

泥炭地環境保全と地下水質

橋 治国*・辰巳健一*

Ground Water Quality on the Conservation of Peat land

Harukuni TACHIBANA* and Kenichi TATSUMI*

* Graduate School of Engineering, Hokkaido University,
 N-13, W-8, Kita-ku, Sapporo, Hokkaido, Japan

1. 泥炭地形成と水環境

泥炭地は、植物の生育する地域だけを意味しないが、本論文ではその構成植物との関連を扱うので、基本的には泥炭地と湿原を同義語として扱うこととする。その中で、植生との関わりを扱う場合には、湿原として記述した。湖沼から高位泥炭地（高層湿原）に至る泥炭地形成の過程については、一般に図-1のようにまとめられている（辻井，1987）。泥炭地化（湿原化）の第一歩（老年期湖沼から沼沢）は、流入堆積物で浅くなった湖沼・沿岸におけるヨシなどの植生群落の発達である。その過程で、湖沼容積は小さくなる。さらに、周囲の栄養塩を含む地表表流水や地下水が湖沼に流入する。また湖沼堆積物からは栄養塩などの水質成分の溶出が生じる。湖沼水は富栄養化して水辺には多くの植物が繁茂するようになり、湖沼は低位泥炭地へと発達する。その後、植物の遺体が堆積して地盤が高くなり、水供給は降水に依存するようになると泥炭地表面で栄養塩濃度の低下が生じる。そのような条件下で生育可能なミズゴケが優占種となり、地盤が高くなると、さらに降水への依存が増して貧栄養化が進み、表面付近の地下水質は清澄な降水組成に近くなる。この状態の泥炭は、高位泥炭地と呼ばれ、貧栄養に対応できる貴重な植物の分布することが多い。そのような特殊な条件下で形成された高位泥炭地の水質や植生は、少しの環境変化、特に人為的な影響によって容易に変貌すると考えられる。その例として、北海道では、この高位泥炭地を、サロベツ泥炭地を代表として各地にみることができるが、それらの多くは、戦後の農地開拓による排水、開墾事業によってその姿を変貌させられてしまった。本報告では、多くの高位泥炭地の残存するサロベツ泥炭地や釧路湿原で実施した我々の調査に基づ

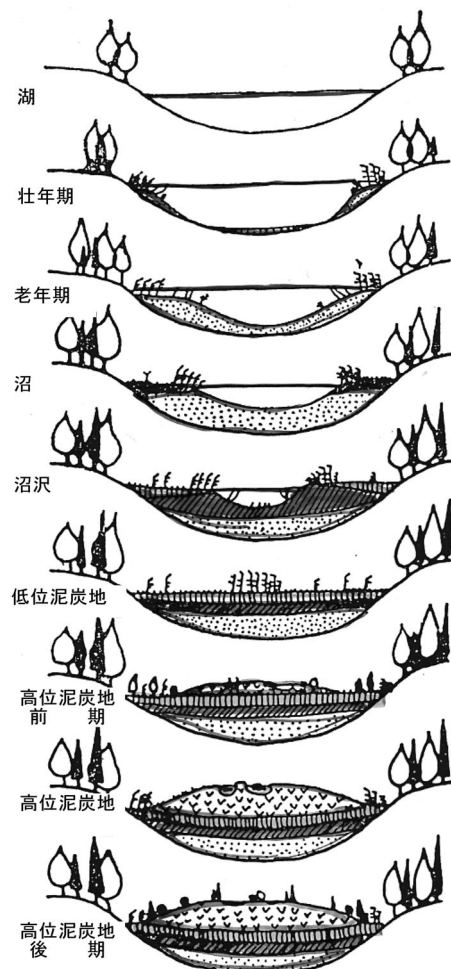


図-1 泥炭地（湿原）の発達（辻井（宮脇引用）1987，一部字句改変）

* 北海道大学大学院工学研究科環境フィールド工学専攻 水圏環境工学講座水環境保全工学研究室 〒060-0813 札幌市北区北13条西8丁目 Tel 011-706-6277 Fax 011-706-6277

