

## 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

### Twenty tsunami event deposits in the past 9000 years along the Kuril subduction zone identified in Lake Harutori-ko, Kushiro City, eastern Hokkaido, Japan

七山 太<sup>1</sup>・牧野彰人<sup>2</sup>・佐竹健治<sup>1</sup>・古川竜太<sup>3</sup>・横山芳春<sup>4</sup>・中川 充<sup>5</sup>

Futoshi Nanayama<sup>1</sup>, Akito Makino<sup>2</sup>, Kenji Satake<sup>1</sup>, Ryuta Furukawa<sup>3</sup>,  
Yoshiharu Yokoyama<sup>4</sup> and Mitsuru Nakagawa<sup>5</sup>

**Abstract:** Large earthquakes along the Kuril subduction zone have caused tsunami damage on the Pacific coast of eastern Hokkaido, including Kushiro area, northern Japan. Twenty postulated tsunami deposits (named Ts2 to Ts21) cored from Lake Harutori-ko, Kushiro City are described by sedimentary methods and dated by the AMS <sup>14</sup>C and tephrochronological methods. Ts2 to Ts9 are correlated with tsunami event deposits at Kiritappu marsh and Nemuro-nanbu area by tephrochronology. Ts21 to Ts15 are newly recognized and dated as 6,000 to 9,000 yBP. We calculated that recurrence intervals of giant tsunami such as Ts3 and Ts4 invasion are almost 400 to 500 years in this area.

**Key words:** tsunami event deposits, Lake Harutori-ko, Kushiro City, eastern Hokkaido, Kuril subduction zone

#### 1. はじめに

地震, 海底地滑りおよび火山噴火などが引き金となって津波が生じた場合, その来襲を受ける沿岸域には, 特徴的なイベント堆積物が残されることがこれまでの研究によって明らかにされている(例えば Atwater *et al.*, 1992; 箕浦ほか, 1993; Bondevike *et al.*, 1997; 岡村ほか, 1997). さらに近年, 研究の蓄積により, この種の津波イベント堆積物には, その堆積場ごとに共通する特徴が存在することが明らかに成りつつある(七山ほか, 2001).

北海道東部, 千島海溝沿岸域には広大な湿原や海跡湖が多数存在する. これらの海跡湖は一部で浚渫や廃土が行われているものの, その多くが人工改変を受けず, 湖底堆積物が手付かずのままで保存されている. また, 千島海溝沿岸域は屈指の地震多発地帯でもあり, 近年においても頻繁に地震津波の被害を受けてきた. 最近, これら津波によって陸上に残されたと考えられる海成砂(以下, イベント堆積物と呼ぶ)の存在が報告されている. 例えば, 浜中町霧多布湿原や根室市南部沼地域では, イベント堆積物が湿原の泥炭層中に 15 層挟在することが判明しており, 過去 5500 年間の津波履歴が明らかにされている(七山ほか, 2001; 第 1 図). しかし, 本邦沿岸域の後氷期の海水準変動からみて, これ以前の津波履歴を湿原地帯から得ることは困難といえる.

釧路市街地の南東部, 太平洋に面した春採湖も人工改変を受けていない海跡湖の一つである. しかも春採湖が面する海域沖合の海底には釧路海底谷が存在し, 海岸から沖合に急激に

<sup>1</sup> 活断層研究センター (Active Fault Research Center)

<sup>2</sup> 明治コンサルタント株式会社 (Meiji Consultant Co., Ltd.)

<sup>3</sup> 地球科学情報研究部門 (Institute of Geoscience)

<sup>4</sup> 茨城大学大学院理工学研究科 (Ibaraki University)

<sup>5</sup> 北海道地質調査連携協力体 (Hokkaido Geological Survey Branch)

8月2日受付, 8月27日受理

深さを増している（第2図）。

平成12年2月、結氷した春採湖の湖心を横断する測線を設定し、100m間隔で湖底ボーリングコア8本（春採湖コア）を採取した。そして湖底堆積物中から、イベント堆積物を抽出し、より長期間の巨大津波の再来間隔の検討を試みた。

## 2. 春採湖周辺の地形・地質概説

釧路市東部に位置する春採湖（北緯42°58′，東経144°24.5′）は北海道太平洋沿岸に分布する海跡湖の一つで、北東・南西に細長くのびる延長1.7km、平均湖面標高0.26m、湖水面積0.36km<sup>2</sup>、最大水深5.7m、平均水深2.3m、湖容積 $8.45 \times 10^5 \text{m}^3$ （1989年調査；知北ほか，1997）の湖である（第3図）。春採湖は、今から約2000年前（縄文時代晩期末）、海退に伴う湾口での漂砂堆積によって、最終氷期に下刻された浸食谷が、外海と隔てられて成立したと考えられてきた（岡崎ほか，1988）。湖岸には古第三系浦幌層群が標高40~50mの台地を構成して分布し、これを更新統以降の段丘堆積物が覆っている（岡崎ほか，1988）。

春採湖と太平洋は、千代ノ浦と呼ばれる現在幅約200mの砂州によって隔てられ、砂州を開析して流れる沼尻川によって結ばれている。海水位が湖水位より高い大潮時や波浪時には、海水が沼尻川を逆流し、春採湖に流入することが観測されている（岡崎ほか，1988）。この際、大量の海藻の流入によって、しばしば河口閉塞がおこることも知られている（知北ほか，1997）。また、湖への海水の流入によって、湖水の上層には河川による淡水層、下層には停滞した無酸素塩水層（死水層）による成層構造が生じる。このうち下層は還元状態が強く、硫酸還元菌による海水中の硫酸イオンの還元から生じた硫化水素を含み、1936年の観測では死水層底部（水深8m）において硫化水素濃度670mg/lという世界記録が報告されている（吉村，1937）。このような強還元環境のため、湖底には後述するような年縞堆積物が累々と生成・保存されてきたと推定される。

近年、春採湖の湖底は浚渫や廃土が行われており、埋め立ては太平洋炭坑付近、沼尻付近など約0.33km<sup>2</sup>に及んでいる。ただし埋め立ては主に湖の縁辺のみで行われており、湖の中央部にはその影響は及んでいないと推定される。春採湖に流入する河川は、春採川などの小河川を除けば存在しない（岡崎ほか，1988；第3図）。

一方、千代ノ浦は、近年、宅地、港湾、臨海公園などの建設により人工改変が著しく進んでいる（第3図）。現在の海浜には中粒~粗粒砂が多く堆積し、ほぼ海岸に平行な港湾道路と砂浜との境界に沿って、暴浪時に打ち上げられた流木が集積している。

釧路地域における最古の地震被害記録は1843年北海道東方沖地震津波によるものである（羽鳥，1984）。近年、千代ノ浦では1952年の十勝沖地震津波による被害が知られており、当地において最大220~230cmの遡上高が記録されている。一方、1960年のチリ沖地震津波来襲の際も釧路港で冠水したが、千代ノ浦周辺での被害は報告されていない。但し、これら2つの津波来襲の際、沼尻川を伝って春採湖に海水が流入したと考えられるが、この際の海岸から湖への大規模な土砂移動は、現地記録や現地の証言を参照する限り考えにくい。

## 3. 研究方法

以下に本研究の実施手順を簡単に述べる。

試料採取：春採湖の4地点において、冬季氷上ボーリングを行い、不攪乱試料を採取した（第3図）。各地点にボーリング櫓を設置し、径75mmのシンウォールサンプラーを油圧で順次押し込んでサンプルを採取した。各掘削地点の水深、標高、掘削長は、Site 1（3.20m, 1.0m, 3.9m）、Site 1+100（4.80m, 1.0m, 5.6m）、Site 2+100（5.00m, 1.0m, 8.0m）、Site 3（5.85m, 1.0m, 12.6m）である。

記載：研究室において、試料の整形と写真撮影を行った。その後、肉眼で試料を詳細に観察し、層相・粒度・色調・堆積構造・化石など、試料の特徴をcmオーダーで記載し、剥

ぎ取り試料，軟 X 線写真撮影を行った。

粒度分析：沈降天秤法（公文・立石，1998）を用いて，イベント堆積物の砂粒子の粒度分析を行った。

珪藻分析：unprocessed strew slide (Akiba, 1997)を作成し，それを顕微鏡（500 倍）で観察して珪藻化石の同定を行い，準定量的な産出頻度を調べた。

有孔虫分析：試料 10g を秤量し，120 メッシュと 200 メッシュの篩を用いて有孔虫化石を分離した。その後，抽出した有孔虫化石の種類と個体数を調べた。

テフラの同定：野外と室内において火山灰の産状を記載した上で，火山灰を分離し，波長分散型 EPMA を用いて，火山ガラスの主成分化学組成を検討した。さらに既存の火山ガラス分析データ（古川ほか，1997）との比較により，その給源を推定した。

