

## 地域・大陸スケールでの植生・気候相互作用\*

安 成 哲 三\*\*

### 1. はじめに

植生と気候の関係といった時、多くの人が思い起こすのは、いわゆる「ケッペンの気候区分」であろう。ある地域の気候（気温・降水量の年平均や季節変化など）を与えれば、それに対応した植生がほぼ決まる、あるいは植生は気候の指標となっているという考えである。今でもこのケッペンの概念は生きているし、大まかなところでは間違っていない。生物学・生態学における地球環境変化研究では、「地球温暖化」に代表されるような気候変化が進行した場合、植生はどう変化するか、ということが大きな問題である。その場合の基本的な考えは、気温や降水量が変化すれば、それに平衡的な植生の変化が起こるといふ、このケッペン流の概念であるといえる。

一方、気候研究、特に大気大循環モデル（GCM）を用いた気候の数値的研究が1960年代後半から活発になってくると、植生は、大気（気候）状態を決めるひとつの境界条件として扱われるようになった。すなわち、（熱帯林、温帯林、亜寒帯林などの）森林、草原、砂漠など異なる植生は、アルベード、地表面粗度、蒸発散などの気候に関与したパラメータが異なるため、その上の大気に与える影響も異なるという考えである。言い換えれば、植生が変化すると、その植生変化に影響を受ける範囲で、地域的な気候も変わりうるといふアイデアである。

### 2. Charney 仮説—アルベード変化が気候を変える—

このことをもっとも象徴的に扱い、大きなインパクトを与えたのが、Charney<sup>1)</sup>による西アフリカサヘル地域での沙漠化に関する研究であろう。彼は、1960年代から10数年以上にわたって継続したサヘル地域の干ばつを、過放牧などにより草原（ステップ）が沙漠状態になることにより、地表面のアルベードが大きくなり、これがハドレー循環の下降流を強化したため、サヘル地域の干ばつを更に強化したという仮説を立て、簡単な2次元モデルによる実験でこの仮説の検証を試みた。さらに同様にアルベードを変化させたGCM数値実験<sup>2)</sup>を行った結果、熱帯収束帯（ITCZ）の北上も抑制され、サヘルに位置する亜熱帯はモンスーンによる降水が減少することを示している。

### 3. 土壌水分変化と気候

陸面が大気に与える重要なパラメータとして、アルベードに加え、地表面の湿り具合、すなわち土壌水分量がある。土壌水分は実際には、蒸発散を通して地表面熱収支に影響を与え、その上の大気に影響を与える。土壌水分は一見、植生とは独立のパラメータのように考えられそうであるが、土壌自体が植生によって形成・存在していること、及び地表面からの蒸発散には、実際には、土壌面のみからの蒸発よりも植生からの蒸散が大きな役割を果たしていることを考えると、水・熱収支における植生の役割を実質的には見ていると考えることができる。最も簡単な陸面モデルであるバケツモデル<sup>3)</sup>も、その意味では、植生も含めた土壌・植生系モデルと考えるべきであろう。

土壌水分の有無、あるいは多少は、蒸発散および顕熱の配分（ボーエン比）の変化を通して気温変化と鉛直流（対流活動）へ影響を与えるほか、地表面の熱容

\* Regional/continental-scale vegetation-climate interaction.

\*\* Tetsuzo YASUNARI, 名古屋大学地球水循環研究センター, 海洋研究開発機構地球環境研究フロンティア研究センター. yasunari@hyarc.nagoya-u.ac.jp

