

久保純子¹・辻 誠一郎²・村田泰輔³・辻 圭子⁴・後藤香奈子⁴：
最終氷期以降の青森平野の環境変遷史

Sumiko Kubo¹, Sei-ichiro Tsuji², Taisuke Murata³, Keiko Tsuji⁴ and Kanako Goto⁴：
Paleoenvironments and geomorphological evolution of Aomori plain
since the Last Glacial period

要 旨 青森平野全体における最終氷期以降の環境変遷史を明らかにすることを目的として、地形・表層地質調査と、堆積物の層序・化石分析・年代測定等をおこなった。青森平野には大河川がなく、地形は浜堤列をのぞくと全般に後背湿地が卓越する。沖積層層序は表層より最上部泥層と、上部砂層、中部泥層、沖積層下部に区分され、沖積層下部以下は十和田火山起源の火山砕屑物により占められる。また、沖積層基底に明瞭な埋没谷地形は認められなかった。これらのことから、大河川がないことと最終氷期における十和田火山の火砕流流下により、沖積層基底に明瞭な埋没谷が形成されなかったこと、またそれにより縄文海進の時空的広がりが小さかったこと、縄文海進後は海岸部に砂州が形成される一方、内陸部では湿地が発達したことなどが明らかとなった。

キーワード：青森平野、火山活動、古環境、沖積層、微地形、埋没地形

Abstract We reconstructed environmental changes in the Aomori plain since the Last Glacial period through geomorphological mapping, analyses of Recent (Holocene and Uppermost Pleistocene) deposits and microfossils, and carbon dating of deposits. The absence of major rivers in the Aomori plain led to the formation of this plain as a coastal one. The alluvial stratigraphy of this plain was characterized by a thick Uppermost Sand-and-mud part and a Upper Sand layer with a thin Middle Mud layer. The lower part of Recent deposits was occupied with pyroclastic deposits from the Towada volcano. These features showed that the Aomori plain had no buried valleys formed during the Last Glacial period and experienced limited Holocene transgression. During the late Holocene, the plain had distinctive sand bars along the coast and swamps inland.

Key words: Aomori plain, buried landform, Holocene deposits, micro-landform, paleoenvironment, volcanic activity

はじめに

青森平野とその周辺には縄文時代の遺跡が数多く分布し、縄文時代の長期間にわたり各地で大規模な集落が維持されてきた（青森県教育委員会、1998 など）。なかでも三内丸山遺跡は縄文時代前期の中頃から中期の終末まで長期間にわたる連続的な集落遺跡であり（青森県教育庁文化課、1996、1998）、その年代は約 5100 ～ 3900 yr BP（約 5900 ～ 4300 cal BP；辻・中村、2001）にわたる。また、三内丸山遺跡の調査を通じて、さまざまな動植物の利用の実態が明らかとなり、遺跡をとりまく環境と人類の活動の

関わりを解明することが重要な課題となっている（辻ほか、1994；青森県教育庁文化課、1996、1998 など）。さらに、青森平野においては他にも大矢沢野田（1）遺跡など各地で、地下工事の際に豊富な泥炭質堆積物や植物遺体が確認され、古環境解明に有効な資料を提供している（青森県教育庁文化課、1999；辻、2001a；後藤・辻、2000；Noshiro et al., 2002 など）。

遺跡をとりまく環境と人類の活動との関わりを解明には、これらの各遺跡における出土遺物の詳細な分析はもちろんであるが、遺跡を擁する平野全体の環境・生態系の検討が

¹ 〒169-8050 東京都新宿区西早稲田 1-6-1 早稲田大学教育学部

School of Education, Waseda University, 1-6-1 Nishi-waseda, Shinjuku-ku, Tokyo 169-8050, Japan

² 〒277-8563 千葉県柏市柏の葉 5-1-5 東京大学大学院新領域創成科学研究科社会文化環境学専攻

Department of Socio-cultural Environmental Studies, Graduate School of Frontier Sciences, The University of Tokyo, 5-1-5 Kashiwanoha, Kashiwa-shi, Chiba, 277-8563, Japan

³ 〒156-8550 東京都世田谷区桜上水 3-25-40 日本大学文理学部地球システム科学科

College of Humanities and Sciences, Department of Geosystem Sciences, Nihon University, 3-25-40 Sakura-johsui, Setagaya, Tokyo 156-8550, Japan

⁴ 〒285-8502 千葉県佐倉市城内町 117 番地 国立歴史民俗博物館

National Museum of Japanese History, 117 Johnai-cho, Sakura City, Chiba 285-8502, Japan

必要である。しかし、青森平野全域を対象とした古環境の復元に関する研究は、これまでほとんど行われてこなかった。このため筆者らは、三内丸山遺跡とその周辺域を含む青森平野全体における最終氷期以降の環境変遷史を明らかにすることを目的として、地形・表層地質調査と、堆積物の層序・化石分析・AMS炭素年代測定等をおこなった。

青森平野の地形については空中写真判読と現地調査により微地形分布の特徴を検討した。表層地質は既存ボーリングデータ・ボーリングコアの収集解析により青森平野全域の沖積層層序と埋没地形の分布を示した。また、既存ボーリングコアサンプルの堆積物の微化石分析ならびにAMS炭素年代測定をおこなった。なお、これらのデータの一部は久保ほか(2000)と辻(2001b)に公表した。ここではこれらの資料を用いて、青森平野の地形と堆積物の特質を明らかにするとともに、最終氷期以降の環境変遷を提示する。

青森平野の地形

1. 青森平野の地形の概要

青森平野は北側に青森湾(津軽海峡)の平滑な海岸線が湾形に伸び、南側には八甲田火山の山麓部が迫る。西側は八甲田火山の火砕物質よりなる大釈迦丘陵と南北に走る活断層の入内断層に接し、一部に海成段丘が分布する。また、東側は夏泊半島を構成する新第三系山地と接する(青森県農林部, 1982, 1983; 北村ほか, 1972)。青森平野には津軽平野(岩木川)のように顕著な大河川がなく、北西隅に新田川, 中央部に堤川, 北東部に野内川などの中小河川が流れ、青森湾へ注いでいる。このように、主要な河川がなく平滑な海岸線をもつ点より、青森平野は海岸平野の一例とされる(たとえば田淵, 2002)。しかし、青森平野の地形を扱った報告は水野裕と堀田報誠による地形分類図(青森県農林部, 1982, 1983)を除きほとんど行われておらず、平野の形成史については解明されていない。近年、三内丸山遺跡の立地に関連させて高橋(1995)は、青森平野の北部にはかつてラグーンが広がり、その後陸化により三角州帯となったことを予察的に述べている。しかし、 ^{14}C 年代と遺物の編年のずれにより、遺跡の衰退とラグーンの縮小時期については今後の課題としている。

平野の環境条件とその変遷をとらえるため、空中写真判読(1948年米軍撮影, 縮尺約1/40,000および1962年国土地理院撮影, 縮尺約1/20,000)により平野全域の微地形分類をおこなった(図1)。青森平野は以下のような地形要素よりなる。

1) 火山山麓

平野南方には第四紀の安山岩質複成火山である八甲田火山(第四紀火山カタログ委員会, 1999)が山麓斜面をひろ

げている。これらの斜面は溶岩流や、火砕流、火山麓扇状地などの形成したもので、駒込川などがこれらの斜面を開析して谷底低地を形成している。

2) 丘陵地(火山性)

平野の西側は大釈迦丘陵とよばれる八甲田火砕流堆積物(青森県農林部, 1982; 村岡・高倉, 1988; 町田, 1996)のつくる丘陵で、標高は北端部で60~70 m、青森空港付近で200 m以上となる。南北方向に水系が発達する。

