J. Jpn. Soc. Soil Phys.
土壌の物理性
No. 103, p. 71～78（2006）

湿原の水文現象
―多雪域にある湿原の特徴―

中津川　誠*

Hydrologic Process in Wetland
―Characteristics of a Mire in a Snowy Region―

Makoto NAKATSUGAWA**

** Toyohashi Office of River Works, Chubu Regional Development Bureau, Ministry of Land, Infrastructure and Transport, Aza Hiranishi 1-6, Nakano-cho, Toyohashi 441-8149

1.　はじめに

湿原はかつて暗く湿った不毛な土地，どちらかというと厄介者のイメージがあったが，昨今では鳥や動物，魚など生物の楽園，そして美しい景観が多くの人を魅了する場として高い関心を集めている。具体的には，多様で貴重な動植物の遺伝子源を確保する場，洪水調節，水資源確保や水質浄化，気候緩和，レクリエーション，環境教育の場といった多角的機能をポテンシャルとしてもつことが認識されつつある。なお，湿原は「地表に泥炭が堆積した」湿った草原を意味し，土壌的側面からみると泥炭地と言い換えることもできるが，本報告では呼称として「湿原」を用いる。

ところで，名前の通り，湿っていてこそ湿原たる所以であり，言い換えれば地表面すれすれの高い地下水位が湿原を特徴づけるものである。湿原域の地下水については，庄子ら（1966）が植生との関係に着目し，天水涵養を受ける植物群落と，河川水あるいは周囲の地下水からの涵養を受ける植物群落の違いを報告している。また，梅田ら（1988）は湿原域に侵入して問題となっているササに注目し，ササやミズゴケの生息域での地下水の動向を報告している。以上から，当該区域で保全の眼目と言える高層湿原（Bog）では，地下水位が高く，かつ変動が少ない状況で維持されることが望ましいとされる。

本報告では，北海道にあるサロベツ湿原を対象に，湿原域の地下水がどのような条件で維持され，変動しているかを検討した結果を示す。とくに，地下水環境の理解を進めるため，多雪域の湿原において雪の果たす役割に着目した。ここでは数カ年にわたって実施された積雪調査に基づき，湿原域では非湿原域より融雪が多いことを明らかにした。一方，高層湿原域にある地下水位は1月から3月にかけての積雪期に高いことを見いだした。このことは積雪域の湿原では融雪期だけでなく，厳冬期における積雪底面からの融雪が大きな涵養源となり，高い地下水位を維持する要因となっていることを示唆する。とくにサロベツ湿原に広く分布する高層湿原（Bog）の環境は，天水からの涵養に大きく依存しているため，積雪の変動は大きな影響を及ぼすとみられる。

以上を踏まえ，様々な要因による湿原の地下水への影響をモデルによって分析した。ここでは湿原内の地下水を不圧地下水として扱い，2次元非定常モデルに有限要素法を適用して計算を実施する（計算法はキンツェルバッハ（1990）を参考）。この結果，地下水涵養源としての雪の役割を明らかにした。また，それをモデル化することで，地下水への影響要因を分析し，湿原保全策の検討に生かしていくことができると考える。なお，本報告の一部は既に発表している（中津川ら，2005）．

2.　サロベツ湿原の概要とササ地の拡大について

本報告で対象としたサロベツ湿原は，図-1に示すように北海道北部日本海側の北緯45°05′，東経141°10′に位置し，南北におよそ27 km，東西におよそ5 km～8 kmのほぼ長方形をなし，かつての面積は約14,600 ha（146 km²）であったが，最近では3,000 ha（30 km²）まで減少しているとのことである（冨士田，1997）。湿原のある原野内にはサロベツ川が流れるほか，周辺丘陵地を源とするいくつかの川が合流して南下し，南西隅で天塩川に注いでいる。原野は標高1～8 mの低地からなり，中央部

* 国土交通省中部地方整備局豊橋河川事務所　〒441-8149 豊橋市中野町字平西1-6
キーワード：高層湿原，ササの侵入，地下水変動，融雪，積雪域

には約250 ha（2.5 km^2）の洪積台地，丸山（標高8.5〜13.4 m）がある。また，湿原の中央部には南北に並んでペンケ沼，パンケ沼が，北端には兜沼がある。

