

大平明夫¹⁾・海津正倫²⁾

1) 名古屋大学文学部地理学教室・院

2) 名古屋大学文学部地理学教室

〒464-01 名古屋市千種区不老町

I. はじめに

北海道北部から東部にかけての沖積低地には、一般に、後氷期海進に伴う海成～汽水成粘土層や砂層を覆って最上部に層厚2～5mの泥炭層が発達することが多い。これまで完新世における相対的海面変化や古海況を検討する目的で、堆積物に挟まる貝殻や海成層直上に発達する泥炭層基底を中心に、¹⁴C年代測定が多数行われてきた（大島ほか, 1972; 松島, 1982; 海津, 1983; 前田, 1984; Ihira et al., 1985; Sakaguchi et al., 1985; 前田ほか, 1986; 平井, 1987）。これらの研究の結果、オホーツク海沿岸地域では、約6,000年前の海水面高頂期以降、5,000～4,000年前と3,000～2,000年前の2つの相対的海面低下期が認められ（太田ほか, 1990）、それによって海岸部の沖積低地の湿原化が急速に進行したことが推定されてきた（たとえば、前田ほか, 1984）。しかし、¹⁴C年代が多数得られ、完新世における環境変遷が明らかにされている地域は、サロマ湖周辺、常呂平野などに限られている。本研究では、北海道北部のサロベツ原野と宗谷湾に面する声間川低地においてオールコアサンプルを採取し、層相の検討を行うとともに泥炭層基底を中心に¹⁴C年代測定を行い、その結果をもとに完新世後半における泥炭層の形成期について検討した。¹⁴C年代測定は、タンデム加速質量分析計を使用した。その際、試料の処理・測定の手順は中村・中井（1988）に従った。

II. 完新統の層相と¹⁴C年代

1. サロベツ原野

サロベツ原野の沖積層の堆積構造は、Sakaguchi（1961a）などにすでに大局的に示されているが、泉谷ほか（1975）に示された柱状図と、近年行われたボーリング資料をもとに、完新統の層序について再検討した。試料はブルームサンプラーと呼ばれるハンドボーラーを使用して4地点（KS, NS, MT, HT地点）で採取した。完新統は貝殻を含む厚いシルト層を覆う砂層、シルト層および泥炭層よりなる。泥炭層の層厚は、一般に2～5mであり5mを越えることは少ない。現河道の蛇行帯では泥炭層を欠くか、泥炭層にシルト層がはさまれており、連続した泥炭層は河道から離れた地点に堆積している傾向があり、阪口（1958）の指摘する泥炭地河川の「流路の安定性」が認められる。しかし、河道に比較的近い地点ではシルト層（泥炭質シルト層）が側方に拡大する層準があり、泥炭層が大きく2層に区分される傾向が読みとれる。その傾向は、アチャル台地東方の兜沼川付近、円山台地から下エベコロベツ川にかけての地域で顕著である。

