

3. 3 雫石盆地西縁－真昼山地東縁断層帯（雫石盆地西縁断層帯）の調査

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 雫石盆地西縁－真昼山地東縁断層帯（雫石盆地西縁断層帯）の調査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人 産業技術総合研究所	研究グループ長	丸山 正

(c) 業務の目的

雫石盆地西縁－真昼山地東縁断層帯（雫石盆地西縁断層帯）（以下雫石盆地西縁断層帯と呼ぶ）において、これまでに報告されている平均変位速度は、変位量の見積もりや変位基準の年代推定に関し不明な点があるために、特定することができないとされている。本業務では、雫石盆地西縁断層帯を構成する断層が一条に収斂し、また複数の変位基準が存在する断層帯北部の葛根田川左岸地域を対象として既存資料を整理した上で、1) 空中写真及び航空レーザ計測地形データに基づく地形面区分図や断層運動による地形面の落差の計測、2) 地質踏査と測量を組み合わせた露頭位置の座標及び地層（未固結堆積物・岩石）境界の標高の正確な計測、3) 断層落下側（下盤側）の地層の分布と深度の把握のためのボーリング調査、4) 地質踏査とボーリング調査の結果に基づく地質断面図の作成と変位基準の落差の見積もり、及び5) 変位基準となる地層の年代に関する試料分析を実施し、それらに基づいて信頼度の高い平均変位速度を明らかにすることを目的とする。

(d) 3カ年の年次実施業務の要約

1) 令和元年度：

なし

2) 令和2年度：

雫石盆地西縁断層帯の活動性を明らかにすることを目的として、対象地域の既往成果を整理した上で、断層帯北部の葛根田川左岸地域において、空中写真判読及び既存の航空レーザ計測詳細デジタル地形データを用いて地形面区分及び地形面の落差の計測を行った。また、断層の両側での詳細な地質踏査を実施するとともに測量を行い、露頭位置の座標及び地層境界の標高を正確に計測した。さらに、断層の落下側（下盤側）で1箇所ボーリング調査（1孔：掘削深度80 m）を実施し、断層下盤側の地層の分布を把握した。これらの結果に基づいて、断層を横断する地質断面図を作成し、断層による地層の落差を見積もった。断層変位を受けた地層の形成年代を明らかにするため、試料分析を実施した。以上の結果を総合して、雫石盆地西縁断層帯の平均変位速度について検討した。

3) 令和3年度：

なし

(2) 令和3年度の成果

なし

(3) 令和元年度～令和3年度の成果

(a) 業務の要約

雫石盆地西縁断層帯の活動性を明らかにするため、対象地域の既往成果を整理した上で、断層が一条に収斂し、また複数の変位基準が存在する断層帯北部の葛根田川左岸地域を対象として、1) 空中写真及び既存の航空レーザ計測詳細デジタル地形データを用いた地形面区分及び地形面の落差の計測、2) 断層の両側での詳細な地質踏査と併せて実施した測量による露頭位置の座標及び地層境界の標高の正確な計測、3) 断層の落下側（下盤側）でのボーリング調査（1孔：掘削深度80m）による断層下盤側の地層の分布の把握、4) 露頭踏査及びボーリング調査により作成した地質断面図に基づく変位基準の落差の推定、5) 断層変位を受けた地層の形成年代を明らかにするため、各種分析（火砕流堆積物のフィッション・トラック年代測定、溶岩のK-Ar年代測定、堆積物の火山灰分析）を行った。その結果、最も信頼度の高い年代値が得られた篠ヶ森火砕流堆積物の上面（堆積原面）の落差と噴出時期から、雫石盆地西縁断層帯を構成する西根従属断層について、 0.4 ± 0.2 m/千年の上下方向の平均変位速度が見積もられた。篠ヶ森火砕流堆積物の年代について、同堆積物と同時異相とされる雪浦軽石から報告されている年代を採用した場合、上下方向の平均変位速度は 0.4 ± 0.1 m/千年に絞られる。篠ヶ森火砕流堆積物に比べて年代値に幅がある有根層（新称）上面及び高倉火山噴出物上面の落差と形成時期から推定された上下方向の平均変位速度は、篠ヶ森火砕流堆積物上面のそれらから見積もられた速度と矛盾しない結果が得られた。

(b) 令和元年度の業務の成果

なし

(c) 令和2年度の業務の成果

1) はじめに

雫石盆地西縁断層帯は、岩手県岩手郡雫石町玄武洞付近から同町おうしゆく鶯宿付近に至る長さが約17 kmで北北東－南南西に延びる、北から西根従属断層、晴山沢断層、袖山断層、西根断層によって構成される、断層の西側が相対的に隆起する逆断層である（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2005a）（図1）。1998年に発生した岩手県内陸北部の地震（M6.1）に伴い、本断層帯北部の一部に沿って篠崎地震断層と名付けられた地震断層が出現した（越谷・他，1998）（図1、図2）。この地震断層については、越谷・他（1998）により詳細な出現位置や変位量が報告され、また宮内・他（1998）により第四紀後期の活動性について検討されている。さらに、地震後に実施された地震断層を対象としたトレンチ調査により、本断層帯の活動履歴が検討された（吾妻・他，1999）。それらの結果に基づいて、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005a）は、1998年の地震で出現した地震断層は本断層帯固有の活動によるものではなく、本断層帯の最新活動はトレンチで確認された約2,800年前以後、14世紀以前の地層に明瞭な変位を与えている活動と評

価した。ただし、この最新活動に先立つ活動についての情報は得られていない。

一方、雫石盆地西縁断層帯の平均変位速度については、これまでに活断層研究会編(1980, 1991)、土井・他(1998)や宮内・他(1998)などにより地形・地質調査に基づいて算出が試みられてきた。しかしながら、これらの調査・研究により報告された平均変位速度について評価を行なった地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005a)では、本断層帯はB級程度の活動度を持つことが示唆されるが、変位量の見積もりや変位基準の年代推定に関し不明な点があるために特定することができないとの理由から、平均変位速度は不明と評価されている。

雫石盆地西縁断層帯の将来の活動については、全体が1つの区間として活動した場合、その長さからM6.9程度の地震が発生する可能性があり、その際には断層近傍の地表面では、西側が東側に対して相対的に1m程度高まる低崖や撓みが生じる可能性があるとしてされている。ただし、上述したように平均活動間隔や平均的変位速度が明らかでないため、将来本断層帯を震源とする地震の発生する長期確率を求めることはできない、と述べられている(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005a)。

雫石盆地西縁断層帯周辺では、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005a)による評価の後、国土交通省により航空レーザ計測が実施され、詳細な地形解析が可能となった。また、1998年の岩手県内陸北部の地震では、断層帯北部を構成する西根従属断層沿いに短いながらも明瞭な地震断層が出現し、そこでの断層位置が明確になった(図2)。さらに、既存地質図によると、葛根田川左岸地域では、地震断層が出現した西根従属断層周辺に複数の変位基準となる地層が分布しており(例えば、土井, 2000)(図2)、それらの落差と年代を明らかにすることで、信頼度の高い上下方向の平均変位速度の検討が可能になると見込まれた。加えて、西根従属断層近傍の葛根田川左岸地域では、雫石町道館・玄武温泉線(通行止め路線)が吹付工や植生工から免れた状態で放棄されているため、断層の相対的隆起側(上盤側)における地層の露出状況が良好であることが現地で確認された。そのため、この道路沿いの詳細な地質踏査を実施し、断層の落下側(下盤側)でボーリング調査を実施することにより、地層の落差を精度良く見積もられることが期待された。なお、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005a)では、西根従属断層の西方に同断層と平行する晴山沢断層が示されているが、都市圏活断層図(八木・他, 2002)や大縮尺の活断層分布図(宮内・他, 1998; 池田・他編, 2002)には同断層は活断層と認定・表示されていない。したがって、葛根田川左岸地域における確実な活断層は西根従属断層のみである(図2)。

これに対して、1998年の岩手県内陸北部の地震で出現した地震断層以南の雫石盆地西縁断層帯については、断層トレースが複数条に分岐すること(例えば、宮内・他, 1998; 池田・他編, 2002; 八木・他, 2002)(図2)、背後に地すべり地形が発達すること(例えば、八木・他, 2002)、断層の両側で明瞭な変位基準となる地形及び地層に乏しいことから、平均変位速度を精度良く見積もることは容易ではないと判断された。

そこで、本調査では、雫石盆地西縁断層帯の更新世中期以降の活動性、特に上下方向の平均変位速度を推定することを目的として、対象地域の既往成果を整理した上で、断層が一条に収斂し、また複数の変位基準が存在する断層帯北部の葛根田川左岸地域における西根従属断層を対象として以下の調査を行った。1) 空中写真及び既存の航空レー

ザ計測詳細デジタル地形データを用いた地形面区分及び地形面の落差の計測。2) 断層の両側での詳細な地質踏査ならびにこれと併せて実施した測量による露頭位置の座標及び地層境界の標高の正確な計測。3) 断層の落下側（下盤側）でのボーリング調査（1孔：掘削深度 80 m）による断層下盤側の地層の分布の把握。4) 露頭踏査及びボーリング調査により作成した地質断面図に基づく変位基準の落差の推定。5) 断層変位を受けた地層の形成年代を明らかにするための各種試料分析。なお、本調査において西根従属断層の分布は、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005a）に従った。

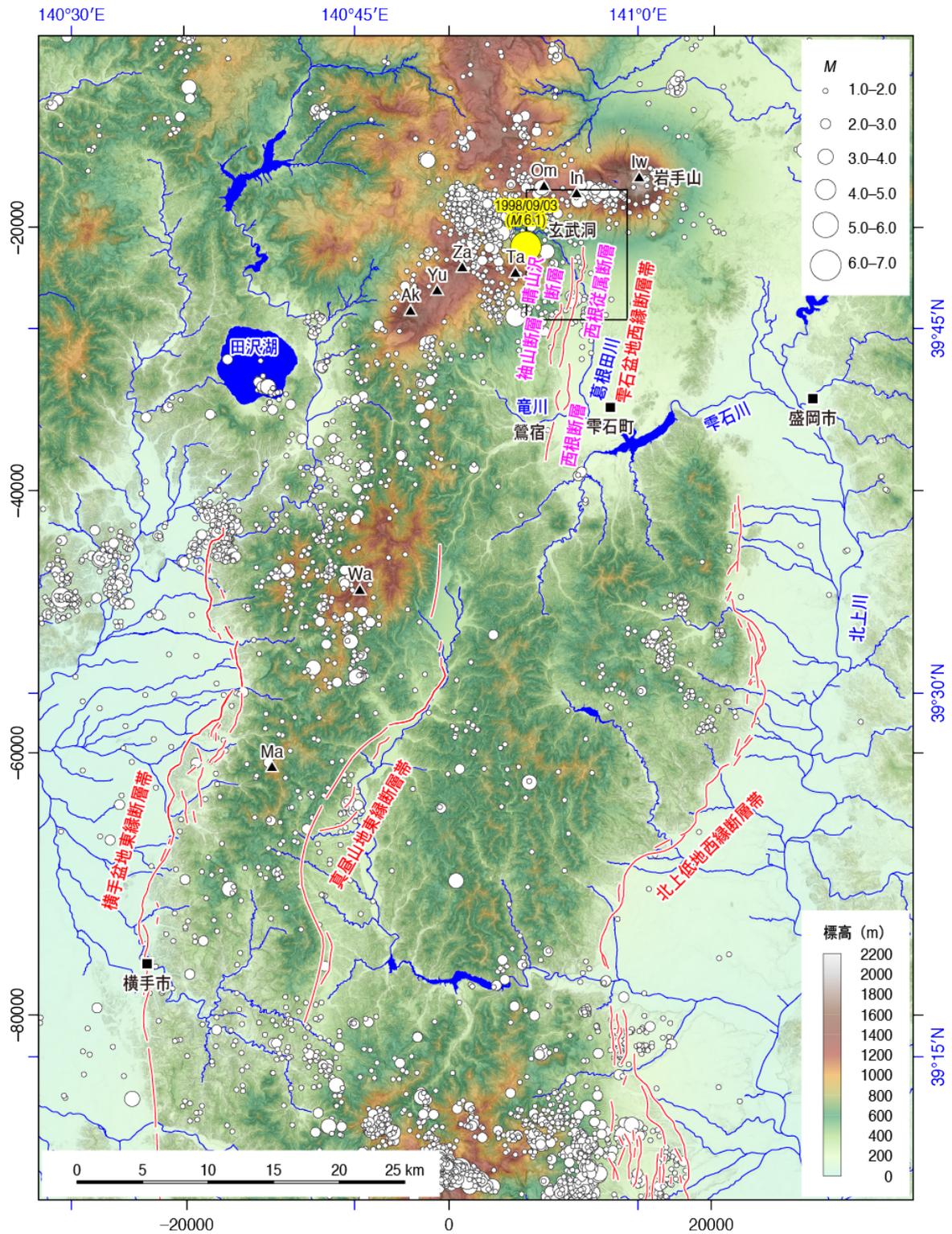


図1 雫石盆地西縁断層帯及びその周辺の主要活断層帯と地震活動

主要活断層帯の分布は、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2001, 2005a, 2005b）による。地震活動は1998年1月から2018年12月までに発生した深さ20km以浅の地震を示す。震源データは気象庁の地震カタログ <https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/bulletin/hypo.html> (2021年3月31日閲覧) を用いた。カラー段彩陰影図の作成には、国土地理院基盤地図情報数値標高モデル10mメッシュを使用した。In: 犬倉山、Iw: 岩手山、Om: 大松倉山、Ta: 高倉山、Yu: 湯森山、Za: 策森山。

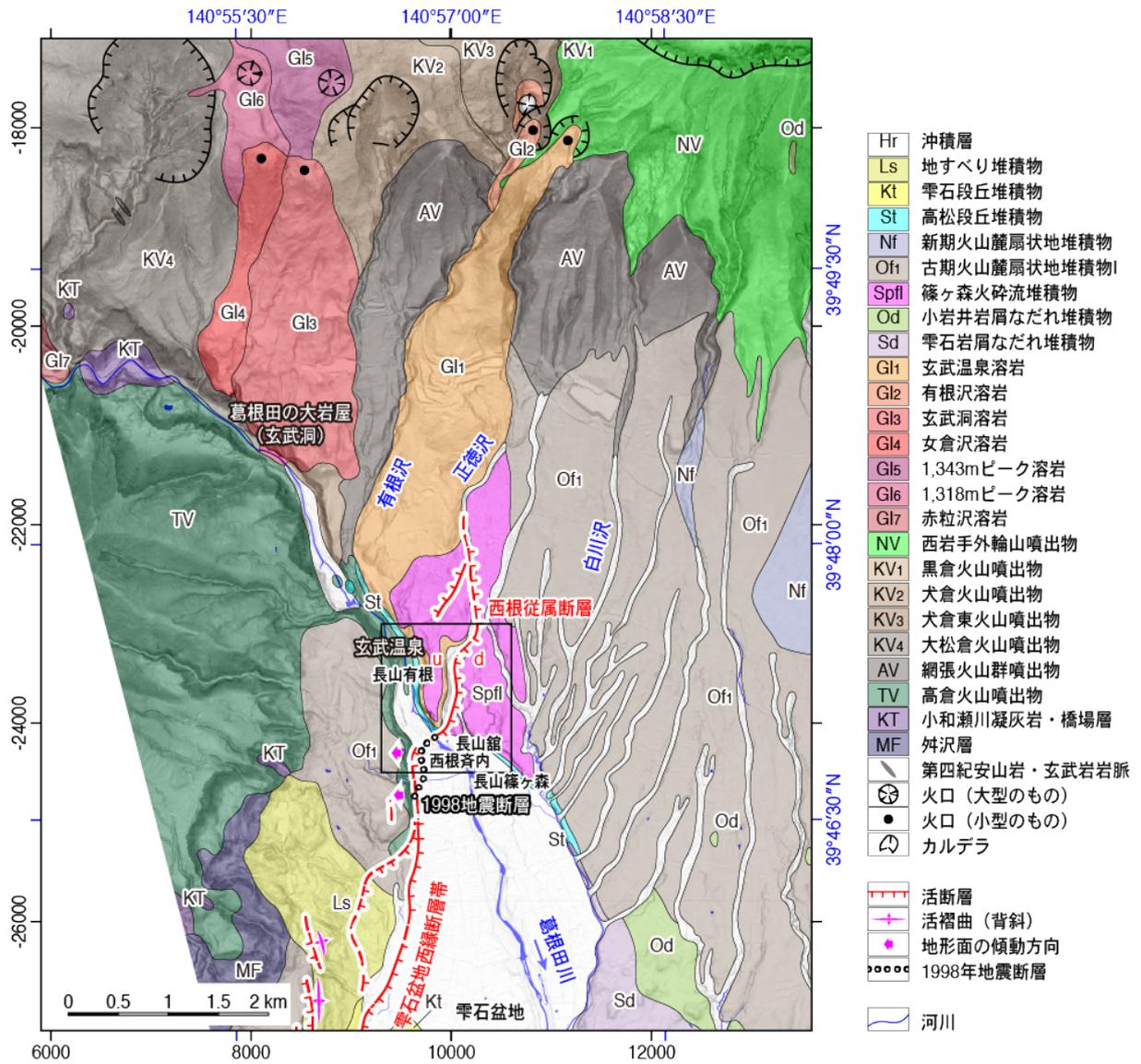


図2 霰石盆地西縁断層帯北部の地質図（土井，2000 を一部改変）

本図の範囲を図1に黒枠で示す。1998年岩手県内陸北部の地震（M6.1）に伴う地震断層の分布は越谷・他（1998）による。活断層トレースの分布は八木・他（2002）による。陰影図は、国土地理院基盤地図情報数値標高モデル5mメッシュを使用して作成した。

