

合は、状況が一変する。バルク係数が風速、湿度、放射量などによって複雑に変化する。バルク係数は植生密度とその幾何学的構造だけの関数で表すことが出来なくなる。

そこで、研究の方向として、2つの道がある。第1の道はモデルによって計算する方法、この場合は、モデルをいかに単純化するかが問題となる。先ほど述べた単純化モデルがその例である。

第2の道は、バルク係数をうまく定義し、ばらつかないようにすることである。前に説明したように、バルク係数を一たん決定しておけば、地表面におけるエネルギー配分比は理論的に予知できるので、バルク係数を決めたい。われわれはこの両方の道で研究している。

第2の道の場合を考える。従来の定義に従うと、バルク係数は気象条件によって変化する。しかし、大気湿度が100%のときのバルク係数は特殊で、風速や入力放射量とほとんど無関係になる。

そこで、湿度が100%のときに決めたバルク係数を使って、湿度が100%でないときのフラックスを予知すると、大部分は真の値と一致するが、かなりずれる点もある。

ずれるのは植生密度が中程度のときである。

なぜ、ずれるかの理由について考えてみる。植生密度が疎な場合は熱交換の大部分は元の地面で行われ、リモートセンシングも元の地面の温度を強く感じるの、ちょうど良い。しかし、植生密度が中程度のときには、熱交換のかなりの量は群落上部で行われるにもかかわらず、リモートセンシングは、まだ元の地面を感じてしまう。それゆえ、リモートセンシングによって測った地表温度はフラックスをよく表わさない(第3図)。

したがって、このような場合は、群落上部に重点をおくような温度計測をすればよいことが予想される。それには、真上から測るのではなく、斜め方向から測ればよい。その詳細は省略し、原理のみ説明した。

このような工夫をしたとき、フラックスの測定精度はどの程度改善されるかを調べた。多少のばらつきはあるものの、予測値と真値は1対1の線上にまとまる。なお、この比較は、植生密度、放射量、風速、湿度などがいろいろな場合を含んでいる。

われわれが進めているパラメータ化の研究概要は以上のとおりである。引用文献は省略する。

1901 (蒸発散; キャノピ層; ダルトン数; パラメタリゼーション)

3. 森林草地, 半乾燥地からの蒸発散量*

三上正男**・安田延壽***

1. はじめに

4億年前植物は上陸した。全地球史からみれば十分の一の最近の事である。陸上植物はゆっくりと着実にその領土を広げ、極地、高山帯などを除き植物が一度も自生したことのない地域は次第に狭くなって行った。この様にして大規模化した森林、サバンナや草地は、非常に効率よく降水を大気に返す水循環ポンプの役割を果たしている。植物は進化と共に雨量の少ない地域にも大森林を造るようになり、そこでは、環境に適合した長い根が、地下深くの土壌水分さえも大気に返している。上陸した植物は、陸上においても炭素循環を行うようになっただけでなく、更に大量の水を「上陸」させたのである。

Budyko (1970, 1974) のデータに依れば、全球平均で考えたとき、海洋上では年間 1.26 m の水を蒸発するのに対して、陸上ではその三分の一、0.42 m である。しかし、降水量のほうは海洋上で 1.14 m、陸上で 0.73 m であり、蒸発量ほどの差はない。またボーエン比 ($\frac{\text{顕熱 flux}}{\text{潜熱 flux}}$) は海洋上では 0.1、陸上では 1 となっている。この数字を見る限り、平均としては海洋上で良く蒸発し、その一部は陸上に回り降水となるという図式が描けるのである。しかし、これはあくまでも、陸上全体の平均に関しての事である。植物があるかないかで様子は大変異なるのである。

我々は、このような水循環に関わる大気と陸上植物圏、地圏との相互作用を考えるに当たって、分からない分野に首を突っ込む方法の一つとしてしばしば用いられる次のような方法を試みた。即ち現象の極端なケースから攻めようということである。そこで次の二つの両極端なケ

* Evapotranspiration from the Forest, the Grass Field and the Non-saturated Surface.