¹⁴C年代測定は、泥炭層基底を中心に行った（表1）。下サロベツ原野のMT地点では、

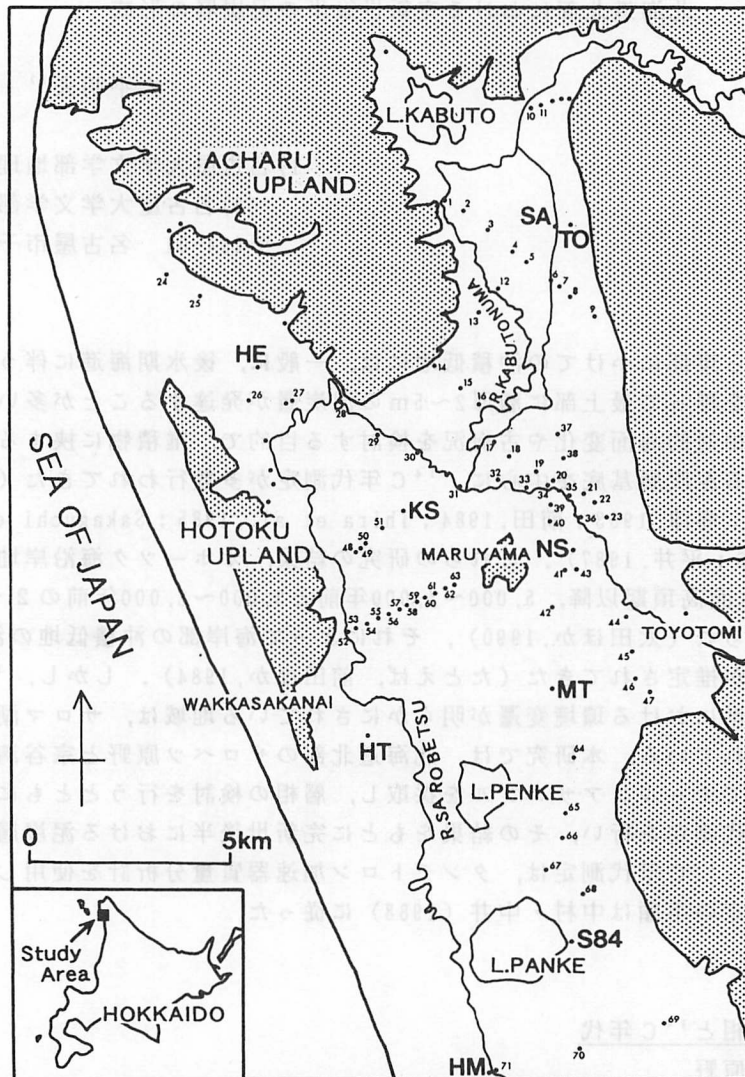


図1 サロベツ原野におけるボーリング地点
 Fig. 1 Sampling sites in the Sarobetsu Lowland

層厚3.9mの泥炭層基底で $4,270 \pm 450$ yrsBPあった。さらに、円山台地東のNS地点では、下位の泥炭層基底から約1m上位の層準で $3,540 \pm 270$ yrsBP、泥炭層の下位のシルト層で $5,110 \pm 270$ yrsBPであり、泥炭層が下位のシルト層をきって堆積しており、不整合が存在すると考えられる。また、下サロベツ原野のS84地点の泥炭層基底の年代値も考え合わせると、下位の泥炭層の形成は、約4,500~4,000年前に開始したと推定される。NS地点において、層厚2.4mの上位の泥炭層基底の年代は $1,970 \pm 290$ yrsBPであり、KS地点とHT地点でも層厚約2mの泥炭層基底の年代も $1,970 \pm 450$ yrsBP、 $1,860 \pm 230$ yrsBPであることから、約2,000年前頃にも泥炭地が拡大したことが推定された。

