地下水モデリングのためのデータ解析手法の基礎

2. 地下水へのかん養量のモデリング

2. 2 地下水かん養と流出

佐倉保夫*

Introduction of Fundamental Approach for Groundwater Modeling

2. Groundwater Recharge Modeling

2. 2 Groundwater Recharge and Discharge

Yasuo SAKURA*

1. はじめに

流域における地下水流動の実態は、Toth (1963) が数学的なモデルを提示して初めて理論的に取り扱えるようになってきた。それまでの地下水学は水資源確保のための目的から、井戸からの揚水量の評価や帯水層の水理特性の把握、さらには地下水探査の研究が主流であった。地下水の流れについては、帯水層中の井戸相互間の局所的な流れを対象とする場合には、地下水面に平行に流れるという仮定に基づいて数学的に解析されていた。しかし、流域あるいは地下水盆地を対象とした場合は、地下水の流れは地下水面に平行ではなくなる。最初に流域規模で地下水流動を考えたのは、1899年の King であり (Domenico and Schwartz, 1990)、地下水循環の概念を定性的にはあるがほぼ正し

く図示した。

Toth が示した数学的なモデルとは、等方・均質な地質の場で、地下水面を上部境界、不透水基盤を下部境界、最上流部の分水界と最下流部の谷底の地下では水平方向には流れがない不透水境界とする水圧が連続する鉛直二次元領域の中での理論的な地下水の流れである。地下水面の形状を単純な曲線とした場合に、ダルシー則と連続の式から導けるラプラスの式に、上述の境界条件を適用して解を求めることから、地下水頭分布が計算できる。地下水頭分布をもとに地下水頭等値線やそれに直交する流線を得ることから、流域規模での地下水流動の実態が把握できるようになってきた。すなわち流域の地下水流動の原動力となるのは地下水面の形状であるということが出来る。地表面からは降水量から蒸発散量を差し引いた水

* 千葉大学理学部地球科学科

Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Chiba University

が、流域全体に万遍なく供給され地下水面に到達するのであるが、排水の条件は流域中の位置によって異なる。流域下流部では、河川や海などが近くに存在するため、地下水は速やかに排水され、地下水面は流域上流部に比べて低く保たれる。それに対して流域上流部では、地層の水の流れに対する抵抗性のため、地下水を速やかに排水させることができず、地下水面は高く維持される。結果として、地下水面は、地形の高いところでは高く、地形の低いところでは低くなる。このようにして形成された地下水面と地下水の流動する範囲を決める流域の形状が、地下水流動系を決定しているのである。従って、その地下水流動の原動力は地形駆動力(Topographical driving force)とも呼ばれている(Domenico and Schwartz, 1990)。

ここでは、水循環の場における地下水流動系の意義を考えるとともに、さらに、その具体的な例として地下水流動系を構成するかん養と流出の過程について紹介する。

2. 地下水流動系の意義

Tóth が紹介した流域の地下水流動系の概念図を図1に示す。地下水流動系は、地形の起伏を反映して、局所流動系、広域流動系とその間の中間流動系に区分される。地形的に高いところは、地下水の流れが下向きの成分を持つ地下水のかん養

域となり、低いところは上向きの成分を持つ流出域となる。すなわち、水平的な地下水の流れだけではなく上下方向の流れを強調する点が、従来の地下水学とは著しく異なる。

この概念は実際の地下水循環の場で生ずる自然現象をうまく説明している。例えば、植生の分布である。地下水のかん養域に相当する山の尾根部では、地下水面が深く排水性の良い乾燥した環境を好む植生が、一方流出の場では、地下水面が浅く湿った環境を好む親水性の植生が繁茂している。湧水、川あるいは湖沼などの存在は、地下水の流出域の特徴を示している。土地利用では、畑はかん養域であり水田は流出域である。広域地下水流動系の水理的特徴をうまく表現している概念図を図2に示す(Anderson, 1987)。この図には、孔底のみ開放された観測井(ピエゾメーター)で測定された地下水位(ある基準面からの高さで表される水理水頭)が示されている。地下水は、水理水頭の高い方から低い方へ流れるから、等水理水頭線が描ければ、縦横比が1であればそれに直交するように流線を描くことができる。このようにしてみると、かん養域では下向き、流出域では上向きの地下水流が認められる。すなわち、かん養域では浅層部に埋設したピエゾメーターの水理水頭が深いところのそれより高く、流出域では深いところの水理水頭が浅いところのそれより高いのである。特に重要なことは、かん養域では、降水

