

農地連鎖系集水域における浅層地下水の水文特性解析

—栄養塩類の周辺水系への流出リスク評価に向けて—

飯山一平*・松森堅治**・藤原英司*・中島泰弘*

Analysis on Hydrological Aspects of Shallow Groundwater
in a Catchment with an Agricultural Toposequence
—An Implication for a Risk Assessment of Excess Nutrient
Discharge to Surrounding Water Body—

Ippei IYAMA*, Kenji MATSUMORI**, Hideshi FUJIWARA* and Yasuhiro NAKAJIMA*

* National Institute for Agro-Environmental Sciences, Kannondai 3-1-3,
Tsukuba, Ibaraki, 305-8604, Japan

** National Institute for Rural Engineering, Kannondai 2-1-6, Tsukuba, Ibaraki, 305-8609, Japan

Abstract

In a series of agricultural land uses over a toposequence comprised of upland crop fields and lowland paddy fields, hydrological aspects are essential to an understanding of impacts of agricultural managements on groundwater environment. The objective of this study was to evaluate amounts and flow paths of shallow groundwater discharging from an agricultural catchment using a physical model.

About 61% of the shallow groundwater percolated into the deeper aquifer and exited the catchment without passing through the paddy fields. Only the rest of the shallow groundwater, which was within 70m of the paddy fields, reached the paddy fields after 14 years of travel. These results indicated that in a convergent-shaped catchment a large part of leached nutrients from upper crop fields can leave the catchment without being consumed in lowland paddy field area.

We defined a risk of excess nutrient discharge from the catchment as a probability that 95% of the recharged groundwater bypasses the paddy fields, assuming that the most influential parameter falls within an uncertainty range of two orders of magnitude around the value giving the model's deterministic solution. The evaluated risk came to 44.8% even when the uncertainty range would include 99% of the whole population of the parameter.

Key words : nitrate nitrogen, physical model, parameter uncertainty, shallow groundwater, toposequence

1. はじめに

営農活動による集水域の地下水環境への影響が顕在化するまでの時間は、水文特性により数年から数十年以上になる。よって、営農管理やその変化の影響評価には、

浅層地下水の流出量や経路といった、集水域の水文学的な特徴を知る必要がある。そして、水文特性の把握は有限の測定地点や測定頻度から得た地下水位や水質、流出量などのデータを基に行われるため、限られた情報を補うために集水域のモデル化が必要となる。

* 農業環境技術研究所 〒305-8604 つくば市観音台 3-1-3

** 農村工学研究所 〒305-8609 つくば市観音台 2-1-6

キーワード：硝酸性窒素，物理モデル，パラメータ不確実性，浅層地下水，地形連鎖

硝酸性窒素 ($\text{NO}_3\text{-N}$) と集水域の水文特性との関係については、集水域からの負荷量は浅層地下水が表流水と混合する場所での脱窒等の生化学的变化に影響される (Hedin *et al.*, 1998) ことや、 $\text{NO}_3\text{-N}$ の除去は、地表と浅い不透水層とに挟まれた有機物含有量の高い土層で顕著であり (Hill, 1996)、難透水層までの深さや不飽和層厚が大きい場合など、地下水の流線が $\text{NO}_3\text{-N}$ 除去地帯をやり過ごす場合に低下する (Bohlker and Denver, 1995; Devito *et al.*, 2000; Hill *et al.*, 2000) ことが知られている。

台地や中山間地の多い日本では、上述の例に比べ小規模な土地利用が連なった集水域が想定され、特に、台地上から低地への農地連鎖系集水域では、栄養塩類負荷の水田領域での緩衝が期待されている (小川・酒井, 1984; 尾崎, 1993 など)。水田の $\text{NO}_3\text{-N}$ 除去能力は、圃場レベル (田淵ら, 1983; 田淵ら, 1987; 田淵ら, 1996) や集水域レベル (田淵・黒田, 1991 など) で確認されており、流出負荷算定のためのモデルも提案されている (田淵, 1998)。一方で、集水域の地下水動態は評価が難しく、解析事例の増加が期待される。

そこで本報では、農地連鎖系小集水域における栄養塩類の流出リスク評価の基礎として、実測の土壤物理パラメータを適用した物理モデルにより浅層地下水流動を解析した。

2. 対象集水域および測定

2.1 調査地

調査地は、茨城県石岡市石川地区内の 2.1 ha の集水域である。集水域境界は、光波式測量機により 10×10 m グリッドで求めた地表面標高分布を基に、等高線に沿った集水域出口部分、斜面中の主勾配方向部分および分水嶺部分で囲むように設定した (図-1)。地表面標高は 15.6 ~ 25.5 m であった。地表面勾配は平均 3.1%、最大 15.3% であった。標高 20 ~ 25 m ではダイコン、バレイショ、トマト、花卉類等の多肥作物が栽培されていた。標高 18 m 以下は水田領域であり、斜面からの湧水のみを水源としていた。

2.2 調査地における土壤類型および土壤層位

集水域を含む一帯の土壤を、層位構成により類型区分した。まず、空中写真の判読に基づき微地形区分し、次に、ボーリング (17 地点) および検土杖 (107 地点) による調査結果を基に類型化した。図-1 に示した範囲には 11 種類の土壤類型が存在し、図-2 のように分布していた。

