

広大な乾燥地帯を対象とした表面流・地下水流連成解析の問題点と打開策

浜口 俊雄・川久保 愛太*・小尻 利治・Sina NASOUHI*・中北 英一

*京都大学大学院工学研究科

要 旨

広域乾燥地帯において数 km サイズで水平分割した場合、仮想領域の解析から表面流が1メッシュより小さな発現範囲となり、雨水が1メッシュに全て一様浸透した解析結果と等価であるとわかった。更に広域表面流・地下水流解析を安定させる打開策として、モデルを不飽和流・平面地下水流に分け、不飽和流に簡便化したDBモデルを導入し、連成解析の数値実験を試みた。その結果、過大評価となる浸透強度を除き、問題点は解決されるとわかった。

キーワード：広域モデル，地下水流，不飽和浸透流，表面流，モデル簡便化，連成解析

1. 序論

水循環モデルとは大気水(雲など大気中に存在する水)・地表水(河川など表面に存在する水)・地中水(地下水など土中に存在する水)が循環的に連結して動く様を示し、それぞれは個々に水文モデルとして表すことができる。現状においては、これらを組み合わせた水循環モデルに対していくつかモデルが提案されているものの、大気水の挙動を重視した気象水文学的モデル、地表水の挙動を重視した流出モデル、地表水・地下水の挙動を重視した陸水学的モデル、挙動よりも単なる水の出入りを重視した水収支モデルなど、上記の3つの水の少なくともどれかが簡略化されたものが大勢を占めていて、その簡略部位の影響でどのモデルも一長一短が存在してしまう。またこれらは比較的降水のある地域に向けたモデルで考案されているため、概して降水が少なくて循環が停滞する地域への適用には難しい一面も持っている。それ故、どんな状況にも適用可能である水循環の挙動モデルは未だ決定的なものが構築されていないと言ってよい。本研究対象となる海洋性砂漠の広域水循環においても、乾燥地であるために固有の挙動が見受けられ、未解明な循環プロセスがあるという認識は周知のことである。このため、大

気・地表・地下の水文各過程の代表的なモデルを単体で海洋性砂漠地域へ当てはめた場合の適用度もまた未知数と言える。

ここでは、水文モデルの各挙動を組み合わせた水循環モデルの構築が難しい理由を順に挙げる。降水や蒸発散を含む気象モデルは、大気中の気相・液相の動きをモデル化したものであるが、これらに影響を及ぼす地表面ならびに表層中の土壌水分量に関しては、離散化した計算要素毎にその中では一定と見なしたモデルで計算を進める。広域では或る程度の大きさの計算要素で考えるが、実際の分布はその要素の大きさでは粗すぎて、引いては、地表水流・地下水流両モデルとの不整合を招く一因になってしまう。さらに、大気水・地表水・地下水各モデルにおける水の移動所要時間(移動速度)が異なるため、現象の時空間的な離散化、すなわち空間分割要素スケールや時間差分スケールに必要な細かさが各モデルともに三者三様であり、整合しづらいということが挙げられる。表面流や伏流としての地下水流は、例えば流線に沿った曲線1次元流で考えた流出モデルで表せて、Kinematic wave法(特性曲線法)に基づいて、山岳地は等価な斜面流として、河川は等価な河道流として計算される。その際、中間流出や地下水流出も同時に計算される。このモデルに

において、物理的な流出機構はモデル単純化されているため、観測地点での流量変動、特にピーク時刻・流量に合わせて同定されたパラメータ値は真値と流出特性的にほぼ等価なものであっても実測値と同じにはならない。つまり、等価斜面は流域面積が等しくなる斜面長で流出量等価になるようにモデル勾配やモデル粗度を定めているので、そこを単純化した分だけモデル流路長が短めになり、モデル勾配や粗度はやや過大評価になる。同様に、中間流の透水係数も、モデル流路長が短めでモデル間隙率が大きめに考えらえるため、真値に対してやや過大評価になる。したがって真の物性値(現場計測値)と解析同定値は、モデル単純化のあおりで合致するということはまずあり得ない。

また、kinematic wave 法に限らず、不飽和帯を考慮した中間流出モデルであれば、中間流出として再び地表に挙動モデルは、本来存在している不飽和流が単純化または省略されていて、地表から浸透した降雨が端的に帯水層へ直接流れ込むかたちで扱われていることが多い。それ故、その単純化または省略した挙動分だけ流出に至る所要時間が短縮され流出量が増えることが多いため、モデル上では不飽和特性または飽和透水係数を調整せざるを得なくなる。

また、曲線1次元流でなく分布型モデルを扱った場合はまともに考えれば、流れが平面二次元となるので計算負荷が増大するため、できるだけ流線網に近いかたちで流れ方向を規定する落水線を各メッシュ毎に設定し、流れを1次元化して計算負荷を軽減することが多い。そのためにこの場合も透水係数、粗度、勾配などの分布を変えて流出所要時間と流出量が合うように調整することになる。ただしこれらの調整は空間スケールや時間スケールによって調整値が変わってくる。こうしたモデルパラメータと真値との不整合が気象モデルや地下水モデルとの整合性を難しくしている一因ともなっている。

地下水流は基本的に三次元流であるが、鉛直流がなければ平面流ないしは準三次元流でモデル化することもできる。モデルの次元が定まっても地質情報が或る程度なければ透水係数・土壌特性曲線・比貯留係数の空間分布、不圧・被圧の分布、地下分水嶺などが既定できないという問題がある。故に全体のパラメータが単純化されることが多いもののモデル構造自身は単純化されない分布型モデルであるので扱いは容易い。ただし、地下水流と上述の分布型流出モデルと絡めて計算する場合には流速のオーダー的相違から様々な厄介に直面する。分布型流出モデルは構造を単純化しているので、地下水モデルとの整合性を考えるには、比較的緩速な地下水モデルを基に

