

陸面・海洋—大気相互作用研究会 「陸面モデルと流出モデル」の報告

陸面・海洋—大気相互作用研究会では、陸面水文過程モデルの流出項に的を絞った標記研究会を開催した。研究会は学会翌日の1996年11月9日(土)に名古屋大学大気水圏科学研究所で、25名程の参加者を集めて行われた。以下は当日の発表内容の発表者によるまとめである。当日議論に参加された皆様、ご苦労様でした。今回の研究会の企画に当たっては、東京大学生産技術研究所の沖大幹博士(現在 NASA/GSFC に滞在中)、長岡技術科学大学の小池俊雄博士、気象庁予報部数値予報課の佐藤信夫博士、京都大学防災研究所の椎葉充晴博士、東京大学 CCSR の沼口敦博士、それに名古屋大学大気水圏科学研究所の福熈義宏博士のお世話になりました。また、会場の手配等では名古屋大学大気水圏科学研究所の玉川一郎博士のお世話になりました。どうもありがとうございました。

(事務局・高藪 出)

1. 陸面水文過程モデルにおける流出項

高藪 出(気象研究所環境・応用気象研究部)

大気モデルと結合した陸面水文過程モデルにおいて、「流出」とは、ある格子領域に生じた降水が地表面に落下後、様々な過程を経て最終的に河川水として領域外に流れ出る過程と定義される。

ところで、大気モデルと結合している陸面水文過程モデルは、もともと大気モデルが必要とする地表面アルベド、ポーエン比のより正しい値の算出を目的として導入されたパラメタリゼーションの1つである。これらのモデルの中で流出項はどちらかというと残差項の扱いを受けてきたと思われる。

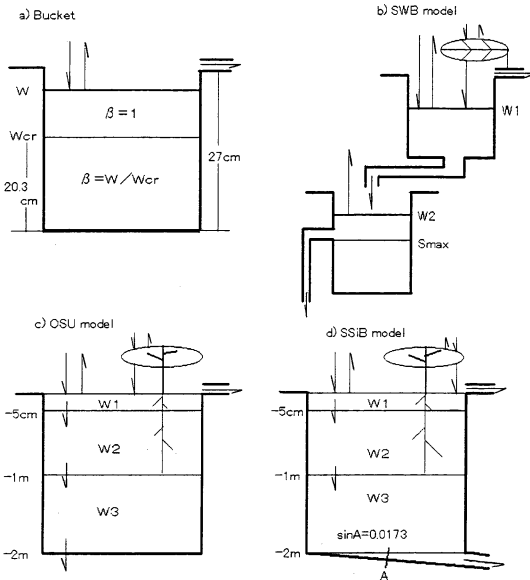
ところが気象学周辺でも、例えば気候学的な要請から全球大気モデルの水循環を閉じるために流路網導入の試みがなされる(鼎, 1995; 等)ようになってきている。あるいは領域モデルの精度が上がってくると、洪水予測と結び付くことが考えられるなど、流出項の

重要性がクローズアップされてくる可能性が生じてきている。

大気モデルの中でこのパラメタリゼーションがどのような歴史を歩んで来たのかを、ここで概観しておく。Phillips (1956) が最初の大循環モデルを1月間積分することに成功してから13年後に Manabe (1969) は大循環モデルの長期積分を実行した。このときに陸面水文過程のモデル化が必要となった。このとき導入されたバケツモデルが、大気モデルに最初に組み込まれた陸面水文過程モデルということになる。その後、蒸発に効く表層土壌パラメータを土壌深部の予報値に強制復元させる方法 (Deardorff, 1977; Hansen *et al.*, 1983) を経て、植生の物理過程を含む詳細なモデルである BATS (Dickinson *et al.*, 1986), SiB (Sellers *et al.*, 1986) が登場したのが共に1986年である。これらのモデルはその後10年の間に世界の様々な大気モデルに導入されてきている。

それでは、現在使われている陸面水文過程モデルでは、流出項の扱いがどうなっているのだろうか。ここでは FIFE (The First International Satellite Land Surface Climatology Project (ISLSCP) Field Experiment) の再現実験の論文 (Chen *et al.*, 1996) で使われたモデルを例に紹介しよう。

この論文では、(a) バケツモデル (Manabe, 1969), (b) SWB モデル (Shaake *et al.*, 1996), (c) OSU モデル (Mahrt and Pan, 1984), (d) SSiB モデル (Xue *et al.*, 1991) が使われている。このうち SWB モデルは水文学のいわゆるタンクモデルの仲間である。それぞれのモデルでの水分の流れを示したのが第1図である。流出部はバケツモデル以外はいずれも基底流出と表面流出の2つがある。しかしながら各モデルのソースコードを読んでみると、例えば OSU モデルでの基底流出は、モデル下層土壌の方が上層土壌よりも湿っているときのみ生じるなど、積極的な流出とはいえず、また、SSiB の場合も、下層土壌底面の傾き A (これは植生パラメータとなっている) によって基底流出