図-3 に、11 種類の土壤類型から 4 類型を選び、土壤層位を示した。図-2 中の 11 類型に見られた土壤層位を網羅していることや、斜面内における立地の代表性により、これら 4 類型を 11 種類の代表と判断した。土壤層位区分に用いた記号は、日本ペドロジー学会 (1997) に

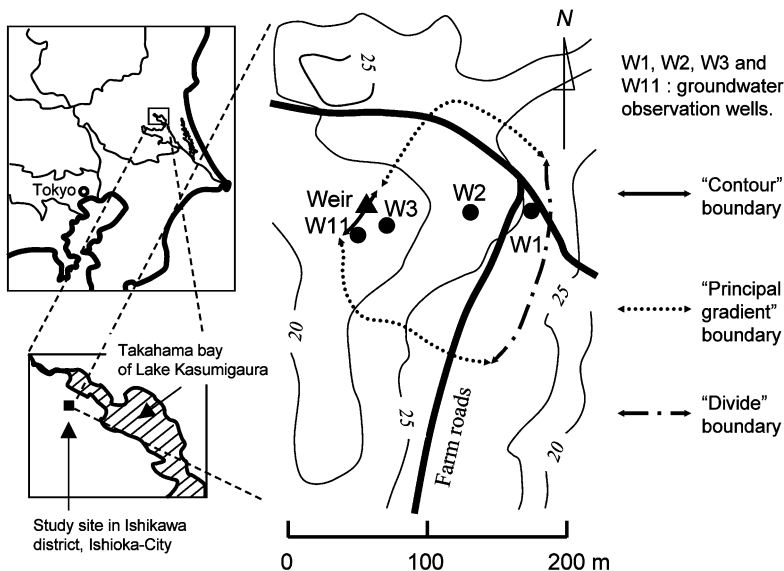


図-1 調査対象地の立地および集水域の定義。

Fig. 1 Location of the study site and the definition of the catchment.

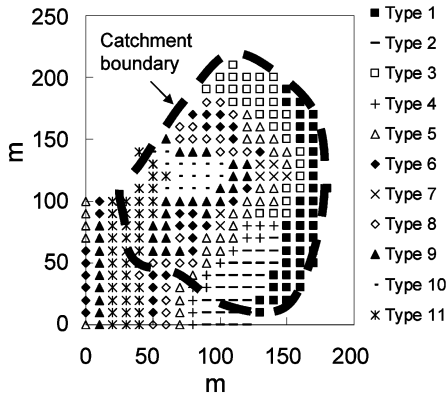


図-2 集水域内の土壌類型分布.

Fig. 2 Soil types in the catchment.

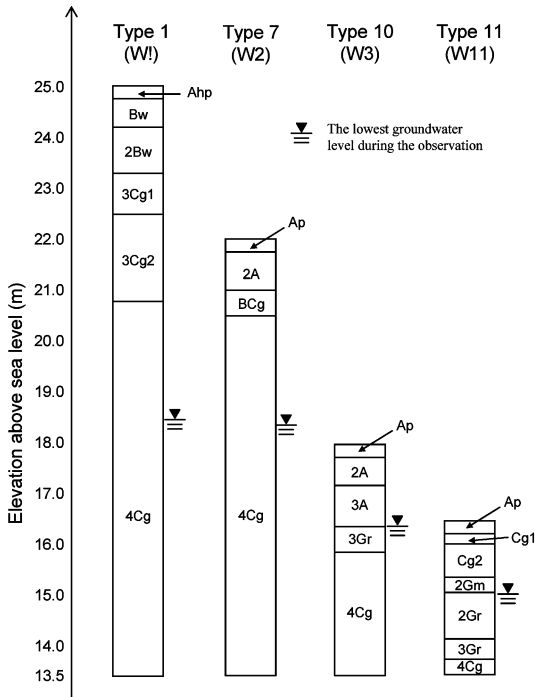


図-3 集水域内の土壌層位 (土壌層位記号は日本ペドロロジー学会 (1997) に準拠).

Fig. 3 Soil horizons observed in the catchment.

従った。W1, W2, W3 および W11 の 4 つの地下水位観測井 (図-1) はボーリング跡に設置したため、図-3 の 4 類型がすなわち各観測井の土壌層序であった。

A 層および B 層は黒ボク土から成り、色や触感の違いを母材や堆積年代の違いによるものと判断した場合に 2

A や 2Bw 等とした。C 層は、図-3 中の 3Cg2 層に常総粘土層が、4Cg 層に成田層内の最上部の細砂層が、それぞれ対応した。低地部では、常総粘土層に代わり、粘土と細砂の混合した堆積層 (Cg 層および Gr 層) が見られた。4Cg 層は、これよりも透水性が劣ると見られる成田層内のシルト層を覆っていた。4Cg 層以深に到達したボーリング孔は低地部のみであり、この孔で観察された深度が海拔 13.5 m であった。集水域内の他地点におけるこの深度の層位構成については不明であり、本研究では、近似的な取り扱いとして集水域内の 4Cg 層下端の標高を海拔 13.5 m で単一の値とした。

