

地表面蒸発散による分別過程を考慮した 水同位体陸面モデル及び流下スキームの構築

DEVELOPMENT OF AN ISOTOPIC LAND SURFACE MODEL AND RIVER FLOW SCHEME WITH EVAPOTRANSPIRATIVE FRACTIONATION

芳村 圭¹・小池 雅洋²・沖 大幹³・大手 信人⁴

Kei YOSHIMURA, Masahiro KOIKE, Taikan OKI and Nobuhito OHTE

¹正会員 東京大学生産技術研究所 (〒153-8505 東京都目黒区駒場 4-6-1)

²正会員 東京大学生産技術研究所 技術官 (〒153-8505 東京都目黒区駒場 4-6-1)

³正会員 博士(工学) 総合地球環境学研究所 助教授 (〒602-0878 京都市上京区丸太町通河原町西入高島町 335)

⁴非会員 博士(農学) 京都大学大学院農学研究科 助教授 (〒606-8502 京都市左京区北白川追分町)

Stable water isotopes (D and ^{18}O) in river water, which have integrated information of land surface processes, have been firstly reproduced by an isotopic land surface model (IsoLSM) and an isotopic river flow scheme (IsoTRIP) in this paper. Isotopic fractionation by three types of evaporation from land, i.e. evaporation, transpiration, and evaporation from intercepted water, are incorporated in IsoLSM. Further, a bucket model is assumed for runoff and fractionation calculation.

Authors suggest the use of river water isotopes for validation of LSMs output related with water transport from an aspect of water quality. Moreover, this study enables us to reasonably estimate variability of isotopic values of evapotranspired water from land surface. That probably leads better reproduction of spatial and temporal distribution of precipitation isotopes with an atmospheric isotope circulation model.

Key Words : *stable water isotopes, Land Surface Models, TRIP, evapotranspiration*

1. はじめに

地球上の水には、微少ながら確実に水素と酸素の安定同位体を含む分子(HDO , H_2^{18}O)が含まれており、それらの濃度は空間的・時間的に大きく変化する。その原因は水の移動とそれに伴う相変化にある。つまり水の同位体は、その水がどのような相変化を受けながらどのように移動してきたのか、という情報を積分的に持っている。大気中の水輸送過程の情報を持つ、降水に含まれる同位体の変動はとりわけ激しい。それは主に大気中における広域的な水輸送過程(ある場所に到達するまでに、どれだけ雨を降らせてきたか)によるといことが分かりつつある¹⁾。

一方、降水が陸に到達してからの情報を持つのが、河川水に含まれる同位体である。図1に、我々のグループが1998年から観測している、タイ・チェンマイでの降水と近郊のピン川の水の同位体比の時系列変動の一部を示す(チェンマイの位置は図2参照)。このように河川水の同位体の時間変動は降水に比べると小さいが、小中規模流域におけるハイドログラフの成分分離に良く利用されている²⁾。また大流域においては、その集水域の降

水同位体分布の時空間代表性を持つ指標として利用できるとが示唆されている³⁾。

河川水同位体の変動が小さい理由は、定性的には以下のように説明できる。まず、十分大きな量の地表面貯留水がバッファとして効いていること、また、流下の際の遅れ時間の分散と集水域の面的な積分が、元の降水同位体分布の分散を打ち消す働きを持つことである。これらの点は、それぞれ陸面過程モデル(land surface models: LSMs)と河川流下スキームに同位体用の物理過程を組み込むことで定量的に説明可能となる。しかし現在のところ、河川水同位体の変動が再現できた例は皆無である⁴⁾。入力値となる降水同位体分布が、同位体を組み込んだ最新の大気大循環モデル(AGCM)でも再現性が未だ低く⁵⁾、さらに土壤水や蒸発散水の同位体観測が困難なことから、同位体を含む陸面過程のモデリングが進んでいないため⁶⁾、と考えられる。

最初に述べた Yoshimura *et al.* は、より信頼性の高い気象データを外力として同位体循環モデル(isotope circulation model: ICM)に与えることによって、全球における降水同位体の時空間分布を比較的高い信頼性で再現した¹⁾。本稿では、その分布を入力とした、同位

