

## 黒松内低地断層帯の最新活動時期と地下地質構造

### Timing of faulting events and subsurface structures of the Kuromatsunai-teichi fault zone, southwestern Hokkaido, Japan

吾妻 崇<sup>1</sup>・後藤秀昭<sup>2</sup>・下川浩一<sup>3</sup>・奥村晃史<sup>4</sup>・寒川 旭<sup>5</sup>・杉山雄一<sup>6</sup>  
町田 洋<sup>7</sup>・黒澤英樹<sup>8</sup>・信岡 大<sup>9</sup>・三輪敦志<sup>10</sup>

Takashi Azuma<sup>1</sup>, Hideaki Goto<sup>2</sup>, Koichi Shimokawa<sup>3</sup>, Koji Okumura<sup>4</sup>, Akira Sangawa<sup>5</sup>,  
Yuichi Sugiyama<sup>6</sup>, Hiroshi Machida<sup>7</sup>, Hideki Kurosawa<sup>8</sup>, Dai Nobuoka<sup>9</sup> and Atsushi Miwa<sup>10</sup>

<sup>1,5,6</sup> 活断層研究センター (Active Fault Research Center, AIST, t-azuma@aist.go.jp, sangawa.a@aist.go.jp, sugiyama-y@aist.go.jp)  
<sup>2</sup> 福島大学教育学部 (Department of Education, Fukushima University, hgoto@educ.fukushima.ac.jp)  
<sup>3</sup> 地質調査情報センター (Geoinformation Center, AIST, k.shimokawa@aist.go.jp)  
<sup>4</sup> 広島大学大学院文学研究科 (Graduate School of Letters, Hiroshima University, kojiok@hiroshima-u.ac.jp)  
<sup>7</sup> 東京都立大学名誉教授 (Prof. Emeritus, Tokyo Metropolitan University, QYP04721@nifty.ne.jp)  
<sup>8,9,10</sup> 応用地質株式会社 (Oyo Co., kurosawa-hideki@oyonet.oyo.co.jp, nobuoka-dai@oyonet.oyo.co.jp, miwa-atsushi@oyonet.oyo.co.jp)

**Abstract:** The Kuromatsunai-teich fault zone is an N-S trending fold and thrust zone in southwestern Hokkaido. We obtained new data on the timing of faulting events and the subsurface structures. The results of the trench and pit excavation surveys at two sites (Shirozumi and Warabitai) show the latest event occurred after the Last Glacial period. At the Warabitai site, the timing of the latest event was narrowed down around 6,000-5,000 yBP. The seismic profiling on three lines show westward tilting of subsurface layers. The westward dip of the layers decrease upward and the thickness increases toward the axis of syncline. This indicates the growth of tilting through the Middle to the Late Quaternary period. Based on the tilting rates of the late Pleistocene terraces, we estimate that the deformation in this fault zone started Early to Middle Pleistocene period.

**キーワード:** 活断層, 黒松内低地断層帯, トレンチ掘削調査, 反射法地震探査, 北海道  
**Keywords:** active fault, the Kuromatsunai-teichi fault zone, trench excavation, seismic profiling, Hokkaido

#### 1. 調査概要

黒松内低地断層帯は、北海道南西部に位置する南北走向の断層帯である(第1図)。活断層研究センターでは、同断層帯の活動履歴解明を目的として、2002年度に白炭東断層と長万部断層においてトレンチ掘削調査を実施したが、明瞭な断層を確認することができなかった(吾妻ほか, 2003)。2003年度には、トレンチ(ピット)掘削による活動履歴調査を、断層帯北部の白炭東断層および中部の蔵岱断層において行った。さらに、断層の地下形状と周辺の地下地質構造、および長期的な変動史を明らかにするため、蔵岱断層と断層帯南部の長万部断層を横切る2測線において反射法地震探査を実施した。

これらの調査の結果、1) 完新世における断層活動、2) 地表の断層地形と地下の褶曲構造との関係、3) 断層帯の活動開始時期、に関する新しい情報が得ら

れた。以下、2003年度の調査結果について、調査項目毎に報告する。

#### 2. 活動履歴調査

##### 2.1 白炭東断層

###### (1) 従来の研究

白炭東断層は、断層帯北部に位置する西上がりの逆断層変位を持つ長さ約5 kmの活断層である。この断層については断層露頭の記載が報告されており、逆断層であることが確認されている(山岸・木村, 1981)。この断層の平均変位速度について今泉ほか(1982)は、M1面(7~8万年前)に25 mの上下変位が、M2面(4~5万年前)に5 mの上下変位がそれぞれ認められるとし、この断層の平均変位速度を0.3~0.4 m/kaと見積もっている。2002年度に著者らが実施したトレンチ掘削調査では、約200年前の年

代を示す堆積物の上に後期更新世の風成ロームが覆いかぶさる構造を見だし、1792年に発生した歴史地震と白炭東断層の活動との関連性が指摘された(吾妻ほか, 2003)。しかし、この構造については地すべりによる可能性も否定できないため、具体的な断層活動時期に関するデータは得られていない。

## (2) 調査方法

2002年度にトレンチを掘削した地点から約50~100 m南に、5つのピットを掘削した。掘削位置は、地すべり地形と思われる範囲を避けるとともに、断層崖ができるだけ浸食されていない場所を選んだ。断層崖に沿って4箇所、断層崖よりも東側(低下側)の1箇所ピットを掘削しNo. 1~No. 5ピットとした(第2図)。それらのなかで断層を確認できたのはNo. 3ピットのみであるので、以下ではその壁面について記載する。

No. 3ピットは、今回の白炭地区における調査範囲の中で最も南側で掘削されたもので、長さ約10 m、詳細な観察を行った時点での深さは最も西側で約3 m、掘り増し時の深さは約6 mである。壁面で観察された地層は以下のとおりである。掘り増し前のスケッチを第3図に、掘り増し後の壁面写真を第4図に示す。グリッド間隔は垂直・水平方向とも1 mである。ピット壁面の傾斜はほぼ垂直であり、各図の縦方向はいずれも壁面の実長をもとに描かれている。壁面から採取した火山灰試料については、鉱物組成、屈折率等を有限会社古澤地質調査所に分析を依頼した。

## (3) 層序区分

s1層：黒褐色の表土で、最上部は人工的な攪乱を受けている。層厚は、ピットの西寄りでは10~20 cm程度であるが、東に向かって厚さを増し、1 m以上となる。

s2層：耕作土の下位に分布するクラックが発達した暗褐色のシルト質ローム層である。断層崖斜面の上部では層厚は約30 cmであり、斜面下部に近づくにつれて約1 mにまで厚さを増すが、グリッド4付近で耕作土によってその連続を断たれる。この層には堆積年代の指標となる火山灰は含まれていないが、クラックの発達が良いことから、おそらく最終氷期頃に堆積した風成ロームと考えられる。

s3層：明褐色の凝灰質中砂を主とする堆積物で、径3~5 cmの角礫が含まれる。この堆積物は後述する洞爺火砕流堆積物が再堆積したものと考えられ、層厚は断層の下盤側で約3 mに達する(第4図)。この地層には灰色の凝灰質細砂からなる部分(第3図の色が薄い部分)があるが、その分布から断層の下盤側では複雑な堆積構造を呈しているか、もしくは小規模な断層により変形していると考えられる。

s4層：壁面の西寄りの断層の上盤側に分布する層厚約2 mの細砂層とシルト層の互層である。この互層はそれぞれ層厚数cm~数十cmの細砂層とシルト層からなる。

s5層：s4層の下位には、白色粘土からなるs5層が存在する。掘り増した壁面の水平Grid 6からGrid 7にかけて、垂直グリッド-2.5付近にみられる塊状の白色粘土もこの層に対比されるものと考えられる(第4図)。

s6層：掘り増したピットの最下部(第4図)に見出された一次堆積と思われる洞爺火砕流堆積物である。全体の層厚は不明であるが、ピット内では少なくとも2 m以上あることは確認された。洞爺火砕流堆積物の年代については、 $0.13 \pm 0.03$  MaのFT年代測定値(奥村・寒川, 1984; 奥村ほか, 1984)が得られているほか、火砕流と同時に噴出した火山灰の海洋酸素同位体層序における位置から、ステージ5dにあたる11.2~11.5万年前と考えられている(町田・新井, 2003)。

## (4) 断層による地層の変位

南北両壁面に数条の逆断層が認められた。断層はピットの西寄りの部分で、s4層がs3層に衝上する構造として観察された(第3図)。断層は数条認められ、いずれも断層面の傾斜は15度以下で西に傾いている。s4層とs3層との境界をなす断層が主断層と考えられ、そのほかは撓曲したs4層上部から派生している分岐断層である。北壁面では、断層はs2層まで切っており、s1層に覆われる。南壁面ではs3層がs2層に衝上する構造は明瞭であるが、s2層中には断層は確認できなかった。

## (5) 断層活動時期と平均変位速度

トレンチの北壁面で確認された断層は、最終氷期以降に堆積したと思われるs2層までを変位させている。したがって、この断層の最新活動時期は、最終氷期以降と考えられる。

この断層による変位量については、断層の上盤側のs5層と下盤側の白色粘土を同層準と仮定すると、壁面の範囲内で確認される垂直変位量は約3 mである。仮に断層の傾斜角が15度で続いているとすれば、断層面に沿った累積変位量は約12 mとなる。ただし、上盤側は変形帯の一部のみが露出しているため、実際の変位量はこれらの値よりも大きくなる。白色粘土の堆積時期を洞爺火砕流堆積物直後とすると、平均変位速度は垂直方向で0.03 m/ka、断層面の傾斜方向で0.11 m/kaとなる。ただし、この値は最小値であることと、今回掘削したトレースと平行な他のトレース(第2図のa, c)も変位が見られることに留意する必要がある。

## 2.2 蕨岱断層

### (1) 従来の研究

蕨岱断層は、知来川の左岸に位置する長さ約 3 km の西上がりの断層である (活断層研究会, 1991)。段丘面上に認められる変位量は、約 15 万年前以前に形成された H2 面で 20 m 以上、約 7~8 万年前に形成された M1 面で 10~15 m であり、平均変位速度は 0.2 m/ka である (今泉ほか, 1982)。

### (2) 調査方法

蕨岱断層の活動履歴を明らかにするため、中位段丘 (今泉ほか, 1982 の M1 面; 奥村, 1982 の M2 面) の東縁を限る断層崖を横切ってトレンチを掘削した。掘削地点は、斜面堆積物が厚く堆積している緩傾斜地や、地すべり地形が認められる場所を避け、できるだけ断層崖本来の崖地形が保存されている場所を選んだ (第 5 図下)。

