

# サロベツ湿原における水循環 の把握と地下水への影響

## ASSESSMENT OF HYDROLOGIC PROCESS IN THE SAROBETSU MIRE AND ITS EFFECT ON GROUNDWATER

羽山早織<sup>1</sup>・中津川誠<sup>2</sup>・張祥偉<sup>3</sup>

Saori HAYAMA, Makoto NAKATSUGAWA and Xiangwei ZHANG

<sup>1</sup>正会員 北海道開発土木研究所 環境研究室 (〒062-8602 札幌市豊平区平岸1条3丁目)

<sup>2</sup>正会員 工博 北海道開発土木研究所 環境研究室長 (〒062-8602 札幌市豊平区平岸1条3丁目)

<sup>3</sup>正会員 山梨大学大学院 博士後期過程 (〒400-8511 山梨県甲府市武田4-3-11)

In recent years, the Sarobetsu Mire is suffering from aridification allowing for the invasion of Sasa bamboo grass. In order to clarify the cause of aridification, the hydrologic process in the entire watershed must be properly assessed. Specifically, reliability of assessments of the snow accumulation and snowmelt are needed to evaluate the water balance in cold, snowy regions.

This paper focuses on the hydrologic process estimated by the two-layer model that deals with the heat balance in the atmosphere, vegetation layer and ground surface as well as the simulations of groundwater. Accordingly, the hydrologic processes including the obscure factors such as snow accumulation, snowmelt and evapotranspiration were properly assessed. Based on such assessment, the characteristics of groundwater are analyzed using FEM. The Proposed method is considered to be proper is assessing water balance in cold, snowy regions and its effect on the groundwater.

**Key Words:** Wetland, snow process, evapotranspiration, groundwater, tow-layer model

### 1. はじめに

貴重な動植物の生息場として、また遊水機能や観光資源としても多くの機能を有する湿原は近年、面積の減少がみられ、その保全が叫ばれている。北海道の北部に位置するサロベツ湿原も例外ではなく、様々な人為的・自然的要因によって、面積の減少がみられ、特に乾燥化と関係があると思われるササの侵入によって、湿原独自の植生の喪失が懸念されている。サロベツ湿原においてはこれまでも調査が実施されており、ササの侵入要因としては、地下水位の低下<sup>1)</sup>が報告されている。

湿原の乾燥化の影響要因を考える上で、湿原域への流入量や流出量、蒸発散量といった流域全体での水循環の把握と長期的な時間変化を知ることが重要と考えられる。積雪寒冷地においては積雪の有無によって熱フラックスが大きく変化するため、降水、積雪、融雪、蒸発散量を包括的に推定する必要がある。とりわけ、雪の状態を適切に推定することが重要となる。

そこで、本研究ではサロベツ湿原での全体的な水循環

を把握するため、観測データから降水量、積雪水量の時間的、空間的な特性の把握を行った。また蒸発散量については、近藤ら<sup>2)</sup>によって提案されている2層モデルをサロベツ湿原に適用し、積雪と蒸発散の再現を試みた。さらに、有限要素法(FEM)による定常地下水流動モデルから降水量の変化による地下水への影響についてシミュレーションを行い、考察した。

### 2. サロベツ流域の概要

サロベツ湿原は、北海道北部、天塩川の支川であるサロベツ川周辺に発達した湿原で、約23,000haの広大な面積を有し、利尻礼文サロベツ国立公園の一部にも指定されている。サロベツ湿原内にある原生花園付近では昭和36年頃からの農業用地の開拓に伴って、これまでも環境省<sup>3)</sup>や、北海道開発局<sup>4)</sup>で調査が行われており、ササの侵入が報告されている。

今回の解析の対象となるサロベツ川流域は、流域面積が655.4km<sup>2</sup>であり、流域の土地利用としては牧草地が多

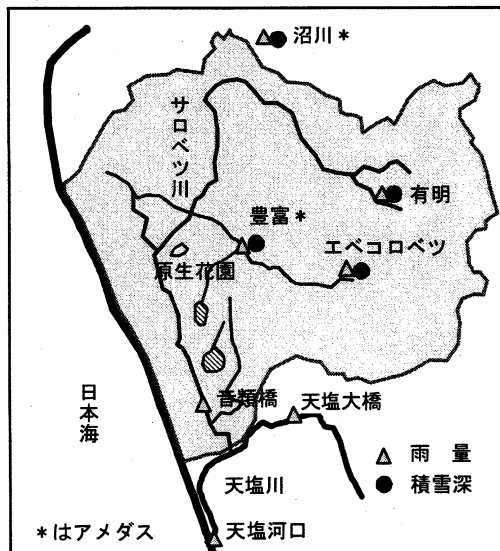


図-1 サロベツ川流域箇所図(網掛け部が流域)