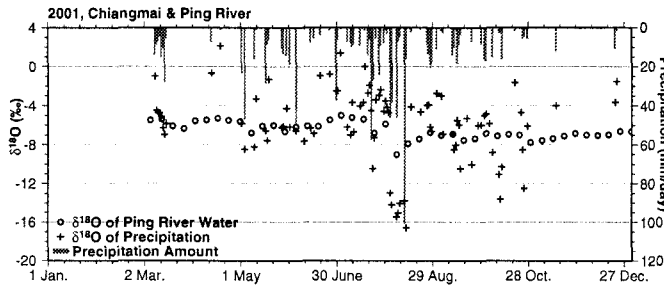


図1 タイ・チェンマイにて採取した降水の量と同位体比、及びピン川の河川水同位体比 (2001 年)

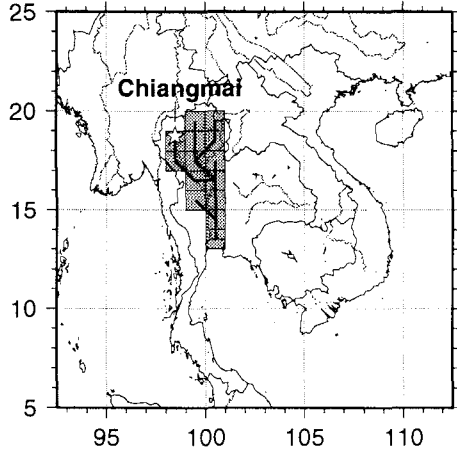


図2 チェンマイの位置及びチャオプラヤ川流域における1°版流路網

体陸面過程モデルと同位体河川流下スキームを構築し、河川水の同位体変動を再現することを目的とする。この目的には、二つの意義を考えている。一つは、ある陸面モデル及び流下スキームで表現される地表水移動の妥当性の検証に河川水の同位体を用いることを可能とする点である。もう一つは、Yoshimura *et al.* の ICM に入力する蒸発散水の同位体比について、より信頼性の高い値を推定できるようになる点である。

次章では水の同位体の一般的性質について軽く触れ、3.において同位体陸面モデルと同位体河川流下スキームを構築する。数値実験結果を4.で考察し、5.において本研究が今後向かうべき方向を定める。最後に6.にてまとめと結論を述べる。

2. 水の同位体について

水の同位体は、それぞれの代表原子 (H, ^{16}O) に対する同位体の組成比 (同位体比) の標準試料 (標準海水: SMOW) からの千分偏差 (‰) を用いて表される。(以降本稿ではこの δ 値を同位体比と呼ぶ)

$$\delta^{18}\text{O}[\text{‰}] = ((R_A/R_S) - 1) \times 1000 \quad (1)$$

R_A , R_S はそれぞれ試料 A 及び標準試料の同位体組成比である。また、蒸発や凝結といった水の相変化に伴い、同位体比の偏りが生じることを分別と呼び、その偏りの

程度を表す分別係数 α は以下のように定義される (ここでは液体から気体への相変化の場合を示す)。

$$\alpha_{liq \rightarrow gas} = \frac{R_{gas}}{R_{liq}} \quad (2)$$

普通、液体から気体へ相変化する際は、気体中の同位体組成 (R_{gas}) の方が液体中のそれ (R_{liq}) より小さくなる (すなわち $\alpha_{liq \rightarrow gas} < 1$)。

さらに、分別係数 α を用いて、次のレイリー-蒸留式が経験的に成り立つことが知られている⁷⁾。

$$\delta^{18}\text{O} = (f^{\alpha-1}(1 + 10^{-3}\delta^{18}\text{O}_0) - 1) \times 10^3 \quad (3)$$

