

上北平野南部における沖積層の堆積環境

坂本絵梨

I. はじめに

青森県の東南部に位置する上北平野（図 1）は、南北約 50km、東西約 30km に及ぶ南北に長い、東北日本随一の台地型海岸平野である（小池ほか，2005）。上北平野は、海成段丘群とそれらを侵食する河川沿いの河成段丘群、および沖積低地からなる（図 2）。上北平野は、その西方にある十和田火山や八甲田山から、連続的に供給されたテフラを利用した火山灰編年学的方法が早くから導入され、東北地方の第四紀段丘編年の標式地として、位置付けられてきた（中川，1972；大池ほか，1979）。

段丘編年は、中川(1961)や大池ほか(1966)、宮内(1985；1988)、大和(1988)などによって、テフラの対比や年代測定が行われ、テフラと段丘構成層との層序関係に基づいて、段丘群の形成年代の詳細が明らかとなり、細分が進んだ。宮内(1985；1988)では、東北日本北部において段丘編年を構築した上で、上北平野の地殻変動を明らかにし、少なくとも第四紀後半には平野全体が隆起傾向にあるとした。また、6段の海成段丘は、最高位のものから、高位面、七百面、天狗岱面、高館面、根城面、柴山面とした（宮内，1985）。最近、桑原（2004）により、本地域の高位段丘群のテフロクロロジーが再構築され、中期更新世の海進・海退過程に伴って、それらが形成されたことが確認された。

沖積層に関しては、松山(1980)や佐藤(2004)の研究があるが、研究が少ないのが現状である。松山(1980)は、沖積層の堆積物や標高などから、縄文海進最盛期の海水域を復元した。佐藤(2004)では N 値や層厚に基づいて、沖積層を下位から、小中野層、^{こなかの}ながわしろ層、^{ながわしろ}るいげ層の 3 層に区分した（表 1）。

本研究では、上北平野の南部地域を対象に、

既存研究や調査結果を踏まえて、新たに地形分類図を作成し、ボーリングデータをもとに、堆積物の特徴から、沖積層の堆積過程と地形との対応や堆積環境を明らかにすることを目的とする。

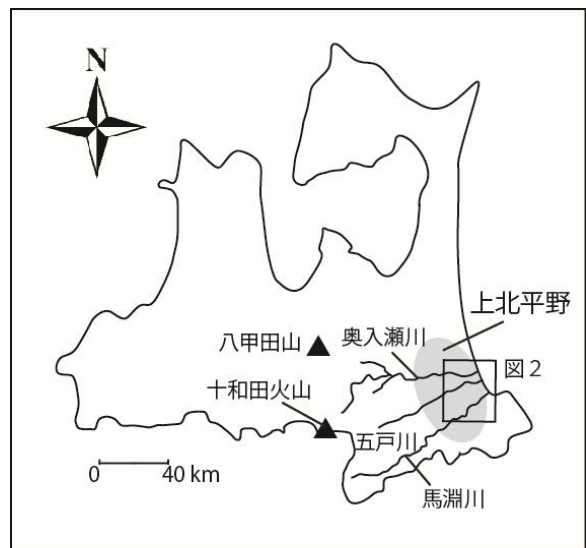


図1 調査地域の位置

II. 調査方法

本研究では、対象地域である上北平野南部地域における、微地形の形態や分布の特徴を把握するため、米軍及び国土地理院撮影の縮尺 1 万分の 1 空中写真の判読を行い、馬淵川周辺と五戸川周辺における、沖積平野の地形分類図を作成した（図 2）。その後、沖積層の層序・層相や堆積物の水平的な広がりを明らかにするため、八戸市役所、五戸町役場、三八地域県民局、NEXCO 東日本八戸管理事務所から提供いただいたボーリング柱状図、八戸工業大学の八戸地域地盤情報データベースより得た、ボーリング柱状図データを用いて、上北平野南部の地質断面図を作成した。その結果に基づいて、沖積層の層序を確認し、堆積過程や堆積環境を検討した。

III. 調査地域の地形・地質概要

本研究では、上北平野南部における馬淵川周辺と五戸川周辺を、調査対象地域とした(図2)。本地域には、新井田川と馬淵川、さらには五戸川と奥入瀬川によって形成された沖積平野が広がり、自然堤防や旧河道の微地形が発達する(図2)。

沖積平野は、馬淵川と新井田川に沿っては、河口から上流域まで広く発達する。どの河川に沿っても旧河道が発達するが、五戸川では特に顕著にみられる。同様に自然堤防は、五戸川沿いで最もよく連続して分布し、奥入瀬川沿い、馬淵川沿い、新井田川沿いでは、断続的に分布する。