く、山間部を除き背の高い森林は少ない。標高は山間部の最も高い箇所でも約200m、湿原域では標高2～10mと全般的に低い。

今回の解析には、北海道開発局で設置されている観測所の雨量(冬季も観測)と積雪深、気象庁で設置しているアメダスの豊富(とよとみ)、沼川、気象官署の稚内のデータ(降水量、風速、日射量、日照時間、相対湿度、気温、積雪深)と、2002年の1月～3月にサロベツ湿原周辺で実施したスノーサーベイの結果を用いた。

### 3. 降水量・積雪量の空間的・時間的变化

最初に、全体的な降水量の動向を把握するため、1984～2000年にかけての降水量実測値の年平均値と経年変化を表-1と図-2に示す。表-1から最も降水量が多い地点は流域の上流部に位置するエベコロベツ観測所であり、約1200mm、次いで沼川、豊富、有明、天塩大橋、湿原の下流域に位置する音類橋(おとんるいばし)の約760mmという順序となっている。すなわち音類橋では最も多いエベコロベツ観測所と比較して約460mmも差があることがわかる。次に、図-2の降水量の経年変化から、降水量はエベコロベツ、豊富で1981年～1993年まで減少傾向を示している。音類橋は1982年以前のデータが少なく精度を欠くため示していないが、ここでも1993年までに低下傾向を示している。一方、1993年から2000年ではどの観測所も増加傾向を示している。ただし、特に降雪量は風の影響で捕捉率が悪く過小評価している可能性があるため、以上の観測結果は全般的な傾向を判断するものと考えたい。降雪量の推定は積雪深の変化を調べるなど、工夫する必要があるが、それについては後述する。

次に、次式<sup>2)</sup>にて得られる判別温度と気温を比較することによって雨と雪の判別を行ってみた。

表-1 各観測所における降水量平均値(1984～2000)

	豊富	沼川	エベコロベツ	有明	音類橋	天塩大橋
降水量平均値(mm/y)	1106	1150	1224	991	765	851
標高(m)	12	23	46	41	1.5	5.1

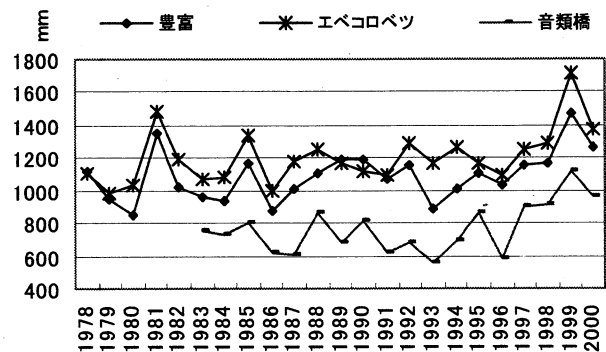


図-2 各観測所での年降水量変化(1978～2000)

表-2 分離後降雨量・降雪水量平均値と降水量比率(1984～2000平均値)

観測箇所	豊富	沼川	エベコロベツ	有明	音類橋	天塩大橋
降雨量(mm/y)	729	707	752	648	586	629
降雨量/降水量(%)	66	61	61	65	77	74
降雪水量(mm/y)	377	443	472	343	179	222
降雪水量/降水量(%)	34	39	39	35	23	26

$$T_c = 11.01 - 1.5e \quad (1)$$

$$e = rh \times e_s \quad (2)$$

$$T > T_c \dots \dots \text{雨}, \quad T \leq T_c \dots \dots \text{雪}$$

ここで、 $T_c$ は雨雪判別温度(°C)、 $e$ は水蒸気圧(hpa)、 $e_s$ は飽和水蒸気圧(hpa)、 $rh$ は相対湿度、 $T$ は気温(°C)である。