ここで、 f は残留割合、 $\delta^{18}\text{O}_0$ は初めの同位体比を指す。

3. 同位体陸面モデルと河川流下スキームの構築

(1) 同位体陸面モデル

a) データ

入力として与える時系列データは、(大気) 同位体循環モデル¹⁾に NCEP/NCAR 再解析を外力として与えた 1998-2001 のシミュレーションからの、降水量 P 、蒸発量 E 、降水同位体比 δp (それぞれ $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, daily) である。この蒸発量 E は、土壌からの蒸発 E_s と、植物からの蒸散 E_t 及び遮断蒸発 E_i の3要素に分割できるとする。

$$E = E_s + E_t + E_i \quad (4)$$

それぞれの割合 (E_s/E , E_t/E , E_i/E) は、GSWP (Global Soil Wetness Project⁸⁾) において日本気象庁 (JMA) が行った SiB (Simple Biosphere model⁹⁾) の 1987-88 の2年間の出力 ($1^\circ \times 1^\circ$, 10 日毎) をそれぞれのグリッドにおいて1ヶ月単位に平均した値を用いる。

b) 同位体バケツモデル

土壌水 S 、及び流出量 R の計算には、単純なバケツモデルを採用し、バケツの深さは 150mm とした。与えられた降水量 P と蒸発量 E から土壌貯留の変化量 ΔS が計算され、土壌水量 S が 150mm を越えた場合、その分が流出量 R としてグリッドの外にあふれるとする。

$$\Delta S = P - E - R \quad (5)$$

本稿ではここに同位体の挙動を組み込む。すなわち、入力の降水同位体比 δp 及び直前の土壌水同位体比 $\delta s_{(t)}$ から、蒸発水及び流出水の同位体比 δe 及び δr を診断し、次のタイムステップの土壌水同位体比 $\delta s_{(t+\Delta t)}$ を予報する。

式5と同様、同位体も保存されるので、

$$\delta s_{(t+\Delta t)} S_{(t+\Delta t)} =$$

$$\delta s_{(t)} S_{(t)} + \delta p P - \delta e_s E_s - \delta e_t E_t - \delta e_i E_i - \delta r R \quad (6)$$

ここで、植物は吸い上げた土壌中の水を分別せずに蒸散する¹⁰⁾とし、遮断蒸発については、葉についた降水が全

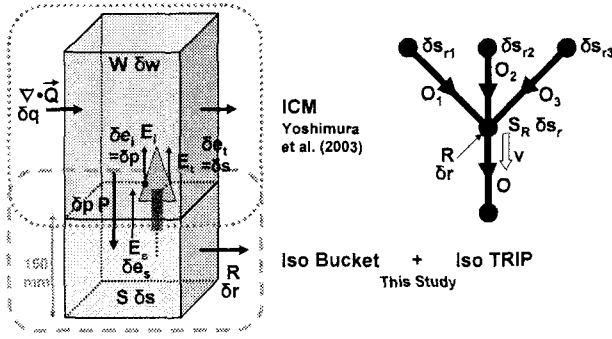


図3 同位体陸面バケツモデルと同位体河川流下スキームの概念図

量蒸発する為結果的に分別しないものとする。また、流出については土壤中に貯留されていた水が出てくるものと仮定する。つまり、 $\delta e_t = \delta r = \delta s(t)$, $\delta e_i = \delta p$ が成り立つ。

具体的な計算手順としては、まず、式7を用いて土壌からの蒸発 (E_s) を考慮する直前の土壌水量 S^* とその同位体比 δs^* を計算する。

$$\delta s^* S^* = \delta s(t) S(t) + \delta p P - \delta s(t) E_t - \delta p E_i - \delta s(t) R \quad (7)$$

次に、式8に示されるように、土壌からの蒸発 E_s の同位体比 δe_s を、土壌水全体の同位体比に対するレイリー分別 (式3) を変形して診断する。

$$\delta e_s = \frac{\delta s^* - (f^{\alpha-1} (1 + 10^{-3} \delta s^*) - 1) \times 10^3 \times f}{1 - f} \quad (8)$$

ただし、 α には 25°C における液相→気相の値として $0.9907^{11)}$ を使用し、 $f = (S^* - E_s)/S^*$ である。

そして最後に、これまでに求めた S^* , δs^* , E_s , δe_s を用いて $\delta s_{(t+\Delta t)}$ を予報する (式9)。

$$\delta s_{(t+\Delta t)} S_{(t+\Delta t)} = \delta s^* S^* - \delta e_s E_s \quad (9)$$

