

イベント堆積物を用いた千島海溝沿岸域における  
先史～歴史津波の遡上規模の評価  
- 十勝海岸地域の調査結果と根釧海岸地域との広域比較 -

Evaluation of tsunami inundation limits from distribution of event deposits  
along the Kuril subduction zone, eastern Hokkaido:  
comparison of the Tokachi and Nemuro-Kushiro coasts

七山 太<sup>1</sup>・重野聖之<sup>2</sup>・三浦健一郎<sup>3</sup>・牧野彰人<sup>4</sup>  
古川竜太<sup>5</sup>・佐竹健治<sup>6</sup>・斎藤健一<sup>7</sup>・嵯峨山 積<sup>8</sup>・中川 充<sup>9</sup>

Futoshi Nanayama<sup>1</sup>, Kiyoyuki Shigeno<sup>2</sup>, Kenichiro Miura<sup>3</sup>, Akito Makino<sup>4</sup>, Ryuta Furukawa<sup>5</sup>,  
Kenji Satake<sup>6</sup>, Ken-ichi Saito<sup>7</sup>, Tsumoru Sagayama<sup>8</sup> and Mitsuru Nakagawa<sup>9</sup>

<sup>1,6</sup>活断層研究センター (Active Fault Research Center, GSJ/AIST, nanayama-f@aist.go.jp, kenji.satake@aist.go.jp)

<sup>2,4</sup>明治コンサルタント株式会社 (Meiji Consultant Co., Ltd., shigeno-k@meicon.co.jp, XLT02402@nifty.ne.jp)

<sup>3</sup>元活断層研究センター-NEDO 養成技術者, 現所属: 基礎地盤コンサルタンツ株式会社 (Former NEDO fellow at Active Fault Research Center, GSJ/AIST, present affiliation: Kiso-jiban Consultant Co., Ltd., miura.kenichiro@kiso.co.jp)

<sup>5</sup>地球科学情報研究部門 (Institute of Geoscience, GSJ/AIST, furukawa-r@aist.go.jp)

<sup>7</sup>筑波大学大学院地球科学研究科 (Tsukuba University, saiken@erc2.suiri.tsukuba.ac.jp)

<sup>8</sup>北海道立地質研究所 (Geological Survey of Hokkaido, tsaga@gsh-marine.pref.hokkaido.jp)

<sup>9</sup>北海道地質調査連携研究体 (Hokkaido Branch, GSJ/AIST, nakagawa.gsj@aist.go.jp)

**Abstract:** Fifteen sand layers identified in peat on the Pacific coast of Hokkaido have been interpreted as tsunami deposits (named Ts1 through Ts15 from young to old) from earthquakes along the Kuril subduction zone. Here we report deposits from three additional sites on the Tokachi coast: Tokachibuto, Lake Chobushi-ko, and Lake Oikamanai-numa. Two sand layers were correlated to Ts3 (17th century) and Ts4 (ca. 13th century) tsunami deposits based on key tephra layers, and their maximum inland extents were measured. At these sites, we could not find Ts1, formed by either the 1952 Tokachi-oki ( $M_t$  8.2) or 1960 Chilean tsunami ( $M_t$  9.4), and Ts2, by the 1843 Tokachi-oki tsunami ( $M_t$  8.0). Compilation of inundation distances of Ts1 through Ts4 events along the Tokachi to Kushiro-Nemuro coasts indicates that the Ts3 and Ts4 events caused longer inundation than the Ts1 and Ts2 events, and the Ts3 distance is longer than Ts4 in the west, while opposite in the east. These suggest that earthquakes which caused Ts3 and Ts4 deposits were larger in size than those for Ts1 and Ts2, and the tsunami source of Ts3 was located west of the Ts4 source.

キーワード: 津波, イベント堆積物, 津波の遡上規模, 千島海溝, 北海道東部, 十勝海岸地域

**Keywords:** tsunami, event deposit, inundation limit, Kuril subduction zone, eastern Hokkaido, Tokachi coast

## 1. はじめに

北海道東部, 千島海溝に沿った太平洋沿岸地域には, 縄文海進以降に生じた湿原や海跡湖が多数存在する(磯部ほか, 1999; 第1図). これらは人工改変を受けていないものが多く, 3,000年以上にわたって堆積した泥炭層がほぼ手つかずのまま保存されている. 一方, 千島海溝沿いは本邦屈指の地震多発地帯であり, 頻繁に津波被害を被ってきた. この地域では, 津波が陸域に残した痕跡と考えられる海成砂層(以下, イベント堆積物と呼ぶ)に着目した研究が

近年行われている(七山・重野, 1998; 七山・重野, 1999; 七山ほか, 2000, 2001a, 2001b, 2001c, 2002; 西村ほか, 2000; 平川ほか, 2000a, 2000b; 平川・原口, 2001).

これら18世紀以前の地震津波の史料が存在しない北海道東部, 太平洋沿岸域において, 歴史～先史津波履歴解明を目的とした調査を過去5年間にわたって行ってきた. その結果, 根室南部沼地域および霧多布湿原地域の泥炭中に15層のイベント堆積物を記載し, その年代値から約400～500年間隔で巨大津波が来襲した可能性を示唆した(七山ほか, 2002).

さらに、このうち現在も保存状態の良好な 13 世紀以降に生じた 4 層のイベント堆積物、即ち Ts1: 20 世紀, Ts2: 19 世紀, Ts3: 17 世紀, Ts4: およそ 13 世紀の各イベント堆積物を広域テフラに基づいて追跡し、千島海溝沿岸域に來襲した津波の遡上範囲を相対的に評価することを試みた。既にこの調査結果のうち根室市南部沼地域、根室市長節(ちょうぼし)湖地域、浜中町霧多布湿原地域、厚岸町床潭沼地域、白糠町と音別町にまたがる馬主来(ばしゅくる)沼周辺、キナシベツ湿原地域および豊頃町湧洞沼地域のデータを既に公表した(七山ほか, 2000, 2001c; 第 1 図)。しかし、十勝海岸地域のデータは十分とは言い難い。

十勝海岸地域における津波堆積物の記載は、七山・重野(1999)、七山ほか(2001c)による報告以外にも、平川ほか(2000a, b)および平川・原口(2001)が知られている。特に、平川ほか(2000b)による海成段丘面上の津波堆積物の記載や地形学的な考察は、特筆すべきものである。但し、これら一連の平川論文では、イベント堆積物そのものに関する記述、特にイベント堆積物が津波もしくは海成起源とする根拠の記載が十分になされているとは言い難い。

平成 13 年度には、七山ほか(2000)による研究手法に基づき、既存データとの比較検討可能なデータを収集することを目的として、新たに十勝海岸の 3 地域、即ち豊頃町～浦幌町十勝太地域、豊頃町十勝長節(ちょうぶし)湖地域、および大樹町生花苗(おいかまない)沼地域において調査を実施した。また併せて、平成 12 年度に調査を行った大樹町～豊頃町湧洞沼地域の補備調査を実施した(第 1 図)。今回調査を行った地域については、各種分析の結果に基づき、海成起源の砂粒子が泥炭層に挟まれる層準のみをイベント堆積物として厳密に認識した。

今回は既存の調査結果を総括し、道東太平洋沿岸の広域対比に基づく津波の遡上規模の評価を試みた。なお、本研究に関わる根室～十勝海岸地域の未公表データは、平成 15 年度に刊行予定の津波災害予測図と活断層・古地震研究報告 No. 3 において公表予定である。

## 2. 研究手法

今回の調査は、七山ほか(2000)を参照して実施した。

1) 現地調査: 各調査地域において、海岸線から直交する方向に調査測線を引き、一定区間ごとに pp 法(重野ほか, 1999)もしくは機械ボーリングによりシンウォールサンプラーを地中に押し込む方法で、定方位試料採取を実施した。さらにイベント堆積物の陸側分布限界付近では、検土杖で堆積物の有無を確認し、国土地理院の 1: 25,000 地形図を基図として、分布範囲の正確なマッピングを行った。

2) コア記載: コア記載は、津波堆積物の色調、

粒度、堆積構造、古流向、荷重による変形構造、広域テフラの特徴などを cm オーダーで記載した。また、実体鏡での観察および作成したスミアスライドの観察によって、碎屑粒子、火山灰組成および海生生物(海綿の骨針、珪藻および有孔虫)遺骸の記載を行った。