サロベツ湿原では環境の変化にともなうササの拡大が懸念されており，その制御が課題となっている。ササ地の拡大の原因としては，過去の河川改修や排水溝の整備，湿原の農地化が相対的に地下水位を低下させ，ササの侵入を助長していると指摘されている（冨士田，1997）。ササ地の拡大状況は，羽山ら（2004）が，1977年撮影のカラー空中写真と2000年の高解像度人工衛星（IKONOS）画像から教師データ付きの最尤法によってササ地を判別した結果を報告している。図-2にはその間23年間での湿原植生の変化状況を示す。右図の白い部分は高層湿原域で西側（図の左方向）にいくに従い，図中灰色で示すササの繁茂が目立つようになる。ササ地はサロベツ川と平行に南北方向に広がり，徐々に東側に拡大していることを示している。

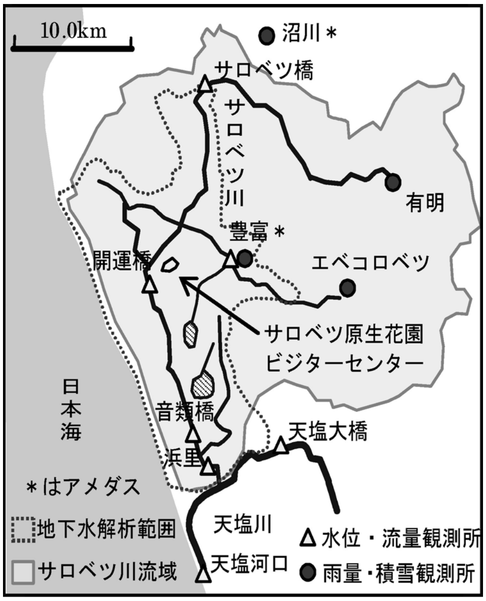


図-1 サロベツ川流域図

Fig. 1 Map of Sarobetsu river basin

3. 積雪条件と地下水について

北海道開発局留萌開発建設部では湿原内で地下水位の連続観測を実施している。この中で開運橋観測所から東へ向かって設置されている観測井（位置図は図-3）のデータを図-4に示す。サロベツ放水路と道路に挟まれた区域で西から順にH8B3，H8B2，H8B1の1ヶ年（2000年）の日平均地下水位である。これをみると，H8B1では夏季の水位変化はほとんどみられないが，H8B2，H8B3では地下水位は細かい変動をしており，とくに4月はサロベツ川（開運橋）の水位と同様に水位上昇が顕著である。なお，H8B1，H8B2周辺には高層湿原が広がっている。

また，図-5にはH8B1の1997〜2000の月平均地下水位と積雪深を示すが，積雪状況に応じて1月から4月頃

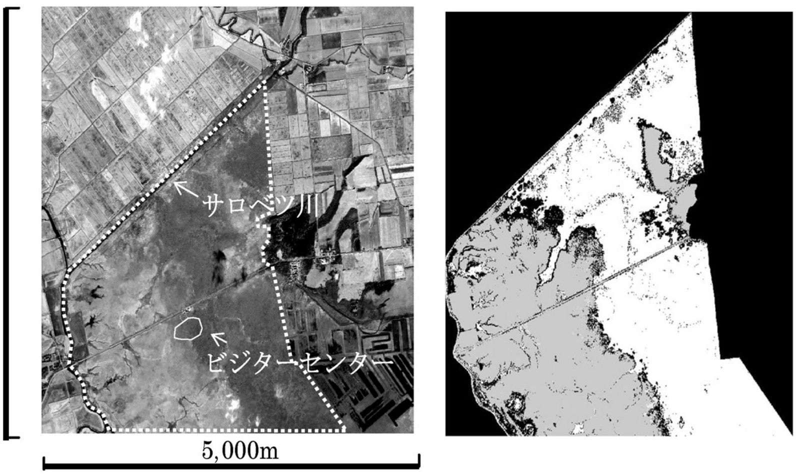


図-2 画像解析範囲（左図）と湿原植生の変化（右図）（右図の解析範囲内の黒い部分が1977から2000年の間にササ地に変化）

Fig. 2 Analysis area (left) and change in mire vegetation (right) (Black part in analysis area in right figure changed from wetland to sasa bamboo between 1977 and 2000)

