

熱・水循環系統合モデルの構築 — 熱・流体移動の定式化と解析的検討 —

DEVELOPMENT OF INTEGRATED MODEL OF THERMAL / HYDRO-CIRCULATION SYSTEM

稲葉 薫¹・登坂博行²・平井 卓³・吉岡真弓⁴
Kaoru INABA, Hiruyuki TOSAKA, Suguru HIRAI and Mayumi YOSHIOKA

¹正会員 株式会社竹中工務店 技術研究所 (〒270-1395 印西市大塚1-5-1)

²正会員 東京大学工学部 地球システム工学科 (〒113-8656 文京区本郷7-3-1)

³正会員 株式会社竹中土木 技術本部 (〒136-0075 江東区新砂1-1-1)

⁴東京大学大学院工学系研究科地球システム工学専攻 (〒113-8656 文京区本郷7-3-1)

It is necessary for suitable watershed management to develop the integrated model including thermal / hydro-circulation system. In this study we developed the integrated model fully-combined surface heat/water balance and subsurface thermal/fluid circulation system and implemented some analytical examinations.

As a result, it is shown that the surface and subsurface circulation system is adequately simulated by using the 1D model, however, some problems as follows have been left : validity of the each phase heat conduction modeling in state of multiphase, verification of the model by two or three dimension model, confirmation of practicality by application to field.

Key Words : *integrated model, thermal circulation system, hydro-circulation system, series-parallel model, two-layer model*

1. はじめに

近年わが国では、都市域を含めた流域の水資源確保、水災害防止、水環境保全（水汚染防止、湧水保全など）を含めた流域総合管理の必要性が認識され、国や自治体を中心に取り組みが進められている。

流域の評価に当たっては、流域水循環（降水・蒸発散・河川流れ・地下水流れ）を定量的に追跡する必要があり、いくつかの研究用・商用水循環モデルが実用的な道具として利用されている¹⁾。

著者らは、今後の流域水理の理解と評価の信頼性を向上する上で、水循環の追跡に加え、流域の熱循環の追跡が有用なものと考えている。熱循環の追跡は、数理的に負荷が大きい、次のような問題に対処する有力な手段となると考えられる。

- ・ 河川水温や地下水温をトレーサーとした流域水理構造推定の信頼性向上、流動系の把握
- ・ 都市域ヒートアイランドの評価・低減対策立案
- ・ 地中熱利用におけるフィージビリティ
- ・ 土壌・地下水汚染の熱を含めた解析

近年は、河川水温や地下水温の計測も多数行われる

ようになり、温度情報を利用した水理場の同定に関しても提案されている²⁾。また、地中熱の利用可能性³⁾、水（地下水）を利用した都市のヒートアイランド現象低減⁴⁾などの検討が行われている。

水循環と熱循環の同時追跡には、地表気象条件、地形、植生・人工物、地下物性、表流水、地下水を同時に反映した広域 3 次元モデルの開発が必要となる。数式としては構成可能であるが、計算負荷、解の安定性、実用性が問題となる。この種の先行研究としては、登坂^{5), 6)}、土木研究所⁷⁾、中山⁸⁾ などがあるが、熱輸送過程の検証は未だ不十分であり、地表面熱収支と地下水・水循環の相互影響については検討されていない。

著者らは以上に鑑み、地表および地下の流体移動と熱の移動を同時に追跡でき、かつ、地表および地下の熱および水循環が完全に連成された基本モデルの開発を行った。本報では、数理モデルの基本式、数値解析のアルゴリズム、およびいくつかの計算例を示す。