図1 地下水流動の概念図(Tóth, 1963に加筆)

図2 広域地下水流動系の模式図 (Anderson, 1987に加筆)

は浸透してどんどん地下水体に付加されるのに対して、流出域では、降水が浸透して地下水面までは到達しても、それより深いところへは水圧に保護されて浸入できず、側方へ流れることしかできないということである。

地下水流動系の中で水の化学的な進化を考えれば、流動経路の長い流出域の地下水ほど地層との接触時間は長く、地層起源の溶存成分濃度が大きくなる傾向を示すのに対して、地層との接触時間の短いかん養域の地下水は、雨水に近い溶存成分濃度を示す。地下水の滞留時間については、溶存物質ばかりでなく近年水の中の酸素や水素の同位体の分析結果からも地下水流動系の存在は支持されている。さらには、広域地下水流動系は、地殻熱流量の再配分過程でもあり、かん養域に対して流出域で地下の温度が高くなることは明らかであり、この事実も地下水流動系の存在を示唆している。

地下水流動系の概念は、多くの応用の場が考えられる。前述したように水の存在環境を考えれば、都市計画や土地利用計画を進める上で、この概念の理解が不可欠であることが理解されるであろう。ゴミや産業廃棄物、あるいは近年顕在化しつつある放射性廃棄物などの処分や保存の場所、有機塩素化合物などの溶剤を使用する工場、さらには農薬や化学合成肥料を使用する畑やゴルフ場の配置などについて、地下水流動系の考えやそれぞれの流れの場を理解できれば、地下水の流れを通して流域規模への汚染の拡大を招くことはないの

である。

3. かん養機構

地下水のかん養とは、地下水面を通過する下向きの地中水のフラックスと定義する。Freeze and Witherspoon (1967) や Freeze and Cherry (1979) では、さらに地下水面から離れる下方向への流れも指摘している。すなわち厳密には、降水が地表から不飽和帯を浸透し、地下水面へ到達した後地下水体へ付加され、さらに下向きに流れていく場合をかん養という。従って、かん養は、地下水流動系でいうかん養域でしか生じないということができる。ここでは、このような地下水かん養が何時どのようにして生じるのかについて、千葉大学構内のライシメータにおける関東ローム土と庄内砂丘の砂における観測の結果について紹介する。

1) 関東ローム土の場合

中性子水分計で測定された水分量のプロファイルを図3に紹介する(林, 1991)。図3には、1990年8月29日から10月7日までの水分量プロファイルの測定結果が示されている。8月29日から9月12日までは、ほとんど雨の無い乾燥期間(図3a)、9月14日から9月22日までは、降雨による水分量増加はあるがライシメーターからの流出が無い浸潤期間(図3b)、9月30日から10月7日までを、流出が発生する流出期間(図3c)とする。乾燥期間と浸潤期間では、深さ70cm以浅で水分量に大

図3 関東ローム土中の水分量プロファイル

(a)乾燥期間(1990年5月29日～9月12日)、(b)浸潤期間(9月14日～9月22日)、(c)流出期間(9月30日～10月7日)、(d)各期間の平均水分量プロファイル

きな差が認められる。次の流出期間では、さらに70cm以深でも水分量が増大している。Sakura (1983)でも同様な観測から、深度70cm(図3の場合)以浅を懸垂水帯、それ以深を毛管水帯と区別し、乾燥期では懸垂水帯の水分量が圃場含水量(field capacity)以下となり、その時期に降雨が生じると圃場含水量になるまで不足した水分量を補い、さらに降雨が継続し浸潤前線が毛管水帯に到達すると流出が生じると指摘している。図3dにはそれぞれの期間の平均水分量プロファイルを示した。ライシメーターからの流出開始が自然の地下水かん養の発生と対応していると考えられる。ライシメーターからの流出をみると地下水かん養は年間を通して連続的に平均的に生じているのではなく、集中した降雨の時期にまとまって生じると考えた方が妥当である。

