

IV. 補遺

1. 動態モデル (COUP モデル) による解析

(1) 目的

帯水層へ供給される硝酸性窒素量の季節変化などの詳細な変動状況をあきらかにするため、動態モデル(COUP モデル)を小流域 A の調査結果に適用した。

(2) 方法

①小流域 A の調査結果

I-4-4)-(3)-③節の調査結果のうち、土壌水分観測を実施し、水質調査頻度も比較的多い、2006 年および 2007 年の調査結果を用いた。モデルの適合性を検討するために、不飽和帯を検査空間として、年間 7～8 回行った水質調査ごとにその間の水と硝酸の収支を整理した。不飽和帯への「入り」を正、「出」を負として下記のように整理した。

水収支：

$$\begin{aligned} \text{貯留量変化} &= \text{地表面到達水量(雨・融雪)} \\ &\quad - \text{蒸発散量} - \text{帯水層への流出水量} \end{aligned}$$

窒素収支：

$$\begin{aligned} \text{貯留量変化} &= \text{大気由来窒素} + \text{施肥} \\ &\quad - \text{作物の持ち出し量} \\ &\quad - \text{帯水層への流出水量} \end{aligned}$$

②モデルの概要

シミュレーションには、包括的窒素動態モデルの一つである COUP モデル¹⁾を用いた。本モデルでは、土壌-植物-大気システムを対象に、鉛直一次元断面における水・熱の移動ならびに窒素の動態などを連成して計算する。

水・熱の移動は、それぞれの保存則による基礎式を離散化して陽的に計算する。可能蒸発散量はソーンスウェイト法、融雪水量はデグリー・デイ法により計算し、気温・降水量・風速・蒸気圧・日照時間などの気象データと合わせて外部入力で与えた。

窒素の移動は、水の移動にともなう硝酸態窒素の移動のみを考慮し、有機物の移動は考慮しなかった。土壌中での形態の変化は、無機化・有機化・硝化・脱窒を考慮した。

植物の成長は、植え付けから収穫までのサイクルを設定することにより、根による水・窒素の吸収、炭素・窒素の植物体(作物)への蓄積から計算される。

鉛直一次元の土層断面を図IV-1-1 に示す 9 層に分割し、最下層を帯水層に相当するように設定した。

③パラメータの設定とシミュレーション

外部入力で与える気象データは、付近のアメダスのデータ²⁾をもちいた。

土層の熱特性、土壌水分保持曲線、透水性などのパラメータは、現地調査の結果により得られた土性や透水性試験などを参考に、熱は地温観測の結果を、水は土壌水分の観測結果を再現するように設定した。

植物の成長では、収穫物となる部位への窒素・炭素の配分、および根の成長モデルなどを設定区画内の作物の総括的な状況を表現するように設定した。

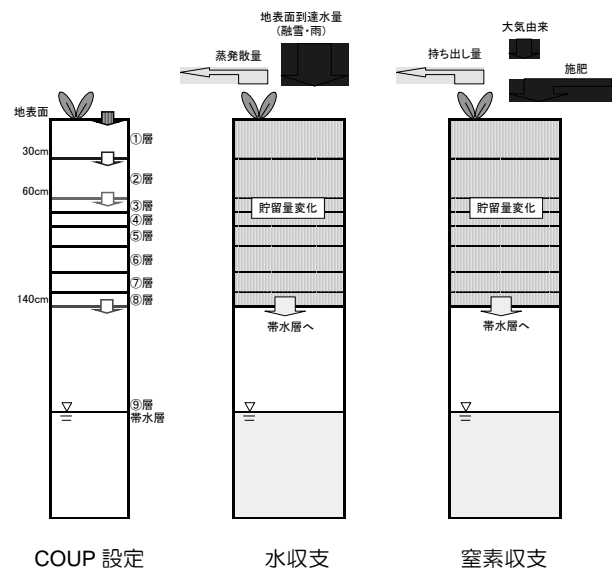
(3) 結果と考察

図IV-1-2、および 3 に、各期間ごとの収支計算とシミュレーションによる計算結果を示した。降水量・融雪水量の変動状況は、図IV-1-4 の地表面到達水量を参照。

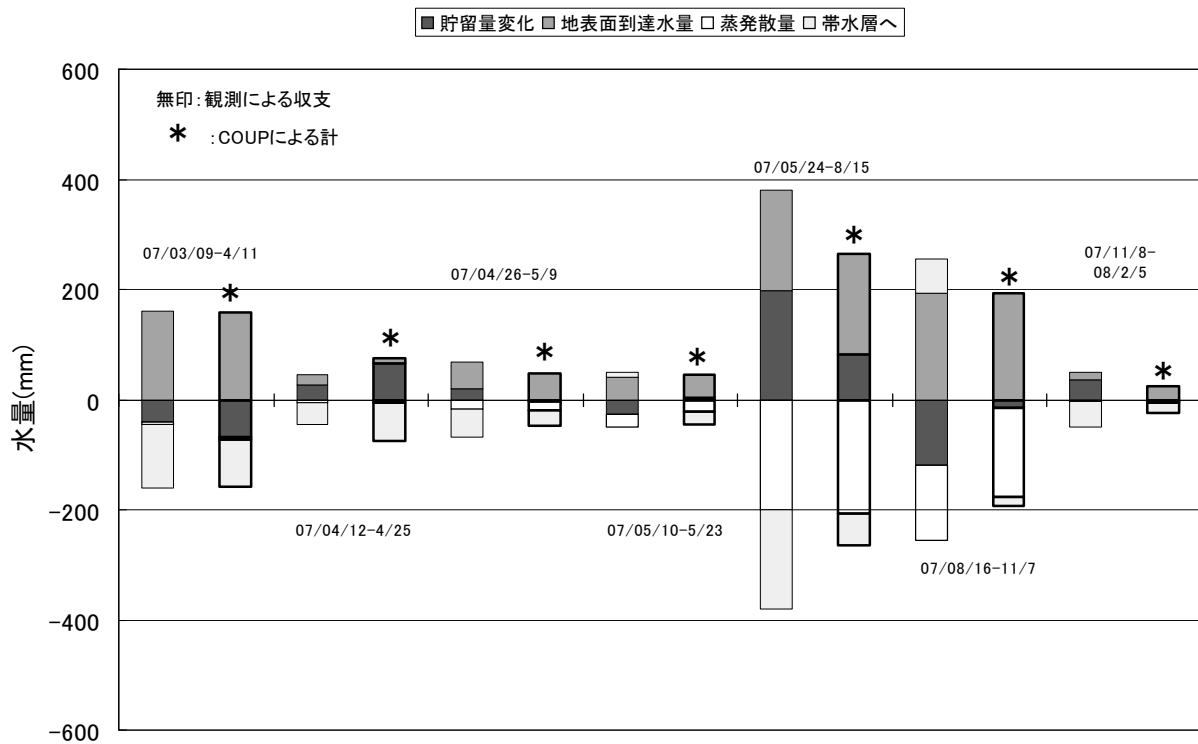
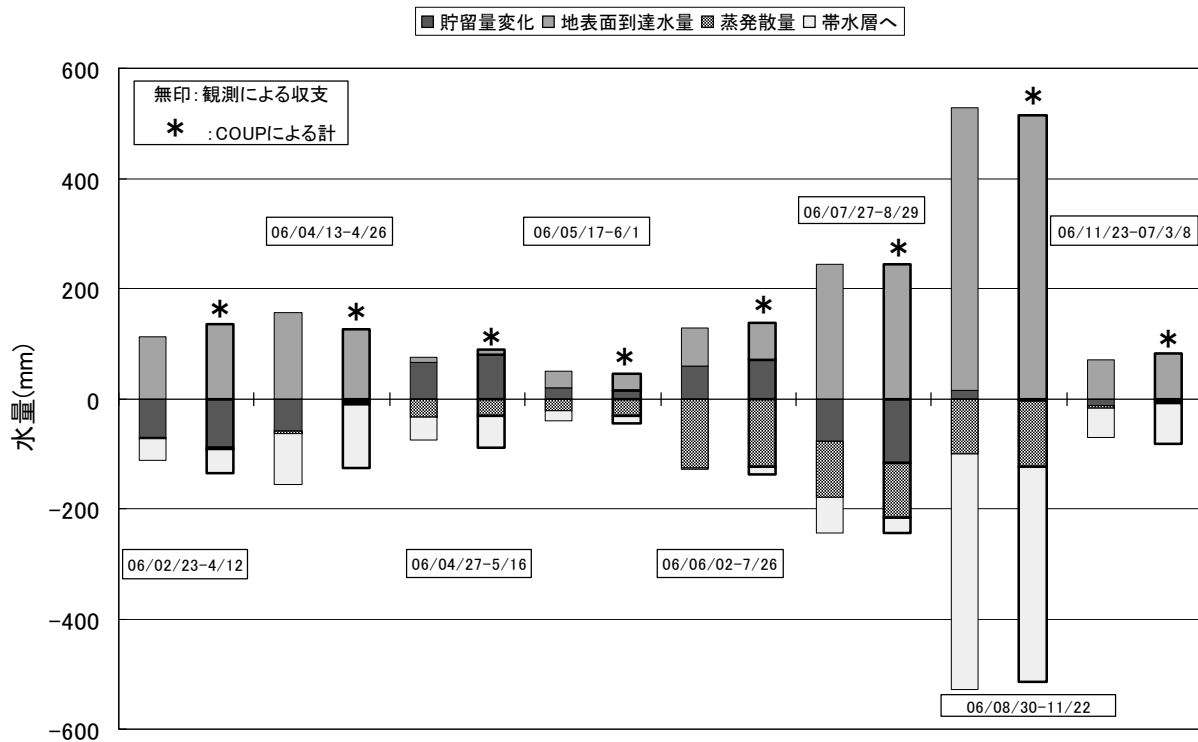
①期間収支

水・窒素ともに、2006 年 10 月の大雨の時期などを除くと、帯水層へ供給される浸透量は 3～4 月に一年間の中でも多くなり、融雪水の浸透量が多いことを示している。この結果は、I-4-4)節の観測結果とも一致し、融雪水の浸透は水・硝酸性窒素が帯水層へ供給される大きな要因であることを示している。

なお、2007 年 5 月 10～23 日の期間では、水が帯水層から不飽和帯へ移動するのに対し、窒素は逆に移動すると計算された。これは、観測地点の降水



図IV-1-1 計算の土層断面と収支の領域設定



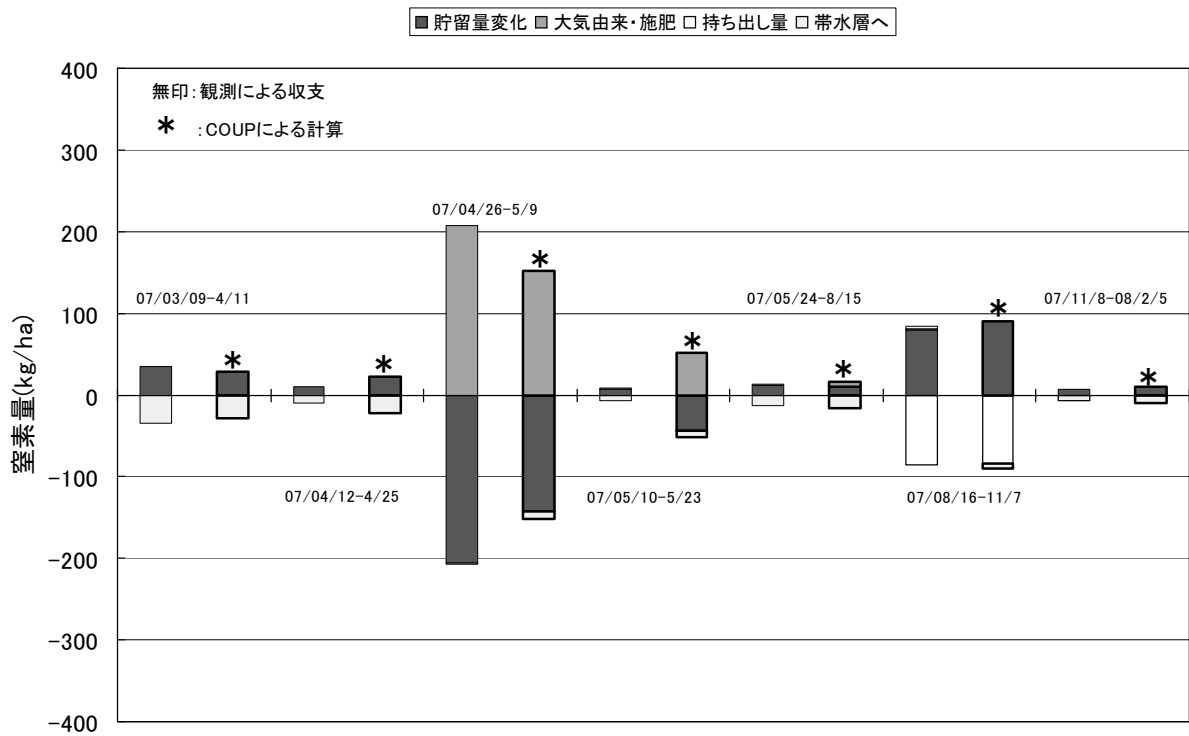
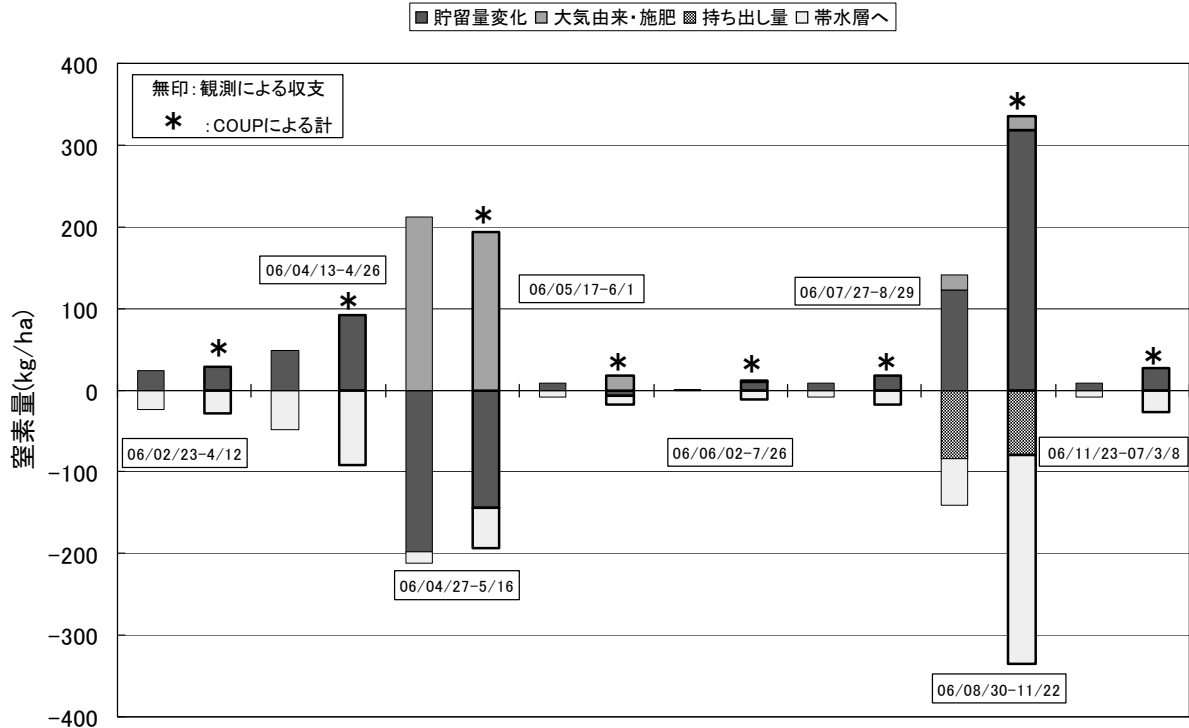
図IV-1-2 水収支の比較(上段:2006年, 下段:2007年)。

二本一組の積み重ね棒グラフの左が観測による収支, 右がCOUPによる計算。

本文中の収支式を変形し

地表面到達水量 = 貯留量変化 + 蒸発散量 + 帯水層への流出水量

左辺をグラフの基準線(0mm)の上に, 右辺を基準線の下に表示した。上式で, ある項の正負の符号が逆の場合, その項は基準線の反対側に表示される。



図IV-1-3 窒素収支の比較(上段:2006年, 下段:2007年)。

二本一組の積み重ね棒グラフの左が観測による収支, 右がCOUPIによる計算。

本文中の収支式を変形し

大気由来窒素+施肥=貯留量変化+作物の持ち出し量+帯水層への流出水量

左辺をグラフの基準線(0kg/ha)の上に, 右辺を基準線の下に表示した。上式で, ある項の正負の符号が逆の場合, その項は基準線の反対側に表示される。

量と調査地点の降水量に差があり、実際には後者の方が多量であったためと考えられる。

②シミュレーションの結果

収支計算とシミュレーションによる計算結果を比較すると、一部に改善の余地が残るものの、比較的収支の変動を再現していると考えられる。

大雨のあった2006年8月30日～11月22日の窒素収支では、収支計算とシミュレーションの差が大きい。また、2007年8月16日～11月7日には、収支では水・窒素ともに帯水層から不飽和帯へ移動するのに対し、シミュレーションでは、逆向きの移動と計算された。これらの点は、今後検討する必要がある。

