

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.

く述べられている。ここでは、植生が気候形成にどんな役割を果たしているかという問題に対して大循環モデル(GCM)によってどんな研究が行われているか述べてみたい。

2. 植物のアルベド

GCM の話の前に植物のアルベドについて話してみたい。植物の全くない乾いた砂漠のアルベドは35%程度であるが、植物のアルベドは10~20%程度である。特に可視光では低く、380~710 nm の光合成に使える波長域の葉の反射率は12%程度である。それに対してそれより波長の長い近赤外域では30%程度で砂漠に近い。つまり、植物は自身の生命維持に必要な光を選択的に吸収しているのである。この性質を利用し、衛星から可視と近赤外の放射強度を測定し、その差を利用して植物の活動度(Vegetation Index)をモニターしている。ところで地球上には植生といっても、熱帯雨林から草地まで種々あり、それに応じてアルベドも変わる。Matthews (1983, 1984) はそのような植生の全球分布を $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ のデータにまとめ、その各点で季節ごとにアルベドを与えているが、それによると面白い事に、熱帯雨林を除いて夏のアルベドの方が他の季節に比べて高いのである。これは主に近赤外域でのアルベドの増加によっている。つまり、暑い夏には自分に不必要な光の反射率を上げて暑さをやわらげているようである。白い花・黒い花のガイア仮説(森山氏講演参照)の季節変化版とでもいえるようか。

3. 植生モデル

GCM 用に植生を陽に扱ったモデルとしては Dickin-son (1984, 1986) が開発した Biosphere Atmosphere Transfer Scheme (BATS) が最初であろう。その後 Sellers *et al.* (1986) による Simple Biosphere Model (SiB) も開発されている。両モデル共、水蒸気交換については、地中から、根、幹を通り、気孔を通しての蒸散や葉による降水の捕捉、再蒸発の過程を含んでおり、従来地表面水文過程のモデルとしてよく使われている Budyko bucket model と比べると、かなり複雑である。これらの植生モデルは葉面積指数とか気孔の抵抗とか多くのパラメーターを含んでいるがそれらを決めると、放射フラックス、熱、水蒸気交換係数、粗度などが一体となって決まるという長所がある。従ってアマゾンの熱帯雨林を伐採し、草地にしたら気候はどう変わる

かといった GCM 実験が現実的な条件で行える。

植生モデルを含まない GCM では、アルベドとか地表面粗度などを変化させた場合の効果を見るという形の実験が行われるが、現実との比較は難しい。

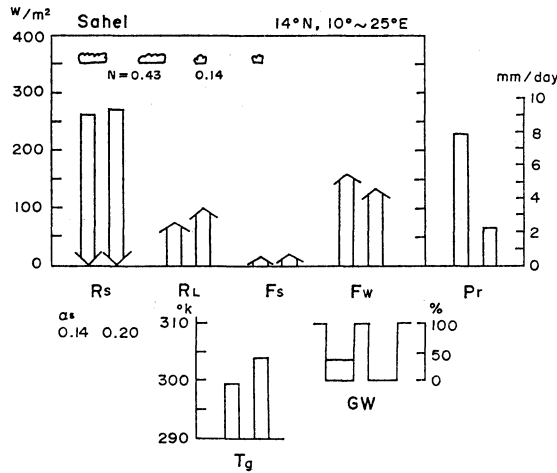
Sato *et al.* (1988) は SiB を NMC-GCM に組み込み (SiB-GCM)、冬と夏の条件で30日積分を行い、従来の GCM (Cnt-GCM) との比較を行った。一般的に SiB-GCM は Cnt-GCM と比べて地表面からの顕熱フラックスが大きく、潜熱フラックスが小さくなる。これは植物の気孔抵抗によって蒸散が抑制される効果が主に効いている。アマゾン地域等で地表面からのフラックスを観測すると、SiB-GCM は観測とよく合っている。