掘削地点では断層崖の比高が約 8 m あり、断層を追って掘削を進めるとトレンチが深くなることが予想されたため、予め崖の上部を削り落としてから断層が存在すると想定される断層崖の基部にトレンチを掘削した。トレンチの規模は、長さ約 25 m、幅約 6 m、深さ約 4 m であった。

### (3) 層序区分

トレンチ壁面全体の概略図を第 6 図上、第 7 図上に示す。グリッド間隔は垂直・水平方向とも 1 m である。トレンチ壁面の傾斜は平均約 60 度であるが、各図の縦方向はいずれも壁面の実長をもとに描かれている。なお、以下に記載する  $^{14}\text{C}$  年代については、株式会社加速器分析研究所に依頼し、すべて AMS 法により測定された値である。また、火山灰試料については、鉱物組成、屈折率等の分析を有限会社古澤地質調査所に依頼した。

トレンチ壁面で観察された地層を、層相、層序関係および年代測定結果に基づき、w1 層から w7 層に区分した。以下に各層の層相を略述する。

w1 層：層厚約 30 cm の黒色土壌層で、断層上盤側では人工的な耕作土、断層東側では崖下の湿地表層に堆積している黒色土からなる。水平グリッドの N2 付近で採取された連続サンプルの火山灰分析によると、地表下 0.15 m 以上の耕作土中に  $\text{nd}=1.520$  前後の高い屈折率の火山ガラスを含む白頭山-苫小牧テフラ (B-Tm; 10 世紀頃に降下: 町田・新井, 2003) が含まれる。

w2 層：泥炭層と砂礫層との互層からなり、層厚は約 1 m である。砂礫層が基底にあたり、泥炭層がそれを覆う堆積物と考え、w2a~w2c 層に細分した。各層準の泥炭から塊状の試料を数点採取し、 $^{14}\text{C}$  年代測定を行った。その結果、w2a 層からは 2,880 BC~660 AD, w2b 層からは 3,300 BC~2,570 BC, w2c 層からは 6,450 BC~3,700 BC にかけての年代値 (1,500 BC

~1,390 BC の値を示す試料にはより新しい堆積物からの炭素の混入があったと判断し、除外して考える) が得られた。南壁面では、w2a 層の泥炭中に層厚約 5 cm の細粒白色火山灰が挟まれる。鉱物組成と火山ガラス及び主要鉱物の屈折率から、この火山灰は駒ヶ岳 d 火山灰 (Ko-d; 1640 AD に降下) に同定された。

w3 層：本層は、断層上盤側において w5 層、w6 層を不整合に覆う砂質ローム層と、断層崖基部において崖錐状に分布する砂礫層を一括したものである。断層上盤側の水平グリッドの N2 付近の地表下 0.20~0.25 m からは、連続サンプルの火山灰分析結果から、 $n_2=1.670\sim 1.682$  の屈折率を示す角閃石を含む濁川テフラ (Ng; 約 1.5 万年前に降下: 町田・新井, 2003) が検出された。崖基部にみられる崖錐状の砂礫層は、北壁面では w4 層を、南壁面では w2a の砂礫層を覆っており、いずれも w2a 層の泥炭に覆われる。

w4 層：断層の下盤のみに分布する細砂層及び砂礫層であり、細粒部では腐植の薄層を挟む。腐植層からは、 $20,780\pm 110$  から  $31,270\pm 200$  yBP の  $^{14}\text{C}$  年代が得られており、最終氷期に堆積した地層と判断される。

w5 層：w6 層を整合的に覆う風成堆積物で、層厚は最大約 50 cm である。明褐色~暗褐色のシルト質ロームからなり、地表下 0.70~0.80 m にクッタラ第 2 火山灰 (Kt-2; 約 5 万年前に降下: 山懸, 1994) が挟まれる。Kt-2 の下位にさらに約 20 cm の層厚の風成ロームが存在することから、段丘面の離水時期は Kt-2 の降下時期 (約 5 万年前) よりも古いと考えられる。

w6 層：中~細礫からなる砂礫層とこれを覆うシルト層からなり、層厚は約 1 m である。シルト層には、層厚約 10 cm の黄白色火山灰 (給源不明) が挟まれる。本層は、隆起側の指標となる段丘面の構成層に相当する。

w7 層：砂礫層と細砂層との互層からなり、部分的に泥炭層を挟む。未固結であるが w6 層と比べると締まっており、久保ほか (1983) の知来川層 (中期更新世の陸成砂礫層) に相当する。

### (4) 断層による地層の変位

断層は、北壁面では水平グリッドの N16 から N21 付近にかけて、南壁面では水平グリッドの S16 から S23 付近に認められた。断層は走向がほぼ南北で、西へ約 15 度傾斜する複数の低角逆断層であり、幅約 1 m の断層帯を形成している。ここでは、これらの断層を f1~f3 断層に区分する。f1 断層は w7 層内に認められる小規模な断層である。f2 断層は最も明瞭な地質境界をなす断層であり、この断層により w7 層が w4 層に衝上している。f3 断層は主 w4 層内にみられる断層で、これにより w4 層が w2c 層に衝上している。

### (5) 断層活動時期

イベント層準の認定は、南北両壁面の N15~N22 及び S16~S23 の範囲の地質構造に基づいて行った(第 6 図下, 第 7 図下). f3 断層は上述のように、南北両壁面において、w4 層を w2c 層に衝上させている. この断層は w2b 層に覆われることから、w2c 層と w2b 層の間に、イベント層準を認めることができる.  $^{14}\text{C}$  年代測定の結果、w2c 層からは最も新しい年代値として 3,890 BC~3,700 BC が、w2b 層からは最も古い年代値として 3,300 BC~3,020 BC が得られていることから、このイベントの発生時期は約 3,890 BC 以降、3,020 BC 以前、すなわち 6,000~5,000 yBP 前後と考えられる. ただし最新活動については、f1 断層および f2 断層が w2a 層によって直接覆われているため、これらの断層で f3 断層よりも新しい活動があったことを完全に否定することはできない. しかし、その活動時期は w2a 層堆積以前、すなわち 2,670 BC 以前となり前述のイベントの発生時期と近接するため、約 6,000~5,000 yBP のイベントが最新活動である可能性が高いと考えられる.

なお、このイベントに先立つ断層活動については、発生時期を特定できるデータは得られなかった.

## 3. 地下構造探査

### 3.1 蕨岱地区

#### (1) 地形地質の概要

蕨岱断層は、地形的には長さ約 3 km にわたる西上がりの断層崖として認められる. その周辺の地質構造について、久保ほか (1983) は、瀬棚層 (中期更新世の浅海性砂層) の構造が知来川の西側では東へ急傾斜し、東側では西へ緩く傾斜することを地質図に示している. 吾妻ほか (2003) は、知来川およびその支流沿いの踏査結果に基づき、知来川右岸断層と蕨岱断層の周辺の幅数 10 m 程度の狭い範囲に知来川層および瀬棚層が急傾斜する構造が存在することを指摘している.

蕨岱断層で実施したトレンチ掘削調査で確認された低角な断層と、断層周辺における地下地質構造との関係を確認するため、深度約 500 m までを対象とした P 波反射法地震探査を実施した.

#### (2) 探査仕様

探査測線は、国道 5 号線から東へ伸びる農道沿いに蕨岱断層を横切って約 1.2 km (第 5 図上) にわたり設置した. 利用できる道路の関係上、断層の地表トレースがステップする部分を測線が通過している. 震源にはミニバイブレータを用い、発振点および受振点の間隔はともに 5 m に設定してデータの収集を行った. 同時受信チャンネル数は 96、CDP 重合数は 48、標準的な垂直重合数 (スタック回数) は 9 とした (第 2 表).

### (3) 探査結果

反射断面では、明瞭な反射面が全体としてほぼ一様に西へ傾斜している (第 8 図下). 反射面の傾斜は、深部では約 30 度で一定であるが、距離 500 m 付近よりも西側では、標高 20 m 付近よりも浅いところで傾斜が 10 度以下となる (第 8 図上). さらに、距離 300 m よりも西側では、標高 40 m よりも浅い部分で傾斜がほぼ水平となる.

以上のような構造からは、累積的な西への傾動運動が起こり、堆積場が西へ移動してきたことが推定される. 水平な堆積構造を示す反射面は、おそらく知来川沿いに分布する中期更新世の知来川層と思われるが、そのほかの反射面と地層との対応については不明であり、今後の調査が必要である.

蕨岱断層の地表トレースの位置と反射断面とを比較すると、2 条の地表の断層トレースの位置は上述の構造境界を地表まで延長した先とほぼ一致する (第 8 図上). しかし、それらの断層付近の反射面には明瞭なずれや変形構造は認められない. トレンチで観察された断層の傾斜はこの地質境界の傾斜とほぼ一致することから、蕨岱断層は地下の浅いところにおける地質構造境界でのすべりである可能性がある.

### 3.2 長万部地区

#### (1) 地形地質の概要

長万部地域の沿岸部には、M1 面から M3 面に分類される更新世段丘面群が分布する. それらのうち、山地と平野との境界に位置する長万部断層よりも東に分布する M2 面と M3 面は、内陸側 (北西) に向かう異常傾斜を示す (第 9 図). これらの段丘面の形成時期は、火山灰層序との関係から、M1 面が海洋酸素同位体ステージ (MIS) の 5e (約 12.5 万年前)、M2 面が 5c (約 10 万年前)、M3 面が 5a (約 8 万年前) であると考えられている (奥村, 1983; 小池・町田, 2001; 小疇ほか, 2003). これらの段丘面の内陸への異常傾斜は、長万部断層の活動では説明ができず、さらに海側に位置する逆断層による逆傾斜もしくは活褶曲の翼部における変形と関係していると推定される.

長万部周辺に分布する中新世から更新世にかけての地質の層序区分については、長尾・佐々 (1933)、鈴木ほか (1967)、池谷・林 (1982)、久保ほか (1983)、椿原ほか (1989) など様々な見解があるが、以下では久保 (1983) に従い、下位から八雲層 (中期中新世)、黒松内層 (中新世末~鮮新世)、瀬棚層 (鮮新世末~前期更新世) に区分する.