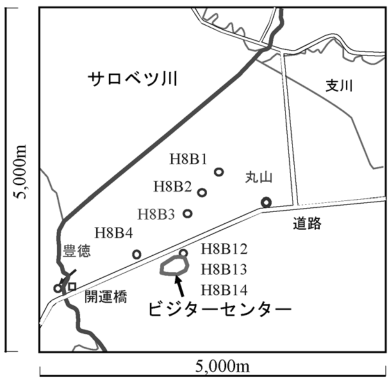


図-3　ビジターセンター付近の概要図（白抜き丸が地下水観測井）

Fig. 3　Neighboring area around the visitor center (White circles show groundwater wells)

の地下水位が概して高く，地下水涵養が積雪と融雪に深く関係していることを示唆している。これは積雪底面の融雪が地下水涵養源であり，雪の断熱性によりそれを助長させている可能性が考えられる。いずれにしても，積雪量および融雪期の水文条件がサロベツ湿原の地下水に大きな影響を与えているのは間違いないであろう。また，植物生長の最も旺盛な時期である6〜8月が地下水位の低い時期であることもササの侵入を考えるうえで注目できる．

以上を踏まえ，次に湿原内と市街地における積雪の違いをみてみたい。ここで用いるデータは2002年1月より2004年3月まで計18回にわたり実施したスノーサーベイから得られたものである。

図-6には市街地にある「豊富（トヨトミ）」地点と，湿原内にある「ビジターセンター」および「開光橋」の積

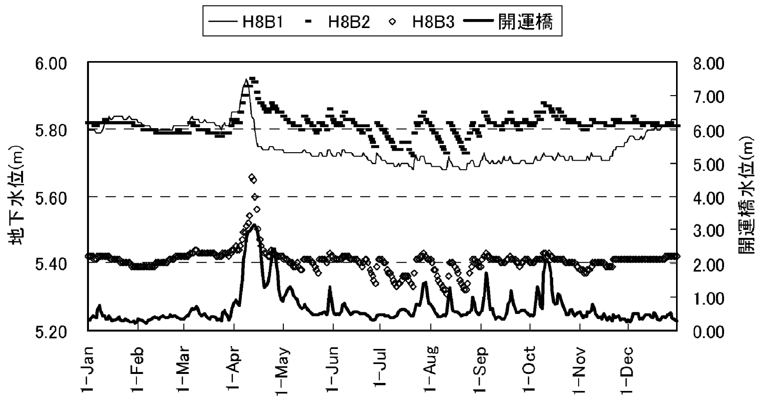


図-4　ビジターセンター付近の河川水位と地下水位の変動（2000年の日平均値）

Fig. 4　Variations of river water level and groundwater level near the visitor center (Daily average in 2000)

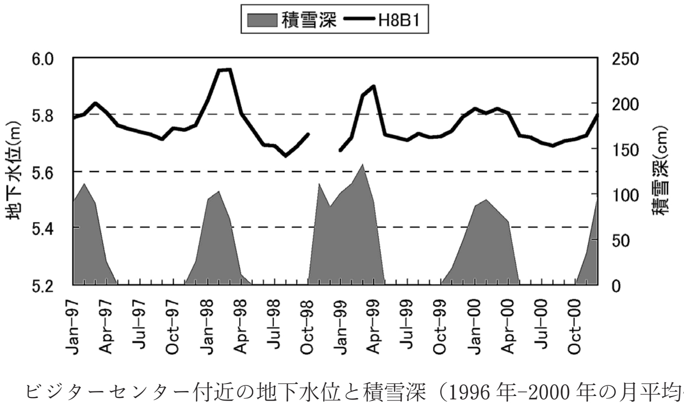


図-5　ビジターセンター付近の地下水位と積雪深（1996年-2000年の月平均値）

Fig. 5　Groundwater level and depth of snow pack near the visitor center (Monthly average from 1996 to 2000)

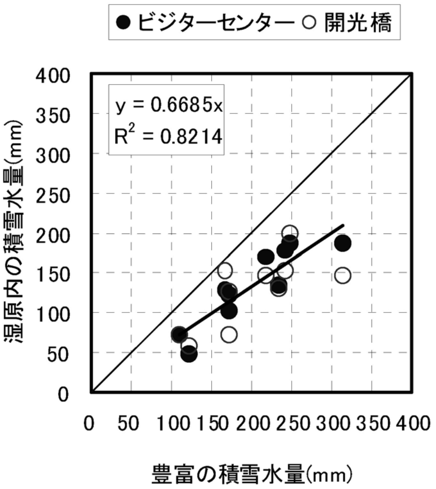


図-6 豊富と湿原内の積雪水量の比較（2002 年–2004 年のスノーサーベイより）

Fig. 6 Relationship of water equivalent of snow between Toyotomi site and sites in mire based on field survey from 2002 to 2004

