

ゆうふつ しこつ
勇払平野と支笏火砕流台地地下の地下地質と活構造

**Subsurface geology and active structures beneath the Yufutsu Plain and Shikotsu
Pyroclastic Flow Upland**

小松原 琢¹・康 義英¹・小松原純子¹
Taku Komatsubara¹, Yoshihide Kou¹, Junko Komatsubara¹

¹ 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation)

Abstract : We discuss the upper Quaternary stratigraphy and structure of subsurface geology in the Yufutsu Plain and Shikotsu Pyroclastic Flow Upland on the basis of 3,300 borehole logs and 10 stratigraphic logs. The contents are summarized as follows.

The peaty Hongo Formation overlies conformably on the last interglacial deposits, and it is widely traceable as a key horizon. The Hongo Formation deposited in the MIS 5d to 5e, and it is deformed by the eastern boundary fault zone of the Ishikari lowland (EBFI) and concealed active fold which locates several kilometer west of the EBFI. Such deformation pattern is similar to it in the deeper part that revealed by seismic explorations. The southern end of the active EBFI reached to the coast of the Yufutsu Plain as an active fold. And the vertical displacement rate of that fold is ca 0.2-0.3m/ky. The Shikotsu Pyroclastic deposits overlie on the Hongo Formation and are important aquifer in this area. Their structure is similar to it of the Hongo Formation.

The Alluvium (the latest Pleistocene to Holocene post glacial deposits) overlies unconformably on the Shikotsu Pyroclastic deposits. The Alluvium is subdivided to the lower part and the upper part.

The basal topography of the lower part of the Alluvium is characterized by with deeply incised valleys that were made in the last glacial era. The lower part of the Alluvium comprises mud, sand and gravel, partly accompanied with shell fragment and rootlets, this part deposited as river, estuary and inner bay deposits during the latest Pleistocene and early Holocene. The upper part of the Alluvium comprises sandy sediments in the western half of the Yufutsu Plain, and soft (N-values are less than 3) muddy or peaty sediments in the eastern half of the Yufutsu Plain. This part deposited in the barrier and lagoon system along the sea coast during the mid-Holocene to recent.

Keywords: Yufutsu Plain, eastern boundary fault zone of the Ishikari lowland, geological profiling, active fold, subsurface geology

要 旨

約 3,000 本のボーリングデータと 10 本の層序ボーリングをもとに勇払平野と支笏火砕流台地の地下地質の上部第四系層序と構造を議論した。その内容は以下のようにまとめられた。

最終間氷期堆積物を整合に覆って、泥炭質の本郷層があり、鍵層として広く追跡される。MIS 5d ~ 5b に堆積した本郷層は石狩低地東縁断層帯及びその数 km 西に位置する伏在活褶曲によって変形している。その変形様式は反射法地震探査によって示された深部の地質構造と似ている。石狩低地東縁断層帯の活動的な部分の南端は活褶曲となって勇払平野の海岸に達している。その平均上下変位速度は約 0.2 ~ 0.3m/1000 年である。

本郷層を覆って支笏火山砕屑物が厚く分布し、それが当地域の重要な帯水層となっている。その地質構造は本郷層の構造に類似している。

支笏火山噴出物を不整合に覆って沖積層(最終氷期最寒冷期以降の堆積物)が分布する。沖積層は、堆積学的な特徴により上部層と下部層に分けられる。沖積層下部層の基底は最終氷期の海面低下期に深く掘りこまれた谷を含む起伏に富んだ形状をなしている。沖積層下部層は泥・砂・礫からなり部分的に貝殻や植物根を含み、河川・エスチュアリー及び内湾的な環境で堆積したと考えられる。沖積層上部層は、勇払平野西部で砂に富み、東部では泥及び腐植質である。これらはバリアーと潟からなる系の中で、完新世中期から現在に至る期間に堆積した。

1. はじめに

石狩低地帯南部に当たる支笏火砕流台地から勇払平野に至る地域は、今まで上部第四系に関する総括的な地下地質研究が行われてこなかった。またこの地域は石狩低地帯東縁断層帯の南部に位置し、その南方に位置する海底地質構造(日高沖海底地質構造)との接続部に関して詳細な構造や第四紀後期における活動性を明らかにすることが求められていた(地震調査研究推進本部, 2010)。

そこで本研究では、既往ボーリング柱状図データベースと層序ボーリングデータに基づいて浅部地下地質の層序と構造を明らかにし、総括的な地下地質情報を提示することを試みた。次いで反射法構造探査データと地下地質構造の対応関係を明らかにすることによって、第四紀後期における活構造の位置や活動性を明らかにするとともに、主要層準の標高分布図を作成した。また、これらの結果に基づいて活構造の平均変位速度を議論した。なお、本稿の内容の一部は小松原・小松原(2012)で記載しているが、基礎データを大幅に拡充すると共に、内容も大きく改めている。

2. 調査地域概要

本調査は東経 141°33'27.4" から 141°59'59.2", 北緯 42°52'52.9" から 42°25'29.7" ないし太平洋岸までの範囲(国土地理院発行 1/50,000 地形図の「千歳」「早来」「苫小牧」「鶴川」の一部)とするが、この範囲の北にし東部にはボーリングデータがないため、解析対象から外した(第1図)。この範囲の南部は苫小牧市街地の東部から鶴川町にかけての平野(勇払平野)であり、中部から北部は大部分が支笏火山の火砕流堆積物などによって形成された台地である。

調査対象地域の東部に石狩低地帯東縁断層帯(北海道立地質研究所, 2001)があり、丘陵(馬追丘陵)と火砕流台地の間の地形境界をなしている。その西側の火砕流台地には最大 10 m の比高をもつ波長 2 ~ 3 km の雁行状の活褶曲が存在するとされてきた(平川・越後, 2002; 池田ほか, 2002; 平川ほか, 2010 など)。

調査範囲の南部は苫小牧市の市街地が存在することや、苫小牧港(西港及び東港)、苫小牧東部工業団地などの造成のために密な地盤調査ボーリングデータが存在する。中部～北部は新千歳空港とその周辺の調査及び千歳川放水路計画に関連した路線沿いの優良な地盤調査ボーリングデータが存在する。しかし、調査範囲の東西両縁辺部では地盤調査ボーリングデータは少ない。

調査地域の層序ボーリング(第1図)に関しては、静川台地の SZ 孔(近藤ほか, 1984)、苫小牧港西港の TMK 孔(近藤ほか, 1996)、支笏火砕流台地を開析する美々川沿いで行われた B-4 孔(大森ほか, 1997)、苫

小牧港東港の BT1 孔(小松原・小松原, 2012)で洞爺テフラ(Toya: 約 112 ~ 115ka(町田・新井, 2003))の層位や堆積環境が明らかにされているほか、陸上自衛隊東千歳駐屯地内で採取された CT1 孔(田辺ほか, 2013)や安平川河口の YF1 孔(小松原・小松原, 2012)で最終間氷期以前の層準に達するコアが得られている。また、池田ほか(1995)と嵯峨山ほか(2008)はそれぞれ数か所のボーリングより沖積層の編年に重要な ^{14}C 年代値やテフラを記載している。

調査地域の周辺では Tomakomai-86 測線(浅野, 1989)、石油公団(1993)の H91-3 測線、石油公団(1996, 1997)による基礎物理探査 SI95-1 ~ 5 測線、佐藤ほか(1998)及び Kato *et al.*(2004)の Yufutsu 1997 測線、横倉ほか(2011)による Yufutsu-1 及び Yufutsu-2 測線、横倉ほか(2012, 2013)による Yuhutsu-3 測線及び岡田ほか(2013)による Yufutsu-4 及び Yufutsu-5 測線などの反射法地震探査により堆積層深部の地質構造が明らかにされている(第1図)。

3. 調査手法

本調査にあたって、木村ほか(2011)による石狩低地帯のボーリングデータベース(北海道開発局、地盤工学会北海道支部、旧地質調査所北海道支部より提供されたもの)より石狩低地帯南部のボーリングデータ 2934 本を使用した。またこれとは別に地質調査所による「小牧地区地下構造調査報告書(1967年, 内部報告書)」より 3 本、北海道農業土木協会による「平成 5 年度胆振支庁管内ボーリングデータ資料報告書」より 123 本、苫小牧港港湾事務所から提供を受けた 295 本、株式会社苫東から提供を受けた 3 本のボーリング資料を電子化し、合計 3,184 本のデータを用いた(複数の資料で重複するデータを除いた数量で、上記のデータ数を総計したものと異なっている)。これらの地盤調査ボーリング柱状図データを、層相、色調、貝殻など挟有物に関する記載や N 値をもとに層序ボーリングデータと対比することにより層序区分し相互に対比した。対比にあたっては産業技術総合研究所及び防災科学技術研究所製作のボーリングデータ処理システム(木村, 2011)を用いた。さらに主要な地層境界の高度について平面補間を行った上で標高分布図を作成した。

4. 地下地質層序の概要

これまでに報告されている上部第四系層序ボーリングの柱状図を第2図に示す。

本研究では、中部更新統中部(MIS 11)から上部更新統中部(MIS 3)に至る層準は小松原ほか(2014)を基準として地下地質を対比・編年した。上部更新統上部(MIS 2)以上の層準は、物性の違いに応じた区分と

することを目的として、沖積層下部層及び沖積層上部層に区分し、対比した。沖積層下部層は、池田ほか(1995)の更新統(低地部分)と下部泥質層、嵯峨山ほか(2008)の最上部更新統と下部泥層(Lm)及び泥層(M1)に、沖積層上部層は、池田ほか(1995)の砂・砂礫質層、上部泥質層、最上部陸成層と、嵯峨山ほか(2008)の砂礫層(Gg1～4)、上部泥層(Um)、砂層(S)、泥層2(M2)及び陸成層(Td)に対応する。

これらの層序ボーリングによって明らかにされた浅層地下(深度約80m以浅)の層序は、下位より高位段丘堆積物相当層、^{あつま}厚真層、本郷層、支笏火山噴出物、中位～低位段丘堆積物相当層、沖積層下部層及び沖積層上部層に大別される(第3図)。各層の特徴を下位より順に記載する。

4.1 高位段丘堆積物相当層

高位段丘堆積物相当層は最終間氷期堆積物(厚真層)より下位の堆積物を総称したものである。これに相当する高位段丘堆積物は、調査地域南東方の鶴川以東の日高海岸に広く分布する(平川, 2001)ほか、調査地域南東部の丘陵に断片的に露出する(山田ほか, 1981; 馬追団体研究会, 1983など)。高位段丘堆積物相当層はBT1孔(深度26.0m以深: 小松原・小松原, 2012)、YF1孔(深度45.55m以深: 小松原・小松原, 2012)、CT1孔(深度51.5m以深: 田辺ほか, 2013)、SZ孔(深度30.0m以深: 近藤ほか, 1984の編年を小松原ほか, 2014が再解釈)及びTMK孔(深度53.7m以深: 近藤ほか, 1996の編年を小松原ほか, 2014が再解釈)に認められる。これらは①砂礫層と泥層の互層からなる、②上部に冷温帯性の針葉樹と落葉樹の混じった花粉化石を産する海成泥層(MIS7相当)が挟在する、③さらにBT1孔とSZ孔においては、ブナ属の花粉を多量に含む層準(MIS11相当)が認められている、などの特徴をもつ。高位段丘堆積物相当層の標準貫入試験によるN値は砂質土層で概ね15以上(多くは30以上)、粘性土層で6以上(多くは10以上)である。高位段丘堆積物相当層に達する地盤調査ボーリングは数が少ない上、ボーリング孔間の対比に重要な鍵となる花粉分析などの詳細な分析が行われていないため、地盤調査ボーリングデータを用いた高位段丘堆積物相当層内部の細な対比は難しい。

4.2 厚真層

厚真層は本調査地域南東方の丘陵に模式地が設定されており(山田ほか, 1981; 馬追団体研究会, 1983)、丘陵と地下では若干層相が異なるが、上位の本郷層との関係などから広範囲で地層を対比することができる。模式地周辺の丘陵において厚真層は、下部の硬質頁岩やチャートなどからなる砂礫層と、上部の火山灰質粘土層からなる(山田ほか, 1981; 馬追団体研究会, 1983)。上部の火山灰質粘土層はヤマトシジミや海棲

珪藻化石を産出するほか、*Quercus*, *Alnus*, *Juglans* といった落葉広葉樹の花粉化石を多く産する(星野ほか, 1982)。

地下においてはBT1孔のユニットBT1-6(深度26.0～19.7mの礫浜ないし河川河口部の堆積物)、CT1孔のユニットCT1-4(深度51.5～44.3mの潮下帯堆積物)、SZ孔のユニットSZ-Va(深度30.0～21.5mの砂質礫層と礫混じり砂層の互層)、TMK孔のTM-V層(深度61.9～49.5mの砂層と砂礫層の互層)及びB-4孔のBi I層(深度20.00～14.50mの礫層と砂層の互層)が厚真層に対比される(SZ孔及びTMK孔については近藤ほか(1984, 1996)の見解を小松原ほか(2014)で再解釈した編年を示す)。対比の根拠としては、①上位の本郷層に覆われること、②CT1孔を除きいずれの孔もチャートや硬質頁岩・粘板岩など夕張山地や日高山脈に由来する円礫を含む砂礫層ないし砂層からなること、③比較的温暖な気候を示す花粉化石が得られること、④海進期の堆積相としてとらえられること、などの特徴が共通することである。太平洋岸に近いBT1孔、SZ孔及びTMK孔で砂礫がちであることは、当時夕張山地から多量の礫が太平洋岸まで供給され(馬追団体研究会, 1987)、海浜に広く砂礫堆が形成されていたことを示すと解釈できる。一方調査地域北部のCT1孔の本層は、貝殻を多産する中粒砂層とシルト-極細粒砂の互層からなり、静穏な内湾的な環境を示すと解釈される(小松原ほか, 2014)。このような層相は調査地域北方のCH-B1孔、CH-CB2孔(産業技術総合研究所, 2007)や南長沼層序ボーリング(下川ほか, 1993)など長沼低地周辺の層序ボーリングで多く認められている。また、地盤調査ボーリングにおいては、しばしばチャート・頁岩の円礫や貝殻を含むと記載されていることから、本層と対比することができるが、基底を追跡することは困難である。本稿では馬追団体研究会(1983)の編年にしたがって厚真層基底の年代として最終間氷期最温暖期(MIS5e)の年代(約125ka)を用いる。

4.3 本郷層

本郷層はAafaテフラ群(春日井ほか, 1980)を挟有する泥炭質堆積物であり、下位の厚真層を整合に覆う(山田ほか, 1981; 馬追団体研究会, 1983)。洞爺テフラ(*Toya*: Aafa2に対比される: 町田ほか, 1987)を下部に挟有することや、泥炭質という層相上の特徴から鍵層として調査地域内で追跡可能である。本調査地域南東の丘陵地域における既往研究(山田ほか, 1981; 星野ほか, 1982)より、本層下部では*Quercus*, *Juglans*, *Fagus*などの花粉を、上部では*Abies*, *Picea*, *Betula*などの花粉を産することが明らかにされている。また、本層はMpfa3(Kt-6)に覆われる(山田ほか, 1981; 星野ほか, 1982)。

