

屋久島のスギ林、照葉樹林、海岸林における 土壌 CO₂、CH₄フラックスの定量的評価

鞠子 茂
筑波大学生物科学系

1. はじめに

屋久島は海岸から急峻な山岳地帯が連続する地形が様々な気象を生じ、それゆえに多様な植生が垂直方向に分布している。固有な生物が数多く存在し、樹齢 1000 年を超える屋久杉や照葉樹の天然林が残されていることから 1993 年に世界遺産に登録されている。こうした天然林には、涵養機能などの様々なはたらきのあることが知られている。近年では、CO₂ や CH₄ などの温室効果ガスに対する天然林のシンク機能が注目されており、その定量的評価を行うことが求められている。そこで、本研究では、屋久島という多様な森林生態系を有した貴重な地域において、土壌環境を中心とした CO₂、CH₄ フラックスを明らかにする研究を行う。

森林における温室効果ガスのシンク機能が注目される理由は、国連気候変動枠組み条約第 3 回締約国会議 (COP3) 以降、森林による CO₂ の固定量が CO₂ 排出量を決定する際に必要となったためである。森林の炭素シンク機能は、植物による CO₂ 吸収量と土壌からの CO₂ 放出量との差し引きで評価されなければならないが、土壌からの CO₂ 放出量に関するデータは植物による吸収量に比べて多くない (Watson *et al.*, 1990)。そのため、多種多様な森林において、土壌の炭素放出量データの蓄積が緊急の課題となっている。先述したように、屋久島では垂直方向に多様な森林が成立しており、土壌炭素放出量に関するデータを得るには都合の良い調査サイトである。

CH₄ は CO₂ に比べて約 21 倍もの温室効果能力をもっている (Lashof and Ahnja, 1990; Albritton *et al.*, 1995)。陸上生態系における発生源は、湿地、水田、動物、ゴミなど数多く挙げられるが、CH₄ の吸収源は成層圏でのヒドロキシラジカルとの光化学的分解反応と土壌微生物による生物的酸化分解である。CH₄ 酸化細菌は土壌の表層付近で活発な活動をしているため、森林を農地化して定期的に

耕起される土壌では、天然林土壌に比べて CH₄ 酸化力が低下するとされている (Jones and Morita, 1983; Hyman and Wood, 1983; Bedard and Knowles, 1989)。現在、CH₄ 酸化細菌の CH₄ 酸化量に関する定量的研究はまだまだ少ない。したがって、屋久島のように天然林が保存された土壌において CH₄ 吸収能力を解明することは、森林による大気浄化機能を明らかにする上で重要な研究である。

以上のように、森林生態系は様々な温室効果ガス (CO₂、CH₄、N₂O) を調節する重要な役割を持っているが、主要な温室効果ガスの交換量を同時に定量化することが求められている。こうした傾向は湿地生態系での研究において顕著であるが、それ以外の生態系においても同様の傾向がますます強くなっている。本研究において、同一の生態系で CO₂ と CH₄ のフラックスを同時に定量的評価することを目的としているのは、こうした背景によるものである。

屋久島には、標高の低いところから高いところに向かって、亜熱帯、照葉樹林帯、針葉樹林帯の 3 つの森林帯を認めることができる。これらの森林はまだ自然度が高い状態にある。それゆえ、屋久島に保存された天然の森林において温室効果ガスの除去機能が明らかとなれば、屋久島の自然環境保全を積極的に進めるための科学的根拠を与えることになるであろう。

本研究では、異なる標高に位置するスギ林、照葉樹林、海岸林に調査林を設け、密閉法による土壌 CO₂ と CH₄ フラックスの測定、フラックス測定時の土壌温度と水分の測定、データロガーを用いた土壌温度 5cm の連続測定、リター堆積量、土壌炭素含有量等の調査を行った。これらの調査結果を用いて、年間フラックス推定を行った。

2. 調査地と方法

2-1. 調査地

調査は本州最南端の鹿児島県佐多岬より約70 km南方にある屋久島で行った。屋久島は北緯30度13~28分、東経130度20~40分に位置する海洋島である。海岸から急峻な山岳部が続き、九州最高峰である宮之浦岳(1937m)に至る。日本統計年鑑(2000)によると、年平均気温は低地部(宮之浦)で19.5℃、山岳部(淀川)で10.9℃である。年降水量は、低地部が4242mmであるのに対して、山岳部は約2倍の8810mmとなっている。このように、降水量の多いことが屋久島の大きな特徴といえる。

調査地は島東部の異なる標高に位置する3つの森林である(図1):屋久島空港近くの海岸林(標高約20m)、安房林道沿いの照葉樹林(標高約400m)、淀川登山口近くのスギ林(標高約1300m)。海岸林は平坦面、照葉樹林・スギ林は北西斜面である。主要樹種はスギ林でスギ(胸高直径、143cm)、ハイノキ、リンゴツバキ、ウラジロガシ、照葉樹林でフカノキ、イヌガシ、ヤクシマオナガカエデ、ホソバタブ、海岸林でヒメユズリハ、マテバシイ、ハマヒサカキ、シャリンバイであった。林野土壤分類体系(1975)によると、いずれの調査地も土壤は褐色森林土(土壤群)に分類される。

2-2. 調査方法

2-2-1. CO₂、CH₄フラックス測定

CO₂、CH₄のフラックス測定は、2001年1月(冬)、4月(春)、8月(夏)、11月(秋)に行った。測定時刻は8:00(朝)、12:00(昼)、16:00(夕)であった。フラックス測定には、野外でも容易に土壤呼吸を測定できる密閉法(Bekku *et al.*, 1995)を用いた。

それぞれの調査林内に10m×10m方形区を設け、土壤呼吸測定用のチャンパー(直径21cm、高さ15cm)を格子状に9地点(CH1~CH9)設置した。チャンパーは下枠とフタからなり、2001年1月の調査のとき、下枠を土壤に5cm程度埋めた。毎回の測定の前に内部に生えている植物を剪定バサミにて取り除いた。チャンパーのフタ中央部にはゴム栓が組み込まれており、ここから採血針を差し込み、真空バイアルビン5ml(日電理化、SVF-5)を針

にさしてガスを採取した。ガスを採取する間隔は、密閉後、30秒、3分、6分、9分とした。採取したガスは研究室に持ちかえり、TCDとFIDの検出器を備えたガスクロマトグラフ分析器(GLサイエンス、GC390B)によりCO₂・CH₄濃度分析を行った。ガス濃度は各調査林の標高差による気圧の補正を行った。ガス濃度の時間変化(濃度勾配)から、次式を用いてフラックスを算出した。

$$F=(v/a)(\Delta C/\Delta t)$$

F:フラックス(mg/m²/h)

v:チャンパー内の空気の体積(m³)

a:チャンパー内の空気の面積(m²)

$\Delta C/\Delta t$:チャンパー内のガス濃度の時間変化(mg/m³/h)

CO₂とCH₄のフラックスは土壤微生物のはたらきによるものであるため、温度と水分によって大きく影響を受ける。このことから、密閉法測定時に各チャンパー近傍でこれらの環境条件の測定を行った。土壤温度は5cmの温度を土壤温度計(T&D、TR-71S)で測定した。土壤水分は0~12cmの層を土壤水分計(CAMPBELL SCIENTIFIC、HYDROSENSE)で測定した。

2-2-2. 土壤温度の連続測定

CO₂フラックスの年間量を推定するために、土壤温度5cmを年間を通して測定した。測定には、データロガー機能つき土壤温度計(Onset、Tidbit)を用いた。各調査林のフラックス測定点のうち5地点を選んで、チャンパーの10cm横、地下5cmに埋設し、2000年8月から2001年8月まで1時間ごとの値を記録した。

2-2-3. リター堆積量

各調査林において、2001年1月、4月、8月、11月に各チャンパー付近のリター層の採取を行った(20×20cm、9地点)。採取したサンプルは研究室に持ちかえり、乾燥機にて乾燥させた後、乾燥重量を測定した。

2-2-4. 土壤炭素量

土壤微生物が利用する資源となっている土壤中の炭素の量はガスフラックスに影響を及ぼすことから、土壤炭素含量の測定を行った。

各調査林において、最後の測定時（2001年11月）にチャンパー付近の土壌を0cmから50cmまで10cmごとの深度別に採取した（5地点）。採取には採土器（大起理化工業、DIK-1600）を用い、一つのサンプル量は100ml（高さ5cm、直径5cm）とした。サンプルは研究室に持ちかえり、乾燥機にて乾燥させた後、乾燥重量を測定し、その後C/Nアナライザー（住化分析センター、SUMIGRAPH NC-9）にて土壌炭素含量分析を行った。