雪水量（mm）を示す。豊富とほか 2 地点は距離にして 7 km ほどで，標高は豊富が 12 m，ほか 2 地点が 3 m 程度であり降雪量は同程度と考えられる。しかしながら，豊富に比べ湿原内では積雪水量が常に少ない。積雪調査は「豊富」では小学校のグランドなど，いずれも構造物等の影響を受けない平地の雪原で行ったが，このような違いが生じるのは底面融雪により厳冬期も地中への水供給が起きていることによると考えられる。積雪水量の比率からみると，他の 2 地点は豊富の約 7 割という結果が得られた。これから湿原で余分に発生する底面融雪速度 m_b を，下式によって推定する。

$$m_b=\frac{(1-\alpha_{0i})\Delta S_0}{\Delta t} \tag{1}$$

ここで，α_{0i} は豊富地点に対する湿原内の積雪水量比（＝0.7），ΔS_0 は前回積雪調査（$t=t-\Delta t$）から今回積雪調査（$t=t$）までの豊富地点の積雪水量の変化（mm），Δt は経過日数（days）である。実際に厳冬期である 1 月および 2 月に実施された積雪調査の結果から上記 m_b の平均値を求めると 0.95 mm/d となった。すなわち，湿原内では他より 1 mm/d の底面融雪が余分にあることを意味し，ここで起きる連続的な涵養が湿原内の地下水位を高く保持する要因と考えられる。

4. 有限要素法による地下水計算手法

4.1 モデルとガラーキン法による計算手法

地下水シミュレーションは，湿原内の地下水を不圧地下水として扱い，次式に示す 2 次元非定常モデルを適用しておこなう。

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(T\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(T\frac{\partial h}{\partial y}\right)+q_0=S\frac{\partial h}{\partial t} \tag{2}$$

ここで，h は地下水位（m），T は帯水層の透水量係数（m^2/s）で透水係数 k（m/s）に帯水層厚さ（m）を乗じたもの，S は貯留係数，q_0 は涵養量または揚水量（m/s）である。

上式を有限要素法（FEM）によって数値的に解くため，ガラーキン法を適用する。ここで，計算ルーチンはキンツェルバッハ（1990）が記したものを参考とした。FEM では解析対象空間を多角形要素（本例では三角形）に離散化し，要素内の変数を空間座標に応じて重みづけ内挿するような関数 ϕ を考える。この関数との線形結合により次のように近似解 $\hat{h}$ を与える。

$$\hat{h}=\sum_{i=1}^{N}h_i\omega_i \quad ここで \quad \omega_i=\sum_{e=1}^{M}\phi_i^e \tag{3}$$

ここで，i は節点を表す添え字，N は節点数，e は要素を表す添え字，M は要素数，ω_i は基底関数と称する。これを式(1)に代入すると，次式を得る。

$$\varepsilon=\frac{\partial}{\partial x}\left(T\frac{\partial \hat{h}}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(T\frac{\partial \hat{h}}{\partial y}\right)+q_0-S\frac{\partial \hat{h}}{\partial t} \tag{4}$$

ガラーキン法では上記 ε を最小にする方法として，次式が要求される。

$$\int_\Omega \varepsilon\omega_i\,dxdy=0 \tag{5}$$

ここで，上式は x, y 平面上の境界 Γ をもつ領域 Ω での残差 ε と基底関数 ω の積を積分したものを 0 とした場合，h の最適解が得られるというものである。この積分の結果，次式を得る。

$$\sum_{j=1}^{N}P_{ij}h_j+\sum_{j=1}^{N}R_{ij}\frac{\partial h_j}{\partial t}-F_j=0 \tag{6}$$

ここで，h にかかる係数行列は次のように表せる。

$$P_{ij}=\sum_{e=1}^{M}\int_e\left(T^e\frac{\partial\phi_i^e}{\partial x}\frac{\partial\phi_j^e}{\partial x}+T^e\frac{\partial\phi_i^e}{\partial y}\frac{\partial\phi_j^e}{\partial y}\right)dxdy$$
$$R_{ij}=\sum_{e=1}^{M}\int_e S^e\phi_i^e\phi_j^e\,dxdy$$
$$F_i^e=\sum_{e=1}^{M}\left(\int_e q\phi_i^e\,dxdy+\int_\Gamma\phi_i^e q_n\,ds\right) \tag{7}$$