キーワード：泥炭地，地下水質，ミズゴケ，人為的活動，環境保全

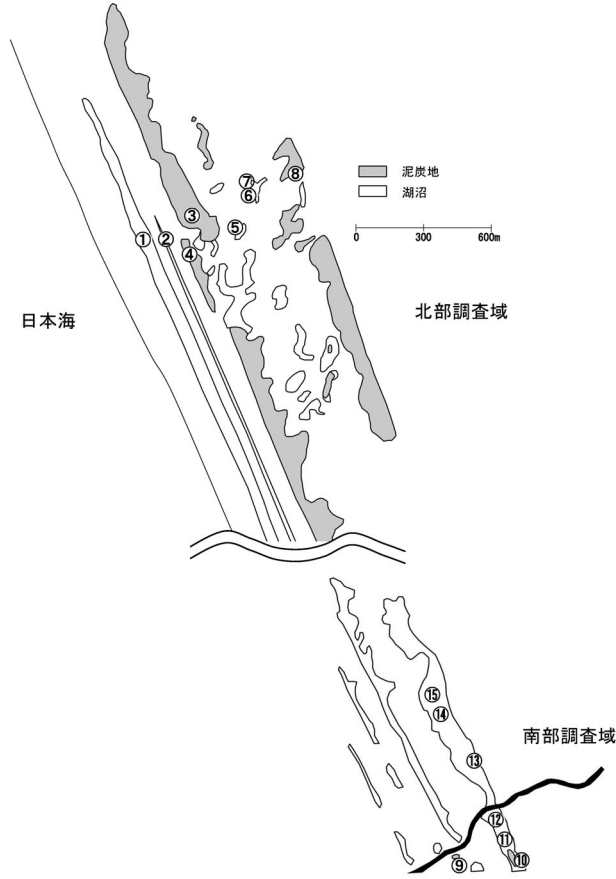


図-2 稚咲内海岸砂丘
 図中の数値は表1で示す調査地点を示す。

き、泥炭地の変貌のなかでも植生の変化と環境指標の一つである地下水質との関係を紹介し、泥炭地の環境保全について提言する。

2. 泥炭地形成と水環境

ここで図-1 に示した泥炭地の発達過程を、具体的な調査例から紹介する(橋ら, 2002)。北海道北西部の利尻礼文サロベツ国立公園内のサロベツ泥炭地西側に、日本海に沿って南北延長 16.5 km に広がる稚咲内海岸砂丘がある。この稚咲内海岸砂丘は、3列の砂丘によって構成されており、砂丘の高さは内陸側に高く、最高標高 20 m 前後である。この砂丘間に多数の湖沼と泥炭地が存在する。点在する大小の湖沼には、泥炭や土壌の流入・堆積により大半が埋没したもの、部分的に埋没したものなど、湖沼から泥炭地への遷移状態が進行している過程にあり、高位、中位泥炭地を含めて泥炭地形成状態を概観

できる。

図-2 と表-1 に稚咲内海岸砂丘の泥炭地の概況を示した。泥炭地は遷移過程に対応してそれぞれ代表的な植生で占められている。調査地点の湖水や地下水の水質分析の結果(表-2)、高位泥炭地の地下水質は、電気伝導度が低く、また栄養塩濃度も降水とほぼ同じレベルにある。高位泥炭地は降水(雨水)涵養であることが明確にわかる。pH は、栄養塩摂取の際のミズゴケの pH 低下作用(Gore, 1983)と泥炭中での腐植質形成によって、4~5 の酸性領域になる。地下水中の有機炭素(DOC)は、植物の分解によって生成されるため、高濃度を示している。中位泥炭地から低位泥炭地になると、電気伝導度は湖沼水の値に近くなる。栄養塩濃度も増加するが、これらは泥炭地周辺あるいは非泥炭土壌層(ここでは泥炭地よりも下層の砂層や粘土層)から供給されていると考えられる。泥炭地の植生は、降水と土壌から溶出した水質

表-1 稚咲内海岸砂丘の泥炭地と優占植生

	地点	番号	高度 (m)	水深 (m)	泥炭の 厚さ (m)	優占植生
湖沼	L-A 1	③	12.3	1.3	1.1	コウホネ
	L-A 2	③	12.3	1.5	0.6	—
	L-A 3	③	12.3	0.6	0.9	コウホネ
	L-B	④	11.7	0.7	—	コウホネ・ヨシ
	L-C 1	⑧	13.8	0.5	—	—
	L-C 2	⑧	13.8	0.5	—	—
	L-D	⑨	—	0.52	1.08	コウホネ
	L-G	⑩	—	0.5	0.7	—
低位泥炭地	W-A	①	11.3	—	0.26	ササ
	W-B	②	11.8	—	0.6	ササ
	W-D 1	⑥	13.8	—	0.55	ヨシ
	W-D 2	⑥	—	—	1.6	ヨシ
	W-G 1	⑪	—	—	1.1	ヨシ
	W-G 2	⑫	—	—	0.6	ヨシ
	W-G 3	⑭	—	—	1.5	ヨシ
	中位泥炭地	W-G 4	⑮	—	—	1.55
高位泥炭地	W-C 1	⑤	13.4	—	2.4	ミズゴケ・ササ
	W-C 2	⑤	13.5	—	3.3	ミズゴケ
	W-C 3	⑤	13.5	—	2.3	ミズゴケ
	W-H	⑦	13.6	—	3.25	ミズゴケ
河川	R	⑬	—	—	—	—

*一つの湖沼や泥炭地で複数回のサンプリングを行った（例 L-A1, A2, A3）。

表-2 稚咲内海岸砂丘における水質分析結果

地点 n		湖沼 14	低位泥炭地 3	中位泥炭地 1	高位泥炭地 5	河川 1	雨水 1
EC	$\mu\text{S cm}^{-1}$	174.5	171.5	135.0	36.9	348.0	16.7
pH	—	5.7	5.3	5.7	4.1	6.3	4.0
4.3Bx	meq l^{-1}	0.094	0.293	0.146	0.003	0.973	0.000
DN	mg l^{-1}	0.58	0.60	0.78	0.42	0.45	0.52
$\text{NO}_3^- \text{-N}$	mg l^{-1}	0.23	0.05	0.02	0.13	0.27	0.12
$\text{NO}_2^- \text{-N}$	mg l^{-1}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
$\text{NH}_4^+ \text{-N}$	mg l^{-1}	0.02	0.06	0.01	0.02	0.17	0.07
DIN	mg l^{-1}	0.25	0.11	0.03	0.15	0.44	0.19
DON	mg l^{-1}	0.33	0.49	0.75	0.27	0.01	0.33
DP	mg l^{-1}	0.013	0.029	0.015	0.011	0.013	0.006
RP	mg l^{-1}	0.003	0.014	0.004	0.005	0.005	0.002
DOP	mg l^{-1}	0.010	0.014	0.010	0.006	0.008	0.004
Na^+	mg l^{-1}	23.8	20.1	18.3	4.5	51.0	0.0
K^+	mg l^{-1}	1.1	1.7	1.4	0.7	3.4	0.2
Ca^{2+}	mg l^{-1}	3.6	3.3	1.8	1.6	4.8	0.5
Mg^{2+}	mg l^{-1}	3.9	3.9	2.8	0.8	6.2	0.2
Cl^-	mg l^{-1}	45.1	38.9	32.7	6.1	78.2	0.8
SO_4^{2-}	mg l^{-1}	7.0	0.6	0.7	2.0	1.3	1.4
SiO_2	mg l^{-1}	2.0	8.5	3.1	2.6	9.9	0.4
DOC	mg l^{-1}	6.9	15.8	20.3	16.4	5.8	1.3

