

## 幌延断層帯に関する調査

平成 22 年 5 月

北海道立地質研究所

独立行政法人 産業技術総合研究所

本報告書は、文部科学省の科学技術基礎調査等委託事業による委託業務として、独立行政法人産業技術総合研究所が実施した平成21年度「活断層の追加・補完調査」の成果を取りまとめたものです。

## 目 次

1. 断層帯の概要とこれまでの主な調査研究	1
2. 調査結果	2
2. 1 反射法地震探査	2
(1) 周辺の地形・地質の概要	2
(2) 反射法地震探査の手法	3
(3) 反射法地震探査の結果	3
2. 2 海成段丘調査	5
(1) 海成段丘面の分布と旧汀線高度の検討	5
(2) 地表露頭調査	7
(3) ピット調査	12
(4) 放射性炭素年代測定および火山灰分析結果	19
(5) 海成段丘面の対比と高度変化について	22
(6) 沼川の断層（露頭VI）の成因について	25
3. まとめ	27
3. 1 反射法地震探査による断層の存否について	27
3. 2 海成段丘分布高度に基づく断層の存否について	27
文 献	29
図 表	30

## 1. 断層帯の概要とこれまでの主な調査研究

幌延断層帯（図1）は、北海道北部、稚内市東部の宗谷丘陵の西縁にそって分布する北北西－南南東に延びる長さ約20kmの活断層である（活断層研究会編，1980；山岸，1986；活断層研究会編，1991；池田ほか編，2002；中田・今泉編，2002）。本断層帯は、西向き断層崖（撓曲崖）とその西側に東向きの撓曲崖が並行に配列し、間に幅数100m幅のトレンチ状地形をなす（山岸，1986）。東側の海成～河成段丘面や宗谷丘陵の斜面に東側隆起の撓曲変形を与えていること（活断層研究会編，1991；池田ほか編，2002；中田・今泉編，2002など）や逆断層の露頭（山岸，1986）から、東傾斜の逆断層が想定されてきた。

以上の成果を背景として本断層帯は、平成19年度活断層の追加・補完調査の対象となり、“撓曲崖”と判読されてきた箇所において、地形地質調査・ボーリング調査・トレンチ調査が行われた（北海道立地質研究所，2008）。その結果、新第三系の増幌層と声問層は、断層関係（高橋・石山，1968）ではなく、不整合関係である（福沢，1985；本山・仲村，2002）ことが再確認されたこと、“撓曲崖”を群列ボーリングした結果からも断層が存在しなかったこと、変位基準面として見てきた“段丘面”は周氷河環境によって形成された侵食面（クリオプラネーション・テラス）の可能性があることなどが示された（北海道立地質研究所，2008）。クリオプラネーション・テラスとは、凍結破砕～融解によって形成される平坦面であり、地層間に強度差がある場合は崖を形成し、階段状の縦断面形を形成することが知られている（French, H. M., 2007）。不整合境界付近には、声問層の基底礫岩層に相当する硬質砂岩層～礫岩層が分布するが、この地層が上下の泥岩層に比べて凍結破砕～融解に対して強度があったため撓曲崖様地形を形成したと考えられた（北海道立地質研究所，2008）。すなわち、断層リニアメントと判読された地形は、周氷河現象における組織地形である。

したがって、平成19年度に実施した追加・補完調査では、既存資料で示されていた位置に活断層は存在しない可能性が高いという結論に至った。しかしながら、これは上増幌～曲淵の範囲の結果であり、断層全体の中央～南部の2/3程度について検討したにすぎない。また、探査深度も地表下数10mまでの極浅層付近の地質状況の検討のみであった。したがって、断層帯中央～北部の範囲について、断層の存否を確認する調査を行い慎重に検討する必要がある。そこで、断層構造を検討するために反射法地震探査をおこない、加えて断層上盤側の地殻変動の有無を検討するために海成段丘調査を行った。反射法地震探査は、地質構造を連続的に把握するのに優れた探査法であり、露頭条件の悪い本地域において有効と考えられた。また、海成段丘調査は、もし本地域で断層運動があれば、断層上盤側に位置する海成段丘の高度分布に影響を与えていることが期待された。この場合、断層変位の基準となるのは旧汀線高度である。しかし、本地域は“周氷河地形”として2004年北海道遺産に指定されるほど著名

な地域であることから、周氷河現象による段丘崖の不明瞭化が懸念された。そこで、旧汀線高度の認定のために、航空写真図化の手法を用いて等高線間隔 2m・縮尺 1/2,500 の詳細地形図を作成し、検討に使用した。また、海成段丘堆積物の層序・形成年代を把握するため地表踏査ならびにピット調査を行い、海成段丘面の地域間の対比を行った。以下、これらの調査結果を報告する。

## 2. 調査結果

### 2. 1 反射法地震探査

地下構造と断層の存否を明らかにする目的で、平成 19 年度に調査をおこなった上増幌地区で反射法地震探査をおこなった（図 2 および図 3）。

平成 19 年度調査では、地表踏査、ボーリング調査 2 孔（M1, M2：深度各 15m）、トレンチ調査 3 箇所（増幌トレンチ A, B, C）を実施しており、リニアメント周辺の地質分布と地質構造およびリニアメントとの関係は把握していた。そこで、リニアメントを横断する市道沿いを探査測線として反射法地震探査を実施することにより、連続的な地質構造を把握することが可能と考えた。

#### （1）周辺の地形・地質の概要

北海道立地質研究所（2008）に基づき、調査地周辺の地形・地質の概要を述べる。上増幌地区周辺は、増幌川が下刻した谷地形を埋積した沖積低地が細長く発達する。低地を構成する沖積層は、数 m～数 10m の厚さで分布する。その下位には基盤岩として、新第三系の増幌層、声問層が西傾斜で分布する。増幌層は、礫岩・泥岩を主体とした層で、礫岩層が卓越する下部層と泥岩層が卓越する上部層に分けられる。下部層に発達する礫岩層は、大礫を含む塊状の礫岩層で、泥岩層と互層する場合もある。礫質な重力流堆積物と考えられる。一方、上部層は暗灰色泥岩層からなり、葉理砂岩の薄層を挟む。葉理の一部はウェーブリップルを示す。

増幌トレンチは A, B, C の 3 箇所を実施したが、いずれも増幌層を不整合に覆う沖積層を確認している。増幌層と声問層の接触関係は、増幌川では直接観察できないが、上声問地区のボーリングコアや曲淵地域の宇流谷川沿いの露頭において不整合関係が確認されていることから同様と考えられる。声問層の基底層は砂岩や礫岩からなる、いわゆる基底礫岩層からなる。その上位には声問層の主要岩相である珪藻質シルト岩層が分布する。この珪藻質シルト岩からは、*Denticulopsis katayamae* 帯（NPD6A, 9.2～8.5Ma）が確認され、硬質頁岩の岩相で特徴づけられる稚内層相当の地層であることが明らかになっている（北海道立地質研究所，2008）。これまで、本地域の新第三系標準層序は、下位より増幌層、稚内層、声問層となることが知られており、本地域では稚内層を欠くた

めに増幌層と声問層との間に地質断層（幌延断層）が推定されてきた（高橋・石山，1968）。しかし，珪藻化石分析から示される地質年代は，声問層と稚内層が同時異相の関係であることを示唆しており，地質断層を想定する必要がなくなった。

本探査の測線の近くを流れる増幌川では，リニアメントの東側に声問層の砂岩（“基底礫層層”）やその下位の増幌層の泥岩が，リニアメントの西側には声問層の珪藻質シルト岩が確認できることから，声問層の砂岩層が強反射面として捉えられることが期待された。また，本測線の東側には，増幌層の礫岩層が分布することから，同様に強反射面として捉えられることが期待された。また，地層全体は，西に傾斜していることから，反射面も同傾斜構造が検出されることが期待された。また，もしも断層が存在すれば，反射面の切断や折れ曲がりなどが捉えられることが期待された。

## （２）反射法地震探査の手法

反射法地震探査は，長さ 1500m（実績：1,660m）の測線に沿って受振点間隔 10m，発振点間隔 5m で実施し，振源にはミニインパクトを用いて，記録チャンネル数 60，垂直重合数 2～10 回とした。

測線は交通量の少ない市道に沿っており，ノイズによる影響は少ないため昼間に測定を実施した。またデータ処理には，反射法探査データ処理ソフトウェア ProMAX（Landmark 社製）を使用し，共通反射点編集，デコンボリューション・フィルタ，帯域通過フィルタ，振幅補正（AGC），静補正，速度解析および残差静補正，NMO 補正，ミュート，CMP 重合，重合後フィルタの処理を行った後に，深度変換とマイグレーションを行った。このうち静補正では，全ショット記録の初動走時に基づいて屈折トモグラフィーによる速度解析を行い，地表から深度 15m までの速度を 1,500m/sec と仮定した時の走時差を補正した。また，マイグレーション処理では，傾斜した反射面に対するオーバーマイグレーションを避けるために，平滑化した重合速度の 70% の速度を用いた。

## （３）反射法地震探査の結果

### a) 反射断面図の記載

探査の結果，図 4 に示すように，深度 500m 付近まで反射イベントが認められた。マイグレーション深度断面図で上位（北西側）から下位（南東側）に向かって，比較的強振幅で連続性の良い A・B の反射イベントを抽出したものを地質構造解釈図として図 5 に示す。なお，本図では，見やすいように白ぬき（トラフ）の部分に色付けしているが，ここでは半波長上の黒い部分（ピーク）の反射イベントを指している。また，本地域の地層の走向は，本測線とは直交していないことから，本断面図上の反射イベントの傾斜角は，地層のみかけの傾斜角で

あり、真の傾斜角を表していないことに注意する必要がある。

測線全域にわたって全ての反射イベントはほぼ一様の勾配で北西に向かって傾斜している。なお、地表～標高 0m 間にみられる水平なイベントは、初動のアフターフェイズなどのノイズである可能性が高い。また、測点 No. 60 および No. 220 付近の標高-100～-150m 付近に水平ないしは南東に傾斜するイベントが認められるが、位置的にみて、前者はさけふ化場からのノイズ、後者はこの付近の木が風に揺られることにより発生したノイズと推測される。

## b) 地質層序および構造

平成 19 年度調査においてすでにボーリング調査（深度 15m×2 孔）が実施されており、測点 No. 230 付近に M1 孔が、同 No. 245 付近に M2 孔が掘削されている。M1 孔は標高 29.03m、M2 孔では標高 30.88m でそれぞれ基盤岩に逢着しており、M1 孔は声問層（淡褐色～灰色泥岩）に、M2 孔は増幌層（暗灰色泥岩層）に対比される（北海道立地質研究所、2008）。

ボーリング調査や地表踏査結果を総合して解釈した結果、反射法地震探査で認められた強反射面群は、B 境界より下位は増幌層の礫岩層が卓越する下部層に、B 境界より上位は増幌層の泥岩が卓越する上部層に、A 境界より上位は声問層基底砂岩層（礫岩層）にそれぞれ対比される。なお、幌延断層帯のリニアメントの位置は、A 境界の地表延長に相当する（図 5）。本断面図には、リニアメント周辺に反射イベントのズレあるいは乱れたゾーンは認められず、西に整然と同傾斜した地質構造のみを確認することができる。すくなくとも、本反射断面図から、数 10m～数 100m オーダーの波長の変形構造を読み取ることはできない。すなわち反射法地震探査の結果においても、リニアメントに対応する地質構造は、層理面あるいは不整合面に相当する反射面群に対比される。仮にリニアメント周辺の範囲を数 100m 以上拡大したとしても断層構造は認められず、平成 19 年度調査と同じ結果となった。

さて、反射法地震探査によって、地表付近から標高-500m 付近まで数 10m～数 100m オーダーの断層構造は検知できないことが明らかになったが、以下に述べるようにブラインドスラストの可能性も検討しておく必要がある。ただし、この場合でも、断層崖など変動地形学的証拠から推定してきた幌延断層帯の存在については一旦、否定しなければならないことには変わりはない。

もし反射断面に見られた西傾斜の構造が、断層関連褶曲（例えば断層折れ曲がり褶曲など）の片翼に相当する場合、これらの地層群の下位にデタッチメント断層（ブラインドスラスト）が伏在することを仮定することは可能である。したがって、想定されるデタッチメント断層が活動的であるか否かを明らかにすることが重要である。もし、断層関連褶曲構造の形成が活動的であるとすると、断層上盤に相当する宗谷丘陵は継続的に隆起しているはずであり、変動地形学的な証拠を残していることが期待される。しかし、反射法地震探査を実施

した範囲およびその周辺は、新第三系が分布するのみである。また、段丘面と考えられてきた平坦面は、大半がクリオプラネーション・テラスと考えられる（北海道立地質研究所，2008）ことから、ここで上記の課題を評価することは出来ない。

ところで、広域的に地殻変動を検討する方法に、海成段丘面を変位基準として、その分布高度変化を比較する手法がある（奥村，1987MSなど）。これは、同一時代に形成された海成段丘面は、同一のレベルの海水準で形成されたと見なすことができるので、変位基準として扱うことが可能という考えである。したがって、海成段丘面の分布高度に違いが認められれば、そこに断層変位が存在する可能性が高い。

以上の手法を、本地域で試みることにした。すなわち、断層帯の北方延長にあたる、宗谷岬から増幌にかけての沿岸の海成段丘面について、分布と対比を明らかにし、幌延断層帯の存否を検討することとした。まず、海成段丘面の分布高度を検討するため、空中写真図化を行った。次に、海成段丘面の対比を検討するため、地表露頭調査ならびにピット調査を行った。そして、これら測地学的・地形・地質学的検討により、海成段丘面の分布高度の変化について検討を行った。次節において、それらの結果を報告する。

## 2. 2 海成段丘調査

### (1) 海成段丘面の分布と旧汀線高度の検討

変位基準面として利用する目的で、海岸段丘面の旧汀線高度を詳細に求めるため、稚内市東部沿岸の海成段丘分布域を対象として空中写真図化を行った（図7）。図化は、公共測量作業規定の数値図化レベル 2500 のうち、空中三角測量、数値図化、数値編集、数値地形図データファイルの作成までの範囲とした。使用した空中写真は、国土地理院昭和 52 年度撮影の CH0-77-2 稚内 1/10,000 の 1,270dpi カラー写真画像デジタルデータである。使用した空中写真枚数は21枚、図化範囲 32km<sup>2</sup> である。空中写真デジタルデータを使用して、空中三角測量、図化、編集、オルソ・モザイク作業により 1/2,500 地形図および空中写真のオルソ画像作成し、1/2,500 地形図とオルソ画像の重ね合わせを行った。1/2,500 地形図は主曲線 2m、計曲線 10m を標準とし、平坦地・変形地・緩傾斜地では地形に応じ主曲線間隔の 1/2、1/4 の補助曲線・特殊補助曲線を描き地形形状を表現した。標高点は道路交点・河川・山の頂上・鞍部・窪地等の地形変化部において測定した。なお、図化精度の検証のために、既知の標高点と図化により求められた標高点 93 点について比較した結果、誤差は最大で 2.1m、標準偏差は 0.623 を得ており、以下におこなう議論においては精度の問題はないと判断した。

以上の方法で 1/2,500 地形図を作成し、地形図から地形断面図を作成し、地形図および断面図により段丘面を抽出した（図7および図8）。なお、段丘面区

分は基本的には小池・町田編(2001)の「日本の海成段丘アトラス」に基づいたが、高度分布が明らかに異なる場合には面区分を再検討した。また、本地域の段丘面は、周氷河によるとおもわれる緩斜面化により、遷急遷緩線などの読み取りが困難な場合が多く、図上の標高の読み取りで旧汀線高度を求めることは問題があると考えた。したがって、地形図および断面図から、段丘面と段丘崖のそれぞれの傾斜を延長した交点を旧汀線高度として測定した(図9)。しかし、この方法では段丘崖の位置の後退が著しい場合、旧汀線高度の見積もりは過大になる可能性がある。一方、一般的に用いられている旧汀線高度は、最小値となる可能性がある(図9)。これらは、箱ひげ図の「ひげの上端」が作図による旧汀線高度値、箱の上端が一般的な地形図の読み取りによる旧汀線高度となる。すなわち、「箱ひげ図の上部のひげの長さ」が、旧汀線高度に関する様々な誤差も含めた範囲と見なすことができる。なお、段丘面の最低高度を箱の下端に、段丘面より下の遷急遷緩の高度をひげの下端として表現した(図9)。この場合、下端のひげの長さは、段丘堆積物の厚さに相当すると見なすことができる。

以下、宗谷地区、増幌地区の検討結果を示す。

#### a) 宗谷岬地区

本地区では 1/2,500 地形図を 7 枚作成し、その地形図から SA-SA' 断面～SU-SU' 断面の 21 枚の断面を作成した。作成した 1/2,500 地形図および断面図から段丘面を抽出した。宗谷岬地区の段丘高度分布図を図8に示す。本図から、標高 20～30m、標高 30～45m、標高 50～70m の 3 段に区分することが可能である(図10)。宗谷地区では、標高 30～45m の地形面は発達が悪い。

小池・町田編(2001)は、宗谷岬地区の段丘面を、標高 20～45m の段丘面と標高 50～70m の段丘面の 2 つに区分しており、それぞれステージ 5e とステージ 7 に対比している。段丘区分の数が異なることから、段丘面の認定とそれぞれの形成時期について再検討する必要があるが、これに関してはピット調査の結果も含めた(5)節においてまとめて議論する。

#### b) 増幌地区

1/2,500 地形図を 13 枚作成し、その地形図から富磯付近の TA-TA' 断面～TH-TH' 断面の 8 枚、増幌付近の MA-MA' 断面～MS-MS' 断面の 20 枚、中増幌付近の NA-NA' 断面～NK-NK' 断面の 11 枚、上増幌付近の KA-KA' ～KG-KG' 断面の 7 枚、合計 46 枚の地形断面を作成した。作成した 1/2,500 地形図および断面図から段丘面を抽出した。増幌地区の段丘高度分布図を図11に示す。本図から、標高 20～30m、標高 30～45m、標高 55～64m の 3 段に区分される(図11)。小池・町田編(2001)は、増幌地区の段丘面を、標高 20～30m、標高 30～45m、標高 55～64m の 3 つに区分しており、低位からステージ 5c、ステージ 5e、ステージ 7 にそれぞれ対比している。

なお、増幌地区の標高 20～30m の段丘面は、標高 30～45m の段丘面との境界が侵食により失われており旧汀線高度は算出できなかった。そこで、地形面の分布高度の上限≒旧汀線高度と見なして以下の議論に用いる。

### c) 宗谷岬地区から増幌地区にかけての段丘面の高度分布

宗谷岬地区から増幌地区にかけての海成段丘面の分布を総合すると、低位面（標高 20～30m）、中位面（標高 30～45m）、高位面（標高 50～70m）の 3 段に区分出来る（図 12）。各段丘面の高度分布を図 13 から図 15、旧汀線高度の分布を図 16 に示した。また、段丘面高度を東西方向と南北方向に距離別に投影した分布図を図 17 および図 18 に示した。

小池・町田編（2001）にしたがえば、低位面はステージ 5c に、中位面はステージ 5e に、高位面はステージ 7 に対比される。ただし、小池・町田編（2001）は、宗谷岬地区の低位の段丘面についてはステージ 5c ではなくステージ 5e に対比している。本調査では、ピット調査と火山灰分析の結果、宗谷岬の低位面はステージ 5c に対比される可能性が高いと考えているが、これに関しては（5）節においてまとめて議論する。

段丘面の高度分布を見るかぎり、階段状の段丘地形をなすことから考えて、調査範囲全体が隆起域であることは間違いない。しかし、幌延断層帯付近で急激な変位は認められない。また、段丘面は、それぞれ一定の高度にそろって分布しており、数 km オーダーの波長の増加・減少傾向や凹凸などもみられず、これらの段丘面の高度分布図から、地殻変動を読み取ることは困難であると考えられる。

ただし、上記に述べたことは、あくまで段丘面の高度分布のみに基づく検討であり、離れた地区の段丘面が、同一に対比できるものであるかどうかを地質学的に検討する必要がある。したがって、地表露頭調査とピット調査を実施したが、次節以降の（2）および（3）において、調査の結果を説明する。

## （2）地表露頭調査

空中写真測量図化によって明らかになった稚内市東部沿岸の海成段丘分布域を対象として、段丘堆積物の分布や地質層序の把握を目的として地表踏査を実施した。以下、層序が比較的良く観察された I～VI の露頭について記載を行う。なお、放射性炭素同位体年代および火山灰分析結果については（4）にてまとめて述べる。これら露頭調査の成果を元にピット調査（次節）の位置を選定した。

### 露頭 I

露頭 I は、後述する宗谷岬ピット A の北約 350m の私道沿いに位置する（図 19）。

本調査の低位面，小池・町田編（2001）のステージ 5e 面の端部に位置する．図 20 に露頭スケッチおよび写真を示す．また，スケッチに火山灰分析試料の採取位置を示した（図 20）．

地表より，表土（I-1），シルト層（I-2），シルト細粒砂互層（I-3），シルト層（I-4）に区分した．

表土（I-1：0～0.3m）は，暗褐色な土壌からなり，耕作土（牧草地）として乱されている．シルト層（I-2：0.3～0.6m）は，一部，角礫状を呈する茶褐色シルト（0.3～0.4m）と径 1cm 前後の亜円礫を極少量含む淡灰褐色シルト（0.4～0.6m）からなる．シルト細粒砂互層（I-3：0.6～1.3m）は，灰白色シルト（0.6～0.9m）と淡灰褐～灰白色シルト（0.9～1.3m）からなる．下位のシルトには層厚 2cm 前後の褐～黄褐色の細砂～極細砂薄層が挟まれる．シルト層（I-4：1.3～1.6m）は，灰白色シルトからなる．

シルト細粒砂互層（I-3）の最下部に厚さ 1～2cm の黄褐色テフラ層（I-1.0m）を確認した（表 2）．

## 露頭Ⅱ

露頭Ⅱは，稚内空港の南東約 1.8km に位置する（図 21）．本調査の低位面，小池・町田編（2001）のステージ 5c 面の端部にあたる．露頭Ⅱは道路を挟んで上部の露頭Ⅱ-1，下部の露頭Ⅱ-2 からなる．図 22 にスケッチおよび写真を示す．また，スケッチに火山灰分析試料の採取位置を示した．

露頭Ⅱ-1 の地質は地表から，表土（Ⅱ-1-1），有機質シルト（Ⅱ-1-2），火山灰質シルト（Ⅱ-1-3），シルト～細粒砂（Ⅱ-1-4），シルト岩（Ⅱ-1-5：声問層）に区分した．

表土（Ⅱ-1-1：0.00～0.24m）は，暗褐色な土壌からなる．有機質シルト（Ⅱ-1-2：0.24～0.41m）は，径 2～8mm の亜円礫を含む暗褐～黒色な礫混じりシルト～細粒砂（0.24～0.28m）と暗～黒褐色な有機質シルト（0.28～0.41m）からなる．シルト中には，淡褐色シルト角礫（3～10mm）を含み，一部土壌化している．火山灰質シルト（Ⅱ-1-3：0.41～1.57m）は，淡褐色な火山灰質シルトからなり，極少量の軽石粒を含む．1.3m 付近に幅 3～4cm 軽石，火山灰薄層を挟む．シルト～細粒砂（Ⅱ-1-4：1.57～2.50m）は，2～4cm の細互層よりなる灰白色シルト・細粒砂互層（1.57～1.77m）と灰～灰褐色礫混じり中～中粒砂（1.77～2.50m）からなり，径 0.2～1.5cm のシルト岩角礫を含み，2.11～2.18m 間ではシルト岩角礫が層状に分布する．シルト岩（Ⅱ-1-5：2.50～2.75m）は灰褐色シルト岩（声問層）からなり，これより上位の地層には不整合で覆われる．なお，声問層は，ねじり鎌で整形できるほど軟弱である．また，不規則に声問層中には異質な細～中粒砂薄層を挟在する．これらはいずれも不整合境界付近のみに認められることであり，風化や後生的に上部から入り込んだと思われ，周氷河

現象に関連した現象をみている可能性がある。

露頭Ⅱ-2の地質は地表から、表土(Ⅱ-2-1)、細～中粒砂(Ⅱ-2-2)、細粒砂(Ⅱ-2-3)、細粒砂～シルト(Ⅱ-2-4)、シルト(Ⅱ-2-5)、細粒～中粒砂(Ⅱ-2-6)、中粒砂・砂礫互層(Ⅱ-2-7)、シルト岩(Ⅱ-2-8)に区分した。

表土(Ⅱ-2-1:2.46～2.52m)は、暗褐色の土壌からなる。細～中粒砂(Ⅱ-2-2:2.52～2.93m)は、まれに径2～4mmの円礫を含む淡褐色細粒砂～シルト(2.52～2.71m)と径2～6mmの円礫を極少量含む淡灰～淡灰褐色細粒～中粒砂(2.71～2.93m)からなる。細粒砂(Ⅱ-2-3:2.93～2.97m)は、褐～赤褐色細粒砂からなり、厚さ3～5mmのレンズもしくは層状に灰白色シルト層を挟む。細粒砂～シルト(Ⅱ-2-4:2.97～3.73m)は、淡灰～淡灰褐色細粒砂(2.97～3.47m)とシルト薄層を挟在する細粒砂(3.47～3.73m)からなる。砂層には、弱い平行葉理が認められる。シルト(Ⅱ-2-5:3.73～3.77m)は、灰白色シルトからなり、テフラを混じえる。細粒～中粒砂(Ⅱ-2-6:3.77～4.48m)は、淡灰色細粒～中粒砂で、厚さ1～4cm単位の葉理が認められる。径2～6mmの礫を極少量含む。中粒砂・砂礫互層(Ⅱ-2-7:4.48～5.51m)は、灰～灰褐色中粒砂層と砂礫層の互層からなり、中粒砂層は比較的均質である。砂礫層は、径2～10mm程度の円礫を多く含む。径30mm程のシルト岩(声問層)のリップアップクラストも含まれる。変位約40cmの断層が認められる(下位のシルト岩(Ⅱ-2-8)も同様である)。シルト岩(Ⅱ-2-8:5.51～6.50m)は、淡灰褐～灰褐色シルト岩であり、声問層に対比される。シルト岩に変位約60cmの断層が認められ、割れ目を中粒砂が充填している。また、シルト岩は5.51～5.94m間でブロック化している。

露頭Ⅱ-2のⅡ-2-5層の3.75m付近の厚さ1～2cmの黄褐色テフラ層(Ⅱ-2-3.75m)について火山灰分析のためのサンプリングを行った(表2)。

### 露頭Ⅲ

露頭Ⅲは、露頭Ⅱの東約1km、ピットCの西0.1kmに位置する(図21)。本調査の低位面、小池・町田編(2001)のステージ5c面の端部にあたる。図23にスケッチおよび写真を示す。また、スケッチに火山灰分析試料の採取位置を示した。

地表より、盛土(Ⅲ-1)、シルト・細粒砂互層(Ⅲ-2)、シルト層(Ⅲ-3)、シルト混じり細粒砂層(Ⅲ-4)、中粒砂・細粒砂互層(Ⅲ-5)、シルト混じり細粒砂(Ⅲ-6)よりなる。

盛土(Ⅲ-1:0.00～0.18m)は、盛土からなる。シルト・細粒砂互層(Ⅲ-2:0.18～0.95m)は、灰褐～淡褐色細粒砂とシルトの互層からなり、灰褐色細粒砂層(0.48～0.55m)が夾在する。0.55～0.70m間では厚さ5～30mmの互層状を呈する。シルト層(Ⅲ-3:0.95～1.25m)は、灰白～淡灰色シルト～細粒砂で、全体に淘汰不良で葉理など堆積構造は認められない。シルト混じり細粒砂層(Ⅲ-4:

1.25～1.35m)は、灰白～淡灰色細粒砂～シルト層である。中粒砂・細粒砂互層(Ⅲ-5:1.35～1.55m)は、灰～緑灰色中～細粒砂で、厚さ2～3cmの互層からなる。シルト混じり細粒砂(Ⅲ-6:1.55～2.50m)は、φ2～6mmの円礫やシルトのリップアップクラストを少量含むシルト～細粒砂からなる。露頭Ⅲの1.35m付近のテフラ層(Ⅲ-1.35m)について火山灰分析のためのサンプリングを行った(表2)。

