

離水浜堤のジオスライサー調査による旭山丘陵直下に分布する 伏在断層の活動性評価

Evaluation for activity of blind fault beneath the Asahiya hill, northeastern Japan, by geo-slicer survey of emerged beach ridges

宍倉正展¹・藤野滋弘²・行谷佑一³・五十嵐厚夫⁴

Masanobu Shishikura¹, Shigehiro Fujino², Yuichi Namegaya³ and Atsuo Igarashi⁴

^{1,2,3} 活断層研究センター (Active Fault Research Center, GSJ/AIST, m.shishikura@aist.go.jp)

⁴ 復建調査設計株式会社 (Fukken Co. Ltd.)

Abstract: It is difficult to evaluate activities of blind faults using ordinary method such as trench excavation surveys. We propose that foreshore deposits can be used as an indicator of broad flexural displacement. Foreshore deposits under emerged beach ridges perform as a paleo-shoreline indicator of a specific age. If its height distribution was displaced locally, it might have been caused by faulting even if no surface rupture was appeared. Under this hypothesis, we conducted coring survey by Geo-Slicer along the western margin of the Ishinomaki Plain where a west dipping blind thrust that caused the 2003 Miyagiken-Hokubu Earthquake (M6.4) was inferred from aftershock distribution and geodetic data. The height of foreshore deposits along the beach ridge dated to 3000 cal BP declines from the western part (2-3 m in altitude) to the eastern part (0.5-1 m in altitude). The result suggests that the western part of the Ishinomaki Plain has been uplifted since 3000 cal BP due to activities of the blind fault.

キーワード: 石巻平野, 旭山丘陵, 伏在断層, 浜堤, 前浜堆積物, ジオスライサー

Keywords: Ishinomaki Plain, Asahiya hill, blind fault, beach ridge, foreshore deposit, geo-slicer

1. はじめに

近年, 日本列島で生じた被害地震は, 地表に明瞭な地震断層を伴わない伏在断層を震源としている場合が多い. 2007年能登半島地震 (M 6.9) は海陸をまたぐ断層で発生したが, 陸域に地表地震断層は出現しなかった. しかし, 沿岸域では地殻変動による明瞭な離水, 沈水現象が観察された (Awata *et al.*, 2008). 2007年新潟県中越沖地震 (M 6.8) は海域の活断層で生じたため, 地表地震断層は観察されなかったが, やはり沿岸での離水現象が生じた. このように海陸境界付近の伏在活断層の場合, 地表地震断層が現れなくとも, 海岸変動が生じることがある. したがって沿岸の地形, 地質から過去の海面変動の証拠を検出することで, 地殻変動を定量的に捉えることができ, 海陸境界付近における断層の活動性を評価するための資料を得ることが可能である. 例えば Shishikura *et al.* (2009) は, 2007年能登半島地震において, 沿岸に分布する生物遺骸群集の高度と年代から, 過去 1000年間の地震履歴を復元している.

地震に伴う海岸の上下変動を検出する方法として, 一般的には旧汀線の指標となる離水海岸地形や生物遺骸群集などを用いることが多い. また最近では珪藻化石の分析によって地震前後の変動を精密に捉え

る手法も行われている (Sawai *et al.*, 2004 など). このほかに旧汀線指標として前浜堆積物を用いる手法がある. 前浜堆積物は砂浜海岸の潮間帯で堆積する平行葉理を伴う堆積物で, その高度分布から過去の潮間帯の範囲を復元することができる. しかし, これまで有効に活用され成果を挙げた研究例は, 増田ほか (2001) など限られていた. この原因として, 一般に完新世の海浜堆積物は, 低地の地下に分布するため, 露頭での観察が難しいことが挙げられる. 前浜堆積物の認定には堆積構造の解析が不可欠であるが, 広域で同じ精度のデータを取得することは難しかった. しかし近年, ジオスライサーの開発 (中田・島崎, 1997) によって, 低地の地層を抜き取り, 露頭のように観察できるようになり, 広域で前浜堆積物を認定することが可能になった. そこで本研究では, 海陸境界付近に分布する伏在断層の活動性を評価する一手法として, ジオスライサー調査によって認定された前浜堆積物を用いて, その高度分布から過去の断層活動を検出することを試みた. 対象とした断層は, 2003年宮城県北部地震の震源となった旭山丘陵直下の伏在断層である.

なお, 本研究は原子力安全基盤機構 (JNES) による受託研究「平成 19 年度 地震・地震動に関する調

査のうち伏在断層の評価手法の検討業務」の一環として行ったものである。

2. 地域概観

調査地域は旭山丘陵の西に広がる石巻平野である。石巻平野は東北日本太平洋岸の中部に位置し、南へ向かって開いた浜堤列平野で、沿岸長約 11 km、奥行き約 8 km の扇状の完新世低地が石巻平野の主要部である（第 1 図）。その西側の旭山丘陵の東縁には、従来から旭山撓曲帯と呼ばれる活構造の存在が指摘され、南北約 8 km で延びる東落ちの撓曲構造として石井ほか（1982）によって認定された。この構造は中新世から鮮新世にかけての堆積物を変形させており、また最終間氷期よりも前に形成されたと考えられる丘陵頂面に 20 m 前後の落差を生じている。旭山撓曲の南方延長は石巻平野西部の地下に伏在していると考えられているが、これまで平野の微地形からは地表の変形は知られていない。

また第四紀後期以降の地形面に明瞭な変位が検出されていないことから、この構造が活動的でないという意見もあった（橋本・鳥越，1997）。しかし、2003 年宮城県北部地震では、旭山丘陵直下の伏在断層が活動したと考えられており（Kato *et al.*, 2004 など）、旭山撓曲との関連が注目された。この地震の余震域における現地調査では明瞭な地表変位は検出されなかった（吉岡ほか，2003 など）が、水準点の改測や GPS の観測結果からは、旭山丘陵南部から石巻平野西部にかけてわずかに隆起したことが明らかになっている（Nishimura *et al.*, 2003, Yarai *et al.*, 2004 など）。2003 年宮城県北部地震を起こした伏在断層は過去にも活動していたと考えられ、その変位の累積が広域な変形として完新世の地形面にも表れている可能性がある。

3. 調査方法

本研究ではまず、空中写真判読によって石巻平野の浜堤列と堤間湿地を詳細に微地形区分し、過去の海岸線の位置を抽出するとともに、断層変位地形の有無を確認した（第 1 図）。次に最も保存が良く、連続性の良い浜堤に着目し、前浜堆積物の検出のための測線を設定した。連続した一連の浜堤は、ある時代の海岸線の位置を示し、そこで検出される前浜堆積物は、その時代の海面とほぼ同じ高さで堆積しているため、本来は浜堤沿いのどこでも高度は一定のはずである。もしこれが局所的に変化していれば、堆積後に何らかの変動を被ったことになり、断層変位の可能性が疑われる。

石巻平野では宍倉ほか（2007）が表層堆積物の調査から、泥炭～泥炭質シルト層中に挟まれた複数枚の津波堆積物を発見し、その年代と分布域を明らかにしている。この調査では幅 10 cm、厚さ 2 cm、長

さ 200 cm のハンディジオスライサーを用いて、津波堆積物の検出だけでなく、下位の海浜堆積物の記載も行われている。この中で、平野を東西に横切る SR 測線は、海岸からおよそ 3 km 内陸に位置し、一連の浜堤沿いの 13 カ所で深度約 150 cm までのコアの記載が行われており、地殻変動の評価に最も適していると判断される。そこで本研究では SR 測線を利用し、測線の西端から東端までおおよそ等間隔になるように、5 箇所を追加の掘削調査を行った。これらは宍倉ほか（2007）による SR-1, SR-4, SR-8, SR-10, SR-13 とほぼ同じ地点である。

従来の SR 測線での調査で使用した 200 cm 長のハンディジオスライサーは、深度約 150 cm までの堆積物しか採取できず、前浜堆積物の一部しか観察できなかった。そこで前浜堆積物の全容と下位の上部外浜堆積物との境界を確認するため、幅 30 cm、厚さ 10 cm、長さ 600 cm のロングジオスライサーを用い、掘削調査を行った（第 2 図）。得られたコアの観察から堆積環境を推定し、前浜堆積物や外浜堆積物などの認定を行った。

