

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と
再来間隔の検討—霧多布湿原地域と根室南部地域の検討例—

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*****

1. はじめに

千島海溝沿岸地域は、本邦屈指の地震多発地帯であると同時に津波常襲地帯でもある(図-1)。しかしこの地域に繰り返し発生する海溝型地震についての情報は著しく不足しており、将来の地震発生時期及び規模の予測のためには古地震の繰り返し性についての基本的知見が必要とされている(石橋・佐竹、

1998)。千島海溝の海溝型地震の繰り返しに関する情報が少ない理由の一つに、この地域への和人の入植が19世紀以降と遅く、その為、被災履歴を本地域の古文書から解析することが困難なことが挙げられる(七山ほか、2000)。

一方、この種の海溝型地震の震源域において、過去の地震の規模、発生年代や活動間隔についての情報は、地震タービダイトや津波

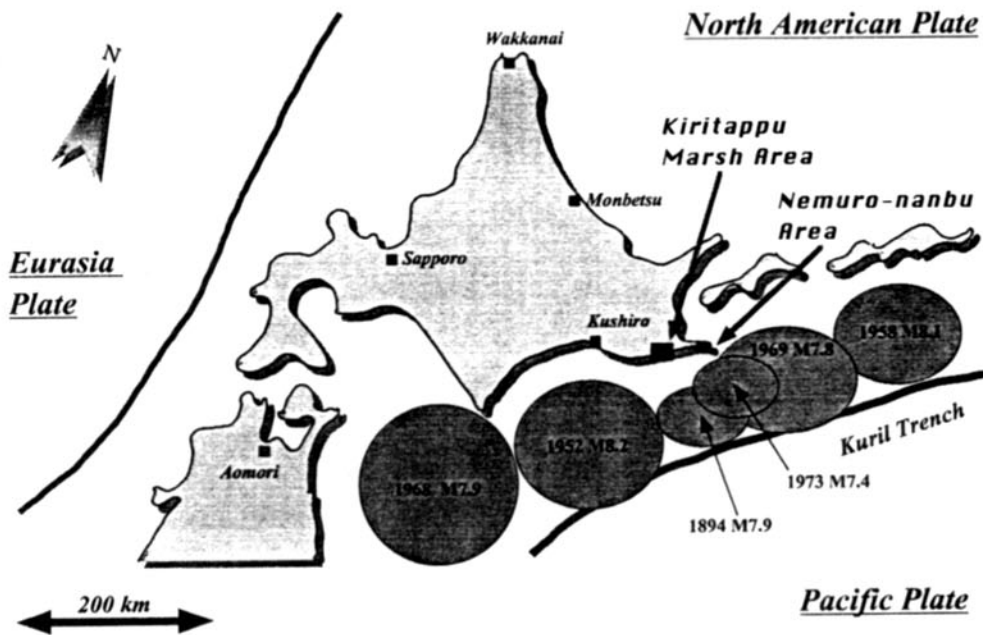


図-1 千島海溝のテクトニクス、海溝型地震の余震域と調査地域位置図。

*地質調査所地震地質部
**明治コンサルタント(株)
***地質調査所地質部
****新潟大学大学院自然科学研究科
*****茨城大学理学部地球生命環境科学科

イベント堆積物等から間接的に得ることができるとされている(池原, 2000)。しかし、津波イベント堆積物そのものの研究は十分行われてきたとは言えず、その研究手法の確立が急務とされてきた。

上述した観点から、浜中町霧多布湿原地域(以下、霧多布湿原地域; 図-1)および根室市南部沼~タンネ沼地域(以下、根室南部地域; 図-1)においてイベント堆積物を用いた津波履歴研究を予察的に実施した。

2. 調査地域の地形概説と測線の設定

以下に、調査地域の地形概説を示す。

① 霧多布湿原地域

霧多布湿原は本邦第3位の規模をもつ大規模低層湿原であり、空中写真判読によると、湿原には汀線にはほぼ平行した浜堤が10列前後も連なり、縄文海進最盛期に内陸深くまで進入した旧汀線が、その後の土砂流入と海水準低下に伴って海側に徐々に退き、最後に陸繋砂州が発達したと解釈できる(磯部ほか, 1999)。現在の湿原は、これらの浜堤列を覆うように広域に発達している。

霧多布湿原地域においては、現汀線から湿原を横断する2本の測線(A, MG)を設定した(図-2)。

② 根室市南部地域

この地域における詳細な地形学的研究は知られていないが、概ね霧多布湿原と同様の経緯を経てきたと判断されよう。

本地域においては、現汀線から湿原を横断する道路に沿って測線(N)を設定した(図-3)。

3. 研究手法

以下の手順で、現地調査および室内研究を実施した。

①現地調査：推定される津波遡上方向に沿って測線を設定し、汀線からの距離の測定と水準測量を行った。さらにスコップと検土杖を用いて10mごとにイベント堆積物の追跡を行った。

②試料採取：検土杖試料採集を10地点、塩ビパイプを用いた定方位柱状試料採取(長さ50cm, 径12cm; 重野ほか, 1999; 以下にpp法)を34地点で、ジオスライサー(長さ300cm, 径30cm; 中田・島崎, 1997)を用いた定方位試料採取を3地点で実施した。

③記載：採取したコア試料を研究室において半割し、写真撮影を行った。その後、肉眼でコアを詳細に観察し、層相、粒度、色調、堆積構造、化石、火山灰等の挟在物などの特徴をcmオーダーで記載した。さらに実体鏡やスミアスライドを用いて、砕屑粒子や海棲生物の遺骸の記載を行った。

④珪藻分析：unprocessed strew slide (Akiba, 1997)を作成した。それを顕微鏡(500倍)で観察し、珪藻化石の同定を行って準定量的な産出頻度を調べた。

⑤花粉分析：抽出した花粉化石濃縮液を封入しプレパラートを作成し、顕微鏡(400倍)で帯分析し、検出される花粉化石の種類と数を調べた。

⑥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との対比から、その給源を推定した。

⑦AMS¹⁴C年代測定：AMS (Accelerator Mass Spectrometry) 法により21試料の泥炭の年代測定を実施した。この¹⁴C年代値をINTCAL 98 (Stuiver *et al.*, 1998)を用い1950年を規準として暦年補正した。なお、以下の年代の議論には、1 σ の中間値と2 σ の年代幅を用いる。

