

## リアス海岸に分布する沖積平野の埋積・平坦化過程の復元

丹羽雄一(東北大)・須貝俊彦(東京大)

### 1. はじめに

沖積平野は、汎世界的な海水準変動、地域的な地殻変動および、河川作用の影響を受けて形成されてきた。近年では、オールコア堆積物を対象に多数の放射性炭素年代測定値にもとづいて詳細な堆積曲線が描かれ、堆積速度変化と相対的海水準変動、堆積システムとの関係が論じられている(増田, 2000)。また、国内外の大規模な沖積平野を中心に地形地質断面図に放射性炭素年代測定値に基づいて推定した等時間線を挿入することで、デルタの前進過程が 500~1000 年スケールで解明されるようになってきた(Saito, 1995; Hori et al., 2002; 山口ほか, 2003; Tanabe et al., 2006; 大上ほか, 2009)。一方、リアス海岸の湾奥のように小さな溺れ谷を埋め立てて形成される沖積平野においては、上述のような検討はほとんど行われておらず、後氷期の海水準変動に対応した堆積過程や、500~1000 年スケールでの堆積地形変化は明らかではない。日本のリアス海岸を例にすると、三陸海岸南部のように、プレート境界に面しているものがあり、このような場所で形成される小規模な沖積平野の発達過程を明らかにすることは、海溝型巨大地震を主とするプレート沈み込みに関連した地殻変動を検討する上でも有益な情報となり得る。

東北地方太平洋側に位置する三陸海岸では、驗潮記録に水準測量のデータを加えた解析から、過去 100 年間に於いて数~十 mm/yr の速い沈降が指摘されている(加藤・津村, 1979; 国土地理院, 2010)。さらに、マグニチュード 9.0 の超巨大地震である 2011 年 3 月の東北地方太平洋沖地震の際には、三陸海岸一帯で広域的な沈降が生じ、三陸海岸南部では最大 1 m 強の沈降が報告されている(Ozawa et al., 2011)。一方、海成段丘の存在からは、三陸海岸北部は最近 100 年間の沈降傾向に反し、過去 10 万年間隆起傾向にあるとされているものの、三陸海岸南部は海成段丘の分布が断片的、かつ編年データに欠けているため、長期的な地殻変動自体が不明である(小池・町田編, 2001)。このように、第四紀後期における三陸海岸の隆起・沈降史およびその要因に関しては不明な点が多く、地形・地質の情報に基づいた定量的な地殻変動データの蓄積が必須である。特に、三陸海岸南部では海成段丘以外の地形地質データも考慮してこれらの知見を得ていく必要がある。

三陸海岸のうち、宮古以南の三陸海岸南部は、陸と海が入り組む典型的なリアス海岸であり、湾奥には陸前高田や気仙沼などに小規模な沖積平野が分布する(千田ほか, 1984)。これらの沖積平野でコア試料を採取し、堆積物の年代値が得られれば、平野を構成する堆積物の特徴に加え、リアス海岸の形成とその後の埋積、平坦化の過程を検討できる可能性が高い。リアスの埋積・平坦化過程の復元は、長期地殻変動の解明につながる時期期待される。

丹羽ほか(2014)は、三陸海岸南部に位置する陸前高田平野において1本のボーリングコアを解析した。その結果、調査地域の最上部更新統～完新統は下位から河川堆積物、感潮帯堆積物、プロデルタ～デルタフロント堆積物、陸上泥湿地堆積物から構成されることが明らかとなった。さらに、感潮帯堆積物の分布高度から推定される完新世初期の相対的海水準を地殻変動を含まない理論的に計算された相対的海水準(Nakada et al., 1991 ; Okuno et al., 2014)と比較することを通じて地域的な地殻変動を推定し、当該地域が完新世において沈降が卓越していた可能性を指摘した。しかし、この沈降傾向は三陸海岸の限られた場所での結果であり、三陸海岸のある程度の幅を持った地域で沈降しているのかを検討する上では、複数地域での調査が必要となる。

今回、陸前高田平野から約15 km南方に位置する気仙沼大川平野で1本のオールコア堆積物を採取することができた。また、東北地方太平洋沖地震後の震災復興工事で得られた既存土質柱状図および土質試料も得ることができた。本研究では採取された堆積物や得られた柱状図・土質試料の解析に基づいて、完新世を通じた堆積環境変化および地形発達の復元を行った。さらに、復元した堆積環境から推定される相対的海水準を地殻変動を含まない相対的海水準の理論値と比較し、完新世の地殻変動傾向を推定した。

## 2. 研究対象地域の概要

気仙沼大川平野は気仙沼湾の西側に位置する、南北約2 km、東西4 kmの三角州性平野である(図1)。流路延長約23.9 kmの気仙沼大川と6.9 kmの神山川が平野下流部で合流して気仙沼湾に注ぐ。これらの河川の流域面積は168 km<sup>2</sup>である(宮城県・岩手県, 2007)。流域の地質は中生代の深成岩類、火山岩類、堆積岩類、および古生代の堆積岩類を主とする(竹内ほか, 2005)。2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震の際、気仙沼大川平野南部の赤岩地区で震度6弱(気象庁, 2011)を記録した。この地震に伴う津波により、平野下流部の大部分が浸水し、気仙沼大川平野における津波による遡上高は最大で約7 mであった(原口・岩松, 2011; 日本地理学会災害対応本部津波被災マップ作成チーム, 2011)。この津波によって、気仙沼湾の海底侵食が報告されている(原口ほか, 2012)。また、東北地方太平洋沖地震の際、調査地域周辺では地殻の上下変動として65～74 cmの沈降が記録されている(国土地理院, 2015)。

また、気仙沼大川平野は、周囲を丘陵に囲まれ、河川と横断方向の平野の幅が最大でも2 km程度と狭く、沖積層基底地形となる開析谷の幅が狭いと考えられる。気仙沼大川が注ぐ気仙沼湾の前方(東方)には気仙沼大島や唐桑半島が位置し、湾奥部へ波浪が侵入するのを防ぐ役割を果たしていると考えられる。このことから、気仙沼湾の湾奥は定常的な波浪の影響を受けにくい静穏な環境と推定される。

本研究では、掘削長40 m強のボーリングコア堆積物(KO1コア; 図1-(c))を2014年6月から同年7月にかけて宮城県気仙沼市朝日町で採取した。コア地点の緯度経度は北緯38° 53' 26" , 東経141° 35' 26" , 孔口標高は1.3 mである。KO1コアは(株)クレアリ

アによって採取された。この KO1 コア地点は、気仙沼大川平野下流部に位置し、1977 年には既に人口改変を受けている埋め立て地である。気仙沼土木事務所による土木工事のボーリング柱状図によると、KO1 コア地点の地下には、一般的な沖積層(井関, 1965 など)に類似した沖積層層序が見られ、完新世を通じた堆積環境の変遷を見るのに適した場所であると考えられる。

また、既存土質柱状図(KO2, KO3, KO4, KO5 ; 図 1 - (c))は、気仙沼大川沿いで実施された震災復興工事のものを得ることができた。さらに、これらの土質柱状図に対応した土質試料も入手することができた。

### 3. 研究手法

#### 3.1. KO1 コアの解析

KO1 コアの回収率は 95%以上である。コア堆積物は半裁し、粒度、堆積構造、粒子の支持様式、岩相境界の特徴および貝化石の種に着目して記載を行った。貝化石の種は神奈川県立生命の星・地球博物館の松島義章博士によって同定された。また、極細粒砂よりも細粒な層準に対し、深度方向 10 cm 間隔で東京大学大学院新領域創成科学研究科所有のレーザー回折散乱式粒度分析装置(SALD - 3000S ; 島津製作所)を用いた粒度分析を行った。分析用試料は、生痕部分を避け、代表的な岩相を示す部分から採取した。

コア深度 29.82~28.90 m で見られた火山灰質砂層に対しては、テフラ分析を行った。試料を超音波洗浄した後、実体顕微鏡観察を行い、火山ガラスを確認した。さらに、その試料をアクリル板にペトロポキシで封入し、研磨して分析用試料を作製した。火山ガラスの化学組成は、東京大学大学院新領域創成科学研究科所有の分析走査顕微鏡(JSM - 6300LA ; 日本電子)を用いて ZAF 法により簡易定量した。