考えて行かなければならない。最も単純に考えると、不飽和帯を鉛直一次元不飽和流モデルを使って計算し、帯水層を平面または準三次元地下水モデルを使って計算する方法がある。ただし、これは、不飽和流が水平成分を持つような場合や地下水流が鉛直成分を持つような場合に問題が発生することが多い。他には表面流の流線に沿った鉛直断面飽和・不飽和浸透モデルを用いて計算する方法もあるただし、これは地表流線と地下流線が一致しなかった場合に鉛直断面間の水の出入りが生じてしまうので問題となることが多い。一番正確に計算するには、地表流のみ流出モデルを用い、地中は全て三次元飽和・不飽和浸透モデルを用いればよいが、これは計算負荷が膨大で、かつ、スケールによっては解が発散する危険性をはらんでいる。

本研究では、特に地表水・地下水モデルを同時に考える際の問題点を具体的に議論し、その打開策を検討する。

2. 流出モデル概論

水文学においては、集中型と分布型の2種類の流出モデルが考案されている。集中型モデルは、対象流域内の流出特性を領域平均(代表)に等価な均一と見なす、または一手に集約した等価大型モデルで表すことで、流域最下流点での流出の時間的変動が許容範囲内の精度で平易に再現計算して得られるように特化されたシステムモデルである。これに対して分布型モデルは、対象流域内の流出特性を不均一な空間分布として離散的に表現することで、離散スケールを粗細自在に調整して特性の局所的挙動を有効化したり無効化(部分領域平均化)したりできるため、集中型モデルより再現精度の高い流出の時空間変動を計算できるシステムモデルである。

また分布型モデルは、水平面方向に地表面の領域分割を施した平面分布型モデルと、鉛直面方向に層状に領域分割を施した断面分布型モデルに大別される。前者は、例えばkinematic wave法(特性曲線法)が挙げられ、分割手法でさらに細かく分ければ、地表面を(i)小流域に分割する[河川網型]、(ii)水文学的特性に依存して分割する[分類型]、(iii)単純な網状格子/要素を用いて分割する[メッシュ型]のような各種アプローチとなる。後者の場合、(i)地表面を境界として単純に地上と地中の2層に分割する[二層型]、(ii)地中を水文流出特性に合わせて複数の層、例えば、地上・表層・中間層・基底流出の帯水層・基底流出以深の帯水層に分割する[多層型]などのアプローチがある。

近年では、計算機能力の飛躍的な向上によって、平面

分布と鉛直分布の両者を兼ね備えた分布モデル、すなわち、三次元分布型モデルの導入が可能となった。これにより、流出特性を三次元分布で取り扱うことができるようになり、解析による再現精度向上の可能性が広がった。その代表的なモデルとして、小尻ら(1998)によって開発されたHydro-BEAM (Hydrological Basin Environment Assessment with Multi-mesh and multi-layer)があり、現在も改良更新が施されることで、日々進化し続けている。現段階のHydro-BEAMは水文特性を算出する分布モデルとして秀逸であるが、まだいくつかの問題があり、議論の余地もある例えば、実際の地層をベースとしないで流出特性毎に定めたA~D層を鉛直分割に採用することが多く、A~D層のモデルパラメータ値が現実の地質構造と異なるが故に現場計測したパラメータ値とは合致しにくいのは周知の事実である。本研究では、広域を対象としてもできるだけ真の状態を反映している状態の表面流・地下水流の結合モデルおよび解析方法を提案することを目的の1つとしている。

3. 海洋性砂漠域

現在Research Revolution 2002 (RR2002)『人・自然・地球共生プロジェクト』が進められている。その一環として、西アジア地域における広大な乾燥地帯、特にモデルケースにサウジアラビア西岸域を対象として水循環を解明し、そうした地域での新たな水資源の開発を目指すという課題がある。閉じた広域水循環を考える場合、大気水移動、表面流、地下浸透、地下水流といった一連の解明が必要となる。大気水移動問題は気象学的観点から穂積・植田(2005)による解析が進められている。これと平行して広域の表面流および地下水流の挙動を解明することが重要である。また、同プロジェクトには新たな水資源の開発を目的とし、砂漠地帯に植林を行なうことによって蒸散量を増加させ、降雨量の増加を図ろうという計画が進められている。現在サウジアラビアでは水資源の多くを化石水に依存しているが、化石水は有限であるため、将来の化石水枯渇の可能性を危惧して現段階からの新たな水資源の開発および確保が囑望され始めた。そこで、降雨が供給源となる表面水や地下水に焦点をあてる。降雨量の増加による取水量の変化がどの程度か、また、植林を行なうことによって将来的に持続可能な取水量が得られるかなどを検討する必要がある。本研究では水循環を検討するプロトタイプの善し悪しを検討するために、まずはサウジアラビアのジェッダ周辺に言及することとした。本節ではまずこの地域特性について紹介する。



Photo 1 Arid area around Jeddah in Saudi Arabia



Photo 2 Mountain area around Taif in Saudi Arabia

サウジアラビアは広大な砂漠地や乾燥地が広がる国である(Photo 1)。この国は利用する水を地下深層にある化石水からの揚水に頼っている。雨期は短く、その降雨量も日本に比べて大変少ない。化石水は有限であるので、いつか枯渇してしまうことが予想され、来るべき日に備えて新たな水資源の開発と確保を計画せねばならないというのが現状である。したがって、同国では現段階での水循環が必要とされつつある。ここでは海洋性砂漠域も存在し、その代表的な地域として南西部の紅海に面する沿岸地域がある(Photo 2)。そこは、サウジアラビアの山岳地帯(標高1000m程度)であり、紅海からの湿気を帯びた潮風がその山岳に衝突し得るため、特定の時期に降水もあり得る。また降水があると場所によっては水無し川となっている地帯に一時的に河川が現れ、時には洪水となることもある。本研究は最終的にこうした地域での水資源開発を目指す。サウジアラビア政府はそうした場所に貯水と洪水災害抑制を目的とした小規模なダムを全土に183箇所建造している。Photo 3はイスラム歴1376年(西暦1955年)に建造された重力式コンクリートダムのイクリマードム(Ikrimah dam)である。最大貯水量は500,000m³である