上北平野の沖積層は、佐藤(2004)によって、下位から順に小中野層、長苗代層、類家層の3層に区分され(表1)、その特徴が報告されている。

また、類家層中には十和田中^{ちゅうせり}テフラ(To-Cu)の存在が確認されている(松本, 2011)。小中野層は、上部の層厚約4mが浮石質粗粒砂、中部の層厚約7mが砂質シルト、下部の層厚約7mが砂混じり礫、最下部には厚い礫で占められている(佐藤, 2004)。

長苗代層は、貝殻片を含む海成粘土や砂質土で占められている。層厚は、上流に行くにつれて薄くなっていく。粘性土が卓越する地域では、粘性土の上位に重なる海拔-3~+4m付近の砂質土との境界を、長苗代層と類家層との境界としている。また、砂質土が卓越する地域では、級化構造の1サイクル目と2サイクル目の境界を長苗代層と類家層との境界としている(佐藤, 2004)。

類家層は、礫混じり砂、粗粒砂、浮石混じりの砂、シルト質砂、シルト、砂混じりシルト、腐植土など多くの種類の地層からなり、水平方向・垂直方向の岩相変化が著しい。これは、現在の自然堤防、旧河道、後背湿地などの現在の

地形の影響を反映しているためとされる(佐藤, 2004)。

十和田中^{ちゅうせり}テフラ(To-Cu)は、約6,000年前に起こった十和田火山の巨大噴火によって噴出し、東北地方の広範囲に降下堆積した(早川, 1983)。To-Cuは、白色軽石を主体として、約20~40cmの層厚で堆積している。その年代は、 $5,050 \pm 70 \text{yrBP}$ であり、暦年較正すると、約6,000年前になる(辻・中村, 2001)。松本(2011)によると、To-Cuは標高+4~+5mに堆積していることが明らかにされている。

IV. 沖積層の区分

上北平野南部の沖積層の層序、層相を明らかにするために、既存のボーリング資料を収集、解析した。ボーリング地点および地質断面位置を図2に、地質断面を図3~5に示す。

沖積層は、層相の連続性に基づいて、海津(1994)に示される沖積層の区分を参考に、下位より下部砂礫層、下部砂層、中部シルト・粘土層、上部砂層、最上部陸成層に区分した(表1)。

下部砂礫層は、標高約-28~-50m付近に堆積する(図3~5)。安山岩や凝灰岩からなる基盤を覆うように堆積することから、佐藤(2004)の小野中層の下部の砂混じり礫に対比される。下部砂層は、標高約-20~-40m付近に層厚約5~20mで堆積する(図3~5)。下部砂礫層を覆うように堆積することから、佐藤(2004)の小中野層の上部の粗粒砂と中部の砂質シルトに対比される。

中部シルト・粘土層は、標高約1~-30m付近に層厚約5~20mで堆積する(図3~5)。貝殻片を含むことから、縄文海進に起因する海成堆積物と推定した。佐藤(2004)の長苗代層における、海成粘土に対比される。