次に、このモデルにより計算した硝酸性窒素の浸透状況を図I-4-6)-4に示した。これによると、多量の硝酸性窒素の移動は、融雪水の浸透時期と大雨の時に生じ、最終的に帯水層まで到達する。しかし、融雪水の浸透以外では、地表面浸透水量が比較的少量でなければ、浸透は浅い層までしか生ぜず、帯水層へは到達しない場合が多い。

融雪水の浸透時は、浸透水の硝酸性窒素濃度が高いため、地下水の濃度を高めるが、2006年10月の大雨の場合には、一時的に第8層の土壤溶液濃度が

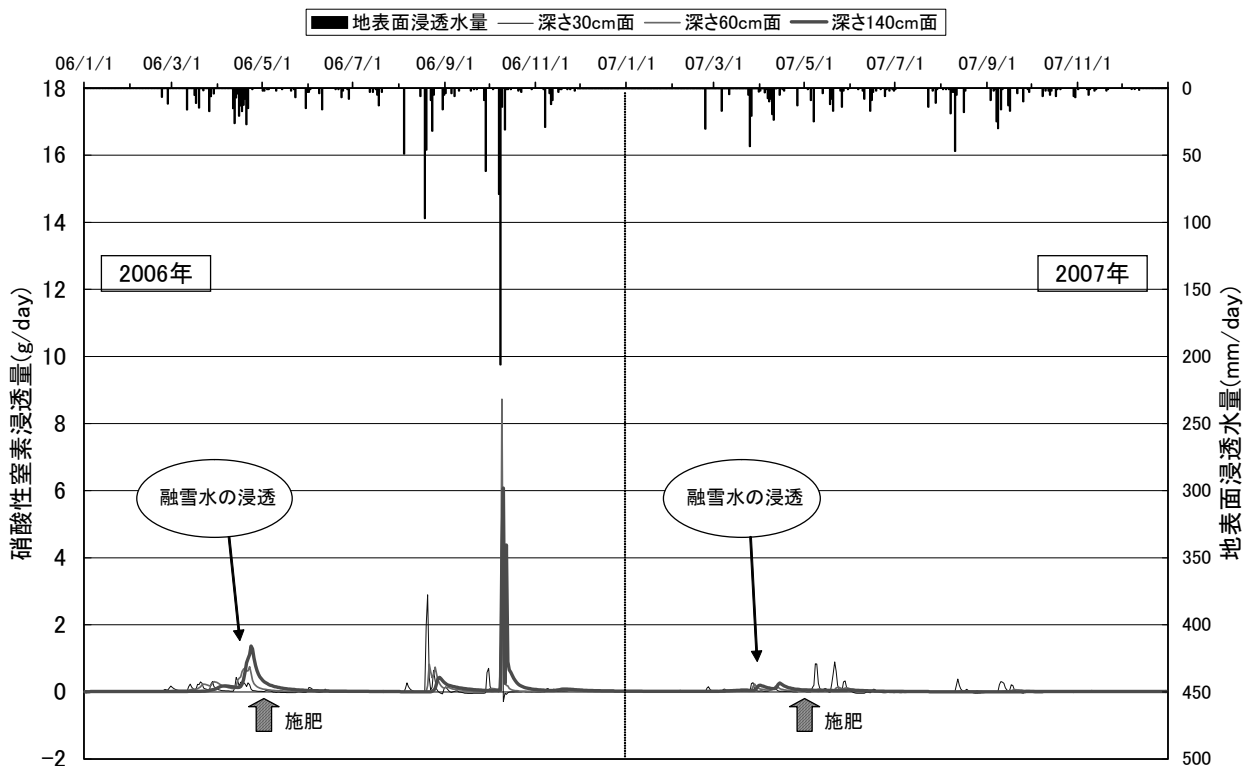
10mg/Lを下回り、希釈効果があったと考えられる。

融雪水の浸透は、シミュレーションでも施肥が行われる前であると計算され、I-4-4)節の観測結果および収支計算の結果と一致した。すなわち、融雪水の浸透は施肥前に生じており、前年秋に残存した窒素が帯水層へ供給されることが考えられる。

(4)まとめ

動態モデルによるシミュレーションの結果、以下のことが明らかになった。

- ①多量の水分移動は、融雪水の浸透時期と大雨の時に発生し、この時に比較的少量の硝酸性窒素が帯水層へ到達する。
 - ②融雪水の浸透時は、浸透水の硝酸性窒素濃度が高いため、地下水の濃度を高める。2006年10月の大雨浸透水の濃度が低く、希釈効果があったと考えられる。
 - ③融雪水の浸透は施肥前に生じており、前年秋に残存した窒素が帯水層へ供給されることが考えられる。
- 今後の課題としては、積雪の有無による硝酸性窒素供給の相違、異なる土壌・地質の性状に関する比較、施肥量削減の効果などの検討が考えられる。



図IV-1-4 硝酸性窒素収支の浸透状況。

「地表面浸透水量」は、地表から第1層に浸透した水量。深さ140cm面を通過する硝酸性窒素浸透量が帯水層へ到達する硝酸性窒素量。

(5) 引用文献

- 1) Jansson, P-E and Karlberg, L. "COUP model: Coupled heat and mass transfer model for soil-plant-atmosphere systems". Royal Institute of Technology, Dept. of Civil and Environmental Engineering, Stockholm, 2001. 327p.
- 2) 気象庁. "過去の気象データ検索".
<http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php>
(丸谷 薫)

2. 水質化学的考察とモデルによる窒素動態の解明

1) 目的

主要な水質項目の水平分布や季節変動を詳細に把握し、水質化学的考察を行うと同時に、地下水の水位変動や濃度変動を算出するモデルを構築し、計算値と実測値の変動特性を比較検討したり、シミュレーションを行ったりすることによって、小流域Aの窒素動態を解明することを試みた。

2) 方法

季節変動を把握するための調査地点は、地下水について10地点(FH2501, NO2101, FH2001, FH2002, FH2003, SG18, PV1701, PV1702, HS17, PV1602)、対象小流域の縁を流下する1級河川について1地点(r1)を選定した。また、調査地域全体の地下水濃度分布を把握するために、その他13地点を補足地点として設けた(図I-4-1)。

動水勾配方向に長く距離が取れる、地点FH2501とPV1702を結ぶ直線をモデルラインとして、特に注目して解析することとした。また、このモデルライン上FH2501より約2800m下流側近傍に、地点FH2001が存在し、この地点もモデルライン上の地点に加えた。

ところで、地点SG18やHS17は市街地内であるが、近年、この市街地では公共用下水道が敷かれ、下水は対象小流域外へ輸送されてから処理されている。

現地調査は、2007年3月から2008年7月まで、計22回行った。また、2007年4/10-12(第1期)及び2007年10/15-17(第2期)には、水質分布を把握するために、補足地点も含めた多地点調査を実施した。

SG18とHS17を除く地下水は、全て筒井戸であり、水面計を使用して水位高を測定した後、水中ポンプを使用して、しばらく地下水をくみ上げた後、水温と電気伝導度が安定してから採水した。また、SG18及びHS17については、冬季以外は屋外の散水栓より、冬季は家屋内の水栓より、しばらく放水の後、採水を行った。河川水は、橋上よりステンレス採水缶を使用して採水を行った。

地下水及び河川水の採水と同時に、水温及びpHを測定し、直ちに、ガラス繊維フィルターワットマンGF/F(孔径約0.7 μ m)にて濾過し、濾液試料を得た。濾液試料は、冷蔵環境にて環境科学研究センターの分析室まで持ち帰り、速やかに分析を行った。

分析項目は、硝酸性窒素($\text{NO}_3\text{-N}$)、亜硝酸性窒素($\text{NO}_2\text{-N}$)、アンモニア性窒素($\text{NH}_4\text{-N}$)、硫酸イオン(SO_4^{2-})、塩化物イオン(Cl^-)、重炭酸イオン(HCO_3^-)、ナトリウムイオン(Na^+)、カリウムイオン(K^+)、カルシウムイ

オン(Ca^{2+})、マグネシウムイオン(Mg^{2+})である。

$\text{NO}_3\text{-N}$ 、 $\text{NO}_2\text{-N}$ 、 $\text{NH}_4\text{-N}$ の各濃度は、Bran+Luebbe製AACS IIにて定量した。 HCO_3^- は、pH4.8アルカリ度を定量し、水温とpH値を用いて、 HCO_3^- 濃度を算出した¹⁾。 Cl^- と SO_4^{2-} はイオンクロマトグラフ(DIONEX DX-100)にて定量した。また、主要カチオン4種は、原子吸光光度法(Varian SpectraAA 220FS)にて分析した。

3) 結果と考察

(1) 気象データと水位及び水温変動

図IV-2-1に、小流域近くのアメダスによる、日降水量と日平均気温の変動²⁾とともに、井戸の水位変動について、それぞれ2007年5月15-16日調査を基準(0m)として示した。

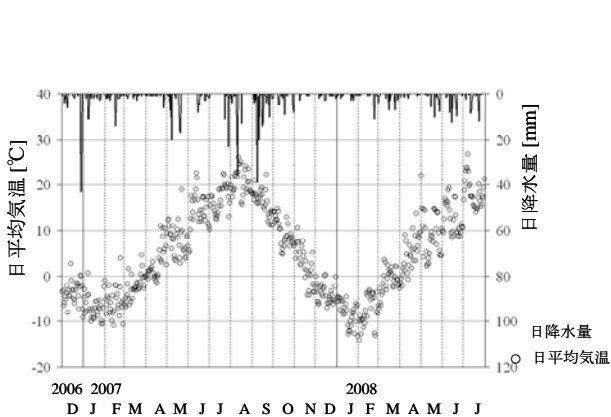
各地点共通的に、日平均気温がプラスになり始める融雪期と、初秋のまとまった降水が続いた後くらいに、水位が上昇し、その後、徐々に水位が低下する傾向が見られた。モデルラインである、FH2501、FH2001、PV1702を比較してみると、動水勾配下流側の方が、水位低下が大きい傾向が見られている。また、東西を比較してみると、1級河川に近い地点の方が、水位低下が遅い傾向が見られた。

また、全地点的に、2007年春の融雪ピークの方が、2008年のピークよりも大きくなる傾向が見られるが、それは、冬期の降水量の違い(積雪量の違い)によるものと考えられた。

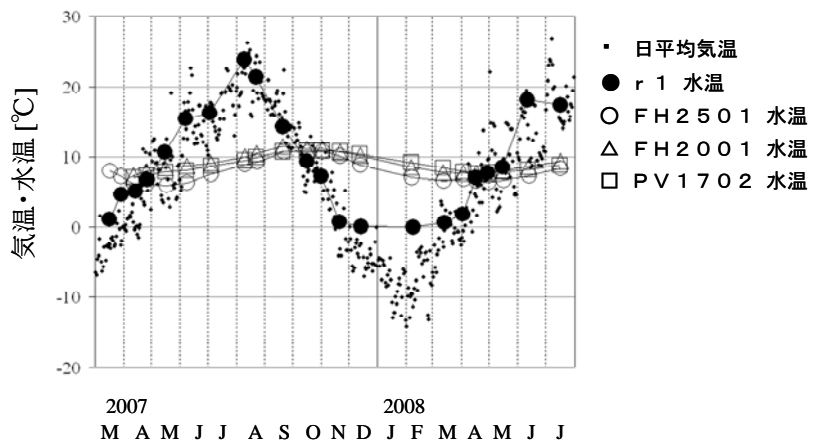
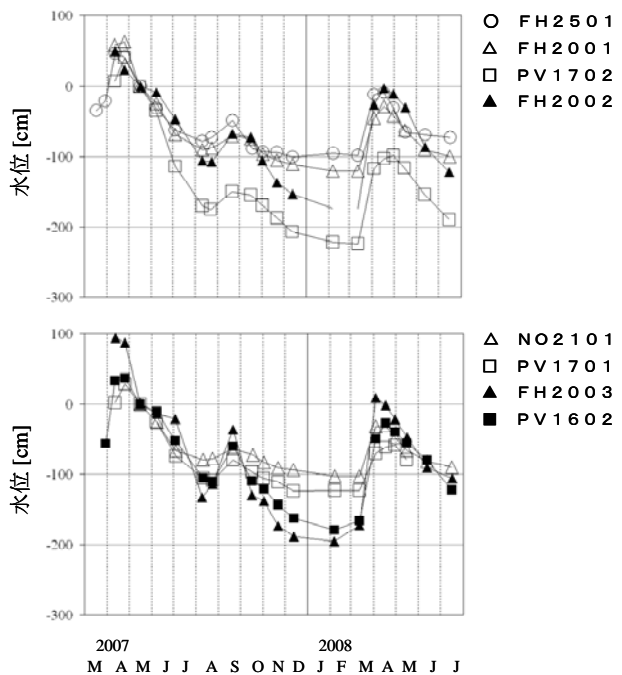
図IV-2-2に、アメダスの日平均気温の変動とともに、河川(r1)とモデルライン地下水の各地点(FH2501、FH2001、PV1702)の水温変動について示した。河川水温は、気温変動とよくリンクしており、日平均気温が氷点下の時は、河川水は部分的に氷に覆われており、河川水温は0 $^{\circ}$ C付近であった。一方、地下水は、全地点的に、年間変動幅が小さく、かつ、季節変動に特徴が見られた。日平均気温や河川水温が、地下水水温を超え始める4月より上昇し始め、地下水水温より日平均気温や河川水温が低くなり始める10月より下降し始めた。すなわち、地下水水温の最大値は10月に存在し、最小値は4月であった。

(2) 河川水と地下水の関係

本小流域の南側から西側縁を流下する1級河川は、昭和初期の治水工事によって³⁾、今の河川の流下経路がほぼ定まった。地形的には、この河川が大きく左方にカーブする外側右岸付近が、本流域モデルラインの



図IV-2-1 日降水量と日平均気温の季節変動
(左図) と、各井戸における5月15-16日調査を
基準(0m)とした水位変動(右図)

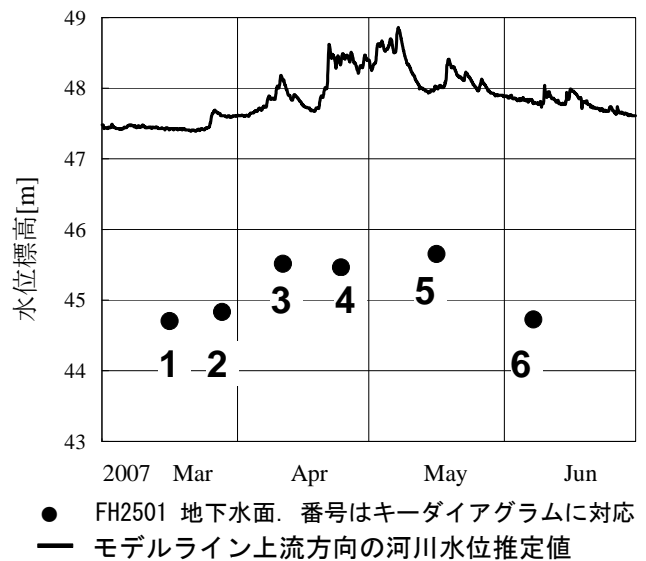
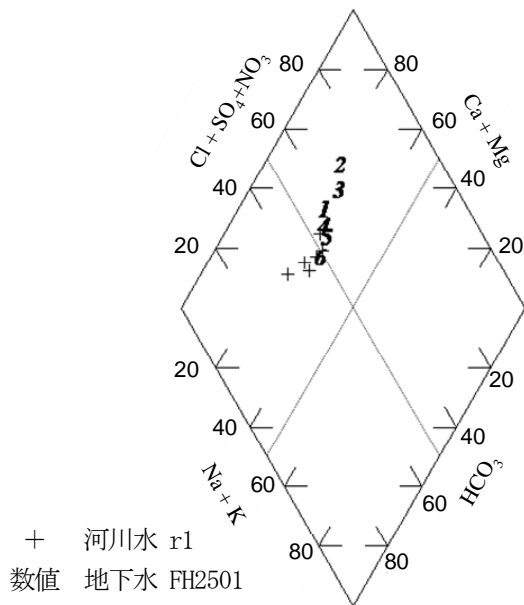


図IV-2-2 水温変動

動水勾配上流端にあたるため、本流域の地下水は、元々この河川水の影響を受けやすい構造が推察された。そこで、この河川水とモデルラインの最上流の地下水採水地点であるFH2501において、相互の水質の関連性を検討するために、2007年3月中旬から6月に至るまでの水質データについて、キーダイアグラムにて比較を試みた。また同時に、モデルラインの動水勾配上流方向に交差する河川の水位について、下流部の北海道開発局の観測点の連続データ⁴⁾と地形図の標高差から推定し、FH2501の実測水面標高と比較してみた(図IV-2-3)。