以下では、従来の bucket model を用いている MRI-GCM による地表面過程に関する数値実験について述べる。

4. アルベドと土壤水分量に関する数値実験

植物がほとんどない砂漠のような陸地は、植物に覆われた陸地に比べ太陽光を良く反射する。アルベドが高い。サヘルのような半乾燥地で植生が減少しアルベドが高くなると地面温度の低下を通して大気を冷やす。それが下降気流を生じ降水量の減少をもたらす植生を減少させる。このアルベドを介した生態系と気候との正のフィードバックは Charney (1975) がサヘルの過放牧による砂漠化の機巧として提唱したものである。これは GCM による数値実験で確認された (Charney *et al.*, 1977)。

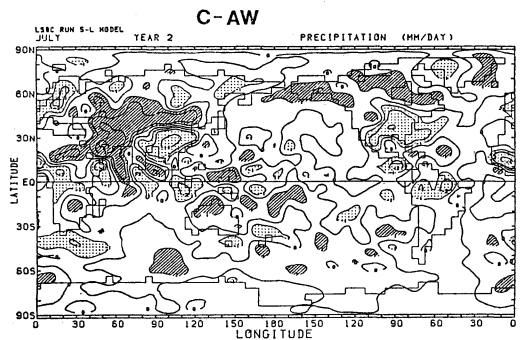
アルベドの他に、植生によって、植物層および地中において大気中に蒸発散できる水分量も異なり、蒸発散量も変化するであろう。アルベドと土壤水分量に対する大気の感受度を調べるために MRI-GCM を用いて数値実験を行った (Yamazaki, 1986)。裸地上では14%の一定のアルベドを与え、土壤水分量は bucket model で予報したラン (Cラン) と実際に近い地表面状態にするため、アルベドと土壤水分量に観測値を用いたラン (AWラン) を比較した。観測値といってもこれは Mintz が月降水量観測値と推定した蒸発量から bucket model を用いて推定したものである。期間は5~6月。乾燥地帯では AW ランはCランより降水量、蒸発量とも減少し、より実況に近い。また多くの乾燥地域で両方のランとも降水量と蒸発量はほぼ等しい。ところが、サヘルではCランでは降水量が蒸発量より多く大気中で水蒸気収束になっているのに、AW ランでは逆になっている (第1図)。両ランの降水量の差は蒸発量の差に比べて非常に



第1図 サヘル領域でのCラン(各欄の左のグラフ)とAWラン(同右)の6月平均物理量. N: 雲量, R_s : 正味日射, R_L : 正味長波放射, F_s : 顕熱フラックス, F_w : 潜熱フラックス(蒸発量), P_r : 降水量, α_s : 地表面アルベド, T_g : 地表面温度, GW: 土壌湿潤度.

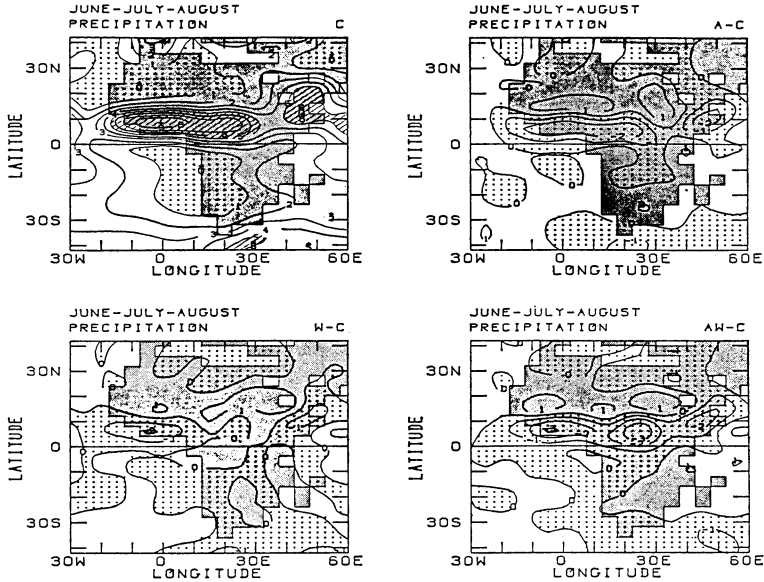
大きい。降水量減少→大気冷却→下降流→降水量減少の力学的フィードバックが働いているからである。この意味でサヘル地帯は気候変動が大きくなりやすく、地表面状態に敏感な所といえる。しかし、実際にサヘルで近年、起こっている干ばつの原因としては、大西洋や他の海洋の海面温度変動によるという有力な説がある(Lough, 1986, Folland *et al.*: 1986 等)。