堆積物中に含まれる木片合計 13 試料に対しては、(株)加速器分析研究所に依頼し、加速器質量分析(AMS 法)によって放射性炭素年代値を測定した。得られた年代値は OxCal v4.2 (Bronk Ramsey, 2009)を用いて暦年較正した。暦年較正の際には、INTCAL13(Reimer et al., 2013)の較正曲線を用いた。

#### 3.2. 既存柱状図および土質試料の解析

土質柱状図に対応した土質試料に含まれる貝化石で可能なものは種の同定を行った。また、土質試料中の合計 39 試料の貝化石、木片、有機質堆積物に対し、加速器質量分析法による  $^{14}\text{C}$  年代測定を行った。これらのうち、32 試料は前処理を行った後に東京大学タンデム加速器研究施設で測定した。残りの 7 試料は(株)加速器分析研究所に外注した。得られた年代値は OxCal v4.2 (Bronk Ramsey, 2009)を用いて暦年較正した。暦年較正の際、陸源物質に対しては INTCAL13 (Reimer et al., 2013)を、貝化石に対しては MARINE13 (Reimer et al., 2013)の較正曲線をそれぞれ用いた。貝殻の場合は Marine carbon を 100 % と仮定した。また、海洋リザーバ効果のデータが得られている場所で調査地域から最も近いのは北海道(Yoneda et al., 2007)および関東(Shishikura et al., 2007)であり、三陸海岸周

辺の海洋リザーバ効果は不明である。従って、補正の際には $\Delta R$ を0とした。また、KO3地点の深度25.45~25.15 mの土質試料に見られた火山灰質極細粒砂に対してはテフラ分析を行った。分析方法はKO1コアにおけるテフラ分析と同様である。

## 4. 結果

### 4.1.1. KO1 コアの岩相

KO1 コアは、深度42.85 m以深の粘板岩からなる基盤岩とその上位の堆積物から構成される。深度42.85 m以浅の堆積物は下位より5つのユニット1~5に区分される(図2)。

ユニット1は、コア深度42.85~38.38 mに分布しており、下位の基盤岩を不整合に覆い、極粗粒砂層~中礫層で構成される。礫層は礫質支持のものと基質支持のものが見られ、垂角~垂円礫を主体とする。マトリックスは細粒~中粒砂である。中礫から極細粒砂および中礫から細礫への上方細粒化が深度42.85~41.60 mおよび、深度41.60~40.20 mでそれぞれ認められる。本ユニット中に貝化石や生物擾乱は認められない。

ユニット2は、コア深度38.38~33.00 mに分布しており、シルト層~粗粒砂層から構成される。下位のユニット1との境界は明瞭な粒径変化を伴う。中央粒径は0.7~6.8  $\phi$ へと、全体としては上方細粒化傾向を示す。全体を通じて生物擾乱や植物片が見られる。深度38.00~36.72 mでは、シルトと極細粒砂からなるリズムカルな砂泥細互層が見られる。

ユニット3は、コア深度33.00~20.00 mに分布しており、塊状の粘土層~シルト層から構成される。中央粒径はほとんどの層準で6.0 ~ 7.7  $\phi$ である。深度26.00 m以浅では上方粗粒化傾向が認められる。本ユニットを通じて貝化石、生物擾乱、植物片が見られる。また、深度29.82~28.90 mでは軽石型火山ガラスを含むややピンクかかった極細粒砂~細粒砂層が見られる。

ユニット4は、コア深度20.00~11.00 mに分布しており、砂質シルト層~細粒砂層から構成される。中央粒径は6.0  $\phi$ から3.3  $\phi$ へと上方粗粒化傾向を示す。生物擾乱や貝化石に加え、植物片も見られる。深度13.62 m以浅では斜交層理や斜交葉理も認められる。本ユニットと下位のユニット3の境界における粒径変化は漸移的である。

ユニット5は、コア深度11.00~1.35 mに分布しており、シルト層~中礫層から構成される。中央粒径6  $\phi$ のシルト層から3~5 cmの中礫を主体とする砂礫層まで粒径の鉛直変化が大きい。砂層には斜交葉理が見られるものや上方細粒化が認められるものも存在する。また、シルト層と極細粒~細粒砂層の細互層が見られる層準もある。本ユニット中には生物擾乱、貝化石、植物片が見られる。

### 4.1.2. KO1 コアに含まれる貝化石

貝化石はユニット2以浅で産出した。以下、産出した貝化石の種について記述する。なお、ユニット4から産出した貝化石は破損したものが多く、種の同定はできなかった。

ユニット2最下部の深度37.95 m, および37.71 mではヤマトシジミ(*Corbicula japonica*)

が産出した。深度 37.55 m 以浅では、ウミニナ(*Batillaria multiformis*)、およびホソウミニナ(*Batillaria cumingii*)が多産したほか、本ユニット上部の深度 33.14 m ではヒメシラトリ(*Macoma incongrua*)が産出した。

ユニット 3 で産出した貝化石で代表的なものは、アカガイ(*Scapharca brouhtonii*)、トリガイ(*Fulvia mutica*)、ヤカドツノガイ(*Dentalium octangulatum*)である。また、ユニット 5 において産出した貝化石は、イソシジミ(*Nuttallia ezonis*)、アサリ(*Ruditapes philippinarum*)、ホソウミニナ(*Batillaria cumingii*)、シラトリガイ属(*Macoma sp.*)、ムシロガイ(*Niotha livescens*)などである。

#### 4.2. 放射性炭素年代値

KO1 コアから得られた合計 13 点の放射性炭素年代値は、10,520 cal BP よりも若い値を示す。このうち、コア深度 37.25 m で得られた較正年代は、下位のものよりも古い値を示し、再堆積したと考えられる。堆積年代と見なせる較正年代に基づくと、ユニット 2 は 10,500 年前から 9,000 年前頃にかけて、ユニット 3 は 9,000 年前頃から 500 年前頃にかけて、ユニット 4, 5 は 500 年前以降にそれぞれ堆積したと推定される。また、KO2 地点で 9,780 ~ 320 cal BP、KO3 地点で 10,250 ~ 990 cal BP、KO4 地点で 7,170 ~ 1,170 cal BP、KO5 地点で 5,570 ~ 3,670 cal BP の較正年代がそれぞれ得られた。

### 5. 考察

#### 5.1. 堆積環境の解釈

ユニット 1 は、粗粒な碎屑物から構成され、貝化石や生物擾乱を伴わないことから、掃流の影響した河川環境での堆積が推定される。砂礫層の上方細粒化や礫質支持および基質支持礫層は、網状河川堆積物の主な構成要素とされる(Miall, 1992)。以上から、本ユニットは網状河川堆積物と解釈される。

ユニット 2 は網状河川堆積物であるユニット 1 に累重し、後述の内湾堆積物であるユニット 3 に覆われることから、河口域の陸上から内湾干潟の浅海環境へと漸移する際に形成された堆積物と考えられる。シルトと極細粒砂の細互層は上げ潮や下げ潮時の流れで砂が移動し、潮の停滞時に泥粒子が沈殿してできる潮汐堆積物である(Reineck and Singh, 1980 ; 増田ほか, 1988 ; 坂倉, 2004)。本ユニット最下部で見られるヤマトシジミは河口などの汽水域、本ユニットで多産するウミニナやホソウミニナは潮間帯の干潟においてそれぞれ生息する(松島, 1984 ; 奥谷編著, 2000)。これらを踏まえると、ユニット 2 は干潟堆積物と解釈される。

ユニット 3 を構成する塊状の泥層は、低エネルギー環境下での浮流粒子の沈降によって堆積したことを示す(Scruton, 1960 ; Bhattacharya, 2006)。また、ユニット 3 で産出する貝化石は内湾の潮下帯に特徴的に生息する(松島, 1984 ; 奥谷編著, 2000)。これらを踏まえるとユニット 3 は内湾泥底堆積物と解釈される。深度 26.00 m 以浅に認められる上方粗

粒化はデルタの前進に起因すると考えられる。深度 29.82~28.90 m で見られた火山ガラスは主成分組成および、上下の較正年代との整合性から To-Cu (約 6,000 cal BP ; 石村ほか, 2014)に対比される(丹羽ほか, 印刷中)。

ユニット 4 は、内湾堆積物を覆う砂質堆積物であり、上方粗粒化を示すこと、および、一般的なデルタの堆積モデル(Bhattacharya, 2006 ; 堀ほか, 2006)との比較を踏まえると、デルタフロント堆積物と解釈される。

