

「活断層の追加・補完調査」成果報告書 No.H19-1

## 幌延断層帯の活動性および活動履歴調査

平成 20 年 5 月

北海道立地質研究所

## 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 上増幌地区（トレンチ調査・ボーリング調査）	2
(1) 調査地周辺の地形・地質概要	2
(2) トレンチ壁面にみられる地質	3
(3) トレンチ壁面の解釈	4
(4) ボーリングコアにみられる地質	5
(5) 層序・地質構造・変位地形の検討	5
2. 2 上声問地区（トレンチ調査・ボーリング調査）	6
(1) 調査地周辺の地形・地質概要	6
(2) ボーリングコアにみられる地質	7
(3) トレンチ壁面にみられる地質	8
(4) トレンチ壁面の解釈	11
(5) 層序・地質構造・変位地形の検討	14
3. まとめ	15
(1) 地質断層の存否	15
(2) 平坦面と“リニアメント”について	16
文 献	18
図 表	20

## 1. 断層帯の概要とこれまでの主な調査研究

幌延断層帯は、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 の断層帯である（図 1）。本断層帯は、明瞭な西向き断層崖（撓曲崖）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形成している（山岸，1986）。池田ほか（2002）は、高位面や中位面を切る東側の断層を主断層に、西側の断層は南から北へ分岐することから副次断層と見なしている。

活断層研究会（1991）によれば本断層帯の長さは、増幌付近から上豊似付近までの 23km である。独立行政法人産業技術総合研究所活断層研究センターの Web 版活断層データベースによれば 25km である。

本断層帯の運動センスは、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，1991；池田ほか，2002 など）や逆断層の露頭<sup>註1</sup>が報告されてきた（山岸，1986）ことから、東傾斜の逆断層による東側隆起の構造が想定されてきた。

本断層帯の活動度は、従来 C 級と推定されており（活断層研究会，1991），近年でも 0.04m/千年とする見解（小池・町田，2001）もあるが、0.2m/千年以下（池田ほか，2002）や 0.3m/千年（吉岡ほか，2005）といった平均変位速度が推定されており B 級程度とする見解も見られる。

ところで、本断層帯が、稚内市内に分布しながら、“幌延”という別の地名を冠して命名されているが、経緯を含めて簡単に説明する。長尾・牧野（1959）は雄信内東方から上幌延東方のペンケオコッペ川にかけての地質調査をおこない、幌延断層（地質断層）を初めて図示した。その後、同地区の 5 万分の 1 地質図幅「豊富」（長尾，1960）において、ペンケオコッペ川から有明東方にかけて図示された。その後に発刊された 5 万分の 1 地質図幅「沼川」（高橋・石山，1968）や 5 万分の 1 地質図幅「宗谷岬及び宗谷」（小山内ほか，1959）では、新第三系の増幌層が上位の稚内層を欠いて、声間層が隣接して分布することから断層関係であると推定し、幌延断層（地質断層）の北方延長として図示した。

活断層研究会（1980）は、沼川東方の丘陵地帯を南北に走る活断層を認定したが、その分布は高橋・石山（1968）や小山内ほか（1959）によって示された幌延断層（推定地質断層）に一致することから、“幌延”の名称が踏襲された。なお、今回の報告で断層名に帯をつけているのは、地震調査研究推進本部が全国の活断層調査を進めるに当たって調査対象断層名の統一をはかる際に、複数の断層からなる断層の名称を帯に統一していることによる。

道北地方全体の地震活動を概観すると、東経 142.3 度付近よりも以西の陸域では、北海道全体と比較しても活発な領域を形成しており、以東ではほとんど地震が発生していないという明瞭なコントラストを示す（高橋・笠原，2005）。これらの地域は、最近の GPS 観測の結果からも、アムールプレートとオホーツクプレートの境界として機能している可能性が高いことが指摘されている（Takahashi et al.,1999）。しかし、地震活動が活発な領域は北緯 45.1 度付近を北限としており、それより北側ではほとんど発生しておらず（高橋・笠原，2005）、同断層帯周辺の地震活動は比較的低調である。

本研究の目的は、本断層帯の存否・位置形状および活動度に関する資料を得るとともに、断層帯の主要部分においてボーリング調査およびトレンチ調査により過去の活動履歴を明らかにすることである。この目的を遂行するため、これまでに発刊されている大縮尺の活断層図を参考に、新たに国土地理院発行の 1:8,000 カラー空中写真（CHO-77 シリーズ）を用いて判読を行った。その結果、北から 2.1 上増幌地区、2.2 上声問地区の 2 地点を精査の対象とした（図 2）。以下、調査結果を北から順に調査地点毎に報告する。

注 1：山岸（1986）が報告した“断層露頭”は現在、確認することが出来ない。これらの露頭スケッチは、後述する幌延断層帯の存否の議論に関わる重要な露頭である。露頭の解釈についてはまとめのところで述べる。

## 2. 調査結果

### 2.1 上増幌地区（トレンチ調査・ボーリング調査）

#### （1）調査地周辺の地形・地質概要

上増幌地区は、断層帯の中央部よりやや北側に位置する（図 2 および図 3）。宗谷丘陵の基部に、北北西－南南東の走向で、東側隆起の低崖が直線的に連続して分布する。上増幌地区は、その中で、やや東に湾曲する部分に相当し、調査地区での走向はほぼ南北となっている。丘陵地の基部を開析する地形面は、標高の高い方から m-T1 面と m-T2 面の 2 つの平坦面に区分し、増幌川沿いに分布する谷底低地の沖積面は標高の高い方から a1 面と a2 面に区分した（図 3）。m-T1 面と m-T2 面は、分布高度とその連続性から沿岸地域の海成段丘の mT7 と mT5e・mT5c（小池・町田，2001）に対比される。また、本地域の沖積面（a1 および a2 面）は、小池・町田（2001）の fT2～4 に対比される。なお、本調査で

は mT5e と mT5c の境界を識別することはできなかった。その理由は、両地形面には若干の高度差はあるものの緩斜面として連続しており、段丘崖を確認することができなかったためである。また踏査の結果、いずれの場所においても褐色ロームからなる表層堆積物の直下に凍結破碎のため角礫化した新第三系の基盤岩類が直接露出しており、これらの地形面を形成したと考えられる段丘堆積物を確認することはできなかったことから、細分する根拠に乏しいと判断した。なお、小池・町田 (2001) の mT5c からは Aso-4 テフラが確認されており (三浦, 1995MS), 段丘編年の根拠となっている。しかし、今回の調査では示された露頭位置には、角礫化した声問層の白色泥岩を認めたのみであり、テフラを確認することはできなかった。これは今後の検討課題である。

幌延断層帯のリニアメントは、丘陵地の m-T1 面と m-T2 面との境界に相当する。池田ほか (2002) や中田・今泉 (2002) は、本断層帯の沖積面での変位は認めていない。しかし、丘陵地に見られるリニアメントの位置より 200m 東側に、比高約 0.7m の小崖を境に a1 面と a2 面が分布する (図 3 および 4)。もし、この小崖が断層崖であるならば、断層の位置が谷底低地側ほど東にシフトすることから東傾斜のスラスト断層が想定される。無論、この小崖は増幌川の蛇行部に位置しており河崖の可能性も考えられた。しかし、小崖が谷底低地の幅全体にほぼ横断して連続していることから断層崖の可能性も排除できず、掘削調査による確認が必要と考えた。なお、丘陵地のリニアメントは、新第三紀中新世の増幌層と声問層の境界にほぼ相当し、より詳細には声問層基底の砂岩層と珪藻質岩との境界に相当する (図 5)。

断層帯の最新活動期を検出する目的から、沖積面を対象としてトレンチ・ボーリング調査を実施した。トレンチを東側から増幌トレンチ A, 増幌トレンチ B, 増幌トレンチ C と、ボーリングを西側から M1, M2 と称する。

## (2) トレンチ壁面にみられる地質

### トレンチ壁面の層序

トレンチ A, B, C を総合し、放射性炭素同位体年代値も含めて層序を検討した。トレンチのすべてに、基盤として増幌層が分布し、河川性の堆積物が累重する。以下、上位から記述する。A 層は耕作土、B 層はシルト層からなる。C 層はトレンチ A でのみ確認されており、基底部に砂礫層を多く含み、多量の木片を含む砂～砂質シルト層からなる (図 6 および 7)。本層からは、 $2,480 \pm 50$ yBP,  $2,530 \pm 70$ yBP の  $^{14}\text{C}$  年代が得られた (表 2)。D 層は、トレンチ B および C にのみ見られる (図 8

および 9)．D層はB層に覆われ，E層をチャンネル状に侵食する．D層は腐植質シルト層のD1層と細礫層からなるD2層に細分した．トレンチBのD1層からは， $3,470\pm 60\text{yBP}$ ， $3,840\pm 60\text{yBP}$ ， $4,420\pm 70\text{yBP}$ の $^{14}\text{C}$ 年代が，トレンチCの同層からは $4,630\pm 80\text{yBP}$ の $^{14}\text{C}$ 年代が得られた(表2)．トレンチCのD2層からは， $3,800\pm 50\text{yBP}$ の $^{14}\text{C}$ 年代が得られた(表2)．トレンチCにおいては，D2層の年代値は上位のD1層の年代値と逆転している．しかし，年代値を木片に限定してみた場合には， $3,800\pm 50\text{yBP}$ (D2層：トレンチC)と $3,470\pm 60\text{yBP}$ (D1層：トレンチB)となり逆転は見られなくなる．同一層準では，有機質堆積物または泥炭層の示す年代は，木片の示す年代より古い傾向が認められる．E層は，トレンチBの東側にのみ見られる細～中礫層である．以上が，沖積面のうちa2面を構成する地層である．F層はトレンチAの東側のa1面を構成する地層で，砂礫～礫層からなる．F層の年代値は不明であるが，礫層基底の高度が，D層またはE層の礫層基底の高度よりも有意に高い(比高約1m)ことから考えて，E層に先行して形成された地層と考える．

すべてのトレンチで基盤をなす増幌層は，主に暗灰色泥岩層からなり，厚さ数10cmの緑灰色凝灰質細粒砂岩層を数枚挟む．トレンチA中央部では厚さ1m厚の酸性凝灰岩層を挟む．また，トレンチCでは，クロスラミナの発達した厚さ10cm程度の細粒砂岩層が挟まれる．

## 地質構造

基盤の増幌層は，トレンチa, b, cのすべてにおいて確認でき，北北西の走向で $40\text{-}60^\circ$ 西に傾斜する同斜構造で分布している．トレンチaは沖積面に見られた低崖を掘削したものであるが，トレンチaの壁面の底部に分布する増幌層は同斜構造を示し，低崖の両側に同一の地層(増幌層)が分布し，かつ傾斜角が有意に変化するなどの傾向は見られない．また，a2面を構成する基底礫層(d層およびe層)の分布高度は，トレンチa,b,cのすべてでほとんど同じであり，河床高度に著しい違いは認められない．礫層内部は，チャンネル構造を主体とし，水平方向の層相変化に著しく富むが，構造的なギャップは認められない(図10)．

### (3) トレンチ壁面の解釈

トレンチAの壁面の底部には，暗灰色泥岩を主体とする増幌層が低崖をまたがって分布していることが明らかになった．すくなくとも，この低崖は，推定されている地質断層(増幌層と声問層の境界)ではない．増幌層の上面は，地

形で見られた小崖に対応する高低が認められる。しかし、増幌層や上位の堆積物には、断層による変位は認められなかった。これらのことから、判読した低崖は河崖であると考えられる。

トレンチ A において断層が認められなかったことから、さらにトレンチ B および C を掘削した。しかし、これらの壁面の底部にも増幌層が分布しており、断層や断層による変位を認めることはできなかった。

増幌層を覆う堆積物 (B 層～E 層) には、チャンネル構造や著しい水平方向の層相変化が認められることから、河川性堆積物と考えられる。E 層は礫層を主体とし、自然堤防相や後背湿地相などの堆積相が認められないことから、網状河川堆積物と考えられる。一方、D 層や C 層は下位の地層をチャンネル状に削り込み、上方に細粒化し、腐植質堆積物をともなうことから蛇行河川堆積物と考えられる。B 層は明確な堆積構造が無いこと、細粒な堆積物であることから洪水性ロームの可能性がある。

#### (4) ボーリングコアにみられる地質

個々のトレンチに断層変位が認められないこと、トレンチ間の地層対比においても断層変位が認められないことから、少なくともトレンチ A～C の間に断層が存在しないことは明らかになった。断層の位置を確認するために、基盤の地層が変わると予想されたリニアメントの西側でボーリングを実施した (図 5)。西側の M1 孔、東側の M2 孔ともに、上位からトレンチの A 層、B 層、E 層に相当する地層が確認された (図 10)。基盤岩においては、M2 孔では標高 30.88m で暗灰色泥岩層に、M1 孔では標高 29.03m で淡褐色～灰色泥岩にそれぞれ逢着し、孔底まで同じ岩相が続く。コアの層相と地表の露頭分布や地質構造 (図 5) を考慮して、M2 孔の基盤岩は増幌層に、M1 孔の基盤岩は声問層に対比した (図 10)。

#### (5) 層序・地質構造・変位地形の検討

地形判読によって見出した沖積面の低崖をトレンチした結果 (増幌トレンチ A)、断層変位は見られなかった (図 6 および 7)。基盤岩の分布高度とあわせて考えると、地質断層の通過地点では無く、河崖である可能性が高い。一方、この低崖以外に、断層崖の候補となる地形は存在しないことから、幌延断層帯が沖積面に変位を与えていないことは明らかである。断層の通過位置を明確にするため、さらにトレンチ B と C の 2 箇所を掘削したが、トレンチ内及びトレンチ間で断層変位は認められなかった。リニアメントよりさらに西側でボーリン

グを2箇所実施し、両孔でそれぞれ増幌層と声問層を見出した(図10)。その結果、沖積面下での両層の境界の位置は、リニアメントの延長線より西側に位置しており、両層の境界が西傾斜であることがわかる。

増幌川の地表露頭では、増幌層の暗灰色泥岩層と声問層の珪藻質泥岩層の間に砂岩層を確認している(図5)。本山・仲村(2002)は、本断層帯の南部に相当する曲淵地域の宇流谷川流域において声問層と増幌層の関係を詳細に検討した。その結果、声問層の基底部は砂岩層・礫岩層からなり、下位の増幌層とは不整合関係にあることを明らかにした(詳細については後述する)。本地区では、不整合関係を直接確認してはいないが、岩相の出現順序が同じ事から考えて、同様の関係にあると考えている。

両層間に推定されてきた断層は、地表踏査・トレンチ調査・ボーリング調査のいずれにおいても確認することができなかった。すくなくとも東傾斜のラスト断層は、地層の分布や構造と矛盾するため想定することは不可能である。さらにリニアメントに対応する増幌層と声問層の間が不整合境界である可能性を指摘した。しかし、本地区では、断層や不整合を確認したわけではなく、またその位置を特定する調査をこの地区で展開するのは難しい。後述する上声問地区では、断層の存否に焦点をあてて詳しく検討することにした。

## 2. 2 上声問地区(トレンチ調査・ボーリング調査)

### (1) 調査地周辺の地形・地質概要

上声問地区は、幌延断層帯の中央部に位置する(図2および図3)。宗谷丘陵の基部に、北北西-南南東の走向で、東側隆起の低崖が直線的に連続して分布する。丘陵地の基部を開析して、m-T1面、m-T2面が分布し、さらにm-T1面は河成段丘f-T面によって開析されている(図3)。f-T面の形成時代は、後述する調査結果よりMIS2の時期と推定される。

幌延断層帯のリニアメントは、丘陵地のm-T1面とm-T2面との境界、f-T面とm-T2面の境界を通過し、東側隆起の撓曲崖をなしている。m-T1面とf-T面をそれぞれ横断地形測量した結果、約17mと約1.3mの比高を確認した(図4)。

上声問地区は、“撓曲崖”を横断する2つの測線、南部の測線①(f-T面)、北部の測線②(m-T1面)において、測線沿いにトレンチ・ボーリングをおこなった(図11)。測線①の比高1.3mの撓曲崖で行ったトレンチを上声問トレンチと称する(図11)。また、測線①で実施したボーリング調査孔は東側からK-1、K-2、



K-3, K-7, K-12, K-4, K-5, K-6 と称する (図 11). 北側の測線②で行ったボーリング調査孔は東から, K-8, K-9, K-13, K-10, K-11 と称する (図 11).