地下ではBT1孔のユニットBT1-7(深度19.7～17.4mの潮下帯堆積物)、SZ孔のユニットSZ-VII層(深

度 19.4 ~ 17.5m の礫まじり火山砕屑物層), TMK 孔の TMK-Ⅱ層 (深度 49.5 ~ 46.05m の粘土と火山灰質シルト層), B-4 孔の BiⅡ層 (深度 13.70 ~ 10.50m の火山灰を含む泥炭層) 及び CT1 孔のユニット CT1-5 (深度 44.3 ~ 38.2m の河成堆積物) が本層に対比される。

B-4 孔を除いて層序ボーリングでは典型的な泥炭質の堆積物は認められていないが, 調査地域の北側にある CH-B1 孔, CH-B2 孔 (産業技術総合研究所, 2007) 及び南長沼層序ボーリング (下川ほか, 1993) では Aafa テフラ群を含む泥炭層が認められている。調査地域の層序ボーリングで本郷層を特徴づける泥炭質堆積物が認められた地点が少ない原因として, 厚真層堆積時から継続して多量の無機砕屑物が太平洋岸に供給されていたことが指摘できる。特に CT1 孔においては, 堆積相からみて河川流路に近い環境にあり, 局所的に多量の砂礫が供給されていたと考えられる。これらの層序ボーリングに隣接する地盤調査ボーリング柱状図においては, しばしば同程度の標高に側方に広く追跡できる泥炭ないし有機質土層が存在する。また, 泥炭層中に火山灰が含まれることを記載している例があることや, 厚真層に対比される下位層中に貝殻が含まれることがしばしば記載されていることから, 確実な対比が可能である。さらに岡 (2007), 嵯峨山ほか (2010) は本調査地域北方の石狩平野において Toya を含む本郷層相当層の堆積面が沖積層下に広く連続的に分布することを示している。

本郷層は, 下位の浅海ないし河口付近の堆積物である厚真層 (MIS 5e 相当) を整合に覆って堆積すること (馬追団体研究会, 1983) から, 最終間氷期の海進後に平坦な海岸平野を覆うように堆積した地層と考えられる。このため, 本郷層基底は大局的にみて同一水準の平坦面を構成していたと仮定して地殻変動の議論に用いることが可能である。その基底の年代はほぼ Toya と同時期の 112 ~ 115ka (町田・新井, 2003), 上限の年代は本郷層の直上に存在する Mpfa3(Kt-6) の年代から 75 ~ 85ka (町田・新井, 2003) 前後と考えられる。

4.4 支笏火山噴出物 (仮称)

本稿では春日井ほか (1980) の Mpfa テフラ群から Spfl までの火山噴出物を主とする堆積物を支笏火山噴出物として総称する。本研究ではこれらのテフラ群を区分することには重点を置かず, ボーリング柱状図中に火山灰・軽石・スコリアなどと記載されているものをすべて一括している。なお, Spfa7 はスコリアを主体としており, 肉眼で他の火山噴出物と区別できるため, 地盤調査ボーリングデータから識別できることが少なくない。しかしノンコアボーリングや, 電子化の際に記事欄を省略しているデータが多数あり, 広域的に追跡できないこと, 風成堆積物であるため地殻変動の指標にならないこと, から断面図中に Spfa7 上限層準を記載するにとどめた。

本郷層基底の年代は Mpfa3(Kt-6) の年代に基づいて 75 ~ 85ka (町田・新井, 2003) とする。

4.5 中位~低位段丘相当層

調査地域東部の丘陵には断片的ながら中位~低位段丘堆積物が分布する (柳田, 1991; 北海道立地質研究所, 2001; 平川, 2001 など)。これらは, 海成・河成の段丘面を構成する砂・礫及び泥によって構成される。層序ボーリングにおいては, これらに相当する堆積物は確認されていないが, 調査地域南東部の鶴川下流周辺では, これらに相当する粘性土ないし砂質土を主とする堆積物が, 沖積層に不整合に覆われて分布する可能性がある。しかし, 調査地域の中では分布が限られており, 地殻変動の指標とはならないため詳しい記載は省略する。

4.6 沖積層

勇払平野の沖積層の堆積過程を検討した Moriwaki (1982), 池田ほか (1995), 嵯峨山ほか (2008) によると, 縄文海進最盛期後の約 7000 年前 (暦年補正年代値) 以降に勇払海岸に砂州が形成されるようになった。本稿では, この砂州形成期以前に河谷ないし内湾的な環境で堆積した地層を沖積層下部層 (最上部更新統~下部完新統), 砂州形成期以降に閉塞された潟湖的な環境で堆積した粘性土層と泥炭層及び砂州を形成していた砂層と礫層を沖積層上部層 (中~上部完新統), と 2 部層に区分する。この区分は古東京湾周辺など土砂供給量の多い河川が流入する臨海低地における地層区分 (たとえば田辺ほか (2010)) とは異なる時代と堆積環境による区分であり, かつ下部層と上部層の境界面は時間面と斜交する。しかし, 勇払平野のような多量の土砂を供給する河川を欠く一方で沿岸流による砂礫の運搬が著しい環境 (佐藤ほか, 2010) にある堆積平野の地質区分としては, 妥当なものとする。

この区分は, 標準貫入試験による N 値に示される物性値の違いと密接に関係しており, 下部層では粘性土の N 値が 3 ~ 10 程度であることが多い一方で, 上部層では粘性土や泥炭の N 値が 3 以下を示す。

4.6.1 沖積層下部層

最終氷期の海面低下期以降 - 縄文海進最盛期 (約 7 ka) 以前に堆積した地層である沖積層下部層は, 嵯峨山ほか (2005, 2008) の 2003D 孔 (苫小牧港西港の東), No.2 孔 (安平川中流部), 及び小松原・小松原 (2012) の Yf1 孔などの層序ボーリングに見られる。2003D 孔では深度 53.15 ~ 52.7m に恵庭 -a(En-a; 19 ~ 21ka) テフラが挟在し, その上下からは海棲種とともに二次堆積によるものと考えられる絶滅種の珪藻化石が多産する (嵯峨山ほか, 2008)。沖積層下部層中の海棲珪藻を主とし絶滅種を伴う珪藻化石群集は No.2 孔でも認められる (嵯峨山ほか, 2008)。また, Yf1 孔では海棲珪藻

化石群集と潮間帯～内湾性の貝化石が得られている(小松原ほか, 2014).

沖積層下部は基底部に礫を伴い、砂・礫を挟む粘土～砂質シルトを主とする。また、所により軽石を多く含む。苫小牧港東港の海上で行われた地盤調査ボーリングにはしばしば植物片が含まれる。沖積層下部層の粘性土の N 値は 3～10 前後、砂質土の N 値は 10～50 を示す。

4.6.2 沖積層上部層

沖積層上部層は池田ほか(1995)の下部泥層を除く完新統(砂・砂礫層、上部泥層及び最上部陸成層)に相当する。本部層の貝化石は荒川(1992, 1994, 1997)によって検討されている。また先述の No.2 孔の粘性土相では上方ほど淡水生種が多くなる珪藻化石群集が得られている(嵯峨山ほか, 2008)。

調査地域の沖積層上部層の層相は、東部の泥炭地と西部の浜堤列帯とで大きく異なる。東部の泥炭地では、シルト～粘土を主体とし上部ほど腐植物を多く含み、最上部は火山灰を挟有する泥炭からなる。所により砂(火山灰質砂)を多く挟む。沖積層上部層の粘性土の N 値は 3 以下(多くは 0～1)、砂質土の N 値は 5～30 である。西部の浜堤列帯では、砂を主体として礫を含む。礫は頁岩やチャートなど多種のものからなる。粘性土は最上部の泥炭質部を除いてほとんど挟まない。砂質土の N 値は 10～40 であることが多い。

5. 主要地質断面

ここでは主要な反射法探査測線沿いを中心に 10 本の地質断面(第 4 図)を取り上げる。地質断面は、幅 1km の範囲のボーリングデータを中央に投影して作成した。以下に各断面の特徴を記述する。

5.1 海岸断面

海岸断面は苫小牧西港(TMK 孔)から海岸沿いに Yf1 孔、BT1 孔を経て苫小牧港東港から日高自動車道沿いに鵜川に至る東西方向の断面である。第 5 図に縦横比 200 : 1 の断面図を示す。

この断面上に位置する 3 本の層序ボーリング(TMK 孔、Yf1 孔、BT1 孔)における MIS 7 の海成層の標高は、TMK 孔で T.P.-89.2～-72.5m(TM-Ⅱa 及び TM-Ⅱb-L 部層; 近藤ほか, 1996)、Yf1 孔で T.P.-59.66～51.06m(ユニット Yf1-3)及び BT1 孔で T.P.-31.5～-22.5m(ユニット BT1-5)であり(小松原ほか, 2014)、西側の孔ほど低い地点に MIS 7 の海成層が出現する。

また、海岸断面では本郷層基底(≒ Toya)が断片的ながら確実に追跡できる。断面西端の TMK 孔では T.P.-43.95～-43.65m に Toya が確認されている。Yf1 孔では沖積層が下位層を削剥して堆積しているため本郷層は欠如するが、BT1 孔では T.P.-15.83m に Toya が

確認される。さらに苫小牧港東港東部では T.P.-20m 付近に、浜厚真東部では T.P.-24m 付近に本郷層基底が出現し、断面東方の鵜川以東では段丘構成層直上に Toya を含む(柳田, 1991)

標高 20～60m の海成段丘が存在する。

沖積層下部層は、下位層を不整合に覆って分布する。特に Yf1 孔付近と浜厚真～浜田浦間では厚さ約 20m に達し、高位段丘堆積物相当層上に累重する。沖積層上部層は Yf1 孔付近を境に西側では砂ないし砂礫、東側では粘性土を主体とする。沖積層上部層の厚さは 5～20m である。

海岸断面にほぼ沿った測線における反射法地震探査(Kato *et al.*, 2004; 横倉ほか, 2012, 2013)によると、上部鮮新統と考えられる(平松, 2004)荷葉層以下の地層は、Yf1 孔付近を軸とする向斜に参加しているが、それを傾斜不整合に覆う地層(おそらく第四系)は向斜に参加せず、BT1 孔付近を軸とする背斜(勇払背斜: 伊藤, 1999)から苫小牧港西港(TMK 孔付近)に至るまで西に傾いている。また勇払背斜以西では荷葉層基底以上が浜田浦付近を軸とする緩い背斜(浜厚真背斜)に参加している。

苫小牧港東港以東の海岸断面に表れた本郷層や MIS7 の西側低下の構造は、反射法地震探査断面で認められる浅部の(おそらく第四系)の構造と調和的である。海岸断面の本郷層は潮間帯からその直上の陸成積物中に認められ、ほぼ同一の平坦面上に堆積したものと考えて差し支えない。このことから、同層準は BT1 孔周辺を背斜軸とする褶曲(勇払背斜)に参加していると考えられる。MIS 7 の海成層の標高も、Toya の標高と同様に勇払背斜の軸から西方に向かって低下する。TMK 孔と BT 1 孔における MIS 7 海成層と Toya の比高は、それぞれ約 50～55m 及び約 30m であり、これは中期更新世後期以降に勇払背斜西翼が累積的に成長していることを示すと考えられる。

海岸断面が浜厚真背斜を横断する浜田浦周辺では、沖積層が厚く発達しかつその下位層に変位基準となるような連続した地層が認められていない。

5.2 BT1～SZ 断面

BT1～SZ 断面は苫小牧港東港の西防波堤から BT1 孔を経て SZ 孔のある静川台地に至る南南西-北北東方向の断面である。この断面の南部 2/3 は石油公団(1996)の基礎物理探査「胆振沖浅海域」の S195-5 の北端部(ほぼ CDP No.650～769)と重なる。S195-5 測線の北端部は深度約 4000m 以上の全層準が緩く南傾斜する(石油公団, 1996)、第 6 図に縦横比 100:1 の断面図を示す。

この断面上の MIS 11 の海成層は、BT1 孔では T.P.-61.15～51.50m に、SZ 孔では T.P.-47.34～-31.84m に出現する(小松原ほか, 2014)。また Toya は BT1 孔では T.P.-15.83m に、SZ 孔では T.P.+2.66～+4.56m の層

準に礫と混在して産出する(小松原ほか, 2014)。また、静川台地では本郷層を覆って厚さ約 15m の支笏火山噴出物が分布する。海岸付近の低地から苫小牧港東港においては、砂礫を主とする厚さ 5 ~ 10m の沖積層下部層が下位層を不整合に覆って分布し、さらに平野部では粘性土、海底では砂質土を主体とする厚さ 2 ~ 10m の沖積層上部層が沖積層下部層を整合に覆って分布する。

Toya を挟有する地層は BT1 孔では海成の泥質層であり(小松原・小松原, 2012)、SZ 孔では礫混じり火山灰質土である(近藤ほか, 1984)ことから、両者は異なった環境で堆積したと考えられる。しかし、MIS 11 層準は両孔とも浅海成層と考えられ(近藤ほか, 1984; 小松原・小松原, 2012)、堆積当時にはほぼ同一水準であった可能性が高い。これを考慮すると、MIS 11 の海成層の比高(13.8 ~ 19.7m)は中期更新世後期以降における北側隆起の変動を示すと考えられる。これは反射法地震探査の結果(石油公団, 1996)と矛盾しない。

5.3 H91-3 断面

H91-3 断面は石油公団(1993)の基礎物理探査「日高地域」の H91-3 測線(香東ほか, 2002; 山口ほか, 2011)に沿う西南西-東北東方向の断面である。H91-3 測線では日高自動車道との交点付近を軸とする深度 2000m 以浅の層準が参加する開いた背斜と、本断面北東端付近を軸として深度 2000m 以浅の層準が参加する翼部の傾斜が比較的急な背斜を示す。第 7 図に縦横比 200 : 1 の断面図を示す。

この断面では苫小牧港西港西部から安平川左岸の間で支笏火山砕屑物基底面を追跡することができる。この基底面は必ずしも堆積当時に同一標高面であったとは言えないが、山口ほか(2011)の再解釈結果にみられる深度数 100m の反射面と調和的に南西に向かって約 20m/7.5km で緩く傾いている。

沖積層下部層基底は 2003D 孔付近と安平川沿いの低地で特に深く下位層を削り込んで堆積する。両地域では沖積層下部層の厚さは共に約 30m に達する。沖積層上部層は勇払川以西において砂質土主体、勇払川以東と安平川沿いの低地では粘性土主体である。沖積層上部層の厚さは、10 ~ 30m 程度である。

5.4 Yufutsu-1 断面

Yufutsu-1 断面は横倉ほか(2011)の Yuhutsu-1 測線に、石油公団(1996)の S195-3 測線の陸域部分を合わせた、南西-北東方向の断面である。地質断面に沿う範囲においては、石狩低地東縁断層帯周辺で明瞭な西傾斜、早来市街付近を軸とする明瞭な向斜が認められる(横倉ほか, 2011)。これら以外の場所では反射法地震探査断面に明瞭に傾斜した構造は認めがたい。第 8 図に縦横比 200 : 1 の断面図を示す。

この断面上では、ウトナイ湖南付近から遠浅集落にかけて本郷層、支笏火山噴出物基底、及び Spfa7 上面の 3 層準を追跡することができる。この測線沿いの本郷層は泥炭を主とし火山灰を挟むという特徴を持ち、しばしば貝殻混じり砂層の上位に位置することから、海水準よりわずかに高い一連の平坦面をなしていたと考えられる。本断面の本郷層、支笏火山噴出物及び Spfa7 層準は、いずれも植苗付近に背斜軸を、遠浅集落付近に向斜軸をもつ、背斜軸部が平坦な緩い箱型の褶曲を示す。褶曲の波高は 15m 程度と考えられる。平川・越後(2002)や池田ほか編(2002)、平川ほか(2010)などに示されている波長 2 ~ 3km の褶曲は認められない。