© 2007 日本気象学会

量変化を通して気候メモリーあるいは気候感度の大きさを変えるという効果も持っている。Delworth and Manabe<sup>4,5)</sup>は、バケツモデル (15 cm の圃場容水量) を用いて、土壌 (・植生系) の気候メモリー効果を、P/Ep (降水量/可能蒸発散量) という指標で調べた結果、Ep の小さい高緯度ほど土壌水分アノマリーの持続性は大きく、Ep の大きな乾燥地域ほど持続性は小さいことを示した。ただ、持続性が小さいことは、必ずしも降水量などへのフィードバック効果が小さいことを意味しない。最近の GCM による土壌水分の感度実験では、半乾燥地域での土壌水分変化は、季節的な降水量変化への影響が大きいこと、その効き方は、境界条件としてよりも初期条件として影響するということが指摘されている<sup>6)</sup>。また、いくつかの GCM 実験を比較して、陸面 (土壌水分) の大気 (特に降水) に与える影響を系統的に調べた GLACE (Global Land Atmosphere Coupling Experiment) でも、湿潤熱帯やモンスーン地域を縁取るような半乾燥地域での土壌水分の多少がその直後の降水量の多少に強く影響するという結果を示している<sup>7)</sup>。十分な降水により既に飽和に近い状態で湿っている地域では、土壌水分変化の降水変化に与える効果は小さいが、詳細については、第6節を参照されたい。

#### 4. 植物の生理学的過程を含む植生 (陸面) モデル

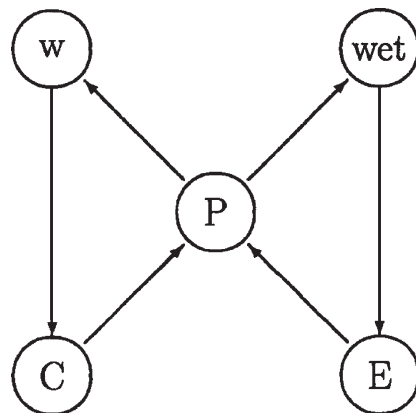
植生のある地表面からの蒸発散量は、放射エネルギー量に関するアルベードと、地表面での水分量に関する土壌水分量に加え、蒸発散の効率を決めるパラメータが必要である。簡単な陸面モデルでは、これを蒸発効率 ( $\beta$ ) という係数に押し込めてしまっているが、植生が卓越する実際の地表面では、蒸散は葉の気孔の開閉の度合い、すなわち気孔抵抗 (あるいはコンダクタンス) が大きく関与している。この気孔抵抗は、植物の生理学特性が決める光合成の活動度に関係している。この光合成の効果を入れた陸面 (植生) モデルが、1980年代半ばに SiB<sup>8)</sup>や BATS<sup>9)</sup>として開発された。これらのモデル開発の背景には、特に森林からの蒸散が重要な役割を果たしているアマゾンの熱帯雨林を気候モデルに取り込む必要性があった。気孔抵抗の効果を入れた GCM 実験では、バケツモデルでの同じ GCM 実験に比べ、植生のある大陸上での蒸発散量が全体的に抑えられ、その結果として、降水量の減少、顕熱の増加、大気境界層の日変化の増幅と強化などが顕著に現れている。これらの変化は、全体として

観測値にも近くなっている<sup>10)</sup>。

#### 5. アマゾン熱帯雨林伐採のインパクト

アフリカのサヘル干ばつ問題以降で植生・気候相互作用で大きく問題になったのは、アマゾン河流域の熱帯雨林伐採が、その地域の気候や水循環に与える影響についての議論であった。気孔抵抗を考慮した SiB モデルを用いた GCM により、アマゾン流域の熱帯雨林の大部分を伐採後の牧草地を仮定した植生に置き換えて森林伐採が気候と水収支に与える効果を調べると、その地域での年平均気温が  $2^{\circ}\text{C}$  程度の上昇、降水量が  $2\text{ mm/day}$  程度の減少、蒸発散量が  $1.5\text{ mm/day}$  程度の減少、したがって水蒸気収束量も  $0.5\text{ mm/day}$  程度の減少となった<sup>11,12)</sup>。この値は、アルベード変化だけを与えて行った GCM 実験結果<sup>13)</sup>よりもはるかに大きな変化となっており、森林伐採の効果は、光合成過程の影響を組み込んだ植生モデルにより、より顕著に現れている。

