

森林流域における酸性雪の流出プロセスに関する研究

杉山 智治*・池淵 周一

* 京都大学大学院工学研究科

要 旨

地球環境問題のひとつとして「環境の酸性化」が挙げられるが、積雪地帯における酸性雪は、蓄積した酸性物質を一度に放出するアシッドショックなる現象により、河川・湖沼やそこに存在する生態系に大きな影響を及ぼす恐れがある。本研究では種々の地形特性を考慮できる多層型メッシュモデルに土壌内化学反応過程モデルを結合し、森林流域河川における酸性雪が河川に与える影響を分析できる手法を開発する。

キーワード：酸性雪，アシッドショック，多層型メッシュモデル，土壌内化学反応

1. 序論

人間は自らの基本的生活を豊かにするために、環境を省みない自分本位の開発行為を繰り返してきた。その結果として今日、世界各地で様々な環境問題が顕在化しており、温暖化、オゾン層破壊、砂漠化などが人間や他の生物の活動に大きな影響を与えている。これらの環境問題はいずれも、「その原因がローカルなものであっても、影響範囲は地球規模になるおそれがある」という側面を持っている。

このような各問題の中でも、化石燃料の使用の際に発生する NO_x や SO_x などによる酸性雨は、その影響範囲を着実に広げつつある。欧州や北米においてはその被害が大きく、湖沼の酸性化による魚類の死滅、森林の衰退、建築物の侵食が大きな問題となっている。現在の日本においても中国大陸からの酸性物質の飛来による降水の pH の低下が観測されている。

さらに各積雪地帯における酸性雪は、積雪期に蓄積した酸性物質を融雪期に一度に放出するため、河

川・湖沼の pH やそこに存在する生態系に非常に大きな影響を与える「アシッドショック」なる現象を引き起こす。

このような背景から本研究では多層型メッシュモデルに土壌内化学反応過程モデルを結合し、森林流域河川における酸性雪が河川に与える影響を分析できる手法を開発する。

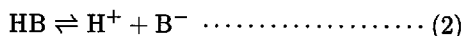
2. pH 解析の基礎的概念

本研究では酸性雪の河川に対する影響を評価する最終的な指標として、流域内河川水の pH を用いている。一般に、ある溶液の pH はその溶液中の水素イオン濃度（以下、イオン X の濃度は $[X]$ で表す）を用いて、

$$\text{pH} = -\log_{10}[\text{H}^+] \cdots \cdots (1)$$

で得られる。したがって、河川水の pH を求めるためには $[\text{H}^+]$ を追跡していくべきであるのだが、 $[\text{H}^+]$ は単純な質量保存則では追跡できない。これは主に以下の2つの理由による。

1. $[H^+]$ を単純に測定する方法 (pH メーターなど) では溶液中の完全に電離している H^+ の濃度を測定しているに過ぎず、多種の物質と結びついている H^+ (弱酸など) は測定されていない。これは、他の多くのイオンには見うけられない現象である (ただし OH^- は除く)。例えば Ca イオンの測定の際には、電離している Ca^{2+} のみならず $Ca(OH)^+$ 、 $Ca(OH)_2^0$ 、 $CaCl^+$ 、等が含まれている。
2. 弱酸のような、他の物質と結びついている H^+ は、溶液中にすでに存在する H^+ の濃度に依存して電離する。



このような非保存的な振舞いのため H^+ は直接的な追跡が不可能である。したがって本研究では $[H^+]$ を解析するために、アルカリ度の概念を用いている。アルカリ度とはある溶液の pH を変化させる、つまり電離している H^+ の濃度を変化させるために必要な酸の量を表すパラメーターであり

$$\begin{aligned} Alk &= [OH^-] + [HCO_3^-] + 2[CO_3^{2-}] - [H^+] \\ &= \frac{K_w}{[H^+]} - [H^+] + \frac{K_1}{[H^+]} \left(1 + \frac{2K_2}{[H^+]} \right) [CO_2(aq)] \quad (3) \end{aligned}$$

(Alk : アルカリ度 (mol/l))

で表される。そして河川水のアルカリ度の値は質量保存則により追跡可能なイオンの濃度を用いて

$$\begin{aligned} Alk &= 2[Ca^{2+}] + 2[Mg^{2+}] + [K^+] + [Na^+] \\ &\quad + [NH_4^+] - 2[SO_4^{2-}] - [NO_3^-] - [Cl^-] \dots (4) \end{aligned}$$

でもとめられ、この値を式 (3) に代入すれば $[H^+]$ の値が得られる。したがって酸性雪による河川水 pH の変化について調べるためには、これらのイオン濃度を追跡していくことが必要である。

3. 実流域における酸性化現象

3.1 河川水流量と pH

本研究は、滋賀県伊香郡余呉町の丹生ダム流域の支流のひとつである妙理川流域 (Fig1) を対象としており、Fig2 は同河川の洞寿院地点における 1995 年 12 月～1996 年 4 月の流量・pH の観測値である。

全体的な特徴として、以下の 2 つが挙げられる。

1. 河川流量が増加した場合 (すなわち、盛んに融雪が生じた場合) に pH が減少している。
2. 河川流量がほとんど変化していない時期 (すなわち融雪が全くといっていいほど生じていないとき) にも pH は日内で頻繁に変動している。

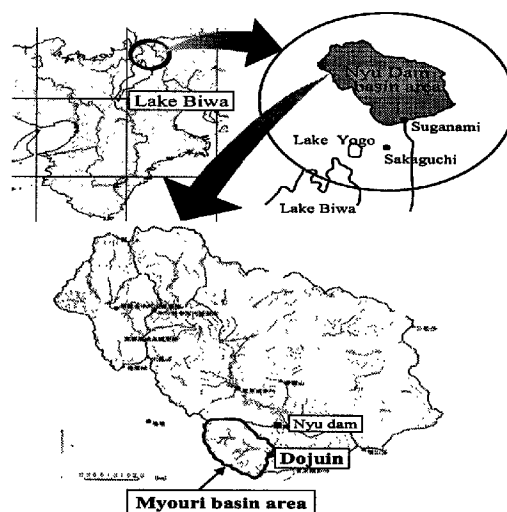


Fig. 1 Map of the forest basin area

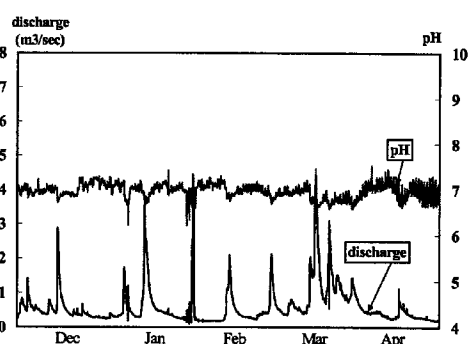


Fig. 2 Discharge-pH at Dojuin

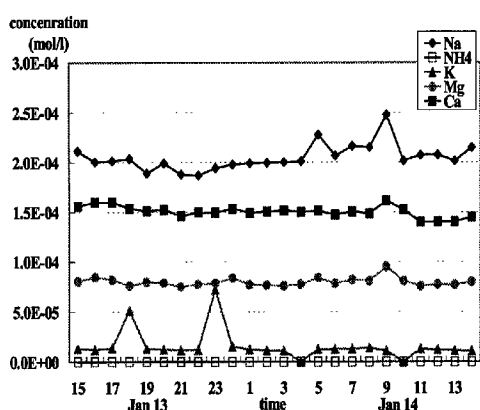
まず 1 については、これが前述のアシッドショックであり、このときに雪層に蓄積された酸性物質が多量に河川に放出されている。