以上のプロセスを概念的に表したものが図3である。注目すべきは、土壌中の水の輸送 (浸透)・相変化といった同位体に変化を与えるような過程を全て1つのグリッド内で積分された形にしている点である。

(2) 同位体河川流下スキーム

Oki and Sud (1998) によって開発された全球河川流路網 TRIP¹²⁾ に同位体流下を組み込み、同位体陸面モデルによって得られた流出量 R とその同位体比 δr を入力として、任意の河道における任意の時間の河川水同位体比を推定する。本稿では、1°版の流路マップを使用した。その為 2.5° で計算された入力データは $1^\circ \times 1^\circ$ に変換した。流下スキームの詳細は以下の通りである。

a) 流量に関する流下スキーム

流速 v を一定とすると、河道貯留量 S_R に関して以下の式が成り立つ。

$$\frac{dS_R}{dt} = -S_R \frac{v}{l} + I \quad (10)$$

ここで、 l は次の下流グリッドまでの距離、 I はそのグリッドへの時間当たり流入量 (上流からの流入及び土壌からの流出) である。これを解くと、

$$S_R(t+\Delta t) = S_R(t) e^{-\frac{v}{l} \Delta t} + (1 - e^{-\frac{v}{l} \Delta t}) \frac{l}{v} I \quad (11)$$

が導かれる。従って、このグリッドからの時間当たり流量 O は $O = (S_R(t) - S_R(t+\Delta t))/\Delta t + I$ で表される。下流グリッドにおける流入量は上流からの流量に等しいことを満たしながら、上流から順に式11を適用し、流量を求めていく。

b) 同位体に関する流下スキーム

河道からの蒸発は考慮していないため、単純に同位体保存則を満たす次の式を適用する。

$$\delta s_{r(t+\Delta t)} S_{R(t+\Delta t)} = \delta s_{r(t)} S_R + \sum_{n=1}^8 (\delta s_{rn} O_n \Delta t) - \delta s_r O \Delta t + \delta r R \quad (12)$$

ここで、 δs_r は河道貯留水の同位体比を示し、 δs_{rn} , O_n は、それぞれ縦横斜めに隣り合ったグリッドにおける河道貯留水の同位体比と、当該グリッドに向かう時間当たり流量を示す。

以上のプロセスの概念図も図3に併せて示す。

4. 結果及び考察

本稿では1998年から2001年までの4年間について、同位体陸面モデルと同位体河川流下スキームによるシミュレーションを行った。河川流下速度は $0.5[\text{m/s}]$ で一定とした。河川水同位体と降水同位体の観測点である、タイ・チェンマイ及びピン川を含むグリッドにおける計算結果を図4、図5に示す。観測がもっとも多かった年である2001年における結果を示している。

図4は、水の量に関する時系列変動である。蒸発量・降水量共にいわゆる雨期の開始である5月当たりから急激に増加し、それに応じて土壌中の貯留量も急激に増加している。その結果5月中旬頃には、貯留量の最大値である150mmに到達し、流出し始める。流出は雨期の終りである10月下旬まで続き、その後は、降水量の減少と共に貯留量も減少していく。

このような量の変動に応じた、水の同位体比 (^{18}O) の変動を示したのが図5である。入力として与えた降水同位体比の変動は短周期で大きく振動しているが、土壌水の同位体比の変動は小さく緩やかに応答している様子が見て取れる。これは土壌水が同位体比変動を和らげるバッファとして働いているためである。蒸発散水の同位体比は土壌水の同位体比と降水同位体比の両方に対応して変動する。これは、図6に示されるように、蒸発・蒸散・遮断蒸発の各割合が、雨期の期間中は丁度全て同程度であることから、土壌水のように緩やかな変動だ

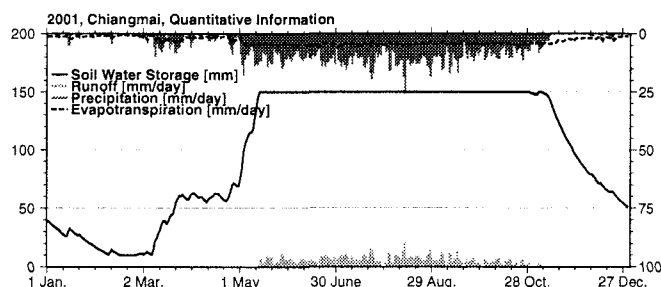


図4 タイ・チェンマイにおける同位体バケツモデルによる降水量・蒸発散量・土壌貯留量・流出量 (2001年)