結果を表-2、図-3、4に示す。表-2から降雨量は各観測所で降雪水量よりも約300mm～400mm多く観測されている。また、観測所によって観測値に差がみられ、降雨量、降雪水量とも上流域に位置する観測所のエベコロベツでは多く下流に位置する音類橋、天塩大橋ではやや少ない。降雨量の最も多いエベコロベツは約750mmであり、最も少ない音類橋の約590mmと比較すると、エベコロベツとの差が約160mmである。降雪水量では、エベコロベツで約470mm、音類橋では約180mmとなりその差が約290mmと降雨量の場合よりも大きな差となる。また、表-2から降水量に占める降雨量の比率、降雪量の比率をみると、降雨量の比率は上流域では約65%であるのに対し、下流の音類橋、天塩大橋では約75%と高く、降雪量は反対に上流域で約35%であるのに対し、下流域では約25%と雪のウェイトが下がるような傾向をもつ。

図-3は降雨量の経年変化を示しているが、どの観測所も1981年～1993年の間で低下傾向であり、1993年～2000年で増加傾向である。一方、図-4から降雪水量は1990年まで低下傾向を示し、1992年でやや上昇するものの、1997年にかけて減少している。また、1993年以降も増加傾向を示しておらず、降雨量の変化とは異なった変化を

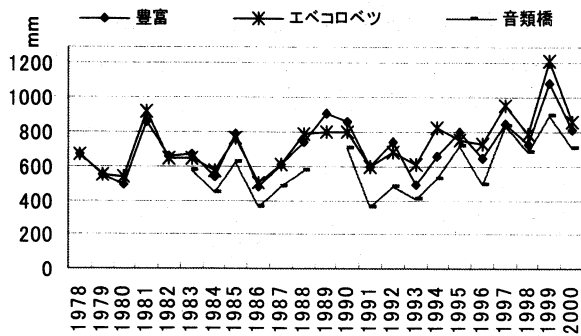


図-3 分離後の年降雨量変化(1978~2000)

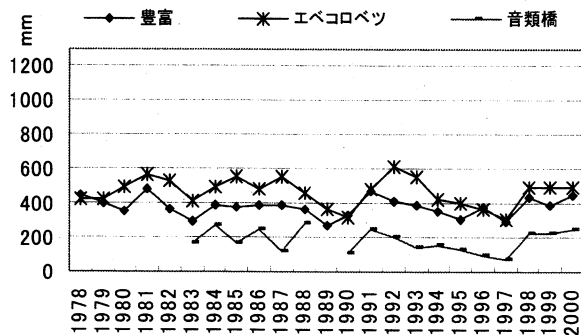


図-4 分離後の年降雪量変化(1978~2000)

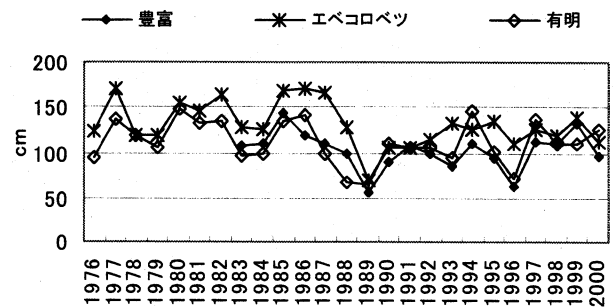


図-5 年最大積雪深の経年変化(1976~2000)

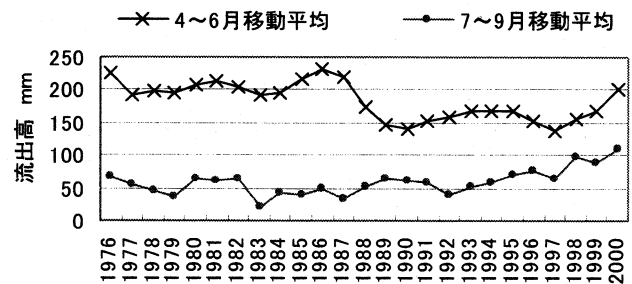


図-6 豊富橋における融雪期と夏期の流出高変化(1976~2000)