3) 剥ぎ取り試料の作成・記載: 剥ぎ取り試料を作成することにより、イベント堆積物の堆積構造、変形構造、粒度、浸食面がより明確となる。剥ぎ取り試料の記載は、各調査地で採取されたコアを対象に行った。

## 3. 十勝地域の史料と被災履歴

十勝地域の史料は慶長年間(1596～1615年)の松前藩によるトカチ場所の設置、1666年(寛文6年)のピロウ場所の設置以降に限られる。先史時代の道東地域に主に居住していたのはアイヌ人であるが、史料は残されていない。

1804年(文化元年)には厚岸町に国泰寺が建立され、それ以降「日鑑記」が記されており、道東の歴史が刻まれることとなった(高橋・佐藤, 1982)。但し、1843年(天保14年3月26日)十勝沖地震津波による白糠以西の被災は、日鑑記以外の史料にも記録されていない(羽鳥, 1984)。

1883年(明治16年)に、依田勉三率いる晩成社が十勝に本格的に入植し、和人の定住地となった。19世紀以降、十勝海岸地域の地震津波災害は、大きく2つ知られている。1つは1952年(昭和27年)3月4日の十勝沖地震津波( $M_t$  8.2)であり、特に震度6の強震動により、多数の死傷者と建造物の倒壊などの被害が生じた。この際、浦幌町厚内地区において小規模な津波浸水があったことが報告されている。もう1つは1960年(昭和35年)5月24日のチリ地震津波( $M_t$  9.4)であり、広尾町の十勝港と浦幌町厚内地区および十勝太地域、豊頃町十勝大津地域において、津波浸水被害を被ったことが知られている。

## 4. 調査地域各説

十勝海岸地域の地形は、酸素同位体ステージ 5, 7, 9 の各ステージの海成段丘、海跡湖および海跡湖起源の沿岸湿原、十勝川や歴舟川流域の沖積低地に区分される(磯部ほか, 1999; 中村・平川, 2001)。

平成 13 年度には、既述のように、豊頃町～浦幌町十勝太地域、豊頃町十勝長節湖地域、大樹町～豊頃町湧洞沼地域、および大樹町生花苗沼地域において調査を実施した(第 1 図)。

### 4.1 十勝太地域

十勝太はかつて十勝川本流であった浦幌十勝川とかつての大津川と呼ばれていた十勝川の両河川河口部に開けた沖積低地であり、海岸砂丘を隔てて太平

洋に面している(浦幌町百年史編さん委員会,1999)。現在,本地域の沖積低地と太平洋は,幅 300m,標高約 4.7m の浜堤によって境され,高潮時や台風時の高波がこの砂丘を乗り越えて沖積低地帯に流入することは,知られていない(住民の証言)。

この十勝太地域において,1952 年十勝沖地震津波の来襲時には,最大波高 1.5m が記録された(十勝沖地震調査委員会,1954)。一方,1960 年チリ地震津波来襲の時には,海水が十勝川の河口砂州を乗り越え,十勝太市街を約 200m,大津市街を 700m 遡上し,最大波高は 4m に達した(気象庁,1961)。

十勝太地域においては,トイトッキ浜の現汀線から浜堤を越え,沖積低地に達する Tkb 測線を設定し,pp 法試料を 4 地点において,ボーリング試料を 1 地点において採取した(第 2 図)。

#### 4.2 十勝長節湖地域

豊頃町の十勝長節湖は,幅約 1.8km,奥行きは最大約 1.5km の汽水湖である。現在,長節湖と太平洋は標高約 5~6m の砂州(長節浜)によって境されるが,湖の南西端に開口部があり,年数回,湖水面の上昇時期に開口することが知られている(住民の証言)。

本地域においては,1952 年十勝沖地震津波の際,長節浜において地震による亀裂が確認されたが,津波の湖への進入は記録されていない(十勝沖地震調査委員会,1954)。1960 年チリ地震津波の際の被害報告はない。

十勝長節湖地域においては,現汀線から沿岸砂州を越え,湖岸湿原および沖積低地を通る Ch 測線とこれから分岐する補助測線を設定し,pp 法試料を 5 地点において,ボーリング試料を 1 地点において採取した(第 3 図)。

#### 4.3 湧洞沼地域

湧洞沼は,幅約 4km,奥行きは最大約 2km の汽水湖である。湧洞沼と太平洋は標高約 5~6m の砂州(湧洞浜)によって境されるが,沼の南西端にある潮流口で繋がっており,沼には海水が常時流入する(高山,1984)。

湧洞沼付近における 1843 年十勝沖地震津波の歴史記録は知られていない。1952 年十勝沖地震津波では,湧洞浜で地震による亀裂が確認されたが,津波の沼への進入はなかったとされている。1960 年チリ地震津波の際の被害報告はない。

本地域においては,津波の流入が最も容易と推定される潮流口付近の汀線を起点として,大樹町菅生花牧場の農道沿い湖岸湿原に Y 測線を設定し,その測線上で pp 法とジオスライサーによる定方位試料の採取を行った(第 4 図)。この成果は既に報告した(七山ほか,2001c)。

今年度は湧洞沼の北～北西部において検土杖を用いた補備調査を実施した(第 4 図)。

#### 4.4 生花苗沼地域

生花苗沼は,幅約 1.7km,奥行きは最大約 1.9 km の湖である(高山,1984)。沼の平均水深は 1m 前後であり,水深 3.6m の最深部は開口部付近に存在する。

現在,生花苗沼と太平洋は標高約 5~6m の沿岸砂州によって境されるが,沼は年数回海岸砂州を切って開口し,再び漂砂によって流出口が塞がれる(中尾,1990)。また,沼の開口部が海と連絡する時は海水が沼内に流入するほか,高潮時や台風時にも,砂州を越えて海水が流入するため,沼は年間を通じて汽水化している(高山,1984)。

1952 年十勝沖地震津波の際には,生花苗沼漁場において最大 3m の津波の来襲が記録されている(十勝沖地震調査委員会,1954)。1960 年チリ地震津波の際の被害報告は知られていない。

生花苗沼地域においては,現汀線から沿岸砂州を越え,湖岸湿原および沖積低地を通る Oi 測線を設定し,pp 法試料を 5 地点において,またボーリング試料を 1 地点において採取した(第 5 図)。

### 5. 調査結果

各調査地域のイベント堆積物の層序,層相および分布状況について以下に記載する。

#### 5.1 十勝太地域

##### (1) イベント堆積物の層序

十勝太地域では,一般に泥炭の発達が悪く,厚さ約 50cm 程しか認められない。しかし,Tkb-01 および Tkb-02 地点は埋積された浜堤間低地に位置し,これら地点では層厚約 1.7m の泥炭の存在が確認された。

Tkb-01 で採取したコアを詳細に解析した結果,地表下 10~40cm に 4 層のテフラが検出され,上位から Ko-c1(駒ヶ岳起源;1856 年),Ta-a(樽前山起源;1739 年),Ko-c2(駒ヶ岳起源;1694 年),Ta-b(樽前山起源;1667 年)に同定された。さらに地表下 40~80cm には B-Tm(白頭山起源;9 世紀頃),地表下 100~110cm には Ta-c2(樽前山起源;約 2,500 年前;Kelsey *et al.*,2002)が確認された。

これらの広域テフラを鍵層として,十勝太地域のイベント堆積物層序を総括すると,Ta-b と B-Tm との間に 2 層,B-Tm と Ta-c2 との間に 4 層,Ta-c2 下位に 3 層,合計 9 層のイベント堆積物が認識される(Fig. 6)。これらを,根釧海岸地域におけるイベント堆積物の層序(七山ほか,2002)と対照すると,Ta-b~B-Tm 間の 2 層は Ts3 と Ts4,B-Tm~Ta-c2 間の 4 層は Ts5~Ts8,Ta-c2 より下位の 3 層は Ts9~Ts11 に対比される。