Photo 3 Crest road of Ikrimah dam



Photo 5 A facing type of rockfill dam



Photo 4 Empty reservoir of Ikrimah dam



Photo 6 Empty reservoir of the rockfill dam

が、貯水された場合には生活用水または農業用水に使われるか、地中に浸透させて地下水を涵養させている。見学時にはこのダムはPhoto 4の通りで、全く貯水されていなかった。このダムに限らず、乾燥地帯のダムは貯水されているのは雨期(雨の降る可能性がある時期)のみで、それ以外の時期は貯水率0%となっている。Photo 5は国立公園内にある表面を遮水したロックフィルダムである。ここでもPhoto 6にあるように全く貯水されていない。ただし、1m程度の水深のダム湖があったことはダム表面の渚線や周辺の岩の表面から伺い知れる。

こうした状況を鑑みて、ダムによって貯水した水を何らかの方法で有効に活用していく工夫が必要と思われる。

先述の地下水涵養は、山腹や麓で湧出し、かなり流れの穏やかな河川となることがある。しかし、下流が明確にあるわけではなく、いつの間にか消滅している。いわゆるオアシスと同じような状態の河川である。Photo 7にタイフ付近に見受けられた一例を示す。その湧出地帯を中心に植物が生えていることが分かり、コンスタントに湧出している地帯であることが窺える。こうしたオアシスのような流出現象のパターンは、日本ではあまり見受



Photo 7 An oasis in Taif

けられないものであり、新たに乾燥地での流出をモデル化をしなければならない可能性がある。

4. 表面流・地下水流連成モデル

4.1 乾燥地帯の流出特性

広大な乾燥地帯での水循環システムの解明には、降雨発生後において、乾燥域特有の挙動を考慮した表面流出、

地下浸透、地下水流出という過程を解明することが最難関課題であり、それ以上に最も重要な鍵となってくる。本研究では乾燥地域の特性を考慮しながら、上記過程を浸透量という物理量を通して連成していく。

砂漠に代表される乾燥地帯では、一年に数回程度しか降雨イベントが発生しない。その降雨時には、ワジと呼ばれる潤れ川に表流水が集まり流れを形成する。しかし、数時間から数日もすると、海へと流れ出る前に水が消えてしまい、元の潤れ川に戻るということが知られている。これは、砂漠を構成する砂質土の透水係数が非常に大きく地中が極端に乾燥しており、湿潤地帯のように表層が枯葉などで覆われていないため、表面流として流出している過程で地中に浸透されてしまうことが原因であると考えられる (Fig.1)。

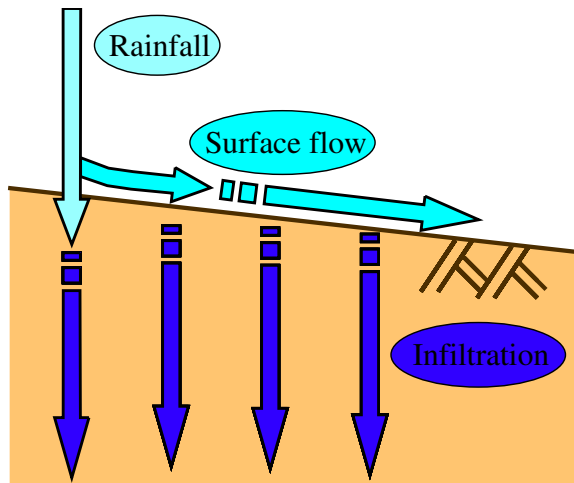


Fig.1 Schematic of rainfall, surface flow and infiltration

4.2 アラビア半島における土壌分布

USGS (US Geological Survey) による表層 (0~30cm) 土壌区分情報によると、アラビア半島では海岸地帯には Clay に分類される土壌が広がり、少し内陸に入ると Sandy Loam に分類される土壌となる。また海岸地帯を除く、平野部、山岳地帯では主に Loam に分類される土壌が広がっている。それぞれの土壌特性については Table 1 に示す。

Table 1 Soil classification data from USGS

Soil property	Loam	Sandy loam	Clay	Unit
Porosity, θ_s	0.439	0.434	0.468	—
Minimum water holding capacity, θ_r	0.066	0.047	0.138	—
Field capacity, θ_{ref}	0.329	0.312	0.412	—
Matric potential at saturation, ψ_w	35.5	14.1	46.8	cm
Hydraulic conductivity, k_s	3.38×10^{-6}	5.23×10^{-6}	9.74×10^{-7}	m/sec

なお、USGS による表層土壌区分情報の飽和透水係数値は、気象モデルを基に推定しているため、数値オーダーが真値より 2 桁から 3 桁程度小さい値となっている可能性

がある。

4.3 表面流出解析

降雨初期において雨水は表層土に浸透し地表面には現れにくい。しかし、表層土が飽和に近づくにつれて、次第に浸透しきれなくなった水が表面に溜まるようになり、やがては斜面勾配に従って流出し始める。その水の流れを表面流という。本研究では仮想領域斜面における表面流を kinematic wave モデルを用いて計算する。なお、本研究では乾燥地域の流出特性を考慮し、地下に浸透した水が中間層を経て再び表面に現れることは無いと考え、中間流出による表面水への影響は無いものとする。