4. 研究結果

4.1 調査地域の火山灰層序

調査地域の地表直下10~30cm層準からは、3枚のテフラが検出された。今回の検討の結果、これらは上位からTa-a(樽前山起源; 1739 AD)、Ko-c2(駒ヶ岳起源; 1694 AD)ならびにTa-b(樽前山起源; 1667 AD; 古川ほか, 1997)に対比された。このうち上位の

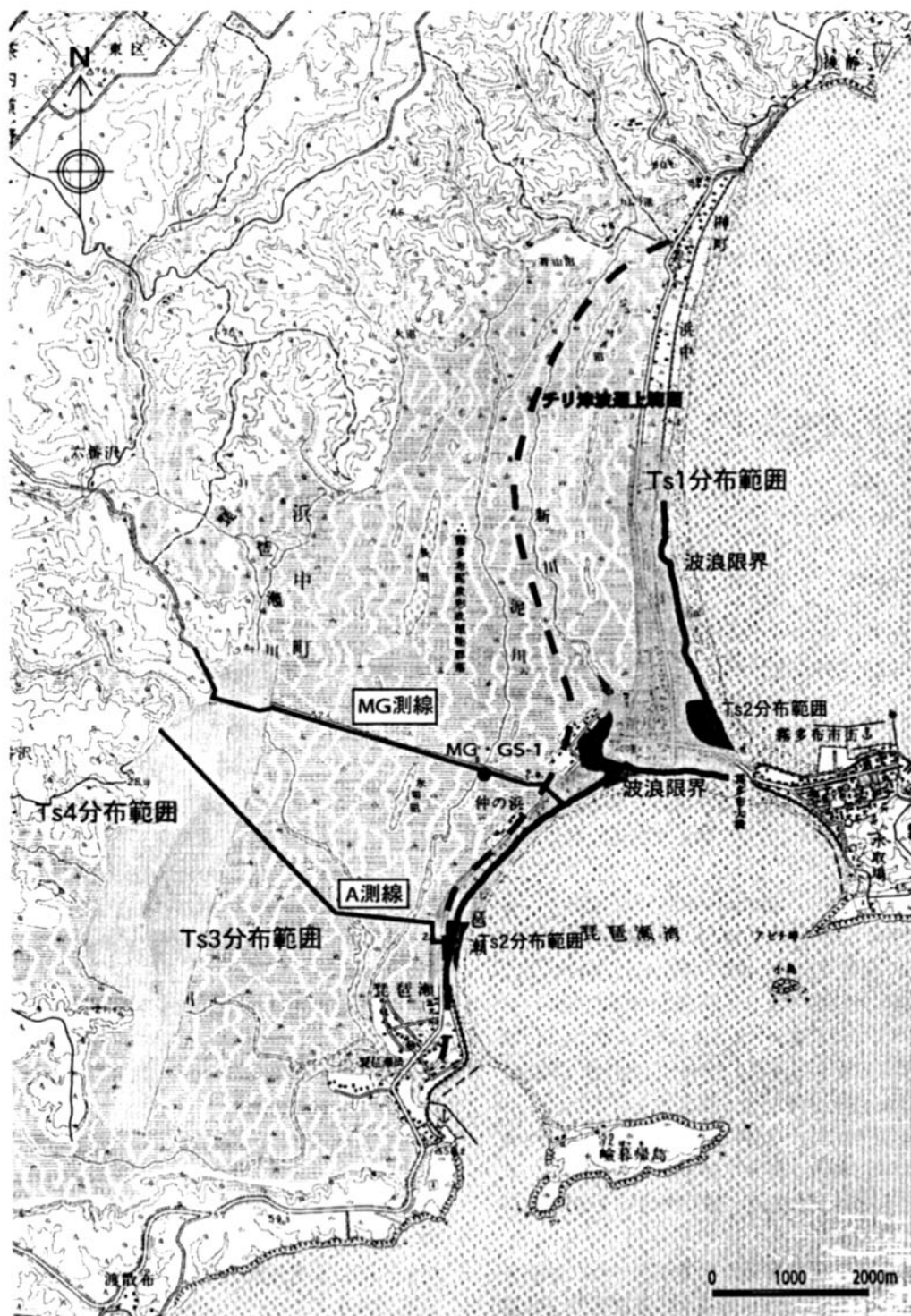


図-2 霧多布湿原地域における2本の調査測線(A, MG)と今回の調査で明らかとなったTs1, Ts2, Ts3 イベント堆積物の各分布限界. チリ津波の遡上限界は, Miyoshi and Imada (1961)からの引用. 国土地理院発行の1:50,000地形図「霧多布」を基図として使用

