

潮間帯における津波堆積物の分布様式：北海道東部，藻散布沼の例

Distribution pattern of tsunami deposits in an inter-tidal zone around Lake Mochirippu, eastern Hokkaido, Japan

鎌滝孝信¹・澤井祐紀²・宍倉正展³・佐竹健治⁴・山口正秋⁵・松本 弾⁶

Takanobu Kamataki¹, Yuki Sawai², Masanobu Shishikura³, Kenji Satake⁴,
Masaaki Yamaguchi⁵ and Dan Matsumoto⁶

^{1,2,3,4} 活断層研究センター (Active Fault Research Center, GSJ/AIST, t.kamataki@aist.go.jp, yuki.sawai@aist.go.jp, m.shishikura@aist.go.jp, kenji.satake@aist.go.jp)

⁵ 東京大学大学院新領域創成科学研究科 (Graduate School of Frontier Sciences, The University of Tokyo, masaaki@nenv.k.u-tokyo.ac.jp)

⁶ 京都大学大学院理学研究科 (Graduate School of Science, Kyoto University, dandan@kueps.kyoto-u.ac.jp)

Abstract: We studied distribution pattern of tsunami deposits in and around Lake Mochirippu, a lagoon extending for a few km from the narrow entrance on the Pacific coast of eastern Hokkaido. From 97 cores in Mochirippu, we identified two prehistoric tsunami deposits. One was formed by the 17th-century earthquake, and the other lower one has not been precisely dated yet. The 17th-century tsunami deposit can be subdivided into four units named Unit 1 to Unit 4 in ascending order. Unit 1 is composed of poorly sorted medium to fine sand containing many plant fragments and rip-up clasts, and erosionally overlies the peat or mud layers. Unit 2 is composed of well-sorted medium sand, and overlies Unit 1. This unit has the coarsest sediments of the four units. Unit 3 gradationally overlies Unit 2, and is composed of fine alternation of plant fragment laminae and fine to very fine sand layers. Unit 4 gradationally overlies Unit 3, and is composed of sandy silt with plant fragment seams. This unit is gradationally covered by mud or peat. This tsunami deposit ranges in thickness from several to 30 cm. The tsunami deposit extends at least about 2 km from the bay mouth, and shows landward decreases in thickness.

キーワード：北海道東部，海溝型地震，津波堆積物，潮間帯，堆積構造

Keywords: eastern Hokkaido, subduction zone earthquake, tsunami deposits, inter-tidal zone, sedimentary structure

1. はじめに

近年，津波堆積物を使って海溝型巨大地震の再来間隔を推定し，その発生時期や被害に関する将来予測を試みる研究が数多くなされている（例えば，Atwater, 1987, 1992; 箕浦ほか，1987；Fujiwara *et al.*, 2000; Nanayama *et al.*, 2003）。さらに津波堆積物を利用して，過去に生じた津波の遡上範囲や津波の規模を推定する研究もなされている（例えば，平川ほか，2000；七山ほか，2000）。このような研究を精度良くおこなうためには，1) 津波堆積物の認定，2) 再来間隔の推定，3) 津波の遡上（浸水）範囲の推定，4) 津波（地震）の規模の推定，5) 波源の推定，を厳密におこなう必要がある。津波堆積物は，米国のカスケディア沈み込み帯（Atwater, 1992），千島海溝沿岸域（Nanayama *et al.*, 2003），相模トラフ沿岸域（Fujiwara *et al.*, 2000）などから報告されていて，そ

の堆積構造など堆積学的な特徴も明らかにされつつある（例えば，西村・宮地，1994；Bondevik *et al.*, 1997；七山ほか，1998a, b；Nanayama *et al.*, 2000；藤原ほか，2003；Tuttle *et al.*, 2004）。しかしながら堆積物の特徴から確実にその堆積物の形成原因を「津波」と断定できるまでには至っていない。なぜなら，津波堆積物も洪水や高潮による堆積物も強い水流によって形成されるイベント堆積物という点では同様だからである。津波堆積物と認定するための現時点で考えられる有力な手法として，藤原ほか（2003）が内湾の津波堆積物で用いたように，津波が他のイベントの波と比べて波長が長いことに着目し，堆積構造から波形（波長）を読みとることが考えられる。

本研究の調査地域である北海道東部は，千島海溝に面し海溝型巨大地震による津波の被害を繰り返し受けてきた地域である。筆者らは，津波による堆積作用の特徴を明らかにすることを目的として，この

海岸沿いに形成された海跡湖の一つである浜中町藻散布沼の周辺において、津波堆積物の分布を調査してきた。本調査地は潮間帯であり、Fujiwara *et al.* (2000) が対象とした内湾底と、Nanayama *et al.* (2003) が対象とした沿岸湿原との中間的な環境といえる。したがって、それらの地域における研究と比較することで、津波の浸入環境の違いを反映した津波堆積物の特徴を明らかにできる可能性がある。本報告では、潮間帯における津波堆積物の分布様式を藻散布沼を例として記載する。

2. 調査概要

調査地域の藻散布沼は太平洋岸に狭い開口部を持ち、内陸へと約 1.5 km の広がりを持つ海跡湖である。塩性湿地や湿地林を含めるとさらに 2 km 程度内陸側へ広がりを持つ。藻散布沼周辺の干潟、塩性湿地、および湿地林において 5 本の測線を引き（第 1 図）、それに沿って地表から約 1 m の深さまでの堆積物を、長さ 1 m および直径 3 cm の gauge-corer と長さ 1.5 m および幅 10 cm の小型ジオスライサー（高田ほか、2002）を用いて採取した。採取した堆積物は主に泥炭層、シルト層、テフラ層、および砂層からなり、地下 1 m までに 3 枚のテフラ層とその下位に 2 枚の砂層が認められることが多い（第 2, 3, 4, 5, および 6 図）。鍵層とした 3 枚のテフラは、上位から Ta-a（樽前山起源、西暦 1739 年）、Ko-c2（駒ヶ岳起源、西暦 1694 年）、および Ta-b（樽前山起源、西暦 1667 年）と考えられる。2 枚の砂層のうち上位のものは、これら 3 枚のテフラ直下に分布する。この砂層は、上位に観察される 3 枚のテフラとの層序関係から、七山ほかによる一連の研究（七山ほか、1999; 2000; 2001a, b; 2002a, b）によってこの沿岸域に広く分布する津波堆積物 Ts3 に相当すると考えられ、17 世紀に生じた千島海溝を震源とする地震によって引き起こされた津波が形成したとされている（例えば、Nanayama *et al.*, 2003）。その津波堆積物は、調査地域において現在の海水面からの比高約 5 m の高さの湿地林まで確認でき、沼の奥へは海への開口部から塩性湿地へと 2 km 以上分布を確認した。一方、下位の砂層は、一部の試料で確認できないこと、鍵層となる火山灰層がその上下に存在せず対比が困難なことなどから、本報告では扱わないこととする。

3. 津波堆積物の内部構造

それぞれの地点で掘削したコアのなかでも干潟で観察された津波堆積物は層厚が厚く、内部構造がよく観察でき、下位から上位へと以下のような 4 つのユニットが認識できる（第 7 図）。