2.3 野外試験

地下水位は、斜面主勾配沿いの地点 W1, W2, W3, および水田領域内の W11 で測定した (図-1)。土壌類型区分のためのボーリング跡に、W2 のみ直径 8.5 cm, 他は直径 10 cm の PVC 管を埋設し観測井とした。埋設深さは、W1, W2, W3 および W11 のそれぞれで、6.1, 3.3, 1.9, 2.0 m であった。各 PVC 管は開放底とし、さらに側面に、W1 および W2 では管底から 1.5 m までの範囲で、W3 および W11 では管底から 1.0 m までの範囲で、それぞれストレナ部分を設けた。測定は、自記式水位計により 1995 年 9 月から 1997 年 11 月まで 10 分間隔で行った。

斜面からの一日あたり湧水量を、1996 年 11 月から 1997 年 5 月まで観測した。測定は、斜面からの湧出水を、水田領域縁の自然水路を利用して集水域末端に設けた三角堰へ誘導し、自記式水位計を用いて行った。対象地の水田はいずれも灌漑排水施設を備えておらず、自然水路への流入水は基本的に湧水が占めたが、強雨時には地表流の混入が見られた。

さらに、ボーリング採掘時に得られた層位毎の不攪乱試料を用い、飽和透水係数 (表-1) を変水頭法により、土壌水分特性曲線 (図-4) を砂柱法 (-4.9 kPa まで) および加圧板法 (-49 kPa まで) により、それぞれ測定した。

3. 対象集水域の浅層地下水流の解析

集水域の地下水位分布の経時変化を、実測 4 地点の地下水位分布変化を基に、以下の式を用いて再現した。

$$S \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[(H-B) K_s \frac{\partial H}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[(H-B) K_s \frac{\partial H}{\partial y} \right] - p + r \quad (1)$$

ここで、 x および y : 集水域内の水平位置 [L], t : 時刻 [T], H : 地下水面標高 [L], S : 比水分容量 [$L^3 L^{-3}$], B : 4Cg 層底面標高 [L], K_s : 飽和透水係数 [$L^3 L^{-2}$]

表-1 土壌層位ごとの透水係数 (松森ら, 1997).

Table 1 Saturated hydraulic conductivity values for soil horizons in the study site (after Matsumori *et al.* 1997).

Type 1		Type 7		Type 10		Type 11	
Soil horizon	k_s (m/d)	Soil horizon	k_s (m/d)	Soil horizon	k_s (m/d)	Soil horizon	k_s (m/d)
Ahp	1.90×10^1	Ap	3.72×10^0	Ap	3.72×10^0	Ap	9.50×10^0
Bw	3.37×10^0	A2	4.41×10^0	2A	2.25×10^0	Cg1	2.59×10^0
2Bw	2.76×10^0	BCg	3.54×10^{-2}	3A	3.28×10^0	Cg2	1.04×10^0
3Cg1	1.81×10^{-3}	4Cg	3.54×10^{-1}	3Gr	4.06×10^{-2}	2Gm	7.78×10^{-3}
3Cg2	9.50×10^{-5}			4Cg	3.54×10^{-1}	2Gr	8.64×10^{-4}
4Cg	3.54×10^{-1}					3Gr	8.29×10^{-4}
						4Cg	3.54×10^{-1}

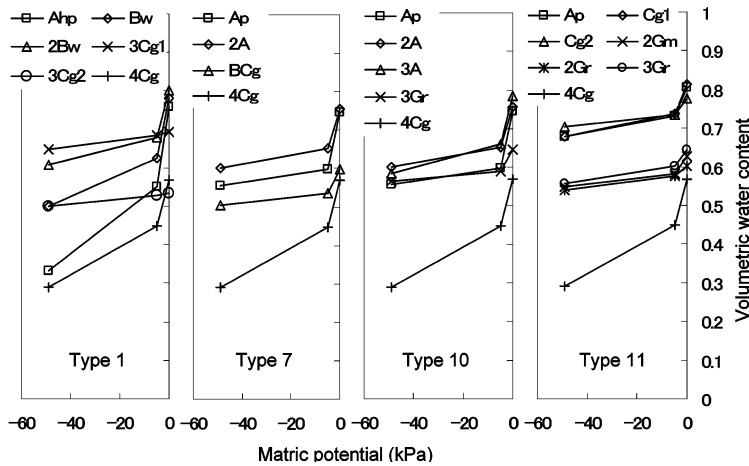


図-4 土壌層位ごとの水分特性曲線 (松森ら 1997).

Fig. 4 Soil water characteristic curves for soil horizons in the study site (after Matsumori *et al.* 1997).

T^{-1}], p : 4Cg 層底面以深への深部浸透量 [$L^3 L^{-2} T^{-1}$], r : 浅層地下水涵養量 [$L^3 L^{-2} T^{-1}$] である。集水域を図-5 のように離散化し, 式(1)に有限要素法を適用した。解析は12時間刻みで1995年9月から1997年12月を対象に行った。 S, B, K_s, p, r は, 以下に述べる方法で導出した。

S は, 地下水位が単位高さ変動する際に当該地点に出入りする単位面積あたりの水量であり, 層位ごとの実測水分特性曲線 (図-4) から導いた。まず, 当該地点における深さ方向の水圧分布を, 地下水位と平衡した線形分布と仮定し, 層位ごとの水分特性曲線を用いて含水率分布に換算した。次に, 当該地点における単位面積あたりの含水量を, 体積含水率分布を深さ方向に積分して求