** Masao Mikami, 気象研究所応用気象研究部.

*** Nobuhisa Yasuda, 気象大学校.

ースを考えた。

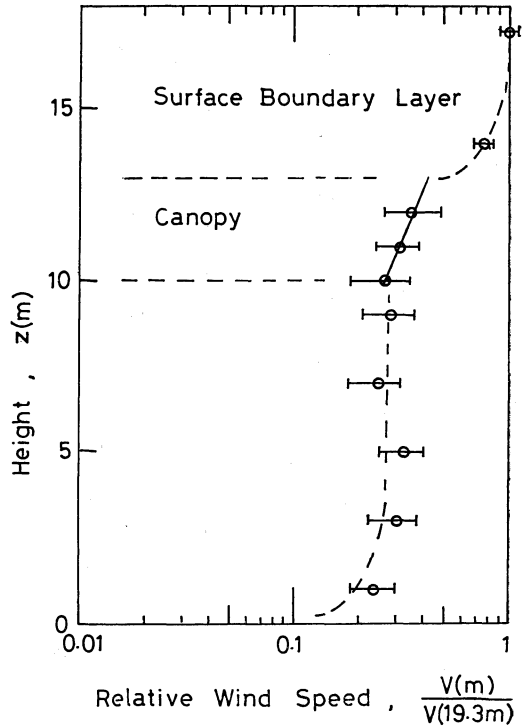
一つは植物が良く成長し植物の葉が密に地表を覆った場合である。このケースには二つの場合が考えられる。一つは大規模森林であり、熱帯雨林がその代表であろう。もう一つは丈の低い草が密に覆った草原である。この場合、人工的灌漑地や、集水域でない方が問題を単純にするであろう。

もう一方の極は半乾燥地である。土壌水分を全く欠いた完全な砂漠では蒸発はない(凝結はあるが)。そこで考えるべきは、土壌水分を持ちながらも不十分なため、蒸発による土壌水分の変化が問題となる半乾燥地である。この問題はサヘル地帯の気候予測問題としても大変重要であるが、最近 Toya and Yasuda (1988) が簡単かつ実用的な、非定常予測モデルを提案しているのでここで紹介しよう。

2. 森林からの蒸発散と葉温

当然の事ながら熱帯雨林について言及しなければならぬ。一般に熱帯雨林の葉面積密度は高さに対して一様に分布しているわけではなく、20~30 m 付近のある高さに葉面積密度の高い樹冠部層 (Sellers *et al* (1986) はこれを Canopy といい、それより下の層では運動量輸送量が一定という、大胆、かつ簡単なモデルを提唱している。) が有ると言われている。樹冠部層の下は、様々な植物が任分けているが、太い幹が多く、大型動物が悠々と通り過ぎて行く。単純に考えれば、実際に熱帯雨林に行つて観測すれば良いのであろうが、遠隔地での観測は莫大な予算、労力を必要としデータの処理も困難となる。そこで、結果として、我々は埼玉県中央部の丘陵地帯の雑木林を選んだ。

(1) 対象地域は東西約 15 km, 南北約 30 km で低い丘陵地帯である。低地は主として水田と農村集落で、小都市が一つ存在している。平均風向に沿った地形断面の勾配は、平均的に $dz/dx = -1.4 \text{ m/km}$ で、南部が少し低い。地形の凹凸の標準偏差は 13.8 m で、粗度 $Z_0 = 3.9 \text{ m}$ である。対象地域内に国立武蔵丘陵森林公園があり、その園内を観測拠点とした。園内の最高地点(海拔 88 m)に放送用のパンザマスト(地上高 19.3 m)が有り、ここを B 点として観測の中心点とした。B 点の森林は、クスギ、コナラなどの広葉樹の雑木林で、赤松が少し点在していた。樹高は 13 m である。B 点の南東 400 m に運動公園があり、ここを A 点とし、A 点でカイツーン(係留気球)やパイボールをあげた。A 点の海拔高度



第1図 森林内の風速の鉛直分布(相対値)