第1図 a) バケツ, b) SWB, c) OSU, d) SSiB 各モデルの構造の概念図。矢線で水の流れを示す。W1, W2, W3, W はそれぞれのモデル各層での土壌水分量 (予報量) である。また図 a) の β は蒸発効率。

量は自由にコントロール出来るなど、物理的な意味付けがはっきりしないところが残っている。

さて、FIFE'87の米国カンサス州の草原地 (15 km × 15 km の正方形の領域) で測定されたデータによって上記各モデルを動かすと、各モデルごとにそれぞれの流出量はかなり異なっていた。8月中旬の 70 mm/day 近い日降水量に対応するところを比較すると、ここで用いられたバケツモデルでは流出は無く、SWB と OSU モデルは主に表面流出で 15~20 mm/day であった。これに対し SSiB は表面流出と基底流出量がほぼ同じで合計 35 mm/day もの流出量を示していた。

それでは、これらのモデルでどれが正しい値を算出していたのであろうか。FIFE'87は残念なことにしっかりした流出データを持っていない。これは実験領域が流域を無視した正方形の形をしていたためである (Duan *et al.*, 1996)。しかし、モデルの性能を評価するためには信頼できる流出データもセットとして欲しい。このままでは、流出項の比較もモデル間の相互比較以上に考察を進めることが出来ない。

様々な陸面水文過程モデルに組み込まれている流出項が、水文学における各種流出モデルのうちどのレベルの物なのか、果してモデルのグリッドサイズで使用

可能な物なのか、モデルの利用者はあまり意識しないで見ていることが多いと思う。また、ここまで見てきたように、基底流出はモデルを安定に走らせるための方便として導入していると見ることができると、まだまだ不確定な部分が残されている。

我々がこの種のモデルの流出項を研究に使う際には上記の各点について留意して置く必要がある。

本原稿については、研究会に参加された東京大学 CCSR の沼口敦博士に、適切なコメントをもらいました。この場を借りて感謝致します。

参考文献

- 気象庁予報部, 1989: 力学的長期予報をめざして. 数値予報課報告・別冊35号, 気象庁.
- 鼎信次郎, 西尾 健, 沖 大幹, 虫明功臣, 1995: AGCM—流路網モデルによる世界の大河川の流出ハイドログラフ. 水工学論文集, 39, 262-267.
- Chen, F., K. Mitchell, J. Schaake, Y. Xue, H-L. Pan, V. Koren, Q. Y. Duan, M. Ek and A. Betts, 1996: Modeling of land surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations, *J. Geophys. Res.*, 101, 7251-7268.
- Deardorff, J. W., 1977: A parameterization of ground-surface moisture content for use in atmospheric prediction models, *J. Appl. Meteor.*, 16, 1182-1185.
- Dickinson, R. E., A. Henderson-Sellers, P. J. Kennedy and M. F. Wilson, 1986: Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model. NCAR Technical Note, NCAR/TN-275+STR, 69pp.
- Duan, Q. Y., J. C. Schaake and V. I. Koren, 1996: FIFE 1987 water budget analysis, *J. Geophys. Res.*, 101, 7197-7207.
- Hansen, J., G. Russell, D. Rind, P. Stone, A. Lacis, S. Lebedeff, R. Ruedy and L. Travis, 1983: Efficient three-dimensional global models for climate studies: models I and II, *Mon. Wea. Rev.*, 111, 609-662.
- Mahrt, L. and H. L. Pan, 1984: A two-layer model of soil hydrology, *Bound.-Layer. Meteor.*, 29, 1-20.
- Manabe, S., 1969: Climate and the ocean circulation: I, The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface, *Mon. Wea. Rev.*, 97, 739-805.
- Phillips, N. A., 1956: The general circulation of the atmosphere: A numerical experiment, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 82, 123-164.

- 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**, 505-531.
- Shaake, J. C., V. I. Koren and Q-Y. Duan, 1996: Simple water balance model for estimating runoff at different spatial and temporal scales, *J. Geophys. Res.*, **101**, 7461-7475.
- Xue, y., P. J. Sellers, J. L. Kinter and J. Shukla, 1991: A simplified biosphere model for global climate studies, *J. Climate.*, **4**, 346-364.

2. 気候モデル用陸面植生モデル (BAIM) における水文過程について

馬淵和雄 (気象研究所気候研究部)

気象研究所で開発した気候モデル用陸面植生モデル (Biosphere-Atmosphere Interaction model: BAIM) における水文過程の扱いについて紹介する。