2007年3月中旬頃から地下水の水位が徐々に上昇し始めるが、河川水r1と地下水FH2501の主要イオン組成は、3月下旬をピークに、大きく異なっていた。その後、地下水FH2501の水位は5月中旬まで高い位置を

維持し、その後に始めて低下する傾向が見られたが、水質は4月には既に、河川水r1へと近づく回復傾向が見られ、4月下旬には河川水と地下水の水質組成はほぼ同等となっていた。また、モデルライン動水勾配上流方向の河川水位は、FH2501の地下水面より常に高く推移していく傾向が推察され、その変動傾向は、地下水位の変動と類似していた。これらのことから、地下水FH2501の水位と水質は、まず、融雪により鉛直的な浸透による窒素負荷を受けながら水質変動して水位上昇するが、その後は、河川水の影響を受けて、水質は徐々に希釈されていく。しかし、河川水の水位もしばらくは高いせいか、地下水の水位もしばらく高く推移すると考えられた。



図IV-2-3 河川水 r1 と地下水 FH2501 のキーダイアグラムによる水質比較（左図）と、モデルライン動水勾配上流方向の河川水水位標高の変動と地下水 FH2501 の水面標高（右図）。図中の地下水試料の数値は、両図共通試料を示す。

(3) 水質水平分布

小流域内の面的な窒素動態を考察するために、図IV-2-4~6に、それぞれ、 $\text{NO}_3\text{-N}$ 、 SO_4^{2-} 及び HCO_3^- の濃度分布について、1期（2007年4/10-12）と2期（2007年10/15-17）を示した。

1期は融雪後であり、帯水層に土壤層から各水質因子が負荷された直後のものである。施肥に由来する、 $\text{NO}_3\text{-N}$ や SO_4^{2-} 濃度は、共に北側で高い傾向にあったが、 SO_4^{2-} 濃度は特に河川近くの北西側地点で高い傾向にあった。また、 HCO_3^- 濃度も、河川近くの北西側で、他地域より高濃度になっていた。 SO_4^{2-} が高濃度であったこの北西側は、本小流域内では特に施肥量が多い地域であり、本来的には $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度も高くなるべきではない。しかし、実際には北側中央部よりやや低濃度側にシフトしていることから、ここでは、帯水層に浸透する前に、窒素は一部浄化されている可能性が示唆された。脱窒が促進されると、それに伴って HCO_3^- が高濃度になる傾向があることから⁹⁾、 HCO_3^- の分布図からも説明ができる。

2期になると、河川近くの地域で、より $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度が低下した分布になっていた。 SO_4^{2-} 濃度は、河川近くの地域で特に低濃度という分布傾向は見られてないが、そもそも1期では河川近くの地域で高濃度であったことから、やはり、河川近くの地域では、 SO_4^{2-} も濃度低下したと言えるであろう。一方、北東側では、1期に

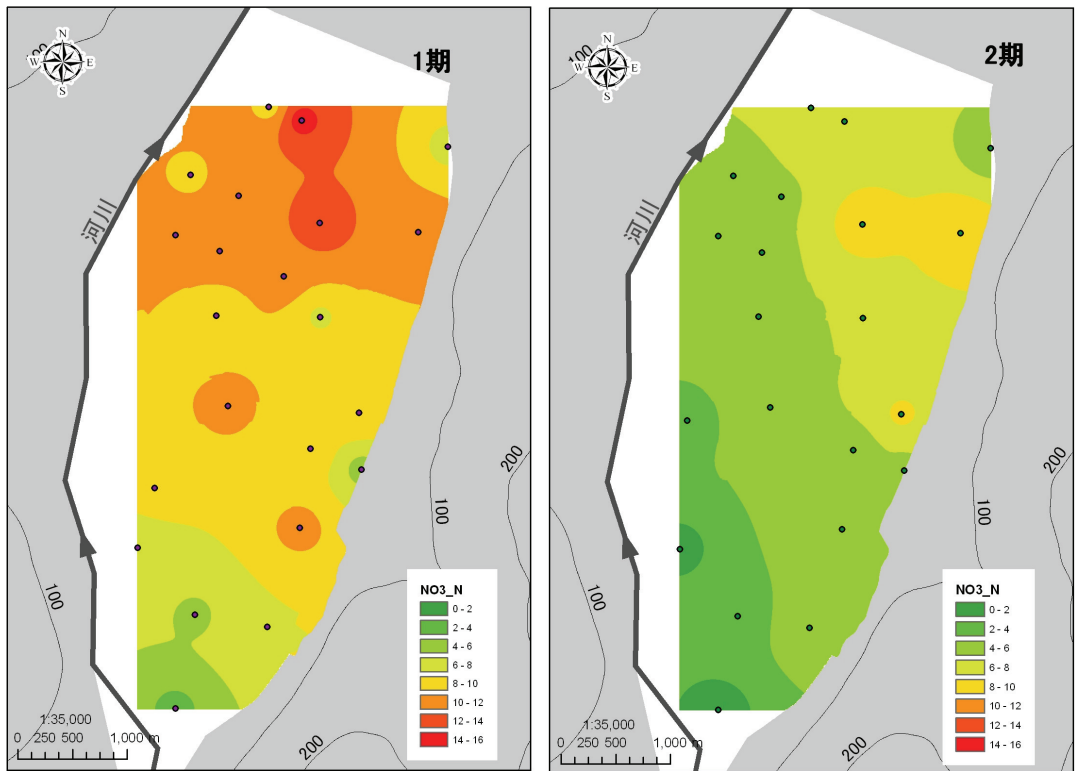
比べて2期になっても、 $\text{NO}_3\text{-N}$ の濃度低下も遅く、 SO_4^{2-} 濃度もあまり変化していない分布を示していた。動水勾配方向から考えると、本小流域の北東側は、河川水起源の地下水移流による希釈効果が小さい可能性があり、汚染が改善しにくい地域である可能性が高い。

ところで、 HCO_3^- 濃度は、2期になると全流域的に濃度が上昇する傾向がみられ、特に、河川よりの北西側で著しかった。生物活性が高い可能性が示唆された。

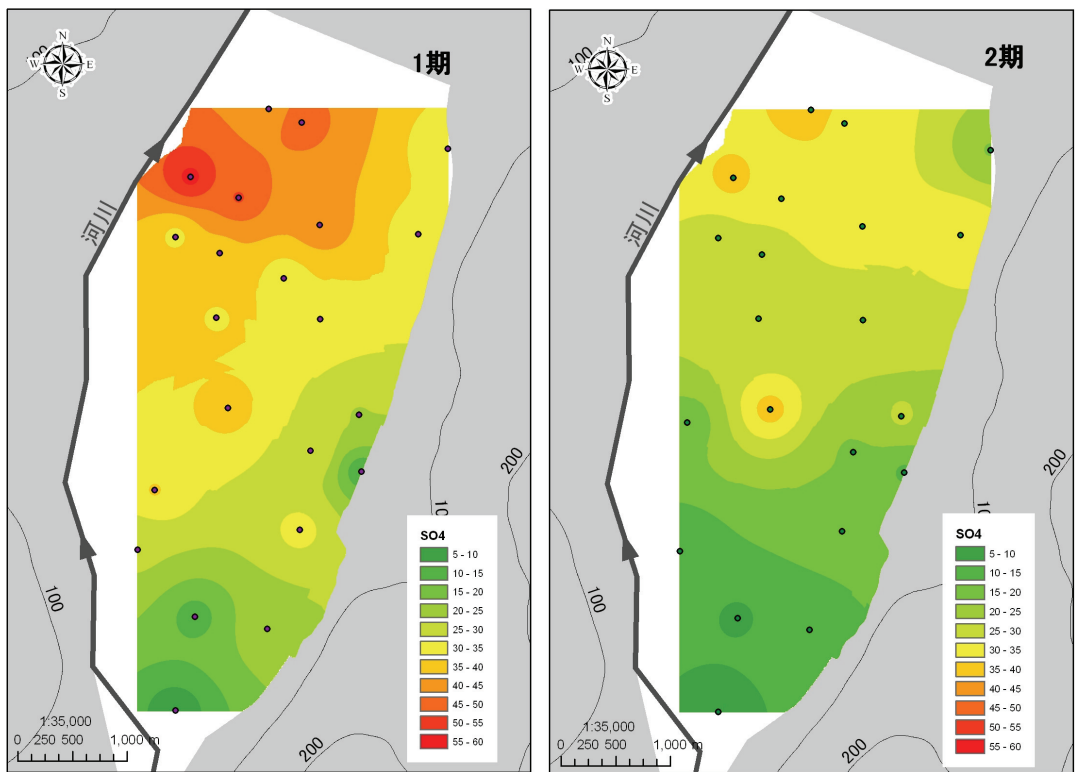
(4) 水質季節変動

図IV-2-7に、各地下水地点について SO_4^{2-} 濃度の変動について示した。北東側のPV1602を除いて、全地点共通的に、融雪時の水位上昇の時期に濃度が上昇する傾向が見られた。モデル地点では、初秋の水位上昇時期による濃度上昇も認められた。

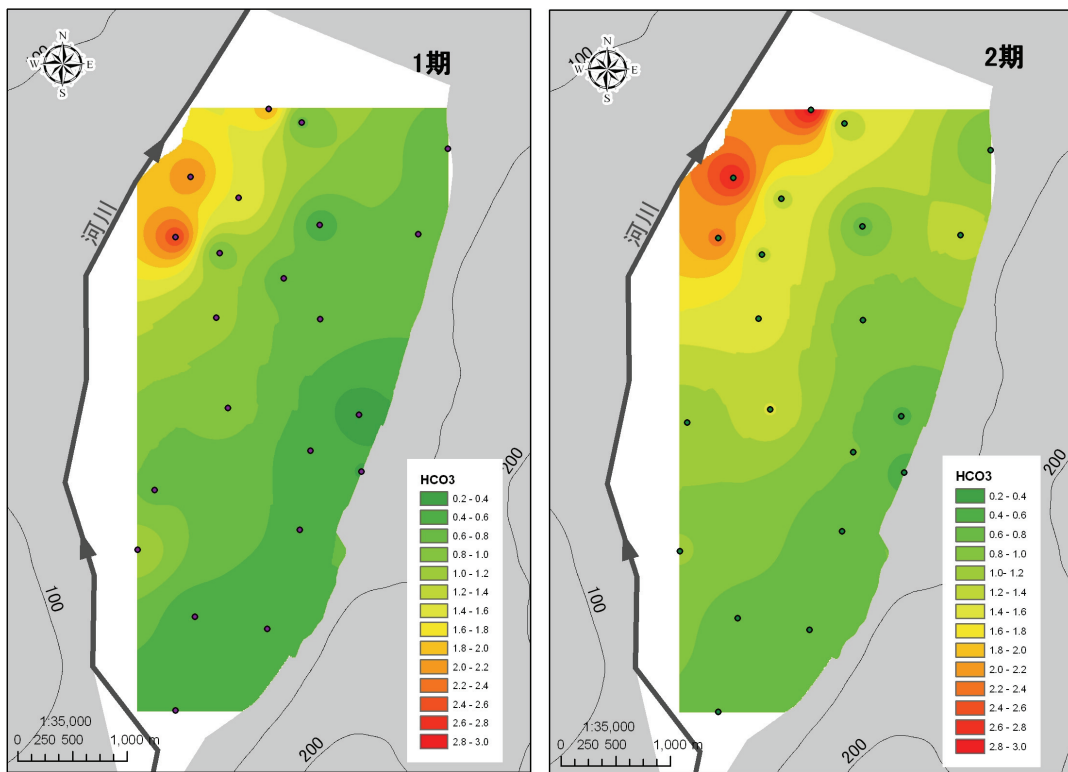
地点によって異なるが、水位低下とともにすぐに濃度が低下する地点もあれば、2ヶ月以上遅れて濃度が減少していく地点もあった。特に、動水勾配下流側で、濃度低下が始まる時期が遅い傾向が見られた。さらに、南東側のFH2003では、晩秋になって、水位低下にやや遅れて濃度低下が認められた。北東側のPV1602では、融雪時の水位上昇時期に、逆に濃度が低下する傾向が見られ、水位低下にともなって濃度が低下するといった傾向は見られなかった。もしかすると、水位低下と濃度低下は、別な要因でおこっているのかも知れない。



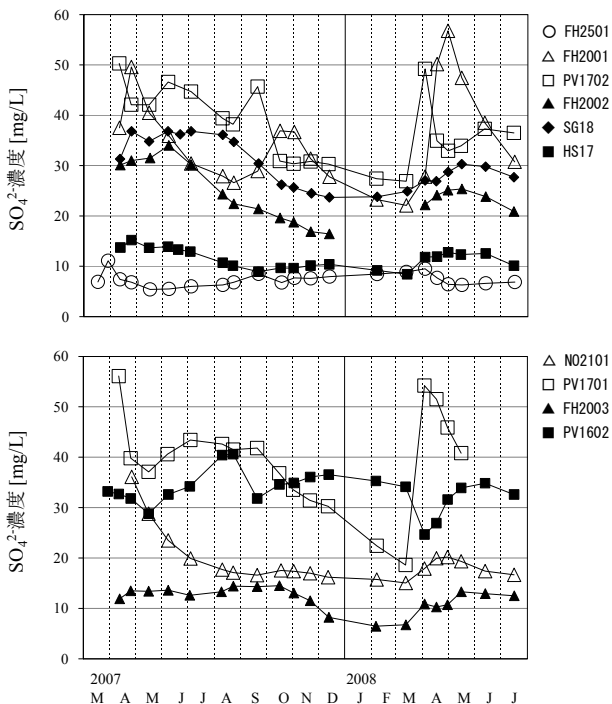
図IV-2-4 NO₃-N 濃度の水平分布図 単位 : mg/L 1期 : 2008 4/10-12, 2期 : 2008 10/15-17



図IV-2-5 SO₄²⁻ 濃度の水平分布図 単位 : mg/L 1期 : 2008 4/10-12, 2期 : 2008 10/15-17



図IV-2-6 HCO₃⁻濃度の水平分布図 単位：meq/L 1期：2008 4/10-12, 2期：2008 10/15-17



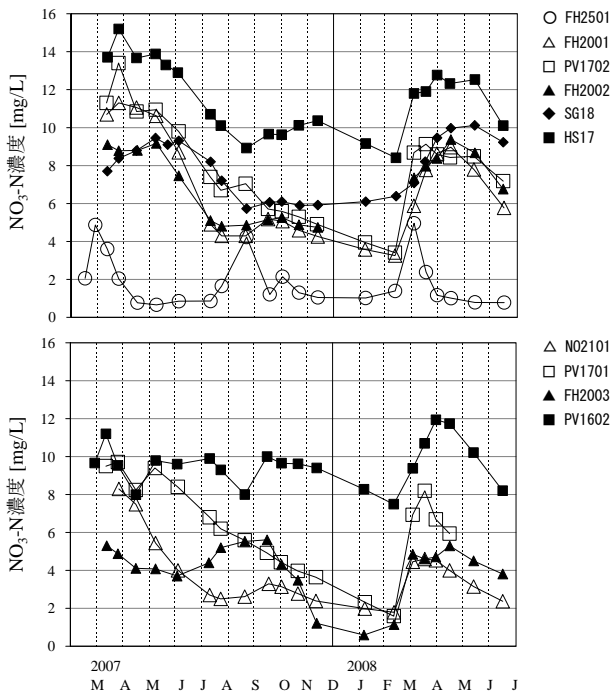
図IV-2-7 SO₄²⁻濃度の季節変動

図IV-2-8に、各地下水地点におけるNO₃-N濃度の変動について示した。PV1602を除いて、全地点的に、水位上昇とともに濃度が上昇し、水位低下とともに濃度が減少していく傾向が見られた。

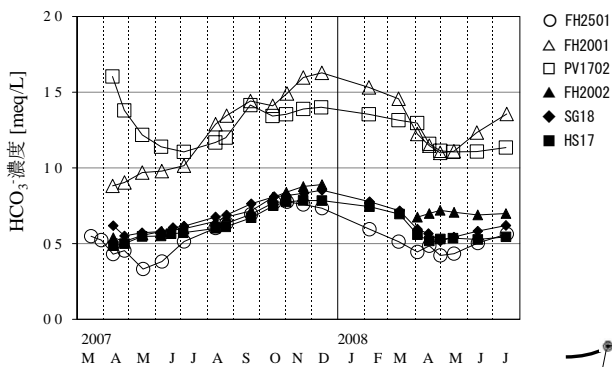
そして、濃度低下の傾向は、SO₄²⁻より顕著である。モデルラインや河川沿いの西側では、低下傾向が著しく、次年度の融雪期前には、かなり濃度は改善されている。東側では、FH2003で水位低下からかなり遅れて濃度が低下する地点もあれば、PV1602の様に濃度低下量が少ない地点もあった。

図IV-2-9に、主な地下水地点におけるHCO₃⁻濃度の変動について示した。全地点的に水温の変動とリンクしていた。水温上昇と共に、濃度上昇し、水温低下と共に濃度低下していた。これは、おそらく、土壌中か帯水層中の微生物活動の活性状態に影響しているものと推察された。

