

「活断層の追加・補完調査」成果報告書 No.H19-6

新庄盆地断層帯の活動性および活動履歴調査

平成 20 年 5 月

独立行政法人
産業技術総合研究所

目次

1. 新庄盆地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 堀内地区	2
(1) 変位地形の記載	2
(2) 露頭調査	2
(3) トレンチ調査	2
(4) ボーリング調査	3
(5) ¹⁴ C年代測定	4
(6) テフラ分析	4
(7) 地形・地質断面	5
2. 2 長者原地区	5
(1) 変位地形の記載	5
(2) ピット調査	6
(3) ボーリング調査	6
(4) ¹⁴ C年代測定	6
(5) 地形・地質断面	7
2. 3 本合海地区	7
(1) 変位地形の記載	7
(2) 反射法探査	8
3. まとめ	9
3. 1 断層帯の位置及び形態	9
(1) 断層帯を構成する断層	9
(2) 断層面の位置・形状	9
(3) 変位の向き	9

3. 2 断層帯の過去の活動	10
(1) 平均変位速度	10
(2) 活動時期	10
(3) 1回の変位量	10
(4) 活動間隔	11
(5) 活動区間	11
文 献	12
図 表	14

1. 新庄盆地断層帯の概要とこれまでの主な調査研究

新庄盆地断層帯は新庄盆地東西両縁辺部に分布する断層群を指し（図 1A）、盆地東部は境壇原断層、新庄東山断層、舟形断層、沖の原断層、長者原（堀内）断層、盆地西部は鮭川断層、本合海断層から構成される（図 1B）。また鮭川断層に沿って Flexural-slip 断層が分布する。

新庄盆地の活構造に関する研究は、村田（1941）、大塚（1942）、杉村（1952）、Taguchi（1962）、中川ほか（1971）、Kumaki（1983）、佐藤（1986a, 1986b）、鈴木（1988）、松浦（2003, 2006）などによって行なわれてきた。これらの研究により、盆地内の段丘面は新第三紀層の褶曲構造と調和的に変形し、また変位の累積が見られることから、段丘面の形成期間中も褶曲運動が継続していたことが明らかにされた。活断層研究会（1980, 1991）、鈴木（1988）、澤ほか（2001）、池田ほか（2002）、中田・今泉（2002）は、新庄盆地の活断層の分布を示した。また鈴木（1988）は新庄盆地と山形盆地の活構造を比較して、これらにおける断層運動様式が異なることを明らかにし、これに基づいて両盆地の発達過程について考察した。山形県（1998, 1999）は地形地質調査を行い、断層平均変位速度などについて検討した。松浦（2003）は盆地西部において Flexural-slip 断層の分布と活動時期について報告した。松浦（2006）はボーリング資料を整理して新庄東山断層下盤側の沈降速度を求め、断層上盤側・下盤側を併せた平均上下変位速度を算出した。新庄盆地断層帯の地下構造について、佐藤ほか（1999）、佐藤・平田（2000）、池田ほか（2002）、佐藤ほか（2006）は、盆地東縁で行なった反射法弾性波探査結果に基づいて、この地域の地下構造とテクトニクスについて考察した。

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2002）は 2002 年までの調査・研究成果に基づき、本断層帯最新の活動時期を不明、また今後 30 年以内の地震発生確率をほぼ 0.7%~1%（今後 30 年の間に地震が発生する可能性が我が国の主な活断層の中ではやや高いグループに属する）と判断した。同時に地震調査研究推進本部地震調査委員会（2002）は、「第四紀後期の活動性が不確かな断層を含む上、活動履歴に関する資料が整っておらず、最新活動時期、1 回の変位量、活動間隔、活動区間などが解明されていないため、将来の断層活動について十分な検討できない段階にある」としている。そこで本調査では、新庄盆地断層帯の長者原（堀内）断層を対象として断層の上下変位量、最新活動時期を明らかにするために堀内地区および長者原地区においてトレンチ調査、ピット調査、ボーリング調査を行い（図 2B）、取得した試料について¹⁴C年代測定、テフラ分

析を行った。またP波反射法地震探査により新庄盆地西部に分布する断層群の反射断面を取得し、変位地形との対応関係を検討した。

2. 調査結果

2. 1 堀内地区

(1) 変位地形の記載

堀内地区における長者原断層は、N-S 走向およびNW-SE 走向の2条に分岐し、最上川沿いの河成段丘面に東側隆起の変位を与えている(図2A)。N-S 走向の断層は時代の異なる複数の河成段丘面に最大150 m 程度の撓曲変形を与えている。本調査ではこの断層に変位を受けているL4面(完新世段丘面)上でトレンチ・ボーリング調査を行った(図2B)。

(2) 露頭調査

Loc.4では水路に沿う壁面にL4面構成層が露出している(図3)。ここでは下位から1層:砂礫層,2層:砂~シルト層,3層:細礫混じり砂層が観察される。1層は層厚80 cm程度でルースな砂礫層である。2層は無機質および有機質の砂~シルト層が互層をなしており,少量の細礫を含む。2層中部には灰白色の火山灰層(試料:W-1)がパッチ状に挟まる。火山灰層はシルトサイズで最大層厚10 cm程度である。3層は層厚30 cm程度の無機質細礫混じり砂層である。

(3) トレンチ調査

堀内地区では2カ所のトレンチ調査(H-1, H-2 トレンチ)を行った(図2B)。H-1 トレンチの壁面には下位から1-1層:下部砂礫層,1-2層:中部砂礫層,1-3層:シルト層,1-4層:上部砂礫層,1-5層:腐植土が観察される(図4A~D)。1-1層は層厚2 m以上のクラストサポートの砂礫層であり,トレンチ東半分にみられる。1-1層の礫は弱風化しているとともに,マトリクスは赤褐色に風化した粗砂である。1-2層は層厚1~2 mのクラストサポートの砂礫層である。1-2層の礫は新鮮であり,マトリクスも未風化の粗砂である。1-3層は層厚1~1.5 mのシルト層であり,本層下部は無機質であるが中~上部は有機質である。H-1 トレンチ北壁において,本層中部は灰白色の火山灰層をパッチ状に含み(図4A, C), Loc.4における灰白色火山灰層に対比される。1-4層はマトリクスサポートの砂礫層であり,人為的に攪乱されている可能性も否定できない。1-5層は現在の耕

作土である。

H-2 トレンチの壁面には下位から BR 層：基盤，2-1 層：下部砂礫層，2-2 層：中部砂礫層，2-3 層：礫混じりシルト層，2-4 層：腐植土層，2-5 層：人工埋積土層が観察される（図 4 E～H）。BR 層は層厚 3 m 以上のシルト岩であり，トレンチ東半分にみられる。BR 層は下部更新統毒沢層（折渡層）であり，45～60°の西方傾斜が顕著である。2-1 層は層厚 3 m 前後のクラストサポートの砂礫層である。2-1 層の礫は弱風化しているとともに，マトリクスは赤褐色に風化した粗砂である。2-2 層は層厚 1～2 m のクラストサポートの砂礫層である。2-2 層の礫は新鮮であり，マトリクスも未風化の粗砂である。2-3 層は層厚 2 m 前後のシルト層であり，礫が散在するとともに複数の無機質シルト層を含む。2-3 層の中の有機質シルト層は，トレンチ中部で東側隆起（一部ドラッグ？）の変位を受けているが，水田耕作により層上部が削剥されているために変位量は不明である。2-4 は腐植の進んだシルト～粘土層である。2-5 層はマトリクスサポートの砂礫層であり，人為的攪乱を受けている。

（4）ボーリング調査

堀内地区では3孔のボーリング調査（東→西に向かってHR-1→HR-3）を行った（図2B）。

HR-1はH-2トレンチの直近に位置する。HR-1の地質は下位からI層：砂層，II層：下部砂礫層，III層：上部砂礫層，IV層：礫混じりシルト層，V層：有機質砂層，VI層：表土である（図5）。I層は層厚3.4 m以上のラミナが発達した砂層で，シルト薄層を頻繁に挟む。また砂礫を減多に含まないことからH-2トレンチでのBR層（基盤：毒沢層）に対比される。I層は西方に20°前後で傾斜している。II層は層厚5.8 mの全体的に風化の進んだ礫層で，マトリクスも赤褐色に風化していることから，H-2トレンチでの2-1層（下部砂礫層）に対比される。III層は層厚0.9 mの新鮮な礫層でマトリクスも同様に新鮮であることから，H-2トレンチでの2-2層（上部砂礫層）に対比される。IV層は層厚1 mの礫混じり砂層で有機質シルト層を複数含み，H-2トレンチでの2-3層（礫混じりシルト層）に対比される。V層は層厚0.4 mの有機質な砂層で細礫を含み，H-2トレンチでの2-4層に対比される。

HR-2はH-1トレンチと直近に，HR-3は撓曲帯から離れた断層下盤側に位置する（図2B）。HR-2，HR-3の地質はHR-1とほぼ同様である。層厚はHR-1とHR-2ではよく似るが，HR-3ではIII層が3 m程度と厚くIV層，V層は薄い（図5）。I層

(基盤)の西方傾斜はHR-2で10~20°, HR-3で5~10°と、長者原断層の撓曲帯(HR-1)から離れるにしたがって明らかに緩くなる。

(5) ¹⁴C年代測定

Loc.4の水路壁面・トレンチ壁面から得た炭質物試料について、¹⁴C年代測定を行った。試料採取層準および年代を図3, 図4, 図5に、¹⁴C年代試料の試料名・物質・年代・暦年較正值を表2に示す。

水路壁面に露出する有機質シルト層を対象に、最下部(火山灰直下)からHW-1, 中部(火山灰直上)からHW-2, 最上部からHW-3の計3試料を採取した(図3)。これらの¹⁴C年代は970~1,260 yBP (830~1,280 Cal yBP)を示した。

H-1トレンチ壁面の1-3層(有機質シルト層)を対象に、中部からH-1-3, 上部からH-1-1, H-1-2, H-1-4, H-1-5の計5試料を採取した(図4 C, D)。本層中部から得たH-1-3は5,570 yBP (6,290~6,420 Cal yBP)を示した。本層上部から得たH-1-1, H-1-2, H-1-4は920~1,210 yBP (740~1,260 Cal yBP)を示した。なお本層上部から得たH-1-5は360 yBP (310~510 Cal yBP)を示し、他の3試料と比べて著しく若い。

H-2トレンチ壁面の2-3層(有機質シルト層)を対象に、下部からH-2-1, H-2-2, 中部からH-2-4, 上部からH-2-3の計4試料を採取した(図4 G, H)。本層下部から得たH-2-1, H-2-2は同層準であり、それぞれ有機質シルト, 木片である。その年代はほぼ同じで6,840~6,980 yBP (7,590~7,940 Cal yBP)を示した。本層中部から得たH-2-4は5,440 yBP (6,190~6,300 Cal yBP)を示した。本層上部から得たH-2-3は1,470 yBP (1,300~1,410 Cal yBP)を示した。