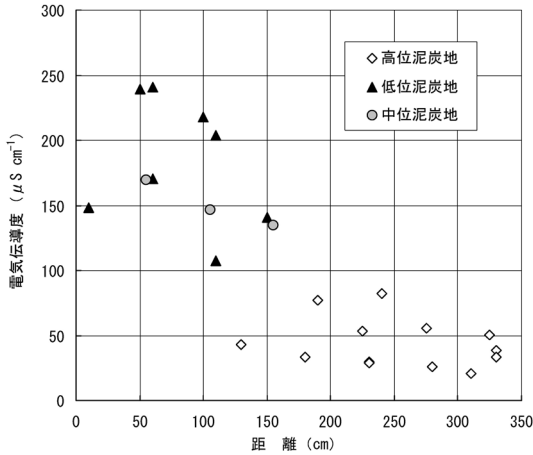


図-3 表層地下水（採水深度）の電気伝導度と砂層（鉍物層）までの距離の関係

成分の混合割合によって決まる地下水質組成の影響を受けていると推察される。

ここで地質的、地理的にもほぼ同じ条件にあり、また水文条件が似ている本砂丘内の低位泥炭地（鉍水涵養性湿原）から高位泥炭地（降水涵養性湿原）を対象に、図-1に示した湿原の遷移過程を、水質学的に考えてみる。図-3は、遷移段階の異なる泥炭地について、表層地下水の採水深度における電気伝導度と泥炭層下の砂層（鉍物層）までの距離との関係を示したものである。ミズグケ植生が優占する高位泥炭地では、深さ方向にはほぼ一定で低い電気伝導度を示す。一方、ヨシ植生が優占する低位泥炭地では、表層地下水においても、電気伝導度の値が大きく、さらに砂層上50~100cm付近でも電気伝導度が大きくなる傾向が見られた。本高位泥炭地は、表層から100cm程度以上の深さがあるところでは降水により涵養されているが、これより深度がない低位泥炭地では砂層すなわち鉍物性の非泥炭層から供給された水（鉍水）で涵養され、これが泥炭地表層部にまで達していると考えられる。電気伝導度でみられたこのような現象は、土壌由来の珪酸濃度の分布にもみられている。McNamara *et al.* (1992)は、低位（鉍水涵養性）泥炭地では栄養塩を含む周辺域からの地下水がその水位に対応して泥炭表層方向すなわち上向きに移動し、高位（降水涵養性）泥炭地では地下水位より高い表層部から雨水が下向きに移動することを明らかにした。稚咲内海岸砂丘泥炭地においても同様な現象が生じていることを、水質学的に確認できた。

3. 自然の泥炭地環境の変貌

我が国の泥炭地は、第二次世界大戦後、農業地域とし

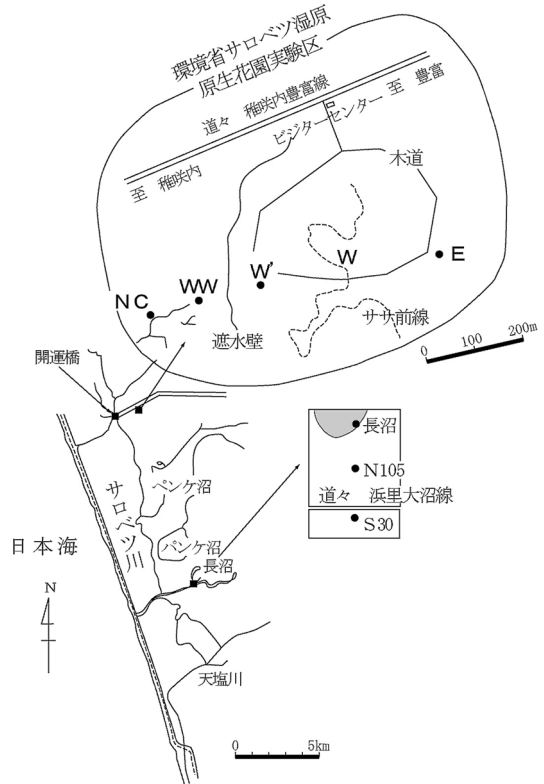


図-4 サロベツ泥炭地の概況

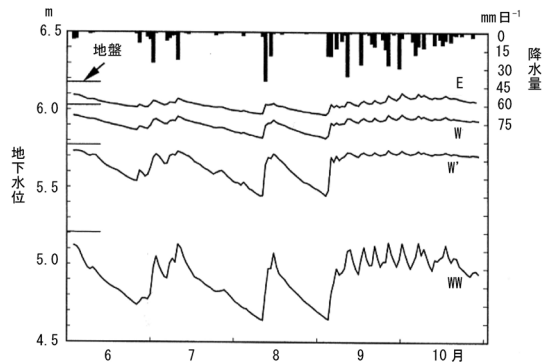


図-5 地下水位の年変化 (井上1994作図 (橘1996))

て開発されることが多く、例えば石狩川下流域に広く分布しているわが国最大の石狩泥炭地では、第二次世界大戦後に食料生産のため、排水作業と客土によって、そのほとんどが農地として生まれ変わり、一大穀倉地域となった。それに伴う交通網の整備のために、泥炭地地下水は積極的に排水されることとなった。その一方で北海道の泥炭地は、スケールの大きい自然、貴重な動植物種