脱窒は、酸素の枯渇した環境下でNO₃⁻を利用した呼吸作用であり、嫌気条件下でかつ有機物がある程度存在する条件下で起こる。このため、湖沼嫌気層や底泥中、湿地帯、干潟等で盛んに行われることがよく知られている^{6),7)}。



図IV-2-8 NO₃-N 濃度の季節変動



図IV-2-9 HCO₃⁻濃度の季節変動

一方で、河川や好氣的な不圧地下水では脱窒が行われにくいと思われがちであるが、近年の研究では、好氣条件下にある湖沼水柱中や河床においても、有機物の集合体や生物膜等に形成される、微少な嫌気環境において、脱窒が行われることがわかってきている^{8),9)}。また、Trudell *et. al.*⁵⁾によれば、不圧地下水も、実際には水質鉛直分布を有しており、基盤近傍は嫌氣的で脱窒が行われていることも示されている。また、河畔帯においては、NO₃-N が盛んに脱窒によって除去されていることも知られている¹⁰⁾。以上のことから、NO₃⁻の極端な濃度減少は、移流による希釈だけでは無く、水温とHCO₃⁻濃度の関連からも示唆される様に、脱窒による除去も十分考えられる。

(5) 水位と濃度を算出するためのモデルの構築

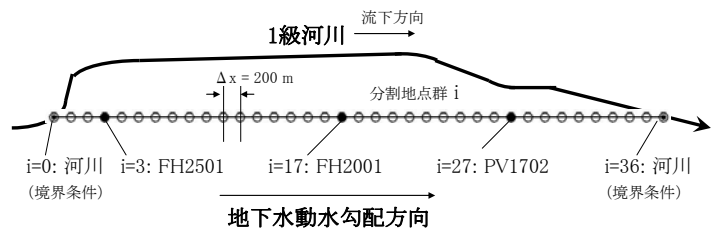
a. 構築するモデルの内容

本小流域の地下水は、明瞭な水位と濃度の季節変動が見られ、そのしくみを検討することは、窒素動態解明に大きく貢献すると思われる。

ところで、モデルラインとして設定した FH2501 と PV1702 を結ぶ直線上の上流側延長線上も下流側延長線上も、本小流域の縁を流下する1級河川に接する。さらに、その両接点における河川水位標高値について、開発局の観測データ⁴⁾と地形図から検討した結果、その両端の河川水位差の間に、必ず、モデルライン上の地下水地点 FH2501, FH2001, PV1702 の水位標高値がおさまっていることもわかった。

以上のことを考えると、厳密には異なるかもしれないが、河川水の伏流に由来する地下水が、動水勾配方向を流下し、再び河川へ到達する、といったことを仮定した仮想モデルを構築することができる。

そこで、図IV-2-10の様に、逐次計算を可能にするために、 $\Delta x = 200\text{m}$ の単位で、モデルラインを区切って、水位算出と濃度算出に関するモデルを構築することを考えた。まず、水の移流計算から各地点*i*の水位を算出するモデルを構築し、次に、移流によって行われる希釈効果等を考慮した濃度算出を行うモデルを構築することとした。



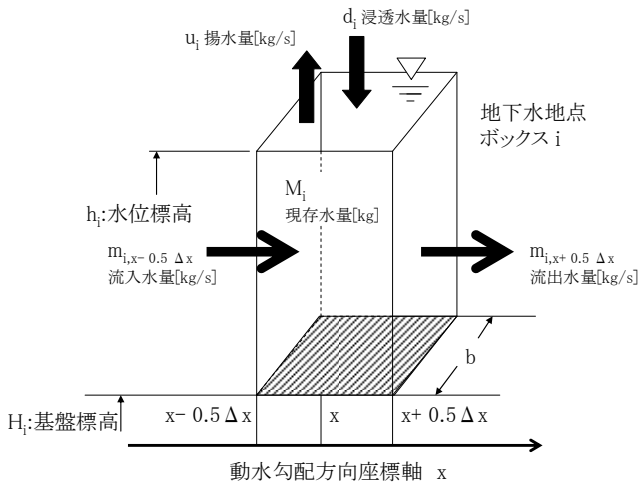
図IV-2-10 水位および濃度算出モデル構築のための、モデルライン上の地点分割イメージ

b. 水位算出モデルの構築

地下水の水位変動の計算を行うには、厳密には3次元非定常の水の流れを計算しなくてはならない^{11),12)}。しかし、今回は計算を簡略化するために、大胆な仮定を行って、動水勾配方向の1次元モデルを検討してみる。そのモデルの概念図を、図IV-2-11に示した。

地点*i*の地下水が満たされた帯水層ボックス*i*は、隣の地点*i-1*や地点*i+1*のボックスと隣接すると仮定する。そして、本来は鉛直方向の透水係数も考慮して水位変動を表現しなくてはならないが、今回はボック

ス i の水量変化に応じて、水位標高が瞬時に変動すると仮定する。そうすると、ボックス i の水の物質収支は式(1)の様に表現できる。



図IV-2-11 水位算出モデルの概念図

$$M_i^{(t+\Delta t)} - M_i = m_{i,x-0.5\Delta x} \cdot \Delta t - m_{i,x+0.5\Delta x} \cdot \Delta t - u_i \cdot \Delta t + d_i \cdot \Delta t \quad \text{式(1)}$$

ここで、 $M_i^{(t+\Delta t)}$ に記されている右肩の $(t+\Delta t)$ は、 Δt 時間後を意味し、以後、他のパラメーターでの表記でも同じ意味とする。

今、水の密度を ρ 、有効空隙率を ε 、透水係数を k と置き、それぞれ定数と仮定すると、式(1)はダルシー則を適用して、次の様に表現できる。

$$\begin{aligned} & \varepsilon \cdot \rho \cdot \Delta x \cdot b \cdot (h_i^{(t+\Delta t)} - h_i) \\ &= \{ \varepsilon \cdot \rho \cdot b \cdot (h_i - H_i) \cdot k \cdot (h_{i-1} - h_i) / \Delta x \} \cdot \Delta t \\ & - \{ \varepsilon \cdot \rho \cdot b \cdot (h_i - H_i) \cdot k \cdot (h_i - h_{i+1}) / \Delta x \} \cdot \Delta t \\ & - \rho \cdot \Delta x \cdot b \cdot U_i \cdot \Delta t + \rho \cdot \Delta x \cdot b \cdot D_i \cdot \Delta t \end{aligned} \quad \text{式(2)}$$

ここで、 U_i と D_i は、それぞれ単位平面あたりの時間揚水量と時間浸透量を示し、単位次元は SI 表記で $[m/s]$ である。

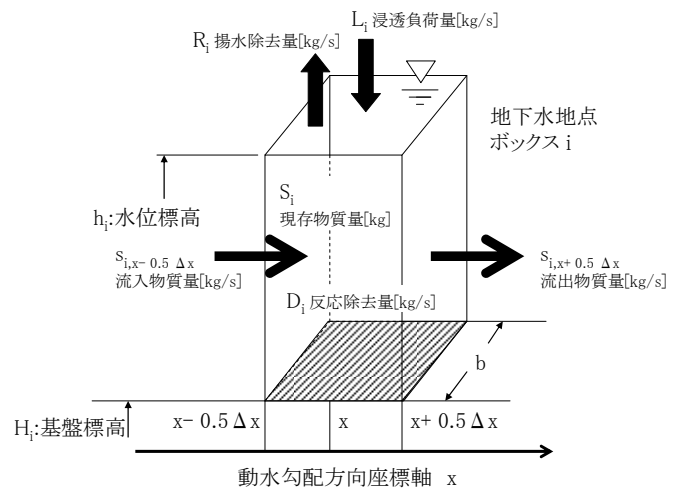
そして、式(2)を整理すると次の様になる。

$$\begin{aligned} h_i^{(t+\Delta t)} &= h_i + \{ k \cdot (h_i - H_i) (h_{i-1} - 2h_i + h_{i+1}) / \Delta x^2 \} \cdot \Delta t \\ & + \{ (D_i - U_i) / \varepsilon \} \cdot \Delta t \end{aligned} \quad \text{式(3)}$$

この式(3)を利用すると、帯水層のパラメーターである ε 、 k および H_i と、鉛直の水移動に関するパラメーターである D_i と U_i を適当に与えてやれば、ボックス i の水位標高 h_i は、 Δt 時間前のボックス i と両隣のボックス $i-1$ とボックス $i+1$ の水位により計算可能である。すなわち、境界条件としての上流端河川水位と下流端河川水位を与え、初期条件として全ての水位を設定してやれば、時間 Δt 毎に、各地点の水位が逐次計算できる。

c. 濃度算出モデルの構築

地下水の濃度計算を厳密に行うためには、溶質の物質移動とその溶質に係わる全ての吸脱着現象や化学反応による増減を考慮しなくてはならない。また、移動についても、分子拡散によるものと移流によるもの双方を計算に入れなくてはならない¹³⁾。しかし、今回は、計算を簡略化するために、分子拡散による移動は無視した。また、反応については、除去に係わるもののみで1次反応を仮定した。そのモデルの概念図を図 I-4-5-12 に示した。



図IV-2-12 濃度算出モデルの概念図

今、水平方向の水の移流にともなう物質が輸送されてくると仮定し、動水勾配方向が変化しないという条件下で、ボックス i には、ボックス $i-1$ の濃度で移流入し、ボックス i からボックス $i+1$ には、ボックス i の濃度で移流出していくものとする。実際の帯水層では、鉛直方向に濃度分布を有しているが、今回は、ボックス i にて物質質量が変化すると、ボックス内では、

瞬時に濃度が均一化するという大胆な仮定を行い、そうすると、次の様な、物質収支式が表現できる。

$$S_i^{(t+\Delta t)} = S_i + s_{i,x=0.5\Delta x} \cdot \Delta t - s_{i,x=0.5\Delta x} \cdot \Delta t - R_i \cdot \Delta t + L_i \cdot \Delta t - r \cdot C_i \cdot V_i \cdot \Delta t$$

式(4)

式(4)の右辺最終項は、脱窒等の除去量をしめし、 r は反応速度定数、 C_i はボックス i での濃度、 V_i はボックス i の帯水量を示し、それぞれ次元は SI 表記で、 $[1/s]$, $[kg/m^3]$, $[m^3]$ である。

この式(4)を、ダルシー則を用い、濃度を使った式に置き換えると、次の様に表現できる。

$$\begin{aligned} & \varepsilon \cdot \Delta x \cdot b \cdot (h_i^{(t+\Delta t)} - H_i) \cdot C_i^{(t+\Delta t)} \\ & = \varepsilon \cdot \Delta x \cdot b \cdot (h_i - H_i) \cdot C_i \\ & + \{ \varepsilon \cdot b \cdot (h_i - H_i) \cdot k \cdot (h_{i-1} - h_i) \cdot C_{i-1} / \Delta x \} \cdot \Delta t \\ & - \{ \varepsilon \cdot b \cdot (h_i - H_i) \cdot k \cdot (h_i - h_{i+1}) \cdot C_i / \Delta x \} \cdot \Delta t \\ & - \Delta x \cdot b \cdot U_i \cdot C_i \cdot \Delta t + \Delta x \cdot b \cdot D_i \cdot C_{down} \cdot \Delta t \\ & - r \cdot \varepsilon \cdot \Delta x \cdot b \cdot (h_i - H_i) \cdot C_i \cdot \Delta t \end{aligned}$$

式(5)

ここで、 C_{down} は土壌層からの浸透水濃度を示す。この式を整理すると次のように表現できる。

$$\begin{aligned} & (h_i^{(t+\Delta t)} - H_i) \cdot C_i^{(t+\Delta t)} \\ & = (h_i - H_i) \cdot C_i \\ & + \{ (h_i - H_i) \cdot k \cdot (h_{i-1} C_{i-1} - h_i C_i + h_{i+1} C_i) / \Delta x^2 \} \cdot \Delta t \\ & - (U_i \cdot C_i / \varepsilon) \cdot \Delta t + (D_i \cdot C_{down} / \varepsilon) \cdot \Delta t \\ & - r \cdot (h_i - H_i) \cdot C_i \cdot \Delta t \end{aligned}$$

式(6)

先の水位算出モデルによって、ある時刻におけるボックス i の水位計算が完了していると、この式(6)から、その時刻直前のボックス i と上流側のボックス $i-1$ の濃度、土壌層からの浸透を考慮するときの浸透水濃度、浄化を考慮するときの反応速度定数がわかると、その時刻における濃度の計算ができることになる。すなわち、境界条件としての上流端の河川水濃度を与え、初期条件として全地点の濃度を与えてやれば、水位計算と連動して逐次各地点の地下水濃度が計算可能となる。

(6) モデルによる窒素動態の考察

a. 水位変動と SO_4^{2-} 濃度の減衰確認

まず、この両モデルを使用して、大きな鉛直浸透が確認されなかった 2007 年 5/15 から同年 8/9 までについて、モデルラインの地下水位と浄化を考慮しなくて

良い SO_4^{2-} 濃度の減少傾向について検討しながら、このモデルに適合する鉛直浸透及び浄化以外の各種パラメーターを設定することにする。

まず、モデル計算を行う前に、透水係数と揚水量以外のパラメーターを仮定した。基盤標高 H_i については、基本的に地表面標高に平行面と仮定し、地形図の地表面標高を読み取り、地表面から 8m 下と仮定し設定した。有効空隙率 ε については、妥当な範囲内の値と思われる 0.1 を設定した。

水位算出モデルの境界条件として、1 時間毎の河川水位値を、開発局観測点の 1 時間毎水位データと地形図標高から推定して与えた。

初期条件として、2007 年 5/15-16 調査の実測値のある $i=3, 17, 27$ は、それらを 2007 年 5/15 の午前 1 時の値として与え、各地点間 i においては、標高差を考慮した水位分布を計算して与えた。ただし、 $i < 3$ と $i > 27$ においては、 $i=0$ と $i=36$ の河川上の標高が他地点の標高との比較に不向きなため、河川水位との一次補間によって与えた。

濃度モデルに使用する境界条件としての河川 SO_4^{2-} 濃度は、 r_1 の期間平均値を設定した。また、初期条件は水位と同様に、まず、2007 年 5/15-16 調査の実測値のある $i=3, 17, 27$ は、それらを 2007 年 5 月 15 日の午前 1 時の値として与えた。そして、各地点間においては、単純に一次補間によって与えた。そして、濃度は $i > 27$ 以降の下流側は計算対象外としたため、初期条件は与えない。また、浄化を考慮しなくて良い条件でのパラメーターを検討するために SO_4^{2-} 濃度を選んだわけであるから、反応速度定数 r は 0 を与えた。

なお、この期間では、鉛直浸透による流入は無いと考えたため、 D_i を 0 とし、 C_{down} は未設定で計算できる。

鉛直揚水量 U_i については、設定を簡略化するために、全地点的に同値を与えることとした。そして、モデルラインの中間地点である $i=17$ (FH2001) において、計算値が実測値に適合するかどうか、透水係数 k とその鉛直揚水量 U_i をいろいろと変えてみて、 $\Delta t=1$ 時間として、試行錯誤的に試算してみた。その結果、水位変動と濃度変動の現象について、良く理解できる 3 パターンについて、図 IV-2-13 に示した。

この 3 パターンの図を比較して見るとわかるように、水位の減衰は、透水係数の大小よりも鉛直揚水量の大小の方に大きく影響を受けていた。一方で、濃度の減衰は、鉛直揚水量の大小より、透水係数の大小によって決定された。これらのことから、本小流域の地下水の水位減少は、動水勾配方向の流去だけでは説明できず、流域内の農地や家屋で利用される地下水量に大きく影響を受けていると考えられた。そして、濃度の減

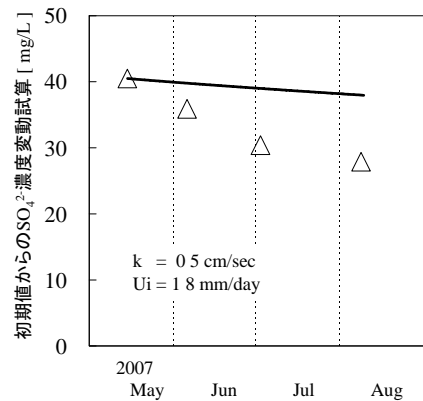
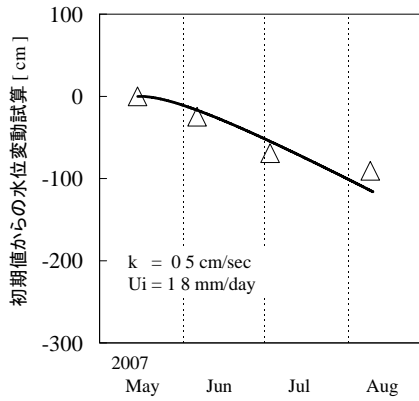
(1) 条件1