め, 地下水位の関数として表した。そして, これを地下水位によって微分し, S を算出した。

B は 4Cg 層下面の標高であり, 2.2 節末尾で言及したごとく, 集水域内で 13.5m の単一値を適用した。

K_s は, 各土壌層位の飽和透水係数 (表-1) を層位厚 (図-3 参照) で重みづけし, 深さ方向の平均値を求めた。他層位に比べ著しく低い透水係数を持つ常総粘土層の扱いについては, 筑波台地における自由水面が主に関東ローム層・常総粘土層内に形成されることやボーリング調査で得た試料に土壤パイプ等の構造が見られないことを根拠に不透水層とする, 安原ら (1990) のような立場が存在する一方, 佐藤ら (1988) のように, 粘土層の破れを経由した, 粘土層上の宙水層から粘土層下の帯水層

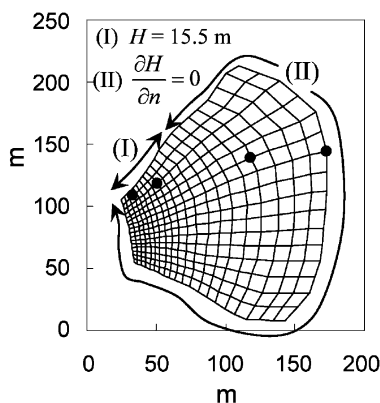


図-5 解析領域の離散化と境界条件(I)および(II) (境界条件(II)の n は境界直交外向き座標).

Fig. 5 Discretization of the catchment with the boundary conditions (I) and (II). n indicates a normal outward coordinate defined at any point on the catchment boundary.

への水移動の存在を支持する立場も存在する。本調査対象地では、地下水面が常総粘土層(3Cg)よりも下の成田層細砂層(4Cg)に位置することが多く、これが降雨に対し速い応答を見せていたことから、3Cg層は地下水の鉛直通過を許すという立場をとった。

p は、4Cg層底面の水文条件が明らかでなかったため、試行錯誤によりフラックスを決定する方法(Cloke *et al.*, 2003; de Vos *et al.*, 2002; Batelaan *et al.*, 2003)がよいと判断し、Batelaan *et al.* (2003)同様、底面境界からの流出フラックス p は底面境界にかかる静水圧に比例する、という以下の式を用いた。

$$p = a(H - B) \quad (2)$$

(2)の係数 a は、地下水涵養量が0であった1995年11月25日から1996年1月19日までのW1における地下水位低下挙動を用いて、前段落までで求めた S, B, K_s の下で逆解析を行い、 $0.00012 [\text{day}^{-1}]$ という値を得た。W1の選定理由は、水平方向の動水勾配が小さく、側方流に影響されずに p を較正できたことにある。

r は、実測値の参照や推測による特定ができなかったことから、実測水位変動を再現する上でのフィッティングパラメータとし、解析の時間刻みごとに集水域内で一律の値を求めた。フィッティングの収束条件は、4地点の実測地下水位について部分的な欠測があったことから、「W1, W2, W3およびW11のいずれかで、計算地下水位が実測地下水位から30 cm以内に近づいた場合

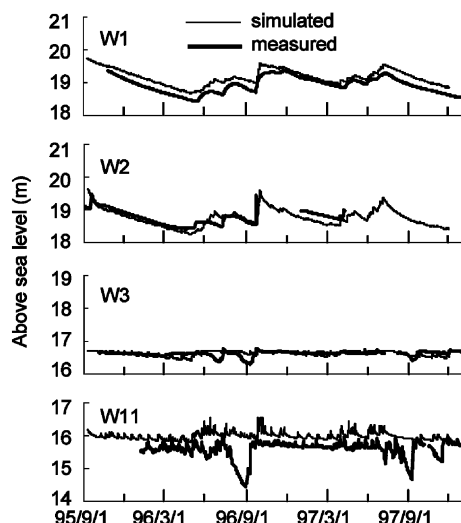


図-6 実測地下水位(太線)と計算により再現された地下水位(細線)との比較.

Fig. 6 Comparisons of changes in numerically-reproduced groundwater levels (thin lines) with measured ones (thick lines).

に次の時間刻みへ移行する」とした。

境界条件は、(I)集水域出口の水田部分、および(II)分水嶺部分もしくは主勾配方向部分、の2種類を設定した(図-5)。(I)には水位一定条件、(II)には境界直交方向(座標 n として定義)の動水勾配が0の条件を与えた。

初期条件は、排水過程を模した $r=0$ の条件の下で式(1)を解き、定めた。ここまでで定めたパラメータ値および境界条件の下で、測定期間の最初である1995年8月末から9月上旬の実測地下水位分布の再現を意図し、解析領域の飽和状態から計算を開始した。そして、まだ実測値の存在しなかったW11を除く他3地点での実測水位と計算水位の二乗和が最小となった時点を以て、地下水位分布の初期条件とした。

解析の間、水位が地表面よりも高くなった地点では、地表面上の水分量を湧水量として計上し、水位を地表面に戻して次の時間刻みに移行する、というアルゴリズムを用いた。当該格子点を囲む有限要素の中心を閉曲線で結び、これに囲まれる面積を当該格子点が代表する面積とし、これに各格子点で得られた計算水位と地表面標高との差に乗じて、湧水量を求めた。

4. 結 果

図-6は、実測水位変動の再現結果である。地下水位は

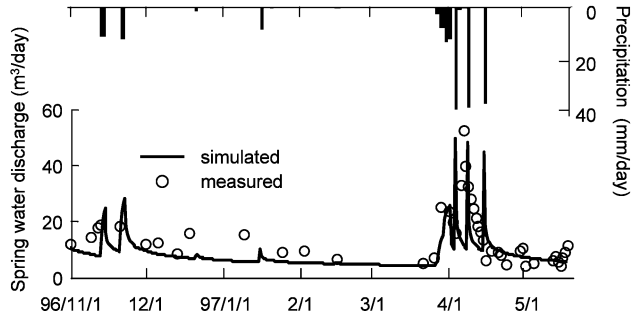


図-7 1996年11月から1997年5月の湧水流量. 円が実測値, 細線が予測値.