2) 地形・地質概要

a) 地形

調査地域は、岩手山南麓と霰石盆地西方を南北に延びる山地との間の狭小な谷沿いを南東～南南東に流下する葛根田川の谷口付近にあたる霰石盆地内北端部に位置する（図1、図2）。葛根田川は霰石盆地内を南流し、霰石集落西方で東流する竜川と合流し霰石川となる（図1）。

霰石盆地内北端部の西根齊内から葛根田川の右岸（西岸）側では、高倉山、^{ざる} 叡森山、湯森山などの火山の南東斜面と、葛根田川が形成する沖積低地の境界が北北東－南南西に延び、概ねその地形境界に沿って霰石盆地西縁断層帯が分布している（例えば、活断層研究会編，1980，1991；宮内・他，1998；池田・他編，2002；八木・他，2002）（図1）。

一方、葛根田川左岸（東岸）には、岩手山及び岩手山に連なる犬倉山、大松倉山などの火山の南斜面が広がる（図1、図2）。火山斜面は緩やかに南に傾斜し、須藤・石井（1987）によると火山岩屑及び降下火砕物の広い分布域となっており、火山岩屑の堆積原面であると推定される。この堆積原面は、有根沢、正徳沢、白川沢などの谷により開析されている（図2）。本調査地域及びその北方延長では、この堆積原面を切って北北東-南南西～北北西-南南東方向に延びる比高30～40 m程度の東向きの崖が分布している。これは雫石盆地西縁に分布する断層の北方延長の断層崖とされており（例えば、宮内・他，1998；八木・他，2002）（図2）、この崖の基部に沿って正徳沢が流下している。正徳沢の最上流部の岩手山南西斜面にある噴火口を噴出源として流出した玄武温泉溶岩の分布域が土井（2000）及び伊藤・土井（2005）により示されている（図2）。この玄武温泉溶岩は、有根沢と正徳沢の間を南南西方向に流下し、玄武温泉付近の葛根田川左岸に達している（図2）。

b) 地質

土井（1984，2000）及び須藤・石井（1987）によると、調査地域付近には、安山岩質の火山碎屑岩、安山岩質溶岩、火砕流堆積物、段丘堆積物、降下火砕物などが分布する（図2）。西根従属断層近傍の葛根田川左岸に分布する地層の模式地質柱状図及び地層名を図3に示す。現地での概査によると、このうち安山岩質溶岩は、長山有根の玄武温泉東方とその周辺における葛根田川左岸の西向きの急崖に認められる（図4）。この層厚10～15 mの柱状節理の発達する溶岩の下位には層厚10 m弱の円礫層が分布する。さらに、円礫層の下位には安山岩質の凝灰角礫岩とそれに挟在する亀裂質の安山岩質溶岩が確認される（図2、図5）。この円礫層の下位の溶岩は凝灰角礫岩を伴うことを含め、その分布位置と岩相から、土井（2000）の高倉火山噴出物であると判断される。一方、円礫層上位の溶岩については、須藤・石井（1987）では小松倉森溶岩とされ、土井（2000）及び伊藤・土井（2005）では上述した岩手火山南西斜面の側火山から噴出した玄武温泉溶岩とされている。ここでは、この溶岩については土井（2000）及び伊藤・土井（2005）を踏襲し、玄武温泉溶岩とした。一方、円礫層については、須藤・石井（1987）ではその存在を指摘するのみであったが、土井（2000）では、当該円礫層を北上川沿いに分布する渋谷段丘あるいは高松段丘の堆積物と対比させている。また、土井（2000）は長山有根の南方の長山篠ヶ森付近にも渋谷段丘あるいは高松段丘の堆積物に対比される礫層を主体とする地層の分布を示している（図2）。しかしながら、後述するとおり両者は一部層相が相違しているため、ここでは長山有根の玄武温泉付近に見られる円礫層と長山篠ヶ森付近の地層を区別し、前者を有根層（新称）、後者を篠ヶ森層（新称）とした。

葛根田川左岸地域では、これらの地層を覆って篠ヶ森火砕流堆積物が西根従属断層の両側に分布する（図2、図6）。この火砕流堆積物の上位には火山灰、軽石、スコリア及び火山礫で構成される降下火砕物が分布する。

以上のように、葛根田川左岸の西根従属断層付近における既存地質データ及び現地での概査によると、篠ヶ森火砕流堆積物が同断層の両側に分布しており、また断層上盤側に分布する玄武温泉溶岩、有根層及び高倉火山噴出物が断層下盤側では埋没している可能性があり、複数の変位基準の存在が期待される（図2）。

篠ヶ森火砕流堆積物、玄武温泉溶岩及び高倉火山噴出物については、これまでに噴出年代に関するデータが報告されており、それらを整理すると以下のようなになる。

篠ヶ森火砕流堆積物中に取り込まれた炭化木に対して 1980 年代に実施された放射性炭素 (^{14}C) 年代測定の結果、いずれも当時の分析限界を上回る $>40 \text{ ka}$ (ka : 千年前) の年代値が報告されている ($>40,000 \text{ yBP}$, 須藤, 1983; $>41,030 \text{ yBP}$, $>40,820 \text{ yBP}$, 土井, 1984)。これに対して、伊藤・他 (2007) は火山灰層序及び化学組成から篠ヶ森火砕流堆積物と同時異相と解釈されている雪浦軽石 (UP) (中川・他, 1963; 土井, 2000, 土井 (1984, 1991) の雪浦降下軽石, 伊藤・他 (2007) の岩手-雪浦軽石 (Iw-YU)、以下雪浦軽石と呼ぶ) について、大量のジルコン結晶を用いたフィッシュン・トラック年代測定を実施し、 $67 \pm 7 \text{ ka}$ の年代を報告している。ただし、篠ヶ森火砕流堆積物中の軽石試料に対しては、これまでフィッシュン・トラック年代測定は実施されていない。

玄武温泉溶岩については、全岩試料を用いた K-Ar 年代測定により、 $0.954 \pm 0.068 \text{ Ma}$ (Ma : 百万年前) の年代が報告されている (Itaya *et al.*, 1984)。

高倉火山噴出物については、溶岩の全岩 K-Ar 年代測定により $1.2 \pm 0.5 \text{ Ma}$ の年代が報告されている (須藤, 1985)。

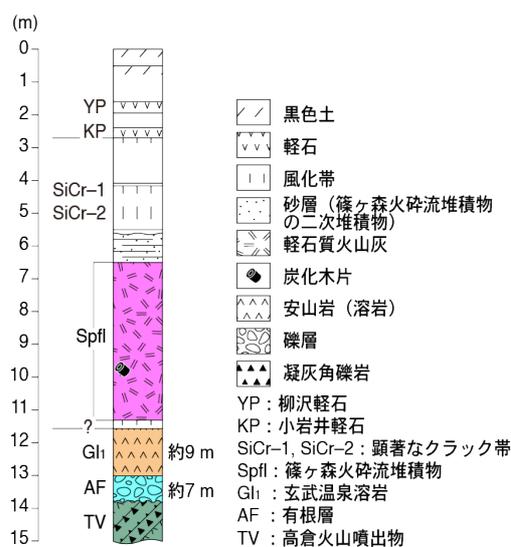


図3 雫石町長山有根から同町長山館の葛根田川左岸 (土井, 1984 の P1 地点) に分布する地層の模式地質柱状図 (土井, 1984 に加筆)

地質略名のうち、Spfl、G1、Gg 及び TV は図 2 と同じ。G1、Gg 及び TV の対比は土井 (2000) 及び本調査による。



図4 玄武温泉（雫石町長山有根）東方の崖に分布する円礫層（有根層）とそれを覆う安山岩質溶岩（玄武温泉溶岩）
白丸で囲んだ梯子の長さは4 m。



図5 雫石町長山館の葛根田川左岸旧県道沿いに分布する玄武温泉溶岩に覆われる円礫層（有根層）とその下位の安山岩質凝灰角礫岩に挟在する亀裂質の安山岩質溶岩（高倉火山噴出物）
白丸で囲んだ折尺の長さは1 m。



図6 雫石町長山篠ヶ森に分布する軽石を主体とする篠ヶ森火砕流堆積物
折尺の長さは1m。露頭は図9、10、11の測量地点I-1。

3) 調査手法

本調査では、西根従属断層の平均変位速度を解明するために、地形・地質調査に基づいて同断層による地形面及び地層の落差を正確に見積もり、それら変位基準の形成年代を明らかにするため、年代測定を含む各種試料分析を実施した。

a) 地形調査

西根従属断層沿いの地形及びその変形の特徴を明らかにし、同断層による地形面の落差を正確に計測するため、葛根田川沿いの同断層周辺について国土地理院撮影空中写真及び同院提供2mグリッド航空レーザ詳細地形データから作成した各種地形表現図を用いて地形判読及び地形解析を行い、地形分類図(図7)及び地形断面図(図8)を作成した。また、現地調査により微地形や人工改変の有無の確認、地形面を構成する地層の観察などを行なった。

b) 地質調査

前述したように、既存地質資料及び現地の概査によると、葛根田川沿いの西根従属断層周辺には、篠ヶ森火砕流堆積物が同断層の両側に分布し、また断層上盤側に分布する玄武温泉溶岩、その下位の有根層及び高倉火山噴出物が断層の下盤側では埋没していることが想定され、それら変位基準となる可能性がある(図2～図6)。そこで、本調査ではこれらの変位基準の落差を正確に見積もるため、地層の露出状況の良好な葛根田川左岸沿いの同断層周辺について地質踏査を実施して地層の分布を把握するだけでなく、測量を併せて行い、代表的な露頭観察地点の座標及び地層境界の標高を正確に計測した(図9～図11)。測量は、まず測量範囲を囲むように上空の開けた4箇所に基準点を設け、GNSS観測により座標及び標高を取得した。それらを基準として、トータルステーションを用いて旧県道沿いにトラバース点を展開し、さらにそれらの点から露頭測量地点

を計測した（図 10）。各露頭では、測量点からレーザー距離計やスタッフ等を用いて地層及びその境界の分布高度を測定した。各点における分布高度の測定精度は 1 m 程度と考えられる。

本調査では、地質踏査に加えて断層下盤側で埋没している可能性がある地層の分布を把握するため、断層下盤側の 1 箇所深度 80 m のボーリングを 1 孔掘削し、コア径 60 mm のオールコア試料を採取した（図 7、図 9、図 12～図 15）。なお、ボーリングで確認された地層の区分（有根層相当層と篠ヶ森層相当層）に際して、針貫入試験を実施した（図 16、図 17）。

現地踏査及びボーリング調査の結果を総合して、葛根田川左岸沿いの地質断面図を作成し、変位基準の落差を見積もった（図 18、図 19）。

c) 試料分析

本調査では、西根従属断層の変位基準となる篠ヶ森火砕流、玄武温泉溶岩、有根層、篠ヶ森層及び高倉火山噴出物の形成年代を明らかにするために、篠ヶ森火砕流については、ジルコンフィッション・トラック年代測定（表 1）を、玄武温泉溶岩及び高倉火山噴出物の溶岩については、全岩化学組成分析及び石基部分の K-Ar 年代測定（表 2～表 5）を、有根層及び篠ヶ森層については、細粒部分の火山灰分析（図 20、図 21、表 6～表 8）を実施した。

4) 調査結果

a) 地形調査

i) 地形面区分とその分布

調査地にみられる地形面を、その分布位置、構成物、形成した河川の河床からの高さ等を基に、地形面 1、段丘面 1～3、本流成の氾濫原及び支流成の谷底低地に区分した。図 7 に地形面区分を示す。

[谷底低地]

玄武温泉東方の地形面 1 を開析する谷沿い及び正徳沢の下流に分布する。

[氾濫原]

断層上盤側及び下盤側の葛根田川左右岸に広く分布する。葛根田川の河床からの比高は数 m である。断層下盤側の葛根田川右岸には自然堤防が数列確認される。

[段丘面 3]

断層上盤側の葛根田川沿いに分布する。氾濫原または谷底低地との比高は数 m である。

[段丘面 2' 及び 2]

本段丘面は、断層上盤側では玄武温泉東方の支流の谷沿いに、また断層下盤側では正徳沢沿い及びオノギワラ沢沿いに分布する。氾濫原あるいは谷底低地からの比高は上盤側で 25～30 m 程度、下盤側で 10～15 m 程度である。本面を構成する地層は、径 20～50 cm の安山岩の垂円～円礫を主体とし、基質はシルト質中粒砂である。正徳沢沿いでは、氾濫原あるいは谷底低地からの比高の違いにより本段丘面を段丘面 2 及び段丘面 2' に区分した。

[段丘面 1]

段丘面 1 は正徳沢沿いに分布し、東側に分布する段丘面 2 との比高は 3 ～ 4 m 程度である。ここでの正徳沢は段丘面 1 の西方を南流しており、同沢からみれば段丘面 1 と段丘面 2 の配列が逆になっている。このことは、段丘面 1 が同面とその東方の段丘面 2 との間に存在する西根従属断層の活動によって隆起した段丘面 2 である可能性を示している（図 7）。その場合、両面の比高は落差を示している可能性がある。

[地形面 1]

地形面 1 は断層の両側に広く分布する地形面であり、断層上盤側の玄武温泉東方から断層下盤側の長山館を経て長山篠ヶ森に至る範囲の葛根田川左岸に広く分布する。氾濫原または支流の谷底からの比高は、断層上盤側では 40 m 程度、下盤側では 15～25 m である。地形面 1 は断層上盤側、下盤側ともに南に緩やかに傾斜し、断層にほぼ直交する方向での地形面の東側下がりの高度差は 30 m 程度である（図 8）。

上盤側の地形面 1 の構成層は、有根層、玄武温泉溶岩及び篠ヶ森火砕流堆積物であり、それぞれ成層した地層が、下位から有根層、玄武温泉溶岩、篠ヶ森火砕流堆積物の順で累重している（図 9）。一方、下盤側の構成層は、篠ヶ森層と篠ヶ森火砕流堆積物である（図 9）。

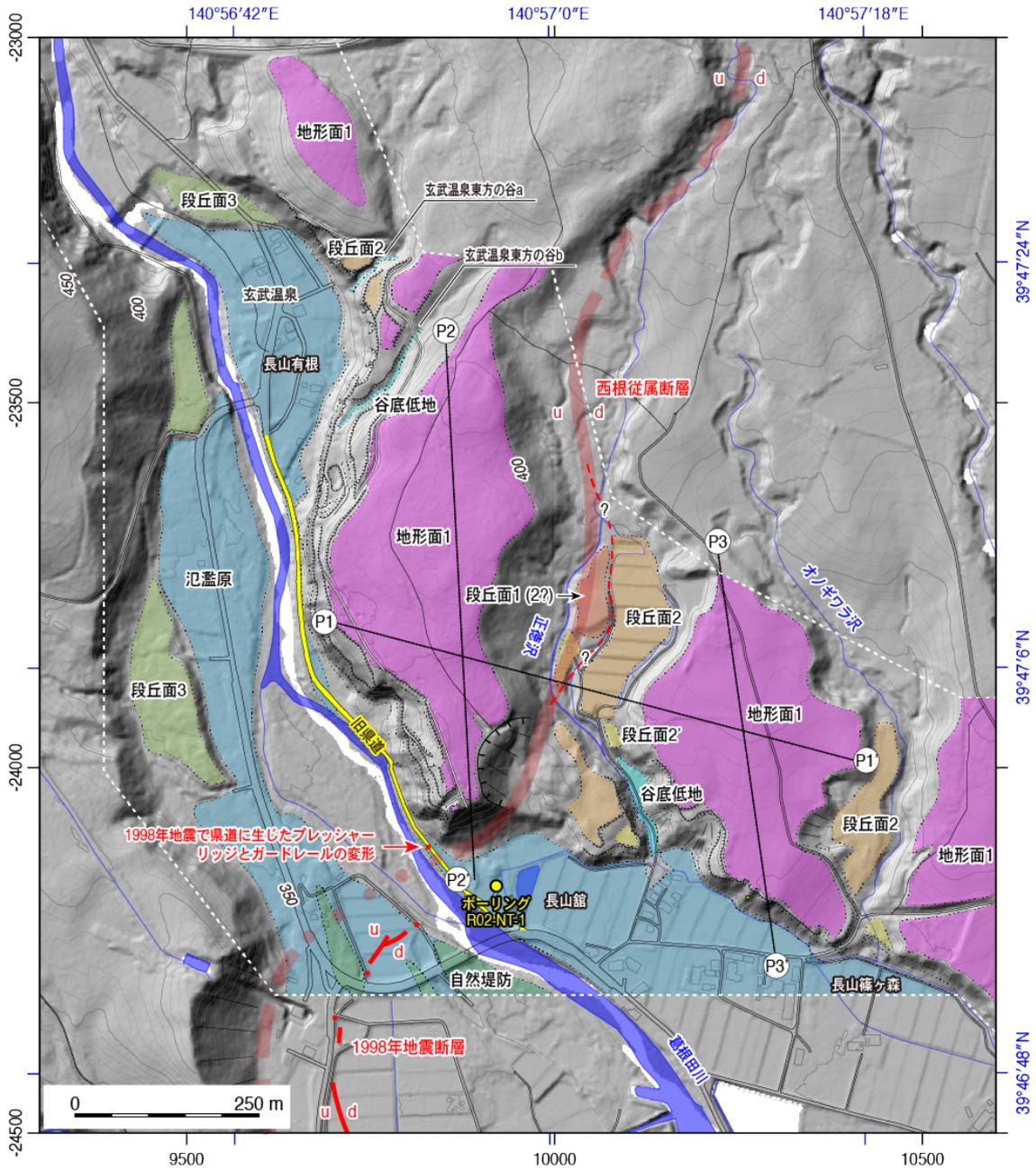


図7 長山有根から長山篠ヶ森における地域の地形分類図

本図の範囲を図2に黒枠で示す。1998年岩手県内陸北部の地震（M6.1）に伴う地震断層（赤実線）の分布は越谷・他（1998）による。活断層トレース（半透明の赤太線）の分布は八木・他（2002）による。正徳沢沿い下流域の推定活断層を赤破線で示す。図中の黄色で着色した道路は、雫石町道館・玄武温泉線の通行止め区間。地形分類図の作成範囲を白破線で示す。陰影図は、国土地理院提供2mメッシュ航空レーザ地形データを使用して作成した。オノギワラ沢の位置は雫石町発行都市計画図（1:2,500国土基本図X-KE 82-2）に基づく。