4.4 断面飽和不飽和浸透流解析

飽和帯 (帯水層) が土粒子と地下水の二相からなるのに対し、不飽和帯は土粒子・水・空気の三相からなり、空気と水の割合が時間とともに変化する。この不飽和帯の水の流れを不飽和流という。本研究では飽和流と不飽和流を同時に扱うことができる Richards 式 (1) を基礎方程式に用いる。

$$\left\{ c(\psi) + S_w S_s \right\} \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ k(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ k(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} + k(\psi) \right\} + r \quad (1)$$

ここに、 ψ : 圧力水頭、 θ : 体積含水率、 $k(\psi)$: 不飽和透水係数、 r : 地表からの浸透量、 $c(\psi)$: 比水分容量、 S_w : 飽和度、 S_s : 比貯留係数である。また、 k_r : 相対透水係数、 k : (飽和) 透水係数とすると、 $k(\psi) = k_r \cdot k$ である。 $k_r \sim \theta$ 関係および $\psi \sim \theta$ 関係については Fig.2 ならびに Fig.3 のようになると仮定する。ここに、 θ_s : 間隙率 (飽和含水率)、 θ_{ref} : 圃場容水量、 θ_r : 最小含水率、 ψ_w : 空気侵入吸引圧 (マトリクスポテンシャル) である。

4.5 両モデル連成解析

表面流解析と飽和不飽和解析を連成するために、土壌表層の浸透能が浸透量に等しいとした仮定の下で表面流の損失量を求める。この解析では、各時刻毎に kinematic wave モデルで表面流の流れている領域を特定し、Richards 式からその領域の θ の鉛直分布を得て、その表層の状態から飽和していれば地中へ浸透させず、飽和していなければ離散化したメッシュ単位で地中への浸透量を計算して浸透させる。ただし途中で飽和すれば浸透はそこまで終了するものとする。以上によって表面流の損失量が連成的に分かる。これを解析開始時刻から終了時刻まで時間ステップ単位で行えばよい。しかし、表面流と地下水流を同時に考える際に解析を難しくしているのがそ

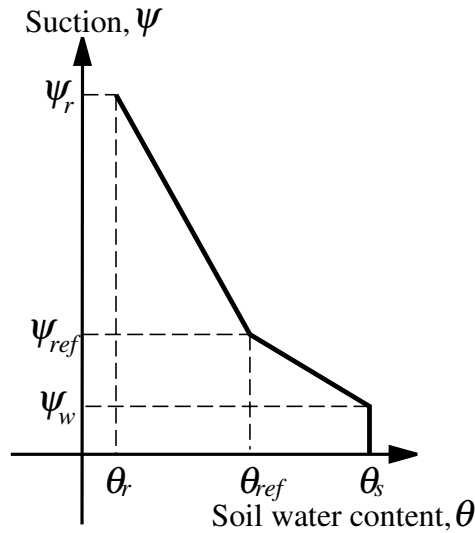


Fig.2 Relationship between ψ and θ

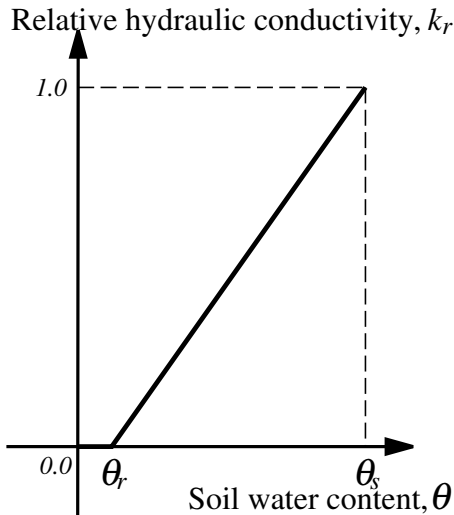


Fig.3 Relationship between k_r and θ

それぞれの流速のオーダー的差異や不飽和流の挙動から生じる水平・鉛直メッシュサイズ整合性にある。異なる流速を同時に扱う問題で精度良く数値計算を行うためには、遅い流速に合わせてメッシュを生成せねばならないが、それでは広域を対象とするには細かすぎる。また地下水流の他に、更に緩速な不飽和流も考慮した鉛直分割幅を考えねばならない。この様な三次元的検討では、水平方向に対する鉛直方向のメッシュサイズ比が大きくなり過ぎて数値解が求まりにくくなる。したがって解析時には計算を安定させる何らかの工夫が必要となる。本研究では領域分割サイズの水平鉛直比や、両者の時間ステップ比を調整することで対応する。また不飽和流モデルの簡便化を図り、これによって表面流モデルと地下水流モデルが直接的に連成しないですむようにし、それぞれが最適なメッシュサイズで計算できる手法も提案する。

5. 乾燥地における表面水の到達距離と分割サイズ

いま広域乾燥地において、1領域内に発生した表面水が到達する最遠位置を数値実験で確認する。仮想領域は全長2km、層厚は8m一様、勾配1/10とし、Table 1を参考にロームの土壌特性値諸元を与えた。十分湿った初期状態から、モデル降雨として斜面上半分の領域に10mm/hrの降雨を1時間降らせ、発生した表面流の水深分布状況の時間的变化を調べた。その結果をFig.4に示す。表面流は途中で浸透されながら約1300m地点まで流下して消えた。これより広域の乾燥地で数km(2~10km程度)の大きな水平領域分割を行った場合の地下浸透量は、砂よりも透水性の低いロームであっても表面流の発現範囲が1つの分割サイズ内に収まるため、降雨が1分割領域内に全て一様に浸み込んだ浸透量にほぼ等しいと言える。

