

2.5. 地質構造及び副断層の 3 次元形状把握のための解析手法の

検討

2.5.1. 3次元化を行うための 2次元データの作成

地中レーダ探査結果を 3 次元化するために、小園地区で多数実施されている 50MHz の地中レーダ探査結果（パスコ，2022：図 2.5.1）を対象に、再解析および反射面の抽出を行った。抽出結果よりボーリング調査で確認した黑色土層の下面およびシルト層の下面と考えられる反射面を選定し、3 次元化の対象とした。

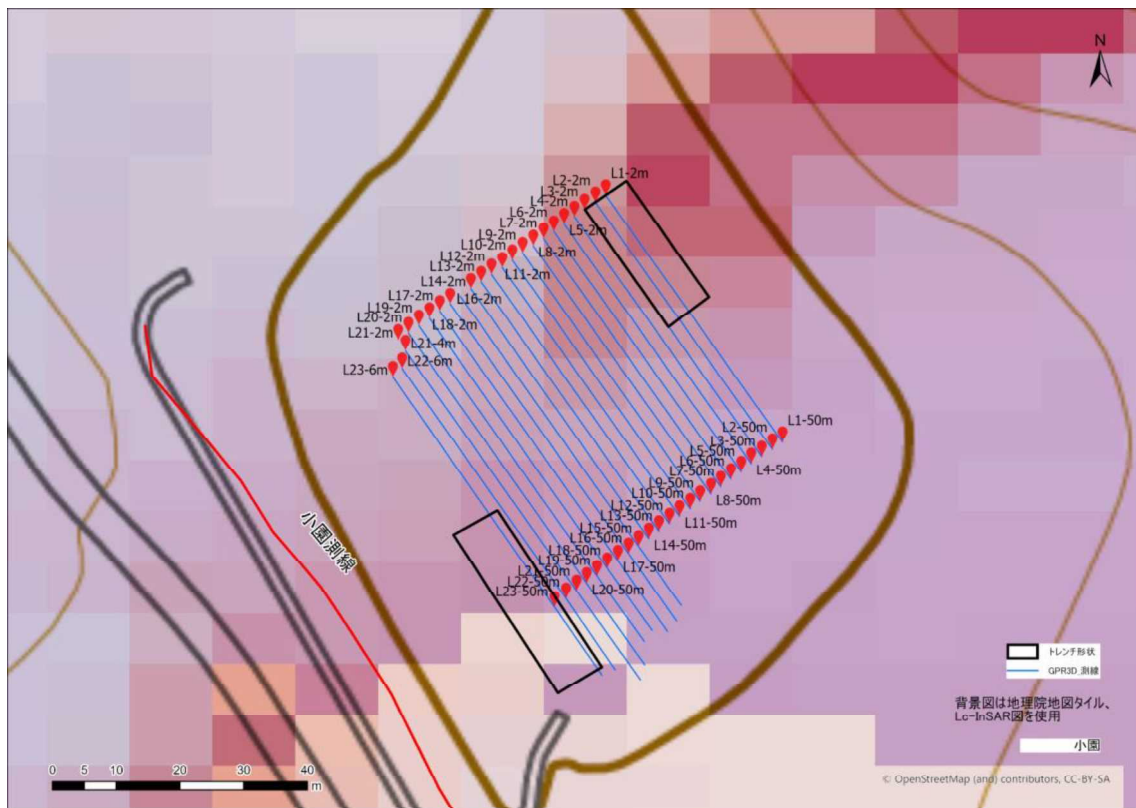


図 2.5.1 小園地区 GPR 測線図（パスコ，2022 図 2.3.175 より引用）

次ページより 50MHz の GPR 探査結果に黑色土層の下面と考えられる反射面を緑色破線で、シルト層の下面と考えられる反射面を水色破線で、それら以外の抽出した反射面を黄色破線で追記した解釈断面を示す。

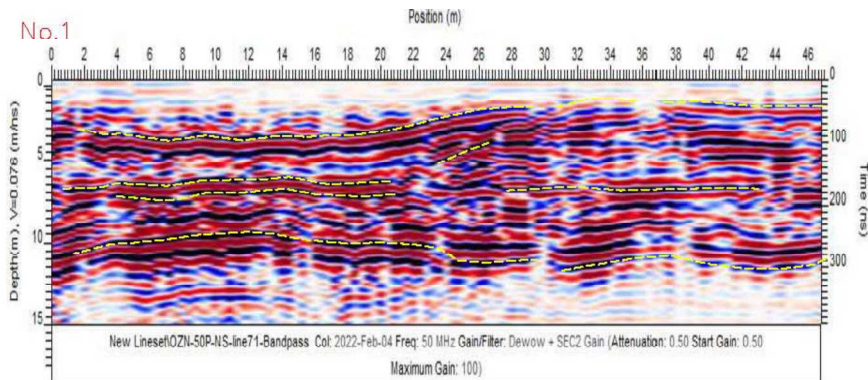


図 2.5.2 50MHz No.1 断面解釈図（緑破線：黒色土下面、水色破線：シルト層下面、黄色破線：黒色土下面およびシルト層下面以外の反射面）

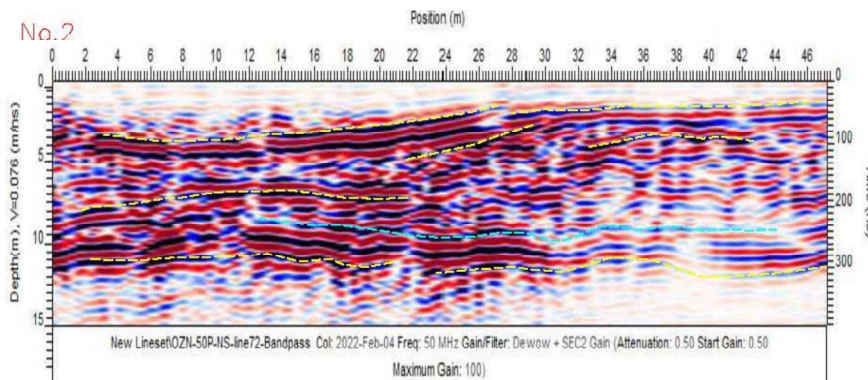


図 2.5.3 50MHz No.2 断面解釈図（緑破線：黒色土下面、水色破線：シルト層下面、黄色破線：黒色土下面およびシルト層下面以外の反射面）

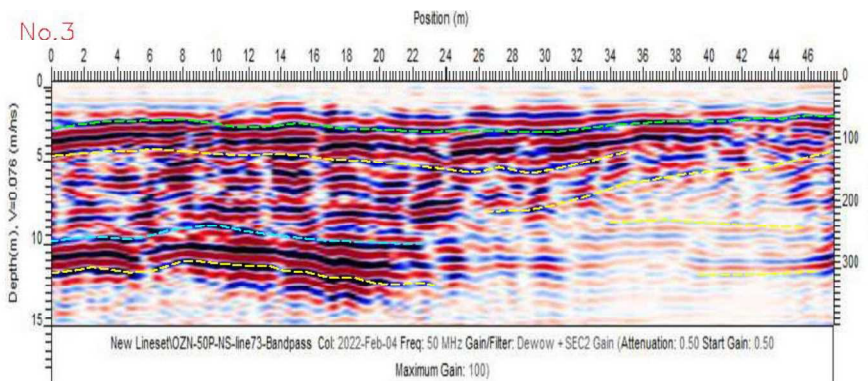


図 2.5.4 50MHz No.3 断面解釈図（緑破線：黒色土下面、水色破線：シルト層下面、黄色破線：黒色土下面およびシルト層下面以外の反射面）

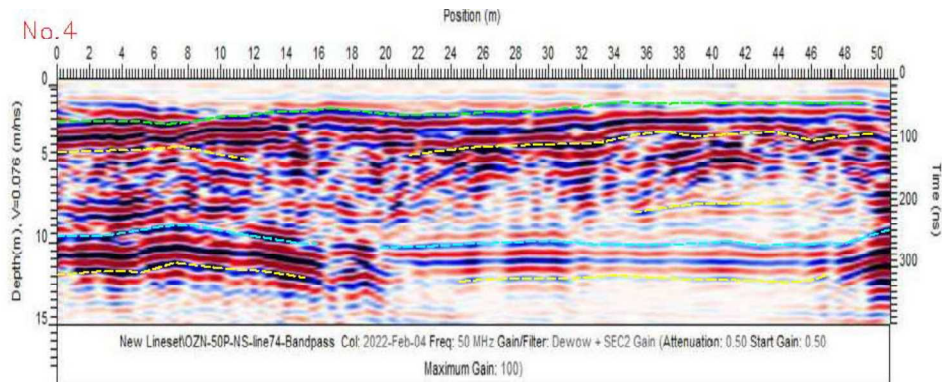


図 2.5.5 50MHz No.4 断面解釈図（緑破線：黒色土下面、水色破線：シルト層下面、黄色破線：黒色土下面およびシルト層下面以外の反射面）

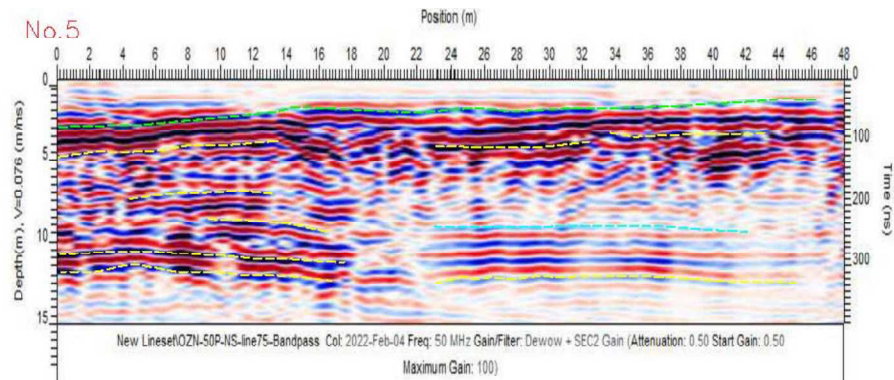


図 2.5.6 50MHz No.5 断面解釈図（緑破線：黒色土下面、水色破線：シルト層下面、黄色破線：黒色土下面およびシルト層下面以外の反射面）

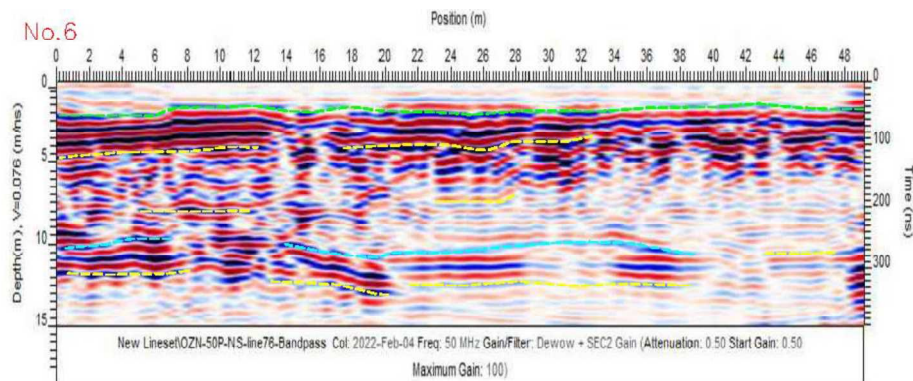


図 2.5.7 50MHz No.6 断面解釈図（緑破線：黒色土下面、水色破線：シルト層下面、黄色破線：黒色土下面およびシルト層下面以外の反射面）

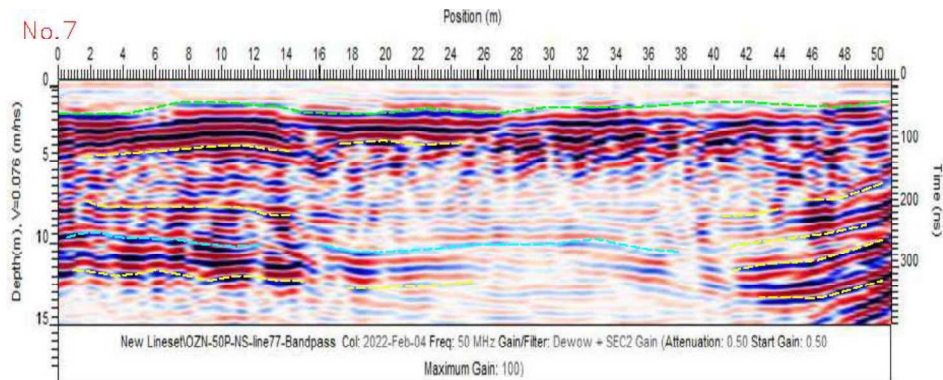


図 2.5.8 50MHz No.7 断面解釈図（緑破線：黒色土下面、水色破線：シルト層下面、黄色破線：黒色土下面およびシルト層下面以外の反射面）

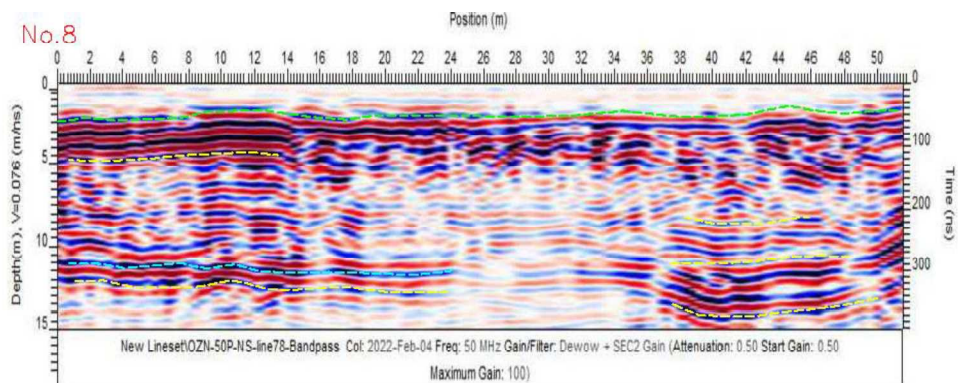


図 2.5.9 50MHz No.8 断面解釈図（緑破線：黒色土下面、水色破線：シルト層下面、黄色破線：黒色土下面およびシルト層下面以外の反射面）

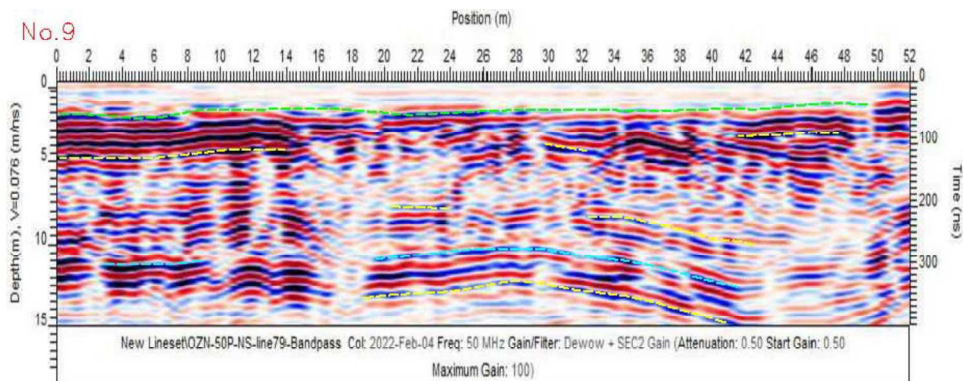


図 2.5.10 50MHz No.9 断面解釈図（緑破線：黒色土下面、水色破線：シルト層下面、黄色破線：黒色土下面およびシルト層下面以外の反射面）

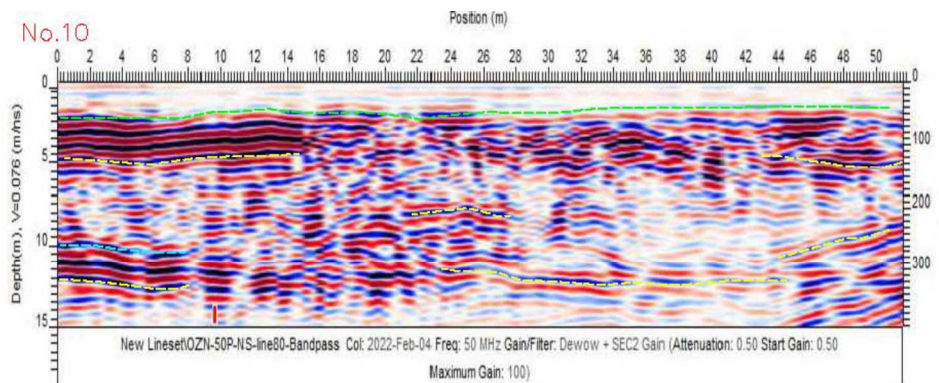


図 2.5.11 50MHz No.10 断面解釈図（緑破線：黒色土下面、水色破線：シルト層下面、黄色破線：黒色土下面およびシルト層下面以外の反射面）

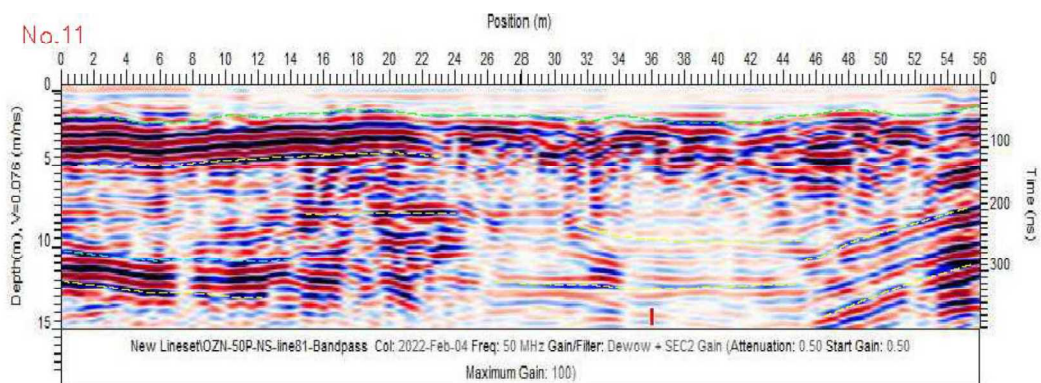


図 2.5.12 50MHz No.11 断面解釈図（緑破線：黒色土下面、水色破線：シルト層下面、黄色破線：黒色土下面およびシルト層下面以外の反射面）

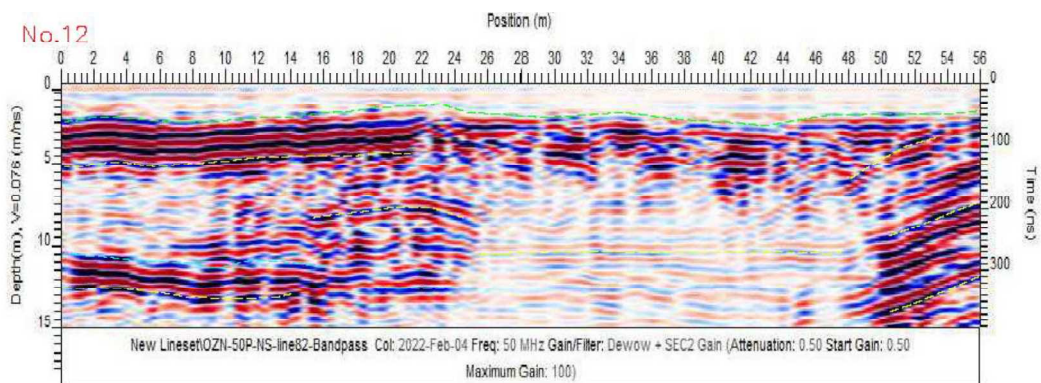


図 2.5.13 50MHz No.12 断面解釈図（緑破線：黒色土下面、水色破線：シルト層下面、黄色破線：黒色土下面およびシルト層下面以外の反射面）

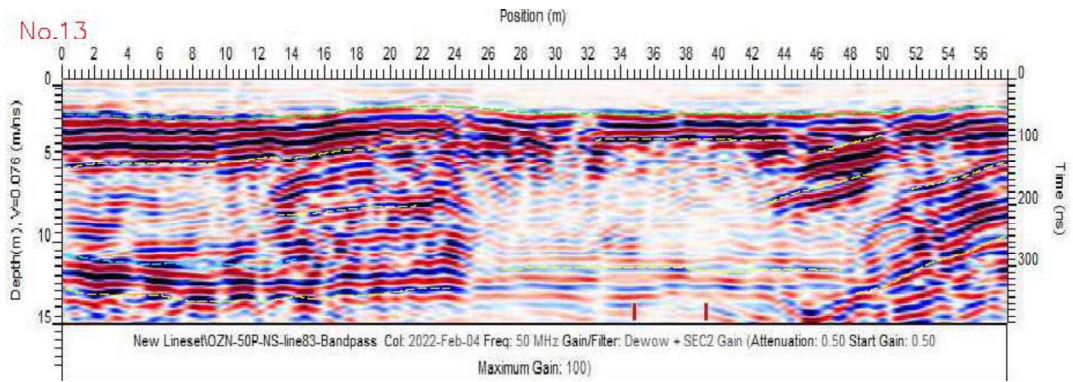


図 2.5.14 50MHz No.13 断面解釈図（緑破線：黒色土下面、水色破線：シルト層下面、黄色破線：黒色土下面およびシルト層下面以外の反射面）

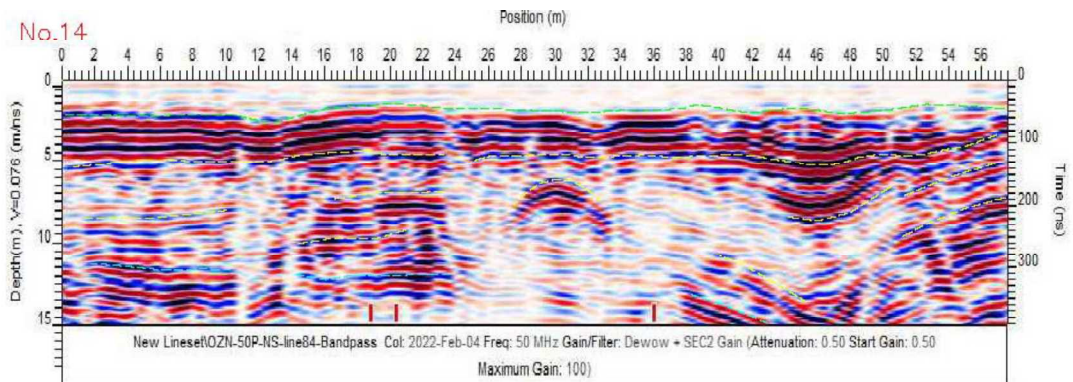


図 2.5.15 50MHz No.14 断面解釈図（緑破線：黒色土下面、水色破線：シルト層下面、黄色破線：黒色土下面およびシルト層下面以外の反射面）

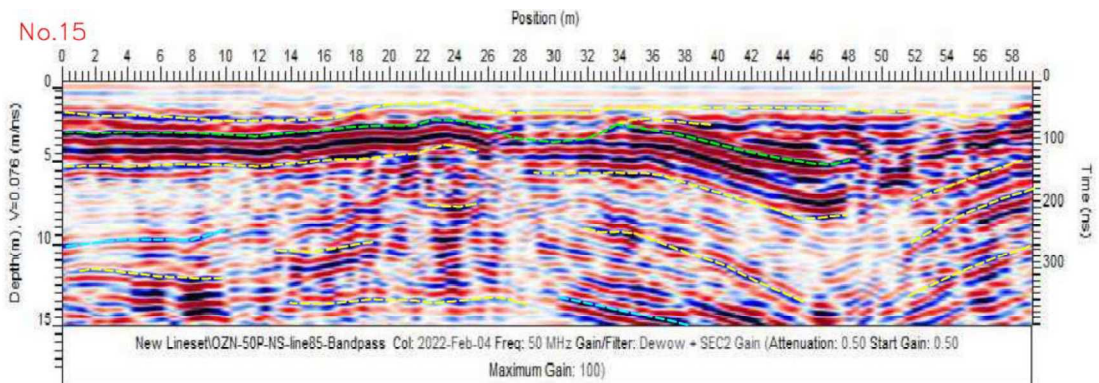


図 2.5.16 50MHz No.15 断面解釈図（緑破線：黒色土下面、水色破線：シルト層下面、黄色破線：黒色土下面およびシルト層下面以外の反射面）

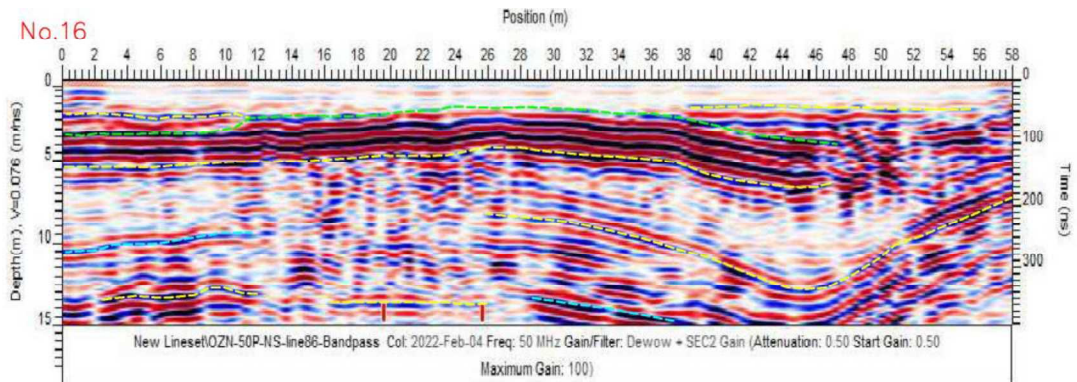


図 2.5.17 50MHz No.16 断面解釈図（緑破線：黒色土下面、水色破線：シルト層下面、黄色破線：黒色土下面およびシルト層下面以外の反射面）

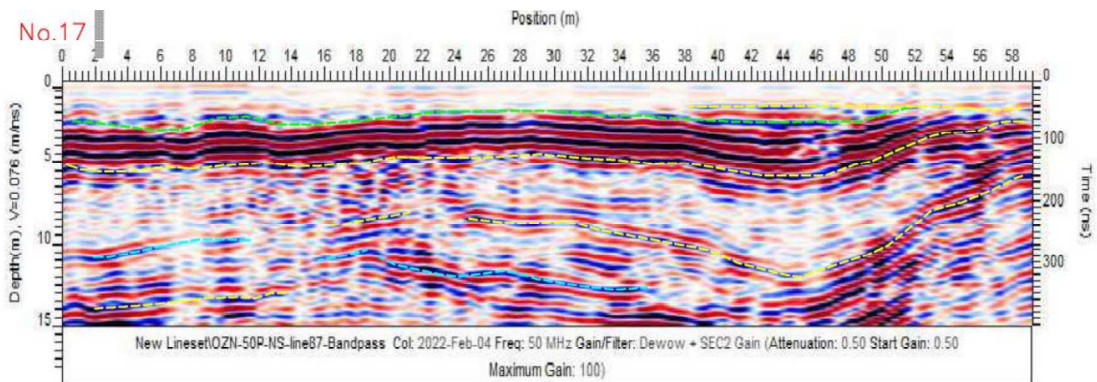


図 2.5.18 50MHz No.17 断面解釈図（緑破線：黒色土下面、水色破線：シルト層下面、黄色破線：黒色土下面およびシルト層下面以外の反射面）

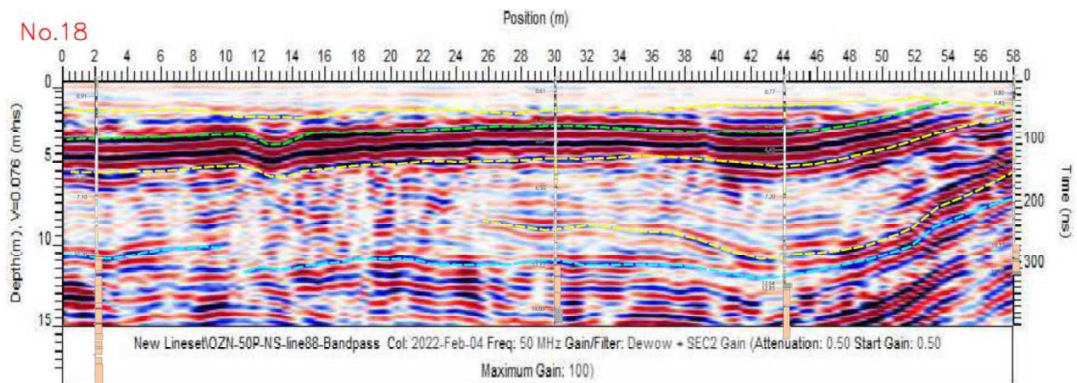


図 2.5.19 50MHz No.18 断面解釈図（緑破線：黒色土下面、水色破線：シルト層下面、黄色破線：黒色土下面およびシルト層下面以外の反射面）

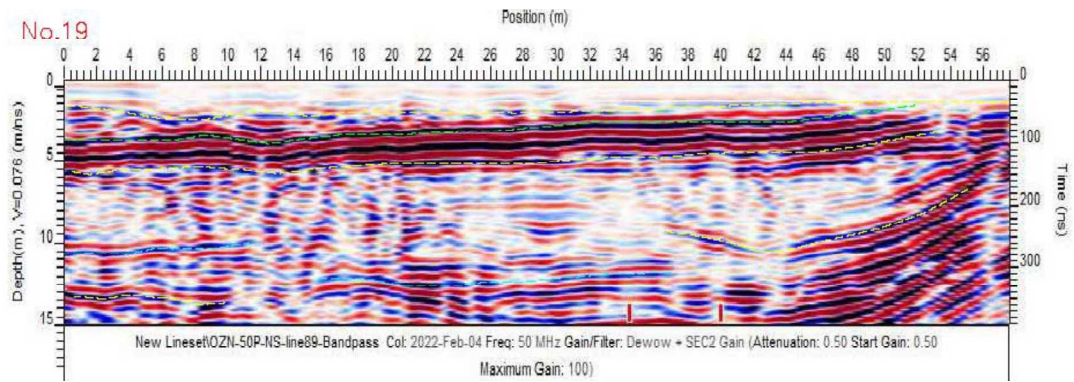


図 2.5.20 50MHz No.19 断面解釈図（緑破線：黒色土下面、水色破線：シルト層下面、黄色破線：黒色土下面およびシルト層下面以外の反射面）

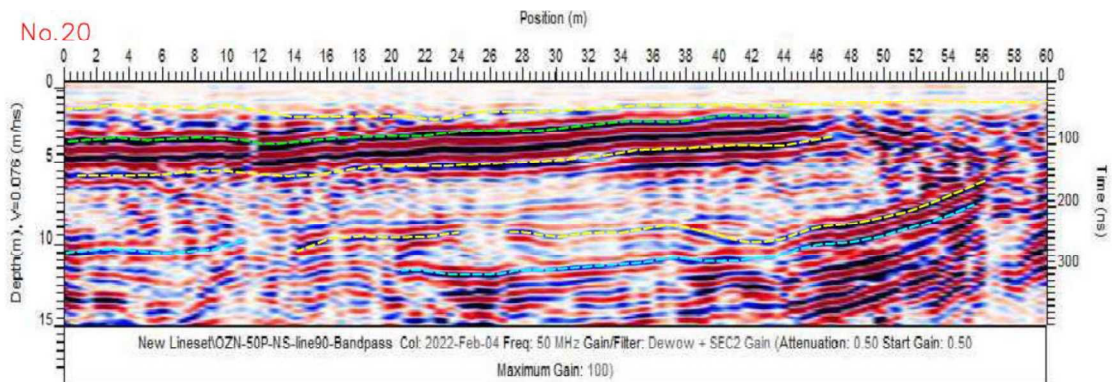


図 2.5.21 50MHz No.20 断面解釈図（緑破線：黒色土下面、水色破線：シルト層下面、黄色破線：黒色土下面およびシルト層下面以外の反射面）

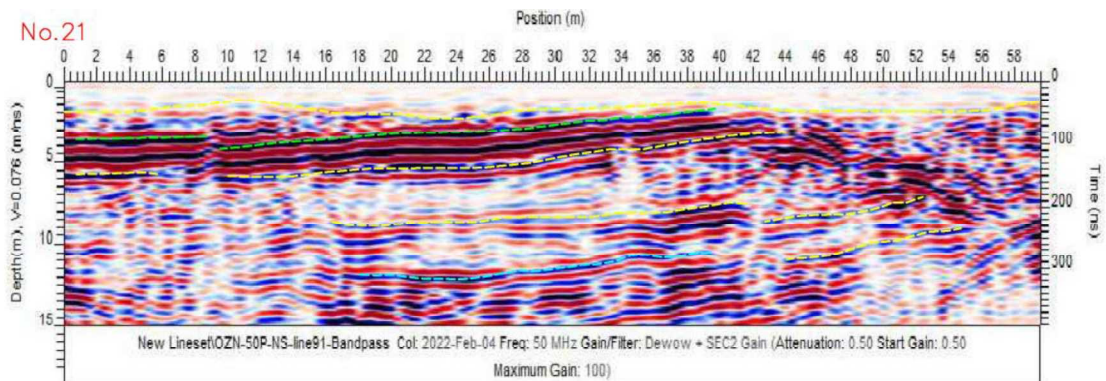


図 2.5.22 50MHz No.21 断面解釈図（緑破線：黒色土下面、水色破線：シルト層下面、黄色破線：黒色土下面およびシルト層下面以外の反射面）

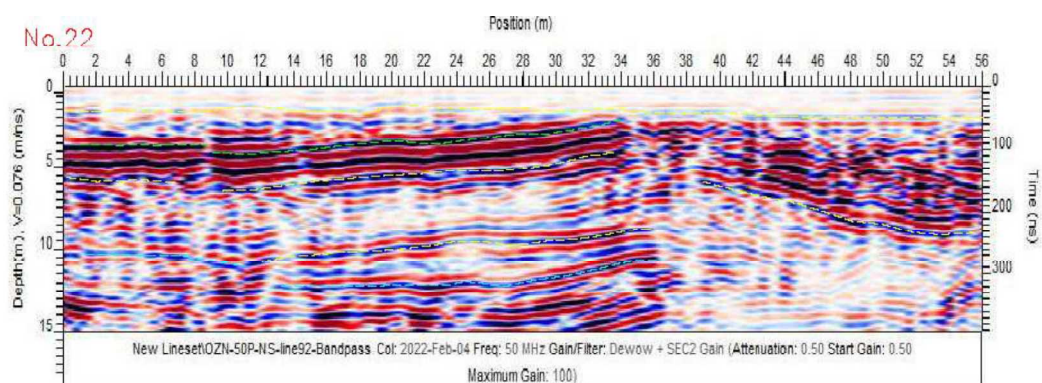


図 2.5.23 50MHz No.22 断面解釈図（緑破線：黒色土下面、水色破線：シルト層下面、黄色破線：黒色土下面およびシルト層下面以外の反射面）

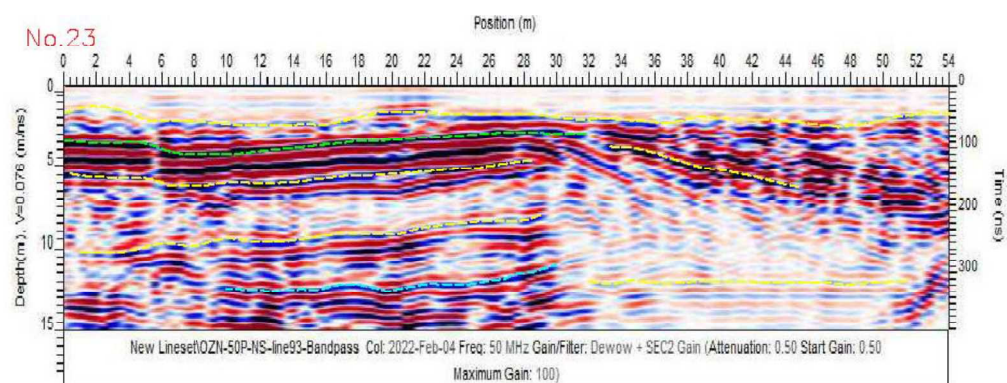


図 2.5.24 50MHz No.23 断面解釈図（緑破線：黒色土下面、水色破線：シルト層下面、黄色破線：黒色土下面およびシルト層下面以外の反射面）

2.5.2. 3次元モデルの作成

作成した2次元のGPR解釈図は、3次元空間上に3次元CADを用いて配置した。その後、選定した黒色土下面（緑線）およびシルト層下面（水色線）を用いて3次元モデルの作成を行った。