示しているといえる。

次に、図-5,6に年最大積雪深の経年変化と上流に位置する豊富橋の融雪期(4~6月)と夏期(7~9月)の流出高(3年移動平均)を示した。図-5から最大積雪深は1989年で大きく低下しその後上昇しているものの、経年的には減少傾向を示している。また図-6から夏期の流出高は融雪期の流出高と比較して少なく、また経年的に上昇傾向を示している。一方、融雪期の流出高は減少傾向を示している。また、図-5の最大積雪深の推移と比較すると、融雪期の流出高の変化と積雪深の変化が、同じような傾向を示している。このことは当然ながら、融雪期の流出減少は積雪の減少に起因することを示す。

以上より、降水量が1993年以前で減少傾向であることを確認できた。また、降水量の経年的な変化には降雨量の影響が大きいものの、降雪は降雨の傾向とは必ずしも一致していない。融雪は降雨と異なり限られた期間にまとまった流出をもたらすため、地下水涵養への影響が大きいと考えられる。したがって、当該流域の水循環の変化には雪の動向に着目していく必要があると考えられる。

#### 4. 積雪量・蒸発散量の推定

##### (1) 流域蒸発散量の推定

蒸発散量は地被や植被の状態によって動的に変化する。そこで、より高い精度で熱フラックスを推定するために、地表面(積雪面)と植被層各々の熱収支を近藤ら<sup>2)</sup>によって提案されている2層モデルに基づき、下式のように定式化した。なお、この際、熱収支において、遮断蒸発を

考慮するようにしている。

$$f_v R \downarrow + (1 - f_v) \sigma T_v^4 - Q_G + Q_R = \varepsilon \sigma T_g^4 + H_g + \ell E_g \quad (3)$$

$$(1 - f_v)(R \downarrow + \varepsilon \sigma T_g^4) = 2(1 - f_v) \sigma T_v^4 + H_v + \ell(E_v + I) \quad (4)$$

ここで、(3)式は地表面、(4)式は植被層の熱収支式である。また、 $f_v$ は放射に対する植被層の透過率、 $R \downarrow$ は下向きの正味放射量( $\text{W/m}^2$ )、 $Q_G$ は土壌もしくは積雪に供給される熱フラックス( $\text{W/m}^2$ )、 $Q_R$ は降雨によって供給される熱フラックス( $\text{W/m}^2$ )、 $H_g$ および $H_v$ は各々地表面(土壌もしくは積雪面)および植被層からの顕熱フラックス( $\text{W/m}^2$ )、 $\ell E_g$ および $\ell E_v$ は各々地表面(土壌もしくは積雪面)および植被層からの潜熱フラックス( $\text{W/m}^2$ )、 $I$ は植被層からの遮断蒸発に伴う潜熱フラックス( $\text{W/m}^2$ )、 $T_g$ および $T_v$ は各々地表面(土壌もしくは積雪面)および植被層の代表温度(K)、 $\varepsilon$ は射出率(土壌面=1.00、積雪面=0.97)、 $\sigma$ はStefan-Boltzmann定数( $=5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2/\text{K}^4$ )である。以上により、各層の代表温度 $T_g$ および $T_v$ を求め、顕熱・潜熱フラックスをバルク法より求める。降水による遮断蒸発潜熱は、近藤ら<sup>2)</sup>の知見に基づき推定し、降雪も降雨と同様に遮断蒸発を推定する。また、アルベドは口澤ら<sup>5)</sup>が定山溪ダムを対象に定式化した結果を引用し、森林の効果を表す葉面積指数LAIは、石井ら<sup>6)</sup>によるLAI月別値を用いた。このほか、バルク輸送係数、蒸発効率文献値<sup>2)</sup>に基づき、表-3のように与えた。ここで、気象要因や地被構成が大きく変化しない限り、蒸発散も大きく変わることが無いことや、降水量の変化に対しては降水遮断がモデル上考慮されていることから、上記パラメータは固定定数として設定した。

流域の降水量としてはサロベツ川流域のほぼ中間に位

表-3 バルク法のパラメータ

地被	文献値		本論文設定値	
	バルク輸送係数 $C_H$	蒸発効率 $\beta$	バルク輸送係数 $C_H$	蒸発効率 $\beta$
地表面 (平らな裸地)	0.0015	0.00~1.00	0.0015	0.50
積雪面	0.001~0.003	1.00~1.82	0.002	1.05
植被層 (牧草地)	0.003	0.20~0.40	0.003	0.3