(6) テフラ分析

Loc.4の水路壁面において採取した灰白色火山灰の火山ガラス(試料: W-1)を対象にして主成分分析を行った。主成分分析は, SEM: HITACHI S2150, EDX: HORIBA EMAX5770を使用した。加速電圧は15 kV, 電流は3.0 nA, ビーム径は約150 nmで4μ四方を走査させ, 測定時間は200秒間とした。主成分組成計算はZAF法による。分析結果を表3に示す。

W-1の主成分化学組成はK₂Oが1.2~1.5 wt.%と少ないことが特徴的で, W-1が奥羽山脈内の火山起源であることを予想させる。またSiO₂: 76.5~77.3 wt.%, Na₂O: 3.7~4.0 wt.%と多く, 十和田火山起源のテフラに似る(柴ほか, 2001)。W-1はシルトサイズの火山ガラスを大量に含み, 遠方由来の火山灰と推定され

るので、W-1の対比候補として東北日本に広く分布する十和田aテフラ (To-a : 町田ほか, 1981 : 町田ほか, 2003) があげられる。To-aはAD915に噴火したとされ、To-aとW-1の対比は、W-1下位および上位の¹⁴C年代測定結果とも矛盾しない (図3)。またH-1トレンチ1-3層中に含まれる灰白色火山灰層も、層相・上位層・下位層の¹⁴C年代 (図4 C, D) から判断してW-1と同じくTo-aに対比される。

(7) 地形・地質断面

L4面の地形断面図を図6Aに、トレンチ・露頭・ボーリング調査の結果に基づく地質断面図を図6Bに示す。

L4面は垂直方向に1.6 m程度の東側隆起の撓曲変形を受けている (図6A)。この撓曲変形の幅は70 m程度である。L4面は構成層の¹⁴C年代や構成層中にTo-aを含むことから1ka前後に形成されたと判断される。そのため、長者原断層の活動によるL4面上の撓曲形成は1ka以降になる。

地質断面図によると、断層下盤側におけるH-2トレンチ、HR-1~HR-3で確認された基盤岩、下部砂礫層の層序は、断層上盤側におけるLoc.5でも同様に観察される (図6B)。Loc.5における下部砂礫層相当層はM1面を構成していることから、M1面構成層である。M1面構成層基底面は長者原断層上盤から下盤にかけて確認され、その形状は初生的に西方傾斜であったものが東側隆起の撓曲変形を受けている。このM1面構成層基底面にみられる撓曲変形の幅は100 m前後で、上記L4面にみられるものとほぼ同規模かやや広いが、撓曲変形量 (東側隆起量)は20 m程度とL4面に比べて明らかに変位が累積していることを示す。またM1面構成層下位の基盤岩の傾斜も断層上盤側 (Loc.1, Loc.2, Loc.3) では20~36°、撓曲帯中 (H-2トレンチ) では45~60°、撓曲帯→断層下盤側 (HR-1→HR-3) では20~30°→5~10°とL4面、M1面構成層の変形と同様のパターンを示す。

2. 2 長者原地区

(1) 変位地形の記載

長者原地区における長者原断層は、N-S~NW-SE走向であり、最上小国川沿いの河成段丘面に撓曲変形の変位を与えている (図7A)。撓曲変形の幅はL1面上で100 m程度、L3面上で50 m程度である。本調査ではこの断層に変位を受けているL3面 (完新世段丘面) 上でピット・ボーリング調査を行った (図7B)。

(2) ピット調査

ピット (CP) の壁面には下位から 1 層：砂礫層，2 層：砂～シルト層，3 層：腐植土層が観察される (図 8A～D)。1 層は層厚 2 m 前後のクラストサポートの砂礫層であり，礫・マトリクスともに未風化である。1 層は L3 面構成層の主体をなす。2 層は層厚 10～40 cm の砂～シルト層である。3 層は腐植土層 (クロボク) であり，上部は耕作土である。

(3) ボーリング調査

長者原地区では 3 孔のボーリング調査 (東→西に向かって CJ-2→CJ-1→CJ-3) を行った (図 7B)。

CJ-1 はピット直近に位置する。CJ-1 の地質は下位から I 層：砂層，II 層：砂礫層，III 層：砂～シルト層，IV 層：腐植土層である (図 9)。I 層は層厚 4.3 m 以上のラミナが発達した砂層で，シルト薄層を頻繁に挟む。また砂礫を含まないことからピット壁面の地層には対比されず，基盤 (毒沢層) に対比される。I 層は西方に 10～20° 前後で傾斜している。II 層は層厚 3.7 m の未風化礫層でマトリクスも同様に未風化であることから，ピットでの 1 層 (砂礫層) に対比される。III 層は層厚 20～40 cm の礫混じり砂～シルト層で，ピット壁面の 2 層 (砂～シルト層) に対比される。IV 層は層厚 15～90 cm の腐植土層で，ピット壁面の 3 層に対比される。

CJ-2 は撓曲帯上に，CJ-3 は撓曲帯から離れた断層下盤側に位置する。CJ-2，CJ-3 の地質は CJ-1 とほぼ同様・同層厚である。ただし基盤岩の西方傾斜は CJ-2 で 30～45°，CJ-3 で 10° 前後と，長者原断層の撓曲帯で急で，撓曲帯から離れるにしたがって明らかに緩くなる。

(4) ¹⁴C 年代測定

ピット壁面の 3 層 (有機質シルト層) を対象に，CP-1 を採取した (図 8C)。その年代は 4,470 yBP (4,960～5,300 Cal yBP) を示した。

ボーリング CJ-1 (深度 0.90 m) の有機質シルト層 (ピットの 3 層相当層) から得た CJ-1-0.90 は 4,860 yBP (5,490～5,650 Cal yBP) を示した (図 9)。ボーリング CJ-3 の深度 0.65 m および深度 0.61 m から得た有機質シルト層 (ピットの 3 層相当層) 試料 CJ-3-1 および CJ-3-2 は，4,600～5,240 yBP (5,140～6,180 Cal yBP) を示した。

(5) 地形・地質断面

L3面の地形断面図およびピット・ボーリング調査の結果に基づく地質断面図を図10に示す。

L3面は垂直方向に2 m程度の東側隆起の撓曲変形を受けている。L3面は構成層上位の腐植土壌の¹⁴C年代から4.5～5.2千年前に形成されたと判断される。そのため、長者原断層の活動によるL3面上の撓曲は4.5～5.2千年前以降に形成された。

CJ-1～CJ-3で確認された基盤岩、砂礫層（L3面構成層）の地質断面は、L3面構成層の基底面が2 m程度の東側隆起の撓曲変形を受けている。このL3面構成層基底面にみられる撓曲変形量と、上記L3面にみられるものと大きく変わらない。またL3面構成層下位に分布する基盤岩の傾斜は撓曲帯中（CJ-1, CJ-2）では10～45°であるが、断層下盤側（CJ-3）では10°前後である。このように基盤岩の傾斜はL3面、L3面構成層と同様の範囲で変位（東側隆起の撓曲変形）を累積させている。

2. 3 本合海地区

(1) 変位地形の記載

新庄盆地西部に分布する鮭川断層（西側隆起）、本合海断層（西側隆起）、升形断層（東側隆起）の性格を記載する。

1. 鮭川断層

鮭川断層（佐藤，1982）は、断層上盤側における地層急傾斜帯の分布から推定された浅部伏在断層である（図11A：大沢ほか，1986；佐藤，1986b）。本断層は、鮭川沿いに少なくとも8 kmにわたって追跡され（佐藤，1986b）、本合海断層（後述）と連続すると考えた場合、16 kmに達する（池田ほか，2002）。断層の走向はほぼ南北方向である。断層西側の地層は40～60°、東側の地層は20°以下を示すことから西側隆起の逆断層であり、出羽山地の隆起に大きく関係したとされている（大沢ほか，1986；佐藤，1986b）。

2. 本合海断層

本合海断層（鈴木，1988）は、本合海集落の東方約750 mに位置し、断層の長さは1 km以上、断層走向は北北東方向である。本断層は分布が本合海集落付近に限られることから、鮭川断層の副次的な断層と推定されている（鈴木，1988）。

なお澤ほか（2001）は本断層を鮭川断層としているが、大沢ほか（1986）および佐藤（1986b）の鮭川断層との混同を避けるために、本報では鈴木（1988）の本合海断層の名称を用いる。

3. 升形断層

升形断層は南北走向であり、Loc.Aにおいて地層（更新統毒沢層）の層理面を利用した層面すべり断層が観察される（図11C）。この断層は西側隆起を示し、出羽丘陵-新庄盆地といった大地形の配列とは不調和なセンスを示す。升形断層および本断層の北方に分布する日下断層は地下の主断層の短縮運動に起因する褶曲に伴うFlexural-slip断層と考えられている（松浦，2003）。

4. 大蔵断層

大蔵断層は畑集落の南方に分布する南北走向の断層である（大沢ほか，1986）。この断層の西側の地層は10~20°の緩傾斜であるが、東側の地層は55~70°の急傾斜を示す。本断層は試掘井大蔵YK-1や表層地質から判断して、西傾斜の逆断層とされている。

（2）反射法探査

新庄盆地西部に分布する N-S 走向の断層およびその延長を東西に横断する形で、測線長 3,862 m の P 波探査を行った。探査の諸元を表 4 に、探査測線に設定した CMP 番号測線位置を図 12A に、深度断面を図 12B に、探査測線に沿う段丘面プロファイルを図 12C に、深度断面に解釈を加えたものを図 12D に示す。

CMP960 以東は半波長 500 m 程度の緩やかな向斜がみられる。

CMP960~500 の反射面は 30° 程度の東方傾斜を示し、この東方傾斜帯東端の向斜軸（向斜軸は 2 本示されている：図 12D）の地表到達点の本合海断層に一致する。本合海断層は個々の反射断面に食い違いを与えるほど変位を累積させていないが、断層が地表に到達しているか否かの判断は反射断面の解像度を超えるのでよくわからない。CMP960~500 の範囲に分布する H 面、LH1 面、LL1 面は初生的に西方傾斜であったが、現在は東方に逆傾斜している。またこの東方傾斜量は形成年代の新しい LL1 面、LH1 面（それぞれ 2 万年前、5 万年前：松浦，2003）よりも古い H 面の方が急であり、傾斜の累積がみられる。さらにこの傾斜帯の中の CMP640 付近に Flexural-slip 断層である升形断層（松浦，2003）が投影される。

CMP250~500 の反射面は 60~70° の東方急傾斜帯を形成している。一方 CMP250 以西の反射面は 30° 程度の東方傾斜を示し、CMP300 以東とは地層の傾斜が大きく異なる。これら反射面の急変から判断して、CMP250 付近に達する西傾斜の断