BAIMの基本的な構造は、最大2層の植物層と3層の土壌層により構成されている。モデルの予報変数は、各植物層及び土壌層の温度と各層に蓄えられている水分量である。植物層に蓄積される水分量とは、植物の葉による降水遮断水分量と地表面の積雪水分量を示している。積雪が存在する場合には、その積雪量に応じて積雪層は最大3層に分割され、各層の温度及び水分量が予報変数となる。各層に蓄積されている水分量は、雪または氷として蓄積されている水分量と水として蓄積されている水分量に分割され、それぞれが予報される。これらの量の相変化過程による変化量は、各層における熱収支式を解くことによりその相変化量が見積もられる。それにより、積雪・融雪過程及び、土壌層内水分の凍結・融解過程が再現される。本モデルにおいては、積雪層において生じる融雪水のうち、積雪層の保持能力を超える融雪水は時間遅れなく土壌表面に達するとしている。降水あるいは融雪水として土壌表面に達した水分は、土壌への最大浸透量以下の水分が土壌内へ浸透し、それを上回る水分は土壌表面における流出水として見積もられる。土壌層内の水分は、土壌表面からの直接蒸発、植物の蒸散作用に伴う根による水分吸収により減少し、土壌表面からの水分流入により増加する。土壌層間の水分移動は、基本的に各土壌層内の水分のマトリックポテンシャル (P. 427脚註参照) の差によって水分が移動するとしている。土壌層内の空隙の容積を超える水分は土壌層内からの流出水となる。本モデルの積雪・融雪過程及び土壌内水分

の凍結・融解過程について、気象観測値を境界条件として与える植生モデル単独での検証実験を行った結果、モデルは現実的な結果を再現できることが確認できている。

参 考 文 献

- Mabuchi, K., Y. Sato, H. Kida, N. Saigusa and T. Oikawa: A Biosphere-Atmosphere Interaction Model (BAIM) and its primary verifications using grassland data, *Pap. Meteor. Geophys.*, submitted.

3. 流出モデルについて

立川康人 (京都大学防災研究所水災害研究部門)

3.1 流出モデルとは

流域のある対象地点における河川流量の時間変化を予測する数理モデルを流出モデルという。一般に流出モデルは、洪水を対象とした短期流出モデル (洪水流出モデル) と長期間の流況の予測を目的とした長期流出モデルに分けられる。短期流出モデルは、数日の期間の河川流量を少なくとも時間単位で再現し予測することを目的とする。長期流出モデルは年程度の期間を対象とし、日単位で河川流量の再現を図ろうとすることが多いようである。洪水流出モデルは短期間の豪雨を対象とすることから蒸発散は考慮せず、降雨から河川流量への変換過程をモデル化の対象とし、通常、降雨をモデルへの入力とし河川流量をモデルからの出力とする。一方、長期流出モデルの場合は、降雨と何らかの方法で推定した蒸発散量を入力として河川流量への変換過程をモデル化することになる。

3.2 集中型流出モデルと分布型流出モデル

河川流量を予測する期間で流出モデルを分類すると、前述したように短期流出モデルと長期流出モデルに分類することができる。また、流域内部での降雨や流れの状態の空間的な分布を取り扱うかどうかによって、流出モデルは集中型流出モデルと分布型流出モデルに分けることができる。

集中型流出モデルとは、流域単位で降雨と流出の関係を数式化するものであり、流域内の降雨の代表値をモデルへの入力とし流域末端での河川流量を出力とする。降雨の代表値は、流域内の観測降雨を単純平均したり、あるいは観測所ごとに重みをつけて空間平均するティーセン法などによって決定される。集中型流出モデルは流出現象の概念的な解釈をモデル構築の基礎とし、過去の流量データ・雨量データから経験的にモ

デルパラメータを決定することから概念モデルと呼ばれることもある。集中型モデルとしては、単位図法 (Sherman, 1932), タンクモデル (菅原, 1972; 1979), 貯留関数法 (木村, 1961; 1962) などのモデルがある。以下に簡単な貯留型モデルを取り上げて集中型流出モデルの具体例を示そう。

$$\frac{dS}{dt} = r_e - q, \quad q = \left(\frac{S}{K}\right)^{1/p}$$

ここで S は流域に貯まる雨水の貯留高, r_e は降雨のうち洪水流出に寄与する有効降雨強度, q は流域末端における流出高であり, q に流域面積を乗じると流出量となる。第 1 式は雨水の連続関係を表す。第 2 式は流出量と貯留量の関係式であり, K, p はモデルパラメータである。

集中型流出モデルは計算量が少なく短時間で流出量を算定できるという利点を持つ。水文データが存在する流域での流出予測, 特に実時間での流出予測には今後も十分利用されるであろう。ただし, 一般に集中型モデルに含まれるモデルパラメータは過去の流量データ, 雨量データをもとに決定されるため, 過去のデータの存在しない流域に集中型モデルを適用することはできない。また, 大規模な土地利用の改変にともなって流出形態がどのように変化するかといった予測を集中型モデルで行うのは困難である。

一方, 分布型流出モデルとは, 降雨や流域特性の空間分布を取り込み流域内部での雨水の流れを力学的に追跡しようとするモデルである。分布型流出モデルは, 現象を支配する力学的法則をモデル構築の基礎とすることから物理モデルと呼ばれることもある。レーダ雨量計による降雨の空間分布情報の取得や国土数値情報などの数値地図情報の整備によって分布型流出モデルが実用的なモデルとなるための土台が整ってきている。