<sup>14</sup>C 年代測定：AMS (Accelerator Mass Spectrometry) 法により，試料中の炭化物，材，貝殻片およびシルト全 25 試料の年代測定を主に Site 3 の試料を用いて行った。さらに，この <sup>14</sup>C 年代値を INTCAL98 (Stuiver *et al.*, 1998) を用いて 1950 年を基準に暦年較正した。さらに 2 の年代幅および 1 の中央値を算出し，以下の議論に用いた。

#### 4．研究結果

##### 4．1 春採湖コアの層序

春採湖の湖底堆積物は，主に褐灰から黒灰色を呈する数 mm オーダーの年縞シルトから構成され，以下に示す広域テフラやイベント堆積物を挟む（第 4 図および第 5 図）。

各孔のコアの上には 4 枚のテフラが検出され，上位から Ko-c1（駒ヶ岳起源，1856 年降灰），Ta-a（樽前山起源，1739 年降灰），Ko-c2（駒ヶ岳起源，1694 年降灰）ならびに Ta-b（樽前山起源，1667 年降灰）と同定された。湖底面下約 3m の層準には，B-Tm（白頭山起源，9 世紀降灰），湖底面下約 5.6m の層準には，Ta-c2（樽前山起源，約 2000 年前降灰），さらに湖底下約 11.8m には，Ko-g（駒ヶ岳起源，約 7400 年前降灰）が確認された。

イベント堆積物は主に浅海起源の碎屑粒子から構成され，その基底に明瞭な浸食基底をもつ場合と未固結時変形を伴う場合がある。その層厚は最大 50cm，概ね 10～30cm 程度で，海からの距離が増加するにつれ，層厚と見かけの粒度は減少する。これらは礫，砂，シルトから構成され，貝化石や植物片を伴い，明瞭な級化構造を示す。

各孔間の広域テフラの対比に基づき，春採湖コア中に 20 層のイベント堆積物を認定した。B-Tm～Ta-c2 間のイベント堆積物の枚数は，七山ほか（2001）が湿原地帯で記載した各テフラ間のイベント堆積物の層数と一致した。そこで，春採湖コアの Ta-c2 以前，即ち Ts9 以前の各イベント堆積物についても，既存の Ts ナンバーを継承して用いることにした。

今回の調査の結果，春採湖コアでは，Ta-a の上位に 1 枚 (Ts2)，Ko-c2 もしくは Ta-b と B-Tm との間に 2 枚 (Ts3, Ts4)，B-Tm と Ta-c2 との間に 4 枚 (Ts5, Ts6, Ts7, Ts8)，Ta-c2 と Ko-g との間に 11 枚 (Ts9～Ts19)，Ko-g の下位に 2 枚 (Ts20, Ts21) の総計 20 枚のイベント堆積物の存在が確認された（第 4 図）。

##### 4．2 イベント堆積物の堆積相

春採湖コア中に観察される 20 枚のイベント堆積物は，共通した特徴を持ち，下位から Tsa～Tse の 5 つの division に区分される（第 6 図）。

###### Tsa（中～細礫相）

円磨度の高い中～細礫からなり，級化構造が明瞭である。基底には明瞭な浸食面や未固結時変形が認められる。

###### Tsb（ベッドフォームが発達する中～細粒砂相）

円磨度の高い粗～細粒砂（0～2.0 φ）から構成され，級化が明瞭である。下位から上位に向かって，平滑床からデューンへの bed form の変化が顕著に認められる。

#### Tsc (偽礫密集相)

年縞シルト起源の扁平状の偽礫が濃集し、デューンの発達が認められる。

#### Tsd (シルトおよび細粒砂の細互相)

細粒砂と有機質シルトの細互層からなる。細粒砂(2.5~3.0)部には、しばしばリップルの発達が認められる。

#### Tse (植物片を伴う不淘汰なシルト相)

植物片が不淘汰に混じる有機質シルトから構成される。堆積構造は認められない。

### 4.3 有孔虫化石および貝化石の分析結果

イベント堆積物について有孔虫化石の検出を試みた。その結果、Ts3~Ts14層準から、*Ammonia beccarii* を主体とし、*Pseudononion japonica*, *Buccella frigida*, *Porosorotalia makiyamae* 等の石灰質種のみから構成される底生群集(16属23種)が得られた(第7図)。これらは、現在の釧路沖水深10m以浅に生息する海生種である。

同様にイベント堆積物中に含まれる貝化石を同定した。その結果、淡水域に生息するドブガイ属(*Anodonta* sp.)、汽水域に生息するヤマトシジミ(*Corbicula japonica*)、ヌマコダキガイ(*Potamocorbula amurensis*)、内湾の潮間帯に生息するカワグチツボ(*Fluviocingla nipponica*)、マガキ(*Crassostrea gigas*)、浅海の岩礁に生息するエゾフネガイ(*Crepidula grandie*)、エゾイガイ(*Mytillus edulis*)、主に浅海に生息するウニ、内湾泥底に生息するヒメシラトリガイ(*Macoma* cf. *incongrua*)、ホトトギスガイ(*Mytilus sehousia*)などが同定された。

これらの貝化石は、水深20m以浅の浅海底に生息するものから淡水域に生息するものまでを含んでいる。しかも殻の破損も著しいことから、大規模な水流によって運搬され、様々な生息環境のものが混在するに至ったと考えられる。

### 4.4 珪藻化石の分析結果

春採湖コアの年縞シルト中には、多量の珪藻化石が含まれ、その一部は珪藻軟泥と呼称できるほどの純度であることが、スミアスライド観察によって判明した。したがって、年縞の成因は、珪藻遺骸の季節的増減に起因する(福澤, 1995)可能性が高いと判断される。

珪藻化石分析は、Ts11層準以浅を対象として、春採湖の古環境変化およびイベント堆積物最上部のTseの有機質シルトと年縞シルトの組成の対比を目的として予察的に行った。その結果、以下の3点が明らかとなった(第7図)。

現在の海生種、汽水種および淡水種が混合する春採湖の環境が成立したのは、明らかにTs3イベント以降である。

Ts3イベント以前は、内湾環境と海跡湖の汽水環境が繰り返していた。

イベント堆積物のTseの有機質シルトと年縞シルトの珪藻群集を比較した結果、両者に特別な違いは認められなかった。

### 4.5 粒度分析結果

天秤沈降法を用いたイベント堆積物の粒度分析の結果、以下の2点が明らかとなった(第8図)。

イベント堆積物の粒度組成は概ね単一ピークを持ち、淘汰度0.3~0.6と良好、歪度-1.0~1.0とほぼ対称を示し、尖度3.0以上で極めて突出している(第8図)ことから、海成砂起源と考えられる。スミアスライドによる粒子観察の結果、円磨度が高い事実もこれを支持する。

イベント堆積物の粒度は、1.5~2.5にピークを持ち、概ね上方へ細粒化していることから、下位から上位に向かって運搬能力の減衰が生じた可能性が高い。

現在の千代ノ浦付近は人工改変が進み、自然状態で堆積した海浜砂や浜堤砂の採集は極めて困難であるが、の特徴から見てイベント堆積物の起源は陸成砂ではなく海成砂であ

ったと判断される。

## 5. 考察

### 5.1 湖沼流入時に生じるイベント堆積物の堆積過程

春採湖に流入する大規模河川は存在せず、陸側からの砂礫の供給は考えにくい。イベント堆積物を構成する砂礫の供給源は、千代ノ浦付近の浅海成～海浜砂が最も想定しやすく、砂の粒度特性や底生有孔虫のデータもこれを支持する。即ち大規模波浪によって浅海底～海浜が浸食され、春採湖の湖底に突発的に砂礫がもたらされたと考えるのが妥当であろう。汀線からの距離によって、イベント堆積物の層厚が減少する事実もこれを支持する（第 4 図）。道東の太平洋沿岸地域では史実の存在する過去 200 年間、大型台風が来襲し、大規模な海岸地形の改変が起こった記録はない。

春採湖コアで今回記載されたイベント堆積物の特徴は、北海沿岸の湖沼中の約 7000 年前に生じた Storegga 津波堆積物の記載 (Bondevik *et al.*, 1997) や高知県紮ヶ池中の南海地震津波によるイベント堆積物の記載 (岡村ほか, 1997) と酷似している。したがって、今回記載された堆積相は、津波が沿岸湖沼に流入した場合に生じる堆積物の特徴と考えられる。