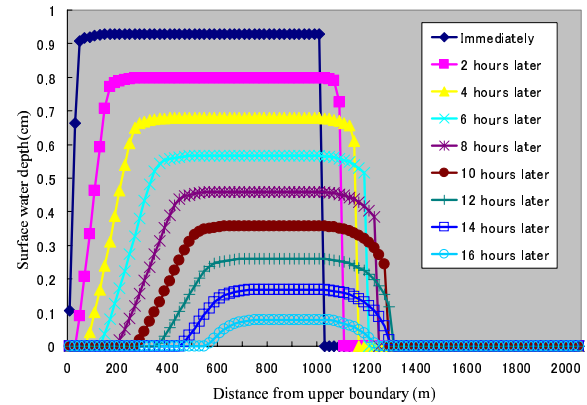


Fig.4 Distribution changes at surface water depths

6. 不飽和流簡便化モデルを用いた広域での連成解析

6.1 DBモデル

仮想領域は全長100km、透水層厚50m、基盤高-5m、透水係数 3.38×10^{-4} cm/secとした。水平分割間隔は5kmとし、斜面下流端に定水位境界0mを与えた。不飽和帯の初期体積含水率は圃場容水量とした。Richardsモデルによる広域飽和不飽和流解析では、先述のとおり、水平・鉛直分割サイズ比の問題があつて安定した計算には同分割サイズ調整などの作業が必要になる。本稿ではモデルを表面流・不飽和流・平面地下水流に分けることで対応を図り、その上で不飽和流解析の簡略化・安定化のため、Dagan and Bresler(1983)の提唱する簡便化モデル(DBモデル)の導入を提案(原田, 1989)する。

実際の地表面から侵入した不飽和浸透流は、水力学的分散を生じるため水平方向への広がりながら鉛直下方に流れて落ちていくが、大型メッシュの要素において降雨

が一様に降っているとの仮定が成立するのであれば、水平方向の分散現象が起きていてもあたかも一様に鉛直方向のみに流れるように見え、その現象に相当する場合のモデル不飽和透水係数を用いれば十分な不飽和流解析が鉛直一次元モデルを通して可能であると言える。本研究では乾燥地の広域解析であるため、不飽和一次元解析で十分な仮定が成立していると判断できるが、さらに簡便化を図ったDBモデルの適用可能性の有無について検討する。

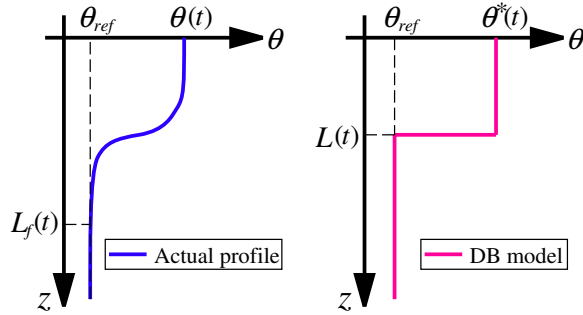


Fig.5 Equivalent profile of soil moisture contents

DBモデルを適用する土壌は、上述の鉛直一次元不飽和流と見なす条件の他に、以下の制約条件を満足する必要がある。

- [1] 地表から不透水基盤面まで地中は全て等方均一。
- [2] 圃場容水量 θ_{ref} となる際の相対透水係数 k_r が非常に小さく、その時の不飽和透水係数を0と見なせる。
- [3] 土壌中の圧力水頭 ψ は $\psi_{ref} \leq \psi \leq \psi_w$ を満足する。(ただし、 ψ_w : 空気侵入吸引圧、 ψ_{ref} : 圃場容水量をなす圧力水頭。)
- [4] 蒸発散の影響の及ばない地表下1m以深の土壌が対象。

この条件下で土壌水分移動の連続方程式を考える。鉛直一次元モデルであれば

$$\frac{\partial \theta_z^t}{\partial t} = -\frac{\partial q_z^t}{\partial z} \quad (2)$$

と表される。ここに、 t : 降雨開始時から時間、 q : 鉛直土壌水分フラックス、 z : 原点を地表面として下向きに正をとった鉛直座標である。まず降雨終了後、長時間経過し重力排水が十分に行なわれた後の土壌に雨水が浸透し、Fig.5左方のような伝達帯と浸潤前線が形成された状況を考える。式(2)を z について地表から浸潤前線まで積分する。式(2)左辺の積分結果は

$$\begin{aligned} \int_0^{L_f(t)} \frac{\partial \theta_z^t}{\partial t} dz &= \frac{\partial}{\partial t} \int_0^{L_f(t)} \theta_z^t dz - \theta_{ref} \frac{\partial L_f(t)}{\partial t} \\ &= \frac{\partial}{\partial t} \int_0^{L_f(t)} (\theta_z^t - \theta_{ref}) dz \end{aligned} \quad (3)$$

を得る。ここに、 $L_f(t)$: 地表から $\theta_{L_f(t)} = \theta_{ref}$ となる浸

潤前線までの深度を表す。これは重力排水がほぼ終了して近似的に一定値とみなすことが出来る含水状態をさす。続いて式(2)右辺の積分結果は

$$-\int_0^{L_f(t)} \frac{\partial q_z^t}{\partial t} dz = -q_{L_f(t)}^t + q_0^t \quad (4)$$

となる。式(3),(4)より

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_0^{L_f(t)} (\theta_z^t - \theta_{ref}) dz = -q_{L_f(t)}^t + q_0^t \quad (5)$$

を得る。ここでFig.5左方の θ 分布をより簡略化して考えるために、Fig.5右方のような一定値 $\theta^*(t)$ と $L(t)$ を持つ等価水分分布に置き換える。 $\theta^*(t)$ と $L(t)$ は、地表から前線までの水分増加量 $V(t)$ が等しくなるように

$$V(t) = \int_0^{L_f(t)} (\theta_z^t - \theta_{ref}) dz = \{\theta^*(t) - \theta_{ref}\} L(t) \quad (6)$$

と定義する。式(5),(6)より

$$-q_{L_f(t)}^t + q_0^t = \frac{\partial V(t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} [\{\theta^*(t) - \theta_{ref}\} L(t)] \quad (7)$$

