

「基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査」成果報告書 No.H18-4

富士川河口断層帯の活動性および活動履歴調査

平成 19 年 5 月

独立行政法人
産業技術総合研究所

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 安居山断層（青見地区）	3
(1) 地形・地質概要	3
(2) 断層の性状	4
(3) 青見南地区（群列ボーリング・トレンチ掘削調査）	8
(4) 青見北地区（トレンチ掘削調査）	15
2. 2 入山瀬断層（旭町地区）	18
2. 3 芝川断層（羽行地区）	22
3. まとめ	24
3. 1 断層帯の位置及び形態	24
(1) 断層帯を構成する断層	24
(2) 断層面の位置・形状	24
(3) 変位の向き	25
3. 2 断層帯の過去の活動	25
(1) 平均変位速度	25
(2) 活動時期	25
(3) 1回の変位量	26
(4) 活動間隔	27
(5) 活動区間	27
文 献	28
図 表	31

1. 断層帯の概要とこれまでの主な調査研究

富士川河口断層帯は、静岡県東部の富士川河口から富士山南西麓にかけて、南北に延びる全長約 20 km に達する活断層帯である（活断層研究会，1991）（図 1）。本断層帯は、並走する 2 列の断層群から構成され、東の列は南から入山瀬断層、大宮断層、安居山断層、また西の列は南から入山断層、芝川断層からなり、それぞれ東側の富士宮・岳南低地、中央の羽鮒・星山・蒲原丘陵および西側の浜石岳・天子山地などの山地群の地形境界をなす（例えば、山崎，1979，1984；活断層研究会，1991；Yamazaki, 1992）（図 1）。

本断層帯はフィリピン海プレートが沈み込む駿河トラフの陸上延長部に位置し、同プレートと西南日本を乗せる陸側プレートとの境界をなす断層帯の一部と見なされている（例えば、山崎，1984；Yamazaki, 1992）。

富士川河口断層帯を構成する断層の運動センスに関しては、変動地形学的特徴や広域応力場と断層の一般走向との関係に基づき、入山瀬断層、安居山断層、入山断層および芝川断層が西傾斜の逆断層であり、大宮断層が東傾斜の正断層と考えられている（例えば、山崎ほか，1981；Yamazaki, 1992）。ただし、これらの断層に関しては、野外で直接断層面が確認されたものは少ない。加えて、横ずれ成分の有無や断層の傾斜角度に関する詳しい情報は得られていない。そのため、すべりベクトルや実変位量などは明らかにされていない。

富士川河口断層帯の平均変位速度は、断層両側に分布する古富士泥流や新富士溶岩流などの後期更新世以降の地層や地形面の食い違いから、上下成分に関して東列の入山瀬断層で 7 m/千年、大宮断層で 7 m/千年、安居山断層で 6 m/千年、西列の芝川断層で 2m/千年、入山断層で 0.25m/千年以上と推定されており、東列の断層群は日本の陸域活断層の中では最大級の活動度を有するとされている（山崎，1979，1984；杉山・下川，1988；活断層研究会，1991；Yamazaki, 1992；静岡県総務部地震対策課，1996；下川ほか，1996a, b, 1998）。

このような高い活動度で特徴付けられる本断層帯の活動履歴を解明することは、静岡県東部地域における地震発生ポテンシャルを評価する上で重要であるのみならず、新幹線や東海道本線などの主要鉄道のほか東名高速道路や国道 1 号線などの主要道路が本断層帯を横切っていることから、物流をはじめとする経済的なインパクトを評価する上でも重要である。1995年から1998年にかけて、通商産業省工業技術院地質調査所および静岡県総務部地震対策課を中心として古地震履歴の解明を目的とした調査が実施されてきた（静岡県総務部地震対策

課, 1996 ; 下川ほか, 1996a, 1996b, 1998). それらによると, 本断層帯は, 平均活動間隔が千数百年, 最新活動時期が千年前以上前とされている. 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (1998) では, これらの結果を踏まえて, 本断層帯の長期的な地震発生の可能性について, 次回の活動では, “地震時の変位量が 7m 程度またはそれ以上, 地震の規模でいうとマグニチュード 8 程度, 震源域は駿河湾内にまで及ぶと考えられる. また, その時期は今後数百年以内の比較的近い将来である可能性がある”としている. さらに, 古地震履歴に基づき, 今後 30 年間に活動する確率が 0.1~11.2%と試算されている (対数正規分布を仮定し, 標準偏差を 0.23 とした場合). その後, 下川ほか (1999), Yamazaki et al. (2002) により本断層帯を対象とした off-fault 古地震調査が行われ, 最新活動時期などに関する新たな成果が報告されている (図 2). しかしながら, これまで評価に用いられてきた古地震情報は, 主として断層崖沿いの斜面崩壊発生時期や断層上盤側 (隆起側) での段丘面の形成時期および下盤側 (低下側) での急激な堆積環境の変化の時期などを富士川断層帯の活動と結びつけて活動性を考察した間接的なものであり, 断層本体を直接調査したものは少ない (図 1, 2). 断層崖の崩壊や沿岸域での堆積環境の変化などは, 豪雨や高潮などといった断層運動以外の要因でも起こりうるし, 地殻変動も駿河トラフ沿いなどの断層活動に伴って生じる可能性も否定できない.

このような状況から, 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (1998) でも指摘されているように, 本断層帯の活断層調査資料は質, 量ともに十分であるとはいえないと考えられる. より信頼性の高い活動評価を行うためには, トレンチやボーリング掘削調査を中心とした調査により断層本体の活動履歴を確認した上で, 上記のような間接的情報を結び合わせ, 総合的に活動性の評価を行うことが望ましい. そこで, 富士川河口断層帯について, これまで十分に解明されているとはいえない活動履歴を明らかにすることを目的として, 断層周辺の群列ボーリングおよびトレンチ掘削調査を実施した (図 1).

2. 調査結果

群列ボーリングおよびトレンチ掘削調査に先立ち, 本断層帯の活動性に関する既存文献の検討, 断層帯全域の地形判読および野外地形地質概査を行い, 活動性の概要を把握した上で, 調査候補地点の選定を行った. 本調査では, 候補

地点のうち調査許可が得られた安居山断層沿いの富士宮市青見地区（群列ボーリング 1 測線，トレンチ掘削調査 2 箇所），入山瀬断層沿いの富士市旭町地区（群列ボーリング調査 1 測線）および芝川断層沿いの芝川町羽行地区（トレンチ 1 箇所）を調査対象とした（図 1）．以下，各地点の調査結果を報告する．

2. 1 安居山断層（青見地区）

（1）地形・地質概要

安居山断層は，後期更新世に古富士火山からもたらされた古富士泥流堆積物から構成される羽鮒丘陵の東縁（潤井川低地西縁）に沿ってほぼ南北走向に延びる全長 11 km の活断層である（活断層研究会，1991）（図 1，3）．変動地形学的特徴に基づき，本断層は西に傾斜する逆断層であると推定されている（山崎，1979，1984；山崎ほか，1981，1986；Yamazaki，1992）．本断層の地表付近の変形に関しては，大縮尺の空中写真判読に基づき，調査地区を含む安居山断層南区間は羽鮒丘陵と潤井川低地との地形境界に位置する活撓曲として認定されている（中田ほか，2000；中田・今泉，2002）（図 3）．

調査地区周辺には，新富士火山から噴出した溶岩流が本断層を横切って分布しており，それらが断層により変位していることが報告されている（例えば，今村，1939；山崎ほか，1986；下川ほか，1998）．これまで，これらの溶岩流を変位基準として本断層の平均上下変位速度が検討されている．山崎ほか（1986）は，本調査地区のうち後述する青見南地区付近において，断層の東側（低下側）でボーリング調査を実施し，地下に分布する 2 枚の溶岩流のうちの 1 枚を断層西側で地表に露出する溶岩流（SSW-3：万野風穴溶岩流；津屋，1940；地質調査所，1988）に対比して，その分布高度差（断層による落差と推定）と推定噴出年代から完新世における本断層の上下方向の平均変位速度（以後，平均上下変位速度とよぶ）を 4-5m/千年と見積もった（山崎ほか，1986；Yamazaki，1992）．この値は山崎ほか（1986）により報告された古富士泥流基底面の分布高度差から推定される過去約 8 万年前以降の平均上下変位速度（5+m/千年）とほぼ同じである．さらに，下川ほか（1998）は，本調査地区のうちの青見北地区付近で，反射法地震探査などに基づき推定された断層線を横切る 3 本のボーリングを実施し，断層の東側（低下側）で地表下に分布する 3 枚の溶岩流のうちの 1 枚を断層西側で地表に露出する溶岩流（SSW-3）と対比して，その高度差（断層による落差）と溶岩の推定噴出年代から本断層の平均上下変位速度を約 6m/千年と

見積もった。

なお、本断層の古地震履歴に関する具体的なデータはこれまで得られていない。

(2) 断層の性状

上述したように、安居山断層の平均変位速度は、主として新富士溶岩流のうちの万野風穴溶岩流の分布高度差に基づいて見積もられている。しかしながら、これまでの研究では、断層東側に広がる潤井川低地下に分布する複数枚の溶岩流のうちの1枚を断層西側の地表に露出する万野風穴溶岩流と対比した根拠が十分に述べられているとは言い難い。調査地区周辺に分布する溶岩流は、いずれも主として斜長石と橄欖石を斑晶鉱物とする多孔質玄武岩質溶岩流であり（例えば、山元ほか、印刷中）、肉眼あるいは鏡下での観察からだけでは溶岩の同定・対比は困難である。さらに、山元ほか（印刷中）による富士山南西山麓に分布する溶岩流の区分についての最新成果によると、従来断層西側で地表に分布する万野風穴溶岩流とされる溶岩流は、万野風穴（富士宮市）に模式的に分布する溶岩流とは化学組成に顕著な違いがあることなどから、異なる溶岩流と判断され、新たに青見溶岩流と命名されている。これらの理由から、断層両側に分布する溶岩流の対比に基づく変位量の見積りには全面的な見直しが迫られるようになった。

山元ほか（印刷中）によると、青見溶岩流は、調査地区に分布するほかの溶岩流（例えば、万野溶岩流、外神溶岩流、馬見塚溶岩流）に比べ、 TiO_2 と K_2O の含有量が多く、 Al_2O_3 および MgO の含有量が少ない、という化学組成に特徴があり、これらに注目することで従来よりも信頼度の高い溶岩流の対比を行うことができると考えられる。

さらに、潤井川低地下でこれまで報告されている地下地質資料が少なく、断層東側の潤井川低地下に広がる溶岩流の分布が十分把握されていない。そのため、断層の位置や形状の実態が不明であった。

そこで、本調査では、調査地区周辺の溶岩流の分布を把握し、溶岩流の同定・対比を行った上で、断層による変形量（変形量）を見積もることを目的として、次のような調査を実施した（図3）。まず、溶岩流が地表に露出する丘陵東斜面では地表踏査と群列ボーリング調査を実施して溶岩流の分布や岩相、厚さなどを検討した（群列ボーリング調査の結果の詳細は後述）。一方、溶岩流が潤井川

低地下に分布する平野地下に関しては、富士宮市や周辺企業により実施されたボーリング資料（大手開発，1983；富士宮市，1987；富士宮市役所，1992，1993；富士宮市役所土木課，1982；富士フィルム富士宮工場提供資料など）を収集し、溶岩流の分布，連続性や厚さについて検討した．次に，溶岩流の同定・対比を行うため，本研究で実施した丘陵東斜面の群列ボーリングで採取された溶岩試料および沖積面下に分布する既存ボーリングのうち，現存する溶岩試料について全岩化学分析を行った．本研究で実施した群列ボーリング孔からは，溶岩直下の土壌が溶岩流の熱により炭化したと見られる黒色土壌や溶岩流を覆う腐植質シルト・粘土が採取された．これらはそれぞれ本地区に溶岩流が流下した年代の上限と下限に近い値を示すものと考えられることから，それぞれ¹⁴C年代測定を実施した（表2）．

以上の調査に基づき，安居山断層を横切る地質断面図を作成した（図4）．断面の測線は，ボーリング資料が豊富に得られた富士フィルム株式会社富士宮工場を横切るものとし，測線方向は，調査地区周辺の撓曲崖の一般走向（N15°W）と直交するN75°Eに設定した（図3）．本調査地点を青見南地区とする（本調査地区で実施したトレンチ掘削調査の結果は後述する）．断面図の作成に当たっては，図3に示す測線A-A'から300m以内に分布するボーリング資料を用い，それらを測線上に投影した．

溶岩流の全岩化学組成は，本研究により実施したボーリングで確認された溶岩流の上面付近の10試料（Ao-1孔の標高141.2m，138.2m，133.2m，Ao-2孔の標高135.9m，131.4m，Ao-3孔の134.6m，129.1m，Ao-6孔の171.2m，168.7m）および富士フィルム株式会社富士宮工場から提供を受けた3BN孔に分布する溶岩流の最上部（125.8m）の1試料の計11試料に対して実施した．また，GSJ302.8孔に分布する溶岩流の最上部（標高115.1m）における全岩化学組成分析結果が大手開発（1983）に報告されており，その値も溶岩流の対比に用いた（孔名は図4に示す）．これらの全岩化学組成分析結果を表3に示す．また，上述した青見溶岩流を同定・対比する上で注目する成分の分析結果を図5にまとめた．表3と図5には参考値として，山元ほか（印刷中）による調査地区周辺に分布する青見溶岩流以外の溶岩流の全岩化学組成の結果も示している．これらの図表から，今回分析に供した試料はいずれも，青見溶岩流の特徴と一致し，万野溶岩流，外神溶岩流，馬見塚溶岩流とは異なっていることが示される．

今回の全岩化学分析の検討により青見溶岩流に対比された試料はいずれも測

線上に分布する溶岩流の上面付近で採取されたものである。溶岩流上面は一部凹凸が見られるものの全体的にはなめらかにつながる。このことから、測線における溶岩流上面は青見溶岩流からなると判断される。また、青見溶岩流は流動性に富む玄武岩質溶岩流であり、調査地区周辺では縄状構造などの組織が認められ、流動性を保ちながら流下してきたことが示唆される。加えて、青見溶岩流の分布の西端は羽鮎丘陵東斜面中腹の標高 180~170m 付近に認められるが、そこでは、溶岩流上面は幅約 30~50m にわたって平坦面を保存している。これらから、調査地域の青見溶岩流上面は本来ほぼ平坦に分布し、その後の断層運動により後述するように撓曲状の変形を受けたと推定される。したがって、青見溶岩流上面は断層変位基準として採用できるものと判断した。

この青見溶岩流からなると判断される溶岩流上面の分布をみると、従来活断層（活撓曲）が認定・図示されている羽鮎丘陵東斜面基部付近を含む測線内において、溶岩流に明瞭な食い違いを与える断層は認められず、むしろ幅広い撓曲変形で特徴付けられる（図 4）。測線付近の青見溶岩流は、羽鮎丘陵東斜面中腹にあたる標高 170m 付近を分布の西端としている。そこでは、幅約 30m の狭い平坦面を保存しており、そこから緩やかに上に凸の断面形状を示しながら丘陵東斜面沿いに~15°程度で東傾斜した後、沖積面下に埋没する。沖積面下に埋没する溶岩流は、幅 300m 以上にわたって 1°~5°程度で東に緩く傾斜し、丘陵東斜面基部から約 370m 東方で溶岩流の上面深度が最も深くなる。それ以东では溶岩流上面が西傾斜 0.5~2°に変化する。青見溶岩流は富士山から噴出した溶岩流である（山元ほか、印刷中）ことから、本来西あるいは南西方向に流下したものと考えられる。したがって、東傾斜の区間は溶岩流下以降の安居山断層による活動に伴う西側上がりの撓曲変形を受けているものと推定される。断面図上で溶岩流上面の傾斜が西から東へ変化する地点から断層西側の平坦面までの幅は約 470m である。これが青見溶岩流流下後の変形帯の幅であると考えられる（図 4）。

安居山断層の影響を受けていないと考えられる潤井川以东の溶岩流上面の西傾斜（0.5°）を断層西側の平坦面まで外挿して見積もられる溶岩流の起伏（高度差）は約 58m である。すなわち、青見溶岩流流下後の安居山断層の活動に伴う上下方向の変形量は約 58m となる。ただし、一般に溶岩流上面は溶岩堤防やクリンカーの発達や溶岩トンネルの崩壊などにより数 m 程度の凹凸を有することが知られている。したがって、断層運動による溶岩流の構造起伏の見積りには、

それ以外を要因とする起伏（溶岩流流下時の初生的な起伏等）が含まれている可能性もある。溶岩流流下時の初生的な起伏を復元することは困難なため、ここで見積もられた上下変形量には数 m 程度の誤差があるとして、以下の変位速度の検討を行うことにする。

青見溶岩流により焼かれたとみられる炭化した土壌が H18Ao-6 孔の溶岩流直下の深度 8.8m で採取された。その ^{14}C 年代として $9830\pm 40\text{yBP}$ ($\delta^{13}\text{C}$ を補正した値、以下同じ) が得られた。一方、青見溶岩流を覆って分布する腐植質シルト・粘土が H18Ao-2 孔の深度 4.5m で確認された。その ^{14}C 年代として $8230\pm 40\text{yBP}$ が得られた。青見溶岩流は、下位に分布する古富士泥流堆積物からなる東向きの斜面にアバットするように、東に層厚を増しながら堆積している（図 4）。このことから、溶岩流の分布の上面と下面のどちらか一方あるいは両方が必ずしも同時期面とは限らない。したがって、上面の形成時期はおよそ $9830\pm 40\text{yBP}$ 以降であり、下面の形成時期はおよそ $8230\pm 40\text{yBP}$ 以前となる。したがって、青見溶岩流の噴出時期はおよそ $9830\pm 40\text{yBP}$ （暦年で BC 9305-9255）～ $8230\pm 40\text{yBP}$ （暦年で BC 7330-7170）程度であると考えられる。この青見溶岩流の年代観は山元ほか（印刷中）による富士山南西山麓部に分布する溶岩流の層位関係に基づく推定と調和的である。