#### (2) 探査仕様

長万部断層およびそれよりも海側の地下構造を明らかにするため、段丘面の傾斜方向とほぼ直交する東西方向に長さ約 3 km の測線を設定し、P 波反射法地震探査を実施した. また、P 波探査の結果、距離

800 m から 1200 m までの範囲において、深度 100 m よりも浅い部分の地質構造が不明瞭であり、一部には東へ傾く反射面が存在していたため、その範囲を含めて測線長 1.2 km の S 波反射法地震探査を実施した。

P 波探査の測線は、長万部断層よりも約 500 m 山地へ入った地点から海岸沿いの国道にかけて設置した (第 9 図)。震源にはミニバイブレータを用い、発振点間隔は 10 m、受振点間隔は 5 m とした。同時受信チャンネル数は 96、標準的な垂直重合数 (スタック回数) は 4~10 である (第 3 表)。

S 波探査の測線は、P 波測線の距離 300 m から 1200 m までの範囲に設定した。震源にはミニバイブレータを用い、発振点および受振点間隔はともに 2 m とした。同時受信チャンネル数は 96、標準的な垂直重合数 (スタック回数) は 4~9 である (第 3 表)。

### (3) P 波探査結果

反射断面には、山地と低地との境界付近に向斜軸が、海岸線付近に背斜軸が位置する褶曲構造が認められる (第 10 図)。向斜の軸面は西に傾いており、地表では山地と低地との境界付近よりも東 (距離 2200 m 付近) に位置している。距離 2800 m よりも西側の深度 200 m 付近には、長万部断層と思われる逆断層構造が不明瞭ながら確認できる。

既存のボーリング柱状図 (OR-8: 掘削長 1005 m、長万部町役場提供) の記載に基づくと、背斜軸付近 (距離 200 m~600 m) の地下地質は上位から順に、地表から標高 -100 m~-150 m 付近までは貝殻片を多く含んだ浅海性の砂質堆積物からなる瀬棚層、その下位から -850 m 付近まではシルトもしくはシルト層と細砂層の互層からなる黒松内層、さらにその下位は硬質頁岩もしくは砂岩からなる八雲層となっている。向斜軸付近のボーリング資料が存在しないので直接の対比はできないが、背斜軸付近における瀬棚層と黒松内層との境界付近の反射面が、向斜軸付近では深度 400 m 前後に位置するものと思われる。向斜軸付近においては深度 300 m 以浅で反射面の傾斜が上方に向かって次第に緩くなっており、褶曲の成長に合わせて向斜部ほど地層が厚くなる堆積構造が認められる。

### (4) S 波探査結果

反射断面 (第 11 図) は、全体として緩く西へ傾く構造を示すが、標高 -100 m 付近にみられるやや強い反射面の一部 (距離 600 m~700 m、800 m~900 m など) は東への傾斜を示す。それよりも浅いところにみられる弱い反射面においても、同様に東へ傾斜する部分が認められる。これらの構造は単調に西へ傾斜している標高 -100 m 以深の構造とは不調和であり、浅い部分のみに認められる。東へ傾斜する構造については、表層付近のみの断層による変形、瀬棚

層内での堆積構造やスランピング構造、あるいは地下水やガスによる反射面の乱れ等が考えられるが、この探査結果だけでは判断できないため、今後、当地域で採取されたボーリング試料の詳細な解析を行い、その結果と比較する必要がある。

### (5) 平均傾動速度と傾動開始時期

西へ傾く段丘面の異常傾斜には累積性が認められ、M2 面では約 800 m の区間で約 20 m の高度差があり、勾配は約 25 ‰ であるのに対し、M3 面では同じ区間における高度差は約 8 m で、勾配は約 10 ‰ である (第 12 図)。段丘面形成時の勾配を水平と仮定して、段丘面の勾配と形成年代をもとに平均傾動速度に換算すると、M2 面形成以降で 0.25 ‰/ka、M3 面形成以降で 0.13 ‰/ka となる。

一方、連続性の良い反射面に基づき、瀬棚層下部と黒松内層の勾配を見積もった (第 12 図)。段丘面の勾配を計測したのと同じ区間における瀬棚層下部及び黒松内層に位置する反射面の高度差は、ともに約 130 m であり、勾配は約 165 ‰ である。反射断面からは、瀬棚層下部以深の反射面はほぼ平行で層厚に変化が見られないのに対し、それよりも上位の地層は向斜軸付近で厚さを増すことがわかる。したがって、長万部付近では瀬棚層中部堆積期頃から褶曲運動が開始されたことが推定される。また、段丘面の傾動速度を 0.2 ‰/ka として外挿すると、褶曲翼部における傾動の開始の年代は約 80 万年前と推定される。

## 4. 平成 15 年度調査のまとめ

1) 白炭東断層については、ピット掘削調査により明瞭な逆断層を確認し、最新活動時期は最終氷期以降であるとの見解を得た。

2) 蕨岱断層トレンチ掘削調査では、最終氷期以降に複数回の活動があり、最新活動時期は約 6,000~5,000 yBP (3,890 BC 以降、3,020 BC 以前) であることが明らかになった。

3) 蕨岱断層の反射法地震探査では、断層周辺地域で西への傾動が継続してきたことにより、堆積場を西へ移動させながら上位層ほど傾斜が緩くなる堆積構造が認められた。地表の断層トレースは地質構造境界を延長した先にあたっており、トレンチで観察された断層面の傾斜が地質構造と一致することから、傾動の成長に伴う層理面すべりが蕨岱断層の活動と関係しているのではないかと考えられる。

4) 長万部断層の反射法地震探査では、段丘面の累積的な傾動は地下の褶曲構造の翼部の構造と調和的であり、その変形の開始時期は瀬棚層中部堆積期頃 (約 80 万年前) と推定される。

以上の調査結果から、黒松内低地断層帯は前期更新世末頃から活動を開始した断層帯であり、完新世

にも活動していることが明らかになったが、断層の活動間隔に関するデータは得られなかった。また、低地帯の地下では、西傾斜している地質構造が確認された。低地内の延長が短い構造は、これらの傾斜した地層の層理面でのすべりから生じた比較的浅い場所での副次的な構造の可能性がある。一方、低地帯の西側の山地内では瀬棚層やその上下の地層の急傾斜帯が存在しており、低地帯西方に大きな変形構造が推定される。今後は、この構造を含めた山地から低地にかけての地質構造および地形発達史を考察しながら、黒松内低地断層帯の全体像についてとりまとめる必要がある。

**謝辞** 本調査を実施するにあたり、北海道、黒松内町、長万部町の関係者の皆様には御理解と御協力を頂いた。掘削調査においては、それぞれの地権者の方に調査用地の使用を快く了解して頂いた。反射断面の解釈の参考として長万部町周辺のボーリング資料を収集した際には、長万部町役場と日本道路公団北海道支社に貴重な資料を提供して頂いた。以上の方々に厚く御礼を申し上げます。

## 文 献

- 吾妻 崇・下川浩一・寒川 旭・杉山雄一・桑原拓一郎・奥村晃史・黒澤英樹・信岡 大・三輪敦志 (2003) 黒松内低地断層帯における断層活動履歴調査. 活断層・古地震研究報告, No. 3, 1-22.
- 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, 260p.
- 池谷仙之・林 慶一 (1982) 北海道渡島半島黒松内地方の地質. 地球科学, **35**, 94-97.
- 今泉俊文・渡島半島活断層研究グループ (1982) 黒松内低地帯の活断層. 日本地理学会予稿集, **22**, 98-99.
- 活断層研究会編 (1980) 日本の活断層—分布図と資料—. 東京大学出版会, 363p.
- 活断層研究会編 (1991) 新編日本の活断層—分布図と資料—. 東京大学出版会, 448p.
- 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, 379p.
- 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.
- 久保和也・石田正夫・成田英吉 (1983) 長万部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅, 地質調査所, 70p.
- 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, 276p.
- 長尾 巧・佐々保雄 (1933) 北海道西南部の新生代層と最近の地史 (1), 地質学雑誌, **40**, 555-577.
- 中田 高・今泉俊文編 (2002) 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会, 68p.
- 奥村晃史 (1983) 黒松内低地帯の活構造と地形発達. 日本地理学会予稿集, **23**, 30-31.
- 奥村晃史・寒川 旭 (1984) 洞爺火砕流 (Tpf) の分布と絶対年代 (演旨). 火山, **29**, 338.
- 奥村晃史・八木浩司・寒川 旭 (1984) 黒松内低地帯の後期更新世段丘に関する年代資料. 第四紀研究, **23**, 209-212.
- 寒川 旭・衣笠善博・垣見俊弘・八木浩司・奥村晃史 (1982) 渡島半島の海岸線に沿う逆むき断層崖について. 日本地理学会予稿集, **22**, 100-101.
- Stuiver, M., Reomer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., v.d. Plicht, J. and Spunk, M. (1998) INTCAL98 radiocarbon age calibration 24000-0 cal BP. *Radiocarbon*, **40**, 1041-1083.
- 鈴木 守・藤原哲夫・三谷勝利 (1967) 長万部町の地質. 北海道立地下資源調査所, 62p.
- 椿原慎一・長谷川四郎・丸山俊明 (1989) 西南北海道黒松内地域の上部新生界—とくに黒松内層の層序と微化石年代について—. 地質学雑誌, **95**, 423-438.
- 山懸耕太郎 (1994) 支笏及びクッタラ火山のテフロクロノロジー. 地学雑誌, **103**, 268-285.
- 山岸宏光・木村 学 (1981) 黒松内低地帯の活断層露頭. 地球科学, **35**, 94-97.

(受付: 2004年8月20日, 受理: 2004年11月4日)

第1表. 蕨岱地区で実施したトレンチから採取された<sup>14</sup>C試料の年代測定結果. 括弧のついた数字は信頼度が低いと思われる値. 暦年較正には, Stuiver *et al.* (1998)の暦年較正データを基に基づきOxCal 3.8を用いて得られた値.

Table 1. <sup>14</sup>C dating results for samples from the Warabitai trench site.

