC に分かれるとした。 $\ln 2/k$ から半減期 $t_{1/2}$ が求まる。 $t_{1/2}$ はサンパウロ土壌で約 8 年、アマゾン土壌で約 1.5 年であり、安定な SOC の割合サンパウロ土壌は 29%、アマゾン土壌で 56% であった。Cdc の集積は一次関数で集積するとした。年々の集積はアマゾン土壌でサンパウロ土壌の 8 倍と推定した。

Neill et al.³⁵⁾ は、アマゾン流域のロンドニア州で森林から草地 (*Panicum* や *Brachiaria*) への変換 (3, 5, 9, 13, 20, 41, 81 年) に伴う土層 (0-5, 5-10, 10-20, 20-30 cm) の $\delta^{13}\text{C}$ 値の変化を調べた。表層 SOC の $\delta^{13}\text{C}$ は森林土壌の -27.8% から 81 年牧草土壌の -15.8% となった。土壌呼吸 CO_2 の $\delta^{13}\text{C}$ 値は SOC のそれより早く上昇し、森林土壌の -26.9% から 3-13 年牧草で -17% となった。

ブラジル北コロンビア、カリ (Cali) に所在する CIAT でサバンナ (C4 植生) 土壌に 12 年間マメ科植物 (C3, *Pueraria phaseoloides*) を栽培したとき、肥沃度を高めるマメ科植物由来の炭素が土壌にどれほど供給されるかについて $\delta^{13}\text{C}$ 法で調べたところ、表層 0-2 cm では 29%、下層 8-10 cm では 7% であった³⁶⁾。

北部アマゾン Roraima では完新世 (Holocene) に森林 (C3) からサバンナ (C4) の移行があったとされる。現植生が森林の 3 か所、サバンナの 3 か所の土壌深さ 5 m までの SOC の $\delta^{13}\text{C}$ を分析して検証された³⁷⁾。表層 SOC の $\delta^{13}\text{C}$ は現植生の $\delta^{13}\text{C}$ に近かったが、深層土壌の $\delta^{13}\text{C}$ 値は過去に植生タイプが変わったことを示している。現在サバンナであったところに後期完新世に森林が侵入したことを認めた。

ブラジル CENA の Martinelli et al.³⁸⁾ はロンドニア州のサムエル生態保存地で 208 の木の葉、38 の幹、18 のリターの $\delta^{13}\text{C}$ を分析している。葉の $\delta^{13}\text{C}$ 値は $-28 \sim -36\%$ (平均 -32.1%)、幹は平均 -28.4% 、リターは -28.7% であった。葉の樹高と $\delta^{13}\text{C}$ 値は相関し、樹高が高いと $\delta^{13}\text{C}$ 値は less negative になる。これまで報告のある世界の森林の葉の平均 $\delta^{13}\text{C}$ 値は、カナダの -26.9% から本ブラジルロンドニアの -32.1% までであり、熱帯より温帯で less negative となると予想できた。熱帯樹木の葉の気孔は開いていると考えられる。

4.3 ヨーロッパ土壌の $\delta^{13}\text{C}$

1985 年フランスの Balesdent はブラジルの Cerri とともに熱帯土壌での森林 (C3 植物) 伐採から C4 作物栽培への移行に伴う $\delta^{13}\text{C}$ の変化から、現場において SOC の代謝回転の追跡が可能であることを提示した³³⁾。Balesdent et al.³⁹⁾ はフランスの二つの地域で C3 植物栽培から C4 作物のトウモロコシ連続栽培への変換に伴う SOC の $\delta^{13}\text{C}$ の変化から、現場における (in situ) 両光合成タイプ由来土壌炭素のトレーサ実験の解析について報告した。一つは南西フランス Auzerville (silt clay 土壌) では長年採草地 (SOC の $\delta^{13}\text{C}$ は -26.2%) であったところを、トウモロコシ (-12%) を 13 年にわたって連続栽培した圃場である。SOC 含有量は 9.5 g/kg から 13 年後 8.5 g/kg となり、 $\delta^{13}\text{C}$ は -23% となっており、最初あった SOC の 22% が分解していた。もう 1 か所は南西フ

ランスの Doazit (sandy loam) で森林 (SOC の $\delta^{13}\text{C} = -26.7\%$) であったところをトウモロコシ 23 年連続栽培した圃場である。トウモロコシの葉と茎を鋤き込んだ土壌では SOC が 14.5 g/kg 、 $\delta^{13}\text{C}$ が -23.7% 、持ち出した土壌では 12.7 g/kg と -24.6% 、前者では 19%、後者では 13% の SOC がトウモロコシ由来と推定された。土壌画分のうちシルトサイズで代謝回転が遅いが、 $50 \mu\text{m}$ より大きな画分と $2 \mu\text{m}$ より小さな画分では新鮮なトウモロコシ由来有機炭素が多く含まれていた。

Balesdent et al.⁴⁰⁾ はフランス Essone (土壌タイプ: レス黄土) でコムギ栽培をトウモロコシ (17 年間) 連続栽培に変換したとき、耕作法を普通耕、表土耕、不耕起と変えた場合のコムギ由来 SOC の分解は、不耕起で前二者の半分であることを示した。

Arrouays et al.⁴¹⁾ は南西フランスのローム土壌において、森林 3 か所とトウモロコシ栽培にして 3 から 32 年 14 か所の SOC の $\delta^{13}\text{C}$ を分析した。トウモロコシ由来 SOC 含有量は最初の 10 年間増加し平衡に達した。森林由来の SOC は半分が速い分解速度 ($k=0.383$) に、半分が遅い分解速度 ($k=0.022$) の二つのプールに分かれた。速い分解速度のプールでは最初の一年で半分が分解された。

Dettien et al.⁴²⁾ はフランスの C3-C4 植生転換土壌において SOC のうち個々の糖 (グルコース、ガラクトース、キシロースなど) の $\delta^{13}\text{C}$ をガスクロマトグラフ/燃焼/アイソトープ比質量分析計 (GC/C/IRMS) で分析し、その結果から糖は分解されず長い (60 ~ 100 年) 寿命を持っていると推定している。Gleixner et al.⁴³⁾ はフランスのコムギとトウモロコシ栽培土壌についてピロリーシス (熱分解) により有機物を生成し、個々の化合物の $\delta^{13}\text{C}$ を pyrolysis-GC/MS-C-IRMS で分析している。両土壌の個々の化合物の $\delta^{13}\text{C}$ 値には、12 ~ 1% の違いがある。更に後 (2002 年) の解析から土壌中での N-含有化合物や糖由来化合物の寿命は ~ 49 年、