透水係数

$$k = 0.5 \text{ cm / sec}$$

鉛直揚水量

$$U_i = 1.8 \text{ mm / day}$$



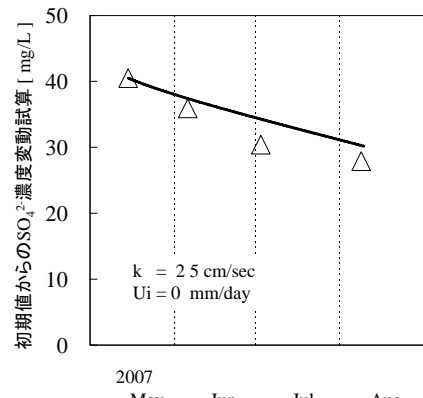
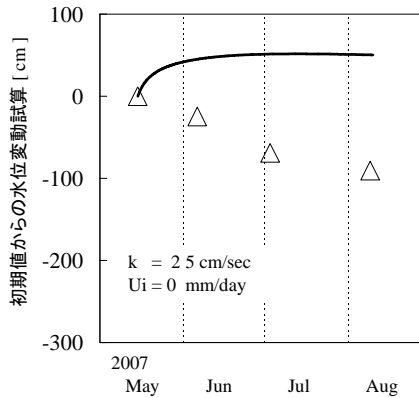
(2) 条件2

透水係数

$$k = 2.5 \text{ cm / sec}$$

鉛直揚水量

$$U_i = 0 \text{ mm / day}$$



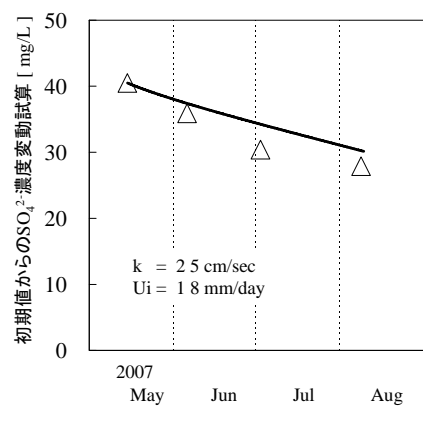
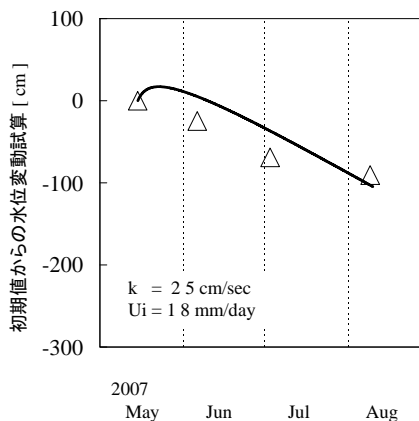
(3) 条件3

透水係数

$$k = 2.5 \text{ cm / sec}$$

鉛直揚水量

$$U_i = 1.8 \text{ mm / day}$$



図IV-2-13 特徴的な3つの条件における $i=17$ (FH2001) の水位変動と SO_4^{2-} 濃度の計算値と実測値の比較
(Δ : 実測値, — 計算値)

衰は、希釈水としての、上流端の河川水に起因する、低濃度の水平流入水量に依存することが推察され、水位変動と必ずしも同じ要因で無いと思われた。

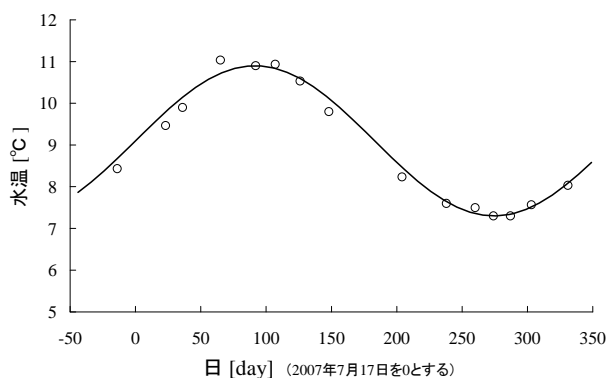
このモデルは大胆な仮説をしているため、最も実測値と計算値が適合した条件である、透水係数 2.5 cm/sec 及び鉛直揚水量 1.8 mm/day が、必ずしも現状のそれらの値に類似しているとは断言できない。また、鉛直揚水量については、基盤下への漏れ等の影響も加味されているかも知れない。ただ、いずれにしても、これらのモデルにおいては、以上のような透水係数と揚水量の条件が最も現状値を再現すると言える。

b. 硝酸濃度の再現と浄化作用

浄化能をあまり考慮しなくて良い SO_4^{2-} の濃度減衰と水位減衰の計算値と実測値が最も適合した、先の条件で、同様に、 $i=17$ (FH2001) における $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度の減衰傾向を、 $\Delta t=1$ 時間として計算し、図IV-2-14に示した。その結果、7月初めまでは、計算値と実測値が比較的適合していたが、水温が高くなり始める8月上旬では、実測値は大きく濃度低下していた。これは、移流以外の条件を検討しなくてはならないことを示唆しており、 $\text{NO}_3\text{-N}$ においては、脱窒等の浄化作用を検討しなくてはならない。

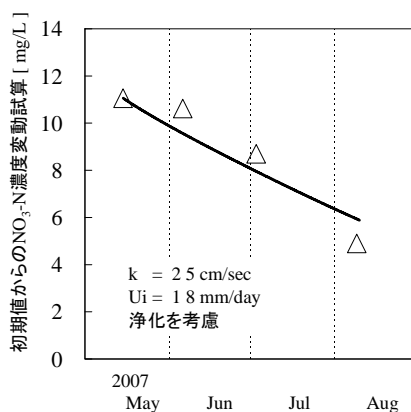
$$T = 9.1 + 1.8 \cdot \sin \{ (\pi/183) \cdot t \} \quad \text{式(8)}$$

ただし、 T は水温[°C]であり、ここでの時間表記 t [day]は、2007年7/17(午前0時)を0とする前後の日数である。

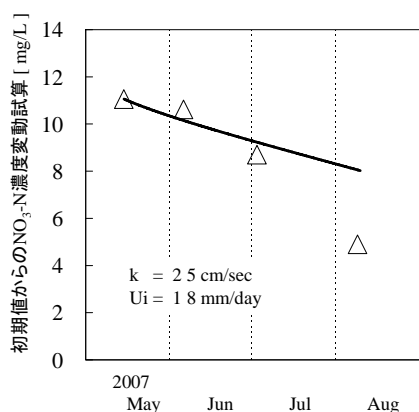


図IV-2-15 地下水温の正弦関数による近似
(○：平均値，—— 近似線)

図IV-2-14のパラメーター条件に加えて、式(7)の A 値をいろいろと変化させることによって、式(7)および式(8)から計算される反応速度定数 r を試行錯誤的に変動させ、 $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度の計算値が実測値と適合するかどうかを検試してみた。その結果、 $A = 0.001 [1/(\text{°C} \cdot \text{day})]$ 程度の際に、濃度計算値の減衰状況が、実測値と合うようである(図IV-2-16)。



図IV-2-16 $i=17$ (FH2001) の浄化を考慮した $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度の計算値と実測値の比較
(△：実測値，—— 計算値)



図IV-2-14 $i=17$ (FH2001) の $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度の計算値と実測値の比較
(△：実測値，—— 計算値)

好氣的な帯水層である不圧地下水では、脱窒はおきにくいと考えられやすいが、現実にはおそらく水質鉛直分布を有しており、基盤近傍は嫌気環境に近いと推察される⁷⁾。また、土壌層からの粒子状あるいは溶存態の有機物の進入が、小さな空隙の中で微少な嫌気環境を作り出しているかもしれない。今回の観測データやこのモデルによる考察から見ても、脱窒に代表される浄化作用がおこっていると考えるのが妥当と思われる。

そこで、浄化項を考慮して再計算を試みた。ところで、文献^{8),9)}によると、脱窒は5°Cくらいまで温度が低下すると活性が極めて低くなり、かつ、水温に比例して最大脱窒速度が増加する傾向が見られている。そのことから、反応速度定数 r を次の様に表現した。

$$r = A \cdot (T - 5) \quad \text{式(7)}$$

ここで、 T は水温[°C]、 A はある定数で、単位は時間を日単位とすると、 $[1/(\text{°C} \cdot \text{day})]$ となる。

式(7)を使えば、水温を与えてやることによって、定数 A をパラメーターとして反応速度定数を規定できる。ただし、計算は1時間毎となるので、水温変動を時系列の関数として表現できると、設定が容易になる。

そこで、実測の水温変動を元に、それを関数で表現することを試みた。モデルラインの地下水水温は地点的には同一と仮定し、3地点(FH2501, FH2001, PV1702)の実測値を観測中心日の水温値として、平均値を算出し、それを正弦関数にて次の様に近似した(図IV-2-15)。

c. 浸透負荷を考慮した通年試算

融雪や初秋降雨による浸透の影響を考慮し、水位や $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度のピークの再現ができなければ、モデルとしてはまだ不十分である。

そこで、初期値を2007年7/3に設定して、1年間、 $\Delta t=1$ 時間として、計算を実施してみることとした。パラメーターは、基本的にa.やb.で検討してモデル計算値と実測値がよく適合したものをそのまま採用する。ただし、揚水量においては、10/1から翌年4/30までの間は、営農による揚水がなくなると仮定して、0.5 [mm/day]と小さく設定した。

また、水位の境界条件は、先と同様に、開発局観測点の1時間毎の実測値から推定値を算出して与えた。濃度の境界条件は、r1の濃度を与えるが、この河川水は、決まって融雪時期に $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度が上昇する傾向が見られている。そのため、2008年3/10~4/20においては、その間の3回の実測平均値である0.82mg/Lを与え、それ以外では、その間の12回の平均値である0.295 mg/Lを一律に与えた。

鉛直浸透水量 D_i と浸透水 $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度 C_{down} は、とりあえず、極端におかしな値にならない様に配慮しながら、次の様に大胆に仮定して設定した。

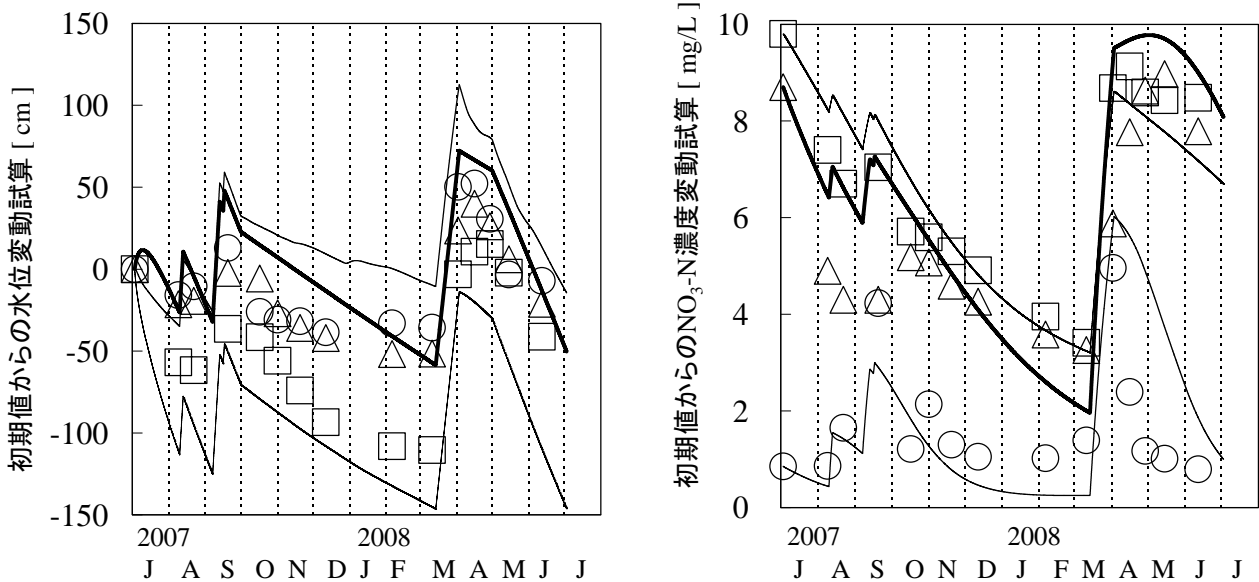
浸透水量は、2007年8~9月における初秋のまとまった降雨による浸透と、翌年の融雪による浸透が同量で行われたと仮定し、年間浸透量には、この年は降雪が少なかったため、280 [mm/y]とした。なお、初秋の浸透は、8月と9月のアメダスデータから比較的大

きな雨のあった後に、10日分に振り分けて与えた。融雪による浸透は、降雨による浸透より2倍遅いと仮定して、日平均気温がプラスになり始めた日から、連続的に20日間分に振り分けて与えた。融雪浸透水の $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度はやや高めめの30 [mg/L]を与え、初秋のその濃度は土壌層での消費や浄化を考慮して、その半量である15 [mg/L]とした。ただし、モデルライン上流側は、下流側よりも超過窒素量が低いことが分かっているため、 $i=0\sim 9$ までのボックスには、それらの7割濃度を与えた。

以上の様に、各種パラメーターを設定して、2007年7/3から1年間において、各ボックス地下水の水位と $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度を計算した。その結果について、実測値とともに、3地点合わせて、図IV-2-17に示した。

計算値が実測値とずれている部分も見られるが、ピークの傾向や減衰の状況を良く表現できていると思われた。水位について、3地点とも変動傾向はよく表現できているが、FH2501とFH2001では計算値がやや高い傾向に、下流側のPV1702では計算値がやや低い傾向に見られた。これは、設定の簡略化のために、鉛直揚水量を全地点に一律に与えたためと思われた。もう少し実態に即した鉛直揚水分布をファクターとして与えたら、この部分は解消されると思われる。

$\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度については、FH2001における2007年8月の実測値の急激な濃度減衰は表現しきれていないものの、秋から冬にかけての濃度減衰の状況と融雪のピークは、3地点とも良く表現できていた。



図IV-2-17 浸透を考慮したモデルライン地点の地下水位と $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度の年間試算

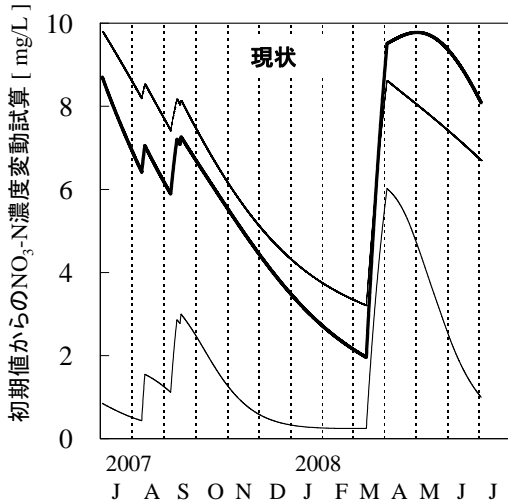
(FH2501: ○実測値, <中線>計算値, FH2001: △実測値, <太線>計算値, PV1702: □実測値, <細線>計算値)

⑦ モデルを使った対策シミュレーション

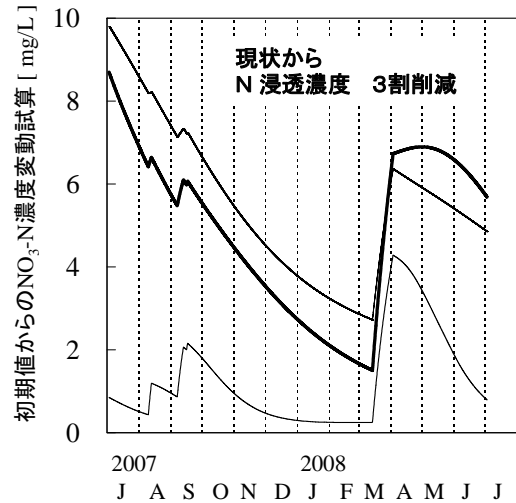
このNO₃-N濃度算出モデルを使って、仮に、2007年に、浸透水中のNO₃-N濃度を減少させる対策を実施し

たと仮定して、地下水NO₃-N濃度のモデルシミュレーションを行い、現状計算値と比較することによって、対策効果を検討してみた(図IV-2-18)。

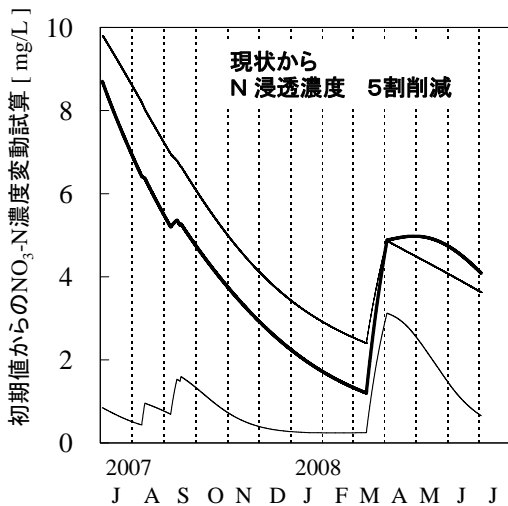
(1) 現状



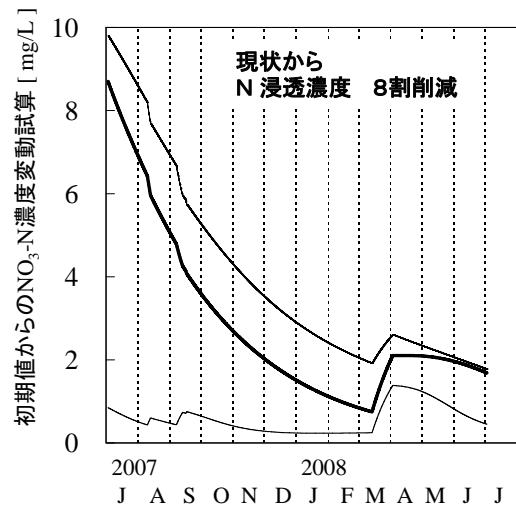
(2) 現状から浸透水NO₃-N濃度3割削減



(3) 現状から浸透水NO₃-N濃度5割削減



(4) 現状から浸透水NO₃-N濃度8割削減



図IV-2-18 2007年に施肥対策等を実施し、浸透水NO₃-N濃度の低減が行えたと仮定して計算した、各井戸のNO₃-N濃度のシミュレーション(中線:FH2501, 太線:FH2001, 細線:PV1702)