ユニット 1：下位の泥炭層もしくはシルト層を侵食して堆積する中粒～細粒砂層で、下位の地層のリップアップクラストや植物片を含む。

ユニット 2：淘汰の良い中粒～粗粒砂層。4 つのユニットの中で、このユニットが最も粗粒な基質をもつ。明瞭な堆積構造は認められない。干潟奥部や塩性湿地で観察される津波堆積物中のこのユニットは、植物片を多く含む。

ユニット 3：ユニット 2 から漸移的に変わり、植物片によって形成されたラミナがみられる細粒～極細粒砂層で、含泥率が上方へと高くなり、また上方細粒化する。含まれる植物片の量も上方へと増加する傾向がみられる。

ユニット 4：植物片を多く含むシルト層で、上位は泥炭層もしくはシルト層によって漸移的に覆われる。

4. それぞれの測線における堆積物の特徴

この津波堆積物は、厚さ約 0.5 cm から約 30 cm までで、観察地点による厚さの変化は大きい。以下に記すように開口部から離れるにしたがって厚さが薄くなる傾向がみられる（第 2, 3, 4, 5, および 6 図）。

(1) 測線 A-A'

湿地林から塩性湿地をへて干潟、再び塩性湿地へと湖を横切る方向に引いた測線（第 1 図）で、計 27 本のコアを gauge-corer を用いて採取し、観察および記載をおこなった（第 2 図）。A-A' 間（第 1 図、第 2 図の 01001 地点から 01029 地点）の距離は約 410 m で、コアの間隔は約 5 m から約 35 m である。この測線南部の湿地林（01001 地点～01008 地点、第 2 図）では、表層から地下約 1 m までの堆積物中に、上位から、表層土壌、泥炭層、砂層、泥炭層の順で観察される。砂層の上位にみられる泥炭層には、3 枚のテフラ層がみられる。これらはそれぞれ、Ta-a、Ko-c2 および Ta-b テフラと考えられる。津波堆積物 Ts3 と考えられる地層の厚さは南端部で約 0.5 cm であるが、湖側へと徐々に厚くなり、湿地林の北端付近では最大で 11 cm に達する。

塩性湿地（01009 地点～01011 地点、および 01016 地点～01028 地点、第 2 図）における地下約 1 m までを構成する堆積物は、上位から泥炭層、砂層、泥炭層もしくはシルト質泥炭層、生物攪拌作用を受けた砂質シルト層の順で観察される。ここでも最も上位の泥炭層に 3 枚のテフラ層が挟まれ、その直下にみられる砂層が津波堆積物 Ts3 と判断される。Ts3 の層厚は、湿地林の地下で見られたものよりもさらに厚くなり、8～16 cm である（第 2 図）。干潟（01012 地点～01015 地点、および 01029 地点、第 2 図）における津波堆積物 Ts3 の厚さは 15～35 cm で、他の環境で観察したものよりも厚い。

(2) 測線 B-B'

測線 A-A' の西側にほぼ平行に引いた測線（第 1 図）

に沿って，すべて小型ジオスライサーを用いて，計 20 本のコアを採取し，観察，記載をおこなった（第 3 図）．B-B' 間（第 1 図，第 3 図の 0401 地点から 0419 地点）の距離は約 250 m で，コアの間隔は約 5 m から約 25 m である．この測線では，津波堆積物の内部構造を詳しく観察するために，gauge-corer よりも径が太く，断面が平面である小型ジオスライサーを使用した．堆積物の層序および層厚の変化の傾向は測線 A-A' と同様である．この測線上で観察された津波堆積物 Ts3 の中で代表的な産状を第 8 図に示す．

(3) 測線 C-C'

藻散布沼における最も奥部の測線で，開口部から約 2 km の塩性湿地上に引いた測線である（第 1 図）．計 17 本のコアを gauge-corer を用いて採取し，そのうちの 6 地点で小型ジオスライサーを用いて追加採取し，観察，記載をおこなった（第 4 図）．C-C' 間（第 1 図，第 4 図の 10001 地点から 10017 地点）の距離は約 210 m で，コアの間隔は約 5 m から約 25 m である．この測線上の表層から地下 1 m までを構成する堆積物は泥炭層を主体とし，砂層を 1-2 枚含む．この測線でも，地下数 cm から数 10 cm 程度の層位に 3 枚のテフラ層 (Ta-a, Ko-c2 および Ta-b) がみられ，その直下に砂層が分布し，それを津波堆積物 Ts3 と判断した．Ts3 の層厚は 2~15 cm まで変化する．測線 A-A' および B-B' と比べると Ts3 の層厚が薄くなっていることが分かる（第 2, 3, および 4 図）．この測線上で観察された津波堆積物 Ts3 の中で代表的な産状を第 9 図に示す．

(4) 測線 D-D'

A-A' および B-B' の両測線とほぼ直交する方向（第 1 図）に設定し，計 24 本のコアを gauge-corer を用いて採取，記載した（第 5 図）．D-D' 間（第 1 図，第 5 図の 02023 地点から 02001 地点）の距離は約 500 m で，コアの間隔は約 10 m から約 40 m である．この測線は干潟の縁辺を測線 A-A' から湖の奥部へと引いたもので，海から入ってくる津波の流向方向に相当する．表層から地下約 1 m までの堆積物は，上位から，シルト層もしくはシルト質砂層（現在の干潟堆積物），泥炭層，砂層，砂質シルト層の順に重なる．この測線上でも，表層から数 cm ~ 数十 cm の層位に 3 枚のテフラ層 (Ta-a, Ko-c2 および Ta-b) が泥炭層の中に挟まれ，その直下には Ts3 層と判断できる砂層が観察される．Ts3 の層厚は，最も開口部に近い地点（02001 地点，第 5 図）における約 15 cm から，最も奥部である 02023 地点（第 5 図）における約 2 cm へと，増減を繰り返しながら，大局的には海側の開口部から離れるにしたがって薄くなる傾向がみられる（第 5 図）．

(5) 測線 E-E'

測線 D-D' の北側にほぼ平行に引いた測線（第 1 図）で，すべて小型ジオスライサーを用いて，計 9 本のコアを採取，記載した（第 6 図）．E-E' 間（第 1 図，第 6 図の 0601 地点から 0609 地点）の距離は約 210 m で，コアの間隔は約 15 m から約 40 m である．この測線では，津波堆積物の内部構造を詳しく観察するために，gauge-corer よりも径が太く，断面が平面である小型ジオスライサーを使用して試料の採取をおこなった．堆積物の分布に関する特徴は測線 D-D' と同様である．この測線上で観察された津波堆積物 Ts3 の中で代表的な産状を第 10 図に示す．

5. 藻散布沼における津波堆積物の分布とその特徴

測線 A-A' および B-B' と C-C' で観察される津波堆積物 Ts3 の層厚を比較すると（第 2, 3, および 4 図），前者 2 測線よりも後者の方が明らかに薄くなっている．また，測線 D-D' では，開口部に近い地点（第 5 図，02001 地点）から湖の奥部へと層厚が薄くなる．このように，藻散布沼における津波堆積物の分布の特徴は，津波が浸入してくる開口部から湖の奥部へとその層厚を減ずることである．このような特徴は，Bondevik *et al.* (1997), 七山ほか (2002a) などが報告している津波堆積物とも共通の特徴で，津波が海跡湖に浸入し，陸方向へと遡上，減衰してゆく現象を示すものといえる．

