

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 Late Holocene repeated rapid coastal uplift in eastern Hokkaido

Harvey Kelsey¹・佐竹健治²・澤井祐紀³・Brian Sherrod⁴・下川浩一⁵・宍倉正展^{6*}

Harvey Kelsey¹, Kenji Satake², Yuki Sawai³, Brian Sherrod⁴,
Koichi Shimokawa⁵ and Masanobu Shishikura^{6*}

¹カリフォルニア州立大学フンボルト校 (Humboldt State University, hmk1@humboldt.edu)

^{2,5,6}活断層研究センター (Active Fault Research Center, GSJ/AIST, kenji.satake@aist.go.jp,
k.shimokawa@aist.go.jp, m.shishikura@aist.go.jp)

³国際日本文化研究センター (International Research Center for Japanese Studies, sawai@nichibun.ac.jp)

⁴米国地質調査所 (United States Geological Survey, bsherrod@geophys.washington.edu)

* 著者名はアルファベット順 (Authors are listed in alphabetical order)

Abstract: We present evidence of repeated rapid coastal uplift of eastern Hokkaido in the last 2,800 years. Seven instances of abrupt uplift, with an average recurrence interval of about 400 years, have been identified. At the time of each coastal uplift, marsh vegetation colonized uplifted tidal or lake mud flat, which then subsided in the ensuing centuries, resulting in tidal or lake mud covering peat of the paleo wetland. A raised storm berm at Bettoga estuary, dating from the seventeenth century, provides geomorphic evidence of the most recent uplift. Timing of these coastal uplift events is well correlated with tsunami deposits found in Kiritappu marsh by Nanayama et al. (2000), suggesting recurrence of unusual earthquakes. Among three possible mechanism of such unusual earthquake: huge interplate event, deep postseismic slip and crustal faulting, postseismic slip at the deeper extension of interplate earthquake fault seems to be most likely.

キーワード: 海水準変動, 古地震, プレート間地震, 千島海溝, 北海道

Keywords: sea level change, paleoseismology, interplate earthquakes, Kuril trench, Hokkaido

1. はじめに

北海道東部の太平洋岸は、地質学的時間スケールでは隆起しているのに対して、測地学的時間スケールでは沈降しており、正反対の海水準変動を示す。北海道東部では、後期更新世の海岸段丘が発達しており、酸素同位体による海面変動のステージ 7 (およそ 20 万年前), ステージ 5e (およそ 12 万年前) に対応する段丘面の標高は、それぞれ 110~60m, 50~20m 程度である (Okumura, 1996)。すなわち、過去十万年間で、海岸 (陸地) は 0.2~0.5mm/年程度の速度で隆起した。ところが、釧路や根室 (花咲) の検潮記録によれば、明治以降およそ 10mm/年程度の割合で海岸が沈降している (海岸昇降検知センター, 1996)。北海道東部の千島海溝沿いでは、1952 年十勝沖地震・1973 年根室半島沖地震などのプレート間、あるいは 1994 年北海道東方沖地震などのスラブ内地震が発生しているが、これらの地震に伴う顕著な海岸変動は記録されていない (Kato, 1983; Ozawa et al., 1997)。

北海道東部太平洋沿岸域における完新世の海水準変動は、海跡湖や沿岸湿地などの沖積低地の層序変

化から調べられてきた (Maeda et al., 1992; 大平ほか, 1994; 沢井・鹿島, 1996; 沢井・三塩, 1998; Sawai, 2001)。厚岸湖周辺では、過去 3000 年間に 4 回の海進・海退が繰り返されたことが、沿岸湿地における層序と珪藻分析から明らかにされ、このうちの少なくとも 3 回は、地震などを原因とする、急激な海岸の隆起によると解釈されている (Sawai, 2001)。また、根室半島付け根の温根沼でも、4 回の隆起イベントが記録されている (Sawai et al., in press)。これらのうち、最近の隆起イベントは 17 世紀に発生したとされている (Atwater et al., 1999, Sawai et al., in press)。

また、北海道東部の太平洋岸における津波堆積物の調査から、後期完新世に異常な津波が繰り返し発生したことが明らかになりつつある (七山, 1998; 七山ほか, 1999, 2000, 2001a, b; 平川ほか, 2000; Sawai, 2002)。これらの津波堆積物の特徴は以下のとおりである。(1) 20 世紀に発生したプレート間地震からの津波や 1960 年チリ地震津波などの遠地津波の遡上域に比べて、津波堆積物がずっと内陸まで分布していること、(2) 最近のものは火山灰層序から 17 世紀に発生したと推定され、その分布は十勝~根室地方の沿岸に広がること、(3) 霧多布湿原・釧路市春採湖の

柱状試料解析から、過去 2500 年間に 7 枚の“異常な”津波堆積物が見出され、その繰り返し間隔は 400 ~ 500 年程度であること。

地質学的時間スケールと測地学的時間スケールでの海岸の上下変動の矛盾は、海岸の隆起を伴う大規模な地震が過去に発生したと考えると解決できる(池田, 1996)。海岸の隆起を伴うイベントと、津波堆積物を残した異常な津波とは、ともに数百年程度の間隔で繰り返しているようにみえるが、これらの関係は明らかになっていない。海岸の隆起イベントが局所的な環境変化によるものではなく、地震に伴う広域の地殻変動によるものであることを確認するためにも、より広域での調査が必要である。本研究では、津波堆積物が精力的に調査された霧多布湿原を中心に、釧路地方から根室地方にかけての広範囲で野外調査を行ない、過去約 2800 年間の海岸変動を推定した。