ここで，3 番目の式の右辺第 2 項は境界 s に沿った線積分を意味し，q_n は境界を横切る単位長さあたりの流量（m^2/s）である。これらの積分は，Pinder *et al.*（1977），あるいはフヤコーンら（1987）の著作を参考に，要素サ

イズに応じて定式化された式から求める。結局，式(6)は時間に関する連立常微分方程式となり，これを次のような陰解法によって解く。

$$\left(\frac{[R]}{\Delta t}+[P]\right)h(t+\Delta t)=\left(\frac{[R]}{\Delta t}\right)h(t)+[F] \quad (8)$$

ここで，$[P]$，$[R]$，$[F]$ は式(7)の係数行列である。なお，サロベツ湿原を対象とした計算は，1 辺 500 m の三角形要素をユニットに，要素数が 1,903 個，節点が 1,051 個である。また，計算の時間ステップは 1day（86,400 sec）とした.

4.2　計算条件の設定

諸条件の設定は，すでにサロベツ湿原を対象とした地下水シミュレーションをおこなってきた張ら（2003），羽山ら（2004）の手法を参考にした。

「透水量係数」T は，2 次元定常地下水流動モデルに Gauss-Newton 法を適用し，節点ごとに同定したものに基づく。透水係数はこれを帯水層厚さで除して得られ，10^{-4}～10^{2} m/d のオーダーにある。また，「貯留係数」S は 0.25 とする。なお，最終的には透水量係数は，実際の地下水位の再現状況をみながら調整された値としている.

「初期水位」は，ROKMT 法（Residual Ordinary Kriging with Modified Trend）を用いて 1997 年 10 月の一斉地下水調査の結果から推定したものに基づく。今回の計算では 1998 年の地下水位の計算をおこなったうえで引き続き 1999 年と 2000 年の地下水位を計算する。

「揚水量」は，地下水利用がほとんどないものと考えてゼロとする。一方，大気・地表面間の熱収支を定式化した 2 層モデル（口澤ら（2002））で融雪量や蒸発散量が推算できるが，これから 1 年を通した正味の地表面水供給量が得られ，涵養率を乗じて「有効涵養量」を求めることができる。ここで地下水への涵養率は河川流量の成分分離と流域水収支の整理に基づき 0.16 とした。これらから式(2)の q_0 を月別に推定して与える。なお，q_0 の年間総量は，上記推算より求めた「降雨（900 mm/yr）＋融雪（500 mm/yr）－蒸発散（700 mm/yr）」の値に 0.16 を乗じた 110 mm/yr 程度となる。したがって，供給量の 84% は表面流出となることを意味する。

「境界条件」は解析対象範囲の主要河川・湖沼の実測水位を内挿し，定水頭境界として与える。また，解析対象範囲外からの流入については，水収支解析に基づき流量依存の水頭境界として与える。また海域境界は定水頭境界として 0 m を与える。

5.　モデルによる地下水変動要因の解析

5.1　湿原域の地下水位の再現

上記モデルを用い，図-1 の湿原全体の解析範囲について計算をおこない，ビジターセンター付近の約 5 km 四方の範囲（図-2 の範囲に相当）について再現結果を示したものが図-7 である。なお，ここでの実測コンターとは ROKMT 法による空間内挿をおこなったものである。図には 2000 年 4 月の地下水分布を表わすが，ビジターセンター付近はちょうど地下水頭の尾根部にあたり，地下水位の高い領域となっていることがわかる。また，図-8 は地下水位の最も高い 4 月と低い 7 月の計算水位の偏差

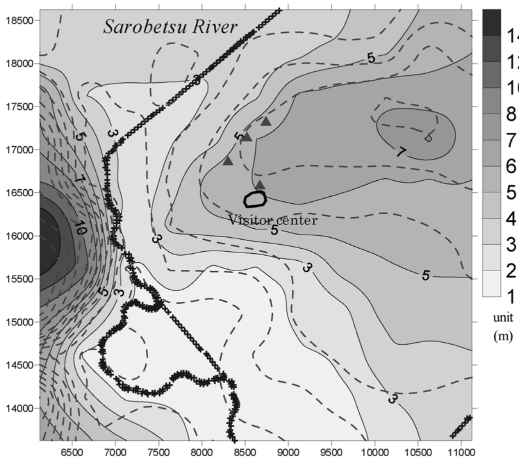


図-7　地下水位の再現結果（2000 年 4 月の結果）（点線，ROKMT 法による実測補間，実線色付，計算）

Fig. 7　Calculation of ground water level on April 2000 (Dashed line shows interpolated result of measured data using ROKMT method and solid line shows calculated result)