～59年と推定され、土壌の遅い代謝回転のCプールでは、これらの分解が防御されていたり微生物代謝などでリサイクル(再利用)されていると推定している⁴⁴⁾。

Parat et al.⁴⁵⁾は南西フランスの砂質農地(原土 $\delta^{13}\text{C} = -25.4\text{‰}$)にトウモロコシ(-12.5‰)栽培を行い、そこに下水由来のスラッジ(-25.4‰)を20年間施用し、それぞれの由来のSOCを追跡した。スラッジ由来Cは表層土に集積し、これがトウモロコシ由来Cの分解を抑制していた。スラッジの施用をやめるとSOCの分解、特にスラッジ由来Cの分解が速まった。

Boll et al.⁴⁶⁾は、イギリスの南西部にある草地環境研究所(土壌タイプ pelosol -27.9‰)で、トウモロコシをえさとする牛フン(-15.4‰)とペレニアルライグラスをえさとする牛フン(-25.7‰)をライシメーターに施用し、施用後150日まで、牛フン由来Cのゆくえを追跡した。150日後には施用した牛フンの12.6%が1–5 cmの土層に、4%が土層30 cmで得られた浸透水にあったのみで、草地では牛フン由来Cは速やかに消失すると推定された。

ドイツのゲッティンゲンでトウモロコシを37年間連続栽培した場合の土壌(SOCの $\delta^{13}\text{C} = -25.2\text{‰}$)へのトウモロコシ由来Cの蓄積が追跡された⁴⁷⁾。トウモロコシ由来Cの多くは0–25 cmの表土に蓄積していた。

ヨーロッパにおける野外の植物の $\delta^{13}\text{C}$ については二つの報告がある。イギリス ローザムステッド研究所の圃場で栽培されたコムギの $\delta^{13}\text{C}$ は1984年から1989年の間、 -27.09‰ から 24.15‰ と変動したが、窒素肥料の施用のコムギで非施用よりも、また乾燥年にはより高い $\delta^{13}\text{C}$ となった⁴⁸⁾。ドイツ草地では、ライグラスの $\delta^{13}\text{C}$ は -28.25‰ 、クローバーは -27.43‰ 、ススキは -11.85‰ と報告されている⁴⁹⁾。

4.4 北アメリカの土壌 $\delta^{13}\text{C}$

フランスの Balesdent et al.⁵⁰⁾は、アメリカミ

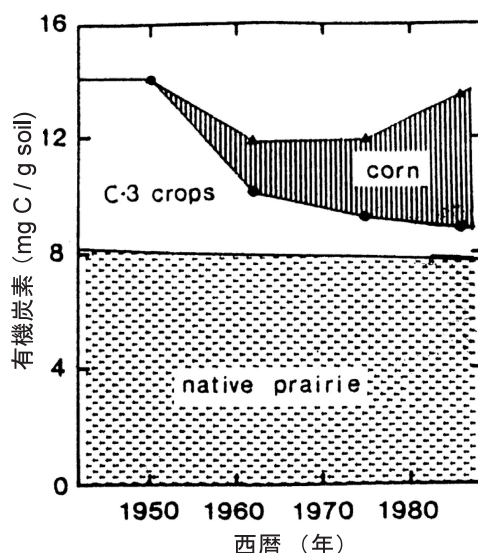


図4 ミズリー大学 Sanborn 農場の土壌有機炭素(土層0–20 cm)の $\delta^{13}\text{C}$ (‰)の経年変化から計算された土壌炭素の起源⁵⁰⁾

ズリー大学 Sanborn 農場(土壌タイプ 黒褐色 silt loam, SOC含有量13–21 g/kg)で1950年にそれまでC3作物が栽培されていた試験区に、トウモロコシ(C4作物)を1986年まで連続して栽培した試験区を含めてSOCの $\delta^{13}\text{C}$ の分析を行った。10年以上のトウモロコシ栽培下で、SOCの50%以上がもとのプレリー(C4植物)由来のCであること、C3作物からトウモロコシの栽培を開始すると、C3作物由来のSOCの易分解性コンパートメントは半減期10–15年でなくなること、トウモロコシ由来Cが蓄積していくことが明らかとなった(図4)。

Huggins et al.⁵¹⁾は、ミネソタ大学南西実験地(土壌タイプ clay loam, もとはプレリー)で10年間(1981–1990)トウモロコシとダイズの14通りの組み合わせで栽培を行った圃場からのSOCの $\delta^{13}\text{C}$ を分析した。連続トウモロコシで -17.2‰ 、連続ダイズで -18.2‰ であった。易分解性と難分解性SOCプールを用いた2コンパートメントモデルで計算したところ、もとのプレリーのC4植物及びC3植物由来Cの分解速度は、0.011/年、0.007/年であり、栽培し

たトウモロコシとダイズ由来Cの土壌C化は0.16/年と0.11/年であった。現在のトウモロコシやダイズの栽培ではSOCは7～18%減少すると見積もられた。

Layese et al.⁵²⁾はミネソタ大学実験センターで13年連続トウモロコシ栽培のあと、4年ダイズ栽培した場合、耕起法や作物残渣の還元と持ち出し、トウモロコシへの窒素施肥がもたらすSOC蓄積への解析を行い、SOCの由来追跡のため $\delta^{13}\text{C}$ を分析している。不耕起で作物残渣を還元すると表土0～5 cmのSOCが増大すること、施肥したNは作物残渣の還元によって土壌に維持されること、5年間N施肥のないダイズ栽培はSOCの24%を減少させたことが明らかとなった。

Collins et al.⁵³⁾は、USAの中部のコーンベルト地帯の八つの8～35年の長期試験地の $\delta^{13}\text{C}$ を分析した。これまでのトウモロコシ栽培下のSOC含有量は、周辺の非栽培地より平均8%減少した。しかし、8～35年のトウモロコシ由来のSOCの蓄積は22～40%と見積もられた。持続的農業によって土壌をCのシンクとすることが可能と考えられた。