また、ウトナイ湖南よりも南西では、粘性土を主体とする沖積層下部層が下位層を不整合に覆って堆積する。沖積層下部層の厚さは約 10 ~ 30m、沖積層上部層の厚さは 3 ~ 30m 程度である。

5.5 N-S 断面

N-S 断面は CT1 孔と YF1 孔を結んでほぼ南北に地盤調査ボーリングが密に行われている地域を縦断する地質断面である。第 9 図に縦横比 200 : 1 の断面を示す。この断面は主要地質構造と斜交するため、地殻変動について述べるには適さないが地層の連続性を議論するには有用である。

図に示されるように、日高自動車道以北では本郷層、支笏火山噴出物、Spfa7 の 3 層準が見いだされることが多い。この区間の本郷層は CT1 孔など一部を除いて腐植質堆積物からなり、貝殻混じりの砂質土ないし粘性土上に整合的に累重する。支笏火山噴出物は本郷層とともに基底面の起伏が比較的小さく、本郷層に整合的に累重している可能性が高い。一方 Spfa7 以下の支笏火山噴出物は層厚変化が著しい。ウトナイ湖付近より南では沖積層が最大で厚さ 40 m あまり分布する。特に海岸部では YF1 孔のように火山噴出物の 2 次堆積物を多く含む(小松原ほか, 2014)厚い砂と粘性土からなり、谷を埋めるように局所的に厚く堆積している。

5.6 Yufutsu-2S8km 断面

Yufutsu-2 から Yufutsu-2S8km まで 2km 間隔で N62°E 方向の断面を 5 断面示す。これらはいずれも支笏火砕流台地を通る断面であり、平川・越後(2002)、平川ほか(2010)などに示されている活褶曲を横断する。

Yufutsu-2S8km 断面(以下 S8km 断面と略称する)は美々橋西方から吉田牧場を経て早来富岡に至る(第 10 図)。断面図の縮尺は縦横比 100 : 1 である(以下 Yufutsu-2 まで同じ)。

本郷層、支笏火山噴出物基底、及び Spfa7 上面は吉田牧場より西側ではよく追跡できる。これらは、美々川河谷(美々橋)ないし河谷東岸付近を背斜軸として西翼が急な非対称な背斜をなしている。この背斜によ

る本郷層基底の上下変位量はわかっている範囲で8m程度である。

5.7 Yufutsu-2S6km 断面

S6km 断面はペンケナイ川上流部から B-4 孔を経て胆振農場に至る断面である(第11図)。この断面では美々川右岸の丘陵から石狩低地東縁断層帯の隆起帯まで連続的に本郷層の泥炭質堆積物と支笏火山噴出物の基底が確認されており、B-4 孔で泥炭中に Toya が確認されていることから同層を確実に追跡することができる。

本郷層と支笏火山噴出物の基底はペンケナイ川-36号線間と吉田牧場周辺で低く、千歳線から B-4 孔付近を中心として高まる箱型背斜状の断面形を示す。吉田牧場を縦断する東落ち断層による変形は認めがたい。また石狩低地帯東縁断層以西で明瞭な背斜は1本のみ認められ、平川・越後(2002)などの地形学的研究から導き出されたような複数の褶曲は認めがたい。この調査で認められた背斜による本郷層基底の上下変位量は約15mである。

5.8 Yufutsu-2S4km 断面

S4km 断面は千歳飛行場南端付近から千歳線美々駅付近を経てフモンケ川上流に至る断面である(第12図)。この断面では泥炭質の本郷層と、支笏火山噴出物基底及び Spfa7 上面が千歳線付近から石狩低地東縁断層帯まではほぼ連続して追跡できる。

この断面では本郷層、支笏火山噴出物基底、Spfa7 上面の3つの基準面がともに美々川(右股)源頭付近を軸とする背斜をなしている。この背斜は東翼が西翼に比べてやや急傾斜するが、上面が平らな箱型褶曲をなしている。この背斜による本郷層基底の上下変位量は約15mである。

5.9 Yufutsu-2S2km 断面

S2km 断面は千歳基地の南から新千歳空港ターミナル付近を通り、石狩低地帯東縁断層基部に至る断面である(第13図)。この断面では泥炭質の本郷層と支笏火山噴出物の基底が新千歳空港ターミナル付近から石勝線駒里信号場付近まで連続して追跡できる。

この断面では駒里信号場の西約2km付近を軸とする、東翼が西翼に比べて急傾斜する背斜に伴って、本郷層と支笏火山噴出物の基底及び Spfa7 上面が変位している。本郷層基底の変位量は背斜西翼側で約25m、東翼側で約6mである。

5.10 Yufutsu-2 断面

Yufutsu-2 断面は千歳線南千歳駅付近から横倉ほか(2011)の反射法地震探測線 Yufutsu-2 測線に沿って陸上自衛隊東千歳駐屯地を横断する断面である(第14図)。Yufutsu-2 測線では石狩低地東縁断層帯以西で確認

できる反射面が全て西に傾斜する単斜構造をなす(横倉ほか, 2011)。この断面の中央付近には CT1 孔があり、MIS 7 及び MIS 5 の層準が確定している。本断面では本郷層、支笏火山噴出物、Spfa7 が広く追跡できる。

本郷層基底、支笏火山噴出物基底及び Spfa7 上面はほぼ平行に 7/1000 程度西傾斜する。このような西傾斜は横倉ほか(2011)の反射法地震探査に示される構造と調和的であり、石狩低地東縁断層の西側で長期にわたって西傾動運動が継続していたことを示す。

6. 主要層準の標高分布

本郷層基底、支笏火山噴出物基底、沖積層下部層基底及び沖積層上部層基底の4層準の標高分布図を第15～18図に示す。

ボーリングデータの補間にあたっては IDW(逆距離加重)法を用いた。計算に用いたポイントデータ数は、本郷層基底 301 点、支笏火山噴出物基底 507 点、沖積層下部層基底 626 点、沖積層上部層 774 点である。結果を本郷層基底面と支笏火山噴出物基底面は 500 m メッシュ、沖積層下部層基底面と同上部層基底面は 250 m メッシュで表現した。また、等標高線の間隔は 5 m とし、10 m 間隔の計曲線を記した。

以下に各層準の標高分布の特徴を記す。

6.1 本郷層基底(第15図)

本郷層はほぼ同一時間かつ大部分は一連の平坦面上に堆積していたと考えられることから、本郷層の基底面標高は大局的に後期更新世以降の上下変動を示すものと見てよい。ただし、石狩低地帯東縁断層以東と図の北西部ではボーリングデータが少ないので、標高値の信頼性は低い。

第15図から、石狩低地東縁断層帯西側の支笏火砕流台地の地下に活褶曲が発達することが読み取れる。これを美々背斜と新称する。この背斜は南北方向に約9kmの長さを持ち、西翼における本郷層基底の上下変位量は最大約15mである。美々背斜西翼の上下変位速度は本郷層基底の変位量から最大で0.1m/1,000年程度と考えられる。背斜の北側では本郷層が西傾動し、背斜南側では反射法地震探査(Yufutsu-1 測線:横倉ほか, 2011; 山口ほか 2013)に示されるように堆積層は平坦な反射面をなし、活背斜は認めがたい。

また、この図で石狩低地東縁断層帯主部(地震調査研究推進本部, 2003)及び馬追複背斜(新称)の南には静川台地から苫小牧港東港にかけて南北に伸びる台地状の高まりが認められる。この台地上の高まりを横断する Yufutsu-3 測線(横倉ほか, 2012, 2013)における反射法地震探査結果と本研究の成果を総合すると、海陸境界部で南にプランジする勇払背斜が上部更新統を変位させる活構造であることが示される。勇払背斜による MIS 7 層準と Toya の上下変位量は背斜西方の

TKM 孔と背斜軸上の BT1 孔における比高から、それぞれ約 50 ~ 55m 及び約 30m と考えられる。MIS 7 の年代は 190 ~ 240ka(Martinson *et al.*, 1987), Toya の年代は 112 ~ 115ka(町田・新井, 2003) とされることから、勇払背斜西翼の上下変位速度は概ね 0.2 ~ 0.3m/1,000 年と考えられる。背斜の南方は佐藤ほか(2013)で記載されている海底の背斜に連続する。

勇払背斜の東に位置する浜厚真背斜は、日高自動車道に沿う反射法地震探査(Tomakomai-86 測線: 浅野, 1989: 山口ほか, 2012)に認められる緩傾斜の背斜に連続すると考えられる(横倉ほか, 2014)が、本郷層基底に到達するボーリングデータが少ないことから、陸域では変位速度に関する資料は得られなかった。

6.2 支笏火山噴出物基底(第 16 図)

支笏火山噴出物の基底部に位置する Spfa7 ~ 10 は、透水係数の高い帯水層であり(池田ほか, 1999), この層準の標高分布は水文地質学的に重要な意味がある。

第 16 図に示されるように、支笏火山噴出物基底の高度分布は本郷層基底の高度分布と似た傾向を持つ。このことは本郷層堆積期から支笏火山噴出物堆積時期までに大きな谷の形成など外的作用による地形変化が比較的少なく、本郷層をほぼ平行に覆って支笏火山噴出物が堆積したことによると考えられる。

6.3 沖積層下部層(第 17 図)

勇払平野帯周辺の沖積層下部層基底の標高分布を大局的にみると、安平川、厚真川の河口付近と浜田浦付近(鶴川河口の約 5km 西)で沖積層基底が最も深くなっており、これらの旧河谷沿いで沖積層下部層が谷埋め状に厚く堆積したことを示唆するが、最深部は必ずしも現在の河口と一致しない。また層序ボーリングの No.2 孔付近では沖積層基底が局所的に深くなっているが、小規模な河川が多く最終氷期に幅広い谷が形成されなかった勇払平野のような地域では、基準面の等標高線図の精度はボーリングデータの密度に依存するため、このような異常な深度分布が生じたと考えられることができる。

また、静川台地や厚真川左岸のように岬状に突出した丘陵の周辺では沖積層基底の浅い台地状の平坦面が形成されているのは、埋没段丘の存在を示している可能性が高い。

6.4 沖積層上部層(第 18 図)

沖積層上部層は沖積層下部層よりさらに軟弱な地盤が発達する地域であり特に N 値 0 ~ 1 という非常に軟弱な粘性土や泥炭を主とする安平川以東では、その深度分布が地盤情報として重要な意味を持つ。

第 18 図に示す沖積層上部層基底は、沖積層下部層基底と比較して起伏が小さい傾向がある。これは沖積層下部層が最終氷期に形成された谷を埋めて堆積した

ために起伏が大きいことに起因すると考えられる。特に軟弱な粘性土層が厚く堆積しているのは安平川中流域と厚真川下流の右岸側である。また、安平川以西の地域では、沿岸流により下位の地層が削剝を受けつつ砂層や砂礫層が堆積したという堆積環境を反映して沖積層上部層は一般的に厚い傾向がある。

7. まとめと今後の課題

層序ボーリングに基づいて約 3,000 本の地盤調査ボーリング柱状図を層序区分し、断面図と主要層準の等標高線図を作成した。

その結果、本郷層基底(MIS 5d 相当)は石狩低地帯東縁断層の西側に位置する美々背斜と、同断層帯南部に雁行する勇払背斜に参加しており、それぞれ約 0.1 m /1,000 年及び 0.2 ~ 0.3 m/1,000 年の上下変位速度で変形していることが明らかになった。勇払背斜の上下変位速度は、石狩低地東縁断層帯主部の上下変位速度(0.4 m/1,000 年: 産業技術総合研究所, 2007; 0.4 m/1,000 年以上: 地震調査研究推進本部, 2010)と比較して小さい。また、従来の支笏火砕流堆積面を変位基準として作成された石狩低地東縁断層体の西側の活断層図(たとえば平川ほか, 2010)と本調査による伏在活構造の位置や性状は一致しない。

今後はさらに多くのボーリングデータを収集し、より詳細な地下地質を明らかにすることが求められる。

謝辞: 本調査を行うにあたって、北海道地方整備局苫小牧港湾事務所、株式会社苫東、北海道農業土木協会からボーリング資料をご提供いただいた。また、北海道庁各部局、北海道開発局、地盤工学会北海道支部、苫小牧市、千歳市及び産業技術研究所から借用したボーリング柱状図のデータベースを使用した。このデータベース使用にあたり産業技術総合研究所の木村克己博士に便宜を図っていただいた。北海道立総合研究機構の天津 直博士、嵯峨山 積博士、岡崎紀俊博士及び石丸 聡博士からは多くのご教示を賜った。産業技術総合研究所の田辺 晋博士、石原武志博士、有限会社アルプス調査所の本郷美佐緒博士には層序ボーリング調査データの解釈に関してご教示を賜った。同研究所の中島 礼博士の適切な校閲により、本稿は大きく改善された。以上の皆様に厚く御礼申し上げます。

文 献

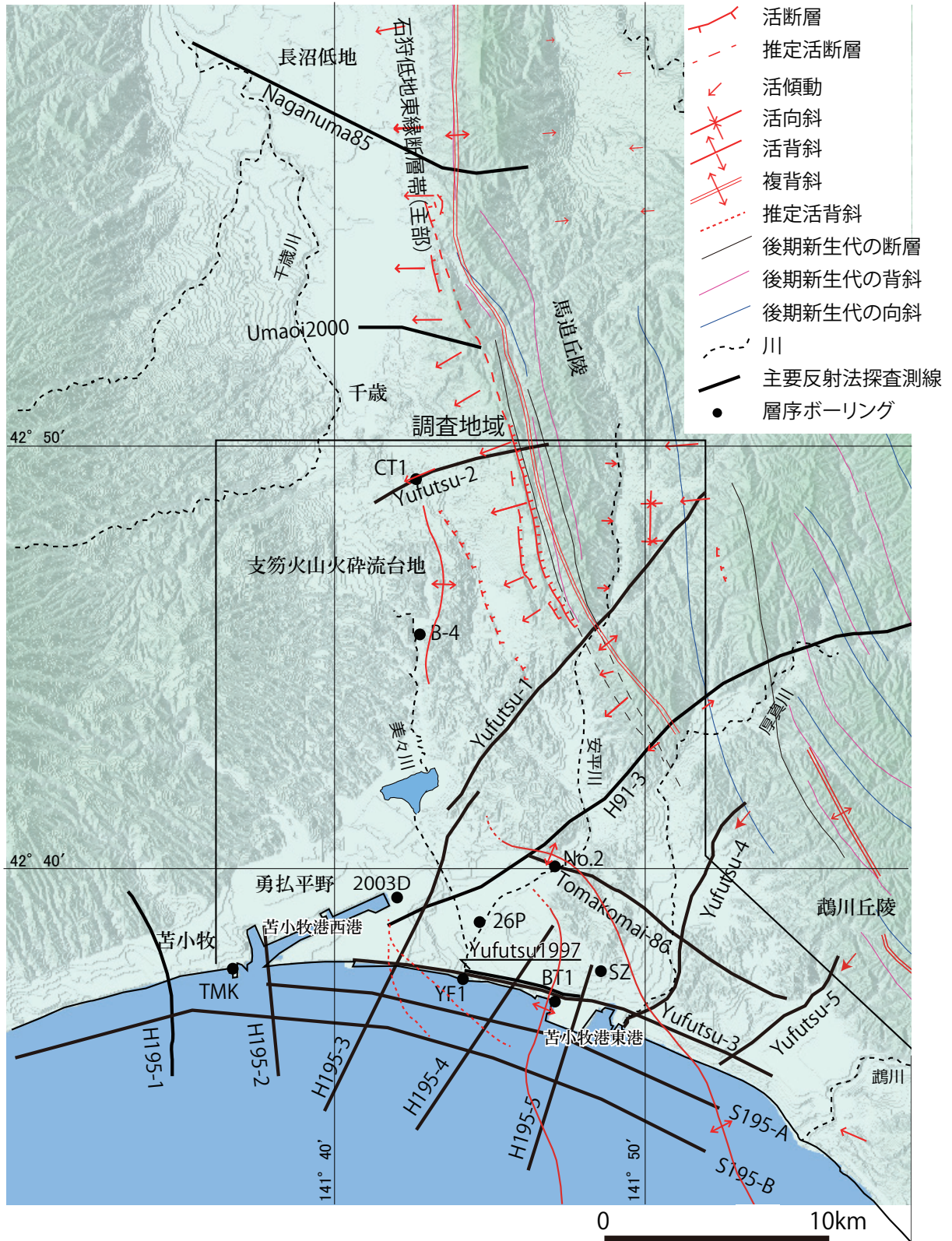
- 浅野周三(1989)地震動予測精密化のための地下深部構造の研究. 文部省科学研究費自然災害特別研究成果. No.A-63-3.
- 荒川忠宏(1992)石狩低地帯南部域の完新統自然貝殻層について. 苫小牧市博物館研究報告, 2, 27-40.
- 荒川忠宏(1994)石狩低地帯南部の完新統自然貝殻層に