暦年で約 11,300～9,200 年前に調査地区に流れてきた溶岩流が 58m 程度の上下変形をしていることから、この間の平均上下変形速度は、5.1-6.3m/千年となる。なお、上述したように溶岩流の上下変形量の見積りに $\pm 5\text{m}$ 程度の初生的な凹凸の影響を考慮すると、見積もられる上下変位速度はさらに $\pm 10\%$ 程度の不確かさが生じることになる。本調査により見積もられた平均上下変形速度は、結果としては山崎ほか（1986）や下川ほか（1998）とほぼ同様の値であるが、溶岩流の対比を確実にしたことにより、従来よりも信頼性の高い見積りができたものと考えられる。

なお、青見溶岩流の下位に分布する古富士泥流堆積物の変形の特徴を解明することは、古富士泥流堆積後、青見溶岩流をはじめとする完新世溶岩流の流下前の断層活動性を評価する上で重要になるが、今回の調査では、古富士泥流まで到達したボーリング孔が 1 点（Ao-6 孔）しかないこと、断層の東側で古富士泥流に到達している既存ボーリング資料がわずかしかないため、本調査では検討しなかった。

(3) 青見南地区（群列ボーリング・トレンチ掘削調査）

群列ボーリング調査結果

青見南地区では、青見溶岩流上面には明瞭な断層は認められず、むしろ幅広い撓曲変形をしている可能性が高いことが示された（図 4）。しかしながら、断面図を詳しく検討すると、変形帯の溶岩流上面は一様に東傾斜しているわけではなく、狭い範囲で傾斜が急変するキंक状の折れ曲がり部分が存在することが読み取れる（図 4）。そこでは青見溶岩流およびそれを覆う地層に折れ曲がりやそれに関連する断層などによる変形が記録されている可能性が高いと考えられる。

地表踏査と既存ボーリング資料を検討した結果、折れ曲がり部は複数存在するものの、最も顕著な折れ曲がり部分の一つが、従来安居山断層として認定されていた丘陵東斜面基部付近にあたる可能性があるとして推定された。そこで、青見溶岩流の分布を把握した上で、折れ曲がり部分の位置を特定し、そこでトレンチ掘削調査を実施することを目的として、丘陵東斜面基部付近を横切る測線上面において、H18Ao-1（掘削深度 30m）、H18Ao-2（20m）、H18Ao-3（20m）、H18Ao-4（20m）、H18Ao-5（20m）、H18Ao-6（20m）の 6 地点でボーリング孔を掘削し、ボーリングコアを採取した（図 6）。その結果、各ボーリング孔とも塊状および岩塊状の玄武岩溶岩が確認された。また、H18Ao-1～H18Ao-5 で玄武岩溶岩の上位の地層が、H18Ao-6 で玄武岩溶岩の下位の古富士泥流堆積物がそれぞれ確認された。H18Ao-2 および H18Ao-3 にみられる腐植質シルトから試料を採取し、 ^{14}C 測定に供した。年代測定の結果を表 2 に示す。調査測線の位置および地質断面図を図 6 に示す。

地質断面図によると、H18Ao-1～H18Ao-2 までの区間では溶岩流上面はやや上に凸の形状を伴いながら、 20° ～ 30° 程度で東に傾斜している。この東傾斜の特徴は H18Ao-1 より西で H18Ao-6 より東で地表に分布する溶岩流のそれ（ 15° 程度）と調和的であるが、その傾斜はやや急である。一方、H18Ao-2 と H18Ao-3 との間の溶岩流上面の傾斜は 5° 以下である。このことから、H18Ao-2 付近で溶岩流上面の傾斜が急変するものと判断される（図 6）。

そこで、H18Ao-5～H18Ao-3 の区間では、青見溶岩流流下以降のキंक状の折れ曲がりイベントに伴う地層の変形が記録されている可能性が高いと判断して、これらの範囲を横切るトレンチを掘削した（図 7）。トレンチ掘削調査は、2006 年 12 月 12 日～2007 年 1 月 29 日にかけて実施した。

トレンチ掘削調査結果

トレンチは、群列ボーリングのうちキンク状の折れ曲がりが見られる H18Ao-5～H18Ao-3 の区間を横切り、かつ地形学的に推定される撓曲帯の走向と直交するほぼ東西方向に長軸をもつ長さ約 14m、深さ最大約 4m のものとした(図 6, 7)。

トレンチ壁面には、盛土、スコリアおよび火山礫主体の風成層、潤井川の氾濫原堆積物、斜面堆積物、玄武岩溶岩および同溶岩起源の風化生成物からなるとみられるシルト層および砂・シルト・岩片からなる亀裂充填物などが確認された。トレンチ壁面でみられた地質を、地層の連続性、地層上面の削剥の有無、地質構造に差があるか否か、堆積環境や層相の違いなどにに基づき、上位から 1 層～9 層に区分した(図 7)。各地層の層相および層相から推定される堆積環境を表 4 に示す。

各地層の年代については、調査地点を含む富士山南西麓に分布する指標テフラである富士大沢テフラ(F-Os, 2.5-2.8ka; 町田・新井, 2003)と腐植質の堆積物の¹⁴C年代測定に基づいて推定した(表 2)。また、肉眼では確認できないものの、上下の層位関係から広域テフラである鬼界アカホヤテフラ(K-Ah, 7.3ka; 町田・新井, 2003)および天城カワゴ平テフラ(Kg, 3.145-3.126ka; 町田・新井, 2003)の出現が予想される地層(5層:後述)を対象として、北壁面で2測線(N1, N10)、南壁面で2測線(S1およびS5)の計4測線において、それぞれ鉛直高5cm毎に試料を採取し、火山灰分析を実施した(図 7)。

トレンチ内にみられる最下位の地層(8層)は表面に縄状構造が発達する玄武岩質溶岩である。この溶岩は、その分布位置とボーリングコアから採取した試料の全岩分析結果の既存資料に基づき、山元ほか(印刷中)の青見溶岩流に対比される。上述したように、この溶岩流により炭化されたとみられる古富士泥流堆積物を覆う土壌が H18Ao-6 の深度 8.80m 付近に確認され、その¹⁴C年代値として 9830±40yBP が得られた(表 2)。一方、この溶岩流を覆って分布する腐植質シルト・粘土が H18Ao-2 孔の深度 4.5m で確認され、その¹⁴C年代として 8230±40yBP が得られた(表 2)。これらのことから、青見溶岩流の噴出時期はおおよそ 9830±40yBP～8230±40yBP ごろ(暦年で約 11,300～9,200 年前)であると考えられる。

青見溶岩流の上位には、主に青見溶岩流最上部のクリンカーやスコリア状部を起源とするとみられる風化生成堆積物(7層)が分布する。7層は層相から 3

つ（上位から 7a～7c 層）の単層に細分され、このうち最下部の 7c 層はやや腐植質のシルトである。7c 層から採取した 2 試料の腐植質シルトの ^{14}C 年代測定を実施したところ、 $6980\pm 40\text{yBP}$ 、 $7190\pm 40\text{yBP}$ の年代値が得られた。この値は、次に述べる 6 層の年代より若いこと、7 層が火山灰分析で明らかになった鬼界アカホヤテフラ（K-Ah, 7.3ka；町田・新井，2003）降灰層準の下位に位置することから、実際の堆積年代より若い値となっていると判断される。7c 層には、割れ目に沿って植物根の進入が認められることから植物などを由来とする新しい炭素が混入した可能性が考えられる。

6 層は黒ボク土状のスコリア層であり、一部腐植質である。北壁面で 6 層から採取した試料の ^{14}C 年代は $8050\pm 40\text{yBP}$ である。

5 層は礫混じりシルトを主体とする斜面堆積物で上位から 5a～5c 層に細分される。火山灰分析の結果、南壁面の S5 付近では 5c 層中に、同壁面の S1 付近では 5b 層中に、それぞれ鬼界アカホヤテフラの降灰層準が位置することが推定される（図 7）。同層から得られた ^{14}C 年代値は、5c 層下部で $7180\pm 40\text{yBP}$ 、5b 層下部で $6090\pm 40\text{yBP}$ 、5b 層上部で $3810\pm 40\text{yBP}$ 、5a 層下部で $3840\pm 40\text{yBP}$ 、5a 層上部で $3350\pm 40\text{yBP}$ である。

4 層は、径 2mm 程度の黒色スコリア・橙色スコリアからなるという岩相から富士大沢テフラに対比される。火山灰分析の結果、4 層と 5 層との境界付近に天城カワゴ平テフラの降灰層準が特定された（図 7）。

潤井川の氾濫原堆積物とみられる 3 層中からは年代を示す試料は得られなかったが、富士大沢テフラの上位に位置することから、2,800-2,500 年前以降の堆積物であると判断される。

2 層中には、土器片が散在する。それらは富士宮市教育委員会により 3 世紀のものとして鑑定された。したがって 2 層は 3 世紀以降の堆積物である。

後述するように、両壁面において 2c～8 層あるいは 5b～8 層を切って多数の開口亀裂が発達しており、これらの開口亀裂は砂、スコリア、細礫状～礫状のシルト岩塊などによって充填されている。この亀裂充填物を 9 層とした。9 層は層相および切断・貫入関係などから 9a～9c の 3 層に細分することができ、複数回の開口亀裂の形成とそれを充填するイベントがあった可能性が示唆される。

本トレンチでは北壁面と南壁面で地層の現れ方に大きな違いが見られる（図 7）。すなわち、北壁面では、底面付近ではほぼトレンチ壁面全幅にわたって 8 層である青見溶岩流が分布し、それを覆う 7～4 層は、大局的には 8 層上面とほぼ

平行するように東に向かって高度を減じながら分布している。一方、南壁面では、S0～S2 でほぼ水平に分布する 8 層上面が S2～S3 間で急に落ち込み、S4 以東には分布しない。このような北壁面と南壁面でみられる 8 層の構造を把握するために、両者をつなぐトレンチ底部（N7 と S7 を結ぶ区間）を整形し観察したところ、北壁面寄り、底部に分布する 6 層に 8 層が北壁面から見かけ上衝上している状況が確認された（図 8）。この断層の走向は東北東-西南西である。さらに、北壁面に分布する 8 層上面には縄状構造が発達しており、その形状に基づき表面の分布が推定できるが、それによると、8 層上面はちょうどトレンチ底部付近で北東～東北東走向でほぼ水平な軸をもち、一部上述した逆断層を伴いながら、南東向きに回転している（図 7）。以上のような溶岩流の産状に基づく、両壁面での地層の出現状況の違いは以下に述べるような理由によるものと考えられる。つまり、(1) 上述のようにトレンチ地点において溶岩流上面がキック状に折れ曲がっているが、その軸の走向が南壁面から北壁面にかけて南北から東北東-西南西に湾曲する位置にあたるというものである。この場合、南壁面では折れ曲がりの軸がほぼ南北（トレンチの長軸の方向と折れ曲がりの軸の走向がほぼ直交している）のため、軸部（西側の急傾斜部分と東側の緩傾斜部分との境界）が認められるのに対して、北壁面では折れ曲がりの軸が東北東～西南西走向に変化して、壁面の東端部を通過するために、北西翼にあたる東傾斜部のみが露出したものと推定される。あるいは、(2) トレンチ地点が南北走向で右雁行する折れ曲がりの軸のステップ部に位置する場合も考えられる。これは、北壁面において溶岩流がほぼ一様に東に傾斜していることから、掘削地点よりさらに東で南壁面に見られるような折れ曲がり分布する可能性があることによる。この場合でも、トレンチ壁面内の地層の分布が説明可能である。

トレンチ壁面内に分布する青見溶岩流（8 層）およびそれを覆う斜面堆積物を主体とする地層（7～4 層）には小断層、開口亀裂、陥没などの地質構造が認められた。以下、上に述べたような南北両壁面でみられる産状の違いが地質構造の空間的な違いを反映していることを認識した上で、壁面内に認められる地質構造とその形成時期について記載する。

北壁面では、N8～N10 で 5c 層が 6～8 層を切る開口亀裂や凹状部を埋めるように厚く堆積している（図 7）。また、N7～N8 では東落ちの小断層の低下側を埋めるように 5c 層が分布している。上述のように北壁面にはキック状折れ曲がり部の北西翼側のみ露出しているが、軸部に近接しているため、折れ曲がりの

形成に伴い、軸部付近に局所的な開口部や小断層が形成され、それを埋めるように5c層が堆積したものと判断される。南北両壁面の地層分布の連続性を確認するために掘削したトレンチ底部では、6層に対して8層が衝上している(図8)。この構造の延長にあたりとみられる南壁面のS2~S5では、6~8層に約2mの東落ちの落差を伴う地層の折れ曲がり認められ、この落差を埋めるように折れ曲がり部の東側にのみ5c層が堆積している(図7)。この東落ちの特徴は、溶岩流上面の東向きの変曲で特徴付けられる完新世における安居山断層の活動と調和的である。これらのことから、南北両壁面およびトレンチ底部でそれぞれ産状は異なるものの、いずれの現象も6層堆積後5c層堆積前に、変曲構造を成長させる地層の折れ曲がりイベントが存在したことを強く示唆する。上述した6層と5c層の¹⁴C年代に基づくと、このイベントは8050±40yBP(暦年でBC7080-6830)後で7180±40yBP(暦年でBC6070-6010)前の期間に発生したと考えられる。

南北両壁面とも、5c層を覆う5b~4a層には地層の傾斜の程度の違いあるいは明瞭な落差を示すような地質構造は認められない。したがって、本トレンチ範囲内においては、5c層堆積後4a層堆積前の期間に変曲構造の成長を示唆するようなイベントは認定されないものと考えられる。ただし、トレンチ掘削範囲は幅広い変曲帯の一部分であり(図4, 6)、この時期に掘削範囲以外の区間で地表に変形が生じた可能性は否定できない。

両壁面において、青見溶岩流(8層)には開口亀裂が多数発達しており、この亀裂によって幅30cm~1m程度のブロックに分断されている(図7)。北壁面のN4~N10と南壁面のS2~S4においては、8層中に発達する開口亀裂の一部が上方に連続し、それぞれ2c~7層あるいは5b~7層を切って発達している。両壁面とも亀裂帯の範囲は上に向かって狭くなり、上に凸のアーチ状を呈している(図7)。これらの開口亀裂帯は砂、スコリア、細礫状~礫状のシルト岩片(9層)などによって充填されている。上述のように、9層は層相などから9a~9c層に区分できるが、このうち9c層はシルト質細粒砂を主体として、スコリアや岩片を主体とする9b層および9a層と識別される。この9c層が亀裂を充填しているのは5c~8層に限られ、5bおよびそれより上位の地層の亀裂を充填している状況は確認されない。北壁面のN8~N10では9c層が9b層によって切られている状況が観察される。一方、9b層と9a層は2c~8層に発達する亀裂を充填している。このような9層の特徴から、開口亀裂の形成とそれを充填するイベン

トが複数回発生した可能性が考えられる。このうち、前者については、壁面に認められる地質構造との関係から、上述した 6 層堆積後 5c 層堆積前のイベントに対応する可能性がある。さらに、後者については、開口亀裂および 9a 層の分布に加えて、上に凸のアーチ状の開口亀裂の産状から、少なくとも 5b 層堆積後（南壁面）や 2c 層堆積後（北壁面）にイベントがあった可能性も示唆される。しかしながら、このような開口亀裂の形成とそれを充填するイベントを安居山断層の活動と結びつけることは、次のような理由から容易ではないと考えられる。すなわち、亀裂帯を境に両側で地層に落差が認められず（図 7）、撓曲構造の成長との関係が不明なことに加えて、(1) 9a 層および 9b 層は、締まりが悪いスコリアや岩片を主体とし、一部（特に上方部）では地下水や雨水などの影響とみられるラミナが発達すること、(2) トレンチ掘削調査に先立つ遺跡調査によると、10 世紀の遺構が分布する 2 層上部付近から下方に向けて空洞が認められたこと（富士宮市教育委員会による）、(3) 亀裂帯の下方に位置する 8 層中には多数の空洞が認められること、を総合すると、もともと青見溶岩流（8 層）流下後の安居山断層の活動に伴う溶岩流の折れ曲がりに関連して形成された 8 層中の開口亀裂や空洞が現在も十分に埋めきれず、それが現在も何らかの理由により断続的に陥没の発生あるいは上方に向かって成長していると考えられる。8 層中の空洞の成因は、撓曲構造の成長による開口だけでなく、溶岩トンネルなどといった溶岩流流下時の初生的な構造の可能性もある。亀裂や陥没の継続的な成長の理由としては、地震以外に火山活動や人間活動も考えられる。その結果、地表付近まで亀裂が発生し、それに沿って地下水・雨水の影響を受けてラミナが発達したスコリア（の二次堆積物）などが周囲から運搬されて亀裂を充填しているとみられる。以上のように、(i) 亀裂充填物と撓曲構造の成長との関連が不明なこと、(ii) 開口亀裂の形成に引き続く亀裂の充填が長期にわたって継続していることから、開口亀裂やその充填物は、古地震イベント認定やその時期を特定する上での十分な指標にはならないものと考えられる。