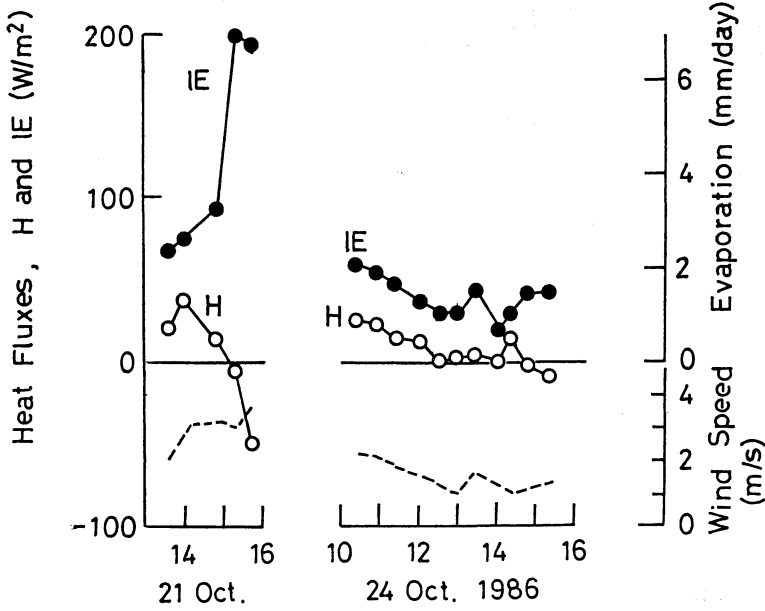
は 60 m で、周囲は約 20 m 高くなっている。また、2 km x 4 km の地域の地表放射温度をヘリコプターから測定した。観測は1986年10月21~24日に行い1987年10月28日に補助観測を行った。

(2) 森林内の風速分布

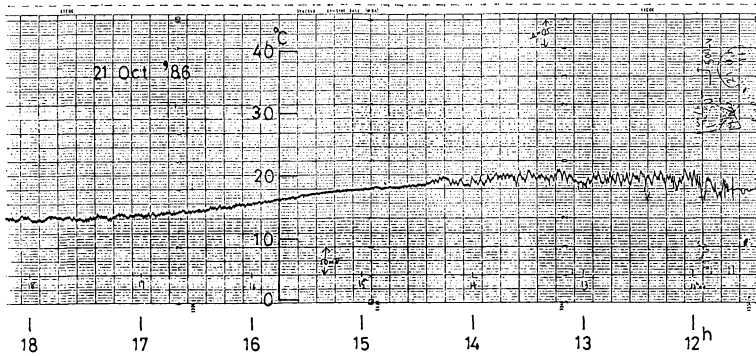
B 点の森林内風速鉛直分布は 1987 年 10 月 28 日に測定した。第 1 図の様な結果を得た。葉面積密度は 10~13 m 付近で大きく、それより下の層では小さい事を示している。高さは低い、前述の熱帯雨林に形態学的には類似しており、予め想定した森林モデルに近いと言えるだろう。

(3) 蒸発散量

A 点のカイツーンで丘陵の上の接地気層内の風速、気温、湿度の鉛直分布を測定した。地形凹凸の大きいところでは、カイツーンは風速の大きいときには使用できない弱点を持っている。しかし、定高度に留めて測定することが出来るので、鉛直勾配を精度良く測定するには適している。顕熱 H と蒸発散の潜熱 IE の拡散係数は運動量に対するものに等しいと仮定して、計算した顕熱



第2図 武蔵丘陵の潜熱と顕熱のフラックス



第3図 森林の上から測定した放射温度

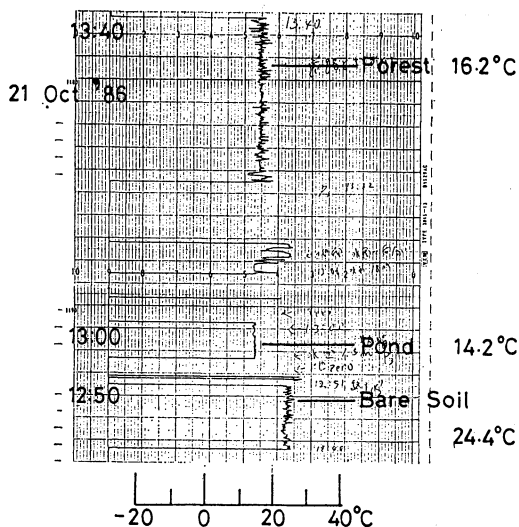
Hと潜熱 IE が第2図に示されている。夕方になって顕熱がマイナスになっても尚、潜熱はプラスである。全体の単純平均から計算したボーエン比は0.1で、顕熱がマイナスのデータを除いたものの平均は0.3である。これは、十分に灌漑された畑地や水面上のボーエン比に近く、森林蒸発散の特徴と考えられる。