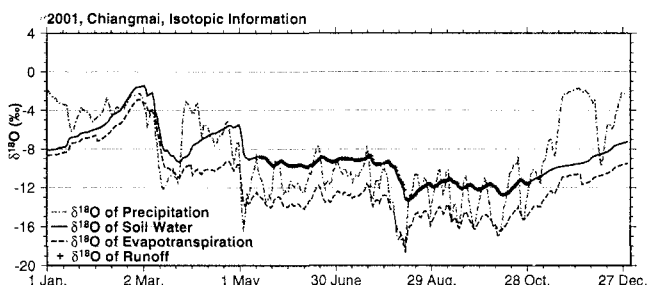


図5 タイ・チェンマイにおける同位体バケツモデルによる降水量・蒸発散量・土壌貯留量・流出量の同位体比 (2001年)

けではなく、降水の激しい変動の影響も受けていることを表している。

さらに、流出水の情報から推定した、河川水の同位体比の時系列変化を図7に示す。観測値も併せてプロットしている。まず最初に、系統的に5‰ほど過小に評価していることが分かる。これは、Yoshimura *et al.* の同位体循環モデルが降水同位体比分布を系統的に過小推定することに起因している。特にNCEP再解析を用いた場合のタイを含む亜熱帯地域の降水に関しては、常に-5‰ほどのバイアスがかかることが報告されており¹³⁾、それに対応していると考えられる。また、図2から分かる通り、チェンマイを含むグリッドは1°版河川流路網では最上流に該当する。従ってグリッドからの流出が無い場合、河道への流入も無くなり、その結果河川水の同位体比は常に一定値をとるようになってしまう。このような非現実的な状況は、バケツモデルを採用している以上常に付きまとう問題である。その為、流出がゼロのときの河川水同位体比 (図中の5月中旬までの推定値) については、本稿では再現性の検討には使用しないこととする。

これらの点を考慮して推定値と観測値を見比べると、おおよそ季節変化は再現できていることが分かる。相関係数は0.62、平均2乗誤差(RMSE)は5‰であった。ここで、観測における2001年8月6日近辺の急落に着目したい。これは、図1をみても分かる通り、降水同位体の急激な低下に引き摺られて発生している。しかし推定では、降水同位体の急激な低下は同時期に再現できているものの、それに伴う河川水同位体比の低下は数日遅れて発現している。これは、現実の強雨の場合、土壌と

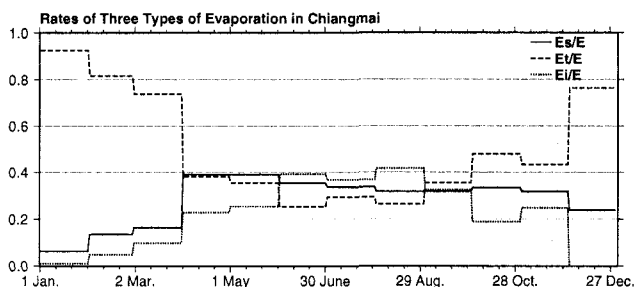


図6 タイ・チェンマイにおける土壌からの蒸発、植物による蒸散、遮断蒸発の総蒸発散量に占める割合の季節変化

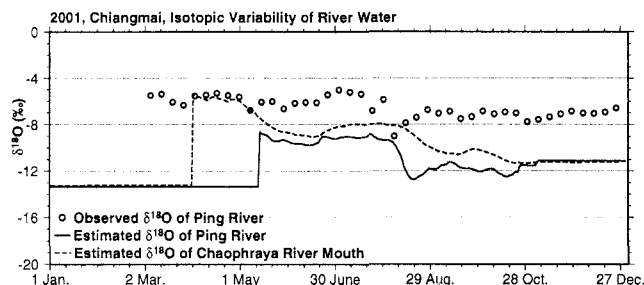


図7 タイ・ピン川における観測と推定同位体比及びチャオプラヤ川河口における推定同位体比

いうバッファを通らずに、降水が表面流として直接河川に流入するケースもある為、河川水の同位体変動が降水のそれに敏感となることから生じている。しかし本稿のモデルでは、表面流と中間流やその他を区別していないため、現実の様に敏感とはなっていない。