分布型流出モデルの基本的なモデルとして kinematic wave モデルがある。kinematic wave モデルはふつう山腹斜面を矩形で表現し, そこでの雨水の流れを以下の連続式と運動式で表現する。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r(x, t) \cos \theta, \quad q = \frac{\sqrt{\sin \theta}}{n} h^m$$

ここで q は斜面を流れ下る単位幅当たりの流量であり, h は水深, r は降雨強度, θ は斜面勾配を表す, n は等価粗度と呼ばれる雨水の流れ易さの度合いを表す

パラメータであり, 舗装された都市域では雨水は流出しやすく n は小さな値を取り, 山腹斜面ではそれよりも大きな値を取る。第 2 式の運動式は, 開水路における水の流れを表現する基本式 (Saint Venant の式) において, 斜面勾配が急な場合に摩擦勾配と斜面勾配が釣り合うと仮定して得られる式である。貯留型モデルの基礎式と比べればわかるように, kinematic wave モデルは偏微分方程式で表現され, 独立変数が時間 t と空間 x からなる。したがって, 流域内部で時間空間的に分布する降雨をモデルへの入力とすることができ, また流域内部の様々な地点での水位・流量を出力することができる。

分布型流出モデルは研究段階のモデルであるが, 現時点で最も成功した分布型モデルは SHE (Abbot *et al.*, 1986; 1986a) であろう。SHE は直交する格子を水平面上に設定し鉛直方向に複数の土層が存在するような流域場を設定して, そこでの水の連続式, 運動量の保存則, および観測に基づいた経験式を解くことによって流れの空間的な状態を再現する。モデルパラメータや降雨は格子ごとに異なった値を設定することが可能である。さらに SHE は単なる流出モデルではなく, 主要な水文過程をモジュール化してそれらを組み合わせることで全体モデルを構成できる水文システムであり, 各モジュールが変更できるように設計されている。

降雨や地形特性の空間分布など水文学の空間的な分布を考慮できる点で分布型流出モデルは集中型流出モデルよりも合理的なモデルである。また, 水文データの存在しない流域での流量を予測しようとする, モデルパラメータを現地観測によって決定できる可能性のある分布型流出モデルに期待がかかる。ただし, 現状では解決されていない課題も多く, 実用という点ではまだ集中型モデルにたよらざるを得ない。特に, モデルの空間分解能と適切なモデルパラメータ設定に関する問題, たとえば, モデルの空間分解能を 250 m とした場合に, そこでの透水係数¹⁾をどう与えればよいかといった問題は非常に大きな問題である。多数の現地観測による平均値を与えればよいのか, 分散による効果を考えねばならないのか, そもそも, 観測によってこの値を与えることができるのであろうか。流出現象のスケールとモデル化の問題であり, 気象モデルと水文モデルとの合理的な結合を考える上でも通じるところのある研究課題であろう。このあたりのレビューや議論は椎葉 (1995) に詳しい。

なお, 降雨や流域特性の空間分布を考慮することの

みが目的ならば、流域を区分して区分した分割流域ごとに集中型流出モデルを空間的に配置するモデルも考えられる。このようなモデルも分布型流出モデルの一つといえることができるが、このモデルは物理モデルとはいわないため、必ずしも、分布型流出モデル=物理モデルではないことに注意しておいた方がよい。

3.3 水水量の空間分布を導入した集中型流出モデル

分布型流出モデルは集中型流出モデルに比べて圧倒的に計算量が多く、大流域や長期間の計算では集中型モデルを使わざるを得ない可能性がある。ただし、集中型モデルは水文データのない流域では適用できないという欠点があった。これに対処する方法として、現象の力学法則に基づいた分布型モデルを構成し、それを性能のほぼ等価な集中型モデルに置き換えるという方法が考えられる。具体的には、分布型モデルを空間的に積分して集中型モデルを導出する、あるいは流出現象を支配するような水水量の空間分布を分布型流出モデルを利用して調査し、その分布を組み込めるような集中型モデルを構成するということが考えられる。

中国で開発された新安江モデル (Xinjiang model または Nanjing model, Zhao) (1992) は雨水の貯水能力の空間分布を考慮し得る集中型モデルであり、Wood *et al.* (1992), Dümenil and Todini (1992), Rowntree and Lean (1994) は新安江モデルと GCM とを結びつけた研究を行っている。新安江モデルは近藤バケツモデル (1993) とよく似た概念のモデルであ

り、流域の貯水能力の空間分布を陽に組み込めるところに特徴がある。この分布は経験的に決定されるものであるが、このような形式のモデルを分布型流出モデルをもとに構成し、物理的基礎のある集中型モデルを構築することが今後の流出モデル研究の1つの方向であろう。

付 録 水文学の教科書の紹介

本文中で紹介した流出モデルの内容を含めて、水文学の教科書的な書物としては、Brass(1990), Eagleson (1970), 金丸・高棹(1970), 榎根(1980), Kirby 編(1978) (または訳書, 日野ほか, 1993), 日野ほか(1989), Ponce (1989) などがある。昭和60, 61年度科研費 (総合A) 研究成果報告書「流出現象の物理機構に関する研究」(京都大学高棹代表) も多数の水文学者によってこれまでの水文学の展開がよくまとめられている。また一部はすでに品切れになっているようだが、水文学講座全15巻/別巻1 (山本ほか編, 1972-1992) では、様々な分野から水文学が述べられている。