また，測線 A-A'（第 2 図）は，津波の浸入方向とほぼ直交する断面とみなすことができるが，この断面では，湖の縁辺部，すなわち堆積盆の縁辺部へと津波堆積物の層厚が薄くなる．これも津波の流速が湖の中心で速く，縁辺部で弱くなることを反映した堆積現象であると考えられる．

藻散布沼周辺でみられる 17 世紀の津波堆積物 Ts3 の内部構造の特徴は，上述した 4 つのユニットに分けられることである（第 7 図）．ユニット 1 で下位の地層を削剥したリップアップクラストを含むことは，津波による侵食作用が生じたことを示している．その上位のユニット 2 で最大粒径となることから，津波の流速が最も速くなったと推定され，ユニット 3 を経てユニット 4 へと積み重なる堆積様式は，津波の営力の減衰過程での堆積作用を示すと考えられる．津波イベントによって形成されたと考えられている砂礫層がいくつかのユニットに区分される例は，北海道釧路市春採湖の津波堆積物（七山ほか，2001a），房総半島南部に分布する完新統に挟まれる津波堆積物（藤原ほか，2003），そして，ノルウェーの北海沿岸に点在する湖沼の津波堆積物（Bondevik *et al.*, 1997）などでも知られている．それらの研究では，津波堆積物中にみられるいくつかのユニットが，津波による堆積作用を反映して形成されたとしている．

なかでも内湾底に堆積した津波堆積物を対象とした藤原ほか(2003)は、一枚の津波堆積物を4つのユニットに区分し、これらのユニットに観察される堆積構造を、津波の周期や波高分布と結びつけて解釈した。4つのユニットは下位から上位へと一度逆級化し、そして正級化するという特徴を示す。最も特徴的なユニットとして、ハンモック状斜交層理(Harms *et al.*, 1975)が発達し、その上面をマッドドレイプで覆われる砂層のサブユニットが重なった構造を持つユニット(藤原ほか, 2003のユニットTnb)を挙げ、それを津波すなわち長周期の波が繰り返し押し寄せたことによって形成された最大の証拠と考えた。本研究において藻散布沼から得られた津波堆積物からも、下位から上位へと一度逆級化し(ユニット1からユニット2への変化, 第7図), そして正級化する(ユニット2からユニット4への変化)パターンが読みとれる。しかしながら、藻散布沼の津波堆積物からは、藤原ほか(2003)によるユニットTnbのような特徴を持つユニットは認められない。このような違いは、ある程度水深のある内湾底と潮間帯という堆積場の違いを反映している可能性がある。

6. まとめ

藻散布沼周辺における17世紀の津波堆積物の特徴は、1)湖の開口部から奥部へと堆積物の厚さが薄くなること、そして2)下位から上位へと4つのユニットに区分されることである。これらの特徴は、津波の遡上に対応した営力の減衰過程を示している可能性がある。

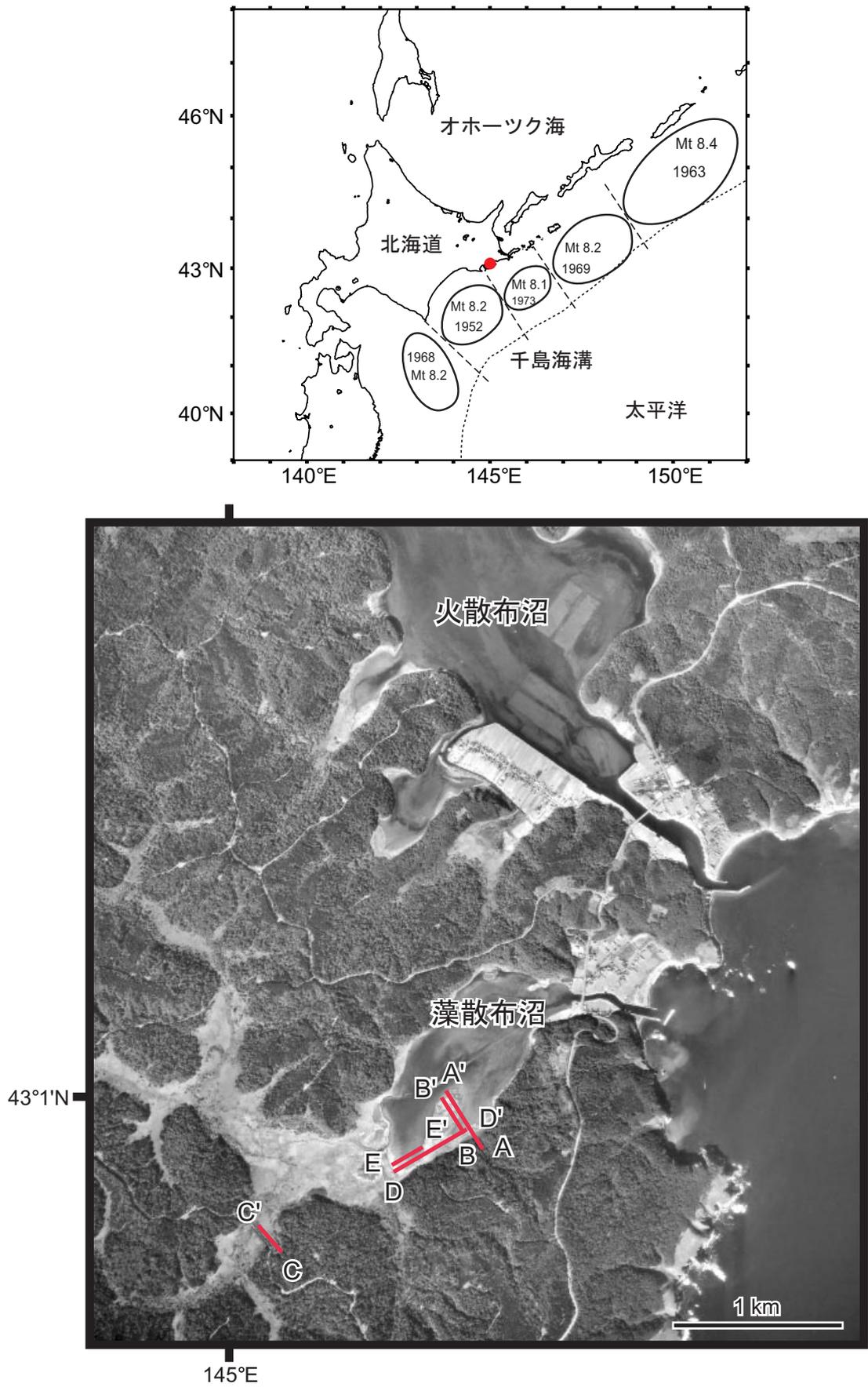
今後、堆積場の地形と津波堆積物の分布との関係など、さらに検討を加えてゆき、それぞれのユニットの形成過程を復元するために、堆積物のより詳細な観察をおこなってゆく。また、津波の侵食、堆積作用による堆積モデルを確立するためには、様々な堆積環境で形成された津波堆積物に対して堆積構造の観察をおこない、津波堆積物の特徴と形成プロセスを解明してゆく必要がある。

