完新世後半における北海道北部海岸低地の地形発達

大 平 明 夫* 海 津 正 倫*

Late Holocene Geomorphic Development of the Coastal Alluvial Lowlands in Northern Hokkaido

Akio OHIRA* and Masatomo UMITSU*

I. はじめに

北海道北部における海岸地域の沖積低地には、層厚1~5 m程度の泥炭層が発達しており、それらの形成が完新世後半の相対的海水準変動・気候変化と関連することが指摘されている（たとえば、前田, 1984; Sakaguchi *et al.*, 1985; 大平, 1995）。また、北海道北部地域における完新世地殻変動の傾向について、サロベツ原野における泥炭層基底面の標高が北高南低となっていることから南への傾動傾向にあること（Sakaguchi, 1979）、稚内大沼周辺低地における約6,000 BPの汀線高度が+3.25 mであり、この値が旧汀線高度の理論値（-2.61 m）より高いことから隆起傾向にあること（前田ほか, 1994）が報告されている。このように北海道北部の海岸地域の沖積低地は、相対的海水準変動と地殻変動（基準面の変動）の影響を受けながら形成されたことが推測される。さらに地形的に重要なことは、稚内周辺の沖積低地は、2段以上の完新世地形面に段化していることであり、その形成過程と完新世後半の相対的海水準変動および地殻変動（地盤隆起）との関連性が考えられた（大平・海津, 1995 a, b）。

本研究では、稚内大沼を経て宗谷湾に注ぐ声間川およびサラキトマナイ川の沖積低地と、稚内市南部に位置し日本海に注ぐクトネベツ川の沖積低

地を研究対象地域として、完新世後半の地形発達過程、とくに沖積面の段丘化と完新世後半の相対的海水準変化との関連について考察した。さらに、完新世後半の地殻変動の傾向（隆起量の地域差）についても検討することを目的とした。

なお本報告は、大平と海津による共同研究の成果の一部と、平成7年度研究助成を受けた大平による研究成果に基づいて作成したものである。

II. 調査地域の沖積低地の地形

稚内大沼（面積4.86 km²、湖面標高+1 m、平均水深1.7 m）は、稚内市の東部に位置する潟湖である。海岸側には砂州が発達しており、内陸側は声間川、サラキトマナイ川といった稚内大沼に流入する河川が形成した沖積低地となっている（図1）。沖積低地は、河川の流路付近を除き泥炭地となっている。

4万分の1の空中写真（1947年撮影）の判読から、稚内大沼周辺地域の地形分類図を作成した（図1）。稚内大沼周辺の沖積低地は、2段の地形面に区別される。上位の沖積面を完新世Ⅰ面、下位の地形面を完新世Ⅱ面とする。完新世Ⅰ面の標高は+1~+7 m、完新世Ⅱ面の標高は0~+6 mである。完新世Ⅱ面は完新世Ⅰ面を開析して発達しているのが特徴的である。声間川低地における両地形面の比高は上流側では明瞭であるが、下流

* 名古屋大学文学部地理学教室

* Department of Geography, School of Letters, Nagoya University

図 1 稚内大沼周辺低地の地形分類図。

1. 丘陵・更新世段丘, 2. 完新世Ⅰ面, 3. 完新世Ⅱ面, 4. 第Ⅰ砂丘列, 5. 第Ⅱ砂丘列, 6. 第Ⅲ砂丘列, 7. 砂浜, 8. 湖沼, 9. 河川, 10. ボーリング地点

Fig. 1 Geomorphological map of the alluvial lowlands around Lake Wakkanai Ohnuma.

1. hill・Pleistocene terrace, 2. Holocene 1st terrace, 3. Holocene 2nd terrace, 4. 1st dune ridge, 5. 2nd dune ridge, 6. 3rd dune ridge, 7. current beach, 8. lake, 9. river, 10. boring site

図 2 声間川低地の地質断面図。

Fig. 2 Geological section of the Koetoi River Lowland.

側ほど不明瞭となる。恵北付近の両地形面は、空中写真の色調の違いから区分した。ただし、地形面の境界線を点線で表現した部分については、植生や水文条件の違いを示しているだけの可能性があり、地形面区分について今後さらに検討する必要がある。

また、4万分の1の空中写真（1947年撮影）の判読から、クトネベツ川低地においても稚内大沼周辺低地と同様に、沖積面が2面に分かれる傾向が読みとれる。クトネベツ川とその支流が樹枝状に上位の沖積面を開析し下位の沖積面が発達している。クトネベツ川低地は、声間川低地と比較して、河川が沖積面をより深く下刻しているようである。抜海付近から北部にかけての海岸地域では浜堤列および砂丘列が明瞭に発達しているため、完新世海成段丘面の詳細な区分は今のところ不明である。