#### 露頭Ⅳ

露頭Ⅳは、増幌小学校の南約1.5kmの標高約52mの5e面(小池・町田編,2001)の中央部に位置する(図24)。図25にスケッチおよび写真を示す。

地表より、表土(Ⅳ-1)、シルト層(Ⅳ-2)、細礫混じりシルト質砂層(Ⅳ-3)、シルト層(Ⅳ-4)、細礫混じりシルト質砂層(Ⅳ-5)、シルト質砂層(Ⅳ-6)、細～中粒砂層(Ⅳ-7)に区分した。

表土(Ⅳ-1:0～0.05m)は、暗褐色の土壌からなる。シルト層(Ⅳ-2:0.05～0.43m)は、褐～淡褐色シルト～細粒砂からなる。下位層との境界は不規則な波状を示す。細礫混じりシルト質砂層(Ⅳ-3:0.43～0.68m)は、灰褐～淡褐色細礫混じりシルト質中粒砂からなる。不淘汰で径2～6mmの円礫を含む。下位のⅣ-4層との境界は漸移的。シルト層(Ⅳ-4:0.68～1.17m)は、灰褐～褐色シルトからなる。1.10～1.17mに細粒砂薄層を挟む。細礫混じりシルト質砂層(Ⅳ-5:1.17～1.40m)は、淡褐～灰褐色細礫混じりシルト質細粒砂からなり、所々に細粒砂の多い部分がパッチ状に認められる。シルト質砂層(Ⅳ-6:1.40～1.50m)は、暗緑灰色シルト質砂からなる。下位のⅣ-7層との境界は明瞭である。細～中粒砂層(Ⅳ-7:1.50～2.43m)は、灰褐色中～細粒砂からなる。1.5～1.9mは塊状・無層理であるが、1.9m以深で平行葉理が発達する(図26の下段の写真)。細～中粒砂層(Ⅳ-7)には、幅50cmでウェッジ状に落ち込む割れ目(正断層)がみられ、上位のシルト質砂層(Ⅳ-6)が割れ目中を充填している。

#### 露頭Ⅴ

露頭Ⅴは、増幌小学校の南約1.8kmの標高約54mの5e面(小池・町田編,2001)の西端に位置する(図24)。下位には基盤岩の稚内層珪質頁岩が分布する。図27にスケッチおよび写真を示す。また、スケッチに火山灰分析試料の採取位置を示した。

本露頭では、工事に伴って表土が掘削されていて、地表付近の詳細は不明である。地質は上から、細礫混じりシルト層(Ⅴ-1)、シルト層(Ⅴ-2)、細粒砂層(Ⅴ-3)、シルト層(Ⅴ-4)、中～細粒砂層(Ⅴ-5)に区分した。

シルト層(Ⅴ-1:0.0～1.1m)は、暗褐色～褐色細粒砂～シルト(0.0～0.4m)と褐色礫混じり細砂～シルト(0.4～1.1m)からなる。シルト層(Ⅴ-2:1.1～1.12m)は、淡灰褐色の火山灰質シルトからなる。細粒砂層(Ⅴ-3:1.12～1.25m)

は、褐色細粒砂からなる。シルト層(V-4:1.25~1.30m)は、淡灰褐色火山灰質シルトからなる。中~細粒砂層(V-5:1.3m-2.6m)は、褐色細粒砂(1.3~1.5m)、径2~6mmの円~亜円礫を含む褐色砂礫層(1.5~1.6m)、平行葉理の発達する褐色中粒~粗粒砂(1.6~1.8m)、平行葉理が発達する褐~褐灰色細粒~粗粒砂(1.8~2.0m)、平行葉理が発達する褐色細粒~中粒砂(2.0~2.22m)、径2~6mmの円~亜円礫を含む砂礫薄層(2.22~2.26m)、平行葉理が発達する灰~灰褐色細~中粒砂(2.26~2.6m)からなる。

V-2 およびV-4 層(それぞれV-1.10m, V-1.30m)において、火山灰分析用のサンプリングを行った(表2・表3)。

## 露頭VI

露頭VIは、沼川市街地の北約2kmに位置する(図28)。露頭は土取場における切土法面であり(図29)、北西に面する。本露頭の調査目的は、前述した海成段丘調査とは異なっていることをまず断っておく。本露頭は、調査地への移動中に偶然見つけたものであり、当初計画の調査範囲外であった。しかし、数万年前の泥炭層を含む地層中に複数の正断層が認められる露頭であったことから急遽、調査に加えた。まず、露頭に見られる現象が上声問トレンチ壁面に見られたものに酷似していたことから、比較を行うのに有効と考えられたこと、次に、本露頭の断層の成因(非地震性断層か地震性断層かなど)について検討する必要があると考えたこと、により新たに調査対象に加えた。露頭VI周辺の斜め空中写真を図29に、露頭VIの露頭写真を図30に示す。

法面の地層は、上位よりVI-1からVI-7の7つに大別される(図31)。

VI-1層は盛土よりなる。VI-2層は暗灰色の均質な細粒砂よりなり、層厚約0.5mで分布する。グリッドNo.16~No.37にかけて見られる陥没構造の西端に位置する。VI-3層は灰色のシルトよりなり、層厚約0.5~2mで分布する。VI-2層と同様、陥没構造の中や、グリッドNo.50付近の向斜状構造のところに局所的に分布する。グリッドNo.23からNo.32の間において、東に50~60°傾斜の正断層により、高さ0.5m前後の変位が認められる。VI-4層は黒色の腐植質シルトで泥炭質であり、層厚0.2~1mの分布が確認されている。グリッドNo.18からNo.37にかけては東に50~60°傾斜や西に65°前後傾斜の正断層により、高さ1m弱の変位が認められる。露頭中央部で採取したサンプルVI(19.0, -2.0)から、53,781yrBP以上の<sup>14</sup>C年代を得た(表1)。VI-5層は灰色の極細粒砂よりなる。グリッドNo.18からNo.37にかけてはVI-4層と同様に、東に50~60°傾斜や西に65°前後傾斜の正断層により、高さ1m弱の変位が認められる。VI-6層は灰褐色の細礫よりなる。層厚は0.1~1.5mと変化に富み、断続的な分布を示す。礫径1cm程度の亜円~亜角礫が含まれ、礫はシルト岩、珪質岩、チャート等が含まれる。グリッドNo.18からNo.37にかけてはVI-4, 5層と同様に、東に50

～60° 傾斜や西に 65° 前後傾斜の正断層により、高さ 1m 前後の変位が認められる。VI-7 層は 6 層に細分され、7a (暗灰色シルト層)、7a' (灰褐色シルト～砂質シルト層)、7b (褐色砂質シルト層)、7c (黒色腐植質シルト層) および 7d (灰白～淡褐色砂質シルト層)、7d' (灰白色砂質シルト層、7d 層の角礫部) よりなる。VI-7a 層は腐植質の暗灰色シルトよりなる。グリッド No.12～No. 37 にかけては、西側に向かって層厚が薄くなる傾向が認められ、東側で約 2.5m、西側で約 0.5m となっている。No. 18 から No. 30 にかけては VI-3～6 層と同様に、東に 50～60° 傾斜や西に 65° 前後傾斜の正断層により、高さ 1m 弱の変位が認められる。VI-7a' 層は灰褐色シルト～砂質シルトよりなる。隣接する 7a 層との境界は不明瞭で漸移的に変化することから 7a 層の腐植質部分が脱色したものであると推定される。厚さ約 3～13m の分布を示す。VI-7b 層は褐色の砂質シルト層よりなる。露頭東側のグリッド No. -1.65～13.2 にかけて厚さ 0.1～0.2m で連続する。グリッド No. 11～13 においては東に 40° 前後傾斜の逆断層により、高さ 0.2m 前後の変位が認められる。7c 層は黒色の腐植質シルトよりなる。グリッド No. 14～No. 18 にかけての 7a 層最下部に、層厚 10cm 以下で断続的に分布する。露頭東端で採取したサンプル VI (1.0, -6.0) から、38, 170～37, 597BP の <sup>14</sup>C 年代を得た (表 1)。7d 層は、灰白～淡褐色の砂質シルトよりなり、グリッド No. 0～No. 80 にかけて当法面で最も広く分布する。全体的にはおおむね均質で、塊状を呈する。グリッド No. 20～30 においては一部に厚さ 5cm 弱の砂礫薄層が認められる。また、グリッド No. 65～No. 67.5 の間では、腐植質な部分が厚さ約 20cm でレンズ状に分布する。露頭西端には 7d 層から漸移する角礫状部が分布する。この層を 7d' 層として区分する。7d 層と 7d' 層は境界が漸移的なだけでなく、7d' 層内にもシルト優勢部分が認められる。断層や割れ目が発達し、おおよそグリッド No. 19 付近を境として東側では西傾斜で高角度のものが、西側では東傾斜で中角度のものが多く認められる。7d' 層は珪藻質泥岩 (声問層) の角礫とシルト基質からなる。このシルト基質は珪藻質泥岩と同質であることから、珪藻質泥岩が細粒化して出来たものと判断される。この露頭の近傍における上声問地区のボーリング調査では、孔底の深度 23m まで声問層が完全に角礫化していることを確認している (北海道立地質研究所、2008)。したがって、7d' 層は声問層の珪藻質泥岩が後生的に角礫化したものと推定される。この角礫層を形成した作用は、永久凍土の形成とその融解の繰り返しによるものと考えられるが、詳しい検討は行っていない。

### (3) ピット調査

地表踏査によって段丘堆積物の概要が明らかになった箇所を中心にピット調査を実施した。以下、ピット A～E の 5 箇所を実施した。ピット内の層序は、上位から 1, 2, 3 と順にナンバリングし、記載をおこなった。なお、ピット壁面の

スケッチ図のメッシュは1m単位であり、地層境界と壁面との交点の左上を原点に横方向をX、縦軸を下向きに-Yとして、X, -Yとして表現している。

なお、ピットの位置は、基準点を各ピット付近に設置し、現地にてGPS（ライカジオシステムズ社製ライカ SR20GPS 受信機）を用いて測量した。観測時間はおよそ25～30分、アンテナ高2mで、スタティックモードにて行っている。取得したデータは、国土地理院の電子基準点データ提供サービスによる電子基準点「稚内」および「稚内3」の提供データを用いて計算機上で解析し、正標高（東京湾中等位からの標高）を求めた。解析に用いたソフトウェアは「ライカジオオフィス」である。基準点の位置精度は最大0.0024m、高さ精度は最大で0.0034mでありセンチメートル以上のオーダーで議論する場合には問題はないと考える。この基準点を元に、ピット周辺の平板測量を行った。

ピット壁面から放射性炭素同位体分析および火山灰分析に供する試料を採取している（表1および表2）。採取した層準についてはスケッチに示したが、分析結果の考察は次節の（4）においてまとめて述べる。

## ピット A

ピット A は宗谷岬の南東約2.5kmの高さ約29mの段丘面中央部で実施した（図19）。本報告の低位面上であり、小池・町田編（2001）はステージ5eに対比している。

地表から、表土および耕作土(A1)、極細粒砂～シルト(A2)、シルト(A3)、シルト～極細粒砂、細粒～中粒砂(A4)に区分した（図32）。以下、記載する。

表土および耕作土(A1)は、表土および耕作土(A1-1)と旧耕作土(A1-2)に細分した。暗褐色を呈する有機質土(シルト～極細粒砂)からなり、層厚は0.3～0.4m程度である。下位の旧耕作土(A1-2)および極細粒砂～シルト(A2)との地層境界はシャープである。旧耕作土(A1-2)は、耕作土(A1-1)直下に分布するが、W面には認められない。地質は暗褐色を呈する有機質土(シルト～極細粒砂)からなり、下位の極細粒砂～シルト(A2)が一部混在する。層厚は0.1～0.15m程度である。下位の極細粒砂～シルト(A2)との地層境界は明瞭で、S面およびE面のA1-1層とA2層の間にレンズ状に局所的に分布する。極細粒砂～シルト(A2)は、耕作土(A1-1)および旧耕作土(A1-2)の下位に連続して分布する。褐色で均質な極細粒砂～シルトからなり、層厚は0.3～0.5m程度である。堆積構造は不明瞭である。下位のシルト(A3)との境界は不明瞭だが、一部波状となっている箇所が認められる。シルト(A3)は、極細粒砂～シルト(A2)の下位に連続して分布し、灰褐色シルトからなる。灰白色のテフラ層が認められ、層厚2～3cmで波状に分布する。その境界は明瞭な部分と不明瞭で周辺の細砂と混じる部分が認められる。細粒～中粒砂(A4)は、シルト(A3)の下位に連続して分布する。A4層は層相により、A4-1、A4-2に細分される。茶～緑褐色の細粒～中粒砂よりなる。A3直下の一部

にシルト片が極少量認められるが、おおむね均質な淘汰のよい砂よりなる。A4-1層は茶褐色のシルト～極細粒砂よりなる。E面のA4層最上部にレンズ状に分布し、厚さは0.1m程度となっている。A4-2層は茶～緑褐色の細粒～中粒砂よりなる。A4層の大部分を占める。-2m周辺では各面ではほぼ水平な葉理が認められ、幅2～3mmのシルト薄層が局部的に分布する。炭質物を少量含み、周辺の葉理と調和的な配列が認められる。各面とも傾斜50～70°程度の小規模な高角度の割れ目が数条分布する。

南面のA3層にてAS(2.6, -0.95)を、西面のA3層にてサンプルAW(2.6, -1.1)を採取した(表2)。また、東面(AE(1.7, -0.7)～AE(1.7, -2.3))で連続サンプリングを行い、火山灰分析を行った(表2)。

## ピット B

ピット Bは宗谷岬の南東約1.5kmの高さ約33mの段丘面端部で実施した(図19)。本報告の低位面上であり、小池・町田編(2001)はステージ5eに対比している。

地表から、表土および耕作土(B1)、細礫混じりシルト(B2)、腐植質シルト(B3)、細礫混じりシルト～極細粒砂(B4)、細礫混じり極細粒砂～シルト(B5)に区分した(図33)。以下、記載する。

表土および耕作土(B1)は、表土および耕作土(B1-1)と旧耕作土(B1-2)に細分した。大部分はB1-1層からなるが、S面およびN面のごく一部にB1-2層が分布する。B1-1, B1-2層とも暗褐色を呈する有機質土(シルト～極細粒砂)からなる。B1-1層の層厚は0.2～0.3m程度である。下位の細礫混じりシルト(B2)とはほぼ水平で明瞭な地質境界となっている。B1-2層はB1-1層の下位に、B2層を一部掘り込んだ形で分布する。細礫混じりシルト(B2)は、耕作土(B1)の下位に連続して分布する。黄～灰褐色の細礫混じりシルトよりなる。層厚は0.1～1.5m程度である。下位の腐植質シルト(B3)との境界は不明瞭だが、N面および南面では変形した腐植質シルト(B3)を覆うように分布する。腐植質シルト(B3)は、細礫混じりシルト(B2)の下位に連続して分布する。茶～暗褐色の腐植質シルトよりなり、周辺に一部極細粒砂層を伴う。層厚は、0.1～1.0m程度である。N面には一部にせん断面(N36～42° E・32～52° W)が認められ、南面には褶曲構造が見られる。下位の細礫混じりシルト～極細粒砂(B4)との境界は不明瞭だが、変形したB3層に沿うように起伏に富んだ境界となっている。細礫混じりシルト～極細粒砂(B4)は、腐植質シルト(B3)の下位に連続して分布する。茶褐色の細礫混じりシルト～極細粒砂、腐食質シルトよりなる。層厚は、0.9～2.0m程度である。下位の細礫混じり極細粒砂～シルト(B5)との境界は、不明瞭だが起伏に富んでいて、特に南面で起伏に富んでいる。B4は層相により、B4-1, B4-2, B4-3に細分される。B4-1層は、茶褐色のシルト～極細粒砂よりなり、B4層上部に

レンズ～ブロック状に分布する。B4-2層は、茶～赤褐色の礫混じりシルトよりなる。B-4層の大部分を占め、B4-1、B-4-3をレンズ状～ブロック上に含む。B4-3層は、赤褐色の細礫混じり腐植質シルト～極細粒砂よりなる。細礫を少量混じえる。N面およびW面の角に局所的に分布し、厚さ約0.6cm程度のブロック状を呈する。B4層の層厚は、0.9～2.0m程度である。下位の細礫混じり極細粒砂～シルト(B5)との境界は、不明瞭だが起伏に富んでいて、特にS面で起伏に富んでいる。細礫混じり極細粒砂～シルト(B5)は、細礫混じりシルト～極細粒砂(B4)の下位に連続して分布する。茶褐色の細礫混じり極細粒砂～シルトよりなる。礫は径5mm弱の亜角礫(軽石、砂岩など)からなる。層厚は、0.2～0.7m程度である。堆積構造は全体に不明瞭だが、W面の一部におおよそ水平な細礫の配列が認められる。

北面(BN(3.3, -0.5)～BN(3.3, -3.3))で連続サンプリングを行った(表2)。

### ピットC

ピットCは稚内空港の南南東約2.5kmの高さ約28mの段丘面中央部で実施した(図21)。本報告の低位面上であり、小池・町田編(2001)はステージ5cに対比している。

地表から、耕作土(C1)、有機質細粒砂混じりシルト(C2)、細粒砂混じりシルト(C3)、細粒砂混じりシルト～シルト(C4)、細粒～中粒砂(C5)、礫混じり中粒～粗粒砂及び凝灰質中粒砂(C6)に区分した(図34)。以下、記載する。

耕作土(C1)は、黒褐色を呈する有機質土(シルト～極細粒砂)からなり、層厚は0.25～0.30m程度である。所々下位のシルト塊を角礫状に含んでいる部分が認められる。下位の有機質細粒砂混じりシルト(C2)および細粒砂混じりシルト(C3)との地層境界は明瞭で、西面では直線的な地層境界を呈するものの、南面及び北面では機械により乱され、不規則に波打った地層境界となっている。有機物混じりの細粒砂混じりシルト(C2)は、耕作土(C1)直下に断続的～レンズ状に分布する。淡褐色を呈する締まった有機質混じりの細粒砂混じりシルトからなり、層厚は0.10～0.40m程度である。所々やや暗褐色の有機質シルト分を含んでおり、部分的に機械による掘削痕状及び楔状に上部の耕作土(C1)が落ち込んでいるのが認められる。また、西面では下位の地層との境界にあたる1.1, -0.6付近に有機質土層が認められる。下位の細粒砂混じりシルト(C3)との地層境界は南面で不明瞭、他の面では明瞭で、南面では直線的な地層境界を示すのに対して、他の面では凹凸の激しい不規則な地層境界を示し、北面の2.7, -0.4から4.2, -0.4にかけては、下位の細粒砂混じりシルト(C3)を削り込んだ様な船底状の地層境界となっている。細粒砂混じりシルト(C3)は、有機物混じりの細粒砂混じりシルト(C2)の下位に連続して分布する。淡褐色を呈する不均質なシルト～細粒砂混じりシルトからなり、層厚は0.10～0.40m程度である。下部ほどや

や粒度が荒くなる傾向があり，下位の細粒砂混じりシルト～シルト(C4)との境界付近ではシルト混じり細粒～中粒砂となり，南面の 0.6, -0.9 から 1.0, -0.8 付近ではやや凝灰質となる．また，南面の 3.6, -0.6 から 4.3, -0.9 付近では層相が変化し中粒砂から礫混じり極粗粒砂が分布している．下位の細粒砂混じりシルト～シルト(C4)との地層境界は比較的明瞭で，ほぼ水平に堆積しているが，南面の 0.0～2.0 付近では西側に，3.6～4.2 付近では東側に見かけ上傾斜している．南面にて，サンプル CS(0.8, -0.8)を採取して火山灰分析を行った(表 2)．細粒砂混じりシルト～シルト(C4)は，細粒砂混じりシルト(C3)の下位に連続して分布する．淡灰色を呈する不均質な細粒砂混じりシルト～シルトからなり，深度 1.2～1.4 付近を堺に上部はややシルト質，下部はやや砂質となっている．下部では厚さ 3～5cm の細粒砂層を，層状～レンズ状に挟在することがある．また，灰白で不規則な形状の縦割れ目が発達している．層厚は 1.20～1.30m 程度である．下位の細粒～中粒砂(C5)との地層境界は明瞭で，ほぼ水平に堆積しているが，南面の 1.5, -1.8 付近では見かけ上西側に傾斜した割れ目に沿って地層境界がたわみ，やや盛り上がっている．細粒～中粒砂(C5)は，細粒砂混じりシルト～シルト(C4)の下位に連続して分布する．淡灰色を呈する細粒～中粒砂からなり，細粒砂-中粒砂の互層状となっている．層厚は 0.50～0.60m 程度である．部分的に逆級化層理が認められ，W 面の 3.0, -2.4 付近には，見かけの落差 5～10cm の正断層が認められる．ただし，この断層は上方に連続しない事から堆積時に形成されたと考えられる．礫混じり中粒～粗粒砂及び凝灰質中粒砂(C6)との地層境界は明瞭で，西面では見かけ上南側に，北面では見かけ上東側に傾斜している．礫混じり中粒～粗粒砂及び凝灰質中粒砂(C6)は，細粒～中粒砂(C5)の下位に分布する．淡灰から淡褐色を呈する礫混じり中粒～粗粒砂と黄褐色を呈する凝灰質中粒砂からなる．層厚は 20cm 以上である．西面の 3.2, -2.6 付近には，細粒～中粒砂(C5)から連続する見かけの落差 10cm 程度の小断層(正断層)が認められる．

## ピット D

ピット D は稚内空港の南南東約 5km の高さ約 38m の段丘面中央部で実施した(図 21)．本報告の中位面上であり，小池・町田編(2001)はステージ 5e 面に対比している．

地表から，耕作土(D1)，有機物混じりの細粒砂混じりシルト(D2)，シルト～細粒砂混じりシルト(D3-1)，細粒砂混じりシルト～礫混じり極粗粒砂(D3-2)，シルト混じり細粒～礫混じり粗粒砂(D4-1)，細粒～礫混じり中粒砂(D4-2)に区分した(図 35)．以下，記載する．

耕作土(D1)は，黒褐色を呈する有機質土(シルト～極細粒砂)からなり，層厚は 0.20～0.30m 程度である．所々下位のシルト塊の角礫や径 3～10mm のチャー

トの円礫状を含んでいるのが認められる。下位の有機物混じり細粒砂混じりシルト(D2)およびシルト～細粒砂混じりシルト(D3-1)との地層境界は明瞭で、機械により乱され、不規則に波打った地層境界となっている。有機物混じりの細粒砂混じりシルト(D2)は、耕作土(D1)直下に分布する。暗褐～褐色を呈する有機質混じりの細粒砂混じりシルトからなり、層厚は0.10～0.30m程度である。所々、炭化木片を含んでおり、径2～6mm程度の著しく風化した礫が点在する。下位のシルト～細粒砂混じりシルト(D3-1)との地層境界は不規則に波打ち、一部は機械により乱された様な形態となっている事から、人為的に乱された部分の可能性はある。シルト～細粒砂混じりシルト(D3-1)は、有機物混じりの細粒砂混じりシルト(D2)の下位に不規則な形態で分布する。褐色を呈する不淘汰で不均質なシルト～細粒砂混じりシルト、灰色の礫混じり中粒砂とそれらと斜交するように灰白色のシルトが分布する。層厚は0.20～0.60m程度である。E面の2.8, -0.8から南面にかけての下位との境界付近では平行葉理が認められる以外に堆積構造は不規則となっている。特に、灰白色を呈するシルトは、下位の地層を切るような形態で分布する。また、N面の1.5, -0.6から0.4, -1.1および0.6, -1.6, W面の0.8, -1.1および1.1, -1.6から1.2, -1.1および1.3, -1.6付近には下位の地層がブロック状に取り込まれている。また、南面の2.6, -0.7付近には淡灰色の凝灰質細粒砂が認められる。下位との地層境界は比較的明瞭だが不規則で複雑な形態となっている。細粒砂混じりシルト～礫混じり極粗粒砂(D3-2)は、シルト～細粒砂混じりシルト(D3-1)に切断されるような不規則な形態で分布する。灰～褐灰色を呈する不均質な細粒砂混じりシルト～礫混じり極粗粒砂からなる。N面の1.5, -0.6および1.4, -1からE面1.2, -1.1および1.2, -1.4にかけては、上位のD3-2層に取り込まれ、ブロック状となっている。層厚は0.20～0.70m程度である。また、南面の0.9, -1.1付近および2.0, -1.0付近には淡灰色の凝灰質細粒砂が認められる。下位の細シルト混じり粒～礫混じり粗粒砂(D4-1)との地層境界は明瞭で、N面の2.8, -0.9付近や南面の1.0, -1.0から2.1, -1.3付近では下位の地層が吹き上げた様な部分が認められ不規則な形態となっている。南面にてサンプルDS(0.9, -1.1), DS(2.4, -0.7)を採取して火山灰分析を行った(表2)。

シルト混じり細粒～礫混じり粗粒砂(D4-1)は、細粒砂混じりシルト～礫混じり極粗粒砂(D3-2)の下位にシルト～細粒砂混じりシルト(D3-1)に切断されるような不規則な形態で分布する。灰色を呈する不均質なシルト混じり細粒～礫混じり粗粒砂からなる。層厚は0.10～0.80m程度である。堆積構造は乱れており、礫混じり粗粒砂に細粒～中粒砂がブロック状に取り込まれた様な構造が認められる。また、N面の2.8, -0.9付近や南面の1.0, -1.0から2.1, -1.3付近では地層が吹き上げた様な構造も認められる。下位の細粒～礫混じり中粒砂(D4-2)との地層境界は明瞭だが、波打っている。細粒～礫混じり中粒砂(D4-2)は、シル

ト混じり細粒～礫混じり粗粒砂(D4-1)の下位にシルト～細粒砂混じりシルト(D3-1)に切断されたような不規則な形態で分布する。灰色を呈する細粒～礫混じり中粒砂からなる。層厚は 0.60m 以上である。全体に均質だが、弱い平行葉理が認められ、深度-1.8 以深はやや粒度が粗くなる。淘汰が良好で、平行葉理が認められる特徴から前浜堆積物と考えられる。

## ピット E

ピット E は稚内空港の南南東約 5km の高さ約 38m の段丘面中央部で実施した(図 21)。本報告の中位面上にあり、小池・町田編(2001)の 5e 面に相当する。ピット E は地表から、耕作土(E1)、シルト(E2)、細粒砂混じりシルト(E3-1)、シルト混じり細粒～中粒砂(E3-2)、細粒砂混じりシルト(E4-1)、砂礫～礫混じり粗粒砂(E4-2)、シルト・細粒砂・有機質シルト(E5)、細粒砂混じりシルト～シルト混じり細粒砂(E6)、シルト混じり中粒砂～礫混じり中粒砂(E7)に区分した(図 36)。以下、記載する。

耕作土(E1)は、黒～黒褐色を呈する有機質土(シルト)からなり、層厚は 0.10～0.20m 程度である。所々下位のシルト塊の角礫を含んでいるのが認められる。下位のシルト(E2)との地層境界は明瞭で、機械により乱され、不規則に波打った地層境界となっている。シルト(E2)は、耕作土(E1)直下に帯状に分布する。淡褐色を呈するシルトからなり、層厚は 0.10～0.40m 程度である。全体に 2～5cm 角の割れ目が発達しており、割れ目に沿って有機質シルトが付着している。また、所々に不定形の細粒砂をブロック状に含んでいる。下位の細粒砂混じりシルト(E3-1)との地層境界は明瞭で、W 面では機械により乱され、不規則に波打った地層境界となっている。細粒砂混じりシルト(E3-1)は、シルト(E2)の直下帯状に分布する。赤褐～褐色を呈する不均質な細粒砂混じりシルトからなり、層厚は 0.10～0.30m 程度である。著しく風化しており、水平方向に発達した白色のシルトが(凍結融解による?)、多数認められる。下位のシルト混じり細粒～中粒砂(E3-2)および細粒砂混じりシルト(E4-1)との地層境界は不明瞭で、ほぼ水平に分布しているが、緩く波打つ様な地層境界となっている。シルト混じり細粒～中粒砂(E3-2)は、細粒砂混じりシルト(E3-1)と細粒砂混じりシルト(E4-1)の間に分布する。褐色を呈する不均質なシルト混じり細粒～中粒砂からなり、層厚は 0.10～0.30m 程度である。上部は著しく風化し上位の細粒砂混じりシルト(E3-1)にレンズ状に取り込まれた様な構造を示す。下位の細粒砂混じりシルト(E4-1)との地層境界は比較的明瞭である。細粒砂混じりシルト(E4-1)は、細粒砂混じりシルト(E3-1)とシルト混じり細粒～中粒砂(E3-2)の下位に不規則な形態で帯状に分布する。褐～赤褐色を呈する細粒砂混じりシルトからなり、層厚は 0.10～0.60m 程度である。凍結融解により生じたと考えられる白色シルト状の縦割れ目が多数認められる。下位の砂礫～礫混じり粗粒砂(E4-2)お