3) 非火山性山地

平野の東側は夏泊半島へ続く奥羽山脈の延長で、新第三系の堆積岩と火成岩よりなる(青森県農林部, 1983)。平野との境界では山脚は出入りに富む。

4) 台地・段丘

沖館台地が、青森市街地の南西方から西方にかけて、自衛隊青森駐屯地、旧運動公園付近から奥羽本線新青森駅~津軽新城駅にかけて、丘陵の麓に分布する。三内霊園や平岡団地付近は周辺より高く高位面、青森駐屯地から新青森駅付近は中位面、奥羽本線の北側は一段低く(標高10 m以下)低位面とした。三内丸山遺跡は青森駐屯地とは小さな開析谷を隔てるが同一の中位面上に位置する。

これらの台地・段丘のうち、中位面としたものはもっとも分布が広く、青森駐屯地付近では標高10~20 mであり、最終間氷期の海成面とされる(青森県農林部, 1982)。

5) 扇状地

平野西縁部の新田川は大釈迦丘陵を開析して青森平野北西端に半径2~3 kmの扇状地を形成する。また、平野東縁部の野内川沿いにも同様の小規模な扇状地が広がる。これに対し、堤川・駒込川は明瞭な扇状地の地形を持たない。

6) 自然堤防

平野を北流する堤川・駒込川沿いには幅広く明瞭な自然堤防がみられる。これらの自然堤防は砂礫などの粗粒堆積物よりなる。これらの背後には網状流的な旧河道パターンが分布するものの形態は不明瞭で、新田川や野内川などの扇状地の特色とは異なっている。

7) 砂州・浜堤

青森平野は海岸部に幅約1 kmの範囲で数列の砂州(浜堤)が分布し、内陸側には後背湿地が卓越する。これらの砂州は海岸部に少なくとも3列認められ、県庁・市役所の面する国道7号線の南側のものが最も南側に位置し、幅も広い。砂州頂部の標高は約3 mである。

8) 後背湿地および三角州性低地

浜堤列の南側は、上述の駒込川・堤川沿いの自然堤防を除くと低平な低地面であり、後背湿地および三角州性低地とした。特に平野中央部の青森環状道路(国道7号線バイパス)沿いは軟弱地盤が卓越し、場所により建物の不等沈下なども生じている。平野東部と南部には、山脚の間を埋

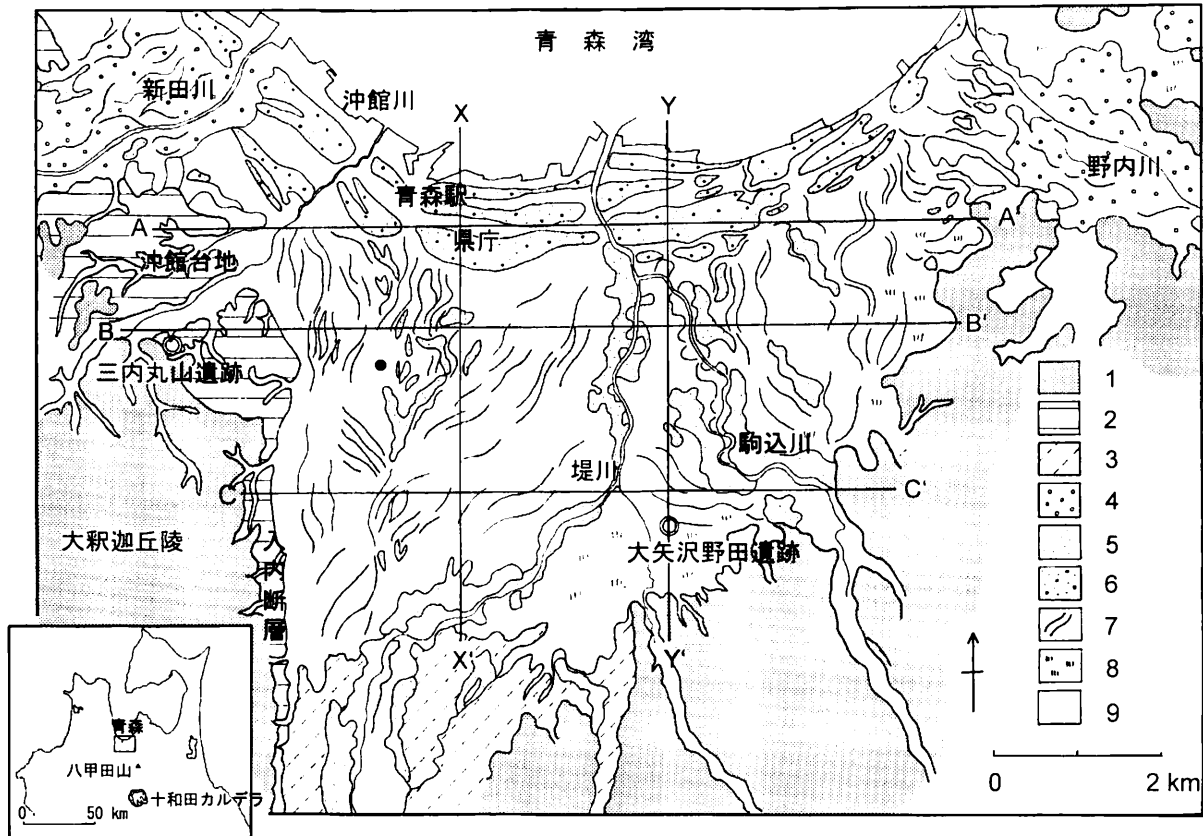


図1 青森平野の微地形分布図。1：山地・丘陵，2：台地・段丘，3：低位段丘，4：扇状地，5：自然堤防，6：砂州，7：旧河道・旧河道パターン，8：低湿地，9：その他の低地。A-A'・B-B'・C-C'・X-X'・Y-Y'は図2，3の断面位置。●は試料採取位置。

めるように袋状の湿地が連続する。

2. 青森平野の地形の特徴

青森平野の地形は、津軽平野のような大河川下流部の沖積平野とは異なり、海岸部に浜堤列が発達し、内陸側に低湿地が広がるという点で海岸平野の特色を持つ。ただし、堤川・駒込川など中小河川沿いには明瞭かつ大規模な自然堤防が発達し、流送土砂が多いことがわかる。また、現河道周辺に網状流路跡も多数認められる。これらの河川は八甲田火山起源であり、比較的多量の土砂を流送するためであろう。このほか、扇状地性の地形は平野北西部の新田川沿いの地域と平野北東部の野内川沿いに認められるが、いずれも規模は小さい。