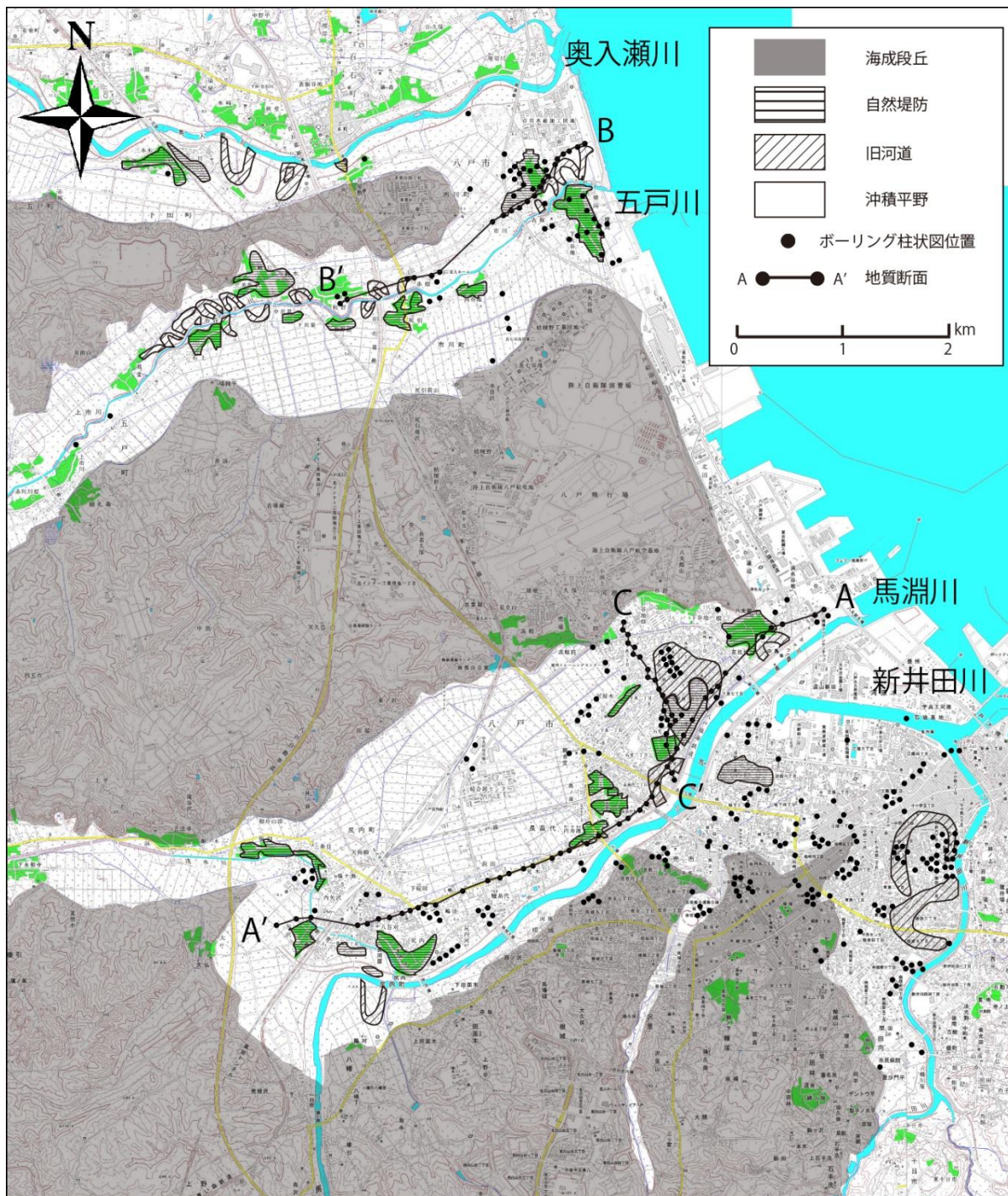


図2 調査地域の地形分類図

上部砂層は、標高約 5～25m 付近に層厚約 5～20m で堆積する (図 3～5)。細砂～粗砂で構成され、しばしば $\phi 5\sim 30\text{mm}$ 程度の礫が含まれる。中部シルト・粘土層を覆うように堆積することから、縄文海進以降の海面低下期に、馬淵川や五戸川によって運ばれた堆積物と推定できる。佐藤 (2004) では長苗代層の砂質土と

対比される。

最上部陸成層は、標高約 8～5m 付近に層厚約 2～10m で堆積する (図 3～5)。主にシルトで構成されるが、砂層や砂礫層、腐植土、To-Cu の二次堆積とみられる軽石層を含むこともある。佐藤 (2004) では類家層と対比される。

表1 層序対比表

海津 (1994)	佐藤 (2004)	本研究
最上部陸成層	類家層	最上部陸成層
上部砂層	長苗代層	上部砂層 (To-Cuを含む)
中部泥層		中部シルト・粘土層
下部砂層	類家層	下部砂層
下部砂礫層		下部砂礫層

V. ボーリング柱状図資料の解釈

1)A-A'断面

A-A'断面は、馬淵川左岸に沿う地形地質断面である(図3)。

標高約-28~-50m付近には、青灰~暗灰色の砂礫層が堆積する。砂は中粒~粗粒砂を主体とし、粘板岩・チャート・石灰岩・安山岩などのφ10~30mmの垂円礫や再角礫を多く含む。礫種や標高から、沖積層基底礫層である、下部砂礫層に区分した。該当するボーリング資料から、先第四系を確認することができなかったが、より深部には基盤が存在すると考えられる。

標高約-20~-40m付近には、灰褐色~暗灰色の砂層が堆積する。砂は中粒~粗粒砂を主体とし、粒子は石英・輝石・褐鉄等を主体とする。下部砂礫層を覆うように堆積していることから、下部砂層に区分した。

標高約1~-30m付近には、青灰~暗灰色のシルト層または粘土層が堆積する。ボーリング資料34・35・38において、標高-8~-25m付近では貝殻片を混入することから、中部シルト・粘土層に区分した。

標高約5~-20m付近には、灰褐色~灰色の砂層が堆積する。砂は中粒~粗粒砂を主体とし、φ5mm以下の小礫を混入することもある。中部シルト・粘土層を覆うようにして堆積していることから、上部砂層に区分した。

標高約8~-5m付近には、主に青灰~暗灰色のシルト層が堆積する。ボーリング資料39~43付近では砂層を、ボーリング資料16~22付近では砂礫層を、ボーリング資料1~5付近では泥層中に軽石を挟む軽石層がみられる。上部砂層を覆うように堆積していることから、最上部陸成層に区分した。

2)B-B'断面

B-B'断面は、五戸川左岸に沿う地形地質断面である(図4)。

標高約-10~-33m付近には、暗灰~灰色の砂層が堆積する。砂は中粒~粗粒砂を主体とし、φ2~5mm程度の円礫を含むこともある。中部シルト・粘土層の下位に堆積することから、下部砂層に区分した。