Bolinder et al.⁵⁴⁾はカナダケベックSt-Lambert実験地で1978年から15年間サイレージ用トウモロコシの連続栽培を含む四つの作物栽培体系を実施した圃場の土層SOCの $\delta^{13}\text{C}$ の分析をした。サイレージトウモロコシの根由来のCの17%がSOCとなっていた。

Boutton et al.^{55), 56)}は南部テキサスのRio Grande平原におけるサバンナ（主にC4作物）から亜熱帯低木林（マメ科植物 *Prosopis glandulosa*）への植生の遷移におけるSOCの $\delta^{13}\text{C}$ の解析を行っている。サバンナの植生の $\delta^{13}\text{C}$ は-20‰, SOCは-17‰であることから以前よりもC3草木が増えていることが示された。低木林地帯の植生の $\delta^{13}\text{C}$ は-28～-25‰で、SOCは-20～-15‰であり、現在はC3植物の灌木が主体であるが、かつてはC4植物が主体であることを示していた。^{14}\text{C}}による年代推

定から過去50～100年にこの遷移が生じたことが推定されている。

北アメリカの植物の $\delta^{13}\text{C}$ について、サバンナ南テキサスLa Copita研究地ではC3林木の葉の $\delta^{13}\text{C}$ は平均-26.9‰, C3広葉草の葉は平均-29.4‰, C4草原植物は平均-14.0‰, CAM植物は平均-15.6‰であった⁵⁵⁾。ハワイの主要樹種 *Metrosideros polymorpha* (O'hia) について、海岸から高地2500 mまでの木の葉の $\delta^{13}\text{C}$ が分析されている⁵⁷⁾。低地では-30‰, 高地では-24‰であり、高地ほど高い $\delta^{13}\text{C}$ 値となったが、これは現地で測定された葉気孔内 CO_2 濃度(Ci)と外 CO_2 濃度(Ca)との比と（逆）相関、また葉のN含有率と（正）相関していた。

4.5 オーストラリアの土壌 $\delta^{13}\text{C}$

オーストラリア北ニューサウスウェールズ州の土壌（土壌タイプ krasnozem）における植生とSOCの $\delta^{13}\text{C}$ 関係が報告されている⁵⁸⁾。亜熱帯雨林（リターの $\delta^{13}\text{C}$ は-27.6‰）で土壌0～7.5 cmの $\delta^{13}\text{C}$ は-28.4‰, 7.5～15.0 cmは-27.9‰であった。35年間C4植物草地（-12.0‰）に変換すると森林由来Cは51.6%に低下し、83年の草地で25.3%に低下した。その減少を補うように、牧草由来Cが蓄積した。SOCの代謝回転時間（1/分解率）は60年と見積もられ、土壌の安定性は32%を占める径が0.2 mm以下のマイクロアグリゲイトの存在によるものと考えられた。

オーストラリア国立大学のBird et al.⁵⁹⁾はパプアニューギニアの山の高度の違う所にみられる林地と草地の $\delta^{13}\text{C}$ 値を報告している。 $\delta^{13}\text{C}$ 値からC4植物が生育するのは高度3800 mまでであり、林地SOCの $\delta^{13}\text{C}$ 値は高度500 mでは-29‰, 高度4500 mでは-25‰となった。

Bird et al.⁶⁰⁾は世界の森林土壌の $\delta^{13}\text{C}$ 値を調査し、低緯度の森林SOCの $\delta^{13}\text{C}$ は高緯度のそれより～1‰低く、これは $\delta^{13}\text{C}$ の低い化石燃料からの CO_2 が加わった近年の大気 CO_2 が代謝回転率の高い低緯度地帯で固定されたことによ

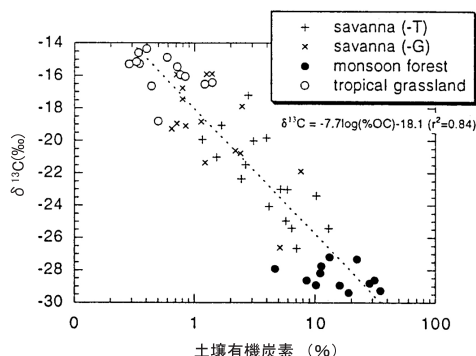


図5 オーストラリアの森林、サバンナ (T 湿地, G 乾地), そして草地の土壌有機炭素の含有率 (%) と $\delta^{13}\text{C}$ (‰) の関係⁶¹⁾

ると推定している。

Bird and Pousi⁶¹⁾は、北オーストラリアの森地 (C3 植物), サバンナ (C3 と C4 植物が混在), 熱帯草地 (C4 植物が主) について, 表土 SOC の含有量と $\delta^{13}\text{C}$ 値の関係について調査し, 森地で SOC 含有量が高く, $\delta^{13}\text{C}$ 値は低く, 熱帯草地では SOC 含有量は低く, $\delta^{13}\text{C}$ 値は高い。そしてサバンナ土壌はその中間となる。SOC 含有量と $\delta^{13}\text{C}$ に逆相関の関係があることを示した (図 5)。また, サバンナで C3 植物由来 C は, 土壌の粗いサイズの画分に, C4 植物由来 C は土壌の細かいサイズの画分に移行することが示された。

オーストラリア南クイーンズランド 900 km に広がる 12 の植物群落 348 種 (C3 植物のみ対象) の $\delta^{13}\text{C}$ 値が測定された⁶²⁾。西クイーンズランドのアカシア群落の $\delta^{13}\text{C}$ 値は -25.6‰ , 東クイーンズランド亜熱帯林では -31.2‰ であり, 12 の群落では, 年間雨量と $\delta^{13}\text{C}$ 値に相関関係が認められた。

4.6 日本の土壌の $\delta^{13}\text{C}$

日本の土壌 SOC の $\delta^{13}\text{C}$ の最初の計測は, 中村⁶³⁾によるものである。鴻巣水田 SOC の $\delta^{13}\text{C}$ は $-24 \sim -26\text{‰}$, 同畑では $-21.1 \sim -22.5\text{‰}$, 会津水田 SOC は $-24.7 \sim -26.1\text{‰}$, 安城水田 SOC は $-23.5 \sim -25.5\text{‰}$, 長野水田 SOC は