つぎに 2 についてであるが、日中に pH が増加し、夜半にかけて低下するという傾向がある。また、この現象は、年間を通じた pH 観測データから冬季のみならず、一年中、降水の有無に関わらず生じていることが確認されている。

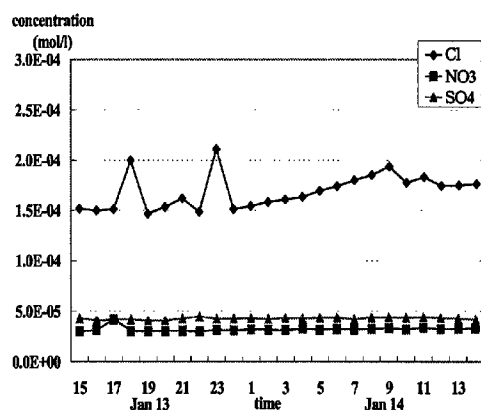
よって以下では、この現象のメカニズムを調べるために筆者らがおこなった観測・実験ならびに、1994 年～1996 年の間に日本気象協会がおこなった観測結果について考察してゆく。

3.2 pH の日内変動

以下の Fig3 は筆者らがおこなった妙理川洞寿院地点の 1999 年 1 月 13 日 15 時～1 月 14 日 14 時における河川水イオン濃度である。観測当日は融雪があまり生じていなかったため、河川水イオン濃度

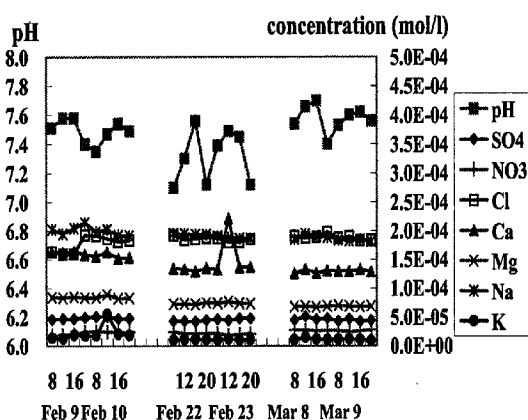


(a) Concentration of cation

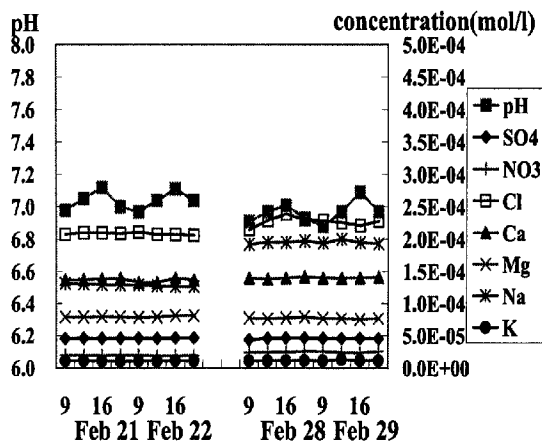


(b) Concentration of anion

Fig. 3 Ion concentrations at Dojuin in 1999



(a) in 1995



(b) in 1996

Fig. 4 Ion concentrations-pH at Dojuin in 1995,1996

は1日中ほとんど変化していないと予測され、結果も Fig3 より 14 日 9 時に Ca^{2+} , Na^+ , SO_4^{2-} イオンにわずかな上昇が見られるだけで、ほぼ予測どおり変化はあまり見受けられなかった。以上から厳寒期には、 Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , NH_4^+ , SO_4^{2-} , NO_3^- , Cl^- の河川水濃度は1日中ほぼ変動しないことがあらためて確認された。

しかし一方で、河川水 pH はこの間も日内変動をしているものと思われる。

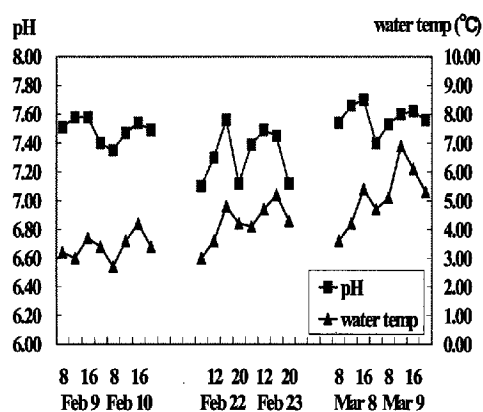
そこで次に、日本気象協会より頂いた 1994 年～1996 年に同河川において行われた観測結果データについて考察する。Fig4 は 1995 年、1996 年の厳

寒期における妙理川の河川水観測結果である。

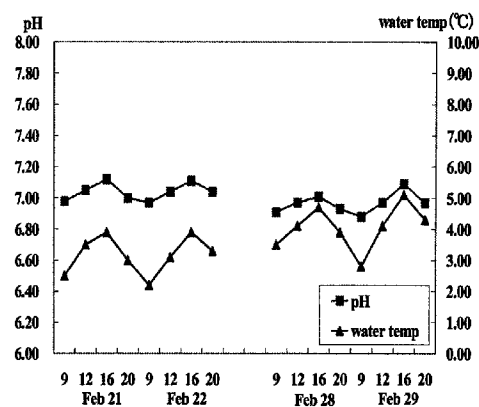
厳寒期であるため 1995 年、1996 年の両結果ともに河川水イオン濃度はほとんど変化していないことが見うけられ、筆者らがおこなった観測結果と一致するものである。そしてこのとき、河川水 pH は周期的な変化、すなわち日内変動をみせている。

そこで次に、このときの pH と河川水温をプロットしたものを示す。(Fig5)

この図より、水温と pH の増減傾向がほぼ一致しており高い相関があると思われる。そこで、昼夜を通じたより詳細な両者の変動を調べるために次のような実験をおこなった。各イオン濃度が変化しない