(1) 作成した2次元のGPR解釈断面の3次元空間上への配置結果

GPR解釈断面の配置結果を図2.5.25に、抽出した反射面のみを表示を図2.5.26～図2.5.28に示す。配置結果にはボーリング柱状図も同時に示した。

配置結果からは、ボーリング柱状図と反射面の解釈結果に必ずしも一致していない箇所も認められる。図2.5.28では、右端のボーリング（OB-4）付近において、水色線が柱状図のシルト層と砂礫層の境界に位置せず、シルト層中央部付近まで分布標高が上がっている。OB-4付近のGPR断面は深部に階段状のギザギザした反射模様を示しており、そのような反射模様の状態は浅部では比較的少ない。このことから、上空にある支障物の影響が考えられ、付近に多く生えていた竹や雑木の影響によるものと推定される。

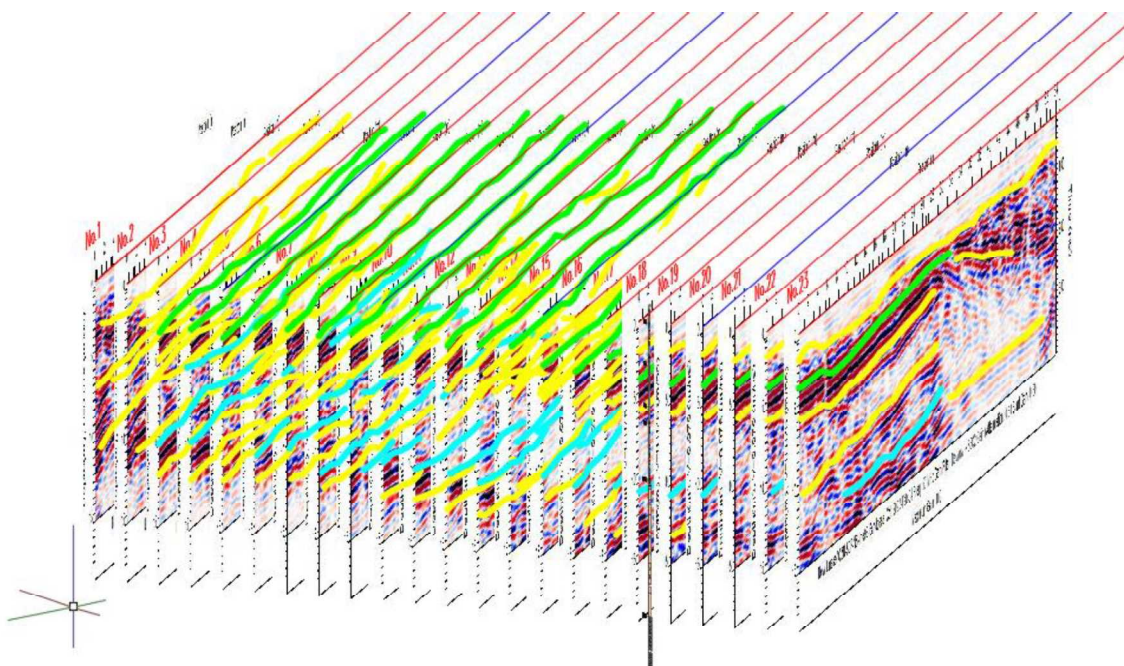


図 2.5.25 GPR 解釈断面の 3 次元空間への配置結果

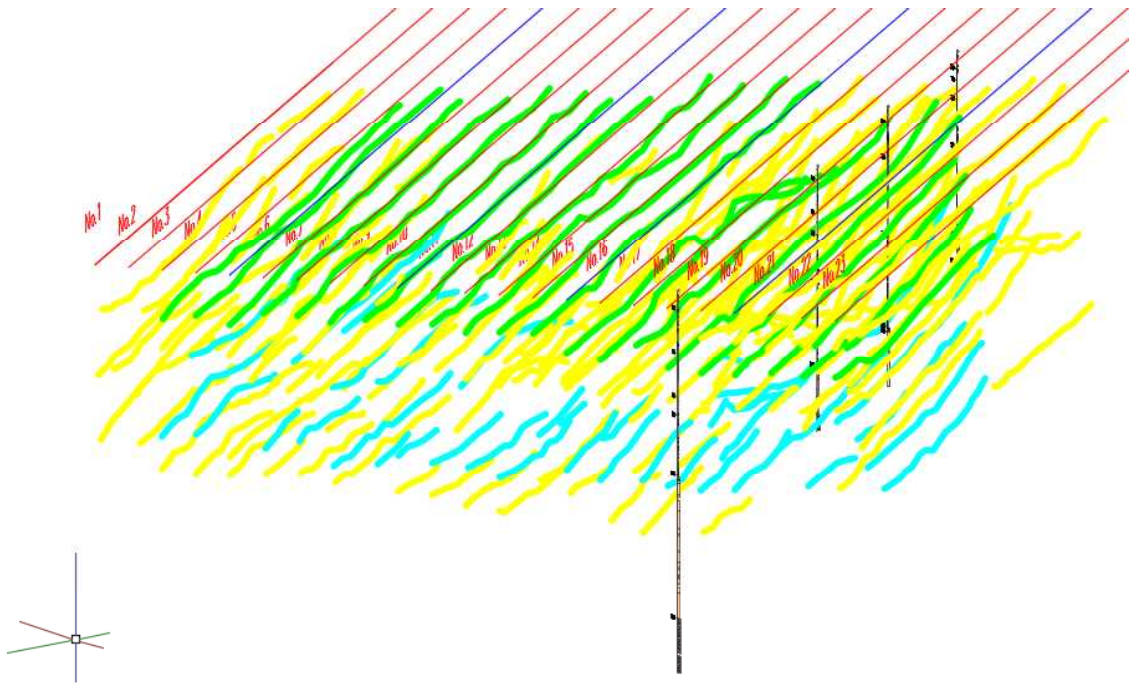


図 2.5.26 抽出した反射面のみの表示

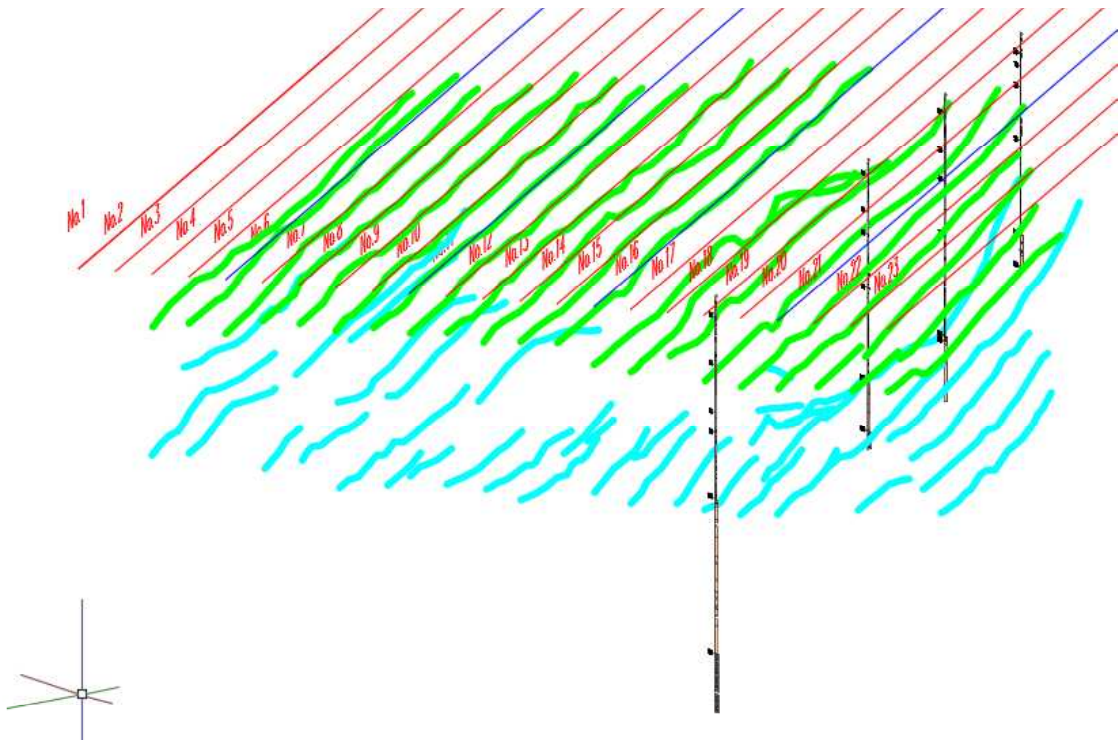


図 2.5.27 黒色土層の下面（緑破線）およびシルト層の下面（水色破線）と考えられる反射面のみ表示（1）北西側より南東を望む

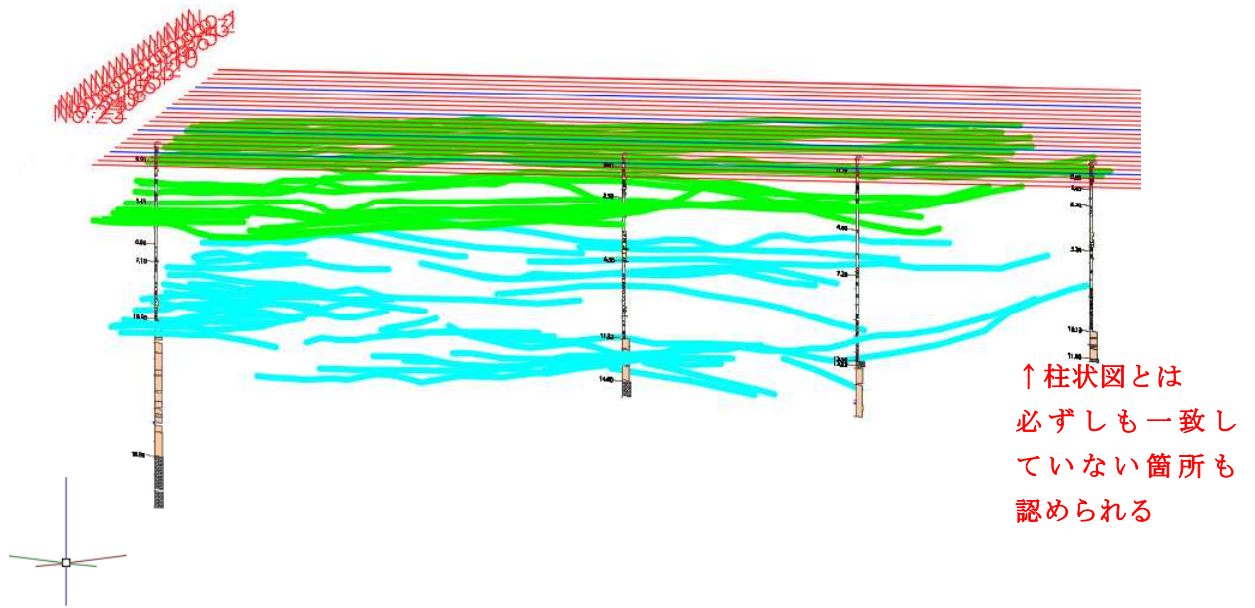


図 2.5.28 黒色土層の下面（緑破線）およびシルト層の下面（水色破線）と考えられる反射面のみを表示（2）西側より東側を望む

(2) 3次元モデルの作成結果

3次元モデルの作成結果を図 2.5.29～図 2.5.31 に示す。

作成結果では、シルト層下面のサーフェス（水色破線）が、GPR 断面が不規則なちりめん皺状の反射画像となっている周辺において段差ができる結果となっている（図 2.5.31）。これは、断層活動により堆積面に標高差が生じている可能性を指し示している。

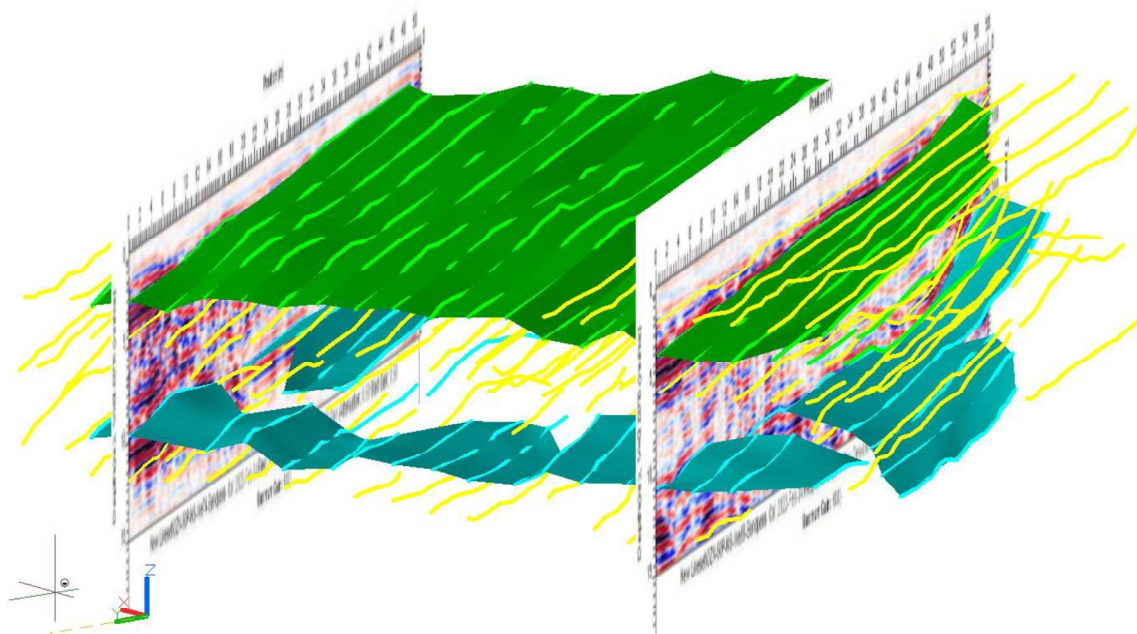


図 2.5.29 3次元モデル（サーフェス）の作成結果（1）全体表示

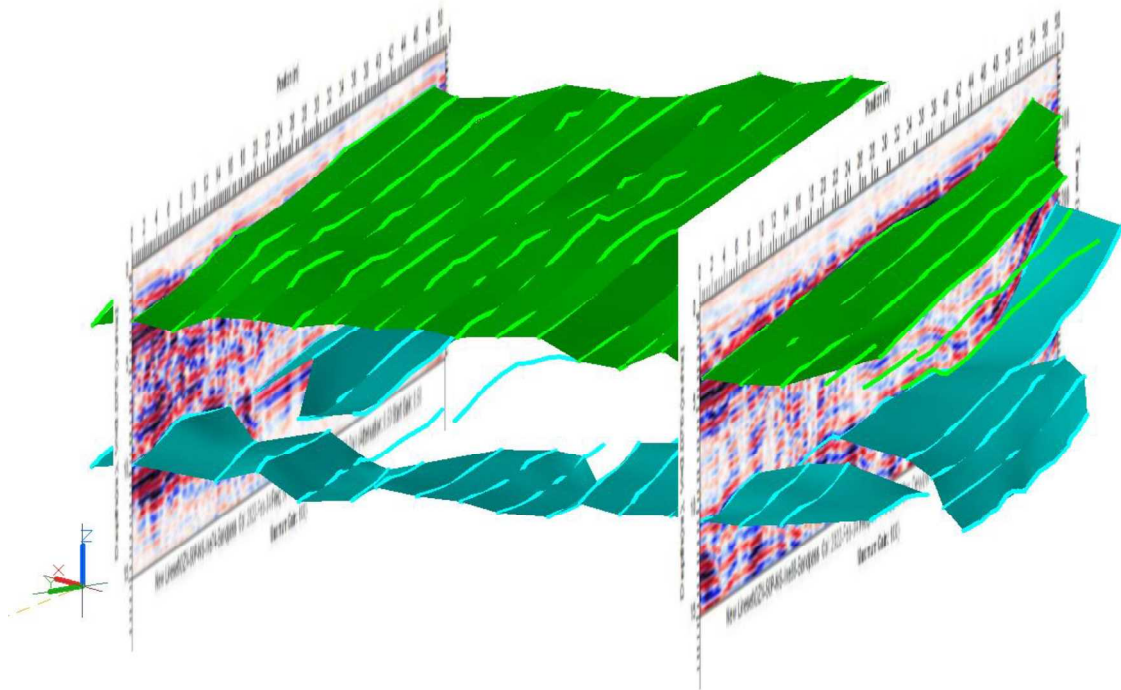


図 2.5.30 3次元モデル（サーフェス）の作成結果（2）黒色土層の下面（緑破線）およびシルト層の下面（水色破線）と考えられる反射面のみを表示

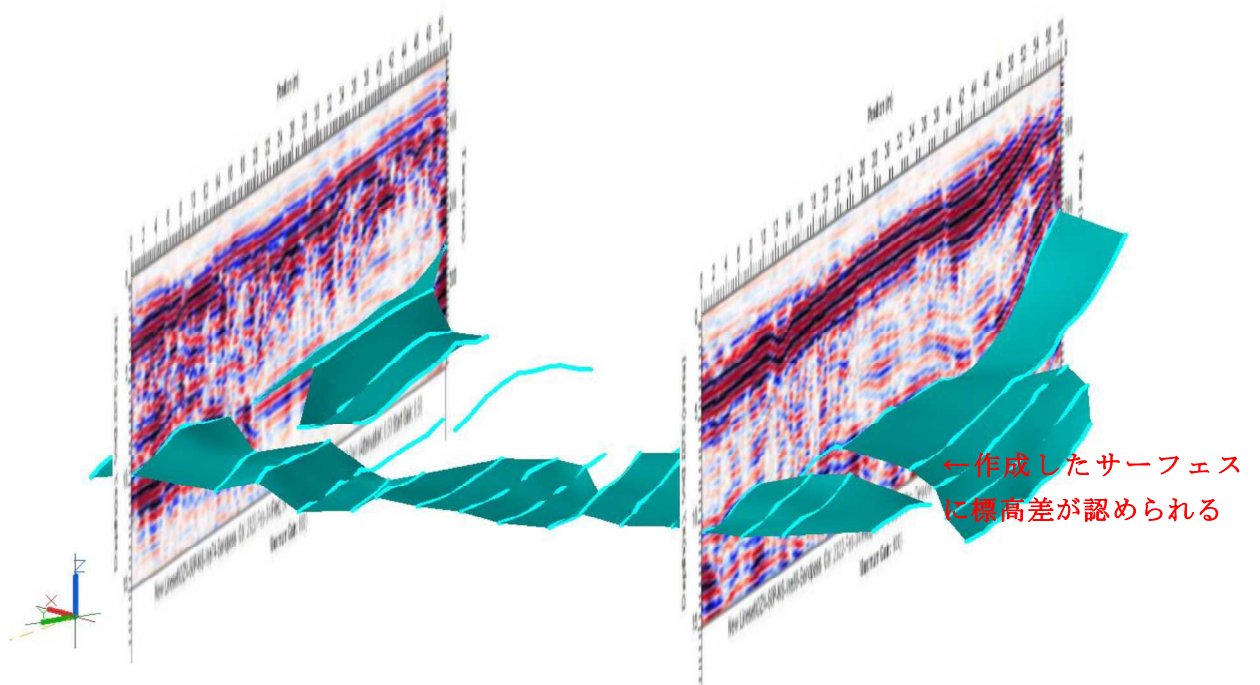


図 2.5.313 次元モデル（サーフェス）の作成結果（3）シルト層の下面（水色破線）と考えられる反射面のみを表示

2.5.3. 3次元形状把握のための解析手法の検討結果

地質構造及び副断層の3次元形状の把握については、過年度事業（パスコ、2022）において多数の地中レーダ探査が実施されており、かつ、本業務のボーリング調査によって地質構造が明らかとなった小園地区において解析手法の検討を行った。地質構造及び副断層を3次元形状で表現するにあたり、最初に2次元断面上で地下構造の検討を行ったうえで、それらを重ね合わせるように3次元空間に配置し、モデル化した。モデル化では隣り合った断面の2つの線分からサーフェスを生成してメッシュオブジェクトを発生させた。

地中レーダ探査結果より作成した境界面を3次元形状としてモデル化した結果、境界面の空間的な広がりについて把握が可能となった。一方で、必ずしもボーリング調査結果と地中レーダ探査結果が一致しない箇所も見受けられた。

本事業で検討したように探査記録から推定した特徴的な反射に対して3次元的な表現手法を検討していくことにより、地質構造及び副断層の3次元形状把握のための解析方法を高度化していく必要がある。

2.6. 表層付近の副断層の性状及び活動履歴の検討

2.6.1. トレンチ調査概要

SAR 衛星データ等から抽出した副断層をもとに、副断層トレンチ調査候補地点を 2 箇所選定した。選定した 2 箇所について、前述の地中レーダー探査を実施し、平川馬場地区をトレンチ調査地点とした（図 2.6.1）。トレンチ調査では、壁面の詳細なスケッチ・記載を実施して、壁面の地質を詳細に記録した。あわせて、壁面を分割して撮影した写真をモザイクで組み合わせ、スケッチと同サイズで比較できるようにした。これにより、壁面の解釈を写真で検証することが可能となった。さらに、炭素年代測定を実施し、年代制約の解釈を行った。事業の進捗にあわせて有識者を交えた検討会を実施することで、専門性の異なる複数の視点から副断層に係る知見の深化を図った。

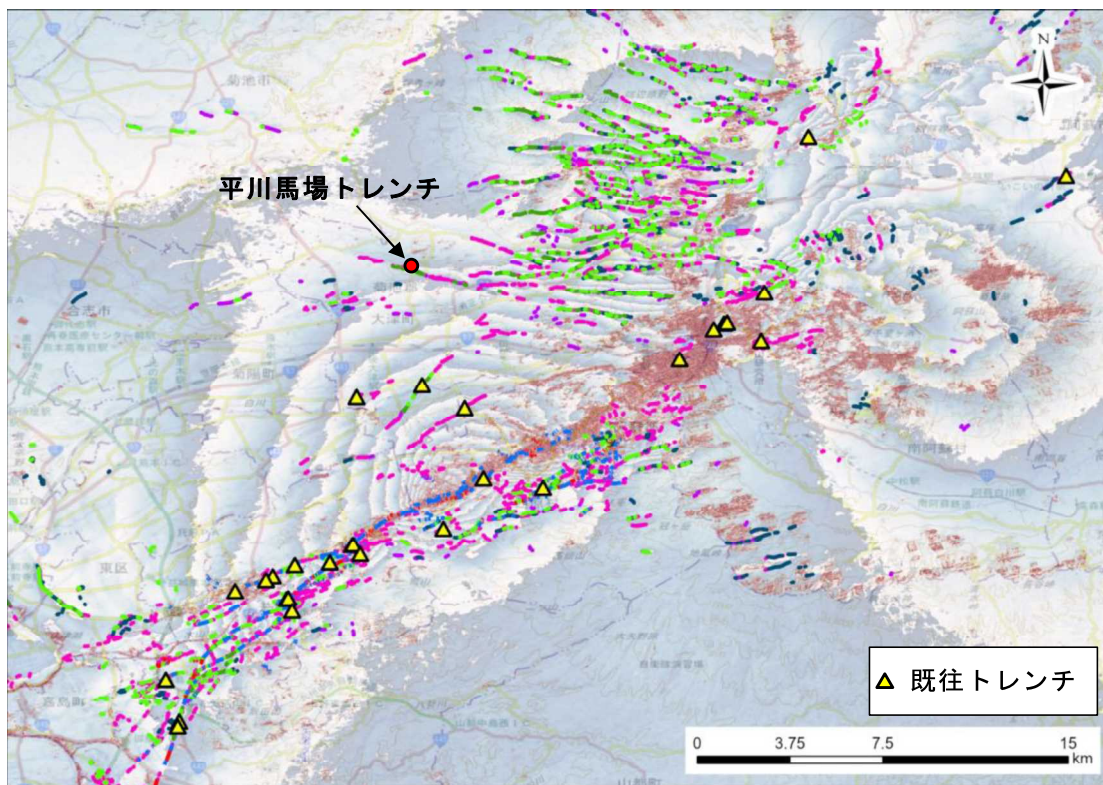


図 2.6.1 位置図

2.6.1.1. トレンチ調査手法

(1) 数・規模および形状

トレンチは平川馬場地区の 1 箇所掘削を実施した。トレンチの規模は、開口部の大きさを 8×10m、深さ 4m、法面の傾斜は 50～60° 程度を予定した。実際には、地質の露出状況を鑑み、開口部の大きさを 8×27m、深さ 3～4m とした。さらに、現地検討会後に、トレンチ北側方向に 3m 程度増掘を実施した。

(2) 現地作業期間

トレンチ調査(現地作業)は 2022 年 11 月 14 日 (月)～2023 年 1 月 29 日 (日) の 2 カ月半程度で実施した。

(3) 調査方法

トレンチ調査は以下に示す手順で実施した。トレンチ掘削状況については付属資料に取りまとめして示した。

- ①調査用地の境界設定
- ②調査用地の周辺の平面図の作成
- ③調査用地および進入路の整備
- ④トレンチの掘削
- ⑤トレンチ法面の整形
- ⑥整形した法面に 1.0m メッシュグリッドの設置
- ⑦トレンチ壁面の詳細な観察、スケッチ及び写真撮影
- ⑧トレンチ平面図の作成
- ⑨各種試験用サンプルの採取
- ⑩トレンチ埋め戻しと用地の現状復旧

2.6.1.2. 使用した機材

本調査で使用した機材を表 2.6.1 に示す。

表 2.6.1 使用機材一式

機 材	仕様・規格	数量	単位
バックホウ	0.4m ³	1	台
〃	0.25m ³	1	台
〃	0.09m ³	1	台
簡易トイレ		1	台
発電機		1	台
オートレベル		1	台
水中ポンプ		1	台
エアーコンプレッサー		1	台
杭・安全柵他		1	式

2.6.1.3. 現地検討会

トレンチ掘削および整形が終了した段階で現地検討会を実施した。実施にあたっては、新型コロナウイルス対策として、マスク着用と消毒を徹底し密な状態とならないように配慮した。

現地検討会で委員より指摘のあった事項について追加調査および再検討を行い、業務成果に反映させた。

2.6.1.4. 放射性炭素年代測定

放射性炭素年代測定は(株)加速器分析研究所に依頼し、AMS法にて実施した。

測定方法の詳細を以下より示す。

1 化学処理工程

(1) 炭の化学処理

- 1) メス・ピンセットを使い、付着物を取り除く。
- 2) 酸-アルカリ-酸 (AAA : Acid Alkali Acid) 処理により不純物を化学的に取り除く。その後、超純水で中性になるまで希釈し、乾燥させる。AAA 処理における酸処理では、通常 1mol/l (1M) の塩酸 (HCl) を用いる。アルカリ処理では水酸化ナトリウム (NaOH) 水溶液を用い、0.001M から 1M まで徐々に濃度を上げながら処理を行う。アルカリ濃度が 1M に達した時には「AAA」、1M 未満の場合は「AaA」と表 1 に記載する。
- 3) 試料を燃焼させ、二酸化炭素 (CO₂) を発生させる。
- 4) 真空ラインで二酸化炭素を精製する。
- 5) 精製した二酸化炭素を、鉄を触媒として水素で還元し、グラファイト (C) を生成させる。
- 6) グラファイトを内径 1mm のカソードにハンドプレス機で詰め、それをホイールにはめ込み、測定装置に装着する。

(2) 土壌、黒褐色土壌の化学処理

- 1) 試料を超純水の中に入れ、超音波で分散させた後、ふるいにかけて根等の混入物を除去する。ふるいを通じた土を乾燥させ、この後の処理に用いる。
- 2) 酸処理により不純物を化学的に取り除く。その後、超純水で中性になるまで希釈し、乾燥させる。処理には 1mol/l (1M) の塩酸 (HCl) を用い、表 1 に「HCl」と記載する。

以下、(1)3)以降と同じ。

2 測定方法

加速器をベースとした ¹⁴C-AMS 専用装置 (NEC 社製) を使用し、¹⁴C の計数、¹³C 濃度 (¹³C/¹²C)、¹⁴C 濃度 (¹⁴C/¹²C) の測定を行う。測定では、米国国立標準局 (NIST) から提供されたシュウ酸 (HOxII) を標準試料とする。この標準試料とバックグラウンド試料の測定も同時に実施する。

3 算出方法

- 1) δ¹³C は、試料炭素の ¹³C 濃度 (¹³C/¹²C) を測定し、基準試料からのずれを千分偏差 (‰) で表した値である (表 1)。AMS 装置による測定値を用い、表中に「AMS」と注記する。
- 2) ¹⁴C 年代 (Libby Age : yrBP) は、過去の大気中 ¹⁴C 濃度が一定であったと仮定して測定され、1950 年を基準年 (0yrBP) として遡る年代である。年代値の算出には、Libby の半減期 (5568 年) を使用する (Stuiver and Polach 1977)。¹⁴C 年代は δ¹³C によって同位体効果を補正する必要がある。補正した値を表 1 に、補正していない値を参考値として表 2 に示した。¹⁴C 年代と誤差は、下 1 桁を丸めて 10 年単位で表示される。また、¹⁴C 年代の誤差 (±1σ) は、試料の ¹⁴C 年代がその誤差範囲に入る確率が 68.2% であることを意味する。

- 3) pMC (percent Modern Carbon)は、標準現代炭素に対する試料炭素の¹⁴C濃度の割合である。pMCが小さい(¹⁴Cが少ない)ほど古い年代を示し、pMCが100以上(¹⁴Cの量が標準現代炭素と同等以上)の場合 Modern とする。この値も $\delta^{13}\text{C}$ によって補正する必要があるため、補正した値を表1に、補正していない値を参考値として表2に示した。
- 4) 暦年較正年代とは、年代が既知の試料の¹⁴C濃度をもとに描かれた較正曲線と照らし合わせ、過去の¹⁴C濃度変化などを補正し、実年代に近づけた値である。暦年較正年代は、¹⁴C年代に対応する較正曲線上の暦年代範囲であり、1標準偏差(1 σ =68.3%)あるいは2標準偏差(2 σ =95.4%)で表示される。グラフの縦軸が¹⁴C年代、横軸が暦年較正年代を表す。暦年較正プログラムに入力される値は、 $\delta^{13}\text{C}$ 補正を行い、下1桁を丸めない¹⁴C年代値である。なお、較正曲線および較正プログラムは、データの蓄積によって更新される。また、プログラムの種類によっても結果が異なるため、年代の活用にあたってはその種類とバージョンを確認する必要がある。ここでは、暦年較正年代の計算に、IntCal20較正曲線(Reimer et al. 2020)を用い、OxCalv4.4較正プログラム(Bronk Ramsey 2009)を使用した。暦年較正年代については、特定の較正曲線、プログラムに依存する点を考慮し、プログラムに入力する値とともに参考値として表2に示した。暦年較正年代は、¹⁴C年代に基づいて較正(calibrate)された年代値であることを明示するために「cal BC/AD」または「cal BP」という単位で表される。