2-2-5. 地下部バイオマス

土壌CO₂フラックスに対する植物根の呼吸量がどの程度寄与しているのかを評価するために、樹木の地下部バイオマスを測定した。地下部バイオマスの測定は、各調査林において、全てのフラックス測定を終了した2001年11月に行った。CH1～CH5の5地点において、チャンパー除去後、20×20cmの枠内の土壌を、比較的根が集中している0～25cmとそれ以下の25～50cmの層に分けて掘り取った。土壌はふるい（2×5mmメッシュ）を用いて、植物根の選別を行った。このサンプルは研究室に持ちかえり、付着した土壌を洗い流し、乾燥機にて乾燥させた後、乾燥重量を測定した。測定は全植物根バイオマスと径5mm以下の植物根バイオマスに分けて行った。

3. 結果

3-1. 土壌CO₂フラックスの季節変化

土壌CO₂フラックスと測定時の環境条件の結果を図2に示す。フラックスは日中3回の測定値の平均を用いた。CO₂フラックスはすべて放出フラックスであり、その季節変化は夏に高く冬に低い傾向を示した。CO₂フラックスの各調査林における、年間の平均値（最小値～最大値）は、スギ林222.4（116.3～428.4）mg CO₂/m²/h、照葉樹林178.4（83.2～356.2）mg CO₂/m²/h、海岸林204.6（86.6～362.0）mg CO₂/m²/hであった。各季節で比較すると、1月は海岸林>スギ林>照葉樹林、4月はスギ林>照葉樹林>海岸林、8月はスギ林>照葉樹林>海岸林、11月はスギ林>海岸林>照葉樹林であった。

土壌温度はスギ林9.4（4.9～17.9）℃、照葉樹林13.8（8.6～23.4）℃、海岸林16.3（11.6～25.4）℃であった（図2）。年間を通じてスギ林は40%を越えており、海岸林と照葉樹林よりも常に10～20%も上回っていた。また、海岸林では夏に10%程度まで低下した。日中3回の測定により得られた土壌CO₂フラックスと土壌温度5cmの関係を図3に示す。この関係を指数関数で回帰したところ次式を得た。

$$\text{スギ林: } y = 105.2 \exp(0.069x) \\ (R^2=0.679)$$

$$\text{照葉樹林: } y = 64.6 \exp(0.068x) \\ (R^2=0.757)$$

$$\text{海岸林: } y = 75.5 \exp(0.056x) \\ (R^2=0.561)$$

いずれも強い正の相関が見られた。

土壌水分は、全ての季節の平均値（最小値～最大値）で、スギ林48.1（44.2～51.7）%、照葉樹林29.9（25.1～39.6）%、海岸林23.8（10.5～33.5）%であった（図2）。土壌CO₂フラックスと土壌水分の関係を図4に示す。直線回帰を試みた結果は次の通りである。

$$\text{スギ林: } y = -21.8x + 1270 \\ (R^2=0.572)$$

$$\text{照葉樹林: } y = -5.90x + 353.7 \\ (R^2=0.221)$$

$$\text{海岸林 } y = -6.5x + 360.0 \\ (R^2=0.434)$$

土壌温度よりは低い相関であったが、いずれの調査林でも、土壌水分が大きくなると土壌呼吸速度は小さくなり、負の関係が見られた。

土壌CO₂フラックスに対する土壌温度と土壌水分の相対的な影響力について検討するために、重回帰分析を行い、次のような結果を得た。

$$\text{スギ林: } y = 459.4 + 12.8x_1 - 7.44x_2 \\ (R^2=0.750)$$

$$\text{照葉樹林: } y = 27.6 + 13.6x_1 - 1.06x_2 \\ (R^2 = 0.840)$$

$$\text{海岸林: } y = -577.3 + 30.0x_1 + 12.3x_2 \\ (R^2 = 0.670)$$

係数を比較すると、いずれの調査林においても温度の影響の方が大きいことが明らかとなった。

3-2. 土壌 CH₄ フラックスの季節変化

土壌 CH₄ フラックスの季節変化を図 5 に示す。フラックスは日中 3 回の測定値の平均を用いた。各調査林における CH₄ フラックスは全て吸収フラックスであり、全測定結果の年平均値（最小値～最大値）は、スギ林 0.103 (0.055～0.213) mg CH₄/m²/h、照葉樹林 0.101 (0.068～0.139) mg CH₄/m²/h、海岸林 0.117 (0.088～0.202) mg CH₄/m²/h であった。CH₄ フラックスと土壌温度および水分との間に明瞭な関係は見られず、相関も極めて低かった。

3-3. 土壌温度の季節変化

2000 年 8 月から 2001 年 8 月までの土壌温度 5cm の季節変化を図 6 に示す。結果は 1 時間ごとの温度記録データを 10 日間の平均値でまとめたものである。調査林間で標高差と気温の低下率に従った土壌温度の低下がみられた。年平均土壌温度（最低値～最高値）はスギ林 11.6 (0.6～19.9) °C、照葉樹林 16.8 (4.1～25.8) °C、海岸林 18.9 (5.6～28.1) °C であった。スギ林では冬季にも 0°C を下回ることにはなかった。土壌温度 5cm の 1 時間ごとの日変化をみると、いずれの調査林でも日較差は数°C しかなく、照葉樹林ではその較差はさらに小さかった。調査林間の年平均温度の差はスギ林と照葉樹林（標高差約 900 m）の間で約 5°C、照葉樹林と海岸林（標高差約 400 m）の間で約 2°C であった。

3-4. リター堆積量、土壌炭素量、地下部バイオマス量

リター堆積量の季節変化を図 7 に示す。スギ林のリター堆積量は、年間を通じて大きな変化はみられなかった。照葉樹林では、冬に最大であり、その後、秋に向けて減少した。海岸林は、夏に最大で、次いで冬、秋、春の順に多かった。各季節のリター堆積量の平均値は、スギ林 541 g dw/m²、照葉樹林 562 g dw/m²、海岸林 892 g dw/m² であり、海岸林 > 照葉樹林 > スギ林の順に多かった。

図 8 は各調査林における 0cm から 50cm までの土壌における炭素含量を 10cm ごとに示したものである。土壌深度別の炭素量を合計した 50cm までの土壌炭素含量は、スギ林 15.2 kg C/m²、照葉樹林 17.0 kg C/m²、海岸林 16.5

kg C/m² であった。調査林間で大きな差はみられなかった。いずれの調査林においても表層の方が炭素量は大きかった。

地下部バイオマスの測定結果を図 9 に示す。全植物根バイオマスと径 5mm 以下の植物根バイオマスとに分けて示してある。全植物根バイオマスはスギ林で最大値 3810 g dw/m² を示し、次いで海岸林 2137 g dw/m²、照葉樹林 1687 g dw/m² となった。このように、全植物根バイオマスはスギ林で他の調査林に比べて明らかに大きな値を示したが、径 5 mm 以下の植物根バイオマスでもスギ林で最大値 779 g dw/m² を示し、次いで海岸林 667 g dw/m²、照葉樹林 627 g dw/m² となった。

3-4. 年間のフラックス推定

土壌 CO₂ フラックスの年間の推定量を表 1 に示す。CO₂ フラックスの年間推定量は、一般に行われているように、相関の高かった温度との指数回帰式と土壌温度 5 cm の連続測定結果から計算した。その結果、月ごとの推定値では、4 月から 11 月にかけてスギ林が最大値を示し、12 月から 3 月に海岸林で最大値を示した。照葉樹林は年間を通じて最も低かったが、海岸林とはほぼ同等であった。年間の合計値はスギ林で最大となり 2196 g CO₂/m²/yr、次いで海岸林 1992 g CO₂/m²/yr、照葉樹林 1861 g CO₂/m²/yr となった。

CH₄ フラックスについては、フラックスと環境要因（温度・水分）の間に相関がみられなかったため、各季節の測定結果を用いて季節ごとのフラックスを求め、これを合計することにより年間推定を行った。その結果、スギ林 894 mg CH₄/m²/h、照葉樹林 881 mg CH₄/m²/h、海岸林 1016 mg CH₄/m²/h となり、海岸林で最も高い値となった。