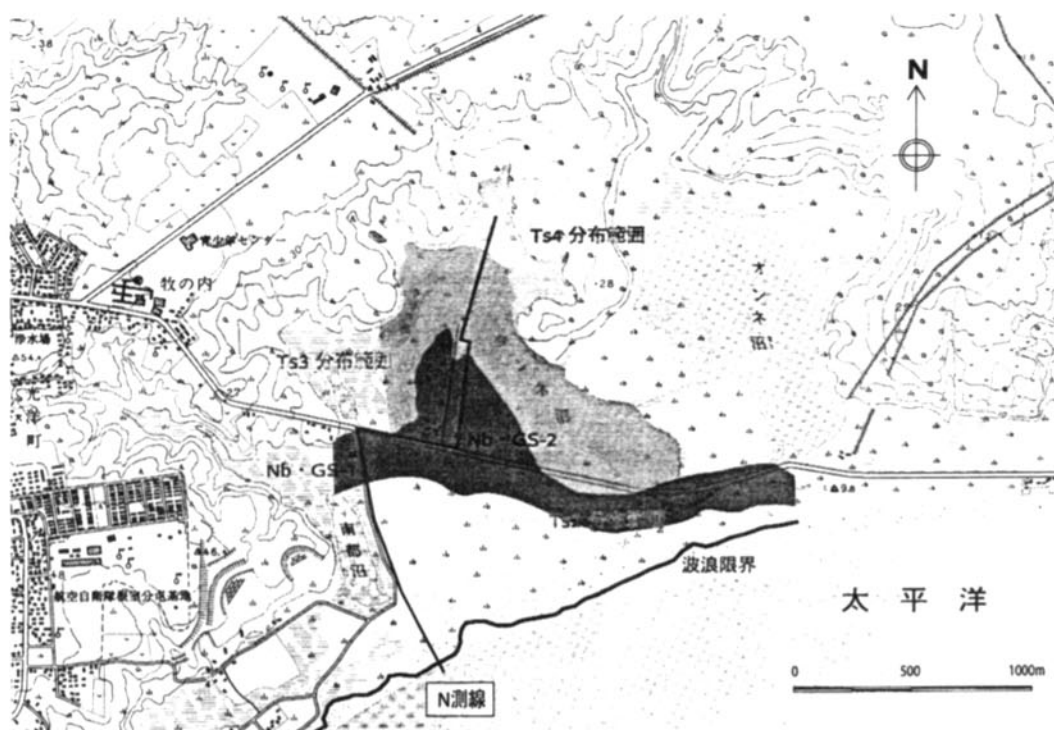


図-3 根室南部地域における調査測線(N)と今回の調査で明らかとなったTs2, Ts3, Ts4 イベント堆積物の各分布限界. 国土地理院発行の1:25,000地形図「根室北部」, 「根室南部」, 「友知」を基図として使用.

Ta-aおよびKo-c2の連続性はきわめて良好であり, Ta-bの分布は, 霧多布湿原以東において断片的である。

地表下約30~40 cmの層準には, Ma-b (摩周起源; 10世紀?; 町田, 1996) およびB-Tm (白頭山起源: 820~895 AD; 奥村ほか, 1999) が混在する火山灰層が確認できた。摩周火山近傍においてMa-bはB-Tm直上に位置することから(町田, 1996), その噴出年代はB-Tm 共々9世紀頃と推定できよう。

地表下約50~200 cmの層準には, Ta-c2 (樽前山起源; 徳井, 1989) が確認され, その年代が約2000 cal. yBPであることが今回判明した。

さらに, 根室南部地域で採取されたジオスライサー試料(Nb-GS-1)の基底層準(地表から2.6mの深度)からは細礫サイズのパミス層の存在が確認された。現在のところ詳細は不明であるが, 火山ガラスの組成がMa-bに似

ることからその起源は摩周火山と推定され, Ma-f (火砕流堆積物)に関連した降下軽石, もしくはMa-i, Ma-gの降下軽石堆積物の可能性が示唆される。いずれの場合も噴出年代は約6~7 kyBP (未暦年補正)に特定される。

4.2 泥炭に挟まれるイベント堆積物の産状
上述したテフラを鍵層として各測線上においてイベント堆積物の対比を行った(図-4, 図-5および図-6)。

これらは両地域とも共通した層相を示す。各イベント堆積物の層厚は30cm以下で, 総じて, 現汀線から離れるに従って, 概ね薄層化・細粒化するが, 埋積された浜堤列によって生じている地表面の起伏に規定され, その層厚は大きく変化している(図-7)。