- ついて. 苫小牧市博物館研究報告, **4**, 26-38.
- 荒川忠宏 (1997) 完新世自然貝殻層から産出する貝類群集の特性とその意義 - 苫小牧・室蘭を例として -. 苫小牧市博物館研究報告, **7**, 1-11.
- 平川一臣 (2001) 4.1.3. 北西部・中央部 (宗谷岬 - 襟裳岬). 小池一之・町田 洋編「日本の海成段丘アトラス」20-22. 同 CD [日本 I 北海道・東北]. 東京大学出版会.
- 平川一臣・越後智雄 (2002) 石狩低地帯南部・馬追丘陵西縁の伏在活構造に伴う地形の変形. 活断層研究, **22**, 63-66.
- 平川一臣・石山達也・池田安隆・東郷正美・宮内崇裕・八木浩司 (2010) 1:25,000 都市圏活断層図「千歳」国土地理院.
- 平松 力 (2004) 勇払油・ガス田における上部中新統～鮮新統の珪藻化石層序. 石油技術協会誌, **69**, 291-299.
- 北海道立地質研究所 (2001) 北海道活断層図 No.3 石狩低地東縁断層帯 活断層図とその解説. 北海道, 157p.
- 星野フサ・木村方一・小林寿美枝・及川淑子・斎藤裕子・遠山容子 (1982) 石狩平野南東部に分布する汐見層および下安平層の花粉学的研究. 第四紀研究, **21**, 23-40.
- 池田国昭・羽坂俊一・村瀬 正 (1995) 北海道勇払平野の完新統分布と地形発達. 地質調査所月報, **46**, 283-300.
- 池田光良・三浦均也・操上広志 (1999) 地下水御による北海道美々川周辺の地下水流動解析. 応用地質, **40**, 70-85.
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編 (2002) 第四紀逆断層アトラス. 東京大学出版会, 254p.
- 伊藤谷生 (1999) 北海道におけるアクティブテクトニクスの現フェーズはいつ始まったか? 月刊地球, **21**, 608-613.
- 地震調査研究推進本部 (2003) 石狩低地東縁断層帯の長期評価について. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/03nov_ishikari/index.htm (2003年11月12日公表).
- 地震調査研究推進本部 (2010) 石狩低地東縁断層帯の長期評価 (一部改訂). http://www.jishin.go.jp/main/chousa/10aug_ishikari/index.htm (2010年8月26日公表)
- 春日井昭・藤田 亮・細川貢四朗・岡村 聡・佐藤博之・矢野牧夫 (1980) 南部石狩低地帯の後期更新世のテフラ — 斜方輝石の屈折率と Mg-Fe 比との比較研究 -. 地球科学, **34**, 1-15.
- Kato, N., Sato, H., Orito, M., Hirakawa, K., Ikeda, Y. and Ito, T. (2004) Has the plate boundary shifted from central Hokkaido to the eastern part of the Sea of Japan?. *Tectonophysics*, **388**, 75-84.
- 加藤直子・佐藤比呂志・松多信尚・平川一臣・越谷 信・宮内崇裕・戸田 茂・加藤 一・蔵下英司・越後智雄・三縄岳大・永井 悟・荻野スミ子・鑑 顕正・川中 卓・井川 猛 (2002) 日高衝上断層系前縁部・馬追丘陵西縁を横切る反射法地震探査. 地震研究所彙報, **77**, 111-121.
- 香束卓郎・菊池伸輔・伊藤谷生 (2002) 日高衝突帯前縁褶曲・衝上断層帯の地下構造: 石油公団日高測線 (H91-2, 3) 反射記録の再処理と再解釈. 東京大学地震研究所彙報 **77**, 97-109.
- 木村克己 (2011) ボーリングデータ処理システムの公開 — 国土基盤情報としてのボーリングデータの活用を目指して -. 産業技術総合研究所 TODAY, **11-2**, 19.
- 木村克己・康 義英・花島裕樹 (2011) 福岡平野と北海道石狩低地帯の浅層地盤のボーリングデータベースの構築. 平成 22 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.56, 113-119.
- 近藤 務・五十嵐八枝子・吉田充夫・赤松守雄 (1984) 北海道苫小牧市静川ボーリングコアにみられる第四系. 第四紀研究, **22**, 313-325.
- 近藤 務・五十嵐八枝子・吉田充夫・井上俊和・平信行・山崎正道・岡村 聡・前田寿嗣・嵯峨山積・菅原 誠・国分公貴・安井 賢 (1996) 石狩低地帯最南部地下の第四系 - 特に最終間氷期の相対的海水準変化の検討 -. 地質学雑誌, **102**, 312-329.
- 小松原純子・小松原 琢 (2012) ボーリングによる勇払平野沿岸の活構造調査. 平成 23 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.59, 101-108.
- 小松原 琢・小松原純子・田辺 晋・本郷美佐緒・石原武志・植木岳雪・中島 礼 (2014) 勇払平野と支笏火砕流台地地下の上部第四系層序ボーリング. 海陸シームレス地質情報集「石狩低地帯南部沿岸域」, 海陸シームレス地質図 S-4(DVD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 栗田裕司・横井 悟 (2000) 中央北海道南部における新生代テクトニクスの変遷と油田構造形成. 石油技術協会誌, **65**, 58-70.
- 町田 洋・新井房雄 (2003) 新編火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 336p.
- 町田 洋・新井房雄・宮内崇裕・奥村晃史 (1987) 北日本を広く覆う洞爺火山灰. 第四紀研究, **26**, 129-145.
- Martinson, D. G., Pisias, N. G., Hays, J., Imbrie, J., Moore, T. Jr., and Shackleton, N. J. (1987) Age dating and the orbital theory of the ice ages; Development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronology, *Quaternary Research*, **27**, 1-29.

- Moriwaki, H. (1982) Geomorphic development of Holocene coastal plains in Japan. *Geomorphological Reports of Tokyo Metropolitan University*, **17**, 1-42.
- 岡 孝雄 (2007) 石狩低地帯中部, 長沼低地の地下地質と第四紀末テクトニクス - 上部更新 - 完新統の層序・層相・構造 -. 北海道立地質研究所報告, **78**, 95-148.
- 岡田真介・山口和雄・横倉隆伸 (2013) 石狩低地東縁断層帯における反射法地震探査 - 厚真測線およびむかわ測線 -. 平成 24 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.62, 63-72.
- 大森正一・中村俊夫・星野フサ・前田寿嗣 (1997) 石狩低地帯南部のボーリング・コアにみられる上部更新統から完新統の層序特性 - Aafa2 堆積以降の古環境変化 -. 川村信人・岡 孝雄・近藤 務編「加藤誠教授退官記念論文集」, 317-324.
- 嵯峨山積・亀山聖二・佐々木宏志・荒川忠宏 (2005) 北海道石狩低地帯南部の苫小牧市勇払で掘削された深度 65m 井の孔内地質, 北海道立地質研究所報告, **76**, 69-73.
- 嵯峨山積・荒川忠宏・亀山聖二・佐々木宏志 (2008) 北海道勇払低地の沖積層 (最上部更新統~完新統) の層序と古環境. 地球科学, **62**, 387-401.
- 嵯峨山積・外崎徳二・近藤 務・岡村 聡・佐藤公則 (2010) 北海道石狩平野の上部更新統~完新統の層序と古環境. 地質学雑誌, **116**, 13-26.
- 産業技術総合研究所 (2007) 石狩低地東縁断層帯の活動性および活動履歴調査. 「基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査」成果報告書, No.H18-8.
- 佐藤明夫・鈴木正章・遠藤邦彦 (2010) 北海道南部白老平野の沖積層に含まれる海浜砂礫の起源について. 日本大学文理学部自然科学研究所「研究紀要」, **45**, 127-132.
- 佐藤比呂志・平川一臣・池田安隆・折戸雅幸・井川猛 (1998) 苫小牧市勇払の伏在活断層. 平成 10 年度石油技術協会春季講演会個人講演要旨, 石油技術協会誌, **63**, 323-324.
- 佐藤智之・内田康人・輿水健一・片山 肇・池原 研 (2013) 石狩低地東縁断層帯の海域への延長. 活断層研究, **39**, 17-28.
- 石油公団 (1993) 平成 3 年度国内石油・天然ガス基礎調査陸上基礎物理探査「日高地域」調査報告書 25p.
- 石油公団 (1996) 平成 7 年度国内石油・天然ガス基礎調査海上基礎物理探査「胆振沖浅海域」調査報告書, 35p.
- 下川浩一・佃 栄吉・奥村晃史 (1993) 北海道馬追丘陵における後期更新世の地殻変動とその速度について. 日本地質学会第 100 年学術大会講演要旨, 504.
- 田辺 晋・小松原 琢・石原武志・中島 礼 (2013) 北海道千歳市柏台におけるボーリングコア堆積物 (GS-CT-1) の岩相層序. 平成 24 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.62, 29-35.
- 田辺 晋・石原与四郎・中西利典 (2010) 東京低地から中川低地にかけての沖積層の層序と物性: 沖積層の 2 部層区分について. 地質学雑誌, **116**, 85-98.
- 馬追団体研究会 (1983) 北海道中央部馬追丘陵南東の中・上部更新統. 地球科学, **37**, 8-21.
- 馬追団体研究会 (1987) 石狩低地帯東縁部の更新統層序と古地理の変遷. 地球科学, **41**, 303-319.
- 山田悟郎・和田信彦・赤松守雄 (1981) 苫小牧東方地域の中・上部更新統 - とくに厚真 - 鶴川付近の丘陵地域 - 地下資源調査所報告, **52**, 31-55.
- 山口和雄・横倉隆伸・岡田真介 (2011) 苫小牧周辺の反射法地震探査データ再処理. 平成 22 年度沿岸域の地質・活断層調査報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.56, 93-111
- 山口和雄・阿部 進・横倉隆伸・岡田真介 (2012) MDRS 法による苫小牧 86 測線反射法データの再解析. 平成 23 年度沿岸域の地質・活断層調査報告書, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.59, 75-87.
- 山口和雄・阿部 進・横倉隆伸・岡田真介 (2013) 馬追丘陵周辺の反射法データ解析. 平成 24 年度沿岸域の地質・活断層調査報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.62, 37-46.
- 柳田 誠 (1991) 河岸段丘の動的地形変化に関する研究. 駒沢地理, **27**, 1-75.
- 横倉隆伸・山口和雄・岡田真介 (2011) 石狩低地東縁断層帯における反射法地震探査. 平成 22 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.56, 71-84.
- 横倉隆伸・山口和雄・岡田真介 (2012) 石狩低地東縁断層帯南部における反射法地震探査. 平成 23 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.59, 59-74.
- 横倉隆伸・山口和雄・岡田真介 (2013) 石狩低地東縁断層帯南部における反射法地震探査 - 苫小牧 - むかわ測線西部における稠密発震データの解析 -. 平成 24 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.62, 47-61.
- 横倉隆信・岡田真介・山口和雄 (2014) 反射法地震探査結果から見た石狩低地東縁断層帯南部周辺の地下地質構造. 海陸シームレス地質情報集, 「石狩低地帯南部沿岸域」, 海陸シームレス地質図 S-4(DVD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.

勇払平野と支笏火砕流台地地下の地下地質と活構造

(受付：2013年9月3日；受理2014年1月30日)



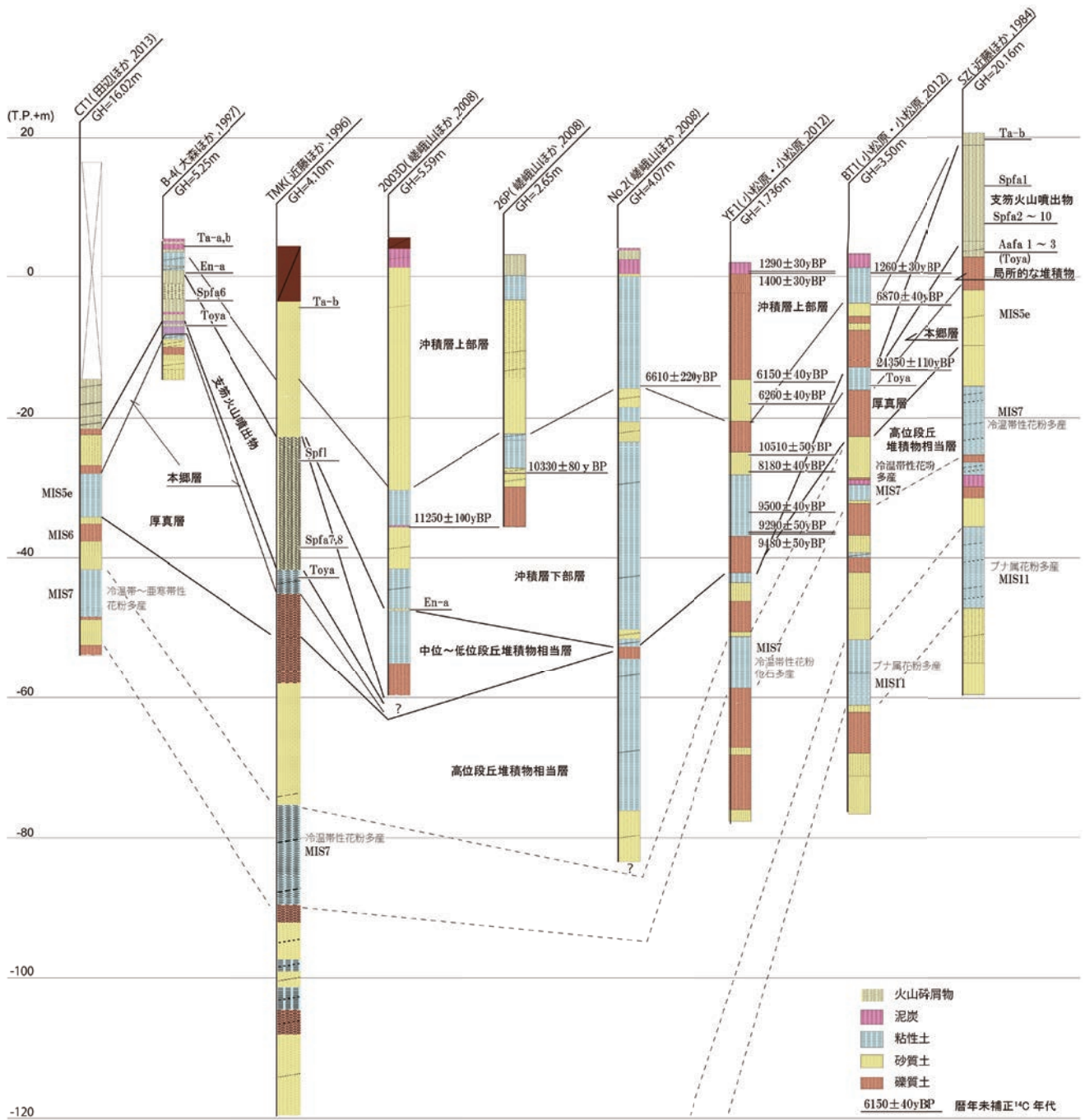
第1図 調査地域概要

活断層は平川ほか(2010)を引用。反射法地震探査測線は横倉ほか(2012)を引用。

Fig.1 Location of study area

Active faults are after Hirakawa *et al.* (2010)