層が推定される。この断層は反射測線南方におけるD-E断面(図11B:大沢ほか, 1986. 一部抜粋)の大蔵断層に連続すると判断される。なお探査側線南方のM1面(10万年以前:松浦, 2003)は東方に異常傾斜しており,そのパターンはCMP250~500における反射断面の東方急傾斜帯と一致する。M1面の初生的傾斜は東方傾斜であり,逆傾斜ではなく増傾斜なので信頼性は劣るものの, M1面の異常東方傾斜は大蔵断層の変位を反映している可能性がある。

3. まとめ

3. 1 断層帯の位置及び形態

(1) 断層帯を構成する断層

新庄盆地東部に分布する断層は,北東から南西にかけて新庄東山断層,舟形断層,沖の原断層,長者原断層(堀内断層)である。

新庄盆地西部に分布する断層は,西から大蔵断層,鮭川断層(付随するFlexural-slip断層含む),本合海断層である。

(2) 断層面の位置・形状

長者原断層および新庄東山断層の断層北端は北緯 38 度 44~49 分,東経 140 度 18~23 分,断層南端は北緯 38 度 38 分,東経 140 度 18 分,長さ 11~23 km である。また両断層は地表に到達している。

鮭川断層および本合海断層の断層北端は北緯 38 度 49~50 分,東経 140 度 12 分,断層南端は北緯 38 度 42~43 分,東経 140 度 13 分,長さ 16 km 程度である(池田ほか, 2002)。鮭川断層・本合海断層は,反射面の変形および段丘面の変形から(図 12A~D)西傾斜と判断される。

大蔵断層は反射面の変形および地質断面図から西傾斜で地表に到達していると判断されるが,断層北端・南端の位置はよくわかっていない。

(3) 変位の向き

長者原断層は変位地形(東側隆起の撓曲:図 2A, 図 7A)および反射断面(佐藤ほか, 2006)に可視化されている断層および褶曲形態から判断して,東傾斜の逆断層(東側隆起のセンスを有する)と判断される。

本合海断層は変位地形(西側隆起の撓曲:図 12A, C)および反射パターン(図 12B, D)から判断して,西傾斜の逆断層(西側隆起のセンスを有する)と判断

される。

大蔵断層は反射断面に可視化されている断層および反射パターン（図 12B, D）から判断して、西傾斜の逆断層（西側隆起のセンスを有する）と判断される（表 4）。

3. 2 断層帯の過去の活動

（1）平均変位速度

鬼首池月テフラ（噴出年代約 30 万年前）の火砕流堆積物基底面は、新庄東山断層によって 150 m 程度の上下変位を与えていることから、新庄東山断層の平均上下変位速度は 0.5 m/ky と算出されている（松浦, 2006）。

（2）活動時期

堀内地区における長者原断層の最新活動時期は、L4面形成以降（1ka以降）と判断される（図6A）。また長者原地区における長者原断層の活動時期は、L3面形成以降（4.5～5.2ka以降）と判断される（図10）。これらにより、長者原断層の最新活動時期は、1ka以降になる。

堀内地区H-2トレンチでは、6,840～6,980 yBP（試料H-2-1, H-2-2）の有機質粘土層が東側隆起の変位（一部ドラッグ？）を受けており、下位の砂礫層（2-2, 2-1層）および基盤岩に生じている変位パターンと同じである（図4E～H）。変位を受けている有機質粘土層は上部が削剥されているので、上下変位量は不明であるものの1ka以前の長者原断層の活動を示唆する可能性がある。なお、H-2トレンチにおける5,440 yBP（試料H-2-4）の有機質粘土層およびH-1トレンチの5,570 yBP（試料H-1-3）の有機質粘土層は、L4面にほぼ並行しているようにみえる（図4B, D, E, G）。これらより長者原断層は、6.8～7.0千年前以降5.4～5.6千年前以前に断層活動をした可能性が示唆される。

（3）1回の変位量

堀内地区のL4面指標にした長者原断層の上下変位量は、約1.6mである（図6A, 表4）。ただし同地区の長者原断層は2条に分岐しているため、上記L4面にみられる上下変位量は最小値である可能性がある。長者原地区のL3面指標にした長者原断層の上下変位量は、約2mである（図10）。

(4) 活動間隔

新しい知見は得られていない。

(5) 活動区間

新しい知見は得られていない。

(調査担当：松浦旅人)

文 献

- 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（2002）「第四紀逆断層アトラス」．東京大学出版会，254p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2002）「新庄盆地断層帯の評価」．
- 活断層研究会（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（1991）「新編日本の活断層－分布図と資料」．東京大学出版会，437p.
- Kumaki, Y. (1983) Geomorphic development and Quaternary tectonic movement in the Shinjo Basin, Yohoku district, Japan. *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, 28, 73–93.
- 町田 洋・新井 房夫・森脇 広（1981）日本海を渡ってきたテフラ．*科学*，51，562–569.
- 町田 洋・新井 房夫（2003）「編火山灰アトラス」．東京大学出版会，336p.
- 松浦旅人（2003）山形県新庄盆地西部に分布するFlexural-slip断層とその活動時期．*活断層研究*，23，29–36.
- 松浦旅人（2006）新庄盆地の第四紀後期地殻変動と地形発達－地域的隆起と逆断層運動の重合一．*地理学評論*，79，39–52.
- 村田貞蔵（1941）山形県新庄盆地の形態学的研究．*地理学評論*．17，464–483.
- 中川久夫・石田琢二・大池昭二・小野寺信吾・竹内貞子・七崎 修・松山 力・梅 恒夫（1971）新庄盆地の第四紀地殻変動．*東北大学地質古生物研究邦報*，No.71，13–29.
- 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，60p+DVD.
- 大塚弥之助（1942）活動している褶曲構造．*地震*，14，46–63.
- 大沢 穠・片平忠実・土谷信之（1986）清川地域の地質．*地域地質研究報告*（5万分の1地質図幅），地質調査所，61p.
- 佐藤比呂志（1982）出羽丘陵の隆起モデルについて．*構造地質研究会誌*，27，109–121.
- 佐藤比呂志（1986a）東北地方中部地域（酒田－古川間）の新生代地質構造発達史（第I部）．*東北大学地質古生物研究邦報*，No.88，1–32.
- 佐藤比呂志（1986b）東北地方中部地域（酒田－古川間）の新生代地質構造発達史（第II部）．*東北大学地質古生物研究邦報*，No.89，1–45.
- 佐藤比呂志・八木浩司・池田安隆・今泉俊文・荻野スミ子・松多信尚・宮内崇

- 裕・井川 猛・戸田 茂・平野信一・酒井隆太郎・新庄盆地活断層研究グループ (1999) 反射法地震探査から見た新庄盆地東縁の活断層と活褶曲. 1999年地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, Sb-P016.
- 佐藤比呂志・平田 直 (2000) 内陸大規模地震の震源断層を探る. 科学, 70, 58-65.
- 佐藤比呂志・八木浩司・池田安隆・今泉俊文・萩野スミ子・宮内崇裕・戸田 茂・平野信一・松多信尚・越後智雄・田力正好・井川 猛・酒井隆太郎・新庄97反射法地震探査グループ (2006) 新庄盆地東部活褶曲群を横切る反射法地震探査. 地震研究所彙報, 81, 157-169.
- 澤 祥・宮内崇裕・佐藤比呂志・八木浩司・松多信尚・越後智雄・丹羽俊二 (2001) 1 : 25,000都市圏活断層図「新庄」. 国土地理院技術資料D・1-No.388.
- 柴 正敏・中道哲朗・佐々木実 (2001) 十和田火山, 降下軽石の化学組成変化-宇樽部の一露頭を例として-. 弘前大学理工学部研究報告, 4, 11-17.
- 杉村 新 (1952) 褶曲運動による地表の変形について. 震研彙報, 30, 163-178.
- 鈴木康弘 (1988) 新庄盆地・山形盆地の活構造と盆地発達過程. 地理学評論, 61, 332-349.
- Taguchi, K. (1962) Basin architecture and its relation to the petroleum source rocks development in the region bordering Akita and Yamagata prefectures and the adjoining areas, with the special reference to the depositional environment of petroleum source rocks in Japan. Tohoku Univ. Sci. Rep. 3rd ser. 7 (3), 293-342.
- 山形県 (1998) 平成9年度地震関係基礎調査研究交付金山形県活断層調査成果報告書. 山形県, 158p.
- 山形県 (1999) 平成10年度地震関係基礎調査交付金山形県活断層調査成果報告書. 山形県, 153p.
- 横山隆三 (2001) 「東北地方地下開度図」地形解析図集 (横山隆三監修), 北海道地図.

図 表

表 1 新庄盆地断層帯のまとめ

表 2 放射年代測定の結果.

表 3 火山ガラスの主成分化学組成.

表 4 反射探査の諸元.

図 1 新庄盆地断層帯およびその周辺. (A) 新庄盆地断層帯の位置およびその周辺. (B) 新庄盆地断層帯の分布. 地図画像は横山 (2001) より引用. 活断層は中田・今泉 (2002) より引用. 本合海断層の名称は鈴木 (1988) より引用. 境壇原断層, 大蔵断層, 鮭川断層に沿う Flexural-slip 断層はそれぞれ佐藤 (1986b), 大沢ほか (1986), 松浦 (2003) より引用.

図 2 堀内地区周辺における長者原断層 (堀内断層) の分布および調査位置図. (A) 河成段丘面の分布および断層変位地形. (B) 調査位置および露頭位置図.

図 3 堀内地区水路壁面のスケッチ (Loc.4).

図 4 堀内地区トレンチ壁面調査結果. (A) H-1 トレンチ北壁写真. (B) H-1 トレンチ南壁写真 (左右反転). (C) H-1 トレンチ北壁スケッチ. (D) H-1 トレンチ南壁スケッチ (左右反転). (E) H-2 トレンチ北壁写真. (F) H-2 トレンチ南壁写真 (左右反転). (G) H-2 トレンチ北壁スケッチ. (H) H-2 トレンチ南壁スケッチ (左右反転).

図 5 堀内地区ボーリング柱状図.

図 6 堀内地区地形・地質断面図. (A) 地形断面図. (B) 地質断面図.

