# 活断層帯から生じる連動型地震の発生予測 に向けた活断層調査研究

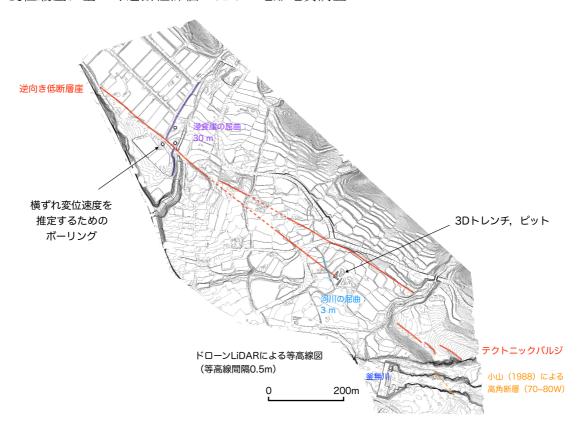
平成 29~令和元年度 成果報告書

令和2年3月

文部科学省研究開発局 国立研究開発法人産業技術総合研究所

本報告書は、文部科学省の科学技術基礎調査等委託事業による委託業務として、国立研究開発法人産業技術総合研究所が実施した 平成 29~令和元年度「活断層帯から生じる連動型地震の発生予測に向けた活断層調査研究」の成果を取りまとめたものです。

# 1 変位履歴に基づく連動性評価のための地形地質調査

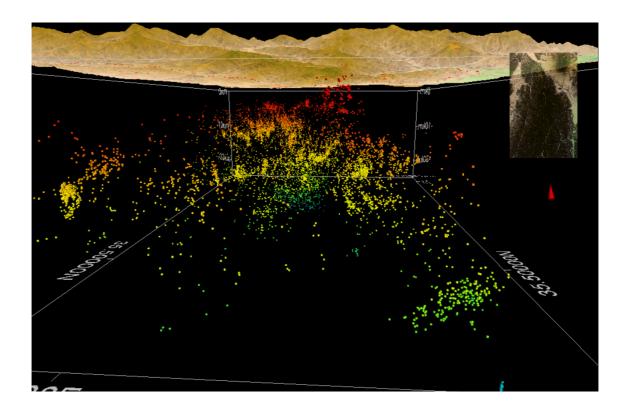


中南部区間の下蔦木断層・下蔦木地点において、ドローンを用いた LiDAR 調査を実施し、 0.1mDEM による精密な等高線図を作成した。等高線間隔は 0.5m。下蔦木断層による変位 地形が明瞭になり、より正確な活断層位置の把握や変位量の計測が可能となった。



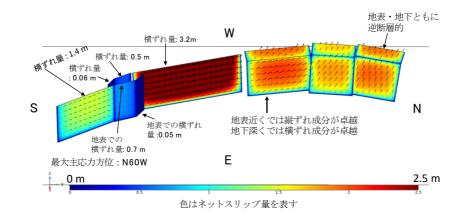
下蔦木断層・下蔦木地点における3Dトレンチ調査。断層により左横ずれするチャネル堆 積物等の分布を基に、最近2回の地震時変位量を復元した。

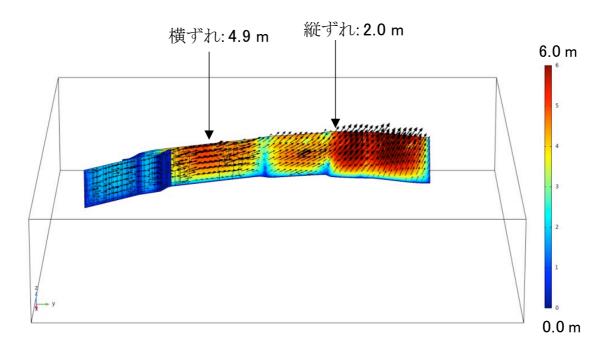
# 2 速度構造不均質を考慮した精密震源決定



糸魚川-静岡構造線断層帯の西側に地震活動が偏っているものの、地表断層とつながる面 状構造は明らかでなく、鉛直に近い小さな面構造が多数見られる。

# 3 三次元有限要素法 (FEM) による断層モデルの高度化

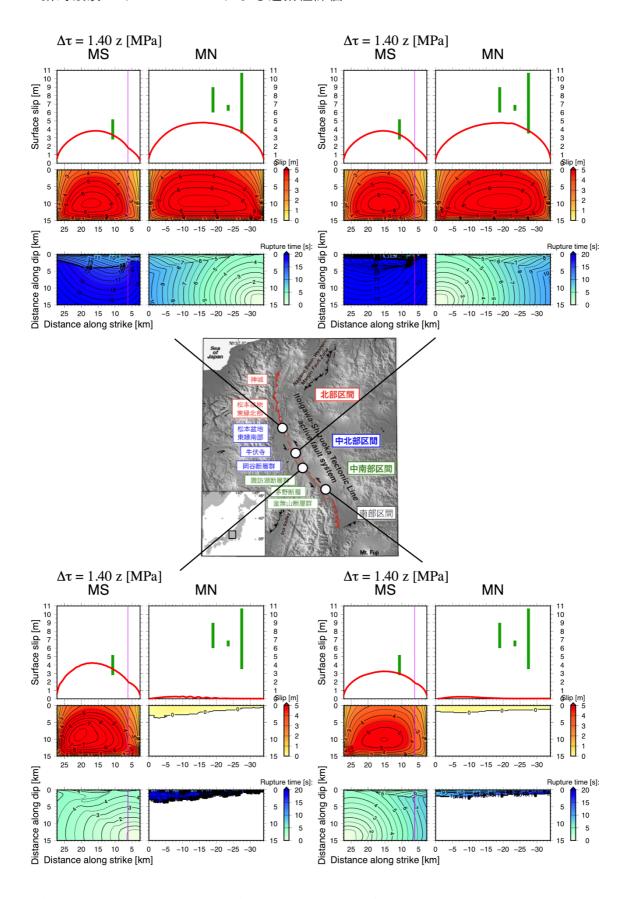




上段:北部区間・中北部区間・中南部区間に対して各断層面(矩形)を最新の調査結果に 基づいて設定することで有限要素モデルを作成した。図は作成したモデルに対する静的な 有限要素解析から得られた断層面上すべり変位分布を表す。

下段:上段モデルの変位様式を保持しつつ、変位量をより実測値に近づけることを目的として断層面を滑らかに連結・一体化し、長大化した断層面についてスケーリング則を適用した。結果、上段のモデルに比べてより実測値に近い変位量を得ることができた。

# 4 動的破壊シミュレーションによる連動性評価



破壊開始領域を変えた場合の破壊過程の例。応力降下量の比例係数が 1.4 の場合。

# 目 次

×	=	1-37	~
"	1	<u>_</u>	,

1	•	ブ	' 口 <b>?</b>	ジェクトの概要	1
2	•	業	務の	)実施体制	2
3		研	究幸	B <del>告</del>	
	3		1	変位履歴に基づく連動性評価のための地形地質調査	. 3
	3		2	速度構造不均質を考慮した精密震源決定2	01
	3		3	三次元有限要素法 (FEM) による断層モデルの高度化2	41
	3		4	動的破壊シミュレーションによる連動性評価3	37
	3	•	5	断層モデル形状の整理・検討3	71
4		全	体原	<b>戊果概要</b>	75
5	•	成	果の	)論文発表・口頭発表等3	78
6		む	すて	<b>%</b> 3	81
7		外	部記	<b>肾価委員会</b> 3	83

# 1. プロジェクトの概要

#### (1) 調査研究の方針と観点

本研究課題では、我が国の主要活断層帯で最も地震発生可能性が高い断層帯の1つである 糸魚川一静岡構造線断層帯の北部~中南部区間を対象として、これまで未解明であった連動 型地震の発生確率の算出や連動条件の検討を目的とした調査研究を実施し、地震調査研究推 進本部の長期評価における新たな評価手法を提案することを目標とする。事業終了後には、 地震調査研究推進本部・地震調査委員会の各委員会において、本事業で構築した連動型地震の 評価手法について提案し、既往の「活断層の長期評価手法(暫定版)」に反映されることを 目指す。

#### (2) 調査研究の内容

本研究課題では、主要活断層帯から生じる連動型地震の発生可能性と連動条件を明らかに するため、次の4つの項目について調査研究を遂行する。

- ○変位履歴に基づく連動性評価のための地形地質調査:過去の地震時変位量を複数回復元する調査を複数地点で実施し、連動時と非連動時の変位量がどのように変化したかを明らかにする。それらの変位履歴から連動確率を算出する評価手法を考案する。
- ○速度構造不均質を考慮した精密震源決定:近年観測された余震等を精密に再決定し、不均質を考慮した三次元速度構造モデルを構築する。微小地震解析によりメカニズム解を決定し、断層形状を推定する。
- ○三次元 FEM による断層モデルの高度化:複雑な断層形状を反映した三次元有限要素法シミュレーションを実施し、相互作用を考慮した断層変位分布を三次元的に明らかにする。
- ○動的破壊シミュレーションによる連動性評価:本事業で得られた地震時変位量や断層形状、速度構造等を考慮した動的破壊シミュレーションを実施し、それぞれの活動時の地震後経過時間に応じた震源モデルを推定する。その結果をもとに連動可能性とその条件を検討する。

以上の知見を総合し、実証的な調査観測データと理論的な数値計算の両面から、複数の断層区間による連動型地震の発生予測に関する評価手法を構築する。

# 2. 業務の実施体制

この調査研究事業は、国立研究開発法人産業技術総合研究所を中心とした体制を構築し、 関係する研究機関および研究者の参加・協力を得て実施する。調査観測代表機関は、産業 技術総合研究所とする。

研究を効果的に実施するため、関係する専門分野の外部有識者を招聘して外部評価委員会(事務局は産業技術総合研究所)を設置する。

調査観測項目	担当	機 関	担 当 者		
研究代表者	国立研究開発法人	産業技術総合研究所	近藤 久雄		
1 変位履歴に基づく連動性割	1 変位履歴に基づく連動性評価のための地形地質調査				
	国立研究開発法人	産業技術総合研究所	近藤 久雄		
	財団法人	電力中央研究所	木村 治夫		
	学校法人	法政大学	杉戸 信彦		
2 速度構造不均質を考慮した精密震源決定					
	国立研究開発法人	産業技術総合研究所	今西 和俊		
	国立研究開発法人	産業技術総合研究所	内出 崇彦		
3 三次元 FEM による断層モデルの高度化					
	国立研究開発法人	産業技術総合研究所	竿本 英貴		
4 動的破壊シミュレーションによる連動性評価					
	国立研究開発法人	産業技術総合研究所	加瀬 祐子		

#### 3. 研究報告

#### 3.1 変位履歴に基づく連動性評価のための地形地質調査

### (1) 業務の内容

(a) 業務題目 変位履歴に基づく連動性評価のための地形地質調査

# (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	主任研究員	近藤 久雄
一般財団法人	電力中央研究所	主任研究員	木村 治夫
学校法人	法政大学	准教授	杉戸 信彦

#### (c) 業務の目的

過去の地震時変位量を複数回復元する調査を複数地点で実施し、連動時と非連動時の変位 量がどのように変化したかを明らかにする。それらの変位履歴から連動確率を算出する評価 手法を考案する。

#### (d) 3ヵ年の年次実施業務の要約

#### 1) 平成 29 年度:

糸魚川一静岡構造線断層帯北部区間において変位履歴調査を実施し、過去の地震時変位量を明らかにした。その結果と既存の情報を整理し、過去に周辺断層と連動した地震イベントについて検討し、その発生頻度を明らかにした。

#### 2) 平成30年度:

糸魚川一静岡構造線断層帯中北部区間の松本盆地東縁断層及び牛伏寺断層等において変位履歴調査を実施し、過去の地震時変位量を明らかにした。また、北部区間の補足調査を実施した。それらの結果と既存の情報を整理し、過去に周辺断層と連動した地震イベントについて検討し、その発生頻度を明らかにした。

# 3) 令和元年度:

糸魚川一静岡構造線断層帯中南部区間の釜無山断層群において変位履歴調査を実施し、過去の地震時変位量を明らかにした。その結果と既存の情報を整理し、過去に周辺断層と連動した地震イベントについて検討し、その発生頻度を明らかにした。さらに、北部区間から中南部区間までの変位履歴を整理して、過去の連動型地震の頻度を明らかにし、連動型地震の発生確率を算出した。

#### (2) 令和元年度の成果

#### (a) 業務の要約

糸魚川一静岡構造線断層帯(糸静断層帯)で最大規模の区間境界である諏訪湖周辺に おいて、中北部区間と中南部区間の連動イベントを検討するため、次の調査を実施した。 中北部区間の諏訪湖南岸断層群・岡谷湊地点において、トレンチ・ボーリング調査を実 施した。その結果、周辺では少なくとも 0.9mm/yr の上下変位速度であると推定した。中南部区間の南端付近に位置する下蔦木断層・下蔦木地点において3 Dトレンチ調査、ドローン LiDAR 調査、ボーリング調査等を実施した。その結果、調査地点において約 1 万年前以降に 3 回の活動が推定され、最近 2 回の活動に伴う地震時変位量はいずれも約 3 mであった。最新活動は、北部~中北部区間の連動イベント(西暦 762 年もしくは 841年の歴史地震)とは異なるイベントであり、中南部区間との連動イベントである可能性がある。これらの連動履歴から算出される中南部~南部区間の連動間隔は約 3700~7200年である可能性があり、ポアソン過程に基づく今後 30年間の連動確率を 0.4~0.8%と試算した。また、既存の中北部区間および中南部区間における活動履歴や地震時変位量を総合して、過去約 1 万年間に両区間が連動したイベントは約 3000~3200年前の1回であることを推定した。この場合、連動間隔は最小で 7000年程度であり、ポアソン過程に基づく今後 30年間の連動確率を 0.4%以下と試算した。北部~中南部の 3 区間に至る連動イベントは、過去 1 万年間の変位履歴では検出されなかった。さらに、これまでの変位履歴と既存の活動履歴をまとめ、断層帯で生じた連動型地震の連動範囲と地震時変位量の推定、連動確率の試算結果を整理した。

#### (b) 業務の成果

- 1) 諏訪湖南岸断層群・岡谷市湊地点におけるトレンチ・ボーリング調査
- a) 調査地点の概要

湊地点は、諏訪湖に流入する支流性小河川の扇状地面上に位置する(図1,2)。トレンチ掘削位置の数m南東側まで比高1m程度で諏訪湖側(北東側)が低い小崖地形が北西-南東方向に連続しているが、トレンチ掘削位置より北西側には崖地形は認められない。この小崖地形を境に扇状地の傾斜が不連続となっており、断層崖の可能性がある。都市圏活断層図においては、湊地点付近には断層は図示されておらず、100mほど南西側の山裾に活断層(位置やや不明確)及び活断層(伏在部)が図示されている。トレンチとボーリングの掘削位置を図3、ボーリングによる地質断面図を図4に示す。

#### b) ボーリングの層序

湊地点のボーリングコアの地質は、上位から1層:人為的影響が見られる表土・盛土、2層:腐植混じり砂礫層、3層:砂礫層(酸化色、大礫)、4層:砂礫層(還元色)、5層:砂礫とシルトの互層、6層:砂礫層(巨礫、木片を含む)、7層:砂礫層(大礫)及び基盤岩(凝灰角礫岩及び凝灰岩)に区分される(図3,4)。このうち、6層は5層中に挟在するため、以下では6層を挟んで上位を5-1層、下位を5-2層とする。なお、6層はMNT-3孔には分布しない。

1層は、すべてのボーリング孔で  $1\sim1.5m$  程度の層厚で確認された。一部にコンクリート片やビニール片が混入することから、人為的影響を受けた表土・盛土であると判断した。なお、本層下限付近で採取した試料 (MNT-2-C1.03) からは、 $1666\sim1890$  cal AD の年代が得られている。

2層は MNT-5 孔以外の 4 孔において、15~60cm 程度の層厚で確認された。扇状地堆積物であると考えられるが、後述するようにトレンチ壁面での観察結果から人工層の可能

性もある。

3層は、すべてのボーリング孔で 60cm~1m程度の層厚で確認された。酸化色を呈することを特徴とし、淘汰が不良であり、大礫を多く含む。扇状地堆積物と考えられる。

4層は、すべてのボーリング孔で25~80cm程度の層厚で確認された。細礫~中礫が多く、不明瞭な堆積構造が見られる。扇状地堆積物と考えられる。

5層は、前述の通り、MNT-3 孔を除いて6層を挟んで5-1層と5-2層に細分される。5-1層は $1.8\sim2.7m$ 程度、5-2層は $1.3\sim1.8m$ 程度の層厚で、合計で $3.2\sim4.3m$ 程度である。MNT-3 孔では3.6m程度である。細礫を主体としたシルト混じりの砂礫層と腐植質な砂質シルトの互層であり、構成粒子に不明瞭ながら水平な堆積構造が確認される。氾濫原堆積物もしくは湖成堆積物と考えられる。5-1層上部で採取した試料 (MNT-2-C3.04)からは、 $27711\sim27345$  cal BP の年代が得られている。

6層は MNT-3 孔以外の 4 孔において、 $70 \,\mathrm{cm} \sim 1.2 \,\mathrm{m}$  程度の層厚で確認された。径  $20 \,\mathrm{cm}$  を超える巨礫や径  $10 \,\mathrm{cm}$  を超える木片を含む。土石流などの突発的なイベントなどに伴う河川堆積物と考えられる。本層上部で採取した試料(MNT-2-C5.30)からは、 $29342 \sim 28720 \,\mathrm{cal}$  BP の年代が得られている。

7層は MNT-3 孔以外の 4 孔において、 $60 \text{cm} \sim 1.2 \text{m}$  程度の層厚で確認された。径 10 cm を超える大礫を含み、淘汰も悪い。河川堆積物と考えられる。本層上部で採取した試料 (MNT-2-C7.36) からは、 $30900 \sim 30345$  cal BP の年代が得られている。

基盤岩は、MNT-1、MNT-4、MNT-5 孔では、 $30cm \sim 1m$  程度の凝灰角礫岩とその下位の凝灰岩が確認されたのに対し、MNT-2、MNT-3 孔では凝灰角礫岩のみが確認された。これらの基盤岩類は山崎・他(1991)で示されている前期更新世の塩嶺累層と考えられる。

小崖地形の延長である MNT-4 孔と MNT-5 孔の間には顕著な地層のずれは確認されない。しかし、MNT-2 孔において地層境界が約 30 度に傾斜し、腐植質シルトが約 45 度傾斜している構造などが見られた。 6 層及び 7 層が MNT-3 孔に分布しない理由として、MNT-3 孔が河道から外れていた可能性もあるが、断層変位による可能性も考えられる。基盤岩の岩種も MNT-2 孔と MNT-5 孔の間で差異が見られる。以上のことから、MNT-2 孔と MNT-3 孔の間、もしくは、MNT-2 孔と MNT-5 孔の間に断層が存在する可能性が示唆される。

#### c) トレンチの層序

トレンチ壁面には腐植質砂混じりシルト/シルト混じり砂礫の互層状の堆積物のほか、それを覆う砂礫を主体とした堆積物が露出した(図 $5\sim8$ )。堆積物は連続性や削剥の有無、層相の相違により 1 層から 5 層に区分し、いくつかの地層についてはさらに細分した。以下に湊トレンチにおける各地層区分について述べる。

#### 1層:砂・礫混じりシルト (7.5YR4/6:褐色)

トレンチの全体にわたって、地表から  $1\sim1.5$ m 程度の層厚で分布する。細礫 $\sim20$ cm を超える巨礫まで広く混在し、淘汰は不良である。礫種は安山岩及び凝灰岩を主体とし、一部に砂岩などの堆積岩を含む。多量の木片や植物片を混入するほか、縦に植物根が伸びている。 $NW3\sim NW9$  では、H3 付近に径 10cm 程度の丸太が水平に並ぶ。コンクリート片やプラスチック片が混入する。人工層である。

2a 層: 腐植質砂礫 (7.5YR3/3:暗褐色)

SE1~SE7、SW、NW1~NW3で、H3付近に10~20cm程度の層厚で分布する。礫は亜角~亜円礫を主体とする。平均礫径は3.5cm、最大礫径は8cm、礫率は10~30%程度であり、平均的には2b層より低い。礫種は安山岩及び凝灰岩を主体とする。細礫を多く含み、一部に中礫を伴い、淘汰は良い。基質は中~細粒砂を主体とし、シルトを含む。SW面では、中~細礫主体部と粗粒砂主体部が水平に複数層分布するようにみえる。一部に3a層由来の偽礫を含む。木片や植物片を多く含むほか、植物根が縦に伸びる。

2b層:シルト混じり砂礫 (10YR3/4:暗褐色)

SE9~SE11 に、深度 1.4m 付近から 30cm 程度の層厚で分布する。2a 層ほどではないが、やや腐植質である。礫は亜角~亜円礫を主体とする。2a 層よりは、亜角礫程度の角ばった礫を含み、円磨度は低い。平均礫径は11cm、最大礫径は19cm である。礫率は30%程度で 2a 層より高い。礫種は安山岩及び凝灰岩を主体とする。基質は中~細粒砂を主体とし、シルトが混じる。不明瞭だが、水平なラミナが見られる。一部に植物根が縦に伸びる。

3a 層:砂混じりシルト質礫 (2.5Y5/3: 黄褐色)

トレンチの全体にわたって、深度 1.4m 付近から 1m 程度の層厚で分布する。礫は角~亜角礫を主体とし、2b 層よりも円磨度は低い。巨~大礫を主体とし、淘汰は不良である。礫率は  $10\sim30\%$ 程度と 4a 層より低い。径が 20cm を超える礫も多く混在し、50cm を超える礫も含まれる。礫種は安山岩を主体とし、凝灰岩を含む。基質はシルトを主体とし、細粒砂が混じる。基質中には明瞭な堆積構造は見られない。多量の植物根が縦に伸び、太いものでは径が 5cm にも及ぶ。

3b 層: 腐植・砂混じりシルト質礫 (2.5Y3/2: 黒褐色)

 $NW5\sim NW7$  及び  $SE7\sim SE9$  に、深度 2.2m 付近から 10cm 程度の層厚で分布する。礫種は 3a 層と同様だが、礫径は最大で 10cm 程度と小さい。また、3a 層より基質にシルトを多く含み、腐植質に富む。

4a 層:シルト混じり砂礫 (2.5Y5/4: 黄褐色)

トレンチの全体にわたって、H2 付近から 50cm 程度の層厚で分布する。礫は一部に角礫を含むが、全体的には 3a 層より円磨度は高い。礫種は安山岩及び凝灰岩を主体とする。 礫率は 40%程度で、3a 層より高い。細礫~10cm 程度の大礫を含み、淘汰はやや不良。基質は粗~中粒砂を主体とし、細粒砂やシルトが混じる。不明瞭な水平に近いラミナが見られる。一部に、木片や植物片を含むが、2a 層以浅及び 5 層よりは少ない。同様に植物根も混在するが、浅い部分よりは少なく、径が太いものも見られない。

4b 層: 腐植・シルト混じり砂礫 (2.5Y3/1:黒褐色)

SE3~SE5 に、H2 付近から 10cm 程度の層厚で分布する。礫種は 4a 層と同様だが、礫径が小さく、礫率も低い。また、基質も 4a 層よりシルトを多く含み、腐植質に富む。

5層:腐植質砂混じりシルト/シルト混じり砂礫 互層

(シルト層:2.5Y5/4:黄褐色、砂礫層:2.5Y4/3:オリーブ褐色)

トレンチの全体にわたって、壁面最下部に分布する。南西側では底盤から1m 程度分布するが、上位層との境界が北東に向かってなだらかに下がるため、NW6 及び SE6 より北東側では50cm ほどしか露出しない。腐植質砂混じりシルト層は、多量の木片や植物片を

含み、大きいものでは径が10cmを超える。シルト混じり砂礫層は、中粒砂〜細礫からなる。各単層は側方への連続性は悪く、それぞれが漸移的であったり、レンズ状に分布が途切れたりする。全体に緩やかな傾斜のラミナが発達しているが、NW3~NW6及びSE3~SE6では急傾斜した褶曲や不明瞭な断層構造が顕著である。ラミナの傾斜は全体に30度程度以下であるが、急傾斜部では30度を超え、最大で60度程度の傾斜を示す。

断層は複数条認められ、いずれも急傾斜したラミナを切り、南西側が北東側にのし上げる逆断層的な変形を示す(図 7,8)。変位量は断層に沿った方向で 10 数 cm 程度である。断層面はいずれも非常に不明瞭かつ不連続である。これらの断層は 4a 層には変形を及ぼしていない。

#### d) 湊地点および周辺の堆積構造と上下変位速度

湊地点ではボーリング調査により 1 層~7 層、トレンチ調査により 1 層~5 層が観察された。このうち、5 層はトレンチ壁面において、急傾斜した褶曲や不明瞭な断層構造が観察された(図 7 , 8)。この構造は北東-南西方向の圧縮による水平短縮により生じたと考えられる。圧縮の原因については、地すべりの末端における圧縮や、地震動による流動変形などが考えられるが、いずれも根拠に乏しい。なお、この構造は上位の 4 層に続かないことから、5 層堆積期間中にイベント的に変形が生じたと考えられる。

5層は、MNT-2 孔の7層上部から得られている年代値から、およそ3万年前に堆積を 始めたと考えられる。山崎・他(1991)は、諏訪湖南岸で行ったボーリング結果から、 AT テフラ降灰以降 2 万年間は基本的に堆積環境が河川氾濫原もしくは湖水域であった ことを示しており、5層も同様の環境で形成されたと考えられる(図9)。先に述べたよ うに6層は、5層堆積期間内に生じた土石流などのイベントに伴う堆積物と考えられる ことから、6層上部で得られた年代試料は5-1層最下部の年代とおおよそ同じ値を示し ていると考えられる。 このことから、MNT-2 孔において、5-1 層上部の深度 3.04m から得 られた年代値(MNT-2-C3.04:27711~27345 cal BP)及び6層上部の深度5.30mから得 られた年代値(MNT-2-C5.30:29342~28720 cal BP)の中央値を用いると、5-1層の堆 積速度は 1.5mm/年と求められる。山崎・他(1991)では、諏訪湖南岸で掘削された 63B 孔(位置は図9を参照)から検出されたAT、Aso-4、0n-Pm1の各テフラの年代と出現深 度から、63B 孔における堆積速度を 1.5mm/年と算出しているが、Maruyama et al. (2019) で示されている AT と Aso-4 の最新の年代 (それぞれ 30078±96 cal BP、87.3~86.8ka) を用いて計算し直すと、63B 孔における堆積速度は 1.3mm/年となる。この値と比べると MNT-2 孔で算出された堆積速度はやや大きな値となるが、これは湊地点は盆地の縁辺に 位置するのに対し、63B 孔は盆地の中心部に近いといった堆積場所の差によるものと考 えられる。

湊地点の調査の結果、ボーリングでは活断層が存在する可能性が示唆されたが、トレンチ壁面には明瞭な断層は露出しなかった。ただし、MNT-2 孔と MNT-3 孔の間はトレンチを掘削していないため、この間に活断層が存在する可能性は否定できない。

湊地点の約1 km 南東の諏訪湖南西端で掘削された山崎・他(1991)の63A 孔では、河成氾濫原堆積物中の深度33.4m (標高728.2m) からAT テフラが検出されている。一方、MNT-2 孔の深度7.36m (標高755.0m) からは、AT テフラとほぼ同じ30900-30345 cal BP

の年代が得られている。また、この直上から湖成堆積物または河成氾濫原堆積物が分布する。AT テフラ降灰直後の両地点間に標高差が無かったと仮定すると、AT テフラ降灰以降の約3万年間に26.8mの標高差が生じたことになり、両地点の間のほぼ湖岸に沿う位置に平均変位速度0.89m/1000年(活動度B級)の活断層の存在が示唆される(図9)。

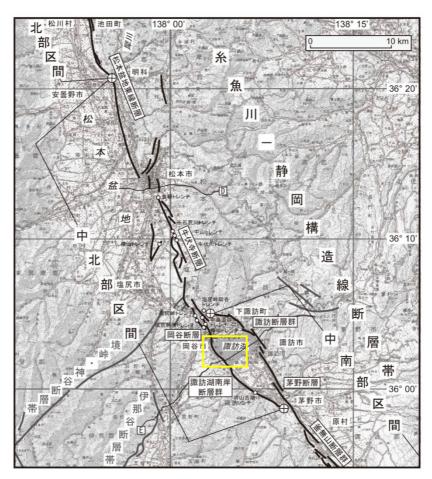


図2-2 糸魚川一静岡構造線断層帯中北部(明科-諏訪湖南方)区間の活断層位置 〇 トレンチ等の調査地点

断層の位置は文献1、2、3、4に基づく.

基図は国土地理院発行数値地図 200000「高山」、「長野」、「飯田」、「甲府」を使用.

図1 糸魚川-静岡構造線断層帯・中北部区間の位置 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2015)による。黄色枠は図2の範囲。

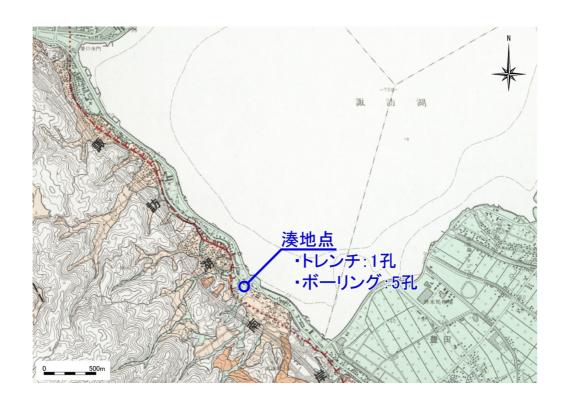


図2 諏訪湖南岸断層群・湊地点の位置 基図は今泉・他(1999)を使用。

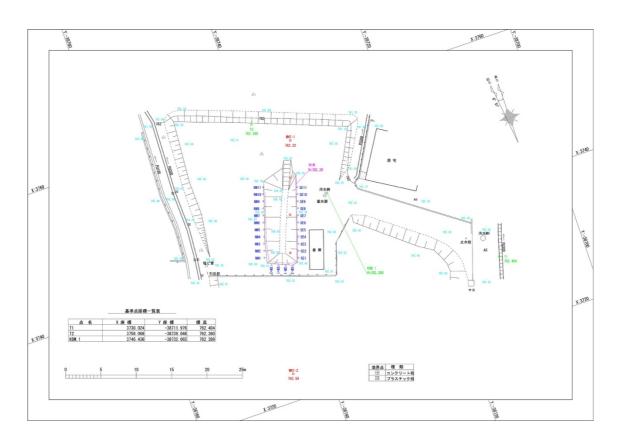


図3 諏訪湖南岸断層群・湊地点のトレンチ・ボーリング位置

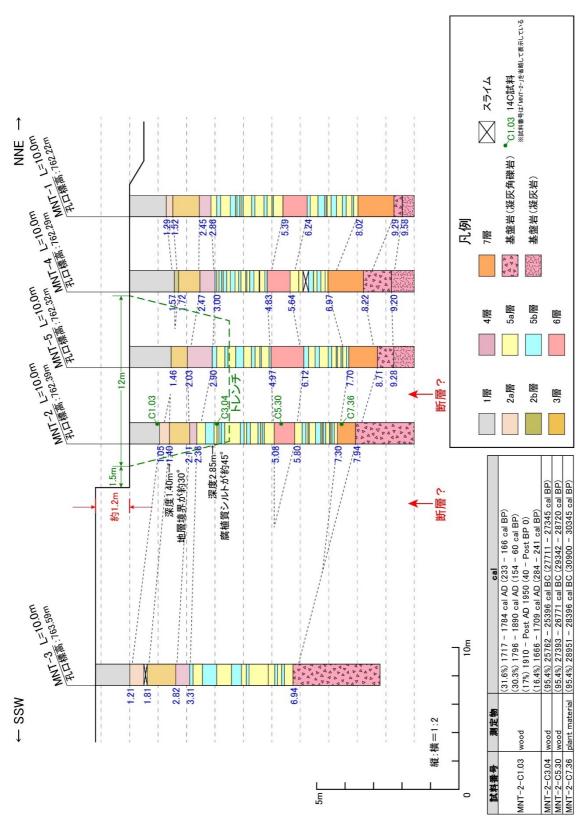


図4 湊地点におけるボーリング地質断面図

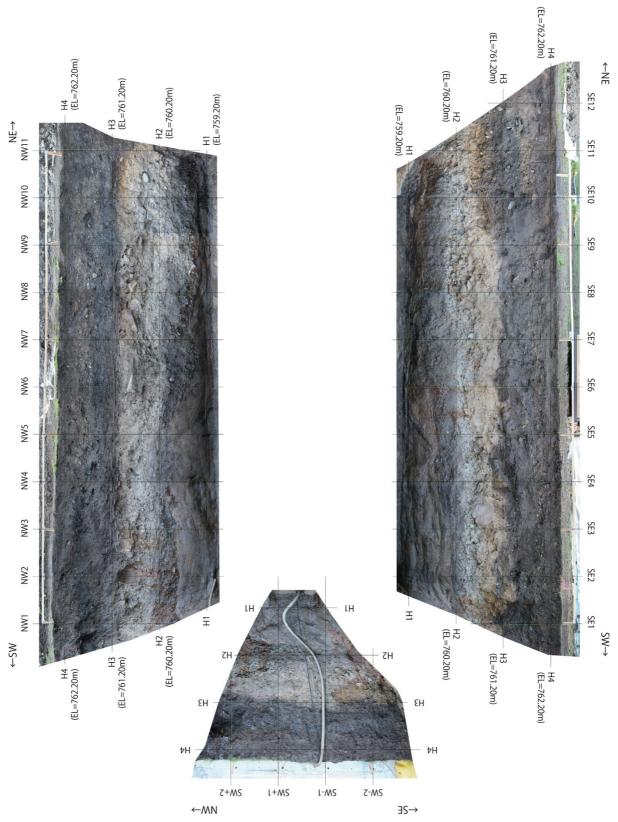


図5 湊地点におけるトレンチ壁面の写真

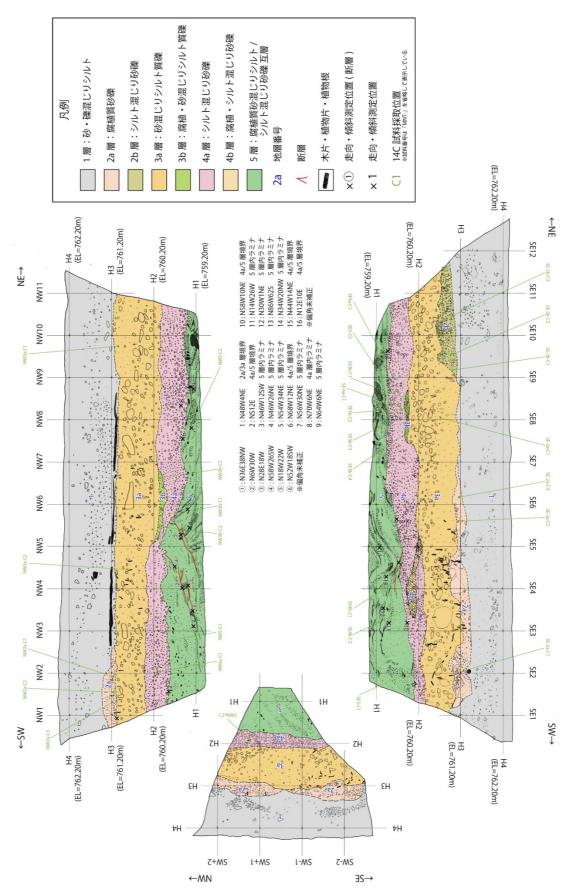


図6 湊地点におけるトレンチ壁面のスケッチ

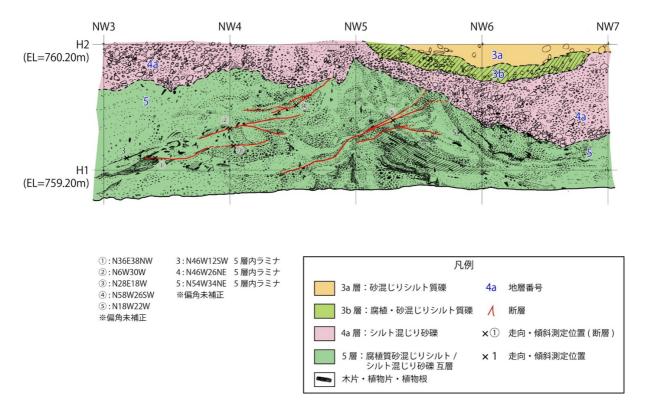


図7 湊地点におけるトレンチ北西壁面の拡大スケッチ

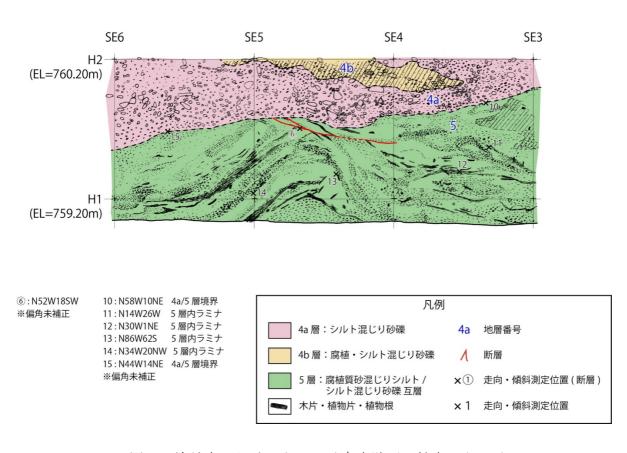


図8 湊地点におけるトレンチ南東壁面の拡大スケッチ



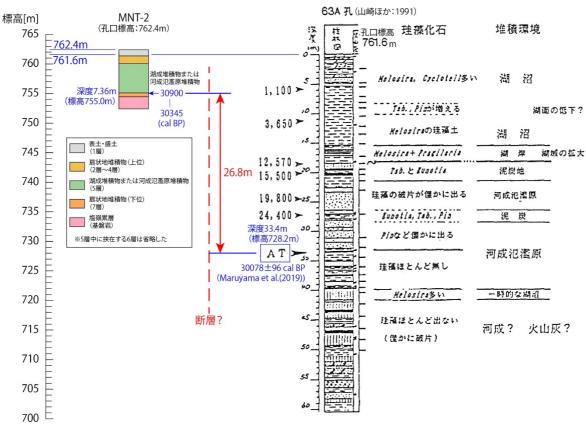


図9 諏訪湖南岸断層群・湊地点周辺の累積上下変位量 上段の基図は都市圏活断層図を使用。右下の層序は山崎・他(1991)による。

# 2) 下蔦木断層・下蔦木地点の3Dトレンチ・ボーリング調査

#### a)調査地点の概要

下蔦木地点は南東に流下する釜無川に沿った段丘面上に位置し、都市圏活断層図において下蔦木断層が活断層として示されている地点である(図 10)。北東から南西に向かって流下する支流性の小河川が形成した扇状地上に、比高 2~3 m で北東側低下の逆向き低断層崖が分布しており、複数の文献で断層崖と認められているほか、小河川の屈曲から左横ずれが指摘されている。

ドローン測量はこれらの断層地形が認められる範囲において、国道を避ける形の測量範囲とした。また、ボーリング調査は扇状地上に低崖が認められる地点において、断層の両側で掘削した。

トレンチ調査地点は低崖が発達しておらず断層位置が不明確であるが、既往のトレンチで断層が確認されているバルジ地形と扇状地上の逆向き低崖を直線的に結んだ延長上で3Dトレンチを掘削した。

#### b) ドローン LiDAR による精密地形計測

ドローン測量は図 11 に示す範囲とフライトプランにしたがって、複数回のフライトで計測を行った。また、樹木が多い部分はフライトを多くし、データの精度向上を図った。ドローン測量で得られた 0.1mDEM から作成した等高線図を図 12 に、陰影図を図 13 に示す。これらの図において、扇状地上の逆向き低崖やバルジ地形が明瞭に表現されていることが見て取れる。バルジ地形は周囲に樹木が多いため、空中写真では詳細な位置や形状が把握できなかったが、ドローン測量では明瞭に表現されており、この手法が有効であることが明らかになった。

#### c) 下蔦木地点の3Dトレンチ調査

#### i)トレンチ掘削の概要

下蔦木地点においては、トレンチを2孔(Aトレンチ、Bトレンチ)、ピットを2孔(C1ピット、C2ピット)掘削した。Aトレンチは推定される断層に直交する方向に、断層推定位置をまたいで掘削し、トレンチ SE 面の一部は深掘りを行ったほか、断層平行方向にも掘削した(図14)。BトレンチはAトレンチより南東側の地質を確認するため、Aトレンチと平行方向に用地内で最大限南西方向に寄せた位置で掘削した。C1ピットはAトレンチ及びBトレンチが位置する水田から、農道を隔てて南東側の水田において掘削した。C2ピットはAトレンチ及びBトレンチと同じ水田の南東側において掘削した。Aトレンチ壁面と拡張部分、断層平行部分のそれぞれについて写真の展開図を図15~17、スケッチを図18~20に示す。また、Bトレンチ壁面写真の展開図を図21に、Bトレンチ壁面スケッチの展開図を図22にそれぞれ示す。

#### ii)トレンチの層序

トレンチ及びピット壁面には砂礫を主体とした堆積物とそれに挟在する腐植質シルト・砂主体の堆積物が露出した。堆積物は連続性や削剥の有無、層相の相違などにより区分し、さらにそれぞれの層をいくつかに細分した。

#### (1) A トレンチ

Aトレンチでは、上位から0層:掘削残土、1層:盛土、2層:腐植質シルト、3層:扇状地性礫層(上位:断層を覆う)、4層:扇状地性礫層(上位)、5層:腐植質シルトと砂礫の互層、6層:扇状地性礫層(下位)、7層:砂混じりシルト(フラッドローム)、8層:シルト混じり砂礫(釜無川系)の9層に区分し、いくつかの地層については細分した。

0層:掘削残土。トレンチ掘削時の残土である。NW2 面、SE2 面、NE2 面の上端部に分布する。

1層:盛土(10YR5/8:黄褐色)。シルト混じり砂礫からなる。最大礫径は30cm、平均礫径は13cmで、亜円~亜角礫からなる。礫種は安山岩・凝灰岩が主体。淘汰はやや不良。 礫率は30%程度。基質は中~細粒砂主体である。ところどころに腐植質シルト主体の部分も見られる。トレンチの南東側及び南西側ほど層厚を増す。

2層: 腐植質シルト (10YR2/3: 黒褐色)。植物片・木片や植物根を多量に混入する。まれに最大径 15cm までの亜角~亜円礫を混入する。SE1 面の SE1 付近には加工された木杭らしき木片が露出した。トレンチの南東側及び南西側ほど層厚を増す。

3a 層:シルト混じり砂礫 (10YR3/4:暗褐色)。最大礫径は 18cm、平均礫径は 7 cm で、 亜角~亜円礫からなる。礫率は 30%である。礫種は安山岩・凝灰岩が主体で、ごくまれ に砂岩・泥岩を混入する。淘汰は不良である。基質はシルト混じり砂である。径 40cm の 巨礫を1つ混入する。

3b層: 礫混じりシルト質砂 (7.5YR3/3:暗褐色)。やや腐植質なシルト混じり砂からなり、全体に亜角~亜円礫を混入する。礫は3a層や4a層に似る。

4a層:シルト混じり砂礫 (7.5YR3/3:暗褐色)。最大礫径は25cm、平均礫径は6cmで、 亜角~亜円礫からなる。礫率は20%程度である。礫種は安山岩・凝灰岩が主体で、ごく まれに砂岩・泥岩を混入する。淘汰は不良である。基質はやや腐植質なシルト混じり砂 である。ところどころに巨礫が集中する。

4b 層:砂礫 (7.5YR4/3:褐色)。最大礫径は25cm、平均礫径は8cmで、亜角~亜円礫からなる。礫率は40%程度である。淘汰は不良である。礫種は安山岩・凝灰岩が主体で、ごくまれに砂岩・泥岩を混入する。基質は中粒砂主体である。

4c層:シルト混じり砂礫 (7.5YR3/2:黒褐色)

最大礫径は 20cm、平均礫径は 6 cm で、亜角~亜円礫からなる。礫率は 20~30%である。 淘汰はやや不良である。礫種は安山岩・凝灰岩が主体で、ごくまれに砂岩・泥岩を混入 する。基質はシルト混じり砂であり。NW1~5 付近では下位の 5a 層との境界は不明瞭で 漸移的である。

4d 層: 礫混じり砂 (7.5YR3/2: 黒褐色)。 礫混じりの中粒砂~粗粒砂を主体とするほか、一部は細礫主体である。全体にやや腐植質であるが、NW1 面の NW6~7 付近は特に腐植分が多い。 礫は 4a 層や 4e 層に似るが、 礫径が平均 2 cm 程度と小さい。

4e 層:砂礫 (7.5YR3/3:暗褐色)。最大礫径は 40cm、平均礫径は5cm で、亜角~亜円礫からなる。礫率は20~40%である。礫種は安山岩・凝灰岩が主体で、ごくまれに砂岩・泥岩を混入する。淘汰は不良である。基質は粗粒~中粒砂である。場所による礫率の変化が大きい。5c 層との境界は明瞭で、NW13 付近では軽微に削り込んでいる。5c 層が分

布しない NW16 付近より北東側では6層と直に接するが、その境界は非常に不明瞭である。

5a 層: 礫混じり砂 (10YR4/4: 褐色)。粗粒砂を主体とし、径 3 cm 程度以下の亜円~円 礫を含む。不明瞭なラミナが見られる。

5b 層:砂礫 (10YR3/4:暗褐色)。最大礫径は30cm、平均礫径は3cmで、亜角~亜円礫からなる。礫率は30~40%である。礫種は安山岩・凝灰岩が主体で、ごくまれに砂岩・泥岩を混入する。淘汰はやや不良である。基質はやや腐植質な粗~中粒砂からなる。NW8~10 付近では下部が砂主体となる。

5c 層:腐植質シルト (2.5Y2/1:黒色)。腐植質シルトを主体とし、砂を多量に混入する。ところどころに最大径 30cm の亜角礫が点在する。木片・植物片及び植物根を多量に混入する。

6層:砂礫 (2.5 Y3/2: 黒褐色)。最大礫径は 40cm、平均礫径は 4 cm で、亜角~亜円礫からなる。礫率は 20~40%である。礫種は安山岩・凝灰岩が主体で、ごくまれに砂岩・泥岩を混入する。淘汰はやや不良である。基質は粗~中粒砂、一部では腐植質となる。ところどころに木片・植物片が点在する。

7a 層: 礫・砂混じりシルト (10YR5/4: にぶい黄褐色)。礫・砂混じりシルトからなる。 上端部は腐植質である。7b 層に似るが、亜円~亜角礫を多量に混入する。礫種は安山岩・ 凝灰岩からなる。

7b層:砂混じりシルト(10YR5/4:にぶい黄褐色)。均質な砂混じりシルトからなり、塊状である。鉛直方向に伸びる植物根が全体に発達する。NW1 面の北東端では腐植質シルト主体部も見られる。ごくまれに礫を混入する。釜無川本流の影響がなくなった後のフラッドロームと考えられる。

7c層: 礫・砂混じりシルト (10YR5/4: にぶい黄褐色)。礫・砂混じりシルトからなる。7b層に似るが、亜円~亜角礫を多量に混入する。礫種は釜無川系の砂岩、泥岩、安山岩からなる。

8層:シルト混じり砂礫(2.5Y5/3:黄褐色)。最大礫径は70cm、平均礫径は10cmで、 亜円~円礫からなる。礫率は40~50%である。釜無川系の砂岩、泥岩、安山岩、斑レイ 岩、花崗岩などの礫を含むことを特徴とする。淘汰は不良である。基質はシルト混じり 砂である。

# (2) B トレンチ

Bトレンチでは B1 層~B13 層に区分した。B1 層が A トレンチの 1 層に、B2 層が A トレンチの 2 層に、B4~B7 層が A トレンチの 3 層及び 4 層に、B8 層が A トレンチの 5 層に、B9~B12 層が A トレンチの 6 層に、B13 層が A トレンチの 8 層にそれぞれ概ね相当する。なお、B3 層に相当する地層は、A トレンチには分布しない。また、A トレンチの 0 層及び 7 層に相当する地層は、B トレンチには分布しない。

B1層:盛土(10YR5/8:黄褐色)。シルト混じり砂礫層。平均礫径は13cm、最大礫径は30cm。亜円礫、一部亜角礫からなる。礫種は安山岩が主体。淘汰はやや不良。礫率は30%程度。基質は中〜細粒砂主体で、極細粒砂〜シルトが混じる。植物根、植物片を含む。トレンチの全体にわたって、地表から層厚1m程度で分布する。

B2 層:腐植質シルト (7.5YR3/2:黒褐色)。礫・砂混じりの腐植質シルトからなり、植物根、植物片、木片を多量に含む。B1 層との境界付近に全体的に B1 層由来と考えられる大~中礫が混入する。下限付近にも、一部に B4 層由来と考えられる中~細礫が混入する。トレンチの全体にわたって、B1 層の下限から層厚 1~1.4m 程度で分布する。下位層との境界が北東から南西にむかってなだらかに下がり、南西側ほど層厚を増す。

B3 層:シルト質砂礫 (7.5YR2/2: 黒褐色)。シルト質砂礫からなり、平均礫径は15cm、最大礫径は27cm。礫径は40%程度。基質は粗~中粒砂が主体だが、B2 層との境界付近では腐植質シルトが主体となる。亜円礫、一部亜角礫からなる。礫種は安山岩が主体である。巨~細礫まで混在し、淘汰は不良である。上限及び下限付近に巨礫が分布する。NW2、SE2 より南西側及びSW面に、H1を挟んで層厚0.5~1m程度で分布する。NW面よりもSE面の方が、層厚が大きい。下位層を明瞭に削り込んでおり、SE面とSW面の境界付近で最も下限が低くなる。

B4 層:シルト混じり砂礫 (10YR3/3:暗褐色)。シルト混じり砂礫からなり、平均礫径は10cm、最大礫径は27cm。亜円礫を主体とし、一部亜角礫を伴う。礫種は安山岩を主体とし、淘汰はやや不良で、礫率は20%程度である。基質は腐植質シルト主体で、細~極細粒砂が混じる。B2 層との境界に1~5cm程度の礫が水平に並ぶ。植物根を多く含み、植物片を伴う。B12 層とは、礫率が低いことから区分される。NW5 及びSE5 より北東側に、B2 層の下位に最大層厚80cm程度で分布する。

B5 層:砂・礫混じり腐植質シルト層 (7.5YR2/1:黒褐色)。腐植質シルトを主体とし、細~極細粒砂が混じる。中~細礫が全体的に混入し、一部に大礫を含む。礫は亜円礫からなり、礫種は安山岩主体である。植物根や植物片を含む。NW1~14、SE2~12、SW+1~+2に、最大層厚 70cm 程度で分布する。NW 面では NW14 付近で、SE 面では SE12 付近で、B4 層内でレンズ状に収束する。

B6 層:シルト混じり砂礫(10YR3/2: 黒褐色)。シルト混じり砂礫からなり、平均礫径は3 cm、最大礫径は9 cm、亜円礫を主体とする。礫種は安山岩を主体とし、淘汰は普通、礫率は40%程度である。礫は概ね水平にならぶ。基質は粗~細粒砂主体で、極細粒砂~シルトが混じる。やや腐植質で、植物根や植物片を含む。B7 層とは礫率が高く、礫径が小さいことで区分される。NW1~4 及び SW-1~+2 に、B5 層の下位に層厚 30 cm 程度で分布する。NW 面では、NW4 付近で B5 層内にレンズ状に収束する。SW 面では、SW-1 付近で B3 層に削り込まれる。

B7 層:シルト混じり砂質礫 (7.5YR3/2: 黒褐色)。シルト混じりの砂質な礫からなり、平均礫径は4.5cm、最大礫径は11cm、亜円礫を主体とし、亜角礫を伴う。礫種は安山岩を主体とし、淘汰は普通で、礫率は30%程度である。礫は概ね水平に並ぶ。基質は粗~中粒砂が主体で、細粒砂~シルトが混じる。NW4及びSE4より南西側では、下限付近に大礫が分布する。NW9、SE9より南西側及びSW面に、B5層及びB6層の下位に最大層厚80cm程度で分布する。

B8 層: 礫混じり腐植質シルト (7.5YR2/1: 黒色)。腐植質シルトを主体とし、中~極細粒砂混じる。礫は亜円礫からなり、礫種は安山岩を主体とする。 $NW7\sim9$  及び  $SE6\sim8$  では礫率が低いのに対し、それより南西側では礫率が高くなり、15cm を超える礫も混入する。植物根や植物片を含む。 $NW5\sim8$  及び  $SE4\sim9$  に、B7 層の下位に層厚  $20\sim40cm$  程度で

分布するが NW8 付近では B7 層と指交関係にある。NW 面では、概ね層厚 20cm 程度で分布する。SE 面では、層厚 20~40cm 程度で NW 面に比べて変化が大きい。

B9 層:シルト混じり砂礫 (10YR3/4:暗褐色)。シルト混じり砂礫からなり、平均礫径は3cm、最大礫径は4.5cm、亜円礫を主体とする。礫種は安山岩が主体で、淘汰は良く、礫率は40%程度である。礫は概ね水平に並ぶ。基質は細粒砂が主体で、シルトが混じる。やや腐植質で植物片を含む。B10 層とは礫径が小さく、礫率が高いことで区分される。NW6~10 に、B4 層及び B8 層の下位に分布する。下限は不明であり、トレンチ内では最大15cm 程度が露出する。

B10 層:シルト混じり砂礫 (10YR2/3: 黒褐色)。シルト混じり砂礫からなり、平均礫径は 6.5cm、最大礫径は 12cm、亜円礫を主体とし、亜角礫を伴う。礫種は安山岩が主体で、淘汰は普通、礫率は 30%程度である。基質は中~細粒砂主体で、シルトが混じる。やや腐植質。植物根を含む。NW2~7、SE3~4 及び SE5~7 に、B7 層及び B8 層の下位に分布する。下限は不明であり、トレンチ内では最大 25cm 程度が露出する。

B11 層:砂混じり腐植質シルト (10YR3/3:暗褐色)。腐植質シルトを主体とし、細~極細粒砂が混じる。植物根や植物片を含む。NW9~10 に、B9 層の下位に分布する。下限は不明であり、トレンチ内では最大 15cm 程度が露出する。

B12 層:シルト混じり砂礫 (10YR2/2: 黒褐色)。シルト混じり砂礫からなり、平均礫径は8cm、最大礫径は30cm、亜円礫を主体とし、亜角礫を伴う。礫種は安山岩が主体で、淘汰はやや不良、礫率は40%程度である。礫は概ね水平に並ぶ。基質は粗~中粒砂主体で、細粒砂~シルトが混じる。植物根を含む。NW12~15及びSE8~15に、B4層及びB5層の下位に分布する。下限は不明であり、トレンチ内では最大80cm程度が露出する。

B13 層:シルト・砂混じり礫(2.5Y4/3:オリーブ褐色)。シルト・砂の混じる礫からなり、平均礫径は5 cm、最大礫径は20cm、亜円礫を主体とし、亜角礫を伴う。礫種は砂岩、斑レイ岩、安山岩などからなり、釜無川起源の堆積物と考えられる。淘汰はやや不良で、礫率は30%程度である。基質は中〜細粒砂主体で、シルトが混じる。NW9〜10では礫率が10%程度に下がり、基質もシルト主体となる。NW9〜12及びSE11〜12に、NW面ではB4層の下位、SE面ではB12層の下位に分布する。下限は不明であり、トレンチ内ではNW面では最大50cm程度、SE面では最大40cm程度が露出する。

# iii)イベント層準の認定と年代、活動間隔

下蔦木 A トレンチでは堆積物を切断する複数の断層が露出した。断層と地層の切断・被覆関係から、以下の3つの活動と発生時期が推定される。

イベント1:4層を切り、3層に覆われる。4層から得られている年代のうち、最新の年代として222~384 cal AD (1566~1728 cal BP:SMT-NW1-11) の年代が得られている。一方、3a層から得られている年代のうち、最も古い年代として398~539 cal AD (1411~1552 cal BP:SMT-NW1-10) の年代が得られている。従って、この断層の活動時期は、222~539 cal AD (1411~1728 cal BP:約1400~1700年前)と推定される。この年代は、近傍で実施された三浦・他(2002)の最新活動時期と調和的である。一方、北部区間と中北部区間の連動イベントと推定された西暦762年もしくは841年の歴史地震には対応しない。また、南部区間の最新活動時期は約1400~2500年前とされており(例

えば、地震調査研究推進本部地震調査委員会,2015)、この年代と矛盾しない。すなわち、 下蔦木地点では最新活動に伴い南部区間と連動した可能性が示唆される。

イベント2:4e層を切り、4d層に覆われる。4e層からは年代が得られていないが、その下位の5層から得られている年代のうち、最新の年代として8980~8649 cal BP (SMT-SE-C3) の年代が得られている。一方、4d層からは5380~5449 cal BP (SMT-NW1-7) 及び4836~4615 cal BP (SMT-NW1-8) の年代が得られている。SMT-NW1-7 は堆積物中の木片を測定した値であるが、SMT-NW1-8 はバルクで測定した値である。そのため、ここでは SMT-NW1-7 の年代値を採用すると、活動時期は8649~5380 cal BP (約5400~8600 年前)と推定される。この年代は、既報の調査による中南部区間の約6000~8000 年前の活動5 (地震調査研究推進本部地震調査委員会,2015) と調和的である。一方、南部区間の活動時期は最新活動に先行する活動2が約7200~8400 年前と推定されており(地震調査研究推進本部地震調査委員会,2015)、この年代とも矛盾しない。

イベント3:6層を切り、5層に覆われる。6層からは年代が得られていないが、その下位の7層からは19195~18895 cal BP (SMT-SE-C1) の年代が得られている。一方、5層下部からは11075~10659 cal BP (SMT-NW1-18) の年代が得られている。従って、この断層の活動時期は、18895~11075 cal BP (約11000~19000 年前) と推定される。各活動時期の範囲を用いて活動間隔を算出すると、活動1と2では3700~7200 年、活動2と3では2400~13600 年となる。また、活動1から3の年代幅をイベント回数-1で除した場合、約4700~8800 年となる。これらは誤差が大きいが、糸静断層帯北部区間、中北部区間、及び中南部区間の平均活動間隔と比して有意に長く、南部区間よりも短い。これは、調査地点が全てのイベントを記録していなく、北東側を並走するトレースがより高頻度で活動したイベントが存在する可能性を示唆する。その場合、本地点で記録されたイベントは連動イベントのみである可能性もある。

#### iv) 横ずれ変位量の計測

下蔦木 A トレンチでは、断層に斜交して流下した2つのチャネル堆積物を基に左横ずれ量を計測可能である。それらは新しいものから4b層、5層であり、それぞれ最新活動1回分と2回分を記録している。各チャネル堆積物と横ずれ量の計測結果を図23と図24にそれぞれ示す。

最新活動に伴う横ずれ量はチャネル堆積物 4b 層の西縁を基準に 3.0m と計測した。東縁も横ずれ変位を生じているが、古流向が湾曲し相対的に不明瞭なため、ここでは西縁を変位基準とした変位量を最新活動に伴う横ずれ量とみなした。この横ずれ変位量は、地表で計測できる流路の横ずれ量が約 3 mであることと調和的である。

最近 2 回分の横ずれ量を記録する 5 層は  $5a\sim5c$  層からなり、薄く幅広いチャネルを充填する一連の堆積物と判断し、その西縁を変位基準とした。西縁は A トレンチ壁面に広範囲に露出するが、断層帯近傍では横ずれ変位により分布が見られない場所がある。横ずれ量の計測にあたっては、層厚が 0 になる西端だけでなく、流心に向かって厚くなる分布を等層厚線を描いて検討した。層厚が 0 cm、10 cm、20 cm の等層厚線を基準に  $6.2\pm0.2$  mの横ずれ量を本地点の 2 回分の横ずれ量と判断した。

#### v)下蔦木断層における変位履歴と連動確率の試算

下蔦木地点における 3D トレンチ調査の結果、最近活動と 1 つ前のイベントに伴う横ずれ変位量はそれぞれ約 3 mで同程度であったと推定された。活動時期からみて、いずれのイベントも南部区間の活動時期と調和的である。さらに、本地点は下蔦木断層及び中南部区間の南東末端付近に位置し、 3 mの地震時変位が中南部区間の単独イベントとして生じたとは考えにくい。したがって、下蔦木 A トレンチで検出された 2 回の活動は南部区間ないし下蔦木断層より南の断層区間と連動したイベントを記録している可能性が高い。中南部区間の平均活動間隔は約 1300~1500 年であり(地震調査研究推進本部地震調査委員会,2015)、より高頻度で活動していることから、4~6回に一回の頻度で中南部区間と南部区間が連動した可能性がある。下蔦木地点の活動 1 と 2 の発生間隔である約 3700~7200 年を連動間隔とみなせば、ポアソン過程に基づく今後 30 年以内の連動確率は 0.4~0.8%と試算される。

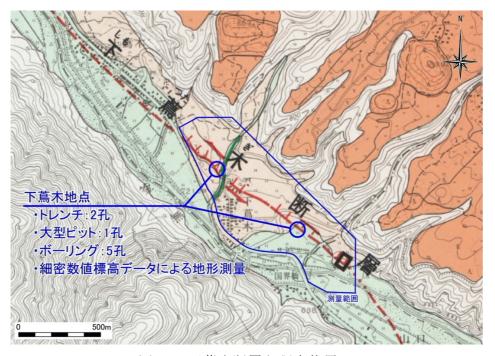


図 10 下蔦木断層と調査位置 基図は国土地理院発行の都市圏活断層図(澤・他,1998)を使用。

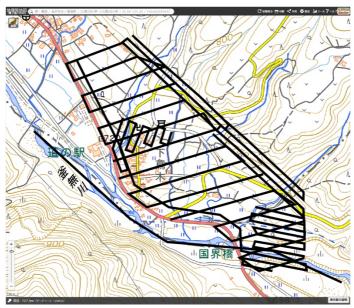


図 11 下蔦木断層周辺のドローン LiDAR 実施範囲 基図は地理院地図を使用。黒線はフライト位置。



図 12 下蔦木断層周辺のドローン LiDAR による等高線図 等高線間隔は 0.5 m。

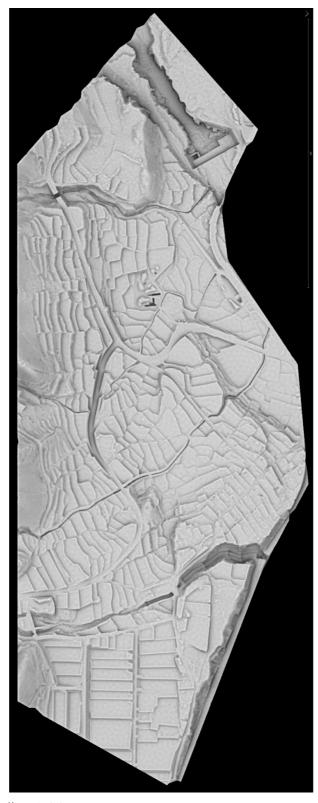


図 13 下蔦木断層周辺のドローン LiDAR によるモノクロ陰影図 DEM のグリッド間隔は 0.1mメッシュ。

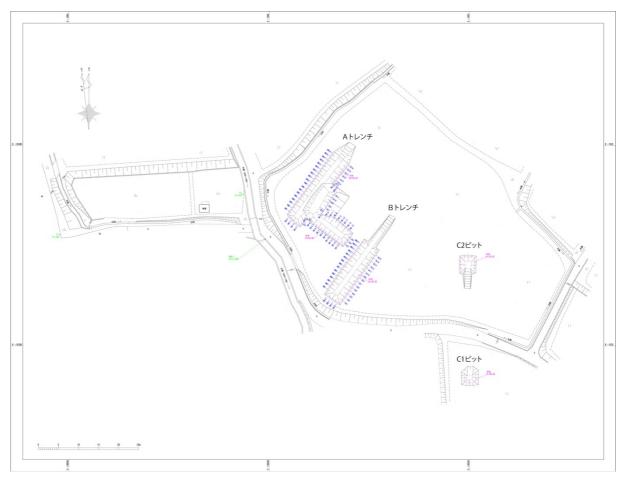


図 14 下蔦木地点の測量図と 3 Dトレンチ掘削位置



図 15 下蔦木地点のAトレンチの写真

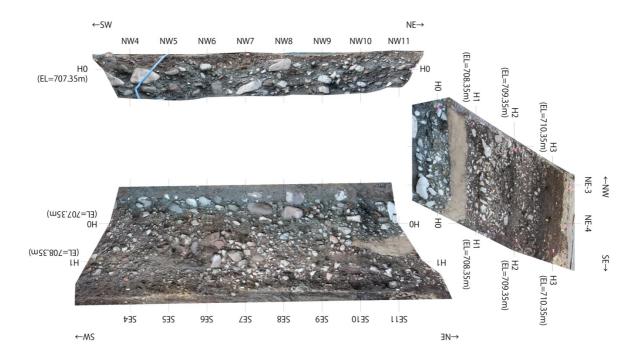


図 16 下蔦木地点のAトレンチ拡張部分の写真

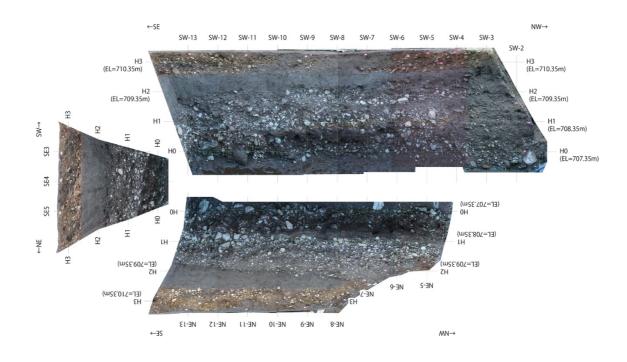


図17 下蔦木地点のAトレンチ断層平行部分の写真

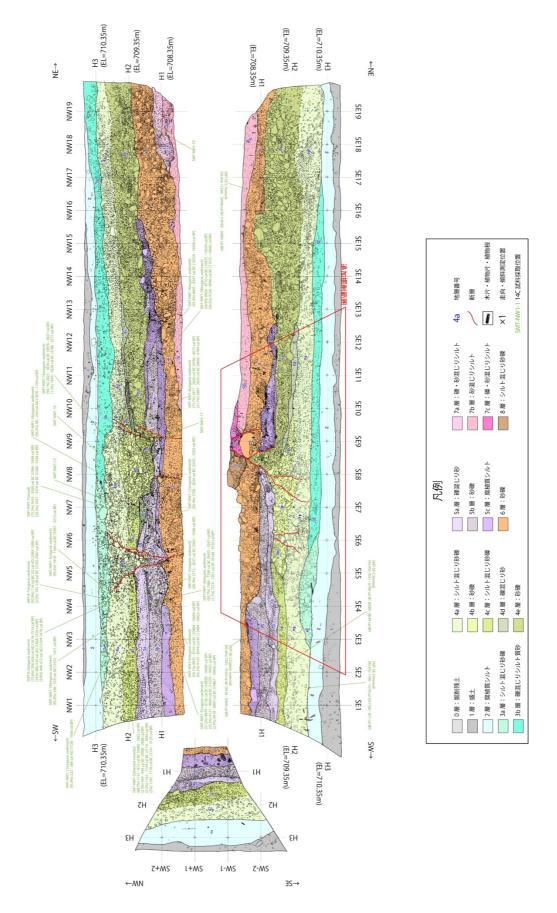


図18 下蔦木地点のAトレンチのスケッチ

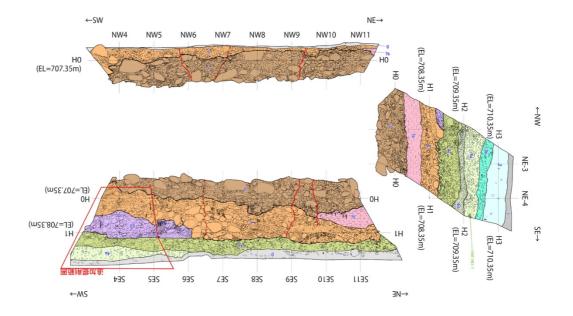




図 19 下蔦木地点のAトレンチ拡張部分のスケッチ

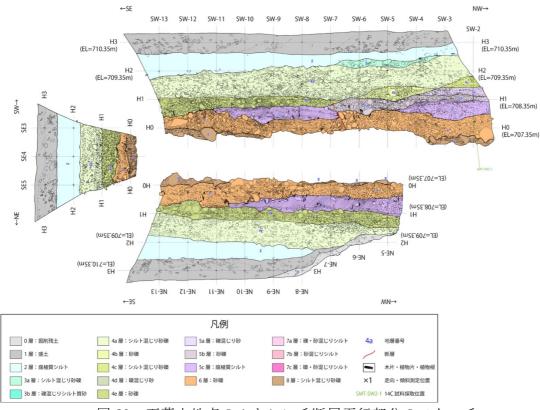


図 20 下蔦木地点のAトレンチ断層平行部分のスケッチ

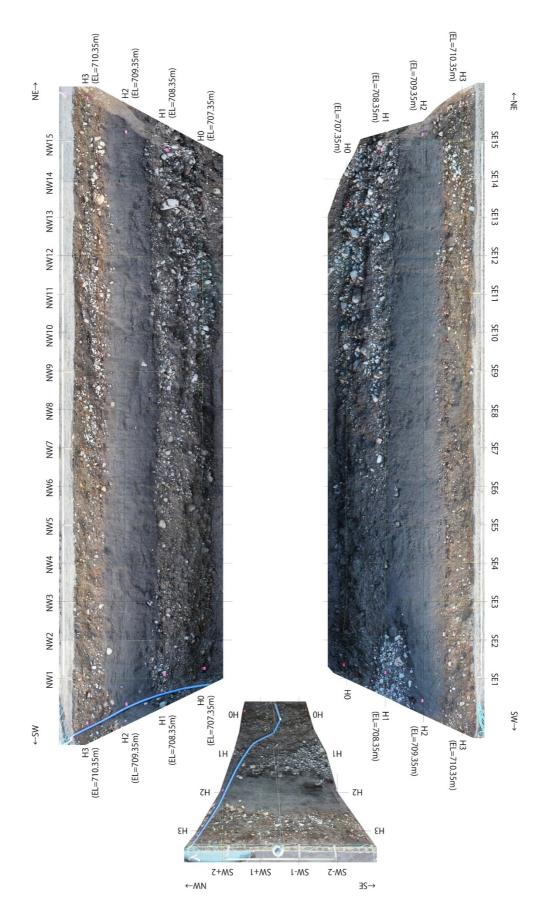


図 21 下蔦木地点Bトレンチの写真

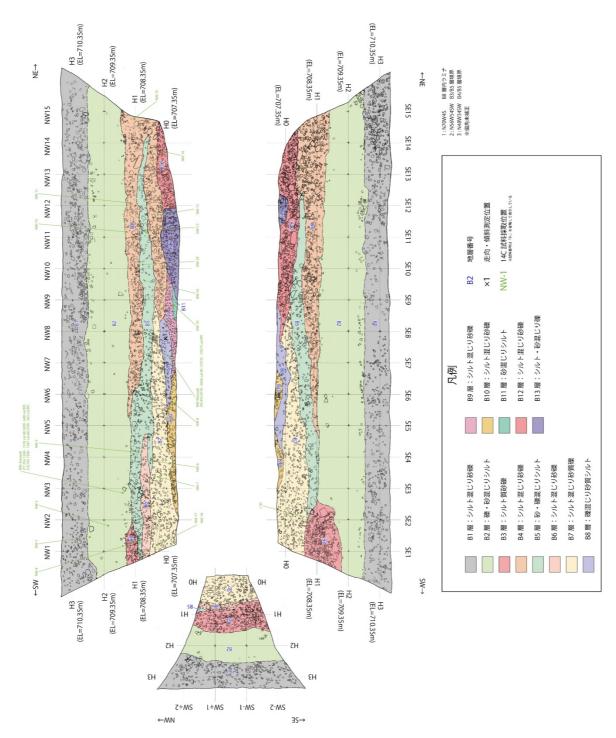


図 22 下蔦木地点Bトレンチのスケッチ

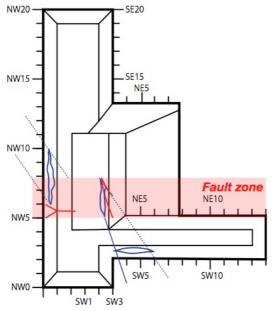


図 23 最新活動に伴う横ずれ量の推定 壁面に露出したチャネル堆積物の分布形状(青色)をもとに推定。

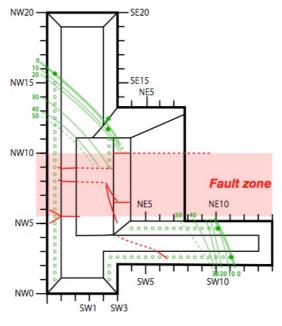


図 24 最近 2 回の活動に伴う横ずれ量の推定 壁面に露出したチャネル堆積物の層厚分布(黄緑色:数値は cm)をもとに推定。

## 3) 糸静断層帯全体の連動イベントの整理

本事業と従来の調査研究成果を総合して、糸魚川ー静岡構造線断層帯で生じた連動型 地震の発生時期、活動範囲、地震時変位量を整理した。既往の活動時期や地震時変位量は 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2015)でまとめられた結果を中心に、個別の調査 地点については文部科学省研究開発局・国土交通省国土地理院・東京大学地震研究所 (2010)を参考にした。各地点間のイベント対比では、地震調査研究推進本部地震調査委員 会(2015)と同様に、単独トレース上で複数回の活動履歴が推定された地点を重視した。 以下では、最も詳細な連動履歴が明らかになった北部区間との連動組み合わせを中心に 北から南へ新しいイベントから整理する。

#### a) 北部区間と中北部区間の連動イベント

北部区間の神城断層から中北部区間の岡谷断層に至る区間では、最新活動時期が約1200年前頃もしくは6世紀以降と推定された(図25)。この連動イベントは西暦762年もしくは841年の歴史地震に対比されると考えられる。近藤・他(2014)で指摘したように、被害記録の詳細さや分布域から判断して、西暦762年の地震が北部区間から中北部区間を活動範囲とする連動型地震であった可能性が高い。このイベントに伴い、神城断層・木崎湖南方地点で8.5~10.2mの実変位(近藤,2018)、松本盆地東縁断層北部・池田町会染地点で5.0mの実変位(近藤・木村,2017)、松本盆地東縁断層南部・豊科高家地点で7.1±3.6m(近藤・他,2019)、島内地点で6.2~6.9m(近藤・他,2006)、牛伏寺断層・並柳地点で7.5±1.5m(奥村・他,1994)、牛伏川地点で6m程度が計測されている。この際の活動範囲は北部区間と中北部区間をあわせた、長さ約120kmの範囲が活動したと考えられる。この場合の地震規模はMj8.0もしくはそれ以上である。

さらに先行する北部区間と中北部区間の連動イベントの候補は、神城断層・木崎湖南方地点で推定された約 4300~4500 年前のイベントである。ただし、このイベント発生年代に相当するイベントは牛伏寺断層では検出されていない。調査地点における地層の欠落やイベント年代推定の誤差によるものか、このイベントでは牛伏寺断層が連動しなかったかのいずれかの可能性が考えられる。地震時変位量からみれば、神城断層・木崎湖南方地点における本イベントに伴う地震時変位量は 8.5 m (上下変位 2.9 mを傾斜 20°で換算)であり、約 90km の地震断層長に相当する。一方、北部区間と中北部区間のうち、牛伏寺断層以南を除いた断層区間(北部区間から松本盆地東縁断層南部まで)は長さ約 65kmに過ぎない。そのため、地震時変位量と地震断層長のスケーリング則(松田・他,1980)に基づけば、現時点ではこのイベントに伴い牛伏寺断層以南を含む中北部区間全体が連動したと考えることが合理的である。よって、北部区間と中北部区間の連動型地震が約 4300~4500 年前に生じた可能性が高い。この場合の連動範囲は約 120km の区間となり、地震規模は Mj8.0 もしくはそれ以上である。なお、北部区間から松本盆地東縁断層南部までが連動範囲の場合は長さ約 65km となり、地震規模は Mj7.9 程度と推定される。

これらを踏まえて、北部区間と中北部区間の連動型地震の発生間隔は、最新活動を西暦 762 年とした場合、約 3100~3300 年となる。この連動間隔とポアソン過程に基づく今後 30 年間の連動型地震の発生確率は 0.9~1.0%と試算される。

#### b) 中北部区間と中南部区間の連動イベント

両区間が連動したイベントは、諏訪湖周辺の活動時期を整理した結果、約 3100~3200 年前に推定される(図 26)。北端は少なくとも神城断層・木崎湖南方地点以南であり、同地点より北方のトレンチ調査等ではこのイベント相当が検出されていない(例えば、地震調査研究推進本部地震調査委員会,2015)。神城断層・木崎湖南方地点では、このイベントに伴う地震時変位量は上下変位 0.4m と小さく地震断層末端付近の変位、もしくは地震断層近傍の地表で生じた受動的変位と示唆される。よって、この連動イベントの北端は、北部区間の神城断層全体は含まず、松本盆地東縁断層北部の北端までと判断できる。また、南端についても正確な位置は特定できないが、中南部区間の活動 3 (約 2900~3200年前:地震調査研究推進本部地震調査委員会,2015)に相当するため、中南部区間全体が活動したと考えられる。本事業による下蔦木地点の 3D トレンチでは、上述のように約2900~3200年前イベントは検出されていないが、北西約400mに位置する近藤・他(2005)によるトレンチ調査では、約2000~3300年前のイベント II が識別されており大きな矛盾はない。よって、この連動イベントでは、松本盆地東縁断層北部から中北部区間、及び中南部区間に至る区間で生じたと考えられる。なお、現時点では、この連動イベントに伴う地震時変位量は計測されていない。

以上から、松本盆地東縁断層北部から中北部区間と中南部区間に至る長さは約78kmとなり、その連動型地震の規模はMj8.0程度もしくはそれ以上と推定される。本イベントは約3100~3200年前に生じたと推定され、現時点では過去約1万年間で1回のみ検出されている。仮に先行する連動イベントが最も新しい時期の約1万年前にも生じていた場合には、連動間隔は最小で7000年程度となり、ポアソン過程に基づく今後30年以内の連動確率は最大で0.4%と試算される。

## c) 中南部区間と南部区間の連動イベント

中南部区間と南部区間では詳細な変位履歴が限られているが、現時点で得られているデータを基に連動イベントの抽出を試みた。中南部区間の南東端付近に位置する下蔦木地点の 3D トレンチの結果、最新活動と先行する活動が南部区間との連動イベントである可能性が得られた。既述のように、最新活動は約 1400~1700 年前に生じたと推定され、南部区間の最新活動時期が約 1400~2500 年前であることと矛盾しない。さらに、本事業による最新活動に伴う横ずれ量が約 3 m と推定されるため、少なくとも下蔦木断層と南部区間の一部が連動した可能性が指摘できる。ただし、その連動範囲の詳細は現時点では明らかではない。例えば、中南部区間の茅野断層では対応するイベントが検出されておらず、複数の断層トレースで構成される釜無山断層群においても、最新活動時期は約 900~1300 年前とされ不調和である。よって、現時点では少なくとも下蔦木断層と南部区間の一部を含む連動イベントが約 1400~1700 年前に生じたと言え、地震時変位量が約 3 mであることから少なくとも約 30km 以上の断層区間が連動したと考えられる。また、同様に連動範囲は不明であるが、活動時期と地震時変位量からみて、約 5400~8600 年前に連動イベントが生じた可能性がある。今後、より詳細な変位履歴について特に南部区間においても明らかにする必要がある。

以上から、少なくとも下蔦木断層から南部区間を含む範囲で生じた連動イベントが約1400~1700年前と約5400~8600年前に生じた可能性がある。この場合、暫定的な連動間

隔は約 3700~7200 年となり、ポアソン過程に基づく今後 30 年以内の連動確率は 0.4~ 0.8%と試算される。

## d) 糸静断層帯全区間(北部~南部区間)の連動イベント

本事業により特定した連動型イベントの時空間分布を図 27 に示した。これまでに実施された調査研究では、本事業による成果を含めて、断層帯全体が連動したと判断できる連動型地震イベントは検出されていない。活断層の連動性評価において、断層不連続や離間距離が地震時の応力変化や連動可能性に影響することが知られている(例えば、Wesnousky, 1988;松田, 1990; Wesnousky, 2008)。この観点で見ると、糸静断層帯で最も大きな断層不連続は中北部区間と中南部区間の境界であり、この諏訪湖周辺の区間境界を超える連動型イベントだけが断層帯全体の連動型イベントの候補となり得る。よって、現時点では過去約1万年間の中で約2900~3200年前に生じた連動イベントのみが候補となる。しかし、実際には、本イベントに対比可能なイベントは北部区間の神城断層では検出されておらず、松本盆地東縁北部のみで認められている。また、南部区間でもこの連動イベント時期に対応するイベントは検出されていなく、上述のように連動範囲は限定的である。したがって、糸静断層帯全体が連動するイベントは約1万年間には検出されておらず、約1万年に1回よりも長い連動間隔と判断できる。この場合、ポアソン過程に基づく今後30年以内の糸静断層帯全体の連動確率は0.3%未満と試算される。

以上のように、本事業ではこれまで不明とされてきた連動確率を新たに算出するため、変位履歴に基づく連動型地震の発生確率の算出手法を整理して構築した。ここでは評価手法を整理して構築することを主眼としたため、活動区間ごとのデータ粗密や信頼度は考慮できていないが、本評価手法を適用していくためには、より多くの地点で可能な限り多数回の変位履歴を明らかにする必要がある。例えば、逆断層区間である北部区間の神城断層では7回のうち2回を顕著な連動型イベントとして抽出できたものの、横ずれ断層区間である中北部~中南部区間では過去の地震時変位量を復元できた回数に限りがある。そのため、特に横ずれ断層帯では地震時変位量を復元する調査手法のさらなる改良や、区間境界付近で精緻な活動時期を集中的に取得する調査戦略などを検討していく必要がある。さらに、確率評価手法においては、神城断層でみられた時間的クラスタリングに対して、ポアソン過程による評価をせざるを得ないのが現状である。今後、多峰性分布を考慮した更新過程に基づく評価手法についても、引き続き検討していく必要がある。

## (c) 結論ならびに今後の課題

最終年度にあたる令和元年度は、中北部区間と中南部区間の連動イベントを検討するため、次の地形地質調査を実施した。中北部区間の諏訪湖南岸断層群・岡谷湊地点において、トレンチ・ボーリング調査を実施し、周辺では少なくとも 0.9mm/yr の上下変位速度であると推定した。中南部区間の南端付近に位置する下蔦木断層・下蔦木地点において 3 Dトレンチ調査、ドローン Li DAR 調査、ボーリング調査等を実施した。その結果、調査地点において約1万年前以降に3回の活動が推定され、最近2回の活動に伴う地震時変位量はいずれも約3mであると推定した。最新活動は約1400~1700年前に生じたと推定さ

れ、北部~中北部区間の連動イベント(西暦 762 年もしくは 841 年の歴史地震)とは異なる時期のイベントである。一方、この年代は中南部及び南部区間の最新イベント発生時期と調和的であり、下蔦木地点の最新活動に伴う地震時変位量が約3 mと推定されたことを加味すれば、両者の連動イベントである可能性がある。また、それ以前のイベントでは、約5400~8600 年前に中南部区間と南部区間の連動イベントが生じた可能性がある。これらの連動履歴から算出される中南部~南部区間の連動間隔は約3700~7200年である可能性があり、ポアソン過程に基づく今後30年間の連動確率を0.4~0.8%と試算した。

また、既存の中北部区間および中南部区間における活動履歴や地震時変位量を総合して、過去約1万年間に両区間が連動したイベントは約3000~3200年前の1回であることを推定した。この場合、連動間隔は最小で7000年程度であり、ポアソン過程に基づく今後30年間の連動確率を0.4%以下と試算した。

さらに、北部~中南部の3区間に至る連動イベントは、既往の過去1万年間の変位履歴では検出されなかった。さらに、これまでの変位履歴と既存の活動履歴をまとめ、断層帯で生じた連動型地震の連動範囲と地震時変位量の推定、連動確率の試算結果を整理した。

以上から、過去の活動時期に地震時変位量を加味した変位履歴、既往の地震時変位量と地震断層長のスケーリング則に基づき、複数の活動区間による連動確率をポアソン過程による試算として提示した。確率評価手法は従前の長期評価で実施された方法と同様であるが、さらに稠密かつ多数回の変位履歴を明らかにすることによって、より適切な連動型地震の発生確率を算出可能になるものと期待される。特に、横ずれ断層区間では複数回の地震時変位量を復元することが相対的に困難であり、今後、調査手法の改良を進める必要がある。さらに、上述のように、時間的クラスタリングがみられる場合にも、ポアソン過程に依らない更新過程に基づく評価手法も引き続き検討していく必要がある。

謝辞:野外調査の実施にあたり長野県危機管理防災課、岡谷市危機管理室、富士見町の各位にご協力を頂きました。掘削調査地の地権者及び耕作者の方々には、調査の趣旨をご理解頂き、土地の使用と掘削をご快諾頂きました。下蔦木トレンチでは広島大・奥村晃史氏、鶴岡高専・澤祥氏に壁面の解釈について有益な議論を頂きました。皆様に記して御礼申し上げます。

#### (d) 引用文献

今泉俊文・東郷正美・澤 祥・池田安隆・松多信尚,1:25,000 都市圏活断層図「諏訪」,国 土地理院,1999.

地震調査研究推進本部地震調査委員会,「糸魚川-静岡構造線断層帯の長期評価(第二版)」, 60p, 2015.

Katsube, A., H. Kondo, and H. Kurosawa, Surface rupturing earthquakes repeated in the 300 years along the ISTL active fault system, central Japan, Geophys. Res. Lett., 44, doi:10.1002/2017GL073746, 2017.

近藤久雄・奥村晃史・杉下一郎・中田 高、糸魚川ー静岡構造線断層系・下蔦木断層の活動

- 履歴と平均変位速度の再検討. 活断層研究, 25, 75-84, 2005.
- 近藤久雄・遠田晋次・奥村晃史・高田圭太,糸魚川-静岡構造線活断層系・松本盆地東縁断層南部に沿う左横ずれ変位地形,地学雑誌,115,208-220,2006.
- 近藤久雄・谷口薫・杉戸信彦, 糸魚川-静岡構造線活断層系の最新活動に伴う新たな古地 震像. 地球惑星科学連合大会, SSS34-14, 2014.
- 近藤久雄・谷口薫, 糸魚川-静岡構造線活断層系中部の諏訪湖周辺における古地震調査. 巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究報告書, 地質調査総合センター速報, 66,147-158, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2014.
- 近藤久雄・杉戸信彦・ 木下博久・池田哲哉,高時間分解能堆積物に基づく古地震履歴復元と不規則な大地震発生 糸静線活断層系・茅野断層のジオスライサー調査-.日本活断層学会 2008 年度秋期学術大会,P-09,2008.
- 近藤久雄・木村治夫,変位履歴に基づく連動性評価のための地形地質調査. 文部科学省研究開発局・国立研究開発法人産業技術総合研究所,活断層の評価に関する調査研究「活断層帯から生じる連動型地震の発生予測に向けた活断層調査研究」平成 29 年度成果報告書,3-54,2017.
- 近藤久雄・木村治夫・杉戸信彦,変位履歴に基づく連動性評価のための地形地質調査.文部科学省研究開発局・国立研究開発法人産業技術総合研究所,活断層の評価に関する調査研究「活断層帯から生じる連動型地震の発生予測に向けた活断層調査研究」平成30年度成果報告書,4-76,2018.
- 近藤久雄・木村治夫・杉戸信彦・下釜耕太・佐伯健太郎・川島裕貴・亀高正男・高岡宏之, 糸魚川-静岡構造線断層帯・松本盆地東縁断層南部における最新活動時期と横ずれ変位 量,日本活断層学会 2019 年度秋季学術大会,0-7,2019.
- Maruyama, S., Takemura, K., Hirata, T., Yamashita, T. and Danhara, T., Petrographic Properties of Visible Tephra Layers in SG93 and SG06 Drill Core Samples from Lake Suigetsu, Central Japan. Journal of Geography (Chigaku Zasshi), 128, 879-903, 2019.
- 松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文, 1896 年陸羽地震の地震断層, 東京大学地震研究所彙報, 55, 795-855, 1980.
- 松田時彦,最大地震規模による日本列島の地震分帯図,地震研究所彙報,65,289-319,1990.
- 三浦大助・幡谷竜太・阿部信太郎・青柳恭平・宮腰勝義・井上大栄, 糸魚川ー静岡構造線 活断層系中~南部のセグメンテーションモデル, 地球惑星科学関連学会 2002 年合同大 会, J029-P011, 2002.
- 文部科学省研究開発局・国土交通省国土地理院・東京大学地震研究所,糸魚川ー静岡構造線断層帯における重点的な調査観測平成17~21年度成果報告書,362p,2010.
- 奥村晃史・下川浩一・山崎晴雄・佃栄吉,糸魚川-静岡構造線活断層系の最近の断層活動 -牛伏寺断層・松本市並柳地区トレンチ発掘調査-,地震第2輯,46,425-438,1994.
- 澤 祥·東郷正美·今泉俊文·池田安隆, 1:25,000 都市圏活断層図「茅野」, 国土地理院, 1998.
- Wesnousky, S. G., Seismological and structural evolution of strike-slip faults, Nature, 335, 340-343, 1988.

- Wesnousky, S.G., Displacement and geometrical characteristics of earthquake surface ruptures: Issues and implications for seismic-hazard analysis and the process of earthquake rupture. Bull. Seismol. Soc. Am. 98, 1609–1632, 2008.
- 山崎晴雄・下川浩一・水野清秀・鹿島 薫,日本海東縁部およびフォッサマグナ周辺の地震 テクトニクスの研究―地殻構造調査.科学技術振興調整費「中部日本活構造地域の地震 テクトニクスに関する研究」第 I 期,第 II 期成果報告書,69-79,1991.