2) 庄内砂丘の場合

庄内砂丘では、近年付加価値の高い果物や野菜が栽培され、いわゆる砂丘地農業が盛んに行われるようになってきた。ところが砂丘地は透水性が

よく排水が速やかに進むため、生産性を高めるためには灌漑水を供給しなければならない。そのための地下水の利用が急増し、地下水位の低下や塩水化などの地下水障害が危惧されるようになってきた。現状ではまだ深刻な状態にはなっていないが、地下水のかん養量やその機構を把握する必要が生じてきた。そこで、1989年の8月27日から9月8日の間、中性子水分計による水分量プロファイルの計測を行った(竹田ほか、1990)。降雨と地下水面の時間変化と合わせて、図4にその結果を紹介する。この観測期間の前では、8月10日に30mm、14日に10mm弱の降雨が認められるが、地下水面は低下傾向を示しており、地下水かん養はあまり期待できない。8月27日と28日に52mm、9月3日に37mm、5日に56mmの降雨が発生し、それにとまって地下水かん養が生じている。図4aには、観測期間の降水量を、図4bには降雨前の8月26日10時の水分量プロファイルを基準として次の観測日時の水分量プロファイルとの2回の差を、増加した場合は黒く塗りつぶし、減少し

図4 庄内砂丘地の水分量変化(1989年8月27日～9月8日)
(a)降雨、(b)水分量プロファイルの変化、(c)水分量増加量、(d)地下水面変化

た場合は白抜きで示している。図4cには、砂層を深さ25cm毎に分割して各層の水分貯留量変化を水柱高(mm)で示している。また、図4dには地下水面の変化を地表面からの深さで示した。図4cから、貯留量変化等値線を目安に浸透の状況を考えると、浸潤前線の降下と降雨の集中にともなうものと、二つの要因による地下水面上昇のことが認められる。後者は、降雨の集中にともなう一時的な間隙空気圧の上昇に影響されるものであろう。前者は、Sakura(1983)や佐倉・谷口(1983)が指摘したように、浸潤前線が毛管水帯上端に到達することにより生じた地下水面の上昇であり、以後地下水面は上昇傾向を続ける。この地下水面の急激な上昇の開始が地下水かん養の開始である。従って、無降雨期間が続くとかん養量は極端に少なくなり、降雨が集中して生じるとかん養量は急激に増加し、かん養量の多くは降雨が集中する時期に生じているというのがかん養の実態なのであろう。

4. 地下水流出機構

洪水流出に関して従来の水文学では、降雨に起

因する直接流出、地下水の流出である基底流出、その中間の浅い地中を経由する中間流出をハイドログラフの構成成分として考えていた。しかし、近年の豪雨時の河川水水質や同位体分析結果によるハイドログラフの成分分離によると、流出のピーク時には地下水流出成分も増加し、ピーク流量の半分から9割を占めることが明らかになってきた(田中、1982)。降雨に対する地下水流出の速い応答を説明するため、Ragan(1968)は、洪水流出時の河川近傍における地下水位の観測を行った。そして、河川近傍での浸透とそれにともなう急速な地下水面の上昇が、河川への地下水流出を促し、洪水のピーク流量形成の要因となることを指摘した。また、Sklash and Farvolden(1979)は、前述の酸素の同位体分析から、洪水流出に占める地下水流出の寄与の大きいことを指摘するとともに、有限要素法による数値計算を行い、流出初期の河川近傍での地下流出と流域の形態の関係について検討した。

佐倉(1989)は、初期の地下水流出に著目した砂槽を用いた模型実験と数値実験の結果を比較して、河川近傍では地表面から地下水面までの距離が短いため、浸透した水が素早く地下水面に到達

することが可能となり地下水面の高まりができること、そして河川への排水とより山側での浸透水の地下水面への到達により、高まりの位置が河川から離れ山側へ移動することを指摘した。斜面形態の相違にともなう地中水の挙動の違いを示す地中水の数値計算結果を図5に紹介する。砂槽断面は横130cm、縦40cmの大きさである。