Fig. 7 Spring water discharge rate in the period from November 1996 to May 1997. Circles denote the measured data while the thin line shows the predicted one.

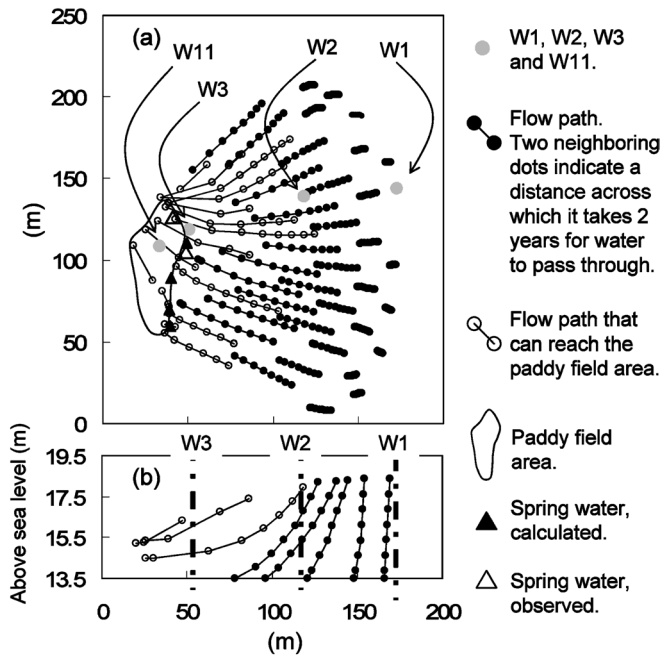


図-8 集水域流線網. (a) は俯瞰図, (b) は観測井ライン W1~W3 に沿った鉛直断面図.

Fig. 8 Simulated flow paths of the shallow groundwater in the study site. (a) Horizontal section over the study site. (b) Vertical section along the line passing through W1, W2 and W3.

主に, W1 および W2 で 4Cg 層, W3 および W11 で Cg 層に位置した。水位変動幅に直接影響を及ぼす S は 4Cg 層と Cg 層とではほぼ等しかったが, W3 の水位変動は比較的安定していた。この理由は, W3 に隣接する格子点が湧水頻発地点と評価され (次章 5. 考察の図-8 (a)), 前章末で述べたアルゴリズムを用いた結果, W3 の水位が地表面付近で安定したことによる。

図-7 は, 湧水流出量の計算値と実測値との比較である。実測値は, 機器の不調が疑われた部分を省いて図示した。設計と計算による湧水流出量は, 平時での $5 \text{ m}^3/\text{d}$ 程度への漸近や, 1996 年 11 月中旬, および 1997 年 3 月下旬から 4 月中旬のピーク挙動への一致など, 全般に実測挙動を予測した。また, 解析による湧出地点は, 実際の湧水発生地点同様, 水田領域の辺縁に観察された (図-

表-2 解析期間における井戸ごとの流速（実測値は松森ら（1998）による）。

Table 2 Time-averaged velocities of the shallow groundwater flow at the four measurement wells. (a measured value was from Matsumori *et al.* (1998)).

	W1	W2	W3
Mean (m/d)	7.12×10^{-4}	9.17×10^{-3}	2.73×10^{-2}
S.D. (m/d)	2.01×10^{-4}	2.53×10^{-3}	1.13×10^{-2}
C.V.	0.282	0.276	0.413
Measured* (m/d)	—	5.69×10^{-3}	—

*松森ら（1998）

8 (a)。

表-2は、各井戸の平均地下水流速である。W2の計算値は 9.17×10^{-3} m/dであり、実測値である 5.67×10^{-3} m/d（松森ら、1998）に近い値を示した。

5. 考 察

5.1 解析結果から想定された対象集水域の水文特性

浅層地下水の流線網を、解析の時間刻みごとの流速ベクトル分布を解析期間で平均し、描いた（図-8）。時間刻みごとの流速ベクトル分布は、まず、時間刻みごとに各有限要素の中心における体積含水率、動水勾配、式(2)の p および透水係数を、要素を囲む4格子点上の値を内挿して求めた。そして、水平方向成分を、透水係数と動水勾配の積を体積含水率で除して求め、鉛直方向成分を、式(2)の p を体積含水率で除して求めた。各格子点上の体積含水率は、3章で飽和透水係数を導いた方法を層位ごとの飽和体積含水率（図-4のマトリックポテンシャル0の点）に適用し、深さ方向の平均値として導出した。