III. 上部完新統の層相と年代

稚内大沼周辺低地において合計31地点でハンドボーリングを行ない堆積物を採取した（図1）。図2に声間川東岸（右岸）の地質断面図を示した。完新統は、シジミガイ（*Corbicula* sp.）を含むシルト・砂質シルトとそれを覆う泥炭層よりなる。B8地点の珪藻分析では、砂質シルトから *Thalassiosira bramaputrae*, *Navicula delta* といった汽水生珪藻が産出した。よって、下位のシルト・砂質シルト層はわずかに海水の流入する潟湖の湖底堆積物と考えられた。上位の泥炭層の層厚は2~3m程度であるが、表層には客土が施されているため、1m程度は圧縮されていると考えられる。A5地点からB8地点までが完新世I面、B13からB5が完新世II面、A8は完新世I面を開析した完新世II面におけるボーリング資料である。泥炭層基底の標高は、上流側の完新世I面では+5~+4mで比較的良好にそろっており、下流側の完新世II面では+4mから+1mまで低下している。泥炭層基底の ^{14}C 年代は、完新世I面で $4,210 \pm 230 \text{ BP}$ ~ $3,610 \pm 170 \text{ BP}$ 、完新世II面で $2,640 \pm 150 \text{ BP}$ ~ $1,640 \pm 210 \text{ BP}$ を示す。

砂丘列の後背湿地における泥炭層は、層厚が声

図3 クトネベツ川低地におけるボーリング地点。
Fig. 3 Map showing the location of boring sites in the Kutonebetsu River Lowland.

間川低地よりやや厚く約4mに及ぶ。泥炭層基底の ^{14}C 年代が $3,840 \pm 240 \text{ BP}$ 、 $4,760 \pm 260 \text{ BP}$ を示すことから、約5,000年前には第I砂丘列がすでに存在していたと考えられる。

クトネベツ川低地では合計12地点でハンドボーリングを行なった（図3）。沖積層の層厚は、河川の流路付近（最終氷期の谷地形の部分）以外はきわめて薄いようである。上位の沖積面の泥炭層の層厚は約2mで、泥炭層基底の ^{14}C 年代は約4,000~3,000 BPを示した。河川沿いにみられる下位の沖積面（BA8地点とBA9地点）では泥炭層が欠いている（図4）。

IV. 地形発達の特徴と地殻変動の傾向

以上の資料から、稚内大沼周辺の沖積低地（泥炭地）は約5,000~4,500 BP以降に形成が開始し、約3,600~2,700 BPにその時期まで形成されていた泥炭地を開析するようになり、上位の完新世I面と下位の完新世II面に段化したと考えられた。この沖積面の段化は、約3,600 BP~2,700 BPに、海水準の相対的低下に連動して湖水準が低下したことに起因する可能性がある。

図5は、稚内大沼周辺低地、サロベツ原野およびクッチャロ湖周辺低地の泥炭層基底の標高と ^{14}C 年代を比較したものである。泥炭層は一般に海成（汽水成）のシルト・粘土層の直上に発達しており、泥炭層基底の ^{14}C 年代とその標高は、旧

図 4 クトネベツ低地における地質柱状図。
Fig. 4 Columnar sections of the Kutonebetsu River Lowland.

図 5 北海道北部低地における泥炭層基底の ^{14}C 年代と標高。

Fig. 5 Peat bottom elevation and its radiocarbon date of the alluvial lowlands in northern Hokkaido.

海水準のほぼ直上の値を示すと考えられる。このグラフから稚内大沼周辺低地は、前田ほか (1994) も指摘するように、明らかに隆起傾向にあると考えられる。また、クッチャ湖周辺低地よりも、サロベツ原野 (北部) の方が隆起傾向にあり、さらにクトネベツ川低地の沖積面の段丘化から考えても北海道北部でも西の地域で大きな隆起量を示

しているようである。この完新世の隆起傾向は、北海道北部の西部地域における活褶曲運動 (奥村, 1988) を反映していると考えられた。

文 献

- 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の変遷. 古文化財編集委員会編: 古文化財の自然科学的研究. 同朋舎, 430-440.
- 前田保夫・松田 功・中田正夫・松島義章・松本英二・佐藤祐司 (1994): 完新世における北海道オホーツク海沿岸の海面変化—海面高度の観測値と理論値について—. 山形大学紀要 (自然科学), 13, 205-229.
- 大平明夫 (1995): 完新世におけるサロベツ原野の泥炭地の形成と古環境変化. 地理学評論, 68A, 695-712.
- 大平明夫・海津正倫 (1995a): 北海道北部, 大沼周辺地域における完新世後半の泥炭地の拡大過程. 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書, VI, 93-98.
- 大平明夫・海津正倫 (1995b): 北海道北部, 大沼周辺地域における完新世後半の沖積低地の形成. 日本第四紀学会講演要旨集, 25, 70-71.
- 奥村晃史 (1988): 北海道の第四紀地殻変動とプレート運動. 日本地理学会予稿集, 33, 18-19.
- Sakaguchi, Y. (1979): Distribution and genesis of Japanese peatlands. *Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo*, 11, 17-38.
- 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.