図5aには20°の斜面と平坦な台地面をもつ場合、図5bには10°の斜面をもつ場合である。砂の透水係数は、 $1.7 \times 10^{-2} \text{ m/sec}$ であり、降雨強度17mm/hの雨を1時間降らせた。その結果、降雨発生直後から河川では地下水上昇流が生じている。また、この2つの流域形態の比較から、図5のハッチングした部分、すなわち流域全体の中で河川へ流出するための地下水流動の活性化している範囲が、土層厚が大きい図5aより小さい図5bで広がっている。一つの降雨に対して、図5bの方がより流域全体が応答しており、一方図5aでは流域の一部が係わっているに過ぎないといえる。

この数値実験や恩田(1989)や海老塚・近藤(1990)の流域による流出観測からも、斜面地中水

の挙動から推察すると、降雨量が多くなれば、特に土層の薄い流域では崩壊の危険性が大きくなることが理解されよう。地質の相違も評価しなければならないが、小起伏地の源流部における表層の土層の透水性は、ある程度の雨は浸透させることができ、飽和帯に到達した後の飽和側方流を排水させることも容易であるため、地質の差よりも土層の厚みが降雨流出過程の制御因子としての役割が大きいのではないかと考えられる。

5. 流域における地下水流動系の実態

実際の流域における地下水の流動系を明らかにすることは容易ではない。すなわち、流域中にピエゾメータが等水理水頭線を描けるくらい十分に配置されていれば簡単であるが、現実には観測井の数が少なくて地下水頭や地下水の化学成分からだけでは、推定することも難しい。そこで、地下水観測井を用いた温度プロファイルの測定から、地下水のかん養と流出の実態を明らかにした例を報告する。地下水水温は、観測井の中の温度と周囲の地層の温度が等しいと仮定できれば、温度プ

図5 数値実験による降雨時の地中水の挙動(降雨強度17mm/hを1時間散布)

(a) 台地面をもつ20°斜面、(b) 10°の一樣斜面

ロファイルの情報量は多く三次元的な地下水流動の考察が可能となる。Domenico and Palciauskas (1973)は、地下水面が簡単な三角関数で表せる場合の地下水頭分布を解析解で得たあと、熱輸送式に代入し摂動論を適用して近似解を求めて地下の温度分布を理論的に明らかにした。この研究によって、地下の温度分布の歪を検出することから流域規模の地下水流動系を評価できるようになった。図6に広域地下水流動系と地下の温度分布の関係を説明する概念図を示した。単純な広域流動系がある場(図6a)、地下深部からの熱伝導と地下水による移流の効果が複合して地下の温度分布は図6bのように、同じ深さではかん養域で温度が低く、流出域で温度が高くなる傾向を示す。高橋(1967)がまとめた日本の各地の地下水温分布に関する考察はこの理論から説明できる。

地下水流動系の効果が認められた例として山形県米沢盆地における観測例を紹介する(佐倉、1993a; Sakura, 1993b)。米沢市周辺では、灌漑期の農業や冬季間の消雪用に多量の地下水が使用されているため、地下水位の低下や地盤沈下のモニタリングが必要となり、地下20~200mの地下水観測井が10本設けられている。その観測井を用いて1990年に4回の温度プロファイルの観測を行った。図7に観測井の位置図を示す。米沢盆地は山形県の南部にあり、南北約27km、東西約15kmの南北に長い盆地である。周辺山地から流入した川は最上川に合流して盆地の北西方向へ流出している。長江他(1991)によれば、地形的には周辺山麓部の扇状地と低地に区分される。地質は花崗岩類を基盤として新第三系から第四系の厚い堆積物に覆われており、その堆積物は盆地中央部で最も厚く200m以上あるとされている。図7の観測井1から6に沿う南北断面の温度分布の季節