4. 考察

4-1. 土壌 CO₂ フラックス

土壌 CO₂ フラックスと環境要因との関係は、土壌温度が土壌 CO₂ フラックスの季節変化を決める最大の要因であることを示していた。土壌 CO₂ フラックスの温度依存性が大きいことはこれまでも多くの研究者が指摘してきたことである (Fang and Moncrieff, 2001)。土壌微生物活性の指標として用いられる温度

係数 Q10 は、スギ林で 2.02、照葉樹林で 1.98、海岸林で 1.87 であり、海岸林で若干低い値を示したが、スギ林と照葉樹林ではほとんど差はなかった。これまでに多くの森林で得られた値は 1.8 ~ 3.8 程度であるが (Rayment and Jarvis, 1970)、屋久島の森林はそれに比べてやや低い値を示した。Q10 は、どの深さの土壤温度を取るか、あるいはどの関数式でフィッティングを行うかによって値が変わるので、場所間の比較が難しい温度反応指標である。本研究で採用した一次指数関数によるフィッティングは、低温域と高温域での CO₂ フラックスが低く近似されるため、他の式よりも Q10 が低めに出る。しかし、一方では、土壤温度が深めに取られているため温度変化幅が狭くなって Q10 は高めになる (Ohashi et al., 1999; Fang and Moncrieff, 2001)。そこで、土壤表面温度との関係から Q10 を求めたところ、スギ林で 1.84、照葉樹林で 1.82、海岸林で 1.57 であった。これより、近似式や土壤温度の選択による不確定性を考慮しても、屋久島の森林の Q10 は低めではないかと思われる。Q10 が低くなる理由は明確ではないが、分解者である土壤微生物相の違いが挙げられるかもしれない。

土壤 CO₂ フラックスはほぼ年間を通じてスギ林で最も高くなったが、その原因としては以下のようなことが考えられる。一つは土壤水分の問題である。スギ林の土壤水分含量 (40%) は、照葉樹林や海岸林よりも 10~20% も高い値であり、しかも年間を通じて安定していた。一般に、リターの分解と水分との関係は最適カーブを描くが、最適水分を境にした乾燥側での水分の上昇効果は湿潤側よりはるかに大きい (千葉, 1975)。また、Reiners (1968) や Whitkamp (1966) がリター分解モデルで採用した仮定は、土壤水分の増加に対して分解速度が指数関数またはべき乗関数で増加するというものであった。したがって、土壤水分が高いほどリターの分解速度は促進するので、スギ林で見られた高い土壤 CO₂ フラックスは有機物の分解に都合のよい土壤水分条件が安定して与えられたと考えられる。しかし、スギ林で水分条件が良いといっても土壤温度は最も低いので他の調査林と比べて極端に大きな CO₂ フラックスになるわけでは

ない。また、海岸林では夏の土壤水分が極めて低くなったが、土壤 CO₂ フラックスはそれほど減少していなかった。その理由はこの時期の土壤表層におけるリターの集積量が他の時期よりも 1.5 倍ほど多かったためと考えられた。

スギ林で土壤 CO₂ フラックスが高い 2 つ目の原因は、土壤 CO₂ フラックスが植物根と土壤微生物の呼吸に由来することから、根バイオマスと微生物の呼吸基質である土壤有機物の問題が考えられる。土壤炭素量は各森林でほぼ同程度であったが、全体量でみたスギ林の根バイオマスは他の森林の 2 倍以上も存在していた。呼吸活性が比較的高いと思われる細かい根の量で比べても、20%ほどスギ林が高かった。この違いは森林の発達ステージや地形的な問題と関係していると思われる。スギ林は樹木サイズから見て最も成熟した森林である。そのため、植物バイオマスは飽和量に近く、最も根バイオマスが大きいと推察される。また、海岸林は別として、スギ林と照葉樹林は傾斜した花崗岩の岩盤上に堆積した土壤の上に成立しているため土壤層の発達が抑制されているが、そうした場所では浅い土壤に根を張ることのできる針葉樹の方が優れた地下部成長を行うと期待される。以上から、他の森林よりもスギ林の根バイオマスが大きくなり、土壤 CO₂ フラックスも大きかったと考えられる。

従来言われているように、土壤 CO₂ 放出量を規定する主要因である土壤温度の違いを考えれば、土壤からの年間 CO₂ 放出量は、海岸林 > 照葉樹林 > スギ林の順で大きくなると予想された。しかし、実際にはスギ林 > 海岸林 > 照葉樹林の順で大きくなった。このように計算されたフラックス量は土壤温度だけでは説明がつかなかった。前述したようにスギ林で土壤水分や植物根量が高いことを考えれば、これら温度以外の要因が大きな役割を果たしていると考えられた。

Raich と Schlesinger (1992) は、これまでに世界の様々な生態系で測定された純一次生産 (NPP, Net Primary Production) と土壤呼吸のデータをまとめた結果、両者の間に強い正の相関があり、直線回帰できるが、あることを明らかにした。この関係は、それぞ

れの気候条件で成立する典型的な生態系で得られたものである。それゆえ、炭素収支の面から言えば定常状態にある生態系と考えられる。つまり、回帰直線上に点がプロットされれば、生態系純生産量 (NEP) がゼロであることを示している。さらに言えば、回帰直線を境にしてどちらの側にデータがプロットされるかで生態系がシンクかソースのいずれであるかをある程度判断できる。そこで、Kawanabe (1977) の報告を基にして屋久島の生態系の NPP を推定し、土壌 CO₂ フラックスとの関係を調べた。

Kawanabe (1977) は亜熱帯林および照葉樹林では地上部バイオマス (AB) と純一次生産 (NPP, Net Primary Production) との間に、次式で表される関係があることを示した。

$$NPP = -6.88 + 0.11AB \quad (R^2 = 0.960)$$

この式に測定した胸高直径から求めた地上部バイオマス量を代入し、屋久島の森林生態系における NPP を計算し、本研究で得た土壌呼吸との関係をプロットすると図 10 が得られる。その結果、屋久島の生態系は高い NPP を持つ割には土壌呼吸が低い傾向があり、炭素収支の面ではややシンクであることが判明した。しかし、降水量の多い屋久島では土壌有機物が水にとけ込んで流失されていることも考えられる。これが土壌 CO₂ フラックスを低下させている可能性もある。この点は今後の研究による確認が必要である。

4-2. 土壌 CH₄ フラックス

土壌 CH₄ フラックスは、土壌表層付近に存在する CH₄ 酸化細菌群によって分解されることが明らかにされている (Harriss *et al.*, 1983)。したがって、森林土壌においても CH₄ フラックスはマイナスを示し (Seiler *et al.*, 1984a; Keller, 1986; Whalen *et al.*, 1992; Adamsen and King, 1993)、この細菌群の活性に影響を及ぼす土壌水分や土壌温度について多数報告されている (Stuedler *et al.*, 1989; Mosier *et al.*, 1991; Castro *et al.*, 1994; Czepiel *et al.*, 1995)。

本研究では、いずれの調査林においても土壌 CH₄ フラックスは吸収フラックスであり照葉樹林以外は明確な季節変化が見られた。しかしながら、CH₄ フラックスの変化と土壌水

分および土壌温度との相関は見出せなかった。この理由として今回の調査した屋久島の調査林では、土壌水分や土壌温度は CH₄ フラックスの主要な制限要因ではなく、それら以外の要因、例えば土壌のガスの通り易さ (Ishizuka *et al.*, 2000) や無機態窒素量の違い (Stuedler *et al.*, 1989; Adamsen and King, 1993) などが CH₄ 吸収フラックスの制限要因となっているためと考えられる。このことから、今後その他の要因を同時にモニタリングしていくとともに、より多くの点で CH₄ フラックスの測定をする必要があると思われる。さらには、屋久島の森林土壌に生育する CH₄ 酸化細菌群の特性を明らかにしていく必要があるかもしれない。これらが明らかになれば、標高差や植生帯の違いによる CH₄ フラックスの違いや、それらの季節的な変化も解明できる可能性がある。

今回の調査で得られた土壌 CH₄ フラックスの日平均値は、約 2.6 mg CH₄/m²/d であり、この値は、Ishizuka *et al.* (2000) の照葉樹林帯に位置する落葉樹林や針葉樹林における CH₄ フラックスの平均値である 3.8 mg CH₄/m²/d に比べてやや小さい値ではあるが、それぞれの結果のばらつきを考えるとほとんど同じ値と考えることができる。Ishizuka *et al.*

(2000) では照葉樹林帯において土壌サンプルによる測定を行っている。本研究によって得られた CH₄ フラックスと比較して考慮すると、少なくとも降水量や温度が違っても照葉樹林帯での CH₄ フラックスは 2.6~3.8 mg CH₄/m²/d 前後であると考えられる。