##### (2) イベント堆積物の層相

この地域のイベント堆積物は淘汰良好な砂層からなり,明瞭な級化構造(しばしば複数回の級化構造)を示す。その基底部には浸食構造が認められ,偽礫

を伴う場合もある。砂層の層厚は 10cm 以下のものが多いが、Ts3 は他のものより厚く、最大 12.5cm の層厚を有する。また、現汀線に最も近い Tkb-01 地点においては、イベント堆積物中に極粗粒砂～細礫を多く含むのに対し、汀線から最も遠い Tkb-04 地点では細～中粒砂が主体となり、現汀線からの距離（以下、汀線距離と略記する）が増加するにつれて、総じて細粒薄層化する傾向が認められる（第 6 図）。

pp 法による堆積構造の検討の結果、Ts3 および Ts10 には、明瞭な上げ潮流によるデューン構造が観察された。また、Ts4、Ts5 および Ts9 において、海成砂層を覆うシルト層が認められた。これらは不淘汰で植物遺骸を多く伴う傾向があり、砂粒子沈殿後、暫く、泥分を多く含んだ濁水が滞留したと推測される。

実体鏡観察によると、イベント堆積物の砂粒子の円磨度は高く、その組成は石英、長石、重鉱物、雲母、黒色泥岩、砂岩、花崗岩、赤色チャート、緑色岩などからなり、現在の海浜（トイトッキ浜）の粒子組成と一致する。貝化石や有孔虫化石などの海生生物の遺骸は、一切観察されなかった。

スミアスライド観察の結果、泥炭からは淡水生の珪藻が少量検出された。一方、イベント堆積物中には海綿の骨針や海生種の珪藻遺骸(*Coscinodiscus* 属、*Thalassiosira* 属)の破片が観察されたが、同時に淡水生の珪藻遺骸も多数検出された。

### (3) イベント堆積物の分布状況

Tkb 測線上で各イベント堆積物の分布を調べた結果、Ts3 は汀線距離約 1,300m 地点まで、Ts4 は約 1,200m 地点まで分布することが確認された(第 6 図)。トイトッキ浜における流木の分布状況から、暴浪時においても、高波は浜堤を乗り越えられず、よって海成砂は沖積低地まで運搬され得ないと判断される。

## 5.2 十勝長節湖地域

### (1) イベント堆積物の層序

十勝長節湖北岸の湿原地域には、厚さ約 85cm の泥炭層が堆積していることが確認された。

Ch-01 地点におけるコア解析の結果、地表下 0～20cm に Ta-a、Ko-c2、Ta-b、さらに地表下 40cm において B-Tm が確認された。この Ta-b と B-Tm を鍵層として層序対比を行うことによって、Ta-b と B-Tm との間に 2 層、B-Tm の下位に 2 層のイベント堆積物が確認された (Fig. 6)。よって、Ta-b と B-Tm との間の 2 層は Ts3 および Ts4、B-Tm の下位の 2 層は Ts5 および Ts6? に対比されよう (第 7 図)。

### (2) イベント堆積物の層相

十勝長節湖のイベント堆積物は、細～中粒砂からなり、堆積構造もあまり明瞭ではない。陸側分布限界付近に位置する Ch-04 地点では、泥質分を多く含む極細粒砂からなる。その層厚は 8.5cm 以下であり、汀線距離と層厚の相関は明瞭ではない (第 7 図)。

実体鏡観察によると、イベント堆積物の砂粒子の円磨度は高く、その組成は石英、長石、重鉱物、雲

母、黒色泥岩、花崗岩、砂岩、赤色チャート、緑色岩などからなり、現在の海浜（長節浜）の粒子組成と一致する。海生生物遺骸は一切観察されなかった。

スミアスライド観察によると、泥炭や有機質シルトからは、主に淡水生の珪藻遺骸が産出するが、同時に汽水生種や海生種も多数検出された。これは十勝長節湖の環境が過去数千年にわたって現在と同様の汽水～淡水環境であったことを示唆する。一方、イベント堆積物中にも同様の珪藻遺骸が観察される。よって、両者の群集組成に概ね相違はないが、海綿の骨針や海生種の珪藻遺骸(*Coscinodiscus* 属、*Thalassiosira* 属)の破片は、イベント堆積物の方にやや多く観察される傾向がある。

### (3) イベント堆積物の分布状況

Ch 測線上において各イベント堆積物の分布を調べた結果、Ts3 は汀線距離約 3,600m 地点まで、Ts4 は約 3,000m 地点まで分布することが確認された(第 7 図)。また、湖の内側の砂州には少なくとも最近の越流によって生じたウオッシュオーバーファーンの痕跡は認められないことや、暴浪時において、高波が浜堤を乗り越えたという目撃証言がないことから、この種の波浪では、湿原地域まで砂が運搬されることはないと判断される。

## 5.3 湧洞沼地域

### (1) イベント堆積物の層序

平成 12 年度に実施した Y 測線での調査の結果、地表下約 10～30cm に Ta-a、Ko-c2、Ta-b が泥炭に挟まれて観察された。これらのテフラを鍵層として層序を対比すると、Ta-a の上位に 1 層、Ta-b の下位に 2 層のイベント堆積物が認定できる。これらは上位から、それぞれ Ts2、Ts3、Ts4 に相当すると考えられる (七山ほか、2000c)。

平成 13 年度には、湧洞沼北～北西岸の湿原地域、特に湧洞川流域において補備調査を行った。その結果、この地域において Ts3 および Ts4 の分布が確認された。

### (2) イベント堆積物の層相

この地域のイベント堆積物は、極粗粒砂から中粒砂への級化砂層もしくは級化砂層の累重からなる。その色調は調査地域を通じて褐灰～灰色である。

平成 13 年度に調査を行った湧洞川地域では、Ts3 の層厚は 10cm 以下である。汀線距離の増加に伴って、その粒径は小さくなり、内陸側の分布限界付近ではシルト層のレンズとなり尖滅する。これらの基底部分には明瞭な浸食面があり、下位の泥炭層を浸食する。

### (3) イベント堆積物の分布範囲

Y 測線においてイベント堆積物の分布を調べた結果、Ts3 は汀線距離約 1,050m 地点まで、Ts4 は約 950m 地点まで分布することが確認された。Ts2 は、ほぼ中間に位置する Sk-4 コアでしか確認できず(七山ほか、2001c)、分布の詳細は不明であるが、汀線距離が 783m 以上であることは確実であろう。

今回実施した湧洞川沿いの調査の結果、Ts3 の分布が 4,825m 地点まで遡れることを確認した。

一方、湧洞沼の湖内側の浜堤には越流によって生じたウォッシュオーバーファーンが多数認められることから、暴浪時には、高波は砂州を乗り越えたと判断される。しかし、住民の証言に基づけば、この種の波浪では、湿原地域まで砂が運搬されることはないと判断される。

#### 5.4 生花苗沼地域

##### (1) イベント堆積物の層序

生花苗地域においては、総じて泥炭の発達は不良であり、表層から深さ 86cm までしか泥炭の発達は認められない。

地表下 0～20cm に Ta-a, Ko-c2, Ta-b, Us-b (有珠山起源; 1663 年)、地表下 40cm に B-Tm が確認された。Us-b と B-Tm を鍵層としてイベント堆積物の対比を行った結果、両テフラの間に 2 層のイベント堆積物が確認された。これらは Ts3 および Ts4 に対比される(第 8 図)。

##### (2) イベント堆積物の層相

生花苗沼におけるイベント堆積物は、汀線からの距離に応じて明瞭に粒度変化を示す。海に最も近い Oi-01 地点に堆積したイベント堆積物は、粗粒砂～細礫～中礫の粗粒碎屑物からなり、粗粒砂から中礫への逆級化構造を示す。これは流体内でのバグノルド効果の影響を示唆する。イベント堆積物の基底は明瞭な浸食面を示す(第 8 図)。イベント堆積物を構成する礫は円礫～亜円礫であり、全般に円磨度が高い。礫種は泥岩、赤色チャート、緑色岩が多い。礫の円磨度、礫種とも、現海岸に分布する礫に酷似する。

Oi-02 地点においては、極細粒～細粒砂からなり、一部逆級化構造が認められる。基底の浸食面は明瞭であり、泥炭の同時偽礫を伴っている。さらに、汀線から最も遠方に位置する Oi-05 地点のイベント堆積物は、泥質分を多く含む極細粒砂からなる。

実体鏡観察によると、イベント堆積物の砂粒子の円磨度は高く、その組成は石英、長石、重鉱物、雲母、黒色泥岩、花崗岩、砂岩、赤色チャート、緑色岩などからなり、現在の海浜の粒子組成と一致する。海生の生物遺骸は一切観察されなかった。