ユニット 5 は、デルタフロント堆積物を覆い、産出する貝化石の生息環境が潮間帯~浅海砂底である(松島, 1984 ; 奥谷編著, 2000)ことから、デルタ通過後の潮間帯から潮下帯での堆積が示唆される。斜交葉理や上方細粒化の見られる砂層は河口分流路において(Bhattacharya and Walker, 1992 ; Reading and Collinson, 1996 ; Bhattacharya, 2003), 砂泥細互層は潮汐の影響する環境で(Reineck and Singh, 1980 ; 増田ほか, 1988 ; 坂倉, 2004)それぞれ見られる。また、生物擾乱を伴い、粒径の鉛直変化の大きい堆積物はデルタ通過後の干潟環境で見られることがある(山口ほか, 2006)。これらを踏まえると、ユニット 5 はデルタ通過後の干潟~河口分流路で堆積したと解釈される。

## 5.2. 既存土質柱状図と KO1 コアの対応関係

既存柱状図に記載されている岩相、土質試料に含まれる貝化石の種の特徴、および、KO1 コアの層序との類似性から KO2~KO4 地点の岩相と KO1 の堆積相区分の関係を検討した(図 4)。

ユニット A は、KO3 地点の深度 38.60~35.50 m に分布する。本ユニットは、基盤の頁岩を覆い、砂礫層から構成される(図 3-(b))。基盤岩を覆う砂礫層は KO1 コアの深度 42.85~38.38 m に見られ、層序学的位置と岩相の類似性から、本ユニットは KO1 コアのユニット 1 に相当すると考えられる。

ユニット B は、KO2 地点の深度 36.45~31.30 m, KO3 地点の深度 35.50~28.15 m, KO4 地点の深度 29.45~28.30 m に分布する。本ユニットは、礫混じり砂層~シルト層から構成される(図 3-(a), (b), (c))。大局的には砂層からシルト層へ上方細粒化し、植物片や貝化石が見られる。KO3 地点ではオキシジミ(*Cyclina sinensis*)やウミニナといった干潟とその周辺で生息する貝化石(松島, 1984 ; 奥谷編著, 2000)が見られる。KO3 地点では本ユニットは下位のユニット A を覆う。KO2 と KO4 の最下部は本ユニットから構成される。上位のユニット 3 との境界は、KO2 では腐植物混じりシルトと貝殻混じりシルトの記載の境界、KO3 ではウミニナの見られる土質試料の最上位深度、KO4 では砂層と貝殻混じりシルト層の境界に設定した。砂層からシルト層へ大局的には上方細粒化し、干潟で生息する貝化石を含む干潟堆積物が KO1 コアの深度 38.38~33.00 m で認められる。KO1 コアとの対応と貝化石から推定される環境の類似性から、KO1 コアのユニット 2 に対比される。

ユニット C は、KO2 地点の深度 31.30~19.30 m, KO3 地点の深度 28.15~14.40 m, KO4 地点の深度 28.30~19.70 m, KO5 地点の深度 20.45~15.30 m に分布する。本ユニッ

トは粘土～シルト層から構成され、ユニットを通じて貝化石が認められる(図3-(a), (b), (c), (d)). KO3 地点の深度 25.47～25.15 m では火山灰質極細粒砂が認められる. この火山ガラスの各主成分の値は, KO1 地点で十和田中礫軽石(To-Cu)に対比されている火山ガラスの分析値とよく一致する(丹羽ほか, 投稿中). 貝化石を含む塊状の内湾泥層と解釈される泥層は KO1 コアの深度 33.00～20.00 m で見られる. 層序学的位置と岩相の類似性から, KO1 コアのユニット 3 に対比される. KO3 地点の深度 25.47～25.15 m で見られた火山ガラスは, 化学組成および後述する上下の較正年代との整合性から To-Cu に対比される.

ユニット D は KO2 地点の深度 19.30～4.60 m, KO3 地点の深度 14.40～4.70 m, KO4 地点の深度 19.70～6.70 m, KO5 地点の深度 15.30～8.50 m に分布する. 本ユニットはシルト～礫混じり砂から構成される(図3-(a), (b), (c), (d)). ユニット下部ではシルト～砂混じりシルトを, 上部はシルト混じり砂～礫混じり砂をそれぞれ主とし, 大局的には上方粗粒化を示す. 貝殻や植物片も見られる. 下位のユニット C に比べて植物片は多く含まれる. 砂質シルトから細粒砂へと上方粗粒化を示す層準は KO1 コアの深度 20.00～11.00 m で見られ, デルタフロント堆積物(ユニット 4)と解釈されている. 層序学的位置と岩相の類似性から, KO1 コアのユニット 4 に対比される.

ユニット E は KO2 地点の深度 4.60～1.70 m, KO3 地点の深度 4.70～0.80 m, KO4 地点の深度 6.70～3.25 m, KO5 地点の深度 8.50～3.50 m に分布する. 本ユニットはシルト～礫から構成される(図3-(a), (b), (c), (d)). Br15 地点ではウミニナやニッコウガイ科の一種(*Macoma* sp.)といった湾奥や干潟で生息する貝化石(松島, 1984; 奥谷編著, 2000)が見られる. シルト～礫層によって構成され, 干潟～浅海域で生息する貝化石を含む層準は KO1 コアの深度 11.00～1.35 m で見られ, 干潟～分流路堆積物(ユニット 5)と解釈されている. 層序学的位置と岩相の類似性から, KO1 コアのユニット 5 に対比される.

### 5.3. 堆積曲線

年代試料の産出層準と年代値との関係をプロットし, 堆積曲線を作成した(図 2, 3). 近接する層準間で年代値が異なる場合は古い年代値を示す試料は再堆積したと解釈し, 新しい方の年代値を採用した. また, To-Cu も堆積曲線作成に使用した. To-Cu と放射性炭素年代値は調和的である.

堆積曲線の傾き(堆積速度)は, KO1 コアでは 10,000 cal BP から 9,700 cal BP で約 10 mm/yr, 9,700 cal BP から 500 cal BP で 1～2 mm/yr, 500 cal BP 以降で 10 mm/yr 以上となる(図 2). KO2 地点では, 9,700 cal BP から 9,500 cal BP で約 10 mm/yr, 9,500 cal BP から 1,800 cal BP で 1～2 mm/yr, 1,800 cal BP 以降で 8～20 mm/yr となる(図 3-(a)). KO3 地点では, 10,100 cal BP から 8,800 cal BP で 3～20 mm/yr, 8,800 cal BP から 1,600 cal BP で 1～3 mm/yr, 1,800 cal BP 以降で 7 mm/yr 以上となる(図 3-(b)). KO4 地点では, 6,900 cal BP から 4,400 cal BP で 0.4 mm/yr, 4,400 cal BP から 1,200 cal BP で 3.5～10 mm/yr, 1,200 cal BP 以降で約 2.5 mm/yr となる(図 3-(c)). KO5 地点では, 5,400 cal

BP から 4,400 cal BP にかけて 5~15 mm/yr, 4,400 cal BP 以降では 1~2 mm/yr となる(図 3-(d)).

KO1, KO2, KO3 の 3 地点の堆積曲線は似た形状をしており, 各地点の堆積速度は, 下部で速く(セクション I), 中部で遅く(セクション II), 上部で再び速くなる(セクション III), という特徴が認められる(図 2, 3). 堆積速度が遅い期間(セクション II)は海側の地点で長く, 陸側の地点で短い. KO4 および KO5 地点では掘削深度が短いためセクション I に相当する部分は認められないものの, KO4 地点ではセクション II に相当する堆積速度の遅い部分, およびセクション III に相当する堆積速度の速い部分が認められる. KO5 地点ではセクション III に相当する部分が認められる. また, この 2 地点では, 最上部で再び堆積速度が遅くなる(セクション IV).