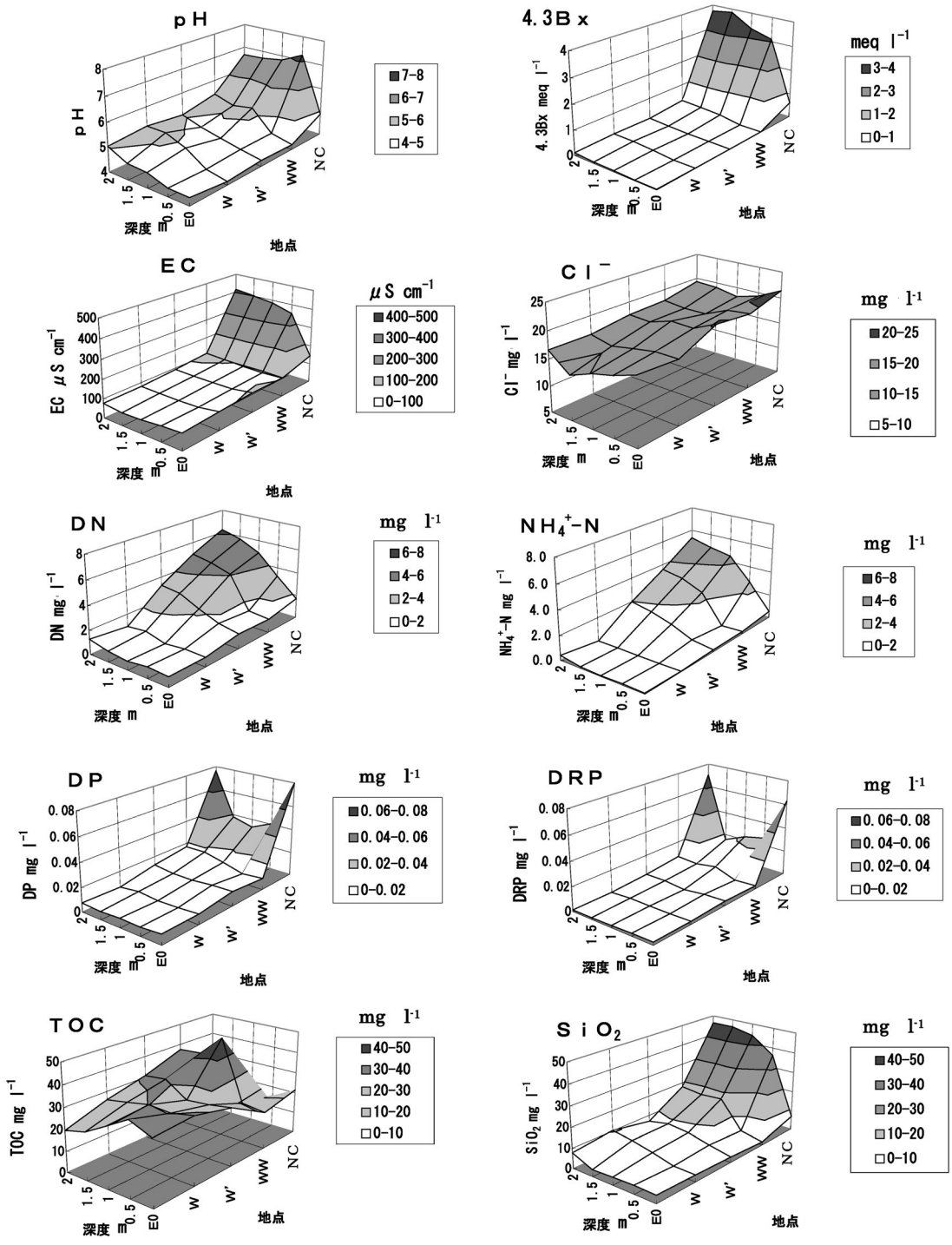


図-6 サロベツ泥炭地の水質変化 (1993-1995 平均値)
 注：DN 溶存態窒素，DRP リン酸態リン，SiO₂ 比色珪酸

が観光資源となっているため、観光関連施設などの建設が増加している。これらの事業においても、排水作業が行われることから水文環境は、著しく変貌するところとなった。また泥炭地外から持ち込まれる汚染物質としての土壌や各種の事業からの排水が泥炭地の地下水環境に大きな影響を与えることが懸念されている。

3.1 サロベツ泥炭地におけるササ植生の侵入と地下水質

ここでは泥炭地排水による地下水の流れ、水質の変化による泥炭地植生の変化についてサロベツ泥炭地を例に挙げて紹介する。サロベツ泥炭地では、高位泥炭地の代表的植生であるミズゴケ群落にササが侵入し、ササの優占度が高まっていることが大きな問題となっている。このササの侵入の原因が、排水作業を中心とした農地開発に伴う地下水位の低下にあることは、多くの研究者の一致したところである(梅田ら, 1988; 橋ら, 1994)。しかし必ずしもササの生育状況や泥炭地植生などを、水位の変化だけで説明できるとは限らない。同じような地下水位の変化を示す地域においても、ササの大きさや葉面積指数が異なることは、それを示唆している。これには地下水や土壌の化学的性質やその物理特性などが関連すると考えられる。ここではそれらの総合的指標として示すことができる地下水質から検討する(例えば橋, 1999)。

図-4は、筆者らがこれまで調査を実施してきた環境省サロベツ泥炭地特別保護地区の概況である。本地区の中央部(W地点あたり)の東側はミズゴケ域、西側がササ侵入域(ササ域とする)とされ、その境界線がササ前線と呼ばれている。この境界線は毎年1~2m東に移動しているという報告がある(高橋, 2002)。筆者らは、図中の調査地点(E, W, W', WW, NC地点)で、1993年以来、地表から2mまで0.5m間隔で地下水質を調査してきた。1994年を例とした地下水位の変化を図-5、この期間(1993-1995)の平均水質を図-6に示した(橋ら, 1996)。ササ前線より西のW', WW地点の順に地表からの地下水位が夏季に著しく低下することがわかる(図-5)。その西側のNC(湿地溝 高位泥炭地からの地下水や雨水流出水の水みち)地点では、地下水位の低下が一層進んでいることが想像される。夏季のWW地点では、地表下50~60cmに達し、通常20cm程度といわれるササの地下茎には地下水が達していない(梅田ら, 1988)。そのため地下水位の低下がササの侵入を促していると考えられている。平均水質からは、E地点などミズゴケ域は電気伝導度が低く、pHも4, 5以下と低い(図-6)。前述したように、この地点は典型的な降水涵養型地下水質を示している。W地点などササ域に入ると栄養塩濃度が高くなり、ササの必須栄養塩である珪酸(比色珪酸 SiO_2)濃

度は高濃度になる。これらのことからササの成長に対し、乾燥化による泥炭分解に伴う栄養塩の供給と珪酸濃度上昇に見られる系外からの地下水や土砂の混入が寄与していると考えられる。