文 献

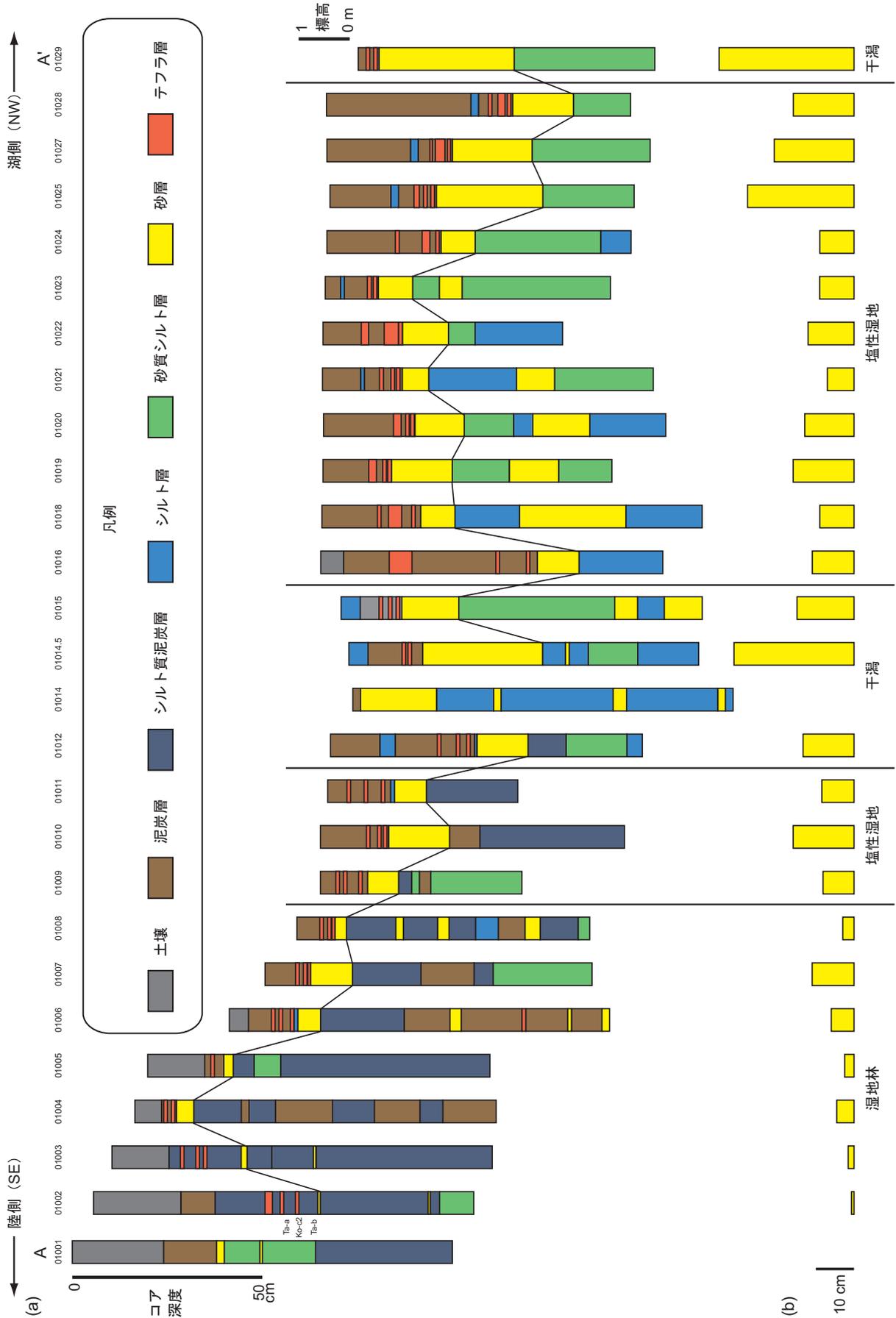
- Atwater, B. F. (1987) Evidence for great Holocene earthquakes along the outer coast of Washington State. *Science*, **236**, 942-944.
- Atwater, B. F. (1992) Geological evidence for earthquakes during the past 2000 years along the Copalis River, southern coastal Washington. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 1901-1919.
- Bondevik, S., Svendsen, J. I., Mangerud, J. (1997) Tsunami sedimentary facies deposited by the Storegga tsunami in shallow marine basins and coastal lakes, western Norway. *Sedimentology*, **44**, 1115-1131.
- Fujiwara, O., Masuda, F., Sakai, T., Irizuki, T., Fuse, K. (2000) Tsunami deposits in Holocene bay mud in southern Kanto region, Pacific coast of central Japan. *Sedimentary Geology*, **135**, 219-230.
- 藤原 治・鎌滝孝信・田村 亨 (2003) 内湾における津波堆積物の粒度分布と津波波形との関連一房総半島南端の完新統の例一。第四紀研究, **42**, 67-81.
- Harms, J. S., Southard, J. B., Spearing, D. R., Walker, R. G. (1975) Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *SEPM Short Course*, **2**, 161p.
- 平川一臣・中村有吾・越後智雄 (2000) 十勝地方太平洋沿岸地域の巨大古津波。月刊地球号外, No. **31**, 92-98.
- 箕浦幸治・中谷 周・佐藤 裕 (1987) 湖沼底質堆積物中に記録された地震津波の痕跡一青森市浦村十三付近の湖沼系の例一。地震, **40**, 183-196.
- 七山 太・佐竹健治・下川浩一・重野聖之・小板橋重一・宮坂省吾・石井正之 (1998a) 遡上型津波津波堆積物の堆積相と堆積過程一1993年北海道南西沖地震津波の研究例一。月刊海洋号外, No. **15**, 140-160.
- 七山 太・重野聖之 (1998b) 北海道東部, 千島海溝沿岸域における歴史津波堆積物。月刊海洋号外, No. **15**, 177-182.
- 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? 履歴調査一霧多布湿原における研究例一。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.
- Nanayama, F., Shigeno, K., Satake, K., Shimokawa, K., Koitabashi, S., Miyasaka, S., Ishii, M. (2000) Sedimentary differences between the 1993 Hokkaido-nansei-oki tsunami and the 1959 Miyakojima typhoon at Taisei, southwestern Hokkaido, northern Japan. *Sedimentary Geology*, **135**, 255-264.
- 七山 太・牧野影人・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・牧野影人・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一根室長

- 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.
- 七山 太・牧野影人・古川竜太・重野聖之・佐竹健治・加賀 新・小板橋重一・石井正之 (2002a) 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—．月刊海洋号外，No. 28, 138-148.
- 七山 太・重野聖之・三浦健一郎・牧野影人・古川竜太・佐竹健治・斎藤健一・嵯峨山 積・中川 充 (2002b) 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—．活断層・古地震研究報告，No. 2, 209-222.
- Nanayama, F., Satake, K., Furukawa, R., Shimokawa, K., Atwater, B. F., Shigeno, K., Yamaki, S. (2003) Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril trench. *Nature*, **424**, 660-663.
- 西村裕一・宮地直道 (1994) 北海道南西沖地震に伴う津波堆積物の分布及び粒度特性．月刊地球号外，No. 7, 139-147.
- 高田圭太・中田 高・宮城豊彦・原口 強・西谷義和 (2002) 沖積層調査のための小型ジオスライサー (Handy Geoslicer) の開発．地質ニュース，**579**, 12-18.
- Tuttle, M. P., Ruffman, A., Anderson, T., Jeter, H. (2004) Distinguishing tsunami from storm deposits in eastern North America: the 1929 Grand Banks tsunami versus the 1991 Halloween storm. *Seismological Research Letters*, **75**, 117-131.