各イベント堆積物は細~中粒砂からなり, 海側ほど細礫を多く含み, 陸側ほど不淘汰でかつ泥質分を多く含む。露頭においては明瞭

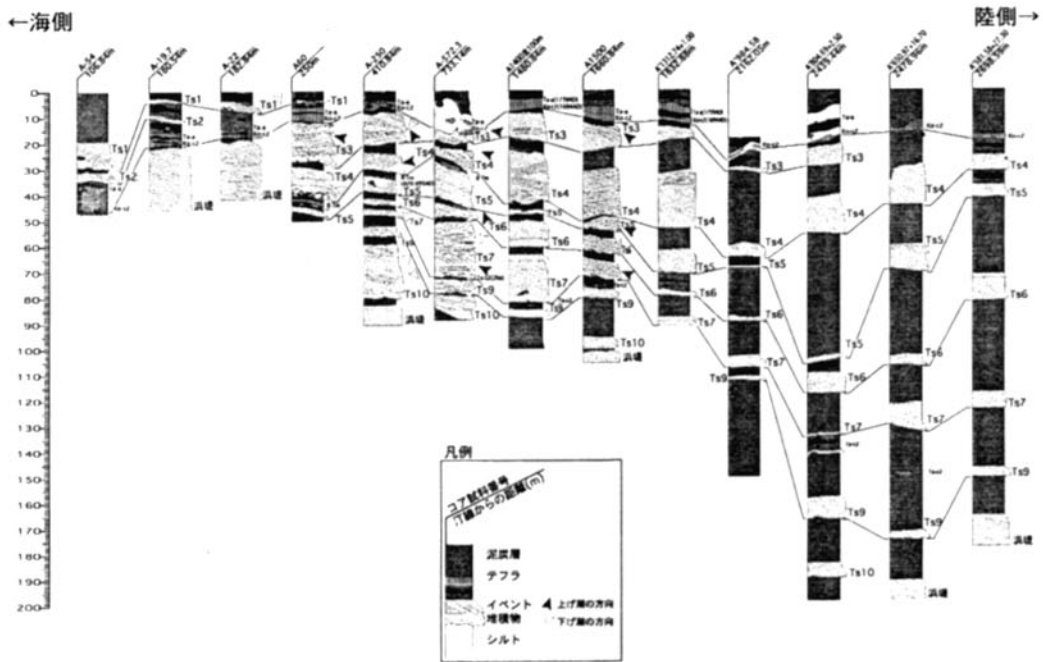


図-4 霧多布湿原地域A測線の堆積柱状対比図。イベント堆積物の連続性を強調するために、地表面を規準に堆積柱状図を配置している。

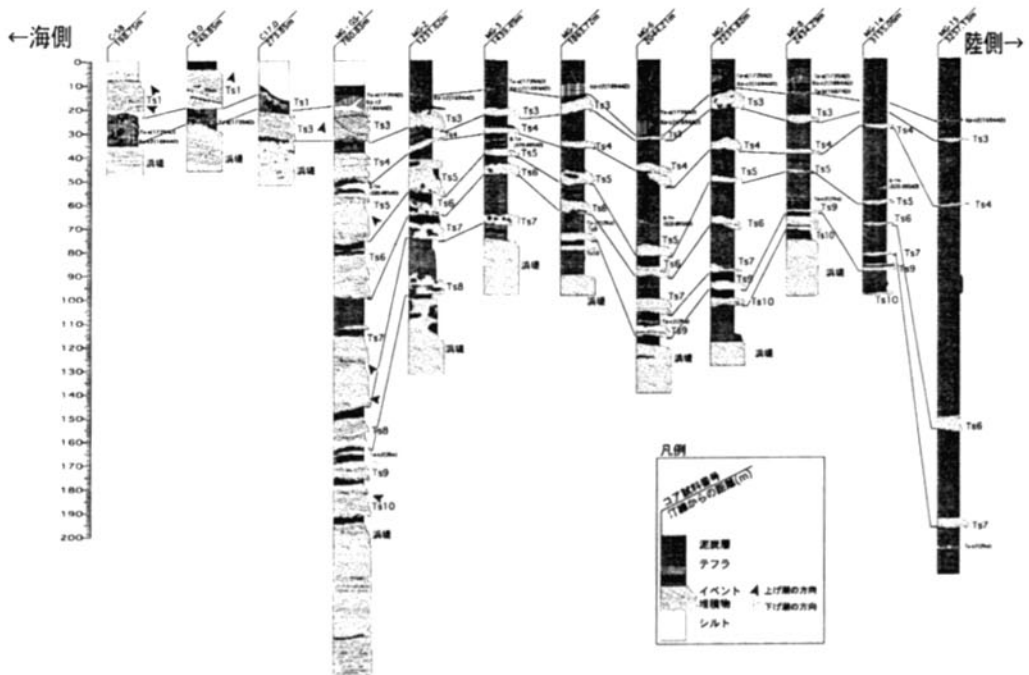


図-5 霧多布湿原地域MG測線の堆積柱状対比図。イベント堆積物の連続性を強調するために、地表面を規準に堆積柱状図を配置している。

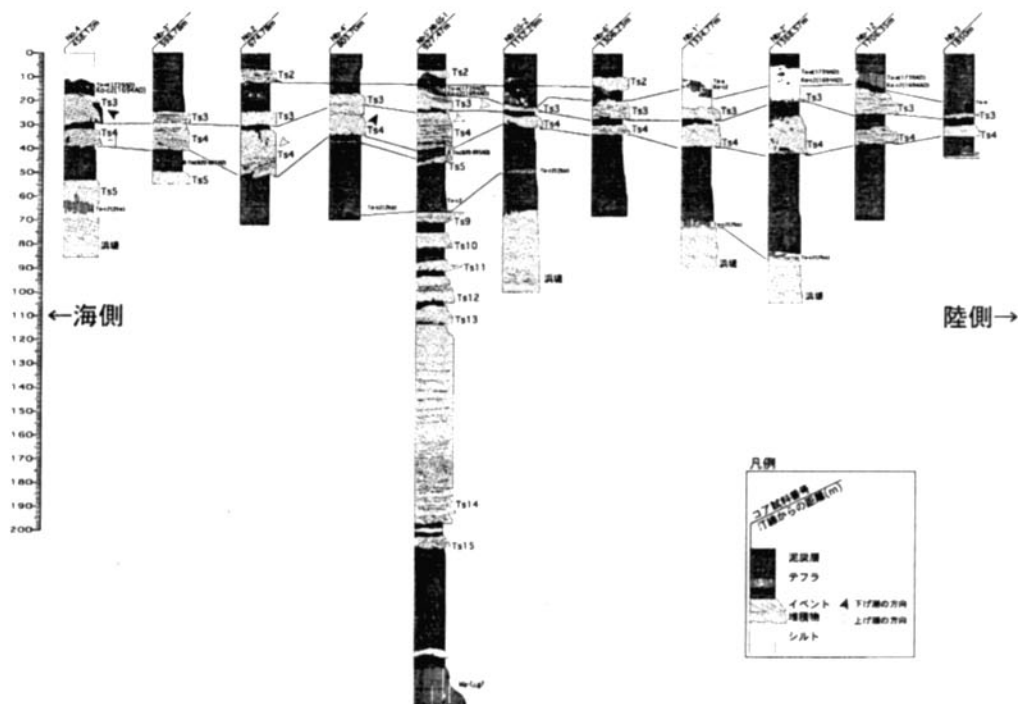


図-6 根室南部地域N測線の堆積柱状対比図。イベント堆積物の連続性を強調するために、地表面を規準に堆積柱状図を配置している。

な級化構造（しばしば複数回の級化構造）を示し、その基底部には明瞭な浸食構造や偽礫を伴う。pp法（重野ほか，1999）による堆積構造の検討の結果，この砂層には上げ潮と下げ潮，またはその一方（多くは下げ潮）によるデューンやカレントリップル等の掃流による堆積構造が観察された。砂層の上位のシルト層は不淘汰でかつ植物遺骸を多く伴う傾向があるが，これらは海水の滞水時に浮遊物が沈降して生じたものであろう（図-8）。

今回の調査の結果，霧多布湿原地域においてはTa-aの上位に2枚（Ts1, Ts2），Ko-c2（一部の地域ではTa-b）とB-Tm（+Ma-b）との間に2枚（Ts3, Ts4），B-Tm（+Ma-b）とTa-c2との間に4枚（Ts5, Ts6, Ts7, Ts8），Ta-c2下位に2枚（Ts9, Ts10）の総計10枚のイベント堆積物が確認された（図-4および図-5）。

一方根室南部地域においては，Ta-aの上位にTs2，Ko-c2（一部の地域ではTa-b）とB-Tmとの間に2枚（Ts3, Ts4），B-Tm直下に

Ts5の存在が確認されたが，Ts6, Ts7, Ts8は確認されなかった。さらにTa-c2下位に認められた7枚（Ts9, Ts10, Ts11, Ts12, Ts13, Ts14, Ts15）とあわせて，総計11枚のイベント堆積物が確認された。このうちTs14は他に比べて厚層であり，平行葉理の発達する上位層準は細粒で砂丘砂と類似している。このことから，Ts14の砂層は下位のイベント堆積物と上位の古砂丘砂に区分できると考えられる。