参 考 文 献

- Abbott, M. B., J. C. Bathurst, J. A. Cunge, P. E. O'Connell and J. Rasmussen, 1986: An introduction to the European hydrological system—Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 1: History and Philosophy of a physically-based, distributed modelling system, *J. Hydrology*, **87**, 45-59.
- Abbott, M. B., J. C. Bathurst, J. A. Cunge, P. E. O'Connell and J. Rasmussen, 1986: An introduction to the European hydrological system—Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 2: Structure of a Physically-based, Distributed Modelling System, *J. Hydrology*, **87**, 61-77.
- Brass, R. L., 1990: *Hydrology*, Addison-Wesley, 643 pp.
- Dümenil, L. and E. Todini, 1992: A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg climate model, *Advances in Theoretical Hydrology*, European Geophysical Society Series of Hydrological Sciences, 1, Elsevier, 129-157.
- Eagleson, P. S., 1970: *Dynamic Hydrology*, McGraw-Hill, 462pp.
- 日野幹雄, 太田猛彦, 砂田憲吾, 渡辺邦夫, 1989: 洪水の数値予報, 森北出版, 252pp.
- 金丸昭治, 高棹琢馬, 1975: 水文学, 朝倉土木工学講座 4, 朝倉書店, 223pp.

¹¹⁾ 土中の水移動のフラックスの表現 (ダルシー則)。

土中の水の運動は、 q を土中水フラックスとして下式で表される。

$$q = -k \cdot \nabla \phi \quad (A1)$$

ただし、ここで ϕ は土中水の全ポテンシャルで、

$$\phi = \psi_p + \psi_g \quad (A2)$$

と表される。ここで、 ψ_p は圧力ポテンシャル、 $\psi_g = gz$ は重力ポテンシャルである。圧力ポテンシャルは、土壌中の水分飽和時に正の値、不飽和時に負の値をとり、不飽和時の圧力ポテンシャルを特にマトリックポテンシャルと呼ぶ。マトリックポテンシャルは土壌粒子の間隙にある水と土壌粒子の間の表面張力(界面張力)等により発生するポテンシャルであり、土壌の含水率の関数として表される(これを水分特性曲線と呼ぶ)。また、(A1)式で比例定数 k は透水性係数と呼ばれる量である。本報告の各種モデルでも、土壌が多層に分解されるモデルではこの式が適用されていることが多い。

- 梶根 勇, 1980: 水文学, 自然地理学講座 3, 大明堂, 272pp.
- 木村俊晃, 1961: 貯留関数法 (I), 土木技術資料, 3, 654-661.
- 木村俊晃, 1962: 貯留関数法 (II), 土木技術資料, 4, 41-51.
- Kirkby, M. J. (ed), 1978: Hillslope Hydrology, John Wiley & Sons, 389pp.
- Kirkby, M. J. 編 (日野幹雄, 梶根 勇, 尾田栄章, 高山茂美, 玉光弘明, 塚本良則, 山田 正共訳), 1983: 「新しい水文学」, 朝倉書店, 330pp.
- 近藤純正, 1993: 表層土壌水分量予測用の簡単な新バケツモデル, 水文・水資源学会誌, 6, 344-349.
- Ponce, V. M., 1989: Engineering Hydrology, Prentice-Hall, 640pp.
- Rowntree, P. R. and J. Lean, 1994: Validation of hydrological schemes for climate models against catchment data, J. Hydrology, 155, 301-323.
- Sherman, L. K., 1932: Stormflow from Rainfall by Unit-Graph Method, Engineering News-Record, 7, 501-505.
- 椎葉充晴, 1995: 分布型流出モデルの現状と課題, 京大 大学防災研究所水資源センター研究報告, 15, 31-41.
- 菅原正己, 1972: 流出解析法, 共立出版, 257pp.
- 菅原正己, 1979: 続流出解析法, 共立出版, 269pp.
- Wood, E. F., D. P. Lettenmaier and V. G. Zartarian, 1992: A land-surface hydrology parameterization with subgrid variability for general circulation models, J. Geophys. Res., 97, 2717-2728.
- 山本荘毅, 金子 良, 菅原正己, 高橋 裕, 梶根 勇編, 1972~1992: 水文学講座全15巻/別巻1 (1972~1992), 共立出版.
- Zao, Ren-Jun, 1992: The xinanjiang model applied in China, J. Hydrology, 135, 371-381.