よびシルト・細粒砂・有機質シルト(E5)との地層境界は不明瞭で、不規則な形態の地層境界となっている。砂礫～礫混じり粗粒砂(E4-2)は、細粒砂混じりシルト(E4-1)とシルト・細粒砂・有機質シルト(E5)の間に分布する。褐灰～暗灰色を呈する砂礫～礫混じり粗粒砂からなり、層厚は0.10～0.20m程度である。径2～6mm、最大10mmのシルト円礫を多く含み下位ほど粗粒となっている。下位のシルト・細粒砂・有機質シルト(E5)との地層境界は明瞭で、南面では見かけ上西側に、W面では見かけ上南側に傾斜した様な地質構造となっている。シルト・細粒砂・有機質シルト(E5)は、細粒砂混じりシルト(E4-1)および砂礫～礫混じり粗粒砂(E4-2)の下位に不規則な形態で帯状に分布する。淡灰～淡褐色を呈する不均質なシルト・細粒砂と幅3～10cmの暗灰～紫灰色を呈する有機質シルトからなり、層厚は0.30～1.00m程度である。著しく構造が乱れており、有機質シルト層が復褶曲構造をとる。下位の細粒砂混じりシルト～シルト混じり細粒砂(E6)との地層境界は漸移的で不明瞭だが、緩く波打つ様な地層境界となっている。南面にて、サンプルEW(1.1, -1.6)を採取して放射性同位体年代測定を行った(表1)。細粒砂混じりシルト～シルト混じり細粒砂(E6)は、E5層の下位に帯状の形態で分布する。淡褐色を呈する不均質な細粒砂混じりシルト～シルト混じり細粒砂からなり、層厚は0.80m以上である。不淘汰で径2～3mm最大8mmの円礫が点在し、全体に粗粒砂分を含む雑多な堆積物である。下位のシルト混じり中粒砂～礫混じり中粒砂(E-7)との地層境界は漸移的で不明瞭だが、西面の2.8, -2.6付近ではE-7層が本層に吹き上げた様な構造となっている。E-7層は、西面でのみ認められE6層の下位に分布する。褐色を呈する不均質なシルト混じり中粒砂～礫混じり中粒砂からなり、層厚は0.40m以上である。不淘汰で径2～12mm最大20mmの円礫が点在し、全体にシルト分を含む雑多な堆積物である。上位のE6層中に吹き上げた様な構造となっている。

#### (4) 放射性炭素年代測定および火山灰分析結果

##### 放射性炭素年代測定

ピットEおよび露頭VIにおいて得られた泥炭、腐植質シルトの放射性炭素年代測定を計4試料について行った(表1)。なお、IAAA-91979, 91981に関しては、測定時のバックグラウンド(DEAD: 標準とする試料)及び過去に測定を行ったバックグラウンドの平均値と同レベルの測定値が得られた。よって化学処理のバックグラウンドレベルの誤差を考慮し、サンプル試料を測定した際の $^{14}\text{C}$ 濃度の誤差( $3\sigma$ )の範囲内で、可能性のある最高の $^{14}\text{C}$ 濃度に相当する年代値を報告する。すなわち記載の年代値よりも古いと考えられる。なお、 $\delta^{13}\text{C}$ 値はサンプル試料の測定値である。

##### 火山灰分析

ピット A, C, D および露頭 I, II, III, V, VIにおいて採取したサンプルの火山灰分析を行った (表 2).

粒子組成分析結果および、斜方輝石の屈折率測定結果を表 3 に示す. 主成分分析の結果は、 $K_2O-TiO_2$  図を作成し、青木・町田 (2006) の  $K_2O-TiO_2$  図による分類との比較検討を行った. 本調査による分析値を図 37 に示す. また、地形面単位で、露頭およびピットの  $K_2O-TiO_2$  図を作成した (図 38~41). また、火山灰分析結果を総合的に解析するために、ピットおよび露頭の試料全体についての  $K_2O-TiO_2$  図を作成した (図 42).

ピット A では Aw(2.6, -1.1) と AE(1.7, -0.9)~AE(1.7, -2.3) (連続サンプリング) で検討を行った. Aw(2.6, -1.1) には微量バブルウォールタイプ火山ガラスが含まれる (表 2). ガラスの主成分化学組成は Spfa-1 のそれ (町田・新井, 2003) と一致することから、この試料に含まれるバブルウォールタイプ火山ガラスは Spfa-1 起源であると判断できる (図 38). 連続サンプリングを行った E 面の A3 層 (-0.9~-1.1) ではバブルウォールタイプの火山ガラスが多く認められた. A4 層 (A4-1, A4-2) では微量ながらバブルウォールタイプの火山ガラスが全体に認められた. ガラスの主成分化学組成は、 $K_2O$  含有量 (wt%) で 4~5%, 2.5%前後, 2%前後の 3 グループが主に認められる (図 38 の上図). 青木・町田 (2006) との対比から  $K_2O$  含有量 (wt%) が 2.5%前後, 2%前後のものはそれぞれ Spfa-1, Kc-Hb 起源であると考えられる. 2.5%前後テフラの一部には Toya 起源のものが含まれていると考えられる (図 38 の下図).  $K_2O$  含有量 (wt%) が 4~5%の火山灰は Kc-Hb よりも下位層順に多く含まれ、特徴的であるが、対比される火山灰が同定できないことから、ここでは [Hi-K] 火山灰と仮称して以下、扱う. 最上部の A3 層で Spfa-1, 下位の A4-1, A4-2 層で [Hi-K], Kc-Hb となっている. AE(1.7, -1.4) には [Hi-K] ガラスに混じり、Kc-Hb 起源の火山ガラスが 10/15 含まれていた. Kc-Hb ガラスの含有率は直上の AE(1.7, -1.3) で減少して、AE(1.7, -1.3) 最上部では微量の Toya 起源のガラスが含まれていた. また、AE(1.7, -1.4) より深部においては、AE(1.7, -1.4) で 2/15 と減少し、AE(1.7, -1.5), AE(1.7, -2.0) では [Hi-K] のみが含まれる. 以上から、本ピットでは AE(1.7, -1.4) 層準付近に Kc-Hb が、AE(1.7, -1.3) 付近に Toya テフラが降灰していると考えられる. また、最深部では [Hi-K] のみが分布していることから、[Hi-K] は Kc-Hb よりも年代的に古い火山灰であると判断できる.

露頭 I でテフラとされたものは、バブルウォールタイプ火山ガラスを多く含む. ガラスの主成分化学組成は Spfa-1 (町田・新井, 2003) と一致する (図 38).

ピット C では、現地で火山灰と判断された CS(0.8-0.8) と CW (3.2, -0.35) ~ CW (3.2, -0.7) で実施した連続サンプリングで検討を行った. いずれも C3 層に区分される. W 面の各サンプルにはバブルウォールタイプの火山ガラスが少量ながら全体に含まれる.  $K_2O$  含有量は 4%以上のものが主体となっており、高い値を

示し、[Hi-K] に分類されると考えられる（図 39 の下図）。以上から、本ピットでは[Hi-K]起源ガラスのみしか含まれておらず、これより上位に降灰した Kc-Hb テフラは残存していない。

露頭Ⅱ-2-3.75m 地点にはバブルウォールタイプ火山ガラスが含まれる。ガラスの主成分化学組成は  $K_2O$  の含有量が 4%以上と高いものが多く認められ（図 39 の上図）、[Hi-K] に分類されると考えられる。

露頭Ⅲ-1.35m 地点には少量のバブルウォールタイプ火山ガラスが含まれる。ガラスの主成分化学組成は  $K_2O$  の含有量が 4%以上と高いものが多く認められ（図 39 の上図）、[Hi-K] に分類されると考えられる。

ピット D では、S 面の D3-1～D3-2 層にかけての DS (2.4, -0.7) ～DS (2.4, -1.3) で実施した連続サンプリングおよび DS (0.9, -1.1) の分析を行った。D3-1 層にはバブルウォールタイプの火山ガラスが含まれ、D3-2 層においても D3-1 層に対比して少量であるが認められる。ガラスの主成分化学組成は、 $K_2O$  含有量 (wt%) で 4～5%、2.5%前後の 2 グループが主に認められる（図 40 の上図）。青木・町田 (2006) との対比から  $K_2O$  含有量 (wt%) が 2.5%前後のグループは Spfa-1 起源であると考えられ（図 35 の下図）、最上部の D3-1 層で Spfa-1、下位の D3-2 層で [Hi-K]、Kc-Hb が分布する。2%前後テフラの一部には、Kc-Hb 起源のものが含まれていると考えられる。DS (0.9, -1.1) に、Kc-Hb より下位に分布する [Hi-K] 起源のガラス、DS (2.4, -0.7) テフラに Spfa-1 起源のバブルウォールタイプ火山ガラスが含まれていることが確認された。両層準間の地層がやや厚く堆積する DS (2.4, -0.7) ～ (2.4, -1.3) 層準の粒子組成を分析したところ、バブルウォールタイプ火山ガラスが少量ながら全体に含まれていることが判明した。DS (2.4, -1.2) 層準には [Hi-K] ガラスのみが識別された。DS (2.4, -1.1) には [Hi-K] ガラスに混じり Kc-Hb 起源の火山ガラスが 1/15 含まれていた。これより上位の層準には Kc-Hb ガラスは含まれず、DS (2.4, -0.8) には Spfa-1 の降灰が確認された。以上から、本ピットでは DS (2.4, -1.1) 層準付近に Kc-Hb テフラが降灰していると考えられる。

露頭Ⅴ-1.10m サンプルには少量のバブルウォールタイプ火山ガラスが含まれる。ガラスの主成分化学組成は、 $K_2O$  含有量 (wt%) で 4～5%、2.5%前後の 2 グループが主に認められる（図 41 の上図）。青木・町田 (2006) との対比から  $K_2O$  含有量 (wt%) が 2.5%前後のグループは Spfa-1 に相当すると考えられる。また、 $K_2O$  含有量 (wt%) が 4%前後のグループは [Hi-K] に分類されると判断される（図 41 の下図）。V-1.30m 層準では [Hi-K] が含まれ、Kc-Hb より下位に位置すると考えられる。V-1.10m 層準は、Spfa-1 が検出されたことから Spfa-1 あるいはこれより上位の層準であると考えられ、V-1.10m 層準に含まれる [Hi-K] ガラスは下位層準から再堆積したガラスと判断できる。

露頭Ⅵのサンプルには少量のバブルウォールタイプ火山ガラスが含まれる。

ガラスの主成分化学組成は、 $K_2O$  含有量 (wt%) で 4%以上の高いものが含まれる (図 41 の上図)。この火山灰は[Hi-K]に分類されると判断され (図 41 の下図)、本層準は Kc-Hb より下位に位置すると推定される。

以上の検討結果を踏まえて、火山灰分析の結果をまとめる (図 42)。ピット A では、上位より Spfa-1, Toya, Kc-Hb が確認される。またピット D においても Kc-Hb と判断される火山灰を確認することが出来た。[Hi-K] 火山灰については、これに相当する火山灰の記載が町田・新井(2003)を含めた既往文献上に見つからないことから、現段階では同定することは出来ない。しかし、どの段丘堆積物中にも含まれることを考慮すると、この付近で多量に分布する可能性がある噴出源を考える必要がある。青木・町田(2006)の  $K_2O-TiO_2$  図において、大雪起源の大雪御鉢平 Ds-0h の領域は、[Hi-K] 火山灰の領域に比較的近い領域にプロットされる (図 37)。このことから、[Hi-K] 火山灰は大雪起源の可能性が示唆される。その降灰年代の上限については、ピット A の層序から少なくとも Kc-Hb よりも古いと判断できる。ただし、その絶対年代については不明である。

#### (5) 海成段丘面の対比と高度変化について

空中写真図化とそれに基づく地形断面の解析結果から、本地域の海成段丘の分布高度は、標高 20~30m, 標高 30~45m, 標高 50~70m の 3 段に区分することができた。

また、各段において地表露頭調査ならびにピット調査を実施した。各地点で見られた層序の解釈を以下に示す。

#### 宗谷地区の低位面 (標高 20~30m 段丘) の検討

この段丘面では、露頭 I, ピット A, ピット B を行っている。ただし、後述するように露頭 I とピット B は、海成段丘堆積物を被覆する地層であり、形成年代を直接示唆する資料とはならないが、上限年代を示すと見なすことができる。

露頭 I に含まれる Spfa-1 テフラは、降下年代が 42-44ka (町田・新井, 2003) と推定されていることから、ステージ 3 の時期に形成された地層である。また、全体にシルト質であることから風成ローム起源と考えられる。

近傍のピット A では、この堆積物の下位に海成と考えられる淘汰良好な砂層を確認していることから、本露頭は離水後に形成された風成ローム層に対比される。本露頭は周氷河インボリューションを受けている。ピット A の最下部、A4-2 層は、淘汰の良い砂層からなる。このうち上部は炭質物を含み、塊状であることから後浜堆積物に、-2m 付近より下部は平行葉理が発達することから前浜堆積物に対比されると考えられるが境界は漸移しており区分できない。火山灰分析の結果、A4-2 層中の AE (1.7, -1.4) 付近に Kc-Hb テフラの、AE (1.7, -1.3) 付近に Toya テフラの降灰層準が推定された。

ピット B は、全体が風成ローム層を主体とした地層と考えられ、内部にみられる褶曲変形などはソリフラクション・ローブなど周氷河現象による後生的な再移動を著しく受けていると考えられる。ピット B は、ピット A で確認された海成堆積物 (A4 層) は認められない。また、分布標高がピット A よりも高く、地形断面から緩斜面に対応する位置にあることから、緩斜面堆積物に対比される可能性が高い。図化した地形図を見ると、調査地域全般に、段丘面の陸側の旧汀線付近では、遷急遷緩線の位置が不明瞭であり、緩斜面となっている。したがって、ピット B は、ソリフラクション等により風成ローム層が斜面方向に移動・定置を繰り返すことによって堆積した緩斜面堆積物と考えられる。

宗谷地区の標高 20~30m 段丘面は、これまで海成段丘面に対比されてきた (小池・町田編, 2001 など)。A4-2 層の存在は、この見解が妥当であることを示唆している。形成時期はステージ 5e と推定されてきた (小池・町田編, 2001)。しかし、航測図化に基づく海成段丘の分布高度は、標高 20~30m, 標高 30m~45m, 標高 50~70m の 3 段に区別することができ、このうち宗谷地区は最低位の高度の段丘面に属する。火山灰分析の結果、ピット A の海成段丘堆積物中から最終間氷期を示準する Kc-Hb テフラが検出されている。一方、後述する増幌地区においてステージ 5e に対比されてきた段丘面からは、同テフラは段丘堆積物を被覆する層から検出されている。Kc-Hb テフラは、ステージ 5e 以降の海水準変動の停滞期~海退期であるステージ 5d のころに降灰したと考えられている (115-120ka; 町田・新井, 2003)。したがって、ステージ 5e 堆積物との関係は、完全に離水した後に降灰している。一方、ステージ 5c の堆積物であれば、二次堆積物として含まれていても矛盾はない。このようなテフラの降灰層準と層相の違いに加えて先に述べた分布高度を合わせて考えると、宗谷地区の標高 20~30m の段丘面はステージ 5c に対比するのが妥当であると判断した。

### 増幌地区の低位面 (標高 20~30m 段丘) の検討

この段丘面では、露頭Ⅱ、露頭Ⅲ I およびピット C を行っている。

露頭Ⅱは、基盤岩 (声問層) を不整合に覆う基底付近ではリップアップクラストを含む砂礫層からなり、その上位には葉理の発達した砂層やシルト薄層の互層へと続く層相組み合わせから考えて、蛇行河川~氾濫源堆積物に対比可能である。少なくともピット A などに見られる淘汰の良い海成砂層などは認められない。

同様に露頭Ⅲは、上部のシルト・砂互層が氾濫源堆積物に、下部の中粒砂・細粒砂互層およびシルト混じり細粒砂の内部にリップアップクラストを含み、やや傾斜した構造をもつことから突州堆積物に対比可能である。全体に砂質蛇行河川堆積物と思われる。

ピット C では、上部の C4 層は、全体にシルト質で、細粒砂層を層状~レンズ

状に挟在する特徴から氾濫源堆積物に対比可能である。また、C4層の下位のC5層は、少なくとも最上部には逆級化構造をもつ砂層が存在することから、本層の一部は洪水堆積物に対比可能である。また、その下位のC6層は、より粗粒であり、C5層～C6層の層理および葉理が南西に緩く傾斜していることから考えて、突州堆積物を主体とした堆積環境が示唆される。以上の事に加えて、同じ地形面上に分布する露頭Ⅱおよび露頭Ⅲの観察結果も合わせて総合的に考える。

本堆積物を含む地形面は、小池・町田編（2001）により海成面（ステージ5c）に対比されてきた。しかし、この段丘面は前述したように、宗谷岬の場合とは異なり、明らかな海成堆積物は認められず、観察した限り河成堆積物である可能性が高い。

ここで、段丘面の高度分布を再度見直してみることにする。標高20～30mの増幌地区の段丘面は、宗谷地区の同高度の段丘面と比べると、僅かであるが低い（図17および18）。これは、僅かながら増幌地区の段丘堆積物の形成時期が相対的に新しいことを示唆する。すなわち、増幌地区の標高20～30mの段丘面は、同水準まで海進し、基底面が開析された後、海退時に堆積した河成面と解釈することが可能である。なお、露頭Ⅱより南南東1km南で本面と同じ丘陵地において、三浦（1995MS）はAso-4テフラを報告している。Aso-4テフラは、ステージ5bに降灰した（大場，1991など）と考えられているので、上記の推定とは矛盾しない。ただし、平成19年度に引き続き今回の調査でも、Aso-4テフラは再確認できておらず、段丘堆積物のどの層準に降灰したのか詳しい検討はできていない。

以上をまとめると、増幌地区の低位面は、海成面（小池・町田編，2001）ではなく、河成面の可能性が高く、その形成時代はステージ5cよりも新しいステージ5bの可能性が指摘することができる。これは、三浦（1995MS）が近傍の本面相当の堆積物から報告したAso-4テフラとは層序的に矛盾しない。ただし、本調査から形成時代を特定する確実な証拠は得ていない。

### 増幌地区の中位面（標高30～45m段丘）の検討

この段丘面では、露頭Ⅳ、露頭ⅤおよびピットD、ピットEを行っている。

露頭Ⅳは、1.5m以浅は風成ローム層に対比される。また、1.5m以深は、海成段丘堆積物に対比され、上部の1.5m～1.9mは後浜堆積物、下部の1.9m以深は前浜堆積物と考えられる（一部は、外浜堆積物に属する可能性がある）。小池・町田編（2001）は本面をステージ5eに対比しているが、海成段丘堆積物の実態を報告するのは本報告が初めてである。ところで、海成砂層中にはウェッジ状に落ち込む割れ目（正断層）が認められる。同様の形態は、ピットDにおいても見られた（詳細は後述する）。このような、ウェッジ状の割れ目（正断層）は、凍結割れ目を起源とするソイルウェッジ（soil wedges）の可能性もある。

露頭Vは、本露頭は、表層から1.3mまでのV-1層からV-4層までが風成ローム層に相当すると考えられる。1.3-1.5mは後浜堆積物に、それ以深は平行葉理が発達することから前浜堆積物に相当すると考えられる。最下部の不整合面付近では、斜交葉理が発達する部分があり、本堆積物の下部は外浜環境で堆積した可能性がある。

ピットDは、D4-2層は、明瞭ではないが、弱い平行葉理をもち、淘汰が良いことから前浜堆積物の可能性がある。これより上位の地層は、ソイルウェッジおよびインボリューションを受けており著しく表層が乱されている。分析結果は後述するが、D3-2層からは、Kc-Hb テフラや [Hi-K] テフラが検出されている。さらに、上位のD3-1層からは Spfa-1 が検出されている。スケッチおよび写真からも明白であるが、周氷河現象による再移動を考慮する必要はあるが、すくなくともD4-2層堆積後にKc-Hb テフラが降灰したと見なすことは可能である。また、ソイルウェッジやインボリューションの形成時期は、Spfa-1 テフラを含むD3-1層までが乱されていることから、少なくともSpfa-1降灰以降であり、おそらく最終間氷期最盛期の頃と推定される。

ピットEは、E6層およびE7層は、ピットDとの比較から、海成段丘堆積物の可能性はあるものの、インボリューションによる変形のため、本来の堆積相を復元し、考察することは困難である。また、E5層の有機質シルトで特徴づけられるソリフラクションの存在は、本地点が段丘形成後に斜面化したことを示唆する。仮にE6層上面までが海成段丘堆積物であるとし、E5層が緩斜面堆積物であるとすれば、E6層上面は侵食面またはすべり面となっていると考えられる。E5層からは約22kaの<sup>14</sup>C年代が得られていることから、ソリフラクションの形成は、少なくとも22ka以降と推定される。

以上より、小池・町田編(2001)が本面をステージ5e面に対比したことを支持する結果となった。

## (6) 沼川の断層(露頭VI)の成因について

露頭VIは、グリッドNo.19付近を境に、それよりも東側では西傾斜の、西側では東傾斜の正断層が発達している。これはグリッドNo.19の深部を中心にして全体に落ち込む構造である。堆積物の年代が50kaなどを示すことから、断層の形成時期は、すくなくともそれより新しいのは明らかである。

断層は正断層が卓越するが、一部、逆断層も見られる。基盤岩を覆う堆積物の層理面の傾斜はほぼ水平であることからリストラクチャー断層系というよりもややトランステンショナルな方向に移動している可能性がある。ただし、撓曲崖や水系の屈曲など断層運動を示唆する地形などは一切認められず、活断層の可能性は極めて低い。

有機質シルトなど、凹地状地形を埋積したと考えられる層相は、地すべりの滑

落崖を埋積した堆積物に、正断層群はマスマーブメントした地すべり土塊中の堆積相を見ている可能性があげられる。しかし、地表付近まで断層によるずれが明瞭であるにもかかわらず現地形には滑落崖は認められないことや、正断層の形成時期が、泥炭層の埋積後であること、など矛盾する点が多い。このように、マスマーブメントの可能性も極めて低い。

平成 19 年度に上声問地区で行われたトレンチにおいて、この露頭に類似した正断層が認められている（北海道立地質研究所，2008）。この正断層は、氷核小丘の形成とその後に続く温暖化に伴う氷体の融解による体積の消失により陥没が生じたときに形成されたものと解釈された。しかし、本露頭の位置は、丘陵地の尾根付近に位置しており、緩斜面の端部に位置する上声問トレンチとは地形的な背景は異なっている。

声問層分布域の水系に注目すると、短く密で羽毛状に刻まれており、谷密度が最も大きい特徴をもつ（小疇ほか編，2003）。本露頭周辺においても緩斜面の最大傾斜方向に細く浅い多数の沢筋が形成されている（図 29）。一般に、永久凍土の斜面は、融凍水が地下に浸透できず、流水の作用が相対的に弱いためにソリフラクションが活発となり凸形斜面が形成されやすい。この丸みを持った緩斜面を浅く刻む雨裂が、羽毛状の水系パターンをつくるといわれている（Howard, 1967）。本露頭は、このような沢の源頭部に位置する（図 29）。源頭部の水系は、北西方向に屈曲しているが（図 29）、断層の走向も北西方向となっており調和的である（図 31）。したがって、本断層による活動が源頭部の水系の形状に影響を与えた可能性は高い。

本露頭に広く分布する 7d 層は、声問層を母材としているため、見かけは基盤岩と区別するのは難しい。しかし、所々に腐植質な部分や砂・礫を層間にはさんでいることから 2 次堆積物であることは明らかである。7d 層より上位の湿地性堆積物は、層厚が側方に著しく変化する。断層変位をもどしても層厚の違いは残ることから、初生的にチャネル状の断面を持っていたことは明らかである。すなわち、断層形成以前に、すでに窪地は存在していたことになる。この窪地の形成要因は不明であるが、例えば凍結マウンドの消失による可能性などをあげることができる（French, H. M., 2007）。この窪地に湧水が流れ込めば有機質シルトなどを堆積させることは可能である。また、有機質シルトは、その後における氷核小丘を形成・維持する働きも担っていたと考えられる。

正断層は、氷体の消失によって生成したと考えられるが、その変位は 7d 層にまで確実に達している。したがって、氷核小丘の形成は、表層下 2~3m レベルの現象ではなく、少なくとも 7d 層までに達する地層までが関与していた可能性が高い。本露頭の位置（尾根付近）に、このような規模の氷体を想定することが可能か否かについては別に検証する必要があるが、細粒な 7d 層の存在が重要な役割を果たしたと思われ、その可能性を指摘しておく。

もし、この断層が、このような気候変遷の過程で形成されたものであるのなら、本地域の丘陵には本露頭と同様の断層が普遍的に分布している可能性がある。

### 3. まとめ

#### 3. 1 反射法地震探査による断層の存否について

活断層の存否を明らかにする目的で、平成19年度調査を実施した上増幌地区において反射法地震探査をおこなった。この地区は、平成19年度調査において地表踏査、ボーリング調査2孔(M1, M2: 深度各15m)、トレンチ調査3箇所(増幌トレンチA, B, C)を実施しており(北海道立地質研究所, 2008)、地質の分布と構造ならびにリニアメントとの対応関係は把握できていた。今回の探査により、少なくとも標高-500mの範囲までの地質状況の詳細を連続的に捉えることに成功した。

その結果、整然と西に傾斜する新第三系中の反射面を捉えることはできた。リニアメントに対応する反射面は、断層構造ではなく層理面であり、地質学的検討から不整合境界に相当する。以上により、少なくとも標高-500m付近までは、少なくとも数10m~数100mオーダーの波長の断層やそれに関連する構造を認識することができない。

#### 3. 2 海成段丘分布高度に基づく断層の存否について

1/10,000の空中写真を用いて図化により1/2,500詳細地形図を作成し、それに基づき段丘面を抽出した。また、段丘面の分布図をもとに、地形断面図を複数作成し、旧汀線高度を求めた。ただし、本地域は周氷河現象により、段丘面と段丘崖の堺が緩斜面堆積物に覆われているため、不明瞭な場合が多く、したがって、地形の遷緩線の位置を特定することが難しい。緩斜面堆積物の影響を取り除くため、地形断面図より、段丘面と段丘崖の線形をそれぞれ線形近似し、その交点の高度を旧汀線高度として取り扱った。また、このようにして得られた旧汀線高度は過大となる可能性もあることから、段丘面の平坦な形状が保たれているところの地表面の最高高度も合わせて取得した。この他、段丘面の縁辺と遷急線の部分の数値を読み取り、前述した4成分を箱ひげ図で表現した。

その結果、標高20~30m、標高30~45m、標高50~70mの3段に区分できた。それぞれ低位面、中位面、高位面とよぶ。標高30~45mの中位面は、もっとも広く分布することから、ステージ5eに対比されると考えられる。

地表露頭調査ならびにピット調査の結果、宗谷地区の低位面(標高20~30m段丘)、増幌地区の中位面(標高30~45m段丘)が、それぞれ海成段丘堆積物からなることを確認した。堆積物中に含まれるテフラから、Kc-Hbテフラの降灰層

準が、前者は段丘堆積物中に、後者は被覆堆積物中にあることから考えて、前者がステージ 5c、後者がステージ 5e に対比されると考えられる。なお、小池・町田編（2001）は宗谷地区の低位面（標高 20～30m 段丘）をステージ 5e に対比している。

一方、ステージ 5c に対比されてきた増幌地区の低位面（標高 20～30m 段丘）からは、河成堆積物のみが確認された。これらのことから、増幌地区の低位面は、海成面ではなく河成面であり、その形成はステージ 5c に引き続くステージ 5b である可能性がある。

以上、段丘面の高度とその形成年代を検討した結果、中増幌と恵北間において分布する段丘面において“幌延断層帯”を境に段丘高度に著しい差が見られない。かりに宗谷地区の対比が誤りで、ステージ 5c ではなく、ステージ 5e であってもこの結論に大きな影響は与えない。いずれにしても、幌延断層帯を横断する沿岸を測線とする海成段丘面の高度変化を検討した結果、活断層（またはブラインドスラスト）による地殻変動の痕跡を認めることはできなかった。

以上の知見から、“幌延断層帯”は存在する根拠のすべてが否定されたことから、同断層帯は存在しないと判断される。この結論は、平成 19 年度活断層の追加・補完調査の結論と同じである。

## 文 献

- 青木かおり・町田 洋, 2006, 日本に分布する第四紀後期広域テフラの主元素組成-K<sub>2</sub>O-TiO<sub>2</sub>図によるテフラの識別. 地質調査研究報告, 57, 7/8, 239-258.
- 福沢仁之, 1985, 北海道天北-羽幌地域の上部新第三系層序の再検討-特に“稚内”・“声間”層について-. 地質学雑誌, 91, 12, 833-849.
- French, H. M., 2007, The Periglacial Environment. 3rd ed., Wiley, 458p.
- 北海道立地質研究所, 2008, 幌延断層帯の活動性および活動履歴調査. 「活断層の追加・補完調査」成果報告書 No. H19-1.
- Howard, A. D., 1967, Drainage analysis in geologic interpretation: A summation. Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 51, 2246-2259.
- 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.
- 活断層研究会編, 1980, 日本の活断層. 東京大学出版会, 363p.
- 活断層研究会編, 1991, 新編日本の活断層. 東京大学出版会, 437p.
- 小池一之・町田 洋編, 2001, 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会, 122p.
- 小疇 尚・野上道男・小野有五・平川一臣編, 2003, 日本の地形 2 北海道. 東京大学出版会 359p
- 町田 洋・新井房夫, 2003, 新編火山灰アトラス [日本とその周辺]. 東京大学出版会, 336p.
- 三浦英樹, 1995MS, 北海道北部地域に分布する重粘土土壌に関する第四紀地形地質学的研究. 東京都立大学博士 (理学) 学位論文, 159p.
- 本山 功・仲村 佐知子, 2002, 北海道稚内市宇流谷川における中新統増幌層と稚内層の放散虫化石層序と不整合境界の再認定. 地質学雑誌, 108, 4, 219-234.
- 中田 高・今泉俊文, 2002, 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会, 解説書, 68p, DVD, 2sheets.
- 奥村晃史, 1987MS, 海成地形面の変動から見た北海道の第四紀地殻変動. 東京大学大学院理学系研究科地理学専門課程博士論文, 247p.
- 大場忠道, 1991, 酸素同位体比層序からみた阿蘇 4 テフラおよび阿多テフラ. 月刊地球, 13, 224-227.
- 高橋功二・石山昭三, 1968, 5万分の1地質図幅「沼川」及び同説明書. 北海道開発庁, 46p.
- 山岸宏光, 1986, 北海道におけるいくつかの活断層露頭. 活断層研究, 2, 19-28.