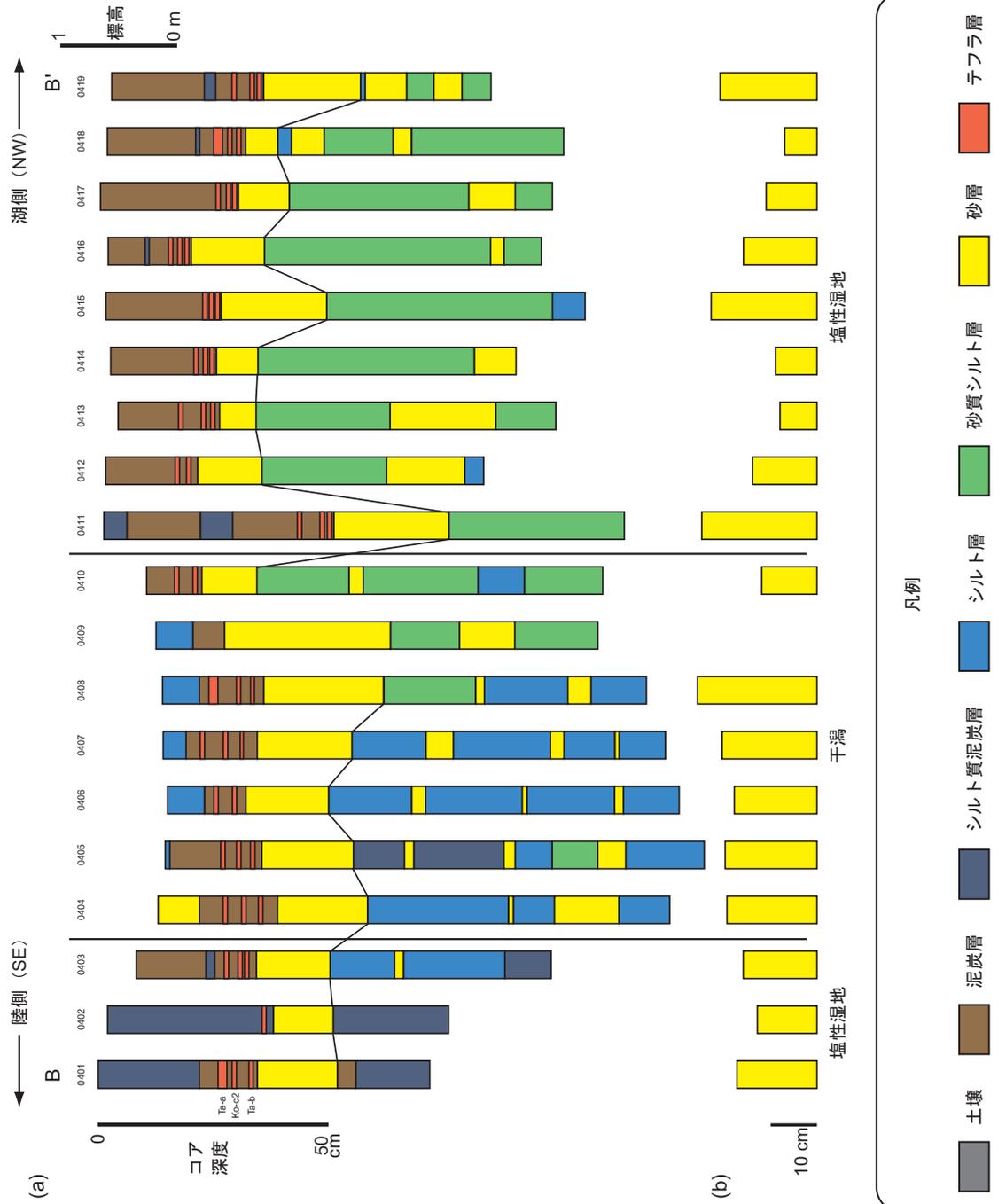
(受付:2004年9月22日, 受理:2004年10月28日)



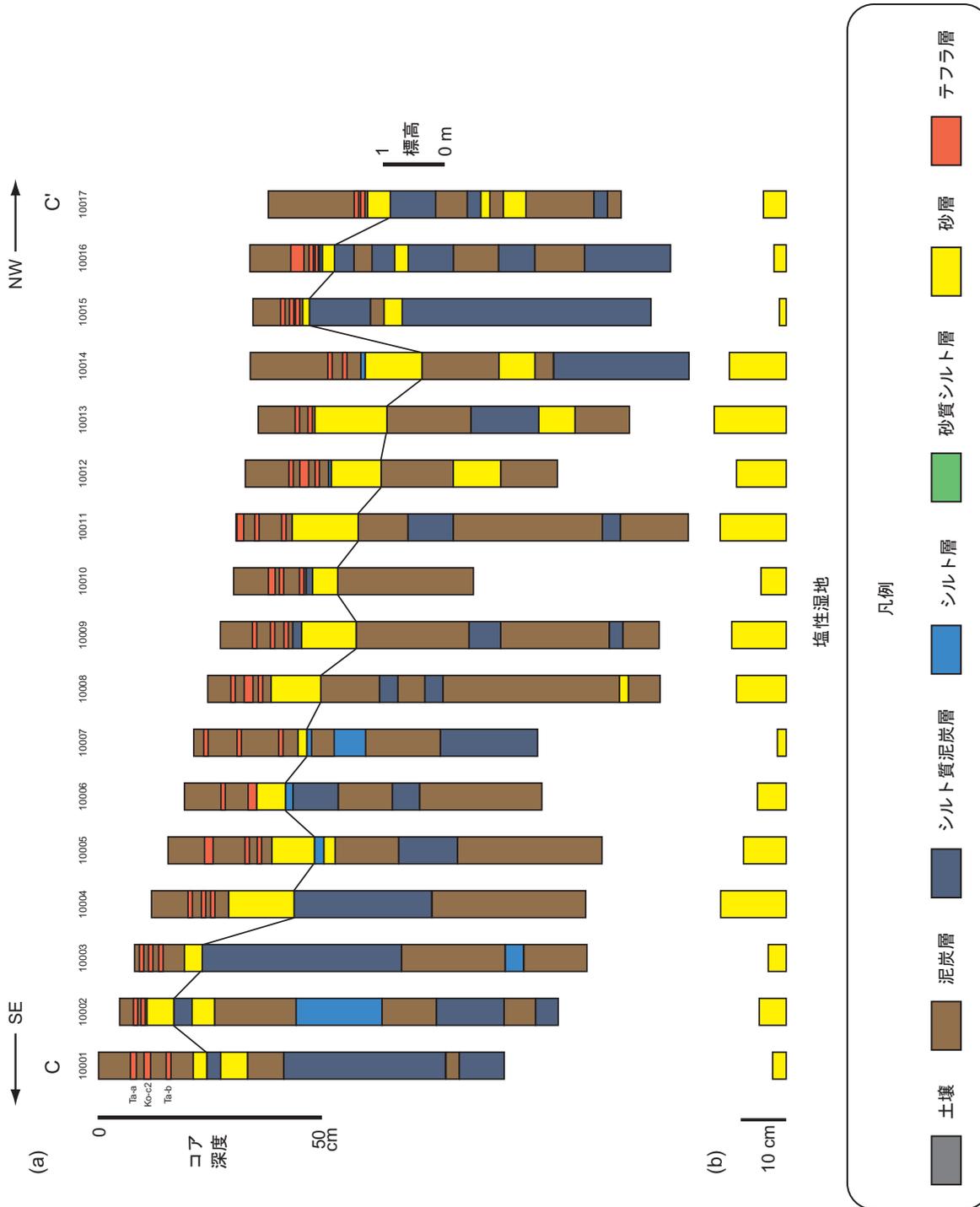
第1図. 調査地域と調査測線. 1999年9月撮影の国土地理院空中写真を使用.
Fig. 1. Index map of the study area. Red lines show survey lines.