図 7 長者原地区周辺における長者原断層（堀内断層）の分布および調査位置図。
（A）河成段丘面の分布および断層変位地形。（B）調査位置図。

図 8 長者原地区ピット壁面調査結果。（A）ピット北壁写真。（B）ピット南壁写真（左右反転）。（C）ピット北壁スケッチ。（D）ピット南壁スケッチ（左右反転）。

図 9 長者原地区ボーリング柱状図。

図 10 長者原地区地形・地質断面図。

図 11 反射探査測線周辺の地質図，地質断面図および断層露頭。（A）地質図（大沢ほか，1986）。反射探査測線，本合海断層を加筆。鮭川断層，大蔵断層を強調。凡例を修正。（B）地質断面図。大沢ほか（1986）の D-E 断面を一部抜粋。
[地層の略称]Os：折渡層（更新統），Ss：鮭川層（鮮新統），As：芦沢層（鮮新統），Hs：羽根沢層（鮮新統）。（C）Loc.A における Flexural-slip 断層の露頭スケッチ（松浦，2003）。毒沢層は折渡層に相当。

図 12 反射探査測線および反射断面図。（A）反射測線位置図。段丘面・活断層は松浦（2003）より引用。（B）反射断面図。（C）探査測線に沿う段丘面プロフィール。（D）解釈図。地層の略称は図 11B と同じ。

表 1 新庄盆地断層帯のまとめ.

	従来評価	今回調査を含めた結果	備考
1. 断層帯の位置・形態 (1) 断層帯を構成する断層	長者原断層, 沖の原断層など	新庄東山断層, 長者原断層, 沖の原断層, 鮭川断層, 大蔵断層, 本合海断層など	
(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38° 44' -38° 49' 東経140° 18' -140° 23' (南端)北緯38° 38', 東経140° 18'	長者原断層・新庄東山断層 (北端)北緯38° 44' -38° 49', 東経140° 18' -140° 23' (南端)北緯38° 38', 東経140° 18' 鮭川断層・本合海断層 (北端)北緯38° 49'-50', 東経140° 12' (南端)北緯38° 42'-43', 東経140° 13' 長者原断層・新庄東山断層: 約11-23km 鮭川断層・本合海断層: 約16km	
長さ	約11-23km		
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	地表での長さ・位置と同じ	変更なし
上端の深さ	0km	0km	変更なし
一般走向	NS - N20° E	NS - N20° E	変更なし
傾斜	東傾斜	長者原断層: 東傾斜 本合海断層: 西傾斜 大蔵断層: 西傾斜	
幅	不明	不明	変更なし
(3) 断層のずれの向きと種類	東側隆起の逆断層	長者原断層: 東側隆起の逆断層 本合海断層: 西側隆起の逆断層 大蔵断層: 西側隆起の逆断層	
2. 断層の過去の活動 (1) 平均的なずれの速度	概ね0.5m/千年以上(上下成分)	概ね0.5m/千年以上(上下成分; 新庄東山断層)	松浦ほか(2006)による
(2) 過去の活動時期	不明	長者原断層 活動1(最新活動) 約1000年前以後 活動2 約7000年前以後, 約5400年前以前	堀内地区トレンチ調査の結果による
(3) 1回のずれの量と平均活動間隔 1回のずれの量	1-2m程度(上下成分)	約1.6-2m(上下成分)	
平均活動間隔	2000-4000年程度	4400-7000年程度	堀内地区の過去2回の活動時期による
(4) 過去の活動区間	断層帯全体で1区間	断層帯全体で1区間	変更なし

表 2 放射年代測定の結果.

Code-no.	Sample no.	Material	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Conventional ^{14}C age (yBP)	Calibrated result (cal yBP) 95% probability
Beta- 238198	HW-1	charred material	-25.3	1260 +/- 40	1280 to 1070
Beta- 238199	HW-2	organic sediment	-21.4	970 +/- 40	950 to 790
Beta- 238200	HW-3	charred material	-25.4	1020 +/- 40	980 to 910 850 to 830
Beta- 236458	H-1-1	charred material	-25.3	1210 +/- 40	1260 to 1050
Beta- 236459	H-1-2	organic sediment	-22.7	980 +/- 40	960 to 790
Beta- 237001	H-1-3	organic sediment	-21.8	5570 +/- 40	6420 to 6290
Beta- 237002	H-1-4	organic sediment	-23.5	920 +/- 40	930 to 740
Beta- 238201	H-1-5	organic sediment	-21.8	360 +/- 40	510 to 310
Beta- 236127	H-2-1	charred material	-24.9	6980 +/- 60	7940 to 7680
Beta- 236128	H-2-2	wood	-24.1	6840 +/- 50	7780 to 7590
Beta- 237003	H-2-3	organic sediment	-23.3	1470 +/- 40	1410 to 1300
Beta- 238202	H-2-4	organic sediment	-20.0	5440 +/- 40	6300 to 6190
Beta- 238203	CT-1	organic sediment	-18.3	4470 +/- 40	5300 to 4960
Beta- 239328	CJ-1-0.90	organic sediment	-18.4	4860 +/- 40	5650 to 5580 5510 to 5490
Beta- 239329	CJ-3-2 (GI-0.61)	organic sediment	-18.0	5240 +/- 40	6180 to 6150 6120 to 5920
Beta- 239330	CJ-3-1 (GI-0.65)	organic sediment	-18.8	4600 +/- 40	5450 to 5380 5330 to 5290 5160 to 5140

表 3 火山ガラスの主成分化学組成.

	Average												Std.
SiO ₂	77.26	77.28	77.25	76.96	77.31	76.46	77.11	76.99	76.98	77.30	76.85	77.07	0.26
TiO ₂	0.51	0.33	0.35	0.36	0.40	0.51	0.45	0.43	0.46	0.38	0.40	0.42	0.06
Al ₂ O ₃	12.80	12.69	12.57	12.71	12.66	12.81	12.68	12.83	12.64	12.54	12.77	12.70	0.10
FeO	1.88	2.03	1.90	2.02	1.91	2.05	2.06	1.83	2.03	2.01	1.99	1.97	0.08
MnO	0.00	0.00	0.14	0.17	0.06	0.18	0.11	0.11	0.02	0.11	0.12	0.09	0.06
MgO	0.48	0.40	0.38	0.41	0.37	0.42	0.41	0.41	0.36	0.37	0.41	0.40	0.03
CaO	2.04	2.26	2.17	2.18	2.10	2.23	2.12	2.05	2.14	2.13	2.16	2.14	0.07
Na ₂ O	3.69	3.79	3.79	3.74	3.86	3.88	3.65	3.89	3.99	3.78	3.91	3.82	0.10
K ₂ O	1.35	1.23	1.44	1.45	1.34	1.45	1.41	1.45	1.38	1.39	1.39	1.39	0.07
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	

表 4 反射探査の諸元.

Survey line length	3,862 m
Shot point interval	5 m
Receiver point interval	10 m
Shots / point	10-15
Channels	120
Maximum offset	500 m
Standard CMP fold	60
CMP interval	1.25 m
Record length	2.0 sec
Sampling interval	1.0 msec
Energy source	Impactor (JMI-200)

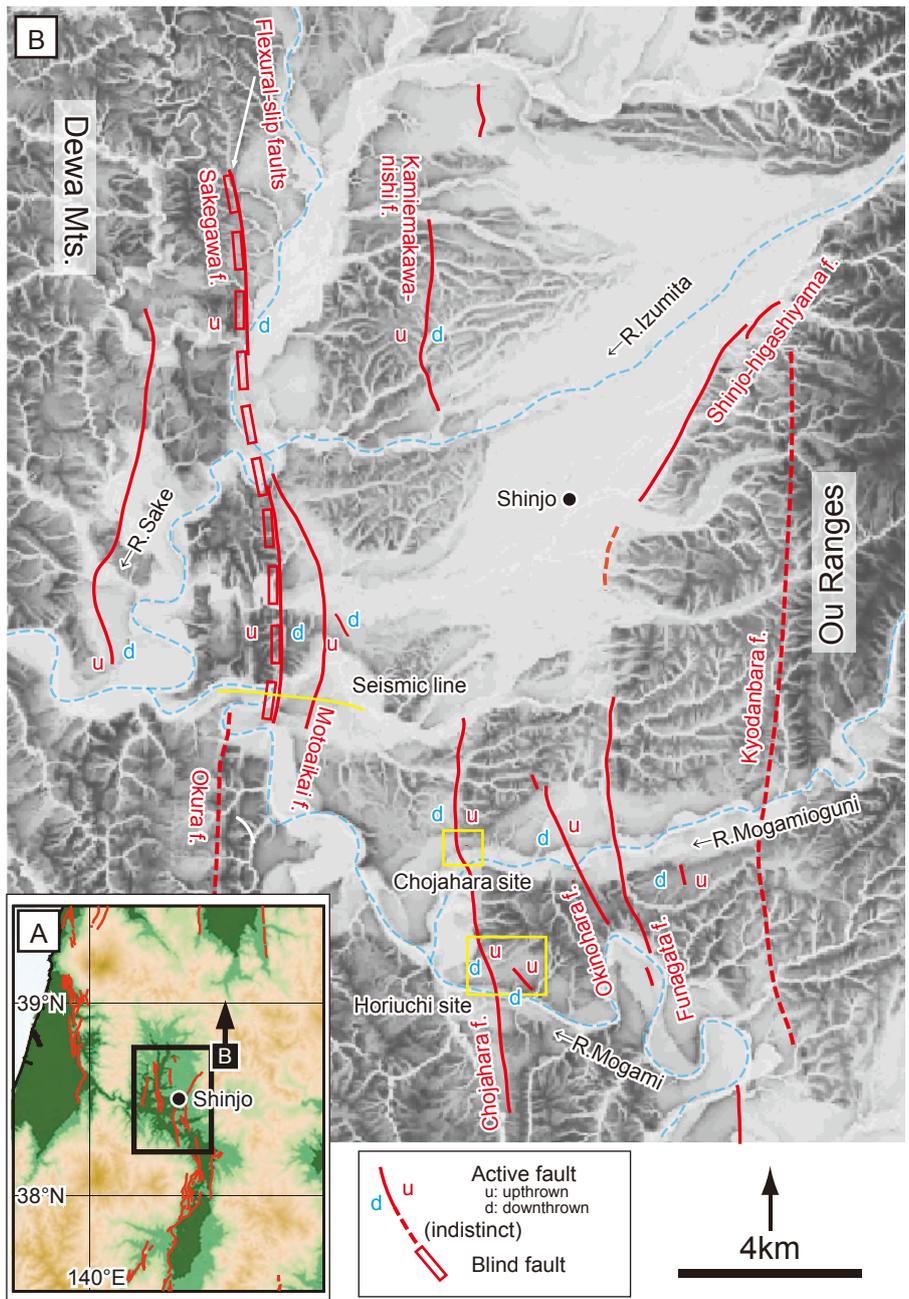


図1 新庄盆地断層帯およびその周辺。(A) 新庄盆地断層帯の位置およびその周辺。(B) 新庄盆地断層帯の分布。地図画像は横山 (2001) より引用。活断層は中田・今泉 (2002) より引用。本合海断層の名称は鈴木 (1988) より引用。境壇原断層, 大蔵断層, 鮭川断層に沿う Flexural-slip 断層はそれぞれ佐藤 (1986b), 大沢ほか (1986), 松浦 (2003) より引用。