2.6.1.5. その他

本調査では諸法令を遵守するとともに、法令や条例等による関連機関への手続き、ならびに調査用地の使用や借用のための交渉等については受託者側にて実施した。また、調査に伴い産出した出土品については、熊本県大津町の教育委員会に提出した。

2.6.2. トレンチ調査結果

2.6.2.1. 調査位置

平川馬場トレンチ調査は熊本県菊池郡大津町大字平川（北緯 32 度 54 分 17 秒、東経 130 度 52 分 47 秒）において実施した（図 2.6.2）。

調査位置は LC-InSAR による位相不連続ライン上に設定し、想定される変位を直角に横断するように掘削を行った。

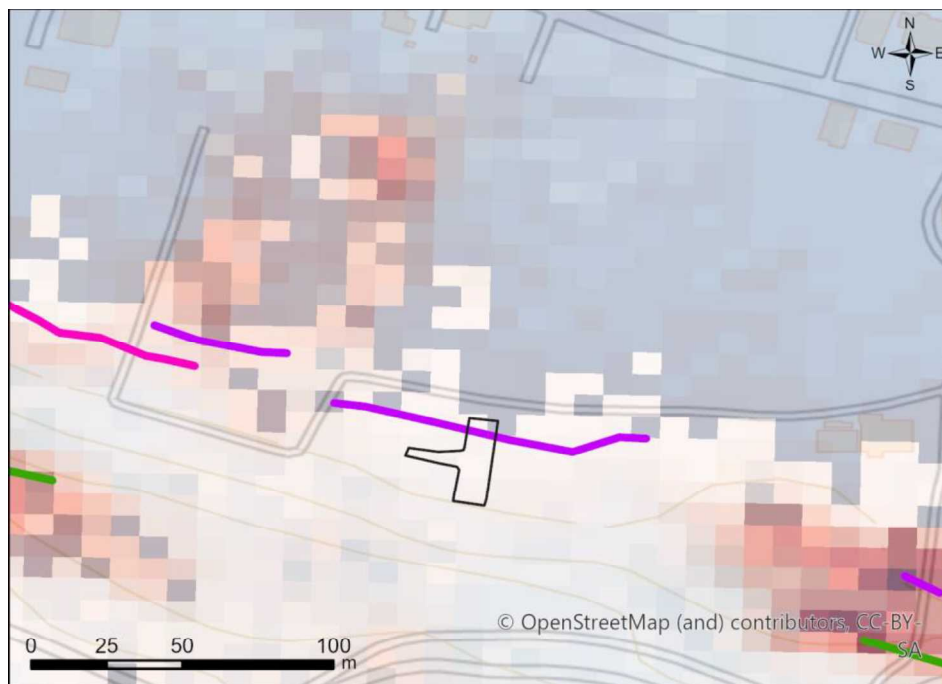


図 2.6.2 平川馬場トレンチ位置図

2.6.2.2. 掘削結果

掘削予定範囲では断層変位が認められなかったため、南側に掘削したことで最終的に開口部の大きさを8m×27m、深さ最大3～4mとした(図 2.6.3)。さらに、現地検討会後に北側に3m程度の増掘を実施し、断層変位の有無を確認した(図 2.6.4～図 2.6.6)。

トレンチ法面は機械掘削後に手作業による整形を行い、水平方向1m毎×鉛直方向1m毎のグリッドを作成した。掘削を行ったトレンチ形状および高さの基準として、N面貫板上面についてRTK-GPS測量にて求めた。設置したグリッドの標高については、鉛直-1m高からレベル測量にて計測した。計測結果を表 2.6.2 に示す。

表 2.6.2 平川馬場トレンチ測量成果

測定位置	標高(T.P.m)	測定方法	備考
鉛直方向 0.00m(N面)	151.210	RTK-GPS	貫板上面※1
鉛直方向-1.00m	150.210	レベル	
鉛直方向-2.00m	149.210	レベル	
鉛直方向-3.00m	148.210	レベル	
鉛直方向-4.00m	147.210	レベル	

※1：標高値は10秒間8Hz計測(合計80回)の平均値により求めた値



図 2.6.3 トレンチ全景

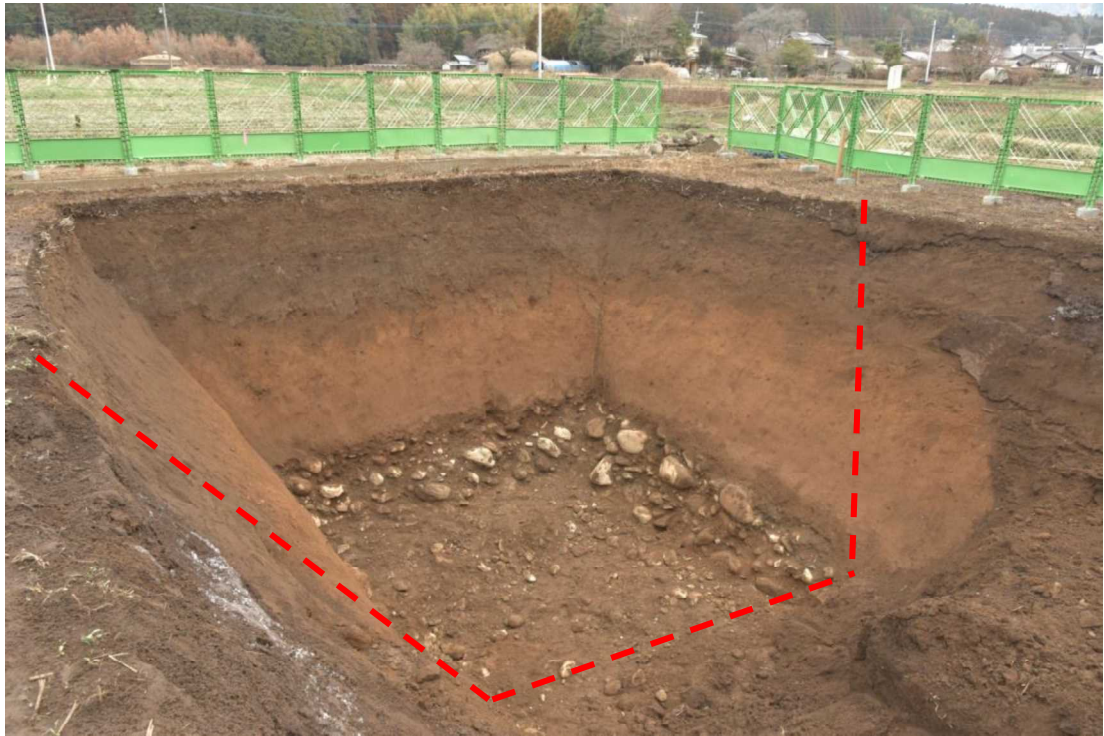


図 2.6.4 トレンチ増掘状況（赤線破線が掘削前の掘削範囲）



図 2.6.5 増掘前掘削状況



图 2.6.6 增掘後掘削状况

2.6.2.3. モザイク写真

トレンチ法面の写真撮影は極力歪みが少なくなるように実施した。撮影した写真画像は画像の歪み等を補正したうえで鉛直面に投影したモザイク写真を作成した。

作成したモザイク写真を図 2.6.7 に示す。

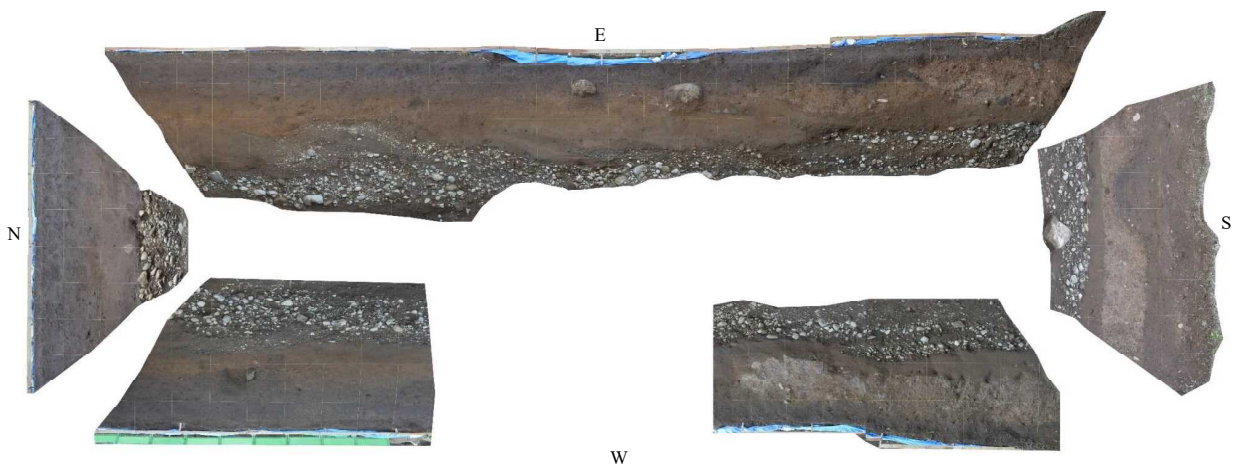


図 2.6.7 平川馬場トレンチモザイク写真



图 2.6.8 E 面放大图



图 2.6.9 W 面扩大图



图 2.6.10 S 面放大图



图 2.6.11 N 面扩大图

2.6.2.4. 法面スケッチ

法面スケッチは水平方向 1m×鉛直方向 1m で作成した水糸を基準とし、縮尺 1/20 鉛直面投影にて作成した。作成したスケッチを元に、地質区分ごとに着色を行った。また、各地層の記載と併せて、試料採取位置の記録を行った。

法面スケッチを次ページより図 2.6.12～図 2.6.15 に示す。

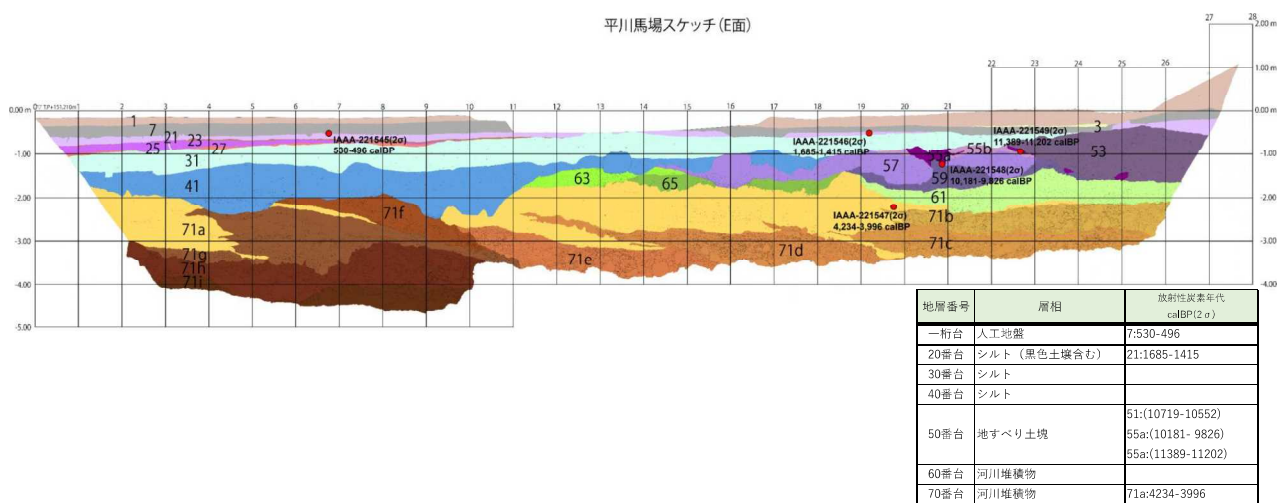


図 2.6.12 平川馬場トレンチ E面スケッチ

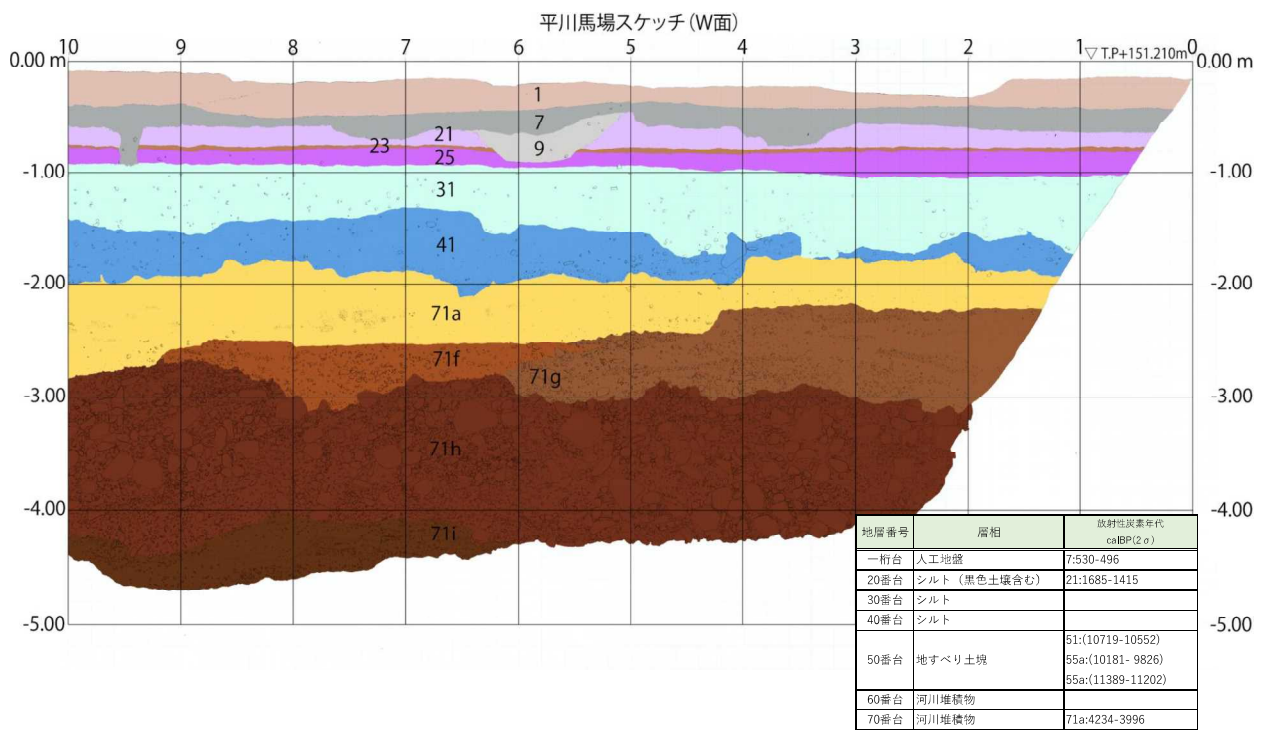


図 2.6.13 平川馬場トレンチ W面(0-10m)スケッチ

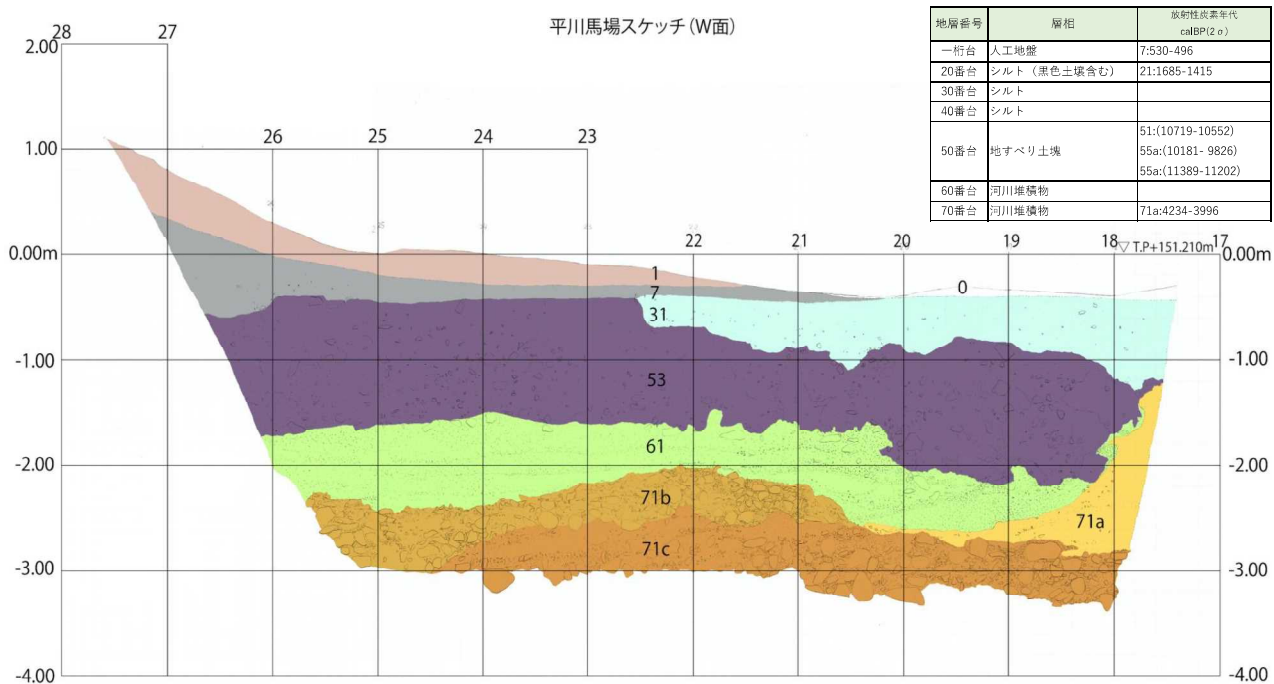


図 2.6.14 平川馬場トレンチ W面(17-28)スケッチ

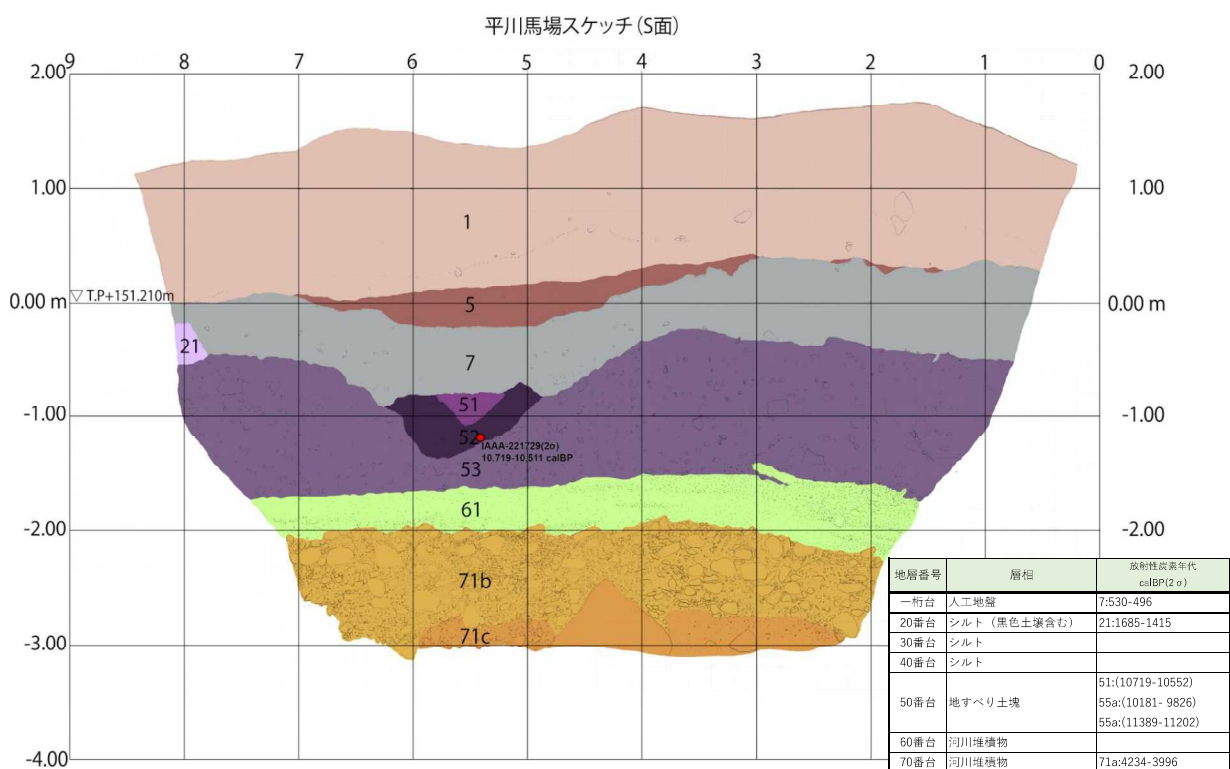


図 2.6.15 平川馬場トレンチ S面スケッチ

2.6.2.5. 地質概説

平川馬場トレンチにおける地質層序表を表 2.6.3 に示す。

トレンチ法面において観察された人為的な影響のある層は、掘削土層（0層）、現耕作土層（1層）、および埋土層（3～9層）である。それより下位には、21～41層の黒色土壌などを含む層準、51～59層の地すべり土塊の堆積物、61～65層のチャンネル充填堆積物、71層のチャンネル充填堆積物や後背湿地堆積物、自然堤防堆積物から構成される層序が分布する。

表 2.6.3 平川馬場トレンチ内における地質層序

地層名		層相	放射性炭素年代 calBP(2σ)		
人工地盤	0	掘削土	530-496		
	1	現耕作土			
	3	埋土			
	5	埋土			
	7	埋土			
	9	埋土			
自然地盤	21	シルト 黒色土壌	1685-1415		
	23	砂質シルト			
	25	シルト 黒色土壌			
	27	砂質シルト			
	31	礫混じりシルト			
	41	礫混じりシルト			
	51	シルト	(10719-10552)		
	52	シルト			
	53	シルト質礫			
	55	a	シルト 地すべり土塊	(10181- 9826) (11389-11202)	
		b	シルト		
	57	礫混じりシルト	(10719-10552)		
	59	シルト質礫			
	61	砂混じり礫			
	63	砂混じり礫	チャンネル充填堆積物	4234-3996	
	65	極細粒砂, 中粒～粗粒砂	チャンネル充填堆積物		
	71	a			シルト～極細粒砂
		b	砂礫		チャンネル充填堆積物
		c	砂礫		
d		砂礫			
e		砂礫			
f		砂礫	自然堤防堆積物		
g		砂～砂礫			
h		礫			チャンネル充填堆積物
i		極細粒砂			

2.6.2.6. 地層の変形構造

平川馬場トレンチ東側法面において、53層と57層の境界は比較的シャープで接している。しかしこの面構造の延長は61層内には連続せず53層の下面、61層との境界に連続する。西側法面では、53層と61層の境界は不規則な形状を示しており、通常の堆積構造とは考えにくい。以上の観察結果から、53層は地すべり土塊であると推定される。55層、59層の年代値は下位の71層より古い年代を示すことから、57層・59層も地すべり土塊の一部であると考えられる。ただし、57層・59層の下位層との境界はシャープな面構造を示さないことからすべり面ではなく、上位に土塊として堆積したと考えられる。東側法面の53層と57層の境界は地すべり土塊内のすべり面を示し、西側法面の53層と61層の関係は、61層内 ni53層が土塊として突入してきた末端部分であると推定される。

各層の堆積構造を追って詳細に観察を行った結果、この地すべり土塊以外は通常の堆積過程で形成されたものである。平川馬場トレンチの壁面内では断層運動によって伴って発生した地層の不連続面及び開口クラックは確認できなかった。また、断層運動によって生じる地層の変形も確認できない。

以上より、平川馬場トレンチ掘削範囲内では、地すべり運動による変形構造は確認できるものの、断層運動による変形は生じていない。

2.6.2.7. 地質各論

(1) 層序記載

【0層】 W面グリッド17～21mの表層に厚さ4～10cm程度で分布する。

トレンチ掘削時に発生した掘削土。

【1層】 トレンチ掘削範囲表層に厚さ4～150cm程度で分布する。E面グリッド10～17mやW面グリッド17～22mでは掘削時に除かれているため分布しない。トレンチ南側の山側斜面に近づくにつれて層厚が大きくなり、S面では厚さ120～150cm程度で分布する。

シルト質極細粒～細粒砂からなり、褐灰色<5YR4/1>を呈す。稀にφ10～50mmの礫を含む。含まれる礫は亜円礫～亜角礫で、礫種は安山岩、パミス、スコリアが主体である。E面グリッド2～9mでは黄褐色<10YR5/6>の偽礫を多く含む。S面ではしまりのやや良い箇所と悪い箇所に分けられ、極めて軟質で崩れやすい。

表土、耕作土および山地周辺の斜面堆積物。

【3層】 E面グリッド21～25mに厚さ10cm程度で分布する。

シルト質極細粒砂からなり、下位の7層（褐灰色<7.5YR5/2>）よりやや明るい色を呈す。

層相が類似することから、7層と同時期に形成された埋土層と考えられる。

【5層】 S面グリッド1～7mに厚さ10～50cm程度で一部断続的に分布する。

極粗粒～粗粒砂からなり、明赤褐色<5YR5/6>を呈す。明赤褐色<5YR5/6>のパミス質の砂粒子が主体で、稀にφ2mm程度のパミスやスコリアを含む。植物の根が見られる。上位層との境界はやや明瞭である。

上位層にはしまりの悪い軟質な1層が分布しており、5層の赤褐色の変色は透水性の差によるものであると考えられる。埋土層。

【7層】 トレンチ全体を厚さ4～100cm程度で分布する。E面グリッド11～15mやW面グリッド17～20mでは掘削時に除かれているため分布しない。トレンチ南側の山側斜面に近づくにつれて層厚が大きくなり、S面では厚さ50～100cm程度で分布する。

シルト～シルト質極細粒砂からなり、褐灰色<7.5YR5/2>を呈す。φ10～50mmの礫が散在する。含まれる礫は亜円礫～亜角礫で、礫種はパミス、スコリア、安山岩が主体である。植物の根を含む。

下位層を直線的で明瞭な境界をもって切断し、S面では地すべり堆積物を埋めるように覆うことから、埋土層と考えられる。

【9層】 E面グリッド5～7mに局所的に分布する。

シルト質極細粒砂からなり、灰黄褐色<10YR4/2>を呈す。稀にφ2～10mmの礫を含む。含まれる礫は亜円礫～亜角礫で、安山岩が主体である。

下位層を凹状の明瞭な境界面をもって切断しており、それらを覆うように分布することから埋土層と考えられる。

【21層】E面グリッド0～16m、17～21m、24～28mに厚さ4～30cm程度で、W面グリッド0～10mに厚さ20～30cm程度で、S面グリッド8m付近に30cm程度で一部は断続的に分布する。

シルトからなり、黄灰色<2.5YR4/1>を呈す。φ5mm程度の黄色パミスやφ1mm程度の根茎、炭化物が多産する。

旧土壌の堆積物。

【23層】E面グリッド0～13mに厚さ5cm程度、W面グリッド0～10mに厚さ5cm程度で一部は断続的に分布する。

砂質シルトからなり、21層に比べやや赤みを含む。φ5mm程度の黄色パミスやφ1mm程度の根茎、炭化物が多産する。

旧土壌の堆積物。

【25層】E面グリッド0～10mに厚さ2～20cm程度で、W面グリッド0～10mに厚さ10～20cm程度で分布する。

シルトからなり、灰褐色<7.5YR4/2>を呈す。φ5mm程度の黄色パミスやφ1mm程度の根茎、炭化物が多産する。

旧土壌の堆積物。

【27層】E面グリッド0～10mに厚さ2～10cm程度で一部は断続的に分布する。

やや砂質なシルトからなり、赤褐色<2.5YR4/8～3/5>を呈す。植物根と考えられる重金属濃集部がみられる。

赤褐色の変色が見られるのは地下水の透水によるものと考えられる。25層に付随する旧土壌の堆積物。

【31層】E面グリッド0～24mに厚さ5～70cm程度で、W面グリッド0～10m、17～23mに厚さ20～90cm程度で分布する。

塊状でやや軟質な礫混じりシルトからなり、褐色<10YR4/4>を呈す。φ5mm程度の礫が散在し、礫率は5%未満である。稀にφ10cm程度の角礫やφ2mm黄色パミスが散在するが、赤色スコリアは少ない。

【41層】E面グリッド1～19mに厚さ10～100cm程度で、W面グリッド1～10mに厚さ5～50cm程度で分布する。

塊状で不均質な礫混じりシルトからなり、にぶい褐色<7.5YR5/3>を呈す。含まれる礫は安山岩を主体として、少量の風化岩や赤色スコリアを含む。礫率は北側に向かうにつれ低くなる。下位層を浸食しつつチャンネル状の凹部を埋積するように覆う。

【51層】S面グリッド5～6mに厚さ20cm程度で凹地状に分布する。

シルトからなり、にぶい黄褐色<10YR5/4～4/3>を呈す。稀にφ2mm程度の礫が混じる。含まれる礫は亜円礫～亜角礫でパミスやスコリアが主体である。

【52層】S面グリッド5～6mに厚さ20～40cm程度で凹地状に分布する。

シルトからなり、黒褐色<10YR3/1>を呈す。稀にφ5～10mm程度の礫が混じる。含まれる礫は亜円礫～亜角礫でパミスやスコリアが主体である。51層との境界は不明瞭で漸移的に変化する。

周辺の地すべり土塊堆積物との年代が類似しており、下位層よりも古い堆積年代を示すことから、51層・52層は地すべりの際に移動した土塊の一部あると考えられる。

【53層】E面グリッド22～27mに厚さ10～150cm程度で、W面グリッド17～27mに厚さ10～120cm程度で分布する。

不均質で塊状のシルト質礫からなり、基質は浅黄橙色<7.5YR8/4～8/6>を呈す。基質支持で礫率は40%程度である。含まれる礫はφ2～20cmのくさり礫を主体とし、少量の新鮮な礫も混じる。くさり礫の礫種は安山岩、泥質岩、スコリアのほか、変成岩が含まれる。

S面では下位層を明瞭な境界面をもって水平に覆っているが、E面では下位層に対して衝上するように覆う。W面では下位層を不規則な凹凸に富んだ境界面をもって覆っており、端部では複雑な境界面となっている。特徴的な分布形状や背後に地すべり地形が存在することから地すべり土塊であると考えられる。

【55a層】E面グリッド20～25mに厚さ最大20cmでブロック状に点在する。

塊状シルトからなり、黒色<7.5YR2/1>を呈す。φ2～3mmのパミスやスコリアを少量含む。不規則な形状をしており、一部は53層の地すべり土塊堆積物に取り込まれている。

地すべりの際に移動した土塊の一部あると考えられる。

【55b層】E面グリッド19～23mに厚さ10～20cmで分布する。

塊状シルトからなり、灰褐色～黒褐色<7.5YR4/2～3/2>を呈す。55a層の層相と類似しており、55a層との境界は不明瞭で漸移的に変化する。

地すべりの際に移動した土塊の一部あると考えられる。

【57層】E面グリッド14～23mに厚さ10～100cmで一部はブロック状に分布する。

塊状で不均質な礫混じりシルトからなり、にぶい褐色<7.5YR5/3>を呈す。含まれる礫は安山岩を主体として、少量の風化岩や赤色スコリアを含む。

凹凸に富んだ境界面をもち、一部はブロック状に分布するなど不規則な分布形態を示す。また、層相は地すべり土塊堆積物である53層と類似することから、57層は地すべりの際に移動した土塊の一部あると考えられる。

【59層】E面グリッド18～25mに厚さ5～70cmで分布する。

不均質で塊状のシルト質礫からなり、基質は浅黄色～橙色<7.5YR8/6～7/6>を呈す。基質支持で礫率は20～25%程度である。基質のシルト中にはφ1～3cmの角礫からなる強風化礫が点在する。また、赤橙色<10R6/8>スコリアが少量含まれる。

下位層を凹凸に富んだ明瞭な境界で覆っており、全体的に不規則形状をなしている。さらに、基質や含まれる礫は地すべり土塊堆積物である 53 層と類似することから、59 層は地すべりの際に移動した土塊の一部あると考えられる。

【61 層】 E 面グリッド 19～27m に厚さ 10～80cm 程度で、W 面グリッドに 17～26m に厚さ 30～100cm 程度で、S 面グリッドに 1～8m に 30～70cm 程度で分布する。

中粒砂混じりの細礫からなり、基質はにぶい黄橙色～橙色<7.5YR6/4～5/4>を呈す。含まれる礫は赤橙色<10R 6/8>スコリアや強風化礫を含む。弱い層状構造が複数確認され、層状に中礫が挟まれる構造やW面グリッド 22～25m では平行葉理が僅かに分布する。

チャンネル状の凹地部を埋積するように分布しており、地形面に沿って堆積した洪水流堆積物であると考えられる。

【63 層】 E 面グリッド 11～15m に厚さ 10～40cm 程度で分布する。

中粒砂混じりの細礫からなり、黄褐色<10YR5/6>を呈す。含まれる礫は超円礫からなり、礫率は 65～75%程度である。堆積構造は明瞭でない。65 層を浸食的に覆い、41 層に浸食的に覆われる。