屋久島の森林生態系における年間の CH₄ 吸収量は森林による違いはあるものの 880~1000 mg CH₄/m²/yr 程度と見積もられる。CH₄ ガスの GWP (Global Warming Potential) は CO₂ ガスよりも 21 倍も高いことを考慮すると、CO₂ 相当量に換算した CH₄ 吸収量は 18.5~21.3 g CO₂ eq./m²/yr となる。これらの値は、土壌 CO₂ フラックスの約半分が従属栄養生物による分解呼吸とした場合の CO₂ 収支 (=NPP-分解呼吸) に対して 4%程度であるが、屋久島の森林生態系が大気 CH₄ 濃度の軽減に寄与していることは間違いない。

4-3. 今後の屋久島の森林生態系について

屋久島の多様な自然生態系を今後も保全して行くためには、生態系が多様な価値基準で評価され、その評価に基づいた適切な維持・管理を行うことが必要である。本研究は、屋久島の森林生態系は温室効果ガスのフラックスという視点から温暖化抑制に寄与している生態系であると評価される。しかし、こうした生態系の機能は人為的な土地利用変化や攪乱により変化することが知られている (Larionova *et al.*, 1998)。たとえば、森林伐採は樹木に蓄えられた炭素を奪うだけでなく、土壤環境の変化や土壤浸食により土壤炭素の放出や流出、あるいは CH_4 吸収量の低下をもたらす。したがって、現在の温暖化抑制機能を維持していくには森林生態系をできるだけ自然状態を保って保全することが望まれる。

謝辞

本研究を行うに当たり、筑波大学地球科学系の安仁屋政武教授に多大なるご支援をいただきました。筑波大学生物科学系の及川武久教授、濱健夫助教授には原稿に対する有益なご助言を頂きました。屋久島調査では、筑波大学応用生物科学系の田村憲司助教授、筑波大学農林学系の上條隆志講師に土壤および植生に関する調査のご協力を頂きました。屋久島森林環境保全センターの関係者の皆様には、調査に関する数々のご便宜をいただきました。筑波大学陸域生態研究室の学生諸君には、現地調査のご協力を頂きました。以上の方々にお礼申し上げます。

引用文献

- Adamsen A.P.S., King, G.M., 1993: Methane consumption in temperate and subarctic forest soils: rates, vertical zonation and responses to water and nitrogen, *Applied and Environmental Microbiology*, **59**:485 - 490.
- Albritton D. L., Derwent R. G., Isaksen I. S. A., Lal M. and Wuebbles D. J., 1995: Trace gas radiative forcing indices. 205 - 231. In J. T. Houghton, L. Meira Filho G., Bruce J., Lee H., Callander B. A., Haites E., Harris N., and Maskell K., *Climate Change 1994*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Bedard C., and Knowels R., 1989: Physiology, biochemistry, and specific inhibitors of CH_4 , NH_4^+ , and CO oxidation by methanotrophs and nitrifiers, *Microbiological Reviews*, **53**: 68 - 84.
- Bekku Y., Koizumi H., Nakadai T., Iwaki H., 1995: Measurement of soil respiration using closed chamber method: an IRGA technique, *Ecological Research*, **10**:369 - 373.
- Castro M.S., Melillo J.M., Steudler P.A., Chapman J.W., 1994: Soil moisture as a predictor of methane uptake by temperate forest soils, *Canadian Journal of Forest Research*, **24**: 1805 - 1810.
- Chiba K. (1975). Studies on the mineralization rate of organic matter in forest. *Mem. Fac. Agric. Kochi Univ.*, **27**: 1 - 108.
- Czepiel P.M., Crill P.M., Harriss R.C., 1995: Environmental factors influencing the variability of methane oxidation in temperate zone soils. *Journal of Geophysical Research*, **100**: 9359 - 9364.
- Fang C., and Moncrieff J. B., 2001: The dependence of soil CO_2 efflux on temperature, *Soil Biology and Biochemistry*, **33**: 155 - 165.
- Lashof, D. Aand D. R. Ahuja., 1990: Relative contributions of greenhouse gas emissions to global warming, *Nature*, **344**: 529 - 531.
- Harriss, R. C., Sebacher, D. I., Day Jr., R.C., 1982: Methane flux in the Great Dismal Swamp, *Nature*, **297**: 637-674.
- Hyman M.R. and Wood. P. M., 1983: Methane oxidation by *Nitrosomonas europaea*, *Biochemical Journal*, **212**: 31 - 37.
- Ishizuka S., Sakata T., Ishizuka., 2000: Methane oxidation in Japanese forest soils, *Soil Biology and Biochemistry*, **32**: 769 - 777.
- Jones R. D. and Morita R.Y., 1983: Methane oxidation by *Nitrosococcus oceanus* and *Nitrosomonas europaea*, *Applied and Environmental Microbiology*, **45**: 401-410.
- Kawanabe S., 1977: A subtropical broad-leaved forest at Yona, Okinawa. *JIBP synthesis* **16**: 268 - 279.
- Keller M., 1986: Emissions of N_2O , CH_4 and CO_2

- from tropical forest soils. *Journal of Geophysical Research* **91**: 11791 - 11802.
- Larionova A.A., Yermolayev A.M., Blagodatsky S.A., Rozanova L.N., Yevdokimov I.V., Orlinsky D.B., 1998: Soil respiration and carbon balance of gray forest soils as affected by land use, *Biol Fertil Soils*, **27**:251 - 257.
- Moisier A.R., Schimel D., Valentine D., Bronson K., Paton W., 1991: Methane and nitrous oxide fluxes in native, fertilized and cultivated grasslands, *Nature*, **350**: 330 - 332.
- Ohashi M, Gyukusen K, Saito A., 1999: Measurement of carbon dioxide evolution from a Japanese cedar (*Cryptomeria japonica* D. Don) forest floor using an open-flow chamber method, *Forest Ecology and Management*, **123**:105 - 114.
- Raich J. W. and Schlesinger W. H., 1992: The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate, *Tellus*, **44B**: 88 - 91.
- Rayment M. B., Jarvis P. G., 1997: An improved open chamber system for measuring soil CO₂ effluxes in the field, *Journal of Geophys Research*, **102**: 28779 - 28784.
- Seiler W., Conard R., Scharffe D., 1984: Field studies of methane emission from termite nests into the atmosphere and measurements of methane uptake by tropical soils, *Journal of Atmospheric Chemistry*, **1**: 171- 186.
- Studler P.A., Bowden R.D., Melillo J.M., Aber J.D., 1989: Influence of nitrogen fertilization on methane uptake in temperate forest soils, *Nature*, **341**: 314 - 316.
- Watson R. T., Oeschger H., and Siegenthaler U., 1990: Greenhouse gases and aerosols, in *Climate Change*, The ICPP Scientific Assessment, edited by J. T. Houghton et al. 1 - 40. Cambridge University Press, New York.
- Whalen S.C. Reeburgh W.S., Barber V.A., 1992: Oxidation of methane in boreal forest soils: a comparison of seven measures, *Biogeochemistry*, **16**: 181 - 211.
- 日本統計年鑑 (2000) **49** 卷:22 - 23.
- 林試研報、1976 : *Bull. Gov. For. Exp. Sta. No.* **280**.