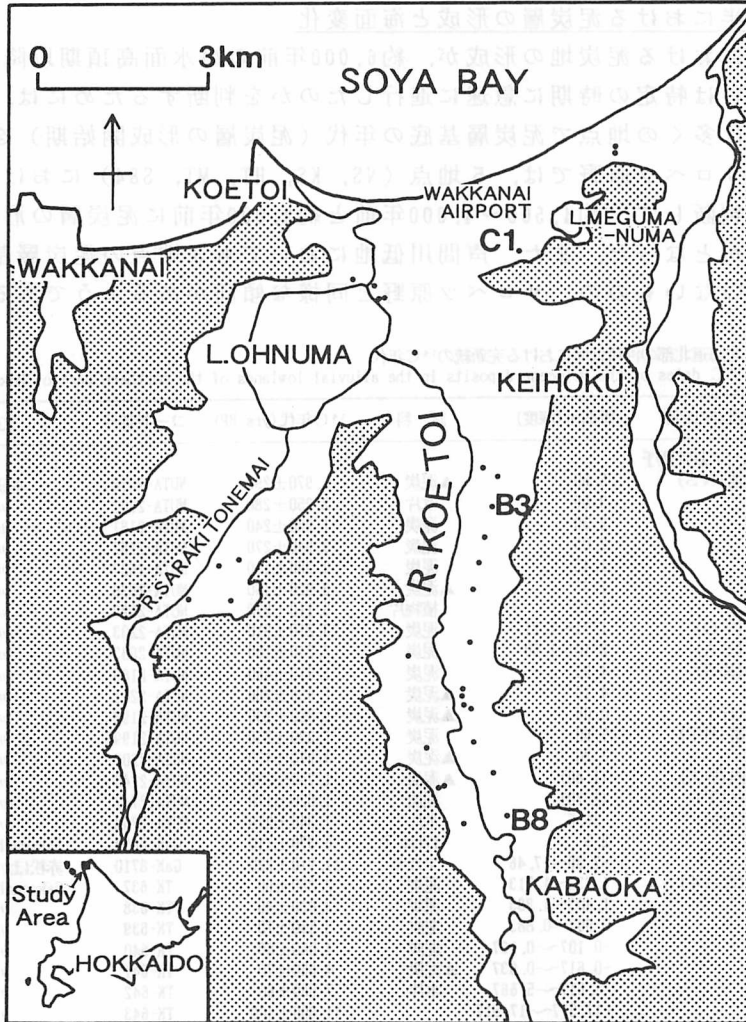


図2 声問川低地におけるボーリング地点
 Fig. 2 Sampling sites in the Koetoi River Lowland

2. 声問川沖積低地

声問川低地は宗谷湾に面する沖積低地である。現在は、ほとんどが圃場に改変され、大沼とメグマ沼の周辺に湿原が残存しているにすぎない。この地域の堆積物（完新統）に関しては、従来ほとんど報告が行われていない。試料はEijelkanmp社（オランダ）のハンドボーラーを使用して採取した。声問川沿いの地点における完新統の上部はシジミガイを含む粘土・シルト層とそれを覆う層厚1~2m程度の泥炭層からなる。砂丘列の背後のC1地点では、砂層を覆って層厚4.1mの泥炭層が確認された。3地点において泥炭層基底の ^{14}C 年代測定を行った結果、B8地点で $4,210 \pm 230\text{yrsBP}$ 、B3地点で $1,640 \pm 210\text{yrsBP}$ 、C1地点で $3,840 \pm 240\text{yrsBP}$ という年代を得た。

Ⅲ. 完新世後半における泥炭層の形成と海面変化

完新世後半における泥炭地の形成が、約6,000年前の海水面高頂期以降、徐々に進行したのか、あるいは特定の時期に急速に進行したのかを判断するためには、同じ低地においてできるだけ多くの地点で泥炭層基底の年代（泥炭層の形成開始期）を明らかにする必要がある。サロベツ原野では、5地点（NS, KS, HT, MT, S84）における泥炭層基底の¹⁴C年代から判断して、約4,500～4,000年前と約2,000年前に泥炭層の形成が進行していることが明らかとなった。また、声間川低地においても3地点の泥炭層基底の¹⁴C年代しか得られていないものの、サロベツ原野と同様な傾向があるようである。この完新世

表1 北海道北部の沖積低地における完新統の¹⁴C年代
Table 1 ¹⁴C dates of the Holocene deposits in the alluvial lowlands of the northern part of Hokkaido