前浜堆積物は、地形的な位置と堆積構造から識別できる。一般に砂浜海岸の縦断形は、波高や潮位差などに基づいて、陸側から沖側に向かって後浜、前浜、外浜、沖浜などに分類される。後浜と前浜の間には浜堤（バーム）があり、この浜堤前面における低潮位時の波の遡上開始点から高潮位時の波の遡上限界までの範囲が前浜と定義される（堆積学研究会編，1998）。浜堤列平野において掘削コア等で観察される堆積物では、一般に下位から外浜、前浜、後浜の順でサクセッションが見られ、これを堤間湿地の堆積物が覆う。前浜堆積物は淘汰の良い砂で構成され、波の遡上と流下の作用により、地形勾配に沿って海側へ緩く傾いた平行葉理を形成することが特徴である。これに対し、前浜より下位の上部外浜の堆積物は、浅い水底で波浪の影響を受けて形成された高角のトラフ型斜交層理などで特徴づけられ（堆積学研究会編，1998）、貝殻片や砂礫などを含むことからコア観察において前浜堆積物との区別が可能である。一方、後浜は暴浪時にのみ波が遡上し、陸側へ傾く葉理をなす堆積物や無層理の風成砂が覆うことが特徴であるが、コア観察において前浜堆積物との境界あまり明瞭でないことが多い。このため、本研究では明瞭な平行葉理を持つ砂層の上限までを前浜堆積物と認定し、それより上位の堆積構造の不明瞭な部分は、後浜の可能性のある層準とみなした。

堆積物や浜堤の離水の年代は、海浜堆積物中に含まれる材、貝化石や、海浜堆積物直上の泥炭層に含まれる種子や炭質物を抽出し、 ^{14}C 年代測定をベータアナリティック社に依頼して行った。本稿で述べる ^{14}C 年代測定値はすべて IntCal04 (Reimer *et al.*, 2004) に基づく較正年代 (2σ) である（第 1 表）。

地殻変動の定量的評価には、高度の測定が非常に

重要であるが、本研究では、測線沿いの地形断面の取得と各コアの高度の測定のため、トータルステーションおよびキネマティック GPS を用いた測量を行った。測量においては近傍の三角点を参照し、標高値を得た。

4. 空中写真判読結果

石巻平野にはかつての海岸線の位置を示す浜堤列が、現在の海岸線とほぼ平行に弧状に発達している(第1図)。一つの浜堤は幅数10~100mで、浜堤と浜堤の間の堤間湿地もほぼ同様の幅を持っている。浜堤列は最大で20列以上に区分されるが、平野南東部のように、場所により人口改変の影響や砂丘砂に覆われたりして1列1列の浜堤が識別できない場合もある。浜堤の分布形態を見ると、幅や間隔など平野の東西で大きな違いはない。また、海溝型地震に伴う急激な隆起を示すような、浜堤間での高度の急変や段丘は見られない。旭山撓曲の延長部に当たる平野西部において、南北走向の低断層崖や浜堤列の屈曲なども検出されなかった。

5. ジオスライサー調査結果

空中写真判読結果に基づき、宍倉ほか(2007)が報告したSR測線沿い5カ所でジオスライサー調査を行った(第1図)。採取地点名は宍倉ほか(2007)を踏襲し、SR-1, SR-4, SR-8, SR-10, SR-13とした。以下にそれぞれの地点で得られたコアの観察結果を層相観察結果、年代測定結果、堆積環境の解釈の3項目に分けて記す。なお得られたコアは表層付近の泥炭層が若干圧縮されており、コアの上端からの深度は実際の地表面からの深度とは異なる。しかし便宜上、以下の記載ではコアの上端を0cmとし、そこからの深度で説明する。

5.1 SR-1の観察結果(第3図)

<層相観察結果>

SR-1は最も西側で旭山丘陵に近い地点である。コアは約500cmの深度まで採取することができた。地表面から18cmまでが耕作土で、その下位の深度18~100cmまで堤間湿地で堆積したと考えられる泥炭層が分布する。この泥炭層の中には深度32~34cm, 59~62cm, 85~90cmにそれぞれ下位の層準との明瞭な地層境界をもつ層厚2~5cmの細粒砂層が挟まれている。

泥炭層の下位は淘汰の良い細粒砂層に漸移する。深度110~140cmには弱い平行葉理が見られ、深度140~308cmには明瞭な平行葉理が観察される。このうち深度195cmまでは細粒砂層で、195~235cmは中~粗粒砂層からなり、235~308cmは再び細粒砂層からなる。

深度308~313cmには腐植物の密集層があり、こ

の層準より下位には深度495cmまで斜交層理の発達する貝殻混じりの砂層が分布する。深度313~330cmは細~中粒砂層、313~330cmは粗粒砂層、330~425cmは細粒砂層、425~445cmは細~中粒砂層、445~495cmは極細粒砂層からなる。なお、コアの最下端にはやや固結したシルト層がわずかに見られる。

<年代測定結果>

泥炭層中に挟まれる3層の砂層において各層の直上と直下で得られた種子や炭質物から¹⁴C年代測定を行ったところ、上位の砂層で2340~2140cal BP(直上)、2310~2010cal BP(直下)、中位の砂層で2730~2360cal BP(直上)、2720~2360cal BP(直下)、下位の砂層で2860~2750cal BP(直上)、2930~2760cal BP(直下)という結果が得られた。

深度220cmからはクルミの種子が産出し、3970~3720cal BPという年代が得られている。深度308~313cmには腐植物の密集層があり、その中に含まれる種子や葉の年代は3440~3260cal BPであった。深度410cm付近には炭質物からなる薄層が挟まれており、その年代は3470~3350cal BPであった。また深度470~490cmに含まれる貝殻片を抽出して¹⁴C年代を測定したところ、3450~3310cal BPという較正年代が得られた。

<堆積環境の解釈>

本地点は堤間湿地に位置し、表層の泥炭層はそこで堆積した湿地堆積物である。泥炭層中に挟まれる砂層は、湿地環境において急激に砂が運搬されるようなイベントが生じていたことが示唆される。宍倉ほか(2007)は同地点において泥炭層中に3層の津波堆積物を報告しており、本調査で得られたコアの砂層も津波堆積物と考えられる。

泥炭層以下の砂層は、離水浜堤の前面の地下に分布することから、過去の砂浜環境で堆積したものであり、堆積構造や構成物から判断して、下位から順に上部外浜、前浜、後浜と重なるサクセッションを示していると考えられる。特に深度140~308cmの砂層は、淘汰の良い細粒砂から成ること、明瞭な平行葉理が発達していることから、前浜堆積物と判断される。これより上位の深度110~140cmの砂層は後浜堆積物の可能性が高い。深度313~495cmの層準は斜交層理が発達すること、貝殻片を含むことなどから上部外浜堆積物と判断される。一方、コアの最下端に見られるやや固結したシルト層は、旭山丘陵を構成する基盤岩の可能性がある。

5.2 SR-4の観察結果(第4図)

<層相観察結果>

SR-4はSR-1から約1.5km東に位置する。コアは深度約400cmまで採取できた。まず表層20cmは耕作土で、深度20~30cmは泥炭層が分布し、層厚1~2cmの砂層を含む。その下位は無層理の淘汰の良い

い細粒砂層に漸移し、深度 40~95 cm は弱い平行葉理がみられる。深度 95~240 cm は明瞭な平行葉理の発達する砂層で、深度 95~145 cm は細~中粒砂層からなり、深度 145~240 cm は細粒砂層と中~粗粒砂層の細互層からなる。この中で深度 130 cm 付近、深度 225 cm 付近、深度 235 cm 付近にも腐植物の密集層が挟まれる。

深度 240~400 cm は斜交層理の発達する砂層で、深度 240~360 cm では細粒砂や中粒砂からなるセット高が 10~30 cm の細粒砂や中粒砂がやや波長が長い斜交層理が見られる。深度 360~400 cm では細粒砂が比較的短い波長の斜交層理を形成している様子が観察される。

<年代測定結果>

深度 130 cm 付近の腐植物の密集層から、種子と葉を抽出して ^{14}C 年代を測定したところ、6480~6310 cal BP という値が得られた。同様に、深度 235 cm 付近の腐植物の密集層から得られた種子の年代は 4800~4430 cal BP であった。深度 350~370 cm の砂層中から抽出された炭質物は 4520~4300 cal BP という年代を示す。

<堆積環境の解釈>

SR-1 コアと同様に地形的な位置からみて、表層の泥炭層は津波堆積物を挟んだ堤間湿地の堆積物であり、それより下位の砂層は上部外浜から前浜、後浜と重なる海浜堆積物のサクセッションを示すと考えられる。特に深度 95~240 cm は平行葉理が明瞭であることから、前浜堆積物と判断される。これより上位の深度 30~95 cm は平行葉理が弱く、上部へ行くに従い、無層理となることから後浜堆積物と考えられる。一方、深度 240 cm 以下は斜交層理が発達することから、上部外浜堆積物と判断される。