南北両壁面で 4 層をアバットして分布する 3 層は、平行ラミナや斜交ラミナが発達した細粒砂およびシルトからなり、その層相から河川堆積物であると判断される（図 7）。青見南地点付近でこのような堆積物を運びうる河川としては潤井川しか存在しない。したがって、3 層は潤井川の氾濫原堆積物であると考えられる。トレンチ壁面に分布する 3 層はほぼ水平であり、増傾斜といった断層運動の影響を示唆する構造は認められない。しかしながら、以下に述べる 3 層

の分布高度から、3層堆積後の撓曲帯の活動の可能性が示唆される。すなわち、トレンチ壁面内に分布する3層は標高140m付近に位置しているが、青見南トレンチの東方の潤井川氾濫原の標高は136~137m程度であり、明らかに青見南トレンチに分布する3層は離水している(図3)。空中写真判読によると、トレンチ掘削地点の東方約40mをほぼ南北走向にのびる旧道に沿って西側が2m程度高い東向きの斜面が連続する。現在その大部分は人工改変を受けているが、斜面はやや上に凸の断面形状を呈しており、西側上がりの撓曲崖の可能性もある。溶岩流上面の分布を示す地質断面図(図4)によると、この東向きの低崖の下方延長部で溶岩流上面の折れ曲がりが見られる。以上のことから、2,800-2,500年前以降に撓曲帯のうちのトレンチ地点より東側の区間で撓曲成長イベントが発生し、トレンチ地点東側の低崖の形成を伴い3層が離水した可能性がある。なお、トレンチ地点が遺跡指定地であることから調査に先立ち遺跡確認調査が実施されたが、それによると、トレンチ範囲内では2層中から竪穴住居や土坑をはじめとする10世紀(平安時代)とみられる遺構が確認されている(富士宮市教育委員会による)。したがって、撓曲成長イベントに伴い3層が離水したとすると、その時期は2,800年前より後で10世紀より前となる。ただし、ここで述べた仮説を検証するためには、今後、旧道の東側でボーリング調査を行い、3層の分布を把握する必要がある。

青見南トレンチの調査結果をまとめると以下の通りである。

- 1) 青見南トレンチでは、盛土、風成層、氾濫原堆積物、斜面堆積物、スコリアやクリンカー起源の風化生成物および玄武岩質溶岩が分布する。
- 2) 風成層中のスコリア層(4層)は、火山灰分析で確認された天城カワゴ平テフラとの層位関係と岩石的特徴から富士大沢テフラに対比される。また、玄武岩質溶岩(8層)は、分布位置と全岩分析結果から、山元ほか(2006)の青見溶岩流に対比される。
- 3) 8~2c層中には上に凸のアーチ状を呈する大規模な亀裂帯が発達する。その形態的な特徴から、トレンチ底部に分布する溶岩流中にアーチの位置や規模に対応する空洞があり、何らかの理由によりその空洞に沿って陥没した結果生じたものと推定される。陥没の理由としては、地震動のほか火山活動や人間活動などが考えられる。
- 4) トレンチ壁面内においてキック状の折れ曲がりに関連すると推定される地層の起伏(落差)を伴うイベントは、6層堆積後5c層堆積前に発生し、それら

の ^{14}C 年代値に基づくと、約 9,100 年前より後で約 8,000 年前より前の期間に発生したと考えられる。

5) トレンチ壁面内においては、5b 層堆積後 4a 層堆積前の期間に撓曲構造の成長を示唆するようなイベントは認定されない。ただし、本トレンチの掘削範囲は幅広い撓曲帯の一部であり、この期間にトレンチ掘削範囲外の区間で地表変形が生じている可能性は否定できない。

6) 潤井川の氾濫原堆積物と判断される 3 層の分布高度は、現氾濫原堆積物より約 3~4m 高く段化しており、2,800-2,500 年前以降（で 10 世紀より前の可能性がある）におけるトレンチ地点より東方の撓曲帯の活動に起因する可能性がある。

(4) 青見北地区（トレンチ掘削調査）

調査地周辺の地形・地質概要

青見北地区は、青見南地区のトレンチ掘削位置より約 520m 北に位置する（図 3）。ここでは、下川ほか（1998）により反射法物理探査や群列ボーリングが実施されており、それによると地表付近まで到達する西傾斜の断層群が推定されている。今回、トレンチ調査に先立ち、周辺の地質調査を行うとともに、下川ほか（1998）で示された反射断面を再検討した結果、本地点では青見南地区と同様に断層が地表まで到達しておらず、溶岩流およびそれを覆う完新統は幅広い撓曲変形をしている可能性が高いと推定した。

青見南地区では、トレンチ掘削地点の東方約 40m から南北方向に比高 2m 程度の低崖が連なっており、その崖は 2800yBP より後の撓曲変形により形成された可能性が指摘された（2-1-3-2）。青見北地区のトレンチ地点はその低崖の北延長部に位置しており、ここでは沖積面に比高 1m 程度の東向きの低崖が発達している。そこで、青見南地区で推定された 2800yBP より後のイベントの有無を確認することを目的として、この低崖を横切るトレンチを掘削した。トレンチ掘削調査は、2006 年 12 月 13 日~2007 年 1 月 27 日にかけて実施した。なお、トレンチ掘削地点は宅地に隣接していることもあり、低崖の東側は十分掘り進めることができなかった。

トレンチ調査結果

地形的に推定される撓曲の走向に直交する $\text{N}80^{\circ}\text{E}$ 方向に長軸をもつ長さ約

18m, 最大深さ約 3m のトレンチを掘削した (図 10). 青見南地区のトレンチの約 40m 東方の低崖の北延長と推定した崖の基部は, トレンチ東端から約 3m 西に位置している.

トレンチ壁面内には, 耕作土, 斜面堆積物, 湿地性堆積物, 潤井川またはその支流の氾濫原堆積物 (河道堆積物を含む) が分布している. 壁面にみられる地質を, 地層の連続性, 地層上面の削剥の有無, 地質構造に差があるか否か, 堆積環境の違い, 層相の違いなどから, 上位から 1 層~9 層に区分した (図 10). 各層の層相および層相から推定される堆積環境を表 5 に示す.

各地層の年代については, 富士山南西麓に分布する指標テフラである富士大沢テフラと腐植質シルトおよび炭の ^{14}C 年代測定に基づいて推定した. トレンチ壁面には, 南北両壁面とも富士大沢テフラに対比されるスコリア層が認められる. 壁面から採取した ^{14}C 年代測定試料の層位と ^{14}C 年代値は, このスコリア層との層位関係にほぼ整合的な値となっている (表 2) (後述).

9 層は, 砂・シルト互層であるが, このうち黒色を呈するシルトを ^{14}C 年代測定に供したところ, $2770\pm 30\text{yBP}$ (暦年で BC 980-840) の年代値が得られた. この年代値はこれを覆う 7 層 (富士大沢テフラ) の噴出年代 (2.8-2.5ka ; 町田・新井, 2003) と近接している. 一方, 9 層に整合で重なる 8 層中からは年代試料が得られなかったが, 9 層の上位で 7 層 (富士大沢テフラ) の下位であることから, 2.8-2.5ka 程度の堆積年代であると推定される. 9 層および 8 層の上面には土壌の発達は認められず, また顕著な浸蝕・堆積を示唆する堆積構造も認められない. したがって, 9 層から 7 層堆積の期間に著しい時間間隙は推定されない. これは, 9 層から得られた ^{14}C 年代値が 7 層の噴出年代と近接していることと調和的である.

富士大沢テフラ直上の砂質シルト, 砂混じりシルトを主体とする氾濫原堆積物である 6 層は, その層相から 6a~6c 層に細分される. そのうち, 6b 層から $2390\pm 40\text{yBP}$ の, 6a 層から $1490\pm 30\text{yBP}$ の ^{14}C 年代値が得られた. 一方, 3~5 層は西側斜面からもたらされた斜面堆積物である. 5 層中には直径数 mm~数 cm の炭が散在しており, それらから $2090\pm 40\text{yBP}$ および $1920\pm 30\text{yBP}$ の ^{14}C 年代値が得られた. また, 4a 層から $1720\pm 30\text{yBP}$, 3c 層から $1330\pm 30\text{yBP}$ の ^{14}C 年代値がそれぞれ得られた. さらに, 3~5 層からは, 角の摩耗していない土器片が散在して出土した. 土器片の形態や模様などの特徴から, それらはいずれも 2 世紀後半 (弥生時代後期後半~古墳時代前期中葉) のものと鑑定された (富士宮

市役所教育委員会鑑定による)。

青見北トレンチでは、断層は確認されなかったが、後述するように撓曲運動に関連すると判断される地層の傾斜が認められた。

南北両壁面に分布する4～9層は東に7°～16°傾斜している(図10)。このうち、6層および8～9層は河川性のシルト、砂、細礫を主体としており、潤井川の氾濫原堆積物であると考えられる。層相から判断するとこれらの地層はほぼ水平に堆積したと思われる。これらの地層が7°～16°と有意に傾斜していることから、構造運動の影響を受けて傾斜したものと判断される。また、この東傾斜の特徴は、変動地形から推定される安居山断層の活動に伴う撓曲構造の成長に関連したものと解釈される。さらに、これらの構造変形を受けた地層の傾斜の程度の違いや層相に注目した結果、以下に述べるように増傾斜イベントは少なくとも2回以上発生した可能性がある。

トレンチ全域に分布する氾濫原堆積物である8～9層は、一様に10°～16°東に傾斜している。このようなトレンチ壁面内における8層上面の上下変形量は約2.5mである。8～9層の東傾斜はトレンチ壁面東方に向かって緩くなる傾向が認められる。一方、トレンチ壁面西方に向かって地層の傾斜が緩くなる傾向は認められない。これは、トレンチ掘削範囲が幅広い変形帯の一部にしか過ぎないことを示している。従って、本断層による8層上面の上下変形量は、2.5m以上である。この傾斜した8層を覆って7層(富士大沢テフラ)が分布している。7層の層相を詳しく観察すると、北壁面ではN8、南壁面ではS13付近を境に西側では風成層であるのに対して、それ以东ではラミナが発達し、またシルト片が認められるなど明らかに水の影響を受けて堆積している。このような7層の特徴から、8層は7層堆積前には構造運動の影響を受けて傾斜しており、N8およびS13以西の区間が離水した結果、上述したように7層の層相に違いが生じたと考えられる。この場合、地層の傾動イベントは8層堆積後で7層堆積前となる。9層の¹⁴C年代値と7層の噴出年代に基づくと、このイベントは約3,000～2,500年前の期間に発生したと推定される。

一方、9～8層の層厚は、壁面内においてほぼ一様であるのに対して、6層は東から斜面を埋めるように累重し、その層厚は東に向かって漸増している(図10)。また、9～8層はトレンチ壁面内では10°～16°東に傾斜しているのに対し、6層の傾斜は7°～10°と9～8層より明らかに緩い。このような6層の特徴から、6層は7層上面の傾斜を解消するように埋めて堆積し、その後、6層も東に傾斜

するような構造変形を受けた可能性がある。5～3層については斜面堆積物であり、構造変形を受けているか否かは不明である。したがって、6層堆積後のある時期に少なくとも1回は増傾斜イベントがあったと推定される。変形を受けたとみられる6層のうち、6b層から2390±40yBPの、6a層から1490±30yBPの¹⁴C年代値が得られている。この年代値に基づくと、イベントは1490±30yBPより後に発生したことになる。ただし、上述したように6a層より上位の3～5層から採取された炭質物の¹⁴C年代および出土した土器片の鑑定から推定される年代は6a層より古い。この原因として次の2つが考えられる。すなわち、(1)6a層の年代値に関して、上方からの植物の侵入などによる新しい炭素の混入、(2)3～5層はいずれも斜面堆積物であり、それらから得られた年代値は堆積年代より古い、である。これら2つの可能性を評価することは難しい。したがって、ここでは6a層および3～5層の年代値を採用せずに、6b層から得られた2390±40yBPをイベント時期の下限とする。一方、6層より上位の地層はいずれも斜面堆積物のため、変形を受けているか不明である。したがって、このイベント時期の上限を与えることはできない。これらから、このイベントの発生時期は2390±40yBP（暦年でBC 520-390）より後と推定される。

青見北トレンチの調査結果をまとめると以下の通りである。

- 1) トレンチ壁面には下位から潤井川の氾濫原堆積物、富士大沢テフラ、潤井川の氾濫原堆積物、斜面堆積物、耕作土が分布する。
- 2) 下位の氾濫原堆積物は10°～20°程度東傾斜しており、堆積後に変形したことは明らかである。これを覆う富士大沢テフラの層相から、変形イベントは富士大沢テフラ堆積前であったと判断される。傾斜した氾濫原堆積物と富士大沢テフラの年代から、イベント時期は約3,000～2,500年前の間に推定される。
- 3) トレンチ壁面内における8層上面の上下変形量は約2.5mである。
- 4) 富士大沢テフラを覆う氾濫原堆積物も東傾斜しており、傾斜の程度が下位の氾濫原堆積物のそれより小さいことから、富士大沢テフラ堆積後の変形イベントがあった可能性がある。この推定イベントの時期は、約2,500年前より後である。

2. 2 入山瀬断層（旭町地区）

調査地周辺の地形・地質

入山瀬断層は、その北東区間については、10°程度で南に傾斜する星山丘陵南

斜面と沖積面（富士川および潤井川がもたらした扇状地と扇間低地）とを境する北東-南西走向の地形境界に沿って推定されている（例えば、山崎，1979；山崎ほか，1981；Yamazaki et al., 2002；中田ほか，2000；中田・今泉，2002）（図 1，10）。旭町地区はこの地形境界として認められる区間の南西端部に位置する。空中写真および大縮尺の地形図の判読に基づくと，旭町地区付近では星山丘陵南斜面基部付近に周辺の沖積面より 4m 程度高い位置に平坦面が北東-南西方向に狭く分布している。この平坦面は，その南東端部で比高約 4m の南東向きの低崖を形成して沖積低地と接している（図 12）。この低崖の位置が，旭町地区の北東部で星山丘陵南斜面と沖積面との地形境界として認定されている入山瀬断層の南西延長部にあたることから，この平坦面が入山瀬断層の北側上がりの活動により離水した沖積面の可能性があると考えられた。ただし，この平坦面は，丘陵南斜面が人工改変により低平化された可能性も考えられる。そこで，本調査では，中田ほか（2000）および中田・今泉（2002）により推定断層として図示されているこの低崖を挟んで群列ボーリングを実施し，地下地質構造を明らかにした上で，崖の成因を検討した。なお，旭町地区をはじめとして入山瀬断層が推定されている地形境界に沿っては，県道および用水路が展開されていることから，トレンチ掘削調査を実施することは困難である。

ボーリング調査結果

旭町地区の地下地質構造を検討することを目的として，比高約 4m の低崖を横切り，北西から H18IW-1（深度 10m），H18IW-2（深度 10m），H18IW-3（深度 30m），H18IW-4（深度 40m），H18IW-5（深度 20m）および H18IW-6（深度 20m）の計 6 地点でボーリングを掘削した（図 12，13）。このうち，H18IW-1～H18-3 は低崖の北西側に，H18IW-4～H18-6 は南東側にそれぞれ位置している。また，測線上で最も北西に位置する H18IW-1 と南東の H18IW-6 間の水平距離は約 120m である。さらに，問題としている低崖の基部から H18IW-6 までの水平距離は約 80m である（図 12，13）。このように，測線は問題とする低崖が富士川の浸蝕による後退などに起因する位置の不確実性も考慮に入れて，北西および南東方向に十分な長さを持つものとした。

ボーリング調査の結果，本調査地区の地下に分布する地層は，地層の層相，連続性，傾斜の違いなどに基づくと，耕作土（1層），氾濫原堆積物（2層），斜面堆積物（3層），扇状地堆積物（4層），斜面堆積物（5層），斜面堆積物（6層）

および古富士泥流堆積物（8層）の8層に区分される（図13）。

2層は細粒砂を主体とし、砂および礫の種類から判断すると富士川起源の氾濫原堆積物とみられる。斜面堆積物からなる3層および5層は砂あるいは礫混りシルト、スコリア質シルトおよびシルトなどからなり、その層相から北西側の星山丘陵からもたらされたと推定される。4層は径0.5～3cm程度の亜円～亜角礫を主体とし、礫は頁岩、チャート、玄武岩、閃緑岩、緑色凝灰岩、石英安山岩などからなり、基質は中粒～粗粒砂である。礫種、礫径などから富士川の扇状地堆積物と判断される。7層は、径1～5cm程度の玄武岩亜角礫と細粒～粗粒砂の基質からなる礫層を主体とし、風化して褐灰色を呈すスコリア質シルトを挟む。その層相から調査地点北西側の星山丘陵に分布する古富士泥流堆積物に対比される。6層は、後述する南東に緩く傾斜する7層上面に平行に薄く分布する腐植質シルトおよびスコリアからなり、その層相から斜面堆積物と推定される。

2層、4層および6層には腐植質シルトや古土壌が認められ、それらの¹⁴C年代を実施した（表2）。2層からは、2170±40yBP、2410±40yBP、2440±40yBP、2570±40yBP、2590±40yBPの¹⁴C年代値が得られた。また、4層に挟在する腐植質シルトの¹⁴C年代値として、7180±50yBPおよび7360±50yBPが得られた。さらに、7層の上面を覆うように分布する6層から、8700±60yBP、9190±60yBPの¹⁴C年代値がそれぞれ得られた。一方、IW-3およびIW-4に分布する3層からは、1620±30yBP、2140±30yBP、2480±40yBP、2520±30yBPが、IW-1およびIW-3に分布する5層からは、3050±40yBP、6700±50yBP、6760±50yBPの¹⁴C年代値がそれぞれ得られた。