これらのことから、青森平野は単純な「海岸平野」ととは異なり、海岸部の浜堤列と中小河川の自然堤防が発達し、全体に低平な「後背湿地的な平野」ということができる。

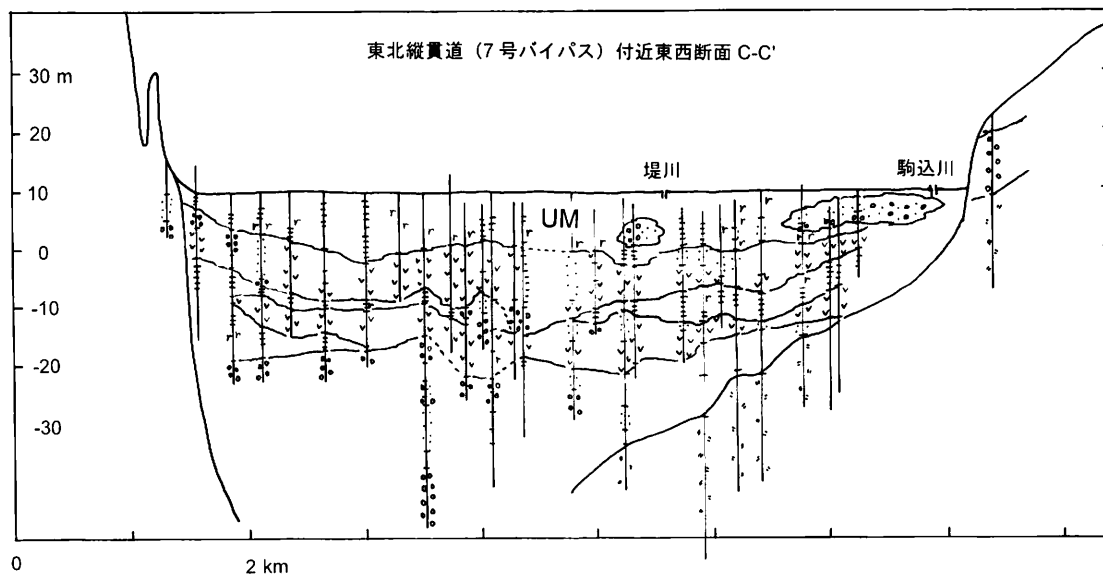
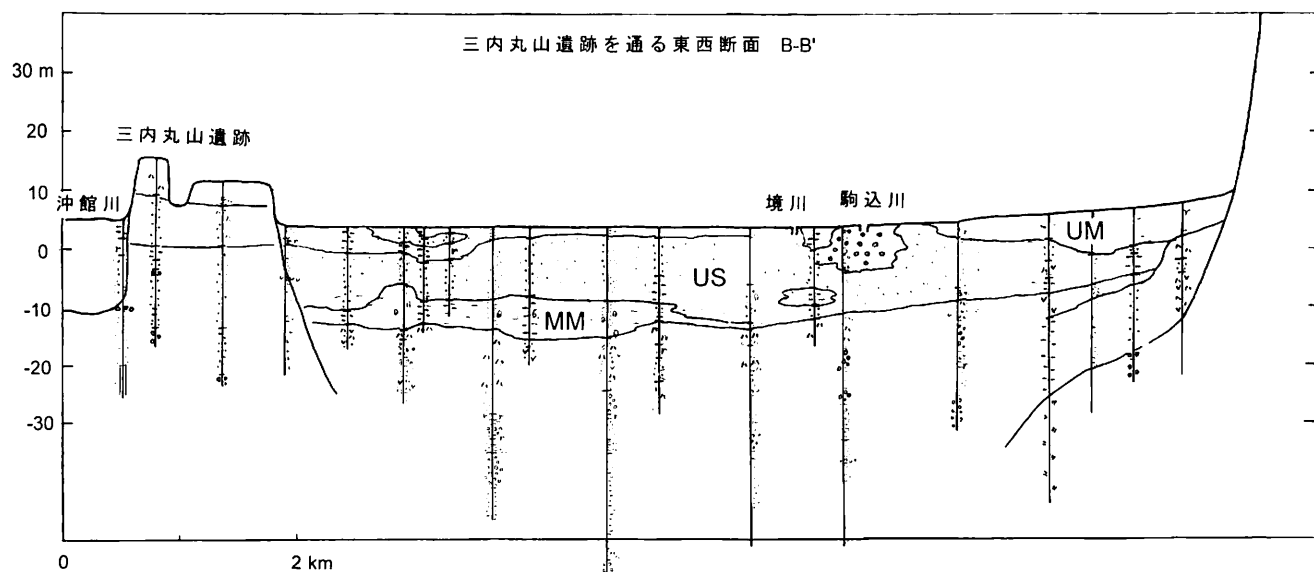
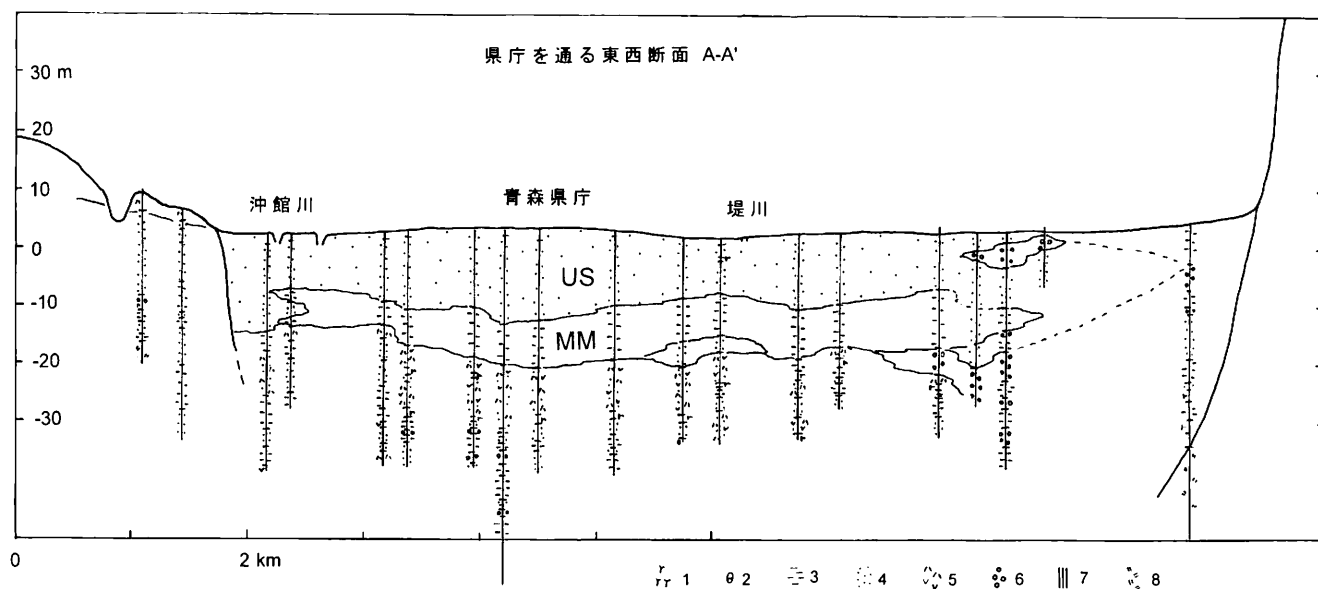
青森平野の沖積層層序

青森市教育委員会・青森県土木部・国土交通省・日本道路公団等より、約160ヶ所分の一次資料（柱状図）なら

びに約400ヶ所分の編集資料を入手し、地質断面図作成・沖積層層序区分をおこなった。ボーリング資料は県土木部と市教育委員会所有の一次資料（地盤調査報告書の柱状図）78本と、国土交通省の資料26本、日本道路公団の資料55本のほか、県の編集資料約300本および深井戸資料約100本を入手した。柱状図のほか、ボーリングのコアサンプル10ヶ所分を入手した。

1. 青森平野の地質断面図

青森平野の沖積層層序は、最上部泥層（UM）と、上部砂層（US）、中部泥層（MM）、沖積層下部に区分され、沖積層下部は主に火山砕屑物により占められる。地質断面は海岸線とほぼ平行な東西断面として、海岸付近の市街地を通るもの（断面A-A'）、内陸側の国道7号線バイパス沿いのもの（断面C-C'）、およびその中間（断面B-B'）の計3本と、八甲田山麓から海岸に至る南北断面を、平野西部（断面X-X'）と平野東部（断面Y-Y'）の計2本にそれぞれ周辺の柱状図を投影して作成し、沖積層層序の対比と空間的变化に関する検討をおこなった。