上声問地区は, “撓曲崖”が明瞭で, 既存の活断層図 (池田ほか, 2002 など) のリニアメントの位置も共通している. 当初の計画では, 測線①の地点 (f-T 面) が, 沖積面の次に新しい地形面であること, 比高も小さいことから活動履歴の調査に適していると考えた. しかし, 調査中に幌延断層帯の存在自体が問題になってきたこと, 上増幌地区では断層の存否の検討が困難と考えられたこと. 一方, 上声問地区は, 複数の既存資料において共通してリニアメントの通過を認めている場所であることから, 断層の有無の検証には適していると考えた. 断層の通過が明らかと思われる測線②を選び, 群列状にボーリング調査孔を配置した.

## (2) ボーリングコアにみられる地質

測線①においては, 東から K-1, K-2, K-3, K-7, K-12, K-4, K-5, K-6 の 8 孔を, 測線②は, 東から K-8, K-9, K-13, K-10, K-11 の 5 孔を実施した (図 11). ボーリングコアの地質層序は, 新第三系を基盤とし, 種々の第四系が薄く被覆する関係が認められる.

## 新第三系の層序と地質構造

ボーリングコアの新第三系は, 下位より (1) 暗灰色泥岩層 (Ma), (2) 砂岩・礫岩層 (Ko-1), (3) 灰色泥岩層 (Ko-2), (4) 淡褐色泥岩層 (Ko-3) に細分できる. 付近の分布や地質構造を総合して対比を行った結果, “暗灰色泥岩層 (Ma)” は, 増幌層上部層に, “砂岩・礫岩層 (Ko-1)” は声問層の基底部に, “灰色泥岩層 (Ko-2)” は珪藻質岩であり, “淡褐色泥岩層 (Ko-3)” とともに声問層に対比される. 声問層は砂岩・礫岩層の基底で  $20^{\circ}$  (K-12 孔) ~  $40^{\circ}$  (K-4 孔) に傾斜しており, 孔間の地質対比より西傾斜である (図 12 (1) および (2)). 西傾斜の構造は, 上増幌地区で推定された構造と調和しており, かつ 5 万分の 1 地質図幅「沼川」(高橋・石山, 1968)) と調和する.

天北地域の新第三系の標準層序によれば, 下位より増幌層, 稚内層, 声問層の順に累重することが知られている. 本地域の声問層は稚内層を欠いて増幌層と接することから断層関係と考えられてきた (高橋・石山, 1968). したがって, 断層の存否を検証するには, この地区の声問層の地質年代を明らかにし, はたして地層の大きな欠如を想定するほどの年代差があるのか検証しておく必要が

ある。地質年代を検討するため、ボーリングコア K-5 孔の孔底（深度 23m）の灰色泥岩層より珪藻化石分析用の試料 K5-23m を採取した。採取位置を図 12 (1) に示す。なお、分析・鑑定は当研究所の嵯峨山積主任研究員による。

鑑定用スライドガラスの作成方法は以下の通りである。1) 地質試料約 1g をハンマーで細かく砕き、200cc 用ビーカーに入れる。2) 15%濃度の過酸化水素水を浸す程度加え、約 2 時間程度放置する。3) 18%濃度の塩酸を数滴加え、2 時間程度放置する。4) 蒸留水を加えて 200cc とし約 4 時間放置した後、ビーカーの底に沈殿している地質試料を流さない様に上澄液のみを捨てる。5) 再び蒸留水を加えて 200cc とし、同じ行程を数回繰り返して酸味を抜く。6) 懸濁液 200cc から駒込ピペットで 0.3cc 取り出し、ホットプレート上のカバーガラス（18×18mm）に一樣にひろげ、徐々に乾燥させる。7) 封入剤（マウントメディア）を用いてカバーガラスをスライドガラス（76×26mm）に貼り付ける。

種の同定は生物用光学顕微鏡（1,250 倍、油浸）で行い、200 個体で終了した。

鑑定の結果、最も多いのは *D. vulgaris* (Okuno) Yanagisawa et Akiba の 38 個体で、次に *Denticulopsis katayamae* Maruyama が 29 個体、*T. nitzschioides* (Grun.) H. et M. Peragallo が 24 個体、*D. simonsenii* Yanagisawa et Akiba が 19 個体、*Ikebea tenuis* (Brun) Akiba が 17 個体である。その他、*Probosia barboi* (Brun) Jordan et Priddle が 8 個体、*Rouxia californica* M. Peragallo が 5 個体などが、随伴種として認められる（表 3 および図版 I 参照）。

Yanagisawa & Akiba, (1998) によれば、*D. katayamae* の産出期間は 9.3~8.5Ma で、9.2Ma 以前に生息していた *Denticulopsis dimorpha* (Schrader) Simonsen が産しないことから、本試料の珪藻帯は *Denticulopsis katayamae* 帯 (NPD6A, 9.2~8.5Ma) と認定できる。本珪藻帯は他の産出種とも矛盾なく、妥当と考える。

以上の結果から、試料 K5-23m は天北地域の標準層序である稚内層の中部付近に対比される（嵯峨山, 2000）。

### （3）トレンチ壁面にみられる地質

#### トレンチ壁面の層序

上声問トレンチ壁面にみられる層序は、上位より A 層、B 層、C 層、D 層、E 層に大別でき、C 層は C1 層と C2 層に、D 層は D1 層、D2 層、D3 層に細分した（図 13 および 14）。

A 層は褐色～暗褐色シルト層からなり、基底面に人工的に乱された跡がある。B 層は、灰色砂質～礫混じり砂礫層であり、下位の地層をチャンネル状に削り込ん

でいる。本層はトレンチの西側にのみ認められる。

C層はトレンチ全体に分布して見られる。C1層は黄褐色礫混じりシルト層からなる。C1層は花粉化石分析の結果、現在よりも温暖な気候が推定され、完新統の可能性がある。C2層は淡灰褐色シルト層である。C2層の形成年代は不明であるが、K3孔の相当層から13,210±70yBPの<sup>14</sup>C年代を得ている(表2)。

C1層からD1層にかけて連続サンプリングを行い、火山分析(屈折率測定、主成分分析)をおこなった。その結果、既存のテフラカタログで知られているテフラは同定されなかったものの、D1層には高Kの火山ガラスが卓越すること、C層には角閃石が混在することといった特徴が認められた。

D1層は青灰色含礫砂質シルト層で、基質支持構造をもち、無構造である。全体に径数cmの円礫や角礫を散点的に含み、最大径20cmに達するものもみられる。下位の地層とは凹凸のある不明瞭な境界面をもって接する。トレンチ西端のD1層中にはパッチ～ブロック状に泥炭層が含まれる。泥炭層周囲の境界は不明瞭である。この泥炭層からは18,240±90yBPの<sup>14</sup>C年代が得られた(表2)。この年代は、下位層のD3層の年代とは逆転する。

D2層は、細粒砂・砂質シルト層からなる。内部に葉理が発達しており、基底は下位の地層を明瞭に削り込むチャンネル構造をもつ。

D3層は砂礫層を基底に礫・砂・暗青灰色シルト・泥炭層の細互層からなる。泥炭層から16,480±90yBP, 16,400±80yBP, 16,400±90yBP, 16,720±90yBP, 16,430±80yBPとほぼ同一の<sup>14</sup>C年代が得られた(表2)。D3層からは花粉化石が確認されている。検出された花粉・胞子は、モミ属(*Abies*)、トウヒ属(*Picea*)、マツ属(*Pinus*)、カラマツ属(*Larix*)、スギ属(*Cryptomeria*)、ツガ属(*Tsuga*)、コウヤマキ属(*Sciadopitys*)といった針葉樹起源、コナラ属(*Quercus*)、ニレ・ケヤキ属(*Ulmus/Zelkova*)、クルミ属(*Juglans*)、ハシバミ属(*Corylus*)、ブナ属(*Fagus*)、シナノキ属(*Tilia*)、ウツギ属(*Weigela*)、ウコギ科(*Araliaceae*)、ニシキギ属(*Euonymus*)、キハダ属(*Phellodendron*)、サワシバ・クマシデ属(*Ostrya/Carpinus*)、ウルシ属(*Rhus*)といった冷温帯広葉樹とその他の広葉樹としてカバノキ属(*Betula*)、ハンノキ属(*Alnus*)、ヤナギ属(*Salix*)、ツツジ目(*Ericales*)、カリヤグルミ属(*Carya*)である。以上のうち、カラマツ属は、現在サハリン以北に分布するグイマツと考えられ、寒冷・乾燥気候の指標種である。また、ブナ属、コウヤマキ、ツガ属、スギは現在本地域に自生しない樹木であり、カリヤグルミは第四紀の北海道に分布しなかった樹木である。カラマツ属を除くこれらの花粉は下位の地層から再堆積したものと考えられる。

E層は、白色の泥岩礫を含むシルト層である。基質のシルト中には、より細かくなった泥岩礫が見られる。

## 地質構造

トレンチ壁面には、撓曲崖に対応する断層変位は確認できなかった。D3層は泥炭層や砂層を挟むことから、内部構造を把握することが可能で、複数の褶曲構造や断層構造が認められる。一部においては、変形の履歴が確認できる。古い方から順に履歴を記載する。

### ①D3層中の泥炭層内部に認められる剪断変形

北側法面のD3層中の泥炭層には、層理面に沿った剪断（層面すべり）が認められる（図15(a)）。この泥炭層はさらに褶曲変形を受けていることから、層面すべりは褶曲構造の形成に先行して形成されたことがわかる。泥炭層は他の堆積物に比べて粘着力が低いために選択的に剪断歪みが集中したと考えられる。剪断方向は、泥炭層中の非対称構造から北側法面で泥炭層より上位の地層が相対的に東（斜面上方）から西（斜面下方）に移動したことがわかる（図15(a)）。

### ②D3層中の褶曲構造の形成

層面すべりの発達した泥炭層は、さらに過褶曲変形を受けている。褶曲軸は北側法面の東側では東傾斜を示すことから、先行する①の変形と同じく、斜面下方への移動を示唆する（図15(b)）。一方、北側法面中央部では、D3層基底の砂礫層に褶曲構造が見られ、その形態は砂礫層の上面が全体に数m波長のマウンド状の凹凸を示し、著しい箇所では水平方向に強い圧縮を受けてアコーディオン状に変形したフレキシユラル・フロー褶曲を示す部分も見られる。この褶曲軸は西傾斜であり、対応する南側法面西側のD3層中にも同様の構造が確認できる。

### ③D1層堆積後の正断層群の形成

D3層の圧縮変形構造が形成された後、D2層およびD1層が覆う。そしてD1層堆積後に、D3層中の圧縮変形構造を変位させる正断層群が形成する。正断層の傾斜は東または西と場所により変化しており、トレンチ全体で考えるとホルストーグラベン構造の形態を示していると考えられる。

### ④D1層中の凍結割れ目の形成

D1層とC2層の一部に凍結割れ目が形成されている（図13, 14）。凍結割れ目は、斜面上方側（東側）にむかってクサビを打ち込んだように傾斜しており、表層の割れ目ほど、斜面下方（西側）に向かって弓なりに傾いている。

#### (4) トレンチ壁面の解釈

トレンチ壁面のスケッチおよび<sup>14</sup>C年代測定値およびトレンチおよびボーリング調査結果を総合した地質断面図(図12(1)および(2))とあわせて壁面の解釈をおこなう。

トレンチの基底に分布するE層は、下位もしくは付近の基盤岩類を起源とし、それが角礫化したものと同質の破砕物から構成されている。同様の岩相は、周辺地域の地表露頭で多数確認することができる。このような角礫化作用は凍結破砕に由来すると考えられ、基質の部分は破砕現象を繰り返したために細粒化したものと推定される。

D3層は砂礫層を基底に礫・砂・泥・泥炭層の細互層からなる。礫は細礫程度であること、泥炭層をともない細粒堆積物の互層からなることから後背湿地性の堆積物に類似する。本層の花粉分析から寒冷・乾燥気候の指標種であるカラマツ属が検出されており、<sup>14</sup>C年代値から期待される古気候と調和的である。

地質断面図から明らかなように、D3層は斜面上方のf-T面を構成する堆積物の一部が、斜面下方に移動してきたものと考えられる。D3層に見られる剪断変形や過褶曲構造、フレキシユラル・フロー褶曲構造などは、マス・ムーブメントの移動に伴う内部変形構造と考えられる。変形の時期は16ka以降13ka以前の範囲であることから、気候の温暖化が誘因となったと考えられる。

周氷河現象の1つソリフラクションは、ジェリフラクションとフロストクリープの2つのプロセスがともに作用するときの運動をさす(フレンチ, 1984)。ソリフラクションは、シート状に移動し、その末端にロウブ状の形態をなす。D3層の褶曲構造は、ソリフラクション・ロウブの断面形態にも類似する。しかし、一般にソリフラクションはシート状に移動すること、その移動量は深さ方向に減じるなど、層流状の運動形態をもつことが知られている。一方、D3層中の変形構造は、剪断や褶曲を主体としておりソリフラクションの一般的な形態と対比できない。本トレンチの東側には、f-T面が分布するが、この地形面を形成した地質は、礫層を基底として、その上にD3層に対比可能な地層が分布する(図12(1))。このことは、トレンチのD3層は元々、f-T面を構成していた地層であり、重力的な作用で現在の位置に移動してきたと考えられる。

周氷河環境において斜面など重力的に不安定な場所では、flowやactive-layer detachment slide(van Everdingen,1998)が発生することが知られている。このうち、flowは融解にともなう崩壊現象によるものであり、本トレンチでみられる

ような D3 層がある程度、層構造を保っている状況とは矛盾する。active-layer detachment slide は、永久凍土層と活動層との間に剥離面が生じることによる地すべり（この場合は slide）の一形態である。永久凍土層は不透水層の役目を果たし、融解した活動層との境界において間隙水圧が上昇することがあれば、両層は剥離し、斜面下方へずり下がる。D3 層内部の著しい褶曲構造は、この時に形成された「皺」と考えられる。