さらに細かく見ると、(大気)同位体循環モデル¹⁾による降水同位体比の推定値 (図5中の一点鎖線) は8月10日付近で極小を示しており、現実の降水同位体変動 (図1中の+) の極小から4.5日の遅れがある。このことも図7において観測と推定がずれた原因の一つである。

しかし、数日遅れとは言え、このような簡素なバケツモデルで現実と対応した結果が得られている点は評価できる。このことはすなわち、現実 に即した表面流及び中間流を推定することにより、加えて降水同位体比をより精度良く推定することにより、河川水の同位体変動の再現性をより良くすることが可能であることを示唆している。

また、図7には、ピン川の主流河川であるチャオプラヤ川の河口 (バンコク近傍) における同位体比の変動も示している。さらに変動の振幅は小さく緩やかになっていること、またピン川の変動と比較して遅れ時間があることが分かる。今回、河口における同位体比観測は行っていないが、ある河川における複数の地点において同位体比のモニタリングを行い、それぞれの観測点において再現性をみると、それぞれの河道区間を構成する流域における陸面モデル及び流下スキームの妥当性を検討することを可能とする。また、河川水の質的な変動の遅れ時間を見ることは、量的な変動の比較を行うことよりも本質的に、流下スキームの妥当性を検討していること

に他ならない。河川水の同位体比のモニタリングは、流量モニタリングとはまた異なり、陸面モデル及び流下スキームの物理プロセスの正当性をより評価するために大変重要な役割を担うことができ、非常に重要であると考えられる。

5. 今後に向けて

(1) モデルの不確実性について

本稿で推定された河川水同位体比は、いくつかのモデルを経て計算されたものである。その再現性の良否を議論するに当たっては、どこにどれだけの不確実性が存在するのか、またそれらの不確実性をどうしたら取り除けるのかを検討しておくべきである。

図8に本稿で行った計算のフローを示す。この図は、そのまま不確実性の増加フローとも捉えることができる。そのように捉える場合、ある出力(矢印)に到達するまで経てきたモデルの数が不確実性の目安と考えられる。目安というのは、一つ一つのモデルに不確実性の差がある為である。また、起点となるモデルも不確実性を含んでいる点にも注意を払うべきであるが、相対的な評価を下すにはこの図で十分意味がある。

このように、本稿で推定した河川水同位体は、再解析データを起点として6つの不確実性をもたすモデルを経ていることが分かる。このように蓄積された不確実性にもかかわらず、タイにおいて第一近似には許容できる結果が得られたことは、フローの上流にあるモデル群の統合的な不確実性の大きさを評価するにあたり、意味を持つと考えられる。

最終出力(本稿では河川水同位体)の不確実性を減じるには2つの方法が考えられる。一つは当然、それぞれの上流モデルを改良すること、もう一つは、フローのパスを変えることである。

前者に関しては、本稿では観測結果の都合上タイについてのみの結果しか検討しなかったが、検証範囲を拡張すべきということが挙げられる。また、同位体陸面モデルの検証としては、適当な陸上観測点において水蒸気・蒸発散水・土壌水などの同位体を調べる必要がある。この場合、河川水同位体が流域全体について面的に検証することに対して、水平方向に広がりがない点的な検証しかできない。その為、河川水を用いて補填することが重要となる。また、本稿の流下スキームでは考慮していない、河道流下中の蒸発に伴う河川水の同位体比変化も同位体流下スキームに組み込まれる必要がある。

後者については、世界で数多く開発されている陸面モデルにおける水分移動の出力値を外力として与えることが考えられる(図9)。本稿におけるバケツモデルは、使用する観測データの都合に適当なモデルが無かつ