【65 層】 E 面グリッド 13～19m に厚さ 5～30cm 程度で一部は断続的に分布する。

やや不均質な極細粒砂および中粒～粗粒砂からなる。明黄褐色<2.5Y7/6～6/6>を呈する極細粒砂は 71a 層と同質で、黒褐色<2.5Y3/1>を呈する中粒～粗粒砂は 71a 層の砂礫部の基質と類似する。φ 1cm 前後の垂角礫が少量散在する。基底には、巣穴化石と考えられる凹凸状の構造や地下水等の影響を受けたと考えられる重鉱物の濃集が認められる。

離水面上の水流路、あるいは砂州上のショート等による堆積物と考えられる。

【71a 層】 E 面グリッド 1～8m、9～24m に厚さ 4～160cm 程度で、W 面グリッド 1～10m、17～21m に厚さ 20～170cm 程度で一部は断続的に分布する。

シルト～極細粒砂からなり、にぶい黄橙色<10YR6/3～6/4>を呈す。φ 5～15mm 程度の細礫が全体に散在しており、礫率は 5～10%程度である。最上部 10～15cm 程度にやや明るい色を呈する明黄褐色<2.5Y7/6>の砂質シルトが分布する。

71b～71g 層の砂礫部と側方関係にあり、淘汰のよい細～中礫混じり粗粒砂が指交する。南側へ傾斜しつつ側方付加しており、流路付近の砂州あるいは離水した後背湿地の堆積物であると考えられる。

【71b 層】 E 面グリッド 19～26m に厚さ 5～80cm 程度で、W 面グリッド 20～26m に 5～60cm 程度で、S 面グリッド 2～7m に厚さ 70～100cm 程度で分布する。

細粒分を含まない砂礫からなる。φ 1～5cm 程度と φ 10cm 前後の円礫～超円礫が主体で、最大で φ 30cm の礫径のものを含む。基質は中粒～極粗粒砂からなり、基質支持～礫支持で淘汰は極めて悪い。礫種は安山岩を主体とし、赤色スコリア、パミス、緑色岩、溶結凝灰岩などを含む。

チャンネル充填堆積物と考えられ、流路と考えられる中央部では礫は水平に堆積する。

【71c層】E面グリッド18～26mに厚さ4～40cm程度で、W面グリッド18～25mに10～50cm程度で、S面グリッド2～6mに厚さ10～20cm程度で分布する。

細粒分を含まない砂礫からなる。φ1～5cm程度とφ10cm前後の円礫～超円礫が主体で、S面には最大1m程度の巨礫が存在する。基質は中粒～極粗粒砂からなり、基質支持～礫支持で淘汰は極めて悪い。礫種は安山岩を主体とし、赤色スコリア、パミス、緑色岩、溶結凝灰岩などを含む。最上部に層厚40cm程度の礫混じり中粒～粗粒砂が分布する。

流路中央部のチャンネル充填堆積物と考えられ、礫は水平に堆積する。

【71d層】E面グリッド11～20mに厚さ4～40cm程度で分布する。

φ0.5～3cm程度の礫を含む砂礫からなる。基質は粗粒砂を主体とし、礫支持である。礫種は安山岩を主体とし、赤色スコリア、パミス、緑色岩、溶結凝灰岩などを含む。

礫は見かけの傾斜40°程度で南側に側方付加する。細礫～中礫から大礫(φ10～30cm、最大40cm)へと構成礫が遷移するユニットが3度認められる。

縦列砂州のチャンネル充填堆積物と考えられる。

【71e層】E面グリッド10～16mに厚さ10～80cm程度で分布する。

φ5～20cm程度の超円礫主体の砂礫からなる。基質は粗粒砂を主体とし、礫支持である。礫種は安山岩を主体とし、赤色スコリア、パミス、緑色岩、溶結凝灰岩などを含む。

礫は見かけの傾斜水平～30°程度でやや南側に側方付加する。

流路中央部のチャンネル充填堆積物と考えられる。

【71f層】E面グリッド5～11mに厚さ5～80cm程度で、W面グリッド5～9mに4～50cm程度で分布する。

基質支持の砂礫で、極細粒～細粒砂の基質からなる。含まれる礫はφ3～20cmで、礫率は25～40%程度である。

見かけの傾斜20～30°程度であり、南側に側方付加する。

縦列砂州のチャンネル充填堆積物と考えられる。

【71g層】E面グリッド2～11mに厚さ20～130cm程度で、W面グリッド1～6mに30～90cm程度で分布する。

マウンド状の分布形状を示すφ2～5cmの超円礫が20%程度含まれる中粒～粗粒砂および上部に細礫が散在する程度の中粒～粗粒砂からなる。最上部は細粒砂～シルト質細粒砂へと漸移する級化構造が認められる。北側では71a層と側方関係にあり、シルト～極細粒砂へと漸移する。

自然堤防堆積物であると考えられる。

【71h層】E面グリッド2～11mに厚さ40～100cm程度で、W面グリッド2～10mに100～160cm程度で分布する。

φ20～50cm 程度の円礫が主体で、基質には粗粒砂を僅かに含む。φ50cm 以上の礫が多く分布する。含まれる礫は部分的に配列している箇所もあるが、ほとんどが明瞭な配列を示さない。

流路内のチャネル充填堆積物であると考えられる。

【71i 層】 E 面グリッド 3～5m、6～10m に厚さ 10～60cm 程度で、W 面グリッド 6～10m に 4～60cm 程度で分布する。

極細粒砂が主体である。φ5～10cm の超円礫を含み、礫率は 20% 以下である。最上部には φ15cm 程度の円礫が水平に配列し、その上位にシルト質細粒砂が厚さ 5cm 程度で分布する。全体的に水平～やや斜交した層理が見られる。

(2) 年代測定

年代測定は AMS 法による放射性炭素年代測定を実施した。

年代試料サンプリング位置を図 2.6.16～図 2.6.18 に示とともに、測定結果を表 2.6.4～表 2.6.5 および図 2.6.19 に示す。

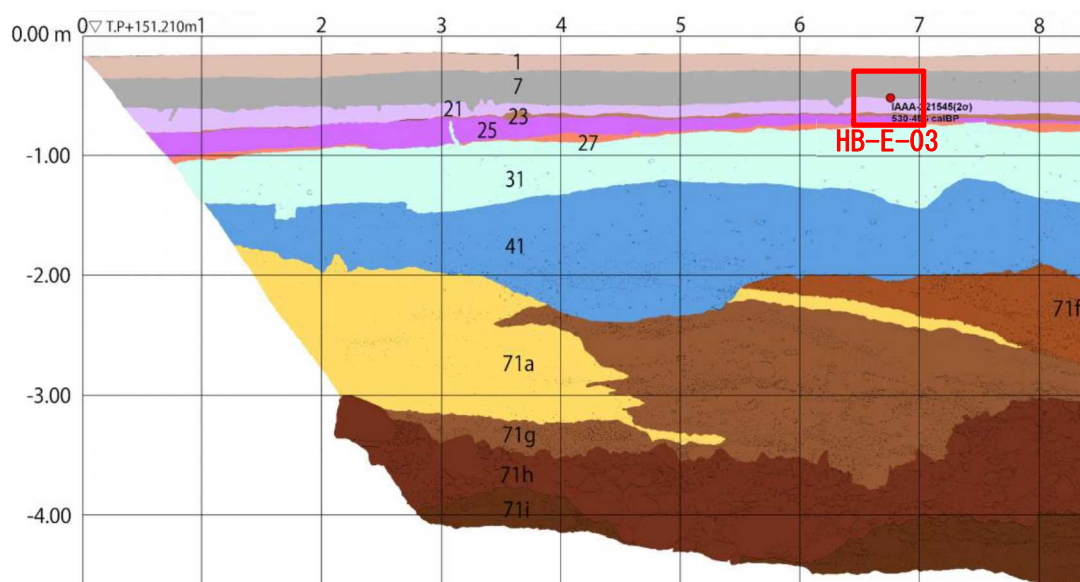


図 2.6.16 平川馬場トレンチ 年代試料サンプリング位置 (E 面) ①

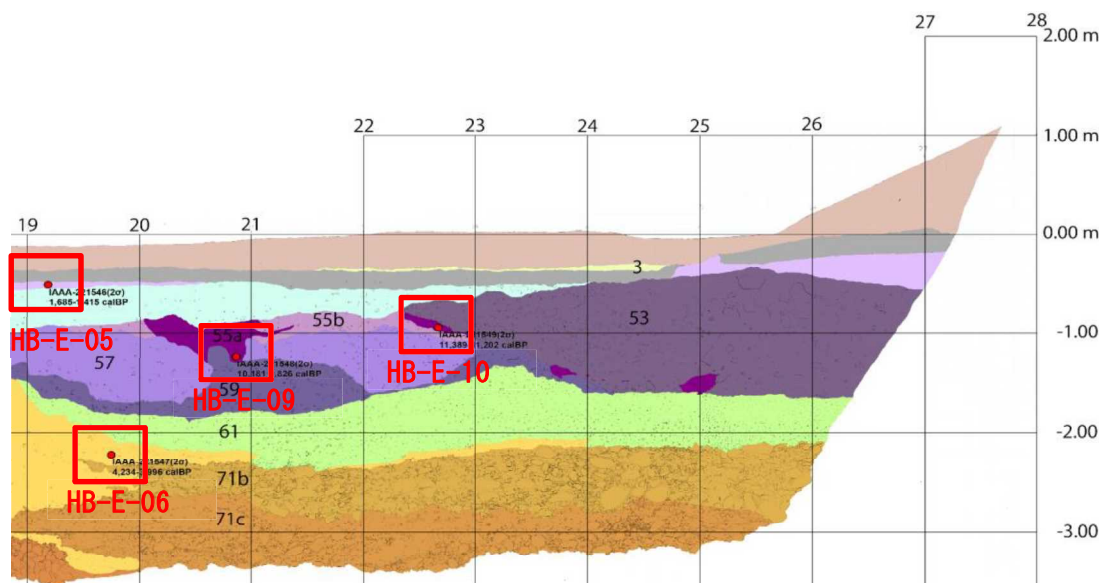


図 2.6.17 平川馬場トレンチ 年代試料サンプリング位置(E 面)②

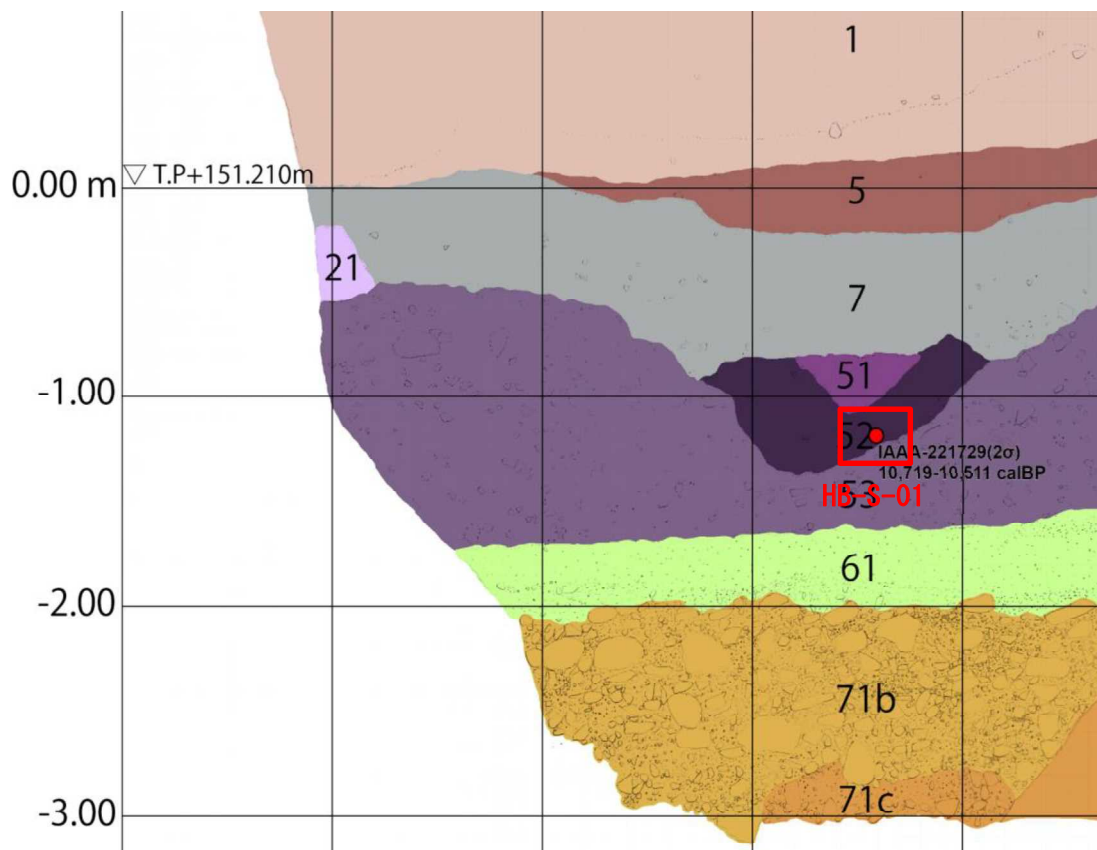


図 2.6.18 平川馬場トレンチ 年代試料サンプリング位置(S面)

表 2.6.4 平川馬場トレンチ 放射性炭素年代測定結果 (1)

測定番号	試料名	試料形態	処理方法	$\delta^{13}\text{C}$ (‰) (AMS)	$\delta^{13}\text{C}$ 補正あり	
					Libby Age (yrBP)	pMC (%)
IAAA-221545	HB-E-03	炭化物	AaA	-24.97 ± 0.20	470 ± 20	94.35 ± 0.24
IAAA-221546	HB-E-05	土壌	HCl	-19.66 ± 0.18	1,650 ± 20	81.46 ± 0.22
IAAA-221547	HB-E-06	炭化物	AaA	-27.04 ± 0.18	3,760 ± 20	62.60 ± 0.19
IAAA-221548	HB-E-09	土壌	HCl	-23.07 ± 0.24	8,890 ± 30	33.08 ± 0.13
IAAA-221549	HB-E-10	土壌	HCl	-19.99 ± 0.20	9,860 ± 30	29.31 ± 0.12
IAAA-221729	HB-S-01	土壌	HCl	-22.63 ± 0.26	9,400 ± 30	31.04 ± 0.13

表 2.6.5 平川馬場トレンチ 放射性炭素年代測定結果 (2)

測定番号	試料名	$\delta^{13}\text{C}$ 補正なし		暦年較正用 (yrBP)	1 σ 暦年代範囲	2 σ 暦年代範囲
		Age (yrBP)	pMC (%)			
IAAA-221545	HB-E-03	470 ± 20	94.35 ± 0.24	467 ± 20	520calBP - 505calBP (68.3%)	530calBP-496calBP (95.4%)
IAAA-221546	HB-E-05	1,560 ± 20	82.35 ± 0.22	1,647 ± 21	1550calBP - 1517calBP (62.0%) 1482calBP - 1479calBP (2.0%) 1431calBP - 1424calBP (4.3%)	1685calBP - 1678calBP (0.8%) 1589calBP - 1510calBP (73.6%) 1496calBP - 1471calBP (6.9%) 1455calBP - 1415calBP (14.2%)
IAAA-221547	HB-E-06	3,800 ± 20	62.34 ± 0.18	3,762 ± 23	4217calBP - 4211calBP (3.5%) 4153calBP - 4089calBP (64.7%)	4234calBP - 4197calBP (14.5%) 4183calBP - 4166calBP (2.9%) 4161calBP - 4080calBP (68.9%) 4036calBP - 3996calBP (9.1%)
IAAA-221548	HB-E-09	8,860 ± 30	33.21 ± 0.13	8,886 ± 32	10150calBP - 10111calBP (14.9%) 10076calBP - 10057calBP (7.2%) 10048calBP - 9984calBP (24.7%) 9967calBP - 9909calBP (21.5%)	10181calBP - 9892calBP (95.0%) 9833calBP - 9826calBP (0.4%)
IAAA-221549	HB-E-10	9,780 ± 30	29.61 ± 0.12	9,857 ± 33	11270calBP - 11218calBP (68.3%)	11389calBP - 11380calBP (1.5%) 11325calBP - 11202calBP (94.0%)
IAAA-221729	HB-S-01	9,360 ± 30	31.19 ± 0.13	9,398 ± 33	10680calBP - 10670calBP (5.6%) 10664calBP - 10576calBP (62.7%)	10719calBP - 10552calBP (89.7%) 10544calBP - 10511calBP (5.8%)

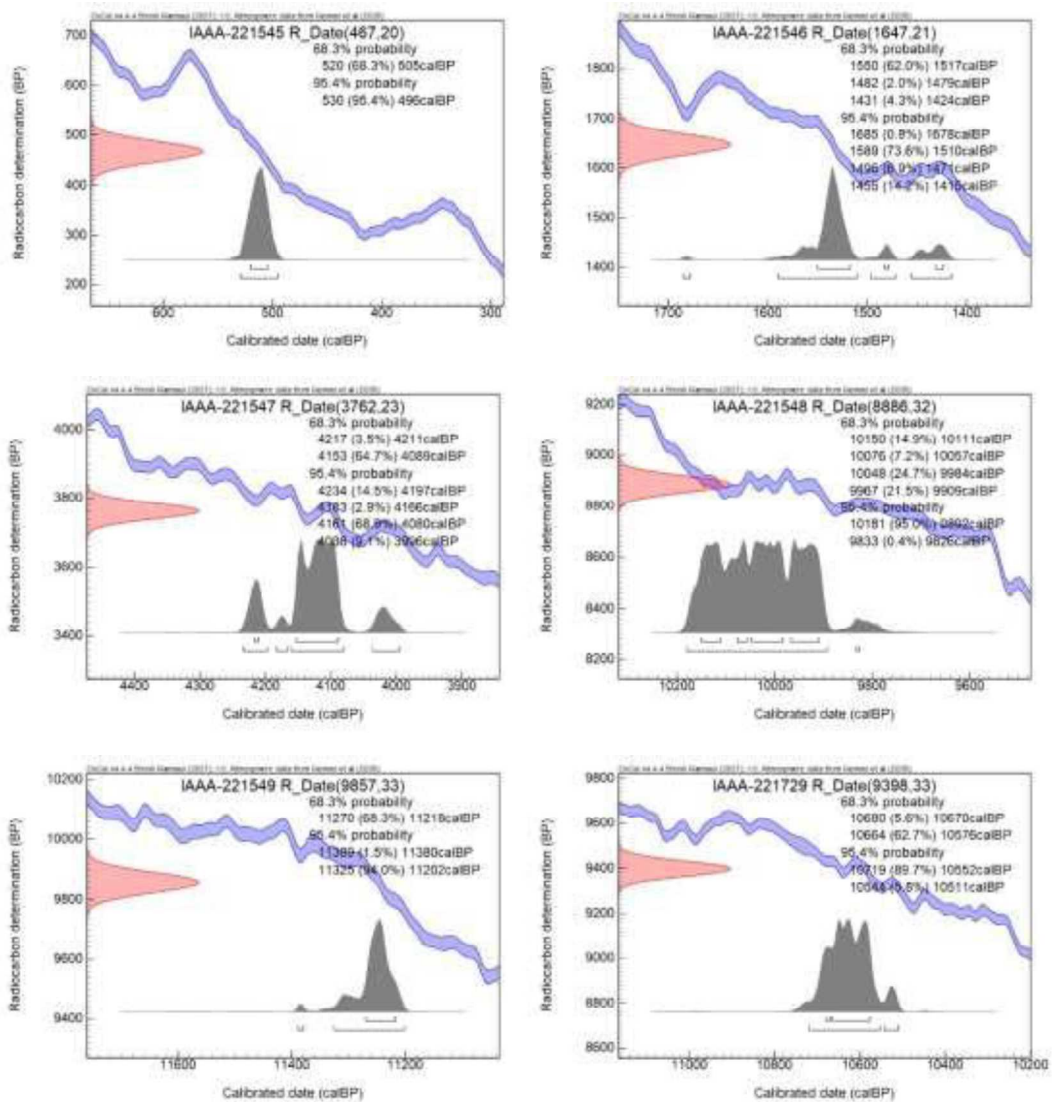


図 2.6.19 平川馬場トレンチ 暦年較正年代グラフ

(3) その他

①出土品

トレンチ壁面から産出した出土品の位置を図 2.6.20 に示す。

産出したものは剥片および土器片である(図 2.6.21)。剥片は石器作成時の残滓と考えられ、土器片には特徴的な縄目模様が認められた。大津町教育委員会からは、年代不明との見解が得られた。

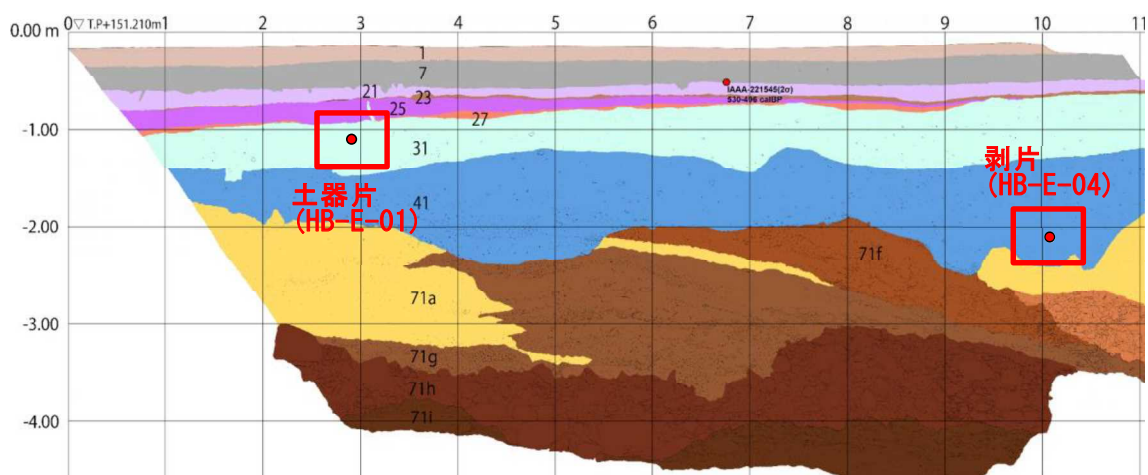


図 2.6.20 平川馬場トレンチ 出土品産出位置(E面)

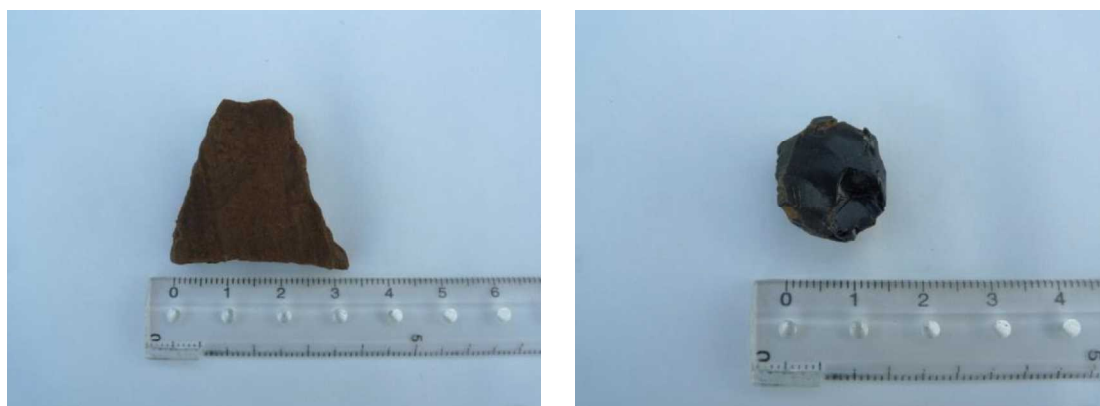


図 2.6.21 出土品 (左: 土器片[HB-E-01] 右: 剥片[HB-E-04])

②予備サンプリング

以下、平川馬場トレンチでの予備サンプル位置およびリストを示す。

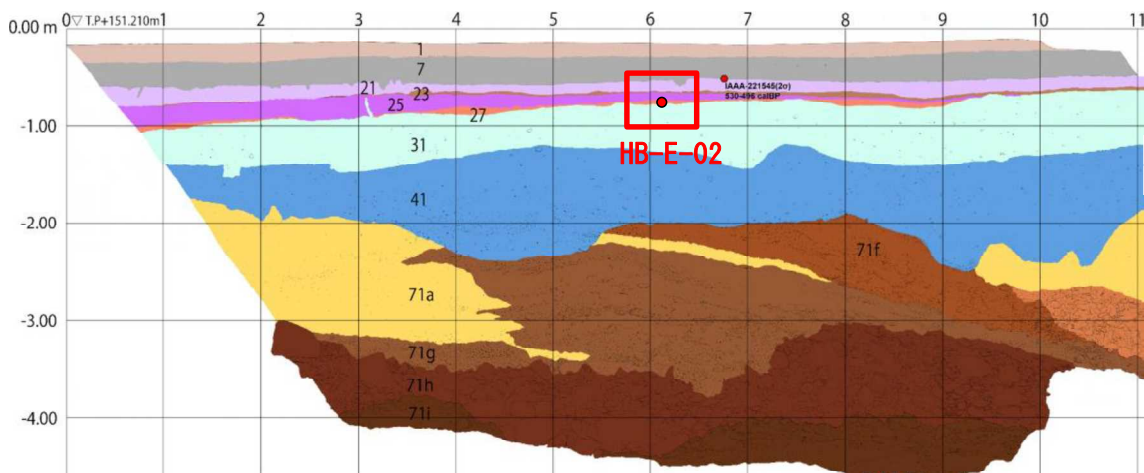


図 2.6.22 予備サンプル位置①

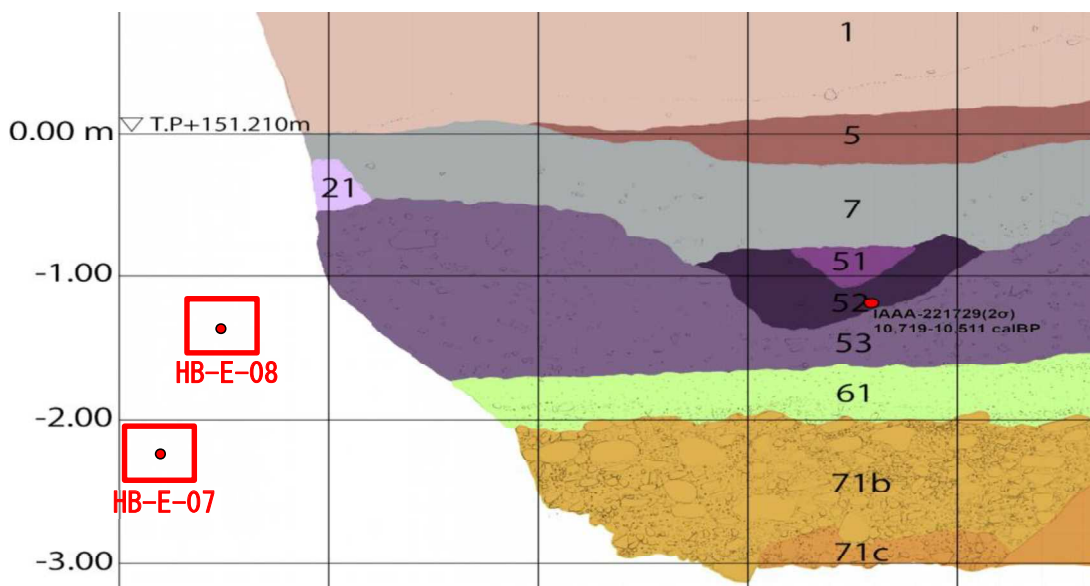


図 2.6.23 予備サンプル位置②

表 2.6.6 予備サンプルリスト

試料名	測線	深度	採取物	メモ
HB-E-02	6.27	-0.85	炭化物	整然層上部
HB-E-07	20.20	-2.12	炭化物	地すべり活動年代下限
HB-E-08	20.70	-0.90	土壌	地すべり活動年代上限

2.6.2.8. 周辺の地形判読

平川馬場トレンチ周辺の地形について、国土地理院地図基盤地図情報数値標高モデル（国土地理院提供）の5mメッシュを用いて1m等高線図および傾斜量図（図 2.6.24）を作成し、地形判読を実施した（図 2.6.25）。

トレンチ南側の山側斜面には地すべり地形がいくつか分布しており、トレンチ地点まで地すべり地形が達していることが認められる。トレンチ南側に確認された地すべり堆積物は当該地すべりによるものである。



図 2.6.24 トレンチ周辺の 1m 等高線図および傾斜量図

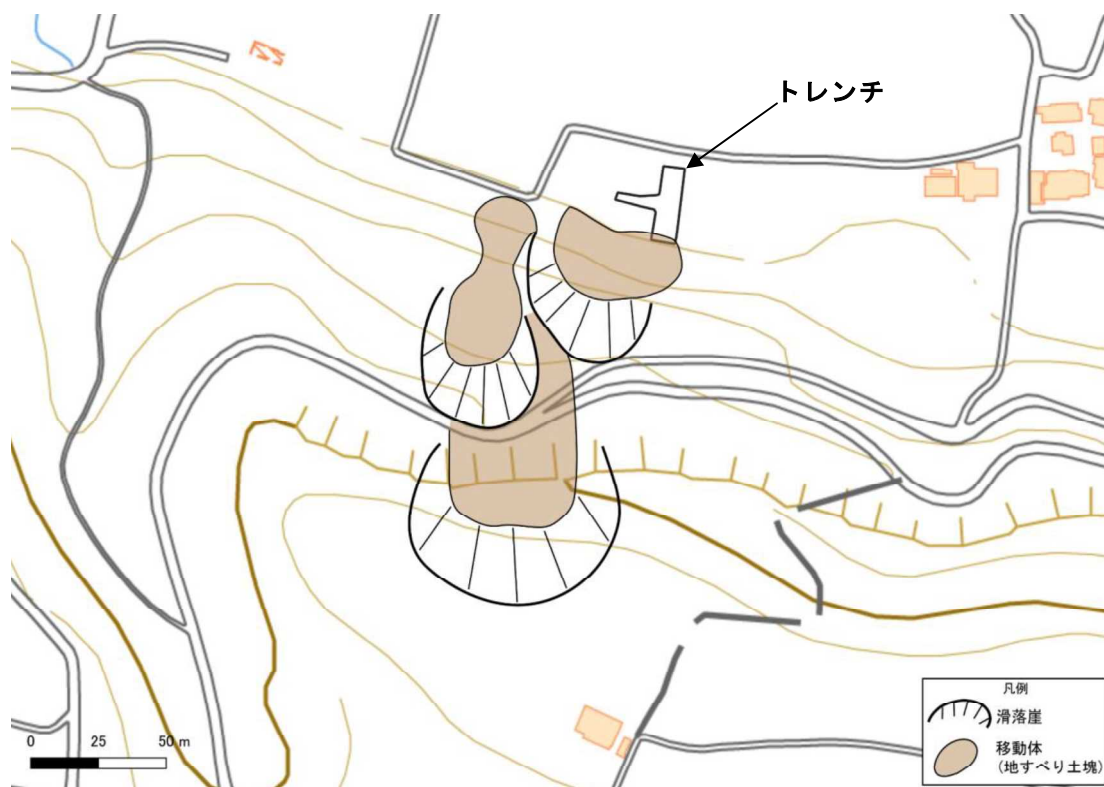


図 2.6.25 地形判読結果

2.6.3. ¹⁴C 放射性炭素年代測定結果のとりまとめ

2.6.3.1. 検討方法

過年度事業（構造計画研究所 2018, パスコ 2020, パスコ 2021, パスコ 2022）において加速器質量分析法（AMS 法）によって得られた未校正の年代値（yr BP）を用いて暦年補正（cal BP）を再検討し、¹⁴C 放射性炭素年代測定結果のとりまとめを実施した。未校正の年代値（yr BP）から暦年（cal BP）への校正には、OxCal 4.4（Bronk Ramsey, 2020）と IntCal 20 校正曲線（Reimer et al. 2020）を用いた。校正作業は OxCal Online (<https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal/OxCal.html>, Web interface build number:155, Last Updated:2023/7/2, © Christopher Bronk Ramsey 2023) にて実施した。地層を変位させるイベントの発年代については、OxCal Online を用いてベイズ推定（Bronk Ramsey 2008, 2009）し、年代幅の絞り込みを行った。ベイズ推定にはイベントの発生順序のみを考慮した [Sequence] 堆積モデル、前後関係を伴わずグルーピングのみを行う [Phase] 制約条件、各イベントの事前確率がグループ存在期間で一定とする [Boundary] グループおよび異常値分析としてスチューデント t 分布で確率 5% を用いた [Outlier_Model (“General”, “t”), Outlier(0.05)] を使用した（Bronk Ramsey 2009）。

また、年代値の制約を与えるために暦年補正の検討モデルに広域テフラの年代値も取り込むこととし、奥野（2019）を参考に阿蘇 4(Aso-4)テフラを約 89ka (Smith et al., 2013)、始良 TN(AT)テフラを 30,198~29,820 cal BP (2σ) (Smith et al., 2013) および鬼界アカホヤ(K-Ah)テフラを 7,165~7,303 cal BP (2σ) (Smith et al., 2013) とした。