壁面	層準	採取位置	試料の種類	Lab. No.	Conventional Age (yBP)	Calibrated Age
北壁面	w2a	N 22.0/-0.5	腐植質シルト	IAAA-31611	4,170 ± 50	2,880BC - 2,670BC
	w2a	N 22.0/-0.5	腐植質シルト	IAAA-31612	4,060 ± 50	2,840BC - 2,470BC
	w2b	N 23.0/-1.25	腐植質シルト	IAAA-31622	4,420 ± 50	3,260BC - 2,920BC
	w2b	N 23.0/-1.25	腐植質シルト	IAAA-31623	4,160 ± 50	2,880BC - 2,630BC
	w2b	N 23.0/-1.25	腐植質シルト	IAAA-31624	4,100 ± 40	2,860BC - 2,570BC
	w2c	N 22.0/-1.5	腐植質シルト	IAAA-31608	4,990 ± 40	3,950BC - 3,790BC
	w2c	N 22.0/-1.5	腐植質シルト	IAAA-31610	5,060 ± 50	3,890BC - 3,700BC
	w2c	N 22.0/-1.5	腐植質シルト	IAAA-31609	3,160 ± 40	(1,500BC - 1,390BC)
	w4	N 24.0/-2.5	腐植質シルト	IAAA-31620	24,370 ± 140	—
	w7	N 16.0/0	腐植質シルト	IAAA-31776	(46,180 ± 560)	—
	w7	N 16.0/0	腐植質シルト	IAAA-31775	(42,280 ± 390)	—
	w7	N 18.25/-0.5	腐植質シルト	IAAA-31778	(44,240 ± 450)	—
	w7	N 18.25/-0.5	腐植質シルト	IAAA-31621	(43,240 ± 530)	—
	w7	N 18.25/-0.5	腐植質シルト	IAAA-31777	(37,960 ± 330)	—
南壁面	w2a	S 19.8/-0.5	堆積物 (炭を含む)	IAAA-31316	1,440 ± 40	595AD - 660AD
	w2a	S 22.8/-1.0	炭化木片	IAAA-31312	2,760 ± 50	970BC - 830BC
	w2b	S 23.0/-1.5	泥炭	IAAA-31313	4,450 ± 40	3,330BC - 3,020BC
	w2b	S 22.5/-1.3	腐植質シルト	IAAA-31771	5,610 ± 40	4,530BC - 4,350BC
	w2c	S 22.0/-1.8	泥炭	IAAA-31314	7,530 ± 50	6,450BC - 6,260BC
	w4	S 17.9/-1.5	腐植質極細砂	IAAA-31773	31,270 ± 200	—
	w4	S 18.6/-1.3	炭化物	IAAA-31315	25,610 ± 150	—
	w4	S 19.4/-1.4	腐植質シルト	IAAA-31613	24,270 ± 160	—
	w4	S 19.4/-1.4	腐植質シルト	IAAA-31614	24,980 ± 140	—
	w4	S 20.0/-2.5	腐植質シルト	IAAA-31617	25,070 ± 140	—
	w4	S 20.0/-2.5	腐植質シルト	IAAA-31615	21,770 ± 120	—
	w4	S 20.0/-2.5	腐植質シルト	IAAA-31616	20,780 ± 110	—
	w4	S 21.1/-1.9	腐植質シルト	IAAA-31618	25,880 ± 160	—
	w7	S 17.3/-1.0	腐植質シルト, 材	IAAA-31772	(41,890 ± 540)	—
w7	S 17.9/-1.2	腐植質シルト	IAAA-31774	(>53,330)	—	

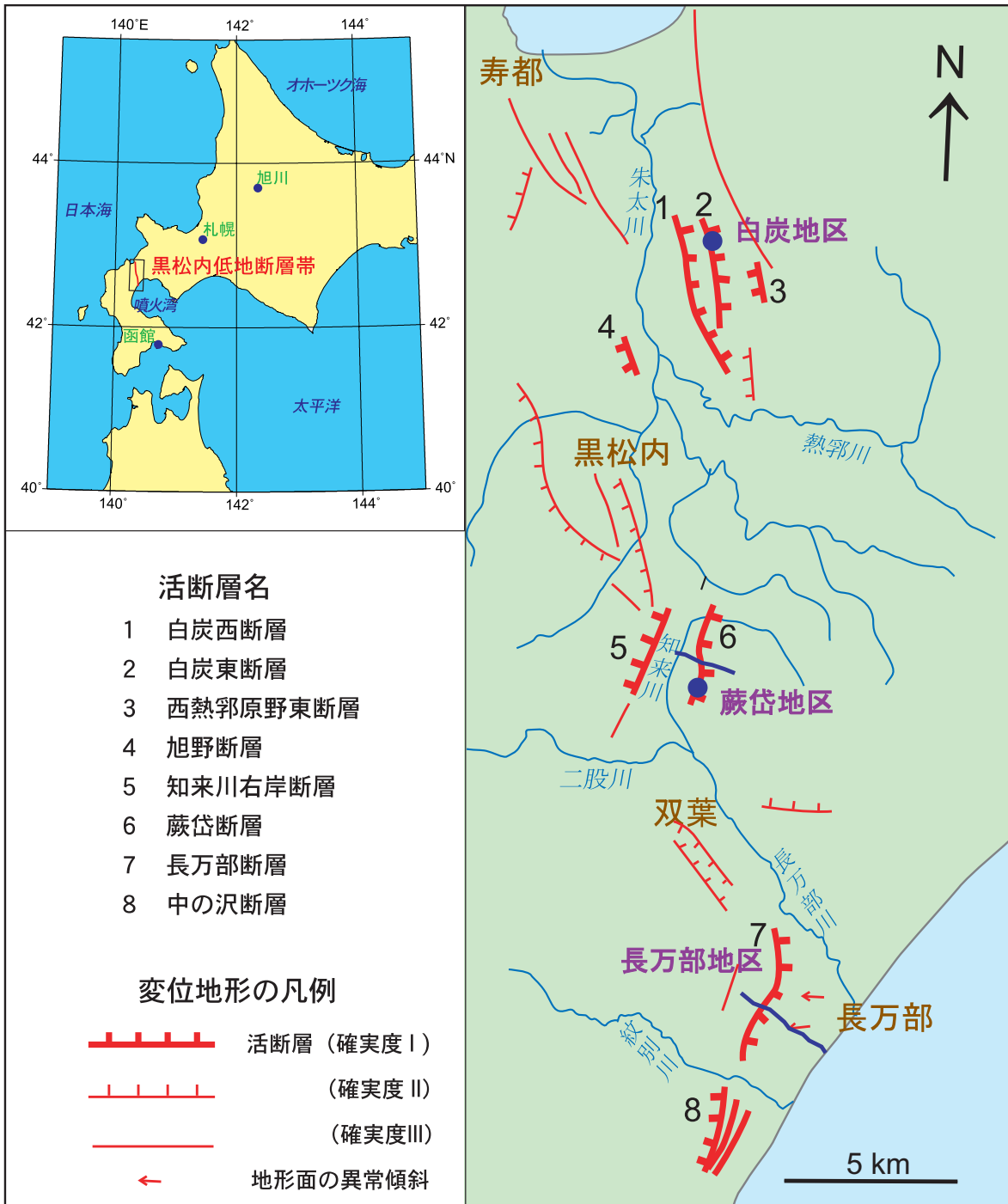
第2表. 蕨岱地区の反射法地震探査仕様.  
Table 2. Spec for the seismic profiling for the Warabitai line.

P波	
測線長	1200 m
発振方法	バイブレータ方式
振源	ミニバイブレータ
展開方式	エンド・オン展開
発振点間隔	5 m
受振点間隔	5 m
総受振点数	210点
最小オフセット距離	5 m
最大オフセット距離	480 m
スイープ長	8秒
記録長（相関後）	2秒
サンプリング間隔	0.5 ms
同時発振チャンネル数	96
CDP重合数	48
垂直重合数（スタック回数）	9

第3表. 長万部地区の反射法地震探査仕様.  
Table 3. Spec for the seismic profiling for the Oshamanbe line.

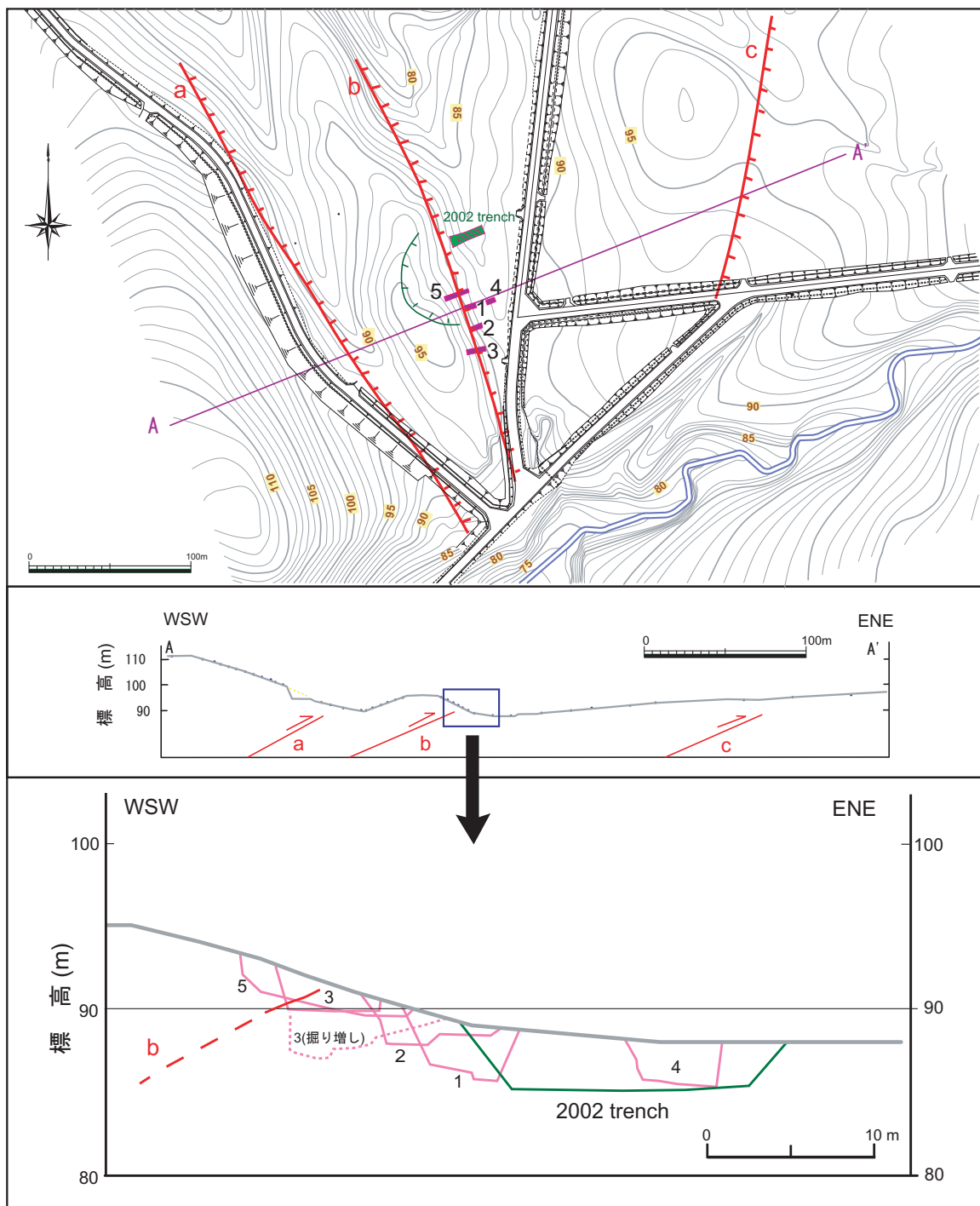
	P波	S波
測線長	3200 m	1100 m
発振方法	バイブレータ方式	バイブレータ方式
振源	ミニバイブレータ	ミニバイブレータ
展開方式	エンド・オン展開	エンド・オン展開
発振点間隔	10 m	2 m
受振点間隔	5 m	2 m
総受振点数	約640点	約550点
最小オフセット距離	5 m	2 m
最大オフセット距離	480 m	192 m
スイープ長	8秒	8秒
記録長（相関後）	2秒	2秒
サンプリング間隔	0.5 ms	0.5 ms
同時発振チャンネル数	96	96
CDP重合数	48	48