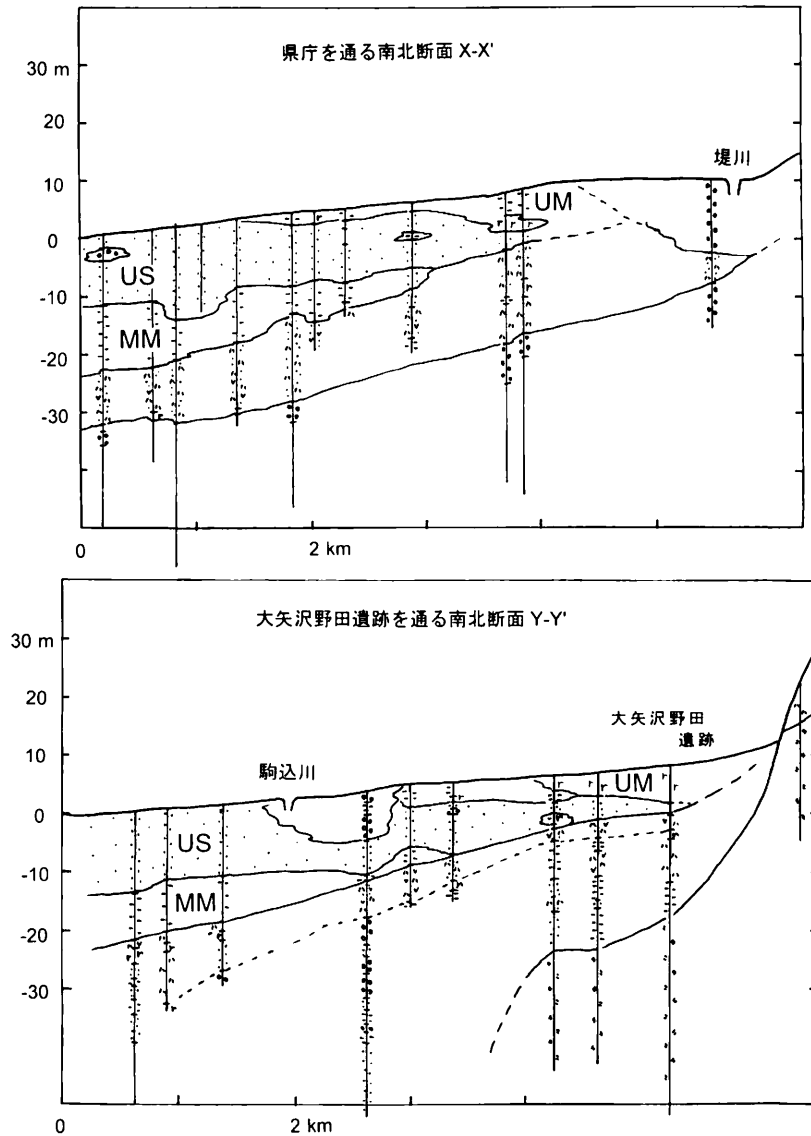


図3 青森平野の南北断面 X-X', Y-Y'. 断面位置は図1 参照, 地質凡例は図2 参照.

1) 東西断面 A-A' (図2)

県庁付近を通る断面 (A-A') は、海岸線より約 1 km 内陸側に位置する。平野の東端部を除き、表層部には約 10 m の厚さの砂層が一様に分布する。この砂層は N 値 10 内外で貝殻片を含むとの記載がしばしばみられ、「上部砂層 (US)」とした。上部砂層の下位には貝殻片を含む層厚 10 m 以下のゆるい (N 値 5 以下) シルト層が分布し、「中部泥層 (MM)」とした。その下位には「浮石」「火山灰砂」などと記載される火山碎屑物層がほぼ全面に認められる。火山碎屑物の層厚は数～10 m であり、部分的に N 値が 50 以上に達する。また、基底に腐植土や「埋木」など

を伴う場合が多い。

2) 東西断面 B-B' (図2)

三内丸山遺跡を通る断面 (B-B') では、上部砂層は 10～15 m の厚さで分布するが、表層部には数 m のシルト層や腐植土層などの陸成層がみられ、これを「最上部泥層 (UM)」とした。この最上部泥層は東部でやや厚くなる。中部泥層は平野西部で層厚 5 m 以下と薄く、東部ではほとんど認められなくなり、その下位には火山碎屑物層が広く認められる。

3) 東西断面 C-C' (図2)

国道 7 号線バイパスに沿う断面 (C-C') では、地表部

←

図2 青森平野の東西断面 A-A', B-B', C-C'. 断面位置は図1 参照, 地質凡例; 1: 有機物・腐植土, 2: 貝化石, 3: シルト・粘土, 4: 砂, 5: 火山灰・軽石, 6: 砂礫, 7: 基盤岩, 8: 凝灰岩・溶岩, UM: 最上部泥層, US: 上部砂層, MM: 中部泥層.

約 10 m が腐植土層やシルト層など最上部泥層が分布し、境川や駒込川など河川沿いには礫層も分布する。その下位には上部砂層も中部泥層も認められず、火山砕屑物層が全面にみられる。この火山砕屑物層は多くの地点で中位に「腐植土」あるいは「埋木」を伴い、それぞれ 10 m 内外の層厚で 2 層に区分される。

4) 南北断面 X-X' (図 3)

県庁を通る南北断面 (X-X') では、海岸部でみられる上部砂層ならびに中部泥層が内陸へ向かって尖滅し、その代わりに最上部泥層が厚くなる。現海岸線付近における火山砕屑物層上面高度は -20 m 以下であるが、内陸側へ向かって次第に高くなる。ただし平野南端部は堤川の扇状地のため表層部に礫がみられ、火山砕屑物が薄い。この部分は堤川により上部が侵食されているものと思われる。

5) 南北断面 Y-Y' (図 3)

X-X' 断面の東側で大矢沢野田 (1) 遺跡を通る南北断面 (Y-Y') でも上部砂層・中部泥層が内陸に向かって尖滅し、代わりに最上部泥層が厚くなる様子が認められる。火山砕屑物層頂面高度は平野の内陸側 (南部) に向かって高くなるが、八甲田火山麓斜面とは不整合の関係である。

2. ボーリングコアの分析

平野中央部の青森市大字大野 (図 1 の●印) において採取されたボーリングコアの珪藻化石分析をおこなった (図 4)。この地点の層序は地表から深度 6.1 m までが埋土や、シルトおよび粘土、細砂および粗砂などの軟弱層 (最上部泥層) で、6.1 ~ 12.9 m が細砂~粗砂 (上部砂層)、12.9 ~ 15.7 m が砂質シルト (中部泥層)、15.7 m 以深は火砕物層となる。中部泥層からはヒメシラトリ近似の海棲の軟体動物化石が認められた。

珪藻分析の結果、地表から 6.1 m までの最上部泥層からは *Cymbella cistula* など淡水沼沢湿地指標種が、6.1 ~ 12.9 m の上部砂層の上部からは *Diploneis elliptica* など陸域指標種や *Achnanthes lanceolata* など中~下流性河川指標種が認められた。一方中部泥層下半部からは、*Coscinodiscus marginatus* などの外洋指標種や、*Palaria sulcata* や *Thalassiosira oestrupii* など内湾指標種が認められ、中部泥層 (の下部) は海成層であるといえる。なお、環境指標群は小杉 (1988) および安藤 (1990) によった。

さらに、AMS 法 (名古屋大学) による軟体動物化石の放射性炭素年代測定の結果、中部泥層上部 (深度 13 m) の貝殻 (ヒメシラトリ近似) は 6060 ± 140 yr BP (NUTA-