図-7に、湿原地下水質の水質特性をキーダイアグラムで示した(例えば水収支研究グループ1993を参照)。まずNC地点を除くと、ほとんどの地点は第IV区分のアルカリ非炭酸塩域に入る。サロベツ泥炭地の場合、高位泥炭地の特性として地下水水質が降水に近く、深さ方向に、あるいは泥炭地西側のササ域方向に炭酸物質濃度の割合が高くなること、さらに第II区分(アルカリ重炭酸塩)にはNC地点だけが分布し、一般的な陸水の影響が大きくなるのがわかる。ササ域には泥炭地域外の他水系からの水の混入、あるいは混入した土壌の溶出水の影響の大きいことがわかる。

以上のことからサロベツ泥炭地へのササ植生の侵入には、地下水位の低下のほか栄養成分である珪酸の存在が関与していると考えられる。従ってミズゴケからなる高位泥炭地として保全するためには他水系からの水の移動や粘土成分の混入を抑制する必要がある。今後は地下水位だけでなく、土壌物理学を中心として広域的な地下水を中心とした物質の移動に注意を払わなければならない。

3.2 釧路湿原におけるハンノキ林の侵入と自然環境の変貌

もう一例、地下水質が植生を支配していると考えられる調査結果を紹介する。最近、釧路湿原において、ハンノキ林が湿原周縁部に広がる様相が観察され、急速な自然環境の変貌が問題にされるようになった(新庄, 2002)。その面積は、1977年以来約2倍に拡大したといわれている。この原因について、湿原周辺域における森林・農地開発に伴う河川からの土砂流入にあるとされているが(新庄, 2002)、筆者らの調査結果から釧路湿原の一部では地下水中の栄養塩がハンノキ林拡大の加速化に寄与していることが考えられた。以下にその詳細を示す。

3.2.1 調査対象域

図-8に示すとおり、釧路湿原遊水池事業のため建設された釧路川右岸の赤沼付近の横堤下流側の環境省温根内特別C実験区内が調査対象である。本実験区内には、ハンノキ林域(C-A域)と、その北側にミズゴケ域(C-S域)が広がる。調査は、1999年8月14日、10月27日そして2004年11月9-10日に実施した。またハンノキ林域の地下水質の起源を推測するため、ハンノキ林域から東南約1kmの地点で2005年3月28日に北海道開発局によって採取された約40-50mの深層地下水を分析した。