以上より、春採湖コア中に認定された 20 層のイベント堆積物について、以下のような堆積過程が復元できる。

千島海溝もしくは環太平洋の遠地において地震津波が発生し、それが千島海溝沿岸域にまで伝播した。

津波は遡上時に千代ノ浦の浜堤を含む浅海域で浅の底質を浸食し、それらを懸濁し、乱流状態で湖沼底を流下した。

輸送された碎屑粒子は流水と共に、湖底堆積物を浸食した。

流水の営力の減衰に伴い、湖沼底において、粗粒成分 (Tsa) から順に定置し、それに併せて掃流による高領域～低領域の bed form が形成された。この際、流水が湖底内で反射したため、複数の級化砂層 (Tsb, Tsc) が癒着して累重した。

Tsd に認められるシルトと細粒砂の細互層は、湖沼内における津波の乱反射によって生じた振動流の影響と解釈される。

湖水中に懸濁していた植物片およびシルトが最後に沈殿した (Tse)。

### 5.2 春採湖コアの堆積速度曲線から求めたイベント堆積物の堆積年代と再来間隔

イベント堆積物とその直上の年縞シルトに含まれる材、シルト、貝化石から得られた AMS<sup>14</sup>C 年代値および広域テフラ層序に基づいて、Ts2～Ts21 のイベント堆積物の堆積年代 (暦年代) を求め、これらに対応する津波イベントの発生年代と見なした (第 10 図)。さらに、これらの年代の妥当性を検証するため、Site 3 コアの堆積速度曲線を作成した (第 9 図)。

第 9 図の緑色線は今回得られた春採湖コアのイベント堆積物の年代値を一次近似した直線である。Ts9, Ts11, Ts12 の年代は近似直線より古い方へ大きくシフトしている。これは、この期間に堆積した湖底堆積物中に、古い有機物がリワークにより混入したためと推察される。一方、オレンジ色線は Ts3～Ts15 の年代を霧多布湿原～根室南部沼地域で得られた年代 (七山ほか, 2001) に置換して、一次近似した直線である。これらのデータは系統的に若くなっており、しかも春採湖コアで今回得られた Ts16～Ts21 の年代と整合している。

本報告では、Ts1～Ts15 の堆積年代には七山ほか (2001) の値を採用し、Ts16～Ts21 の年代については今回得られた春採湖コアのデータを用いる。しかし、この場合でも Ts15 と Ts16 の年代は近接しており、後述する再来間隔の議論において、Ts15 と Ts16 の年代差は求められない。

春採湖コアの AMS<sup>14</sup>C 年代値の検討の結果、Ts21～Ts16 は、縄文早期 (9000～6000 年前) の堆積物であることが明らかとなった。

七山ほか(2001)によると, Ts15~Ts12は縄文前期~中期(6000~4000年前)の堆積物, Ta-c2の下位のTs10およびTs9は縄文晩期(3000~2300年前)の堆積物である。また, B-Tmの下位のTs8, Ts7, Ts6およびTs5は, 縄文晩期以降~9世紀以前(1713~1150年前)の堆積物と考えられる。このうちTs5は, 869年(貞観十一年)三陸沖地震津波(M 8.3)との関連が注目される。B-Tm直上のTs4は, 13世紀の堆積物と推定される。

Ta-b直下のTs3は17世紀に堆積したと特定できる。この時期の地震で歴史記録に残っているものとしては, 1611年12月2日(慶長十六年十月二十八日)の三陸地震津波(Mt 8.4; Mtは阿部(1988)の定義による津波マグニチュード)があげられる。『松前家譜』(大日本地震史料第1巻, 1941)には 慶長十六年十月, 「東部海嘯, 民夷多ク死ス」と記されているが, この当時の松前藩の「東部」が現在の道東を指すのかどうかは明らかでない。Ts2はTa-aの上位に位置することから, 1843年4月25日(天保十四年三月二十六日)の北海道東方沖地震(Mt 8.0)の痕跡と考えられる。

Ta-c2(約2000年前)より上位の7層のイベント堆積物は根室市南部沼周辺, 霧多布湿原, 釧路市春採湖と, 太平洋岸の約100kmにわたって確認された。よってこれらは, 千島海溝付近で発生した巨大地震によってもたらされた津波堆積物の可能性が高い。このうち, 少なくともTs3とTs4の分布範囲は, 1952年十勝沖地震津波(Mt 8.2)やその1サイクル前と考えられている1843年北海道東方沖地震津波(Mt 8.0; Ts2)の遡上域に比べてずっと大きい(七山ほか, 2001)。春採湖においても, 同様の比較ができる。1952年十勝沖地震の際には千代の浦における津波の痕跡高は220-230cmであり, 湖への流入は確認されていない。Ts2はSite1では厚いが, Site1+100で急に薄くなり, さらに上流側では確認されていない。これに対して, Ts3~Ts8は, Site3まで追跡できる。

Ts3やTs4のような内陸に深く入り込んだ分布を示すイベント堆積物は, 北海道太平洋岸で知られている典型的な海溝型地震とは異なったタイプの地震によってもたらされた可能性がある。この場合の典型的な海溝型地震とは, 太平洋プレートの沈み込みに伴うプレート間地震であり, 1843年, 1952年とほぼ100年程度の繰り返し間隔で発生しているものである。これらの地震の震源域は沖合にあり, 海岸の隆起や大規模な津波は伴わない。一方, Ts3やTs4を生じさせた津波イベントは同時に海岸隆起も伴い(Atwaterほか, 1999), 津波の遡上規模も大きいことから, その震源域は海岸付近にまで延びていたと推定される。また, その繰り返し間隔は400~500年程度と, 典型的な海溝型地震よりも長い。これらの地震のテクトニックな意義はまだ解明されていないが, 今後, この種の大規模な地震・津波についても被害予測を行う必要がある。

## 6. まとめ

(1) 春採湖コアを解析し, 過去9000年間に20層のイベント堆積物を記載した。イベント堆積物は, 下位よりTsa(中~細礫相), Tsb(各種bed formが発達する中~細粒砂相), Tsc(偽礫密集相), Tsd(シルト・細粒砂細互相), Tse(不淘汰なシルト相)の順に累重し, 湖沼底において, 津波営力の減衰に伴い下位から順に堆積したと解釈される。

(2) Ts3やTs4を生じさせた津波イベントは同時に海岸隆起も伴い, 津波の遡上規模も大きいことから, その震源域は海岸付近にまで延びていたと推定される。また, その繰り返し間隔は400~500年程度と, 典型的な海溝型地震よりも長い。これらの地震のテクトニックな意義はまだ明らかではないが, 今後, この種の大規模な地震・津波についても被害予測を行う必要がある。