2. 野外調査と年代測定

野外調査地点は、釧路市武佐周辺の低地(KU)、厚岸町チライカリベツ川沿いの低地(CH)、浜中町火散布沼周辺の低地(HI)、霧多布湿原周辺の低地帯、根室市別当賀の低地、温根沼周辺の低地(ON)である(Fig. 1)。これらの地点で、ピートサンプラーを用いて、3~4m の連続柱状試料を採取し、その層序を現場で観察・記録するとともに、年代測定用の試料を採取した。採取した試料については、放射性炭素同位体による年代測定を行なった(Table 1)。また、根室市別当賀の低地においては、海岸付近の微地形の測量も行なった。

採取した試料に見られる典型的な層序変化は、霧多布低地帯と別当賀低地では泥炭層と砂層の互層であり、その他の地域では泥炭層と泥層の互層である(Fig. 2)。泥炭層に挟まれる砂層は津波などのイベントを示し、泥炭層と泥層の互層は海岸隆起に伴う環境変化を記録していると考えられる。この他に、火山灰層が含まれる。

泥炭層は分解質であったが、種子などの植物遺体も多く含まれる。泥層は主に灰色の塊状で、シルト質粘土を含む。層序の記載にあたっては、層境界の遷移部の厚さによって、層相の変化を急激(遷移部が 5mm 以下)・漸進的(同 5mm 以上)に分類した。

鍵層として利用した火山灰層は、以下のとおりである。地表下 20~45cm 程度では、Ta-a(樽前山起源, 1739 年)と Ko-c2(駒ヶ岳起源, 1694 年)、場所によってはさらに Ta-b(樽前山起源, 1667 年)が観察され、これらは 17 世紀の時間面を示す(古川ほか, 1997)。地表下 40~100cm 程度では、B-Tm(白頭山起源)が、しばしば Ma-B(摩周火山起源)とともに観察され、9~10 世紀の時間面を示す。さらに深部では、Ta-c2(樽前山起源)が観察され、これは後述のようにおよそ 2500 年前の年代を示す。

3. 調査結果と古地震イベント

3.1 霧多布における隆起イベントと津波堆積物

霧多布湿原においては、七山ほか(2000)によって津波堆積物の分布が詳細に調べられている。17 世紀の火山灰層より上には、Ts1, Ts2 の 2 枚の砂層があり、それぞれ 1960 年チリ津波, 1843 年十勝沖津波に対比されている。これらの分布は現在の汀線から 1 km 程度に限られる。17 世紀の火山灰層と B-Tm の間に Ts3, Ts4 の 2 枚の砂層が、B-Tm と Ta-c2 との間には Ts5~Ts8 の 4 枚の砂層が認められる(Fig. 4 の MG GS1 と CK)。これらの砂層は、現汀線から 3km 以上の陸側まで分布し、さらに Ts3 と Ts4 は十勝~根室地方の海岸に広く分布している(七山ほか, 2002)。

津波の遡上限界よりさらに内陸側(SC, 汀線からの距離約 3.2km)の柱状試料は、泥炭と泥の互層を示す(Fig. 4)。ここでは B-Tm は発見されなかったが、17 世紀の火山灰(Ta-a 及び Ko-c2)と 2500 年前の Ta-c2 との間に、5 枚の泥炭層が含まれる。これらの泥炭層とその下位の層との境界はすべて急激であり、短期間に発生した堆積環境の変化を示す。おそらく、地震に伴う地殻変動によって湿原内の沼地が隆起したのであろう。泥まじりの泥炭層も環境変化によるものと考え、環境変化を示す層境界はさらに 1~2 枚あり、津波堆積物の枚数と一致する。そこで、これらの堆積環境の変化を、地震に伴う海岸の隆起イベントと考え、火山灰層及び泥炭層の厚さを考慮して、津波堆積物と対比した(Fig. 4)。津波堆積物 Ts3~9 に対比して、古地震イベント B, D, F, H, K, L, M と名づけた。この対比は暫定的なものであるため、古地震イベント名は連続させていない。

3.2 北海道東部における古地震イベント

霧多布で発見された泥層から泥炭層への急激な変化が、地震による地殻変動を示すのであれば、より広域でも確認できるはずである(Nelson et al., 1996)。釧路~根室間(約 100km)内の 5 地点において、17 世紀, 9~10 世紀, 2500 年前の時間面を示す 3 種類の火山灰層と、何枚かの埋没泥炭層が認められた。これらの 5 地点、釧路(KU)、チライカリベツ(CH)、火散布(HI)、霧多布南部一番沢(ICH)、温根沼(ON)における代表的な試料柱状図を Fig. 5 に示す。全部で 47 の泥炭層 - 泥層あるいは泥炭層 - 泥炭質泥層の境界があるが、このうち 43 はその境界遷移部の厚さが 5mm 以下であり、急激な環境変化を示す。

火山灰層を鍵層として、霧多布と同様に埋没泥炭層の対比を試みた(Fig. 5)。Ta-c2 直下のイベント M は、5ヶ所全てで確認された。これらの泥炭層に含まれる 4 試料の放射性炭素年代の測定値は、 2820 ± 40 , 2670 ± 40 , 2510 ± 50 (以上は種子), 2930 ± 60 (泥炭)年前であり(Table 1)、イベントの発生はおよそ 2800 年前と推定される。霧多布の一番沢を除いて、これより下位は塊状の泥層であり、イベント M が検出さ

れた最古の古地震イベントである。

イベント L は、釧路、チライカリベツ、火散布の 3 地点において検出された、Ta-c2 降下後最初の泥炭層出現層準である。3 試料の放射性炭素年代の測定値は 2320 ± 50 , 2320 ± 40 , 2240 ± 40 年前 (Table 1) であり、イベントの発生はおよそ 2300 年前と推定される。イベント K は一番沢を除く 4 ヶ所の試料で対比され、4 試料の年代測定値は 1950 ± 40 , 2010 ± 40 , 1940 ± 50 , 1900 ± 60 年前であることから、イベントの発生はおよそ 2000 年前と推定される。

