

タイ国の熱帯泥炭湿地林伐採が放射、熱および
炭素収支に及ぼす影響

Influences of deforestation on radiation, heat and carbon balances
in a tropical peat swamp forest in Thailand

1998.3

東京農工大学大学院
連合農学研究科
生物生産学専攻

鈴木 覚

①

タイ国の熱帯泥炭湿地林伐採が放射、熱および 炭素収支に及ぼす影響

Influences of deforestation on radiation, heat and carbon balances
in a tropical peat swamp forest in Thailand

1998.3

東京農工大学大学院
連合農学研究科
生物生産学専攻

鈴木 覚

目 次

第 I 章 序章

はじめに	2
既往の研究	4
研究目的	7
本論の構成	8

第 II 章 観測地概要

II-1 観測地概要	
II-1.1 ナラチワ県における泥炭湿地林減少の原因と現状	11
II-1.2 観測地の気候	12
II-1.3 熱帯泥炭地の生成過程	16
II-1.4 観測地の生態学的特徴	17
II-2 測定機器の説明と配置	
II-2.1 観測機器の配置	26
II-2.2 CO ₂ 濃度差測定システム	33
II-2.3 定速渦相関法によるCO ₂ フラックス観測システム	39

第 III 章 放射収支および熱収支

III-1 放射収支および熱収支の解析方法	
III-1.1 放射収支項の解析方法	44
III-1.2 熱収支項の解析方法	
1) 渦相関法	45
2) ボーエン比法	46
3) 林内貯熱量	47
4) 地中伝導熱量および湛水中の貯熱量	47
III-2 結果と考察	
III-2.1 放射収支	49
III-2.2 熱収支	
1) ボーエン比法による熱収支解析の信頼性	55
2) 熱収支要素の日変化の例	55
3) 熱収支要素月平均値の年推移	55
4) 熱収支要素の年積算値	56
III-3 まとめ	63

第Ⅳ章 炭素収支

Ⅳ-1炭素収支の概念および解析方法

Ⅳ-1.1炭素収支の概念 67

Ⅳ-1.2微気象的方法による群落-大気間の炭素収支の解析方法

1) 濃度傾度法 70

2) 定速渦累積法 71

Ⅳ-1.3泥炭湿地林における積み上げ法による炭素収支の解析方法 74

Ⅳ-2結果と考察

Ⅳ-2.1泥炭湿地林におけるCO₂濃度の鉛直分布の日変化 79

Ⅳ-2.2微気象的方法による群落-大気間の炭素収支

1) 濃度傾度法と定速渦累積法の比較 81

2) CO₂フラックスの日変化 81

3) 日射とCO₂フラックス 81

4) 夜間におけるCO₂フラックス 83

5) 年積算炭素吸収量 83

Ⅳ-2.3泥炭湿地林における積み上げ法による炭素収支

1) 炭素収支要素 95

2) 積み上げ法による炭素収支 98

Ⅳ-2.4泥炭湿地林における積み上げ法と

微気象的方法による炭素収支の比較 100

Ⅳ-3まとめ 107

第Ⅴ章 結章

摘要 110

おわりに 113

今後の課題 116

謝辞 118

引用文献 119

Symbols

A	length of experiment line(m)
b	experimetntal constant
C	CO ₂ concentration (subscripts : up , upwind ; dn , down wind)(gCO ₂ m ⁻³) ; carbon
C_p	specific heat(air)(J K ⁻¹ g ⁻¹)
C_t	specific heat(wood)(J K ⁻¹ g ⁻¹)
C_w	specific heat(water)(J K ⁻¹ g ⁻¹)
DW	dry weight
E	water vapor flux(g m ⁻² s ⁻¹)
e	water vapor pressure(hPa)
F_{CO_2}	CO ₂ flux(gCO ₂ m ⁻² hr ⁻¹)
F_l	litter fall(leaf and branch)(tC ha ⁻¹ yr ⁻¹)
F_s	litter fall(wood stem)(tC ha ⁻¹ yr ⁻¹)
F_r	litter fall(root)(tC ha ⁻¹ yr ⁻¹)
F_w	runoff with ponding water(tC ha ⁻¹ yr ⁻¹)
G	heat storage in soil or ponding water(Wm ⁻²)
H	sensible heat flux(Wm ⁻²)
h	tree height(m);height(m)
K	diffusivity(subscripts:H,sensible heat;CO ₂ ,carbon dioxide)
L_g	long-wave emission from the surface(Wm ⁻²)
L_a	atmospheric radiation(Wm ⁻²)
ℓ	latent heat of vaporization(J g ⁻¹)
ℓE	latent heat flux(Wm ⁻²)
n	cloudiness
O	occurring point of a fallen tree
P_{atm}	atmospheric pressure(hPa)
P_n	net primary productivity(tC ha ⁻¹ yr ⁻¹)
P	photosynthetic rate(tC ha ⁻¹ yr ⁻¹)
Q	heat storage in stem(Wm ⁻²)
R	solar radiation(Wm ⁻²)
RDI	annual radiative dryness index (g cm ⁻²)
R_n	net radiation(Wm ⁻²)
R_{ref}	reflective radiation(Wm ⁻²)
R_s	soil respiration(tC ha ⁻¹ yr ⁻¹)

R_r	respiration(root)(tC ha ⁻¹ yr ⁻¹)
R_t	respiration(leaf,branch and stem)(tC ha ⁻¹ yr ⁻¹)
R_{total}	annual net radiation(cal cm ⁻²)
I_{total}	annual precipitation (mm yr ⁻¹)
S	total of heat storage($S = G + Q$)(Wm ⁻²)
S_a	accumulation speed of peat(tC ha ⁻¹ yr ⁻¹)
S_s	growth speed of wood biomass(tC ha ⁻¹ yr ⁻¹)
S_t	carbon accumulation speed of peat(tC ha ⁻¹ yr ⁻¹)
T	temperature(subscripts : up , upwind ; dn,down wind ; s,wood stem ; w ,ponding water)(K)
t	time(s)
V	volume(subscripts:b,wood biomass;w,ponding water) (g m ⁻²)
W	vertical wind speed(ms ⁻¹)
Z	distance(m)
β	Bowen ratio
γ	psychrometer constant
δ	growth rate of forest(tC ha ⁻¹ yr ⁻¹)
ε	surface emissivity
θ	angle between a fallen tree and perpendicular to experiment line
ρ	air density(kg m ⁻³)
σ	Stephan-Boltzmann constant(5.67×10^{-8} W m ⁻² K ⁻⁴)
σ_w	standard diviation of vertical wind(ms ⁻¹)
Ω	area ($2h \times A$)(m ⁻²)

はじめに

本書は、昭和40年代前半に、日本各地で展開された環境教育の動きを、その背景と内容、そしてその成果と課題を明らかにし、その発展と普及を期することを目的として編纂された。本書は、環境教育の普及、発展、そのための環境教育の普及と発展を期することを目的として編纂された。本書は、環境教育の普及、発展、そのための環境教育の普及と発展を期することを目的として編纂された。

本書の編纂は、環境教育の普及、発展、そのための環境教育の普及と発展を期することを目的として編纂された。本書は、環境教育の普及、発展、そのための環境教育の普及と発展を期することを目的として編纂された。本書は、環境教育の普及、発展、そのための環境教育の普及と発展を期することを目的として編纂された。

第 I 章

序章

環境教育とは、人間と自然の共生による、環境教育の普及、発展、そのための環境教育の普及と発展を期することを目的として編纂された。本書は、環境教育の普及、発展、そのための環境教育の普及と発展を期することを目的として編纂された。本書は、環境教育の普及、発展、そのための環境教育の普及と発展を期することを目的として編纂された。

環境教育の普及、発展、そのための環境教育の普及と発展を期することを目的として編纂された。本書は、環境教育の普及、発展、そのための環境教育の普及と発展を期することを目的として編纂された。本書は、環境教育の普及、発展、そのための環境教育の普及と発展を期することを目的として編纂された。

1. 環境教育の普及

2. 環境教育の普及と発展

3. 環境教育の普及と発展

環境教育の普及、発展、そのための環境教育の普及と発展を期することを目的として編纂された。

環境教育の普及、発展、そのための環境教育の普及と発展を期することを目的として編纂された。本書は、環境教育の普及、発展、そのための環境教育の普及と発展を期することを目的として編纂された。本書は、環境教育の普及、発展、そのための環境教育の普及と発展を期することを目的として編纂された。

はじめに

熱帯林は赤道を中心に、ほぼ南北回帰線内の年間降水量が1800mm以上で平均気温26℃以上の地域に分布し、特に東南アジア、中南米およびアフリカにその分布域が多い。現在、このような熱帯林の面積が急速に減少しているため、生物多様性、遺伝資源の宝庫、炭素の貯蔵庫あるいは気象緩和機能など、熱帯林がもつ機能に関わる様々な問題が提起されており、学術の分野ばかりでなく広く一般にも関心が持たれている。

森林の持つ様々な機能のなかで、近年CO₂の固定能力が注目を浴びている。1997年12月の地球温暖化防止京都会議で温室効果ガス削減が世界的な課題になる中、CO₂排出量から森林による吸収量を差し引く「ネット方式」が採用されるはこびとなった。今後、森林のCO₂固定能力が世界各国の政策に多大な影響を与えていくことが予想されるが、一方で、その定量的な見積もりが難しく、特に、熱帯林では研究例が少ない。

逆に森林は利用や管理の仕方によっては、バイオマスとして蓄積されてきた炭素の放出源になるという側面を併せ持っている。つまり、焼畑や火災で焼失した場合はむろんのこと、伐採され林外に持ち出された場合においても、利用方法によって時間的な早い、遅いはあるものの、いずれは大気中に還っていくことになる。Brunig¹⁾は森林減少による大気中のCO₂濃度の上昇は全CO₂増加量の20%と報告している。また、森林減少によるCO₂放出量をPotty²⁾は化石燃料を起源とするCO₂放出量の約10%、Houghtonら³⁾は7~45%、IPCCの報告書⁴⁾では約40%と見積もっている。推定値にかなりの相違が見られるが、いずれにしても地球温暖化の観点から無視できないものであることが理解される。

さらに、森林伐採による地表面の改変は、短波放射や長波放射の地表面における吸収、反射あるいは射出の特性を変化させる。また、森林は蒸散や水分貯留を通して気象の緩和機能を持っており、人為的な植生の改変によって地域の局地気候を変化させるといわれている⁵⁾。このような気候を変化させる過程をJackson⁶⁾は

- 1) アルベドの変化
- 2) 地表面からの長波放射の放出速度の変化
- 3) 蒸発速度の変化

を通して行われると述べている。

熱帯林の減少による地域環境あるいは地球環境への影響が危惧される一方で、熱帯林の減少速度は増加しており、1990年の時点で毎年1540万haの熱帯林が減少している^{7,8)}。熱帯林のほとんどは開発途上国に存在し、急激な森林減少の原因は主に、焼畑や薪炭材の採取といわれている。そして、森林の商業伐採のための道路の建設が貧しい人々の侵入を招き、熱帯林破壊に拍車をかけている。このように、

問題の根底には途上国での人口爆発とそれに由来する食糧問題、そして、南北間の経済格差などがあり、熱帯林の減少は経済的不均衡の矛盾が噴出した現象といえる。

東南アジアの熱帯林地帯における特色の一つは泥炭地の多さにある。Rieleyら⁹⁾は既往の報告をまとめて、世界の熱帯泥炭地3000-4600万haのうち、2000-3300万haが東南アジアに存在するとしている。このように、大面積の泥炭地が存在する一方で、熱帯泥炭湿地林地帯は、先進諸国から離れた熱帯という地理的制約、および土壌が泥炭である上に、通年湛水しているなど地形的制約を有する。このような理由から研究には困難が多く、開発が地域の局地気候にもたらす影響を現地での観測データをもとに検討した事例は少ないのが現状である。

しかし、熱帯泥炭湿地林は地球環境、地域環境の両面で非常に重要な意味を持つものと考えられる。すなわち、通常の熱帯林は地上部の植物群落のバイオマス量に比較して、土壌が脆弱で炭素の貯蔵庫という観点では土壌の役割は小さいのに対し、泥炭湿地では土壌である泥炭も炭素の大きな貯蔵庫としての役割を果たしている。逆に、そのことは、開発された場合に、通常の熱帯林以上の巨大な炭素の放出源となる可能性を示唆するものである。また、泥炭地の開発には排水が伴うのが普通であり、開発によって土壌の水分環境が激変する。そうしたとき、地域の水文環境が変化し、局地気候に影響を及ぼす可能性がある。このように、泥炭湿地は開発による環境変化が通常の土地よりも大きく、地域あるいは地球環境への影響が大きいものと推測される。

以上を踏まえると、残された熱帯林を保存する重要性はもとより、止むを得ず開発を行うには、その影響を最小限に抑えるような手法を追求する必要がある、場合によってはすでに開発された森林を修復するなど、適切に手を加え、自然生態系の健全性を維持した上で資源を得る「保全」という立場への配慮が重要であると考えられる。しかし、そのためには熱帯林の持つ特性を十分に把握する必要がある、基礎データとして伐採による環境変化を捉えることが必要である。そこで、本研究ではタイ国の熱帯泥炭湿地林とその伐採および湛水排水後に成立した二次林を対象に微気象観測を行い、熱帯泥炭湿地林伐採が放射収支、熱収支および炭素収支に与える影響を検討した。

既往の研究

はじめに、世界の泥炭地の中での熱帯泥炭地の位置づけを確認したい。Maltbyら¹⁰⁾によれば、世界の泥炭地は4億ha存在し、陸地の3%を占めている。そのうち90%は温帯もしくはそれより北方に分布し、残りの10%が熱帯泥炭地あるいは亜熱帯泥炭地にある。また、世界の泥炭地の95%は8カ国に存在し、ロシア38%、カナダ28%、アメリカ15%、インドネシア6%、フィンランド3%、スウェーデン2%、中国1%、ノルウェー1%となっている。全世界の泥炭地に蓄積されている炭素量は325-528Gt¹¹⁾であり、この値は全世界の土壌中の炭素量の20%以上である¹²⁾。また、世界の泥炭地における炭素蓄積量のうち約15%に相当する70Gtは、面積的に10%に過ぎない熱帯泥炭地の蓄積量であり¹⁰⁾、大気中のCO₂濃度上昇による地球温暖化問題を考慮したとき、熱帯泥炭地は炭素の貯蔵庫として重要な植生であることがわかる。

東南アジアの泥炭湿地の分布は、スマトラ、カリマンタン、西イリアン(Irian Jaya)、サラワクに大規模なものがみられ、その面積はそれぞれ6.9Mha、6.4Mha、4.2Mhaおよび1.7Mhaとなっている¹³⁾。泥炭湿地についての研究は上に述べた大面積の泥炭湿地が出現する地域の確認から始まり、まとまった研究としてはAndersonのサラワクでの研究が最初である¹⁴⁾。Andersonはサラワクの泥炭湿地がドーム状に中央が盛り上がった構造をしていることを示し、そこに成立する植生を6相に分類した¹⁵⁾¹⁶⁾。それはドームの外周から内側へ同心円状に帯状に変化するもので、それぞれの相で構成樹種や優占樹種あるいは構成樹木の大きさが異なるとしている。しかし、マレー半島でこのようなドーム状構造がみられるのは、マレーシア西海岸のPerakのみである¹⁷⁾。また、本研究の対象地であるTo Daeng泥炭湿地林を構成する優占種(Ⅱ.4節参照)は、サラワクにおけるAndersonの6相分類のどの相でも優占することがなく、異なる型の森林であると考えられ、より詳しい調査が必要である。

泥炭湿地あるいは泥炭湿地林についての研究は、植物分類学、土壌学、地形学あるいは農業生産を目的とした栽培学的な角度からの研究がほとんどであり、微気象学的手法による研究あるいは森林の生産力を調査した事例はみあたらない。その理由は、場所によって泥炭の深さが最大10m以上におよぶなど森林内への進入が困難であること、加えて、微気象学的手法では林冠上あるいは林内の各高度への測器の設置、および電源の確保が必要であるなど、調査環境が劣悪であるためと考えられる。

泥炭湿地林から熱帯林に視野を広げた場合、いくつかの報告がなされている。最も注目すべき研究は、西マレーシアのパソーにおける成熟した低地多雨林を対象とした研究であり、これ以外には地上部および地下部の炭素収支を網羅的に調べ

た研究事例はみあたらない。

この研究は、主に積み上げ法にしたがって、各炭素収支要素を明らかにしており、材器官枯死量および落葉量¹⁸⁾、群落呼吸速度¹⁹⁾、細根量²⁰⁾²¹⁾などの一連の研究報告がだされている。これらはいずれも、実測値を様々なパラメータを用いて定式化し、群落全体に拡張して推定している。例えば、群落呼吸速度を求める際には、葉、幹、枝および根の各器官毎の呼吸速度を密閉吸収法で測定し、各器官の呼吸速度と胸高直径の相関関係、および群落の樹木の胸高直径分布から群落全体の呼吸速度を推定している。また、Nakane²²⁾²³⁾は土壤中の炭素の動態をリザーバ(A_0 層、細根、枯死根、鉱質土層)とフローで表現し、そのモデル化を試みている。さらに、このモデルを用いて、細根の垂直分布から細根の枯死速度を推定し、パソーでは現存細根量の20%が一年間に更新すると推定するとともに²³⁾²⁴⁾、モデルのパラメータおよび初期値にパソーで測定された値を代入し、20年間の土壤中の炭素動態のモデル計算をおこなった。その結果、土壤中の炭素動態が動的平衡状態が保たれていることを示した²⁵⁾。

また、Aokiら²⁶⁾はパソーにおいて微気象的方法を用いて樹冠上の CO_2 フラックスの観測を行い、森林の総生産量および純生産量を推定している。これは、数日間の CO_2 フラックス観測結果から、日射量との関係を求めて、一年間に延長して推定したものである。しかし、観測期間が短く、より精度の高い結果を得るには、長期間の観測が必要であると考えられる。

依田²⁷⁾は以上の研究報告をまとめて、パソーの森林における総生産量の2/3は呼吸で消費され、残り1/3が純生産量であったと報告している。また、これらの値は季節による森林の生育期間の長さを考慮すると、温帯の森林と大差ないとしている。さらに、推定した倒木量の誤差を考慮すると実質成長量はゼロであり、定常状態が実現されていると推定している。

熱帯林のみならず、森林は蒸発散作用を通して気象緩和機能など特徴的な環境特性を有するため、森林が伐採された場合に地域の熱収支や放射収支に様々な影響を及ぼすと考えられる。羽生ら²⁸⁾は森林と裸地を比較して、裸地ではアルベドの上昇および顕熱の割合の増加が引き起こされることを示した。また、原菌ら²⁹⁾は森林および隣接する芝地で微気象観測を行い、土壌や大気が乾燥したときに、芝地にアルベドの上昇と潜熱フラックスの減少がみられ、林地では大気の乾燥による蒸散の活発化のために、潜熱フラックスが増加すると報告している。このように、人為的な地表面状態の改変は地域の熱収支および放射収支を変化させることが示されている。さらに、こうした熱収支や放射収支の定性的な変化を踏まえて、現実の局地気候にもたらす影響を定量的に明らかにするためには、同一地点における地表面の改変前後での微気象観測、あるいは隣接した気象および地形条件の類似した場所での同時観測を長期間に継続して行う必要があると考えられる。しかし、ほとんどの研究事例は数日から数週間の短期間の観測に基づいており、局地

気候におよぼす影響についての定量的な解明には至っていない。特に、急速に森林が減少している熱帯林地帯において、森林の伐採に伴う地表面状態の改変が、熱収支や放射収支の変化を通して局地気候にもたらす影響について、データの収集ならびに蓄積が急務であると考えられるが、熱帯林を対象とした研究事例は見あたらないのが現状である。

研究目的

本論では、タイ国南部の泥炭湿地林と、伐採および排水の後に成立した二次林を対象地として主に微気象観測を行い、泥炭湿地林伐採が「放射収支、熱収支に及ぼす影響」および「炭素収支に及ぼす影響」を明らかにすることを目的とした。

「放射収支、熱収支に及ぼす影響」を明らかにすることを目的として、両観測地で観測した放射収支要素からアルベドや有効放射量等を計算および比較することで、短波放射および長波放射に与える泥炭湿地林伐採の影響を明らかにする。加えて、大気－群落間の熱の動態、すなわち熱収支に及ぼす泥炭湿地林伐採の影響を明らかにする。特に、熱収支要素の中で大きな割合を占めており、地表面状態の改変の影響が顕著に現れると考えられる顕熱フラックスと潜熱フラックスに注目し、泥炭湿地林伐採が地域の熱的な環境に及ぼす影響を明らかにする。

次に、「炭素収支に及ぼす影響」を明らかにすることを目的として、両観測地の群落上で CO_2 フラックスを測定し、大気－群落間の炭素収支を定量化する。これは、群落による正味の炭素吸収量あるいは放出量を明らかにすることであり、大気の CO_2 濃度上昇による地球温暖化問題の観点から植生の改変による影響を評価するものである。加えて、泥炭湿地林において森林内部の炭素収支要素を求め、積み上げ法によって大気－植物群落－土壌間の炭素収支を明らかにする。これは、泥炭湿地という特異な環境に成立する森林の炭素循環を解明し、大気－群落間の炭素収支のメカニズムをより詳しく理解する上で不可欠である。

本論の構成

本論はⅠ章以下、第Ⅱ章「観測地の概要および観測機器とその配置」、第Ⅲ章「放射収支および熱収支」、第Ⅳ章「炭素収支」および結章からなる(Fig. I .1)。

第Ⅱ章ではⅡ-1節を「観測地の概要」として、タイ国における森林破壊の歴史と原因(Ⅱ-1.1)、観測対象地の気候(Ⅱ-1.2)、熱帯泥炭の生成過程とその物理化学的特徴(Ⅱ-1.3)および観測対象地の構成樹種および樹高等の形状(Ⅱ-1.4)を示し、観測対象地の現状を理解するために必要と思われる、生態学的データならびに現状に至る歴史的経過等を示した。Ⅱ-2節は「観測機器とその配置」として、本研究で使用している観測機器を列挙し、観測塔における機器の配置など観測システム示した。

第Ⅲ章「放射収支および熱収支」は、Ⅲ-1節「放射収支および熱収支の解析方法」、Ⅲ-2節「結果と考察」、Ⅲ-3節「まとめ」で構成される。放射収支に関して解析方法をⅢ-1.1で示し、その解析結果をⅢ-2.1とした。熱収支は解析方法をⅢ-1.2とし、渦相関法とボーエン比法を用いた熱収支項の解析方法、および貯熱項の解析方法について分けて示した。その解析結果をⅢ-2.2に示した。Ⅲ-3節「まとめ」において、泥炭湿地林伐採が及ぼす放射収支と熱収支の変化が局地気候に及ぼす影響をまとめた。

第Ⅳ章「炭素収支」は、Ⅳ-1節「炭素収支の概念および解析方法」、Ⅳ-2節「結果と考察」、Ⅳ-3節「まとめ」で構成される。Ⅳ-1.1節で炭素収支の概念を示した。つづく、Ⅳ-1.2で両観測地における樹冠上の CO_2 フラックス測定方法について述べ、Ⅳ-2.1において泥炭湿地林における CO_2 濃度の鉛直分布の日変化を示し、 CO_2 フラックスを理解する上での手助けとした。続くⅣ-2.2では樹冠上の CO_2 フラックスの測定結果を示した。これは、微気象的方法により大気-群落間の炭素収支を明らかにするものである。Ⅳ-1.3節に各炭素収支項の解析方法について示し、Ⅳ-2.3節において炭素収支項の解析結果、および積み上げ法による泥炭湿地林の大気-植物群落-土壌間の炭素収支を示す。Ⅳ-2.4節において微気象的方法および積み上げ法による推定値の比較検討を行った。

結章の「摘要」において、第Ⅲ章および第Ⅳ章の要旨を示した。続く、「おわりに」において、残された泥炭湿地林や既に開発された地域の利用法について考察した。

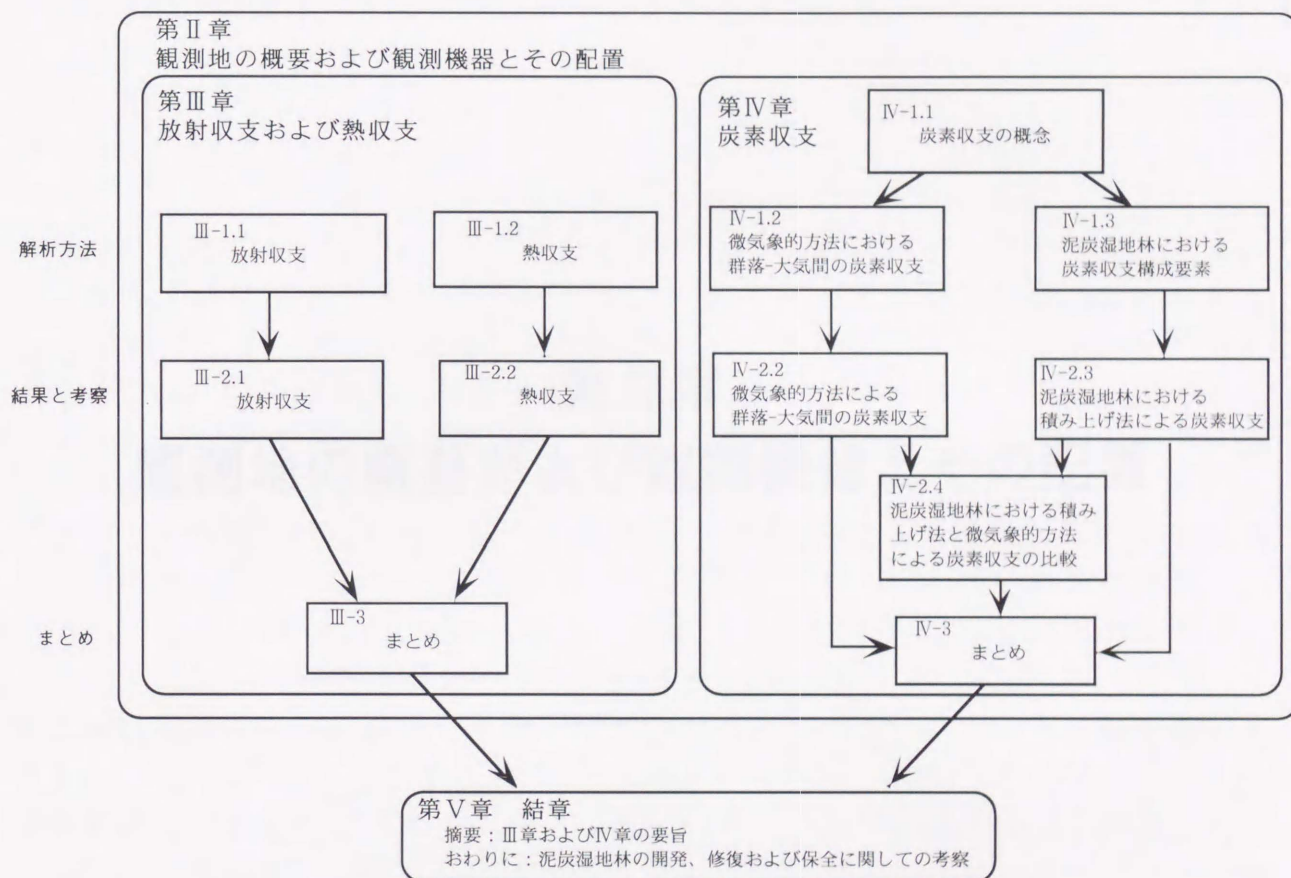


Fig. I.1 本論の構成

Ⅱ-1 観測地の概要

Ⅱ-1.1 ナラチワ県における泥炭湿地林減少の原因と現状

泥炭湿地林が開発され急激に面積を減らすに至る主因は、タイ国における他の地域の森林に等しく、人口増加にともなう農業開発によるものである。しかし、他の地域では今世紀半ばから急激な開発が進行したのに対し(Fig.Ⅱ.1)、泥炭湿地林の開発は主に1970年代以降である³⁰⁾。この時間的なずれは、泥炭湿地林が土壌が泥炭であることや、通年湛水しているため排水設備が必要であるなど開発困難地とされてきたためである。しかし、開発の容易な丘陵林が減少したために、泥炭湿地林の開発が急速に進行することとなった。加えて、タイ国南部は経済的に特に貧しい地域であり、かつ、住民の大多数がイスラム教徒であり、仏教国であるタイ国の中では、特異な地域として存在しており、かねてから政治的に不安定であった。そのため、タイ国政府は経済的な発展と政治的な安定を目指して、強力に農業開発を進めたという背景もある。

ここで、ナラチワ県における現在の泥炭地の分布をFig.Ⅱ.2に示す³⁰⁾³¹⁾。開発される以前はほとんどの泥炭地に泥炭湿地林が成立していたものと考えられるが、現在ではナラチワ県の全泥炭地の約20%が原生林として残されるのみである。このように、大面積の泥炭地が開発されたにもかかわらず、

- (1)土壌が未分解の木質泥炭であり、かつ水の供給源が雨水であるため貧栄養である。
- (2)農業開発にともなう排水のために、泥炭が分解および乾燥することによって収縮し、土壌の沈下が起こる。加えて、地表面が乾燥することによって、自然発火あるいは人為的な火災のために地盤沈下が促進される。
- (3)泥炭層の下にはパイライトを含む海成粘土を伴うことが多く、それらが酸化されると硫酸を生じ強酸性を示す。

という理由から、開発後に農業生産を行うことは容易でなく、結局は農業に不適な荒廃した土地が大面積に広がっているのが現状である。

II-1.2 観測地の気候

本論で観測対象とした、To Daeng泥炭湿地林とBacho湿地の二次林は、タイ国半島部最南端のナラチワ県にあり、その気候は、ケッペンの気候区分におけるAfの熱帯雨林気候とAmの熱帯モンスーン気候の中間に位置する。Fig. II .3にTo Daeng泥炭湿地林の1995年8月から1996年7月までの降水量およびBacho湿地から約12km離れたナラチワ気象観測所(北緯 $6^{\circ} 34' 18''$, 東経 $101^{\circ} 49' 36''$ 、海拔3.51m)における1961~1990年の平均降水量を示す。本論では、おおむね月降水量が100mmを下回る1月~4月を乾季、降水量が400mm以上である11月と12月の2ヶ月を雨季とし、その他の期間は乾季、雨季の中間的な季節として扱った。ナラチワ気象観測所における年平均気温は 27.3°C 、年平均相対湿度81%であった。泥炭湿地林の1995年8月から1996年7月までの年降水量は2384mm、ナラチワ気象観測所の年平均降水量は2465mmであった。

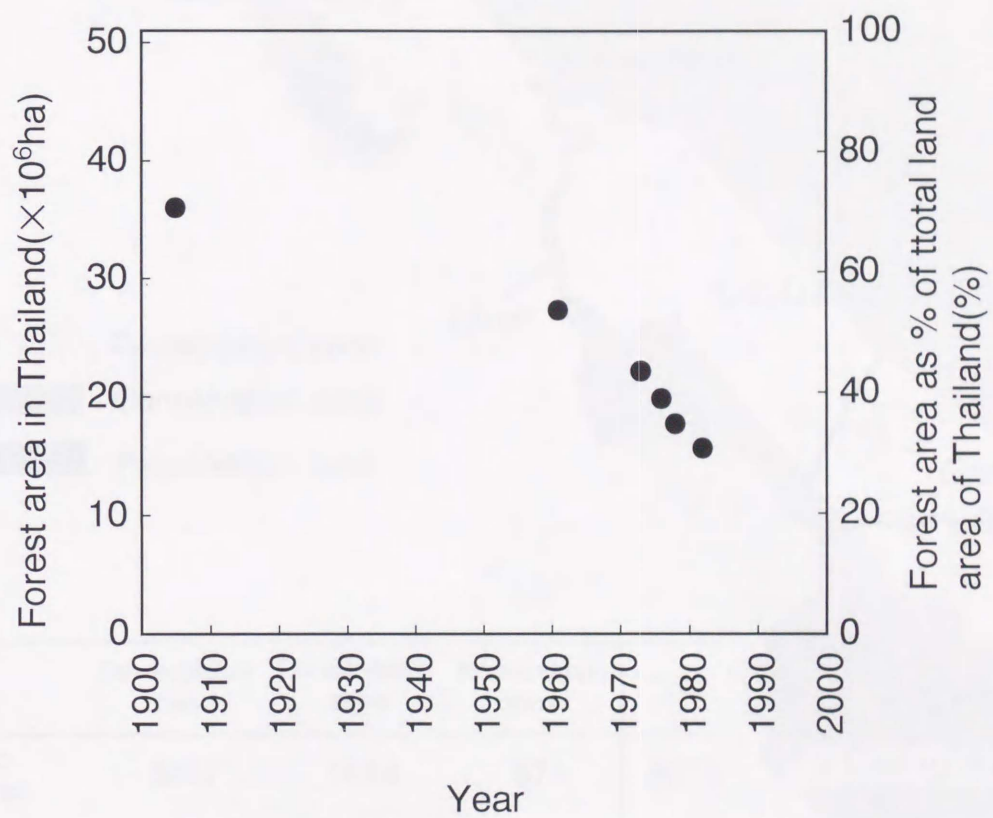


Fig. II.1 タイ国における森林面積の推移
 ((石川,1987)³²⁾を元に作成)

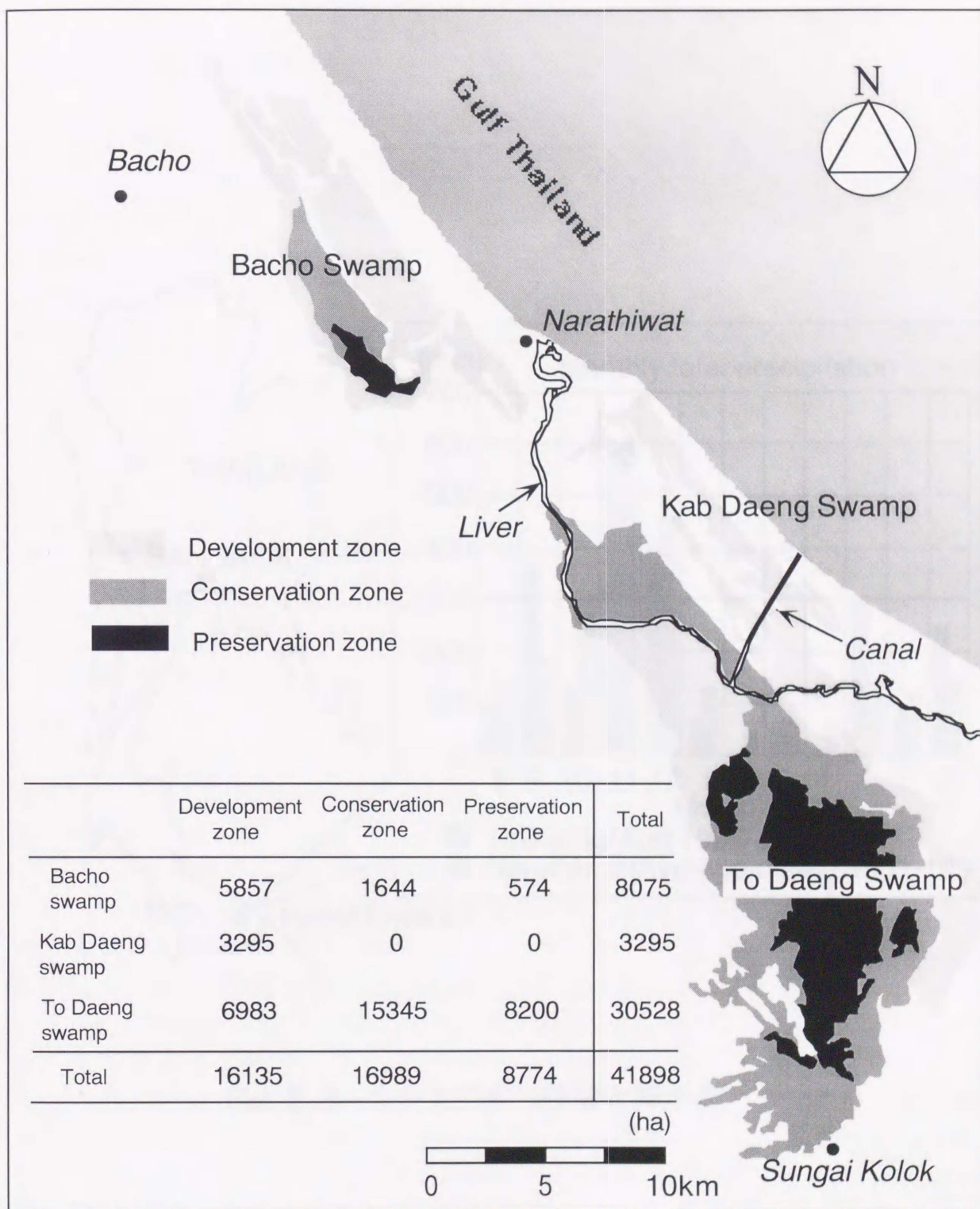


Fig. II.2 ナラチワ県における泥炭地の分布³¹⁾

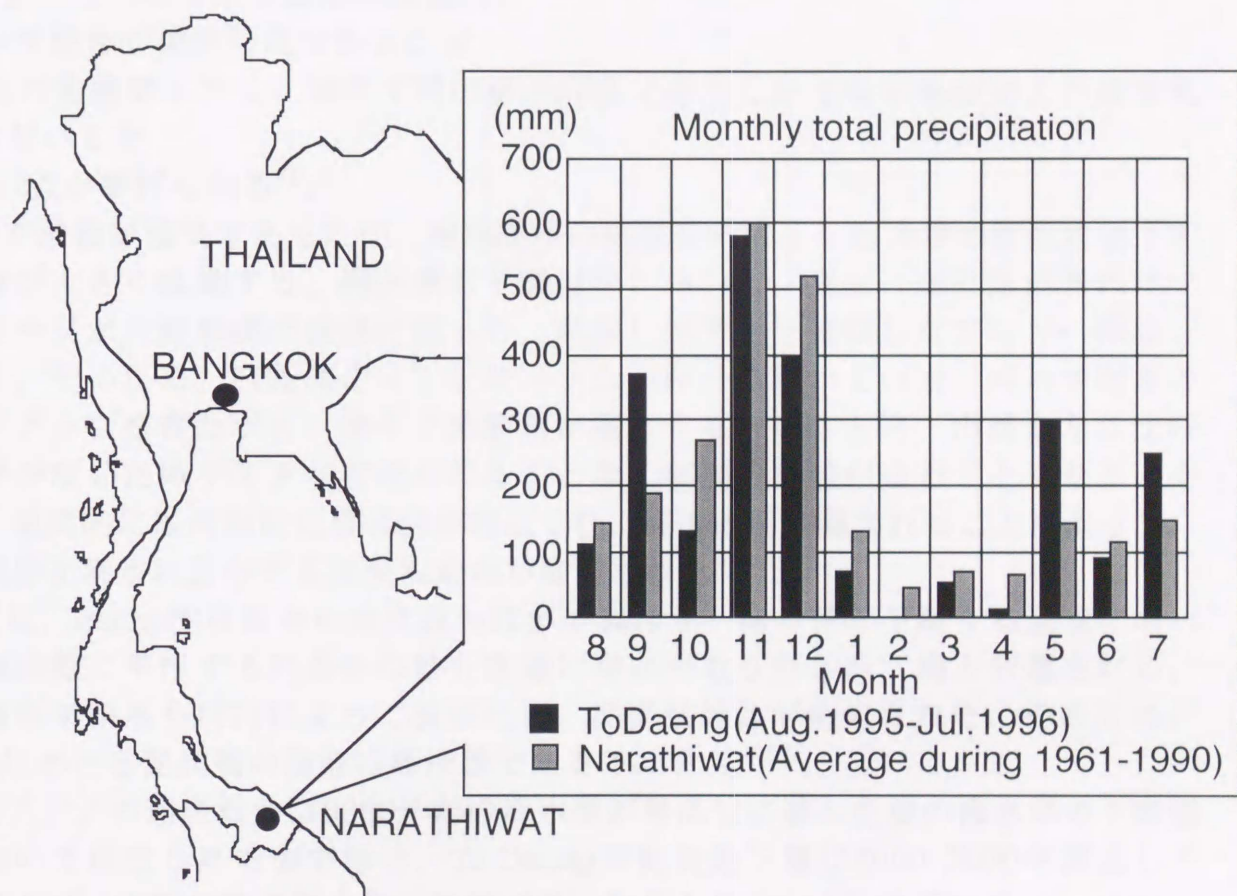


Fig. II.3 ナラチワ県の位置と降水量

II-1.3 熱帯泥炭地の生成過程

東南アジアの熱帯泥炭地はマレー半島南部、スマトラ東部、サラワクおよびブルナイ北部、カリマンタン西部および南部、西ニューギニア南部などスダ陸棚沿岸に成立している。

このような分布を示す地形的要因は、

- (1)スダ陸棚が遠浅の海であること
- (2)山塊の規模が小さく、加えて河川が小規模であるため土砂の供給および運搬量が少ないこと

以上の2点が挙げられる³³⁾。

スダ陸棚が遠浅であるため、地球規模の気候変動による海水準の変化によって海岸線が大きく移動する。海水準の下降過程において、陸域の縁に形成されたマングローブが、海岸線の後退に従って、林床に堆積物を蓄積しながら沖へ移動していく。そのため、内陸側のマングローブは海岸から離れていき、河川や雨水のバックアップを得ながら、徐々に植物相が遷移する。このとき、山塊からの土砂供給が少ないためデルタが形成されることなく泥炭の蓄積が進むことになる。そして、最終的には河岸に自然堤防が形成され、河川と切り離されることによって、水分供給を雨水に依存する泥炭湿地林が形成された¹⁴⁾³³⁾。