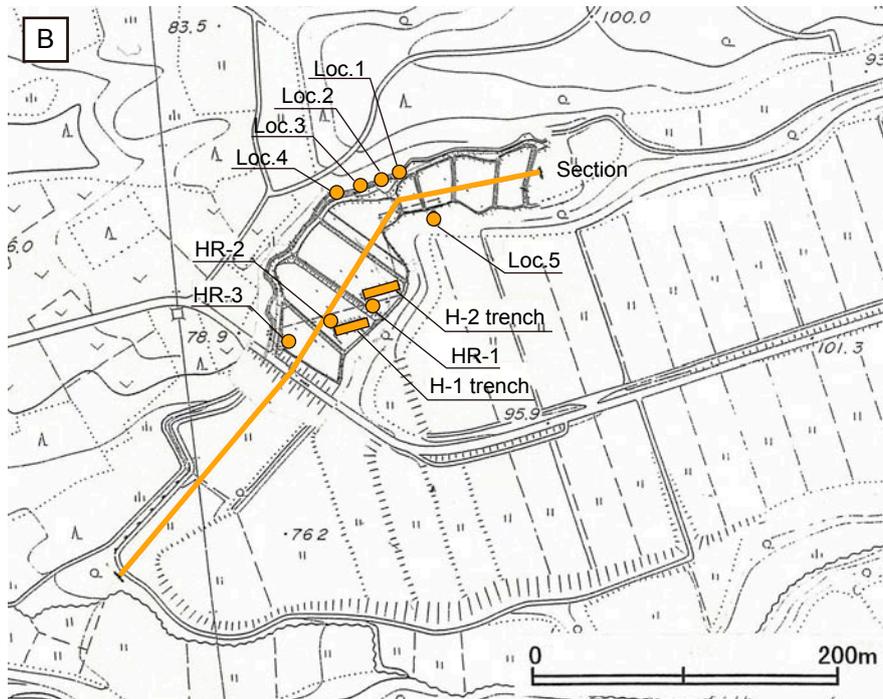
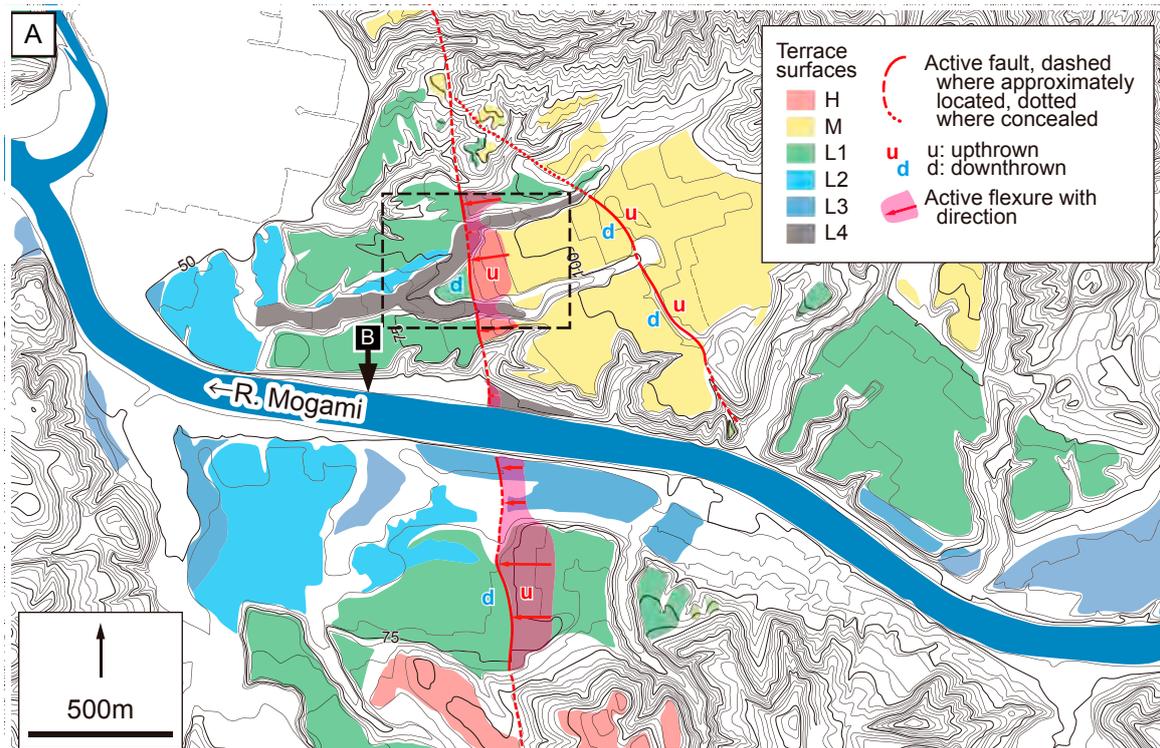


図2 堀内地区周辺における長者原断層（堀内断層）の分布および調査位置図。(A) 河成段丘面の分布および断層変位地形。(B) 調査位置および露頭位置図。

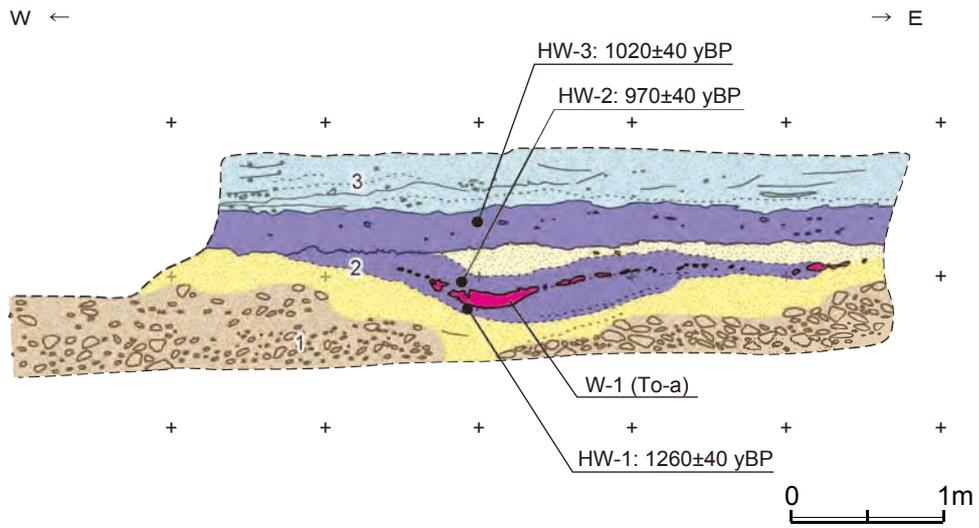


図3 堀内地区水路壁面のスケッチ (Loc.4).

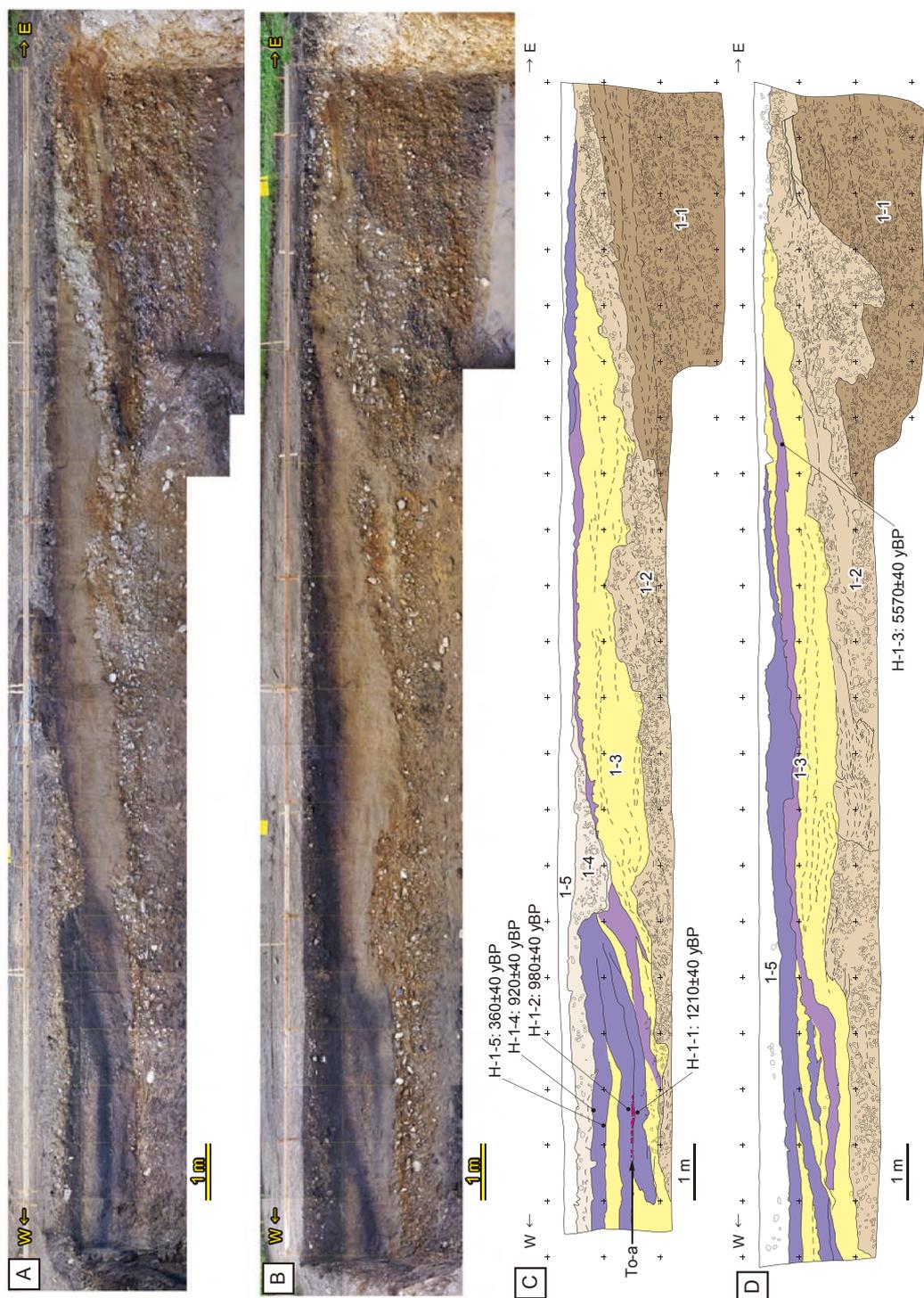


図4 堀内地区トレンチ壁面調査結果. (A) H-1トレンチ南壁写真 (左右反転). (B) H-1トレンチ北壁写真 (左右反転). (C) H-1トレンチ北壁スケッチ (左右反転). (D) H-1トレンチ南壁スケッチ (左右反転). (E) H-2トレンチ北壁写真. (F) H-2トレンチ南壁写真 (左右反転). (G) H-2トレンチ北壁スケッチ. (H) H-2トレンチ南壁スケッチ (左右反転).