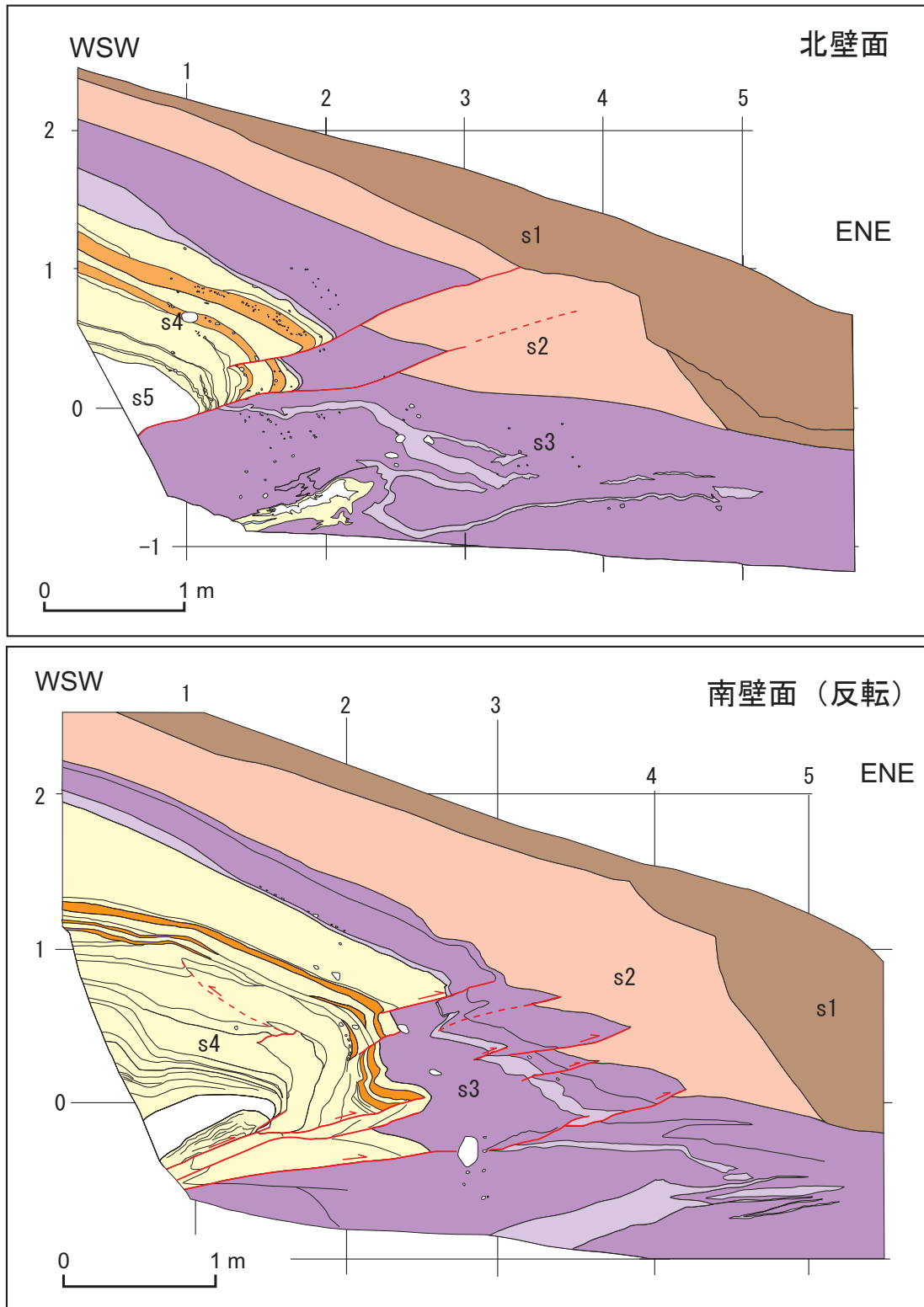
第1図. 黒松内低地断層帯の位置 (左上) と断層帯を構成する活断層 (右). 断層名は活断層研究会 (1991) による. 青丸はトレンチ掘削地点, 青線は反射法地震探査測線を示す.

Fig. 1. Index map of Kuromatsunai-teichi fault zone (upper left) and distribution of active faults in that fault zone (right).

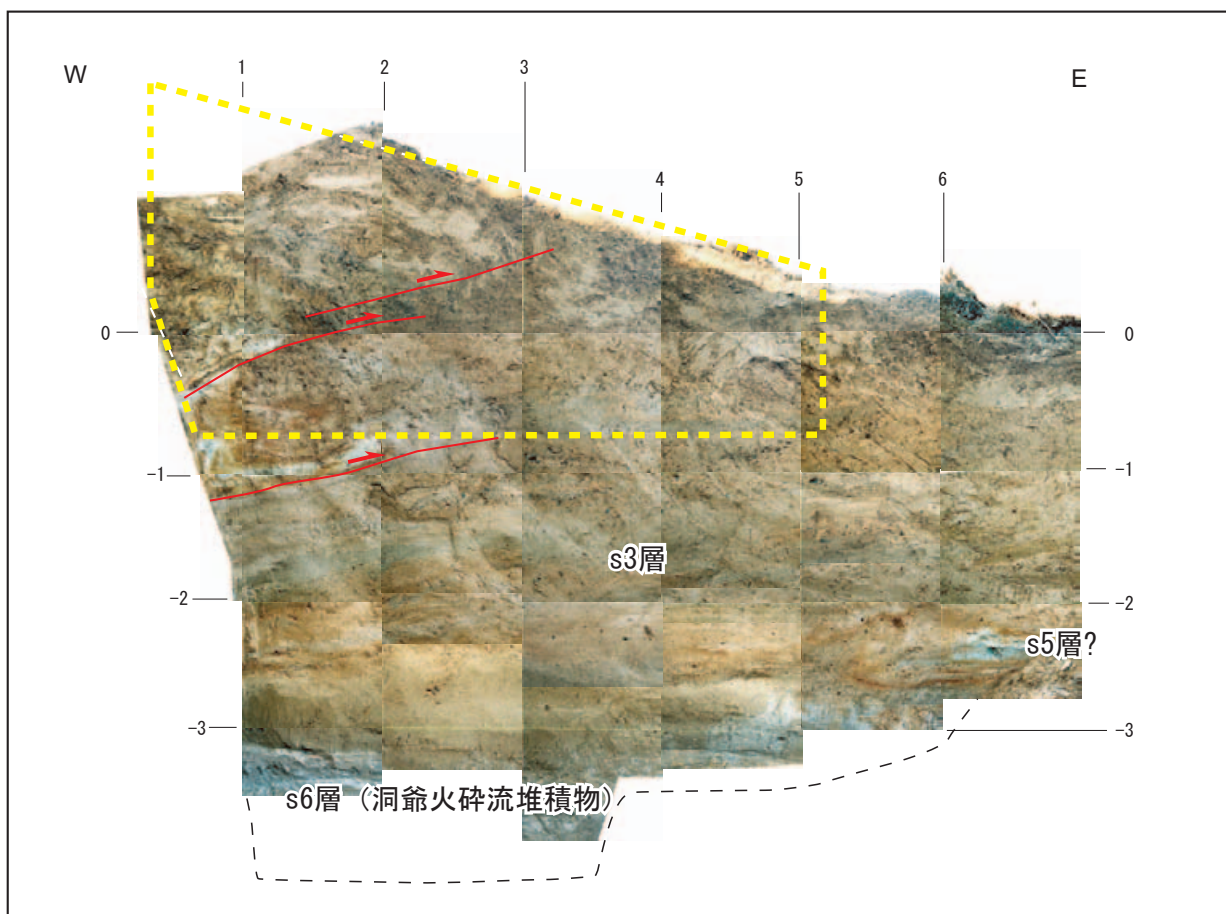


第2図. 白炭地区の詳細地形とピット掘削位置（上）と断層を横切る地形断面（中）および崖地形と断層・ピット・トレンチとの位置関係を示す断面投影図（下）.

Fig. 2. Detailed plan view and cross section of fault scarps at the Shirozumi site.

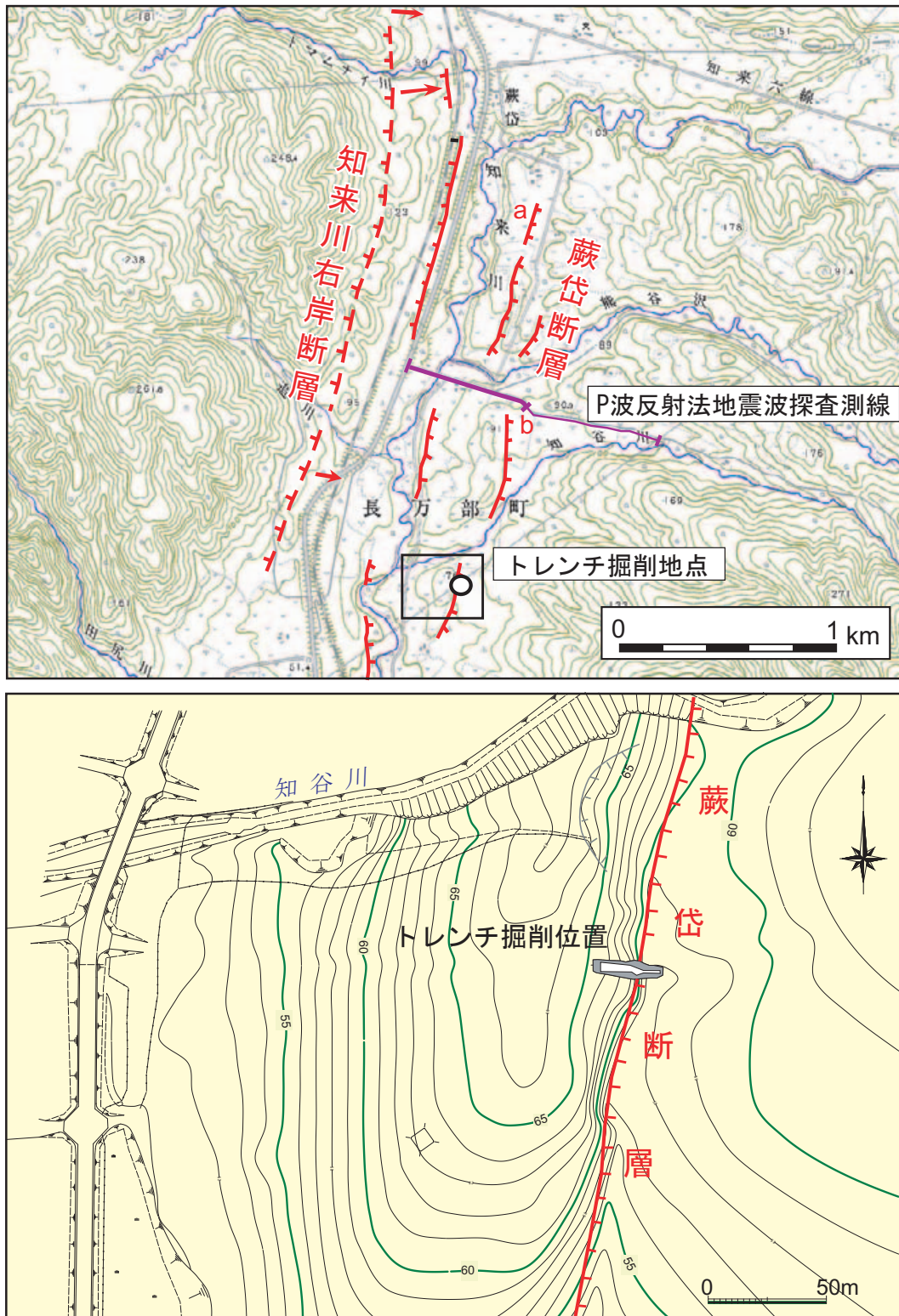


第3図. 白炭地区No. 3ピットの壁面スケッチ.  
Fig. 3. Logs of No. 3 pit at the Shirozumi site.