イベント K とイベント B (17 世紀のイベント) との間には数回のイベントが認められるが、その回数は場所によって若干異なる。火散布堆積物試料で認められたイベント H による泥炭層の年代測定値は、 1490 ± 40 年前であった。イベント D の泥炭層から得られた 4 試料の年代測定値は 320 ± 40 , 500 ± 110 , 720 ± 40 , 780 ± 40 年前であることから、イベント D の発生は、およそ 800 年前と推定される。

3.3 別当賀における微地形

根室市別当賀海岸は、後背湿地を伴う砂浜海岸である。現在の海岸線付近には比高 1~2m 程度の 2 列の浜堤が存在する (Fig. 6)。これらの浜堤の堤間低地及び後背低地の高度は、それぞれ 1m 程度、1.2m 程度である (Fig. 6)。汀線側から 1 列目の浜堤上及びその前面からは火山灰層は発見されなかったが、堤間低地及び 2 列目の浜堤上では、地表下およそ 15cm に、17 世紀の火山灰層である Ta-a と Ko-c2 が発見された。このことから、堤間低地及び 2 列目の浜堤は、17 世紀以前に隆起した海岸地形であると解釈される。この離水海岸地形は、現成とみられる 1 列目の浜堤によって暴浪などから保護されているので、17 世紀の火山灰が保存されている。

3.4 樽前山 Ta-c2 の噴火時期

樽前山の Ta-c2 の噴火時期については、約 3000 年前とされているが (古川, 1998 など)、山体近傍で炭化木などから計った年代値はない (古川竜太氏私信)。今回の調査で、Ta-c2 下位の泥炭層に含まれる 4 試料の測定値が 2510 ± 50 , 2670 ± 40 , 2820 ± 40 , 2930 ± 60 年前であり、Ta-c2 上位の泥炭層に含まれる 3 試料の測定値が 2320 ± 50 , 2320 ± 40 , 2240 ± 40 年前であった。これら 7 試料の暦年補正值からは 2160 年~2750 年前に限定され (Table 1)、Ta-c2 の噴火時期はおよそ 2500 年前と推定される。

4. 異常な地震のメカニズム

北海道東部太平洋沿岸地域における海岸隆起は、約 2800 年前 (イベント M) から 17 世紀 (イベント B) までの約 2500 年間に 7 回発生している。この古地震イベント数は、津波堆積物 (Ts3~Ts9) の枚数 (七山ほか, 2000) と一致しており、平均繰り返し

間隔は約 400 年となる。この繰り返し間隔は、典型的なプレート間大地震 (1952 年, 1843 年の十勝沖地震, または 1973 年, 1894 年の根室半島沖地震) に比べておよそ 4 倍長い。また、これらの繰り返し間隔の長い地震は、(1)海岸の隆起を伴う、(2)津波堆積物の分布範囲が広い、という、通常のプレート間地震とは異なる特徴を持つ。このような異常な地震の発生メカニズムについては、以下に示すような可能性がある。

4.1 巨大なプレート間大地震

プレート間地震によって海岸を隆起させるためには、断層面の下端が海岸付近まで伸びている必要がある (Fig. 7a)。太平洋側の沿岸付近におけるプレートの上面の深さはおよそ 70km である (Suzuki and Kasahara, 1996)。国土地理院による GPS の連続観測データからも、沈み込む太平洋プレートと陸側プレートとのカップリングはこの深さまで及んでいると推定されている (Ito et al., 2000; Mazzotti et al., 2000)。

一方、通常のプレート間地震の発生域は、深さ 10~40km 程度であり、これは温度・圧力条件によって規制される (Tichelaar and Ruff, 1993; Hyndman et al., 1997; Satake and Tanioka, 1999)。したがって、プレート間地震の脆性破壊が海岸直下の深さ 70km 付近まで及んで、その結果として海岸を隆起させたとは考えにくい。

4.2 陸側プレート内の断層による地震

海岸を隆起させたのは、陸側プレート内の断層による地震である可能性もある (Fig. 7b; Kasahara and Kato, 1980/81)。ただし、釧路~根室の 100km にも及ぶ海岸隆起を生じるためには、断層の長さも 100km に達する必要がある。北海道東部の陸上でも海域でも、そのような活断層は発見されていない。400 年程度の繰り返しで同じ断層が活動したならば、その累積が地形に現れるはずである。

4.3 プレート間大地震とその余効変動

プレート間地震の繰り返しサイクルの数回に 1 度、地震発生域より深部が地震後数ヶ月~数年程度の時間スケールですべる、というモデルを検討する (Fig. 7c)。地震発生帯より深部は、脆性破壊ではなく、定常すべりに近いふるまいをすると考えられている。一方、上で述べたようにプレート間の固着域は地震発生帯より深部まで伸びており、歪は蓄積している。このモデルでは、通常のプレート間地震により浅い部分の歪が解放された後に、深部での歪の解放が起きる。

1960 年チリ地震 (M 9.5) や 1964 年アラスカ地震 (M 9.3) などの M9 クラスの巨大地震の後に、震源域の深部で、数年以上という時間スケールのゆっくりとしたすべりが発生した (Barrientos et al., 1992; Savage and Plafker, 1991; Cohen et al., 1995)。数年程度

で海岸が隆起したのならば、堆積物試料に見られる泥層から泥炭層への“急激な”変化は説明できる。一方、このような時間スケールの海底変動は津波を起こさない。

津波堆積物の異常な分布を説明するには、津波そのものが大きかったか、地震後の海岸隆起によって堆積物も隆起し、見かけ上の遡上距離が伸びたという2つの可能性がある。後者だけでは定量的な説明は難しそうであるが、詳しいモデリングが必要である。

1952年十勝沖地震や1973年根室半島沖地震の後には、海岸を隆起させるようなすべりは発生しなかったことから、地震後のすべりは毎回発生するわけではない。数回に1度程度、深部のすべりを誘発するためには、浅部での地震も異常なものであった可能性が高い。