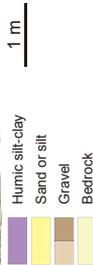
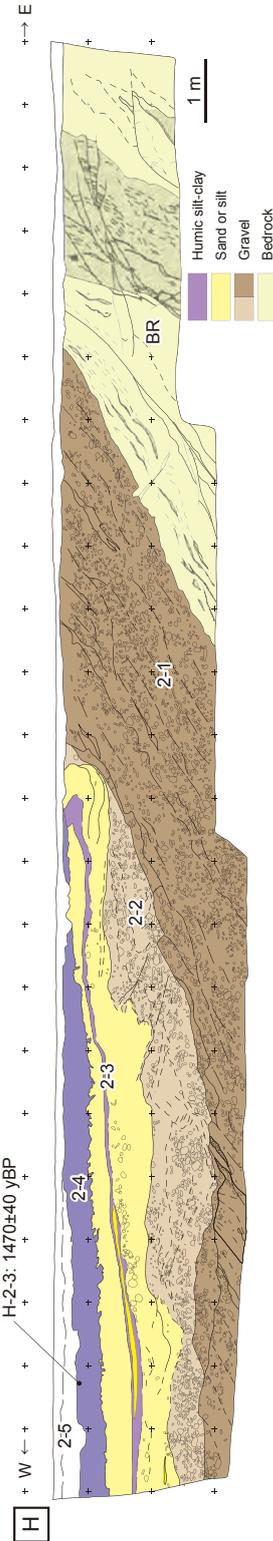
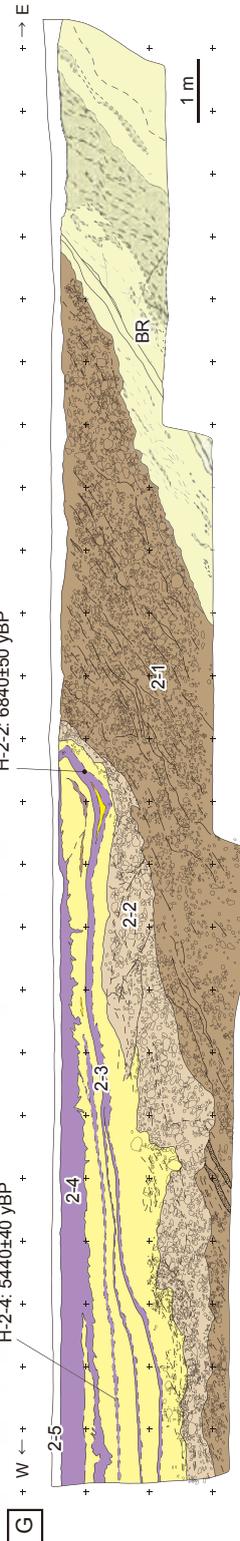


図4つづき

図4 つづき.

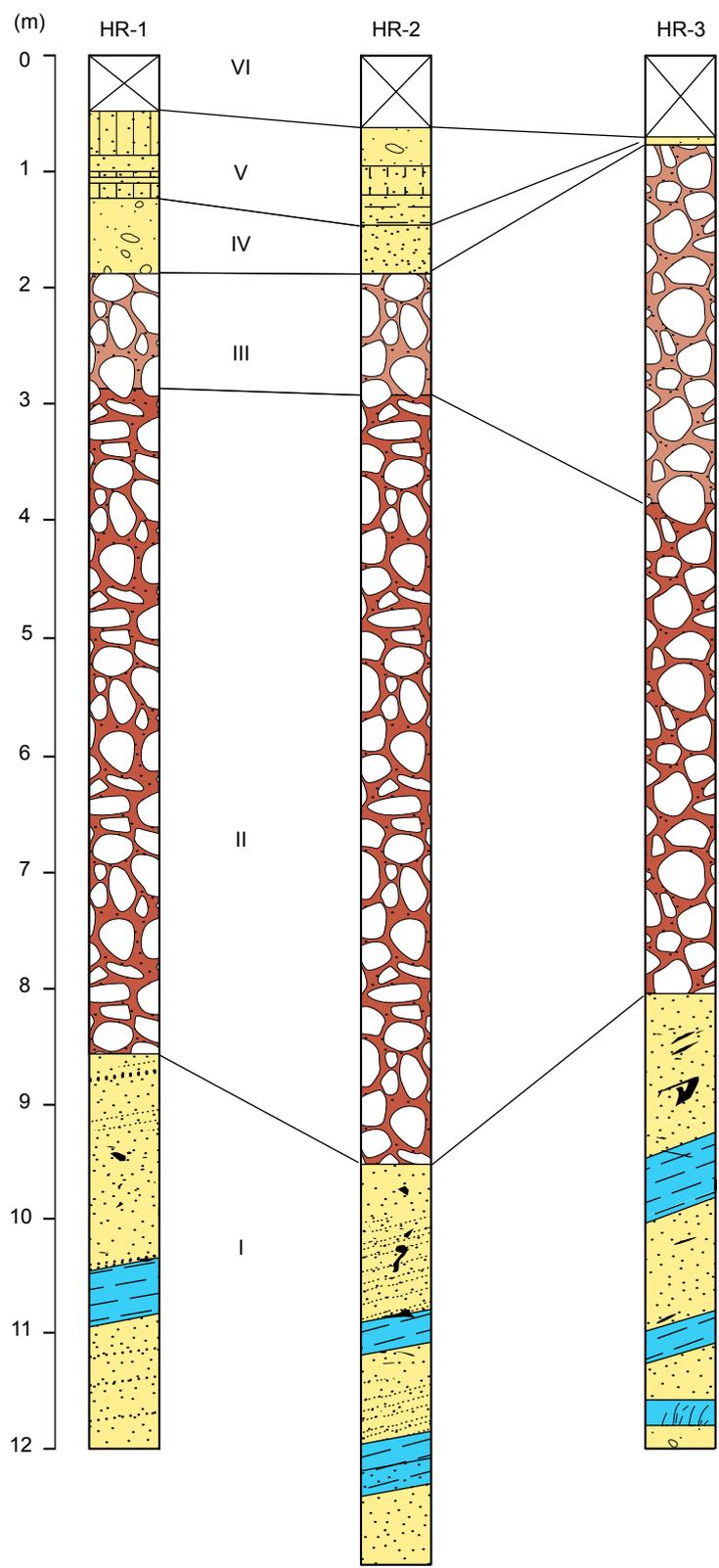


図5 堀内地区ボーリング柱状図.