4. モデルの出力と観測値の比較

松山 洋 (東京都立大学理学部地理学教室)

4.1 はじめに

GEWEX¹²⁾とISLSCPの一環としてGSWPが行われることになった(IGPO, 1995). これは, 1987~1988年の全球の土壌水分量および積雪水当量のデータなどを $1^{\circ} \times 1^{\circ}$, 旬単位で整備するプロジェクトであり, 大気データをSVATSモデルに与えることで作成される. Forcing dataにはISLSCP Initiative I CD-ROM (Meeson *et al.*, 1995; Sellers *et al.*, 1995, 以

下, 単にCD-ROMとする)が用いられ, CNRM, COLA, CSU, University of Arizona, NASA/GSFC, CCSR/NIES, JMAなどの研究機関が参加している.

GSWPの背景には, 水循環に及ぼす陸面過程の重要性が再認識されたということがある. 1993年の夏にはMississippi川流域で大洪水が起こった(例えば田中, 1994), この時期の北米大陸の降水量分布がECMWFの新モデルによる1か月の予報実験で再現されたのである(Betts *et al.*, 1996). 新モデルでは陸面過程が大幅に変更されており, 従来のモデルでは早く乾きすぎていた土壌水分量の扱いが改善された(Viterbo and Beljaars, 1995). 陸面過程の改善に際しては, FIFEで得られた土壌水分量・蒸発散量のデータが用いられた(FIFEの研究成果についてはSellers and Hall, 1992; 1995を参照のこと).

このように, GCMを用いた予報実験における土壌水分量の重要性が再認識されたことからGSWPは始まった. 1994年10月に行われたGSWPの第1回会合では, データ作成班と検証班に分かれて相互に連携を取りながら研究を進めていくことになった. この時, 日本の研究者がイニシアチブを取ってこのプロジェクトを進めていくことも本決まりになり(安成・小池, 1994を参照のこと), モデルの出力については日本のデータ作成班(佐藤信夫: 気象庁数値予報課, 西村照幸・住明正: 東京大学気候システム研究センター)が取りまとめと相互比較を行なうことになった. 結果はインターネットを通じて順次公開されている(<http://www.ccsr.u-tokyo.ac.jp/~nishi/gswp-icc/>). さらにGSWPのホームページ(<http://grads.iges.org:80/gswp/>)からはプロジェクト全般に関する情報が得られる.

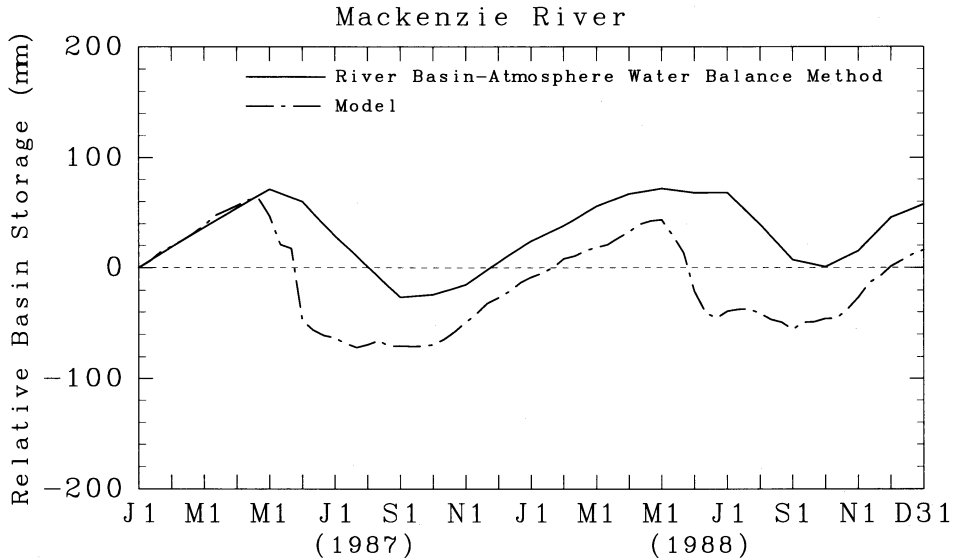
本報告は, 日本のデータ検証班(小池俊雄・熊倉俊郎・陸旻皎: 長岡技術科学大学工学部, 沖大幹: 東京大学生産技術研究所, 増田耕一・松山 洋: 東京都立大学理学部)がこれまでに整備した実測データをJMA-SiBの出力と比較したものの抄録である. 文責は全て筆者にあるが, 日本のデータ作成班の協力なくしては本報告が世に出ることはなかったことを, 最初にお断わりしておく.

4.2 JMA-SiBを用いたデータの作成

JMA-SiBを用いたSoil Wetness Dataの作成方法については西村・佐藤(1996)に詳しく述べられている. ここでは要点のみを挙げることにする.

モデルの土壌は3層からなる. 最上層の深さは0~5

¹²⁾ 一般的でない略語の正式名称は末尾にまとめた.