D2 層は D3 層を侵食して形成したチャンネル充填堆積物である。D2 層には著しい褶曲変形が見られないことから、その堆積時期は D3 層がスライドした後である。D2 層直下の D3 層には、複数にスタックした褶曲構造が見られることから、移動体の東端と考えられる。すなわち D2 層は斜面と皺状になった D3 層の間に出来た凹地を埋積した流路堆積物と考えられる。流路の方向は正確に求めることはできないが、チャンネル壁がトレンチの北面・南面で確認されていることからみて、概ね北西－南東の方向と考えられる。

D1 層は、礫を含み基質支持で、かつ無構造であることなど、土石流堆積物の特徴をもつ。ただし、部分的にはラミナをもった薄層も挟んでおり、掃流を示唆する部分ももつ。一方で D1 層の分布は、トレンチ観察範囲で終わっていることが図 12 (1) より読み取れる。したがって、一般的な土石流堆積物に対比されるものではないことは明らかである。D1 層が斜面上にのみ分布していることを考慮すると、活動層の斜面崩壊といった局地的なマス・ムーブメントに由来するものと推定される。上記に述べた active-layer detachment slide の崩壊源には、崩壊当時、永久凍土が暴露していたと考えられる。崩壊によって露出した永久凍土層は崩壊の度に暴露し、融解することにより flow が生じるだろう。D1 層は flow 起源の堆積物の可能性がある。

D 層全体に発達する正断層群は、褶曲構造を変位させることから、明らかに上記の成因とは異なるプロセスで形成されたと考えられる。小断層の変位は明瞭であることから、堆積物は凍結などによりある程度、固化していたと推察される。北側法面の No11～No15、南側法面の No.15 から No.19 にかけての D3 層上面はポケット状の凹部をなしている。平川（1985）は、北海道北東部の化石周氷河現象の中に、陥没状の形態とそれに伴う断層（正断層）を認め、それらが永久凍土の成長により形成された氷核小丘が融解の過程で消失した可能性を指摘した。D3 層はトレンチを西端として分布せず、D3 層の基底は粗粒堆積物からなることから他の地層に比べて透水層となっていた可能性がある。おそらく、地下水は局所的に分布する D3 層基底で凍結・成長し、氷核小丘を形成して

いたと考えられる。氷核小丘は気候の温暖化にともない消失するが、このとき失われた氷体の体積に応じて陥没したと考えられる。本トレンチに見られる正断層群は氷核小丘の融解・消失に伴い形成された可能性が高い。

D1層に多数の凍結割れ目が発達する。凍結割れ目の形態は、斜面下方に向かってお辞儀をするように弓なりに傾いている。もし、凍結割れ目が平地で形成されれば、最大主応力は重力方向となるため、割れ目の方向は鉛直に近いものが期待される。しかし、斜面の場合は、深部では鉛直方向に、浅部では地形なりに最大主応力が傾くことになる。弓なりの形態の凍結割れ目はこのような成因と考えられる。さらに、この割れ目はC2層基底付近でさらに低角になるが、これはソリフラクションによるクリープ変形により、弓状の形態が強調されたものと考えられる。上位のC2層が凍結割れ目形成時の活動層であったとすると、割れ目の形成は13ka以降の寒冷化に対応すると考えられる。

B層は、灰色砂質～礫混じり砂礫層である。下位層を顕著に削り込み埋積する構造から、チャンネル充填堆積物と考えられる。本層は、トレンチの西側、すなわち低下側にのみ認められることから、地形的に低所に流れた小規模河川の堆積物と考えられる。A層は、基底面に人工的に乱された跡があり耕作土と考えられる。

トレンチ内の堆積・変形プロセスを以下のようにまとめる。

約16ka前後にはf-T面を形成した河成段丘面が形成され、河川堆積物が堆積していた(D3層はその一部)。その後、下刻による離水によって崖が形成された。斜面の形成は、重力的不安定な状況があった。最終氷期から後氷期にかけて温暖化が進み、永久凍土層と活動層との間には剥離面が形成されやすい状況になっていた。f-T面堆積物中の強度の低い地層(泥炭層など)に歪みが集中してactive-layer detachment slideが発生した(D3層中の圧縮変形)。この斜面崩壊後、斜面上部には崩壊凹地が形成され、流路が形成された(D2層)。さらに凹地は崩壊が進みflowも発生した(D1層)。その後、D3層の基底付近に氷核小丘が成長し、その後の融解・消失して陥没した。D1層中には多数の凍結割れ目が発達し、ソリフラクションを受けている。C2層(c.a.13ka)は、その時の活動層と考えられる。

C1層以降は完新統の可能性はあるが、明確な証拠はない。B層はトレンチ内だけに認められることから、低地側に北北西-南南東の方向で小規模河川が流れていたと考えられる。

## (5) 層序・地質構造・変位地形の検討

上声問地区では、増幌層や声問層がリニアメントを介して分布する。高橋・石山(1968)が地質断層を推定した根拠は、稚内層を欠いて両層が接して分布していることにあった。しかし、本地区の声問層について珪藻化石分析を行った結果、稚内層に相当する時代を示すことが明らかとなった。両層は西傾斜の上下関係をもっており、一連の層序関係で説明可能である(図12(1)および(2))。

また、これまで“撓曲崖”と考えられてきた地形と地質構造との関係をフェンスダイヤグラムで示す(図16)。“撓曲崖”の遷急線に増幌層(Ma)と声問層(Ko-1, Ko-2)の地層境界が対応することが明らかである。砂岩・礫岩層(Ko-1)は、増幌層や灰色泥岩(Ko-2)と比べて硬質である。また、増幌層の泥岩は緻密であり、ボーリングコアにおいても深い部分では棒状となる。一方、“灰色泥岩層(Ko2)”は珪藻質岩であり、K5孔においては、孔底(深度23m)まで角礫化しており、永久凍土が存在していたことを示唆する。以上のことから、地層境界にはほぼ相当する“崖”の遷急線は、周氷河環境における岩石の強度差を反映したものの、すなわち組織地形とみなすことが出来る。通常、遷緩線の付近に地表出現断層の位置が想定され、既存の活断層図もそのように図示している。しかし、図16に明らかなように、Ko-1層が連続して追跡されることから、遷緩線付近に対応する地層のズレは想定できない。なお、同一レベルで見た場合、増幌層と声問層の境界位置は遷緩線より東側にシフトしていることも図16から読み取ることができるが、これは後述する宇流谷川ルートにおいて論じる(図17)。

以上により幌延断層帯は存在しない可能性が高いことが明らかになった。ただし、ボーリングコアでは、両層の関係を詳細に検討することはできない。したがって、地表露頭において検討をおこなった。

本地区より約3km南の曲淵地域の宇流谷川ルートにおいて、両層の関係が詳しく記載されている(福沢, 1985; 本山・仲村, 2002)。福沢(1985)は、宇流谷川ルートにおいて、声問層(珪藻質岩)が増幌層の上位に緩傾斜の不整合関係で発達することを初めて指摘し、断層関係であるとした高橋・石山(1968)の見解を否定した。また、同ルートの声問層が、秋葉(1979)、荒戸(1982MS)の珪藻分析結果より、稚内層相当層を示すこともすでに指摘していた。しかし、不整合露頭そのものは、本山・仲村(2002)による再検討により否定された。ただし、層序的に80m上位において不整合露頭が再認定されており、同様の結論が導かれている。この不整合露頭の位置は、幌延断層帯のリニアメントの位置より東側であるが、前述したように同一レベルでは、不整合境界はリニアメ



ントの位置より東側にくることから、相互の位置関係が上声問地区の状況と全く同じであることがわかる。

本調査において、宇流谷川ルートの不整合露頭を確認した(図 17)。増幌層(泥岩層)が厚さ 6m の細粒砂岩層(基底に礫岩層)によって不整合に覆われる(図 17)。この基底の岩相は、上声問地区における声問層基底の砂岩・礫岩層に、上増幌地区における砂岩層に対比される。したがって、両層の不整合関係は、全地区を通して認めることができる。

近年刊行された活断層図(池田ほか, 2002; 中田・今泉, 2002)においても、幌延断層(帯)は図示されており、活断層の存在が繰り返し指摘されてきた。しかし、本調査の結果、リニアメントとして見られた低断層崖や撓曲崖は、増幌層と声問層の地質境界に一致するものの、断層関係では無く、不整合関係であることが明らかになった。

表層部に見られる第四系には、形成時期の異なる変形構造が認められる。しかし、それらは斜面という場における周氷河現象で解釈できることを示した。本報告は、気候地形学的記載という点では不十分な点が多く、変形構造の時期や解釈など、今後、見解の変更をおこなう可能性はある。しかし、表層堆積物の解釈に修正・変更があったとしても、幌延断層帯の存在を肯定する材料にはならない。

なお、本地域の基盤岩類は西傾斜の構造をもつが、もう少し範囲を拡大すると、さらに西側に想定されている向斜構造の東翼にあたり、その西側には背斜構造が存在する。同様な地質構造は、サロベツ断層帯や問寒別断層帯でも確認されており、活褶曲を示す。一方、本地域の褶曲構造が活褶曲であるか否かを判断する材料は今のところ無い。地下深部の構造探査を行えば、本地域の直下にブラインドスラスト断層が確認されるかもしれない。しかし、その場合においても、その断層は(地表に断層(撓曲)崖を伴うとされてきた)「幌延断層帯」に対比されるものではない。

### 3. まとめ

#### (1) 地質断層の存否

幌延断層帯(活断層)のリニアメントを横断するボーリング調査を実施した。その結果、新第三系の増幌層と声問層が、西傾斜で分布することが明らかになった。地層は連続しており、断層構造は認められなかった。声問層を珪藻分析

したところ稚内層に相当する地質時代を示すことが明らかになった。本地区の近傍で、増幌層と声問層が不整合関係で接していることが明らかにされている（福沢，1985；本山・仲村，2002）。この関係については本調査においても再確認した。したがって、断層（撓曲）崖と見られていたリニアメントは、不整合境界の岩相の違いに対応して凍結破砕～融解作用によって形成された組織地形である可能性が高いと考えられる。

以上の検討から、高橋・石山（1968）以来、これまで存在が繰り返し推定されてきた幌延断層（地質断層）は存在しない可能性が高い。

ところで、山岸（1986）は幌延断層（帯）の露頭を報告している。断層露頭のスケッチと記載がおこなわれ、「礫層やシルト層はスランプ状に乱れている」として、それを逆断層にともなう褶曲と解釈している。全体に激しい褶曲変形をうけており、横臥褶曲をなすものも描かれている。本調査時には、これらの露頭は崩壊や植生に覆われ確認することが出来なかった。周辺の露頭から記載されたシルト層は上声問トレンチのC層に類似する。「スランプ状」の褶曲構造の記載は化石周氷河現象を想起させる。結論から言えば、周氷河現象に起因する変形構造とテクトニック断層に関連する各種変形構造を識別することは困難であろう。さらに言えば、強震動による地すべりなど、地震動関与現象との識別も困難である。したがって、その成因を考える場合、地下構造も考慮した総合的な解釈を必要とする。

以上より、山岸（1986）が報告した「活断層露頭」は、テクトニック断層が存在する確定的な証拠にはならない。

## （2）平坦面と“リニアメント”について

幌延断層帯のリニアメントは、平坦面を変位させていることから活断層であると考えられてきた。この平坦面は、沿岸の海成段丘より連続することから、海成段丘に対比されてきた。本報告の判読結果もこの考えを踏襲している。しかし、この平坦面には堆積物はほとんど見られず、薄い表土を伴って新第三系の基盤岩類が直接露出する。すなわち、平坦面は侵食面である。

周氷河環境では、凍結破砕で生じた崖や小崖の基部、あるいはトアの周囲で基盤岩を切って生じた侵食面の発達知られており、クリオプラネーション・テラスと呼ばれる（H.M.フレンチ，1984）。クリオプラネーション・テラスは階段状の縦断面形をとることが知られている。本地区の平坦面も侵食面であり、階段状の縦断面形（撓曲崖と見なしていた地形）をとることなど、クリオプラ

ネーション・テラスの特徴をもつ。凍結・融解による作用に抵抗性がある岩石と抵抗性の低い岩石がある場合、その境界は凍結破碎崖となり、抵抗性がある方はトアなどの地形をもつ。増幌層や声問層のシルト岩は凍結破碎により破碎し岩塊のままでは残らなかったらう。声問層の珪藻質泥岩は例えば K5 孔では深度 23m まですべて角礫化している。これは本層が間隙の多い珪藻殻からなるために吸水性が高く、そのため永久凍土層は深部にまで発達したと考えられる。一方、声問層の基底部の砂岩・礫岩層は凍結破碎への抵抗性は高かったと考えられる。その結果、凍結破碎は珪藻質泥岩に集中し、崖地形が成長したと考えられる。

以上により、これまで活断層と認定してきたリニアメントは、不整合付近の地層群が凍結破碎～融解に対する地質の強度差によって形成された崖であり、すなわち組織地形であると結論づけられる。

## 文 献

- 秋葉文雄, 1979, *Denticula dimorpha* とその類縁種の形態および新第三系珪藻化石層序区分. 技研処方, 22, 148-189.
- 荒戸裕之, 1982MS, 北海道北部新第三系の珪藻による生層序学的研究. 北海道大学理学部修士論文.
- 福沢仁之, 1985, 北海道天北一羽幌地域の上部新第三系層序の再検討一特に“稚内”・“声問”層について一. 地質学雑誌, 91, 12, 833-849.
- H.M.フレンチ (小野有五訳), 1984, 周氷河環境. 古今書院, 411p.
- 平川一臣, 1985, 北海道北東部の化石周氷河現象に関する研究. 昭和 59 年度文部省科学研究費補助金 (一般研究 C) 研究成果報告書, 12p.
- 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, 2001, 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会, 122p.
- 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.
- 長尾捨一, 1960, 5 万分の 1 地質図幅「豊富」及び同説明書. 北海道立地下資源調査所, 42p.
- 長尾捨一・牧野登喜男, 1959, 天塩国大曲油田調査報告. 北海道地下資源調査資料, 49, 1-22.
- 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.
- 小山内 熙・三谷勝利・北川芳男, 1959, 5 万分の 1 地質図幅「宗谷岬及び宗谷」及び同説明書. 北海道立地下資源調査所, 52p.
- 嵯峨山 積, 2000, 北海道の新生界中部中新統～鮮新統層序と堆積盆の動き. 北海道立地質研究所報告, 71, 59-102.
- Takahashi H., M. Kasahara, F. Kimata, S. Miura, T. Seno, T. Kato, K. Heki, N. Vasilenko, A. Ivashchenko, V. Levin, V. Batiarov, E. Gordeev, F. Korchagin

- and M. Gerasimenko , 1999, Velocity field of around the Sea of Okhotsk and Sea of Japan Regions determined from a continuous GPS network data. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2533-2537.
- 高橋浩晃・笠原稔, 2005, 留萌支庁沿岸部の地震活動と北海道北部のテクトニクス. 北海道大学地球物理学研究報告, 68, 199-218.
- 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.
- Van Everdinden, R. (ed.), 1998 (revised January, 2002), Multilanguage glossary of permafrost and related ground ice terms. International Permafrost Association Terminology Working Group, Boulder, CO: National Snow and Ice Data Centre/ World Data Centre for Glaciology, 88p.
- Yanagisawa, Y. and Akiba, F., 1998, Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of cord numbers for selected diatom biohorizons. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 104, 395-414.
- 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.
- 吉岡敏和・栗田泰夫・下川浩一・杉山雄一・伏島祐一郎, 2005, 全国主要活断層活動確率地図及び同説明書. 構造図 No.14, 127p, 1sheet.