旭町地区で掘削したボーリングコアの観察結果を基に地質断面図を作成した（図13）。その結果、IW-1～IW-6の全てのボーリングコアに7層（古富士泥流堆積物）が確認された。この7層の上面は、最も北西のH18IW-1を除いて、南東に向かってほぼ一様に高度を減じており、見かけ上15°程度南東に傾斜している。IW-1～IW-4の7層中にはスコリアや火山灰を主体とし、上下に比べて礫が少ない部分が認められる。この部分が横方向に対比できるものとするれば、その層は南東に高度を下げるように分布している。これは、7層上面の傾斜と調和的である。しかしながら、測線上においては、7層上面には断層を示唆する明瞭な上下方向の食い違いは認められない（図13）。ただし、7層上面および細粒部の南東傾斜から、本測線付近の入山瀬断層は幅広い撓曲変形で特徴付けられ、そ

の前縁部が調査測線より南東側に位置する可能性がある。

前述したように、今回掘削した全ての孔で7層が確認され、15°程度で南東に傾斜していることが確認されたが、7層を覆う地層の分布は、問題の低崖の北西側と南東側の孔で大きな違いがみられる。すなわち、低崖の南東側のIW-4～IW-6孔では、7層を富士川由来の扇状地堆積物（4層）や氾濫原堆積物（2層）が覆うのに対して、北西側のH18IW-1～H18IW-3孔には、7層を覆って風成層を含む斜面堆積物（3層および5層）が薄く分布し、富士川由来の堆積物は分布していない（図13）。このように、崖の北西側で、富士川由来の堆積物が分布しないことに加えて、7層を直接覆う5層中に認められる古土壌の¹⁴C年代から、崖の北西側は少なくとも約6700年前以降斜面であったと考えられる。一方、崖の南東側では2層および4層の層相およびそれらから採取された試料の¹⁴C年代値に基づくと、約7,000年前以降扇状地または氾濫原の環境下にあったものと判断される。このような崖の両側の地層の特徴から、問題の崖は断層崖ではなく富士川の浸蝕崖あるいは人工的な崖の可能性がある。この推定は、崖の両側で7層上面が連続的に南東傾斜しており、その間に顕著な断層の存在が認められない、という結果とも矛盾しない。

このように、比高約4mの低崖が浸蝕崖あるいは人工的な崖の可能性が指摘された。ただし、現在の崖より南東に分布していた入山瀬断層の断層崖が富士川の浸蝕により北西に後退した可能性が残されている。そこで、測線上の南東区間において、地質構造を詳しく検討した。IW-4より南東区間において、南東に傾斜する6層および7層を覆う2層および4層は、6層および7層からなる東向きの斜面を埋めるように堆積しており、さらに2層と4層の境界面はほぼ水平である（図13）。このことから、もし、6層および7層が地下に伏在する入山瀬断層の活動に伴って南東に傾斜したものとしても、4層および2層は断層運動の影響を受けていない可能性が高いと判断される。ただし、この結果は入山瀬断層の存在を否定するものではなく、調査測線よりもさらに南東側に位置する可能性が考えられる。

以上、旭町地区における群列ボーリング調査の結果をまとめると以下の通りである。

- 1) 古富士泥流とそれを覆う富士川由来の氾濫原堆積物や北西側の星山丘陵からもたらされたとみられる斜面堆積物が分布している。
- 2) 従来入山瀬断層が推定断層として図示されていた区間を横切る測線上では、

古富士泥流およびそれを覆う富士川由来の完新世氾濫堆積物に変位を与える断層は分布していない可能性が高いことが確認された。

3) 富士川の浸蝕による断層崖の後退などにより、断層が調査測線の南東側に位置する可能性は否定できない。

4) 古富士泥流堆積物上面および細粒部は南東に傾斜しており、入山瀬断層は地下浅部で幅広い撓曲変形をしている可能性がある。

2. 3 芝川断層（羽行地区）

調査地周辺の地形・地質概要

中田ほか（2000）や池田ほか（2002）によると、芝川断層の南部区間は平行あるいは雁行する複数条の断層線に分岐し、芝川の谷底平野や谷壁斜面および芝川によって形成された段丘を横切って分布している（図 1, 12）。この複数条に分かれる芝川断層およびその副断層とみられる断層線のうち、最も東に位置するものが、芝川町羽行付近に認定、図示されている（図 14）。中田ほか（2000）では、延長約 380m にわたって中位段丘面相当の泥流堆積面を変位させる東向きの断層崖あるいは撓曲崖として認定されている。なお、調査地点は、羽鮎丘陵西側斜面の末端部に位置し、推定される断層は、西傾斜する斜面の下流側（西側）が相対的に隆起するセンスにあるため、東側の斜面からもたらされた細粒堆積物をはじめとする新期の地層が堆積していることが期待された。道路から調査地点まで離れているため機材の運搬が困難なこと、調査地点が栗林内に位置しておりボーリングの櫓を設置するスペースが確保できないなどの理由により、トレンチに先立つボーリング調査により地層状況の確認を行うことができなかった。そのため直接崖を横切ってトレンチを掘削した。トレンチ掘削調査は、2006 年 10 月 17 日～11 月 8 日にかけて実施した。

トレンチ調査結果

東向きの崖を横切る長さ約 12m、深さ最大約 5m のトレンチを掘削した（図 14, 13）。その結果、南北両壁面とも、上位から斜面堆積物、耕作土、主としてスコリアと火山礫からなる厚さ 5m 以上の風成層が分布していることが確認され、掘削範囲内では平坦面を構成しているとみられる古富士泥流堆積物は確認されなかった。このうち風成層はスコリアおよび火山礫の割合や粒径、色調や締まり具合などから複数の単層に区分される。それら単層のうち 4a 層と 5a 層は

その下面の形状が生物的攪乱等により乱されており、大きく下位層に入り込んでいる。この攪乱の存在から、4a層と5a層の上面に時間間隙を認め、風成層を3層(3~5層)に区分した。したがって、本トレンチ内に分布する地層は、上位から、1層(斜面堆積物)、2層(耕作土)、3層(風成層;スコリア・火山灰・火山礫, 3a~3d層に細分)、4層(風成層;スコリア・火山灰・火山礫, 4a~4c層に細分)、5層(風成層;スコリア・火山灰・火山礫, 5a~5e層に細分)に区分される(表6, 図15)。

トレンチ壁面内に厚く分布する火山噴出物を主体とする地層のうち、広域テフラ等との層位関係から年代が明確なテフラは、富士大沢テフラ(3b層)と富士黒土層(4a層)である。3b層は、径2mm程度の黒色スコリアと橙色スコリアを主体とする岩石学的特徴と、上下の栗色スコリアや黒土層等との層位関係から富士大沢テフラに対比される。また、同様に4a層は富士黒土層に対比される。町田・新井(2003)によると、富士大沢テフラの噴出年代は2.8-2.5kaとされる。また、富士黒土層中に7.3kaの鬼界アカホヤテフラの降灰層準が位置するとされる。山元ほか(2005)によると、調査地点の北部に位置する芝川町大鹿窪で、富士黒土層基底部から採取された炭質物から7890±60 yBPの¹⁴C年代値が報告されている。それ以外の層準に関しては堆積年代に関する情報は得られなかった。

トレンチ壁面内には次のような地質構造が認められた(図15)。(1)3~5層はいずれも20°程度東に傾斜しており、上部が削剥され耕作土に覆われている、(2)壁面内には、地層に食い違いを与える明瞭な断層は認められない、(3)N1~N2およびS1付近の3層~5層に引張性の高角の断裂が認められる、(4)南北両壁面とも、主として5e層に低角および高角の無数の断裂が認められる。このうち、(1)に関しては、3~5地層は風成層であり、堆積時の傾斜が不明なため地層の傾斜が断層運動に関連した変形によるものかは不明である。(3)に関しては、北壁面において(i)開口断裂が発達する4c層が傾斜方向(人工構造物(溝)の方向)に倒れ込んでいること、(ii)4c層の一部が、倒れ込まれた1層内に取り込まれていることから、1層(のうちの人工的な溝の)形成に伴う斜面の不安定により、崩壊したものと判断される。一方、(4)に関しては、(I)断裂面が平滑なものが多いこと、(II)分岐や雁行がみられること、(III)断裂に沿って角礫状を呈す部分があるなど、単純な乾燥収縮等による亀裂ではないと判断され、構造的な断裂である可能性も否定できない。

以上、羽行トレンチの結果をまとめると以下の通りである。

1) トレンチ壁面内には、斜面堆積物、耕作土および風成層が分布しており、中位段丘相当の泥流堆積面を構成するとみられる古富士泥流堆積物は確認されない。風成層は時間間隙の認定により、3層に区分される。

2) 古富士泥流堆積物を覆う風成層には、明瞭な断層は確認されなかった。

3) トレンチ内には、低角～高角の亀裂が5e層中に発達しているが、これらの亀裂面に沿った変位は確認できない。

4) 3～5層はいずれも緩やかに東に傾斜している。しかしながら、これらの地層は旧地表を外套状に覆う風成層からなるため、各層堆積前の地表が斜面なのか平坦面なのかは不明確である。ただし、トレンチ掘削地点が撓曲崖の基部に位置すること（中田ほか、2000）、および5e層中に低角～高角の断裂が発達することとあわせると、3～5層にみられる地層面の東傾斜は変形構造を示唆する可能性も否定できない。

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

本調査では新しい知見は得られなかった。並走する2列の断層群から構成され、東の列は南から入山瀬（いりやませ）断層、大宮断層、安居山（あごやま）断層、また西の列は南から入山断層、芝川断層からなり、それぞれ東側の富士宮・岳南低地、中央の羽鮒（はねふな）・星山・蒲原丘陵および西側の浜石岳・天子山地などの山地群の地形境界をなしている。

(2) 断層面の位置・形状

本研究により、断層の変位様式に関する情報が得られたのは、青見地区周辺の安居山断層である。青見地区において、周辺地質踏査、郡列ボーリング調査および既存ボーリング試料の収集にもとづいて作成した地質断面図から、地表付近の安居山断層は、地層に明瞭な食い違いを与える断層ではなく、むしろ西側隆起の幅広い撓曲崖を形成していると判断される。約11,300～9,200年前に噴出した青見溶岩流の変形帯の幅は約470mである。

(3) 変位の向き

全体として西側隆起であるが、横ずれ変位成分の有無や断層面の傾斜方向についてのデータは得られなかった。

3. 2 断層帯の過去の活動

(1) 平均変位速度

本研究により、断層の平均変位速度に関するデータが得られたのは、青見地区周辺の安居山断層である。ここでは、青見溶岩流が噴出・流下し、上面が形成された時期 (9830 ± 40 yBP (暦年で BC 9305-9255) より後で 8230 ± 40 yBP (暦年で BC 7330-7170) より前) とその上下方向の変位量 (58 m 程度) から (もともと溶岩流上面が水平であったと仮定すると,) 平均上下変位速度は $5.1 \sim 6.3$ m / 1000 年と見積もられる。ただし、断層面の傾斜やすべりベクトルに関するデータが得られなかったため、断層の実変位速度は不明である。

(2) 活動時期

本断層帯のうち、最近の活動履歴に関するデータが得られたのは安居山断層沿いの青見南および青見北トレンチである。これらの地区では、約 11,300~9,200 年前に噴出した新富士溶岩流 (青見溶岩流) が大きく撓曲変形していることから、完新世に繰り返し活動していると判断される。

撓曲する溶岩流上面のうち、部分的にキंक状の折れ曲がり認められる区間を掘削した青見南トレンチでは、折れ曲がる地層とそれに伴って発達した斜面を覆う地層の ^{14}C 年代値から、 8050 ± 40 yBP (暦年で BC 7080-6830) より後で 7180 ± 40 yBP (暦年で BC 6070-6010) より前の期間に撓曲を成長させるイベントが発生したと考えられる。

青見北トレンチにおいて、 2770 ± 30 yBP の ^{14}C 年代値 (暦年で BC 980-840) が得られた氾濫原堆積物が増傾斜イベントにより東傾斜した結果離水したとみられる斜面に富士大沢テフラ (2.8-2.5ka) が覆っていることから、安居山断層では約 3,000~2,500 年前に活動があったと推定される。さらに、青見南トレンチでは、富士大沢テフラを覆う氾濫原堆積物が離水していることから、約 2,800 年前より後にイベントがあったことが示唆される。トレンチ地点には 10 世紀の遺構が分布することから、このイベント時期は少なくとも 10 世紀以前である可能性が指摘される。また、青見北トレンチでは、上述した約 3,000~2,500 年前の間

のイベントにより形成された斜面の起伏を埋めるように堆積した氾濫原堆積物も東傾斜していることから、富士大沢テフラ噴出後のイベントが推定される。その発生時期は少なくとも 2390 ± 40 yBP (暦年で BC 520-390) 以後である。ただし、このイベントの時期の上限を示す資料は得られなかった。このことから、青見南および北トレンチではいずれも富士大沢テフラ噴出後に撓曲構造を成長させるあるいは地層を増傾斜させるイベントが発生したと推定される。ただし、年代データが不十分なため、両トレンチから推定されるイベントが同時に発生したものかは不明である。また、先に述べたように、調査地区周辺の地下浅部の安居山断層は幅約 470m 以上に達する広い撓曲変形を伴っている。今回実施したトレンチはその一部を掘削したに過ぎない。そのため、トレンチ壁面内に記録されたイベントが断層帯の全ての変形イベントを記録しているわけではないと考えられる。安居山断層をはじめとして幅広い撓曲帯で特徴付けられる断層の活動履歴を漏れなく解明するためには、現行のトレンチ掘削を中心とする調査にかわる新たな調査手法の開発が望まれる。

これまで本断層帯の活動履歴に関しては、芝川断層および大宮断層沿いのトレンチ掘削調査 (静岡県総務部地震対策課, 1996 ; 下川ほか, 1996a, b) の他、安居山断層崖沿いの斜面崩壊や断層帯南部河口付近の地殻変動など地形・地質環境の急変を富士川河口断層帯の活動と結びつけた off-fault 古地震学の視点で古地震履歴が検討されている (下川ほか, 1999 ; Yamazaki et al., 2003)。それによると最近約 3,000 年間の活動は約 3,000 年前と約 1,500 年前の 2 回とされている (図 2)。この過去約 3,000 年間の 2 回の活動は、年代値の誤差を考慮に入れると、今回の安居山断層沿いの青見北地区トレンチ調査で推定された約 3,000 ~ 2,500 年前の間と約 2,500 年前より後という 2 回のイベントと回数および時期に矛盾はない。本研究による断層沿いの古地震調査の結果は、off-fault 古地震学研究の有効性を示しているかもしれない。ただし、本研究による古地震イベントの認定およびその時期の特定に関しては、不確定な部分が残されており、さらなる調査が必要である。

(3) 1 回の変位量

今回の調査からは、地震時変位量に関する明確な情報は得られなかった。ただし、安居山断層に関しては、今後青見南トレンチで確認された富士大沢テフラを覆う離水した氾濫原堆積物 (3 層) の分布を東方に追跡し変形帯を特定した

上で、この層が変形を受けた回数と、その落差（高度差）が明確になれば、上下方向の地震時変位量が求められる可能性がある。

（４）活動間隔

本調査により、安居山断層が完新世に繰り返し活動していることが明らかにされた。トレンチ壁面内の地質構造と地層の年代から、約 11,300～9,200 年前の青見溶岩流噴出のあと、約 9,100～8,000 年前、約 3,000～2,500 年前、約 2,500 年前以降の少なくとも 3 回以上撓曲構造の成長を示唆するイベントがあったことが推定された。しかしながら、（２）でも議論したように、本断層の地表付近の変形は幅広い撓曲構造で特徴付けられており、トレンチ掘削範囲はその一部であるに過ぎない。そのため、トレンチ壁面で認定されたイベントの回数や間隔は、本断層の実際の活動回数や間隔を過小評価している可能性が高いことに注意する必要がある。

（５）活動区間

本調査では、断層帯の活動区間を区分するデータは得られなかった。

（調査担当：丸山 正）

文 献

- 富士宮市（1987）：昭和 62 年度水櫛水源実施設計業務委託報告書。日本上下水道設計株式会社，19p（+調査位置図 1 枚，土質柱状図 2 枚，記録写真 12 枚）。
- 富士宮市役所（1992）：平成 3 年度青見橋橋梁整備事業に伴う地質調査業務報告書。富士宮市役所・日本エルダルト株式会社，37p（+ボーリング柱状図 1 枚，土層推定断面図 1 枚，記録写真 5 枚）。
- 富士宮市役所（1993）：平成 4 年度青見橋橋梁整備事業に伴う地質調査業務報告書。富士宮市役所・株式会社東日，19p（+支持力計算書 5p，地質（土質）柱状図 1 枚，コア写真 1 枚，現場写真記録 4 枚，青見橋周辺の溶岩流の傾向について 5 頁（+付図 3 葉））。
- 富士宮市役所土木課（1982）：昭和 56 年度一級市道淀師大中里線土質調査委託（富士宮市淀師地内）報告書。道路土質調査株式会社静岡営業所，11p（+工事記録代表写真 8 枚）。
- 地質調査所（1988）：富士火山地質図，第 2 刷（複製），1：50,000。特殊地質図 12，地質調査所（地質図 2 葉，説明書 1 冊）。
- 池田安隆・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。
- 今村學郎（1939）：Y T 法と地下構造 その一 断層構造。陸水学雑誌，9，107-111。
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会（1998）：富士川河口断層帯の調査結果と評価について。 <http://www.jishin.go.jp/main/chousa/fujikawa/>。
- 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，437p。
- 町田 洋・新井房夫（2003）：新編 火山灰アトラス—日本列島とその周辺。東京大学出版会，336p。
- 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（DVD2 枚+付図 1 葉）。
- 中田 高・東郷正美・池田安隆・今泉俊文・宇根 寛（2000）：1:25,000 都市圏活断層図「富士宮」国土地理院技術資料 D・1—No.375。
- 大手開発株式会社（1983）：吉原・富士宮ボーリングのコアサンプル分析，火山灰の鉱物分離作業（コアサンプル分析）報告書。39p（+付図）。