5.3 SR-8 の観察結果 (第 5 図)

<層相観察結果>

SR-8 は SR-4 から約 2 km 東に位置する。コアは深度約 370 cm まで採取できた。表層の 25 cm は耕作土である。以下、深度 25~65 cm に層厚 1~2 cm の砂層を含む泥炭層が分布するが、深度 35 cm 付近から 55 cm 付近まではコアのずり下がりが生じており、実際の層厚は圧縮を受けた状態で 20 cm 程度となる。

深度 65~75 cm は無層理の細粒砂層、深度 75~110 cm は弱く平行葉理が見られる細粒砂層が分布する。深度 110~290 cm は明瞭な平行葉理が発達する砂層で、深度 110~250 cm が細粒砂層、深度 250~290 cm が中粒砂層からなる。

深度 290~370 cm は斜交層理が見られる細粒砂が分布するが、深度 330 cm 付近から 340 cm 付近にかけてコアのずり下がりが生じている。深度 360 cm 付近には腐植物の密集層が挟まれている。

<年代測定結果>

深度 140~160 cm の砂層中から抽出された炭質物

からは 3600~3410 cal BP、深度 250 cm 付近に挟まれる腐植物密集層中のクルミの種子からは 3160~2890 cal BP の年代がそれぞれ得られた。深度 360 cm 付近の腐植物の密集層に含まれる種子の年代は 4780~4360 cal BP であった。

<堆積環境の解釈>

他のコアと同様に、地形的位置からみて表層の泥炭層は堤間湿地の堆積物であり、その中に挟まれる砂層は宍倉ほか (2007) で報告されている津波堆積物と考えられる。また泥炭層より下位の砂層は、海浜堆積物であり、明瞭な平行葉理の発達する深度 110~290 cm の部分が前浜堆積物と判断される。これより上位の弱い平行葉理や無層理の砂層が後浜堆積物である。一方、深度 290 cm 以下の斜交層理の発達した砂層は上部外浜堆積物と考えられる。

5.4 SR-10 の観察結果 (第 6 図)

<層相観察結果>

SR-10 は SR-8 から定川を挟んで約 2.5 km 東に位置する。コア長は 415 cm である。表層の 30 cm は耕作土で、深度 30~55 cm に泥炭層が分布する。この泥炭層中には淡黄色の細粒火山灰層と 2~3 層の砂層が挟まれているが、堆積構造は乱れている。泥炭層の下位の深度 55~65 cm は主に中粒砂層からなり、上方細粒化して上部ではシルト層になる。深度 65~105 cm は無層理の細粒砂層であるが、弱い平行葉理があるようにも見える。深度 105~290 cm は明瞭な平行葉理が発達する細~中粒砂層が分布する。

深度 290~415 cm はセット高が高く、やや波長の長い斜交層理が見られる細~中粒砂層が分布し、深度 335 cm 付近には腐植物の密集層が挟まれている。

<年代測定結果>

深度 110~130 cm の砂層中から抽出した種子や炭質物からは 3400~3250 cal BP という年代が得られた。また、深度 335 cm 付近の腐植物の密集層に含まれる炭質物は 3340~3070 cal BP という年代を示す。

<堆積環境の解釈>

表層の泥炭層は他のコアと同様に、地形的位置からみて堤間湿地の堆積物である。泥炭層中に挟まれた火山灰層は、仙台・石巻平野においてよく観察される十和田 a テフラ (山田・庄司, 1981) と考えられる。また、泥炭層中の砂層は宍倉ほか (2007) が報告した津波堆積物と判断される。

泥炭層より下位の砂層は、明瞭な平行葉理の発達する深度 105~290 cm の部分が前浜堆積物と判断される。これより上位の弱い平行葉理や無層理の砂層が後浜堆積物である。一方、深度 290 cm 以下の斜交層理の発達した砂層は上部外浜堆積物と考えられる。

5.5 SR-13 の観察結果 (第 7 図)

<層相観察結果>

SR-13 は最も東側の地点で、SR-10 の約 1.5 km 東

に位置する。コアは約 395 cm まで採取できたが、表層の 15 cm は耕作土で、深度 15~55 cm に泥炭層が分布し、淡黄色の細粒火山灰層と 3 層の細粒砂層が層厚 1~4 cm で挟まれている。その下は無層理の砂質シルト~細粒砂に漸移し、深度 60~90 cm は弱い平行葉理が見られる細粒砂層が分布する。深度 90~230 cm は明瞭な平行葉理が発達する細~中粒砂で、層相から前浜堆積物と判断される。この砂層は深度 200 cm 付近で 5 cm 程度のコアのずり下がりによるクラックが発生している。深度 230~395 cm は斜交層理が見られる細~中粒砂層である。深度 230~370 cm ではセット高が大きく波長も長い、深度 370~395 cm では比較的波長の短い斜交層理が観察される。

<年代測定結果>

深度 115~135 cm の砂層中から抽出したクルミの種子の年代は 4080~3840 cal BP であった。

<堆積環境の解釈>

表層の泥炭層は地形的位置からみて堤間湿地の堆積物と考えられる。また SR-10 コアと同様に、泥炭層中に挟まれた火山灰層は十和田 a テフラと考えられ、3 層の砂層は津波堆積物と判断される。

泥炭層より下位の砂層は、明瞭な平行葉理の発達する深度 90~230 cm の部分が前浜堆積物と判断される。これより上位の弱い平行葉理や無層理の砂層が後浜堆積物である。一方、深度 230 cm 以下の斜交層理の発達した砂層は上部外浜堆積物と考えられる。

6. 前浜堆積物の高度と年代

SR 測線沿いの地形断面（第 8 図）によると、地形面は旭山丘陵の基部で標高 3.20 m あり、そこから東へ上に凸の勾配で高度を下げ、定川右岸の堤防内側で標高 0.85 m である。定川左岸は標高 0.75 m で、そこから東では高度の変化は比較的小さく、最も低い SR-10 付近で標高 0.64 m になるが、東へ若干高度を上げ、SR-13 付近で 0.80 m である。このプロファイルに今回の掘削調査から得られた柱状図と宍倉ほか（2007）による柱状図を並べ、前浜堆積物の高度分布を検討した。コアの短縮やずり下がりの生じた SR-4, 8, 10, 13 については、宍倉ほか（2007）が同じ地点でハンディジオスライサーによる掘削で得た短縮のほとんどないコアの観察結果を基に泥炭層の層厚を補正した。

前浜堆積物の層厚は 140~180 cm で、現在の石巻における潮位差（最大約 1.5 m）とおおよそ一致する。前浜堆積物の上限高度の分布は地形面とほぼ調和的で、最も高い SR-1 の標高 1.75 m から東へ高度を下げ、SR-4 で標高 1.12 m、SR-8 で標高 -0.07 m、SR-10 で標高 -0.55 m と最も低くなる。更に東方へは SR-13 で標高 -0.16 m と SR-10 よりも若干高度が高くなることも地形面の傾向と同じである。SR-1 と SR-10 との間の高度差は 2.16 m になる。前浜堆積物の下限高

度の分布もほぼ同じ傾向で、東から SR-1 : 0.07 m、SR-4 : -0.5 m、SR-8 : -1.82 m、SR-10 : -2.3 m、SR-13 : -1.67 m で、SR-1 で最も高く、SR-10 で最も低い。両地点の高度差は 2.37 m になる。すなわち前浜堆積物の上限を指標とした場合と下限を指標とした場合とで 0.2 m 程度の差を生じた。これは局所的な侵食などの影響や、認定の誤差によるものと考えられる。現時点では両者の値のうち、どちらがより正確であるか判断することはできないが、石巻平野の東西で前浜堆積物に少なくとも 2 m 以上の高度差があることは確実である。

前浜堆積物とその下位の上部外浜堆積物について、各コアで得られた年代を見ると、地層の上下で逆転しているものが多く見られる。砂層中の腐植物や炭質物は、その産状からみて、いずれも前浜や上部外浜の環境において二次的に堆積したものであり、砂層堆積後に上位から混入した根茎ではない。したがって実際の砂層の堆積年代よりも新しい試料は含まれておらず、上下の年代の逆転は古い植物片や炭質物が再堆積したためと考えられる。このことから、砂層中の試料のうち、より若い年代を示すものが、より実際の堆積年代に近いと判断される。SR-1 の場合、深度 308~318 cm での年代（3440~3260 cal BP）を採用し、前浜堆積物は 3300 cal BP 頃以降に堆積したと考えられる。また、これを覆う泥炭層下部の年代（2930~2760 cal BP）からみて、SR-1 における前浜堆積物の年代は 3300~3000 cal BP の間に限定できる。このほか SR-4 や SR-13 では全体的に古い年代であるが、SR-8 では深度 245~255 cm の 3160~2890 cal BP、SR-10 では深度 330~340 cm の 3340~3070 cal BP が採用できる。これらの結果から、SR 測線沿いの浜堤はおよそ 3300~3000 年前頃に形成され、離水年代は 3000 年前頃と推定される。