を得る。次に水分フラックスについて考える。不飽和流に拡張されたダルシー則は、鉛直一次元問題で鉛直下向きを正とすると

$$q = -k(\psi) \frac{\partial(\psi - z)}{\partial z} \quad (8)$$

である。式(8)を地表から浸潤前線まで積分し、等価水分分布に対応する平均水分フラックス $q^*(t)$ を

$$q^*(t) L(t) = \int_0^{L_f(t)} k(\psi) dz - \int_0^{L_f(t)} k(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} dz \quad (9)$$

と表す。式(9)の第二項を書き直せば

$$\begin{aligned} \int_0^{L_f(t)} k(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} dz &= \int_{\psi_0}^{\psi_{ref}} k(\psi) d\psi \\ &= \int_{\theta_0}^{\theta_{ref}} k(\psi) \frac{d\psi}{d\theta} d\theta \end{aligned} \quad (10)$$

となる。DBモデルに用いる土壌特性の仮定から

$$k(\psi) = \frac{\theta - \theta_{ref}}{\theta_s - \theta_{ref}} k \quad (11)$$

$$\frac{d\psi}{d\theta} = \frac{\psi_w - \psi_{ref}}{\theta_s - \theta_{ref}} \quad (12)$$

が成立する。よって、式(10)~(12)より

$$\begin{aligned} \int_0^{L_f(t)} k(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} dz &= k \frac{\psi_w - \psi_{ref}}{(\theta_s - \theta_{ref})^2} \int_{\theta_0}^{\theta_{ref}} (\theta - \theta_{ref}) d\theta \\ &= k \frac{\psi_w - \psi_{ref}}{(\theta_s - \theta_{ref})^2} \left[\frac{1}{2} \theta^2 - \theta_{ref} \theta \right]_{\theta_0}^{\theta_{ref}} \\ &= -\frac{1}{2} k \frac{\psi_w - \psi_{ref}}{(\theta_s - \theta_{ref})^2} (\theta_0 - \theta_{ref})^2 \end{aligned} \quad (13)$$

を得る。ここで、降雨終了後、長時間経過し重力排水が十分に行なわれた後の土壌では $\theta_0 = \theta^*(t)$ (かつ $\theta_{L_f(t)} = \theta_{ref}$)と考えられるため、式(13)は更に

$$\begin{aligned} \int_0^{L_f(t)} k(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} dz &= -\frac{1}{2} k \frac{\psi_w - \psi_{ref}}{(\theta_s - \theta_{ref})^2} (\theta^*(t) - \theta_{ref})^2 \end{aligned} \quad (14)$$

となる。よって式(9)は

$$q^*(t) = K^*(t) + \frac{1}{2}k \frac{\psi_w - \psi_{ref}}{L(t)} \left(\frac{\theta^*(t) - \theta_{ref}}{\theta_s - \theta_{ref}} \right)^2 \quad (15)$$

と変形できる。ここに、 $K^*(t) = k\{\theta^*(t)\}$ である。

6.2 降雨強度一定時の浸透過程

本研究では表層での浸透能の最大値を重力項による鉛直フラックスに等しいとし、 $q_{max} = k$ とする。浸透量 q_0 が浸透能 k を超える場合は表面流出すると考え、ここでは $q_0 \leq k$ とする。この時、地表面では降雨強度に等しい一定値のフラックス q_0 が定常的に侵入し続ける状況を想定しているの、近似的に $q^*(t) = q_0$ と考えることが出来る。地表から浸潤前線までの水分増加量 $V(t)$ は、式(6),(7)より

$$V(t) = q_0 t = \{\theta^*(t) - \theta_{ref}\} L(t) \quad (16)$$

となる。 $q^*(t) = q_0$ より式(15)は

$$q_0 = K^*(t) + \frac{1}{2}k \frac{\psi_w - \psi_{ref}}{L(t)} \left(\frac{\theta^*(t) - \theta_{ref}}{\theta_s - \theta_{ref}} \right)^2 \quad (17)$$

と書き改められる。式(17)は $K^*(t) = k\{\theta^*(t)\}$ であることに留意して

$$q_0 = k \frac{\theta^*(t) - \theta_{ref}}{\theta_s - \theta_{ref}} + \frac{1}{2}k \frac{\psi_w - \psi_{ref}}{L(t)} \left(\frac{\theta^*(t) - \theta_{ref}}{\theta_s - \theta_{ref}} \right)^2 \quad (18)$$

と表せる。式(18)は $\theta_s - \theta_{ref}$ についての二次方程式になっており、これを利用して $\theta^*(t)$ について解くと

$$\theta^*(t) = \theta_{ref} + (\theta_s - \theta_{ref}) \times \frac{-kL(t) + \sqrt{k^2(L(t))^2 + 2kL(t)q_0(\psi_w - \psi_{ref})}}{k(\psi_w - \psi_{ref})} \quad (19)$$

が得られる。これと式(16)を連立することで、時間 t における平均土壌水分量 $\theta^*(t)$ および $L(t)$ が決定する。

6.3 降雨後の再分配過程

一定の降雨強度の雨がある時間 t_r の後に停止した場合の土壌水分挙動を考える。降雨継続時間 t_r の間に土壌に浸透した雨水の体積は $q_0 \cdot t_r$ である。連続式(7)において $q_0^b = 0$ であるから同式は

$$-L(t) \frac{d\theta^*(t)}{dt} = \{\theta^*(t) - \theta_{ref}\} \frac{dL(t)}{dt} \quad (20)$$

と変形できる。式(20)右辺は浸潤前線の進行による下方への浸潤水分量を表しているの

$$q^*(t) = -L(t) \frac{d\theta^*(t)}{dt} = \frac{-V(t)}{\theta^*(t) - \theta_{ref}} \frac{d\theta^*(t)}{dt} \quad (21)$$