置する豊富(アメダス)のデータを流域で一様に与えた。流域全体の計算はメッシュ(約1km×1km)単位で行い、豊富観測所で降水量が確認された場合、降水量をメッシュごとに降雨か降雪かに判別する必要があるため、これは式(1),(2)の判別温度を適用した。この時各メッシュの気温を標高補正して与える(気温減率0.65℃/100m)。また、降雪深(日積雪深差で正值日)を降雪水量に変換する際に用いる降雪密度は180kg/m<sup>3</sup>とし、降雪水量も降雨と同様のメッシュデータとして整理した。また解析期間は1982年12月~2002年3月とした。

## (2) 積雪量・融雪量の算定

積雪量・融雪量の算定にあたっては、次の方法を適用する。融雪量の算定として、式(3)、(4)より得られた $T_g$ を積雪温度(仮値) $T_s$ とする。 $T_s \leq 0(^\circ\text{C})$ のときは積雪表面融雪が起きないとし積雪温度 $T_s = T_g$ とする。このとき底面融雪量1mm/dを別途与える。 $T_s > 0$ のとき $T_g = T_s = 0(^\circ\text{C})$ とする。このときの植被層温度は式(4)で与える。式(3)より積雪供給熱量 $Q_g$ を求め、それに相当する融雪量を算出する。この際、底面融雪量1mm/d(に相当する融解潜熱3.86W/m<sup>2</sup>)を別途与える。積雪水量にあたっては時刻 $t$ の積雪水量を次のように定式化する。

$$S_w(t) = S_w(t-1) - (m(t) + e(t)) + \frac{\rho_{sf}}{\rho_w} S_f(t) \quad (5)$$

また、積雪深、積雪密度は下式から求める。

$$S_d(t) = \left[ S_d(t-1) - (m(t) + e(t)) \frac{\rho_w}{\rho_s(t-1)} + S_f(t) \frac{\rho_{sf}}{\rho_s(t-1)} \right] \eta_s \quad (6)$$

$$\rho_s(t) = \frac{S_w(t)}{S_d(t)} \rho_w \quad (7)$$

ここで、 $S_w$ は積雪水量(mm)、 $S_d$ は積雪深(mm)、 $S_f$ は降雪

深(mm)、 $m$ は融雪量(mm)、 $e$ は蒸発散量(mm)、 $\rho_w$ は水の密度(1,000kg/m<sup>3</sup>)、 $\rho_s$ は積雪密度(kg/m<sup>3</sup>)、 $\rho_{sf}$ は降雪密度(kg/m<sup>3</sup>)、 $\eta_s$ は全層沈下率である。この全層沈下率は積雪密度に関係すると考え、2002年実施のスノーサーベイを参考に最小積雪密度280kg/m<sup>3</sup>で0.999、最大積雪密度500kg/m<sup>3</sup>で0.985という値を按分し、積雪密度に応じて与えた。

## (3) 蒸発散量・積雪水量の再現結果と考察

以上のモデルを利用して、アメダスの豊富地点で積雪深および融雪量を推定した結果を図-7に示す。20年もの長期にわたる積雪深、消雪のタイミングなど妥当に推定されている。また、図-8に豊富地点で2002年1月~3月の間、4回実施したスノーサーベイの結果と計算積雪水量、計算積雪深を示す。この結果からも積雪水量、積雪深ともに、モデルがほぼ妥当な結果を与えているといえる。

次に表-4に計算結果を、また図-9に結果をグラフ化した経年変化を示す。流域蒸発散量の18年間の平均値は614mm、降雨量は約706mm、また降雪水量は495mmとなり、流域全体の降水量としては1201mmとなった。図-9から計算した蒸発散量は計算降雨量、降雪水量のような大きな変動は示していない。また、豊富地点の可能蒸発散量をPenman式で算出した結果は約660mmとなったことから、推定した蒸発散量自体は概ね妥当であると考えられる。一方で表-4の流域からの流出高を考えると、流域の水収支を満足せず、流出高の経年的な値の変化も年に