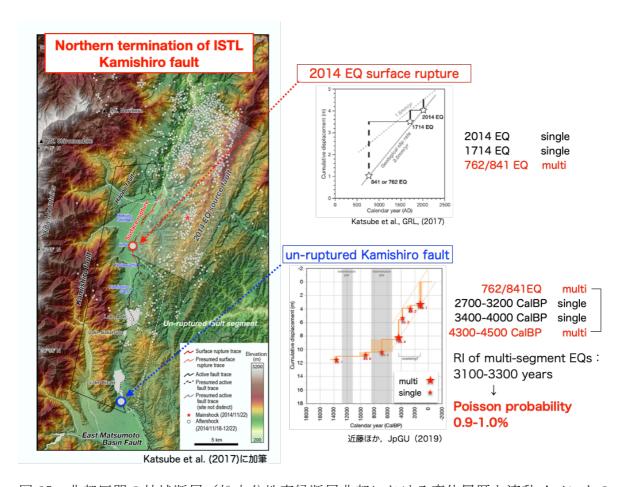


図 25 北部区間の神城断層/松本盆地東縁断層北部における変位履歴と連動イベントの まとめ

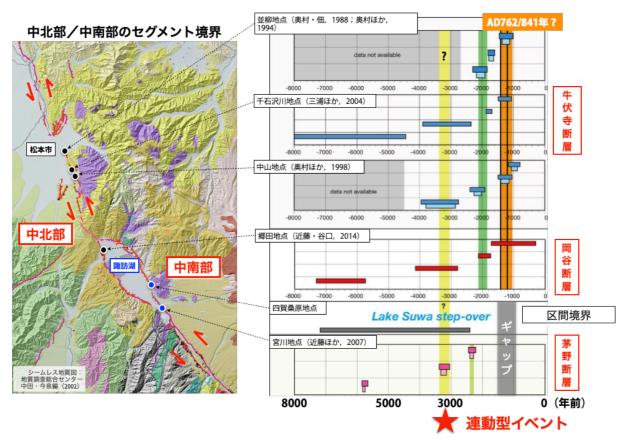


図 26 中北部区間/中南部区間のセグメント境界付近における 活動履歴と連動イベントのまとめ

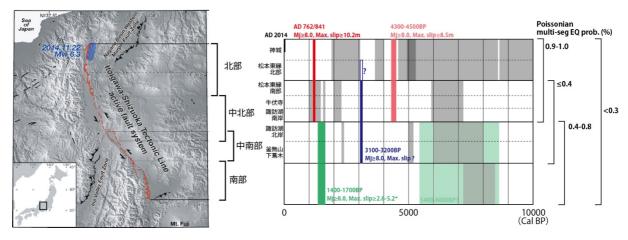


図 27 糸魚川-静岡構造線断層帯における連動履歴・確率試算のまとめ本事業で連動型地震と判断したイベント (赤,青,緑色ボックス)

関東地域の活断層の長期評価(2015)及び本事業で新たに検出された区間単独の活動時期 (灰色ボックス)

# (3) 平成 29~令和元年度の成果

#### (a)業務の要約

糸魚川一静岡構造線断層帯の北部区間から中南部区間を対象として、過去の地震時変位量等の変位履歴に基づき連動確率を試算する評価手法を構築するため、以下の調査研究を実施した。平成29年度には北部区間を構成する神城断層及び松本盆地東縁断層北部において変位履歴調査を実施するため、トレンチ調査、群列ボーリング調査、S波反射法地震探査を実施した。その結果、池田町会染地区において過去3回の上下変位量を復元し、安曇野市明科七貴地区において最新活動に伴う上下変位量を復元した。また、地震時変位量と断層長の経験式から地震イベント毎の活動範囲を推定した。その結果と既存の情報を整理し、過去に周辺の断層と連動した地震イベントを検討し、その発生頻度を明らかにした。さらに、神城断層の変位履歴と比較検討し、両断層が連動したと考えられる地震イベントを抽出した。

平成 30 年度には北部区間の神城断層において前年度の補足調査を実施した。神城断層の中綱湖地点においてボーリング調査とジオスライサー調査を実施し、平均上下変位速度と最近2回の活動時期を明らかにした。さらに、木崎湖南方地点においてボーリング調査を実施し、最近7回のイベント発生年代と地震時変位量を明らかにした。これらの成果から、既往の地震発生確率評価手法に基づき、2014年長野県北部の地震で未破壊の神城断層は、今後30年以内の地震発生確率は6~17%程度、地震後経過率は80~140%と試算した。

平成 30 年度にはさらに、中北部区間の松本盆地東縁断層南部に位置する安曇野市豊科高家地点において、三次元的なトレンチ調査を実施した。その結果、6世紀以降に生じた最新活動に伴う横ずれ量を推定した。また、松本市島内地点においてボーリング調査を実施し、過去2回の活動に伴う横ずれ量を推定した。さらに、松本盆地東縁断層南部の田沢測線においてP波反射法地震探査を実施し、東傾斜75°程度の断層傾斜を推定した。以上の調査結果と既存の情報を整理し、地震時変位量をもとに連動型地震を判別し、断層長との経験式からイベント毎の活動範囲と連動間隔を推定した。その連動間隔を基にポアソン過程による連動確率を試算した。

令和元年度には、糸静断層帯で最大規模の区間境界である諏訪湖周辺において、中北部区間と中南部区間の連動イベントを検討するため、次の調査を実施した。中北部区間の諏訪湖南岸断層群・岡谷湊地点において、トレンチ・ボーリング調査を実施した。その結果、周辺では少なくとも 0.9mm/yr の上下変位速度であると推定した。中南部区間の南端付近に位置する下蔦木断層・下蔦木地点において3Dトレンチ調査、ドローンLiDAR調査、ボーリング調査等を実施した。その結果、調査地点において約1万年前以降に3回の活動が推定され、最近2回の活動に伴う地震時変位量はいずれも約3mであった。最新活動は、北部~中北部区間の連動イベント(西暦762年もしくは841年の歴史地震)とは異なるイベントであり、中南部区間との連動イベントである可能性がある。これらの連動履歴から算出される中南部~南部区間の連動間隔は約3700~7200年である可能性があり、ポアソン過程に基づく今後30年間の連動確率を0.4~0.8%と試算した。また、既存の中北部区間および中南部区間における活動履歴や地震時変位量を総合して、過去約1万年間に両区間が連動したイベントは約3000~3200年前の1回であることを推定した。この場合、連動間隔は最小で7000年程度であり、ポアソン過程に基づく今後30年間の連動確率を0.4%

以下と試算した。北部~中南部の3区間に至る連動イベントは、過去1万年間の変位履歴 では検出されなかった。さらに、これまでの変位履歴と既存の活動履歴をまとめ、断層帯 で生じた連動型地震の連動範囲と地震時変位量の推定、連動確率の試算結果を整理した。

#### (b) 業務の成果

## 1) 神城断層・大町市平青木地点におけるボーリング調査

本地点は、2014年長野県北部の地震では活動しなかった神城断層付近に位置し、青木湖と中綱湖の間に位置している(図 28~30)。周辺では湖成段丘面及び河成段丘面が神城断層の上盤側に分布しており、湖成層に基づき平均変位速度を従来よりも高精度に推定するため、断層の低下側で深さ 20m までのボーリング調査を実施した。断層の隆起側においても調査を計画・検討したものの、積雪により調査資材の搬入ができなかったため、令和元年度以降に実施することとした。

ボーリング調査の結果、下位から花崗岩からなる基盤岩、深度 12m 以浅に湖沼性堆積物とみられる砂層、腐植質シルト層と泥炭層との互層、人工撹乱土層が分布することが明らかとなった(図 31)。人工撹乱土層は深度 3.36m までであり、ビニール片等の人工物が含まれる。深度 3.5m 以深の腐植質シルト層及び泥炭層から採取した放射性炭素同位体年代測定の結果、基盤岩を不整合に覆う湖沼性堆積物は少なくとも約 1.3 万年前以降に堆積したと推定される。これらの湖沼性堆積物には最大 45°程度で傾斜した砂層も含まれており(例えば深度 7~8 m)、層序と矛盾する年代測定値も含まれている。深度 3.8m 付近から深度 7.1m付近までは概ね層序と整合的な年代値を示すが、さら下位では腐植質シルト層や砂層の層理面を切断する剪断面もみられることから、コア内に数条の断層を識別した。

暫定的な上下変位速度として次の見積もりをおこなった。約5千年前の層準は深度4.6mと9.8mに層序と矛盾して認められ、その間に数条の断層が識別される。この5.3mの高度差が4690±30y.B.P.以降の逆断層変位で生じたと仮定した場合、平均的な上下変位速度は1.1mm/yrとなる。ただし、このコアは神城断層の地表トレースよりも数十m西側に位置しており、幅広い撓曲変形帯ないし分岐した断層の一部である可能性があるため、1.1mm/yrの上下変位速度は現段階では最小値と考えられる。

今後、断層の隆起側でも追加のボーリング調査等を実施し、今回の断層低下側の層序との対比を検討することによって神城断層の平均変位速度を高精度に推定する。その結果を基に、2014年長野県北部の地震では活動しなかった、神城断層南半区間の活動性を明らかにし、変位履歴から推定される連動型地震と非連動型地震が長期間にどの程度繰り返したかを検討する資料としていく。

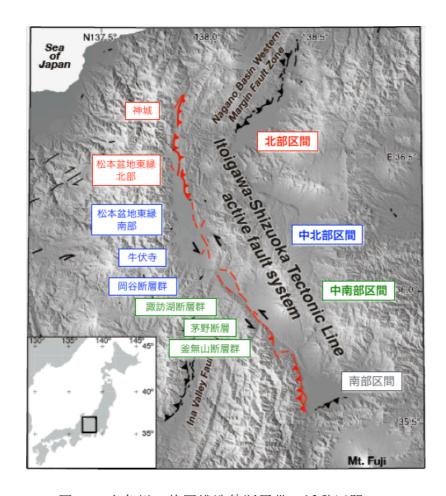


図 28 糸魚川-静岡構造線断層帯の活動区間 活動区間は地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2015) による。Kondo et al. (2008) に加筆。

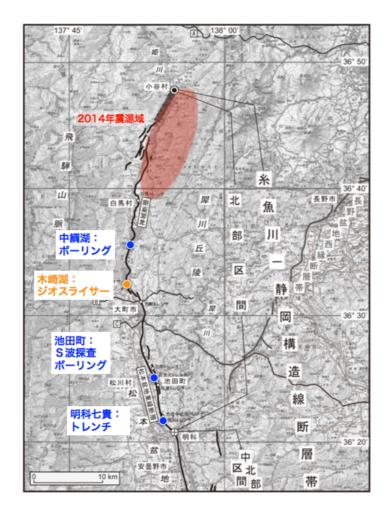


図 29 糸魚川一静岡構造線断層帯北部区間と調査位置 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2015) に加筆。

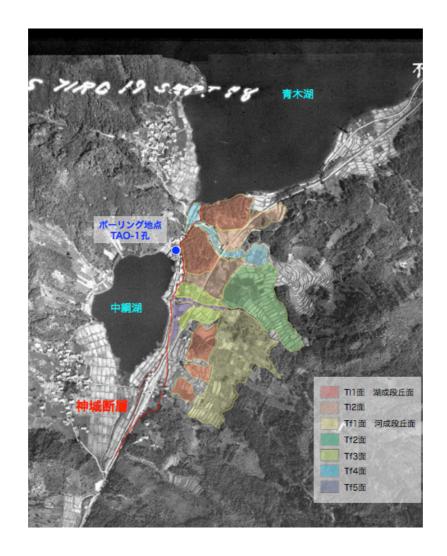


図 30 中綱湖周辺 (大町市平) の神城断層と地形の分布、ボーリング調査位置 国土地理院発行の米軍撮影空中写真 R1785-39 に加筆。

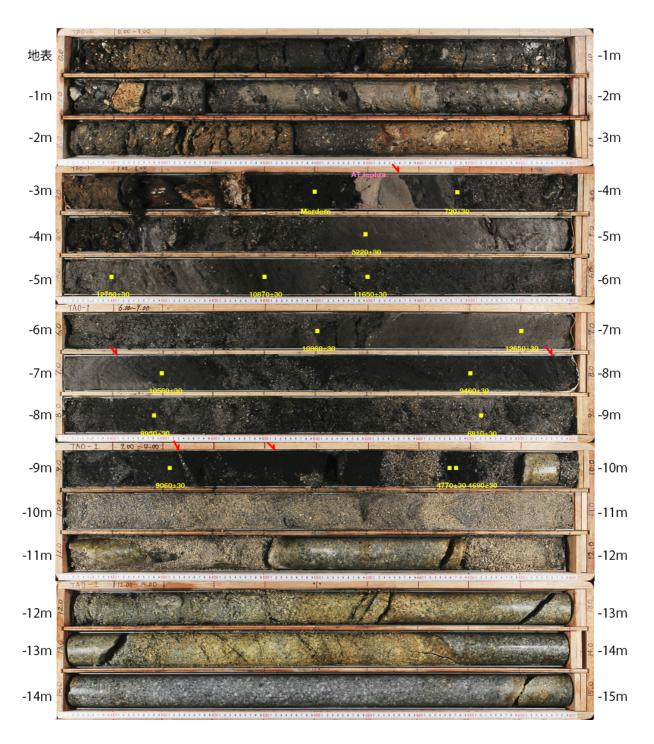


図 31 大町市平青木におけるボーリングコア (TAO-1 孔) 赤矢印は断層、黄色の数字は放射性炭素同位体年代測定値 (y. B. P.) を示す。AT は姶良-丹沢火山灰。深度 15mから 20mまで花崗岩が続くが、ここでは省略した。

## 2) 神城断層・木崎湖南方地点における変位履歴の再検討

木崎湖南方地点は神城断層の南端付近に位置する(図 29,32)。産業技術総合研究所は 同地点で 2006 年にジオスライサー・ボーリング調査を実施した。その成果の概略は奥村・ 他 (2007) で速報として報告されている。今回、2006 年当時に復元された地形地質断面を 仔細に再検討し、過去の活動時期と地震時上下変位量を復元した。ボーリングの密度が少 なく地層の分布が不明な場所については、現状で得られるコアの地層の傾斜や変形の累積 性を考慮して、地層の分布を外挿した。

特に、コア写真や地層の年代、対比を再検討することにより、調査当時は重視しなかった東傾斜の低角逆断層をあらためて認定した(図 33)。撓曲変形の上盤側のボーリングコアでは、砂層とシルト層の互層からなる湖沼性堆積層が  $40\sim70^\circ$  で傾斜している。この傾斜は一般的な砂の安息角と内部摩擦角を越えていることから、コアで認められていた傾斜  $20\sim30^\circ$  の逆断層を神城断層の本体として判断した。このように逆断層の存在を再検討し傾斜を求めた結果、地震時上下変位量をネットスリップに換算することが可能となった。約9千年前から約1.2万年前の層準が $11\sim12$ mの累積変位を生じていることから、平均的な上下変位速度は $0.9\sim1.3$  mm/yr であることが明らかとなった。

今回の再検討の結果、約1.2万年前以降に少なくとも4回、不確かな活動を含めて6回の地震イベントを認定し、それらの活動時期と地震時上下変位量を元に予察的な時間一変位ダイアグラムを作成した(図34)。現時点ではいずれのケースにおいても3m程度の地震時上下変位量が2回ずつ復元され、最新活動に伴う変位量は共通して3.1mである。本地点の南約300mで実施されたトレンチ調査とGPR探査の結果では、最新活動時の上下変位量が3.0m以上と求められており(丸山・他,2010;木村・他,2013)、本研究の上下変位量と矛盾しない。3.1mの上下変位量は傾斜20~30°の逆断層で6.2~9.1mのネットスリップに相当するため、変位量と地震断層長のスケーリング則(松田・他,1980)によれば約60~90kmの活動範囲に相当する。よって、最新活動は本地点を含む長さ26kmの神城断層単独の活動ではなく、少なくとも南隣の松本盆地東縁断層北部と連動したイベントと判断出来る。

さらに、イベントを 6 回認定したケースでは、最近 4 回の活動が時間的なクラスタリングを生じ、それに先行して 2 千年以上の長い休止期間が生じている可能性がある。約 7~9 千年前に地層が欠落する期間があるものの、クラスタリング内のイベントは変位予測モデル的な繰り返しになっており、この期間では約 2 mm/yr の上下変位速度であった可能性もある。今後、補足の調査を実施して、断層構造と地層の対比、年代、イベント識別回数、地震時変位量を改良して変位履歴を精緻化し、これらの課題を検討していく。

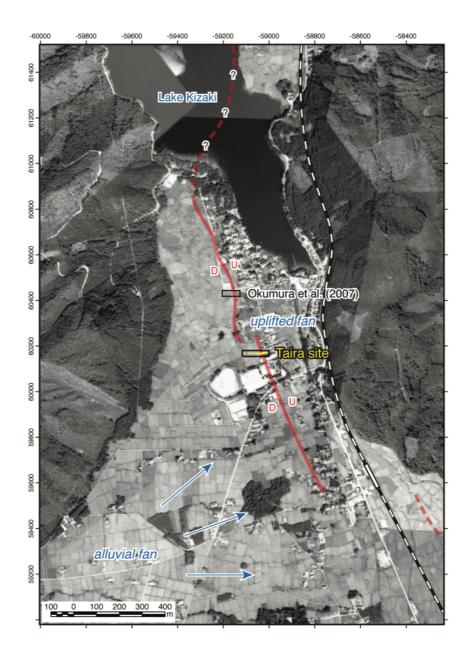


図 32 木崎湖南方地点におけるジオスライサー・ボーリング調査の位置本研究で再検討した木崎湖南方地点は、奥村・他(2007)の位置。 Taira site は丸山・他(2010)によるトレンチ・ボーリング地点。 基図は丸山・他(2010)を引用。

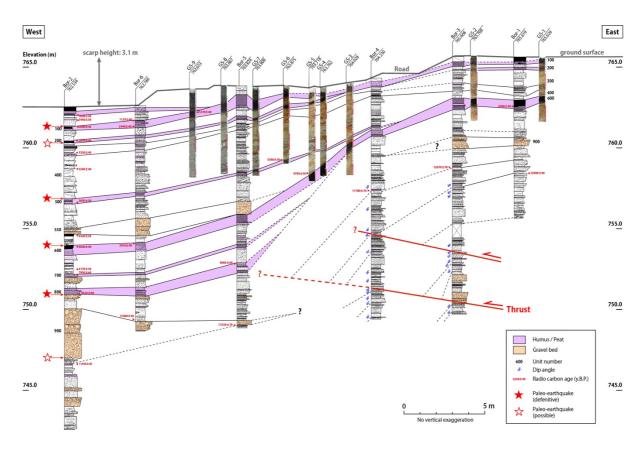


図 33 木崎湖南方地点におけるジオスライサー・ボーリング調査の再検討 に基づく地形地質断面図

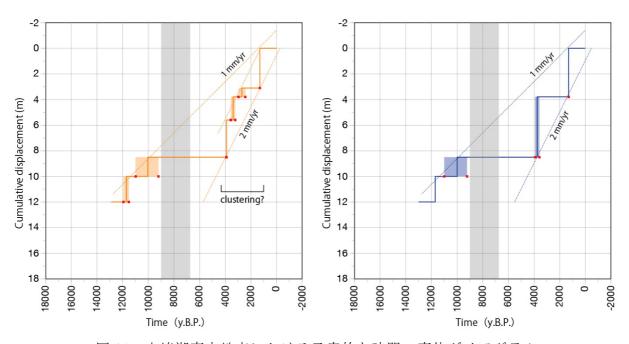


図 34 木崎湖南方地点における予察的な時間 - 変位ダイアグラム (左) イベントを 6 回認定したケース、(右) イベントを 4 回認定したケース。 灰色の年代区間は、地層が欠落する期間。カラーのボックスはイベント年代の推定幅  $(1\,\sigma)$ 。

- 3) 松本盆地東縁断層北部・池田町会染地区における反射法地震探査・ボーリング調査本地区は、糸魚川一静岡構造線断層帯北部区間を構成する松本盆地東縁断層北部のほぼ中央付近に位置する(図 29,35)。周辺では、東側隆起の低角逆断層が大峰山地から西流する扇状地面群を切断し、東側隆起の低断層崖および撓曲崖を生じている。既往の調査研究では、トレンチ・ボーリング調査が実施され、過去2~3回の活動時期が推定されている(丸山・他,2010;近藤・谷口,2014)。本調査では、それらの活動に伴う地震時上下変位量を明らかにすること、断層変位に横ずれ成分を伴うかを検討することを目的として、S波反射法地震探査及びボーリング調査を実施した。以下にそれらの結果を述べる。
  - a) 池田町会染地区におけるS波反射法地震探査

#### i) 探査測線

長野県北安曇郡池田町の会染花見地点において、合計6本の測線でS波反射法地震探査を実施した。探査測線の配置状況を図36に示す。本地点では推定される断層構造にできるだけ直交するEW-1測線(測線長:334m)、EW-2測線(同:430m)、EW-3測線(同:130m)を設定した。また、断層に平行な方向での地下地質構造の変化を把握するために、断層に平行かつEW-1測線、EW-2測線に直交するNS-1測線(測線長:330m)、NS-2測線(同:500m)、NS-3測線(同:300m)を設定した。NS-2測線とEW-1測線の交差地点およびNS-2測線とEW-2測線の交差地点については、共通反射点重合法による反射法探査において重合数が低下し結果断面の信頼性がやや低下する測線端部付近で交差するため、交差地点近傍においてボーリング掘削調査を実施し、交差する両測線(両断面)の反射面の対比の信頼性向上を期した。

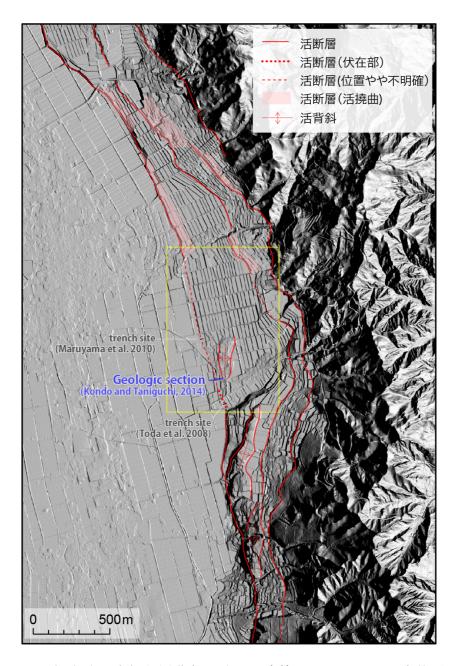


図 35 松本盆地東縁断層北部と池田町会染地区における調査位置 黄色の枠は図 36 の範囲を示す。近藤・谷口 (2014) に加筆。

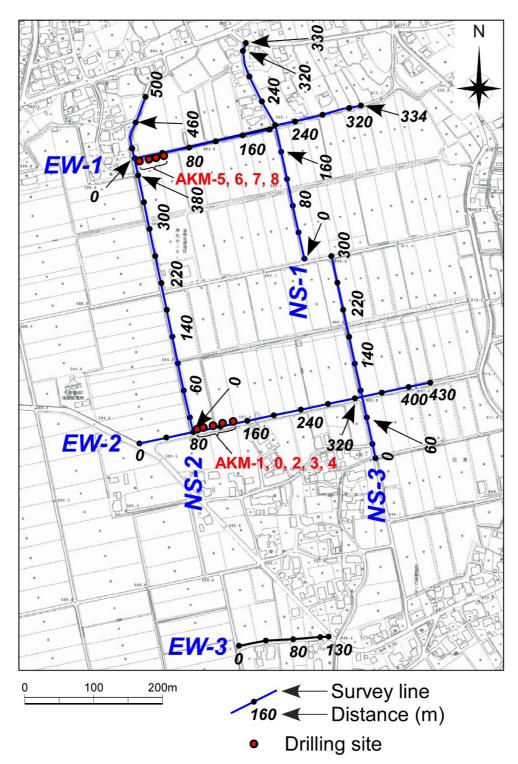


図 36 反射法地震探査測線およびボーリング掘削地点の配置図 (会染花見調査地点) 基図は池田町発行 1:2,000 地形図を使用。各測線に付した数字は測線端からの距離 (m)を示す。

# ii)探査データの取得

一般的な共通中間点重合法による反射法地震探査(例えば、物理探査学会,2016)の現

場データ取得作業の模式図を図37に示す。反射法地震探査は、地表で人工的に発生させた 地震波が地下に伝播し、地下の地質・土質境界・断層等で反射されて再び地表に戻ってく る現象を利用し、地下構造を断面像として描き出す手法である(例えば、物理探査学会, 2016)。

池田町会染花見地点および後述する安曇野市明科七貴地点で実施した探査の主なデータ取得仕様をまとめて表1に、本探査で使用した機材の仕様を表2に示す。本探査では極浅部構造の把握を目的とするため、分解能の高いS波探査を実施した。S波震源には、積雪状況・道路状況から振源設置が確実に行えるように高周波な波の発生が可能なポータブルバイブレータを使用した(図38)。

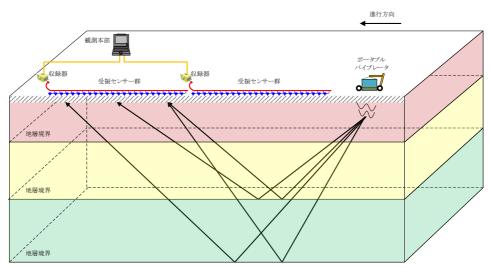


図 37 S波反射法地震探查測定模式図

表1 主な探査データ取得仕様

	池田町 会染花見			
測線名	NS-1	NS-2	NS-3	
測線長	332m	504m	302m	
受振点間隔	2m			
発振点間隔	2m			
展開方式	エンドオン, 固定展開   エンドオン, 固定展開   エンドオン, 固定展開			
振源	ポータブルバイブレータ			
起振周波数	10−100Hz			
スウィープ長	8秒			
収録時間	2秒(コリレーション後)			
サンプリングレート	0.5ms			
垂直重合数	4~8回	4~6回	4~8回	
	池田町 会染花見			
測線名	EW-1	EW-2	EW-3	
測線長	336m	432m	132m	
受振点間隔	2m			
発振点間隔	2m			
展開方式	エンドオン、固定展開	エンドオン、固定展開	固定展開	
振源	ポータブルバイブレータ			
起振周波数	10-100Hz			
スウィープ長	8秒			
収録時間	2秒(コリレーション後)			
サンプリングレート	0.5ms			
垂直重合数	4~8回	4~8回	4回	

表 2 測定機器 仕様一覧

振源 :S波	最大出力荷重	500N	OYO CAG(オランダ)製
(ポータブルバイブレータ)	発振周波数帯	10Hz∼500Hz	
	総重量	100kg	
受振器 :S波	固有周波数	14Hz	OYO Geospace(米国) 製
(GS-20DM)	波種	水平動用地震計	
受振ケーブル :浅部探査用	テイクアウト数	12ch/本	OYO Geospace(米国) 製
(CDPケーブル)	テイクアウト間隔	2m	
	最大接続成分	48ch	
データ収録器	システム構成	24chフィールドモジュール	Geometrics, Inc.(米国) 製
(GEODE)		システムコントローラ	
		ラップトップコンピュータ	
	チャンネル数	24ch/モジュール	
	サンプリング間隔	0.02, 0.03125, 0.0625, 0.125msec	
		0.25, 0.5, 1.0, 2.0, 4.0, 8.0, 16.0msec	
	サンプリング数	64,000サンプル	
	A/Dコンバータ	24ビット シグマ・デルタコンバータ	
	プリアンプ	0dB, 12dB, 24dB, 36dB	
	データフォーマット	SEG-2	



図 38 ポータブルバイブレータ

## iii)探査データの処理

取得した探査データに対して、一般的な共通中間点重合法(例えば、物理探査学会,2016)による各種のデータ編集・フィルタ処理を施した。通常のデータ取得時に得られた記録には周囲を通過する車両や工場などの施設に起因する振動、および送電線等から発生される電磁波によるノイズが含まれる。また、反射法探査の解析を実施する上で不要とされる表面波などの波も定常ノイズとして含まれる。そのため、反射法探査のデータ処理によって、上記のノイズ成分を含んだ収録記録から反射波を抽出して解析することにより、地質および構造解釈に資する探査結果断面を得た。これらの探査データ処理作業は反射法探査解析システムSeisSpace ProMAX (Halliburton Energy Services社製)を用いて、図39に示す過程によって行った。

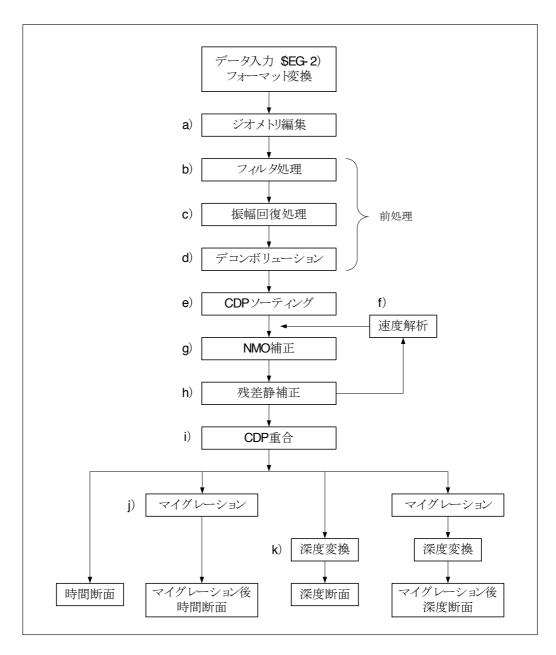


図 39 反射法探査の解析処理フローチャート

#### iv)探査結果

図 40 に EW-3 測線でのオリジナルの発振記録例を示す。測線端部まで初動を追跡でき、おおむね良好な記録が取得できている。

取得記録に対してバンドパスフィルタを適用した。パラメータテストの結果、スウィープ周波数 10~80Hz において有意な信号が含まれていると判断し、スウィープ周波数に近い帯域にフィルタの通過帯域を設定した。その後、振幅回復処理、デコンボリューション処理を適用した。デコンボリューション適用後、反射断面の波形の連続性向上のため低周波を強調する目的でバンドパスフィルタを適用した。上記処理適用後の発振記録例を図 41に示す。オリジナルの発振記録と比較して波形が整理され、S/N が向上した記録であるこ

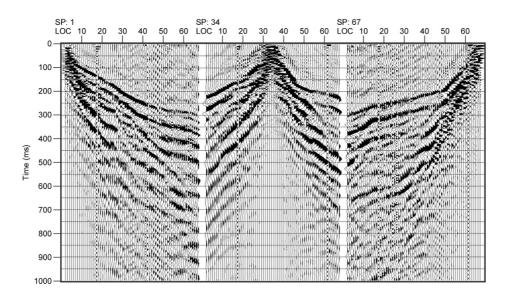


図 40 EW-3 測線におけるオリジナルの発振記録例 図の上部の SP は震源の位置:測線端からの距離 (m)を示す。

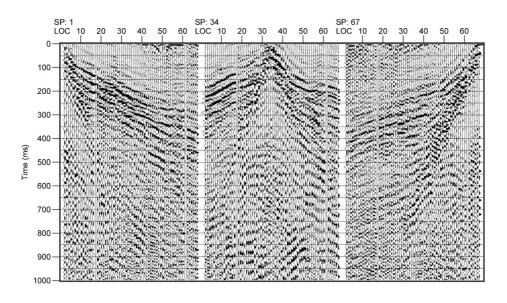
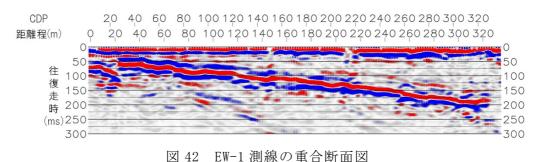


図 41 EW-3 測線における各種処理適用後の発振記録例 図の上部の SP は震源の位置:測線端からの距離 (m)を示す。

上記処理後、速度解析により構築した速度構造に基づいて NMO 補正を行い、残差静補正処理を実施した。残差静補正により起振点・受振点近傍の不均質に起因すると思われる反射波走時のずれが補正され、反射面の連続性が向上したことを確認した。その後、CMP 重合処理を実施した。得られた重合断面(図  $42\sim47$ )に、FK マイグレーションを適用した。使用した速度構造は、マイグレーションのパラメータテストにより、速度解析で得られた速度構造を 80%にスケーリングしたものである。マイグレーション処理を施した時間断面(図  $48\sim53$ )に対して、平滑化した速度構造を用いて深度変換を行い、それぞれ深度変換断面を作成した(図  $54\sim59$ )。ここで、各種のデータ処理に適用したパラメータを表 3 に示す。



相対振幅表示の色は赤を正とする。以下、図 16~32 も同様。

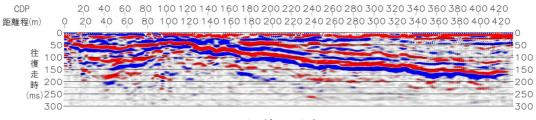


図 43 EW-2 測線の重合断面図

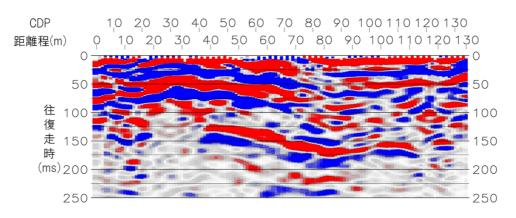


図 44 EW-3 測線の重合断面図

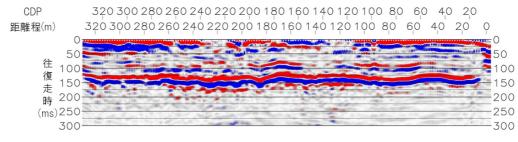


図 45 NS-1 測線の重合断面図

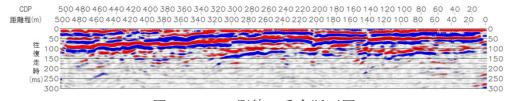


図 46 NS-2 測線の重合断面図

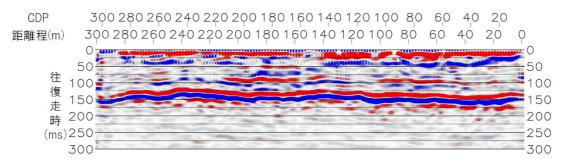


図 47 NS-3 測線の重合断面図

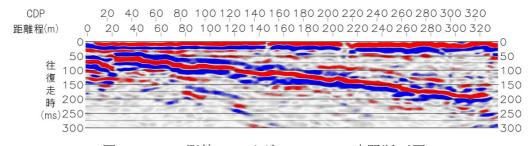


図 48 EW-1 測線のマイグレーション時間断面図

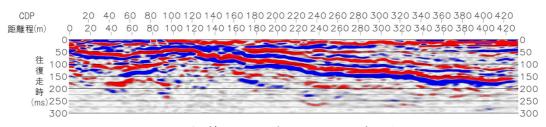


図 49 EW-2 測線のマイグレーション時間断面図

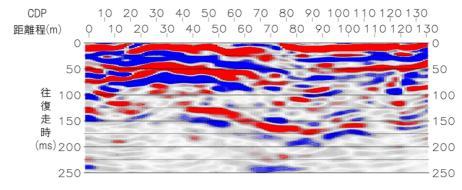


図 50 EW-3 測線のマイグレーション時間断面図

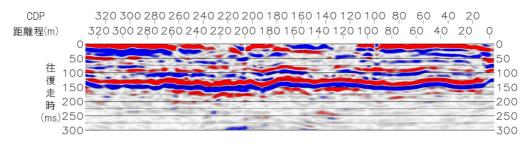


図 51 NS-1 測線のマイグレーション時間断面図

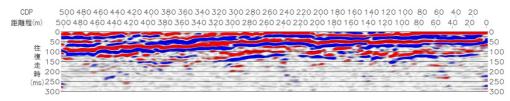


図 52 NS-2 測線のマイグレーション時間断面図

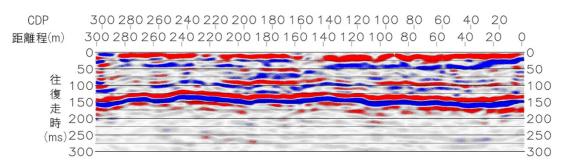


図 53 NS-3 測線のマイグレーション時間断面図

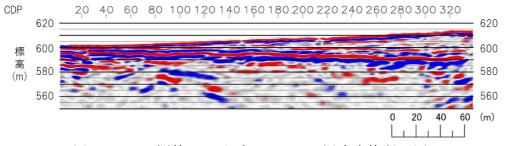


図 54 EW-1 測線のマイグレーション深度変換断面図

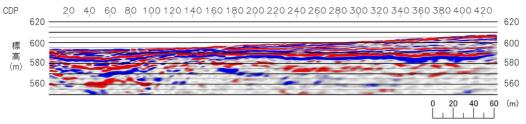


図 55 EW-2 測線のマイグレーション深度変換断面図

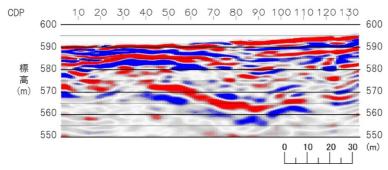


図 56 EW-3 測線のマイグレーション深度変換断面図

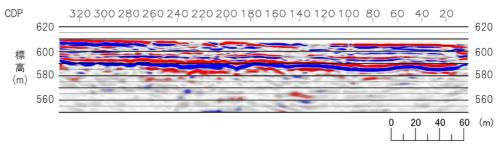


図 57 NS-1 測線のマイグレーション深度変換断面図

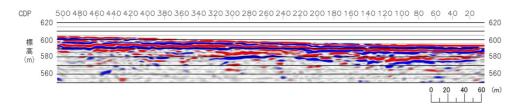


図 58 NS-2 測線のマイグレーション深度変換断面図

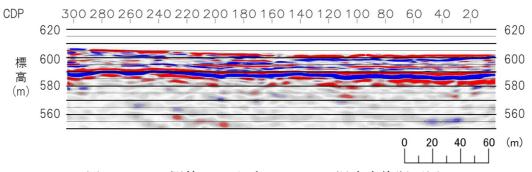


図 59 NS-3 測線のマイグレーション深度変換断面図

# 表3 池田町会染花見地区の反射法地震探査データの処理に適用したパラメータ

	池田町 会染花見			
測線名	EW-1	EW-2	EW-3	
ジオメトリ情報				
CDP間隔	1m	1m	1m	
CDP範囲	3-338	2-433	3-134	
バンドバスフィルタ				
周波数帯域	20/25-90/100 Hz	20/25-70/80 Hz	20/25-90/100 Hz	
	2			
振幅回復処理				
真振幅回復	_	-	_	
AGCゲート長	400ms	400ms	500ms	
デコンボリューション	>			
アルゴリズム	Zero phase spiking	Zero phase spiking	Zero phase spiking	
ゲート長	300ms(ゼロオフセット)	300ms(ゼロオフセット)	200ms(ゼロオフセット)	
オペレータ長	10ms	10ms	10ms	
デコン後BPF	0/10-70/80 Hz	0/10-70/80 Hz	0/10-70/80 Hz	
デコン後AGC	-	500ms	-	
7 or 11 to 1111				
その他処理	-	ノッチフィルタ(40Hz)	ノッチフィルタ(40Hz)	
速度解析				
	20CDP	20CDP	10CDP	
I E J PROJ	200DP	2000P	TOODP	
	_	_		
アルゴリズム	_	_	Max. Power Autostatics	
最大許容量	_	_	10ms	
級八川百里			Tomo	
CDP重合処理				
NMOーストレッチミュート	100%	100%	100%	
マイグレーション				
アルゴリズム	FK	FK	FK	
速度スケール	80%	100%	100%	

	池田町 会染花見			
測線名	NS-1	NS-2	NS-3	
ジオメトリ情報		_		
CDP間隔	1m	1m	1m	
CDP範囲	3-336	3-506	3-304	
 バンドパスフィルタ				
周波数帯域	20/25-70/80 Hz	20/25-90/100 Hz	20/25-90/100 Hz	
 振幅回復処理				
真振幅回復	-	<del>-</del> 0	-	
AGCゲート長	500ms	300ms	400ms	
 デコンボリューション				
アルゴリズム	Zero phase spiking	Zero phase spiking	Zero phase spiking	
ゲート長	200ms(ゼロオフセット)	200ms(ゼロオフセット)	300ms(ゼロオフセット)	
オペレータ長	20ms	10ms	20ms	
デコン後BPF	5/10-90/100 Hz	0/10-70/80 Hz	0/10-70/80 Hz	
デコン後AGC	= 1	300ms	-	
-   その他処理	ノッチフィルタ(40Hz)	ノッチフィルタ(40・60Hz)	ノッチフィルタ(40Hz)	
速度解析				
間隔	20CDP	20CDP	20CDP	
 残差静補正	-	_	-	
アルゴリズム		-	1	
最大許容量	-	-	-	
 CDP重合処理				
NMOーストレッチミュート	100%	100%	100%	
 マイグレーション				
アルゴリズム	FK	FK	FK	
速度スケール	100%	100%	100%	

得られたマイグレーション深度変換断面(図 54~59)を見ると、すべての断面において 最大深度 20~30m程度まで明瞭な反射面が見られ、とくに断層の低下側にあたる EW-2 断 面(図55)の距離0m~50m程度の範囲では深度40m程度まで確認できる。また、これら の断面内で浅部から深部に至るまで極端に振幅の小さい領域は見られない。したがって、 こうした反射波が到達した深度までの地下構造を検討するに足りる断面であると言える。 一方で、EW−1 断面(図 54)の距離約 180m~330m、EW−2 断面(図 55)の距離約 320m~ 430m、NS-1 断面 (図 57) の距離約 130m~280m、NS-3 断面 (図 59) の距離約 210m~ 290mなどでは地表付近から深度 10mないし 15m程度までの間で周辺よりも反射波の振幅 が小さくなる領域が存在する。これらの領域はすべて断層の上盤側に分布しているが、極 浅部の現象であり、測線設置状況や人工改変の影響の可能性もあることから、地下地質構 造の解釈の際には注意を要する。逆に、EW-1 断面(図 54)、EW-2 断面(図 55)、NS-1~NS-3 断面 (図 57~59) では標高 590m前後に振幅が強くて連続性の良い反射面が見られる。 これらの5断面はお互いに交差しているので、反射面が断面相互でどのように連続するか について検討することが可能である。しかし、この反射面が5断面とは独立したEW-3断面 (図 56)でのどの標高の反射面に連続するかについては本探査結果のみだけでは判断はで きず、掘削結果もあわせて検討する必要がある。

断層にほぼ直交する  $EW-1\sim EW-3$  断面(図  $54\sim 56$ )では地表断層トレース位置に対応した部分に明瞭な反射面の途切れや曲がりが見られ、これらは断層変形構造を示していると考えられる。以下、それぞれの断面における断層位置の解釈(図  $60\sim 62$ )について述べる。

EW-1 断面 (図 60) では標高  $590 \,\mathrm{m} \sim 600 \,\mathrm{m}$ ・距離約  $20 \,\mathrm{m} \sim 330 \,\mathrm{m}$  に非常に連続性の良い反射面群が見られ、その下位でも比較的連続性の良い反射面が多く見られる。また、断面の西端付近の距離  $0 \,\mathrm{m} \sim 20 \,\mathrm{m}$  では地表から深度約  $30 \,\mathrm{m}$  付近に至るまで明瞭で水平な反射面群が見られる。こうした反射面は地表付近では距離  $20 \,\mathrm{m}$  付近で途切れたり食い違ったりしており、その途切れ・食い違いの位置は断層面の形状を反映しており、東方に  $20 \, \sim \, 30^\circ$  程度で傾斜する (図 60)。

EW-2 断面(図 61)では断面中央から断面東端では反射面はほぼ水平であるのに対して、断面の西側の距離約 50m~200mにかけての反射面は東側が上昇するような曲がりの形状を呈している。これは本探査地点における逆断層運動に伴う地層の変形を示すものと考えられる。こうした反射面の曲がりの形状から、距離約 50m~80mの間に、逆断層にともなう変形フロントが位置していると考えられる。ただし、地下の詳細な断層面形状を求めるためには今後さらなる検討が必要である。

EW-3 断面(図 62)の標高 575mより上方では、断面の西側の距離 0m~70mにはほぼ水平で連続性の良い反射面が卓越するのに対して、断面の東側の距離 80m~130mでは緩やかに西側へ傾斜する反射面が多く見られる。断面西側のほぼ水平な反射面群と断面東側の緩やかに西へ傾斜する反射面群の間には途切れや食い違いが見られ、その部分が断層面のおおよその位置であるとして解釈した。また、EW-3 断面の距離 35m~90m・標高 575m~555mの領域では、明瞭な東傾斜の反射面が見られる。この反射面は他の反射面群と比べて明らかに異質なものであり、その実体の把握のためには、掘削調査の結果なども含めて今後慎重に検討する必要がある。

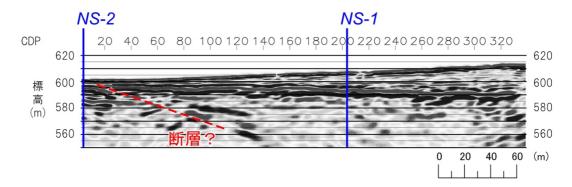


図 60 EW-1 測線の深度変換断面図における断層位置の解釈

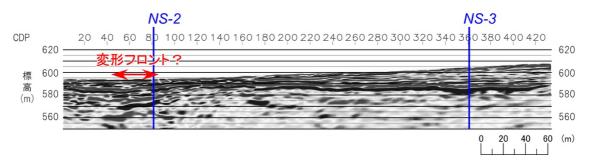


図 61 EW-2 測線の深度変換断面図における断層変形フロント位置の解釈

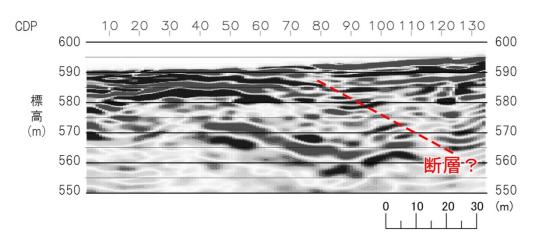


図 62 EW-3 測線の深度変換断面図における断層位置の解釈

## b) 池田町会染地区における変位履歴調査

池田町会染地区ではS波反射法地震探査断面でみられる反射面の対比と層序や年代を明らかにするため、群列ボーリング掘削調査(AKM-0~8)をおこなった。以下では、本研究によるS波反射法地震探査と既存のトレンチ・ボーリングによる地形地質断面図との対比と再検討をおこなった、EW-3 測線の結果について記述する。図 36 に池田町会染地区におけるボーリング掘削位置、探査測線の配置図、図 63~図 69 に各ボーリングコアの写真を示す。なお、EW-1 測線および EW-2 測線では年代測定結果が不足しているため、ここでは暫定的な推定地質断面図のみを図 70 および図 71 に提示するに留める。ただし、AKM-3 孔および AKM-4 孔は文科省委託「内陸及び沿岸海域の活断層調査・糸魚川ー静岡構造線断層帯(北部区間)」で掘削されたため、ここではコア写真の掲載を省略した。

EW-3 測線では、平成 24 年および 25 年に産業技術総合研究所によりトレンチ・ボーリング調査が実施され、地形地質断面図が作成されている(図 72)。当時の調査結果は、近藤・谷口(2014)にまとめられ、不確実なイベントや既存のトレンチ調査結果を含めて 3 回の活動時期が推定されている。今回、同じ測線上で高分解能 S 波反射法地震探査を実施し、地層境界に対応する反射面や東傾斜約 20°の逆断層をイメージングした。大局的な地質構造は従来の見解と変わりないが、地層境界の傾斜に関する空間解像度がボーリングよりも上がったため、より正確な地層の対比に基づく地形地質断面図を作成することができた。

今回の再検討によって、従来から推定されていた活動時期には変更がなく、最新活動時期が1029±29~1217±30 y.B.P. (1217~928 Ca1BP)、1つ前が3741±30~3939±30 y.B.P. (4436~4005 Ca1BP)、2つ前が6540±30~8310±40 y.B.P. (9410~7427 Ca1BP)である(図73)。各イベントの上下変位量は、3回の累積として5.1m (⑩層の上面)、最近2回の累積として3.4m (⑧層の上面)である。1つ前のイベントは⑦層堆積中に生じたとみられるが、その層準は正確に特定できないため、正確な地震時上下変位量が計測できない。ただし、近藤・谷口(2014)と同様に最近2回の上下変位が同程度とみなせば、最近3回のイベントの地震時上下変位量はいずれも1.7m程度である。これらの1.7mの上下変位を逆断層の傾斜20°でネットスリップに換算すると5.0mとなる。今後、EW-1測線やEW-2測線においても地震時変位量の検討を詳細におこない、池田町会染地区での変位履歴をより正確に明らかにする必要がある。

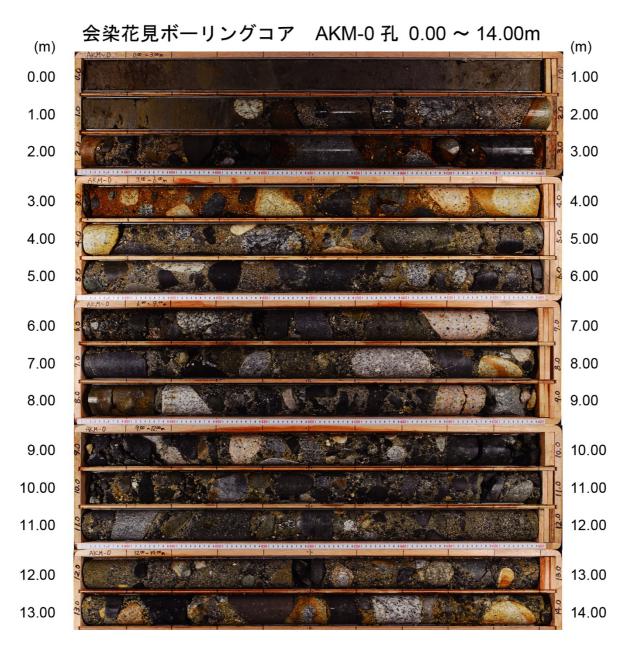


図 63 池田町会染地区におけるボーリングコア (AKM-0 孔)

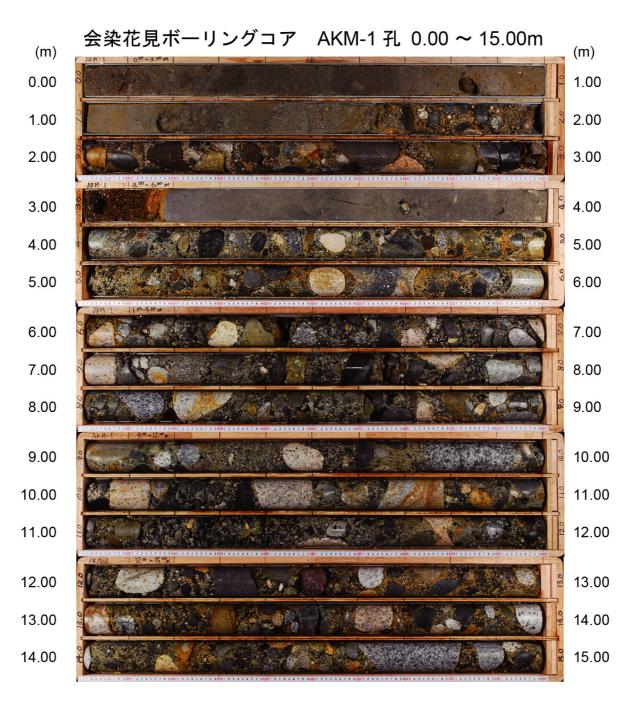


図 64 池田町会染地区におけるボーリングコア (AKM-1 孔)

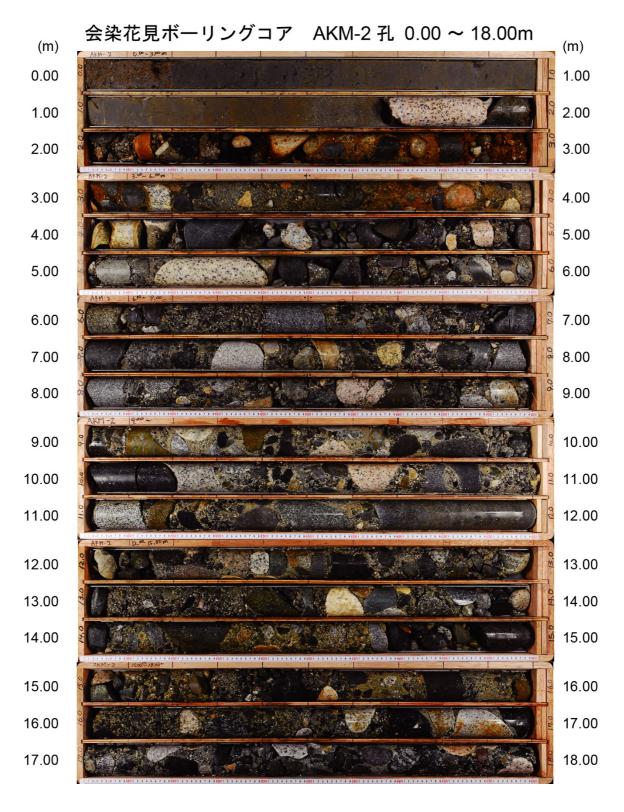


図 65 池田町会染地区におけるボーリングコア (AKM-2 孔)

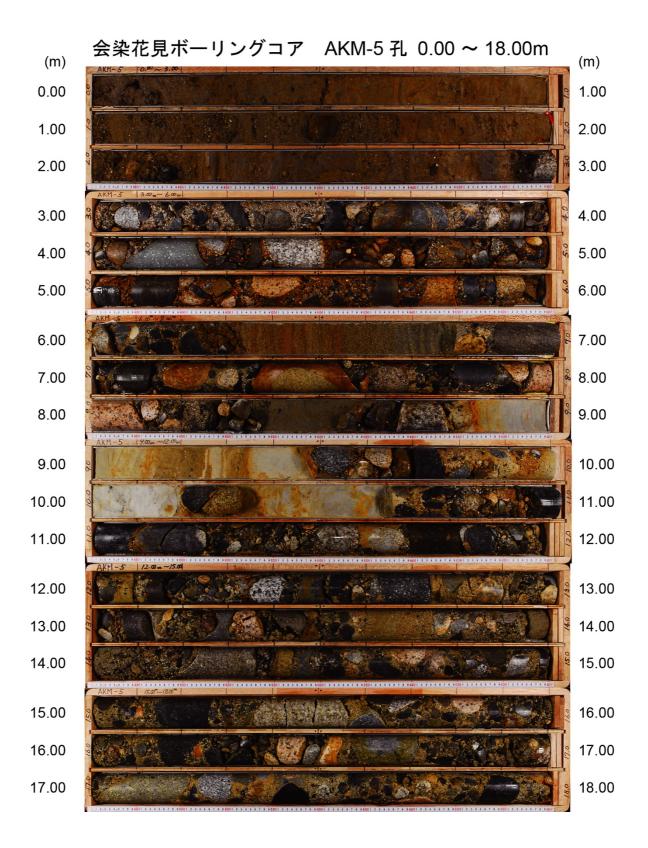


図 66 池田町会染地区におけるボーリングコア (AKM-5 孔)

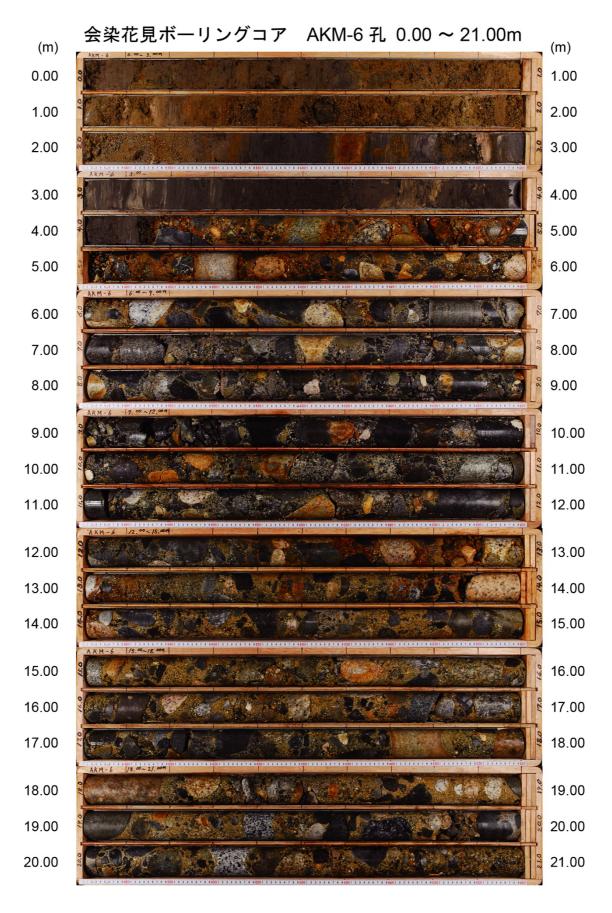


図 67 池田町会染地区におけるボーリングコア (AKM-6 孔)

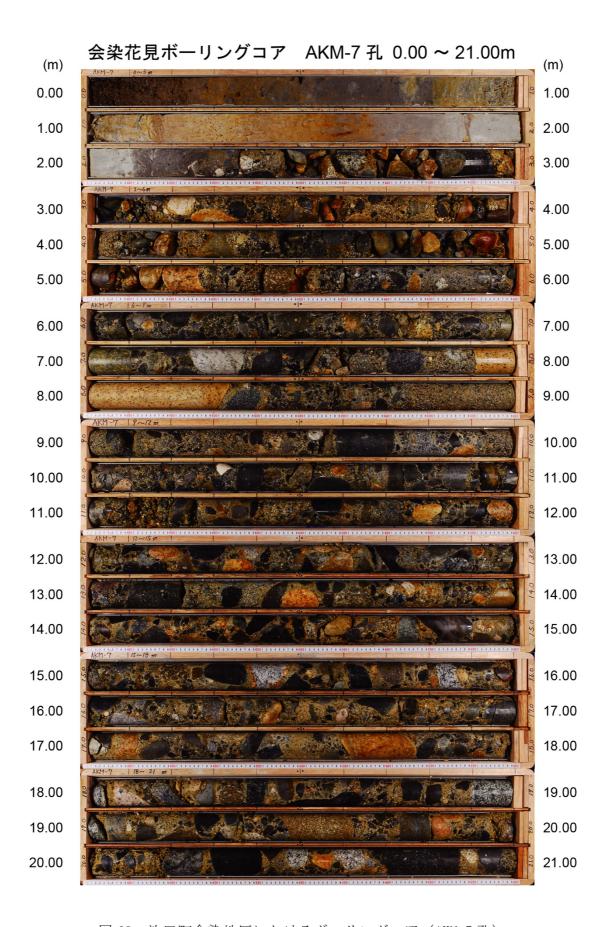


図 68 池田町会染地区におけるボーリングコア (AKM-7 孔)

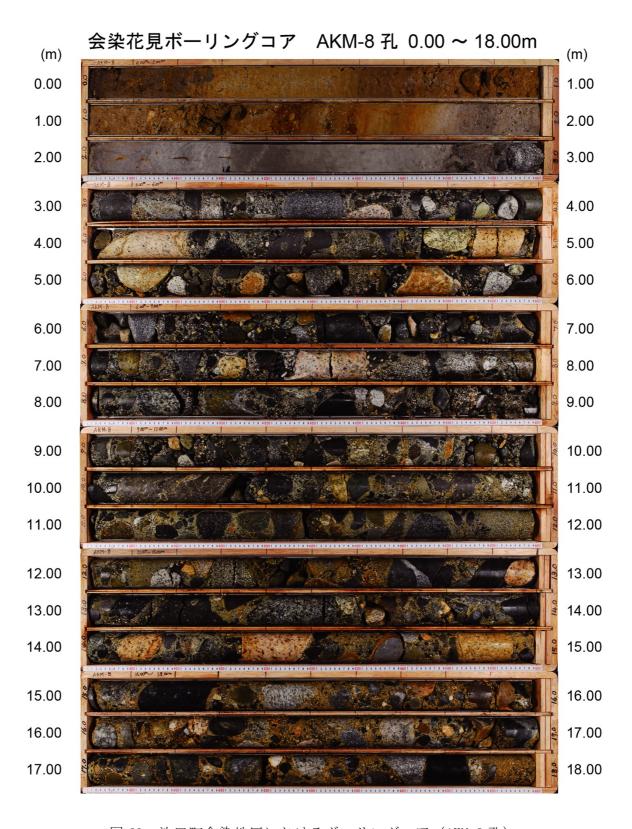


図 69 池田町会染地区におけるボーリングコア (AKM-8 孔)

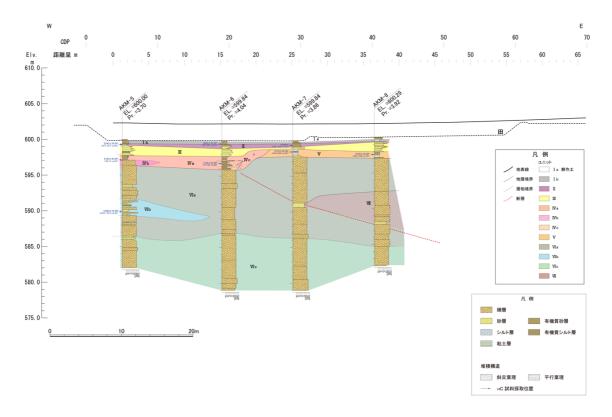


図 70 池田町会染地区 EW-1 測線における推定地質断面図

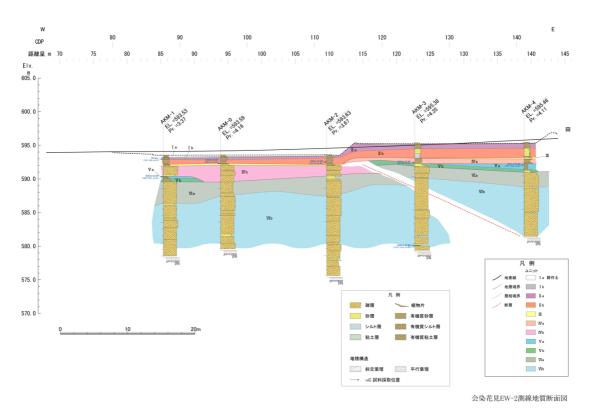


図 71 池田町会染地区 EW-2 測線における推定地質断面図

(A)

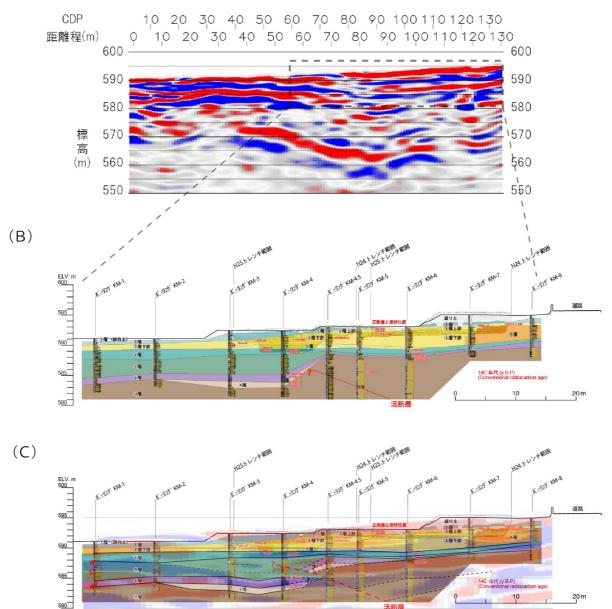


図72 池田町会染地区 EW-3 測線における地形地質断面図
(A) EW-3 測線のS波反射法地震探査、(B) 近藤・谷口(2014) によるトレンチ・ボーリング調査に基づく地形地質断面図、(C) トレンチ・ボーリング・S波探査結果を統合した地形地質断面図。

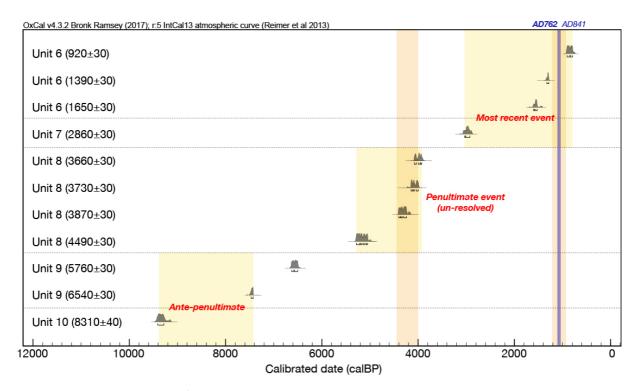


図 73 EW-3 測線の地形地質断面における古地震イベントの較正暦年代年代測定結果は近藤・谷口 (2014) に基づく。オレンジ色の推定幅は、丸山・他 (2010) による花見北地点の活動時期。0xCal v.4.3.2 (Ramsey, 2017) を基に暦年較正し、1 σ に対応する確率分布を示した。較正曲線は IntCall3 (Reimer et al., 2013) を使用した。

# c) 池田町会染地区における変位履歴と連動範囲の推定

本調査と既往の調査結果を総合し、池田町会染地区における過去活動時期は、新しいものから  $1029\pm29\sim1217\pm30$  y. B. P.  $(1217\sim928\ Ca1BP)$ 、 $3741\pm30\sim3939\pm30$  y. B. P.  $(4436\sim4005\ Ca1BP)$ 、 $6540\pm30\sim8310\pm40$  y. B. P.  $(9410\sim7427\ Ca1BP)$  と推定された(図 73)。 さらに、それぞれの活動に伴う地震時変位量は、いずれも 1.7m程度と推定された。 S波反射法地震で推定された傾斜角は約  $20^\circ$  であり、これに基づき上下変位量をネットスリップに換算すると変位量は 5.0mとなる。ただし、横ずれ成分は現段階では不明のため、ここでは加味していない。

これらの地震時変位量は、松田・他(1980)による地震断層長と変位量のスケーリング則に基づけば、50kmの地震断層区間に相当する。一方、松本盆地東縁断層北部の断層長さは約21kmである(地震調査研究推進本部地震調査委員会,2015)。すなわち、松本盆地東縁断層北部が単独で活動し固有規模の地震を生じた場合には、地震時変位量は最大で約2mと推定されるため、上述の変位履歴調査による実測値はこの推定値を明らかに上回っている。そのため、変位履歴調査によって復元された地震時変位量から判断すれば、過去3回のいずれの活動でも松本盆地東縁断層北部の単独ではなく、隣接した断層区間と連動したと判断できる。

また、池田町会染地区は断層のほぼ中央付近にあたり(図 29)、地震時変位量は最大値に近いと期待されるため、松本盆地東縁断層北部を含む少なくとも 50km 程度の断層区間が一度に連動したことになる。なお、神城断層と松本盆地東縁断層北部により構成される北部区間の長さは約 50km であり(地震調査研究推進本部地震調査委員会,2015)、上記の3回の活動は北部区間全体が連動した地震イベントであった可能性もある。今後、池田地区の地震時変位量をより正確に復元するとともに、南隣の松本盆地東縁断層南部の変位履歴を総合して検討すれば、それぞれの活動に伴う連動範囲がより正確に復元できるものと期待される。

# 4) 松本盆地東縁断層北部・明科七貴地区におけるトレンチ調査

安曇野市明科七貴地区では、松本盆地東縁断層北部の活動時期と地震時変位量を明らかにするため、トレンチ調査を実施した。同地区は、既存の活断層図では伏在断層が指摘されているものの、断層の正確な地表位置が不明であった(図 74)。本調査により米軍撮影の空中写真の再判読と地表踏査を実施した結果、調査地周辺には河成段丘面と沖積低地を限り相対的に東側が隆起する低崖がみいだされた。段丘面は南東へ流下する高瀬川によって形成され南東から南方向へ緩やかに傾斜するが、段丘面上には不明瞭ながら西側低下の撓曲変形と背斜状変形が新たに認められた(図 75, 76: EW-2 測線)。そのため、この低崖地形を松本盆地東縁断層北部によって形成された低断層崖と判断し、トレンチ調査を実施した。トレンチは長さ 24m、幅 4 m、深さ 3.5m程度で低崖を横断して掘削した。トレンチ壁面の写真およびスケッチを図 77、図 78 にそれぞれ示す。

### a) トレンチ壁面の層序と層相

トレンチ壁面には人工改変土層、河川性砂礫層及び砂質シルト層、砂礫層を切断する高角東傾斜の断層が露出した。これらの地層を層相に基づき上位から I 層~V層に区分した。以下に各地層の層相と特徴を略述する。

I層:粘土化した畦畔土(Ia層)と、田畑耕作土(Ib層)からなる。褐〜暗灰褐色を呈し、塊状の不淘汰な有機質礫混り礫混じりシルトからなる。植物根やビニール片などの人工物を含み、下位のⅡ層との境界は明瞭である。植物根や人工物を含むことから、耕作土と判断される。

Ⅱ層は細~中粒砂からなるⅡa層と、シルト~中粒砂からなるⅡb層に区分される。

Ⅱ a 層:暗灰~灰褐色を呈し、淘汰が悪い有機質分を含む細~中粒砂からなる。植物根を含む。下位のⅡ b 層との境界は漸移的である。有機質分や植物根を含み、下位のⅢ層と明瞭に境することから、旧耕作土と判断される。

Ⅱ b 層:灰褐〜灰色または黄褐色を呈し、淘汰は悪いシルト〜中粒砂からなる。分布は N08 付近及び S08 付近と、N09〜N18 及び S09〜S22 にみられる。下位のⅢ層との境界は明瞭である。N08 付近及び S08 付近の黄褐色のシルト〜中粒砂は、下位の礫層を浸食するような弧状の分布を示すこと、分布が局所的であることからから、旧耕作土に沿った旧水路の堆積物と判断される。

Ⅲ層はシルト分を含む極細〜細粒砂からなるⅢa層、礫からなるⅢb層、細礫からなるⅢc層に区分される。

Ⅲa 層:灰褐〜灰色を呈し、淘汰は悪いシルト分を含む極細〜細粒砂からなる。薄層またはレンズ状のシルトを挟む。一部に細礫が散在し、断層周辺の N05〜N08 付近または S05〜S08 付近において、本層基底部に細〜中礫サイズの礫層を挟む。下位のIV層との境界は明瞭で、傾斜不整合の関係を示す。

III b 層:褐色を呈し、淘汰の悪い礫からなる。基質支持で、基質は淘汰が悪くシルトを含む黄褐色極細〜細粒砂からなる。礫は径約  $4 \, \mathrm{cm}$  の円〜亜円礫を主体とし、最大約  $30 \, \mathrm{cm}$  である。分布は  $N05 \sim N08$  付近または  $S05 \sim S08$  付近に限られる。上位の  $\mathbf{III}$  a 層と下位の  $\mathbf{IV}$  a 層が混ざった岩相を示し、分布は  $\mathbf{IV}$  a 層からなる崖下のみであることから、 $\mathbf{IV}$  a 層堆積後の  $\mathbf{III}$  a 層由来の崩積土と判断される。

Ⅲc層:褐色を呈し、淘汰の悪い細礫からなる。概ね基質支持で、基質は極細〜細粒砂からなる。分布は N23~N24 付近または E00~E02 付近に限られる。

IV層は礫からなるIV a 層、極細〜細粒砂およびシルトからなるIV b 層と礫からなるIV c 層に区分される。

IVa層:灰白~灰褐色を呈し、比較的淘汰の良い礫からなる。礫は径約3~20cmの円~ 亜円礫を主体とし、最大約40cmである。概ね礫支持であるが、一部にレンズ状にシルト層 または砂層を挟む。基質は極粗粒砂からなる。礫種は主として、礫種は主として、花崗岩類 (花崗岩・花崗閃緑岩)、閃緑岩、閃緑斑岩、アプライト、斑岩、安山岩、溶結凝灰岩、ホルンフェルス、砂岩、チャートからなる。本層は上位下位の地層に比べ、圧砕岩(カタクレーサイト・マイロナイト等)の礫を多く含む。N02~N06付近またはS03~S06付近、N11~N15付近またはS08~S16付近において、それぞれ下位のV層またはVI層を著しく削り込み下位層が欠如する。

IVb層: 断層の東側と西側で岩相がやや異なる。東側のIVb層は黄褐色を呈し、淘汰が良い極細〜細粒砂からなる。分布はN19〜N24付近またはS16〜S24付近にみられる。西側のIVb層は緑灰〜青灰色を呈し、淘汰は良いシルトからなる。本層上部にシルト質極細粒砂層、一部に砂層をレンズ状に挟み、植物片、木片、細礫を含む。本層は、断層の東側でIVa層の礫層と指交状に接し西側ではIVc層の礫層と指交状に接することから、それぞれ同時異相の関係にあると判断される。

IVc層: 黄灰色を呈し、比較的淘汰は良い礫からなる。礫は径約5~20cmの円~亜円礫を主体とし、最大約40cmである。概ね礫支持であるが、一部にレンズ状にシルト層または砂層を挟む。その砂層に弱い斜交葉理や平行葉理が認められる。基質は粗~極粗粒砂からなる。礫種は主として、花崗岩類(花崗岩・花崗閃緑岩)、閃緑岩、アプライト、斑岩、安山岩、ホルンフェルス、砂岩、チャートからなる。

V層: 黄灰色を呈し、淘汰は良く、極細~粗粒砂からなる。分布は断層の上盤のみに認められる。本層は上部から、極細~細粒砂、細粒~中粒砂、細~極粗粒砂、極細粒砂、粗~極粗粒砂からなる。最下部の粗~極粗粒砂は礫をレンズ状に挟み、弱い斜交葉理や平行葉理が認められる。北壁面では N06~N11 付近においては平行葉理を有する砂層が上に凸の形状を示す。一方、南壁面では S08 付近で断層近傍の引きずり剪断を受けており、ほぼ直立した変形を生じている。下位のVI層との境界は明瞭で、傾斜不整合で接する。

VI層: 橙褐~灰褐色を呈し、淘汰はやや悪い礫からなる。礫は一部で酸化し、全体として橙色を呈する。礫は径約3~40cmの円~亜円礫を主体とし、最大径約40cmである。概ね礫支持であるが、一部にレンズ状にシルト層または砂層を挟む。その砂層に弱い斜交葉理や平行葉理が認められる。基質は粗粒砂からなる。礫種は主として、花崗岩類(花崗岩・花崗閃緑岩)、閃緑斑岩、アプライト、斑岩、安山岩、溶結凝灰岩、ホルンフェルス、礫岩、砂岩、チャートからなる。カタクレーサイトも少量含む。

### b) イベント層準の認定と年代、変位量

断層と地層の切断・被覆関係、上下変位量の差異に基づき、本調査では最近 2 回のイベントを認定した。断層はIVa 層以下の地層を切断し、走向は  $N40^\circ$  W、傾斜  $45\sim86^\circ$  E である。ここでは新しいものからイベント 1 、イベント 2 と呼称し、その認定根拠について記

載する。北壁面の断層近傍の拡大図を図 79、放射性炭素同位体年代測定の結果を表 4、各イベントの暦年較正年代を図 80 に示す。

イベント1:北壁面及び南壁面において、IVa 層を切断する断層は上端をⅢ層に覆われる。IVa 層中の断層は剪断による礫の再配列を伴う(図 79)。砂礫層は高瀬川の本流性堆積物であり、初生的なインブリケーションはトレンチに対して直交方向の南東方向であるが、断層直近の礫は長軸がほぼ鉛直に再配列する。断層を挟んだIVa 層上面の比高は 1.2mである。断層上端を覆うⅢa層およびⅢb層は断層の低下側にのみ分布し、IVa層に生じた高度差や上に凸の変形構造に対してアバットして分布する。Ⅲb層は断層直上付近にのみ分布するIVa層由来の崩積土とみられる。以上から、IVa層に生じる断層変位及び変形構造と被覆層であるⅢ層の分布状況から、最新活動のイベント1はIVa層堆積後、Ⅲb層堆積前に生じたと考えられる。

IVa 層からは年代試料が採取できなかったものの、下位のIVb 層から 1240±30 y.B.P. (1261~1091 CalBP: AD689~860年) と 1280±30 y.B.P. (1269~1184 CalBP: AD681~767年)、Ⅲa層からは 810±30 y.B.P. (735~690 CalBP: AD1215~1261年) の放射性炭素同位体年代測定値が得られた (表 4、図 80)。よって、最新活動時期は西暦 689~1261年ないし約 1300~700年前に特定される。この年代は、従来のトレンチ調査で推定された松本盆地東縁断層北部の最新活動時期(例えば、奥村・他,1998;遠田・他,2008)や、従来から対比されてきた歴史地震である西暦 762年の地震(M>7.0程度:宇佐美・他、2013)とも調和的である。また、IVa層上面を変位基準として、最新活動に伴う上下変位量は 1.2 mと計測される。

イベント2:北壁面の N07-N08 で認められる断層は、VI層内部で上方へ不明瞭となり、V層の砂層に明瞭な上下変位を与えていない。また、VI層は断層の低下側では露出しておらず、最新活動に伴う 1.2mよりも大きな上下変位を受けている。さらに、断層より東側でVI層は上位のV層と明瞭な傾斜不整合の関係にあり、VI層がより多くのイベントを記録している可能性が高い。よって、VI層はイベント1に伴う変位だけでなく、それに先行するイベント2により累積的な変位と変形を生じていると考えられる。以上から、イベント2は、VI層堆積以降、V層堆積前に生じた。

VI層からは年代測定試料が採取できなかったものの、V層からは 2380±30 y. B. P. (2434~2349 CalBP: BC485~400 年) の年代値が得られた(表 4 、図 80)。よって、イベント 2 の発生年代は、約 2400 年前以前に限定される。なお、2020±30 y. B. P. の年代値も得られたが、試料に含まれる炭素量が少なく  $\delta^{13}$ C が測定できなかったため、イベントの発生年代推定や暦年較正の対象からは除外した。

これらのイベントの発生年代から、最近2回の活動間隔の最小値は約 1100 年であると 推定される。

以上から、明科七貴地区における変位履歴調査の結果、西暦 689~1261 年に生じた最新活動に伴い 1.2mの地震時上下変位が生じたことが明らかとなった。最新に先行する活動は、約2400 年前以前に限定される。トレンチ壁面に露出した断層の傾斜は最大で86°Eであり、横ずれ断層に特徴的である礫の再配列も認められるため、実際の地震時変位には横ずれ成分が含まれている可能性がある。よって、今回計測した最新活動に伴う上下変位量1.2mは最小値である可能性がある。

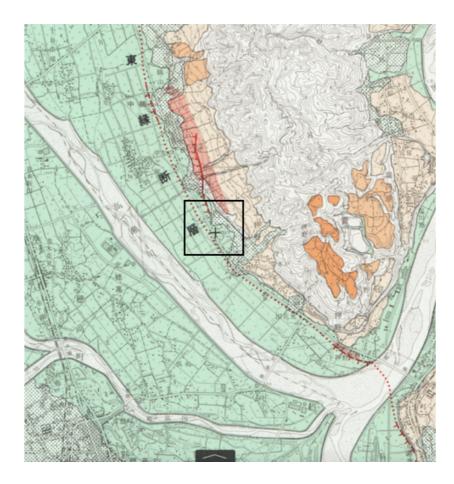


図74 松本盆地東縁断層北部と明科七貴地区における調査位置国土地理院発行都市圏活断層図「信濃池田」(東郷・他,1999)に加筆。

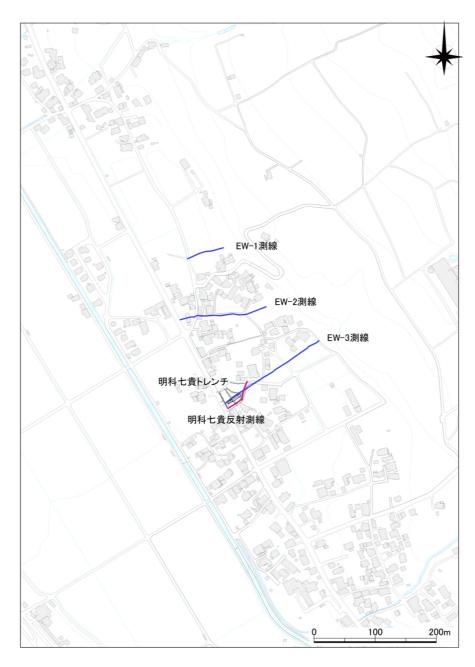


図 75 明科七貴地区におけるトレンチ掘削位置と測量図面 EW-1~EW-3 測線は地形断面測量の測線。

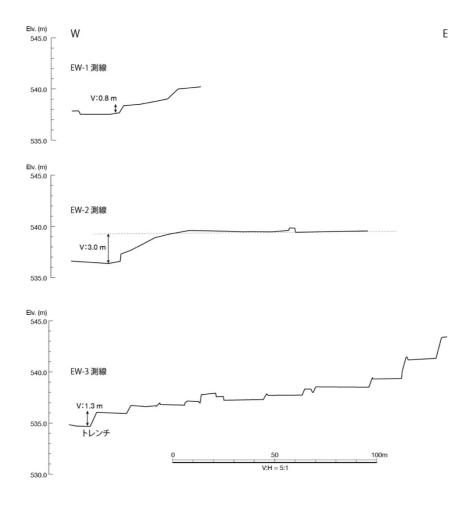


図 76 明科七貴地区における地形断面 縦軸は 5 倍強調。EW-1~EW-3 測線の位置は図 75 に示す。



図77 明科七貴トレンチ壁面の写真 グリッドは1m間隔。

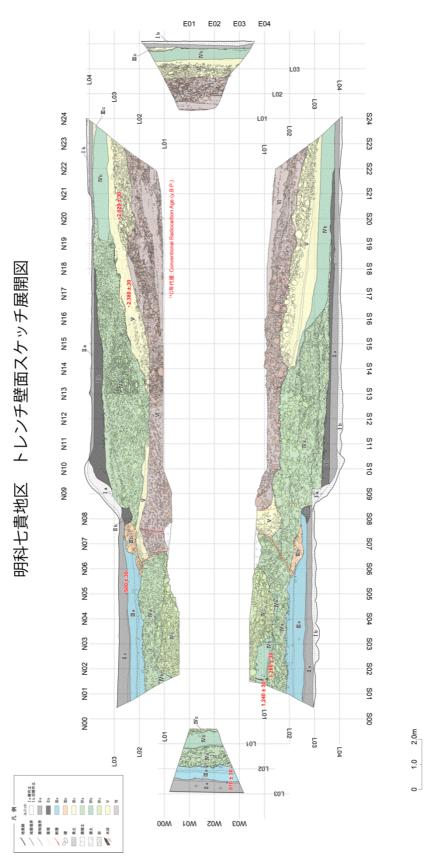


図 78 明科七貴トレンチ壁面のスケッチ グリッドは 1 m間隔。



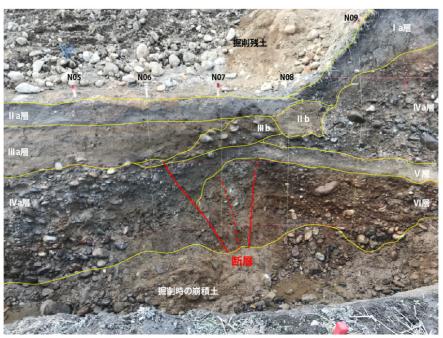


図 79 明科七貴トレンチ北壁面における断層近傍の拡大写真

表 4 明科七貴トレンチにおける放射性炭素同位体年代測定の結果 ここでは暦年較正年代として 2  $\sigma$  の範囲を示している。

geo ID	beta ID	sample	type of material	Measured Radi	ocarbon Age	Conventional Ra	diocarbon Age	cal	d13C	Pretreatment
55557	488337	AKN-S01-1	wood	1260	30	1240	30	95.4% probability   (61.3%) 684 - 780 cal AD (1266 - 1170 cal BP)   (34.1%) 787 - 876 cal AD (1163 - 1074 cal BP)	-26.4	acid/alkali/acid
55558	488338	AKN-S02-1	wood	1300	30	1280	30	95.4% probability (95.4%) 662 - 774 cal AD (1288 - 1176 cal BP)	-26.3	acid/alkali/acid
55643	489161	ANN-W2-2	organic sediment	730	30	810	30	95.4% probability (95.4%) 1169 - 1270 cal AD (781 - 680 cal BP)	-20.3	acid washes
55742	490076	ANN-N05-1	organic sediment	490	30	500		95.4% probability  (94.7%) 1398 - 1449 cal AD (552 - 501 cal BP)   (0.7%) 1333 - 1336 cal AD (617 - 614 cal BP)	-24.3	acid washes
55749	490181	ANN-N16-1	organic sediment	2350	30	2380	30	95.4% probability  (93.6%) 541 - 393 cal BC (2490 - 2342 cal BP)   (1%) 704 - 695 cal BC (2653 - 2644 cal BP)   (0.7%) 727 - 720 cal BC (2676 - 2669 cal BP)	-23.2	acid washes
55750	490182	ANN-N20-1	organic sediment	NA	***	2020	30	95.4% probability  (95.4%) 107 cal BC - 58 cal AD (2056 - 1892 cal BP)	NA	acid washes

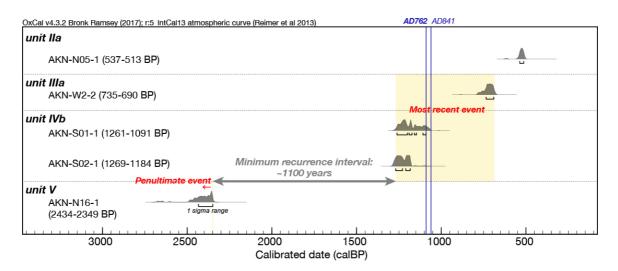


図 80 明科七貴トレンチにおける最近 2 回の活動の歴年代年代測定結果は 0xCal v.4.3.2 (Ramsey, 2017) を基に暦年較正し、1 σ に対応する確率分布を示した。較正曲線は IntCal13 (Reimer et al., 2013) を使用した。

# c) 明科七貴地区におけるS波反射法地震探査

# i) 探査測線

長野県安曇野市の明科七貴地点において実施したS波反射法地震探査の詳細測線位置を図54に示す。本地点においては、トレンチ掘削調査地点の近傍で、かつ、推定される断層構造にできるだけ直交する長さ約50mの測線を設定した。本測線はトレンチ調査地に隣接する南側の舗装道路上に設定しており、道路形状に沿って測線中央部分で折れ曲がる平面形態を呈する(図81)。

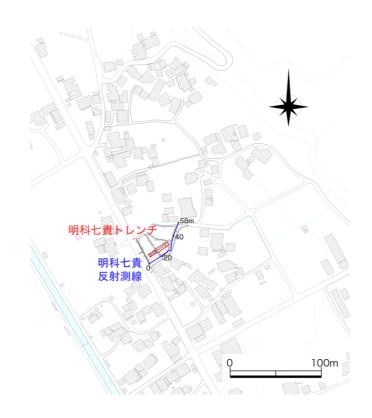


図 81 反射法地震探査測線配置図 (明科七貴調査地点) 青色線がS波反射法地震探査測線を示す。赤線はトレンチ掘削調査地点を示す。 安曇野市発行 1/2500 安曇野市基本図「No. 26」、「No. 36」を使用。

### ii)探査データの取得

本地点における探査データの取得についても一般的な共通中間点重合法による反射法地震探査(例えば、物理探査学会,2016)の現場データ取得作業に基づき、池田町会染地区におけるS波反射法地震探査と同様にして行った。本地点で実施した探査の主なデータ取得仕様を表5に示す。また、本探査で使用した機材は前述した会染花見で用いたものと同じであり、探査機材の仕様は前掲の表2の通りである。

表 5 主な探査データ取得仕様

	安曇野市 明科七貴
測線名	明科七貴
測線長	58m
受振点間隔	1m
発振点間隔	1m
展開方式	固定展開
振源	ポータブルバイブレータ
起振周波数	10-100Hz
スウィープ長	8秒
収録時間	2秒(コリレーション後)
サンプリングレート	0.5ms
垂直重合数	4回

### iii)探査データの処理

取得した探査データに対して、一般的な共通中間点重合法(例えば、物理探査学会,2016)に基づいて、池田町会染地区におけるS波反射法地震探査のデータ処理とほぼ同様の、各種のデータ編集・フィルタ処理を施し、地質および構造解釈に資する探査結果断面を得た。これらの探査データ処理作業では池田町会染地区の探査データ処理と同様に、反射法探査解析システムSeisSpace ProMAX (Halliburton Energy Services社製)を用いて、図12に示す過程によって行った。

### iv)探査結果

データ処理によって得られた重合断面図を図 82 に、マイグレーション処理を施した時間断面図を図 83 に、マイグレーション処理を施した深度変換断面図を図 84 に示す。ここで、各種のデータ処理に適用したパラメータを表 6 に示す。

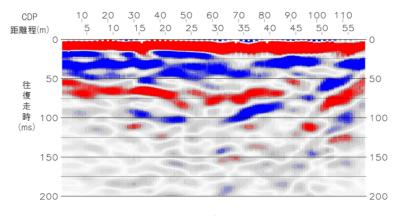


図82 明科七貴測線の重合断面図

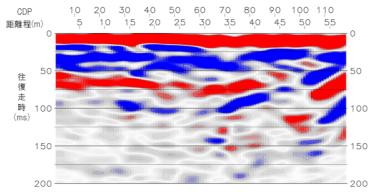


図83 明科七貴測線のマイグレーション時間断面図

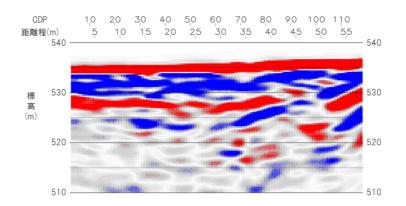


図84 明科七貴測線のマイグレーション深度変換断面図

表 6 安曇野市明科七貴地区の反射法地震探査データの処理に適用したパラメータ表

明科七貴 0.5m 3-118
3-118
5/10-90/100 Hz
-
500ms
Zero phase spiking
250ms(ゼロオフセット)
10ms
0/10-70/80 Hz
-
-
10CDP
-
-
-
100%
FK
70%

# 5) 連動イベントの発生頻度と確率の試算

神城断層・木崎湖南方地点では予察的な変位履歴に基づけば、約1.2万年前以降に識別された活動回数が4回もしくは6回と現時点で確定的ではないものの、いずれのケースでも地震時上下変位量が3m程度の活動が2回認められ、これらを連動型地震とみなすことができる。したがって、神城断層における連動型地震の平均再来間隔は5400年程度と見積もられる。仮に、これらの連動イベントがポアソン過程に従うとした場合、神城断層全体と松本盆地東縁断層北部との連動確率は、30年で0.6%と試算される。ただし、現時点での変位履歴からみて、当該地点の神城断層では連動型地震と非連動型地震が時間的なクラスタリング(集中期)を生じつつ、バイモーダルとなっている(頻度分布に2つのピークがある)可能性もあり、これらを考慮した発生確率の評価方法も考案していく必要がある。

松本盆地東縁断層北部を含む連動イベントについて、現時点で中南部区間にデータの制 約があるため、詳細な連動範囲については現段階では言及できない。しかし、北隣の神城 断層との連動イベントについては、従来から最新活動に対応するとされた西暦 762 年の歴 史地震に伴い、少なくとも北部区間全体が連動した可能性を指摘することができる。これ は、従来から推定されていた最新活動時期が重なるという指標だけではなく、1)上記の 神城断層南端付近の木崎湖南方において3 m程度の地震時上下変位量が確認されたこと、 2)池田町会染地区においても最新活動に伴い 1.7m程度の地震時上下変位量が生じた可 能性があることによる。

さらに、連動範囲は特定できないが、松本盆地東縁断層北部を含む連動イベントの発生 頻度については、現時点で次のように推定可能である。既述のように、松本盆地東縁断層 北部では過去約 1000 年前から約 8300 年前までに 3 回の活動が生じ、いずれも少なくとも 50km の断層区間が活動した連動型の地震イベントの可能性が指摘された。この場合、松本 盆地東縁断層北部を含む連動型地震の平均再来間隔は 3700 年程度と見積もられる。仮に、 これらの連動イベントがポアソン過程に従うとした場合、松本盆地東縁断層北部の連動確 率は、30 年で 0.8%と試算される。

# 6) 神城断層・大町市平中綱湖地区におけるボーリング調査、ジオスライサー調査

本地点は、2014年長野県北部の地震では活動しなかった神城断層上に位置し、青木湖と中綱湖の間に位置している(図 85~87)。周辺では湖成段丘面及び河成段丘面が神城断層の上盤側に分布しており、これらの段丘面を切る東側低下のバックスラストも併走する(図 87)。主に西側トレースの神城断層本体において、高時間分解能の湖成層に基づき高精度に平均変位速度を推定するため、平成 29年度に引き続き、断層の低下側と隆起側で各 1 孔のボーリング調査を実施した。平成 29年度に断層の低下側で実施した TAO-1 孔は孔名を NKT-1 孔に変更した。また、ボーリング地点から約 500m南の地点において、最新活動時期と地震時変位量、活動間隔等を推定するため、比高 1.5mの低崖を横断して群列ジオスライサー調査を実施した。以下では、それぞれの調査結果を報告する。

### a) 中綱湖地区におけるボーリング調査

本年度は、断層の隆起側で深さ約 33mまで (NKT-2 孔)、断層の低下側で深さ約 36mまで (NKT-3 孔)、2 孔を掘削した (図 88)。NKT-3 孔の掘削位置選定にあたっては、可能な限り撓曲変形帯から離れ、初生的な湖成層の堆積構造を確認し、かつ断層を堀抜き採取することに留意した。ボーリングコアの柱状図と写真を図 89~92、周辺の地形地質断面図を図 93 に示す。放射性炭素同位体年代測定の結果を表 7 に示す。

NKT-2 孔及び NKT-3 孔には、下位から大峰帯相当層の礫岩(7 b 層)、凝灰岩(7 a 層)、不整合に覆う河川性砂礫層(4~6層)、腐植質シルト・砂の互層からなる湖成層(2~3層)、人工改変土層(1層)が露出した(図 89~93)。NKT-2 孔では大峰帯とみられる礫岩と凝灰岩の境界に破砕帯を伴う明瞭な断層が認められ、その傾斜は 20°及び 40°である。湖成層最下部の深度 18m付近には、凝灰岩が湖成層の砂層に衝上する小断層がみられる。NKT-3 孔では砂礫層(6層)を切断する傾斜 20°程度の低角逆断層が認められ、上位の湖成層中にも副次的な断層がみられた。湖成層の傾斜は NKT-2 孔では 10~20°程度であり、これは逆断層の上盤側で生じた撓曲変形の一部と判断できる。一方、低下側の NKT-3 孔では湖成層の傾斜は 20~30°程度と増傾斜しており、さらに下位の 4~6層では 40~70°と変形の程度に累積性が認められる。これは、NKT-3 孔最下部付近の逆断層による撓曲変形の一部と考えられる。

湖成層(3層)から木片、腐植質シルトなどの放射性年代測定試料が得られた。NKT-2 孔と NKT-3 孔で概ね調和的な年代値が得られ、約  $3.4\sim1.9$  万年前に堆積したと考えられる(図 93)。最も新しい年代値として、NKT-3 孔から  $19390\pm70$ y. B. P. が得られた。炭素年代の 1  $\sigma$  に対応する較正暦年代は 23501-23208 Cal BP である(図 94A)。隆起側の湖成段丘面の構成層は 3 層であり、段丘面は約 24 ka 頃に形成されたと推定される。段丘面と湖成層の比高から計測される累積上下変位量は約 15 m であるため、段丘面の年代を考慮して、平均的な上下変位速度は  $0.6\sim0.7$  mm/yr 程度と見積もられる。ただし、累積上下変位は撓曲崖を挟んで計測される値であり、NKT-3 孔では調査地点よりも西側を通る逆断層が認められたため、ここで算出されたレートは最小値となる。

さらに調査地点から南方では、Une (1985) により神城断層の低下側の層序が橋梁工事に伴うボーリングから推定されている (図 87)。それによると、地表から深度 12mの湖成層中から  $18,820\pm350$  y. B. P. の年代値を示す木片が報告されている。炭素年代の  $1\sigma$  に対応

する較正暦年代は 23135~22345 Ca1 BP である (図 94B)。年代から判断して、この層準が本調査のボーリングによる 3 層の湖成層に対比され、断層低下側では湖成層が南北方向にほぼ水平に分布すると考えた場合、段丘面の累積上下変位量に 12mを加算した 27mが断層帯本体の累積上下変位量とみなせる。よって、この累積変位量を 24ka で除した 1.1mm/yrが本地区における神城断層の平均的な上下変位速度と推定される。

以上から、中綱湖周辺における平均的な上下変位速度は、撓曲崖を挟んだ両側で湖沼性 堆積物と湖成段丘面を基準に 0.68mm/yr 以上と見積もられた。さらに、地表の撓曲崖だけ ではなく、西側の中綱湖底にも従来知られていなかった逆断層が新たに推定された。断層 低下側における既報の層序と年代を考慮して検討した場合、本地区における神城断層全体 の平均上下変位速度は 1.1mm/yr と推定された。

### b) 中綱湖地区におけるジオスライサー調査

本地点は中綱湖畔に位置し、比高 1.5m程度の西側低下の低崖地形がみられる。湖成堆積物を基に神城断層の最近の活動時期を明らかにするため、この低崖を横断して長さ2mのジオスライサー9本(NKTG-1~9)と深さ2~3m程度の簡易式ボーリング4本(NKTE-1~4)を採取し(図95)、地形地質断面図を作成した。調査地点周辺の地形断面を図96、ジオスライサーの写真を図97、地形地質断面図を図98に示す。放射性炭素同位体年代測定の結果をまとめて表8に示す。

調査地には、下位から斜面堆積物(7層)、シルト質砂礫層(6層)、腐植質シルト及び砂の互層(5層及び4層)、腐植質シルト層(3層)、シルト層(2層)、人工改変土層(1層)が露出した。低崖の直下付近で採取した NKTE-4 孔の 7層中には不明瞭ながら剪断面がみられ、これを低崖を形成した神城断層の一部と判断した。

過去の地震イベント層準は、地層の変形・上下変位の差異やアバットする堆積構造を基 に2回識別できる(図98)。新しいイベント(イベント1)は、4層以下の地層が西へ傾動 ないし撓曲変形するのに対して、上位の3層及び2層がアバットすることで認定される。 よって、イベント1は4層堆積後、3層堆積前に生じた。この変形と不整合関係は低崖よ りも西側で生じており低崖の形成に寄与するイベントでないため、上記のボーリング調査 で明らかになった中綱湖底を延びる逆断層によるイベントである可能性が高い。4層から 1290±30 y.B.P. (較正暦年代1σ:1275~1185 CalBP, 675~766 AD) が得られた。3層 から得た年代値はいずれも古く矛盾しており、2層の最上部から690±30 y.B.P. (較正暦 年代1σ:675~570 CalBP, 1275~1380 AD) が得られた。3層の古い年代試料は、地層の 堆積年代よりも古い木材や腐植がリワークして再堆積したと推定される。よって、イベン ト1は約1300年前~600年前(西暦675~1380年)に生じたと考えられる(図98~99)。 この発生年代は、2014 年長野県北部の地震以前に指摘されてきた神城断層の最新活動時期 と調和的であり(例えば、奥村・他, 1998;地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2015)、 西暦 762 年もしくは 841 年の歴史地震(宇佐美・他, 2013) に対比可能である。また、長 野県北部の地震に伴う地震断層上のトレンチ調査で推定された西暦 1714 年正徳小谷の地 震 (例えば、都司, 2003; Katsube et al., 2017) には対応しない。よって、本地点を含 む長野県北部の地震で未破壊の神城断層においては、最新活動は従来と同様に西暦 762 年 もしくは841年の歴史地震である可能性が高い。

古いイベント(イベント 2)は、6層以下の地層が低崖を境として上下変位を生じ、その低下側を5層及び4層が埋積する地質構造によって認定される(図 98)。5層及び4層と断層の直接の関係は明らかではないが、隆起側には相当層は確認されず低下側のみに堆積する。また、層相が細粒の腐植質シルトと砂層の互層からなるため、6層堆積後に生じたイベントの後、低下側を埋積して湖沼性の5層及び4層が堆積したと判断した。6層の上面を基準として断層近傍の累積上下変位量は 1.7 m と計測され、中綱湖底を延びる逆断層の存在を考慮すればこの値は最小値となる。6層からは年代測定値は得られていないが、下位の7層から最も新しい年代値として  $17200\pm50$  y.B.P. (較正暦年代  $1\sigma:20834\sim20642$  CalBP) が得られた(図 98,表8)。一方、イベント2の上限を示す年代値として、5層からは  $1320\pm30$  y.B.P. (較正暦年代  $1\sigma:1292\sim1188$  CalBP,658~762 AD)が得られた。よって、イベント2 は約 1200年前以前に生じたと考えられる。ただし、7層の年代が約 21 ka と古く、5層との堆積間隙が大きいため、イベント2 の発生年代はより詳細な検討が必要である。

以上から、中綱湖のジオスライサー調査地点では、最近活動時期は西暦 675~1380 年に生じたことが明らかとなった(図 99)。この年代は、2014 年長野県北部の地震前に指摘されてきた、神城断層の最新活動が西暦 762 年もしくは 841 年の歴史地震に対比される可能性と調和的である。仮に、西暦 762 年の歴史地震に対比されるとした場合、現在までの経過時間は 1257 年となる。また、2014 年地震の震源域で 1 つ前の活動とされる西暦 1714 年正徳小谷の地震には対応しないことが明らかとなった。調査地点を含む神城断層南部の約15km 区間は 2014 年地震では未破壊であり、今後の地震発生可能性や確率評価には、ここで明らかとなった最新活動時期を用いることが妥当であると考えられる。さらに、この未破壊区間が次に活動した場合、南へ連動してさらに大規模な地震を生じる可能性を引き続き検討する必要が明確になった。

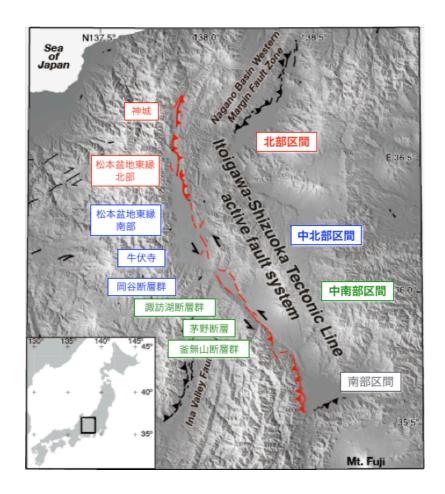


図 85 糸魚川-静岡構造線断層帯の活動区間。活動区間は地震調査研究推進本 部地震調査委員会 (2015) による。Kondo et al. (2008) に加筆。

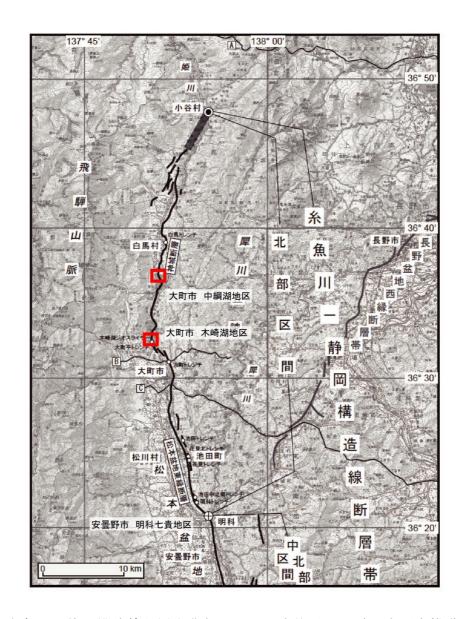


図86 糸魚川-静岡構造線断層帯北部区間と調査位置。地震調査研究推進本部地震調査委員会(2015)に加筆。

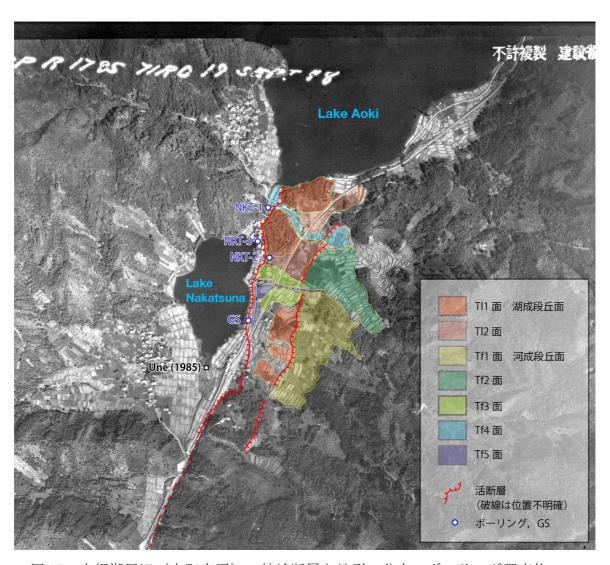


図 87 中綱湖周辺(大町市平)の神城断層と地形の分布、ボーリング調査位置。国土地理院発行の米軍撮影空中写真 R1785-39 に加筆。赤線は本研究による神城断層のトレース、ケバは低下側を示す。

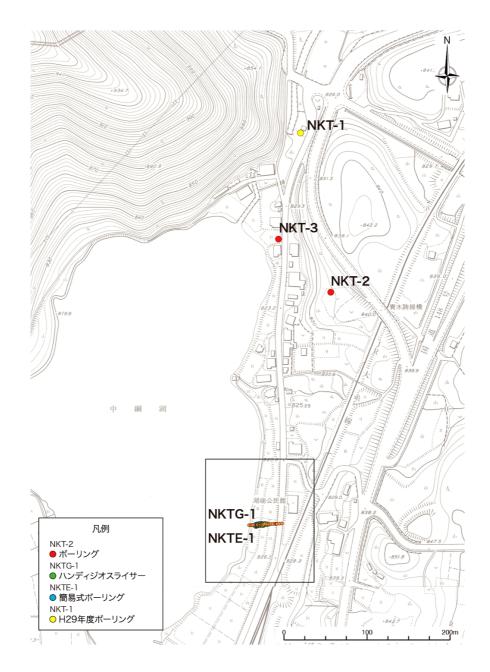


図 88 中綱湖周辺におけるボーリング調査およびジオスライサー調査地点。基図は 大町市発行の 1/2,500 都市計画図。図中の黒枠は図 95 に示す拡大図の範囲。 NKT-1 孔は、平成 29 年度に実施した TAO-1 孔と同じ。NKT-2 孔と NKT-3 孔が平 成 30 年度に新たに掘削したボーリング地点。NKTG-1 及び NKTE-1 はハンディ ジオスライサーおよび簡易式ボーリング。

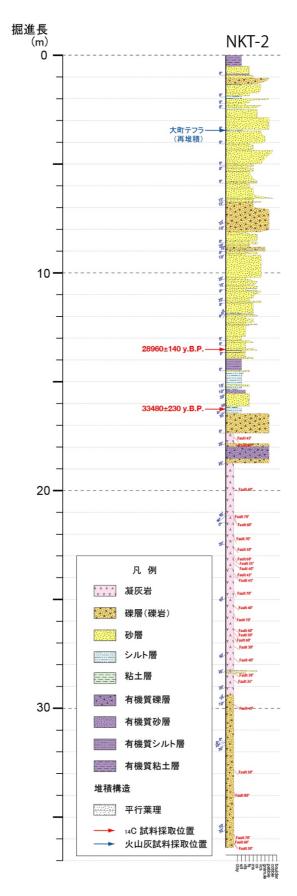


図89 NKT-2孔(断層隆起側)の柱状図。掘削位置は、図88を参照。

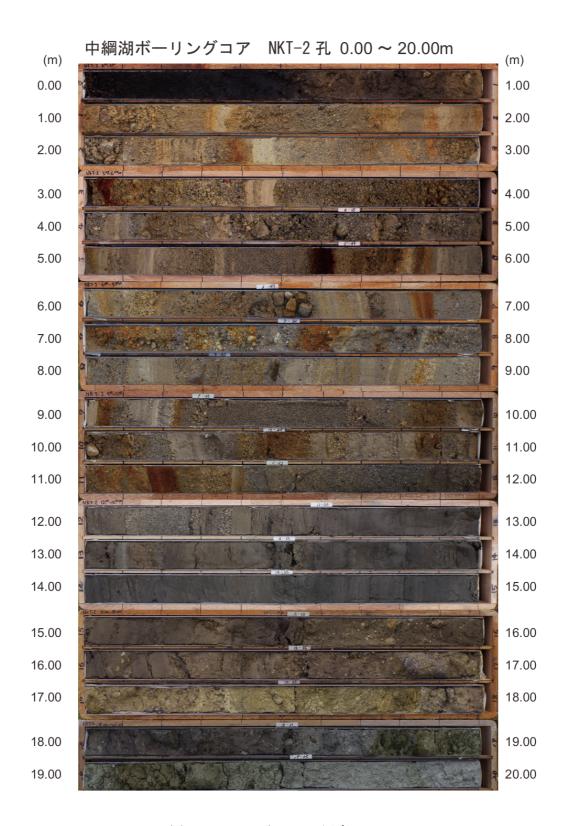


図 90 NKT-2 孔のコア写真

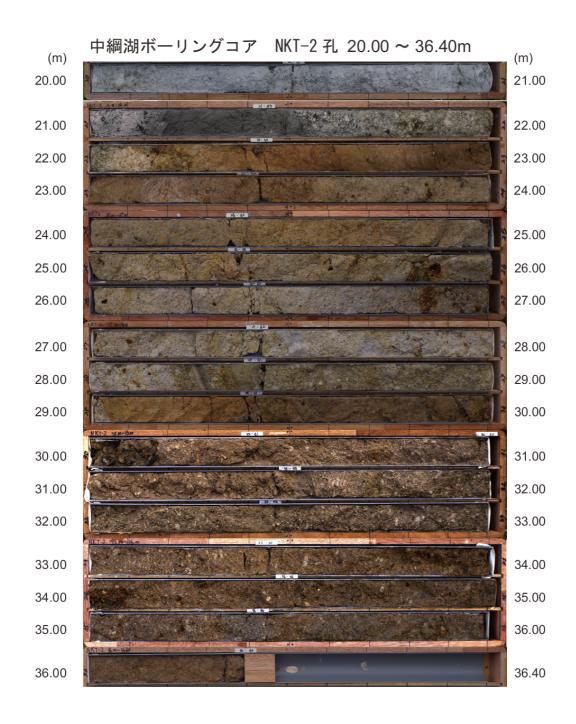


図 90 NKT-2 孔のコア写真 (続き)