スミアスライド観察によると、泥炭からは主に淡水生の珪藻遺骸を産出し、汽水生種や海生種も少量認められる。この事実は、生花苗沼の環境が過去数千年にわたって現在と同様の汽水～淡水環境であったことを示唆する。その一方で、イベント堆積物中にも珪藻の混在群集が認められた。両者の群集組成や量比には顕著な相違はない。

##### (3) イベント堆積物の分布範囲

Oi 測線上においてイベント堆積物の分布を調べた結果、Ts3 は汀線距離約 2,960m 地点まで、Ts4 は 690m 地点まで分布することが確認された(第 8 図)。

また、生花苗沼内側の砂州には、越流によって生

じたウォッシュオーバーファーンが多数認められることから、暴浪時には、高波は砂州を乗り越え、湖岸湿地付近(汀線より約 200m)まで到達し得ると判断される。但し、住民の証言によれば、この種の波浪では、湿原地域まで砂が運搬されることはないと考えられる。

## 6. 考察

### 6.1 根釧海岸地域のイベント層序との対比

今回の調査の結果、十勝太地域において 9 層、十勝長節湖地域において 6 層、生花苗沼地域において 2 層のイベント堆積物の存在が確認された。このうち各地域の上位 2 層は、既述のように Ta-b～B-Tm 間に夾在することから、根釧海岸地域の Ts3 および Ts4 に対比される。また、Ts3 直上に Us-b が発見されたことから、Ts3 イベントは 1663 年以前に限定される。

ところで、平川ほか(2000a)は、湧洞沼地域と生花苗地域の 2 地点において、6 層の津波堆積物を模式柱状図上に示しているが、今回の調査ではこれらを追認できなかった。平川ほか(2000b)の RT01 および TT01 と平川ほか(2000a)の“1611 年津波堆積物”は、Ts3 に対比される可能性が高い。

また既述のように、十勝太地域 Tkb-01 のイベント堆積物層序と根釧海岸地域の同堆積物層序(七山ほか, 2002)との比較から、B-Tm～Ta-c2 間の 4 層は Ts5～Ts8 に対比され、Ta-c2 より下位の 3 層は Ts9～Ts11 に対比される。

この事実は、根釧海岸地域で編纂された過去 3,500 年間の津波イベント層序が十勝海岸地域においても成立することを示している。

### 6.2 13 世紀以降の 4 層のイベント堆積物の分布範囲に基づく津波の遡上規模の評価

今回の調査の結果、七山ほか(2001a)による Ts1～Ts4 の 4 層のイベント堆積物は、広域テフラを用いることによって、道東太平洋沿岸の 27 地点以上において対比可能であることが明らかとなった。ここでは、本稿で報告した 3 ヶ所のデータを含めて、道東太平洋沿岸における各イベント堆積物の分布範囲に基づき、津波の遡上規模の比較を試みる(第 9 図)。

なお、イベント堆積物の分布範囲は、運搬される粒子の粒径や比重によって支配され、津波の遡上限界とは必ずしも一致しないことが津波被災地の調査から明らかになっている(七山ほか, 2000)。また、陸上の湿原環境で一度定置したイベント堆積物の一部は、その後の風雨によって削剥され、堆積時の分布状況をそのまま保存しているとは考えにくい。このような問題点を含んだミニマムな数字であるにしても、イベント堆積物の分布範囲は、先史時代の津波の遡上規模を議論する上で重要な指標となりうる(重野・七山, 2002)。

最上位の Ts1 は霧多布湿原にのみ認められ、20 世

紀に生じた 1952 年十勝沖地震津波 ( $M_t$  8.2) もしくは 1960 年のチリ地震津波 ( $M_t$  9.4) による痕跡と推定される (七山ほか, 2002) . Ts1 の最大汀線距離 (現汀線から, イベント堆積物が認められた最も内陸側地点までの距離) は, 約 1,600m である .

Ts2 は音別町馬主来沼 ~ 根室南部沼地域に広く分布し, 1843 年十勝沖地震津波 ( $M_t$  8.0) による痕跡と推定される (七山ほか, 2000; 西村ほか, 2000) . 最大汀線距離は, 馬主来沼地域で約 300m, 霧多布湿原地域で約 800m, 根室南部沼地域において 1,400m と, 総じて東方で増大する傾向が認められる . しかし十勝海岸地域における Ts2 の記載は, 湧洞沼地域の Y 側線の 1 地点のみ (Sk-4: 汀線距離 783m) に限られる (七山ほか, 2001c) . これは, 羽鳥 (1984) によって 1843 年の津波とほぼ同じ波源域をもつとされる 1952 年十勝沖地震津波の際, 十勝海岸地域では被害が比較的小規模であったことと整合的である .

Ts3 は 4 層のイベント堆積物の中では最も広範囲の分布を示し, 17 世紀に生じた巨大津波の痕跡と推定される (七山ほか, 2002) . この津波の波源域や地震の発生メカニズムはいまだに明確ではないが, 千島海溝で生じた “異常な” 巨大地震イベントであった可能性がある (Atwater *et al.*, 投稿準備中) .

Ts3 の最大汀線距離は, 生花苗沼地域で約 3,000m, 長節湖地域で約 3,500m, 馬主来沼地域では約 3,700m に達する . また, 床潭沼地域で約 1,300m, 霧多布湿原地域では約 3,200m, 根室南部沼地域では約 2,300m である .

Ts4 は 13 世紀頃の津波痕跡であり (七山ほか, 2002) , Ts3 にほぼ匹敵する規模で広域に分布が確認されている . 但し, 今回調査を行った十勝海岸地域では, 最大汀線距離, 層厚ともに Ts3 より劣っている .

Ts4 の最大汀線距離は, 生花苗沼地域で約 1,000m, 長節湖地域で約 2,900m, 馬主来沼地域で約 250m である . また, 床潭沼地域で約 1,200m, 霧多布湿原地域で約 3,500m, 根室南部沼地域で約 2,300m 以上である .

Ts4 の最大汀線距離は東方ほど大きくなっており, 霧多布湿原より西では Ts3 より小さいが, 霧多布湿原以東では Ts3 を上回っている . また, 層厚も, 東方ほど大きくなる傾向を示す . これらは, Ts4 を堆積させた津波の波源域が Ts3 のそれよりも東方に位置していたことを示唆する . Ts4 イベントも千島海溝で生じた “異常な” 巨大地震イベントで生じた可能性がある (Kelsey *et al.*, 2002) .

## 7. まとめ

(1) 19世紀以降に生じた2層のイベント堆積物(Ts1 およびTs2)は, 十勝海岸地域の湧洞沼Y測線以外では確認されない . これは1843年および1952年十勝沖地震津波および1960年チリ地震津波の際の被災記述

と矛盾しない .

(2) 十勝太地域で確認された 9 層のイベント堆積物の層序は, 根釧海岸地域におけるイベント堆積物の層序 (七山ほか, 2000) と整合的であり, Ts3 ~ Ts11 に明確に対比される . この事実は, 十勝海岸地域と根釧海岸地域とが過去 3,500 年間, 巨大津波の来襲を同時期に繰り返し受けていたことを示している .