- 下川浩一・荻谷愛彦・山崎晴雄 (1998) : 富士川河口断層帯・安居山断層の補備調査. 地質調査所速報, no. EQ/98/1 (平成9年度活断層・古地震研究調査概要報告書), 27-35.
- 下川浩一・山崎晴雄・水野清秀・井村隆介 (1996a) : 平成7年度活断層調査研究報告 No.27 富士川断層系のトレンチ掘削調査等による活動履歴調査. 地質調査所研究資料集 No. 251.
- 下川浩一・山崎晴雄・水野清秀・井村隆介 (1996b) : 富士川断層系の活動履歴及び活動性調査. 地質調査所研究資料集 No. 259 (平成7年度活断層研究調査概要報告書), 73-80.
- 下川浩一・山崎晴雄・田中竹延 (1999) : 富士川河口断層帯の活動履歴調査. 日本地震学会講演予稿集秋季大会, 1999, 108.
- 静岡県総務部地震対策課 (1996) : 平成7年度静岡県地域活断層調査業務報告書, 284p.
- 杉山雄一・下川浩一 (1982) : 静岡県庵原地域の地質構造と入山断層系. 地質調査所月報, 33, 293-320.
- 津屋弘達 (1940) : 富士火山の地質学的並びに岩石学的研究 (III) 3. 富士山の南西麓, 大宮町周域の地質. 東京大学地震研究所彙報, 18, 419-445.
- 山元孝広・石塚吉浩・高田 亮 (印刷中) : 富士火山南西山麓の地表及び地下地質: 噴出物の新層序と化学組成変化. 荒牧茂雄・藤井敏嗣・中田節也・宮地直道編「富士火山」, 山梨県環境科学研究所.
- 山元孝広・高田 亮・石塚吉浩・中野 俊 (2005) : 放射性炭素年代測定法による富士火山噴出物の再編年. 火山, 50, 53-70.
- 山崎晴雄 (1979) : プレート境界部の活断層—駿河湾北岸内陸地域を例として—. 月刊地球, 1, 570-576.
- 山崎晴雄 (1984) : 活断層からみた南部フォッサマグナ地域のネオテクトニクス. 第四紀研究, 23, 129-136.
- Yamazaki, H. (1992): Tectonics of a plate collision along the northern margin of Izu Peninsula, central Japan. 地質調査所月報, 43, 603-657.
- 山崎晴雄・水野清秀・衣笠善博 (1986) : ボーリングによる地質構造調査. 科学技術庁振興調整費「フィリピン海プレート北端部の地震テクトニクスに関する総合研究」研究成果報告書, 第I期昭和55~57年度, 第II期昭和58~59年度, 科学技術庁研究調整局, 94-102

- 山崎晴雄・坂本 亨・秦 光男・倉沢 一・垣見俊弘・羽田野誠一・町田 洋・大八木規夫 (1981) : 駿河湾北岸部における活断層の地質学的研究. 昭和 52・53 年度特別研究促進調整費, 東海地域の地震予知に関する総合研究報告書, 科学技術庁研究調整局, 177-207.
- Yamazaki, H., Shimokawa, K., Mizuno, K., Tanaka, T. (2002): Off-fault Paleoseismology in Japan: with special reference to the Fujikawa-kako fault zone, central Japan. Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University, 37, 1-14.

図 表

表 1 富士川河口断層帯のまとめ

表 2 本調査で実施した ^{14}C 年代測定結果

表 3 青見地区で実施した溶岩流試料の全岩化学組成分析結果

参考値として、山元ほか（印刷中）による調査地区周辺に分布する青見溶岩流以外の溶岩流の全岩化学組成の結果も示している。

表 4 青見南トレンチ壁面に分布する地質

表 5 青見北トレンチ壁面に分布する地質

表 6 羽行トレンチ壁面に分布する地質

図 1 富士川河口断層帯と調査実施地点位置図

基図は、国土地理院発行 20 万分の 1 地勢図「静岡」使用。断層位置は下川ほか（1996b）による。

図 2 富士川河口断層帯の最近の活動履歴（Yamazaki et al., 2002 を改変，加筆）

火山灰の噴出年代（赤破線）については、最近の研究に基づき修正する必要があるが、ここでは原文に従っていることに注意。

図 3 安居山断層沿いの変位地形と調査地点（青見北，青見南地区）位置図

基図は、富士宮市発行「富士宮市都市計画図（B-7）1:2,500 国土基本図 VIII-ME82-1」を使用。活断層の分布は中田ほか（2000）に基づく。図中の枠内は図 6 の範囲を示す。

図 4 安居山断層を横切る地質断面図（青見南地区）

図 3 に測線を示す。紫線で示す潤井川低地下に分布する溶岩流の上面は、測

線 A-A'から 300m 以内に位置するボーリングデータを用いて作成（ボーリングデータは大手開発株式会社, 1983 (GSJ302.8) ; 山崎ほか, 1986 (GSJ302.8) ; 富士宮市役所土木課, 1982 (1982No.1) ; 富士宮市, 1987 (1987No.1) ; 富士宮市役所, 1992 (1992No.1) ; 富士宮市役所, 1993 (1993No.1) ; その他は株式会社富士フィルム富士宮工場提供による).

図 5 青見南地区で実施した溶岩流試料の全岩化学組成の分析結果のうち, SiO₂, TiO₂, K₂O Al₂O₃ および MgO の含有率を示したもの
参考値として, 山元ほか (印刷中) による調査地区周辺に分布する青見溶岩流以外の溶岩流 (Mnn : 万野溶岩流, Aom : 青見溶岩流, Yog : 外神溶岩流, Umm : 馬見塚溶岩流) の全岩化学組成の結果も示している. 試料名は表 2 と同じ.

図 6 (上) 青見南地区調査地点付近の地形. 基図は, 富士宮市発行「富士宮市都市計画図 (B-7) 1:2,500 国土基本図 VIII-ME82-1」を使用. (下) 群列ボーリング調査に基づく青見南地区トレンチ掘削調査地点付近の地質断面図. 測線位置は図 3 および図 6 (上) に示す.

図 7 青見南トレンチ南北壁面のスケッチ

図 8 青見南トレンチ底部のスケッチ

図 9 青見南トレンチの写真 (東から西方向を見る)

図 10 青見北トレンチ南北壁面のスケッチ

図 11 青見北トレンチ南側壁面の写真

図 12 入山瀬断層沿いの変位地形と調査地点 (旭町地区群列ボーリング調査) 位置図

基図は, 富士市発行「1:2,500 富士市都市計画基本図 VIII-NE03-1 (岩本 F-2) および VIII-NE03-3 (松岡 E-2)」を使用. 活断層の分布は中田ほか (2000) に

基づく。左上：旭町地区群列ボーリング調査地点の実測平面図。図中のイタリックの数字は標高値を示す。

図 13 群列ボーリングに基づく旭町地区の地質断面図
測線位置は図 12 に示す。

図 14 芝川断層沿いの変位地形と調査地点（羽行地区トレンチ掘削調査）位置
図
基図は、富士宮市発行「富士宮市都市計画図（A-9）1:2,500 国土基本図
VIII-ME91-2」を使用。活断層の分布は中田ほか（2000）に基づく。

図 15 羽行トレンチ南北壁面のスケッチ

表1 富士川河口断層帯のまとめ.

	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	東列:入山瀬断層, 大宮断層, 安居山断層 西列:入山断層, 芝川断層	東列:入山瀬断層, 大宮断層, 安居山断層 西列:入山断層, 芝川断層	変更なし
(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)	評価なし	(北端)北緯35° 18', 東経138° 35' (南端)北緯35° 07', 東経138° 38'	変更なし
長さ	評価なし	約20km	
地下における断層面の位置・形状	評価なし	地表での長さ・位置と同じ	
上端の深さ	評価なし	0km	
一般走向	評価なし	ほぼ南北	
傾斜	垂直ないし西傾斜 (大宮断層は東傾斜)	垂直ないし西傾斜 (大宮断層は東傾斜)	
幅	評価なし	不明	
(3)断層のずれの向きと種類	西側隆起の逆断層 (大宮断層は正断層)	西側隆起の逆断層 (大宮断層は正断層)	変更なし
2. 断層の過去の活動 (1)平均的なずれの速度	少なくとも7m/千年(上下成分)	5.1-6.3m/千年(上下成分)	青見地区ボーリングから推定.
(2)過去の活動時期	活動1(最新活動) 約2000年前以後, 約1000年以上前	活動1(最新活動) 約2500年前以降 活動2(1つ前活動) 約3000年前以降, 約2500年前以前 活動3(2つ前活動) 約9100年前以降, 約8000年前以前	青見地区トレンチから推定.
(3)1回のずれの量と平均活動間隔 1回のずれの量	7m以上(上下成分)	不明	従来は平均変位速度と活動間隔から推定.
平均活動間隔	千数百年程度	約2800-4500年	過去3回の活動時期から推定. 過去2回の活動時期からはさらに短い活動間隔が推定される.
(4)過去の活動区間	駿河湾内の「東海地震」想定震源域と重なり合う.	活動区間を区分するデータは得られなかった	

表2 本調査で実施した¹⁴C年代測定結果.

Sample No.	Lab. No	Unit	Material	Metho	Measured age (yBP, ±1σ)	δ ¹³ C (‰)	Conventional age (yBP, ±1σ)	Calendric age range ¹ (AD/BC, ±1σ)
<u>青見南ボーリング</u>								
Ao-2-2.75	IAAA-62903	5a	Organic	AMS	3,110 ± 30	-18.60±0.59	3,220 ± 40	1520BC (68.2%) 1440BC
Ao-2-4.50	IAAA-62902	7c	Organic	AMS	8,240 ± 40	-25.48±0.60	8,230 ± 40	7330BC (68.2%) 7170BC
Ao-3-5.00	IAAA-62904	7c	Organic	AMS	6,990 ± 40	-23.34±0.67	7,020 ± 40	5990BC (29.1%) 5940BC 5930BC (35.5%) 5870BC 5860BC (3.6%) 5840BC 9305BC (68.2%) 9255BC
Ao-6-8.80	IAAA-63186	8*	Organic	AMS	9,800 ± 40	-22.65±0.66	9,830 ± 40	
<u>青見南トレンチ</u>								
Ao-CN-12	IAAA-62700	5a	Organic	AMS	3,280 ± 30	-20.74±0.81	3,350 ± 40	1690BC (56.1%) 1600BC 1580BC (12.1%) 1530BC
Ao-CN-10	IAAA-62699	5a	Organic	AMS	3,770 ± 30	-20.78±0.74	3,840 ± 40	2430BC (0.8%) 2420BC 2400BC (6.7%) 2380BC 2350BC (60.7%) 2200BC
Ao-CN-9	IAAA-62698	5b	Organic	AMS	3,770 ± 40	-22.43±0.79	3,810 ± 40	2340BC (3.1%) 2320BC 2310BC (57.6%) 2190BC 2170BC (7.4%) 2140BC
Ao-CN-7	IAAA-62697	5b	Organic	AMS	6,060 ± 40	-23.27±0.71	6,090 ± 40	5190BC (1.3%) 5180BC 5060BC (66.9%) 4940BC
Ao-CS-1	IAAA-62693	5c	Organic	AMS	7,140 ± 40	-22.58±0.69	7,180 ± 40	6070BC (68.2%) 6010BC
Ao-CN-3	IAAA-62696	6	Organic	AMS	8,070 ± 40	-26.36±0.76	8,050 ± 40	7080BC (38.0%) 7020BC 6970BC (13.2%) 6910BC 6880BC (17.0%) 6830BC
Ao-CN-2	IAAA-62695	7c	Organic	AMS	7,150 ± 40	-23.08±0.66	7,190 ± 40	6075BC (68.2%) 6010BC
Ao-CN-1	IAAA-62694	7c	Organic	AMS	6,930 ± 40	-21.84±0.70	6,980 ± 40	5970BC (8.0%) 5950BC 5910BC (60.2%) 5800BC
<u>青見北トレンチ</u>								
Sn-CN-8	IAAA-62706	3c	Organic	AMS	1,200 ± 30	-16.84±0.84	1,330 ± 30	AD690 (59.2%) AD650 AD770 (9.0%) 750AD
Sn-CN-7	IAAA-62705	4a	Organic	AMS	1,630 ± 30	-19.40±0.80	1,720 ± 30	AD300 (31.0%) AD250 AD390 (37.2%) AD310
Sn-CN-11	IAAA-62707	5	Charcoal	AMS	1,940 ± 30	-26.43±0.80	1,920 ± 30	AD125 (68.2%) AD55
Sn-CN-5	IAAA-62704	5	Organic	AMS	2,020 ± 30	-20.29±0.80	2,090 ± 40	170BC (68.2%) 50BC
Sn-CS-1	IAAA-62701	6a	Organic	AMS	1,420 ± 30	-20.60±0.88	1,490 ± 30	AD605 (68.2%) AD545
Sn-CN-4	IAAA-62703	6b	Organic	AMS	2,380 ± 40	-24.32±0.84	2,390 ± 40	520BC (68.2%) 390BC
Sn-CW-1	IAAA-62702	9	Organic	AMS	2,650 ± 30	-18.01±0.79	2,770 ± 30	980BC (11.1%) 950BC 940BC (39.6%) 890BC 880BC (17.6%) 840BC
<u>旭町ボーリング</u>								
IW-1-1.4	IAAA-62839		Organic	AMS	3,010 ± 40	-22.29±0.67	3,050 ± 40	1390BC (68.2%) 1260BC
IW-1-3.1	IAAA-62840		Organic	AMS	6,670 ± 50	-19.28±0.76	6,760 ± 50	5710BC (68.2%) 5630BC
IW-3-2.0	IAAA-63020		Organic	AMS	2,450 ± 30	-20.44±0.55	2,520 ± 30	780BC (16.1%) 740BC 690BC (13.5%) 660BC 650BC (38.5%) 550BC
IW-3-2.45	IAAA-63021		Organic	AMS	2,070 ± 30	-20.54±0.60	2,140 ± 30	350BC (11.3%) 320BC 210BC (56.9%) 110BC
IW-3-3.0	IAAA-63022		Organic	AMS	1,530 ± 30	-19.85±0.56	1,620 ± 30	AD440 (37.0%) 390AD AD540 (31.2%) 480AD
IW-3-5.5	IAAA-62841		Organic	AMS	6,620 ± 40	-20.13±0.95	6,700 ± 50	5670BC (68.2%) 5560BC
IW-4-1.0	IAAA-62842		Organic	AMS	2,460 ± 40	-23.78±0.68	2,480 ± 40	760BC (22.7%) 680BC 670BC (45.5%) 520BC
IW-4-1.7	IAAA-62843		Organic	AMS	2,550 ± 40	-22.51±0.91	2,590 ± 40	810BC (62.1%) 760BC 690BC (6.1%) 670BC
IW-4-2.2	IAAA-62844		Organic	AMS	2,070 ± 30	-19.34±0.90	2,170 ± 40	360BC (36.6%) 280BC 240BC (31.6%) 160BC
IW-5-1.5	IAAA-62845		Organic	AMS	2,380 ± 40	-23.40±0.79	2,410 ± 40	700BC (1.2%) 690BC 540BC (67.0%) 400BC
IW-5-1.9	IAAA-62846		Organic	AMS	2,550 ± 40	-23.34±0.90	2,570 ± 40	810BC (49.3%) 750BC 690BC (11.4%) 660BC 640BC (7.5%) 590BC
IW-5-13.6	IAAA-62847		Organic	AMS	7,270 ± 50	-19.49±0.91	7,360 ± 50	6350BC (14.1%) 6310BC 6270BC (54.1%) 6100BC
IW-5-14.1	IAAA-62848		Organic	AMS	8,640 ± 50	-21.67±0.76	8,700 ± 60	7790BC (3.8%) 7770BC 7760BC (64.4%) 7600BC
IW-6-2.0	IAAA-62849		Organic	AMS	2,410 ± 40	-23.60±0.71	2,440 ± 40	740BC (15.5%) 690BC 670BC (3.8%) 640BC 550BC (48.9%) 410BC
IW-6-14.4	IAAA-62850		Organic	AMS	7,090 ± 50	-19.79±0.75	7,180 ± 50	6080BC (68.2%) 5995BC
IW-6-19.3	IAAA-62851		Organic	AMS	9,100 ± 60	-19.41±0.80	9,190 ± 60	8470BC (68.2%) 8300BC

* 青見溶岩流直下に分布する溶岩流の熱で焼かれたとみられる黒色土壌

¹ 暦年較正はOxCal v.3.10 (Bronk Ramsey, 1995, 2001) プログラムを使用.