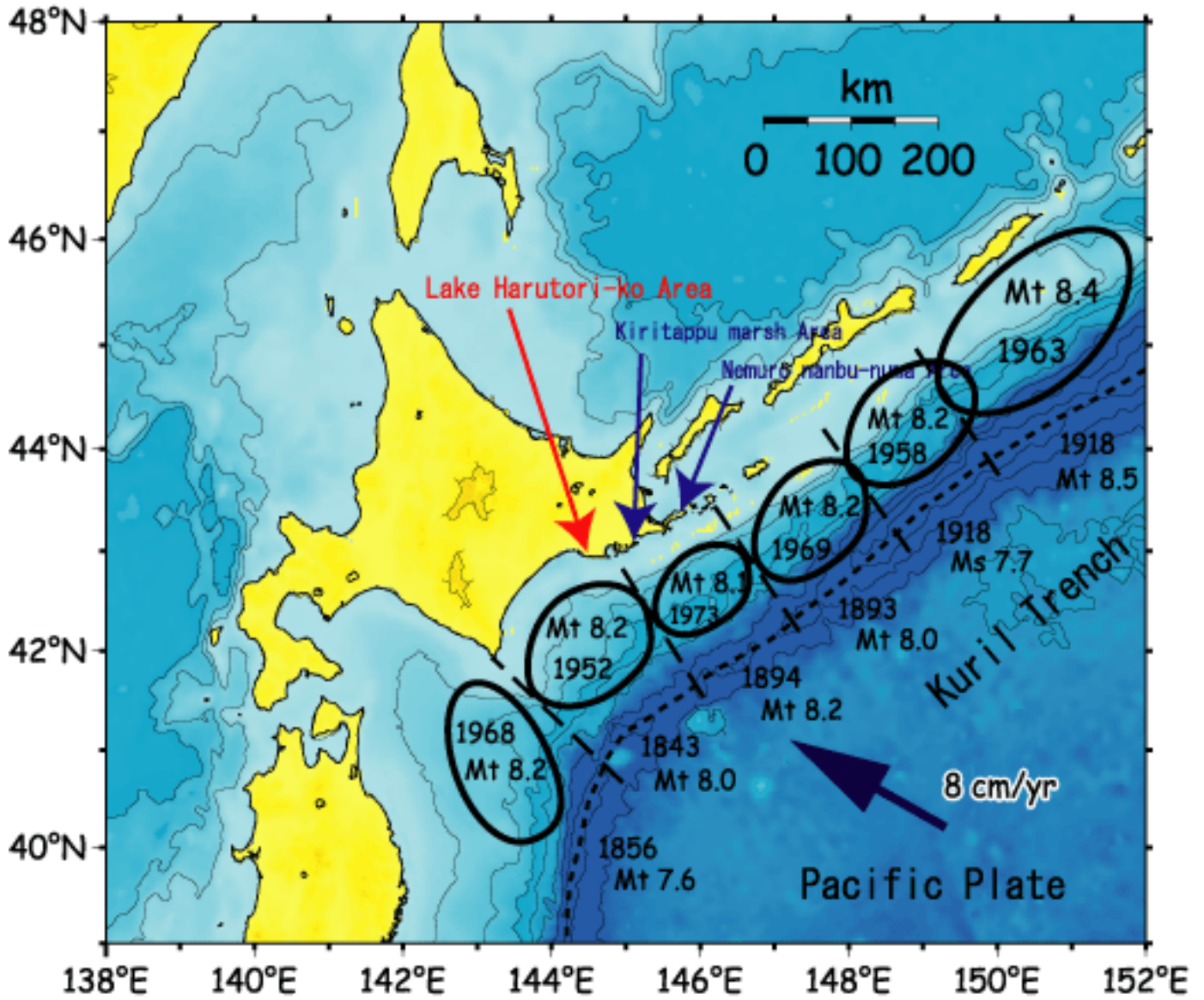
## 謝 辞

本研究を遂行するに当たり, 北海道立地質研究所の嵯峨山 積博士, 太田英順総括研究員(北海道センター), USGSのBrian Atwater博士, 釧路支庁, 釧路市立自然史博物館の諸賢に

は多大なご配慮を賜った。また、明治コンサルタント株式会社の重野聖之、廣田 勲、小坂橋重一、石井正之の各氏には献身的にご協力いただいた。以上の方々に厚く御礼申し上げます。

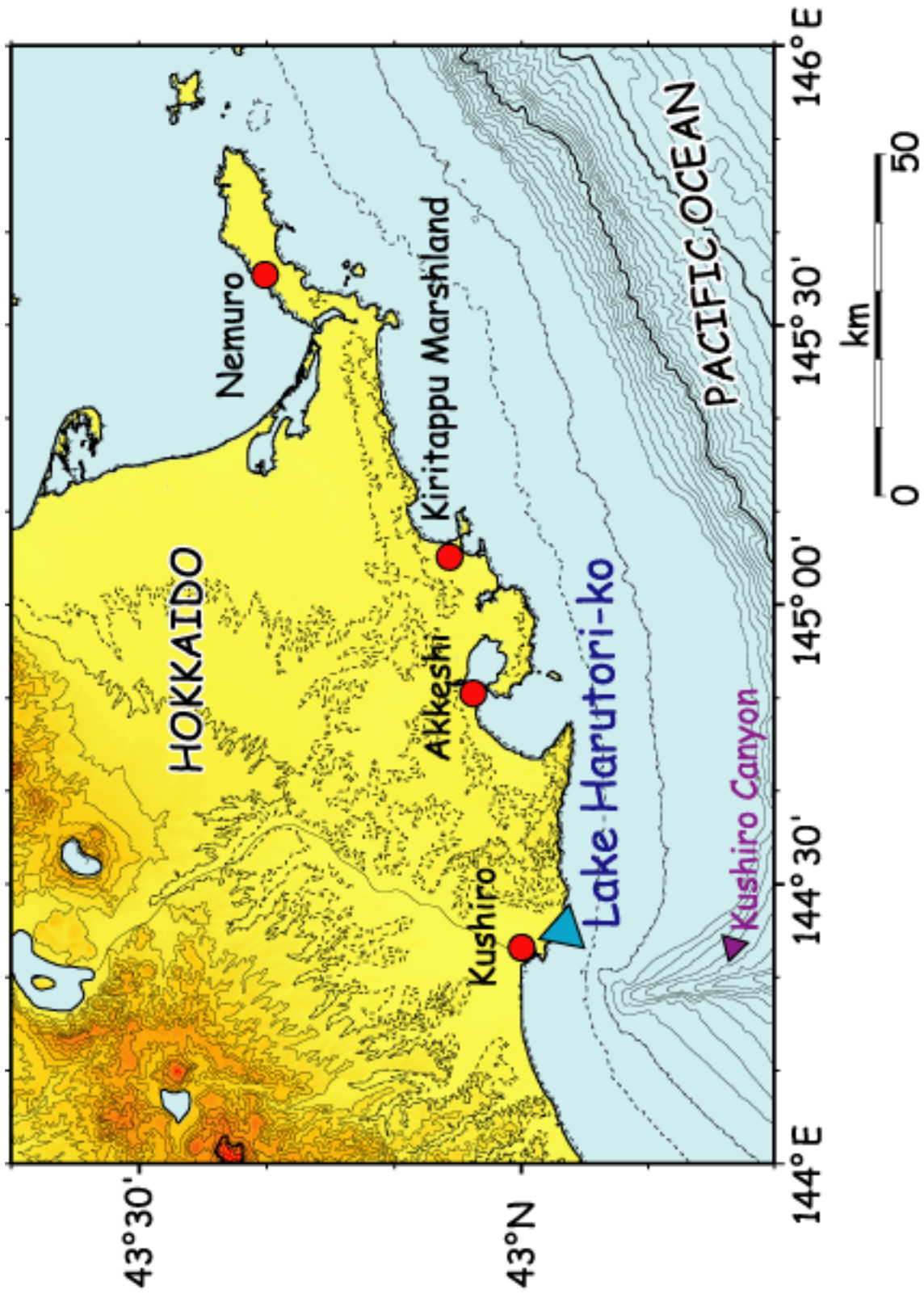
## 文 献

- 阿部勝征(1988)津波マグニチュードによる日本付近の地震津波の定量化。地震研究所彙報, **63**, 289-303。
- Akiba, F. (1997) Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai trough and Japan trench, and modified lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle-to-high latitudes of the North Pacific. *Int. Rep. DSDP*, **87**, 393-481.
- Atwater, B. F. and Moor, A. L. (1992) A tsunami about 1,000 years ago in Puget Sound, Washington. *Science*, **258**, 1614 - 1617.
- Atwater, B. F.・Hemphill-Haley, E.・Harvey, K.・七山 太・佐竹健治・下川浩一(1999)完新世における北海道東部、太平洋岸の隆起運動。1999年地球惑星科学関連合同大会, Sb-017。
- Bondevike, S., Søndén, J. and Mangerud, J. (1997) Tsunami sedimentary facies deposited by the Storegga tsunami in shallow marine basins and coastal lakes, western Norway. *Sedimentology*, **44**, 1115 - 1131.
- 福澤仁之(1995)天然の「時計」・「環境変動検出計」としての湖沼の年縞堆積物。第四紀研究, **34**, 135-149。
- 古川竜太・吉本充宏・山縣耕太郎・和田恵治・宇井忠英(1997)北海道駒ヶ岳火山は1694年に噴火したか?。北海道における17~18世紀の噴火年代の再検討。火山 **42** 269-279。
- 知北知久・福山龍次・坂本博明・中路晃平(1997)閉鎖性汽水湖における死水の挙動特性。釧路市・春採湖での結氷期観測から。北海道大学地球物理学研究報告, no. 60, 13-28。
- 羽鳥徳太郎(1984)天保十四年(1843年)北海道東部津波の波源域。地震研究所彙報, **59**, 423-431。
- 公文富士夫・立石雅昭(1998)新版砕屑物の研究法。地学団体研究会, 399p。
- 七山 太・牧野彰人・古川竜太・重野聖之・佐竹健治・加賀 新・小坂橋重一・石井正之(2001)イベント堆積物を用いた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。月刊地球投稿中。
- 岡崎由夫・伊藤裕三・伊藤俊彦・東海林明雄・岩瀬政吉・山代準一(1988)地形・地質・水質部門。春採湖調査会編「春採湖及び周辺環境保全基礎調査報告書」, 釧路市, 12-56。
- 岡村 眞・栗本貴生・松岡祐美(1997)地殻変動のモニターとしての沿岸・湖沼堆積物。月刊地球, **19**, 469-473。
- Stuiver, M., Reimer, P., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., van der Plincht, J. and Spurk, M. (1998) INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon*, **40**, 1041-1083.
- 吉村信吉(1937)湖沼学。生産技術センター(1976年増補版), 508p。