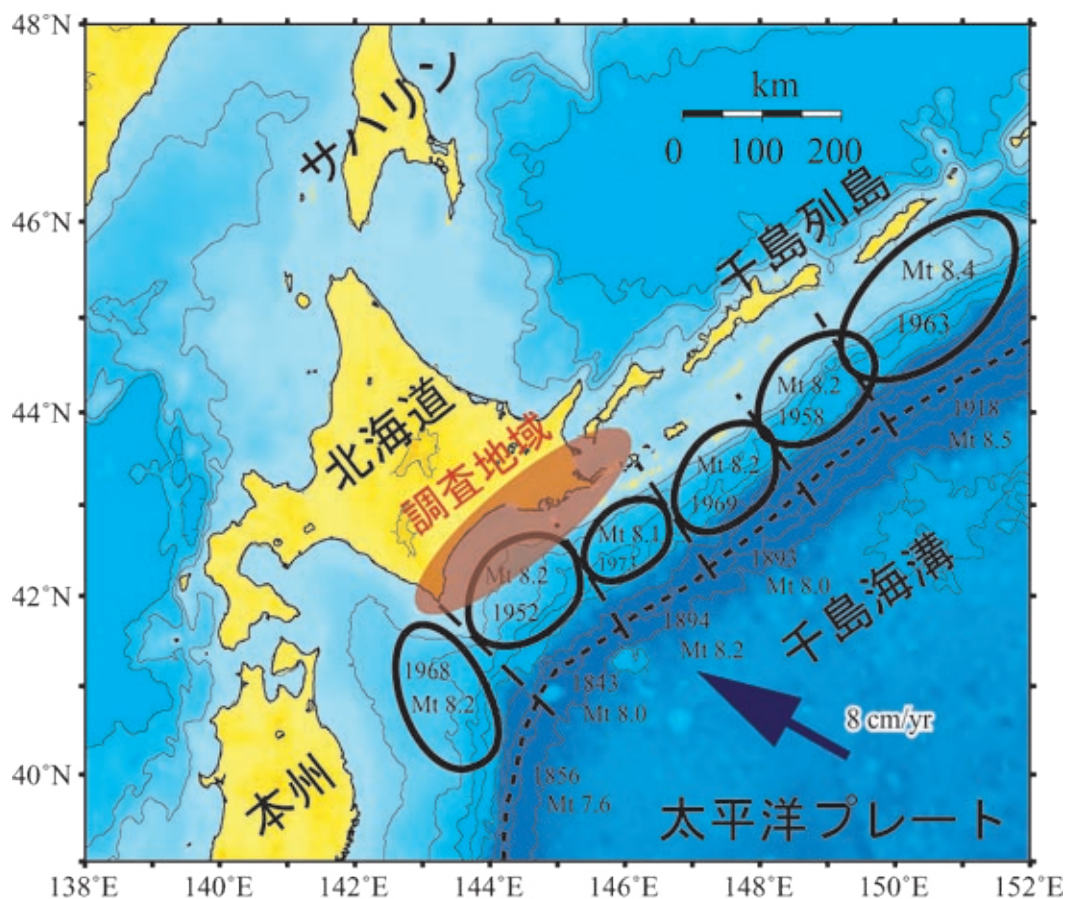
(3) 17 世紀に生じた Ts3 と 13 世紀頃に生じた Ts4 の海岸からの分布距離を単純に比較すると, 霧多布湿原以東では Ts4 が Ts3 を上回るのに対し, 以西においては逆に Ts3 が Ts4 を大幅に上回っている . よって, Ts3 津波の波源域は Ts4 津波の波源域よりも西側にあったと推定される .

謝辞 本研究を遂行するに当たり, 太田英順連携研究体長, 北海道庁, 浦幌町役場, 豊頃町役場, 大樹町役場, 広尾町役場の皆様には, 多大なご配慮を賜った . 明治コンサルタント株式会社の小坂橋重一氏と石井正之氏には, 本研究に際して献身的にご協力頂いた . また, 北海道大学の平川一臣氏と西村裕一氏には, 十勝海岸地域の調査実施に当たって, 多数のご意見を頂いた . 有限会社シーマスの山木 滋氏には, 調査測線の設定に際してご意見を頂いた . 以上の方々に筆者一同, 厚く御礼申し上げる .

## 文 献

- Atwater, B. F., Furukawa, R., Hemphill-Haley, E., Ikeda, Y., Kashima, K., Kawase, K., Harvey, M. K., Misao, K., Moore, A. L., Nanayama, F., Nishimura, Y., Odagiri, S., Ota, Y., Park, S. C., Sawai, Y., Sarake, K., Shimokawa, K., Uchida, C. and Umitsu, M. Seventeenth-century uplift in eastern Hokkaido, Japan. *Holocene* (投稿準備中) .
- 羽鳥徳太郎 (1984) 天保 14 年 (1843 年) 北海道東部津波の波源域 . 地震研究所彙報, 59, 423-431 .
- 平川一臣・原口 強 (2001) 十勝平野太平洋沿岸の津波堆積物 . 活断層研究, no. 20, 口絵 2, i-ii .
- 平川一臣・中村有吾・越後智雄 (2000a) 十勝地方太平洋沿岸域の巨大古津波 . 月刊地球号外, no. 31, 92-98 .
- 平川一臣・中村有吾・原口 強 (2000b) 北海道十勝沿岸地域における巨大津波と再来間隔 . 月刊地球号外, no. 28, 154-161 .
- 磯部一洋・横田節也・羽坂俊一・佐藤卓見 (1999) 北海道東部太平洋沿岸に連なる海跡湖を訪ねて . 地質ニュース, no. 534, 7-18 .
- Kelsey, H.・佐竹健治・澤井祐紀・Sherrod, B.・下川浩一・宍倉正展 (2002) 北海道東部における完新世後期の急激な海岸隆起の繰り返し . 活断層・古地震研究報告, no. 2, 223-233 .
- 気象庁 (1961) 昭和 35 年 5 月 24 日チリ地震津波調査報告 . 気象庁技術報告, no. 8, 397p .
- 中村有吾・平川一臣 (2001) 十勝平野南部における

- 酸素同位対比ステージ 5, 7, 9 のテフラ．第四紀研究, 40, 373-384．
- 七山 太・牧野彰人・古川竜太・重野聖之・佐竹健治・加賀 新・小板橋重一・石井正之(2002) イベント堆積物を用いた千島海溝沿岸域の津波の遡上規模と再来間隔の評価・千島海溝沿岸域における研究例．月刊海洋号外 no. 28, 138-148．
- 七山 太・牧野彰人・佐竹健治・下川浩一・古川竜太・重野聖之・加賀 新(2001a) イベント堆積物を用いた千島海溝沿岸域の津波の遡上規模と再来間隔の検討・霧多布湿原と根室南部地域の検討例．津波工学研究報告, no. 18, 37-44．
- 七山 太・牧野彰人・佐竹健治・古川竜太・横山芳春・中川 充(2001b) 釧路市春採湖コア中に認められる, 千島海溝沿岸域における過去 9000 年間に生じた 20 層の津波イベント堆積物．活断層・古地震研究報告, no. 1, 233-249．
- 七山 太・佐竹健治・下川浩一・重野聖之・古川竜太・廣田 勲・牧野彰人・野島順二・小板橋重一・石井正之(2000) 千島海溝沿岸地域, 霧多布湿原において確認された巨大地震津波イベント．月刊地球号外, no. 28, 139-146．
- 七山 太・重野聖之(1998) 北海道東部, 千島海溝沿岸地域における歴史津波堆積物・研究序説．月刊海洋号外, no. 15, 177-182．
- 七山 太・重野聖之(1999) 千島海溝沿岸, 霧多布湿原において確認された先史・歴史津波? 堆積物(口絵)．地質ニュース, no. 542, 1-4．
- 七山 太・重野聖之・牧野彰人・佐竹健治・古川竜太(2001c) イベント堆積物を用いた千島海溝沿岸域における津波の遡上規模の評価・根室長節湖, 床潭沼, 馬主来沼, キナシベツ湿原および湧洞沼における研究例．活断層・古地震研究報告, no. 1, 251-272．
- 西村裕一・宮地直道・吉田真理夫・村田泰輔・中川光弘(2000) 北海道霧多布湿原の泥炭層中から発見された 1843 年津波堆積物．第四紀研究, 39, 451-460．
- 重野聖之・七山 太(2002) 津波堆積物．地球科学, 56, 209-211．
- 高橋訓子・佐藤宥紹(1982) 蝦夷三寺の設置と教化の方向・厚岸・国泰寺を中心に．釧路市立郷土博物館紀要, no. 9, 43-52．
- 高山末吉(1984) 道東海岸線における河川湖沼のプランクトン及び底生動物．道東海岸線総合調査報告書, 釧路市立博物館, 187-209．
- 十勝沖地震調査委員会(1954) 1952年3月4日十勝沖地震調査報告．1018p.
- 浦幌町百年史編さん委員会(1999) 浦幌町百年史．浦幌町, 725p.
- (受付: 2002年6月24日, 受理: 2002年8月19日)