本研究で得られた堆積曲線は, 増田(2000)の三角州システムの特徴と合致する. セクション I は完新世初期に認められ, 概ねユニット 2(干潟堆積物)に相当することから, このセクションの速い堆積速度は, 後氷期の海水準上昇に伴い上方に付加された堆積物が累重する空間に河川からの多量の土砂が供給されることに起因すると考えられる. セクション I/II 境界は概ねユニット 2(干潟堆積物)/3(内湾堆積物)境界に一致することから, セクション II における遅い堆積速度は, さらなる海水準上昇によって河口低地が水没して内湾になり, 土砂供給する河口からの距離が遠くなることによって堆積物供給が減少したことを反映していると考えられる. セクション II/III 境界はユニット 3(内湾堆積物)/4(デルタフロント堆積物)境界あるいはユニット 3/4 境界よりもやや下部に相当する. このことから, セクション II/III 境界を挟んだ堆積速度の急増は, デルタの前進に伴い, 土砂供給する河口が接近してきたことに起因すると解釈される. セクション III/IV 境界はユニット 4(デルタフロント堆積物)/ユニット 5(干潟~分流路堆積物)境界付近で認められることから, セクション境界を挟んだ堆積速度の減少は, デルタフロント通過後に堆積物が上方に累重する空間が小さくなり, 堆積物が保存されにくくなったことに起因すると考えられる.

これまでに, 比較的規模の大きいデルタタイプの沖積平野においては, 複数地点で得られたオールコア堆積物の解析と高密度な  $^{14}\text{C}$  年代値に基づいて堆積システムの発達過程と堆積速度変化の関係が論じられている(例えば, 大上ほか, 2009). ここでは, 既存土質柱状図の土質試料中の炭素含有物質を対象に高密度に  $^{14}\text{C}$  年代測定を行うことで詳細な堆積曲線を複数地点で描くことができた. リアスの湾奥に位置する三陸海岸南部の小規模な沖積平野においても, 比較的大規模な沖積平野で見られるのと同様なデルタシステムに対応した堆積速度変化の特徴を明示することができた(丹羽ほか, 投稿中).

#### 5. 4. 堆積物の累重様式と堆積地形変化

気仙沼大川平野の地形・地質断面図を図 4 に示す. KO1 コア地点よりも海側に関しては, 中央防災会議(2006)で用いられた海底地形データを用い, 現成のデルタフロント~プロデルタにかけての海底地形の概略を示した. さらに図 4 には, 各地点について堆積曲線から 1,000



年ごとに相当する深度を推定し、それらを地点間で連ねた等時間線を挿入した。等時間線の描き方は大上ほか(2009)を参考にした。すなわち、前述のように、セクション II/III 境界を挟んだ堆積速度の急増はデルタの前進に起因すると解釈されている。この堆積速度変化はデルタの前進に伴う、緩勾配の底置層から急勾配の前置層への移行を反映する(増田・斎藤, 1995; 大上ほか, 2009)。従って、セクション II からセクション III にかけての等時間線は、セクション境界で緩勾配化するように描いた。十分に年代測定値が得られていない等時間線については、前後の等時間線の形状を参考に、その期間の堆積体の前進速度を一定とみなして等時間線を描いた。

復元された 1,000 年ごとの等時間線は、1,000 年ごとの堆積地形と見なすことができる。上流側の KO4 および KO5 地点において 7,000 cal BP 以前の較正年代が得られていないため、完新世初期から中期にかけての堆積地形の変化を詳述することはできないが、少なくとも 5,000 cal BP 以降は等時間線がダウンラップすることから、典型的なデルタタイプの沖積平野(例えば、濃尾平野; 大上ほか, 2009 など)と同様にデルタの前進を見て取ることができる。5,000 cal BP 以降の等時間線はユニット 3(内湾堆積物)、4(デルタフロント堆積物)、5(干潟～分流路堆積物)の各ユニット境界と交差する。すなわち、これらのユニットは同時異相の関係にあり、デルタの前進と整合的である。また、5,000 cal BP 以降の等時間線は現在の気仙沼大川平野の縦断面形と調和的な形状を示す(丹羽ほか, 投稿中)。

#### 5.5. コアデータから推定した相対的海水準と完新世における地殻変動傾向

コアデータから推定される相対的海水準および、地殻変動傾向は、丹羽ほか(印刷中)で以下のように述べている。

すなわち、コア下部(深度 38.08～35.38 m; 標高-36.78～-34.08 m)の速い堆積速度は、コア地点が内湾環境に移行する前の河口付近の環境で、海水準上昇に伴い堆積物が累重する空間が上方に付加され、その空間に気仙沼大川からの多量の土砂が供給されたためと考えられる。また、この区間はウミニナやホソウミニナといった潮間帯で生息する貝化石が多産する層準でもある。ユニット 2 は干潟堆積物と解釈されるが、この解釈は堆積速度の特徴から推定される河口付近での土砂供給とも整合的である。すなわち、10,170-9,600 cal BP における堆積曲線で示される堆積面標高(-36.78～-34.08 m)は、当時の相対的海水準を近似すると考えられる(図 2)。また、ユニット 5 は潮間帯から浅海砂底に生息する貝化石の産出する干潟～分流路堆積物であるため、このユニットの分布標高(-9.70 m～- 0.05 m)あるいはそれより若干高い位置に当時(270 cal BP 以降)の相対的海水準が推定される(図 2)。なお、潮位差は現在と同様に 1.3 m (第二管区海上保安本部海洋情報部, 2015)と仮定すると、推定される相対的海水準の誤差は±0.65 m 程度である。

上記のコアデータから推定した相対的海水準には、ユースタティックな海水準変動とハイドロアイソスタシーに加え、地域的な隆起・沈降などの地殻変動を含む。相対的海水準の推定値とユースタティックな海水準変動とハイドロアイソスタシーのみを含む、すなわ

ち地殻変動を含まない相対的海水準の理論値の差は地域的な地殻変動に相当する(Maeda et al., 1992 ; Yokoyama et al., 1996 ; 谷川, 2009 など).

地殻変動を含まない相対的海水準の理論値は地球物理モデルによって計算されている(Nakada et al., 1991 ; Okuno et al., 2014). これらの相対的海水準の理論値は, ハイドロアイソスタシーの影響の差異に対応して, 場所によって異なる. そのため, 相対的海水準の理論値と推定値を比較する際には, 調査地域特有のハイドロアイソスタシーの影響を含んだ相対的海水準の理論値を用いる必要がある. Nakada et al. (1991)による 4 パターン(ARC3 + ANT3B, Viscosity model A; ARC3 + ANT4B, Viscosity model A; ARC3 + ANT3B, Viscosity model B ; ARC3 + ANT3B, Viscosity model C)の計算結果によると調査地域の 10,000 年前(較正年代で約 11,500 cal BP)の相対的海水準は-35 m から-40 m に推定される(図 2). その後の相対的海水準上昇により, 6,000 年前(較正年代で約 6,850 cal BP)には相対的海水準は現在と同等か, 1 m 程度高くなる. それ以降は現在にかけて, 相対的海水準は安定ないし, 若干の低下傾向となる. 近年ではこれらの地球物理モデルが Okuno et al. (2014)によって改良され, 日本各地における約 8,500 cal BP 以降の相対的海水準が示されているが, 本研究対象地域である気仙沼における相対的海水準の記述はない. 三陸海岸南部における報告例として, 調査地域から約 15 km 北に位置する陸前高田における 8,500 cal BP 以降の相対的海水準変動が示されており, 研究対象地域における 8,500 cal BP 以降の相対的海水準の理論値として, Okuno et al. (2014)の陸前高田のもの示した(図 2). Okuno et al. (2014)の陸前高田のデータを用いる理由は以下の通りである. すなわち, Nakada et al. (1991)で示される約 11,500 cal BP および約 6,850 cal BP における相対的海水準の計算値が陸前高田と気仙沼でほとんど変わらない. 従って, 相対的海水準変動におけるハイドロアイソスタシーの寄与は陸前高田と本研究対象地域ではほぼ同等であると考えられる(丹羽ほか, 印刷中).

前述のユニット 2(干潟堆積物)においてウミニナやホソウミニナが多産し, 堆積速度が大きい 10,170 - 9,600 cal BP の相対的海水準(-36.78~-34.08 m)は, 同時期の相対的海水準の理論値よりも低い. このことは, 調査地域の地殻変動を完新世全体として見ると, 過去数十年~百年間と同様に沈降が卓越していたことを示唆する. コア深度 36.13 m(標高-34.83 m)からは 9,910 - 9,620 cal BP の較正年代が得られているため, この層準を基準に沈降速度を推定すると以下のようなになる. 当時の古海水準は堆積面標高付近に推定され, 前述のように推定誤差を±0.65 m とすると, 標高-34.18~-35.48 m 付近となる. 一方, 同時期の相対的海水準の理論値は標高-25~-18 m 付近である(図 2). 相対的海水準の推定値と理論値の差と年代値に基づくと, 調査地域の完新世全体として見た平均的な沈降速度は 0.9~1.8 mm/yr 程度と見積もられる.