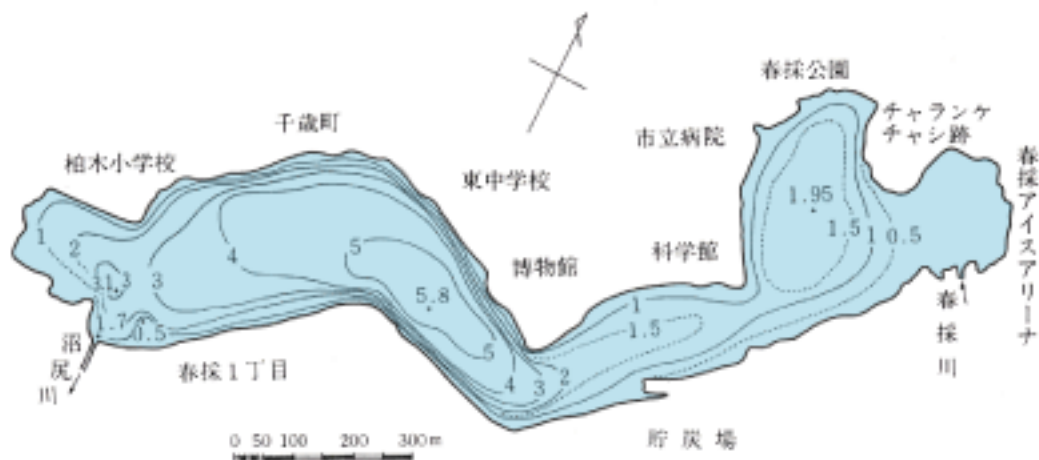
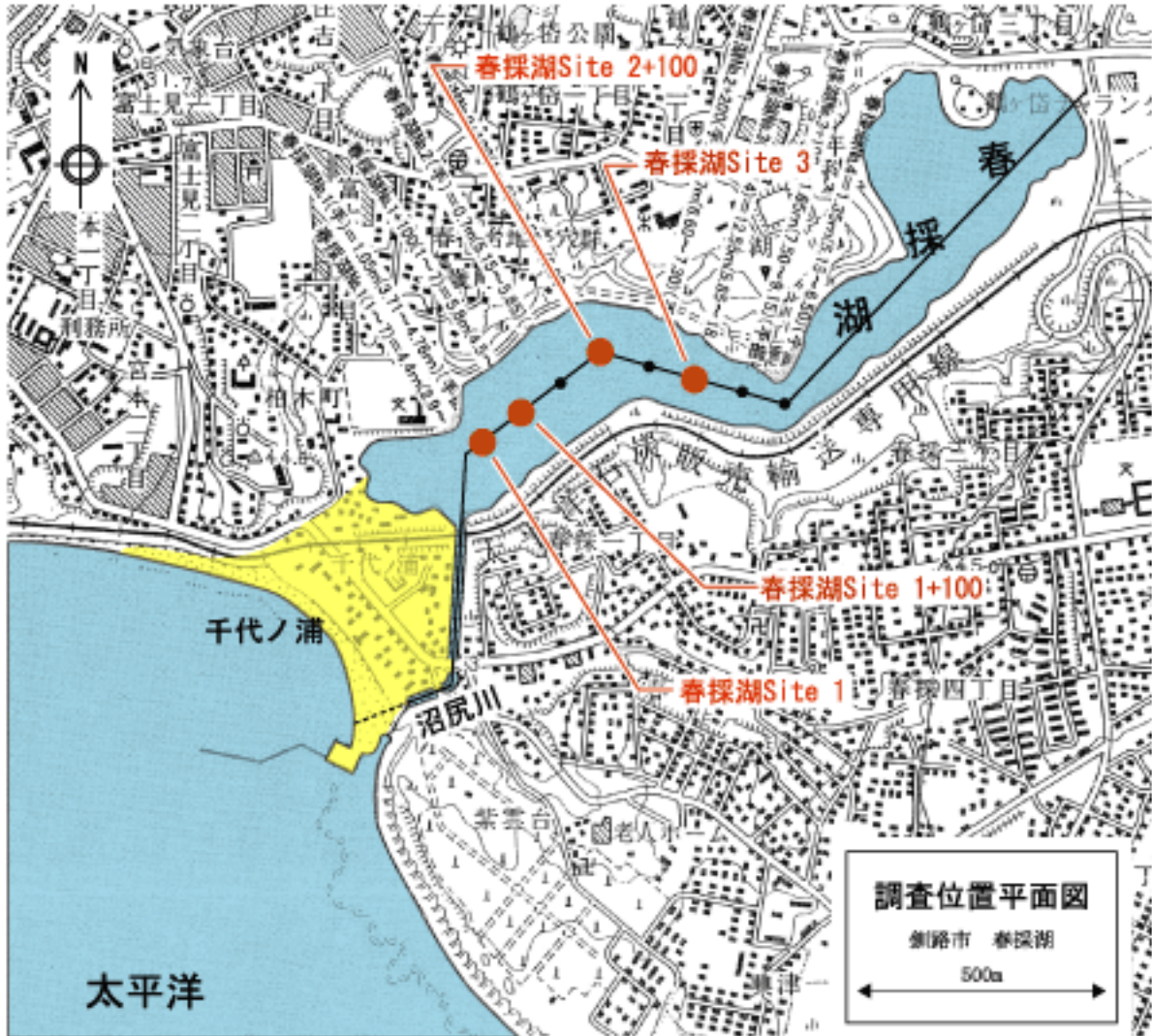
第1図. 千島海溝のテクトニクス, 海溝型地震の余震域, および釧路市春採湖の位置.  
 Fig. 1. Tectonic map around Hokkaido showing earthquake sources along the Kuril subduction zone and location of Lake Harutori-ko, Kusiro City.





第2図. 根室～釧路間の地形と春採湖の位置.

Fig. 2. Geomorphic map of Kushiro - Nemuro area and location of Lake Harutori-ko.