表1 屋久島の森林生態系における年間CO₂放出量およびCH₄吸収量と環境要因

森林タイプ	標高 (m)	土壌温度 (°C)	土壌水分 (%)	CO ₂ 放出量 (g CO ₂ /m ² /yr)	CH ₄ 吸収量 (mg CH ₄ /m ² /yr)
スギ林	1300	11.6	48.1	2196	894
照葉樹林	400	16.8	29.9	1861	881
海岸林	20	18.9	23.8	1992	1016

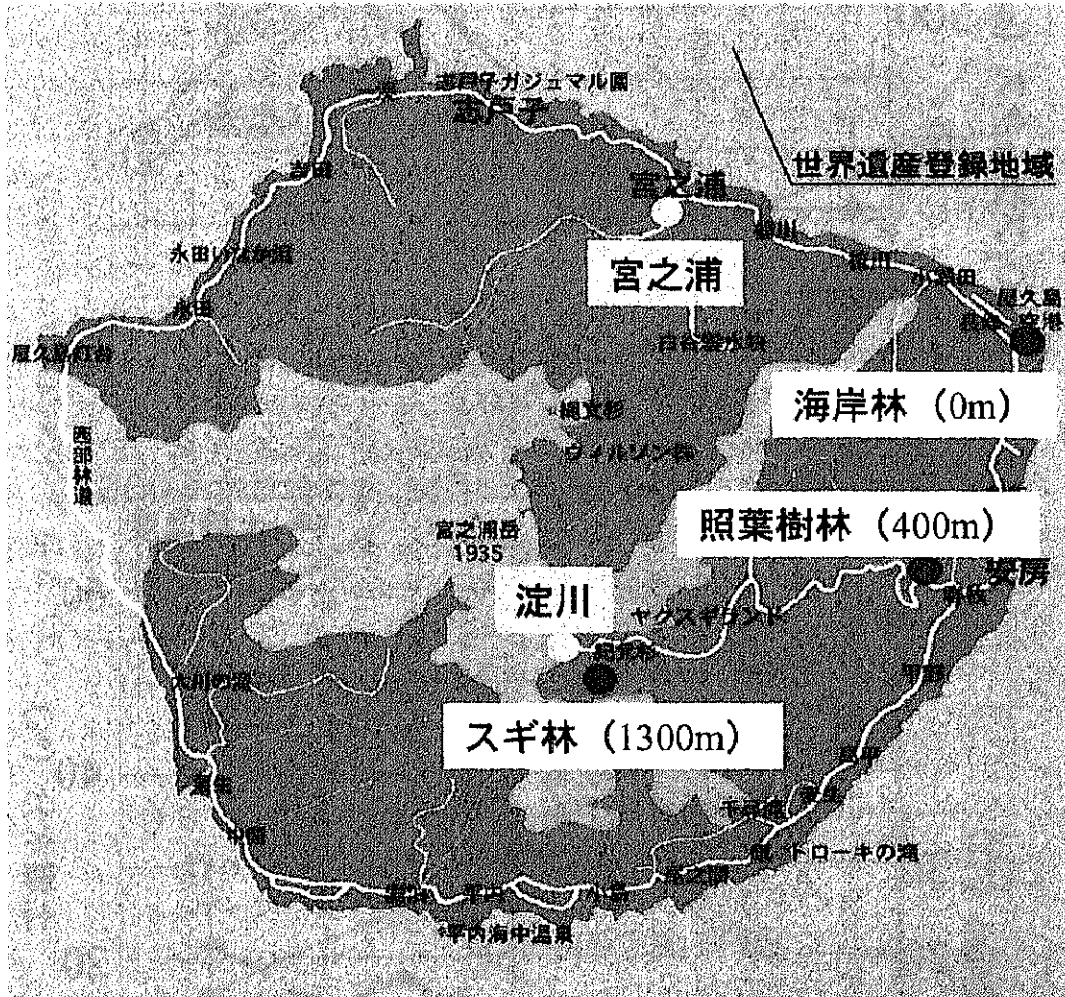


図1 屋久島における調査森林の位置および気象観測地点

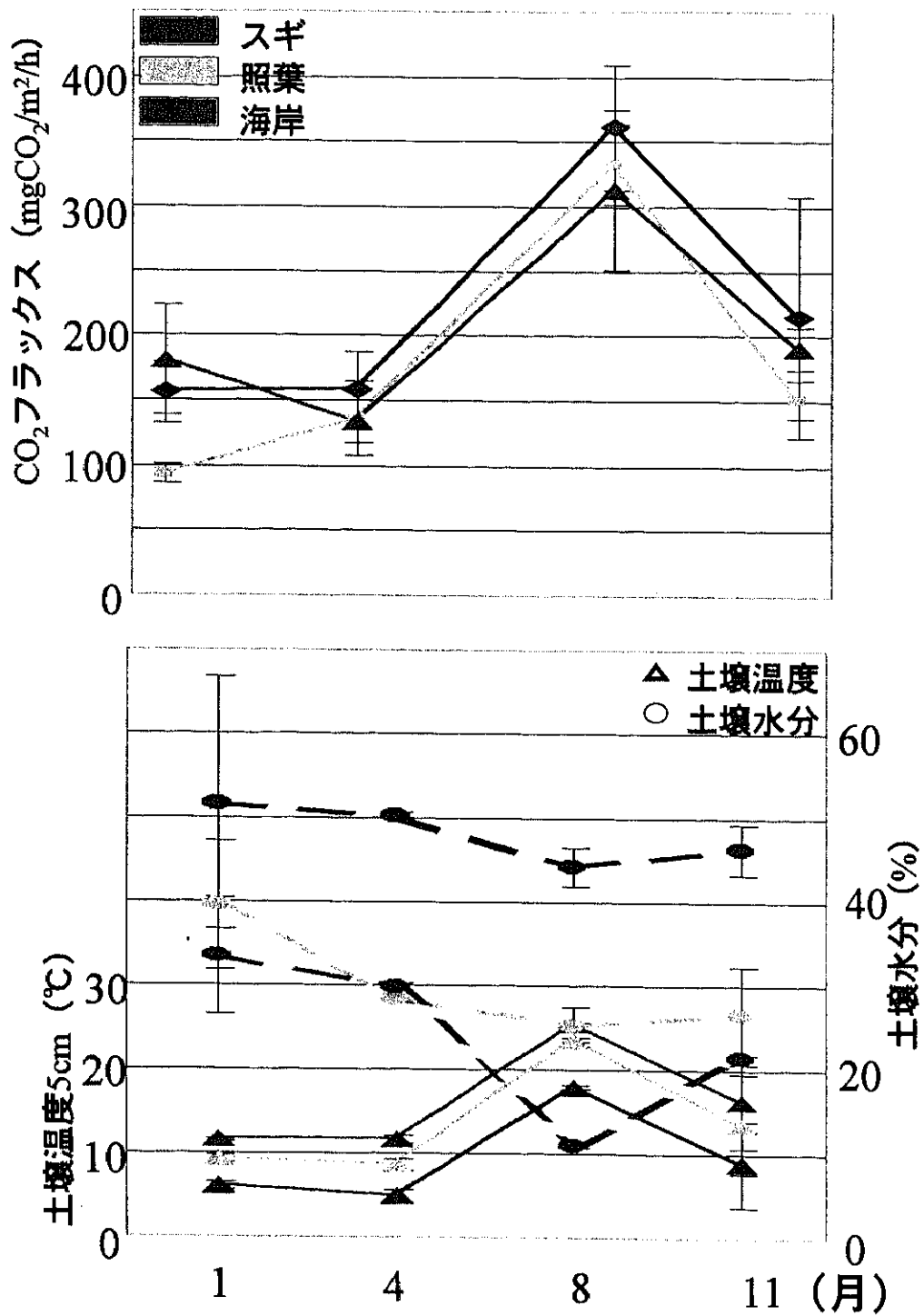


図2 各調査林におけるCO₂フラックスと土壌環境 (温度5cm・水分) の季節変化
 フラックスは、朝、昼、夕の3回の平均値、バーは標準偏差を示す