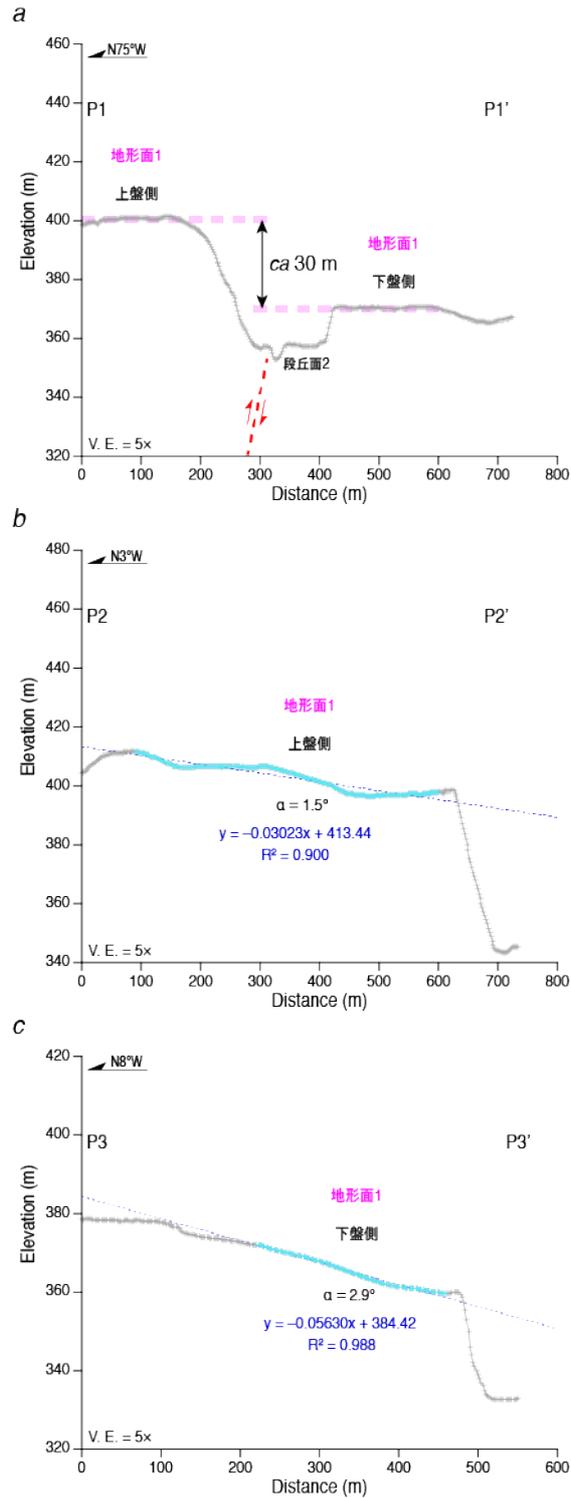


図8 地形断面図（各断面図の測線を図7に示す）

(a) 西根従属断層を横断する地形面1の地形断面図（断面P1-P1'）。V.E.：鉛直誇張。

(b) 西根従属断層上盤側（西側）における地形面1のほぼ最大傾斜方向の地形断面図（断面P2-P2'）。 α ：地形面の勾配（図中の青色の断面区間）。

(c) 西根従属断層下盤側（東側）における地形面1のほぼ最大傾斜方向の地形断面図（断面P3-P3'）。 α ：地形面の勾配（図中の青色の断面区間）。

b) 地質調査

i) 層序、各層の層相・層厚・分布等

調査範囲内には、支流を含む葛根田川の侵食運搬作用によりもたらされたシルト、砂及び礫、秋田駒ヶ岳などの比較的新しい火山から放出された火山灰、軽石、スコリア及び火山礫、崖錐性堆積物、岩手火山の側火山から噴出した安山岩質溶岩、高倉山から噴出した溶岩や火砕岩が確認された。それらの地質について、既存資料を参考にするとともに、層位関係、岩相・層相、堆積間隙の有無等を基に、現河床堆積物、氾濫原堆積物、崖錐性堆積物、火山岩屑堆積物、段丘堆積物、篠ヶ森火砕流堆積物、玄武温泉溶岩、有根層、篠ヶ森層及び高倉火山噴出物に区分した。踏査範囲におけるこれらの地層の分布を図9に示す（現河床堆積物、氾濫原堆積物及び崖錐性堆積物を除く）。以下に各地層の概要を示す。

[現河床堆積物]

葛根田川の河床に堆積する。砂質礫。新鮮な径20～200 cm程度の安山岩垂円～円礫を主体とする。基質は粗粒砂である。

[氾濫原堆積物]

葛根田川の谷底低地に広く分布する。砂質礫。新鮮な径20～200 cm程度の安山岩垂円～円礫を主体とする。基質は粗粒砂である。

[崖錐性堆積物]

葛根田川の谷壁斜面基部付近、段丘崖の基部付近、その他崖斜面の基部付近に分布する。シルト質礫を主体とする。

[火山岩屑堆積物]

岩手火山南麓を形成する火山斜面に広く分布する。火山灰、スコリア、火山礫及び軽石からなる。黄褐色を呈す。

[段丘堆積物]

葛根田川沿い及び正徳沢、オノギワラ沢などの支流沿いに分布する。砂質礫。新鮮な径20～50 cmの安山岩垂円～円礫を主体とする。基質は、葛根田川沿いの段丘堆積物では粗粒砂、支流沿いの段丘堆積物ではシルト質中粒砂である。

[篠ヶ森火砕流堆積物]

長山篠ヶ森付近の葛根田川の左岸谷壁に分布する。火山灰、軽石及び火山礫からなる（図6）。軽石及び火山礫は径3～20 cm程度で石英安山岩質であり、軽石は灰白色～暗灰色を呈す。主要部は基質支持であり、一部に不明瞭ながら成層構造がみられる。

[玄武温泉溶岩]

安山岩質の溶岩。層厚10～15 mで主要部は柱状節理が発達する（図4）。上部の数m区間は板状の節理が発達し、揮発成分が抜けたとみられる扁平な孔が多数確認される。最下部には、層厚40～100 cmの角礫と砂状部からなるクリンカー一部が分布する。クリンカー部の上位は、厚さ2 m程度主要部より柱状節理の多い区間がある。

[有根層]

砂質礫。新鮮な径10～100 m程度の安山岩垂円～円礫が主体をなす（図4、図5）。覆瓦構造が確認される。基質は粗粒砂で半固結状である。玄武温泉北側では最上部に厚さ70 cm程度のシルト質砂層が分布する。土井（2000）では本層を洪段丘及び高松段丘

に対比しているが、断層下盤側の長山篠ヶ森付近に分布する篠ヶ森層とは層相が大きく異なることから、本調査では区別している。

[篠ヶ森層]

砂質礫、粗粒砂、火山礫凝灰岩からなる。断層下盤側の長山篠ヶ森付近の篠ヶ森火砕流堆積物に覆われて分布する。玄武温泉溶岩との層位関係は不明である。上述のとおり、土井（2000）は本層を渋民段丘及び高松段丘に対比している。

[高倉火山噴出物]

安山岩質の溶岩、凝灰角礫岩、火山角礫岩及び凝灰岩からなる。玄武温泉西方の葛根田川の河床及び旧県道沿いの崖に露岩する（図5）。葛根田川河床に分布する同層は、凝灰角礫岩と火山角礫岩が主体をなし、厚さ数 m の安山岩溶岩と火山礫凝灰岩が挟在する。旧県道わきの崖に露岩する溶岩は亀裂質である。

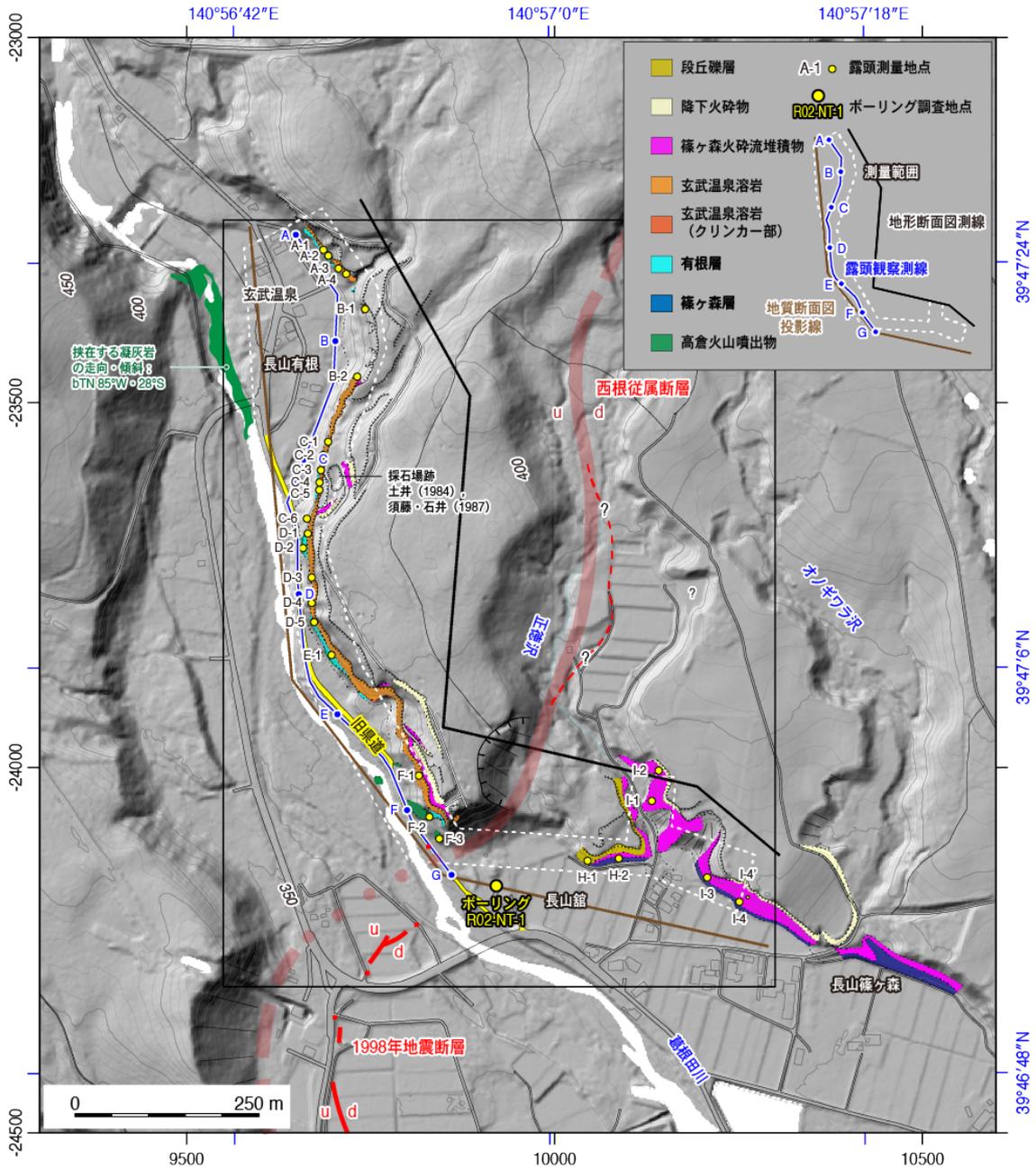


図9 現地踏査に基づく長山有根から長山篠ヶ森に至る区間の西根従属断層周辺の地層分布

本図の範囲を図2に黒枠で示す。1998年岩手県内陸北部の地震(M6.1)に伴う地震断層(赤実線)の分布は越谷・他(1998)による。活断層トレース(半透明の赤太線)の分布は八木・他(2002)による。正徳沢沿い下流域の推定活断層を赤破線で示す。図中の黄色で着色した道路は、雫石町道館・玄武温泉線の通行止め区間。陰影図は、国土地理院提供2mメッシュ航空レーザ地形データを使用して作成した。オノギワラ沢の位置は雫石町発行都市計画図(1:2,500国土基本図X-KE 82-2)に基づく。

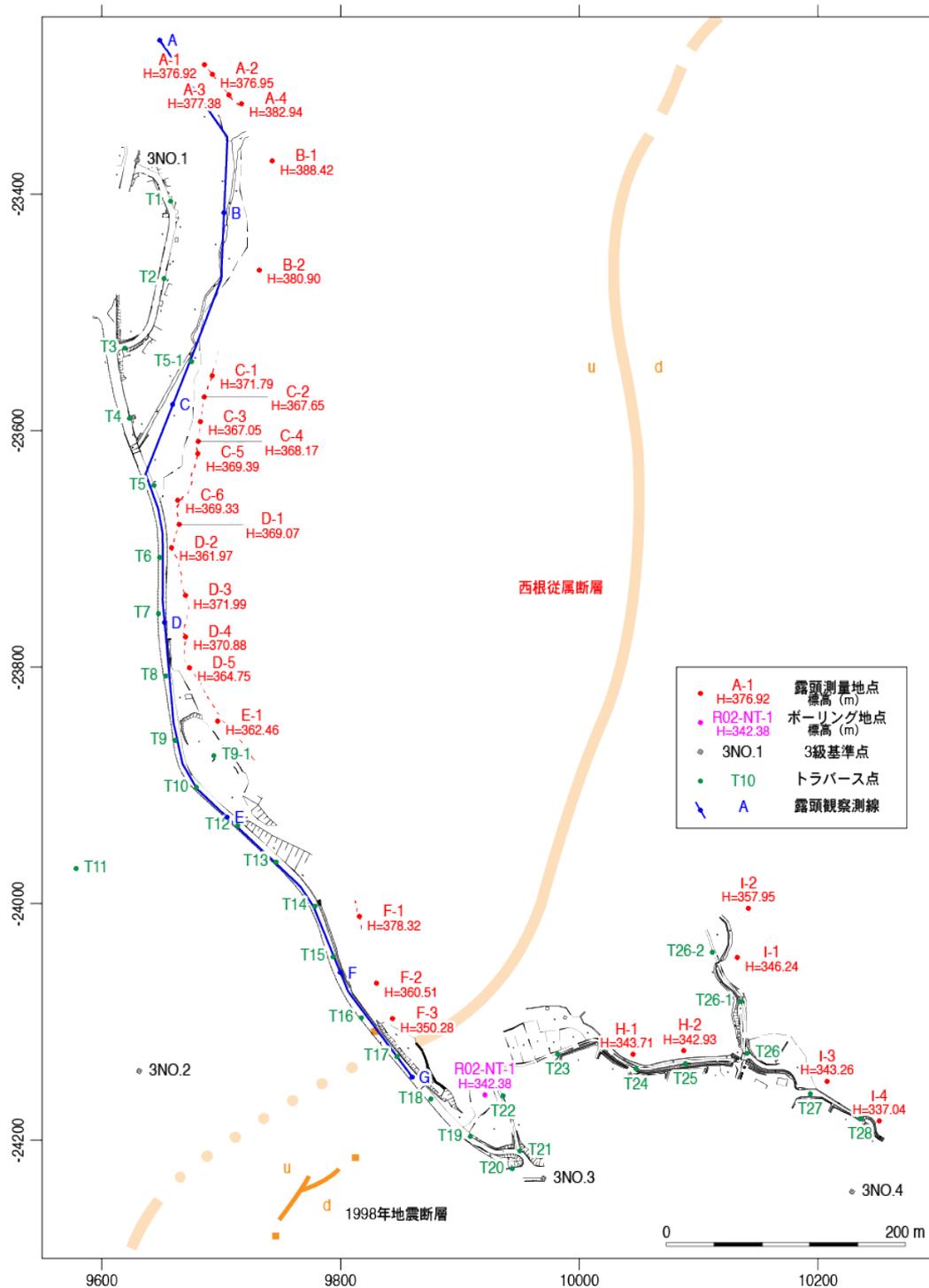


図 10 葛根田川左岸における測量地点

本図の範囲を図 9 に黒枠で示す。1998 年岩手県内陸北部の地震 (M6.1) に伴う地震断層の分布は越谷・他 (1998) による。活断層トレースの分布は八木・他 (2002) による。

ii) 主な地層と地形面の分布高度

航空レーザ詳細地形データを用いた計測や測量に基づいた主な地層と地形面の分布高度は以下の通りである。葛根田川左岸に見られる代表的な露頭の地質柱状図を図 11 に示す。