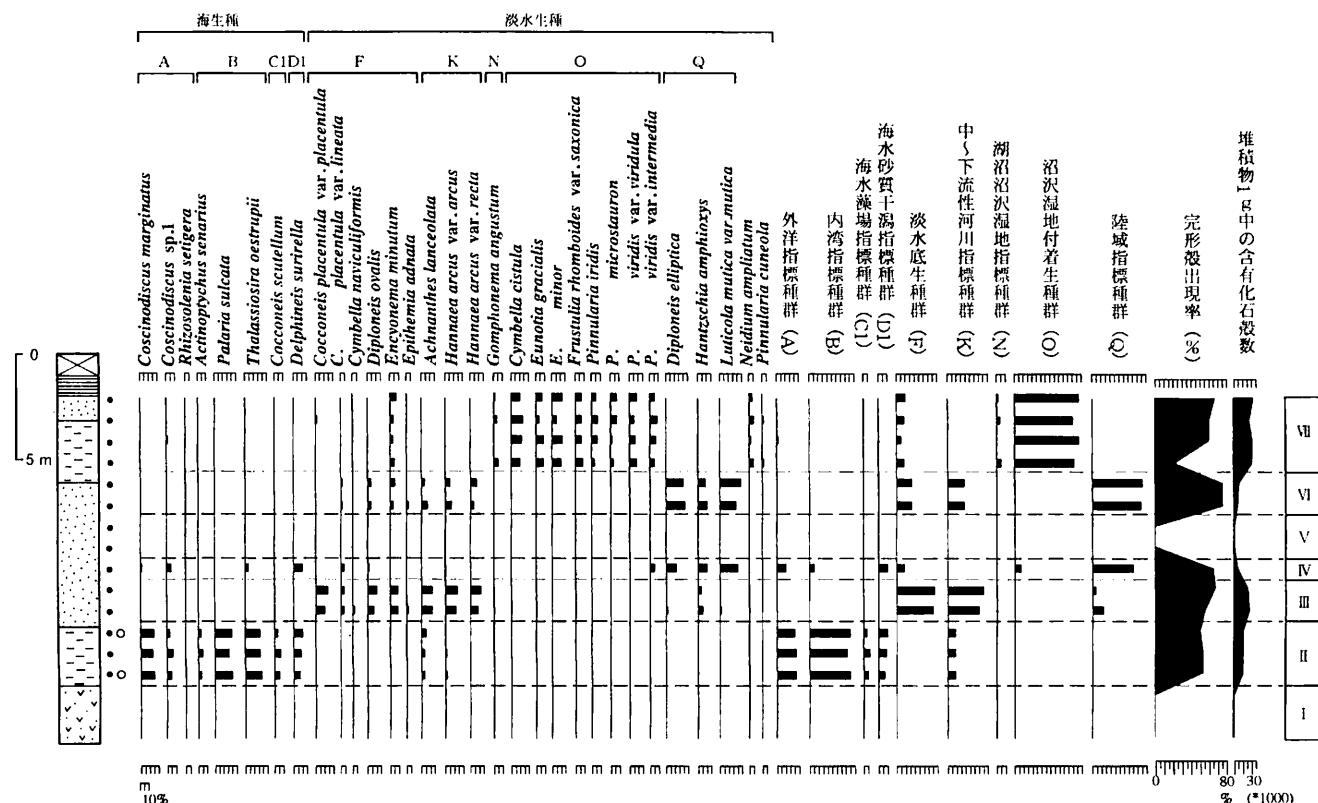


図 4 青森市大野におけるボーリングコアの珪藻分析結果。●は試料採取位置、○は ^{14}C 年代測定試料 (貝化石) 採取位置。環境指標群は小杉 (1988)、安藤 (1990) にもとづく。

6951), 下部(深度 15 m)の貝殻は 7200 ± 140 yr BP (NUTA-6952) であり, それらの校正年代を MacCALIB5.0.1 プログラム (Stuiver & Reimer, 1993) および INTCAL04 の海産試料用データセット (Hughen et al., 2004) を用いて求めた。その際, 海洋の炭素リザーバ効果のうちローカルな効果 (ΔR) は 0 年とした。校正年代およびその確率はそれぞれ 6640–6330 cal BP (100%), 7820–7550 cal BP (100%) であった (Fig. 1)。

青森平野の沖積層と埋没地形の特徴

収集したボーリング資料の検討の結果, 青森平野の沖積層は表層から最上部泥層 (UM) と, 上部砂層 (US), 中部泥層 (MM) からなり, それ以下は火山砕屑物が広く分布することが明らかとなった。

平野の南北断面図では, 平野の北部 (海岸部) において上部砂層がかなり厚く, 青森市街地周辺では層厚 12 m 前後となる。いっぽう平野南部 (内陸部) では上部砂層は認められず, 最上部泥層が厚くなる。

関東平野や濃尾平野の上部砂層は, 利根川水系や木曽川水系などの大規模な河川が内湾にデルタを前進させて形成されたものである (井関, 1983; 海津, 1994 など) が, 青森平野に発達する上部砂層はこれとは性格が異なり, 層相や分布の特徴から, 浜堤の構成層であると思われる。このことは内陸側へ尖滅することと, 珪藻分析より淡水成指標種が認められたことなどから推測され, 海津 (1994, p. 154) のバリアータイプの低地の海岸部の特徴に一致する。

海岸平野としての特色が明瞭な駿河湾岸の浮島が原や仙台平野の沖積層と比較すると, 浮島が原 (松原, 1984, 1989) では, 沖積層は主として海成砂礫層とそれを覆う泥炭層よりなり, 上部砂層や中部泥層に相当する部分はみられない。一方, 仙台平野 (松本, 1981) では上部砂層に相当する厚い砂層があり, 内陸側に向かって薄くなる点も青森平野と類似する。

青森平野の中部泥層は全般に薄く, 海岸部の青森市街地でも層厚 10 m 程度に過ぎない。中部泥層は海岸から 3 km 付近の内陸側で尖滅し, 上部砂層あるいは最上部泥層が下位の火山砕屑物を直接覆うように見える。平野中部におけるボーリングコアの分析の結果, 中部泥層から外洋および内湾指標種の珪藻が検出され, 海進堆積物であることが確認された。またそこに含まれる貝化石の年代も 6400–7600 年前 (校正年代) を示した。

東京低地や濃尾平野の場合は中部泥層の層厚は海岸付近で 30 m 近くにもなり, 軟弱地盤を形成する (Matsuda, 1974; 井関, 1983 など)。同様に, 仙台平野でも阿武隈川下流部では 20 m を越える (松本, 1981) が, 青森平野の場合は海岸付近でも 10 m 程度と薄い。このことは縄

文海進の時空的広がりが限られていたことを示す。すなわち, 中部泥層の示す縄文海進の範囲がさほど広くなかったこと, そしてそれは海進に先立ち大規模な埋没谷が形成されなかったことも意味する。

中部泥層の下位には濃尾平野・関東平野・仙台平野などでみられる沖積層の下部層 (下部砂泥層・基底礫層など) に当たる部分は認められず, 平野の広範囲で「浮石」や「火山灰砂」などと記載される火山砕屑物が認められる。この火山砕屑物の層厚は 10 m 前後で, 下位に「腐植土」や「埋木」をともない, その下位にさらに火山砕屑物が分布するところもある (C–C' 断面)。上位の火山砕屑物は 大矢沢野田 (1) 遺跡における露頭観察において, 以下に述べるように十和田八戸火砕流堆積物 (中川ほか, 1972; Hayakawa, 1985; 町田・新井, 2003; To-H) であることが確認された。