$-24.3 \sim -24.9\text{‰}$ であった。この分析で, 鴻巣大気 CO_2 の $\delta^{13}\text{C}$ は -6.1‰ と記されている。日本の森林土壌 SOC の $\delta^{13}\text{C}$ 値は, 石塚ら⁶⁴⁾が八甲田山南山麓土壌について, -20.0‰ , Sakata et al.⁶⁵⁾が茨城県桜川市森林土壌について -24.3‰ と報告している。Yoneyama et al.⁶⁶⁾は日本各地の畑作物圃場と森林から採取した土壌 SOC の $\delta^{13}\text{C}$ について報告した。畑土壌表層 SOC の $\delta^{13}\text{C}$ は, 北海道北部で C3 植物の -26.7‰ , 本州で $-22.0 \sim -17.6\text{‰}$, 沖縄では -15‰ となった。森林土壌をみると, 日光今市, 静岡富士, 九州種子島では表層は森林由来 C の供給で, $-26 \sim -24\text{‰}$ であるが, 下層に向かって上昇し, 深度 50 cm 位で -18‰ であった。日本では火山が多く, テフラが積もったあと, C4 植物のススキが SOC の蓄積をもたらし, それがアルミニウムなど土壌ミネラルと結合し, 長期残留していると考えられる。非火山性クロボク土壌と考えられた静岡県の磐田と牧の原の森林土壌, 茶樹土壌の深度 50 cm までの SOC- $\delta^{13}\text{C}$ は -26‰ 付近であり, ここではススキ以外の C3 植物が SOC の主要な起源と推定された。

米山と吉田⁶⁷⁾と井上ら⁶⁸⁾は南九州テフラ深度 4–8 m の土壌 SOC の $\delta^{13}\text{C}$ と $\delta^{15}\text{N}$ を分析し, 古植生の推定を行っている。特に井上ら⁶⁸⁾では同一土壌試料について, 植物珪酸体からも当時の植生解析を行い, $\delta^{13}\text{C}$ から推定する C3 植物と C4 植物の割合と, 珪酸体からの推定割合が一致することを示し, 画期的な解析となった (図 6)。

Mo et al.⁶⁹⁾では霧ヶ峰草原における C3 と C4 植物の分布及び標高に伴う植生と土壌 SOC の $\delta^{13}\text{C}$ の変化を調査している。植生は高度 1700 から 1800 m で C4 植物優先から C3 植物優先へと移行する。土壌 SOC の $\delta^{13}\text{C}$ 値から, かつて草地として使われていたときには, ススキなど C4 植物が現在よりも高標高まで分布していたことが示唆された。

日本の植物の $\delta^{13}\text{C}$ 値について Yoneyama et al.⁶⁶⁾が報告している。八甲田山のブナの葉の

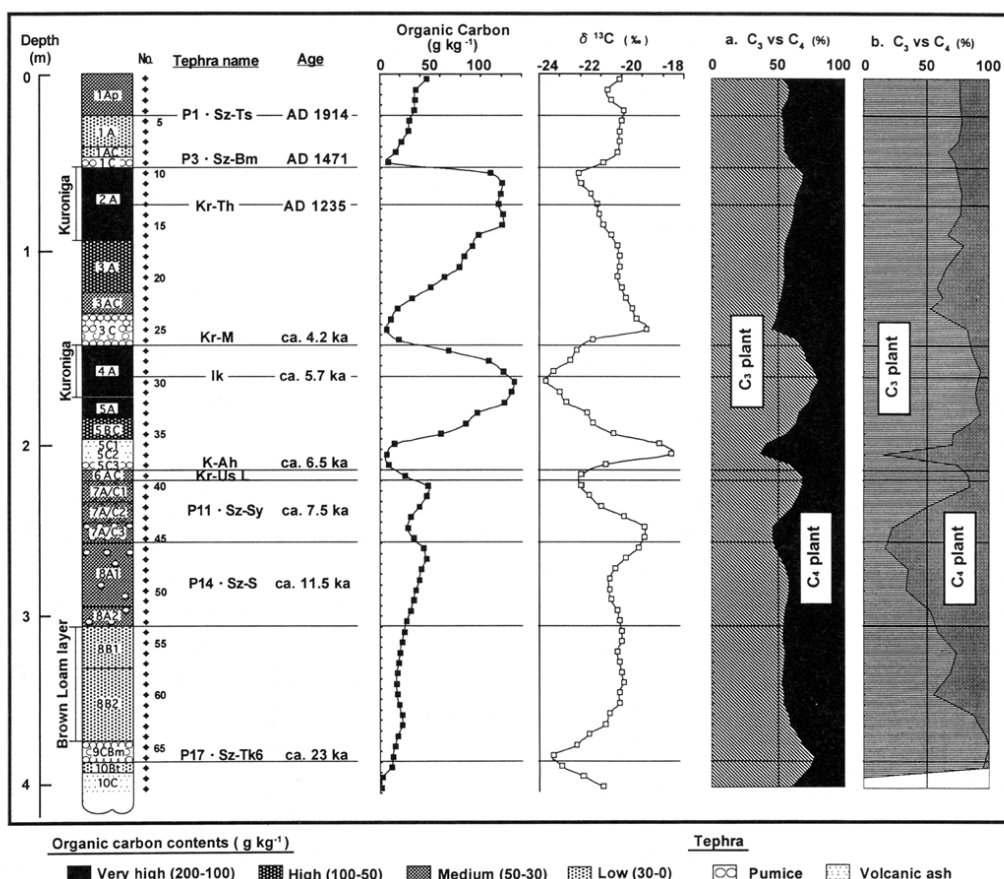


図6 累積性黒ボク土の土壤有機炭素含量, $\delta^{13}\text{C}$ 値, $\delta^{13}\text{C}$ 値から算出した C3 及び C4 植物起源炭素の比率 (a), 及び植物珪酸体から算出した C3 及び C4 植物の比率 (b) の垂直分布⁶⁸⁾

P1・Sz-Ts: 桜島大正 P3・Sz-Bm: 桜島文明 Kr-Th: 霧島高原 Kr-M: 霧島御池 Ik: 池田湖 K-Ah: 鬼界アカホヤ Kr-UsL: 霧島牛のすね下部 P11・Sz-Sy: 桜島末吉 P14・Sz-S: 桜島薩摩 P17・Sz-Tk6: 桜島高峠 6