7. 伏在断層による地表変形の検討

本調査では、空中写真判読で石巻平野内での断層変位地形の検出を試みたが、断層崖や撓曲崖は読み取れなかった。このことから、完新世において旭山撓曲周辺では、平野の微地形に表現されるような明瞭な地表断層を伴う断層活動は生じなかったと考えられる。しかし、2003 年の地震のような広域な変動が生じていた可能性は十分にありうる。

ジオスライサー掘削により検出された前浜堆積物の高度と年代の測定結果からは、以下のことが明らかになった。石巻平野を東西に延びる浜堤列のうち、海岸から約 3 km 内陸の浜堤は 3000 年前頃に離水している。この浜堤における前浜堆積物の上限高度および下限高度は、旭山丘陵に近い西で高く、東へ低くなり、高度差は 2 m 以上におよぶ。この傾向は 2003 年宮城県北部地震に伴う地殻上下変動の傾向（第 9 図）とよく似ている。したがって過去にも同様の変動が生じ、前浜堆積物の分布に高度差をもたら

した可能性がある。仮にこの変位がすべて地下の伏在断層の運動に起因するものとする、過去約3000年間の累積で2m以上の上下変動が生じたことになる。

しかし、石井ほか(1982)によれば石巻平野の沖積層の層厚分布は定川周辺で最も厚く、前浜堆積物の高度が最も低い位置とおおよそ一致する(第9図)。すなわち沖積層の圧密による不等沈下の影響も考慮する必要があり、断層運動による実際の変位量は本研究で推定した値よりも小さくなる可能性がある。今後は不等沈下の評価を行い、より正確な変位量を見積もらなければならない。また、断層活動がこれまで2003年の地震のような小さな変位をくり返し生じてきたのか、あるいは過去により大きい変位をもたらす活動があったのかは現時点では不明である。今後、3000年前頃の浜堤だけでなく、石巻平野全体でさらに詳しく前浜堆積物の高度と年代を調査する必要がある。

また本研究では、旧汀線指標として前浜堆積物を用いる手法の有効性をある程度証明できたが、より精度良く高度を決めるためには、海岸地形と堆積過程との関係などを考慮しながら、前浜堆積物の上限と下限との精度の違いなどを検討することも必要である。

謝辞 東松島市役所および石巻市役所の関係部署の方々からは、調査遂行に当たり様々な便宜を図っていただいた。また、掘削調査用地の地権者の方々からは研究の趣旨を理解していただき、土地使用について快くご許可いただいた。東北大学の石山達也博士からは現地において有益な意見をいただいた。ジオスライサー調査において、復建調査設計株式会社池田哲哉氏、杉山光正氏には現地での様々な作業にご尽力いただいた。記して謝意を表します。

文 献

- Awata, Y., Toda, S., Kaneda, H., Azuma, T., Horikawa, H., Shishikura, M. and Echigo, T. (2008) Coastal deformation associated with the 2007 Noto Hanto earthquake, central Japan, estimated from uplifted and subsided intertidal organisms, *Earth Planets Space*, 60, 1059-1062.
- 橋本修一・鳥越祐司(1997) 宮城県石巻平野西縁部の旭山撓曲の活動性. 日本地質学会講演要旨, vol. 104, 369.
- 石井武政・柳沢幸夫・山口昇一・寒川 旭・松野久也(1982) 松島地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 121p.
- Kato, N., Sato, H., Imaizumi, T., Ikeda, Y., Okada, S., Kagohara, K., Kawanaka, T. and Kasahara, K. (2004) Seismic reflection profiling across the source fault of the 2003 Northern Miyagi earthquake (Mj 6.4), NE Japan: basin inversion of Miocene back-arc rift. *Earth Planets Space*, 56, 1369-1374.
- 増田富士雄・藤原 治・酒井哲弥・荒谷 忠(2001) 房総半島九十九里浜平野の海浜堆積物から求めた過去6000年間の相対的海水準変動と地震隆起. *地学雑誌*, 110, 650-664.
- 中田 高・島崎邦彦(1997) 活断層研究のための地層抜き取り装置 (Geo-slicer). *地学雑誌*, 106, 59-69.
- 中田 高・今泉俊文(2002) 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会, 60p.
- Nishimura, T., Imakiire, T., Yurai, H., Ozawa, T., Murakami, M. and Kaidzu, M. (2003) A preliminary fault model of the 2003 July 26, M6.4 northern Miyagi earthquake, northeastern Japan, estimated from joint inversion of GPS, leveling, and InSAR data. *Earth Planets Space*, 55, 751-757.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Ramsey, C.B., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J., and Weyhenmeyer, C.E. (2004) IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, 46, 1029-1058.
- Sawai, Y., Satake, K., Kamataki, T., Nasu, H., Shishikura, M., Atwater, B.F., Horton, B.P., Kelsey, H.M., Nagumo, T. and Yamaguchi, M. (2004) Transient uplift after a 17th-century earthquake along the Kuril subduction zone. *Science* 306, 1918-1920.
- 宍倉正展・澤井祐紀・岡村行信・小松原純子・Than Tin Aung・石山達也・藤原 治・藤野滋弘(2007) 石巻平野における津波堆積物の分布と年代. 活断層・古地震研究報告, No. 7, p. 31-46.
- Shishikura, M., Echigo, T. and Namegaya, Y. (2009) Evidence for coseismic and aseismic uplift in the last 1000 years in the focal area of a shallow thrust earthquake on the Noto Peninsula, west-central Japan. *Geophysical Research Letters*, 36, L02307, doi:10.1029/2008GL036252.
- 堆積学研究会・編(1998) 堆積学辞典. 朝倉書店, 470p.
- 山田一郎・庄子貞雄(1981) 宮城県に分布する新期の灰白色火山灰層について. *日本土壌科学雑誌*, 52, 155-158.
- Yurai, H., Ozawa, T., Nishimura, T., Tobita, M. and Imakiire, T. (2003) Crustal deformation associated

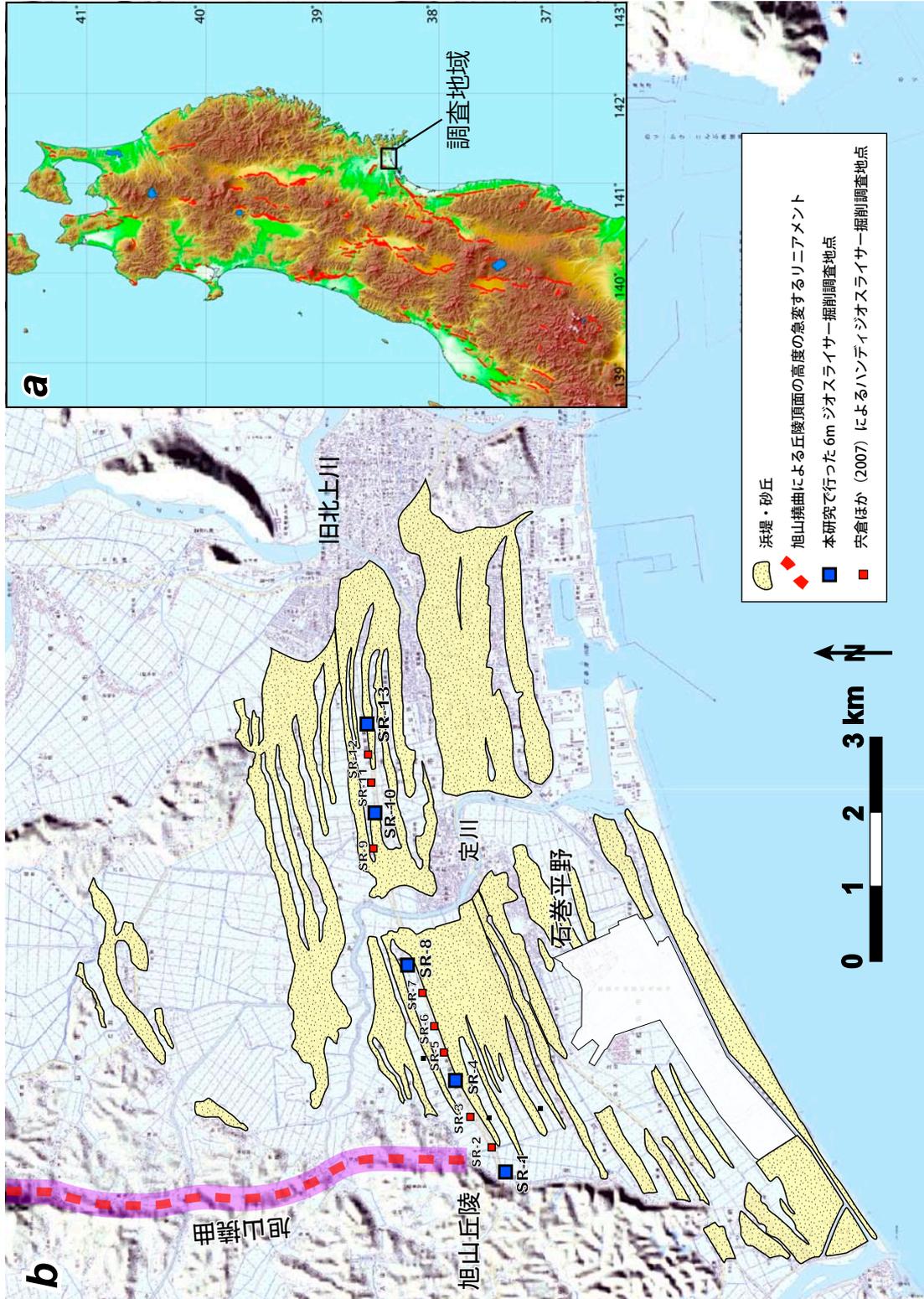
with the northern Miyagi earthquake detected by RADARSAT-1 and ENVISAT SAR interferometry. Earth Planets Space, 56, 103-107.