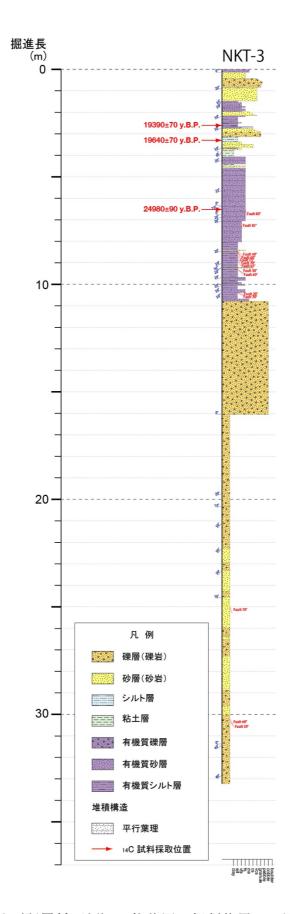


図 91 NKT-3 孔 (断層低下側)の柱状図。掘削位置は、図 88 を参照。

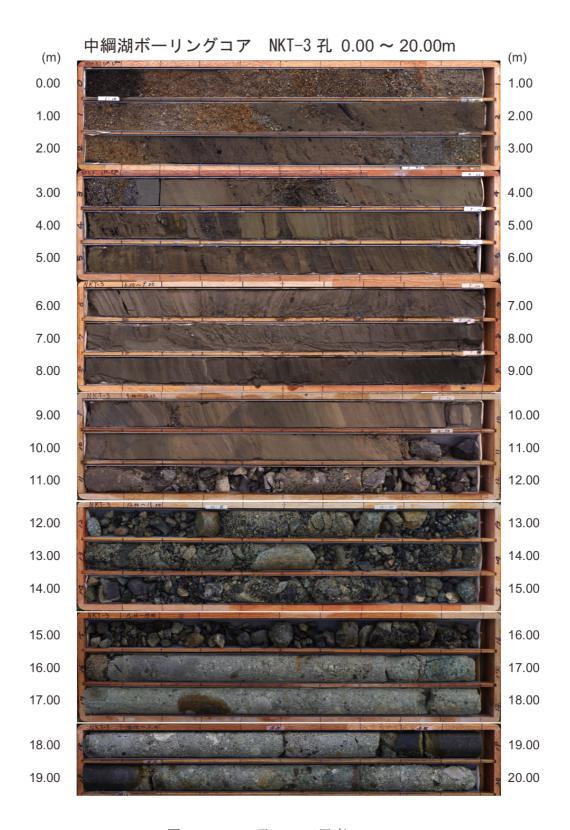


図 92 NKT-3 孔のコア写真

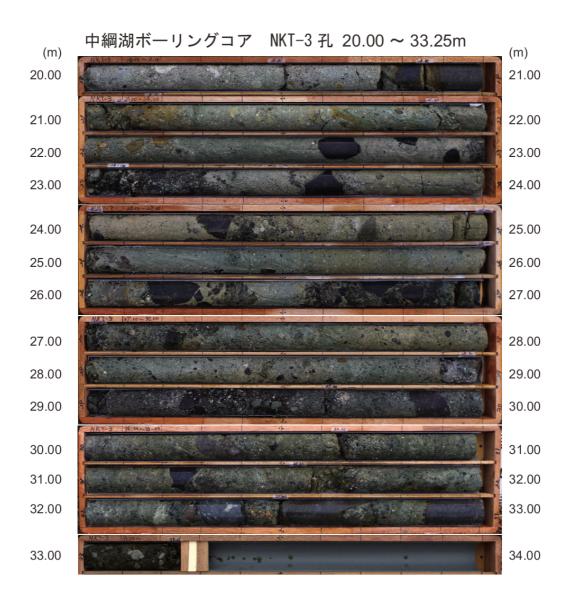


図 92 NKT-3 孔のコア写真 (続き)

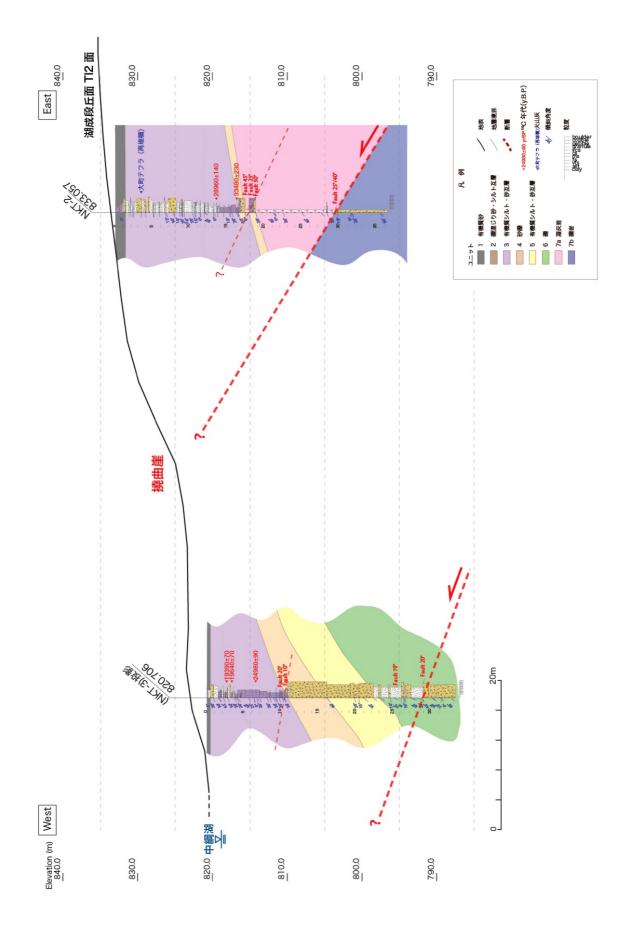
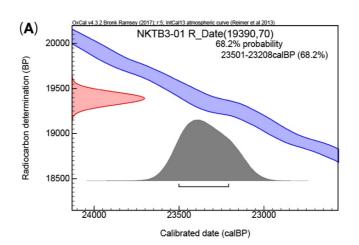


図 93 NKT-2 孔及び NKT-3 孔に基づく地形地質断面図

表 7 NKT-2 孔及び NKT-3 孔の放射性炭素同位体年代測定の結果

unit	sample name	type of material	Measured Radiocart	oon Age (y.B.P.)	Conventional Radiocarbon Age (y.B.P.)		<sup>18</sup> C (‰)	calendar year	Technique	Pretreatment	beta ID
3	NKTB2-02	wood	28980	140	28960	140	-26 11	95.4% probability  (95.4%) 31642 - 30816 cal BC (33591 - 32765 cal BP)	AMS	acid/alkali/acid	509160
3	NKTB2-03	wood	33520	230	33480	230		95.4% probability  (95.4%) 36543 - 35021 cal BC (38492 - 36970 cal BP)	AMS	acid/alkali/acid	509161
3	NKTB3-01	wood	19400	70	19390	70	-25.82	95.4% probability  (95.4%) 21650 - 21116 cal BC (23599 - 23065 cal BP)	AMS	acid/alkali/acid	510908
3	NKTB3-02	wood	19670	70	19640	70		95.4% probability  (95.4%) 21972 - 21466 cal BC (23921 - 23415 cal BP)	AMS	acid/alkali/acid	510909
3	NKTB3-03	wood	24950	90	24980	90	-23 13	95.4% probability (95.4%) 27379 - 26780 cal BC (29328 - 28729 cal BP)	AMS	acid/alkali/acid	510910



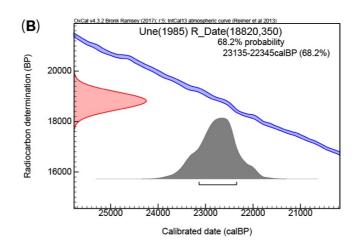


図 94 放射性炭素同位体年代測定の較正暦年代。暦年較正は 0xCal v. 4. 3. 2 (Ramsey, 2017) を使用し、較正曲線は IntCall3 (Reimer et al., 2013) を用いた。

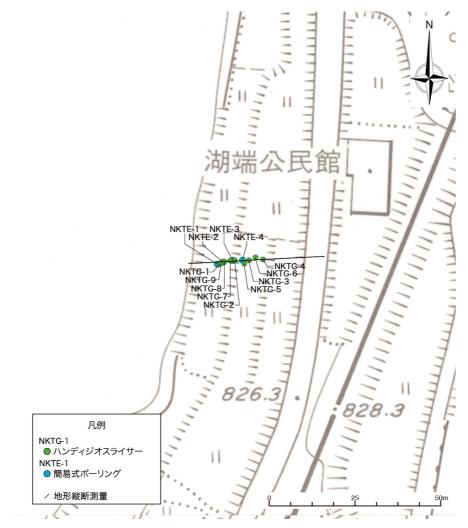


図 95 中綱湖周辺におけるジオスライサー調査地点の詳細位置図。基図は大町市発行の 1/2,500 都市計画図。NKTG-1~9 及び NKTE-1~4 はハンディジオスライサーおよび簡易式ボーリングの位置。黒線は地形断面測線の位置

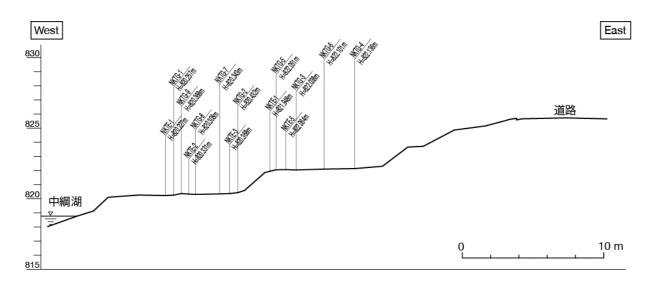


図 96 中綱湖周辺におけるジオスライサー調査地点の地形断面図

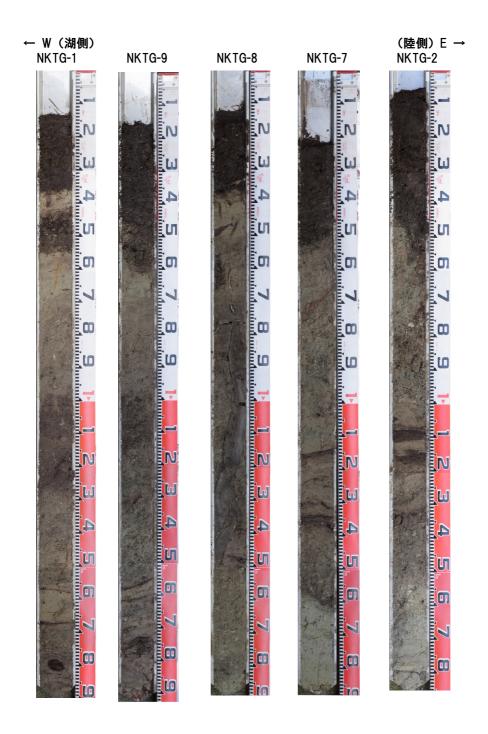


図 97 ジオスライサー断面の写真。位置は図 95 を参照。



図 97 ジオスライサー断面の写真 (続き)。位置は図 95 を参照。

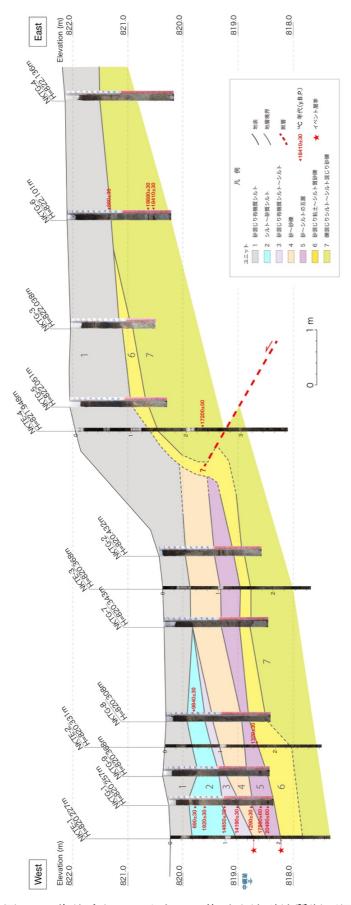


図 98 群列ジオスライサーに基づく地形地質断面図

表 8 中綱湖ジオスライサー調査における放射性炭素同位体年代測定の結果。 ここでは暦年較正年代として 2 σ の範囲を示している。

unit	sample name	type of material	Measured Radiocari	oon Age (y.B.P.)	Conventional Radioca	arbon Age (y.B.P.)	<sup>18</sup> C (‰)	calendar year	Technique	Pretreatment	beta ID
1	NKTG-1-0.48	organic sediment	690	30	690	30	-24.84	95.4% probability   (68.9%) 1265 - 1312 cal AD (685 - 638 cal BP)   (26.5%) 1358 - 1388 cal AD (592 - 562 cal BP)	AMS	acid washes	516543
1	NKTG-6-0.76	wood	910	30	860	30	-27.74	95.4% probability  (83.5%) 1150 - 1256 cal AD (800 - 694 cal BP)   (9.9%) 1049 - 1084 cal AD (901 - 866 cal BP)   (2%) 1124 - 1136 cal AD (826 - 814 cal BP)	AMS	acid/alkali/acid	516550
2	NKTG-1-0.66	wood	1950	30	1920	30	-26.59	95.4% probability  (95.1%) 2 - 138 cal AD (1948 - 1812 cal BP)   (0.3%) 199 - 204 cal AD (1751 - 1746 cal BP)	AMS	acid/alkali/acid	516544
2	NKTG-8-0.53	organic sediment	9870	30	9840	30	-26.6	95.4% probability  (94.4%) 9326 - 9251 cal BC (11275 - 11200 cal BP)   (1%) 9342 - 9333 cal BC (11291 - 11282 cal BP)	AMS	acid washes	516553
3	NKTG-1-1.25	organic sediment	14220	40	14190	40	-26.94	95.4% probability   (95.4%) 15516 - 15153 cal BC (17465 - 17102 cal BP)	AMS	acid washes	516546
3	NKTG-1-1.02	organic sediment	14690	40	14650	40	-27.47	95.4% probability   (95.4%) 16045 - 15722 cal BC (17994 - 17671 cal BP)	AMS	acid washes	516545
4	NKTG-1-1.50	wood	1330	30	1290	30	-27.49	95.4% probability  (95.4%) 664 - 770 cal AD (1286 - 1180 cal BP)	AMS	acid/alkali/acid	516547
5	NKTE-2-1.67	wood	1360	30	1320	30	-27.56	95.4% probability  (73%) 652 - 722 cal AD (1298 - 1228 cal BP)   (22.4%) 740 - 768 cal AD (1210 - 1182 cal BP)	AMS	acid/alkali/acid	518640
5	NKTG-1-1.68	organic sediment	17900	50	17860	50	-27.64	95.4% probability   (95.4%) 19896 - 19491 cal BC (21845 - 21440 cal BP)	AMS	acid washes	516548
6	NKTG-1-1.80	wood	20510	60	20490	60	-26.1	95.4% probability   (95.4%) 23017 - 22431 cal BC (24966 - 24380 cal BP)	AMS	acid/alkali/acid	516549
7	NKTE-4-2.60	plant material	17200	50	17200	50	-25.01	95.4% probability   (95.4%) 18987 - 18614 cal BC (20936 - 20563 cal BP)	AMS	acid/alkali/acid	518641
7	NKTG-6-1.56	organic sediment	18440	50	18410	50	-26.59	95.4% probability  (94.6%) 20515 - 20141 cal BC (22464 - 22090 cal BP)   (0.8%) 20118 - 20098 cal BC (22067 - 22047 cal BP)	AMS	acid washes	516552
7	NKTG-6-1.46	organic sediment	19930	60	19880	60	-27.92	95.4% probability  (95.4%) 22196 - 21746 cal BC (24145 - 23695 cal BP)	AMS	acid washes	516551

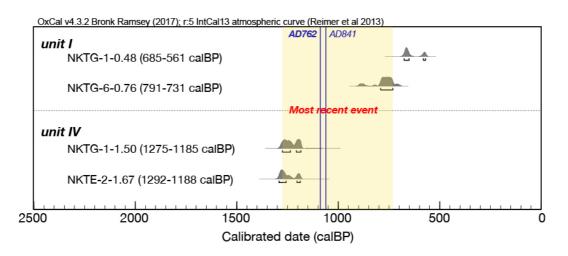


図 99 中綱湖ジオスライサー調査による神城断層の最新活動時期。暦年較正は OxCal v. 4. 3. 2 (Ramsey, 2017)、較正曲線は IntCal 13 (Reimer et al., 2013) を用いた。各試料の年代値は 1 σ の範囲を示す。AD762 と AD841 は それぞれ歴史地震を示す。

#### 7) 神城断層・木崎湖南方地点における変位履歴の再検討

木崎湖南方地点は神城断層の南端付近に位置する(図 86,100)。産業技術総合研究所は2006年に同地点でジオスライサー・ボーリング調査を実施した。その成果の概略は奥村・他(2007)において速報として報告され、湖沼性の細粒堆積物に生じた撓曲変形をもとに過去3~4回の古地震イベントが指摘されている。平成29年度は既存資料の再検討によって、従来は指摘されていなかった深部の低角逆断層をみいだし、過去5~6回の古地震イベントを識別した。その結果をもとに、予察的な時間一変位ダイヤグラムを作成し、地震時変位量に基づく連動型イベントの識別と連動履歴の推定、ポアソン過程による連動型地震の発生確率の試算をおこなった(近藤,2018)。

今年度は、逆断層上盤側で生じる変形を面的に把握し、より正確な地震時変位量を計測するため、調査地点周辺を対象にドローンによるレーザ測量を実施し、0.1mの精密な数値標高モデル (DEM) を作成した。表9及び表10にドローンレーザ測量の仕様、図101に0.1mDEM に基づく地形陰影図とボーリング掘削位置、図102に地形断面の測線位置、図103に地形断面を示す。さらに、深さ20m程度のボーリングを4孔追加することにより、2006年当時に復元された地形地質断面をさらに仔細に検討し、地下20m程度までの断層形状、古地震イベントの認定、活動時期と地震時上下変位量を再検討した。地層の分布が不明な部分については、現状のコアでみられる地層の傾斜や断層との関係、変形の累積性を考慮して、地層の分布を推定した。ボーリングコアの写真を図104~107、地形地質断面図を図108に示す。

## a) イベント層準の認定と地震時上下変位量

調査地域には、地表から深さ約 30 m程度まで湖沼性の細粒堆積層が厚く堆積し、それらを切断する東傾斜の低角逆断層が確認された(図 108)。ここでは、層相をもとに各地層をユニット  $50\sim1200$  に区分した。逆断層は、明瞭な変位と上盤側の地層の顕著な変形を伴い、各ボーリングコアで連続的に確認できるものを主断層として 3 条を認定し、 $F-1\sim F-3$  とした。その他に確認された多数の逆断層は副次的な断層として断面図に記入した。F-1 から F-3 の逆断層は、地表下 10 m程度より深部でユニット 800 以下の地層を明瞭に切断する。地形地質断面図から読み取った断層の傾斜は  $10\sim20^\circ$  である。一方、800 より上位の地層では東側隆起の撓曲変形を生じ、明瞭な剪断は認められない。今回の補足調査によって、地層の変位・変形の程度や断層との切断・被覆関係をもとに、約 1.2 万年前以降に確実な古地震イベントを 5 回と不確かなイベントを 2 回認定した。以下では、それらのイベントを新しいものからイベント $1\sim7$  とし、イベント毎に認定の根拠と上下変位量について記述する。

# i) イベント1

イベント 1 はユニット 100 堆積後、ユニット 70 堆積前に認定した。ユニット 100 は調査地で連続的に分布する腐植質シルト層であり、Bor-6 から Bor-3 の間で東側隆起の撓曲変形を生じている。その低下側では、KZK-10 より西側で上位のユニット 70 とユニット 50 がユニット 100 の変形に対してアバットして堆積する。ユニット 70 はシルト~砂からなる後背地性の堆積物であり、低下側を埋積して分布する。よって、ユニット 100 堆積後、

ユニット 70 堆積前に東側隆起の撓曲変形を生じるイベントが生じたことが確実である。地表の低崖地形を基に上下変位を計測した場合、上下変位が 3.1mと計測された。一方、ユニット 100 の上面を基準とした場合は、3.5mと計測される。ドローン・レーザによる周辺の地形計測では、K4 測線で 3.2mの上下変位が計測されており、K4 測線付近を頂部とするバルジ状の上盤側変形が認められる。ここでは、ジオスライサー・ボーリング調査によって明らかとなった、最新活動以降に断層下盤側で堆積した埋積層(ユニット 70 及び 50)の層厚も考慮し、イベント 1 に伴い 3.5mの上下変位が生じたと判断した。

# ii) イベント2

イベント 2 はユニット 200 堆積後、ユニット 150 堆積前に認定した。ユニット 200 は腐植質シルト層からなり、層厚が 20cm 程度と薄いながらも調査地に連続的に分布する。隆起側では Bor-3 から GS-1 までは対比が容易で連続的に分布し、概ね水平に堆積する。この地層も Bor-6 から Bor-3 の間で東側隆起の撓曲変形を生じている。一方、上位のユニット 150 は後背地性のシルト~砂層であり、ユニット 200 の変形をアバットして低下側を埋積し、東へ向かって層厚を減じて GS-4 から GS-3 の間で殲滅する。よって、ユニット 200 堆積後、ユニット 150 堆積前に東側隆起の撓曲変形を生じるイベント 2 が生じたことが確実である。ユニット 200 の上面を基準に、3.9mの累積上下変位量が計測された。イベント 1 による 3.5mを差し引きして、イベント 2 に伴う上下変位は 0.4mとなる。

### iii) イベント3

イベント3はユニット500 堆積後、ユニット400 堆積前に認定した。ユニット500 は腐植質シルト層により構成され、調査地西端のBor-2から中央付近のBor-4付近まで連続して分布する。さらに東側ではユニット600~800 相当の腐植質シルトと収斂し、明瞭に分布を追うことは困難であるが、ユニット500 堆積時には上面が概ね水平であったと考えられる。その上位には、ユニット400の砂層が厚く堆積し、内部構造の傾斜から判断して、下位のユニット500 に対してアバットする。ユニット400 は、ユニット500 ないし600~800が形成した撓曲崖をオーバーラップして隆起側にも堆積する。よって、ユニット500 堆積後、ユニット400 堆積前に東側隆起の撓曲変形を生じるイベントが生じたことが確実である。ユニット500の上面を基準に、5.6mの累積上下変位量が計測された。イベント2以降の累積変位量3.9mを差し引きして、イベント3に伴う上下変位は1.7mとなる。

# iv) イベント4

イベント 4 はユニット 600 堆積後、ユニット 570 堆積前に認定した。ユニット 600 は調査地で連続よく対比可能な腐植質シルト層であり、上位のユニット 400 にみられる撓曲変形よりも累積的に大きく変形する。上位にはユニット 530~570 の後背地性堆積層がユニット 600 にアバットして堆積する。ユニット 550 はチャネル状の分布を示し、断面形状から判断して、概ね南北方向に流下した小規模なチャネル堆積物である。一連の河川性堆積層の最下部を構成するユニット 570 は Bor-2 では下位の 600 と整合的であるが、ユニット 600 ヘアバットして東へ層厚を減じており KZK-10 孔までに殲滅する。これらのユニット 530~570 は、南北方向へ流れる河川性の堆積層であり、初生的にほぼ水平な堆積上面であったと考えられる。そのため、ユニット 600 を変形させるイベントが生じた後、低下側をユニット 530~570 が埋積し、その後に生じた新しいイベント 1~3 によってさらに変形を受けたと判断出来る。よって、ユニット 600 堆積後、ユニット 570 堆積前に東側隆起の

撓曲変形を生じるイベントが生じたことが確実である。ユニット 600 の上面を基準に、8.5 mの累積上下変位量が計測された。イベント 3 以降の累積変位量 5.6 mを差し引きして、イベント 4 に伴う上下変位は 2.9 m となる。

# v) イベント5

イベント 5 はユニット 700 堆積後、ユニット 650 堆積前に認定した。ユニット 700 は低下側の KZK-9 以西を埋積する腐植質シルト層であり、上位のユニット 600 よりも累積的に大きく変形する。東への連続性は不明瞭であるが、後述する年代値から判断して、隆起側にほぼ水平に堆積するユニット  $600\sim800$  に収斂するとみられる。ユニット 700 堆積時には、他の腐植質シルト層と同様に初生的に概ね水平に堆積したと考えられ、その上位のユニット 650 は 700 に対してアバットして堆積する。よって、ユニット 700 堆積後、ユニット 650 堆積前に東側隆起の撓曲変形を生じるイベントが生じたと推定される。ただし、ユニット 700 は、後述するユニット 800 を変形させるイベントの後、低下側を埋積した地層の一部であった可能性もある。また、イベント 5 の発生後、約 8400 年前から約 5600 年前にかけて地層の欠落が認められる。そのため、ここではイベント 5 の信頼性を相対的に低いものと判断した。ユニット 700 の上面を基準に、10.4mの累積上下変位量が計測された。イベント 4 以降の累積変位量 8.5mを差し引きして、イベント 5 に伴う上下変位は 1.9m となる。

### vi) イベント6

イベント 6 はユニット 800 堆積後、ユニット 750 堆積前に認定した。ユニット 800 は調査地に連続的に分布する腐植質シルト層であり、隆起側ではユニット  $600\sim800$  の一連の地層としてマージする。上位のユニット 750 は河川性の砂礫層で、下位のユニット 800 に対してアバットして堆積し、層厚を東へ減じながら KZK-9 付近で殲滅する。よって、ユニット 800 堆積後、ユニット 750 堆積前に東側隆起の撓曲変形を生じるイベントが生じたことが確実である。ユニット 800 の下面を基準に、11.0mの累積上下変位量が計測された。イベント 5 以降の累積変位量 10.4mを差し引きして、イベント 6 に伴う上下変位は 0.6m となる。

# vii) イベント7

イベント7はユニット1000 (ユニット1020 及び1040) 堆積後、ユニット950 堆積前に認定した。ユニット1000 は極細粒砂~粗粒砂~シルトの互層であり、KZK-8 および9 では明瞭な逆断層によって切断される。特に断層直近では傾斜が50°程度まで大きく変形し、本層が撓曲変形を生じつつ逆断層による剪断を受けたことを示す。ユニット1000 を構成するサブユニット1020 は特に細粒堆積物を主体としており、初生的にほぼ水平に堆積したと判断出来る。一方、上位のユニット950~850 は細礫を含む河川性の砂礫層で、断層の低下側と隆起側に広く分布する。ただし、ユニット950のみが低下側で厚く堆積し、堆積前に下位のユニット1020が高度差を生じていたことを示す。以上から、ユニット1020堆積後、ユニット950堆積前に東側隆起の撓曲変形を生じるイベントが生じたと推定した。ただし、このイベントの認定根拠は低下側で厚い地層の存在であり、相対的に信頼性は低い。ユニット1020の上面を基準に、11.5mの累積上下変位量が計測された。イベント6以降の累積変位量11.0mを差し引きして、イベント7に伴う上下変位は0.5mとなる。

### b) イベント発生年代

イベント1~7について、それぞれのイベント層準前後の地層から得られた放射性炭素同位体年代測定値を基に各イベントの年代を特定した。年代測定の結果は 2006 年調査当時の試料と今回実施した合計 31 試料である。地層の年代として採用する年代値は木片、バルクの腐植質シルトなど試料種及び層序と年代値の矛盾を考慮した。さらに、地層の堆積時間を考慮し、急速に堆積する河川性の砂層や礫層は原則として最も新しい年代値を代表値とした。湖沼性ないし沼池性のようなゆっくりと堆積した腐植質シルト層の場合は、年代値と層序に矛盾がない限り、最も新しい年代値と最も古い年代値の範囲を地層の年代とした。断層の上盤側に位置する KZK-8 以東のユニット 600~800 は、下盤側の3つの腐植質シルト層が収斂し、年代値の矛盾はないものの約 4000~9000 年前と幅広い年代値を示す。そのため、上盤側のユニット 600~800 から得た年代値は古地震イベントを特定する年代値としては考慮しなかった。各ユニットから得た年代の 1 $\sigma$ に対応する較正暦年代と確率密度分布、各イベントの年代推定幅をを図 109 に示した。

#### c) 木崎湖南方地点における変位履歴と連動確率の試算

今年度の調査によって認定された 7 回の古地震イベントの年代と上下変位量を基に、時間一変位ダイヤグラムを作成した(図 110)。平成 29 年度と異なる点は、精緻化した地形地質断面図を基により多くのイベントが認定され、イベントの発生年代がより詳細に特定された点にある。上述のように約 5600 年から約 8400 年前は顕著な堆積間隙があるため、これ以降に生じたイベント  $1 \sim 4$  の平均発生間隔を求めると、3500 年間ないし 2900 年間を 3 回で除して、970~1170 年の平均発生間隔が求まる。最新活動時期をイベント 1 の 970~1370 年前とした場合、BPT モデルに基づく今後 30 年以内に生じる地震発生確率は 6~17%程度と極めて高く、地震後経過率は  $80\sim140\%$ となる。

この地震発生確率は、木崎湖南方地点を含み、2014年長野県北部の地震で未破壊であった神城断層の未破壊区間の地震発生可能性を示している。そのため、次の大地震時において、南に隣接する松本盆地東縁断層以南を含む区間と連動した場合の地震発生確率は、別途検討をおこなう必要がある。

再検討した時間-変位ダイヤグラムに基づき、地震時上下変位量が3mを超える連動型イベントとして認定したものは、イベント1及びイベント4の2回であり平成29年度の推定と変わりはない。いずれのイベントも断層の傾斜を20°前後とした場合、ネットスリップはそれぞれ10.2mと8.5mとなる。これらを松田・他(1980)により地震断層長に換算すれば、イベント1の地震断層長は100km以上、イベント4が85km以上となる。よって、これら2つのイベントは神城断層単独ではなく、少なくとも松本盆地東縁断層北部とそれ以南の断層区間と連動したことが確実である。

さらに、発生年代が高精度化されたことにより、発生間隔の見積もりが改訂された。今年度の成果によって、それぞれの連動型イベントの発生年代は、約  $1000\sim1400$  年前および  $4300\sim4500$  年前であり、これらの発生年代から求まる連動間隔は  $2900\sim3500$  年となる。また、イベント 1 を西暦 762 年の歴史地震に対比した場合、連動間隔は  $3100\sim3300$  年と推定幅がより狭まった。

これらの連動型イベントの発生間隔を基に、ポアソン過程に基づく連動確率を試算した

場合、今後 30 年以内に生じる連動型イベントの発生確率は 0.9~1.0%と求まる。また、歴史地震に対比した場合の連動間隔を用いても、今後 30 年間に生じる連動型イベントの発生確率は 0.9~1.0%と試算される。一方、過去 1.4 万年間に 2 回の連動型イベントが生じたと考えた場合、連動間隔は 7000 年程度となるため、今後 30 年間に生じる連動型イベントの発生確率は 0.4%程度と試算される。

さらに、イベント1~4の発生が 2900~3500 年間に生じ平均発生間隔が 970~1170 年であるのに対して、イベント6と7は約5600~14000 年前の期間に2回のみ生じている。後者の約8400 年間には顕著な地層の欠落を含んでいるものの、累積上下変位量や堆積構造から判断して、この期間に未検出のイベントが多数発生したとは考えにくい。よって、最近4回のイベントは相対的に短い間隔で発生し、少なくともイベント6と7の2回のイベントは長い時間間隔で発生したと解釈できる。このように考えた場合、約5600 年前以降に生じた最近4回は活動の集中期(例えば、Walalce, 1987; Sieh et al., 1989; Rockwell et al., 2000)を示すと判断できる。

これまでの地震本部による活断層の長期評価では、BPT モデルのばらつき $\alpha$ という形で活動間隔のゆらぎが評価されてきた。ただし、そのばらつきの成因までは特定されているわけではなく、連動型地震と時間的クラスタリング(活動の集中期)を同時に考慮した評価は実施されていない。今後、連動型地震の発生確率の算出方法については、時間的なクラスタリング(活動の集中期)を考慮した場合や、連動型地震と非連動型地震の地震発生パターンを考慮した BPT モデルに基づく試算など、引き続き検討をおこなう。

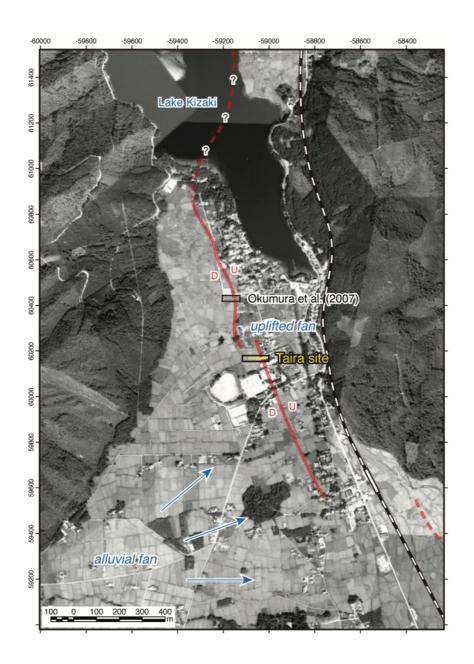


図 100 木崎湖南方地点におけるジオスライサー・ボーリング調査の位置。本研究で再検討した木崎湖南方地点は、奥村・他(2007)の位置。Taira site は丸山・他(2010)によるトレンチ・ボーリング地点。基図は丸山・他(2010)を引用。

表 9 ドローンレーザ計測の仕様

	項目		仕様		
	£-	デル	ZION FH1440 プロトタイプ		
	機体形式	ローター数	6枚		
		ローター径	665mm		
	機体寸法	直径	2103mm		
	(放体 ) 法	軸間	1440mm		
		高さ	703mm		
	機体重量	kg	11.9kg(機体のみ)		
機体本体			15.9kg(バッテリー含む)		
	機体フレーム	材質	カーボンファイバー		
		フライトコントローラー	enRoute Ridge Hawk		
		自動航行装置	あり		
	オートパイロットシステム	飛行ログ機能	あり		
			位置情報、高度、時刻、飛行姿勢		
		その他	自動帰還機能		
	最大離陸重量		24.9kg		
	<b>積載可能重量</b>		13.0kg(バッテリー込)		
	<b>付戦り形里里</b>		9.0kg(バッテリー外)		
	最大飛行時間	ホバー	25分		
飛行性能	最大飛行距離	km 10km			
	飛行速度	水平	12m∕s		
	旭门还及	ホバー	5m/s		
	最高到達高度		150m		
	耐風性能		8m/s		
_		メーカー	エンルート(TX2)		
通信	プロポ	使用周波数帯	2.4GHz		
		電波到達距離	1.000m		
		灯火	LEDによる前方・後方向の灯火装備		
	安全性能	自動帰還機能①	バッテリー残量規定値以下での帰還		
	女主任能	自動帰還機能②	プロポ通信断での帰還		
		自動帰還機能③	飛行距離制限設定値(ジオフェンス)オーバー時の帰還		
その他		メーカー、型式	送信機WTW-TR23T/受信機WTW-TR23R		
		通信周波数带	2.4GHz		
	映像伝送	通信距離	200m~300m(見通し)		
		映像伝送形式	SD		
		重量	150g		

表 10 ドローンレーザ計測の計測諸元

対地高度	70m	コース間重複度	0.5		
対地速度	3m∕s	スキャン回数	56ライン/s		
レーザー照射レート	550kHz	スキャン回数角度	15° ~345°		

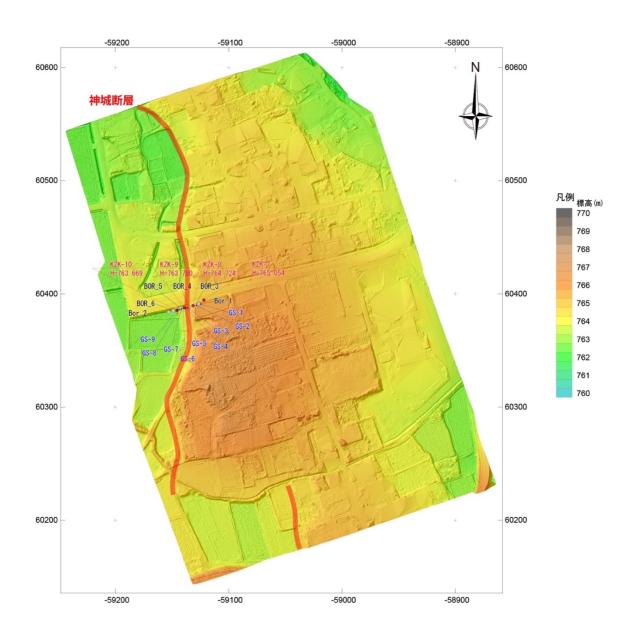


図 101 木崎湖南方地点におけるドローンレーザによる詳細地形陰影図。陰影図は 0.1mメッシュの DEM から作成。高さは 3 倍に強調。赤字が本事業によるボーリング掘削位置、青字が奥村・他(2007)によるジオスライサー掘削位置、黒字がボーリング掘削位置を示す。赤線は本研究による活断層トレース。

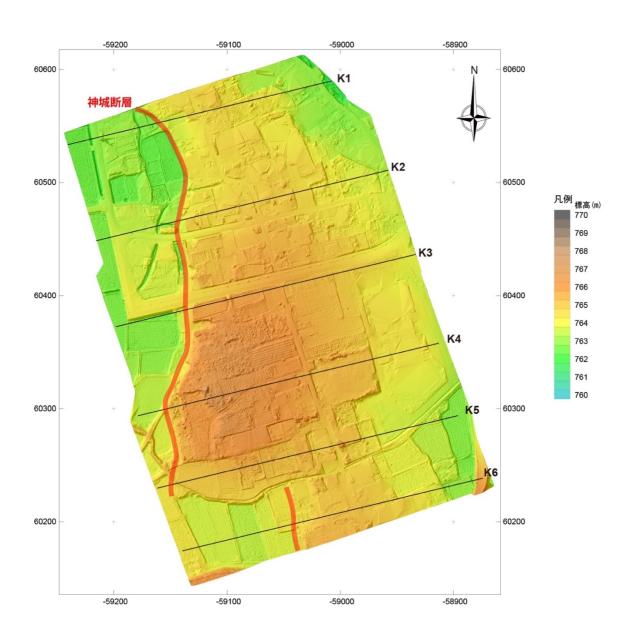


図 102 木崎湖南方地点における地形断面の測線位置。K1 から K6 が地形断面の 測線位置を示す。

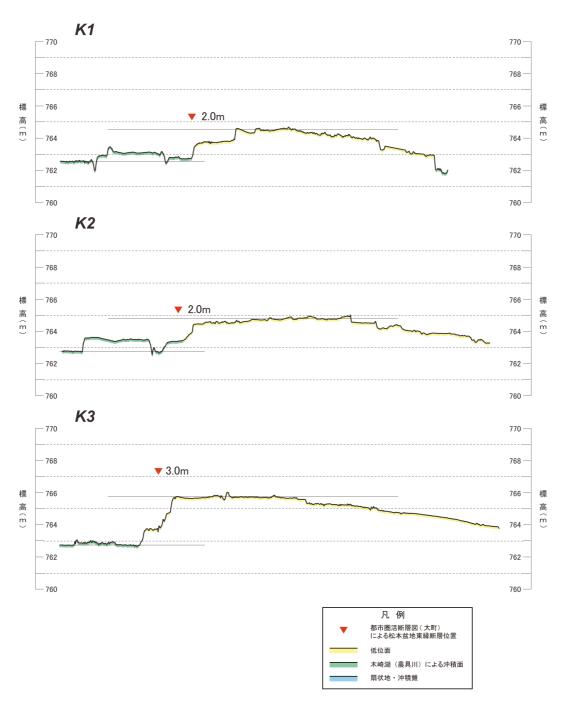


図 103 ドローンレーザ DEM による地形断面。高さは 10 倍に強調。測線位置は 図 102 に示す。

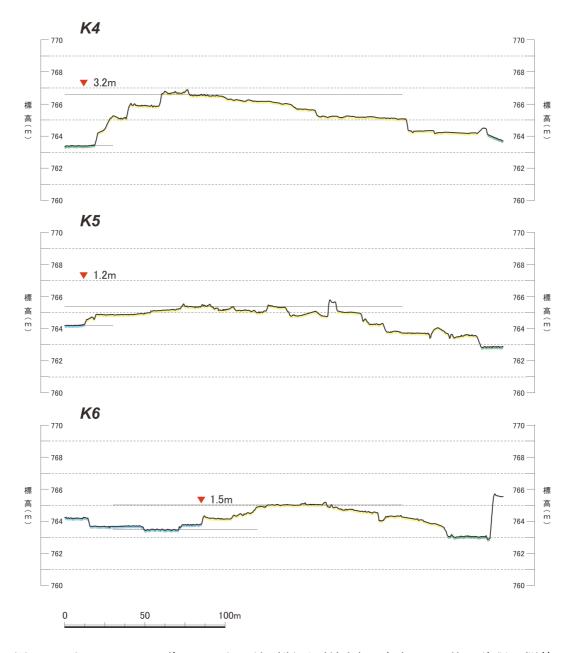


図 103 ドローンレーザ DEM による地形断面 (続き)。高さは 10 倍に強調。測線 位置は図 102 に示す。

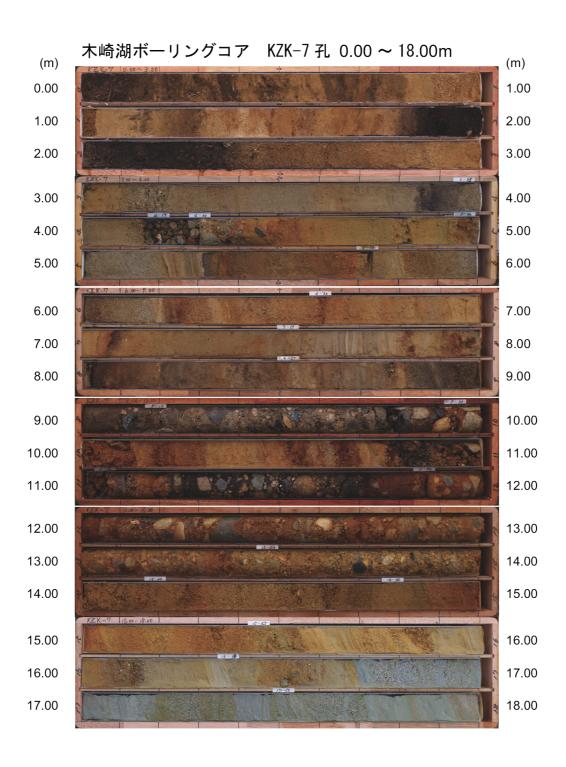


図 104 KZK-7 孔のボーリングコア写真。掘削位置は図 101 に示す。

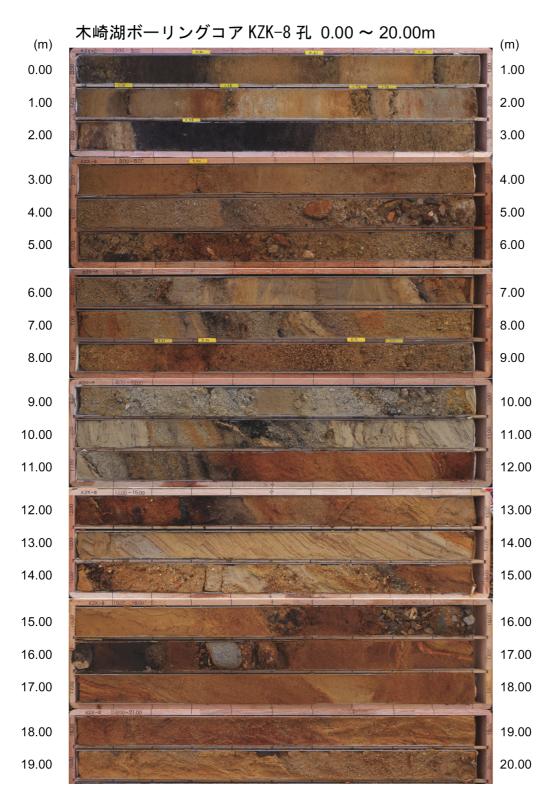


図 105 KZK-8 孔のボーリングコア写真。掘削位置は図 101 に示す。

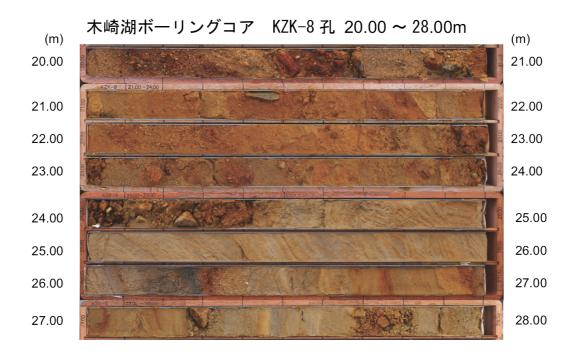


図 105 KZK-8 孔のボーリングコア写真 (続き)。掘削位置は図 101 に示す。

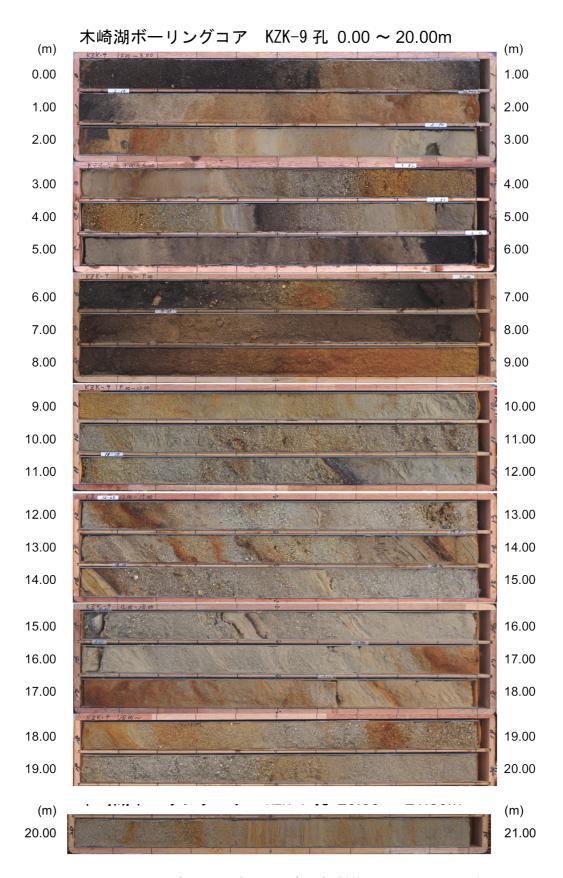


図 106 KZK-9 孔のボーリングコア写真。掘削位置は図 101 に示す。



図 107 KZK-10 孔のボーリングコア写真。掘削位置は図 101 に示す。

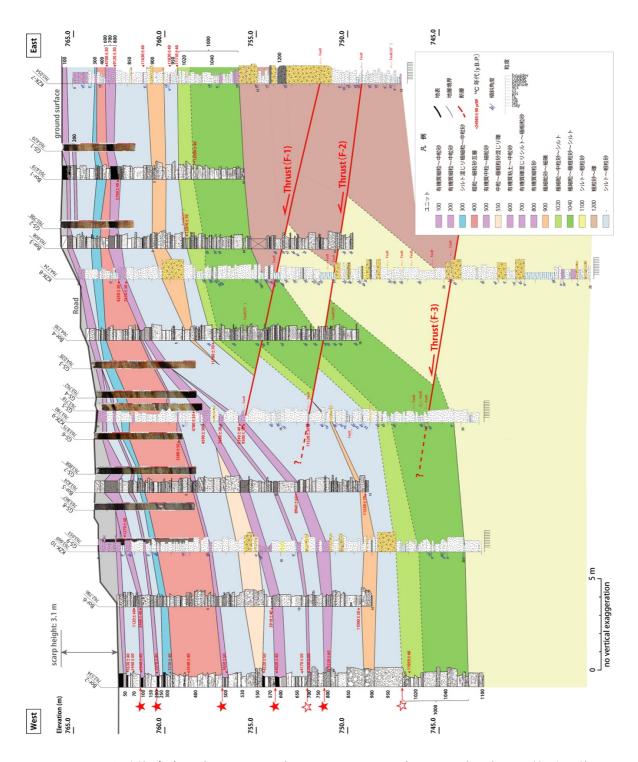


図 108 木崎湖南方地点におけるジオスライサー・ボーリング調査の再検討に基づく地形地質断面図

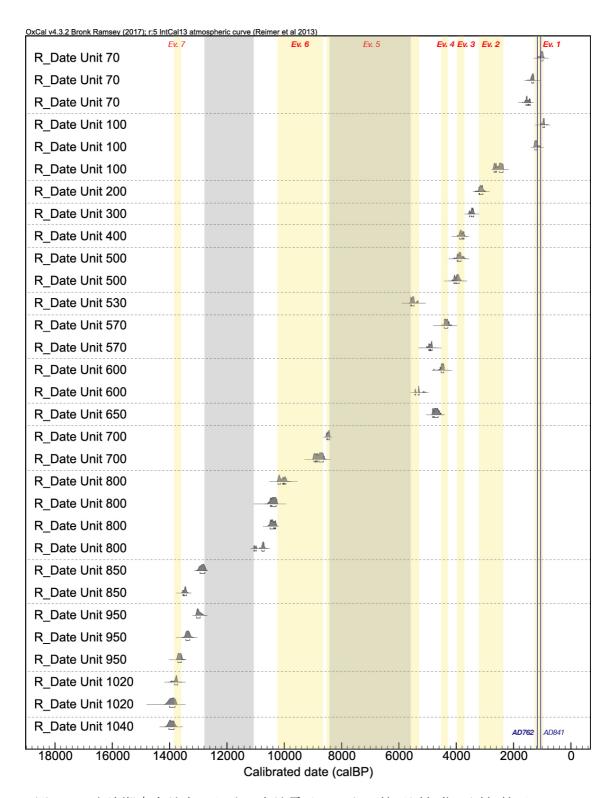


図 109 木崎湖南方地点における古地震イベントの較正暦年代。暦年較正は 0xCal v.4.3.2 (Ramsey, 2017)、較正曲線は IntCal 13 (Reimer et al., 2013)を用いた。各試料の年代値は1 σの範囲と確率密度分布を示す。黄色の網かけはイベント年代の範囲、灰色の網かけは地層の欠落期間を示す。細字のイベントは信頼性が相対的に低いイベント。

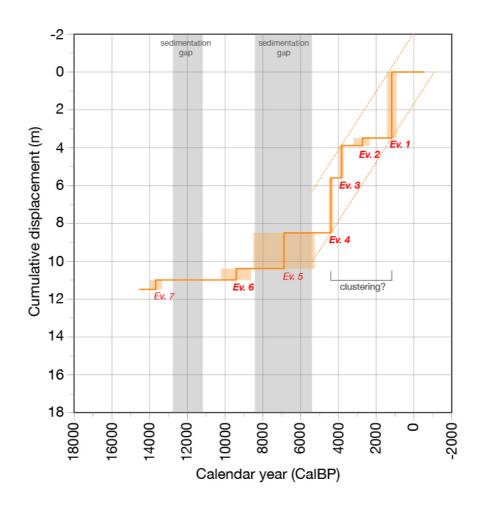


図 110 木崎湖南方地点における時間-変位ダイヤグラム。灰色の年代区間は、地層が欠落し時間間隙となっている期間。カラーのボックスは、イベント年代の推定幅( $1\sigma$ )。

# 8) 松本盆地東縁断層南部・安曇野市豊科高家地区におけるトレンチ調査

本地区では、松本盆地東縁断層南部の最新活動時期、最新活動に伴う横ずれ量を推定するための三次元的にトレンチ・ピットを掘削した(図 111)。断層に直交方向に掘削したトレンチ、極浅部の断層構造を把握するためのボーリング掘削調査、S波反射法地震探査については、文部科学省委託事業平成 30 年度「内陸及び沿岸海域の活断層調査」において実施したため、詳細は当該事業の報告書に記載し、ここでは横ずれ量を推定したピットを中心に記載をおこなう。

調査地では、河成段丘面に形成された比高約2mの低断層崖が約1kmの区間にわたり南北走向に延びる(図 111, 112)。トレンチはこの低断層崖を横断して掘削し、壁面には下位から鮮新一更新統の大峰帯、扇状地礫層、人工改変土層、自然堆積層を切断する高角な断層が露出した。トレンチ壁面の写真とスケッチを図 113 及び図 114 に示す。また、ここでは詳細を省略するが、断層の極浅部形状を確認するため、4 孔の群列ボーリングとS波反射法地震探査を実施した。その結果、トレンチの断層に連続する主断層は東傾斜 75°程度であり、深さ 20m程度では鮮新一更新統の大峰帯と第四系の扇状地礫層が断層関係で接することが明らかとなった。統合解釈断面図を図 115 に示す。

トレンチ壁面では最新活動に伴うイベント 1 が認められる。低断層崖の基部に露出した断層は扇状地礫層(5 b層)と大峰帯を明瞭に切断し、上端を人工改変土層である 1 a 層に覆われる(図 114)。よって、イベント 1 は 5 b 層堆積以降に生じたことが確実である。5 b 層からは年代測定試料は得られていないが、南壁面のチャネル充填堆積物である 4 b 層から  $1420\pm30$  y. B. P. が得られた。この年代に対応する  $1\sigma$  の較正暦年代は、 $1300\sim1338$  CalBP( $612\sim650$  AD)である。 4 b 層が最新活動によって切断されたことは確実であるため、最新活動時期はこの年代以降となり、西暦 612 年以降と考えられる。

隆起側に位置する断層の東側ではトレンチ北壁面、東壁面、南壁面に、細粒な砂・シルト層からなるチャネル充填堆積物(4層)が露出した。このチャネルは概ね北東方向の走向を示すが、断層低下側のトレンチ壁面には露出しておらず、断層とは直接は接していない。そのため、チャネルの北西縁が断層により左横ずれ変位を受けており、低下側ではトレンチよりも南方に存在する可能性があった。そこで、断層の低下側で長さ 20m程度のピットを南北方向に掘削した。ピット壁面の写真とスケッチを図 116 及び図 117 に示す。断層低下側でみられるチャネルの走向は、西側壁面の 2 箇所と底盤の 1 箇所で測定し、10 N 10 26 10 26 10 36 W程度であった。ただし、この走向は東西壁面間の局所的な走向であり、蛇行する河道の一部の走向を示すと判断した。さらに、チャネルの古流向を確認するため、隆起側と低下側でそれぞれ小規模なチャネル追跡ピットを掘削し、チャネル充填堆積物の北縁ないし北西縁の平面位置を確認した(図 118)。

チャネルの北縁は、断層の低下側では明瞭に認められ、その走向はN70°EからN76°Eである。一方、断層の隆起側ではチャネル充填堆積物は、チャネル追跡ピットの範囲に薄く広がって堆積しており、北縁を正確に把握することが難しい。隆起側では人工改変土層がチャネル堆積物を切っているため、人工改変の影響もみられる。そのため、隆起側ではチャネルの走向を2ケース設定した。1つめは、低下側のチャネル走向を隆起側でも同じと仮定し、トレンチ北壁面でみられるチャネル西縁を通る外挿線を設定した。2つめとしては、隆起側ではチャネルの走向が初生的に低下側と異なり蛇行していた場合で、追跡

ピット東側壁面でみられるチャネル底の北端と、トレンチ北壁面のチャネル西縁を結んだ 外挿線を設定した。

2つのケースをもとに左横ずれ量を計測した場合、それぞれ 10.6mと 3.6mとなる。現状では、いずれの信頼性が高いか判別できないため、両者の値が取る範囲を誤差を含む最小値と最大値とし、中央値を最良推定値とした場合、横ずれ量は 7.1m ± 3.6mとなる。上述のように、このチャネル充填堆積物は 7世紀以降に形成されており、最新活動による地震時横ずれ変位量と判断できる。今後、より正確にチャネルの流向や分布を明らかにすることによって、正確な横ずれ量とネットスリップが計測可能になると期待される。

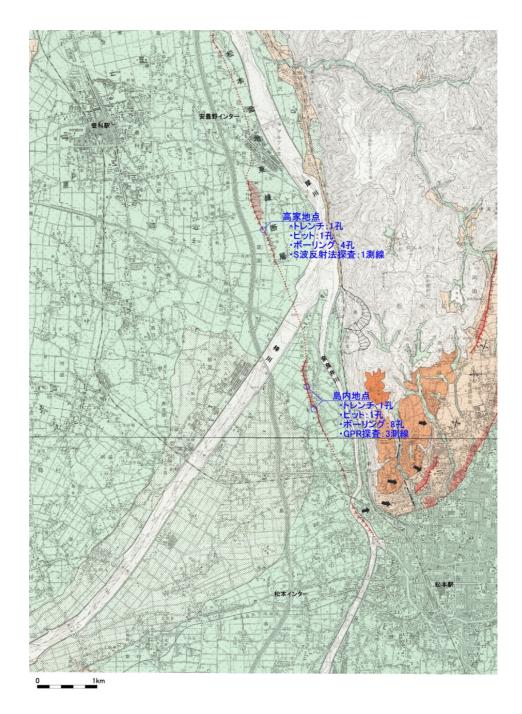


図 111 松本盆地東縁断層南部の豊科高家地区、島内地区の位置。基図は国土地理院発行都市圏活断層図「松本」を使用。

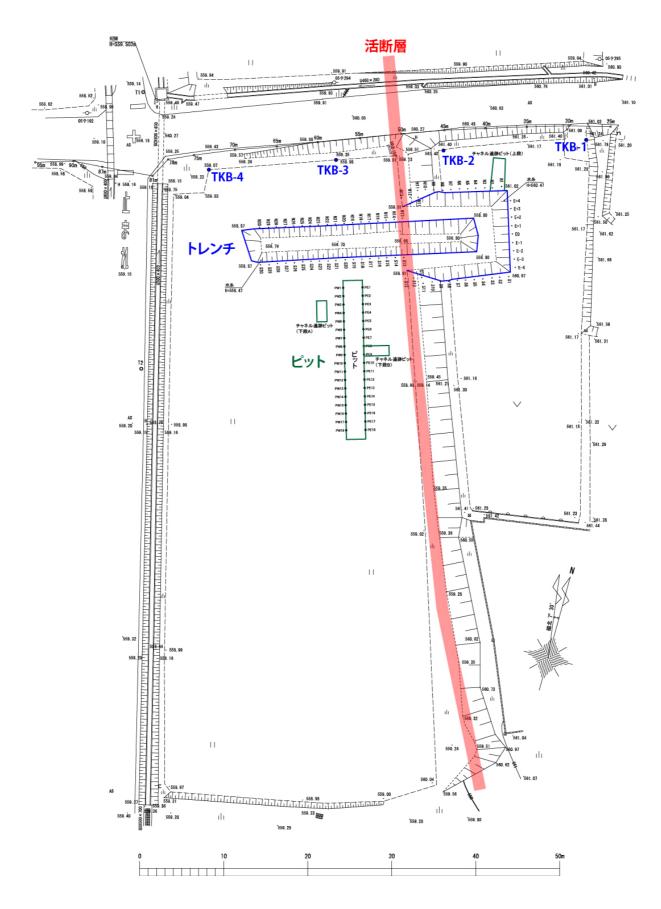


図 112 豊科高家地区におけるトレンチ・ピット掘削位置

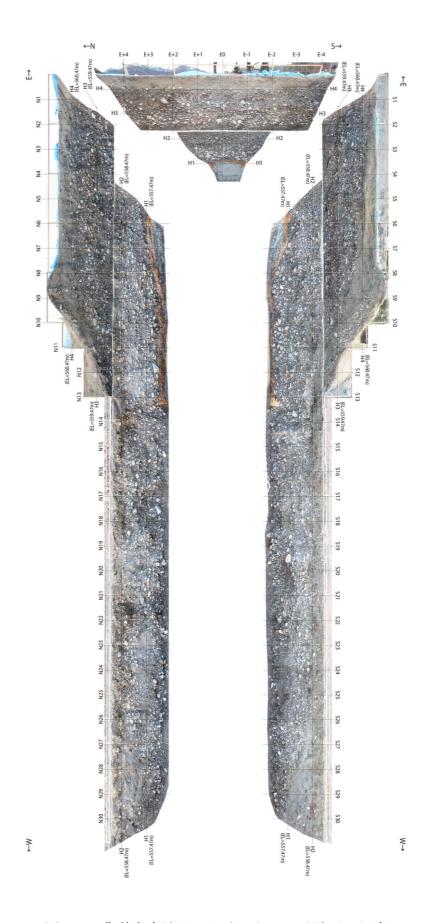


図 113 豊科高家地区におけるトレンチ壁面の写真

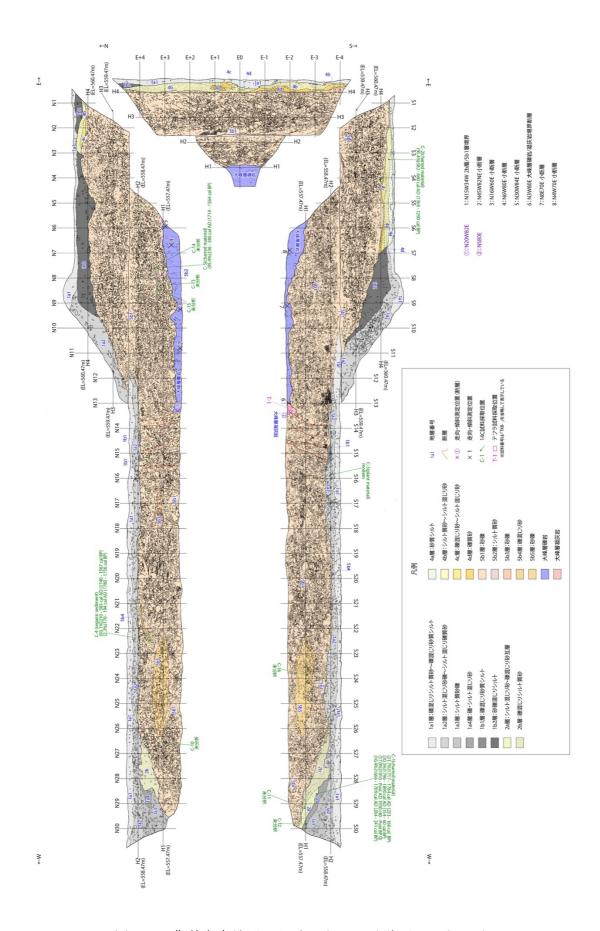


図 114 豊科高家地区におけるトレンチ壁面のスケッチ

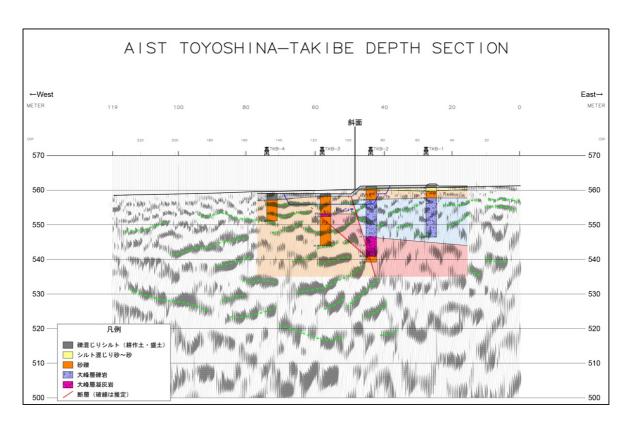


図 115 豊科高家地区におけるトレンチ・ボーリング・反射断面統合解釈図

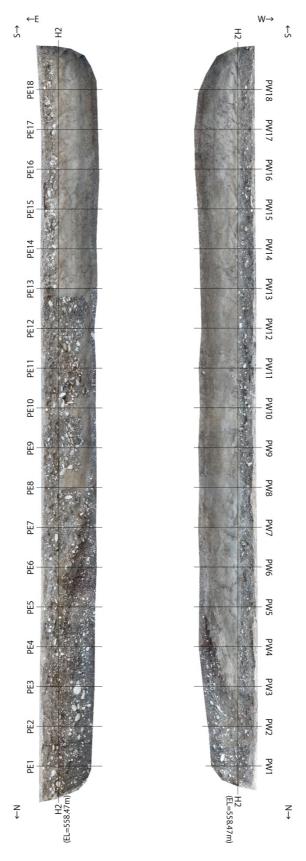


図 116 豊科高家地区におけるピット壁面の写真

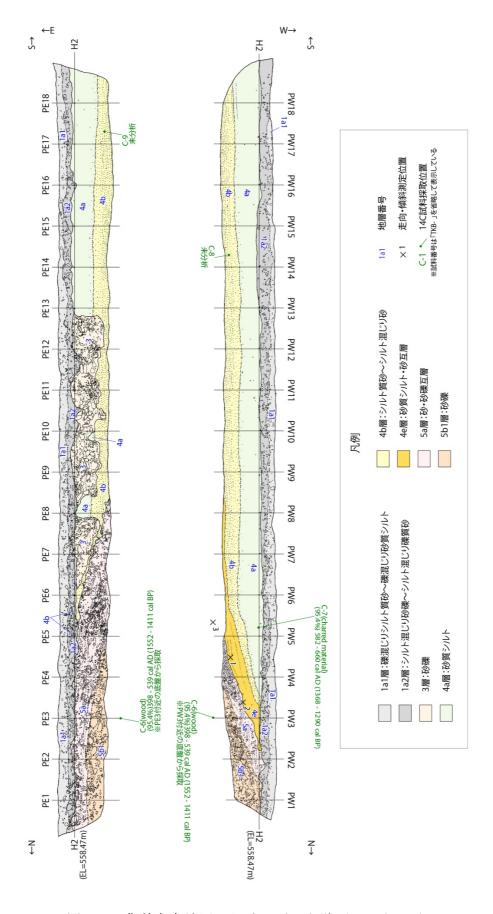


図 117 豊科高家地区におけるピット壁面のスケッチ

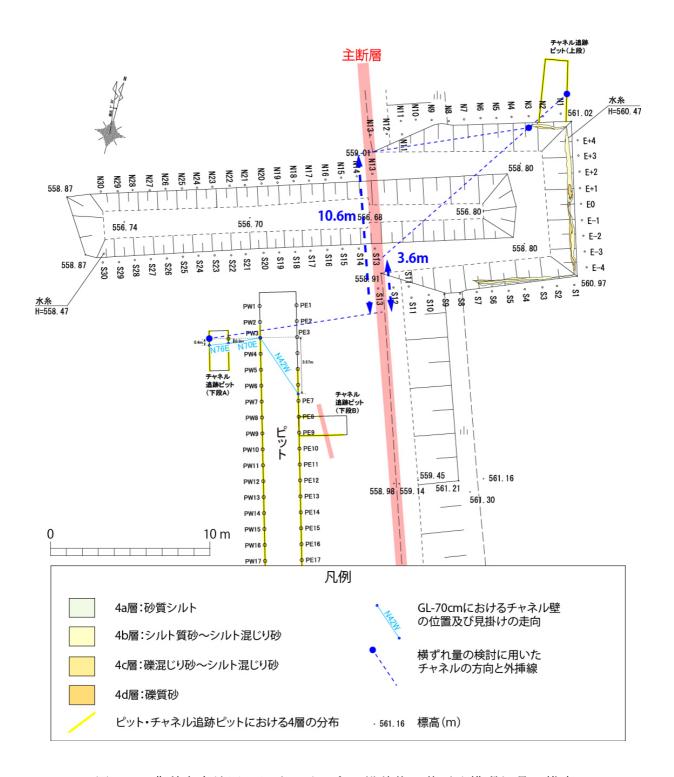


図 118 豊科高家地区におけるチャネル堆積物に基づく横ずれ量の推定

# 9) 松本盆地東縁断層南部・松本市島内地区におけるボーリング調査

島内地区では、横ずれ量を推定するための予察的なボーリング調査を実施した。調査地周辺では、比高 1.5m程度の東側隆起の低断層崖が南北に延び、近藤・他 (2006) 及び Kondo et al. (2008) により横ずれ変位地形と基に最新活動に伴う約7mの横ずれ量が計測されている。ボーリングは低断層崖を挟んで断層の隆起側と低下側で深さ5m程度を8孔掘削した(図 119, 120)。従来は、最新活動時期は周辺に分布する遺跡の年代に基づいており、本研究では絶対年代により最新活動時期を推定し、横ずれ量を地質学的に検討することを目的として調査を実施した。ボーリング柱状図を図 121、ボーリングの地質に基づくパネルダイアグラムを図 122、周辺の地形発達史を考慮した横ずれ量の予察的検討結果を図 123に示す。

断層の隆起側では、西から東へ流下する旧河道が扇状地性段丘面(L2 面:図 119)に残存する。一方、低下側ではこれに連続する上流側の微地形は存在していない。そこで、低下側で埋没する旧河道堆積物を探索するため、断層の隆起側で4 孔、低下側で4 孔を旧河道の内側と外側で掘削した。隆起側のボーリング(SMU-5~8)では表土の直下に扇状地礫層が分布する(図 121)。一方、低下側のボーリング(SMU-1~4)では、表土より下位に細礫、砂、腐植質シルトからなる細粒な堆積層(A~C層)が分布している。A層は主に断層の低下側である西側にのみ分布し、B層及び C層は低下側で SMU-3 孔、隆起側で SMU-7 孔付近にのみ局所的に分布する。これらの層相と分布から判断して、断層の低下側を埋積した地層(A層)と旧河道の堆積層(B~C層)に区分した。扇状地礫層の上面高度は、断層を境に約 2 mの西側低下の断層変位を示す(図 122)。断層低下側の SMU-3 孔では、C層基底には 50cm 程度の腐植質シルト層がみられるが、隆起側の SMU-5 孔および 7 孔では対応する腐植質シルト層はみられない。ただし、SMU-7 孔のみで C層に対応する砂質シルト層が確認され、SMU-3 孔との間に左横ずれ変位が生じた可能性が示唆される。現段階では、放射性炭素同位体年代測定を実施できていないが、今後、年代測定の結果を含めて詳細を検討し、イベント発生年代や地震時変位量を明らかにする。

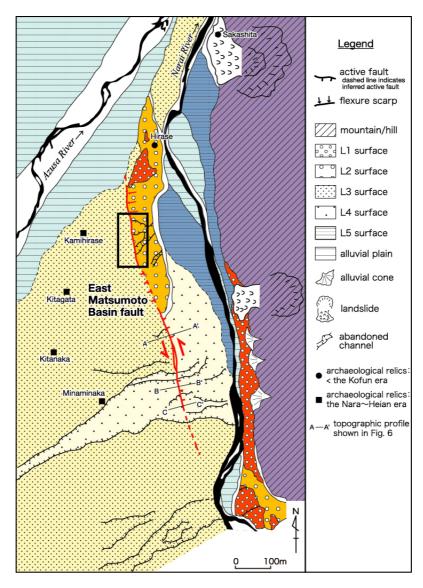


図 119 松本市島内地区周辺の活断層と地形分類図。黒枠が図 120 の調査範囲。 Kondo et al. (2008)に一部加筆。

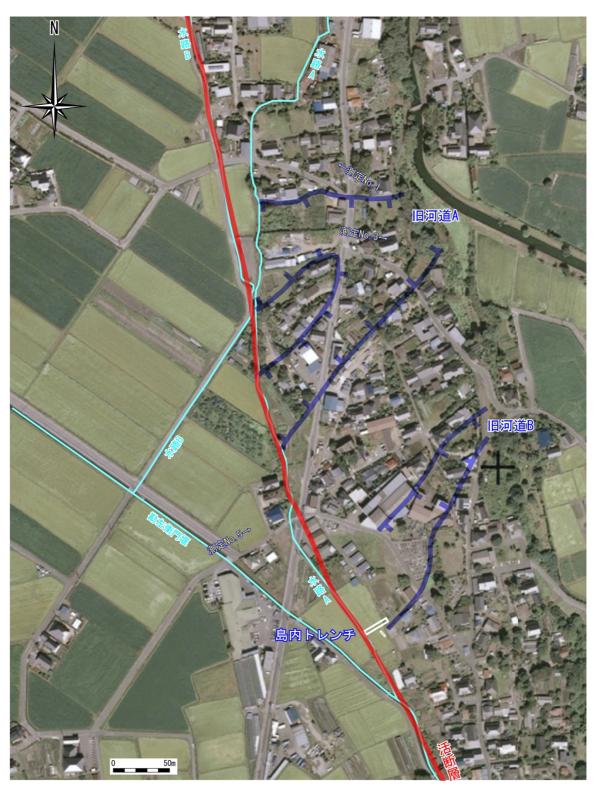


図 120 松本市島内地区におけるボーリング掘削位置 基図は国土地理院の地理院地図を使用。

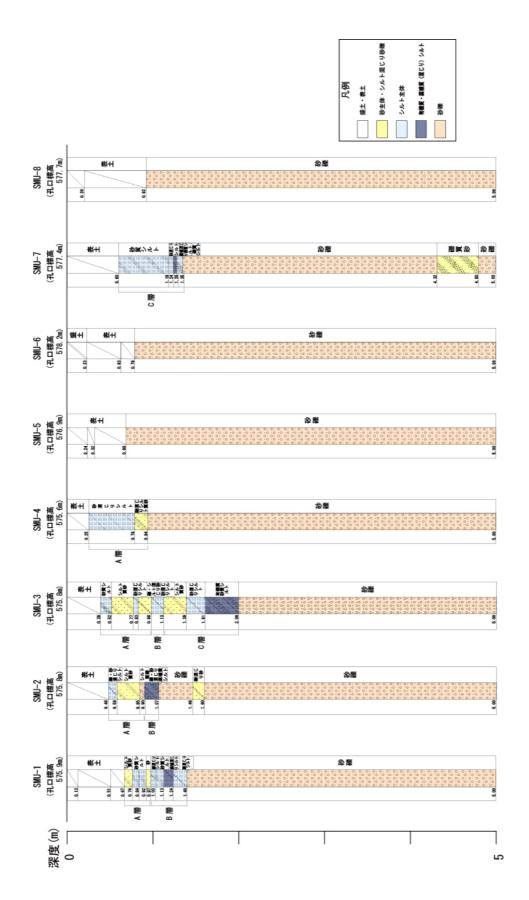


図 121 松本市島内地区におけるボーリング柱状図

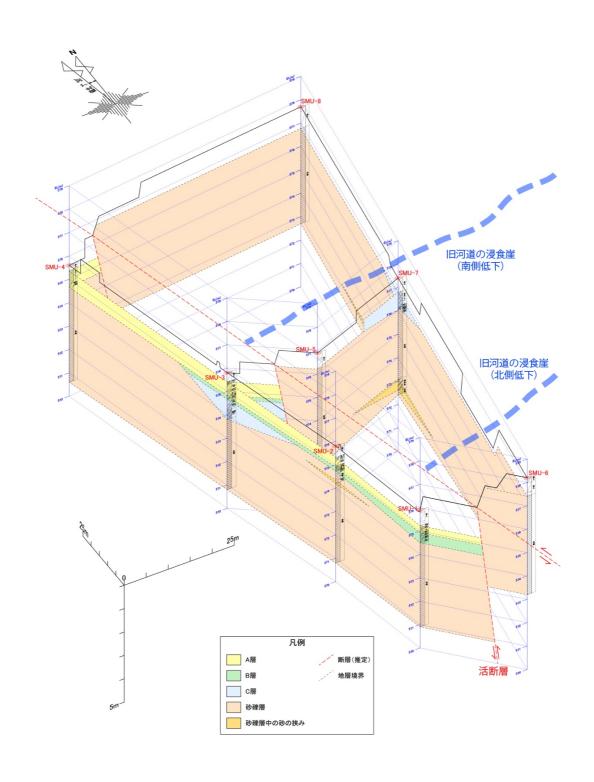


図 122 松本市島内地区におけるパネルダイアグラム。縦軸は5倍強調。

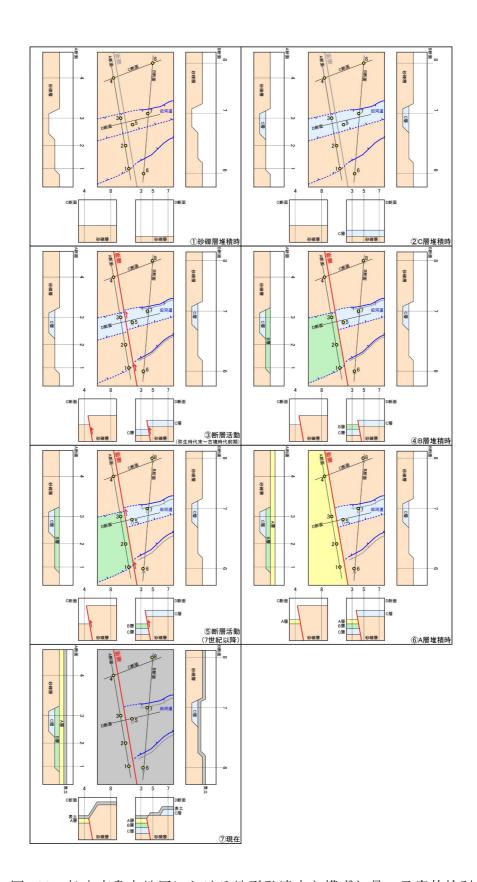


図 123 松本市島内地区における地形発達史と横ずれ量の予察的検討

# 10) 松本盆地東縁断層南部における反射法地震探査

# a) 探查測線

糸魚川一静岡構造線活断層系は本州の中央部を南北に横断する全長約160kmの活断層系であり、そのうち、安曇野市から茅野市に至る長さ約45kmの中北部区間(明科ー諏訪湖南方区間)は左横ずれが主体であると考えられている(例えば、地震調査研究推進本部地震調査委員会,2015)。同断層系中北部区間は、松本盆地東縁断層(明科以南)、牛伏寺断層、岡谷断層、諏訪湖南岸断層群などといった主に北北西ー南南東走向の断層によって構成されている(例えば、地震調査研究推進本部地震調査委員会,2015)。ただし、これらの主要な断層に斜交して、松本市の北部では北北東ー南南西走向の全長約5kmの断層が分布する。本研究では、上記の松本盆地東縁断層(明科以南)と断層長の短い北北東ー南南西走向の断層を探査の対象とした。

本探査は2測線(田沢測線および岡田測線と名付けた)において実施した(図124)。田 沢測線は長野県安曇野市徳次郎周辺から大口沢周辺に至る約4.3kmの区間であり(図125)、 岡田測線は長野県松本市浅間温泉西方から岡田神社周辺に至る約1.3kmの区間である(図1 26)。それぞれの探査測線は対象とする活断層に対してほぼ直交するように設定した。

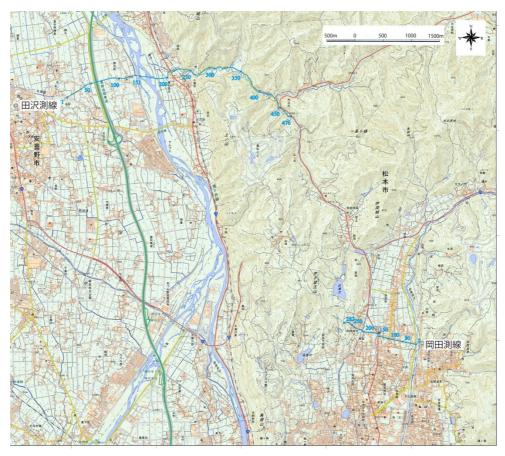


図 124 反射法地震探査測線配置図 (田沢測線および岡田測線)。基図は地理院地図を使用。

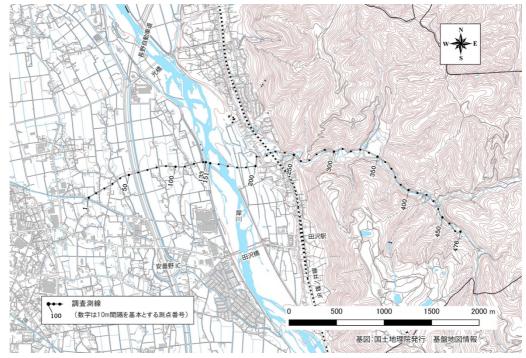


図 125 田沢測線の詳細測線図。基図は地理院地図を使用。

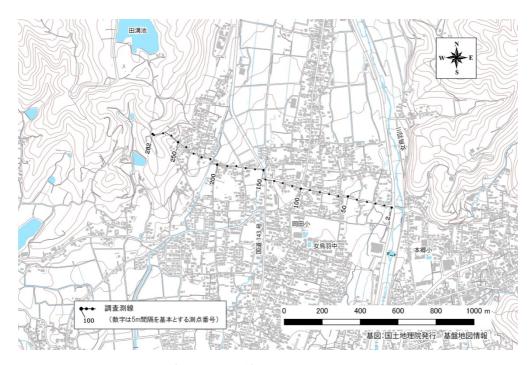


図 126 岡田測線の詳細測線図。基図は地理院地図を使用。

# b) 探査データの取得

データ取得は共通中間点重合法(例えば、物理探査学会,2016)によって行った。発震は田沢測線では中型バイブレーター震源(米国IVI社製のEnviro Vibe;図127)、岡田測線では中型油圧インパクター震源(株式会社地球科学総合研究所製のJMI-200;図128)で行い、標準発震点間隔は10m(田沢測線)、5 m(岡田測線)である(表11)。受振器は固有周波数15Hzのもの(米国Geospace社製の0MNI-2400)を用いて、標準受振点間隔が10mとなるように受振点を配置し、同時収録チャネル数は130チャネル(田沢測線)、140チャネル(岡田測線)とした。データ記録は独立型レコーダー(米国Geospace社製のGSR/GSX)を用いて、サンプリング間隔0.5msecで行った。

田沢測線および岡田測線で実施した反射法地震探査の主なデータ取得仕様をまとめて表11に、本探査で使用した機材の仕様を表12に示す。



図 127 中型バイブレーター震源



図 128 中型油圧インパクター震源

表 11 主な探査データ取得仕様

項目	内容		備考		
探査手法	P波反射法地震探査				
波動種別	P波				
測線数	2				
測線名	田沢測線	岡田測線			
測線長 (上段:測定	4,633m	1,390m	予察調査の結果を踏まえ、発		
下段:解析)	4,330m	1,325m	注者と協議の上、決定した		
標準発震点間隔	10m	5m	施設管理者の許可条件、交通 状況、隣接家屋等の状況に応 じ、発震をスキップ		
標準受振点間 隔	10m	10m	障害物がある場合は受振器設置位置をずらし設置した		
標準収録 チャンネル数	130 チャンネル (展開長 : 標準 1.3km)	140 チャンネル (約 1.4km 固定展 開)	田沢測線については、 震源の東側:100CH、西側: 30CH		
標準垂直重合 数	10 回	14 回	現地テストに基づき決定した		
標準スイープ 長	16 秒	_			
スウィープ周 波数	10-100Hz	_			
収録記録長	20 秒(相互相 関前) 3 秒(相互相関 後)	3 秒			
サンプリング 間隔	0.5	msec			
収録様式		EG-D			
震源	中型バイブレー ター 1台	油圧インパクター 1台			
受振器	(固有周波数:15	型地震計 3Hz、3 個グルーピ 1 地点)	OMNI-2400 (GEOSPACE 社製)		
収録装置		ヌルレコーダー E:24 ビット)	GSR/GSX (GEOSPACE 社製) GPS 機能付独立型収録装置		

表 12 測定機器 仕様一覧

種類	形式	製品名	製造	主な仕様
震源		Enviro Vibe	IVI	実用周波数範囲:8~200Hz
				最大ストローク: 6.99cm
				ホールドダウン重量:約7.5トン
	中型バイブレー ター			リアクションマス重量:約0.8トン
72 404				ベースプレート設置面積:約 1.1m <sup>2</sup>
				総重量:8.4トン
				寸法:(L)6.1×(H)2.4×(W)1.9m
震源	油圧インパクタ ー	JMI-200 II	地球科学総合研究所	ロッド重量:200kg
				圧縮空気(窒素)最大圧力:10 気圧
				総重量:6.5 トン
受振器	ジオフォン	OMNI- 2400	GEOSPACE	速度型地震計(1成分)
				固有周波数:15Hz
				グルーピング:3個
	独立型 レコーダ ー	GSR/GSX	GEOSPACE	A/D 分解能: 24 ビット
				サンプリング間隔:
				0.25, 0.5, 1.0, 2.0, 4.0msec
探鉱機				保存データ形式:SEG-D または
				SEG-2
				周波数特性:3Hz-0.8 of Nyquist
				プリアンプゲイン: 0, 12, 24, 36dB
探鉱機	発震時刻・ パイロット信号 データレコーダ ー	SDR	GEOSPACE	A/D 分解能:24 ビット
				サンプリング間隔:
				0.25, 0.5, 1.0, 2.0, 4.0msec
				保存データ形式: SEG-D または
				SEG-2
				周波数特性:3Hz-0.8 of Nyquist
				プリアンプゲイン:
				0, 6, 12, 18, 24, 30, 36dB

# c) 探査データの処理

取得した探査データに対して、一般的な共通中間点重合法(例えば、物理探査学会,20 16)による各種のデータ編集・フィルタ処理を施した。データ処理にあたっては、田沢測線では図129によって、岡田測線では図130によって示される解析測線(重合測線)を設定した。これらの解析測線において、SN比(シグナルとノイズの比)を高めた時間断面を作成した。それぞれの測線の時間断面に対して次に、速度解析結果等に基づいてマイグレーション処理を施し、時間断面中の反射面を正しい位置に戻した。さらに、深度変換により、時間断面を深度断面に変換した。これらの探査データ処理作業のフロー図を図131に示す。また、各処理の際に適用した主なパラメータを表13に示す。

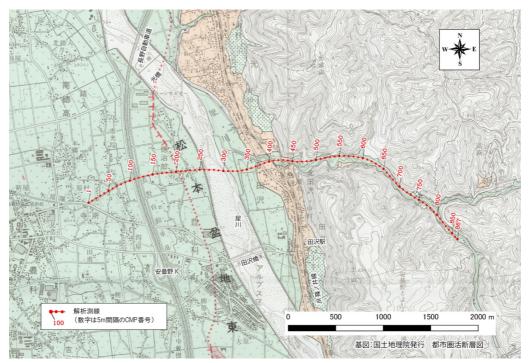


図 129 田沢測線の重合測線図。基図は都市圏活断層図「松本」(松多・他,1999)を使用。

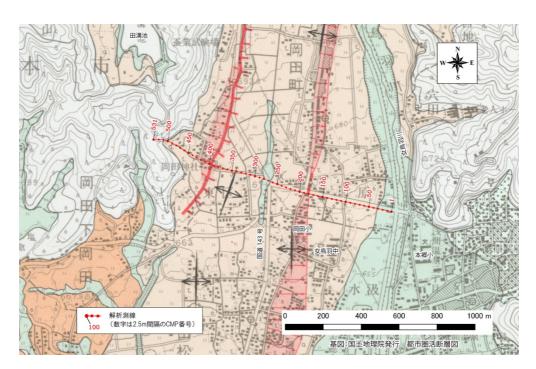


図 130 岡田測線の重合測線図。基図は都市圏活断層図「松本」(松多・他,1999)を使用。

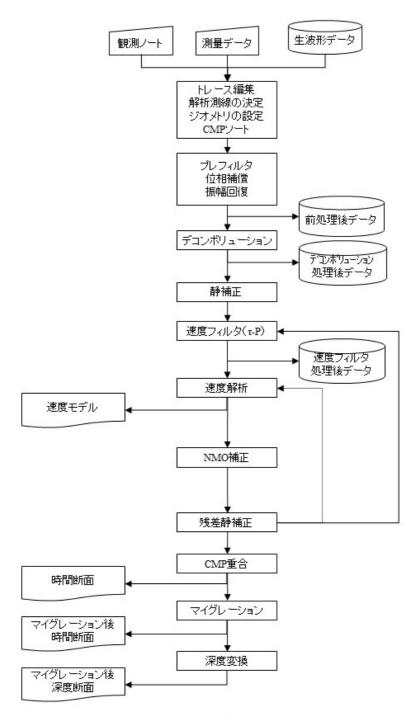


図 131 反射法地震探査のデータ処理フローチャート

表 13 データ処理に適用した主なパラメータ

		田沢測線	岡田測線		
処理名	パラメータ等	設分	- 定値	備考	
フ゜レフィルタ	バンドパス フィルタ帯域	20~100Hz	20~110Hz		
位相補正	_	インパルスに変換するオ ペレータを設計し適用	インパルスに変換するオ ペレータを設計し適用		
振幅調整	AGC ウィンドウ幅	200msec	180msec		
テ゛コン ホ゛リューション	タイプ	ホワイトニンク゛	ホワイトニンク゛		
	自己相関演算用 ゲート長	1200msec	1200msec 800msec		
W 77 737	フィルタ長	120msec	80msec	ホワイトニンク゛	
	ホワイトノイス <sup>*</sup>	1%	1%	等	
	メッシュサイス゛	1m2			
	初期速度モデル	深度と共り (100~1			
	最大オフセット距離	300m	500m		
	再構成速度範囲	100~6500m/sec			
静補正	トモグラフィ 付加条件	速度逆転			
	トモグラフィ 繰返回数	60 回	80 回		
	置換速度	1500			
	標高補正用速度	1500			
速度フィルタ	種類	<tau-p :<br="">1250m/secり 除去する。</tau-p>			
残差静補 正	最大許容時間 シフト量(1回 当)	5msec	適用せず	補正量自動算出	
	繰り返し 算出回数	4 回	_		
NMO 補正	ストレッチミュート 適用比率	1.			
帯域通過フィルタ	タイムハ゛リアントファイルタ	$0\sim50 \mathrm{msec}$ ; $2\sim150 \mathrm{Hz}$ $50\sim250 \mathrm{msec}$ ; $2\sim120 \mathrm{Hz}$ $250\sim1000 \mathrm{msec}$ ; $8\sim80 \mathrm{Hz}$ $1000 \mathrm{msec}\sim$ ; $8\sim60 \mathrm{Hz}$	$0 \sim 150 \text{msec}$ ; $15 \sim 150 \text{Hz}$ $150 \text{msec} \sim$ ; $10 \sim 80 \text{Hz}$	マイケ <sup>*</sup> レーション 処理後の 時間断面 に適用	

# d) 探査結果

一般的な共通反射点重合法によるデータ処理の結果、マイグレーション深度変換断面を得て、田沢測線では深度 2 km 程度まで、岡田測線では深度 300m程度までの地下構造をイメージングすることができた。田沢測線の重合時間断面図を図 132 に、マイグレーション時間断面図を図 133 に、深度変換断面図を図 134 に示す。また、岡田測線の重合時間断面図を図 135 に、マイグレーション時間断面図を図 136 に、深度変換断面図を図 137 に示す。

田沢測線の断面の特徴を概説すると、都市圏活断層図松本図幅で示された松本盆地東縁断層の地表推定位置(松多・他,1999)の付近よりも西側の領域では、連続性が非常に良く浅部ではほぼ水平で深部では緩やかに東傾斜する反射面群が見られた。それに対して、松本盆地東縁断層の東側かつ山地盆地境界の西側では水平あるいはやや西傾斜であるが連続性の悪い短い反射面群が見られた。さらに山地盆地境界の東側山地内では断面内での半波長が1km以下の規模の褶曲列が見られた。

次に、岡田測線の断面の特徴を概説すると、断面の東部(段丘および沖積低地が分布)ではほぼ水平な連続性の良い反射面群で特徴付けられる。また、断面の中部(段丘が分布)でも反射面の連続性は良いが、緩やかに東傾斜しており一部は上に凸の形状を示している。対して、断面の西部(山地)では反射面の連続性が悪くなっている。

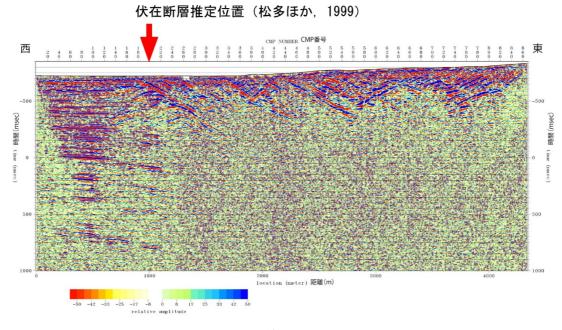


図 132 田沢測線の重合時間断面図

# 伏在断層推定位置(松多ほか, 1999)

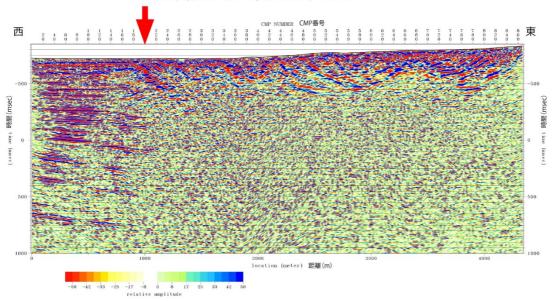


図 133 田沢測線のマイグレーション時間断面図

# 伏在断層推定位置(松多ほか, 1999)

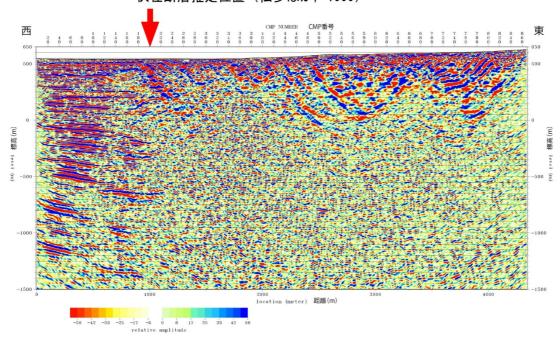


図 134 田沢測線の深度変換断面図。深度方向の強調は無し。

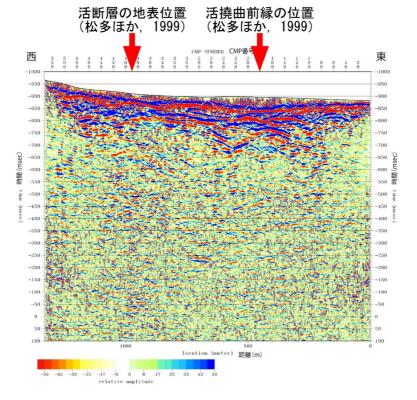


図 135 岡田測線の重合時間断面図

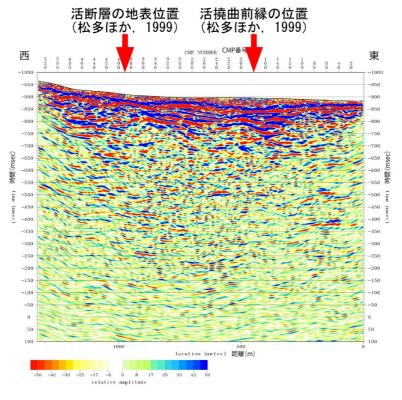


図 136 岡田測線のマイグレーション時間断面図

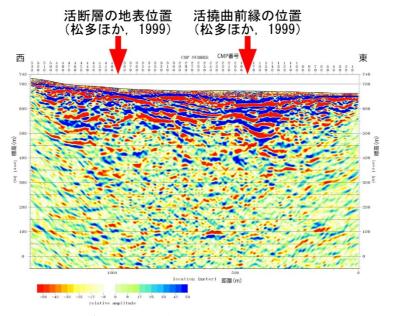


図 137 岡田測線の深度変換断面図。深度方向の強調は無し。

田沢測線の深度変換断面図に対して、地下の断層の形状についての解釈を付したものを図 138 に示す。また、岡田測線の深度変換断面図に対して、同様に断層地下形状の解釈を付したものを図 139 に示す。

田沢測線の結果断面における水平および緩やかな東傾斜の反射面群の東端に注目すると、表層では松本盆地東縁断層の推定地表位置(松多・他,1999)にほぼ相当する。したがって、この反射面群の途切れは松本盆地東縁断層を示すものと考えられる。表層から深度 500m程度まではこの断層を挟んで西側には上述した水平な反射面群が、東側には連続性は悪いものの水平あるいは西傾斜する特徴を持つ反射面群が見られる。さらにより深部を見ると反射面群の途切れの位置は深くなるほどやや東側によっている。このような地下の反射面の特徴および反射面の途切れ位置から、松本盆地東縁断層の地下形状は75°前後の東傾斜を示していると判断できる。

次に、岡田測線では、水平な連続性の良い反射面分布域(東部)、東傾斜した連続性の良い反射面分布域(中部)、反射面の連続性が悪い領域(西部)のそれぞれ表層付近での境界位置は都市圏活断層図松本図幅(松多・他,1999)に示された断層の地表位置に相当する。また、上述した東部領域ー中部領域の地下での境界部では反射面の途切れ・食い違いが見られることと、東傾斜する中部領域の反射面群は上に凸の形状を呈しており、これらは西傾斜する逆断層の運動に伴う変形構造であると判断した。こうした変形構造にもとづいて、地表位置 CMP200 の地点から地下では西方へ傾斜する活断層を解釈した。さらに、上述した中部領域一西部領域の地下での境界部では、やや不明瞭ながらも一部の反射面群では西側が上昇する食い違いが見られる。したがって、位置精度はやや低いものの、CMP400 の地点から西方へ傾斜する活断層を解釈した。なお、岡田測線の断面で解釈した2条の断層の傾斜角度は共に40°~45°程度である。よって、地下浅部で西側の松本盆地東縁断層に収斂すると推定され、西傾斜の逆断層は大地震を生じる独立した震源断層としては挙動しない可能性が高いと判断される。

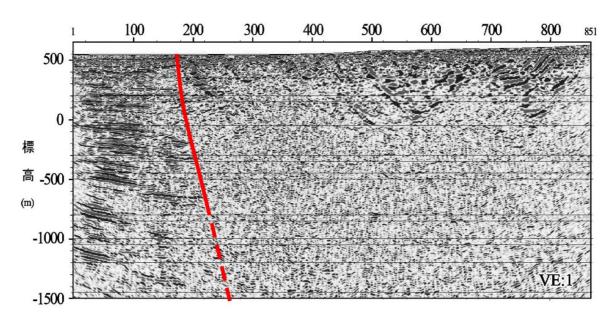


図 138 田沢測線の深度変換断面図における断層地下形状の解釈 深度方向の強調は無し。

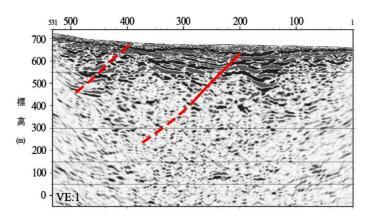


図 139 岡田測線の深度変換断面図における断層地下形状の解釈 深度方向の強調は無し。

# 11) 諏訪湖南岸断層群・岡谷市湊地点におけるトレンチ・ボーリング調査

# a) 調査地点の概要

湊地点は、諏訪湖に流入する支流性小河川の扇状地面上に位置する(図 140, 141)。 トレンチ掘削位置の数m南東側まで比高1m程度で諏訪湖側(北東側)が低い小崖地形が北西-南東方向に連続しているが、トレンチ掘削位置より北西側には崖地形は認められない。この小崖地形を境に扇状地の傾斜が不連続となっており、断層崖の可能性がある。都市圏活断層図においては、湊地点付近には断層は図示されておらず、100mほど南西側の山裾に活断層(位置やや不明確)及び活断層(伏在部)が図示されている。トレンチとボーリングの掘削位置を図 142、ボーリングによる地質断面図を図 143 に示す。

# b) ボーリングの層序

湊地点のボーリングコアの地質は、上位から1層:人為的影響が見られる表土・盛土、2層:腐植混じり砂礫層、3層:砂礫層(酸化色、大礫)、4層:砂礫層(還元色)、5層:砂礫とシルトの互層、6層:砂礫層(巨礫、木片を含む)、7層:砂礫層(大礫)及び基盤岩(凝灰角礫岩及び凝灰岩)に区分される(図 58,59)。このうち、6層は5層中に挟在するため、以下では6層を挟んで上位を5-1層、下位を5-2層とする。なお、6層はMNT-3孔には分布しない。

1層は、すべてのボーリング孔で  $1\sim1.5$ m 程度の層厚で確認された。一部にコンクリート片やビニール片が混入することから、人為的影響を受けた表土・盛土であると判断した。なお、本層下限付近で採取した試料(MNT-2-C1.03)からは、 $1666\sim1890$  cal ADの年代が得られている。

2層はMNT-5孔以外の4孔において、15~60cm程度の層厚で確認された。扇状地堆積物であると考えられるが、後述するようにトレンチ壁面での観察結果から人工層の可能性もある。

3層は、すべてのボーリング孔で60cm~1m程度の層厚で確認された。酸化色を呈することを特徴とし、淘汰が不良であり、大礫を多く含む。扇状地堆積物と考えられる。4層は、すべてのボーリング孔で25~80cm程度の層厚で確認された。細礫~中礫が多く、不明瞭な堆積構造が見られる。扇状地堆積物と考えられる。

5層は、前述の通り、MNT-3 孔を除いて6層を挟んで5-1層と5-2層に細分される。5-1層は $1.8\sim2.7$ m程度、5-2層は $1.3\sim1.8$ m程度の層厚で、合計で $3.2\sim4.3$ m程度である。MNT-3 孔では3.6m程度である。細礫を主体としたシルト混じりの砂礫層と腐植質な砂質シルトの互層であり、構成粒子に不明瞭ながら水平な堆積構造が確認される。氾濫原堆積物もしくは湖成堆積物と考えられる。5-1層上部で採取した試料 (MNT-2-C3.04)からは、 $27711\sim27345$  cal BP の年代が得られている。

6層は MNT-3 孔以外の 4 孔において、 $70 \,\mathrm{cm} \sim 1.2 \,\mathrm{m}$  程度の層厚で確認された。径  $20 \,\mathrm{cm}$  を超える巨礫や径  $10 \,\mathrm{cm}$  を超える木片を含む。土石流などの突発的なイベントなどに伴う河川堆積物と考えられる。本層上部で採取した試料 (MNT-2-C5.30) からは、 $29342 \sim 28720$  cal BP の年代が得られている。

7層は MNT-3 孔以外の4孔において、60cm~1.2m 程度の層厚で確認された。径 10cm を超える大礫を含み、淘汰も悪い。河川堆積物と考えられる。本層上部で採取した試料 (MNT-2-C7.36) からは、30900~30345 cal BP の年代が得られている。

基盤岩は、MNT-1、MNT-4、MNT-5 孔では、30cm~1m 程度の凝灰角礫岩とその下位の凝灰岩が確認されたのに対し、MNT-2、MNT-3 孔では凝灰角礫岩のみが確認された。これらの基盤岩類は山崎・他(1991)で示されている前期更新世の塩嶺累層と考えられる。

小崖地形の延長である MNT-4 孔と MNT-5 孔の間には顕著な地層のずれは確認されない。しかし、MNT-2 孔において地層境界が約 30 度に傾斜し、腐植質シルトが約 45 度傾斜している構造などが見られた。 6 層及び 7 層が MNT-3 孔に分布しない理由として、MNT-3 孔が河道から外れていた可能性もあるが、断層変位による可能性も考えられる。基盤岩の岩種も MNT-2 孔と MNT-5 孔の間で差異が見られる。以上のことから、MNT-2 孔と MNT-3 孔の間、もしくは、MNT-2 孔と MNT-5 孔の間に断層が存在する可能性が示唆される。

#### c) トレンチの層序

トレンチ壁面には腐植質砂混じりシルト/シルト混じり砂礫の互層状の堆積物のほか、それを覆う砂礫を主体とした堆積物が露出した(図  $144\sim147$ )。堆積物は連続性や削剥の有無、層相の相違により 1 層から 5 層に区分し、いくつかの地層についてはさらに細分した。以下に湊トレンチにおける各地層区分について述べる。

# 1層:砂・礫混じりシルト (7.5YR4/6:褐色)

トレンチの全体にわたって、地表から  $1\sim1.5$ m 程度の層厚で分布する。細礫 $\sim20$ cm を超える巨礫まで広く混在し、淘汰は不良である。礫種は安山岩及び凝灰岩を主体とし、一部に砂岩などの堆積岩を含む。多量の木片や植物片を混入するほか、縦に植物根が伸びている。 $NW3\sim NW9$  では、H3 付近に径 10cm 程度の丸太が水平に並ぶ。コンクリート片やプラスチック片が混入する。人工層である。

2a 層: 腐植質砂礫 (7.5YR3/3:暗褐色)

SE1~SE7、SW、NW1~NW3で、H3付近に10~20cm程度の層厚で分布する。礫は亜角~亜円礫を主体とする。平均礫径は3.5cm、最大礫径は8cm、礫率は10~30%程度であり、平均的には2b層より低い。礫種は安山岩及び凝灰岩を主体とする。細礫を多く含み、一部に中礫を伴い、淘汰は良い。基質は中~細粒砂を主体とし、シルトを含む。SW面では、中~細礫主体部と粗粒砂主体部が水平に複数層分布するようにみえる。一部に3a層由来の偽礫を含む。木片や植物片を多く含むほか、植物根が縦に伸びる。

2b 層:シルト混じり砂礫 (10YR3/4:暗褐色)

SE9~SE11 に、深度 1.4m 付近から 30cm 程度の層厚で分布する。2a 層ほどではないが、 やや腐植質である。礫は亜角~亜円礫を主体とする。2a 層よりは、亜角礫程度の角ばった礫を含み、円磨度は低い。平均礫径は11cm、最大礫径は19cm である。礫率は30%程度で 2a 層より高い。礫種は安山岩及び凝灰岩を主体とする。基質は中~細粒砂を主体とし、シルトが混じる。不明瞭だが、水平なラミナが見られる。一部に植物根が縦に伸びる。

3a 層:砂混じりシルト質礫 (2.5Y5/3:黄褐色)

トレンチの全体にわたって、深度 1.4m 付近から 1m 程度の層厚で分布する。礫は角~亜角礫を主体とし、2b 層よりも円磨度は低い。巨~大礫を主体とし、淘汰は不良である。

礫率は  $10\sim30\%$ 程度と 4a 層より低い。径が 20 cm を超える礫も多く混在し、50 cm を超える礫も含まれる。礫種は安山岩を主体とし、凝灰岩を含む。基質はシルトを主体とし、細粒砂が混じる。基質中には明瞭な堆積構造は見られない。多量の植物根が縦に伸び、太いものでは径が 5 cm にも及ぶ。

3b層:腐植・砂混じりシルト質礫 (2.5Y3/2:黒褐色)

NW5~NW7 及び SE7~SE9 に、深度 2.2m 付近から 10cm 程度の層厚で分布する。礫種は 3a 層と同様だが、礫径は最大で 10cm 程度と小さい。また、3a 層より基質にシルトを多く含み、腐植質に富む。

4a 層:シルト混じり砂礫 (2.5Y5/4: 黄褐色)

トレンチの全体にわたって、H2 付近から 50cm 程度の層厚で分布する。礫は一部に角礫を含むが、全体的には 3a 層より円磨度は高い。礫種は安山岩及び凝灰岩を主体とする。 礫率は 40%程度で、3a 層より高い。細礫~10cm 程度の大礫を含み、淘汰はやや不良。基質は粗~中粒砂を主体とし、細粒砂やシルトが混じる。不明瞭な水平に近いラミナが見られる。一部に、木片や植物片を含むが、2a 層以浅及び 5 層よりは少ない。同様に植物根も混在するが、浅い部分よりは少なく、径が太いものも見られない。

4b層:腐植・シルト混じり砂礫 (2.5Y3/1:黒褐色)

SE3~SE5 に、H2 付近から 10cm 程度の層厚で分布する。礫種は 4a 層と同様だが、礫径が小さく、礫率も低い。また、基質も 4a 層よりシルトを多く含み、腐植質に富む。

5層:腐植質砂混じりシルト/シルト混じり砂礫 互層

(シルト層:2.5Y5/4:黄褐色、砂礫層:2.5Y4/3:オリーブ褐色)

トレンチの全体にわたって、壁面最下部に分布する。南西側では底盤から1m 程度分布するが、上位層との境界が北東に向かってなだらかに下がるため、NW6 及び SE6 より北東側では50cm ほどしか露出しない。腐植質砂混じりシルト層は、多量の木片や植物片を含み、大きいものでは径が10cmを超える。シルト混じり砂礫層は、中粒砂〜細礫からなる。各単層は側方への連続性は悪く、それぞれが漸移的であったり、レンズ状に分布が途切れたりする。全体に緩やかな傾斜のラミナが発達しているが、NW3〜NW6 及び SE3〜SE6 では急傾斜した褶曲や不明瞭な断層構造が顕著である。ラミナの傾斜は全体に30度程度以下であるが、急傾斜部では30度を超え、最大で60度程度の傾斜を示す。

断層は複数条認められ、いずれも急傾斜したラミナを切り、南西側が北東側にのし上げる逆断層的な変形を示す(図 146, 147)。変位量は断層に沿った方向で 10 数 cm 程度である。断層面はいずれも非常に不明瞭かつ不連続である。これらの断層は 4a 層には変形を及ぼしていない。

### d) 湊地点および周辺の堆積構造と上下変位速度

湊地点ではボーリング調査により1層~7層、トレンチ調査により1層~5層が観察された。このうち、5層はトレンチ壁面において、急傾斜した褶曲や不明瞭な断層構造が観察された(図 146, 147)。この構造は北東-南西方向の圧縮による水平短縮により生じたと考えられる。圧縮の原因については、地すべりの末端における圧縮や、地震動による流動変形などが考えられるが、いずれも根拠に乏しい。なお、この構造は上位の4層に続かないことから、5層堆積期間中にイベント的に変形が生じたと考えられる。

5層は、MNT-2 孔の7層上部から得られている年代値から、およそ3万年前に堆積を 始めたと考えられる。山崎・他(1991)は、諏訪湖南岸で行ったボーリング結果から、 AT テフラ降灰以降2万年間は基本的に堆積環境が河川氾濫原もしくは湖水域であった ことを示しており、5層も同様の環境で形成されたと考えられる(図 148)。先に述べた ように6層は、5層堆積期間内に生じた土石流などのイベントに伴う堆積物と考えられ ることから、6層上部で得られた年代試料は5-1層最下部の年代とおおよそ同じ値を示 していると考えられる。このことから、MNT-2 孔において、5-1 層上部の深度 3.04m から 得られた年代値(MNT-2-C3.04:27711~27345 cal BP) 及び6層上部の深度 5.30m から 得られた年代値(MNT-2-C5.30:29342~28720 cal BP)の中央値を用いると、5-1層の 堆積速度は 1.5mm/年と求められる。山崎・他(1991)では、諏訪湖南岸で掘削された 63B 孔 (位置は図 148 を参照) から検出された AT、Aso-4、0n-Pm1 の各テフラの年代と出現 深度から、63B 孔における堆積速度を 1.5mm/年と算出しているが、Maruyama et al. (2019) で示されている AT と Aso-4 の最新の年代 (それぞれ 30078±96 cal BP、87.3~86.8ka) を用いて計算し直すと、63B 孔における堆積速度は 1.3mm/年となる。この値と比べると MNT-2 孔で算出された堆積速度はやや大きな値となるが、これは湊地点は盆地の縁辺に 位置するのに対し、63B 孔は盆地の中心部に近いといった堆積場所の差によるものと考 えられる。

湊地点の調査の結果、ボーリングでは活断層が存在する可能性が示唆されたが、トレンチ壁面には明瞭な断層は露出しなかった。ただし、MNT-2 孔と MNT-3 孔の間はトレンチを掘削していないため、この間に活断層が存在する可能性は否定できない。

湊地点の約1km 南東の諏訪湖南西端で掘削された山崎・他(1991)の63A 孔では、河成氾濫原堆積物中の深度33.4m (標高728.2m)からATテフラが検出されている。一方、MNT-2 孔の深度7.36m (標高755.0m)からは、ATテフラとほぼ同じ30900-30345 cal BPの年代が得られている。また、この直上から湖成堆積物または河成氾濫原堆積物が分布する。ATテフラ降灰直後の両地点間に標高差が無かったと仮定すると、ATテフラ降灰以降の約3万年間に26.8mの標高差が生じたことになり、両地点の間のほぼ湖岸に沿う位置に平均変位速度0.89m/1000年(活動度B級)の活断層の存在が示唆される(図148)。

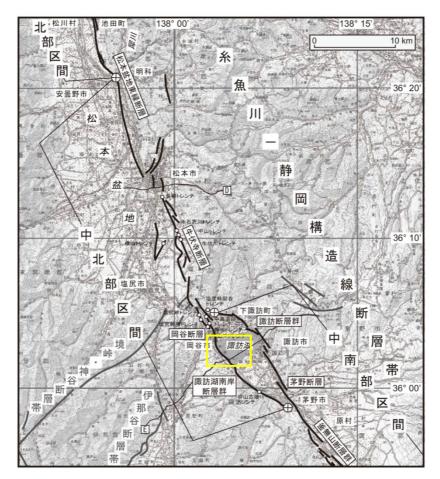


図2-2 糸魚川一静岡構造線断層帯中北部(明科-諏訪湖南方)区間の活断層位置

- 〇 トレンチ等の調査地点
- D、E: 地下構造探査測線 D: 松本 2002 (文献 11)、E: 辰野一諏訪 2007 (文献 11) ⊕: 活動区間の端点

断層の位置は文献1、2、3、4に基づく.