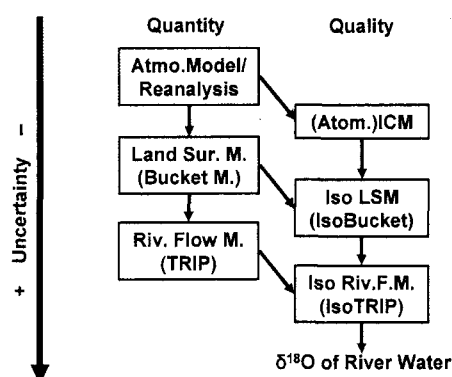


図8 本稿の同位体陸面モデルと同位体流下スキームの計算フロー、及びモデルの不確実性の蓄積について

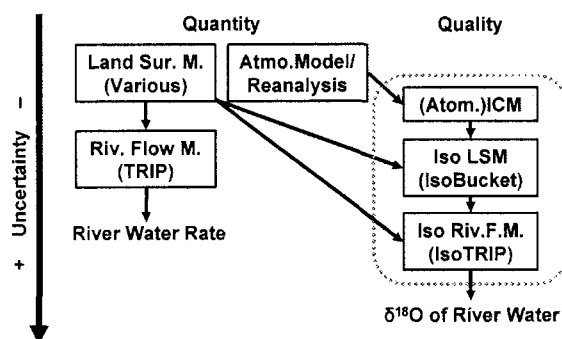


図9 不確実性を減少させるためのフローパス変更の案

たため、流出量予測に利用しただけである。このように、公表されている陸面モデルの出力を使用する場合、前章で述べた流出量ゼロの問題、表面流及び中間流の問題等が解消されることに加え、本稿ではパラメータとして与えた蒸発・蒸散・遮断蒸発の割合がより妥当な値となること、さらに積雪による影響も考慮することが可能となることが予想される。また、各陸面モデルの検証として現在行われている河川流量を用いた量的な検証に加え、河川水同位体を用いた質的な検証が可能となる。

(2) 大気同位体循環モデルとの結合

本稿で構築した同位体陸面モデルと同位体河川流下スキームはオフラインシミュレーションである。その結果、陸面からの蒸発散水の同位体比は変動していた。この蒸発散水の変動は、降水同位体比へ少なからず影響を与える¹⁴⁾。その為、その相互影響を考慮した、大気と陸面(及び河川)の結合同位体循環モデルを構築することが、降水同位体や河川同位体の再現性の更なる向上につながると考えられる。図9における、灰色の点線がその結合同位体循環モデルに相当する。この場合、前説で論じた不確実性が減少するという確約はなく、むしろ不確実性の所在が不明瞭になることが多いことには注意が必要である。

6. おわりに

本稿では、地表面における蒸発・蒸散・遮断蒸発が同位体比に与える影響を考慮した同位体陸面モデルと、その流出水とそれに含まれる同位体が全球河道網によって流下する同位体河川流下スキームを構築した。そして、大気同位体循環モデル(ICM¹⁾)によって推定された降水同位体比と、NCEP再解析の降水量と蒸発量を外力として与え、タイ・チャオプラヤ川流域における河川水の同位体比を推定した。その結果を、タイ・チェンマイ近傍のピン川における2001年の観測同位体比と比較したところ、ICM起因の降水同位体比の過小評価に起因する系統的なバイアスがあるものの、第一近似的には精度良く河川水の変動シグナルを捉えることに成功した(相関係数は0.62)。また、河川上流と比較して下流での同位体比変動は緩やかであり、変動ピークの遅れ時間も妥当であることが分かった。

このことにより、数多くある陸面モデルの水分移動に関する値の面的な検証として、これまでされてきた河川流量に加え、河川水の同位体比が利用可能であることが示唆された。同様に河川流下スキームに関しても、量的な視点に加え質的な視点からの検証の必要性を提案した。また、ICMに与える陸上からの蒸発散水の同位体比として、より信頼性の高い値が入力できるようになった。

しかし、陸面モデルとして単純なバケツモデルを採用したことによる、地表面における流出量の現実との乖離に代表される、様々な不確実性が蓄積した結果であることは常に留意する必要がある。その為、本稿で得られた結果の不確実性についての定性的な検討も行った。その結果、河川水同位体に加え、ある陸上観測点における様々な水分の同位体の観測を行い、それらとの検証を拡張すること、不確実性をもたらすモデルをそれぞれ改良すること、また、地表での水分移動に関する値について公表されている様々な陸面モデルによる値を使用すること、などが提案された。