Seismic exploration lines are after Yokokura *et al.* (2012)

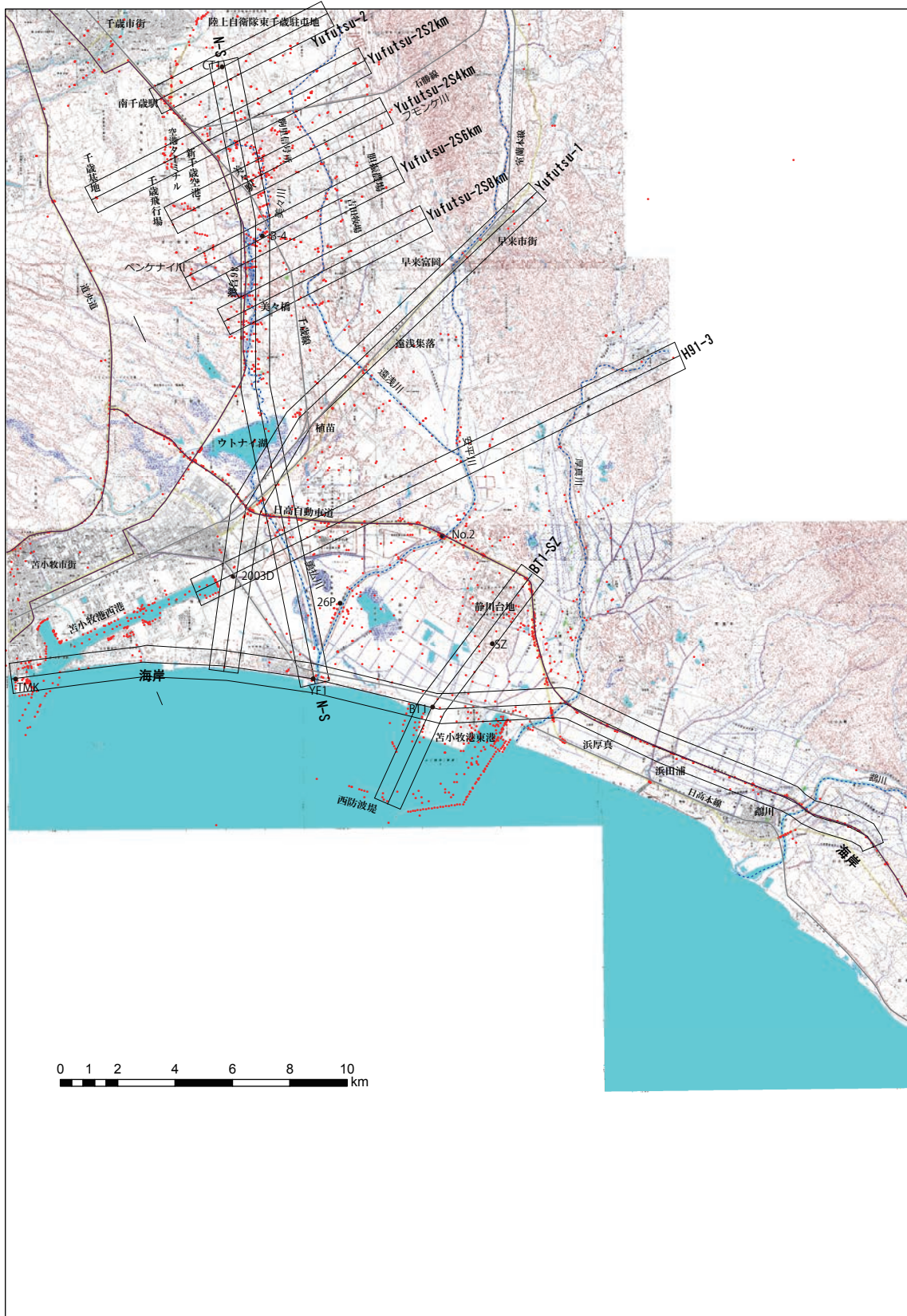


第2図 層序ボーリングの柱状図

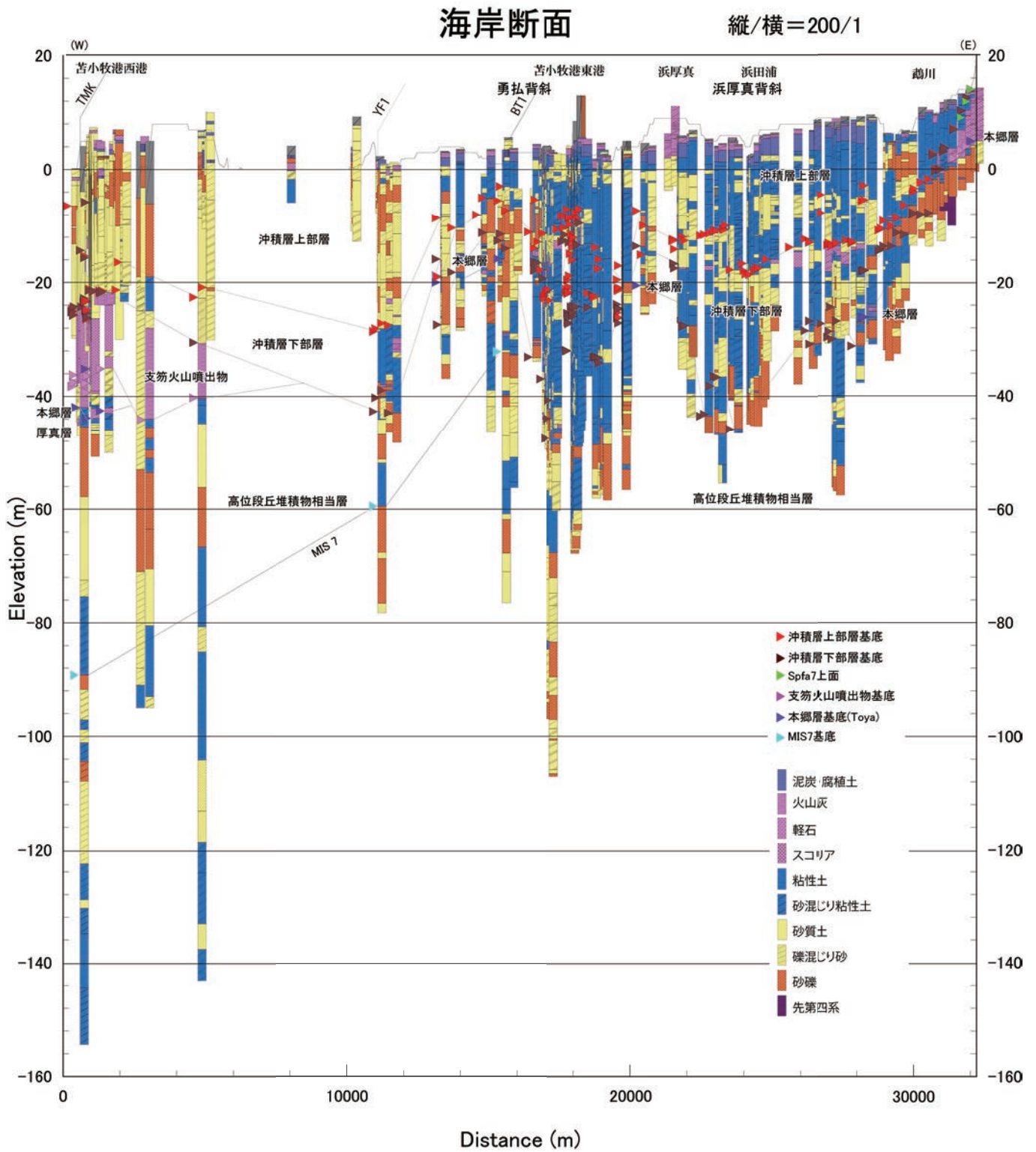
Fig.2 Columnar sections of stratigraphic standard drillings in the study area

テフラ		ユニット
地質年代		
完新世	Ta-b(AD1667) 約 7ka	沖積層上部層
	En-a(19~21ka)	沖積層下部層
後期更新世	Spfl(40 ~ 45ka)	中位~低位段丘 堆積物相当層
	Spfa1~6	支笏火山噴出物
	Spfa7 ~ 10 (75 ~ 85ka)	(スコリア質)
	Toya(112~115ka)	本郷層
中期更新世	Kc-Hb(115~120ka)	厚真層
	125ka	
	190 ~ 240ka	MIS 7 海成層 高位段丘堆積物相当層
	370~440ka	MIS 11 海成層

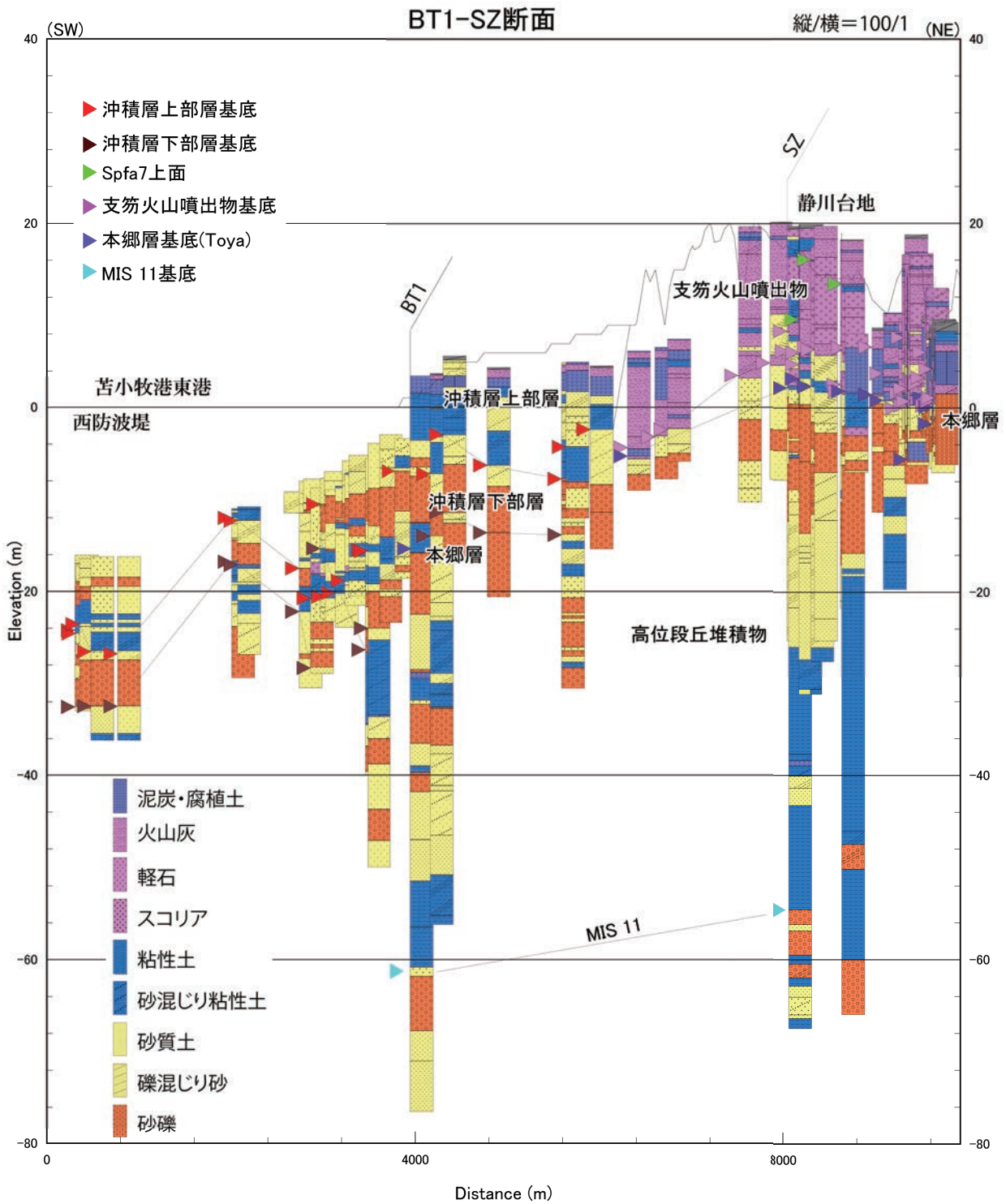
第3図 層序概要
Fig.3 Stratigraphy of study area