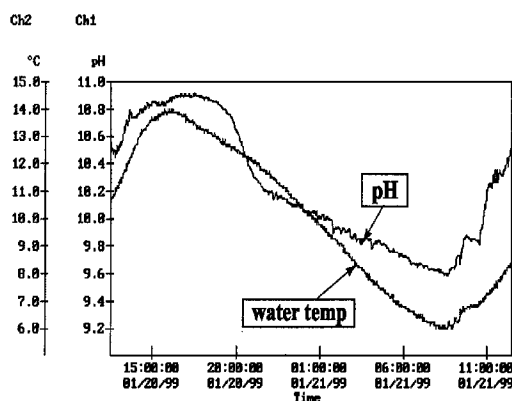


(a) in 1995

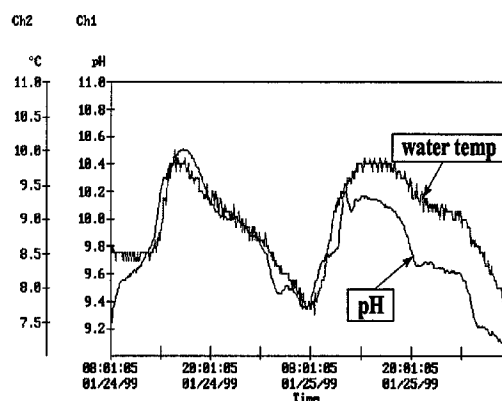


(b) in 1996

Fig. 5 pH-temperature of riverwater at Dojuin in 1995,1996



(a) On 20-21 Jan



(b) On 24-26 Jan

Fig. 6 pH-temperature of water in a tank

状況を再現するために、ガラス性の水槽に河川水を入れ、その pH と水温を 5 分おきに計測した。結果を Fig6 に示す。

Fig6 より、両者は非常に似通った変動をしており、やはり水温と pH の間には高い相関があると思われる。

しかし妙理川の 1995 年 6 月と 1996 年 4 月の pH・水温観測値を比較した Fig7 においては 6 月、4 月とも、降水がほとんどなかったために pH 日内変動が明確に現れており pH と水温は同じような変動をしているが、pH の値と水温の絶対値・変動幅の間にはあまり相関が無いように思われる。特に、夜半

にかけては両月とも水温に関わらず pH は 7 ぐらいの値をとっている。

以上の結果を式 3, 式 4 をもちいて整理すると、

1. 河川水イオン濃度がほぼ一定のため式 3, 式 4 アルカリ度は一定値をとっているにも関わらず pH は日内で変化している。
2. pH と水温の変動には高い相関が見られるが、式 4 中の K_1, K_2 は水温に関わらずほぼ一定値である。

となる。

これらより、pH と水温の間には直接的な因果関係は無く、共通の要因により似通った変動を示すと

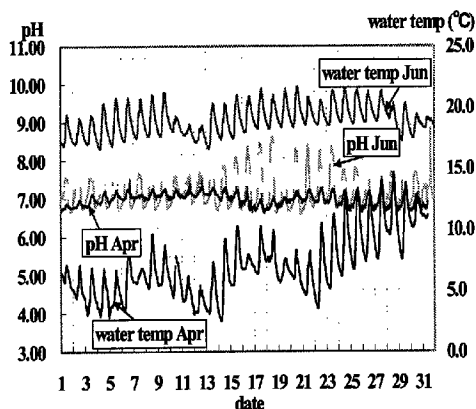


Fig. 7 pH-temperature of riverwater at Dojuin in Jun 1995, Apr 1996

考えられる。そこで主な水温の変化の要因としては、気温と日射が挙げられるが、気温が共通の変動要因と仮定した場合、河川水の pH を計算する式中には気温の影響を受ける要素は無いのでこの仮定は棄てられる。次に日射を要因とすると、河川水 pH 計算式中で影響を受ける要素としては水中藻類の光合成活動で減少する水中溶存二酸化炭素濃度 $[\text{CO}_2(\text{aq})]$ がある。これは一般に、

$$K_{\text{C1}} = \frac{[\text{CO}_2(\text{aq})]}{P_{\text{CO}_2}} \dots\dots\dots (5)$$

で表されるが、この式は気体・液体間の平衡状態が成立したときの濃度と分圧の関係を表現したものである。そして気体・液体間の平衡は、その状態が一度崩れると、液体どうしの他の平衡と違い瞬時に元に戻るものではなく、比較的長い時間をかけて復元するものである。したがって、光合成活動などにより $[\text{CO}_2(\text{aq})]$ が減少する方向に変化を受ける日中などでは、ほとんど平衡状態に達することは無いものと思われる。

結果的に、日中は減少した $\text{CO}_2(\text{aq})$ が大気からあまり補われず pH が上昇し、夜半は光合成活動が無いので減少した $\text{CO}_2(\text{aq})$ が平衡状態に達しようとすることで補われ、pH が下降するものと考えられる。

以上から

- pH の日内変動の原因は水中藻類の光合成活動による $\text{CO}_2(\text{aq})$ の減少によるものである

と結論付けた。しかし、日射と光合成活動による $\text{CO}_2(\text{aq})$ の減少量についてはデータ等が存在しなかったため、次で述べる影響評価モデル内では観測日射量の関数として表現した。

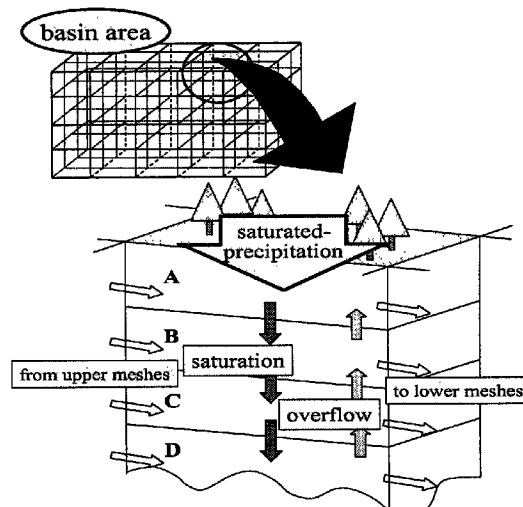


Fig. 8 Concept of multi-layers mesh-model

4. 影響評価モデル

4.1 モデルの全体像

本研究では、酸性雪が流出の際に森林流域河川に与える影響を評価するモデルの構築を目指しており、そのためには積雪・融雪 → 土壌内浸透 → 河川流出といった一連の各流出プロセスにおける水量・水質を追跡することが必要である。