ユニット 5(干潟~分流路堆積物)から推定される相対的海水準は堆積物の分布標高あるいはそれよりも若干高い位置に推定され, 同時期(270 cal BP 以降)の相対的海水準の理論値よりも低く, 調査地域が過去数百年間沈降傾向であった可能性を示す. コア深度 9.23 m(標高

-7.93m)では 270 - 0 cal BP の較正年代が得られていることから、この層準を基準に沈降速度を見積もると以下ようになる。同時期の相対的海水準の理論値は標高 0 m 付近であることから(図 2)、最近数百年間の平均的な沈降速度は 23 mm/yr 以上となる。この値は最近数十～百年間の沈降速度(数～十 mm/yr; 国土地理院, 2010 など)よりも大きい。しかし、ユニット 5 は潮下帯の分流路も含んでおり、相対的海水準は堆積物の分布標高よりも高くなる可能性がある。また、ユニット 5 は下位に軟弱な泥層であるユニット 3(内湾堆積物)が 10 m 以上分布するため、ここで求めた沈降速度には圧密沈下の影響も含む。従って、推定した沈降速度は過大評価の可能性が高い。

本研究で得られた完新世の沈降傾向は調査地域から約 15 km 北方の陸前高田平野で実施された丹羽ほか(2014)の見解を支持しており、海成段丘と断定できる地形の見られない典型的なリアス海岸である宮古以南の三陸海岸南部では長期的に沈降が卓越している可能性が高まったと言える。ところで、本研究で求めた完新世全体として見た 1 mm/yr 前後の平均的な沈降速度は陸前高田平野で推定された値(0.6～1.3 mm/yr; 丹羽ほか, 2014)と概ね整合するが、これらの値は測地記録から推定される最近数十～百年間の沈降速度(数～十 mm/yr)よりも小さい。対象とする期間によって沈降速度が異なる理由の一つとしては、測地記録や検潮記録から推定される短期間の沈降には圧密沈下の影響が含まれ、沈降速度が見かけ上大きくなることが挙げられる。一方、対象とする期間によって地殻変動傾向が異なる現象は、他のプレート境界に近い沿岸域でも認められる。北海道東部太平洋沿岸では、測地記録による過去百年程度の沈降と地形・地質記録による過去数千年間の隆起が知られている(澤井, 2007)。静岡県太田川低地でも地質記録による千年スケールの沈降と東海地震に関連する百年スケールでの隆起の矛盾が指摘され、これらの解釈として、プレート沈み込みに伴う複数タイプの地殻変動が存在する可能性が指摘されている(藤原ほか, 2015)。本研究対象地域においても、プレート沈み込みに伴う複数タイプの地殻変動が存在し、長期的な沈降速度には未知の地殻変動成分が含まれているかもしれない(丹羽ほか, 印刷中)。

本研究で示したように、リアスの湾奥に位置する三陸海岸南部の沖積平野において、堆積物からリアスの埋積・平坦化の復元を行うことで、地殻変動に関するデータを得ることができる。今後このような方法で地殻変動に関するデータを蓄積していくことが、この地域の隆起・沈降要因の解明に向けた今後の重要課題である。

## 6. まとめ

リアスの湾奥に分布する沖積平野では、平野が小規模であること、また、土質柱状図がこれまで多くは得られてこなかったこともあり、平野の発達過程や沖積層層序に関する知見に乏しかった。今回、リアス海岸の発達する三陸海岸南部に位置する気仙沼大川平野において 1 本のオールコアボーリングと 4 地点の既存ボーリングデータと合わせて平野の発達過程の復元を行ったところ、調査地域は典型的なデルタの発達に対応した地層および地形発達過程が見られることが明らかとなった。また、完新世初期の干潟堆積物の高度から

推定される相対的海水準が地殻変動を含まない理論的に計算された相対的海水準よりも低いことから、調査地域の地殻変動は完新世全体としてみると沈降が卓越している可能性が明らかとなった。

## 謝辞

貝を同定して頂いた神奈川県生命の星・地球博物館の松島義章博士と放射性炭素年代測定に及びその前処理に便宜を図って下さった東京大学総合研究博物館の松崎浩之博士・土屋(春原)陽子氏、本研究を助成して頂いた国土地理協会に記して謝意を表します。

## 引用文献

- Bhattacharya, J. P. (2003) Deltas and estuaries. Middleton, G. V. (Ed.), *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 195–203.
- Bhattacharya, J. P. (2006) Deltas. Posamentier, H. W., and Walker, R. G. (Eds.), *Facies Models Revisited*. SEPM Special Publication, **84**, 237 – 292.
- Bhattacharya, J.P. and Walker, R.G. (1992) Deltas. Walker, R.G. and James, N.P. (Eds.), *Facies Models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, 157–177.
- Bronk Ramsey, C. (2009) Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, **51**, 337 – 360.
- 千田 昇・小原真一 (1988) 三陸海岸における沖積平野の構造. 大分大学教育学部研究紀要, **10**, 259–268.
- 千田 昇・松本秀明・小原真一 (1984) 陸前高田平野の沖積層と完新世の海水準変化. 東北地理, **36**, 232–239.
- 中央防災会議 (2006) 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会報告. 中央防災会議 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会, 51 p.
- 第二管区海上保安本部海洋情報部 (2015) 潮汐情報 .  
<http://www1.kaiho.mlit.go.jp/KAN2/kaisyo/tyoseki/index.html> (2015年1月20日閲覧).
- 藤原 治・北村晃寿・佐藤善輝・青島 晃・小野映介・小林小夏・小倉一輝・谷川晃一郎 (2015) 静岡県西部の太田川低地で見られる弥生時代中・後期の相対的海水準上昇. 第四紀研究, **54**, 11 – 20.
- 原口 強・岩松 暉 (2011) 東日本大震災津波詳細地図 上巻 青森・岩手・宮城. 古今書院, 167p.
- 原口 強・高橋智幸・久松力人・森下 祐・佐々木いたる (2012) 2000年チリ中部地震津波および2011年東北地方太平洋沖地震津波による気仙沼湾での地形変化に関する現地調査. 土木学会論文集 B2 (海洋工学) **67-2**, 241–245.

- 堀 和明・斎藤文紀・田辺 晋 (2006) アジアの大河川に見られる沖積層. 地質学論集, **59**, 157–168.
- Hori, K., Saito, Y., Zhao, Q. and Wang, P. (2002) Evolution of the coastal depositional systems of the Changjiang (Yangtze) River in response to late Pleistocene-Holocene sea-level changes. *Journal of Sedimentary Research*, **72**, 884-897.
- 石村大輔・山田圭太郎・宮内嵩裕・早瀬亮介(2014) 三陸海岸完新統に挟在するテフラの特徴. 地学雑誌, **123**, 671–697.
- 加藤照之・津村健四郎(1979) 潮位記録から推定される日本の垂直地殻変動(1951～1978). 地震研究所彙報, **54**, 559–628.
- 小池一之・町田 洋 編 (2001) 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会, 105 p.
- 気象庁(2012) 平成 24 年 12 月 地震・火山月報(防災編), 気象庁, 189 p.
- 国土地理院 (2015) 平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震に伴う地盤沈下調査. <http://www.gsi.go.jp/sokuchikijun/sokuchikijun40003.html> (2015 年 3 月 10 日閲覧).
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス. 東京大学出版会, 336 p.
- Maeda, Y., Nakada, M., Matsumoto, E. and Matsuda, I. (1992) Crustal tilting derived from Holocene sea-level observations along the east coast of Hokkaido in Japan and upper mantle rheology. *Geophysical Research Letters*, **19**, 857 – 860.
- 増田富士雄 (2000) 堆積曲線から求める堆積年代と累重速度. 月刊地球, **22**, 191–197.
- 増田富士雄・斎藤文紀 (1995) プログラデーションによる地層の特徴とテクトニクス的説明: 月刊地球, **17**, 671–674.
- 増田富士雄・中山尚美・池原 研 (1988) 茨城県行方郡北浦村内宿の更新統にみられる 9 日間の潮流によって形成された斜交層理. 筑波の環境研究, **11**, 91–105.
- 松島義章 (1984) 日本列島における後氷期の浅海性貝類群集—特に環境変遷に伴うその時間・空間的変遷—. 神奈川県立博物館研究報告 自然科学, **15**, 37–109.
- Miall, A. D. (1992) Alluvial Deposits. Walker, R. G. and James, N. P. (eds.), *Facies Models: response to sea level change*. Geol. Assoc. Canada, 119 – 142.
- 宮城県・岩手県 (2007) 二級河川大川水系河川整備計画. 宮城県・岩手県, 17 p.
- Nakada, M., Yonekura, N., and Lambeck, K. (1991) Late Pleistocene and Holocene sea-level changes in Japan: Implications for tectonic histories and mantle rheology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **85**, 107 – 122.
- 日本地理学会災害対応本部津波被災マップ作成チーム (2011) 2011 年 3 月 11 日東北地方太平洋沖地震に伴う津波被災マップ 2011 年完成版. [http://www.ajg.or.jp/disaster/201103\\_Tohoku-eq.html](http://www.ajg.or.jp/disaster/201103_Tohoku-eq.html). (最終閲覧 2015 年 3 月 23 日)
- 丹羽雄一・遠田晋次・須貝俊彦・松島義章 (2014) 陸前高田平野完新統の堆積相・堆積速度および推定される地殻変動傾向. 第四紀研究, **53**, 311–322.
- 丹羽雄一・須貝俊彦・松島義章(印刷中) 三陸海岸南部・気仙沼大川平野の完新世における