[氾濫原]

氾濫原の分布高度は玄武温泉付近で標高 365～367 m であり、葛根田川に沿って 1.5° 程度の傾斜をもってほぼ一様に南東に高度を下げ、ボーリング地点 (R02-NT-1; 図 7、図 9) 付近で標高 342 m 程度となる。

[段丘面 2 及び 1]

段丘面 2 及び 1 は、篠ヶ森火砕流堆積物の堆積原面を開析する正徳沢、オノギワラ沢及び玄武温泉東方の谷 a (図 7 に示す) 沿いに分布する。玄武温泉東方の谷 a に分布する段丘面 2 は同谷の最下流に分布し、分布高度は 392～396 m である。この段丘面 2 は葛根田川の氾濫原とは 25～30 m 程度の比高をもつ。一方、正徳沢沿いには段丘面 2 (2') 及び段丘面 1 が分布し、段丘面 1 が段丘面 2 より 3～4 m 程度高い。上述したように、段丘面 1 は西根従属断層の活動により隆起した段丘面 2 の可能性がある。正徳沢沿いの段丘面 2 と葛根田川の氾濫原との比高は 15 m 程度である。

[篠ヶ森火砕流堆積物堆積原面及び地形面 1]

篠ヶ森火砕流堆積物は、断層上盤側で玄武温泉溶岩を被覆して広く分布している。その厚さは 5 m 程度であり、降下火砕物によって被覆される。一方、断層下盤側の篠ヶ森火砕流堆積物は篠ヶ森層を被覆し、層厚が 15～20 m となり、降下火砕物に被覆される。分布の上面高度は、上盤側で 384～387 m であり、下盤側で 356～362 m である。また、葛根田川の左岸谷壁にみられる分布の底面深度は上盤側で 380～382 m であり、下盤側で 339～341 m の間にある。

[玄武温泉溶岩]

玄武温泉溶岩は、玄武温泉東方からボーリング地点の西方まで旧県道沿いの葛根田左岸谷壁にほぼ連続的に分布している。分布高度は、玄武温泉東方でおよそ標高 376～390 m であり、そこでの層厚は 12～15 m である。そこから南方に向けて分布高度を下げ、測量地点 E-1 付近で 363～380 m 程度の分布高度となる。また、測量地点 E-1 付近での層厚は 12～20 m 弱で概ね等厚に近い。また、トラバース点 T-12 付近から東方に分布高度を上げ、測量地点 F-2 付近で 372～384 m となる。測量地点 F-2 付近での層厚は 12 m 程度である。

[有根層]

有根層は、玄武温泉東方からボーリング地点の西方まで葛根田川左岸の谷壁に断続的に分布している。層厚は 6～8 m でほぼ等厚である。分布高度は玄武温泉東方で 370～376 m、測量地点 E-1 付近で 358～365 m である。そして、玄武温泉溶岩と同様にトラバース点 T-12 付近から分布高度を上げ、測量地点 F-2 付近で 363～372 m となる。

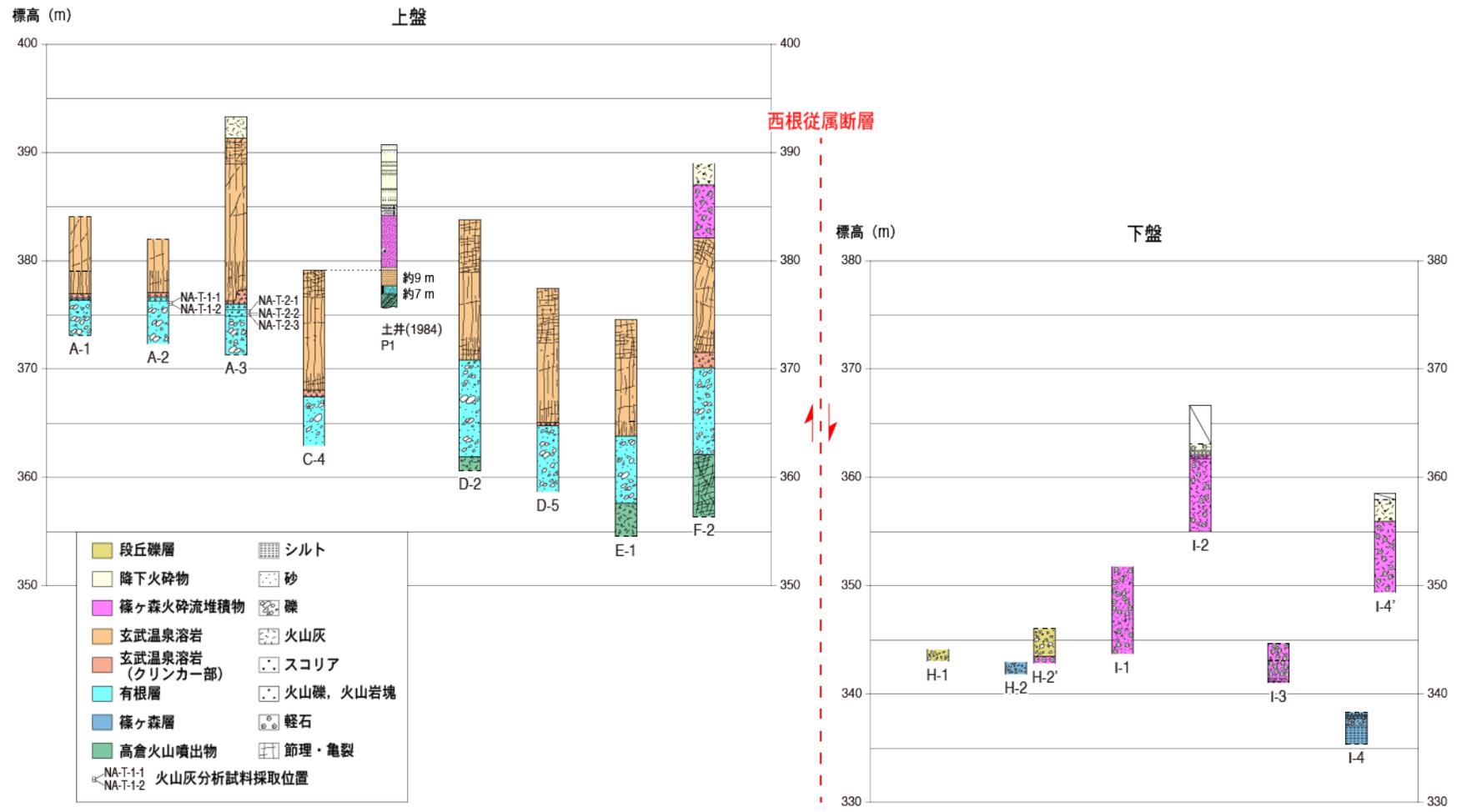


図 11 葛根田川左岸に見られる代表的な露頭の地質柱状図

土井（1984）の P1 地点における篠ヶ森火砕流堆積物の上面の標高は、同露頭における玄武温泉溶岩上面と隣接する測量地点 C-4 の玄武温泉溶岩上面の標高が同一と仮定して推定した。断層面の傾斜は考慮していないことに注意（実際は西傾斜：地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005a））。

[高倉火山噴出物]

高倉火山噴出物は、旧県道沿いの葛根田川左岸谷壁に断続的に分布する。同層の上限面の分布高度は測量地点 D-2 で約 363 m、測量地点 E-1 で約 358 m、測量地点 F-2 で約 363 m である。

c) ボーリング調査

i) 調査概要

推定される断層の下盤側で地表から掘進長 80 m のボーリング (R02-NT-Br-No. 1、以下 R02-NT-1) を掘削し、オールコア試料を採取した。掘削地点は葛根田川左岸の氾濫原に位置し、孔口標高は 342.38 m である (図 7、図 9、図 10)。ボーリングコアは、表面についた汚れをきれいに洗浄し、2.5 m 区間毎に写真を撮影した。また、コアは観察するとともに、後述する K-Ar 年代測定及び火山灰分析の試料を採取した。

ボーリングコアには後述するように、上位から、盛土、砂礫層、変位基準となる篠ヶ森火砕流とみられる火砕流堆積物、砂礫層及び高倉火山の火山噴出物の分布が認められた。一方、上盤側に広く分布する玄武温泉溶岩は確認されなかった。また、篠ヶ森火砕流と高倉火山噴出物の間に分布する砂礫層の厚さ (約 44 m) は、上盤側の露頭で確認される有根層のそれ (層厚約 6 ~ 8 m) に比べて有意に厚い。そのため、この砂礫層は有根層とそれ以外の砂礫層に区分できる可能性がある。そこで、礫層の区分を検討する資料を得る目的で、コアの針貫入試験を実施した。針貫入試験は、地層の固さを評価するために、地層に針を一定量貫入させその時の荷重と貫入量から針貫入勾配を求めるものである。試験器は株式会社丸東製作所作製の軟岩ペネトロ計 (SH-70) を使用した。測定点は、礫層の基質、砂質シルト層及び火砕流堆積物とし、ボーリングの掘進方向に沿って 20 cm 間隔で測定点を設けた。測定点が礫にあたる場合は、その礫の直近の基質を対象とした。ボーリングコア写真を図 12~図 15 に示す。また、針貫入試験結果を図 16 に示す。

ii) 調査地点周辺の地形・地質

R02-NT-1 孔の東南東方は、葛根田川左岸の氾濫原が広く分布し、水田耕作に利用されている。この氾濫原の北側には比高 15~25 m の南南西向きの崖が西北西-東南東方向に延びている (図 7、図 8c)。この崖は、その延びの方向が葛根田川の流下方向に調和的であり、基部の平面形態が蛇行とみられる曲線状を呈すことから、葛根田川の側方侵食で形成された侵食崖であると判断される。一方、R02-NT-1 孔の北西側は、比高 55 m 程度の崖地形であり (図 7、図 8b)、崖地形の基部に零石盆地西縁断層帯が分布するとされ、1998 年の岩手県内陸北部の地震の際にも構造物の変状が確認されている (越谷・他、1998) (図 7)。この変状は、越谷・他 (1998) に示されているとおり、1998 年の地震で出現した地震断層の北東方延長にあたる。したがって、R02-NT-1 孔の位置は地震断層の下盤側にあたる。

iii) ボーリングコアでみられる地質

観察の結果、ボーリングコアには、盛土、砂礫層、火砕流堆積物、凝灰角礫岩及び安

山岩溶岩が確認された（図 12～図 15）。ボーリング掘削前に存在が推定された玄武温泉溶岩はボーリングコアでは確認されず、砂礫層の下位に高倉火山噴出物の安山岩質凝灰角礫岩及び安山岩溶岩が出現した。このため、有根層に対比される礫層がどの区間かは不明である。そこで、上述のとおり年代に関する情報を得る目的でコアにみられた砂礫層の基質を採取し火山灰分析に供した。また、コアで確認された火砕流堆積物についても火山灰分析を実施した。

コアの観察及び針貫入試験の結果、深度 1.00～8.42 m に分布する砂礫層、深度 8.42～9.71 m の火砕流堆積物の地層境界で、針貫入勾配に違いが認められた（図 16）。また、火砕流堆積物の下位の厚い礫層は、深度 22～25 m 付近を境に針貫入勾配に明らかな違いが認められることから、上位の礫層 1 と下位の礫層 2 に区分した。岩相観察及び後述する火山灰分析の結果と地質踏査によるボーリング調査地点周辺の地層の分布を参考にして、ここでは礫層 1 を有根層と、礫層 2 を篠ヶ森層と解釈した。また、礫層 1 の上位の火砕流堆積物についても、岩相と周辺の地層の分布を参考にして篠ヶ森火砕流堆積物と解釈した。コア観察及び針貫入試験に基づく R02-NT-1 コアの地層区分を図 17 に示す。

以下にボーリングコアにみられる地質及び針貫入勾配を記す。

[盛土（深度 0.00～1.00 m）]

砂質礫からなる。礫は径 2.5～7 cm の新鮮な安山岩亜円～亜角礫を主体とする。基質は粗粒～中粒砂である。

[氾濫原堆積物（深度 1.00～8.42 m）]

1.00～8.42 m：砂質礫

礫は径 1 cm 以下の細礫と径 3～15 cm 程度の新鮮な安山岩亜円～円礫を主体とする。淘汰はやや不良で、礫率は 50%程度である。基質は粗粒～中粒砂であり、にぶい赤褐色を呈する。礫支持である。針貫入勾配は 0.6～1.0 N/mm で、平均 0.8 N/mm である。

[篠ヶ森火砕流堆積物（深度 8.42～9.71 m）]

8.42～9.71 m：火砕流堆積物

火山灰、軽石及び火山礫からなる。軽石は径 1～12 cm で石英安山岩質であり、灰白色～暗灰色を呈す。基質支持である。針貫入勾配は 1.0～1.7 N/mm で、平均 1.4 N/mm である。

[礫層 1：有根層相当層（深度 9.71～22.50 m）]

9.71～9.80 m：シルト混じり粗粒砂層

半固結状の粗粒砂層でシルトが混じる。にぶい赤褐色を呈する。

9.80～14.08 m：砂質礫

礫は径 1 cm 以下の細礫と径 5～60 cm 程度の新鮮な安山岩亜円～亜角礫を主体とする。淘汰はやや不良～不良で、礫率はおおむね 40～50%程度である。基質は中粒～粗粒砂である。暗赤褐色～にぶい赤褐色を呈する。礫支持である。針貫入勾配は 1.3 N/mm である。

14.08～14.43 m：礫混じり砂質シルト層

半固結状の火山灰質の砂質シルト。針貫入勾配は 1.2～2.2 N/mm で、平均 1.7 N/mm である。

14. 43～22. 50 m：砂質礫

礫は径 1 cm 以下の細礫と径 5～60 cm 程度の新鮮な安山岩亜円～亜角礫を主体とする。淘汰はやや不良～不良で、礫率はおおむね 40～50%程度である。基質は中粒～粗粒砂である。暗赤褐色～にぶい赤褐色を呈する。礫支持である。針貫入勾配は 0.9～3.6 N/mm で、平均 1.7 N/mm である。

[礫層 2：篠ヶ森層相当層（深度 22.50～53.78 m）]

22. 50～53. 78 m：砂質礫

礫は径 1 cm 以下の細礫と径 4～80 cm 程度の新鮮～やや新鮮な安山岩亜円～亜角礫を主体とする。径 20 cm を超える礫も多く含まれる。淘汰はやや不良～不良で、礫率はおおむね 50%程度である。基質は粗粒～中粒砂で、半固結状である。暗赤褐色～褐色～にぶい赤褐色を呈する。礫支持である。

針貫入勾配は、22.50～28.22 m 区間で深度方向に漸移的に高くなる。28.60 m 以深はほぼ一定となる。22.50～28.22 m での針貫入勾配は 1.3～5.1 N/mm で、平均 2.7 m 以深のそれは 3.3～5.2 N/mm で、平均 4.5 N/mm である。

[高倉火山噴出物（深度 53.78～80.00 m）]

53. 78～71. 65 m：安山岩質凝灰角礫岩

角礫は径 2～10 cm 程度の風化した安山岩角～亜角礫を主体とする。淘汰はやや良で、礫率は 10～30%程度である。基質は粗粒～中粒状の火山灰からなる。全体的に脆く、風化しており、コアに亀裂が入り、乱れる部分がみられる。暗赤褐色を呈する。

71. 65～78. 00 m：安山岩質のアア溶岩

おおむね風化した安山岩質の溶岩。一部で脆くなっており、亀裂が入り、崩れて角礫状をなす部分がみられる。

78. 00～80. 00 m：安山岩質凝灰角礫岩

角礫は径 2～7 cm 程度の風化した安山岩亜角～角礫を主体とする。淘汰はやや良で、礫率は 10%程度である。基質は中粒～粗粒状の火山灰からなる。全体的に風化しており、コアに亀裂がみられる。にぶい赤褐色を呈する。