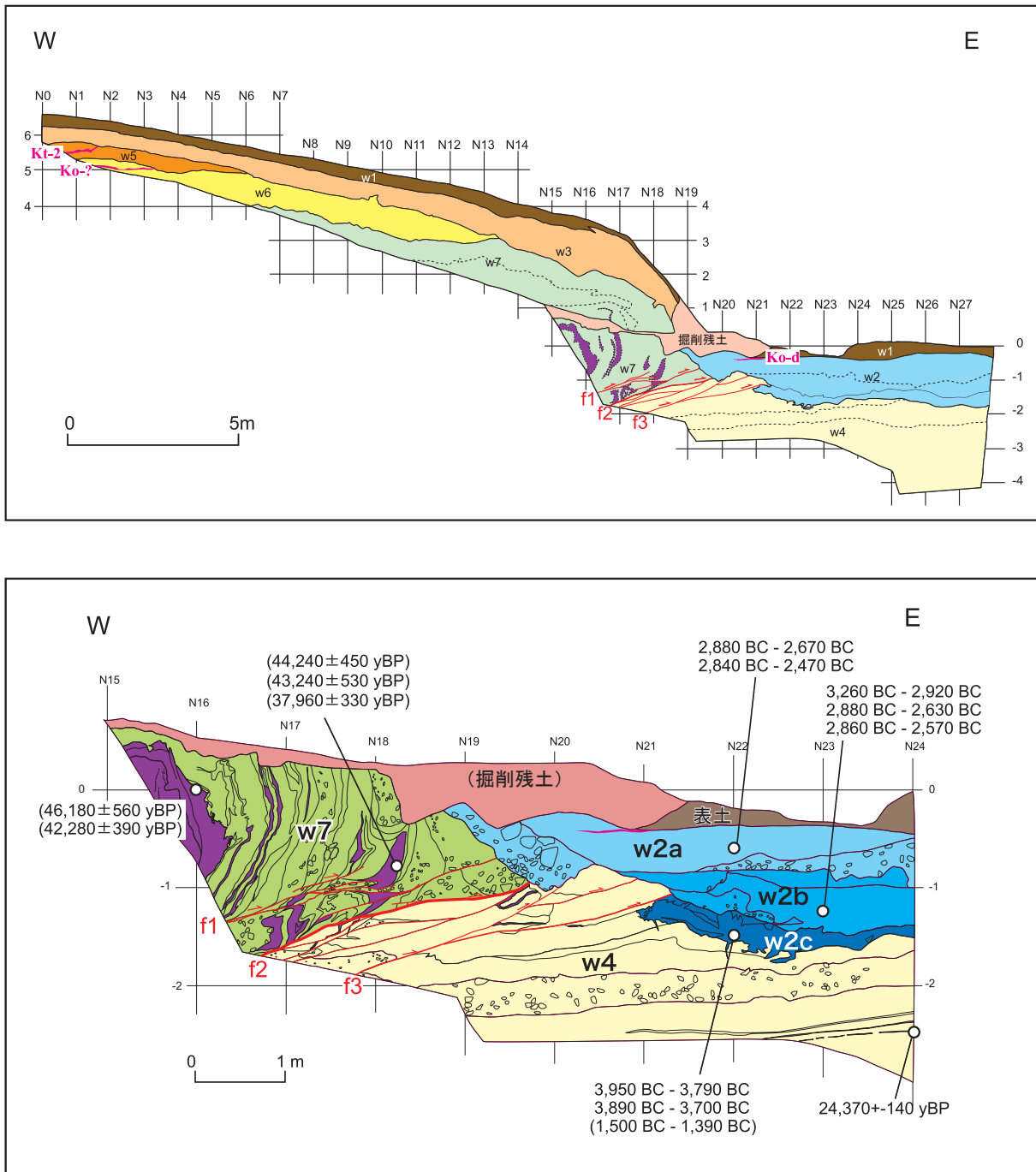
第4図. 白炭地区No. 3ピット (北壁面) の掘り増し時の状況. グリッドの間隔はそれぞれ1m.  
ただし最上部は写真の歪みが大きい.

Fig. 4 Mozaic-photo of the north wall of No.3 pit at the Shirozumi site.



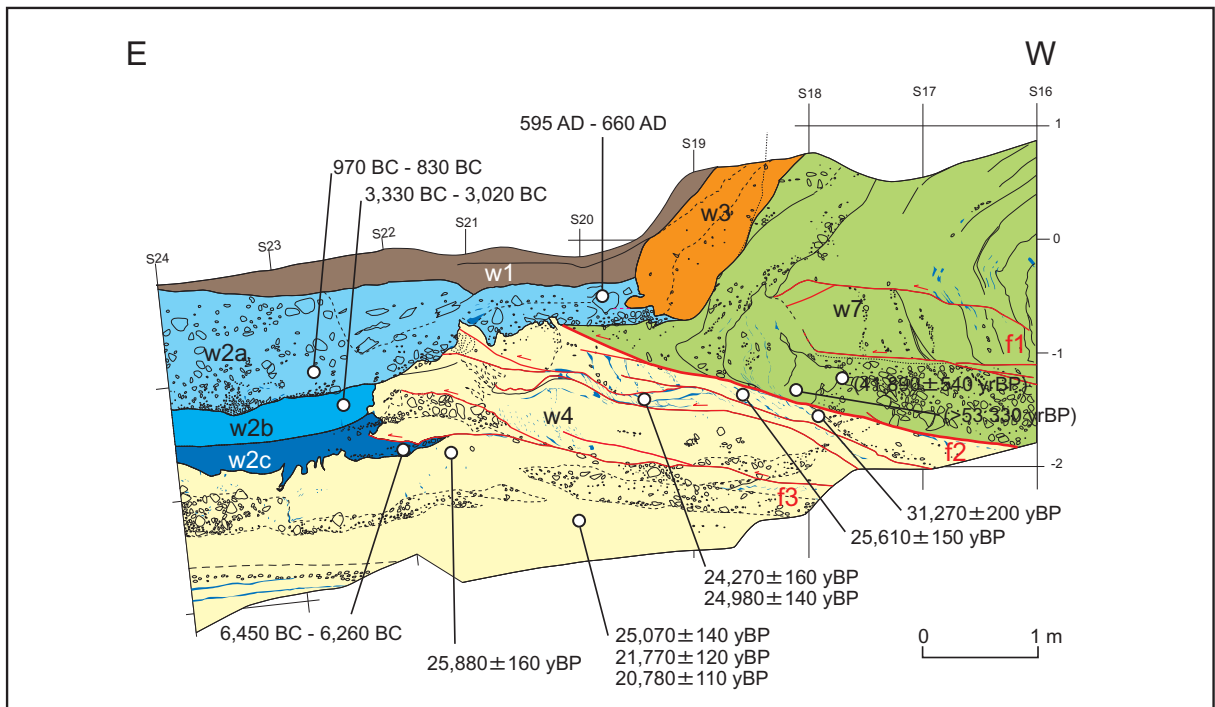
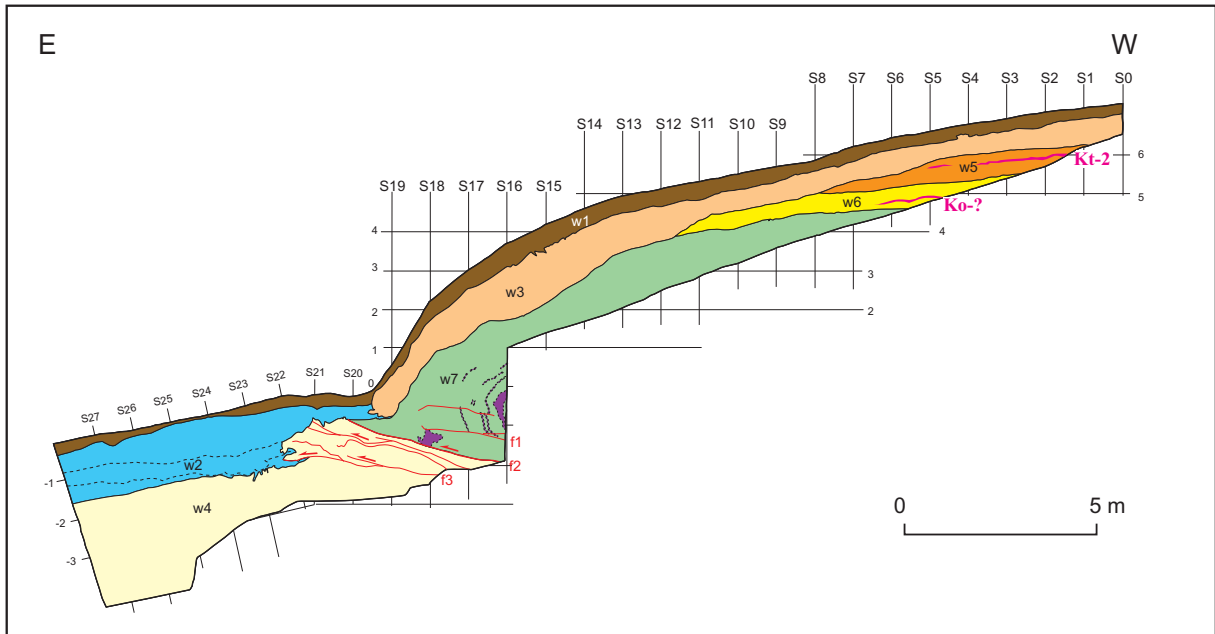
第5図. 蕨岱地区周辺の変位地形の分布 (上) とトレンチ掘削地点周辺の詳細地形 (下). 原図には国土地理院発行の数値地図25,000「黒松内」を使用した. 変位地形の位置は独自の判読に基づく. 既知の変位地形の名称は, 活断層研究会 (1991) による. 詳細地形の等高線及びトレンチの位置は, 現地で実施した測量結果に基づく. 等高線の数値の単位はm.