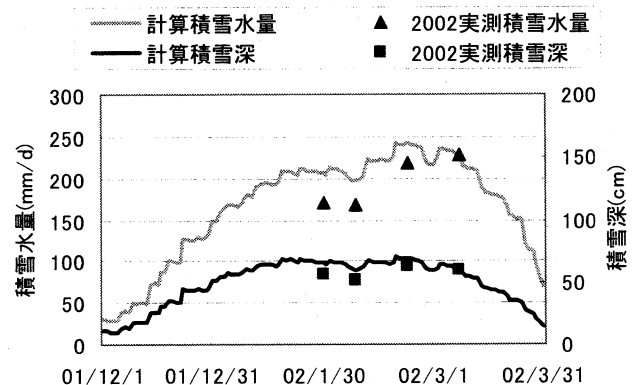


図-8 スノーサーベイ実測値と計算値

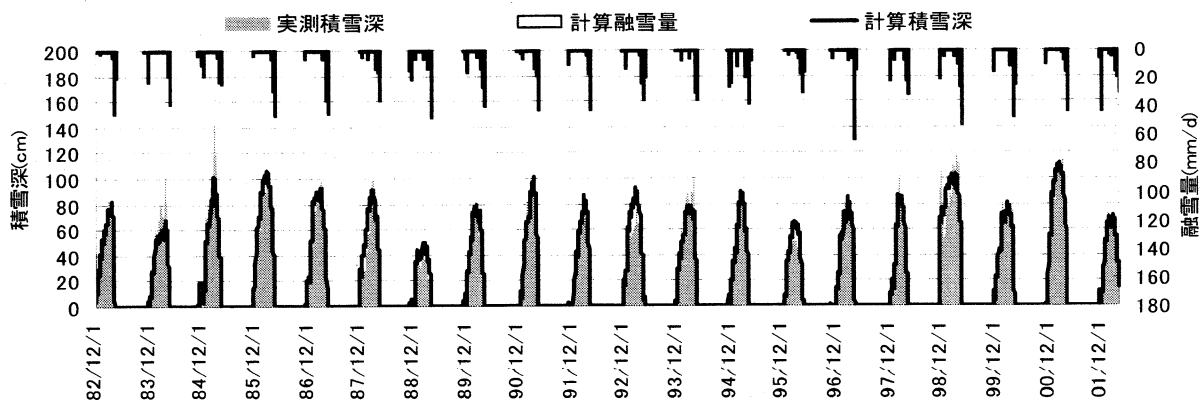


図-7 積雪深・融雪量の計算結果(アメダス豊富観測所地点)

表-4 2層モデルによる計算結果平均値(1983～2000)

	降雨量	降雪水量	降水量	計算融雪量	全流域流出高
平均値	706	495	1201	448	1102
植被層蒸発散量	遮断蒸発量	地表面蒸発散	総蒸発散量	降雨遮断	降雪遮断蒸発
288	131	195	614	108	23

単位 mm/y

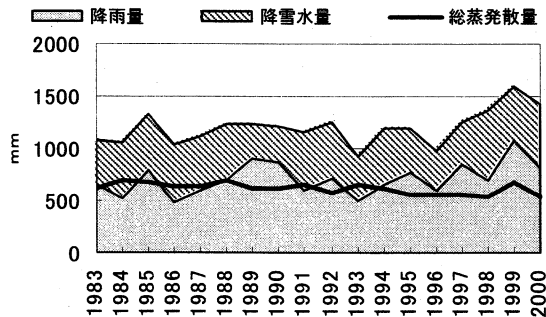


図-9 計算結果の経年変化(1983～2000)

よる違いが大きい。流出高はサロベツ川の下流に位置する浜里観測所の結果を用いているが、下流の天塩川からの背水の影響を受けるために、流量観測値の精度はあまり良好ではない。今後は流出高の精度についても検討する必要があると考えられる。しかしながら、他の観測結果などと照合するとサロベツ湿原域での蒸発散量、積雪水量については、概ね妥当に推定できたと考える。

## 5. 降水量の変化による地下水への影響

2層モデル等で推定された降水量から蒸発散量を差し引いたものを有効降水量とし、地下水に与える影響をシミュレーションした。ここでは、雪を含む降水量によって地下水位がどのように応答するか感度分析的に調べるため、二次元定常地下水流動モデルを適用する。解析の対象は図-10に示す範囲で計算に用いた三角形要素数は1903個であり、節点は1051個である。

解析は降水量が著しく低下した1993年を中心に行う。具体的には先に得られた2層モデルの結果を与え、1985年、1993年、1999年の流動と地下水位を計算し、各々を比較するものとする。与えた入力値を表-5に示す。