となる。式(18),(21)により

$$-\frac{q_0 t_r}{\theta^*(t) - \theta_{ref}} \cdot \frac{d\theta^*(t)}{dt} = k \frac{\theta^*(t) - \theta_{ref}}{\theta_s - \theta_{ref}} + \frac{1}{2}k \frac{\psi_w - \psi_{ref}}{L(t)} \left(\frac{\theta^*(t) - \theta_{ref}}{\theta_s - \theta_{ref}} \right)^2 \quad (22)$$

を得る。式(22)を時間差分化して求めてやれば、

$$-\frac{q_0 t_r}{\theta^*(t) - \theta_{ref}} \cdot \frac{\theta^*(t + \Delta t) - \theta^*(t)}{\Delta t} = k \frac{\theta^*(t) - \theta_{ref}}{\theta_s - \theta_{ref}} + \frac{1}{2}k \frac{\psi_w - \psi_{ref}}{L(t)} \left(\frac{\theta^*(t) - \theta_{ref}}{\theta_s - \theta_{ref}} \right)^2 \quad (23)$$

となる。これと式(16)を連立することで、 $\theta^*(t + \Delta t)$ および $L(t + \Delta t)$ を求めることが出来る。

6.4 現実問題への適用条件

上述の様にDBモデルは理論立てて説明できているが、降雨イベントにおいて降雨強度が一定である事、一つの降雨イベントについてのみ適用する事、など制約が強すぎるため、分布型で時間変動のある降雨データを基にした広域解析には適用できない。そこで、本研究では以下の2つの仮定をする。

- [1] 実際の雨は降雨強度が変化するので降雨時の浸透において一定のフラックス q_0 が侵入し続ける状況は想定しにくい。しかし、本研究では計算の簡略化のため、時間的に変化する降雨に対しても $q^*(t) = q_0$ が成り立すると仮定する。
- [2] 実際の降雨現象は数時間から数日おきに降雨イベントが発生する。そのため降雨発生時に重力排水が十分に行なわれた後の土壌状態になっていることは稀であると考えられる。本研究ではFig.6に示すように、降雨イベント毎にDBモデルによる解析を行い、各降雨イベントの等価水分分布モデルを重ね合わせることで土壌の水分分布状態を表現する。

なお、解析時には表層における体積含水率が θ_s を超えないように留意しなければならない。

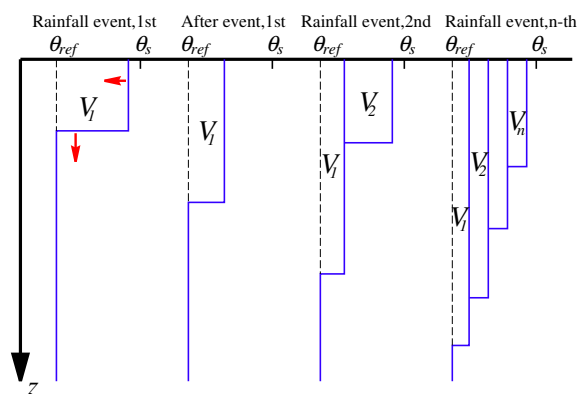


Fig.6 Schematic profile of superposed infiltration by DB approximation theory

6.5 DBモデルを用いた広域地下水解析

本研究では水平メッシュサイズが数kmとなるような広域を研究対象とする。式(1)に掲げたRichards式を基礎方程式として、有限差分法または有限要素法などを用

いて断面飽和不飽和解析を行い、その結果から地下水の状態を検討しようとする場合、計算するにあたって克服すべき課題がある。地下水面の挙動を細かく把握するには鉛直メッシュ分割を数cmから数mオーダーで行うべきだが、水平メッシュ分割が数kmであるために計算が安定しない。そこで水平方向に水分が移動するように時間間隔を設定すると鉛直方向の計算に発散が生じる。また、鉛直方向の水分移動計算が安定するように時間間隔を設定すると、水平メッシュサイズに対して時間間隔が小さくなりすぎてしまう結果、次の節点への移動量が極めて小さくなってしまい、すぐには移動できず、水分が或る程度溜まるまで動かなくなる。したがって、水分の空間的移動が不連続化して解析全体が不安定化する。以上から、まともに通常通りの計算手法と空間離散化で広域の断面二次元地下水解析を考察すると精度の良い結果を得ることができないと推察される。

こうした問題点を解決するため、ここでは表面流の影響を考慮した広域地下水解析を、表面流解析はkinematic wave法で、不飽和流解析は簡便化したDBモデルによる本提案手法で、地下水解析は不圧地下水モデルを用いた方法で連成した。これにより鉛直方向と水平方向で異なる計算時間間隔と空間離散サイズを採用することが可能となり、精度の良い計算結果を得ることが期待される。

本研究では仮想領域として一様な1/100の斜面勾配をもつ全長100kmの斜面を仮想領域として用意した。また透水性基盤面までの深度を50mとした。斜面上端は分水嶺とし、斜面下端は地下水面が5mの定水位となっている条件を用いた。不透水性基盤層により鉛直方向に移動できなくなった地下水は不透水性基盤層に沿って水平方向に流動する。その水平方向の地下水挙動を一次元飽和モデルで解析する。モデル化された仮想斜面の地下水解析には以下の基礎方程式

$$\lambda \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ k(h-s) \frac{\partial h}{\partial x} \right\} + \varepsilon \quad (24)$$

を用いる。ここに、 λ :有効間隙率、 h :水頭、 k :透水係数、 s :不透水性基盤面標高、 ε :涵養量である。本研究では一様に $s = -5(\text{m})$ が成立するとした。また、地下水解析の水平分割間隔には他の解析と同じく5kmとした。表面流解析および不飽和解析の時間差分間隔を1hour(3600sec)とし、地下水解析の同間隔を5day(432000sec)とした。