基図は国土地理院発行数値地図 200000「高山」、「長野」、「飯田」、「甲府」を 使用.

図 140 糸魚川-静岡構造線断層帯・中北部区間の位置 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2015) による。黄色枠は図 141 の範囲。

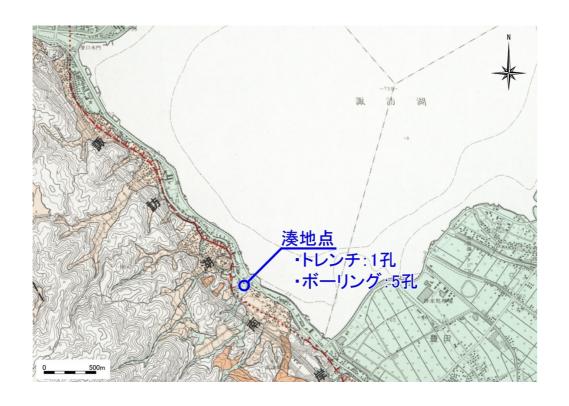


図 141 諏訪湖南岸断層群・湊地点の位置 基図は今泉・他(1999)を使用。

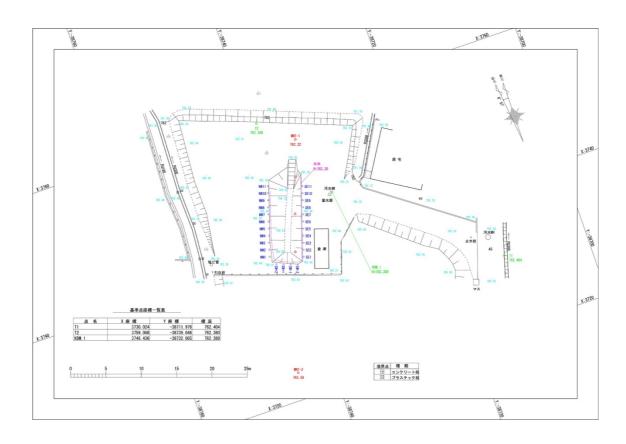


図 142 諏訪湖南岸断層群・湊地点のトレンチ・ボーリング位置

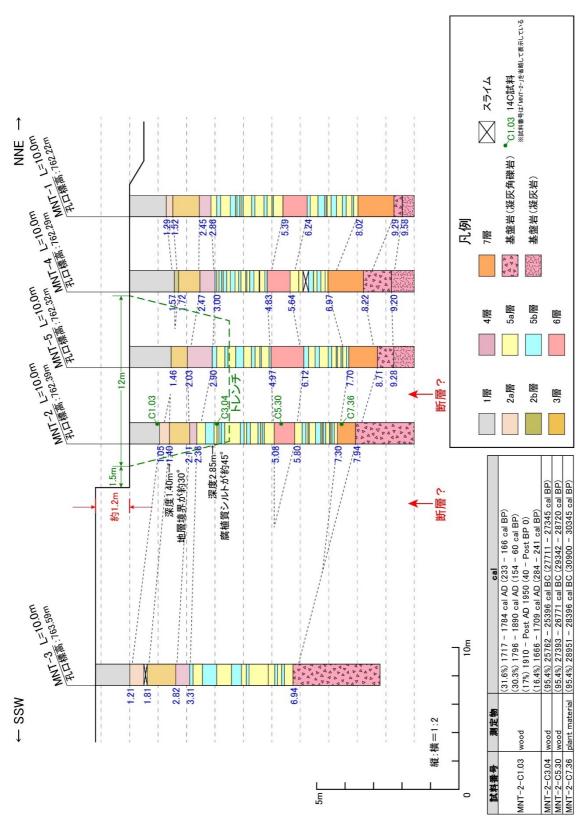


図 143 湊地点におけるボーリング地質断面図

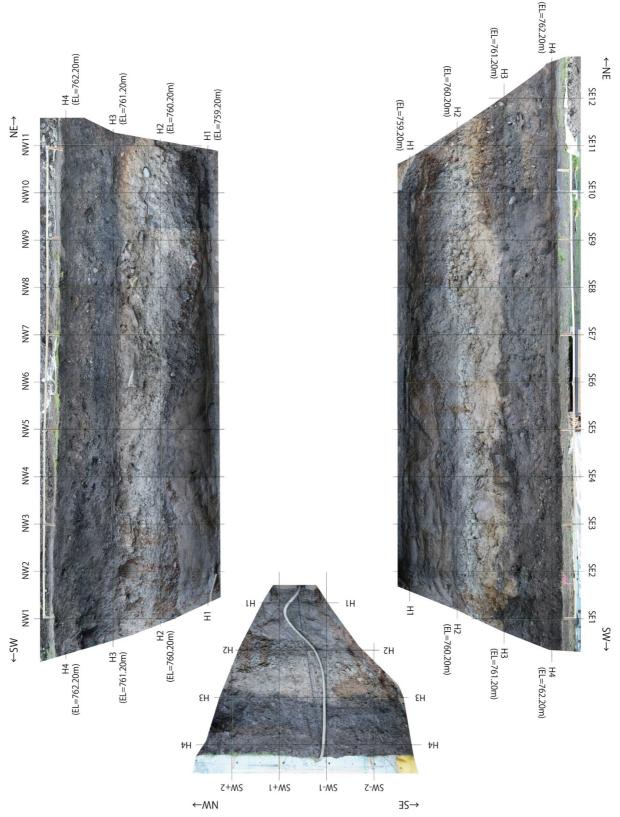


図 144 湊地点におけるトレンチ壁面の写真

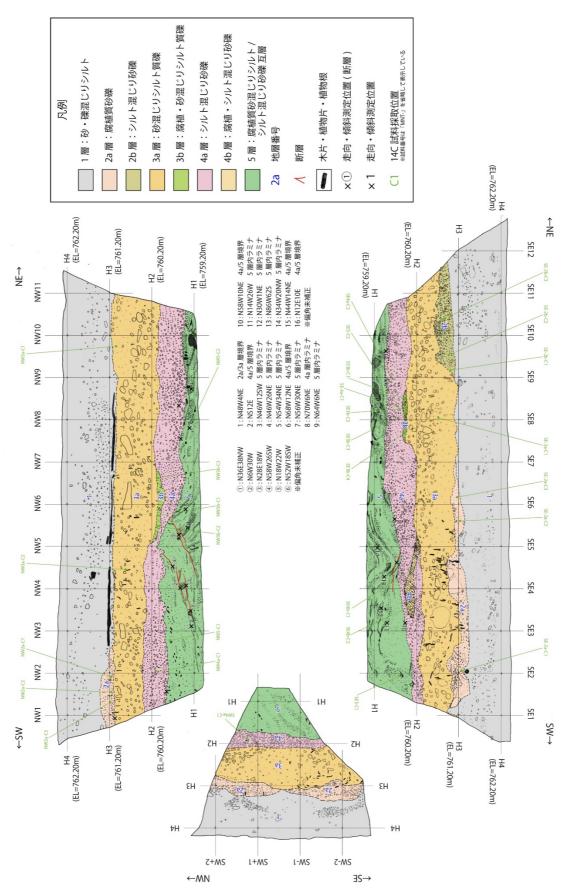


図 145 湊地点におけるトレンチ壁面のスケッチ

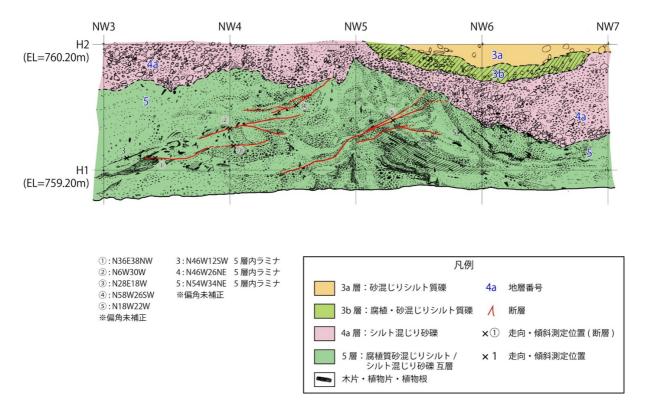


図 146 湊地点におけるトレンチ北西壁面の拡大スケッチ

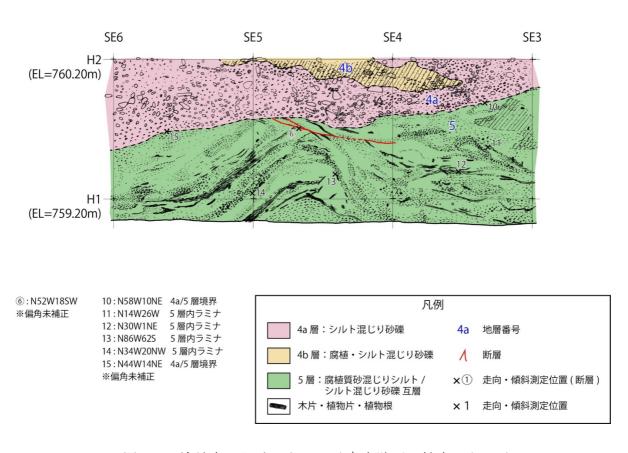
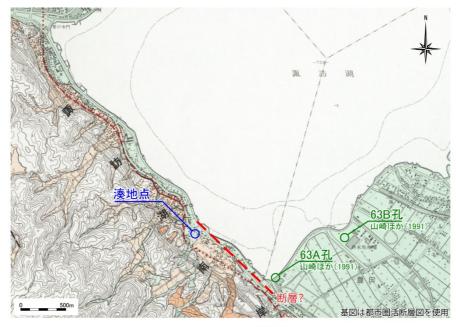


図 147 湊地点におけるトレンチ南東壁面の拡大スケッチ



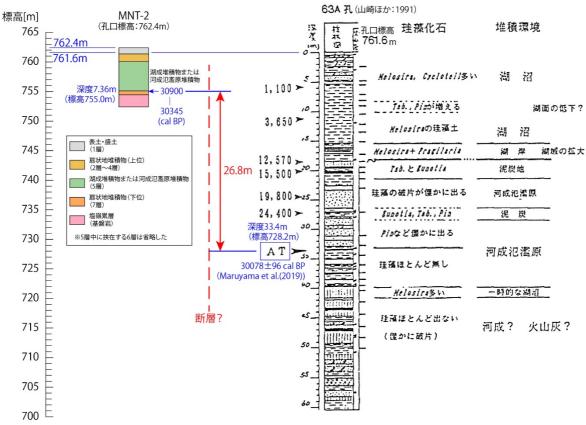


図 148 諏訪湖南岸断層群・湊地点周辺の累積上下変位量 上段の基図は都市圏活断層図を使用。右下の層序は山崎・他(1991)による。

# 12) 下蔦木断層・下蔦木地点の3Dトレンチ・ボーリング調査

# a)調査地点の概要

下蔦木地点は南東に流下する釜無川に沿った段丘面上に位置し、都市圏活断層図において下蔦木断層が活断層として示されている地点である(図 149)。北東から南西に向かって流下する支流性の小河川が形成した扇状地上に、比高 2 ~ 3 m で北東側低下の逆向き低断層崖が分布しており、複数の文献で断層崖と認められているほか、小河川の屈曲から左横ずれが指摘されている。

ドローン測量はこれらの断層地形が認められる範囲において、国道を避ける形の測量範囲とした。また、ボーリング調査は扇状地上に低崖が認められる地点において、断層の両側で掘削した。

トレンチ調査地点は低崖が発達しておらず断層位置が不明確であるが、既往のトレンチで断層が確認されているバルジ地形と扇状地上の逆向き低崖を直線的に結んだ延長上で3Dトレンチを掘削した。

#### b) ドローン LiDAR による精密地形計測

ドローン測量は図 150 に示す範囲とフライトプランにしたがって、複数回のフライトで計測を行った。また、樹木が多い部分はフライトを多くし、データの精度向上を図った。ドローン測量で得られた 0.1mDEM から作成した等高線図を図 151 に、陰影図を図 152 に示す。これらの図において、扇状地上の逆向き低崖やバルジ地形が明瞭に表現されていることが見て取れる。バルジ地形は周囲に樹木が多いため、空中写真では詳細な位置や形状が把握できなかったが、ドローン測量では明瞭に表現されており、この手法が有効であることが明らかになった。

# c)下蔦木地点の3Dトレンチ調査

#### i)トレンチ掘削の概要

下蔦木地点においては、トレンチを2孔(Aトレンチ、Bトレンチ)、ピットを2孔(C1ピット、C2ピット)掘削した。Aトレンチは推定される断層に直交する方向に、断層推定位置をまたいで掘削し、トレンチ SE 面の一部は深掘りを行ったほか、断層平行方向にも掘削した(図 153)。BトレンチはAトレンチより南東側の地質を確認するため、Aトレンチと平行方向に用地内で最大限南西方向に寄せた位置で掘削した。C1ピットはAトレンチ及びBトレンチが位置する水田から、農道を隔てて南東側の水田において掘削した。C2ピットはAトレンチ及びBトレンチと同じ水田の南東側において掘削した。Aトレンチ壁面と拡張部分、断層平行部分のそれぞれについて写真の展開図を図 154~156、スケッチを図 157~159 に示す。また、Bトレンチ壁面写真の展開図を図 160 に、Bトレンチ壁面スケッチの展開図を図 161 にそれぞれ示す。

#### ii)トレンチの層序

トレンチ及びピット壁面には砂礫を主体とした堆積物とそれに挟在する腐植質シルト・砂主体の堆積物が露出した。堆積物は連続性や削剥の有無、層相の相違などにより区分し、さらにそれぞれの層をいくつかに細分した。

# (1) A トレンチ

Aトレンチでは、上位から0層:掘削残土、1層:盛土、2層:腐植質シルト、3層:扇状地性礫層(上位:断層を覆う)、4層:扇状地性礫層(上位)、5層:腐植質シルトと砂礫の互層、6層:扇状地性礫層(下位)、7層:砂混じりシルト(フラッドローム)、8層:シルト混じり砂礫(釜無川系)の9層に区分し、いくつかの地層については細分した。

0層:掘削残土。トレンチ掘削時の残土である。NW2 面、SE2 面、NE2 面の上端部に分布する。

1層:盛土(10YR5/8:黄褐色)。シルト混じり砂礫からなる。最大礫径は30cm、平均礫径は13cmで、亜円~亜角礫からなる。礫種は安山岩・凝灰岩が主体。淘汰はやや不良。 礫率は30%程度。基質は中~細粒砂主体である。ところどころに腐植質シルト主体の部分も見られる。トレンチの南東側及び南西側ほど層厚を増す。

2層: 腐植質シルト (10YR2/3: 黒褐色)。植物片・木片や植物根を多量に混入する。まれに最大径 15cm までの亜角~亜円礫を混入する。SE1 面の SE1 付近には加工された木杭らしき木片が露出した。トレンチの南東側及び南西側ほど層厚を増す。

3a層:シルト混じり砂礫(10YR3/4:暗褐色)。最大礫径は18cm、平均礫径は7cmで、 亜角~亜円礫からなる。礫率は30%である。礫種は安山岩・凝灰岩が主体で、ごくまれ に砂岩・泥岩を混入する。淘汰は不良である。基質はシルト混じり砂である。径40cmの 巨礫を1つ混入する。

3b層: 礫混じりシルト質砂 (7.5YR3/3: 暗褐色)。やや腐植質なシルト混じり砂からなり、全体に亜角~亜円礫を混入する。礫は3a層や4a層に似る。

4a層:シルト混じり砂礫 (7.5YR3/3:暗褐色)。最大礫径は25cm、平均礫径は6cmで、 亜角~亜円礫からなる。礫率は20%程度である。礫種は安山岩・凝灰岩が主体で、ごく まれに砂岩・泥岩を混入する。淘汰は不良である。基質はやや腐植質なシルト混じり砂 である。ところどころに巨礫が集中する。

4b 層:砂礫 (7.5YR4/3:褐色)。最大礫径は25cm、平均礫径は8cmで、亜角~亜円礫からなる。礫率は40%程度である。淘汰は不良である。礫種は安山岩・凝灰岩が主体で、ごくまれに砂岩・泥岩を混入する。基質は中粒砂主体である。

4c層:シルト混じり砂礫 (7.5YR3/2:黒褐色)

最大礫径は20cm、平均礫径は6cmで、亜角~亜円礫からなる。礫率は20~30%である。 淘汰はやや不良である。礫種は安山岩・凝灰岩が主体で、ごくまれに砂岩・泥岩を混入 する。基質はシルト混じり砂であり。NW1~5付近では下位の5a層との境界は不明瞭で 漸移的である。

4d 層: 礫混じり砂 (7.5YR3/2: 黒褐色)。 礫混じりの中粒砂~粗粒砂を主体とするほか、一部は細礫主体である。全体にやや腐植質であるが、NW1 面の NW6~7 付近は特に腐植分が多い。 礫は 4a 層や 4e 層に似るが、 礫径が平均 2 cm 程度と小さい。

4e 層:砂礫 (7.5YR3/3:暗褐色)。最大礫径は 40cm、平均礫径は5cm で、亜角~亜円礫からなる。礫率は20~40%である。礫種は安山岩・凝灰岩が主体で、ごくまれに砂岩・泥岩を混入する。淘汰は不良である。基質は粗粒~中粒砂である。場所による礫率の変化が大きい。5c 層との境界は明瞭で、NW13 付近では軽微に削り込んでいる。5c 層が分

布しない NW16 付近より北東側では6層と直に接するが、その境界は非常に不明瞭である。

5a 層: 礫混じり砂 (10YR4/4: 褐色)。 粗粒砂を主体とし、径 3 cm 程度以下の亜円~円 礫を含む。 不明瞭なラミナが見られる。

5b層:砂礫(10YR3/4:暗褐色)。最大礫径は30cm、平均礫径は3cmで、亜角~亜円礫からなる。礫率は30~40%である。礫種は安山岩・凝灰岩が主体で、ごくまれに砂岩・泥岩を混入する。淘汰はやや不良である。基質はやや腐植質な粗~中粒砂からなる。NW8~10付近では下部が砂主体となる。

5c 層:腐植質シルト (2.5Y2/1:黒色)。腐植質シルトを主体とし、砂を多量に混入する。ところどころに最大径 30cm の亜角礫が点在する。木片・植物片及び植物根を多量に混入する。

6層:砂礫(2.5Y3/2:黒褐色)。最大礫径は40cm、平均礫径は4cmで、亜角~亜円礫からなる。礫率は20~40%である。礫種は安山岩・凝灰岩が主体で、ごくまれに砂岩・泥岩を混入する。淘汰はやや不良である。基質は粗~中粒砂、一部では腐植質となる。ところどころに木片・植物片が点在する。

7a 層: 礫・砂混じりシルト (10YR5/4: にぶい黄褐色)。礫・砂混じりシルトからなる。 上端部は腐植質である。7b 層に似るが、亜円~亜角礫を多量に混入する。礫種は安山岩・ 凝灰岩からなる。

7b層:砂混じりシルト (10YR5/4:にぶい黄褐色)。均質な砂混じりシルトからなり、塊状である。鉛直方向に伸びる植物根が全体に発達する。NW1 面の北東端では腐植質シルト主体部も見られる。ごくまれに礫を混入する。釜無川本流の影響がなくなった後のフラッドロームと考えられる。

7c層: 礫・砂混じりシルト (10YR5/4:にぶい黄褐色)。礫・砂混じりシルトからなる。7b層に似るが、亜円~亜角礫を多量に混入する。礫種は釜無川系の砂岩、泥岩、安山岩からなる。

8層:シルト混じり砂礫 (2.5 Y5/3: 黄褐色)。最大礫径は 70cm、平均礫径は 10cm で、 亜円~円礫からなる。礫率は 40~50%である。釜無川系の砂岩、泥岩、安山岩、斑レイ 岩、花崗岩などの礫を含むことを特徴とする。淘汰は不良である。基質はシルト混じり 砂である。

# (2) B トレンチ

Bトレンチでは B1 層~B13 層に区分した。B1 層が A トレンチの 1 層に、B2 層が A トレンチの 2 層に、B4~B7 層が A トレンチの 3 層及び 4 層に、B8 層が A トレンチの 5 層に、B9~B12 層が A トレンチの 6 層に、B13 層が A トレンチの 8 層にそれぞれ概ね相当する。なお、B3 層に相当する地層は、A トレンチには分布しない。また、A トレンチの 0 層及び 7 層に相当する地層は、B トレンチには分布しない。

B1層:盛土(10YR5/8:黄褐色)。シルト混じり砂礫層。平均礫径は13cm、最大礫径は30cm。亜円礫、一部亜角礫からなる。礫種は安山岩が主体。淘汰はやや不良。礫率は30%程度。基質は中~細粒砂主体で、極細粒砂~シルトが混じる。植物根、植物片を含む。トレンチの全体にわたって、地表から層厚1m程度で分布する。

B2 層:腐植質シルト (7.5YR3/2:黒褐色)。礫・砂混じりの腐植質シルトからなり、植物根、植物片、木片を多量に含む。B1 層との境界付近に全体的に B1 層由来と考えられる大~中礫が混入する。下限付近にも、一部に B4 層由来と考えられる中~細礫が混入する。トレンチの全体にわたって、B1 層の下限から層厚 1~1.4m 程度で分布する。下位層との境界が北東から南西にむかってなだらかに下がり、南西側ほど層厚を増す。

B3 層:シルト質砂礫 (7.5YR2/2: 黒褐色)。シルト質砂礫からなり、平均礫径は15cm、最大礫径は27cm。礫径は40%程度。基質は粗~中粒砂が主体だが、B2 層との境界付近では腐植質シルトが主体となる。亜円礫、一部亜角礫からなる。礫種は安山岩が主体である。巨~細礫まで混在し、淘汰は不良である。上限及び下限付近に巨礫が分布する。NW2、SE2 より南西側及びSW面に、H1を挟んで層厚0.5~1m程度で分布する。NW面よりもSE面の方が、層厚が大きい。下位層を明瞭に削り込んでおり、SE面とSW面の境界付近で最も下限が低くなる。

B4層:シルト混じり砂礫 (10YR3/3:暗褐色)。シルト混じり砂礫からなり、平均礫径は10cm、最大礫径は27cm。亜円礫を主体とし、一部亜角礫を伴う。礫種は安山岩を主体とし、淘汰はやや不良で、礫率は20%程度である。基質は腐植質シルト主体で、細~極細粒砂が混じる。B2層との境界に1~5cm程度の礫が水平に並ぶ。植物根を多く含み、植物片を伴う。B12層とは、礫率が低いことから区分される。NW5及びSE5より北東側に、B2層の下位に最大層厚80cm程度で分布する。

B5 層:砂・礫混じり腐植質シルト層 (7.5 YR2/1:黒褐色)。腐植質シルトを主体とし、細~極細粒砂が混じる。中~細礫が全体的に混入し、一部に大礫を含む。礫は亜円礫からなり、礫種は安山岩主体である。植物根や植物片を含む。NW1~14、SE2~12、SW+1~+2に、最大層厚 70cm 程度で分布する。NW 面では NW14 付近で、SE 面では SE12 付近で、B4 層内でレンズ状に収束する。

B6 層:シルト混じり砂礫 (10YR3/2: 黒褐色)。シルト混じり砂礫からなり、平均礫径は3 cm、最大礫径は9 cm、亜円礫を主体とする。礫種は安山岩を主体とし、淘汰は普通、礫率は40%程度である。礫は概ね水平にならぶ。基質は粗~細粒砂主体で、極細粒砂~シルトが混じる。やや腐植質で、植物根や植物片を含む。B7 層とは礫率が高く、礫径が小さいことで区分される。NW1~4 及び SW-1~+2 に、B5 層の下位に層厚 30 cm 程度で分布する。NW 面では、NW4 付近で B5 層内にレンズ状に収束する。SW 面では、SW-1 付近で B3 層に削り込まれる。

B7 層:シルト混じり砂質礫 (7.5YR3/2:黒褐色)。シルト混じりの砂質な礫からなり、平均礫径は4.5cm、最大礫径は11cm、亜円礫を主体とし、亜角礫を伴う。礫種は安山岩を主体とし、淘汰は普通で、礫率は30%程度である。礫は概ね水平に並ぶ。基質は粗~中粒砂が主体で、細粒砂~シルトが混じる。NW4及びSE4より南西側では、下限付近に大礫が分布する。NW9、SE9より南西側及びSW面に、B5層及びB6層の下位に最大層厚80cm程度で分布する。

B8 層: 礫混じり腐植質シルト (7.5YR2/1: 黒色)。腐植質シルトを主体とし、中~極細粒砂混じる。礫は亜円礫からなり、礫種は安山岩を主体とする。 $NW7\sim9$  及び  $SE6\sim8$  では礫率が低いのに対し、それより南西側では礫率が高くなり、15cm を超える礫も混入する。植物根や植物片を含む。 $NW5\sim8$  及び  $SE4\sim9$  に、B7 層の下位に層厚  $20\sim40cm$  程度で

分布するが NW8 付近では B7 層と指交関係にある。NW 面では、概ね層厚 20cm 程度で分布 する。SE 面では、層厚 20~40cm 程度で NW 面に比べて変化が大きい。

B9 層:シルト混じり砂礫 (10YR3/4:暗褐色)。シルト混じり砂礫からなり、平均礫径は3 cm、最大礫径は4.5cm、亜円礫を主体とする。礫種は安山岩が主体で、淘汰は良く、礫率は40%程度である。礫は概ね水平に並ぶ。基質は細粒砂が主体で、シルトが混じる。やや腐植質で植物片を含む。B10 層とは礫径が小さく、礫率が高いことで区分される。NW6~10 に、B4 層及び B8 層の下位に分布する。下限は不明であり、トレンチ内では最大15cm 程度が露出する。

B10 層:シルト混じり砂礫 (10YR2/3:黒褐色)。シルト混じり砂礫からなり、平均礫径は 6.5cm、最大礫径は 12cm、亜円礫を主体とし、亜角礫を伴う。礫種は安山岩が主体で、淘汰は普通、礫率は 30%程度である。基質は中~細粒砂主体で、シルトが混じる。やや腐植質。植物根を含む。NW2~7、SE3~4 及び SE5~7 に、B7 層及び B8 層の下位に分布する。下限は不明であり、トレンチ内では最大 25cm 程度が露出する。

B11 層:砂混じり腐植質シルト (10YR3/3:暗褐色)。腐植質シルトを主体とし、細~極細粒砂が混じる。植物根や植物片を含む。NW9~10 に、B9 層の下位に分布する。下限は不明であり、トレンチ内では最大 15cm 程度が露出する。

B12 層:シルト混じり砂礫 (10YR2/2: 黒褐色)。シルト混じり砂礫からなり、平均礫径は8cm、最大礫径は30cm、亜円礫を主体とし、亜角礫を伴う。礫種は安山岩が主体で、淘汰はやや不良、礫率は40%程度である。礫は概ね水平に並ぶ。基質は粗~中粒砂主体で、細粒砂~シルトが混じる。植物根を含む。NW12~15及びSE8~15に、B4層及びB5層の下位に分布する。下限は不明であり、トレンチ内では最大80cm程度が露出する。

B13 層:シルト・砂混じり礫 (2.5Y4/3:オリーブ褐色)。シルト・砂の混じる礫からなり、平均礫径は5 cm、最大礫径は20cm、亜円礫を主体とし、亜角礫を伴う。礫種は砂岩、斑レイ岩、安山岩などからなり、釜無川起源の堆積物と考えられる。淘汰はやや不良で、礫率は30%程度である。基質は中〜細粒砂主体で、シルトが混じる。NW9〜10では礫率が10%程度に下がり、基質もシルト主体となる。NW9〜12及びSE11〜12に、NW面ではB4層の下位、SE面ではB12層の下位に分布する。下限は不明であり、トレンチ内ではNW面では最大50cm程度、SE面では最大40cm程度が露出する。

# iii)イベント層準の認定と年代、活動間隔

下蔦木Aトレンチでは堆積物を切断する複数の断層が露出した。断層と地層の切断・被 覆関係から、以下の3つの活動と発生時期が推定される。

イベント1:4層を切り、3層に覆われる。4層から得られている年代のうち、最新の年代として222~384 cal AD (1566~1728 cal BP:SMT-NW1-11) の年代が得られている。一方、3a層から得られている年代のうち、最も古い年代として398~539 cal AD (1411~1552 cal BP:SMT-NW1-10) の年代が得られている。従って、この断層の活動時期は、222~539 cal AD (1411~1728 cal BP:約1400~1700年前)と推定される。この年代は、近傍で実施された三浦・他(2002)の最新活動時期と調和的である。一方、北部区間と中北部区間の連動イベントと推定された西暦762年もしくは841年の歴史地震には対応しない。また、南部区間の最新活動時期は約1400~2500年前とされており(例え

ば、地震調査研究推進本部地震調査委員会,2015)、この年代と矛盾しない。すなわち、 下蔦木地点では最新活動に伴い南部区間と連動した可能性が示唆される。

イベント 2: 4e 層を切り、4d 層に覆われる。4e 層からは年代が得られていないが、その下位の 5 層から得られている年代のうち、最新の年代として 8980~8649 cal BP (SMT-SE-C3) の年代が得られている。一方、4d 層からは 5380~5449 cal BP (SMT-NW1-7) 及び 4836~4615 cal BP (SMT-NW1-8) の年代が得られている。SMT-NW1-7 は堆積物中の木片を測定した値であるが、SMT-NW1-8 はバルクで測定した値である。そのため、ここでは SMT-NW1-7 の年代値を採用すると、活動時期は 8649~5380 cal BP (約5400~8600 年前)と推定される。この年代は、既報の調査による中南部区間の約6000~8000 年前の活動 5 (地震調査研究推進本部地震調査委員会,2015) と調和的である。一方、南部区間の活動時期は最新活動に先行する活動 2 が約7200~8400 年前と推定されており(地震調査研究推進本部地震調査委員会,2015)、この年代とも矛盾しない。

イベント3:6層を切り、5層に覆われる。6層からは年代が得られていないが、その下位の7層からは19195~18895 cal BP(SMT-SE-C1)の年代が得られている。一方、5層下部からは11075~10659 cal BP(SMT-NW1-18)の年代が得られている。従って、この断層の活動時期は、18895~11075 cal BP(約11000~19000年前)と推定される。

各活動時期の範囲を用いて活動間隔を算出すると、活動  $1 \, b \, 2 \, c$  では  $3700 \sim 7200 \, c$  年、活動  $2 \, b \, 3$  では  $2400 \sim 13600$  年となる。また、活動  $1 \, b \, b \, 3$  の年代幅をイベント回数 -1 で除した場合、約  $4700 \sim 8800$  年となる。これらは誤差が大きいが、糸静断層帯北部区間、中北部区間、及び中南部区間の平均活動間隔と比して有意に長く、南部区間よりも短い。これは、調査地点が全てのイベントを記録していなく、北東側を並走するトレースがより高頻度で活動したイベントが存在する可能性を示唆する。その場合、本地点で記録されたイベントは連動イベントのみである可能性もある。

### iv) 横ずれ変位量の計測

下蔦木 A トレンチでは、断層に斜交して流下した2つのチャネル堆積物を基に左横ずれ量を計測可能である。それらは新しいものから4b層、5層であり、それぞれ最新活動1回分と2回分を記録している。各チャネル堆積物と横ずれ量の計測結果を図162と図163にそれぞれ示す。

最新活動に伴う横ずれ量はチャネル堆積物 4b 層の西縁を基準に 3.0m と計測した。東縁も横ずれ変位を生じているが、古流向が湾曲し相対的に不明瞭なため、ここでは西縁を変位基準とした変位量を最新活動に伴う横ずれ量とみなした。この横ずれ変位量は、地表で計測できる流路の横ずれ量が約3mであることと調和的である。

最近2回分の横ずれ量を記録する5層は $5a\sim5c$ 層からなり、薄く幅広いチャネルを充填する一連の堆積物と判断し、その西縁を変位基準とした。西縁はAトレンチ壁面に広範囲に露出するが、断層帯近傍では横ずれ変位により分布が見られない場所がある。横ずれ量の計測にあたっては、層厚が0になる西端だけでなく、流心に向かって厚くなる分布を等層厚線を描いて検討した。層厚が0cm、10cm、20cm の等層厚線を基準に $6.2\pm0.2$ mの横ずれ量を本地点の2回分の横ずれ量と判断した。

## v)下蔦木断層における変位履歴と連動確率の試算

下蔦木地点における 3D トレンチ調査の結果、最近活動と 1 つ前のイベントに伴う横ずれ変位量はそれぞれ約 3 mで同程度であったと推定された。活動時期からみて、いずれのイベントも南部区間の活動時期と調和的である。さらに、本地点は下蔦木断層及び中南部区間の南東末端付近に位置し、 3 mの地震時変位が中南部区間の単独イベントとして生じたとは考えにくい。したがって、下蔦木 A トレンチで検出された 2 回の活動は南部区間ないし下蔦木断層より南の断層区間と連動したイベントを記録している可能性が高い。中南部区間の平均活動間隔は約 1300~1500 年であり(地震調査委員会,2015)、より高頻度で活動していることから、 4~6 回に一回の頻度で中南部区間と南部区間が連動した可能性がある。下蔦木地点の活動 1 と 2 の発生間隔である約 3700~7200 年を連動間隔とみなせば、ポアソン過程に基づく今後 30 年以内の連動確率は 0.4~0.8%と試算される。

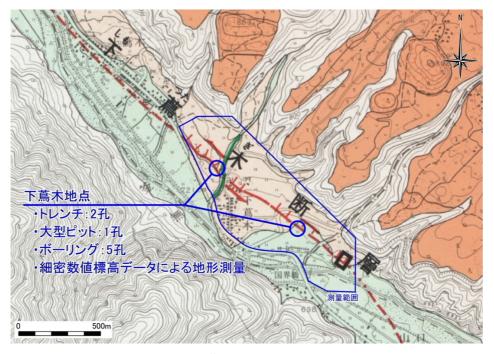


図 149 下蔦木断層と調査位置 基図は国土地理院発行の都市圏活断層図(澤・他,1998)を使用。

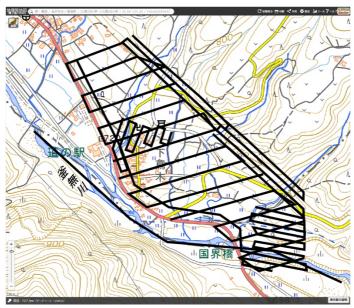


図 150 下蔦木断層周辺のドローン LiDAR 実施範囲 基図は地理院地図を使用。黒線はフライト位置。



図 151 下蔦木断層周辺のドローン LiDAR による等高線図 等高線間隔は 0.5 m。

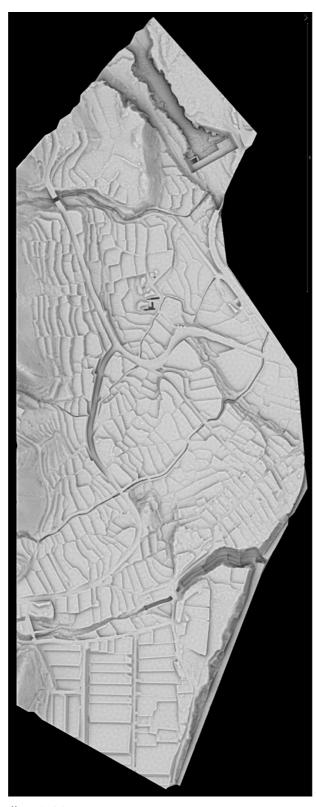


図 152 下蔦木断層周辺のドローン Li DAR によるモノクロ陰影図 DEM のグリッド間隔は 0.1 m メッシュ。

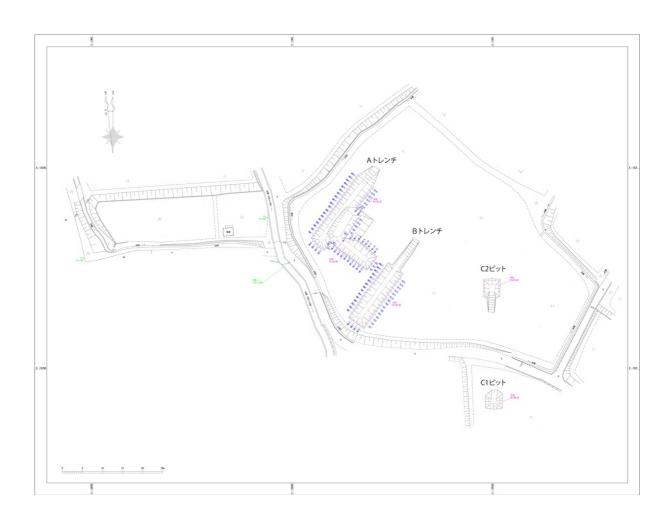


図 153 下蔦木地点の測量図と 3 Dトレンチ掘削位置



図 154 下蔦木地点のAトレンチの写真

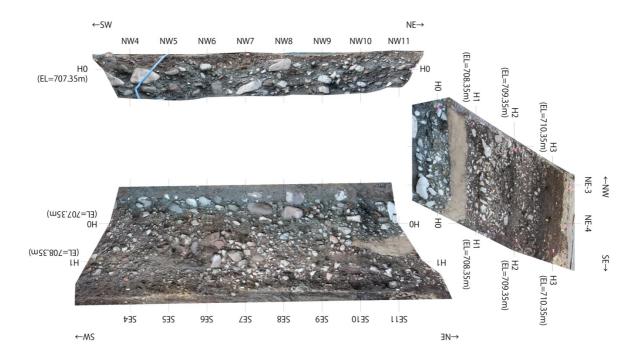


図 155 下蔦木地点のAトレンチ拡張部分の写真

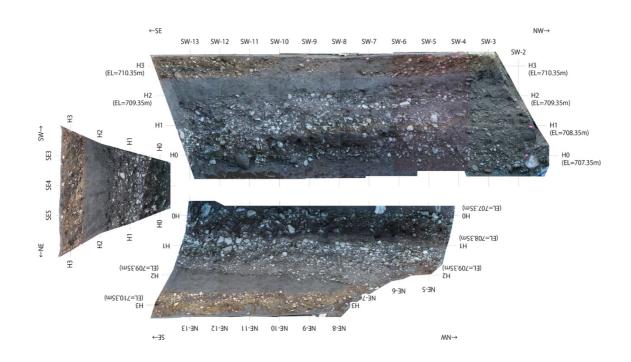


図 156 下蔦木地点のAトレンチ断層平行部分の写真

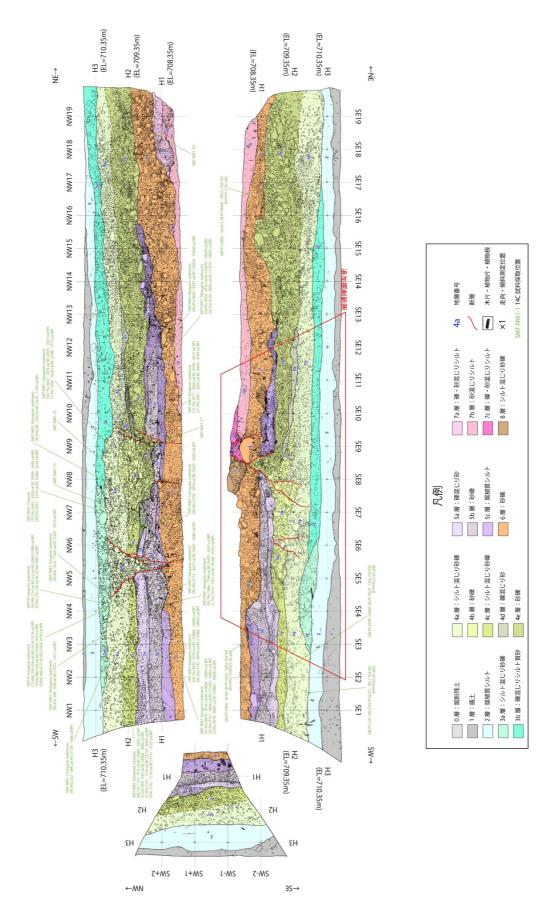


図 157 下蔦木地点のAトレンチのスケッチ

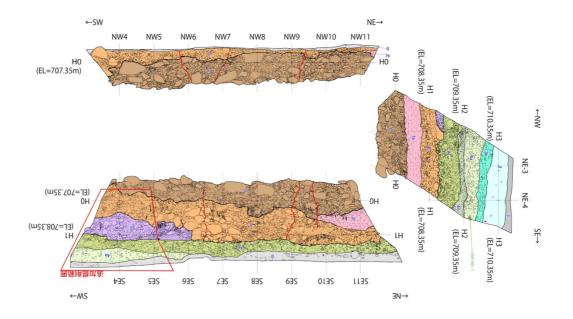




図 158 下蔦木地点のAトレンチ拡張部分のスケッチ

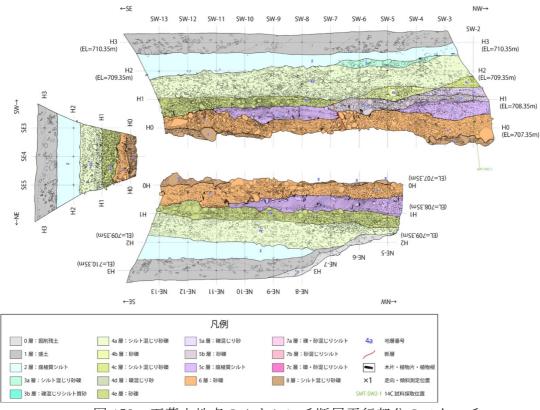


図 159 下蔦木地点のAトレンチ断層平行部分のスケッチ

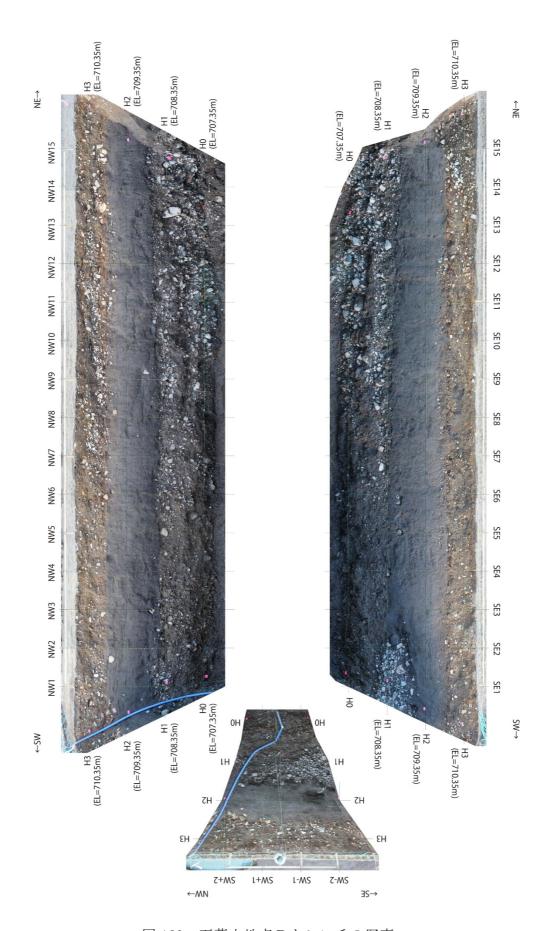


図 160 下蔦木地点 B トレンチの写真

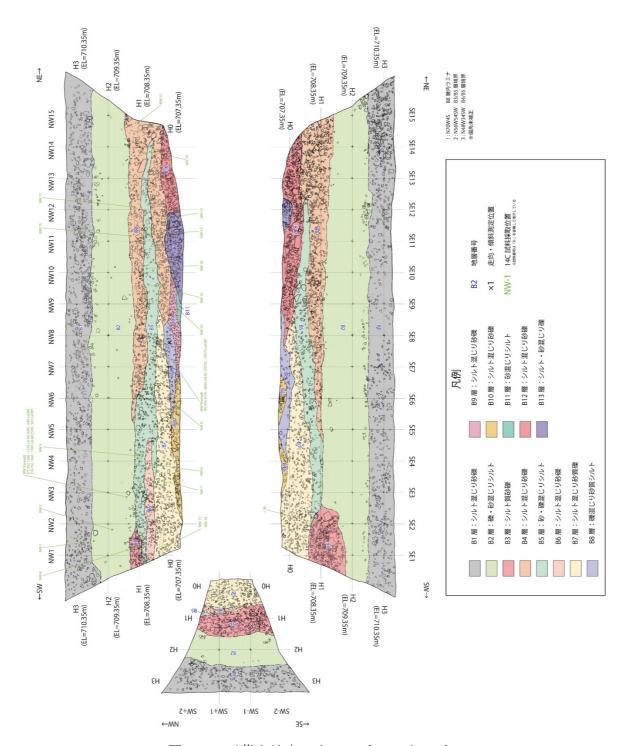


図 161 下蔦木地点 Bトレンチのスケッチ

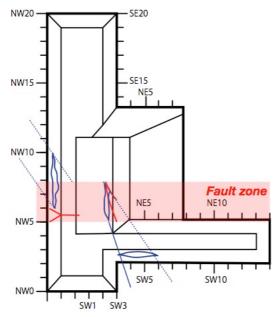


図 162 最新活動に伴う横ずれ量の推定 壁面に露出したチャネル堆積物の分布形状(青色)を基に推定。

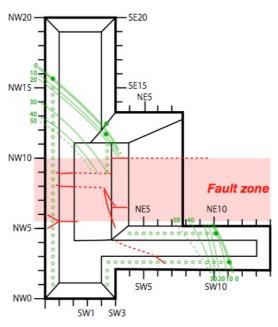


図 163 最近 2 回の活動に伴う横ずれ量の推定 壁面に露出したチャネル堆積物の層厚分布(黄緑色:数値は cm)を基に推定。

## 13) 糸静断層帯全体の連動イベントの整理

本事業と従来の調査研究成果を総合して、糸魚川ー静岡構造線断層帯で生じた連動型 地震の発生時期、活動範囲、地震時変位量を整理した。既往の活動時期や地震時変位量は 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2015)でまとめられた結果を中心に、個別の調査 地点については文部科学省研究開発局・国土交通省国土地理院・東京大学地震研究所 (2010)を参考にした。各地点間のイベント対比では、地震調査研究推進本部地震調査委員 会(2015)と同様に、単独トレース上で複数回の活動履歴が推定された地点を重視した。 以下では、最も詳細な連動履歴が明らかになった北部区間との連動組み合わせを中心に 北から南へ新しいイベントから整理する。

### a) 北部区間と中北部区間の連動イベント

北部区間の神城断層から中北部区間の岡谷断層に至る区間では、最新活動時期が約1200年前頃もしくは6世紀以降と推定された(図164)。この連動イベントは西暦762年もしくは841年の歴史地震に対比されると考えられる。近藤・他(2014)で指摘したように、被害記録の詳細さや分布域から判断して、西暦762年の地震が北部区間から中北部区間を活動範囲とする連動型地震であった可能性が高い。このイベントに伴い、神城断層・木崎湖南方地点で8.5~10.2mの実変位(近藤,2018)、松本盆地東縁断層北部・池田町会染地点で5.0mの実変位(近藤・木村,2017)、松本盆地東縁断層南部・豊科高家地点で7.1±3.6m(近藤・他,2019)、島内地点で6.2~6.9m(近藤・他,2006)、牛伏寺断層・並柳地点で7.5±1.5m(奥村・他,1994)、牛伏川地点で6m程度が計測されている。この際の活動範囲は北部区間と中北部区間をあわせた、長さ約120kmの範囲が活動したと考えられる。この場合の地震規模はMj8.0もしくはそれ以上である。

さらに先行する北部区間と中北部区間の連動イベントの候補は、神城断層・木崎湖南方地点で推定された約 4300~4500 年前のイベントである。ただし、このイベント発生年代に相当するイベントは牛伏寺断層では検出されていない。調査地点における地層の欠落やイベント年代推定の誤差によるものか、このイベントでは牛伏寺断層が連動しなかったかのいずれかの可能性が考えられる。地震時変位量からみれば、神城断層・木崎湖南方地点における本イベントに伴う地震時変位量は 8.5 m (上下変位 2.9 mを傾斜 20°で換算)であり、約 90km の地震断層長に相当する。一方、北部区間と中北部区間のうち、牛伏寺断層以南を除いた断層区間(北部区間から松本盆地東縁断層南部まで)は長さ約 65kmに過ぎない。そのため、地震時変位量と地震断層長のスケーリング則(松田・他,1980)に基づけば、現時点ではこのイベントに伴い牛伏寺断層以南を含む中北部区間全体が連動したと考えることが合理的である。よって、北部区間と中北部区間の連動型地震が約 4300~4500 年前に生じた可能性が高い。この場合の連動範囲は約 120km の区間となり、地震規模は Mj8.0 もしくはそれ以上である。なお、北部区間から松本盆地東縁断層南部までが連動範囲の場合は長さ約 65km となり、地震規模は Mj7.9 程度と推定される。

これらを踏まえて、北部区間と中北部区間の連動型地震の発生間隔は、最新活動を西暦 762 年とした場合、約 3100~3300 年となる。この連動間隔とポアソン過程に基づく今後 30 年間の連動型地震の発生確率は 0.9~1.0%と試算される。

### b) 中北部区間と中南部区間の連動イベント

両区間が連動したイベントは、諏訪湖周辺の活動時期を整理した結果、約 3100~3200年前に推定される(図 165)。北端は少なくとも神城断層・木崎湖南方地点以南であり、同地点より北方のトレンチ調査等ではこのイベント相当が検出されていない(例えば、地震調査研究推進本部地震調査委員会,2015)。神城断層・木崎湖南方地点では、このイベントに伴う地震時変位量は上下変位 0.4mと小さく地震断層末端付近の変位、もしくは地震断層近傍の地表で生じた受動的変位と示唆される。よって、この連動イベントの北端は、北部区間の神城断層全体は含まず、松本盆地東縁断層北部の北端までと判断できる。また、南端についても正確な位置は特定できないが、中南部区間の活動 3(約 2900~3200年前:地震調査研究推進本部地震調査委員会,2015)に相当するため、中南部区間全体が活動したと考えられる。本事業による下蔦木地点の 3D トレンチでは、上述のように約2900~3200年前イベントは検出されていないが、北西約400mに位置する近藤・他(2005)によるトレンチ調査では、約2000~3300年前のイベント II が識別されており大きな矛盾はない。よって、この連動イベントでは、松本盆地東縁断層北部から中北部区間、及び中南部区間に至る区間で生じたと考えられる。なお、現時点では、この連動イベントに伴う地震時変位量は計測されていない。

以上から、松本盆地東縁断層北部から中北部区間と中南部区間に至る長さは約78kmとなり、その連動型地震の規模はMj8.0程度もしくはそれ以上と推定される。本イベントは約3100~3200年前に生じたと推定され、現時点では過去約1万年間で1回のみ検出されている。仮に先行する連動イベントが最も新しい時期の約1万年前にも生じていた場合には、連動間隔は最小で7000年程度となり、ポアソン過程に基づく今後30年以内の連動確率は最大で0.4%と試算される。

## c) 中南部区間と南部区間の連動イベント

中南部区間と南部区間では詳細な変位履歴が限られているが、現時点で得られているデータを基に連動イベントの抽出を試みた。中南部区間の南東端付近に位置する下蔦木地点の 3D トレンチの結果、最新活動と先行する活動が南部区間との連動イベントである可能性が得られた。既述のように、最新活動時期は約 1400~1700 年前に生じたと推定され、南部区間の最新活動時期が約 1400~2500 年前であることと矛盾しない。さらに、本事業による最新活動に伴う横ずれ量が約 3 m と推定されるため、少なくとも下蔦木断層と南部区間の一部が連動した可能性が指摘できる。ただし、その連動範囲の詳細は現時点では明らかではない。例えば、中南部区間の茅野断層では対応するイベントが検出されておらず、複数の断層トレースで構成される釜無山断層群においても、最新活動時期は約 900~1300 年前とされ不調和である。よって、現時点では少なくとも下蔦木断層と南部区間の一部を含む連動イベントが約 1400~1700 年前に生じたと言え、地震時変位量が約 3 mであることから少なくとも約 30km以上の断層区間が連動したと考えられる。また、同様に連動範囲は不明であるが、活動時期と地震時変位量からみて、約 5400~8600 年前に連動イベントが生じた可能性がある。今後、より詳細な変位履歴について特に南部区間においても明らかにする必要がある。

以上から、少なくとも下蔦木断層から南部区間を含む範囲で生じた連動イベントが約1400~1700年前と約5400~8600年前に生じた可能性がある。この場合、暫定的な連動間

隔は約3700~7200年前となり、ポアソン過程に基づく今後30年以内の連動確率は0.4~0.8%と試算される。

# d) 糸静断層帯全区間(北部~南部区間)の連動イベント

本事業により特定した連動型イベントの時空間分布を図 166 に示した。これまでに実施された調査研究では、本事業による成果を含めて、断層帯全体が連動したと判断できる連動型地震イベントは検出されていない。活断層の連動性評価において、断層不連続や離間距離が地震時の応力変化や連動可能性に影響することが知られている(例えば、Wesnousky, 1988;松田, 1990;Wesnousky, 2008)。この観点で見ると、糸静断層帯で最も大きな断層不連続は中北部区間と中南部区間の境界であり、この諏訪湖周辺の区間境界を超える連動型イベントだけが断層帯全体の連動型イベントの候補となり得る。よって、現時点では過去約1万年間の中で約2900~3200年前に生じた連動イベントのみが候補となる。しかし、実際には、本イベントに対比可能なイベントは北部区間の神城断層では検出されておらず、松本盆地東縁北部のみで認められている。また、南部区間でもこの連動イベント時期に対応するイベントは検出されていなく、上述のように連動範囲は限定的である。したがって、糸静断層帯全体が連動するイベントは約1万年間には検出されておらず、約1万年に1回よりも長い連動間隔と判断できる。この場合、ポアソン過程に基づく今後30年以内の糸静断層帯全体の連動確率は0.3%未満と試算される。

以上のように、本事業ではこれまで不明とされてきた連動確率を新たに算出するため、変位履歴に基づく連動型地震の発生確率の算出手法を整理して構築した。ここでは評価手法を整理して構築することを主眼としたため、活動区間ごとのデータ粗密や信頼度は考慮できていないが、本評価手法を適用していくためには、より多くの地点で可能な限り多数回の変位履歴を明らかにする必要がある。例えば、逆断層区間である北部区間の神城断層では7回のうち2回を顕著な連動型イベントとして抽出できたものの、横ずれ断層区間である中北部~中南部区間では過去の地震時変位量を復元できた回数に限りがある。そのため、特に横ずれ断層帯では地震時変位量を復元する調査手法のさらなる改良や、区間境界付近で精緻な活動時期を集中的に取得する調査戦略などを検討していく必要がある。さらに、確率評価手法においては、神城断層でみられた時間的クラスタリングに対して、ポアソン過程による評価をせざるを得ないのが現状である。今後、多峰性分布を考慮した更新過程に基づく評価手法についても、引き続き検討していく必要がある。

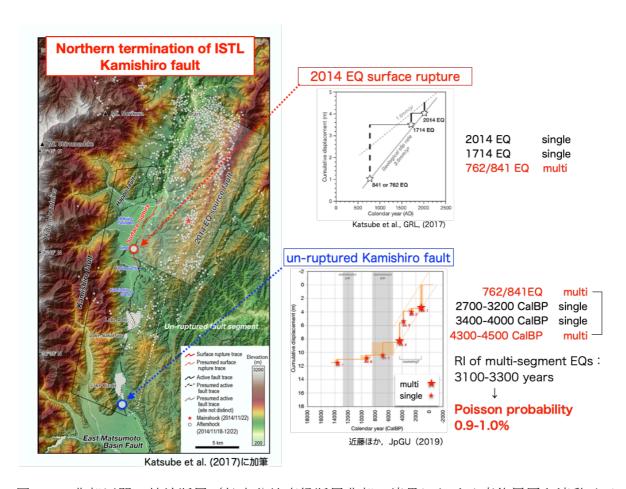


図 164 北部区間の神城断層/松本盆地東縁断層北部の境界における変位履歴と連動イベントのまとめ

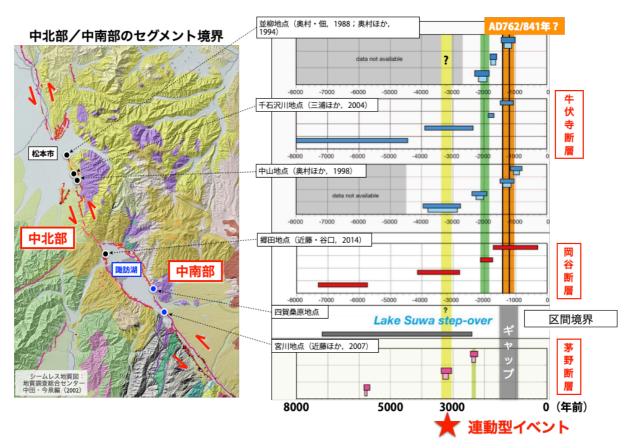


図 165 中北部区間/中南部区間のセグメント境界付近における 活動履歴と連動イベントのまとめ

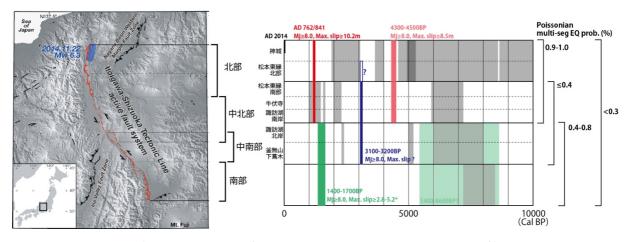


図 166 糸魚川-静岡構造線断層帯における連動履歴・確率試算のまとめ本事業で連動型地震と判断したイベント(赤,青,緑色ボックス)

関東地域の活断層の長期評価(2015)及び本事業で新たに検出された区間単独の活動時期 (灰色ボックス)

## (c) 結論ならびに今後の課題

糸魚川一静岡構造線断層帯の北部区間から中南部区間を対象として、過去の地震時変位量等の変位履歴に基づき連動確率を試算する評価手法を構築する調査研究を実施し、以下の新たな知見を得た。北部区間を構成する神城断層のうち2014年長野県北部の地震では活動しなかった中綱湖周辺において平均変位速度を高精度に推定するため、断層の低下側でボーリング調査を実施した。その結果、約1.3万年以降の湖沼堆積物を切断する複数の断層をコアに認め、上下平均変位速度の最小値が1.1mm/yrであることを明らかにした。今後、断層の隆起側でもボーリング調査を実施し、より正確な累積上下変位量と年代に基づく平均変位速度を明らかにする必要がある。

また、神城断層の南端付近に位置する、木崎湖南方地点における既往のジオスライサー・ボーリング調査結果を再検討した。その結果、湖沼性堆積層の撓曲変形だけでなく東傾斜20~30°の逆断層を認定し、約1.2万年前以降に4回もしくは6回の地震イベントを識別した。平均的な上下変位速度は0.9~1.3 mm/yrと求められる。いずれのイベント回数のケースでも地震時上下変位量が3m程度の活動が2回認められ、変位量と地震断層長のスケーリング則から判断して、これらは少なくとも神城断層全体と松本盆地東縁断層北部の連動型地震と判断できる。その平均再来間隔は5400年程度であり、ポアソン過程では同断層の連動確率は30年で0.6%と試算した。

松本盆地東縁断層北部の池田町会染地区において、S波反射法地震探査及びボーリング調査を実施し、断層の変位・変形構造を詳細に明らかにした。その結果と既存の活動時期等を総合して、同地区では過去約1000年前から約8300年前までに3回の活動が生じ、それぞれ5.0mの地震時変位量を伴っていたと推定した。これらは50km程度の地震断層長に相当し、松本盆地東縁断層北部が単独で活動したとは考えられないため、いずれのイベントも周辺の断層と連動したものと判断した。この場合、連動イベントの平均再来間隔は2400年程度であることから、ポアソン過程の場合、同断層の連動確率は30年で1.2%と試算した。今後、各イベントの正確な変位履歴や長期間の挙動を明らかにする必要がある。

松本盆地東縁断層北部の明科七貴地区でトレンチ調査を実施し、高瀬川の本流性砂礫層を 切断する高角東傾斜の断層をみいだした。最新活動は7~13世紀に生じ、1.2mの上下変位を 伴う。さらに先行する活動は約2400年前以前に限定され、最近2回の活動間隔は最短で1100 年と算出される。今後、横ずれ成分の有無等を検討し、より正確な地震時変位量を復元して、 中北部区間との連動性を検討する必要がある。

北部区間を構成する神城断層のうち2014年長野県北部の地震では活動しなかった中綱湖周辺において平均変位速度を高精度に求めるため、断層の隆起側と低下側でボーリング調査を実施した。その結果、約1.9万年以降の湖沼堆積物を切断する複数の断層が認められ、上下平均変位速度が0.6mm/yr以上、断層低下側の層序を考慮した場合1.4mm/yrである可能性を明らかにした。さらに、最近の活動時期を推定するため、比高1.5m程度の低断層崖を横断して群列ジオスライサー調査を実施した。その結果、最新活動は西暦675~1380年に生じたことが明らかとなった。このイベントは神城断層南部の未破壊区間における最新活動を示し、西暦762年もしくは841年の歴史地震に対応する可能性が高い。

神城断層の南端付近に位置する、木崎湖南方地点における既往のジオスライサー・ボーリング調査結果を再検討した。その結果、湖沼性堆積層の撓曲変形と東傾斜10~20°の逆断層

を複数認定し、約1.4万年前以降に7回の地震イベントを識別した。そのうち地震時上下変位量が3m程度のイベントは2回認められ、変位量と地震断層長のスケーリング則から判断して、これらは神城断層全体と少なくとも松本盆地東縁断層北部との連動型地震と判断できる。その平均再来間隔は3100~3300年であり、ポアソン過程の連動確率は今後30年で0.9~1.0%と試算した。また、最近4回のイベントから求めた平均発生間隔は970~1170年であり、最新活動時期を970~1370年前とした場合、地震後経過率は80~140%、BPTに基づく今後30年以内の地震発生確率は6~17%程度と極めて高いことを明らかにした。今後、より長期間の変位履歴を復元し、多数の連動型イベントと非連動型イベントを検出していく必要がある。

中北部区間を構成する松本盆地東縁断層南部の安曇野市高家地区において、地震時の横ずれ変位量を復元する三次元的なトレンチ・ピット調査を実施した。断層に対して概ね直交方向に流下した埋没チャネル堆積物をもとに、最新活動に伴う横ずれ量を7.1±3.6mと計測した。チャネルは7世紀以降に形成されており、西暦762年もしくは841年に対比される活動に伴い生じたと判断できる。さらに、松本市島内地区において、比高1.5m程度の低断層崖を横断して三次元的にボーリングを配置し、隆起側に残存する旧河道と低下側の埋没チャネル堆積物による横ずれ量を予察的に検討した。その結果、埋没チャネル形成以降に2回の横ずれイベントが生じた可能性が指摘された。今後、年代測定結果を基に、より正確な変位履歴や長期間の挙動を明らかにする必要がある。

松本盆地東縁断層南部の断層形状を把握するため、田沢測線と岡田測線の2測線において P波反射法地震探査を実施した。田沢測線では、断層西側で松本盆地を埋積する第四系と東 側で城山丘陵を構成する鮮新 – 更新統及び下部中新統が深さ1.5km程度までイメージングさ れた。これを基に、地表の活断層に連続する断層面の傾斜が東傾斜75°程度であると推定し た。また、岡田測線では、城山丘陵の東縁付近を限る西傾斜の逆断層が深さ200m程度までイ メージングされた。断層面の傾斜は西傾斜40°ないし45°であり、浅部で松本盆地東縁断層 南部と接合する位置関係にある。そのため、これらの西傾斜の逆断層は、松本盆地東縁断層 南部のバックスラストとして解釈され、独立した震源断層としては挙動しない可能性が示唆 された。

糸静断層帯で最大規模の区間境界である諏訪湖周辺において、中北部区間と中南部区間の連動イベントを検討するため、次の調査を実施した。中北部区間の諏訪湖南岸断層群・岡谷湊地点において、トレンチ・ボーリング調査を実施した。その結果、周辺では少なくとも0.9mm/yrの上下変位速度であると推定した。中南部区間の南端付近に位置する下蔦木断層・下蔦木地点において3Dトレンチ調査、ドローンLiDAR調査、ボーリング調査等を実施した。その結果、調査地点において約1万年前以降に3回の活動が推定され、最近2回の活動に伴う地震時変位量はいずれも約3mであった変位履歴を明らかにした。最新活動は約1400~1700年前に生じ、北部~中北部区間の連動イベント(西暦762年もしくは841年の歴史地震)とは異なるイベントである一方、中南部区間との連動イベントである可能性がある。これらの連動履歴から算出される中南部~南部区間の連動間隔は約3700~7200年である可能性がある。この結果に基づき、ポアソン過程に基づく今後30年間の連動確率を0.4~0.8%と試算した。また、既存の中北部区間および中南部区間における活動履歴や地震時変位量を総合して、過去約1万年間に両区間が連動したイベントは約3000~3200年前の1回であることを推定した。この場合、連動間隔は最小で7000年程度であり、ポアソン過程に基づく今後30年間の連

動確率を0.4%以下と試算した。北部~中南部の3区間に至る連動イベントは、過去1万年間の変位履歴では検出されなかった。特に、南部区間については活動時期を含めて変位履歴をより正確に復元し、より高い信頼度で連動イベントを抽出する必要がある。

さらに、本事業とこれまでの調査研究による変位履歴に基づき、断層帯で生じた連動型地震の連動範囲の推定、連動確率の試算結果を整理した。その結果、北部区間と中北部区間が連動したイベントは、連動範囲は長さ約120km、地震規模はMj8.0程度もしくはそれ以上、連動間隔は約3100~3300年、今後30年間の連動確率は0.9~1.0%と推定した。北部区間の松本盆地東縁断層北部から中北部区間と中南部区間を含む連動イベントは約3100~3200年前に生じ、連動範囲は長さ約78km、地震規模はMj8.0程度もしくはそれ以上、連動間隔は7000年程度以上、今後30年以内の連動確率は0.4%以下と推定した。中南部区間の下蔦木断層と南部区間が連動したイベントは、連動範囲と地震規模は不明、暫定的な連動間隔は約3700~7200年、今後30年以内の連動確率は0.4~0.8%と推定した。糸静断層帯全体の連動イベントは、連動範囲は約160km、地震規模はMj8.0程度もしくはそれ以上、連動間隔は約1万年以上、今後30年間の連動確率は0.3%以下と推定した。

本事業で提示した連動確率の試算は変位履歴の信頼性に大きく依存することから、より多数の地点で地震時変位量とイベントの年代をさらに精緻に復元していく必要がある。また、本評価手法を適用していくためには、変位様式の相違も考慮して変位履歴を明らかにする必要がある。例えば、逆断層区間である北部区間の神城断層では7回のうち2回を顕著な連動型イベントとして抽出できた一方で、横ずれ断層区間である中北部~中南部区間では過去の地震時変位量を復元できた回数に限りがある。そのため、特に横ずれ断層帯では地震時変位量を復元する調査手法のさらなる改良や、区間境界付近で精緻な活動時期を集中的に取得する調査戦略などを検討していく必要がある。また、神城断層の木崎湖南方地点においては変位履歴から判断して、時間的クラスタリング(活動の集中期)や連動型地震と非連動型地震の頻度分布がバイモーダルで生じている可能性もあり、それらを考慮した更新過程に基づく発生確率の評価方法も考案していく必要がある。また、断層の地下形状については、他の研究項目ともさらに連携を深め、より現実的かつ信頼性の高い断層形状を明らかにしていく必要がある。

謝辞:野外調査の実施にあたり長野県危機管理防災課、大町市消防防災課、池田町総務課、安曇野市危機管理課、松本市危機管理課、岡谷市危機管理室、富士見町の各位にご協力を頂きました。掘削調査地の地権者及び耕作者の方々には、調査の趣旨をご理解頂き、土地の使用と掘削をご快諾頂きました。明科七貴トレンチでは、法政大学・杉戸信彦氏、信州大学・原山 智氏、大塚 勉氏、小坂共栄氏、株式会社ダイヤコンサルタント・高瀬信一氏、安曇野市高家トレンチでは、信州大学・原山 智氏、大塚 勉氏、小坂共栄氏、専修大・苅谷愛彦氏、株式会社ダイヤコンサルタント・高瀬信一氏、下蔦木トレンチでは広島大・奥村晃史氏、鶴岡高専・澤祥氏に壁面の解釈について有益な議論を頂きました。皆様に記して御礼申し上げます。

# (d) 引用文献

- 物理探査学会,物理探査ハンドブック 増補改訂版,公益社団法人 物理探査学会,東京,1045p,2016.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会,「糸魚川-静岡構造線断層帯の長期評価(第二版)」, 60p, 2015.
- Katsube, A., H. Kondo, H. Kurosawa, Surface rupturing earthquakes repeated in the 300 years along the ISTL active fault system, central Japan, Geophysical Research Letter, 10.1002/2017GL073746, 2017.
- 木村治夫・中西利典・丸山 正・安藤亮輔・堀川晴央, 糸魚川-静岡構造線活断層系神城 断層における地中レーダー探査, 活断層研究, 38, 1-16, 2013.
- 近藤久雄・奥村晃史・杉下一郎・中田 高,糸魚川-静岡構造線断層系・下蔦木断層の活動 履歴と平均変位速度の再検討.活断層研究,25,75-84,2005.
- 近藤久雄・遠田晋次・奥村晃史・高田圭太,糸魚川-静岡構造線活断層系・松本盆地東縁断層南部に沿う左横ずれ変位地形,地学雑誌,115,208-220,2006.
- Kondo, H., S. Toda, K. Okumura, K. Takada, T. Chiba, A fault scarp in an urban area identified by LiDAR survey: a case study on the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, central Japan, Geomorphology, 101, 731-739, 2008.
- 近藤久雄・杉戸信彦・ 木下博久・池田哲哉,高時間分解能堆積物に基づく古地震履歴復元と不規則な大地震発生 糸静線活断層系・茅野断層のジオスライサー調査-.日本活断層学会 2008 年度秋期学術大会,P-09,2008.
- 近藤久雄・谷口薫・杉戸信彦, 糸魚川-静岡構造線活断層系の最新活動に伴う新たな古地 震像. 地球惑星科学連合大会, SSS34-14, 2014.
- 近藤久雄・谷口薫, 糸魚川ー静岡構造線活断層系中部の諏訪湖周辺における古地震調査. 巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究報告書, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 66,147-158, 2014.
- 近藤久雄・木村治夫,変位履歴に基づく連動性評価のための地形地質調査. 文部科学省研究開発局・国立研究開発法人産業技術総合研究所,活断層の評価に関する調査研究「活断層帯から生じる連動型地震の発生予測に向けた活断層調査研究」平成 29 年度成果報告書, 3-54, 2017.
- 近藤久雄,活断層による連動型地震の発生確率の試算-糸魚川-静岡構造線断層帯・北部区間の事例-,日本地震学会 2018 年度秋季大会講演要旨集,S09-09,2018.
- 近藤久雄・木村治夫・杉戸信彦,変位履歴に基づく連動性評価のための地形地質調査.文部科学省研究開発局・国立研究開発法人産業技術総合研究所,活断層の評価に関する調査研究「活断層帯から生じる連動型地震の発生予測に向けた活断層調査研究」平成30年度成果報告書,4-76,2018.
- 近藤久雄・木村治夫・杉戸信彦・下釜耕太・佐伯健太郎・川島裕貴・亀高正男・高岡宏之, 糸魚川-静岡構造線断層帯・松本盆地東縁断層南部における最新活動時期と横ずれ変位 量,日本活断層学会 2019 年度秋季学術大会,0-7,2019.
- Maruyama, S., Takemura, K., Hirata, T., Yamashita, T. and Danhara, T., Petrographic Properties of Visible Tephra Layers in SG93 and SG06 Drill Core

- Samples from Lake Suigetsu, Central Japan. Journal of Geography (Chigaku Zasshi), 128, 879-903, 2019.
- 丸山 正・遠田晋次・奥村晃史・三浦大助・佐々木俊法・原口 強・都司嘉宣,より詳しい地震活動履歴解明のための地質学および史料地震学的研究,糸魚川-静岡構線断層帯における重点的な調査観測平成 17~21 年度成果報告書,文部科学省研究開発局・国土交通省国土地理院・国立大学法人東京大学地震研究所,230-254,2010.
- 松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文, 1896 年陸羽地震の地震断層, 東京大学地震研究所彙報, 55, 795-855, 1980.
- 松田時彦,最大地震規模による日本列島の地震分帯図,地震研究所彙報,65,289-319,1990.
- 松多信尚・池田安隆・東郷正美・今泉俊文・澤 祥, 2万5千分の1都市圏活断層図「松本」, 国土地理院技術資料 D1-No. 368, 1999.
- 三浦大助・幡谷竜太・阿部信太郎・青柳恭平・宮腰勝義・井上大栄,糸魚川-静岡構造線活断層系中~南部のセグメンテーションモデル,地球惑星科学関連学会2002年合同大会, J029-P011,2002.
- 文部科学省研究開発局・国土交通省国土地理院・東京大学地震研究所,糸魚川ー静岡構造線断層帯における重点的な調査観測平成 17~21 年度成果報告書,362p,2010.
- 奥村晃史・下川浩一・山崎晴雄・佃栄吉,糸魚川-静岡構造線活断層系の最近の地震活動 -牛伏寺断層・松本市並柳地区トレンチ発掘調査-,地震第2輯,46,425-438,1994.
- 奥村晃史・井村隆介・今泉俊文・東郷正美・澤 祥・水野清秀・苅谷愛彦・斉藤英二,糸 魚川-静岡構造線活断層系北部の最近の断層活動-神城断層・松本盆地東縁断層トレン チ発掘調査. 地震 第2輯,50,35-51,1998.
- 奥村晃史・近藤久雄・遠田晋次・高田圭太・木下博久,糸魚川-静岡構造線断層系神城断層南端,木崎地区における古地震調査,日本地球惑星科学連合 2007 年大会,S141-004,2007.
- Ramsey, C. B., Methods for Summarizing Radiocarbon Datasets. Radiocarbon, 59(6), 1809-1833, 2017.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., & van der Plicht, J., IntCall3 and Marinel3 Radiocarbon Age Calibration Curves 0-50,000 Years cal BP. Radiocarbon, 55(4), 2013.
- Rockwell, T. K., Lindvall, S., Herzberg, M., Murbach, D., Dawson, T. & Berger, G., Paleoseismology of the Johnson Valley, Kickapoo, and Homestead Valley faults: Clustering of earthquakes in the Eastern California Shear Zone, Bull. seism. Soc. Am., 90, 1200–1236, 2000.
- 澤 祥・東郷正美・今泉俊文・池田安隆, 1:25,000 都市圏活断層図「茅野」, 国土地理院, 1998.

- Sieh, K., Stuiver, M., Brillinger, D., A more precise chronology of earthquakes produced by the San Andreas Fault in Southern California, JGR 94(B1), 603-623, DOI: 10.1029/JB094iB01p00603, 1989.
- 遠田晋次・奥村晃史・三浦大助・原口 強・都司嘉宣,より詳しい地震活動履歴解明のための地質学および資料地震学的研究.糸魚川ー静岡構造線断層帯における重点的な調査観測平成 19 年度成果報告書,糸魚川ー静岡構造線断層帯における重点的な調査観測,文部科学省研究開発局,国土交通省国土地理院,国立大学法人東京大学地震研究所,84-95,2008.
- 東郷正美·池田安隆·今泉俊文·澤 祥·松多信尚,1:25,000 都市圏活断層図「信濃池田」, 国土地理院技術資料 D.1-No.368,1999.
- 都司嘉宣, 糸静線付近に起きた正徳4年(1714)信州小谷地震と安政5年(1858)大町地震の詳細震度分布, P035, 日本地震学会2003年秋季大会講演要旨集,2003.
- Une, H., On the tectonic landforms in the northwestern part of the Nagano Prefecture, central Japan. Bull. Geogr. Surv. Inst., 29, 88-101, 1985.
- 宇佐美龍夫・石井 寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子,「日本被害地震総覧 599-2012」, 東京大学出版会,東京,694p,2013.
- Wallace R. E., Grouping and migration of surface faulting and variations in slip rates on faults in the Great Basin province, Bull. seism. Soc. Am., 77, 868-876, 1987.
- Wesnousky, S. G., Seismological and structural evolution of strike-slip faults, Nature, 335,340-343, 1988.
- Wesnousky, S.G., Displacement and geometrical characteristics of earthquake surface ruptures: Issues and implications for seismic-hazard analysis and the process of earthquake rupture. Bull. Seismol. Soc. Am. 98, 1609–1632, 2008.
- 山崎晴雄・下川浩一・水野清秀・鹿島 薫,日本海東縁部およびフォッサマグナ周辺の地震 テクトニクスの研究―地殻構造調査.科学技術振興調整費「中部日本活構造地域の地震 テクトニクスに関する研究」第 I 期,第 II 期成果報告書,69-79,1991.

# 3. 2 速度構造不均質を考慮した精密震源決定

## (1) 業務の内容

(a) 業務題目 速度構造不均質を考慮した精密震源決定

### (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	研究企画室長	今西 和俊
国立研究開発法人 産業技術総合研究所	主任研究員	内出 崇彦

## (c) 業務の目的

近年観測された余震等を精密に再決定し、不均質を考慮した三次元地震波速度構造モデルを構築 する。微小地震解析によりメカニズム解を決定し、断層形状を推定する。

# (d) 3ヵ年の年次実施業務の要約

### 1) 平成29年度:

糸魚川一静岡構造線断層帯における地震波速度構造モデルの先行研究をレビューし、当該地域で震源決定を行うに際して適切な速度構造モデルの検討を行った。また、当初計画には入っていなかったが、2017年12月6日に長野県中部で発生した地震(M<sub>j</sub>5.3)とその余震に関して震源決定とメカニズム解推定を行い、松本盆地東縁断層帯の深部における活動である可能性があることを示した。

# 2) 平成30年度:

平成 29 年度の検討結果を踏まえた速度構造モデルを用い、2018 年 5 月 12 日に長野県北部で発生した地震  $(M_j5.2)$  とその余震に関して震源決定とメカニズム解を求め、断層形状と応力場を推定した。また既存カタログから牛伏寺断層直下の断層形状について考察を行った。

## 3) 令和元年度:

糸魚川ー静岡構造線断層帯の中南部・南部の周辺で発生している微小地震の震源再決定を行い、地下における糸魚川ー静岡構造線断層帯の構造を拘束した。また、地震活動の下限が走向に伴って変化する原因について文献調査を行い、断層モデルの下限深度の設定について検討した。

### (2) 令和元年度の成果

# (a) 業務の要約

糸魚川ー静岡構造線断層帯の中南部・南部の周辺で発生している微小地震の震源再決定を行い、地下における糸魚川ー静岡構造線断層帯の構造を拘束した。また、地震活動の下限が走向

に伴って変化する原因について文献調査を行い、断層モデルの下限深度の設定について検討した。

## (b) 業務の成果

# 1) 糸魚川-静岡構造線断層帯中南部・南部における微小地震分布の解析

糸魚川-静岡構造線断層帯の西側において、微小地震活動が見られる。これらと同断層帯との関連を調べるために、微小地震の震源再決定を行った。解析には、2002 年 6 月から 2020 年 2 月 12 日までに図1の範囲で発生した地震について、気象庁一元化処理震源カタログの震源位置を初期値として、同検測値のP波、S波到達時刻を用いて、hypoDD (Waldhauser and Ellsworth, 2000)によって震源位置を再決定した。使用した観測点は、防災科学技術研究所 (Hi-net、K-NET)、気象庁、名古屋大学、東京大学地震研究所、京都大学防災研究所によるものである。地震波速度構造はJMA2001 (上野・他, 2002) を使用した。

最終的に、12349 個の地震の震源位置を再決定することができた。図1に再決定した震源の空間分布を示す。中南部においては、ほぼ鉛直の面が卓越した分布が見られ、その走向は糸魚川一静岡構造線断層帯よりは中央構造線に近いようにも見える(図1(b))。南部においては、明瞭な面構造を認めることはできなかった。南西傾斜の線を引いてみると地震活動に突き当たるが、地震活動だけでは断層面を同定することはできなかった。

糸魚川ー静岡構造線断層帯を挟んで地震活動度に大きな差があることも特徴的である。これは、地質構造に起因する強度の違いなどが原因であると考えられる。

### 2) 地震発生深度についての文献調査

糸魚川-静岡構造線断層帯沿いに発生している地震の深さの下限にはある程度の地域性が見られる(図2)。今回は地震発生深度の下限は一様に設定して断層モデルを作成したが、今後に向けては、地震発生深度についても検討することが必要になると思われる。そのため、今回は地震発生深度に関する文献調査を行った。

地震発生深度を決める要因の一つとして、断層の剪断強度が考えられる。これが温度や圧力によって決められるため、深度によって大きく左右されるのである(Sibson, 1982)。 Tanaka (2004)は、日本列島における地殼熱流量と  $D_{90}$ (特定地域における地震のうち浅い方から 90%にあたる深度)との逆相関を指摘した。近年では、米国南カリフォルニアにおいて、鉱物と熱流量をパラメータにして地震の深度分布を説明する試みも行われている (Hauksson and Meier, 2019)。地質構造と地震学的観測とを結びつけることで、互いに理解を進め、地震活動が低調な地域でも地震発生深度の下限を推定するなどの研究に発展させることができるかもしれない。

大地震が発生した直後の余震においては、地震発生深度の範囲が一時的に広がる可能性があることには注意を要する(細野・他, 2006)。大地震における断層幅をより正確に推定するには、普段の地震発生深度の範囲を参考にしつつも、それが一時的にどの程度広がりうるかを知る必要がある。

### (c) 結論ならびに今後の課題

今年度は、糸魚川-静岡構造線断層帯中南部及び南部周辺における地震活動と同断層帯との間の関係を調べたが、明瞭な関係は見られなかった。南部においては、南西傾斜の断層を仮定した場合、地震活動と矛盾しないとは言えるが、その仮定を積極的に支持するほどの地震学的証拠は見つからなかった。

地震発生深度の下限を決める要因については、米国南カリフォルニアにおいては既に定量的な評価が進んでいることがわかった。また、大地震時及びその直後にのみ地震発生深度の範囲が拡大するという観測事実には注意を要する。大地震の断層モデルの断層幅の設定に直接影響するものであり、そのような地震活動を生む要因を特定するための基礎研究が必要である。

謝辞:気象庁一元化震源カタログを使用させて頂きました。波形解析においては、防災科学技術研究所 Hi-net、気象庁、東京大学地震研究所の定常観測網のデータを利用しました。図は Generic Mapping Tools (Wessel and Smith, 1998) で作成しました。

## (d) 引用文献

- Hauksson, E. and M.-A. Meier, Applying Depth Distribution of Seismicity to Determine Thermo-Mechanical Properties of the Seismogenic Crust in Southern California: Comparing Lithotectonic Blocks, Pure and Applied Geophysics, 176, 1061-1081, doi:10.1007/s00024-018-1981-z, 2019.
- 細野耕司・西政樹・吉田明夫, 内陸大地震の余震活動域の深さの時間変化, 地震 第2輯, 59, 29-37, 2006.
- 中田高・今泉俊文,活断層詳細デジタルマップ,東京大学出版会,68p,2002.
- Sibson, R. H., Fault zone models, heat flow, and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States, Bulletin of the Seismological Society of America, 72, 151-163, 1982.
- Tanaka, A., Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan; II, Crustal thermal structure and its relationship to seismogenic layer, Earth, Planets and Space, 56, 1195-1199, 2004.
- 上野寛・畠山信一・明田川保・舟崎淳・浜田信生, 気象庁の震源決定方法の改善 浅部速度 構造と重み関数の改良-, 験震時報, 65, 123-134, 2002.
- Waldhauser, F. and W. L. Ellsworth, A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, California, Bulletin of the Seismological Society of America, 90, 1353-1368, doi:10.1785/0120000006, 2000.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, New, improved version of the Generic Mapping Tools released, EOS Trans. AGU, 79, 579, 1998.