吉岡敏和・石山達也・宮下由香里・堀川晴央 (2003)
2003年7月26日宮城県北部の地震の緊急調査.
地質ニュース. 589, 11-15.

(受付: 2008年8月20日, 受理: 2008年11月17日)

第1表. ^{14}C 年代測定結果.
Table 1. ^{14}C ages from study sites.

コア名	深度 (cm)	サンプルの種類	年代値 (^{14}C yBP)	較正年代値 (cal BP)	Lab no. (Beta-)
SR-1	31-32	charred material	2230±40	2340-2140	241036
	34-35	charred material	2150±40	2310-2230 (31.3%) 2200-2010 (68.7%)	241037
	57-59	seed	2470±40	2730-2360	241038
	62-64	seed	2460±40	2720-2360	241039
	80-85	seed	2690±40	2860-2750	241040
	90-100	seed	2740±40	2930-2760	241041
	220	seed (walnut)	3560±40	3970-3810 (75.9%) 3800-3720 (24.1%)	241042
	308-313	seed & leaf	3130±40	3440-3260	241043
	410	seed & leaf	3180±40	3470-3350	241044
	470-490	shell	3490±40	3450-3310	241045
SR-4	125-135	seed & leaf	5620±40	6480-6310	241046
	230-240	seed	4060±40	4800-4760 (10.7%) 4690-4680 (2.4%) 4640-4430 (86.9%)	241047
	350-370	charred material	3970±40	4520-4300	241048
SR-8	140-160	charred material	3280±40	3600-3410	241049
	245-255	seed (walnut)	2890±40	3160-2920 (97.1%) 2900-2890 (2.9%)	241050
	355-370	seed	4000±40	4780-4770 (0.5%) 4580-4410 (98.7%) 4370-4360 (0.8%)	241051
SR-10	110-130	seed & charred material	3110±40	3400-3250	241052
	330-340	charred material	3010±40	3340-3070	241053
SR-13	115-135	seed (walnut)	3630±40	4080-4030 (14.9%) 4010-3840 (85.1%)	241054
	230-250	charred material	41680±740	invalid	241055



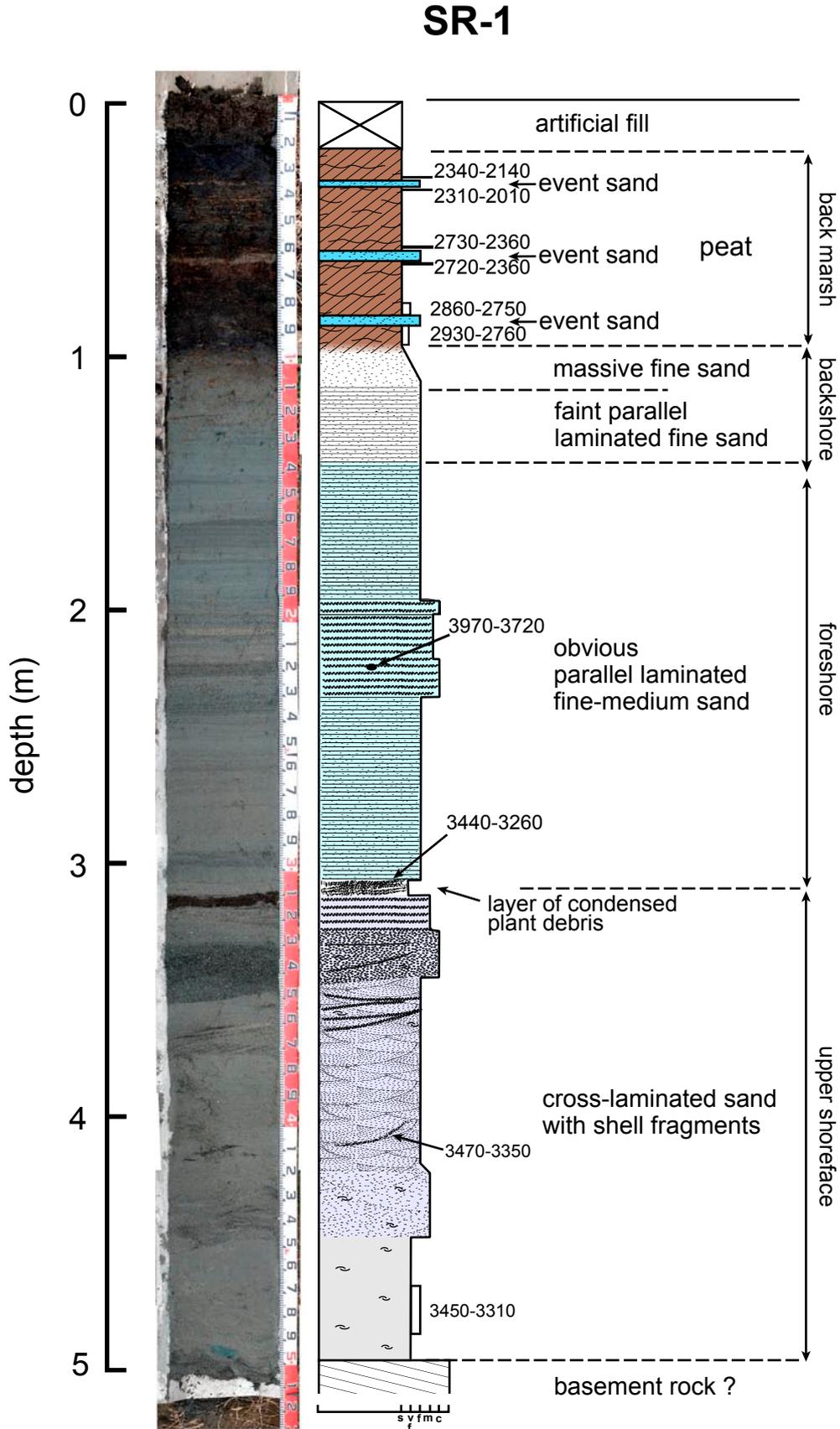
第1図. 調査地域の地形と掘削地点の位置. a: 東北日本の地形陰影と活断層 (赤実線) の分布. 活断層トレースは中田・今泉 (2002) に基づく. b: 石巻平野の地形分類図. 基図は国土地理院発行2万5千分の1地形図「石巻」[「渡波」[「渡波」[「小野」]を使用.

Fig. 1. Topography of survey area and location of coring sites. a: Topographic relief and active faults (red line) in northeastern Japan. Trace of active faults is after Nakata and Imaizumi (2002). b: Geomorphic classification map of the Ishinomaki Plain, using 1/25,000 scale topographic map of Watanoha, Ishinomaki, Hirobuchi and Ono.