5. まとめ

北海道東部の太平洋沿岸における層序・微地形の調査から、過去2800年間に急激な海岸隆起が7回発生したことが明らかになった。この地殻変動イベントは、七山ほか(2000)によって発見された津波堆積物と対比され、その繰り返し間隔はおよそ400年である。

海岸隆起と異常な津波は、通常のプレート間地震では説明できない。プレート間地震の後に、地震発生帯より深部が数ヶ月～数年かけてゆっくりすべった可能性が高いが、今後、断層モデル・津波数値シミュレーションによる検討を行なう予定である。

謝辞 霧多布湿原及び道東における現地調査にあたっては、活断層研究センターの七山 太氏・明治コンサルタントの重野聖之氏に多くのご助言を頂いた。地球科学情報研究部門の古川竜太氏には、北海道東部における火山灰層についてご教示いただいた。米国地質調査所のBrian Atwater氏には、多くの議論・アドバイスを頂いた。

本調査は平成12～13年度科学技術振興調整費国際共同研究「地震被害軽減のための地震発生ポテンシャルの定量化に関する日米共同研究」の一部として実施された。

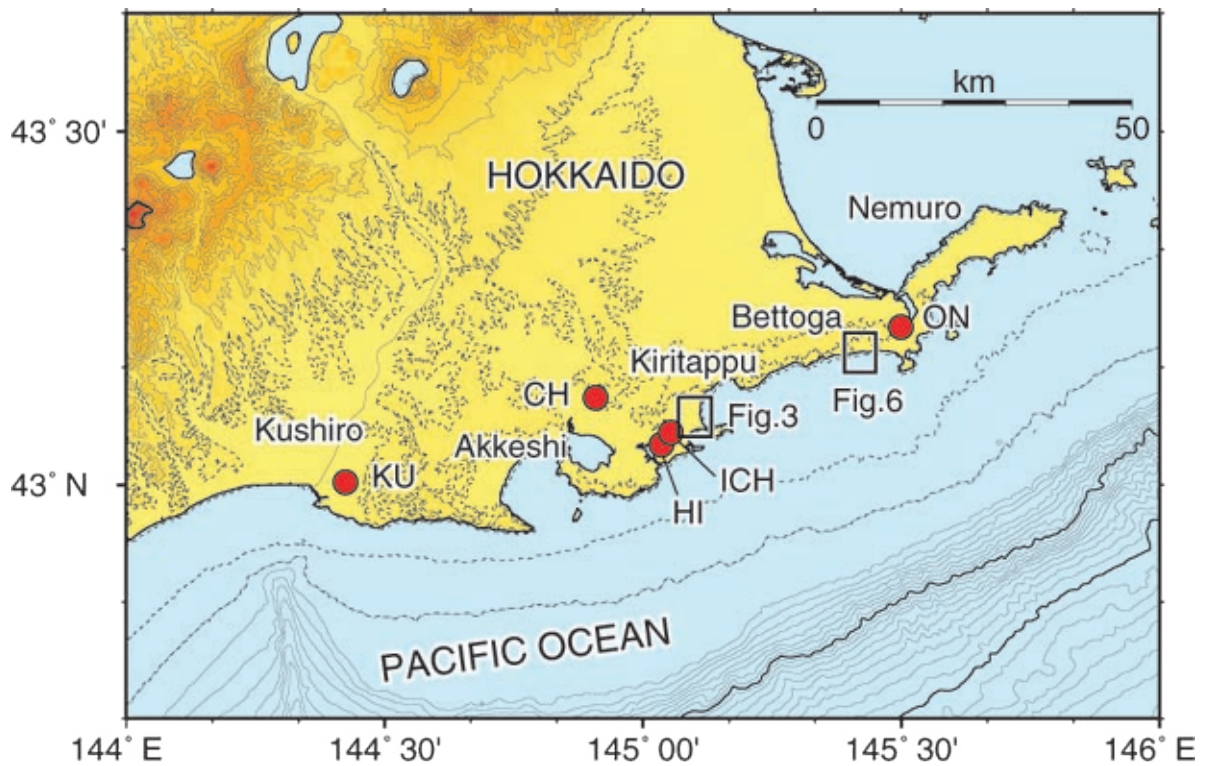
本報告は、同じ著者名で国際誌に投稿される予定である。

文 献

- Atwater, B.F. · E. Hemphill-Haley · H. Kelsey · 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。地球惑星科学関連学会1999年合同大会, SB-017.
- Barrientos, S., G. Plafker, and E. Lorca (1992) Postseismic coastal uplift in southern Chile. *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 701-704.
- Cohen, S., S. Holdahl, D. Caprette, S. Hilla. R. Safford and D. Schultz (1995) Uplift of the Kenai peninsula, Alaska, since the 1964 Prince Williams Sound earthquake. *J. Geophys. Res.*, **100**, 2031-2038.
- 古川竜太 (1998) 樽前火山。フィールドガイド 北海道の火山, 築地書館, 77-91.
- 古川竜太 · 吉本充弘 · 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 · 越後智雄 (2000) 十勝地方太平洋岸の巨大古津波. 月刊地球号外, no.31, 92-98.
- Hyndman, R.D., M. Yamano and D.A. Oleskevich (1997) The seismogenic zone of subduction thrust faults. *The Island Arc*, **6**, 244-260.
- 池田安隆 (1996) 活断層と日本列島の現在のテクトニクス. 活断層研究, no. 15, 93-99.
- 池田安隆 (1996) 活断層と日本列島の現在のテクトニクス. 活断層研究, no. 15, 93-99.
- Ito, T., S. Yoshioka and S. Miyazaki (2000) Interplate coupling in northeast Japan deduced from inversion analysis of GPS data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **176**, 117-130.
- 海岸昇降検知センター (1996) 日本列島の年平均潮位とそのグラフ 明治27年～平成7年. 国土地理院, 113p.
- Kasahara, K. and T. Kato (1980/81) Sesicmi faulting following the 1973 Nemuro-oki earthquake, Hokkaido, Japan (a retrospective study). *PAGEOPH*, **119**, 392-403.
- Kato, T. (1983) Secular and earthquake-related vertical crustal movements in Japan from tide records (1951-1981). *Tectonophysics*, **97**, 183-200.
- Maeda, Y., M. Nakada, E. Mastumoto, and I. Matsuda (1992) Crustal tilting derived from Holocene sea-level observations along the east coast of Hokkaido and upper mantle rheology. *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 857-860.
- Mazzotti, S., X. Le Pichon, P. Henry and S. Miyazaki (2000) Full interseismic locking of the Nankai and Japan-west Kuril subduction zone: an analysis of uniform elastic strain accumulation in Japan constrained by permanent GPS. *J. Geophys. Res.* **105**, 13159-13177.
- 七山 太 (1998) 北海道東部、釧路～根室地域の津波堆積物の研究(予察). 地質調査所速報, no. EQ/98/1 (平成9年度活断層・古地震研究調査概要報告書), 1-9.