さらに、陸上からの蒸発散水同位体と降水同位体との相互作用が大きいことから、本稿で構築した同位体陸面モデルとICM(と同位体河川流下スキーム)は結合されるべきであり、今後そのような結合同位体循環モデルを構築していく予定である。

謝辞： 本研究は科学技術振興事業団 戦略的基礎研究推進事業『人間活動を考慮した世界水循環水資源モデル』(代表:沖 大幹)ならびに総合地球環境学研究所 平成15年度プロジェクト『地球規模の水循環変動ならびに世界の水問題の実態と将来展望』(代表:沖 大幹)の成果の一部である。また、タイ王立灌漑局北部領域 第一水文センター局長のThada Sukhapunnaphan氏と同セ

ンターの職員の方々には降水サンプリングを引き受けて頂きました。さらに、地球観測フロンティア研究システムの一柳錦平氏にはNCEP再解析の使用についてご指導を頂いた。ここに記して深く謝意を表します。

参考文献

- 1) K. Yoshimura, T. Oki, N. Ohte, and S. Kanae. A quantitative analysis of short-term $\delta^{18}\text{O}$ variability with a Rayleigh-type isotope circulation model. *J. Geophys. Res.*, Vol. 108, 4647, doi:10.1029.2003JD003477, 2003.
- 2) S. Hoeg, S. Uhlenbrook, and Ch. Leibundgut. Hydrograph separation in a mountainous catchment – combining hydrochemical and isotopic tracers. *Hydrol. Process.*, Vol. 14, pp. 1199–1216, 2000.
- 3) C. Kendall and T. B. Coplen. Distribution of oxygen-18 and deuterium in river waters across the United States. *Hydrol. Process.*, Vol. 15, pp. 1363–1393, 2001.
- 4) G. Hoffmann, M. Werner, and M. Heimann. Water isotope module of the ECHAM atmospheric general circulation model: A study on timescales from days to several years. *J. Geophys. Res.*, Vol. 103, pp. 16871–16896, 1998.
- 5) M. Vuille, R. S. Bradley, M. Werner, R. Healy, and F. Keimig. Modeling $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation over the tropical Americas: 1. Interannual variability and climatic controls. *J. Geophys. Res.*, Vol. 108, 4174, doi:10.1029/2001JD002038, 2003.
- 6) R. Mathieu and T. Bariac. A numerical model for the simulation of stable isotope profiles in drying soils. *J. Geophys. Res.*, Vol. 101, pp. 12685–12696, 1996.
- 7) C. Kendall and E. A. Caldwell. Fundamentals of Isotope Geochemistry. In C. Kendall and J. J. McDonnell, editors, *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*. Elsevier Science B. V., 1998.
- 8) P. A. Dirmeyer. The global soil wetness project. *GEWEX news*, Vol. 7, 1997.
- 9) P. J. Sellers, Y. Mintz, Y. C. Sud, and A. Dalcher. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 43, pp. 505–531, 1986.
- 10) I. D. Clark and P. Fritz. *Environmental isotopes in hydrogeology*. Lewis Publishers, 1997.
- 11) M. Majoube. Fractionnement en oxygène 18 et en deutérium entre l'eau et sa vapeur. *J. Chem. Phys.*, Vol. 68, pp. 1423–1436, 1971.
- 12) T. Oki and Y. C. Sud. Design of total runoff integrating pathways (TRIP) – a global river channel network. *Earth Interactions*, Vol. 2, pp. 1–37, 1998.
- 13) 芳村圭, 一柳錦平, 沖大幹. NCEP/NCAR再解析を用いた23年間の全球大気水同位体循環推定. 水文・水資源学会2003年研究発表会要旨集, pp. 48–49, 2003.
- 14) 芳村圭, 沖大幹, 大手信人. 全球同位体循環推定に対する蒸発散水同位体比の影響評価. 平成15年度土木学会全国大会, pp. II-008, 2003.

(2003. 9. 30 受付)