従前、筆者らが行ってきた酸性雪の水量・水質変換モデルに関する研究(杉山, 1997)では丹生ダム全流域を対象としていたが、そこでは流域全体をひとつの集中型4段タンクモデルで表現していた。つまり、地表面到達融雪水を流域全体で合計したものをタンクモデルのインプットとし、河川流出水量・水質を求めていた。

しかし流域全体をひとつのタンクモデルとすることにより、水量・水質への種々の影響が平均化されてしまうために、詳細な実現象やその挙動を表現することが困難であった。

そこで実現象が地形・地質などの空間分布特性の影響をうけているものと考え、少なくとも分布型モデルで表現すべきとの観点から、本研究では池淵・久保(1990)の多層型メッシュモデルの概念を用いて、酸性雪の流出プロセスを表現する。多層型メッシュモデルとは流域を平面的にはメッシュで、鉛直分布的には土壌層(A,B,C,D層)で分割しそれらにおける水の流れを追跡する、複合タンクモデルである。その概念図をFig8に示す。

この概念を前述の水量・水質変換モデルに組み込み影響評価モデルを構築する。モデルの全体像を

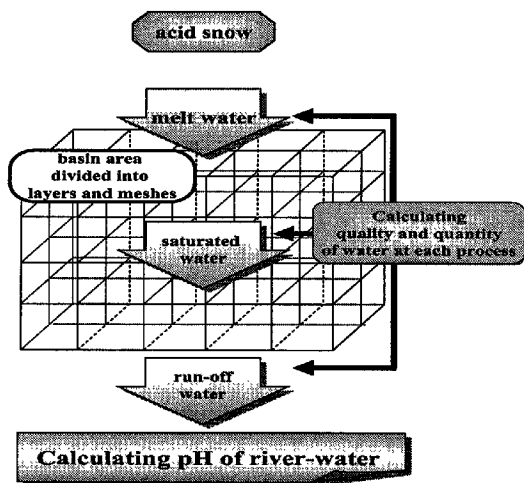


Fig. 9 Model flow

Fig9 に示す。

4.2 モデルの概要

Fig9 の様に、モデルでは次のような順番で酸性雪流出プロセスの各部における水量・水質追跡をおこなう。

1. 水量追跡： (a)(雪層 ⇒ 土壌) 過程
(b)(土壌 ⇒ 河川) 過程
2. 水質追跡： (a)(雪層 ⇒ 土壌) 過程
(b)(土壌 ⇒ 河川) 過程

以下で順を追って説明する。

(1) 水量追跡：(雪層 ⇒ 土壌) 過程

ここでは降雪・降雨 → 積雪 → 融雪 → 土壌浸透といった過程における水量を追跡していく。追跡計算には、積雪・融雪・流出過程を詳細に表現した池淵ら (1984) の積雪・融雪・流出モデルの雪層モデル部分をベースに用いる。

このモデルは降雪 (水) 量データをインプットとして用いることで、アウトプットとして地表面到達融雪水量が求められるものであり、その特徴は以下の通りである

- 積雪・融雪期を通して1時間のタイムステップで連続的に計算できる。
- 積雪の融雪・冷却・再凍結過程がモデルに組み込める。
- 積雪内貯留過程がモデルに組み込める。
- 積雪過程のなかで、積雪水量、積雪深、積雪密度、雪温、含水量などの積雪状況を表す諸要素

が算出される。

計算フローを Fig10 に示すとともにその各部の説明を以下で行う。

(2) 水量追跡：(土壌 ⇒ 河川) 過程

ここでは地表面到達水が土壌に浸透してから河川へ流出するまでを水量という面から追跡する手法を述べる。地中水の移動については、Fig8 の様に、各層の水平方向への流出水は下流メッシュの同じ層へ、鉛直方向の流出水は同じメッシュの下層へ流れ込むものとする。これに従い、A,B,C,D 各層の水の移動を次式の線形貯留タンクモデルで表現する。

$$\frac{dS}{dt} = I - O \dots\dots\dots (6)$$

$$O = \frac{1}{k} \times S \dots\dots\dots (7)$$

$$I = P_{up} + P_{in} \dots\dots\dots (8)$$

$$O = P_{down} + P_{out} \dots\dots\dots (9)$$

$$\frac{1}{k} = \frac{1}{k_1} + \frac{1}{k_2} \dots\dots\dots (10)$$

$$\frac{1}{k_1} = \frac{K_H \sin \theta}{\varepsilon} \dots\dots\dots (11)$$

$$\frac{1}{k_2} = \frac{K_V}{\varepsilon} \dots\dots\dots (12)$$

S	: 貯留量 (mm)
I	: 流入強度 (mm/hr)
O	: 流出強度 (mm/hr)
K_H, K_V	: モデル定数
P_{up}	: 上層からの浸透強度 (mm/hr)
P_{down}	: 下層への浸透強度 (mm/hr)
P_{in}	: 上流メッシュからの流入強度 (mm/hr)
P_{out}	: 下流メッシュへの流出強度 (hr)
θ	: 斜面勾配
ε	: 有効間隙率

また、解析途中に貯水量が各層に固有の最大貯水量を超えた場合には超過分は上の層に復帰するものとする。地表面に流出した水分は、下流のメッシュで浸透することなく地表面を流下して、河道へ流入するものとする。

河川への流出量は、河道が通っているメッシュの各層からの水平方向流出量の合計とし、河道流に関しては、流域面積が大きければ貯留関数法の河道計算法を用いなければならないが、本研究が対象としている妙理川は流域面積が約 5.3km² と小さいため河道に流出した水量を河川流量とした。