- 七山 太 · 佐竹健治 · 下川浩一 · 重野聖之 · 古川竜太 (1999) 堆積学的手法に基づく、千島海溝沿岸域における古津波? 履歴調査 - 霧多布湿原における研究例. 地質調査所速報, no.EQ/99/3 (平成10年度活断層・古地震研究調査概要報告書), 3-17.
- 七山 太 · 佐竹健治 · 下川浩一 · 古川竜太 · 重野聖之 (2000) イベント堆積物を用いた千島海溝沿

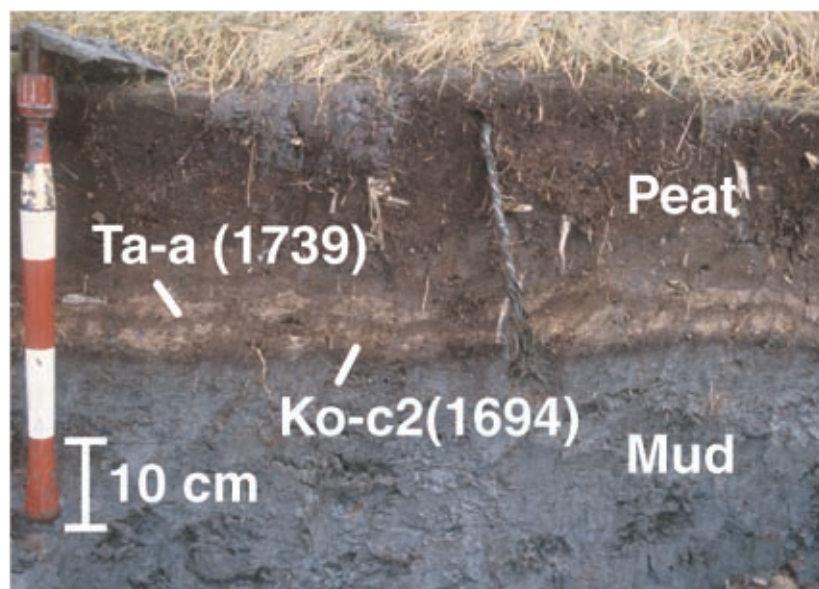
- 岸域の津波の遡上規模と再来間隔の検討．地質調査所速報, no.EQ/00/2 (平成 11 年度活断層・古地震研究調査概要報告書), 1-17 .
- 七山 太・牧野彰人・佐竹健治・古川竜太・横山芳春・中川 充 (2001a) 釧路市春採湖コア中に認められる, 千島海溝沿岸域における過去 9000 年間に生じた 20 層の津波イベント堆積物．活断層・古地震研究報告, no.1, 233-249 .
- 七山 太・重野聖之・牧野彰人・佐竹健治・古川竜太 (2001b) イベント堆積物を用いた千島海溝沿岸域における津波の遡上規模の評価 - 根室長節湖, 床潭沼, 馬主来沼, キナシベツ湿原及び湧洞沼における研究例．活断層・古地震研究報告, no.1, 251-272 .
- Nelson, A.R., I. Shennan and A. Long (1996) Identifying coseismic subsidence in tidal-wetland stratigraphic sequences at the Cascadia subduction zone of western North America. *J. Geophys. Res.*, **101**, 6115-6135.
- 大平明夫・海津正倫・浜出智 (1994) 風蓮湖周辺地域における完新世後半の湿原の形成．第四紀研究, **33**, 45-50 .
- Okumura, K. (1996) Tephrochronology, correlation and deformation of marine terraces in eastern Hokkaido, Japan. *Geographical Rep. Tokyo Metropolitan Univ.* **31**, 19-26.
- Ozawa, S., M. Hashimoto and T. Tada (1997) Vertical crustal movements in the coastal areas of Japan estimated from tidal observations. *Bull. Geograph. Survey Inst.*, **43**, 1-21.
- Satake, K. and Y. Tanioka (1999) Sources of tsunami and tsunamigenic earthquakes in subduction zones. *PAGEOPH*, **154**, 467-483.
- Savage, J. C. and G. Plafker (1991) Tide gage measurements of uplift along the south coast of Alaska. *J. Geophys. Res.*, **96**, 4325-4335.
- 沢井祐紀・鹿島薫 (1996) 珪藻遺骸群集からみた北海道厚岸地方における完新世後半の相対的海水準変動と古環境の復元．化石, **61**, 21-31 .
- 沢井祐紀・三塩和歌子 (1998) 北海道東部厚岸湿原における過去 3000 年間の海進・海退 . 第四紀研究, **37**, 1-12 .
- Sawai, Y. (2001) Episodic emergence in the past 300 years at the Akkeshi Estuary, Hokkaido, Northern Japan. *Quaternary Res.*, **56**, 231-241.
- Sawai, Y. (2002) Evidence for the 17th-century tsunamis generated on the Kuril-Kamchatka subduction zone, Lake Tokotan, Hokkaido, Japan. *J. Asian Earth Sci.* **20**, 903-911
- Sawai, Y., H. Nasu and Y. Yasuda (2002) Fluctuation in relative sea-level during the past 3000 years in the Onnetoh estuary, Hokkaido, northern Japan. *Journal of Quaternary Sciences, in press.*
- Stuiver, M, P. J. Reimer, E. Bard, J. W. Beck, G. S. Burr, K. A. Hughen, B. Kromer, G. McCormac, J. van der Plicht and M. Spurk (1998) INTCAL 98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon*, **40**, 1041-1083.
- Suzuki, S. and M. Kasahara (1996) Unbending and horizontal fracture of the subducting Pacific plate, as evidence by the 1993 Kushiro-oki and the 1981 and 1987 intermediate-depth earthquakes in Hokkaido. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **93**, 93-104.
- Tichelaar, B. and L. Ruff (1993) Depth of seismic coupling along subduction zones. *J. Geophys. Res.*, **98**, 2017-2037.