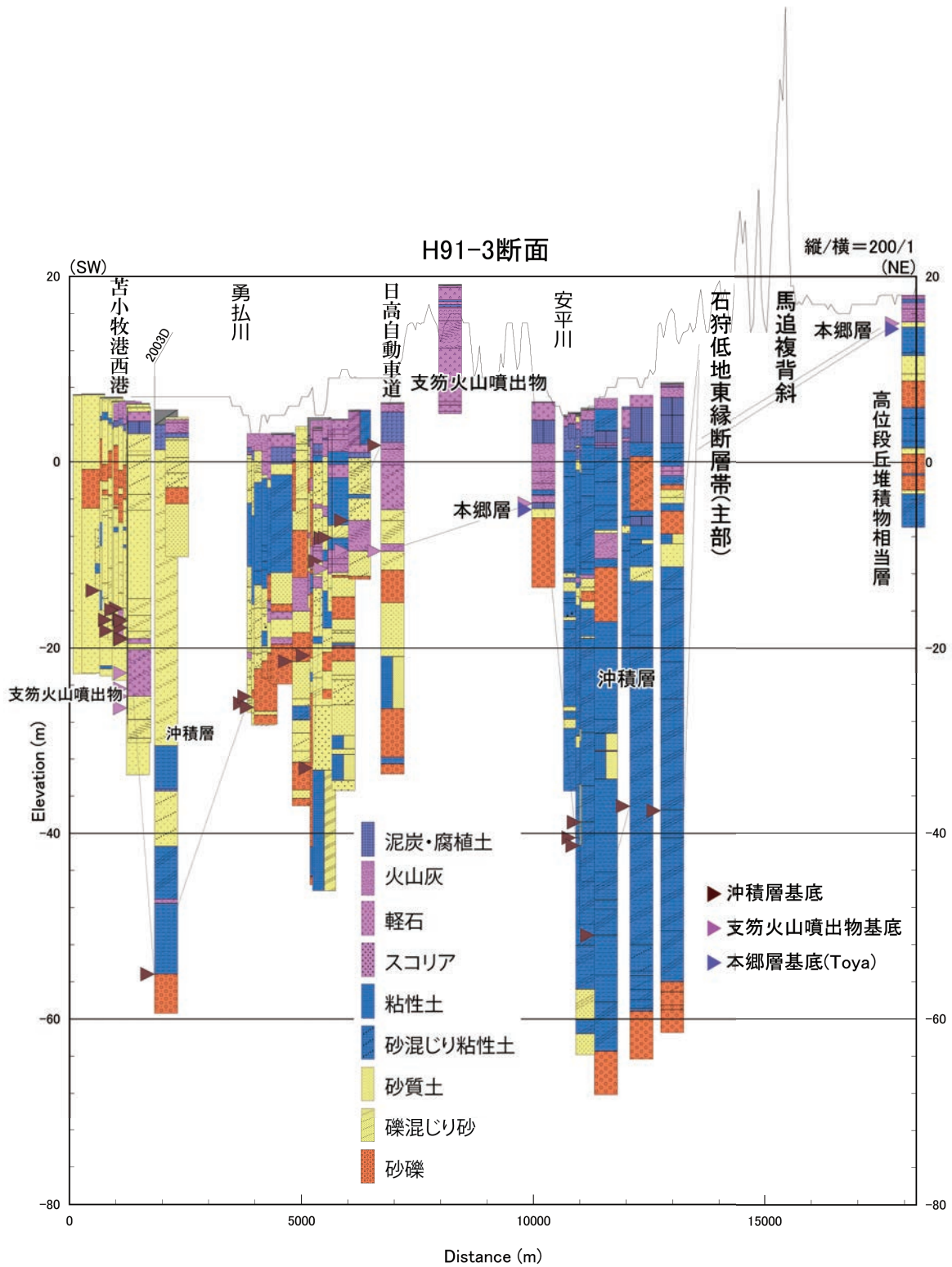
第4図 地質断面図位置図
Fig.4 Location map of cross sections



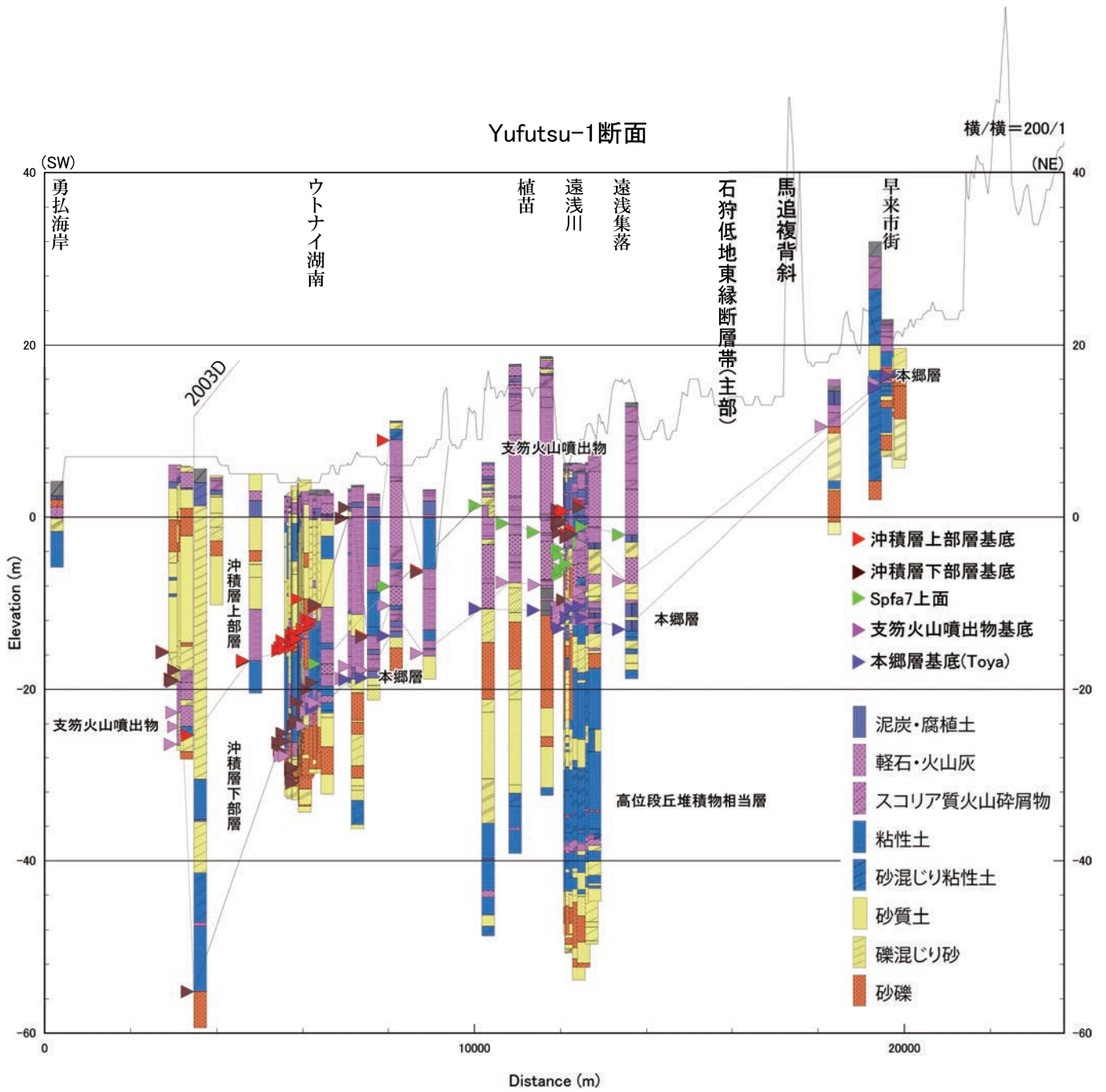
第 5 図 海岸沿いの地質断面
Fig. 5 Geological section along the coast line



第6図 BT1～SZ測線の地質断面
Fig. 6 Geological section of the BT1 borehole to SZ borehole line



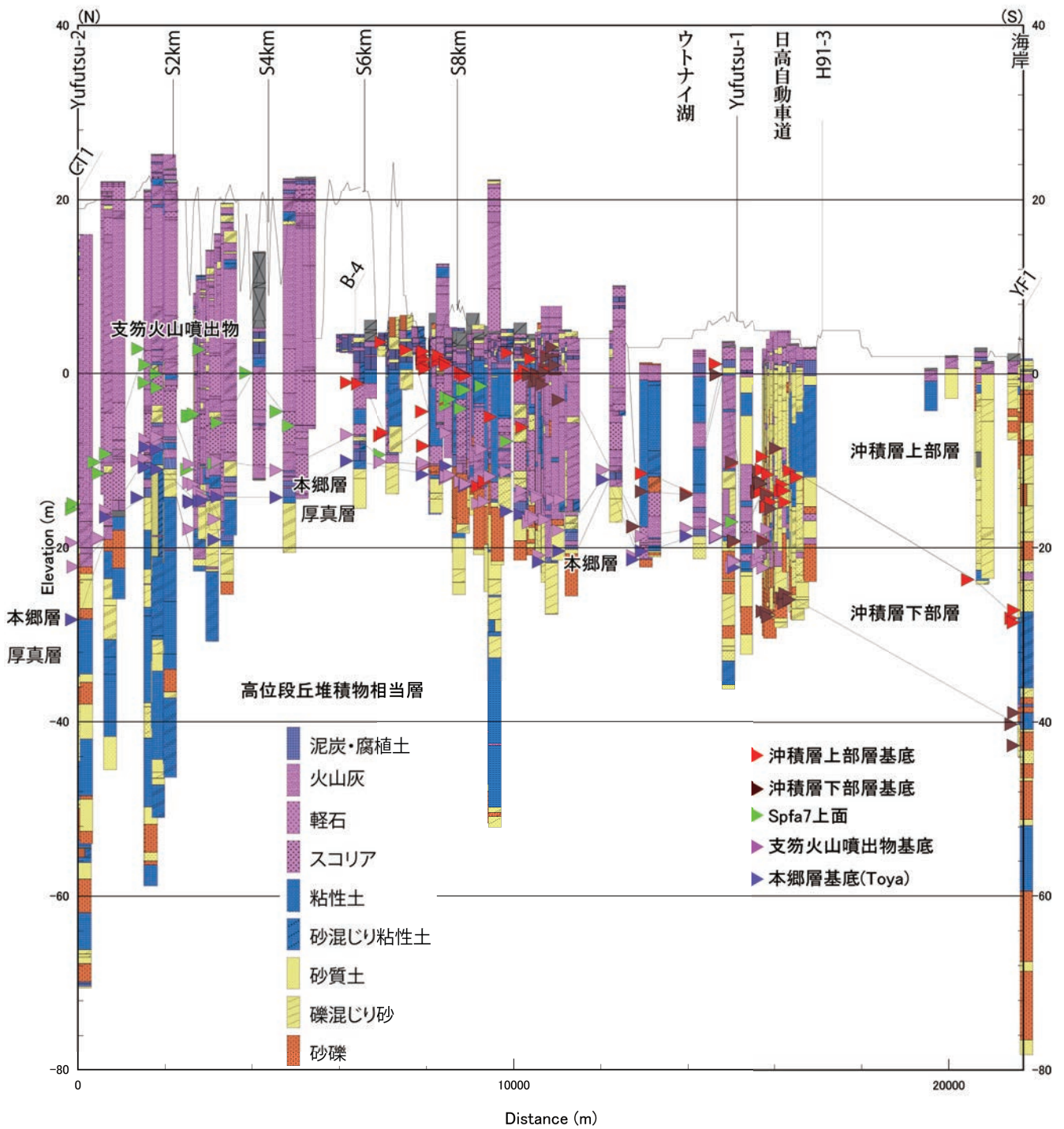
第7図 H93-1 測線沿いの地質断面
Fig.7 Geological section along the H93-1 seismic exploration line



第8図 Yufutsu-1 測線沿いの地質断面
 Fig.8 Geological section along the Yufutsu-1 seismic exploration line