流線は概ね等高線に直交した。水田に到達する流線の始点は水田領域から70m程度の範囲に存在し、滞留時間は14年程度であった。よって、この集水域では溶脱した栄養塩類の多くが4Cg層底面を越えて深層へ輸送されると考えられた。また、解析領域からの3つの流出経路、(1)4Cg層下への深部浸透流出、(2)境界(I)からの地下水流出、(3)湧水流出をそれぞれ解析期間で平均したところ、(1)は $11.08 \text{ m}^3/\text{d}$ （3者総計の61%、以下括弧内同様）、(2)は $2.13 \text{ m}^3/\text{d}$ （12%）、(3)は $4.98 \text{ m}^3/\text{d}$ （27%）であった。

これらの結果から、集水域内の浅層地下水へ溶脱した余剰栄養塩類の多くは、この集水域内の水田領域で浄化することが難しく、溶脱量そのものの低減が重要と示唆された。同時に、集水域外の河川水質への影響評価には、

深層地下水の監視および解析が必要であり、より広域の集水域を想定した水文特性の把握の必要性が示唆された。さらに、深部浸透流出の卓越は、深部浸透流出の通水断面積が境界(I)（図-5）を經由する側方流出の通水断面よりも遥かに大きいという地形的特徴にも由来しており、類似の地形の他集水域においても見られることが予想された。

図-8(b)は、W1、W2、W3に沿ったラインの鉛直断面図である。W1、W2、W3は流線をほとんど共有しなかった。よって、上流側井戸の観測値と下流側井戸の観測値の間の因果関係を想定することは難しいと考えられた。

5.2 感度解析

前節までで、流出量の61%は水田領域を経ずに深部浸透流出する、と評価した。しかし、この評価値には本来、入力パラメータの不確かさに起因する幅が存在する。そこでまず、式(1)への入力パラメータ S, K_s, p, r について、図-6を得た際の値を基準値とし、基準値を中心とした変動を想定して感度解析を行った。

図-9(a)では、主要透水層である4Cg層の S を0.1倍から2倍の範囲で変化させた。その結果、流出挙動は深部浸透流出、地下水流出、湧水流出の3者ともほぼ横ばいとなった。この理由は、 S の変化は、図-4中の4Cg層の水分特性曲線の傾きのみを変えて飽和体積含水率を変化させずに起こしたものであり、その結果、側方流の通水断面が変化しなかったことによる。

図-9(b)では、主要透水層である4Cg層の透水係数 K_s を、基準値の0.1倍から10倍の範囲で変えた。深部浸透流出量が K_s の増加に伴い微減した一方、湧水流出量および地下水流出量とも、基準値の10倍程度になると深部浸透流出量を上回った。 K_s の増加による側方流による流出の促進が集水域内の平均地下水位を低下させ、その結果、深部浸透量が式(2)に従って微減した。

図-9(c)では、 p を表す式(2)の係数 a を2オーダー変化させた。係数 a の流出特性への影響は、この a を比例係数として p が増加する関係から、最も大きかった。 a が基準値の4倍から5倍になると湧水流出量、地下水流出量とも0に漸近し、深部浸透流出量が卓越した。

図-9(d)は、地下水涵養量 r の変化に対する流出量の感度解析結果である。 r の基準値の解析期間での平均は $389.43 \text{ mm}/\text{yr}$ であった。3つの流出成分は r の増加とともに全て増加したが、その感度は他のパラメータに比べて低かった。 r の変動幅は、土浦市の過去30年間の年間降水量が解析対象期間の平均値 $1025 \text{ mm}/\text{yr}$ の0.7倍から1.8倍の範囲にあったことを参考に、これを包括する範囲として基準値の0.25倍から2.0倍を想定した。

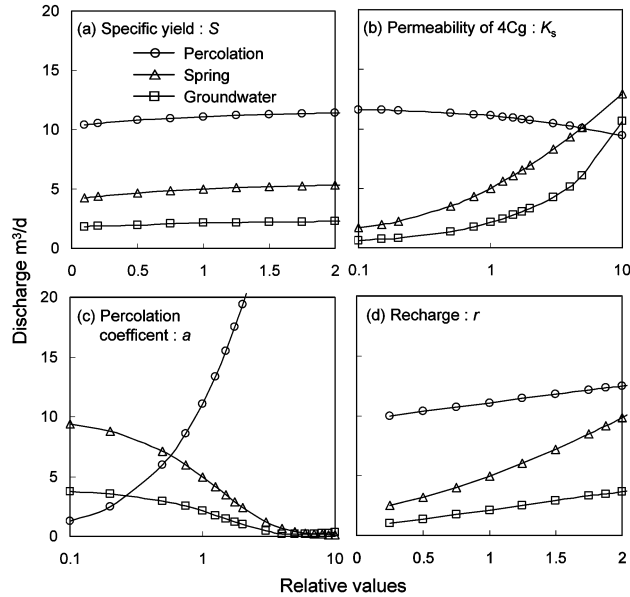


図-9 流出3成分の感度解析。(a) 比水分容量, (b) 4Cg層透水係数, (c) 深部浸透係数, (d) 涵養量。横軸はいずれも、実測地下水位再現時の値を1とした相対値。

Fig. 9 Sensitivities of the model outputs to the changes in such input parameters as (a) specific yield S , (b) saturated hydraulic conductivity K_s of 4Cg horizon, (c) percolation coefficient a in eq.(2) and (d) recharge r . Horizontal axis of graphs show the ratios of the parameter values to those determined through reproducing the measured groundwater level changes.