(受付 : 2002 年 7 月 18 日 , 受理 : 2002 年 9 月 25 日)



第1図. 北海道東部太平洋岸における調査地点図. 赤丸は完新世後期の海岸隆起を示す柱状試料を取得した地点. 霧多布と別当賀の拡大図は第3図と第6図に示す.

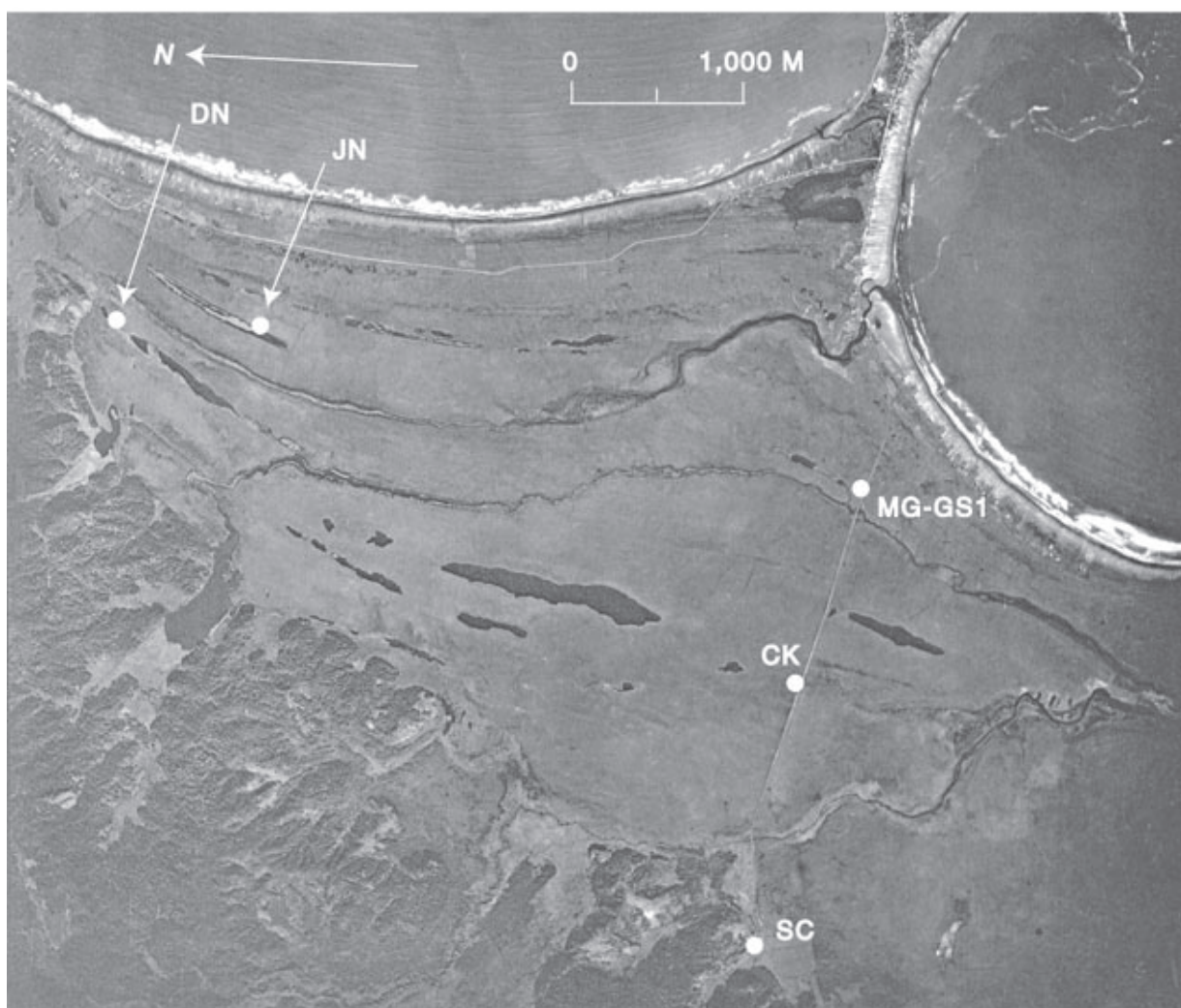
Fig. 1. Location map of the survey sites in eastern Hokkaido. The red circles locate core sites that provide data on late Holocene relative sea level changes. The rectangles outline more detailed site maps shown in Figs. 3 and 6.



第2図. 浜中町火散布沼湖畔における泥層から泥炭層への層相の変化.