標高約-2~-18m付近には、暗青灰~黒灰色のシルト層または粘土層が堆積する。所々に、砂混じりシルト状を呈する。シルト層に有機物を含むことがあり、黒色がかかっている。最も海岸に近いボーリング64では、その下限は標高約-12m付近よりも深い。最も海岸から離れたボーリング44では、その下限は標高約-7m付近に位置しており、層厚は3m程度である。海岸から離れるにつれて、標高が高くなり、層厚が薄くなっていることから、縄文海進時の内湾堆積物であることを示している。下部砂層を覆うように堆積していることから、中部シルト・粘土層に区分した。

標高約5~-10m付近には、暗青灰~暗灰色の砂層が堆積する。砂は中粒~粗粒砂を主体とし、φ2~30mm程度の小礫や垂円~再角礫を混入する。中部シルト・粘土層を覆うようにして堆積していることから、上部砂層に区分した。ボーリング46~48付近では砂礫層が堆積するが、旧河道上を反映したものと考えられる。

標高約7~-4m付近には、主に青灰~暗灰色のシルト層が堆積する。ボーリング48~53付近では、標高3~4m程度に軽石層を挟む。

この軽石層は、層厚約 1m 程度である。主に、シルト・粘土層が、上部砂層を覆うように形成されているため、最上部陸成層に区分した。ボーリング資料 60・62 では、同じ砂層が続き、上部砂層との区別ができなかったため、上部砂層に含めた。

3)C-C'断面

C-C'断面は、馬淵川下流を横切る地形地質断面である(図 5)。

標高約-35~-40m 付近には、暗青灰~暗灰色の砂礫層が堆積する。砂は中~粗粒砂を主体とし、粘板岩・チャート・石灰岩・安山岩などのφ10~40mmの垂円礫~円礫を含む。ボーリング資料67・72のみしか確認できなかったが、礫種や分布標高から、下部砂礫層に区分した。

標高約-10~-40m 付近には、暗青灰~灰色の砂層が堆積する。砂は細砂~粗粒砂を主体とし、下方に行くにつれて粒径は不均一になる。下部砂礫層を覆うように堆積していることから、下部砂層に区分した。

標高約-3~-28m 付近には、暗緑灰~黒灰色の粘土層またはシルト層が堆積する。シルト層に有機物を含むこともあり、黒色がかっているところもある。ボーリング 65 や 66 から、馬淵川下流では、シルト・粘土層の層厚は 20m 以上あることが分かる。下部砂層を覆うように堆積していることから、中部シルト・粘土層に区分した。

標高約 3~-12m 付近には、暗青灰~暗褐色の砂層が堆積する。砂は細~粗粒砂を主体とし、φ3mm 程度の小礫を混入することもある。中部シルト・粘土層を覆うように堆積していることから、上部砂層に区分した。

標高約 8~-2m 付近には、主に青灰~暗灰色のシルト層が堆積する。ボーリング 80~87 付近では腐植土層を挟む。上部砂層を覆うよう

にして形成されており、最上部陸成層に区分した。

VI. 考察

1)各断面に見られる層序とその比較

下部砂礫層は、海面の低下にともなって形成された谷の谷底に、主として河床堆積物として基盤を削り込みながら堆積した海退期の礫層と考えられ、その堆積時期は MIS2 と推定される。

馬淵川周辺の A-A'断面では、内陸に行くにつれて、特に海岸から離れて約 5km 程度から、上部砂層の層厚が厚くなり、中部シルト・粘土層の層厚が薄くなっている。ボーリング 1・2 では、上部砂層が厚く堆積しており、中部シルト・粘土層が堆積していない。下部砂層が連続して堆積しているとする、中部シルト・粘土層の堆積がほとんどないと考えられるので、縄文海進の範囲は、河口から 9km 程度だと推定される。同様に、五戸川に沿う B-B'断面でも、中部シルト・粘土層の層厚が薄くなっていく変化が見られた。

上北平野の地質層序においては、十和田中掬テフラ (To-Cu) が重要な鍵層になる。十和田火山で起こった約 6,000 年前の噴火で、To-Cu が噴出し、東北地方の広範囲に降下堆積した(一木ほか, 2012 など)。従って、To-Cu の降灰年代は約 5,000BP 頃、すなわち約 6,000 年前であることが既存研究から明らかにされている(一木ほか, 2012 など)。To-Cu は、淡黄色の細粒の降下軽石である。石質岩片は大部分が安山岩質溶岩であり、含有量は少ない(早川, 1983)。A-A'断面と B-B'断面ともに、最上部陸成層の最下部である標高は約 2~3m 付近に、軽石層を挟んでいる。一木ほか(2012)では、上部砂層に To-Cu が堆積しており、その上部に泥混じりの軽石層が堆積していることから、To-Cu の二次堆積としている。