試料採取地点(地点名)	標高m(深度)	試料	¹⁴ C年代(yrs BP)	コード番号	文献
サロベツ原野					
豊富町西豊富(NS)	5.60	▲泥炭	1,970±290	NUTA-2078	本研究
	3.05	木片	2,250±280	NUTA-2202	〃
	2.30	泥炭	1,960±240	NUTA-2181	〃
	2.05	泥炭	3,540±270	NUTA-2182	〃
	1.45	泥炭	3,380±160	NUTA-2627	〃
	1.35	▲泥炭	3,920±160	NUTA-2628	〃
	1.15	植物片	5,110±270	NUTA-2629	〃
豊富町芦川(TO)	1.71～1.21	泥炭	3,210±310	NUTA-2203	〃
(SA)	2.10～1.60	泥炭	2,240±180	NUTA-2633	〃
豊富町落合(KS)	4.25	泥炭	1,970±450	NUTA-2183	〃
	4.15	▲泥炭	1,980±280	NUTA-2201	〃
豊富町豊徳(HT)	0.05	▲泥炭	1,860±230	NUTA-2198	〃
豊富町南豊富(MT)	5.60	泥炭	1,230±250	NUTA-2199	〃
	3.20	▲泥炭	4,270±450	NUTA-2200	〃
豊富町稚咲内(WA)	(1.40)	▲泥炭	1,790±230	NUTA-2743	〃
幌延町音類(OT)	(2.70)	泥炭	1,020±170	NUTA-2742	〃
(HM)	-26.5	木片	7,340±270	NUTA-2744	〃
豊富町清明	2.5	マガキ	6,370±110	GaK-6623	Sakaguchi(1979)
豊富町豊徳	-7.36～-7.46	マガキ	11,910±220	GaK-8710	赤松ほか(1981)
幌延町下沼(S84)	1.733～1.713	泥炭	2,860±60	TK-637	Sakaguchi et al.(1985)
	1.403～1.883	泥炭	3,020±40	TK-638	〃
	0.903～0.883	泥炭	3,550±70	TK-639	〃
	-0.107～-0.137	泥炭	4,060±60	TK-640	〃
	-0.617～-0.637	▲泥炭	4,650±70	TK-641	〃
	-5.617～-5.667	木片	7,580±60	TK-642	〃
	-17.517～-17.617		11,800±100	TK-643	〃
	-26.437～-26.487		8,760±80	TK-644	〃
	-26.537～-26.587		9,360±90	TK-657	〃
	-34.067～-34.117		10,500±100	TK-645	〃
	-42.417～-42.467		11,000±100	TK-646	〃
声間川低地					
稚内市声間(C1)	(4.10)	▲泥炭	3,840±240	NUTA-2745	本研究
稚内市恵北(B3)	(2.15)	▲泥炭	1,640±210	NUTA-2746	〃
稚内市樺岡(B8)	(2.10)	▲泥炭	4,210±230	NUTA-2747	〃
稚内市更喜管内	ca. 3	貝殻	5,940±		赤松・北川(1983)
クッチャロ湖					
レカシュナイ川	ca. 2.5	マガキ	5,170±150	GaK-3082	大島ほか(1972)
ヤスベツ川石堂橋	ca. 2	マガキ	5,610±130	GaK-3083	〃
	2.0～1.8	アサリ	5,890±95	N-3991	松島(1982)
	-15.30～-15.35	泥炭	9,050±100	N-3992	〃
オンネウシナイ川	1.8～1.55	▲泥炭	5,340±140	KL-157	前田(1984)
	2.8～2.6	泥炭	4,350±100	KL-155	〃
	4.0～3.7	泥炭	2,000±190	KL-166	〃
北見幌別り川低地					
枝幸町モーツ	0.0～0.2	▲泥炭	5,040±140	KL-159	前田(1984)
	1.2～1.35	泥炭	1,310±140	KL-168	〃

▲泥炭層基底

後半における2つの泥炭層形成期は、オホーツク海沿岸地域において前田（1984）や平井（1987）で報告されている2つの相対的海面低下期とほぼ一致しており、海面低下によって海岸低地の湿原化が広範囲で進行したことが本研究の結果からも支持される。

ただし、詳しくみると地域的な差も認められる。すなわち、クッチャロ湖に流入する河川の沖積低地と北見幌別川低地の泥炭層基底の ^{14}C 年代は、前者で $5,340 \pm 140\text{yrsBP}$ 、後者で $5,040 \pm 140\text{yrsBP}$ であり、やや古い値を示している。一般に、外洋に直接面する沖積低地では海岸部に砂州列が発達している。このタイプの低地の発達過程は、完新世前期から中期の急激な海面上昇に伴って砂州も上方に成長し、さらに海面の安定する完新世後半に砂州列（浜堤列）が海側に前進するというものである（たとえば、松原, 1989）。よって、後氷期海進のピークである約6,000年前頃から、砂州によって閉塞された潟湖の奥まったところでは泥炭層が形成できる条件を備えることになる（海津, 1990）。クッチャロ湖や北見幌別川河口部にも砂州が形成されており、上で述べた条件を備えており、海面低下と無関係に泥炭層が形成された可能性がある。