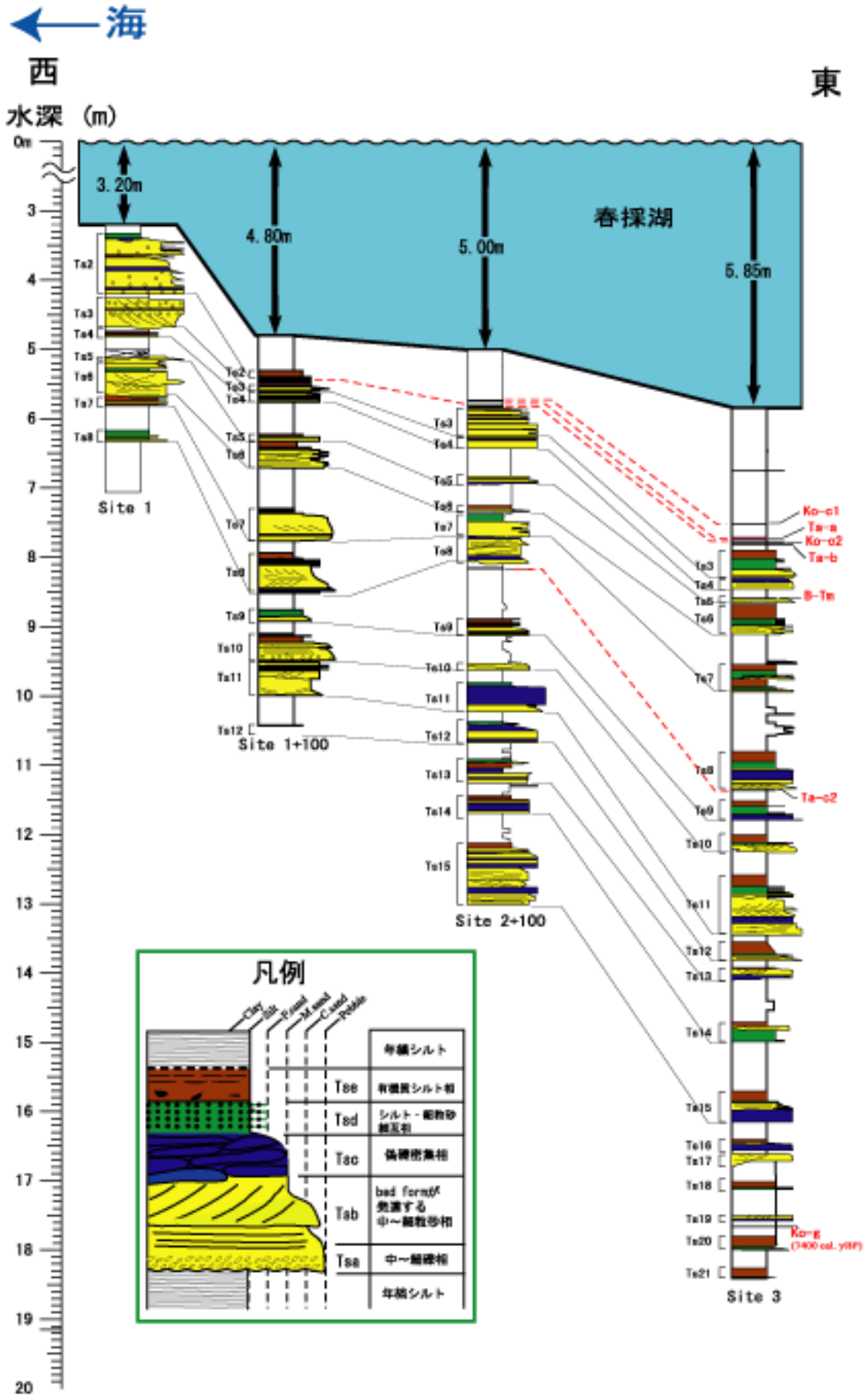


第3図. 春探湖およびその周辺の地形ならびに氷上コア掘削地点。

国土地理院発行の1: 25,000地形図「釧路」および岡崎ほか(1988)を基図として使用。

Fig. 3. Topographic and bathymetric maps of Lake Harutori-ko showing locations of coring sites.

Topographic map of Kushiro at scale of 1: 25,000 published by GSI and bathymetric map modified after Okazaki et al. (1988) are used.



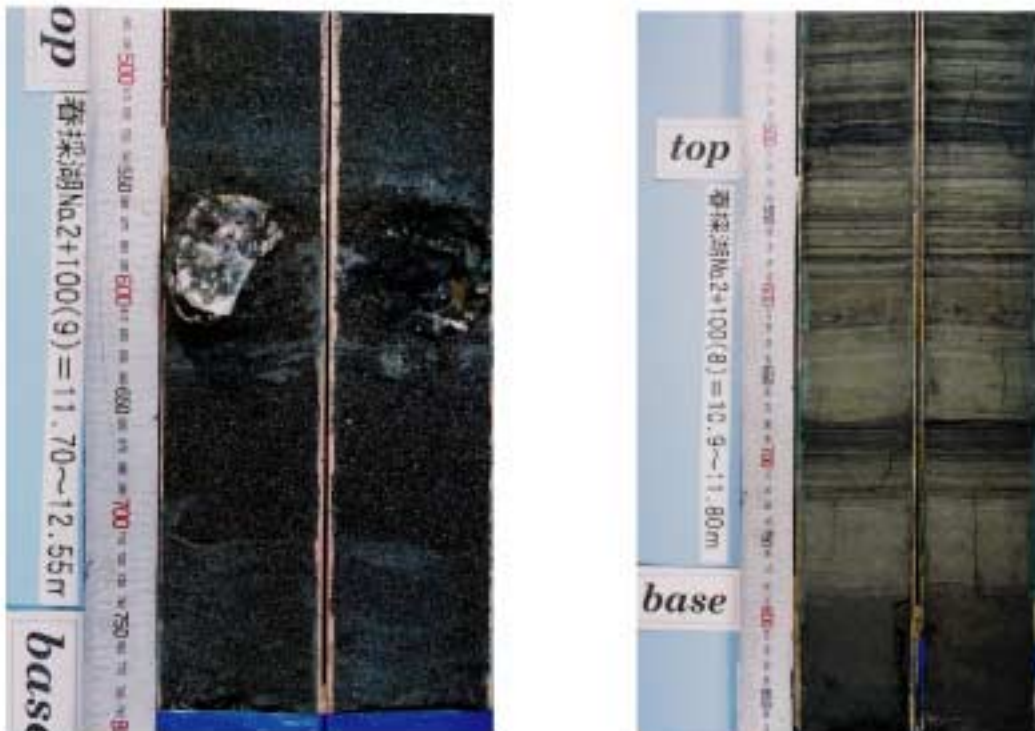
第4図. 春採湖コアの堆積柱状対比図.

Fig. 4. Sedimentary columns and stratigraphic correlation of Harutori-ko cores.



Site 1+100に見られるイベント堆積物Ts10の産状とその剥ぎ取り試料 (左: コア, 右: 剥ぎ取り試料)