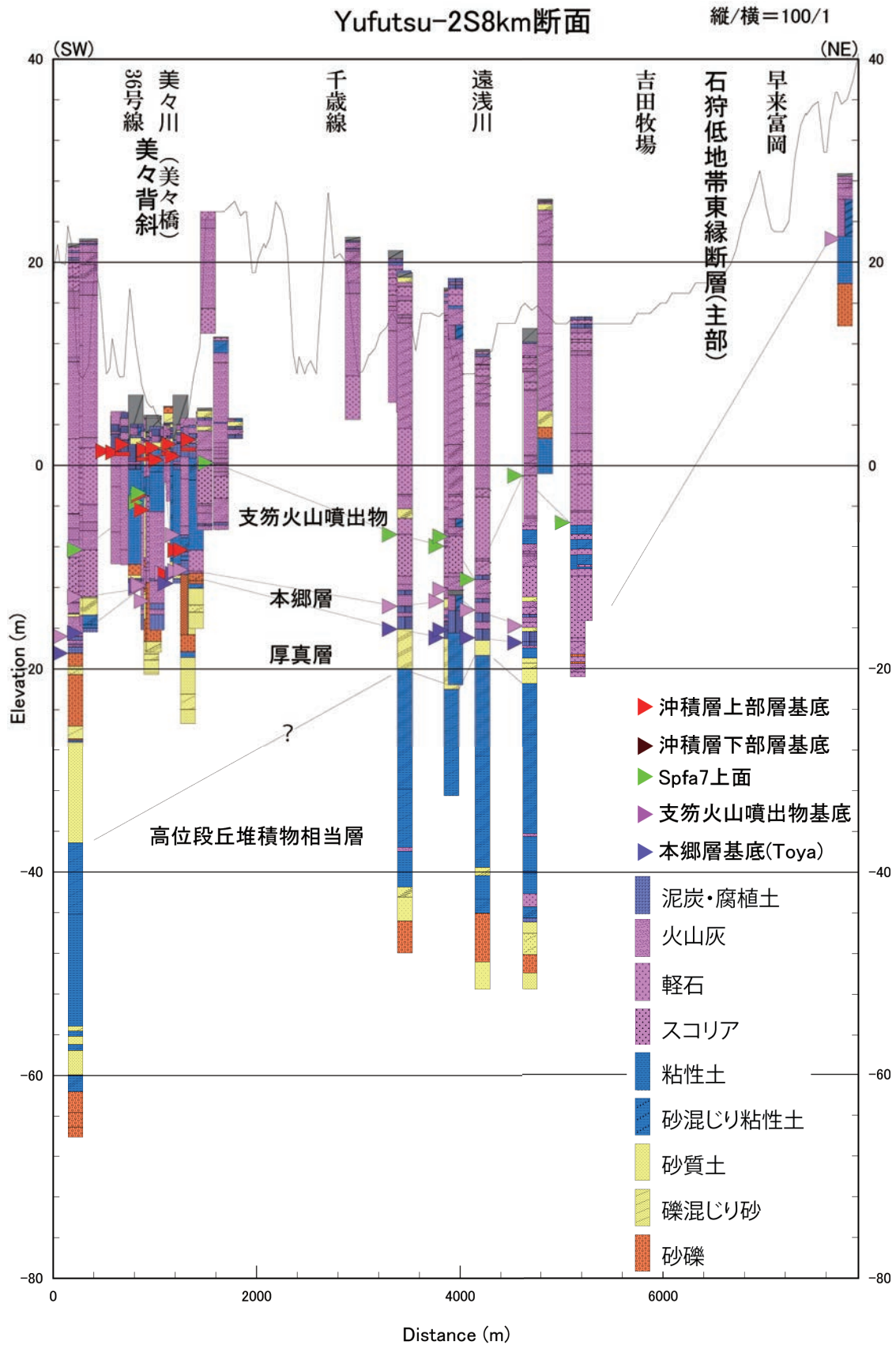
N-S 断面

縦/横=200/1

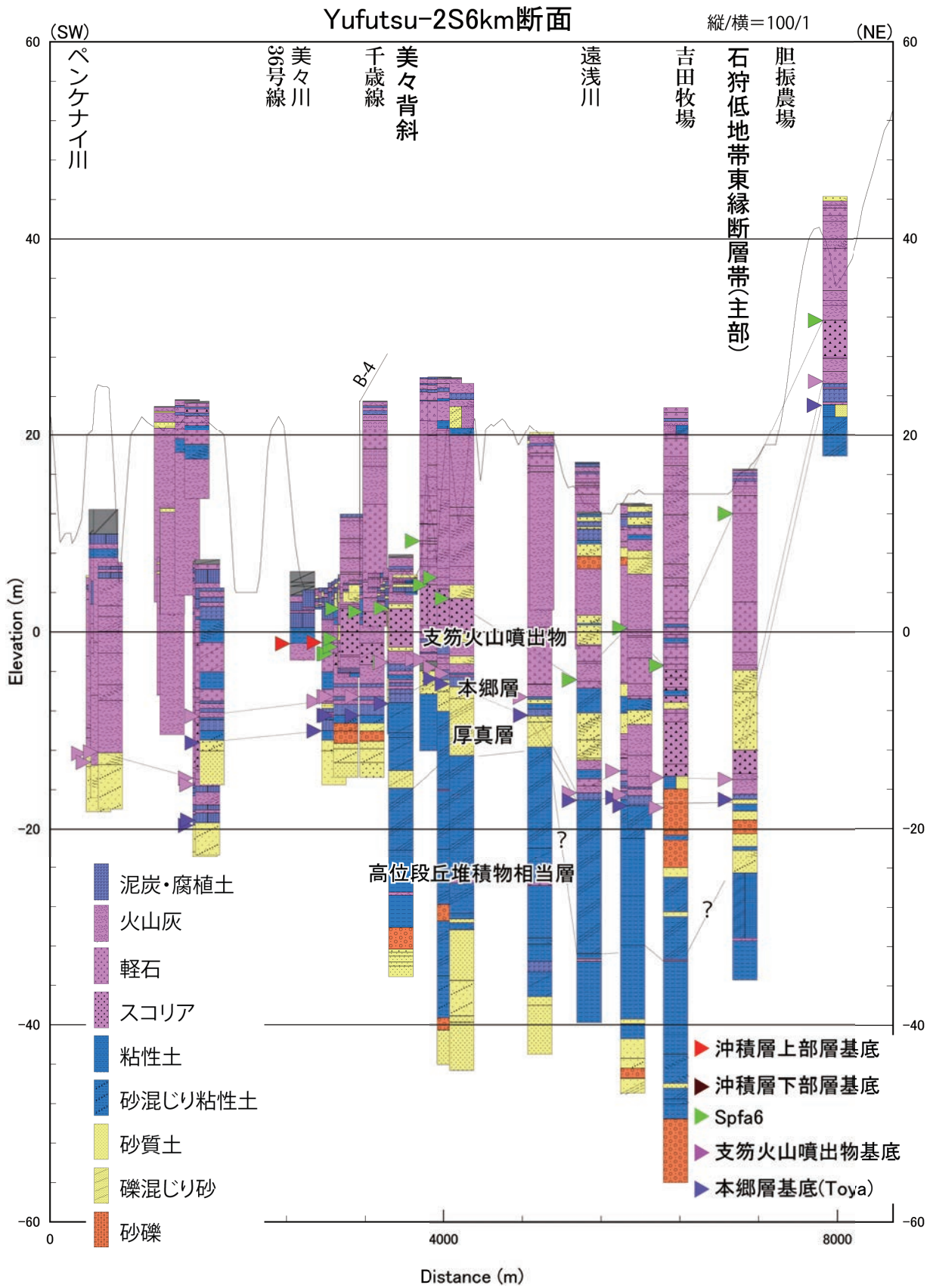


第9図 N-S 地質断面

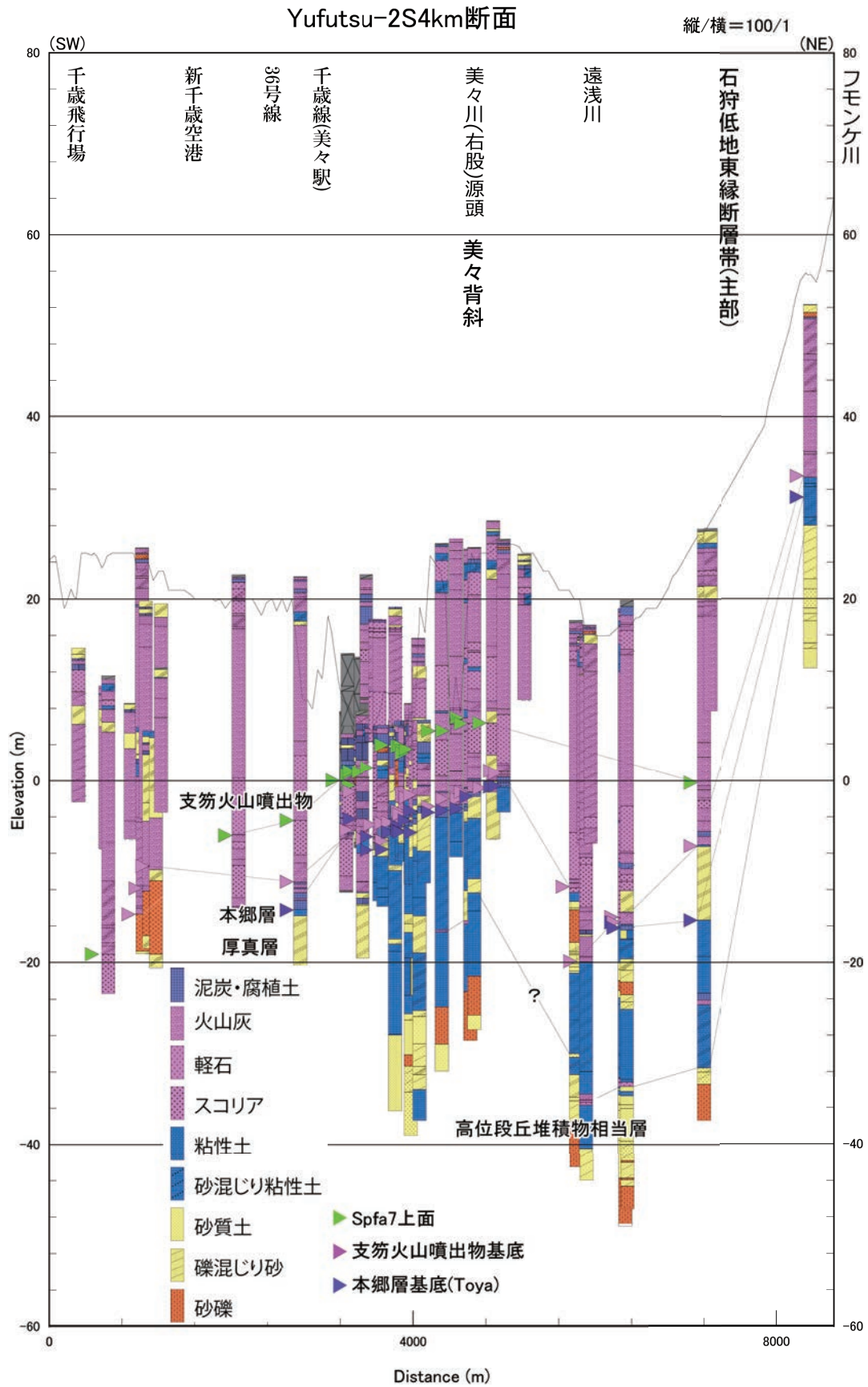
Fig.9 Geological section of the N-S oriented section



第10図 Yufutsu-2 8kmS 地質断面
 Fig. 10 Geological section of 8km south of the Yufutsu-2 seismic exploration line

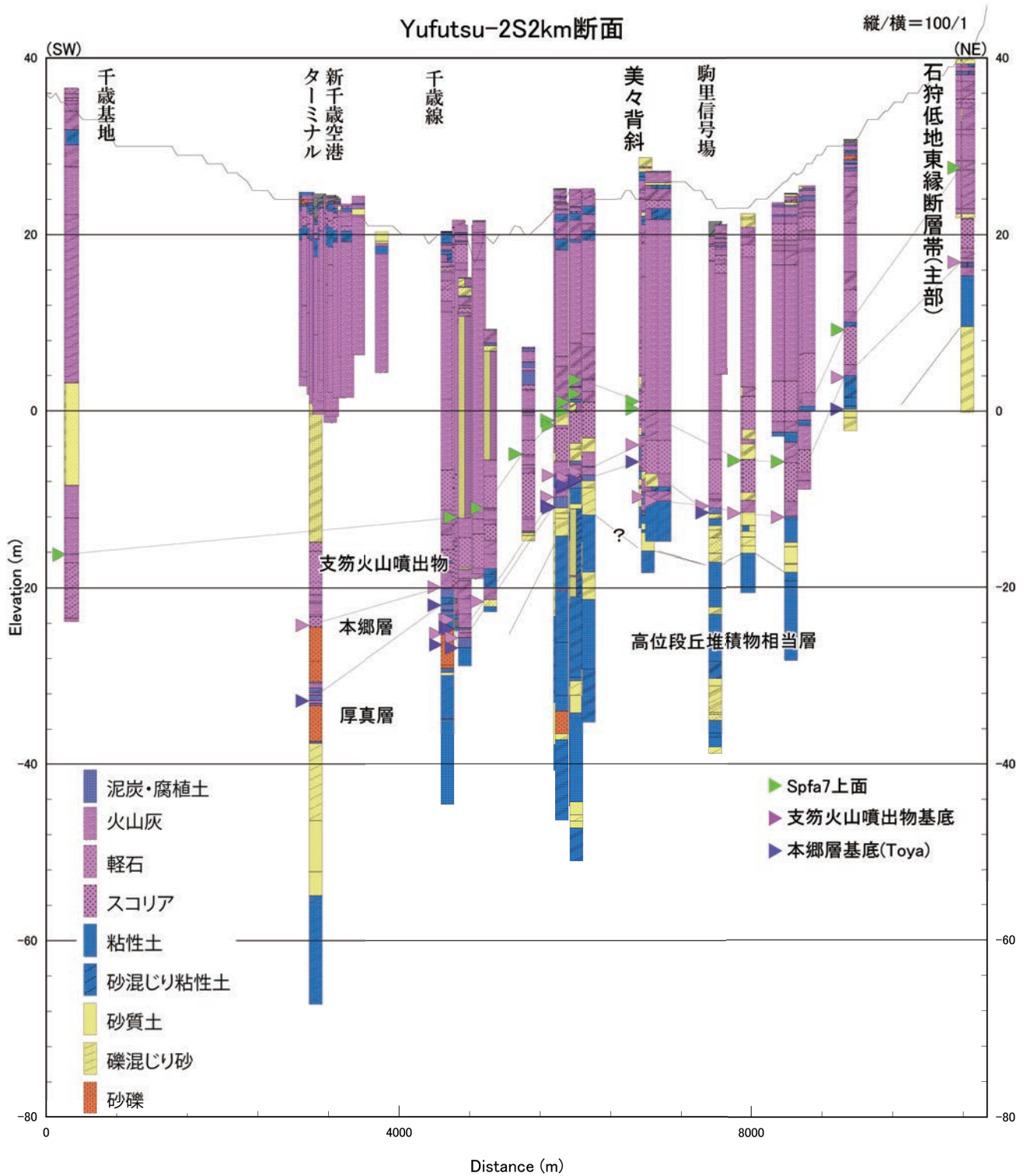


第11図 Yufutsu-2 6kmS 地質断面
 Fig. 11 Geological section of 6km south of the Yufutsu-2 seismic exploration line