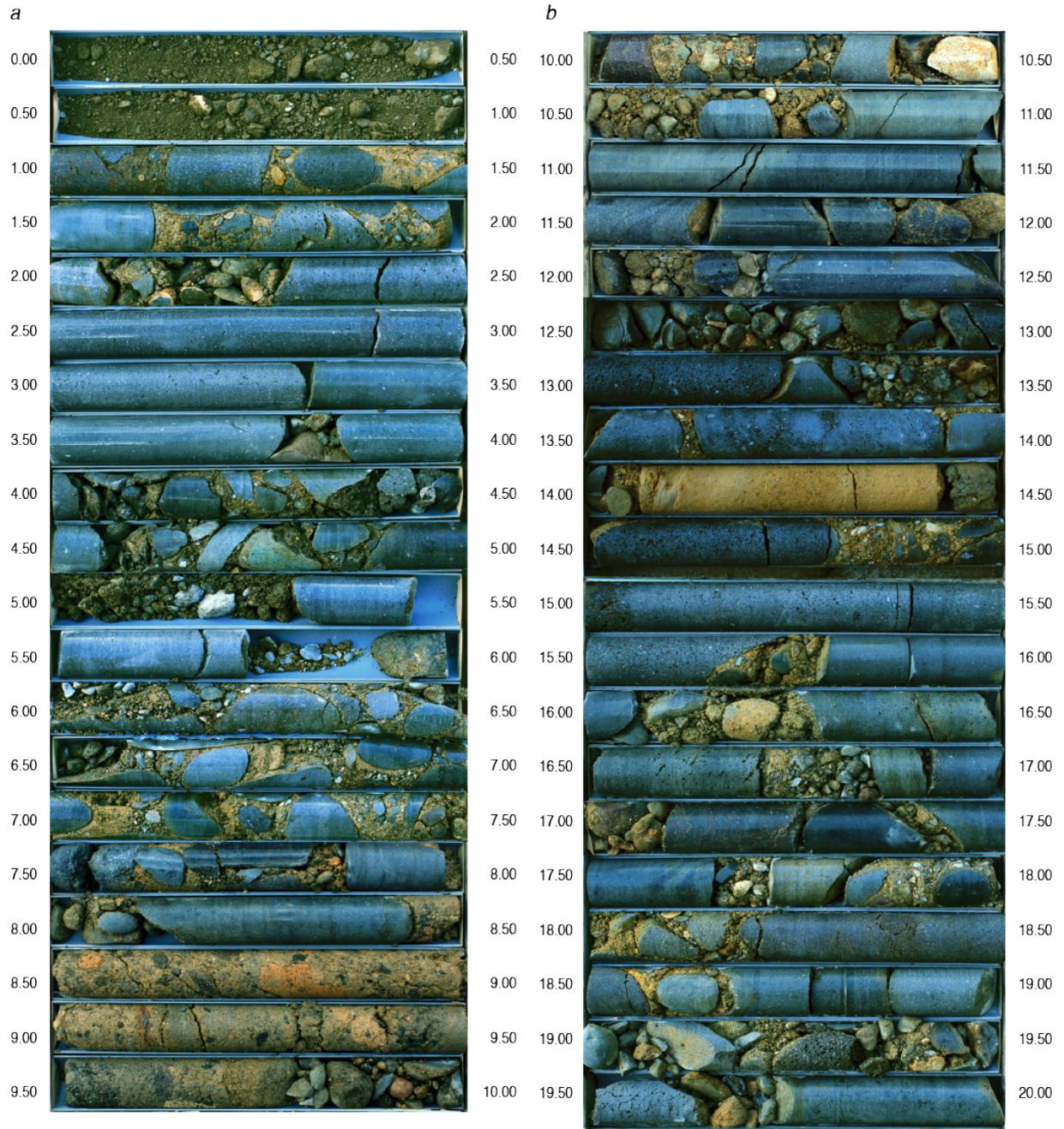


図 12 R02-NT-1 コア写真

(a) 深度 0 ~ 10 m、(b) 深度 10 ~ 20 m。

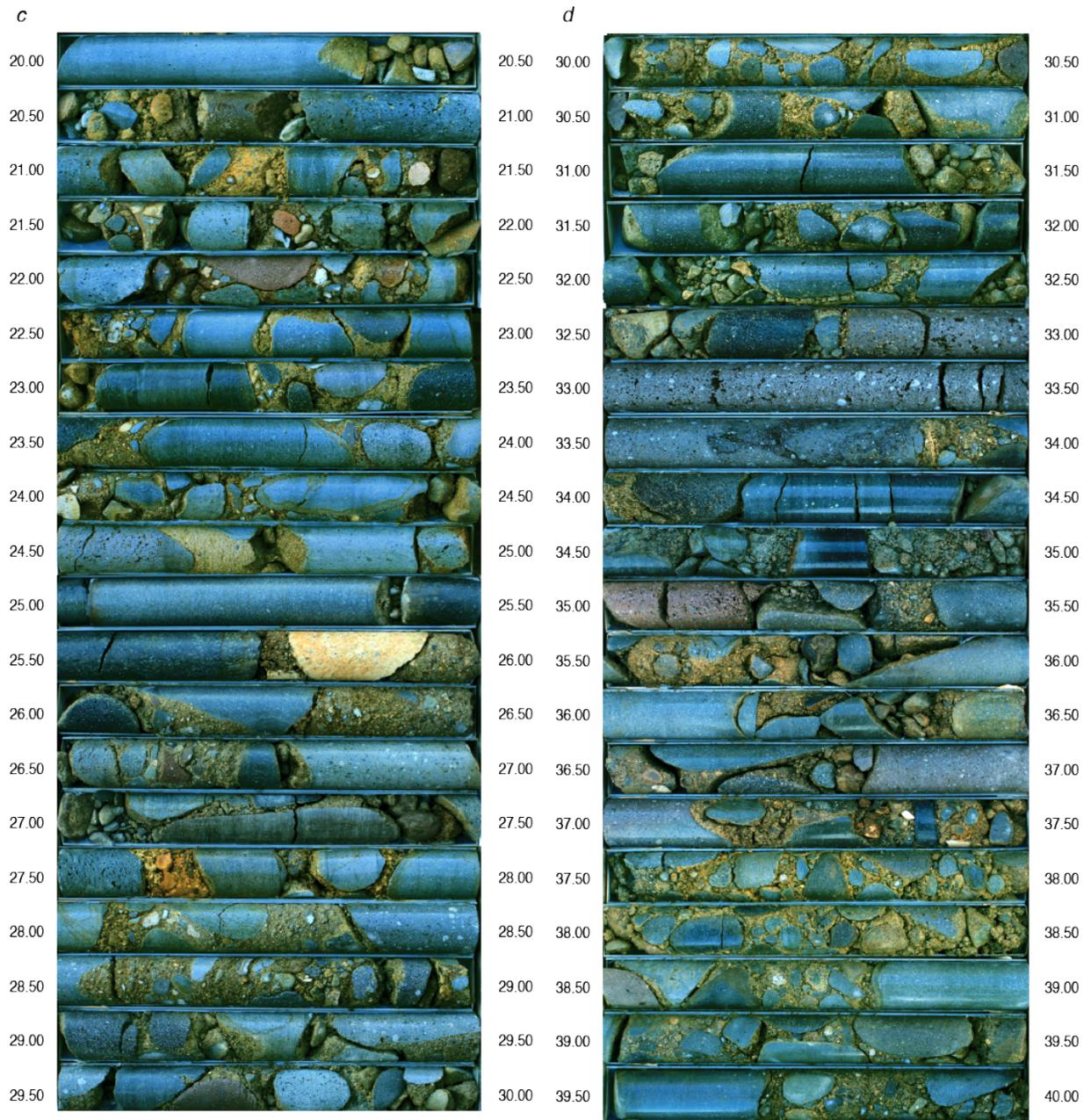


図 13 R02-NT-1 コア写真

(c) 深度 20～30 m、(d) 深度 30～40 m。

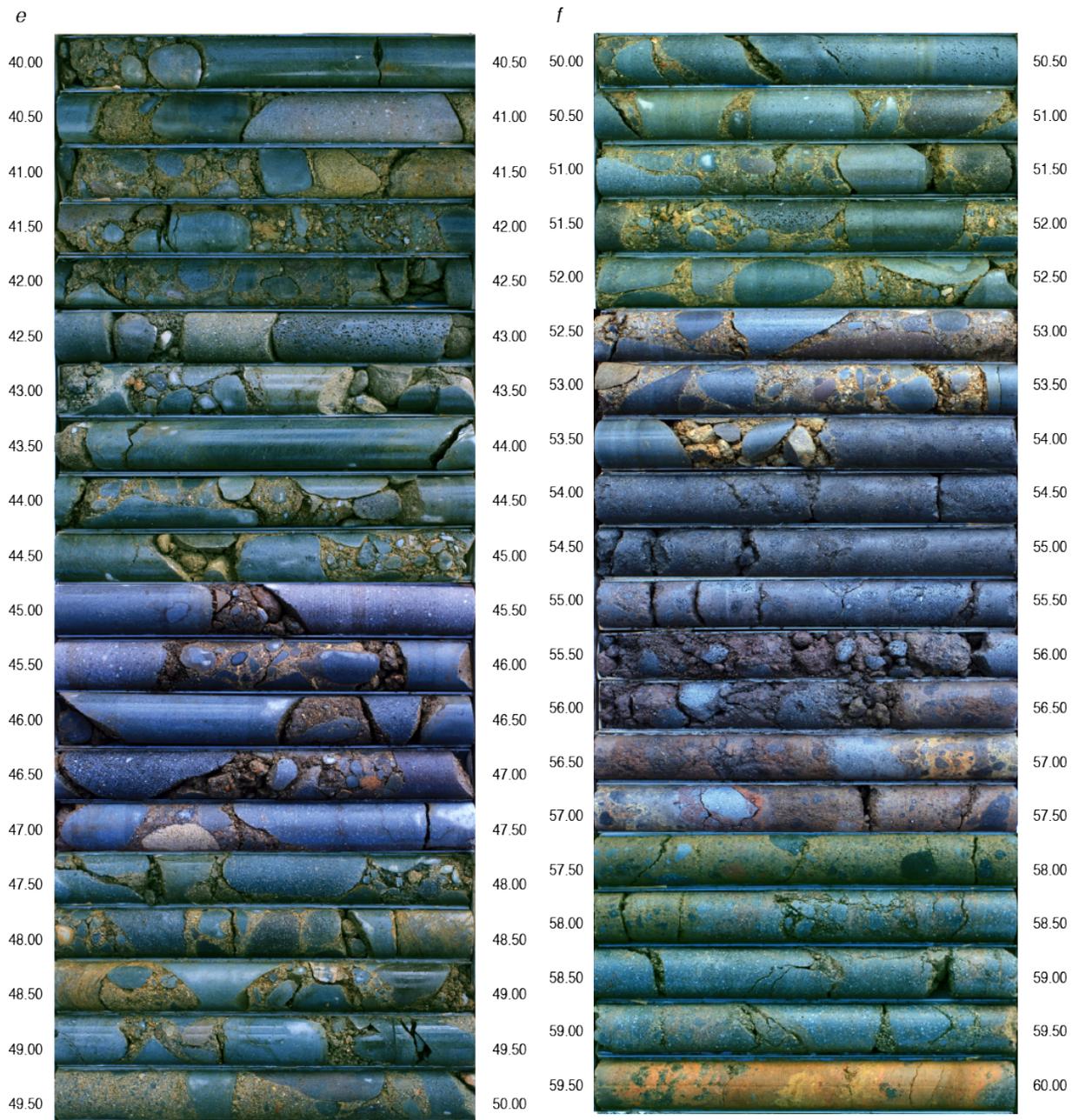


図 14 R02-NT-1 コア写真

(e) 深度 40～50 m、(f) 深度 50～60 m。



図 15 R02-NT-1 コア写真

(g) 深度 60～70 m、(h) 深度 70～80 m。

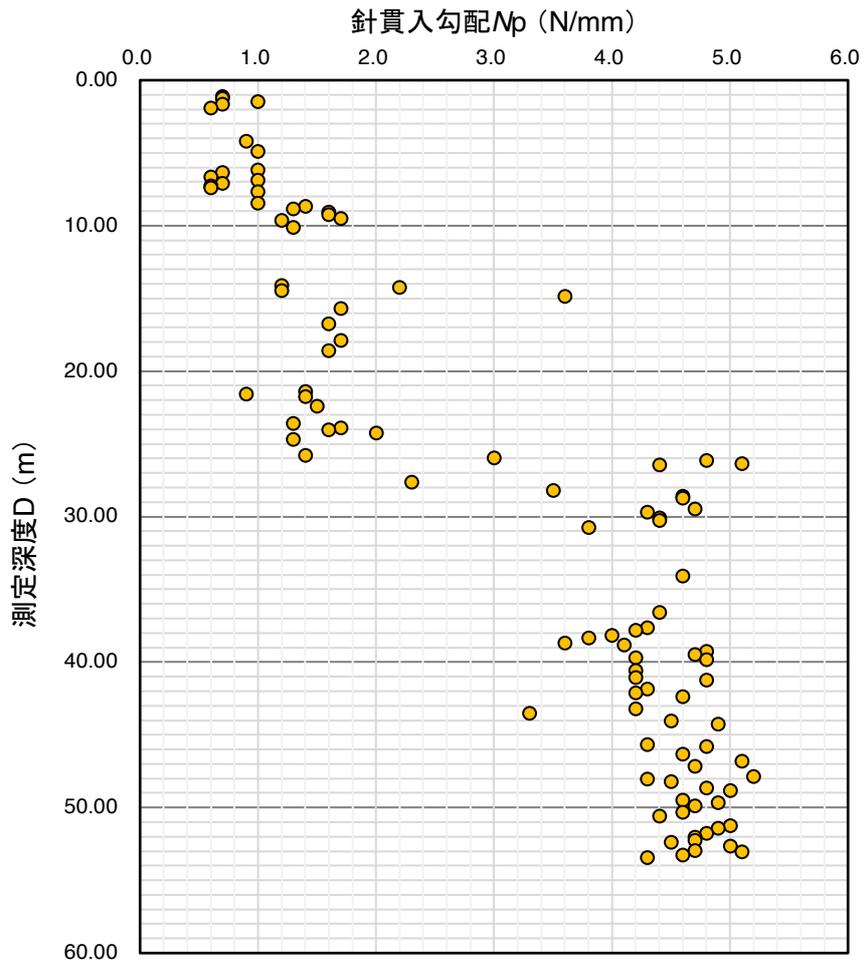


図 16 R02-NT-1 コアにおける針貫入試験結果

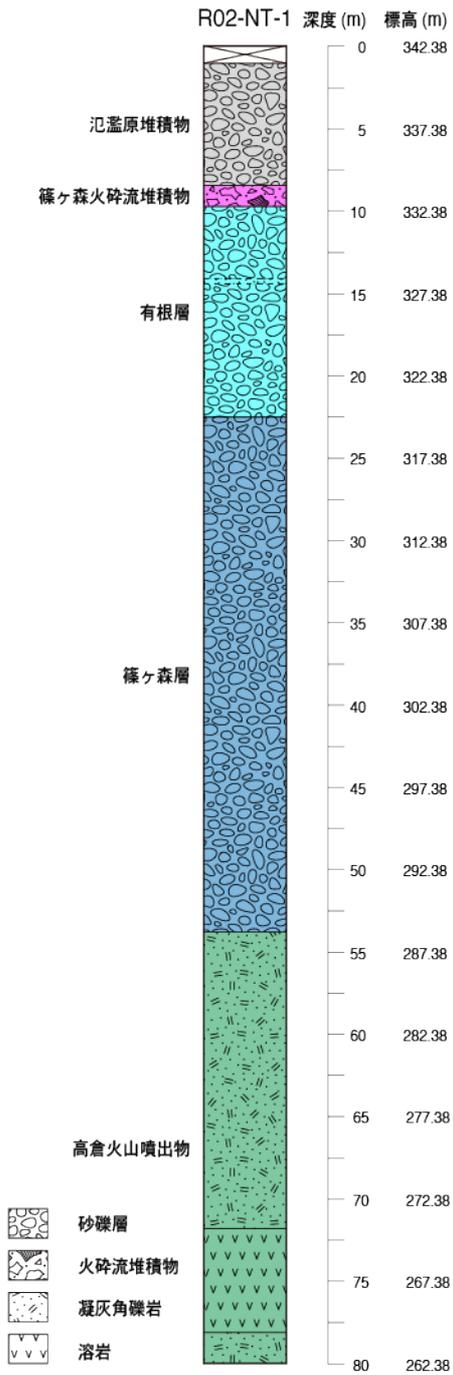


図 17 コア観察と土質試験に基づく R02-NT-1 コアの地層区分

d) 地質断面図の作成と地層・地形面の変位・変形量の検討

葛根田川左岸地域の地質踏査結果とボーリング調査結果に基づき、西根従属断層を横切る地質断面図を作成した（図 18、図 19）。断面図は、露頭観察地点の伸びが大局的に北西部、中央部、南東部で異なることから、図 9 に示すように 3 つの区間を設定して投影した。

断層を境にした両側で対比可能な地層または地形面として、地形面 1・篠ヶ森火砕流堆積物堆積原面、有根層及び高倉火山噴出物の侵食面があげられる。それらの高度分布と断層を挟んだ落差は以下のとおりである。

[篠ヶ森火砕流堆積原面、地形面 1]