(4) 葉面温度

B点のマストから連続測定した葉面放射温度が第3図である。日中は葉面温度は数分程度の周期の変動をしな

がらも全体としては平坦な温度変化を示す。午後日射量が減ってくると変動がなくなり緩やかに温度は低くなっていく。ほぼ午後2時半以降の線の幅は0.5°Cに相当し、これは葉面積密度の大きい上部樹冠部の個々の葉の温度のバラ付きによるものと考えられるが、葉面積密度の大きさを反映して温度幅が小さい。

A点付近には、裸地と池、B点の森林より葉面積密度の小さい林が隣接している。ほぼ同時刻にそれらの表面の放射温度を測定したのが第4図である。森林は裸地よ



第4図 裸地と森林の放射温度

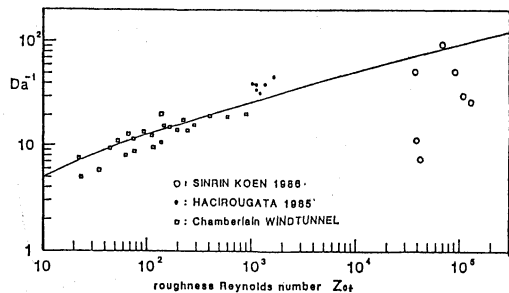
り 8°C 以上も低く, 森林蒸発散の潜熱の 効果の大きさを示している。

(5) 簡単なパラメタリゼーション

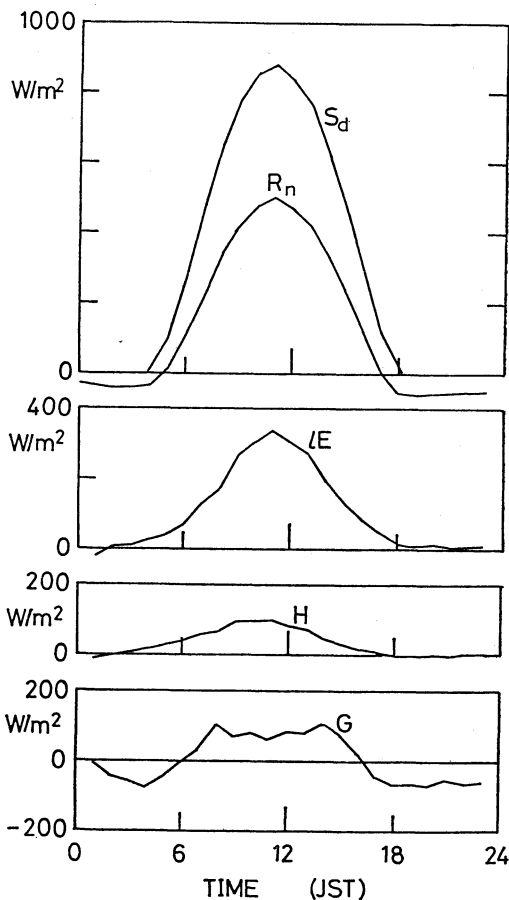
本報告はパラメタリゼーションを主な目的としておらず, それについては近藤純正教授が詳しく述べている。しかし武蔵丘陵の観測データから, 最も簡単なパラメタリゼーションとして, ダルトン数 $D_a^{-1} = k^{-1} / \ln(z_0/z_{0E})$ を用いて蒸発散のバルク係数を調べてみた。ここで z_{0E} は森林上空の湿度の鉛直分布から計算した湿度に対する仮の粗度で, 地表面湿度には, 葉の表面が完全に湿っているととして, ヘリコプターから測定した地表面の放射温度の平均値に対する飽和湿度を用いた。 D_a^{-1} の値の結果は第5図の白丸のようになり, Brutsaert (1975) の式を単純に外挿したものより若干小さな値を示し, およそ30である。運動量と蒸発散に対するバルク係数を C_M , C_E とすると $C_E = C_M / (1 + D_a^{-1} \cdot C_M^{1/2})$ となる。武蔵丘陵のように粗度の大きいところでは C_E/C_M の値は小さくなり, 0.5 以下になる

3. 草地からの蒸発散量

気象研究所には直径 2 m の直接計量型ライシメーターが設置されていて, 表面には周囲と同じ芝が植えられている。我々に, 1987年の5, 6月の内, 3時間毎の雲量観測値がゼロである日11日間を選び, 地表面熱収支を調べた。この期間の雨量のデータから地表面付近の体積