- 地殻変動. 地学雑誌.
- 奥谷喬司編著 (2000) 日本近海産貝類図鑑. 東海大学出版会, 1173p.
- Okuno, J., Nakada, M., Ishii, M., and Miura, H. (2014) Vertical tectonic crustal movements along the Japanese coastlines inferred from late Quaternary and recent relative sea-level changes. *Quaternary Science Reviews*, **91**, 42 – 61.
- Ozawa, S., Nishimura, T., Suito, H., Kobayashi, T., Tobita, M., and Imakiire, T. (2011) Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-oki earthquake. *Nature*, **475**, 373 – 377.
- Reading, H.D. and Collinson, J. D. (1996) Clastic coast. Reading, H. G. (Ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford, 154–231.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, M. P., Guilderson, T. P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, R. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., and van der Plicht, J. (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **55**, 1869 – 1887.
- Reineck, H.E. and Singh, I.B. (1980) *Depositional sedimentary environments*. Springer-Verlag, Berlin, 549 pp.
- Saito, Y. (1995) High-resolution sequence stratigraphy of an incised-valley fill in a wave- and fluvial-dominated setting : latest Pleistocene-Holocene examples from the Kanto Plain, central Japan. Saito, Y., Hoyanagi, K. and Ito, M. (Eds.), *Sequence Stratigraphy: Toward a New Dynamic Stratigraphy*. Memoirs Geological Society of Japan, **45**, 76–100.
- 坂倉範彦 (2004) 潮汐環境の堆積物. 化石, **76**, 48–62.
- 澤井祐紀 (2007) 珪藻化石群集を用いた海水準変動の復元と千島海溝南部の古地震およびテクトニクス. 第四紀研究, **46**, 363 – 383.
- Scruton, P. C. (1960) Delta building and the deltaic sequence. Shepard, F. P., Phleger, F. B., and Van Angel, T.H. (Eds.), *Recent Sediments Northwest Gulf of Mexico*. American Association of Petroleum Geologist, Tulsa, Oklahoma, 82 – 102.
- 竹内 誠・鹿野和彦・御子柴真澄・中川 充・駒沢正夫 (2005) 20 万分の 1 地質図幅「一関」. 産業技術総合研究所 地質調査総合センター.
- Tanabe, S., Saito, Y., Lan Vu, Q., Hanebuth, T. J.J., Lan Ngo, Q. and Kitamura, A. (2006) Holocene evolution of the Song Hong (Red River) delta system, northern Vietnam. *Sedimentary Geology*, **187**, 29-61.

- 谷川晃一郎 (2009) 兵庫県円山川下流域における沖積層の層序・堆積環境と完新世の相対的  
海水準変動. 第四紀研究, **48**, 255–270.
- 山口正秋・須貝俊彦・藤原 治・大上隆史・大森博雄 (2006) 木曾川デルタにおける沖積最  
上部層の累重様式と微地形形成過程. 第四紀研究, **45**, 451–462.
- Yokoyama, Y., Nakada, M., Maeda, Y., Nagaoka, S., Okuno, J., Matsumoto, E., Sato, H.  
and Matsushima, Y. (1996) Holocene sea-level change and hydroisostacy along the  
west coast of Kyusyu, Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*,  
**123**, 29 – 47.