以上のことから、海面変化と泥炭層の形成を考える場合には、連続した低地の中で、できるだけ多くの地点で泥炭層基底の年代を明らかにし、水平的な泥炭地の拡大としてとらえていくことが必要である。今後、海岸部の浜堤列の形成時期についても明らかにしていく必要がある。

タンデトロン加速器質量分析計による年代測定の際には、名古屋大学年代測定資料研究センターの中村俊夫先生にお世話になりました。記して深く感謝いたします。

文献

- 泉谷毅一・佐久間敏雄・沖田良隆・宍戸信貞（1975）上サロベツ原野の泥炭土—断面形態と2・3の理化学性—。北海道開発局土木試験所月報，269，1-16。
- 海津正倫（1983）常呂川下流低地の地形発達史。地理科学，38，1-10。
- 海津正倫（1990）沖積低地の地形発達と泥炭地の形成。植生史研究，6，3-13。
- 大島和雄・山口昇一・佐藤博之（1972）北海道クッチャロ湖畔の沖積統貝殻層。地質学雑誌，78，129-135。
- 太田陽子・海津正倫・松島義章（1990）日本における完新世相対的海面変化とそれに関する問題—1980～1988における研究の展望—。第四紀研究，29，31-48。
- 阪口豊（1958）サロベツ原野とその周辺の沖積世の古地理。第四紀研究，1，76-91。
- 中村俊夫・中井信之（1988）放射性炭素年代測定法の基礎—加速器質量分析法に基礎を置いて—。地質学論集，29，83-136。
- 平井幸弘（1987）サロマ湖の湖岸・湖底地形と完新世後半のオホーツク海の海水準変動。東北地理，39，1-15。
- 前田保夫（1984）完新世における北海道オホーツク海沿岸の古環境変遷。『古文化財に関する保存科学と人文・自然科学』430-440。同朋社
- 前田保夫・松島義章・松本英二・松田功・居平昌二（1986）約5千年前以降における根室半島ノツカマツ付近の自然環境の変遷。根室市立博物館開設準備室紀要，1，3-22。

松島義章 (1982) 北海道クッチャロ湖畔の海成沖積層の¹⁴C年代とそれに関連する問題。神奈川県立博物館報告 (自然科学), 13, 51-66.

松原彰子 (1989) 完新世における砂州地形の発達過程 - 駿河湾沿岸低地を例として -。地理学評論, 62, 160-183.

Ihira, M., Maeda, Y., Matsumoto, E. and Kumano, S. (1985) Holocene sedimentary history of some coastal plains in Hokkaido, Japan 2. Diatom assemblages of the sediments from Kushiro Moor. Japan Jour. Ecol., 35, 199-205.

Sakaguchi, Y. (1961a) Paleogeographical studies of peat bogs in northern Japan. Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Ser. II, Pt. 3, 421-513.

Sakaguchi, Y., Kashima, K. and Matsubara, A. (1985) Holocene marine deposits in Hokkaido and their sedimentary environments. Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo, 17, 1-17.

**Late Holocene development of peat layers in coastal alluvial deposits
in the north of Hokkaido, Japan**

Akio OHIRA¹⁾ and Masatomo UMITSU²⁾

1) Graduate student, Department of Geography, Nagoya University

2) Department of Geography, Nagoya University

Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya 464-01, Japan

The Holocene deposits in the coastal alluvial lowlands in the north of Hokkaido are composed of peat, peaty and sandy sediment over marine or brackish mud. This paper discusses on the development of peat layers in relation to the late Holocene sea-level change. Samples obtained by peat-corer were used for the analysis on sedimentary facies and AMS radiocarbon dating. Results are summarized as follows:

1. There are two periods of rapid expansion of peatbogs in ca.4,500-4,000 BP and ca.2,000 BP.
2. It is considered that the sedimentation of peat has been influenced by the regression of the late Holocene sea-level.

口頭発表

大平明夫 (1993) サロベツ原野の沖積層最上部に発達する泥炭層の ^{14}C 年代.

日本第四紀学会 (福岡市立博物館), 日本第四紀学会講演要旨集, 23, 120-121.

学会誌

大平明夫・海津正倫・浜出智 (1994) 風蓮湖周辺地域における完新世後半の湿原の形成. 第四紀研究, 33-1