## 図 表

表 1 幌延断層帯のまとめ.

表 2 放射性炭素同位体年代の測定結果.

表 3 珪藻化石分析結果一覧.

図 1 幌延断層帯の位置図.

活断層線は本調査による. 陰影図は国土地理院発行の 50mDEM を使用.

図 2 幌延断層帯における調査地区とトレンチ・ボーリング調査地点.

基図は, 国土地理院発行の 2.5 万分の 1 地形図「声間」, 「モイマ山」, 「樺岡」および「曲淵」を使用.

図 3 調査範囲周辺域の地形地質区分図.

基図は, 国土地理院発行の 2.5 万分の 1 地形図「声間」, 「モイマ山」, 「樺岡」および「曲淵」を使用.

図 4 地形断面図.

測線の位置は, 図 2 に示す.

図 5 上増幌地区のトレンチ・ボーリング調査位置図.

図 6 上増幌地区のトレンチ A 壁面写真. (a) 北壁面. (b) 南壁面 (左右反転).

図 7 上増幌地区のトレンチ A 壁面スケッチ. (a) 北壁面. (b) 南壁面.

図 8 上増幌地区のトレンチ B および C 壁面写真.

(a) 増幌トレンチ B (北側壁面). (b) 増幌トレンチ C (南側壁面: 反転).

図 9 上増幌地区のトレンチ B,C 壁面スケッチ.

(a) 増幌トレンチ B (北側壁面). (b) 増幌トレンチ C (南側壁面).

図 10 上増幌地区の地質断面図.

図 11 上声問地区のトレンチ・ボーリング位置図.

図 12 (1) 上声問地区の地質断面図 (測線①).

図 12 (2) 上声問地区の地質断面図 (測線②).

図 13 上声問地区のトレンチ壁面写真. (a) 北側壁面. (b) 南側壁面 (反転).

図 14 上声問地区のトレンチ壁面スケッチ.

図 15 上声問トレンチに見られる様々な構造.

図 16 上声問地区の鳥瞰図とフェンスダイヤグラム (南から見た図).

図 17 曲渚地域宇流谷川の不整合露頭.

図版

表 1 幌延断層帯のまとめ.

	今回調査を含めた結果	既存文献による資料(参考)	備考
1. 断層帯の位置・形態			
(1)断層帯を構成する断層	地質断層そのものが存在せず、活断層も存在しない可能性が高い。	幌延断層(東側)、副次的断層(西側)	活断層研究会編(1991)、池田ほか編(2002)など
(2)断層帯の位置・形状			
地表における断層帯の位置・形状			
断層帯の位置(両端の緯度・経度)		(北端)北緯45° 25', 東経141° 51' (南端)北緯43° 13', 東経141° 55'	池田ほか編(2002)
長さ		約22km	池田ほか編(2002)
地下における断層面の位置・形状		地表での長さ・位置と同じ	
上端の深さ		0km	
一般走向		N15° W	池田ほか編(2002)
傾斜		東傾斜(主断層) 西傾斜(副次的断層)	池田ほか編(2002)
幅		不明	
(3)断層のずれの向きと種類		東側隆起の逆断層(主断層) 西側隆起の逆断層(副次的断層)	池田ほか編(2002)
2. 断層の過去の活動			
(1)平均的なずれの速度		0.04m/千年(上下成分) 0.2m/千年以下(上下成分) 0.3m/千年(上下成分)	小池・町田(2001) 池田ほか編(2002) 吉岡ほか(2005)
(2)過去の活動時期		不明	
(3)1回のずれの量と平均活動間隔			
1回のずれの量		不明	
平均活動間隔		不明	
(4)過去の活動区間		断層帯全体で1区間	



表 2 放射性炭素同位体年代の測定結果.

Sample No.	Lab. No.	Measured radiocarbon age	$\delta^{13}\text{C}$	Conventional radiocarbon age	Analysis	Material	Pretreatment	Cal BP (1 $\sigma$ )	Cal BP (2 $\sigma$ )
KK-01	Beta-239294	16530 $\pm$ 90	-27.8	16480 $\pm$ 90	AMS-Priority	peat	acid/alkali/acid	19830 — 19480	19880 — 19450
KK-02	Beta-239295	18250 $\pm$ 90	-25.5	18240 $\pm$ 90	AMS-Priority	peat	acid washes	22030 — 21320	22110 — 21180
KK-04	Beta-239296	16750 $\pm$ 90	-26.7	16720 $\pm$ 90	AMS-Priority	wood	acid/alkali/acid	20010 — 19800 19640 — 19630	20110 — 19560
KK-05	Beta-239297	16440 $\pm$ 80	-27.7	16400 $\pm$ 80	AMS-Priority	peat	acid/alkali/acid	19780 — 19690 19580 — 19460	19820 — 19410
KK-06	Beta-239298	16480 $\pm$ 90	-29.6	16400 $\pm$ 90	AMS-Priority	peat	acid/alkali/acid	19780 — 19680 19580 — 19450	19840 — 19380
KK-09	Beta-239299	16470 $\pm$ 80	-27.5	16430 $\pm$ 80	AMS-Priority	wood	acid/alkali/acid	19800 — 19670 19600 — 19470	19840 — 19440
K-3	Beta-239300	13240 $\pm$ 70	-26.7	13210 $\pm$ 70	AMS-Priority	peat	acid washes	15900 — 15380	16010 — 15300
MaA-2	Beta-239301	2500 $\pm$ 50	-25.9	2480 $\pm$ 50	Radiometric-Priority	wood	acid/alkali/acid	2720 — 2460	2740 — 2360
MaA-4	Beta-239302	2550 $\pm$ 70	-26.1	2530 $\pm$ 70	Radiometric-Priority	organic sediment	acid washes	2740 — 2670 2650 — 2490	2760 — 2360
MaB-1	Beta-239303	4470 $\pm$ 70	-27.6	4420 $\pm$ 70	Radiometric-Priority	organic sediment	acid washes	5270 — 5180 5060 — 4870	5300 — 4850
MaB-3	Beta-239304	3430 $\pm$ 60	-22.9	3470 $\pm$ 60	Radiometric-Priority	wood	acid/alkali/acid	3830 — 3680 3660 — 3640	3890 — 3580
MaB-4	Beta-239305	3890 $\pm$ 60	-27.8	3840 $\pm$ 60	Radiometric-Priority	organic sediment	acid washes	4400 — 4150	4420 — 4080
MaB-6	Beta-239306	4360 $\pm$ 70	-25.2	4350 $\pm$ 70	Radiometric-Priority	wood	acid/alkali/acid	5030 — 5010 4980 — 4850	5270 — 5180 5060 — 4830
MaC-1	Beta-239307	3830 $\pm$ 50	-27.0	3800 $\pm$ 50	Radiometric-Priority	wood	acid/alkali/acid	4250 — 4140 4120 — 4100	4400 — 4080 4040 — 4000
MaC-3	Beta-239308	4660 $\pm$ 80	-26.8	4630 $\pm$ 80	Radiometric-Priority	peat	acid washes	5460 — 5300	5580 — 5210 5200 — 5050

表 3 珪藻化石分析結果一覽.

Name of species	K5-25m
<i>Actinocyclus ingens</i> f. <i>nodus</i> (Baldauf) Whiting et Schrader	8
<i>A. ingens</i> f. <i>planus</i> Whiting et Schrader	3
<i>Actinoptychus senarius</i> (Ehr.) Ehr.	7
<i>Bacterosira fragilis</i> (Gran) Gran	1
<i>Cymatosira debyi</i> Temp. et Brun	1
<i>Denticulopsis katayamae</i> Maruyama	29
<i>D. praekatayamae</i> Yanagisawa et Akiba	1
<i>D. simonsenii</i> Yanagisawa et Akiba	19
<i>D. vulgaris</i> (Okuno) Yanagisawa et Akiba	38
<i>Ikebea tenuis</i> (Brun) Akiba	17
<i>Nitzschia</i> cf. <i>extincta</i> Kozurenko et Scheshukova-Poretzkaya	1
<i>N. heteropolica</i> Schrader	2
<i>N.</i> cf. <i>sicula</i> (Castracane) Hust.	4
<i>N.</i> sp.	2
<i>Paralia sulcata</i> (Ehr.) Cleve	1
<i>Probosia barboi</i> (Brun) Jordan et Priddle	8
<i>Rhizosolenia</i> spp.	3
<i>Rouxia californica</i> M. Peragallo	5
<i>Stephanogonia hanzawae</i> Kanaya	1
<i>Stephanopyxis</i> spp.	6
<i>Synedra</i> sp.	3
<i>Thalassionema hirosakiensis</i> (Kanaya) Schrader	5
<i>T. nitzschioides</i> (Grun.) H. et M. Peragallo	24
<i>Thalassiosira</i> cf. <i>antiqua</i> (Grun.) Cleve-Euler	1
<i>T. eccentrica</i> (Ehr.) Cleve	2
<i>T. grunowii</i> Akiba et Yanagisawa	2
<i>T. yabei</i> (Kanaya) Akiba et Yanagisawa	1
<i>T.</i> sp.	1
<i>Thalassiothrix longissima</i> Cleve et Grun.	2
<i>Triceratium condecorm</i> Brightwell	2
Total number of valves	200

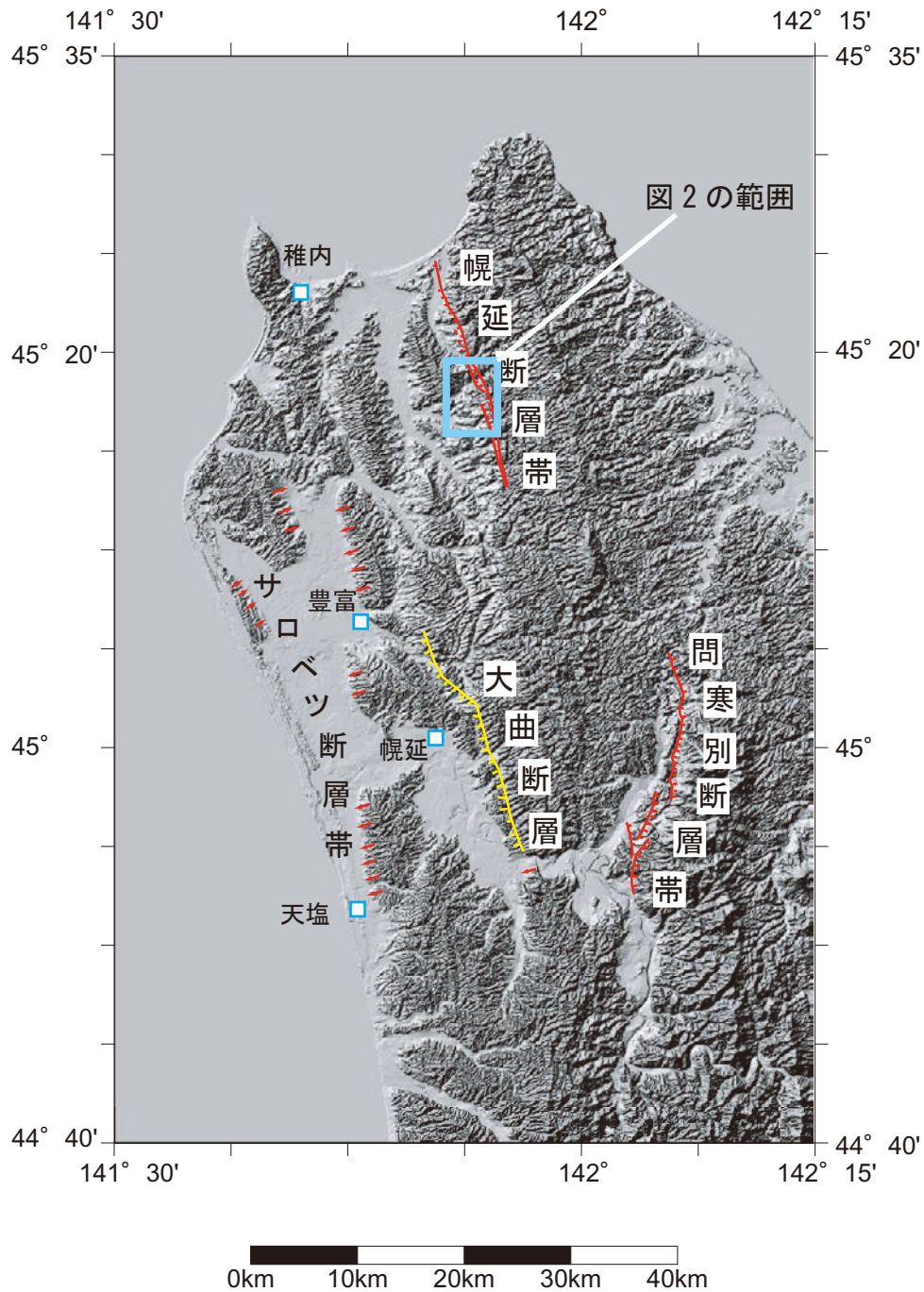


図1 幌延断層帯の位置図. 活断層線は本調査による.  
 陰影図は国土地理院発行の50mDEMを使用.