大気・陸面相互作用と、より大規模な大気循環の力学の間には、第1図のような関係があると考えられる<sup>14)</sup>。すなわち、降水量 P の変化をフィードバックループの出発点として仮に考えた時、P 増加 (減少) → 土壌水分増加 (減少) → 蒸発散量 (E) 増加 (減少) → P 増加 (減少) という正のフィードバックが、まずひとつ考えられる。一方で、上昇流 (W) 強化 (弱化) → 水蒸気輸送・収束 (C) 強化 (弱化) → P 増



第1図 植生変化があった地域における水循環における2つのフィードバック。P: 降水, w: 大規模な上昇流, C: 大規模な水蒸気収束, wet: 表層湿り具合 (土壌水分量), E: 蒸発散量 (Zeng et al.<sup>14)</sup>。

加(減少)という正のフィードバックも考えられる。但し、この第1図の左側のループでは、W強化(弱  
化)→雲量増加(減少)→地表面放射エネルギー量減少  
(増加)→E減少(増加)という、負のフィードバ  
ック回路も場合によってはありうる。このように、森林  
伐採(植生変化)と、より大規模スケールの大気(水  
蒸気)循環のあいだのフィードバックには、地表面の  
熱・水収支を通して非常に大きな非線形な関係がある  
が、気候モデルにおける降水量、蒸発散量、水蒸気収  
束量の変化には、かなり線形に近い関係のあることも  
指摘されている<sup>14,15)</sup>。

6. アジアモンスーン地域における植生・気候相互  
作用

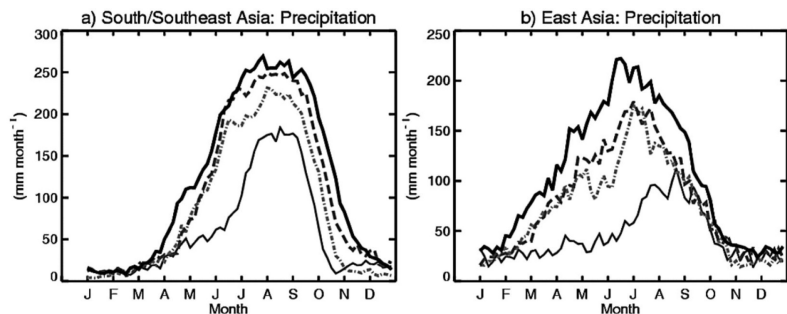
では、熱帯から温帯にまたがるアジアモンスーン地  
域では、土壌水分の効果も含めて、どのような植生・  
気候相互作用が考えられるであろうか。世界の人口の  
6割近くが集中するこの地域での植生改変の気候・水  
循環への影響は、決して小さくないことが予想される  
が、そのまたがる緯度帯の広がりや、強いモンスーン  
循環系の存在など、アフリカのサヘル地域やアマゾン  
流域とは大きな意味での境界条件がかなり異なっており、  
植生改変の効果の出方も大きく違う可能性もある。  
その定量的評価は、現在のところ、やはり気候モ  
デルによる研究に頼らざるをえない。

タイを中心とする東南アジア(インドシナ半島)の  
熱帯林の大部分は、1950年以降大幅に伐採され、農耕  
地に変化しており、森林面積の割合は60%から20%程  
度にまで縮小している。一方モンスーン降水量は、特  
にモンスーン後半の9月の  
み降水量が大きく減少傾向  
にある。Kanae *et al.*<sup>16)</sup>  
は、1960年代と1990年代の  
植生状態を境界条件にし  
て、領域大気モデルで月ご  
とに調べた結果、9月にの  
み、降水量の減少が再現で  
きることを示した。9月に  
のみ選択的に森林伐採と農  
耕地化の影響が顕在化する  
理由として、6-8月は、  
インド洋からの湿った南西  
モンスーン気流が強くイン  
ドシナ半島に湿った空気を