第2図. 測線A-A'におけるコア試料の柱状図(a)と津波堆積物Ts3の厚さ(b). 堆積環境は現在の環境. A, A'間の距離は約410 m. コア間隔は5~35 m.
 Fig. 2. Stratigraphic distribution (a) and thickness (b) of tsunami deposit Ts3 on survey line A-A'. Distance from core sites 01001 to 01029 is 410 m and the core intervals are from 5 to 35 m.

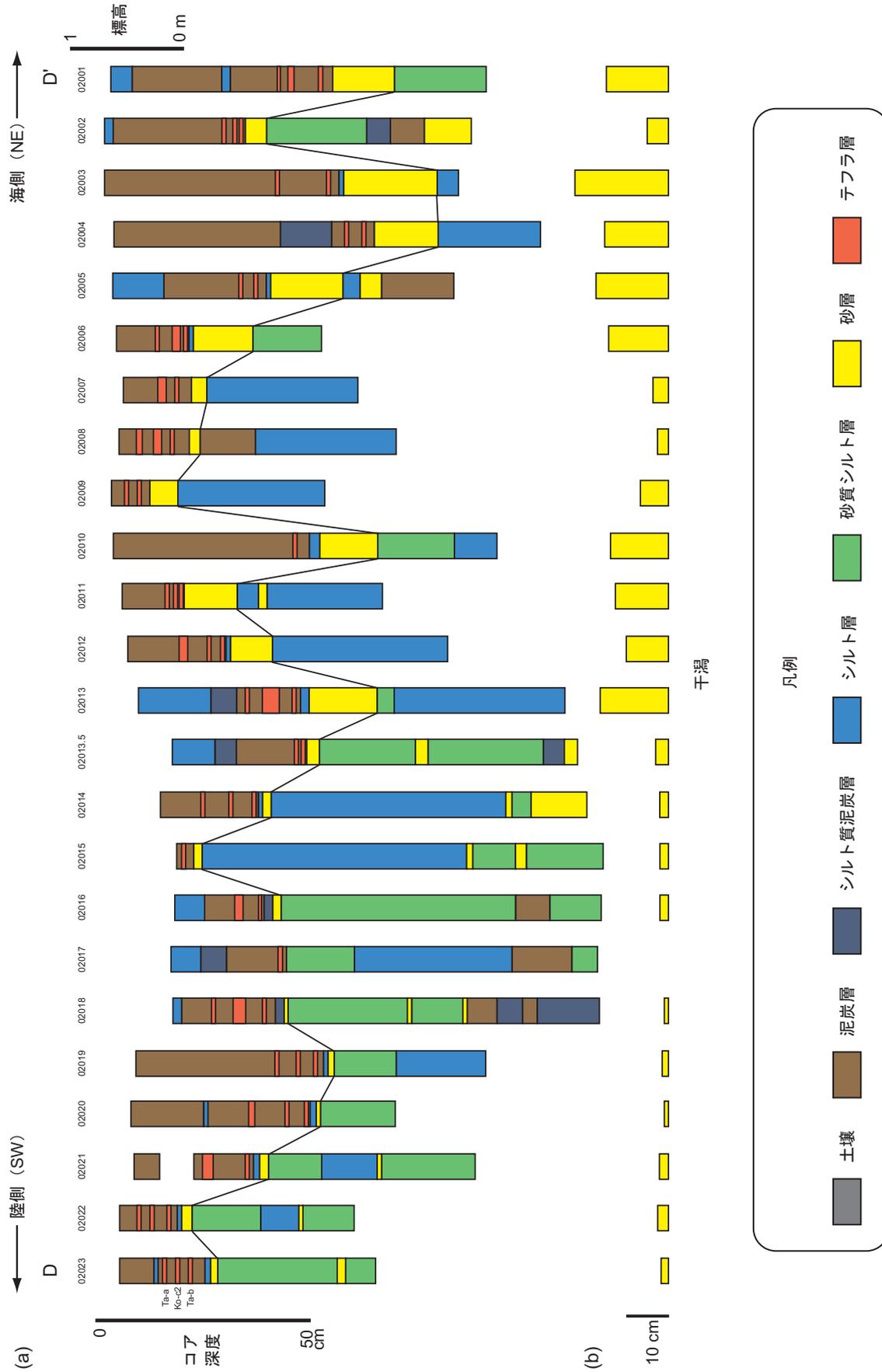


第3図. 測線B-B'におけるコア試料の柱状図(a)と津波堆積物Ts3の厚さ(b). 堆積環境は現在の環境. B, B'間の距離は約250 m. コア間隔は5~25m.
 Fig. 3. Stratigraphic distribution (a) and thickness (b) of tsunami deposit Ts3 on survey line B-B'. Distance from core sites 0401 to 0419 is 250 m and the core intervals are from 5 to 25 m.