ただし、Bacho泥炭湿地の成立過程は多少異なり、海水準が下降する過程において、海岸線に平行する何条かの砂丘浜堤に海水が取り残され、海と分離される。その場所が雨水や河川によって淡水化し、泥炭湿地林が形成された。そのため、Bachoにおける泥炭層の基盤は海岸砂である(Fig. II .4)³⁰⁾³¹⁾。

東南アジアの泥炭湿地は6000年前の海水準が最高位に達した後の海水準の下降過程において成立したものであり、To Daengの泥炭最下層が6000-7000年経過していることは、当時の海岸線の最内陸部であったことを示している(Fig. II .4)。また、海成粘土(US)と泥炭が交互に堆積し、明らかな層構造がみられた。海成粘土中にはパイライトが含まれており、それは有機物が海水起源の硫酸イオンを得て生成されるものである。すなわち、USはマングローブの存在を示すものであり、海岸線の後退によってマングローブから淡水性の植物相へ遷移して泥炭湿地林が成立したことの裏付けとなる。また、泥炭と海成粘土の層構造が複数みられるのは、海水準の上昇および下降を繰り返すなかで現在のTo Daeng泥炭湿地林が形成されたことを示している。

II-1.4 観測地の生態的特徴

①泥炭湿地林

To Daeng泥炭湿地林(北緯 $6^{\circ} 4' 30''$, 東経 $101^{\circ} 58' 20''$ 、海拔8m)はマレーシアとの国境の都市Sungaikolokから北に約5kmに位置する。この森林は未開発の原生林であり、現在は保存林として保護されている。林内にはFig. II.5に示すように1.5kmに及ぶ木道が設置されており、泥炭湿地林研究あるいは自然観察に利用されている。この木道は保存林指定地であることを考慮の上、樹木を伐採することなく建設されたものである。本論で対象とした泥炭湿地林内に設けた60m×60mの調査区には、胸高直径(DBH)10cm以上の立木が259本(719本/ha)あり、それらは17科26属31種に分類された³⁴⁾³⁵⁾(Table II.1)。樹冠はFig. II.6に示すように、水平方向に連続しうっ閉しているが、所により倒木によると思われる大きな空間が開かれている。また、樹冠の垂直分布はFig. II.7に示すように、樹冠分布が2~27m(最頻階級値20m)である*Ganua motleyana*が群落上層部を構成し、中下層部は主に樹冠の垂直分布が3~21m(最頻階級値11m)である*Eugenia tumida*が優占しており、この2種で個体数および胸高断面積とも全体の約50%を占めていた。樹冠表面の平均高さは約25mで、DBH10cm以上の群落構成樹木の平均樹高は約17mであった。また、地上部のバイオマス量は245 t乾物 ha⁻¹(以下、tDW ha⁻¹と略す)と推定された。林床には常時湛水が見られるものの、その水深は降水量によって5cmから90cmの範囲で変化していた。群落を構成するいくつかの樹木の単葉における正味光合成速度をFig. II.8に示す。いずれも、日射量の最高点の約5分の1で光飽和に達し、その値は0.5~0.7 gCO₂ m² hr⁻¹であった。このように、少ない日射量で光飽和に達する原因は、泥炭湿地林の植物群落がその成立以来1000年以上にわたり、人為的な攪乱を経験しておらず、植物群落が極相状態にあると考えられ、その構成樹種が陰樹であるためと考えられる。

②二次林

Bacho湿地の二次林は、1970年代以降の泥炭湿地林伐採および湛水排水後に放置されるなかで形成されたもので、北緯 $6^{\circ} 30' 22''$, 東経 $101^{\circ} 44' 42''$ に位置している。ここには不完全ながら排水路が建設されており、1995年8月から1996年7月の期間では、乾季の最終月にあたる4月に地下水位がもっとも低くなり約-60cmであった。一方、1995年11月~12月の雨季には最大60cmの湛水が見られた。この地域は伐採後も火災等で焼失を繰り返しており、1993年3月には全面的に焼失した。その後、植生の回復が進んでいるが、植生は唯一高木になる*Melaleuca cajuputi*が優占し、その平均樹高は1997年4月で約2.5mであった。林床には低木の*Melastoma malabathicum*および*Eleocharis spiralis*、*Blechnum indicum*、*Scleria sumatrensis*等数種の草本植物が繁茂するのみで、泥炭湿地林と比較して極めて単純な植生となっ

ている。草本植物の平均草高は約1.3mであった。1997年4月に測定した地上部のバイオマス量は約12.0 tDW ha⁻¹、根系を含む全バイオマス量は17.6 tDW ha⁻¹であった。群落を構成する植物の単葉における正味光合成速度をFig. II.9に示す。木本植物である *Melaleuca cajuputi* は日射の最高点の約2分の1で光飽和に達していた。その値は1.5 gCO₂ m² hr⁻¹であり、泥炭湿地林の構成樹種の2倍ないし3倍の光合成能力を持っていた。3種の草本植物は明確な光飽和が見られなかった。特に、*Scleria sumatrensis* は光合成能力が最も高く、日射の最高点まで光合成速度が増加し続けており、C₄植物であると予想される。

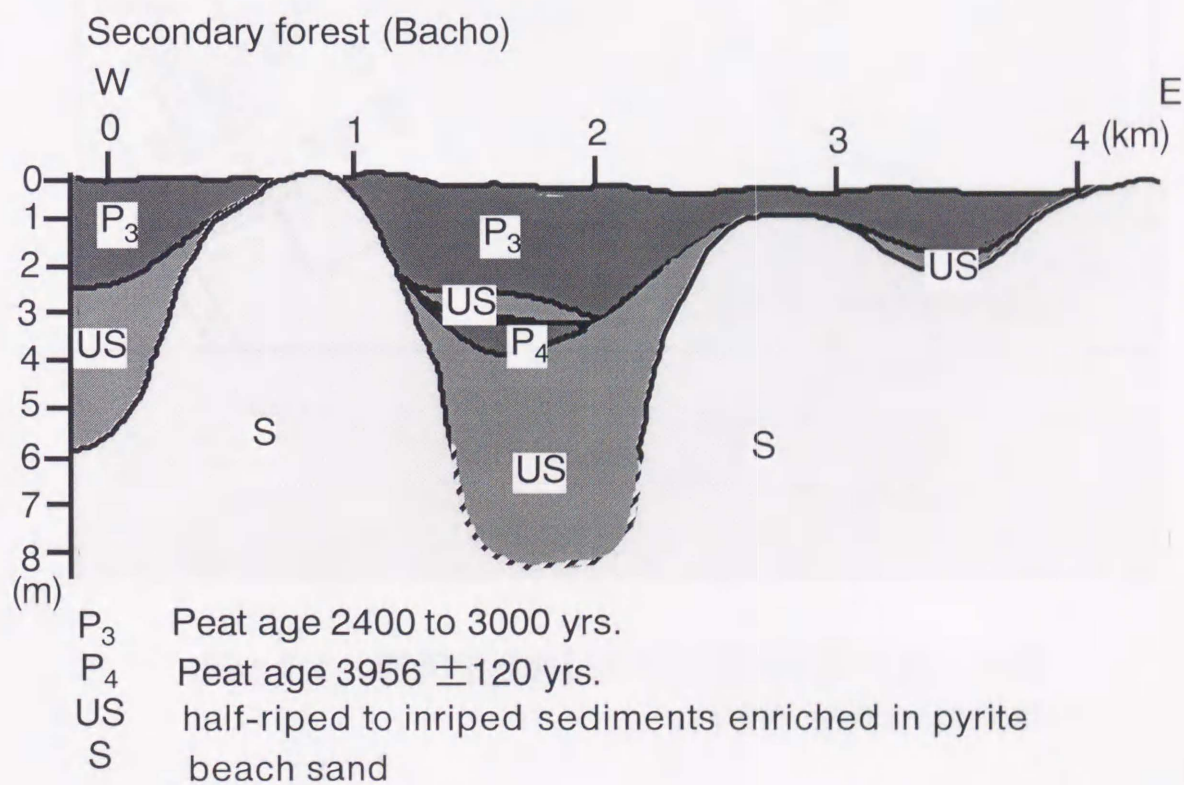
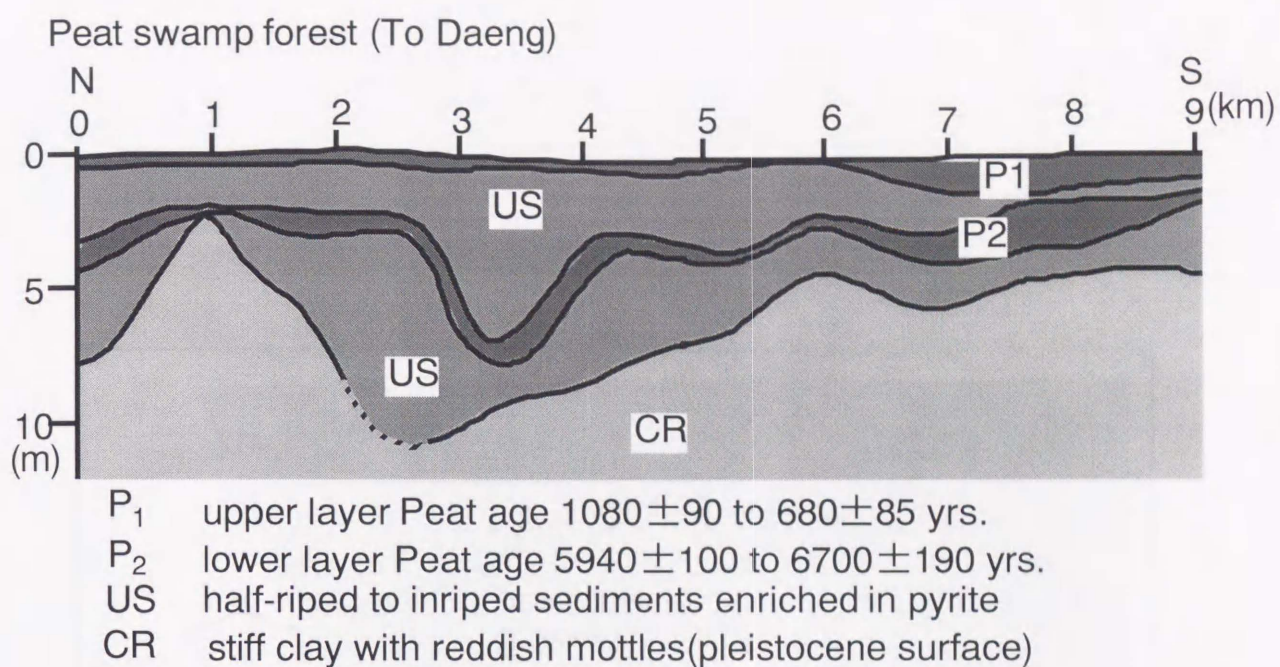


Fig. II.4 両観測地における土壌断面³¹⁾

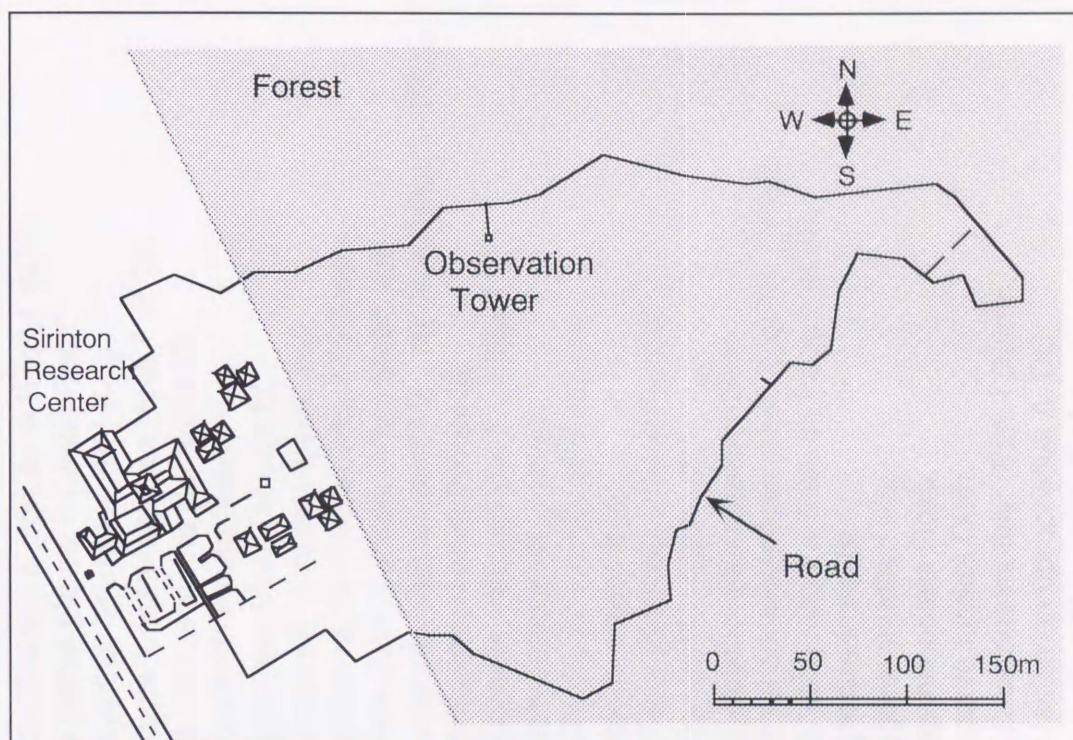


Fig. II.5 泥炭湿地林における観測塔の位置と木道
(山路・吉野からの私信)

Table II.1 泥炭湿地林の構成樹種³⁴⁾

科.No.	科	属.No.	種	略称
1	ANACARDIACEAE	1	Camposperma coriaceum (Jack) Hall.f. ex Steen.	CAC
2	ANNONACEAE	2	Goniothalamus giganteus Hook.f. et Th.	GOG
		3	Polyalthia glauca (Hassk.) Boerl.	POG
			Polyalthia lateriflora (Bl.) King	POL
		4	Xylopius fusca Maing. ex Hook.f. et Th.	XYF
			Xylopius malayana Hook.f. et Th.	XYM
3	BOMBACACEAE	5	Neesia malayana Bakh.	NEM
4	DIPTEROCARPACEAE	6	Vatica pauciflora (Korth.) Bl.	VAP
5	EUPHORBIACEAE	7	Baccaurea bracteata Muell. Arg	BAB
		8	Blumeodendron kurzii (Hook.f.) Smith	BLK
		9	Macaranga pruinosa (Miq.) Muell. Arg.	MAP
6	GUTTIFERAE	10	Calophyllum teysmannii Miq. var. inophylloide (King) St	CAT
7	ICACINACEAE	11	Stemonurus secundiflorus Bl.	STS
8	LAURACEAE	12	Endiandra macrophylla (Bl.) Boerl.	ENM
		13	Litsea costata (Bl.) Boerl.	LIC
		14	Nothaphoebe coriacea Kosterm.	NOC
9	LEGUMINOSAE	15	Dialium patens Bak.	DIP
10	MELIACEAE	16	Aglaia rubiginosa (Hiern) Pannell	AGR
		17	Chisocheton patens Bl.	CHP
		18	Sandoricum beccarianum Baill.	SAB
11	MYRISTECACEAE	19	Horsfieldia crassifolia (Hook.f. et Th.) Warb.	HOC
		20	Myristica elliptica Wall. ex Hook.f. et Th.	MYE
			Myristica iners Bl.	MYI
12	MYRTACEAE	21	Eugenia mudlleri Miq.	EUM
			Eugenia oblata Roxb.	EUO
			Eugenia tumida Duth.	EUT
13	PODOCARPACEAE	22	Podocarpus motleyi (Parl.) Dumm.	POM
14	ROSACEAE	23	Parastemon uprophyllus A. DC.	PAU
15	RUBIACEAE	24	Ixora grandifolia Zoll. & Mor.	IXG
16	SAPOTACEAE	25	Ganua motlayana Pierre ex Dubard	GAM
17	STERCULIACEAE	26	Sterculia bicoior Mast.	STB

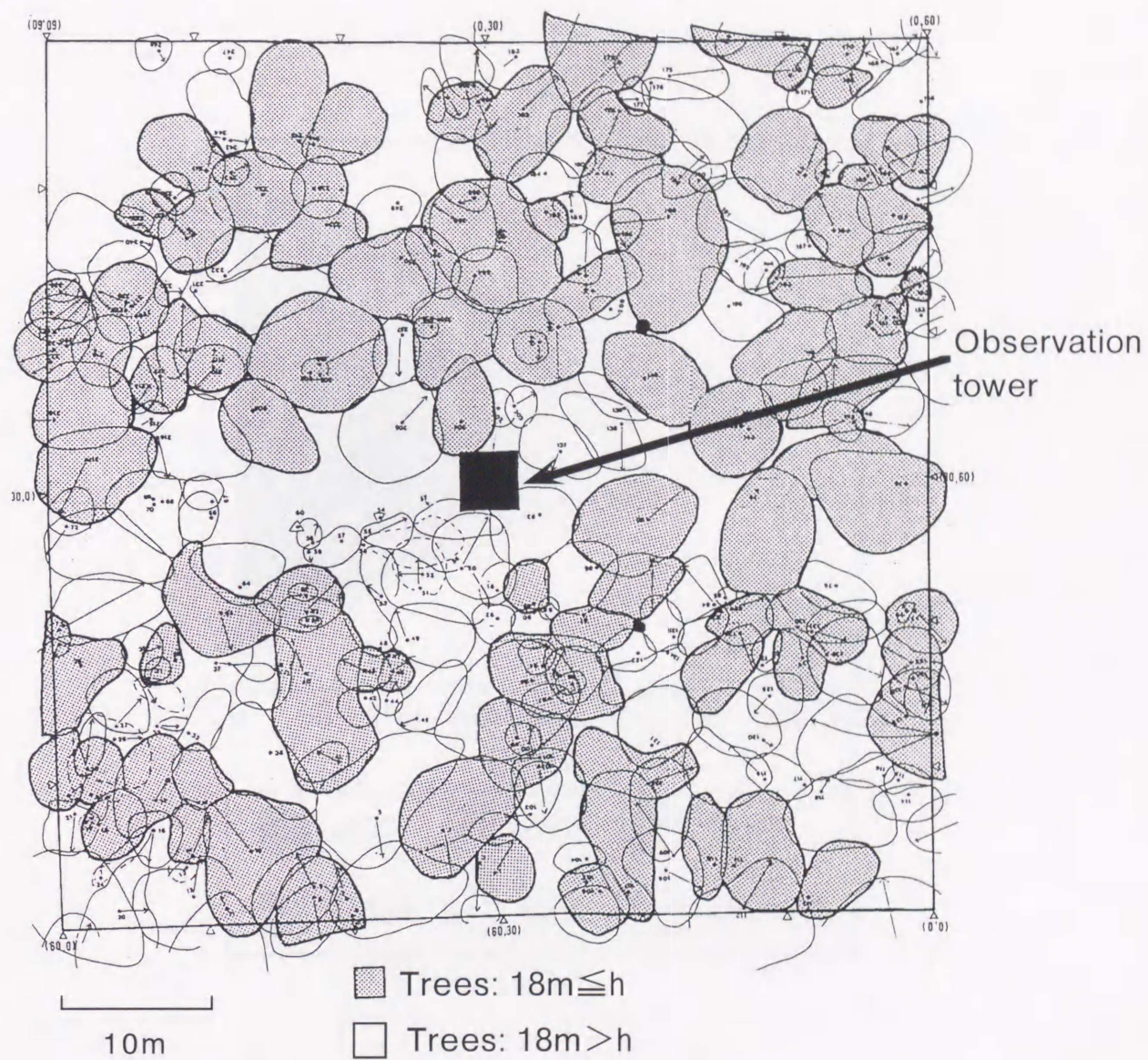
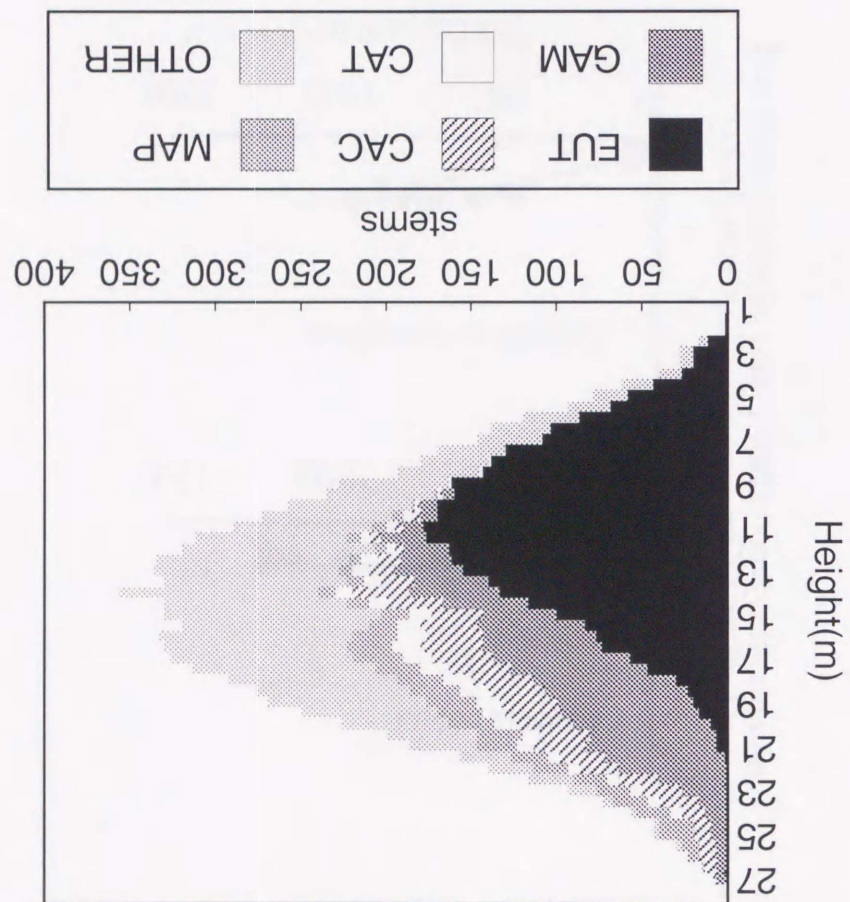


Fig. II.6 泥炭湿地林における樹冠投影図³⁴⁾

Fig. II.7 泥炭湿地林における樹冠葉層の鉛直分布³⁴⁾



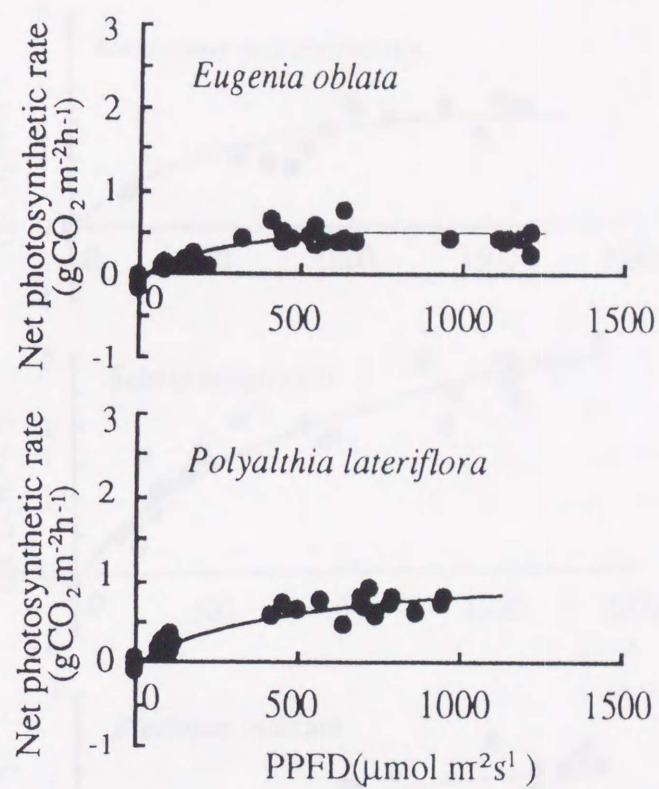


Fig. II.8 泥炭湿地林構成樹種の単葉の正味光合成速度³⁶⁾

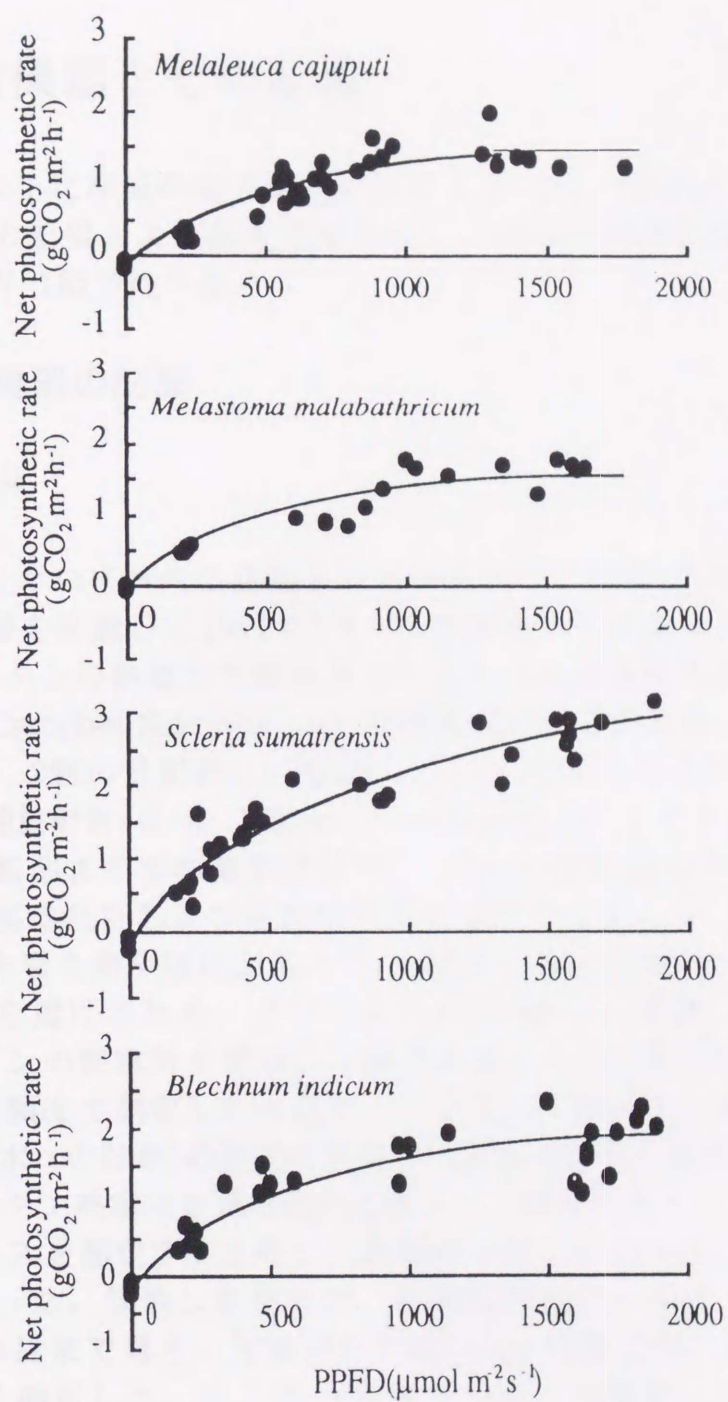


Fig. II.9 二次林構成樹種の単葉の正味光合成速度³⁶⁾

II-2 観測機器とその配置

本論では、以下に微気象的方法による熱フラックスやCO₂フラックスの観測に用いた観測機器の配置および測定方法を示し、積み上げ法による炭素収支構成要素の観測方法はIV-1節で述べる。

II-2.1 観測機器の配置

1) 泥炭湿地林

泥炭湿地林において林内に建設されている38mの観測塔(写真1)に、Fig. II.10のように観測機器を配置して1993年8月から連続微気象観測を行った。乾湿球温度は銅-コンスタントンの熱電対を測温部とする手製の通風乾湿計を使用し、三杯風速計(03101-5、Campbell Scientific, Inc.)は通風乾湿計と同高度に設置した。日射量と反射日射量は、2個の日射計(LI-200SZ、Li-COR, Inc.)をそれぞれ上向きと下向きに取り付け、純放射計(Q-6、Campbell Scientific, Inc.)とともにタワー最上部(38m)で測定した。転倒ます型雨量計(TE525、Campbell Scientific, Inc.)はタワー頂上に設置した。通風乾湿計および超音波風速計はタワーから3~4m離し、タワーによる風の乱れの影響を最小限に抑えた³⁷⁾。日射計と純放射計はタワーによる反射や長波放射の影響を避けるため、タワーより約3m離して設置した。水温の測定は銅-コンスタントンの熱電対を使用して泥炭表面より5cmおよび20cmで行い、月に1度ないし2度の頻度で測定した水位データを用いて湛水中への貯熱量を計算した。林内貯熱量(樹木への貯熱)の測定に不可欠な樹温は林内の樹木の高さ2mの位置に、銅-コンスタントン熱電対を深さ2cmに挿入して測定した。

CO₂フラックスを測定するために、観測塔基礎より31.6mと28.6mの2高度から空気の採取を行った。採取した空気は、軟質塩化ビニールチューブ(外径8mm内径4mm)で観測小屋まで導き、差動型赤外線CO₂分析計(ZRF、Fuji Electric Co., Ltd.)でCO₂濃度差を測定した。ここで、2高度から別々に採取した空気は、吸い込み口から分析計までの配管長を等しくそろえ、濃度差測定に時間的なずれが生じることを避けた。また、配管長が30m程度あるため濃度の変動が減衰する³⁸⁾ことに加え、配管途中に20のバッファを設けているため採取した空気が十分攪拌され、細かな濃度変動が平滑化された状態で分析計に入力されていると考えられる。また、シングルセルのCO₂濃度計(ADC、Simazu Co., Ltd.)を用いて、CO₂濃度の鉛直分布を測定した。このとき、林内外6高度から採取した空気を、軟質塩化ビニールチューブ(外径8mm内径4mm)で観測小屋まで導き、手製の切り替え機を用いて順次CO₂濃度を測定した。以上の項目は、10秒間隔で測定し30分間の平均値を求めた。こ

うした測定、計算及び記録にはデータロガー(CR21X、Campbell Scientific, Inc.)を用いた。なお、CO₂濃度測定時の除湿システムおよび分析計の校正法についてⅡ-2.2節で詳述する。

1995年8月より渦相関法による顕熱フラックスの連続観測を行った。本測定法による解析に必要な、鉛直風速と気温の測定は超音波風速計(TR41、Kaijo Co., Ltd.) (写真2)で行った。また、定速渦累積法によるCO₂フラックス測定に必要な超音波風速計(CA27、Campbell Scientific, Inc.)および、ガスサンプリングシステムは28.6mの高度に設置した。落雷の誘導電流による観測機器の故障を防ぐために、観測小屋内の全測定機器のアースをとるとともに、超音波風速計センサー部から超音波風速計コントローラ(観測小屋内に設置)間の配線をアルミの角材やアルミネットで囲った。超音波風速計による測定はいずれも5Hzで行い、長周期の変動による影響を避けるため10分ごとに両者の共分散を計算し、その30分ごとの平均から顕熱フラックスあるいはCO₂フラックスを求めた。こうした測定、計算及び記録にはデータロガー(CR21X、Campbell Scientific, Inc.)を用いた。なお、定速渦累積法の測定システムについてⅡ-2.3節で詳述する。

2) 二次林

二次林では1995年8月より同様の観測機器を4mの観測塔(写真3)に配置し連続観測を行った(Fig. Ⅱ. 11)。泥炭湿地林とほぼ同様の観測項目の測定を行ったが、異なるのはCO₂濃度の鉛直分布および樹温の測定を行っていないこと、地温を測定するために深さ2cmに銅-コンスタントンの熱電対を設置していること、および、地中伝導熱量を測定するために土壤中深さ2cmに熱流板(CN-81、Eiko Co., Ltd.)を埋設している点である。水温は湛水のある期間のみ測定し、ときどきの水位に応じた位置で測定した。水位の測定は泥炭湿地林に同じく、月に1度ないし2度測定した。データロガーやCO₂分析計等はステンレス製の観測箱内に密封することによって、湿度、気温および日射の影響を抑えた。観測箱は業務用冷蔵庫を改造したもので、観測塔から約25mの位置に設置した。観測箱内のCO₂分析計やポンプが発熱するためクーラーを取り付けた。また、落雷による機器の故障を防ぐため、観測箱のアースをとるとともに、観測塔-観測箱間の全ての配線をアルミネットで囲い、観測塔から観測箱まで電位差が生じないようにした。