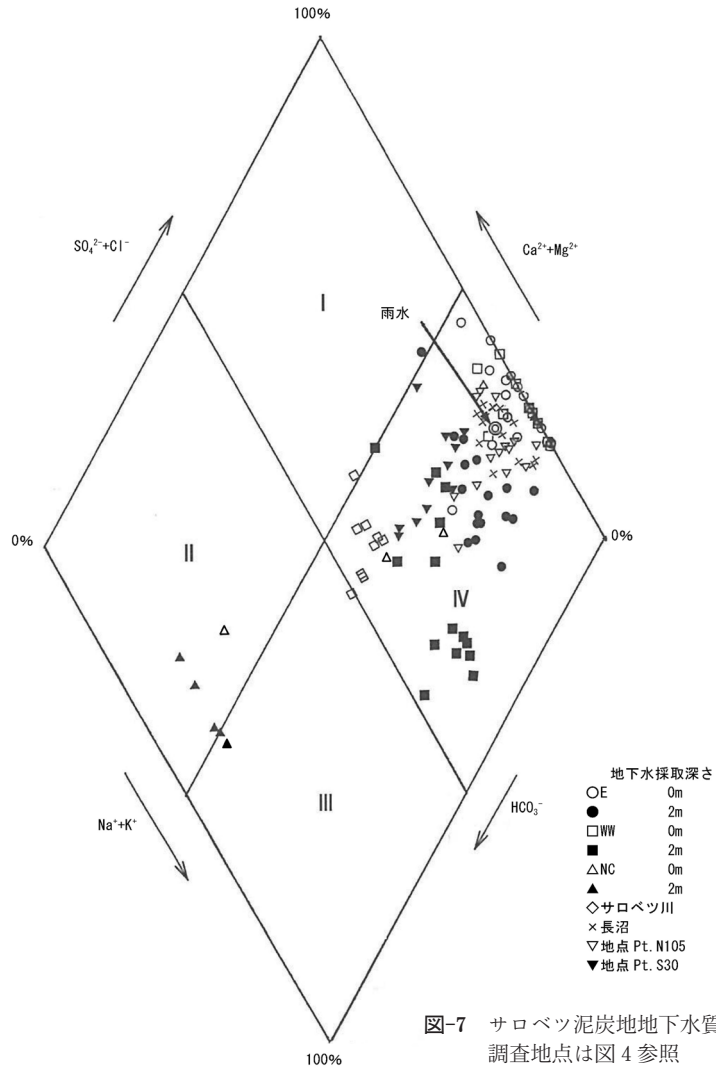


図-7 サロベツ泥炭地地下水質のキーダイアグラム
調査地点は図4 参照

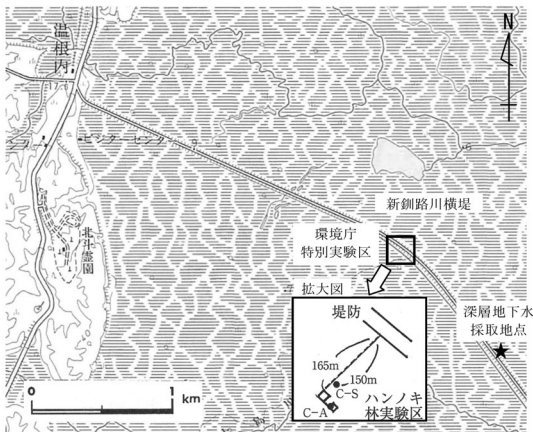


図-8 釧路湿原温根内地区調査地域概況
5万分の1地形図(国土地理院平成15年発行)より作成

3.2.2 ミズゴケ域へのハンノキ林の侵入

ミズゴケ域 (C-S 域) とハンノキ林域 (C-A 域) で (図-8), 1999 年に実施した 2 回の地下水質調査結果の平均値を表-3 に示した。両地域の pH は, ミズゴケ域で 4.2~5.4, ハンノキ林域で 6.2~6.9 で, いずれも酸性であったが, ハンノキ林域では中性に近かった。pH がミズゴケ高位泥炭地で低く, ハンノキ等の他の植物の侵入域で高くなるのは, サロベツ泥炭地と同様の傾向である。電気伝導度 (EC) は, 両地点とも淡水であることを示しているが, ハンノキ林域ではミズゴケ域よりワンオーダー高かった。この電気伝導度の差から, ミズゴケ域は無機イオン濃度が低く降水で涵養されていること, 逆にハンノキ林域では無機イオンや栄養塩 (特にリン) の濃度が高く, 他水系からの富栄養化した水の混入が考えられた。両地点は, 非常に近い位置にあるにも関わらず, 植生に対応して全く異なった地下水質であった。有機物濃度 (過マンガン酸カリウムによる化学的酸素要求量 COD (溶存性), 有機炭素 DOC (溶存性)) や珪酸 (比色 SiO_2) 濃度には大きな濃度差はなく, 粘土質土壌を含む泥炭土壌で涵養された地下水といえる。珪酸濃度はサロベツ泥炭地のミズゴケ域に比較すると高く, 釧路湿原ではミズゴケ域においても低位泥炭地としての特徴が現れている。この傾向は 2004 年 11 月の調査においても確認され

た。

ここで特に栄養塩について, ハンノキ林の分布と関連して考察する。本結果によるとハンノキ林域で土壌の深さ方向に地下水の窒素, リン濃度が高かった。特に溶存態リン (DP) は, 深さ方向に急激に濃度を増し, 深度 1.5 m 地点で $1.882 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ と, ミズゴケ域の 200 倍以上の高濃度で検出された。窒素はハンノキ林域で若干高い程度で大きな違いは見られなかった。栄養塩の形態としては, リンは反応リン (DRP, リン酸態リン) が優占しており, この形態は生物による利用可能性が高い。Gokkayaa *et al.* (2004) は, 窒素固定微生物と共生するアクチノリザル植物であるハンノキの成長がリン制限であることを明らかにした。本ハンノキ林では, 多量のリンがハンノキの成長に寄与していると考えられる。窒素については有機態 (DN-無機態窒素) が優占しており, このことは一層, 窒素固定能力のあるハンノキの増殖を特異的に加速するものといえる。

表-4 に調査域近くの深層地下水の分析結果を示した。深層地下水は 2 箇所の北海道開発局観測用井戸 (ストレーナー位置 40 m と 46 m 井戸) で採水したが, 40 m 井戸では高濃度の溶存態リン (DP) とリン酸態リン (DRP) を観測した。地下水採取地点の地下水位は, 不圧地下水の水位より高く, 被圧地下水であることがわかった。周囲

表-3 温根内地区地下水分析結果 (1999 年 8 月と 10 月の平均値)

地点 深さ (m)	C-S (ミズゴケ域)						C-A (ハンノキ林域)					
	0.2	0.5	1	1.5	2	全層平均	0.2	0.5	1	1.5	2	全層平均
n	2	2	2	2	2	10	2	2	2	2	2	10
pH	5.4	4.9	4.2	4.5	4.9	4.8	6.2	6.6	6.7	6.8	6.9	6.6
EC $\mu\text{S cm}^{-1}$	39.3	31.6	32.4	33.0	34.8	34.2	181	366	527	527	534	427
DN mg l^{-1}	0.89	0.64	0.42	0.52	0.66	0.6	1.48	1.34	1.11	0.98	1.06	1.20
$\text{NH}_4^+\text{-N}$ mg l^{-1}	0.05	0.07	0.07	0.12	0.33	0.13	0.23	0.19	0.20	0.20	0.25	0.20
$\text{NO}_2^-\text{-N}$ mg l^{-1}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
$\text{NO}_3^-\text{-N}$ mg l^{-1}	0.008	0.013	0.010	0.013	0.016	0.012	0.005	0.001	0.007	0.002	0.001	0.003
DP mg l^{-1}	0.008	0.008	0.011	0.008	0.008	0.009	0.096	0.239	0.666	1.882	1.530	0.883
DRP mg l^{-1}	0.003	0.002	0.001	0.003	0.002	0.002	0.060	0.116	0.623	1.751	1.340	0.778
Na^+ mg l^{-1}	3.18	3.62	5.13	4.83	4.63	4.28	43.2	105	155	148	137	118
K^+ mg l^{-1}	0.24	0.20	0.18	0.16	0.17	0.19	0.98	1.32	3.27	4.59	4.78	2.99
Ca^{2+} mg l^{-1}	2.26	1.52	0.75	0.78	0.87	1.24	1.68	1.40	1.32	1.53	1.45	1.48
Mg^{2+} mg l^{-1}	1.02	1.25	0.80	1.02	1.22	1.06	1.36	1.80	2.59	3.19	3.23	2.43
Cl^- mg l^{-1}	2.89	3.11	2.86	2.76	2.80	2.88	5.83	4.01	4.47	4.97	5.69	4.99
SO_4^{2-} mg l^{-1}	0.22	0.30	0.25	0.25	0.28	0.26	0.96	0.96	0.95	0.70	0.81	0.88
4.3Bx mg l^{-1}	0.29	0.18	0.14	0.18	0.18	0.19	2.07	4.68	5.07	6.27	5.78	4.77
SiO_2 mg l^{-1}	24.4	25.2	26.3	26.5	30.7	26.6	18.8	27.1	30.6	35.0	34.1	29.1
COD mg l^{-1}	22.4	42.5	57.2	56.2	47.8	45.2	59.2	56.4	53.4	37.7	38.4	49.0
TOC mg l^{-1}	11.5	18.5	23.8	23.9	20.2	19.6	26.8	27.2	18.8	16.6	15.1	20.9