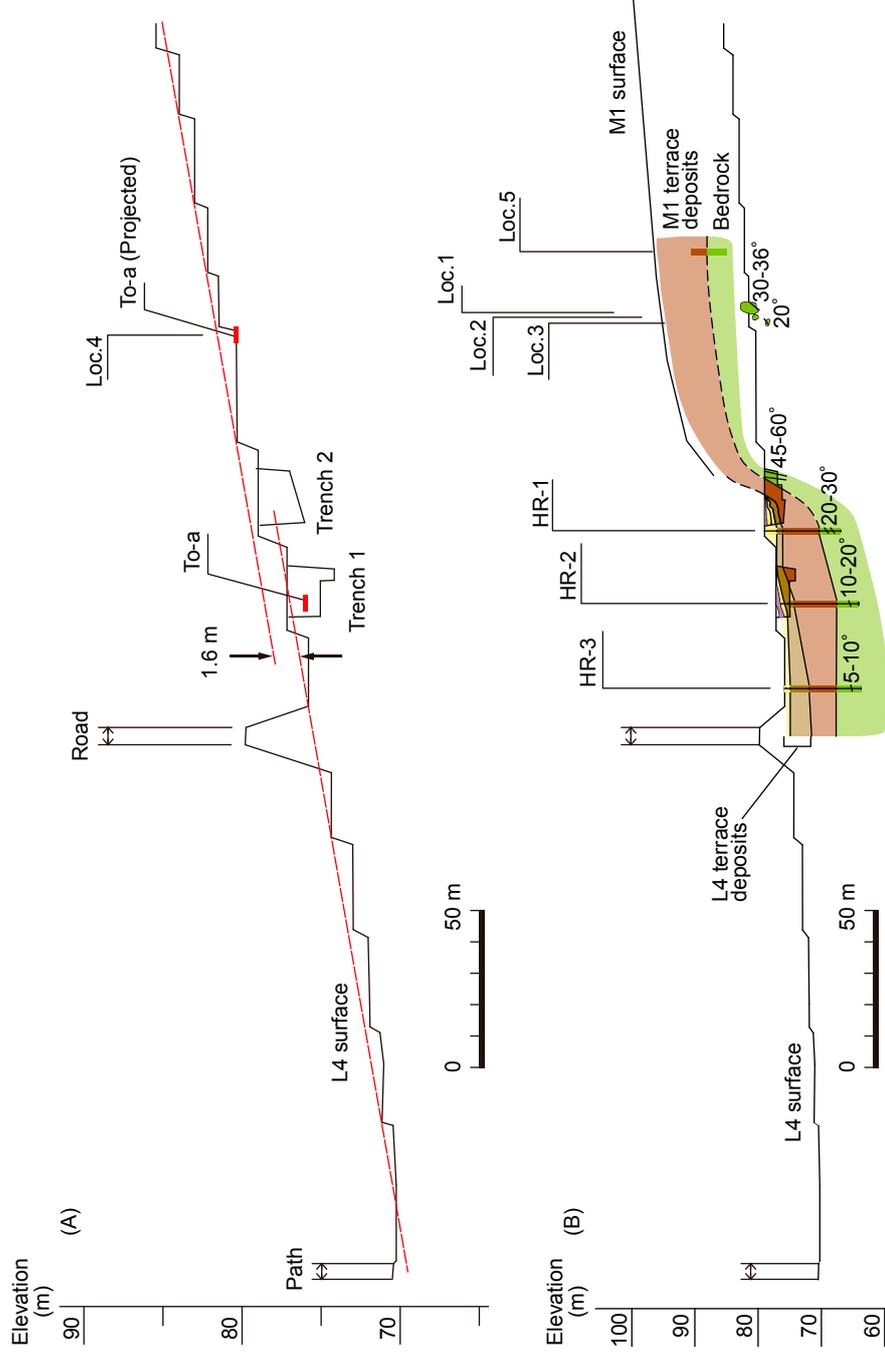


图 6 掘内地区地形・地質断面図。(A) 地形断面図。(B) 地質断面図。

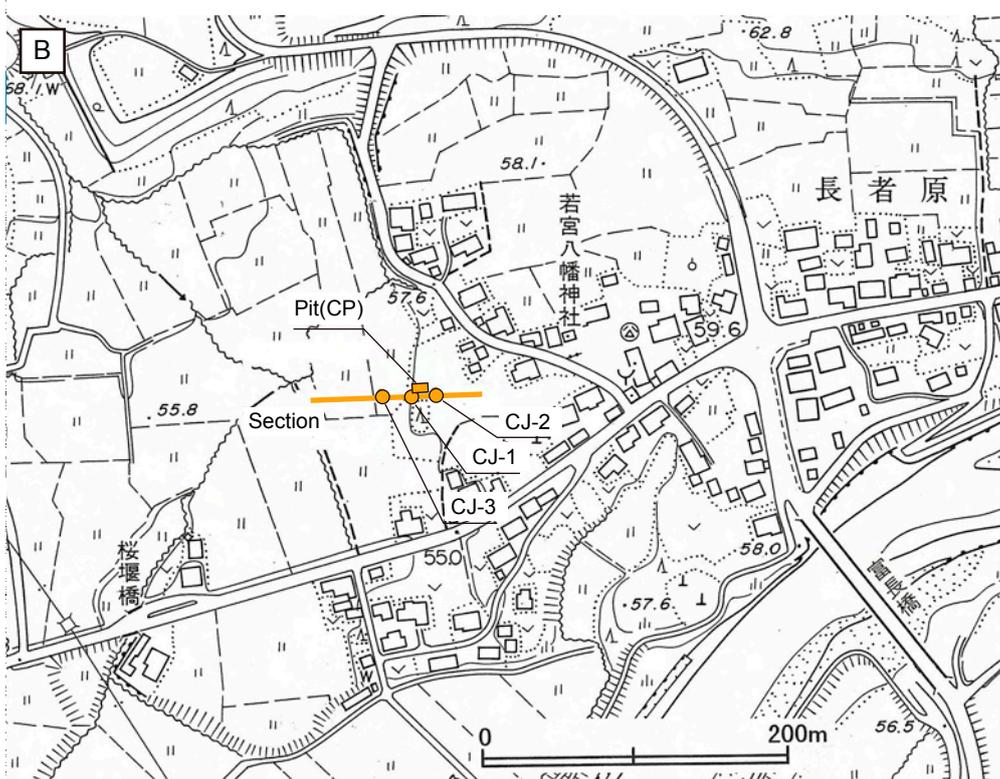
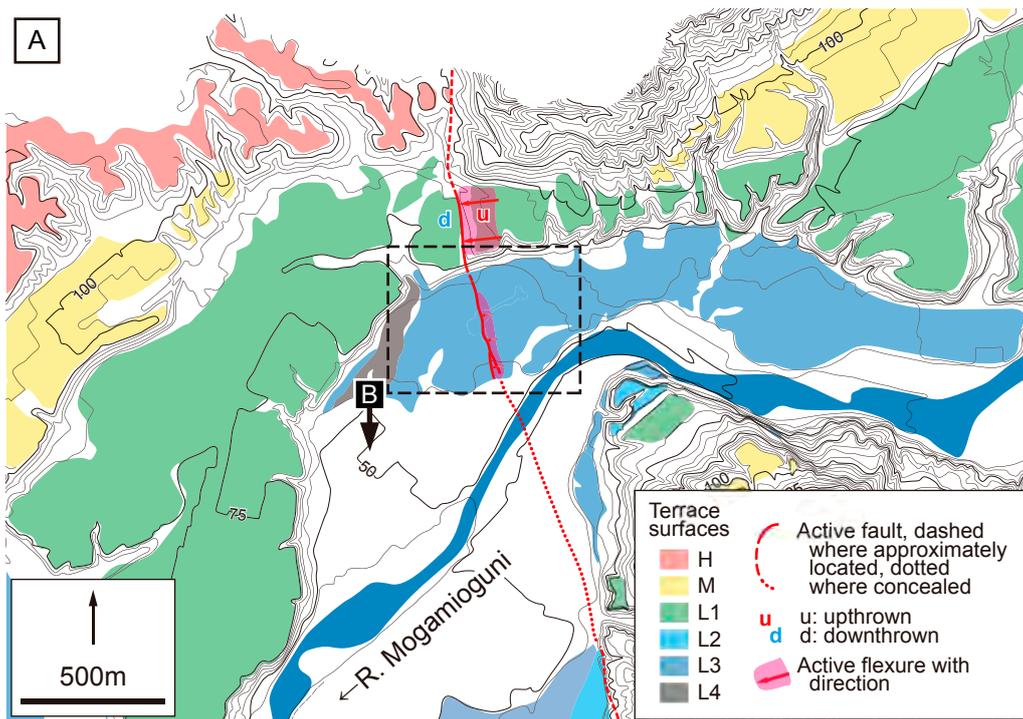


図7 長者原地区周辺における長者原断層（堀内断層）の分布および調査位置図。
 (A) 河成段丘面の分布および断層変位地形。(B) 調査位置図。

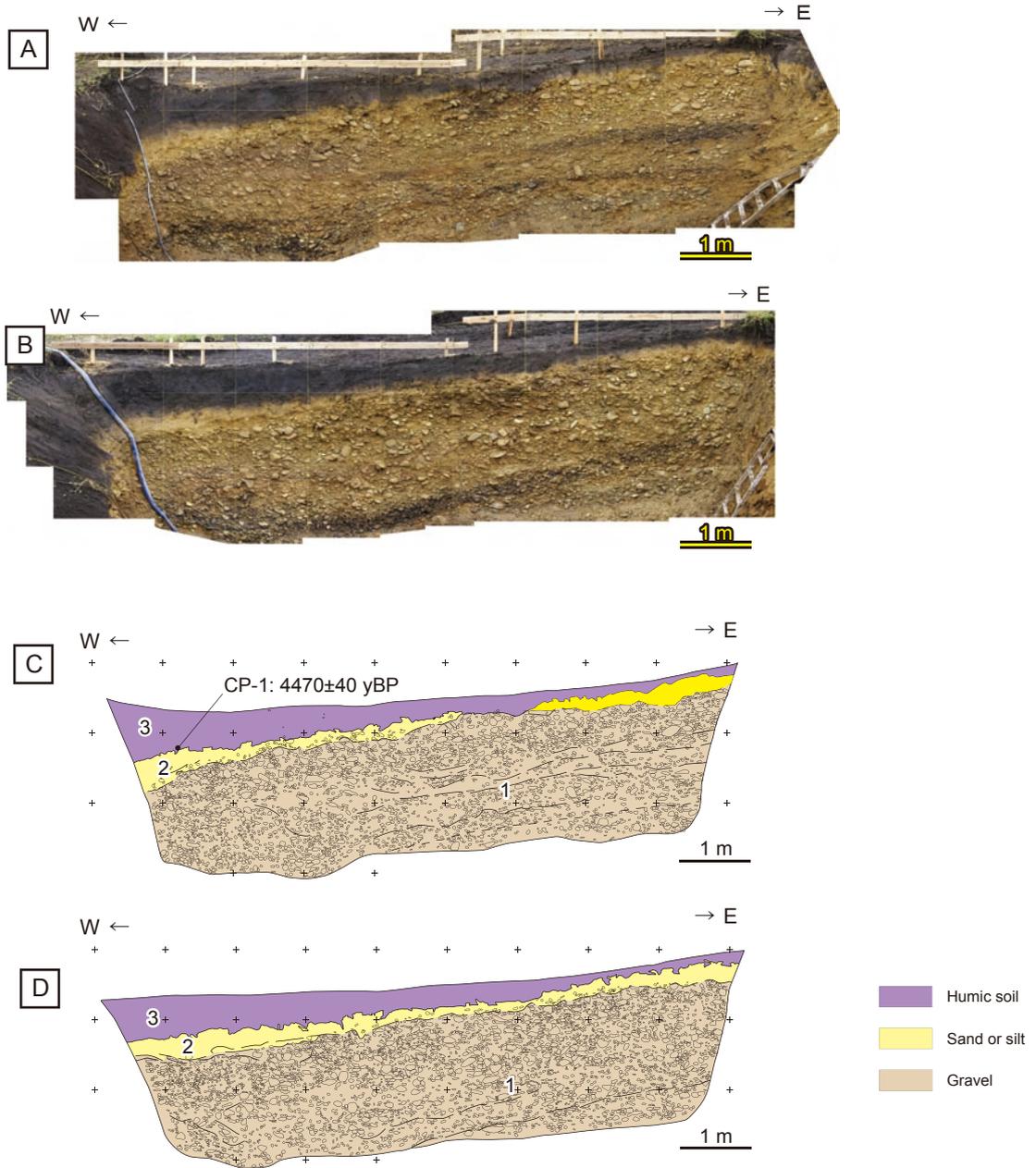


図8 長者原地区ピット壁面調査結果。(A) ピット北壁写真。(B) ピット南壁写真 (左右反転)。(C) ピット北壁スケッチ。(D) ピット南壁スケッチ (左右反転)。

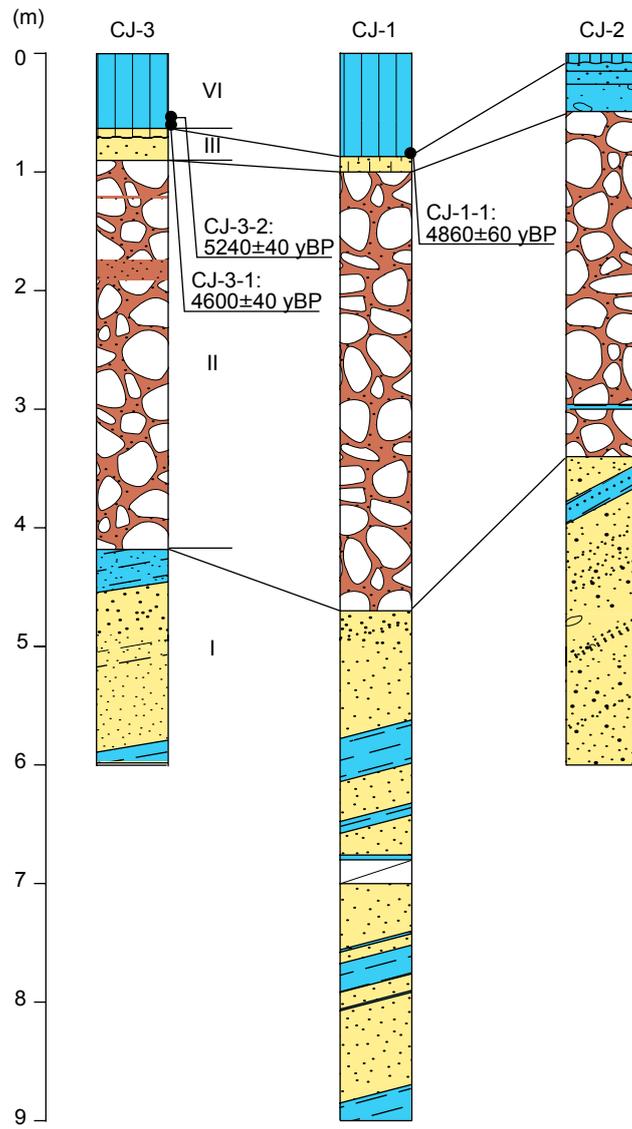


図9 長者原地区ボーリング柱状図.