## 図 表

表 1 放射性炭素同位体年代の測定結果

表 2 火山灰分析数量の一覧

表 3 火山灰分析測定結果一覧

図 1 幌延断層帯調査の位置. 緑線：反射法地震探査. 青枠：空中写真図化・ピット調査範囲. 陰影図は国土地理院発行の 50mDEM を使用.

図 2 反射法地震探査の測線位置図 (測線：赤色線). 基図は, 国土地理院発行数値地図 25,000 地図画像「稚内」のうち「声間」を使用.

図 3 反射法地震探査測線の測点配置図. 基図は, 国土地理院発行数値地図 25,000 地図画像「稚内」のうち「声間」を使用.

図 4 反射法地震探査によるマイグレーション後の深度断面図

図 5 反射法地震探査による断面図の地質解釈. マイグレーション後の深度断面図に基づく.

図 6 空中写真図化の範囲. 基図は, 国土地理院発行数値地図 25,000 地図画像「稚内」のうち「宗谷岬」, 「宗谷」, 「モイマ山」, 「富磯」, 「声間」を使用.

図 7 地形面の判読結果. 図化範囲のみを再判読, その他は海成段丘アトラス (小池・町田編, 2001) に基づく.

図 8 航測図化による地形断面図の解析例 (上: 宗谷地区の中位面, 低位面, 中: 増幌地区の中位面, 下: 増幌地区の低位面 )

図 9 地形断面図から段丘面の分布高度および旧汀線高度を求める方法

図 10 宗谷岬地区の段丘高度分布図 (SA などの記号は断面図作成位置に対応)

図 11 増幌地区の段丘高度分布図 (TE などの記号は断面図作成位置に対応)

図 12 調査地全体の段丘高度分布図

図 13 高位面の高度分布 (全体)

図 14 中位面の高度分布 (全体)

図 15 低位面の高度分布 (全体)

図 16 旧汀線高度分布 (全体) 高位面: stage7, 中位面: stage5e, 低位面: ステージ 5c にそれぞれ対比

図 17 本地域全体の段丘面の高度分布 (南北断面)

図 18 本地域全体の段丘面の高度分布 (東西断面)

図 19 宗谷地区の露頭 I およびピット A, B の調査位置 (地形面区分は, 海成段丘アトラスによる)

図 20 露頭 I のスケッチ. 火山灰分析試料の採取位置を示す

図 21 増幌地区の露頭 II, III およびピット C, D, E の調査位置 (地形区分は海成段丘アトラスによる)

- 図 22 露頭Ⅱのスケッチ. 火山灰分析の位置を示す.
- 図 23 露頭Ⅲのスケッチ(図)および写真(右). 火山灰分析の位置を示す.
- 図 24 増幌地区の露頭ⅣおよびⅤの調査位置(地形区分は海成段丘アトラスによる)
- 図 25 露頭Ⅳのスケッチ図(左)および写真(右)
- 図 26 露頭Ⅳ露頭Ⅳより下位の海成砂層
- 図 27 露頭Ⅴのスケッチ図(左)および写真(右)
- 図 28 沼川の断層(露頭Ⅵ)の位置(地形区分は海成段丘アトラスによる)
- 図 29 露頭Ⅵ周辺の斜め空中写真(矢印が露頭位置). 源頭部で北西方向に屈曲する水系の位置を破線で示す.
- 図 30 露頭Ⅵの露頭状況
- 図 31 露頭Ⅵのスケッチ(部分)
- 図 32 ピットA壁面スケッチ・写真展開図
- 図 33 ピットB壁面スケッチ・写真展開図
- 図 34 ピットC壁面スケッチ・写真展開図
- 図 35 ピットD壁面スケッチ・写真展開図
- 図 36 ピットE壁面スケッチ・写真展開図
- 図 37 火山灰試料の主成分分析結果の $K_2O-TiO_2$ 図(全試料)
- 図 38 ピットAおよび露頭Ⅰの $K_2O-TiO_2$ 図
- 図 39 ピットCおよび露頭Ⅱ-2, 露頭Ⅲの $K_2O-TiO_2$ 図
- 図 40 ピットDの $K_2O-TiO_2$ 図
- 図 41 露頭Ⅴおよび露頭Ⅵの $K_2O-TiO_2$ 図
- 図 42 ピットおよび露頭の全試料の $K_2O-TiO_2$ 図(総合)

表1 放射性炭素同位体年代の測定結果

測定番号	試料名	採取場所	試料 形態	処理 方法	$\delta^{13}\text{C}$ (‰) (AMS)	$\delta^{13}\text{C}$ 補正あり	
						Libby Age (yrBP)	pMC (%)
IAAA-91979	VI(19,-2)	北海道稚内市声問村 沼川	泥炭	HCl	$-29.27 \pm 0.41$	<b>&gt;53,780</b>	<b>&lt;0.13</b>
IAAA-91980	VI(1,-6)	北海道稚内市声問村 沼川	泥炭	HCl	$-27.72 \pm 0.54$	<b>39,830 <math>\pm</math> 290</b>	<b>0.70 <math>\pm</math> 0.02</b>
IAAA-91981	VI手前西面テ フラ?直上	北海道稚内市声問村 沼川	泥炭	HCl	$-28.23 \pm 0.50$	<b>&gt;53,810</b>	<b>&lt;0.13</b>
IAAA-91982	EW(1.1, -1.6)	北海道稚内市声問村 下増幌	土壌	HCl	$-30.25 \pm 0.39$	<b>22,650 <math>\pm</math> 90</b>	<b>5.96 <math>\pm</math> 0.07</b>

表 2 火山灰分析数量の一覧

採取位置	サンプル名	試料前処理 粒子組成分析	有色鉱物 (斜方輝石) の屈折率測定	EDX分析 主成分分析	
ピットA	Aw(2.6,-1.1)	○	○	○	
	連続 サンプリング	AE(1.7,-0.9)	○		○
		AE(1.7,-0.9)テフラパッチ	○		○
		AE(1.7,-1.0)	○		
		AE(1.7,-1.0)テフラ層	○		○
		AE(1.7,-1.1)	○		○
		AE(1.7,-1.2)	○		○
		AE(1.7,-1.3上)	○		○
		AE(1.7,-1.3下)	○		○
		AE(1.7,-1.4)	○		○
		AE(1.7,-1.5)	○		
		AE(1.7,-1.6)	○		
		AE(1.7,-1.7)	○		
		AE(1.7,-1.8)	○		
		AE(1.7,-1.9)	○		
		AE(1.7,-2.0)	○		○
AE(1.7,-2.1)	○				
AE(1.7,-2.2)	○				
AE(1.7,-2.3)	○				
ピットC	CS(0.8-0.8)	○	○	○	
	連続	CW(3.2-0.35)	○		○
		CW(3.2-0.4)	○		
		CW(3.2-0.5)	○		○
		CW(3.2-0.6)	○		
CW(3.2-0.7)	○		○		
ピットD	DS(0.9-1.1)	○		○	
	連続 サンプリング	DS(2.40-0.70)	○		
		DS(2.40-0.70)テフラ	○	○	○
		DS(2.40-0.80)	○		○
		DS(2.40-0.90)	○		○
		DS(2.40-0.90)テフラ?	○		
		DS(2.40-1.00)	○		○
		DS(2.40-1.10)	○		○
DS(2.40-1.20)	○		○		
DS(2.40-1.30)	○				
露頭	I-1.10m	○	○	○	
	II-2-3.75m	○		○	
	III-1.35m	○		○	
	V-1.10m	○	○	○	
	V-1.30m	○	○	○	
	VI西側法面テフラ	○		○	
合計		41	6	27	

表3 火山灰分析測定結果一覧

Sample Name	Viduaric Class			Light Mineral			Heavy Mineral				Rock	珪藻	Total	特記鉱物	斜方輝石の屈折率
	Bw	Pm	O	Light Mineral	Opx	Cpx	Gbro	Oth	Opx						
Aw(2.6-1.1)	2	0	0	73	1	1	2	0	2	219	0	300		1.6931-1.7567	
AE(1.7, -0.9) *	30	5	25	0	14	15	8								
AE(1.7, -0.9)チアラハツチ *	265	2.5	5	0	15	15	8								
AE(1.7, -1.0) *	10	1.5	3	0	10	10	23								
AE(1.7-1.0)チアラ層 *	135	3	4	<(1/20000)	10	10	25								
AE(1.7, -1.1) *	205	3.7	25	<(1/20000)	10	10	22								
AE(1.7, -1.2) *	2	0.7	1	0	9	9	12								
AE(1.7, -1.3L) *	2	0.5	0.5	<(1/20000)	23	23	6								
AE(1.7, -1.3F) *	2.5	1.5	1.5	0	40	40	8								
AE(1.7, -1.4) *	3	1.5	2	0	19	19	3								
AE(1.7, -1.5) *	2	1.7	1	0	29	29	3								
AE(1.7, -1.6) *	3	2	1.7	0	34	34	2								
AE(1.7, -1.7) *	1	1.7	1	0	54	54	5								
AE(1.7, -1.8) *	1	1	0.3	0	61	61	6								
AE(1.7, -1.9) *	1	0.7	0.5	0	52	52	13								
AE(1.7, -2.0) *	3	2.5	1	0	40	40	5								
AE(1.7, -2.1) *	2	0.5	0.5	0	34	34	7								
AE(1.7, -2.2) *	1	1.7	0.3	0	59	59	13								
AE(1.7, -2.3) *	1	1.5	0.5	0	42	42	7								
CS(0.8-0.8)	18	0	0	58	9	6	4	0	0	205	0	300		1.6954-1.7372	
CW(3.2, -0.35) *	101	28	27	<(1/20000)	17	17	10								
CW(3.2, -0.4) *	118	14	22	0	11	11	10								
CW(3.2, -0.5) *	133	14	16	0	11	11	15								
CW(3.2, -0.6) *	66	26	11	0	17	17	15								
CW(3.2, -0.7) *	103	31	11	<(1/20000)	28	28	11								
DS(0.9-1.1)	6	1	0	51	3	3	4	0	0	232	0	300			
DS(2.4, -0.7) *	62	32	108	0	165	165	9								
DS(2.4, -0.7)チアラ	29	1	0	46	31	1	0	0	7	185	0	300		1.6975-1.7170	
DS(2.4, -0.8) *	88	38	141	<(1/20000)	177	177	6								
DS(2.4, -0.9) *	54	11	16	0	80	80	21								
DS(2.4, -0.9)チアラ? *	22	12	18	0	97	97	9								
DS(2.4, -1.0) *	29	6	15	0	30	30	11								
DS(2.4, -1.1) *	18	6	12	0	33	33	13								
DS(2.4, -1.2) *	20	2	5	0	37	37	23								
DS(2.4, -1.3) *	16	4	4.5	0	12	12	4								
I-1.10m	247	12	0	12	7	2	2	0	0	18	0	300		β O多含む	
II-2.3/75m	15	0	0	70	0	0	0	0	1	214	0	300			
III-1.35m	10	1	0	40	1	0	0	0	0	246	0	300		HM:Cho(Opr)	
V-1.10m	1	0	0	50	2	1	0	0	20	226	0	300		Ox:pure含む	
V-1.30m	1	0	0	50	3	0	0	0	10	236	0	300		Ox:pure含む	
VI西側斜面チアラ	5	0	0	70	0	0	0	0	5	218	2	300			

\*:300電子  
Bw:パブルウオルムタイプ  
Pm:バミスタタイプ  
O:低発泡タイプ

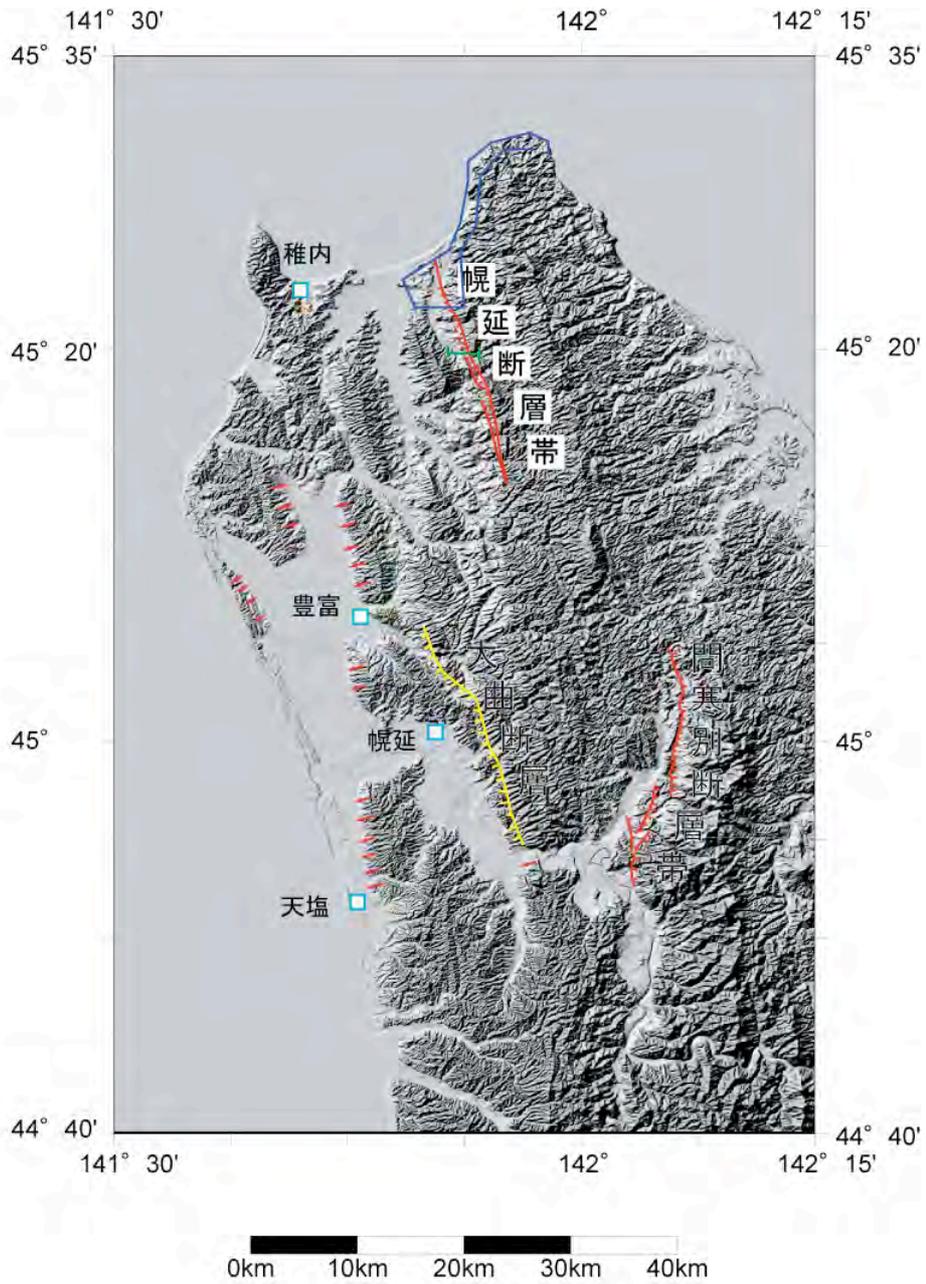


図1 幌延断層帯調査の位置。緑線：反射法地震探査。青枠：空中写真図化・ピット調査範囲。陰影図は国土地理院発行の50mDEMを使用。



図2 反射法地震探査の測線位置図(測線:赤色線). 基図は、国土地理院発行数値地図 25,000 地図画像「稚内」のうち「声間」を使用.

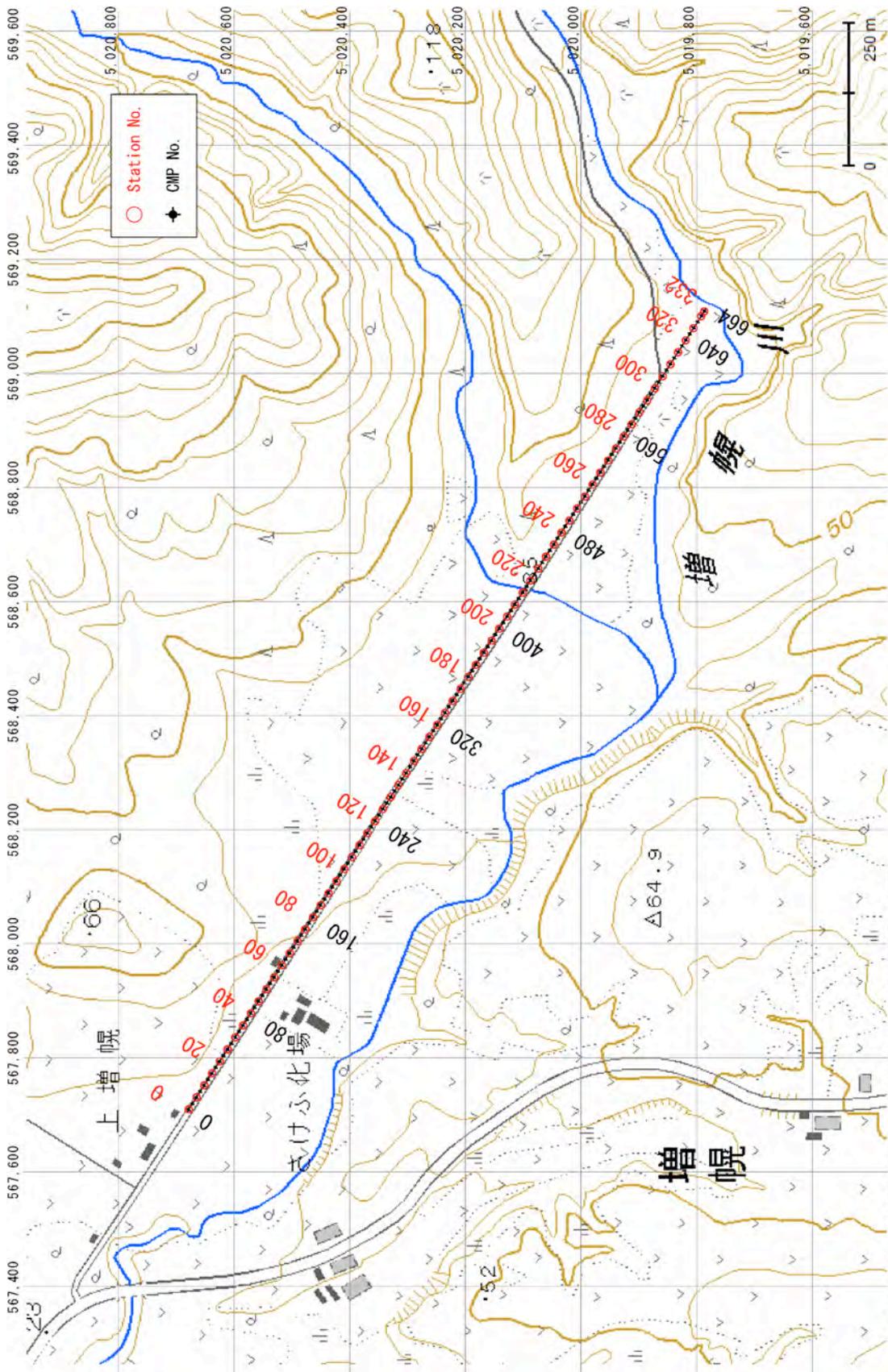


図3 反射法地震探査測線の測点配置図. 基図は、国土地理院発行数値地図 25,000 地図画像「稚内」の使用.

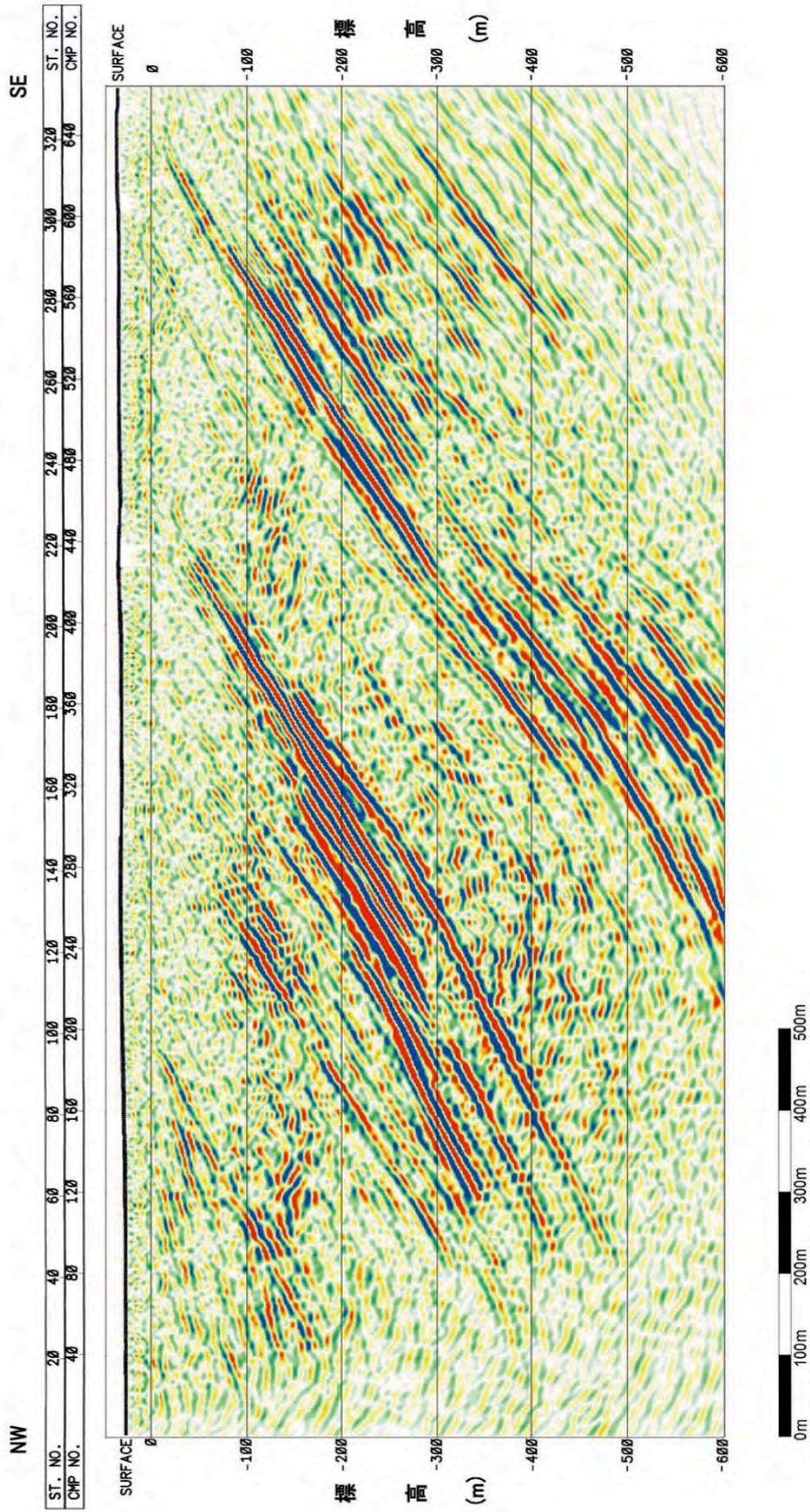


図 4 反射法地震探査によるマイグレーション後の深度断面図

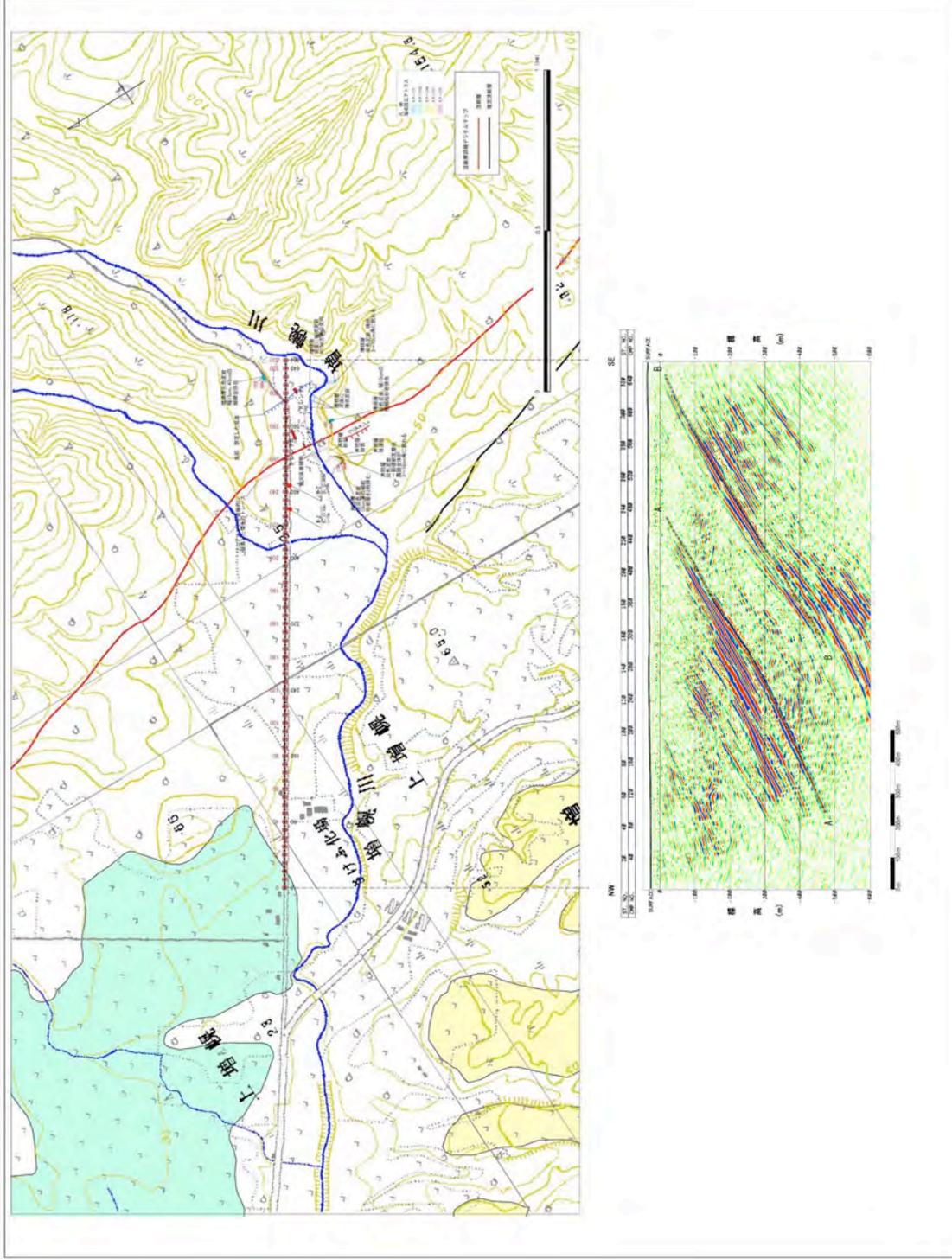


図5 反射法地震探査による断面図の地質解釈. マイグレーション後の深度断面図に基づく.