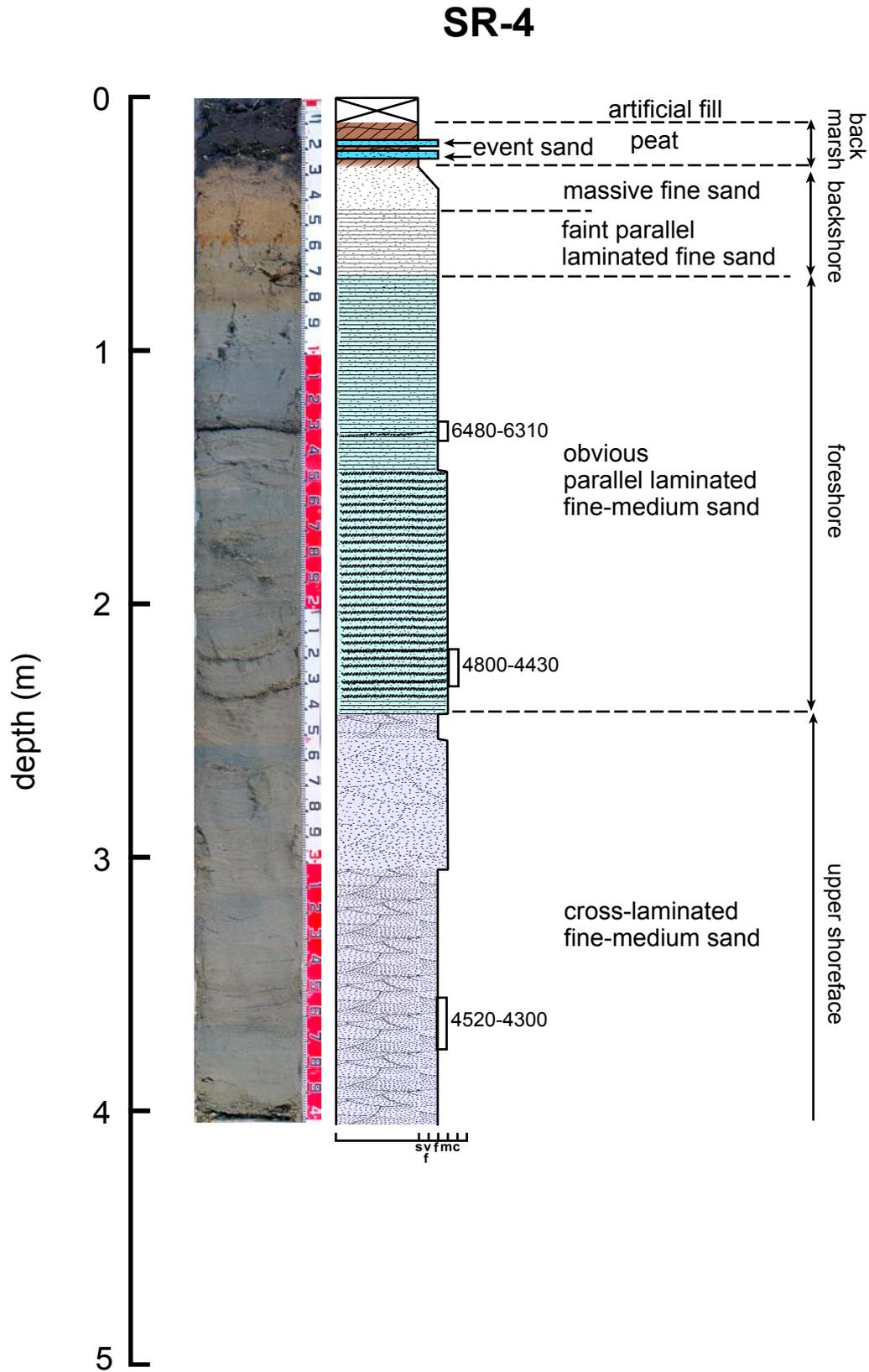


第2図. ジオスライサー調査の様子. 写真上: ジオスライサー掘削作業の様子.
写真下: ジオスライサー掘削で採取されたコア.

Fig. 2. Working scene using the Long Geo-Slicer.

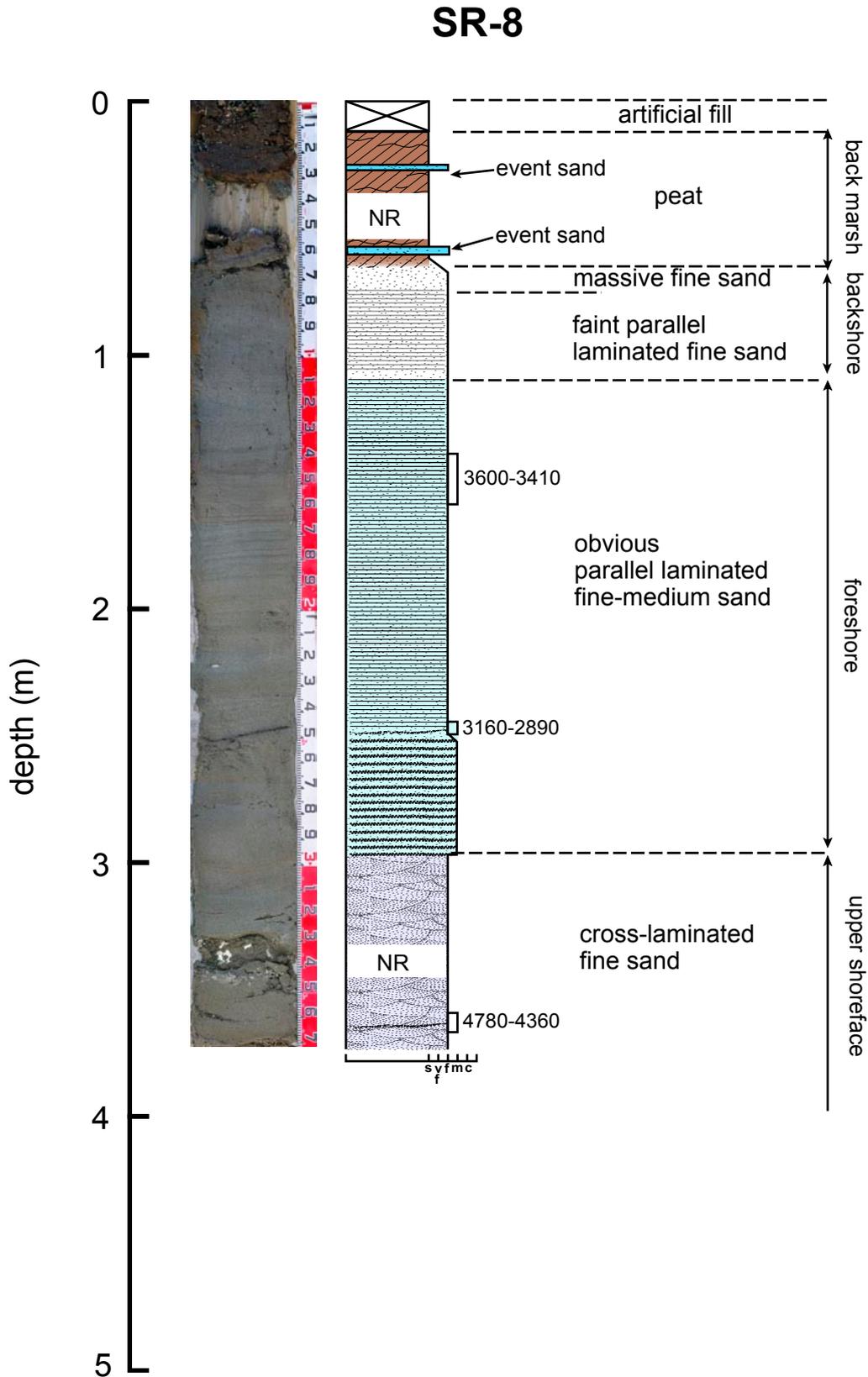


第3図. SR-1 コアの柱状図と写真. 柱状図横の数字は較正 ¹⁴C 年代値 (cal BP).
 Fig. 3. Columnar section and photo of Core SR-1. Numerals on right side of column are calibrated ¹⁴C age (cal BP).