篠ヶ森火砕流堆積物は、断層上盤側で玄武温泉溶岩を被覆して広く分布している（図 9）。その厚さは 5 m 程度であり、降下火砕物によって被覆される（図 11）。一方、断層下盤側の篠ヶ森火砕流堆積物は篠ヶ森層を被覆し、層厚が 15～20 m となり、降下火砕物に被覆される。分布の上面高度は、上盤側で 384～387 m であり、下盤側で 356～362 m である（図 11）。したがって、上面の分布高度の落差は約 22～31 m と見積もられる。この落差は地形断面図から見積もられた地形面 1 の東側低下の落差（30 m 程度）と調和的である（図 8）。

ところで、葛根田川の左岸谷壁にみられる篠ヶ森火砕流堆積物の分布の底面深度は上盤側で 380～382 m であり、下盤側で 339～341 m の間にある。すなわち、断層上盤側と下盤側では層厚が 10～15 m 相違し、断層下盤側で厚くなっている。これは、篠ヶ森火砕流が火口から噴出した時点で、ほぼ断層に沿って東向きの比高 10～15 m 程度の崖が存在し、流下してきた火砕流がその崖を覆って断層の両側に堆積したものと推定される。

上述のとおり、ボーリング（R02-NT-1）コアにも篠ヶ森火砕流堆積物が捕捉されている（図 17）。その分布標高は、332.67～333.96 m であり、葛根田川の左岸谷壁にみられる同層の分布高度より低い。ボーリングコアでは篠ヶ森火砕流堆積物の上位が氾濫原堆積物であり、氾濫原堆積物の堆積前にボーリング地点付近では篠ヶ森火砕流堆積物の大半が葛根田川の侵食により失われ、わずかに層厚 1 m 程度が侵食から免れたと推定される。また、ボーリング地点の同層底面は、葛根田川左岸谷壁のそれより 9 m 程度低くなっているが、これは、火砕流の噴出時点においてボーリング地点と葛根田川左岸谷壁付近に地表面の高度不連続があり、火砕流がその高度不連続を覆ったものと解釈される。この高度不連続は葛根田川に近いことから、段丘地形であると推定される。すなわち、篠ヶ森火砕流堆積物が葛根田川現左岸谷壁付近では当時の段丘の上面に定着し、一方、ボーリング地点付近ではその段丘面より一段低い段丘面かその当時の氾濫原を被覆したものと考えられる（図 18、図 19）。

[有根層]

有根層は、玄武温泉東方からボーリング地点の西方まで葛根田川左岸の谷壁に断続的に分布している（図 9）。層厚は 6～8 m でほぼ等厚である。分布高度は、玄武温泉東方で 370～376 m、測量地点 E-1 付近で 358～365 m である（図 11）。そして、上位の玄武温泉溶岩と同様にトラバース点 T-12 付近から分布高度を上げ、測量地点 F-2 付近で 363～372 m となる。一方、断層下盤側で掘削した R02-NT-1 には、深度 9.71～22.50 m に有根層に相当するとみられる礫層が分布する。この標高は 332.665～319.875 m である（図

17)。R02-NT-1 の有根層上面と断層近傍の測量地点 E-1 付近及び測量地点 F-2 付近の同層上面の分布高度を比較すると、落差はそれぞれ約 32 m 及び約 39 m となる。したがって、有根層上面の落差は、約 32～39 m と推定される。

[高倉火山噴出物上限面]

断層上盤側の高倉火山噴出物は、旧県道沿いの葛根田川左岸谷壁に断続的に分布する(図 9)。上盤側の同層上限面の分布は、測量地点 D-2 で約 363 m、測量地点 E-1 で約 358 m、測量地点 F-2 で約 363 m である(図 11)。露頭で確認できる限り、同層の上限面の起伏は 1 m 程度以下であり平坦である。一方、断層下盤側で掘削した R02-NT-1 で確認された高倉火山噴出物上限面の深度は 53.78 m であり、その標高は 288.60 m である(図 11)。したがって、同層上限面の落差は約 69～74 m (R02-NT-1 の高倉火山噴出物上面と測量地点 D-2、測量地点 E-1 及び測量地点 F-2 の同上面の落差はそれぞれ約 74 m、約 69 m 及び約 74 m) と見積もられる。

以上のように西根従属断層では、変位基準にいずれも東側低下の落差が認められ、また変位の累積が認められた。

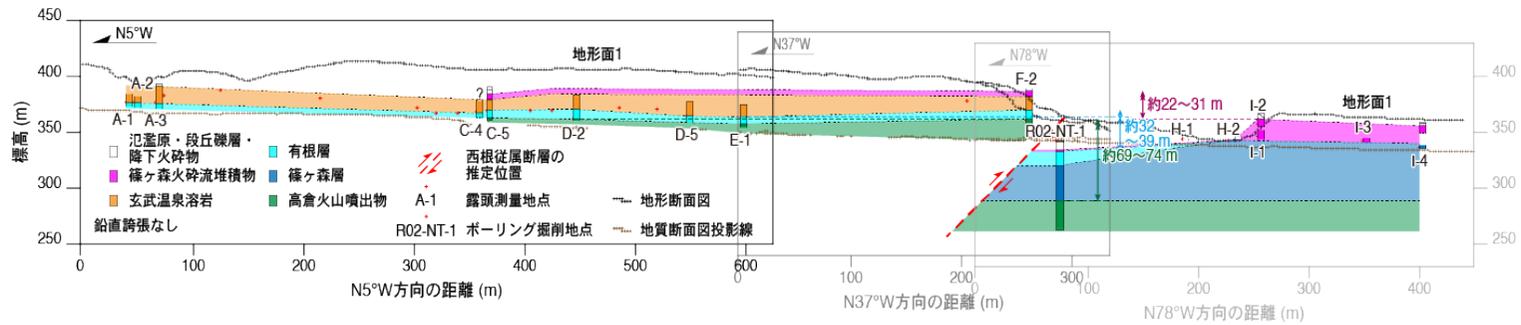


図 18 露頭踏査とボーリング調査に基づく葛根田川左岸における西根従属断層を横切る地質断面図（鉛直強調なし）

断面図投影測線を図 9 に示す。

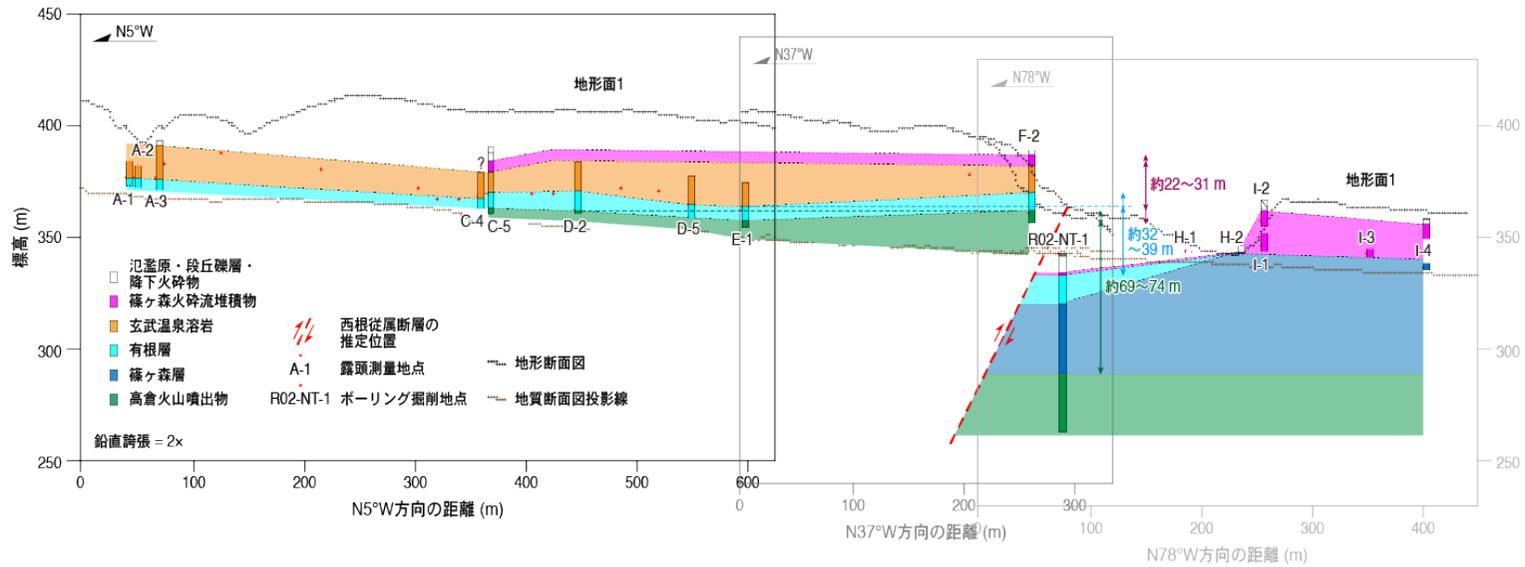


図 19 露頭踏査とボーリング調査に基づく葛根田川左岸における西根従属断層を横切る地質断面図（鉛直強調 2 倍）

断面図投影測線を図 9 に示す。

e) 試料分析

i) 実施した試料分析

本調査では、地層の年代に関する資料を得るため、フィッション・トラック年代測定、K-Ar 年代測定及び火山灰分析を実施した。

フィッション・トラック年代測定は、断層下盤側に分布する軽石質の火砕流堆積物である篠ヶ森火砕流堆積物を対象とし、分析試料は長山猫沢地内の正徳沢左岸の露頭（図 9、図 10、図 11 の測量地点 I-1）から 1 試料を採取した（図 6）。測定は株式会社京都フィッション・トラックに依頼した。

K-Ar 年代測定は、玄武温泉溶岩及び高倉火山噴出物のうち安山岩溶岩で行った。このうち玄武温泉溶岩は、玄武温泉東方の崖（図 9 の露頭測量地点 A-4）から 1 試料を採取した。高倉火山噴出物に挟在する溶岩については、断層上盤側の葛根田川左岸谷壁に露出する溶岩から 1 試料（図 9、図 10、図 11 の露頭測量地点 F-2）及びボーリングコアで確認された溶岩 1 試料（深度 73.5～73.7 m）を分析対象とした。測定はいずれも石基部分を対象とした。なお、K-Ar 年代測定と並行して、3 試料について全岩化学組成分析を実施した。分析・測定は株式会社蒜山地質年代学研究所に依頼した。

玄武温泉東方の崖に分布する有根層の年代に関する情報を得るため、礫層最上部の細粒部分を、またボーリングコアの解析により二分した礫層（上位の有根層と下位の篠ヶ森層）の解釈の妥当性を検討するため、ボーリングコアから礫層の基質を、それぞれ採取し火山灰分析を実施した。分析は株式会社古澤地質に依頼した。

ii) フィッション・トラック年代測定

分析した試料は、高温酸化を受けた黒褐色を呈する大型軽石のみを対象とし、試料からジルコンを分離した。ジルコンは、粒径や晶壁にかなりの違いが認められるが、無色透明である点で共通する。この状況から、抽出されたジルコンは多源結晶の混在が推定されるものの、高温酸化により十分アニーリングを受け、噴出時にトータルリセットされた可能性が高いと判断される。分析対象とした篠ヶ森火砕流堆積物と同一噴火イベントの噴出物とされる雪浦軽石が示す非常に若いジルコンフィッション・トラック年代 (67 ± 7 ka, 伊藤・他, 2007)、また壇原 (1995) が示す第四紀テフラのジルコンフィッション・トラック年代データにおける測定精度と測定粒子数の関係を考慮して、今回の分析は通常の 4 倍程度の 120 個のジルコン粒子の測定を行なった。測定の結果、フィッション・トラック年代に直結する自発シグナルは、120 粒子を対象にしたにも関わらず、わずかトータル 7 本のみであった。しかし良好な測年試料のため、全測定粒子 120 個がトータルリセットされたものとみなし、加重平均値として 0.07 ± 0.03 Ma (70 ± 30 ka) が得られた（表 1）。この結果は、647 個ものジルコン粒子を測定した雪浦軽石の年代よりも誤差が大きいものの、その年代値は伊藤・他 (2007) による雪浦軽石と整合的であり、篠ヶ森火砕流堆積物と雪浦軽石が同時異相である可能性を支持している。この結果を受けて、後述する篠ヶ森火砕流堆積物上面（堆積原面）を指標とした西根従属断層の上下方向の変位速度の算出には、同面の形成年代として本分析結果 (70 ± 30 ka) を用いるとともに、雪浦軽石の年代 (67 ± 7 ka) を採用した場合も示した。

表1 篠ヶ森火砕流堆積物のジルコンフィッション・トラック年代測定結果

試料名	(1) 測定方法	結晶数 (個)	自発核分裂飛跡		²³⁸ U 計数 (サンプル)		²³⁸ U 計数 (スタンダード)		Zeta 値 ζ (cm ² ・yr ⁻¹)	(4) 相関係数 r	(5) χ ² 検定 Pr (χ ²) (%)	ウラン 濃度 (ppm)	(6), (7), (8) LA-ICP-MS-FT 年代値 (Ma) Age ± 1σ
			P_s (cm ⁻²)	N_s	P_u (cm ⁻²)	N_u	P_{ustd} (cm ⁻²)	N_{ustd}					
			R02-NT-FT-1	Ext. S	120	1.70×10^3	7	1.34×10^{10}					

(1) 測定方法 : LA-ICP-MS-FT (Ext. S : 外部面)

(2) ウランカウント数 (N_s 計数面積への補正值)

(3) 測定面積補正值 : N_s 計数面積 / レーザースポット面積

²³⁸U 濃度測定用標準試料 : Nancy 91500 (平均 : 84ppm 片を使用)

(4) ρ_s と ρ_u の相関係数

(5) Pr (χ²) : χ² 値の自由度 (n-1) の χ² 分布における上側確率 (Galbraith, 1981)

(6) 年代値 : $t = (1/\lambda_D) \cdot \ln[1 + \lambda_D \cdot \zeta \cdot (N_s/N_u) \cdot \rho_{ustd}]$

(7) 誤差 : $\sigma t = t \times [1/\Sigma N_s + 1/\Sigma N_u + 1/\Sigma N_{ustd} + (\sigma_\zeta/\zeta)^2]^{1/2}$

(8) ²³⁸U の全壊変定数 : $\lambda_D = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$

iii) K-Ar 年代測定

K-Ar 年代測定を実施した試料一覧を表 2 に示す。K-Ar 年代測定と並行して実施した全岩化学組成分析は K-Ar 年代測定と同一試料を対象とした。

表 2 K-Ar 年代測定試料一覧

試料名	採取位置	採取層準	岩相
R02-NA-KAr-1	玄武温泉東方	玄武温泉溶岩	安山岩溶岩
R02-NA-KAr-2	旧県道沿いの崖	高倉火山噴出物	安山岩溶岩
R02-NT-KAr-1	ボーリングコア R02-NT-1 の深度 73.5~73.7m	高倉火山噴出物	安山岩溶岩

iii-1) 主成分元素分析 (XRF 分析)

XRF 分析 (蛍光 X 線分析、ガラスビード法) による 3 試料の全岩化学組成分析 (主要元素: Si、Al、Fe、Mn、Mg、Ca、Na、K、P) の結果を表 3 に示す。なお、分析は Kimura and Yamada (1996) に従った。

分析の結果、高倉火山噴出物の全岩化学組成は断層上盤側 (R02-NA-KAr-2) と下盤側 (R02-NT-KAr-1) で類似しており、両者が同一の火山活動による溶岩である可能性が高いと考えられる。

表 3 XRF 分析による火山岩の全岩化学組成

番号	1	2	3
試料名	R02-NA-KAr-1	R02-NA-KAr-2	R02-NT-KAr-1
SiO ₂ (wt %)	54.21	57.62	58.81
TiO ₂	0.77	0.86	0.85
Al ₂ O ₃	18.17	17.21	16.94
Σ Fe ₂ O ₃	9.66	9.87	8.89
MnO	0.17	0.17	0.16
MgO	4.91	2.70	2.44
CaO	9.84	8.18	7.48
Na ₂ O	2.31	2.94	3.26
K ₂ O	0.44	0.68	0.62
P ₂ O ₅	0.09	0.11	0.13
Total	100.57	100.33	99.58
Ig loss ^{*1}	0.40	0.51	0.38

*1 強熱減量

iii-2) K-Ar 年代測定結果

K-Ar 年代測定の結果、玄武温泉溶岩の K-Ar 年代値として 0.16 ± 0.07 Ma (160 ± 70 ka) が得られた (表 4、表 5)。また、高倉火山噴出物の安山岩溶岩のそれとして、 0.64 ± 0.06 Ma (640 ± 60 ka) 及び 0.54 ± 0.07 Ma (540 ± 70 ka) が得られた (表 4、表 5)。高倉火山噴出物の K-Ar 年代値は断層上盤側 (R02-NA-KAr-2) と下盤側 (R02-NT-KAr-1) で類似しており、全岩化学組成の結果と同様に、両者が同一の火山活動による溶岩であることを示している可能性が高いと考えられる。