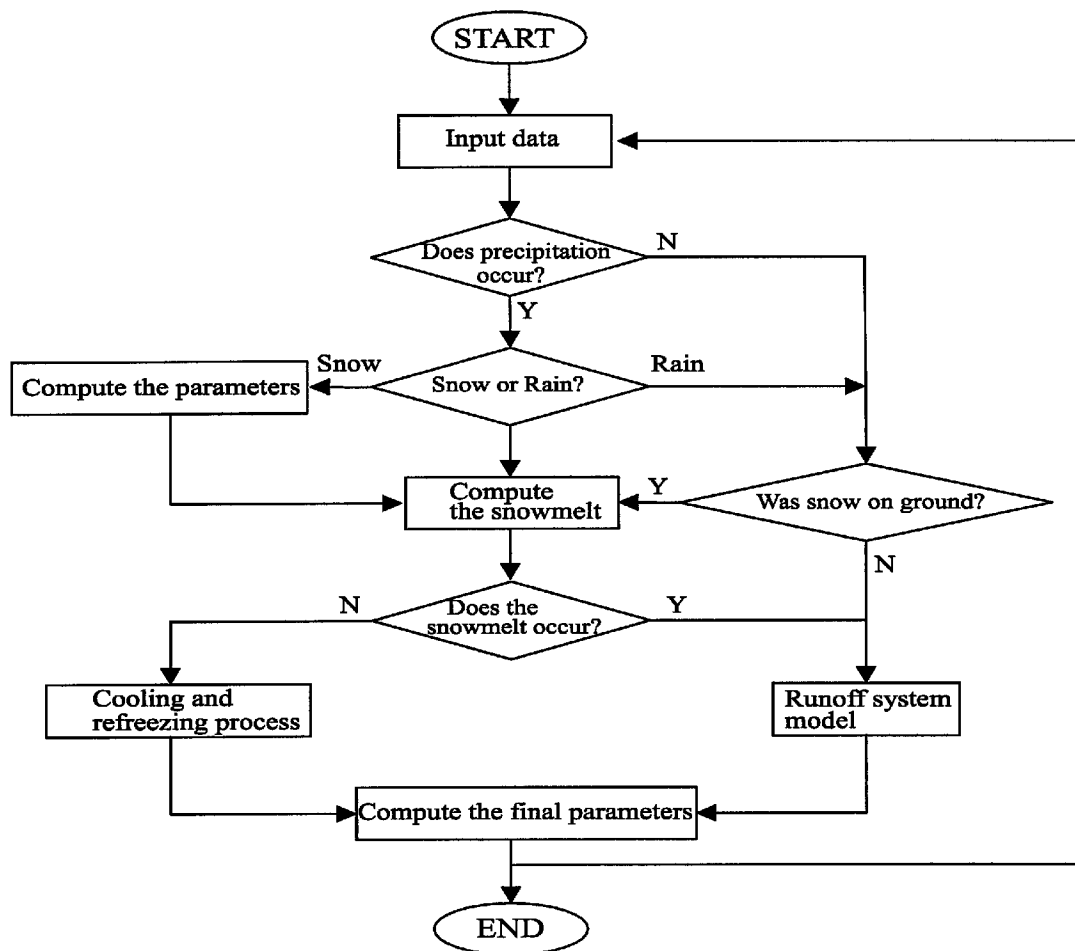


Fig. 10 Flowchart of snow accumulation, melting model

(3) 水質追跡：(雪層 ⇒ 土壌) 過程

前述したように酸性雪による河川水の pH 変動を解析するには、

陽イオン $\text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+}, \text{K}^+, \text{Na}^+, \text{NH}_4^+$

陰イオン $\text{SO}_4^{2-}, \text{NO}_3^-, \text{Cl}^-$

の 8 つのイオン濃度を追跡することが必要である。したがってモデルでもこれらのイオン濃度を追跡していく。

まず、ここでは(雪層 ⇒ 土壌) 過程における水質追跡について説明していく。

積雪層内の前の各イオン濃度 $C_{old,j}$ (j は Table 1 参照), その時の積雪水量 V , 降水量 P , 土壌に浸透していく融雪水量 Q とその濃度 $C_{out,j}$, 湿性・乾性沈着量 D_j , をもちいて, 新しいイオン濃度 $C_{new,j}$ は

$$C_{new,j} = \frac{C_{old,j}V + C_{out,j}Q + D_j}{V + P - Q} \dots\dots (13)$$

と表される。

Table 1 List of ion-indicative number

j	1	2	3	4
イオン	Ca^{2+}	Mg^{2+}	K^+	Na^+
5	6	7	8	9
NH_4^+	H^+	SO_4^{2-}	NO_3^-	Cl^-

ここで融雪水の濃度 $C_{out,j}$ であるが, 日内変動が大きく, 融雪が生じ始める午前中にピーク値を取り, その後夕方にかけて徐々に減少していくことが洞寿院地点で行なわれた観測データから確認されている。これは以下のような原因によるものと思われる。

液体が凍結する際には, 不純物の濃度に比例して凝固点が低下する。したがって, 積雪層内を流下できなかった融雪水が冷却され再凍結する際には純水に近い水から凍結していき, その後順次, 不純物を多く含む水が凍結していく。これにより再凍結した

雪結晶はその外側に不純物を多く含むものとなる。したがって翌日の融解の初期には不純物の濃度の高い融雪水が放出されることになる。

したがってモデル内では(雪層 ⇒ 土壌)過程における水量追跡計算では、イオンの濃度は融雪が生じたときに増加し、その後は指数関数的に減少するものとして表現した。

$$C_j(t) = C_j(0) \cdot A \cdot \exp(-BT_M) + C_j(0) \quad (14)$$

と書ける。ここに、 $C_j(t)$ は融雪水のイオン濃度 (j は Table 1 を参照)、 $C_j(0)$ は融雪開始時間での積雪層内平均濃度、 A はイオン濃度の立ち上がりを示すパラメータ、 B はイオン濃度の減衰を示すパラメータ、 T_M は融雪の継続時間である。ただし、 A 、 B に物理的意味合いを持たせることは困難であるため、観測値をもとに立ち上がりは積雪層内平均濃度の2倍になるように $A = 1.0$ 、その後、4時間で半分になるように $B = 0.173$ とした。

以上より、積雪層から同じメッシュのA層への浸透水の水質が求められる。次に(土壌 ⇒ 河川)過程における水質追跡手法について述べる。

(4) 水質追跡：(土壌 ⇒ 河川) 過程

土壌中の各メッシュ・各層内におけるイオン濃度の計算は、EPRIによるILAWASモデル(1985)をベースとし、以下の3つの基礎式にしたがい各タイムステップ毎に行われる。

1. 溶質連続式
2. 電荷つりあい式
3. 陽イオン交換式

溶質連続式は、いわゆる質量保存則であり、上流メッシュや上層からの流入水量 Q_{in} とその濃度 $C_{in,j}$ 、そしてその層の水量 V 、濃度 C_j を用いて

$$C_j' = \frac{C_j V + \sum C_{in,j} Q_{in}}{V + \sum Q_{in}} \quad \dots\dots\dots (15)$$

と示される。ここに、 C_j' は各層のイオン j の新しい濃度である。この計算を $j = 1, 2, 3, \dots, 9$ のイオンについて行う。

次に、電荷つりあい式は、各層内で全陽イオン濃度と全陰イオン濃度がつりあっている状態を表す式であり、次式で示される。

$$\begin{aligned} & 2[\text{Ca}^{2+}] + 2[\text{Mg}^{2+}] \\ & + [\text{K}^+] + [\text{Na}^+] + [\text{NH}_4^+] + [\text{H}^+] \\ & = [\text{OH}^-] + [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}] \\ & + 2[\text{SO}_4^{2-}] + [\text{NO}_3^-] + [\text{Cl}^-] \quad \dots\dots\dots (16) \end{aligned}$$