粗粒砂に発達する平行葉理

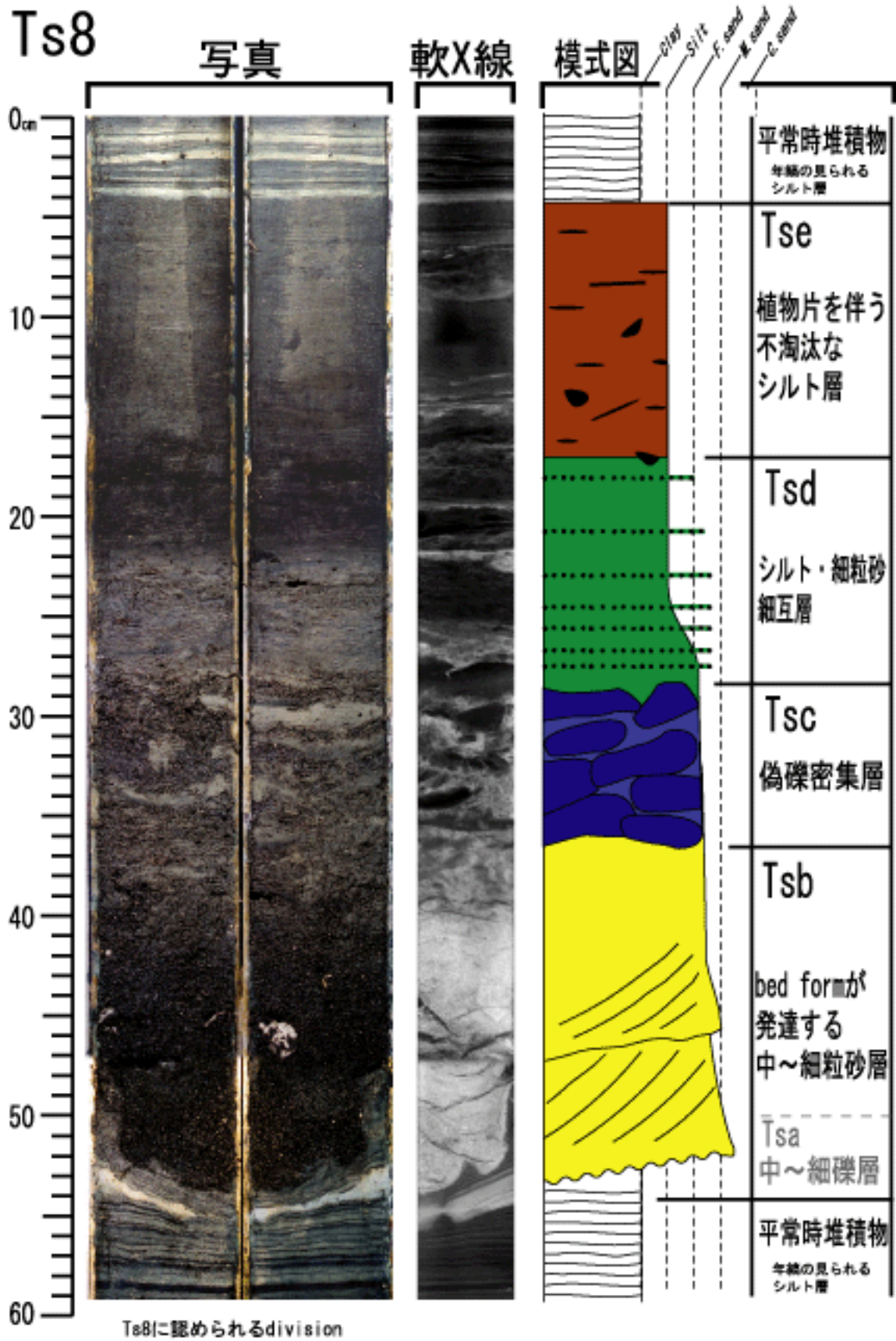


イベント堆積物中に見られるマガキ化石の産状

湖底に定常的に堆積した年縞シルト

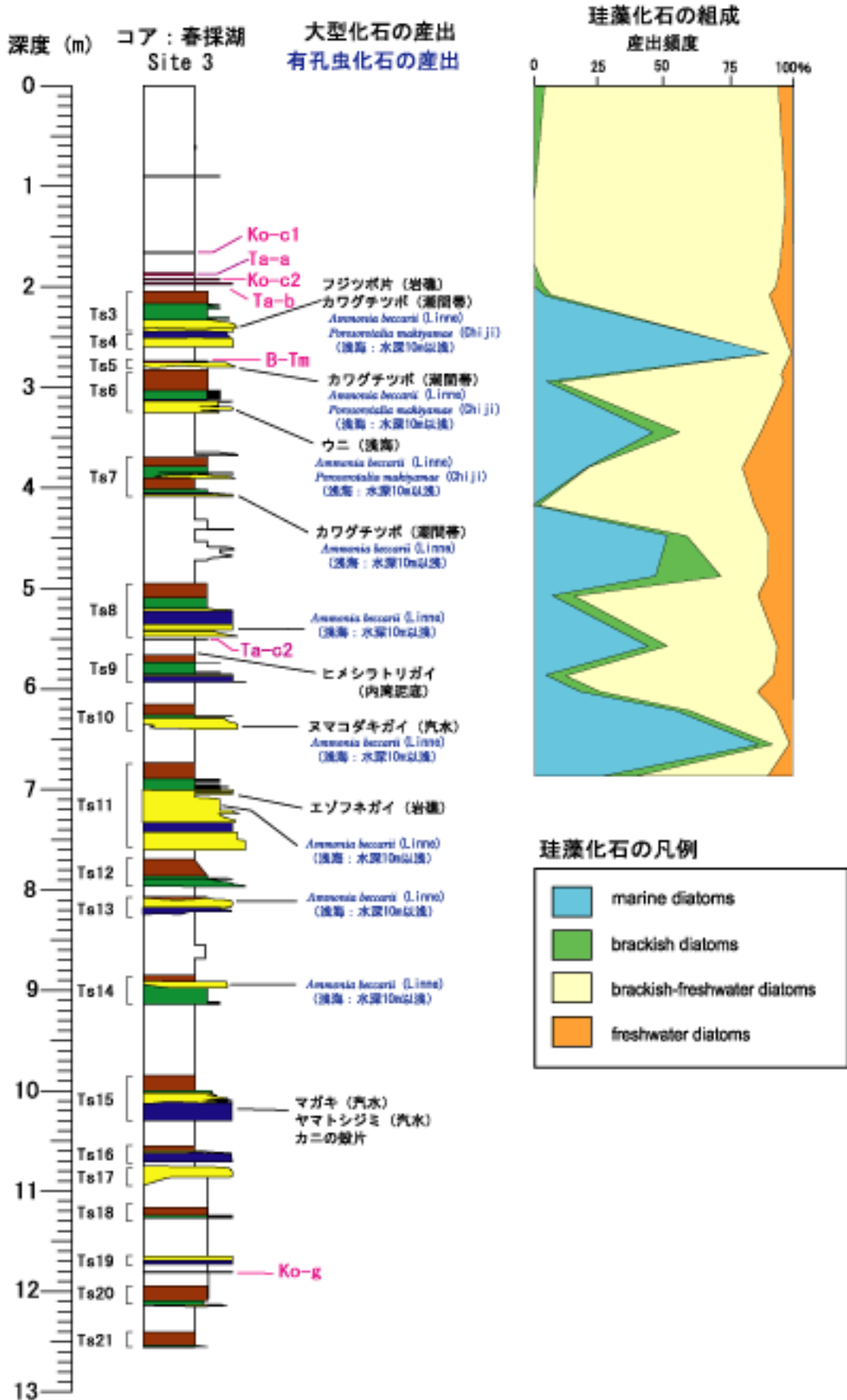
第5図. 春採湖コア中に認められる代表的な堆積相の産状例.

Fig. 5. Photos showing typical sedimentary facies of Harutori-ko cores.



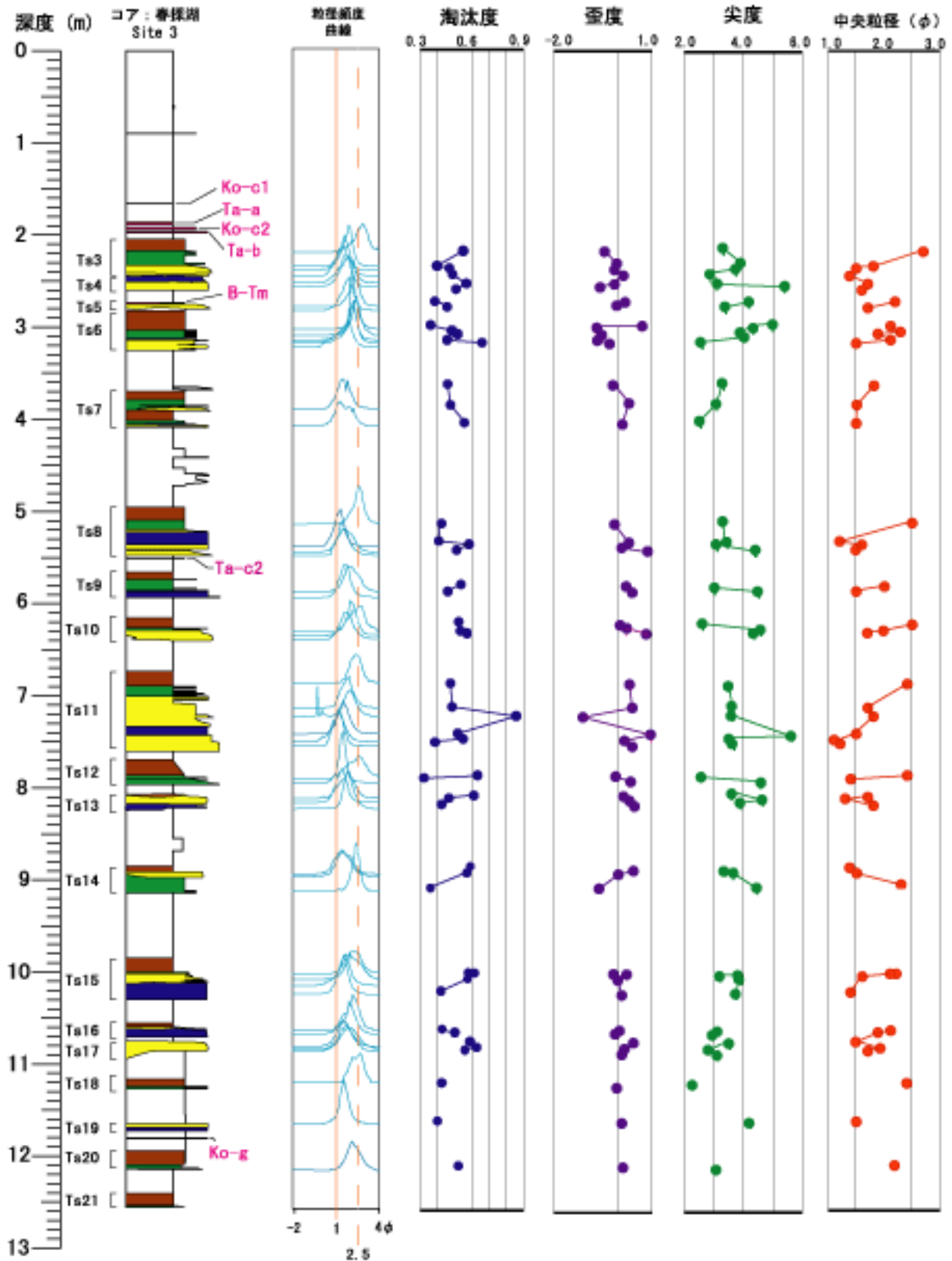
第6図. 春採湖コア中に認められる代表的な津波イベント堆積物 (Ts8) の産状および5つの堆積ユニット区分.

Fig. 6. A typical sedimentary sequence of tsunami event deposit of Ts8 and its five sedimentary divisions, Tsa to Tse.