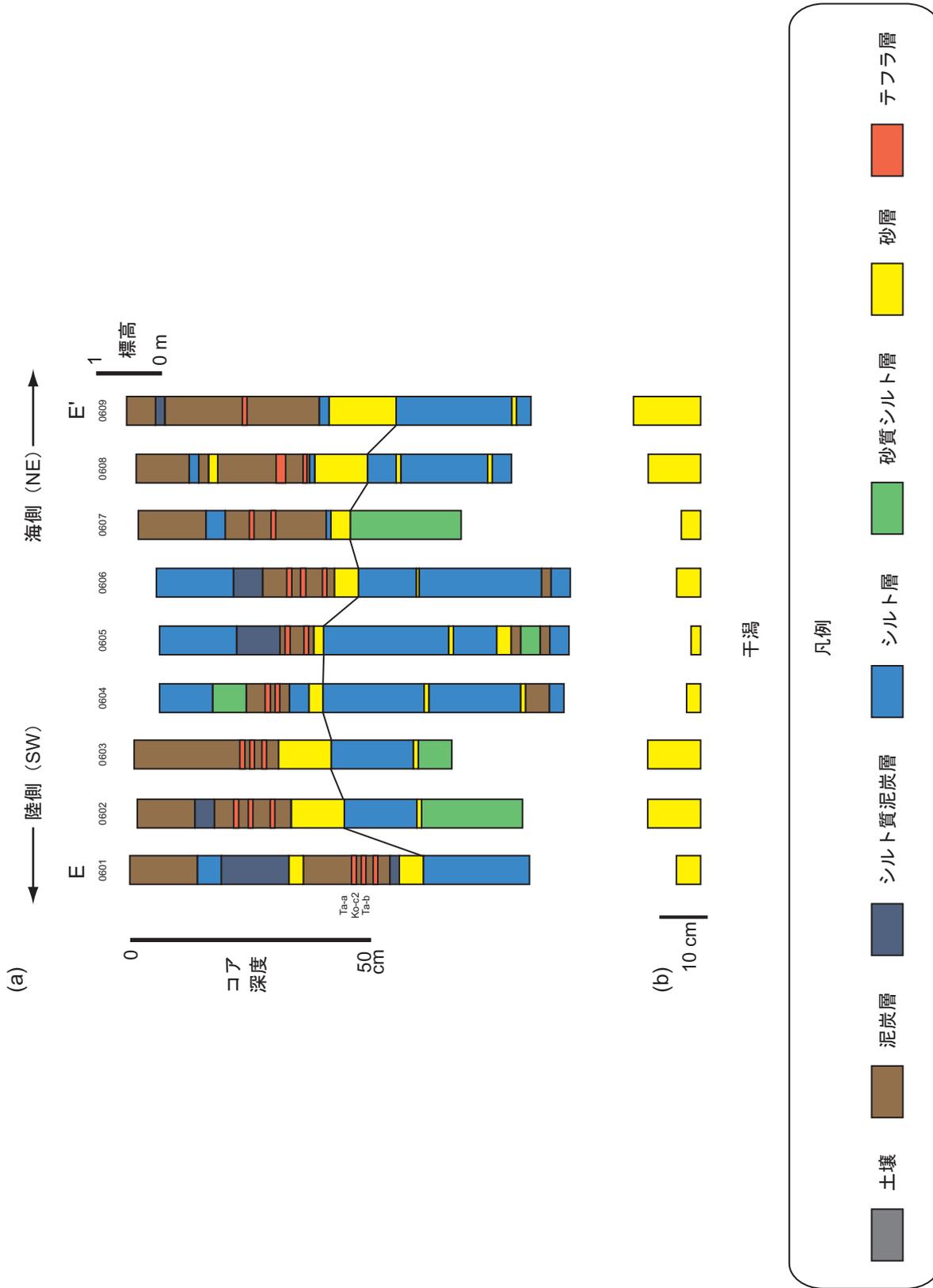


第4図. 測線C-C'におけるコア試料の柱状図(a)と津波堆積物Ts3の厚さ(b). 堆積環境は現在の環境. C, C'間の距離は約210 m. コア間隔は5~25 m.

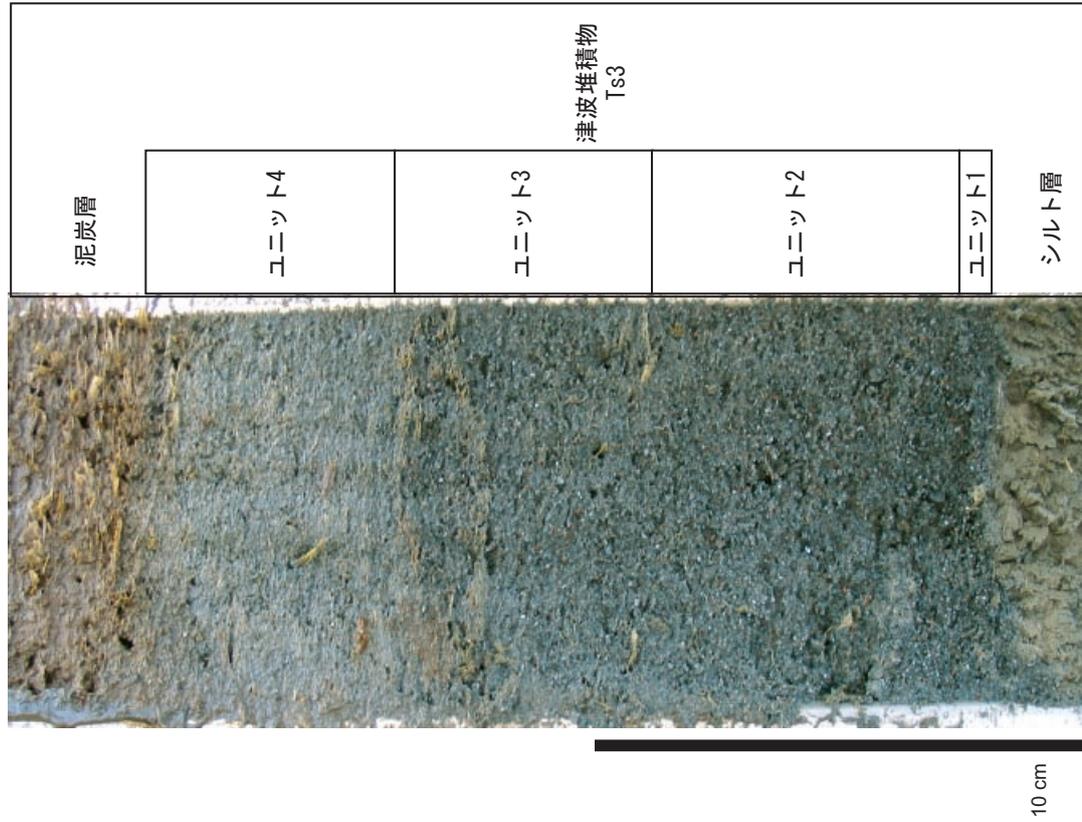
Fig. 4. Stratigraphic distribution (a) and thickness (b) of tsunami deposit Ts3 on survey line C-C'. Distance from core sites 10001 to 10017 is 210 m and the core intervals are from 5 to 25 m.



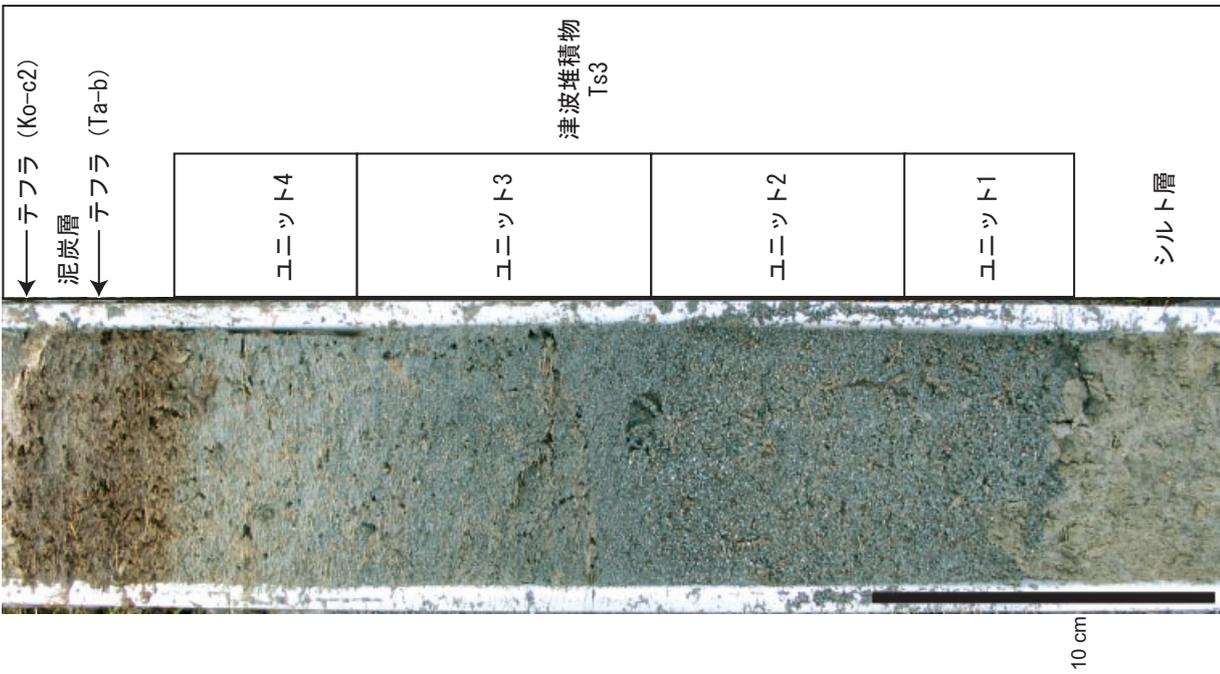
第5図. 測線D-D'におけるコア試料の柱状図(a)と津波堆積物Ts3の厚さ(b). 堆積環境は現在の環境. D, D'間の距離は約500 m. コア間隔は10~40 m.
 Fig. 5. Stratigraphic distribution (a) and thickness (b) of tsunami deposit Ts3 on survey line D-D'. Distance from core sites 02023 to 02001 is 500 m and the core intervals are from 10 to 40 m.