写真1 泥炭湿地林の観測塔

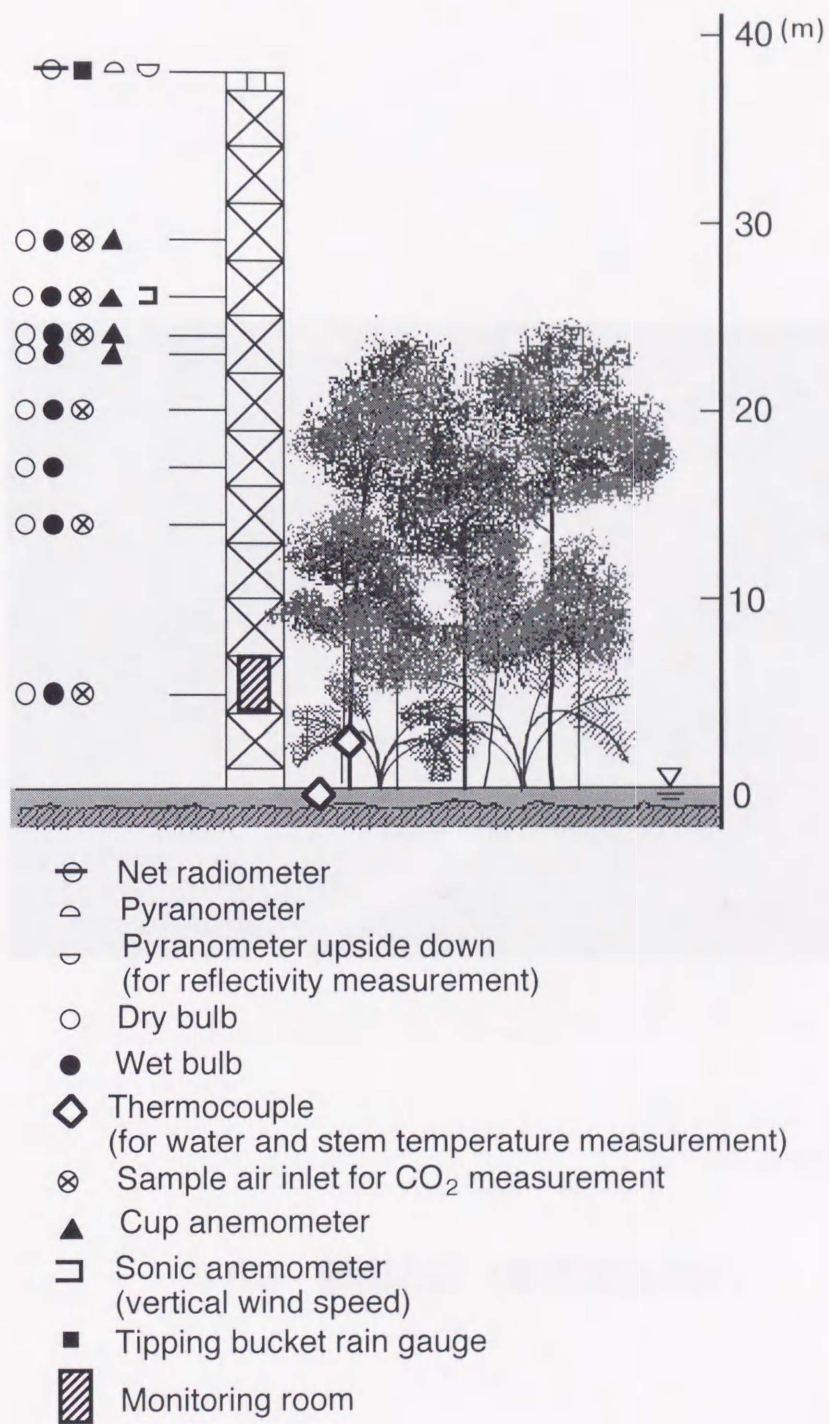


Fig. II.10 泥炭湿地林における観測機器の配置

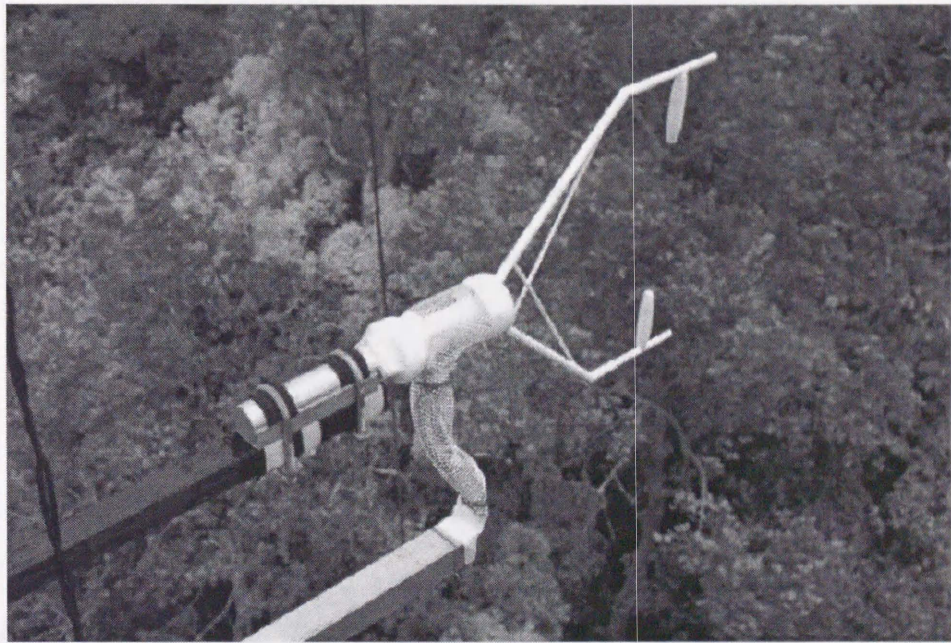


写真2 観測機器（超音波風速計）

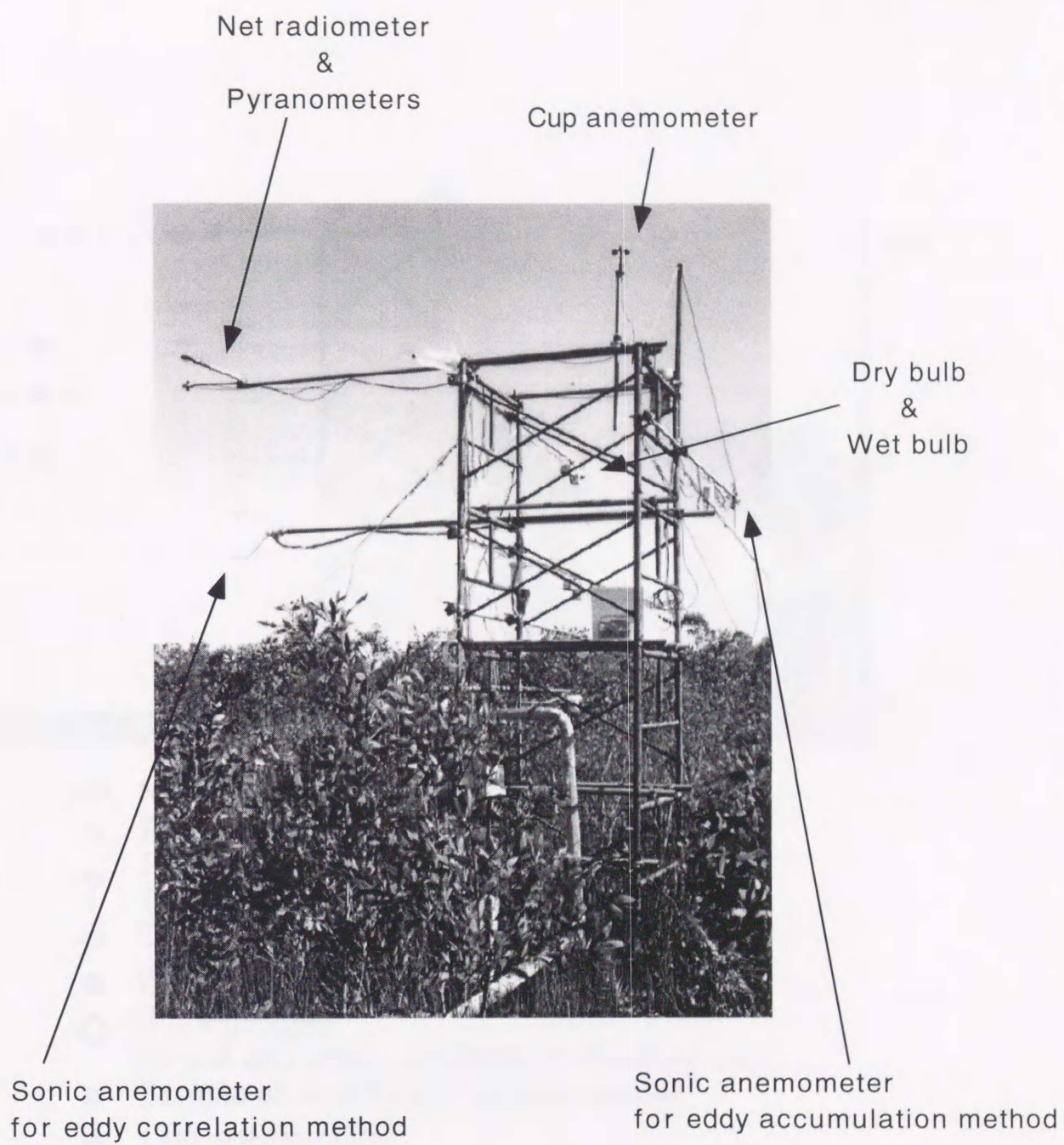


写真3 二次林の観測塔

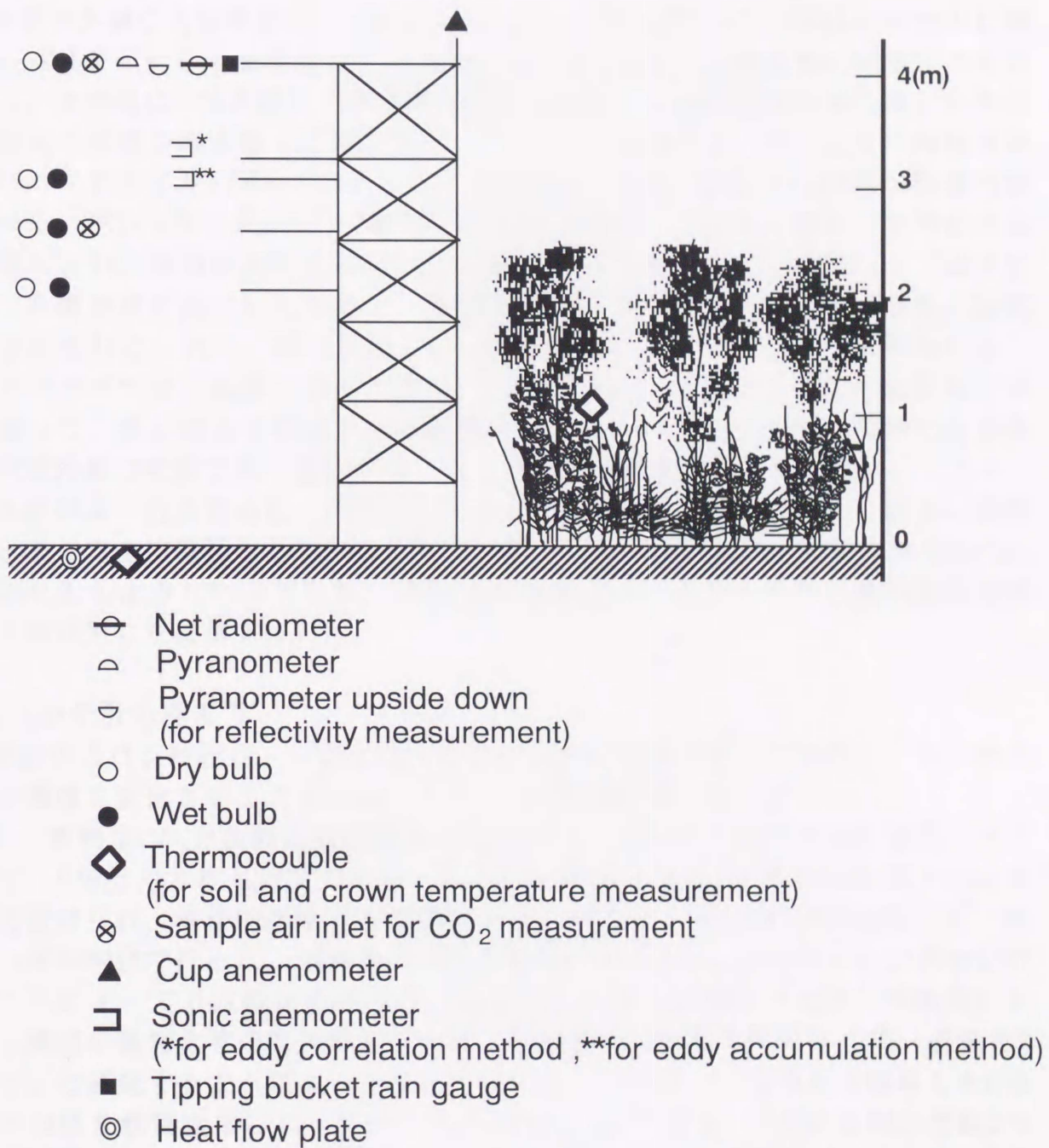


Fig. II.11 二次林における観測機器の配置

II-2.2 CO₂濃度差測定システム

①試料空気の除湿³⁹⁾

差動型赤外線CO₂分析計は、2高度から採取した空気をそれぞれ別々のセルに導き、赤外線を照射して試料空気の赤外線透過率の差からCO₂濃度差を測定するものである。水蒸気はCO₂と同じく赤外線を吸収するため、試料空気をあらかじめ除湿し水蒸気の影響を取り除く必要がある。そこで、Fig. II.12に示すように冷蔵庫およびパーマドライヤ(ZBJ02502-72P、Fuji Electric Co.,Ltd.)の2段階の除湿行程を設けた。ポンプ(0.5 l min⁻¹)で吸引した試料空気は、はじめに観測小屋内の冷蔵庫に導入され、冷蔵庫内に取り付けた銅製パイプを通過する。銅製パイプは中空パイプを螺旋状に加工したもので、冷蔵庫通過時には試料空気中の水蒸気が結露して除去される。次に、第二段階として試料空気はパーマドライヤに導かれる。パーマドライヤは二重管になっており、内管は接触する内外の空気の水蒸気圧勾配に従って、水分のみを通過させる性質を持っている。内管内側に試料空気を通し、内管外側に乾燥空気を通気することで試料空気を除湿するものである。なお、除湿を効率よく行うために、内管には0.5kgf cm⁻²の圧力を加えている。以上の除湿過程を経て完全に乾燥した空気は、フィルターで微小な夾雑物を除去した後にCO₂分析計に入るようになっている。分析後の空気はパーマドライヤに通す乾燥空気として再利用した後排気される。

②CO₂分析計の校正⁴⁰⁾

分析計のスパン校正は、一方のセル内の空気を注射器を用いて加圧し、見かけ上のガス濃度を変化させることによって行い、現地調査時に行った。

また、差動型CO₂分析計は測定原理上2つのセルに同じCO₂濃度の空気を導いたときには、0が出力されるはずである。しかし、現実には0点のずれが生じることが多々見受けられ、補正(0点校正)が必要となる。そこで、本研究では0点校正を一時間に一度の割合で行った。理想的には既知濃度のガスをCO₂分析計の2つのセルに流すことによって0点校正を行うが、長期にわたる自動観測ではガスの補充やシステム構成の複雑化等の問題があるため、既知濃度のガスの代わりに同一空気を2つのセルに通気することによって校正を行った。これは、一カ所から採取した0点校正用空気を軟質塩化ビニールチューブ(内径4mm)で導き、2方に分割した後2つのセルに導入して0点校正を行うものである(Fig. II.13および写真4)。2高度のCO₂濃度差測定ガスと0点校正用ガスの切り替えは電磁弁(3PB210-08-S,CKD Co.)で行った。電磁弁の制御はデータロガーの5V信号で、電磁弁用DC12V電源を介するリレー(G3TB-ODX03P,Omron)のスイッチングをして行った。電磁弁は、毎時30-50分まで作動し、その間0点校正用ガスが吸引される。電磁弁が作動していない毎時50分から次の時間の30分までは、2高度のCO₂濃度差測定ガスが吸引される。ただし、

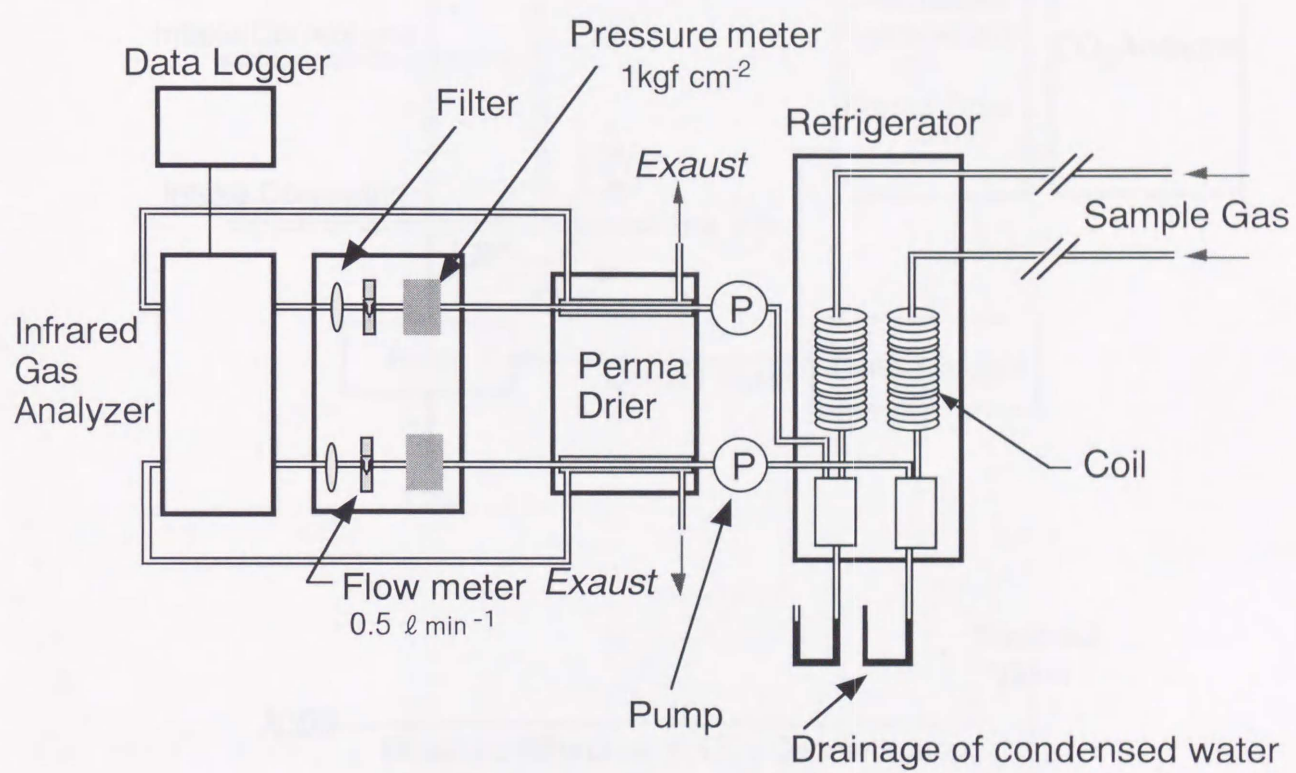


Fig. II.12 CO₂濃度差測定システム³⁹⁾

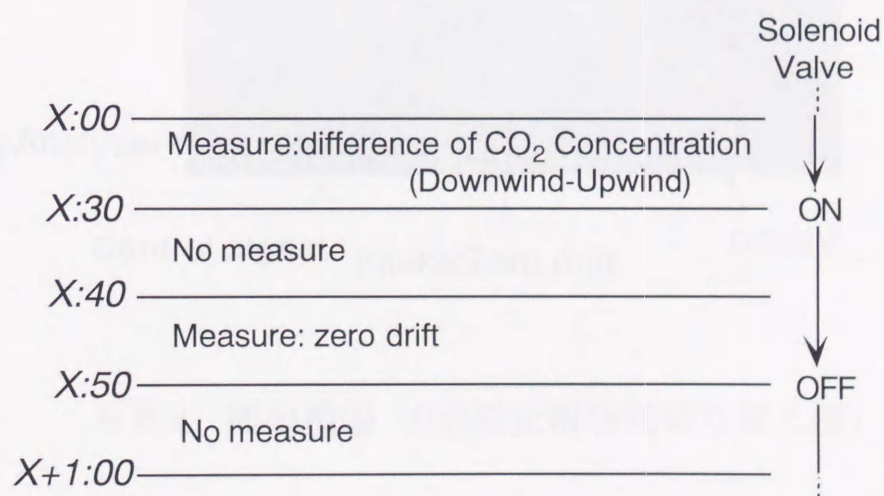
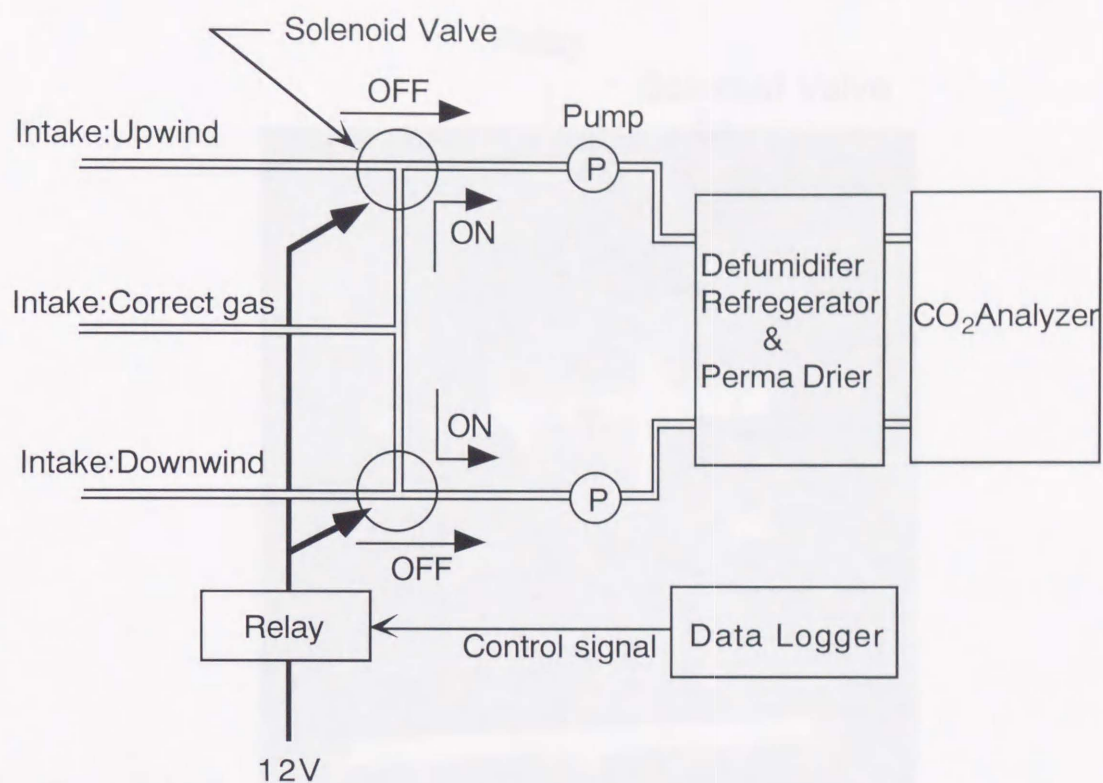


Fig. II.13 ゼロ点校正用の配管およびタイムテーブル⁴⁰⁾

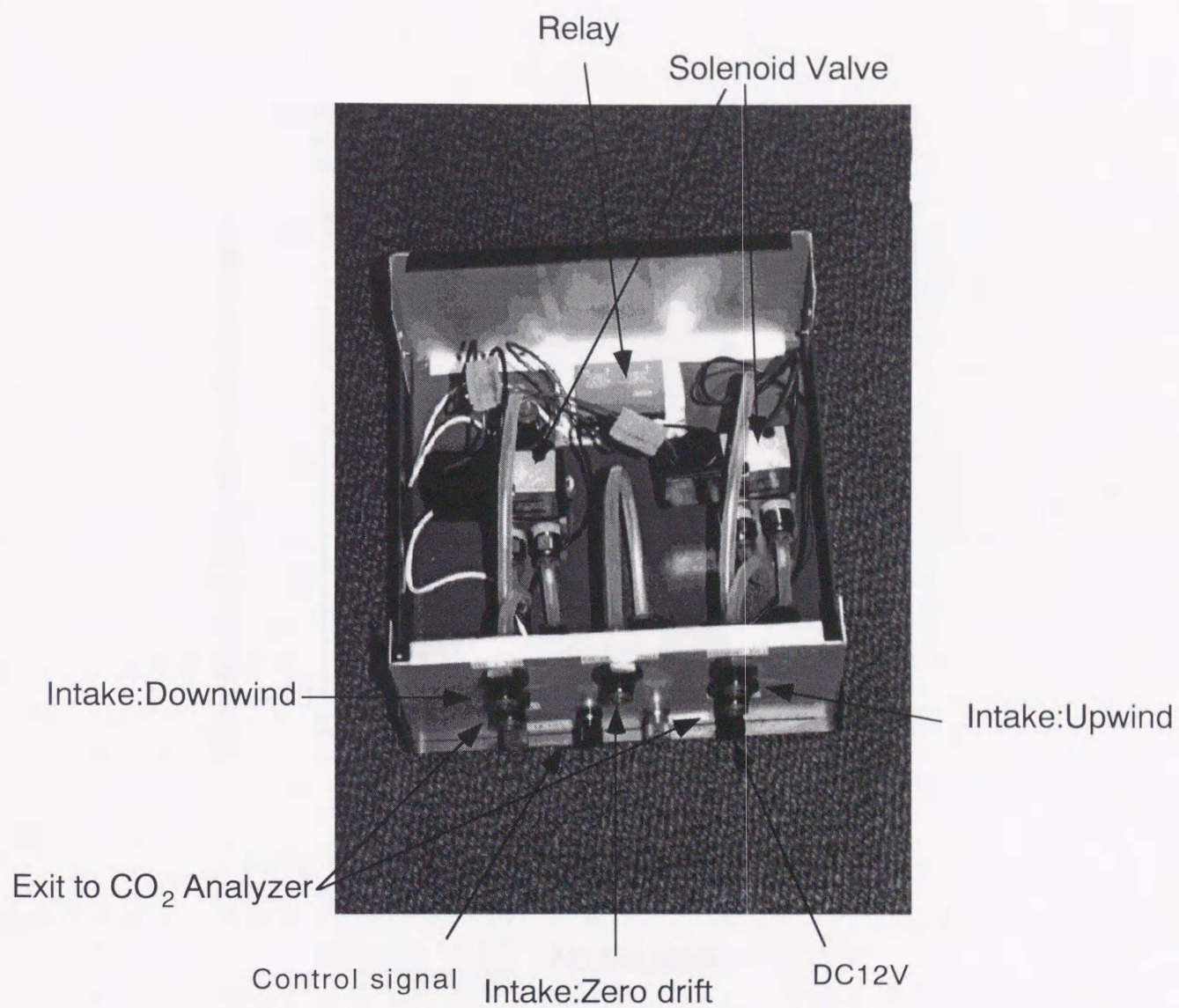


写真4 観測機器 (0点校正用空気切り替え機)

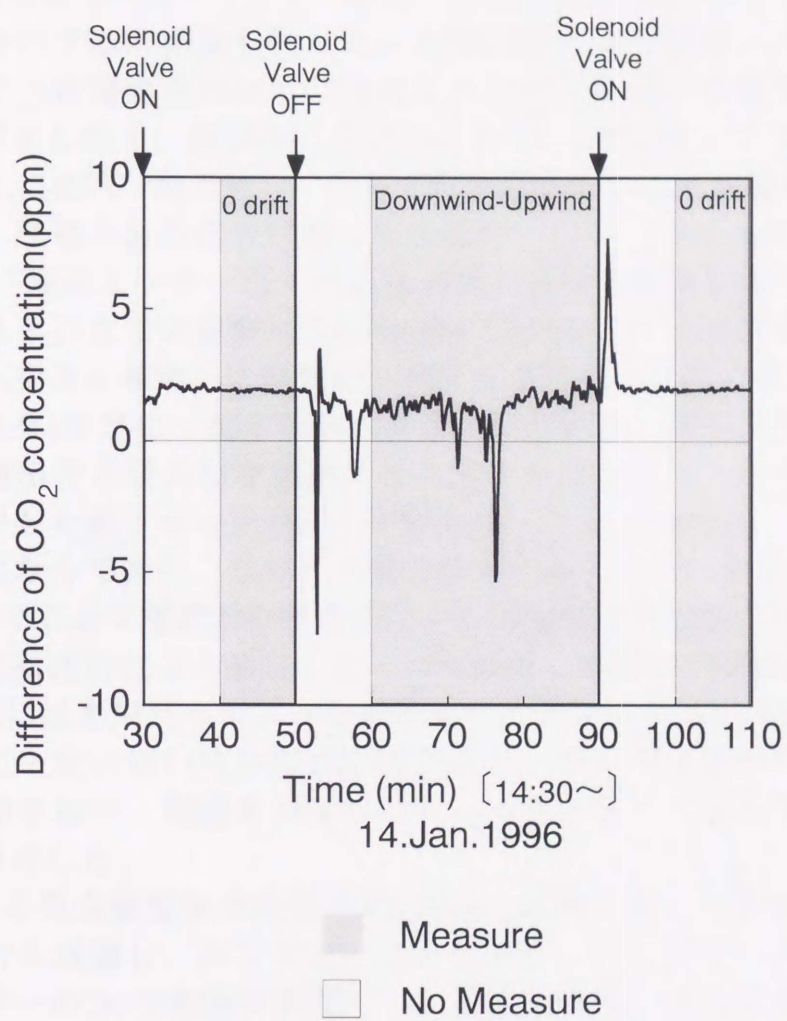


Fig. II.14 0点校正値測定例⁴⁰⁾

II-2.3定速渦累積法によるCO₂フラックス測定システム⁴¹⁾⁴²⁾⁴³⁾

定速渦累積法によるCO₂フラックス測定は観測機器の制約から自動化はできないため、現地に赴いて適時観測を行った。本測定法による測定システムの概念図をFig. II.15に示す。定速渦累積法では上向きおよび下向きの空気を別々にサンプリングする必要があるため、電磁弁(339, Angar Scientific)とサンプリングバック(テドラーバッグ20ℓ, 三商)を2組用意し、それぞれを内径2mmの軟質塩化ビニールチューブで配管した。風速の鉛直成分は超音波風速計(CA27, Campbell Scientific, Inc.)で測定し(写真5)、風速センサー近くに空気の吸い込み口を取り付けるとともに、電磁弁から吸い込み口までの配管に内径1mmのシリコンチューブを用いることで、風速を測定した空気と採取した空気が一致するよう心がけた。ポンプ(MP-15CF, 柴田科学機器工業)は常に一定の吸い込み強さで作動し、風の上向きあるいは下向きに応じて、電磁弁の吸入口を開閉させて別々のサンプリングバッグに空気を採取した。電磁弁を作動させるための12V電源は、リレー(MY4N, Omron)を介して入力するようになっており、リレーを風の向きに応じてデータロガーの5V信号でスイッチングすることで電磁弁の制御を行った(電磁弁制御回路をFig. II.16に示す)。これら、超音波風速計による測定、データの記録、電磁弁の制御は5Hzで行った。なお、12V電源には車用バッテリーを流用した。また、ポンプへの過負荷および電磁弁の開閉時に一定の吸い込み強さを保つため、サンプリングバッグから電磁弁へ帰還する回路を設け、電磁弁が閉じているときはサンプリングバック内の空気が循環するようにした。

システム全体を泥炭湿地林では28.6mの高度に配置した。二次林では3.1mの高度に超音波風速計を設置し、コントローラ、ポンプ、バッテリーおよびサンプリングバッグはタワーの2mの位置に配置して、風を乱さないように注意した。また、コントローラ、ポンプおよびバッテリーは発泡スチロール製の容器に納め、日射や雨から保護した。両観測地とも、センサー部はタワーより3m離して設置し、タワーによる風の乱れの影響を最小限に抑えた。

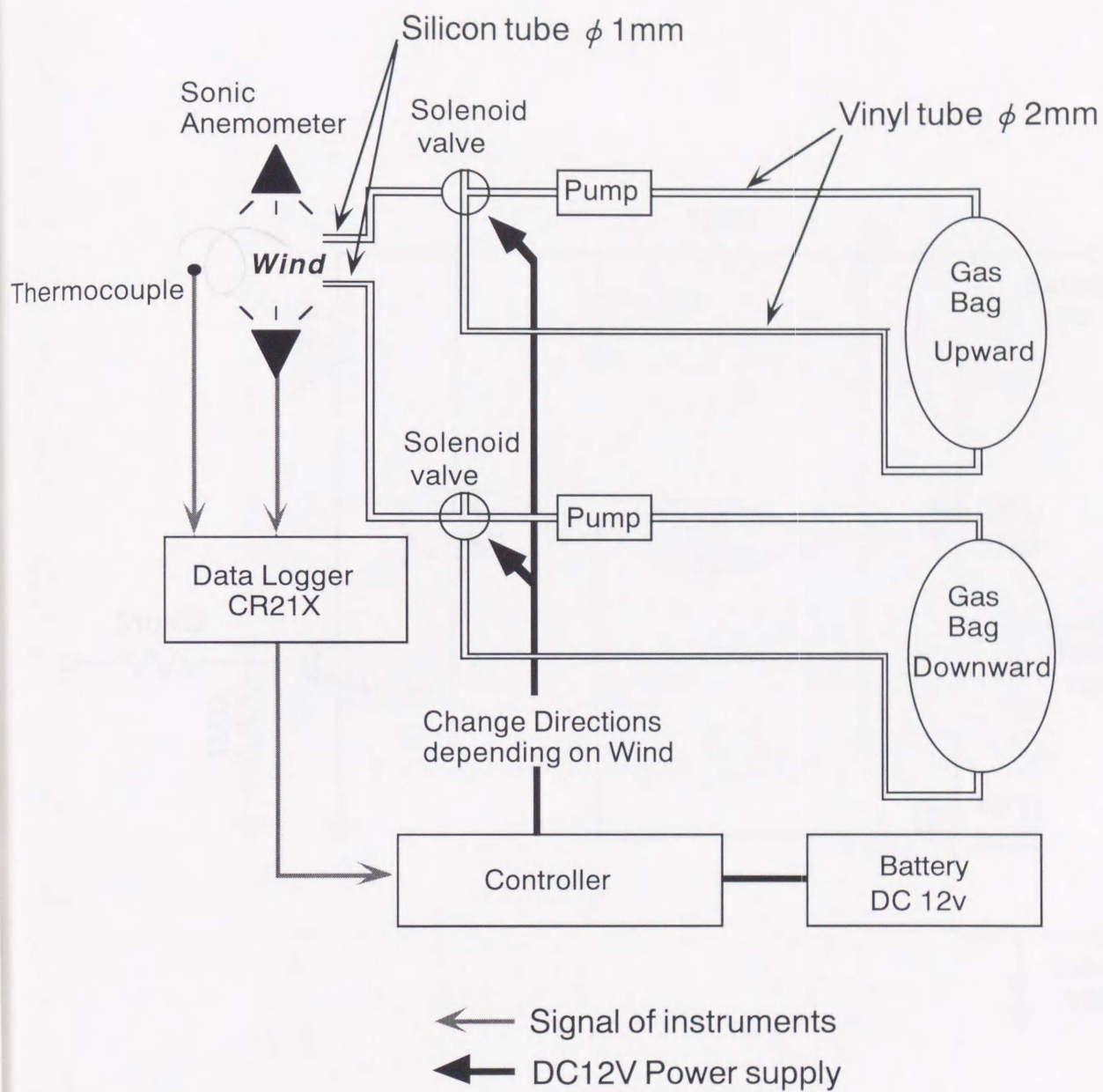


Fig. II.15 定速渦累積法による観測システム⁴³⁾

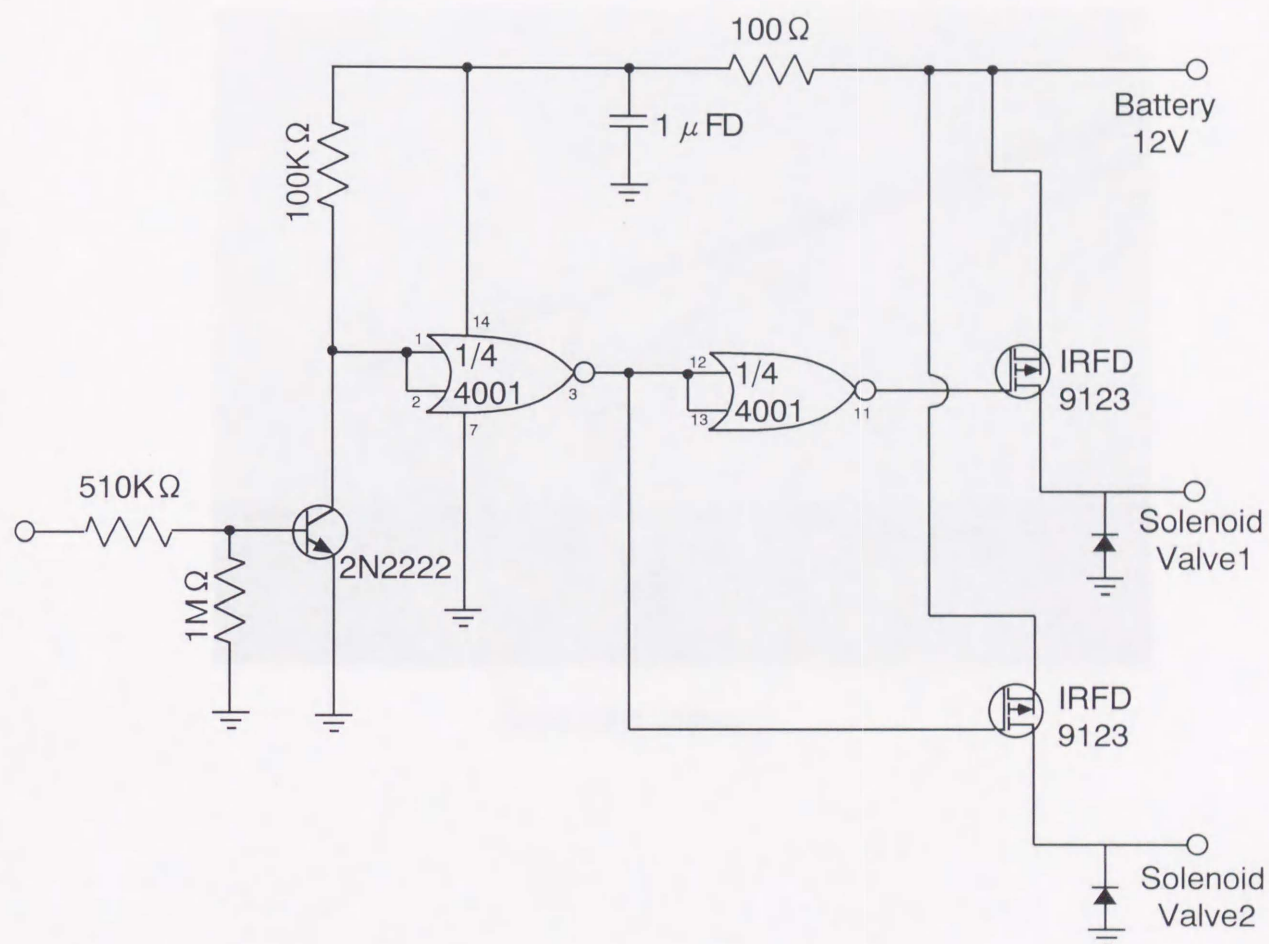
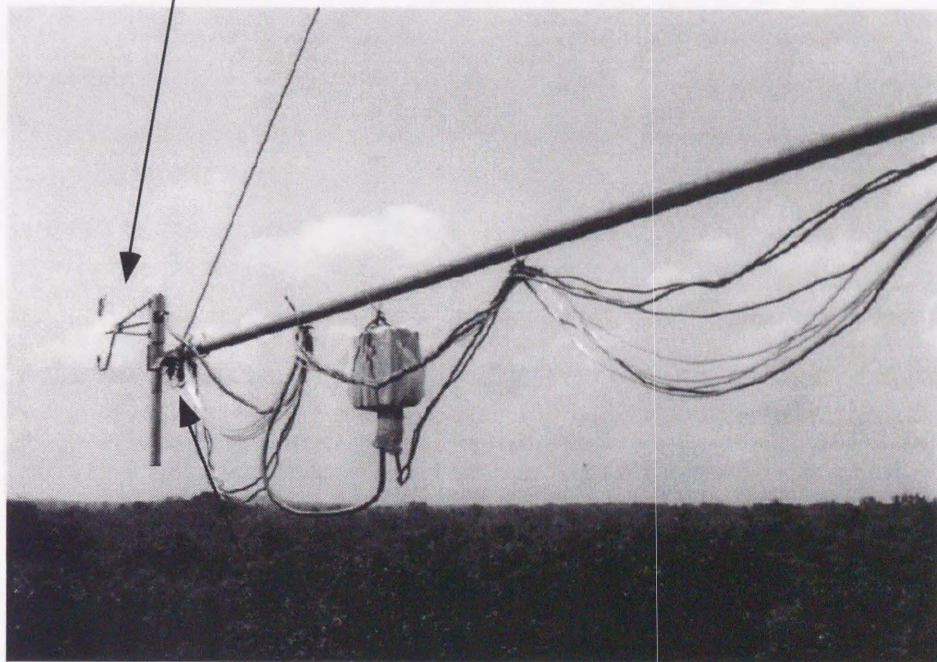