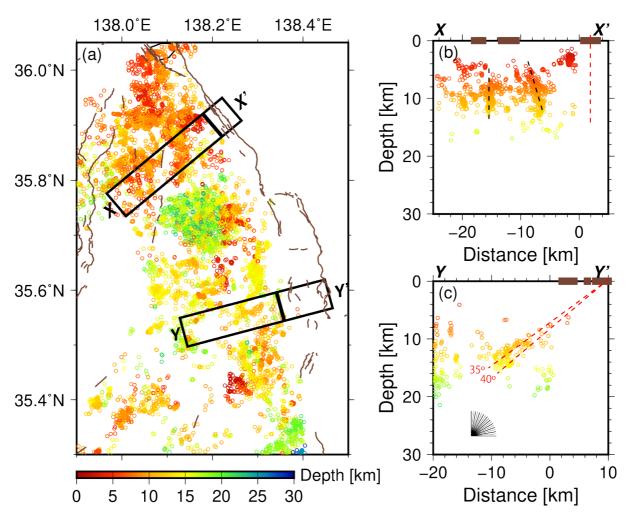


図1 糸魚川-静岡構造線断層帯中南部・南部において 2002 年 6 月から 2020 年 2 月までに発生した地震の(a)水平分布と(b),(c)断面図。中田・今泉(2002)による活断層の位置を茶色線で示す。

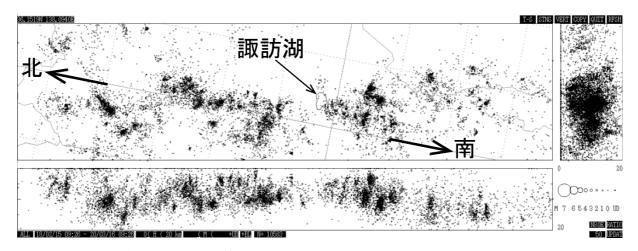


図2 糸魚川ー静岡構造線断層帯沿いに発生している地震の震源分布の断面図。

# (3) 平成 29~令和元年度の成果

### (a) 業務の要約

### 1) 平成 29 年度:

糸魚川-静岡構造線断層帯における地震波速度構造モデルの先行研究をレビューし、当該地域で震源決定を行うに際して適切な速度構造モデルの検討を行った。また、当初計画には入っていなかったが、2017年12月6日に長野県中部で発生した地震(M<sub>j</sub>5.3)とその余震に関して震源決定とメカニズム解推定を行い、松本盆地東縁断層帯の深部における活動である可能性があることを示した。

### 2) 平成30年度:

平成 29 年度の検討結果を踏まえた速度構造モデルを用い、2018 年 5 月 12 日に長野県北部で発生した地震 (M<sub>j</sub>5.2) とその余震に関して震源決定とメカニズム解を求め、断層形状と応力場を推定した。また既存カタログから牛伏寺断層直下の断層形状について考察を行った。

## 3) 令和元年度:

糸魚川-静岡構造線断層帯の中南部・南部の周辺で発生している微小地震の震源再決定を行い、地下における糸魚川-静岡構造線断層帯の構造を拘束した。また、地震活動の下限が走向に伴って変化する原因について文献調査を行い、断層モデルの下限深度の設定について検討した。

### (b) 業務の成果

### 1) 速度構造モデルに関する検討

糸静線をカバーする地震波速度構造モデルについて、先行研究のレビューを行った。表1に 代表的なモデルを、図3に各モデルの解析範囲を示す。Panayotopoulos et al. (2010, 2014) は臨時に設置した稠密地震計アレイのデータを用いて断層帯周辺の3次元速度構造を推定して おり、概ね 10km 以浅で空間解像度が約 5 km に達する高解像度のモデルを求めている。地表地 質との対応も良く、信頼性の高い結果が得られているが、主に地殻内の地震を使っているため、 15kmより深いところの速度構造は基本的に推定できていない。一方、Matsubara and Obara (2011) は深い地震も使って列島規模のトモグラフィー構造を求めており、深部の構造も推定できてい る。しかし、概ね 20km 間隔の定常観測点を用いているため、空間解像度は良いところでも 10km 程度と推定される。図4に Panayotopoulos et al. (2014) と Matsubara and Obara (2011) の モデルの比較を示す。深さ5km 以浅に着目すると、Panayotopoulos et al. (2014) では主に 北部フォッサマグナにおいて顕著な低速度域が確認できる。Matsubara and Obara (2011) でも 同じ場所に低速度域が確認できるが、解像度が低いためぼやけた描像となっている。深さ5km 以深になると、速度不均質が不明瞭になっていくことが確認できる。Takeda et al. (2004) は 大規模屈折法・広角反射法データを用いて、図3に示す3つの測線における速度断面を求めて いる。5km 以浅において速度不均質が大きいという特徴がより明瞭に確認できる。以上のよう な特徴を踏まえると、この地域の構造モデルとして一番良いのは、各速度モデルの良い部分を

使い、統合したモデルを作ることである。しかし、それぞれのモデルの解像度が異なっている 点やモデル間の接合部分の扱いなど、実際に統合モデルを作成する上では難しい問題を抱えている。将来的に統合モデルを構築する可能性は残しつつも、現時点で一番現実的な方法は、5 km 以浅の速度不均質を考慮して代表的な2つの一次元構造モデルを設定し、それでも説明しきれない部分を観測点補正値で補正を行う方法であろう。同様のアプローチは Sakai (2004) や今西・他 (2006) によって行われている。

このアプローチがうまく機能することを示すために、2014年11月22日に発生した長野県北 部の地震(M;6.7)の解析結果(Imanishi and Uchide, 2017)を紹介する。この地域の代表的 な速度構造として、図 5 (a) の 2 つの一次元速度構造を仮定する。この構造は、Panayotopoulos et al. (2014) の初期構造モデルと基本的に同じであり、浅部で異なる速度値を持ち、深さ 10km 以深で同じになる。各観測点においてどちらの速度構造を適用するかは、全観測点について同 一の速度構造を使用して震源を決定したときの走時残差や Panayotopoulos et al. (2014) の 浅部構造を参考に、図 5 (b) のように決定した。解析した地震は、本震と余震だけでなく、本震 の4日前から活動した前震、およびそれ以前に発生していた地震を対象とした。解析期間は2010 年1月1日から2014年12月31日までである。P波とS波の到達時刻には気象庁の読み取りデ ータを使用した。まず初めに、Hirata and Matsu'ura(1987)の hypomh を用いて震源決定し、 観測点毎に走時残差の平均値を計算して観測点補正値を求めた。次に、この観測点補正値を導 入し、再度震源決定と観測点補正値の計算を行うという操作を複数回繰り返した。繰り返し回 数が3回を超えると、走時残差の RMS 値の変化が見られなくなった。そこで本研究では、3回 目の結果を最終の震源とした。最終的な走時残差の RMS 値は、P波は 0.24 秒から 0.12 秒へ、 S波は 0.40 秒から 0.25 秒へ減少した。 推定誤差は平均して水平方向に 218m、鉛直方向に 369 mと見積もられる。前震と本震の震源分布を図6に示す(緑丸)。気象庁一元化震源(青丸)と 比較すると、震源がより集中するようになり、震央分布が全体にやや西に移動する傾向がみら れる (図 6 (a))。分布が西に移動するのは、速度構造の不均質を考慮した結果である。断面図 (図 6 (b)) を見ると、本研究による結果は気象庁一元化震源に比べて浅くなり、少しばらつき があるものの北西方向に傾斜する分布が見えてくる。本震(大きい丸)が全体の分布から外れ ている理由は、P波の到達時刻の読み取りが少ないことと読み取り精度が良くないことに起因 していると考えられる。さらに、波形相関による走時差を計算し、double-difference 法 (Waldhauser and Ellsworth, 2000) により相対決定精度を向上させた。この時の結果を図 6 の赤丸で示す。相対的なアプローチを取ったことで、本震の位置も改善されている。分布はさ らに引き締まり、北西方向に約40°で傾斜する断層面が確認できる。この断層面の走向と傾斜 角は、本震や最大前震 (2014 年 11 月 18 日 21 時 29 分、M<sub>j</sub>2.7) の気象庁 P波初動解 (http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/mech/pdf/mc201411.pdf,2018年3月14日確認) の節面の一つと調和的である。このように、2つの代表的な一次元速度構造モデルに観測点補 正値を導入することで、この地域の不均質速度構造を考慮した震源決定がうまくいくことが確 認できた。

2) 2017年12月6日に発生した長野県中部の地震(M<sub>i</sub>5.3)の解析

2017年12月6日の0時13分、長野県中部で深さ10kmを震源とするM<sub>i</sub>5.3の地震が発生した。 地震調査研究推進本部 地震調査委員会 (2015) の区分けに従うと、糸静線の北部区間南端で発 生した地震になる(図7)。図8に気象庁によるP波初動解 (http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/mech/ini/fig/mc20171206001349.html, 2018 年 認 14 日 確 ) (http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/mech/cmt/fig/cmt20171206001349.html, 2018年 3 月 14 日 確 認 )、防 災 科 学 技 術 研 究 所 の F-net (http://www.fnet.bosai.go.jp/event/tdmt.php?\_id=20171205151200&LANG=ja, 2018年3月14 日確認)、本研究による推定解(後述)を示す。いずれもやや逆断層成分を含む横ずれ型の解で ある。メカニズム解の一つの節面は南北に近い走向を持ち、直近の活断層(松本盆地東縁断層 帯)の地表トレースの走向と調和的である。この地震は当プロジェクトにおいて重要な意味を 持つことから、初年度計画に入っていなかったが解析を進めることにした。以下では震源決定、 メカニズム解推定、応力場推定を行った結果について報告する。

## a)震源決定

解析には、本震の震央から概ね 50km 以内の観測点を使用した(図 9)。本震の波形例を図 10 に示す。解析対象とする地震として、2017 年 12 月 2 日から 2018 年 1 月 22 日までに発生し、気象庁一元化震源カタログに含まれる 20km 以浅の 142 個を選んだ。これらの地震の震央を図 9 のオレンジの丸で示す。1) での検討を踏まえ、震源決定においては 2 つの一次元速度構造(図 5)を仮定した。各観測点においてどちらの速度構造を適用するかについては、2014 年長野県北部の地震の時と同様に、全観測点について同じ速度構造を使用して震源決定したときの走時残差や Panayotopoulos et al. (2014) の浅部構造を参考にして決定した。 P波・S波の走時と P波初動極性は、WIN システム (ト部・東田, 1992) を用いて全て手動検測した。

震源決定は、長野県北部の地震の時と同様に、hypomhによる震源決定と観測点補正値の決定を逐次的に行い、走時残差の RMS 値の変化が見られなくなった3回目の結果を最終の解とした。最終的な走時残差の RMS 値は、P波は0.14 秒から0.06 秒へ、S波は0.33 秒から0.15 秒へ減少した。推定誤差は平均して水平方向に160m、鉛直方向に205mと見積もられる。この時の震源決定の結果を図11の赤丸で示す。気象庁一元化震源(青丸)と比較すると、震源がより集中するようになり、震央分布が全体にやや北西方向に移動する傾向がみられる(図11(a))。分布が北西方向に移動するのは、速度構造の不均質を考慮した結果である。断面図(図11(b))を見ると、震源が浅くなる傾向が確認できる。また、A-A'断面を見ると、気象庁一元化震源ではほぼ鉛直に並ぶのに対して、本研究の結果は50°前後で東傾斜する面状分布が確認できる。この面状分布の走向と傾斜角は気象庁によるCMT解や防災科研のF-net解、本研究によるメカニズム解(後述)の傾斜角(図8)と調和的であり、A-A'に見られる面状分布は余震分布を示していると考えられる。この分布を地表に延ばしていくと、活断層(松本盆地東縁断層帯)の地表トレースにぶつかるように見える。つまり、この活動は、松本盆地東縁断層帯の深部における活動である可能性がある。B-B'断面からは面状分布が確認できないことから、本震の断層はB-B'の領域には達していないと予想される。なお、A-A'断面に見られる面状分布の傾斜角は気

象庁P波初動解の傾斜角(図8)と一致しないが、一つの可能性として、初期破壊のずれが断層運動の全体像とわずかに異なっていたということが考えられる。

余震分布の拡がりから、断層面積は  $S=4\times4$  km² 程度と推定できる。 $M_o=\mu DS$ の関係式に剛性率 $\mu=32$ GPa、地震モーメント  $M_o=4.03\times10^{16}$ Nm(気象庁の CMT 解の推定値)を代入すると、すべり量Dは8 cm と推定される。また、 $\Delta\sigma=2.5M_o/S^{3/2}$ (菊地,1987)の関係式より、応力降下量  $\Delta\sigma$  は 1.6 MPa と推定される。この値は本州における地殻内地震として標準的と言える(Oth et al., 2013)。

## b) メカニズム解推定

P波初動の押し引きデータに加えてP波とS波の振幅値も同時に使い、メカニズム解を推定した。解析手法の詳細は今西・他(2013)を参照されたい。震源決定した地震のうち、P波初動の押し引きデータが 15 個以上ある地震に対して上記手法を適用した。走向、傾斜角、すべり角のグリッドサーチの刻み幅は5°とした。最終的に推定できたメカニズム解は 47 個で、最小の地震は $M_i$ 0.3 である(メカニズム解と同時に推定されるモーメントマグニチュードでは 1.1)。推定されたメカニズム解を図 12 に示す。本震のメカニズム解については、図 8 にも示している。Flohlich(1992)の定義で逆断層型に分類される地震 2 個を除き、横ずれ型もしくは横ずれ成分を多く含む地震である。図 13 (a) に全ての地震のP軸、B軸、T軸を下半球投影(等積投影)で示す。また、図 13 (b) に P軸と T軸の方位分布を地図上に示す。概ね北西ー南東圧縮、北東ー南西伸張で特徴づけられる。

### c) 応力場推定

P軸とT軸の平均的な分布から応力場の傾向がわかるが、定量的に評価するために、推定したメカニズム解に Michael (1984, 1987) の応力テンソルインバージョン法を適用した。推定されるパラメータは、最大主応力  $\sigma_1$ 、中間主応力  $\sigma_2$ 、最小主応力  $\sigma_3$ の方位、そして、応力比  $\phi = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$  の4つである。

図 14 に推定結果を示す。 $\sigma_1$ と $\sigma_3$ はほぼ水平面内に作用しており、それぞれ北西-南東、北東-南西方向を示す。これらの方位は P 軸、T 軸の平均的な方位と調和的である。また、 $\sigma_2$ はほぼ鉛直方向であることから、この地域は横ずれの応力場であることがわかる。ただし、詳しく見ると、 $\sigma_2$  軸と $\sigma_3$  軸が $\sigma_1$  軸に対して  $15^\circ$  ほど回転している。95%信頼区間は狭く、この回転は統計的にも有意である。最適解に対するミスフィット角(最適解から計算されるせん断応力方向とメカニズム解のすべり方向の間の角度)のヒストグラムを図 14(b)に示す。ミスフィット角の平均値は  $11.8^\circ$  であり、対象領域は均一の応力場で説明できることがわかる(Michael,1991)。最適解の応力比  $\sigma$  は  $\sigma$  も と推定された。95%信頼区間からも、 $\sigma$  も  $\sigma$  も  $\sigma$  かや 大きい応力比を持つことが示唆される。ここで推定した応力場は、先行研究(文部科学省研究開発局・他,2010;Terakawa and Matsu'ura,2010;Yukutake et al.,2015)とも基本的に調和的である。

3) 2018年5月12日に発生した長野県北部の地震 (M:5.2) の解析

2018 年 5 月 12 日の 10 時 29 分、長野県北部で深さ 11km を震源とする  $M_j$ 5. 2 の地震が発生した。この地震は 2014 年長野県北部の地震 ( $M_j$ 6. 7) の余震域の南部で発生した地震であり、地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2015) の区分けに従うと、糸魚川一静岡構造線の北部区間に該当する (図 15)。また、図 16 に気象庁による P波初動解 (https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/mech/ini/fig/mc20180512102930.html, 2019 年 3 月 15 日確認)、CMT 解 (https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/mech/cmt/fig/cmt20180512102930.html, 2019 年 3 月 15 日確認)、防災科学技術研究所の F-net 解 (http://www.fnet.bosai.go.jp/event/tdmt.php?\_id=20180512012800&LANG=ja, 2019 年 3 月 15 日確認)、本報告による推定解(後述)を示す。いずれもやや横ずれ成分を含む逆断層型の解である。メカニズム解の一つの節面は南北に近い走向を持ち、直近の神城断層の地表トレースの走向と調和的である。以下では震源決定、メカニズム解推定、応力場推定を行った結果について報告する。

### a) 震源決定

解析には、本震の震央から概ね 50km 以内にある防災科学技術研究所の Hi-net、気象庁、東京大学地震研究所の観測点の地震波形データを使用した(図 17(a))。本震の波形例を図 18 に示す。解析対象とする地震として、2018 年 5 月 12 日から 2018 年 8 月 31 日までに発生し、気象庁一元化震源カタログに含まれる 20km 以浅、マグニチュード 0.5 以上の 106 個を選んだ。これらの地震の震央を図 17 の緑の丸で示す。昨年度の検討を踏まえ、震源決定においては 2 つの一次元速度構造(図 17(b))を仮定した。各観測点においてどちらの速度構造を適用するかについては、全観測点について同じ速度構造を使用して震源決定したときの走時残差やPanayotopoulos et al. (2014) の浅部構造を参考にして決定した。 P波・S波の走時と P波初動極性は、WIN システム(卜部・東田, 1992)を用いて全て手動検測した。

震源決定は hypomh (Hirata and Matsu'ura, 1987) による震源決定と観測点補正値の決定を逐次的に行い、走時残差の RMS 値の変化が見られなくなった 3回目の結果を最終解とした。最終的な走時残差の RMS 値は、P波は 0.15 秒から 0.05 秒へ、S波は 0.28 秒から 0.14 秒へ減少した。推定誤差は平均して水平方向に 103m、鉛直方向に 152mと見積もられる。この時の震源決定の結果を図 19 の赤丸で示す。気象庁一元化震源(黒丸)と比較すると、震源がより集中するようになる。また、速度構造の不均質を考慮した結果、震央分布が全体にやや東に移動する傾向がみられる(図 19(a))。断面図を見ると、気象庁一元化震源では不明瞭であったが、70°で東傾斜する面状分布が確認できる(図 19(b))。この面状分布の走向と傾斜角は気象庁、防災科研、本報告によるメカニズム解(後述)の傾斜角(図 16)と基本的に調和的である。活断層の地表トレースは図 19(b)の x=-4km あたりに位置する。地表トレースとの位置関係から、断層形状は傾斜が浅部で緩くなると推定される(図 19(b)の青の点線)。

図 20 に 2014 年長野県北部の地震  $(M_j6.7)$  の余震分布 (Imanishi and Uchide, 2017) と本報告で推定した 2018 年の活動の震源分布を比較する。2014 年の解析では、図 17(b) と同じ速度構造を用いている。2018 年の活動は断面 f に含まれており、その分布は 2014 年の地震の余震分布と調和的である。2018 年の地震は、2014 年の地震の時に壊れ残した場所で発生したと推定される。

### b) メカニズム解推定

今西・他(2013)に従い、P波初動の押し引きデータに加えてP波とS波の振幅値も同時に使い、メカニズム解を決定した。震源決定した地震のうち、P波初動の押し引きデータが 15 個以上ある地震に対して上記手法を適用し、最終的に 84 個のメカニズム解を推定した。推定できた最小の地震は M<sub>i</sub>0.5 であり、メカニズム解と同時に推定されるモーメントマグニチュードは 1.3 となった。図 21 に推定されたメカニズム解の空間分布を示す。本震のメカニズム解については図 16 にも示している。Flohlich(1992)の定義に従うと、ほとんどの地震が逆断層成分と横ずれ成分の両方を持つタイプの地震である。図 22(a)に全ての地震のP軸、B軸、T軸を下半球投影(等積投影)で、図 22(b)にP軸とT軸の方位分布を地図上に示す。概ね北西ー南東圧縮で特徴づけられる。

# c) 応力場推定

本報告で推定したメカニズム解に Michael (1984, 1987) の応力テンソルインバージョン法を適用し、応力場の推定を行った。図 23 に推定結果を示す。最大主応力 $\sigma_1$ はほぼ水平面内に作用し、北西-南東方向を示す。中間主応力 $\sigma_2$ と最小主応力 $\sigma_3$ はいずれも鉛直、水平面からずれている。これは、この地域が逆断層と横ずれの共存する場であることを意味している。最適解に対するミスフィット角(最適解から計算されるせん断応力方向とメカニズム解のすべり方向の間の角度)のヒストグラムを図 23 (b) に示す。ミスフィット角の平均値は 2.7° であり、対象領域は均一の応力場で説明できることがわかる(Michael, 1991)。最適解の応力比 $\phi$ は 0.5 と推定された。

### 4) 既存地震カタログによる牛伏寺断層の断層形状の考察

2002年10月に牛伏寺断層でまとまった地震活動があった(気象庁、2002)。最大マグニチュードは2.8である。図24(a)に気象庁一元化カタログの震源分布を示すが、牛伏寺断層の直下で鉛直方向に分布している特徴が確認できる。活断層としての牛伏寺断層の断層面は、この地震活動や牛伏寺断層の運動センスが左横ずれであることを考慮し、高角傾斜の断層であると推定されている(地震調査研究推進本部地震調査委員会、2015)。Yano et al. (2017)は hypoDD (Waldhauser and Ellsworth, 2000)を使い、高精度な震源カタログを作成した。このカタログには2002年10月の活動も含まれており、その分布を図24(b)に示す。気象庁一元化カタログに比べると鉛直方向の分布が目立たなくなるものの、それでも鉛直な分布を示すことに変わりはない。精度の高い震源分布からも、この地震活動は牛伏寺断層の高角な断層面に沿った活動であると考えられる。

図 25 は地震活動から地下の断層形状を拘束できた場所を示す。2014 年長野県北部の地震の余震分布 (Imanishi and Uchide, 2017)、2017 年 12 月の長野県中部の地震の余震分布 (文部科学省研究開発局・国立研究開発法人産業技術総合研究所, 2018;本報告(b)-2))、2018 年 5 月の長野県北部の地震の余震分布 (本報告(b)-3)、さらには前述の既存カタログからの考察により推定できた場所である。

# 5) 糸魚川-静岡構造線断層帯中南部・南部における微小地震分布の解析

糸魚川-静岡構造線断層帯の西側において、微小地震活動が見られる。これらと同断層帯との関連を調べるために、微小地震の震源再決定を行った。解析には、2002 年6月から 2020 年2月12日までに図 26 の範囲で発生した地震について、気象庁―元化処理震源カタログの震源位置を初期値として、同検測値の P 波、S 波到達時刻を用いて、hypoDD (Waldhauser and Ellsworth, 2000) によって震源位置を再決定した。使用した観測点は、防災科学技術研究所 (Hi-net、K-NET)、気象庁、名古屋大学、東京大学地震研究所、京都大学防災研究所によるものである。地震波速度構造は JMA2001 (上野・他, 2002) を使用した。

最終的に、12349個の地震の震源位置を再決定することができた。図 26 に再決定した震源の空間分布を示す。中南部においては、ほぼ鉛直の面が卓越した分布が見られ、その走向は糸魚川一静岡構造線断層帯よりは中央構造線に近いようにも見える(図 26(b))。南部においては、明瞭な面構造を認めることはできなかった。南西傾斜の線を引いてみると地震活動に突き当たるが、地震活動だけでは断層面を同定することはできなかった。

糸魚川-静岡構造線断層帯を挟んで地震活動度に大きな差があることも特徴的である。これは、地質構造に起因する強度の違いなどが原因であると考えられる。

# 6) 地震発生深度についての文献調査

糸魚川-静岡構造線断層帯沿いに発生している地震の深さの下限にはある程度の地域性が見られる (図 27)。今回は地震発生深度の下限は一様に設定して断層モデルを作成したが、今後に向けては、地震発生深度についても検討することが必要になると思われる。そのため、今回は地震発生深度に関する文献調査を行った。

地震発生深度を決める要因の一つとして、断層の剪断強度が考えられる。これが温度や圧力によって決められるため、深度によって大きく左右されるのである (Sibson, 1982)。Tanaka (2004)は、日本列島における地殻熱流量と D<sub>90</sub> (特定地域における地震のうち浅い方から 90%にあたる深度)との逆相関を指摘した。近年では、米国南カリフォルニアにおいて、鉱物と熱流量をパラメータにして地震の深度分布を説明する試みも行われている (Hauksson and Meier, 2019)。地質構造と地震学的観測とを結びつけることで、互いに理解を進め、地震活動が低調な地域でも地震発生深度の下限を推定するなどの研究に発展させることができるかもしれない。

大地震が発生した直後の余震においては、地震発生深度の範囲が一時的に広がる可能性があることには注意を要する(細野・他, 2006)。大地震における断層幅をより正確に推定するには、普段の地震発生深度の範囲を参考にしつつも、それが一時的にどの程度広がりうるかを知る必要がある。

表 1 代表的な速度構造モデル

論文	モデル	データ
Matsubara and Obara (2011)	日本列島の3次元トモグラフィー	定常観測点を使用
Panayotopoulos et al. (2010)	糸魚川ー静岡構造線断層帯の中南 部域の3次元トモグラフィー	定常観測点及び 臨時観測点を使用
Panayotopoulos et al. (2014)	糸魚川ー静岡構造線断層帯の中北 部域の3次元トモグラフィー	定常観測点及び 臨時観測点を使用
Takeda et al. (2004)	北部フォッサマグナの速度断面	大規模屈折法・広角反 射法データを使用

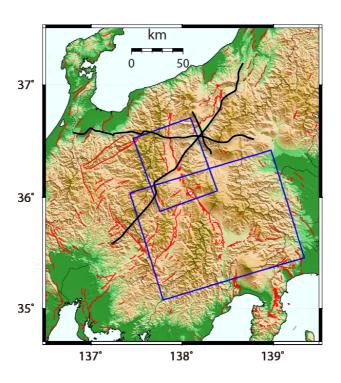


図3 代表的な速度構造モデルの解析範囲。青の枠内は Panayotopoulos et al. (2010, 2014) による解析範囲、黒線は Takeda et al. (2004) による速度断面の位置を示す。Matsubara and Obara (2011) は図の全ての範囲をカバーしている。赤線は中田・今泉 (2002) による活断層線。背景の地形図は国土地理院の数値標高モデル (50mメッシュ)。

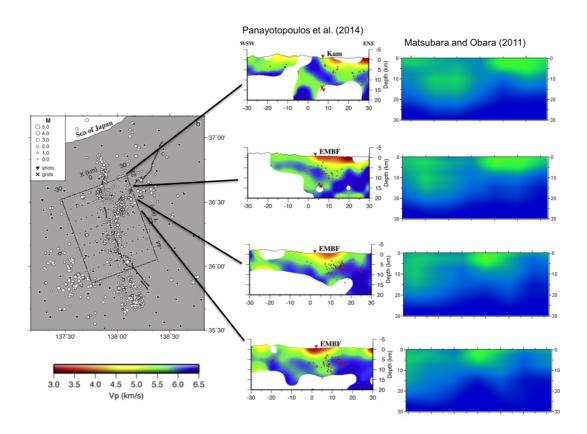


図4 Panayotopoulos et al. (2014) と Matsubara and Obara (2011) の速度構造の比較。
Panayotopoulos et al. (2014) の Fig. 4, Fig. 7を修正加筆。Matsubara and Obara (2011) の 速度断面は日本列島三次元地震波速度構造表示ソフトウェア (http://www.hinet.bosai.go.jp/topics/sokudo\_kozo/software.php?LANG=ja) を使って作成。

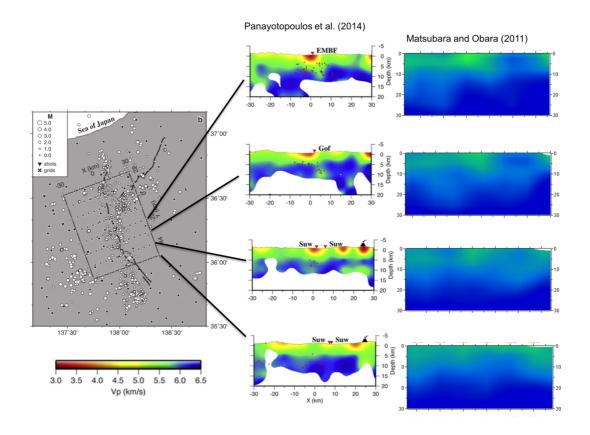


図4 (続き)

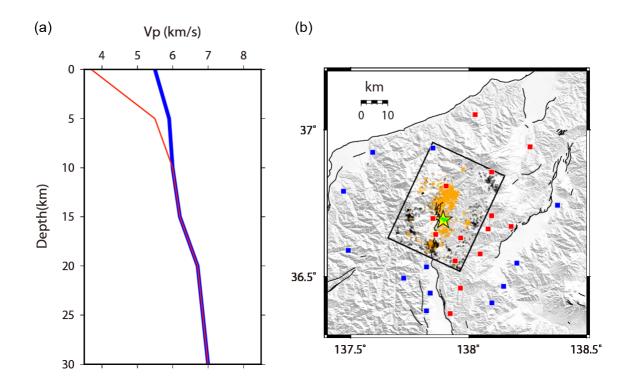


図5 Imanishi and Uchide (2017) が 2014 年長野県北部の地震の震源決定に用いた P 波速度構造 (a) と観測点分布(b)。青の観測点には青色の速度構造を、赤の観測点には赤色の速度構造を仮定する。S 波速度は P 波速度の $1/\sqrt{3}$ と仮定した。黄色の星は本震を示す。小さな丸は、オレンジが余震、緑は前震、黒はそれ以前の期間の定常的な地震活動を示す。黒線は中田・今泉 (2002) による活断層線。背景の地形図は国土地理院の数値標高モデル (50mメッシュ)。

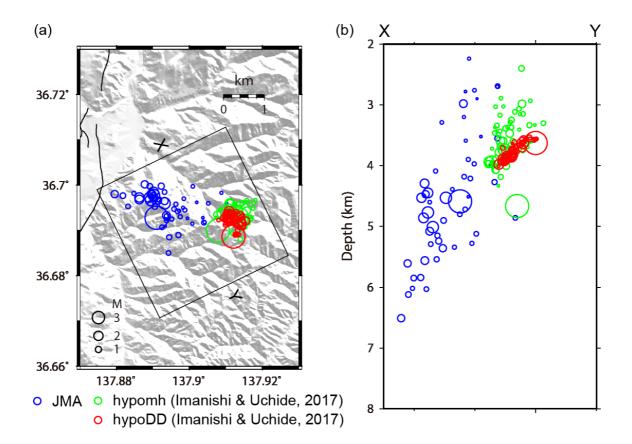


図 6 Imanishi and Uchide (2017) による 2014 年長野県北部の地震の前震の震源決定結果 (緑、赤)。緑丸は hypomh (Hirata and Matsu'ura, 1987) による結果、赤丸は hypoDD (Waldhauser and Ellsworth, 2000) による結果をそれぞれ示す。青丸は気象庁一元化震源を示す。黒線は中田・今泉 (2002) による活断層線。背景の地形図は国土地理院の数値標高モデル (10mメッシュ)。

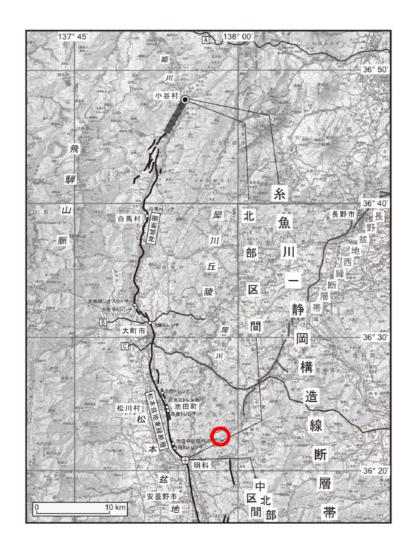


図7 2017年12月6日に発生した長野県中部の地震 (M<sub>j</sub>5.3) の震央 (赤丸)。地震調査研究推進本部 地震調査委員会 (2015) の図2-1に加筆。

気象庁 P波初動解



走向: 354° 傾斜角: 72° すべり角:27°

気象庁 CMT解



走向: 350° 傾斜角: 55° すべり角:24°

防災科研 F-net解



走向: 352° 傾斜角: 43° すべり角:19°

本研究

走向: 345° 傾斜角: 55° すべり角:25°

図8 2017年12月6日に発生した長野県中部の地震 (M<sub>i</sub>5.3) の発震機構解。左から順番に気象 庁のP波初動解、CMT 解、防災科学技術研究所のF-net 解、本研究の推定解を示す。気象庁 CMT 解とF-net 解はベストダブルカップル解を示す。ビーチボールの下に、南北走向に近い節面の走 向、傾斜角、すべり角を示す。

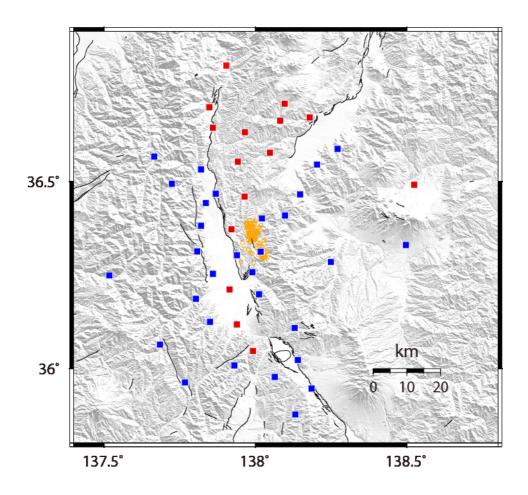


図9 解析対象の地震(オレンジの丸)と観測点分布(四角)。青の観測点には図5の青色の速度構造を、赤の観測点には図5の赤色の速度構造を仮定する。黒線は中田・今泉(2002)による活断層線。背景の地形図は国土地理院の数値標高モデル(50mメッシュ)。

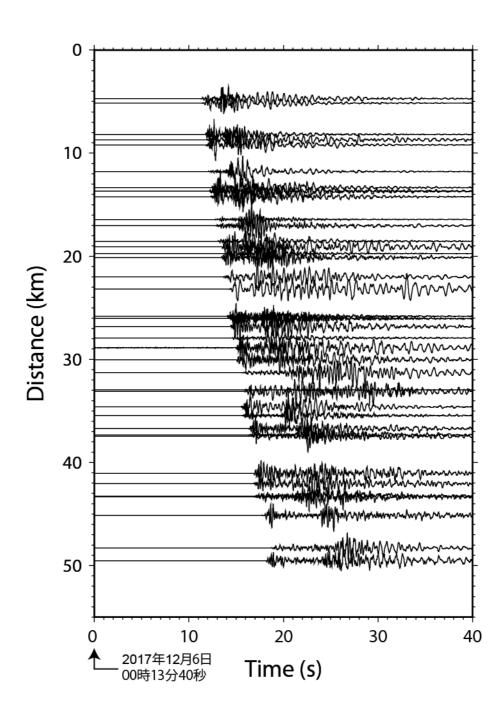


図 10 2017 年 12 月 6 日に発生した長野県中部の地震  $(M_j 5.3)$  の本震の観測波形例 (上下動成分)。 振幅値は各観測点の最大値により規格化している。

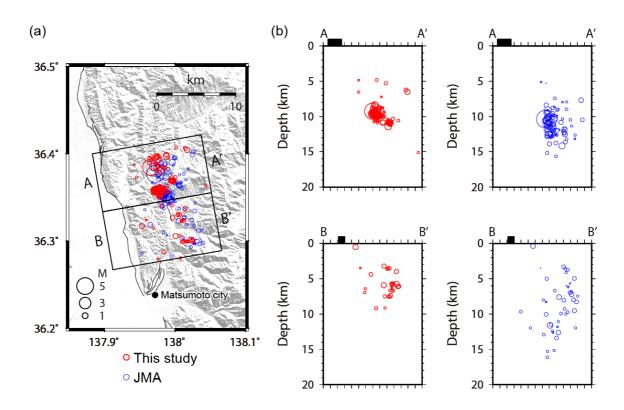


図 11 震源決定結果。青丸は気象庁一元化震源、赤丸は本研究による結果を示す。(a) 震央分布。(b) 断面図。A-A'、B-B'の範囲は(a) に示す。黒の長方形は各断面に含まれる長野盆地東縁断層帯の地表トレースの範囲を示す。黒線は中田・今泉(2002)による活断層線。背景の地形図は国土地理院の数値標高モデル(50mメッシュ)。

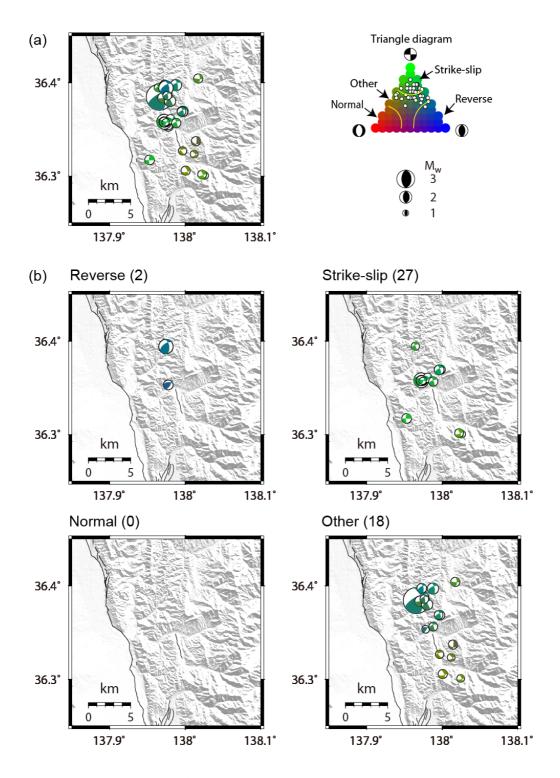


図12 (a)推定された発震機構解。逆断層成分、横ずれ成分、正断層成分それぞれの強さの比率に応じてビーチボールの色分けをしている。Flohlich (1992) の三角ダイアグラムをカラー表示したものを右上に示す。三角ダイアグラム上でのそれぞれの地震の位置を白丸で示す。ビーチボール (等積投影の下半球投影) の大きさはモーメントマグニチュード (Mw) に比例する。(b)断層タイプごとの空間分布。左上のカッコ内の数字は地震の個数を示す。黒線は中田・今泉 (2002)による活断層線。背景の地形図は国土地理院の数値標高モデル (50mメッシュ)。

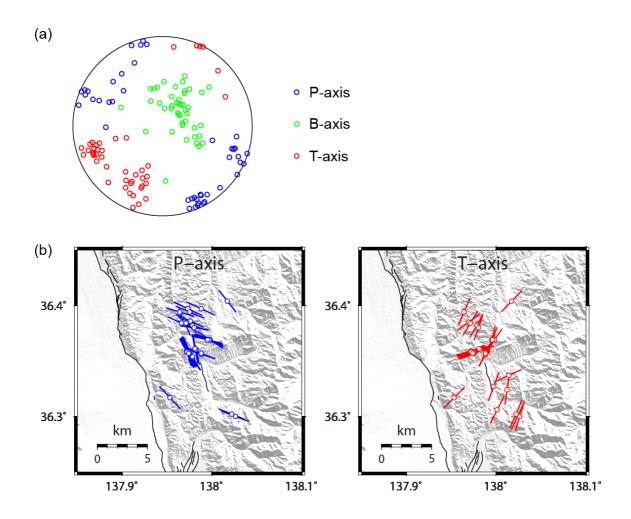


図 13 (a) P軸、B軸、T軸の分布(等積投影の下半球投影)。(b) plunge 角が 30 度以下の地震のP軸およびT軸方位分布。黒線は中田・今泉(2002)による活断層線。背景の地形図は国土地理院の数値標高モデル(50mメッシュ)。

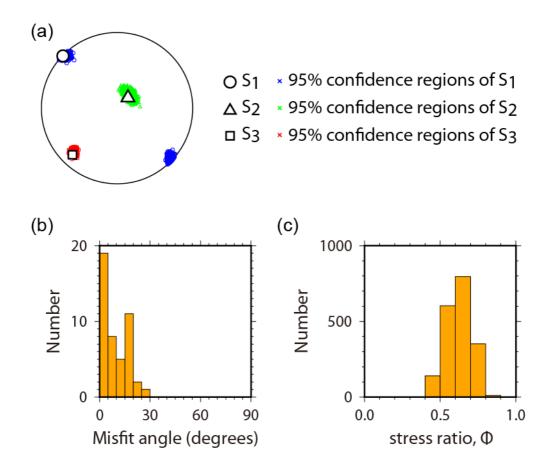


図 14 応力テンソルインバージョン結果。(a)主応力軸の最適解と 95%信頼区間(等積投影の下半球投影)、(b)最適解に対するミスフィット角(最適解から計算されるせん断応力方向と発震機構解のすべり方向の間の角度)のヒストグラム、(c) 95%信頼区間に含まれる応力比 $\phi$ のヒストグラムをそれぞれ示す。

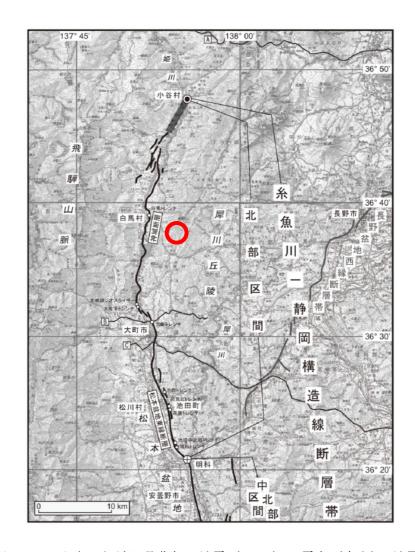


図 15 2018 年 5 月 12 日に発生した長野県北部の地震 (M<sub>j</sub>5. 2) の震央 (赤丸)。地震調査研究推 進本部 地震調査委員会 (2015) の図 2 - 1 に加筆。

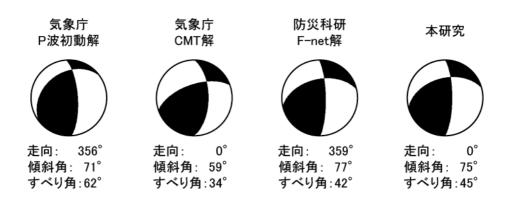


図 16 2018年5月12日に発生した長野県北部の地震 (M<sub>i</sub>5.2) のメカニズム解。左から順番に気象庁のP波初動解、CMT 解、防災科学技術研究所のF-net 解、本研究の推定解を示す。気象庁 CMT 解と F-net 解はベストダブルカップル解を示す。ビーチボールの下に、南北走向に近い節面の走向、傾斜角、すべり角を示す。

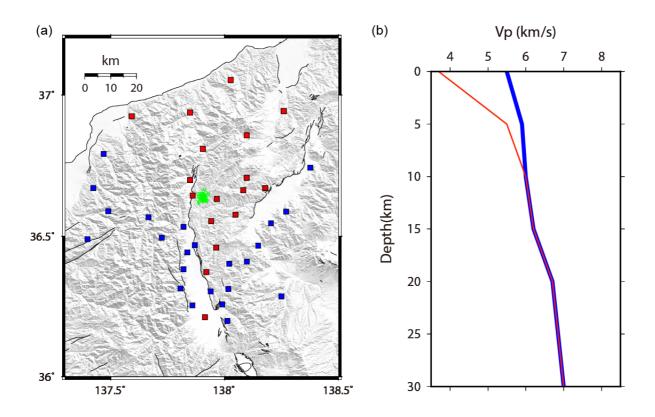


図 17 (a) 解析対象の地震(緑の丸)と観測点分布(四角)。黒線は中田・今泉(2002)による活断層線。背景の地形図は国土地理院の数値標高モデル( $50 \, \mathrm{m}$ メッシュ)。(b) 速度構造モデル。 a の青の観測点には青色の速度構造を、赤の観測点には赤色の速度構造を仮定する。 S 波速度は P 波速度の $1/\sqrt{3}$  と仮定した。

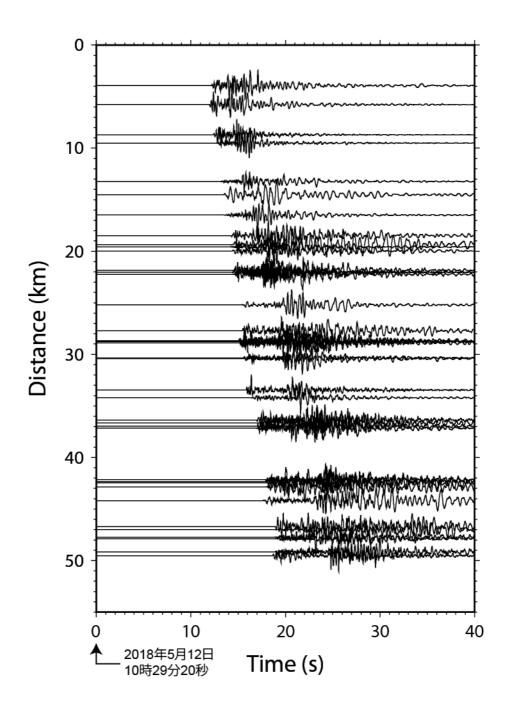


図 18 2018 年 5 月 12 日に発生した長野県北部の地震  $(M_j 5.2)$  の本震の観測波形例 (上下動成分)。 振幅値は各観測点の最大値により規格化している。

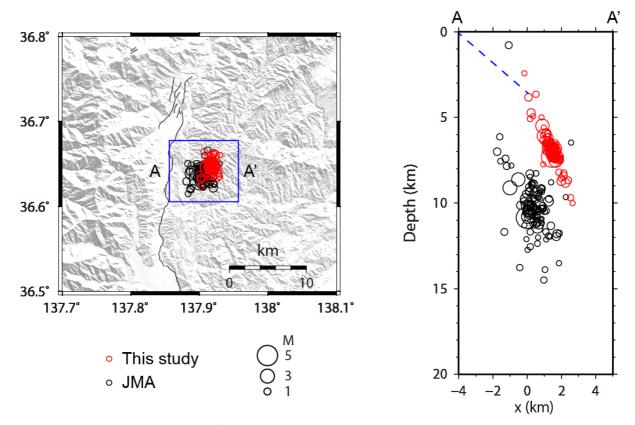


図 19 震源決定結果。黒丸は気象庁一元化震源、赤丸は本研究による結果を示す。(左) 震央分布。 黒線は中田・今泉 (2002) による活断層線。背景の地形図は国土地理院の数値標高モデル (50m メッシュ)。(右) 東西断面図。青点線は地表トレースとの位置関係から推定した浅部の断層形状。

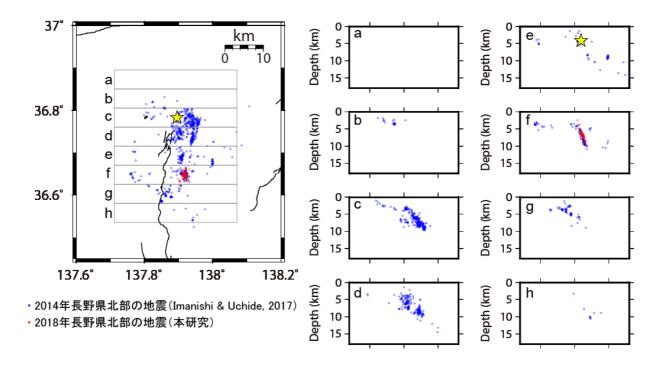


図 20 2014 年長野県北部の地震の余震分布 (Imanishi and Uchide, 2017) (青) と本研究で決定した 2018 年長野県北部の地震の余震分布 (赤)。 黄色の星は 2014 年長野県北部の地震の本震。

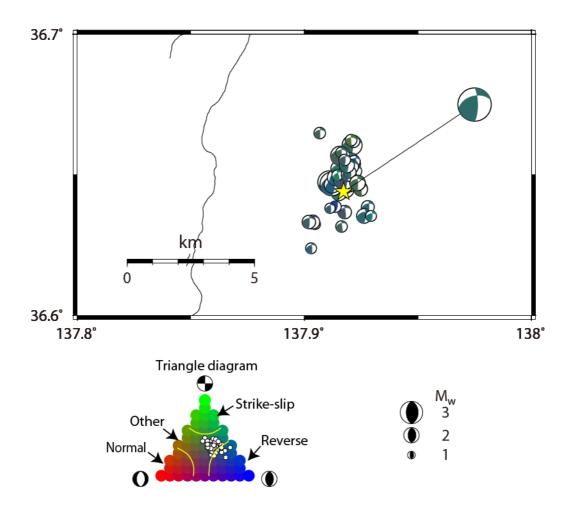


図 21 推定された発震機構解。逆断層成分、横ずれ成分、正断層成分それぞれの強さの比率に応じてビーチボールの色分けをしている。Flohlich(1992)の三角ダイアグラムをカラー表示したものを下に示す。三角ダイアグラム上でのそれぞれの地震の位置を白丸で示す。ビーチボール(等積投影の下半球投影)の大きさはモーメントマグニチュード(M<sub>w</sub>)に比例する。黒線は中田・今泉(2002)による活断層線。

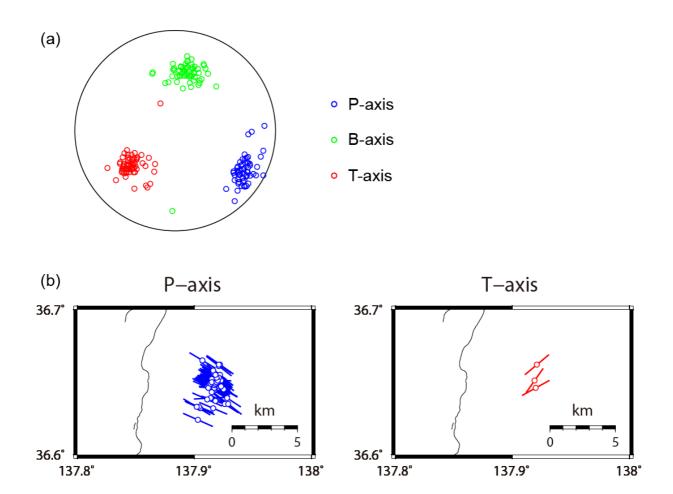


図 22 (a) P軸、B軸、T軸の分布 (等積投影の下半球投影)。(b) plunge 角が 30 度以下の地震のP軸およびT軸方位分布。黒線は中田・今泉 (2002) による活断層線。

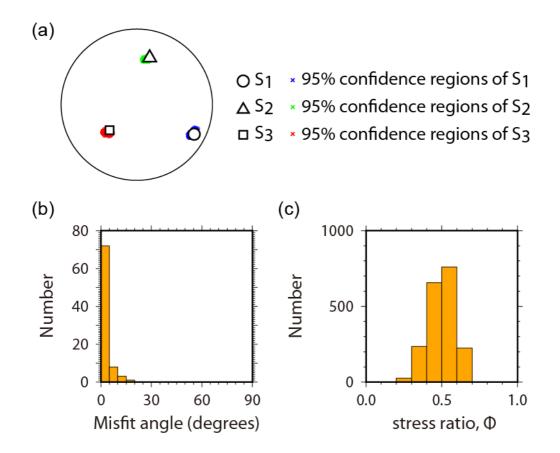


図 23 応力テンソルインバージョン結果。(a) 主応力軸の最適解と 95%信頼区間 (等積投影の下半球投影)、(b) 最適解に対するミスフィット角 (最適解から計算されるせん断応力方向と発震機構解のすべり方向の間の角度) のヒストグラム、(c) 95%信頼区間に含まれる応力比 φ のヒストグラムをそれぞれ示す。

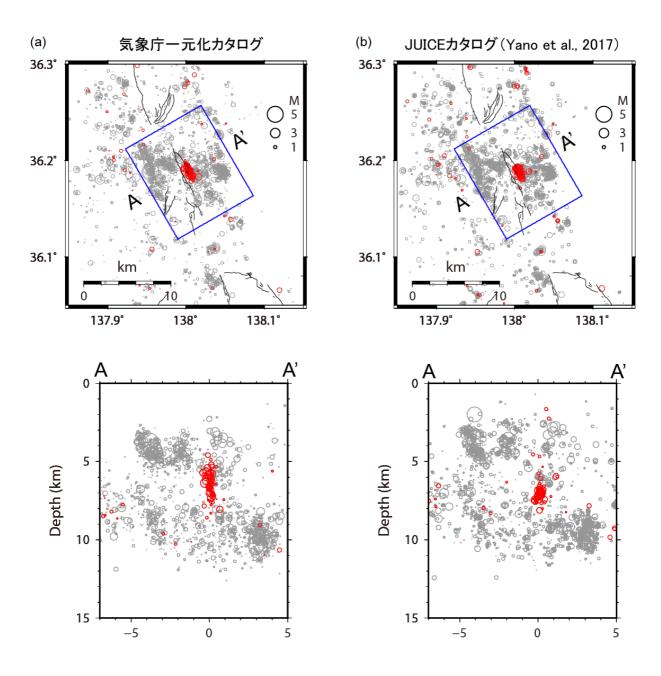


図 24 牛伏寺断層周辺の震源分布。2002 年 10 月の地震活動を赤丸で、2001 年 1 月から 2012 年 12 月までの地震活動を灰色の丸で示す。(a) 気象庁一元化カタログ、(b) JUICE カタログ (Yano et al., 2017)。

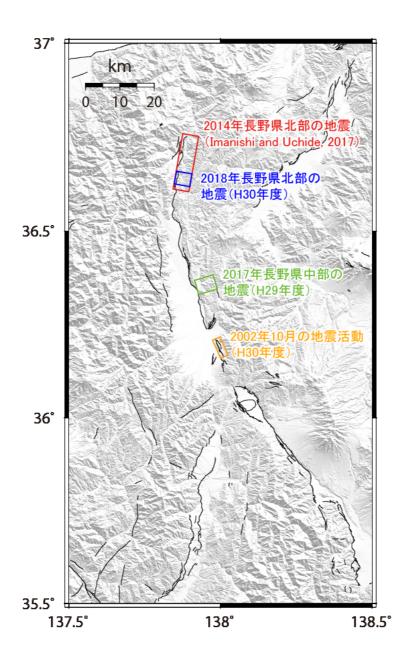


図25 地震データから断層形状を推定した領域。

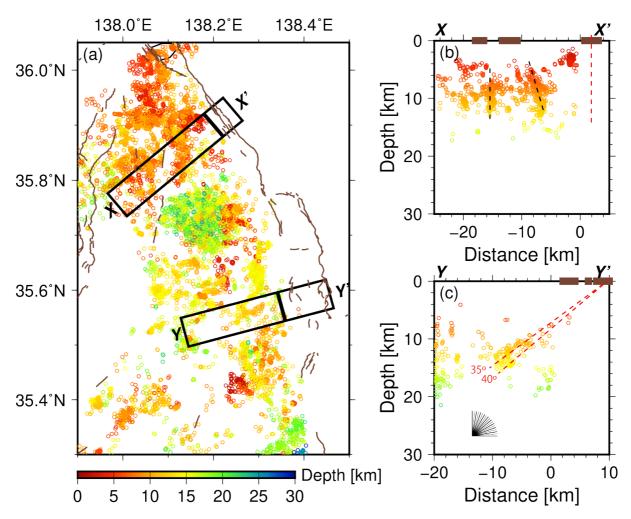


図 26 糸魚川-静岡構造線断層帯中南部・南部において 2002 年 6 月から 2020 年 2 月までに発生した地震の(a)水平分布と(b),(c)断面図。中田・今泉(2002)による活断層の位置を茶色線で示す。

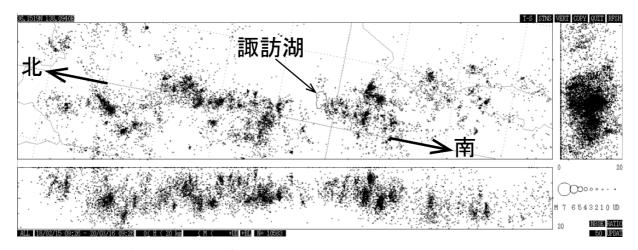


図 27 糸魚川-静岡構造線断層帯沿いに発生している地震の震源分布の断面図。

# (c) 結論ならびに今後の課題

まず、糸静線の速度構造モデルについてレビューを行い、この地域において震源決定を行う上で適切な構造モデルについて検討を行った。また、当初計画には無かったが、2017年12月6日の長野県中部の地震 (M<sub>j</sub>5.3) の解析を進めた。今年度の検討を踏まえた構造モデルを用いて震源決定を行い、余震分布は50°前後で東傾斜することを明らかにした。活断層の地表トレースとの位置関係から、松本盆地東縁断層帯の深部における活動であった可能性がある。

今後は糸静線全体の地震データを解析していくことになるが、2010年以降だけでも解析対象地 震が数千イベントある。気象庁一元化カタログには微小地震のP波初動極性が含まれていないこ とが多く、メカニズム解まで推定するためには独自の読み取りが必要になる。短期間で結果を出 すためには、信頼性の高い自動処理手法の開発も並行して検討していく必要がある。

検討結果を踏まえて速度構造モデルを設定し、2018年5月12日に発生した長野県北部の地震 (M j5.2) の震源決定とメカニズム解決定を行った。余震分布は約70°の高角東傾斜を示し、2014年長野県北部の地震の余震分布の傾向と調和的であった。2018年の地震は、2014年の地震で壊れ残した場所で発生したと予想される。活断層の地表トレースとの位置関係から、傾斜角は浅部で緩くなると推定される。本震、余震のメカニズム解から推定される応力場は北西ー南東圧縮の横ずれ成分を含む逆断層場を示す。牛伏寺断層に関しては、既存カタログから断層形状を考察した。この断層直下では2002年10月に特徴的な地震活動が発生しており、hypoDDを用いた精密震源結果からも活断層としての牛伏寺断層は、高角傾斜であることが支持された。

糸魚川一静岡構造線断層帯中南部及び南部周辺における地震活動と同断層帯との間の関係を調べたが、明瞭な関係は見られなかった。南部においては、南西傾斜の断層を仮定した場合、地震活動と矛盾しないとは言えるが、その仮定を積極的に支持するほどの地震学的証拠は見つからなかった。

地震発生深度の下限を決める要因については、米国南カリフォルニアにおいては既に定量的な評価が進んでいることがわかった。また、大地震時及びその直後にのみ地震発生深度の範囲が拡大するという観測事実には注意を要する。大地震の断層モデルの断層幅の設定に直接影響するものであり、そのような地震活動を生む要因を特定するための基礎研究が必要である。

謝辞:本研究では気象庁一元化震源カタログを使用させて頂きました。波形解析においては、防 災科学技術研究所 Hi-net、気象庁、東京大学地震研究所の定常観測網のデータを利用しました。 図は Generic Mapping Tool (Wessel and Smith, 1998) で作成しました。

### (d) 引用文献

Flohlich, C., Triangle diagrams: ternary graphs to display similarity and diversity of earthquake focal mechanisms, Phys. Earth Planet. Interiors, 75, 193-198, 1992.

Hauksson, E. and M.-A. Meier, Applying Depth Distribution of Seismicity to Determine Thermo-Mechanical Properties of the Seismogenic Crust in Southern California: Comparing Lithotectonic Blocks, Pure and Applied Geophysics, 176, 1061-1081, doi: 10.1007/s00024-018-1981-z, 2019.

- Hirata, N. and M. Matsu' ura, Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, Phys. Earth Planet. Inter., 47, 50-61, 1987.
- 細野耕司・西政樹・吉田明夫, 内陸大地震の余震活動域の深さの時間変化, 地震 第2輯, 59, 29-37, 2006
- Imanishi, K. and T. Uchide, Non-self-similar source property for microforeshocks of the 2014 M<sub>w</sub> 6.2 Northern Nagano, central Japan, earthquake, Geophys. Res. Lett., 44, 5401-5410, doi:10.1002/2017GL073018, 2017.
- 今西和俊・長郁夫・桑原保人・平田直・Yannis Panayotopoulos, 糸魚川ー静岡構造線活断層系中・南部域における微小地震の発震機構解,活断層・古地震研究報告, 6,55-70,2006.
- 今西和俊・武田直人・桑原保人,2011年東北地方太平洋沖地震の発生後に活発化した霞ヶ浦南端直下の正断層型地震活動,地震2,66,47-66,DOI:10.4294/zisin.66.47,2013.
- 気象庁, 平成 14 年 10 月 地震・火山月報 (防災編), 57p, 2002, https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/gaikyo/monthly/200210/monthly200210.pdf, (2019年3月15日確認).
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会, 糸魚川-静岡構造線断層帯の長期評価(第2版), 2015, https://www.jishin.go.jp/main/chousa/15apr\_chi\_kanto/ka\_21.pdf (2018 年3月 14 日確認).
- 菊地正幸, 6. 地震の発生機構, 地震の事典, 宇津徳治総編集, 朝倉書店, 568 p, 1987.
- Matsubara, M. and K. Obara, The 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku earthquake related to a strong velocity gradient with the Pacific plate, Earth Planets Space, 63, 663-667, 2011.
- 中田高・今泉俊文,活断層詳細デジタルマップ,東京大学出版会,68p,2002.
- Michael, A. J., Determination of stress from slip data: faults and folds, J. Geophys. Res., 89 (B13), 11,517-11,526, 1984.
- Michael, A. J., Stress rotation during the Coalinga aftershock sequence, J. Geophys. Res., 92 (B8), 7963-7979, 1987.
- Michael, A. J., Spatial variations in stress within the 1987 Whittier Narrows, California, aftershock sequence: New techniques and results, J. Geophys. Res., 96 (B4), 6303-6319, 1991.
- 文部科学省研究開発局・国土交通省国土地理院・東京大学地震研究所,糸魚川-静岡構造線断層帯 における 重点的 な調査観測 平成 17-21 年度成果報告書,362 p, 2010, https://www.jishin.go.jp/main/chousakenkyuu/itoshizu\_juten/h21/index.htm, (2018年3月14日確認).
- 文部科学省研究開発局・国立研究開発法人産業技術総合研究所,活断層の評価に関する調査研究 「活断層帯から生じる連動型地震の発生予測に向けた活断層調査研究」平成29年度成果報告書, 114p, 2018.
- 中田高・今泉俊文,活断層詳細デジタルマップ,東京大学出版会,68p,2002.
- Oth, A., On the characteristics of earthquake stress release variations in Japan, Earth

- Planets Sci. Lett., 377-378, 132-141, http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.06.037, 2013.
- Panayotopoulos, Y., N. Hirata, H. Sato, T. Iwasaki, A. Kato, K. Imanishi, Y. Kuwahara, and I. Cho, Seismicity and crustal structure in the vicinity of the southern Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, Earth Planets Space, 62, 223-235, 2010.
- Panayotopoulos, Y., N. Hirata, H. Sato, A. Kato, K. Imanishi, Y. Kuwahara, I. Cho, T. Takeda, and Y. Asano, Investigating the role of the Itoigawa-Shizuoka tectonic line towards the evolution of the Northern Fossa Magna rift basin, Tectonophysics, 615-616, 12-26, 2014.
- Sakai, S., Seismicity of the northern part of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, Earth Planets Space, 56, 1279-1283, 2004.
- Sibson, R. H., Fault zone models, heat flow, and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States, Bull. Seism. Soc. Am., 72, 151-163, 1982.
- Takeda, T., H. Sato, T. Iwasaki, N. Matsuta, S. Sakai, T, Iidaka, and A. Kato, Crustal structure in the northern Fossa Magna region, central Japan, modeled from refraction/wide-angle reflection data, Earth Planets Space, 56, 1293-1299, 2004.
- Tanaka, A., Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan; II, Crustal thermal structure and its relationship to seismogenic layer, Earth Planets Space, 56, 1195-1199, 2004.
- Terakawa, T. and M. Matsu'ura, The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events, Tectonics, 29, TC6008, doi:10.1029/2009TC002626, 2010.
- 上野寛・畠山信一・明田川保・舟崎淳・浜田信生,気象庁の震源決定方法の改善 浅部速度構造と重み関数の改良-,験震時報,65,123-134,2002.
- ト部卓・東田進也, WIN 微小地震観測網波形検測支援のためのワークステーション・プログラム (強化版), 地震学会予稿集, no. 2, 331, 1992.
- Waldhauser, F. and W. L. Ellsworth, A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward fault, California, Bull. Seism. Soc. Am., 90, 1353-1368, 2000.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, New, improved version of the Generic Mapping Tools released, EOS Trans. AGU, 79, 579, 1998.
- Yano T. E, T. Takeda, M. Matsubara, and K. Shiomi, Japan Unified hIgh-resolution relocated catalog for earthquakes (JUICE): Crustal seismicity beneath the Japanese Islands. Tectonophysics, 702:19-28, doi:10.1016/j.tecto.2017.02.017, 2017.
- Yukutake, Y., T. Takeda, and A. Yoshida, The applicability of frictional reactivation theory to active faults in Japan based on slip tendency analysis. Earth Planet. Sci. Lett., 411, 188-198, http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2014.12.005, 2015.

# 3. 3 三次元有限要素法による断層変位計算

### (1) 業務の内容

(a) 業務題目 三次元有限要素法による断層変位計算

### (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	主任研究員	竿本 英貴

#### (c) 業務の目的

糸魚川-静岡構造線断層帯を対象として、複雑な断層形状を反映させた三次元有限要素解析を実施し、断層面の相互作用を考慮した上で断層変位分布を明らかにする。すなわち、サブテーマ1で得られる断層面情報およびサブテーマ2で得られる広域応力場情報を入力とし、複数のシナリオについて断層変位分布を検討する。なお、複数のシナリオに関する検討結果は、サブテーマ4におけるシナリオ設定と関連している。

### (d) 3ヵ年の年次実施業務の要約

### 1) 平成 29 年度:

糸魚川一静岡構造線断層帯への適用を念頭において、複数の断層面を取り扱うことができる有限要素解析プログラムのプロトタイプを構築した。また、松田式を断層面上物性に反映させることにより、変位解析の信頼性を向上させる工夫を施した。

# 2) 平成 30 年度:

主としてサブテーマ1で得られる予定の断層面の地下形状に関する情報を解析プログラムに取り込み、断層帯の三次元有限要素メッシュを生成した。対象地域は、糸魚川ー静岡構造線断層帯の北部区間および中北部区間とした。

#### 3) 令和元年度:

中南部区間についても有限要素メッシュを生成するとともに、全業務期間を通じて 作成した有限要素メッシュについて変位解析を実施し、断層面周辺の変位分布およ び断層面間の相互作用を明らかにした。また、得られた結果のまとめを行った。

### (2) 令和元年度の成果

#### (a) 業務の要約

活断層周辺で地震時に地表で生じる変状を数値解析等の手法で予測することは、変状が 社会基盤施設に与える影響を考察する上で重要である。変形予測では、断層面形状、地下 構造、広域応力場、岩盤材料特性、松田式に代表されるスケーリング則など様々な情報を 積極的に統合・活用することが肝要である。

令和元年度における業務は、サブテーマ1およびサブテーマ2の結果が得られるまでの 年度の前半における業務と、サブテーマ1および2の情報を得た後の年度の後半における 業務に分けられる。年度前半では、中南部区間に属する諏訪盆地に対して推定されているプルアパートベイズン(プルアパート盆地)を念頭において、有限要素解析によって断層面間の距離および断層面に作用する主応力の方位を様々に変化させ、断層面配置と主応力方位の違いがプルアパート形成にどのように影響するのかについて715ケースにおよぶ有限要素解析を実施し、プルアパート構造に関する基本的な知見を得た。年度後半では、平成29年度に作成したスケーリング則(松田式)を組み込んだ有限要素解析手法を糸魚川ー静岡構造線断層帯の中南部区間に適用する際に必要となる断層帯の三次元有限要素メッシュを生成した(北部区間・中北部区間は平成30年度に構築済)。断層面の配置および幾何学形状は、サブテーマ1の調査結果から得られる最新の知見を、また、北部区間から中南部区間にいたる広域応力場はサブテーマ2の応力解析結果から得られる最新の知見をそれぞれ反映させた。最後に北部区間・中北部区間・中南部区間の3つの区間に対する最新知見を反映させた有限要素モデルについて変形解析を実施し、断層面周辺の変位分布形態を定量的に評価した。

#### (b) 業務の実施方法

年度前半におけるプルアパート構造についての基礎検討および年度後半の北部区間・中北部区間・中南部区間の断層帯に関する変形シミュレーションの両方について、平成29年度に開発したスケーリング則(松田式)を組み込んだ有限要素解析手法を用いる。本手法は、複数のシナリオを検討するために1回のシミュレーションにかかる計算時間を可能な限り短くしていること、断層面上の物性にスケーリング則(松田式)を組み込み、現実的な変位分布が実現される工夫を施していることが特徴である(竿本,2018)。なお、シミュレーションに関する一連の手続きは、汎用有限要素解析プログラム(COMSOL Multiphysics, ver.5.5)上で実装した。

#### (c) 業務の成果

- 1) FEM を用いたプルアパート構造についての基礎検討
- a) プルアパート構造に関する既往研究

図1は、2面の近接する断層面の断層運動によって生成されるプルアパート構造についての模式図を示している。各断層面のずれのセンスが左横ずれかつ2面の位置関係が左ステップの場合、断層面で挟まれる領域が引張りによって陥没する(図1中央部)。この陥没した領域に周囲から物質が供給されて堆積することで、プルアパート盆地が形成されると考えられている。この例のように左横ずれ・左ステップの場合は断層面間に引張りが生じるが、左横ずれ・右ステップの場合は、断層面間に隆起(プレッシャーリッジ)が生じる。これら以外の断層変位様式として、右横ずれ・右ステップ、右横ずれ・左ステップが考えられるが、断層面間に引張りが生じて陥没するのは、右横ずれ・右ステップの場合である。したがって、プルアパート構造が生じる組合せは、左横ずれ・左ステップまたは右横ずれ・右ステップのいずれかのケースに限られる。なお、今回の対象地域の一部である諏訪盆地は、左横ずれ・左ステップのケースであると考えられている(例えば、藤森,1991)。今回の検討では、諏訪盆地と同様の左横ずれ・左ステップのケースを対象とする。

断層変位に起因するプルアパート構造の形態および形成過程については、国内外を問わず様々な研究がなされており、(1)地形調査に基づくプルアパート形態分析・生成過程推察(例えば Aydin and Nur, 1982; 藤森, 1991; An, 1997; 田力・他, 2007)、(2)砂箱実験に代表されるアナログ実験との比較・検討に基づくプルアパート生成過程考察(例えば McClay and Dooley, 1995)、(3)数値解析によって実フィールドのプルアパート構造を説明しようとする研究(例えば Du and Aydin, 1995; Katzman et al., 1995; Bertoluzza and Perotti, 1997; Liu and Konietzky, 2018)の3つのアプローチに大別できる。

Aydin and Nur(1982)は、世界で確認されている横ずれ断層起因のプルアパート盆地および盆地スケールよりもスケールが小さいプルアパート構造について,それらの幅 W と長さ L を系統的に調べ,その関係は平均的に L=3.2W であるとまとめている。なお、諏訪盆地は L=2.5W 程度である。藤森(1991)は、諏訪盆地についての地形を考察し、結果として 3 タイプの断層に分類し、それぞれについてスリップレートを推察している。An(1997)は、相互作用している横ずれ断層面間の最大距離を断層長と関連付けて整理しているのが特徴であり、プルアパート構造そのものではなく、断層面間の距離に焦点を当てている。田力・他(2007)は、諏訪湖北岸から茅野付近に至る地域で活断層分布とそれらのスリップレートを推定している。得られた活断層分布は4つの幾何セグメントに区分できるとし、北方の 3 セグメントはプルアパート盆地を構成する際に作成された副次的な断層、最も南方のセグメントはプルアパートを作成するための主断層に相当すると推察している。

McClay and Dooley (1995)は、プルアパート構造の砂箱実験を行い、結果をアルゼンチン北部アンデスにある実際のプルアパート盆地(左ステップ・左横ずれ)と比較している。 Du and Aydin (1995)は、せん断破壊でクラックが進展する様子を境界要素法で解析している。

Katzman et al. (1995)は、死海付近で確認されるプルアパート盆地を境界要素法に基づく数値解析によって説明しようとするもので、shear-zone の有無について 4 ケース、2 断層面のオーバーラップ量の違いについて 3 ケース検討している。結果、対象としているケースでは 30km を超えるオーバーラップを設定すると良く説明できるとしている。Bertoluzza and Perotti (1997)は、断層面間のオーバーラップを変化させた 4 つのモデルについて FEM 解析を実施している。断層面上の剛性はゼロと仮定されており、モデル境界を変位制御することでプルアパートを模擬する点が特徴的である。Liu and Konietzky (2018)は、2D 個別要素法 (PFC2D)を用いて粒子物性を様々に変化させた際に出現するプルアパート形状について検討している。 2 断層面の相対位置は 3 ケースのみについて考察しており、この研究でもモデル境界を変位制御することでプルアパートを模擬している。

既往の研究の多くは、個別の断層系を対象とした場合や、実験や数値シミュレーションのケース数が多くはない等、個別事情または限られた条件下であるため、プルアパート構造に関して基礎的かつ系統的な知見を得難い状況にある。プルアパート構造を生成するためのテクトニックセッティングや断層面間距離の影響を仔細に検討しておくことは、諏訪盆地周辺の活断層評価を行うための基礎情報として必要であると考える。このような背景のもと、ここでは三次元有限要素解析によって、断層面間距離および断層面周辺の主応力方位を様々にそれぞれ変化させ、これらの違いがプルアパート構造や変位様式にどのよう

に影響するのかを 715 ケースにおよぶパラメトリックスタディーを通じて系統的に調べた。今回の取り組みと既往の研究との主たる違いは、ケース数が多いこと、主応力の方位をシミュレーションに取り込んでいることが挙げられる。

b) プルアパート構造のパラメトリックスタディーに関する問題設定

図2は、2面の断層面を含むモデルを示したもので、断層面は左ステップするように 配置している。ここで、2面の断層面のサイズは同一であり、それぞれ断層長 20km、断 層幅 15km である。x 軸方向の断層面間隔および v 軸方向の断層面間隔をそれぞれ disx, disy と置き、disx については、1 km から 21km まで 2 km 間隔で、disy については、0 km から 24km まで 2 km 間隔でそれぞれ変化させた(図 2 の断層面配置は、disx=10km、 disy=15kmのケースに相当)。また、最大主応力の方位についても、N75W, N60W, N45W, N30W, N15W と 5 通り変化させた。なお、最大主応力の大きさは $\sigma_1$  = 30MPa、最小主応力 の大きさは $\sigma_2$  = 10MPa と設定した。これらのパラメータの全ての組み合わせ 715 ケース について有限要素解析を実施する。なお、断層面を含む直方体(100km×100km×40km)は硬 質岩盤を想定しており、その物性値はヤング率 45GPa、ポアソン比 0.3 と仮定した。ま た、断層面上の剛性は、松田式を満足するように決定している(法線方向剛性:1.21×10<sup>11</sup> N/(m・m<sup>2</sup>)、接線方向剛性: 5.21×10<sup>6</sup> N/(m・m<sup>2</sup>))。断層面上における剛性の決定方法の詳 細は、既報(竿本, 2018; 竿本, 2019)を参照されたい。ここで、disx はステップ幅に、 20km-disy はオーバーラップ (断層面の重なる長さ) に対応する。なお、解析のための有 限要素メッシュは、約 14 万個の四面体要素からなる。断層面については、500m間隔で三 角形メッシュを生成している。結局のところ、図2で示される有限要素モデルは、約60 万個の変位成分を未知数とする連立一次方程式に帰着し、この連立一次方程式を解くこと で定量的に変位成分が求まる。

c) プルアパート構造に関するパラメトリックスタディーから得られる地表での変位様式

紙面の都合上、715 ケース全てについての結果を示すことは不可能であるので、諏訪盆地と同程度のステップ幅である disx=5 km のケースに限って結果を示す。図 3 から図 7は、ステップ幅 disx=5 km のケースに対して最大主応力の方位をそれぞれ N15W(図 3),N30W(図 4),N45W(図 5),N60W(図 6),N75W(図 7)と変化させた場合について地表面変位の上下成分を示したものである。それぞれの図において、赤は隆起を、青は沈降を示している。最大主応力の方位によらず、断層面のオーバーラップ (20km-disy) が極端に大きい場合、盆地中央部 (モデル中央部) での沈降量は小さいことが確認できる。この結果は、盆地中央部を最も沈降させるのに適したオーバーラップ量が存在していると解釈できる。

地表面変位の上下変位の分布様式については、最大主応力方位によらずオーバーラップ量が等しければ、断層面周辺で見られる変位様式はほとんど同じであることがわかる。なお、変位の大きさについては最大主応力によって異なっており、ピュアな横ずれを生じさせやすい N45W の場合に、変位量は最も大きくなる(最大値:  $0.13\,\mathrm{m}$ , 最小値:  $-0.23\,\mathrm{m}$ )。 N45W をピークとして、N30W と N60W、N15W と N75W の組がそれぞれ同程度の変位の大きさとなる。

断層面の相互作用の観点からは、disx=5kmの場合は、断層面が単独で存在した場合の変位様式と比較して、全てのケースについて相互作用を生じている。断層面が単独で存在

する場合は、断層端部の左右に変位が極大・極小となる点がペアで現れる(例えば、図3 (f)の断層上端付近の変位分布)。今回のケースでは、断層面のオーバーラップが8 km(disy=12km)よりも大きい場合にモデル中央部で大きな沈降が生じることが見て取れる。なお、オーバーラップがなくなる(disy>20km)とモデル中央部の沈降量が小さくなることも確認できた。

図8は、モデル中央部での上下変位量、オーバーラップ(20km-disy)、ステップ幅 (disx)の関係を全てのケースについて示したものである。色が明るければ明るいほど沈降 量が大きいことを表している。図3から図7で最大主応力方位の影響が小さいことを反映 して、図8(a)から図8(e)においても上記3つのパラメータの関係性はほとんど変わらな い。図8(c)のN45Wのケースで、沈降量が最大となる。また、図8(a)から(e)で、沈降量 のピーク位置がほとんど同じ位置(ステップ幅が3km付近、オーバーラップが2km付近) になっていることが確認できる。図8(a)から(e)中の破線は、沈降量に関する等値線を表 している。縦軸と横軸のスケールは等しくしてあるため、仮に各破線が円形であれば、ス テップ幅のモデル中央部の沈降量に対する感度と、オーバーラップのモデル中央部の沈降 量に対する感度がほぼ同じであると言える。図8(a)から(e)では破線の間隔はステップ幅 よりもオーバーラップの変化についてより密になっていることがわかる。このことは、オ ーバーラップのモデル中央部の沈降量に対する感度がステップ幅のそれよりも大きいこと を示している。言い換えれば、オーバーラップの感度が高いと言える。この感度に関する 知見は、多くのパラメトリックスタディーを実施することで初めてわかることであり、重 要な成果の一つであると考える。パラメトリックスタディーに加え、disx=5kmのケース について、最適化アルゴリズム BOBYQA (Powell, 2009) を利用して、モデル中央部での沈 降量が最大となる最大主応力方位とオーバーラップ量を探索した。結果、N44Wでオーバ ーラップが 1.68km(disy=18.32km)の場合、沈降量が最大(21.2cm)となる結果を得てい る。

以上、有限要素解析を用いて基本的なプルアパート構造に対するパラメトリックスタディー(合計 715 ケース)を実施した。今回の検討を通じて得られた知見は、以下のとおりである。

- ステップ幅が 3.0km、オーバーラップが 2.0km の場合、最大主応力の方位によらず強い沈降が確認された。
- 断層面間のオーバーラップが極端に大きい場合、ステップ幅の大きさによらず沈降は ほとんど生じない。
- 沈降量の大きさは最大主応力方位に依存しているが、地表変位(上下成分)の分布様式 は最大主応力の方位に依らず似通ったものになった。
- オーバーラップのモデル中央部沈降量に対する感度は、ステップ幅のモデル中央部沈 降量に対する感度よりも大きい。
  - 2) 諏訪盆地周辺の断層面の傾斜角に関するパラメトリックスタディー
  - a) 諏訪盆地周辺の断層面傾斜角検討に関する問題設定

糸魚川ー静岡構造線断層帯の中南部区間のモデル化に際し、諏訪盆地を限る断層面の傾斜角を決定しておく必要がある。既往の研究では、諏訪湖より北側のセグメントでは東傾

斜の逆断層を示唆するデータ(萩原・他,1986; Ikami et al., 1986; Sato et al., 2004)が、南側のセグメントでは西傾斜の逆断層を示唆するデータ(平川・他,1989; 隈本・池田,1993; 狩野・他,2004)がそれぞれ報告されている。これらの研究は、諏訪湖を境にして北と南で構造が大きく異なることを示唆している。しかしながら、諏訪盆地を限る断層面の傾斜角については、不明な部分が多い。また、諏訪盆地はプルアパート盆地であると考えられているため、有限要素法によって諏訪湖周辺の変位場を求めた場合に、諏訪湖を含む地域で地盤が沈降するような断層面配置を設定する必要がある。ここでは、諏訪湖を含む地域で断層変位によって地盤が沈降するという観点から諏訪盆地を限る断層面の傾斜角を推定する。このように力学に基づくシミュレーションを拘束条件として断層面配置を検討することができるのが本研究の特色の一つである。

サブテーマ1より、諏訪湖周辺では4面の断層面を想定した。それらの断層線を図9に 示す。便宜上、この4枚の断層面を、断層面®、断層面®(⑧・⑨:諏訪湖南岸断層群)、 断層面⑩、断層面⑪(⑩・⑪:諏訪湖北岸断層群)と呼ぶ。なお、中南部区間としては、断 層面⑩・⑪に加え⑪の南端付近から南東に伸びる断層面⑫(茅野-釜無山断層群-下蔦木) を含むことになる(後述)。なお、断層面①から⑦は北部区間・中北部区間で設定したとお り(昨年度報告書、後述)であり、番号と断層名称との対応は以下のとおりである。断層面 ①から断層面④:神城断層、断層面⑤と⑥:松本盆地東縁断層北部、断層面⑦:松本盆地 東縁断層南部・牛伏寺断層・岡谷断層群。ところで、今回の検討で用いる4枚の断層面 (⑧~⑪)の傾斜角は、不明な部分が多い。ここでは、4枚の断層面の傾斜角をそれぞれ 70°から90°まで5°刻みで変化させてパラメトリックスタディーを実施し、諏訪盆地 一帯が沈降するセンスとなる断層面傾斜角の組を考察する(全625ケース)。作用させる最 大主応力の大きさはこれまでの検討で用いている $\sigma_1 = 30$  MPa,  $\sigma_2 = 10$  MPa とし、 $\sigma_1$ の作用方向は昨年度の検討によって推定された N60W を用いる。N60W の方向に最大主応力 を作用させることで、牛伏寺断層の左横ずれが最大化されるとともに、神城断層での変位 センスが逆断層と一致することを昨年度の検討で確認している。諏訪盆地が沈降している かどうかの評価には、図9中に示した3点の上下変位評価点(ud01, ud02, ud03)の値を用 いる。

### b) 諏訪盆地周辺の断層面傾斜角についての検討結果

図 10 は、断層面®から断層面⑪の傾斜角を 70° から 90° まで 5° 刻みで変化させた場合の全ケースについての結果を示している。ここで、横軸は上下変位評価点 3 点の変位の和を、縦軸は各ケースにおける 3 点の変位量の標準偏差をそれぞれ示している。したがって、全ての評価点で大きく沈降すればするほど点はグラフの左側に、加えて、各評価点の沈降量のバラつきが小さければ小さいほど下側に点がプロットされる。ここでは、沈降を最大化するケースと、盆地を一様に沈降させるケースの両面からの評価を実施し、断層面の違いが両評価にどのように関連するのかを検討する。

各ケースの傾斜角の詳細な検討に入る前に、全体像について述べる。図 10 中の赤丸のマーカーは、ud01、ud02、ud03 の全ての上下変位評価点で沈降が生じたことを示しており、全 625 ケースのうちの 159 ケースである。残りの 466 ケースは黒四角で表されており、これらのケースでは上下変位評価点 3 点のうち少なくとも 1 点で隆起が生じたことを示している。最も隆起したケースは、横軸(3点の変位量の和)が 0.419 mのケースであ

り、各点での隆起量はそれぞれ ud01 = 0.067 m, ud02 = 0.164 m, ud03 = 0.188 m である。このケースにおける傾斜角 (断層面⑧: dip8, 断層面⑨: dip9, 断層面⑩: dip10, 断層面⑪: dip11) はそれぞれ、dip8 = dip9 = dip10 = dip11 =  $70^\circ$  となり、全て  $70^\circ$  であった。すなわち、4 枚の断層面とも、諏訪盆地の中心に向かって落ち込む様式となっている。この結果は、盆地領域が逆断層で挟まれることによってポップアップすることを示唆している。この示唆は、地形学的な知見に加えて本手法に基づく力学的な検討を併せることで、初めて得られる重要な知見であると考える。

次に、個別ケースについての考察を行う。全てのケースについての検討は紙面の都合上 不可能であるため、ここでは図 10 中に示した 3 つのケース(ケース A, ケース B, ケース C)について述べる。ケース A は、沈降量の総和が最も大きいケースであり、各断層面の傾 斜角は全て 90°であった。また、各変位評価点での沈降量は、ud01=-0.140 m, ud02=-0.101 m, ud03=-0.077 m 、変位の標準偏差は 0.026 m であった。ケース B は、沈降 量も一定レベル以上あり、沈降量のバラつきもある程度小さいケースである。ケースBに おける断層面の傾斜角は、それぞれ dip8=90°, dip9=90°, dip10=105°, dip11=90°、 また、各変位評価点の沈降量はそれぞれ、ud01=-0.111 m, ud02=-0.088 m, ud03=-0.071 m、変位の標準偏差は 0.016 m であった。ケース C は、変位評価点における沈降 量のバラつきがケース A, B, C のうちで最も小さいケースであり、諏訪盆地一帯が一様に 沈降するケースである。ケース C における断層面の傾斜角はそれぞれ、dip8=85° dip9=90°, dip10=110°, dip11=90°、各変位評価点の沈降量はそれぞれ、ud01=-0.080 m, ud02=-0.067 m, ud03=-0.065 m、変位の標準偏差は 0.007 m であった。各ケース に対する地表での上下変位分布を描いたものが図 11 である。ケース A では ud01-ud02ud03の順で沈降量が小さくなっていくことが明瞭であるが、ケース B、ケース C と断層面 ⑩の傾斜角を大きくしていくことで、沈降量が盆地一帯に均一化されていく様子が確認で きる。

ケース A からケース C の結果より、dip8 は  $85^\circ$  または  $90^\circ$  となっており、変化の幅は大きくない。断層面⑧は、この範囲の傾斜角を与えることが、一定レベルの沈降量とその均一性を確保するという 2 つの面から合理的であると考える。同様に、ケース A からケース C にわたって、断層面⑨と断層面⑪の傾斜角は常に  $dip9=dip11=90^\circ$  となっており、これらの断層面を垂直に配置することがプルアパート盆地を構成する上で合理性があると言える。一方、断層面⑩については、ケース A では傾斜角が  $90^\circ$ 、ケース B では  $105^\circ$ (西落ち  $75^\circ$ )、ケース C では  $110^\circ$ (西落ち  $70^\circ$ )と、ケース毎に異なり、他の断層面に比べて曖昧さが残る。一方で、断層面⑩の傾斜角のみ変化させることで、諏訪盆地の沈降量最大化・沈降量均一化の方向性を決定できると言える。ケース A、ケース B、ケース C の傾向をサブテーマ 1 で得られている知見と併せて統合的に判断したところ、ケース A(断層面⑧から⑪の傾斜角は全て  $90^\circ$ )が既往の知見および今回の調査結果を最も説明可能との結論に至った。

以上、諏訪盆地を限る断層面の傾斜角について有限要素解析を用いて検討した結果、断層面⑧、⑨、⑩、⑪は傾斜角を 90°程度に設定することが合理的との結論を得た。以降の糸魚川一静岡構造線断層帯の中南部のモデリングでは、ケース A の断層面傾斜角を用いて検討を進める。

- 3) 糸魚川-静岡構造線断層帯の北部区間から中南部区間までの領域についての有限 要素解析
- a) 北部区間から中南部区間までの断層面の設定

図12に、糸魚川-静岡構造線断層帯の北部区間から中南部区間までに含まれる断層面群の緯度・経度、断層面サイズ、傾斜角に関する情報をまとめた。北部区間から中北部までの区間では、断層面①から⑥の各断層面に関する情報は昨年度のものと全く同じである。断層面⑦(松本盆地東縁南部-牛伏寺-岡谷断層群を代表させている)については、傾斜角のみを80°から85°に変更している。この理由は、諏訪盆地北縁で確認される断層崖の低下側と判読される地形をシミュレーションでも再現できるように断層面⑦の傾斜角を調整したためである。また、断層面⑧と⑨については、昨年度は傾斜角をそれぞれ80°としていたが、今回の諏訪盆地周辺の断層面の検討を通じてそれぞれ傾斜角を90°と変更した。

図 13 は、北部区間・中北部区間・中南部区間の断層面を含む直方体領域を対象として作成した有限要素メッシュを示している。直方体のサイズは、東西・南北にそれぞれ 180km、深さ方向は 40km である。昨年度は東西・南北方向に 150km と設定していたが、150km の場合は中南部区間の断層面が直方体南端に近くなるため、180km に変更して直方体境界からの断層面への影響が小さくなるようにサイズを設定した。直方体内部は、623090 個の 4 面体 2 次要素から成る。また、断層面は 3 角形 2 次要素で表現されており、その総数は 40314 である。断層面を構成する三角形のピッチは 500m であり、変位評価のための節点(ノード)は 250m 間隔となっている。この結果、全てのノード点上での変位 3 成分を求めるためには、約 270 万元の連立一次方程式を数値的に解くことになる。有限要素メッシュは際限なく細かくセットすることができるが、計算時間・メモリ容量等の関係から、図 13 の設定とした。

b) 北部区間・中北部区間の断層群と中南部の断層群の相互作用についての検討 諏訪湖の北方と南方では地下構造が異なっていることが指摘されている。したがって、 地震の連動の観点からは、諏訪湖を挟む一連の断層群の相互作用について検討しておくことは連動の可能性を検討する上で重要である。ここでは、北部区間・中北部区間(図 12 の断層面①から②)の相互作用について検討する。まずは、前節で得られた結論にしたがって、諏訪盆地を限る断層面の傾斜角を全て 90°とした場合の結果を確認し、この設定で諏訪盆地が沈降することを確認し、そのときの断層面上のすべり量分布を求める。次いで、断層面⑩から⑫を有限要素モデルから削除したケースについても同じ広域応力場での変位解析を行い、断層面⑩から⑫が無い場合の断層面①から⑨上でのすべり量分布を求める。両ケースのすべり量分布を比較することで、断層面⑩から⑫の有無によって、断層面①から⑨のすべり量がどのように変化するのかを示すことができる。

図 14 は、図 13 の有限要素メッシュに対して最大主応力方位を N60W と設定した場合の上下変位成分(負値は沈降を、正値は隆起を表す)についての分布図を示したものである。前節で定めた諏訪盆地を限る断層面の傾斜角(全て 90°)を用いることで、諏訪盆地がプルアパート盆地となることが模擬された。このときの断層面上のすべり量を示したものが

図 15 である。なお、北部区間・中北部区間のすべり量分布は昨年度と比べてほぼ同じ様相を呈している。諏訪盆地周辺の断層面では、断層面®で最大 0.5 m程度、断層面®で最大 0.5 m程度、断層面®で最大 0.7 m程度の横ずれが発生する。本解析では、松田式を通じて断層面上の物性を定めているため、断層長が比較的短いこれらの断層面では、すべり量は小さくなる傾向が現れる。

次いで、諏訪湖より西側の一連の断層面(断層面①~⑨)のみを考慮した解析結果と、諏訪湖の東側の断層面⑩~⑫を追加したモデル(今年度のモデル)に対する解析結果を比較する。図 16 は、断層面⑦、⑧、⑨の断層線上での縦ずれ量および横ずれ量について断層面⑩~⑫の有無でどの程度ずれ分布が変化するかを示している。各図で破線は断層面①から⑨のみをモデル化した結果(傾斜角は今年度定めたものを使用)、実線は断層面①から⑫までの全てをモデル化した結果を示している。図 16 より、断層面⑩から⑫の影響は、距離が最も近い断層面⑨にしか及んでおらず、断層面⑨の横ずれ成分を数 cm 程度増加させるに留まっている。なお、断層面⑦よりも北に配置されている断層面①、③、⑤では差異は確認できなかった。以上の検討から、諏訪盆地幅程度の距離(約 5 km)で隔たっている断層面間(各傾斜角 90°)の相互作用は強くはないと考えられる。なお、この結果は、静的な力のつり合いの観点からの相互作用であって、破壊が乗り移る等のダイナミクスに関する挙動についての結果ではないことに留意されたい。ここでの検討のように、着目している断層面に他の断層面の有無がどのような影響を及ぼすのかを定量的に検討することができる点は、断層面の有無・配置を自由に設定することができる本手法の特徴の一つである。

# c) 現地調査結果を説明するための断層面長大化の試み

昨年度と同様、矩形の断層面を個別に配置する方法では、数値シミュレーションから得られるすべり量の大きさは、サブテーマ1等から得られる現地調査結果よりも小さくなる。様々な理由が考えられるが、矩形断層面では断層長の長さが限られる上、断層線端点ですべり量が必ずゼロとなることが、数値シミュレーションから得られるすべり量が小さくなる要因の一つである。調査結果との定量的な比較結果は昨年度とほぼ同じであるため、詳細は省く(詳細は平成30年度成果報告書のp.111の図16)。調査結果が左横ずれ6.2~6.9mに対してシミュレーションは左横ずれ3.2m程度しか出ていない。今年度も昨年度と同様に、断層面①から⑨のシリーズ、断層面⑩から⑫のシリーズのそれぞれを滑らかに接合することで、すべり変位が実測値に近くなるかどうかを検討する。断層面の接合には、昨年度と同様、補間法の一種であるPoisson Reconstruction法(Kazhdan et al., 2006)を用いる。この手法によれば、点群データのみならず面の法線についても滑らかに変化させて接合することが可能となる。また。同手法は滑らかな度合い(平滑度)を調整するパラメータを有しており、このパラメータを変更することで、様々なモデルについて検討することが可能となる。

図 17 に平滑度を大・中・小と変化させた場合の一体化・長大化した断層面メッシュを それぞれ示す。平滑度が小のケース(図 17 右下)では、既存の断層面形状が明瞭に確認で き、滑らかな一体化モデルというよりも、断層面間を直線的に一体化した状態となってい るのが確認できる。一方、平滑度が大のケース(図 17 左上)では、断層面①から⑨、断層 面⑩から⑩をそれぞれ最小二乗的に滑らかに連結した結果となっており、オリジナルの断 層面群と比べて一連の断層面形状が大きく変更されていることがわかる。また、平滑度が大のケースでは、神城断層の地下での折れ曲がりが消失しており、この折れ曲がりが山地を形成するための隆起形態に影響を及ぼすことがわかっている。断層面上の剛性は、松田式によって決定しているため、平滑化した断層面モデルでは対応する断層長を求めておく必要がある。平滑度が異なる各モデルについて断層線の長さを求めた結果、平滑度が大のケースでは、諏訪盆地よりも西側の長大な断層面(断層面①から⑨に対応)の断層長は125.02kmであり、諏訪盆地よりも東側の一連の断層面(断層面⑩から⑫に対応)に対する断層長は40.59kmであった。同様に、平滑度が中のケースはそれぞれ128.93km(断層面①から⑨に対応)と41.73km(断層面⑪から⑫に対応)、平滑度が小のケースは、それぞれ130.61km(断層面①から⑨に対応)と41.95km(断層面⑩から⑫に対応)となった。一体化した断層面上の接線方向剛性については、諏訪盆地よりも西側の長大な断層については、いずれも松田式の適用範囲(80km)を超えていると考えるため、断層長が80kmに相当する接線剛性1.18×10 $^6$ N/(m m²)を平滑度に依らず設定した。諏訪盆地よりも東側の一連の断層面については、平滑度が大のケースで2.53×10 $^6$ N/(m m²)、平滑度が中のケースで2.46×10 $^6$ N/(m m²)、平滑度が中のケースで2.45×10 $^6$ N/(m m²)とそれぞれ設定している。

図 18 は、平滑度が異なる長大な断層面モデルに対する地表面上での上下変位分布を示 したものである。北部区間(断層面①から④)の地下での折れ曲がりの度合いが平滑化によ って変化しているが、平滑度が小さくなればなるほど、言い換えれば折れ曲がりの効果が 大きくなればなるほど、断層面東側の隆起ピーク位置が東側にシフトしていくことが確認 できる。山地の隆起速度との比較によって折れ曲がりの程度を議論できる可能性はある が、この点については今後の課題としたい。ここでは定性的ではあるが、地下の折れ曲が りの度合いによって隆起の様式が異なることと、その傾向についての知見を得ることがで きた。また、平滑度大と中のモデルの隆起量については、平滑化しないモデルの結果に比 べてピーク値で約4倍程度の大きさとなり、サブテーマ1の平成29年度報告で示された 上下変位 3.1m (神城断層・木崎湖南方地点)のオーダーとなった。また、諏訪盆地の沈降 量(x=10.613 km, y=-46.513 kmの位置で抽出)は、平滑度が大のケースでは 0.06m、中の ケースで 0.15m、小のケースで 0.17mとなり、平滑度が小さい方がより沈降する結果と なった。この理由は、平滑度が大および中のケースでは、南北方向の変位成分の符号(北 向きを+)が変化する位置が諏訪盆地中央付近にあるのに対し、平滑度が小さいケースで は諏訪盆地南部に南北方向の変位成分の符号が変化する位置が生じることによっている。 言い換えれば、平滑度が大きいケースでは、沈降量が最大となる位置が計測点近くに存在 しているためである。

図 19 は、平滑度が異なる長大な断層面モデルに対する断層面上でのすべり量分布を示したものである。図中右上には、比較のために平滑化しないモデルについての結果も併せて示している。当然ながら、平滑度が小さいケースのすべり分布様式は、平滑度が中のケースや大のケースに比べて平滑化しないモデルの結果に近づく。牛伏寺断層に相当する断層面⑦(図 12 参照)のすべり量のピーク値は、断層面を接合する前のモデル(右上)では 3.2mに留まっているが、長大化したモデルでは平滑化の度合いによらず 5 m程度となっている。松本盆地東縁断層北部・島内地点の左横ずれ量  $6.2\sim6.9$ m (近藤・他,2006)や、牛伏寺断層並柳地点の左横ずれ量  $6.0\sim9.0$ m (奥村・他,1994)に近い数値となっている。この主な理由は、断層面の長大化によって断層面上の剛性が松田式を通じて小さく

なったためである。なお、今回は松田式の適用範囲と考えられる断層長 80km に対する断層面上の剛性を設定しているが、断層長が大きくなるにつれて剛性が低下するモデルを適用することで、左横ずれ量が 6 mから 9 mの範囲内とすることが可能である。このようなモデルの候補の一つとして Wesnousky のモデル (Wesnousky, 2008) が挙げられる。

Wesnouskyのモデルでは、断層長が100kmを超えて400km近くとなるケースも考慮しており、すべり量と断層長の関係式が対数線形の関数で表現されている(松田式は線形関係)。このモデルの有限要素法への実装は今後の課題とする。北部区間についても平滑化して断層面を長大化することですべり量は大きくなり、長大化前は1.3m程度であった上下変位が平滑度が大のケースでは3.0m程度、平滑度が中のケースでは2.0m程度、平滑度が小のケースでは1.4mと変化した。逆断層の上下成分については、滑らかであればあるほど大きい値が得られた。なお、サブテーマ1の平成29年度調査結果によれば、神城断層・木崎湖南方地点で上下変位3.1mと推定されている。以上、断層面を滑らかに接合するモデルを作成することで、断層面を矩形で区切る場合に比べて調査結果に近いシミュレーション結果を得ることができた。どの程度の平滑度が適切なのかは更なる議論が必要であるが、今回実施した断層面長大化の取り組みは、一定の合理性を保持しつつ断層面を決定する方法論の一つと考える。

#### (d) 結論ならびに今後の課題

今年度の前半では、プルアパート構造について、ステップ幅、オーバーラップ、最大主応力方位を様々に変化させて 715 ケースにおよぶパラメトリックスタディーを実施した。この結果、(1) 最大主応力の方位によらず、オーバーラップが大きい場合にプルアパート構造中心部の沈降量は小さくなること、(2) プルアパート構造中心部の沈降量に対するオーバーラップの感度はステップ幅のそれよりも高いことがわかった。これらの知見は一連のパラメトリックスタディーによって初めて明らかになることであり、従来の個別のプルアパート盆地に対する研究やアナログ実験を援用した研究のみでは得ることができない。

次いで、前半のパラメトリックスタディーの結果を念頭に置いて、諏訪盆地を限る断層面(断層面®から⑩の4面)の傾斜角を定めた。ここでは諏訪盆地がプルアパート盆地となることを重視して、625 ケースのパラメトリックスタディーにより傾斜角を検討した。結果、断層面®から⑪の4面の傾斜角を90°とすることで諏訪盆地が沈降することが有限要素解析を通じて示された。なお、諏訪盆地中央部に向かって断層面が落ち込むようなモデルでは、N60Wの最大主応力方位ではポップアップが生じ、プルアパート盆地として成り立たないことがわかった。

今年度の後半では北部区間から中南部区間にわたる有限要素モデルを作成し、諏訪湖を挟む断層面群の相互作用について検討した。結果、静解析の範囲内では、諏訪湖東側の断層群(断層面⑩から⑫)が諏訪湖西側の断層面群(断層面①から⑨)に及ぼす影響は小さいという結果を得た。着目している断層面に他の断層面の有無がどのような影響を及ぼすのかを定量的に検討することができる点は、断層面の有無・配置を自由に設定することができる本手法の特徴の一つであることを強調しておく。

矩形に断層面を区切るケースでは、トレンチ調査等で得られたずれ量に比べてシミュレーション結果が小さくなることを示し、これを改善するために矩形断層面を滑らかに接合

する方法について検討した。断層面を滑らかに接合するモデルを作成することで、断層面を矩形で区切る場合に比べて調査結果に近いシミュレーション結果を得ることができた。なお、どの程度の平滑度が適切なのかは引き続き検討する必要であるが、今回実施した断層面長大化の取り組みは、一定の合理性を保持しつつ断層面を決定する方法論の一つと考える。より調査結果を説明するためのモデル構築に向けて、今後の課題として(1)一体化した断層面の平滑度についての検討、(2)長大な断層面に対するスケーリング則を考慮した断層面上剛性の設定方法についての検討およびその有限要素法への実装、が残る。

### (e) 引用文献

- An, L. J., Maximum Link Distance between Strike-Slip Faults: Observations and Constraints, Pure and Applied Geophysics, 150, 1, 19-36, 1997.
- Aydin, A., and A. Nur, Evolution of Pull-Apart Basins and Their Scale Independence, Tectonics, 1, 1, 91-105, 1982.
- Bertoluzza, L., and C. R. Perotti, A Finite-Element Model of the Stress Field in Strike-Slip Basins: Implications for the Permian Tectonics of the Southern Alps (Italy), Tectonophysics, 280, 1-2, 185-197, 1997.
- Du, Y., and A. Aydin, Shear fracture patterns and connectivity at geometric complexities along strike-slip faults, Journal of Geophysical Research, 100, B9, 18,093-18,102, 1995.
- 藤森孝俊, 活断層からみたプルアパートベイズンとしての諏訪盆地の形成, 地理学評論, 64, A-10, 665-696, 1991.
- 萩原幸男・山下昇・小坂共栄・矢野賢治・安井敏夫,糸魚川-静岡構造線の重力調査(I) -松本盆地中央部のブーゲ異常と構造解析,地震研究所彙報,61,537-550,1986.
- 平川一臣・神沢公男・浅川一郎,巨摩山地北東縁・下円井の活断層露頭,活断層研究,6,43-46,1989.
- Ikami, A., T. Yoshii, S. Kubota, Y. Sasaki, A. Hasemi, T. Moriya, H. Miyamachi, R. S. Matsu'ura, and K. Wada, A seismic-refraction profile in and around Nagano Prefecture, central Japan, Journal of Physics of the Earth, 34, 6, 457-474, 1986.
- 狩野謙一・林 愛明・福井亜希子・田中秀人,糸魚川ー静岡構造線活断層系,下円井断層に伴う粉砕起源のシュードタキライト,地質学雑誌,110,779-790,2004.
- Katzman, R., U. S. ten Brink, and J. Lin, Three-dimensional modeling of pull-apart basins: Implications for the tectonics of the Dead Sea Basin, Journal of geophysical research, 100, B4, 6295-6312, 1995.
- Kazhdan, M., M. Bolitho, and H. Hoppe, Poisson surface reconstruction, Symposium on Geometry processing, 61-70, 2006.
- 近藤久雄・遠田晋次・奥村晃史・高田圭太,糸魚川-静岡構造線活断層系・松本盆地東縁断層南部に沿う左横ずれ変位地形,地学雑誌,115,2,208-220,2006.
- 隈元 崇・池田安隆, 南部フォッサマグナ, 甲府盆地の底角逆断層とネットスリップ, 地震, 46, 245-258, 1993.