最後に、導き出された暦年補正年代については 1 年ごとの推定精度を確保できていないため、10 年単位に丸めて年代表示を行った。

2.6.3.2. 検討対象

未校正の年代値（yr BP）を用いて暦年補正（cal BP）を再検討する対象は、過年度事業においてイベント発年代の推定が行われている福原トレンチ、陣内トレンチ、下町トレンチ、上陳東トレンチ、出ノロトレンチおよび小園トレンチであり、ベイズ推定（Bronk Ramsey 2008, 2009）はこれらの暦年補正結果のうちイベントの上下の年代制約が可能な範囲とした。

検討において必要となる加速器質量分析法（AMS 法）により得られた年代値を表 2.6.7 に取りまとめて示す。これらの年代値のうち、測定番号 Bata-シリーズは 10 年単位で丸められた yr.BP の値を、測定番号 IAAA-シリーズは暦年校正用と示された 1 年単位の yr.BP の値を用いることとした。

表 2.6.7 加速器質量分析法 (AMS 法) により得られた年代値

調査 年度	地区	測定試料				暦年校正用			14C年代			
		地層名	採取位置	番号	内容	測定番号	IntCal	yr.BP (σ 1 σ 補正あり)	yr.BP (σ 2 σ 補正あり)	calBP (誤率法-2 σ)	2 σ 範囲	
2017	福原	21	旧表土	中部	FKbE-2	炭	Bata-483596	13	\pm	1,150 \pm 30	(95.4%)1174-979	1174-979 calBP
		31	薄褐色砂質シルト層	機下部	FKbW-3	炭	Bata-483599	13	\pm	5,070 \pm 30	(95.4%)5905-5745	5905-5745 calBP
		35	シルト質砂礫層	機上部	FKbE-1	堆積物	Bata-483595	13	\pm	4,190 \pm 30	(71.5%)4765-4620, (23.9%)4840-4785	4840-4620 calBP
2019	神内	45	砂礫層	機下部	FKbW-1	堆積物	Bata-483598	13	\pm	3,870 \pm 30	(89.7%)4414-4227, (4.3%)4200-4178, (1.4%)4169-4160	4414-4160 calBP
		32	斜面堆積物	中央	JN-S06B_19	堆積物	Bata-550202	13	\pm	3,440 \pm 30	(71.2%)3734-3613, (5.4%)3827-3787, (8.8%)3778-3741	3827-3613 calBP
		44	腐植質堆積物	下部	JN-S04B_19	堆積物	Bata-546720	13	\pm	10,480 \pm 30	(91.6%)12562-12380, (3.9%)12277-12238, (0.9%)12325-12306	12562-12238 calBP
		46b-1	腐植質堆積物	-	JN-S11B_19	堆積物	Bata-550203	13	\pm	9,790 \pm 30	(95.4%)11245-11185	11245-11185 calBP
		46b-2	腐植質堆積物	低下部	JN-S13B_19	堆積物	Bata-550205	13	\pm	12,010 \pm 40	(95.4%)13999-13749	13999-13749 calBP
		54a	腐植質堆積物	低下部	JN-S12B_19	堆積物	Bata-550204	13	\pm	11,960 \pm 30	(81.5%)13863-13723, (13.9%)13971-13880	13971-13723 calBP
		54b	腐植質堆積物	低下部	JN-S14B_19	堆積物	Bata-550206	13	\pm	12,520 \pm 40	(95.4%)15090-14434	15090-14434 calBP
		54c	腐植質堆積物	-	JN-S02B_19	堆積物	Bata-546718	13	\pm	11,200 \pm 40	(95.4%)13141-12996	13141-12996 calBP
		54d	斜面～谷埋堆積物	-	JN-S03B_19	堆積物	Bata-546719	13	\pm	12,220 \pm 40	(95.4%)14256-13984	14256-13984 calBP
		2020	下町	27	チャネル1(堆積物)	中部	SMW(8.8.3.2)	堆積物	IAAA-201723	20	2532 \pm 24	2530 \pm 20
31	チャネル2(シルト・砂層)			上部	SMW(8.9.3.3)	堆積物	IAAA-201724	20	2433 \pm 23	2430 \pm 20	(70.9%)2513-2357, (17.3%)2695-2638, (7.3%)2615-2593	2695-2357 calBP
34	有機質シルト～砂			-	SMW(5.8.3.7)	堆積物	IAAA-201726	20	2140 \pm 22	2140 \pm 20	(74.7%)2154-2044, (16.0%)2295-2264, (4.8%)2023-2005	2295-2005 calBP
56	黒色シルト			水平層	SMW(12.9.2.8)	堆積物	IAAA-201728	20	11752 \pm 41	11750 \pm 40	(73.8%)13669-13500, (21.7%)13751-13677	13751-13500 calBP
F3	断層包層物			断面上	SMW(4.9.4.2)	炭	IAAA-201729	20	8784 \pm 34	8780 \pm 30	(78.5%)9421-9194, (16.9%)9184-9135	9421-9135 calBP
12	黒色シルト (雨期堆積物)			下部	KJE(1.1.0.5)	堆積物	IAAA-201720	20	2120 \pm 24	2120 \pm 20	(92.0%)2148-2001, (3.0%)2287-2276	2287-2001 calBP
16	褐色シルト (雨期堆積物)			中部	KJE(4.6.2.5)	炭	IAAA-201721	20	2853 \pm 25	2850 \pm 30	(95.4%)3060-2878	3060-2878 calBP
19	黒色シルト (雨期堆積物)			下部	KJE(4.5.3.4)	堆積物	IAAA-201722	20	11088 \pm 39	11090 \pm 40	(95.4%)13096-12910	13096-12910 calBP
2021	上院東	17	黄色火山灰 (雨期堆積物)	中部	KJW(4.2-2.7)	炭	IAAA-211545	20	3070 \pm 24	3070 \pm 20	(95.4%)3260-3214	3260-3214 calBP
		10	旧表土	下部	IDW-04	堆積物	IAAA-211707	20	1300 \pm 22	1300 \pm 20	(51.1%)1230-1176, (44.4%)1289-1241	1289-1176 calBP
		12	砂礫	中部	IDW-11	炭	IAAA-211709	20	2009 \pm 23	2010 \pm 20	(95.4%)1999-1879	1999-1879 calBP
		16	砂礫リリシルト	下部	IDF-08	炭	IAAA-211544	20	2489 \pm 21	2490 \pm 20	(95.4%)2721-2488	2721-2488 calBP
	出ノ口	30	火山灰 (斜面堆積物)	上部	IDW-12	炭	IAAA-211710	20	2168 \pm 22	2170 \pm 20	(46.8%)2305-2229, (45.7%)2181-2097, (2.4%)2084-2063, (0.5%)2204-2198	2305-2063 calBP
		40	粘土質砂礫	中部	IDW-07	炭	IAAA-211708	20	8931 \pm 34	8930 \pm 30	(50.0%)10086-9909, (36.4%)10197-10110	10197-9909 calBP
		46a	深湿じり粘土 (暗褐色土)	上部	IDE-05	堆積物	IAAA-211542	20	9673 \pm 37	9670 \pm 40	(65.4%)11202-11068, (23.5%)10956-10868, (5.3%)10849-10805, (1.3%)11024-11009	11202-10805 calBP
		46c	深湿じり粘土 (暗褐色土)	上部	IDE-06	堆積物	IAAA-211543	20	9898 \pm 36	9900 \pm 40	(95.4%)11399-11224	11399-11224 calBP
		50a	深湿じり粘土 (暗褐色土)	上部	IDE-03	堆積物	IAAA-211541	20	9983 \pm 37	9980 \pm 40	(93.4%)11623-11267, (2.1%)11689-11671	11689-11267 calBP
		52a	凝結砂礫混合シルト (黒色土)	-	IDE-02	堆積物	IAAA-211540	20	12357 \pm 42	12360 \pm 40	(71.6%)14581-14151, (23.9%)14833-14683	14833-14151 calBP
	小園	54a	シルト (黒色土)	上部	IDE-01	堆積物	IAAA-211539	20	12749 \pm 43	12750 \pm 40	(95.4%)15351-15047	15351-15047 calBP
		11	シルト	上部	OZN-D4	堆積物	IAAA-211714	20	13130 \pm 46	13130 \pm 50	(95.4%)15925-15590	15925-15590 calBP
		13	砂質シルト (黒色土)	上部	OZN-03	堆積物	IAAA-211713	20	18337 \pm 62	18340 \pm 60	(95.4%)22421-22137	22421-22137 calBP
		17	砂質シルト (黒色土)	断層	OZW-01	堆積物	IAAA-211715	20	20616 \pm 69	20620 \pm 70	(95.4%)25085-24599	25085-24599 calBP
19		砂質シルト (黒色土)	上部	OZN-02	堆積物	IAAA-211712	20	24762 \pm 99	24760 \pm 100	(95.4%)29182-28783	29182-28783 calBP	
21		砂質シルト (黒色土)	下部	OZN-D1	堆積物	IAAA-211711	20	26075 \pm 104	26080 \pm 100	(84.1%)30485-30057, (11.4%)30737-30530	30737-30057 calBP	

2.6.3.3. 検討結果

(1) 福原地区

福原地区の検討結果を以下より示す。イベント3の年代値の下限はAso-4に対比される可能性がある61層である。イベント3の 2σ の推定では細かく年代幅が示されているものの、実際にはAso-4以降3,130cal BP以前である。

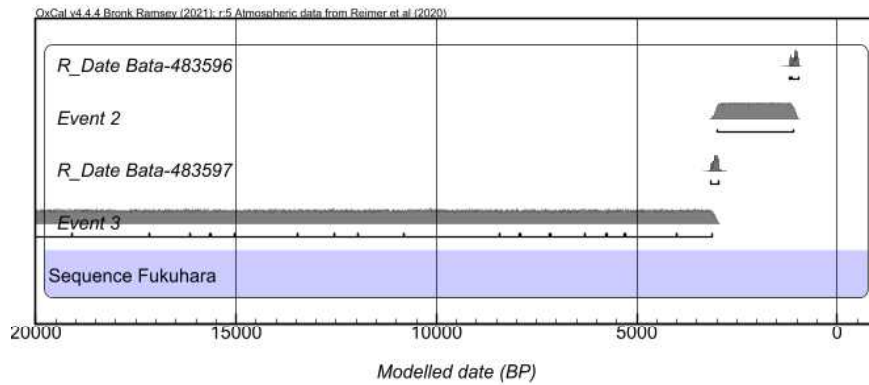


図 2.6.26 作成したモデル（福原地区）

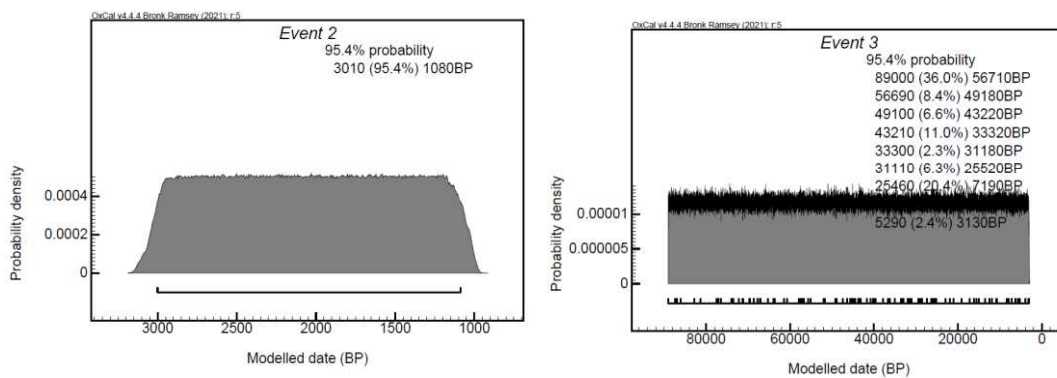


図 2.6.27 推定したイベント年代（福原地区）

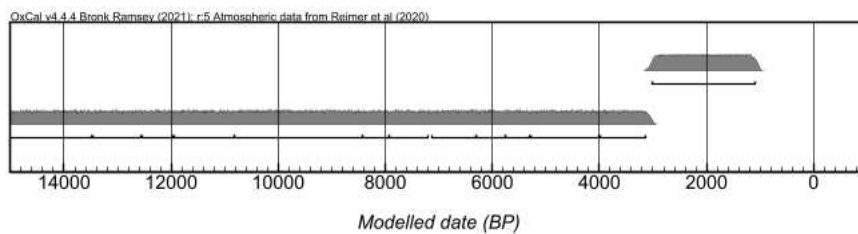


図 2.6.28 検討結果（福原地区）

(2) 陣内地区

陣内地区の検討結果を以下より示す。

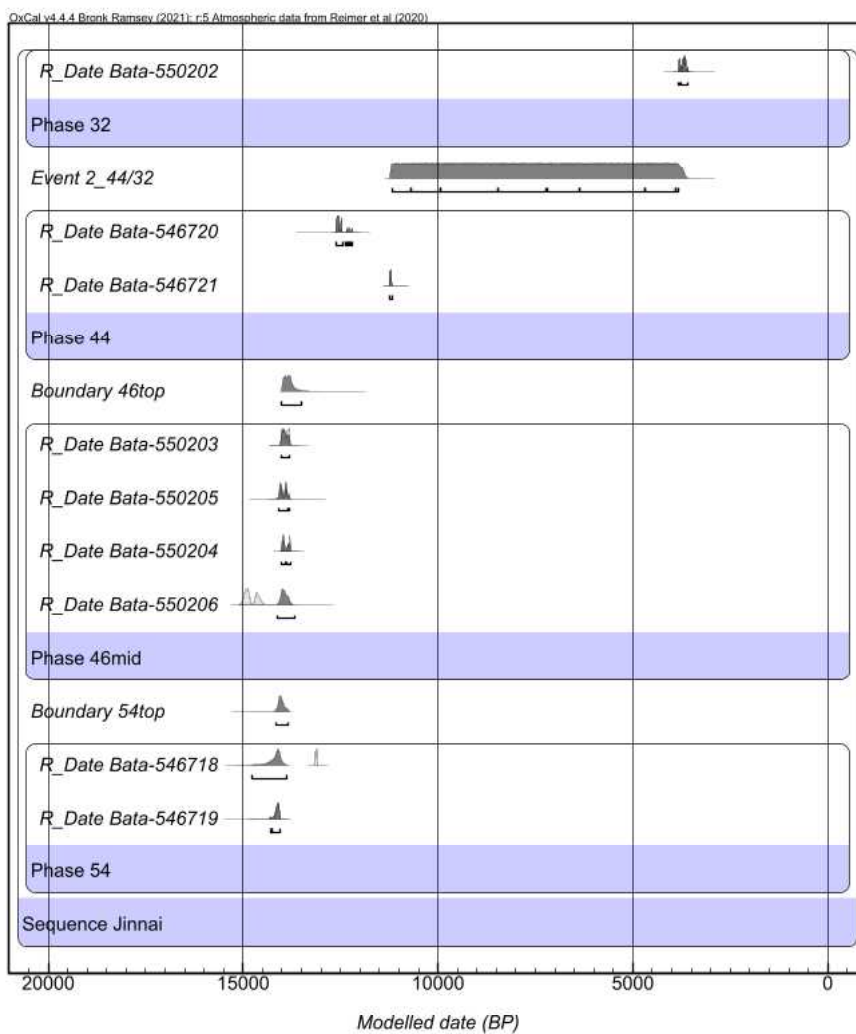


図 2.6.29 作成したモデル 1 (陣内地区)

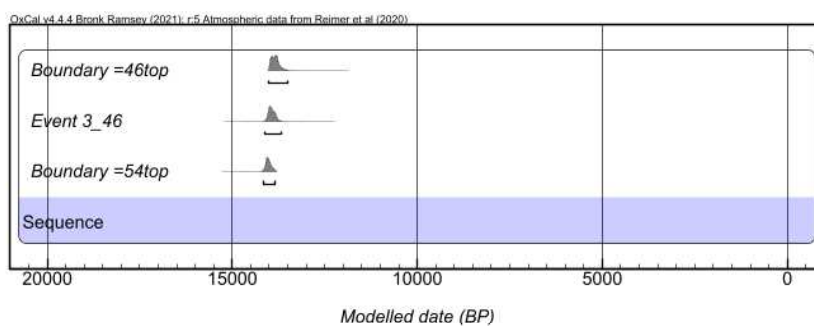


図 2.6.30 作成したモデル 2 (陣内地区)

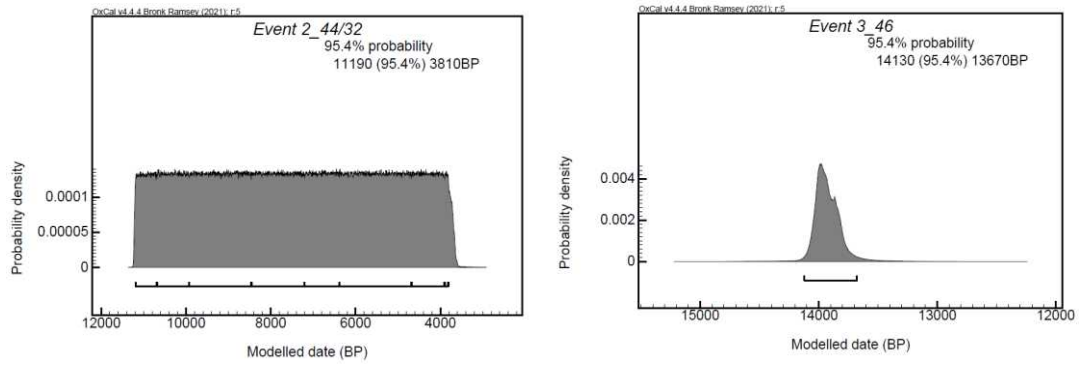


図 2.6.31 推定したイベント年代（陣内地区）

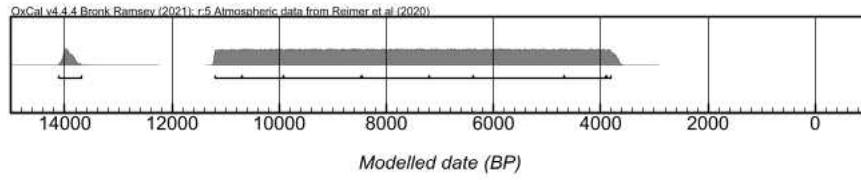


図 2.6.32 検討結果（陣内地区）

(3) 下町地区

下町地区の検討結果を以下より示す。イベント 2 および 3 については変位を与えている地層の差によって 2 回のイベントに分離されるものの、年代値の上限はともに 2016 熊本地震である。そのため、イベント発生年代 (2σ) は 2,250 cal BP 以降 2016 以前に 2 回である。

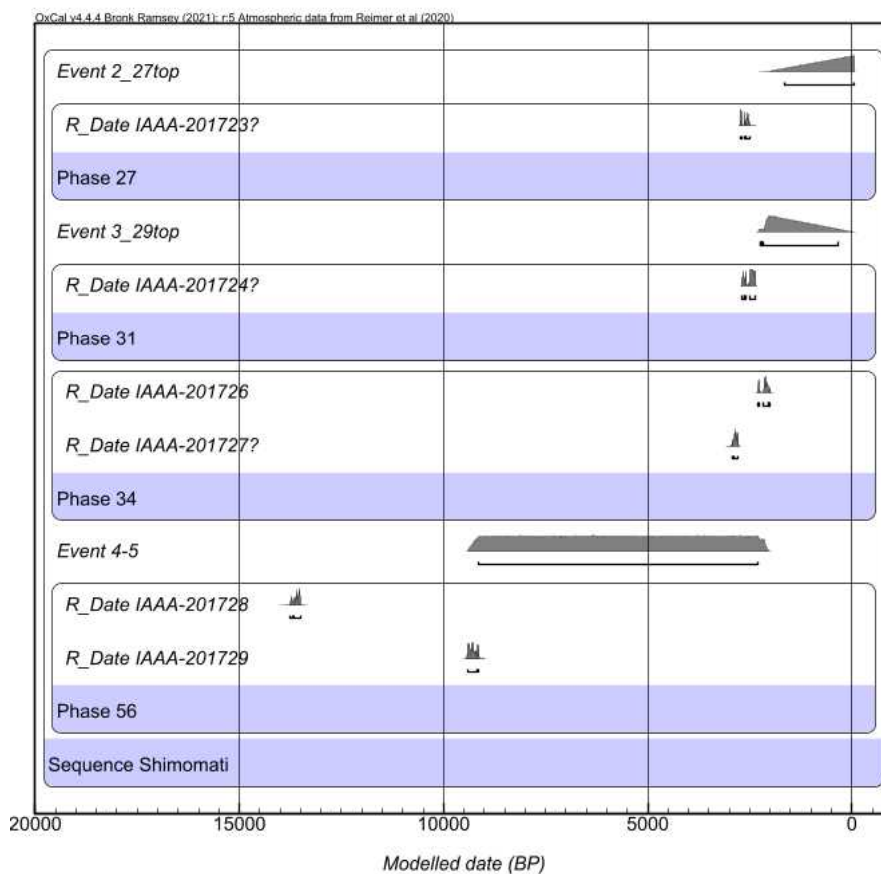


図 2.6.33 作成したモデル（下町地区）

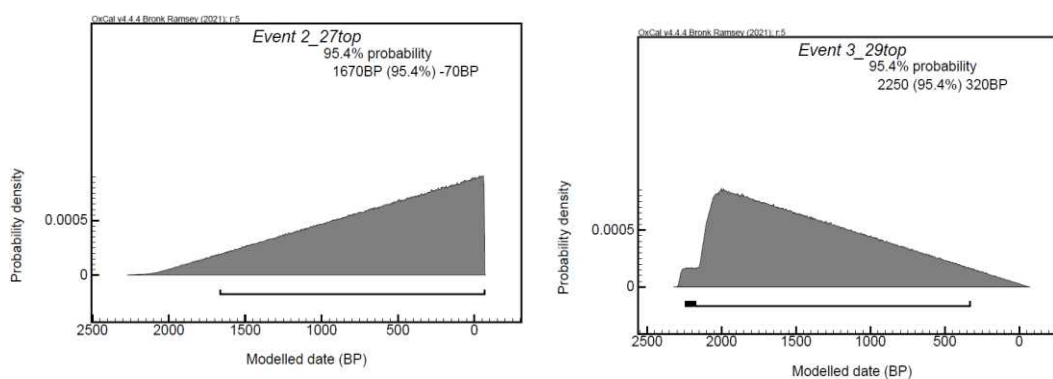


図 2.6.34 推定したイベント年代 1（下町地区）

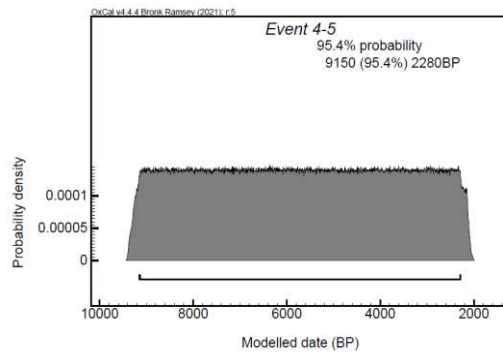


図 2.6.35 推定したイベント年代 2 (下町地区)

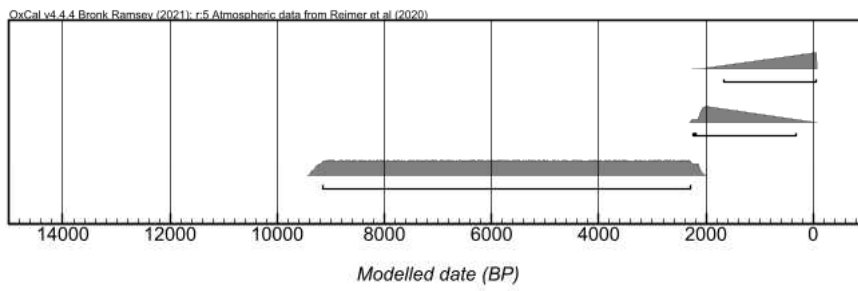


図 2.6.36 検討結果 (下町地区)

(4) 上陳東地区

上陳東地区の検討結果を以下より示す。イベント 2 および 3 の年代値の下限は Aso-4 に対されると考えられる 32 層である。イベント 2 および 3 の 2σ の推定では細かく年代幅が示されているものの、実際には Aso-4 以降 13,070cal BP 以前である。

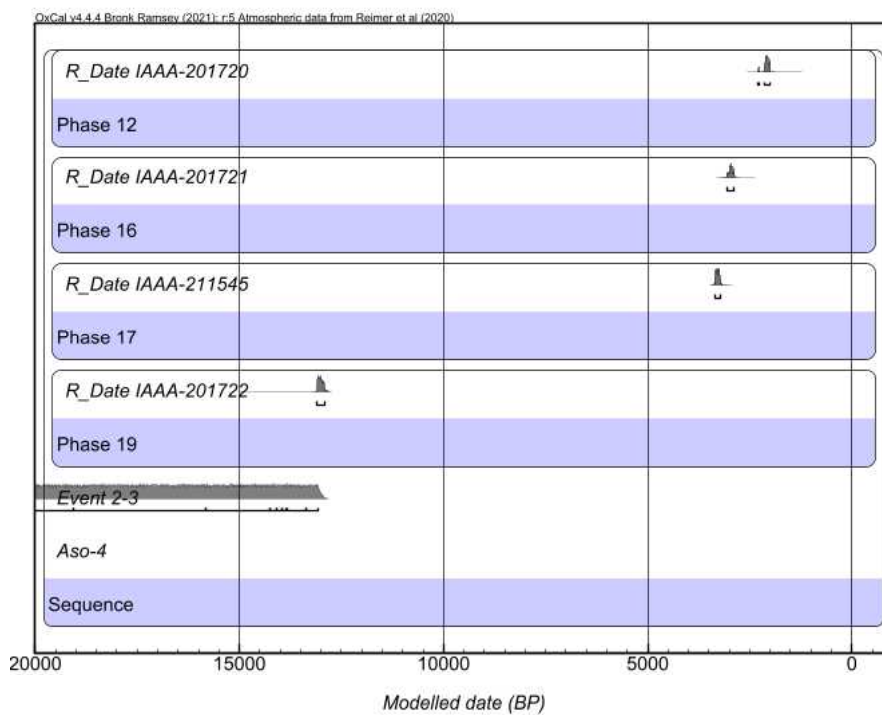


図 2.6.37 作成したモデル（上陳東地区）

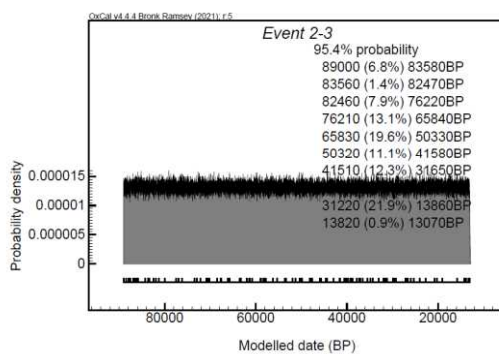


図 2.6.38 推定したイベント年代（上陳東地区）

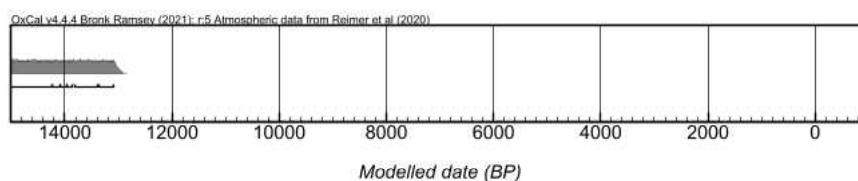


図 2.6.39 検討結果（上陳東地区）

(5) 出ノ口地区

出ノ口地区の検討結果を以下より示す。

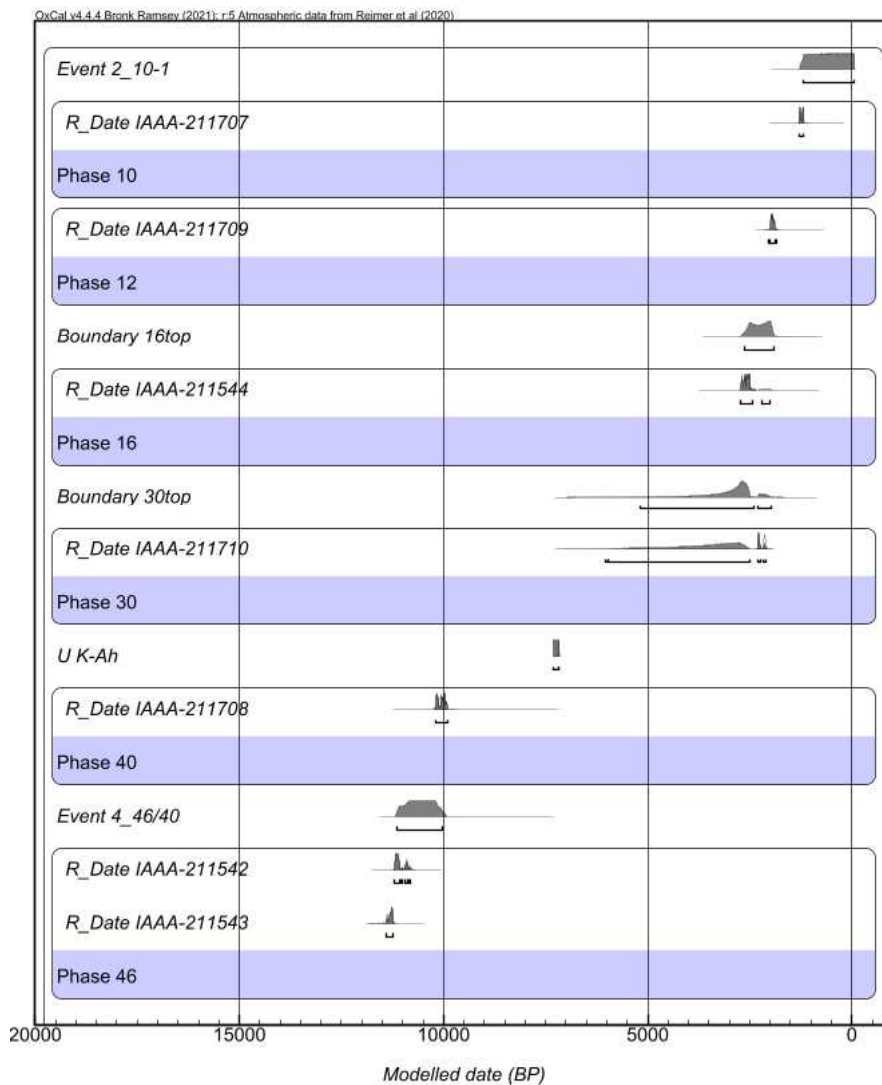


図 2.6.40 作成したモデル 1 (出ノ口地区)

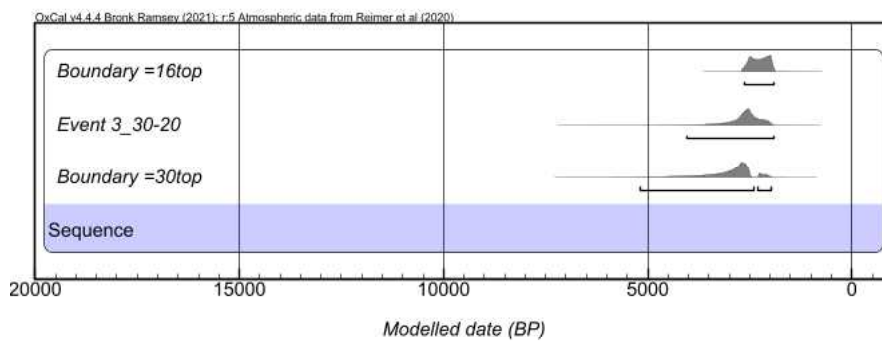


図 2.6.41 作成したモデル 2 (出ノ口地区)

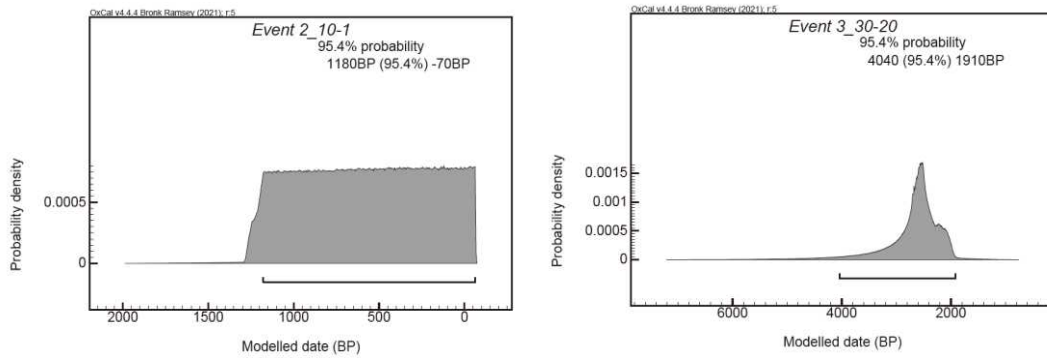


図 2.6.42 推定したイベント年代 1 (出ノ口地区)

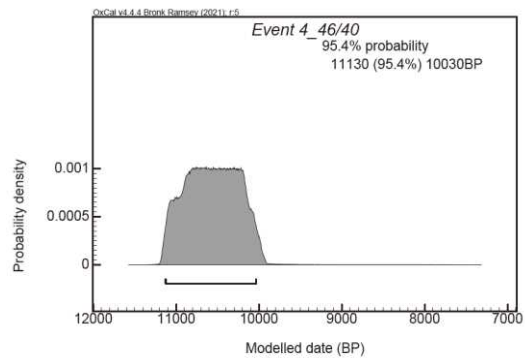


図 2.6.43 推定したイベント年代 2 (出ノ口地区)