### (1) 地下水解析モデルの概要

二次元定常地下水流の基礎方程式は下記のとおりである。

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( T \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( T \frac{\partial h}{\partial y} \right) + q = 0 \quad (8)$$

ここで、 $h$ は地下水位(m)、 $T$ は帯水層の透水量係数( $m^2/s$ )、 $q$ は涵養量または揚水量( $m/s$ )である。サロベツ湿原での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した。初期水位は張ら<sup>7)</sup>が提案しているROKMT法(Residual Ordinary Kriging with Modified Trend)を用いて、

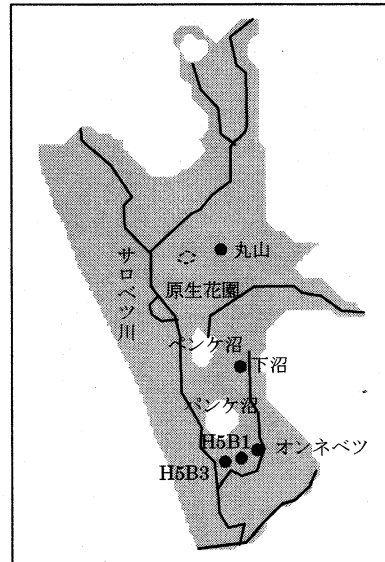


図-10 地下水解析範囲

表-5 計算入力値

	1985年	1993年	1999年
計算降水量	1326	932	1601
計算蒸発散量	666	657	669
有効降水量	660	275	932

単位 mm/y

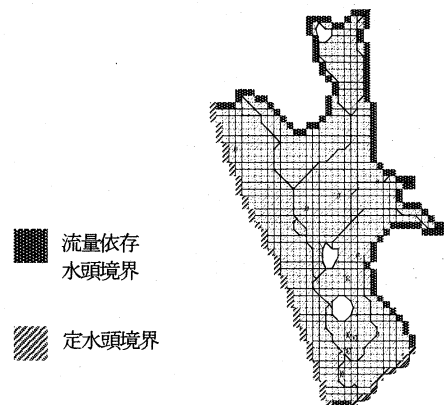


図-11 境界条件

1997年の一斉地下水位調査の結果から推定したものを使用した。

なお透水量係数は、この推定初期水位から有限要素法による二次元定常地下水流動モデルを用いて、Gauss-Newton法<sup>8)</sup>により節点ごとに同定した。また、ここで得られた透水量係数を帯水層の厚さで割り、透水係数の空間分布とした。この際の帯水層と帯水層厚は、1996～1998年に北海道開発局<sup>4)</sup>の調査から得られた地質断面図とボーリングデータに基づく。ここでは不透水性の泥岩層が存在する帯水層より上の不圧帯水層が湿原域の地下水流を支配していると考え、それを解析の対象とした。地下水の涵養率(降水量に対する涵養量の割合)についても上記調査<sup>4)</sup>の結果に基づいて0.23とした。

境界条件は外部境界条件として、下流にある天塩川において、天塩河口と天塩大橋の2地点(図-1参照)の河川水

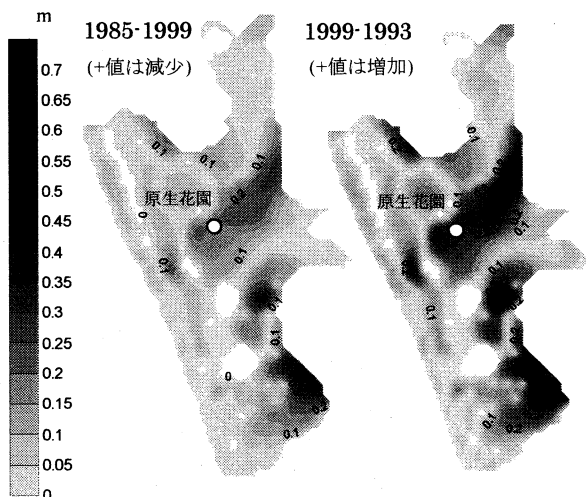


図-12 地下水解析結果

表-6 地下水の計算結果と実測値

観測箇所	オンネベツ		丸山	下沼	H5B1	H5B3
	1985-1993	1993-1999	1993-1999	1993-1999	1993-1999	1993-1999
計算値(m)	-0.15	+0.26	+0.32	+0.65	+0.18	+0.05
実測値(m)	-0.07	+0.17	+0.14	+0.05	+0.19	+0.05