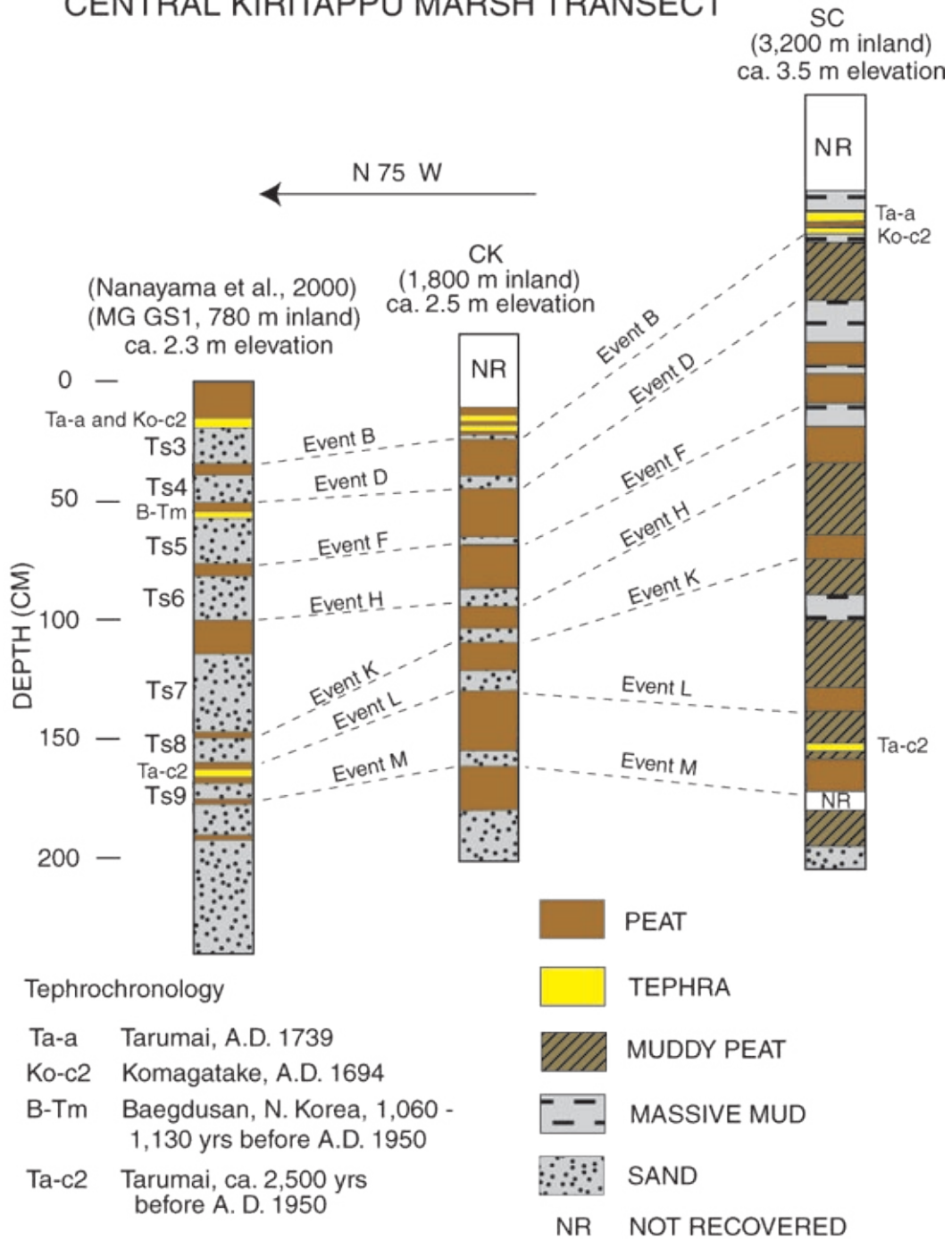
17世紀の噴火による2枚の火山灰層も見える.

Fig. 2. Typical contact of mud and peat layers, with two tephra layers. Observed on the Hichirippu lakeside.



第3図. 浜中町霧多布湿原の航空写真と柱状試料採取地点. MG-GS1, CK, SCにおける柱状図を第4図に示す.
Fig. 3. Aerial photograph showing Kiritappu marsh. The white circles locate core sites. Core samples for MG-GS1, CK and SC sites are shown in Fig. 4.