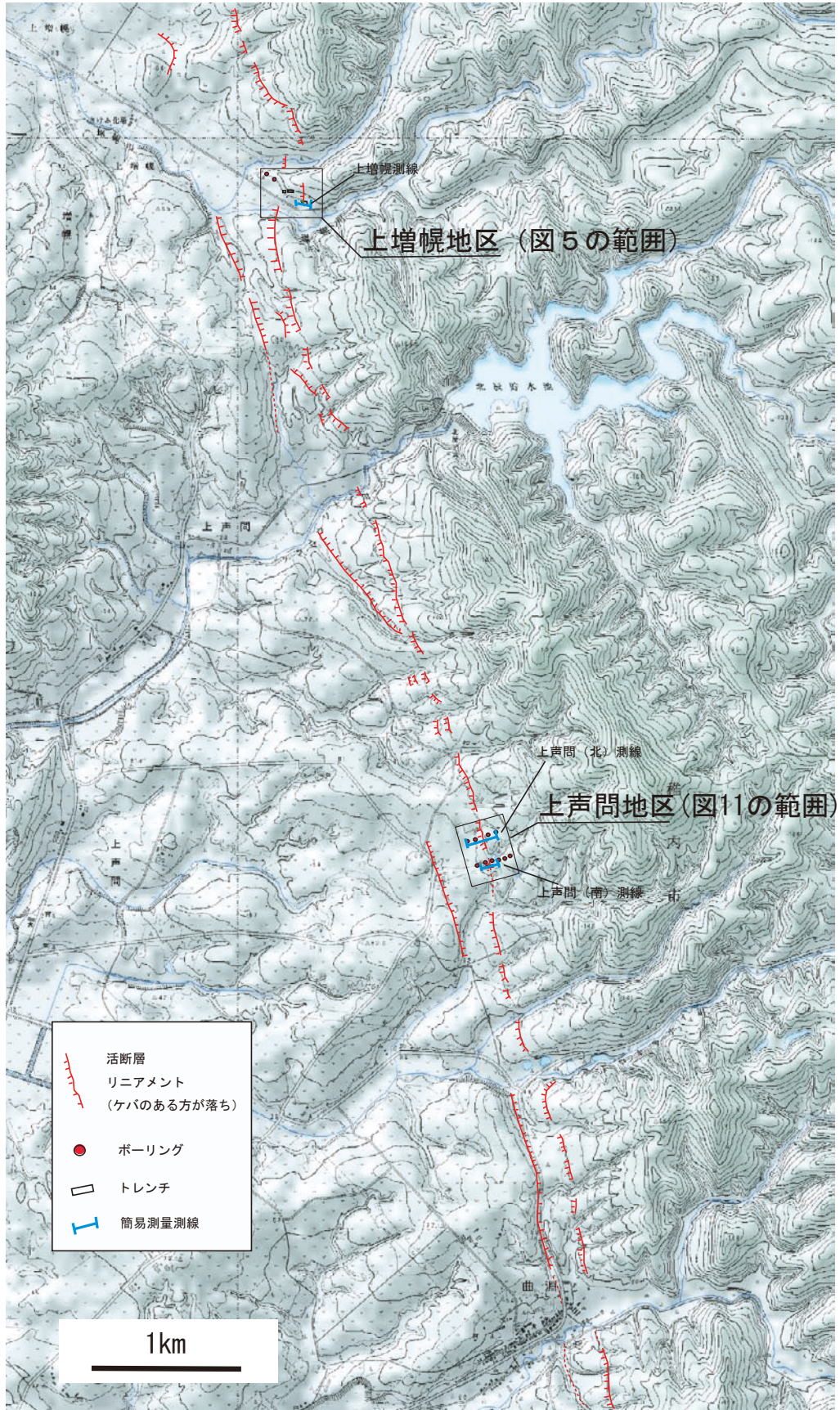


図2 幌延断層帯における調査地区とトレンチ・ボーリング調査地点. 基図は, 国土地理院発行の2.5万分の1地形図「声問」,「モイマ山」,「樺岡」および「曲淵」を使用.

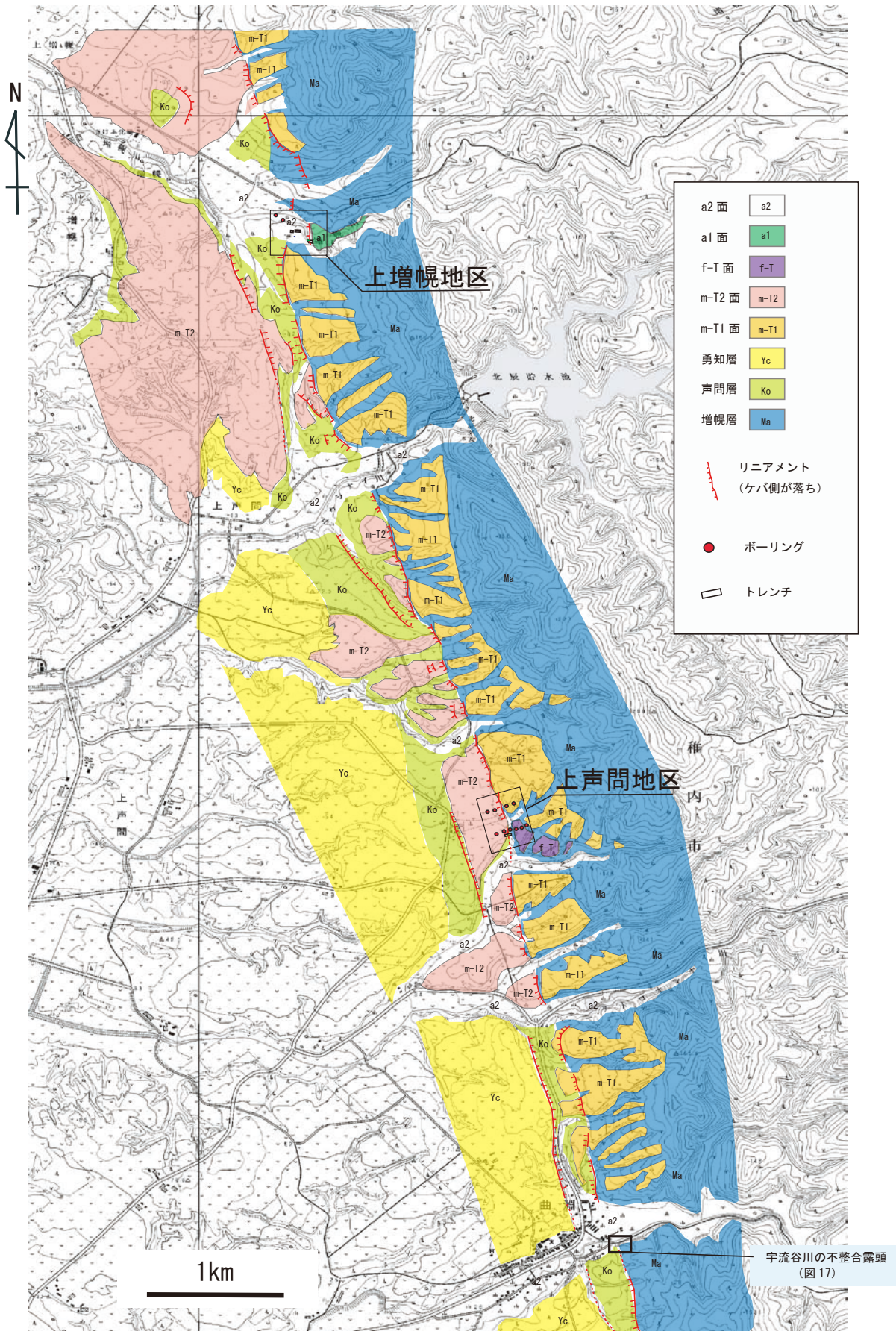
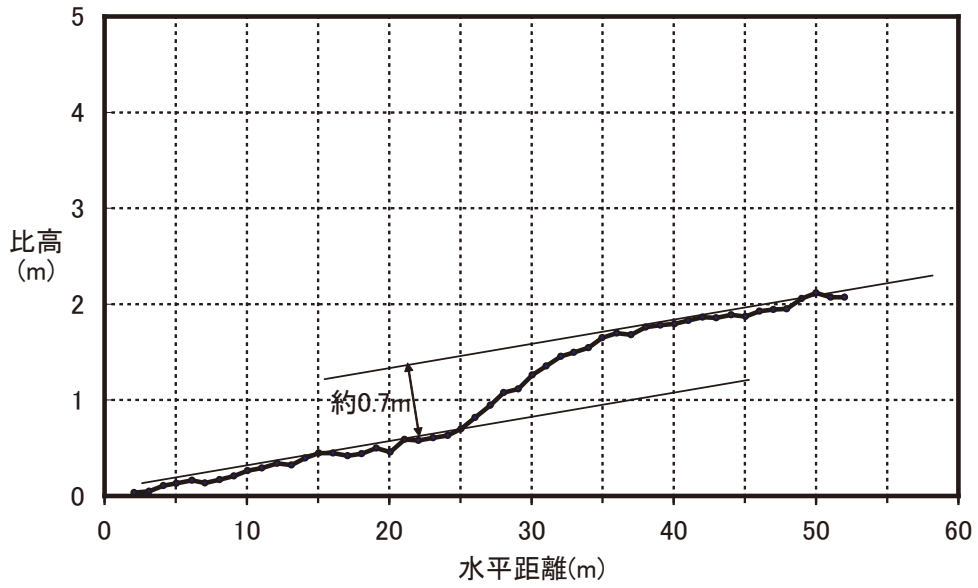
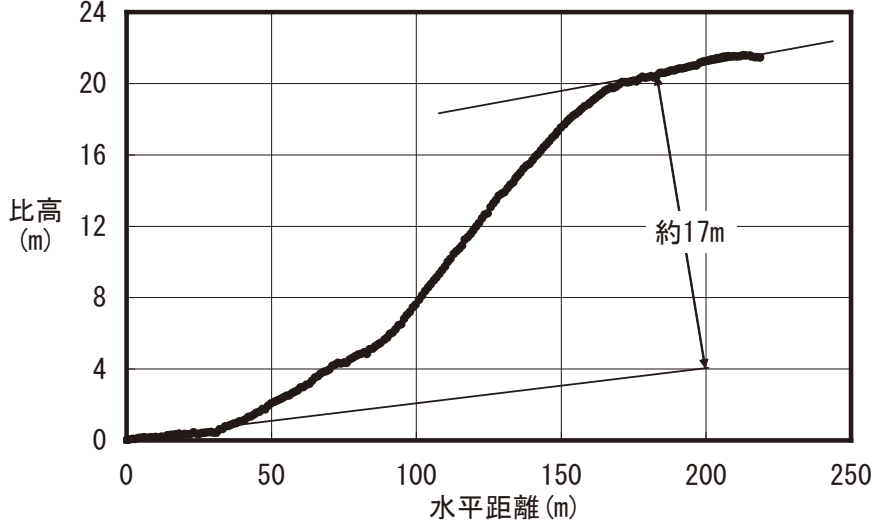


図3 調査範囲周辺域の地形地質区分図。基図は、国土地理院発行の2.5万分の1地形図「声間」、「モイマ山」、「樺岡」および「曲淵」を使用。

(a) 上増幌測線 (増幌川)



(b) 上声問 (北) 測線 (図 12 の測線②とほぼ同じ)



(c) 上声問 (南) 測線 (図 12 の測線①とほぼ同じ)

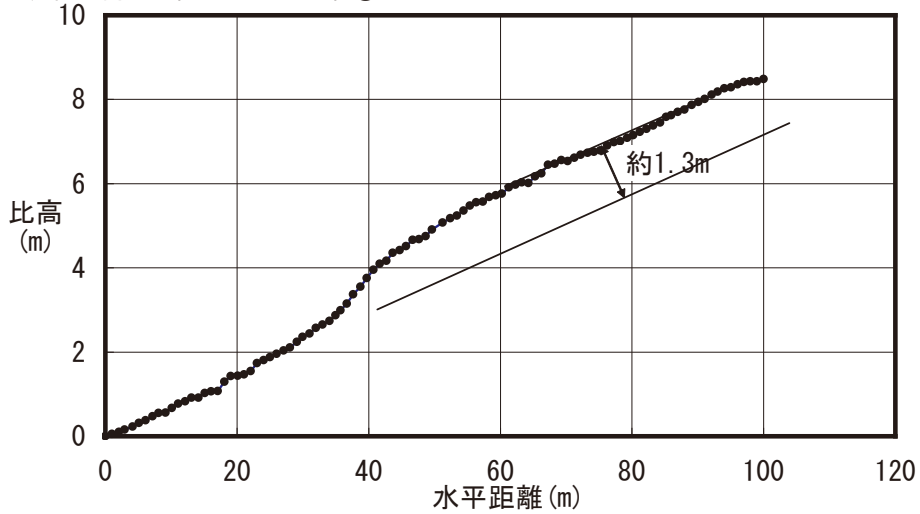


図 4 地形断面図. 測線の位置は, 図 2 に示す.