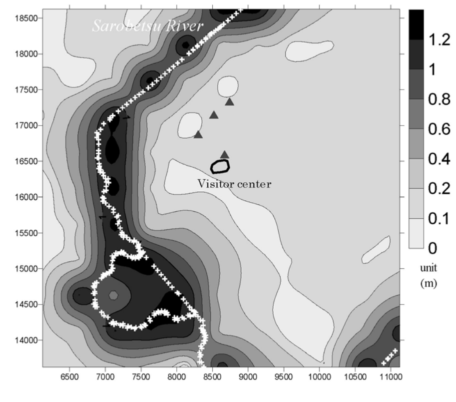


図-8　季節の違いによる地下水位偏差（2000 年 4 月と 7 月の差）

Fig. 8　Change in ground water level to difference of hydrologic condition between April and September in 2000

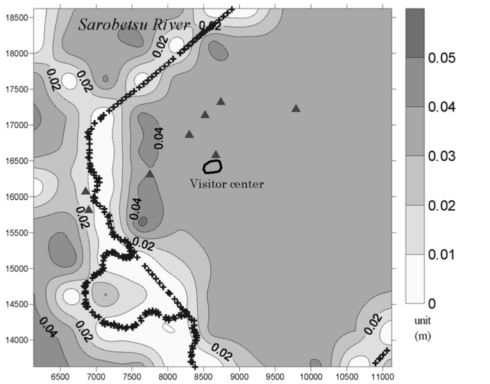
をあらわしたものだが，ビジターセンター付近は地下水位の変動が少ないことがわかる。なお，計算領域内で設定された「透水係数」は 10^{-4} から 10^{2}（m/d）のオーダーにあるが，この付近はその中でも小さい値をとる領域で，地盤高からの相対的な地下水位も高い。すなわち，雨水や融雪水からの涵養を受けて地下水位は高く，安定しやすい構造となっていることがわかる。高層湿原はまさにそのような場所に形成されるので，本モデルが湿原に特徴的な地下水構造を表していると考える.

5.2　雪に関わる要因の感度分析

冬期間の底面融雪が地下水に及ぼす影響をシミュレーションによって分析してみる。実際には既往の検討（羽山ら，2004）で用いていた底面融雪量 1 mm/d の場合と，前々節の推定に基づき，それを 1 mm/d 増やして 2 mm/d とした場合に，地下水位にどのような差が現れるかを計算した。各月の融雪量を 2 層モデルで与えて地下水位を計算し，差分を図示したのが図–9 である。図では 2000 年 2 月について 2 mm/d の結果から 1 mm/d の結果を差し引いた値を示す。この結果，1 mm/d の底面融雪量の増加は地下水位にして 5 cm 程度の上昇に相当すると推算された。これは図–4 に示した H8B1 の冬期地下水位が他の時期より数 cm ほど高いことからもほぼ妥当な感度と考えられる。高層湿原では，夏期に降雨があっても地下水位はほとんど変動しないと言われている。しかし，冬期間に底面融雪からの継続的供給があると，変動が少ないことに変わりはないものの，他の期間より地下水位が高く保持されている。このことから，夏期降雨のような断続的な供給よりも，積雪期間の底面融雪のような継続的な供給の方が地下水位の増減を左右するものとみることができる。