なお，根室南部地域ではTs2やTa-a, Ko-c2が断片的にしか確認されていない。これは現地表面が風雨もしくは人為的に浸食を被ったためと解釈される（図-6）。

個々のイベント堆積物の分布状況に着目してみると，Ts2およびTs1の分布は今回調査した測線のうち比較的沿岸域に限られ，より下位のイベント堆積物ほど現汀線から陸側に離れた位置から出現している。この地域の完新世の海水準変動は地震性テクトニクスの影響もあり現在のところ良くわかっていないが，これは当時の汀線位置の反映と考える

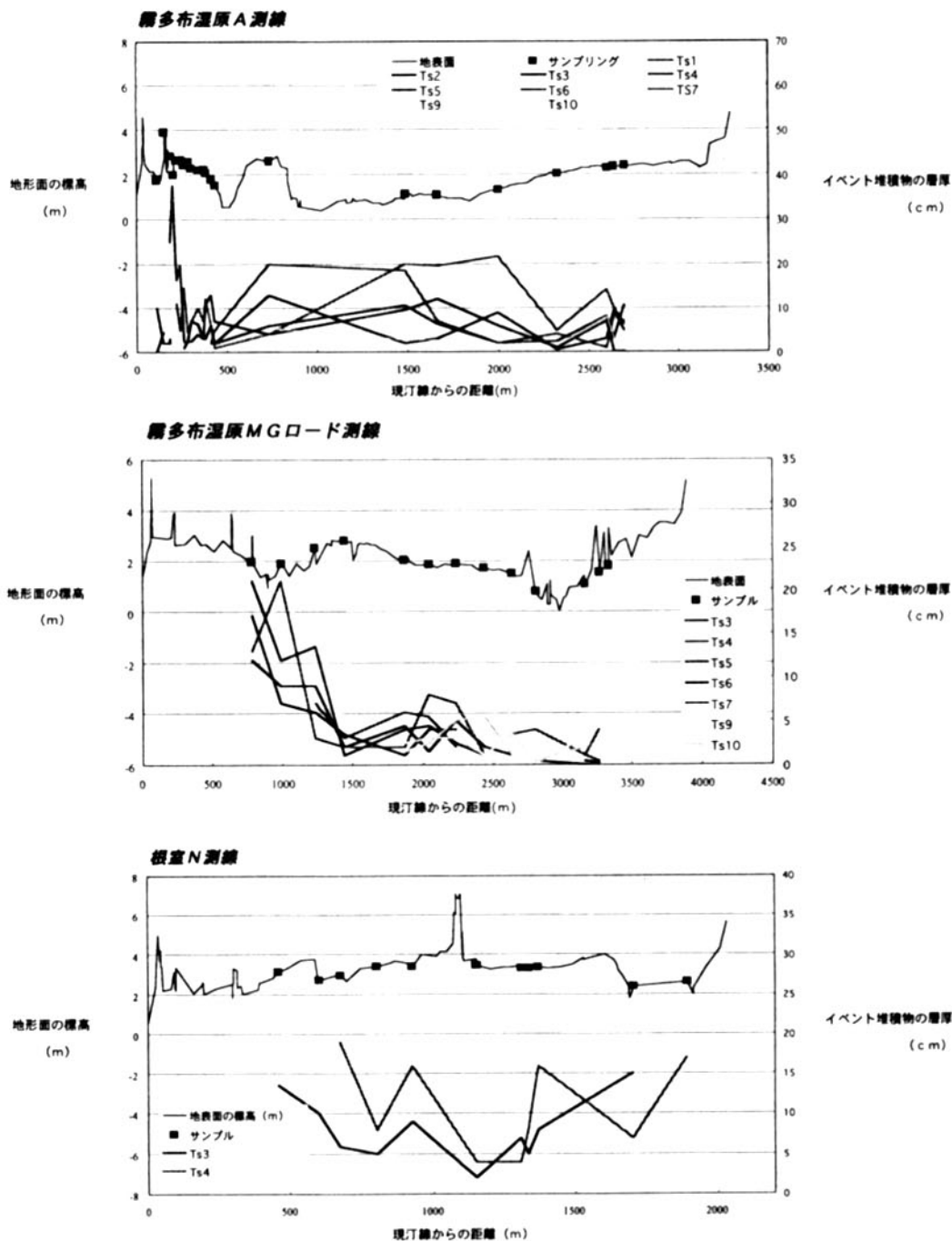


図-7 各測線ごとの現地形ならびに現汀線からの距離と、イベント堆積物の層厚の対応。

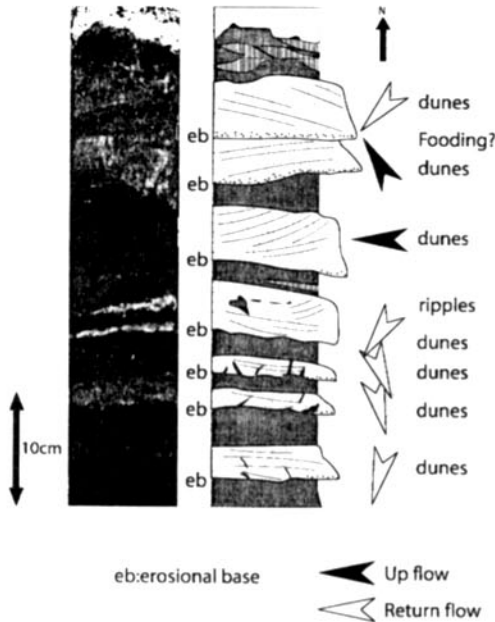


図-8 A-250地点における代表的な津波イベント堆積物の産状。左の写真はPP法によって処理された柱状試料，右はその堆積学的な解釈を示す。

ことができよう。但し、現地の泥炭の発達状況を考慮すると、概ね過去3000年は現在の汀線位置を推移していたものと推測される。

実体鏡下における観察の結果、多くの場合砂層中には石灰質な海棲生物の遺骸は保存されていない。一方、スミアスライドの観察の結果、堆積物上位の浮遊粒子の沈積による不淘汰な部分には、遠洋性の珪藻遺骸や海綿の骨針等が多数観察され、海水の流入に伴って生じた堆積物であることの判定材料となった。

4.3 珪藻および花粉分析の結果

珪藻分析の結果、霧多布湿原において定常的に堆積していた泥炭層とこれらにイベント堆積物との間には、対照的な群集組成が認められた。すなわち泥炭層からは現在の湿原環境と同様に淡水生種が卓越するのに対して、イベント堆積物からは様々な割合の淡水生種+海水生種の混在群集が卓越する。後者においては各単層内でもその割合は著しく変化するが、これは分級度の反映と解釈される。ま