変化を図8に示す。図8から14℃の等温線を境に上部と下部では温度変化の様子が異なる。その上部では温度の季節変化が認められるのに対して、下部では季節変化がない。上部の季節変化に着目すると、3月では全域で地表から下方へ冷却の進んで行くのがわかる。そして、米沢市の中心部の観測井2から観測井1の間で12℃の等温線が下方へ入り込んでいる。6月と9月では、地表からの加熱が進むため地下50mを中心に12℃以下の低温部ができていますが、6月から9月に向かうにつれその範囲は小さくなっている。12月になると再び

図7 米沢盆地の観測井の位置図(Sakura, 1993bに加筆)

図6 地下水流動と地下の温度分布の関係(Domenico and Palciauskas, 1973に加筆)

(a) 単純な広域流動系の存在、(b) (a)の場合の地下温度分布

地表からの冷却がはじまる。冬季間に低温部が形成される原因は、次のような理由によると考えられている。米沢市の中心部では消雪のため地下水が多量に使用されており、地下数10メートルから揚水されている。そのため、地下水の水位は著しく低下して、そこへ地表を流れる最上川の低温な河川水が誘発かん養されるためである。このような例は、谷口他(1984)が長岡における地下水温度観測から信濃川河川水の誘発かん養として紹介している。

また、図8における季節変化の認められない14℃の等温線の歪は、図6の等温線の曲がり方と類似している。これは地下水の広域流動系による熱輸送を反映しており、この等温線の歪は広域流動系の存在を実証している。その他、広域流動系を裏付けるものとして地表面下50mの温度分布(図9)、地下30m以深の井戸から採水した地下水のナトリウムイオン濃度の分布図(図10)、過去の自噴井の分布域(図11)をそれぞれ示した(Sakura, 1993b)。これらの図から盆地末端、中央部で高温、ナトリウムイオンの高濃度を示す地下水流出域の特徴は、過去の自噴域とも一致し、カリウム、塩素、重炭酸の各イオンの高濃度分布域、マグネシ

図9 地表面下50mの温度分布(Sakura, 1993bに加筆)

図8 図7の観測井1から6に沿う断面の温度分布(Sakura, 1993bに加筆)

(a)1990年3月、(b)1990年6月、(c)1990年9月、(d)1990年12月

図10 地下30m以深の地下水のナトリウムイオン濃度(Sakura, 1993bに加筆)

図11 自噴井の分布域(Sakura, 1993bに加筆)
斜線の地域は1964年の自噴域、斜線の中の白
い地域は1976年の非灌漑期の自噴域

ウムイオンの低濃度分布域とも対応しており、広域流動系の存在を支持している。

6. おわりに

地下水流動系の概念に基づき地下水かん養と流出の過程に着目して議論を進めてきた。それらの内容をまとめると以下ようになる。

- 1) 地下水流動系の概念は、都市計画や土地利用計画を進める上で重要である。地下水流動系が理解できていれば、家庭でのゴミや産業廃棄物、あるいは放射性廃棄物などの処理や保存の場所、有機塩素化合物などの溶剤を使用する工場、さらには農薬や化学合成肥料を使用する畑やゴルフ場などを、適切な場所に配置することができ、地下水の流れを媒体とした流域規模への汚染の拡大を防止することができる。
- 2) 地下水かん養は、年間を通して常に生じているというよりも、その多くは集中して発生する降雨に対応して生じることが、土壌水分や

地下水面の観測から明らかになってきた。また、地下水かん養の生じる場所のかん養域であり、流出域では水圧に保護されて浸透した水は下方へは移動できず地下水面に沿って側方に移動する。物質移動を考えると、地下水流動系への入力としての地下水かん養機構が重要な役割を果たす。

- 3) 洪水流出時の地下水流出は、斜面崩壊などの地形変化をもたらす。土層が厚い斜面では、流域の中で河川近傍の斜面末端部でのみ地下水の挙動が活動的であるのに対して、土層が薄い斜面では、流域全体で地下水の動きは活動的であり飽和側方流が発生する。そのため前者では、流出の応答は速いが流出量が少なく、崩壊現象も斜面下部に限定される。後者では、流量が多く、ひとまとまりの降雨の多くを排水させるまで流出は続くため、斜面崩壊の発生頻度は高い。
- 4) 地下水流動系を実証するためには多数の観測井を用いた温度プロファイルの測定が有力である。地下水流動系が比較的単純な米沢盆地において、地下の温度分布はかん養域で低く流出域で高いこと、流出域には地層起源の地下水の化学成分濃度が高いことや過去に自噴域が存在したことなどが地下水流動系の存在を裏付けた。