玄武温泉溶岩 (須藤・石井, 1987 の小松倉森溶岩) の年代に関しては、これまでに Itaya

et al. (1984)により、試料 R02-NA-KAr-1 と近接する地点から全岩 K-Ar 年代値として 0.954 ± 0.068 Ma が報告されている。また、高倉火山噴出物に関しても、須藤 (1985) により 1.2 ± 0.5 Ma の全岩 K-Ar 年代値が報告されている。これらの既存の年代値は、いずれも今回得られた年代に比べて有意に古い。今回の測定は、表 4 及び表 5 に示すとおり石基を対象にしている。八木 (2015) は、今回の分析試料のような第四紀試料の場合は石基の状態がよほど悪くない限り、石基を測定することで誤差の小さい年代が得られやすいと報告している。この点から、後述する変位速度の見積もりには、今回得られた年代を採用する。

表 4 カリウム分析結果

試料名	測定物 (粒径)	カリウム含有量 (wt. %)	平均値 (wt. %)	再現性 (%)
R02-NA-KAr-1	石基 (187-250 μ m)	0.4848	0.483	0.81
		0.4809		
R02-NA-KAr-2	石基 (187-250 μ m)	0.5740	0.593	0.40
		0.5916		
R02-NT-KAr-1	石基 (187-250 μ m)	0.5834	0.586	0.87
		0.5885		

表 5 K-Ar 年代測定結果

試料名	測定物 (粒径)	カリウム含有量 (wt. %)	放射性起源 ^{40}Ar (10^{-8}cc STP/g)	K-Ar 年代 (Ma)	非放射性起源 ^{40}Ar (%)
R02-NA-KAr-1	石基 (187-250 μ m)	0.483 ± 0.010	0.30 ± 0.13	0.16 ± 0.07	96.2
R02-NA-KAr-2	石基 (187-250 μ m)	0.593 ± 0.012	1.46 ± 0.14	0.64 ± 0.06	84.6
R02-NT-KAr-1	石基 (187-250 μ m)	0.586 ± 0.012	1.23 ± 0.15	0.54 ± 0.07	87.5

iv) 火山灰分析

火山灰分析を実施した試料一覧を表6に示す。

表6 火山灰分析試料一覧

試料名	採取地点	採取深度 (m) 等	種類	採取層準
NT-T-1-1	A-2	有根層最上部	粗粒砂	有根層
NT-T-1-2	A-2	有根層最上部	粗粒砂	有根層
NT-T-1-3	A-3	有根層最上部	シルト質砂	有根層
NT-T-1-4	A-3	有根層最上部	シルト質砂	有根層
NT-T-1-5	A-3	有根層最上部	シルト質砂	有根層
NT-T-B 1-1	R02-NT-Br-No. 1	7.00-7.14	粗粒砂	氾濫原堆積物
NT-T-B 1-2	R02-NT-Br-No. 1	7.20-7.29	粗粒砂	氾濫原堆積物
NT-T-B 1-3	R02-NT-Br-No. 1	7.37-7.45	粗粒砂	氾濫原堆積物
NT-T-B 1-4	R02-NT-Br-No. 1	7.60-7.70	粗粒砂	氾濫原堆積物
NT-T-B 1-5	R02-NT-Br-No. 1	9.68	軽石	篠ヶ森火砕流堆積物
NT-T-B-1	R02-NT-Br-No. 1	14.12-14.16	シルト質砂	礫層 1
NT-T-B 2-1	R02-NT-Br-No. 1	14.16-14.25	シルト質砂	礫層 1
NT-T-B 2-2	R02-NT-Br-No. 1	14.25-14.35	シルト質砂	礫層 1
NT-T-B 2-3	R02-NT-Br-No. 1	14.35-14.45	シルト質砂	礫層 1
NT-T-B-2	R02-NT-Br-No. 1	21.20	粗粒砂	礫層 1
NT-T-B 2-4	R02-NT-Br-No. 1	22.50-22.60	粗粒砂	礫層 2
NT-T-B 2-5	R02-NT-Br-No. 1	22.60-22.66	粗粒砂	礫層 2
NT-T-B 2-6	R02-NT-Br-No. 1	22.74-22.84	粗粒砂	礫層 2
NT-T-B 2-7	R02-NT-Br-No. 1	22.84-22.91	粗粒砂	礫層 2
NT-T-B 2-8	R02-NT-Br-No. 1	23.00-23.05	粗粒砂	礫層 2
NT-T-B 2-9	R02-NT-Br-No. 1	23.24-23.34	粗粒砂	礫層 2
NT-T-B 2-10	R02-NT-Br-No. 1	23.34-23.44	粗粒砂	礫層 2
NT-T-B 2-11	R02-NT-Br-No. 1	23.50-23.60	粗粒砂	礫層 2
NT-T-B-3	R02-NT-Br-No. 1	24.70	粗粒砂	礫層 2
NT-T-B-4	R02-NT-Br-No. 1	28.30	粗粒砂	礫層 2
NT-T-B-5	R02-NT-Br-No. 1	33.90	粗粒砂	礫層 2
NT-T-B-6	R02-NT-Br-No. 1	45.80	粗粒砂	礫層 2
NT-T-B-7	R02-NT-Br-No. 1	52.30	粗粒砂	礫層 2

玄武温泉東方の崖に見られる有根層の最上部については、採取した5試料のすべてに微量ながら火山ガラスの含有が確認された(表7)。そのうち4試料(NA-T-1-1、NA-T-1-2、NA-T-2-1及びNA-T-2-2)について火山ガラスの主成分分析を実施した。分析結果を八甲田第2期火砕流堆積物(八甲田2(Hkd2);町田・新井,2003)及び北東北に広く分布する洞爺テフラ(Toya、町田・新井,2003)の主要成分分析結果を重ねて示した(図20)。この図によると、今回分析した4試料火山ガラスは各成分ともばらつきが認められるが、八甲田第2期火砕流堆積物と比較すると、 Na_2O がわずかにずれていることを除くと、すべての成分で一致が見られる。このことから、有根層の最上部中から検出された火山ガラスは、八甲田第2期火砕流堆積物あるいは同堆積物に関連した降下火砕物である可能性が高い。一方、今回の分析試料と洞爺テフラとを比較すると、 Al_2O_3 と CaO が完全に分離し、 FeO と TiO_2 がおおむね分離していることから、これらは別物であると判断される。したがって、有根層から検出された火山ガラスに洞爺テフラ起源の火山ガラスは含まれていないと判断される。

ボーリングコア R02-NT-Br-No. 1 の砂礫層 (氾濫原堆積物、礫層 1 (有根層)、礫層 2

(篠ヶ森層)) について年代に関する情報を取得するため、表 6 に示すように基質部分 22 試料を採取し、火山灰分析を行なったところ、ほぼ全ての試料でわずかながら火山ガラスが検出された (表 8)。そのうち、8 試料 (NT-T-B 1-1、NT-T-B 1-2、NT-T-B-1、NT-T-B 2-3、NT-T-B 2-4、NT-T-B 2-10、NT-T-B-3、NT-T-B-5) について火山ガラスの主成分分析を実施した。分析結果を、図 20 と同様に八甲田第 2 期火砕流堆積物及び洞爺テフラの主要成分分析結果を重ねて示した (図 21)。この図によると、試料 NT-T-B 2-4 及び試料 NT-T-B-3 については、化学組成が八甲田第 2 期火砕流堆積物と重なるように見える。この 2 試料は、いずれもコア観察及び針貫入試験に基づいて礫層 2 (篠ヶ森層) とした礫層から採取したものである。このことは、篠ヶ森層の堆積年代は有根層とともに八甲田第 2 期テフラの噴出年代より若いことを示している可能性がある。なお、試料 NT-T-B 1-5 は篠ヶ森火砕流堆積物と解釈した火砕流堆積物から採取したものである。同試料からは多数の火山ガラス及び直方 (斜方) 輝石が検出され、それらの屈折率はそれぞれ $n_1.498-1.507$ (モード $1.498-1.501$)、 $\gamma 1.718-1.725$ と測定された (表 8)。

表 7 長山有根の有根層最上部から採取した試料の粒子組成分析結果

試料名	火山ガラスの形態別 含有量 (/3,000 粒子)			重鉱物の含有量 (/3,000 粒子)			β 石英 (/3,000 粒子)	備考
	Bw	Pm	0	Opx	Gho	Cum		
NA-T-1-1	0.3	0	0	14	0	0	0.4	glass EDX
NA-T-1-2	0.6	0	0	10	0	0	0.2	glass EDX
NA-T-2-1	0.2	0	0	3	0	0	0.2	glass EDX
NA-T-2-2	0.3	0	0	1	0	0	0	glass EDX
NA-T-2-3	0.3	0	0	8	0	0	0	

Bw : バブルウォールタイプ、Pm : パミスタイプ、0 : 低発泡タイプ。

Opx : 直方 (斜方) 輝石、Gho : 緑色普通角閃石、Cum : カミングトン閃石。

glass EDX : 火山ガラスの主成分化学組成分析実施試料。

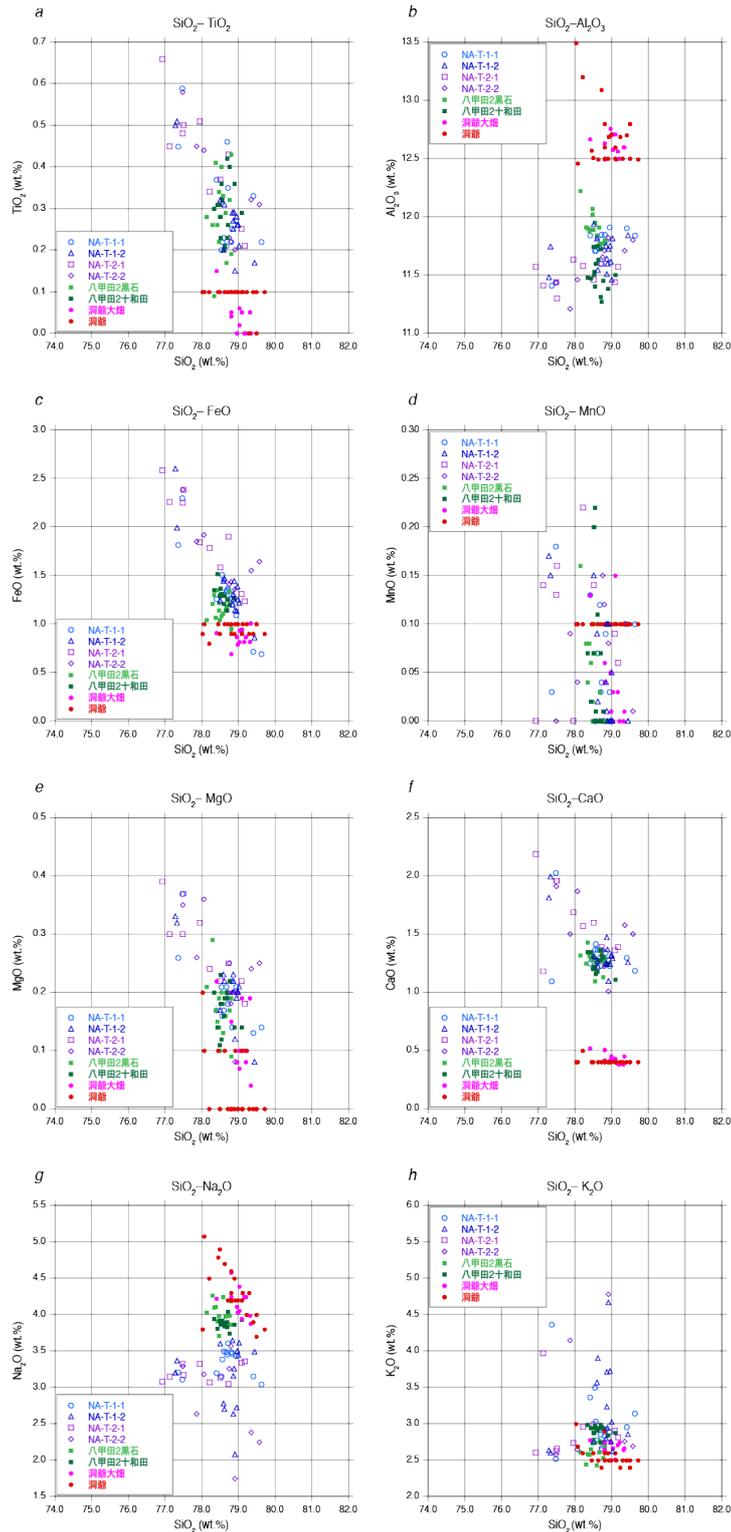


図 20 長山有根の有根層最上部から検出された火山ガラスの主成分全岩化学組成及び八甲田第 2 期火砕流堆積物・洞爺テフラのそれらとの比較
 (a) $\text{SiO}_2\text{-TiO}_2$ 、(b) $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ 、(c) $\text{SiO}_2\text{-FeO}$ 、(d) $\text{SiO}_2\text{-MnO}$ 、(e) $\text{SiO}_2\text{-MgO}$ 、
 (f) $\text{SiO}_2\text{-CaO}$ 、(g) $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}$ 、(h) $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ 。“八甲田 2 黒石”、“八甲田 2 十和田”及び“洞爺大畑”の火山ガラスの分析値は株式会社古澤地質提供。“洞爺”の火山ガラスの分析値は町田・新井 (2003) による。

表8 長山館ボーリングコアから採取した試料の粒子組成分析及び屈折率測定結果

試料名	採取深度 (m)	火山ガラスの形態別含有量 (/3,000 粒子)			重鉱物の含有量 (/3,000 粒子)			β 石英 (/3,000 粒子)	備考	火山ガラスの屈折率 (n)	直方(斜方)輝石の屈折率 (γ)	テフラ名	備考
		Bw	Pm	0	Opx	Gho	Cum						
NT-T-B 1-1	7.00-7.14	0.6	0.4	0.7	24	0	0	0.2				YK-Y	glass EDX
NT-T-B 1-2	7.20-7.29	0.7	0.2	1.1	34	0	0	0.1				YK?	glass EDX
NT-T-B 1-3	7.37-7.45	0.4	0	0.4	30	0	0	0.1					
NT-T-B 1-4	7.60-7.70	0.6	0.3	1	28	0	0	0.2					
NT-T-B 1-5	9.68	722	935	0	131	0	0	0		1.498-1.507 (モード1.498-1.501)	1.718-1.725		glass EDX
NT-T-B-1	14.12-14.16	1	0	1	253	6	0	0					glass EDX
NT-T-B 2-1	14.16-14.25	0.1	0	0	743	0	0	0	Olivine 含む. スコリア?				
NT-T-B 2-2	14.25-14.35	0.2	0	0	495	0	0	0	Olivine 多く含む. スコリア		1.700-1.719		
NT-T-B 2-3	14.35-14.45	0.4	0	0.2	445	0	0	0					glass EDX
NT-T-B-2	21.20	0	0	0	92	0	0	0					
NT-T-B 2-4	22.50-22.60	0	0	0.3	12	0	0	0				Hkd-2 混在	glass EDX
NT-T-B 2-5	22.60-22.66	0	0	0.1	14	0	0	0					
NT-T-B 2-6	22.74-22.84	0.1	0	0.1	19	0	0	0					
NT-T-B 2-7	22.84-22.91	0	0	0.2	19	0	0	0					
NT-T-B 2-8	23.00-23.05	0	0	0.1	8	0	0	0					
NT-T-B 2-9	23.24-23.34	0	0	0.1	17	0	0	0.2					
NT-T-B 2-10	23.34-23.44	0	0	0.2	13	0	0	0.2					glass EDX
NT-T-B 2-11	23.50-23.60	0	0	0.2	17	0	0	0					
NT-T-B-3	24.70	0	1	2	24	0	0	0				Hkd-2 混在	glass EDX
NT-T-B-4	28.30	0	0	0	61	0	0	0					
NT-T-B-5	33.90	0	0	1	39	0	0	0					glass EDX
NT-T-B-6	45.80	0	0	0	86	0	0	0					
NT-T-B-7	52.30	0	0	0	80	0	0	0					