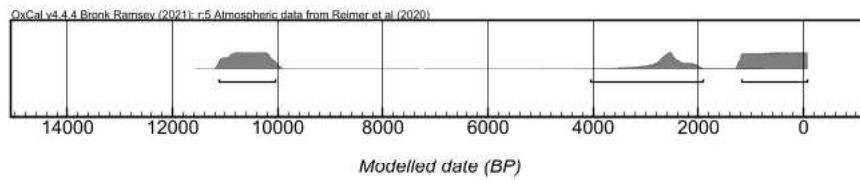


図 2.6.44 検討結果 (出ノ口地区)

(6) 小園地区

小園地区の検討結果を以下より示す。イベント 2 および 3 の年代値の上限はともに 2016 熊本地震である。そのため、イベント発生年代 (2σ) は 15,620 cal BP 以降 2016 以前に 2 回である。

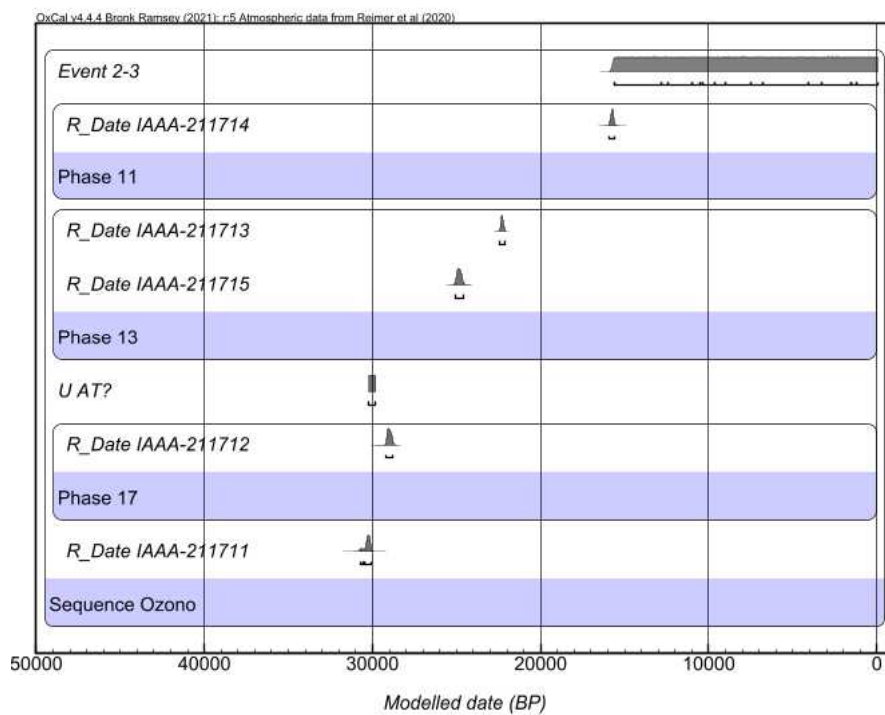


図 2.6.45 作成したモデル (小園地区)

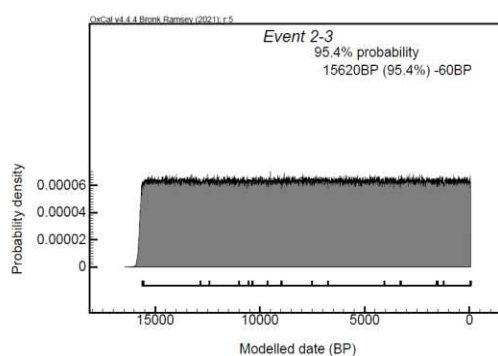


図 2.6.46 推定したイベント年代 (小園地区)

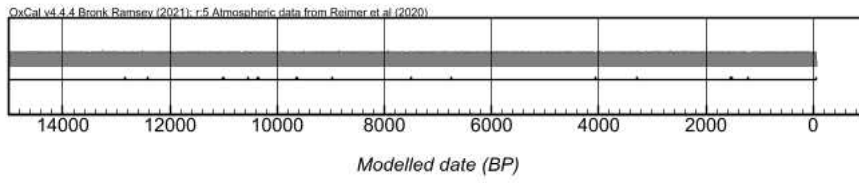


図 2.6.47 検討結果 (小園地区)

2.6.4. 活断層活動履歴のとりまとめ

2.6.4.1. 副断層活動履歴のとりまとめ

本事業において検討した副断層の活動履歴を対象に、主断層における活動履歴との比較を行った（図 2.6.48）。比較対象とした主断層の活動履歴については、本事業と同様にベイズ推定を用いて活断層の活動年代の絞り込みを実施しており、かつ、布田川断層布田川区間の中央部付近で実施された既往研究である Ishimura et al. 2022 を用いた。2016 年熊本地震に先立つ主断層での活動イベントである 2,150 cal BP～1,460 cal BP について、福原地区、出ノ口地区、小園地区および下町地区では同時に副断層の活動があった可能性が示されたものの、上陳東地区および陣内地区では同時には活動していない可能性が示されている。これらのことは、過年度事業（パスコ、2022）において指摘された『副断層の活動イベントとして確認された時期には布田川断層本体のイベントの認定がないケース、あるいは布田川断層本体でのイベントがあるにもかかわらず、副断層のトレンチ内で断層活動イベントが確認できないケースも存在する』ことが明瞭に示されたものである。

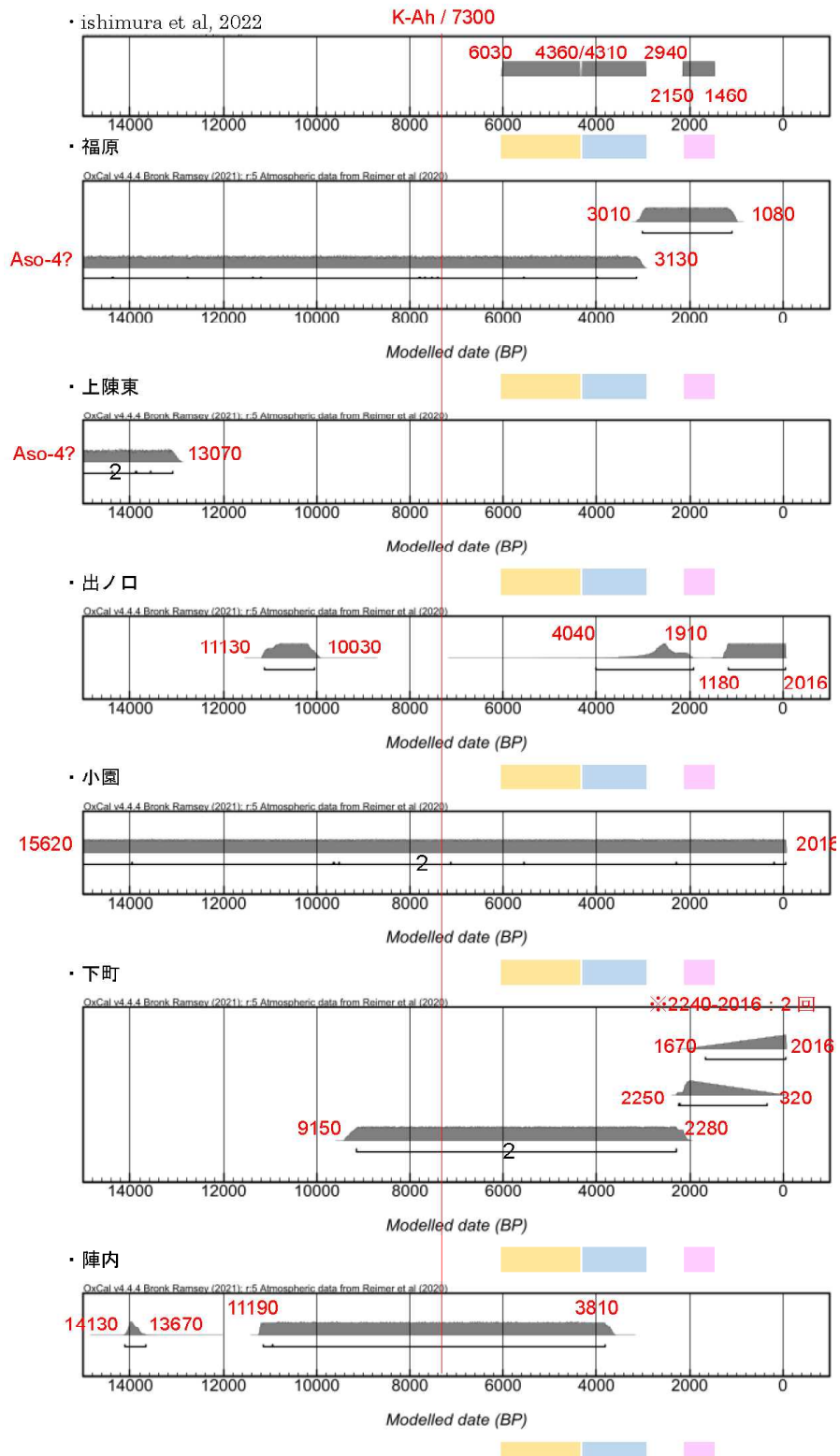


図 2.6.48 活断層活動履歴（副断層）のとりまとめ結果
 （黄色・青色・桃色の各着色は Ishimura et al., 2022 における主断層の活動履歴に対応）

2.6.4.2. 主断層および副断層における活断層活動履歴のとりまとめ

主断層および副断層における活断層の活動履歴を図 2.6.49 に取りまとめて示す。ここで示した各イベントは、2016 年熊本地震以降に報告された既往文献から布田川断層布田川区間、阿蘇カルデラ周辺および出ノ口断層の活断層活動履歴を整理したものである。布田川断層の主断層においては、およそ 2000 年前の断層活動イベントが広範囲で確認される一方で、2.6.4.1 章で示したように、副断層においては必ずしも同時に活動しているわけではないことが読み取れる。出ノ口断層については、取りまとめた既往文献が少ないものの、出ノ口断層に限れば主断層と副断層の活動が同時に発生している可能性を示唆している。

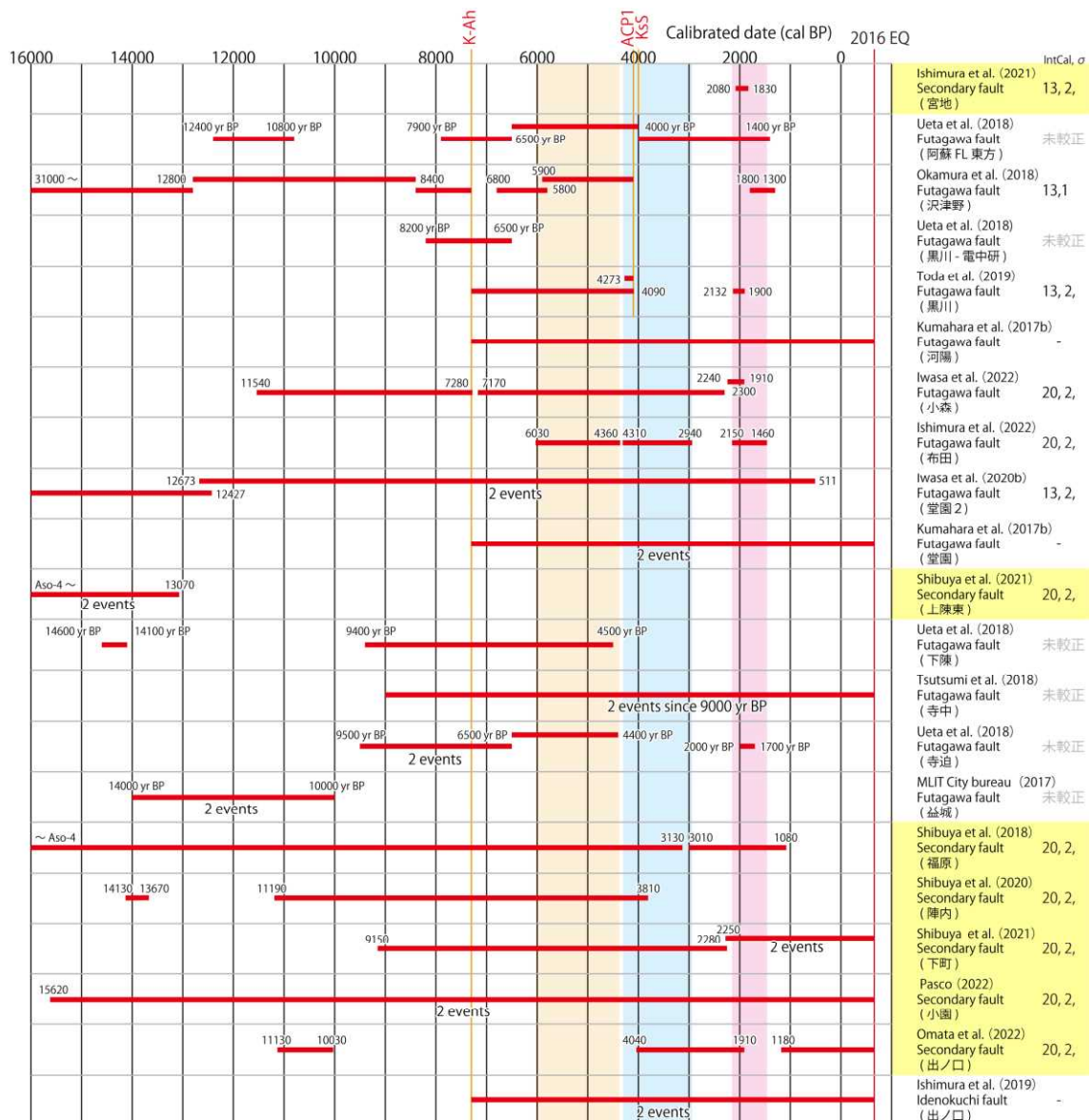


図 2.6.49 2016 年熊本地震以降に報告された布田川断層布田川区間～阿蘇カルデラ周辺および出ノ口断層における活断層活動履歴。年代値に yr BP と記載のあるイベントは暦年補正がなされていない未校正の年代値。暦年校正された年代値については表の右端に使用された IntCal のバージョンおよび確率分布の領域 (1σ ないし 2σ) を示した。年代値の桃色・水色・薄橙色については Ishimura et al. 2022 において断層イベントが推定された区間。右端が黄色に着色された資料は副断層に分類される断層イベント。

2.6.4.3. 平川馬場トレンチにおける地すべり発生年代の推定

平川馬場トレンチにおいて実施した放射性炭素年代測定結果より、OxCal Online を用いたベイズ推定 (Bronk Ramsey 2008, 2009) を実施し、地すべり発生年代の絞り込みを行った。検討の結果、地すべりの発生年代は 4,060~1,550 cal BP (2σ) と推定された。

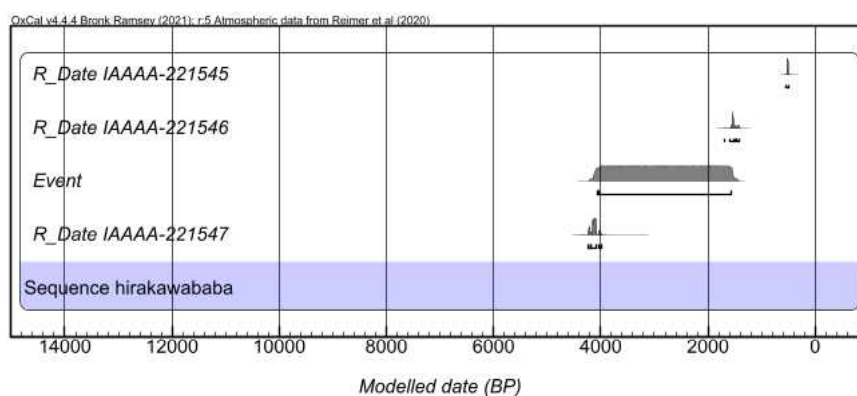


図 2.6.50 作成したモデル (平川馬場地区)

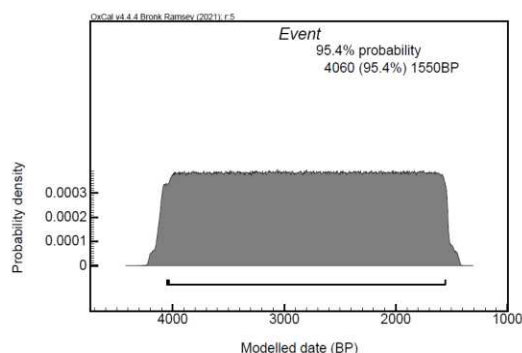


図 2.6.51 推定したイベント年代 (平川馬場地区)

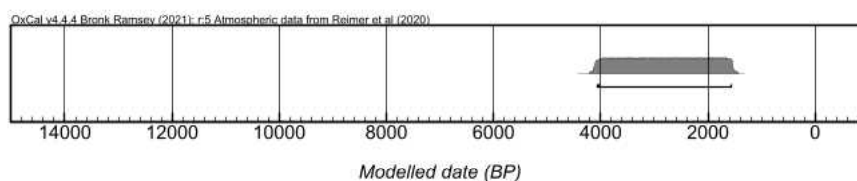


図 2.6.52 検討結果 (平川馬場地区)

2.6.5. 表層付近の副断層の性状及び活動履歴の検討結果

地中レーダ探査断面の解析結果および既存ボーリング資料から極浅部地下構造を検討した結果、副断層トレンチ調査地点として平川馬場地区を選定した。平川馬場地区においてトレンチ調査壁面から識別した地層は、低地帯を埋積した河川堆積物、地すべり土塊、表面の凹凸を均すように堆積している古土壌および人工地盤である。堆積年代は暦年補正 (2σ) の年代値で河川堆積物から 4,234~3,996 cal BP、地すべり土塊から 11,389~9,826 cal BP、古土壌から 1,685~1,415 cal BP、人工地盤最下面から 530~496 cal BP の測定値が得られた。地すべりの発生は河川堆積物堆積後、古土壌堆積前に起こったものと考えられる。ベイズ推定を用いた検討の結果、地すべりの発生年代は 4,060~1,550 cal BP (2σ) と推定された。トレンチ掘削断面からは LC-InSAR 図および 2.5 次元解析で識別された地表変位に相当する断層変位は確認されなかった。そのため、トレンチ掘削位置東側 (平川 1 地点) の地中レーダ探査で得られた反射の不連続については、粗粒な礫層と細粒な砂層との境界部など、断層以外の構造を示しているものと推察される。断層変位が確認されなかった理由としては、①断層がトレンチ掘削位置よりも北側の平野部にある可能性、②断層による変位がトレンチ下部に確認された礫層内で分散し目視では識別できない可能性、③断層がトレンチ掘削位置よりも南側の山地部にある可能性の 3 パターンが考えられる。

2016 年熊本地震発生以後、布田川断層 (布田川区間) では多くのトレンチ調査が実施されており、Ishihara et al. (2022) によると、ベイズ推定を用いた検討の結果、鬼界アカホヤ (K-Ah) テフラ以降で 3 回 (6,030~4,360 cal BP、4,310~2,940 cal BP、2,150~1,460 cal BP)、始良 Tn (AT) テフラ以降で平均すると 1.5-2.0 kyr に 1 回の間隔で断層活動イベントが発生しているとされる。過年度事業 (構造計画研究所 2018, パスコ 2020, パスコ 2021, パスコ 2022) における副断層の活動年代についてベイズ推定を用いた再検討を行った結果、福原地区は Aso-4 以降 3,130 cal BP 以前、3,010~1,080 cal BP の計 2 回、上陳東地区は Aso-4 以降 13,070 cal BP 以前で 2 回、出ノ口地区は 11,130~10,030 cal BP、4,040~1,910 cal BP、1,180 以降 熊本地震以前の計 3 回、小園地区は 15,620 以降 熊本地震以前で 2 回、下町地区は 9,150~2,280 cal BP で 2 回、2,250 以降 熊本地震以前で 2 回の計 4 回、陣内地区は 14,130~13,670 cal BP の計 2 回である。鬼界アカホヤ (K-Ah) テフラ以降に限って考えれば、福原地区、出ノ口地区、小園地区、下町地区および陣内地区で 1 回以上の断層活動イベントが識別された。これらは主断層において Ishimura et al. (2022) で示された鬼界アカホヤ (K-Ah) テフラ以降の 3 回の断層活動イベントと調和的である。本事業において実施した平川馬場地区で地すべりが発生した年代は、これらの主断層および副断層における断層活動イベントと時期が重なる。平川馬場地区のトレンチでみられた地すべりは、それらの断層活動イベントのいずれかに誘発されて発生した可能性がある。

2.7. 参考文献

- 1) Antonie S. L., Y. Klinger, A. Delorme, R. D. Gold (2022) Off-Fault Deformation in Regions of Complex Fault Geometries: The 2013, Mw7.7, Baluchistan Rupture (Pakistan), JGR Solid Earth, Volume127, Issue11.
- 2) Bronk Ramsey C. (2008) Deposition models for chronological records. Quaternary Science Reviews 27(1-2):42-60.
- 3) Bronk Ramsey, C. (2009) Bayesian analysis of radiocarbon dates. Radiocarbon, 51, 337-360.
- 4) 物理探査学会 (2000) 物理探査適用の手引き, 311p. 物理探査学会物理探査要領作成委員会.
- 5) 物理探査学会 (2008) 新版 物理探査適用の手引き, 539p. 物理探査学会物理探査要領作成委員会.
- 6) 古澤 明 (1995) 火山ガラスの屈折率測定および形態分類とその統計的な解析に基づく手フラの識別, 地質学雑誌, 101, p123-133.
- 7) 古澤 明 (2003) 洞爺火山灰降下以降の岩手火山のテフラの識別, 地質学雑誌, 109, p1-19.
- 8) 石村大輔・堤 浩之・高橋直也・小田龍平・松風 潤・金田平太郎・小林幹也・熊原康博・小林 淳・市原季彦 (2019) 熊本県西原村、出ノ口断層における古地震調査, 日本地球惑星科学連合 2019 年大会講演予稿集, SSS15-16
- 9) Ishimura Daisuke , Hiroyuki Tsutsumi, Shinji Toda, Yo Fukushima, Yasuhiro Kumahara, Naoya Takahashi, Toshihiko Ichihara and Keita Takada (2021) Repeated triggered ruptures on a distributed secondary fault system: an example from the 2016 Kumamoto earthquake, southwest Japan, Earth, Planets and Space 73:39
- 10) Ishimura Daisuke, Yoshiya Iwasa , Naoya Takahashi, Ryuji Tadokoro and Ryuhei Oda (2022) Paleoseismic events and shallow subsurface structure of the central part of the Futagawa fault, which generated the 2016 Mw 7.0 Kumamoto earthquake, Geomorphology, 414, 108387.
- 11) 岩佐佳哉・熊原康博・後藤秀昭・中田 高 (2020) 熊本県益城町堂園地区における 2016 年熊本地震の地表地震断層の詳細な分布と共役断層の活動履歴, 活断層研究 52, P1-8
- 12) 岩佐佳哉・熊原康博・後藤秀昭・石村大輔・細矢卓志 (2022) 熊本県西原村小森におけるトレンチ掘削調査に基づく布田川断層帯の活動履歴, 活断層研究 56, P47-58
- 13) 構造計画研究所 (2018) 「断層変位評価に係る知見の整備」平成 29 年度原子力規制庁委託成果報告書.
- 14) 国土交通省都市局 (2017) 熊本地震から益城町の市街地復興に向けた安全対策のあり方等に関する報告書 最終報告
- 15) 熊原康博・岡田真介・楳原京子・金田平太郎・後藤秀昭・堤 浩之 (2017) 1:25,000 活断層図「熊本 (改訂版)」, 国土地理院.
- 16) 熊原康博・鳥居真之・中田 高・後藤秀昭・岩佐佳哉・鈴木康弘・渡辺満久・遠田晋次・高橋直也・奥野 充 (2017) 益城町堂園及び南阿蘇村河陽のトレンチ掘削調査に

基づく布田川一日奈久断層帯北東部の活動履歴（予報），日本活断層学会 2017 年秋季学術大会講演予稿集，O-1

- 17) Lawrence B. Conyers and Dean Goodman (1997) Ground-Penetrating Radar An Introduction for Archaeologists, 232p. , Altamira Press.
- 18) 町田 洋・新井房夫（2003）新編火山灰アトラス〔日本列島とその周辺〕, 336p. 東京大学出版会.
- 19) 文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学（2018）平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査 平成 29 年度成果報告書
- 20) 奥野 充(2019)最近 10 万年間の広域テフラと火山層序に関する年代研究, 地質学雑誌, 125, p41-53.
- 21) 小俣雅志・郡谷順英・三五大輔・渋谷典幸・谷口薫（2017a）LC-InSAR 解析によって抽出される平成 28 年熊本地震の微小な地表変状, 日本活断層学会 2017 年秋季学術大会講演予稿集
- 22) 小俣雅志・渋谷典幸・杉本 惇・森 良樹（2022）熊本地震の地表地震断層主要部から離れた位置に分布する微小変位とその特徴, 日本活断層学会 2022 年秋季学術大会講演予稿集，O-11
- 23) 小俣 雅志・三五 大輔・郡谷 順英・谷口 薫（2017b）平成 28 年（2016 年）熊本地震において新たな干渉 SAR 解析によって見出された地表変状, JpGU-AGU Joint Meeting 2017 SSS12-11
- 24) パスコ(2021)「断層変位評価に係る調査」, 令和 2 年度原子力規制庁委託成果報告書.
- 25) パスコ(2022)「断層変位評価に係る調査」, 令和 3 年度原子力規制庁委託成果報告書.
- 26) Paula, R. J., A. N. E. William, B. Edouard, B. Alex, G. Paul, B. R. Christopher, B. Martin, C. Hai, L. R. Edwards, F. Michael, G. M. Pieter, G. P. Thomas, H. Irka, H. J. Timothy, H. G. Alan, H. A. Konrad, K. Bernd, M. W. Sturt, M. Raimund, P. G. Jonathan, P. Charlotte, P. Johannes, R. W. Ron, R. A. David, E. M. Scott, S. R. John, T. M. S. Christian, W. Lukas, A. Florian, B. Ulf, C. Manuela, F. M. Simon, F-S. Alexandra, F. Ronny, K. Peter, K. Sabrina, M. Fusa, O. Jesper, R. Frederick, M. Sakamoto, S. Adam, and T. Saha (2020), The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal kBP), Radiocarbon 62, 4, pp.725-757
- 27) Sensors & Software Inc. (2011) ,Sensors & Software Inc. EKKO_Project LineView & Interpretation Modules User's Guide.
- 28) Shirahama, Y., Yoshimi, M., Awata, Y. et al. Characteristics of the surface ruptures associated with the 2016 Kumamoto earthquake sequence, central Kyushu, Japan. Earth Planets Space 68, 191 (2016).
- 29) 渋谷典幸・小俣雅志・森 良樹・井上直人・北田奈緒子・登柳正夫・高浜 勉（2018）布田川断層帯の地表地震断層主部から離れた位置における活断層活動履歴, 日本地質学会第 125 年学術大会講演要旨集, R15-P-9
- 30) 渋谷典幸・小俣雅志・森 良樹・井上直人・北田奈緒子・登柳正夫・高浜 勉（2020）布田川断層帯の地表地震断層主部から離れた位置でのトレンチ調査および活断層活動履歴, JpGU-AGU Joint Meeting 2020 講演要旨集, SSS16-P09

- 31) 渋谷典幸・小俣雅志・渡邊和輝・杉本 惇・足達健人・高玉秀之 (2021) 熊本地震の主断層トレースから離れた位置で生じた微小変位箇所における活断層トレンチ調査結果—大津町下町トレンチ, 益城町上陳東トレンチ—, 日本活断層学会 2021 年秋季学術大会講演予稿集, O-10
- 32) Smith, V. C., Staff, R. A., Blockley, S. P. E., Bronk Ramsey, C., Nakagawa, T., Mark, D. F. Suigetsu 2006 Project Members, 2013, Identification and correlation of visible tephras in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronising of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka. *Quat. Sci. Rev.*, 67, 121–137.
- 33) 杉本 惇・高玉秀之・足達健人・渋谷典幸・小俣雅志 (2021) 光学画像相関解析を用いた 2016 年熊本地震に伴う地表地震断層の詳細マッピング. 2021 年度日本活断層学会発表講演集, O-9
- 34) Stuiver, M., & Polach, H. A. (1977). Discussion: Reporting of ¹⁴C data. *Radiocarbon*, 19(3), 355-363.
- 35) 鈴木康弘・石村大輔・熊木洋太・熊原康博・千田 昇・中田 高・中埜貴元 (2017) 1:25,000 活断層図「阿蘇」, 国土地理院.
- 36) 遠田晋次・鳥井真之・奥野 充・今野明咲香・小野大輝・高橋直也 (2019) 熊本地震地表地震断層の阿蘇カルデラ内の完新世活動履歴—南阿蘇村黒川地区トレンチ調査一, *活断層研究*, 51, 13-25, 2019
- 37) 堤 浩之・遠田 晋次・後藤 秀昭・熊原 康博・石村 大輔・五味 雅宏・高橋 直也・谷口 薫・小俣 雅志・郡谷 順英・浅野 公之・岩田 知孝 (2018) 熊本県益城町寺中における 2016 年熊本地震断層のトレンチ調査, *活断層研究* 49, P.31-39
- 38) 上田 圭一・宮脇 理一郎・家村 克敏・横山 俊高・宮脇 明子 (2017) 2016 年熊本地震時に出現した 2 系統の地表地震断層群の活動履歴: 益城町寺迫および下陳における都連著調査結果 (序報) 日本地質学会第 124 年学術大会講演要旨, p253.
- 39) 上田 圭一・宮脇 理一郎・家村 克敏・横山 俊高・宮脇 明子 (2018) 2016 年熊本地震時に出現した 2 系統の地表地震断層群の活動履歴: 益城町および南阿蘇村におけるトレンチ調査 (序報) 日本地球科学連合 2018 年大会 S-SS08

3章 断層変位に関する室内模擬実験

近年は、地表地震断層を伴うような地震が発生すると SAR や航空レーザー測量など測地学的な調査結果から広域に断層分布が得られるようになり、野外調査データが主な情報源だった頃に比べてデータ量・品質ともに格段に向上した。しかしながら、地震時に発生する地表地震断層は地震動の伝搬、表層の不均質構造など様々な影響を受けて複雑な分布を示す。瞬時に形成される複雑な地表地震断層分布から、主断層・副断層の関係を整理、さらには形成メカニズム等、詳細に検討するには考慮すべき要因が多いため、非常に困難である。

一方、室内模擬（アナログ）実験は断層形成過程を逐次観察・繰り返し検討することができるので、複雑な主断層・副断層の関係を整理・検討に有効だと思われる。ただし、実験内容が対象としたい現象とかけ離れたスケール感や物性では意味がない。このため、実験に用いる模擬地盤材料やその物性から得られる相似則は、実験結果の検討に非常に重要である。

そこで本章では、最初に実験に用いる模擬地盤材料の物性試験を行い、得られた物性情報から相似則を整理した。次に横ずれ断層を対象とした室内模擬実験を行い、模擬地盤表面に形成された断層構造の検討を行い、主断層・副断層の形成・分布、変位量等を整理した。地表面で観察される複雑な断層分布が地下からどのような過程で進展、地表に出現するのかを検討することは主断層・副断層の発達過程や成因を考える上で重要と思われる。そこで、模擬地盤内部の断層構造の発達過程を検討するため、小型の模擬実験装置を用いて X 線 CT 撮影を行い、三次元的な断層構造形成過程を整理した。

3.1. 模擬地盤の物性

パスコ(2021)で収集・整理された既往室内模擬実験の文献では、粒径が細かな材料を用いると微細な断層構造が観察できるとされ、小麦粉を用いている。また、後で述べるように、破壊に関する相似則を考えると、構造計画研究所(2019)では逆断層の実験に上用粉を用いていたが、この時の上用粉の粘着力は 85Pa 程度と小さく、長さに関する相似が 10^{-5} オーダーであった。このオーダーの相似比であると小さな室内模擬実験であっても広域の検討ができるが、変位量が実地盤の 1 回の地震での変位量を大きく超えてしまうため、模擬地盤材料にある程度大きな粘着力が必要と考えられた。そこで様々な粉体の力学強度に関する既往文献の中で、比較的粘着力が高い傾向にあった小麦粉に着目した（例えば Neto et al., 2017）。一方で小麦粉のような粉体は、湿度や締め固め具合によって強度が異なる可能性が指摘されている（Guan, 2010 など）。また、同じ材料であっても実験時の拘束圧によって材料の強度が変わり、形成される断層形状が異なる可能性ある（例えば Schöpfer et al., 2007）。模擬地盤の作成については、圧密を行わず単純に作成する方法や、押し固めながら作成する方法などが考えられる。

3.1.1. 温度湿度状態

小麦粉のような粉体は含水率によって強度が異なる可能性があるため、実験期間中は実験室の温度・湿度のモニタリングを行なった（図 3.1.1）。実験期間中の温度・湿度を図 3.1.2 に示す。夏場は湿度が高く、冬場は湿度が低い。実験実施の際にはエアコンを使用しているため大きな温度・湿度変化がみられる。ここで示す湿度は相対湿度であるため、温度により

大きく変化する。容積絶対湿度を求めると夏場はおよそ 20g/m^3 程度、冬場で 5g/m^3 となる。エアコンによる温度変化でも 5g/m^3 程度の変動がみられる。季節変化と夏場の湿度変化はやや夏場の方が大きいことがわかった。