位を内挿し、定水頭境界を与えた。また周辺の山地からは地下水の流入を考慮し、流量依存の水頭境界として扱う。また海域には定水頭境界として0mを与えた。内部境界としては河川と流域内の山地において定水頭境界を与える。また、河川と兜沼、ペンケ沼、パンケ沼それぞれ平均水位を定水頭境界として与えた(図-11)。

## (2) 地下水モデルの計算結果と考察

計算結果を図-12に示す。図-12の左側の図は1985年の地下水位の計算結果から1993年の地下水位計算結果を引くことでその差を示したものである(水位の低下を+値とする)。図-12から最も影響があるのが下流のオンネベツ川の左岸側に位置する地域で約40cm水位が低くなる。また流域の中央に位置する原生花園のあたりでは約10～20cmの水位の低下が推算された。

同様に、1999年の計算結果から1993年の計算結果を引いたものを図-12の右側に示す(水位の上昇を+値とする)。図-12から1985年と1993年の降水量の減少量より増加量が大きいため、地下水位の変化が大きくなる範囲が広がる。上流側の原生花園の周辺でも約40cmの地下水位の上昇が推算された。

次に計算結果と実測値との比較を表-6に示す。1985年はオンネベツ以外の観測所での観測データがないため、実測値との比較はできないものの、1993～1999年の実測値と計算値の比較からは概ね傾向が再現できているものと考えられる。しかし、1985～1993年のオンネベツでの実測値は約7cmの低下を示しているが、計算値は15cmと実測の水位変化の方が小さい。また、1993～1999年の丸山、下沼でも、実測値より計算値がやや大きい値を示している。一方で、計算値でもあまり大きい変動が出てい

ないH5B1やH5B3地点では計算値と実測値がほぼ同じ値を示している。以上のことから、今回用いた解析モデルは地下水位変化の傾向については推定出来ているが、実際の地下水位は計算値よりも降水量の影響を受けにくい傾向があるとも考えられる。現実には湿原はササの侵入にみられる乾燥化が現在も進行しているといわれており、実際の地下水の涵養がどのようになされているか、さらに検討が必要である。

## 6. まとめ

本研究ではサロベツ川流域を対象に、水循環の把握を行った。本研究で得られた結果を以下に整理する。

- 1) 降水量については最近10年で増加傾向にあるものの、降雪量については横ばいからむしろ減少傾向にあることが確認された。
- 2) 2層モデルの適用によって、降水、積雪、蒸発散といった一連の水文現象を包括的に推定した。
- 3) 2層モデルの結果により、降水量が地下水へ与える影響を感度分析的に推定した。

今後は、地下水解析手法について、特に降水量や融雪量といった条件のほか、涵養機構や境界条件をより詳しく検討し、季節的な変動も非定常解析を通じて明らかにしていきたい。

**謝辞：**本研究を行うにあたり北海道開発局留萌開発建設部に協力をいただいた。また、本研究は国土交通省北海道開発局からの受託研究による補助を受けて行ったものである。記して謝意を表す。

## 参考文献

- 1) 梅田安治, 辻井達一, 井上京, 清水雅男, 紺野康夫: サロベツ泥炭地の地下水位とササ, 北海道大学農学部邦文紀要, 第16巻第1号, pp.70-81, 1988.
- 2) 近藤純正編著: 水環境の気象学, 朝倉書店, 1994.
- 3) 環境庁自然保護局, サロベツ湿原の保全, 1993.
- 4) 北海道開発局: サロベツ川水理地質調査検討業務報告書, 1996-1998.
- 5) 口澤寿, 中津川誠: 熱・水環境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, No.588, 2002.
- 6) 石井孝, 梨本真, 下垣久: 衛星データによる葉面積指数LAIの推定, 水文・水資源学会誌, vol.12, No.3, pp.210-220, 1999.
- 7) 張祥偉, 中津川誠, 竹内邦良, 石平博, 山本直樹, 羽山早織: サロベツ湿原の非定常地下水流動の解析に関する研究, 北海道開発土木研究所月報, No.592, 2002.
- 8) 青木一男, 嘉門雅史: 不均質地盤における帯水層定数の同定について, 土木学会論文集, 第382号, pp.91-99, 1987.

(2002. 9. 30受付)