大矢沢野田 (1) 遺跡は, 横内川遊水地造成に伴う掘削工事で発見され, 縄文時代前期を中心とした遺物と, 旧石器時代および縄文時代の顕著な埋没林群 (Noshiro et al., 2002) をともなう。遺跡は平野南端部の横内川扇状地上に位置し, 扇状地地下 1.5 m には「軽石質凝灰岩」(厚さ約 1 m) および「埋没樹」($12,380 \pm 110$ yr BP) が確認され, この「凝灰岩」は山口 (1999) により十和田八戸火砕流堆積物に対比されている。また, 十和田八戸火砕流堆積物により直接埋没した埋没林からはモミ属 *Abies* や, カラマツ属 *Larix*, トウヒ属 *Picea* 等が確認され (後述), これらは火砕流により十和田カルデラとは反対側にあたる北～北北西方向に向かって倒れて埋没したようすが認められた (辻, 2001a)。このことは八戸火砕流は一次堆積物として青森平野に到達したことを示す。

十和田八戸火砕流・八戸テフラ (To-H) の噴出年代は 14.5–17 ka (暦年) の最終氷期末期とされ, 八戸テフラの体積は約 50 km^3 , 最大到達距離は約 100 km で, 現在の十和田カルデラの大部分を形成した (Hayakawa, 1985; 町田・新井, 2003)。大矢沢野田 (1) 遺跡での観察により, 八戸テフラは火砕流として青森平野まで到達したことがわかる。また, 八戸火砕流堆積物基底の地形は最終氷期末期の青森平野の地形を示すことになる。東京低地や相模川下流低地などではこの時期の海面低下により顕著な埋没谷地形が形成されたが (Matsuda, 1974; 久保, 1997 など), 青森平野では八戸火砕流堆積物と考えられる火山砕屑物が平野の地下のほぼ全面に北へ向かって深度を増しながら広範に分布する。火山砕屑物層には火砕流の二次堆積物が含まれる可能性もあるが, いずれの場合もその下位には明瞭な谷地形は認められない。このことから, 青森平野では最終氷期末期に顕著な谷地形が形成されなかったことになる。

ボーリング柱状図による C–C' 断面では, 埋没林をはさみ 2 枚の火砕物層がひろく分布する。大矢沢野田 (1) 遺

跡でも扇状地而下約5 mにもう一枚の「軽石質凝灰岩」が認められ、山口(1999)はこれを十和田大不動火砕流に対比した。先述のように八戸火砕流堆積物下位に顕著な谷地形が形成されなかったとすると、下位の火砕物は十和田大不動火砕流(To-Of)堆積物の可能性がある。大不動火砕流は八戸火砕流と同程度の体積と分布面積を持ち、噴火年代はおおよそ32 kaよりやや古いのではないかと考えられている(町田・新井, 2003)。

以上のように、青森平野の沖積層基底には関東平野や濃尾平野(井関, 1983; 海津, 1994)、あるいは津軽平野(海津, 1976)などで認められる埋没谷地形がみられず、また海進堆積物である中部泥層が貧弱であること、上部砂層が海岸部で厚く内陸側で尖滅するなどの特色があることがわかった。

このような青森平野に見られる際立った特徴がもたらされた原因として、青森平野にはとくに大河川と呼べるものがなく、海岸平野の特色を持つことと、周囲より火山砕屑物が多量に供給されたことを挙げることができる。後者は特に、平野南側に接する八甲田火山山麓部をはじめ、周辺の山地や丘陵堆積物には火砕流堆積物など火山砕屑物が多量に含まれること、および平野地下においても十和田八戸火砕流と、さらに十和田大不動火砕流堆積物が分布する可能性もあることなどから指摘される。青森平野には火山起源の砕屑物が掃流物質として多量にもたらされ、それらが平野の埋積に大きくかかわっているのであろう。

青森平野の古環境変化

微地形分布や、沖積層層序と堆積物分析、平野における遺跡の分布、および既往研究における花粉分析などにもとづき、青森平野の環境変化の復元を試みる(図5)。

最終氷期の後半の32,000年前よりやや前に、十和田火山を給源とする大不動火砕流が青森平野にまで達した可能性がある。その後、約15,000年前に十和田八戸火砕流が青森平野に流下した。火砕流堆積物は平野の地下一面に分布することより、当時の地形は比較的平坦な傾斜地で、現在の陸奥湾沖合まで延びていたと想定される。

平野南部の大矢沢野田(1)遺跡では三つの層準の埋没林が確認され、青森県教育庁文化課(1999)と、後藤・辻(2000)、辻(2001a)、Noshiro et al.(2002)は下位のものよりそれぞれ埋没林A、B、Cと名付け、AとBはそれぞれ旧石器時代、Cは縄文時代の埋没林とした。

最下位の埋没林Aは扇状地性堆積物中の泥炭層であり、泥炭層中のトウヒ属バラモミ節の球果からは23,310 ± 160 yr BP (Beta-134975)の年代値が得られた(後藤・辻, 2000)。また、この泥炭層からはその後、始良丹沢テフラ(AT)を確認した(辻, 未公表)。埋没林Aの上位に

は、十和田八戸火砕流堆積物と、それにより直接埋没した埋没林Bが確認された。埋没林Bからはモミ属 *Abies*、カラマツ属 *Larix*、トウヒ属 *Picea* 等が確認され、これらは火砕流によって倒れて埋没したようすが認められた(辻, 2001a)。

以上より、大矢沢野田(1)遺跡周辺では25,000 ~ 23,000年前頃、トウヒ属とカラマツ属を主とし、モミ属を随伴する(ヒメバラモミ、グイマツ、チョウセンゴヨウ等を含む)森林(埋没林A)が広がったが、15,000年前頃の八戸火砕流により森は埋積されたことがわかった。このときの火砕流により直接埋没したものが埋没林Bである。埋没林AとBの構成樹種はほぼ同様であり、青森平野周辺では最終氷期後半の同位体ステージ3から2にかけて、現在中部地方の重高山帯、あるいはサハリンからシベリアにかけてみられる北方針葉樹林のような森林が分布していたと想定される(辻, 2001a)。この時代の海水準は現在より100 m前後低下していたが(たとえば久保, 1997)、青森平野では大河川がなかったため、海水準低下期にも海岸部に明瞭な谷地形が形成されなかった。

大矢沢野田(1)遺跡では、埋没林A・Bを含む堆積物を削りこみ、縄文時代前期中頃の遺物を包含する幅数10 mの埋没谷(「縄文の谷」)が見出された。埋没谷の中では、およそ5000 yr BP (5800 cal BP; 辻・中村, 2001)に降下した十和田中振テフラ(To-Cu)の直上に遺物が認められた。また、谷の基底からは縄文時代早期前半代と想定される土器片が出土した(青森県教育庁文化課, 1999)。この「縄文の谷」内で認められたのが埋没林Cである。「縄文の谷」の成因については直接の証拠は認められていないが、八戸火砕流堆積物を削り、完新世初期までに形成されたものと推定される。完新世初期に侵食が活発となり谷が形成されたものの、その後は内陸部の湿地化がすすみ、「縄文の谷」は埋積されたのであろう。

後藤・辻(2000)は、「縄文の谷」を埋積する約6 mの泥炭質層の花粉分析結果を以下のように報告した。6000 yr BP (4900 cal BC)頃より5000 yr BP (3800 cal BC)前後までブナ属 *Fagus*・コナラ亜属 *Quercus* subgen. *Lepidobalanus* が優勢な落葉広葉樹林が成立しており、その後4500 yr BP (3100 cal BC)前後までクリ属 *Castanea*・ウルシ属 *Rhus* の林が拡大する。このクリ林の拡大は人為によるものと考えられる。4500 yr BP 前後からクリ属や他の林は縮小し、コナラ亜属やトチノキ属 *Aesculus* を主要とする林が拡大するが、これは気候の冷涼化によるものと考えられる。その後再びブナ属が増加し、谷中にはハンノキ属 *Alnus* やトネリコ属 *Fraxinus* からなる湿地林が広がった。