常に輸送しており、陸面の状態は降水機構にあまり影  
響されないが、9月にはモンスーン気流が弱くなるた  
め、地表面変化の影響が対流・降水システムの形成に  
より強く現れるためと指摘している。すなわち、9月  
の弱いモンスーンの状態では、第1図における右側の  
フィードバック・ループがまず強化されて蒸発散が抑  
制され、さらに左側のフィードバックも、水蒸気輸送  
の発散をもたらす方向に働きやすくなっていると解釈  
できる。この東南アジアでの大規模な森林伐採と農耕  
地化は、インドシナ半島の降水だけでなく、南西モン  
スーン気流の風下側にあたる東アジアモンスーン地域  
の風系、水蒸気量や降水量にも影響を与えている可能  
性が、やはり領域大気モデルによって指摘されてい  
る<sup>17)</sup>。

一方中国を中心とする東アジアモンスーン地域で  
も、過去数千年の間に、黄河流域を中心に森林が大き  
く伐採されてきた。この植生改変を前提にして、  
BATSを組み込んだ領域気候モデルによる気候感度  
実験<sup>18)</sup>は、森林から耕地への植生改変による蒸発散  
の減少が降水量の減少をもたらすことを示している。  
この場合、東アジアは東南アジアに比べ、モンスーン  
気流が全般に弱いこと、水蒸気収束の効果よりも、陸  
面からの蒸発散が、この地域の降水には重要な働きを  
していることを示唆している。

モンスーンアジアあるいはユーラシア大陸全体での  
植生の存在が、モンスーン循環や降水にどの程度の影  
響があるかという問題の解明を目的としたGCM実験  
を、著者ら<sup>19,20)</sup>は最近試みた。このモデルでは、チ  
ベット高原の地形による効果も同時に評価を試みた



第2図 大気大循環モデルを用いた(a)南・東南アジア、(b)東アジアでの降  
水量の季節変化の再現。細実線はチベット高原のみを与えた場合、一点  
鎖線はさらに土壌のみを与えた場合、太破線はさらに植生を与えた場  
合、太実線はすべての境界条件(チベット高原+土壌+植生)を与えた  
場合。順次、モンスーン季(雨季)の降水量が増加していくことがわか  
る(Yasunari *et al.*<sup>19)</sup>。

が、東アジア・東南アジアモンスーンの降水量は、第2図のように、植生の存在により、30~40%程度増加することが示された。この場合植生は蒸発散を増加させることにより降水を増加させ、大陸の内陸まで水循環を活性化する効果に大きく寄与している。内陸のモンゴルにおける草原の役割も、同様な効果を持つことが、やはりGCM実験により示唆されている<sup>21)</sup>。

### 7. 新しい観測的事実

植生・気候の相互作用は、観測から調べることは1次元のフラックス観測などを除き、非常に困難であるため、これまでの議論はすべて、植生による放射・熱・水循環過程を取り込んだGCMや領域気候モデルによる植生・気候相互作用の数値実験に基づいている。ただ、GAME(アジアモンスーンエネルギー・水循環研究観測計画)などの最近の観測は、これまでのモデリングなどの前提となっている常識を覆す、植生と気候(大気)の相互作用に関する新たな事実を明らかにしている。例えば、東南アジアの熱帯林地域では、常緑樹と落葉樹とで蒸発散過程が大きく異なり、山地の常緑林では、雨がほとんど降らない乾季の最中に蒸発散が最大となること、その機構は森林の根系の深さにあることが、多層土壌植生モデルによる検証で明らかになった<sup>22,23)</sup>。また、シベリアのタイガ(亜寒帯林)では、年間降水量が200mm前後と、非常に少ないにも関わらず、夏季に永久凍土表層の融解に伴う土壌水分を有効に利用することにより、熱・水循環を活性化し、森林の生育を維持しているタイガ・凍土共生系が維持されていることが明らかになった<sup>24)</sup>。詳細は最近の報告・解説<sup>25,26)</sup>を参照していただきたい。