当然のことながら、浸透水のNO₃-N濃度を減少させることができれば、その減少分に相当する濃度上昇は低減され、地下水水質は大きく改善される。特にFH2001やPV1702においては、現状では融雪期に最大値である環境基準前後の値となることから、3割程度でも浸透水のNO₃-N濃度を低減する対策に成功することができれば、最大値は7mg/L程度まで低減できると推察される。さらに、このモデルラインを中心とした、河川に近い区域は、移流と浄化により、NO₃-N濃度が

比較的早くに改善されるため、対策の効果が速やかに現れると予想される。

しかし、本小流域全体を考えた場合、注意しないことにはならないことは、PV1602に代表される様に、東側地域では、NO₃-N濃度の減衰が遅く、地理的に見ても地下水の移流による希釈が遅い傾向が示唆される。そのため、東側の地域では、対策を行ったとしても、その効果が現れるには少し時間を要するかも知れない。

4) 要約

我々は、水質化学的考察とモデル試算によって、小流域Aの地下水窒素動態を解明するため、詳細な季節変動調査を実施し、水位とNO₃-N濃度を算出するモデルを構築した。それら解析の結果、本流域の地下水は、その縁を流下する1級河川の伏流影響を大きく受けていることがわかった。また、多くの地下水地点で、季節的な水位減少とNO₃-N濃度減少が確認されたが、それらの主たる要因は少し異なっており、前者は流域内の揚水量に規定され、後者は希釈水の水平移流量に影響を及ぼす透水性と脱窒に代表される浄化量に規定されていると推察された。また、この流域の地下水へのNO₃-N負荷の主たる要因は、融雪による余剰窒素の浸透によるが、1級河川側の西部地域では地下水のNO₃-N濃度の減衰も速く、浸透水NO₃-N濃度を低減させる営農対策を少しでも実施すれば、直ちに地下水水質が改善すると思われた。

5) 成果の公表

日本地下水学会 2008 年秋期講演会にて口頭発表。

6) 引用文献

- 1) Stumm, W., J.J.Morgan, "Aquatic chemistry 3rd edition". Wiley-Interscience. 1995. p.148-205.
- 2) 気象庁のホームページ, アメダスデータ, <http://www.jma.go.jp/jp/amedas>
- 3) 国土交通省北海道開発局のホームページ, <http://www.ab.hkd.mlit.go.jp/kasen>
- 4) 国土交通省ホームページ, 水文水質データベース, <http://www1.river.go.jp>
- 5) Trudell, M.R., R.W.Gillham, J.A.Cherry. "An in-situ study of the occurrence and rate of denitrification in a shallow unconfined sand aquifer". Journal of Hydrology. **83**, 251-268 (1986).
- 6) 清家泰, 近藤邦男, 伊達善夫, 石田祐三郎. "汽水湖・中海における窒素代謝Ⅲ. 低酸素濃度下における硝化・脱窒". 陸水学雑誌. **47**, 269-278 (1986).
- 7) Davis, J.L., B. Nowicki, C. Wigand. "Denitrification in fringing salt marshes of Narragansett Bay, Rhode Island, USA". Wetlands. **24**, 870-878, (2004).
- 8) 仁木拓志, 藤岡一平, 渡辺真利代. "荒川河床における脱窒活性測定の試み". 立正大学オープンリサーチセンター, 2002 年度 ORC 報告会要旨. (2003).
- 9) Pfenning, K.S., McMahon P.B. "Effect of nitrate, organic carbon, and temperature on potential denitrification rates in nitrate-rich riverbed sediments". Journal of Hydrology. **187**, 283-295 (1996).
- 10) Konohira, E., M. Yoh, J. Kubota, K. Yagi, H. Akiyama. "Effects of riparian denitrification on stream nitrate-evidence from isotope analysis and extreme nitrate leaching during rainfall". Water Air and Soil Pollution, **130**, 667-672 (2001).
- 11) 日比義彦. "不飽和流れの表現". 地下水学会誌. **50**, 171-177 (2008).
- 12) 登坂博行. "体験するプログラミング. その 1: 飽和定常流れは何次元でも簡単に解ける". 地下水学会誌. **50**, 187-193 (2008).
- 13) 靱井和朗. "地下水水質化学の基礎. 11. 化学反応を考慮した物質輸送解析" 地下水学会誌. **40**, 347-357 (1998).

(三上英敏, 高田雅之, 三島啓雄)

3. 汚染リスク要因としての土壌浸透水量推定モデル

1) 背景と目的

農耕地における土壌浸透水の発生時期や発生量は、余剰窒素量（窒素投入量－作物による窒素持ち出し量）とともに、浸透水中の硝酸性窒素濃度に影響を及ぼす重要な要因の一つである。しかし、降水量や土壌水分条件等に依存して不定期に発生する浸透水のモニタリングは容易でないため、その発生時期や量に関する定量的知見は乏しい。そこで、本節では、農耕地の硝酸性窒素汚染評価の一助として、浸透水の発生時期および量を簡易に推定するモデルを開発するとともに、浸透水量の多寡に及ぼす諸要因の影響を明らかにする。

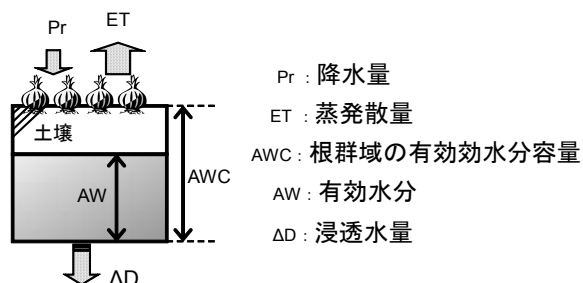
2) 開発したモデルの内容

浸透水の動態は積雪の有無で大きく異なるため、浸透水量を非積雪期間と積雪期間に分けてモデル化した。両期間の設定にあたっては、北海道における平均的な長期積雪期間を考慮して、全道一律に、積雪期間を12月1日～翌年3月31日、非積雪期間を4月1日～11月30日とし、12月1日～翌年11月30日までを1年として扱った。

(1) 非積雪期間（4月1日～11月30日）の浸透水量

非積雪期間については、作物の根群域土層における水収支（図IV-3-1）を日単位で計算し、降雨によって根群域土層の有効水分が有効水分容量（pF1.5～4.2相当）を超える場合にのみ、浸透水 ΔD が生じるとした（5-1、2式）。なお、式中の各項の添字 j は第 j 日目を意味する。

- i) $AW_{j-1} + Pr_j - ET_j > AWC$ のとき、
 $\Delta D = (AW_{j-1} + Pr_j - ET_j) - AWC$ 、
 かつ $AW_j = AWC$ (5-1式)
- ii) $AW_{j-1} + Pr_j - ET_j \leq AWC$ のとき、
 $\Delta D = 0$ 、かつ $AW_j = AW_{j-1} + Pr_j - ET_j$ (5-2式)



図IV-3-1 モデルにおける作物の根群域土層の水収支（非積雪期間）

5-1、5-2式右辺の各項の取得法および算出法は以下の通りである。

①降水量 Pr

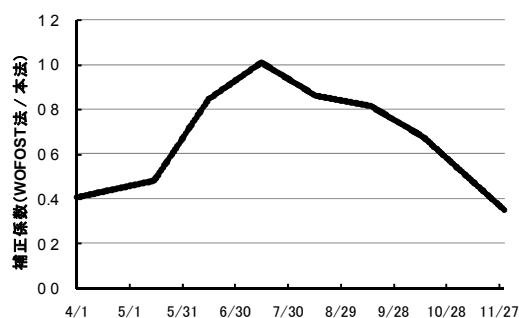
Prには対象圃場近傍のアメダスデータを利用した。

②蒸発散量 ET

ETは日平均気温と日射量を用いた次式¹⁾で算出した。

$$ET = (0.0135 \times T + 0.24) \times Rs / L \quad (5-3式)$$

ここで、ET：蒸発散量 (cm d^{-1})、T：日平均気温 ($^{\circ}\text{C}$)、Rs：日射量 ($\text{J cm}^{-2} \text{d}^{-1}$)、L：蒸発潜熱 ($2499 - 2.5 \times T$ 、単位： J cm^{-3})。日射量Rsは常法に従って日照時間から推定した。ただし、5-3式で算出されるETはポテンシャル蒸発散量であり、作物の生育量が十分でない春・秋期には過大評価となる。そこで、作物の生育を考慮した実蒸発散量としてオランダで開発された作物モデルWOFOSTで計算した既報²⁾の推定値を利用し、5-3式での計算値に対するWOFOST法による推定値の比（補正係数、図IV-3-2）を求め、これを5-3式による値に乗じて実蒸発散量に補正した。なお、WOFOSTによる推定値が実蒸発散量として妥当なことは、網走地域における検討で確認されている³⁾。



図IV-3-2 ポテンシャル蒸発散量を実蒸発散量に変換するための補正係数の季節的推移

③根群域の有効水分容量 AWC

AWCは、神山・大塚⁴⁾が示した5-4式を用いて、対象圃場の土壌の仮比重から有効水分量（pF1.5～4.2）を求めた後、これに当該作物の根群域深（表IV-3-1）を乗じて算出した。表IV-3-1は三木⁵⁾を参考に、道内の主要作物について設定した。

$$\text{有効水分量} (\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}) = 0.346 - 0.189 \times \text{仮比重} (\text{g cm}^{-3}) \quad (5-4式)$$

(2) 積雪期間（12月1日～3月31日）の浸透水量

積雪期間については、以下のように、春先の融雪期とそれ以外の冬期に区分して浸透水量を算出した。すなわち、日平均気温が 0°C 以上になると継続的な融雪が始まる⁶⁾ことから、日平均気温が2日以上連続して 0°C 以上となった日から3月31日までを融雪期、12月1日から融雪期の初日前日までを冬期とした。冬期の積雪下の融雪量は 0.4 mm d^{-1} ⁷⁾で一定、融雪期の融雪量は積雪期間

の積雪水当量（降水量から蒸発量を差し引いた値：降水量×0.93）から冬期の融雪量を差し引いた値とし、両期とも融雪量は浸透水量に等しいとした。

表IV-3-1 主要作物の根群域深¹⁾

作物	根群域深(cm)
スイートコーン	60
たまねぎ	40
露地野菜	50
キャベツ	50
だいこん	80
にんじん	60
秋まき小麦 ²⁾	80
春まき小麦 ²⁾	80
畑作物	80
てんさい	80
ばれいしょ ³⁾	50
大豆	50
小豆	40

¹⁾ 三木(2002)を改変。

²⁾ 制限土層があるときはその深さまで。

³⁾ 培土の深さを含む。

3) モデルの検証

開発したモデルが浸透水の発生時期や発生量を適切に推定できるかどうかを、モデルによる計算値と月別または年間の浸透水量に関する既往の報告値との比較を通して検証する。

(1) 検証に用いた既往の報告値

①月別浸透水量

鈴木・志賀³⁾による訓子府町（北見農試）の多湿黒ボク土輪作畑（秋まき小麦、てんさい、ばれいしょ）、および平成17年普及奨励並びに指導参考事項「普通畑およびたまねぎ畑における地下水硝酸性窒素の削減対策」⁸⁾に示された芽室町（十勝農試）の淡色黒ボク土輪作畑（てんさい、小豆、春まき小麦）での報告値を用いた。前者には2000～2002年、後者には2002～2004年の月別浸透水量（4～11月は各月値、12～3月は合計値）が示されている。両報告とも作物モデルWOFOSTで蒸発散量、土壌水分変化量、表面流去水量等を求め、これらを降水量から差し引いて浸透水量を推定している。

②年間浸透水量

①の訓子府町および芽室町の月別データを集計した年間浸透水量の他に、松本ら⁹⁾による由仁町の普通灰色低地土連輪作畑（たまねぎ、秋まき小麦）および恵庭市の普通黒ボク土輪作畑（にんじん、だいこん、キャベツ、小豆、ばれいしょ）での報告値を用いた（1997～2001年）。松本らは、年間降水量からThorntwhait法による年間蒸発散量を差し引いて浸透水量を算出している。

(2) 計算条件

①気象データ

降水量、日平均気温、日照時間には対象地点近傍のア

メダスデータ（訓子府町：境野、芽室町：芽室、由仁町：長沼、恵庭市：恵庭島松）を用いた。

②根群域の有効水分容量

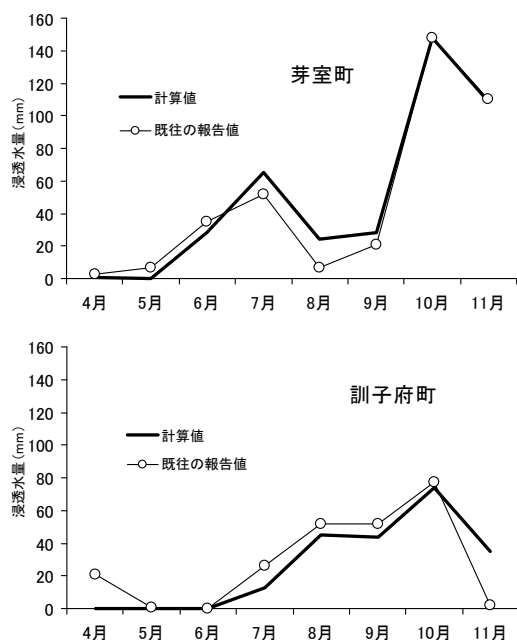
対象圃場の仮比重実測値から5-4式で有効水分量を求めた後、表IV-31を用いて各作物栽培時の根群域の有効水分容量AWCを算出した。

③非積雪期間における有効水分の初期値

冬期および融雪期の土壌は飽和していると仮定し、非積雪期間における有効水分AWの初期値（4月1日の値）は有効水分容量AWCに等しいとした。

(3) 検証結果

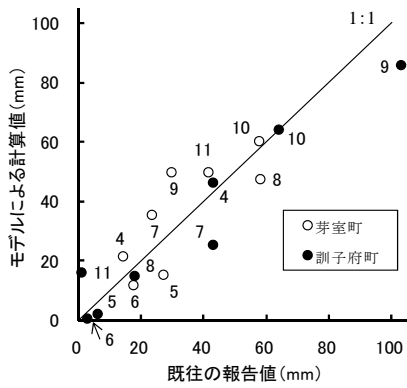
一例として、2002年の訓子府町と芽室町の非積雪期間について、モデルによる計算値を既往の報告値とともに図IV-3-3に示す。訓子府町での4月と11月を除けば、両地点ともに計算値と既往の報告値の推移は良く対応した。訓子府町と芽室町では土壌の種類、栽培作物、気象条件等が異なるため浸透水の発生時期や量にも違いがあるが、両地点ともおおむね精度良く推定できた。



図IV-3-3 モデルによる月別浸透水量計算値と既往の報告値の季節的推移（非積雪期間期間）

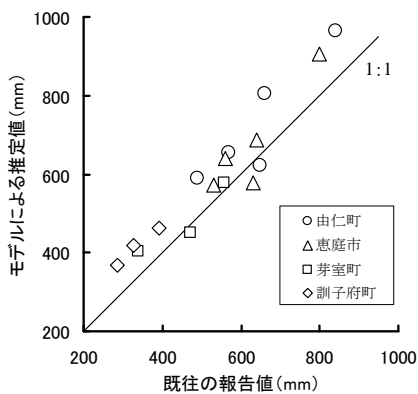
2002年、訓子府町：多湿黒ボク土（ばれいしょ）、芽室町：淡色黒ボク土（てんさい）。

次に、訓子府町と芽室町の非積雪期間について、3年平均の月別浸透水量の計算値と既往の報告値との比較を図IV-3-4に示す。計算値と既往の報告値は1:1のライン近傍に分布し、両者間のRMSエラーは11mm（1日当たり0.4mm）であった。非積雪期間に積雪期間を加えた