た、これら海水生種は主に *Delphineis surirella* (海水砂質干潟底生種；小杉, 1989) および *Paralia sulcata* (内湾底生種；小杉, 1989) から構成される。ゆえに各イベント堆積物は、浜中湾や琵琶瀬湾等の内湾底(水深5m)以浅~潮間帯からもたらされたと判断される。

一方、イベント堆積物の直上と直下の花粉分析の比較検討の結果、海成砂の湿原環境への流入によって繰り返し湿原植生、特に草本類がダメージを受けたことが明らかとなった(七山ほか, 2000)。同様の津波による湿原植生の変化は、カムチャッカにおいても知られている (Minoura *et al.*, 1996)。

4.4 AMS¹⁴C年代測定の結果

霧多布湿原地域のA250地点ならびにMG-GS-1地点(図-2)、根室南部地域のNb-GS-1(図-3)において採取した定方位柱状試料を用いて、AMS¹⁴C年代測定を実施した。分析試料は基本的にイベント堆積物直上の泥炭を用いた。この結果、Ts4-Ts15各イベント堆積物の発生した暦年代を明らかにすることができた(図-9)。

5. 考察

5.1 イベント堆積物の年代層序の再検討

霧多布湿原においては、M8を超える巨大地震津波の痕跡のみが泥炭中に記録されている可能性が高いことは既に指摘した(七山ほか, 2000)。今回根室南部地域の調査結果も含め、さらにTs4以深の層準から新たに多数の年代値が得られたので、イベント堆積物の年代層序の再検討を行った(図-9)。

根室南部地域のみにおいて認められるTs15~Ts11のイベントは縄文前期~中期(5500~3500年前)の年代を示す。

Ta-c2下位のTs10およびTs9は縄文後期~晩期(2750~2150年前)のイベントの可能性が高い。B-Tm以下のTs8, Ts7, Ts6およびTs5は、縄文晩期以降~9世紀以前(1713~1150年前)のイベントと考えられよう。このうちTs5はB-Tm直下に位置することから、

層序	2σの範囲(暦年前)	推定年代(暦年前)	西暦(AD)	時代	再来間隔(年)	歴史津波イベント	テフラ層序
Ts1	*	-10	1960	昭和	117	チリ地震津波(1960AD)	
Ts2	*	107	1843	江戸	193	天保14年地震津波(1843AD)	Ta-a(1739AD)遡上
Ts3	*	300	1650?	江戸	402	慶長16年三陸沖地震津波(1611AD)?	Ta-b(1667AD)遡下
Ts4	886-573	702	1248	鎌倉?	398		
Ts5	*	1100	850?	平安	118	貞観11年三陸沖地震津波(869AD)?	B-Tm(820-895AD)遡下
Ts6	910-695	1218	733	奈良?	118		
Ts7	1405-1290	1335	615	大和	378		
Ts8	1820-1600	1713	237	養生	436		
Ts9	2308-1953	2149	*	縄文晩期~養生	594		Ta-c2(2000 cal. yBP)遡下
Ts10	2760-2720	2743	*	縄文晩期	787		
Ts11	3675-3385	3530	*	縄文後期	480		
Ts12	4215-3860	4010	*	縄文中期	465		
Ts13	4580-4395	4475	*	縄文中期	478		
Ts14	5280-4840	4953	*	縄文中期	507		
Ts15	5600-5320	5460	*	縄文前期	*		

最良記録のパミス層(6-7 ka)より上位

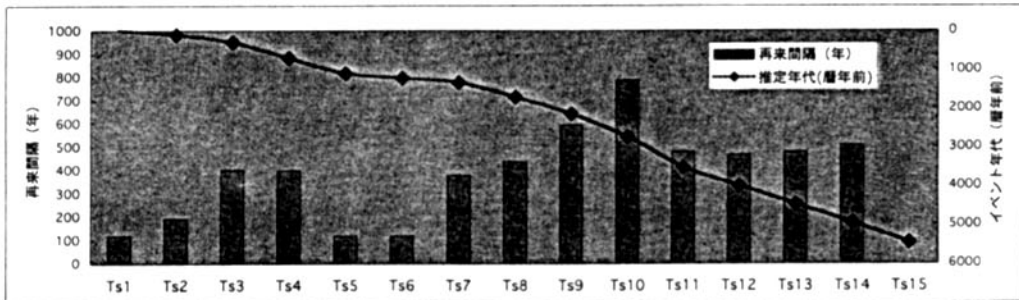


図-9 霧多布湿原～根室南部地域における各津波イベント堆積物の発生年代と再来間隔，歴史津波イベントとの対応。泥炭のAMS¹⁴C年代を暦年補正し，1σは中央値で2σは年代範囲で示している。なお暦年は1950年を規準として算出している。

9世紀に生じたものと推定できる。この場合，896年（貞観十一年）三陸沖地震津波との関連が注目される。

Ts4は13世紀（鎌倉時代）のイベントと考えられるが，北海道ではこの時代の史料は皆無である。

Ts3はTa-bから約1cmの泥炭を挟んでその下位に位置することから，17世紀前期に生じたものと推定できる。調査地域の史実は1805年までしか遡れないが（七山ほか，2000），この17世紀前期のTs3を生じさせた可能性がある歴史イベントとしては，1611年12月（慶長十六年十月）三陸沖地震津波（M8.1）があげられる。この1611年地震津波によって，三陸海岸のみならず道東太平洋沿岸が広く被害を受けた事実が，松前藩の「松前家譜」に記載されているらしい（都司・上田，1998）。しかし，Atwaterほか（1999）は，このTs3が地震性隆起を伴った別の地震イベントによって生じた可能性を指摘しており，千島海溝の固有地震であった可能性を論じている。

Ts2はTa-aの上位に位置することから，1739年以降の津波イベントに特定されるが，厚岸国泰寺の「日鑑記」の記述，根室落石漁協の記録，ならびに現地の伝承との整合性から，1843年（天保十四年三月）北海道東部地震津波（M8.4）によって生じた可能性が高いと判断される。