前述のCランとAWランを一年間通して積分したらどのような差がでてくるのだろうか。Yamazaki (1988) は月日の同じ初期条件から一年間積分を行った。土壌水分量の初期値は両ランとも、Mintzの気候値を用いた。冬はユーラシア大陸上は雪に覆われるため、北半球中緯度では土壌水分量の差の効果は少なく、アルベドの差の効果が大きい。Cランでは雪があると海拔高度に応じて70~85%のアルベドを与えているがこれはAWランのアルベドよりかなり高い。Cランの方がユーラシア大陸上で冷え、シベリア高気圧が強く東南偏する。中国南部でも雪が降る。春の雪融けはAWランと比べて1カ月以上遅れる。このため夏になっても土壌は湿り、大陸があまり暖まらず、アジアの夏のモンスーンは弱くなる。第2図に示したものは7月の降水量の両ランの差(C-AW)である。中国南部や北米で大きな負偏差、中近東



第2図 7月平均降水量偏差. Cラン-AWラン. 等値線は0, ±1, ±2, ±4, 6 mm/day. -1 mm/dayは以下は点彩, 1 mm/day以上は斜線を施してある。

を中心に大きな正偏差が見られる。アルベドと土壌水分量の効果の寄与を見るために4月のCランからアルベドだけ気候値を与えたラン(Aラン)を行った。7月の降水量のC-AとA-AWは全般的には同程度でアルベドも土壌水分量も重要であるが、中国南部ではアルベド、北米中西部では土壌水分の寄与が大きい。しかし、Cラ



第3図 6～8月の3カ月平均降水量。等値線は1mm/dayごと。左上はCラン。右上はAラン-Cラン。左下はWラン-Cラン。右下はAWラン-Cラン。

ンでもAランでも土壌水分量を予報しているため、7月の土壌水分量は両ランで異なってくる。7月のアルベドの差は小さい事を考えると、AランとCランの7月の気候の差は7月のアルベドの差によるものでなく、春の雪のアルベドの差が融雪の早さを変え、土壌水分量を変えて、夏の気候に差を生じたと考えられる。雪のアルベドだけを15～20%低下させたラン(SAラン)をやってみると7月の降水量はAランと非常に近いことからこのことは確実と思われる。また、SAランの雪の融け方はAWランに近く、Cランより1カ月早い。中国南部地域における季節変化を見ると春から夏にかけてCランでは降水量は蒸発量より少なく、土壌は乾いてゆくのに対し、Aランでは降水量は蒸発量より多く土壌は湿ってくる。Aラン、AWランの夏の降水量は観測値に近いがCランでは半分位である。

前述の実験で雪のアルベドは融雪速度・土壌水分量を通してアジアの夏の気候にとって重要な影響を与えることがわかった。この事と植生との関連を考えてみよう。もし、植生がない裸地に雪がつもればグリッドスケール平均のアルベドも、雪のアルベドにはほぼ等しいであろう。しかし森林のような所に雪が積もれば、降雪後しばらくすれば樹木の上の雪は落ちて、地面上だけに雪があ

第1表 6～8月平均のアメリカ熱帯雨林伐採地域(0°～12°N)での降水量と蒸発量およびその差。()内はCランとの差

ラン	降水量	蒸発量	降水量-蒸発量
C	7.1	4.8	2.3
W	6.4(-0.7)	3.5(-1.3)	2.9(+0.6)
A	5.0(-2.1)	3.6(-1.2)	1.4(-0.9)
AW	4.0(-3.1)	2.5(-2.3)	1.5(-0.8)