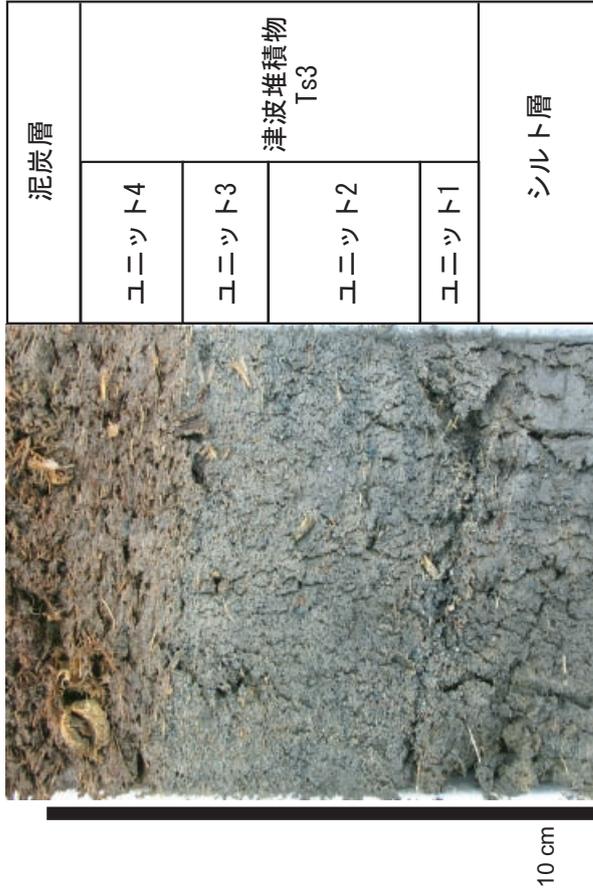
第6図. 測線E-E'におけるコア試料の柱状図(a)と津波堆積物Ts3の厚さ(b). 堆積環境は現在の環境. E, E'間の距離は約210 m. 堆積環境は現在の環境. E, E'間の距離は約210 m. コア間隔は15~40 m.
 Fig. 6. Stratigraphic distribution (a) and thickness (b) of tsunami deposit Ts3 on survey line E-E'. Distance from core sites 0601 to 0609 is 210 m and the core intervals are from 15 to 40 m.



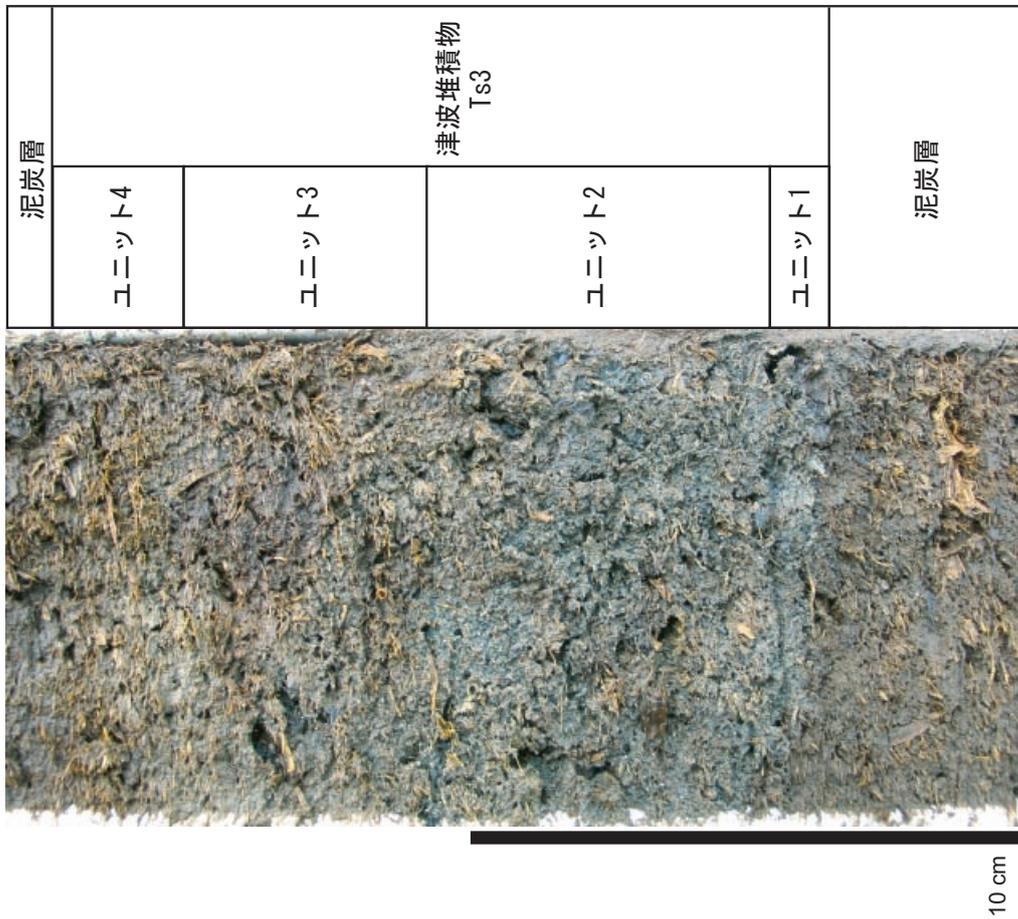
第8図. 測線B-B'における津波堆積物Ts3. 第3図の0406地点.
Fig. 8. Characteristic features of tsunami deposit Ts3 on survey line B-B' at core site 0406. See in Fig. 3 for the location.



第7図. 津波堆積物Ts3の内部構造.
Fig. 7. Characteristic features of tsunami deposit Ts3 and its four sedimentary divisions, Units 1, 2, 3, and 4.



第10図. 測線E-E'上における津波堆積物Ts3. 第6図0601地点.
Fig. 10. Characteristic features of tsunami deposit Ts3 on survey line E-E' at core site 0601. See in Fig. 6 for the location.



第9図. 測線C-C'上における津波堆積物Ts3. 第4図の10004地点.
Fig. 9. Characteristic features of tsunami deposit Ts3 on survey line C-C' at core site 10004. See in Fig. 4 for the location.