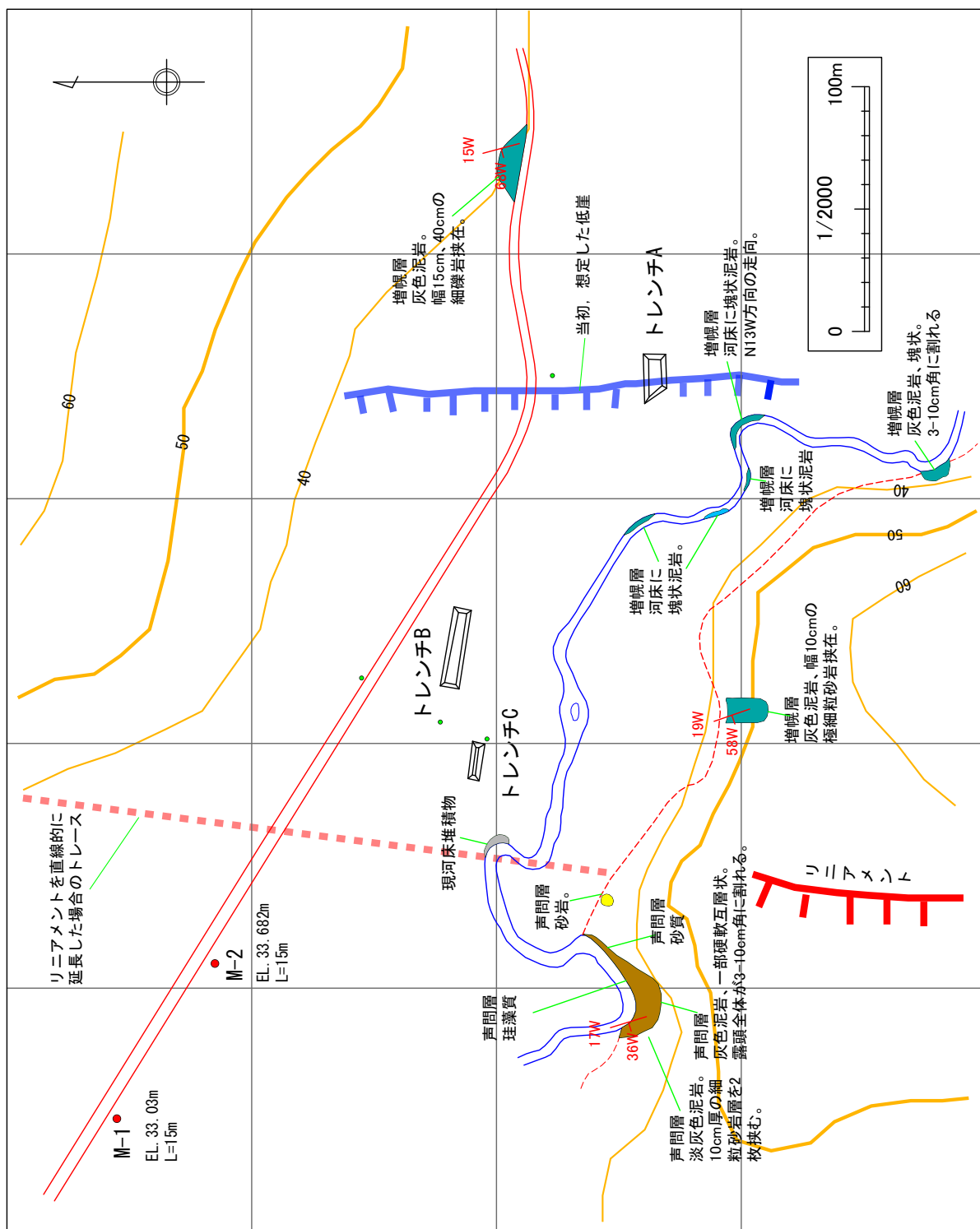


図5 上増幌地区のトレンチ・ボーリング調査位置図。

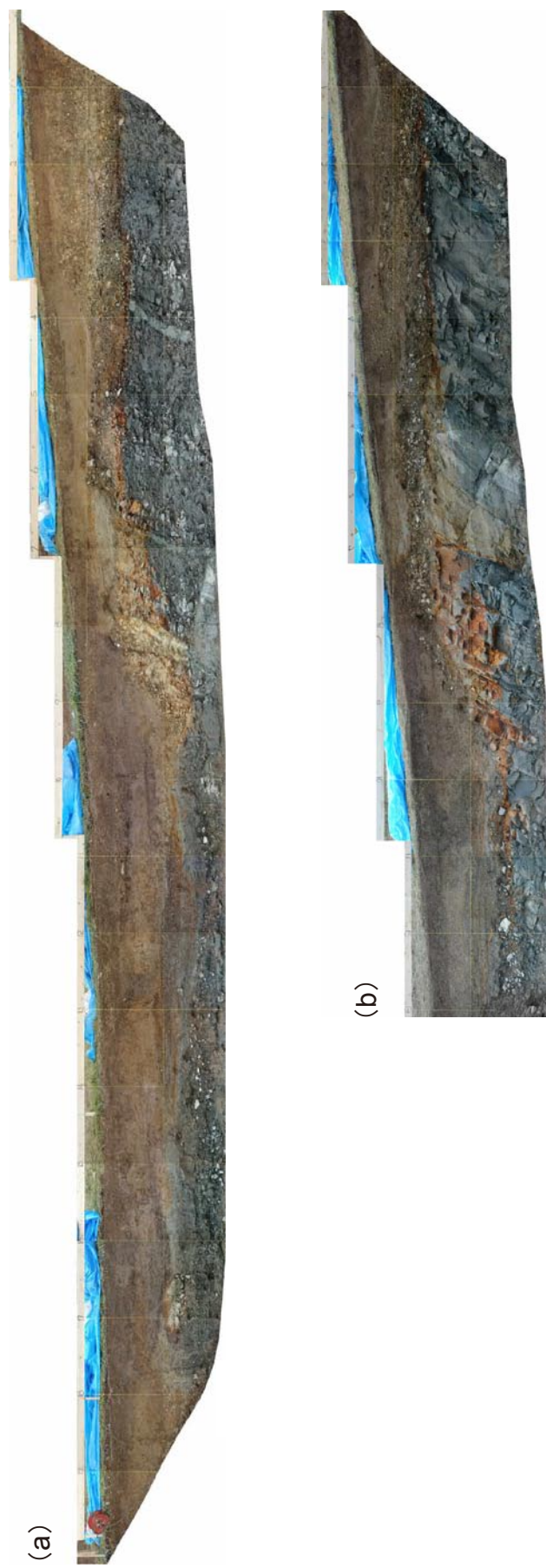


図6 上増幌地区のトレンチA壁面写真。(a)北壁面。(b)南壁面(左右反転)。



凡 例

A	耕作土および表土
C1	腐植混じり砂質シルト
C2	砂礫
F1	シルト質礫
F2	礫
Ma	暗灰色シルト岩
	増峠層

$^{14}\text{C}$ 分析用試料  
 KK-01  
 19,830-19,480 peat 試料番号  
 暦年補正の1 $\sigma$

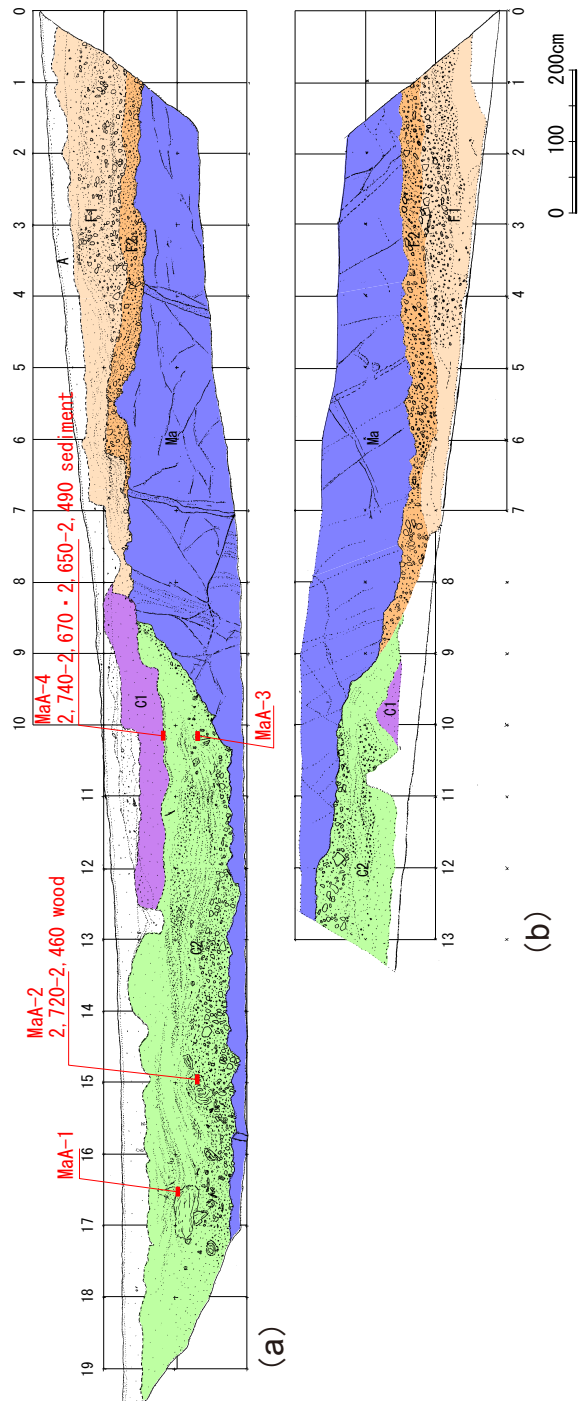
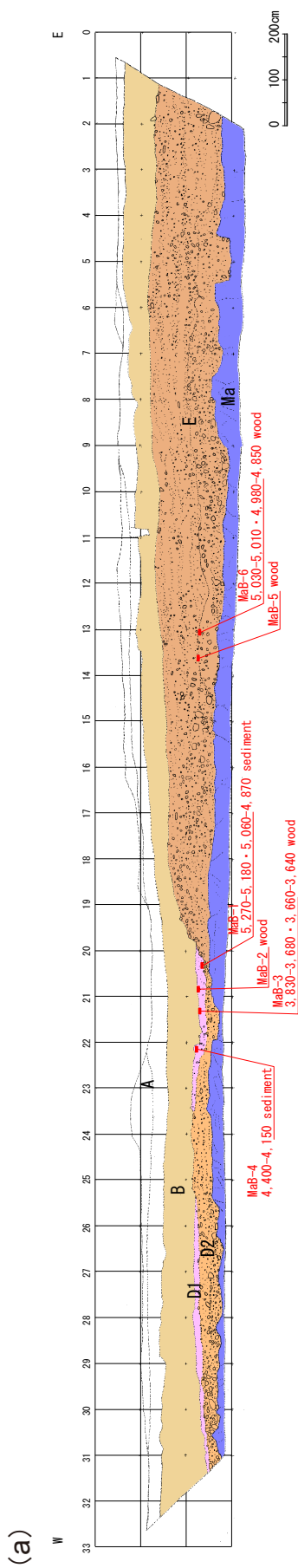


図7 上増峠地区のトレンチA壁面スケッチ。(a)北壁面。(b)南壁面。



図8 上増幌地区のトレンチBおよびC壁面写真。(a) 増幌トレンチB (北側壁面)。(b) 増幌トレンチC (南側壁面：反転)。



(b)

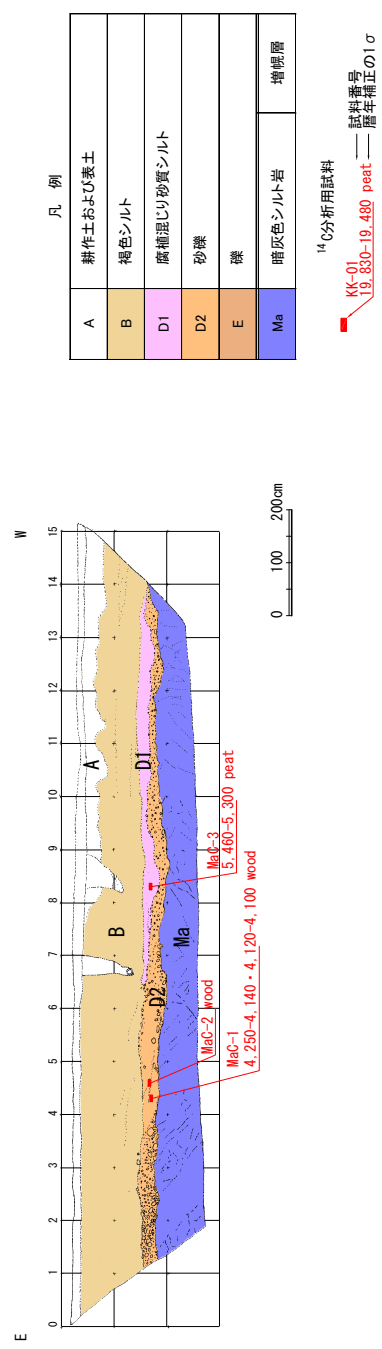
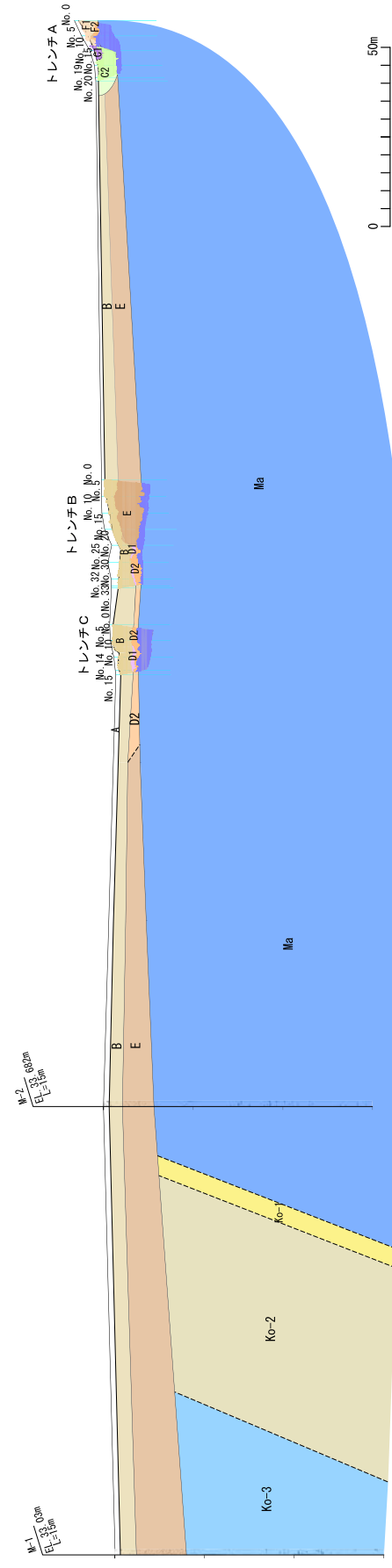
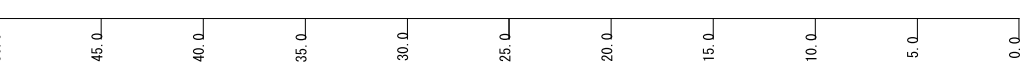


図9 上増幌地区のトレンチB,C壁面スケッチ。(a) 増幌トレンチB (北側壁面)。(b) 増幌トレンチC (南側壁面)。

SE

NW

EL. (m)



「Ko-1、Ko-2は増幌川沿いの地質状況 (図5) より投影」

断面図凡例

A	耕作土および表土
B	褐色シルト
C1	腐植混じり砂質シルト
C2	砂礫
D1	腐植混じり砂質シルト
D2	砂礫
E	礫
F1	シルト質礫
F2	礫
Ko-3	暗灰色シルト岩
Ko-2	柱状質シルト岩 声間層
Ko-1	砂岩 最下位礫岩
Ma	暗灰色シルト岩 増幌層

柱状図凡例

シルト
砂
礫
ピート
砂岩
シルト岩

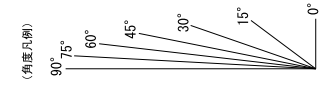


図 10 上増幌地区の地質断面図.

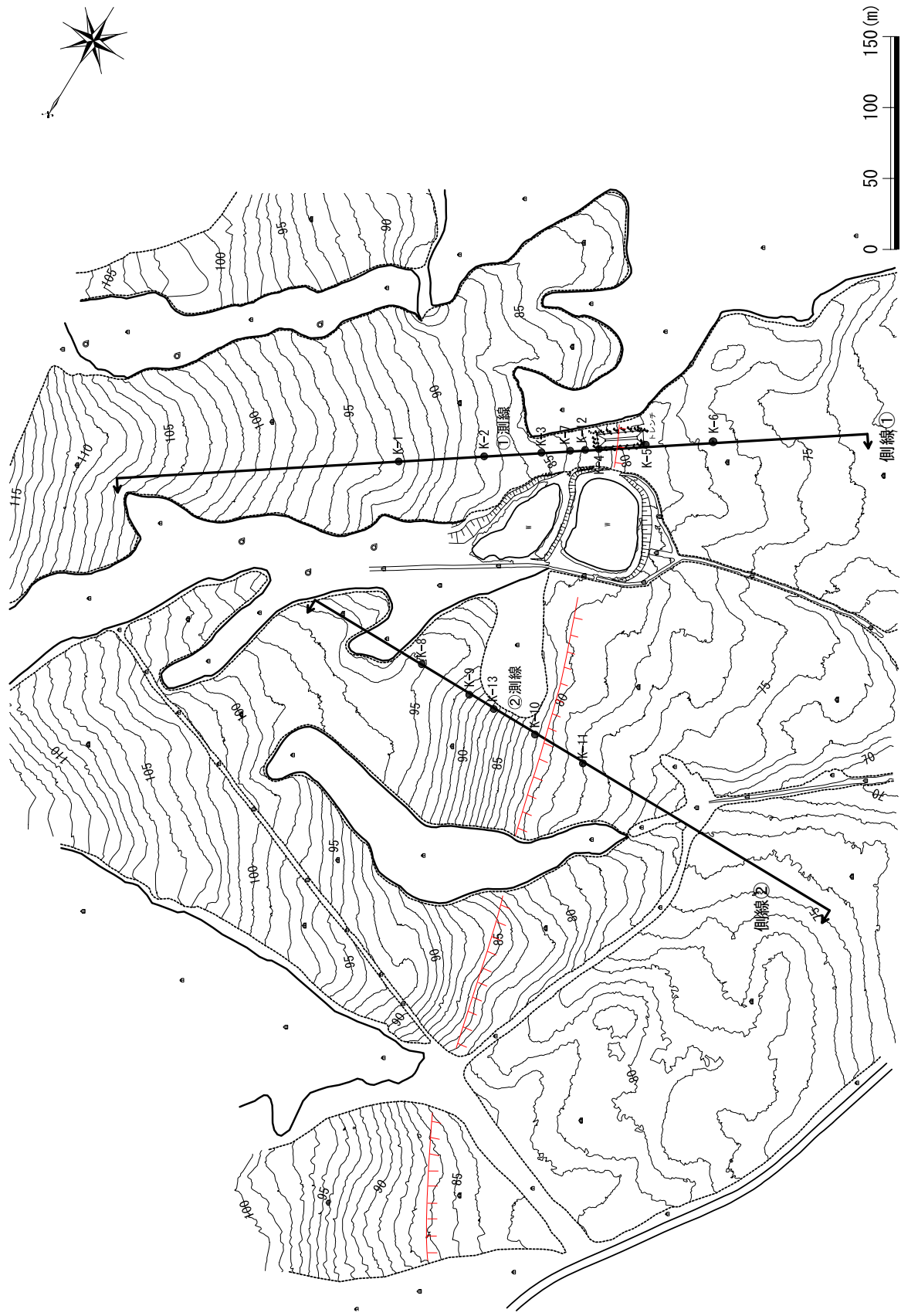


図 11 上声間地区のトレンチ・ボーリング位置図.