地下水の挙動は、直接目に見えないため、その理解はなかなか進まなかった。しかし、流域規模での地下水循環が、理論的な地下水流動系の概念を通して明らかになるにしたがって、実際の水文環境の多くはこの概念で説明できることが解ってきた。流域の場所によって異なる地下水の挙動の理解は、地下水のモデリングのためだけではなく、住宅、農地や工場の配置などの土地利用計画の作成や土木工事の施工を行う上でも有益であると確信する。

参考文献

- 海老塚正朗・近藤昭彦(1990)：降雨流出過程における「土層」の効果、ハイドロロジー、20、53-64。
恩田裕一(1989)：土層の水貯留機能の水文特性および崩壊発生に及ぼす影響、地形、10、13-26。

- 佐倉保夫・谷口真人(1983): 土壌水の移動特性に関するカラムを用いた降雨浸透実験. 地理評. 56, 81-93.
- 佐倉保夫(1989): 浸透、気象研究ノート. 157, 47-57.
- 佐倉保夫(1993a): 温度をトレーサーとした地下水流動の研究. ハイドロロジー、23、35-45.
- 高橋 稔(1967): 地下水地域調査にみられる水温の総括的研究. 地質調査所報告、210、1-41.
- 竹田 信・長江亮二・中里裕臣(1990): 庄内砂丘における地下水涵養量の推定. 日本地下水学会1990年度春季講演会要旨、14-17.
- 田中 正(1982): 水文学における同位体利用の研究動向—地中水の循環に関する研究を事例として—. 水資源センター研究報告. 2、3-22.
- 谷口真人・三條和博・梶根 勇(1984): 地下水調査における地下水温の重要性. ハイドロロジー、14、50-60.
- 長江亮二・中里裕臣・高見智之(1991): 米沢盆地の地質と地下水. 中川久夫教授退官記念事業会編「中川久夫教授退官記念・地質学論文集」、東北大学理学部、177-184.
- 林 和弘(1991): ライシメーターによる関東ロームにおける浸透機構の解明. 千葉大学理学部地学教室卒業論文. P31.
- Anderson, M.P. (1987): Hydrogeologic framework for groundwater protection. Page G.W. ed. Planning for Groundwater Protection, Academic Press, Inc, 1-27.
- Domenico, P.A. and Palciauskas, V.V. (1973): Theoretical analysis of forced convective heat transfer in regional groundwater flow. Geol. Soc. Amer. Bull. 84, 3803-3814.
- Domenico, P. and Schwartz, F. (1990): Physical and Chemical Hydrogeology, John Wiley and Sons, Inc., P824.
- Freeze, R.A. and Cherry, J.A. (1979): Groundwater, Prentice-Hall, Inc. P604.
- Freeze, R.A. and Witherspoon, P.A. (1967): Theoretical Analysis of regional groundwater flow. 2. Effect of water-table configuration and subsurface permeability variation. Water Resour. Res., 3, 623-634.
- Ragan, R.M. (1968): An experimental investigation of partial area contribution. Int. Assoc. Sci. Hydrol. Pub., 76, 241-249.
- Sakura, Y. (1983): Role of capillary water zone in groundwater recharge. —Observation of rain infiltration by lysimeter—. Jap. J. Limnol, 44, 311-320.
- Sakura, Y. (1993b): Groundwater flow estimated from temperatures in Yonezawa Basin, Northeast Japan. IAHS Publ., 215, 161-170.
- Sklash, M.G. and Farvolden, R.N. (1979): The role of groundwater in the storm runoff. J. Hydrol., 43, 45-65.
- Tóth, J. (1963): A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basin. Jour. Geophys. Res., 68, 4795-4812.

(受付: 1999年11月1日、受理: 1999年11月16日)