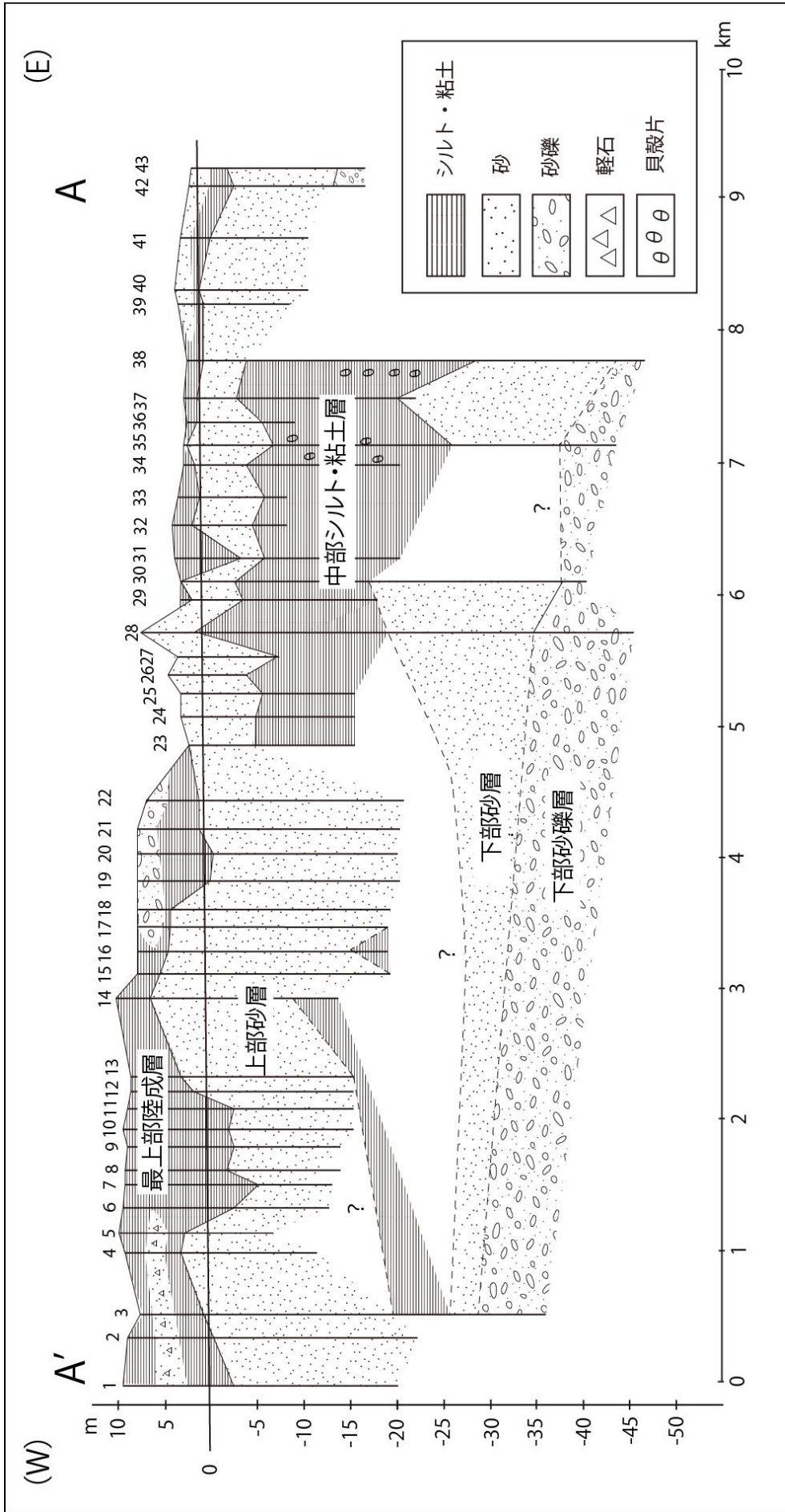


図3 馬淵川に沿う地形地質断面図

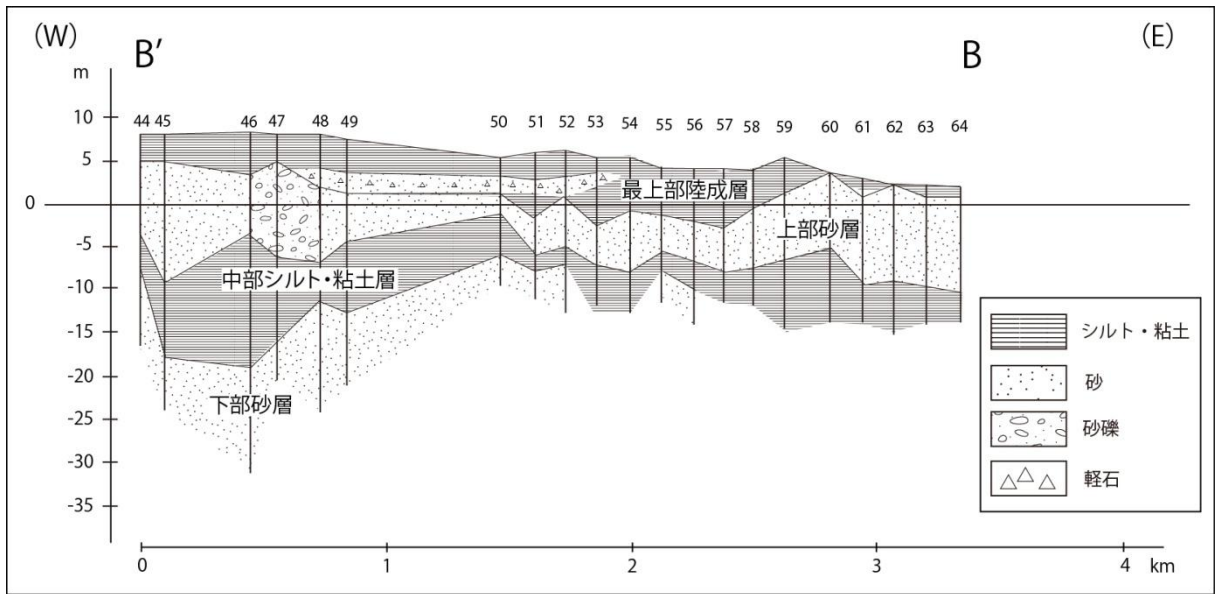


図4 五戸川に沿う地形地質断面図

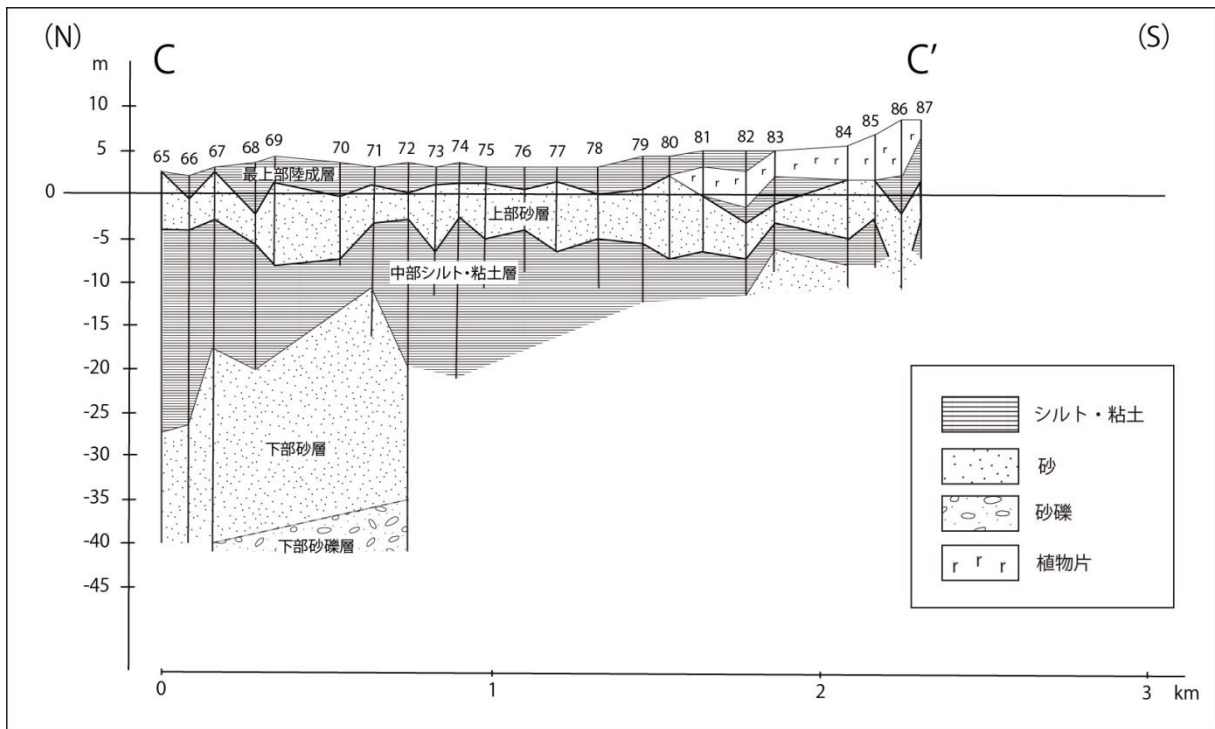


図5 馬淵川下流を横切る地形地質断面図

A-A断面とB-B'断面で見られる軽石層も、上流で降り積もったTo-Cuが河川中で砂礫と混合して下流に運搬され、上部砂層を覆うように堆積したことから、To-Cuの二次堆積物である可能性がある。約6,000年前頃にTo-Cuが降灰し、河川流域一帯では河川活動により、To-Cuの二次堆積が起こったと推定される。また縄文海進