第1図. 千島海溝のテクトニクス，海溝型地震の余震域と調査地域位置図。

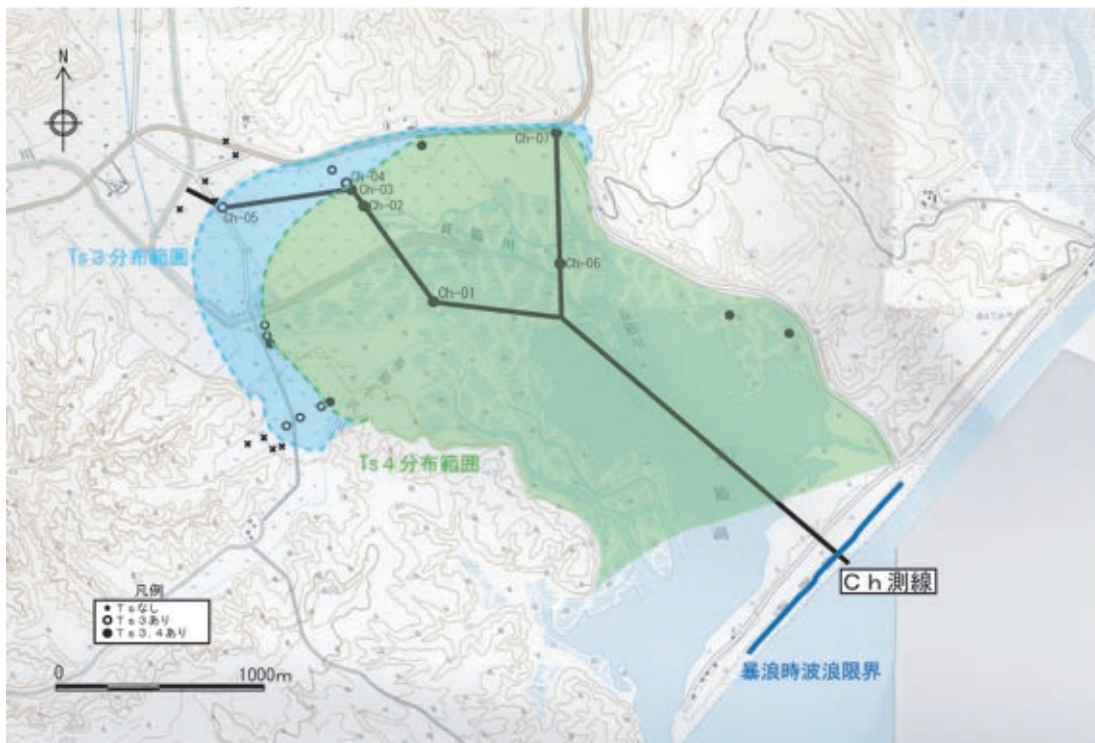
Fig. 1. Tectonic map around Hokkaido showing earthquake sources of the Kuril subduction zone and index map of the study area.





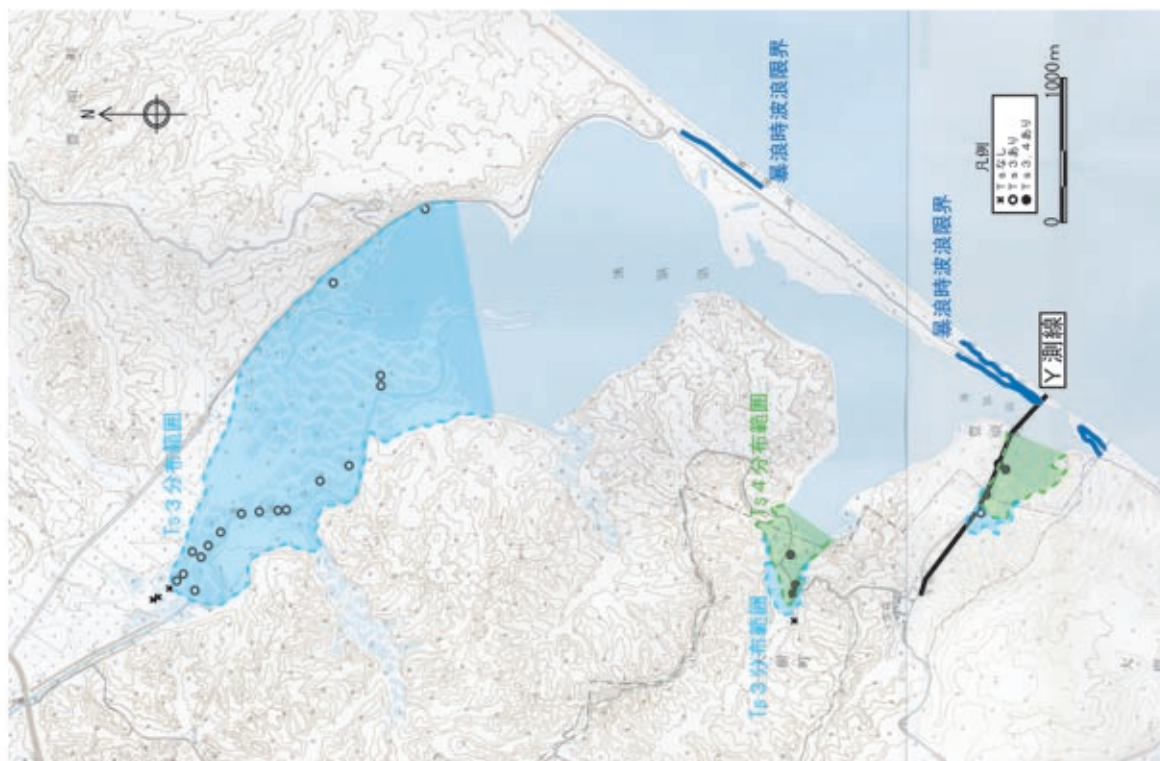
第2図. 豊頃町～浦幌町, 十勝太地域の調査測線 (Tkb 測線) と今回の調査で明らかとなった Ts3, Ts4 各イベント堆積物の分布範囲. 国土地理院発刊の 1:2,5000 地形図「十勝大津」を基図として使用.

Fig. 2. Survey line Tkb and coring sites and distribution limits of Ts3 and Ts4 in Tokachibuto area, between Toyokoro and Urahoro Towns.

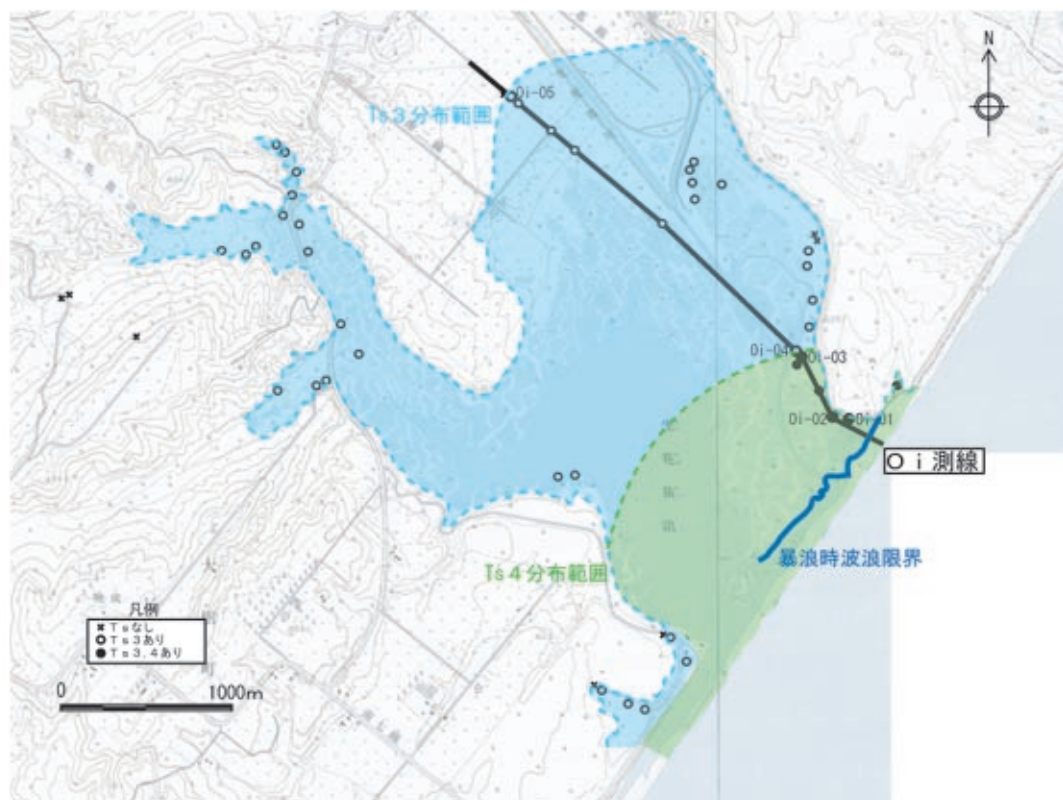


第3図. 豊頃町十勝長節湖地域の調査測線 (Ch 測線) と今回の調査で明らかとなった Ts3, Ts4 各イベント堆積物の分布範囲. 国土地理院発刊の 1:2,5000 地形図「十勝大津」および「湧洞沼」を基図として使用.