- Liu, Y., and H. Konietzky, Particle-Based Modeling of Pull-Apart Basin Development, Tectonics, 37, 1, 343-358, 2018.
- McClay, K., and T. Dooley, Analogue Models of Pull-Apart Basins, Geology, 23, 8, 711-714, 1995.
- 奥村晃史・下川浩一・山崎晴雄・佃 栄吉, 糸魚川ー静岡構造線活断層系の最近の断層活動 一牛伏寺断層・松本市並柳地区トレンチ発掘調査一, 地震 第2輯, 46, 425-438, 1994.
- Powell, M. J. D., The BOBYQA algorithm for bound constrained optimization without derivatives, Cambridge NA Report NA2009/06, University of Cambridge, Cambridge. cityu. edu. hk, 26-46, 2009.
- 竿本英貴,松田式を考慮した FEM による断層変位評価とその上町断層系への適用,土木学会論文集 A1 (構造・地震工学), 74, 4, I\_59-I\_71, 2018.
- 竿本英貴, FEM による断層変位のスリップパーティショニング発生条件の探索 —逆断層 と横ずれ断層の組み合わせ例—, 土木学会論文集 A1 (構造・地震工学), 75, 4, I\_25-I\_35, 2019.
- Sato, H., T. Iwasaki, Y. Ikeda, T. Takeda, N. Matsuta, T. Imai, E. Kurashimo, N. Hirata, S. Sakai, D. Elouai, T. Kawanaka, S. Kawasaki, S. Abe, T. Kozawa, T. Ikawa, Y. Arai, N. Kato, Seismological and geological characterization of the crust in the southern part of northern Fossa Magna, central Japan, Earth, Planets and Space, 56, 12, 1253–1259, 2004.
- 田力正好・杉戸信彦・澤祥・谷口薫・廣内大助・松多信尚・佐藤善輝・石黒聡士・安藤俊人・内田主税・坂上寛之・隈本崇・渡辺満久・鈴木康弘,糸魚川ー静岡構造線活断層帯中部,諏訪盆地北東縁の変動地形とその認定根拠,および変位速度分布,活断層研究,27,147-168,2007.
- Wesnousky, S. G., Displacement and Geometrical Characteristics of Earthquake Surface Ruptures: Issues and Implications for Seismic-Hazard Analysis and the Process of Earthquake Rupture, Bulletin of the Seismological Society of America, 98, 4, 1609–1632, 2008.

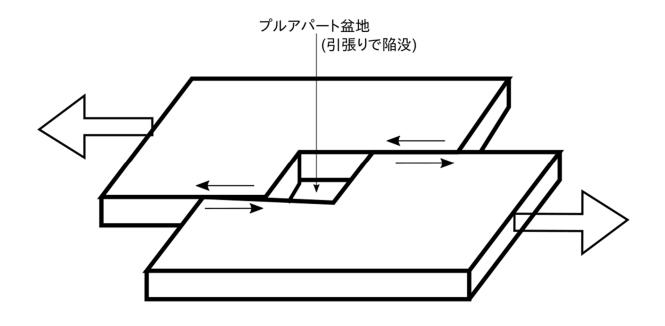
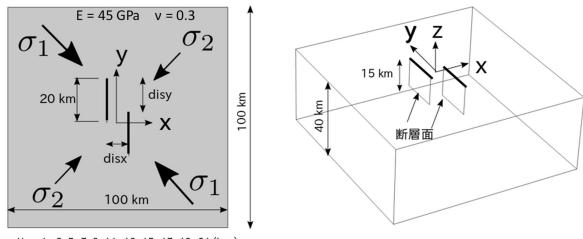


図 1 プルアパート盆地を説明するための模式図 (左ステップ左横ずれのケース)



disx: 1, 3, 5, 7, 9, 11, 13, 15, 17, 19, 21 (km) disy: 0, 2, 4, 6, 8, 10, 12, 14, 16, 18, 20, 22, 24 (km):

の方位: N75W, N60W, N45W, N30W, N15W

## (a) 断層面配置とパラメータ

(b)(a)の鳥瞰図

図2 プルアパート構造のパラメトリックスタディーに対する問題設定

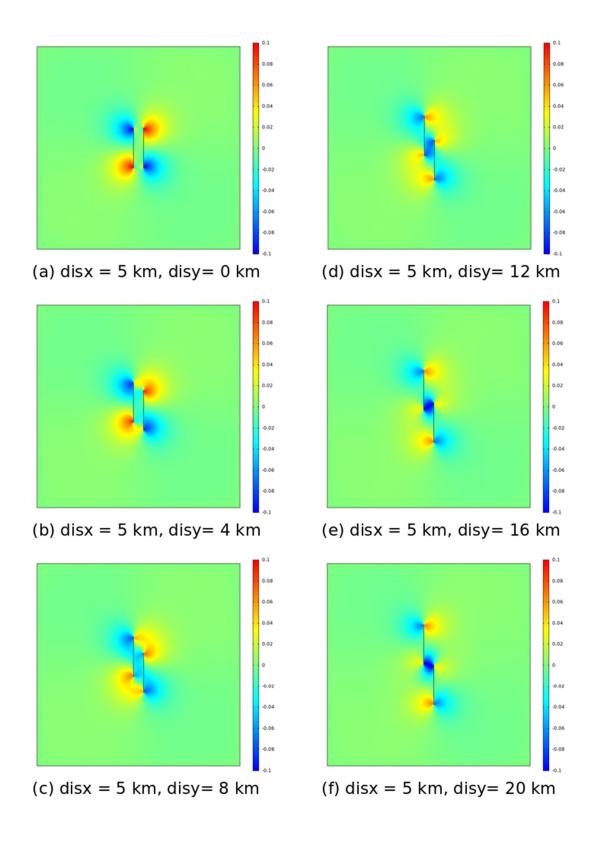


図3 地表変位の上下成分(N15W, 範囲:-0.1m - 0.1m)

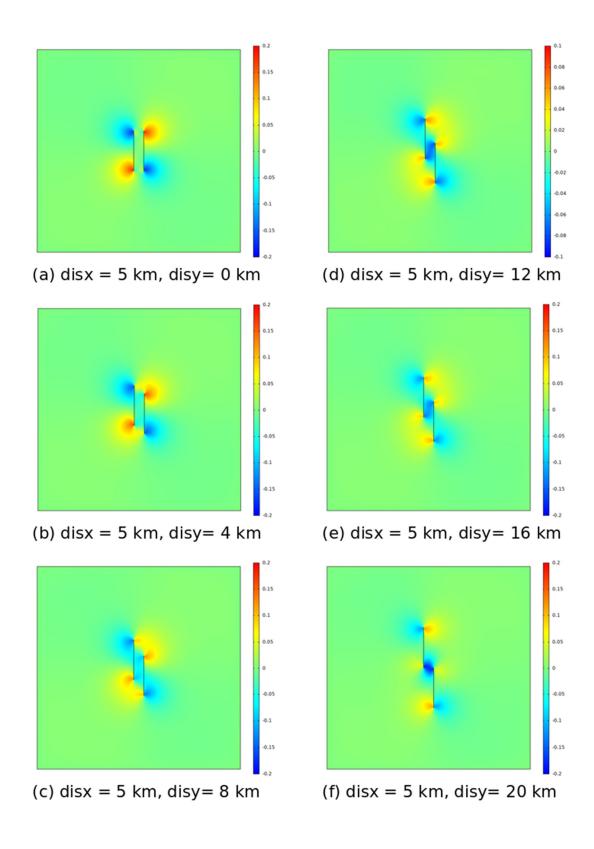


図4 地表変位の上下成分(N30W, 範囲:-0.2m - 0.2m)

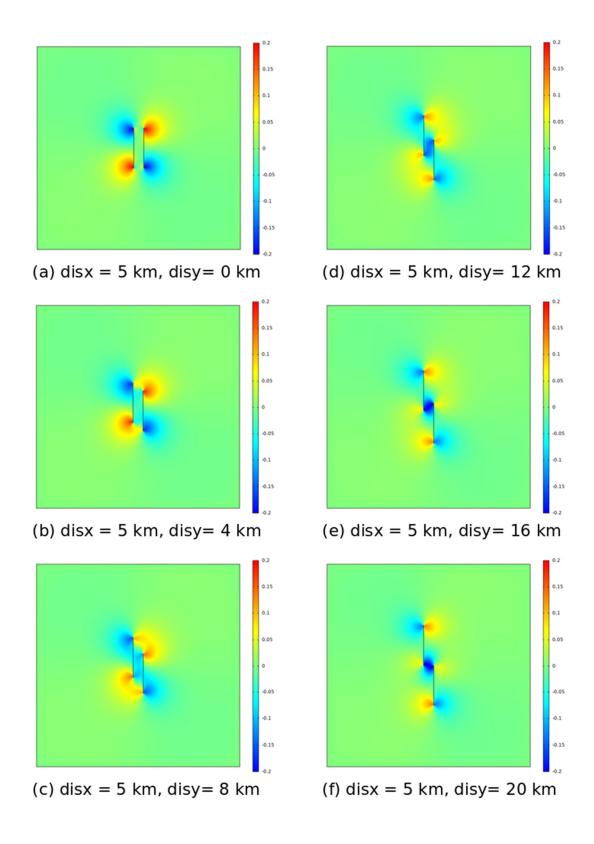


図5 地表変位の上下成分(N45W, 範囲:-0.2m - 0.2m)

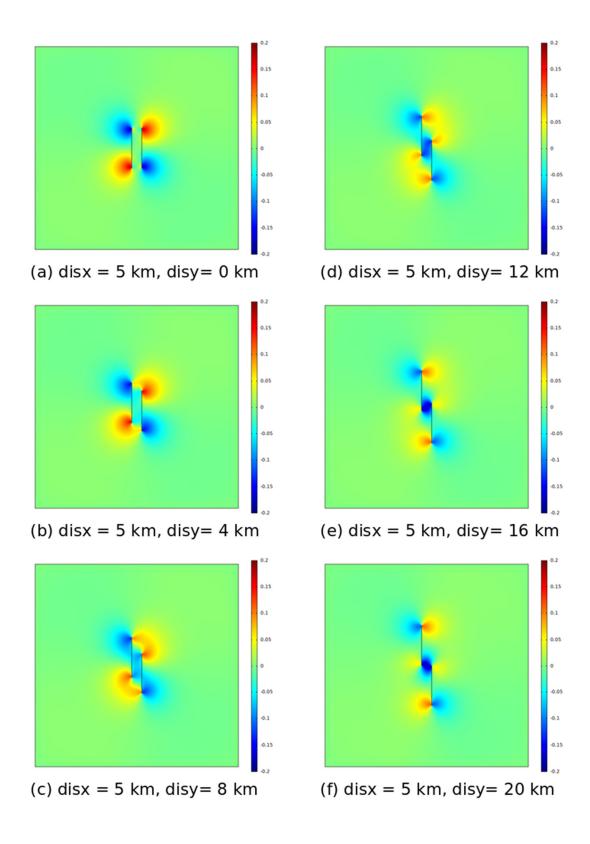


図 6 地表変位の上下成分(N60W, 範囲:-0.2m - 0.2m)

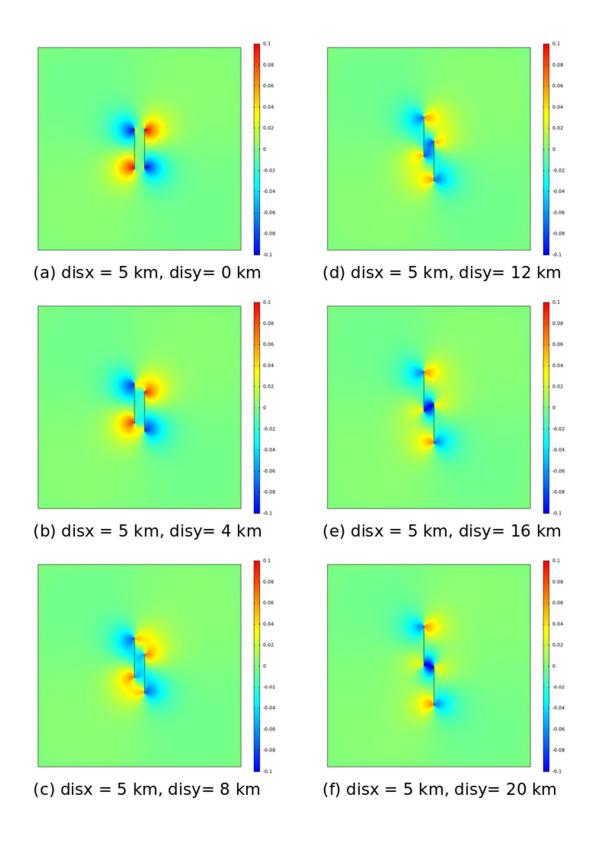


図7 地表変位の上下成分(N75W, 範囲:-0.1m - 0.1m)

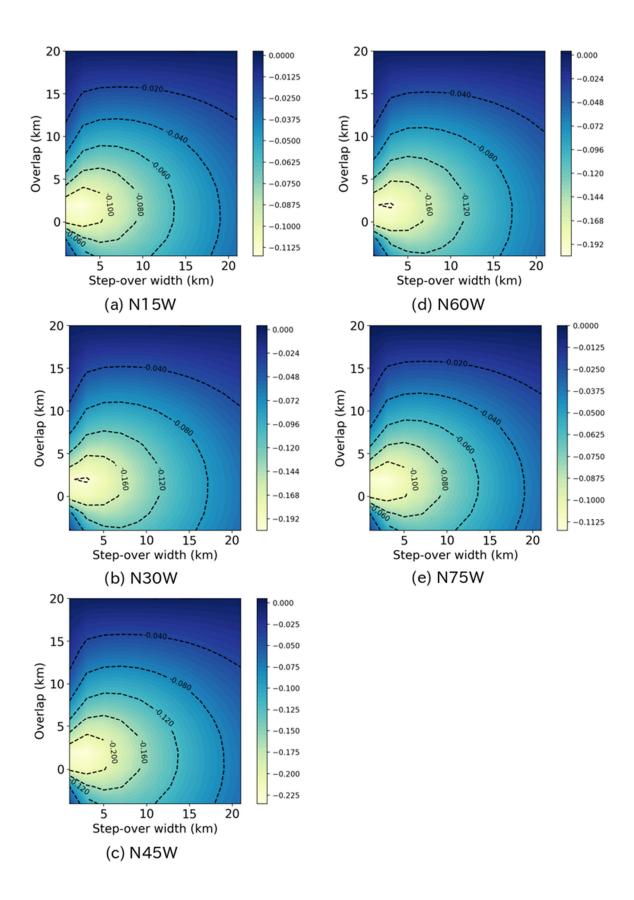
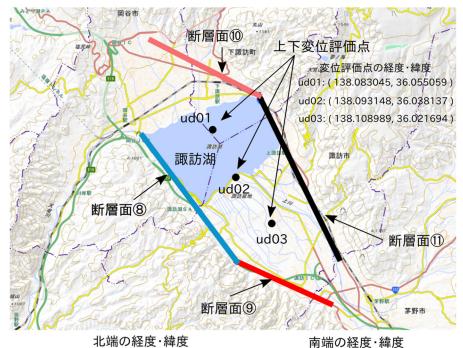


図8 モデル中央部(盆地中央部)での上下変位とオーバーラップ・ステップ幅の関係



北端の経度・緯度 南端の経度・緯度 断層面⑧: (138.052311, 36.052846) (138.093596, 36.008215) 断層面⑨: (138.093596, 36.008215) (138.134708, 35.993147) 断層面⑩: (138.056087, 36.086728) (138.10338, 36.067157)

断層面⑪: (138.10338, 36.067157) (138.138485, 36.009273)

図 9 検討に用いる諏訪湖南岸断層群®・⑨と諏訪湖北岸断層群⑩・⑪の断層線 および上下変位評価点の位置関係 (国土地理院・地理院地図に重ねて表示)

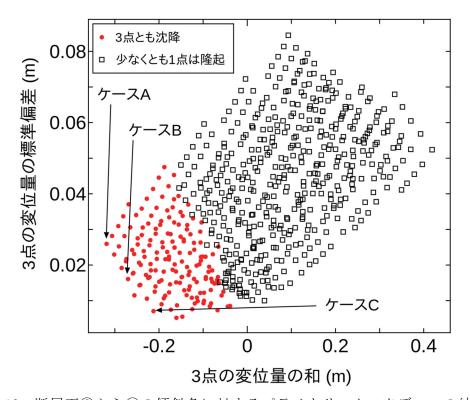
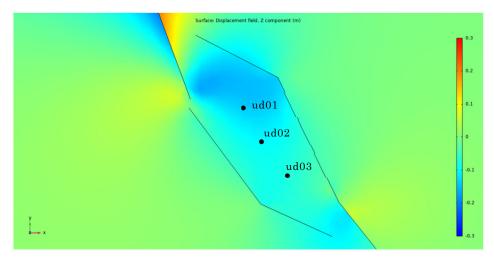
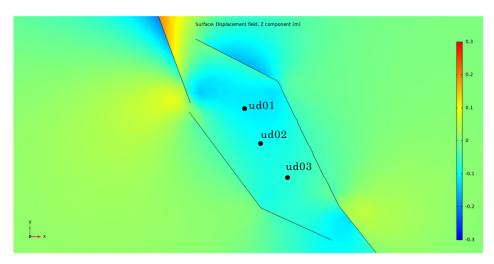


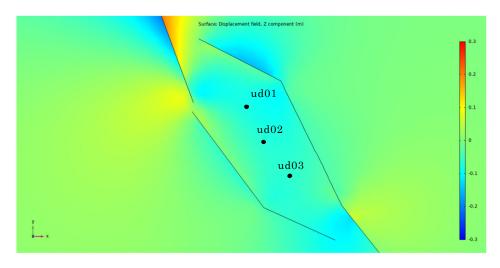
図 10 断層面⑧から⑪の傾斜角に対するパラメトリックスタディーの結果



(a)  $f-ZA (dip8=dip9=dip10=dip11=90^{\circ})$ 



(b) ケースB (dip8=dip9=90°, dip10=105°, dip11=90°)



(c) f-ZC (dip8=85°, dip9=90°, dip10=110°, dip11=90°)

図 11 図 10 中のケース A、ケース B、ケース C に対する諏訪盆地の上下変位分布 (カラーバーの範囲は-0.3m-0.3m, ud01, ud02, ud03 は図 9 で示した上下変位評価点)

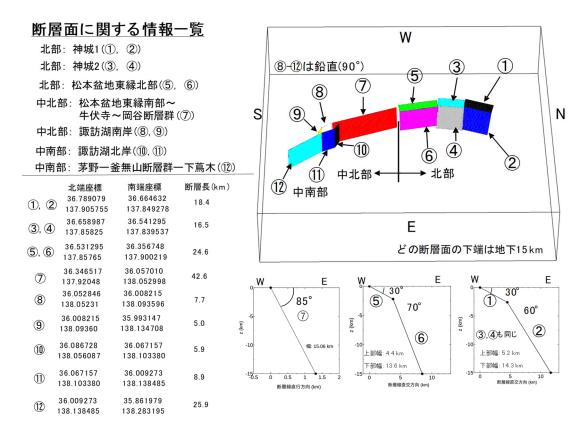


図 12 北部区間から中南部区間までの断層面に関する情報一覧とそれらの配置

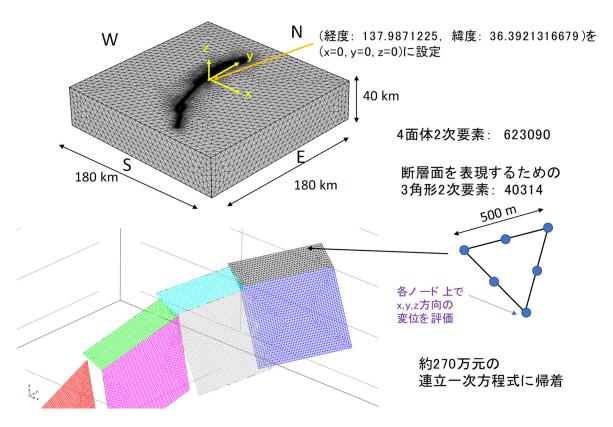


図 13 北部区間から中南部区間までを含む有限要素メッシュ

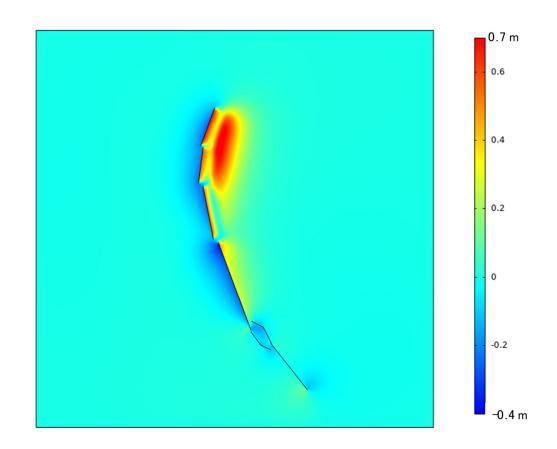


図 14 図 13 の有限要素メッシュに対する解析結果(色は上下変位成分を表す)

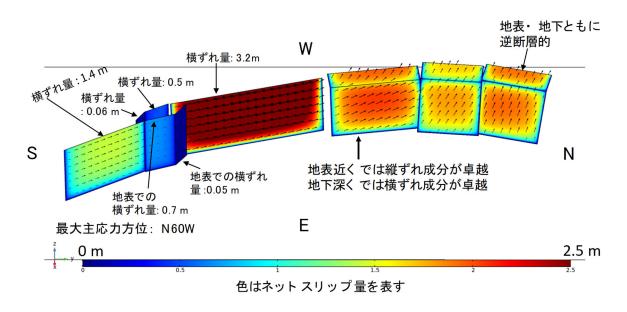


図 15 図 13 のメッシュに対する断層面上すべり分布(色はネットスリップ量を表す)

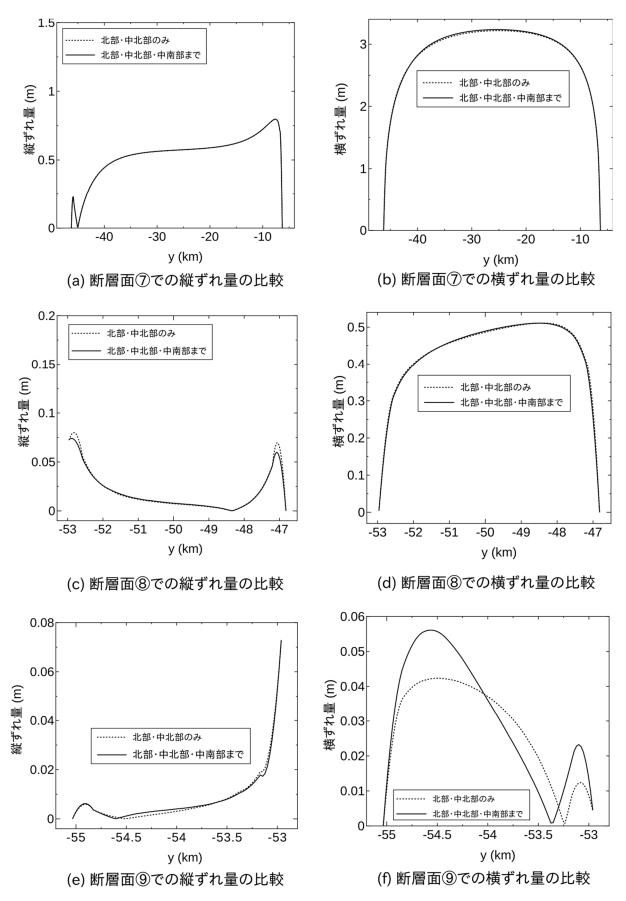


図 16 断層面上すべり分布の比較:北部・中北部モデルまでのモデル(昨年度モデル 化分)と北部・中北部・中南部までを含むモデル(今年度のモデル)の比較

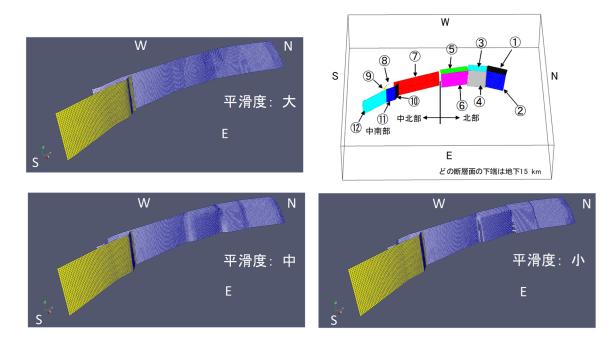


図 17 Poisson Reconstruction 法によって作成した平滑度の異なる長大化モデル

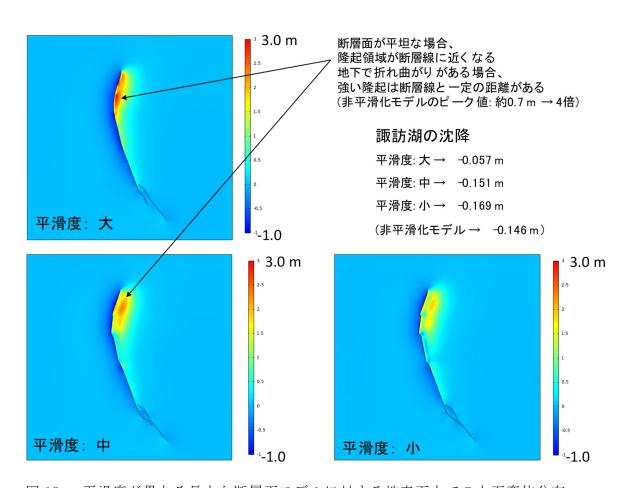


図 18 平滑度が異なる長大な断層面モデルに対する地表面上での上下変位分布

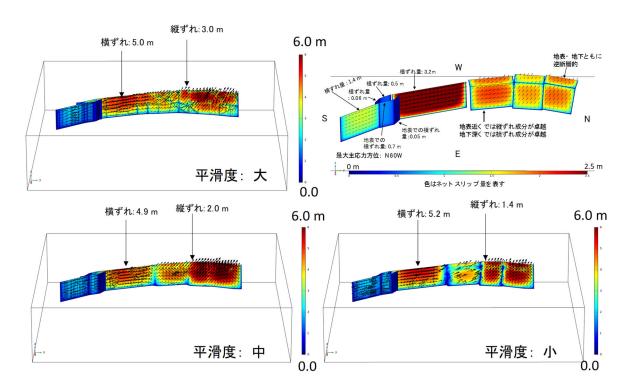


図 19 平滑度が異なる長大な断層面モデルに対する断層面上でのすべり量分布 (色はネットスリップ量を表す)

### (3) 平成 29~令和元年度の成果

#### (a) 業務の要約

活断層周辺で地震時に地表で生じる変状を数値解析等の手法で予測することは、変状が 社会基盤施設に与える影響を考察する上で重要である。変形予測では、断層面形状、地下 構造、広域応力場、岩盤材料特性、松田式に代表されるスケーリング則など様々な情報を 積極的に統合・活用することが肝要である。3ヵ年の各年度における成果は以下のとおり である。

平成29年度では、有限要素法に基づく地表変形解析に新たにスケーリング則(松田式)を組み込む手法を提案した。提案手法を汎用有限要素解析プログラム(COMSOL Multiphysics)上で実装した。開発したプログラムを2枚の断層面からなる単純なモデルに適用し、最大圧縮軸の方位および断層面傾斜角についてのパラメトリックスタディーを実施することで、様々なシナリオ下における地表面および断層面上での変位様式を得た。なお、本プログラムは、平成30年度および令和元年度にわたって活用している。

平成30年度における業務は、サブテーマ1およびサブテーマ2の結果が得られるまでの 年度の前半における業務と、サブテーマ1および2の情報を得た後の年度の後半における 業務に分けられる。年度前半では、中北部区間の牛伏寺断層周辺に推定されているスリッ プパーティショニングを念頭において、有限要素解析によってスリップパーティショニン グが発生しやすい条件について検討し、スリップパーティショニングが積極的に生じる断 層形状および最大主応力の方位を明らかにした。年度後半では、平成29年度に作成したス ケーリング則(松田式)を組み込んだ有限要素解析手法を糸魚川ー静岡構造線断層帯の北 部区間および中北部区間に適用する際に必要となる断層帯の三次元有限要素メッシュを生 成した。断層面の位置および幾何学形状は、サブテーマ1の調査結果から得られる最新の 知見を、また、北部区間・中北部区間における広域応力場はサブテーマ2の応力解析結果 から得られる最新の知見をそれぞれ反映させた。最新の知見を反映させた有限要素モデル について、最大主応力の方位についてのパラメトリックスタディーを実施し、最大主応力 の方位をN60°Wと設定することで、既往の調査結果から得られている断層変位のセンスと 整合することを確認した。並行して、変位量について調査結果とシミュレーション結果の 定量的な比較も実施した。結果、シミュレーションから得られる変位量は現地調査結果に 比べて小さく出ていることが確認された。この差異をなるべく小さくするため、なめらか な断層面を作成する等の試みを実施し、より現実を模擬するための検討を加えた。

令和元年度における業務は、平成30年度と同様、サブテーマ1およびサブテーマ2の結果が得られるまでの年度の前半における業務と、サブテーマ1および2の情報を得た後の年度の後半における業務に分けられる。年度前半では、中南部区間に属する諏訪盆地に対して推定されているプルアパートベイズン(プルアパート盆地)を念頭において、有限要素解析によって断層面間の距離および断層面に作用する主応力の方位を様々に変化させ、断層面配置と主応力方位の違いがプルアパート形成にどのような影響するのかについて715ケースにおよぶ有限要素解析を実施し、プルアパート構造に関する基本的な知見を得た。年度後半では、平成29年度に作成したスケーリング則(松田式)を組み込んだ有限要素解析手法を糸魚川一静岡構造線断層帯の中南部区間に適用する際に必要となる断層帯の三次

元有限要素メッシュを生成した(北部区間・中北部区間は平成30年度に構築済)。断層面の配置および幾何学形状は、サブテーマ1の調査結果から得られる最新の知見を、また、北部区間から中南部区間にいたる広域応力場はサブテーマ2の応力解析結果から得られる最新の知見をそれぞれ反映させた。最後に北部区間・中北部区間・中南部区間の3つの区間に対する最新知見を反映させた有限要素モデルについて変形解析を実施し、断層面周辺の変位分布形態を定量的に評価した。

#### (b) 業務の実施方法

本業務では、北部区間・中北部区間・中南部区間にわたる全ての地盤の静的な変形解析について、平成29年度に構築した松田式を組み込んだ有限要素解析手法を活用した。本手法は、複数のシナリオを検討するために1シミュレーションあたりにかかる計算時間を可能な限り短くしていること、断層面上の物性にスケーリング則(松田式)を組み込み、現実的な変位分布が実現される工夫を施していることが特徴である(竿本,2018)。有限要素解析で用いる断層面配置は、サブテーマ1から得られる最新の知見を反映させたモデルである。また、広域応力場については、サブテーマ2から得られる最新の知見を反映させた。なお、本業務を通じて得られる定量的な知見(広域応力場の方位、断層面傾斜角度)は、サブテーマ4の動的破壊計算の計算条件を絞りこむために用いられた。

### (c) 業務の成果

1) 松田式を考慮した有限要素法による断層変位評価手法について(平成 29 年度実施) 断層変位量を推定する方法の一つは、動力学的断層破壊計算を通じて断層面内の破壊を直接シミュレートし、これに伴う地表付近での変位場の経時変化を表層地盤下端の境界条件とすることである。動力学的断層破壊計算は地震学の分野を中心として広く行われており(例えば Aochi and Fukuyama, 2000; Aagaard et al., 2001; 加瀬・他, 2002, Kase and Day, 2006; 澤田, 2014 など)、すでにいくつかのベンチマーク問題(Harris et al., 2009) も設定されるなど、活発に研究されている。動力学的断層破壊計算では、少なくとも岩石の密度・P波速度・S波速度、断層面の静摩擦係数、動摩擦係数、粘着力、限界せん断変位が物性値として必要となる。また、断層面に作用する応力場も初期条件として設定する必要がある。

断層変位量を推定する他の方法として、松田式(後述)などに代表されるスケーリング則を利用する方法が考えられる。断層変位の観測事例は国内外を問わず数多く報告されているため、報告結果をまとめることで断層長と地震時に生じた断層変位の関係性、断層長と地震モーメントとの関係性、などのスケーリング則が国内外で数多く議論され、多くの関係式が提案されている(Kanamori and Anderson, 1975;松田, 1975;松田・他, 1980;武村, 1998; Wesnousky, 2008;入倉・三宅, 2001など)。ここで挙げたスケーリング則は、松田式(地震規模と地表地震断層長さ、および地表地震断層変位量)と地下の地震断層のモデルパラメータに基づくもの、地表地震断層および地下の地震断層のパラメータの両者について考察したものの3種類に大別できる。とりわけ、松田の関係式からは地表地震断層の断層長と変位量の関係が直接得られるため、これを用いることで簡便に変位量を推定することができる。

近年、反射法地震探査等によって断層面の分布形態を2次元的あるいは3次元的に推定

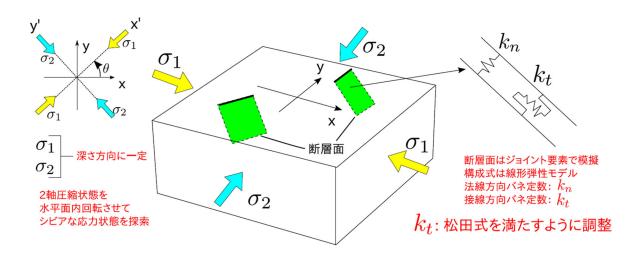


図20 断層変位評価手法における仮定 (竿本、2018より引用)

することが行われるようになったため、推定された断層面形状を利用した動力学的断層破壊計算には一定の合理性がある。しかしながら、シミュレーションで用いるパラメータが多いこと、初期応力場を適切に推定する必要があることなどの制約のため、動力学的断層破壊計算を利用する場合には一定以上の経験が必要となる。また、複数の断層面を考慮した上で、様々なケースの広域応力場に対する応答を求めるには多大な計算時間が必要となるため、広域応力場は別途微小地震の発震機構から求まるもの等を導入している場合が多く、広域応力場に関するバラつきを考慮したパラメトリックスタディーは積極的に行われていない。他方、松田式に代表されるスケーリング則は、実際の地震に対する調査結果から得られた関係式が一定以上の確度で成り立っているため、シミュレーション結果がスケーリング則によってある程度拘束されていることも重要である。

以上の背景を踏まえ、本業務では、断層面間の相互作用を考慮した断層変位分布を推定することおよび断層系への広域応力場の影響を評価することを目的として、動力学的断層破壊計算よりも簡便で、スケーリング則を考慮した断層変位評価手法を有限要素法の枠組の中で提案・開発する。

今回提案する断層変位評価手法が目指す要件は、次の(i)から(vi)のとおりである。

- (i) 設定するパラメータの数をなるべく少なくすること
- (ii) 計算時間をなるべく少なくすること
- (iii) 複数の断層面をシミュレーションに導入すること
- (iv) 広域応力場の設定方法を簡素化すること
- (v) 広域応力場の影響を導入し、断層系の変位量の総和を最大にする応力条件を探索する こと
- (vi) シミュレーションから得られる地表変位が松田式(後述)に代表される観測事実と 整合的であること

上述の要件を実装するため、有限要素法に次に示す仮定(I)から(IV)を導入する(図

20)

- (I) 断層面上の構成関係は線形弾性と仮定する (要件(i)、(ii)への対処)
- (II) 断層面はジョイント要素によって表現する (要件(iii)への対処)
- (III) 解析モデルは2軸圧縮応力で模擬される造構応力場下にあると仮定し深さ方向への変化は考えない。ただし、主軸方向は変更できる(要件(iv)、(v)への対処)
- (IV) 断層面上の接線方向バネ剛性は、スケーリング則(後述)を満たすように決定する (要件(vi)への対処)

動力学的断層破壊計算では、断層面の構成式にすべり弱化モデルが用いられるが、本研究ではシミュレーションの安定性と高速性を勘案し、法線方向バネ剛性 kn と接線方向バネ剛性 kt からなる線形弾性モデルとする。断層面(厚さ t)を構成する岩石材料のヤング率を E、ポアソン比を  $\nu$  とすると、一般化フックの法則から各バネ剛性  $[(N/m)/m^2]$  は次のように近似できる。

断層変位は、接線方向剛性に強く依存していると考えられるが、接線方向バネ剛性には断層長がパラメータとして入っていないため、断層長に依らず一定のバネ剛性を用いる限り、観測事実である松田式を説明することはできない。そこで、松田式が満たされるように接線方向バネ剛性を調整する。パラメータ調整の詳細は次節で述べる。

初期応力場は通常、重力による応力成分と造構応力成分の和として定められるべきであるが、一般に地下の応力状態を推定するのは困難である。ここでは最も単純なケースを想定し、解析モデルが造構応力を模擬した 2 軸圧縮応力下にあると仮定する(最大主応力 $\sigma_1$ 、最小主応力 $\sigma_2$ )。ただし、主軸方向は任意であり、断層系の変位の総和が最大となる主軸配置を探索することができるようにする。本来は重力の影響も考慮すべきであるが、今回は断層面上にねらいのせん断応力を載荷・制御しやすい 2 軸圧縮としている。図20 左上に示すように、最大圧縮軸が x 軸から反時計回りに  $\theta$  [rad] 回転した座標軸(x'-y'系)を主軸とする 2 軸圧縮を考えた場合、x-y 系での応力成分(解析モデルに作用させる初期応力[ $\sigma_0$ ])は座標変換によって次式で表される。

$$[\sigma_0] = [A^T][\sigma'][A]$$

$$= \begin{bmatrix} \sigma_1 \cos^2 \theta + \sigma_2 \sin^2 \theta & (\sigma_1 - \sigma_2) \sin \theta \cos \theta \\ (\sigma_1 - \sigma_2) \sin \theta \cos \theta & \sigma_1 \sin^2 \theta + \sigma_2 \cos^2 \theta \end{bmatrix}$$
(3)

ここで、[A] は座標変換マトリクスである( $A11 = A22 = \cos \theta$ 、 $A12 = -A21 = \sin \theta$ )。 次に、2 軸圧縮応力 $\sigma_1$ と $\sigma_2$ の設定について述べる。 $\sigma_1$ および $\sigma_2$ の大きさについては、どのように定めても松田式を満たすように断層面上の接線方向バネ剛性を調節するため、任意性がある。今回は、 $\sigma_1 = 30$  MPa、 $\sigma_2 = 10$  MPa と設定した。パラメータ数の観点では、動力学的断層破壊計算が 11 個程度であるのに対し、提案手法では 7 個 (E, v)、 $\sigma_1$ 0、 $\sigma_2$ 1、 $\sigma_2$ 1、 $\sigma_3$ 2、 $\sigma_3$ 3 となり、半数とまではならないが一定レベルの削減となった。

最後に、提案する簡易評価手法と動力学的断層破壊計算との比較を行い、簡易評価手 法の立場を明らかにしておく。動力学的断層破壊計算では、地殻応力が断層面上の岩石材 料の破壊強度に達した際、その位置の岩石材料はすべり変位をともなって残留強度に応力

が降下し、やがて運動が静止するまでの状態を時々刻々求める。運動が静止した際、地表 で観察される永久的なすべり変位が観測される。なお、後述の松田式によれば、この地表 でのすべり変位の大きさが経験的に地表で観察される断層長に比例するとされる。一方、 提案手法では断層面上の岩石は線形弾性と仮定しているため、応力降下は表現できない。 言い換えれば、断層面上の岩石要素のせん断応力ーすべり変位関係は無視し、運動静止後 の地表における変位分布のみを松田式を援用しつつ静解析に基づいて高速に求めることを 目指している。また、応力ー変位関係に注意を払っていないことに加え、断層周辺の初期 応力分布についても2軸圧縮という仮定で簡単化している。すなわち、提案する簡易評価 手法では応力に関する正確な状態を設定することは困難であると考えており、せいぜい地 殻応力の主方向と地表地震断層の変位量の関係性を求めるまでで止めている。すべり変位 の駆動力となる断層面へのせん断応力として、10MPaを2軸圧縮によって断層面に載荷す るが、このせん断応力値についても任意性があり、せん断応力値が変化すれば断層面上の せん断剛性を松田式がほぼ満たされるように再調整することになる。また、後述のように 断層面上のせん断剛性を完全な横ずれ断層でキャリブレーションしているが、設定する断 層面の走向・傾斜角、2軸圧縮の方向に応じて断層面に作用するせん断力が変化するた め、横ずれ断層でキャリブレーションした剛性を用いた場合、松田式が完全には満たされ ない場合がある。ただし、オーダーが異なるほど大きくずれることはない。このような松 田式からのずれは、断層面配置および広域応力場の方位の影響を反映しているものと解釈 する立場をとる。

#### b) 松田式を満たす断層面上のせん断剛性の決定

松田(1975)によれば、気象庁マグニチュード  $M_J$ と地表地震断層トレース長 L [km]の関係性および気象庁マグニチュード  $M_J$ と変位量D [m]の関係性がそれぞれ次のように提案されている。

$$\log L = 0.6 M_J - 2.9$$
 (4)

$$\log D = 0.6 M_J - 4.0$$
 (5)

これらの式より、地表地震断層長 L [km] と地表地震断層の変位量 D [m] の関係は次式となる。

$$D = \frac{L}{10^{1.1}}$$
 (6)

なお、松田式の適用範囲は関係式の作成に用いたデータセット(明治以降に生じた気象庁マグニチュードが 6.2 以上となる 14 の内陸地震)から、地表地震断層長が 10~80km 程度までの断層について適用可能と推察できる。本研究では観測事実を重視し、シミュレーションから得られる地表変位が松田式と整合するように断層面上の接線方向バネ剛性を決定する。

ここでは、図 21 に示す横ずれ断層モデルを用いて松田式が満たされる断層面上の接線方向剛性を検討する。なお、用いる初期応力場は $\sigma_1$  = 30MPa、 $\sigma_2$  = 10MPa(深さ方向に一定)である。断層面は断層面上に最大せん断応力 10MPa が作用するように最大圧縮応力 $\sigma_1$ の軸に対して 45 ° 回転させている。断層長 L を 5 km から 80 km まで 5 km 刻みで変化

させた際に断層線中央部で得られる相対変位(ずれ変位)ベクトルのノルム(以下、相対変位ベクトルのノルムをネットスリップと記述)が式(6)で表される関係を満たすように断層面上の接線方向バネ剛性 kt を決定する。なお、断層幅は断層長Lに依らず深さ方向に 20km(傾斜角 90°)と設定している。逆断層モデルではなく横ずれ断層モデルを用いてバネ剛性を同定することの理由は、松田式の元となったデータに横ずれ断層の事例が多いこと、2軸圧縮によって断層面上にねらいのせん断応力を載荷しやすいことに依っている。解析モデルは、最も自由度が大きいL = 80 km の場合で、約 20 万個の四面体 2 次要素からなっており、断層面については約 1.2 万個の 3 角形要素(最大寸法 1 km)から構成される。また、地表を除く境界は固定壁と設定している。地殻のヤング率およびポアソン比は、それぞれ 45GPa、0.3 とし、断層面の厚さ t は 0.5 m と設定した。断層面上の法線方向剛性については、式(1)によって算出した値を用いた。今回、数値シミュレーションの実行には有限要素法に基づく汎用工学ソフトウェア、COMSOL Multiphysics® を用いた。なお、単純なベンチマーク問題を通じて COMSOL Multiphysics® と 0kada のディスロケーションモデル(0kada、1985)を比較し、両者から求まる変位分布が十分一致することはすでに確認している。

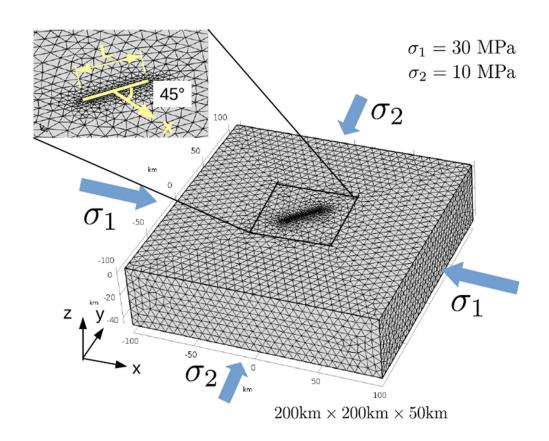


図 21 松田式を満たす断層面上接線方向バネ剛性を設定するための横ずれ断層モデル (竿本, 2018 より引用)

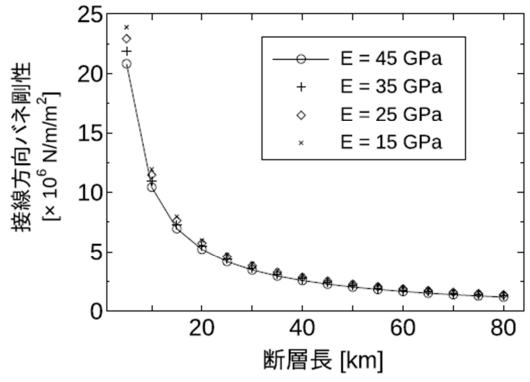


図 22 松田式を満たす断層面上接線方向バネ剛性の断層長依存性 (竿本, 2018より引用)

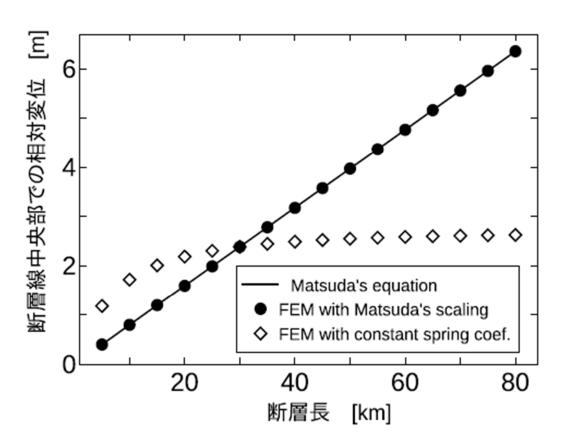


図 23 松田式を満足するバネ剛性を用いた場合と一定のバネ剛性を用いた場合の比較 (竿本, 2018より引用)

図 23 は、接線バネ剛性に一定値を用いた場合と、図 22 の関係を用いた場合の各ケースについて断層線中央部におけるネット変位量をプロットしたものである。当然ながら、図 22 の関係を導入した場合は、松田式から得られる変位量と合致する。一方、一定値(断層長 30km で松田式を満たす値)を用いた場合、断層長が大きい場合には変位を過小

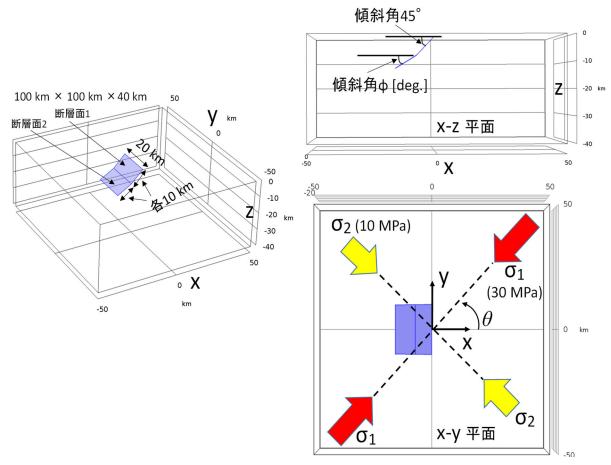


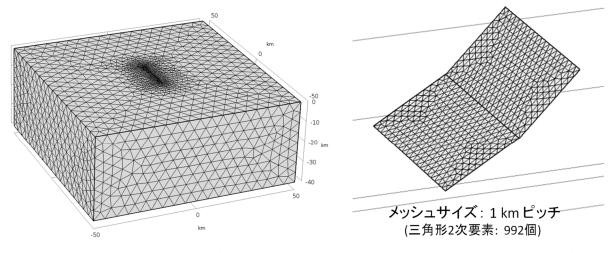
図 24 2枚の断層面配置およびパラメトリックスタディーのための問題設定

評価、断層長が小さい場合には変位を過大評価する傾向がある。また、シミュレーションの計算時間については、自由度が最も大きい断層長 80km のケース (約84万自由度) で約100秒であった。用いた計算機の性能は、Intel® Xeon® E5-2697 (28コア)・256GBメモリである。

以上、本業務では松田式を満たすように断層面上の接線方向バネ剛性を設定したが、他のスケーリング則についても、変位量と対応する物理量(例えば断層面の面積など)の関係が求まる場合は、同様の手続きでシミュレーションに導入可能であると考える。以降の数値シミュレーションでは、今回の検討を通じて得られた図 22 の関係を断層面上の接線方向バネ剛性に導入する。

2) 2枚の断層面に対するパラメトリックスタディーの実施(平成29年度実施)

来年度以降、現地調査結果に基づく断層面情報から複数面の断層面をモデル化し、様々なケースについての断層変位分布を解析することになる。これに備え、2枚の断層面を仮想的に配置したモデルについてのパラメトリックスタディーを行い、構築したプログラムから得られる情報について例示する。なお、本業務で用いるプログラム(のベース部分)は、すでに大阪湾周辺の上町断層帯へ適用しており(竿本,2018)、上町断層を含む10面の断層についての有限要素モデル化および断層変位解析の事例がある。



(A) 有限要素メッシュ(全体) (四面体2次要素: 61217個)

(B) 有限要素メッシュ(断層面部) (φ = 30°の例)

図 25 有限要素メッシュの作成例 ( o =30° の場合)

#### a) 問題設定

2枚の断層面配置および広域応力場の設定は、図 24 のとおりである。断層面は、断層面 1 (浅部) および断層面 2 (深部) から成り、各断層面のサイズは、断層長さ  $20 \, \mathrm{km}$ , 断層幅  $10 \, \mathrm{km}$  である。断層面 1 の傾斜角は  $45^\circ$  、断層面 2 の傾斜角  $\phi$  は、パラメータであり、 $0^\circ$  から  $90^\circ$  まで  $15^\circ$  刻みで変化させる。なお、 $\phi$  が  $45^\circ$  の場合は 2 枚の断層面の傾斜角が一致し、 1 枚の大きな断層面(断層長さ  $20 \, \mathrm{km}$ ,断層幅  $20 \, \mathrm{km}$ )となる。また、広域応力場の設定は松田式を満たす断層面上接線バネ剛性を定めたときと同じであり、x 軸からの回転角をパラメータ( $\theta$ )としている。今回、 $\theta$  は  $0^\circ$  から  $165^\circ$  まで  $15^\circ$  刻みで変化させた。結局、7 通りの $\phi$  および 12 通りの  $\theta$  について解析しているので、トータルで 84 ケースについての結果が得られている(パラメータは、 $\phi$  と  $\theta$  の 2 系列)。

図 25 に作成した有限要素メッシュの例( $\phi$  = 30°)を示す。モデル全体は 61217 個の四面体 2 次要素から成る。断層面は、992 個の三角形 2 次要素から成り、要素間のピッチ (断層面境界部)は、1 km と設定した。なお、断層面 2 の傾斜角  $\phi$  を変更した場合は、COMSOL Multiphysics 内で与えた傾斜角に対応する有限要素メッシュが自動的に生成されるようにプログラミングしている。

#### b) 地表面での鉛直変位分布様式と断層面上すべり変位分布様式

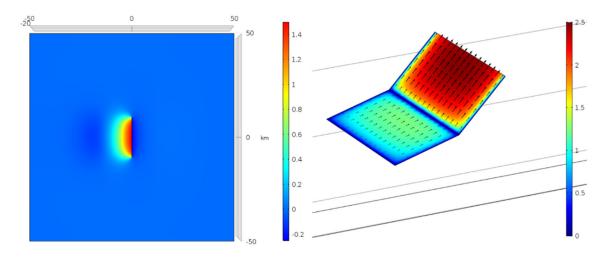
図 26 から図 31 は、得られた数値解析結果の一部を抜粋して掲載したもので、 $\theta$  =0°のケース( $\phi$  = 15°, 30°, 45°, 60°, 75°, 90°)、 $\theta$  =45°のケース( $\phi$  = 15°, 30°, 45°, 60°, 75°, 90°)、 $\theta$  =90°のケース( $\phi$  = 15°, 30°, 45°, 60°, 75°, 90°) についての地表における鉛直変位分布と断層面上のすべり変位分布をそれぞれ示している。

 $\phi$ =0°のケースについては、 $\theta$ によらず、断層面 2 上の変位レベルが小さかった。紙面の都合上 $\phi$ =0°のケースは掲載していない。例えば、 $\theta$ =0°、 $\phi$ =0°の場合では、断層面 1 の最大すべり変位量は 2.5m程度であるのに対し、断層面 2 の最大すべり変位量は 0.3m 程度であった。

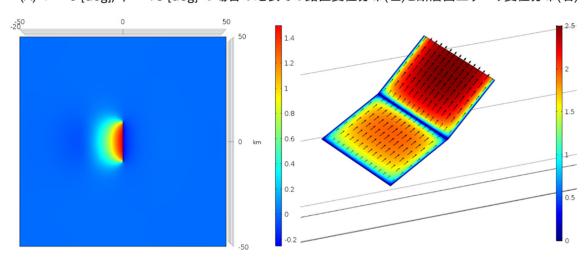
まず、 $\phi$ =45°のケースについての特徴を述べる。このケースでは、断層面1と断層面2が1つの平面となり、断層長20km、断層幅20kmの断層面を1枚設定した場合と等しくなる。この場合は、 $\theta$ の値に依らず断層面1と断層面2の境界線上での変位は連続的であることが確認できる(図26(C)、図28(C)、図30(C))。これらのケースについての変位分布様式は、1枚の断層面(20km×20km)を設定して得られる変位分布様式と完全に一致する。

 $\theta$ に応じてすべり変位ベクトルの方向は変化するが、断層面 1 と断層面 2 の平均的なすべり変位ベクトルの向きはほぼ同じであり、断層面間ですべり方向の差異はほとんど見られない。地表の鉛直変位分布様式については、 $\theta$  =  $0^\circ$  の場合は y = 0 のライン (x 軸)について対称(図 26 (C))であるのに対し、 $\theta$  =  $45^\circ$  のケースでは、非対称(図 28 (C))となっているのが特徴である。 $\theta$  =  $90^\circ$  のケース(断層線走向方向が最大圧縮方向)では、 $\theta$  や  $\theta$  に依らず変位レベルが小さいことがわかる。 $\theta$  =  $90^\circ$  の場合は断層面を劈開するような応力場であり、断層面上に食い違いが生じにくい状態であると推察できるが、有限要素解析結果でも同様の結果となっている。 $\theta$  が  $0^\circ$  や  $15^\circ$  のケースなど、最大圧縮方位が断層線の走向方向に直交する場合は断層面 1 と断層面 2 の接合部(キンク部)でのすべり変位が急激に小さくなる傾向が顕著である。一方、 $\theta$  が  $45^\circ$  ~  $90^\circ$  の場合は、断層面間の接合部ですべり変位が抑制される傾向が緩和され、断層面 1 と断層面 2 で変位が滑らかに連結される。実際の断層面で今回検討したようなキンク部が存在するケースは想定されるため、今回の報告のようにキンク部における変位抑制機構を検討することは、一定の意味があると考えられる。

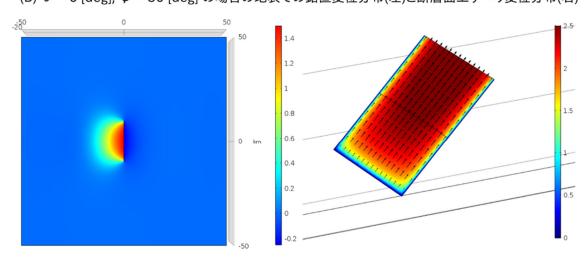
今回のパラメトリックスタディーで最も特徴的であるのは、図 29(E) や図 29(F) で顕著に確認できるスリップパーティショニングである。これらのケースでは断層面 1 に生じているすべり変位方向と断層面 2 に生じているすべり変位方向は明らかに異なっていることが確認できる。次節では、このスリップパーティショニングの評価に焦点を当て、評価指標の一例を示すとともに、提案したスリップパーティショニング評価指標の  $\theta$  および  $\phi$  依存性を明らかにする。



(A)  $\theta = 0$  [deg],  $\phi = 15$  [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

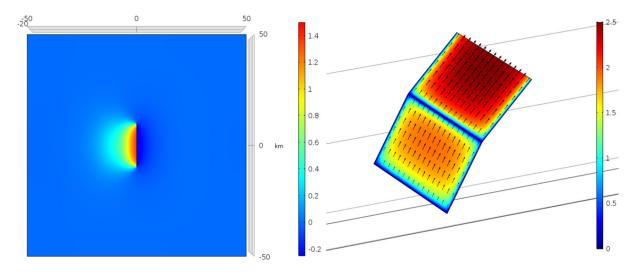


(B)  $\theta = 0$  [deg],  $\phi = 30$  [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

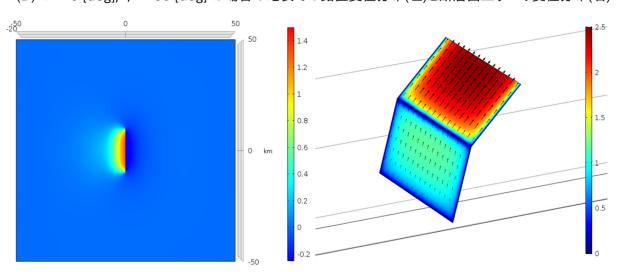


(C)  $\theta = 0$  [deg],  $\phi = 45$  [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

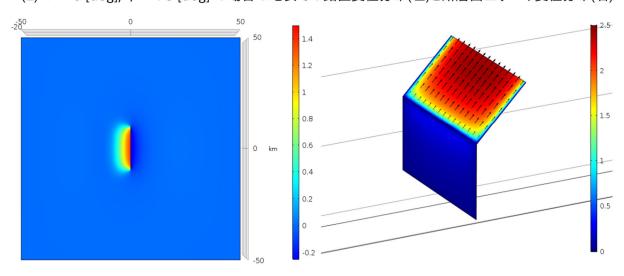
図 26  $\theta$  = 0 [deg]の場合の地表での鉛直変位分布と断層面上すべり変位分布 (上から  $\phi$  = 15, 30, 45 [deg])



(D)  $\theta$  = 0 [deg],  $\phi$  = 60 [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

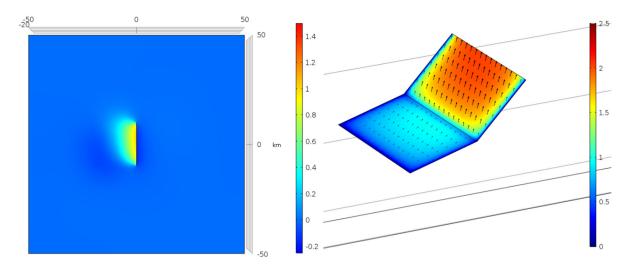


(E)  $\theta = 0$  [deg],  $\phi = 75$  [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

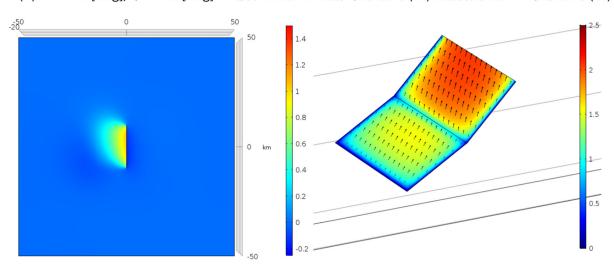


(F)  $\theta = 0$  [deg],  $\phi = 90$  [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

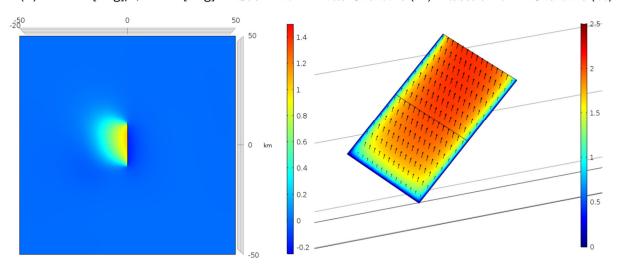
図 27  $\theta = 0$  [deg]の場合の地表での鉛直変位分布と断層面上すべり変位分布 (図 26 の続き、上から  $\phi = 60$ , 75, 90 [deg])



(A)  $\theta$  = 45 [deg],  $\phi$  = 15 [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

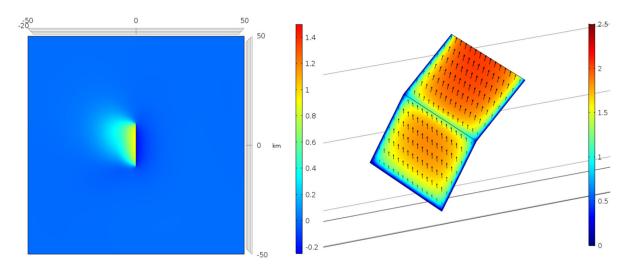


(B)  $\theta$  = 45 [deg],  $\phi$  = 30 [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

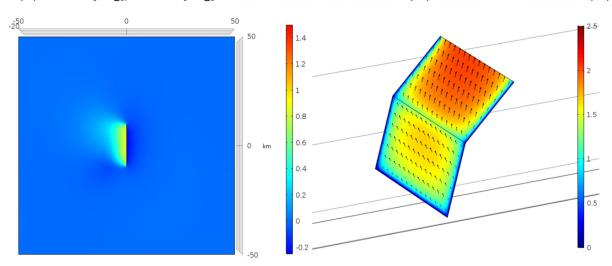


(C)  $\theta$  = 45 [deg],  $\phi$  = 45 [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

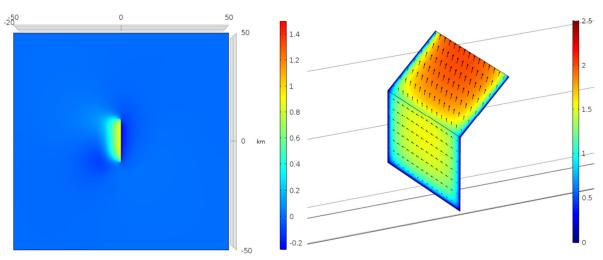
図 28  $\theta$  = 45 [deg]の場合の地表での鉛直変位分布と断層面上すべり変位分布 (上から  $\phi$  = 15, 30, 45 [deg])



(D)  $\theta$  = 45 [deg],  $\phi$  = 60 [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

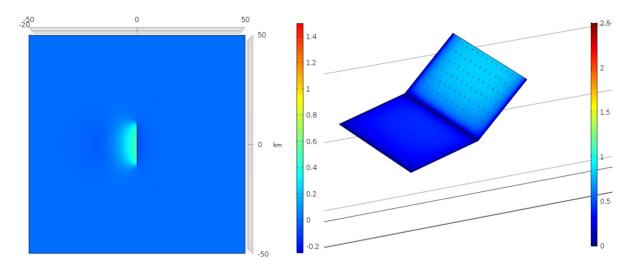


(E)  $\theta$  = 45 [deg],  $\phi$  = 75 [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

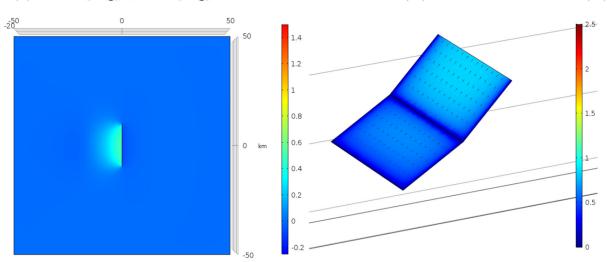


(F)  $\theta$  = 45 [deg],  $\phi$  = 90 [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

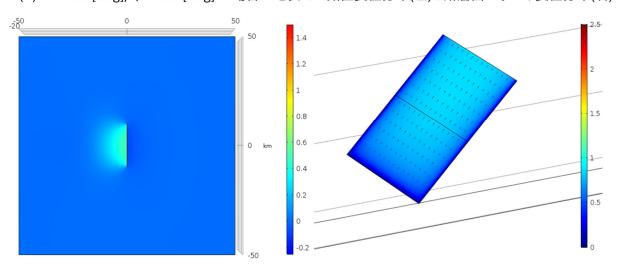
図 29  $\theta$  = 45 [deg]の場合の地表での鉛直変位分布と断層面上すべり変位分布 (図 28 の続き、上から $\phi$  = 60, 75, 90 [deg])



(A)  $\theta$  = 90 [deg],  $\phi$  = 15 [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

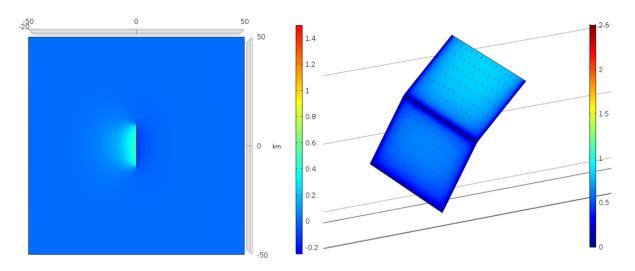


(B)  $\theta$  = 90 [deg],  $\phi$  = 30 [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

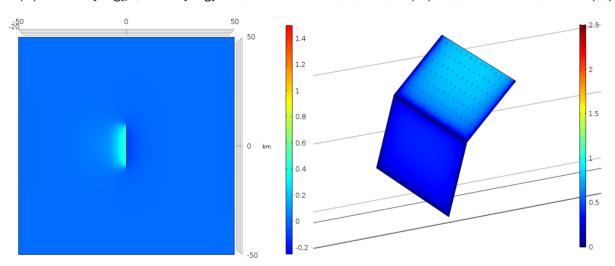


(C)  $\theta = 90$  [deg],  $\phi = 45$  [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

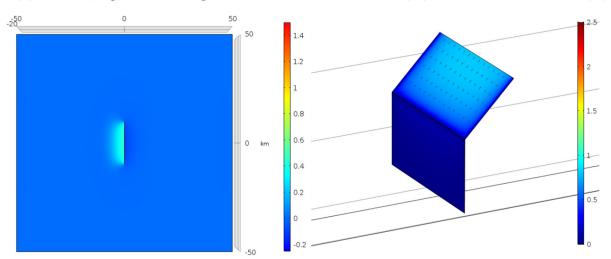
図 30  $\theta$  = 90 [deg]の場合の地表での鉛直変位分布と断層面上すべり変位分布 (上から  $\phi$  = 15, 30, 45 [deg])



(D)  $\theta$  = 90 [deg],  $\phi$  = 60 [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)



(E)  $\theta = 90$  [deg],  $\phi = 75$  [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)



(F)  $\theta = 90$  [deg],  $\phi = 90$  [deg] の場合の地表での鉛直変位分布(左)と断層面上すべり変位分布(右)

図 31  $\theta$  = 90 [deg]の場合の地表での鉛直変位分布と断層面上すべり変位分布 (図 30 の続き、上から $\phi$  = 60, 75, 90 [deg])

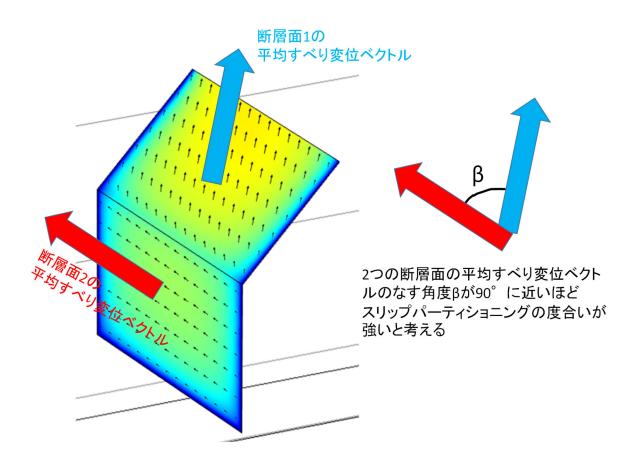


図 32 スリップパーティショニングの評価方法に関する説明 (角度 B で評価)

### c) スリップパーティショニングの評価

断層面上のすべり変位分布より、断層面1のすべり変位の方向と断層面2のすべり変位の方向が異なっているケースが確認できる(例えば図29(E)右)。この状態は、スリップパーティショニングと考えることができる。ここではスリップパーティショニングの評価指標を提案し、どのような条件下でスリップパーティショニングが生じやすいのかについて検討した。

図 32 にスリップパーティショニングの程度を評価するための指標(角度  $\beta$ )の定義を示す。ここでは断層面 1 の平均的なすべり変位ベクトルと断層面 2 の平均的なすべり変位ベクトルの方向が直交している場合に最もスリップパーティショニングの程度が強いと考えた。今回はすべりの方向のみに着目して評価指標を提案しているが、これ以外にもスリップパーティショニングの程度を表しうる評価指標が定義できることに留意されたい。

今回実施したパラメトリックスタディーの全ての結果について図 32 で示した角度  $\beta$  を求めてまとめたものが、図 33 である。図 33 より、 $\phi$  が 45° の場合(2 枚が 1 つの平面をなす場合)、角度  $\beta$  は、 $\theta$  によらず小さい値となっている。 $\phi$  が 90° の場合は、どの  $\theta$  についても角度  $\beta$  が最大となることが見て取れる。角度  $\beta$  は、 $\theta$  よりも $\phi$  依存性が強く出ている。以上のように、2 面の断層面に生じるスリップパーティショニングは、深部断層面の傾斜角が 90° となる場合に生じやすいということが、今回のパラメトリックスタディーから示唆される。

図 34 は、角度  $\beta$  が大きく出た 2 ケース( $\theta$  = 15°、  $\phi$  = 90°のケースおよび  $\theta$  = 30°、  $\phi$  = 90°のケース)について、断層面上のすべり変位分布を示したものである。 $\theta$  = 15°のケース(図 34(A))の方が角度  $\beta$  は大きい(67.8°)。ところが、断層面 2 のすべり変位レベルが  $\theta$  = 30°のケース(図 34(B))よりも明らかに小さい。視覚的には、 $\theta$  = 30°のケースの方がスリップパーティショニングの度合いが強いようにも見て取れる。この結果は、スリップパーティショニングの評価は角度  $\beta$  のみではなく、他の要素も勘案した上で評価指標を考案する必要があることを示唆している。例えば、角度  $\beta$  に加えて各断層面のすべり変位レベルが一定以上あることも考慮する等。どのような指標が適切であるのかどうかは、今後の課題としたい。角度  $\beta$  のみでもスリップの方向が異なるかどうかのチェックは可能であるため、完全とは言えないまでもスリップパーティショニングを評価するための指標として一定レベル以上は機能していると考える。

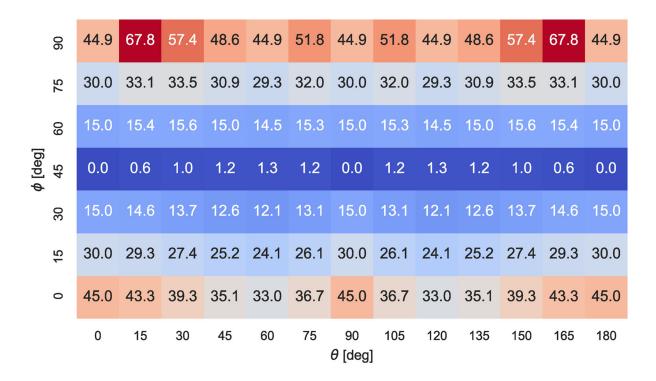


図 33 角度βのθ・φ依存性

(色付きタイル内の数値は角度 β の大きさを表しており、色が赤いほどスリップパー ティショニングの度合いが強いことを表す)

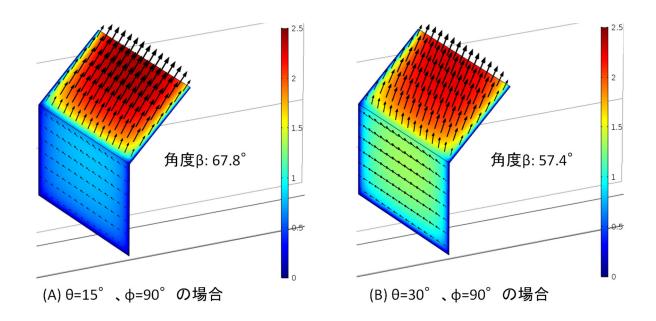
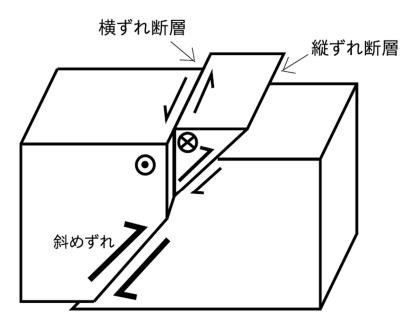


図 34 スリップパーティショニングの程度を表す指標(角度  $\beta$  )が大きい場合のすべり変位分布様式: (A)  $\theta$  =15°、  $\phi$  =90°、(B)  $\theta$  =30°、  $\phi$  =90°

## 3) スリップパーティショニングについてのシミュレーション(平成30年度実施)

# a) FEM を用いたスリップパーティショニング発生条件についての検討

断層変位のスリップパーティショニングは、図 35 に示す模式図によって説明されるこ とが多い。すなわち、大局的には断層面上に斜めずれが生じると考えられる状況で、縦ず れが一方の断層面に、横ずれが並走するもう一方の断層面にそれぞれ生じて大局的な斜め ずれを解消すると考えられている。また、スリップパーティショニングの事例として、国 内では 2016 年熊本地震の地表地震断層の一部(西原村)でスリップパーティショニングが 地表踏査によって確認されており (Toda et al., 2016)、この地点では右横ずれ (変位量: 約1.5m)を伴う主断層と並走するように北西落ちの正断層(変位量:約2.0m)が分布す ることが報告されている。この他、糸魚川ー静岡構造線活断層系の牛伏寺断層および松本 盆地東縁断層のずれ変位関係がスリップパーティショニングで説明できるとする報告等 (Ikeda et al., 2004;松多・他, 2007)、国内では数例ある程度にとどまっている。国外 では、米国 Owens Valley での調査結果 (Wesnousky and Jones, 1994) および中国での Kokoxili 地震 (2001年) に対する調査結果 (King et al., 2005) など、数例報告されて いる。なお、Toda らの報告と King らの報告は地表地震断層調査に基づいており、縦ずれ と横ずれの同時出現が確認されている。一方、Wesnousky and Jones (1994) の報告では現 地にて同時出現が確認されたわけではなく、活断層形態および地質調査に基づくスリップ パーティショニングの推定である。また、Ikeda et al. (2004) の報告と松多・他 (2007) の報告は、ともに反射法地震探査結果から想定される断層面配置についてスリップパーテ ィショニングを推定しているものであり、これらについても同時出現が地震時に確認され



大局的な斜めずれ変位を

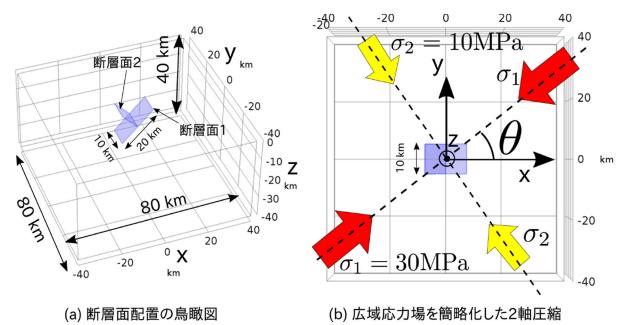
地表近くの縦ずれ断層と横ずれ断層で変位を分配

ているわけではない。以上のように、断層変位のスリップパーティショニングの事例数は、 正・逆断層や横ずれ断層単体の事例数に比べて極端に少ないため、スリップパーティショニングに対する知見や現象把握の程度は個別の逆断層や横ずれ断層の水準に達していない と考える。このような事情のため、スリップパーティショニングについて考察することは、 一定の新規性を有する。また、実際に熊本地震時に発生したと推察されていることから、 地震防災の観点からも一定の意義があると考える。

断層変位のスリップパーティショニングに関する数値シミュレーションは、国内において筆者の知る限り実施されていない。一方、国外で有限要素法に基づく弾塑性解析事例が一例(Bowman et al., 2003)ある。Bowman et al. (2003)の研究では、San Andreas 断層とその周辺に存在する断層についての実際の変位様式およびチベット北東部の Haiyuan 断層とその周辺に存在する断層についての実際の変位様式の各ケースについて、弾塑性解析から得られる変位様式と比較する程度にとどまっており、スリップパーティショニングの発生条件については言及されていない。以上のように、数値シミュレーションの分野においては、断層変位のスリップパーティショニングの事例数が少ないためか、これまでに解析の対象とされてこなかった。

# b) スリップパーティショニング発生条件探索のための問題設定

ここでは並走する2枚の断層面(これらは地下では一体化する)の傾斜角、2面が一体化する深さ、広域応力場の最大主応力方位をそれぞれ変化させ、スリップパーティショニングが発生しやすいパラメータの組を探索するとともに、得られたパラメータの組に対する断層面上のずれ変位および地表での変位様式ついて議論する。スリップパーティショニングの組み合わせとして、「逆断層と横ずれ断層の組み合わせ」および「正断層と横ずれ断層の組み合わせ」が考えられるが、ここでは牛伏寺断層と松本盆地東縁断層で推定されて



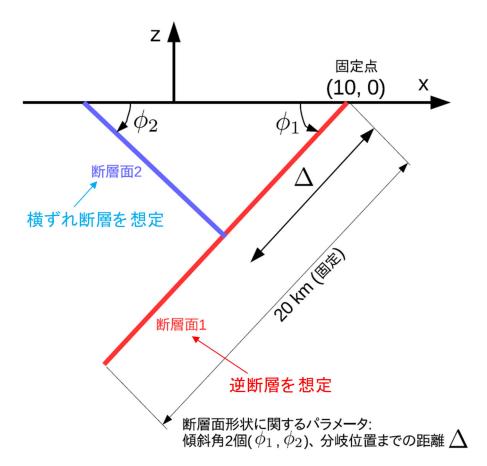


表 1 パラメータ $\theta$ ,  $\Delta$ ,  $\phi_1$ ,  $\phi_2$ の

表2 地殻および断層面の物性

取	り	う	る範囲
---	---	---	-----

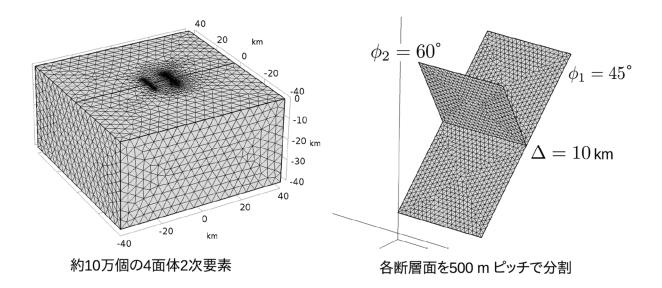
パラメータ名	数値	
最大主応力方位 (đ°)	0, 15, 30, 45, 60, 75, 90	
断層分岐位置 Δ(km)	5, 10, 15, 20	
断層面1の傾斜角 $\phi$ 1(°)	30, 45, 60, 75, 90	
断層面2の傾斜角 <i>ф</i> 2 (°)	30, 45, 60, 75, 90, 100	

パラメータ名	数值	
地殻のヤング率 (GPa)	45	
地殻のポアソン比(-)	0.3	
断層面上の法線方向剛性 (N/(m・m^2))	1.21 × 10 <sup>1</sup> 11	
断層面上の接線方向剛性 (N/(m・m^2))	1.04 × 10 <sup>7</sup>	

いる「逆断層と横ずれ断層の組み合わせ」について検討する。

問題設定として、図 36 (a) に示すように、 $80 \text{km} \times 80 \text{km} \times 40 \text{km}$  の直方体 (ヤング率: 45 GPa、ポアソン比: 0.3) の内部に、スリップパーティショニングの模式図(図 35)にある逆断層を想定した断層面 1 と横ずれ断層を想定した断層面 2 の 2 つの断層面からなる y -字型の断層面を作成した。直方体の解析領域には、広域応力場を簡略化した 2 軸圧縮状態を設定しており、最大主応力 $\sigma_1$  および中間主応力 $\sigma_2$  をそれぞれ $\sigma_1$ =30MPa,  $\sigma_2$ =10MPa とした。なお、最大主応力の大きさ 30MPa は、野島断層の地下 1000m での応力値 30MPa (池田・他, 2001) を参考とした。なお、最大主応力の作用方向 $\theta$  はパラメータであり、x 軸方向から反時計回りに0° から 90° まで 15° 刻みで変化させている(図 36 (b))。

y 字型の断層面を拡大したものが、図 37 である。今回、断層面 1 (逆断層を想定)および断層面 2 (横ずれ断層を想定)の傾斜角 ( $\phi_1$ ,  $\phi_2$ )はパラメータとしてそれぞれ変化させる。

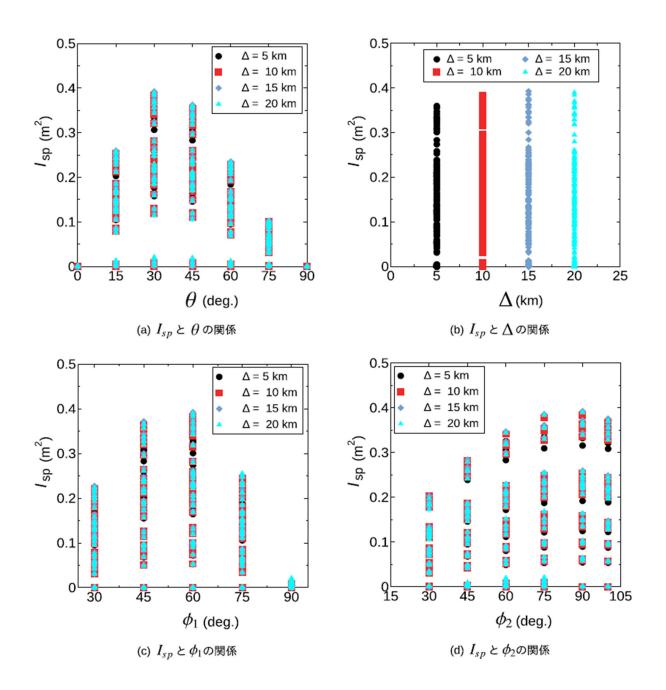


結局のところ、パラメータは「最大主応力の方位  $\theta$ 」、「断層面の交点を規定する長さ  $\Delta$ 」、「断層面 1 の傾斜角  $\phi$  1」、「断層面 2 の傾斜角  $\phi$  2」の 4 つとなる。各パラメータの取りうる数値をまとめたものが、表 1 である。すべてパラメータについて総当たり計算を行うが、 $\phi$  1=90° の場合は  $\phi$  2 の範囲は 75° までとした。なお、4 つのパラメータの組み合わせ総数は、784 ケースとなる。スリップパーティショニングは、一方の断層面の傾斜角が 90° と想定される場合が多いようであるが、今回は傾斜角 90° に限らず様々なケースについて検討した。これら 4 つのパラメータに加え、有限要素解析では地殻のヤング率、ポアソン比、断層面上の法線方向剛性および接線方向剛性が必要となる。これらの数値をまとめたものが表 2 である。なお、断層面上の法線方向剛性については母岩と同程度となるように、接線方向剛性については松田式(松田, 1975; 松田・他, 1980)を近似的に満たすように、それぞれ設定している。断層面上剛性の設定の詳細については、既発表の文献(竿本, 2018)を参照されたい。

図 38 に、 $\Delta$ =10km、 $\phi$ <sub>1</sub>=45°、 $\phi$ <sub>2</sub>=60°と設定した場合の有限要素メッシュを示す。直方体は約 10 万個の 4 面体 2 次要素で作成している。また、各断層面は 500m ピッチの 3 角形 2 次要素で分割することで作成している。一連のパラメトリックスタディーでは、 4 つのパラメータ( $\theta$ 、 $\Delta$ 、 $\phi$ <sub>1</sub>、 $\phi$ <sub>2</sub>)をセットすると自動的にパラメータを反映させた有限要素メッシュを作成するが、断層面はパラメータの数値によらず常に 500m ピッチの 3 角形 2 次要素で分割する設定とした。なお、一連の有限要素解析は、汎用工学シミュレーションソフトウェア COMSOL Multiphysics® (ver. 5.4) 上で実装・実行した。

# c) スリップパーティショニング強度の定義

本報告では、スリップパーティショニングの強弱と先に示したパラメータの関係を議論 することが重要である。したがって、シミュレーション結果を示す前にスリップパーティ ショニングの強弱の程度を示す指標を定義しておく。定性的ではあるが、断層面1で一定



レベル以上のずれ変位が算出されたとしても、断層面 2でずれ変位がほとんど生じていなければ、断層面 1 のみが活動したように見えるため、スリップパーティショニングは生じていないと考える。また、最大主応力をx 軸に沿って設定した場合も断層面 1 と 2 はともに逆断層となるため、この場合においても逆断層と横ずれのスリップパーティショニングが生じたとは言えない。以上の考えの下、ここでは断層面 1 の平均ずれ変位ベクトルのx 方向成分と断層面 x の平均ずれ変位ベクトルのx 方向成分と断層面 x の平均ずれ変位ベクトルのx 方の強度を示す指標 x になって変

$$Isp = |d1z| |d2y| \tag{1}$$

ここで、d1z は断層面 1 上の平均ずれ変位ベクトルの z 方向成分を、d2y は断層面 2 上の平均ずれ変位ベクトルの y 方向成分を表している。本報告では、この指標 Isp の値が大きけ

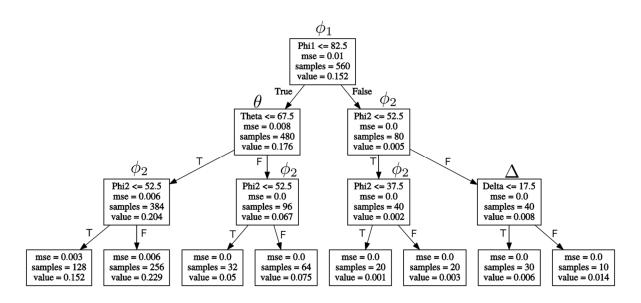


図 40 各パラメータの Isp に対する回帰木 (3 階層) (竿本, 2019 より引用)

れば大きいほどスリップパーティショニングが生じやすいと考える。以下では、今回定義 したスリップパーティショニング強度 Isp と各パラメータの関係性について議論する。

# d) スリップパーティショニング強度と各パラメータの関係性について

図 39 に、スリップパーティショニング強度 Isp と断層面形状を規定する各パラメータについての関係性を示す。各パラメータの意味は図 36 および図 37 に示すとおりであり、それぞれ、 $\theta$ :最大圧縮応力の作用方向、 $\Delta$ : 2 つの断層面の交差点を規定する距離、 $\phi_1$ : 断層面 1 の傾斜角、 $\phi_2$ : 断層面 2 の傾斜角である。図 39 の (a) から (d) の各図より、単一パラメータを固定したとしても、他のパラメータとの組み合わせによって Isp は大きく変化することがわかる。なお、各図には 784 ケース全てについてプロットしている。 Isp と  $\theta$  の関係 (図 39 (a)) および Isp と  $\phi_1$  の関係 (図 39 (c)) では、ピーク位置が他のパラメータに比べて明確であり、今回検討したパラメータの中では感度が高いと言える。一方、Isp と  $\Delta$  の関係 (図 39 (b)) は明瞭なピークが確認できない上、 $\Delta$  の違いによって Isp の分布形態がほとんど変化していないため、感度が低いと言える。 Isp と  $\phi_2$  の関係 (図 39 (d)) では、 $\phi_2$  は Isp に対して一定の感度があるが、 $\phi_1$  ほど急峻なピークを有していないことがわかる。また、各関係から、 $\theta$  が 30° または 45° の場合かつ  $\phi_1$  が 45° ~60° の範囲かつ  $\phi_2$  が 75° ~100° の範囲である場合に Isp が大きくなることが予想される。

図 40 は、各パラメータの Isp に対する回帰木を描いたものであり(作図には Scikitlearn と Graphviz を利用)、数値シミュレーション全ケースから得られた Isp を効率的に説明するにはどのパラメータについてどのような分岐を設定すれば良いかということを視覚的に確認することができる。なお、ここでは Isp がほぼゼロとなる  $\theta=0$ ° および  $\theta=90$ ° のケース(全 224 ケース)を除いている。ツリー構造の上部にあるパラメータほど Isp についての寄与度が大きいと言えるため、回帰木は図 39 で示した Isp と各パラメータの感度の表現方法の一つと考える。図 40 より、まずは $\phi_1$ が 82.5° よりも小さいかどうかについて分けることで、効率的に Isp を分類可能となる。ここでの効率的な分岐の設定とは、

表3 Isp の上位30位についての断層面上平均ずれ変位量および変位量の比(横/縦) (竿本,2019より引用)

順位	縦ずれ $ v_{1z} $ (m)	横ずれ $ v_{2y} $ (m)	$ v_{2y} / v_{1z} $
1	0.683	0.575	0.842
2	0.687	0.568	0.827
3	0.686	0.563	0.820
4	0.694	0.554	0.798
5	0.683	0.561	0.822
6	0.684	0.552	0.807
7	0.673	0.559	0.830
8	0.643	0.579	0.900
9	0.671	0.553	0.824
10	0.676	0.544	0.805
11	0.644	0.569	0.884
12	0.643	0.566	0.881
13	0.546	0.664	1.216
14	0.639	0.567	0.888
15	0.642	0.563	0.877
16	0.549	0.656	1.193
17	0.682	0.527	0.773
18	0.645	0.553	0.857
19	0.549	0.650	1.184
20	0.637	0.559	0.877
21	0.682	0.521	0.763
22	0.640	0.554	0.866
23	0.555	0.639	1.152
24	0.641	0.553	0.862
25	0.546	0.648	1.187
26	0.547	0.637	1.165
27	0.679	0.512	0.754
28	0.538	0.645	1.198
29	0.680	0.510	0.751
30	0.687	0.501	0.729

分岐後の各グループについて平均二乗誤差(mean squared error: mse)を求め、mse の合計が最小となるように設定することである。なお、誤差はグループの平均値を真値とした場合に対する誤差を指す。また、分岐のしきい値( $\phi_1 \le 82.5^\circ$  の  $82.5^\circ$  )は、パラメトリックスタディーの刻みの中間値となっており、より正確な分岐のしきい値が必要な場合はパラメトリックスタディーの刻みを細かくする必要がある。Isp の平均値が大きくなる集団(最下段左から 2 番目、mse: 0.006、サンプル数: 256、Isp の平均値:0.229)は、 $\phi_1 \le 82.5^\circ$  True  $\to \theta \le 67.5^\circ$  True  $\to \phi_2 \le 52.5^\circ$  False というパスを経てグルーピングされており、 $\phi_1$ 、 $\theta$ 、 $\phi_2$ の順で寄与度が大きいことがわかる。なお、 $\Delta$ については Isp が大きくなる集団を選定する際には現れておらず、 $\phi_1$ 、 $\theta$ 、 $\phi_2$  に比べて寄与度は小さいと言える。回帰木を用いた検討からも図 39 の目視から得られた感度と同じ結果をより体系的に得ることができた。今回のパラメトリックスタディーより、 $\theta$  が 30° 程度、 $\phi_1$  が 60° 程度、 $\phi_2$  が 90° 程度となるとき、スリップパーティショニング強度が大きくなることが示された。

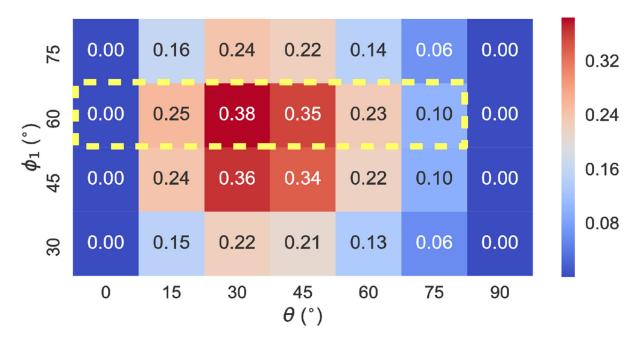


図 41  $\Delta$ =10km、 $\phi_2$ =90°のケースにおける Isp と $\theta$  および $\phi_1$ の関係 (色は Isp の大きさ ( $m^2$ ) を表す。 竿本, 2019 より引用)

# e) 縦ずれと横ずれの変位量比

各断層面上で平均的なずれ変位量が算出されているため、縦ずれ量と横ずれ量の比を求 めることができる。地表地震断層の現地調査では縦ずれと横ずれの変位量が計測されるた め (例えば Toda et al., 2016; 縦ずれ:約2.0m、横ずれ:約1.5m)、今回得られた計 算結果についてもこれらを整理しておくことは重要である。また、ずれ変位量はトレンチ 調査で得られる平均変位速度と関連するため、この観点からも変位量を整理しておく意義 がある。表 3 に、Isp が大きい上位 30 位について、断層面上での平均変位量の成分および それらの比を示す。ここで、v1z は断層面1上での平均変位ベクトルのz方向成分であり、 縦ずれ変位量に相当する。また、v2y は断層面2上での平均変位ベクトルのy方向成分で あり、横ずれ変位量に相当する。なお、断層面上の平均ずれ変位量の大きさについては、 松田式に基づいて剛性を決定しているため、各断層面上でのずれ変位ベクトルのノルムは 1.0m程度(断層長 10km の約 1/10000) となる。表 3 より、スリップパーティショニング 強度が大きいケースの多くについて、横ずれ変位量と縦ずれ変位量の比は 0.8 から 0.9 の 範囲内にあることがわかる。変位量の比が 1.0 を上回る場合がいくつかあるが、これらの ケースでは、 $\theta$  =45° という共通事項がある。 $\theta$  =45° の場合はy 方向に沿って鉛直に配置 された断層面2について理想的な横ずれを生じさせやすい応力状態であるため、横ずれ変 位量と縦ずれ変位量の比が 1.0 を上回るものと解釈できる。断層面 2 に横ずれを積極的に 生じさせるパラメータの組み合わせが最もスリップパーティショニングを生じさせる組み 合わせではないことに留意されたい。

本研究で得られた縦ずれと横ずれの変位量の比に関する知見は、現地調査時にスリップパーティショニングが疑われる場合に、スリップパーティショニングかどうかを判断するための基礎情報として活用できると考える。

# f) 断層面上のずれ変位分布

図 41 は、 $\Delta$ =10km、 $\phi$ 2=90°のケースにおいてスリップパーティショニング強度 Isp を  $\theta$  (横軸) と $\phi$ 1 (縦軸) の関数として示したものであり、色は Isp の大きさを示している。これまでに示したように、 $\theta$ =30°,  $\phi$ 1=60°周辺で Isp が大きくなっているのが確認できる。紙面の都合上、全 784 ケースについての断層面上ずれ変位分布および地表での変位分

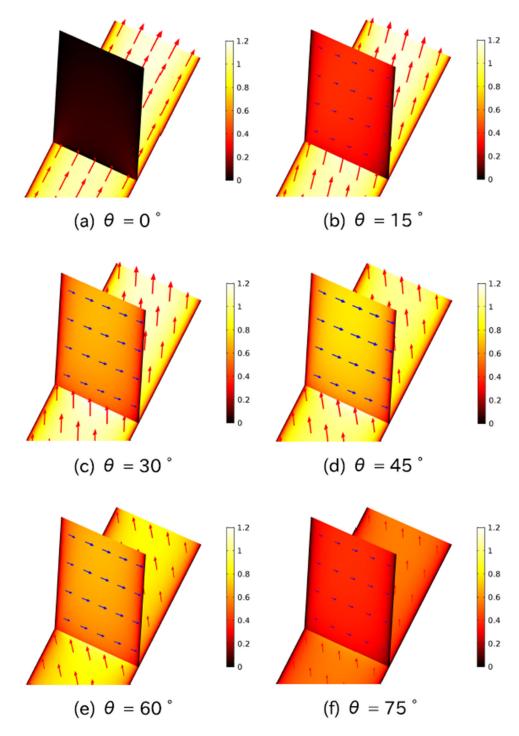


図 42 断層面上ずれ変位の分布様式 (竿本, 2019 より引用) ( $\Delta$ =10 km、 $\phi$ 1=60°、 $\phi$ 2=90°、色は変位 (m) の大きさを表す)

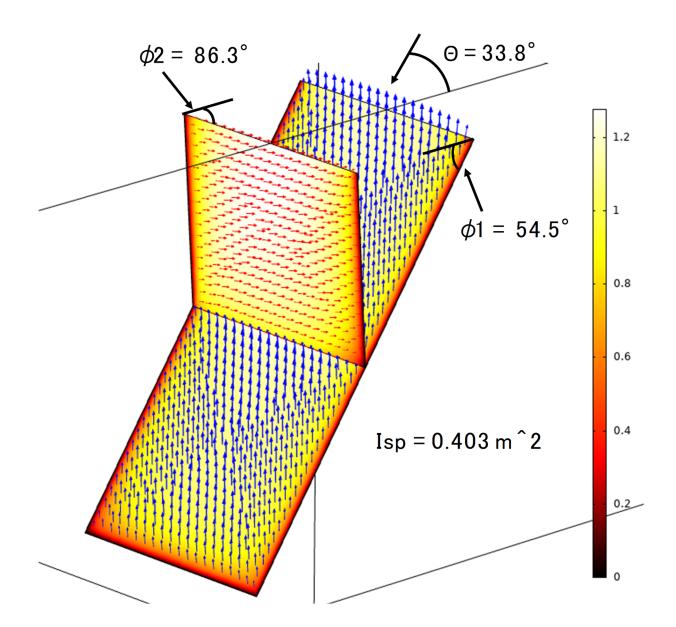


図 43 Isp が最大となるときのパラメータ( $\phi_1$ =54.5°、 $\phi_2$ =86.3°、 $\theta$ =33.8°) 布を示すことは困難であるため、ここでは $\Delta$ =10km かつ $\phi_2$ =90°のケースのうち、 $\phi_1$ =60°に固定して $\theta$ を変化させた際の断層面上のずれ変位分布および地表での変位分布を示す(図 41 の黄色破線内のケース)。

図 42 に、図 41 の黄色破線内のケースに対応する断層面上でのずれ変位分布を示す。図 42 (a) は、断層線に直交する方向に最大圧縮軸が配置される( $\theta$  =0°)ため、傾斜角が 90°である断層面 2 においては、ほとんど変位を生じていない。他方、断層面 1 では横ずれ成分が全くない逆断層成分のみが確認できる。 $\theta$  を増加させるにつれて、断層面 2 で横ずれ成分が増加していく様子がわかる。一方、断層面 1 上では逆断層成分のみであった状態から横ずれ成分が生じ、結果として断層面 1 において斜めずれが確認されるようになる。なお、 $\theta$  =45°時に断層面 2 上での横ずれ成分が最大となる。ただし、スリップパーティショニング強度 Isp が最大となるのは、 $\theta$  =30°(図 42(c))の場合である。また、図 42(b) から図 42(f)における断層面 1 および断層面 2 の横ずれのセンスは同じであり、両断層とも

に「右横ずれ」となる。なお、スリップパーティショニングの特徴の一つと考えられている変位の分担については、断層面間の距離が小さい場合( $\sim 2\,\mathrm{km}$ )に顕著に見られた。変位量の分担状況や断層面間の相互作用の詳細については、別の機会に報告したい。  $\theta$  を変化させる図  $42\,\mathrm{(a)}$  から図  $42\,\mathrm{(f)}$  の一連の結果は、主応力軸を  $\mathbf{x}$  -  $\mathbf{y}$  面内で回転させた場合そのものであるが、主応力回転が断層面上の変位の方向・大きさに影響を及ぼしていることは明らかである。この結果は、仮に断層面形状および地表でのずれ分布が確定した場合に、断層面周辺の最大圧縮主応力の方向を逆問題として推察可能となることを示唆している。一般に、断層面周辺の応力場を高い精度で取得することは困難であるため、主応力を回転させるなどのパラメトリックスタディーは社会基盤施設への断層変位の影響を考察する上で一定の意義があると考える。

これまでのパラメトリックスタディーより、 $\phi_1$ =60°、 $\phi_2$ =90°、 $\theta$ =30°付近でスリップパーティショニング強度 Isp が大きくなることがわかっている (図 41)。しかしながら、パラメトリックスタディーではパラメータの刻みの大きさ程度の精度までしか考察することができないため、最も Isp が大きくなるパラメータの組は探索できていない。これに対し、図 43 は  $\Delta$ =10km のケースについて、最適化解析(ベイズ最適化)を用いて Isp を最大化するパラメータの組を探索した結果を示している。 $\phi_1$ =54.5°、 $\phi_2$ =86.3°、 $\theta$ =33.8°のとき、Isp の最大値 0.403 m² が得られた。パラメトリックスタディーで得られた Isp の値 0.38 m²に対して約 1.06 倍となっており、よりスリップパーティショニング強度が大きい。