2. 熱・水循環統合解析手法の構築

地表および地下熱・水循環系の概念図を図-1に示す。

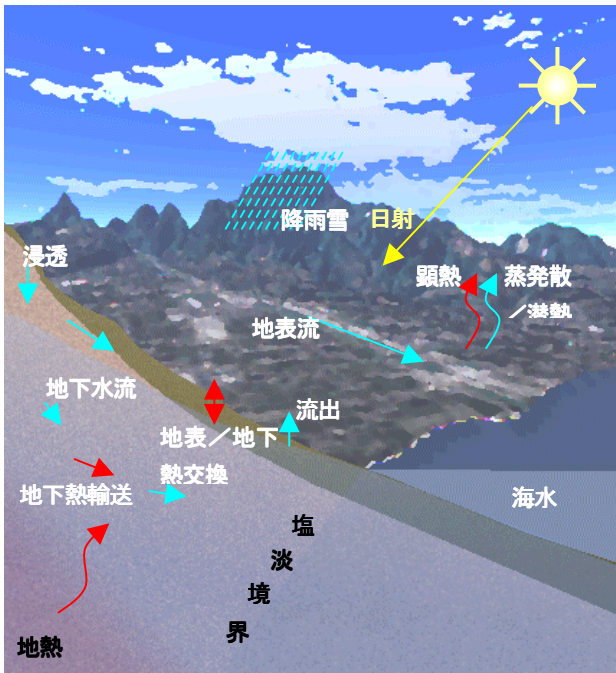


図-1 熱・水循環概念図

図-1のイメージを物理モデルとして構築するため、以下のような基本的な仮定をおく。

- ・ 自然水理系は2成分2相の流体（空気と水）と固相より構成される。
- ・ 地表面より上の空間では大気層が存在し、その圧力条件を地表/地下熱・水循環に反映する。大気圏の空気の流れを解くことはしない。
- ・ 地表面では外系（大気圏）からの降水、降雪とそれに伴う熱の入力、および太陽輻射、水面/積雪面・地表面での顕熱、潜熱が生じる。
- ・ 降水の一部は地表面を移動し河川などを形成すると共に、地下浸透して地下水系を構成する。地下水位より上の地下浅部では空気と水により構成される2相帯（不飽和帯）が存在し、そこでの流動は2相ダルシー則に従うものとする。
- ・ 水、空気、固相はそれぞれ別の温度を持つと考える。

この系における状態量は、地表では気圧、水深、気温、水温、地下では地下空気圧力、水飽和度、地下空気温度、地下水温、地下固相温度である。なお、本論文では雪については考慮しない。

(1) 流れの分類と一般化

a) 流れの型分類

図-2に地表面付近の水の流れを模式的に示す。地表の流れは開水路流れ（マニング型の流れ）として、地下の流れはダルシー流れとしてモデル化できる。

地下浅部の不飽和帯が存在する領域では2相ダルシー流れ、地下水面下の飽和領域では水相のみの1相ダルシー流れとなる。

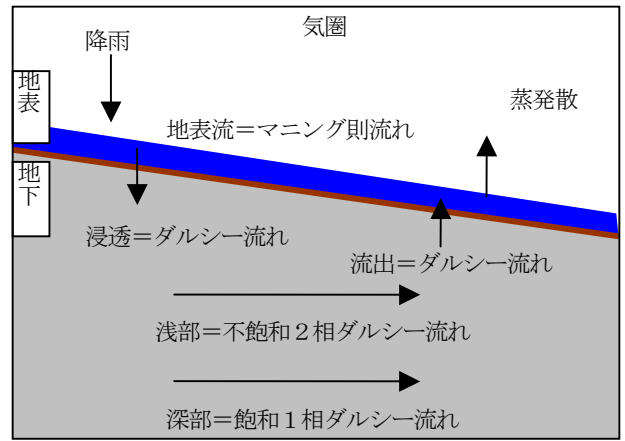


図-2 地表面付近の水の流れ

降雨・降雪、蒸発散は生産・圧入項として扱う。

b) 地表流れの一般化

河川・地表流動を地表勾配と水深勾配を考慮してスムーズな流れとして近似できるモデルとして式(1)で表される拡散波近似モデルがある。

$$v = -\frac{1}{n} R^{2/3} \left| a - \frac{\partial h}{\partial x} \right|^{1/2} \operatorname{sgn} \left(a - \frac{\partial h}{\partial x} \right) \quad (1)$$

v は平均流速($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、 n はマニングの粗度係数($\text{s} \cdot \text{m}^{-1/3}$)、 R は径深(m)、 a は流路勾配、 h は水深(m)である。 $\operatorname{sgn}()$ は括弧の中が正ならば1、負ならば-1である。