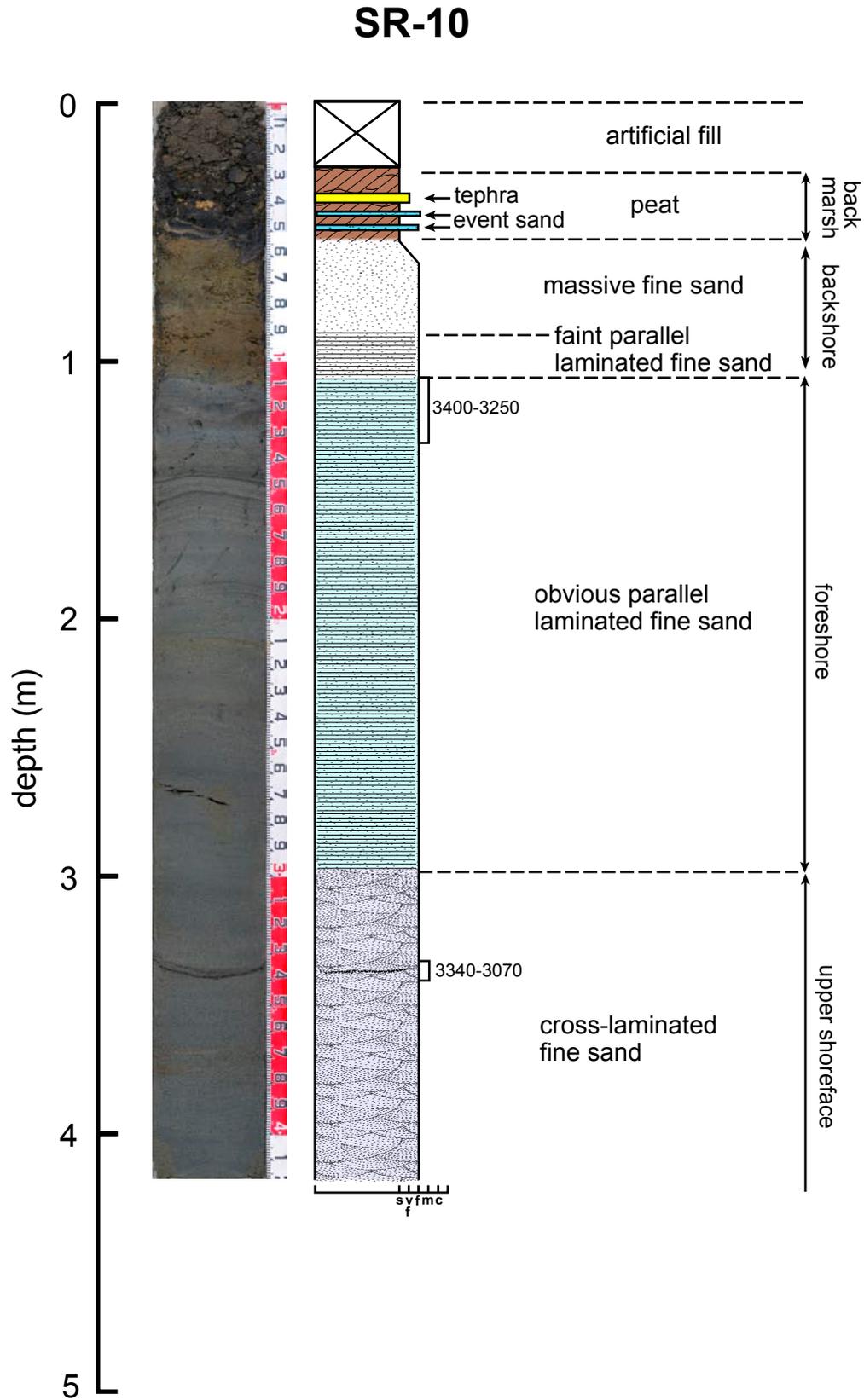


第4図. SR-4 コアの柱状図と写真. 柱状図横の数字は較正 ^{14}C 年代値 (cal BP).

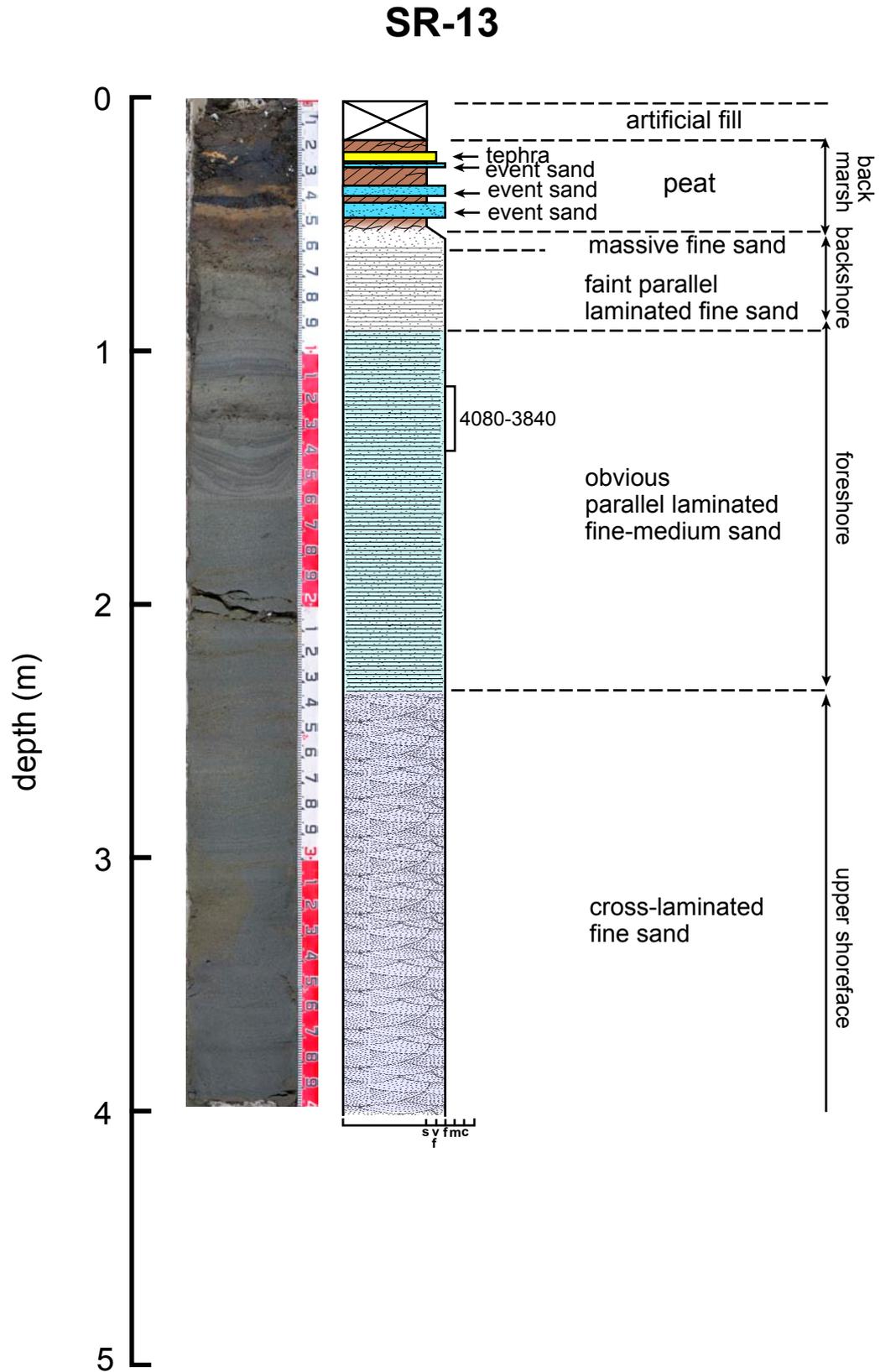
Fig. 4. Columnar section and photo of Core SR-4. Numerals on right side of column are calibrated ^{14}C age (cal BP).