第1図 Mackenzie川の流域貯留量の季節変化。どちらも1987年1月1日を0 mmとする相対値で表されている。実線が大気-流域水収支法で求めたもので、点線がモデルの土壌水分量と積雪水当量の合計である。

cmで世界中一定である。第2層(第3層)は植物の根が達する(達しない)層で、植生の種類によって深さが異なる。土壌・植生などのパラメータはIGPO(1995)とCD-ROMで与えられている。

土壌水分量の初期値は各層とも飽和値の75%とした。1987年の大気データを繰り返し与えて、土壌水分量がおおむね前年の同時刻の1%以内になった後に1987年・1988年の大気データを与えて各年の特徴を見た。このようにして得られたグローバルな土壌水分の分布については西村・佐藤(1996)を参照されたい。

4.3 日本のデータ検証班の作戦

4.3.1 概要

データ検証班は、以下の作戦でモデルの出力と現実世界との比較を行なっている。

1. 面的代表性の高い地域における土壌水分量の実測データとの比較(担当 松山)
2. 大気-流域水収支法で求められた世界の大河川の流域貯留量との比較(担当 沖・松山)
3. 日本各地の試験流域における蒸発散量および流域貯留量との比較(担当 松山)
4. 衛星データを用いた Soil Wetness Index の算定と比較(担当 小池・熊倉・陸・増田)

このうち、モデルで作成される $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ の Soil Wetness Data と空間的に対応するのは2. と4. だけだと

筆者は考えている。以下ではこれらについて述べる。

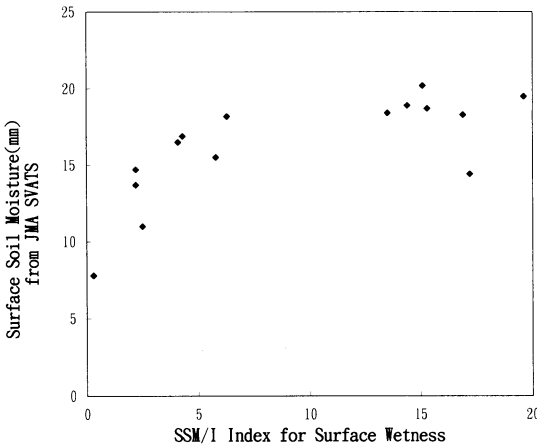
4.3.2 大気-流域水収支法で求められた世界の大河川の流域貯留量との比較

この作戦では、4DDAデータ(ECMWF/WMO analysis)とCD-ROMに含まれている河川流量データを入力として大気-流域水収支式を解き、流域貯留量の季節変化を1か月単位で求めている。詳しい手法については沖(1995)を参照されたい。

第1図は、この方法で求めた流域貯留量の精度が比較的よいと考えられるカナダのMackenzie川流域の例である。両者の流域貯留量の季節変化の振幅はよく合うものの、最大値が現れる時期に違いが見られる。これはJMA-SiBでは河川流路が考慮されておらず、ある格子で流出した水が瞬時に海に運ばれるためと考えられる。すなわち、現状のモデルでは河道内貯留や氾濫といった現象を表現できないのである。すでに $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ の全球河川網は完成しているので(Oki *et al.*, 1996)、これを取り入れてモデル側で河川流量の再計算を行ない、現実世界と比較する必要がある。沖大幹氏によれば現在、水系に関係なく百数十地点の河川流量データ(1987~1988年)が揃いつつあるとのことである。

4.3.3 衛星データを用いた Soil Wetness Index の算定と比較

Surface Soil Moisture from JMA SVATS v.s.
SSM/I Index for Surface Wetness
on the Tibetan Plateau
from Aug. to Sep. in 1987



第2図 1987年8～9月のチベット高原における Soil Wetness Data の比較。縦軸がモデルの出力、横軸が衛星データによるものである。横軸は無次元量である(小池俊雄氏提供)。

この作戦では SSM/I データから Soil Wetness Index を算定している(玉川ほか, 1994)。これは、37 GHz・水平偏波と 19 GHz・水平偏波の直達放射輝度温度の差 ($T_{37h} - T_{19h}$) が、地表面の乾湿状態と関係があることを利用したものである。データは、アメリカの Remote Sensing System 社により提供されている輝度温度を用いており、半旬単位で解析を行なっている。

まず、Index 2 という変数を以下のように定義する。

$$\text{Index 2} = \frac{T_{37h} - T_{19h}}{T_{19h}} \quad (1)$$

雪のないところでは、Index 2 が大きいところほど地表面が湿潤になる。ユーラシア大陸を対象に1987年8月1～5日の Index 2 の分布について調べたところ、チベット高原と西シベリア (70°N, 70°E 付近) で Index 2 が大きくなっていることが分かった(図省略)。

第2図はチベット高原における Soil Wetness について、モデルの出力と衛星による推定値を比較したものである。Index 2 が小さい時はモデルの出力と Index 2 は比例関係にある。Index 2 が大きくなるにつれて頭打ち状態になるが、これは JMA-SiB の土壤水分量—流出の取り扱いと関係があるのかもしれない。

一方、西シベリアではチベット高原ほどモデルの出

力と Index 2 の対応関係がよくない(図省略)。この原因について小池俊雄氏は、西シベリアは森林に覆われているためにマイクロ波のシグナルが弱められている可能性があるとして述べている。逆に、チベット高原は裸地であるためマイクロ波のシグナルを捉えやすいとも言える。