なお、この拡散波近似の流量の式は、ダルシー型の流れの式と同型にすることが可能である⁹⁾。

c) 地下流れの一般化

地下飽和／不飽和帯中の水と空気の流動を考慮した一般化ダルシー流れにおけるフラックスは次の式(2)で記述することができる。

$$v_p = -\frac{Kk_p}{\mu_p} \frac{\partial \Psi_p}{\partial x} \quad (2)$$

ここで、 v_p は流体相 p （水相 w 、気相 a ）のフラックス($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、 K は絶対浸透率(m^2)、 k_p は p 相の相対浸透率（不飽和浸透率と絶対浸透率の比）、 μ_p は p 相の粘度($\text{Pa} \cdot \text{s}$)、 Ψ_p は p 相の水理ポテンシャル(Pa)である。水理ポテンシャルは以下のように表現される。

$$\Psi_a = P_a + \rho_a g z \quad (3)$$

$$\Psi_w = P_w - P_c + \rho_w g z \quad (4)$$

P_p は p 相の圧力(Pa)、 ρ_p は p 相の密度($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)、 g は重力加速度($\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$)、 z は標高(m)、 P_c は毛管圧(Pa)である。

相対浸透率 k_p および毛管圧力 P_c は、水飽和度の関数である。水飽和度 S_w と空気飽和度 S_a は2相流れの場合、常に $S_w + S_a = 1$ が成り立つ。

d) 熱の流れの一般化

熱の流れは、放射、顕熱輸送、潜熱輸送および降雨などの生産・圧入項に関する項目を除けば、流体移動に伴う移流と熱伝導により以下のように記述される。

$$Q_p = \rho_p v_p \Lambda_p - \kappa_{ep} \frac{\partial T_p}{\partial x} \quad (5)$$

ここで、 Q_p は p 相内の熱フラックス($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$)、 Λ_p は p 相の単位質量あたりのエンタルピー($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$)、 κ_{ep} は p 相の有効熱伝導率($\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$)、 T_p は p 相の温度(K)である。

(2) 多相状態の熱伝導

一般には多相状態の熱伝導は、各相が同一の温度を持つ($T_w=T_a=T_r$, r は固相を表す添え字)と仮定してモデル化するが、現実には各相温度が異なることもあると考えられる。例えば礫混じり砂のような媒体中に媒体温度と異なる温度の水を浸透させた場合、固相(礫および砂粒子)の温度と水相温度は、浸透開始から暫くの間は異なる温度を持つと考える方が自然である。しかし、多相系で各相温度が異なるとして各相の熱伝導を独立に取り扱った事例はこれまでにあまり見られない。ただし、各相の熱の流れを仮定した単純なモデルにより全体系の熱伝導率を各相の熱伝導率から推定する研究(直列・並列モデル)は古くから行われており¹⁰⁾、広く実験値と合うことが知られている。

直列・並列モデルは従来流体相・固相の二相系であったが、粕淵¹¹⁾は三相状態に拡張した直列・並列モデルを提案している。図-3に固相、水相、空気相の三相状態における直列・並列モデルの概念図を示す。

ここでは、粕淵のモデルを基に、各相の温度 T_p 、熱伝導率 κ_p 、各相の体積比 V_p を用いて各相の有効熱伝導率を以下のように算出する。

$$\kappa_{er} = \left(\frac{V_w - V_{w1}}{1 - V_r - V_{w1}} \right) \left(\frac{V_r}{\frac{D}{\kappa_r} + \frac{1-D}{\kappa_f}} \right) \quad (6)$$

$$\kappa_{ew} = \left(\frac{V_w - V_{w1}}{1 - V_r - V_{w1}} \right) (1 - V_r) S_w \kappa_w \quad (7)$$

$$\kappa_{ea} = \left(\frac{V_w - V_{w1}}{1 - V_r - V_{w1}} \right) (1 - V_r) S_a \kappa_a \quad (8)$$