以上のような縄文時代における植生変化は、平野西部の三内丸山遺跡における変化ともよく対応する。三内丸山遺

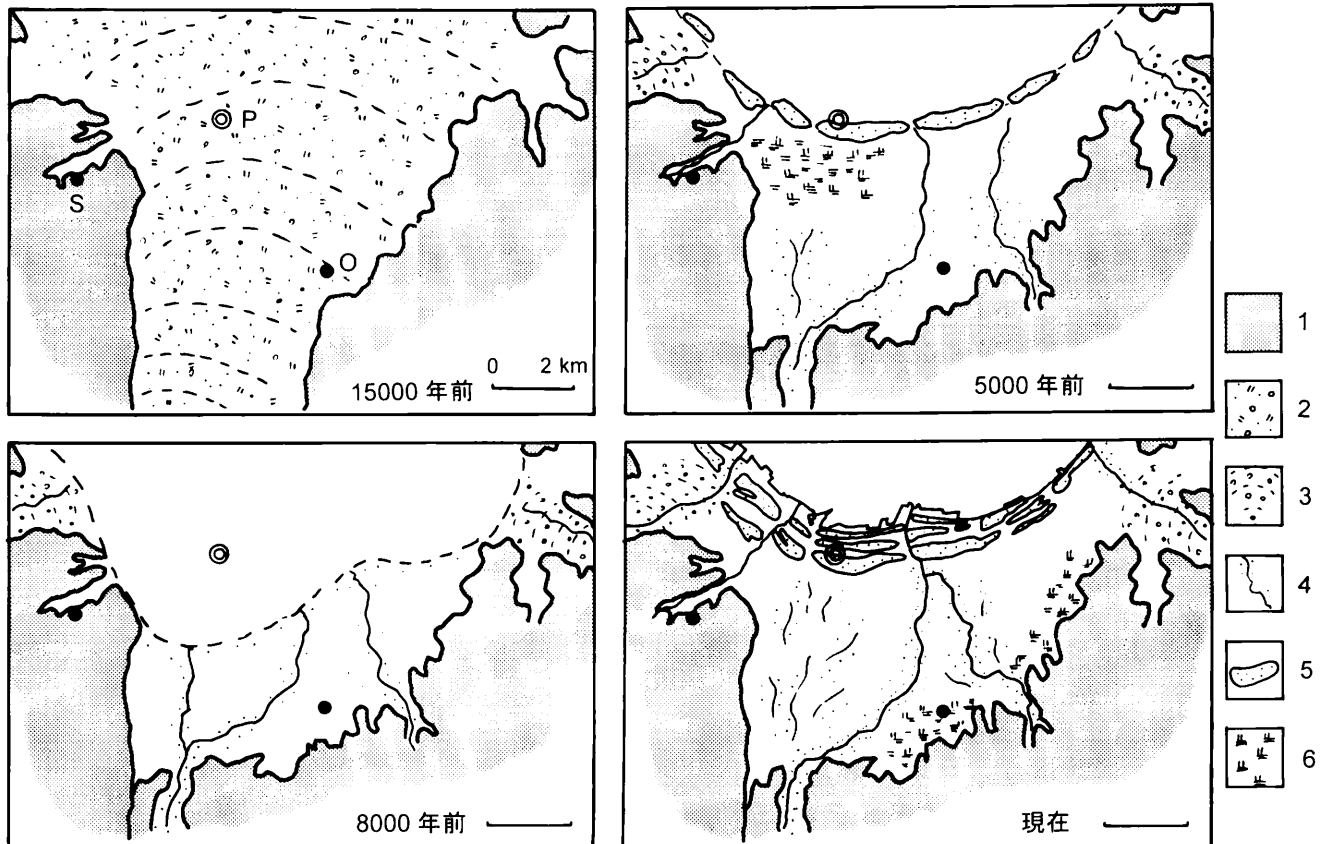


図5 青森平野の地形変遷図。1：山地・丘陵地，2：八戸火砕流堆積面，3：扇状地，4：河川および自然堤防，5：砂州，6：湿地。P：県庁，S：三内丸山遺跡，O：大矢沢野田（I）遺跡。

跡周辺においても、縄文時代前期中葉まではコナラ亜属が優占し、ブナやカエデ属を伴う落葉広葉樹林であったものが、人類の居住とともにクリが増加し、縄文時代中期にはトチノキが顕在化した（辻，1996）。

縄文海進期には、先行する谷地形の形成が貧弱だったことや、周囲からの碎屑物の供給の影響もあり、海進は現海岸線から約3 km 内陸までの範囲にとどまり、またその持続期間も短かった。海岸線から約2 km 内陸の大野におけるボーリングでは中部泥層の厚さは3 m 弱で、珪藻分析の結果、中部泥層下半部からは、*Coscinodiscus marginatus* などの外洋指標種や *Palaria sulcata* や *Thalassiosira oestrupii* など内湾指標種が認められ、またヒメシラトリ近似の海棲の軟体動物化石も認められた。AMS法による軟体動物化石の放射性炭素年代測定の結果、中部泥層下部の貝殻の年代は7820–7550 cal BP、上部の貝殻の年代は6640–6330 cal BPであった。

海岸部では上部砂層の示す砂州の形成が比較的早くから継続したのに対し、内陸部では最上部泥層が厚く、湿地の環境が続いた。砂州の形成年代に関する資料が入手できなかったが、砂州に隣接する青森市佃三丁目には縄文時代前

期の遺物散布地がある（青森県教育委員会，1998）ことから、比較的早い時期に砂州が形成されたものとする。

三内丸山遺跡の位置する段丘は最終間氷期の海成面に対比され、平野に接する東端部には直線的な段丘崖が認められる。この崖は現海岸線から約3 km 内陸に位置し、縄文海進最大海進時の海食崖とみられる。一方三内丸山遺跡北側の沖館川低地は溺れ谷状の小河谷であるが、沖積層は砂質堆積物が卓越し、海進堆積物は認められなかった。三内丸山遺跡の年代は約5100～3900 yr BP（約5900～4300 cal BP；辻・中村，2001）にわたり、当時は縄文海進のピークが過ぎ、海岸部には砂州が形成されるとともに内陸側が湿地化していたと思われる。三内丸山遺跡と当時の海岸線との距離ははっきりしないが、三内丸山遺跡東方の大野におけるボーリングコアの分析によれば、中部泥層上部は淡水生の珪藻が主体となることより、海岸線はかなり後退しており、砂州の内側に湿地が広がっていたと考えられる。

海岸砂州の内陸側の湿地は、微地形分布の状況から、堤川や駒込川など中小河川が比較的多量の物質を運びながら埋め立てを行ったものと思われる。平安時代には海岸部の

砂州上に集落(沢田遺跡)が認められるとともに、内陸側微高地土(小柳遺跡)にも遺物が確認されており(青森県教育委員会, 1998), 現在の地形に近い状況であったと推測される。

おわりに

本稿では青森平野の地形・環境変遷史について、微地形分布と、沖積層層序、堆積物の分析、遺跡データ等から総合的に考察を行った結果、最終氷期の十和田火山の火砕流による埋積と大河川がないことにより沖積層下に明瞭な埋没谷が形成されなかったこと、またそれにより縄文海進の時空的広がりが小さかったこと、海岸部に砂州が形成される一方、内陸部では湿地が発達したことなどが明らかとなった。これらの成果は、三内丸山遺跡の時代に、遺跡の位置する沖館台地直下まで海岸が迫っていた(遺跡に設置されたジオラマなど)とする予測とは異なる環境を示唆する。三内丸山遺跡の時代の周辺地域を含む生態系復原など、今後の青森平野における詳細な古環境解析に本研究を継続させてゆきたい。