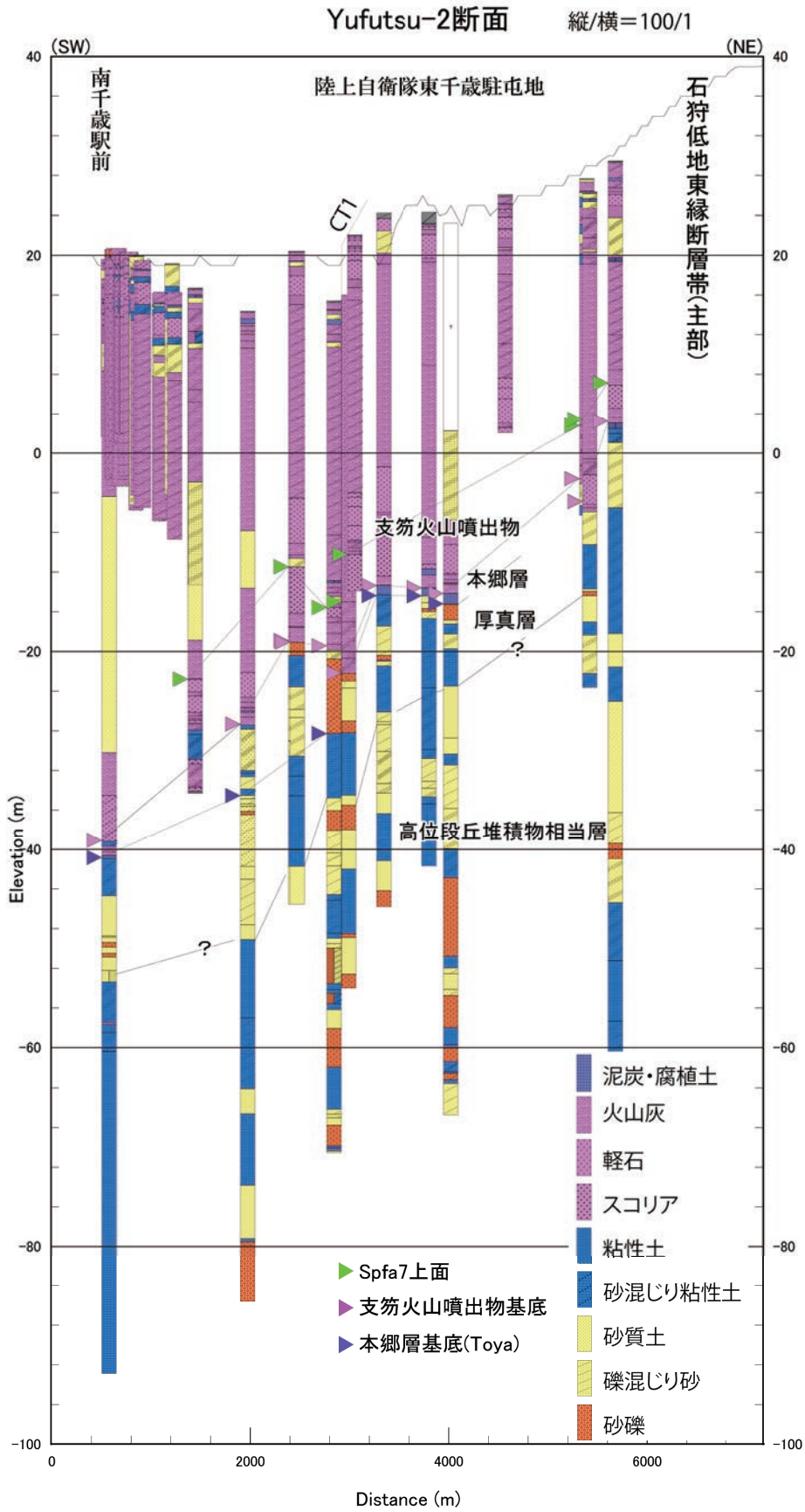


第12図 Yufutsu-2 4kmS 地質断面

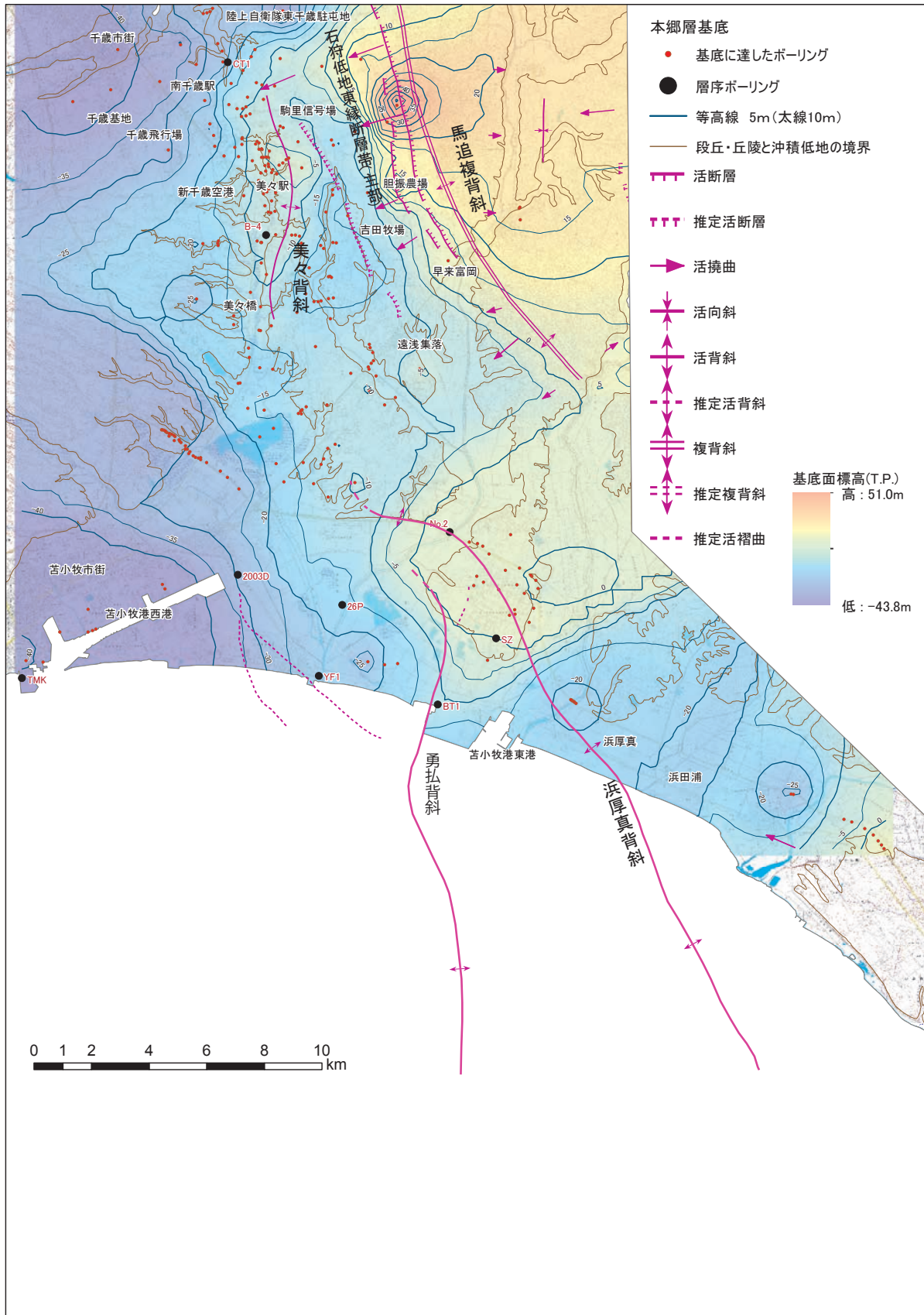
Fig. 12 Geological section of 4km south of the Yufutsu-2 seismic exploration line



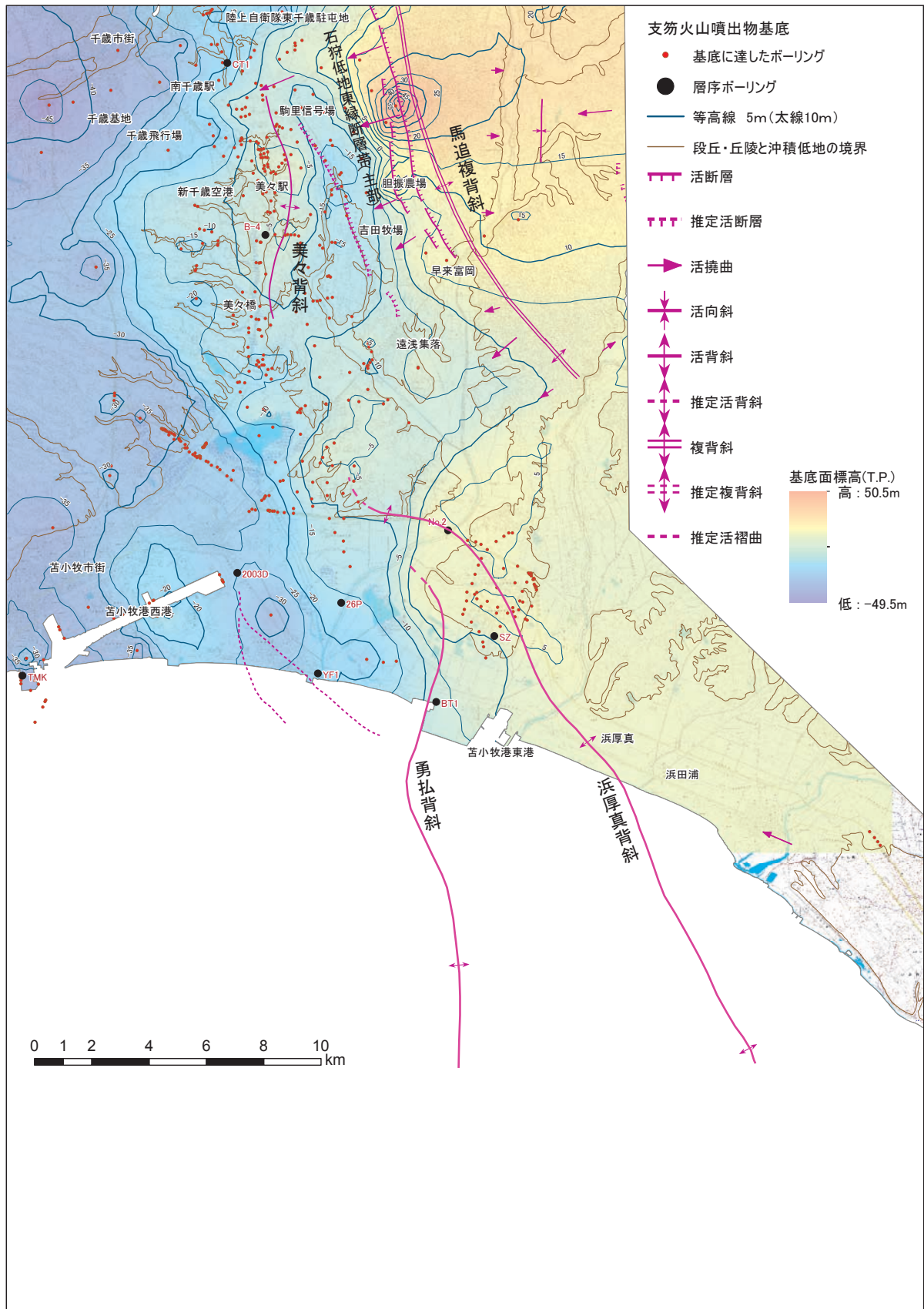
第 13 図 Yufutsu-2 2kmS 地質断面
 Fig. 13 Geological section of 2km south of the Yufutsu-2 seismic exploration line



第 14 図 Yufutsu-2 地質断面
 Fig. 14 Geological section along the Yufutsu-2 seismic exploration line

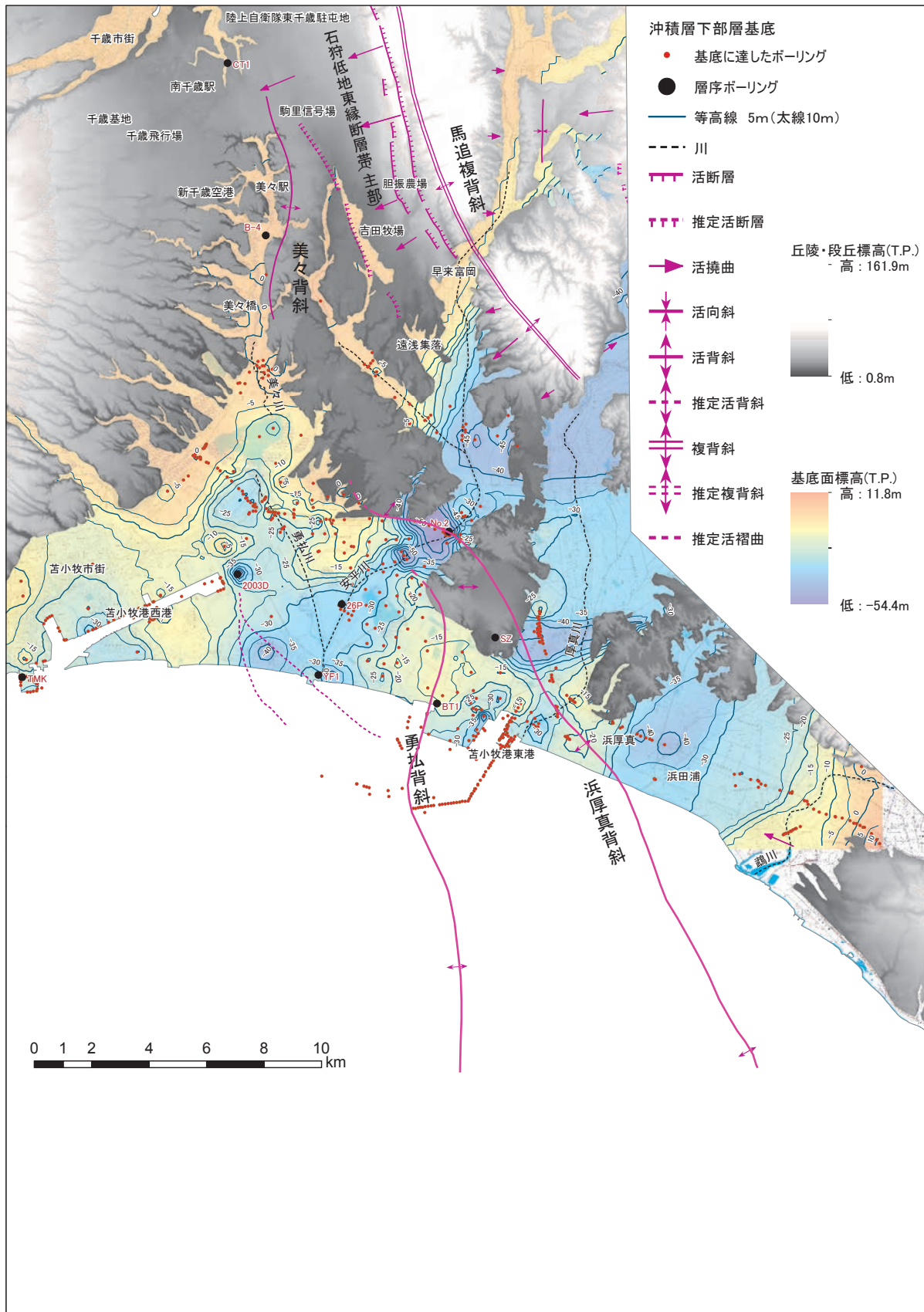


第15図 本郷層基底面の標高分布図
海域の活構造は佐藤ほか(2013)による。
Fig. 15 Elevation-distribution of the Hongo Formation
Active structures in marine are after Sato *et al.*(2013)



第 16 図 支笏火山噴出物基底面の標高分布図
海域の活構造は佐藤ほか (2013) による。

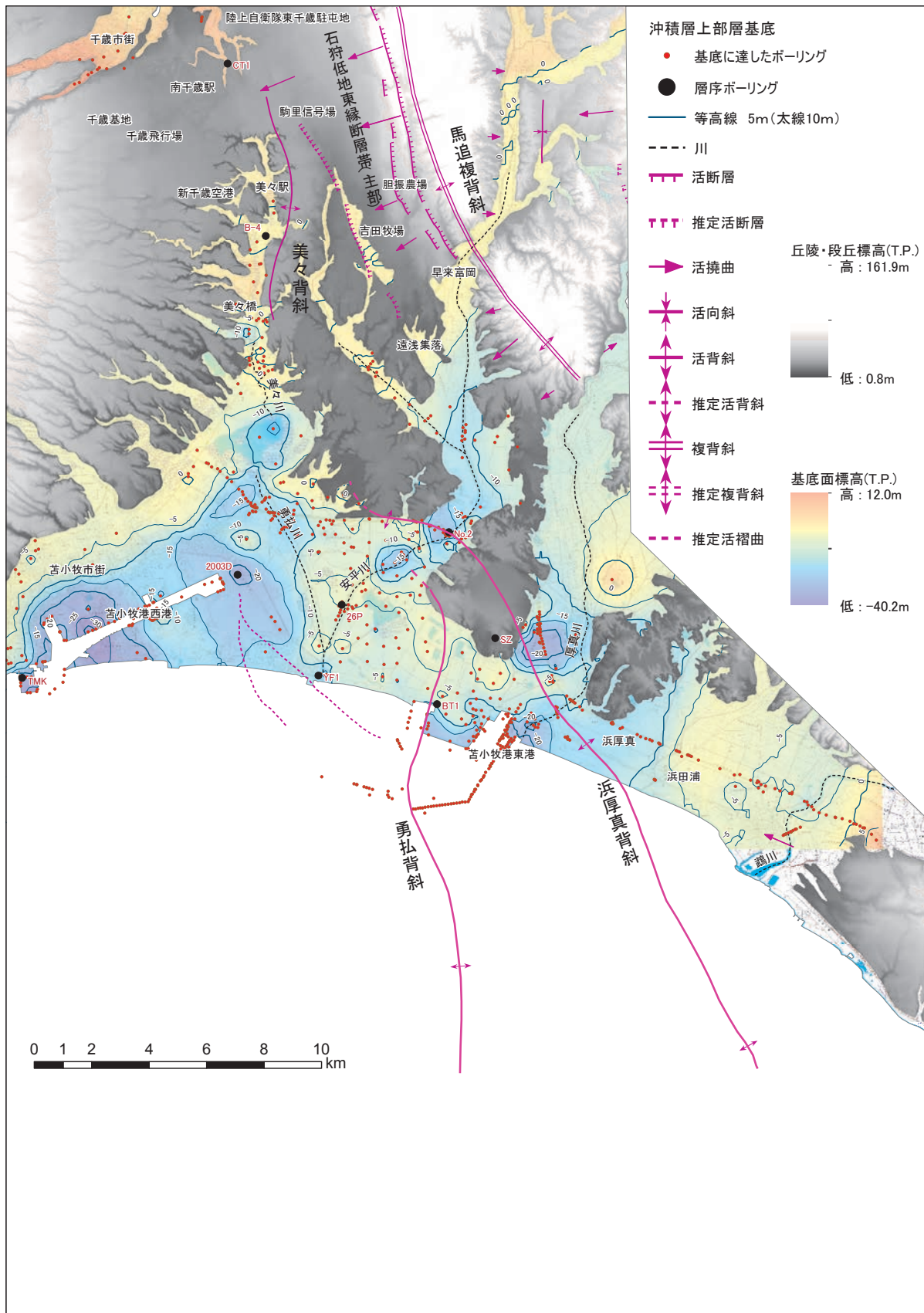
Fig.16 Elevation-distribution of the Shikotsu pyroclastic deposits
Active structures in marine are after Sato *et al.*,(2013)



第 17 図 沖積層下部層基底面の標高分布図

海域の活構造は佐藤ほか(2013)による。

Fig.17 Elevation-distribution of the lower member of the Allubium
Active structures in marine are after Sato *et al.*(2013)



第 18 図 沖積層上部層基底面の標高分布図
海域の活構造は佐藤ほか (2013) による。

Fig.18 Elevation-distribution of the upper member of the Alluvium
Active structures in marine are after Sato *et al.*,(2013)