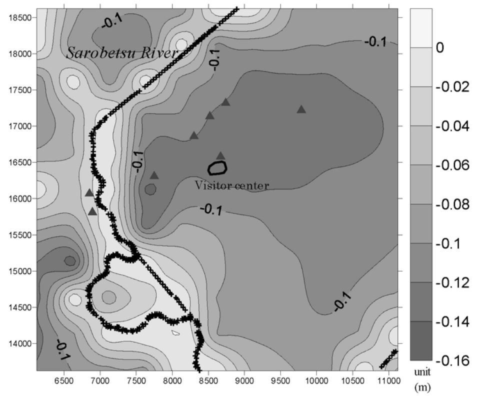
次に，雪そのものの変化が地下水位にどのような影響を及ぼすかをみてみる。計算では 1999 年と 2000 年の 2 カ年において 4 月の融雪量を現状より 100 mm 減らした場合の地下水位の変化をみた。図–10 は，2000 年 4 月において現状と融雪量を減らしたケースについて地下水位の差を表したものである。低下量自体は 100 mm 減という仮想的な条件下の結果なので，その値に厳密な意味はない。ここで注目していただきたいのは，地下水低下が顕著に起きている区域の分布である。地下水頭の尾根部にあたるビジターセンター付近は低下が大きい区域となっていることがわかる。また，図–2 に示したササの侵入がとくに顕著な区域ともなっている。ところで，図–11 に示すようにサロベツ川においても，4 月は大量の融雪水により 1 年で最も水位の高い時期であり，その際の涵養量の減少はその後長期にわたる地下水位の低下をもたらすと考えられる。とくに 1 年で最も水位の低下する 6, 7 月の初夏に乾燥に強い植物の生育を促せば，湿原固有の植物がより強い圧迫を受けることも予想される。

地下水頭が高く，透水量係数が小さい区域では天水涵養の変動が地下水位の増減に影響し，連続的で多量の水の供給源である雪が大きな役割を果たしていることが示唆できたと考える。なお，雪の変化については近傍では稚内気象官署で過去 40 年にわたる積雪深の記録があるが，図–12 の年最大積雪深で 80 年代から 90 年代にかけて減少がみられる。流域の開発といった人為的な影響ばかりでなく，気候変動も湿原環境に影響することが考えられる。



図–9　底面融雪量の違いによる地下水位偏差（2000 年 2 月における 2 mm/day と 1 mm/day の差）

Fig. 9　The difference in the simulated groundwater levels due to the change in snow melting recharge rates from 1 mm/day to 2 mm/day at the bottom of snow pack



図–10　融雪量の減少による地下水位偏差（2000 年 4 月における現状と 100 mm/mon 減の差）

Fig. 10　Change in ground water level to decrease of snow melt of 100 mm/month

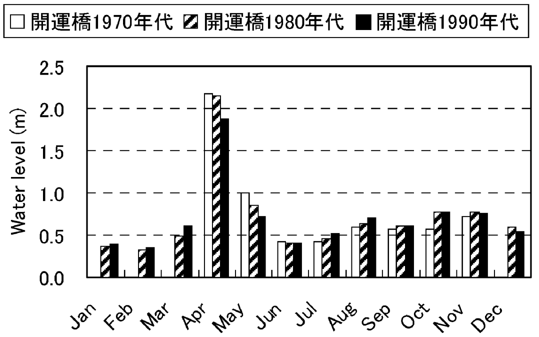


図-11　サロベツ川の年代別・季節別の月平均水位（1971-2000 のデータ，開運橋）

Fig. 11　Monthly averaged water level of Sarobetsu river from 1970's to 1990's at the Kaiun-bashi site

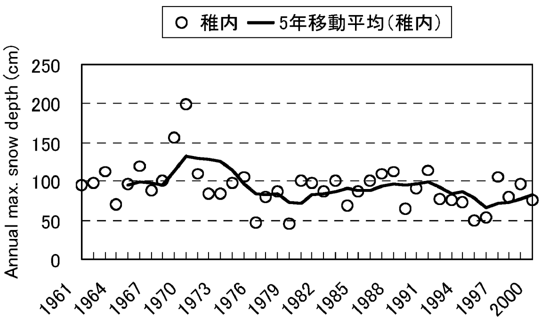


図-12　稚内気象官署における年最大積雪深の経年変化（1961-2000 のデータ）

Fig. 12　Time series of annual maximum depth of snow pack at Wakkanai site based on date from 1961 to 2000

5.3　河川水位の影響

湿原内を流れるサロベツ川の水位（開運橋地点）を年代別，月別に平均化したものを図-11 に示す。これから 1 年でも最も高い 4 月の水位が近年低下傾向であることがわかる。水位の低下でどのような範囲に影響が及ぶかは，2000 年 4 月と 2000 年 7 月の計算水位差を表した図-8 の結果が参考となる。このときの開運橋での水位差は 1.33 m である。図より地下水に影響の及ぶ範囲はサロベツ川近辺の限られた範囲であることがわかる。しかし，実際はサロベツ川に流入する小支川，排水路，湿地溝（サロベツ川に連結した湿地内の小溝）などの水位に万遍なく影響が及ぶとすれば，より広範囲の地下水への影響が考えられる。これを逆手にとり，河川や水路の水位をせき上げて地下水位を上昇させ，湿地の保全再生に生かすという考え方もできる。しかし，天水涵養の条件をつくり，高層湿原の特徴である貧栄養的な水環境を実現できるかについてはさらなる検討を必要とする。