(a) センサー



(b) 記録計

図 3.1.1 実験室における温度・湿度の記録

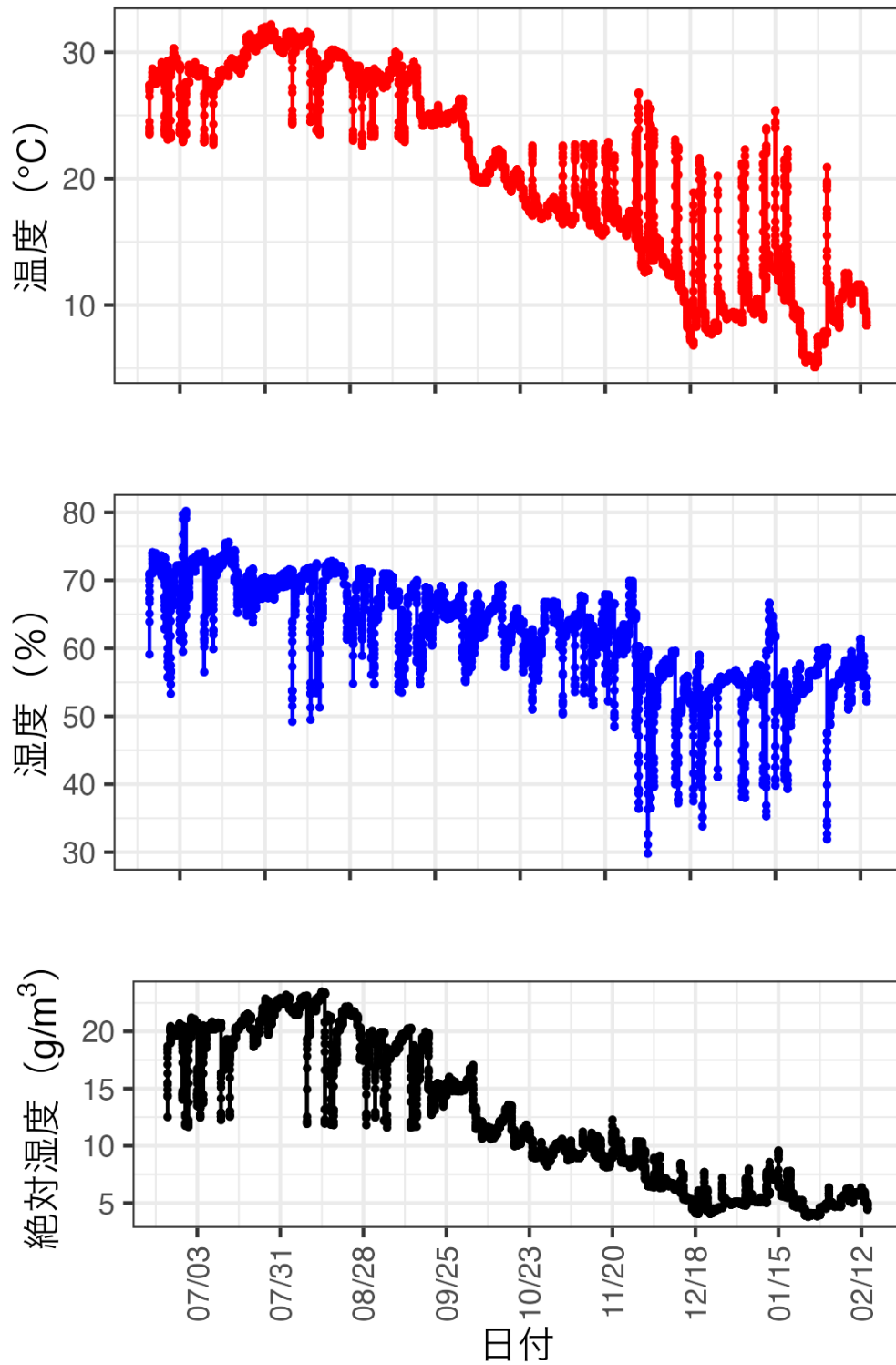
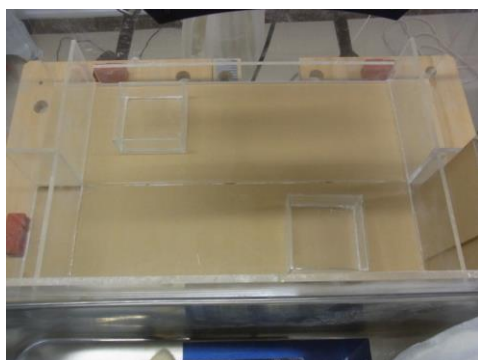


図 3.1.2 実験室の温度・湿度グラフ。赤実線が温度、青実線が湿度、黒実線が絶対湿度を示す。

3.1.2. 模擬地盤の物性試験

今回の実験では、物性の異なる模擬地盤を作成するために、模擬地盤作成時に重石による押し固め（ゆる詰と呼ぶ）と、コテによる押し固め（みつ詰とよぶ）の2通りを採用した。模擬地盤のかさ密度を計測するために、実際に模擬地盤を作成する実験装置内にかさ密度計測用の容器（縦 8cm×横 8cm×高さ 3cm）を設置し、それぞれの方法で模擬地盤を作成した上で容器を取り出し、重量を計測した。図 3.1.3 に示す流れでゆる詰の小麦粉の模擬地盤を作成し、かさ密度を計測した。図 3.1.4 にはみつ詰の模擬地盤作成の様子を示す。計測したみつ詰、ゆる詰のかさ密度を表 3.1.1 に示す。



(a) かさ密度計測用容器設置



(b) 模擬地盤材料（小麦粉）の敷き詰め



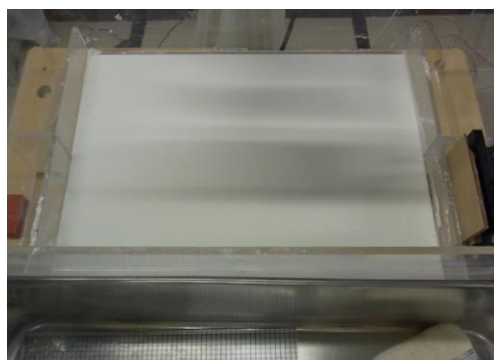
(c) 重石を載せるプレート



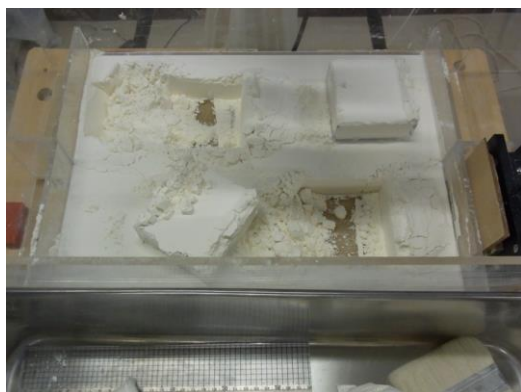
(d) 重石による押し固め(10kg)



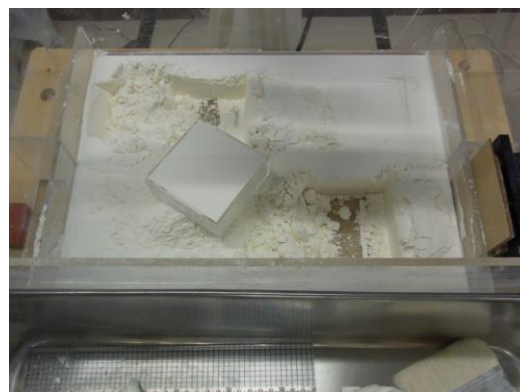
(e) 押し固め後の表面（3から4回程度繰り返す）



(f) 表面の整形

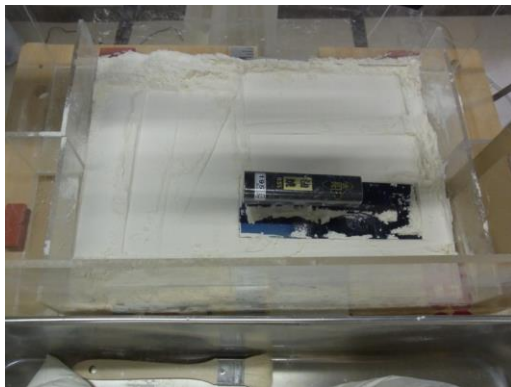


(g) 計測容器の取り出し

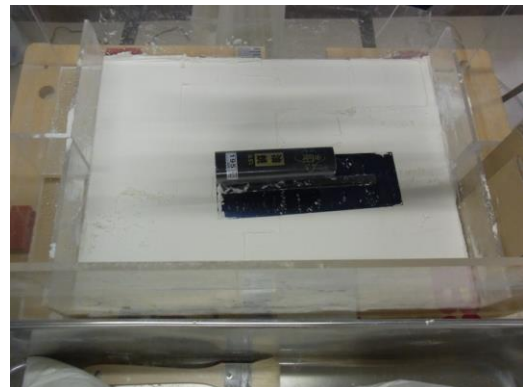


(h) 余分な小麦粉の除去

図 3.1.3 ゆる詰模擬地盤の作成とかさ密度の測定



(a) みつ詰模擬地盤形成の様子



(b) みつ詰模擬地盤形成の様子（これを4から6回程度繰り返す）

図 3.1.4 みつ詰模擬地盤作成の様子

表 3.1.1 かさ密度測定結果

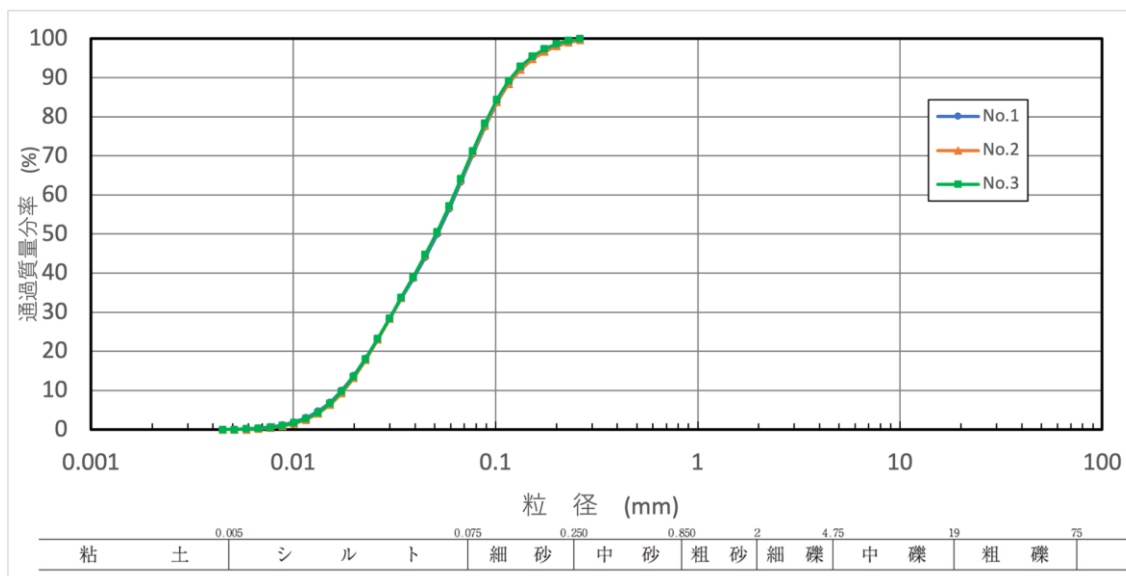
(a) ゆる詰		(b) みつ詰	
重量 (g)	密度 (g/cm^3)	重量 (g)	密度 (g/cm^3)
117.83	0.70	136.58	0.81
109.02	0.65	139.26	0.83
114.19	0.68	138.48	0.82
117.85	0.70	137.29	0.82
113.90	0.68	133.67	0.79
平均	0.68	平均	0.81

4章の数値解析や実験結果を実地盤スケールに換算する際、模擬地盤の物理特性や力学特性が必要となる。パスコ(2021)では断層破碎帯を、パスコ(2022)では小麦粉を対象として力学試験や物理試験を実施している。パスコ(2021、2022)での試験内容を参考に、地盤工学会による各種基準（地盤工学会, 2020）の中から、基本的な物理試験と粉体を対象とした一面せん断試験を実施した。実施した試験を表 3.1.2 に示す。

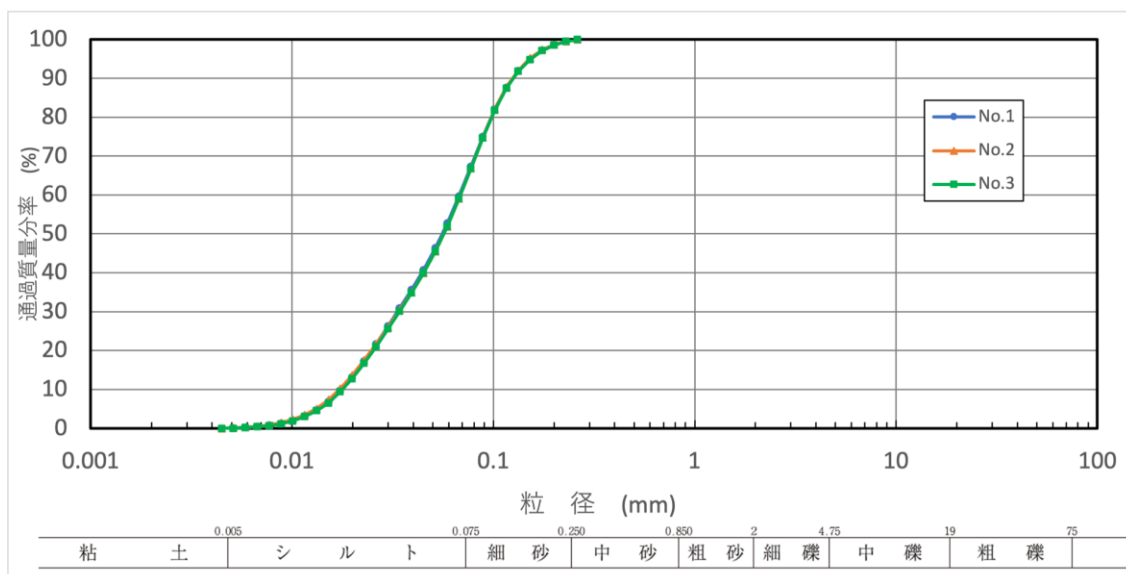
表 3.1.2 試験項目

項目	試験内容
土粒子	土粒子の密度試験(JISA1202:2020)
含水比	土の含水比試験 (JISA1203:2020)
粒度	土の粒度試験 (JISA1204:2020)
静的強度	粉体一面せん断試験

含水率によって小麦粉の強度が異なる可能性を考慮して、各試験は開封直後の小麦粉と開封後半年経過した小麦粉を対象として実施し、時間経過による試料の物性の変化を検討した。粒度試験結果を図 3.1.5 に示す。時間経過による粒度分布の変化は認められない。



(a) 開封直後の試料



(b) 開封後半年の試料

図 3.1.5 粒度試験結果。分析試料を No.1 から No.3 の 3 つの試料に分けて分析を行った。

粉体層の一面せん断試験装置の概要を図 3.1.6 に示す。最初に鉛直方向に目標荷重をかけることで試料のかさ密度を調整している。目標荷重に達して一定時間経過後、 $10 \mu\text{ m/s}$ の速度でせん断変位を与える。ロードセルとレーザー変位計で水平方向・鉛直方向の荷重と変位を 10 Hz にて計測する。開封直後の試料および開封後半年の試料の試験結果を表 3.1.3 と表 3.1.4 に示す。Sample-2-T が開封直後、Sample-1-T が開封後半年の試料を示す。表 3.1.1 で示すかさ密度を参考に、ゆる詰は目標荷重が 3 N 、みつ詰は押し目標荷重 60 N の結果を採用した。図 3.1.7 から図 3.1.8 に一面せん断試験で計測されたデータを示す。図 3.1.9 から図 3.1.12 に横軸にせん断距離、縦軸に応力比・体積歪のグラフを示す。ゆる詰の場合、体積変化がほとんど認められないことがわかる。

表 3.1.5 に試験結果一覧を示す。必ずしも時間経過による強度増加みられないことから、今回は開封直後と開封後半年後の結果を平均した値を用いることとした（表 3.1.6）。

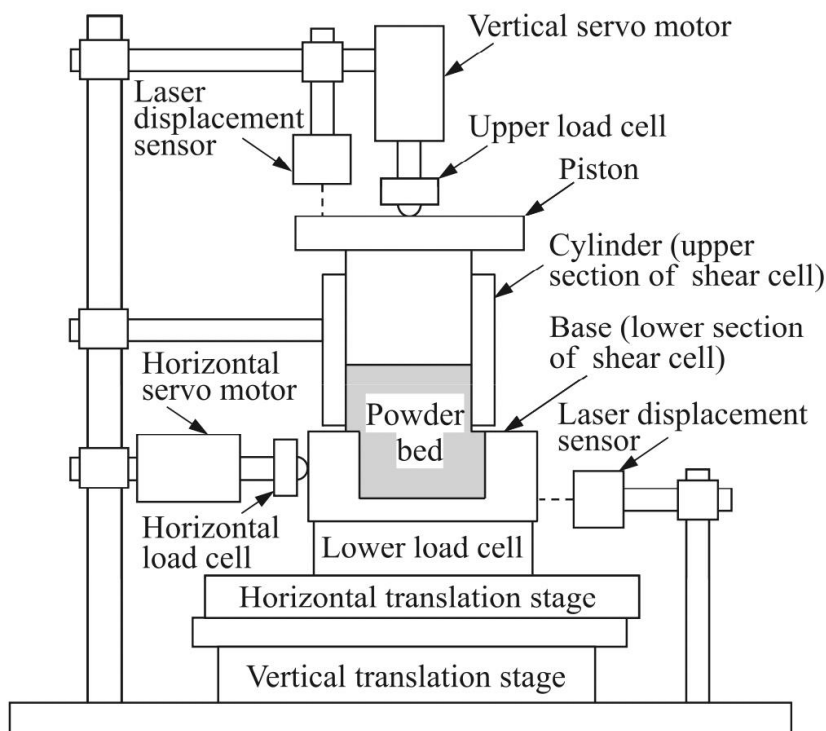


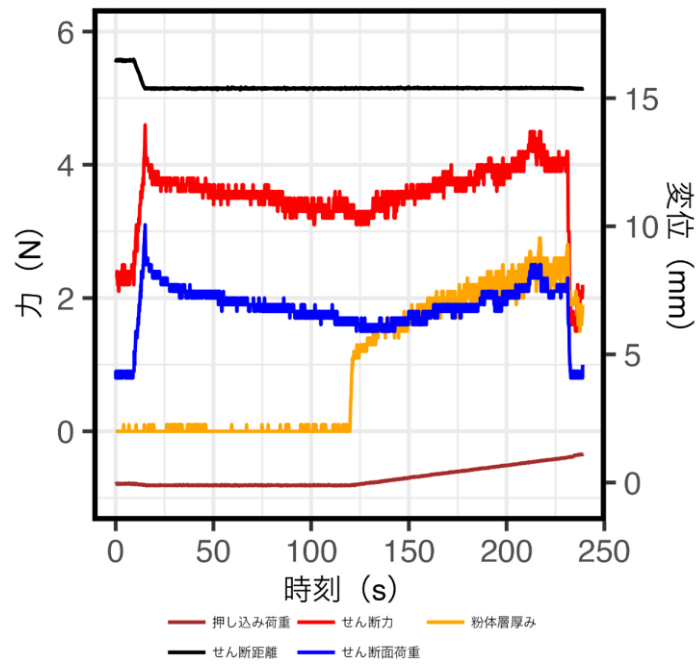
図 3.1.6 粉体層の一面せん断試験装置 (Shimada et al., 2018)

表 3.1.3 粉体層の一面せん断試験結果（開封直後）

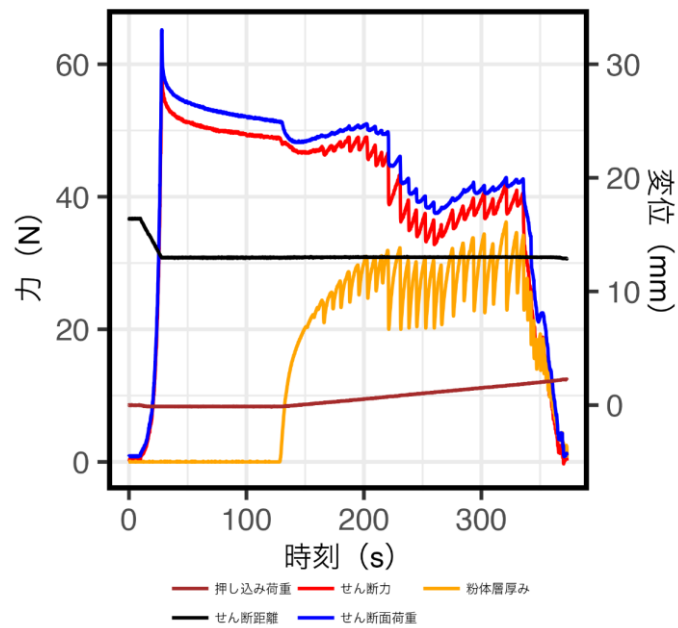
サンプル名	目標荷重 (N)	a (PYL)	b (PYL)	粉体層厚み (mm)	かさ密度 (g/cm ³)	内部摩擦角 (°)	せん断付着応力 (kPa)	単軸崩壊応力 (kPa)	限界状態垂直荷重 (N)	限界状態せん断力 (N)	限界状態垂直応力 (kPa)	限界状態せん断応力 (kPa)	最大主応力 (kPa)	流動性指数 FI (m)
CJ03-I-R4-Sample②-T	1	-nan(-nan(16.62	0.62	-nan(in	-nan(in	-nan(in	2	1.2	1.7	0.8	nan	-nan(in
	3	0.24	1.01	15.39	0.67	13.4	1.0	2.6	4	2.8	2.8	2.0	4.2	0.39
	6	0.44	0.77	14.85	0.70	23.6	0.8	2.4	5	3.7	3.6	2.5	6.2	0.35
	9	0.56	0.83	14.29	0.72	29.1	0.8	2.8	7	4.7	4.7	3.3	8.7	0.40
CJ03-I-R4-Sample②-T	10	0.59	1.49	14.27	0.72	30.6	1.5	5.2	8	6.0	5.4	4.1	9.6	0.74
	20	0.57	1.93	13.64	0.76	29.6	1.9	6.6	11	10.3	7.9	7.1	15.2	0.89
	40	0.69	1.89	13.09	0.79	34.7	1.9	7.2	25	20.2	17.3	13.9	41.2	0.93
	60	0.75	1.89	13.02	0.79	37.0	1.9	7.6	41	34.1	27.9	23.5	65.1	0.97

表 3.1.4 粉体層の一面せん断試験結果（開封後半年）

サンプル名	目標荷重 (N)	a (PYL)	b (PYL)	粉体層厚み (mm)	かさ密度 (g/cm ³)	内部摩擦角 (°)	せん断付着応力 (kPa)	単軸崩壊応力 (kPa)	限界状態垂直荷重 (N)	限界状態せん断力 (N)	限界状態垂直応力 (kPa)	限界状態せん断応力 (kPa)	最大主応力 (kPa)	流動性指数 FI (m)
CJ02-I-R4-Sample①-T	1	-nan(-nan(16.74	0.62	-nan(in	-nan(in	-nan(in	2	1.1	1.4	0.7	nan	-nan(in
	3	0.32	0.63	15.44	0.67	17.5	0.6	1.7	3	1.7	2.1	1.2	3.2	0.26
	6	0.46	0.61	14.98	0.69	24.9	0.6	1.9	5	2.9	3.7	2.0	5.5	0.28
	9	0.63	0.45	14.37	0.72	32.4	0.4	1.6	8	5.4	5.5	3.7	10.2	0.23
CJ02-I-R4-Sample①-T	10	0.68	1.37	14.25	0.72	34.3	1.4	5.2	7	5.5	4.9	3.8	8.5	0.73
	20	0.59	1.71	13.70	0.75	30.4	1.7	6.0	10	7.9	6.6	5.5	14.2	0.81
	40	0.67	1.77	13.34	0.77	34.0	1.8	6.6	26	19.4	17.9	13.4	37.2	0.87
	60	0.72	2.36	13.05	0.79	35.8	2.4	9.2	46	33.9	31.7	23.3	62.2	1.19

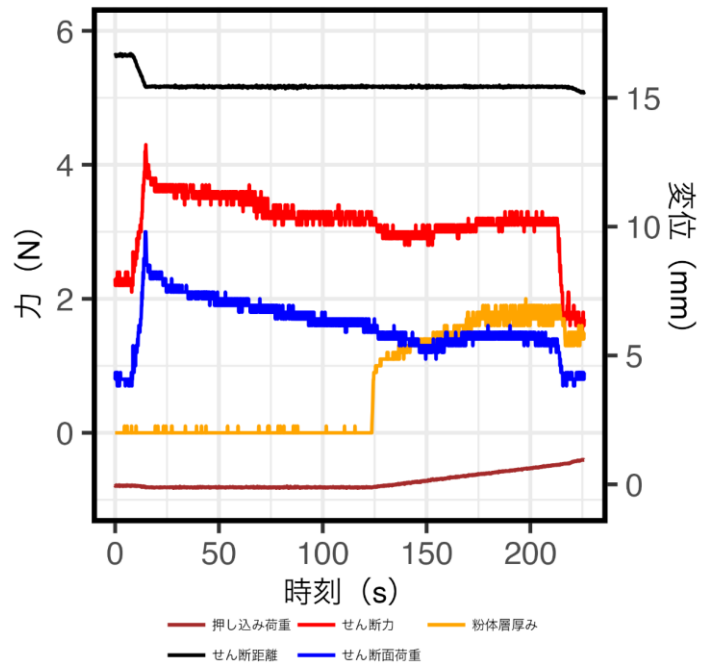


(a) ゆる詰試料

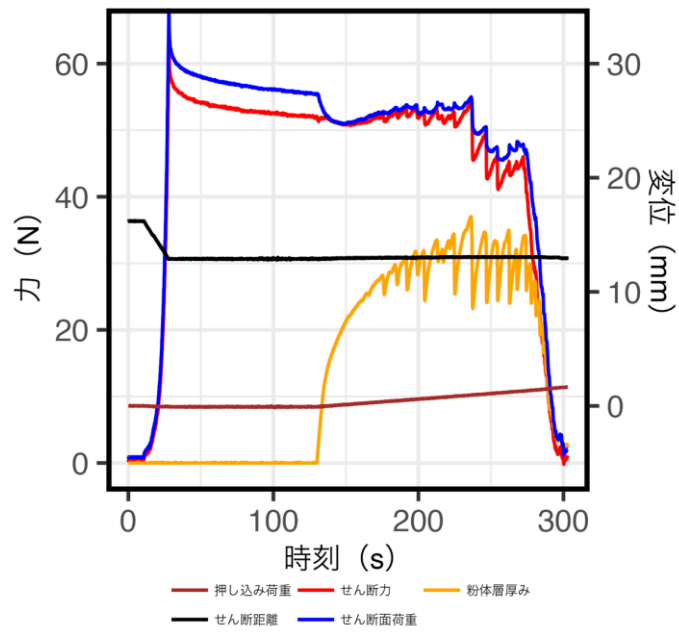


(b) みつ詰試料

図 3.1.7 開封直後の試料の一面せん断試験計測データ

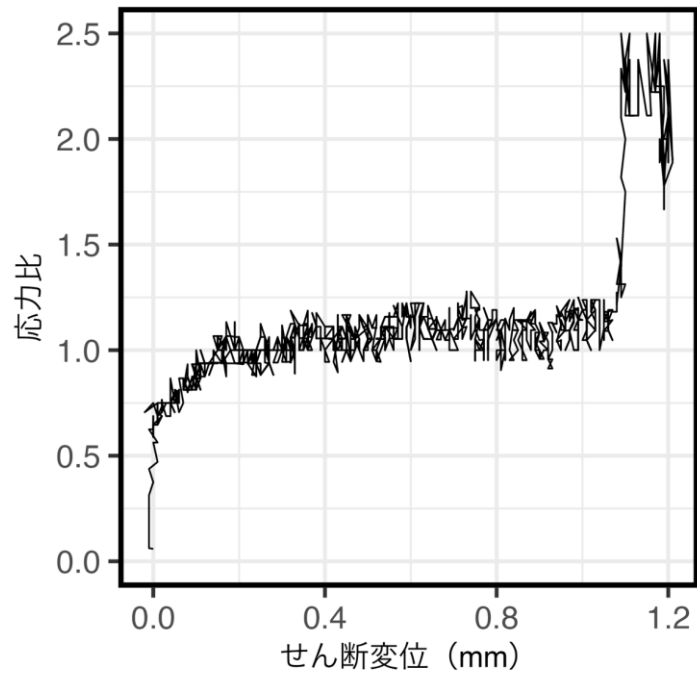


(a) ゆる詰試料

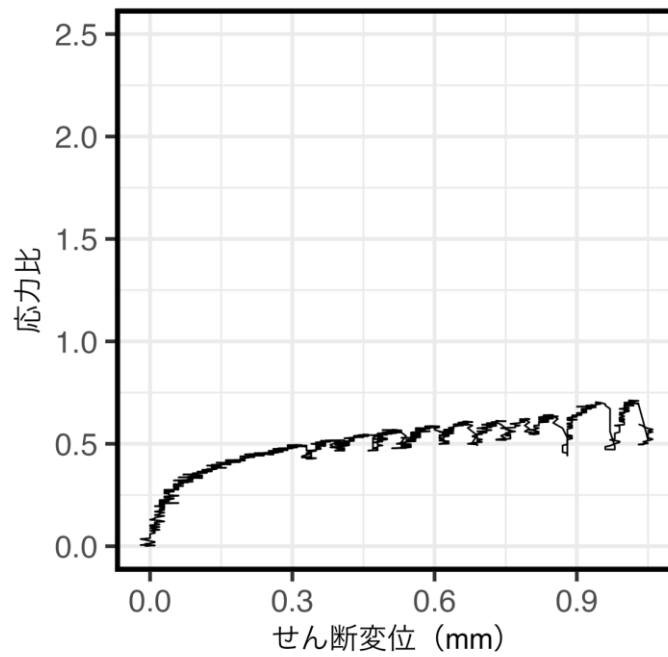


(b) みつ詰試料

図 3.1.8 開封後半年の試料の一面せん断試験計測データ

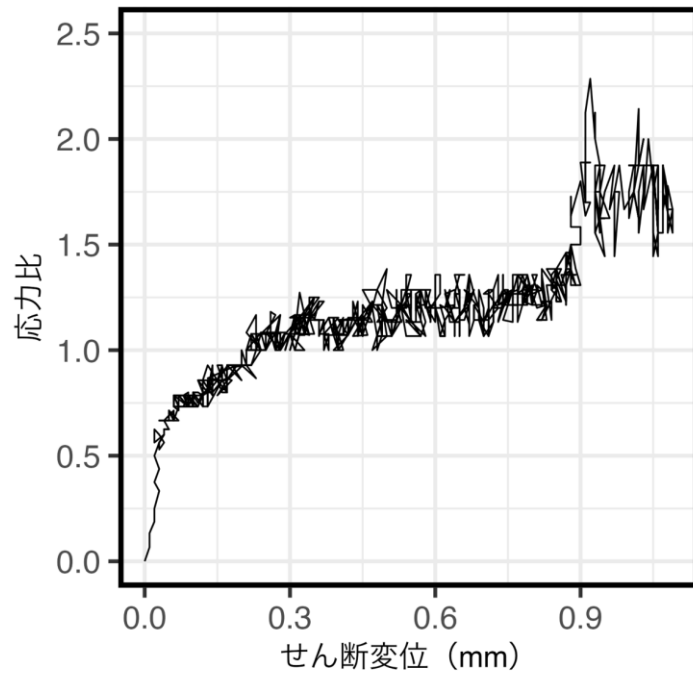


(a) ゆる詰試料

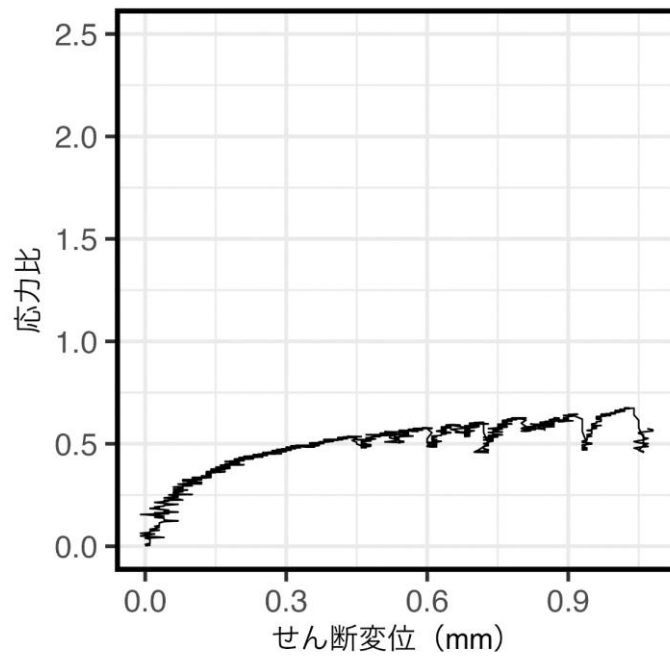


(b) みつ詰試料

図 3.1.9 開封直後の試料の一面せん断試験結果（せん断距離—応力比）

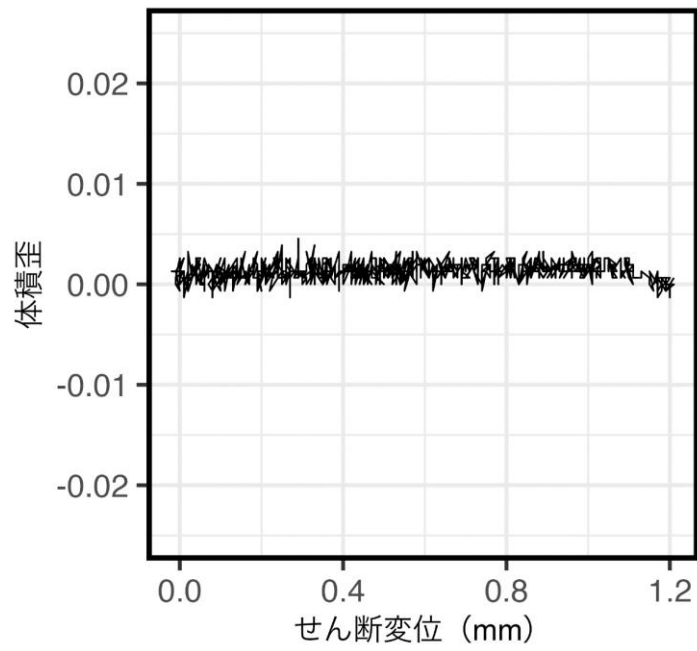


(a) ゆる詰り試料

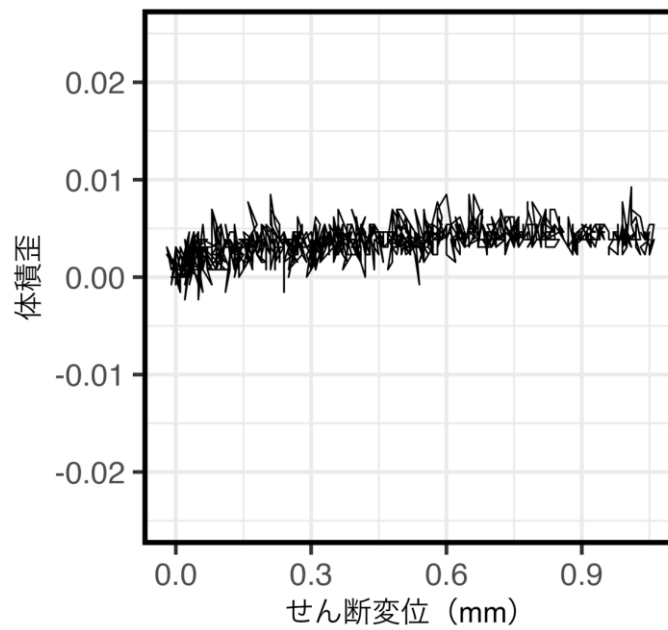


(b) みつ詰り試料

図 3.1.10 開封後半年の試料の一面せん断試験結果 (せん断距離一応力比)