Fig. II.16 電磁弁コントローラ回路図⁴¹⁾

Sonic anemometer



Solenoid valve

写真5 観測機器（定速渦累積法用超音波風速計）

Ⅲ-1 放射収支および熱収支の解析方法

Ⅲ-1.1 放射収支項の解析方法

放射収支の概念図をFig.Ⅲ.1に示す。短波放射は約6000Kの太陽表面より放射される日射量(R)および地表面における R の反射量(R_{ref})から構成される。ここで、日射量に対する反射量の割合がアルベドである。また、長波放射は約300Kの地球上の物体より射出される放射であり、地表面から上向きに射出される放射(L_g)と大気中の塵や水蒸気から下向きに射出される大気放射(L_a)から構成される。短波放射と長波放射の収支の残差が地表面が正味に得るエネルギー、すなわち純放射(R_n)となる。放射収支は(1)式で示される。

$$R_n = R - R_{ref} + L_a - L_g \quad (1)$$

本研究では、放射収支要素のうち R_n 、 R および R_{ref} を実測した。アルベドの計算には各日における7時から17時の R および R_{ref} を用い、それらの積算から日平均、月平均および年平均アルベドを求めた。二次林は植物群落の密度が疎であり、主な受熱面が地表面と考えられることから、 L_g を地表面温度より計算した。泥炭湿地林における L_g は、平均樹高と同高度の気温より計算した。ここで、本来は受熱面となる樹冠表面の平均温度から求めるべきであるが、その連続測定は困難であるため平均樹高と同高度の気温で代用した。

そこで、 L_g の計算に平均樹高と同高度の気温を用いることに起因する誤差について検討する。絶対温度 $T(K)$ の物体より射出される長波放射量(L)は(2)式で示される。

$$L = \varepsilon \sigma T^4 \quad (2)$$

ε 、 σ はそれぞれ射出率、ステファン・ボルツマン定数($5.670 \times 10^{-8} \text{W m}^{-2} \text{K}^{-4}$)である。ここで、 T を平均樹高と同高度の気温、 ΔT を樹冠表面の平均温度との誤差温度とすると、樹冠表面の平均温度は $T + \Delta T$ となる。このとき、真の長波放射量(L_r)は(3)式で示される。

$$L_r = \varepsilon \sigma (T + \Delta T)^4 \quad (3)$$

ここで、日中の ΔT は樹冠表面の葉が日射を受けて周囲の気温より高くなるためプラスの値をとる。逆に夜間は葉の放射冷却のために周囲の気温よりも低くなり、

マイナスの値をとる。乾季晴天日(1997年4月)に樹冠の表面温度および樹冠と同高度の気温を観測し両者を比較検討した。その結果は、日中の ΔT が最大で $+2^{\circ}\text{C}$ 、夜間が最大 -0.6°C であり、平均樹高の気温を用いることによって生じた誤差は、日中に最大5%の過小評価、夜間に最大2%の過大評価となった。一日の合計では日中の過小分と夜間の過大分が相殺されるため、0.077%の過小評価にとどまった。このことから、泥炭湿地林における上向き長波放射量の推定に、平均樹高と同高度の気温を用いても差し支えないものと考えられる。なお、各群落の射出率 ε は0.98を使い⁴⁴⁾、樹冠の表面温度の測定は樹冠表面の葉の裏面に熱電対の測温部を接着させて行った。

大気放射量 L_a は、(1)式において、それ以外の放射収支要素の残差として求めた。また、 R_n 、 R 、 R_{ref} の実測値から、上向き長波放射量と大気放射量との差($L_g - L_a$)で定義される有効放射量を求めた。

Ⅲ-1.2 熱収支項の解析方法

熱収支解析は渦相関法による顕熱フラックス測定を基本とし、データ欠測期間はボーエン比法の測定で補った。ここで、熱収支は概念的にFig.Ⅲ.1のかたちで示される。地表面が正味に得るエネルギーが純放射(R_n)であり、(1)式における短波放射、長波放射それぞれの収支の残差である。純放射(R_n)が潜熱(ℓE)、顕熱(H)および貯熱(S)の各項に分配される。ここで、貯熱項(S)は群落構成植物の温度を上昇させる熱量すなわち林内貯熱量(Q)、および土壌あるいは湛水中に蓄えられる熱量すなわち地中伝導熱量(G)の合計量である。これら熱収支を式で示すと(4)式になる。

$$R_n = H + \ell E + S, S = G + Q \quad (4)$$

ここで、本研究において R_n 、 G 、 Q は実測しているので、渦相関法で顕熱フラックスを直接測定する、もしくはボーエン比法で顕熱と潜熱の配分比率を求めることによって、顕熱および潜熱フラックスを明らかにすることができる。以下に両測定法について示す。

1) 渦相関法

渦相関法では風の鉛直成分とその空気の温度を超音波風速計で測定することにより、顕熱フラックス(H)を直接測定するもので、(5)式で示される。

$$H = \rho C_p \overline{WT} \quad (5)$$

ここで、 ρ 、 C_p 、 \overline{WT} はそれぞれ空気の密度、空気の定圧比熱、鉛直風速と気温の共分散である。本論では ρ に温度27℃、相対湿度80%の空気の密度1.16 kg m⁻³を用い、 C_p に1.0042 J℃⁻¹g⁻¹の一定値を用いた。本方法を用いた場合、潜熱フラックス(ℓE)は(4)式より、その他の熱収支要素の残差として計算される。

2) ボーエン比法

ボーエン比法は2高度の気温差および水蒸気圧差から顕熱と潜熱の比(ボーエン比)を計算し、(4)式から顕熱および潜熱フラックスを求めるものである。

ここで、ボーエン比は(6)式で示される。

$$\beta = \frac{H}{\ell E} = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (6)$$

ただし、

$$\gamma = \frac{C_p P_{atm}}{0.662 \ell}$$

ここで、 β はボーエン比、 γ は乾湿計定数、 ΔT と Δe はある高度間の気温差および水蒸気圧差、 P_{atm} は大気圧、 ℓ は蒸発潜熱である⁴⁵⁾。本論では P_{atm} に1013hPa、 ℓ に2437 J kg⁻¹の一定値を用いた。(4)、(6)式より β を用いて顕熱フラックスおよび潜熱フラックスを(7)、(8)式で求めた。

$$H = \beta \frac{(R_n - G - Q)}{(1 + \beta)} \quad (7)$$

$$\ell E = \frac{(R_n - G - Q)}{(1 + \beta)} \quad (8)$$

また、本論では以下に示す操作を行い、誤差を含むデータを取り除いた。これは計算された潜熱フラックスと水蒸気圧勾配の向きが矛盾するデータを除くものである⁴⁶⁾。

(4)式は(6)式を用いて(9)式で表される。

$$R_n = \ell E \left(1 + \frac{\alpha C_p \Delta T}{\ell \Delta e} \right) - G - Q \quad (9)$$

ただし、

$$\alpha = \frac{P_{atm}}{0.622}$$

(9)式を変形すると(10)式となる

$$\frac{\Delta e}{E} = \frac{\alpha C_p \Delta T + \ell \Delta e}{R_n - G - Q} < 0 \quad (10)$$

ここで、 E は水蒸気フラックス($\text{kg s}^{-1} \text{m}^{-2}$)である。本論では水蒸気圧差 Δe がプラスの時に潜熱フラックスがマイナスになるように定義したので、(10)式の符号は常にマイナスである。すなわち、得られたデータが(10)式の関係を満たさないデータを誤差データとして削除した。

3) 林内貯熱量

林内貯熱量は林内の樹木に挿入した熱電対で樹温の時間変化を測定し、(11)式で計算した。

$$Q = C_t V_b \frac{\Delta T_s}{\Delta t} \quad (11)$$

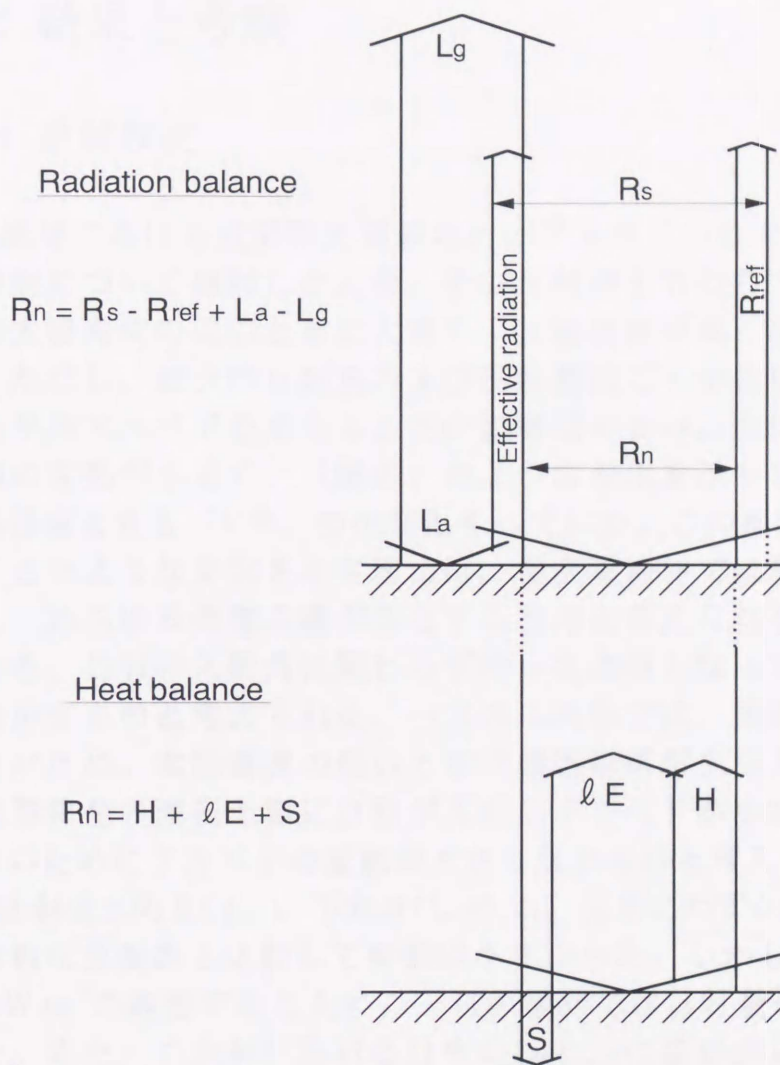
ここに C_t 、 V_b 、 T_s 、 t はそれぞれ樹木の比熱、群落の地上部バイオマス量、樹温($^{\circ}\text{C}$)および時間である。 $\Delta T_s / \Delta t$ は樹温の時間変化量である。 V_b に 245 t ha^{-1} 、 C_t は樹木の平均的な値である $2.5 \text{ kJ kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ を用いた⁴⁷⁾。二次林の林内貯熱量は地上部のバイオマス量が約 12 tDW ha^{-1} と小さいため無視した。

4) 地中伝導熱量および湛水中の貯熱量

地表面に蓄えられる熱量として、湛水の無い場合は土壤中への貯熱量すなわち地中伝導熱量を求め、湛水の有る場合は湛水中への貯熱量を求めた。泥炭湿地林は常に湛水しているため(12)式を用いて計算した。

$$G = C_w V_w \frac{\Delta T_w}{\Delta t} \quad (12)$$

ここで、 C_w 、 V_w 、 T_w はそれぞれ単位面積当たりの湛水量、水温および水の比熱であり、 $\Delta T_w / \Delta t$ は水温の時間変化である。二次林の湛水のある期間は(12)式に従って湛水中への貯熱量を求め、湛水のない期間は地中伝導熱量を熱流板で実測した。



R_s : Solar radiation
 R_n : Net radiation
 R_{ref} : Reflective radiation
 L_a : Atmospheric radiation
 L_g : Long-wave emission from the surface
 ℓE : Latent heat
 H : Sensible heat
 S : Heat storage

Fig. III.1 放射収支および熱収支の概念

Ⅲ-2 結果と考察

Ⅲ-2.1 放射収支

両観測地における放射収支要素およびアルベドの日変化の例をFig.Ⅲ.2に示す。短波放射について検討したとき、その反射率すなわちアルベドは、両観測地とも朝夕の太陽高度の低いときに大きく、太陽高度が高くなるに従って小さくなっていった。ただし、朝夕の日射量および反射量はごく小さな値であるため、両者の積算から平均アルベドを求めるときの影響は小さい。次に、朝夕以外では泥炭湿地林に値の変動が小さく、「鍋底」のような変化を示すのに対し、二次林では南天時を最低値とする「V字」型の変化をしていた。この傾向は、季節を問わず観察された。このような変化を示す理由は、泥炭湿地林では葉が立体的、かつ高密度に分布し、あらゆる角度の葉が存在するためと考えられる。すなわち、樹冠全体で見たとき、日射の入射角に関わらず均一な表面となっており、ほぼ一定したアルベドを示すものと考えられる。一方の二次林では、植物群落の密度および葉密度が小さいため、太陽高度の低いときは植物群落が主な入射面になるのに対し、南中時は茶褐色の泥炭土壌に日射が入射しアルベドが小さくなるなど、入射面が均一でないためにアルベドの変動が大きくなるものと考えられる。

長波放射は上向き(L_g)、下向き(L_a)とも、日中にわずかに値が上昇が見られたが、他の放射収支要素と比較して変動は小さかった。しかし、値は一日中 0.4kW m^{-2} から 0.6kW m^{-2} の範囲であるため、一日の合計では日射量の1.5ないし2倍の大きさであった。また、二次林における日中の L_g と L_a に差が生じていた。この原因は、日射が泥炭土壌に入射するために地表面温度が上昇し、その結果 L_g が増加したためと考えられる。

また、(1)式より、地表面が正味に得た太陽エネルギーすなわち $R - R_{\text{ref}}$ (以下、吸収日射とする)は、正味に天空へ射出される長波放射、すなわち有効放射量($L_g - L_a$)、および純放射(R_n)の和と等しい。次節で詳述するが、純放射は顕熱、潜熱あるいは地中や樹木への貯熱として熱の形で消費されるものであり、したがって、(吸収日射) = (長波放射による損失) + (熱損失)ととらえることができる。そこで、Fig.Ⅲ.3に吸収日射、有効放射および純放射の日変化の例を示す。両観測地とも夜間の有効放射量はプラスの値となっている。これは、地表面から天空に向けて長波放射が正味に射出され地表面が冷やされる、いわゆる「放射冷却」現象である。このとき、短波放射は0であるため純放射量はマイナスである。日中の泥炭湿地林は有効放射量がほぼ0であった。このとき、地表面が正味に得た太陽エネルギーはほぼ純放射量に等しく、すなわち、ほぼ全て、熱として消費されていた。二次林は有効放射が常にプラスであり、7時から17時の積算で吸収日射のうち、約10%が

長波放射による損失であった。

次に、放射収支要素、有効放射量およびアルベドの月平均値の推移をFig.Ⅲ.4に示す。日射量は乾季および雨季に明瞭な最高値および最低値を記録していた。反射量、大気放射量、上向き長波放射量は季節的な変動が小さいため、それらの残差である純放射量は日射量とほぼ平行していた。各日における日射量および反射量の積算より求めた月平均アルベドは、一年を通して常に泥炭湿地林の方が大きかった。また、泥炭湿地林の月平均アルベドの年変動は1%以内であるのに対し、二次林では2%と変動が大きかった。この原因は、二次林では乾季に湛水が無くなるなど季節によって地表面の状態が大きく変化するためと考えられる。

放射収支要素の年積算値をTableⅢ.1に示す。年平均アルベドは泥炭湿地林で16.1%、二次林で13.9%であった。このように二次林のアルベドが小さいのは、群落に隙間が多く茶褐色の泥炭や湛水が天空にさらされていることに起因したものと考えられる。

次に、長波放射は大気放射、上向き放射いずれも日射量の2倍以上の値であった。しかし、両者の差し引きである有効放射は泥炭湿地林、二次林それぞれ 0.30 kW m^{-2} および 0.54 kW m^{-2} であり、吸収日射に対する割合は、泥炭湿地林で6.3%二次林で10.0%にとどまっていた。さらに、日本の水田における有効放射量は吸収日射の約25%であり⁴⁸⁾、本論の観測値は相対的にかなり小さい値である。このように有効放射量が小さくなる原因は、熱帯において大気放射量(L_a)が大きくなることが一つの要因として考えられる。ここで、大気放射量は(13)式で表される。

$$L_a = (1 + 0.30 n) \sigma T^4 (0.47 + 0.065 \sqrt{e}) \quad (13)$$

ここで、 n 、 σ 、 T 、 e はそれぞれ、全雲量(0~1.0)、ステファン・ボルツマン定数($5.670 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$)、百葉箱の気温(K)、水蒸気圧(mmHg)である。一日以上の長期間の平均をとると、 T は地温とほぼ等しく、加えて、(2)式の L_g の計算において放射率 $\varepsilon = 0.98$ を用いているため、(13)式における σT^4 の部分は、 L_g にほぼ等しくなる。したがって、有効放射量の大きさに直接関わるのは、(13)式における第1括弧と第2括弧であるが、熱帯では日射が強く、蒸発散量が大きいため n と e は日本の値に比べ大きいと推察され、 L_a の値が大きくなると考えられる。その結果、有効放射量が小さくなったものと考えられる。

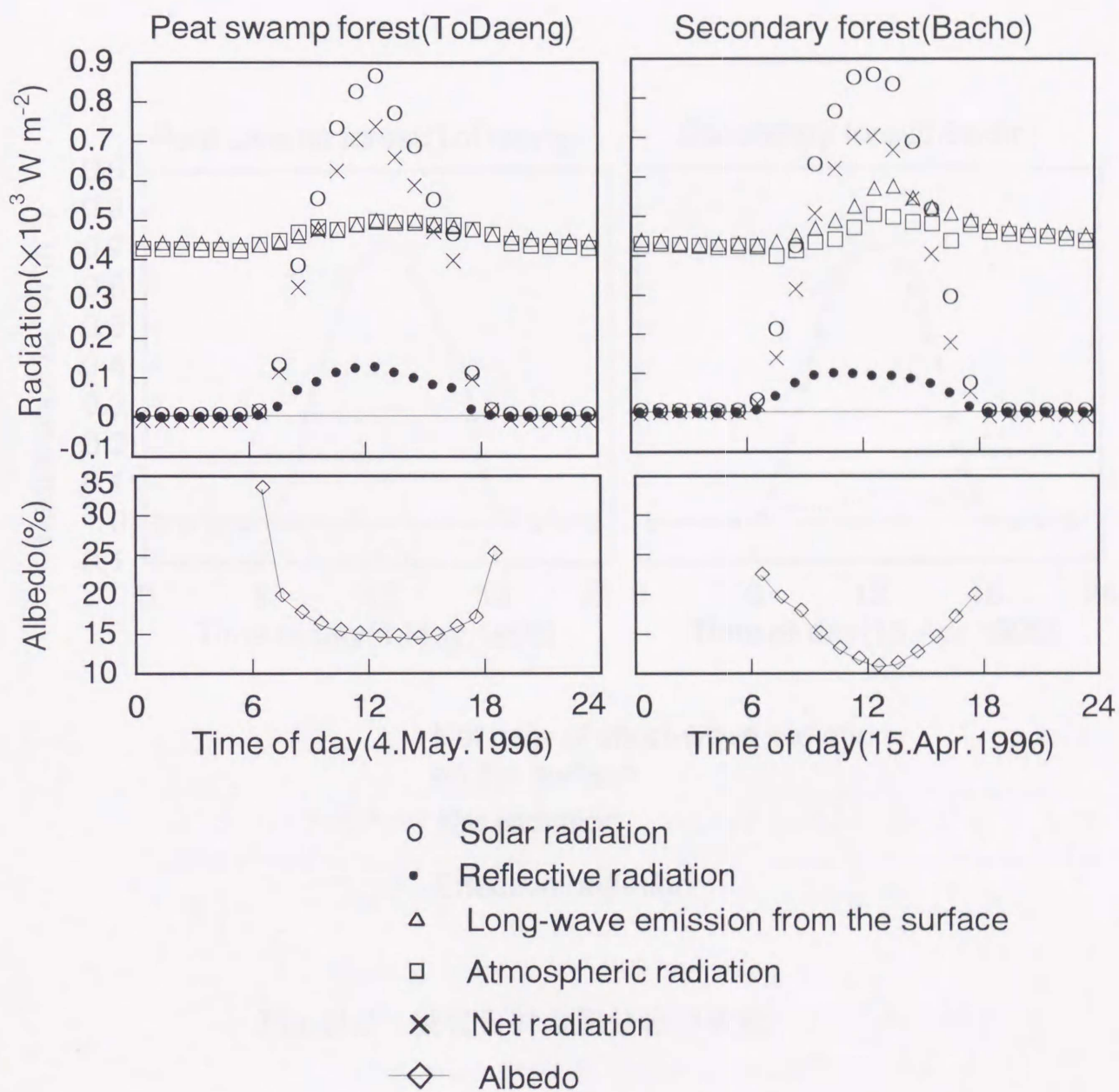


Fig.Ⅲ.2 放射収支要素およびアルベドの日変化

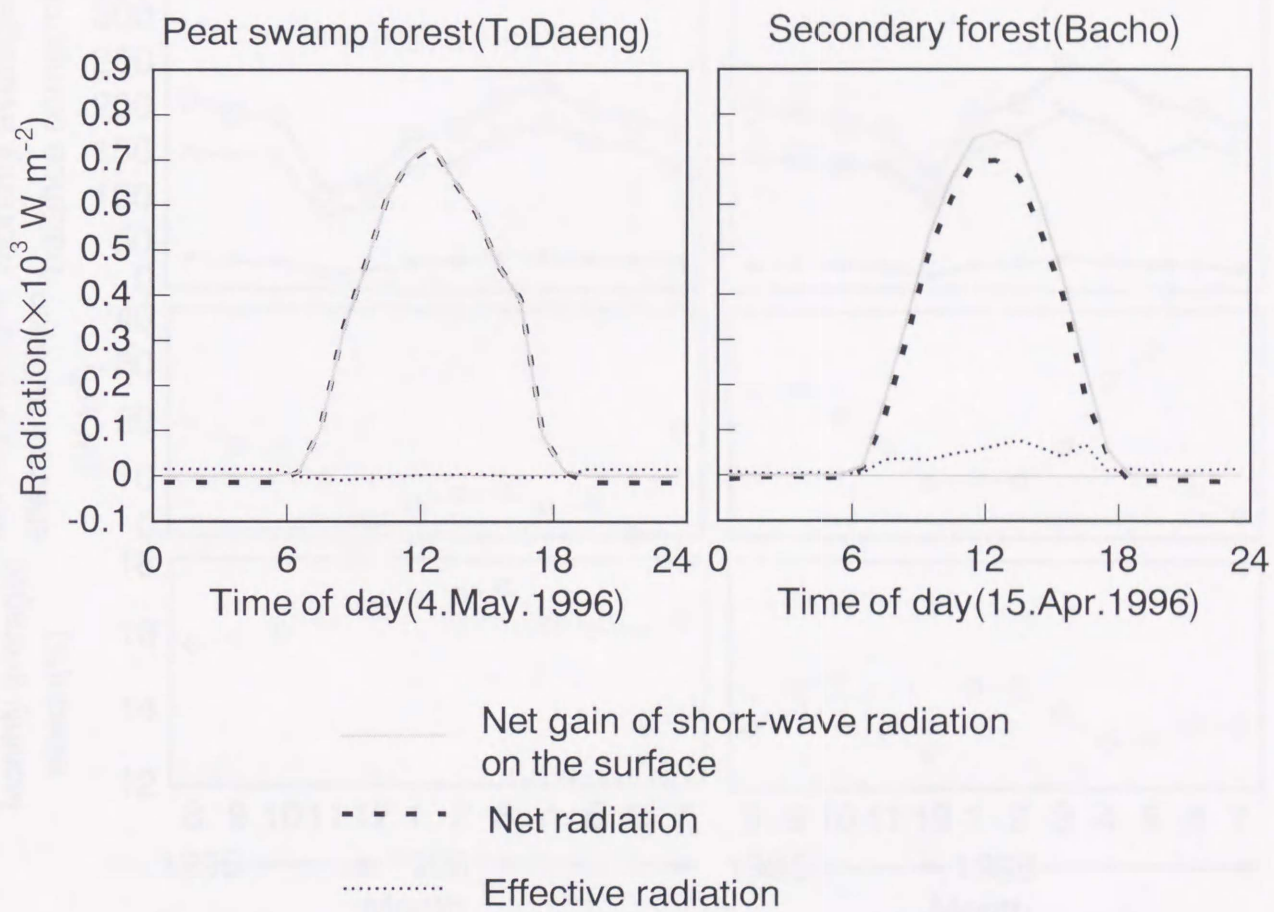


Fig.Ⅲ.3 吸収日射の配分の日変化

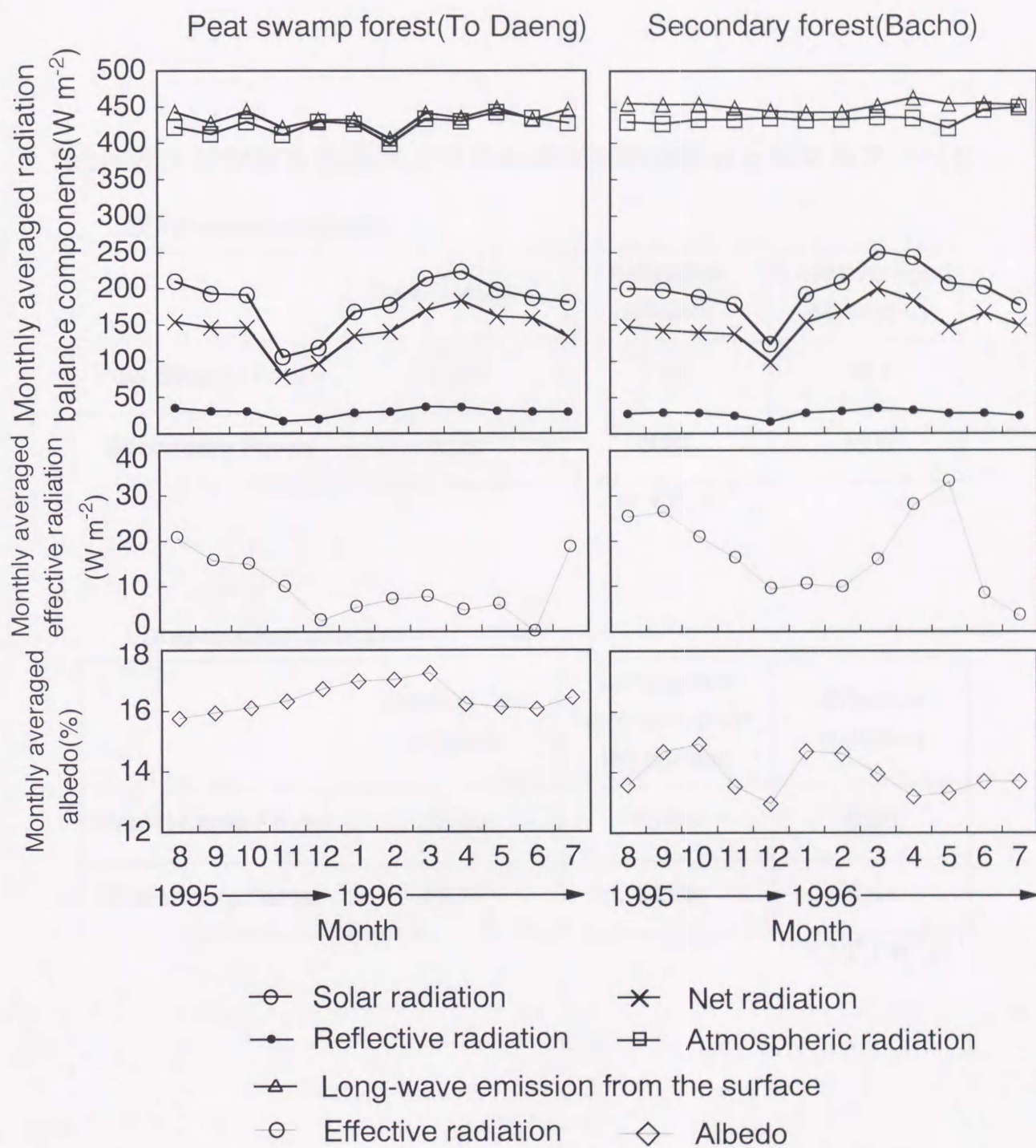


Fig.Ⅲ.4 放射収支要素月平均値の年推移

Table III.1 放射収支要素および有効放射の年積算値と年平均アルベド

Short-wave radiation

	Solar radiation	Reflective radiation	Year averaged Albedo(%)
Peat Swamp Forest	5.70	0.92	16.1
Secondary Forest	6.23	0.87	13.9

$\times 10^9 \text{ J m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$

Long-wave radiation

	Atmospheric radiation	Long-wave emission from the surface	Effective radiation
Peat Swamp Forest	13.65	13.95	0.30
Secondary Forest	13.72	14.26	0.54

$\times 10^9 \text{ J m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$

Ⅲ-2.2 熱収支

1) ボーエン比法による熱収支解析の信頼性

熱フラックス測定では渦相関法が最も信頼性が高い。しかし、観測地は落雷が多く、それによって生じた誘導電流のために特に超音波風速計の故障が頻発し、渦相関法に不可欠な鉛直風速と気温のデータを全期間通して欠損なく得ることはできなかった。こうしたデータ欠測期間はボーエン比法による解析結果で補完した。

そこで、ボーエン比法による熱フラックス測定の信頼性を確かめるため、渦相関法およびボーエン比法で求めた顕熱フラックスを比較した(Fig.Ⅲ.5)。ここで、森林の樹冠上の顕熱フラックス観測で渦相関法による解析結果は、ボーエン比法に比べ値が小さいという報告が出されている⁴⁹⁾⁵⁰⁾。しかし、本論では、泥炭湿地林、二次林ともばらつきは見られたが、 $y = x$ の直線で回帰したときの相関係数はそれぞれ0.92、0.95であり、ボーエン比法による測定値は、長期の野外観測としては十分に満足できる精度を持っているものと考えられる。

2) 熱収支要素の日変化の例

群落に到達した日射の一部は反射され、残りは群落内に入射する。また群落に入射した日射の一部は群落を透過して地表面に到達する。そのため、受熱面となる群落や地表面の状態が、純放射の各熱収支要素への配分に大きく影響を与える。ここで、Fig.Ⅲ.6に両観測地における乾季の典型的な熱収支要素の日変化の例を示す。泥炭湿地林では顕熱フラックスに対して潜熱フラックスが卓越しているが、二次林では顕熱フラックスが大きく、日射の最高点付近では潜熱フラックスより大きくなる場合も観察された。純放射量が最高点を記録する南中時のボーエン比($H/\rho E$)は泥炭湿地林、二次林それぞれ約0.28および約1.0であり、伐採による植生や地表面の改変によって、熱損失のあり方が影響を受けたものと考えられる。

3) 熱収支要素月平均値の年推移

観測期間各日の解析結果の積算より求めた熱収支要素の月平均値、および R_n-S の顕熱フラックスへの配分率の推移をFig.Ⅲ.7に示す。ここで、 S は地中伝導熱量、湛水中への貯熱量および林内貯熱量の合計量であり、 R_n-S は顕熱あるいは潜熱として消費される熱量の総量である。ただし、一年間の積算では $S=0$ となり、その場合 R_n に等しい値となった。以下、本論では R_n-S を有効エネルギー(available energy)と呼称する。

熱収支要素の月平均値の推移は、両観測地とも雨季に純放射量、潜熱フラックスおよび顕熱フラックスの最小値、乾季に最大値を示した。泥炭湿地林では潜熱フラックスと純放射量の推移が平行しているのに対し、二次林では乾季である1月から4月に潜熱フラックスが頭打ちしており、純放射の変化と大きなずれが見られた。一方で、二次林乾季には顕熱フラックスが大きく増加しており、3月に年間の最高値 76W m^{-2} を記録していた。以上のことは、二次林において乾季に湛水が無くなり土壤水分が減少するなど、季節による土壤の水分条件の変動によって、熱環境が影響を受けていることを示唆している。

次に、有効エネルギーに対する顕熱フラックスの配分率は、泥炭湿地林に年間を通じて20%前後の一定した値が観測された。一方、二次林では季節的な変動が見られ、雨季である12月に約22%の最低値となり、泥炭湿地林とほぼ同程度の値を示したのに対し、乾季には配分率の急激な増加がみられ、乾季の最終月にあたる4月に41%に達していた。このような乾季における顕熱フラックスの配分率の上昇は、土壤水分の減少によって潜熱フラックスが抑制され、その結果として顕熱フラックスが増加するものと考えられる。

そこで、二次林において湛水した時期、土壤が乾燥した時期、中間的な水分状態の時期として、それぞれ1995年12月(水位: 60cm)、1996年4月(水位: -60cm)、1996年7月(水位: -30cm)の各月で、水位の観測データのある前後1週間について、純放射量と顕熱フラックスの関係を比較した(Fig. III.8)。その結果は水位が低いほど回帰直線の傾きが大きくなっており、顕熱フラックスの増大を示した。すなわち、水位の下降にともなう土壤水分量減少が、顕熱フラックスの増加をもたらしたことは明らかである。本観測サイトの泥炭は未分解の粗大有機物が多く含まれ、乾燥すると大空隙が大部分となっていることが観察された。そのため、乾燥時には有効水分や不飽和透水係数が激減すると予想される。さらに、二次林の優占種である *Melaleuca cajuputi* は浅根性で、大部分の根系は深さ20cm以内に分布していた。こうした結果、乾燥時には地下水面から上方への水分移動が制限を受け、かつ根系群中の有効水分が少なくなるため、-30cmという比較的高い地下水位であっても植物は吸水が困難となり、水ストレス状態となって蒸散量の低下が生じると考えられる。地下水位-25cm以下になると、*Melaleuca cajuputi* が水ストレス状態になることは、現地における幹径変化の測定でも明らかにされつつある(石田ら, 未発表)。

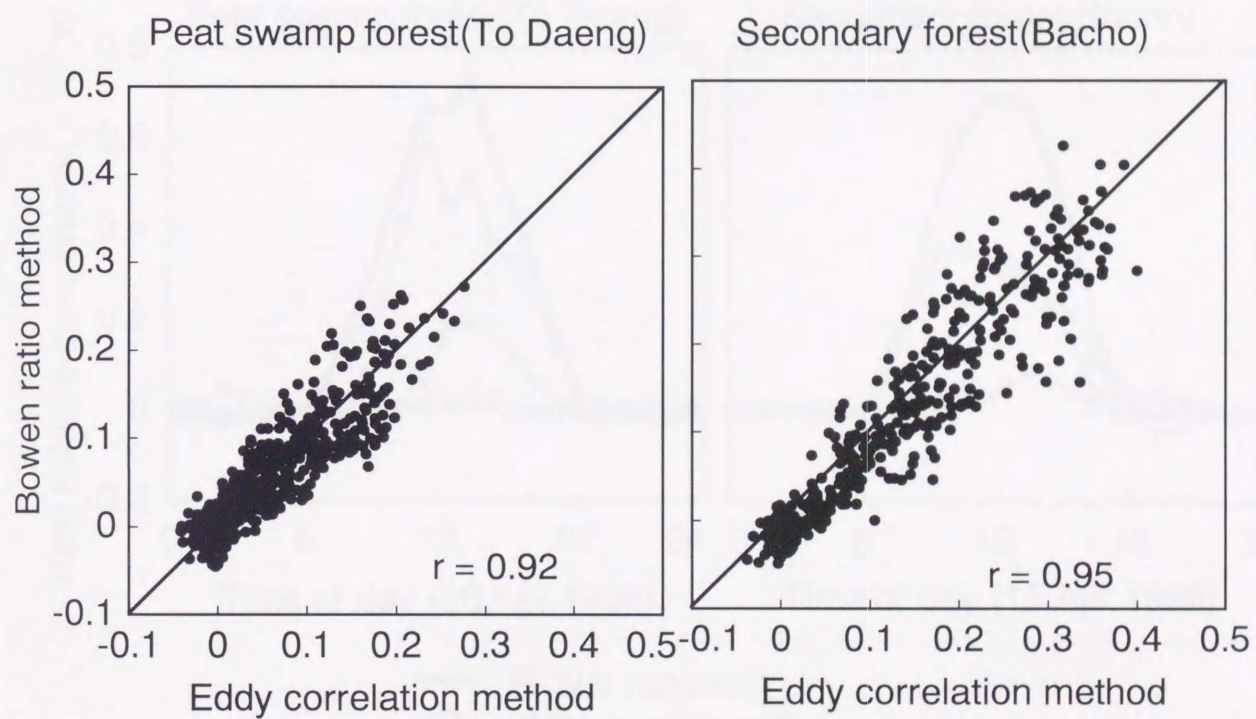
4) 熱収支要素の年積算値

熱収支要素の年積算値をTable III.2に示す。なお、貯熱項(地中伝導熱量、湛水中への貯熱、林内貯熱量)は年合計でほぼ0となった。潜熱フラックスは泥炭湿地林が $3.54 \times 10^9 \text{J m}^{-2} \text{yr}^{-1}$ 、二次林が $3.22 \times 10^9 \text{J m}^{-2} \text{yr}^{-1}$ であった。この値から計算した年

蒸発散量は泥炭湿地林では1446mm、二次林では1312mmである。泥炭湿地林の同期間の降水量が2384mmなので、差し引き938mmが地表流あるいは地下水流の形で群落外に流失したことになる。

次に、熱収支要素の積算から求めた純放射量に対する顕熱フラックスの配分率は、年平均値として泥炭湿地林で20.9%、二次林で33.2%であり、二次林に増加がみられた。

両観測地では純放射量が年積算値で約7%異なるため、両観測地間での顕熱フラックスおよび潜熱フラックスを直接比較することはできない。そこで、泥炭湿地林の純放射量が二次林と同じであり、上に述べた純放射に対する顕熱フラックスの割合が変化しないと仮定して比較した。その結果、泥炭湿地林の潜熱フラックスは $3.81 \times 10^9 \text{ J m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 、顕熱フラックスは $1.01 \times 10^9 \text{ J m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ と計算された。この潜熱フラックスを蒸発散量に換算すると1553mmであり、泥炭湿地林の蒸発散量が二次林よりも年間で241mm、およそ18%程度多いという結果になった。



• Sensible heat flux($\times 10^3 \text{ W m}^{-2}$)