表3 青見地区で実施した溶岩流試料の全岩化学組成分析結果。参考値として、山元ほか（印刷中）による調査地区周辺に分布する青見溶岩流以外の溶岩流の全岩化学組成の結果も示している。

	万野 溶岩流 ¹ Ol basalt	青見 溶岩流 ¹ Ol basalt	外神 溶岩流 ¹ Ol basalt	馬見塚 溶岩流 ¹ Ol basalt	Ao1-1 (141.2m) Ol basalt	Ao1-2 (138.2m) Ol basalt	Ao1-3 (133.2m) Ol basalt	Ao1-4 (131.5m) Ol basalt	Ao2-1 (135.9m) Ol basalt	Ao2-2 (131.4m) Ol basalt	Ao3-1 (134.6m) Ol basalt	Ao3-2 (129.1m) Ol basalt	Ao6-1 (171.2m) Ol basalt	Ao6-2 (168.7m) Ol basalt	3BN (125.8m) Ol basalt	GSJ302.8 ² (115.1m) Ol basalt
SiO ₂	49.42	50.00	49.79	50.25	50.22	50.06	50.09	50.12	50.50	50.19	50.31	50.07	49.74	49.97	50.27	51.23
TiO ₂	1.38	1.86	1.29	1.65	1.81	1.80	1.95	1.87	1.80	1.90	1.89	1.89	1.94	1.87	1.86	1.84
Al ₂ O ₃	17.02	16.87	18.04	18.08	17.36	16.95	16.10	16.77	17.60	17.00	16.84	16.55	16.75	16.99	16.90	16.58
Fe ₂ O ₃ *	12.23	13.27	11.43	12.23	12.78	13.23	13.97	13.37	12.76	13.24	13.25	13.47	13.82	13.32	13.09	12.26
MnO	0.17	0.18	0.16	0.17	0.19	0.19	0.20	0.20	0.19	0.19	0.19	0.20	0.20	0.20	0.19	0.20
MgO	6.28	4.26	5.77	4.11	3.99	4.28	4.42	4.22	4.05	3.94	4.13	4.27	4.36	4.20	4.10	4.22
CaO	10.52	9.57	10.57	10.01	9.37	9.08	8.92	9.09	8.85	9.20	9.09	9.04	8.94	9.14	9.15	9.18
Na ₂ O	2.78	3.02	2.78	3.00	2.83	2.89	2.79	2.87	2.83	2.87	2.83	2.99	2.72	2.86	2.95	2.34
K ₂ O	0.64	0.99	0.64	0.84	0.99	1.05	1.06	1.02	0.99	0.98	1.00	1.05	0.98	0.97	1.02	1.03
P ₂ O ₅	0.27	0.41	0.25	0.37	0.39	0.39	0.42	0.40	0.38	0.40	0.40	0.41	0.47	0.40	0.40	0.40
Total	100.70	100.42	100.71	100.70	99.93	99.92	99.92	99.93	99.95	99.91	99.93	99.94	99.92	99.92	99.93	99.73
LOI*	0.06	-0.33	-0.07	0.21	-0.38	-0.53	-0.55	-0.55	-0.50	-0.36	-0.42	-0.52	-0.23	-0.47	-0.46	-
FeO*/MgC	1.75	2.80	1.78	2.68	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

¹ 山元ほか（印刷中）

² 大手開発株式会社（1983）

* 全鉄は Fe₂O₃

** 灼熱線量（LOI）は粉末試料を950℃で2時間加熱して測定。

試料名の下括弧は試料採取位置の標高を示す。

表4 青見南トレンチ壁面に分布する地質.

地層名	層相	細層	年代あるいは対比される地質
1層	盛土・埋土	シルト, 砂, 礫, 清涼飲料水ガラス容器・ブリキ缶等	—
2層	風成層・斜面堆積物	スコリア, 火山礫, 砂, シルトを主体とする.	3世紀後期の土器片が点在する. 10世紀の遺構が分布.
3層	氾濫原堆積物	3a層 細粒砂	—
		3b層 砂混じりシルト	—
		3c層 ラミナの発達した細粒砂	—
		3d層 ラミナの発達したシルト薄層	—
4層	風成層	4a層 黄褐色を呈する	富士大沢テフラ (2.8-2.5ka*)
		4b層 暗灰色を呈する	天城カワゴ平テフラ (3.145-3.126ka*)
5層	斜面堆積物	5a層 腐植質な砂・礫混じりシルト	3350±40yBP 3840±40yBP
		5b層 礫・砂混じりシルト N1, S1では本層中部やや下方に鬼界アカホヤ (K-Ah) テフラの降灰	6090±40yBP
		5c層 礫混じりシルト S5付近では, 本層中部に鬼界アカホヤ (K-Ah) テフラの降灰層準が認められる	7180±40yBP 鬼界アカホヤテフラ (7.3ka*)
		5d層 礫混じり砂	—
		6層	風成層
7層	風化生成物	7a層 シルト・粘土	—
		7b層 シルトおよび風化岩片からなる. 一部亀裂質	7190±40yBP
		7c層 粘土, 一部腐植質	6980±40yBP
8層	玄武岩質溶岩	縄状溶岩で特徴付けられるパホイホイ溶岩を主体とし, 一部アア溶岩を含む. 開口亀裂が発達しφ30~100cm程度のブロックに分かれる.	青見溶岩流 (山元ほか (印刷中) と本調査により実施した全岩化学組成分析の結果に基づく)
9層	亀裂充填物	9a層 スコリア主体	—
		9b層 シルト, 岩片主体	—
		9c層 細粒砂, シルト, 岩片主体	—

* 町田・新井 (2003) による.

表5 青見北トレンチ壁面に分布する地質.

地層名		層相	細層	年代あるいは対比される地層	
1層	埋土・盛土	シルト, 砂, 礫. 塩化ビニル管, ポリプラスチック容器等を含む.	—	—	
2層	耕作土	腐植質シルト	—	—	
3層	溝埋堆積物, 斜面堆積物	シルト, 砂, 礫	3a層	シルト, 砂, 礫からなる溝埋堆積物	—
			3b層	礫混じり砂質シルトからなるやや腐植質の斜面堆積物	—
			3c層	腐植質砂質シルト	1330±30yBP
4層	斜面堆積物, 小河川流路堆積物	シルト, 砂, 礫	4a層	シルト, 砂, 細礫. 砂・細礫を主体とする流路堆積物を含む. N16付近に2世紀後半(弥生時代後期後半~古墳時代前期中葉) ぼ土器片を含む.	1720±30yBP
			4b層	砂, 細礫	—
5層	斜面堆積物	シルト, 砂, 礫. N4付近に炭が散在する. N11~N12に2世紀後半(弥生時代後期後半~古墳時代前期中葉)の土器片が散在する.	—	—	1920±30yBP
			—	—	2090±40yBP
6層	氾濫原堆積物	シルト, 砂. やや腐植質のシルトを主体とする.	6a層	砂質シルト, 細粒砂の薄層を挟む	1490±30yBP
			6b層	やや腐植質のシルト. 細粒砂の薄層を挟む.	2390±40yBP
			6c層	シルト質砂	—
7層	風成層, 氾濫原堆積物	黒色スコリア, 橙色スコリアを主体とする. N8, S13付近以東は水流の影響を受けたとみられる成層構造が発達する. 岩相と上下の地層の年代から富士大沢テフラに対比される.	—	—	富士大沢テフラ (2.8-2.5ka*)
8層	氾濫原堆積物	細粒砂を主体とし, 中粒~粗粒砂および細礫の薄層をレンズ状に挟む.	—	—	—
9層	氾濫原堆積物	砂・シルト互層 (一部腐植質)	—	—	2770±30yBP

* 町田・新井 (2003) による.

表 6 羽行トレンチ壁面に分布する地質.

地層名	層相	単層	年代あるいは対比される地層	
1層	斜面堆積物	礫混じり砂質シルト	—	
2層	耕作土	腐植質シルト	—	
3層	風成層	3a層	黒色スコリア	—
		3b層	黒色, オレンジ色スコリア	富士大沢テフラ (2.8-2.5ka*)
		3c層	黒色スコリア	—
		3d層	栗色スコリア	—
4層	風成層	4a層	黒色スコリア. 生物的攪乱等により, 下面の形状が乱れており, 4b~4c層に入り込んでいる.	富士黒土層
		4b層	明灰色スコリア.	—
		4c層	灰色スコリア, 火山礫	—
		5a層	灰色スコリア, 火山礫. 生物的攪乱等により, 下面の形状が乱れており, 5b~5d層に入り込んでいる.	—
5層	風成層	5b層	褐灰色スコリア, 火山礫	—
		5c層	褐灰色スコリア, 火山礫	—
		5d層	褐灰色スコリア, 火山礫	—
		5e層	褐灰色スコリア, 火山礫	—
		5e層	低角および高角の断裂が発達し, 一部岩片状を呈する.	—

* 町田・新井 (2003) による.



図1 富士川河口断層帯と調査実施地点位置図。基図は、国土地理院発行20万分の1地勢図「静岡」使用。断層位置は下川ほか(1996b)による。

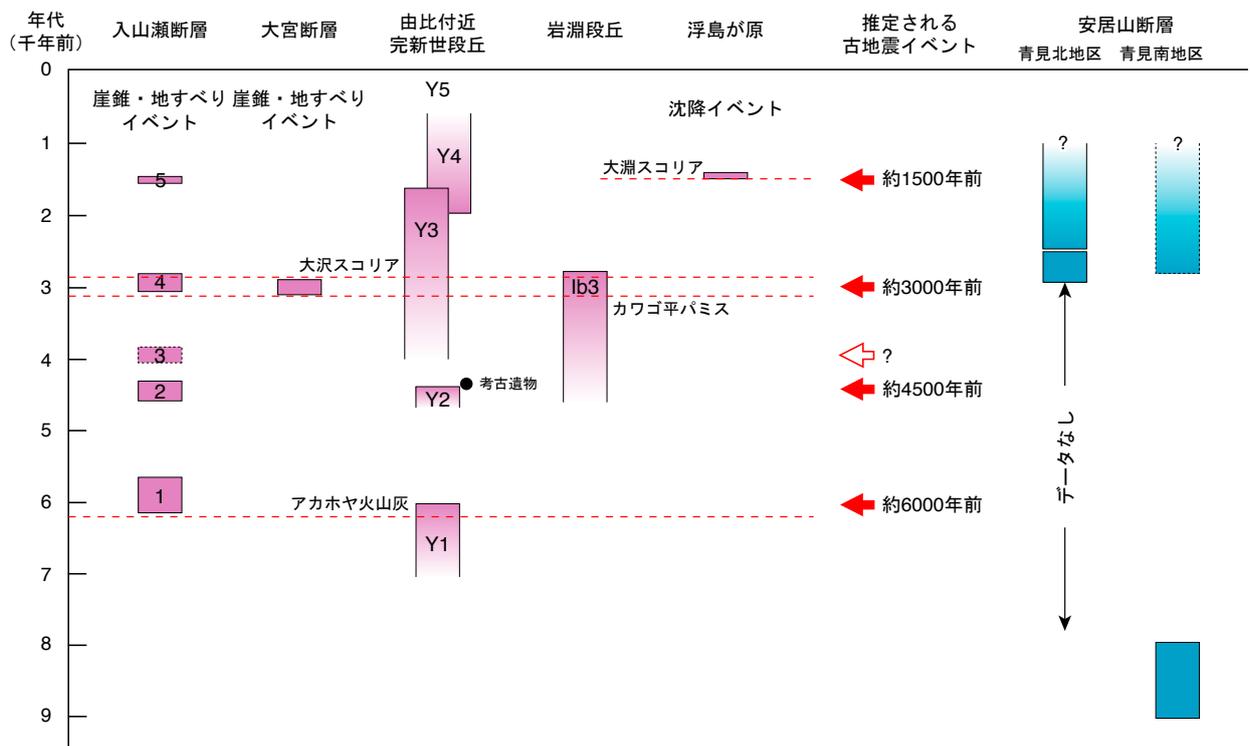


図2 富士川河口断層帯の最近の活動履歴 (Yamazaki et al., 2002 を改変, 加筆)。火山灰の噴出年代 (赤破線) については, 最近の研究に基づき修正する必要があるが, ここでは原文に従っていることに注意。

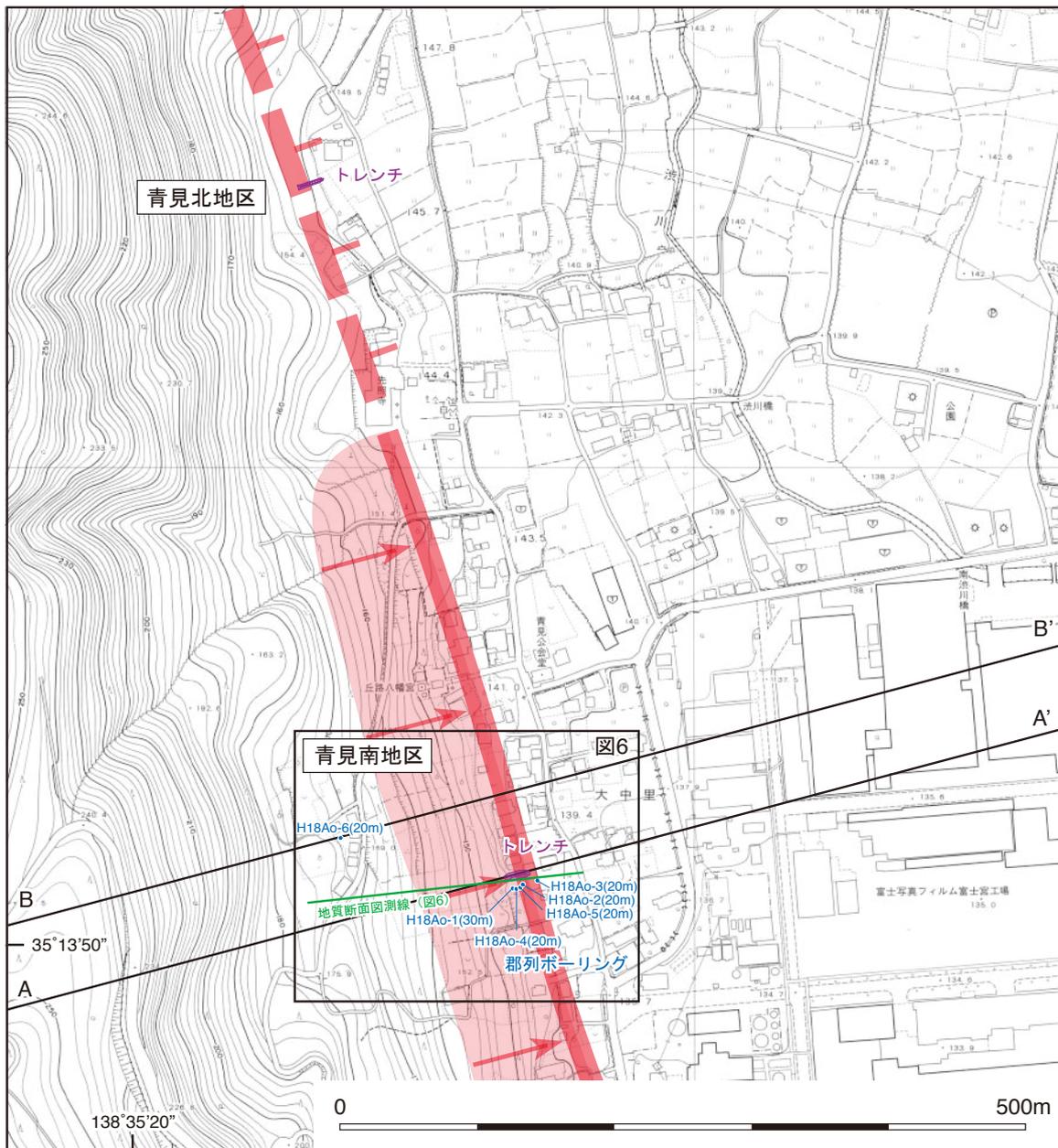


図3 安居山断層沿いの変位地形と調査地点（青見北，青見南地区）位置図。基図は，富士宮市発行「富士宮市都市計画図（B-7）1:2,500 国土基本図 VIII-ME82-1」を使用。活断層の分布は中田ほか（2000）に基づく。図中の枠内は図6の範囲を示す。

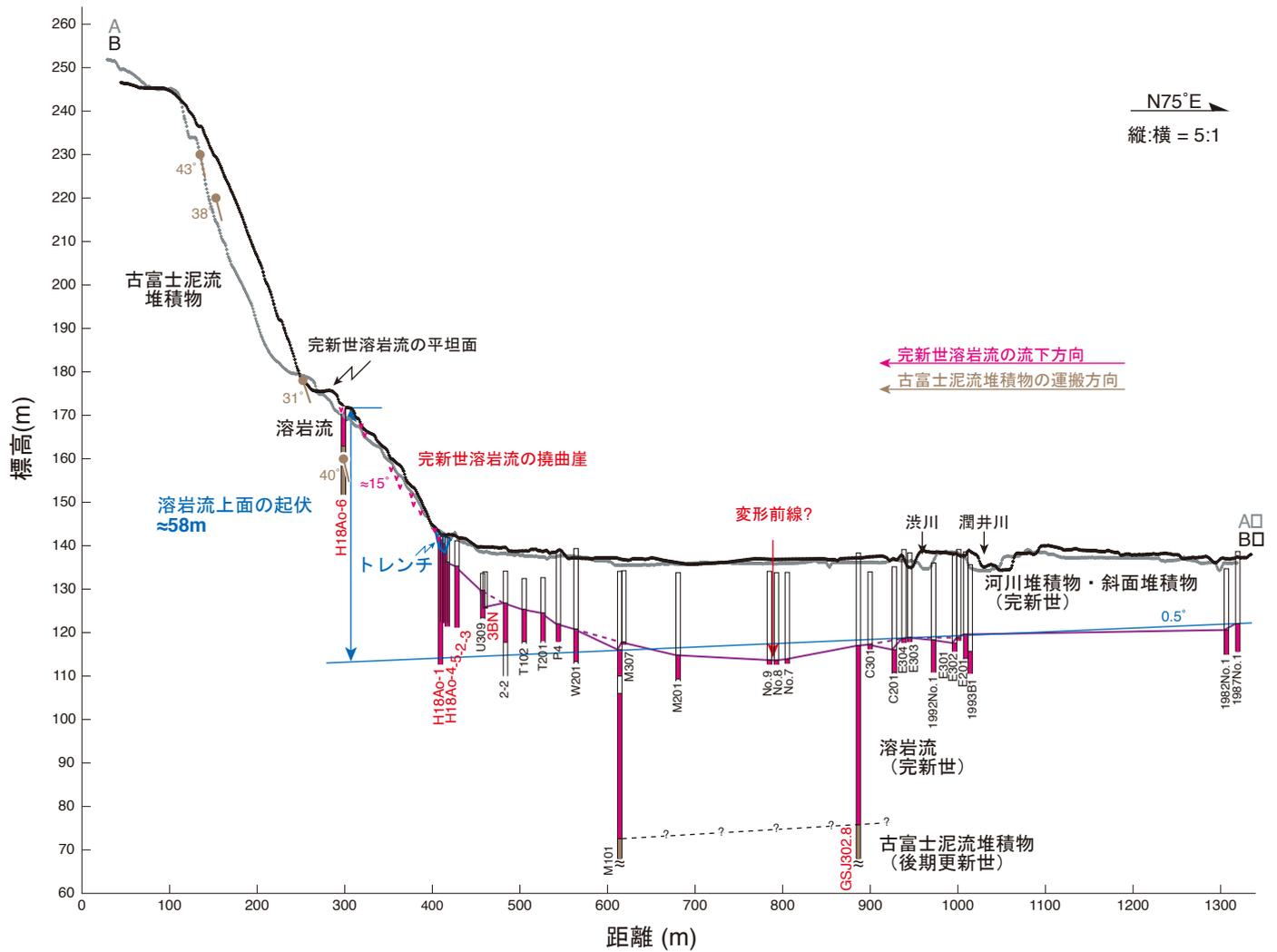


図4 安居山断層を横切る地質断面図（青見南地区）。図3に測線を示す。紫線で示す潤井川低地下に分布する溶岩流の上面は、測線A-A'から300m以内に位置するボーリングデータを用いて作成（ボーリングデータは大手開発株式会社，1983（GSJ302.8）；山崎ほか，1986（GSJ302.8）；富士宮市役所土木課，1982（1982No.1）；富士宮市，1987（1987No.1）；富士宮市役所，1992（1992No.1）；富士宮市役所，1993（1993No.1）；その他は株式会社富士フィルム富士宮工場提供による）。