図IV-3-4 モデルによる月別浸透水量計算値と既往の報告値との関係（非積雪期間のみ）

訓子府町は2000～2002年、芽室町は2002～2004年の平均値。図中の数字は月を示す。各地点の土壌の種類と栽培作物は以下の通り。訓子府町：多湿黒ボク土（00年：秋まき小麦，01年：てんさい，02年：ばれいしよ），芽室町：淡色黒ボク土（02年：てんさい，03年：小豆，04年：春まきコムギ）。



図IV-3-5 モデルによる年間浸透水量計算値と既往の報告値との関係（非積雪期間+積雪期間）

由仁町と恵庭市は1997～2001年の5カ年のデータ。土壌の種類と栽培作物は以下の通り。由仁町：普通褐色低地土（97年：たまねぎ，98年：秋まき小麦，99～01年：たまねぎ），恵庭市：普通黒ボク土（97年：にんじん，98年：だいこん，99年：キャベツ，00年：小豆，01年：ばれいしよ）。訓子府町は2000～2002の3カ年，芽室町は2002～2004年の3カ年のデータ。訓子府町と芽室町の土壌の種類と栽培作物は図IV-3-4と同様。

年間浸透水量は、計算値がやや過大評価となる傾向にあったが、既往の報告値との対応は良好で（図IV-3-5）、両者間のRMSエラーは81 mm（1日当たり0.2 mm）であっ

た。これらのことから、本モデルの浸透水量推定ロジックは非積雪期間と積雪期間ともに概ね適切であったと考えられる。

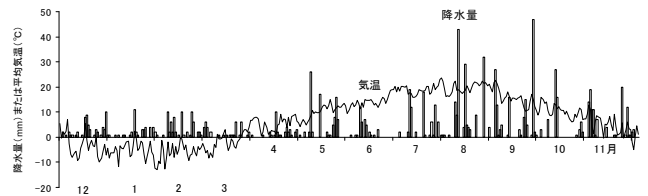
以上より、開発した土壌浸透水量推定モデルは、多様な土壌、気象、栽培作物条件において、浸透水の発生時期や発生量を精度良く推定できることが明らかとなった。

4) 浸透水量の変動要因

開発したモデルを活用し、土壌浸透水量の変動に及ぼす各種要因（降水量、気温、根群域の有効水分容量）の影響を検討するとともに、道内における浸透水の季節的発生パターンの特徴を明らかにする。

(1) 方法

過去のアメダス長沼データから、旬降水量と日平均気温の推移が同地での平年値に最も類似した直近の年次として1992年データ（図IV-3-6）を選定した。このデータに対し、ア）日降水量が10または20%増加もしくは減少、イ）日平均気温が1または2℃上昇もしくはは下降、した場合の浸透水量をモデルで推定した。同様に、1992年データのもとで根群域の有効水分容量を40, 80, 120 mmとした場合についても検討した。さらに、道内の代表地点として、長沼町の他に北斗市、芽室町、置戸町を選定し、先と同じく1992年について、各地点の近傍アメダスデータ（北斗市：北斗，芽室町：芽室，置戸町：境野）を用いて浸透水の季節的発生パターンを推定し、それらの特徴を検討した。



図IV-3-6 1992年アメダス長沼データの日平均気温と降水量

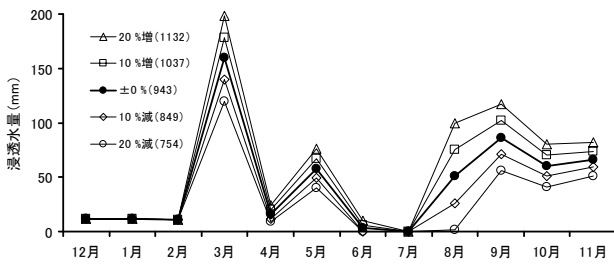
旬降水量および平均気温の季節水位が同地での平年値に最も類似した直近の年次として選定。

(2) 結果

降水量の多寡は浸透水の発生量に強く影響し、降水量が増えると浸透水量も増大した（図IV-3-7）。この傾向は融雪期に該当する3月と一般に多雨期にあたる8～10月に顕著で、降水量が20%減少と20%増加との間では浸透水量に40～100 mmの差が認められた。

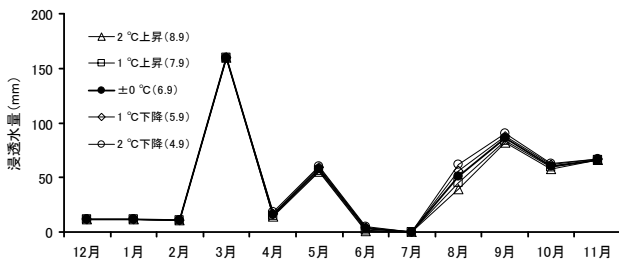
浸透水発生量に及ぼす降水量の影響は顕著であったのに対し、日平均気温の影響は小さかった（図IV-3-8）。日平均気温の変化が基準±2℃の範囲では、8月の浸透水量がわずかに増加または減少する他は、浸透水発生量に明瞭な変化は認められなかった。同様に、根群域の有効

水分容量の多少が浸透水量に及ぼす影響も小さく、有効水分量の増加によって8月の浸透水量がわずかに減少する程度であった（図IV-3-9）。



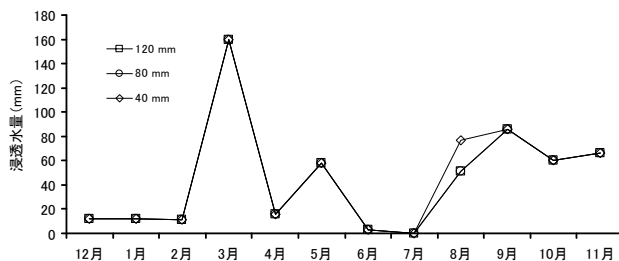
図IV-3-7 降水量の増加または減少が浸透水発生量に及ぼす影響

±0%は1992年長沼アメダスデータ（図IV-3-6）による推定値。10%増、20%増、10%減、20%減は、±0%のケースに対し日降雨量がそれぞれ10%増加、20%増加、10%減少、20%減少した場合（その他の気象要素に変化なし）。凡例のカッコ内は年降水量（単位：mm）。根群域の有効水分容量は80mm。



図IV-3-8 日平均気温の上昇または下降が浸透水発生量に及ぼす影響

±0°Cは1992年長沼アメダスデータ（図IV-3-6）による推定値。1°C上昇、2°C上昇、1°C下降、2°C下降は、±0°Cのケースに対し日平均気温がそれぞれ1°C上昇、2°C上昇、1°C下降、2°C下降した場合（その他の気象要素に変化なし）。凡例のカッコ内は年平均気温（単位：°C）。根群域の有効水分容量は80mm。

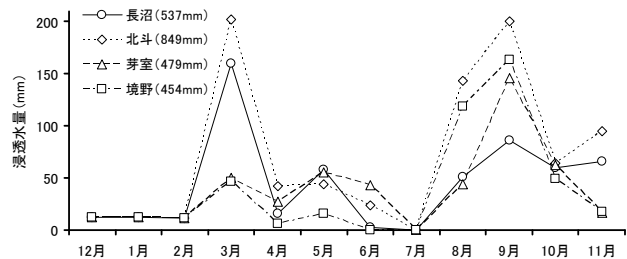


図IV-3-9 根群域の有効水分量の多寡が浸透水発生量に及ぼす影響

気象条件は1992年長沼アメダスデータ（図IV-3-6）。凡例の数値は根群域の有効水分容量。

道内の代表地点について推定した浸透水の季節的発生パターンを図IV-3-10に示した。対象年（1992年）における各地点の降水量の季節推移が同地での平年値に必ずしも類似していない場合があるものの、大まかにみると浸透水の発生パターンの様相は類似していた。すなわち、融雪期に該当する3月に各地点の積雪水当量の多少を反映したピークを示した後、4～7月は0～50mmと比較的少なく、8月から再び増加して9月にピークを持つパターンを示すことが多かった。

このように晩夏～晩秋および融雪期に浸透水量が多いことは、これらの期間の窒素溶脱リスクが高いことを意味している。北海道の畑地では晩夏～晩秋に多くの作物が収穫され、その後は裸地として管理されることが多い。よって、晩夏～晩秋および融雪期における窒素溶脱防止には、作物の収穫跡地に多量の窒素を残存させないような肥培管理が重要である。



図IV-3-10 道内の代表地点における浸透水の発生パターン（1992年アメダスデータによる）

凡例の地点名はアメダスポイント、地点名のカッコ内は年間浸透水量。グラフ表示期間の積算降水量は、長沼：943mm、北斗：1259mm、芽室：863mm、境野：821mm。根群域土層の有効水分量は80mmとした。

5) 要約

(1) 多様な土壌、気象、栽培作物条件において、土壌浸透水の発生時期や発生量を簡易に精度良く推定できるモデルを開発した。

(2) 土壌浸透水量の変動に及ぼす降水量、気温、根群域の有効水分容量の影響をシミュレーションで検討したところ、人為的に制御不可能な降水量の影響が最も大きかった。

(3) 道内における浸透水の季節的発生パターンからみた窒素溶脱リスクが高い時期は晩夏～晩秋および融雪期であり、これらの期間における窒素溶脱防止には、作物の収穫跡地に多量の窒素を残存させないような肥培管理が重要である。

6) 引用文献

- (1) 清野 裕. "気候的植物生産モデルと土壌物理性—土壌水分の気候学的推定の試み—". 土壌の物理性. 61. 11-18 (1990).
- (2) 志賀 弘行. "作物モデルを活用した秋まき小麦の収量変動評価・予測法". 土肥誌. 74. 835-838 (2003).
- (3) 鈴木 慶次郎, 志賀 弘行. "浸透水の硝酸性窒素濃度から見た網走地域の黒ボク土畑における投入窒素限界量". 土肥誌. 75. 45-52 (2004).
- (4) 神山 和則, 大塚 紘雄. "仮比重値を用いた有効水分容量図の作成". 土肥誌. 64. 440-443 (1993).
- (5) 三木 直倫. "硝酸態窒素の土層内動態をモニタリングする". 環境負荷を予測する—モニタリングからモデリングへ—. 長谷川 周一・波多野 隆介・岡崎 正規編. 東京, 博友社, 2002. p. 37-56.
- (6) Iwata, Y., Hayashi, M., Hirota, T. "Comparison of snowmelt infiltration under different soil-freezing conditions influenced by snow cover." *Vadose Zone J.*, 7, 79-86 (2008).
- (7) 小島 賢治. "冬期間の積雪下面における融雪量の連続観測 (序報)". 低温科学, 物理編. 39. 101-108 (1981).
- (8) 北海道農政部. "普通畑およびたまねぎ畑における地下水中硝酸性窒素の削減対策". 平成 17 年普及奨励ならびに指導参考事項. 2005. p. 106-108.
- (9) 松本 武彦, 三木 直倫, 木場 稔信. "道央の露地野菜畑における窒素環境容量からみた超過窒素量と浸透水中の硝酸性窒素濃度との関係". 土肥誌. 76. 411-419 (2005).

(中辻敏朗)

4. 軽減対策の現地実証

1) 道央地域における後作緑肥の導入効果の実証

(1) 目的

II-2-1) で開発した緑肥の有効利用による硝酸汚染軽減効果を道央の現地露地野菜畑において検証する。

(2) 方法

①試験期間

2006～2008年

②供試圃場

石狩支庁管内の普通黒ボク土に立地する露地野菜畑。2006年の緑肥導入前の深さ100cmまでの土壌無機態窒素量は19 kg/10aであった。

③処理

収穫跡地への後作緑肥(えん麦野生種、品種:ヘイオーツ)導入の有無と次作物(2007年:バレイシヨ, 2008年:キャベツ)での減肥の有無を組み合わせた4処理区を設定(表IV-4-1)。耕種概要は表IV-4-2の通り。

④調査項目

a. 緑肥収量と窒素吸収量, b. 作物収量と窒素吸収量, c. ポーラスカップで採取した土壌溶液中の硝酸性窒素濃度(深さ80cm)

表IV-4-1 処理区の概要

処理区	2006年	2007年	2008年
1	キャベツ → 裸地	バレイシヨ(N 2kg/10a減肥) → 裸地	キャベツ(N 5kg/10a減肥)
2	キャベツ → 裸地	バレイシヨ(慣行施肥 ²⁾) → 裸地	キャベツ(慣行施肥 ³⁾)
3	キャベツ → 緑肥 ¹⁾	バレイシヨ(N 2kg/10a減肥) → 緑肥 ¹⁾	キャベツ(N 5kg/10a減肥)
4	キャベツ → 緑肥 ¹⁾	バレイシヨ(慣行施肥 ²⁾) → 緑肥 ¹⁾	キャベツ(慣行施肥 ³⁾)

¹⁾ 後作緑肥として、えん麦野生種(品種:ヘイオーツ)を無施肥栽培。

²⁾ N-P₂O₅-K₂O(kg/10a)で、8-18-12。

³⁾ N-P₂O₅-K₂O(kg/10a)で、20-16-15。

表IV-4-2 耕種概要

2006年		2007年		2008年	
緑肥 ¹⁾		バレイシヨ		キャベツ	
播種	すき込み	定植	収穫	播種	すき込み
8月28日	10月26日	4月28日	8月1日	9月4日	11月5日
				6月20日	8月14日

¹⁾ えん麦野生種

(3) 結果

①緑肥の生育量

2006年および2007年に後作緑肥として導入したえん麦野生種の乾物収量は各々413, 613 kg/10a, 窒素吸収量は12.2, 17.1 kg/10aであった(表IV-4-3)。これらは、いずれも「北海道緑肥作物等栽培指針」に示された標準的レベルであり、緑肥の生育は良好であった。

②作物収量

収量に対する減肥の影響は判然としないことが多かった。緑肥未導入区に対する導入区の収量指数は、バレイシヨ:105, キャベツ:103~108であり、緑肥導入による翌年の作物増収効果が認められた(表IV-4-4)。

表IV-4-3 緑肥(えん麦野生種)の収量と窒素吸収量

処理区	2006年		2007年	
	乾物収量 (kg/10a)	窒素吸収量 (kg/10a)	乾物収量 ¹⁾ (kg/10a)	窒素吸収量 ²⁾ (kg/10a)
1, 2	-	-	-	-
3, 4	413	12.2	613	17.1

¹⁾ 生育期間の積算温度から推定

²⁾ 乾物収量から推定

表IV-4-4 緑肥導入翌年の作物の収量と窒素吸収量

処理区	2007年			2008年		
	バレイシヨ			キャベツ		
	収量 ¹⁾ (kg/10a)	収量比 ²⁾	窒素吸収量 (kg/10a)	収量 ¹⁾ (kg/10a)	収量比 ²⁾	窒素吸収量 (kg/10a)
1	3496	100	11.2	5347	111	17.9
2	3484	100	12.9	4810	100	17.4
3	3662	105	12.6	5180	108	17.2
4	3664	105	13.1	4930	103	13.5

¹⁾ 規格内収量

²⁾ 処理区2(緑肥栽培なし、慣行施肥)を100とした。

③試験期間の窒素収支

窒素収支に対しては、緑肥導入の有無よりも作物に対する減肥の影響が大きく、減肥した処理区1, 3の収支は他区よりも小さかった(表IV-4-5)。窒素収支から土壌の無機態窒素変化量の実測値を差し引いた窒素損失量は、作物に対する施肥量を慣行とした処理区2, 4で多く、減肥した処理区1, 3で少なかった。なかでも緑肥導入と次作物への減肥を組み合わせた処理区3の損失量が7.2 kg/10aと最も少なく、溶脱防止効果がうかがわれた。

表IV-4-5 各処理区の窒素収支¹⁾

処理区	投入量 ²⁾	持ち出し量 ³⁾	収支 ⁴⁾	土壌の無機態窒素変化量 ⁵⁾	損失量 ⁶⁾
1	21.0	16.8	4.2	-5.9	10.1
2	28.0	18.0	10.0	-6.1	16.1
3	21.0	19.1	1.9	-5.3	7.2
4	28.0	17.0	11.0	-6.1	17.1

¹⁾ 対象期間は2006年8月～2008年8月

²⁾ 窒素施肥量

³⁾ 作物収穫部位の窒素吸収量

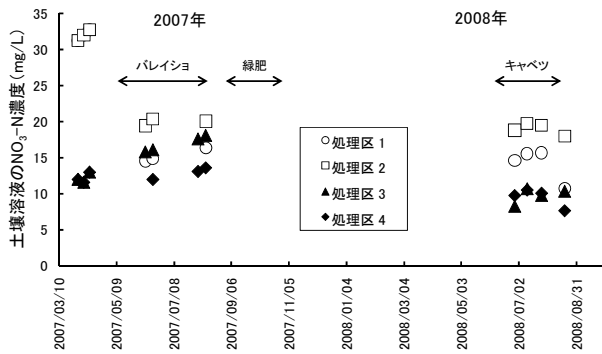
⁴⁾ 投入量-持ち出し量

⁵⁾ 2008年8月の土壌無機態窒素量-2006年8月同(深さ60cmまで)

⁶⁾ 収支-土壌の無機態窒素変化量

④土壌溶液中の硝酸性窒素濃度の推移

土壌溶液中の硝酸性窒素濃度に対する次作物での減肥の影響は判然としないことが多かったが、緑肥の導入効果は顕著に認められ、緑肥未導入区が11~33 mg/Lの範囲で変動したのに対し、導入区は8~18 mg/Lと低く推移することが多かった(図IV-4-1)。



図IV-4-1 土壤溶液中の硝酸性窒素濃度の推移
深さ 80cm に埋設したポーラスカップで吸引採取.