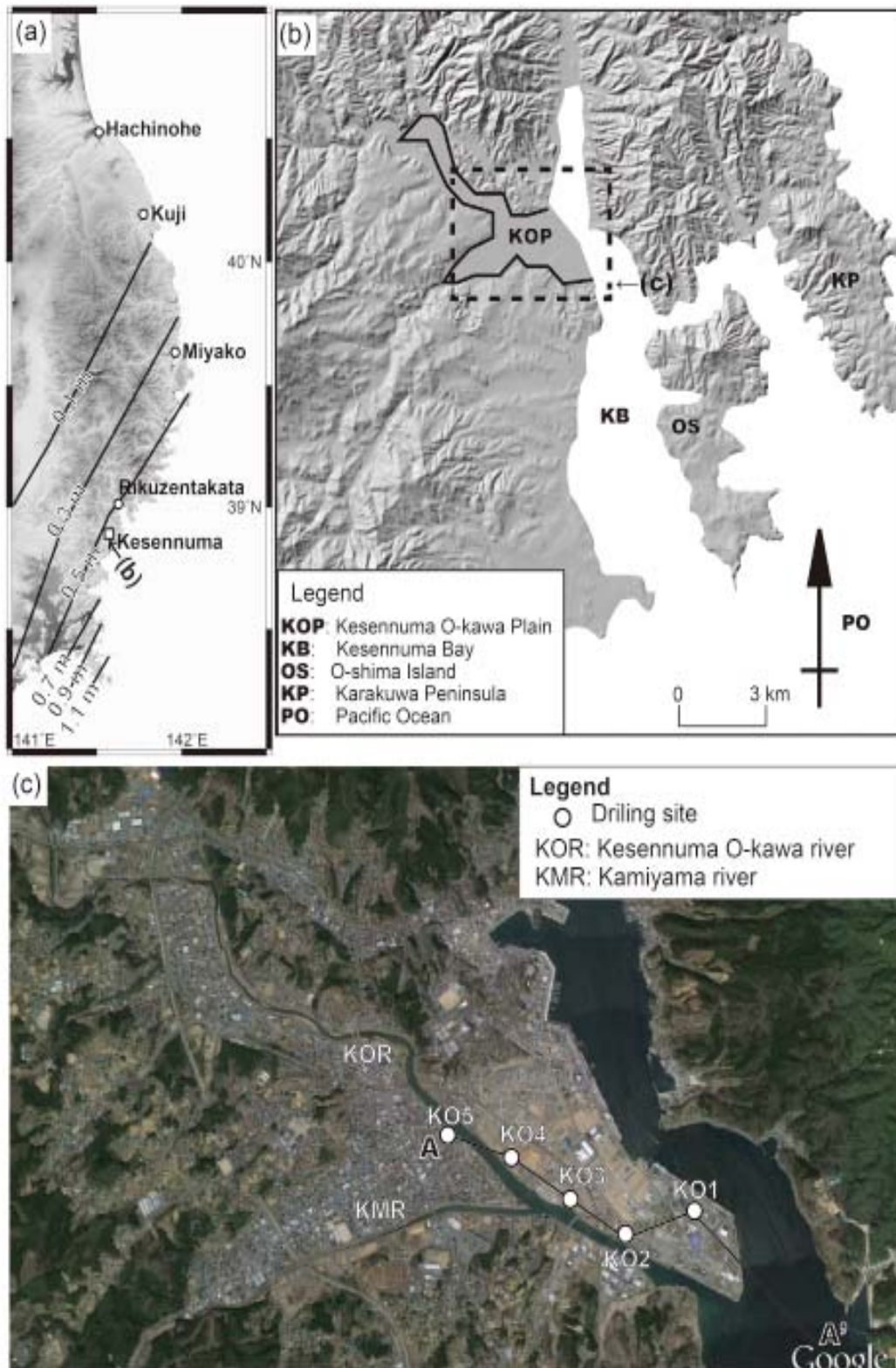


図1 調査地域概観



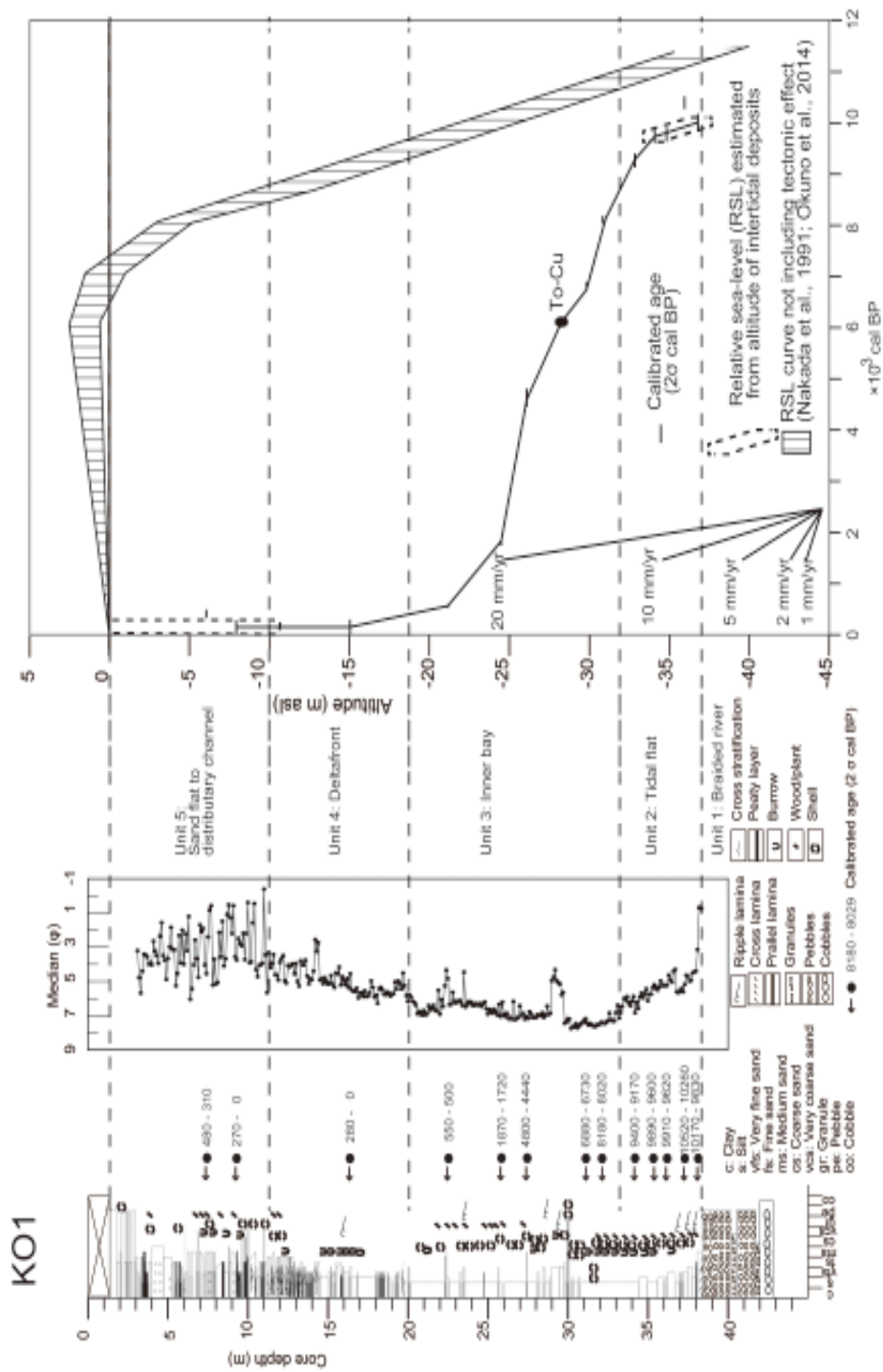
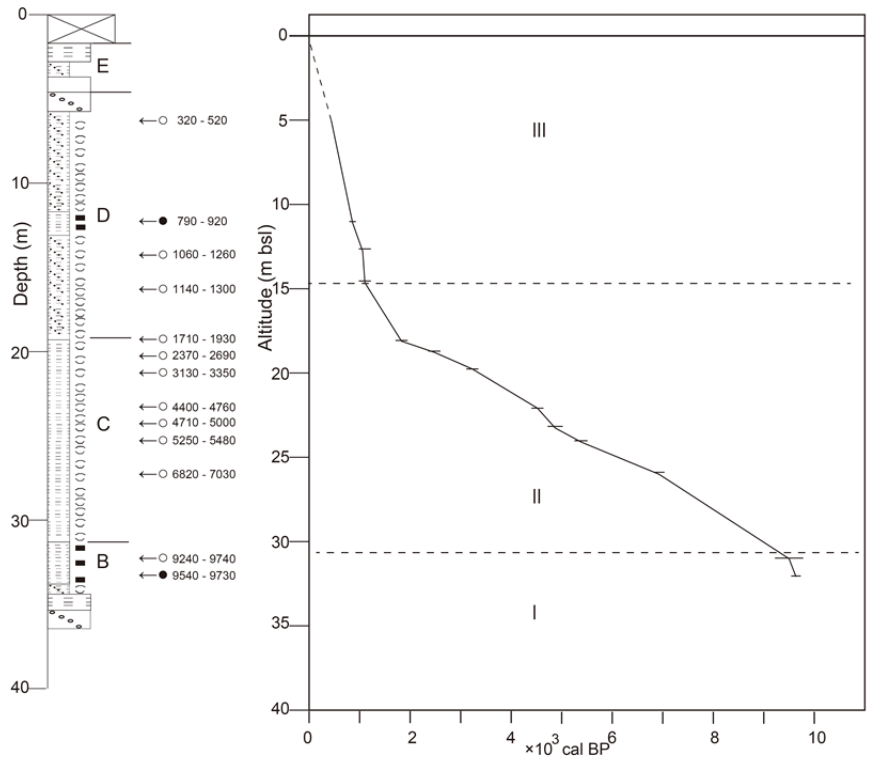
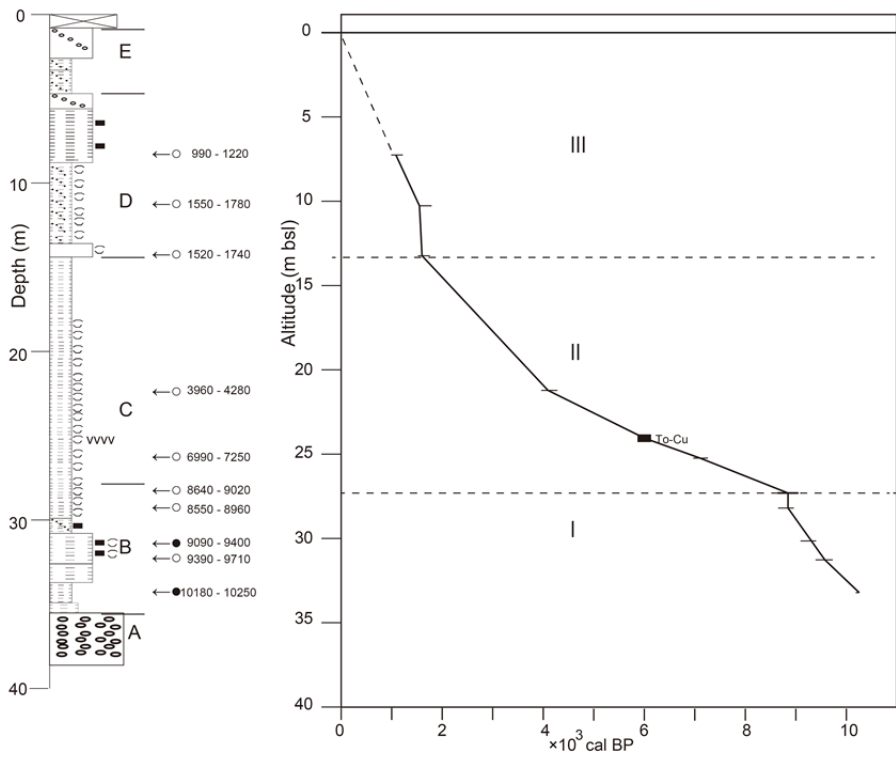