計算期間は1月1日から1年間とし、その時のモデル降雨は1月にだけ1mm/hrの降雨を一様に与え続けるがそれ以外は降雨が無いものとして、DBモデルとRichardsモデルの涵養量評価の違いを地下水位で比較検討した(Fig.7)。それぞれの涵養期間はRichardsモデルの場合が3月中旬頃

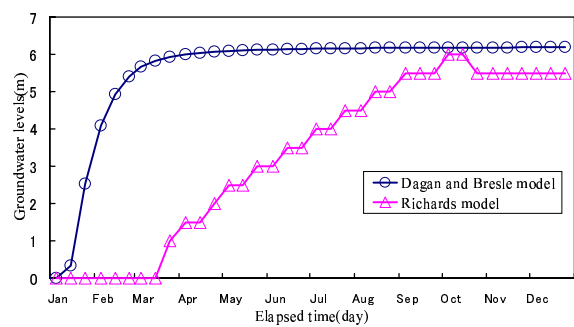


Fig.7 Changes in groundwater levels by DB model

～10月頃で、DBモデルの場合が1月中旬～4月頃であった。DBモデルでは平均流束と降雨浸透との関係を近似的に簡便化したため地下への浸透量が過大になり。涵養もRichardsモデルの場合に比べて早く始まったと推測される。したがって、この提案手法では浸透能に対する浸透強度を正しく定める必要がある。

次に計算期間を3年とし、上記実験に同じモデル降雨を3回繰り返した。DBモデルによる水平一次元地下水解析の結果をFig.8に示す。同図から、涵養のある時期だけ水位が約6mずつ上昇し、涵養の無い時期には。本来下流端(定水位境界)から流出していく一方で水位が下降してしまうが、ここではほとんど変化しなかった。これは、仮想領域の全長が100kmと長いため、涵養による地下水増水分が下流端に到達して流出し始めるには百年以上の長期解析が必要であると言える。

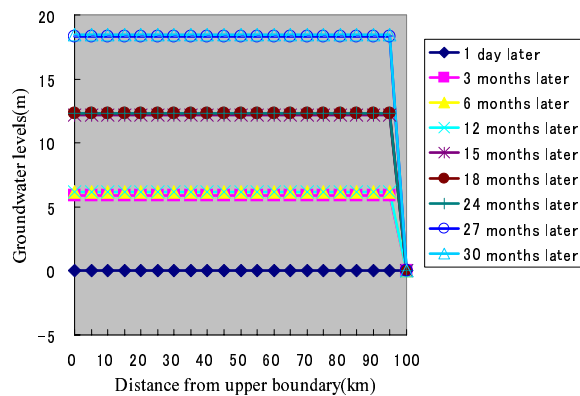


Fig.8 Distribution changes in groundwater levels

7. 結論

本研究では乾燥地の広域表面流・地下浸透流解析に対して、モデルを表面流・不飽和流・平面地下水流に分け、不飽和流に対して簡便化したDBモデルを導入して、広域地下水解析を念頭に置いた数値実験を試みた。その結果、乾燥地域において広域地下水解析を行う場合、砂漠

が広がっている乾燥地帯では大きなサイズの分割メッシュを用いるのであれば表面流出過程を無視した計算を行っても妥当であること、DBモデルによる簡便化手法を用いることで広域飽和不飽和解析の問題点であった解析時の水平・鉛直方向の流速比に合わせた分割メッシュサイズ比や時間間隔の調整を慎重にせずとも計算が安定し、精度の良い解析結果を得られるようになった。

今後の課題として、土壌表層部分には蒸発散による影響を表現できる、もう一つのモデルを考案することが必要である。また、実現象に本研究のモデルを適用する場合、何をもちて1つの降雨イベントと判断するか、降雨強度一定の仮定を無視してDBモデルによる計算を行っても良いのか、降雨の重ね合わせによる土壌状態の表現は妥当か、など検証すべき課題がある。

謝 辞

最後に本研究を進めるにあたり、RR2002「広域水循環予測及び対策技術の高度化(研究代表者：植田洋匡)」の補助を受けて行った。ここに記して深謝の意を表します。

参考文献

- 小尻利治・東海明宏・木内陽一(1998): シミュレーションモデルでの流域環境評価手順の開発, 京都大学防災研究所年報, 第41号B-2, pp.119-134.
- 原田 守博(1989): 不均質場における不圧地下水状態の時空間変動過程に関する研究, 名古屋大学学位論文, pp.55-94.
- 穂積 祐・植田洋匡(2005): 数値計算による海洋性砂漠緑化の影響評価, 京都大学防災研究所年報, 第48号C (印刷中).
- Dagan, G. and Bresler, E. (1983): Unsaturated Flow in Spatially Variable Fields, 1. Derivation of Model of Infiltration and Redistribution, Water Resour. Res., Vol.19, No.2, pp.413-420.

Technical Obstacle to Success in Coupling Analysis of Regional Surface and Subsurface Flow in Arid Area and Its Countermeasure

Toshio HAMAGUCHI, Aita KAWAKUBO*, Toshiharu KOJIRI, Sina NASOUHI*, Eiichi NAKAKITA

*Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

This study demonstrates a good performance of the approximate model of unsaturated flow with arranged simplification, which was originally proposed by Dagan and Bresler, in the coupling analysis of regional surface and subsurface flow in the arid area. Through a hypothetical domain divided into large meshing cells with some square kilometers, the growth range from the surface water source is limited under the arid condition. It can be shown that the maximum ranges are confined within a meshing cell. Several numerical tests are also conducted to confirm a validity of the solutions of groundwater heads in conjunction with surface water impacts. The successful solutions are facilely obtained with complete stability and tolerable accuracy. It can be proven that the model proposed herein is greatly helpful in hydrological coupling analysis in a regional and arid area.

Keywords : regional model, groundwater flow, unsaturated flow, surface flow, model simplification, coupling analysis