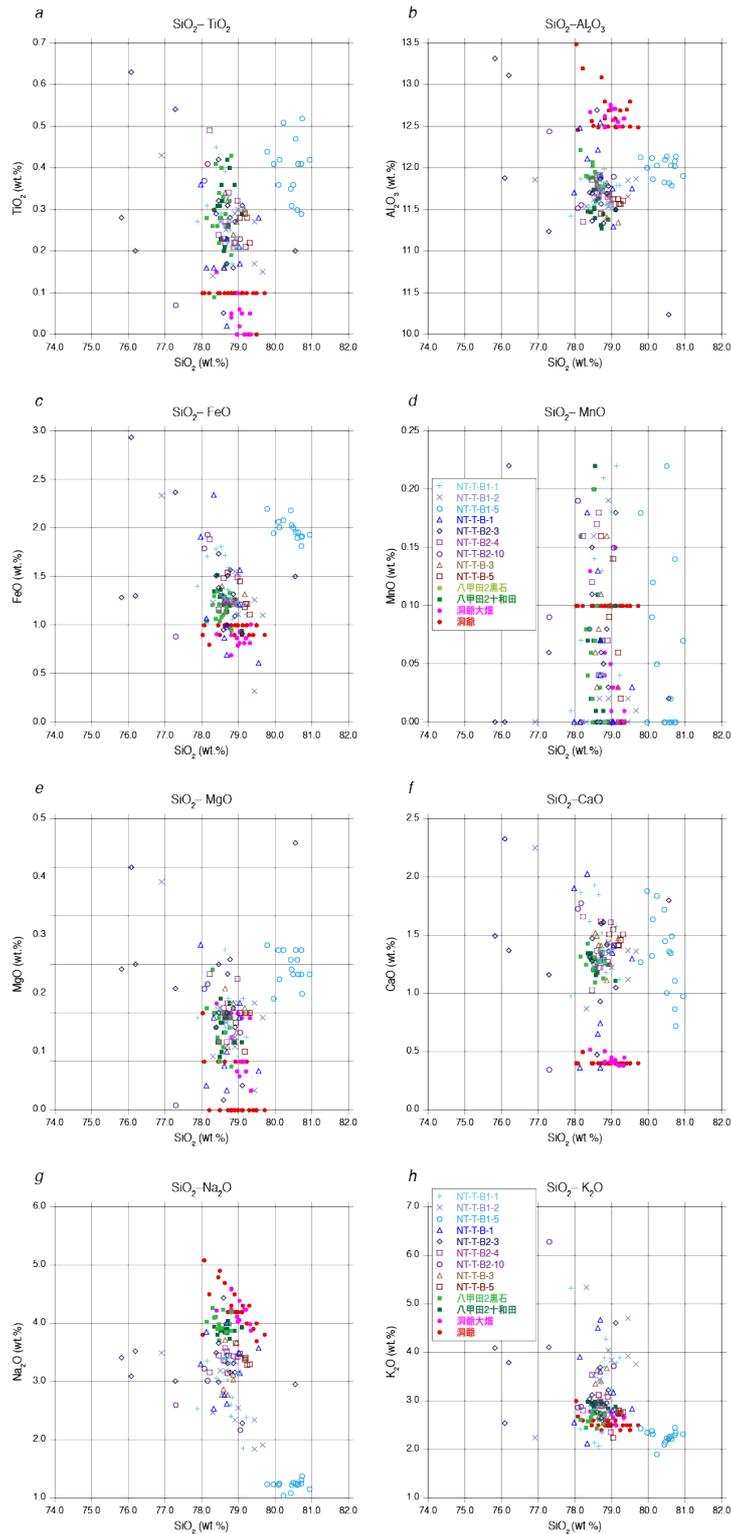


図 21 長山館のボーリングコア (R02-NT-1 コア) から検出された火山ガラスの主成分全岩化学組成及び八甲田第 2 期火砕流堆積物・洞爺テフラのそれらとの比較

(a) $\text{SiO}_2\text{-TiO}_2$ 、(b) $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ 、(c) $\text{SiO}_2\text{-FeO}$ 、(d) $\text{SiO}_2\text{-MnO}$ 、(e) $\text{SiO}_2\text{-MgO}$ 、(f) $\text{SiO}_2\text{-CaO}$ 、(g) $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}$ 、(h) $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ 。凡例は図 d 及び図 h に示す。“八甲田 2 黒石”、“八甲田 2 十和田”及び“洞爺大畑”の火山ガラスの分析値は株式会社古澤地質提供。“洞爺”の火山ガラスの分析値は町田・新井 (2003) による。

v) 地層・地形面の年代のまとめ

v-1) 主な地層の年代

上述のとおり、試料分析により地層の年代が把握された。断層下盤側の正徳沢下流で採取した篠ヶ森火砕流堆積物のジルコンフィッション・トラック年代として 70 ± 30 ka の年代が得られた。また、玄武温泉東方の葛根田川左岸谷壁に露岩する玄武温泉溶岩の K-Ar 年代として 160 ± 70 ka、また、旧県道沿いの露頭から採取した安山岩溶岩（高倉火山噴出物）の同年代として 640 ± 60 ka、ボーリングコアから採取した安山岩溶岩（高倉火山噴出物）の同年代として 540 ± 70 ka が得られた。さらに、玄武温泉東方の露頭の有根層から採取した試料を火山灰分析したところ、八甲田第 2 期テフラ起源の火山ガラスの含有が確認された。町田・新井（2003）によると、八甲田第 2 期テフラの噴出年代は $250 \sim 300$ ka とされており、工藤・他（2019）ではおおよそ 0.3 Ma 頃と判断されている。よって、有根層の堆積年代はおおよそ 300 ka 頃以降と推定される。また、Toya 起源の火山ガラスが含まれていないことから、同層の堆積時期は Toya 降灰期以前であると推定される。町田・新井（2003）によると、Toya の年代は $112 \sim 115$ ka（ステージ 5d）とされる。したがって、有根層の堆積期は 112 ka 以前であると推定される。一方、今回の調査では篠ヶ森層の堆積年代に関する直接的な資料は得られていない。

v-2) 主な地形面等の年代

[段丘面 2 及び 1]

段丘面 2 及び 1 は、篠ヶ森火砕流堆積物の堆積原面を開析する谷沿いに分布することから、これらの面の離水時期は 70 ± 30 ka 以降（ 67 ± 7 ka 以降；篠ヶ森火砕流堆積物と同時異相の雪浦軽石のジルコンフィッション・トラック年代値（伊藤・他，2007）を採用した場合、以下同様）である。

[地形面 1]

本面は、 70 ± 30 ka（ 67 ± 7 ka）の篠ヶ森火砕流堆積物の堆積原面を同堆積物の二次堆積物や降下火砕物が 5 m 程度被覆している。

[篠ヶ森火砕流堆積物堆積原面]

篠ヶ森火砕流堆積物の噴出時期は 70 ± 30 ka（ 67 ± 7 ka）である。

[玄武温泉溶岩上面]

玄武温泉溶岩の K-Ar 年代が 160 ± 70 ka であることから、玄武温泉溶岩上面の形成時期は 160 ± 70 ka である。

[有根層の上面]

有根層の最上部から、八甲田第 2 期火砕流堆積物に関連した降下火砕物に対比される可能性のある火山ガラスが検出された。一方、同層の最上部には、北東北に広く降灰した Toya 起源の火山ガラスが全く含まれていない。これらのことから、有根層と玄武温泉溶岩との境界にある有根層の上面の形成時期は、約 300 ka 以降で 160 ± 70 ka 以前であり、洞爺テフラを含まないことを考慮すれば 112 ka 以前の可能性がある。

[高倉火山噴出物分布上限面（侵食面）]

本調査により、高倉火山噴出物の安山岩質溶岩の年代と、有根層の堆積年代を示唆する資料が得られた。高倉火山噴出物の K-Ar 年代値は、 640 ± 60 ka 及び 540 ± 70 ka であ

る。これにより、高倉火山噴出物分布上限面（侵食面）の形成時期は、得られた年代値のうち若いほうの 540 ± 70 ka 以降で、玄武温泉溶岩の年代である 160 ± 70 ka 以前であり、有根層最上部に洞爺テフラが含まれないことを考慮すれば 112 ka 以前の可能性がある。

5) 平均変位速度の見積もり

本調査により、変位基準として篠ヶ森火砕流堆積物の堆積原面、有根層及び高倉火山噴出物上限面（侵食面）の落差と年代が把握された。それらに基づいて上下方向の平均変位速度を検討した。

本調査により直接年代が明らかにされた篠ヶ森火砕流堆積物については、年代値とその誤差及び堆積原面の落差の平均値とその誤差を用いて、次の式（1）により、平均変位速度とその誤差を見積もった。

$$t^* \pm \sigma^* = \frac{t_1}{t_2} \pm t^* \sqrt{\left(\frac{\sigma_1}{t_1}\right)^2 + \left(\frac{\sigma_2}{t_2}\right)^2} \quad (1)$$

ここで、 t^* ：平均変位速度の平均値、 σ^* ：平均変位速度の誤差、 t_1 ：変位量の平均値、 σ_1 ：変位量の誤差、 t_2 ：年代値の平均値、 σ_2 ：年代値の誤差（例えば、McCalpin, 1996）。その結果、篠ヶ森火砕流堆積物のジルコン FT 年代（ 70 ± 30 ka）と落差（ 26.5 ± 4.5 m）から、 0.4 ± 0.2 m/千年の上下方向の平均変位速度が見積もられた。なお、篠ヶ森火砕流堆積物の年代として、同堆積物と同時異相とされる雪浦軽石のジルコン FT 年代（ 67 ± 7 ka；伊藤・他, 2007）を採用した場合、上下方向の平均変位速度は 0.4 ± 0.1 m/千年に限定される。

これに対して、篠ヶ森火砕流堆積物に比べて形成年代が十分に絞り込めていない有根層上面及び高倉火山噴出物上面については、いずれも落差の最小値を年代の最大値で、また落差の最大値を年代の最小値で除すことで、それぞれ上下方向の平均変位速度の最小値と最大値を算出した。

有根層上面は、同層最上部に八甲田第2期テフラ（おおよそ 300 ka）に対比される可能性が高い火山ガラスが混入することと、同層を直接覆う玄武温泉溶岩の K-Ar 年代（ 160 ± 70 ka）から、その形成年代は約 300 ka 以降、90 ka 以前と推定され、その落差（約 32～43 m）から $0.1 \sim 0.4$ m/千年の上下方向の平均変位速度が算出される。この値は、篠ヶ森火砕流堆積物上面を基準とした上下方向の平均変位速度とオーバーラップする。なお、有根層最上部に Toya が混入していないことを考慮した場合、同層上面の形成年代は約 30 ka 以降、112 ka 以前となり、上下方向の平均変位速度は $0.1 \sim 0.3$ m/千年に限定される。

高倉山火山噴出物上面は、同噴出物から得られた K-Ar 年代（ 540 ± 70 ka）と玄武温泉溶岩から得られた K-Ar 年代（ 160 ± 70 ka）から、その形成年代は約 610 ka 以降、90 ka 以前となり、その落差（約 69～74 m）から $0.1 \sim 0.8$ m/千年の上下方向の平均変位速度が算出される。なお、高倉山火山噴出物を覆う有根層最上部に Toya が混入していないことを考慮した場合、同層上面の形成年代は約 610 ka 以降、112 ka 以前となり、上下方向の平均変位速度は $0.1 \sim 0.7$ m/千年に限定される。これらの値は、篠ヶ森火砕流堆積物上面を基準とした上下方向の平均変位速度と矛盾しない。ただし、断層上盤側と下盤

側で高倉火山噴出物を覆う地層が異なっており、これは断層両側での侵食面の形成時期が異なっていることを意味している。そのため、実際の変位速度はこれより大きい可能性がある。

(d) 令和3年度の業務の成果
なし

(e) 結論

雫石盆地西縁断層帯の活動性を明らかにするため、対象地域の既往成果を整理した上で、断層が一条に収斂し、また複数の変位基準が存在する断層帯北部の葛根田川左岸地域に分布する西根従属断層を対象として、1) 空中写真及び既存の航空レーザ計測詳細デジタル地形データを用いた地形面区分及び地形面の落差の計測、2) 断層の両側での詳細な地質踏査と併せて実施した測量による露頭位置の座標及び地層境界の標高の正確な計測、3) 断層の落下側(下盤側)でのボーリング調査(1孔:掘削深度80m)による断層下盤側の地層の分布の把握、4) 露頭踏査及びボーリング調査により作成した地質断面図に基づく変位基準の落差の推定、5) 断層変位を受けた地層の形成年代を明らかにするため、各種分析(火砕流堆積物のフィッション・トラック年代測定、溶岩のK-Ar年代測定、堆積物の火山灰分析)の実施、を行った。その結果、最も信頼度の高い年代値が得られた篠ヶ森火砕流堆積物の上面(堆積原面)の落差と噴出時期から、 0.4 ± 0.2 m/千年の上下方向の平均変位速度が見積もられた。篠ヶ森火砕流堆積物に比べて年代値に幅がある有根層(新称)上面及び高倉火山噴出物上面の落差と形成時期から推定された上下方向の平均変位速度は、篠ヶ森火砕流堆積物上面のそれらから見積もられた速度と矛盾しない結果が得られた。

(謝辞)

雫石町には、町道館・玄武温泉線(通行止め路線)での地質調査を許可していただきました。地形解析には、国土交通省国土地理院が管理する航空レーザ計測データを使用しました。以上の皆様に厚く感謝いたします。

(f) 引用文献

吾妻 崇・栗田泰夫・吉岡敏和・伏島祐一郎, 1997年9月3日岩手県内陸北部の地震に伴う地震断層(篠崎地震断層)のトレンチ掘削調査, 地質調査所速報, no. EQ/99/3(平成10年度活断層・古地震調査概要報告書), 19-27, 1999.

壇原 徹, 第四紀テフラの高精度フィッション・トラック(FT)年代測定—ジルコンとガラスを用いた測定法の確立に向けて—, 第四紀研究, 34, 221-237, 1995.

土井宣夫, 岩手火山, 篠ヶ森火砕流と雪浦降下軽石について, 地質学雑誌, 90, 117-120, 1984.

土井宣夫, 岩手火山, 雪浦降下軽石と生出黑色火山灰の噴出源について, 中川久夫教授退官記念事業会 編, 中川久夫教授退官記念地質学論文集, 13-22, 1991.

土井宣夫, 「岩手山の地質—火山灰が語る噴火史—」, 滝沢村文化財調査報告書第32集, 岩手県滝沢村教育委員会, 234p, 付図「54,000分の1岩手火山群地質図」1葉, 2000.

土井宣夫・越谷 信・本間健一郎, 岩手県雫石盆地北-西縁部の地質と活断層群の垂直変位

- 量, 活断層研究, 17, 31-42, 1998.
- 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, 「第四紀逆断層アトラス」, 東京大学出版会, 254p, 2002.
- Itaya, T., K. Nagao, H. Nishido and K. Ogata, K-Ar age determination of late Pleistocene volcanic rocks, 地質学雑誌, 90, 899-909, 1984.
- 伊藤順一・壇原 徹・岩野英樹, 岩手-雪浦軽石 (生出黒色火山灰群下部) の FT 年代値, 日本火山学会 2007 年秋季大会講演予稿集, 44, 2007.
- 伊藤順一・土井宣夫, 岩手火山地質図, 1:25,000, 火山地質図 13, 独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2005.
- Galbraith, R. F., On statistical models for fission track counts, Journal of the International Association for Mathematical Geology, 13, 471-478, 1981.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 北上低地西縁断層帯の評価, 25p, 2001, https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/13_kitakami-teichi.pdf (2021 年 3 月 31 日閲覧).
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 雫石盆地西縁-真昼山地東縁断層帯の評価, 26p, 2005a, https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/14_shizukuishi_mahiru.pdf (2021 年 3 月 31 日閲覧).
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 横手盆地東縁断層帯の評価, 23p, 2005b, https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/15_yokote-bonchi.pdf (2021 年 3 月 31 日閲覧).
- 活断層研究会 (編), 「日本の活断層—分布図と資料—」, 東京大学出版会, 363p, 1980.
- 活断層研究会 (編), 「新編日本の活断層—分布図と資料—」, 東京大学出版会, 437p, 1991.
- Kimura, J. and Y. Yamada, Evaluation of major and trace element XRF analyses using a flux to sample ratio of two to one glass beads, Journal of Mineralogy, Petrology and Economic Geology, 91, 62-72, 1996.
- 越谷 信・大石雅之・野田 賢・奥寺勇樹・加藤貴史・滝口真一・三田地喜之・嶋守真紀・齋藤徳美・矢内桂三・平野信一・澤 祥・福留高明・佐藤比呂志・大槻憲四郎・長濱裕幸・中村教博・土井宣夫・東郷正美・栗田泰夫・吉岡敏和, 1998 年 9 月 3 日岩手県内陸北部の地震に伴う地震断層, 活断層研究, 17, 9-20, 1998.
- 工藤 崇・内野隆之・濱崎聡志, 十和田湖地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 192p, 2019.
- 町田 洋・新井房夫, 「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, 2003.
- McCalpin, J. P., Application of Paleoseismic Data to Seismic Hazard Assessment and Neotectonic Research, in McCalpin, J. P. ed., Paleoseismology, Academic Press, California, USA, 439-493, 1996.
- 宮内崇裕・今泉俊文・渡辺満久・八木浩司・澤 祥・平野信一, 雫石盆地西縁断層帯 (西根断層群) の詳細位置と第四紀後期の活動性, 活断層研究, 17, 26-30, 1998.
- 中川久夫・石田琢二・佐藤二郎・松山 力・七崎 修, 北上川上流沿岸の第四系および地形—北上川流域の第四紀地史 (1) —, 地質学雑誌, 69, 163-171, 1963.
- 須藤 茂, 岩手火山, 篠ヶ森火砕流の ^{14}C 年代, 火山, 28, 172-173, 1983.

- 須藤 茂，仙岩地熱地域南部の鮮新世－更新世火山活動について－安山岩火山の古地磁気と K-Ar 年代，地質調査所月報，36，513-533，1985.
- 須藤 茂・石井武政，雫石地域の地質，地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），地質調査所，142p，1987.
- 八木浩司・今泉俊文・後藤秀昭・宮内崇裕・渡辺満久，1：25,000 都市圏活断層図「盛岡」，国土地理院技術資料 D・1-No. 396，（財）日本地図センター，2002.
- 八木公史，蒜山地質年代学研究所における K-Ar 年代測定の業務を振り返る，地質技術，5（蒜山地質年代学研究所創立 20 周年記念特集），165-170，2015.