$$\kappa_f = S_w \kappa_w + S_a \kappa_a \quad (9)$$

D は固相の依存率で固相の粒形や V_r 、 κ_r に影響される因子であり、粕淵によれば概ね0.9前後である。

V_{w1} は実験的に求められる値であり、粕淵¹¹⁾によると0.02~0.3程度である。

本研究では、以上により算出された各相熱伝導率 κ_p と各相温度 T_p を用いて式(6)~式(9)により多相系の熱伝導を相ごとにモデル化した。

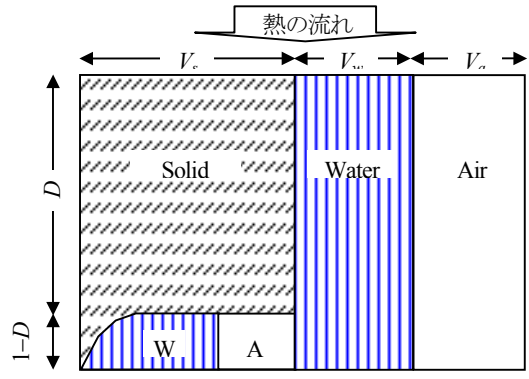


図-3 三相状態の直列・並列モデル概念図

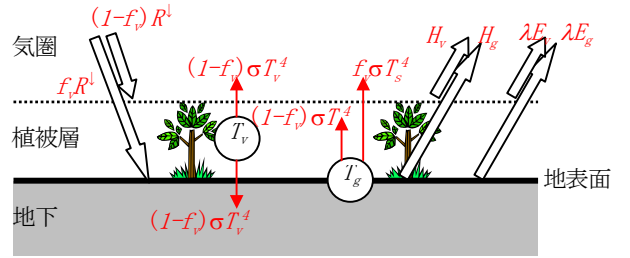


図-4 2層モデル概念図

3. 地表／地下の熱・水循環の支配方程式

以上の一般化された流量公式と連続の式と組み合わせれば流量および熱量に関する支配方程式(10), (11)が得られる。

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho_p V_p) = -\nabla(\rho_p v_p) + f_p \quad (10)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(U_p) = -\nabla(Q_p) + F_p \quad (11)$$

U_p は p 相の内部エネルギー($\text{J}\cdot\text{m}^{-3}$)、 f_p は p 相の流量の生産項($\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}$)で、降雨、蒸発散、地下水の汲み上げなどが含まれる。 F_p は p 相の熱に関する生産項($\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$)で、流量の生産に伴う熱量の取り出し、地表面における熱収支、相間熱交換が含まれる。

(1) 地表面付近の熱収支

地表面付近の熱フラックスを精度良く評価できるモデルとして2層モデルがある¹²⁾。2層モデルにおける熱収支の概念図を図-4に示す。

このモデルでは、地表面(あるいは水面)と植被層の熱収支を別々に考え、地表面および植被層が受け取る単位面積あたりの熱量 Q_g 、 Q_v ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$)はそれぞれ以下のようになる。

$$Q_g = f_v R^\downarrow + (1 - f_v) \sigma T_v^4 - \sigma T_g^4 - H_g - \lambda E_g \quad (12)$$

$$Q_v = (1 - f_v) \left(R^\downarrow + \sigma T_g^4 \right) - 2(1 - f_v) \sigma T_v^4 - H_v - \lambda(E_v + I) \quad (13)$$

$R^{\downarrow}$ は地表面への入力放射量($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), λ は水の気化潜熱($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$), E は蒸発散量($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$), H は顕熱輸送量($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), σ はステファン・ボルツマン係数($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{K}^{-4}$), T_g , T_v は地表面温度(K), 植被層温度(K), σT_g^4 , σT_v^4 は地表面, 植被層が放出する長波放射($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), f_v は放射に対する植被層の透過率, I は植被層の遮断蒸発量($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$)である. 添え字の g および v はそれぞれ地表面, 植被層を表す.