今回の取り組みでは主応力の回転のほか、多くのパラメータの組について断層面上ずれ変位と地表での変位様式等、実に多くの情報を得ることができた。しかしながら、得られた全ての情報を効率的に活用できたとは言い難い。多くの結果を効率的に解析・解釈し、重要な知見・特徴を抽出するためのデータマイニング手法について今後検討する必要がある。

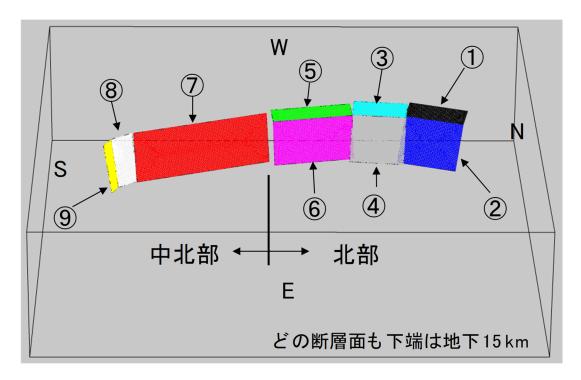
g)スリップパーティショニング発生条件探索についてのまとめ

逆断層と横ずれ断層の組合せについて、スリップパーティショニングが発生しやすいと 考えられる条件を有限要素法によって探索した。得られた結果は以下のとおりである。

- 1. 断層面上の平均ずれ変位を用いてスリップパーティショニング強度を定義した。
- 2. スリップパーティショニング強度が大きくなるパラメータの組を見出した。

 $(\theta = 30^{\circ}, \phi_1 = 60^{\circ}, \phi_2 = 90^{\circ})$ 

- 4. 断層面上の縦ずれ変位量と横ずれ変位量の比を調べた結果、スリップパーティショニング強度が大きいケースのほとんどは、その比が 0.8 から 0.9 程度であった。
  - 4) 糸魚川-静岡構造線断層帯の北部区間・中北部区間の断層面モデルの作成および FEMによる変形解析(平成 30 年度実施)
  - a) サブテーマ1とサブテーマ2で得られた知見を統合した断層面モデル
  - 図 44 にサブテーマ1および2の知見を統合した断層面モデルの詳細を示す。北部区間



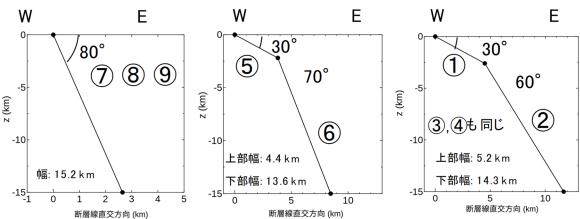


図 44 糸魚川ー静岡構造線断層帯 北部区間・中北部区間の断層面モデル

には神城断層および松本盆地東縁断層北部が、中北部区間には松本盆地東縁断層南部一牛 伏寺断層一岡谷断層群および諏訪湖南岸断層群がそれぞれ配置される。神城断層は、図 44 中の断層面①、②、③、④で表されており、断層面①と②からなる神城 1、断層面③と④ からなる神城 2 に細分される。断層面⑤と⑥は松本盆地東縁北部を、断層面⑦は松本盆地 東縁断層南部一牛伏寺断層一岡谷断層群に相当する。断層面⑧と⑨は、諏訪湖南岸断層群 をそれぞれ表す。断層面①と②、③と④、⑤と⑥の各ペアは、それぞれ地下でキンク(折 れ曲がりを有する構造)となっており、図 44 下段右の断面図が①と②および③と④の断面 を、図 44 下段中央の断面図が断層面⑤と⑥のペアに対応する断面図である。断層面⑦から ⑨は全ての断層面について傾斜角が 80°であり、地下での断面図は図 44 下段左のとおり である。いずれの断層面も東落ちであり、各断層面の地下下端の深さは 15km と設定してい る。地表面における断層線端部の位置はそれぞれ、断層面①(断層長 18.4km):北端 (36.789079°, 137.905755°) ー南端(36.664632°, 137.849278°)、断層面③(断層長 16.5km):北端(36.658987°, 137.85825°) ー南端(36.541295°, 137.839537°)、断層 面⑤(断層長 24.6km):北端(36.531295°,137.85765°)-南端(36.356748°,137.900219°)、断層面⑦(断層長 42.6km):北端(36.346517°,137.92048°)-南端(36.057010°,138.052998°)、断層面⑧(断層長 7.7km):北端(36.052846°,138.05231°)-南端(36.008215°,138.093596°)、断層面⑨(断層長 5.0km):北端(36.008215°,138.09360°)-南端(35.993147°,138.134708°)である。断層面①の北端から断層面⑨の南端までの南北方向長さは、約110kmである。ここで、各断層面の色は作成した面を区別するために色付けしているものであり、色に断層面区別以外の意味はない。以上のように断層線の位置は緯度・経度で管理しているが、有限要素解析を実施する際には、球面メルカトル座標(EPSG3857)に変換した後に適切な点を原点にとって断層面①から⑨が解析モデルのほぼ中央部に位置するように調整している。

#### b) 北部区間・中北部区間に対する有限要素メッシュ

図 45 は、図 44 の断層面①から⑨に対する有限要素メッシュを示したものである。東西 150km、南北 150km、深さ方向に 40km の直方体のほぼ中央部に断層面①から⑨をセットしている。 x-y-z 座標の原点は、緯度:36.3921316679°、経度:137.9871225°の地表面とした。直方体を構成する 4 面体 2 次要素の総数は約 52 万、断層面を構成する 3 角形 2 次要素の総数は約 2 万である。以上の要素数を用いた結果、今回作成した有限要素メッシュでは、約 226 万元(変位評価点での未知変位の数に相当)の連立一次方程式に帰着する。ここで、断層面を構成する 3 角形 2 次要素は 1 辺の長さが 500mとしており、変位評価は 250m間隔で実施することができる。なお、広域応力場についてはサブテーマ 2 から最大主

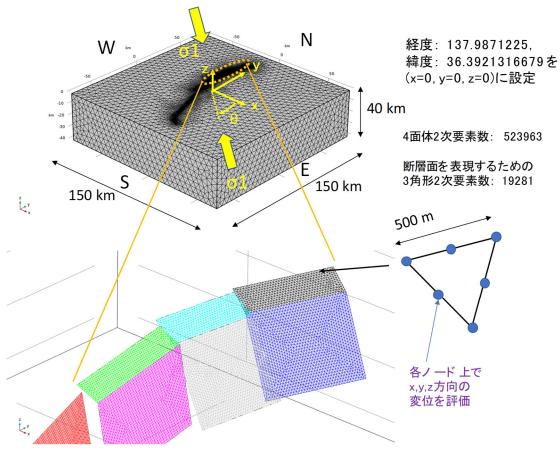


図 45 糸魚川 - 静岡構造線断層帯 北部区間・中北部区間に対する有限要素メッシュ

応力方位が「北西-南東」と得られているため、これに対応させる。今回の検討では、東西方向(x 軸方向)から 5° 刻みで最大主応力軸を時計回りに回転させ、回転角が 60° となるまでの各ケースについてパラメトリックスタディー(全 13 ケース)を実施している(図 45 中の  $\theta$ )。また、断層面上の接線方向剛性は各断層面の断層線長に対応する剛性値が松田式を満たすように各断層面について設定している。

# c) 最大主応力方位と断層面上すべり分布の関係について

図 46 は、最大主応力の方位  $\theta$  を 0 ° から 60 ° まで変化させた場合の断層面上すべり分布を示したもので、色はネットスリップの大きさを表している(青: 0 m, 赤: 2.5 m)。  $\theta$  が増加するにつれて、各断層面上でのすべり分布が様々に変化していることが見て取れる。

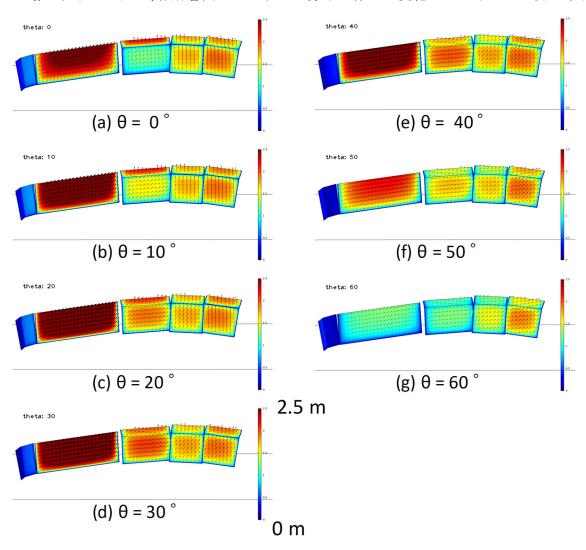


図 46 最大主応力方位 θ と断層面上すべり分布の関係

とりわけ、断層面⑦(松本盆地東縁南部-牛伏寺-岡谷断層群)上でのすべり変位分布の変化は顕著であり、 $\theta$ =60°の場合に変位レベルが著しく小さくなることがわかる。牛伏寺断層における調査結果から、左横ずれが大変卓越していることがわかっている(例えば、近藤・他,2006)ため、横ずれレベルが小さい $\theta$ が0°のケースおよび60°のケースは最大主応力の方位としては不適切であると考える。左横ずれセンスが最大となる $\theta$ =30°の

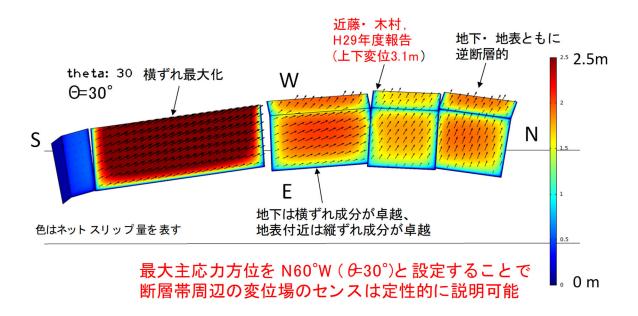


図 47 既往調査結果と整合的なすべり変位センス ( $\theta$  = 30° 時)

ケースを拡大表示したものが、図 47 である。図 47 に対するずれ変位分布において、以下に挙げる 3 点から  $\theta$  =30° のケースが糸魚川-静岡構造線断層帯の北部区間・中北部区間での最大主応力方位として適切であると考える。(1) 牛伏寺断層を含む断層面⑦において左横ずれが最大化されること、(2) サブテーマ 1 の調査(文部科学省研究開発局・国立研究開発法人産業技術総合研究所,2018)で得られた変位センス(逆断層)と整合的であること、(3) 神城断層での地表地震断層に対するトレンチ調査結果(勝部・他,2017)から得られた結果(逆断層)と整合的であること。

以上の検討によって、今回設定した断層面モデルについて最大主応力の方位を $\theta$ =30° (N60° W) と設定することで、断層帯周辺でこれまでに得られている調査結果を定性的ではあるが、ずれ変位センスを説明可能であることが示された。また、断層面⑤と⑥の変位センスが地下では横ずれ成分が卓越しているものの、地表付近では逆断層成分が卓越することが特徴である。なお、変位レベルについての定量的な比較・検討は、パラメトリックスタディーから得られた地表変位分布を示した後で述べる((2)-e))。

# d) 最大主応力方位と地表面における変位分布の関係について

図 48 は、最大主応力方位を  $\theta$  = 0 ° から 60 ° まで変化させた際の地表面における水平方向の変位分布をそれぞれ示している。一連の断層帯の断層線は基本的には南北方向であるため、東西圧縮( $\theta$  = 0 °)に近ければ近いほど地表面変位の東西成分の差異は顕著となる。当然ながら、断層線東側の上盤側が西へ(青色)、下盤側が東へ(赤色)変位する。 $\theta$  の増加にともなって、地表面における東西成分のレベルは小さくなっていくことが確認できる。この結果は図 46 でネットスリップのレベルが  $\theta$  = 60 ° で小さくなることを反映している。

図 49 は、最大主応力方位と地表面変位の上下成分の関係を示したものである。 $\theta$  によらず神城断層(断層面①~④)の東側に、隆起する領域が生じていることがわかる。この結果は断層面地下で設定した折れ曲がりに起因するもので、結果として神城断層の地表地震断層で確認された逆断層の変位センスと断層線東側に存在する山地を表現することに成功

している。以上の結果からも断層面①から④における地下での折れ曲がりの設定は妥当であると判断できる。図 46 から図 49 で示した最大主応力方位と各種変位分布の検討を経て、今回設定した断層面形状は調査結果から得られている変位センスを定性的ではあるが説明可能と言える。以下では実際に計測された変位レベルとの比較を通じ、今回の断層面設定がどの程度信頼できるのかを検討するとともに、より現実の変位レベルに近くなるような断層面改変を試みた結果について述べる。

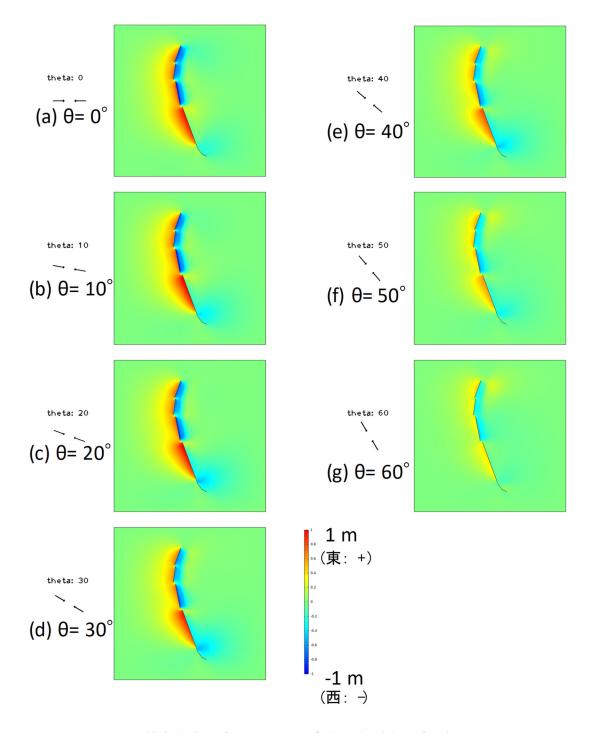


図 48 最大主応力方位と地表面変位分布(東西成分)の関係

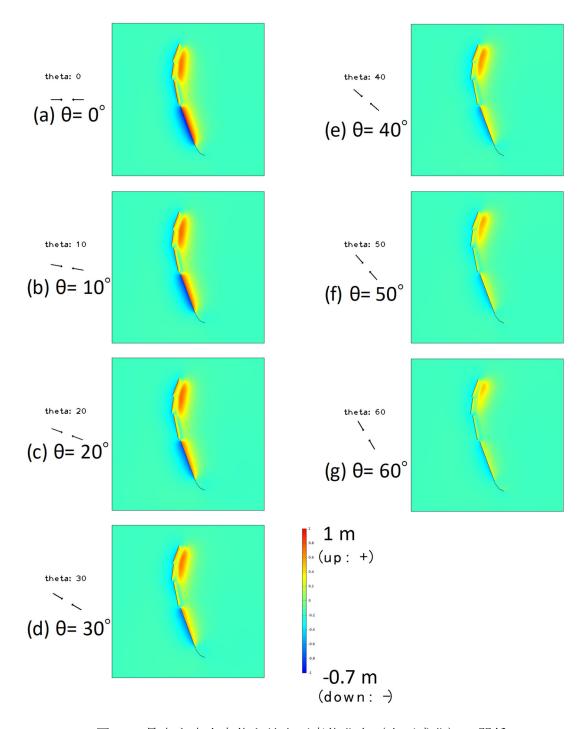


図 49 最大主応力方位と地表面変位分布(上下成分)の関係

e) 既往研究で報告されたすべり変位の計測結果とシミュレーション結果の比較 図 50 は、既往研究で報告されたすべり変位計測結果 (3 地点) と、対応する地点におけるシミュレーション結果をそれぞれ示したものである。図 50 中の地点 1 は、本プロジェク

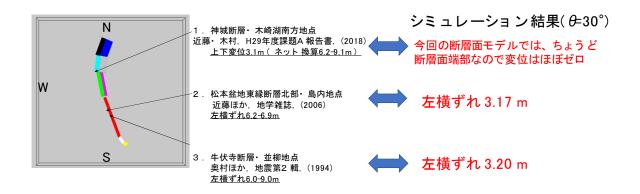


図 50 既往研究で報告されたすべり変位の計測結果とシミュレーション結果の比較

ト内でサブテーマ 1 の一環として実施された調査結果(文部科学省研究開発局・国立研究開発法人産業技術総合研究所、2018)に基づくものであり、神城断層の南に位置する木崎湖南方地点にて 3.1mの上下変位が計測されている(傾斜角を推定してもとめたネットスリップ量は  $6.2\sim9.1$ m)。また、地点 2 での変位量は松本盆地東縁断層北部・島内地点のもので左横ずれ  $6.2\sim6.9$ mが計測されている(近藤・他、2006)。地点 3 の牛伏寺断層・並柳地点では左横ずれ  $6.0\sim9.0$ mと報告されている(奥村・他、1994)。この 3 地点以外でも調査された事例はいくつかがあるが、ここでは最大変位量と考えられるものを対象とした。

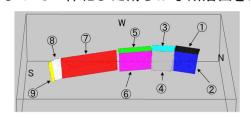
これらの3地点に対応する位置でのシミュレーション結果( $\theta$ =30°のケース)は、図50右段に示すとおりである。地点1については、今回の断層面モデルではちょうど神代断層南端に位置するため変位レベルはほぼゼロであった。地点2に対しては、シミュレーション結果は、左横ずれ3.17m、地点3に対しては左横ずれ3.20mという結果になった。現地調査結果によれば、6.0~9.0m程度となっているため、シミュレーション結果の2~3倍程度の変位量が計測されていることになる。本シミュレーションでは断層面上の物性を松田式に基づいて設定しているため、断層セグメントが長大にならない限り算出される変位量が大きくなることはない。したがって、現地調査から得られる変位レベルにシミュレーション結果をより近づけるためには、断層面を長大化する必要がある。断層面の長大化方法として様々な方法が考えられるが、ここでは図44で示した9つの断層面を滑らかに接合することによって断層面を長大化することを試みる。以下に断層面の長大化方法と長大化した断層面を用いたシミュレーション結果を示す。

#### f) 現地調査結果を説明するための断層面長大化の試み

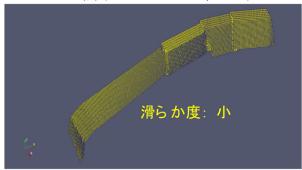
断層面①から⑨を滑らかに接合するには、補間法に関する知見が必要となる。各断層面を構成する有限要素メッシュはすでに作成しているので、各断層面を構成する点群データはすでに把握している。また、各断層面の法線に関する情報もすでに把握している。点群データに対する補間方法はコンピュータグラフィックスの分野で活発に研究されており、広く用いられる補間法として Poisson Reconstruction 法 (Kazhdan, 2006)、Radial Basis Function 法 (Carr, 2001; 金井, 2004)、Multi-level Partition of Unity 法 (Ohtake, 2003) 等が挙げられる。ここでは点群の位置データおよびその位置での法線データの両方

点群から滑らかな面を作成する Poisson reconstruction法 (Kazhdan et al., 2006)

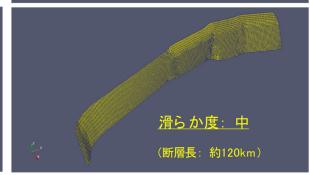
によって一体化した滑らかな断層面を生成



松田式を近似的に満たすように物性を調整 しているため 断層線を長大にする必要がある







今回は滑らか度が「中」のモデルについて検討 (計算規模は、一体化前のモデルと同程度)

図 51 Poisson Reconstruction 法によって作成した滑らか度の異なる長大化モデル

を利用する Poisson Reconstruction 法によって滑らかで長大な断層面を作成することとした。この手法によれば、点群データのみならず面の法線についても滑らかに変化させて接合することが可能となる。また。同手法は滑らかな度合いを調整するパラメータを有しており、このパラメータを変更することで、様々なモデルについて検討することが可能となる。

図 51 に滑らか度を大・中・小と変化させた場合の一体化・長大化した断層面メッシュをそれぞれ示す。滑らか度が小のケース(図 51 右上)では、既存の断層面形状が明瞭に確認でき、滑らかな一体化モデルというよりも、断層面間を直線的に一体化した状態となっているのが確認できる。一方、滑らか度が大のケース(図 51 左下)では、断層面①から⑨を最小二乗的に滑らかに連結した結果となっており、オリジナルの点群と比べて一連の断層面形状が大きく変更されていることがわかる。また、滑らか度が大のケースでは神城断層部分の地下の折れ曲がりが消失しており、このモデルを用いた変形解析では神城断層東部の山地を形成するための隆起がモデル化できないことがわかっている。今回の検討では、地下の折れ曲がりを有し、一定レベル以上の滑らかさを有している滑らか度中(図 51 右下)のモデルについて有限要素解析を実施した。なお、一体化した断層面モデル(滑らか度:中)の地表における断層線の長さは、断層線に沿う距離計測で約 120km(119.3km)であった。一体化した断層面上の接線方向剛性については、断層線長を 119.3km とした場合に対応する接線剛性(1.18×10 $^6$ N/(m m²)、松田式を満たすように算出)を、断層面上に一様に設定している。

図 52 は最大主応力方位 θ (定義は図 45 中に記述) を東西方向から 5 ° 刻みで時計回り

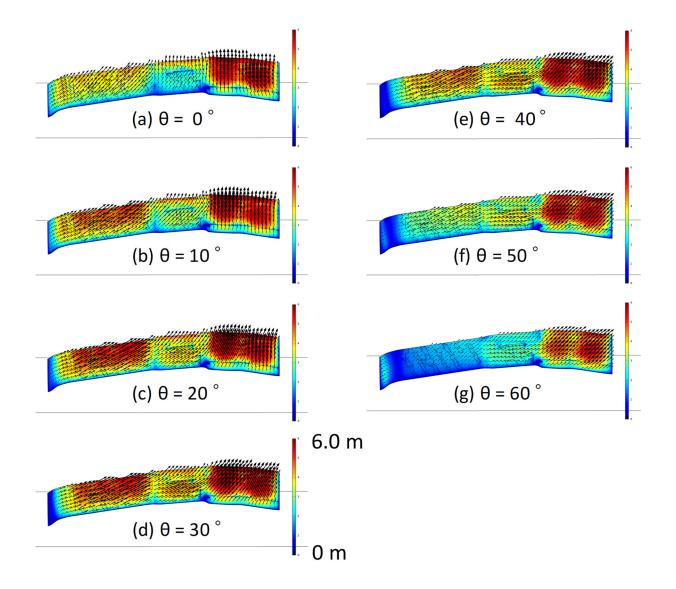


図 52 最大主応力方位 θ と断層面上すべり分布の関係 (一体化モデル、断層線長 119.3km)

に回転させた際の一体化した断層面上でのすべり変位分布(色はネットスリップ量を表す)を示している。図 52 は図 46 に対応しており、大局的な変位分布様式は一体化前の断層面モデルと大きくは変わらない。 $\theta$ =30°程度のとき、牛伏寺断層付近で左横ずれが最大化されることも図 46 と同様である。ただし、ネットスリップ量が断層面上剛性の低下にともなって大きくなっていることに留意されたい(レンジが 0.0~6.0 m)。

図 53 は、一体化した断層面モデルに対して  $\theta$  = 30° とした場合に対するすべり変位分布図を拡大したもので、図 50 で示した既往の調査結果との変位比較結果も合わせて示している。一体化したモデルによって、地点 1 では変位レベルがほぼゼロであったものが、上下変位 1.31m となり、一体化する前の結果よりも改善されていることがわかる。なお、地点 1 における変位のセンスは一体化した断層面モデルに対するシミュレーション結果でも逆断層的であり、一体化前の特徴は失われていない。ただし、変位レベルについては依然として計測結果よりも小さいため、今後はこの差異を小さくするための検討に着手する。地点 2 では横ずれ量 3.2 mが 4.9 m となり、より実測結果に近くなった。同様に地点 3 にお

いても、一体化前の結果よりもより実測結果に近い横ずれ量となって改善されていることが確認できる (3.2mが 4.4m)。以上のように断層面を一体化してスケーリング則を適用することで断層面を一体化する前よりも実測値に近い結果を得ることはできたが、計測結果の変位レベルは実測結果よりも数m程度小さい。今後、より実測結果を模擬するための方策・工夫が必要となるが、この点については断層面形状の再考、断層面上物性の再考などが現時点で挙げられる。

- 5) プルアパート構造についてのシミュレーション(令和元年度実施)
- a) プルアパート構造に関する既往研究

図54は、2面の近接する断層面の断層運動によって生成されるプルアパート構造についての模式図を示している。各断層面のずれのセンスが左横ずれかつ2面の位置関係が左ステップの場合、断層面で挟まれる領域が引張りによって陥没する(図54中央部)。この陥没した領域に周囲から物質が供給されて堆積することで、プルアパート盆地が形成されると考えられている。この例のように左横ずれ・左ステップの場合は断層面間に引張りが生じるが、左横ずれ・右ステップの場合は、断層面間に隆起(プレッシャーリッジ)が生じる。これら以外の断層変位様式として、右横ずれ・右ステップ、右横ずれ・左ステップが考えられるが、断層面間に引張りが生じて陥没するのは、右横ずれ・右ステップの場合である。したがって、プルアパート構造が生じる組合せは、左横ずれ・左ステップまたは右横ずれ・右ステップのいずれかのケースに限られる。なお、今回の対象地域の一部である諏訪盆地は、左横ずれ・左ステップのケースであると考えられている(例えば、藤森,1991)。今回の検討では、諏訪盆地と同様の左横ずれ・左ステップのケースを対象とする。

断層変位に起因するプルアパート構造の形態および形成過程については、国内外を問わず様々な研究がなされており、(1)地形調査に基づくプルアパート形態分析・生成過程推察(例えば Aydin and Nur, 1982; 藤森, 1991; An, 1997; 田力・他, 2007)、(2)砂箱実験に代表されるアナログ実験との比較・検討に基づくプルアパート生成過程考察(例えば McClay and Dooley, 1995)、(3)数値解析によって実フィールドのプルアパート構造を説明しようとする研究(例えば Du and Aydin, 1995; Katzman et al., 1995; Bertoluzza and Perotti, 1997; Liu and Konietzky, 2018)の3つのアプローチに大別できる。

Aydin and Nur (1982)は、世界で確認されている横ずれ断層起因のプルアパート盆地および盆地スケールよりもスケールが小さいプルアパート構造について、それらの幅 W と長さ L を系統的に調べ、その関係は平均的に L=3.2W であるとまとめている。なお、諏訪盆地は L=2.5W 程度である。藤森 (1991)は、諏訪盆地についての地形を考察し、結果として3タイプの断層に分類し、それぞれについてスリップレートを推察している。An (1997)は、相互作用している横ずれ断層面間の最大距離を断層長と関連付けて整理しているのが特徴であり、プルアパート構造そのものではなく、断層面間の距離に焦点を当てている。田力・他 (2007)は、諏訪湖北岸から茅野付近に至る地域で活断層分布とそれらのスリップレートを推定している。得られた活断層分布は4つの幾何セグメントに区分できるとし、北方の3セグメントはプルアパート盆地を構成する際に作成された副次的な断層、最も南方のセグメントはプルアパートを作成するための主断層に相当すると推察して

いる。

McClay & Dooley (1995)は、プルアパート構造の砂箱実験を行い、結果をアルゼンチン 北部アンデスにある実際のプルアパート盆地(左ステップ・左横ずれ)と比較している。 Du and Aydin (1995)は、せん断破壊でクラックが進展する様子を境界要素法で解析し ている。

Katzman et al. (1995)は、死海付近で確認されるプルアパート盆地を境界要素法に基づく数値解析によって説明しようとするもので、shear-zone の有無について 4 ケース、2 断層面のオーバーラップ量の違いについて 3 ケース検討している。結果、対象としているケースでは 30km を超えるオーバーラップを設定すると良く説明できるとしている。Bertoluzza and Perotti (1997)は、断層面間のおーばラップを変化させた 4 つのモデルについて FEM 解析を実施している。断層面上の剛性は、ゼロと仮定されており、モデル境界を変位制御することでプルアパートを模擬する点が特徴的である。Liu and Konietzky (2018)は、2D 個別要素法 (PFC2D)を用いて粒子物性を様々に変化させた際に出現するプルアパート形状について検討している。 2 断層面の相対位置は 3 ケースのみについて考察しており、この研究でもモデル境界を変位制御することでプルアパートを模擬している。

既往の研究の多くは、個別の断層系を対象とした場合や、実験や数値シミュレーションのケース数が多くはない等、個別事情または限られた条件下であるため、プルアパート構造に関して基礎的かつ系統的な知見を得難い状況にある。プルアパート構造を生成するためのテクトニックセッティングや断層面間距離の影響を仔細に検討しておくことは、諏訪盆地周辺の活断層評価を行うための基礎情報として必要であると考える。このような背景のもと、ここでは三次元有限要素解析によって、断層面間距離および断層面周辺の主応力方位を様々にそれぞれ変化させ、これらの違いがプルアパート構造や変位様式にどのように影響するのかを715ケースにおよぶパラメトリックスタディーを通じて系統的に調べた。今回の取り組みと既往の研究との主たる違いは、ケース数が多いこと、主応力の方位をシミュレーションに取り込んでいることが挙げられる。

### b) プルアパート構造のパラメトリックスタディーに関する問題設定

図 55 は、2面の断層面を含むモデルを示したもので、断層面は左ステップするように配置している。ここで、2面の断層面のサイズは同一であり、それぞれ断層長 20km、断層幅 15km である。x 軸方向の断層面間隔および y 軸方向の断層面間隔をそれぞれ disx, disy と置き、disx については、1 km から 21km まで 2 km 間隔で、disy については、0 km から 24km まで 2 km 間隔でそれぞれ変化させた (図 55 の断層面配置は、disx=10km、disy=15km のケースに相当)。また、最大主応力の方位についても、N75W,N60W,N45W,N30W,N15W と 5 通り変化させた。なお、最大主応力の大きさは  $\sigma_1$  = 30MPa、最小主応力の大きさは  $\sigma_2$  = 10MPa と設定した。これらのパラメータの全ての組み合わせ 715 ケースについて有限要素解析を実施する。なお、断層面を含む直方体 (100km×100km×40km) は硬質岩盤を想定しており、その物性値はヤング率 45GPa、ポアソン比 0.3 と仮定した。また、断層面上の剛性は、松田式を満足するように決定している (法線方向剛性:1.21×10<sup>11</sup> N/(m・m²)、接線方向剛性:  $5.21\times10^6$  N/(m・m²))。断層面上における剛性の決定方法の詳細は、既報 (竿本,2018;竿本,2019)を参照されたい。ここで、disx はステップ幅に、20km-disy はオーバーラップ (断層面の重なる長さ) に対応する。なお、解析のための有

限要素メッシュは、約14万個の四面体要素からなる。断層面については、500m間隔で三角形メッシュを生成している。結局のところ、図55で示される有限要素モデルは、約60万個の変位成分を未知数とする連立一次方程式に帰着し、この連立一次方程式を解くことで定量的に変位成分が求まる。

c) プルアパート構造に関するパラメトリックスタディーから得られる地表での変位様式

紙面の都合上、715 ケース全てについての結果を示すことは不可能であるので、諏訪盆地と同程度のステップ幅である disx=5 km のケースに限って結果を示す。図 56 から図 60は、ステップ幅 disx=5 km のケースに対して最大主応力の方位をそれぞれ N15W(図 56),N30W(図 57),N45W(図 58),N60W(図 59),N75W(図 60)と変化させた場合について地表面変位の上下成分を示したものである。それぞれの図において、赤は隆起を、青は沈降を示している。最大主応力の方位によらず、断層面のオーバーラップ (20km-disy) が極端に大きい場合、盆地中央部 (モデル中央部) での沈降量は小さいことが確認できる。この結果は、盆地中央部を最も沈降させるのに適したオーバーラップ量が存在していると解釈できる。

地表面変位の上下変位の分布様式については、最大主応力方位によらずオーバーラップ量が等しければ、断層面周辺で見られる変位様式はほとんど同じであることがわかる。なお、変位の大きさについては最大主応力によって異なっており、ピュアな横ずれを生じさせやすい N45W の場合に、変位量は最も大きくなる(最大値:  $0.13\,\mathrm{m}$ , 最小値:  $-0.23\,\mathrm{m}$ )。 N45W をピークとして、N30W と N60W、N15W と N75W の組がそれぞれ同程度の変位の大きさとなる。

断層面の相互作用の観点からは、 $disx=5 \, km$  の場合は、断層面が単独で存在した場合の変位様式と比較して、全てのケースについて相互作用を生じている。断層面が単独で存在する場合は、断層端部の左右に変位が極大・極小となる点がペアで現れる(例えば、図 56(f)の断層上端付近の変位分布)。今回のケースでは、断層面のオーバーラップが8km(disy=12km)よりも大きい場合にモデル中央部で大きな沈降が生じることが見て取れる。なお、オーバーラップがなくなる(disy>20km)とモデル中央部の沈降量が小さくなることも確認できた。

図 61 は、モデル中央部での上下変位量、オーバーラップ (20km-disy)、ステップ幅 (disx)の関係を全てのケースについて示したものである。色が明るければ明るいほど沈降量が大きいことを表している。図 56 から図 60 で最大主応力方位の影響が小さいことを反映して、図 61 (a) から図 61 (e) においても上記 3 つのパラメータの関係性はほとんど変わらない。図 61 (c) の N45W のケースで、沈降量が最大となる。また、図 61 (a) から (e) で、沈降量のピーク位置がほとんど同じ位置 (ステップ幅が 3 km 付近、オーバーラップが 2 km 付近) になっていることが確認できる。図 61 (a) から (e) 中の破線は、沈降量に関する等値線を表している。縦軸と横軸のスケールは等しくしてあるため、仮に各破線が円形であれば、ステップ幅のモデル中央部の沈降量に対する感度と、オーバーラップのモデル中央部の沈降量に対する感度がほぼ同じであると言える。図 61 (a) から (e) では破線の間隔はステップ幅よりもオーバーラップの変化についてより密になっていることがわかる。このことは、オーバーラップのモデル中央部の沈降量に対する感度がステップ幅のそれよりも大きいことを示している。言い換えれば、オーバーラップの感度が高いと言える。この感度

に関する知見は、多くのパラメトリックスタディーを実施することで初めてわかることであり、重要な成果の一つであると考える。パラメトリックスタディーに加え、disx=5kmのケースについて、最適化アルゴリズム BOBYQA (Powell, 2009)を利用して、モデル中央部での沈降量が最大となる最大主応力方位とオーバーラップ量を探索した。結果、N44Wでオーバーラップが 1.68km (disy=18.32km) の場合、沈降量が最大 (21.2cm) となる結果を得ている。

以上、有限要素解析を用いて基本的なプルアパート構造に対するパラメトリックスタディー(合計 715 ケース)を実施した。今回の検討を通じて得られた知見は、以下のとおりである。

- ステップ幅が 3.0km、オーバーラップが 2.0km の場合、最大主応力の方位によらず強い沈降が確認された。
- 断層面間のオーバーラップが極端に大きい場合、ステップ幅の大きさによらず沈降は ほとんど生じない。
- 沈降量の大きさは最大主応力方位に依存しているが、地表変位(上下成分)の分布様式 は最大主応力の方位に依らず似通ったものになった。
- オーバーラップのモデル中央部沈降量に対する感度は、ステップ幅のモデル中央部沈 降量に対する感度よりも大きい。
  - 6) 諏訪盆地周辺の断層面の傾斜角に関するパラメトリックスタディー(令和元年度実施)
  - a) 諏訪盆地周辺の断層面傾斜角検討に関する問題設定

糸魚川一静岡構造線断層帯の中南部区間のモデル化に際し、諏訪盆地を限る断層面の傾斜角を決定しておく必要がある。既往の研究では、諏訪湖より北側のセグメントでは東傾斜の逆断層を示唆するデータ(萩原・他,1986; Ikami et al.,1986; Sato et al.,2004)が、南側のセグメントでは西傾斜の逆断層を示唆するデータ(平川・他,1989; 隈本・池田,1993; 狩野・他,2004)がそれぞれ報告されている。これらの研究は、諏訪湖を境にして北と南で構造が大きく異なることを示唆している。しかしながら、諏訪盆地を限る断層面の傾斜角については、不明な部分が多い。また、諏訪盆地はプルアパート盆地であると考えられているため、有限要素法によって諏訪湖周辺の変位場を求めた場合に、諏訪湖を含む地域で地盤が沈降するような断層面配置を設定する必要がある。ここでは、諏訪湖を含む地域で断層変位によって地盤が沈降するという観点から諏訪盆地を限る断層面の傾斜角を推定する。このように力学に基づくシミュレーションを拘束条件として断層面配置を検討することができるのが本研究の特色の一つである。

サブテーマ1より、諏訪湖周辺では4面の断層面を想定した。それらの断層線を図62に示す。便宜上、この4枚の断層面を、断層面⑧、断層面⑨(⑧・⑨:諏訪湖南岸断層群)、断層面⑩、断層面⑪(⑩・⑪:諏訪湖北岸断層群)と呼ぶ。なお、中南部区間としては、断層面⑩・⑪に加え⑪の南端付近から南東に伸びる断層面⑫(茅野ー釜無山断層群ー下蔦木)を含むことになる(後述)。なお、断層面①から⑦は北部区間・中北部区間で設定したとおり(昨年度報告書、後述)であり、番号と断層名称との対応は以下のとおりである。断層面①から断層面④:神城断層、断層面⑤と⑥:松本盆地東縁断層北部、断層面⑦:松本盆地東縁断層南部・牛伏寺断層・岡谷断層群。ところで、今回の検討で用いる4

枚の断層面 (⑧~⑪) の傾斜角は、不明な部分が多い。ここでは、 4 枚の断層面の傾斜角をそれぞれ 70° から 90° まで 5° 刻みで変化させてパラメトリックスタディーを実施し、諏訪盆地一帯が沈降するセンスとなる断層面傾斜角の組を考察する (全 625 ケース)。作用させる最大主応力の大きさはこれまでの検討で用いている  $\sigma_1$  = 30 MPa,  $\sigma_2$  = 10 MPa とし、 $\sigma_1$  の作用方向は昨年度の検討によって推定された N60W を用いる。N60W の方向に最大主応力を作用させることで、牛伏寺断層の左横ずれが最大化されるとともに、神城断層での変位センスが逆断層と一致することを昨年度の検討で確認している。諏訪盆地が沈降しているかどうかの評価には、図 62 中に示した 3 点の上下変位評価点 (ud01, ud02, ud03) の値を用いる。

#### b) 諏訪盆地周辺の断層面傾斜角についての検討結果

図 63 は、断層面⑧から断層面⑪の傾斜角を 70° から 90° まで 5° 刻みで変化させた場合の全ケースについての結果を示している。ここで、横軸は上下変位評価点 3 点の変位の和を、縦軸は各ケースにおける 3 点の変位量の標準偏差をそれぞれ示している。したがって、全ての評価点で大きく沈降すればするほど点はグラフの左側に、加えて、各評価点の沈降量のバラつきが小さければ小さいほど下側に点がプロットされる。ここでは、沈降を最大化するケースと、盆地を一様に沈降させるケースの両面からの評価を実施し、断層面の違いが両評価にどのように関連するのかを検討する。

各ケースの傾斜角の詳細な検討に入る前に、全体像について述べる。図 63 中の赤丸のマーカーは、ud01、ud02、ud03 の全ての上下変位評価点で沈降が生じたことを示しており、全 625 ケースのうちの 159 ケースである。残りの 466 ケースは黒四角で表されており、これらのケースでは上下変位評価点 3 点のうち少なくとも 1 点で隆起が生じたことを示している。最も隆起したケースは、横軸(3 点の変位量の和)が 0.419 mのケースであり、各点での隆起量はそれぞれ ud01 = 0.067 m, ud02 = 0.164 m, ud03 = 0.188 mである。このケースにおける傾斜角(断層面⑧: dip8,断層面⑨: dip9,断層面⑩: dip10,断層面⑪: dip11) はそれぞれ、dip8 = dip9 = dip10 = dip11 =  $70^\circ$  となり、全て  $70^\circ$  であった。すなわち、4 枚の断層面とも、諏訪盆地の中心に向かって落ち込む様式となっている。この結果は、盆地領域が逆断層で挟まれることによってポップアップすることを示唆している。この示唆は、地形学的な知見に加えて本手法に基づく力学的な検討を併せることで、初めて得られる重要な知見であると考える。

次に、個別ケースについての考察を行う。全てのケースについての検討は紙面の都合上不可能であるため、ここでは図 63 中に示した 3 つのケース (ケース A, ケース B, ケース C) について述べる。ケース A は、沈降量の総和が最も大きいケースであり、各断層面の傾斜角は全て 90°であった。また、各変位評価点での沈降量は、ud01=-0.140 m, ud02=-0.101 m, ud03=-0.077 m、変位の標準偏差は 0.026 m であった。ケース B は、沈降量・一定レベル以上あり、沈降量のバラつきもある程度小さいケースである。ケース B における断層面の傾斜角は、それぞれ dip8=90°、dip9=90°、dip10=105°、dip11=90°、また、各変位評価点の沈降量はそれぞれ、ud01=-0.111 m, ud02=-0.088 m, ud03=-0.071 m、変位の標準偏差は 0.016 m であった。ケース C は、変位評価点における沈降量のバラつきがケース A, B, C のうちで最も小さいケースであり、諏訪盆地一帯が一様に沈降するケースである。ケース C における断層面の傾斜角はそれぞれ、dip8=85°、

dip9=90°、dip10=110°、dip11=90°、各変位評価点の沈降量はそれぞれ、ud01=-0.080 m, ud02=-0.067 m, ud03=-0.065 m、変位の標準偏差は 0.007 m であった。各ケースに対する地表での上下変位分布を描いたものが図 64 である。ケース A では ud01-ud02-ud03 の順で沈降量が小さくなっていくことが明瞭であるが、ケース B、ケース C と断層面⑩の傾斜角を大きくしていくことで、沈降量が盆地一帯に均一化されていく様子が確認できる。

ケース A からケース C の結果より、dip8 は 85° または 90° となっており、変化の幅は大きくない。断層面⑧は、この範囲の傾斜角を与えることが、一定レベルの沈降量とその均一性を確保するという 2 つの面から合理的であると考える。同様に、ケース A からケース C にわたって、断層面⑨と断層面⑪の傾斜角は常に dip9=dip11=90° となっており、これらの断層面を垂直に配置することがプルアパート盆地を構成する上で合理性があると言える。一方、断層面⑩については、ケース A では傾斜角が 90°、ケース B では 105°(西落ち 75°)、ケース C では 110°(西落ち 70°)と、ケース毎に異なり、他の断層面に比べて曖昧さが残る。一方で、断層面⑩の傾斜角のみ変化させることで、諏訪盆地の沈降量最大化・沈降量均一化の方向性を決定できると言える。ケース A、ケース B、ケース C の傾向をサブテーマ 1 で得られている知見と併せて統合的に判断したところ、ケース A(断層面⑧から⑪の傾斜角は全て 90°)が既往の知見および今回の調査結果を最も説明可能との結論に至った。

以上、諏訪盆地を限る断層面の傾斜角について有限要素解析を用いて検討した結果、断層面⑧、⑨、⑩、⑪は傾斜角を 90°程度に設定することが合理的との結論を得た。以降の糸魚川-静岡構造線断層帯の中南部のモデリングでは、ケース A の断層面傾斜角を用いて検討を進める。

- 7) 糸魚川-静岡構造線断層帯の北部区間から中南部区間までの領域についての有限要素解析(令和元年度実施)
- a) 北部区間から中南部区間までの断層面の設定

図 65 に、糸魚川-静岡構造線断層帯の北部区間から中南部区間までに含まれる断層面群の緯度・経度、断層面サイズ、傾斜角に関する情報をまとめた。北部区間から中北部までの区間では、断層面①から⑥の各断層面に関する情報は昨年度のものと全く同じである。断層面⑦(松本盆地東縁南部-牛伏寺-岡谷断層群を代表させている)については、傾斜角のみを 80° から 85° に変更している。この理由は、諏訪盆地北縁で確認される断層崖の低下側と判読される地形をシミュレーションでも再現できるように断層面⑦の傾斜角を調整したためである。また、断層面⑧と⑨については、昨年度は傾斜角をそれぞれ80°としていたが、今回の諏訪盆地周辺の断層面の検討を通じてそれぞれ傾斜角を 90°と変更した。

図 66 は、北部区間・中北部区間・中南部区間の断層面を含む直方体領域を対象として作成した有限要素メッシュを示している。直方体のサイズは、東西・南北にそれぞれ 180km、深さ方向は 40km である。昨年度は東西・南北方向に 150km と設定していたが、150km の場合は中南部区間の断層面が直方体南端に近くなるため、180km に変更して直方体境界からの断層面への影響が小さくなるようにサイズを設定した。直方体内部は、623090 個の 4 面体 2 次要素から成る。また、断層面は 3 角形 2 次要素で表現されてお

り、その総数は 40314 である。断層面を構成する三角形のピッチは 500m であり、変位評価のための節点(ノード)は 250m 間隔となっている。この結果、全てのノード点上での変位 3 成分を求めるためには、約 270 万元の連立一次方程式を数値的に解くことになる。有限要素メッシュは際限なく細かくセットすることができるが、計算時間・メモリ容量等の関係から、図 66 の設定とした。

b) 北部区間・中北部区間の断層群と中南部の断層群の相互作用についての検討 諏訪湖の北方と南方では地下構造が異なっていることが指摘されている。したがって、地震の連動の観点からは、諏訪湖を挟む一連の断層群の相互作用について検討しておくことは連動の可能性を検討する上で重要である。ここでは、北部区間・中北部区間(図 65 の断層面①から⑨)と中南部区間(図 65 の断層面⑩から⑫)の相互作用について検討する。まずは、前節で得られた結論にしたがって、諏訪盆地を限る断層面の傾斜角を全て 90°とした場合の結果を確認し、この設定で諏訪盆地が沈降することを確認し、そのときの断層面上のすべり量分布を求める。次いで、断層面⑩から⑫を有限要素モデルから削除したケースについても同じ広域応力場での変位解析を行い、断層面⑩から⑫が無い場合の断層面①から⑨上でのすべり量分布を求める。両ケースのすべり量分布を比較することで、断層面⑩から⑫の有無によって、断層面①から⑨のすべり量がどのように変化するのかを示すことができる。

図 67 は、図 66 の有限要素メッシュに対して最大主応力方位を N60W と設定した場合の上下変位成分(負値は沈降を、正値は隆起を表す)についての分布図を示したものである。前節で定めた諏訪盆地を限る断層面の傾斜角(全て 90°)を用いることで、諏訪盆地がプルアパート盆地となることが模擬された。このときの断層面上のすべり量を示したものが図 68 である。なお、北部区間・中北部区間のすべり量分布は昨年度と比べてほぼ同じ様相を呈している。諏訪盆地周辺の断層面では、断層面⑧で最大 0.5 m程度、断層面⑨で最大 0.06 m程度、断層面⑩で最大 0.05 m程度、断層面⑪で最大 0.7 m程度の横ずれが発生する。本解析では、松田式を通じて断層面上の物性を定めているため、断層長が比較的短いこれらの断層面では、すべり量は小さくなる傾向が現れる。

次いで、諏訪湖より西側の一連の断層面(断層面①~⑨)のみを考慮した解析結果と、諏訪湖の東側の断層面⑩~⑫を追加したモデル(今年度のモデル)に対する解析結果を比較する。図 69 は、断層面⑦、⑧、⑨の断層線上での縦ずれ量および横ずれ量について断層面⑩~⑫の有無でどの程度ずれ分布が変化するかを示している。各図で破線は断層面①から⑨のみをモデル化した結果(傾斜角は今年度定めたものを使用)、実線は断層面①から⑫までの全てをモデル化した結果を示している。図 69 より、断層面⑩から⑫の影響は、距離が最も近い断層面⑨にしか及んでおらず、断層面⑨の横ずれ成分を数 cm 程度増加させるに留まっている。なお、断層面⑦よりも北に配置されている断層面①、③、⑤では差異は確認できなかった。以上の検討から、諏訪盆地幅程度の距離(約 5 km)で隔たっている断層面間(各傾斜角 90°)の相互作用は強くはないと考えられる。なお、この結果は、静的な力のつり合いの観点からの相互作用であって、破壊が乗り移る等のダイナミクスに関する挙動についての結果ではないことに留意されたい。ここでの検討のように、着目している断層面に他の断層面の有無がどのような影響を及ぼすのかを定量的に検討することができる点は、断層面の有無・配置を自由に設定することができる本手法の特徴の一つであ

## c) 現地調査結果を説明するための断層面長大化の試み

昨年度と同様、矩形の断層面を個別に配置する方法では、数値シミュレーションから得られるすべり量の大きさは、サブテーマ1等から得られる現地調査結果よりも小さくなる。様々な理由が考えられるが、矩形断層面では断層長の長さが限られる上、断層線端点ですべり量が必ずゼロとなることが、数値シミュレーションから得られるすべり量が小さくなる要因の一つである。調査結果との定量的な比較結果は昨年度とほぼ同じであるため、詳細は省く(詳細は本報告書の図 50)。調査結果が左横ずれ 6.2~6.9mに対してシミュレーションは左横ずれ 3.2m程度しか出ていない。今年度も昨年度と同様に、断層面①から⑨のシリーズ、断層面⑩から⑫のシリーズのそれぞれを滑らかに接合することで、すべり変位が実測値に近くなるかどうかを検討する。断層面の接合には、昨年度と同様、補間法の一種である Poisson Reconstruction 法 (Kazhdan、2006)を用いる。この手法によれば、点群データのみならず面の法線についても滑らかに変化させて接合することが可能となる。また。同手法は滑らかな度合い(平滑度)を調整するパラメータを有しており、このパラメータを変更することで、様々なモデルについて検討することが可能となる。

図 70 に平滑度を大・中・小と変化させた場合の一体化・長大化した断層面メッシュを それぞれ示す。平滑度が小のケース(図70右下)では、既存の断層面形状が明瞭に確認で き、滑らかな一体化モデルというよりも、断層面間を直線的に一体化した状態となってい るのが確認できる。一方、平滑度が大のケース(図70左上)では、断層面①から⑨、断層 面⑩から⑫をそれぞれ最小二乗的に滑らかに連結した結果となっており、オリジナルの断 層面群と比べて一連の断層面形状が大きく変更されていることがわかる。また、平滑度が 大のケースでは、神城断層の地下での折れ曲がりが消失しており、この折れ曲がりが山地 を形成するための隆起形態に影響を及ぼすことがわかっている。断層面上の剛性は、松田 式によって決定しているため、平滑化した断層面モデルでは対応する断層長を求めておく 必要がある。平滑度が異なる各モデルについて断層線の長さを求めた結果、平滑度が大の ケースでは、諏訪盆地よりも西側の長大な断層面(断層面①から⑨に対応)の断層長は 125.02kmであり、諏訪盆地よりも東側の一連の断層面(断層面⑩から⑫に対応)に対する 断層長は 40.59km であった。同様に、平滑度が中のケースはそれぞれ 128.93km(断層面① から⑨に対応)と 41.73km(断層面⑩から⑫に対応)、平滑度が小のケースは、それぞれ 130.61km(断層面①から⑨に対応)と41.95km(断層面⑩から⑫に対応)となった。一体化 した断層面上の接線方向剛性については、諏訪盆地よりも西側の長大な断層については、 いずれも松田式の適用範囲(80km)を超えていると考えるため、断層長が 80km に相当する 接線剛性 1.18×10<sup>6</sup>N/(m m2)を平滑度に依らず設定した。諏訪盆地よりも東側の一連の断 層面については、平滑度が大のケースで 2.53×10<sup>6</sup> N/(m m<sup>2</sup>)、平滑度が中のケースで 2.46  $\times 10^6 \text{ N/(m m}^2)$ 、平滑度が小のケースで 2.45 $\times 10^6 \text{ N/(m m}^2)$ とそれぞれ設定している。

図 71 は、平滑度が異なる長大な断層面モデルに対する地表面上での上下変位分布を示したものである。北部区間(断層面①から④)の地下での折れ曲がりの度合いが平滑化によって変化しているが、平滑度が小さくなればなるほど、言い換えれば折れ曲がりの効果が大きくなればなるほど、断層面東側の隆起ピーク位置が東側にシフトしていくことが確認できる。山地の隆起速度との比較によって折れ曲がりの程度を議論できる可能性はある

が、この点については今後の課題としたい。ここでは定性的ではあるが、地下の折れ曲がりの度合いによって隆起の様式が異なることと、その傾向についての知見を得ることができた。また、平滑度大と中のモデルの隆起量については、平滑化しないモデルの結果に比べてピーク値で約 4 倍程度の大きさとなり、サブテーマ 1 の平成 29 年度報告で示された上下変位 3.1 m (神城断層・木崎湖南方地点)のオーダーとなった。また、諏訪盆地の沈降量(x=10.613 km, y=-46.513 kmの位置で抽出)は、平滑度が大のケースでは 0.06 m、中のケースで 0.15 m、小のケースで 0.17 m となり、平滑度が小さい方がより沈降する結果となった。この理由は、平滑度が大および中のケースでは、南北方向の変位成分の符号(北向きを+)が変化する位置が諏訪盆地中央付近にあるのに対し、平滑度が小さいケースでは諏訪盆地南部に南北方向の変位成分の符号が変化する位置が生じることによっている。言い換えれば、平滑度が大きいケースでは、沈降量が最大となる位置が計測点近くに存在しているためである。

図 72 は、平滑度が異なる長大な断層面モデルに対する断層面上でのすべり量分布を示 したものである。図中右上には、比較のために平滑化しないモデルについての結果も併せ て示している。当然ながら、平滑度が小さいケースのすべり分布様式は、平滑度が中のケ ースや大のケースに比べて平滑化しないモデルの結果に近づく。牛伏寺断層に相当する断 層面⑦(図 65 参照)のすべり量のピーク値は、断層面を接合する前のモデル(右上)では 3.2mに留まっているが、長大化したモデルでは平滑化の度合いによらず5m程度となっ ている。松本盆地東縁断層北部・島内地点の左横ずれ量 6.2~6.9m(近藤・他、2006) や、牛伏寺断層並柳地点の左横ずれ量 6.0~9.0m (奥村・他、1994)に近い数値となって いる。この主な理由は、断層面の長大化によって断層面上の剛性が松田式を通じて小さく なったためである。なお、今回は松田式の適用範囲と考えられる断層長 80km に対する断 層面上の剛性を設定しているが、断層長が大きくなるにつれて剛性が低下するモデルを適 用することで、左横ずれ量が6mから9mの範囲内とすることが可能である。このような モデルの候補の一つとして Wesnousky のモデル(Wesnousky、2008)が挙げられる。 Wesnousky のモデルでは、断層長が 100km を超えて 400km 近くとなるケースも考慮してお り、すべり量と断層長の関係式が対数線形の関数で表現されている(松田式は線形関係)。 このモデルの有限要素法への実装は今後の課題とする。北部区間についても平滑化して断 層面を長大化することですべり量は大きくなり、長大化前は 1.3m程度であった上下変位 が、平滑度が大のケースでは 3.0m程度、平滑度が中のケースでは 2.0m程度、平滑度が 小のケースでは 1.4mと変化した。逆断層の上下成分については、滑らかであればあるほ ど大きい値が得られた。なお、サブテーマ1の平成29年度調査結果によれば、神城断 層・木崎湖南方地点で上下変位 3.1mと推定されている。以上、断層面を滑らかに接合す るモデルを作成することで、断層面を矩形で区切る場合に比べて調査結果に近いシミュレ ーション結果を得ることができた。どの程度の平滑度が適切なのかは更なる議論が必要で あるが、今回実施した断層面長大化の取り組みは、一定の合理性を保持しつつ断層面を決 定する方法論の一つと考える。

### (d) 結論ならびに今後の課題

平成29年度では、松田式を考慮した有限要素法に基づく断層変位評価手法を提案・実装した。2枚の断層面からなる単純なモデルについてのパラメトリックスタディーを実施するこ

とで、複数の断層面が考慮可能であることを示すとともに、数多くの解析条件を検討可能で あることを示した。

ここで用いた単純な解析モデルにおいても、深部断層傾斜角が地表変位分布に与える影響や、スリップパーティショニングが生じやすい断層面配置と最大圧縮応力方位の組合せが定量的に明らかになる( $\theta$ =15°かつ $\phi$ =90°の場合)など、2枚の断層面の相互作用に関するいくつかの知見を得ることができた。

平成 30 年度前半では、牛伏寺断層周辺で推定されている断層変位のスリップパーティショニングに焦点を当て、y 字型の断層面について 784 ケースにおよぶパラメトリックスタディーを実施した。この結果、最大主応力の作用方向は断層線との交角が  $60^\circ$  程度かつ逆断層の傾斜角が  $60^\circ$  程度かつ横ずれ断層の傾斜角が  $90^\circ$  程度のとき、スリップパーティショニングが発生しやすいことがわかった。さらに最適化解析(ベイズ最適化)により正確な数値を算出した(断層線との交角  $56.2^\circ$ 、逆断層の傾斜角  $54.5^\circ$ 、横ずれ断層の傾斜角  $86.3^\circ$ )。断層変位のスリップパーティショニングに関する数値解析事例はほとんどないため、今回の取り組みを通じてスリップパーティショニングが生じやすいと考えられる断層面配置についての知見が得られた。

平成30年度の後半では、サブテーマ1およびサブテーマ2で得られた最新の調査結果・解析結果を統合的に勘案し、糸魚川ー静岡構造線断層帯の北部区間・中北部区間に対応する断層面モデルを作成した。作成した断層面モデルについて有限要素解析メッシュを生成し、広域応力場をパラメータとした有限要素解析を実施した結果、最大主応力方位をN60°W(北西ー南東)と設定することで、既往の調査結果から得られている変位センスを定性的に説明可能であることがわかった。定量的な比較も併せて実施した結果、現地調査から得られている変位レベルは、シミュレーション結果の2~3倍程度となっていた。より現実的な変位分布にするように、断層面①から⑨を滑らかに接合してスケーリング則を適用することで変位レベルを計測結果に近づける方法を検討した。結果、断層面①から⑨を個別にモデル化した場合よりも計測結果に近づいた。しかしながら、まだ改良の余地があるため、断層面形状および断層面上物性について他サブテーマと連携しながら、より現実的な断層面モデルを作成することが課題として残っている。

令和元年の前半では、プルアパート構造について、ステップ幅、オーバーラップ、最大主応力方位を様々に変化させて 715 ケースにおよぶパラメトリックスタディーを実施した。この結果、(1)最大主応力の方位によらず、オーバーラップが大きい場合にプルアパート構造中心部の沈降量は小さくなること、(2) プルアパート構造中心部の沈降量に対するオーバーラップの感度はステップ幅のそれよりも高いことがわかった。これらの知見は一連のパラメトリックスタディーによって初めて明らかとなる.

次いで、前半のパラメトリックスタディーの結果を念頭に置いて、諏訪盆地を限る断層面(断層面®から⑪の4面)の傾斜角を定めた。ここでは諏訪盆地がプルアパート盆地となることを重視して、625 ケースのパラメトリックスタディーにより傾斜角を検討した。結果、断層面®から⑪の4面の傾斜角を 90°とすることで諏訪盆地が沈降することが有限要素解析を通じて示された。なお、諏訪盆地中央部に向かって断層面が落ち込むようなモデルでは、N60W の最大主応力方位ではポップアップが生じ、プルアパート盆地として成り立たないことがわかった。

令和元年度の後半では北部区間から中南部区間にわたる有限要素モデルを作成し、諏訪

湖を挟む断層面群の相互作用について検討した。結果、静解析の範囲内では、諏訪湖東側の断層群(断層面⑩から⑫)が諏訪湖西側の断層面群(断層面①から⑨)に及ぼす影響は小さいという結果を得た。着目している断層面に他の断層面の有無がどのような影響を及ぼすのかを定量的に検討することができる点は、断層面の有無・配置を自由に設定することができる本手法の特徴の一つであることを強調しておく。

矩形に断層面を区切るケースでは、トレンチ調査等で得られたずれ量に比べてシミュレーション結果が小さくなることを示し、これを改善するために矩形断層面を滑らかに接合する方法について検討した。断層面を滑らかに接合するモデルを作成することで、断層面を矩形で区切る場合に比べて調査結果に近いシミュレーション結果を得ることができた。なお、どの程度の平滑度が適切なのかは引き続き検討する必要であるが、今回実施した断層面長大化の取り組みは、一定の合理性を保持しつつ断層面を決定する方法論の一つと考える。より調査結果を説明するためのモデル構築に向けて、今後の課題として(1)一体化した断層面の平滑度についての検討、(2)長大な断層面に対するスケーリング則を考慮した断層面上剛性の設定方法についての検討およびその有限要素法への実装、が残る。

#### (e) 引用文献

- Aagaard, B.T., Heaton, T.H. and Hall, J.F., Dynamic Earthquake Ruptures in the Presence of Lithostatic Normal Stresses: Implications for Friction Models and Heat Production, B. Seismol. Soc. AM., 91, 6, 1765-1796, 2001.
- An, L. J., Maximum Link Distance between Strike-Slip Faults: Observations and Constraints, Pure and Applied Geophysics, 150, 1, 19-36, 1997.
- Aochi, H. and Fukuyama, E. and Matsu' ura, M., Selectivity of spontaneous rupture propagation on a branched fault, Geophys. Res. Lett., 27, 22, 3635-3638, 2000.
- Aydin, A., and A. Nur, Evolution of Pull-Apart Basins and Their Scale Independence, Tectonics, 1, 1, 91-105, 1982.
- Bertoluzza, L., and C. R. Perotti, A Finite-Element Model of the Stress Field in Strike-Slip Basins: Implications for the Permian Tectonics of the Southern Alps (Italy), Tectonophysics, 280, 1-2, 185-197, 1997.
- Bowman, D., G. King, and P. Tapponnier, Slip partitioning by elastoplastic propagation of oblique slip at depth, Science, 300, 16, 1121–1123, 2003.
- Carr, J., R. Beatson, H. Cherrie, T. Mitchel, W. Fright, B. McCallum, and T. Evans, Reconstruction and representation of 3D objects with radial basis functions, SIGGRAPH, 67-76, 2001.
- Du, Y., and A. Aydin, Shear fracture patterns and connectivity at geometric complexities along strike-slip faults, Journal of Geophysical Research, 100, B9, 18,093-18,102, 1995.
- 藤森孝俊, 活断層からみたプルアパートベイズンとしての諏訪盆地の形成, 地理学評論, 64, A-10, 665-696, 1991.

- 萩原幸男・山下昇・小坂共栄・矢野賢治・安井敏夫,糸魚川-静岡構造線の重力調査(I) -松本盆地中央部のブーゲ異常と構造解析,地震研究所彙報,61,537-550,1986.
- Harris, R.A., Barall, M., Archuleta, R., Dunham, E., Aagaard, B.T., Ampuero, J.-P., Bhat, H., Cruz-Atienza, V.M., Dalguer, L., Dawson, P., Day, S., Duan, B., Ely, G., Kaneko, Y., Kase, Y., Lapusta, N., Liu, Y., Ma, S., Oglesby, D., Olsen, K., Pitarka, A., Song, S., and Templeton, E., The SCEC/USGS Dynamic Earthquake Rupture Code Verification Exercise, Seismol. Res. Lett., 80, 119-126, 2009.
- 平川一臣・神沢公男・浅川一郎,巨摩山地北東縁・下円井の活断層露頭,活断層研究,6,43-46,1989.
- Ikami, A., T. Yoshii, S. Kubota, Y. Sasaki, A. Hasemi, T. Moriya, H. Miyamachi, R. S. Matsu'ura, and K. Wada, A seismic-refraction profile in and around Nagano Prefecture, central Japan, Journal of Physics of the Earth, 34, 6, 457-474, 1986.
- Ikeda, Y., T. Iwasaki, H. Sato, N. Matsuta, and T. Kozawa, Seismic reflection profiling across the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line at Matsumoto, Central Japan, Eearth Planets Space, 56, 12, 1315–1321, 2004.
- 池田隆司・小村健太朗・飯尾能久・新井崇史・小林健太・松田達生・島田耕史・田中秀実・ 富田倫明・平野聡,1995年兵庫県南部地震に伴う野島断層を貫くドリリング調査,防災 科学技術研究所研究報告,第61号,2001.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵,シナリオ地震の強震動予測,地学雑誌,110,6,849-875,2001. 金井 崇・高橋成雄,最新コンピュータグラフィックス-基礎から応用まで-,画像電子学会誌,33,4B,612-619,2004.
- Kanamori, H., and Anderson, D.L., Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bull. Seism. Soc. Am., 65, 5, 1073-1095, 1975.
- 狩野謙一・林 愛明・福井亜希子・田中秀人,糸魚川-静岡構造線活断層系,下円井断層に伴う粉砕起源のシュードタキライト,地質学雑誌,110,779-790,2004.
- 加瀬祐子・堀川晴央・関口春子・佐竹健治・杉山雄一,上町断層系の動的破壊過程の推定, 活断層・古地震研究報告,2,325-340,2002.
- Kase, Y. and Day, S. M., Spontaneous rupture processes on a bending fault, Geophys. Res. Lett., 33, L10302, 2006.
- 勝部亜矢・近藤久雄・谷口 薫・加瀬祐子,2014年長野県北部の地震(Mw6.2)に伴う地表地 震断層の分布と変位量,地質学雑誌,123,1,1-21,2017.
- Katzman, R., U. S. ten Brink, and J. Lin, Three-dimensional modeling of pull-apart basins: Implications for the tectonics of the Dead Sea Basin, Journal of geophysical research, 100, B4, 6295-6312, 1995.
- Kazhdan, M., M. Bolitho, and H. Hoppe, Poisson surface reconstruction, Symposium on Geometry processing, 61-70, 2006.
- King, G., Y. Klinger, D. Bowman, and P. Tapponnier, Slippartitioned surface breaks for the Mw 7.8 2001 Kokoxili earthquake, China, Bull. Seismol. Soc. Am., 95, 2, 731–738, 2005.

- 近藤久雄・遠田晋次・奥村晃史・高田圭太,糸魚川-静岡構造線活断層系・松本盆地東縁 断層南部に沿う左横ずれ変位地形,地学雑誌,115,2,208-220,2006.
- 隈元 崇・池田安隆,南部フォッサマグナ,甲府盆地の底角逆断層とネットスリップ,地震, 46,245-258,1993.
- Liu, Y., and H. Konietzky, Particle-Based Modeling of Pull-Apart Basin Development, Tectonics, 37, 1, 343-358, 2018.
- 松田時彦, 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震第2輯, 28, 3, 269-283, 1975.
- 松田時彦・山崎晴雄・中田高・今泉俊文,1896年陸羽地震の地震断層,東京大学地震研究 所彙報,55,795-855,1980.
- 松多信尚・池田安隆・東郷正美・今泉俊文・佐藤比呂志・戸田茂・田力正好・加藤 一・石山達也・井川 猛・松本反射法地震探査グループ, 糸魚川-静岡構造線活断層系北部・松本地域における反射法地震探査, 東京大学地震研究所彙報, 82, 45-55, 2007.
- McClay, K., and T. Dooley, Analogue Models of Pull-Apart Basins, Geology, 23, 8, 711-714, 1995.
- 文部科学省研究開発局・国立研究開発法人産業技術総合研究所,文部科学省科学技術基礎調査等委託事業「活断層帯から生じる連動型地震の発生予測に向けた活断層調査研究」 平成29年度成果報告書,114p,2018.
- Ohtake, Y., A. Belyaev, M. Alexa, G. Turk, and H. P. Seidel, Multi-level partition of unity implicits, ACM Transactions on Graphics, 22, 3, 463-470, 2003.
- Okada, Y., Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, Bull. Seism. Soc. Am., 75, 4, 1135-1154, 1985.
- 奥村晃史・下川浩一・山崎晴雄・佃 栄吉,糸魚川-静岡構造線活断層系の最近の断層活動 一牛伏寺断層・松本市並柳地区トレンチ発掘調査―,地震 第2輯,46,425-438,1994.
- Powell, M. J. D., The BOBYQA algorithm for bound constrained optimization without derivatives, Cambridge NA Report NA2009/06, University of Cambridge, Cambridge. cityu. edu. hk, 26-46, 2009.
- 竿本英貴,松田式を考慮した FEM による断層変位評価とその上町断層系への適用,土木学会論文集 A1 (構造・地震工学),74,4, I\_59-I\_71,2018.
- 竿本英貴, FEM による断層変位のスリップパーティショニング発生条件の探索 —逆断層 と横ずれ断層の組み合わせ例—, 土木学会論文集 A1 (構造・地震工学), 75, 4, I\_25-I\_35, 2019.
- Sato, H., T. Iwasaki, Y. Ikeda, T. Takeda, N. Matsuta, T. Imai, E. Kurashimo, N. Hirata, S. Sakai, D. Elouai, T. Kawanaka, S. Kawasaki, S. Abe, T. Kozawa, T. Ikawa, Y. Arai, N. Kato, Seismological and geological characterization of the crust in the southern part of northern Fossa Magna, central Japan, Earth, Planets and Space, 56, 12, 1253–1259, 2004.
- 澤田昌孝,動力学的破壊進展解析による地表断層変位予測手法の提案,電力中央研究所研究報告,N14007, 2014.
- 田力正好・杉戸信彦・澤祥・谷口薫・廣内大助・松多信尚・佐藤善輝・石黒聡士・安藤俊

- 人・内田主税・坂上寛之・隈本崇・渡辺満久・鈴木康弘,糸魚川-静岡構造線活断層帯中部,諏訪盆地北東縁の変動地形とその認定根拠,および変位速度分布,活断層研究,27,147-168,2007.
- 武村雅之,日本列島における地殼内地震のスケーリング則-地震断層の影響および地震被害との関連,地震第2輯,51,211-228,1998.
- Toda, S., H. Kaneda, S. Okada, D. Ishimura, and Z.K. Mildon, Slip-partitioned surface ruptures for the Mw 7.0 16 April 2016 Kumamoto, Japan, earthquake, Eearth Planets Space, 68, 188, doi:10.1186/s40623 016 0560 8, 2016.
- Wesnousky, S.G., and C.H. Jones, Oblique slip, slip partitioning, spatial and temporal changes in the regional stress field, and the relative strength of active faults in the Basin and Range, western United States, Geology, 22, 11, 1031–1034, 1994.
- Wesnousky, S. G., Displacement and Geometrical Characteristics of Earthquake Surface Ruptures: Issues and Implications for Seismic-Hazard Analysis and the Process of Earthquake Rupture, Bulletin of the Seismological Society of America, 98, 4, 1609–1632, 2008.

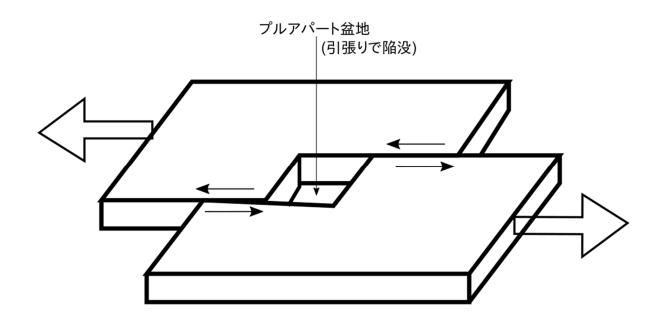
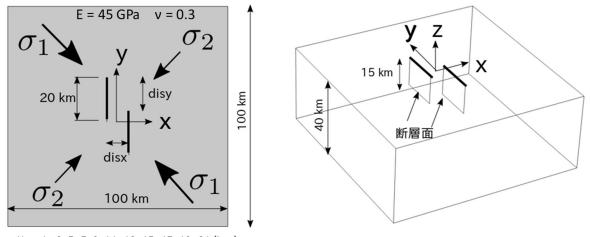


図 54 プルアパート盆地を説明するための模式図 (左ステップ左横ずれのケース)



disx: 1, 3, 5, 7, 9, 11, 13, 15, 17, 19, 21 (km)

disy: 0, 2, 4, 6, 8, 10, 12, 14, 16, 18, 20, 22, 24 (km):

の方位: N75W, N60W, N45W, N30W, N15W

## (a) 断層面配置とパラメータ

(b)(a)の鳥瞰図

図 55 プルアパート構造のパラメトリックスタディーに対する問題設定

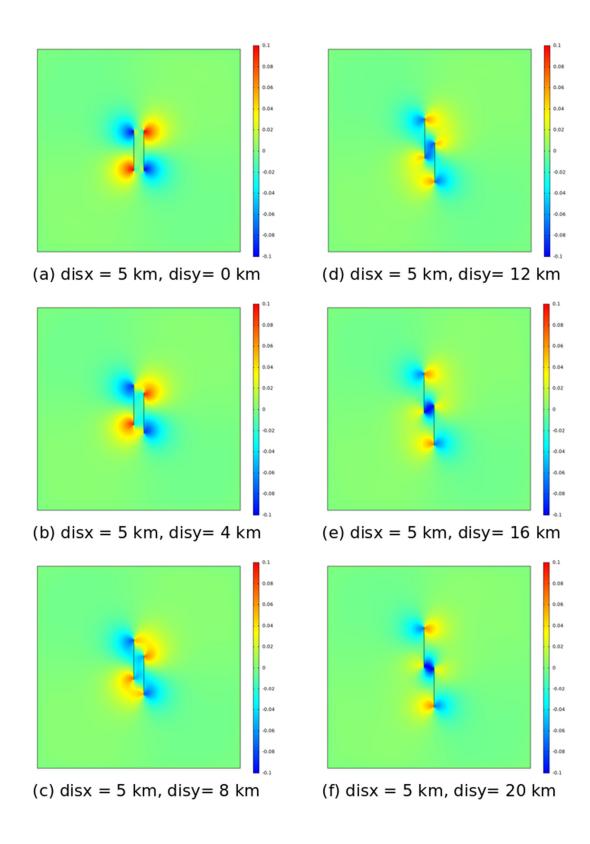


図 56 地表変位の上下成分(N15W, 範囲:-0.1m - 0.1m)

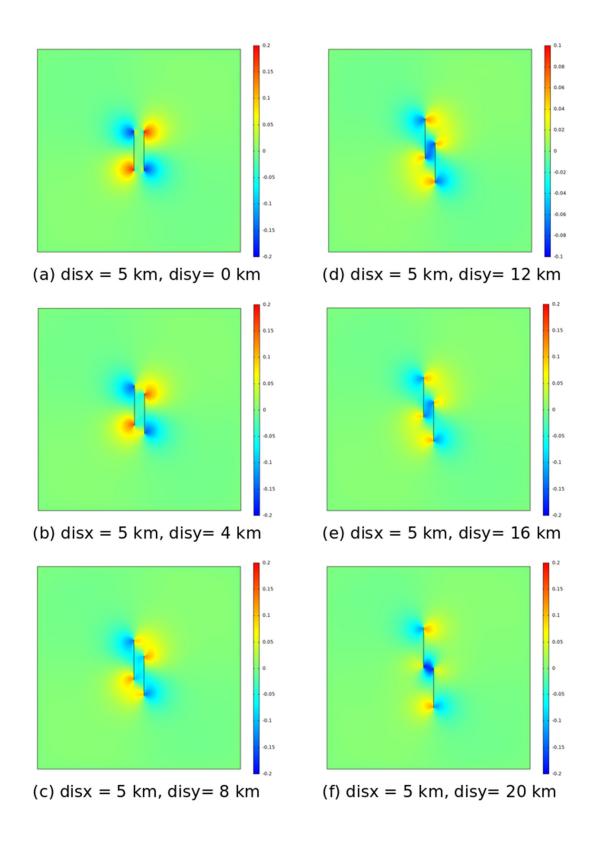


図 57 地表変位の上下成分(N30W, 範囲:-0.2m - 0.2m)

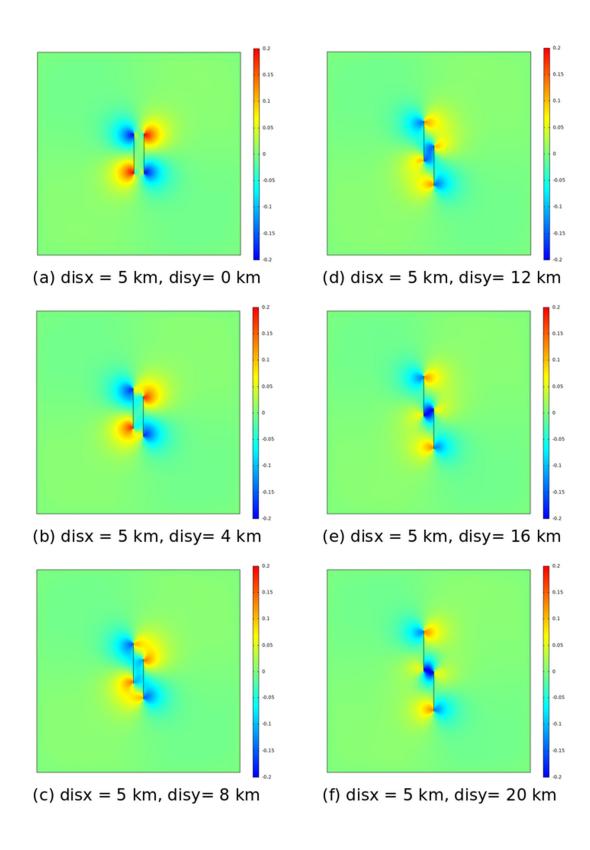


図 58 地表変位の上下成分(N45W, 範囲:-0.2m - 0.2m)

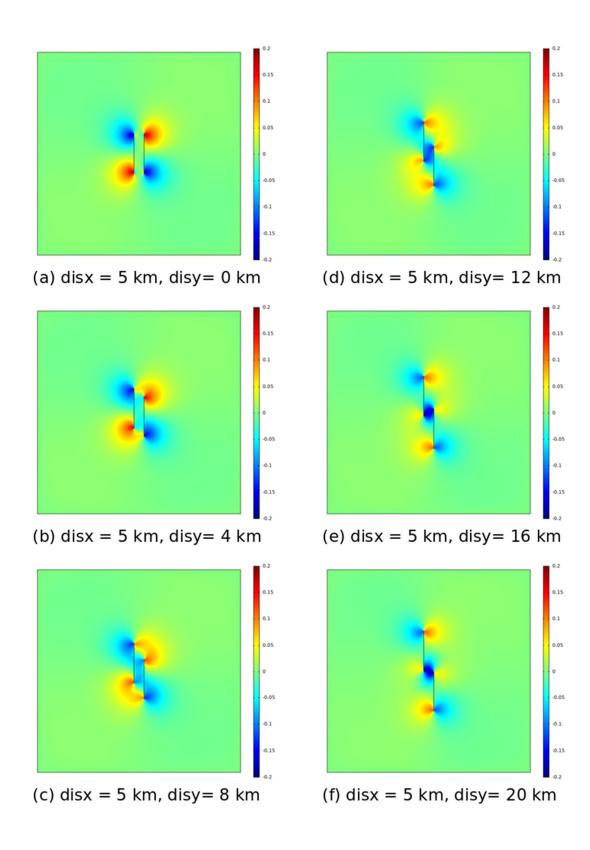


図 59 地表変位の上下成分(N60W, 範囲:-0.2m - 0.2m)

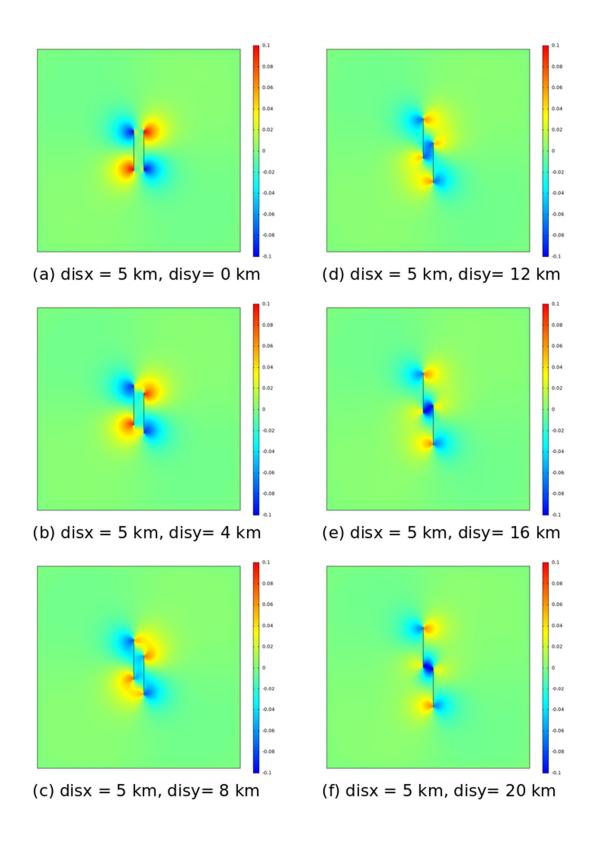


図 60 地表変位の上下成分(N75W, 範囲:-0.1m - 0.1m)

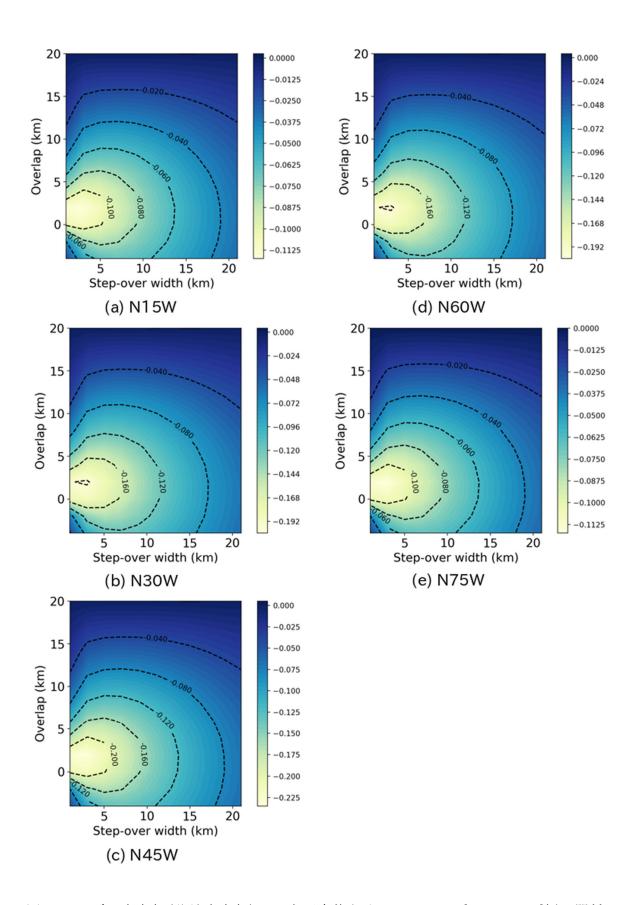
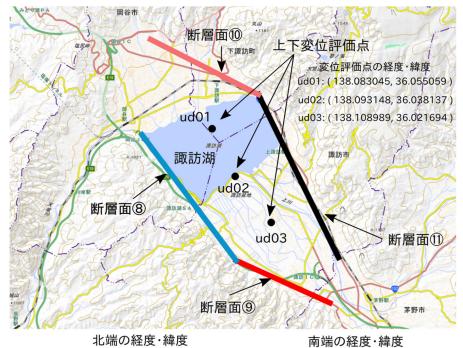


図 61 モデル中央部(盆地中央部)での上下変位とオーバーラップ・ステップ幅の関係



断層面⑧: (138.052311, 36.052846) (138.093596, 36.008215) 断層面⑨: (138.093596, 36.008215) (138.134708, 35.993147)

断層面⑩: (138.056087, 36.086728) (138.10338, 36.067157) 断層面⑪: (138.10338, 36.067157) (138.138485, 36.009273)

図 62 検討に用いる諏訪湖南岸断層群®・⑨と諏訪湖北岸断層群⑩・⑪の断層線 および上下変位評価点の位置関係 (国土地理院・地理院地図に重ねて表示)

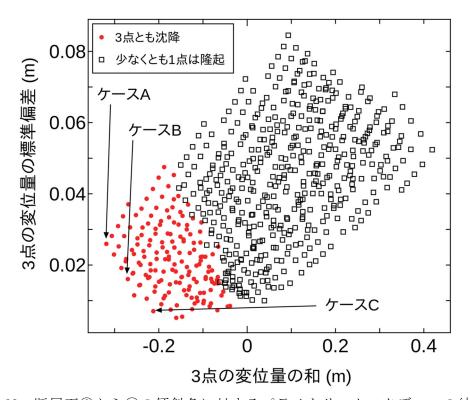
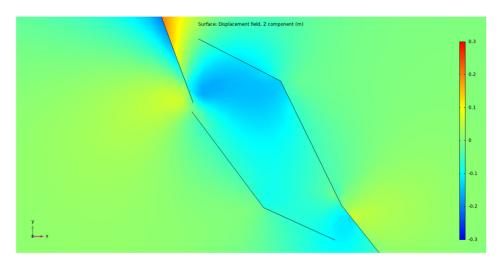
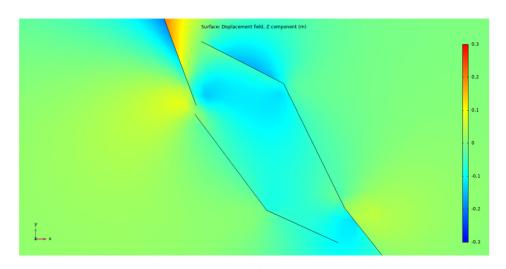


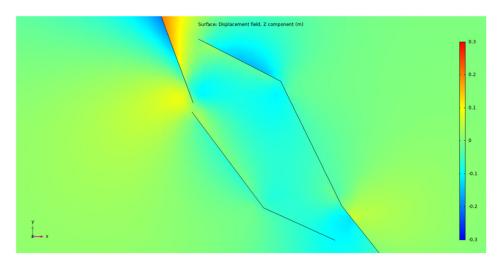
図 63 断層面⑧から⑪の傾斜角に対するパラメトリックスタディーの結果



(a)  $\tau$ - $\lambda$ A (dip8=dip9=dip10=dip11=90°)



(b)  $f-ZB (dip8=dip9=90^{\circ}, dip10=105^{\circ}, dip11=90^{\circ})$ 



(c)  $\tau$ - $\chi$ C (dip8=85°, dip9=90°, dip10=110°, dip11=90°)

図 64 図 63 中のケース A、ケース B、ケース C に対する諏訪盆地の上下変位分布 (カラーバーの範囲は-0.3m-0.3m)

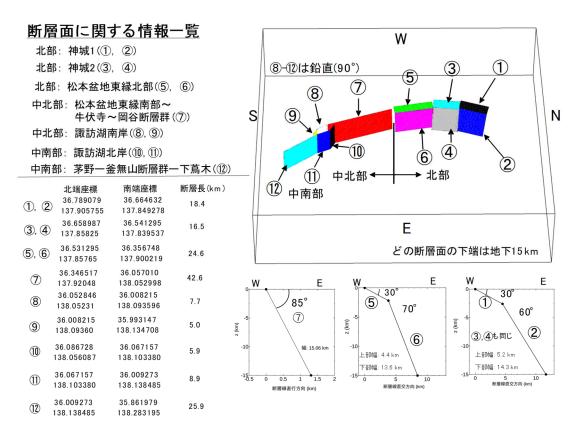


図 65 北部区間から中南部区間までの断層面に関する情報一覧とそれらの配置

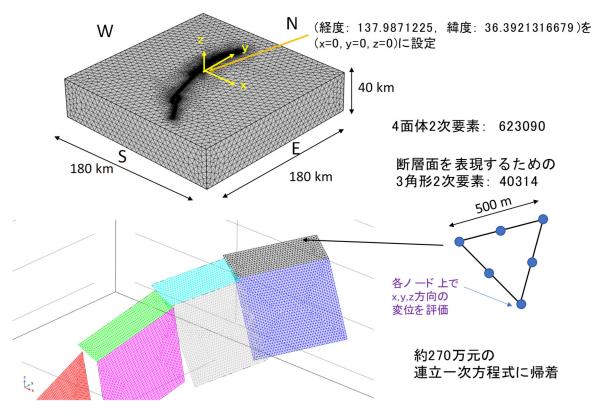


図 66 北部区間から中南部区間までを含む有限要素メッシュ

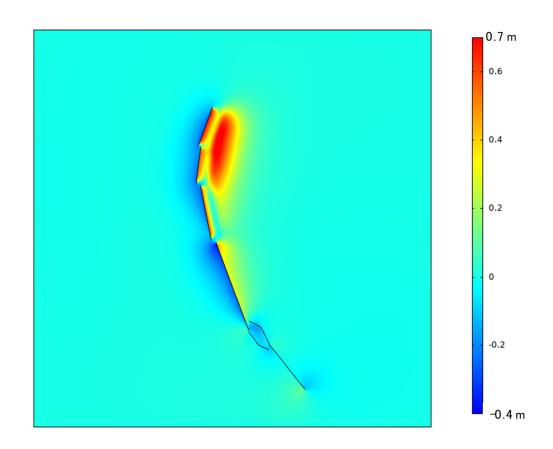


図 67 図 66 の有限要素メッシュに対する解析結果(色は上下変位成分を表す)

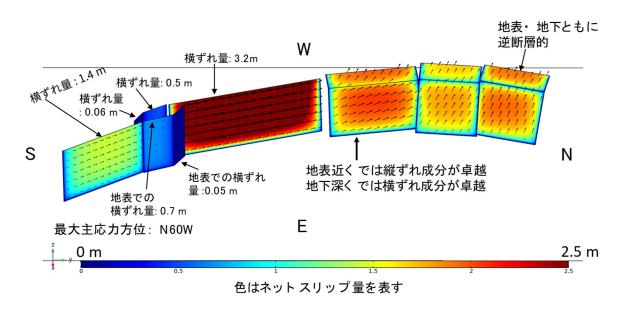


図 68 図 66 のメッシュに対する断層面上すべり分布(色はネットスリップ量を表す)

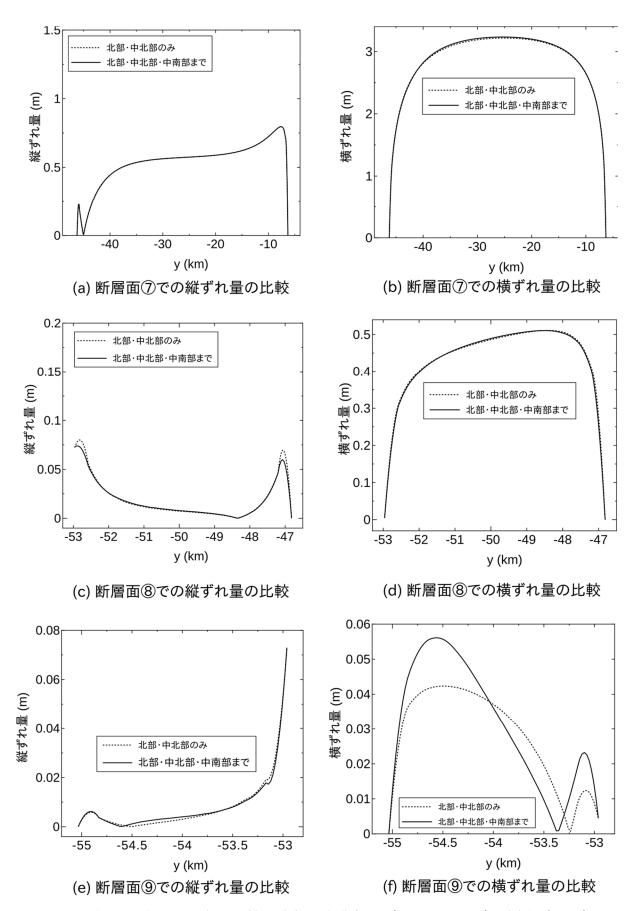


図 69 断層面上すべり分布の比較:北部・中北部モデルまでのモデル(昨年度モデル 化分)と北部・中北部・中南部までを含むモデル(今年度のモデル)の比較

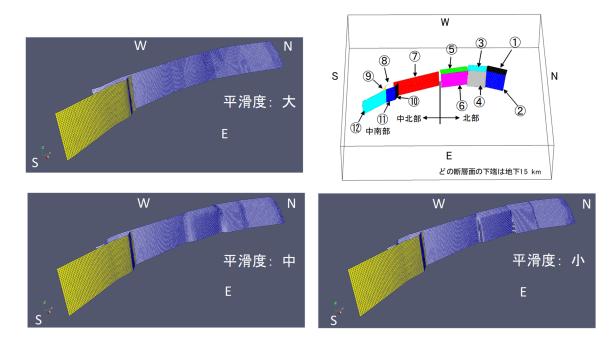


図 70 Poisson Reconstruction 法によって作成した滑らか度の異なる長大化モデル

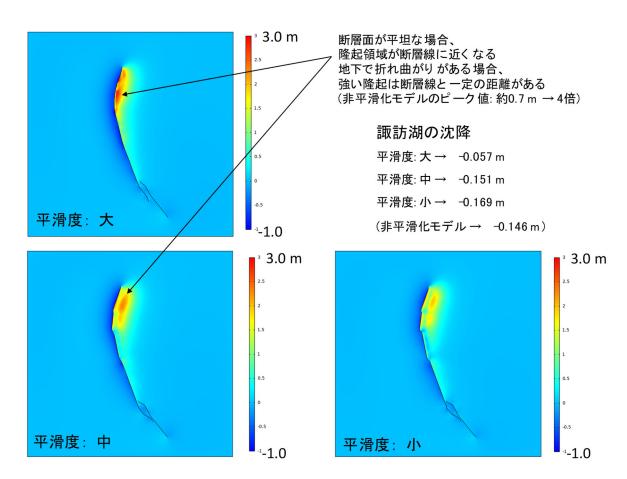


図 71 平滑度が異なる長大な断層面モデルに対する地表面上での上下変位分布

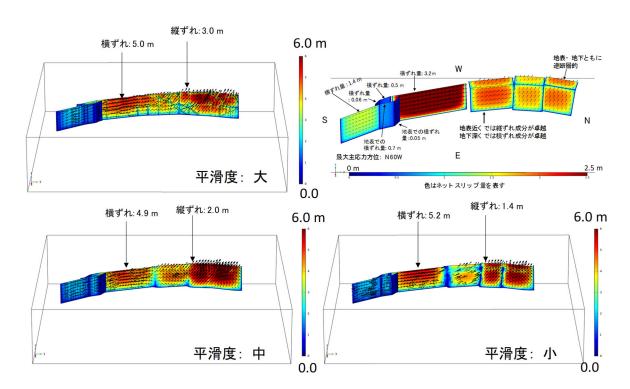


図 72 平滑度が異なる長大な断層面モデルに対する断層面上でのすべり量分布 (色はネットスリップ量を表す)

## 3. 4 動的破壊シミュレーションによる連動性評価

## (1) 業務の内容

(a) 業務題目 動的破壊シミュレーションによる連動性評価

#### (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	主任研究員	加瀬 祐子

## (c) 業務の目的

地震時変位量や断層形状、速度構造等を考慮した動的破壊シミュレーションを実施し、それぞれの活動時の地震後経過時間に応じた震源モデルを推定する。その結果をもとに連動可能性とその条件を検討する。

### (d) 3ヵ年の年次実施業務の要約

### 1) 平成 29 年度:

断層帯で近年生じた地震の震源過程に関する既存資料の収集整理をおこなった。主 に 2014 年長野県北部の地震の震源モデルについての研究をまとめ、周辺断層との連 動性を検討する上で必要な情報を整理した。

### 2) 平成 30 年度:

既存資料および前年度の調査結果を基に、動力学的破壊シミュレーションのための コード整備をおこなった。

#### 3) 令和元年度:

既存資料および本課題で得られた成果を反映した動力学的震源モデルを構築し、動力学的破壊シミュレーションをおこなった。地震時変位量や活動履歴、テクトニック応力場を考慮してセグメントの応力降下量を変化させ、連動可能性とその条件を検討した。

#### (2) 令和元年度の成果

## (a) 業務の要約

動的破壊シミュレーションを基に、連動可能性とその条件を議論するためには、断層帯の置かれた条件を反映した動力学的震源モデルを構築する必要がある。今年度は、糸魚川ー静岡構造線断層帯中北部区間と中南部区間を対象として、震源モデルを構築し、連動可能性について調べた。その結果、中北部区間北端もしくは南端から破壊が始まる場合には、連動可能であるが、1イベントあたりの変位量の調査結果と調和的なすべり量を得るためには、相当大きな応力降下量を設定する必要があることがわかった。これは、中北部区間と中南部区間だけではなく、北部区間や南部区間を含めたより広い範囲での連動による変位量である可能性があることを示している。

#### (b) 業務の成果

本業務では、主に、地形・地質学的データに基づいて断層形状と応力場を想定し、その条件下で物理的に起こりうる破壊過程を数値計算で求めるという手順で、動力学的震源モデルを構築する。これにより、対象とする断層の置かれた条件を反映し、実現性の高い地震シナリオを求める。本業務は、糸魚川一静岡構造線断層帯北部~中南部区間を対象としているが、ここでは、連動可能性を検討する対象として、糸魚川一静岡構造線断層帯中北部区間と中南部区間をモデル化する。

断層モデル(図 1)は、3.1 で推定された断層形状を基に、中北部区間は走向 N20°W で長さ 34km、中南部区間には屈曲があり、北側は走向 N20°W で長さ  $5 \, \mathrm{km}$ 、南側は走向 N39°W で長さ  $21 \, \mathrm{km}$  とし、中北部区間と中南部区間の境界は、走向方向に  $2.6 \, \mathrm{km}$ 、法線方向に  $5.2 \, \mathrm{km}$  のジョグを形成しているとする。中北部、中南部共に、幅は  $15 \, \mathrm{km}$  で、傾斜角は鉛直とする。

最大主圧縮応力 $(\sigma_1)$ の向きは、3.3、および、応力テンソルインバージョン結果(文部科学省研究開発局・他,2010)よりN60°W、大きさは、3.3より

 $\sigma_1 = 30.0 z [MPa] (z [km] は深さ)$ 

とした。文部科学省研究開発局・他(2010)より、この地域では横ずれ応力場となっていることから、中間主応力 ( $\sigma_2$ ) は鉛直でかぶり圧に等しいとし、Takeda et al. (2004) に基づき、表 1 で示す半無限均質構造を仮定すると、

 $\sigma_2 = 26.95 \text{ z [MPa]}$ 

となった。また、最小主圧縮応力( $\sigma_3$ )は、応力比( $\sigma_2$  -  $\sigma_3$ ) / ( $\sigma_1$  -  $\sigma_3$ )が走向 N20° W の領域では 0.39、走向 N39° W の領域では 0.55 であること (文部科学省研究開発局・他, 2010) から、走向 N20° W の領域では

 $\sigma_3 = 25.0 \text{ z [MPa]}$ 

走向 N39° W の領域では

 $\sigma_3 = 23.22 \text{ z [MPa]}$ 

となった。

破壊開始領域を仮定し,破壊の始まる領域の応力降下量を

 $\Delta \tau = a z [MPa]$ 

として、1回の活動によるすべり量を概ね再現できるような比例係数 a を試行錯誤的に求める。

1回の活動によるすべり量について、地震調査研究推進本部(2015)では、中北部区間で  $6 \sim 9$  m程度の左横ずれ、中南部区間で 6 m程度以上の左横ずれとしている。中北部区間では、松本盆地東縁断層の豊科高家地点で最新の活動に伴って  $7.1\pm 3.6$  mの左横ずれ(近藤・他,2019)、島内地点で最新の活動に伴って  $6.2\sim 6.9$  mの左横ずれ(近藤・他,2006)、牛伏寺断層の並柳地点で最新の活動に伴って  $7.5\pm 1.5$  mの左横ずれ(奥村・他,1994)が認められている。また、中南部区間では、釜無山断層群の金沢下地点で最新の活動に伴って  $2.8\sim 5.2$  mの左横ずれ(三浦・他,2001)が認められている。これらの値を満たすようなパラメータを探索することになる。

破壊の始まる領域の応力降下量の比例係数aを仮定し、静水圧条件が成り立つとすると、

動摩擦係数 ( $\mu_d$ ) を決めることができる。更に、破壊の始まる区間での強度と応力降下量の比 (S値; Andrews, 1976; Das and Aki, 1977) を 1.6 と仮定すると、静摩擦係数 ( $\mu_s$ ) が決まる。このときの摩擦係数は、破壊の始まる領域の走向によって異なるが、動摩擦係数で概ね  $0.06\sim0.17$  程度である。