お わ り に

本報告において得られた結果を以下にまとめる。

1)　湿原域の地下水位は融雪期に上昇するだけでなく，冬期積雪期に他の期間よりも高く保持されている個所がみられる。これは積雪底面の融雪によると考えられる。湿原域では非湿原域より底面融雪が 1 mm/d 程度多いことが推定された。

2)　雪が地下水に及ぼす感度を推算した結果，底面融雪量の増分を見込むことで高層湿原域の地下水位は数 cm 程度上昇することが推算され，実際の地下水変動と合致するような結果が得られた。

3)　融雪量の減少にともなう地下水低下域は，天水涵養を受け地下水位が高い個所においてより大きく影響が現れており，高層湿原へのササの侵入が顕著にみられる区域と合致している。

以上より，湿原の環境変化は，流域の開発といった人為要因のみならず，降積雪の減少や融雪の早まりといった気候要因にも注目していく必要があることを示唆した。ただし，これを克服していくとなれば，水位のコントロールなどの人為的方策が必要となるかもしれない。

謝　　辞

本報告の地下水解析手法については山梨大学大学院の竹内邦良教授，石平博助教授，中国水利部の張祥偉氏にご指導をいただいた。さらに，検討に用いた資料の一部は北海道開発局留萌開発建設部および稚内開発建設部から提供いただいた。ここに記して謝意を表する。

引 用 文 献

張祥偉・山本直樹・竹内邦良・石平　博・中津川誠・羽山早織（2003）：情報不足条件下での広域地下水の非定常流動解析手法に関する研究―サロベツ湿原を例として―，水文・水資源学会誌，**16**（4）：349-367.

冨士田裕子（1997）：サロベツ湿原の変遷と現状，（財）日本自然保護助成基金，1994・1995 年度研究助成報告書：59-71.

P.S. フヤコーン・G.F. ピンダー・赤井浩一監訳（1987）：地下水解析の基礎と応用，上巻，基礎編，pp. 76-80，現代工学社.

羽山早織・中津川誠（2004）：サロベツ湿原の地下水環境と植生変化について，北海道開発土木研究所月報，**612**：3-20.

W. キンツェルバッハ著，上田年比古監訳（1990）: パソコンによる地下水解析，pp. 78–119，森北出版.

口澤　寿・中津川誠（2002）: 熱・水収支を考慮した流域スケールの積雪と蒸発散の推定，北海道開発土木研究所月報，**588** : 19–38.

中津川誠・佐藤嘉昭・工藤啓介（2005）: 多雪域にある湿原の地下水変動について，水工学論文集，**49** : 79–84.

Pinder, G.F. and Gray, W.G. (1977) : Finite element simulation in surface and sub-surface hydrology, p. 295, Academic Press, New York.

庄子貞雄・松実成忠・泉谷毅一（1966）: 泥炭地の発達様式について（第 3 報），日本土壌肥料科学雑誌，**37**（8）: 415–421.

梅田安治・辻井達一・井上　京・清水雅男・紺野康夫（1988）: サロベツ泥炭地の地下水位とササ―泥炭地の形態的研究（Ⅲ）―，北海道大学農学部邦文紀要，**16**（1）: 70–81.

要　　旨

サロベツ湿原では地下水位の低下が起きており，その影響で湿原固有の植生に替わりササ地の拡大が懸念されている。この地域では雪による多量の地下水涵養が，地下水位を高く維持し，高層湿原の形成に大きく寄与していると考えられる。観測結果からも，高層湿原では積雪底面部からの融雪によって地下水位が高く維持されることが示された。また，融雪が地下水変動に及ぼす影響をみるため，2 次元非定常地下水モデルを用いた感度分析をおこなった。計算結果は，高層湿原における地下水位の低下が融雪量の減少と大きく関連することを示した。このことは，湿原の保全のため，土地利用形態の変化といった人為的要因だけでなく，気候変動についても考慮する必要があることを意味する。

受稿年月日 : 2005 年 11 月 7 日
受理年月日 : 2006 年 2 月 28 日