Ts1は霧多布湿原地域においてのみ記載されており，現地表面直下に位置することから20世紀に入ってからの近年の津波遡上に起因する可能性が高いと考えられてきた（七山ほか，2000）。この場合，1952年十勝沖地震津波（M8.1）や1960年チリ沖地震津波（M8.5）がその候補として挙げられるが，大規模な土砂移動や地形改変を伴ない，かつより浸水規模の大きかった後者（Miyoshi and Imada, 1961）の可能性が高いと判断した。しかし，厚岸町床潭地域は，チリ津波の被害は皆無で1952年十勝沖地震津波の被害のみを被っており，おそらく堆積物のみからこの両者のイベントを認識することは困難である。

5.2 津波の再来間隔の検討

今回イベント年代が特定できたTs1~Ts15から調査地域の津波の再来間隔を求めてみると、100~500年のインターバルをもって巨大津波遡上が繰り返し生じていたことが分かる。特にTs7~Ts15には明瞭な500年周期が見えている。ほぼ同様の指摘は十勝海岸地域を予察的に調査した平川ほか(2000)も論じている。この500年周期の成因については現在鋭意検討を行っている。

その一方で、これらのイベントには千島海溝の固有地震津波以外にもTs1(=1960年チリ地震津波)に代表される遠地性津波も含まれている可能性が高く、両者を区分することが今後の最も重要な課題となろう。現在のところ、少なくともTs3の堆積時に根室?厚岸地域において地震性隆起が生じたことが明らかと成りつつある(Atwaterほか, 1999)。また釧路市西方の白糠町の馬主来沼や音別町のキナシベツ湿原等、千島海溝沿岸各地においても、この時期に急激な環境変化が生じた可能性が高い。

今後このようなイベント堆積物に伴われる地震性隆起・沈降の検討を千島海溝沿岸の数多くの地点で行うことによって、遠地津波と千島海溝における地震津波を区分することが可能になると考えている。

5.3 津波の遡上規模の検討

本年度の研究成果として、霧多布湿原地域および根室南部地域においてTs1~Ts4の分布状況を1/50,000~1/25,000の地形図上に示すことができた(図-2, 3)。霧多布湿原地域において、Ts1は海岸から200~300m程度の範囲、Ts2は汀線から180mの範囲、Ts3は汀線から3257mまでの範囲でそれぞれ分布することが判明した(図-7)。Ts4の遡上規模はこの2つの地域ではTs3を越えている。

これらイベント堆積物(特に砂粒子)の分布限界が、津波の遡上限界(=海水の到達地点)と一致するとは水理的には証明不可能であり、Fig. 2に示すとおり、既存のチリ地震津波の浸水域(Miyoshi and Imada, 1961)

とTs1の分布範囲には有意なズレが認められる。しかし1993年北海道南西沖地震津波の白別川セクションにおける研究結果(重野ほか, 2000)を参照するならば、地形勾配が無く海成砂が障害無く供給され得る地域においては十分議論に用いることができると考えている。

ここでTs1~Ts4の分布規模(層厚および遡上分布距離)の単純な比較から、Ts3とTs4の津波イベントはTs1(1960年チリ地震津波)およびTs2(1843年北海道東部地震津波; M8.4)を超える規模であったことが容易に想像される。しかもこのTs3, Ts4は千島海溝沿岸地域各地域において確認されている(たとえば、根室市長節湖周辺および別当賀海岸、浜中町恵茶人沼、幌戸沼、火散布沼および藻散布沼、厚岸町床潭沼、白糠町馬主来沼、音別町キナシベツ湿原、十勝大津港周辺、豊頃町長節湖、湧洞沼、大樹町生花苗湖; 図-10)。もしこれらが同一の地震津波イベントで生じたと仮定するならば、今から約400年前に千島海溝において巨大地震が生じ、この結果、道東太平洋沿岸約300km以上が、巨大津波の来襲を受けたことになる。

さらにTs4は霧多布湿原以東での層厚はTs3を遙かに上回る。これはTs3とTs4を生じさせた地震の震源域の違いを反映している可能性があり、この解釈に基づけばTs4の震源域はTs3よりも東側に位置していたと推定されよう。

6. 今後の検討課題

今回の調査検討によって、イベント堆積物を用いて津波の遡上規模がある程度推定可能であることが判明した。引き続き、白糠町馬主来沼地域、音別キナシベツ湿原、十勝海岸地域において同様の検討を行い、より広域的なイベント対比を行う予定である。さらにイベント堆積物から得られた基礎データと数値シミュレーション等を組み合わせることによって、堆積物から過去の地震情報(たとえば、発生時期、震源域、地震モーメント)を読みとる方法も確立したいと考えている。一