Fig. 5. Fault distribution in the Warabitai area (top) and a detailed plan view around the trenching site (bottom).



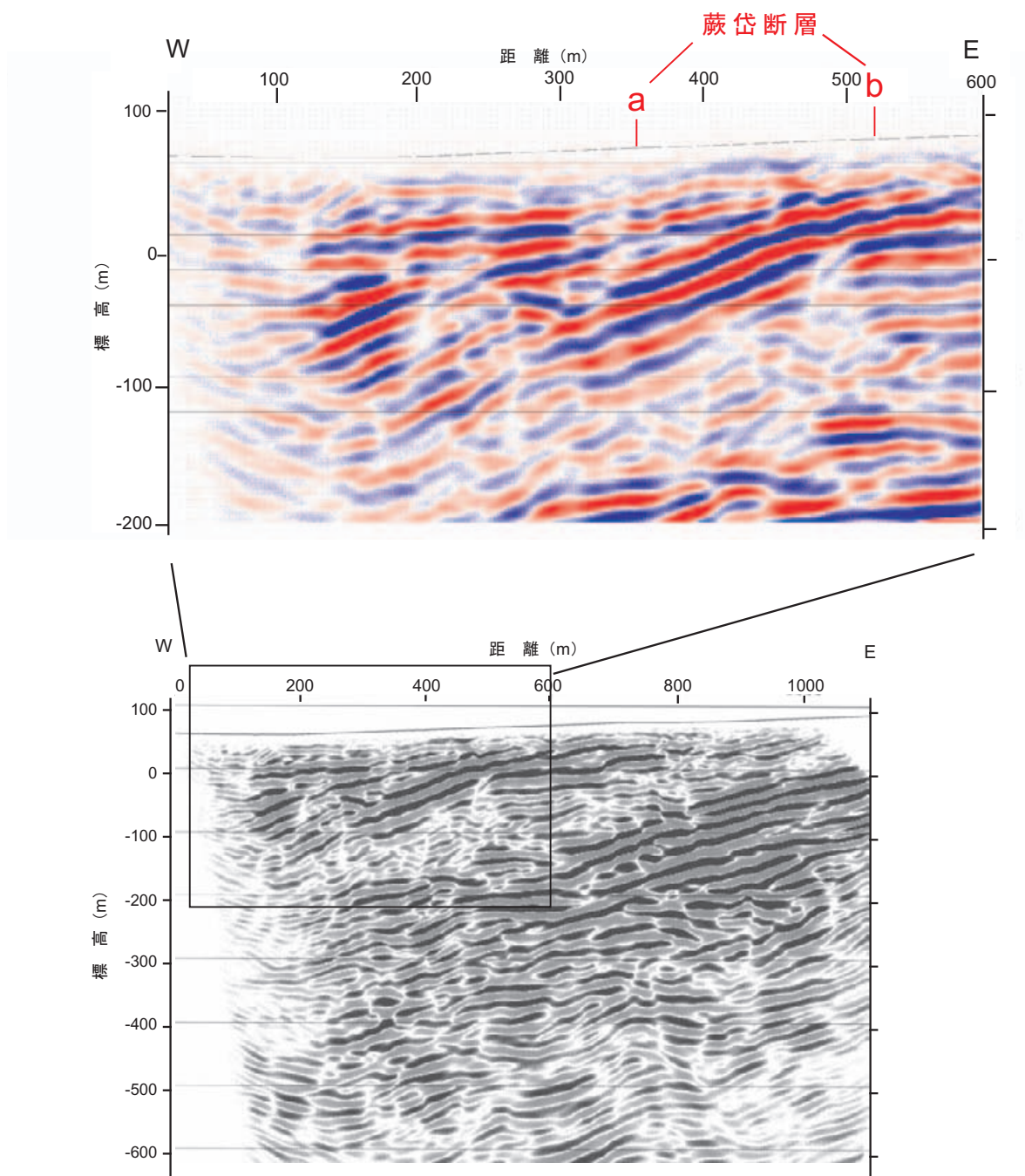
第6図. 蕨岱地区トレンチ北壁面の地質構造（上）と断層付近の詳細スケッチ及び<sup>14</sup>C年代測定結果（下）．  
 下図の年代値のうち括弧の付いた値は、AMS法の測定限界を超えている、もしくは新しい炭素が混入したと想定される年代値であり、信頼性が低いと判断される。

Fig. 6. Trench log of the north wall at Warabitai site (upper) and results of <sup>14</sup>C dating (bottom).



第7図. 蕨岱地区トレンチ南壁面の地質構造（上）と断層付近の詳細スケッチ及び<sup>14</sup>C年代測定結果（下）。凡例等は第6図と同じ。

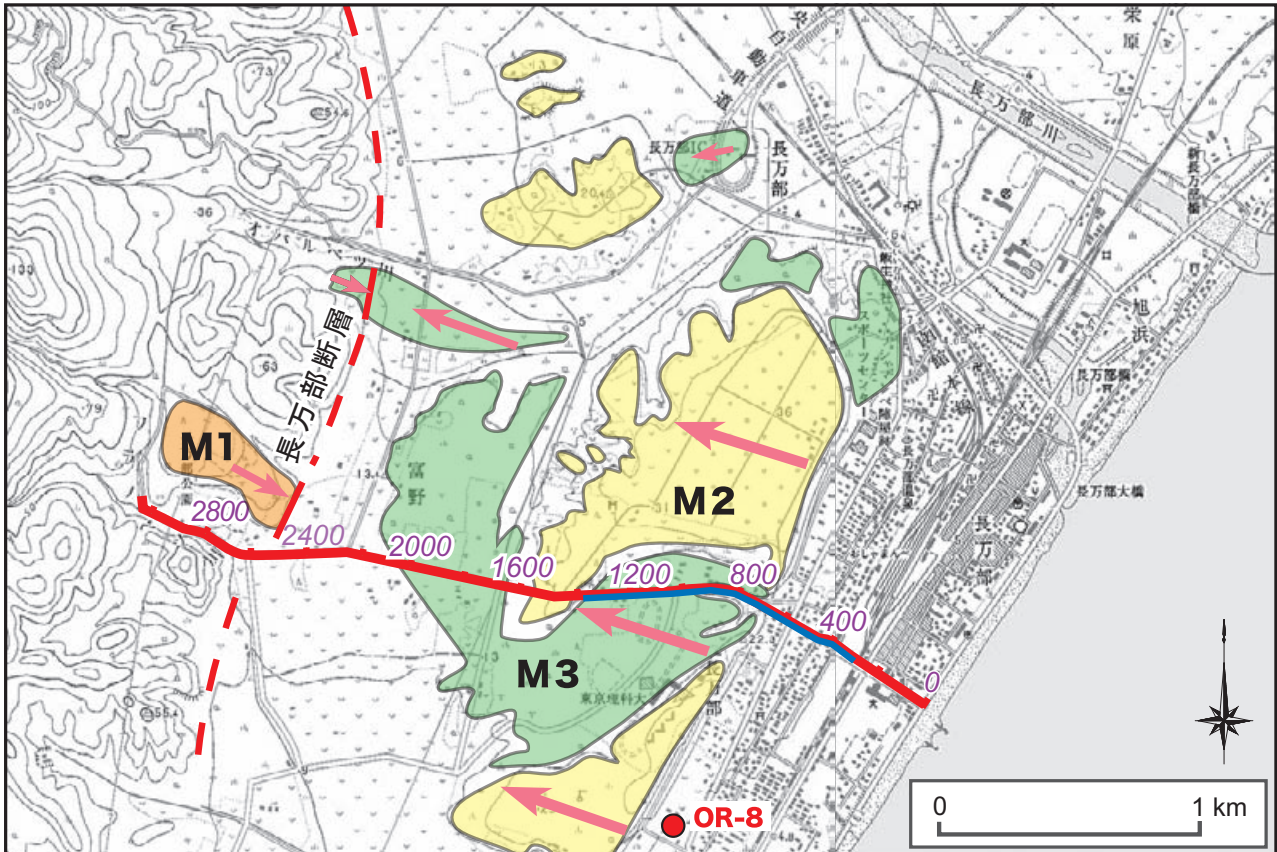
Fig. 7. Trench log of the south wall at Warabitai site (upper) and results of <sup>14</sup>C dating (bottom).



第8図. 蕨岱断層周辺のP波反射法地震探査結果（上）と測線全体の反射断面（下）. どちらもマイグレーション後の深度断面. 測線の位置は第5図に示す.

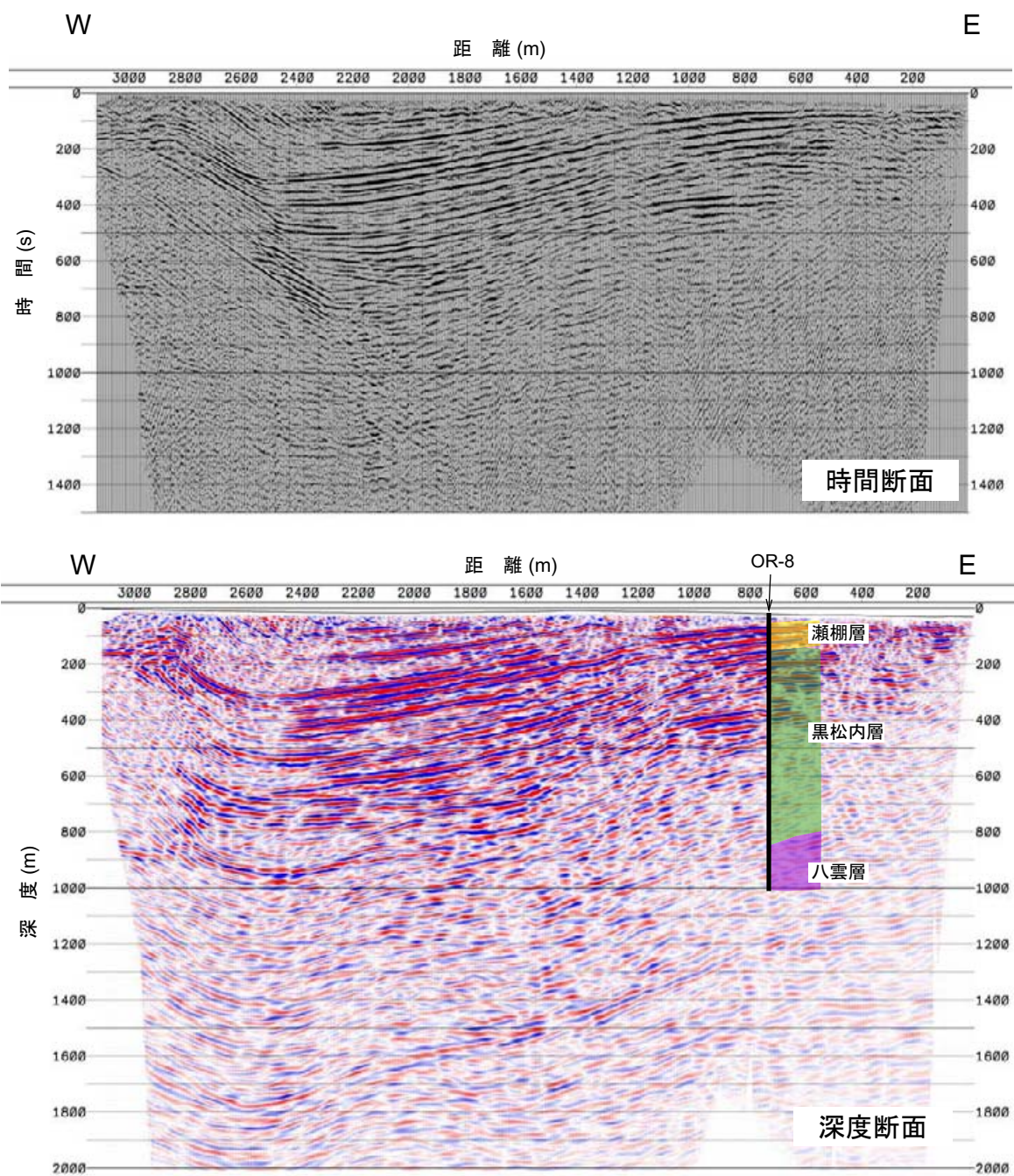
Fig. 8. Seismic profiles across the Warabitai fault. Both images are depth-converted migrated sections.