顕熱輸送量および潜熱輸送量は以下のバルク式で算出する¹³⁾.

$$H_{g,v} = c_p \rho C_{H_{g,v}} U (T_{g,v} - T) \quad (14)$$

$$\lambda E_{g,v} = \lambda \rho \beta_{g,v} C_{H_{g,v}} U (q_{sat,g,v} - q) \quad (15)$$

c_p は空気の比熱($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$), ρ は空気の密度($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), C_{H_g} , C_{H_v} は地表面, 植被層のバルク係数, U は風速($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), T は気温(K), β_g , β_v は地表面, 植被層の蒸発効率, $q_{sat,g}$, $q_{sat,v}$ は地表面温度, 植被層温度に対する飽和比湿, q は気温に対する比湿である.

地表面は土壌粒子(固相), 水相, 気相からなる多相系と考え, 各相に入力される熱フラックスを各相の体積比に応じて以下のように配分する.

$$f_w = V_w Q_g + Q_R + (V_a + V_r) \lambda E_g \quad (16)$$

$$f_a = V_a Q_g - V_a \lambda E_g \quad (17)$$

$$f_r = V_r Q_g - V_r \lambda E_g \quad (18)$$

なお, ここでは気相や固相からは水の蒸発は発生しないと考え, 潜熱輸送項は水相にのみ加えられる項とした. 式(16)~(18)の右辺最終項は, Q_g 中に含まれる潜熱輸送項が地表面の水相にのみに加えられるようにするための措置である.

Q_R は降雨に伴う熱量($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$)である.

(2) 離散格子の代表温度

各相の温度を用いて, 離散格子における代表温度を熱容量的平均値として以下のように算出する.

$$T_g = \frac{\sum_{p=w,a,r} V_p \rho_p c_p T_p}{\sum_{p=w,a,r} V_p \rho_p c_p} \quad (19)$$

なお, 地下最上部(地表面直下)の格子の代表温度をここでは地表面温度とした.

4. モデル構築・計算の流れ

図-5にモデル構築および計算の流れを示す. 本手法は水理地質構造モデルをベースとし, これに気象観測データを入力することにより, 地表および地下の状態量を算出できる. 状態量は気相圧力, 水飽和度, 気相温度, 水相温度, 固相温度であり, これらを完全陰的に解く. 数値解析は有限差分法を用い, ニュートン法

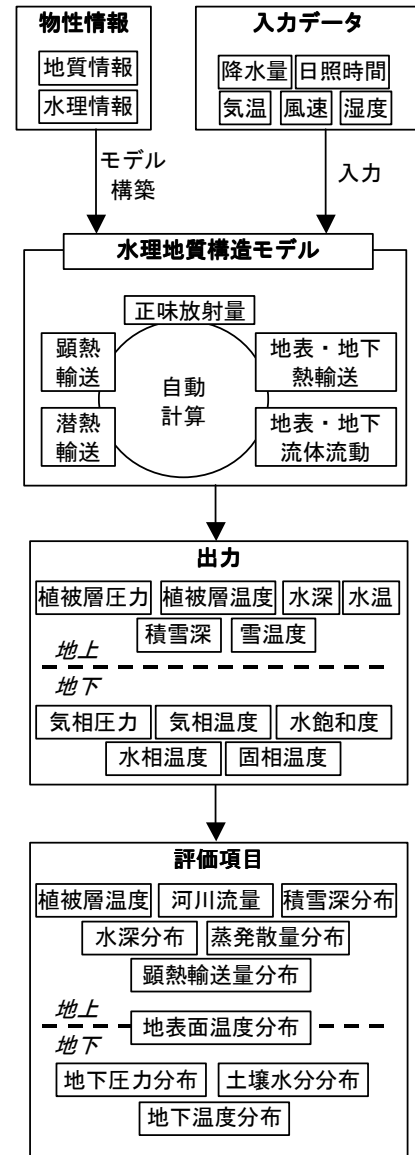


図-5 モデル構築計算の流れ

により反復的に解く. 行列方程式を安定かつ迅速に解くため, 前処理付き共役残差法を用いた.

5. 手法の検証

構築されたモデルを用いて熱伝導問題の解析解と比較した結果, 解析解と計算値は一致し, 熱伝導に関して正しい解を求められることを確認した.

ここでは, 現実の地下構造を模した1次元鉛直モデルでの解析的検討による本手法の検証結果を報告する.