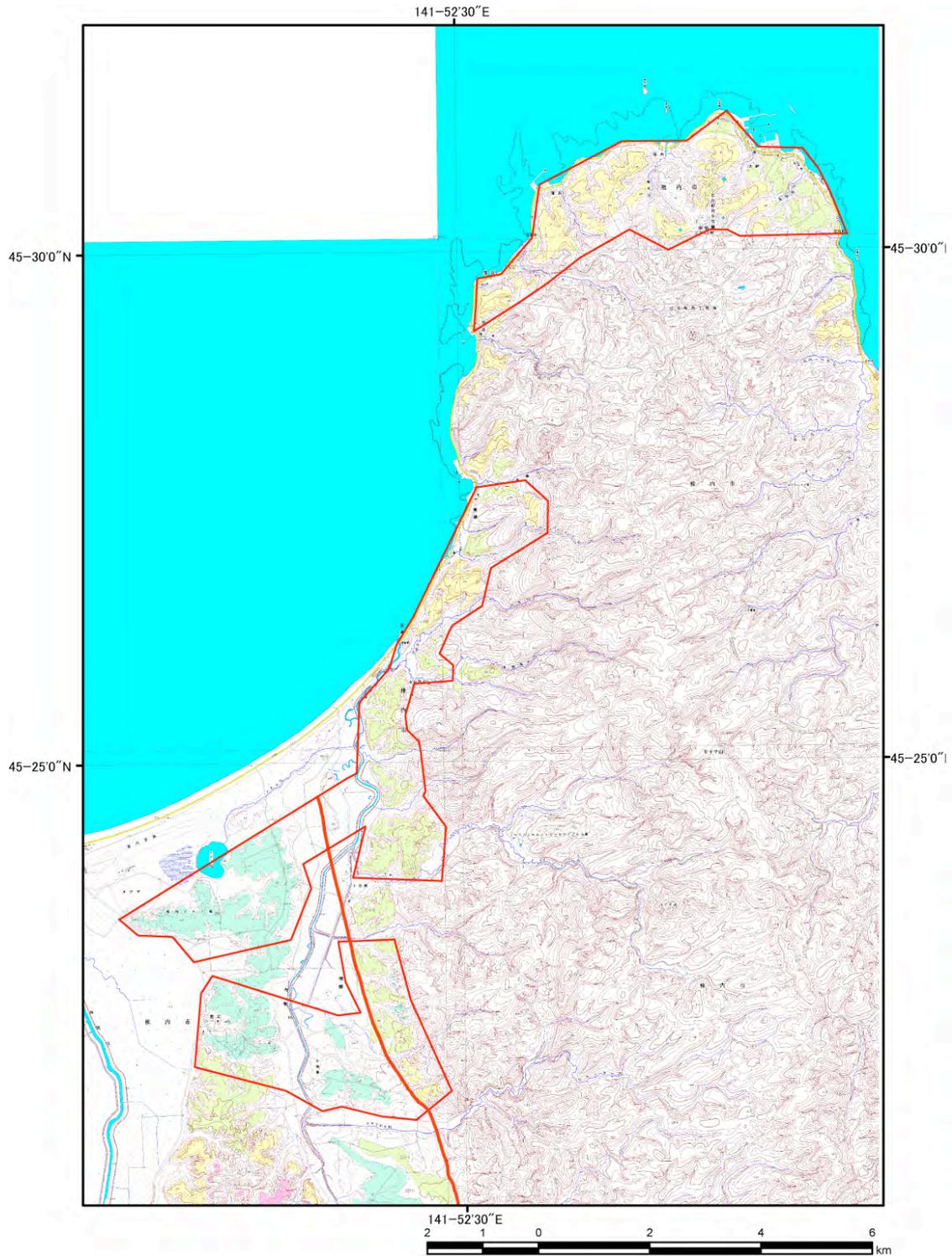


図6 空中写真図化の範囲. 基図は, 国土地理院発行数値地図 25,000 地図画像「稚内」のうち「宗谷岬」, 「宗谷」, 「モイマ山」, 「富磯」, 「声問」を使用.

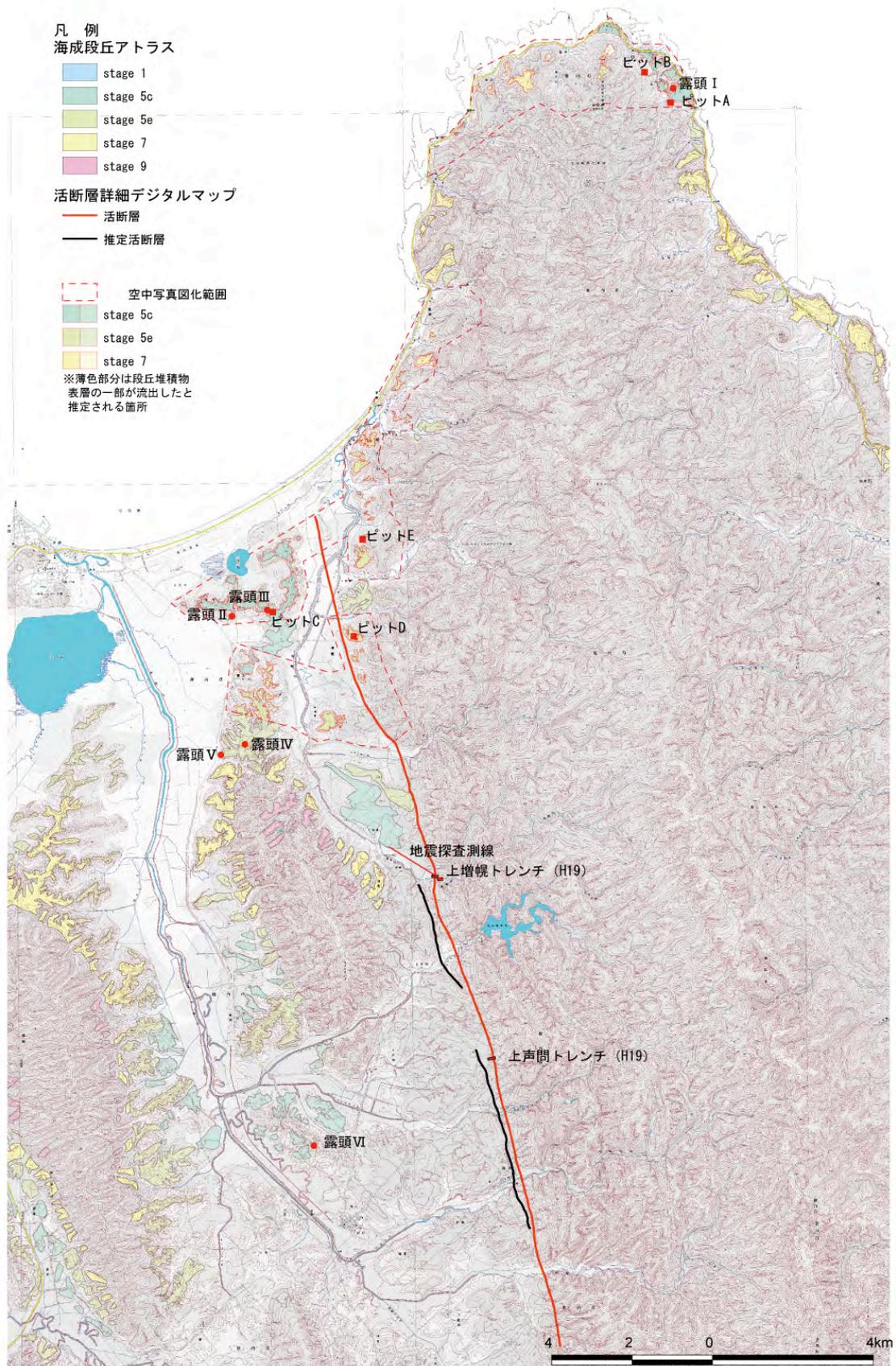


図7 地形面の判読結果.

図化範囲のみを再判読, その他は海成段丘アトラス (小池・町田編, 2001) に基づく.

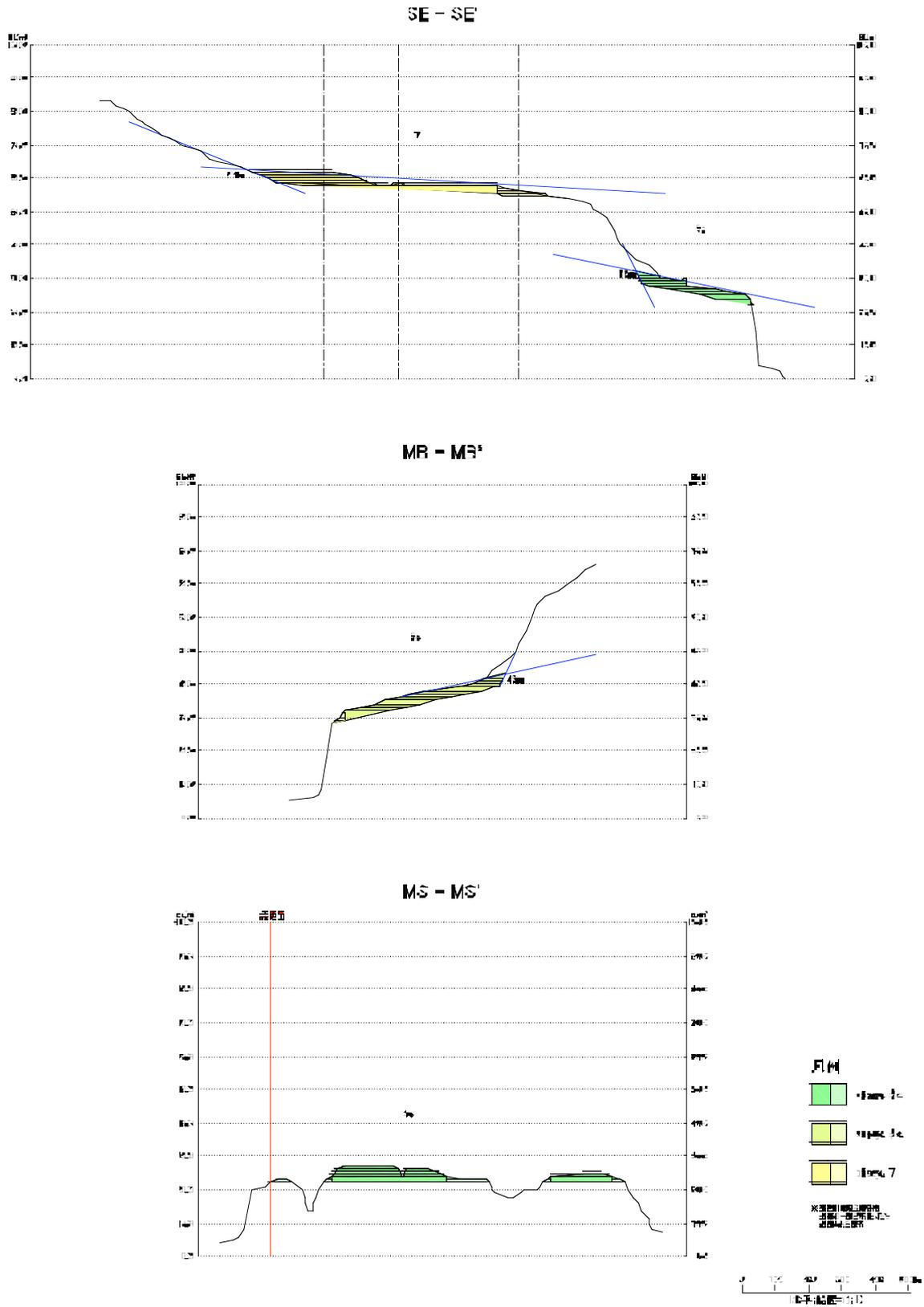


図8 航測図化による地形断面図の解析例  
 (上：宗谷地区の中位面，低位面，中：増幌地区の中位面，下：増幌地区の低位面 )

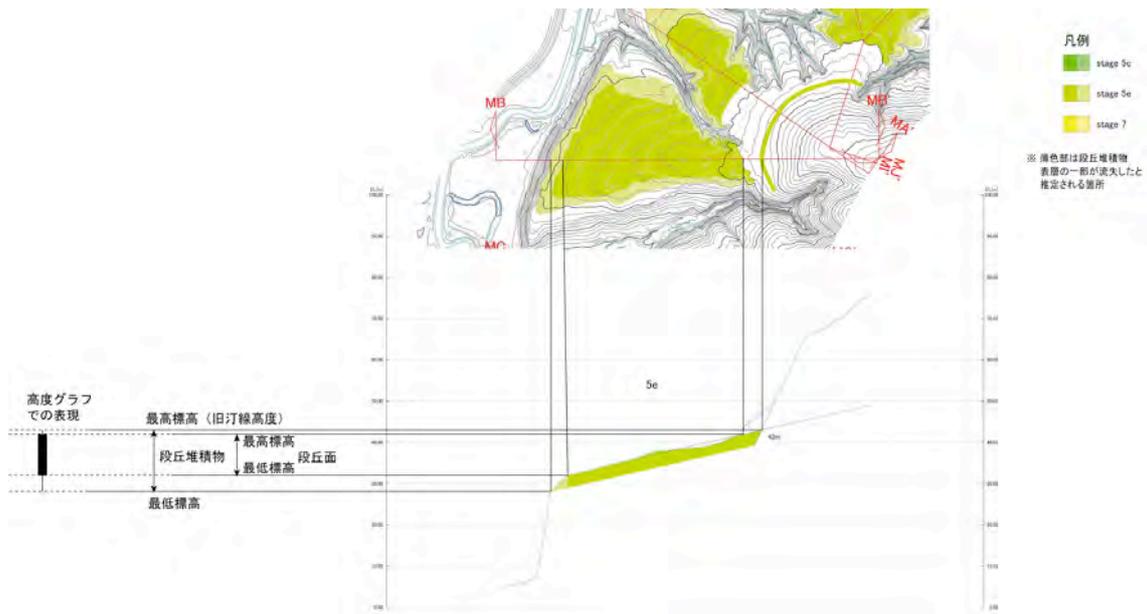


図9 地形断面図から段丘面の分布高度および旧汀線高度を求める方法

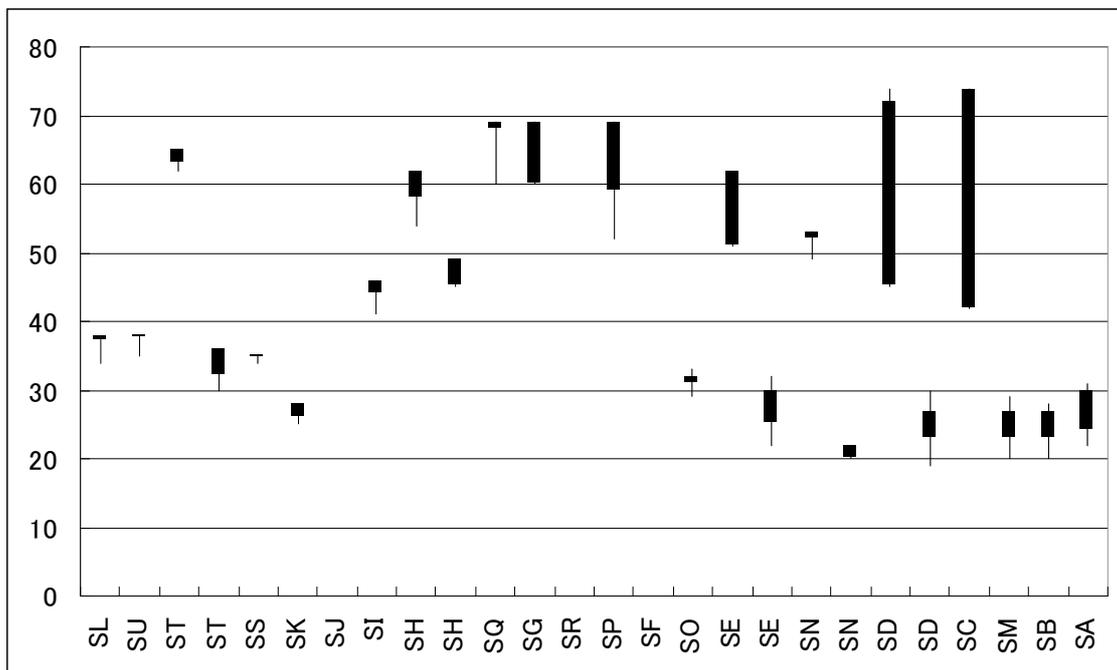


図10 宗谷岬地区の段丘高度分布図 (SAなどの記号は断面図作成位置に対応)

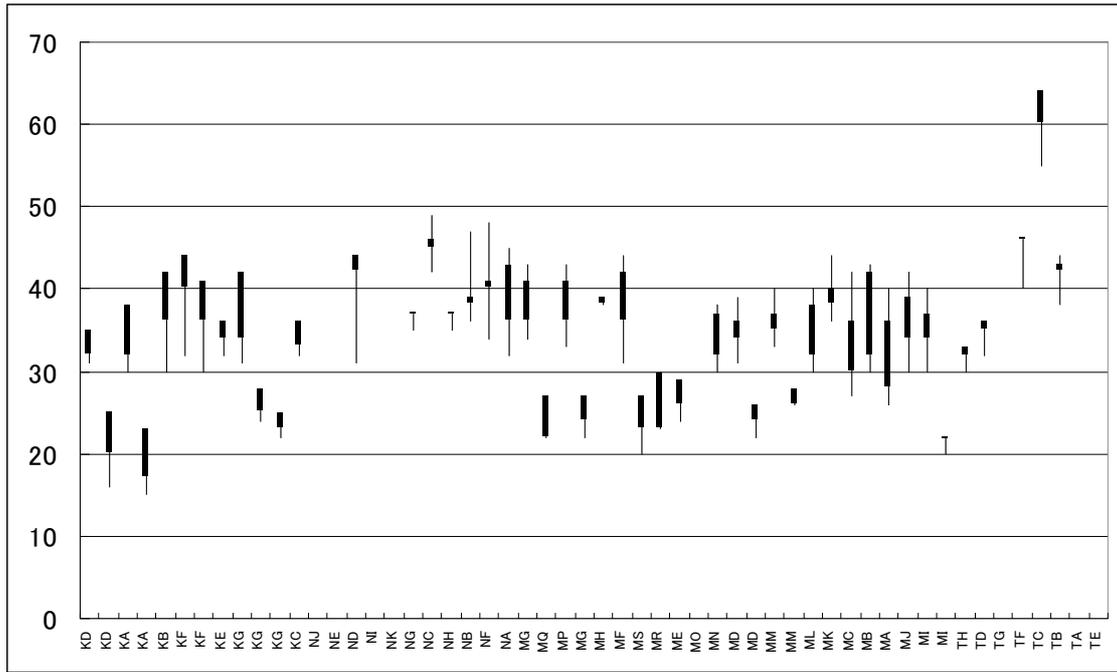


図 11 増幌地区の段丘高度分布図 (TE などの記号は断面図作成位置に対応)