(4) 要約

露地野菜畑への後作緑肥の導入は、翌年の作物生産性を向上させるとともに、土壤溶液中の硝酸性窒素濃度を低下させる効果をもつことを現地圃場で実証した。

(中辻敏朗)

2) 道東地域の畑輪作における窒素投入量の適正化による汚染軽減対策

(1) 目的

畑輪作における投入窒素量が土壤溶液中硝酸性窒素濃度に与える影響について検討し、地下水の環境基準を維持するための減肥の効果を明らかにする。

(2) 方法

- ①試験期間：2005～2008年の4カ年
- ②調査圃場：十勝支庁管内の農家圃場2カ所(有機物投入量の異なるAとB)
- ③調査圃場の土壌型：多湿黒ボク土
- ④試験処理：減肥区、対照区
- ⑤供試作物および施肥量：表IV-4-6を参照
- ⑥地下浸透水の硝酸性窒素濃度：深さ80cmに埋設したポーラスカップより、採水時に概ね10～50kPaの

減圧を行って土壤溶液の採水を行い、得られた試料水中の硝酸性窒素濃度を測定した。

⑦年平均硝酸性窒素濃度の算出：既往の報告²⁾に準じ、地下浸透水量推定値を基に、実測した硝酸性窒素の月別濃度を加重平均し、年平均硝酸性窒素濃度を求めた。

(3) 結果および考察

①畑輪作における硝酸性窒素の挙動

現地圃場で得られた硝酸性窒素濃度の推移を図IV-4-2に示した。有機物投入量の少ないA圃場における硝酸性窒素濃度は、春季に多雨であった2006年のてんさい作付け時に高濃度となったことを除けば、てんさい茎葉鋤込み後の大豆作付け時においても減肥区・対照区ともにほぼ常に10mg/Lを下回るレベルにあった。

表IV-4-6 現地試験の窒素施肥と有機物投入状況

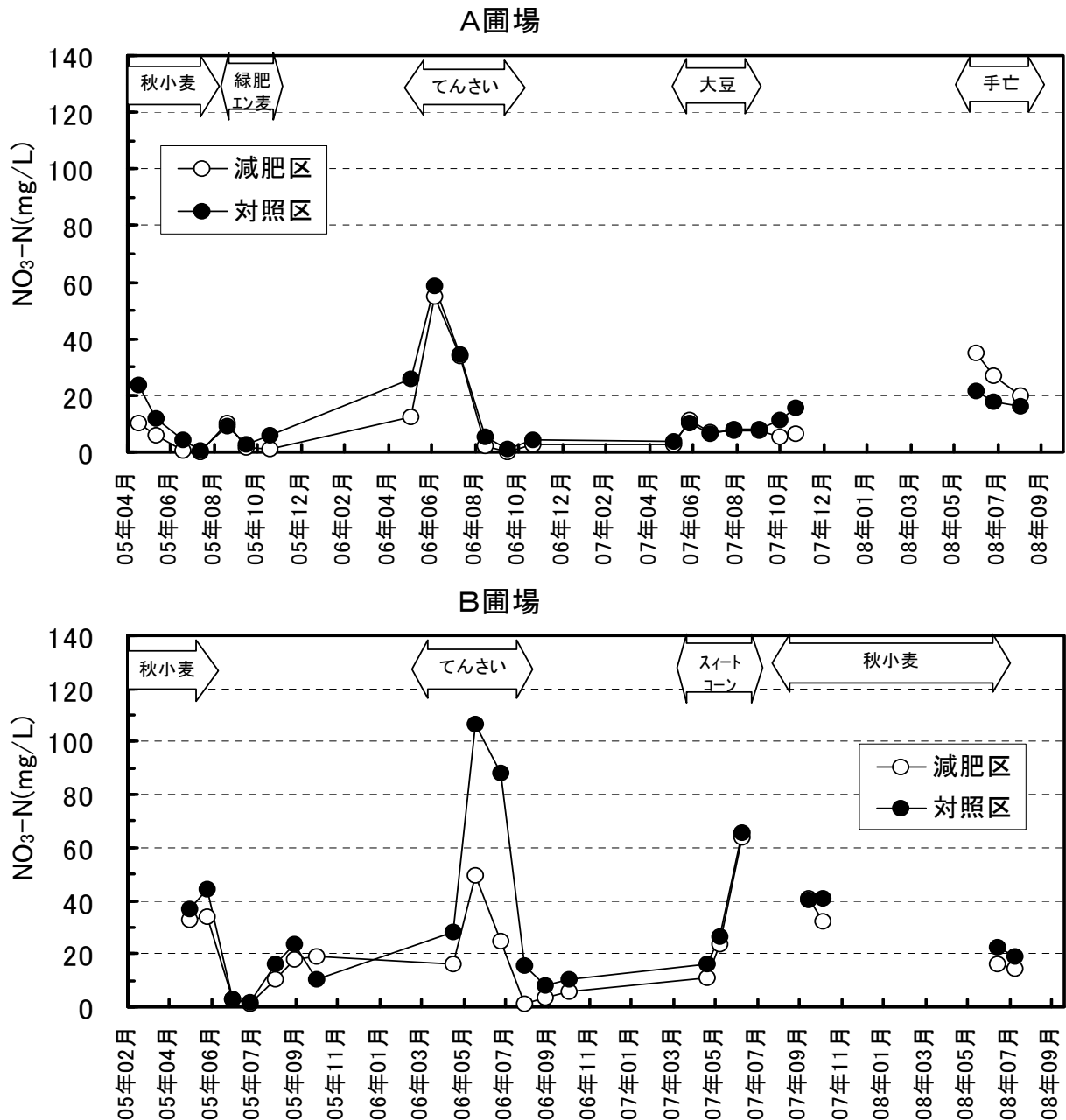
圃場	年度	作物、品種	栽植密度 (株/10a)	播種日 (移植日)	収穫日	N施肥量(kg/10a)		跡地有機物管理
						減肥区	対照区	
A圃場	2004年	スイートコーン「アイダホ88」				—	—	
	2005年	秋まき小麦「ホクシン」	種9kg/10a	9/23	8/1	8.9	11.1	堆肥2t/10a+エン麦緑肥(N4.2kg/10a)
	2006年	てん菜「スタウト」	6313	5/5	10/3	8.0	19.2	
	2007年	大豆「音更大袖」	7730	5/20	10/23	2.1	2.1	
	2008年	菜豆手亡「雪手亡」	7215	5/30	9/11	4.2	4.2	
合計N投入量(2005～2008年)						29.4	42.8	(投入有機物のN換算量を含む ¹⁾)
B圃場	2004年	小豆「エリモシヨウズ」				—	—	
	2005年	秋まき小麦「ホクシン」	種16kg/10a	10/9	8/1	10.8	12.8	牛スラリー8t/10a+牛尿10t/10a
	2006年	てん菜「スタウト」	6588	5/9	10/3	8.0	16.0	
	2007年	スイートコーン「アイダホ」	3077	5/20	9/5	13.0	13.0	
	2008年	秋小麦「ホクシン」	種8.5kg/10a	9/24	7/22	8.5	8.5	
合計N投入量(2005～2008年)						75.7	85.7	(投入有機物のN換算量を含む ¹⁾)

2008年は土壌病害発生により手亡の生育が不良となり、20mg/L内外の比較的高い値で推移した。

有機物投入量の多いB圃場における硝酸性窒素濃度は、A圃場よりも常時高い傾向にあり、また2007年にも5月の多雨(図IV-4-3)のためと思われる濃度上昇が観察された。また硝酸性窒素は全般に減肥区が対照区よりも低く推移した。両圃場の比較から、深根性作物(小麦、てんさい)が導入される圃場であっても有機物投入等が過大であれば、硝酸性窒素濃度が低下するのは一時的であり、濃度を低下させるためには有機物投入や窒素施肥などの窒素総投入量を規制すべきであることが読み取れる。

②硝酸性窒素濃度からみた投入窒素限界量

現地試験で得られた4カ年分の年平均硝酸性窒素濃度を表IV-4-7に示した。有機物投入量の少ないA圃場では対照区の年平均硝酸性窒素濃度は基準値10mg/Lに近く、また2005～2007年における年平均窒素投入量(投入有機物のN換算量を含む)も13kg/10a程度であった。一方、有機物投入量の多いB圃場の年平均硝酸性窒素濃度は、減肥区で対照区よりも低いものの、それぞれ17.5mg/L、23.7mg/Lと高く、これらの値は2005～2007年における年平均窒素投入量(投入有機物のN換算量を含む)が減肥区・対照区でそれぞれ22.4kg/10a、25.7kg/10aと多かったことと符合する。こ



図IV-4-2 地下浸透水(土壌溶液)の硝酸性窒素濃度の推移

これらの結果は、年間浸透水量や作付体系や土壌タイプが異なるにもかかわらず、既往の成績³⁾で示された「深根性作物を含む畑作における地下浸透水の年平均硝酸性窒素濃度が10mg/Lを超過しない年間投入窒素(施肥窒素+施用有機物からの放出窒素)の限界量は15kg/10aと見積もられた」ことを支持するものと考えられる。

表IV-4-7 浸透水の年平均硝酸性窒素濃度

期間	浸透水量 (mm)	A圃場		B圃場	
		減肥区	対照区	減肥区	対照区
2005年	695	6.7	13.4	20.4	23.2
2006年	788	7.8	13.9	11.8	22.2
2007年	553	5.3	8.4	20.3	25.6
3カ年平均	679	6.6	11.9	17.5	23.7

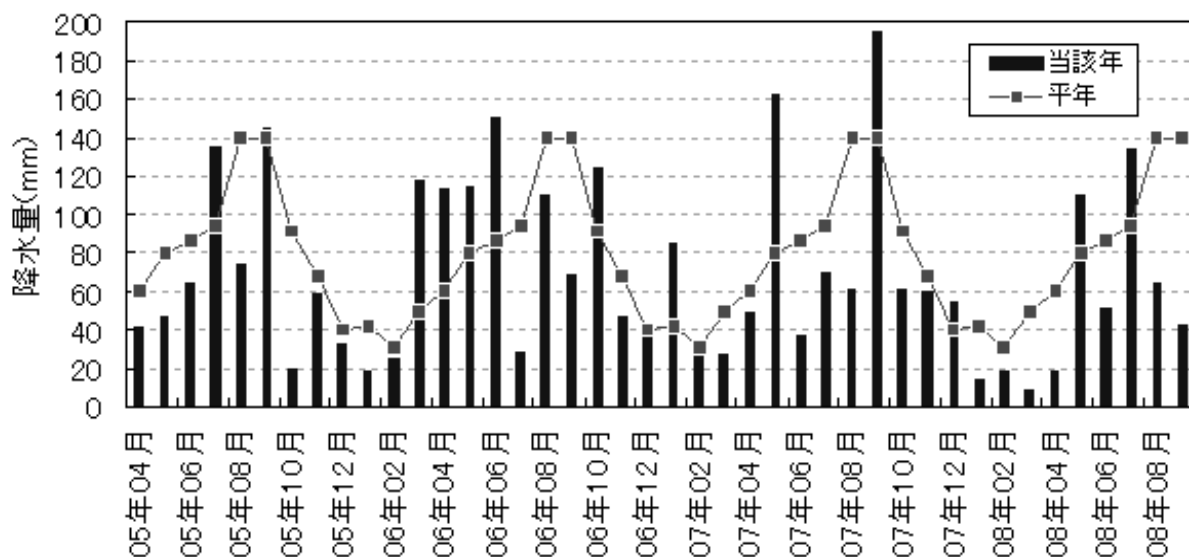
(単位 mg/L)

③作物収量および窒素吸収量からみた投入窒素限界量

の妥当性

表IV-4-8には各試験における作物の収量と窒素吸収量を示した。硝酸性窒素濃度の制御からみて適正な窒素管理と推察されたA圃場では、対照区レベルよりも減肥した場合に、窒素吸収量は大きく低下し、収量レベルが低下する場合が見られた。一方、有機物投入量が過大なB圃場では、減肥しても窒素吸収量は大きく低下せず、収量・品質面ではむしろ好結果が得られている。

先に述べたように、地下浸透水の硝酸性窒素濃度を10 mg/Lに抑える窒素管理は、概ね年間の総窒素施用量が15kg/10aを下回る程度とすることが妥当であると推定されたが、表IV-4-6よりわかる通り有機物投入量の多いB圃場では年平均の窒素施用量が15kg/10aを大幅に上回っており、過剰な窒素投入はてんさいの根中糖分の低下(表IV-4-8)など収量・品質面に悪影響



図IV-4-3 降水量の当該年値と平年値

表IV-4-8 各年次における作物の窒素吸収量および収量

A圃場					B圃場				
2005年(秋小麦)	N吸収量 (kg/10a)	タンパク (%)	子実重 (kg/10a)	百分比	2005年(秋小麦)	N吸収量 (kg/10a)	タンパク (%)	子実重 (kg/10a)	百分比
減肥区	11.4	9.4	551	89	減肥区	16.8	12.4	526	103
対照区	17.0	11.2	621	100	対照区	17.6	12.8	513	100
2006年(てん菜)	N吸収量 (kg/10a)	根中糖分 (%)	糖量 (kg/10a)	百分比	2006年(てん菜)	N吸収量 (kg/10a)	根中糖分 (%)	糖量 (kg/10a)	百分比
減肥区	19.9	15.0	872	97	減肥区	25.7	15.5	935	108
対照区	28.4	15.0	899	100	対照区	27.4	14.7	866	100
2007年(大豆)	N吸収量 (kg/10a)	一莢粒数 (粒)	子実重 (kg/10a)	百分比	2007年(スイートコーン)	N吸収量 (kg/10a)	子実乾物率 (%)	皮剥穂重 (kg/10a)	百分比
減肥区	12.2	1.7	184	110	減肥区	11.2	23.2	1340	122
対照区	11.6	1.6	168	100	対照区	9.3	22.3	1094	100
2008年(手亡)※	N吸収量 (kg/10a)	一莢粒数	子実重 (kg/10a)	百分比	2008年(秋小麦)	N吸収量 (kg/10a)	タンパク (%)	子実重 (kg/10a)	百分比
減肥区	4.3	-	147	74	減肥区	16.3	12.6	546	109
対照区	6.3	-	200	100	対照区	18.4	12.7	500	100
合計N吸収量および収量比平均(2008年除く)					合計N吸収量および収量比平均				
減肥区	47.8	-	-	99	減肥区	70.0	-	-	111
対照区	63.3	-	-	100	対照区	72.7	-	-	100

※手亡はシストセンチュウが発生したため参考値とし、収量平均から除いた。

を及ぼすことが読み取れた。

以上のことから、有機物由来窒素を含めた年間の窒素投入量が 15kg/10a 以下となるよう窒素管理を行うことで、硝酸汚染の防止と適正な収量性確保の両立が可能となるものと考えられる。

(4) 要約

有機物投入量の異なる現地圃場 2 筆(A圃場、B圃場)を比較した。有機物投入量の少ないA圃場における地下水中硝酸性窒素濃度はほぼ基準値 10mg/L を下回ったのに対し、有機物投入量の多いB圃場ではほぼ常時 10mg/L を上回った。水収支に基づく年平均硝酸性窒素濃度も、A圃場では 10mg/L に近く、また年平均窒素投入量も 13kg/10a 程度と少なかったのに対し、B圃場では 10mg/L を大幅に超過した。これは、B圃場における年平均窒素投入量が 22kg/10 を超過することに起因すると考えられた。またB圃場においては、窒素過剰によるてんさいの根中糖分の低下等が認められ、窒素過剰は収量面にも悪影響を及ぼすことが読み取れた。

以上の結果は、既往の成績³⁾で示された「深根性作物を含む畑作における地下浸透水の年平均硝酸性窒素濃度が 10mg/L を超過しない年間投入窒素(施肥窒素+施用有機物からの放出窒素)の限界量は 15kg/10a と見積もられた」ことの妥当性を支持するものと考えられる。

(5) 引用文献

- 1) 十勝農業試験場. “有機物等の窒素評価に基づくてんさいの窒素施肥対応”. 北海道農政部. 平成 19 年普及奨励ならびに指導参考事項, p. 90-91 (2007)
- 2) 鈴木慶次郎・志賀弘行: “浸透水の硝酸性窒素濃度から見た網走地域の黒ボク土畑における投入窒素限界量”. 土肥誌. 75(1), 45-52(2004).
- 3) 北見農業試験場. “畑地における地下水の硝酸汚染防止のための投入窒素限界量”. 北海道農政部. 平成 15 年普及奨励ならびに指導参考事項, p. 100-101 (2003)

(笛木伸彦, 竹内晴信)