以上、各パラメータの変動に対する出力の感度の比較から、式(1)への入力パラメータのうち最も出力に影響するものは、式(2)の a と判断した。

5.3 集水域からの流出が水田領域を経由しない確率の検討

次に、前節の結果を基に、栄養塩類の流出リスクを、集水域へ涵養された浅層のうち水田領域を経ずに流出する割合がある閾値を超える確率、と定義して評価した。以下では、具体的な閾値として「95%」を想定し、第一次近似として、前節でモデルからの出力の感度が最も高いと判断された a の不確実性のみを対象に検討した。

まず、 a の母集団を表す確率密度関数について、以下の2つの仮定をおいた。(i) 「 a の母集団は対数正規分布に従う」。この仮定では、「 a は負の値をとらず、かつ、大きな値ほど期待しにくい」との予想に基づき、値の大きな側に裾を引く分布形状として対数正規分布を仮定した。そして、(ii) 「 a の標本平均は、5.2節で基準値として言及した、図-6の地下水位変動再現時に得られた値(以降、 a_0 と表記)である」。

仮定 (i) および (ii) から、 a の母集団を表す確率密度

関数を以下の式で表した。

$$f(a) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma a} \exp\left\{-\frac{(\log a - a_0)^2}{2\sigma^2}\right\} \quad (3)$$

そして、 a の不確実性領域を「 a_0 を中心とした2オーダーの範囲」と定義し、 a の母集団の中でこの不確実性領域内に存在する a の割合 α を、以下のように定義した。

$$\alpha \equiv \int_{0.1a_0}^{10a_0} f(a) da \quad (4)$$

図-10に、 α が 0.80, 0.95, 0.99 の下で同定した式(3)をそれぞれ描いた。横軸の p は、 a を図-9(c)によって換算し、集水域面積で除して単位を mm/day に揃えた。「深部浸透流出量が涵養量の95%以上になる確率」は、実測地下水位変動の再現過程で得た平均涵養量 389.43 mm/yr の95%以上、即ち図-10の曲線を $p \geq 1.01$ mm/day で積分した値に等しく、 α が 0.80, 0.95, 0.99 の場合でそれぞれ、72.0, 56.9, 44.8%であった。よって、 a の母集団のうちの80, 95, 99%が不確実性領域内に存在する場合、求める確率はそれぞれ72.0, 56.9, 44.8%であ

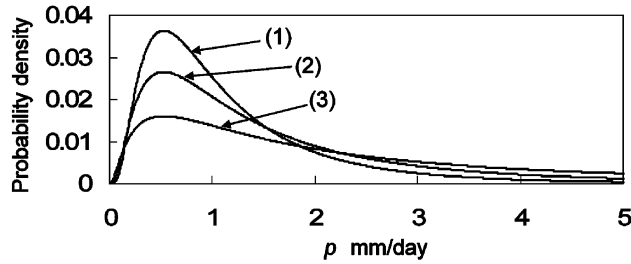


図-10 深部浸透流出量 p の確率密度関数. p が区間 $0.1p_0 \leq p \leq 10p_0$ に (1) 99%, (2) 95%, (3) 80% の確率で存在する場合. p_0 は a_0 に対応.

Fig. 10 Probability density functions for deep percolation rate p which takes values between $0.1p_0$ and $10p_0$ with probabilities of (1) 99%, (2) 95% and (3) 80%. p_0 corresponds to a_0 .

り、パラメータのとりうる範囲の確かさの増加に伴うリスク評価値の減少傾向が定量化された。

以上の評価では、第一次近似として a の不確かさのみを対象に検討した。より一般的な検討を行う場合は、式 (3) を複数のパラメータを引数に持つ確率密度関数とし、式 (4) の信頼係数を複数のパラメータによる多次元積分として求める必要がある。

6. おわりに

農地連鎖系小集水域における栄養塩類の動態把握を目的とし、実測の土壌物理パラメータに基づいた物理モデルにより浅層地下水流動を解析し、以下の知見を得た。

解析から得た流線網から、水田に到達する流線の始点は水田領域から 70 m 程度の範囲にあり、集水域からの流出量の 61% は水田領域を経ず深部浸透流出すると評価された。よって、水田領域より離れた地点から溶脱した栄養塩類は深部浸透経路で直接系外へ流出している可能性が示唆され、集水域外の河川水質への影響評価における深層地下水の監視および解析が重要と考えられた。また、深部浸透流出の卓越は、深部浸透流出の通水断面積が側方流出の通水断面よりも遥かに大きい地形的特徴に由来したことから、類似の地形の他集水域においても予想された。

さらに、モデルが最も高い感度を示したパラメータの不確かさ領域を「実測値への最適解の前後 2 オーダー以内」と設定し、集水域からの栄養塩類の流出リスクを「涵養された地下水の 95% が水田領域をバイパスする確率」と定義して求めた。その結果、不確かさ領域がパラメータの母集団のうちの 99% を包含する場合でも、流出リスクは 44.8% 存在する、と評価された。