破壊の始まる領域の走向、および、応力降下量の比例係数 a を変えて摩擦係数を求め、それぞれの領域にはたらく剪断応力、動摩擦応力、静摩擦応力を、それぞれの走向について求めたものを図 2 に示す。走向  $N20^\circ$  W の領域から破壊が始まる場合の走向  $N39^\circ$  W の領域の S 値は 1.6 より小さく(図 2 a)、走向  $N39^\circ$  W の領域から破壊が始まる場合の走向  $N20^\circ$  W の領域の S 値は 1.6 より大きい (図 2 b)。したがって、いずれの領域から破壊が始まるとしても、走向  $N20^\circ$  W の領域よりも走向  $N39^\circ$  W の領域のほうが相対的に破壊しやすい応力場にあることがわかる。

断層面の境界条件には、Coulomb の破壊基準とすべり弱化の摩擦構成則(Ida, 1972; Andrews, 1976)を仮定し、弾性体の運動方程式を数値的に解くことによって、断層面上の破壊伝播過程を求めた。臨界すべり量(Dc)は、全セグメント共通で0.50mとした。

数値計算には、差分法 (Kase and Kuge, 2001) を用いた。空間グリッド間隔は、断層面内方向に 200m、断層面外方向に 200m、時間刻みは、0.02 秒とした。

上記の条件で、破壊開始領域および応力降下量の比例係数 a を変えて数値計算をおこない、実際の1回の活動によるすべり量と調和的になる a を探索した。

中北部区間北端から破壊が始まる場合、応力降下量が 0.7z [MPa]以上で、中北部区間全体に破壊が広がるようになる (図 3 a)。このとき、地表のすべり量は最大でも 3 m以下で、中北部区間の 3 地点での 1 回の活動によるすべり量を満たすことはできない。応力降下量が 1.1z [MPa]になると、中北部区間と中南部区間が連動するようになり、中南部区間の金沢下地点での 1 回の活動によるすべり量を満たす (図 3 b)。応力降下量が 1.4z [MPa]になると、中北部区間の豊科高家地点でも 1 回の活動によるすべり量を満たすようになり (図 3 c)、応力降下量が 1.8z [MPa]になると、更に、中北部区間の並柳地点でも 1 回の活動によるすべり量を満たすようになる (図 3 d)。しかし、応力降下量が 2.0z [MPa]になると、中北部区間の破壊が S 波速度以上で伝播するようになり、中南部区間が連動しなくなる(図 3 e)。したがって、 4 地点すべてで 1 回の活動によるすべり量を満たすことはできない。しかし、このとき、中北部区間の島内地点の 1 回の活動によるすべり量を満たしており、破壊する中北部区間の 3 地点での 1 回の活動によるすべり量を満たすことは可能である。ただし、この場合の平均の応力降下量は 15.0 [MPa]、Mo 1.2×10²0 [Nm]、Mw7.3 となり、長さ 34km の断層面積に比して地震モーメントが大きすぎることに注意が必要である。

中北部区間南端から破壊が始まる場合、応力降下量が 0.7z [MPa]以上で、中北部区間全体に破壊が広がるようになる (図 4 a)。中北部北端から破壊が始まる場合と同様、中北部区間の 3 地点での 1 回の活動によるすべり量を満たすことはできない。応力降下量が 1.3z [MPa]になると、中北部区間と中南部区間が連動するようになり、中北部区間の豊科高家地点と中南部区間の金沢下地点での 1 回の活動によるすべり量を満たす (図 4 b)。応力降下量が 1.7z [MPa]以上になると、中北部区間の破壊が S 波速度以上で伝播するようになり、中南部区間が連動しなくなる (図 4 c)。応力降下量が 1.8z [MPa]になると、中北部区間の 並柳地点でも 1 回の活動によるすべり量を満たすようになる (図 4 d)。更に、応力降下量

が 2.0z [MPa] になると、中北部区間の島内地点の 1 回の活動によるすべり量を満たすようになり (図 4e)、破壊する中北部区間の 3 地点での 1 回の活動によるすべり量を満たす。

中北部区間南端から破壊が始まる場合の方が、北端から破壊が始まる場合よりも連動しにくいのは、破壊がある程度以上の距離を伝播してくることによって、別の断層に乗り移りやすくなるディレクティビティ効果が現れていると解釈できる。

中南部区間北端から破壊が始まる場合、応力降下量が 0.4z [MPa]以上で、中南部区間全体に破壊が広がるようになる(図 5 a)。このとき、中南部区間の破壊は、S 波速度以上で伝播する。これは、中南部区間の北側は走向 N20° W で、南側は走向 N39° W であり、南側は相対的に破壊しやすいためである。地表のすべり量は最大でも 2.5 m以下で、中南部区間の1地点での1回の活動によるすべり量を満たすことはできない。応力降下量が 1.0 z [MPa]になると、中南部区間の金沢下地点での1回の活動によるすべり量を満たす(図 5 b)。応力降下量が 2.0 z [MPa]までの範囲では、中北部区間が連動することはない(図 5 c)。

中南部区間北端から破壊が始まる場合は、中南部区間の形状から、中南部区間南側の応力降下量が相対的に大きく、すべり量が大きくなりやすいため、中北部区間に与える応力変化も大きくなるものの、中北部区間は相対的に破壊しにくい応力状態にあるため、連動できないと考えられる。

中南部区間南端から破壊が始まる場合、応力降下量が 0.7z [MPa]以上で、中南部区間の 走向 N39°W の領域全体に破壊が広がるようになる (図 6 a)。中南部区間北端から破壊が始まる場合と同様、中南部区間の1地点での1回の活動によるすべり量を満たすことはできない。応力降下量が 1.1z [MPa]になると、中南部区間全体に破壊が広がるようになるが、中南部区間の1地点での1回の活動によるすべり量を満たすことはできない (図 6 b)。応力降下量が 1.4z [MPa]になると、中南部区間の金沢下地点での1回の活動によるすべり量を満たすようになる (図 6 c)。応力降下量が 1.6z [MPa]以上になると、中南部区間の破壊が S 波速度以上で伝播するようになる (図 6 d)。応力降下量が 2.0z [MPa]までの範囲では、中北部区間が連動することはない (図 6 e)。

中南部区間南端から破壊が始まる場合、中北部区間北端から破壊が始まる場合と同様にディレクティビティ効果が期待できるにもかかわらず、中北部区間は連動しない。中南部区間南端から始まった破壊は、中南部区間北側の走向 N20°W の領域に到達すると応力降下量が小さくなり、すべり量が小さめになる。更に、中北区間部の走向は N20°W であるため、中南部区間よりも破壊しにくい応力状態にあるため、連動できないと考えられる。

表1 本研究で用いた速度構造モデル。

上端の深さ [m]	P波速度	S 波速度 [m/s]	密度 [kg/m³]
	[m/s]		
0	5900	3400	2670

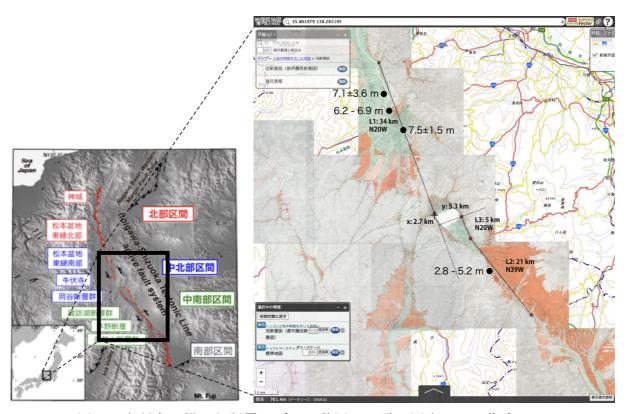


図1 本研究で用いた断層モデル。基図は、電子国土 web で作成。

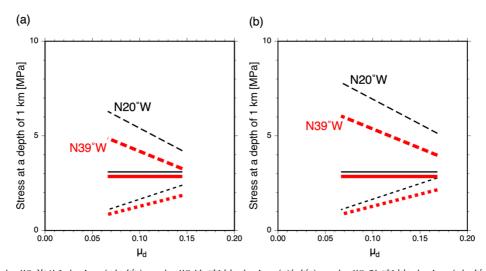


図 2 初期剪断応力(実線)、初期静摩擦応力(破線)、初期動摩擦応力(点線)の動摩擦係数 ( $\mu_d$ ) の値に対する変化。応力降下量の比例係数 a の値が 0.5~2.0 の範囲での結果を示す。黒細線は走向 N20° W の領域、赤太線は走向 N39° W の領域にはたらく応力。(a) 走向 N20° W の領域から破壊が始まる場合。(b) 走向 N39° W の領域から破壊が始まる場合。

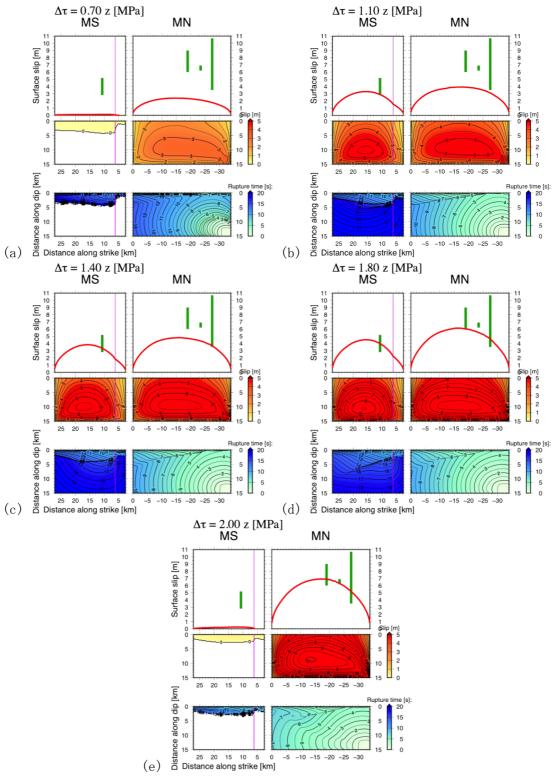


図3 中北部北端から破壊が始まる場合の破壊過程の例。それぞれ、下段が断層面上の破壊時刻、中段が断層面上のすべり量、上段の赤線が地表でのすべりの分布、緑線が実際の1回の活動によるすべり量の範囲を示す。(a)応力降下量の比例係数が0.7の場合。(b)応力降下量の比例係数が1.1の場合。(c)応力降下量の比例係数が1.4の場合。(d)応力降下量の比例係数が1.8の場合。(e)応力降下量の比例係数が2.0の場

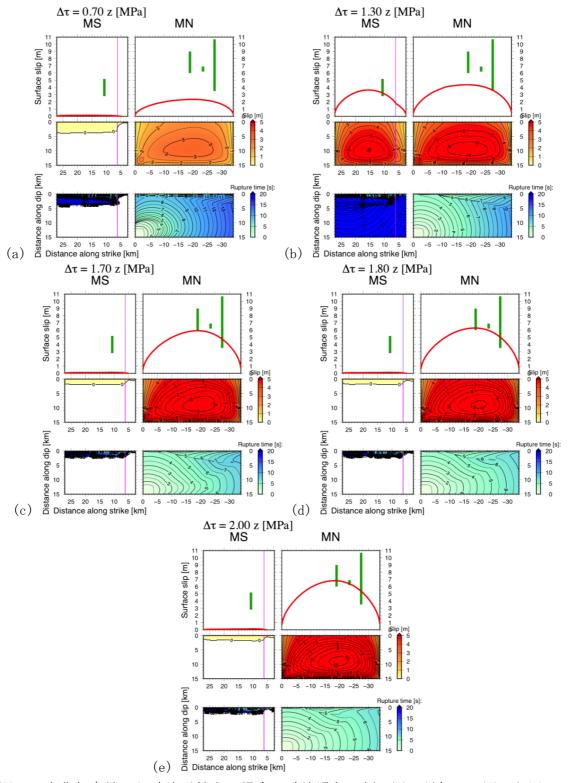


図4 中北部南端から破壊が始まる場合の破壊過程の例。図の詳細は、図3と同じ。 (a)応力降下量の比例係数が0.7の場合。(b)応力降下量の比例係数が1.3の場合。(c) 応力降下量の比例係数が1.7の場合。(d)応力降下量の比例係数が1.8の場合。(e)応 力降下量の比例係数が2.0の場合。

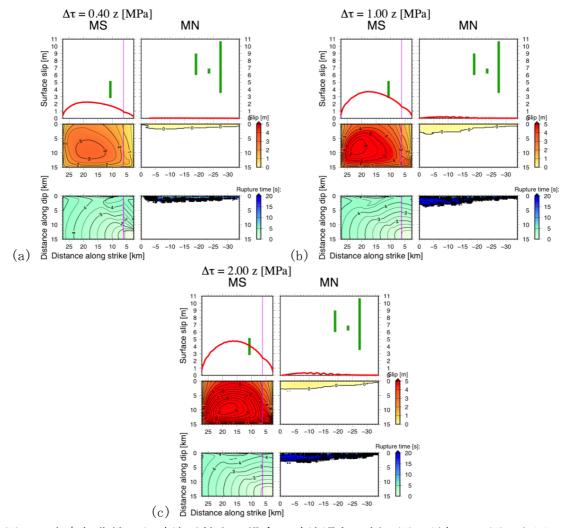


図5 中南部北端から破壊が始まる場合の破壊過程の例。図の詳細は、図3と同じ。 (a) 応力降下量の比例係数が0.4の場合。(b) 応力降下量の比例係数が1.0の場合。 (c) 応力降下量の比例係数が2.0の場合。

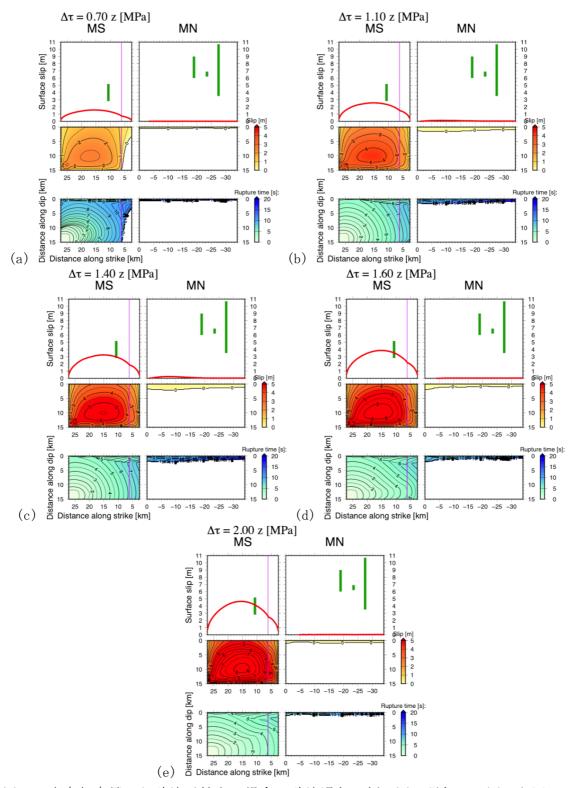


図 6 中南部南端から破壊が始まる場合の破壊過程の例。図の詳細は、図 3 と同じ。 (a) 応力降下量の比例係数が 0.7 の場合。(b) 応力降下量の比例係数が 1.1 の場合。 (c) 応力降下量の比例係数が 1.4 の場合。(d) 応力降下量の比例係数が 1.6 の場合。(e) 応力降下量の比例係数が 2.0 の場合。

## (c) 結論ならびに今後の課題

糸魚川-静岡構造線断層帯北部~中南部区間のうち、中北部区間と中南部区間を対象として、震源モデルを構築し、連動可能性を検討した。

中北部区間北端、もしくは、南端から破壊が始まる場合には、中北部区間と中南部区間が連動する可能性がある。しかし、連動する場合でも、1回の活動によるすべり量を観測量のある4地点すべてで満たすためには、相当大きな応力降下量を設定する必要があり、断層面積に比して、地震モーメントが大きくなりすぎる。そのため、得られている観測量は、より広い範囲での、すなわち、北部区間や南部区間も含めた連動によるすべり量であることを検討する必要がある可能性がある。

謝辞:図はGeneric Mapping Tool version 5.4.4 (Wessel et al., 2013) で作成しました。

#### (d) 引用文献

- Andrews, D. J., Rupture velocity of plane strain shear cracks, J. Geophys. Res., 81, 5679-5687, 1976.
- Das, S. and K. Aki, A numerical study of two-dimensional spontaneous rupture propagation, Geophys. J. R. Astro., 50, 643-668, 1977.
- Ida, Y., Cohesive force across the tip of a longitudinal-shear crack and Griffith's specific surface energy, J. Geophys. Res., 77, 3796-3805, 1972.
- 地震調査研究推進本部,糸魚川ー静岡構造線断層帯の長期評価(第二版),60p,2015.
- Kase, Y. and K. Kuge, Rupture propagation beyond fault discontinuities: significance of fault strike and location, Geophys. J. Int., 147, 330-342, 2001.
- 近藤久雄・遠田晋次・奥村晃史・高田圭太,糸魚川-静岡構造線活断層系・松本盆地東縁断層南部に沿う左横ずれ変位地形,地学雑誌,115,208-220,2006.
- 近藤久雄・木村治夫・杉戸信彦・下釜耕太・佐伯健太郎・川島裕貴・亀高正男・高岡宏之, 糸魚川-静岡構造線断層帯・松本盆地東縁断層南部における最新活動時期と横ずれ変位 量,日本活断層学会 2019 年度秋季学術大会,0-7,2019.
- 三浦大助・幡谷竜太・宮腰勝義・井上大栄・小俣雅志・宮脇明子・田中竹延・宮脇理一郎, 糸魚川ー静岡構造線活断層系中部の最近の断層活動(その2)-釜無山断層群金沢下トレンチ調査結果-,地球惑星科学関連学会合同大会,Jm-P012,2001.
- 文部科学省研究開発局・国土交通省国土地理院・東京大学地震研究所,糸魚川-静岡構造線断層帯における重点的な調査観測平成17~21年度成果報告書,362p,2010.
- 奥村晃史・下川浩一・山崎晴雄・佃 栄吉,糸魚川ー静岡構造線活断層系の最近の地震活動-牛伏寺断層・松本市並柳地区トレンチ発掘調査-,地震第2輯,46,425-438,1994.
- Takeda, T, H. Sato, T. Iwasaki, N. Matsuta, S. Sakai, T. Iidaka, and A. Kato, Crustal structure in the northern Fossa Magna region, central Japan, modeled from refraction/wide-angle reflection data, Earth Planets Space, 56, 1293-1299, 2004.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, New, improved version of the Generic Mapping Tools

released, EOS Trans. AGU, 79, 579, 1998.

## (3) 平成 29~令和元年度の成果

#### (a) 業務の要約

動的破壊シミュレーションを基に、連動可能性とその条件を議論するためには、断層帯の置かれた条件を反映した動力学的震源モデルを構築する必要がある。初めに、糸魚川ー静岡構造線断層帯で近年生じた地震として、2014年長野県北部の地震を対象に、震源モデルについての情報を収集し、本業務の動的破壊シミュレーションのプロトタイプとして、この地震の動力学的震源モデルを構築し、周辺断層との相互作用を検討した。発震機構解とCMT解、および、余震分布を基に、南北2枚のセグメントと破壊開始点となる鉛直なセグメントの3面からなる単純な断層モデルを仮定し、強震波形インバージョン結果と概ね調和する破壊伝播過程を再現できた。また、過去の活動履歴を考慮して南側セグメントの応力降下量を小さくすることで、観察された地表での最大上下変位量を説明することもできることから、各断層面の活動履歴を考慮してモデルを設定することにより、より起こりうる破壊過程を再現できる可能性を示した。

続いて、各点の走向、傾斜角が滑らかに変化する断層面上での動力学的破壊過程を差分法で計算するため、一般座標系を直交座標系に mapping する手法を用いて、シミュレーションに用いるコードを改良した。また、均質半無限弾性体にある鉛直横ずれ断層、および、傾斜角 60°の正断層に、深さに依存する初期応力場がはたらく場合の破壊過程について、本事業で開発したコードでの計算結果が検証済のコードによる計算結果とよく一致していることを確認した。

最後に、糸魚川一静岡構造線断層帯中北部区間と中南部区間を対象として、震源モデルを構築し、連動可能性について調べた。その結果、中北部区間北端もしくは南端から破壊が始まる場合には、連動可能であるが、1イベントあたりの変位量の調査結果と調和的なすべり量を得るためには、相当大きな応力降下量を設定する必要があることがわかった。これは、中北部区間と中南部区間だけではなく、北部区間や南部区間を含めたより広い範囲での連動による変位量である可能性があることを示している。

## (b) 業務の成果

# 1) 2014 年長野県北部の地震の動力学的震源モデル

糸魚川一静岡構造線断層帯で近年生じた地震として、2014 年長野県北部の地震の動力学的震源モデルを構築し、周辺断層との相互作用を検討した。この地震については、Ando et al. (2017)が、Panayotopoulos et al. (2016)の断層形状に基づく複雑な断層モデルを用いて、動力学的破壊過程を検討している。それに対し、本業務の目的は、地震発生前の、あらかじめ詳細な断層形状がわからない活断層帯における連動型地震の発生可能性と連動条件を明らかにすることであるから、できるだけ単純な断層モデルを用いて、破壊過程を説明できる動力学的震源モデルを構築することを試みた。

本業務では、主に、地形・地質学的データに基づいて断層形状と応力場を想定し、その 条件下で物理的に起こりうる破壊過程を数値計算で求めるという手順で、動力学的震源モ デルを構築する。これにより、対象とする断層の置かれた条件を反映し、実現性の高い地 震シナリオを求める。糸魚川-静岡構造線断層帯北部~中南部区間を対象とした動的破壊シミュレーションに先立ち、既に地震が発生し、地震学・測地学的データも用いることのできる 2014 年長野県北部の地震の動力学的震源モデルを構築し、周辺断層との相互作用を考慮したシミュレーションを試みた。

断層モデル(図 7 (a))は、発震機構解(気象庁、2014)、CMT 解(防災科学技術研究所、2014)、および、余震分布(今西・内出、2015)を基に決定した。この地震では、発震機構解と CMT 解が異なる。余震分布(図 7 (b))から、主として、南北 2 枚の断層面が破壊したと考えられ、その走向、傾斜角は、CMT 解の高角東傾斜の面と調和的である。そこで、主たる断層面として、走向 N20°E で、長さ 12.1km の北側セグメントと、長さ 13km の南側セグメントを設定した。一方、破壊開始点付近の余震分布を発震機構解の 2 枚の節面に対応する鉛直断面に投影すると、低角の面(図 7 (c))よりも高角の面(図 7 (d))との対応がよいことから、破壊開始点のあるセグメントとして、長さ 6 km、幅 3.5km の鉛直なセグメントを、北側セグメントと南側セグメントをつなぐように設定した。

主たる断層面のうち、南側セグメントは、既知の神城断層北部に対応し、地表変位が観察されている(例えば、勝部・他、2017)。一方、北側セグメントでは、地表変位は観察されておらず、対応する活断層も知られていない(例えば、勝部・他、2017)。そこで、余震分布も参考に、断層上端の深さは、北側セグメントで  $2\,\mathrm{km}$ 、南側セグメントで  $0\,\mathrm{km}$  とした。断層下端の深さは、両セグメントとも  $12\,\mathrm{km}$  とした。また、傾斜角は、余震分布、 $1\,\mathrm{nSAR}$  データの解析結果(矢来・他、2015)、および、神城断層の地表トレースの位置を基に、深さ  $2\,\mathrm{km}$  より浅いところでは  $45\,\mathrm{c}$  、深いところでは  $60\,\mathrm{c}$  とした。

最大主圧縮応力 ( $\sigma_1$ ) の向きは、応力テンソルインバージョン結果(文部科学省研究開発局・他,2010) より N60° W、大きさは、ボーリング孔での水圧破砕実験結果(Tanaka,1986) より

 $\sigma_1 = 53.0 z [MPa] (z [km]は深さ)$ 

とした。Takeda et al. (2004) に基づき、表 2 で示す水平 2 層構造を仮定し、最小主圧縮応力 ( $\sigma_3$ ) は鉛直でかぶり圧に等しく、静水圧条件が成り立つとすると、

 $\sigma_3 = \sigma_{\text{litho}} - \sigma_{\text{fluid}}$ 

(σ<sub>1itho</sub>は静岩圧応力、σ<sub>fluid</sub>は間隙流体圧)なので、深さ2km以浅では

 $\sigma_3 = 14.7 \text{ z [MPa]}$ 

2 km 以深では

 $\sigma_3 = 16.7 \text{ z} - 3.0 \text{ [MPa]}$ 

とした。また、中間主応力( $\sigma_2$ )は、応力比( $\sigma_2$  -  $\sigma_3$ ) / ( $\sigma_1$  -  $\sigma_3$ ) = 0.42 (文部科学省研究開発局・他, 2010) から、深さ 2 km 以浅では

 $\sigma_2 = 30.8 \text{ z [MPa]}$ 

2 km 以深では

 $\sigma_2 = 31.8 \text{ z} - 1.8 \text{ [MPa]}$ 

となった。

断層面の境界条件には、Coulombの破壊基準とすべり弱化の摩擦構成則 (Andrews, 1976) を仮定し、弾性体の運動方程式を数値的に解くことによって、断層面上の破壊伝播過程を求めた。臨界すべり量 (Dc) は、全セグメント共通で 0.10mとした。

数値計算には、斜め座標系の差分法(Kase, 2010)に、鉛直セグメントを計算するための直交座標系の差分法を入れ子構造にしたコードを用いた。空間グリッド間隔は、南北2枚のセグメントの断層面内方向に 0.1km、鉛直セグメントの断層面内方向に 0.087km、断層面外方向に 0.05km、時間刻みは、0.005秒とした。

上記の条件で、摩擦係数を変えて数値計算をおこない、実際の破壊過程と調和的になる 摩擦係数を探索した。本研究では、最終的に、南北2枚のセグメントの静摩擦係数は0.488、 動摩擦係数は0.470、鉛直セグメントの静摩擦係数は0.0894、動摩擦係数は0.0400を用い た。平均的な応力降下量は、南北2枚のセグメントで2.6MPa、鉛直セグメントで10.3MPa となった。

南北2セグメントが同じ応力条件にある場合の破壊過程を、図8に示す。鉛直セグメントで始まった破壊は、北側セグメントの鉛直セグメント下端部付近の破壊を励起し、北側セグメント全体に破壊が広がっていった。一方、南側セグメントでは、鉛直セグメントの破壊による応力変化では、破壊を励起するには不十分で、むしろ北側セグメントの破壊による応力変化によって破壊が励起された。そのため、南側セグメントの破壊は、北側セグメントより2秒程度遅れて広がった。これは、強震波形インバージョンの結果(例えば、引間・他、2015;堀川、2015)とも調和的である。

このときのすべりのピークは、北側セグメントの深部と、南側セグメントの浅部に現れた。北側セグメントの最大すべりは  $0.83 \,\mathrm{m}$ で、引間・他(2015)のインバージョン結果とも調和的である。ただし、地震モーメントは  $6.7 \times 10^{18} \,\mathrm{Nm}$ 、地表での最大上下変位量は  $1.25 \,\mathrm{m}$  となり、観測された地震モーメント  $2.9 \times 10^{18} \,\mathrm{Nm}$ (防災科学技術研究所,2014)や観測された地表上下変位量  $1.04 \,\mathrm{m}$ (廣内・他,2015)よりも大きかった。

南側セグメント付近では、1986年に M5.9、1998年に M5.0 の地震が発生した。そのために、北側セグメントに比べて、南側セグメントの応力降下量が小さい可能性があると考え、地表での最大上下変位量が観測値と調和的になるよう、南側セグメントの応力降下量を探索した。その結果、南側セグメントの応力降下量を 75%としたとき (図9)、地表での最大上下変位量が 1.04mとなり、観測値と一致した。しかし、このときの地震モーメントは 5.7×10<sup>18</sup> Nm となり、観測値よりもまだ大きかった。本研究では、南側セグメント全面で応力降下量を小さくしたが、過去の地震規模が小さいため、断層深部のみの応力降下量を小さくするなどの検討が必要と考えられる。

表 2	本研究で用いた速度構造モデル。
-----	-----------------

上端の深さ [m]	P波速度	S 波速度 [m/s]	密度 [kg/m³]
	[m/s]		
0	4100	2300	2500
2000	5900	3400	2670

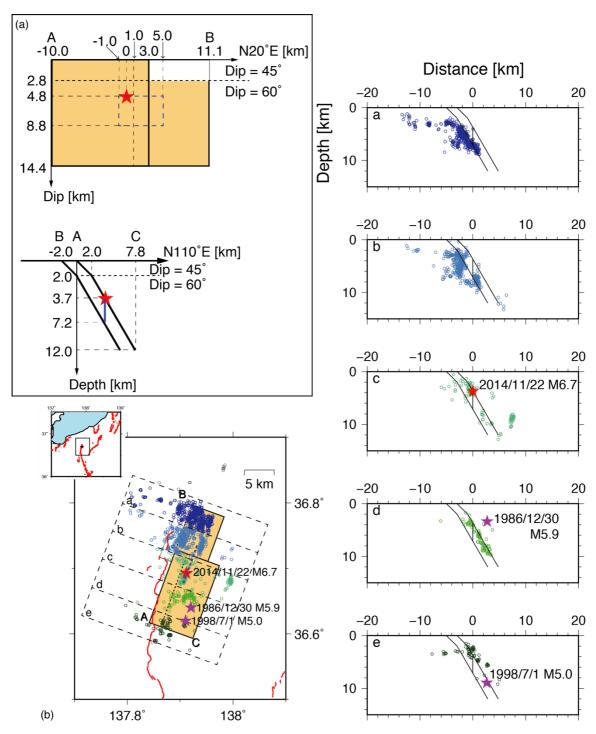


図7 本研究で用いた断層モデル。(a) 断層面展開図(上図)と鉛直断面図(下図)。 (b) 断層モデルと余震分布の地表面投影図(左図)と各領域の断層面(黒実線)に直交 する鉛直断面への投影図(右図)。赤星は震源位置を示す。

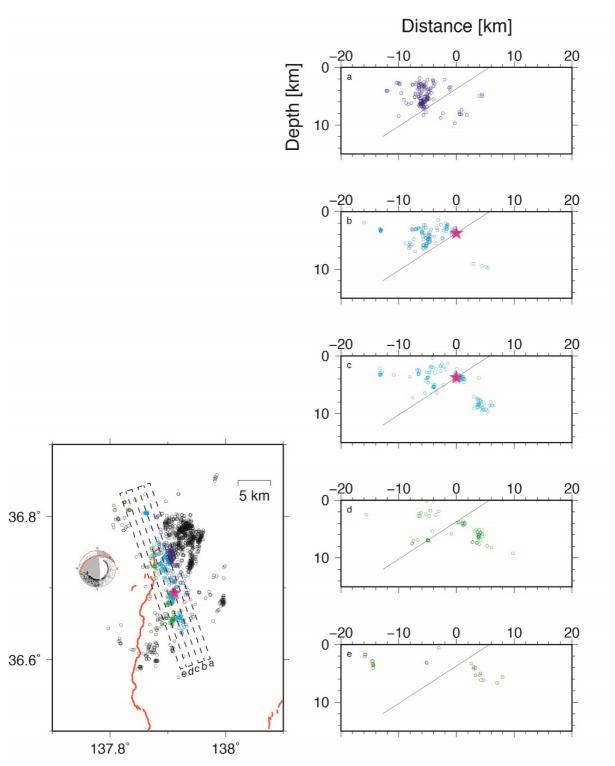


図7 (c)余震分布の地表面投影図(左図)と破壊開始点付近の各領域の発震機構解の 低角な節面(黒実線)に直交する鉛直断面への投影図(右図)。

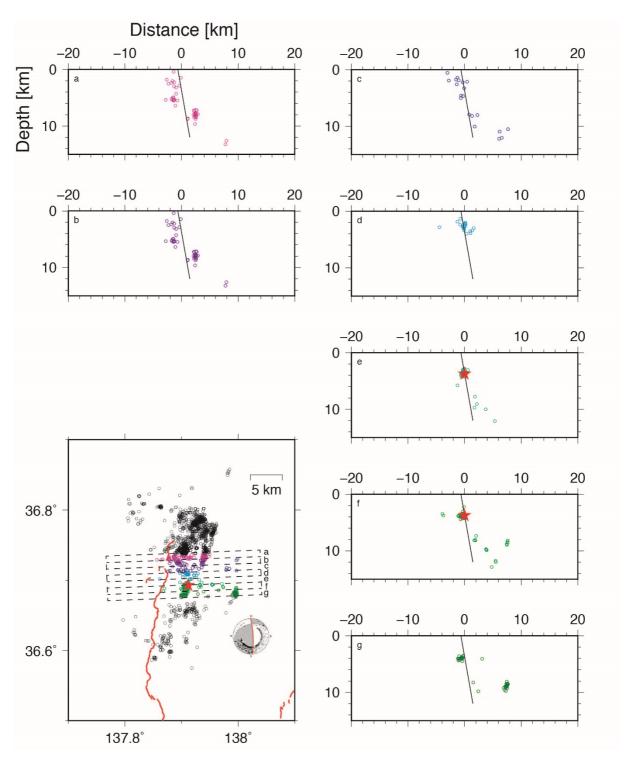


図 7 (d) 余震分布の地表面投影図 (左図) と破壊開始点付近の各領域の発震機構解の 高角な節面 (黒実線) に直交する鉛直断面への投影図 (右図)。

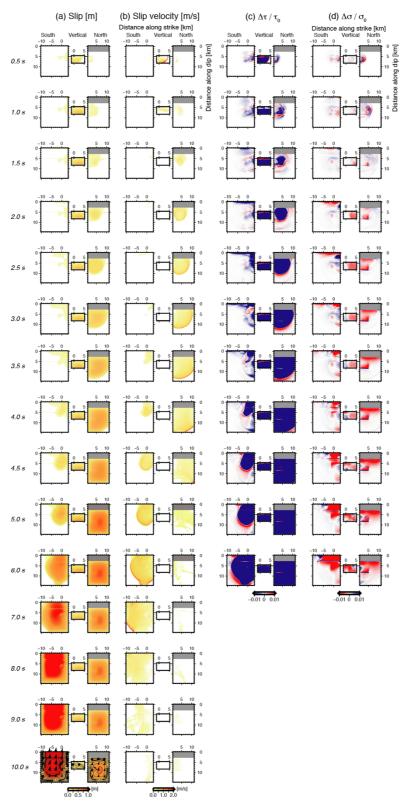


図8 南北 2 セグメントが同じ応力条件にある場合のすべり (a)、すべり速度 (b)、初期値で規格化した剪断応力 (c)、および、初期値で規格化した法線応力 (d) のスナップショット。時刻 10 秒のすべり分布図には、各点のすべりベクトルの向きも示す。

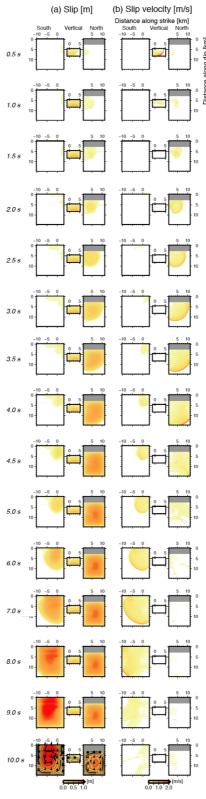


図 9 南側セグメントの応力降下量を 75%とした場合のすべり (a) とすべり速度 (b) のスナップショット。時刻 10 秒のすべり分布図には、各点のすべりベクトルの向きも示す。

- 2) 動力学的破壊シミュレーションのためのコードの開発と検証
- 3. 3で示されたような各点の走向、傾斜角が滑らかに変化する断層面上での動力学的破壊過程を差分法で計算するため、一般座標系を直交座標系に mapping した差分法コードの開発をおこなった。この手法は、2次元問題については井上(1996)、3次元問題で走向が変化する鉛直断層について Kase and Day (2006)、傾斜角が変化する断層について Kase (2010)、3次元一般断層について Zhang et al. (2014)が適用している。Zhang et al. (2014)では、速度-応力で定式化しているが、本業務では、変位で定式化し、Kase and Day (2006)、Kase (2010) と同様に、Ilan and Loewenthal (1976)の自由表面の定式化を断層面の定式化に応用することで、計算の安定性を向上させている。

3次元半無限均質弾性体中に断層面があるモデルを考える。自発的な破壊伝播過程を計算するためには、断層面の境界条件と地表面の自由境界条件を与えて、弾性体の波動方程式を解くことになる。断層面の境界条件としては、Coulombの破壊条件とすべり弱化の摩擦構成則(Ida, 1972; Andrews, 1976)を与える。破壊していない領域では、速度と tractionのすべての成分が、断層面を挟んで連続である。剪断応力が静摩擦応力(静摩擦係数と法線応力の積)に達したところでは、すべりが始まり、tractionのすべての成分と、速度の法線方向成分が断層面を挟んで連続、かつ、すべりと剪断応力はすべり弱化の摩擦構成則に従い、動摩擦応力(動摩擦係数と法線応力の積)まで低下する。

非平面の断層面を扱うため、直交座標系(x,y,z)中に断層面形状に沿った一般座標系 $(\xi,\eta,\zeta)$ を設定する(図 10)。すると、直交座標系(x,y,z)は、一般座標系 $(\xi,\eta,\zeta)$ の関数として

$$x = x(\xi, \eta, \zeta)$$
$$y = y(\xi, \eta, \zeta)$$
$$z = z(\xi, \eta, \zeta)$$

と表現されるので、空間偏微分オペレータは、

$$\frac{\partial}{\partial x} = \frac{\partial \xi}{\partial x} \frac{\partial}{\partial \xi} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \frac{\partial}{\partial \eta} + \frac{\partial \zeta}{\partial x} \frac{\partial}{\partial \zeta}$$

$$\frac{\partial}{\partial y} = \frac{\partial \xi}{\partial y} \frac{\partial}{\partial \xi} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \frac{\partial}{\partial \eta} + \frac{\partial \zeta}{\partial y} \frac{\partial}{\partial \zeta}$$

$$\frac{\partial}{\partial z} = \frac{\partial \xi}{\partial z} \frac{\partial}{\partial \xi} + \frac{\partial \eta}{\partial z} \frac{\partial}{\partial \eta} + \frac{\partial \zeta}{\partial z} \frac{\partial}{\partial \zeta}$$

と変換される。これらのオペレータを用いて、 $(\xi,\eta,\zeta)$ を直交座標系へ mapping し、波動方程式や traction を書き下すことによって、直交座標系で解くことができるようになる。

コードの検証のため、SCEC/USGS spontaneous rupture code verification project (Harris et al., 2009, 2011, 2018) で検証済のコードによる計算結果と比較した。

初めに、均質半無限弾性体にある鉛直横ずれ断層に、深さに依存する初期応力場がはたらく場合の破壊過程(図 11a; Harris et al., 2009の TPV8)について、比較をおこなった。比較対象としては、Harris et al. (2009)の検証に参加した Kase and Kuge (2001)のコードを用いた。本事業のコードでの計算結果(図 11b の赤点線)は、比較対象のコードでの計算結果(図 11b の黒線)とよく一致している。

次に、均質半無限弾性体にある傾斜角 60°の正断層に、深さに依存する初期応力場がは たらく場合の破壊過程(図 12a; Harris et al., 2009の TPV10)について、比較をおこな った。比較対象としては、Harris et al. (2009) の検証に参加した Kase (2010) のコードを用いた。本事業のコードでの計算結果 (図 12b の赤点線) は、比較対象のコードでの計算結果 (図 12b の黒線) とよく一致している。

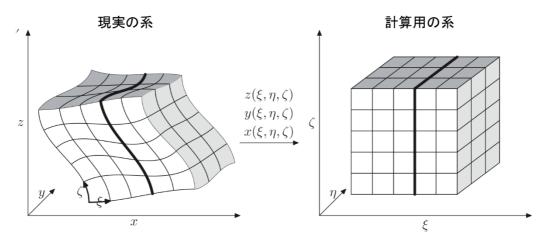


図 10 座標系の mapping のイメージ図。Zhang et al. (2014) に加筆。

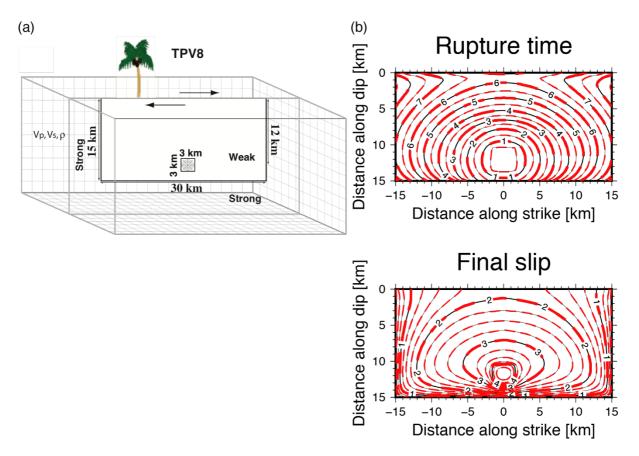


図 11 (a) 均質半無限弾性体にある鉛直横ずれ断層に、深さに依存する初期応力場がはたらくモデル (Harris et al., 2009)。(b)破壊時刻(上)と最終すべり量(下)の比較。黒線は Kase and Kuge (2001)のコードでの計算結果、赤点線は本事業のコードでの計算結果。

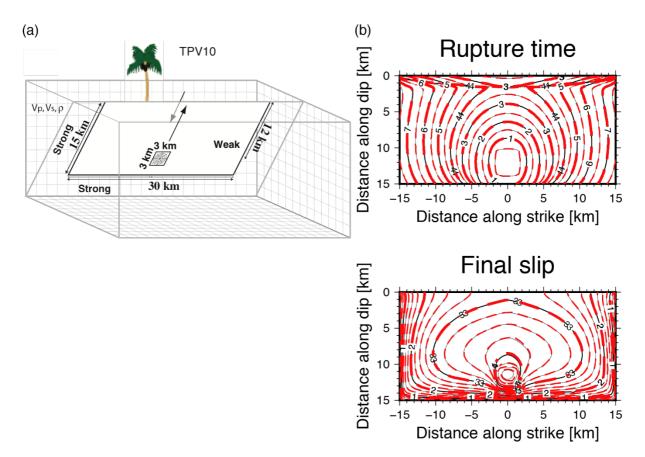


図 12 (a) 均質半無限弾性体にある傾斜角 60°の正断層に、深さに依存する初期応力場がはたらくモデル (Harris et al., 2009)。(b)破壊時刻(上)と最終すべり量(下)の比較。黒線は Kase (2010)のコードでの計算結果、赤点線は本事業のコードでの計算結果。

3) 糸魚川-静岡構造線断層帯中北部区間および中南部区間の連動性

連動可能性を検討する対象として、糸魚川-静岡構造線断層帯中北部区間と中南部区間 をモデル化する。

断層モデル(図 13)は、3. 1で推定された断層形状を基に、中北部区間は走向 N20°Wで長さ 34km、中南部区間には屈曲があり、北側は走向 N20°Wで長さ 5km、南側は走向 N39°Wで長さ 21km とし、中北部区間と中南部区間の境界は、走向方向に 2.6km、法線方向に 5.2km のジョグを形成しているとする。中北部、中南部共に、幅は 15km で、傾斜角は鉛直とする。

最大主圧縮応力  $(\sigma_1)$  の向きは、3.3、および、応力テンソルインバージョン結果(文部科学省研究開発局・他、2010)より N60°W、大きさは、3.3より

$$\sigma_1 = 30.0 z [MPa] (z [km] は深さ)$$

とした。文部科学省研究開発局・他(2010)より、この地域では横ずれ応力場となっていることから、中間主応力 ( $\sigma_2$ ) は鉛直でかぶり圧に等しいとし、Takeda et al. (2004) に基づき、表 3 で示す半無限均質構造を仮定すると、

$$\sigma_2 = 26.95 \text{ z [MPa]}$$

となった。また、最小主圧縮応力( $\sigma_3$ )は、応力比( $\sigma_2$  -  $\sigma_3$ ) / ( $\sigma_1$  -  $\sigma_3$ )が走向 N20° W の領域では 0.39、走向 N39° W の領域では 0.55 であること (文部科学省研究開発局・他, 2010) から、走向 N20° W の領域では

$$\sigma_3 = 25.0 \text{ z [MPa]}$$

走向 N39°Wの領域では

$$\sigma_3 = 23.22 \text{ z [MPa]}$$

となった。

破壊開始領域を仮定し、破壊の始まる領域の応力降下量を

$$\Delta \tau = a z [MPa]$$

として、1回の活動によるすべり量を概ね再現できるような比例係数 a を試行錯誤的に求める。

1回の活動によるすべり量について、地震調査研究推進本部(2015)では、中北部区間で  $6 \sim 9$  m程度の左横ずれ、中南部区間で 6 m程度以上の左横ずれとしている。中北部区間では、松本盆地東縁断層の豊科高家地点で最新の活動に伴って  $7.1\pm3.6$ mの左横ずれ(近藤・他,2019)、島内地点で最新の活動に伴って  $6.2\sim6.9$ mの左横ずれ(近藤・他,2006)、牛伏寺断層の並柳地点で最新の活動に伴って  $7.5\pm1.5$ mの左横ずれ(奥村・他,1994)が認められている。また、中南部区間では、釜無山断層群の金沢下地点で最新の活動に伴って  $2.8\sim5.2$ mの左横ずれ(三浦・他,2001)が認められている。これらの値を満たすようなパラメータを探索することになる。

破壊の始まる領域の応力降下量の比例係数 a を仮定し、静水圧条件が成り立つとすると、動摩擦係数 ( $\mu$ <sub>d</sub>) を決めることができる。更に、破壊の始まる区間での強度と応力降下量の比(S値; Andrews, 1976; Das and Aki, 1977)を 1.6 と仮定すると、静摩擦係数 ( $\mu$ <sub>s</sub>) が決まる。このときの摩擦係数は、破壊の始まる領域の走向によって異なるが、動摩擦係数で概ね 0.06~0.17 程度である。

破壊の始まる領域の走向、および、応力降下量の比例係数 a を変えて摩擦係数を求め、

それぞれの領域にはたらく剪断応力、動摩擦応力、静摩擦応力を、それぞれの走向について求めたものを図 14 に示す。走向 N20°W の領域から破壊が始まる場合の走向 N39°W の領域の S値は 1.6 より小さく(図 14a)、走向 N39°W の領域から破壊が始まる場合の走向 N20°W の領域の S値は 1.6 より大きい(図 14b)。したがって、いずれの領域から破壊が始まるとしても、走向 N20°W の領域よりも走向 N39°W の領域のほうが相対的に破壊しやすい応力場にあることがわかる。

断層面の境界条件には、Coulomb の破壊基準とすべり弱化の摩擦構成則(Ida, 1972; Andrews, 1976)を仮定し、弾性体の運動方程式を数値的に解くことによって、断層面上の破壊伝播過程を求めた。臨界すべり量(Dc)は、全セグメント共通で0.50mとした。

数値計算には、差分法 (Kase and Kuge, 2001) を用いた。空間グリッド間隔は、断層面内方向に 200m、断層面外方向に 200m、時間刻みは、0.02 秒とした。

上記の条件で、破壊開始領域および応力降下量の比例係数 a を変えて数値計算をおこない、実際の1回の活動によるすべり量と調和的になる a を探索した。

中北部区間北端から破壊が始まる場合、応力降下量が 0.7z [MPa]以上で、中北部区間全体に破壊が広がるようになる (図 15a)。このとき、地表のすべり量は最大でも 3 m以下で、中北部区間の 3 地点での 1 回の活動によるすべり量を満たすことはできない。応力降下量が 1.1z [MPa]になると、中北部区間と中南部区間が連動するようになり、中南部区間の金沢下地点での 1 回の活動によるすべり量を満たす (図 15b)。応力降下量が 1.4z [MPa]になると、中北部区間の豊科高家地点でも 1 回の活動によるすべり量を満たすようになり (図 15c)、応力降下量が 1.8z [MPa]になると、更に、中北部区間の並柳地点でも 1 回の活動によるすべり量を満たすようになる (図 15d)。しかし、応力降下量が 2.0z [MPa]になると、中北部区間の破壊が S 波速度以上で伝播するようになり、中南部区間が連動しなくなる (図 15e)。したがって、 4 地点すべてで 1 回の活動によるすべり量を満たすことはできない。しかし、このとき、中北部区間の島内地点の 1 回の活動によるすべり量を満たしており、破壊する中北部区間の 3 地点での 1 回の活動によるすべり量を満たすことは可能である。ただし、この場合の平均の応力降下量は 15.0 [MPa]、Mo 1.2×10²0 [Nm]、Mw7.3 となり、長さ 34km の断層面積に比して地震モーメントが大きすぎることに注意が必要である。

中北部区間南端から破壊が始まる場合、応力降下量が 0.7z [MPa]以上で、中北部区間全体に破壊が広がるようになる (図 16a)。中北部北端から破壊が始まる場合と同様、中北部区間の 3 地点での 1 回の活動によるすべり量を満たすことはできない。応力降下量が 1.3z [MPa]になると、中北部区間と中南部区間が連動するようになり、中北部区間の豊科高家地点と中南部区間の金沢下地点での 1 回の活動によるすべり量を満たす (図 16b)。応力降下量が 1.7z [MPa]以上になると、中北部区間の破壊が S 波速度以上で伝播するようになり、中南部区間が連動しなくなる (図 16c)。応力降下量が 1.8z [MPa]になると、中北部区間の並柳地点でも 1 回の活動によるすべり量を満たすようになる (図 16d)。更に、応力降下量が 2.0z [MPa]になると、中北部区間の島内地点の 1 回の活動によるすべり量を満たすようになり (図 16e)、破壊する中北部区間の 3 地点での 1 回の活動によるすべり量を満たす。

中北部区間南端から破壊が始まる場合の方が、北端から破壊が始まる場合よりも連動しにくいのは、破壊がある程度以上の距離を伝播してくることによって、別の断層に乗り移りやすくなるディレクティビティ効果が現れていると解釈できる。

中南部区間北端から破壊が始まる場合、応力降下量が 0.4z [MPa]以上で、中南部区間全体に破壊が広がるようになる (図 17a)。このとき、中南部区間の破壊は、S波速度以上で伝播する。これは、中南部区間の北側は走向 N20°Wで、南側は走向 N39°Wであり、南側は相対的に破壊しやすいためである。地表のすべり量は最大でも 2.5m以下で、中南部区間の1地点での1回の活動によるすべり量を満たすことはできない。応力降下量が 1.0z [MPa]になると、中南部区間の金沢下地点での1回の活動によるすべり量を満たす(図 17b)。応力降下量が 2.0z [MPa]までの範囲では、中北部区間が連動することはない (図 17c)。

中南部区間北端から破壊が始まる場合は、中南部区間の形状から、中南部区間南側の応力降下量が相対的に大きく、すべり量が大きくなりやすいため、中北部区間に与える応力変化も大きくなるものの、中北部区間は相対的に破壊しにくい応力状態にあるため、連動できないと考えられる。

中南部区間南端から破壊が始まる場合、応力降下量が 0.7z [MPa]以上で、中南部区間の 走向 N39°W の領域全体に破壊が広がるようになる (図 18a)。中南部区間北端から破壊が 始まる場合と同様、中南部区間の 1 地点での 1 回の活動によるすべり量を満たすことはできない。応力降下量が 1.1z [MPa]になると、中南部区間全体に破壊が広がるようになるが、中南部区間の 1 地点での 1 回の活動によるすべり量を満たすことはできない (図 18b)。応力降下量が 1.4z [MPa]になると、中南部区間の金沢下地点での 1 回の活動によるすべり量を満たすようになる (図 18c)。応力降下量が 1.6z [MPa]以上になると、中南部区間の破壊が S 波速度以上で伝播するようになる (図 18d)。応力降下量が 2.0z [MPa]までの範囲では、中北部区間が連動することはない (図 18e)。

中南部区間南端から破壊が始まる場合、中北部区間北端から破壊が始まる場合と同様にディレクティビティ効果が期待できるにもかかわらず、中北部区間は連動しない。中南部区間南端から始まった破壊は、中南部区間北側の走向 N20°W の領域に到達すると応力降下量が小さくなり、すべり量が小さめになる。更に、中北区間部の走向は N20°W であるため、中南部区間よりも破壊しにくい応力状態にあるため、連動できないと考えられる。

表3 本研究で用いた速度構造モデル。

上端の深さ [m]	P波速度	S 波速度 [m/s]	密度 [kg/m³]
	[m/s]		
0	5900	3400	2670

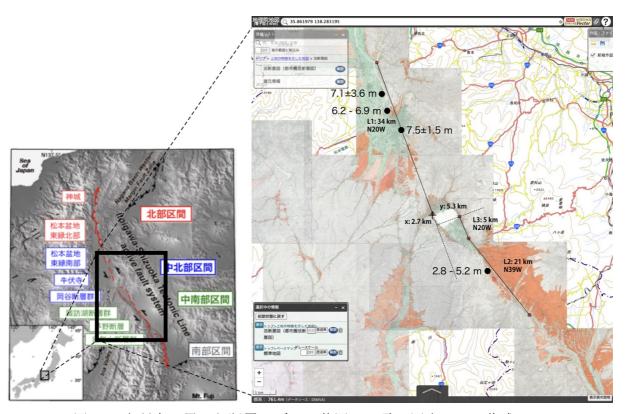


図 13 本研究で用いた断層モデル。基図は、電子国土 web で作成。

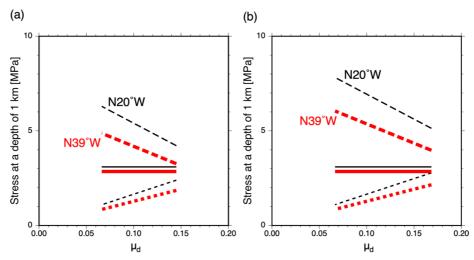


図 14 初期剪断応力 (実線)、初期静摩擦応力 (破線)、初期動摩擦応力 (点線)の動摩擦係数 ( $\mu_d$ )の値に対する変化。応力降下量の比例係数 a の値が  $0.5\sim2.0$  の範囲での結果を示す。黒細線は走向 N20° W の領域、赤太線は走向 N39° W の領域にはたらく応力。(a) 走向 N20° W の領域から破壊が始まる場合。(b) 走向 N39° W の領域から破壊が始まる場合。

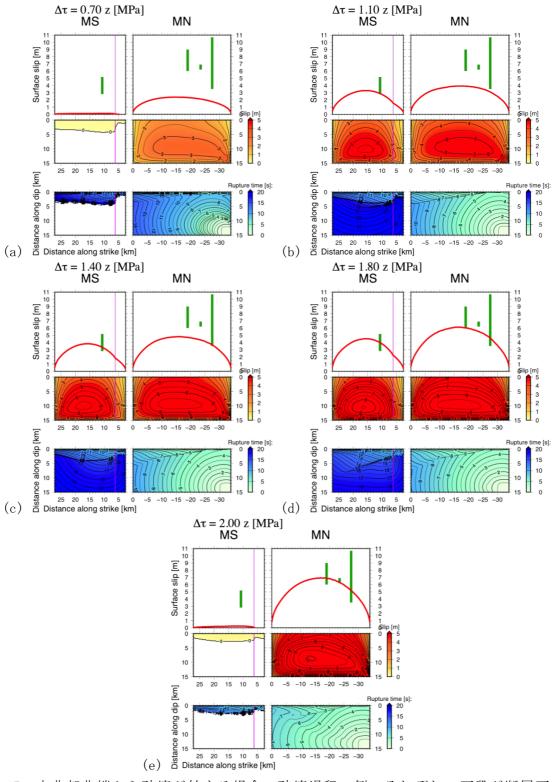


図 15 中北部北端から破壊が始まる場合の破壊過程の例。それぞれ、下段が断層面上の破壊時刻、中段が断層面上のすべり量、上段の赤線が地表でのすべりの分布、緑線が実際の1回の活動によるすべり量の範囲を示す。(a)応力降下量の比例係数が 0.7 の場合。(b)応力降下量の比例係数が 1.1 の場合。(c)応力降下量の比例係数が 1.4 の場合。(d)応力降下量の比例係数が 1.8 の場合。(e)応力降下量の比例係数が 2.0 の場

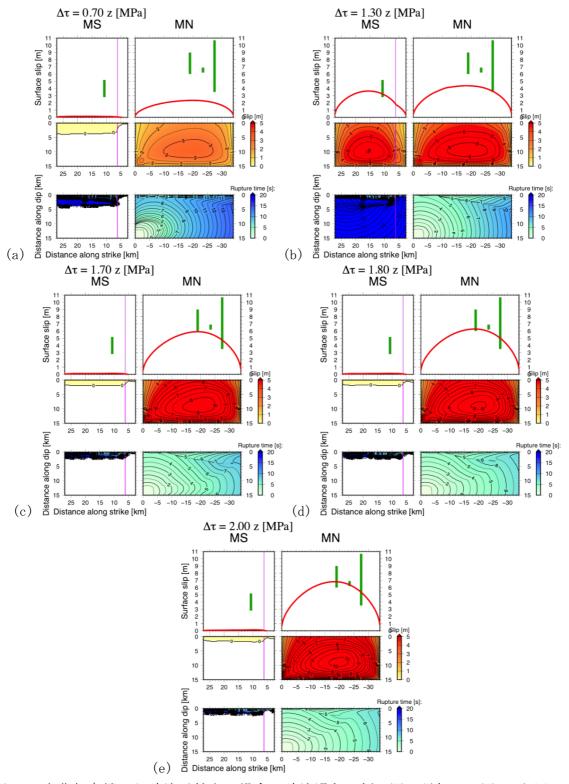


図 16 中北部南端から破壊が始まる場合の破壊過程の例。図の詳細は、図 15 と同じ。 (a) 応力降下量の比例係数が 0.7 の場合。(b) 応力降下量の比例係数が 1.3 の場合。(c) 応力降下量の比例係数が 1.7 の場合。(d) 応力降下量の比例係数が 1.8 の場合。(e) 応力降下量の比例係数が 2.0 の場合。

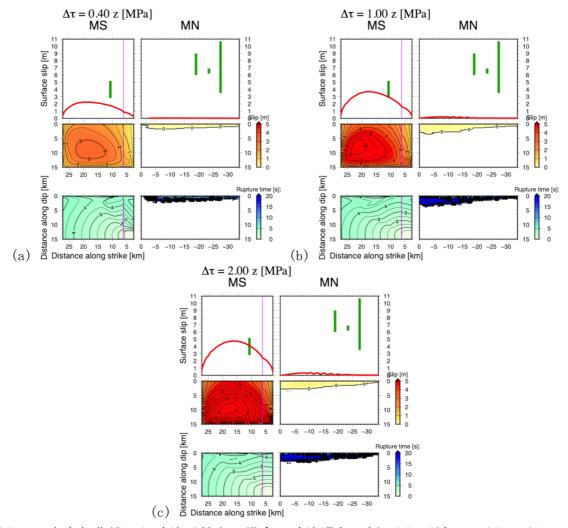


図 17 中南部北端から破壊が始まる場合の破壊過程の例。図の詳細は、図 15 と同じ。 (a) 応力降下量の比例係数が 0.4 の場合。(b) 応力降下量の比例係数が 1.0 の場合。 (c) 応力降下量の比例係数が 2.0 の場合。

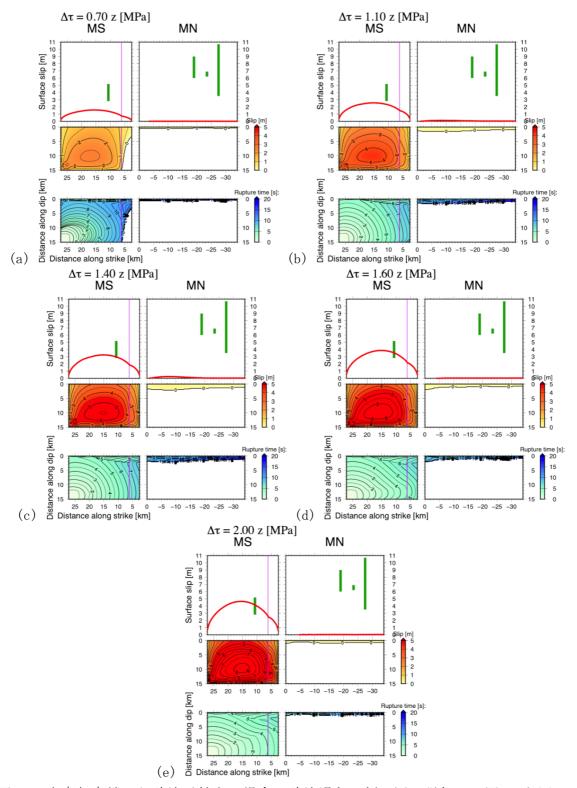


図 18 中南部南端から破壊が始まる場合の破壊過程の例。図の詳細は、図 15 と同じ。 (a) 応力降下量の比例係数が 0.7 の場合。(b) 応力降下量の比例係数が 1.1 の場合。 (c) 応力降下量の比例係数が 1.4 の場合。(d) 応力降下量の比例係数が 1.6 の場合。 (e) 応力降下量の比例係数が 2.0 の場合。

## (c) 結論ならびに今後の課題

初めに、2014年長野県北部の地震の動力学的震源モデルを構築し、周辺断層との相互作用を検討した。南北2枚のセグメントと破壊開始点となる鉛直なセグメントの3面からなる単純な断層モデルで、強震波形インバージョン結果と概ね調和する破壊の伝播過程と最大すべりを再現できた。また、過去の活動履歴を考慮して南側セグメントの応力降下量を小さくすることで、観察された地表での最大上下変位量を説明することもでき、各断層面の活動履歴を考慮する必要性を示した。ただし、全体の地震モーメントはやや大きめに計算されるため、南側セグメントの応力降下量の与え方に、更なる工夫が必要である。

続いて、糸魚川ー静岡構造線断層帯北部~中南部区間を対象としたシミュレーションをおこなうため、各断層面の走向と傾斜角を反映できるよう、一般座標系を直交座標系にmappin gする手法を用いて、シミュレーションに用いるコードを改良した。コードの検証として、均質半無限弾性体にある鉛直横ずれ断層、および、傾斜角60°の正断層に、深さに依存する初期応力場がはたらく場合の破壊過程について、検証済のコードによる計算結果と比較し、本事業で開発したコードでの計算結果がよく一致していることを確認した。

最後に、糸魚川-静岡構造線断層帯北部~中南部区間のうち、中北部区間と中南部区間を対象として、震源モデルを構築し、連動可能性を検討した。中北部区間北端、もしくは、南端から破壊が始まる場合には、中北部区間と中南部区間が連動する可能性がある。しかし、連動する場合でも、1回の活動によるすべり量を観測量のある4地点すべてで満たすためには、相当大きな応力降下量を設定する必要があり、断層面積に比して、地震モーメントが大きくなりすぎる。そのため、得られている観測量は、より広い範囲での、すなわち、北部区間や南部区間も含めた連動によるすべり量であることを検討する必要がある可能性がある。そのためには、一般座標系コードの検証およびシミュレーションが更に必要である。

謝辞:図はGeneric Mapping Tool version 5.4.4 (Wessel et al., 2013) で作成しました。

#### (d) 引用文献

- Ando, R., K. Imanishi, Y. Panayotopoulos, and T. Kobayashi, Dynamic rupture propagation on geometrically complex fault with along-strike variation of fault maturity: insights from the 2014 Northern Nagano earthquake, Earth Planets Space, 69, doi:10.1186/s40623-017-0715-2, 2017.
- Andrews, D. J., Rupture velocity of plane strain shear cracks, J. Geophys. Res, 81, 5679-5687, 1976.
- Das, S. and K. Aki, A numerical study of two-dimensional spontaneous rupture propagation, Geophys. J. R. Astro., 50, 643-668, 1977.
- 防災科学技術研究所,2014年11月22日長野県北部の地震(F-netによるメカニズム解), http://www.hinet.bosai.go.jp/topics/n-nagano141122/?LANG=ja&m=mecha,2014.
- Harris, R.A., M. Barall, R. Archuleta, E. Dunham, B. Aagaard, J.P. Ampuero, H. Bhat, V. Cruz-Atienza, L. Dalguer, P. Dawson, S. Day, B. Duan, G. Ely, Y.

- Kaneko, Y. Kase, N. Lapusta, Y. Liu, S. Ma, D. Oglesby, K. Olsen, A. Pitarka, S. Song, and E. Templeton, The SCEC/USGS dynamic earthquake rupture code verification exercise, Seism. Res. Let., 80, 119-126, doi:10.1785/gssrl.80.1.119, 2009.
- Harris, R.A., M. Barall, D.J. Andrews, B. Duan, S. Ma, E.M. Dunham, A.-A. Gabriel, Y. Kaneko, Y. Kase, B.T. Aagaard, D.D. Oglesby, J.-P. Ampuero, T.C. Hanks, and N. Abrahamson, Verifying a computational method for predicting extreme ground motion, Seism. Res. Let., 82, 638-644, doi:10.1785/gssrl.82.5.638, 2011.
- Harris, R.A., M. Barall, B. Aagaard, S. Ma, D. Roten, K. Olsen, B. Duan, D. Liu,
  B. Luo, K. Bai, J.-P. Ampuero, Y. Kaneko, A.-A. Gabriel, K. Duru, T. Ulrich,
  S. Wollherr, Z. Shi, E. Dunham, S. Bydlon, Z. Zhang, X. Chen, S. N. Somala, C.
  Pelties, J. Tago, V.M. Cruz-Atienza, J. Kozdon, E. Daub, K. Aslam, Y. Kase, K.
  Withers, and L. Dalguer, A suite of exercises for verifying dynamic earthquake
  rupture codes, Seism. Res. Let., 89, 1146-1162, doi:10.1785/0220170222, 2018.
- 引間和人・中村亮一・植竹富一,2014年長野県北部の地震(M<sub>J</sub>6.7)の震源過程~震源近傍の広帯域地震波形を考慮した解析~,日本地震学会2015年度秋季大会,S15-14,2015.
- 廣内大助・松多信尚・杉戸信彦・熊原康博・石黒聡士・金田平太郎・後藤秀昭・楮原京子・中田高・鈴木康弘・渡辺満久・澤祥・宮内崇裕,2014年神城断層地震変動地形調査グループ,糸魚川ー静岡構造線北部に出現した2014年長野県北部の地震(神城断層地震)の地表地震断層,活断層研究,43,149-162,2015.
- 堀川晴央, 断層近傍の強震記録から推定される 2014 年の長野県北部の地震の破壊過程 (その 2), 日本地震学会 2015 年度秋季大会, S08-P17, 2015.
- Ida, Y., Cohesive force across the tip of a longitudinal-shear crack and Griffith's specific surface energy, J. Geophys. Res., 77, 3796-3805, 1972.
- Ilan, A. and D. Loewenthal, Instability of finite difference schemes due to boundary conditions in elastic media, Geophys. Prospect., 24, 431-453, 1976.
- 今西和俊・内出崇彦,2014年長野県北部の地震の前震と余震の震源パラメータの特徴,日本地球惑星科学連合2015年大会,SSS30-11,2015.
- 井上智広,動力学的モデルによる断層近傍の強震動分布予測,東京大学修士論文,1996. 地震調査研究推進本部,糸魚川-静岡構造線断層帯の長期評価(第二版),60p,2015.
- Kase, Y. and K. Kuge, Rupture propagation beyond fault discontinuities: significance of fault strike and location, Geophys. J. Int., 147, 330-342, 2001.
- Kase, Y. and S.M. Day, Spontaneous rupture processes on a bending fault, Geophys. Res. Let., 33, L10302, 2006.
- Kase, Y., Slip-length scaling law for strike-slip multiple segment earthquakes based on dynamic rupture simulations, Bull. Seism. Soc. Am., 100, 473-481, 2010.
- 勝部亜矢・近藤久雄・谷口薫・加瀬祐子,2014年長野県北部の地震(Mw6.2)に伴う地表地 震断層の分布と変位量,地質学雑誌,123,1-21,2017.

- 気象庁, 地震月報 (カタログ編) 2014年11月, 2014.
- 近藤久雄・遠田晋次・奥村晃史・高田圭太,糸魚川-静岡構造線活断層系・松本盆地東縁断層南部に沿う左横ずれ変位地形,地学雑誌,115,208-220,2006.
- 近藤久雄・木村治夫・杉戸信彦・下釜耕太・佐伯健太郎・川島裕貴・亀高正男・高岡宏之, 糸魚川-静岡構造線断層帯・松本盆地東縁断層南部における最新活動時期と横ずれ変位 量,日本活断層学会 2019 年度秋季学術大会,0-7,2019.
- 三浦大助・幡谷竜太・宮腰勝義・井上大栄・小俣雅志・宮脇明子・田中竹延・宮脇理一郎, 糸魚川-静岡構造線活断層系中部の最近の断層活動(その2)-釜無山断層群金沢下トレンチ調査結果-,地球惑星科学関連学会合同大会,Jm-P012,2001.
- 文部科学省研究開発局・国土交通省国土地理院・東京大学地震研究所,糸魚川-静岡構造線断層帯における重点的な調査観測平成17~21年度成果報告書,362p,2010.
- 奥村晃史・下川浩一・山崎晴雄・佃栄吉,糸魚川-静岡構造線活断層系の最近の地震活動 -牛伏寺断層・松本市並柳地区トレンチ発掘調査-,地震第2輯,46,425-438,1994.
- Panayotopoulos, Y., N. Hirata, A. Hashima, T. Iwasaki, S. Sakai, and H. Sato, Seismological evidence of an active footwall shortcut thrust in the Northern Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line derived by the aftershock sequence of the 2014 M6.7 Northern Nagano earthquake, Tectonophysics, 679, 15-28, 2016.
- Takeda, T, H. Sato, T. Iwasaki, N. Matsuta, S. Sakai, T. Iidaka, and A. Kato, Crustal structure in the northern Fossa Magna region, central Japan, modeled from refraction/wide-angle reflection data, Earth Planets Space, 56, 1293-1299, 2004.
- Tanaka, Y., State of crustal stress inferred from in situ stress measurements, J. Phys. Earth, 34, S57-S70, 1986.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, New, improved version of the Generic Mapping Tools released, EOS Trans. AGU, 79, 579, 1998.
- 矢来博司・小林友勝・森下遊・山田晋也・飛田幹男, ALOS-2の SAR 干渉解析で捉えられた 長野県北部の地震の地殻変動,日本地球惑星科学連合 2015 年大会,STT54-02,2015.
- Zhang, Z., W. Zhang, and X. Chen, Three-dimensional curved grid finite-difference modelling for non-planar rupture dynamics, Geophys. J. Int., 199, 860-879, doi:10.1093/gji/ggu308, 2014.

## 3.5 断層モデル形状の整理・検討

## (1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層モデル形状の整理・検討

#### (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	主任研究員	近藤 久雄
一般財団法人	電力中央研究所	主任研究員	木村 治夫
学校法人	法政大学	准教授	杉戸 信彦
国立研究開発法人	産業技術総合研究所	研究グループ長	今西 和俊
国立研究開発法人	産業技術総合研究所	主任研究員	内出 崇彦
国立研究開発法人	産業技術総合研究所	主任研究員	竿本 英貴
国立研究開発法人	産業技術総合研究所	主任研究員	加瀬 祐子

#### (c) 業務の目的

断層モデルを構築するための断層地下形状について、地表から地下深部までの断層傾斜等 を既存の成果と本事業による成果を総合して、整理・検討する。

#### (2) 平成 30 年度の成果

#### (a) 業務の要約

三次元有限要素法による断層変位計算や動的破壊シミュレーションにおける断層モデル構築に資するため、地表から地下深部までの断層形状を設定した。地表から深さ数 km 程度までは、主に研究項目1による新たな調査成果と既報の活断層分布やトレンチ・ボーリング・反射法地震探査等で推定された断層傾斜、丘陵や平野の大地形と鮮新一更新統以降の地質分布を拘束条件とした。地下数 km 程度以深については、主に研究項目2により実施した2014年長野県北部の地震と余震分布と地下で折れ曲がる断層形状を設定し、北部区間の基本モデルとした。その他の区間では、既報の高精度震源カタログや2017年12月の長野県中部の地震、2018年5月の長野県北部の地震及びそれらの余震分布を参考に断層形状を設定した。

#### (b) 業務の成果

## 1) 断層形状に関する既往成果と本事業における設定方針

糸魚川一静岡構造線断層帯では、大別して高角モデルと低角モデルの2通りの断層モデル形状が推定されてきた(例えば、文部科学省研究開発局・国土地理院・東京大学地震研究所,2010;地震調査研究推進本部地震調査委員会,2015)。特に、北部区間と中北部区間ではその差が顕著である。本事業では、北部区間・神城断層の一部を震源としてその後に生じた2014年長野県北部の地震と余震、地表付近の活断層トレースと地質断層である小

谷-中山断層、上盤側の鮮新-更新統で構成される丘陵地形との位置関係を矛盾なく説明できる形状を基本モデルとした。以下では、設定方針の概略を述べる。模式図を図1に示す。

2014 年地震の余震分布から判断して、地震発生層下端付近から地下約 4~5 km 程度までは東傾斜 60~70°程度と高角である(例えば、Imanishi and Uchide, 2017)。この傾斜をそのまま地表まで延長した場合、神城断層には明らかに連続せず、地質断層の小谷ー中山断層の位置(例えば、加藤・他, 1989)にほぼ一致する。よって、地下深部では小谷ー中山断層の断層面がずれ動いて 2014 年地震が生じたと判断できる。一方、地表では既知の神城断層で地表地震断層が出現したことが明らかであり(例えば、勝部・他, 2017)、地下4~5 km 程度から地表の神城断層へ低角度で接続すると判断できる。この場合、地下深部では中新統と鮮新ー更新統を境する小谷ー中山断層が再活動しているものの、大峰帯や完新統等の第四系を切断する断層は神城断層へと連続し、西側の前縁へマイグレーションしたものと解釈される。北部区間を構成する神城断層、松本盆地東縁断層北部については、この考えを基本に地表の活断層トレースと小谷ー中山断層の位置及び水平距離、小谷ー中山断層の深部延長の傾斜、それらを結んだ位置に折れ曲がりを考慮する断層モデル形状を設定した。

中北部区間については、活断層の東側では鮮新-更新統が丘陵を形成しておらず、小谷-中山断層は丘陵と松本盆地との境界よりもやや西側の盆地側を延びる(例えば、近藤・他,2006;原山・他,2009;本事業の研究項目1)。断層の東側で丘陵を構成する地層は中新統である。また、既報の地質図では、活断層としての松本盆地東縁断層南部は、概ね小谷-中山断層と一致し鮮新-更新統と中新統の境界付近に位置する(図1(A))。よって、中北部区間については、地下深部の小谷-中山断層が折れ曲がりや西側へのマイグレーションを生じることなく、そのまま地表付近に露出していると解釈される。そのため、本区間の断層の傾斜は、本事業のトレンチ・ボーリングや反射法地震探査、既報の高精度震源カタログで確認された高角東傾斜(75~80°)と判断した。

# (c) 結論ならびに今後の課題

糸魚川一静岡構造線断層帯北部区間及び中北部区間を対象として、地表から地下深部までの断層形状を設定した。地表から深さ数km程度までは、主に研究項目1による新たな調査成果と既報の活断層分布やトレンチ・ボーリング・反射法地震探査等で推定された断層傾斜、丘陵や平野の大地形と鮮新一更新統以降の地質分布を拘束条件とした。地下数km程度以深については、主に研究項目2によって実施した2014年長野県北部の地震と余震分布を基に地下で折れ曲がる断層形状を設定し、逆断層区間の基本モデルとした。中北部区間では、活断層と地質断層との位置関係や丘陵を構成する地質、既報の高精度震源カタログや2017年12月の長野県中部の地震、2018年5月の長野県北部の地震及びそれらの余震分布を参考に断層形状を設定した。今後、中南部区間を対象に、同様の手順で断層形状モデルを設定する。

## (d) 引用文献

原山 智・大塚 勉・酒井潤一・小坂共栄・駒澤正夫、「松本地域の地質」、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,63p,2009.
- Imanishi, K. and T. Uchide, Non-self-similar source property for microforeshocks of the 2014 Mw 6.2 Northern Nagano, central Japan, earthquake, Geophys. Res. Lett., 44, 5401-5410, doi:10.1002/2017GL073018, 2017.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会,糸魚川-静岡構造線断層帯の長期評価 (第2版), 2015.
- 加藤碵一・佐藤岱生・三村弘二・滝沢文教,「大町地域の地質」,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,111p,1989.
- 勝部亜矢・近藤久雄・谷口 薫・加瀬祐子, 2014 年長野県北部の地震(Mw6.2)に伴う地表地 震断層の分布と変位量. 地質学雑誌, 123, 1-21, 2017.
- 近藤久雄・遠田晋次・奥村晃史・高田圭太,糸魚川-静岡構造線活断層系・松本盆地東縁断層南部に沿う左横ずれ変位地形,地学雑誌,115,208-220,2006.
- 文部科学省研究開発局・国土地理院・国立大学法人東京大学地震研究所,「糸魚川ー静岡構造線断層帯における重点的調査観測」平成17~21年度成果報告書,362p,2010.

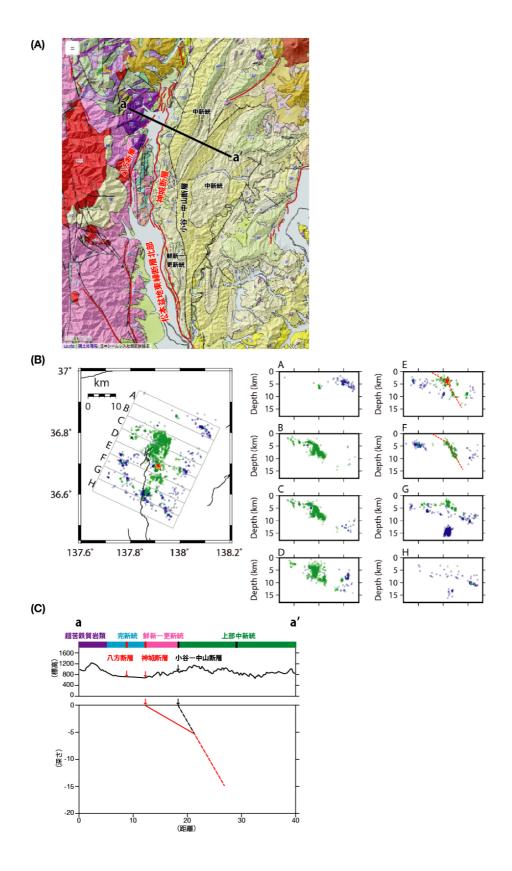


図1 (A) 神城断層、小谷-中山断層と周辺の地質分布。シームレス地質図に加筆。 (B) Imanishi and Uchide (2017) による 2014 年長野県北部の地震と余震分布。E 及び F に赤破線で示した活断層の解釈線を加筆。(C) a-a'測線における地形地質断面と断層面形状の模式図。上段の地形断面は地理院地図より作成、縦軸を 5 倍強調。

## 4. 全体成果概要

これまで未解明であった連動型地震の発生確率算出や連動条件の検討を実施し、地震調査研究推進本部の長期評価における新たな評価手法を提案することを目標として、糸魚川 一静岡構造線断層帯の北部区間~中北部区間を主な対象として、以下の調査研究を実施した。

- 1)変位履歴に基づく連動性評価のための地形地質調査では、北部区間・神城断層の2014 年長野県北部の地震では未破壊の区間において、過去7回の変位履歴等を明らかにした。こ れらを基に、2014年長野県北部の地震で活動しなかった神城断層では、今後30年以内に6~1 7%のBPTによる地震発生確率、地震後経過率は80~140%と推定した。さらに、7回のイベン トのうち2回は6~9mのネットスリップを伴う連動型イベントであったと認定し、その連 動間隔を約3100~3300年と推定した。中北部区間・松本盆地東縁断層南部において3Dトレ ンチ調査等による変位履歴調査を実施し、西暦7世紀に生じた最新活動に伴い7.1±3.6mの 左横ずれ変位が生じたことを明らかにした。また、松本盆地東縁断層南部及び周辺断層にお いて反射法地震探査を実施し、それぞれ東傾斜75°と西傾斜40~45°の断層形状を推定した。 糸静断層帯で最大規模の区間境界である諏訪湖周辺において、中北部区間と中南部区間の連 動イベントを検討し、約3100~3200年前に両区間が連動したイベントが生じた可能性を明ら かにした。中南部区間の南端付近に位置する下蔦木断層において3Dトレンチ調査等による 変位履歴調査を実施した。その結果、最新活動は約1400~1700年前に生じ、西暦762年に対比 される中南部~中北部区間の連動イベントとは異なることを明らかにした。最近2回の活動 時期は南部区間と調和的であり、これらを連動イベントと考えた場合、連動間隔は約3700~7 200年である可能性を指摘した。以上の成果と既往成果を整理し、地震時変位量と断層長の経 験式から地震イベント毎の活動範囲を推定し、連動間隔や連動範囲を推定した。連動間隔を 基にポアソン過程に基づく連動確率を試算した。その結果、北部区間と中北部区間が連動し たイベントは、連動範囲は長さ約120km、地震規模はMj8.0程度もしくはそれ以上、連動間隔 は約3100~3300年、今後30年間の連動確率は0.9~1.0%と推定した。北部区間の松本盆地東縁 断層北部から中北部区間と中南部区間を含む連動イベントは約3100~3200年前に生じ、連動 範囲は長さ約78km、地震規模はM.j8.0程度もしくはそれ以上、連動間隔は7000年程度以上、今 後30年以内の連動確率は0.4%以下と推定した。中南部区間の下蔦木断層と南部区間が連動し たイベントは、連動範囲と地震規模は不明、暫定的な連動間隔は約3700~7200年、今後30年 以内の連動確率は0.4~0.8%と推定した。糸静断層帯全体の連動イベントは、連動範囲は約1 60km、地震規模はMj8.0程度もしくはそれ以上、連動間隔は約1万年以上、今後30年間の連動 確率は0.3%以下と推定した。このように、変位履歴に基づく連動型地震の発生間隔により連 動確率を評価する手法を構築し、様々な連動範囲の試算を初めて提示することができた。
- 2) 速度構造不均質を考慮した精密震源決定では、速度構造モデルについてレビューを行い、この地域において震源決定を行う上で適切な構造モデルについて検討を行った。事業期間中に生じた2017年12月6日の長野県中部の地震(Mj5.3)の解析を進め、余震分布が50°前後で東傾斜することを明らかにした。活断層の地表トレースとの位置関係から、松本盆地東縁断層帯の深部における活動であった可能性を指摘した。2018年5月12日に発生した長野県北部の地震(Mj5.2)の震源決定とメカニズム解決定を行った。その結果、余震分布は約70°の高角東傾斜を示し、2014年長野県北部の地震の余震分布の傾向と調和的であった。2018年

の地震は、2014年の地震で壊れ残した場所で発生したと予想され、活断層の地表トレースとの位置関係から、傾斜角は浅部で緩くなると推定される。本震、余震のメカニズム解から推定される応力場は北西ー南東圧縮の横ずれ成分を含む逆断層場を示す。牛伏寺断層に関しては、既存カタログから断層形状を考察した。この断層直下では2002年10月に特徴的な地震活動が発生しており、hypoDDを用いた精密震源結果からも活断層としての牛伏寺断層は、高角傾斜であることが支持された。中南部及び南部周辺における地震活動と同断層帯との間の関係を調べたが、直接的な関係は明瞭には見られなかった。今後の課題として、メカニズム解まで推定するためには独自の読み取りと時間が必要になる。短期間で結果を出すためには、信頼性の高い自動処理手法の開発も並行して検討していく必要がある。また、大地震時及びその直後にのみ地震発生深度の範囲が拡大するという観測事実が知られているため、大地震の断層モデルの断層幅の設定において、そのような地震活動を生む要因を特定するための基礎研究が必要である。

- 3) 三次元有限要素法 (FEM) による断層モデルの高度化では、地震時変位量と断層長のス ケーリング則を考慮した有限要素解析手法による断層変位計算手法を構築した。北部区間と 中北部区間を念頭に、スリップパーティショニングが発生しやすい条件を仔細に検討し、発 生条件として断層形状と最大主応力の方位を定量的に探索した。また、スケーリング則を考 慮した有限要素解析手法を北部区間と中北部区間に適用し、研究項目1及び2の新知見を反 映して応力方位に関するパラメトリックスタディーを実施した。その結果、調査観測結果と 整合する最大主応力方位がN60°Wとなることを示した。中北部区間と中南部区間の境界付 近に形成された諏訪盆地を模擬するため、プルアパート構造についてステップ幅、オーバー ラップ、最大主応力方位を様々に変化させて715ケースにおよぶパラメトリックスタディーを 実施した。この結果、(1)最大主応力の方位によらず、オーバーラップが大きい場合にプ ルアパート構造中心部の沈降量は小さくなること、(2) プルアパート構造中心部の沈降量 に対するオーバーラップの感度はステップ幅のそれよりも高いことがわかった。これらの知 見を一連のパラメトリックスタディーによって初めて明らかにした。北部区間から中南部区 間にわたる有限要素モデルを作成し、諏訪湖を挟む断層面群の相互作用について検討した。 その結果、静解析の範囲内では、諏訪湖東側の断層群が諏訪湖西側の断層面群に及ぼす影響 は小さいという結果を得た。これにより、着目している断層面に他の断層面の有無がどのよ うな影響を及ぼすのかを定量的に検討し、断層面の有無・配置を自由に設定することができ る特徴の一つを具体的に提示した。矩形に断層面を区切るケースでは、トレンチ調査等で得 られたずれ量に比べてシミュレーション結果が小さくなることを示し、これを改善するため に矩形断層面を滑らかに接合する新たな方法を検討した。断層面を滑らかに接合するモデル を作成することで、断層面を矩形で区切る場合に比べて調査結果に近いシミュレーション結 果を得ることができた。どの程度の平滑度が適切なのかは引き続き検討する必要であるが、 今回実施した断層面長大化の取り組みは、一定の合理性を保持しつつ断層面を決定する方法 論の一つである。今後の課題として、より調査結果を説明するためのモデル構築に向け、(1) 一体化した断層面の平滑度についての検討、(2)長大な断層面に対するスケーリング則を 考慮した断層面上の剛性の設定方法についての検討およびその有限要素法への実装を示した。
- 4)動的破壊シミュレーションによる連動性評価では、初めに2014年長野県北部の地震の動力学的震源モデルを構築し、周辺断層との相互作用を検討した。南北2枚のセグメント

と破壊開始点となる鉛直なセグメントの3面からなる単純な断層モデルで、強震波形インバ ージョン結果と概ね調和する破壊の伝播過程と最大すべりを再現できた。また、過去の活動 履歴を考慮して南側セグメントの応力降下量を小さくすることで、観察された地点での最大 上下変位量を説明することもでき、各断層面の活動履歴を考慮する必要性を示した。続いて、 糸魚川-静岡構造線断層帯北部~中南部区間を対象としたシミュレーションをおこなうため、 各断層面の走向と傾斜角を反映できるよう、一般座標系を直交座標系にmappingする手法を用 いて、シミュレーションに用いるコードを改良した。また、検証済のコードによる計算結果 と比較し、本事業で開発したコードでの計算結果がよく一致していることを確認した。さら に、糸魚川-静岡構造線断層帯北部~中南部区間のうち、中北部区間と中南部区間を対象とし て、震源モデルを構築し、連動可能性を検討した。中北部区間北端、もしくは、南端から破 壊が始まる場合には、中北部区間と中南部区間が連動する可能性を明らかにした。ただし、 この場合は野外調査等による地震時変位量を4地点全てでは満たさず、相当大きな応力降下 量を設定する必要を明らかにした。そのため、調査観測で得られた地震時変位量を説明でき るイベントは、北部区間や南部区間も含めたより広い範囲での連動である可能性を指摘した。 今後、応力降下量の設定の改良や、一般座標系コードの検証およびシミュレーションが更に 必要である。

5)全ての研究項目に関連し共通する断層モデル構築に資するため、地表から地下深部までの統合的な断層モデル形状を設定した。地表から深さ数km程度までは、主に研究項目1による新たな成果や既報の活断層分布、丘陵や平野の大地形と鮮新一更新統以降の地質分布を拘束条件とした。地下数km程度以深については、主に研究項目2により実施した2014年長野県北部の地震と余震分布をもとに地下で折れ曲がる断層形状を設定し、北部区間の基本モデルとした。その他の区間では、既報の高精度震源カタログや2017年12月の長野県中部の地震、2018年5月の長野県北部の地震及びそれらの余震分布を参考に断層形状を設定した。さらに、中南部区間について検討した結果、震源断層面を示唆する微小地震は確認できなかったものの、中南部区間を境として北東側のフォッサマグナ側では微小地震が分布せず、南西側のMTL等を含む西南日本外弧側ではMTL等に関連した微小地震等が生じていることを確認した。その分布境界面はほぼ鉛直をなしており、本事業では中南部区間の震源断層面をほぼ鉛直と設定することとした。

以上のように、糸静断層帯北部区間から中南部区間を主な対象として、1)変位履歴に基づく過去の連動型地震の認定と連動間隔の推定、ポアソン過程に基づく連動確率の試算、2)速度不均質を考慮した高精度震源位置決定手法による2017年12月及び2018年5月の地震、牛伏寺断層等周辺への適用、それらに基づく断層地下形状と応力場の推定、3)有限要素法に基づく断層変位評価手法の開発と北部区間~中南部区間への適用、平滑な断層面形状を考慮した断層モデルの改良、4)各サブテーマによる変位履歴、断層形状、応力場等を反映した動的破壊シミュレーションの実施、平滑な断層モデルを考慮した動的震源モデルの構築へ向けたシミュレーションコード改良と検証、5)全ての研究項目に関連する断層モデル形状の設定手順と整理などの新たな知見が得られた。

# 5. 成果の論文発表・口頭発表等

- (1)変位履歴に基づく連動性評価のための地形地質調査
- (a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
Kondo,	Paleoseismic evidence for	Hokudan 2020	令和2年1
Hisao	past multi-segment	International Symposium	月 15 日
	earthquakes on the northern	on Active Faulting (兵庫	
	ISTL active fault system	県淡路市)	
近藤久雄•	糸魚川―静岡構造線断層帯・松	日本活断層学会 2019 年度	令和元年 10
木村治夫·	本盆地東縁断層南部における最	秋季学術大会(東京都文京	月 5 日
杉戸信彦・	新活動時期と横ずれ変位量	区)	
下釜耕太•			
佐伯健太			
郎・川島裕			
貴・亀高正			
男・高岡宏			
之			
近藤久雄·	糸魚川-静岡構造線断層帯・神	日本地球惑星科学連合 2019	令和元年5
黒澤英樹・	城断層の未破壊区間における古	年大会 (千葉県千葉市)	月 29 日
平倉瑶子•	地震調査		
高田圭太・			
阿部恒平•			
伊藤美和			
子・五十嵐			
厚夫・池田			
哲哉・三輪			
敦志			
木村治夫·	糸魚川-静岡構造線活断層系中	日本地球惑星科学連合 2019	令和元年5
近藤久雄•	北部区間におけるP波反射法地	年大会 (千葉県千葉市)	月 29 日
秋永康彦・	震探査		
岡本 茂・			
末廣匡基			
近藤久雄	活断層による連動型地震の発生	日本地震学会 2018 年度秋	平成 30 年 10
	確率の試算-糸魚川-静岡構造線	季大会(福島県郡山市)	月 10 日
	断層帯・北部区間の事例-		
木村治夫·	糸魚川-静岡構造線断層帯松本	日本地震学会 2018 年度秋	平成 30 年 10
近藤久雄·	盆地東縁断層の北部におけるS	季大会(福島県郡山市)	月 10 日
小鹿浩太·	波浅層反射法地震探査		
川崎悠介·			

平倉瑶子•		
黒澤英樹		

- (b) 特許出願, ソフトウエア開発, 仕様・標準等の策定
  - 1) 特許出願

なし

2) ソフトウエア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定なし

- (2) 速度構造不均質を考慮した精密震源決定
  - (a) 成果の論文発表・口頭発表等 なし
  - (b) 特許出願, ソフトウエア開発, 仕様・標準等の策定
    - 1) 特許出願

なし

2) ソフトウエア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

- (3) 三次元有限要素法 (FEM) による断層モデルの高度化
  - (a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
竿本英貴	三次元有限要素法による断層変	日本活断層学会 2019 年度	令和元年 10
	位計算 一糸魚川-静岡構造線断	秋季学術大会シンポジウム	月 6 日
	層帯を対象として―		
竿本英貴	FEM による断層変位のスリップ	土木学会論文集 A1(構造·	令和元年9
	パーティショニング発生条件の	地震工学), Vol. 75, No. 4,	月
	探索 -逆断層と横ずれ断層の	I_25-I_35	
	組み合わせ例-		
竿本英貴	COMSOL活用事例紹介 — 断層変	COMSOL DAYS	令和元年8
	位, 断層形状推定, 構造振動,		月 29 日
	比抵抗,熱設計 —		
竿本英貴	ベイズ最適化と有限要素法に基	日本地球惑星科学連合	令和元年5
	づく断層面形状探索―スリップ	2019 年大会	月 28 日
	パーティショニングの最大化を		

	例として―		
竿本英貴·	FEM によるスリップパーティシ	日本活断層学会 2018 年度	平成 30 年 11
近藤久雄	ョニング発生条件の探索	秋季大会(鳥取県鳥取市)	月 23 日
竿本英貴	FEM による断層変位のスリップ	第 38 回地震工学研究発表	平成 30 年 10
	パーティショニング発生条件の	会 (東京都目黒区)	月4日
	探索 -逆断層と横ずれ断層の		
	組み合わせ例-		
竿本英貴	松田式を考慮した FEM による断	土木学会論文集 A1 (構造・	平成 30 年 9
	層変位評価とその上町断層系へ	地震工学), Vol. 74, No. 4,	月
	の適用	I_59-I_71	
竿本英貴	有限要素法を用いた断層変位評	日本地球惑星科学連合 2018	平成 30 年 5
	価 -断層形状と圧縮軸方位に	年連合大会(千葉県千葉市)	月 22 日
	関するパラメトリックスタディ		
	<u> </u>		

- (b) 特許出願, ソフトウエア開発, 仕様・標準等の策定
  - 1) 特許出願

なし

2) ソフトウエア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

- (4) 動的破壊シミュレーションによる連動性評価
  - (a) 成果の論文発表・口頭発表等 なし
  - (b) 特許出願, ソフトウエア開発, 仕様・標準等の策定
    - 1) 特許出願

なし

2) ソフトウエア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

## 6. むすび

本研究課題では、我が国の主要活断層帯で最も地震発生可能性が高い断層帯の1つである 糸魚川一静岡構造線断層帯の北部区間~中南部区間を対象として、これまで未解明であった 連動型地震の発生確率の算出や連動条件の検討を目的とした調査研究を3カ年の計画で実施 した。最終的な成果は、地震調査研究推進本部の長期評価における新たな評価手法を提案し、 「活断層の長期評価手法(暫定版)」に反映されることを目指した。特に、活断層から生じ る連動型地震の評価手法については、世界的には南カリフォルニア大が実施するUCERF3(Un iform California Earthquake Rupture Forecast)等においても検討されてきたものの、評 価手法が未だに確立されていない。そのため、本事業でも既存の研究成果を踏まえつつ、新 たな視点や独自の試みを重視して調査研究を実施した。

糸魚川一静岡構造線断層帯は、我が国で最も地震発生可能性が高い主要活断層帯の1つであり、これまでにも各機関で活断層調査や重点的な調査観測が実施されてきた。これらの既往調査研究成果に加え、本研究課題では下記の4つの各研究項目間で成果の共有や連携を図りつつ、新たな観点から調査研究を実施した。

- 1)変位履歴に基づく連動性評価のための地形地質調査では、北部区間・神城断層の2地点において前年度の補足的な地形地質調査を実施し、過去の地震時変位量等を明らかにした。また、中北部区間・松本盆地東縁断層南部の2地点において調査を実施し、過去の地震時変位量等を明らかにした。さらに、中南部区間の1地点において変位履歴調査を実施し、複数回の地震時変位量等を推定した。これらの新たなデータと既存成果を総合して、地震時変位量と断層長の経験式等から地震イベント毎の活動範囲を推定した。その結果をもとに、過去に周辺断層と連動した地震イベントの発生間隔(連動間隔)を推定し、連動間隔からポアソン過程に基づく連動確率の試算を各区間の組み合わせと断層帯全体に対して実施した。
- 2) 速度構造不均質を考慮した精密震源決定では、既存の研究成果等を含めて三次元速度構造モデルの検討を行い、2017年12月6日の長野県中部の地震(M<sub>j</sub>5.3)、及び2018年5月12日に長野県北部で発生した地震(M<sub>j</sub>5.2)とその余震に関して震源決定とメカニズム解推定をおこなった。それらの結果を基に地下深部の断層形状と周辺の応力場を推定した。また、既存の高精度震源カタログをもとに、中北部区間の牛伏寺断層周辺の断層形状について検討し、高角な断層形状を推定した。
- 3) 三次元FEMによる断層モデルの高度化では、複雑な断層形状を反映して、地震時変位量と断層長のスケーリング則を考慮した有限要素解析手法断層変位計算手法を構築した。スリップパーティショニングが発生しやすい条件を仔細に検討し、発生条件として断層形状と最大主応力の方位を明らかにした。さらに北部区間と中北部区間に適用し、研究項目1及び2の新知見を反映して応力方位に関するパラメトリックスタディーを実施した。その結果、調査観測結果と整合する最大主応力方位がN60°Wとなることを示した。中北部区間と中南部区間の境界付近に位置するプルアパート構造を対象として、ステップ幅、オーバーラップ、最大主応力方位を様々に変化させてパラメトリックスタディーを実施し、静的な相互作用に関する定量的な知見を得た。さらに、地震時変位量の調査結果と変位シミュレーション結果を比較検討し、区間毎の断層面をなめらかに接続する断層モデルへと改良をおこなった。
- 4)動的破壊シミュレーションによる連動性評価では、2014年長野県北部の地震を端緒として動力学的震源モデルを構築し、周辺断層との相互作用を検討した。続いて、研究項

目1~3による断層モデルを考慮し、シミュレーション用コードの改良をおこなった。さらに、北部~中南部区間のうち、中北部区間と中南部区間を対象として、震源モデルを構築し、連動可能性を具体的に検討した。その結果、中北部区間北端、もしくは南端から破壊が始まる場合には、中北部区間と中南部区間が連動する可能性を明らかにした。ただし、調査観測で得られた地震時変位量の全てを同時に説明できるイベントは、北部区間や南部区間も含めたより広い範囲での連動である可能性を指摘した。

5) 地表から地下深部までの統合的な断層モデル形状を北部区間及び中北部区間を対象に設定した。地表から深さ数 km 程度までは、新たな成果や既報の活断層分布、丘陵や平野の大地形と鮮新-更新統以降の地質分布を拘束条件とした。地下数 km 程度以深は、2014年長野県北部の地震と余震分布から地下で折れ曲がる断層形状を設定し、逆断層区間の基本モデルとした。その他の中北部区間や中南部区間では、既報の高精度震源カタログや余震分布等を参考に断層形状を設定した。

以上のように、本事業では各研究項目の調査研究成果が進捗するだけでなく、各項目の新知見を反映した断層モデル形状の推定やモデル構築と改良など、相補的に連携した成果も挙げることができた。本事業で提示した連動型地震の評価手法をプロトタイプとして、さらに改良を加えることにより、主要活断層帯から生じる連動型地震の長期的な発生可能性、連動時の詳細な地震規模と三次元的な変位分布、応力降下量や破壊伝搬方向を考慮した連動条件等を評価していくことが可能と期待される。

## 7. 外部評価委員会

# 7. 1 活動報告

「活断層帯から生じる連動型地震の発生予測に向けた活断層調査研究」外部評価委員会(第 3回)

日時 令和2年3月16日(月) 15時00分~17時00分

場所 国立研究開発法人産業技術総合研究所つくば中央第七事業所 国際セミナー室

議事 1. 事業全体の概要と計画

- 2. 研究項目毎の計画と今年度の進捗状況
- 3. その他

# 7. 2 外部評価委員会

#### ○委員

# 1. 有識者

国土交通省国土地理院地理地殻活動研究センター 宇根 寛 (委員長) 気象庁気象研究所地震津波研究部 橋本徹夫 国立大学法人東京大学大学院情報学環・学際情報学府 三宅弘恵

#### 2. 受託機関の研究者

国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層·火山研究部門 近藤久雄(研究代表者) 国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層·火山研究部門 内出崇彦 国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層·火山研究部門 竿本英貴 国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層·火山研究部門 加瀬祐子

# ○オブザーバー

#### 1. 委託元

 文部科学省研究開発局地震·防災研究課
 水藤 尚

 文部科学省研究開発局地震·防災研究課
 大上隆史