* 図 6b の白抜き部分は植物珪酸体が検出されなかったことを示す

$\delta^{13}\text{C}$ は -31.8‰ , ササは -28.5‰ , 霧ヶ峰草原のススキは -10.2‰ , C3 植物は $-25.3\text{‰} \sim -27.9\text{‰}$, つくばのイネは陸稲で -25.7‰ , 水稻で -27.5‰ , ヒエは -11.5‰ , 宮古島のサトウキビは -12.4‰ , 他の C4 植物は $-11.7\text{‰} \sim -12.4\text{‰}$, C3 植物は $-26.2\text{‰} \sim -30.0\text{‰}$ であった。静岡県休耕水田の植物の $\delta^{13}\text{C}$ は $-25.8\text{‰} \sim -29.8\text{‰}$ であった (米山, 戸田未発表)。Hanba et al.¹³⁾ は, 京都の落葉樹種 (ハンノキなど) の年輪の $\delta^{13}\text{C}$ を測定したところ, $-26 \sim -27\text{‰}$ の間で変動し, それは年ごとの日射量と関連す

るとした。本報告で, 森林内の大気 CO_2 の $\delta^{13}\text{C}$ を測定している。林床付近では -11‰ であるが, その上 13 m までは, -8.5‰ 付近で変わらなかった。

4.7 アジア (日本以外) 土壌の $\delta^{13}\text{C}$

フランスの Mariotti とインドの Peterschmitt⁷⁰⁾ は, インド西 Ghâts の森林-サバンナ移行帯 (ecotone) で現植生がサバンナ (C4 植物) から森林 (C3 植物) の 5 か所で深さ 200 cm までの SOC の含有量と $\delta^{13}\text{C}$ を分析している。表

表2 インド、アンドラプラデッシュ州にある (ICRISAT (国際半乾燥熱帯作物研究所) の圃場 Alfisol (赤土) と Vertisol (黒土) の SOC 含有量 (g/kg) と $\delta^{13}\text{C}$ (‰), フミン酸の $\delta^{13}\text{C}$ (‰) (米山, 新井 未発表)

土層 (cm)	Alfisol			Vertisol		
	SOC 含有量	SOC $\delta^{13}\text{C}$	フミン酸 $\delta^{13}\text{C}$	SOC 含有量	SOC $\delta^{13}\text{C}$	フミン酸 $\delta^{13}\text{C}$
0-10	6.3	-15.0	-15.7	8.7	-14.2	-14.9
10-20	4.1	-15.3	-16.4	7.6	-13.7	-14.9
20-30	2.6	-14.1	-16.5	6.1	-13.9	-14.7
30-40	2.7	-14.4	-16.4	8.0	-11.9	-14.8
40-50	2.8	-14.2	-16.8	7.6	-11.8	-14.5

層の SOC は森林下で 46 ~ 54 g/kg, サバンナ下で 26 g/kg であり, 下層 100-150 cm になると, 4 ~ 5 g/kg となった。表層土壌 SOC の $\delta^{13}\text{C}$ は, 現植生の $\delta^{13}\text{C}$ に対応していた。深層 SOC の $\delta^{13}\text{C}$ 値から, 現在サバンナ-森林の境界では, かつてサバンナであったところに, 最近森林が侵入したことが判明した。米山と新井 (未発表) は, インドハイデラバード近郊の ICRISAT (国際半乾燥熱帯作物研究所) の二つの土, Vertisol (黒土) と Alfisol (赤土) の深さ 50 cm までの SOC 含有量と $\delta^{13}\text{C}$, そして抽出フミン酸の $\delta^{13}\text{C}$ を測定した (表2)。両土壌の SOC 含有率は, 3 ~ 9 g/kg でほとんどの SOC は, C4 植物起源と考えられる。両者ともかつてサバンナであったと考えられる。近接する両土層の SOC の $\delta^{13}\text{C}$ の変異がなぜ生じたのか, 解析が求められる。

インドの植物の $\delta^{13}\text{C}$ は Mariotti and Peterschmitt⁷⁰⁾ が報告している。サバンナの草植生は -11.2 ~ -11.5‰, 森林の木の葉は -31.7 ~ -31.1‰, リターは -30.9 ~ -29.3‰ であった。

Watanabe et al.⁷¹⁾ はインドネシア スマトラの高度 780 m (土壌タイプ, red-acid soil) で 1995 年, コーヒー樹を移植し, その後 4 年間雑草処理を三つの方法で行い, SOC 及びフミン酸とフルボ酸の $\delta^{13}\text{C}$ を分析した。表土 0-10 cm の SOC- $\delta^{13}\text{C}$ は コーヒー樹移植前が -24.4‰, 4 年間手で除草することで, -23.2‰, カバー植物に *Paspalum conjugatum* (葉の $\delta^{13}\text{C}$, -12.7‰) を使うと -22.5‰, 除草しないでそ

のままにしておくと -25.0‰ となった。P.c. 由来の C が SOC の 16% 取り込まれたと計算された。また, 除草するとフミン酸とフルボ酸は減少したが, カバー植物によってそれが抑制され, $\delta^{13}\text{C}$ 解析から, カバー植物からの C が, フミン酸とフルボ酸に取り込まれたと推定できた。この地の植物の葉の $\delta^{13}\text{C}$ は, *Coffea arabica* が -26.8‰, P.c. は -12.7‰, *Clibadia surinamense* は -28.3‰, *Imperata cylindrica* は -12.5‰ であった。

Yoneyama et al.⁷²⁾ はタイ全土の森林や耕地の SOC 含有量と $\delta^{13}\text{C}$ を報告した。タイ東北部 Khon kaen とタイ西部 Kanchanaburi の森林では深さ 105 cm, 162 cm までの SOC 含有量は, それぞれ表土 6 g/kg から深土 2 g/kg, 22 g/kg から 4 g/kg であり, $\delta^{13}\text{C}$ は表土 -28.0‰ から深土 -27.5‰, -28.5‰ から -26.8‰ であった。農耕地の SOC 含有量はタイ南部で 5 ~ 25 g/kg, 中央平原と北部で 2 ~ 20 g/kg, 東北部で 1 ~ 10 g/kg であった。農耕地 SOC の $\delta^{13}\text{C}$ は栽培された作物で変わり, C3 作物のクワ圃場では, -24‰ ~ -28‰ と低く, C4 作物サトウキビ圃場では, 平均 -20‰ であった。タイでは森林を伐採してサトウキビが連続して栽培される。東北タイと中央平原で, 森林伐採後サトウキビ栽培 30 年までと 40 年までの圃場の SOC の含有量と $\delta^{13}\text{C}$ を分析した。サトウキビ耕地化で SOC 含有量は約半分となった。森林由来 C は半減期 0.35 年で急速に分解した。また, サトウキビ由来 C は, 東北タイで 10 年後