### 8. まとめ

植生は気候に順応する側面だけでなく、気候の維持と変化に、能動的な役割を果たしていることが、気候モデルによる研究などで明らかになってきた。また、最近の観測研究は、植生と気候は、これまで未解明な部分が多かった土壌・根系過程と地表面での水・エネルギー循環を通じた相互作用系として維持されている可能性を強く示唆しつつある。

より長期的な気候変化と植生変化の相互作用の解明に向けて、炭素循環や生態系のダイナミクスも陽に含めた動的全球植生モデル(Dynamic Global Vegetation Model: DGVM)が開発されつつある。これら

のモデリングの必然性と重要性もさることながら、植生・気候間のプロセスの解明を通じた「生命圏とは何か」という問いこそが、現在の地球環境学には最も重要であることを強調して、本報告のまとめとしたい。

### 参考文献

- 1) Charney, J. G., 1975: Quart. J. Roy. Meteor. Soc., **101**, 193-202.
- 2) Charney, J. *et al.*, 1977: J. Atmos. Sci., **34**, 1366-1385.
- 3) Manabe, S., 1969: Mon. Wea. Rev., **97**, 739-774.
- 4) Delworth, T. and S. Manabe, 1988: J. Climate, **1**, 523-547.
- 5) Delworth, T. and S. Manabe, 1989: J. Climate, **2**, 1447-1462.
- 6) Douville, H., 2002: J. Climate, **15**, 701-720.
- 7) Koster, R. D. *et al.* (The GLACE Team), 2004: Science, **305**, 1138-1140.
- 8) Sellers, P. J. *et al.*, 1986: J. Atmos. Sci., **43**, 505-531.
- 9) Dickinson, R. E. and A. Henderson-Sellers, 1988: Quart. J. Roy. Meteor. Soc., **114**, 439-462.
- 10) Sato, N. *et al.*, 1989: J. Atmos. Sci., **46**, 2757-2782.
- 11) Shukla, J. *et al.*, 1990: Science, **247**, 1322-1325.
- 12) Nobre, C. A. *et al.*, 1991: J. Climate, **4**, 957-988.
- 13) Henderson-Sellers, A., 1984: Climate Change, **6**, 231-257.
- 14) Zeng, N. *et al.*, 1996: J. Climate, **9**, 859-883.
- 15) Pielke, R. A. *et al.*, 1998: Global Change Biology, **4**, 461-475.
- 16) Kanae, S. *et al.*, 2001: J. Hydrometeor., **2**, 51-70.
- 17) Sen, O. L. *et al.*, 2004: J. Climate, **17**, 1366-1380.
- 18) Fu, C.-B., 2003: Global Planetary Change, **37**, 219-229.
- 19) Yasunari, T. *et al.*, 2006: J. Hydrometeor., **7**, 626-641.
- 20) Saito, K. *et al.*, 2006: J. Hydrometeor., **7**, 642-659.
- 21) Xue, Y., 1996: J. Climate, **9**, 2173-2189.
- 22) Tanaka, K. *et al.*, 2003: J. Geophys. Res., **108**, 4533, doi: 10.1029/2002JD003028
- 23) Tanaka, K. *et al.*, 2004: J. Geophys. Res., **109**, D23107, doi: 10.1029/2004JD004865.
- 24) Ohta, T. *et al.*, 2001: J. Hydrol. Processes, **15**, 1459-1476
- 25) 安成哲三, 2007: 気象研究ノート, (215), 159-171.
- 26) Yasunari, T., 2006: Chap. 11, in The Asian Monsoon, ed. by B. Wang, Praxis, Springer Berlin Heidelberg, 459-478.