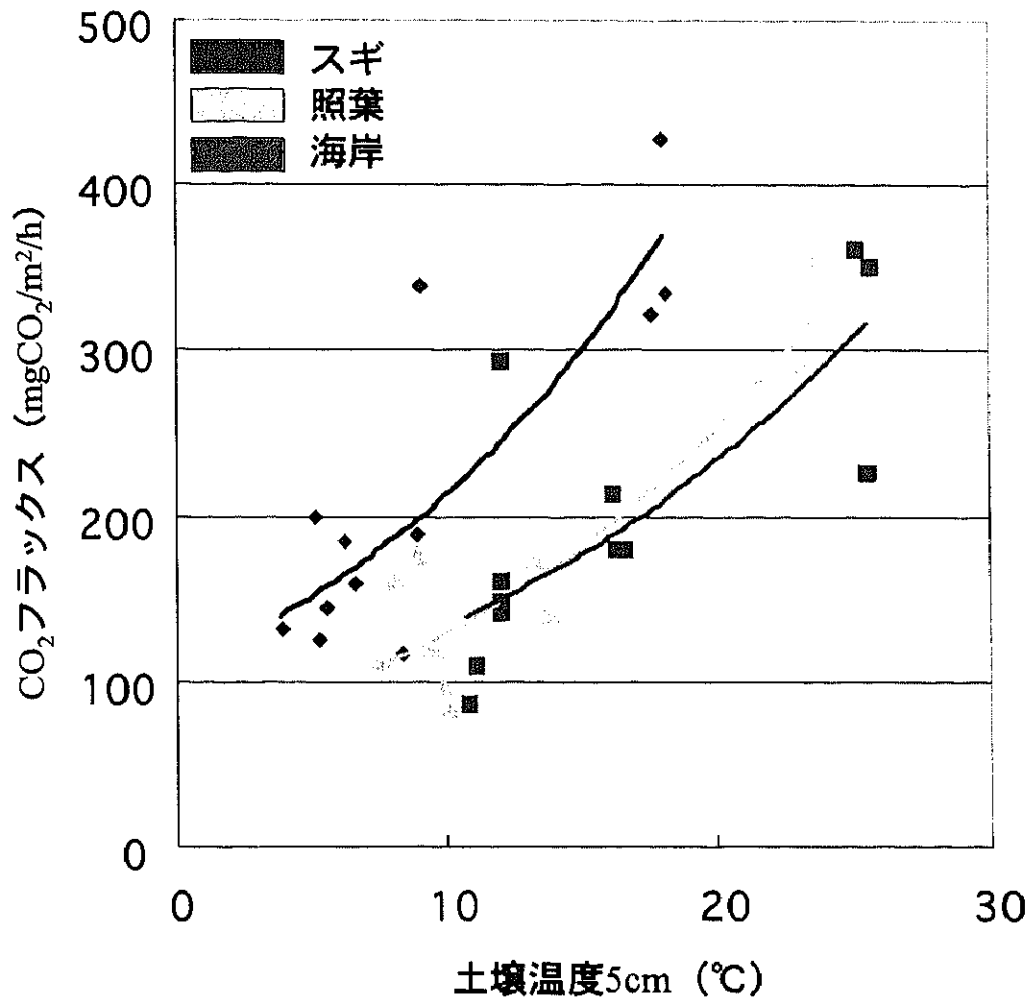


図3 土壌CO₂フラックスと土壌温度 (5cm) との関係

スギ林	$y = 105.2 \exp(0.0693x)$	$R^2 = 0.679$
照葉樹林	$y = 64.6 \exp(0.0678x)$	$R^2 = 0.757$
海岸林	$y = 75.5 \exp(0.056x)$	$R^2 = 0.561$

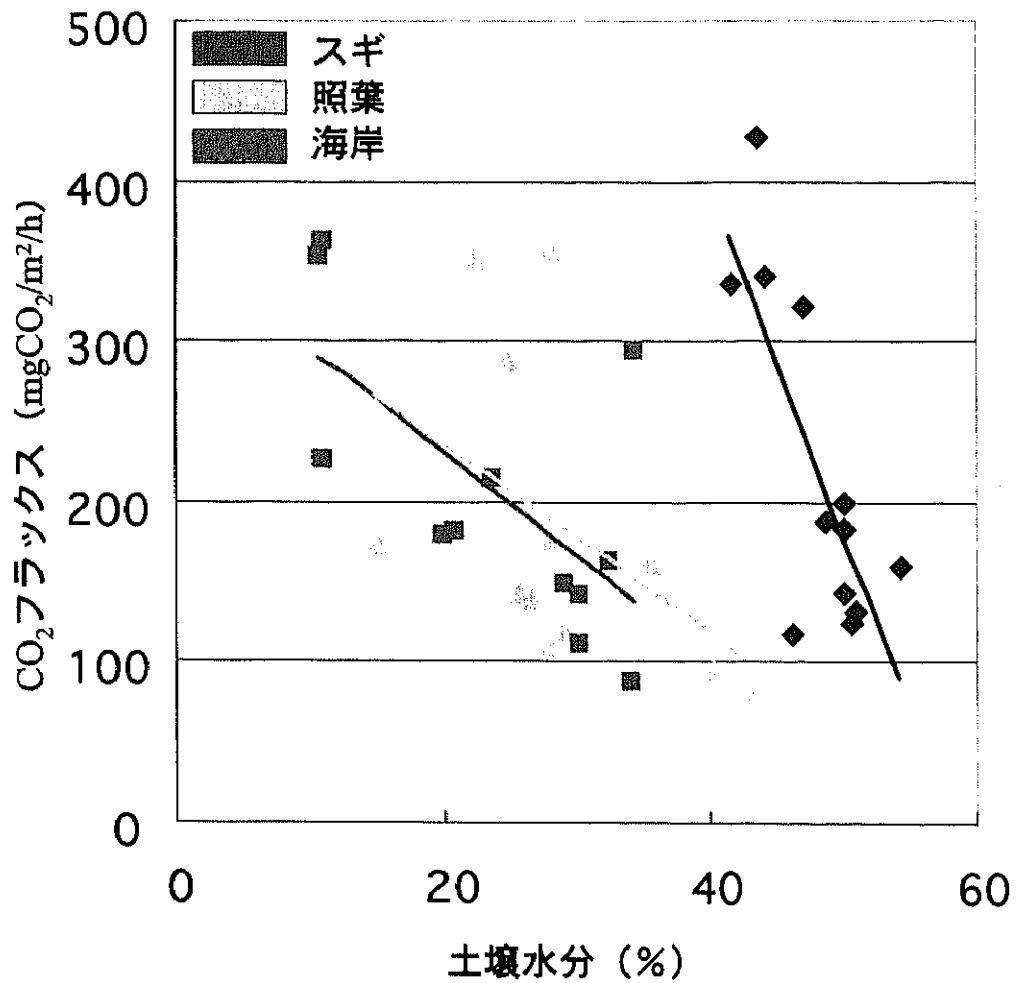


図4 土壌CO₂フラックスと土壌水分との関係

スギ林	$y = -21.8x + 1270$	$R^2 = 0.572$
照葉樹林	$y = -5.9x + 354$	$R^2 = 0.221$
海岸林	$y = -6.5x + 360$	$R^2 = 0.439$