に 1.5 g/kg, 中央平原では 20 年後に 8 g/kg 集積していた。タイの植物の葉の $\delta^{13}\text{C}$ は, C3 植物 (38 種) で -26‰ ~ -31.4‰ (平均 -29‰), 林木リター (3 種) は -28.6‰ ~ -29.9‰ (平均 -29.4‰), C4 植物サトウキビは -12.7‰ ~ -14.3‰ , 他の C4 植物 (17 種) は -12‰ ~ -15.3‰ (平均 -13.8‰), CAM 植物のパインアップルは -14‰ であった (米山, 未発表)。

フィリピン土壌, 特に森林をサトウキビ圃場に転換に伴う SOC 含有量と $\delta^{13}\text{C}$ 値の変化が報告されている⁷³⁾。フィリピンの中央ルソンと, ネグロス島での解析によれば, 前者の森林表土 (0-30 cm) SOC 含有率は 25 g/kg から, サトウキビ耕地化で 5 g/kg に, 後者で森林下 35 g/kg から 8 g/kg に低下する。森林由来 SOC の分解の半減期は, 前者で 1.2 年, 後者で 1.8 年であり, 難分解性の SOC は前者で 1.2 g/kg, 後者で 0.5 g/kg であり, 森林 SOC はそのほとんど分解しつくされた。サトウキビ由来 SOC の集積は, 前者で 20 年後に 5.5 g/kg, 後者で 7 g/kg であった。森林を耕地化すると, 土壌 SOC の含有量は激減することが明らかに示された。

フィリピンの各地から得た土壌 SOC の含有率と $\delta^{13}\text{C}$ を図 7 に示した (米山・岡田・Dacanay 未発表)。SOC 含有量は 2 ~ 20 g/kg であり, $\delta^{13}\text{C}$ は Parawan, Samar, Mindanao では, 森林 (C3 植物) の影響がみられるが, 他のところでは C4 植物の影響が強くみられた。タイ各地での解析⁷²⁾でも同様であった。フィリピンの植物 $\delta^{13}\text{C}$ は, C4 植物のサトウキビで -11.9‰ ~ -15.2‰ , 他の C4 植物 (4 種) で -11.8‰ ~ -14.8‰ (平均 -12.8‰), C3 植物イネは -17.2‰ , 他の C3 植物 (9 種) は -28.1‰ ~ -31.1‰ (平均 -29.7‰) であった (米山, 未発表)。

最近 Wang et al.⁷⁴⁾ は中国東北部 (年平均気温 1.5℃ , SOC 28.5 g/kg) で 13 年間トウモロコシを連続栽培した土壌の $\delta^{13}\text{C}$ を分析した。最初 SOC の $\delta^{13}\text{C}$ が -23.9‰ であったものが年 0.07‰ で増加し, 年 0.17 g/kg のトウモロコシ

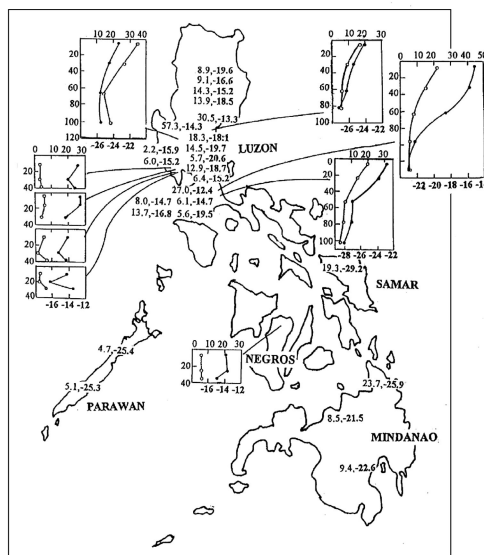


図7 フィリピン各地で採取された土壌有機炭素 (SOC) の含有率 (左側の数字, 図中○印, g/kg) と $\delta^{13}\text{C}$ (右側の数字, 図中●印, ‰) (米山, 岡田, Dacanay 未発表)

由来 SOC の集積を認めた。一方最初あった SOC の 13% が分解し, その半減期は 65 年と計算された。これはヨーロッパ, アメリカの 2 ~ 3 倍, フィリピン, タイの 50 ~ 100 倍で分解が極めて遅い。

4.8 フィンランドとグリーンランド土壌の $\delta^{13}\text{C}$

米山と小泉 (未発表) は, 南フィンランド Jokioinen にあるフィンランド農業研究センターの Peat soil, Sand soil, Clay soil の深さ 60 cm までの SOC の含有量と $\delta^{13}\text{C}$ を分析した。Peat soil の SOC 含有率は表層 171 g/kg から深層 15 g/kg と変化した。 $\delta^{13}\text{C}$ は, 表層 -28.0‰ , 深層 -28.1‰ であった。Sand soil の SOC 含有量は, 表層 19 g/kg から深層 3 g/kg, $\delta^{13}\text{C}$ は表層 -27.6‰ , 深層 -26.7‰ であった。Clay soil の SOC 含有量は, 表層で 35 g/kg, 深層で 4 g/kg, $\delta^{13}\text{C}$ 値は表層 -26.8‰ , 深層 -27.9‰ であった。

北極域グリーンランドスピッツベルゲン島の

四つのサイトで深さ 10 cm までの SOC の含有率と $\delta^{13}\text{C}$ を分析した (米山, 小泉 未発表)。

SOC 含有量は海岸に近いサイト 1 で表層 2 g/kg から深層 1 g/kg, サイト 2 で 8 から 2 g/kg, サイト 3 で 126 から 19 g/kg, サイト 4 で 262 から 37 g/kg と海岸から内側に向かうに従って SOC が集積した。SOC の $\delta^{13}\text{C}$ 値はサイト 1 で $-20.7 \sim -21.3\%$, サイト 2 で $-21.1 \sim -23.4\%$, サイト 3 で $-23.7 \sim -25.4\%$, サイト 4 で $-24.1 \sim -25.7\%$ であった。サイト 1 では, コケ類, サイト 2 では藻類とムラサキユキノシタ, サイト 3, 4 では, 維管束植物が生息していた。