謝 辞

本研究は国立歴史民俗博物館受託研究・青森県三内丸山遺跡特別研究「三内丸山遺跡における人と自然の交渉史 I・II」の助成を受けて行った。青森県教育庁文化課には多大なご協力をいただき、また、青森県土木部、青森市教育委員会、国土交通省青森工事事務所、日本道路公団にはボーリングデータのご提供をいただいた。名古屋大学の中村俊夫教授にはボーリングコアサンプルの ^{14}C 年代測定ならびに INTCAL04 による校正についてご助力いただいた。さらに、調査にあたり中村俊夫、津村宏臣、樋泉岳二の各位にご協力いただいた。関係各位に心よりお礼申しあげたい。

注 1) ^{14}C 年代値は、 ^{14}C の半減期として Libby の半減期 5568 年を用いて算出し、西暦 1950 年から遡った年数で示した。また、 $\delta^{13}\text{CPDB}$ は未測定なため貝の標準値 0.0‰ を用いて炭素同位体分別の補正を行ってある。誤差は 1 標準偏差を示す。MacCALIB5.0.1 プログラムおよび INTCAL04 による校正年代値は、測定誤差に基づく暦年代範囲(1 標準偏差)とその確からしさの確率(1 標準偏差内での)を示し、校正暦年代は西暦 1950 年から遡った年数で示す。

引用文献

安藤一男, 1990, 淡水産珪藻による環境指標種群の設定と古環境復元への応用, 東北地理 42: 73-88.

- 青森県教育庁文化課, 編, 1996, 三内丸山遺跡VI 発掘調査概要報告, 青森県教育委員会, 青森.
- 青森県教育庁文化課, 編, 1998, 三内丸山遺跡IX 第6鉄塔地区調査報告書2, 青森県教育委員会, 青森.
- 青森県教育庁文化課, 編, 1999, 大矢沢野田(1)遺跡 発掘調査報告書, 青森県教育委員会, 青森.
- 青森県教育委員会, 編, 1998, 青森県遺跡地図, 青森県教育委員会, 青森.
- 青森県農林部, 編, 1982, 土地分類基本調査(5万分の1)「青森西部」, 青森県農林部土地改良第一課, 青森.
- 青森県農林部, 編, 1983, 土地分類基本調査(5万分の1)「青森東部」, 青森県農林部土地改良第一課, 青森.
- 第四紀火山カタログ委員会, 編, 1999, 日本の第四紀火山カタログ(Ver.1.0), 日本火山学会(CD-ROM).
- 後藤香奈子・辻 誠一郎, 2000, 青森平野南部, 青森市大谷沢における縄文時代前期以降の植生史, 植生史研究 9: 43-53.
- Hayakawa, Y. 1985. Pyroclastic geology of Towada volcano. Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo 60: 507-592.
- Hughen, K. A., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Bertrand, C., Blackwell, P. G., Buck, C. E., Burr, G., Cutler, K. B., Damon, P. E., Edwards, R. L., Fairbanks, R. G., Friedrich, M., Guilderson, B., Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer P. J., Reimer R. W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F. W., van der Plicht, J. & Weyhenmeyer, C. E. 2004. Marine04 marine radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. Radiocarbon 46: 1059-1086.
- 井関弘太郎, 1983, 沖積平野, 145 pp, 東京大学出版会, 東京.
- 北村 信・岩井武彦・多田元彦・中川久夫, 1972, 20 万分の1 青森県地質図, 青森県.
- 小杉正人, 1988, 珪藻の環境指標種群の設定と古環境復元への応用, 第四紀研究 27: 1-20.
- 久保純子, 1997, 相模川下流平野の埋没段丘からみた酸素同位体ステージ 5a 以降の海水準変化と地形発達, 第四紀研究 36: 147-163.
- 久保純子・辻 誠一郎・村田泰輔・後藤香奈子・辻 圭子, 2000, 青森平野の地形・沖積層層序と三内丸山, 大谷沢野田遺跡の古環境, 日本第四紀学会講演要旨集 No. 30: 62-63.
- 町田 洋, 1996, 海底に堆積した八甲田火砕流—青森県大釈迦—, 「第四紀露頭集—日本のテフラ」(日本第四紀学会編), 142, 日本第四紀学会, 東京.
- 町田 洋・新井房夫, 2003, 新編 火山灰アトラス, 336 pp, 東京大学出版会, 東京.
- 松原彰子, 1984, 駿河湾奥部沖積平野の地形発達史, 地理学評論 57: 37-56.
- 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.
- Matsuda, I. 1974, Distribution of the recent deposits and buried landforms in the Kanto lowland, Central Japan. Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University

- No. 9: 1-36.
- 松本秀明, 1981, 仙台平野の沖積層と後氷期における海岸線の変化, 地理学評論 54: 72-85.
- 村岡洋文・高倉伸一, 1988, 10 万分の 1 八甲田地熱地域地質図説明書, 特殊地質図 21-4, 地質調査所, つくば.
- 中川久夫・中馬教允・石田琢二・松山 力・七崎 修・生出慶司・大池昭二・高橋 一, 1972, 十和田火山発達史概要, 岩井淳一教授記念論文集 (岩井淳一教授退官記念事業会編), 7-18, 岩井淳一教授退官記念事業会, 仙台.
- Noshiro, S., Suzuki, M. & Tsuji, S. 2002. Three buried forests of the Last Glacial Stage and middle Holocene at Ooyazawa on northern Honshu Island of Japan. Review of Palaeobotany and Palynology 122: 155-169.
- Stuiver, M. & Reimer, P. J. 1993. Extended ^{14}C data base and revised CALIB3.0 ^{14}C age calibration program. Radiocarbon 35: 215-230.
- 田淵 洋, 編著, 2002, 自然環境の生い立ち—第四紀と人類(第3版), 206 pp. 朝倉書店, 東京.
- 高橋 学, 1995, ラグーンを臨む台地での生活—三内丸山遺跡の地形環境—, 「縄文文明の発見」(梅原 猛・安田喜憲編) 98-109, PHP 研究所, 東京.
- 辻 誠一郎, 1996, 植物相からみた三内丸山遺跡, 「三内丸山遺跡 VI」(青森県教育庁文化課編), 81-83, 青森県教育委員会, 青森.
- 辻 誠一郎, 2001a, 青森市横内川遊水地の泥炭層と埋没林, 「生態系のタイムカプセル—青森県埋没林調査報告書」(青森県教育庁文化課編), 48-57, 青森県教育委員会, 青森.
- 辻 誠一郎, 2001b, 「三内丸山遺跡における人と自然の交渉史 II」遺跡の時空間的位置づけと生態的特徴の解明を中心として—, 特別研究推進事業成果概要報告, 特別史跡三内丸山遺跡年報 4 (平成 12 年度) (青森県教育委員会編), 33-39, 青森県教育委員会, 青森.
- 辻 誠一郎・中村俊夫, 2001, 縄文時代の高精度編年: 三内丸山遺跡の年代測定, 第四紀研究 40: 471-484.
- 辻 誠一郎・植田弥生・南木睦彦, 1994, 小三内遺跡低地域の古環境, 「小三内遺跡発掘調査報告書」(青森市教育委員会編), 125-133, 青森市教育委員会, 青森.
- 海津正倫, 1976, 津軽平野の沖積世における地形発達史, 地理学評論 49: 714-735.
- 海津正倫, 1994, 沖積平野の古環境学, 270 pp. 古今書院, 東京.
- 山口義伸, 1999, 遺跡周辺の地形及び地質について, 「大矢沢野田 (I) 遺跡—発掘調査報告書」(青森県教育委員会編), 6-12, 青森県教育委員会, 青森.

(2005 年 11 月 7 日受理)