最後に陽イオン交換式は、土壌に吸着している6つの陽イオン ($\text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+}, \text{K}^+, \text{Na}^+, \text{NH}_4^+, \text{H}^+$) と浸透流・土壌水分に含まれる同じ6つの陽イオンの間で生じる以下のような式である。

$$\begin{aligned} & (\text{Ca}^{2+})_{\text{ads}} + (\text{Mg}^{2+})_{\text{soln}} \\ & \rightleftharpoons (\text{Ca}^{2+})_{\text{soln}} + (\text{Mg}^{2+})_{\text{ads}} \quad \dots\dots (17) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & (\text{Ca}^{2+})_{\text{ads}} + 2(\text{K}^+)_{\text{soln}} \\ & \rightleftharpoons (\text{Ca}^{2+})_{\text{soln}} + 2(\text{K}^+)_{\text{ads}} \quad \dots\dots (18) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & (\text{Ca}^{2+})_{\text{ads}} + 2(\text{Na}^+)_{\text{soln}} \\ & \rightleftharpoons (\text{Ca}^{2+})_{\text{soln}} + 2(\text{Na}^+)_{\text{ads}} \quad \dots\dots (19) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & (\text{Ca}^{2+})_{\text{ads}} + 2(\text{NH}_4^+)_{\text{soln}} \\ & \rightleftharpoons (\text{Ca}^{2+})_{\text{soln}} + 2(\text{NH}_4^+)_{\text{ads}} \quad \dots\dots (20) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & (\text{Ca}^{2+})_{\text{ads}} + 2(\text{H}^+)_{\text{soln}} \\ & \rightleftharpoons (\text{Ca}^{2+})_{\text{soln}} + 2(\text{H}^+)_{\text{ads}} \quad \dots\dots (21) \end{aligned}$$

ここで、添字の ads は土粒子への吸着 (adsorption)、soln は間隙水に溶解している (solution) ことを示す。土壌に陽イオンが吸着されるのは、pH が4より大きい土壌では、土粒子表面がマイナスに帯電していて、その近傍で電荷を中和させようとする働きのためである。土壌に酸性度の大きな水が浸透した場合、その溶液に含まれる水素イオンと、土粒子に吸着している陽イオンが交換して、土壌水に陽イオンが放出される。その結果、土壌水の pH は上がるのである。これが土壌の酸性物質に対する緩衝能である。

2価のイオン同士すなわち $\text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+}$ の交換はそれぞれのイオンの濃度を用いて次のように定式化される。

$$S_{\text{Ca,Mg}} = \frac{[\text{Ca}^{2+}]_{\text{soln}} [\text{Mg}^{2+}]_{\text{ads}}}{[\text{Ca}^{2+}]_{\text{ads}} [\text{Mg}^{2+}]_{\text{soln}}} \quad \dots\dots\dots (22)$$

ここで、 $S_{\text{Ca,Mg}}$ は Mg に対する Ca の選択係数と呼ばれ、その土壌に固有の値をとり、2つのイオン間のイオン化傾向の差とイオン半径の大きさの差を示している。この値により、反応式の進行度合いが左右され付着・溶解イオン濃度の分布差が決定される。

また、2価のイオンと1価のイオンの間には、Gapon(1980)により次の式が与えられている。

$$S_{\text{Ca,K}} = \frac{\sqrt{\frac{[\text{Ca}^{2+}]_{\text{soln}}}{2}} [\text{K}^+]_{\text{ads}}}{[\text{Ca}^{2+}]_{\text{ads}} [\text{K}^+]_{\text{soln}}} \quad \dots\dots\dots (23)$$

$$S_{Ca,Na} = \frac{\sqrt{\frac{[Ca^{2+}]_{soln}}{2}} [Na^+]_{ads}}{[Ca^{2+}]_{ads} [Na^+]_{soln}} \dots\dots\dots (24)$$

$$S_{Ca,NH_4} = \frac{\sqrt{\frac{[Ca^{2+}]_{soln}}{2}} [NH_4^+]_{ads}}{[Ca^{2+}]_{ads} [NH_4^+]_{soln}} \dots\dots\dots (25)$$

$$S_{Ca,H} = \frac{\sqrt{\frac{[Ca^{2+}]_{soln}}{2}} [H^+]_{ads}}{[Ca^{2+}]_{ads} [H^+]_{soln}} \dots\dots\dots (26)$$

以上の3種の式を用いて各メッシュ・各タンク内の濃度の計算を行う。そして最終的に河川流出水のイオン濃度を求め、式(3)、式(4)から河川水のpHを算出する。

5. 実流域への適用結果と考察

5.1 モデルの適用

(1) 適用流域

上記の影響評価モデルを本研究の対象流域である滋賀県伊香郡余呉町の丹生ダム流域を流れる妙理川の流域（流域面積約5.4km²）に対して適用した。計算は積雪・融雪期の河川水の酸性化を評価するために、1995年1月～1995年5月までと、1995年12月～1996年4月までの2事例に対して行った。以下にその適用にあたっての条件について述べ、その結果について考察する。なおモデルを適用するにあたって用いたデータはすべて、水資源開発公団丹生ダム建設所と日本気象協会関西本部から戴いたものである。

(2) 適用条件

まず妙理川流域を多層型メッシュに分割した。1メッシュの大きさは250m×250mとし各層の層厚は現地で計測された値が無かったため、一般的な値に近いものとしてA層を25cm、B層を80cm、C層を2m、D層を15mとした。

次に土壌内浸透水の流下方向を決定するために、各メッシュの中央点の標高値をもとに落水線図を作成し、さらに流域地図をもとに河道メッシュを決定した。(Fig11)

(雪層⇒土壌)過程の水量追跡計算に用いたデータ値、パラメータについては、すべての気象データは流域内の鷺見観測所のものをもちい、降水量については鷺見観測所の降水データを雨量計の捕捉率を考慮して、雨の場合はそのまま用い、雪の場合は2倍した。降水量の標高割増率は0.003(/m)とし、気温減率は0.55(℃/100m)とした。