いずれにせよ、マイクロ波を用いて地表面状態の物理量を推定する道のりは遠いと言えよう。昨年度から新たな大型研究が始まったので(中島, 1996)、これを機に衛星計測が飛躍的に発展することを期待したい。

4.4 おわりに

GSWP in Japan の研究内容について簡単に紹介した。1997年2月の AMS では GSWP のスペシャルセッションが開かれる。ここでは研究発表の他、データの公開や成果の公表についても議論されるだろう。

また、ISLSCP では Initiative II CD-ROM の発行を予定している。含まれるデータの内容は Initiative I と大差ないと思われるが、期間を1986～1995年に延長し、空間分解能も $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ とより細かくするものである。このデータを用いて GSWP-II を行うかどうかについても、今度の学会での議論の対象となろう。

付 録

略語一覧

4DDA :	4-Dimensional Data Assimilation
AMS :	American Meteorological Society
CCSR :	Center for Climate System Research
CNRM :	Centre National de Recherches Météorologiques, Météo-France
COLA :	Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies
CSU :	Colorado State University
ECMWF :	European Center for Medium-Range Weather Forecast
FIFE :	First ISLSCP Field Experiment
GCM :	General Circulation Model
GEWEX :	Global Energy and Water Cycle Experiment
GSFC :	Goddard Space Flight Center
GSWP :	Global Soil Wetness Project
IGPO :	International GEWEX Project Office
ISLSCP :	International Satellite Land Surface Climatology Project
JMA :	Japan Meteorological Agency
NASA :	National Aeronautics and Space Administration
NIES :	National Institute for Environmental Studies
SiB :	Simple Biosphere
SSM/I :	Special Sensor Microwave/Imager

SVATS : Soil Vegetation Atmosphere Transfer Scheme
 WMO : World Meteorological Organization

参考文献

- Betts, A. K., J. H. Ball, A. C. M. Beljaars, M. J. Miller and P. A. Viterbo, 1996 : The land surface-atmospheric interaction : A review based on observational and global modeling perspectives, *J. Geophys. Res.*, **101**, 7209-7225.
- International GEWEX Project Office, 1995 : International Satellite Land-Surface Climatology Project : Global Soil Wetness Project, Version 1.0, 47 pp.
- Meeson, B. W., F. E. Corprew, J. M. P. McManus, D. M. Myers, J. W. Closs, K. J. Sun, D. J. Sunday and P. J. Sellers, 1995 : ISLSCP Initiative I-Global data sets for land-atmosphere models, 1987-1988. Volumes 1-5, published on CD-ROM by NASA (USA_NASA_GDAAC_ISLSCP_001-USA_NASA_GDAAC_ISLSCP_005).
- 中島映至, 1996 : 科学研究費重点領域研究「衛星計測」スタートする, *天気*, **43**, 639-641.
- 西村照幸, 佐藤信夫, 1996 : 全球土壌水分について, *グロスベッター*, **34**(2), 31-43.
- 沖 大幹, 1995 : グローバルな水循環, *水利科学*, **39**(4), 1-35.
- Oki, T., S. Kanae and K. Musiake, 1996 : River routing in the global water cycle, *GEWEX News*, **6** (3), 4-5.
- Sellers, P. J. and F. G. Hall eds., 1992 : FIFE Special Issue, *J. Geophys. Res.*, **97**, 18343-19109.
- Sellers, P. J. and F. G. Hall eds., 1995 : FIFE Special Issue II, *J. Geophys. Res.*, **100**, 25383-25693.
- Sellers, P. J., B. W. Meeson, J. Closs, J. Collatz, F. Corprew, D. Dazlich, F. G. Hall, Y. Kerr, R. Koster, S. Los, K. Mitchell, J. McManus, D. Myers, K. J. Sun and P. Try, 1995 : An Overview of the ISLSCP Initiative I - Global Data Sets. On : ISLSCP Initiative I Global Data Sets for Land-Atmosphere Models, 1987-1988. Volumes 1-5., published on CD-ROM by NASA. Volume 1 : (USA_NASA_GDAAC_ISLSCP_001.OVERVIEW.DOC.)
- 玉川勝徳, 小池俊雄, 柴田 彰, 1994 : SSM/I によるユーラシア大陸の地表面状態の変動特性の把握, *水文・水資源学会1994年研究発表要旨集*, 128-129.
- 田中總太郎, 1994 : ミシシッピ大洪水のリモートセンシングと洪水に関する議論の紹介, *地学雑誌*, **103**, 189-191.
- Viterbo, P. and A. C. M. Beljaars, 1995 : An improved land surface parametrization scheme in the ECMWF model and its validation, *J. Climate*, **8**, 2716-2748.
- 安成哲三, 小池俊雄, 1994 : WCRP における GEWEX の役割-第6回 GEWEX SSG 会議報告-, *天気*, **41**, 487-491, および *水文・水資源学会誌*, **7**, 351-354.