(1) 鉛直1次元モデル

図-6に示すような, 深度10mのモデルを構築し, ここに気象情報を入力した場合の熱・水循環の挙動解析を実施した. モデルに与えた物性を表-1に示す. 物性値は近藤¹³⁾や理科年表等^{14), 15)}を参考にした.

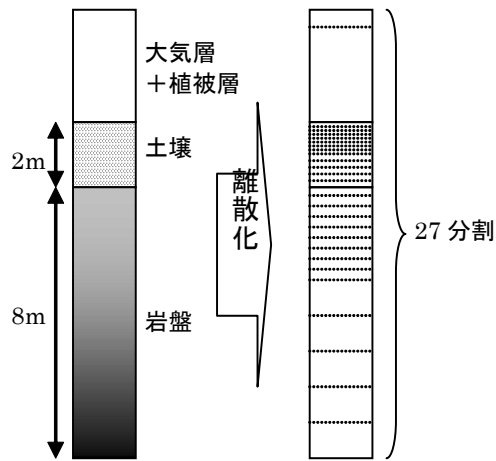


図-6 鉛直1次元モデル

表-1 鉛直1次元モデル物性

地表面物性	地表面アルベド	0.1
	バルク係数（地表面）	0.001
	バルク係数（植被層）	0.001
	蒸発効率（地表面）	1.0
	蒸発効率（植被層）	0.4
	葉面傾き係数	0.1
	樹冠率	0.1
地下物性	浸透率（土壌／岩盤）	$1 \times 10^{-12} (\text{m}^2)$
	間隙率（土壌／岩盤）	0.4
	土壌・岩盤密度	2700 (kg/m^3)
	土壌・岩盤熱伝導率	1.8 (W/Km)
	土壌・岩盤比熱容量	800 (J/kg)
空気	密度	1.22 (kg/m^3)
	熱伝導率	0.0241 (W/m^2)
	比熱容量	1006 (J/kg)
水	密度	1000 (kg/m^3)
	熱伝導率	0.582 (W/m^2)
	比熱容量	4200 (J/kg)

(2) 気象条件

気象条件は表-2のように気温以外は常に一定とした。気温は振幅が30℃、周期1年の変化を与えた。計算開始時 ($t=0$) の日付は5月1日とした。

なお、1次元モデルで地表面に降雨量を与えると側方への排水が行われず現実的な現象が再現できないこと、今回は不飽和帯の発達のリ現および不飽和帯中の熱・流体移動に着眼した（後述のCケース）ことから、非現実的ではあるがここでは降雨量ゼロを設定した。

(3) 地下熱伝導モデルとの比較

今回構築した手法（以後、Aケース）による計算と、流体流動を伴わない地下熱伝導モデル（以後、Bケース）との比較を行った。地下は常に水飽和と仮定するが、Aケースにおいては底部境界を飽和度1の固定境界とし、底部からの水供給により飽和状態を保つようにした。なお、初期状態は静水圧、温度15℃とした。

図-7, 8にA, Bケースにおける地表面から深度6mまで

表-2 気象条件

降雨量	0
風速	2m/s（日平均）
日照時間	3.5hr（日平均）
湿度	70%（日平均）
気温	$T = 288.15 \sin(2\pi/365) + 288.15$ T : 気温 (K) t : 経過日数

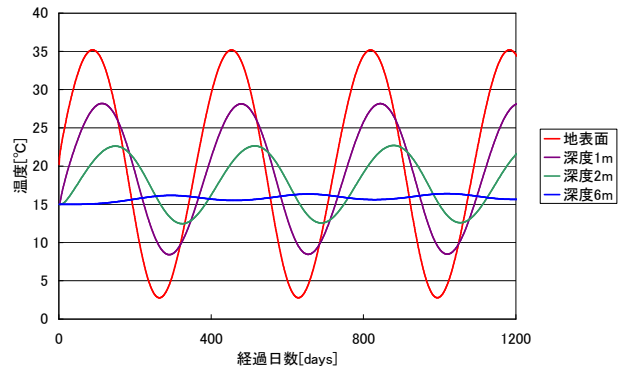


図-7 温度変化解析結果 (Aケース)