表-4 横堤深層地下水質調査

2005/3/28									
地点名	深度 (m)	pH	EC μS cm ⁻¹	DN mg l ⁻¹	NH ₄ ⁺ -N mg l ⁻¹	NO ₂ ⁻ -N mg l ⁻¹	NO ₃ ⁻ -N mg l ⁻¹	DP mg l ⁻¹	DRP mg l ⁻¹
地下水 40 m	37.7-40.0	8.1	702	8.8	7.26	0.03	0.003	3.36	3.35
地下水 46 m	45.7-45.9	8.3	455	1.7	0.02	0.03	0.002	0.32	0.04
地点名	Na ⁺ mg l ⁻¹	K ⁺ mg l ⁻¹	Ca ²⁺ mg l ⁻¹	Mg ²⁺ mg l ⁻¹	Cl ⁻ mg l ⁻¹	SO ₄ ²⁻ mg l ⁻¹	4.3Bx meq l ⁻¹	SiO ₂ mg l ⁻¹	DOC mg l ⁻¹
地下水 40 m	128.7	30.7	16.0	15.6	3.5	0.6	7.55	40.8	10.3
地下水 46 m	83.3	8.0	18.8	4.1	10.4	11.7	4.2	39.3	6.7

地下水位：地下水 40m 井戸 (GL+0.2m), H=3.85 m, 地下水 46m 井戸 (GL-2.5 m), H=1.15 m

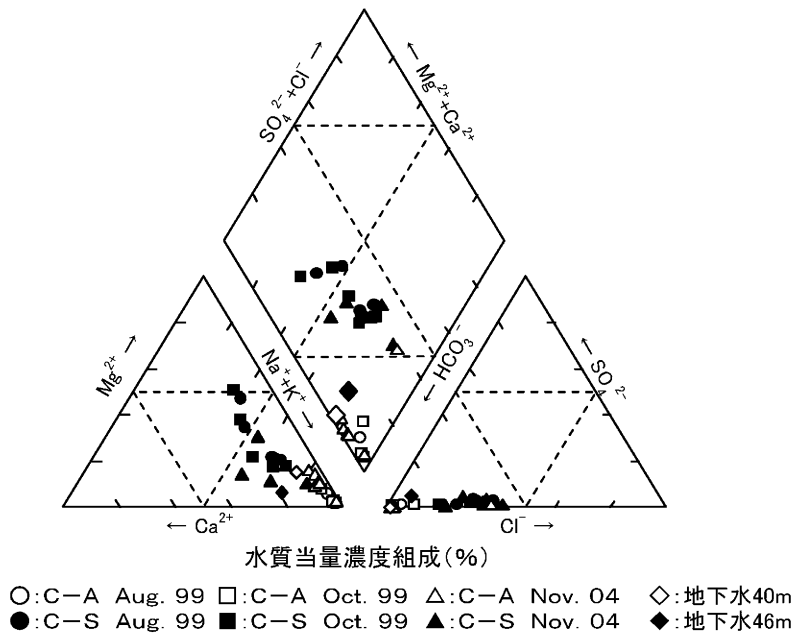


図-9 温根内地区地下水質のトリリニアードイアグラム

の農地に由来すると推測されるリンを多量に含む深層地下水が、約4m以下に存在する透水性が悪い粘土層、そして砂層が混在する泥炭層を上向きに通過して地表に補給されていると考えらる。なお46m井戸地下水でリンを始め多くの成分の濃度が40m井戸より低い、これは井戸上層における表層水の混入によるものであろう。いずれにしても深層地下水には高濃度のリンが含まれ、この地域には常時地表に流出する可能性がある。この地域のハンノキ成長の直接的原因は、深層地下水からのリン供給が関与しているものといえる。

図-9に示した本結果のトリリニアードイアグラムから、3回の調査の水の化学特性の時間的変化が小さいこ

とがわかる。ハンノキ林域の地下水組成がアルカリ重炭酸塩領域に入ることから、深層地下水の水質組成と判断できる。

水質の特性と水質成分の起源について、同じデータを用いた主成分分析によっても検討した。図-10の主成分負荷量の分布から、第一主成分は主に湧水と泥炭水に区分される水質成分の起源についての指標、第二主成分は、葉にトラップされた海水組成の影響を受けた降水成分(林内雨成分)の地下水質組成への影響度合いに関連した指標と推測される。詳細は、さらに継続した調査が必要である。図-11に8月についての主成分得点を示した。第一主成分からは、降水由来の泥炭地下水のミズゴ

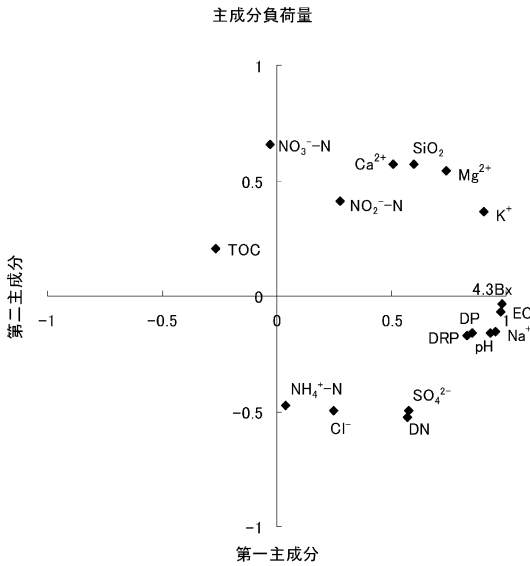


図-10 主成分負荷量の散布図
(第一主成分の寄与率; 46.9%, 第二主成分の寄与率; 16.7%)