Fig.Ⅲ.5 渦相関法とボーエン比法による顕熱フラックスの比較

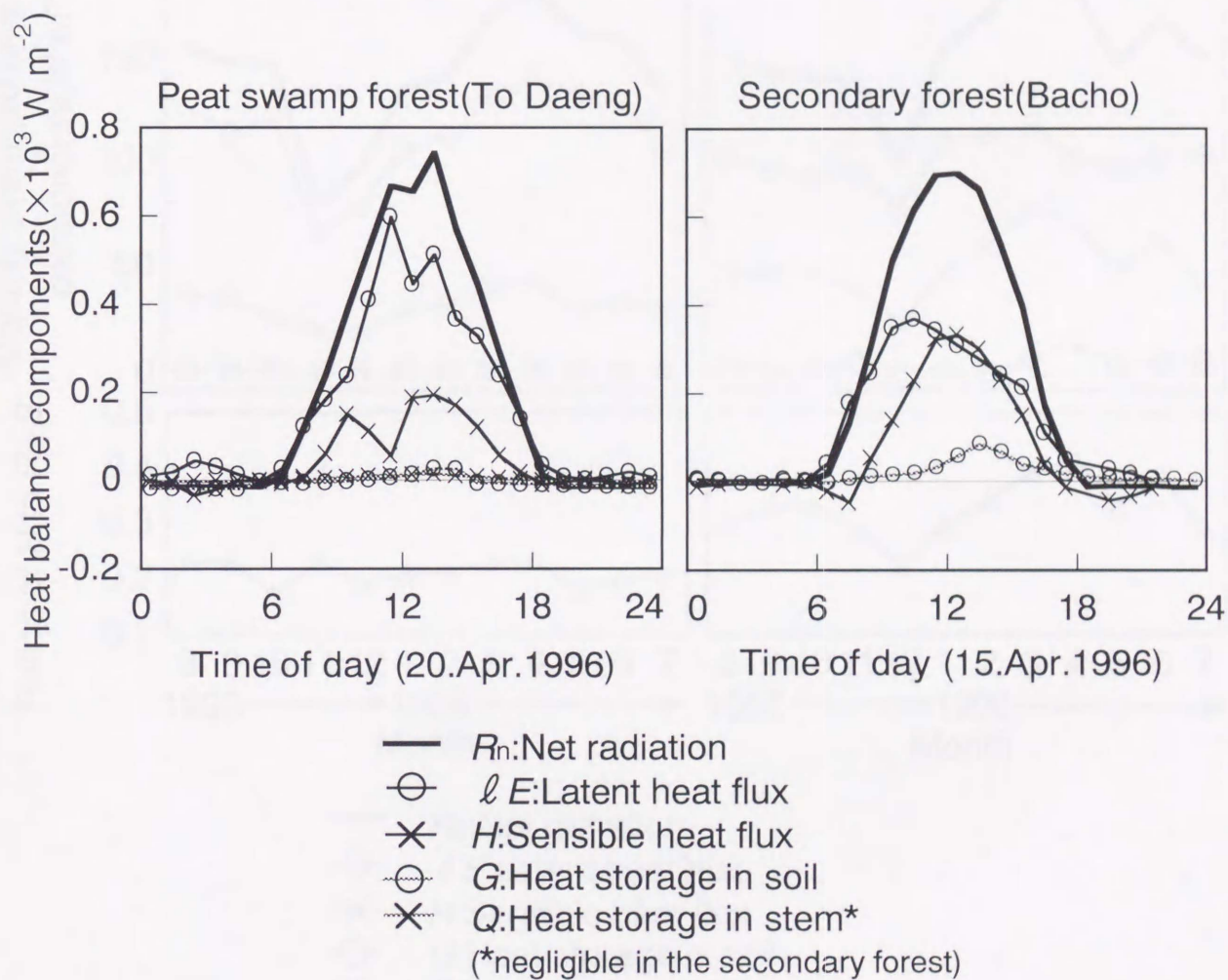


Fig. III.6 熱収支要素の日変化

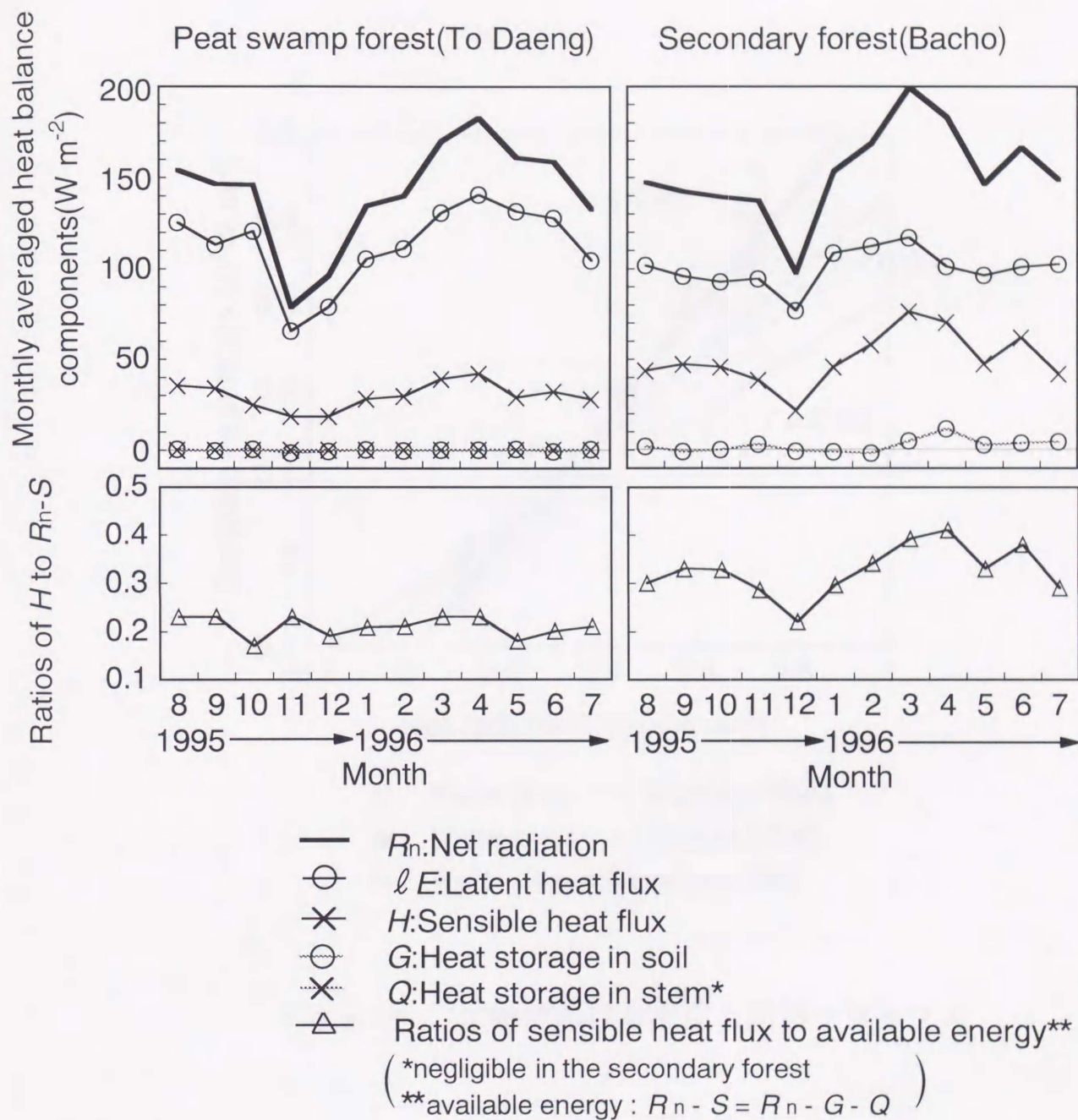


Fig. III.7 熱収支要素および顕熱フラックスの配分率の年推移

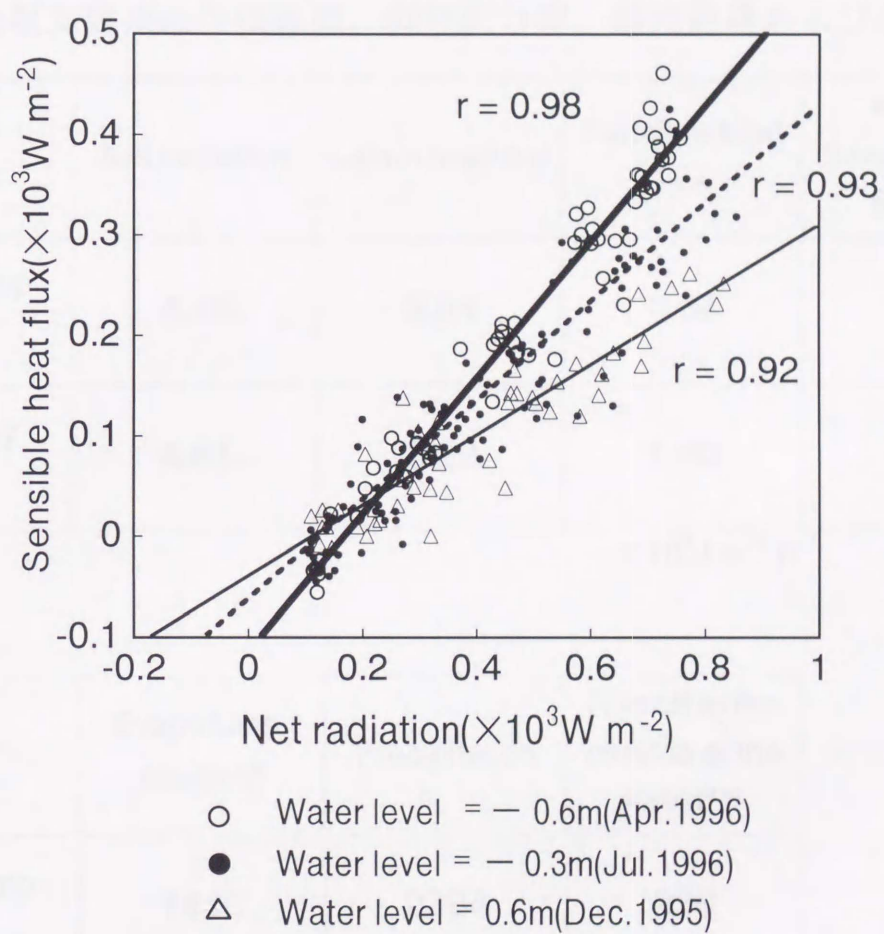


Fig.Ⅲ.8 二次林における水位と顕熱フラックス

Table III.2 熱収支要素の年積算値、顕熱配分率、蒸発散量および湛水流出量

	Net radiation	Latent heat flux	Sensible heat flux	Ratio of Sensible heat flux (%)
Peat Swamp Forest	4.48	3.54	0.94	20.9
Secondary Forest	4.81	3.22	1.60	33.2

$\times 10^9 \text{ J m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$

	Evapotranspiration*	Precipitation	Run off to the outside of the forest***
Peat Swamp Forest	1446	2384	938
Secondary Forest	1312	2465**	1153

*Calculated from Latent heat flux

(mm)

**30 years average

***Calculated from Precipitation - Evapotranspiration

Ⅲ-3 まとめ

タイ国南端部の泥炭湿地林と二次林において微気象観測を行い、泥炭湿地林伐採が放射収支および熱収支に与える影響を調べた。

(1) 放射収支に及ぼす影響

①短波放射に及ぼす影響：アルベドの減少

日射量、反射量の積算値より計算した年平均アルベドは、泥炭湿地林および二次林それぞれ、16.1%および13.9%であった。このような、二次林化によるアルベドの減少は、茶褐色の泥炭や湛水が天空にさらされているためと考えられ、この結果は地表面が正味に得るエネルギー量、すなわち純放射量を増加させる方向に働くものである。

②長波放射に及ぼす影響：有効放射量の増加

吸収日射($R - R_{ref}$)に対する有効放射量の割合は、泥炭湿地林および二次林それぞれ、6.3%および10.1%であった。このような、二次林における有効放射量の増加は、純放射量を減少させる方向に働くものである。

(2) 熱収支に及ぼす影響

熱収支に及ぼす影響を調べるために、有効エネルギー($R_n - S$)に対する顕熱の比率を計算した。泥炭湿地林では年間を通して約20%を維持しており、熱的環境が安定していた。これは、泥炭湿地林に通年湛水がみられるなど、水分条件が安定しているためと考えられた。一方、二次林では雨季に約20%と泥炭湿地林と同程度の値を示したが、乾季には割合が大きくなり、乾季の最終月にあたる4月には約40%に達していた。このような、季節による顕熱の配分率の変動は、土壌水分の減少によって潜熱フラックスが抑制され、その結果として顕熱フラックスが増加するものと考えられた。顕熱の配分率の年平均値は泥炭湿地林、二次林それぞれ20.9%および33.2%であった。このような、二次林における顕熱への配分率の増加は、同時に潜熱への配分率の減少を意味し、地域を高温乾燥化させる可能性がある。

(3) 放射収支および熱収支の変化が地域の気候に与える影響

上に、伐採によって短波放射、長波放射および熱収支に与える影響を別個に示したが、現実には、地域の局地気候がどのように変化するかは、これら3つの要素の兼ね合いで決定されるものである。そこで、100の日射量(R)があった場合を想定して、放射収支および熱収支の変化による影響を総合的に評価する(Fig. Ⅲ.9)。日射はまず、それぞれのアルベドに応じて反射され、その残りが吸収日射($R - R_{ref}$)となる。アルベドは二次林の方が小さいため、吸収日射量は泥炭湿地林の値より約3%

大きな値となった。次に、吸収日射量のうち、有効放射量を差し引いた残りが純放射となる。ここで、吸収日射量に対する有効放射量の割合は二次林の方が大きく、それは地表面が得るエネルギー量を減少させる方向へ作用することになる。その結果、二次林の純放射量は泥炭湿地林の値より約2%小さな値となった。このように、放射収支の変化から受ける影響は、アルベドの減少および有効放射量の増加という、互いに逆に作用する要因によって効果を相殺するため、結果として得られる純放射量に大きな差はみられなかった。

熱収支の変化から受ける影響として、二次林では純放射に対する顕熱の割合が増加し、同時に潜熱の割合が減少していた。そのため、顕熱は泥炭湿地林よりも57%大きな値となり、潜熱は泥炭湿地林の値よりも17%小さい値となった。

以上のように、泥炭湿地林伐採の影響は、放射収支、および熱収支の変化を通して、地域を高温乾燥化させる可能性がある。

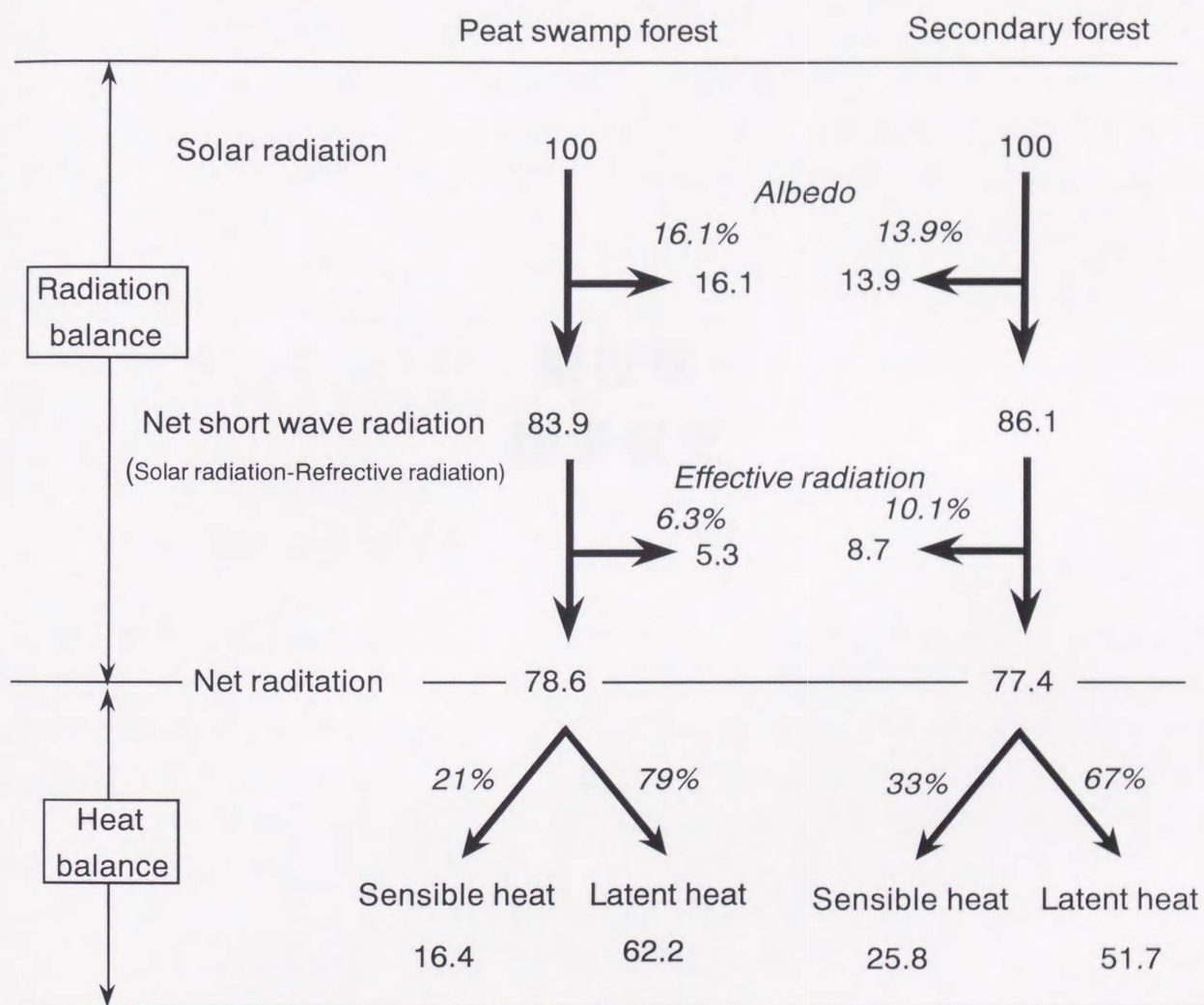


Fig. III.9 放射収支および熱収支の変化が局地気候に及ぼす影響

第Ⅳ章 炭素収支

第Ⅳ章 炭素収支

IV-1 炭素収支の概念および解析方法

IV-1.1 炭素収支の概念

森林内では炭素、窒素、リン、カリ等さまざまな物質が循環している。この中で、塩類が水に溶けた形で根から吸収されるのに対し、炭素はガス態で樹木に取り込まれるため、土壌と群落という林内で閉じる再循環経路を持たない開放系の循環経路となっている⁵¹⁾。ここで、泥炭湿地林の炭素収支を概念的にFig.IV.1に示す。炭素循環において、大気、植物群落および土壌を炭素貯蔵の場と捉え、それぞれについて以下に収支をとることとする。

i) 大気：収入は植物群落の呼吸($R_t + R_r$)および土壌の分解(R_s)によって大気に拡散する炭素であり、支出は光合成によって植物群落が大気から吸収する炭素量(P_t)である。収入と支出の差が大気中の炭素増加量(S_a)となる。大気における炭素収支式を(14)式に示す。

$$S_a = (R_t + R_r + R_s) - P_t \quad (14)$$

ii) 植物群落：収入は光合成量(P_t)による CO_2 吸収であり、それが根系を含む樹木の呼吸量($R_t + R_r$)としてガス態で支出され、落枝、落葉量(F_l)、根の枯死量(F_r)および倒木量(F_s)が有機物態で脱落してゆく。それら支出分を収入から差し引いた残りが群落の成長量(S_t)である。なお、本論では生物の被食による支出は、他の項目に対し一般的に非常に小さいため⁵¹⁾、収支に含めなかった。植物群落における炭素収支式を(15)式に示す。

$$S_t = P_t - (R_t + R_r + F_l + F_r + F_s) \quad (15)$$

ここで、To Daengの泥炭湿地林は、その成立以来1000年以上にわたり原生状態に保たれているため、森林全体で見たときの植物群落の現存量が定常状態にあると考えられ、ここでは、実質の成長量(S_t)は0であると仮定した。

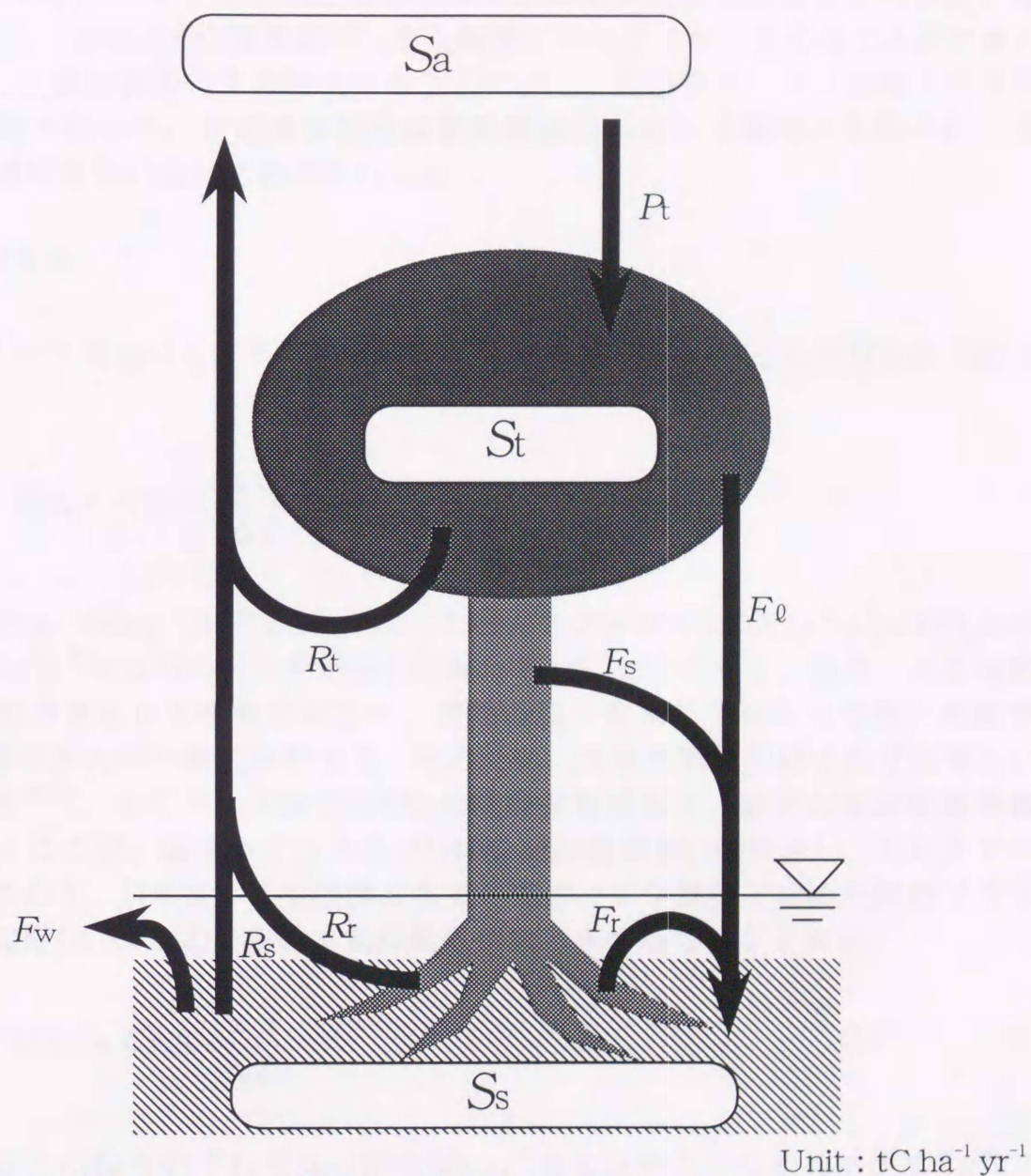
iii) 土壌：土壌における収入は樹木から脱落した落枝、落葉量(F_l)、根の枯死量(F_r)、および倒木量(F_s)であり全て有機物態での収入となる。支出は土壌有機物の分解による土壌呼吸(R_s)および地下浸透を含む林外への流出(F_w)である。収入から支出を差し引いたものが土壌への蓄積増加量(S_s)である。土壌における炭素収支は(16)式で示される。

$$S_s = (F_l + F_r + F_s) - (R_s + F_w)$$

(16)

本論では2つの側面から炭素収支を検討した。1つは泥炭湿地林と二次林において、微気象的方法で林冠上のCO₂フラックス測定を行い、大気-群落間の炭素収支を定量化し、両者を比較することによって、泥炭湿地林伐採が炭素収支に及ぼす影響を明らかにした。ここで、林冠上でのCO₂フラックスはFig.IV.1における $P - R_t - R_s$ に相当するものである。また、2つ目の側面として泥炭湿地林において、Fig.IV.1における各炭素収支項を別個に求め、その積み上げにより炭素収支を明らかにした。以下、IV-1.2節およびIV-2.2節に微気象的方法による大気-群落間の炭素収支を示した。また、IV-1.3節、IV-2.3節において、泥炭湿地林の各炭素収支要素を求め、積み上げ法による大気-植物群落-土壌間の炭素収支を定量化した。さらに、IV-2.4節で微気象的方法および積み上げ法による測地値の比較を行った。

なお、本論では測定値あるいは推定値がCO₂量、乾物量、炭素量のいずれであるかを明瞭にするために、単位にそれぞれCO₂、DWおよびCを添えた。



P :Photosynthesis , F_w :Runoff with ponding water ,
 F_t :Litter(leaf and branch) , F_s :Litter(stem), F_r :Litter(root) ,
 R_t :Respiration(leaf,branch and stem) , R_r :Respiration(root) ,
 R_s :Soil respiration , S_a :Accumulation speed in Atmosphere,
 S_t :Growth speed of wood biomass , S_s :Accumulation speed of peat

Fig.N.1 炭素収支概念

IV-1.2 微気象的方法による群落-大気間の炭素収支の解析方法

樹冠上のCO₂フラックスの測定に濃度傾度法および定速渦累積法を用いた。濃度傾度法では、2高度のCO₂濃度差データと顕熱フラックスから求めることができる。そこで、CO₂濃度差測定を自動化することにより、顕熱フラックス測定と併せて長期連続観測を行った。定速渦累積法は観測機器の制約から観測の自動化はできないので、適時現地に赴いて観測を行った。

1) 濃度傾度法

CO₂フラックスはCO₂の平均濃度勾配と乱流拡散係数の積として(17)式で表される。

$$F_{CO_2} = -K_{CO_2} \frac{\Delta C}{\Delta Z} \quad (17)$$

ここで、 F_{CO_2} 、 K_{CO_2} 、 $\Delta C / \Delta Z$ はそれぞれCO₂フラックス(gCO₂ m⁻² s⁻¹)、CO₂の乱流拡散係数(m² s⁻¹)およびCO₂の平均濃度勾配(gCO₂ m⁻³ m⁻¹)である。通常、大気は乱流状態で空気が塊として移動するため、空気の塊に含まれるかたちで熱、水蒸気およびCO₂等のガスと一緒に移動する。そのため、乱流拡散係数はそれぞれ等しいと見なし得る⁵²⁾⁵³⁾。そこで、本論ではCO₂の乱流拡散係数を、顕熱の乱流拡散係数で代用した。ここで、顕熱フラックス(H)は乱流拡散係数(K_H)を用いて(18)式で示される。すなわち、(18)式より渦相関法あるいはボーエン比法で求めた顕熱フラックスと温度勾配($\Delta T / \Delta Z$)を用いて乱流拡散係数を求めることができる。

$$H = -\rho C_p K_H \frac{\Delta T}{\Delta Z} \quad (18)$$

ここで、 ρ 、 C_p はそれぞれ空気の密度(kg m⁻³)および空気の定圧比熱(J °C⁻¹ g⁻¹)である。また、(6)、(18)式より顕熱の拡散係数を用いて潜熱フラックス(ℓE)は(19)式で示される。

$$\ell E = -K_H \frac{0.622 \rho \ell \Delta e}{P_{atm} \Delta Z} \quad (19)$$

ここで、 ℓ 、 e 、 P_{atm} はそれぞれ蒸発潜熱(J kg⁻¹)、水蒸気圧(hPa)、大気圧(hPa)である。また、(4)式に(18)および(19)式を代入すると、乱流拡散係数は温度勾配、水蒸

気圧勾配を用いて(20)式で示される。

$$K_H = \frac{-(R_n - G - Q)}{\frac{0.622 \rho \ell \Delta e}{P_{atm} \Delta Z} + \rho C_p \frac{\Delta T}{\Delta Z}} \quad (20)$$

本論では(20)式で乱流拡散係数を求めることを基本とし、マイナスの値が計算されるなど不適な値をとるときは(18)式から求めた乱流拡散係数を用いた。

2) 定速渦累積法

ガスや熱のフラックス測定には渦相関法が最も信頼性が高い。しかし、ガスフラックスを測定するためには、超音波風速計の測定速度に追従できる、5Hz以上で高速応答が可能なガス濃度測定が必要である。こうしたCO₂濃度測定装置は実用化されつつあるが⁵⁴⁾⁵⁵⁾、野外観測に用いるには困難が多い。このようなガス濃度測定上の困難を解消するために考案されたものが渦累積法である⁵⁶⁾。この方法は風速の鉛直成分を超音波風速計で測定し、風速の上向きおよび下向き別個に、風速に比例した量のガスを採取するものである。そして、一定時間採取後に試料ガスの濃度差を測定しガスフラックスを求めるものである。ただし、風速に比例した量のガスサンプリングは技術的に困難であるため、本論ではBusingerら⁵⁷⁾によって改良された定速渦累積法を用いた。定速渦累積法はガスの採取を一定速度で行うもので、ガスの濃度差と鉛直風速の標準偏差を用いて(21)式で表される。

$$F_{CO_2} = b \sigma_w (C_{up} - C_{dn}) \quad (21)$$

ここで F_{CO_2} 、 b 、 σ_w 、 C_{up} 、 C_{dn} はそれぞれCO₂フラックス(gCO₂ m⁻² s⁻¹)、実験定数(無次元)、風速の鉛直成分の標準偏差(m s⁻¹)、上向きの風の平均CO₂濃度(gCO₂ m⁻³)、下向きの風の平均CO₂濃度(gCO₂ m⁻³)である。 b 値は渦相関法および定速渦累積法で同時に求めた顕熱フラックスを等しいとして(22)、(23)式より求めた⁴³⁾。

$$H = \rho C_p \overline{WT} = \rho C_p b \sigma_w (T_{up} - T_{dn}) \quad (22)$$

$$b = \frac{\overline{WT}}{\sigma_w (T_{up} - T_{dn})} \quad (23)$$

ここで、 T_{up} 、 T_{dn} は上向きの風の平均温度、下向きの風の平均温度である。

次に、定速渦累積法において最も曖昧な値と言える実験定数 b について検討する。Fig. IV.2に二次林で観測された b 値と σ_w の関係を示す。 b 値は σ_w の増大に伴って収束し、 $\sigma_w > 0.4$ の範囲でおよそ $b = 0.52$ の一定値になっていた。特に b 値のばらつきが見られる $\sigma_w < 0.2$ は夜間のデータであり、鉛直方向の温度差が小さくなるため顕熱フラックスあるいは温度差の測定が極めて難しく、現実にはあり得ないマイナスの b 値が見られる。したがって、 b 値がばらつく原因は測定誤差によるものであると考えられる。ここで、Busingerら⁵⁷⁾は b 値を測定高さ Z とモニン・オブコフ長 L から決まる安定度パラメータ $\zeta (= Z/L)$ の関数であると仮定し、シミュレーションからほぼ一定値0.6をとることを示した。二次林で観測された収束値 $b = 0.52$ とよい一致を示しているといえる。泥炭湿地林も二次林と同様の傾向を示し、 $\sigma_w > 0.3$ の範囲でおよそ $b = 0.54$ に収束していた。そこで、本論では二次林と泥炭湿地林の b 値に0.52および0.54を用いた。

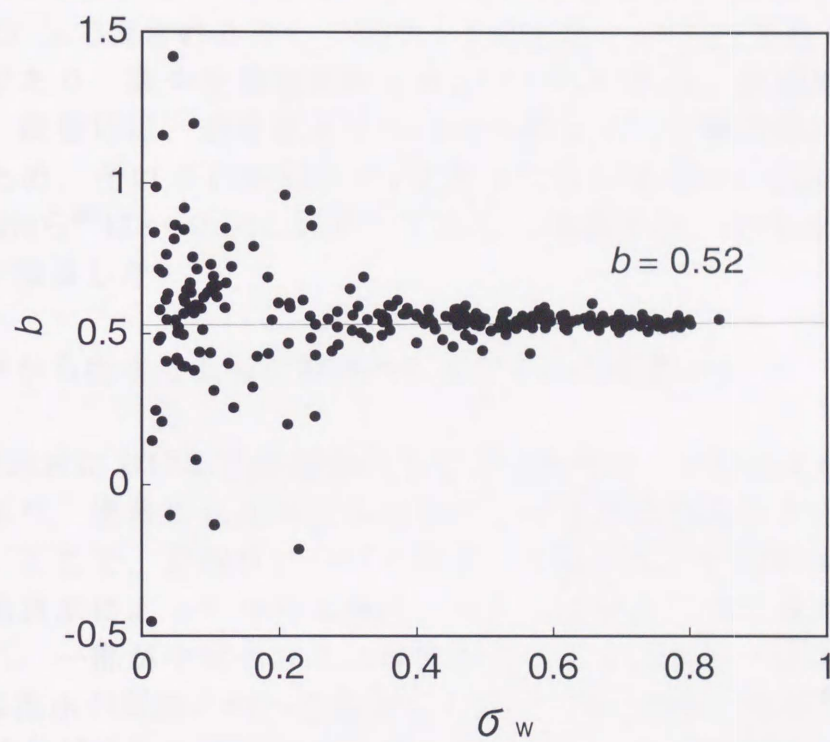


Fig.IV.2 二次林における b 値と σ_w

IV-1.3 泥炭湿地林における炭素収支構成要素の解析方法

炭素収支構成要素は、直接的には植物体の乾物重で測定される項目が多く、乾物重を炭素量に変換しなければならない。ここで、炭素量 = $a \times$ 乾物重としたとき、光合成による同化産物が全てブドウ糖($C_6H_{12}O_6$)と仮定した場合、同じく全てセルロース($C_6H_{10}O_5$)_n、あるいは全てリグニン($C_{10}H_{12}O_3$)_nと仮定した場合、それぞれ $a = 0.4$ 、 0.44 および 0.67 である。原口ら⁵⁸⁾によれば、木材の組成は平均すると ($C_{1.6}H_{2.2}O_{1.0}$)_n で表されるとしており、このとき、 $a = 0.51$ である。ただし、この値は材のみであり、葉や生殖器官等を含んでいないため、有機物全般の平均値とは言えない。厳密には、森林毎あるいは材や葉といった器官毎に組成成分の含有率が異なるため、それぞれが固有の a を持つことになるが、Bowdenら⁵⁹⁾は $a = 0.48$ 、McMurtrieら⁶⁰⁾は $a = 0.50$ と仮定している。本論では、 $a = 0.48$ と仮定して乾物重を炭素量に換算した。

i) 森林から湛水とともに群落外に流出する炭素量(F_w)

泥炭湿地林における生育環境の大きな特色の一つは林床が一年中湛水していることであり、通常の丘陵林とは林床における炭素動態が大きく異なるものと考えられる。ここで、丘陵林において脱落した植物体の枯死物は、林床で分解されながら、地表水によって林外に流出、もしくは雨水の地下浸透とともに土壌下方に移送され、一部が中間水あるいは地下水とともに林外へ流出する。一方、泥炭湿地林では湛水が周囲の河川に流出しており、特に雨季には洪水が観察されるなど、大量の湛水が林外に流出している。すなわち、土壌下方への浸透にともなう流出よりも、湛水とともに林外へ直接流出する炭素量の値が遙かに大きいと考えられる。そこで、本論では F_w を、湛水の単位体積あたりに含まれる有機炭素量と湛水流出量の積として(24)式で求めた。

$$F_w = C_{\text{water}} W_{\text{flow}} \quad (24)$$

ここで、 C_{water} 、 W_{flow} はそれぞれ、湛水の単位体積あたりに含まれる有機炭素量 ($\text{mgC } \ell^{-1}$) および湛水流出量 ($\ell \text{ m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) である。有機炭素量は観測タワー付近の実測値を用いた(吉岡からの私信)。なお、湛水流出量は年積算潜熱フラックスを水の蒸発潜熱で割り算して年蒸発散量を求め、その値を年降水量から差し引いて算出した。

ii) 落枝、落葉量(F_0)

本論では、 F_0 にTo Daeng泥炭湿地林での測定値を用いた(Nuyimからの私信)。これは観測対象としている泥炭湿地林内に複数の1m×1mのリタートラップを16組設置し、落枝、落葉を捕捉して求めたものである。試料の回収は一週間毎に行っている。本論では1995年6月から1996年5月の観測値を用いた。

iii) 倒木量(F_s)

成熟した森林では F_s は植物群落より発生する枯死量の約50%になると報告されている²⁷⁾。しかし、倒木の発生が時間的あるいは位置的に不規則であるため、その推定は困難である。そこで、単位面積当たりの倒木本数を幾何確率の考えにより⁶¹⁾推定し、その値と樹木一本あたりの平均材積の掛け算で倒木量を求めた。樹木一本あたりの平均材積はTo Daeng泥炭湿地林で測定された生態学データを用いた。すなわち、泥炭湿地林はha当たり719本の立木があり、地上部バイオマス量は245 tDW ha⁻¹であるので、一本当たりの材積は0.34 tC ha⁻¹と計算される(II-1.4節参照)。

幾何確率的方法は、長さ A の試験線に交わる倒木本数を数え、試験線より左右に±樹高分の領域内における総倒木本数を確率的に推定するものである(Fig.IV.3)。ここで、樹高 h の一本の倒木が発生したとき、試験線に交わる確率 P は(25)式で示される。

$$P = \frac{2\theta}{2\pi} = \frac{2\cos^{-1}\frac{x}{h}}{2\pi} \quad (-h \leq x \leq h) \quad (25)$$

θ は倒木の発生位置 O から試験線におろした垂線と倒木に挟まれた角度である。さらに、試験線を挟んで幅± h の領域 Ω 内で樹高 h の一本の倒木が試験線に交わる期待値 E は(26)式で示される。

$$E = \frac{2 \int_0^h 2\cos^{-1}\frac{x}{h} dx}{\int_{-h}^h dx} = \frac{1}{\pi} \quad (26)$$