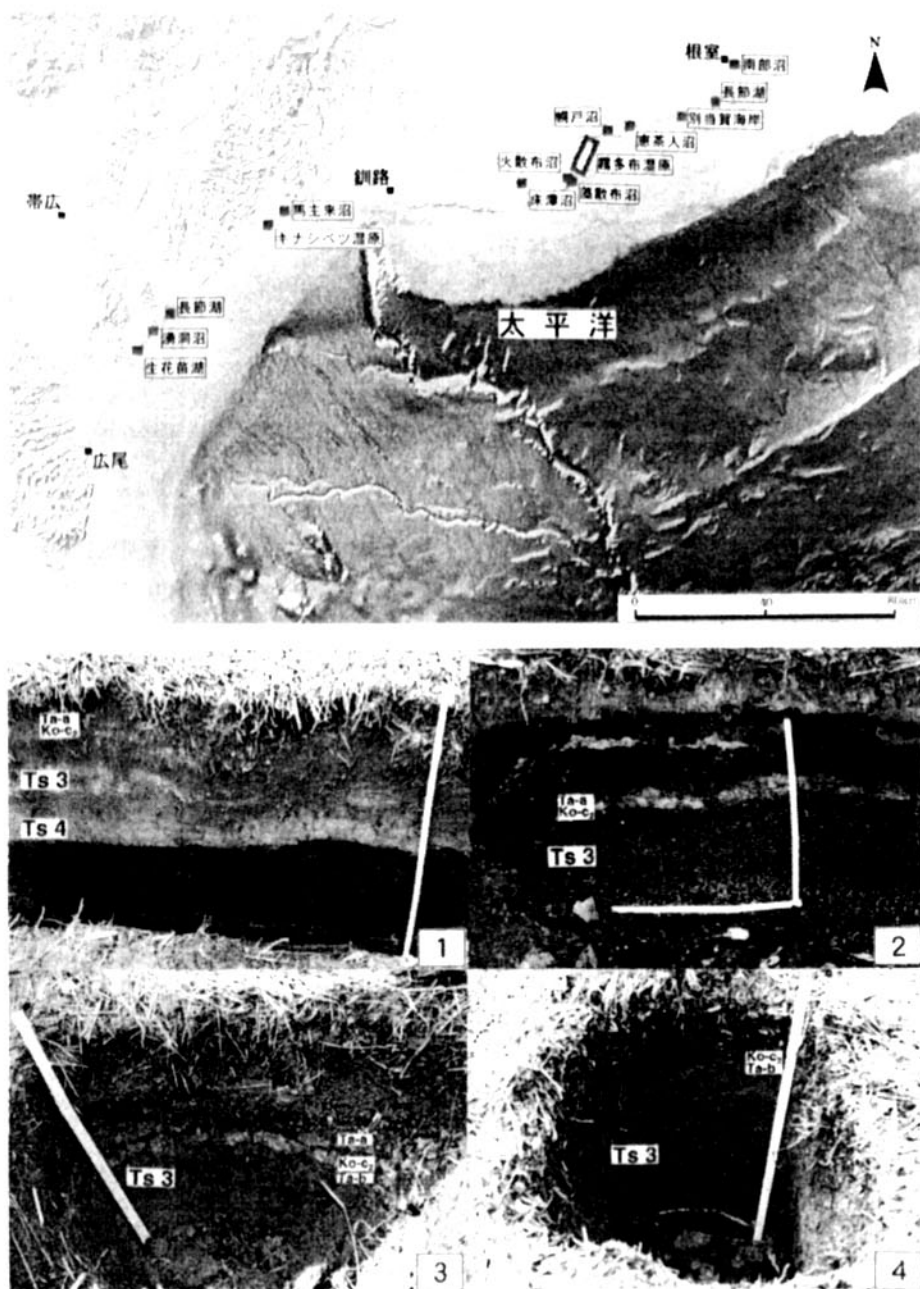


図-10 千島海溝沿岸域においてTs3が発見された場所と各地点における津波堆積物の産状例。
 1：根室市南部沼における津波堆積物の産状。Ta-a, Ko-c2テフラの下位にTs3, Ts4の2枚の津波堆積物が観察される。
 2：音別町馬主来沼における津波堆積物の産状。Ta-a, Ko-c2テフラの下位にTs3の津波堆積物が観察される。
 3：音別町キナシベツ湿原における津波堆積物の産状。Ta-a, Ko-c2, Ta-bテフラの下位にTs3の津波堆積物が観察される。
 4：豊頃町湧洞沼における津波堆積物の産状。Ko-c2, Ta-bテフラの下位にTs3の津波堆積物が観察される。

方津波イベント年代については、千島海溝沿岸域のより多くの地点で検討し、検討事例を増やしていく必要がある。

謝 辞

本稿を締めくくるにあたって五十嵐八枝子博士（アースサイエンス株）ならびに栗田裕司氏（石油資源開発株技術研究所）には、微生物遺骸分析の際、多大なご配慮を賜った。浜中町役場ならびに霧多布湿原センターの諸賢には、現地調査にあたり便宜を図っていただいた。今村文彦教授（東北大学大学院工学研究科）には、本稿の発表の機会を与えていただいた。以上の方々に深く御礼申し上げる次第である。

参 考 文 献

- 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. · 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.
- 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.
- 平川一臣 · 中村有吾 · 原口 強, 2000, 北海道十勝沿岸域における巨大津波と再来間隔—テフラと地形による検討・評価—. 月刊地球号外, no.28, 154-161.
- 池原 研, 2000, 地震性堆積物を用いた地震発生年代と発生間隔の解析. 地調月報, **51**, 89-102.
- 石橋克彦 · 佐竹健治, 1998, 古地震研究によるプレート境界巨大地震の長期予測の問題点. 地震, **50**, 1-21.
- 磯部一洋 · 横田節哉 · 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.
- 小杉正人, 1989, 珪藻の環境指標種群の設定と古環境復元への応用. 第四紀研究, **27**, 1-20.
- 町田 洋, 1996, 泥炭地における最近1000年間のテフラ—クッチャロカルデラ美留和—. 第四紀露頭集—日本のテフラ, 日本第四紀研究会, 109.
- Minoura, K., Gusiakov, V.G., Kurbatov, A., Takeuchi, S., Svendsen, J.I., Bondevil, S. and Oda, T., 1996, Tsunami sedimentation associated with the 1923 Kamchatka earthquake. *Sedimentary Geology*, **106**, 145-154.
- Miyoshi, H. and Imada, T., 1961, The land-tide island and the tidal establishments for the people of Talcahuano (Chile). *Report on the Chilean Tsunami*, 52-56.
- 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.
- 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 · 小坂橋重一 · 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.
- 奥村晃史 · 嶋田 繁 · 鈴木毅彦 · 福岡孝昭 · 町田 洋 · 光谷拓実, 1999, 高精度年代決定による日本の完新世テフラクロノロジーの再検討. 1999年地球惑星科学関連学会合同大会予稿集.
- 重野聖之 · 七山 太 · 廣田 勲, 1999, 塩ビパイプと速乾性ボンドを用いた未固結砂礫の定方位柱状試料作成法. 地質ニュース, no. 542, 39-45.
- 重野聖之 · 七山 太 · 佐竹健治 · 下川浩一,

2000, 渡島半島西岸, 大成町南部地域における1993年北海道南西沖地震による津波イベント堆積物の分布状況と津波浸水状況との対応. 地質調査所速報, no. EQ/99/3 (平成12年度活断層・古地震研究調査概要報告書), 19-41.

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.

徳井由美, 1989, 北海道における17世紀以降の火山噴火とその人文環境への影響. お茶の水地理, **30**, 27-33.

都司嘉宣・上田和枝, 1998, 慶長16年(1611), 延宝5年(1677), 宝暦12年(1763), 寛政5年(1793), および安政3年(1856)の各三陸地震津波の検証. 歴史地震, no. 11, 75-106.