(単位: mm/day)

る状態になるにちがいない。この場合、領域平均のアルベドは雪のアルベドよりかなり小さくなると考えられる。このように森林の存在はアルベドおよび融雪過程を通して気候形成の一翼を担っている。

5. アフリカ熱帯雨林伐採実験

生物資源の宝庫といわれる熱帯雨林は、アマゾン流域、インドネシア、赤道アフリカ地域を中心として存在している。その熱帯雨林の人間の手による破壊が近年急速に進んでいる。アメリカ合衆国政府がまとめた「西暦

2000年の地球」(1980)によると、1950年代に全世界の陸地の1/4を占めていた森林が、1/5に減っており、西暦2000年には1/6にまで減少すると予測している。1年にはほぼ、MRI・GCMのグリッド1個の森林が消えている。熱帯雨林地域の土壌はラテライトとよばれる栄養分の乏しいもので、いったん植物層が破壊されて土壌がむきだしになると土壌侵食率の急速な増大もあって、森林の回復には相当長い年月がかかるといわれる。そこで、アフリカの熱帯雨林伐採の気候に及ぼす影響をMRI・GCMで実験した(Kitoh *et al.*, 1988)。

赤道アフリカ上(0°~12°N)の熱帯雨林が完全になくなって砂漠化したと仮定する。この地域の現在のアルベドは平均13%だが伐採後は30%ほどに増大するのであろう。また、土壌最大含水量は大幅に減るであろう。現在の気候に対するCラン、アルベドを0.3としたAラン、最大含水量を15g・cm⁻²から1.5g・cm⁻²に減少させたWラン、両方を変化させたAWランを行い、その差を比較した。

夏の北赤道アフリカは雨季であって細長い降雨帯(ITCZ)が10°N付近を東西に延びている(第3図)。この熱帯収束帯の降水量は森林伐採を想定したランではどのランでも減少している。蒸発量も減少する(第1表)。Wランでは降水量の減少は蒸発量の減少より小さい。これは地表からの蒸発量が減ったため地表温度が上昇し、大気を暖め低圧となり、まわりから風がより吹きこむようになって水蒸気の補給が増加したためである。つまり、蒸発量の減少をある程度周囲から水蒸気を余分にかき集めることで補っている。一方、Aランでは降水量は蒸発量の減少以上に減っている。これは地表が日射をより反射してしまうと大気の加熱が減り、上昇流を弱め、Wランと反対に水蒸気の発散偏差を生じるからで、Charneyのメカニズムである。なおAランでは、地表温度は蒸発量の減少による昇温効果と正味日射の減少による降温効果がほぼ相殺してあまり変化しない。以上述べたように、アルベドと土壌水分の効果は降水量の減少という点では同じだが、働き方が異なっている。AWランはほぼAランとWランの重ね合わせである。

第3図をみると12°~20°Nのサヘル地域で逆に降水量が増加しているのがわかる。局所ハドレー循環は弱くなっている。また、インド洋西部でも降水量は増加し、東西循環に変化が見られる。さらに、チベット高気圧は強化される。このように森林伐採を想定した地域以外にも影響が及ぶのは興味深い。

この節では熱帯雨林伐採に関する効果として最大含水量とアルベドの変化について考えたが、その他に地面粗度の変化も無視できないかもしれない。

6. おわりに

植生の総合的效果を現実的に評価するためには、BATSやSiBの植生モデルや、近藤氏の講演にあるような植生地でのエネルギー輸送のパラメータ化の研究の一層の発展、三上、安田氏講演のような観測的研究の積み重ねが必要であろう。植生又は地表境界条件が気候に与える影響は、小スケールでは農業気象や小気象の分野で古くから研究が行われていたが、グローバルな視点からの研究は始まったばかりである。また、将来は気候が植生に与える作用の理解も進み、真の意味で大気・植生相互作用の研究さらには大気・植生(地表面)・海洋・雪氷系すなわち、気候系の研究が展開される日も遠くはないであろう。