謝 辞

本研究での数値解析実行にあたり、農林水産研究計算センターの NEC SX-8 および SGI Altix3700 を使用させていただきました。

引用文献

- Batelaan, O., De Smedt, F. and Triest, L. (2003) : Regional groundwater discharge : phreatophyte mapping, groundwater modeling and impact analysis of land-use change. *Journal of Hydrology*, **275** : 86-108.
- Bohlker, J.K. and Denver, J.M. (1995) : Combined use of groundwater dating, chemical, and isotopic analyses to resolve the history and fate of nitrate contamination in two agricultural watersheds, Atlantic coastal plain, Maryland. *Water Resources Research*, **31** : 2319-2339.
- Cloke, H.L., Renaud, J.P., Claxton, A.J., McDonnell, J. J., Anderson, M.G., Blake, J.R. and Bates, P.D. (2003) : The effect of model configuration on modeled hillslope-riparian interactions. *Journal of Hydrology*, **279** : 167-181.
- Devito, K.J., Fitzgerald, D., Hill, A.R. and Aravena, R. (2000) : Nitrate dynamics in relation to lithology and hydrologic flow path in a river riparian zone. *Journal of Environmental Quality*, **29** (4) : 1075-1084.
- de Vos, J.A., Raats, P.A.C. and Feddes, R.A. (2002) : Chloride transport in a recently reclaimed Dutch polder. *Journal of Hydrology*, **257** : 59-77.
- Hedin, L. O., von Fischer, J.C., Ostrom, N.E., Kennedy,

- B.P., Brown, M.G. and Robertson, G.P. (1998): Thermodynamic constraints on nitrogen transformations and other biogeochemical processes at soil-stream interfaces. *Ecology*, **79** (2): 684-703.
- Hill, A.R. (1996): Nitrate removal in stream riparian zones. *Journal of Environmental Quality*, **25**: 743-755.
- Hill, A.R., Devito, K.J., Campagnolo, S. and Sanmugasadas, K. (2000): Subsurface denitrification in a forest riparian zone: Interactions between hydrology and supplies of nitrate and organic carbon. *Biogeochemistry*, **51**: 193-223.
- 松森堅治・藤原英司・阿部 薫・前田守弘・今川俊明 (1998): 台地小流域の地下水の流向流速. 農業環境技術研究所資源・生態管理化研究集録, **14**: 13-20.
- 松森堅治・藤原英司・今川俊明 (1997): 台地小集水域の保水容量と地下水の変動. 農業環境技術研究所資源・生態管理化研究集録, **13**: 23-30.
- 日本ペドロロジー学会 (1997): 土壌調査ハンドブック—改訂版—. p. 51, 博友社, 東京.
- 小川吉雄・酒井 一 (1984): 畑地から水田内へ流入した硝酸態窒素の動向—水田における窒素浄化機能に関する研究-1—. 日本土壌肥科学雑誌, **55** (6): 533-538.
- 尾崎保夫 (1993): 農耕地における肥料成分の動態と制御 (2) —農業産地における地形作目連鎖形の活用—, 農業及び園芸, **68** (6): 657-662.
- 佐藤賢司・稲生義彦・楡井 久 (1988): 地下水汚染の現場から—汚染機構の解明と対策の確立のために—. *URBAN KUBOTA*, **27**: 58-60.
- 田淵俊雄 (1998): 水田除去機能付き窒素流出モデル—農業集水域の窒素流出解析に関する研究 (1) —. 土壌の物理性, **78**: 11-18.
- 田淵俊雄・黒田久雄 (1991): 台地と谷津田の農業集水域の窒素流出構造—面源主体の農業集水域からの流出負荷に関する研究 (Ⅲ) —. 農業土木学会論文集, **154**: 65-72.
- 田淵俊雄・志村もと子・尾野充彦 (1996): 休耕田における窒素除去試験の結果と実用性の検討. 農業土木学会誌, **64** (4): 27-32.
- 田淵俊雄・末正奈緒希・高梨めぐみ (1987): 水田湛水による硝酸態窒素の除去試験. 農業土木学会誌, **55** (8): 53-58.
- 田淵俊雄・鈴木誠治・高村義親 (1983): 非稲作期の谷津田における畑地流出水中の $\text{NO}_3\text{-N}$ の除去について. 農業土木学会論文集, **104**: 9-15.
- 安原正也・丸井敦尚・田中 正・石井武政 (1998): 筑波台地浅層部の土壌物理性と地下水鉛直流動—つくば市東における事例研究—. 地質調査所月報, **41** (9): 507-516.

要 旨

台地上畑から低地水田へと続く農地連鎖系集水域において、営農活動の地下水環境への影響を評価するには、集水域の水文特性を知る必要がある。そこで、農地連鎖系小集水域からの地下水流出特性を明らかにすることを目的に、物理モデルにより浅層地下水流動を解析した。

その結果、水田に到達する流線の始点は水田領域から70m程度の範囲に限られ、集水域からの流出の61%は深部浸透流出していると評価された。よって、浅層地下水へ溶脱した栄養塩類の6割強が水田領域を経ずに流出している可能性が示唆された。この、深部浸透流出の卓越は、深部浸透流出の通水断面積が側方流出の通水断面よりも遥かに大きい地形的特徴に由来したことから、類似の地形の他集水域においても予想された。

さらに、モデルが最も高い感度を示したパラメータの不確実性領域を「実測値への最適解の前後2オーダー以内」と設定し、集水域からの栄養塩類の流出リスクを「涵養された地下水の95%が水田領域をバイパスする確率」と定義して求めた。その結果、不確実性領域がパラメータの母集団の99%を包含する場合でも、流出リスクは44.8%存在する、と評価された。

受稿年月日: 2007年3月1日
受理年月日: 2007年7月9日