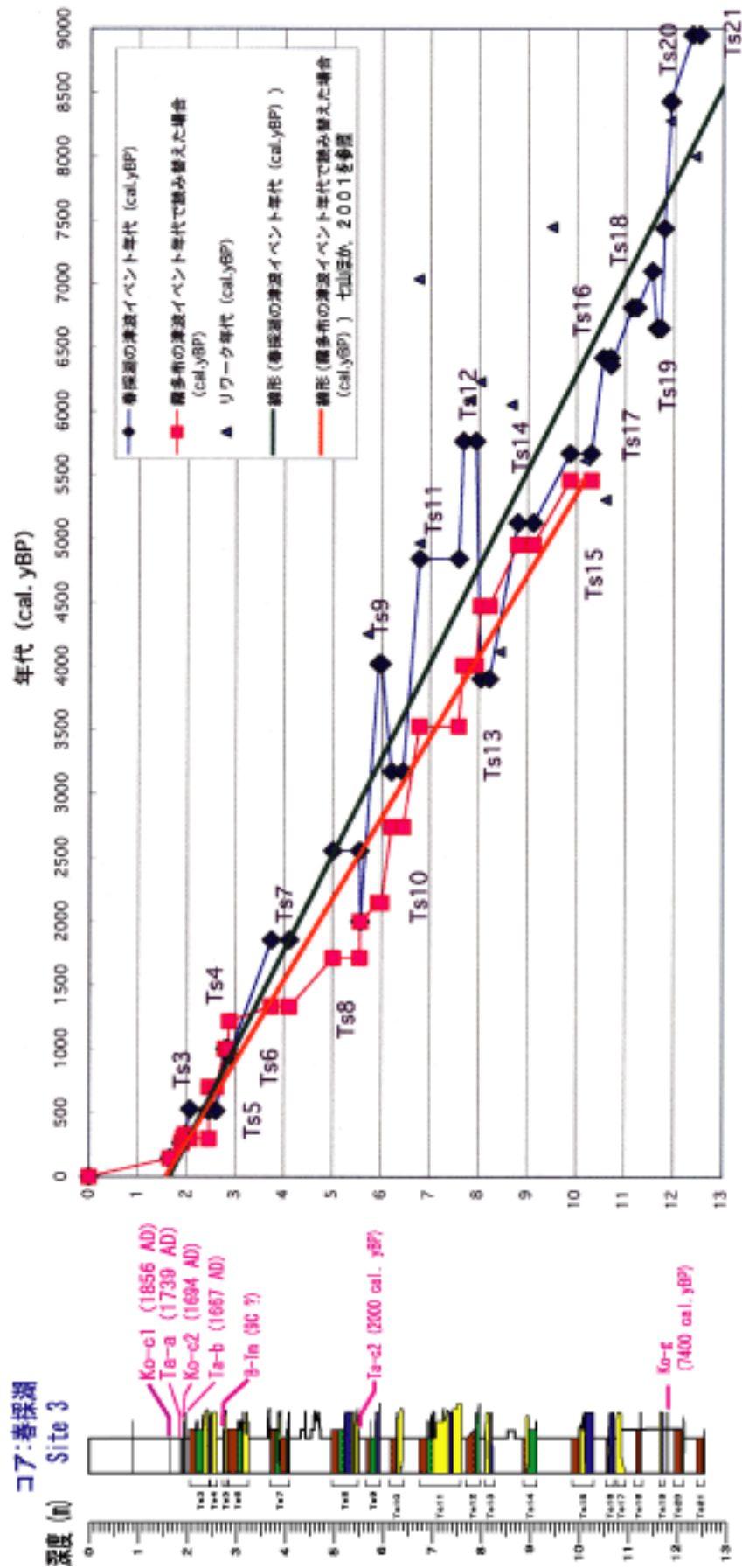
第7図. 春採湖コア (Site 3) 中から産出した珪藻, 有孔虫および貝化石群集.

Fig. 7. Vertical changes of diatom, shell and benthic foraminifera assemblages of Harutori-ko core (Site 3).



第8図. 春採湖コア (Site 3) 中のイベント堆積物の粒度分析結果.

Fig. 8. Vertical changes of grain size parameters such as mean, skewness and kurtosis of Tsunami event deposits of Harutori-ko core (Site 3).

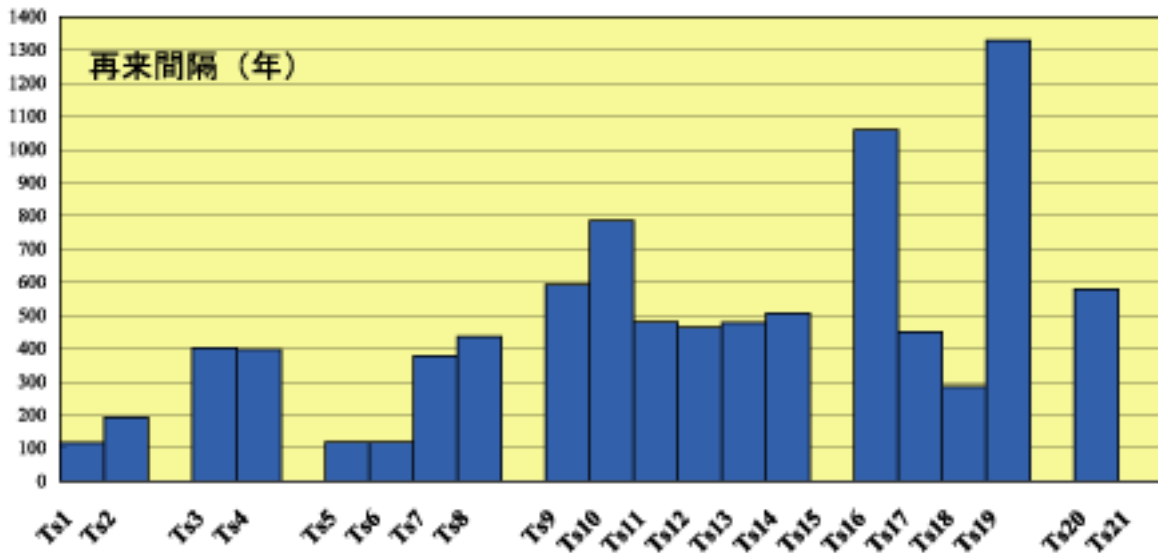


第9図. 春探湖コア (Site 3) 中のイベント堆積物の暦年代と堆積速度曲線. 各イベント堆積物の年代は, 1σの中央値で代表させている.  
 Fig. 9. Calendar ages of event deposits and postulated sedimentary rate of Harutori-ko core (Site 3).



釧路市春採湖コア中に認められる 20 層の津波イベント堆積物

春採湖コアにおけるイベント層序	今回得られた AMS <sup>14</sup> C 年代 (補正値)	2σ の範囲 (暦年前)	推定イベント年代 (1σ の中央値, 暦年前)	湿原地帯における各イベント年代 (暦年前)	再来間隔	歴史地震津波イベント	テフラ層序
Ts1		*	*		117	チリ地震津波(1960AD)	
Ts2		*	*	107	193	天保14年十勝沖地震津波 (1843AD)	Ta-a, Ko-c2, Ta-b (1667-1739AD)
Ts3		*	*	300	402	慶長16年三陸沖地震津波 (1611AD)?	
Ts4		*	*	702	398		B-Tm (9C?)
Ts5		*	*	1100	118	貞観11年三陸沖地震津波 (869AD)?	
Ts6	1040±40	1040-920	950	1218	118		
Ts7	1910±40	1930-1740	1855	1335	378		
Ts8	2480±50	2740-2360	2555	1713	436		Ta-c2 (ca. 2000 cal.yBP)
Ts9	3750±50	4250-3970	4020	2149	594		
Ts10	3000±50	3340-3000	3175	2743	787		
Ts11	4640±50	4970-4790	4845	3530	480		
Ts12	5000±60	5900-5600	5760	4010	465		
Ts13	5400±40	6290-6030	6230	4475	478		
Ts14	5270±50	6190-5920	6050	4953	507		
Ts15	4950±60	5880-5590	5670	5460	-155		
Ts16	4580±50	5450-5060	5305	*	1060		
Ts17	5600±50	6470-6290	6365	*	450		
Ts18	5990±50	6940-6690	6815	*	285		
Ts19	6190±60	7250-6900	7100	*	1330		
				*			Ko-g (ca. 7400 cal. yBP)
Ts20	7680±40	8540-8390	8430	*	580		
Ts21	8070±60	9120-8770	9010	*	*		



第10図. 過去9000年間に於ける千島海溝沿岸域、春採湖～霧多布湿原～根室南部沼地域に於ける各津波イベントの年代と再来間隔および歴史地震津波との対応。

各津波イベントの年代は、イベント堆積物の年代値の1σの中央値で代表させている。

Fig. 10. Estimated tsunami event ages, recurrence intervals and correlation with historical tsunami events in the area from Lake Harutori-ko to Nemuro-nanbu, along the Kuril subduction zone.