5. 今後に向けて

植生 (植物バイオマス) と土壌はグローバルな炭素循環の中できわめて重要な位置にありながら, そのストック量から変化速度を推定し評価することには大変困難であった。しかし本稿で述べたように $\delta^{13}\text{C}$ を自然のトレーサとして用いた大気-植物-土壌の炭素のストック (蓄積量) とフロー (代謝回転) が全地球規模で明らかになる可能性が出てきた。特に遅れていたアジア地域の情報も第一次情報は出てきたといえる。今後は, これまで提案されたストック炭素を基礎とした炭素循環モデルに, 本稿で整理した世界各地域の大気-植物-土壌のストックとフローのダイナミック情報を組み込んでリアリティのあるモデルを構築していくことに貢献したいと考える。

また近年, 大気 CO_2 濃度の上昇, 植生と土地利用の変化, 富栄養化に見られる急激な地球環境の変化は, 大気-植物-土壌の生物学的, 物理化学的炭素循環を変えていると予想される。将来予測を含めてリアリティのある解析に進みたいと思う。

最後に筆者を, 炭素安定同位体存在比 ($\delta^{13}\text{C}$) を用いた自然の炭素トレーサ研究へ導いてくださった, 和田英太郎博士, C. Cerri 博士, G. D. Farquhar 博士に感謝します。

文 献

- 1) Hevesy, G., *Quantitative Biology*, **13**, 129-150 (1948)
- 2) Craig, H., *Geochim. Cosmochim. Acta*, **3**, 53-92 (1953)
- 3) Keelling, C. D., The concentration and isotopic abundances of atmospheric carbon dioxide in rural areas, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **13**, 322-334 (1958)
- 4) Keelling, C. D., Whorf, T. P., Wahlen, M. and van der Plicht, J., *Nature*, **375**, 666-670 (1995)
- 5) スペンサー・R・ワート著, 増田耕一, 熊井ひろ美共訳, 温暖化の「発見」とは何か, みすず書房, 東京 (2005)
- 6) Bender, M. M., *Phytochem.*, **10**, 1239-1244 (1971)
- 7) Park, R. and Epstein, S., *Plant Physiol.*, **36**, 133-138 (1961)
- 8) Smith, B. N. and Epstein, J., *Plant Physiol.*, **47**, 380-384 (1971)
- 9) 米山忠克, 化学と生物, **26**, 176-183 (1988)
- 10) 米山忠克, 遺伝, **47**, 27-31 (1993)
- 11) Cerri, C. C. and Andreux, F., *Transactions of 14th ICSS*, vol. IV, 98-102 (1990)
- 12) Yoneyama, T., *In Stable Isotopes in the Biosphere*, Wada, E. et al. (ed.), pp. 92-102, Kyoto University Press, Japan (1995)
- 13) Hanba, Y. H., Matsui, K. and Wada, E., *Isotopes Environ. Health Stud.*, **32**, 55-62 (1996)
- 14) Friedli, H., Löttscher, H., Oeschger, H., Siegenthaler, U. and Stauffer, B., *Nature*, **324**, 237-238 (1986)
- 15) Lloyd, J. and Farquhar, G. D., *Oecologia*, **99**, 201-215 (1994)
- 16) Cerling, T. E., Wang, Y. and Quade, J., *Nature*, **361**, 344-345 (1993)
- 17) Farquhar, G. D., O'Leary, M. and Berry, J., *Aust. J. Plant Physiol.*, **9**, 121-137 (1982)
- 18) 米山忠克, 土肥誌, **58**, 252-268 (1987)
- 19) 米山忠克, 笹川英夫, 土肥誌, **65**, 585-598 (1994)
- 20) Yoneyama, T., Fujiwara, H. and Engelaar, W. M. H. G., *J. Exp. Bot.*, **51**, 559-566 (2000)
- 21) Yoneyama, T., Handley, L. L., Scrimgeour, C. M., Fisher, D. B. and Raven, J. A., *New Phytol.*, **137**, 205-213 (1997)
- 22) Pate, J. and Arthur, D., *Oecologia*, **117**, 301-311