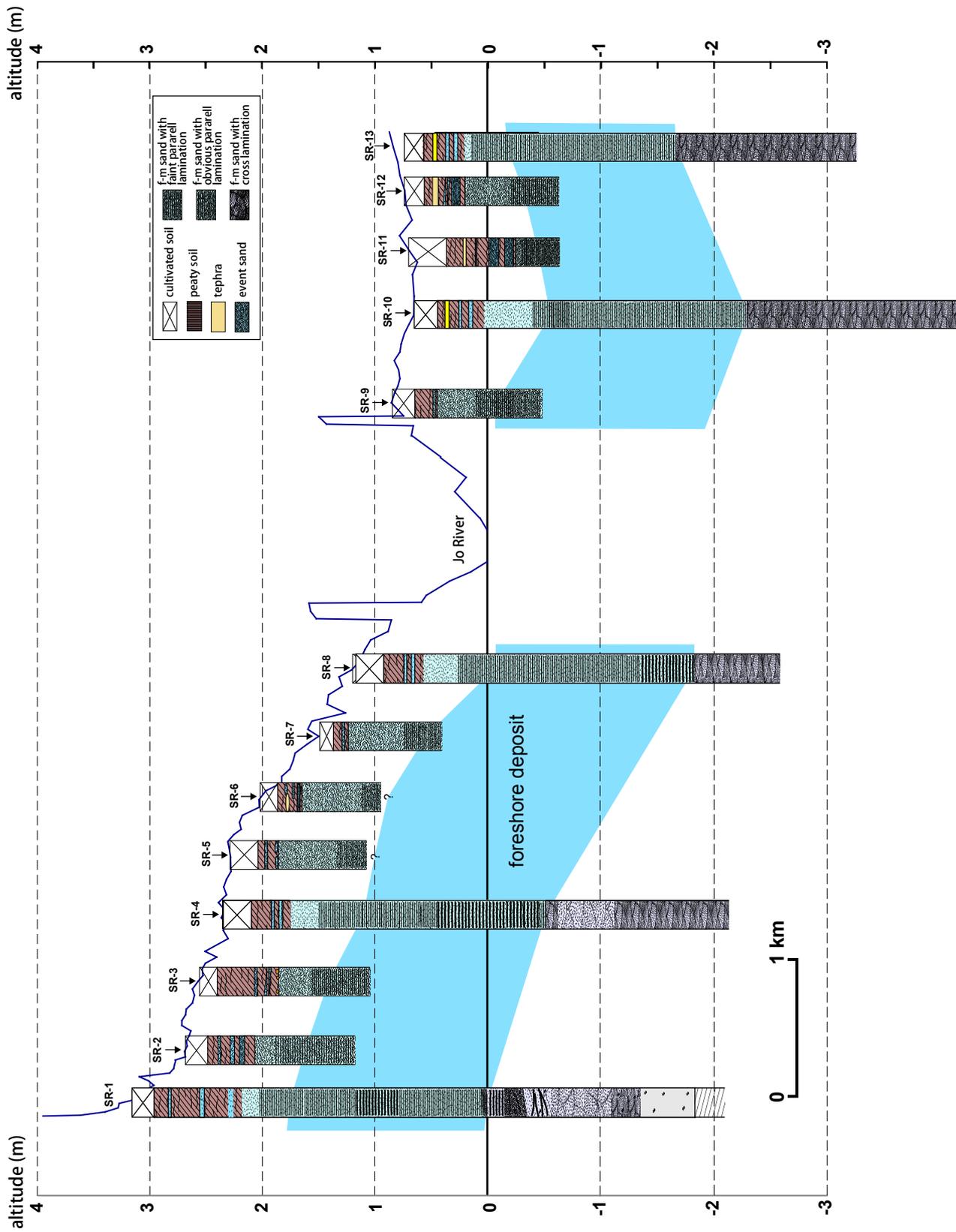
第5図. SR-8 コアの柱状図と写真. 柱状図横の数字は較正 ^{14}C 年代値 (cal BP).
 Fig. 5. Columnar section and photo of Core SR-8. Numerals on right side of column are calibrated ^{14}C age (cal BP).



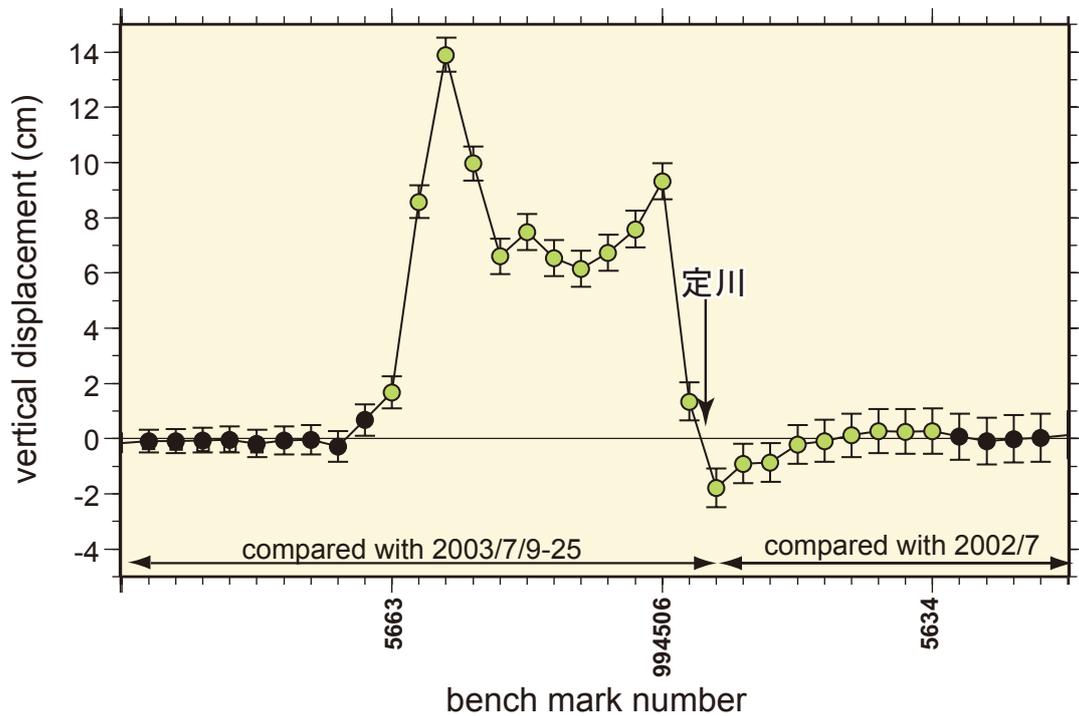
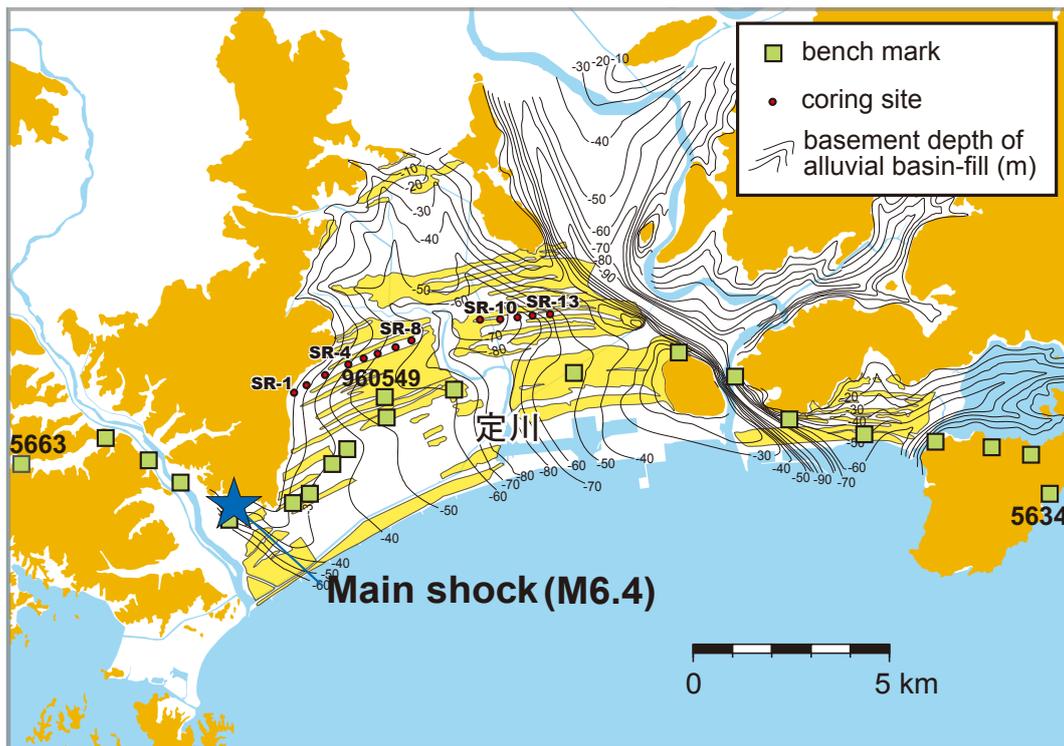
第 6 図. SR-10 コアの柱状図と写真. 柱状図横の数字は較正 ¹⁴C 年代値 (cal BP).
 Fig. 6. Columnar section and photo of Core SR-10. Numerals on right side of column are calibrated ¹⁴C age (cal BP).



第7図. SR-13 コアの柱状図と写真. 柱状図横の数字は較正 ^{14}C 年代値 (cal BP).
 Fig. 7. Columnar section and photo of Core SR-13. Numerals on right side of column are calibrated ^{14}C age (cal BP).



第 8 図. SR 測線における地質柱状図と地形プロファイル. SR-2, 3, 5, 6, 7, 9, 11, 12, 13 の柱状図は共倉ほか (2007) による.
 Fig. 8. Columnar sections and topographic profile along the Line SR. Columnar sections of SR-2, 3, 5, 6, 7, 9, 11, 12 and 13 are after Shishikura *et al.* (2007).



第9図. 国土地理院による一等水準点の位置と沖積層基底深度の分布(上)および2003年宮城県北部地震前後の水準点変動(下). 水準点変動は Nishimura *et al.*, (2003), 沖積層基底深度は石井ほか (1982) に基づく.

Fig. 9. Location of bench marks and basement depth of alluvial basin-fill deposit (upper column). Re-leveling results between before and after the 2003 Northern Miyagi Earthquake conducted by Geographical Survey Institute (lower column). Arranged from Nishimura *et al.* (2003) and Ishi *et al.* (1982).