したがって、領域 Ω 内に N 本の倒木があった場合、試験線に交わる倒木本数の期待値 n は N/π である。すなわち、単位面積当たりの倒木本数 N/Ω は(27)式で示される。

$$\frac{N}{\Omega} = \frac{n \pi}{2hA} \quad (27)$$

iv) 細根の枯死量(F_r)

根には他の植物器官と同じく、成長している部分と枯死している部分が存在し、常に枯死物を土壌に供給している。しかし、このような根の枯死速度を実測した例はほとんどない。なぜなら、土壌中で生じた枯死根は落枝、落葉等の地上部リターを起源とする有機物とともに、土壌微生物あるいは土壌生物により分解されるため、枯死根の土壌への供給速度のみを分離することが困難だからである。実験室において、小麦あるいは大麦を炭素の同位体でマーキングした大気中で栽培し、土壌中あるいは栽培水中の同位体炭素量を測定することによって、細根の枯死による土壌への炭素供給速度を測定する試みがなされてきた⁶²⁾。しかし、同様の実験手法を立木に適用することは不可能であり、森林を対象とした研究事例は見あたらない。

森林に対するアプローチとして、中根らはモデル計算から枯死根の土壌への供給速度を推定している。これは、極相林土壌中における炭素動態を定量化するモデルの一つの構成要素として、枯死根の土壌への供給速度を推定したものである。モデル計算の中で、根の枯死速度は細根の密度に比例すると仮定し(比例定数を枯死率とする)、実測した細根の垂直分布から細根の枯死速度を推定している²³⁾。本論では西マレーシアのパソー低地多雨林の枯死率0.2を用いて計算した²⁴⁾。また、本研究で未計測の細根量は、パソーにおける地上部バイオマス量475 tDW ha⁻¹と細根量20 tDW ha⁻¹の比率を泥炭湿地林に適用して推定した²⁰⁾²¹⁾。

v) 泥炭の分解速度(R_s)

本研究では以下に示す、2つの方法を用いて泥炭の分解速度を推定した。

①オープンチャンバー法

現地で泥炭を採取し、Fig.IV.13の実験装置で泥炭から発生するCO₂フラックスを測定した。これは、常に容器内に空気を導入しているためチャンバー法の中でもオープンチャンバー法といわれるものである。同一箇所には2つの採取口から空気を採取し、一方は直接に作動型CO₂濃度分析計へ、他方は泥炭にかぶせた無底容器を経由して分析計に入力され、両者のCO₂濃度差から無底容器内のCO₂濃度の時間変動を測定する。試料空気は0.6 l min⁻¹で採取し、無底容器内にはDC12Vファンを取り付け容器内空気を攪拌することで、平均濃度の空気が分析計に入力され

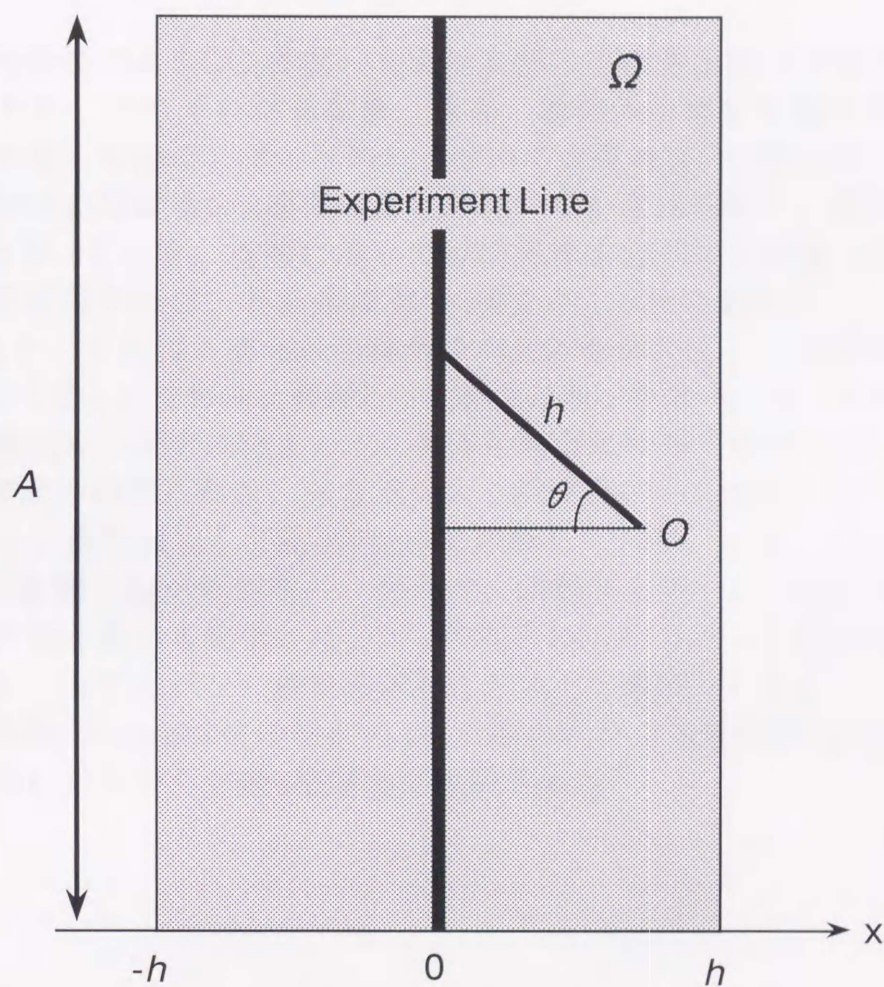
るようにした。なお、泥炭は表面から17cmまでのものを用いた。これは、泥炭の分解が蓄積年代の新しい表層泥炭の寄与がほとんどであるとの仮定による。測定は気温変動の少ない夜間に行い、10秒毎に測定し10分毎にそれらの平均値を記録した。

②枯死物の乾物重の減少速度から推定する方法

この方法は湛水中に沈めた落葉および落枝・幹の乾物重減少速度から求めるものである。現地で採取した落枝と幹、および落葉をそれぞれ混合し、構成樹種に偏りが生じないように注意しながら、新鮮重で落枝と幹150g、落葉80g程度の試料を落枝と幹4試料、落葉5試料用意した。このうち、1試料ずつは実験開始時に乾物重を測り、新鮮重との比(乾物重/新鮮重)を求めた。残り7試料の実験開始時の乾物重は、それぞれの新鮮重と、上で求めた比(乾物重/新鮮重)の積から推定した。7試料はそれぞれ網袋に入れて湛水中に沈め、2ないし3ヶ月毎に1試料ずつ取り出し乾物重を計測した。なお、網袋は1mm方眼のナイロン網を2重にして用い、分解されて細粒化した枯死物が落下、流出するのを最小限に抑えた。

vi) 根の呼吸量(R_r)

本研究では、 R_r を直接測定することができなかった。そこで、湛水面から発生する CO_2 量を用いて推定することとした。すなわち、湛水面から発生する CO_2 量は泥炭の分解量(R_s)と根の呼吸量(R_r)の合計量に相当するものであり、その値から泥炭の分解速度(R_s)を引き算して根系の呼吸量(R_r)を求めた。ここで、湛水面から発生する CO_2 量は、湛水上に無底容器を浮かべ、容器内空気の CO_2 濃度の時間変化から求められる。本論では、1993年から1994年の期間にTo Daeng泥炭湿地林で観測された値の平均値を用いた⁶³⁾。



O : occurring point of a fallen tree
 h : height of a fallen tree
 A : length of experiment line
 θ : angle between fallen tree and
 perpendicular to experiment line
 Ω : area ($2h \times A$)

Fig.IV.3 幾何確率の方法⁶¹⁾

IV-2 結果と考察

IV-2.1 泥炭湿地林におけるCO₂濃度の鉛直分布の日変化

群落内では光合成によるCO₂吸収、および群落の呼吸や土壌の分解によるCO₂放出が同時に行われ、それぞれが日射量、気温、植物体の水分状態等のさまざまな要因で時間変動をしている。そのために、林内では複雑なCO₂濃度分布を示す。ここに、泥炭湿地林におけるCO₂濃度の鉛直分布の時間変化の例を、濃淡による等値線図としてFig.IV.4に示す。夜間において林内中層部以下に高濃度のCO₂が観測された。CO₂濃度の最高値は、日の出直前の4時ないし5時に観測され、その値は約460ppmであった。これは、植物体の呼吸や泥炭の分解によって湛水面から発生したCO₂が、樹冠に遮られて林内に滞留し、高濃度になったものと考えられる。逆に、日の出以降は樹冠部の光合成によって、葉が高密度に分布する高さ10m以上の層に急激なCO₂濃度減少がみられた。光合成による樹冠部のCO₂濃度の低下は日没直前の17時まで続き、最低値として約300ppmを記録していた。また、日中は葉層の上下にCO₂濃度の鉛直勾配が観測され、光合成には樹冠上空からばかりでなく、林内下層部の呼吸や湛水面から発生したCO₂も利用されていることが読みとれる。同様の結果が西マレーシアのパソー低地多雨林においても観測されており、すなわち、CO₂濃度の最高値450ppmは日の出前の4時に観測され、最低値305ppmは樹冠の葉密度の高い部分に正午から午後4時頃まで観測された²⁶⁾。

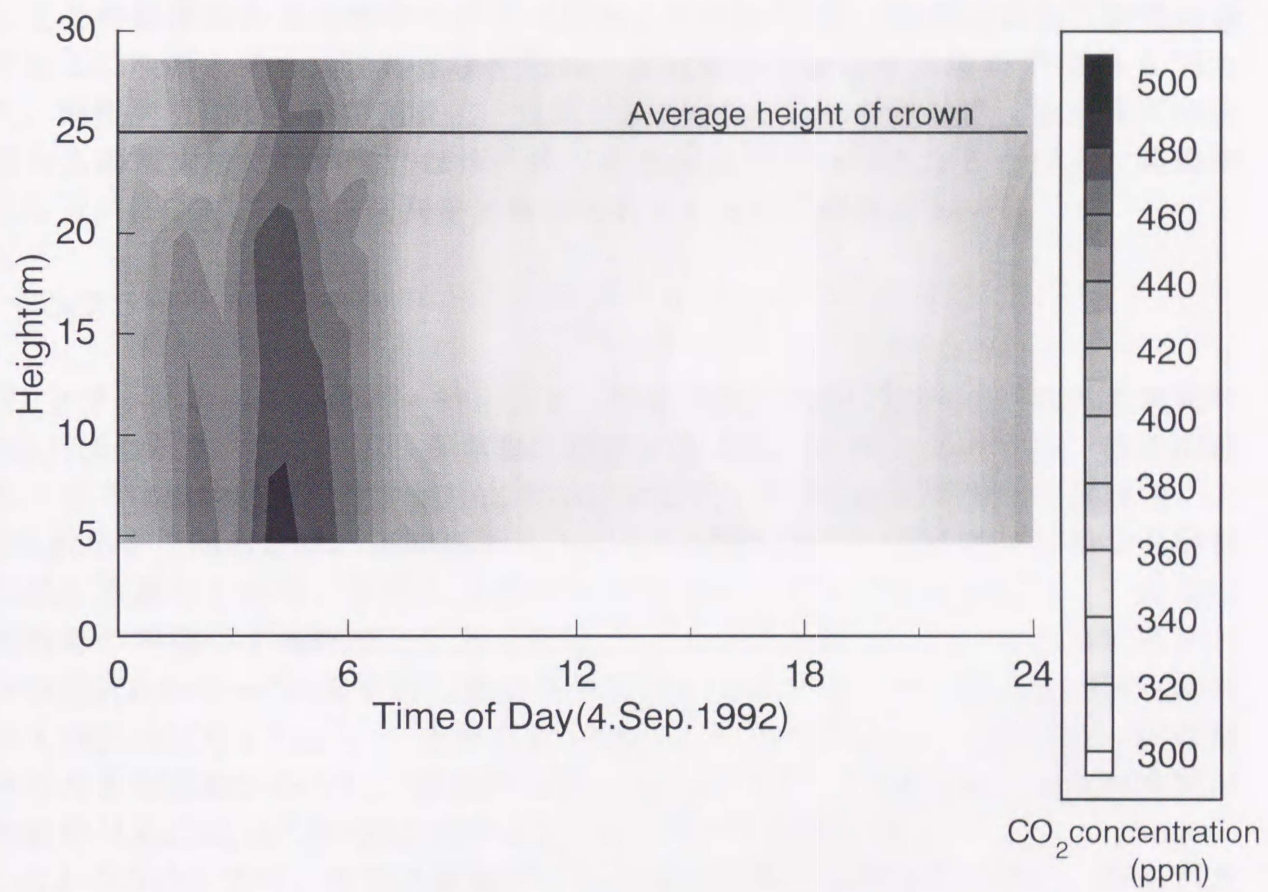


Fig.IV.4 泥炭湿地林におけるCO₂垂直分布の日変化

IV-2.2 微気象的方法による群落-大気間の炭素収支

1) 濃度傾度法と定速渦累積法の比較

定速渦累積法と濃度傾度法でCO₂フラックスを同時に観測し、解析結果を比較することで両観測法の測定精度を相互に検討した(Fig.IV.5)。観測は本論の研究対象地である二次林とその周囲の水田で行い、定速渦累積法による解析では $b=0.53$ とした。両観測法による解析結果は、ほぼ1:1の直線上にのっていた。測定原理の全く異なる両観測法において、ほぼ一致した観測結果が得られたことから、両観測法とも互いにCO₂フラックス測定に有効であることが立証された。

2) CO₂フラックスの日変化

CO₂フラックスの日変化の一例として、両観測地の乾季の晴天日における観測例をFig.IV.6に示す。なお、CO₂が群落に吸収される向きをプラスとする。両観測地とも、日中は植物群落の光合成によるCO₂吸収が、植物群落の呼吸や土壌呼吸によるCO₂放出を上回るため、下向きのフラックスが観測され、その時間変動は日射量の増減に追従していた。また、日没とともにフラックスの向きが逆転し、夜間は植物群落の呼吸や土壌呼吸による上向きのフラックスが生じていた。両観測地とも日射量約0.9kW m⁻²の南中時に最高値を記録していたが、その値は泥炭湿地林において約2.2gCO₂ m⁻² hr⁻¹、二次林は約1.5gCO₂ m⁻² hr⁻¹であった。夜間は、泥炭湿地林に大きな変動がみられ、最低値は約-1.5gCO₂ m⁻² hr⁻¹であった。二次林夜間は最低値約-1.0gCO₂ m⁻² hr⁻¹の上向きCO₂フラックスを記録した。

このようなCO₂フラックスの実測データは観測機器の故障等のために、限られた期間しか得られなかった。そこで、本論では日射等の気象データからCO₂フラックスを推定することとした。

3) 日射とCO₂フラックス

両観測地における日射量とCO₂フラックスの関係をFig.IV.7に示す。両観測地とも日射量が増加するに伴い、急激に下向きのCO₂フラックスの値が大きくなっていた。泥炭湿地林では日射量0.6 kW m⁻²までCO₂フラックスの急激な増加が観測され、そのとき、CO₂フラックスは約2.0gCO₂ m⁻² hr⁻¹であった。二次林ではCO₂フラックスの急激な増加は日射量0.4 kW m⁻²までで、そのとき、CO₂フラックスは乾季、中間的な季節、雨季それぞれ約1.0gCO₂ m⁻² hr⁻¹、約1.2gCO₂ m⁻² hr⁻¹、約1.4gCO₂ m⁻² hr⁻¹であった。ただし、両観測地とも単葉の正味光合成曲線(Fig. II .8およびFig. II .9)のような光飽和はみられず、日射の最高点まで緩やかにCO₂フラックスが増加し

ていた。この現象は植物群落一般にみられるもので、群落内で葉が立体的に分布しているため、光飽和に至らない葉が常に存在する、すなわち相互比陰の効果のためである²⁷⁾。上述したように、二次林が泥炭湿地林よりも少ない日射量で回帰曲線の傾きが小さくなり、かつ、 CO_2 フラックスの値が小さい原因は、二次林の相互比陰の効果が小さいためであると考えられる。つまり、二次林の単葉の光合成能力は大きいものの(Fig. II.8およびFig. II.9)、泥炭湿地林に比べ葉面積指数が遙かに小さく、光飽和に達する葉の割合が多いためと考えられる。

泥炭湿地林において、乾季、中間的な季節および雨季いずれも、同一曲線上にのっており、季節による違いは観測されなかった。この理由は湛水が一年中あるために、土壌や植物体の水分状態が通年一定しており、植物群落に水分不足による水ストレスが生じないためと考えられる。また、一般に光合成速度に対する温度の影響は小さいが⁶⁴⁾、特に泥炭湿地林では樹冠部の日平均気温の年較差が 5°C 程度であり(Fig. IV.8)、光合成速度におよぼす季節的な気温変動の影響が小さいためと考えられる。

二次林において、季節によって CO_2 フラックスの値が異なっていた。ほぼ日射の最高点である日射量 $=1.0\text{ kW m}^{-2}$ のとき、 CO_2 フラックスは乾季に約 $1.1\text{ gCO}_2\text{ m}^{-2}\text{ hr}^{-1}$ 、中間的な季節に約 $1.8\text{ gCO}_2\text{ m}^{-2}\text{ hr}^{-1}$ 、雨季に約 $2.3\text{ gCO}_2\text{ m}^{-2}\text{ hr}^{-1}$ であった。夜間は乾季に約 $-0.7\text{ gCO}_2\text{ m}^{-2}\text{ hr}^{-1}$ 、中間的な季節に約 $-0.4\text{ gCO}_2\text{ m}^{-2}\text{ hr}^{-1}$ 、雨季に約 $-0.3\text{ gCO}_2\text{ m}^{-2}\text{ hr}^{-1}$ であった。このように、水分条件が乾燥するにともなって日中における吸収量はより小さく、夜間における放出量はより大きくなっていた。その原因を土壌水分と土壌呼吸の関係から検討する。Fig. IV.9に二次林で観測した土壌呼吸速度を示す。これは、地下水面が -5 cm および -15 cm のときの土壌呼吸速度である。両者とも地表面温度の上昇に対し土壌呼吸速度の増加がみられたが、土壌水分が相対的に少ない地下水面 -15 cm の場合の方が大きな値となっていた。また、IV-2.3節で詳述するが、常に湛水している泥炭湿地林における土壌呼吸速度は $0.048\text{ gCO}_2\text{ m}^{-2}\text{ hr}^{-1}$ であった。ここで、泥炭湿地林と二次林の土壌成分は類似していると考えられ、二次林において雨季の湛水した条件下では同程度の土壌呼吸速度を示すものと推察される。以上のことから、季節的な降水量の変動による湛水の有無、あるいは土壌水分量の変化は土壌呼吸量の変動を引き起こしていると考えられる。このような土壌呼吸量の変動は、植物群落の光合成活性および呼吸速度が同じ場合であっても、樹冠上の CO_2 フラックスを増減させる効果を持つ。すなわち、土壌が乾燥する乾季は土壌呼吸量が大きいために、光合成で樹冠上空の大気から吸収する CO_2 量が相対的に少なくなり、日中の CO_2 フラックスが小さく測定され、夜間は植物群落の呼吸と相まって大きな上向き CO_2 フラックスが測定される。逆に、雨季は湛水しているために土壌呼吸が抑制され、植物群落が光合成で樹冠上空の大気から吸収する CO_2 量が相対的に大きく、そして、夜間の上向き CO_2 フラックスが小さく測定される。以上のことが原因となって、季節による

CO₂フラックスに違いが生じたものと考えられる。加えて、乾季は植物群落に水ストレスが生じて(Ⅲ-2.2節(3)参照)光合成活性が低下していることが推察され、日中の炭素吸収量の減少を促進したものと考えられる。

4) 夜間におけるCO₂フラックス

泥炭湿地林において、夜間の上向きのCO₂フラックスに大きなばらつきがみられた(Fig.IV.6)。気温変動の小さい夜間に植物群落の呼吸速度や土壌呼吸速度が大きく変動することは考えにくい。そこで、鉛直風速の標準偏差と夜間CO₂フラックスの関係を検討した。ここで、本論では日射量がゼロである18時から翌朝6時までを夜間として扱った。結果はFig.IV.10に示すように σ_w が大きくなるほど、上向きのCO₂フラックスが増加していた。鉛直風速の標準偏差は鉛直風速の絶対値であり、すなわち、夜間CO₂フラックスは鉛直風速に比例することが示された。この理由は、泥炭湿地林の樹冠が閉鎖しているために、林内中層部あるいは下層部の呼吸や湛水面から発生したCO₂が、樹冠のために大気への拡散を妨げられて樹冠内部に滞留し、それが鉛直風速の大小に応じて大気中に拡散していくものと考えられる。樹冠内部にCO₂が滞留する現象はFig.IV.4において、夜間の林内中層部以下に高濃度のCO₂が観測されていることから裏付けられる。なお、Fig.IV.7に示した日射量 = 0の場合のCO₂フラックス $-0.62\text{gCO}_2\text{m}^{-2}\text{hr}^{-1}$ は、 σ_w から推定した夜間のCO₂フラックスの年平均値である。

二次林では、夜間のCO₂フラックスと σ_w との間に関係は見られなかった。その理由は、二次林の樹冠が疎であるために、樹冠内部にCO₂が滞留することが少ないためと考えられる。そこで、Fig.IV.7における日射量 = 0の場合のCO₂フラックスとして、各季節に実測した夜間のCO₂フラックスの平均値を用いた。

5) 年積算炭素吸収量

1995年8月から1996年7月の期間における両観測地の月積算炭素吸収量の推移をFig.IV.11に示す。これは、Fig.IV.7に示した回帰曲線を用いて推定したCO₂フラックスの合計量を炭素量に換算したものである。

①泥炭湿地林

泥炭湿地林において日中は日射量からCO₂フラックスを推定し、夜間は σ_w からFig.IV.10の回帰式を用いて推定した。ただし、 σ_w 欠測期間は、 σ_w データのある期間に観測された夜間CO₂フラックスの平均値を用いた。月積算炭素吸収量は日射量に類似した年変動を示し、雨季に最低値、乾季に最大値を示した。雨季には正味に炭素が放出されていたが、一年間の合計量は $5.66\text{tC ha}^{-1}\text{yr}^{-1}$ の正味の吸収であつ

た(Table IV.1)。

ここで、To Daeng泥炭湿地林は、その成立以来1000年以上にわたり原生状態に保たれているため、植物群落の現存量は定常状態であり、すなわち植物群落の成長量は森林全体でゼロであると考えられる。そのような泥炭湿地林で正味の炭素吸収が観測されたメカニズムは次のように推測される(Fig. IV.12)。

まず、通常の極相林は植物群落の光合成により吸収される炭素量と植物群落の呼吸および落枝、落葉、倒木として脱落する炭素量が釣り合っている(Fig. IV.12において $a - b - c = 0$)。同時に、落枝、落葉、倒木として土壌に入ってくる炭素量と分解されて大気に放出される炭素量が釣り合い(Fig. IV.12における $c = d$)、植物群落に同じく土壌も定常状態にある。したがって、群落による正味の炭素吸収量(Fig. IV.12における $a - b - d$)はゼロである。

一方、泥炭湿地林は植物群落が定常状態にあるため、通常の極相林に等しく、Fig. IV.12における $a - b - c = 0$ が成り立つ。しかし、土壌では落枝、落葉、倒木が湛水中に泥炭として蓄積されるため、土壌に入ってくる炭素量が分解されて大気に放出される量を上回ることになる(Fig. IV.12において $c > d$)。したがって、群落による正味の炭素吸収量(Fig. IV.12における $a - b - d$)は正の値となる。以上のように、泥炭湿地林が正味に炭素を吸収するメカニズムは、土壌に泥炭を蓄積するという特徴的な炭素収支によるものであり、土壌を含めた系全体として考えたとき、泥炭湿地林は定常状態になりえず、炭素の正味の吸収を続けるものと考えられる。

②二次林

二次林における CO_2 フラックス算出には、日中を日射量から推定し、夜間は実測データの平均値を用いた。二次林では季節によって CO_2 フラックスの大きさに違いがみられたので(Fig. IV.7)、季節に応じた回帰式を用いて推定した。すなわち、3月および4月は乾季の式、11月および12月には雨季の式を用い、その他の期間では中間的な季節の式を用いて推定した。ただし、1月および2月は乾季であるが地下水面が高いため、土壌の水分条件が類似している中間的な季節の回帰式を用いた。同時に、雨季あるいは乾季の回帰式のみで計算した正味炭素吸収量の年間の推移をあわせて示した。これらは、地表面を常に湛水状態においた場合の予測量、および常に土壌を乾燥状態に維持した場合の予測量といえる。

月積算炭素吸収量の推移は乾季の3月および4月に最低値、雨季の11月に最大値を記録していた。このような変化を示す理由は、乾季である3月および4月は日射量が多いものの、日射量に対する CO_2 フラックスが小さく、加えて夜間の上向き CO_2 フラックスが大きいためである。逆に、11月は雨季であり曇天や雨天が多く日射量が小さいが、日射量に対する CO_2 フラックスが大きく、加えて夜間の上向き CO_2 フラックスが小さいためである(Fig. IV.7)。これら各月の炭素吸収量の積算値は約 $5.57 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ であった(Table IV.1)

雨季の回帰式を全季節に当てはめて推定した年積算炭素吸収量は約 $10.07 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ であり(Table IV.1)、湛水を通年維持した場合は現状の約1.8倍の炭素吸収が見込まれる。

乾季の回帰式を全季節に当てはめて推定した年積算炭素吸収量は約 $-0.20 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ であり(Table IV.1)、排水を徹底し常に土壌を乾燥状態に保った場合には、炭素の湧源となることが予測された。

両観測地において日射量等の気象条件が異なるため、年積算炭素吸収量の直接の比較はできない。そこで、試みとして泥炭湿地林の回帰式を用いて二次林の気象データより年炭素吸収量を求めた。その結果は約 $6.18 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ の正味の吸収となった。この値は二次林の値よりも約11%大きいものである。ここで、日射量に対する CO_2 フラックスは泥炭湿地林の方が二次林のいずれの季節よりも大きかった(Fig. IV.7)にもかかわらず、年積算炭素吸収量の差が1割程度にとどまっている原因は、直接的には夜間の上向き CO_2 フラックスが二次林より大きいためである。すなわち、一日の半分は夜間であり、夜間の CO_2 フラックスの値が群落-大気間の炭素収支の推定に大きく影響しているものと考えられる。また、こうした現象の根本的な原因は、泥炭湿地林全体が持つ呼吸量の多さに起因する。