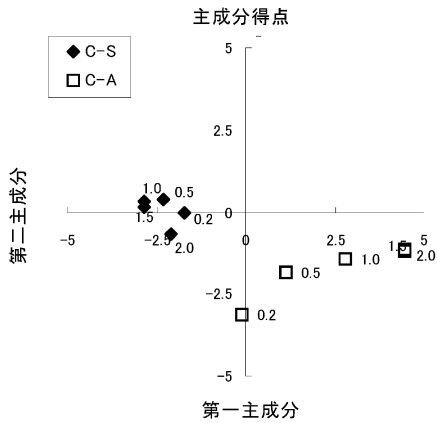


図-11 主成分得点の散布図 (1999年8月)
注: 図中の数値は, 採水深度を示す

ケ域 (C-S 域) はほぼ一定範囲でまとまり, 広く分布する湧水を含むハンノキ林域 (C-A 域) とは全く異なった分布状態で, 両者の地下水組成が異なることがわかる。さらに第二主成分からは, ハンノキ林域においては採水深度が浅くなると得点が小さくなり, 0.2 m と 0.5 m 地点の泥炭地下水は海塩成分を含む林内雨の混合割合が大きくなるものと考えられ, 栄養塩などの水質成分濃度が減少する理由を説明している。主成分分析からはハンノキ林域とミズゴケ域の地下水成分の供給源の差異が明確

に分離される。

4. 泥炭地環境保全と地下水質

前述したように, 多くの泥炭地は, 戦後の圃場排水や客土による農業開発によって, 農地内はもちろん, 農地周辺地域において, 本来の自然の姿を消失させたり変貌させた。もとより泥炭地の農地開発は, 我が国の食料事情におおいに貢献した。しかし泥炭地は, 自然すなわち動植物の宝庫であり, 将来に貴重な生態系を残す視点から, その急激な減少は何としても避けなければならない。植物の生育状態は, 地下水質, 土壌の種類や性状, そして植物の栄養塩摂取環境に支配されると考えられ, 本論で紹介した結果は, 泥炭地の環境の変貌を, 水質環境の変化から指摘した。特に栄養塩の供給源を知るため, 無機イオンなどの水質環境に着目することで, その原因を推測することができた。我が国においては, 泥炭地の荒廃を, 単に排水による乾燥化や周囲の農業開発による土砂の流入に限定して考えられている。今後は, これらに加え, 植生の栄養塩摂取に密接に関連する地下水質成分について, その供給源や湿原への供給過程を, そして土壌の物理性を十分に考慮して, 解析する必要がある。特に農地については, リンなどの栄養塩の最大の供給源であり, これらの土壌からの溶出や栄養塩吸着態土壌の運搬など, まず早急に調査解析されねばならない。

本研究の実施に際しては, 豊富町, 環境省北海道地方環境事務所, 国土交通省留萌・釧路開発建設部・寒地土木研究所, 北海道大学工学研究科・農学研究科・地球環境科学院, (株)レアックス, (株)ドーコンの皆様にお世話になりました。記して謝意を表します。

引用文献

Gokkayaa Kemal, Hurdb T.M. and Raynalc, D.J. (2004) : Symbiont nitrogenase, alder growth, and soil nitrate response to phosphorus addition in alder (*Alnusincana* ssp. *rugosa*) wetlands of Adirondack Mountains, New York State, USA, *Environmental and Experimental Botany*, 1-13.

Gore, A.J.P. (1983) : *Ecosystems of the World 4A(Mires : Swamp, Bog, Fen and Moor (Chapter 9 Changes in Wetland Communities, pp 311-341), Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.*

井上 京 (2002) : サロベツ原生花園地区の地下水位および地盤沈下の状況. 環境省サロベツ原野保全対策事業第3期調査報告書 (環境省自然保護局西北北海道地区自然保護事務所), 44-63.

- McNamara, J.P., Siegel, D.I., Glaser, P.H. and Beck, R. M. (1992): Hydrogeologic controls on peatland development in the Malloryville Wetland, New York (USA), *Journal of hydrology*, **140**: 279-296.
- 水収支研究グループ (1993): 地下水資源・環境論—その理論と実践—, p. 350, 共立出版.
- 新庄久志 (2002): 釧路湿原のハンノキ林. 辻井達一・橘ヒサ子編, 北海道の湿原, p. 17-34, 前田一步園財団, 阿寒町.
- 高橋英紀 (2002): サロベツ湿原の気象環境およびササ前線の挙動. 環境省サロベツ原野保全対策事業第3期調査報告書 (環境省自然保護局), 1-10.
- 橘 治国 (1999): 高層湿原への人為的影響の評価と保全対策. (研究課題番号 09680542) 平成 9~10 年度科学研究費 (基盤 (C)) 研究成果報告書.
- 橘 治国・大野浩一・中村信哉・辰巳健一・高橋英紀 (2003): 釧路湿原における植生と水質・土壌環境に関する一考察. 寒地技術論文・報告集, **19**: 290-293.
- 橘 治国・堀田暁子・川村哲司・行木美弥 (1994): 高層湿原地下水の水質とその涵養. 環境工学研究論文集, **31**: 91-98.
- 橘 治国・堀田暁子・南出美奈子・齊藤寛朗・川村哲司 (1996): 高層湿原およびその周辺水域の水質環境. 水環境学会誌, **19**: 910-921.
- 橘 治国・堀内 晃・Rofiq Iqbal・大野浩一 (2002): 地下水水質からみた湿原の涵養機構と保全. 水環境学会誌, **25**: 641-646.
- 辻井達一 (1987): 湿原. 中公新書, p. 31, 中央公論社, 東京.
- 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ー泥炭地の形態的研究 (Ⅲ). 北海道大学農学部邦文紀要, **16** (2): 70-78.

要 旨

我が国の泥炭地は、戦後の農業開発に伴い、消失したり、あるいはその人為的活動によって本来の自然環境が変貌しようとしている。本論文では、泥炭地の植生の変化と関連させて、泥炭地の地下水質の実態とその特徴について紹介した。なかでも北海道のサロベツ泥炭地におけるササ侵入、釧路泥炭地におけるハンノキ林拡大と地下水質の関連について考察した。

受稿年月日：2006年6月12日

受理年月日：2006年11月14日