(土壌⇒河川)過程における水量追跡計算では、水平・鉛直方向の流出量を決定するモデルパラメー

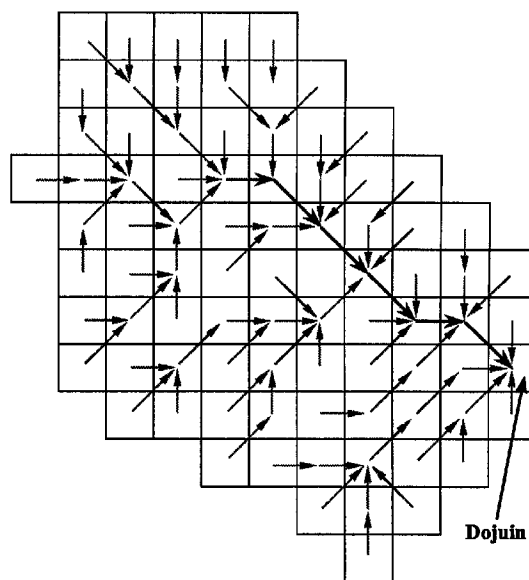


Fig. 11 Grids of the basin

Table 2 Model parameters

	K_H	K_V
1 段目タンク	0.3	0.9
2 段目タンク	0.008	0.03
3 段目タンク	0.003	0.01
4 段目タンク	0.0003	0.0

タ K_H, K_V はチューニングにより次の Table2 の様に決定した。

次に(雪層⇒土壌)過程の水質追跡計算では乾性沈着量に関しては丹生ダム建設事務所における毎月の乾性沈着物の観測データから無降雨の時間での平均値を算出し、1時間単位で流域全体に降下するものとした。湿性沈着、つまり各降水におけるイオン濃度については、影響評価モデルで扱う陽イオン($Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+, Na^+, NH_4^+$)、塩化物イオン(Cl^-)の濃度は観測されていなかった。したがって、それらのイオン濃度は各月毎に集積された湿性降水物の SO_4^{2-} 濃度との比から推定した。

最後に(土壌⇒河川)過程における水質追跡計算であるが土壌水イオン濃度、土粒子吸着イオン濃度は洞寿院観測地点での観測値を用いる。しかし、観測データに計算開始時の値はなかったため、数回にわたる集中観測時のデータを平均した値を用いた。またイオン交換反応を左右する選択係数は土壌に固有のものであるが、今回は文献(池田, 1995)に記載されているものはそれらを用い、また記載されていない

Table 3 Parameters used in the sinuration

	$S_{Ca^{2+},Mg^{2+}}$	$S_{Ca^{2+},K^{+}}$	$S_{Ca^{2+},Na^{+}}$
A 層	0.59	16.17	2.01
B 層	0.99	96.09	7.04
C 層	0.91	80.40	1.04
D 層	0.91	80.40	1.04
	$S_{Ca^{2+},NH_4^{+}}$	$S_{Ca^{2+},H^{+}}$	
A 層	70.0	6000.0	
B 層	70.0	6000.0	
C 層	70.0	6000.0	
D 層	70.0	6000.0	

いものは土壌水イオン濃度と吸着イオン濃度の観測データから計算して得られた値を用いた。(Table3)

5.2 結果と考察

適用結果を Fig12, Fig13 に示す。

流量計算結果について

まず 95 年 1 月～95 年 5 月の結果についてであるが、観測値から 3 月から 4 月にかけてが最融雪期であることがうかがえ、4 月以降の流量変動は降雨によるものであると考えられる。計算値は変動の傾向をほぼ捉えているといえるが、1 月から 3 月末の冬季には観測値を全体的に上回っていることが見られる。また、計算流量が増加する際にはパルス的な立ち上りをみせており、そのピーク値もかなり大きいものとなっている。

一方 95 年 12 月～96 年 4 月の結果については、最融雪期は前の事例と同じく 3 月から 4 月にかけてであり、1 月中旬から 2 月初めにおいて観測値と計算値の変動傾向が異なっている部分はあるものの、最融雪期においては変動傾向と絶対値は再現できているといえる。そしてこちらの結果においても、やはり流量の変動がパルス状をなしていることが見て取れる。また 2 月初めの観測値の激しい立ち上りはその収束の仕方から考えると正確な観測データとは考えにくい。

両事例を通じて計算値は流量変動が激しいパルス状になることと、冬季に計算値が観測値をうわまわる傾向があることが特徴的である。最初の現象の原因としては、水量追跡計算において、水質追跡計算との連動を行うために、地表に溢れ出した水が時間的遅れを伴わず直ちに河道に入るようにしていることと、250m×250m というメッシュの大きさに対する 1 時間というタイムステップの長さが考えられる。

もう一方の過大評価傾向については、驚見観測所の観測データから降水量を算定する方法に原因の一部があるのではないかと考えられる。

水質計算結果について

95 年 1 月～95 年 5 月の結果についてはまず観測値は激しく日内変動が生じていることが特徴的である。また、3 月、4 月の融雪期に若干のアシッドショックが見うけられている。さらに 5 月にも流量が増加した際に pH が減少しているがこれは酸性降雨によるものであると思われる。一方、計算値も激しい変化を示しており、日内変動を表現できているものと思われるが、全体的な変化の傾向が 3 月後半から 4 月前半にかけて観測値と異なっており、これは同時期における河川水量の再現性が原因と考えられる。

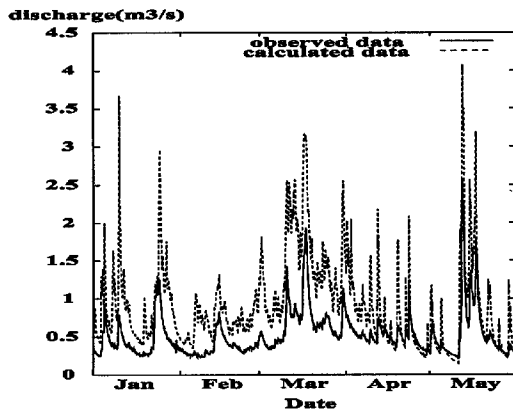
95 年 12 月～96 年 4 月の結果については、絶対値としては少し開きがあるものの、2,3,4 月におけるアシッドショックなどの全体的な変動や、期間を通じての日内変動ともに 4 月の初め頃までは正確に再現できているといえる。しかし 4 月末には計算値が増加している。選択係数の値によりイオン間の濃度バランスがとれていないために生じたものであり、適用事例を増やしその値を同定する必要があると思われる。

また次の Fig14 は 1995 年 12 月～1996 年 4 月の適用結果の一部を抽出したものであるが、これによるとモデル上で pH 日内変動を表現できていることがうかがえる。

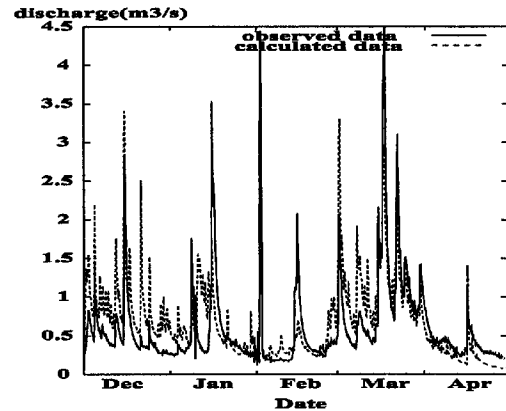
両事例を通じて、pH の観測値は 7 前後にとどまっておきアシッドショックの大きさも欧米程の大きさではないため、現時点ではこの流域の土壌緩衝能力は高く酸性化はさほど進行していないといえる。