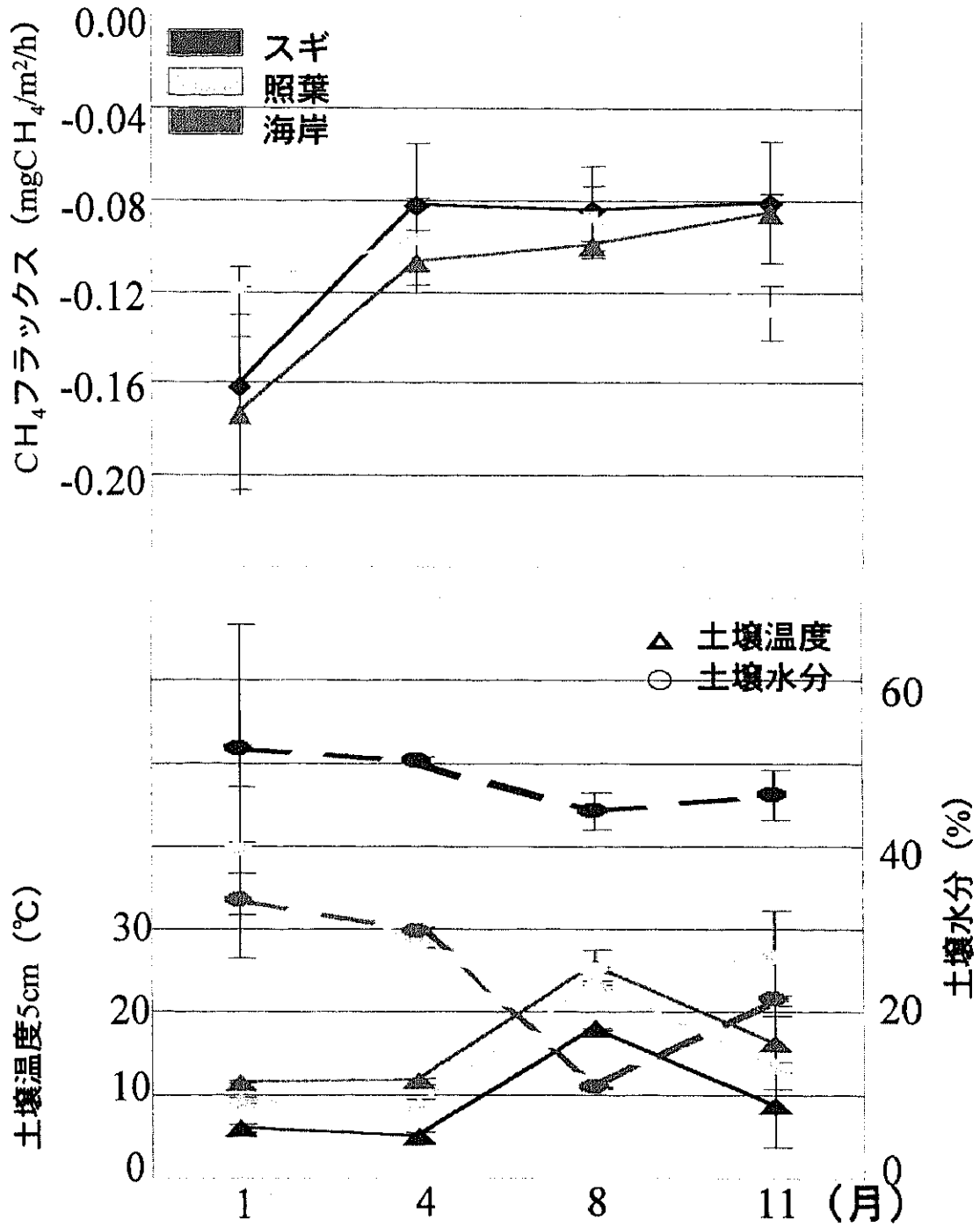


図5 各調査林におけるCH₄フラックスと土壌環境（温度5cm・水分）の季節変化
 フラックスは、朝、昼、夕の3回測定の平均値、バーは標準偏差を示す

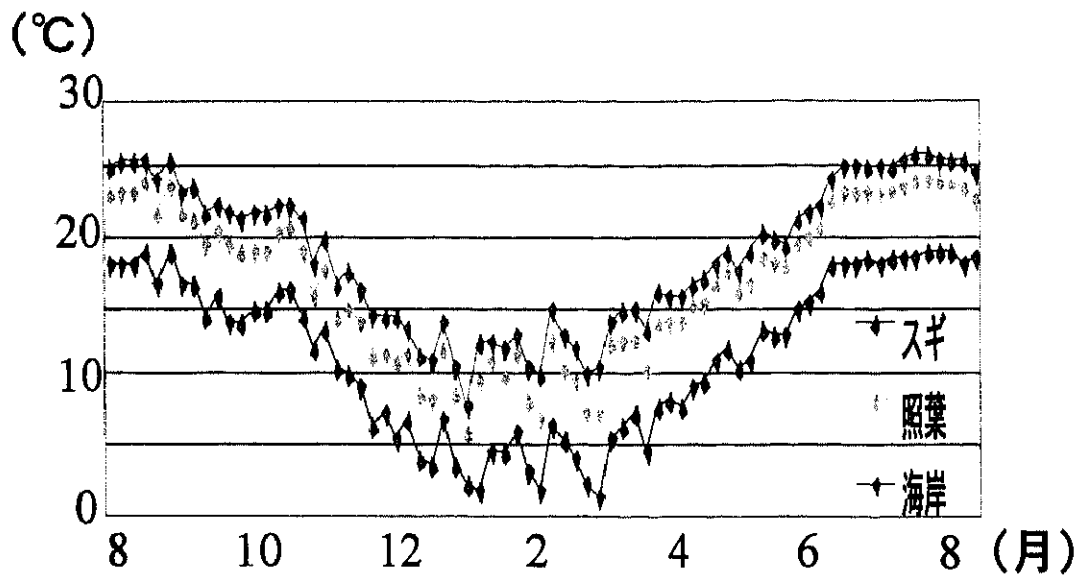


図6 土壤温度5cmの年変化

10日ごとの平均土壤温度(5地点)

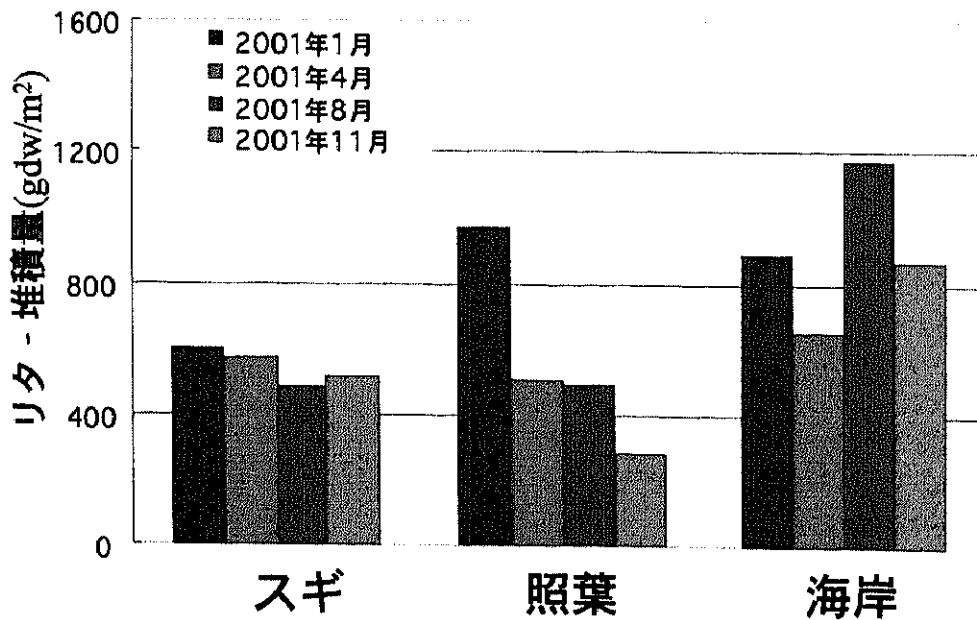


図7 リター堆積量の季節変化
(2001年1月-11月)