後、約6,000年前に上部砂層の堆積が終わっていることから、To - Cuの堆積時期と縄文海進の時期と一致していると考えられる。

馬淵川下流の南北断面であるC-C'断面において、ボーリング86では馬淵川の旧河道が中部シルト・粘土層を深く削り込んでいる。

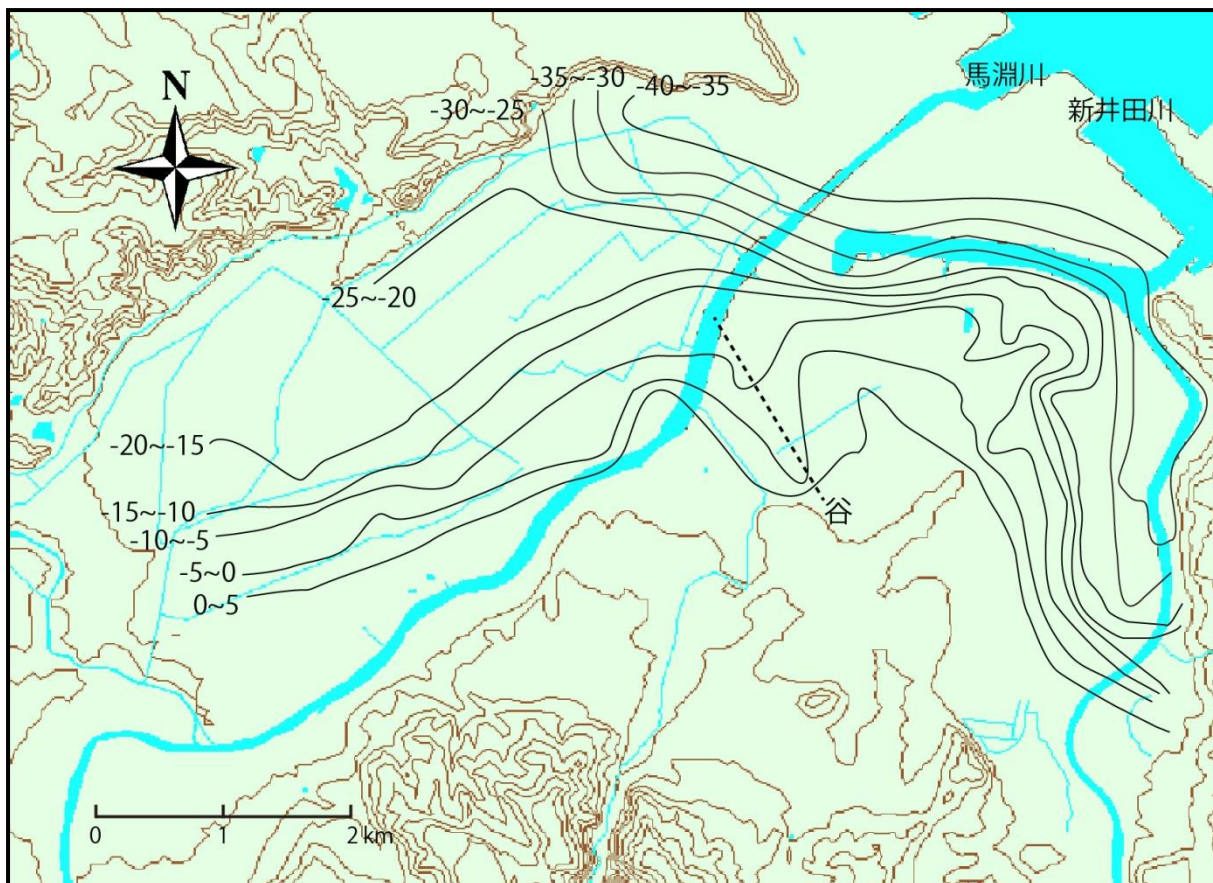


図6 沖積層基底面深度分布図

数値は沖積層基底面の深度を示し、単位は m とする。

また、北側と南側で比較すると、北側の方が中部シルト・粘土層の層厚が厚いことから、河川による侵食を受けずに安定して堆積してきたことが分かる。すなわち、河道が長期間にわたり、安定的に南側に位置していたことが示唆される。