適用結果全体としては、対象流域が小さいため再現することの難しさがあるものの、95 年 1 月～95 年 5 月は計算流量が大きく、そのことが pH の計算値を相対的に低下させており、逆に 95 年 12 月～96 年 4 月の場合は、全体的な再現は良いものの出水ピークは観測値よりも低い値で推移しているところが散見され、そのことが計算 pH 値を高めているのではないかと考えられる。その意味でも今後、A 層部分については kinematic wave で追跡するなど流量再現の精度を高める必要がある。

加えて、4 月以降の pH 計算値と観測値のひらきが相対的に大きくなっているが、この時期は降雨流出が卓越しており、植生の活動も高くなってくるのでそれらをふまえたモデル再構成も必要になってくる。

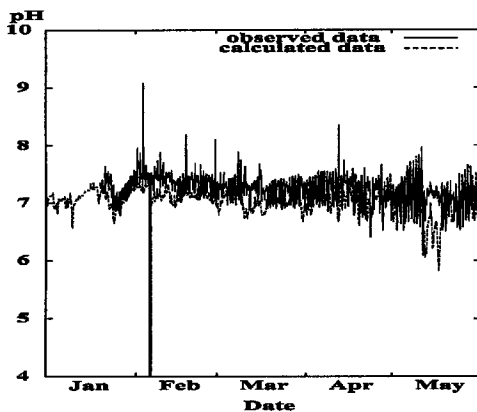


(a) 1995.Jan-1995.May

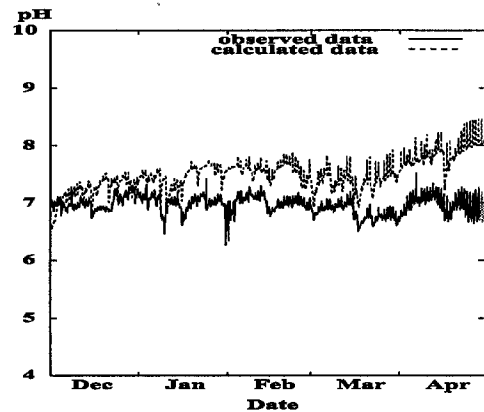


(b) 1995.Dec-1996.Apr

Fig. 12 Simulated discharge



(a) 1995.Jan-1995.May



(b) 1995.Dec-1996.Apr

Fig. 13 Simulated pH of river water

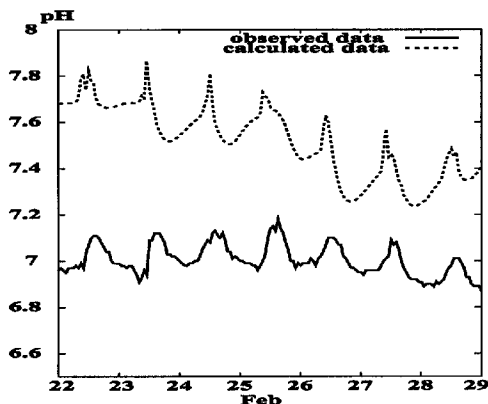


Fig. 14 The daily change of pH simulated in the model

6. 結論

本研究で得られた結論を以下に示す。

- 河川水の pH 変化は、雪層蓄積酸性物質の放出による融雪期のアシッドショックと、年間を通してみられる日内変動の 2 種類に大別される。
- pH の日内変動は、日中は上昇し夜半にかけて下降する傾向があるが、観測や実験等から植生の光合成活動による $\text{CO}_2(\text{aq})$ の変化が原因であると結論づけ、モデル内でもそのように表現したところ、高い再現性を得ることができた。
- 流域の地形分布・特性を表現できる多層型メッシュモデルの概念を用いて、そこに筆者らが従前用いていた水量・水質変換モデルを組み込むことで酸性化影響評価モデルを構築した。
- モデルの実流域への適用結果としては、河川流量・水質とも変化の傾向はほぼ再現できたものと思われるが、絶対値的にはやや開きがある部

分が散見される。これは計算タイムステップとメッシュスケールのバランスが流量値の再現精度に影響し、その影響が河川水質の計算結果にも及んだものと思われる。

以上より今後、計算タイムステップとメッシュスケールを考慮し直すことで河川流量の再現性が高まり、ひいてはモデル全体の精度が向上できるものとする。

参考文献

- 池田英史 (1995) : 日本における酸性降水物陸水影響の実態と予測手法の検討。
池淵周一, 宮井宏, 友村光秀 (1984) : 琵琶湖北部域の積雪・融雪・流出調査とその解析, 京都大学防災研究所年報第 27 号, pp.197-220。
池淵周一・久保和幸 (1990) : 多層メッシュモデルによる流出再現と感度分析, 京都大学防災研究所年報, 第 33 号 B-1, pp167-192。

(社) ゴルファーの緑化促進協会 (1990) : 酸性雨－生態系に与える影響－。

杉山智治・池淵周一 (1997) : 森林流域における水量・水質変換モデルに関する研究, 土木学会関西支部年次学術講演会概要, II-14。

伏見碩二 (1994) : 琵琶湖集水域の酸性雪 (1), 雪氷, 56, pp.19-29。

村野健太郎 : 地球規模の酸性雨問題 (1996), 雨水技術資料, 21, pp.9-17。

Eagleson, P.S(1970) : Dynamic Hydrology, McGraw-Hill Book Company, p.248。

Gherini, S.A.(1985) : The ILWAS model, formulation and application, Wat. Air Soil Pollut. 26, pp.425-459。

Bolt, G.H, 岩田ら訳 (1980) : 土壌の化学, 学会出版センター, p.73。

Study on Run-off Process of Acid Snow in Forest Basin Area

Tomoharu SUGIYAMA*, and Shuichi IKEBUCHI

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

In Japan we have acid rain and snow recently, and various influences on ecosystem are appeared. One of them is the fact that river water acidifies in the snowmelting season. The phenomenon is called acid shock. In addition to that, the pH value of river water changes regularly everyday through a year. The purpose of study is to develop the model which predict acidification of rivers in forest basin area caused by acid rain and snow. The model is applied to the Myouri River at the northern part of Lake Biwa.

Keywords : acid snow, acid shock, multi-layers mesh-model, cation-exchange