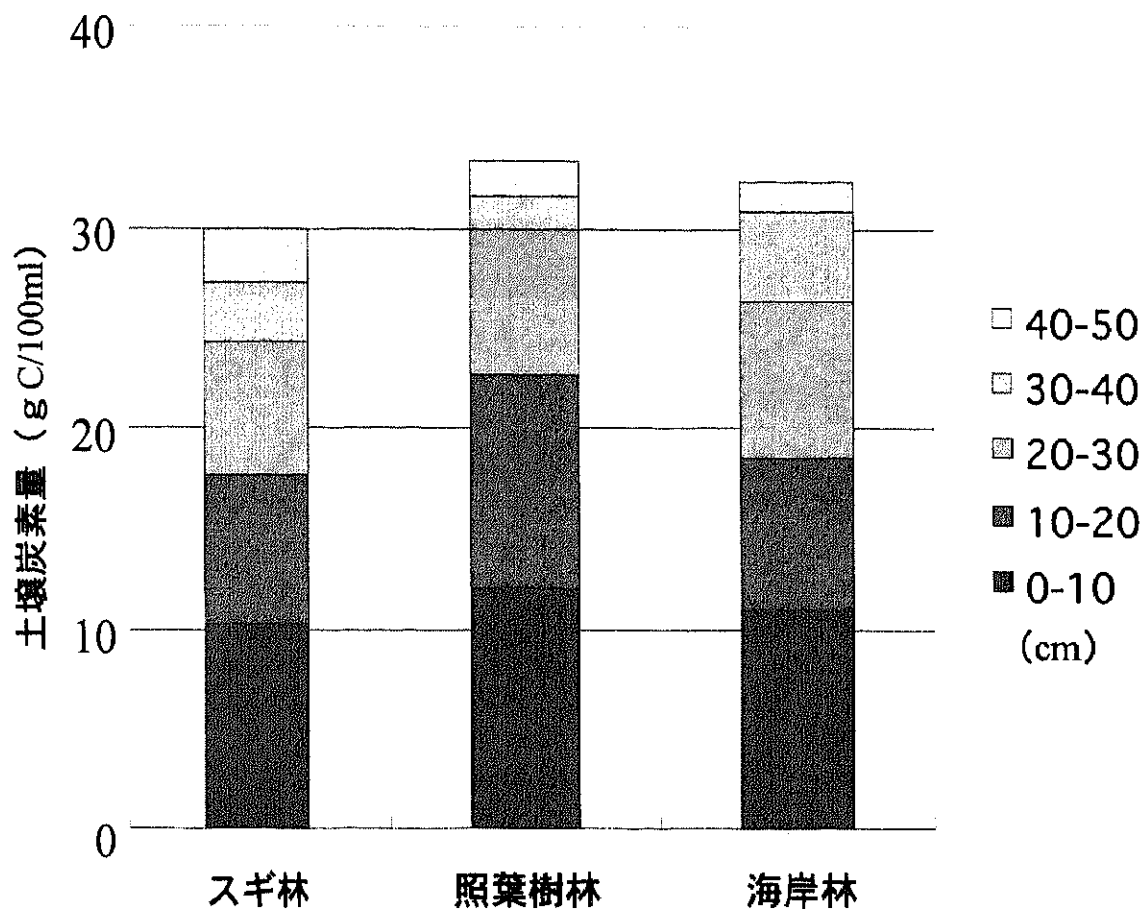


図8 土壤深度別炭素量

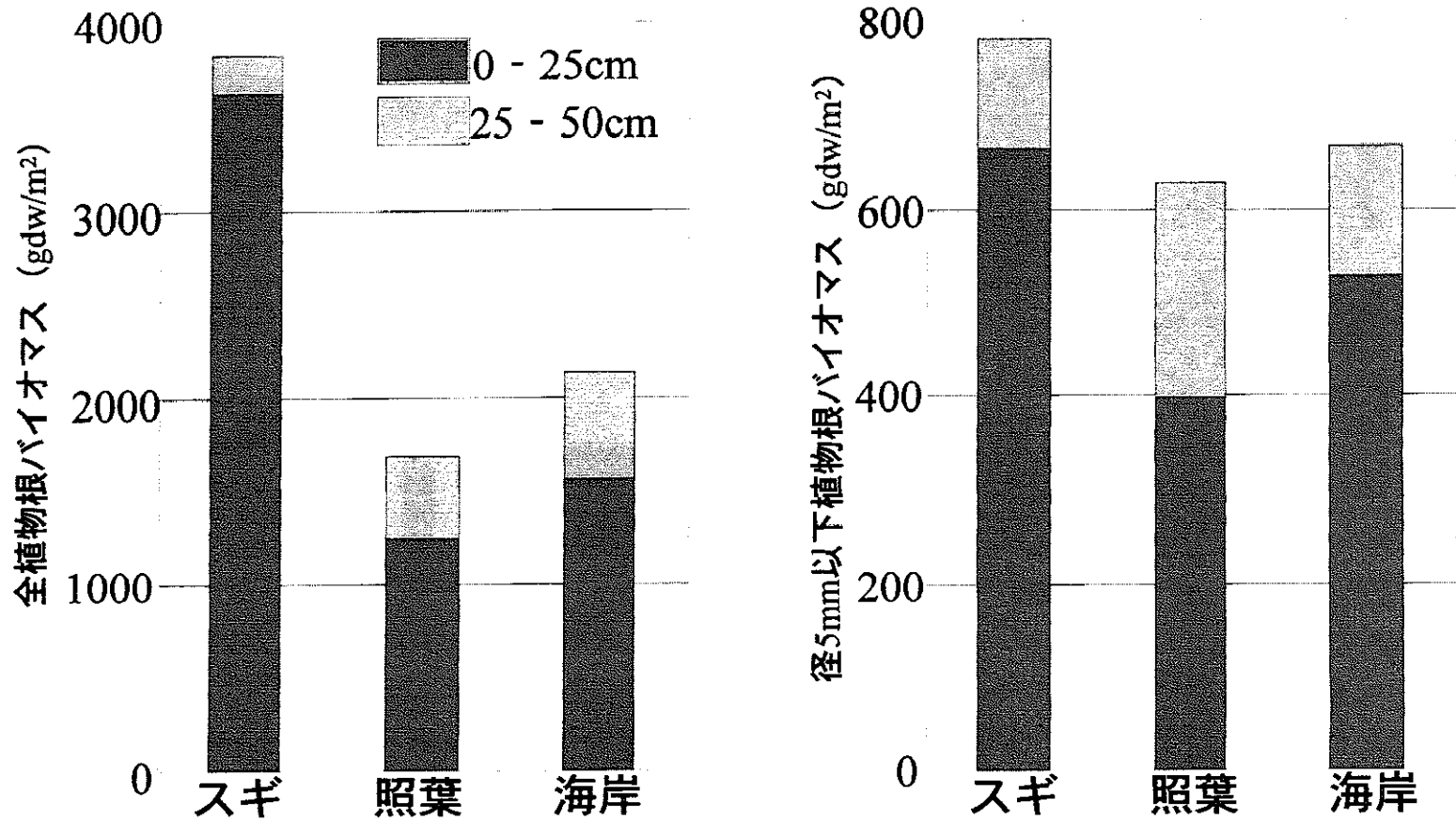


図9 地下部バイオマス

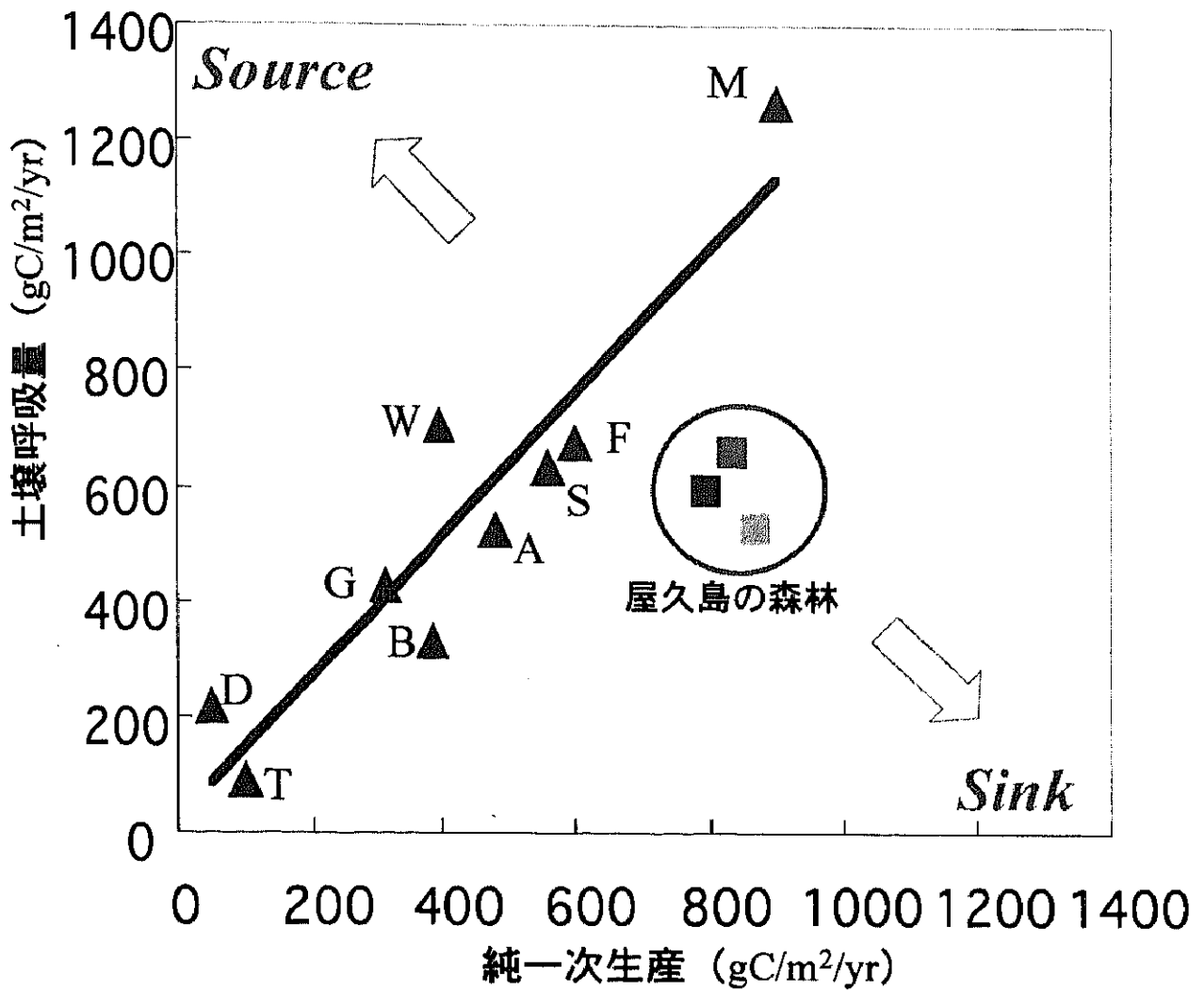


図10 植生タイプによるNPP（純一次生産）と土壌呼吸量の関係

■ スギ ■ 照葉 ■ 海岸

A=農耕地、 B=北方林、 D=砂漠低木林、 F=温帯林 G=温帯草原、
M=熱帯林、 S=熱帯サバンナ、 T=ツンドラ、 W=ヒース

Raich, J. W. and W. H. Schlesinger (1992)