- (1998)
- 23) Schmidt, H.-L. and Gleixner, G., Griffiths, H. ed., Stable Isotopes, pp.13-25, Oxford, UK : BIOS Scientific Publishers (1998)
 - 24) Lin, G. and Ehleringer, J. R., *Plant Physiol.*, **114**, 191-194 (1997)
 - 25) Hobbie, E. A. and Werner, R. A., *New Phytol.*, **161**, 371-385 (2004)
 - 26) Ghashghaie, J., Badeck, F.-W., Lanigan, G., Nogués, S., Tcherkez, G., Deléens, E., Cornic, G. and Griffith, H., *Phytochemistry Reviews*, **2**, 145-161 (2003)
 - 27) Igamberdiev, A. U., Mikkelsen, T. N., Ambus, P., Bauwe, H., Lea, P. J. and Gardeström, P., *Photosynthesis Research*, **81**, 139-152 (2004)
 - 28) Wang, Y., Cerling, T. E. and Effland, W. R., *Oecologia*, **95**, 365-369 (1993)
 - 29) Schwartz, D., Mariotti, A., Lanfranchi, R. and Guillet, B., *Geoderma*, **39**, 97-103 (1986)
 - 30) Martin, A., Mariotti, A., Balesdent, J., Lavelle, P. and Vuattoux, R., *Soil Biol. Biochem.*, **22**, 517-523 (1990)
 - 31) Bayala, J., Balesdent, J., Marol, C., Zapata, F., Teklehaimanot, Z. and Ouedrago, S. J., *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, **76**, 193-201 (2006)
 - 32) Diels, J., Vanlauwe, B., Sanginga, N., Coolen, E. and Merckx, R., *Soil Biol. Biochem.*, **33**, 1245-1251 (2001)
 - 33) Cerri, C., Feller, C., Balesdent, J., Victoria, R. and Plenecassagne, A., *Comptes Rendus de l'Académie des Science de Paris*, T.300, **II9**, 423-428 (1985)
 - 34) Volkoff, B. and Cerri, C. C., *Plant and Soil*, **102**, 27-31 (1987)
 - 35) Neill, C., Fry, B., Melillo, J. M., Steudler, P. A., Moaes, J. F. L. and Cerri, C. C., *Oecologia*, **107**, 113-119 (1996)
 - 36) Rao, L. M., Ayarza, M. A. and Thomas, R. J., *Plant and Soil*, **162**, 177-182 (1994)
 - 37) Desjardins, T., Carneiro, F. A., Mariotti, A., Chauvel, A. and Girardin, C., *Oecologia*, **108**, 749-756 (1996)
 - 38) Martinelli, L. A., Almeida, S., Brown, I. F., Moreira, M. Z., Victoria, R. L., Sternberg, L. S. L., Ferreira, C. A. C. and Thomas, W. W., *Oecologia*, **114**, 170-179 (1998)
 - 39) Balesdent, J. and Mariotti, A., *Soil Biol. Biochem.*, **19**, 25-30 (1987)
 - 40) Balesdent, J., Mariotti, A. and Boissgonnier, D., *J. Soil Sci.*, **41**, 587-596 (1990)
 - 41) Arrouays, D., Balesdent, J., Mariotti, A. and Girardin, C., *Plant and Soil*, **173**, 191-196 (1995)
 - 42) Derrien, D., Marol, C., Balabane, M. and Balesdent, J., *Eur. J. Soil Sci.*, **57**, 547-557 (2006)
 - 43) Gleixner, G., Bol, R. and Balesdent, J., *Rapid Commun. Mass Spectrom.*, **13**, 1278-1283 (1999)
 - 44) Gleixner, G., Poirier, N., Bol, R. and Balesdent, J., *Org. Geochem.*, **33**, 357-366 (2002)
 - 45) Parat, C., Leveque, J., Chaussod, R. and Andreux, F., *Eur. J. Soil Sci.*, **58**, 166-173 (2007)
 - 46) Boll, R., Amelung, W., Friedrich, C. and Ostle, N., *Soil Biol. Biochem.*, **32**, 1337-1343 (2000)
 - 47) Flessa, H., Ludwig, B., Heil, B. and Merbach, W., *J. Plant Nutr. Soil Sci.*, **163**, 157-163 (2000)
 - 48) Jenkinson, D. S., Coleman, K. and Harkness, D. D., *Plant and Soil*, **171**, 365-367 (1995)
 - 49) Heim, A. and Schmidt, M. W. I., *Eur. J. Soil Sci.*, **58**, 599-608 (2007)
 - 50) Balesdent, J., Wagner, G. H. and Mariotti, A., *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **52**, 118-124 (1988)
 - 51) Huggins, D. R., Clapp, C. E., Allmaras, R. R., Lamb, J. A. and Layese, M. F., *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **62**, 195-203 (1998)
 - 52) Layese, M. F., Clapp, C. E., Allmaras, R. R., Linden, D. R., Copeland, S. M., Molina, J. A. E. and Dowdy, R. H., *Soil Sci.*, **167**, 315-326 (2002)
 - 53) Collins, H. P., Blevins, R. L., Bundy, L. G., Christenson, D. R., Dick, W. A., Huggins, D. R. and Paul, E. A., *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **63**, 584-591 (1999)
 - 54) Bolinder, M. A., Angers, D. A., Giroux, M. and Laverdière, M. R., *Plant and Soil*, **215**, 85-91 (1999)
 - 55) Boutton, T. W., Archer, S. R. and Midwood, A. J., *Rapid Commun. Mass spectrom.*, **13**, 1263-1277 (1999)
 - 56) Boutton, T. W., Archer, S. R., Midwood, A. J., Zitzer, S. F. and Bol, R., *Geoderma*, **82**, 5-41 (1998)
 - 57) Cordell, S., Goldstein, G., Meinzer, F. C. and Handley, L. L., *Func. Ecol.*, **13**, 811-818 (1999)
 - 58) Skjemstad, J. O., Le Feuvre, R. P. and Prebble, R. E., *Aust. J. Soil Res.*, **28**, 267-276 (1990)
 - 59) Bird, M. I., *Glob. Biogeochem. Cyc.*, **8**, 13-22 (1994)
 - 60) Bird, M. I., Chivas, A. R. and Head, J., *Nature*, **381**,

- 143-146 (1996)
- 61) Bird, M. I. and Pousi, P., *Glob. Biogeochem. Cyc.*, **11**, 313-322 (1997)
- 62) Stewart, G. R., Turnbull, M. H., Schmidt, S. and Erskine, P. D., *Aust J. Plant Physiol.*, **22**, 51-55 (1995)
- 63) 中村孝一, 安定同位体の観点からみた水田生態系における炭素循環の特質, 東京大学 博士論文 (1981)
- 64) 石塚成宏, 河室公康, 南 浩史, 第四紀研究, **38**, 85-92 (1999)
- 65) Sakata, T., Ishizuka, S. and Takahashi, M., *Soil Sci. Plant Nutr.*, **53**, 328-336 (2007)
- 66) Yoneyama, T., Nakanishi, Y., Morita, A. and Liyanage, B. C., *Soil Sci. Plant Nutr.*, **47**, 17-26 (2001)
- 67) 米山忠克, 吉田 滯, 土肥誌, **71**, 834-839 (2000)
- 68) 井上 弦, 米山忠克, 梶山真二, 岡田英樹, 長友由隆, 第四紀研究, **40**, 307-318 (2001)
- 69) Mo, W., Nishimura, N., Soga, Y., Yamada, K. and Yoneyama, T., *Grassland Sci.*, **50**, 243-254 (2004)
- 70) Mariotti, A. and Peterschmitt, E., *Oecologia*, **97**, 475-480 (1994)
- 71) Watanabe, A., Takada, H., Sarno, Afrandi, Adachi, T., Oki, Y. and Senge, M., *Eur. J. Soil Sci.*, **58**, 1-8 (2007)
- 72) Yoneyama, T., Okada, H., Chongpraditnum, P., Ando, S., Praserysak, P. and Hirai, K., *Soil Sci. Plant Nutr.*, **52**, 95-102 (2006)
- 73) Yoneyama, T., Dacanay, E. V., Castelo, O. and Kasajima, I., *Soil Sci. Plant Nutr.*, **50**, 599-602 (2004)
- 74) Wang, G., Han, X., Nakayama, N., Watanabe, T., Watanabe, A. and Kimura, M., *Soil Sci. Plant Nutr.*, **52**, 139-144 (2006)
-