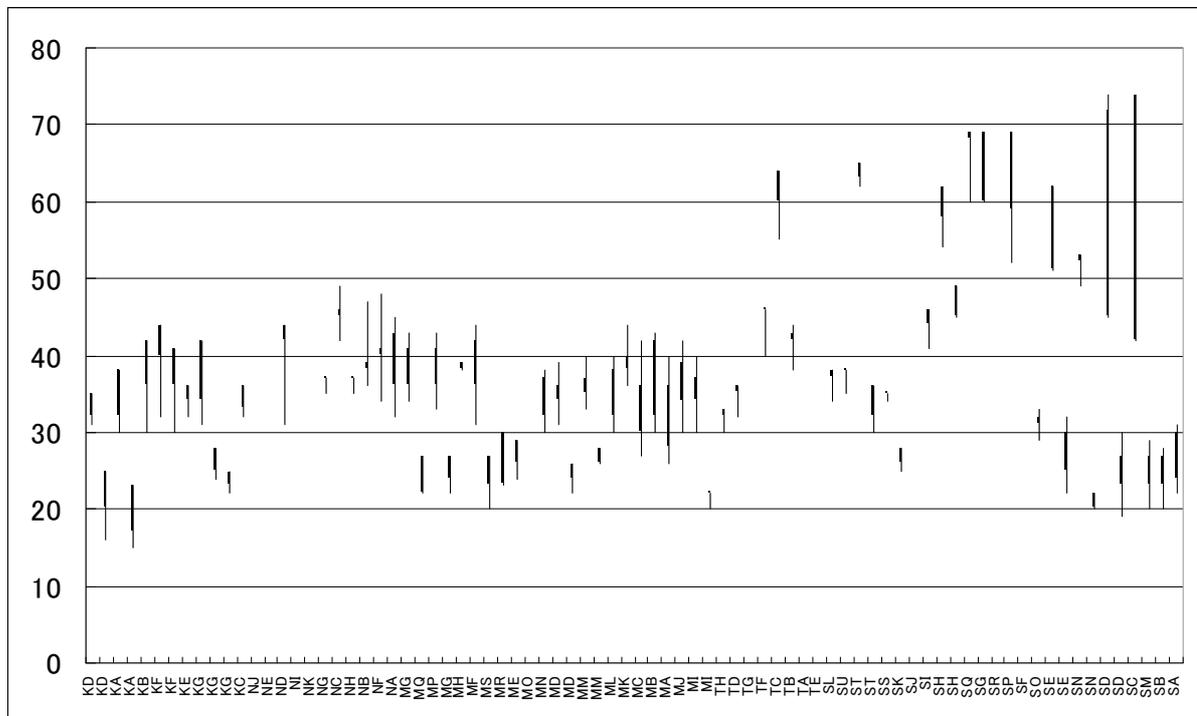


図 12 調査地全体の段丘高度分布図

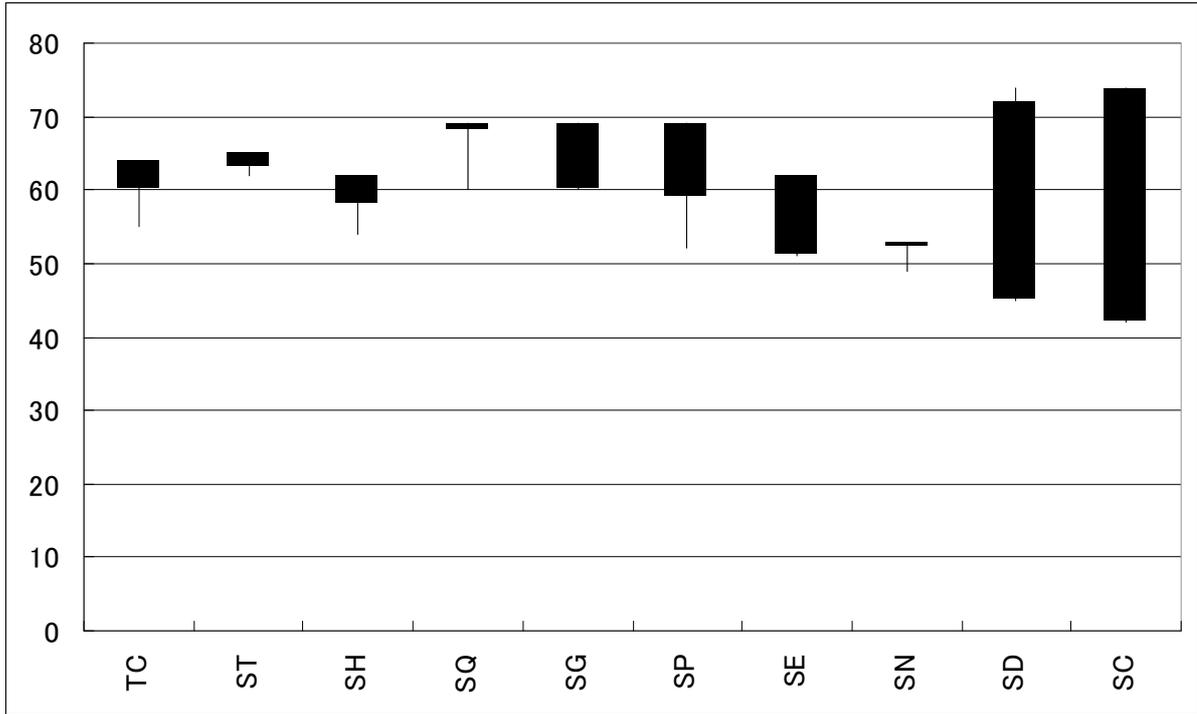


図 13 高位面の高度分布（全体）

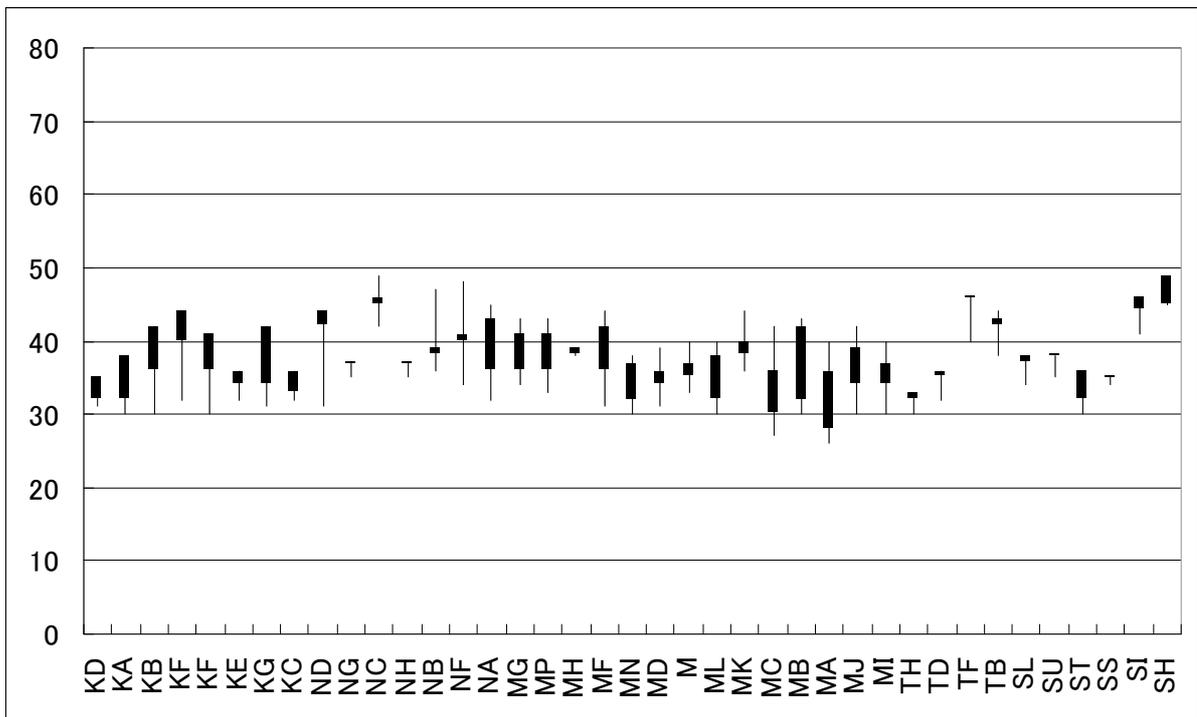


図 14 中位面の高度分布（全体）

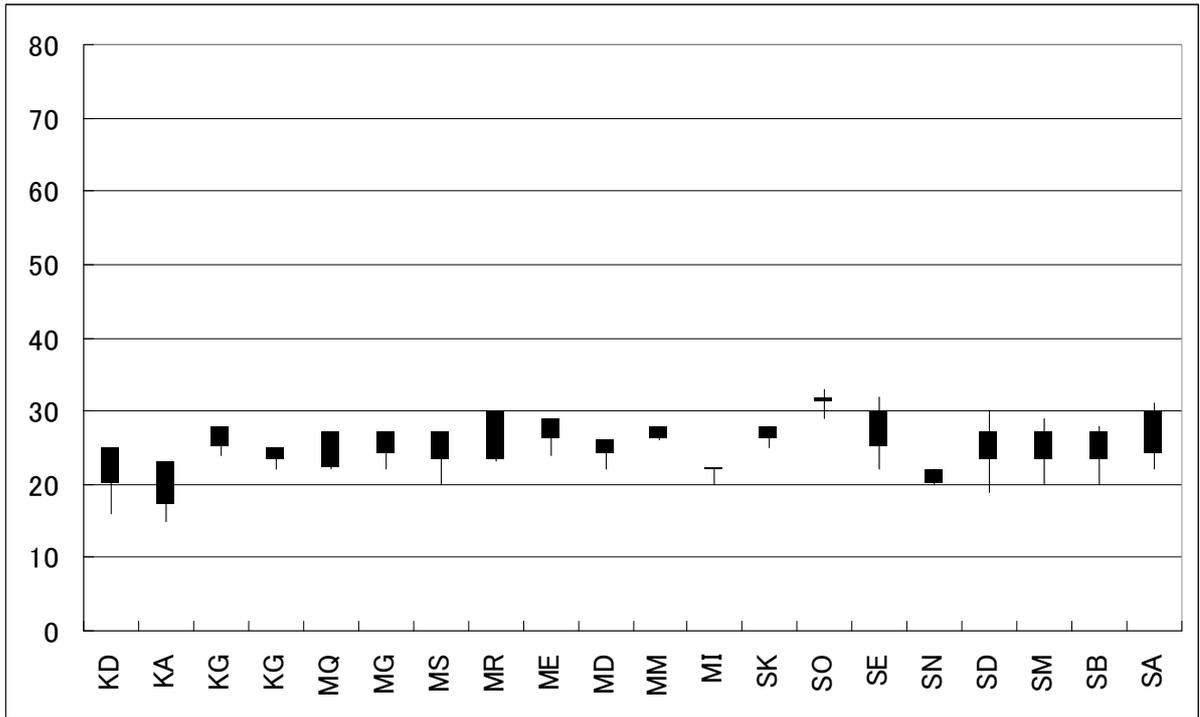


図 15 低位面の高度分布（全体）

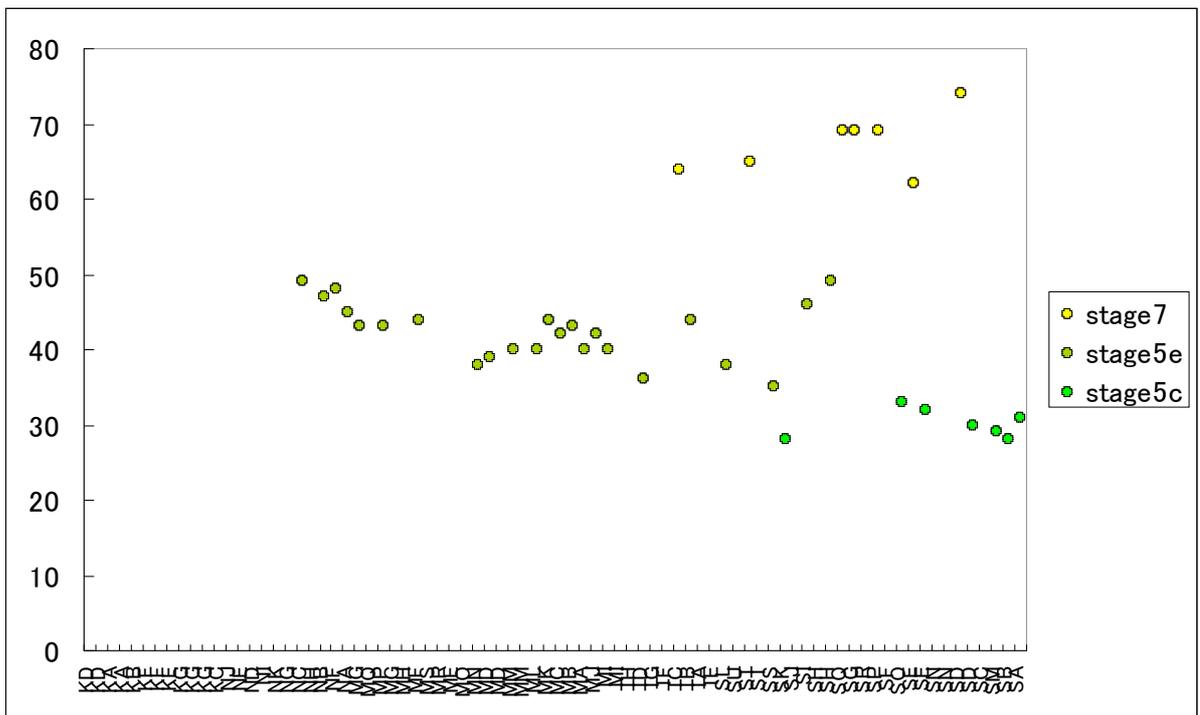


図 16 旧汀線高度分布（全体）

高位面：stage7，中位面：stage5e，低位面：ステージ5c にそれぞれ対比

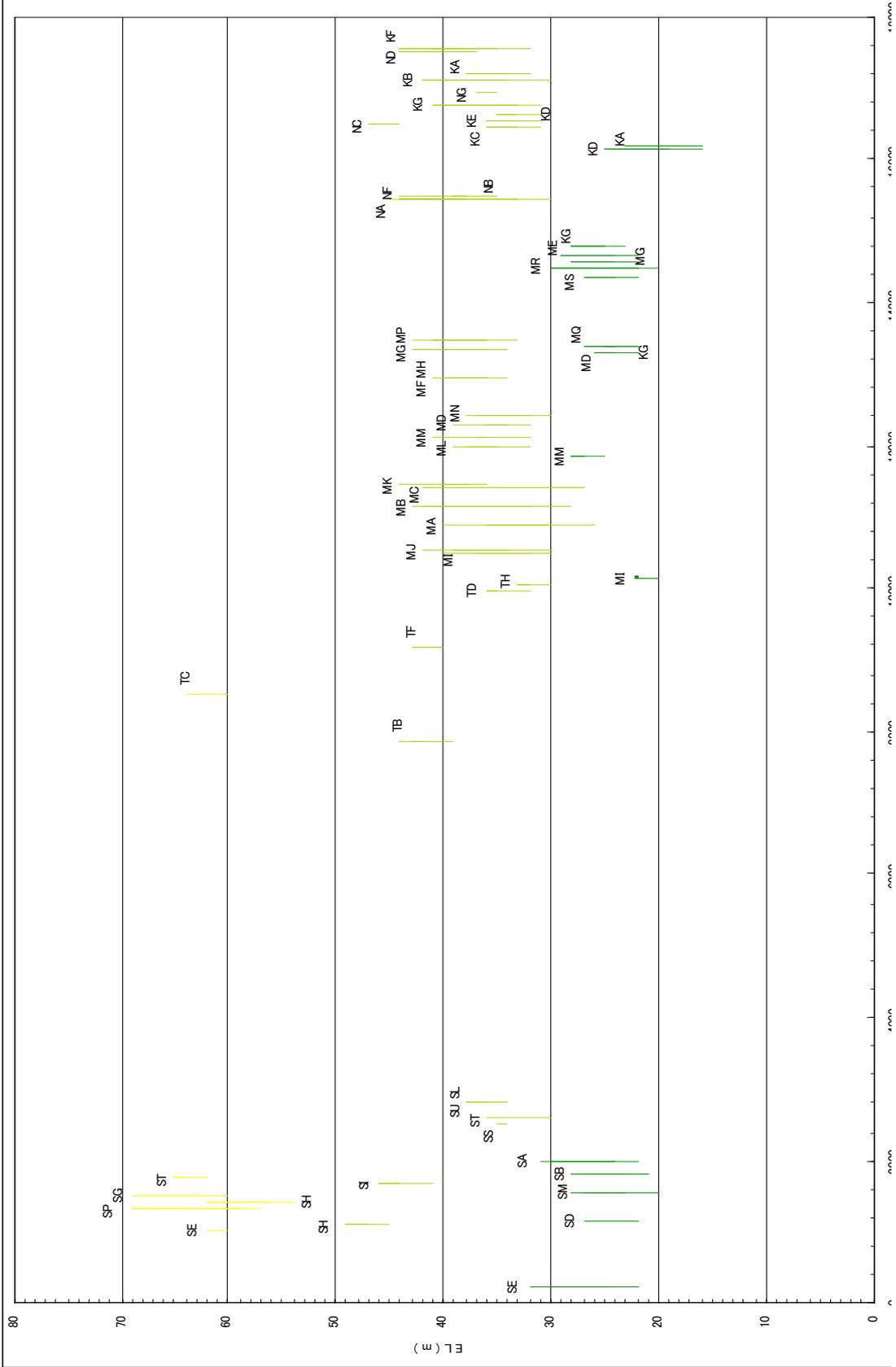


図 17 本地区全体の段丘面の高度分布 (南北断面)

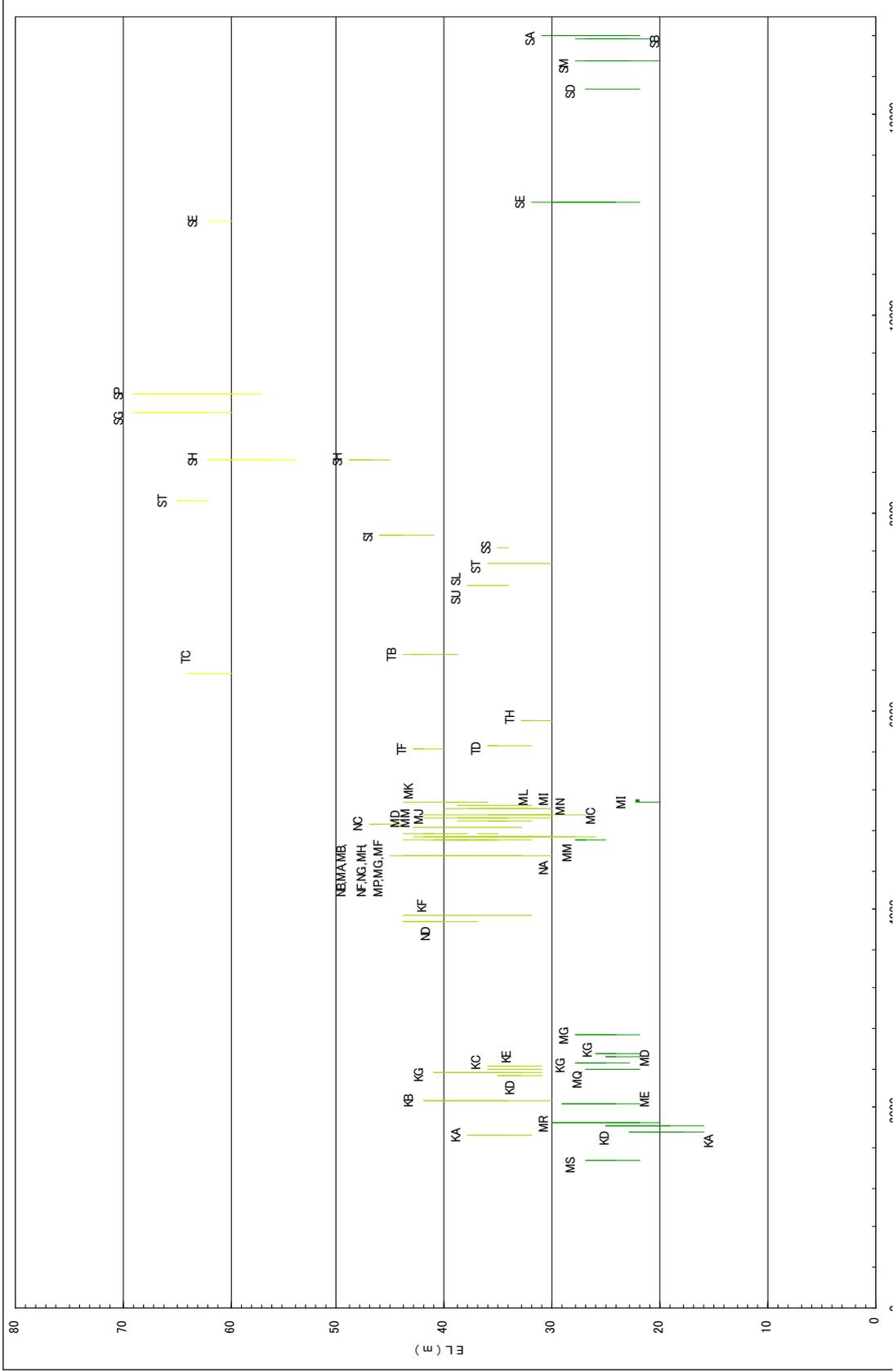


图 18 本地域全体の段丘面の高度分布 (東西断面)



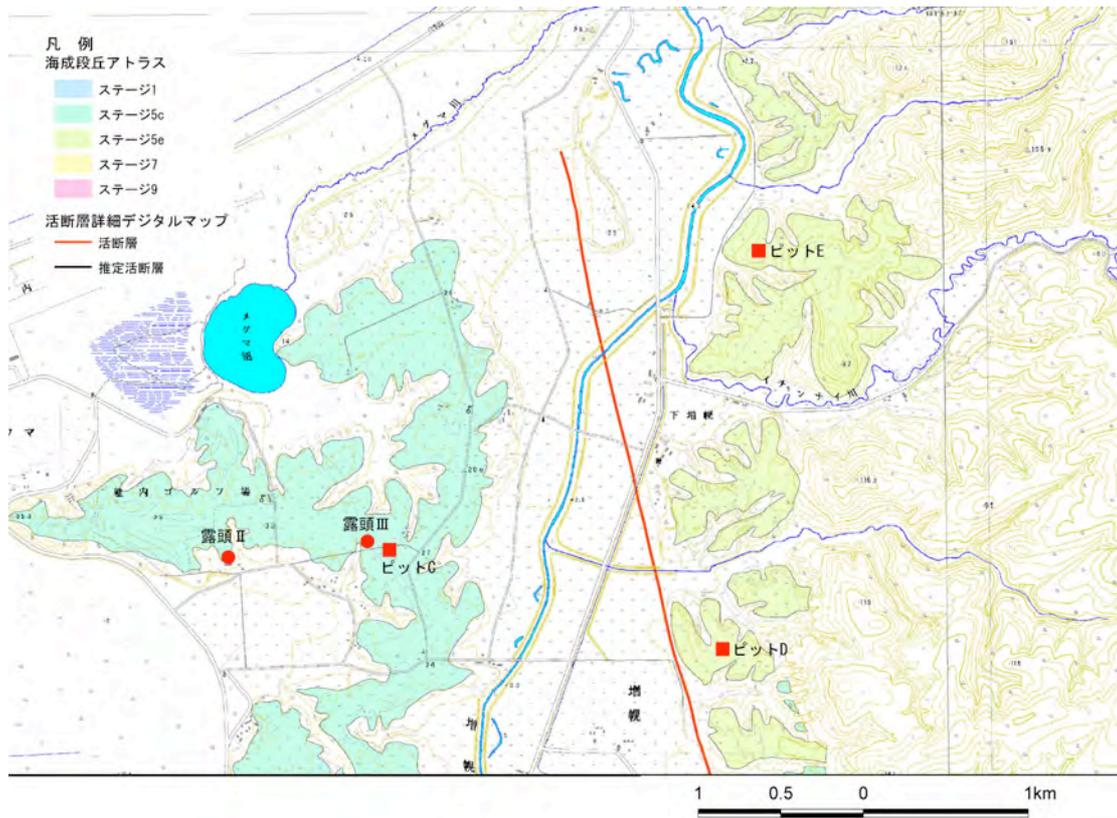


図 21 増幌地区の露頭 II, III およびピット C, D, E の調査位置

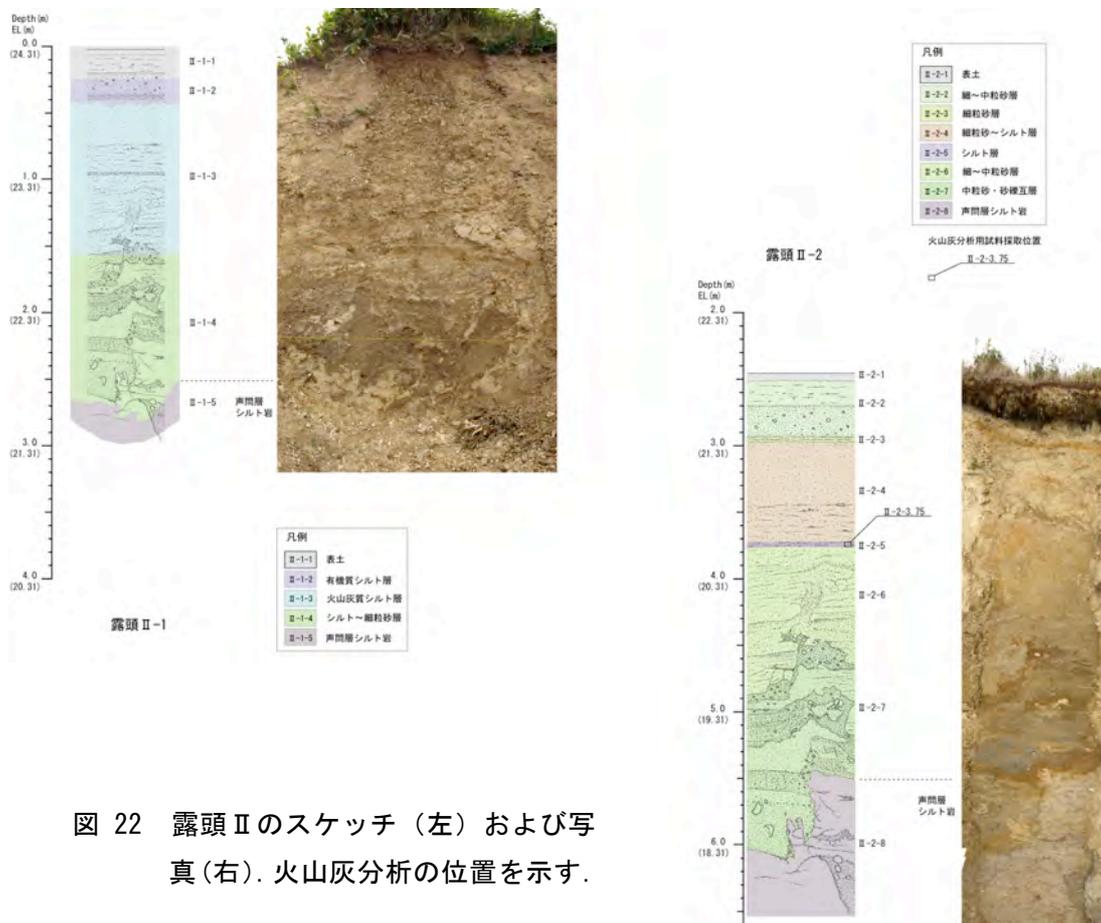


図 22 露頭 II のスケッチ (左) および写真 (右). 火山灰分析の位置を示す.