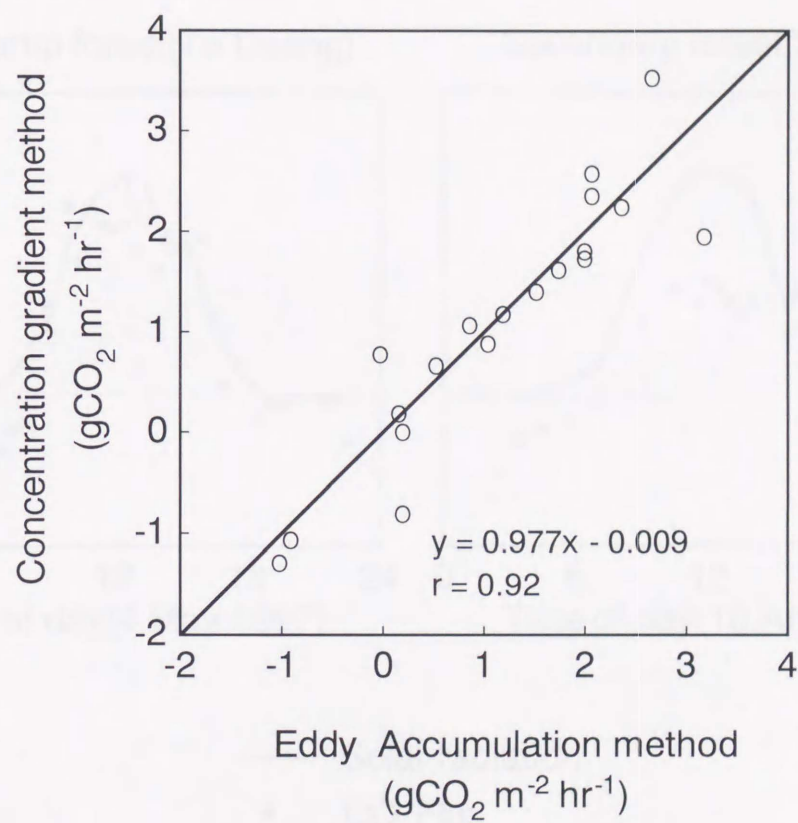


Fig.IV.5 定速渦累積法と濃度傾度法による CO_2 フラックスの比較

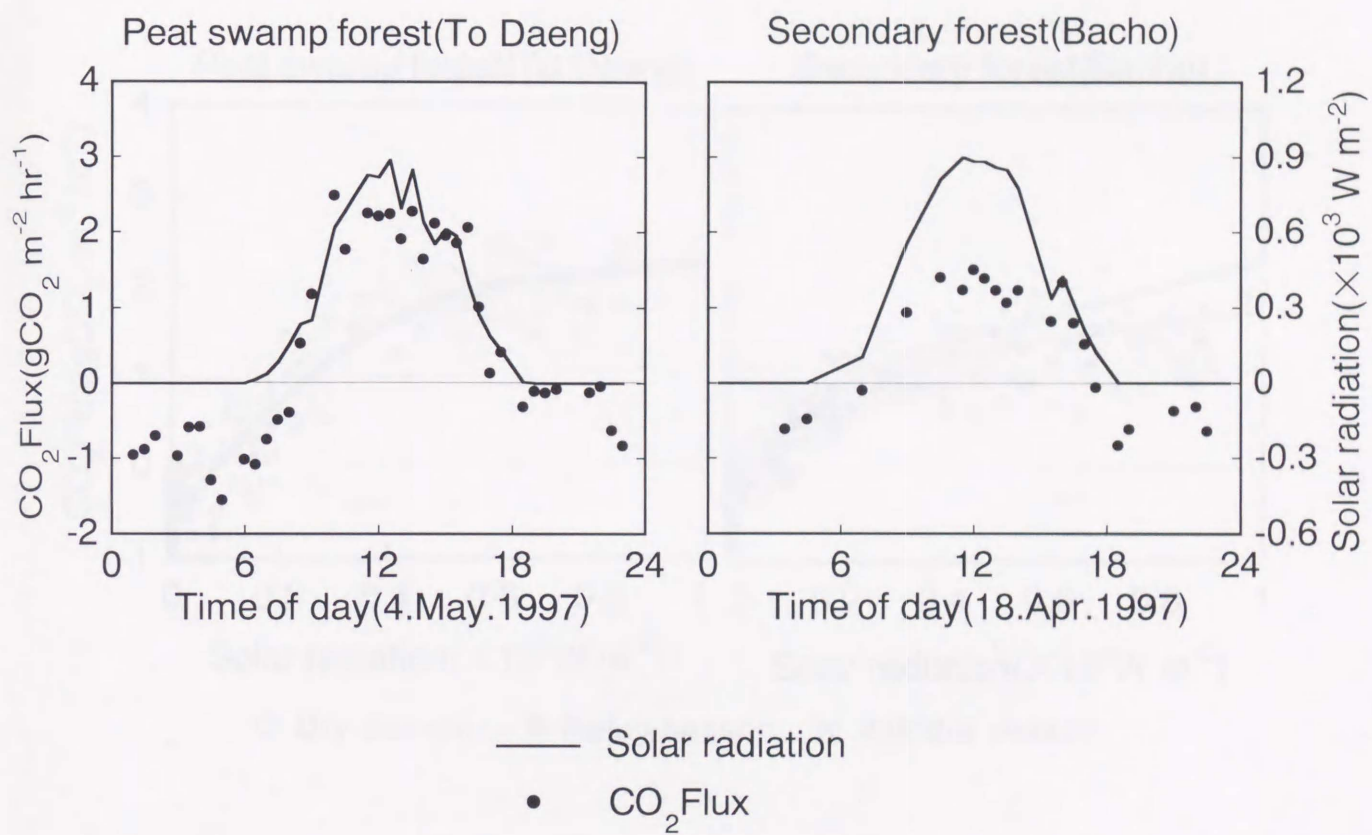


Fig.IV.6 泥炭湿地林におけるCO₂フラックスの日変化

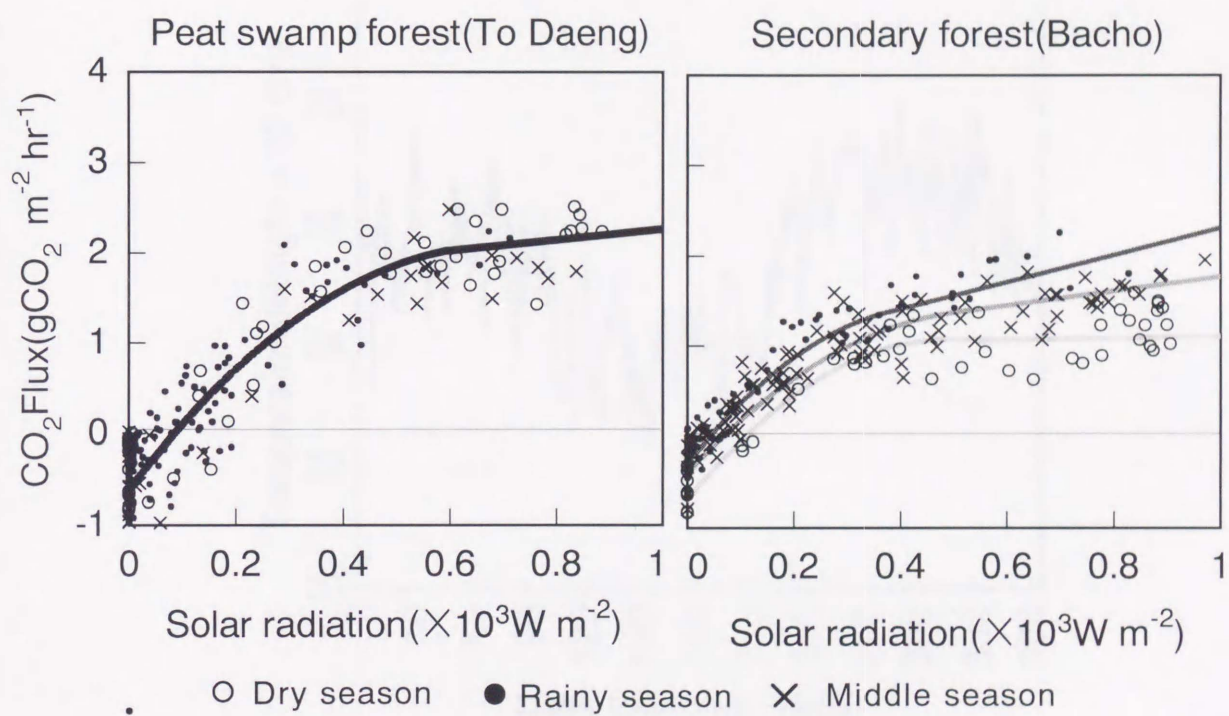


Fig.IV.7 日射量と樹冠上のCO₂フラックス

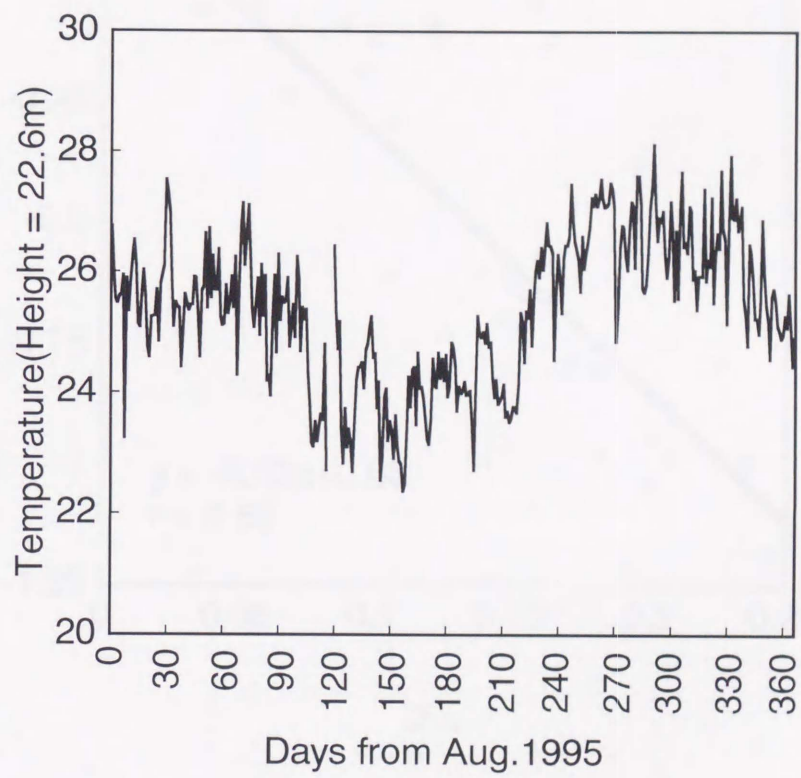


Fig.IV.8 泥炭湿地林における樹冠部の日平均気温の変動

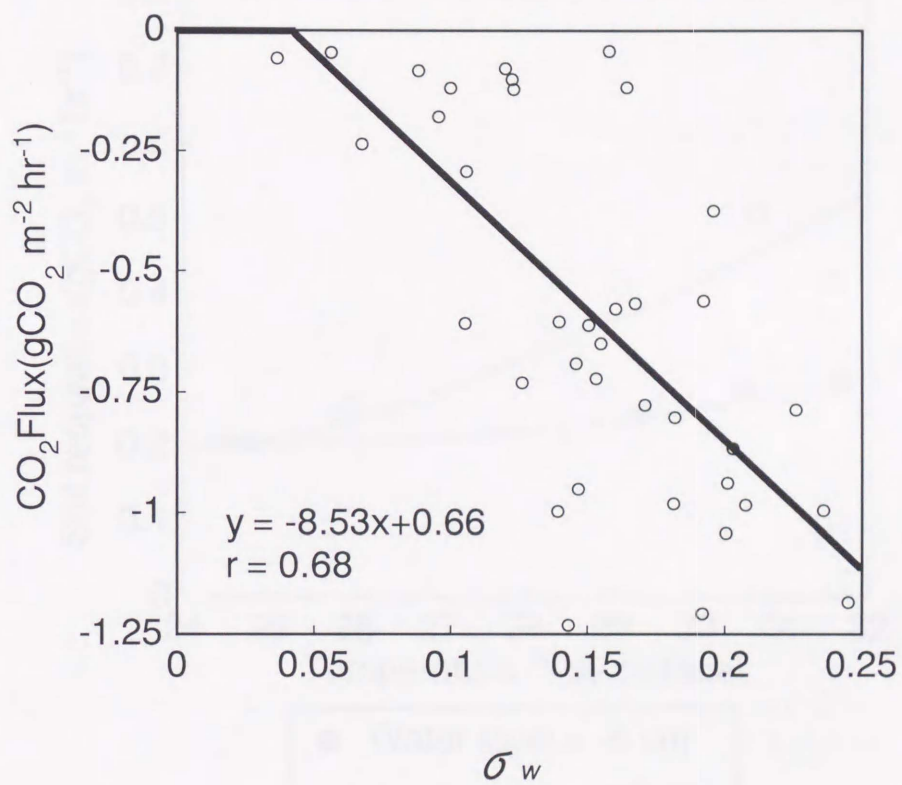


Fig.IV.9 泥炭湿地林における σ_w と夜間の CO_2 フラックス

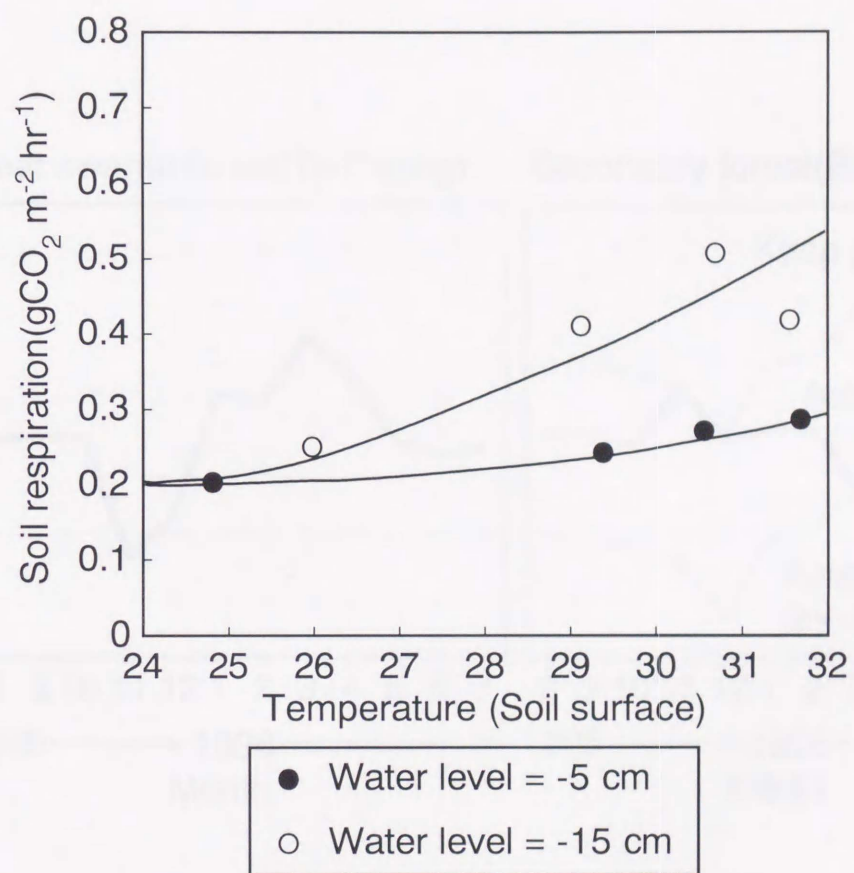


Fig.IV.10 二次林における土壤呼吸量

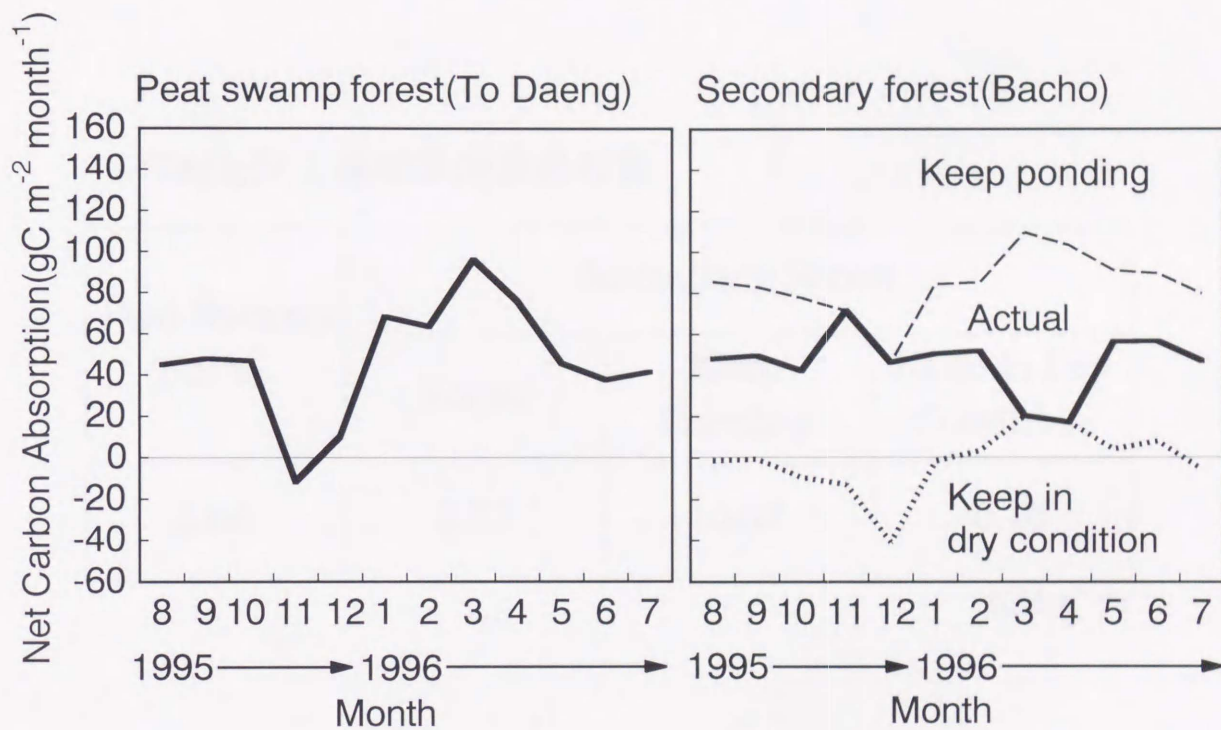


Fig.N.11 正味炭素吸収量の年推移

TableIV.1 年積算炭素吸収量

Peat Swamp Forest	Secondary Forest		
	Actual	Keep Ponding	Keep in Dry Condition
5.66	5.57	10.07	-0.20

tC ha⁻¹ yr⁻¹

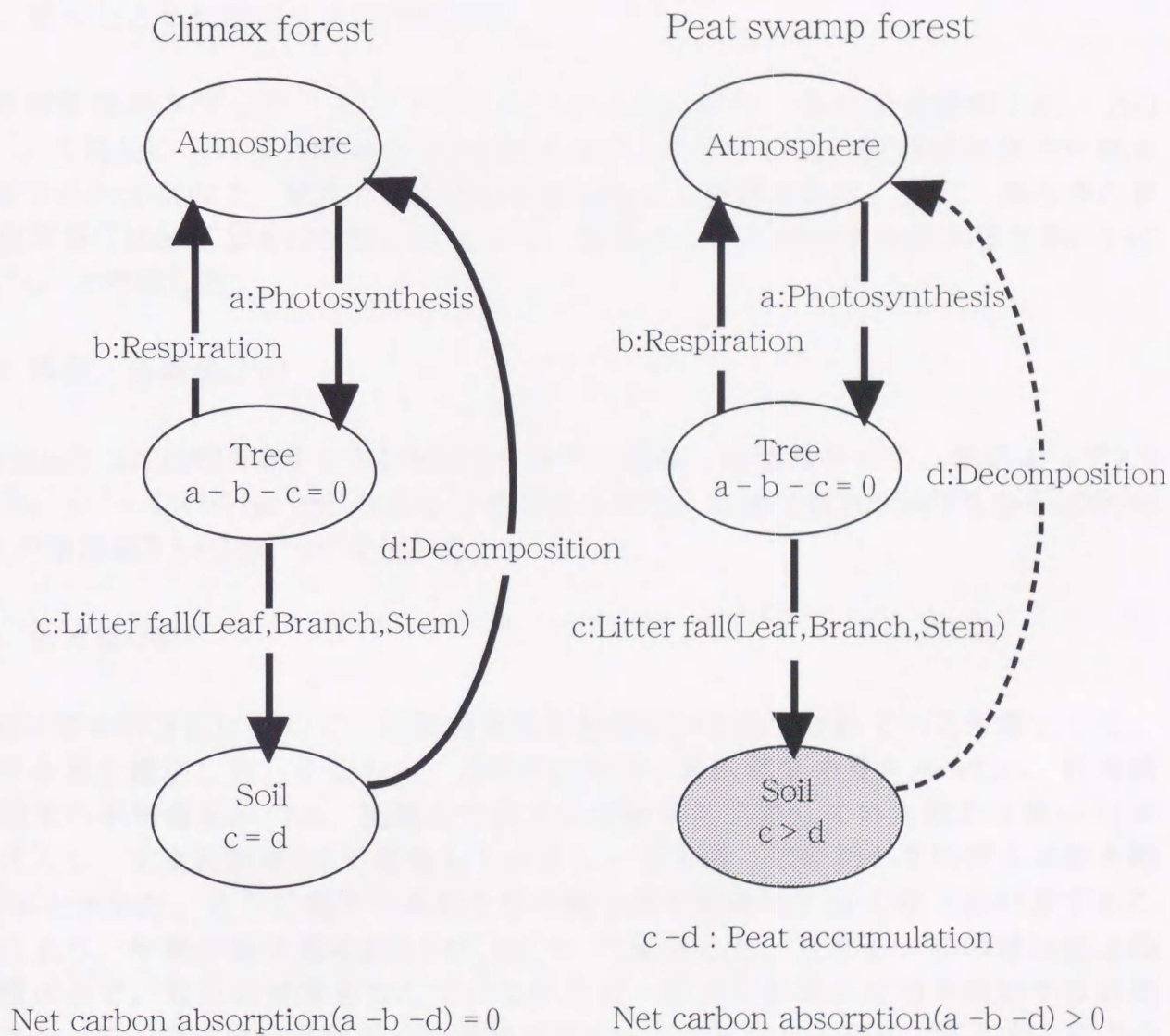


Fig.IV.12 泥炭湿地林が正味の炭素吸収を行うメカニズム

IV-2.3 泥炭湿地林における積み上げ法による炭素収支

1) 炭素収支要素

i) 湛水とともに流出する炭素量(F_w)

年積算潜熱フラックス $3.54 \times 10^9 \text{ J m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ (Table III.2)、水の蒸発潜熱 $2.45 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ より泥炭からの蒸発散量は 1445 mm yr^{-1} と計算された。泥炭湿地林の年降水量が 2384 mm なので、湛水の流出量は 939 mm yr^{-1} と推定された。また、湛水中の有機炭素量 (Table IV.2) を (24) 式に代入して、湛水とともに流出する炭素量を約 $0.1 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ と推定した。

ii) 落枝、落葉量(F_l)

Table IV.3 に 1991 年 6 月から 1996 年 5 月までの落枝、落葉量を示す。年によって $2.2 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1} \sim 4.3 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ のばらつきがみられた。本論では 1995 年 6 月から 1996 年 5 月の観測値 $3.5 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ を用いた。

iii) 倒木量(F_s)

幾何確率的方法において、試験線を泥炭湿地林内に建設されている木道として、倒木本数を推定した。すなわち、(27) 式に木道の林内部分の長さ $A=920 \text{ m}$ 、群落構成樹木の平均樹高 $h=17 \text{ m}$ 、現地にて数えた試験線に交差していた倒木本数 $n=11$ 本を代入し、木道建設後 3 年が経過していることを考慮して年間の平均倒木本数を約 3.7 本と求めた。さらに樹木一本あたりの地上部平均材積 0.34 tDW と掛け算することにより、年間の倒木量を約 $0.6 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ と推定した。ただし、この値は地上部材積のみで、根系の材積を含んでいないため、別途根系の材積を推定する必要がある。そこで、依田らがタイ国南部カオチョンの丘陵林の調査で示した、T/R 比 (地上部材積/地下部材積) 10 を用い⁶⁵⁾、根系を含めた倒木量を $0.7 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ と推定した。ただし、泥炭湿地林では、支柱根、気根等の特異な根も多く、T/R 比では 10 以下になる可能性が高い、したがって、実際の倒木量はさらに大きくなる可能性がある。

iv) 根の枯死量(F_r)

本論では細根量に西マレーシアのパソー低地多雨林における枯死率²⁴⁾0.2を掛け算して推定した。ここで、地上部バイオマス量 $475 \text{ tDW ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ であるパソーの細根量が $20 \text{ tDW ha}^{-1} \text{ m}^{-1}$ であることから²⁰⁾、泥炭湿地林の地上部バイオマス量 245 tDW ha^{-1} より、細根量を 10.3 tDW ha^{-1} と推定した。したがって、枯死率0.2より細根の枯死量を $1.0 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ と推定した。

v) 土壌の分解速度(R_s)

①オープンチャンバー法

本研究ではデータの測定を一晚通して行ったが、計算には測定値の安定した約8時間分の平均値を用いた。8時間の平均値 52.1 ppm 、空気の流量 0.6 l min^{-1} 、チャンバーの直径 29.8 cm (Fig. IV.13)、気温 27°C (現地の年平均気温で代用)より、泥炭の分解による CO_2 フラックスは $0.048 \text{ gCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ であった。この値は $1.2 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ に相当する。

②枯死物の乾物重の減少速度から推定する方法

湛水中に沈めた落枝と幹および落葉の乾物重の時間変化をFig. IV.14に示す。落葉は一年間に約55%の重量減少を示し、ほぼ安定化していた。一方、落枝と幹は分解速度が極めて遅く、その重量減少は一年間で約10%程度であった。そこで、本論では土壌の分解速度の推定に落葉および生殖器官等の枯死物の55%、落枝および倒木量の10%が分解するものとして計算した。落葉量および生殖器官等の枯死物 $2.73 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ (Table IV.3)、落枝量および倒木の合計量 $1.40 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ (Table IV.3および本節(iii))より、合計 $1.6 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ と推定した。

枯死物の乾物重の減少速度から推定した分解速度は、試料が分解および細粒化して網目から落下、流出することによって過大評価されている可能性がある。そこで、本論ではオープンチャンバー法で推定した値 $1.2 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ を用いた。

vi) 樹木の根による呼吸量(R_r)

湛水面より発生する炭素量は $R_r + R_s$ に相当し、1993年から1994年の平均値で $5.6 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ であった⁶³⁾。したがって、本論で求めた $R_s = 1.2 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ を用いて、樹木の根による呼吸量(R_r)を差し引き $4.4 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ と推定した。この値は、湛水面から発生した炭素量の約80%に相当していた。

TableIV.2 泥炭湿地林における流出炭素量

	測 定 値*		平均値*	流出炭素量**
	(mgC ℓ^{-1})		(mgC ℓ^{-1})	(tC ha $^{-1}$ yr $^{-1}$)
懸濁態有機炭素量 (POC)	0.69 (Nov.1992)	0.59 (Dec.1993)	0.64	0.0060
溶存態有機炭素量 (DOC)	6.5 (Nov.1992)	5.7 (Jun.1994)	6.1	0.057
合 計	-	-	-	0.063

*吉岡からの私信

**湛水の流出量(年降水量-年蒸発散量)939mm yr $^{-1}$ を用いて計算

TableIV.3 泥炭湿地林における落枝、落葉量

	Leaf	Branch	Reproductive components and Other material	Total
June1991-May1992*	1.75	0.39	0.46	2.60
June1992-May1993*	2.03	0.74	0.41	3.18
June1993-May1994*	2.10	0.91	0.83	3.84
June1994-May1995**	2.59	0.90	0.75	4.24
June1995-May1996**	2.11	0.73	0.62	3.46
Total(% of Total)	2.12(61.1)	0.73(21.2)	0.61(17.7)	3.46(100)

(*Bunyavejchewin *et al.*,1994⁶⁶⁾,**Nuyimからの私信) tC ha $^{-1}$ yr $^{-1}$

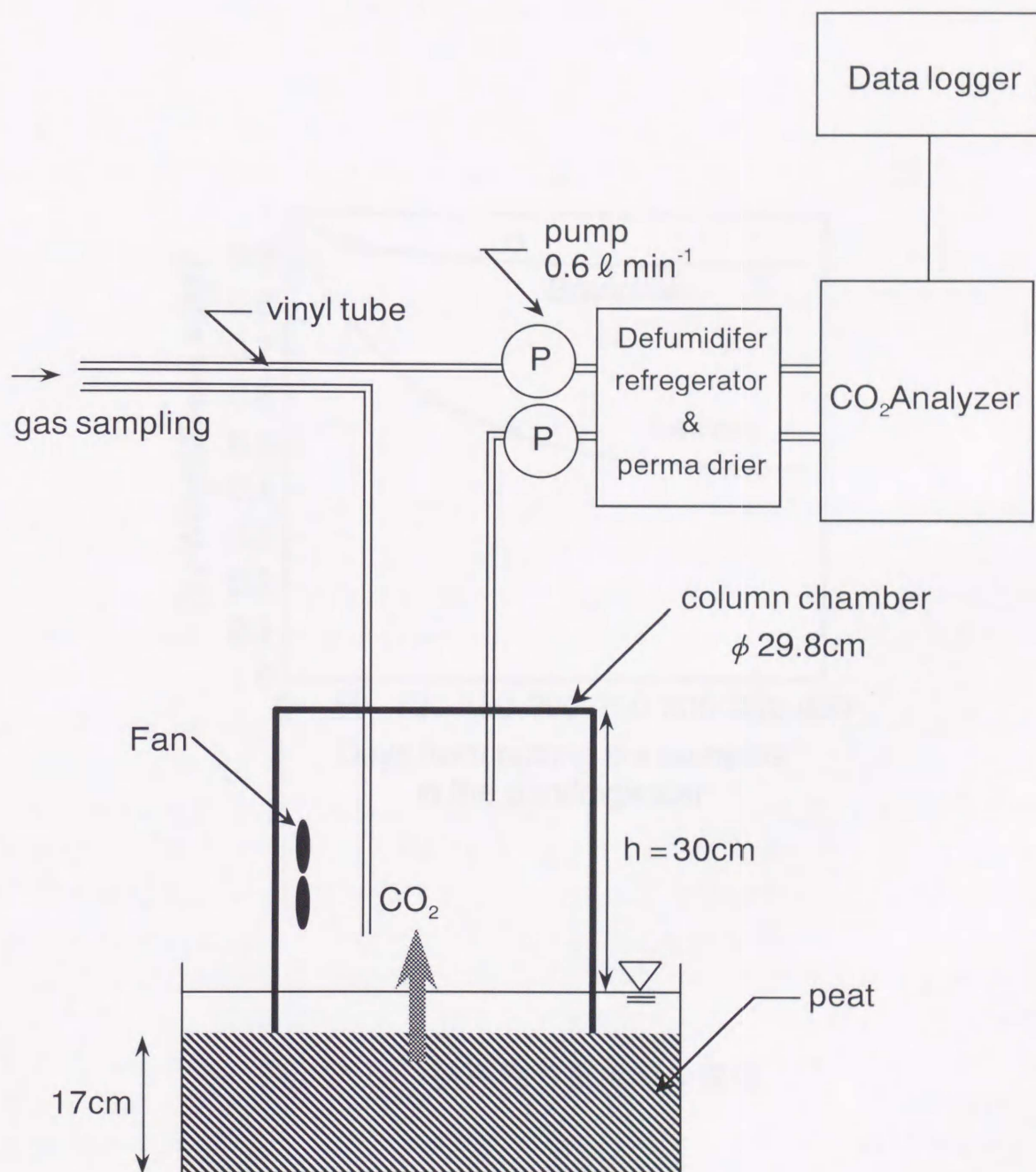


Fig.IV.13 土壤呼吸量測定装置

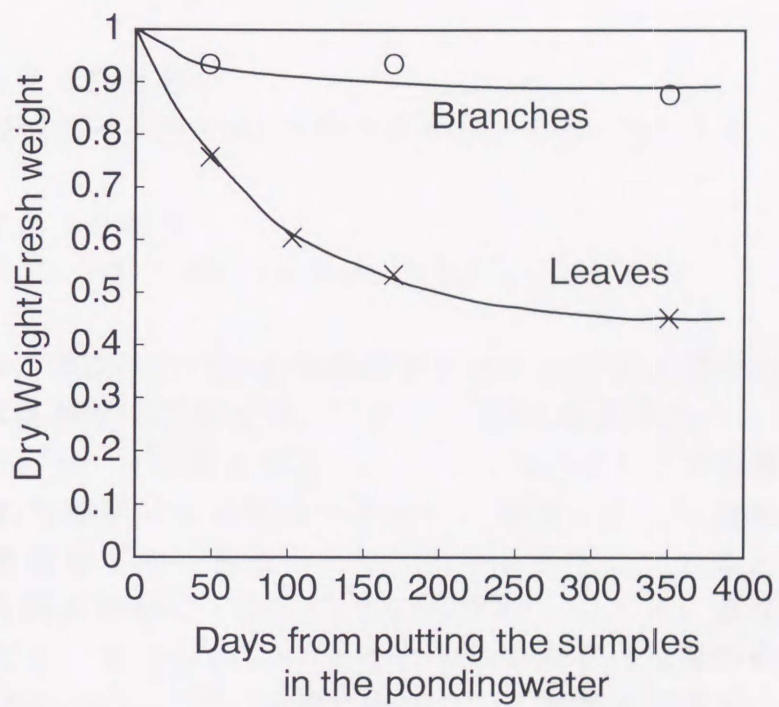


Fig.IV.14 枯死物の重量減少速度

2) 積み上げ法による炭素収支

泥炭湿地林における積み上げ法による炭素収支をFig.IV.15に示す。炭素貯留の場である大気、植物群落、土壌それぞれについて(17)、(15)、(16)式に従って収支をとると、(28)、(29)、(30)式が成り立つ。

大気で収支をとった場合：

$$S_a = (R_t + R_r + R_s) - P = (R_t + 5.6) - P \quad (28)$$

群落で収支をとった場合：

$$S_t = P - (R_t + R_r + F_l + F_r + F_s) = P - (R_t + 9.6) = 0 \quad (29)$$

土壌で収支をとった場合：

$$S_s = (F_l + F_r + F_s) - (R_s + F_w) = 3.9 \quad (30)$$

ここで、 S_a 、 S_t 、 S_s はそれぞれ各炭素貯留の場における炭素貯留量の増加速度である。 S_t は植物群落が定常状態と考えられるので0と仮定すると、(28)および(29)式より $S_a = -4.0 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ と計算される。ここで、 S_a のマイナスの符号は大気にとっての損失、すなわち群落による吸収を意味し、群落によって正味に炭素吸収が行われていることを意味する。群落が正味に炭素を吸収しているという結果は、微気象的方法による解析結果に一致する(IV-2.2参照)。ここで、泥炭湿地林は植物群落の成長速度がゼロ、すなわち $S_t = 0$ と考えられるので、大気から正味に吸収された炭素量 $-S_a = 4.0 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ は、土壌に泥炭として蓄積されるか、あるいは湛水とともに群落外に流出していくことになる。 $S_s = 3.9 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 、 $F_w = 0.1 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ なので植物群落が群落上空の大気より正味に吸収した炭素量の内、群落外に流出するものは2.5%にとどまっており、97.5%は泥炭として蓄積されていた。

以上で示した大気から土壌へという炭素の移動は、植物群落が仲立ちとなっている。すなわち、植物群落は光合成によって大気から CO_2 を固定し、それが落枝、落葉および倒木の形で土壌へと脱落することによって大気から土壌へという炭素の移動が行われており、植物群落-土壌間の炭素の動態にこそ、泥炭湿地林が正味に炭素吸収を行うメカニズムの本質が隠されている。そこで、植物群落の純生産速度(P_n)と生産物の行き先という観点から検討する。純生産量は光合成で固定される総量すなわち総生産速度から、植物群落の呼吸によって消費される分を差し引いたものであり、記号で示すと $P_n = P - R_t - R_r$ である。また、この値は(15)式より、 $P_n = F_l + F_s + F_r$ と表すことができ、枯死物の総量すなわち土壌にとっての収入に等しく、それが①泥炭として蓄積(S_s)、②分解され大気に還元(R_s)、③湛水とともに流出(F_w)の3項目に別れる。 P_n は(28)あるいは(29)式より $5.2 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ と求め

られ、 $S_s = 3.9 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 、 $R_s = 1.2 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 、 $F_w = 0.1 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ なので、純生産量の75%が泥炭として蓄積され、23%が分解されて大気に戻り、2%が湛水とともに林外へ流出している計算になる。このような、純生産量の75%が泥炭として蓄積されていることが、植物群落の正味成長速度がゼロと考えられるにもかかわらず、正味の炭素吸収をつづける泥炭湿地林を最も特徴づける点である。

IV-2.4 泥炭湿地林における積み上げ法と微気象的方法による 炭素収支の比較

①大気-群落間の炭素収支における比較

泥炭湿地林における微気象的方法で求めた年積算炭素吸収量は $5.7 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ (Table IV.1) であった。一方、積み上げ法による群落の炭素吸収量 (S_a の逆符号に相当) は $4.0 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ であり、微気象的方法による解析結果の約7割の大きさとなった。

ここで、両方法による差について検討する。まず、群落の炭素吸収量は (14)、(15) 式より (31) 式で表される。

群落の炭素吸収量：

$$-S_a = F_l + F_r + F_s - R_s \quad (31)$$

右辺の4つの因子のうちで、最も誤差が大きいと考えられるのは倒木量 F_s である。すなわち、倒木の発生が位置的、時間的に不規則であるために、発生頻度の推定が困難である上に、一度に生じる枯死量が巨大であるためである。ここで、米田は細根以外の枯死量に対する倒木量の割合を、パソアの成熟した低地多雨林で46%、冷温帯のブナ成熟林で46%、冷温帯落葉広葉樹林の100年生二次林で47%と報告している⁶⁷⁾。本論で求めた倒木量は細根以外の枯死量の約20%に過ぎず、過小評価されている可能性がある。倒木量を枯死量の50%と仮定したとき、群落の炭素吸収量は $5.1 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ と求まり、微気象的方法による推定値に近づくことになる。

また、本論では炭素収支解析における前提として、植物群落の成長速度 (St) をゼロと仮定している。しかし、このような「定常状態」が成り立つのは長期、大面積の平均としてであり、常に定常状態が持続されているとは断定できない。そこで、成長速度 δ を仮定し検討を加えることとする。このとき、 $St = \delta$ であり、(28) および (29) 式より、 $-S_a = 4.0 + \delta$ となり、微気象的方法の推定値に近づくことになる。

以上の点が、微気象的方法と積み上げ法による推定値の差の要因の一つとなっている可能性がある。

②泥炭蓄積速度における比較

泥炭の蓄積速度は、群落による炭素吸収量から、林外へ湛水とともに流出する炭素量 (F_w) を差し引いた値となる。すなわち、微気象的方法 $5.6 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 、積み上げ法 $3.9 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ である。ここで、II-1.3節に示したように、泥炭の強熱減量

が89~99%であることから、泥炭の有機物含量はほぼ容積重 $0.1 \sim 0.32 \text{ gDW cc}^{-1}$ に等しく、泥炭の蓄積速度から計算した泥炭成長速度は、微気象的方法 $5.6 \sim 1.8 \text{ mm yr}^{-1}$ 、積み上げ法 $3.9 \sim 1.2 \text{ mm yr}^{-1}$ と計算される。ここで、To Daeng泥炭湿地林における泥炭最上層は約1.5m堆積し、その経過年数は700年から1000年である(Fig. II. 4)。このとき、泥炭蓄積速度が一定であると仮定すると、約 $1.5 \sim 2.1 \text{ mm yr}^{-1}$ の泥炭成長速度が計算される。本論における微気象的方法および積み上げ法による推定値は、どちらも層厚と経過年数から計算した値と重なっており、おおむね妥当な推定値であると考えられる。また、泥炭湿地林の湛水は最大90cmなので、微気象的方法あるいは積み上げ法による泥炭蓄積速度が維持された場合、今後160年から750年程度泥炭の蓄積が継続されるものと考えられる。

③純生産速度における比較

純生産速度(P_n)は、光合成で固定された総量すなわち総生産速度から、植物群落の呼吸によって消費される分を差し引いたものであり、 $P - R_t - R_r$ で示される。微気象的方法によって測定した群落-大気間の CO_2 フラックスは、 $P - R_t - R_r - R_s$ に相当し(IV-1.1節参照)、微気象的方法から推定した年積算炭素吸収量 $5.7 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ および、 $R_s = 1.2 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ より、純生産速度は $6.9 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ と求まった。一方、積み上げ法による純生産速度は(28)あるいは(29)式より $5.2 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ と推定され、微気象的方法の推定値と比較して約25%小さい値となった。

これらの値を筑後モデルの推定値、一般的な森林のエネルギー効率および西マレーシアのパソー低地多雨林の測定値と比較し、妥当性を検討する。

筑後モデル⁶⁸⁾⁶⁹⁾は純放射量や降雨量から純生産速度を推定するもので、入射エネルギーを全て吸収し、かつ水蒸気フラックスが群落の蒸散のみから生じる植生を仮定しており、いわば気象条件から見た「可能純生産量」と考えられるものである。筑後モデルは、(32)式で表される。

$$P_n = 0.29 [\exp(-0.216 RDI^2)] R_{\text{total}} \quad (32)$$

ただし、

$$RDI = R_{\text{total}} (\phi - r_{\text{total}})^{-1}$$

ここで、 R_{total} 、 RDI 、 ϕ 、 r_{total} はそれぞれ、年間純放射量(cal cm^{-2})、年間放射乾燥度(g cm^{-2})、蒸発潜熱($\text{cal gH}_2\text{O}^{-1}$)および年積算降水量(cm)である。ここで、泥炭湿地林における実測値から $R_{\text{total}} = 107.2$ 、 $r_{\text{total}} = 238.4$ を与えると $RDI = 0.771$ となり、 $P_n = 27.3 \text{ tDW ha}^{-1} \text{ yr}^{-1} (= 13.1 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1})$ と求まった。本モデルで計算された日本にお

ける純生産速度は、北海道の約3 tDW ha⁻¹ yr⁻¹から沖縄の約20 tDW ha⁻¹ yr⁻¹まで、気候の温暖化に対応して増加しており⁷⁰⁾、本研究の観測地の気象データより求めたモデル計算結果は、熱帯における値として妥当なものと考えられる。加えて、本論の観測地に類似した気候であるパソーにおける、積み上げ法による純生産速度は27.4 tDW ha⁻¹ yr⁻¹であり²⁷⁾、本論のモデル計算値とよい一致を示していることから、筑後モデルの妥当性が裏付けられた。一方で、本論において微気象的方法および積み上げ法から推定した純生産速度は、それぞれ筑後モデルによる値の53%および40%にとどまっていた。

次に、全短波放射量に対する純生産量の熱量の比、すなわちエネルギー効率の点から検討する。純生産量の熱量への換算には、乾物生産量と植物体の平均熱量19.7 × 10³ J gDW⁻¹の積で計算した⁷¹⁾⁷²⁾。全短波放射量は年積算日射量5.70 × 10⁹ J m⁻² hr⁻¹を用いた(Table III.1)。微気象的方法および積み上げ法による純生産速度のエネルギー効率は、それぞれ0.50%および0.38%であった。ここで、パソーの低地多雨林のエネルギー効率は1.0%であり⁷¹⁾、一般的に森林の純生産速度のエネルギー効率は0.5~1.7%であることから⁷³⁾、泥炭湿地林のエネルギー効率はパソーの値の半分以下であるとともに、一般的な森林のエネルギー効率の最低値、もしくはそれよりも小さいものであった。

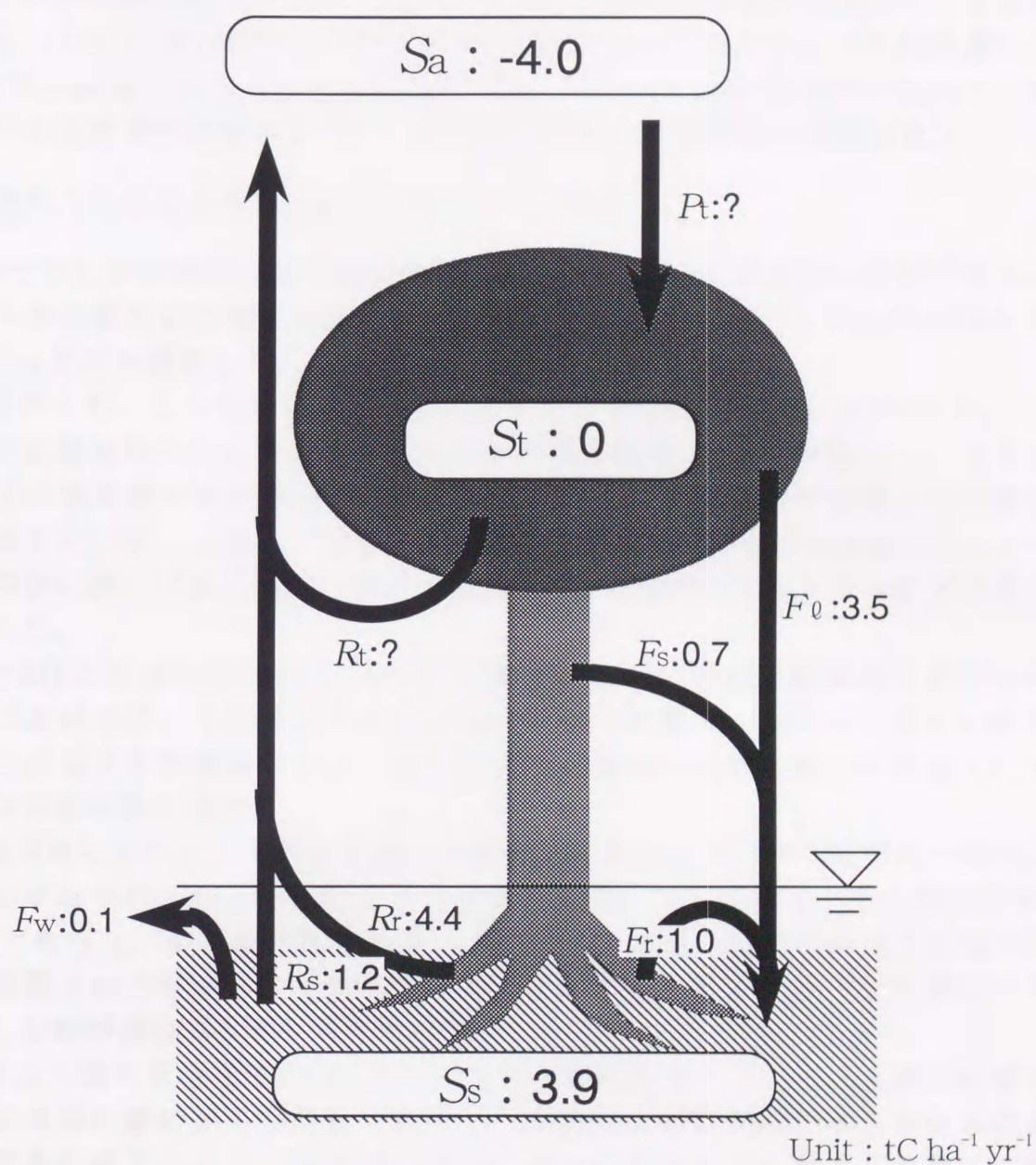
以上のように、筑後モデルあるいは純生産速度のエネルギー効率から検討したとき、本論における泥炭湿地林の純生産速度は、一般の森林と比較して小さなものであるといえる。その原因を以下で、森林のサイズの観点から検討を試みる。

東南アジアの森林の地上部バイオマス量は、低地多雨林400-500 tDW ha⁻¹、常緑季節林300-400 tDW ha⁻¹、落葉季節林150-250 tDW ha⁻¹、サバナ林50-150 tDW ha⁻¹であり⁷⁴⁾、To Daeng泥炭湿地林の地域が熱帯降雨林気候、あるいはモンスーン気候に分類されるので、気候的には低地多雨林あるいは常緑季節林が成立すると考えられる。しかし、To Daeng泥炭湿地林のバイオマス量は245 tDW ha⁻¹であり、より高緯度の乾燥した気候にみられる落葉季節林に相当する値であった。これは、泥炭湿地林が貧栄養の泥炭土壌に形成されており、そのような生育環境のためにバイオマス量の上限が制限されたものと考えられる。すなわち、泥炭湿地林がその生育環境のために樹高あるいは材積等の規模の小さい森林となっており、気候や気象条件から期待されるだけの純生産力が発揮されていないものと推察される。

そこで、地上部バイオマス量と純生産速度が比例するものと仮定して、両者の比(純生産量/地上部バイオマス量)をとり、パソーの測定値と比較する。微気象的方法による推定値、積み上げ法による推定値は、それぞれ0.058、0.044である。一方、パソーにおいて積み上げ法で実測された純生産速度は13.2 tC ha⁻¹ yr⁻¹(地上部バイオマス量475 tDW ha⁻¹ = 228 tC ha⁻¹ yr⁻¹)である²⁷⁾ので0.058が求まり、泥炭湿地林の推定値はパソーの値に等しいか、あるいは約8割に相当するものであった。このように、森林のサイズを考慮すれば、本論の推定値はほぼ妥当な値であると考えら

れる。

以上のことから、微気象的方法や積み上げ法による推定値と筑後モデルによる推定値の差、および泥炭湿地林のエネルギー効率の低さは、泥炭湿地林がその生育環境のために樹高あるいは材積等の規模の小さい森林となっており、気候や気象条件から期待されるだけの純生産力が発揮されていないため生じたものと考えられる。



P :Photosynthesis , F_w :Runoff with ponding water ,
 F_ℓ :Litter(leaf and branch) , F_s :Litter(stem) , F_r :Litter(root) ,
 R_t :Respiration(leaf,branch and stem) , R_r :Respiration(root) ,
 R_s :Soil respiration , S_a :Accumulation speed in Atmosphere ,
 S_t :Growth speed of wood biomass , S_s :Accumulation speed of peat

Fig.IV.15 泥炭湿地林における積み上げ法による炭素収支

IV-3まとめ

タイ国半島部最南端のナラチワ県の原生状態に保たれた泥炭湿地林と、その伐採後に成立した二次林の群落上で微気象的方法を用いてCO₂フラックスを観測し、大気-群落間の炭素収支の変化を明らかにした。さらに、泥炭湿地林において、積み上げ法による炭素収支解析を行い、微気象的方法の観測結果と比較した。

①微気象的方法による樹冠上のCO₂フラックス解析

CO₂フラックスの測定に定速渦累積法を実用化し、濃度傾度法と併せて用いた。実測データの得られた期間が限られるため、日射等の気象データとの相関から、CO₂フラックスを推定した。