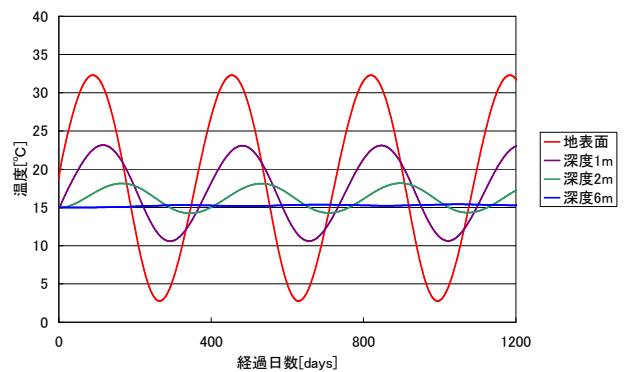


図-8 温度変化解析結果 (Bケース)

の温度変化の解析結果を示す。

Aケースの方がBケースよりもやや高温となるのは、Aケースでは潜熱輸送項が水相にのみ加えられることで水相温度が高くなり、比熱の大きい水相温度が高くなることにより全体の温度が高くなるためと思われる。

(4) 蒸発散による水分損失を考慮するケースの計算

今回構築した手法を用い、底部を閉境界とし、蒸発散による地表付近の水分損失が生じるケースの計算を実施した（以後、Cケース）。

図-9に温度変化を、図-10に地下水飽和度の変化を示す。地表面温度ピーク値が1～3年後にかけて上昇するのは、水の損失による比熱減少と蒸発潜熱の影響に伴うものである。4年後以降は地表面付近の水分がほぼゼロとなり一定となるため上昇傾向は見られなくなる。

図-11, 12にA, Cケースの熱輸送量の変化を示す。地表面からの潜熱の差は地表面水分量の差に起因する。

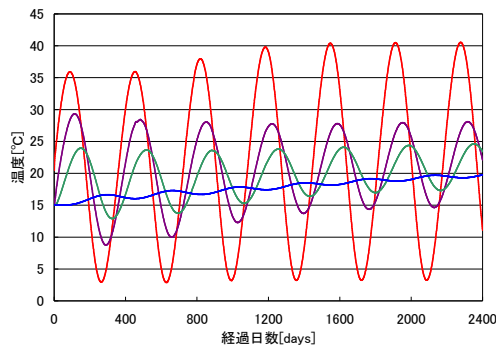


図-9 地下温度変化 (Cケース)

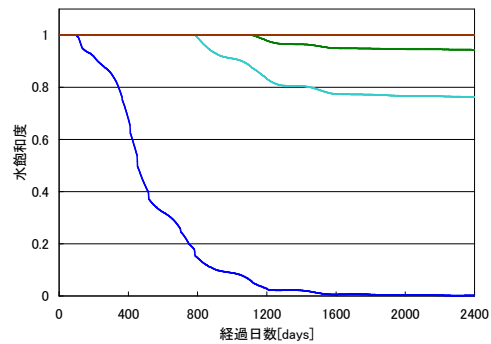


図-10 水飽和度変化 (Cケース)

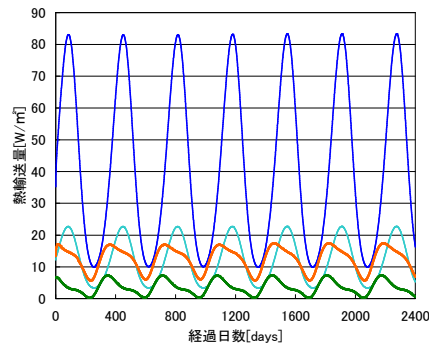


図-11 熱フラックス変化 (Aケース)