2) 沖積層の基底面深度分布

下部砂礫層は海面の低下に伴って、河床堆積物が基盤を削りながら、形成した谷に堆積した海退期の礫層と考えられ、その堆積時期は MIS2 と推定される。

田辺ほか (2008) では、東京低地北部から中川低地における沖積層の基底面深度分布を示している。沖積層の基底面の認定は、ボーリング柱状図から、岩相と N 値、色調などに基づいている。また、N 値 50 以上の礫層、もしくは同一のボーリング柱状図において N 値が相対的

に高く、黄褐色・緑色を示す層相の上面を基準に、沖積層の基底を認定している。この手法を参考にして、1010 本のボーリング資料から、岩相と N 値、色調などに基づいて、馬淵川周辺の沖積層の基底面を認定した (図 6)。なお、本研究で用いたボーリング資料の多くは、N 値が 50 に到達した時点でボーリング調査を終了しているか、地下深部までボーリング調査をせず、礫層に到達する前にボーリング調査を終了している。本調査では、砂礫層を貫入しているボーリング資料が少ないため、その上面を暫定的な沖積層の基底とした。

沖積層の基底は、馬淵川沿いの海側において、標高 -40m が最も深く、上流に向かうにつれて徐々に浅くなり、河口から約 8km 付近で最も浅く、標高約 5m 程度になっていることが分かる。馬淵川右岸沿いにおいて、谷状の地形が存

在することから、馬淵川の支流が削り込んで形成された可能性がある（図 6）。

VII. おわりに

本研究では、上北平野南部の沖積層の層序や堆積過程、堆積環境について検討した。今後、上北平野の沖積層をより詳しく述べるためには、年代資料の分析や上北平野地域における段丘編年との対比、その他の沖積平野のボーリング資料のより詳細な解析が必要になるだろう。

この軽石層は、上流に降り積もった To-Cu が、河川中で砂礫と混合し、泥流となって下流に運搬されて、二次堆積したと考えられる。

To-Cu が堆積しているとされる上部砂層を覆うように堆積しているため、To-Cu の二次堆積だと考えられる。

VIII. 謝辞

調査を実施するにあたり、八戸市役所、五戸町役場、三八地域県民局、NEXCO 東日本八戸管理事務所、八戸工業大学にボーリング資料を提供いただきました。厚く御礼申し上げます。

引用文献

一木絵理・松本優衣・辻誠一郎・中村俊夫 (2013) 縄文時代の急激な環境変動期における生態系復原と人間の適応～八戸・上北地域におけるボーリングコアの 14C 年代測定～, 名古屋大学加速器質分析計業報告書, 29-34
海津正倫 (1992) 木曾川デルタにおける沖積層の堆積過程, 堆積学研究会報, 36 号, 44-56
海津正倫 (1994) 沖積低地の古環境学, 古今書院, 270p
大池昭二・中川久夫・七崎修・松山力・米倉伸之 (1966) 馬淵川中・下流沿岸の段丘と火山灰, 第四紀研究, 5, 29-35
大池昭二・中川久夫 (1979) 三戸地域広域農業開発調査並びに表層地質調査報告書, 仙台, 東

北農政局企画部, 103p

大和伸友 (1988) 馬淵川下流域の段丘地形, 駒沢地理, 24, 57-76

桑原拓一郎 (2004) 青森県東部上北平野における海成段丘堆積物の層序と相対的海水面変化, 地質学雑誌, 110, 93-102

小池一之・田村俊和・鎮西清高・宮城豊彦 (2005) 日本の地形 3 東北, 東京大学出版会, 355p

佐藤浩 (2004) 八戸市の沖積層層序とその応用地質的考察, 応用地質, 45, 4, 183-191

田辺晋・中西利典・木村克己・八戸昭一・中山俊雄 (2008) 東京低地北部から中山低地にかけての沖積層の基盤地形, 地質調査研究報告 59, 12, 497-508

田村芳彦 (2003) 東北日本弧と大和海盆周辺のマグマの成因関係, 地学雑誌, 112(5) 781-793

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

中川久夫 (1961) 東北日本南部太平洋沿岸の段丘群, 地質学雑誌, 67, 66-78

中川久夫 (1972) 青森県の第四系 青森県地質図 20 万分の 1 及び同説明書, 青森県, 71-120

早川由紀夫 (1983) 十和田火山中掬テフラ層の分布・粒度組成・年代, 火山, 28, 263-273

堀田報誠 (1971) 青森県東南部沖積平野の微地形, 東北地理, 23, 3, 129-134

松本優衣 (2011) 東北地方北東部における縄文時代の生態系史, 東京大学新領域創成科学研究科修士論文, 81p

松山力 (1980) 長七谷地貝塚遺跡発掘調査報告書, 青森県埋蔵文化財調査報告書, 57, 青森県教育委員会, 28-45

宮内崇裕 (1985) 上北平野の段丘と第四紀地殻変動, 地理学評論, 58-8, 492-515

宮内崇裕 (1988) 東北日本北部における後期更新世海成面の対比と編年, 地理学評論 61-5, 404-422