Fig. 3. Survey line Ch and coring sites and distribution limits of Ts3 and Ts4 in Lake Chobushi area, Toyokoro Town.

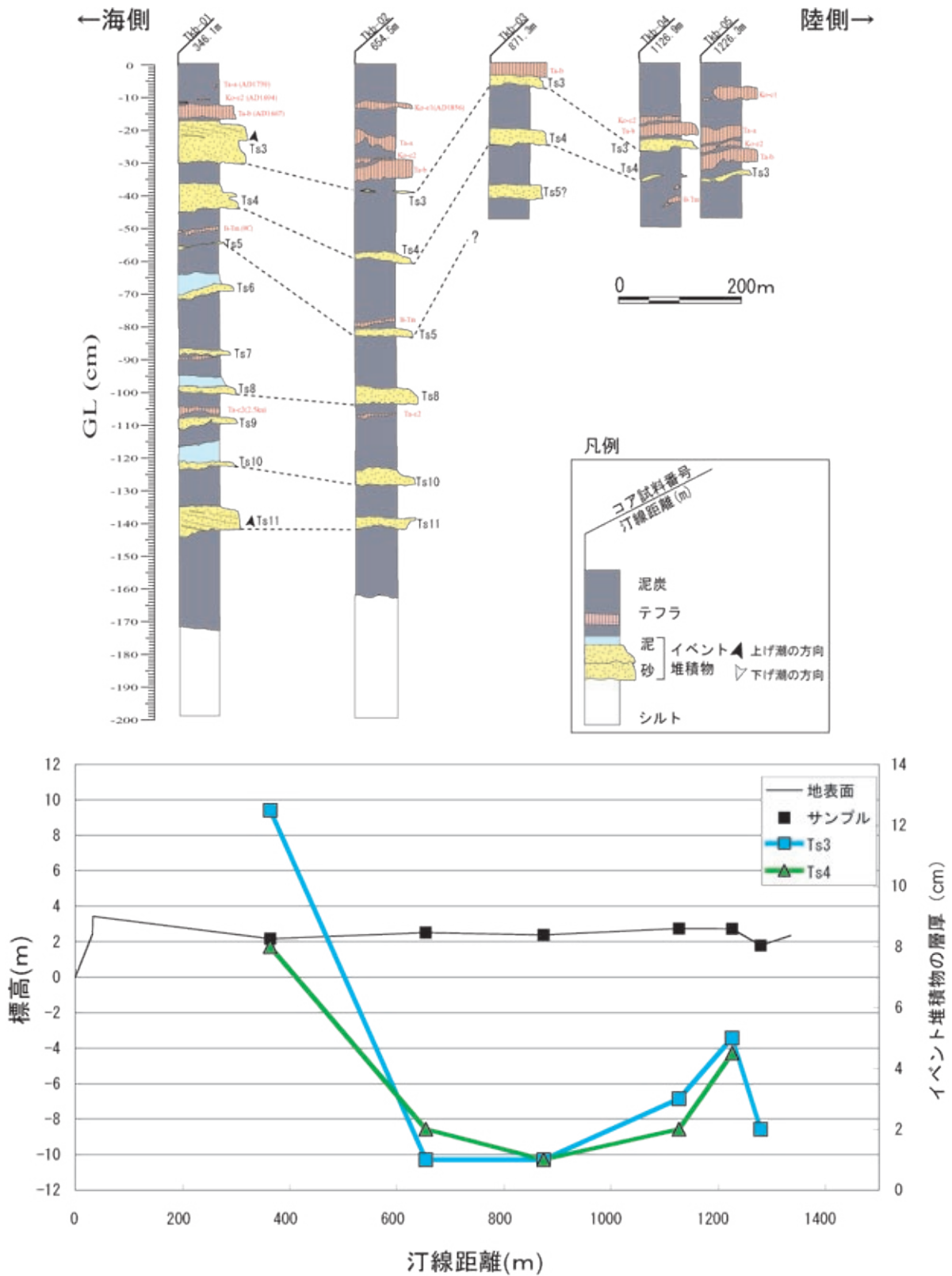


第4図. 豊頃町～大樹町, 湧洞沼地域の調査測線 (Y 測線) と今回の調査で明らかとなった Ts3, Ts4 各イベント堆積物の分布範囲. 国土地理院発刊の 1:2,5000 地形図「湧洞沼」および「湧洞沼南部」を基図として使用.  
 Fig. 4. Survey line Y and coring sites and distribution limits of Ts3 and Ts4 in Lake Yudo-numa area, between Toyokoro and Taiki Towns.



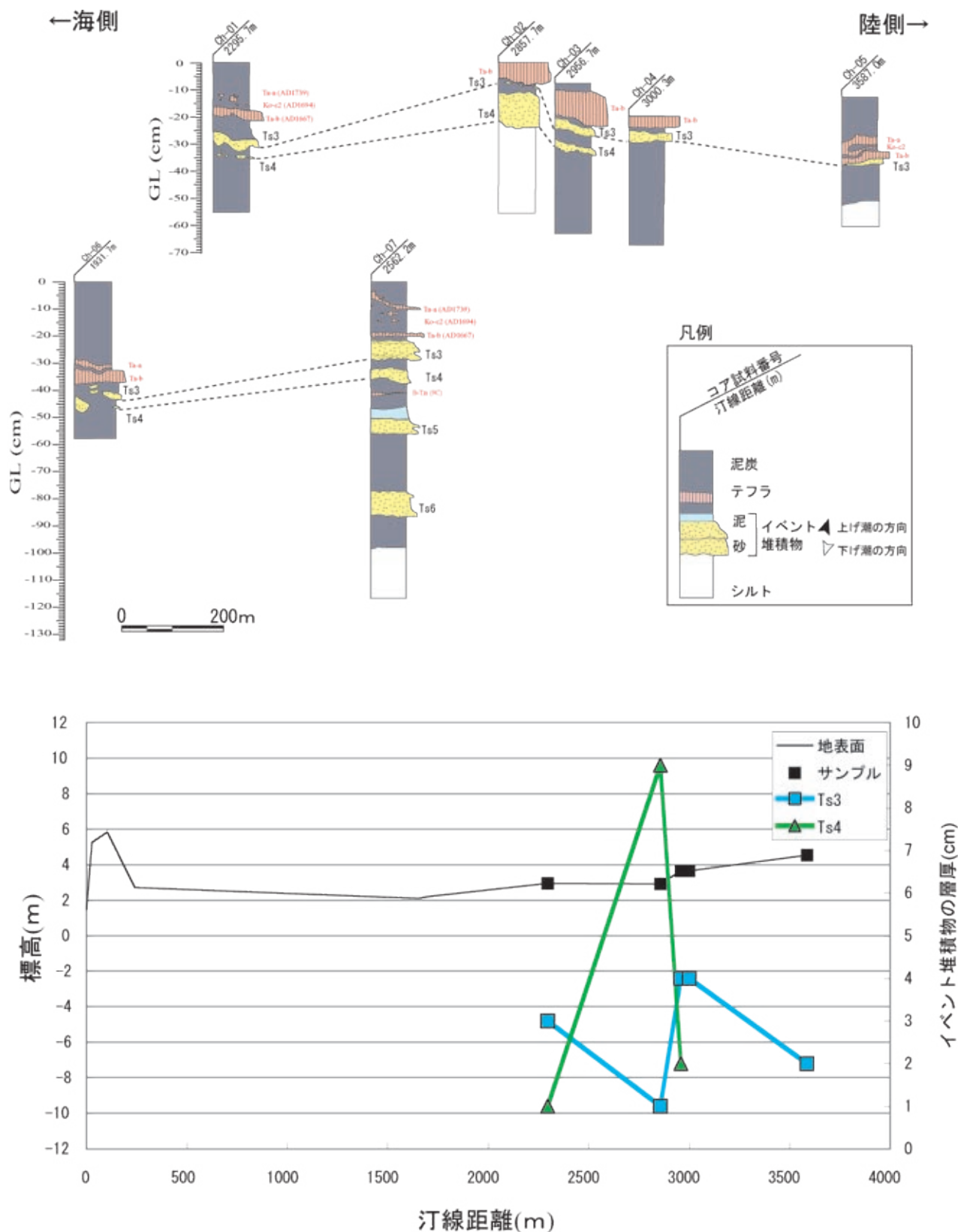
第5図. 大樹町生花苗地域の調査測線 (Oi 測線) と今回の調査で明らかとなった Ts3, Ts4 各イベント堆積物の分布範囲. 国土地理院発刊の 1:2,5000 地形図「湧洞沼南部」を基図として使用.  
 Fig. 5. Survey line Oi, coring sites and distribution limits of Ts3 and Ts4 in Lake Oikamanai-numa area, Taiki Towns.