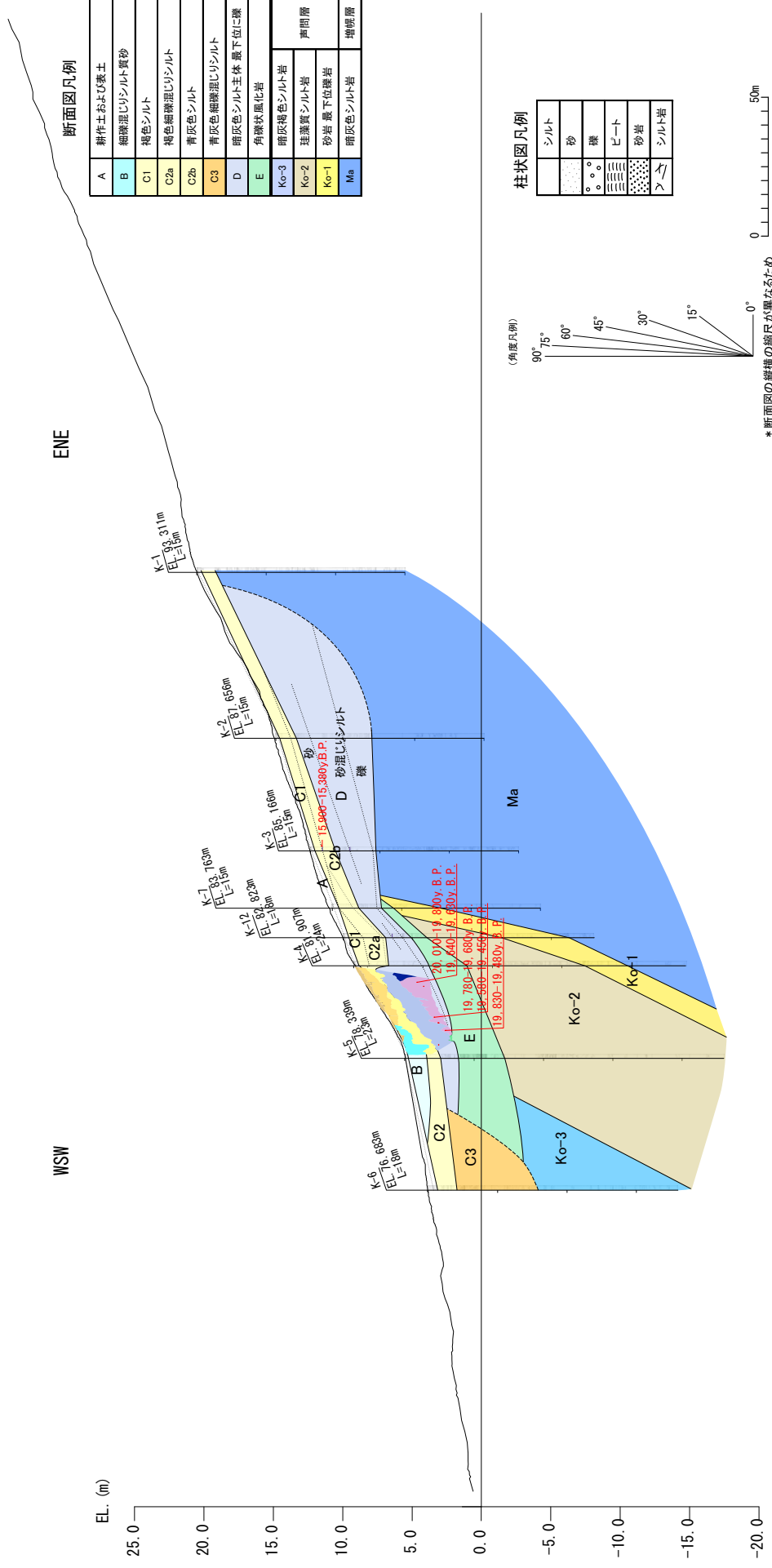


図 12 (1) 上声問地区の地質断面図 (測線①).

断面図凡例

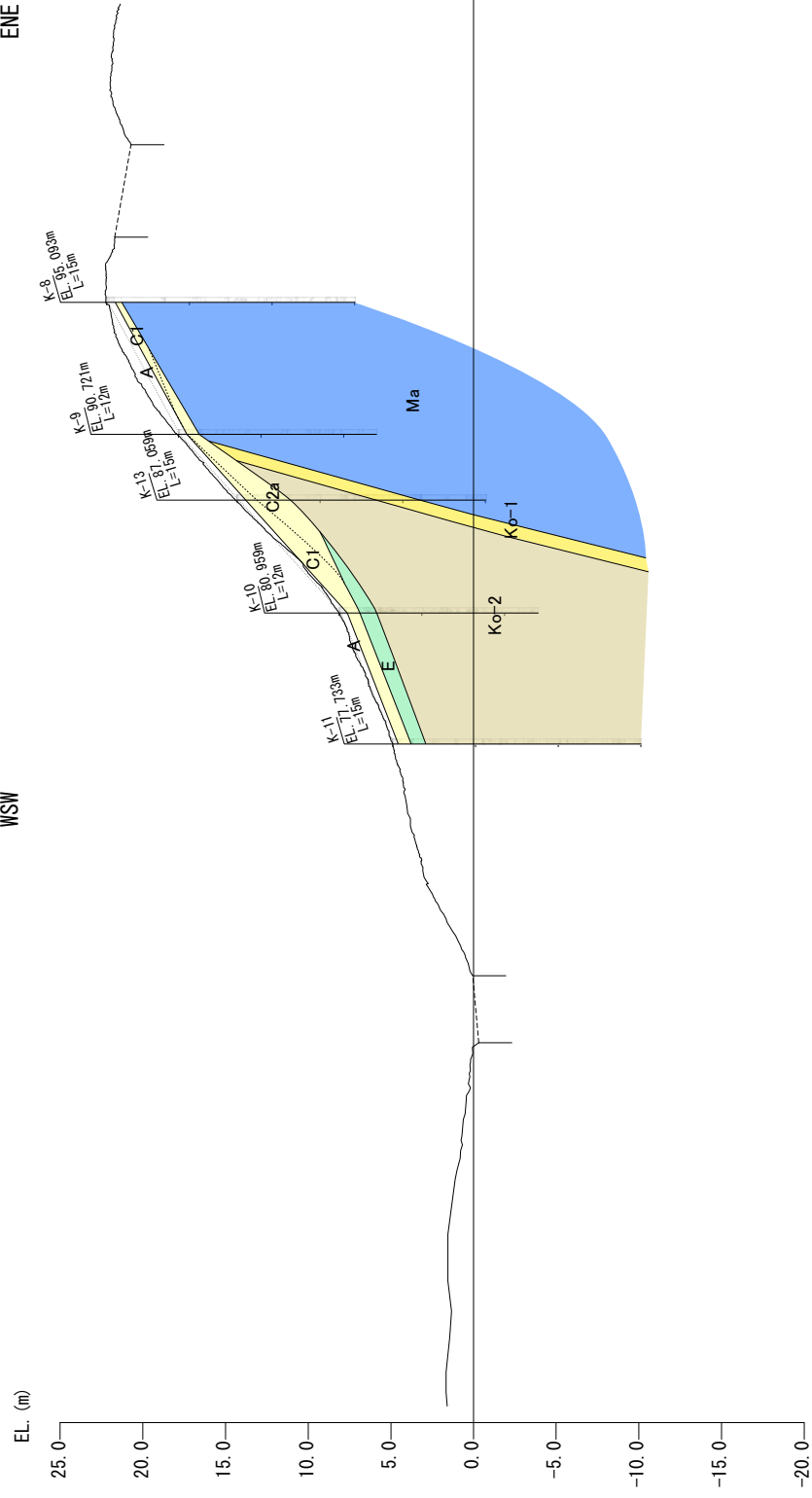
A	耕作土および黄土
B	細礫混じりシルト質砂
C1	褐色シルト
C2a	褐色細礫混じりシルト
C2b	青灰色シルト
C3	青灰色細礫混じりシルト
D	暗灰色シルト主体 置下位に礫
E	角礫状風化岩
Ko-3	暗灰褐色シルト岩
Ko-2	珪藻質シルト岩
Ko-1	砂岩 置下位礫岩
Ma	暗灰色シルト岩
	増設層

柱状図凡例

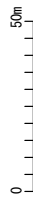
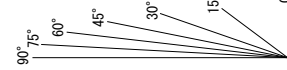
シルト	シルト
砂	砂
礫	礫
ピート	ピート
砂岩	砂岩
シルト岩	シルト岩

ENE

WSW



(角度凡例)



\* 断面図の縦横の縮尺が異なるため  
地層等の角度は実際のものと異なる。  
(角度凡例参照)

図 12 (2) 上声問地区の地質断面図 (測線②).



図 13 上声問地区のトレンチ壁面写真。(a) 北側壁面。(b) 南側壁面 (反転)。



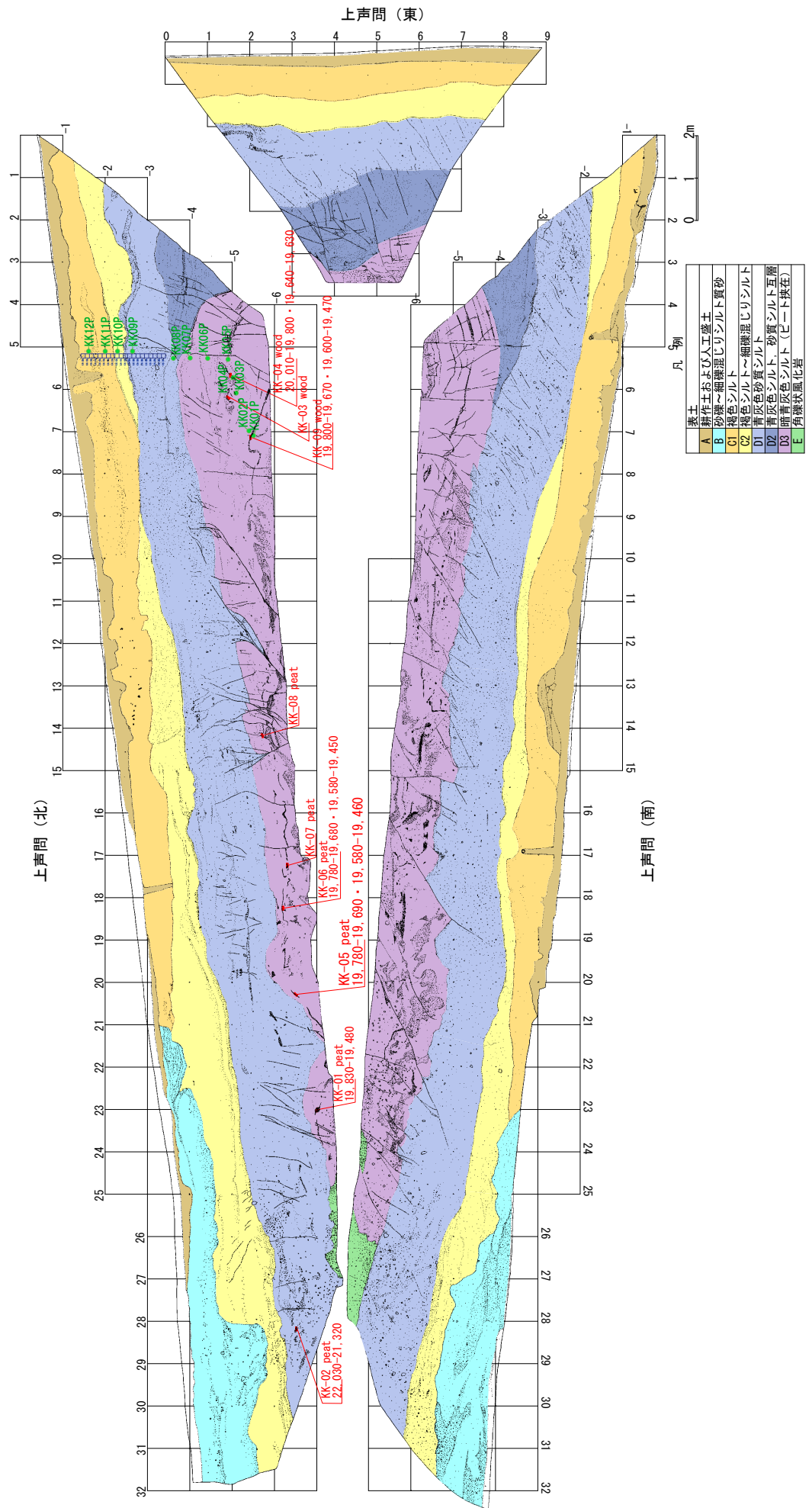
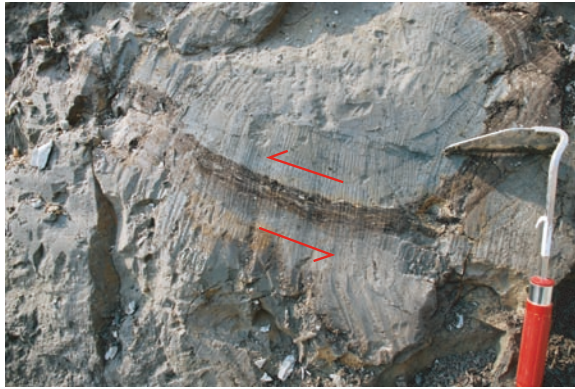
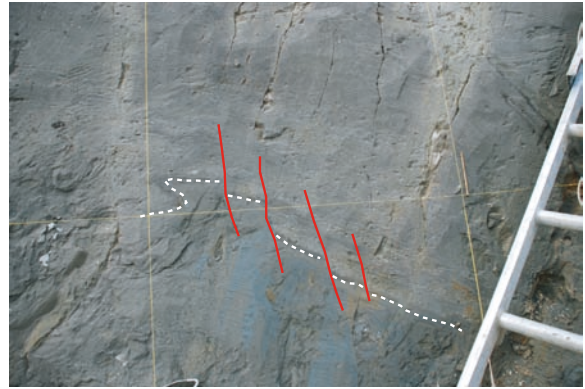


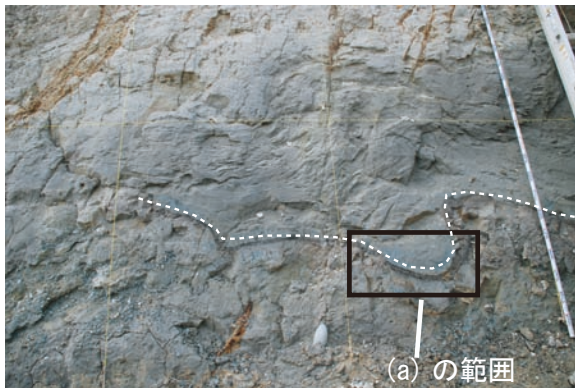
図 14 上声問地区のトレンチ壁面スケッチ。



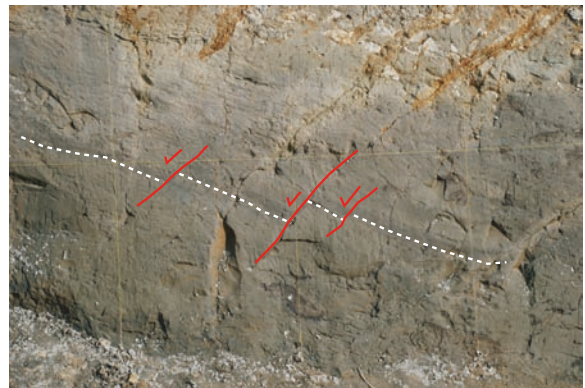
(a) 泥炭層中の剪断変形（北側壁面：D3層）



(d) 褶曲構造を切る正断層（北側壁面：D3層）



(b) 褶曲変形した泥炭層（北側壁面：D3層）



(e) D3層中に発達する正断層群（南側壁面）



(c) フレキシユラル・フロー褶曲した含礫シルト・細礫層（北側壁面 D3層）



(f) D1-C2層中に発達する凍結割れ目群（南側壁面）

図 15 上声問トレンチに見られる様々な構造.