図 2 KO1 コアの解析結果  
丹羽ほか(印刷中)を一部改変

(a) KO2



(b) KO3



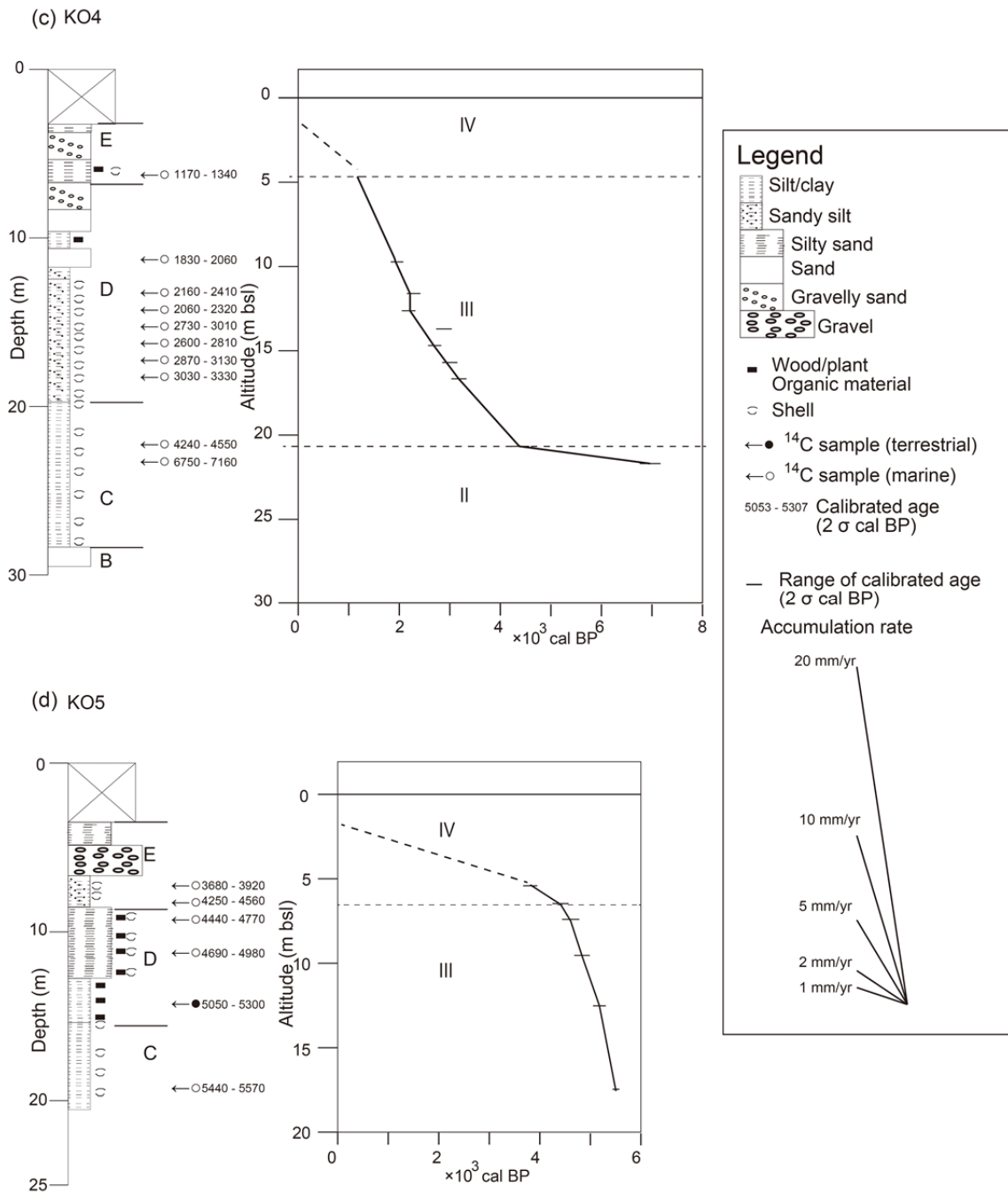


図 3 KO2, KO3, KO4, KO5 地点の柱状図, 堆積曲線

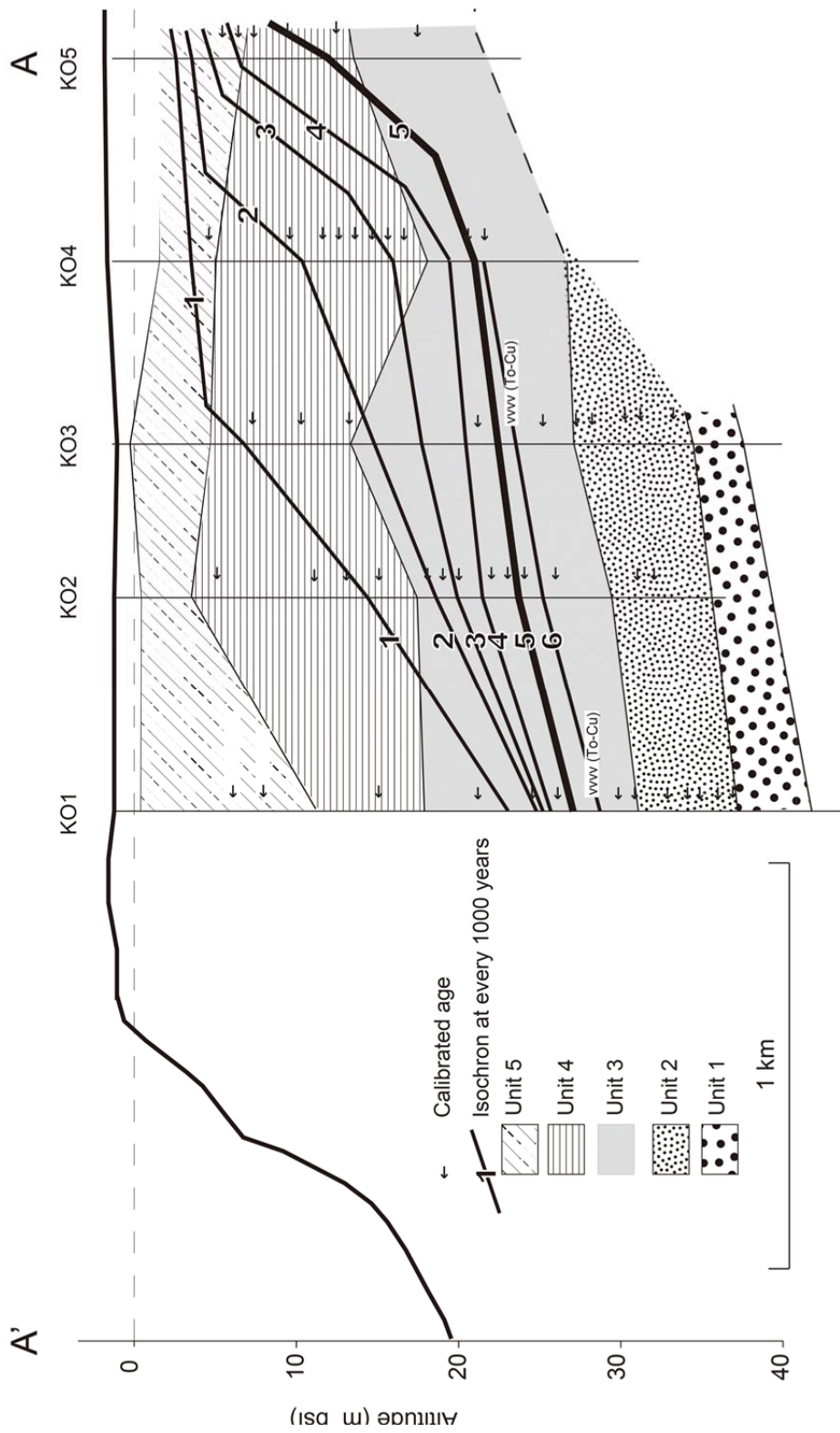


図 4 気仙沼大川平野の地形地質断面図