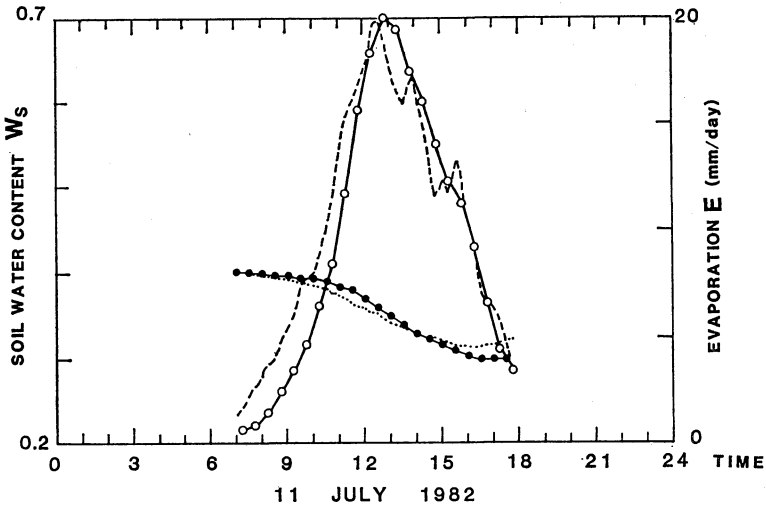


第5図 D_a^{-1} の値と粗度レイノルズ数



第6図 湿潤な草地の熱収支

土壌含水率は 0.36 以上と推定されるので Yasuda and Toya (1981) の結果に基づいて, 地表面は完全に湿潤であり, いわゆる Penman 法を適用できるものと仮定した。ライシメーターによる蒸発散量 E と高層気象台で



第7図 半乾燥地の蒸発量Eと地表の体積土壌含水率 W_s の予報値と実測値 (O: E, ●; W_s) (破線および点線は実測値, 実線は予報値を示す)

測定された純放射フラックス R_n の値を用いて Penman 法を適用して地中熱フラックス G , 顕熱フラックス H を計算した. 第6図が11日分の平均値である. G の日変化パターンは合理的な形をしている. 1日平均の顕熱フラックス H , 潜熱フラックス LE の値は $31.7, 105.2 \text{ W/m}^2$ でボーエン比は 0.3 である. このデータは風速が弱いので蒸発散量は平衡蒸発量に近く, 気温約 25°C の水面からの平衡蒸発量にはほぼ等しい.

以上, 我々は, 特に灌漑された地域ではなくても, 生物活動が盛んで, 葉面積密度が高い層を持つ森林草地からの蒸発散量は水面からの平衡蒸発量に近いという観測結果を得た.

4. 半乾燥地からの蒸発散量

密な植物に覆われた地域に対する一方の極は半乾燥地である. 全く土壌水分がない完全な砂漠は蒸発量がゼロなので考慮の対象とはならない. この際考慮すべきは半乾燥地で, 土壌水分があるが, 蒸発に依って土壌水分が変化し, それが負のフィードバックをする半乾燥地の方が重要である. これに関する, Toya and Yasuda (1988) による, 実測に基づいた簡潔なパラメタリゼーションと予報モデルは次のようなものである.

彼らは地表の体積土壌含水率 W_s が 0.36 以下になると, 地表に接する空気の絶対湿度は地表面温度に対して飽和しないので $\sigma^*(T_s)$ で表した. ここで肩字*は

飽和を表し, T_s は地表面温度, σ は地表面湿度であり, 次式で表される.

$$\sigma = \frac{1.8 W_s}{0.7 W_s + 0.4} \quad (W_s < 0.36)$$

$$\sigma = 1 \quad (W_s \geq 0.36)$$

蒸発量 E はバルク法により次式で表現される.

$$E = C_p u \{ \sigma^*(T_s) - a(z) \}$$

また, 地表の体積含水率 W_s については次の簡単な予報方程式を用いている.

$$\frac{dW_s}{dt} = -\frac{C_1}{\rho_w d} (E - P) - \frac{C_2}{\tau} (W_s - W_b)$$

ここで ρ_w は水の密度, P は降水量, 日変化を考えると $\tau = 24$ 時間, $d = 10 \text{ cm}$ とした. 彼らは関東ロームについて実測により C_1, C_2, W_b の値を決定した. その結果 C_1 は W_s の関数, $C_2 = 3, W_b$ としては朝6時の W_s の値がよいことを見いだした. 第7図は以上三つの式から予測した W_s と蒸発量 E の比較である. 非常に良く一致している. どんなデータに対してもこの様に良く一致するとは限らないが, 大方の実用に供することが出来よう.