イベント堆積物を用いた千島海溝沿岸域における先史～歴史津波の遡上規模の評価



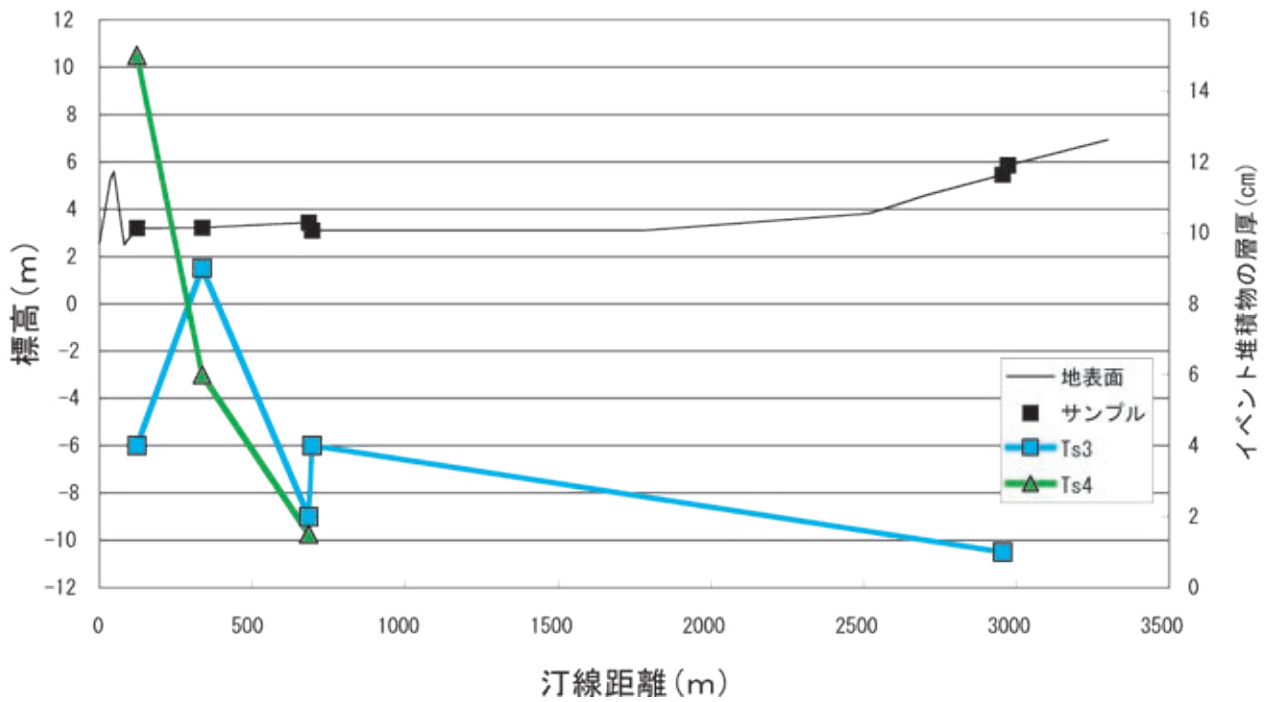
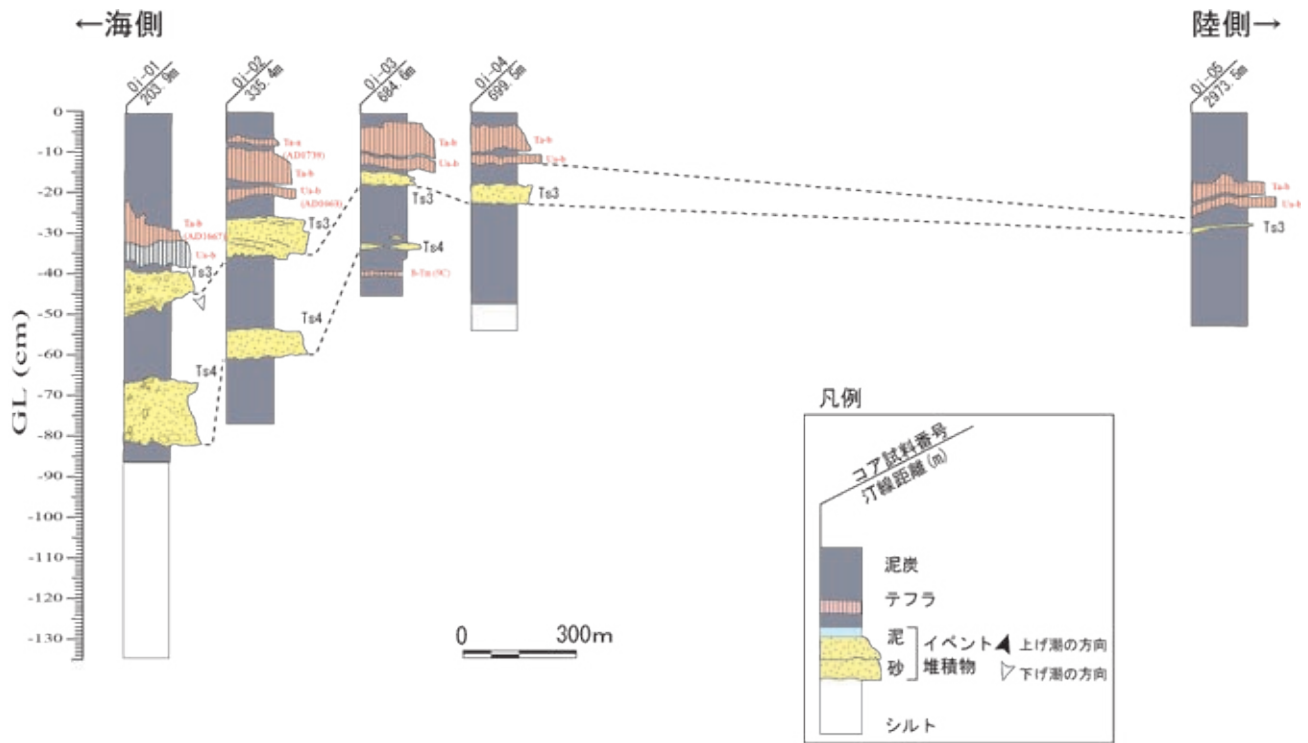
第6図. 十勝太地域の調査測線 (Tkb 測線) の堆積柱状対比図 (上). Tkb 測線沿いの現地地形ならびに現汀線からの距離とイベント堆積物の層厚との対応 (下).

Fig. 6. Sedimentary columns and stratigraphic correlation of Line Tkb in Tokachibuto area (Top). Correlation of thickness of tsunami event deposits with topographic profile and distance from present shoreline along the Line Tkb (Bottom).



第7図. 十勝長節湖地域の調査測線 (Ch 測線) の堆積柱状図対比図 (上). Ch 測線沿いの現地地形ならびに現汀線からの距離とイベント堆積物の層厚との対応 (下).

Fig. 7. Sedimentary columns and stratigraphic correlation of Line Ch in Lake Chobushi-ko area (Top). Correlation of thickness of tsunami event deposits with topographic profile and distance from present shoreline along the Line Ch (Bottom).



第 8 図. 大樹町生花苗地域の調査側線 (Oi 側線) の堆積柱状対比図 (上). Oi 測線沿いの現地地形ならびに現汀線からの距離とイベント堆積物の層厚との対応 (下).

Fig. 8. Sedimentary columns and stratigraphic correlation of Line Oi in Lake Oikamanai-numa area. Correlation of thickness of tsunami event deposits with topographic profile (Top) and distance from present shoreline along the Line Oi (Bottom).