両観測地とも、日中は日射量からCO₂フラックスを推定した。夜間のCO₂フラックスは泥炭湿地林において風速の鉛直成分の標準偏差 σ_w から推定し、二次林において夜間の実測値の平均値を用いた。また、泥炭湿地林は一年を通して一本の曲線で回帰できたが、二次林では乾季、雨季、中間的な季節毎に日射量とCO₂フラックスの関係に違いが見られた。特に土壤の乾燥する乾季にCO₂フラックスの低下が観測された。

1995年8月より1996年7月の一年間で両観測地における炭素吸収量を推定した。同時に二次林では、土壤を通年乾燥状態に維持した場合、あるいは湛水を維持した場合に相当する予測量として、乾季あるいは雨季の回帰式を一年間全てに当てはめて炭素吸収量を求めた。

泥炭湿地林における月炭素吸収量の推移は、日射量が減少する雨季に一時的な炭素の放出がみられたが、年合計では炭素の吸収源となっており、その値は5.66 tC ha⁻¹ yr⁻¹であった。地上部が定常状態にあると考えられる泥炭湿地林で正味の炭素吸収が観測された理由は、植物群落より生じた落枝、落葉、倒木等が湛水中で蓄積され、分解が遅れるためと推察された。

二次林は土壤の水分状態にCO₂フラックスが影響を受けていた。土壤が乾燥する時期は炭素吸収量の減少が顕著であり、その原因は植物群落の水ストレスによる光合成活性の低下および土壤呼吸の増加によるものであると考えられた。年間の炭素吸収量は約5.57 tC ha⁻¹ yr⁻¹と推定され、泥炭湿地林以上の炭素吸収が行われていることが明らかとなった。また、常に湛水している状態を仮定した場合には、現在の約2倍に相当する10.07 tC ha⁻¹ yr⁻¹の正味の吸収が見込まれた。逆に常に土壤が乾燥した状態を仮定した場合は-0.20 tC ha⁻¹ yr⁻¹となり、正味に炭素を放出するものと推定された。

②積み上げ法による泥炭湿地林の炭素収支

泥炭湿地林において炭素収支項を求め、積み上げ法により大気-植物群落-土壌間の炭素収支を定量化した。炭素収支各項より求めた群落による正味の炭素吸収量は $4.0 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ と推定され、微気象的方法から導かれた「群落による正味の炭素吸収」を裏付けた。さらに、正味の炭素吸収量のうち97.5%に相当する $3.9 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ が泥炭として土壌中に蓄積されていた。また、純生産速度 $5.2 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ と比較すると、そのうち75%が泥炭として蓄積されている計算となった。泥炭湿地林において植物群落の正味成長速度がゼロであると推定されるにもかかわらず、正味に炭素を吸収するのは、純生産量の75%を湛水下に泥炭として蓄積していることが原因であると考えられた。

③微気象的方法と積み上げ法による比較

積み上げ法と微気象的方法による推定値を、群落による正味炭素吸収量、泥炭の蓄積速度および純生産速度で比較した。積み上げ法による群落の炭素吸収量は微気象的方法による推定値の約70%の大きさであった。この誤差要因として倒木量の過小評価、および「植物群落の正味成長速度 = 0」の仮定による誤差が推察された。

両観測法による泥炭蓄積速度は微気象的方法から $5.6 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 、積み上げ法から $3.9 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ であった。この値より推定した泥炭の成長速度は、それぞれ $5.6 \sim 1.8 \text{ mm yr}^{-1}$ 、 $3.9 \sim 1.2 \text{ mm yr}^{-1}$ であった。これらの値は、泥炭蓄積量と経過年数から推定した泥炭成長速度 $2.1 \sim 1.5 \text{ mm yr}^{-1}$ と重なっており、おおむね妥当な推定値であると考えられた。

純生産速度は、微気象的方法および積み上げ法それぞれ $6.9 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ および $5.2 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ であった。これらの値の妥当性をパソーの測定値、筑後モデルの推定値との比較およびエネルギー効率から検討した。

筑後モデルから推定した純生産速度に対し、本論の推定値は微気象的方法、積み上げ法それぞれ53%あるいは40%に相当していた。また、本論における純生産量のエネルギー効率は微気象的方法、積み上げ法それぞれ0.50%および0.38%であり、一般的な森林のエネルギー効率の最低値もしくはそれ以下の値であった。このように、本論における純生産速度の推定値は、パソーの値あるいは一般的な森林と比較して小さな値であった。しかし、群落の地上部炭素量と純生産速度の比をパソーと比較したとき、微気象的方法、積み上げ法およびパソーの値、それぞれ0.058、0.044、0.058であり、植物群落のバイオマス量を考慮したとき、ほぼ妥当な推定値であると考えられた。すなわち、純生産速度が一般的な森林に比較して小さい原因は、泥炭湿地という特異な環境に成立した森林であるため、気候から期待される植生より樹高あるいは材積等の規模が小さいためであると考えられた。

第V章 結章

摘要

タイ国南部の泥炭湿地林と、伐採および排水の後に成立した二次林を対象地として微気象観測を行い、1995年8月から1996年7月の期間において泥炭湿地林伐採が「放射収支、熱収支に及ぼす影響」および「炭素収支に及ぼす影響」を明らかにすることを2つの柱とした。

「放射収支、熱収支に及ぼす影響」

- (1)短波放射に対する影響は、二次林におけるアルベドの減少として現れ、年平均アルベドは泥炭湿地林で16.2%、二次林で13.9%であった。この原因は二次林の群落密度が低いため、茶褐色の泥炭や湛水が天空にさらされるためと考えられた。この結果は地表面が正味に得るエネルギー量、すなわち純放射量を増加させる方向に働くものである。
- (2)長波放射に対する影響は、二次林における有効放射量(上向きの長波放射-大気放射)の増加として現れた。有効放射量の年平均値は泥炭湿地林が 9.5 W m^{-2} 、二次林が 17.1 W m^{-2} であった。また、吸収日射(日射量-反射量)に対する長波放射量の割合は泥炭湿地林、二次林それぞれ6.3%および10.1%であった。このような、二次林における有効放射の増加は、純放射量を減少させる方向に働くものである。
- (3)熱収支および炭素収支を明らかにするため、純放射に対する顕熱の比率を比較した。泥炭湿地林は年間を通して20%前後を保っており、熱的環境が安定していた。二次林では乾季の低水位期に顕熱フラックスの増加が顕著で、最大40%に達した。このような、季節による顕熱の配分率の変動は、土壌水分の減少によって潜熱フラックスが抑制され、その結果として顕熱フラックスが増加するものと考えられた。顕熱フラックスの配分率の年平均値は泥炭湿地林、二次林それぞれ20.9%と33.2%であった。このような、二次林における顕熱への配分率の増加は、同時に潜熱への配分率の減少を意味し、地域を高温乾燥化させる可能性がある。
- (4)泥炭湿地林伐採が局地気候におよぼす影響は、二次林化による短波放射、長波放射および熱収支の変化、これら3つの要素の兼ね合いで決定される。そこで、100の日射量(R_s)があった場合を想定して、放射収支および熱収支の変化による影響を評価した。まず、①二次林はアルベドが小さいため、吸収日射量は泥炭湿地林の値より約3%大きな値となった。次に、②二次林は吸収日射量に対する有効放射量の割合が大きいため、二次林の純放射量は泥炭湿地林の値より約2%小さな値となった。このように、放射収支の変化から受ける影響は、ア

ルベドの減少および有効放射量の増加という、互いに逆に作用する要因によって効果を相殺するため、結果として純放射量に大きな差はみられなかった。さらに、③純放射量に対する顕熱の割合から顕熱および潜熱を計算すると、二次林における顕熱が泥炭湿地林よりも57%大きな値となり、潜熱は泥炭湿地林の値よりも17%小さい値となった。以上の①から③で示した過程を経て、泥炭湿地林伐採は地域を高温乾燥化させる可能性が示唆された。

「炭素収支に及ぼす影響」

i) 微気象的方法による大気-群落間の炭素収支

- (5) 両観測地において樹冠上の CO_2 フラックスを測定し、大気-群落間の炭素移動量を明らかにした。泥炭湿地林における月炭素吸収量の推移は、日射量が減少する雨季に一時的な炭素の放出がみられたが、年合計では炭素の吸収源となっており、その値は $5.7 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ であった。地上部が定常状態にある泥炭湿地林に正味の炭素吸収が観測された理由は、植物群落より生じた落枝、落葉、倒木等が湛水中で蓄積され、分解が遅れるためと推察された。
- (6) 二次林は土壌の水分状態に CO_2 フラックスが影響を受けていた。土壌が乾燥する時期は炭素吸収量の減少が顕著であり、その原因は植物群落の水ストレスによる光合成活性の低下および土壌呼吸の増加であると考えられた。年間の炭素吸収量は約 $5.6 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ と推定された。また、常に湛水している状態を仮定した場合には、現在の約2倍に相当する $10.07 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ の正味の吸収が見込まれた。逆に常に土壌が乾燥した状態を仮定した場合は $-0.20 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ となり、正味に炭素を放出するものと推定された。

ii) 泥炭湿地林における積み上げ法による炭素収支

- (7) 泥炭湿地林において炭素収支項を求め、積み上げ法により大気-植物群落-土壌間の炭素収支を定量化した。炭素収支各項より求めた群落による正味の炭素吸収量は $4.0 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ と推定され、微気象的方法から導かれた「群落による正味の炭素吸収」を裏付けた。また、泥炭の蓄積速度 $3.9 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ は泥炭湿地林の純生産速度 $5.2 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ の75%に相当した。泥炭湿地林において植物群落の正味成長速度がゼロであると推定されるにもかかわらず、正味に炭素を吸収するのは、純生産量の75%を湛水下に泥炭として蓄積していることが原因であると考えられた。

iii) 泥炭湿地林における積み上げ法と微気象的方法による炭素収支の比較

- (8) 積み上げ法と微気象的方法による推定値を、群落による炭素吸収量で比較した。積み上げ法による群落の炭素吸収量は微気象的方法による推定値の約70%であった。この誤差要因として倒木量の過小評価、および「植物群落の正味成長速度 = 0」の仮定による誤差が推察された。
- (9) 両観測法による推定値を泥炭の蓄積速度で比較した。両観測法による泥炭蓄積速度は、微気象的方法から $5.6 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ 、積み上げ法から $3.9 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ と計算され、この値より推定した泥炭の蓄積速度は、それぞれ $5.6 \sim 1.8 \text{ mm yr}^{-1}$ 、 $3.9 \sim 1.2 \text{ mm yr}^{-1}$ であった。これらの値は、現実の泥炭蓄積量から推定した泥炭成長速度 $1.5 \sim 2.1 \text{ mm yr}^{-1}$ とおおむね一致していた。
- (10) 本論で推定した純生産速度は、微気象的方法および積み上げ法それぞれ $6.9 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ および $5.2 \text{ tC ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ であった。これらの値は筑後モデルによる推定値の半分程度であった。また、純生産速度のエネルギー効率をパソーならびに森林の一般的な値と比較すると、パソーの値の約半分あるいは森林の一般的な値の最低値あるいはそれ以下であった。しかし、群落の地上部炭素量と純生産速度の比をパソーと比較したとき、ほぼ一致した値が得られたことから、純生産速度が一般的な森林に比較して小さい原因は、泥炭湿地という特異な環境に成立した森林であるため、気候から期待される植生より樹高あるいは材積等の規模が小さいためであると考えられた。

おわりに

本論の結びとして、泥炭湿地林の開発、修復および保全に対し私見を述べる。まず、原生林として残された泥炭湿地林の利用について考察することとする。泥炭湿地林の最大の特質は、植物群落が定常状態にあるにもかかわらず正味に炭素固定を続けているという点にある。これは、大気中のCO₂濃度上昇による地球温暖化問題を念頭に置いたとき、非常に重要な植生であり、現状を維持する、すなわち保存林とすることを大前提に利用方法を考えていくことが必要であると思われる。ここで、注意すべき点は「二次林は泥炭湿地林よりも炭素固定能力がある」ということである。特に、本論において二次林で湛水を通年維持した場合には、泥炭湿地林の2倍近い炭素固定能力を発揮すると推測されており、一見、泥炭湿地林の価値が二次林より低いように考えがちである。しかし、森林伐採によって林外に持ち出された有機物としての炭素は、どのような利用形態をとるにしろ、いずれは大気中に拡散していく性格のものであり、二次林の炭素吸収はいわば、かつて放出した炭素を取り返しているにすぎず、245tDW ha⁻¹という巨大なバイオマス量を維持しつつ正味に炭素吸収をつづける泥炭湿地林は極めて貴重な植生と言える。

また、泥炭湿地林の炭素固定能力を最大限に発揮させるという観点からすると、林業としての利用方法が考えられる。つまり、泥炭湿地林の生態系を壊さない程度に伐採すれば、「枯死物の泥炭への蓄積量＋群落の成長量」に相当する炭素固定が期待できるはずである。しかし、生態系維持を実現するには択伐がとられることになり、そのような施業方法では、湛水を維持したまま伐採、運び出しを行うことは不可能と思われ、事実上、泥炭湿地林は現状のまま維持することが望ましいと思われる。

このように泥炭湿地林が炭素の正味固定能力を持つことは重要な面であるが、泥炭湿地林を開発から守り保全していく上では、そこが何らかの経済的価値を持てば大きな説得力を持ちうる。1997年12月の地球温暖化防止京都会議では国際間のCO₂排出権取引が認められ、また各国間では炭素税の導入が議論されている。こうした点を踏まえ、泥炭湿地林の炭素固定能力を簡単にではあるが経済的に評価してみたい。

まず、泥炭湿地林が水田として開発された場合の生産力を金銭的に評価してみる。タイの主食であり重要な輸出産品である米の籾収量は1.75t/ha(1981-1992におけるタイ南部の平均値)であり⁷⁵⁾、仮に籾卸売り価格を10バーツ/kg、為替レートを4円/バーツとしたとき、1haあたり7万円の収入が期待できる。

次に、CO₂の正味の吸い込みを経済的に評価してみたい。現在までのところCO₂の排出権は売買されておらずその価格を決めることは難しい。そこで、現在、スウェーデンやデンマークなどの北欧諸国を中心に導入されている炭素税をベース

に考えることとする。1トンの炭素排出に対する1996年時点での炭素税をみると、スウェーデンでは民生用で約22000円/tC、産業用に約5500円/tC、また、デンマークでは暖房用に約13500円/tC、産業用に約3400円/tC等となっている⁷⁶⁾。以上をもとに正味の炭素吸い込みが10000円/tCと仮定すると、泥炭湿地林における炭素吸収量5.7tC/ha/yrは57000円/ha/yrの額に相当するものである。為替レートや国毎の社会状況、経済状況が異なり不確定な部分が多いが、米生産にかかる原価を考慮したとき、泥炭湿地林の潜在的な経済的価値は米の生産に匹敵するものと考えられる。こうした観点からの泥炭湿地林の価値が今後見直される必要がある。

以上、地球環境という巨視的な視点から泥炭湿地林のあり方について検討したが、熱帯林減少がその根底に貧困という経済問題をはらんでいることを考えたとき、別の視点が求められる。すなわち、現地で生活する人々にとっては経済的な利用価値こそが求められるところでもある。そこで、考えられるのはエコツーリズムの場としての利用ではないだろうか。実は、既にその動きがみられている。従来、近在の人々が憩いの場として訪れるのみであったが、ここ1、2年の間に、バンコクの新聞の観光案内にTo Daeng泥炭湿地林を組み込んだエコツアーが掲載されるようになり、現実に各地から見学者が訪れているようである。このような自然観察林としての利用であれば生態系を壊すことなく、経済価値も生まれるのではあるまいか。もっとも、現在のように観光資源としての価値を持つに至った原因は、生態学的な特異性が認識されるようになったというよりも、むしろ、原生林の減少によるものであり、いふなれば希少価値が出てきたとも考えら、複雑な心境ではある。

次に、既に開発され、現在放棄されている地域についての利用方法について考察する。本論で明らかとなった、二次林化による環境変化は「地域を高温乾燥化させる」ということ、および「土壌を乾燥状態に保つと炭素の湧源となる」という点である。これら環境変化を防ぐには湛水を通年維持し、土壌を乾燥させない、すなわち「湿地」を維持することであるのは明らかである。それでは、湛水した状態でどのような利用法が考えられるのだろうか。元々、泥炭湿地の伐採は農業利用が目的でなされたものである。しかし、現状ではパイライトの酸化にともなう土壌の強酸性化によって、農業生産が困難になった土地が大面積に広がっている。数多くの研究者によって石灰を泥炭に混入し酸性を中和する、または石灰を泥炭層の下に敷き詰め、酸性物質が土壌表層に上昇するのを防ぐ⁷⁷⁾、あるいは、泥炭を土壌改良材として利用する方法についても研究がされている(石田,未発表)。以上のように、農業利用に向けて様々な試みがなされているが、いまだ決定的な方法は見つかっていない。

農業生産が困難な一方で、放置された土地にはメラルーカ(*Melaleuca cajuputi*)が大量に生育している。メラルーカは湛水下あるいは強酸性下でも、順調に成長する木本植物で、ときには、樹高15m、20mといった一斉林を形成することもある。

インドネシアでは「カユプテ油」といわれる薬用油を抽出したり、あるいは湿ると膨張する性質をもつ樹皮を舟板の隙間の充填に利用する⁷⁸⁾など、潜在的な利用価値は高いと考えられる。しかし、現地での利用法は、建築現場の足場に使われる程度となっている。そこで、考えられるのはメラルーカを生産物とする林業である。放置した土地に自然に生えてくる植物であり、林業生産にあたっての管理技術等はほとんど必要ないと思われる。その一方で、本論において樹高2.5m程度の群落が、泥炭湿地林の炭素固定能力に匹敵するほど、旺盛な成長力をもっており、メラルーカを有効利用する手だてを考えるべきと思われる。油を抽出することはもちろんのこと、従来通りの丸太としての利用、あるいはチップの生産、または、炭や薪等のエネルギー源としての利用が考えられる。以上、二次林においては、農業利用に向けた研究をつづける必要があるが、実際に今ある資源を有効に利用していく姿勢も大切ではないかと思われる。

最後に、二次林を元の泥炭湿地林に修復するという点に関して述べたい。個人的には、自然遷移に任した状態では、ほとんど不可能であろうと考えている。その理由は、現地においてメラルーカ林内に泥炭湿地林の構成樹種が発生している森林を目撃したことがないという経験によるものである。開発後せいぜい30年しか経過していない現状で判断すべきでないかもしれないが、泥炭地は開発によって泥炭の分解や土壌の酸性化あるいは土壌の水分条件の変化など土壌環境の不可逆的な変化が大きいと考えられ、自然状態では修復不可能なほど、環境が改変されている可能性がある。したがって、修復には土壌環境を人為的に改善するなど、人工造林技術の確立が必要と思われる。

今後の課題

放射収支および熱収支

本論における放射収支および熱収支の解析の特徴は、①長期間連続して放射収支項や熱収支項を実測している。②泥炭湿地林と二次林を同時に、同様のシステムで観測しているため、ほぼ同じ精度で比較できる。という点が挙げられる。

以上のことから、局地気候に及ぼす泥炭湿地林伐採の影響を、高精度に解明できたものと考えられる。今後は、得られた結果をより確実なものとするために、観測地点が地域を代表しているかという点を検証する必要がある。そのための一つの方法として、衛星熱画像を用いた検討が考えられる。

炭素収支

1. 微気象的方法による大気-群落間の炭素収支

本論では、二次林の炭素吸収量が泥炭湿地林に匹敵するという結果を得た(Table IV.1)。一方で、日射- CO_2 フラックスの関係では泥炭湿地林の群落正味光合成速度は二次林のいずれの季節よりも大きく、一見矛盾した結果のように思われる。この原因は、夜間の CO_2 フラックスの大きさにある。すなわち、泥炭湿地林の夜間の上向き CO_2 フラックスが二次林より大きいため、日中の CO_2 吸収が夜間の CO_2 放出で相殺されて、結果的に正味の炭素吸収量は二次林とほぼ等しくなった。このように、夜間の CO_2 フラックスの測定精度が全体の炭素収支に与える影響が大きいと考えられる。特に、本論では二次林の夜間 CO_2 フラックスに、限られた数の実測データの平均値を用いており、精度の点で泥炭湿地林の推定値に劣る危険性がある。したがって、より信頼性の高い結果を得るためには、夜間の CO_2 フラックスのデータの蓄積が必要と考えられる。ただし、現在の解析方法すなわち日射等の気象データから CO_2 フラックスを推定する方法は、実測データが限定された期間しかない点を補うために用いたものである。理想的には、定速渦累積法等で長期に実測することが求められる。

2. 積み上げ方による泥炭湿地林の炭素収支

微気象的方法と積み上げ法による推定値に差が生じる要因として、倒木量が過小評価されている可能性および「植物群落の成長速度 = 0」の仮定が成立していない可能性が考えられることを述べた(IV-2.4節①)。以上を念頭に今後の課題について考察する。

本論において倒木量の推定に幾何確率的方法を用いた。920mの試験線(木道)に沿った幅34mの領域、すなわち約3haを対象にした3年間の観測ということになる。倒木の発生は時間的あるいは位置的に不均一であるため、精度の高い推定値を得

るためには、より長期に観測を継続する必要があると考えられる。また、季節的に特定の風向が卓越し、倒木が全方位に対して均一の確率で発生していない可能性も考えられ、今後この点を検証する必要がある。また、発生した倒木が泥炭層に入らず、周囲の立木に寄りかかる形で分解される可能性もあり、このような倒木の発生頻度を測定する必要があると考えられる。さらに、より広域に倒木量を推定するために、観測対象地における撮影年の異なる航空写真あるいはバルーン写真を比較し、撮影間隔中に生じたギャップを数えることにより倒木本数を推定する方法を併用することもあると考えられる。

本論において、泥炭湿地林の植物群落が定常状態にあると仮定している理由は、To Daeng泥炭湿地林が原生林であり、人為的な植生の攪乱がないためである。しかし、こうした極相状態は長期間および大面積の平均値として成り立つもので、森林内では倒木の発生および更新が常に行われている。すなわち、時間的および位置的に不規則な倒木の発生のために、特定の一年間という期間で定常状態が達成されていない可能性がある。そこで、原らが生態学調査を行った試験区で再度現存量測定を行い、成長速度を測定するとともに、先に述べた倒木量の精密な測定を行い枯死量の測定精度を上げることによって、「定常状態」についての検証が可能であると考えられる。

謝辞

研究機会を与えてくださるとともに、修士課程在学時を含め5年の長きに渡り、懇切丁寧に辛抱強くご指導くださった宇都宮大学石田朋靖助教授に心から感謝します。本研究を進めるにあたって、現地観測やデータ処理など目先の作業に目が奪われて、研究全般に対する理解、あるいは自分の行っている作業が、研究全体の中でどのような位置にあるのか見えていなかったように思う。特に、炭素収支項の観測では測定項目が多岐にわたるうえに、結果がでるまでに長期間を要するなど、常に先を見すえた研究が必要であることを実感した。石田助教授の先見の明には圧倒される思いがしました。東京農業大学長野敏英教授には学部時代を含め7年間もの間ご指導いただいた。支障なく、そして、楽しく研究が続けられたのは、ナラチワ微気象班のチームリーダーであるとともに、日タイ共同研究のコーディネータである長野教授のご尽力の賜である。重ねて謝意を表したい。大阪府立大学北宅善昭助教授には、現地調査時に全般にわたって様々なご指導をいただいた。宇都宮大学富田正彦教授には著者の主指導教官として、様々なご助言をいただいた。宇都宮大学松川助教授には、ゼミや日常の研究生活の折に触れ、適切なご指導と励ましの言葉をいただいた。東京農工大学青木正敏教授、茨城大学森泉昭治教授には本論文の審査をとおして様々なご指導をいただいた。横浜国立大学鈴木邦雄教授、東京情報大学原慶太郎助教授には観測地の生態学的なデータを提供していただいた。タイDLD(土地開発局)のPisoot Vijarnsorn博士をはじめタイ側スタッフの方々に現地調査で支援していただいた。これらの方々に厚く感謝します。宇都宮大学環境物理学研究室の安納泰斗氏、佐藤勝也氏(現、佐藤工業)、親谷吉雄氏(現、農林水産省)、阿部健二氏(現、郡山市役所)、大野俊勝氏(現、富山県庁)、千葉順一氏(現、宇都宮大学4年生)をはじめ大学院生、学部生諸氏には現地調査、データ解析に協力いただいた。ここに記して感謝の意を表します。

なお、本論文は文部省創成的基礎研究「アジア・太平洋域を中心とする地球環境変動の研究」の一環として行われたものである。記して、謝意を表したい。

引用文献

- 1) Brunig, E.F. (1987): The forest ecosystem: Tropical and boreal. *Ambio* 16, 68-79.
- 2) Potty, R.M. (1986): Estimates of CO₂ from woodfuel based on forest harvest data. *Climatic Changes* 9, p. 311-325.
- 3) Houghton, R.A. and Woodwell, G.M. (1989): Global climatic change. *Scientific American* 260, p. 18-27.
- 4) IPCC (1990): Observed Climate Variations and Change. In : *Climate Change . The IPCC Scientific Assessment*, p. 195-238.
- 5) Munn, R.E. and Machta, L. (1979): Human activities that affect climate. In *Proceedings of the world climate conference*. WMO. 537, p. 170-209.
- 6) Jackson, I.J. (1977): *Climate, Water and Agriculture in the Tropics*. Longman Group Limited. U.K. (邦訳 内嶋善兵衛. 1991. 「熱帯を知る / 21世紀の地球環境」. 丸善. 東京.)
- 7) Lanly J.P. (1982): *Tropical Forest Resources*. FAO Forestry Paper 30. FAO. Rome, p. 106.
- 8) FAO (1995): *Forest resources assesment 1990 Global synthesis*.
- 9) Rieley J.O., Ahmad-Shah A.A. and Brady M.A. (1996): The extent and nature of tropical peat awamps. In *Tropical Lowland Peatlands of Southeast Asia* (ed. Maltby E., Immirzi C.P. and Safford R.J.). IUCN. Gland, Switzerland. p. 17-53.
- 10) Maltby, E. and Immirzi, P. (1993): Carbon dynamics in peatlands and other wetland soils: regional and global perspectives. *Chemosphere*, 27: p. 999-1023.
- 11) Maltby, E. and Proctor, M.C.F. (1996): Peatlands: their nature and role in the biosphere. In "Global Peat Resources (ed. Lappalainen, E.)", p. 11-19 . International Peat Society. Finland.
- 12) Bouwman, A.F. (1990): Global distribution of the major soils and land cover types. In "Soils and the Greenhouse Effect (ed. Bowman, A.F.)", p. 61-127. John Wiley & Sons, Chichester.
- 13) Rieley J.O., Ahmad-Shah A.A. and Brady M.A. (1996): The extent and nature of tropical peat awamps. In *Tropical Lowland Peatlands of Southeast Asia* (ed. Maltby E., Immirzi C.P. and Safford R.J.). IUCN. Gland, Switzerland. p. 17-53.
- 14) Anderson, J.A.R. (1964): The structure and development of the peat swamps of Sarawak and Brunei. *J. Trop. Geogr.* 18, p. 7-16.

- 15) Anderson, J.A.R. (1961): Peat Swamp Forests of Sarawak and Brunei in Relation to their silviculture. Voi. I, Univ. of Edinburgh, Ph.D. Thesis.
- 16) Lee, H.S. (1984): Natural Regeneration and reforestation in the peat swamp forests of Sarawak. Trop. Agri. Res. Series 12.
- 17) Wyatt-Smith, J. (1963): Manual of malayan silviculture for inland forests . 2 Vols. Mal. For. Rec. 23.
- 18) Yoneda, T. (1982): Turnover of live and dead woody organs in forest ecosystem -An assessment based on the changes in the frequency distribution of their diameter (studies on the rate of decay of wood litter on the forest floor. IV). Jap. J. Ecol. 32.4. p. 333-346.
- 19) Yoda, K. (1983): Community respiration in a lowland rain forest in Pasoh, peninsular Malaysia. Jap. J. Ecol. 33.2. p. 183-197.
- 20) Yoda, K. (1978): Carbon, nitrogen and mineral nutrients stock in the soils of Pasoh forest area. Malay. Nat. J., 30. p. 259-297.
- 21) Yoda K. and Kira, T. (1982): Accumulation of organic matter, carbon, nitrogen and other nutrient elements in the soils of a lowland rainfall at Pasoh, peninsular Malaysia. Jap. J. Ecol. 32.4. p. 275-291.
- 22) Nakane, K. and Shinozaki, K. (1978): A mathematical model of the behavior and vertical distribution of organic carbon in forest soils. Jap. J. Ecol. 28.2. 111-122.
- 23) Nakane, K. (1978): A Mathematical Model of the Behavior and Vertical Distribution of Organic Carbon in Forest Soils. II . A Revised Model Taking the Supply of Root Litter into Consideration. Jap. J. Ecol. 28.3. p. 169-177.
- 24) 中根 周歩 (1986): 森林生態系における炭素循環. Jap. J. Ecol. 36.1. 29-39.
- 25) Nakane, K. and Yamamoto, M. (1983): Simulation model of the cycling of soil organic carbon in forest ecosystems disturbed by human activities. I . cutting undergrowths or raking litters. Jap. J. Ecol. 33.2. p. 169-181.
- 26) Aoki, M., Yabuki, K. and Koyama, H. (1975) : Micrometeorology and assessment of primary production of a tropical rain forest in west Malaysia. J. Agr. Met., 31, p. 115-124.
- 27) 依田 恭二 (1989): 「熱帯林の生産力」. 東南アジアの植物と農林業. 日本学術振興会. p. 91-114.
- 28) 羽生 寿郎 (共著) (1978): 農業気象学. 文永堂. p. 59.
- 29) 原 蘭 芳信・清田 信・矢吹 萬壽 (1992): 林地と造成された芝地の熱環境および水収支の特徴. 農業気象. 48.2. p. 147-155.
- 30) Vijarnsorn, P. (1986): Distribution, Properties and Classification of Histosols in Thailand. Second Internatioonal Soil Management Workshop Thailand/Malaysia.

- 31) Vijarnsorn, P. (1996): Soil ecosystem in the peat swamps. In "Soil Ecosystem of the Coastal Wetland". Nodai Research Institute. Tokyo university of agriculture. p.64-136.
- 32) 石川 広隆 (1987): タイ造林研究訓練プロジェクトに携わって. 熱帯林業. 8. p.35-42.
- 33) 久馬 一剛 (1986): 第3章「東南アジア低湿地の土壌」. 東南アジアの低湿地 (農林水産省熱帯農業研究センター編). 農林統計協会, p.41-103.
- 34) Hara, K., Suzuki, K., Niyomdham, C. and Nuyim, T. (1995): Vegetation Structure of a Natural Peat Swamp Forest at To-Daeng Study Site in Narathiwat, Thailand. In "A Tropical Swamp Forest Ecosystem and Its Greenhouse Gas Emission" (ed. by Vijarnsorn, P. et al). Nodai Research Institute. p.25-34.
- 35) 鈴木邦雄 (1997): 水に浮かぶ森. 信山社. 東京.
- 36) Nagano, T., Ishida, T., Kitaya, Y., Vijarnsorn, P., Suzuki, S., Waijarurn, S. (1995): Micrometeorological Observation of Peat Swamp Forest in Narathiwat, Thailand. In "A Tropical Swamp Forest Ecosystem and Its Greenhouse Gas Emission" (ed. by Vijarnsorn, P. et al). Nodai Research Institute. p.35-44.
- 37) J.C. カイマル (1993): 「微細気象学」 技報堂出版. p.66.
- 38) Andrew, E. Suyker and Shashi, B. (1993): Eddy correlation measurement of CO₂ flux using a close-path sensor: theory and field tests against an open-path sensor. Boundary-Layer Meteorology 64: p.391-407.
- 39) 鈴木 覚 (1995): 熱帯泥炭湿地林伐採が熱・CO₂フラックスに与える影響. 宇都宮大学大学院農学研究科修士論文.
- 40) 大野 俊勝 (1996): 長期連続CO₂フラックス測定の精度向上. 宇都宮大学農学部卒業論文.
- 41) 石井 幸樹 (1992): Eddy Accumulation法によるメタンフラックス測定. 山形大学農学部卒業論文.
- 42) 安納 泰斗 (1993): Eddy Accumulation法によるガスフラックスの測定. 宇都宮大学農学部卒業論文.
- 43) 石田 朋靖・長野 敏英・北宅 善昭・鈴木 覚 (1995): 定速渦累積法によるガスフラックス測定. 生物環境調節. 33.1. p.79-82.
- 44) 佐瀬 勘紀 (共著) (1986): 農業気象・環境学. 朝倉書店. 東京. p. 20.
- 45) 井上 君夫 (1988): 第11章「熱収支」. 農業気象の測器と測定法 (日本農業気象学会関東支部編). 農業技術協会. 東京. p.171-199.
- 46) Ohmura, A. (1982): Objective Criteria for Rejecting Data for Bowen Ratio Flux Calculations. J. Appl. Meteor., 21, p.595-598.

- 47) Hamlyn, G.J. (1992): Plants and microclimate. Cambridge University Press, Appendix 5.
- 48) 坪井八十二 (1990): 農業気象. 養賢堂. 東京.
- 49) McNeill, D.D. and Shuttleworth, W.J. (1975): Comparative Measurements of the Energy Fluxes over a Pine Forest, Boundary-Layer meteorol. 9. p.297-313.
- 50) Alan G. Barr, K.M. King, T.J. Gillespie, G. Den Hartog and H.H. Neumann (1994): A comparison of Bowen ratio and eddy correlation sensible and latent heat flux measurements above deciduous forest. Boundary-Layer meteorol. 71. p.21-41.
- 51) 堤 利夫 (1987): 森林の物質循環. 東京大学出版会. 東京. 124pp.
- 52) Panofsky, H.A. and Dutton, J.A. (1984): Atmospheric Turbulence. Wiley-Interscience. New York. p.397.
- 53) McBean, Gordon A. (1992): 'Role of Active-Passive Scalar Relationships in Evaporation from Vegetated Surfaces'. in J.P. O'Kane (ed.). Topics in Theoretical Hydrology, European Geophysical Union, p.47-58.
- 54) 瀬尾 琢郎、大滝 英治 (1977): 炭酸ガス変動計の開発. 赤外線技術. 2. 14-20.
- 55) Ohtaki E. (1980): Turbulent transport of carbon dioxide over a paddy field, Boundary-Layer Meteorol. 19. p.315-336.
- 56) Hicks B.B. and McMillen, R.T. (1984): A simulation of the eddy accumulation method for measuring pollutant fluxes, J. Appl. Meteorol. 23. p.637-643.
- 57) Businger, J.A. and Oncley, S.P. (1990): Flux measurement with conditional sampling. J. Atmos. Oce. Tech. 7: p.349-352.
- 58) 原口 隆英 (共著) (1985): 木材の化学. 文永堂. 東京.
- 59) Bowden, R.D., Nadelhoffer, K.J., Boone, R.D., Melillo, J.M. and Garrison, J.B. (1993): Contributions of aboveground litter, belowground litter, and root respiration to total soil respiration in a temperate mixed hardwood forest. Can. J. For. Res. 23. p.1402-1407.
- 60) McMurtrie, R. and Wolf, L. (1983): Above- and Below-ground Growth of Forest Stands: a Carbon Budget Model. Annals of Botany. 52. p.437-448.
- 61) 例えば Kendall, M.A. and Moran, P.A.P. (1963): "Geometrical Probability". Charles Griffin & Company Limited. London.
- 62) Mary, B., Fresneau, C., Morel, J.L. and Mariotti, A. (1993): C and N Cycling During Decomposition of Root Mucilage, Roots and Glucose in Soil. Soil Biol. Biochem. 25. 8. p.1005-1014.

- 63) Vijarnsorn,P. ,Boonprakub,S. ,Ueda,S. ,Yoshioka,T.,Miyajima,T. ,Sugimoto,A. , Yoshida,N.,and Wada,E.(1995):Radiativity Active Gases in Tropical Swamp Forest and Wetland Soils III : Seasonal Variation in Narathiwat, Thailand in 1993 and 1994. In"A Tropical Swamp Forest Ecosystem and Its Greenhouse Gas Emission"(ed.by Vijarnsorn.P et al).Nodai Research Institute.p.99-107.
- 64) 矢吹 萬壽(1985):植物の動的環境.朝倉書店.p.60.
- 65) 依田 恭二(1971):森林の生態学.築地書館.東京.p.44.
- 66) Bunyavejchewin,S. and Nuyim,T.(1994):Litterfall and Nutrient Content in Toh-Daeng Primary Peat Swamp Forest at Narathiwat Province.Technical paper of Pikultong Royal Development Study Project.No.5.
- 67) 米田 健(1992):「物質の生産・分解・循環」.熱帯雨林を考える(四手井 綱英・吉良竜夫監修、山田 勇・山倉 拓夫編).人文書院.p.95-127.
- 68) Uchijima,Z. and Seino,H. (1985):Agroclimatic evaluation of net primary productivity of natural vegetation.(1)Chikugo model for evaluating net primary productivity.J.Agr.Met.,40(4),p.343-352.
- 69) 清野 豁・内嶋善兵衛(1985):自然植生の純一次生産力の農業気候学的評価.(2)日本における純生産量の評価.農業気象.41(2).p.139-144.
- 70) 農業環境技術研究所(清野 豁、内嶋善兵衛 編)(1988):日本における自然植生の純一次生産力のメッシュ分布図.農林水産技術会議事務局大型別枠研究バイオマス変換計画BCP-88-I-2-2.農業技術研究所.筑波.
- 71) 吉良 竜夫(1976):陸上生態系.共立出版.東京.p.166.
- 72) Lieth,H.(1968):Eckardt,E.E.(ed.):Functioning of terrestrial ecosystems at the primary production level.233-242.UNESCO.Paris.
- 73) 吉良 竜夫(1971):戸荻善次(監修)作物の光合成と物質生産.養賢堂.東京.p.225-243.
- 74) 吉良 竜夫(1981):森林型と蓄積量.熱帯の森林型(VIII).熱帯林業.59.p.43-44.
- 75) 国際農林業協力協会(1995):タイの農林業-現状と開発の課題-1995年版.国際農林業協力協会.p.94.
- 76) 三菱総研(1997):全予想環境問題.ダイヤモンド社.
- 77) 高井 康雄(1989):「タイ国の沿岸域湿地林泥炭土壌の特性と改良」.東南アジアの植物と農林業.日本学術振興会.p.218-234.
- 78) 渡辺 弘之(1986):熱帯多雨林の植物誌.平凡社.東京.p.70.