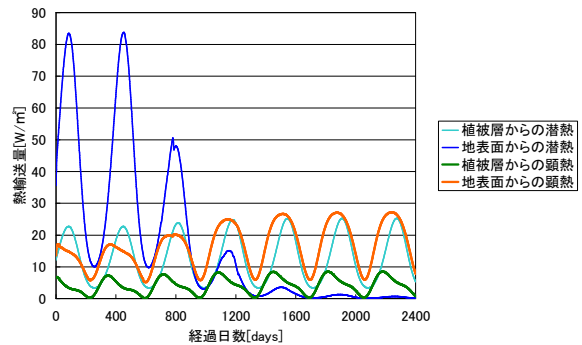


図-12 熱フラックス変化 (Cケース)

その他の違いは地表面温度の差が主要因である。

6. まとめ

地表から地下深部までの熱・水循環を同時に追跡できるモデルの構築を目指し、新たな定式化とモデル化および1次元鉛直モデルを用いた解析的検討を実施した。その結果、地表面から地下深部までの流体・熱移動および地表面熱輸送を1次元鉛直の場合において適切に表現できることが示された。今後、流域水循環の定量的な評価のためには、2次元や3次元モデルを用いた検討が必要である。

著者らは、さらに不飽和透水・熱伝導試験により得られた水分量変化および温度変化観測データを用い、本手法によるシミュレーションとの比較検討を行っている。この詳細については別報する予定である。

参考文献

- 1) 流域水物質循環モデル・ソフトウェア博覧会2005 CD-ROM, 水文・水資源学会, 2005.
- 2) 佐倉保夫: 地下の熱的環境, 地球環境科学概説 (普及版), pp.71-78, 朝倉書店, 2005.
- 3) 内田洋平, 佐倉保夫, 谷口真人: 日本の浅層地下温度場—新しい地下温度場の捉え方—, 日本地熱学会誌, Vol.23, No.3, pp.167-180, 日本地熱学会, 2001.
- 4) 吉岡真弓, 中川康一: 地下水を利用したヒートアイランド現象の緩和に向けて—その3—, 日本地球惑星科学連合2006年大会予稿集CD-ROM, H211-P011, 日本地球惑星

科学連合, 2006.

- 5) 登坂博行, 伊藤 彰, 田中将希, 岩井 卓: 自然水理系の流体・熱移動統合モデリングの試み その1 流体・熱移動の新しい定式化と実験的検討, 地下水学会誌, Vol.41, No.3, pp.147-158, 1999.
- 6) 登坂博行, 伊藤 彰, 田中将希, 岩井 卓: 自然水理系の流体・熱移動統合モデリングの試み その2 フィールドシミュレーションによる適用性の検討, 地下水学会誌, Vol.41, No.3, pp.147-158, 1999.
- 7) 建設省土木研究所河川部都市河川研究室: 都市河川流域における水・熱循環の統合解析モデルの開発, 土木研究所資料, 3713, ISSN0386-5878, 建設省, 2000.
- 8) 中山忠暢, 渡辺正孝: 統合型流域環境管理モデル(NICEモデル)の開発及び東アジア地域の流域生態系のシミュレーション, CGER'S Supercomputer Monograph Report Vol.11, CGER-1063-2006, 国立環境研究所地球環境研究センター, 2006.
- 9) 登坂博行, 小島圭二, 三木章生, 千野剛司: 地表流と地下水流を結合した3次元陸水シミュレーション手法開発, 地下水学会誌, Vol.38, No.4, pp.253-267, 1996.
- 10) Woodside, W. and Messmer, J. H.: Thermal conductivity of porous media I. Unconsolidated sands, *J. Appl. Phys.*, Vol.32, pp.1688-1699, 1961.
- 11) 粕渕辰昭: 土壌の熱伝導に関する研究, 農業技術研究所報告, B, 33, pp.1-54, 1982.
- 12) Kondo, J. and T. Watanabe: Studies on the bulk transfer coefficients over a vegetated surface with a multilayer energy budget model, *J. Atmos. Sci.*, Vol.49, pp.2183-2199, 1992.
- 13) 近藤純正: 水環境の気象学, 朝倉書店, 1994.
- 14) 理科年表平成18年度版, 国立天文台編, 丸善, 2005.
- 15) Domenico, P., A. and Schwartz, F., W.: *Physical and Chemical Hydrogeology*, John Wiley & Sons, Inc, 1990.

(2006. 9. 30受付)