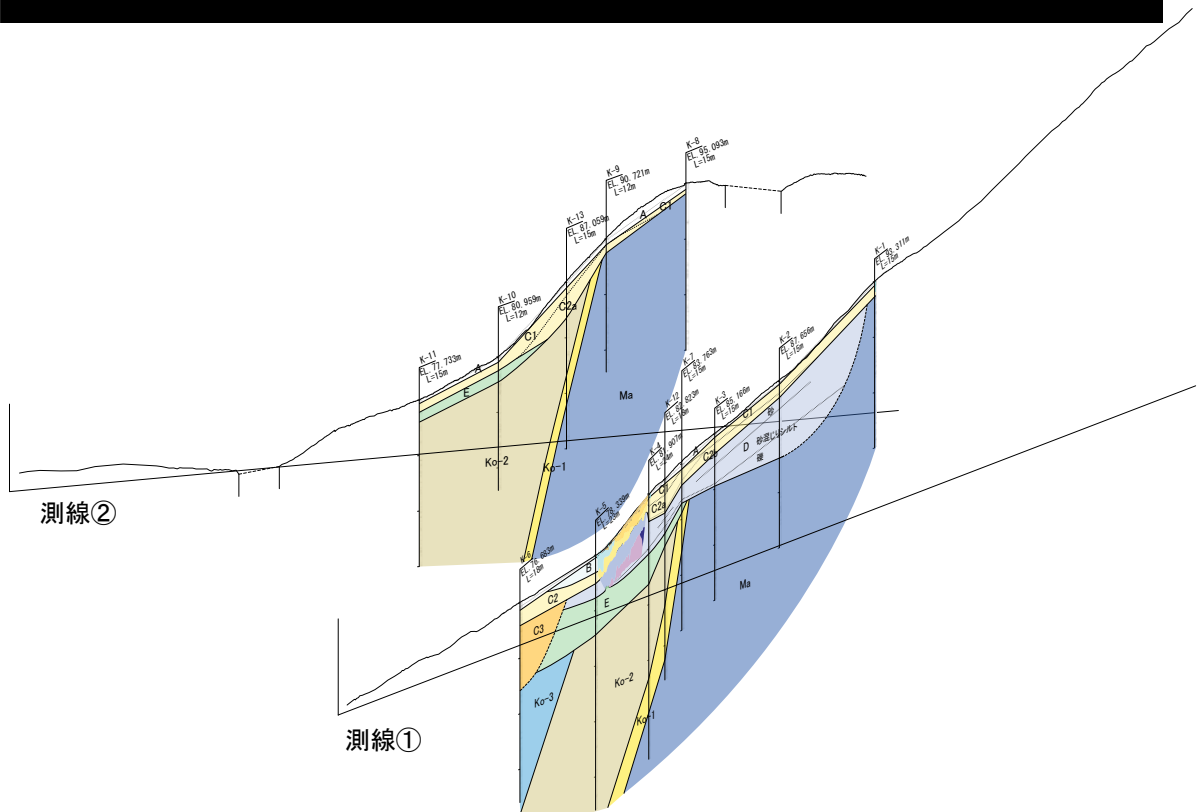
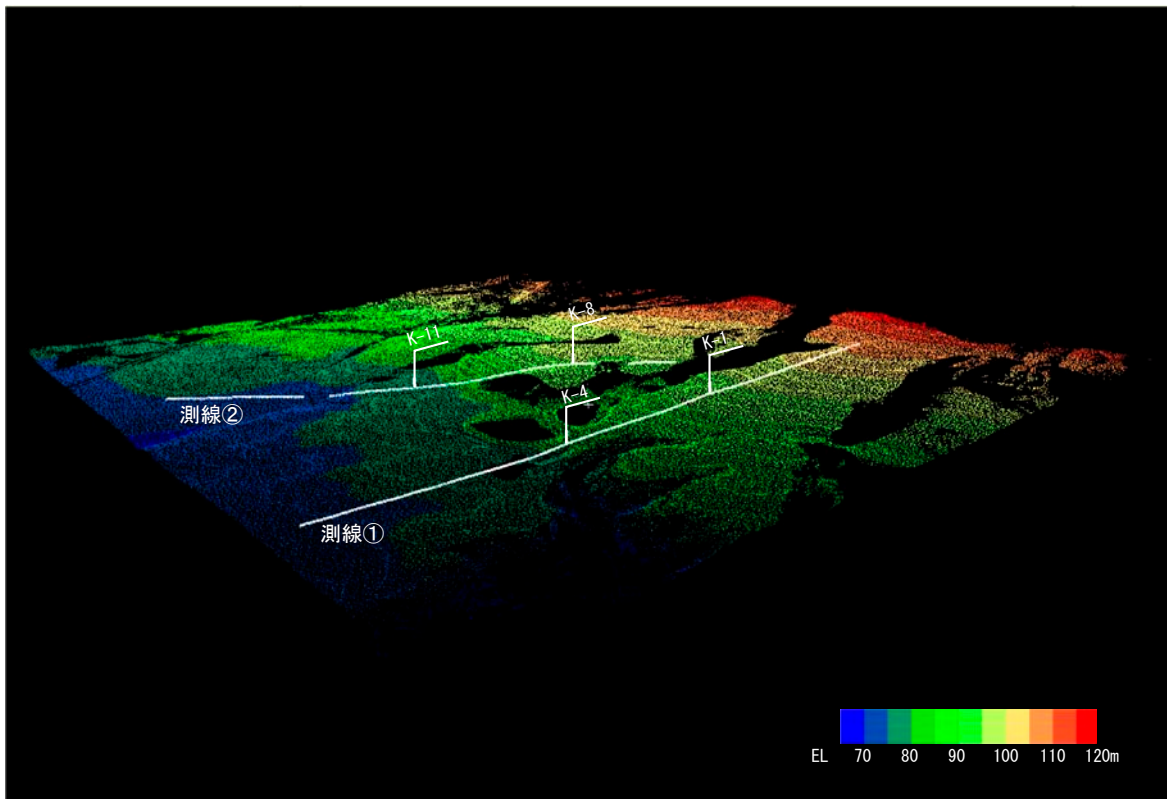
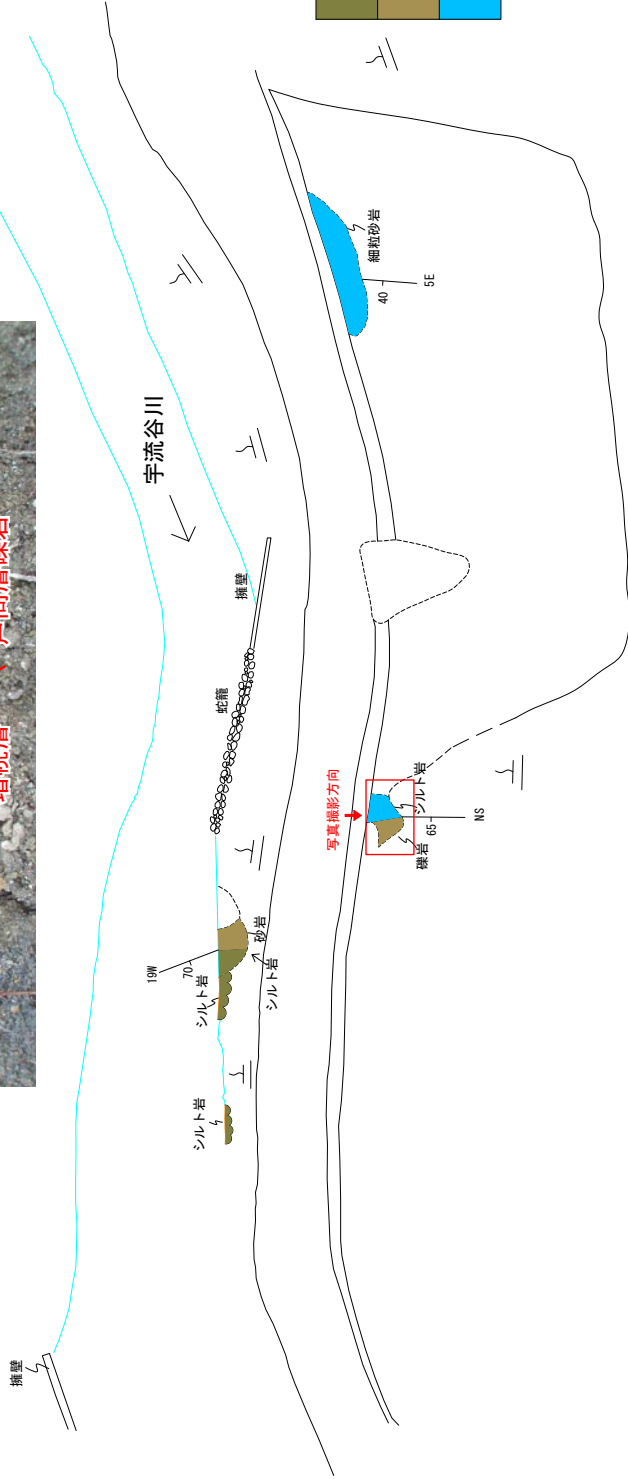
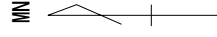
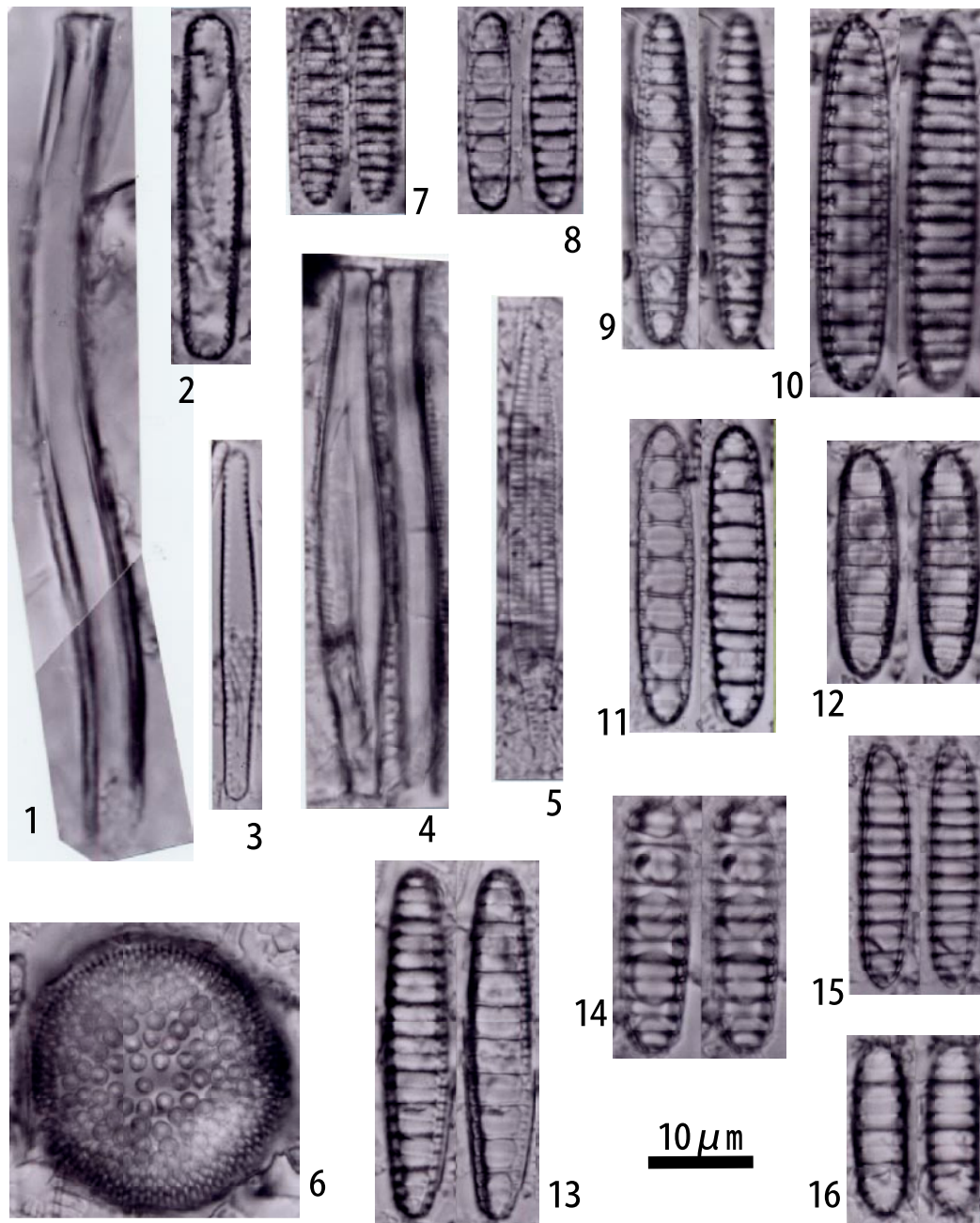


図 16 上声問地区の鳥瞰図とフェンスダイヤグラム（南から見た図）.



Ko-2	珪藻質シルト岩	声問層
	砂岩 最下位礫岩	
Ma	暗灰色シルト岩	増幌層

図 17 曲淵地域宇流谷川の不整合露頭。



図版説明

- 1: *Probosia barboi* (Brun) Jordan et Priddle  
 2: *Thalassionema hirosakiensis* (Kanaya) Schrader  
 3: *Thalassionema nitzschioides* (Grun.) H. et M. Peragallo  
 4: *Ikebea tenuis* (Brun) Akiba  
 5: *Rouxia californica* M. Peragallo  
 6: *Actinocyclus ingens* f. *nodus* (Baldauf) Whiting et Schrader  
 7-10: *Denticulopsis simonsenii* Yanagisawa et Akiba  
 11-12: *Denticulopsis vulgaris* (Okuno) Yanagisawa et Akiba  
 13-16: *Denticulopsis katayamae* Maruyama