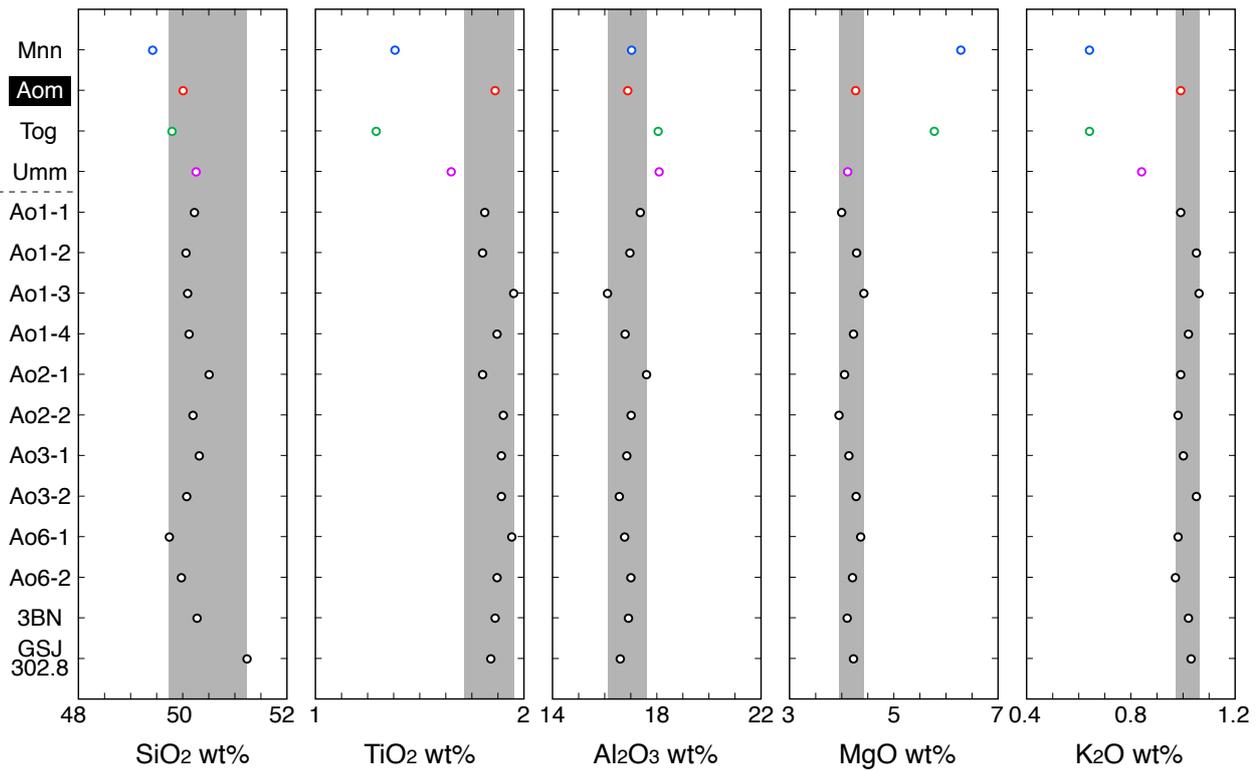


図5 青見南地区で実施した溶岩流試料の全岩化学組成の分析結果のうち、SiO₂、TiO₂、K₂O、Al₂O₃ および MgO の含有率を示したもの。参考値として、山元ほか（印刷中）による調査地区周辺に分布する青見溶岩流以外の溶岩流（Mnn:万野溶岩流、Aom:青見溶岩流、Yog:外神溶岩流、Umm:馬見塚溶岩流）の全岩化学組成の結果も示している。試料名は表2と同じ。

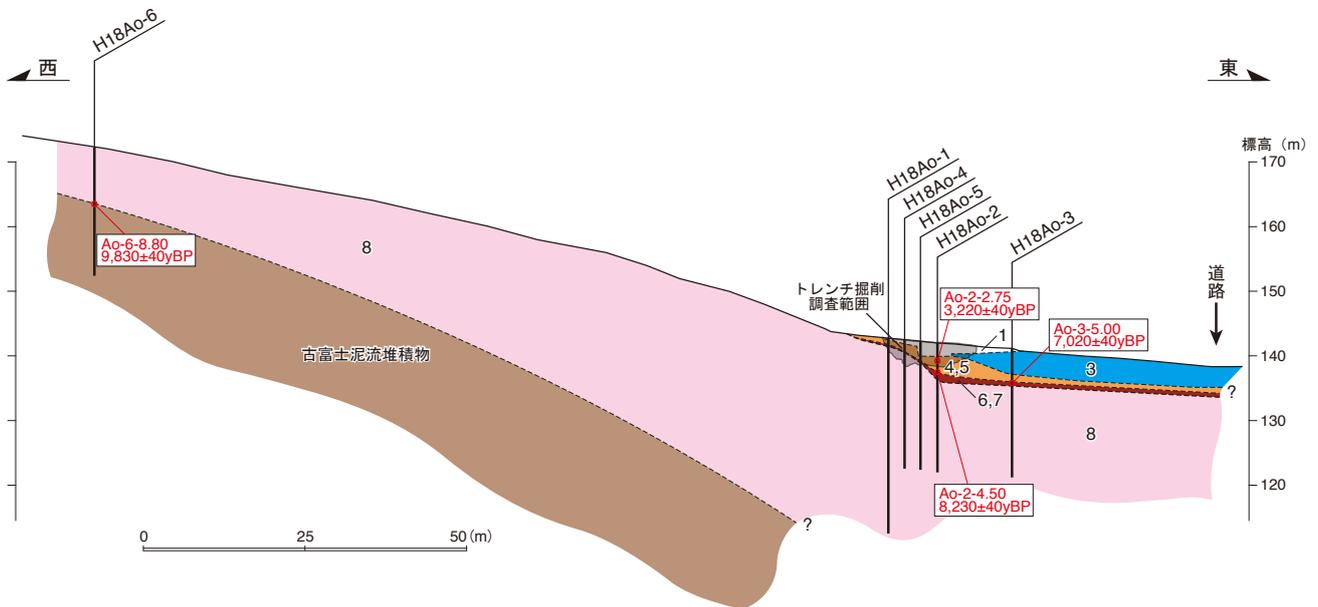


図6 (上) 青見南地区調査地点付近の地形。基図は、富士宮市発行「富士宮市都市計画図(B-7) 1:2,500 国土基本図 VIII-ME82-1」を使用。(下) 群列ボーリング調査に基づく青見南地区トレンチ掘削調査地点付近の地質断面図。測線位置は図3および図6(上)に示す。

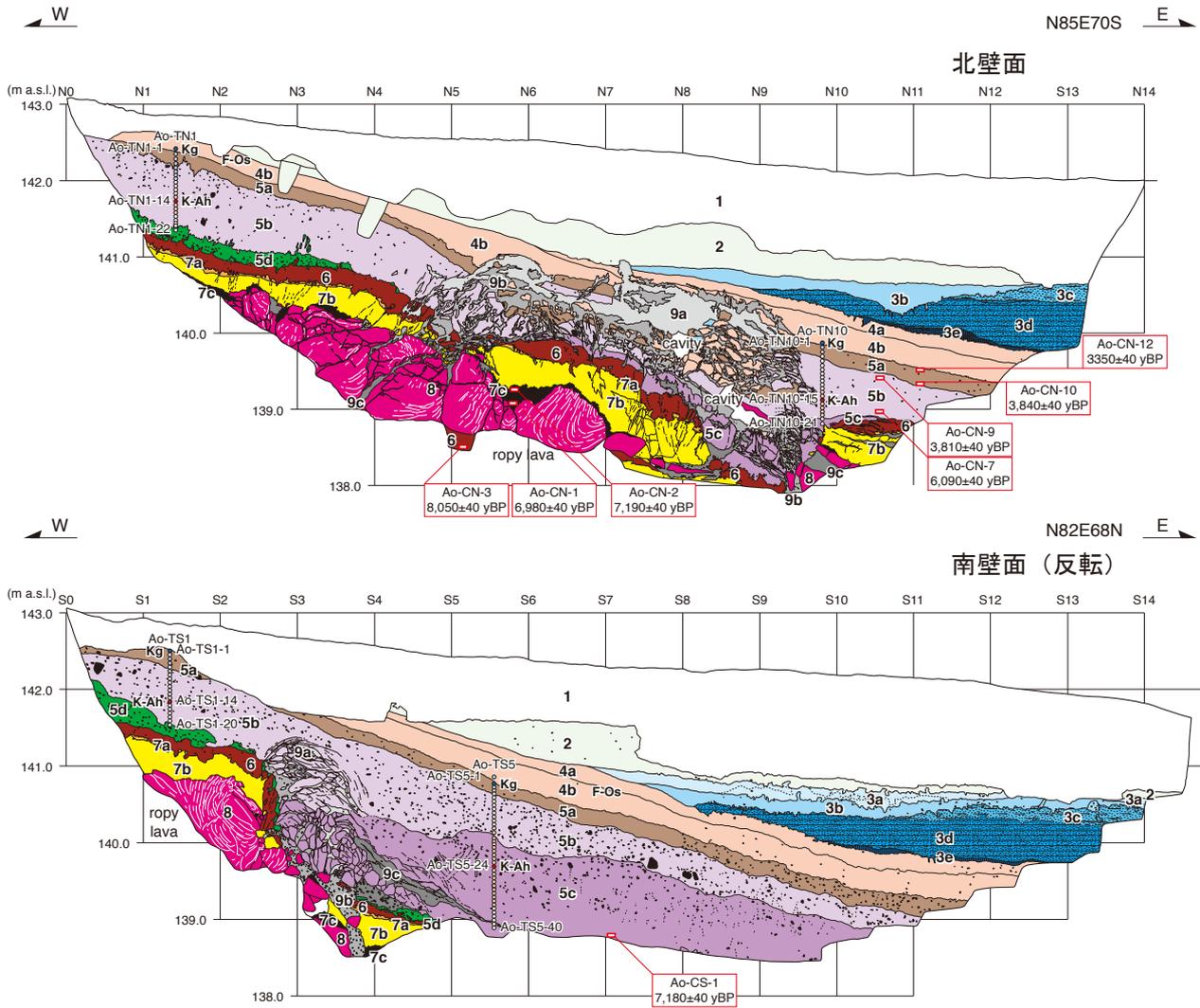


図7 青見南トレンチ南北壁面のスケッチ.

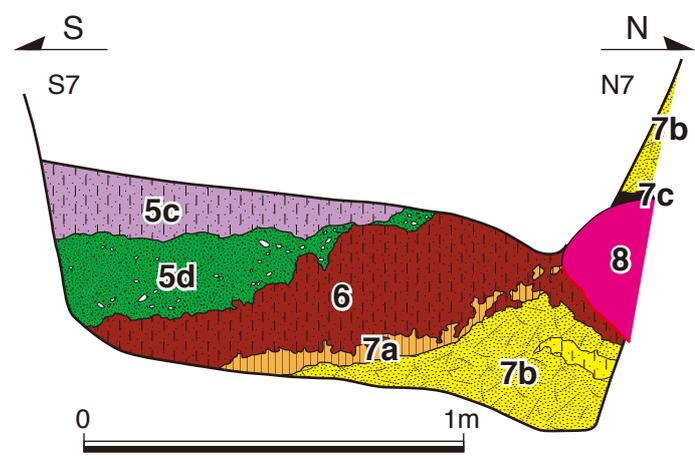


図8 青見南トレンチ底部のスケッチ.



図9 青見南トレンチの写真（東から西方向を見る）.

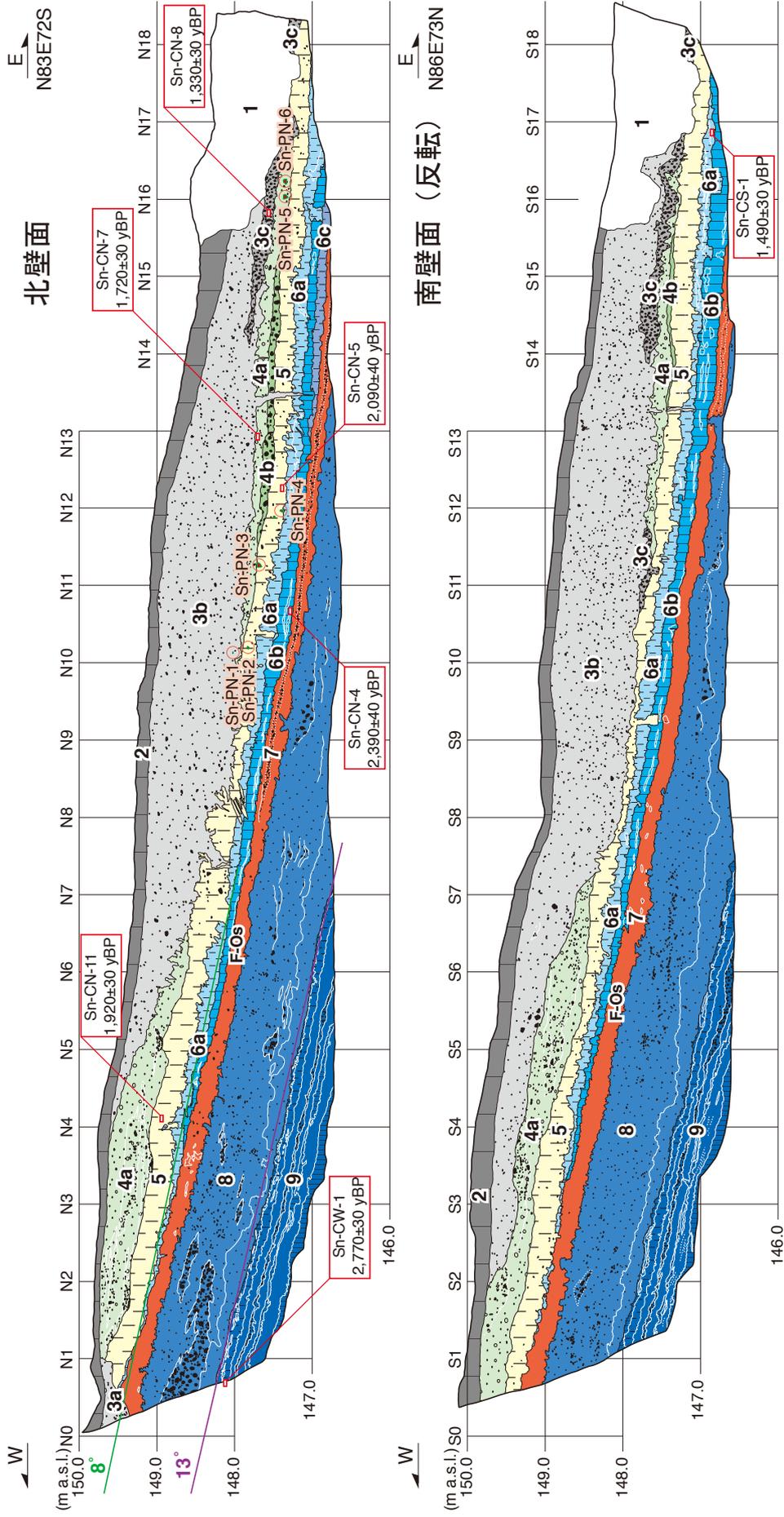


図 10 青見北トレンチ南北壁面のスケッチ。



図 11 青見北トレンチ南側壁面の写真.