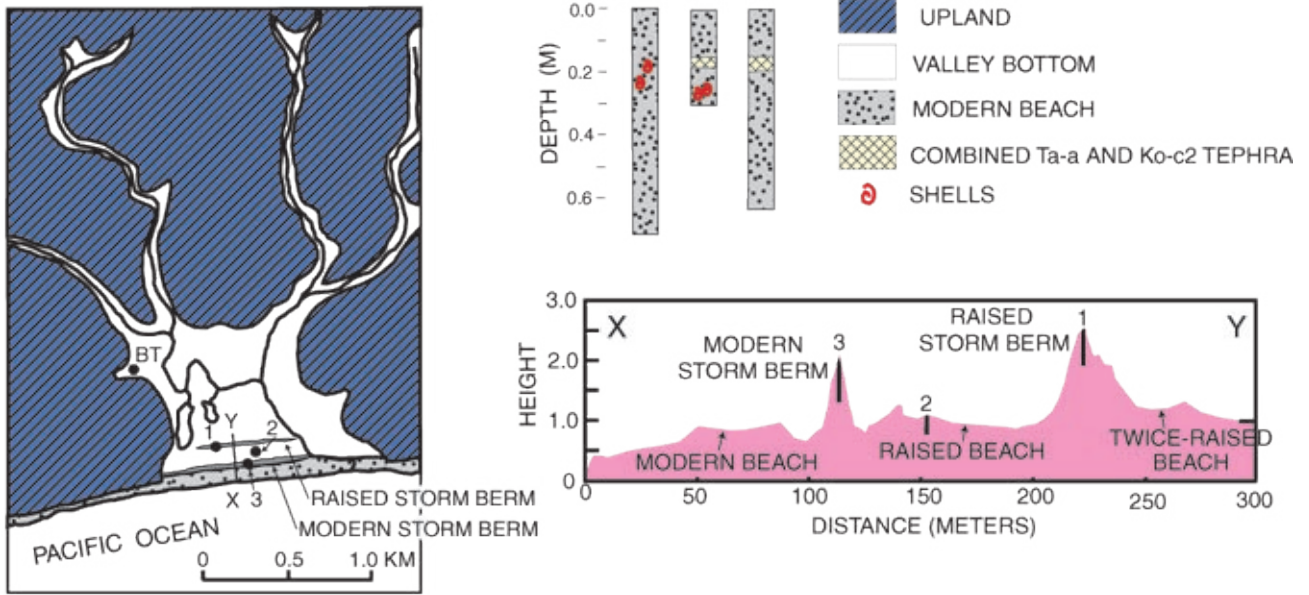
CENTRAL KIRITAPPU MARSH TRANSECT



第4図. 霧多布湿原のMG-GS1, CK, SC測線における試料の柱状図。MG-GS1のデータは七山ほか(2000)による。MG-GS1とCKでは、津波によって運ばれた砂層が泥炭層に挟在する。最も西側のSCサイトでは、砂層はなく、泥炭層と泥層との互層となっている。地殻変動と津波とが同じイベントによって生じたとすれば、SC試料の泥炭層の基底が、MG GS1及びCKの砂層の基底に対応する。図中の点線は、このように行なった対比によるイベント名を示す。

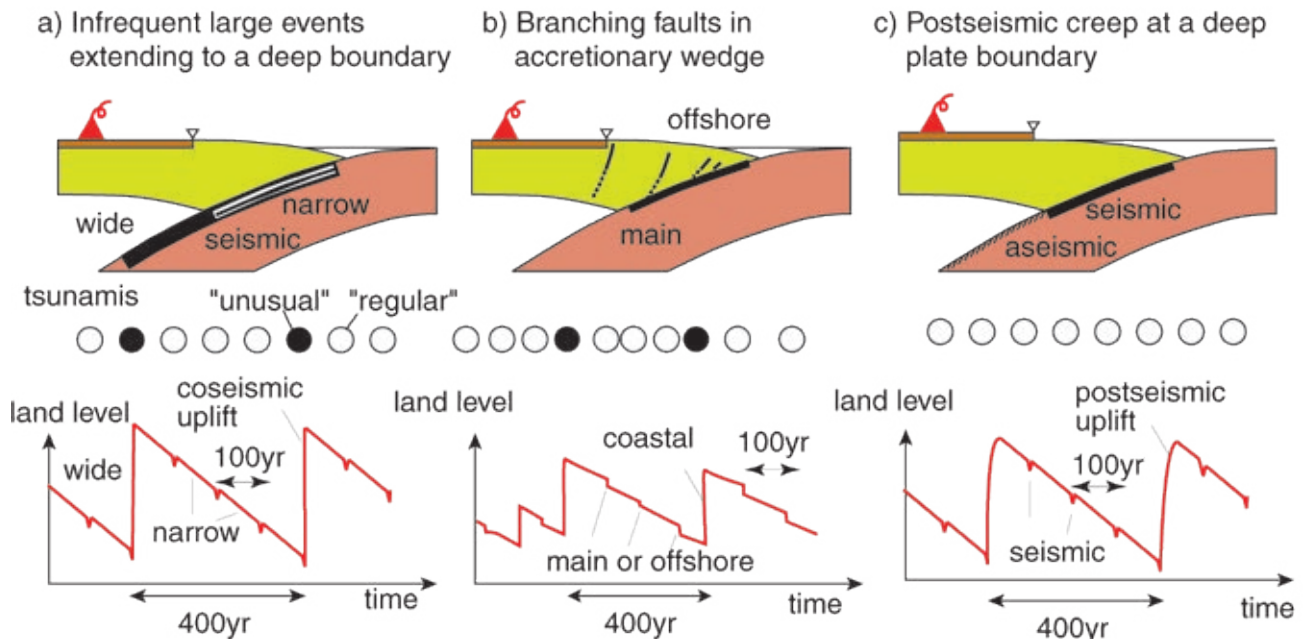
Fig. 4. Core transect in central Kiritappu Marsh (see Fig. 3). Data in core MG-GS1 from Nanayama et al. (2000). Cores MG-GS1 and CK show that sand was transported landward because sand deposits thin landward. In the western most core (SC), no sand is present but that the stratigraphic horizon equivalent to the base of a sand is the base of a peat, and the peat overlies peaty mud or massive mud. The correlation of basal sand in more seaward cores (but at least 1,800 m inland) with basal peat in more landward cores is based on the inference that emergence accompanied deposition of the sand.

Bettoga



第6図. (左) 根室市別当賀における現成及び隆起した浜堤の位置, 柱状試料を採取した地点を示す. (右) 海岸から2列の浜堤を横切り, 後背湿地への断面図. 隆起した海岸と浜堤上では, 17世紀の火山灰層が保存されていることから, その降下直前に隆起したと考えられる.

Fig. 6. (Left) Map of Bettoga coastal lowland showing location of modern and raised beach storm berm, and location of core sites 1, 2, 3 and BT. (Right) Profile across modern beach and lower part of Bettoga lowland showing relative height of the two storm berms and the raised beaches. The raised beach and raised berm were deposited shortly before eruption of Ko-c2 tephra (A. D. 1694).



第7図. 千島海溝における異常な地震のメカニズムとして, Kasahara and Kato (1980/81)に基づいて, 3通りの地震を検討した.

Fig. 7. Three types of earthquakes, modified from Kasahara and Kato (1980/81), that could account for ca. 3 to 5 m of abrupt tectonic uplift at Hokkaido coast where the subduction zone is at a depth of 75 km. See text for discussion.