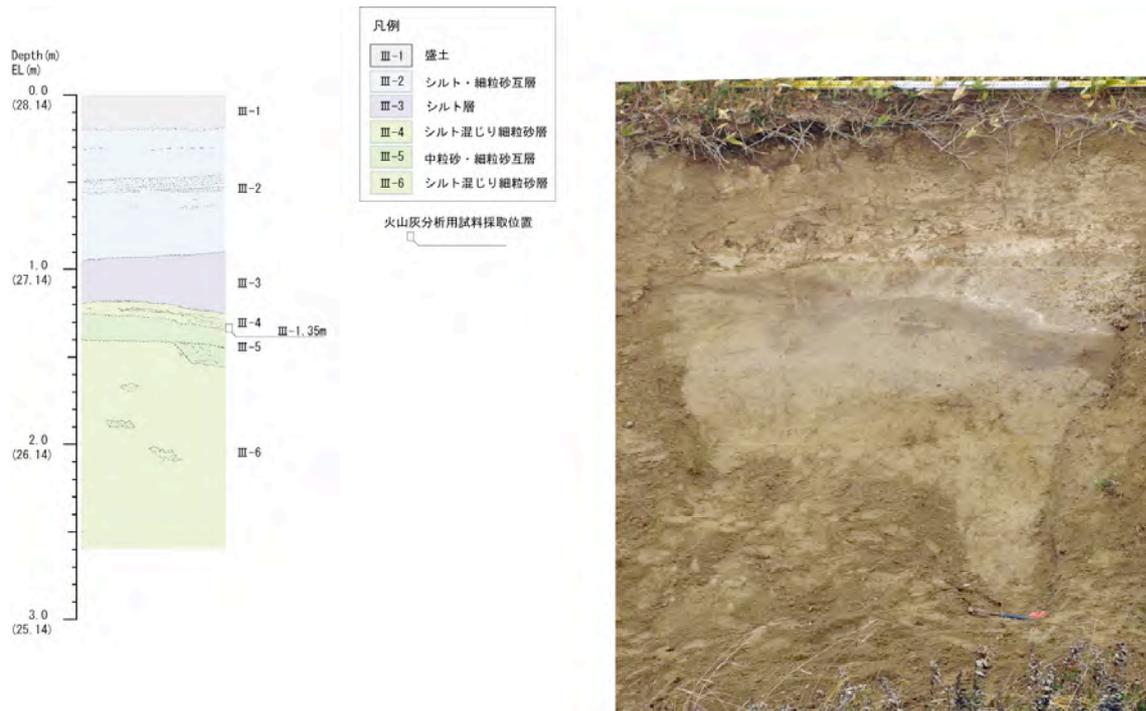


図 23 露頭Ⅲのスケッチ（左）および写真（右）火山灰分析の位置を示す。

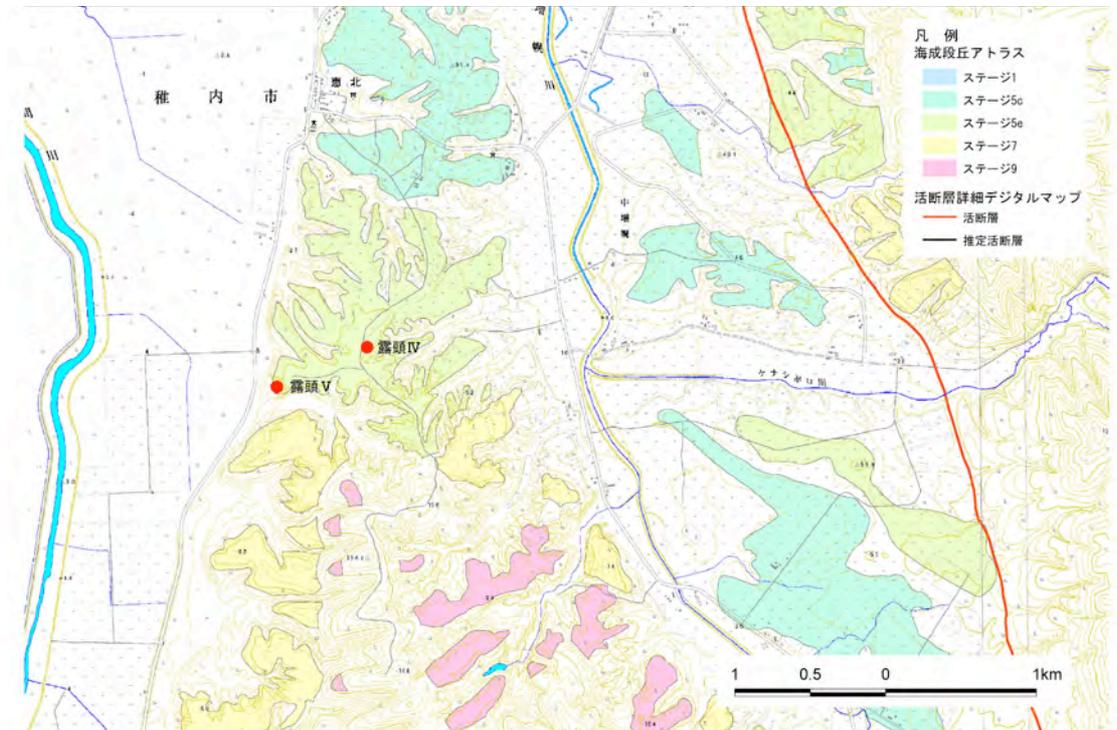


図 24 増幌地区の露頭ⅣおよびⅤの調査位置（地形区分は海成段丘アトラスによる）

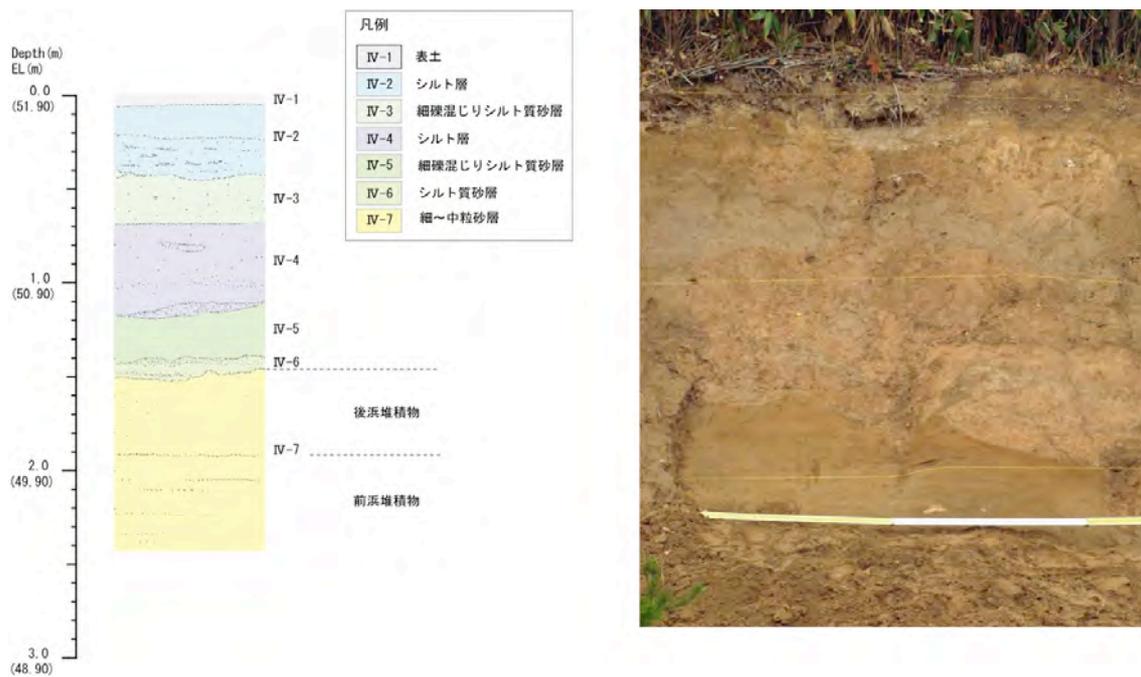


図 25 露頭IVのスケッチ図（左）および写真（右）



図 26 露頭IVより下位の海成砂層

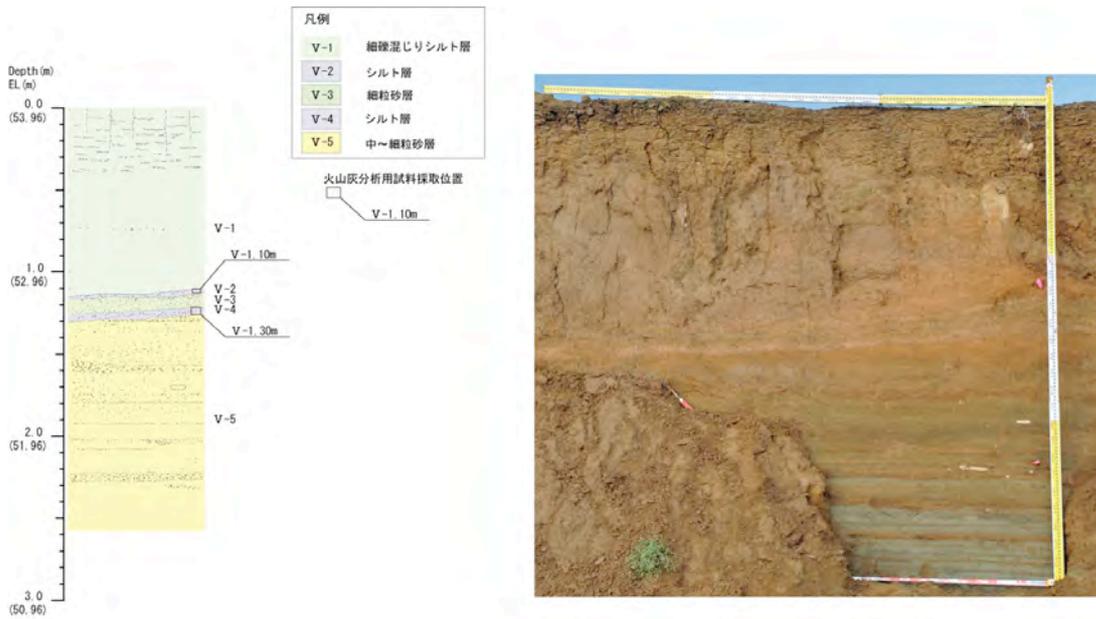


図 27 露頭Vのスケッチ図（左）および写真（右）

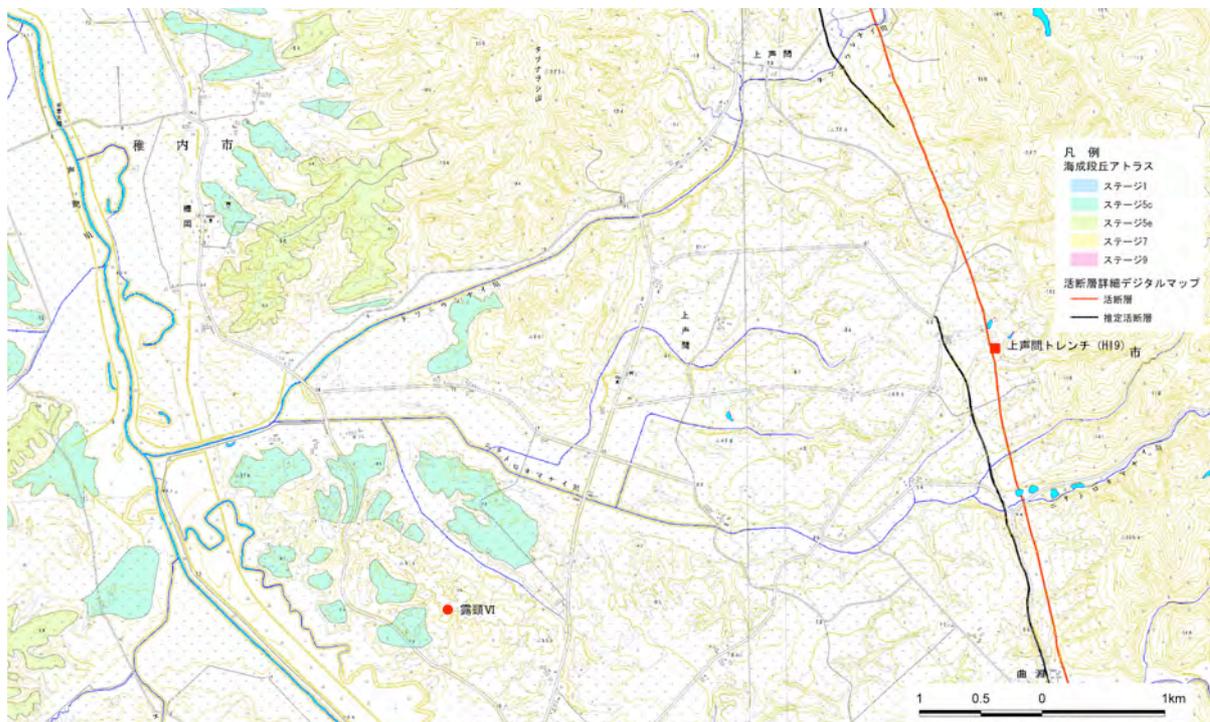


図 28 沼川の断層露頭（露頭VI）の位置  
（地形区分は海成段丘アトラスによる）



図 29 露頭VI周辺の斜め空中写真（矢印が露頭位置）  
源頭部で北西方向に屈曲する水系の位置を破線で示す。



図 30 露頭VIの露頭状況

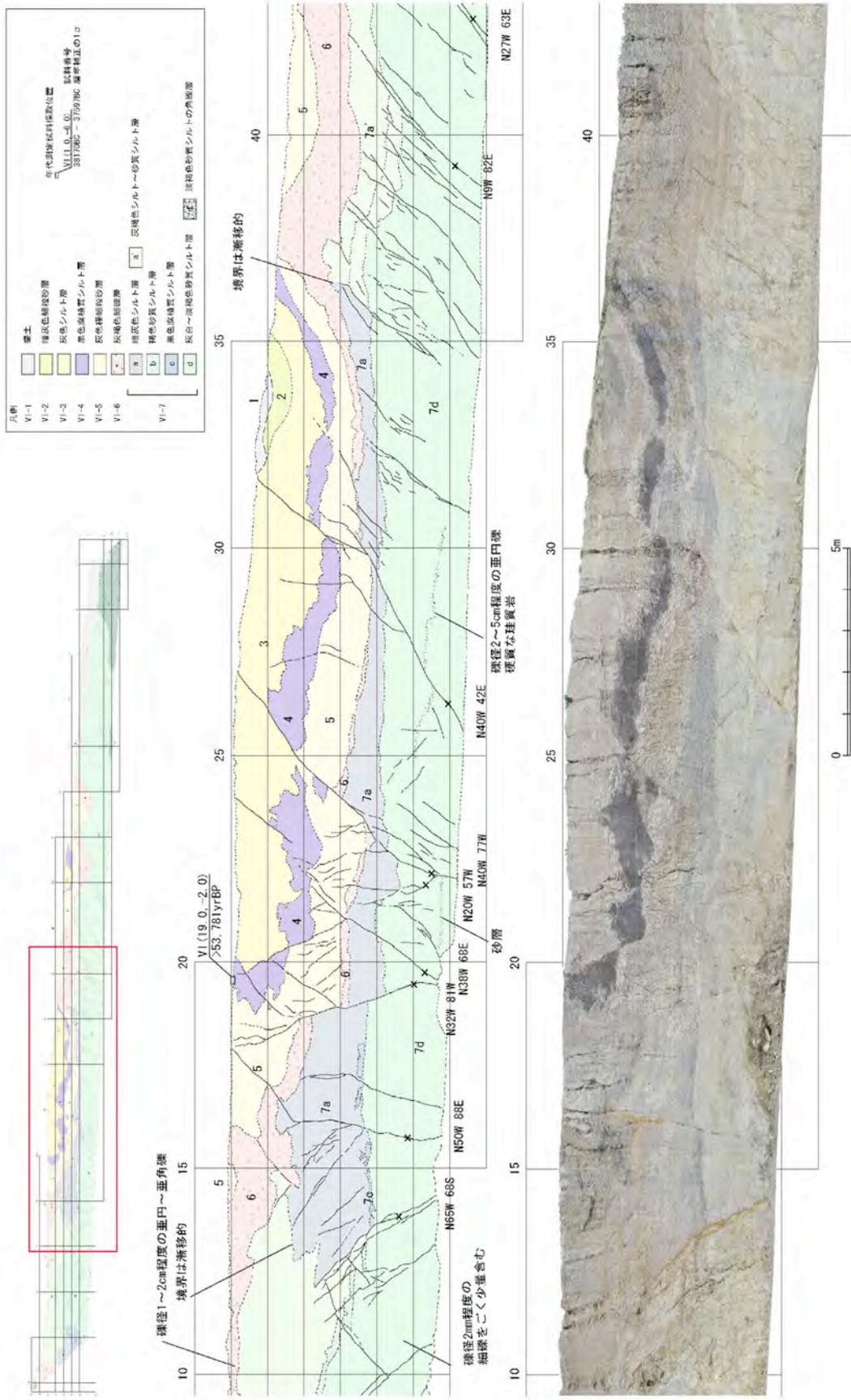


図 31 露頭VIのスケッチ (部分)

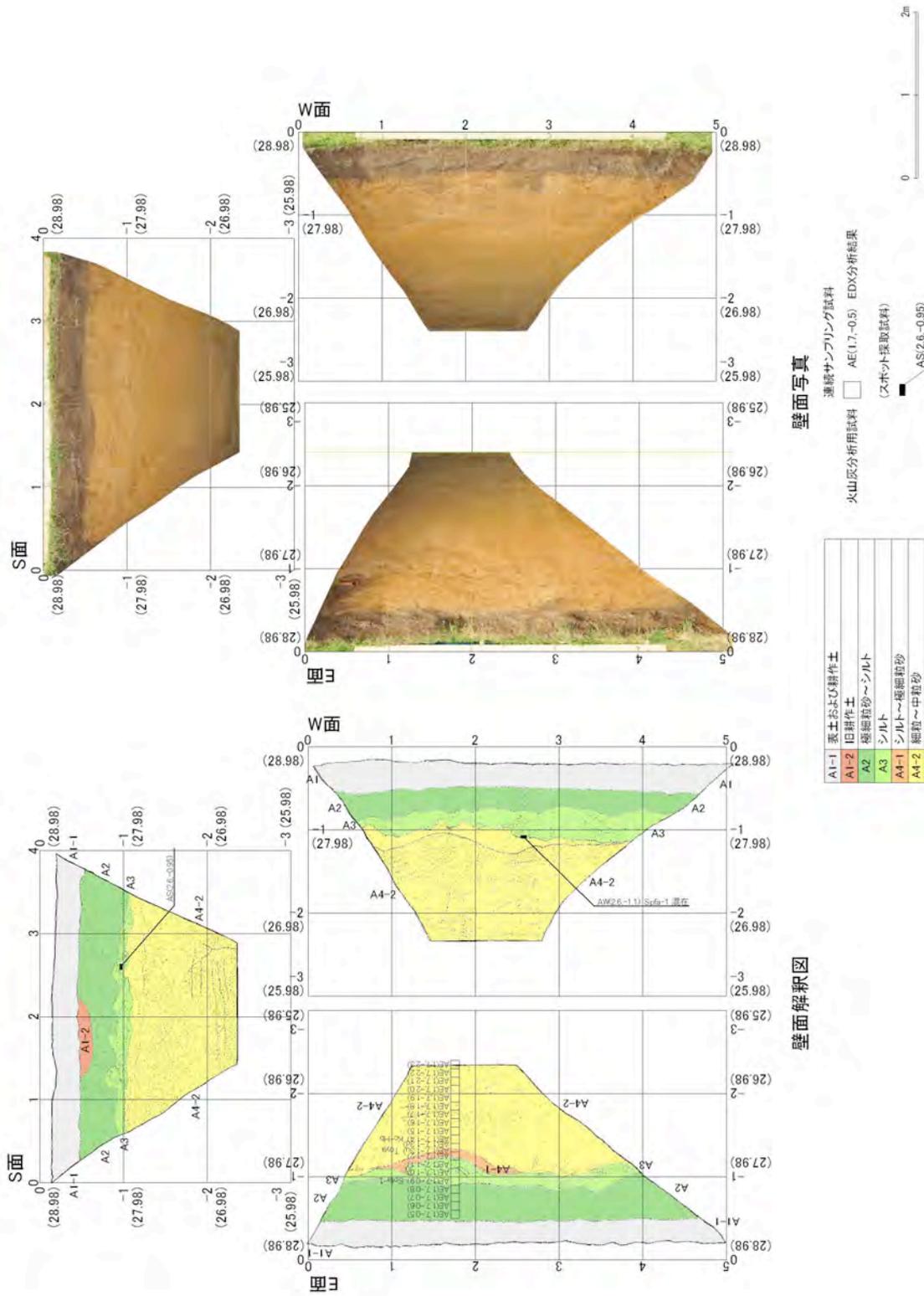
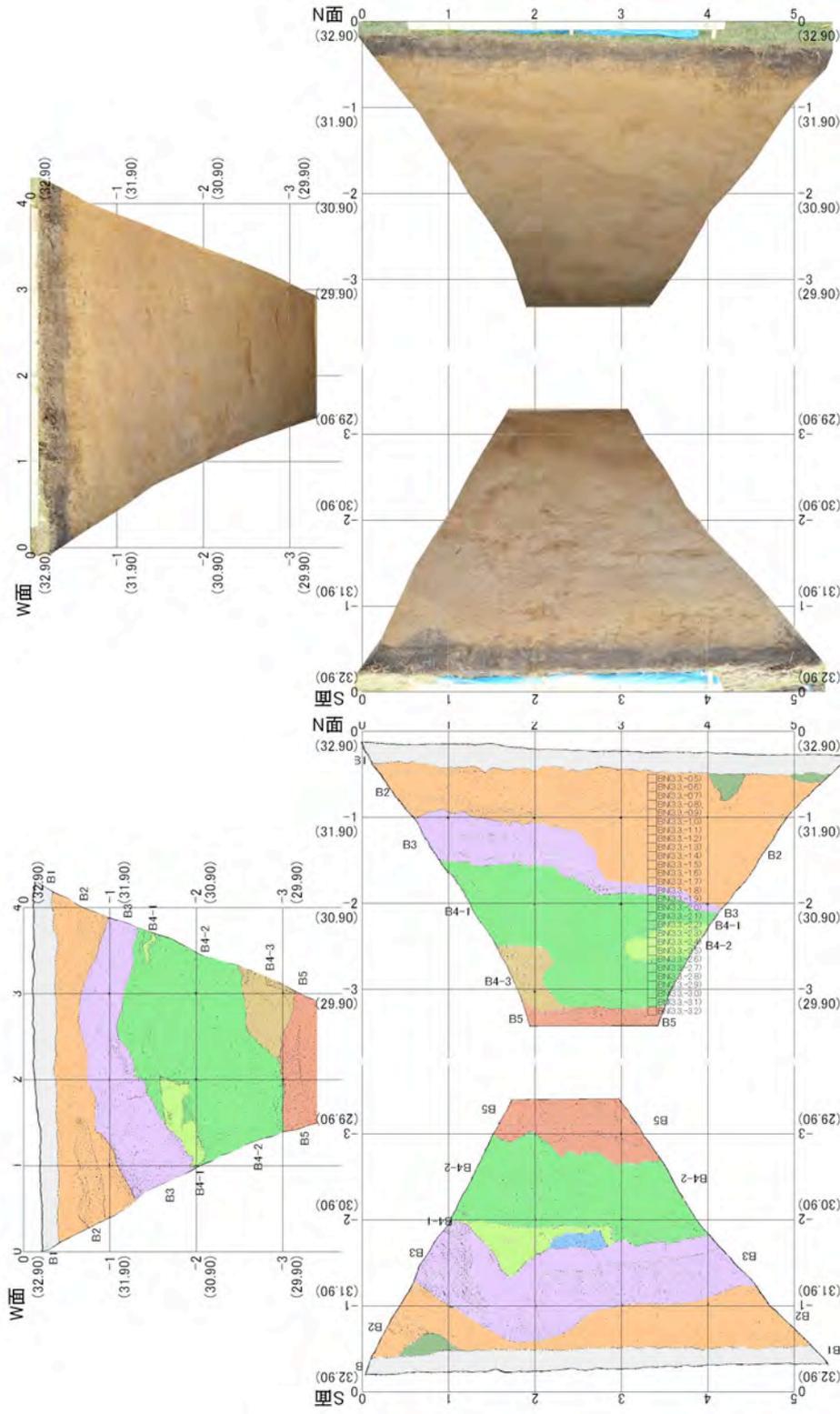


図 32 ピットA 壁面スケッチ・写真展開図



壁面写真

壁面解釈図

B1-1	表土および耕作土	B4-1	シルト～極細粒砂
B1-2	旧耕作土	B4-2	粘滞じりシルト
B2	粘滞じりシルト	B4-3	粘滞じり腐植質シルト～極細粒砂
B3	腐植質シルト	B5	粘滞じり極細粒砂～シルト