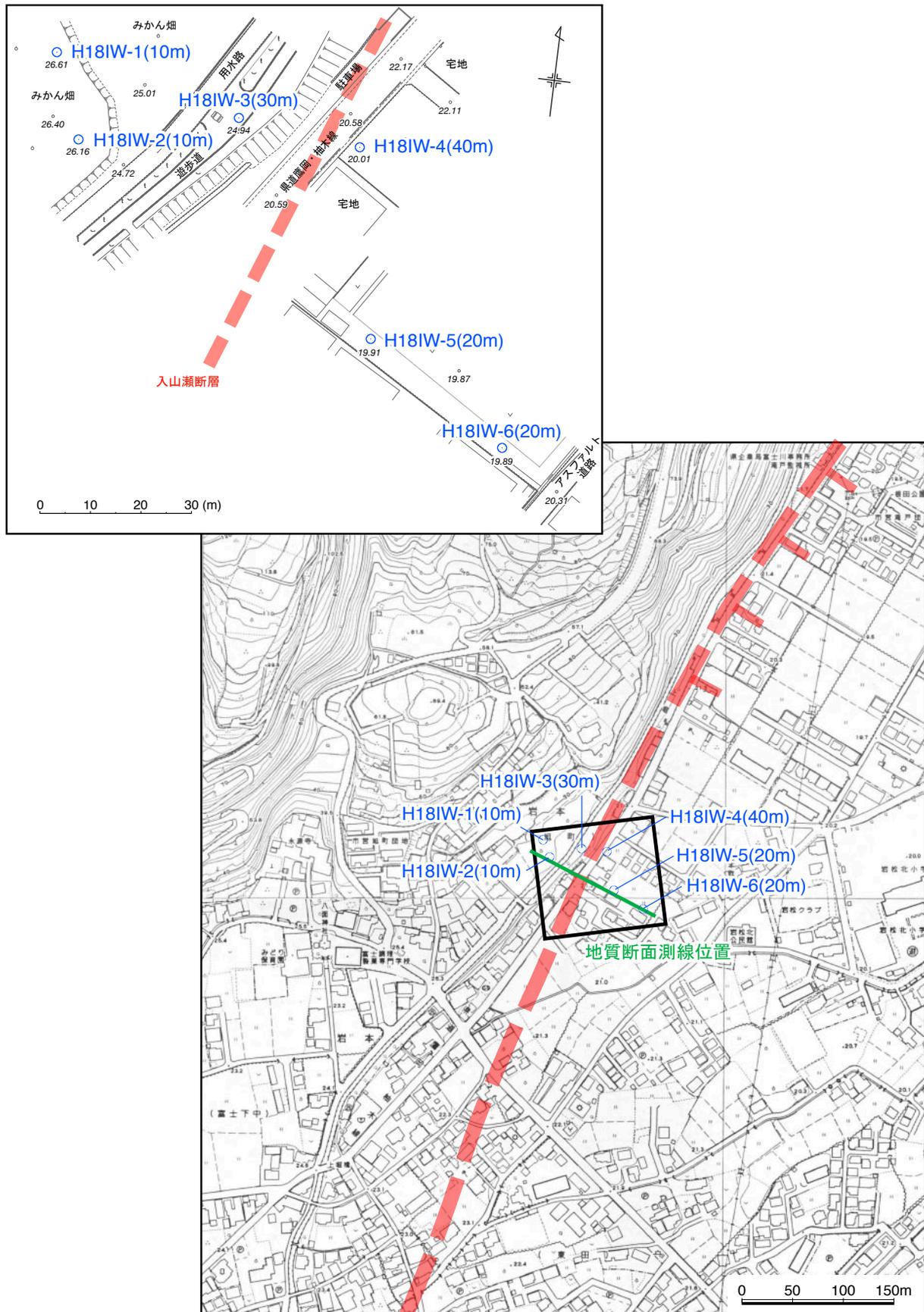


図 12 入山瀬断層沿いの変位地形と調査地点（旭町地区群列ボーリング調査）位置図。基図は、富士市発行「1:2,500 富士市都市計画基本図 VIII-NE03-1（岩本 F-2）および VIII-NE03-3（松岡 E-2）」を使用。活断層の分布は中田ほか（2000）に基づく。左上：旭町地区群列ボーリング調査地点の実測平面図。図中のイタリックの数字は標高値を示す。

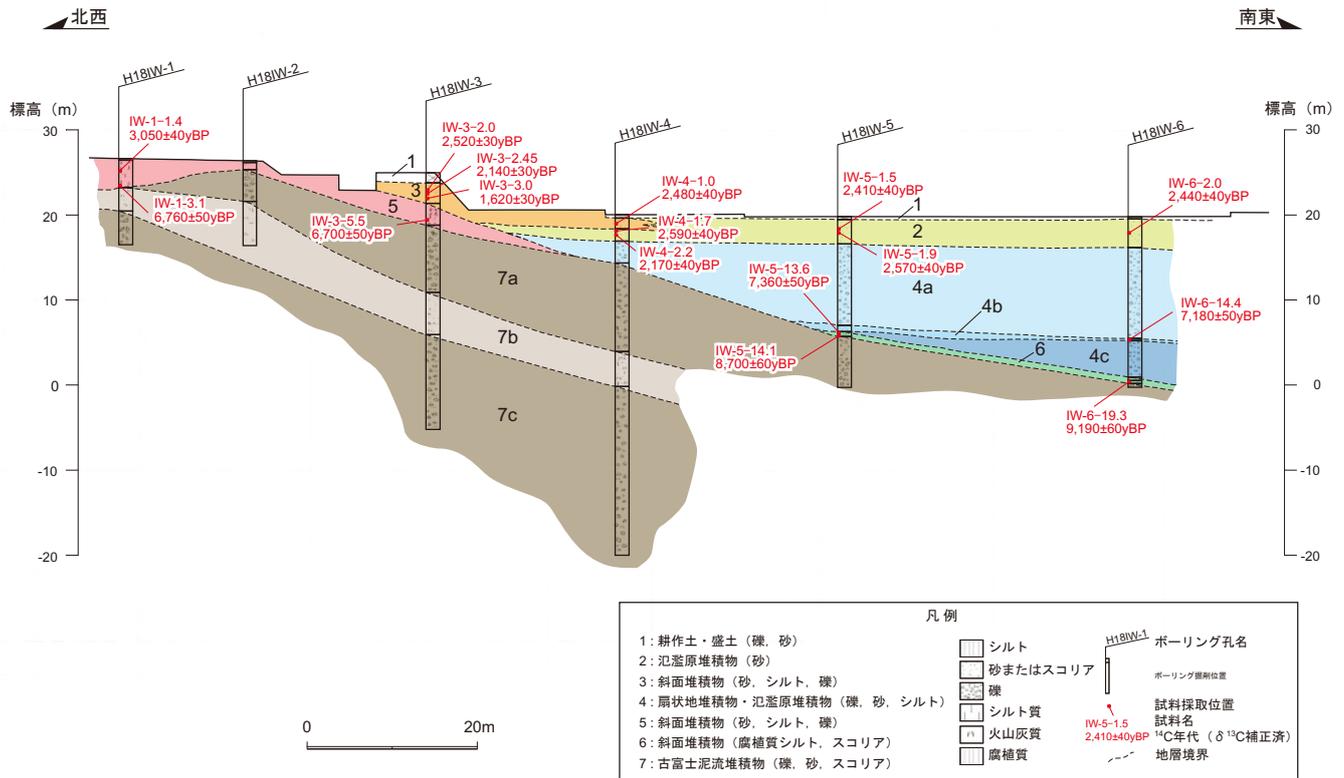


図 13 群列ボーリングに基づく旭町地区の地質断面図。測線位置は図 12 に示す。

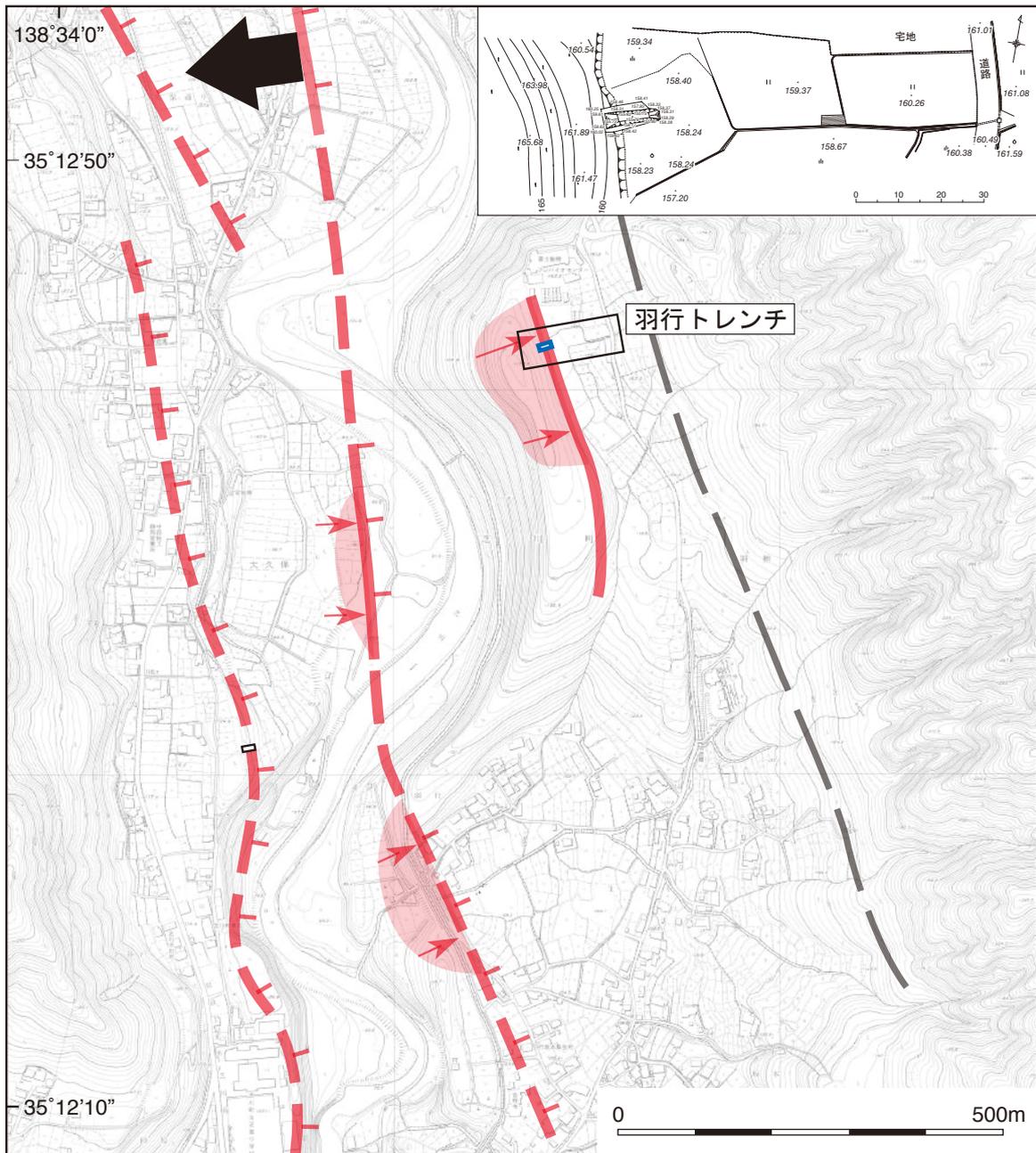


図 14 芝川断層沿いの変位地形と調査地点（羽行地区トレンチ掘削調査）位置図。基図は、富士宮市発行「富士宮市都市計画図（A-9）1:2,500 国土基本図 VIII-ME91-2」を使用。活断層の分布は中田ほか（2000）に基づく。

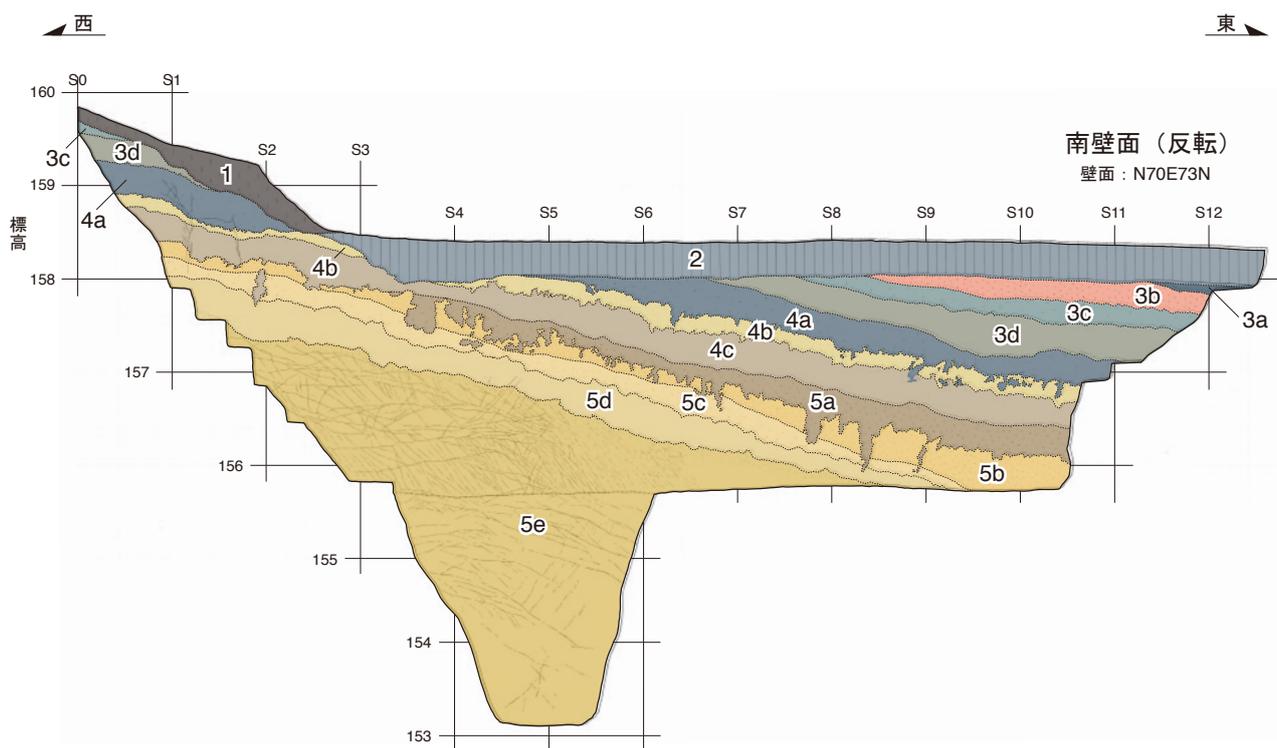
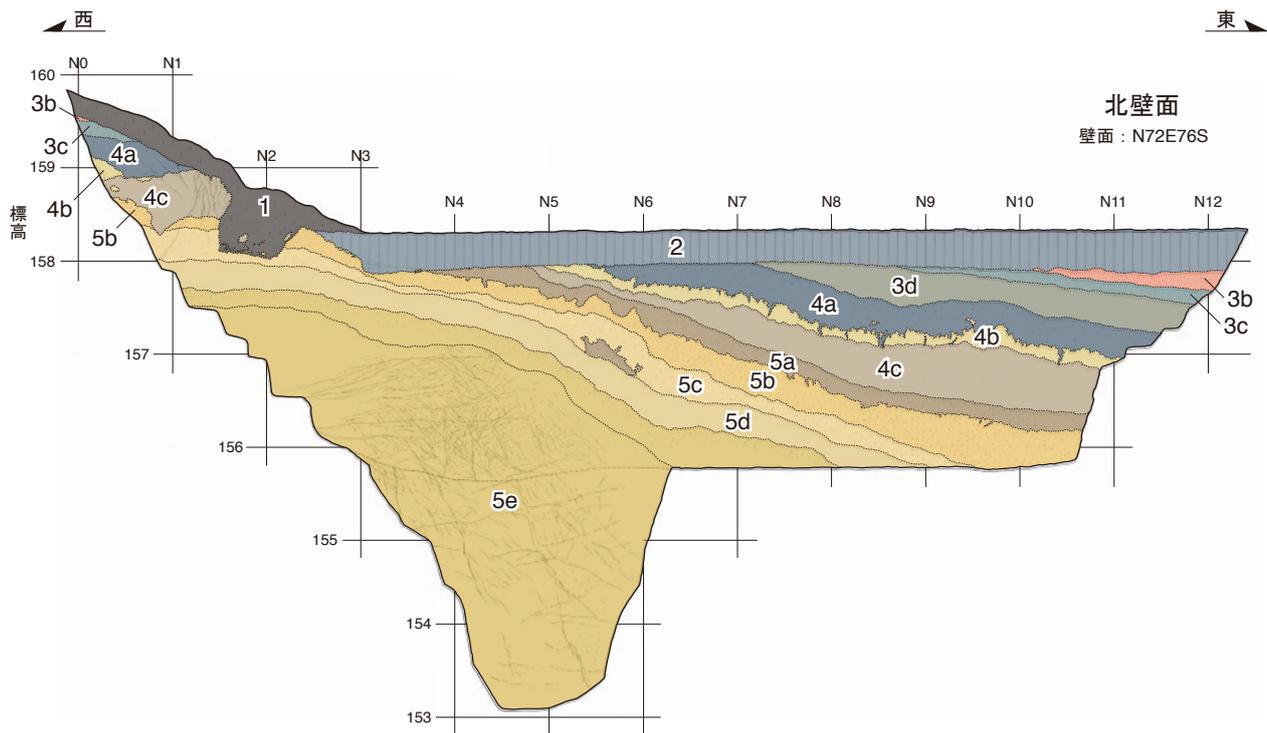


図 15 羽行トレンチ南北壁面のスケッチ.