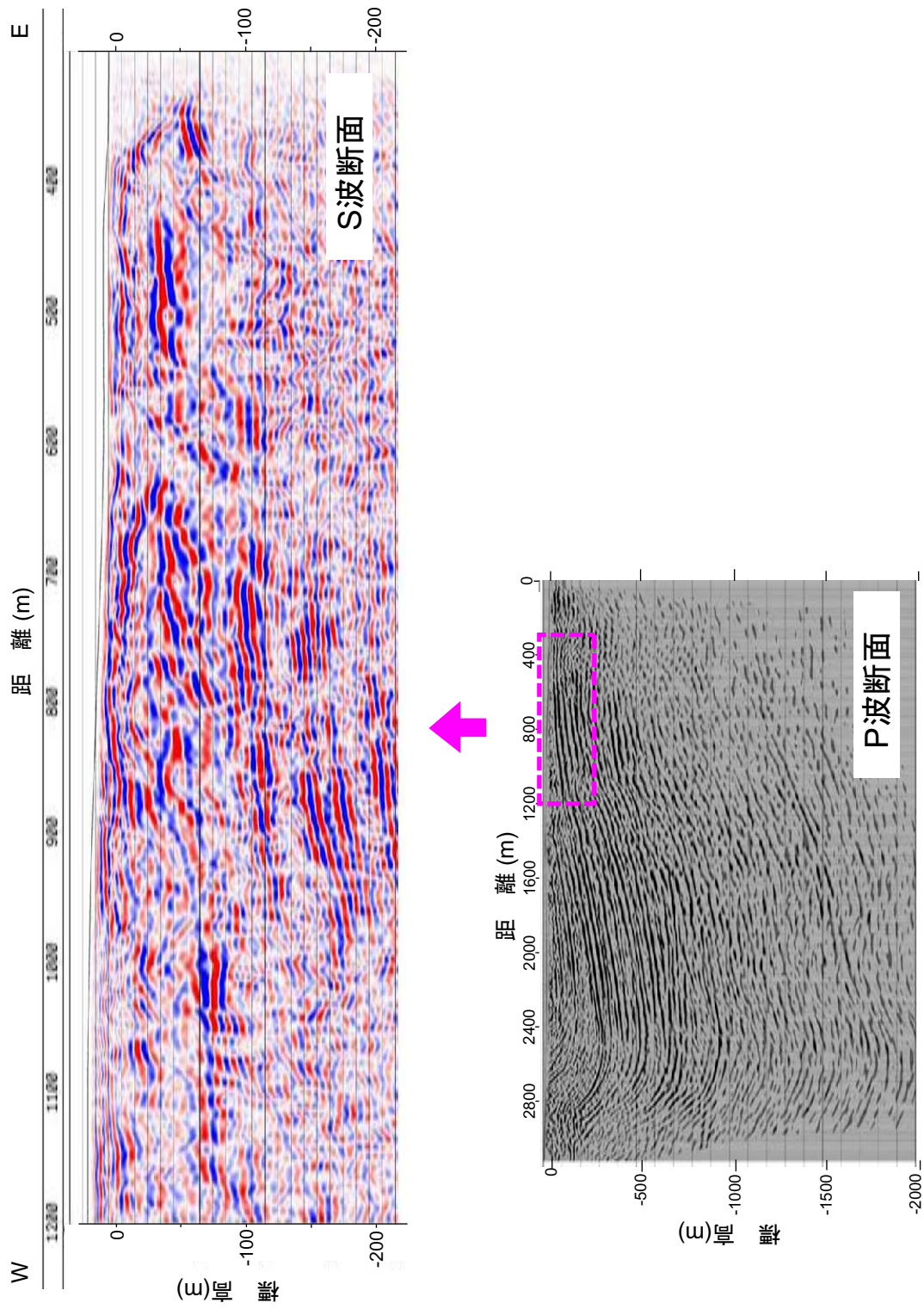
第9図. 長万部周辺におけるM2面, M3面の分布と反射法地震探査測線の位置. 基図は数値地図25000「長万部」及び「渡島双葉」を使用した. 矢印は段丘面の異常傾斜の方向を示す.

Fig. 9. Terrace distribution and location of seismic profiles in Figs. 10 (red) and 11 (blue). Arrows show direction of abnormal inclination of the late Pleistocene terraces.

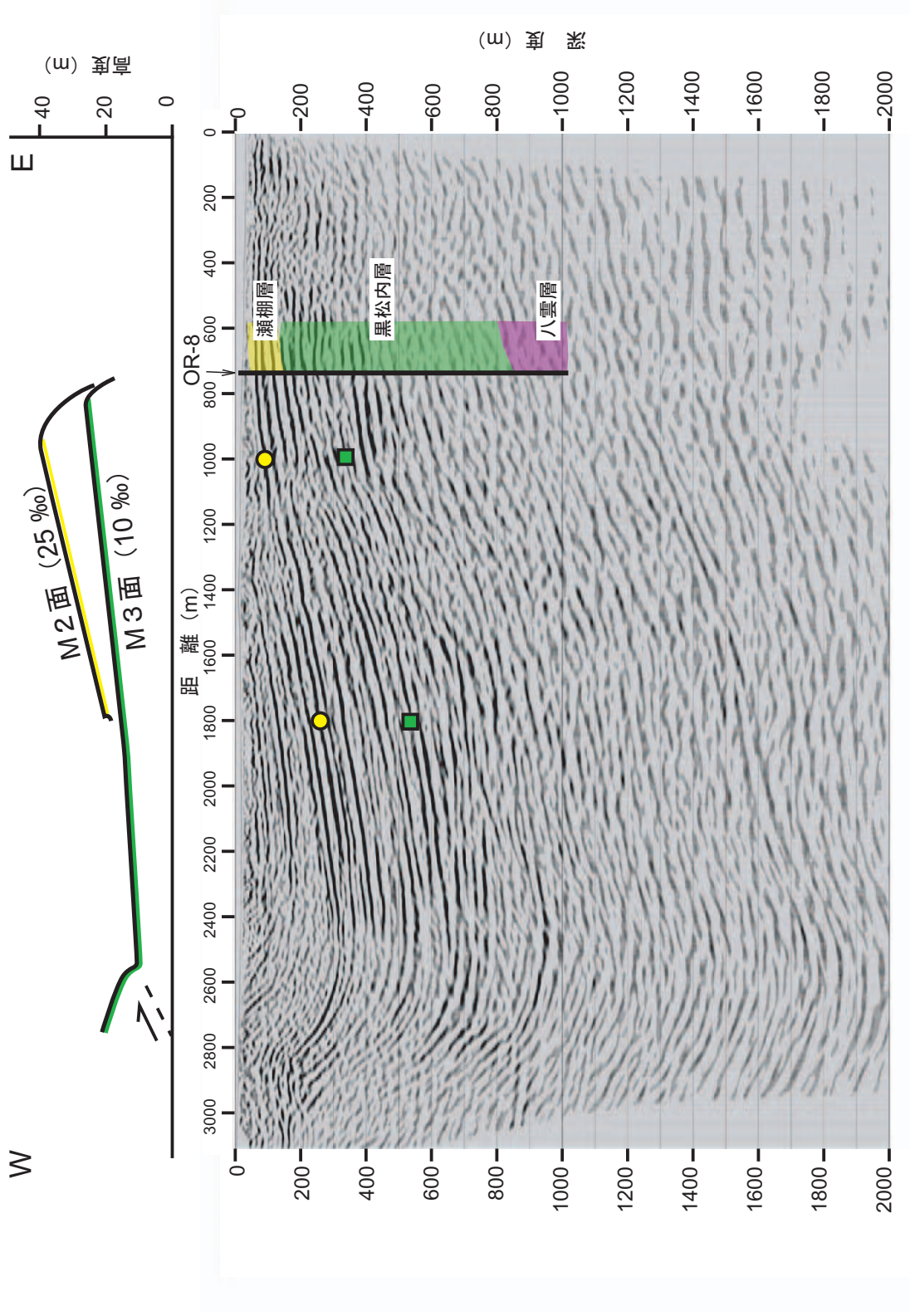


第10図. 長万部地区で実施したP波反射法地震探査結果. 時間断面 (上) とマイグレーション処理後の深度変換断面 (下). 測線の位置は第9図に示す.

Fig. 10. P-wave seismic profiles in the Oshamanbe area. Time section without migration (top) and depth-converted migrated section (bottom).



第11図. 長万部地区で実施したS波反射法地震探査結果 (深度変換断面) . 測線の位置は第9図に示す.  
 Fig. 11. S-wave seismic profiles in the Oshamanbe area (depth-converted migrated section).



第12図．長万部地区のM2面，M3面の投影断面（上）と反射断面（深度変換断面）（下）．下図中の○は瀨棚層下部，□は黒松内層の勾配を求めた際の反射面とその区間を示す。

Fig. 12. Depth-converted seismic profile and projection of tilted terraces in the Oshamanbe area.