謝辞

気象庁数値予報課佐藤信夫氏には未発表の論文を引用させて頂き、感謝いたします。

参考文献

- アメリカ合衆国政府特別報告書、1980:「西暦2000年の地球」、全2巻、家の光協会。
- Charney, J.G., 1975: Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quart. J.R. Met. Soc.* 101, 193-202.
- , W.J. Quirk, S.H. Chow and J. Kornfield, 1977: A comparative study of the effects of ba albedo change on drought in semi-arid regions. *J. Atmos. Sci.*, 34, 1366-1385.
- Dickinson, R.E., 1984: Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. *Climate Processes and Climate Sensitivity*. J.E. Hansen and T. Takahashi, eds., AGU, 58-72.
- , A. Henderson-Sellers, P.J. Kennedy and M.F. Wilson, 1986: Biosphee-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model NCAR/TN-275+STR, NCAR Tech. Note.
- Folland, C.K., T.N. Palmer and D.E. Parker, 1986: Sahel rainfall and worldwide sea temperatures. 1901-85. *Nature*, 602-607.
- Kitoh, A., K. Yamazaki and T. Tokioka, 1988: Influence of soil moisture and surface albedo changes over the African tropical rain forest on summer climate investigated with the MRI. *GCM-I J. Meteor. Soc. Japan.*, 66, 65-86.

- Lough, J.M., 1986: Tropical Atlantic sea surface temperatures and rainfall variations in sub-Saharan Africa. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 561-570.
- Matthews, E.: 1983: Global vegetation and land use: new high-resolution data bases for climate studies. *J. Clim. Meteor.*, 22, 474-487.
- , 1984: vegetation land-use and seasonal albedo data sets: documentation of archived data tape. NASA Tech. Mem. 86107.
- Sato, N., P.J. Sellers, D.A. Randall, E.K. Schneider, J. Shukla, J.L. Kineter III and Y-T. Hou., 1988: Effects of implementing the simple biosphere model (SiB) in a general circulation model. (*J. Atmos. Sci.* に投稿中)
- Yamazaki K., 1986: The sensitivity experiment to land-surface boundary conditions with the MRI-GCM. Proc. ISLSCP Conference. Rome, Italy, 2-6 December 1985, ESA SP-248, 151-157.
- , 1988: A study of the impact of soil moisture and surface albedo changes on global climate using the MRI-GCM. (気象集誌投稿中)

日本気象学会誌 気象集誌

第 II 輯 第 66 卷第 4 号 1988 年 8 月

鬼頭昭雄：海面水温と日本の暖冬に関する数値実験

A.V. Mehta, T.N. Krishnamurti：30—50日周期波動の経年変動

Pao-Shin Chu：熱帯外部からの強制と西太平洋における赤道西風の急激な強化（バースト）総観的研究

松本 淳：東アジアにおける晩夏季から秋季にかけての前線帯に伴う大規模場の特徴について

真木雅之・播磨屋敏生：盆地における夜間冷却に及ぼす冷気の移流・堆積の効果

播磨屋敏生：霞の形成と気象条件の関係

内野 修・田端 功・甲斐憲次・岡田芳隆：ライダーによって観測された中層・上層雲の偏光特性

増田一彦・高島 勉：海に吸収される短波長放射の大気，海洋パラメータに対する感度 (1) 雲のない大気モデル

要報と質疑

丸山健人・常岡好枝：QBO に伴う 50 hPa 面の東風の継続期間が 1987 年に異常に短かったこととエルニーニョとの関係について

内野 修・田端 功・甲斐憲次・稲田 巖：5 年にわたるエル・チヨン粒子のライダー観測の結果と粒子の存在がオゾンの反転観測に及ぼす影響