火山灰分析用試料  
(凍結サンプルング) □ BN(3.3-0.5) EDX分析結果



図 33 ピット B 壁面スケッチ・写真展開図

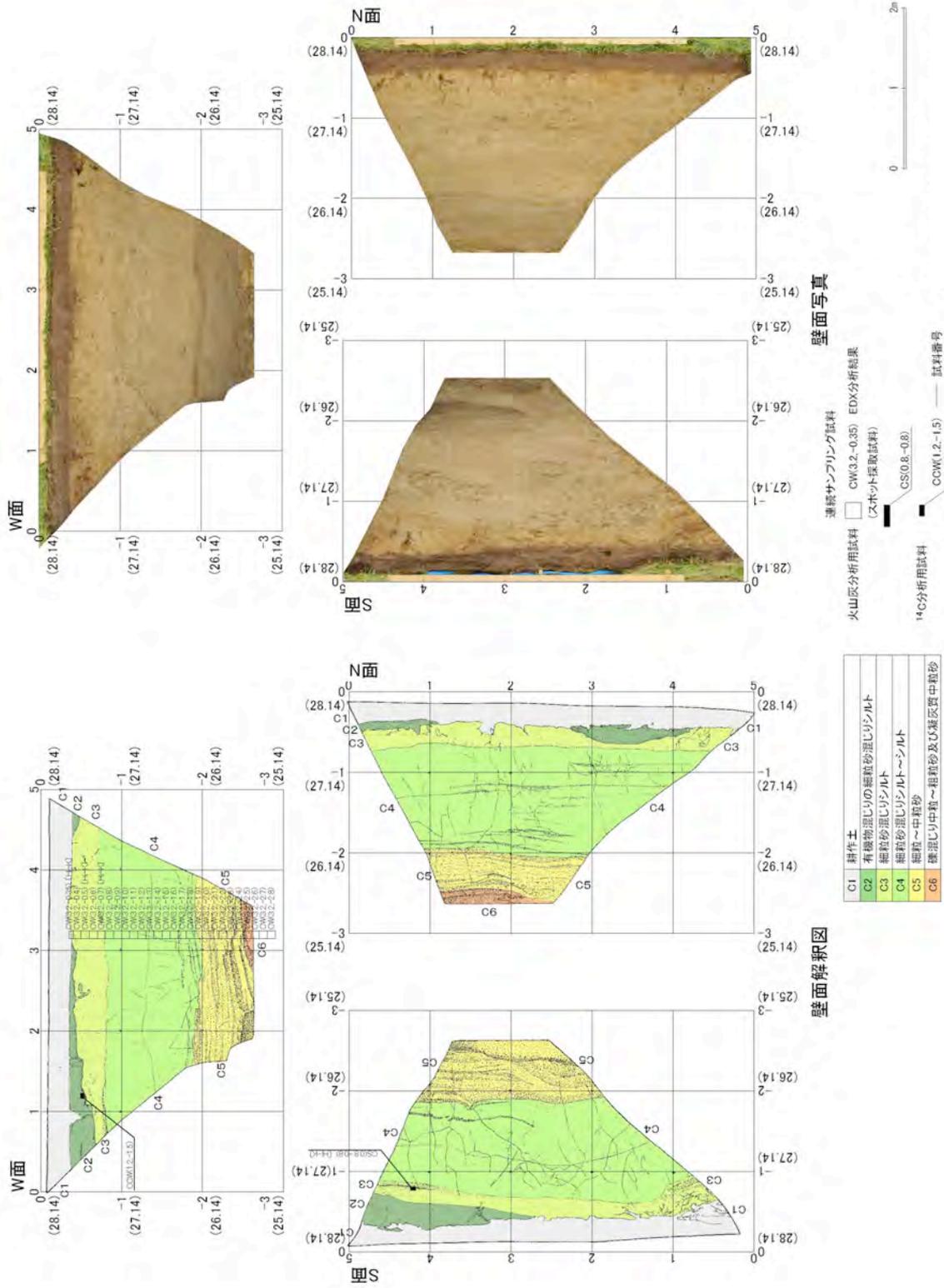


図 34 ピット C 壁面スケッチ・写真展開図

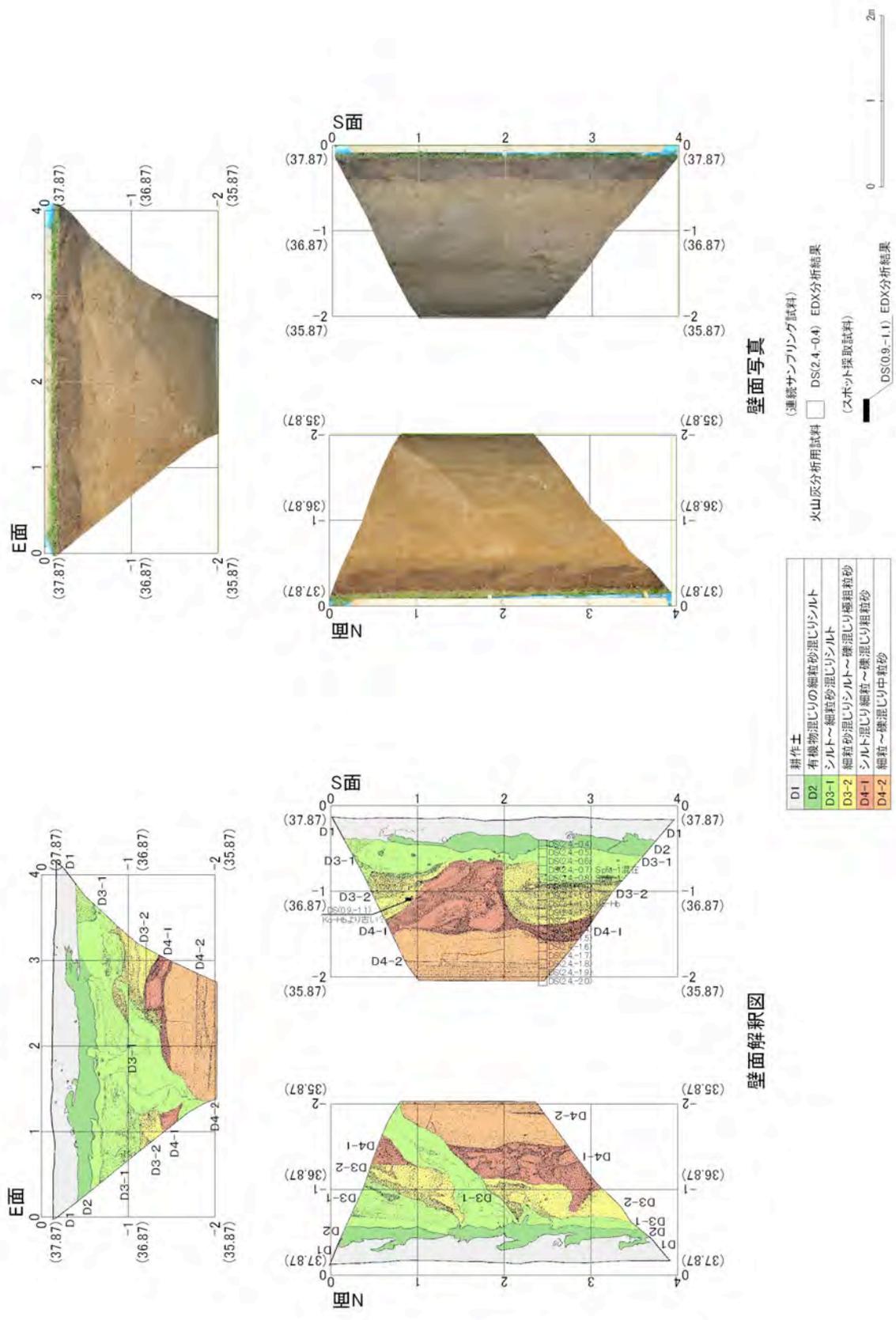


図 35 ピットD 壁面スケッチ・写真展開図

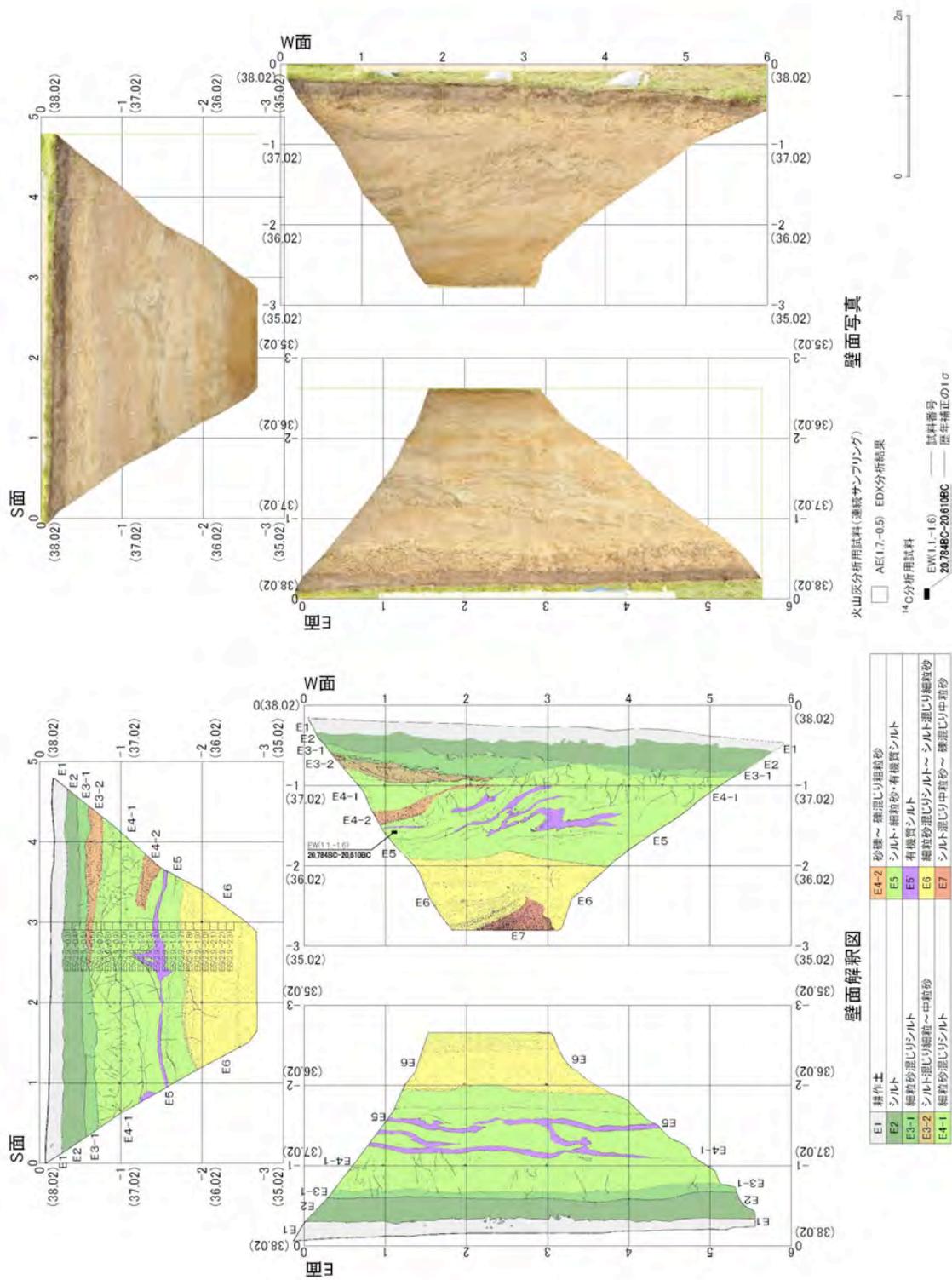


図 36 ビットE 壁面スケッチ・写真展開図

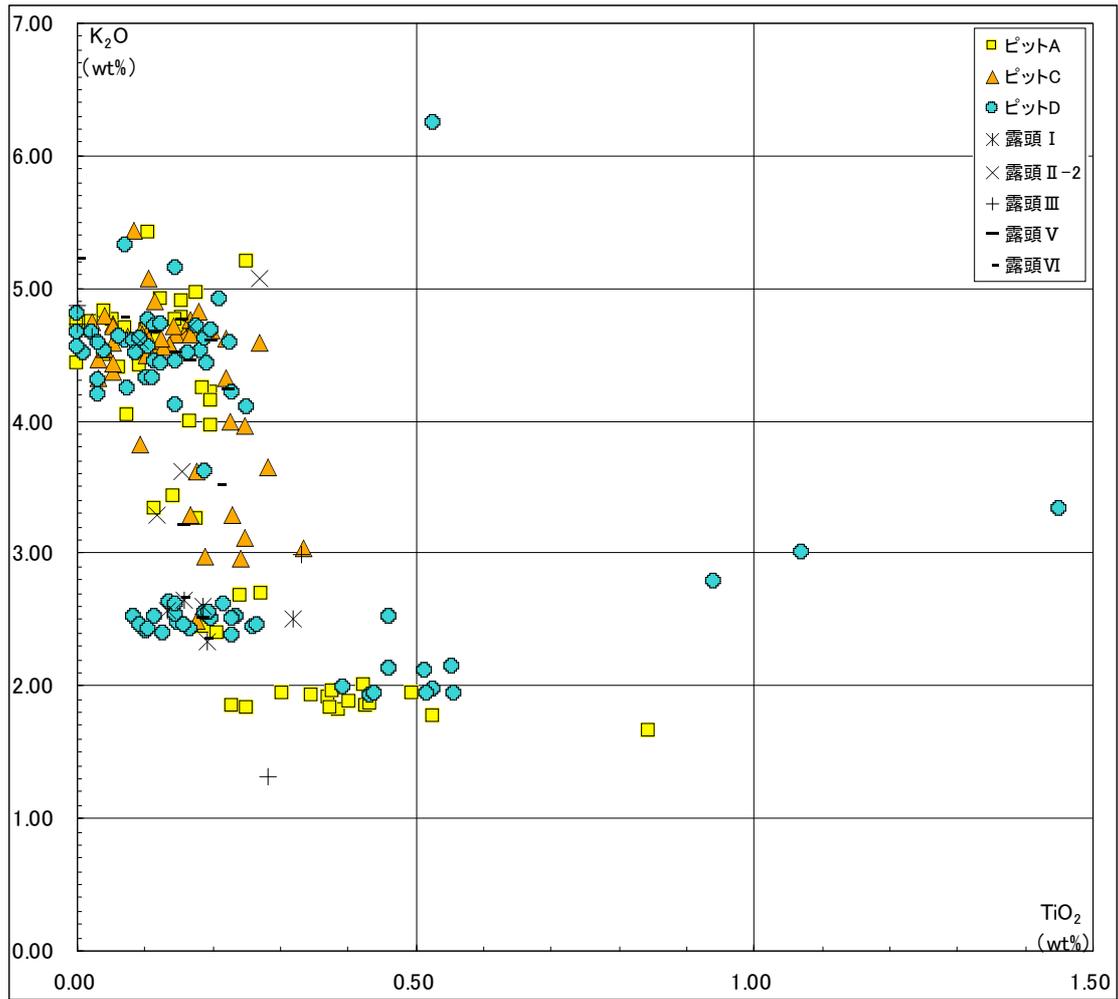


図 37 火山灰試料の主成分分析結果の K<sub>2</sub>O-TiO<sub>2</sub> 図 (全試料)

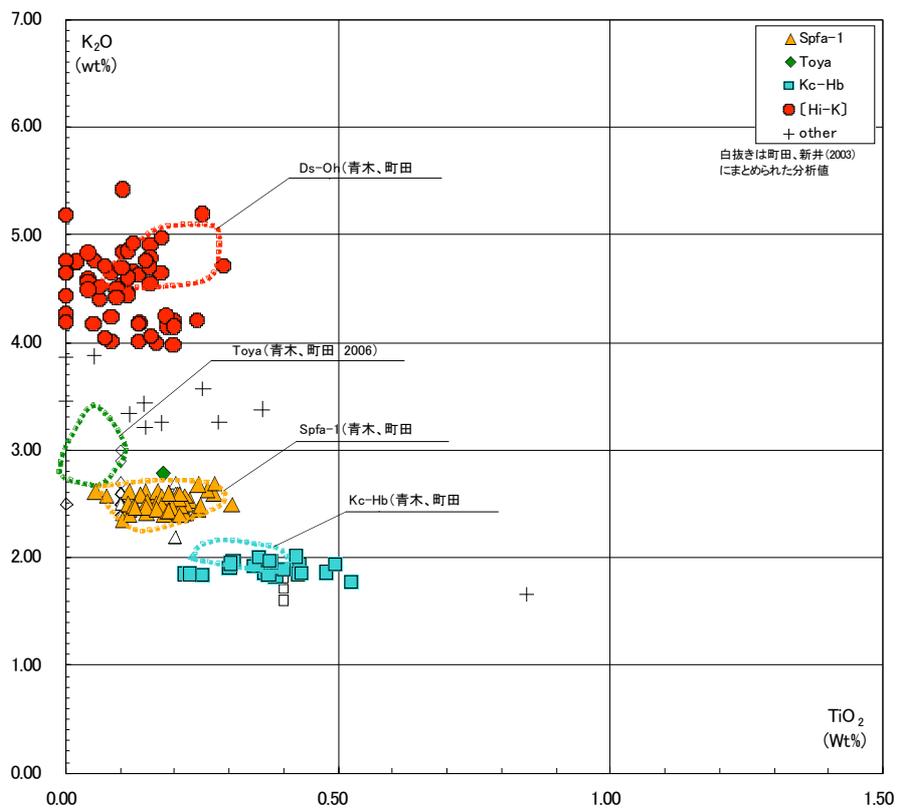
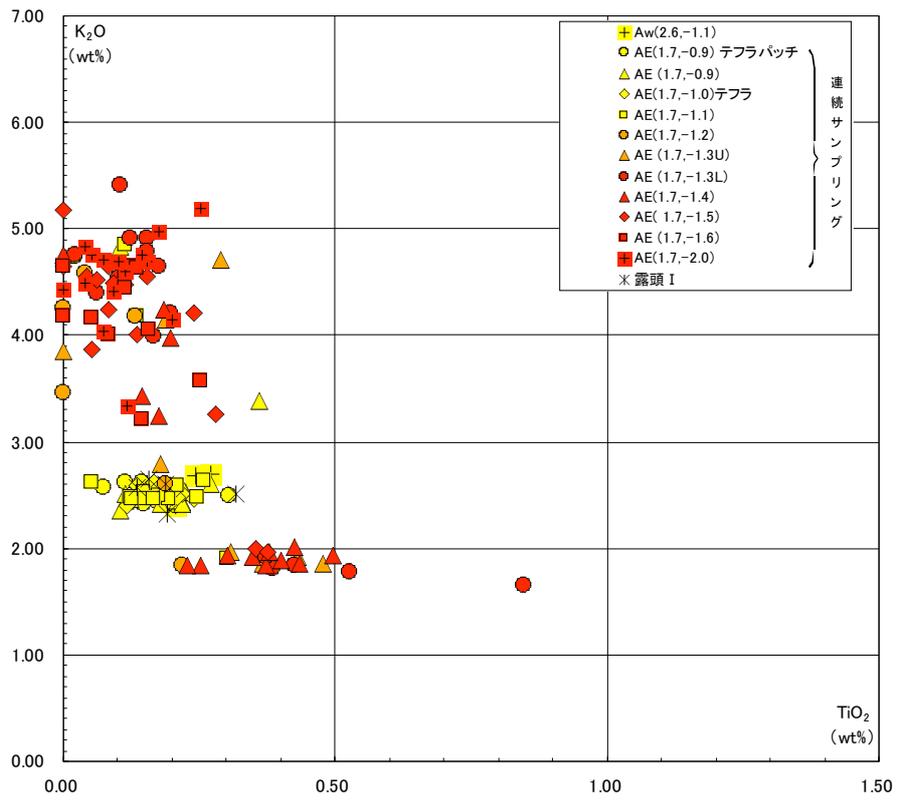


図 38 ピット A および露頭 I の  $K_2O$ - $TiO_2$  図

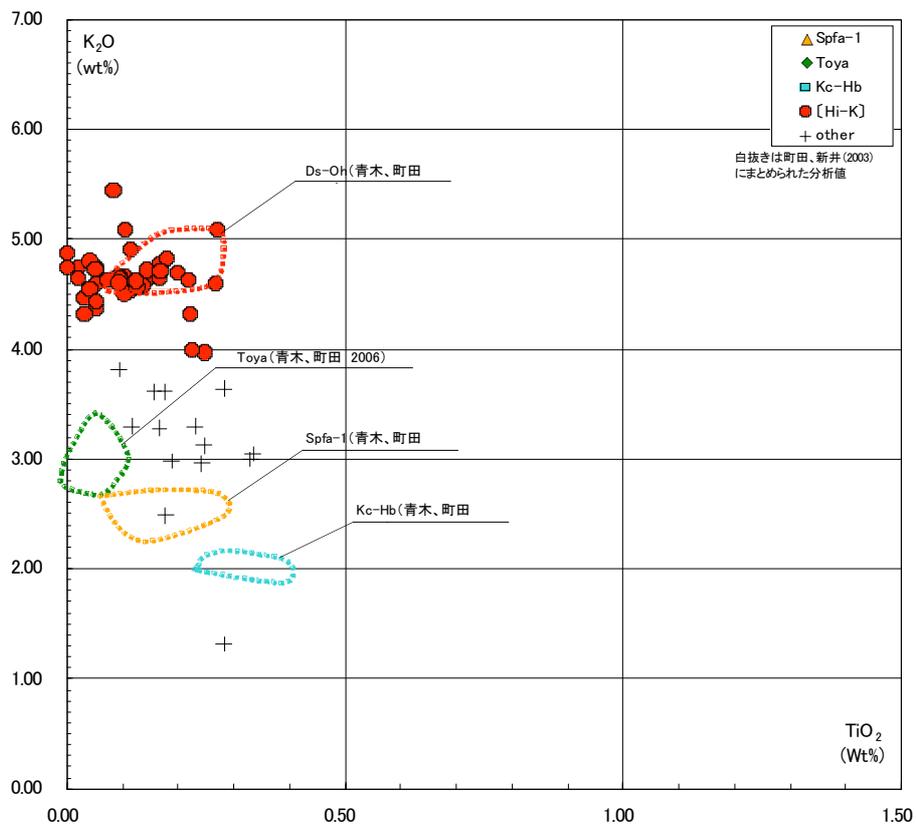
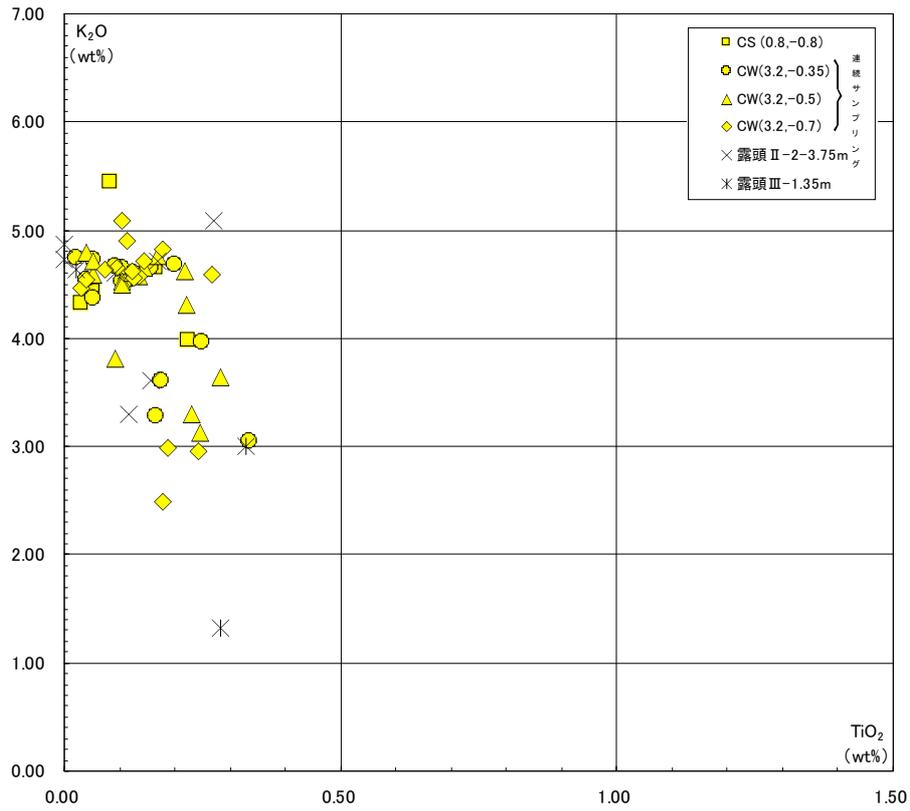


図 39 ピット C および露頭 II-2, 露頭 III の  $K_2O$ - $TiO_2$  図

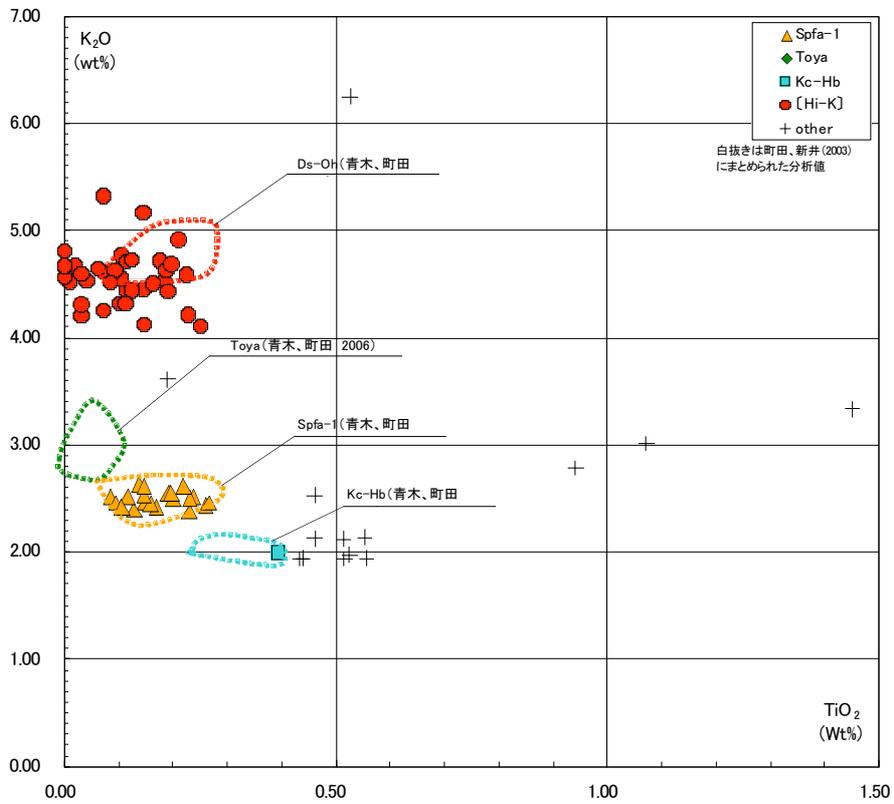
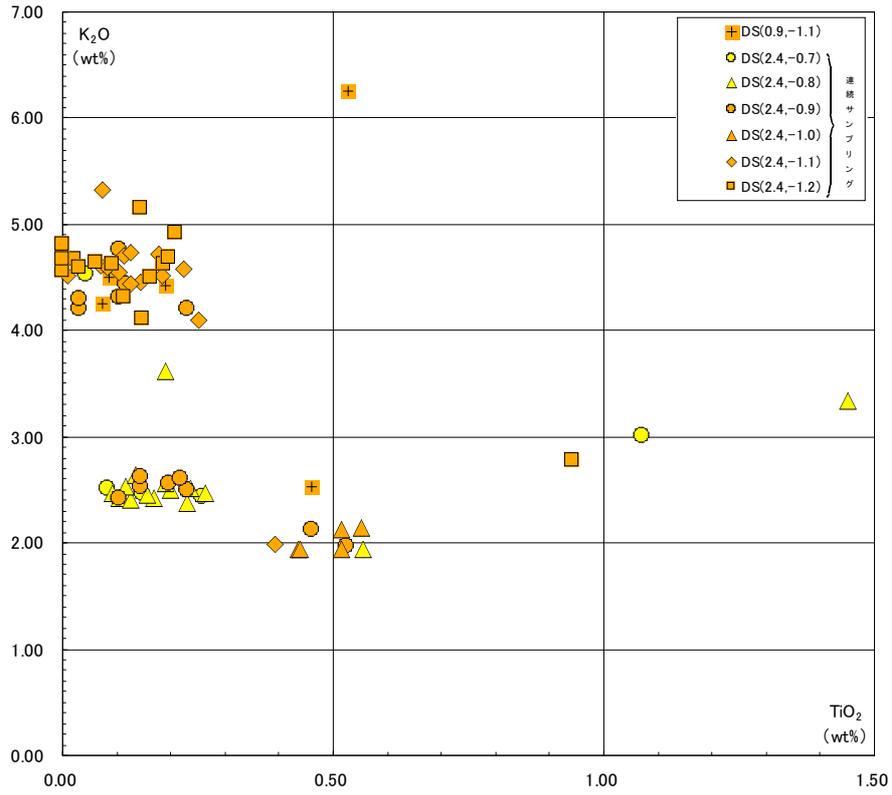


図 40 ピット D の  $K_2O$ - $TiO_2$  図

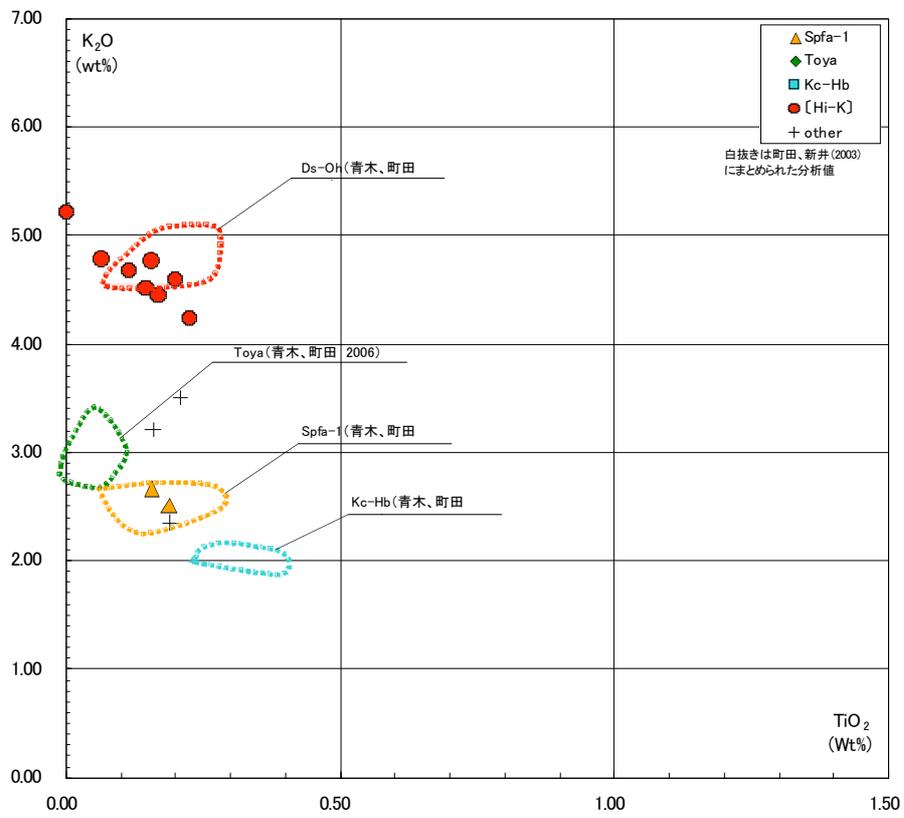
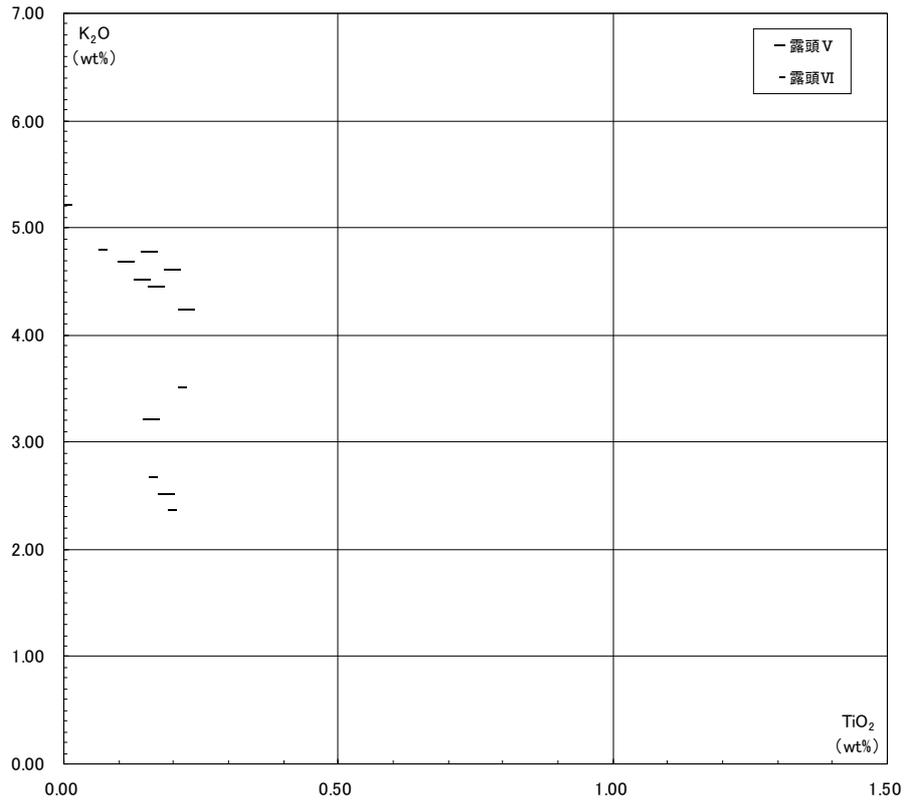


図 41 露頭 V および 露頭 VI の  $K_2O$ - $TiO_2$  図

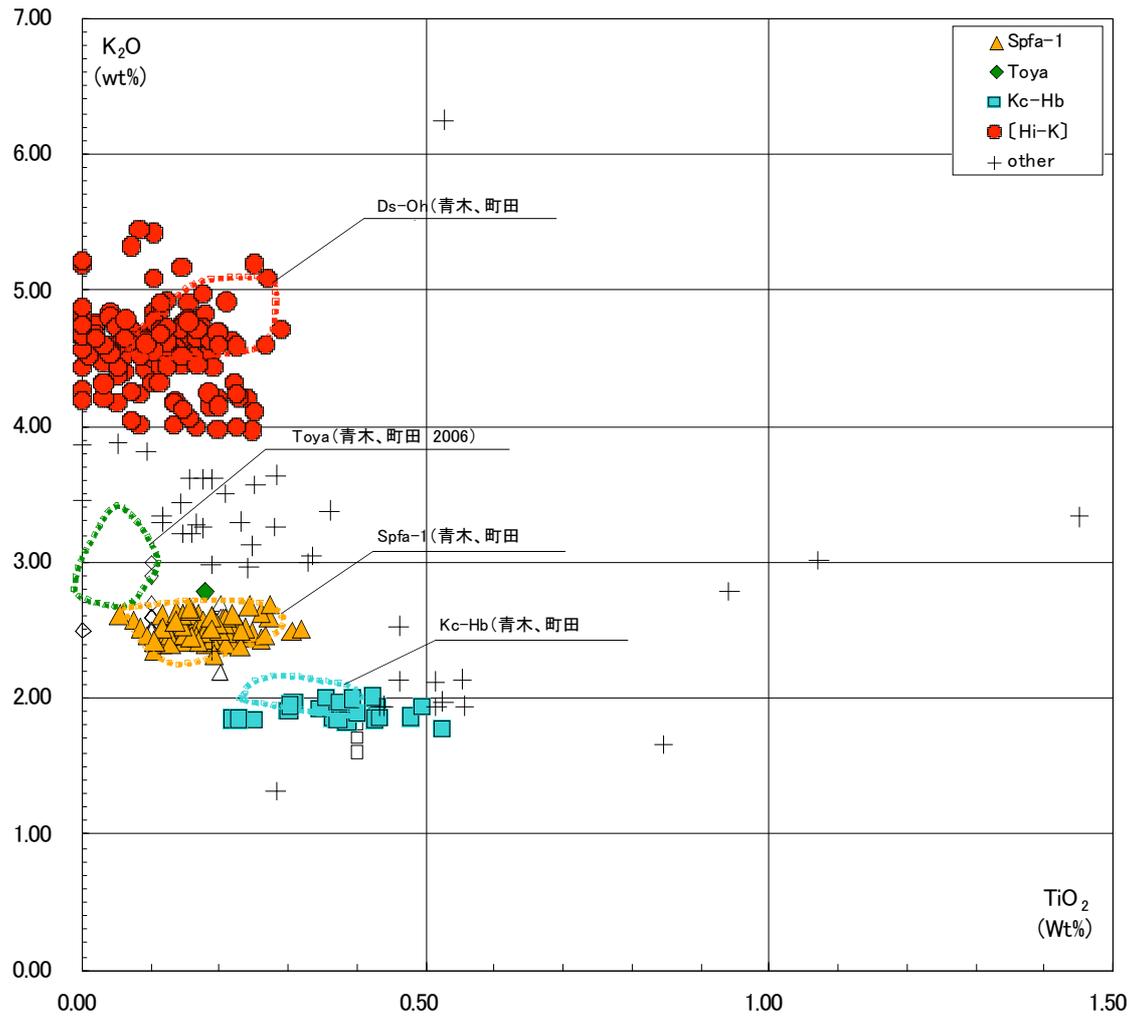


図 42 ピットおよび露頭の全試料の  $K_2O$ - $TiO_2$  図 (総合)