5. おわりに

Brutsaert *et al* (1987) はアルプス実験のデータを解析した. 場所は 47°N のかなりの高緯度で 23% が森林, 残りが牧草の集水域である. 日中64個のデータの平均値

は潜熱フラックスが 310 W/m^2 、顕熱フラックスが 62 W/m^2 、ボーエン比は 0.2 である。ボーエン比が小さく我々の結果と良く似ているが、集水域という、流出水が集まる地域であることがボーエン比に大きく影響していると考えざるを得ない。と言うのは良く灌漑された地域での観測では潜熱フラックスが純放射フラックスを上回り、顕熱フラックスが負になることさえあるからである (Van Bavel and Fritschen, 1964)。一方、樹木の形状態は良く分からないが、Milne (1979) はスコットランド南西部の樹高 7 m のエゾ松林でボーエン比 1 という結果を得ている。彼らはこの森林を“dry canopy”と判断してキャノピーの蒸散抵抗を算出している。植物からの蒸発散を考えるに当たって、植物の生物学的諸性質、気孔開口度、葉面積密度などの外に、植生の形態学的性質、土壌中の水分移動、水の表面流出なども考慮する必要が有ろう。

謝 辞

WMO 駐在の戸矢時義氏 (現在、気象研究所応用気象研究部) には、未公開の貴重な資料の提供、並びに適切な助言を戴きましたので、ここに感謝の意を表します。

文 献

Brutsaert, W., 1975: A theory for local evapora-

tion (or heat transfer) from rough and smooth surfaces at ground level. *Water Resour. Res.*, 11, 543-550.

———, —, and W.P. Kustas, 1987: Surface water vapor and momentum fluxes under unstable conditions from a rugged-complex area. *J. Atmos. Sci.*, 44, No. 2, 421-431.

Budyko, M.I., 1970: The water balance of the ocean symposium on world water balance. Proc. Reading Sympos. Vol. 1, Internat. Assoc. Hydrol. **Public No. 92**, pp. 24-33.

———, —, —, 1974: Climate and life. Academic Press, N.Y., 508 pp.

Milne, R., 1979: Water loss and canopy resistance of a young Sitka spruce plantation. *Boundary-Layer Meteorol.*, 16, 67-81.

Sellers, P.J., Y., Mintz, Y.C. Sud and A. Dalcher, 1986: A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, 43, No. 6, 505-531.

Toya, T. and N. Yasuda, 1988: Parameterization of evaporation from a non-saturated bare surface for application in numerical prediction models. *J. Meteor. Soc. Japan*, 66, No. 5, (729-739).

Yasuda, N. and T. Toya, 1981: Evaporation from non-saturated surface and surface moisture availability. *Pap Meteor. Geophys.*, 32, 89-98.

411 : 301 : 103 (大気大循環モデル ; 植生 ; アルベド ; 土壌水分量)

4. GCM を用いた生態系の気候形成における役割の研究*

山 崎 孝 治**

1. はじめに

ここで生態系とは陸地上における植物を考える。植物は陸地表面を覆い、大気とエネルギー、運動量、水蒸気等の物質を交換しているがそれが気候にどのような影響を与えるのだろうか。植生が気候へ及ぼす影響のプロセスとしては、1. 太陽放射の反射や吸収、赤外放射の射出などの放射過程、2. 気孔からの蒸散作用による蒸発

散のコントロール、3. 植物が地中に根をはり、裸地であれば蒸発しない水分を大気へ放出すること等による利用可能土壌水分量の増加、4. 地表面粗度を変化させることによる運動量輸送への影響、などが考えられる。また、植物がその上の大気と地面との間の絶縁・緩衝作用 (降雨、降雪の捕捉・地表面温度変化を小さくする等の効果) もある。また、地球の歴史的な時間尺度で考えると、植物が光合成作用により、二酸化炭素を吸収し酸素を放出することにより、地球の気候を形成してきたといえる。この事はこのシンポジウムの森山氏の講演に詳し

* GCM Studies on the role of biosphere in climate formation.

** Koji Yamazaki, 気象研究所気候研究部.