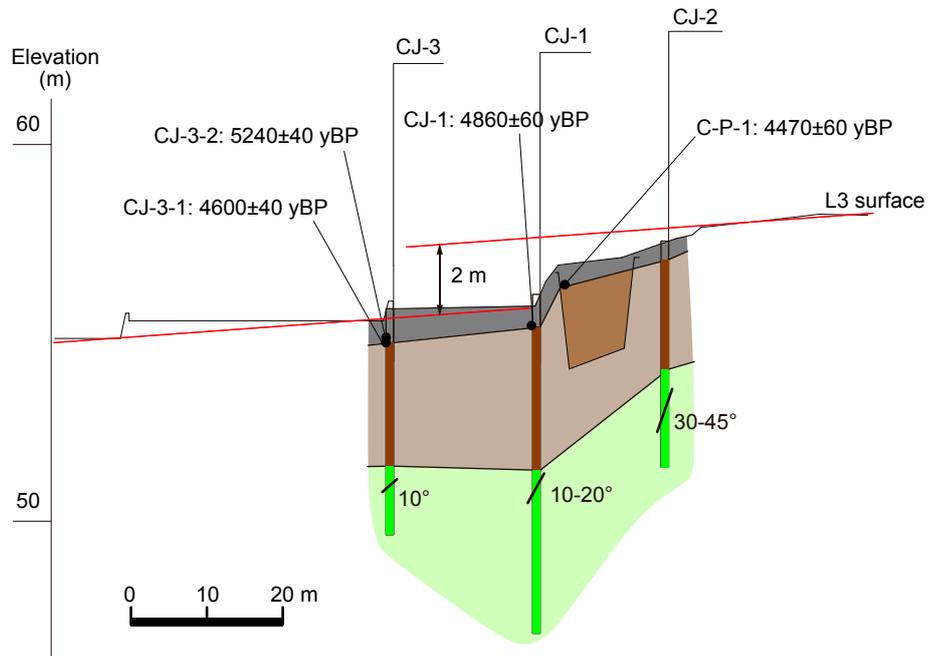


图 10 長者原地区地形・地質断面図.

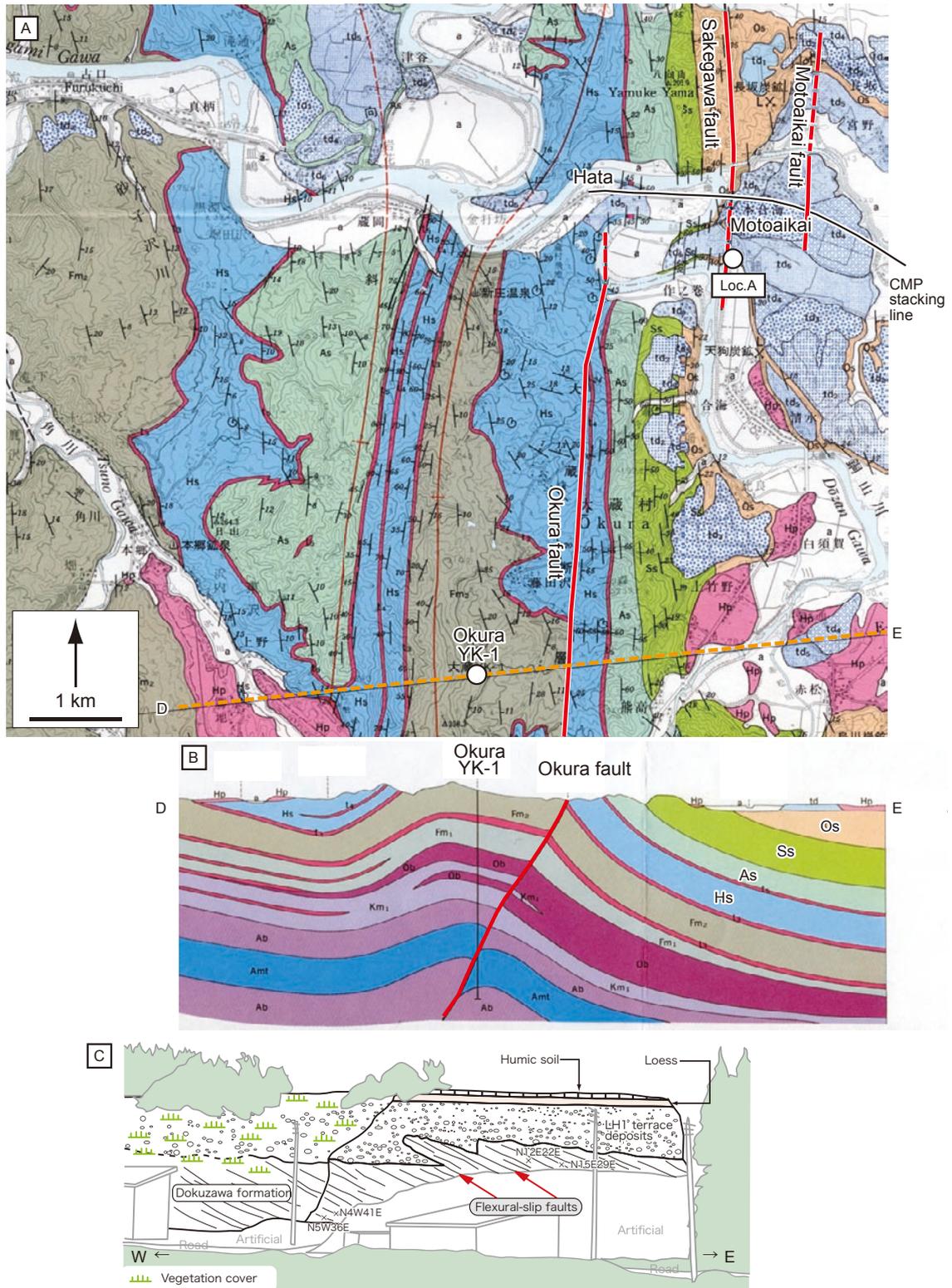


図 11 反射探査測線周辺の地質図，地質断面図および断層露頭。(A) 地質図 (大沢ほか, 1986)。反射探査測線，本合海断層を加筆。鮭川断層，大蔵断層を強調。凡例を修正。(B) 地質断面図。大沢ほか (1986) の D-E 断面を一部抜粋。[地層の略称] Os: 折渡層 (更新統), Ss: 鮭川層 (鮮新統), As: 芦沢層 (鮮新統), Hs: 羽根沢層 (鮮新統)。(C) Loc.A における Flexural-slip 断層の露頭スケッチ (松浦, 2003)。毒沢層は折渡層に相当。

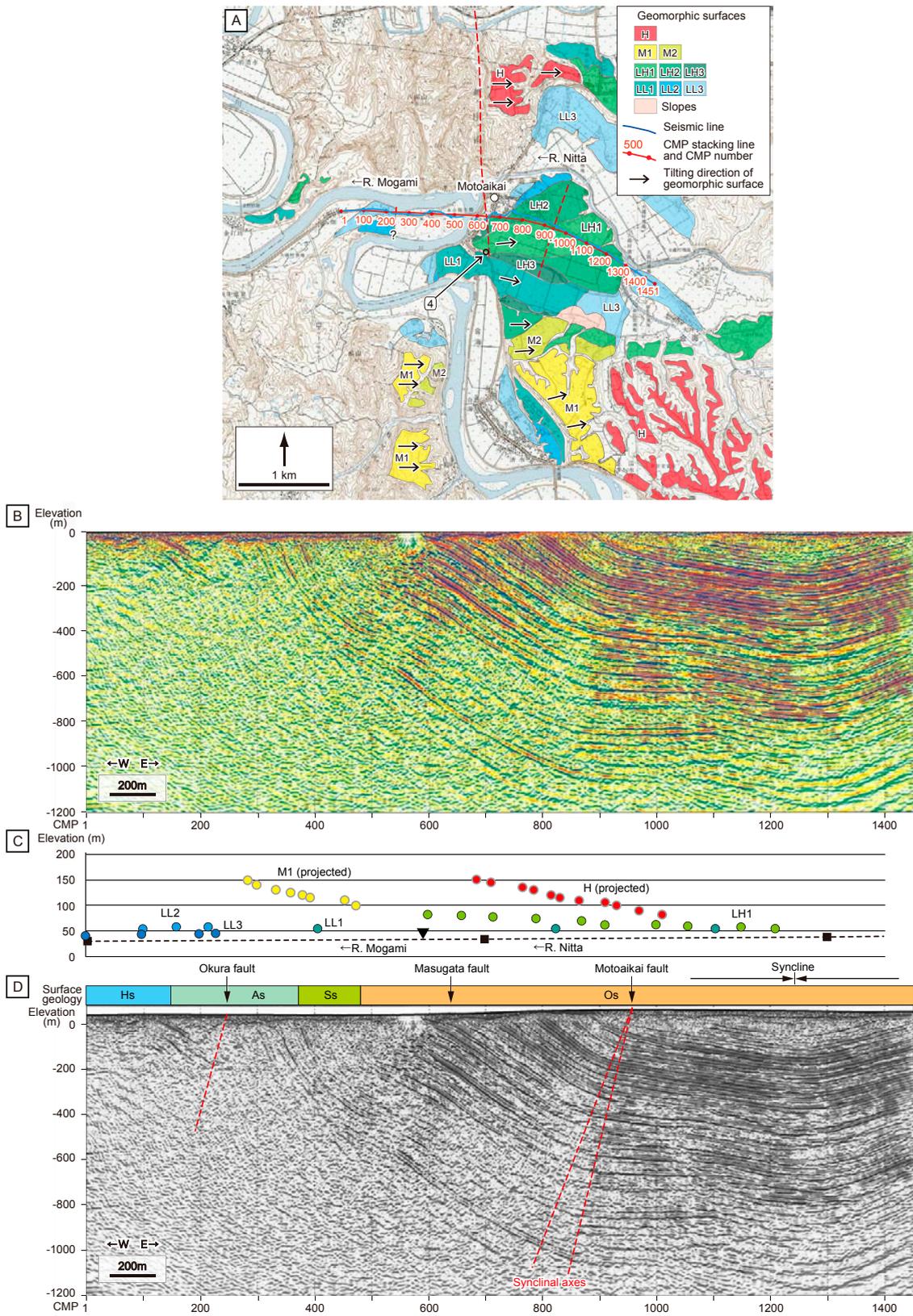


図 12 反射探査測線および反射断面図。(A) 反射測線位置図。段丘面・活断層は松浦(2003)より引用。(B) 反射断面図。(C) 探査測線に沿う段丘面プロフィール。(D) 解釈図。地層の略称は図 11B と同じ。