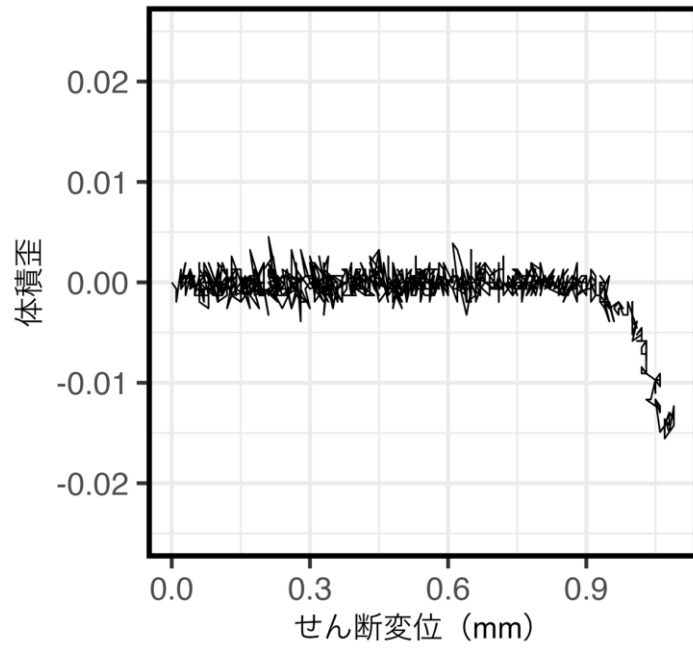


(a) ゆる詰試験料

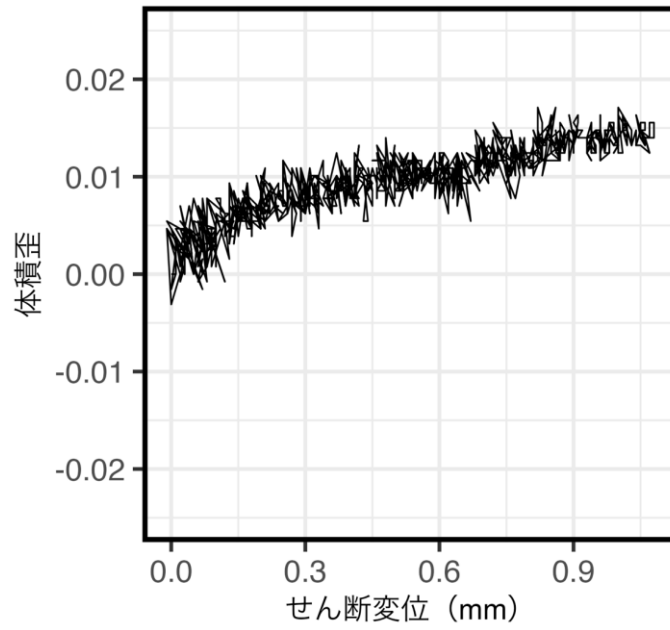


(b) みつ詰試験料

図 3.1.11 開封直後の試料の一面せん断試験結果（せん断距離一体積歪）



(a) ゆる詰り試料



(b) みつ詰り試料

図 3.1.12 開封後半年の試料の一面せん断試験結果（せん断距離一体積歪）

表 3.1.5 試験結果一覧

試料	含水比	土粒子密度 (g/cm ³)	せん断試験での かさ密度 (g/cm ³)	内部摩擦角 (°)	粘着力 (kPa)
開封直後	14.2	1.56	0.67	13.4	1.0
開封直後	14.2	1.56	0.79	37.0	1.9
半年後	13.9	1.56	0.67	17.5	0.9
半年後	13.9	1.56	0.79	35.8	2.4

表 3.1.6 物性値一覧（開封直後と半年後の計測値の平均を使用）

試料	かさ密度 (g/cm ³)	内部摩擦角 (°)	粘着力 (kPa)
ゆる詰	0.68	15.5	0.8
みつ詰	0.81	36.4	2.2

3.1.3. 相似則について

今回の実験では模擬地盤、実地盤の諸物理量の比は、断層の形成メカニズムを支配するモール・クーロンの破壊規準である(式 3.1.3.1)を満たす必要がある。ここで τ と σ_n はせん断応力と垂直応力である。1g 場での断層変位アナログ実験を行った上田・他 (2005)、Sasnett (2013)では、ともに内部摩擦角 (ϕ) は等しく、粘着力 (c) と密度 (ρ)・重力加速度 (g)・長さ (L) の積の相似比が等しいと考えている(式 3.1.3.2)。

$$\tau = c + \sigma_n \tan \phi \dots\dots\dots (式 3.1.3.1)$$

$$\frac{c_m}{c_n} = \frac{\rho_m g_m L_m}{\rho_n g_n L_n} \dots\dots\dots (式 3.1.3.2)$$

添字の m、n はそれぞれモデルと実地盤系であることを示す。

(式 3.1.3.2)より、

$$\frac{L_m}{L_n} = \frac{c_m}{c_n} \div \left(\frac{\rho_m g_m}{\rho_n g_n} \right) \dots\dots\dots (式 3.1.3.3)$$

1g 場での実験を考えているので、 $g_m/g_n=1$ より、対象とする実地盤（堆積岩を想定、密度 2.8g/cm³、粘着力 50MPa とする）および模擬地盤の粘着力と密度より長さに関する相似比を導くことができる（表 3.1.7・表 3.1.8）。

本章の実験においては 1mm/30s を目安に基底断層に変位を与えている。類似の横ずれ断層の室内模擬実験を参照すると、0.01mm/s（上田・谷 1999b, a）、1mm/s（Sasnett, 2013）であり、およそ同程度である。上田・他 (2005)では、モール・クーロンの破壊基準を考えるよう

な現象では、与える変位の速度は実験結果に影響を与えないとされる。無次元化した波動方程式から導かれる $\rho L^2 = \sigma T^2$ からは、時間 (T) の相似に関して $L^{0.5}$ となる。また、力の釣り合い及び変位-歪みの関係式から歪みの相似則を $L^{0.5}$ とした場合、時間の相似則は $L^{0.75}$ となる (例えば Iai, 1989 など)。長さや時間の相似則から実際のスケールに換算するとおよそ 6.6m あたり 2400s から 22000s となる。1m/s よりも 3 から 4 オーダー小さな速度となり、準静的な領域に相当すると思われる。この領域での変形では変位を与える速度が変化しても形成される断層形状に大きな違いはないとされる (例えば Jiao et al., 2021; Hentz et al., 2004)。実際に 1mm/15s や 1mm/60s と与える速度を大きく変化させた実験も行ったが、形成される断層構造は不均質等の影響が大きいいためか、Jiao et al. (2021) のような再現はできなかった。

表 3.1.7 各模擬地盤の物性と長さに関する相似比 (1g 場)。添字の m、n はそれぞれモデルと実地盤系であることを示す。

模擬地盤材料	ρ_m (g/cm ³)	c_m (kPa)	実地盤	ρ_n (g/cm ³)	c_n (kPa)	相似比
小麦粉 (みつ詰)	0.81	2.2	堆積岩 (Byerlee, 1978)	2.80	50000	1.52×10^{-4}
小麦粉 (ゆる詰)	0.68	0.8	砂混り粘土層 (バスコ, 2021)	1.31	25.5	6.04×10^{-2}

表 3.1.8 各模擬地盤における長さの対応 (1g 場、対象:堆積岩)

模擬地盤材料	長さの相似比	モデル層厚 (cm)	モデル変位 (cm)	実地盤層厚 (m)	実地盤変位 (m)
小麦粉 (みつ詰)	1.52×10^{-4}	3.0	0.1	197.37	6.58
小麦粉 (みつ詰)	1.52×10^{-4}	1.5	0.1	98.68	6.58
小麦粉 (ゆる詰)	6.04×10^{-2}	3.0	0.1	0.50	0.02
小麦粉 (ゆる詰)	6.04×10^{-2}	1.5	0.1	0.25	0.02

3.1.4. 模擬地盤の物性のまとめ

数値解析や実験結果を実地盤スケールに換算する際、模擬地盤の物理特性や力学特性が必要となる。小麦粉のような粉体は含水率によって強度が異なる可能性を考慮して、各試験は開封直後の小麦粉と開封後半年経過した小麦粉を対象として試験を実施し、時間経過による試料の物性の変化を検討した。時間経過による強度増加も考えられるが、異なる目標荷重による他のかさ密度では必ずしも増加しているものばかりではない。したがって今回は両者を平均した値を用いることとした。整理して得られた強度から今回の実験の相似則をまとめた。

3.2. 横ずれ断層型の室内模擬実験

3.2.1. 実験装置および実験方法

横ずれ断層の実験装置は構造計画研究所(2019)で使用された装置を参考に作成した(図3.2.1)。変位計測に用いたセンサーは、鉛直精度は $5\mu\text{m}$ 、水平精度は 0.1mm 、撮影範囲は $10\times 15\text{cm}$ となっている。変位センサーで計測される領域外も記録するため、斜め方向から写真撮影も行った。

実験は模擬地盤の密度計測で説明した地盤作成方法(3.1.2)で作成したのち、ラボジャッキで変位を与え、模擬地盤表面に形成された亀裂を変位センサーおよびカメラで記録した。走向方向端部に模擬地盤流出防止のためのアクリル板を取り付けたアクリルブロックを実験装置内底面に2枚設置した。これらのアクリルブロック境界が基底断層に相当する。片側のアクリル板にのみラボジャッキで変位を与えた。基底断層に与える変位(右ずれ)は、実験初期では小さな変位量による構造形成をみるため細かい変位刻みになるよう、 1mm 、 2mm 、 3mm 、 5mm 、 8mm 、 10mm とした。 $1\text{mm}/30\text{s}$ を目安に基底断層に変位を与えている。また、カメラによる写真はセンサーでは捉えられない模擬地盤表面全体を記録するために撮影しており、斜め方向から撮影した写真を単純な幾何補正で擬似的に上から撮影した写真に変換して用いている。真上に設置した変位センサーで検討している領域に比べて、明瞭な亀裂が生じるまで表面の変化を捉えられないため、抽出される構造やその精度については中央部と異なることに留意する必要がある。

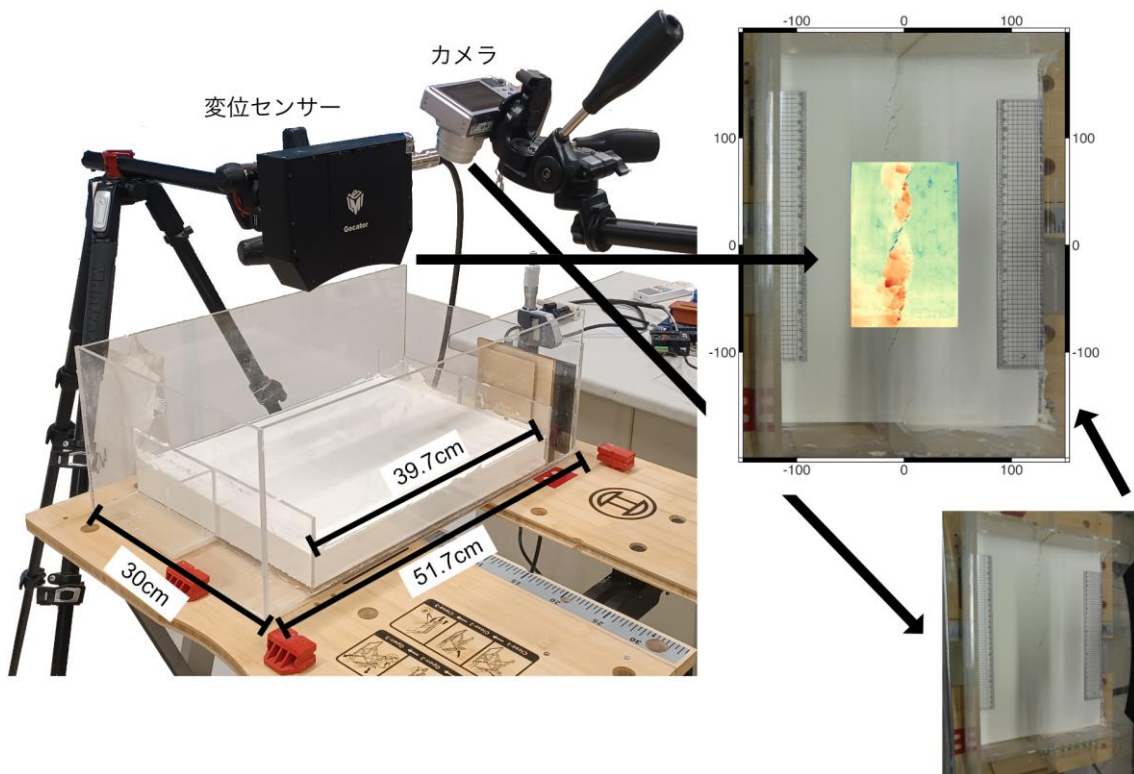


図 3.2.1 横ずれ断層型室内模擬実験装置

3.2.2. 実験結果

模擬地盤材料の詰め方（みつ詰、ゆる詰）および異なる層厚での実験条件を表 3.2.1 に示す。各ケースは 2 回試行を行った。3.2.2.1 から 3.2.2.4 に実験結果を示す。模擬地盤層厚や模擬地盤の締め固め具合により表面に発生する亀裂の分布形状は異なる。基底断層に与える変位が小さい初期段階では、右ずれ断層に特徴的な杉型の雁行亀裂が生じる。基底断層変位が大きくなるにつれて、初期に発生したせん断亀裂をつなげるように亀裂が発達し、さらに複雑な亀裂が形成されていく。また、形成されたせん断帯には隆起する領域と、開口亀裂により凹地が発達する領域がみられた。同じ締め固め具合の実験結果では、層厚が厚い方がより幅の広いせん断帯が形成される傾向にあった。

表 3.2.1 実施した室内模型実験ケース（各ケース 2 回試行）

対象ケース	層厚 (cm)	かさ密度 (g/cm^3)
厚い・ゆる詰	3.0	0.68
厚い・みつ詰	3.0	0.81
薄い・ゆる詰	1.5	0.68
薄い・みつ詰	1.5	0.81

3.2.2.1. 層厚 3cm・ゆる詰の実験結果

(1) 1 回目試行

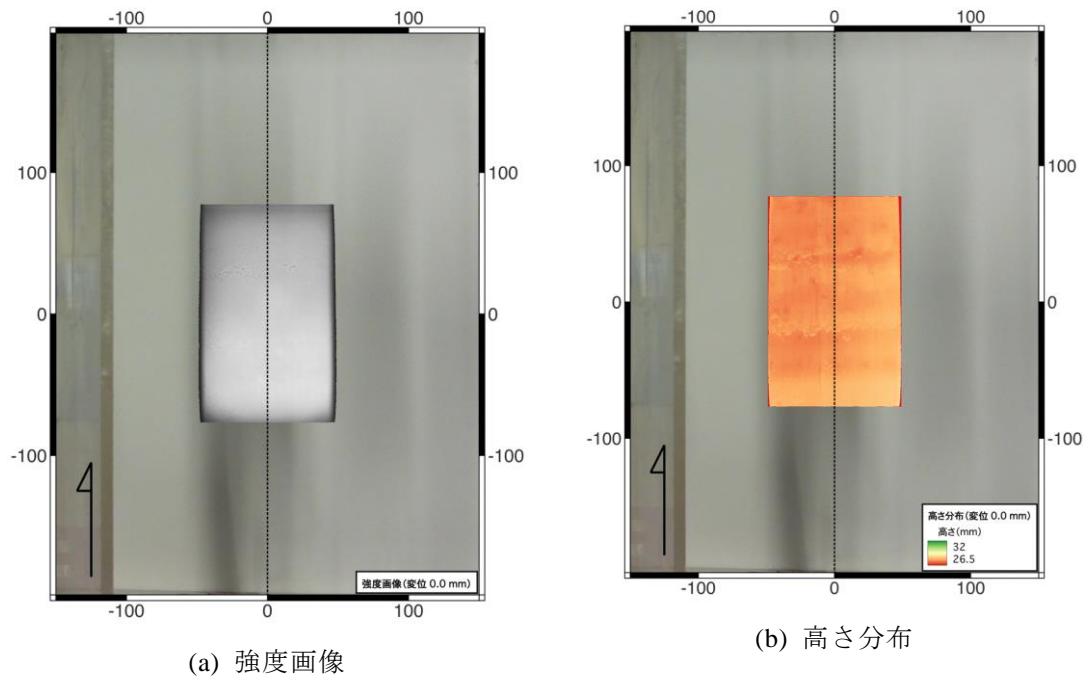


図 3.2.2 基底断層累積変位 0 mm の結果。数字の単位は mm。

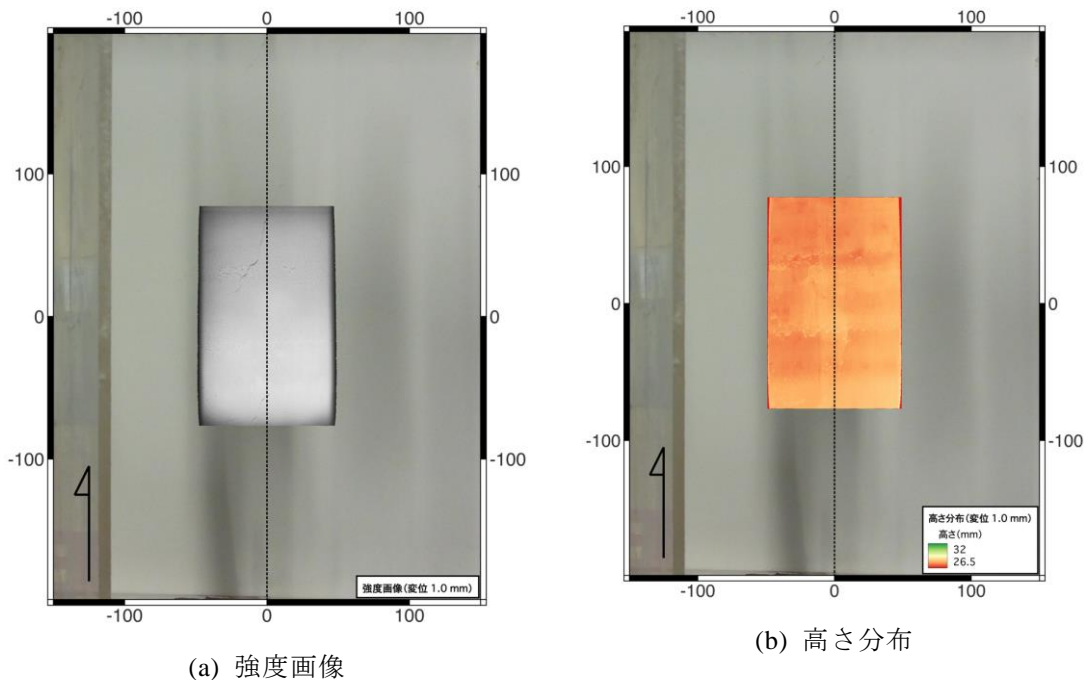
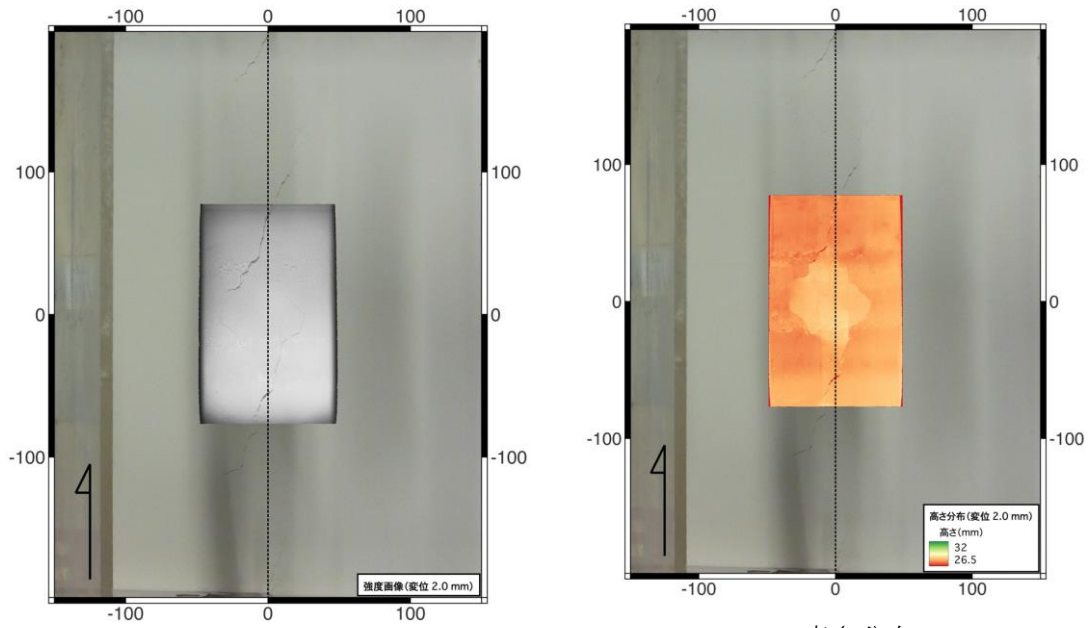
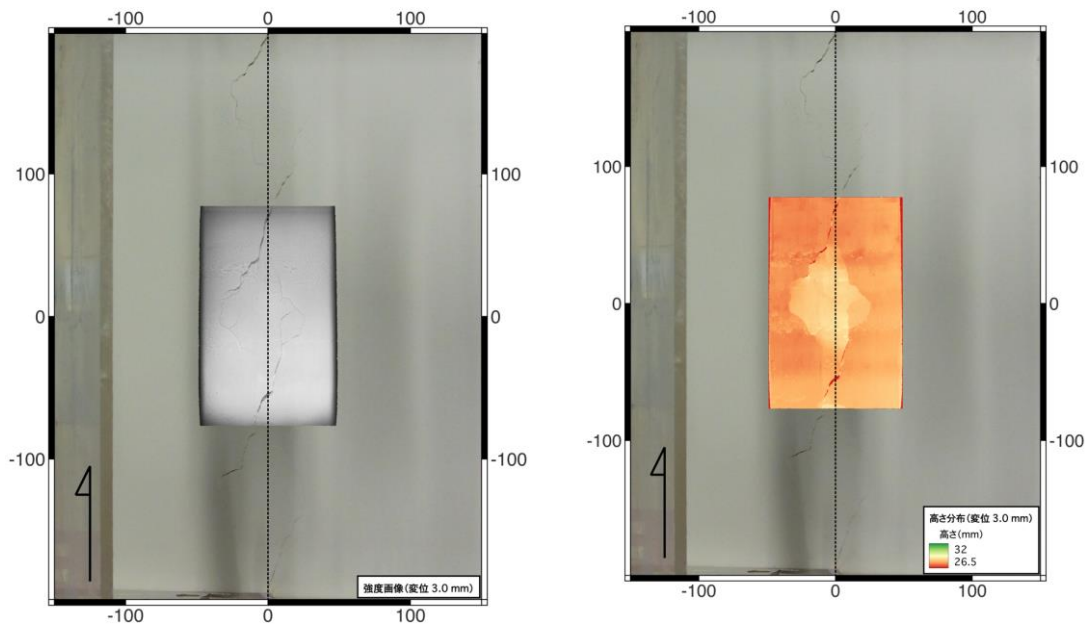


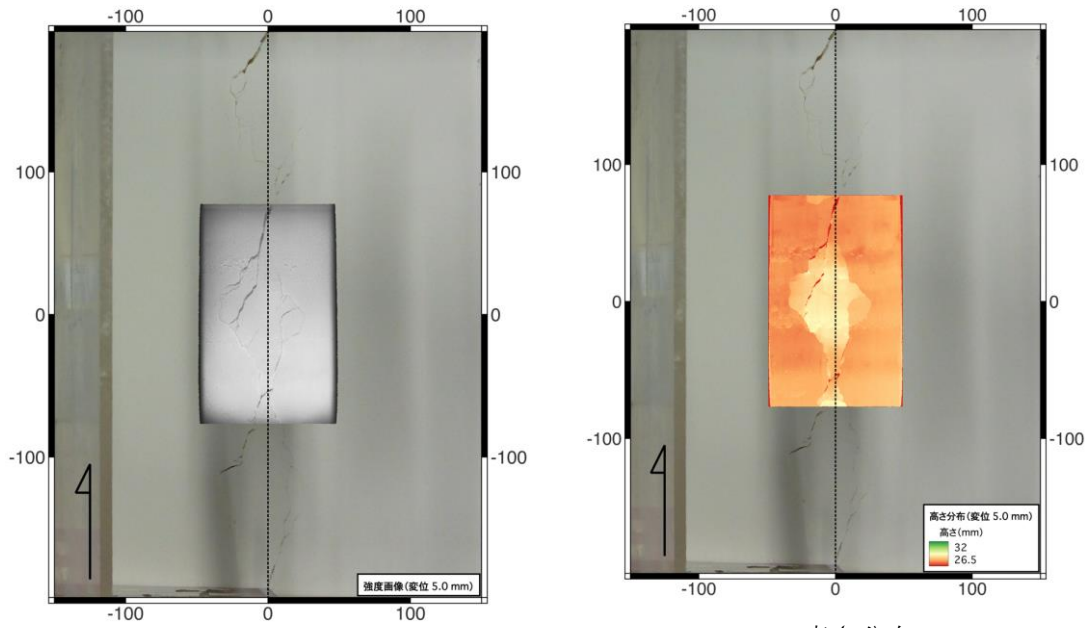
図 3.2.3 基底断層累積変位 1 mm の結果。数字の単位は mm。



(a) 強度画像
 (b) 高さ分布
 図 3.2.4 基底断層累積変位 2 mm の結果。数字の単位は mm。



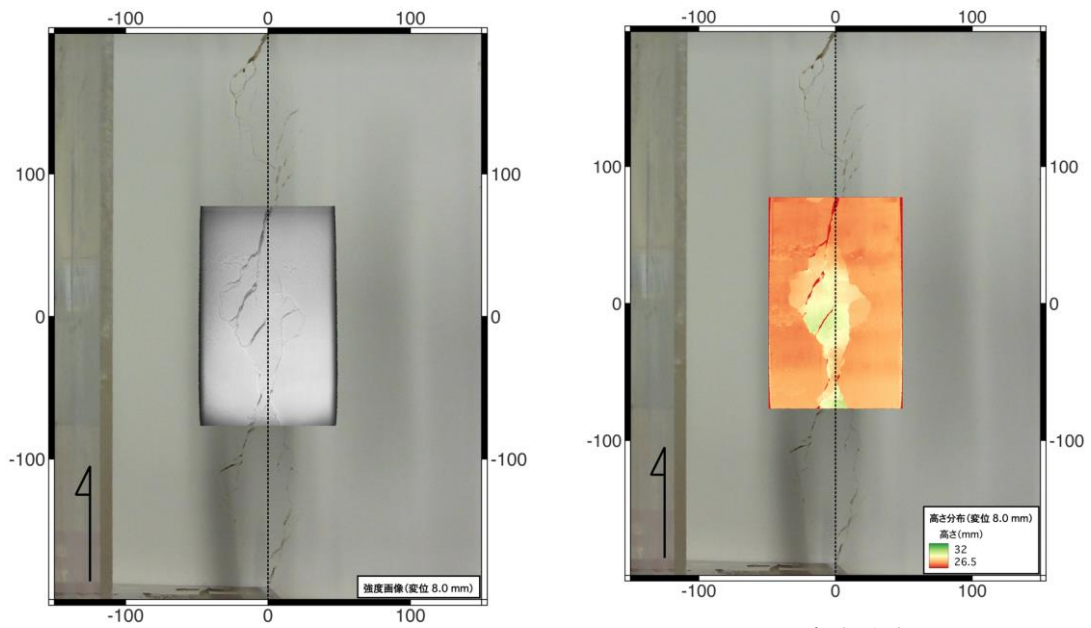
(a) 強度画像
 (b) 高さ分布
 図 3.2.5 基底断層累積変位 3 mm の結果。数字の単位は mm。



(a) 強度画像

(b) 高さ分布

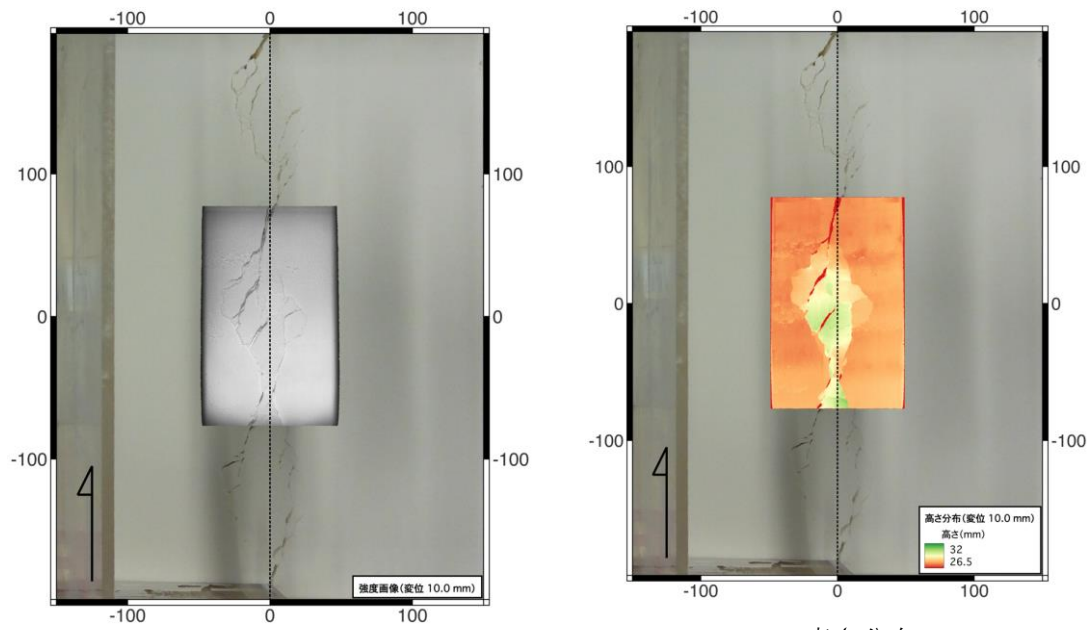
図 3.2.6 基底断層累積変位 5 mm の結果。数字の単位は mm。



(a) 強度画像

(b) 高さ分布

図 3.2.7 基底断層累積変位 8 mm の結果。数字の単位は mm。



(a) 強度画像

(b) 高さ分布

図 3.2.8 基底断層累積変位 10 mm の結果。数字の単位は mm。

(2) 2 回目試行

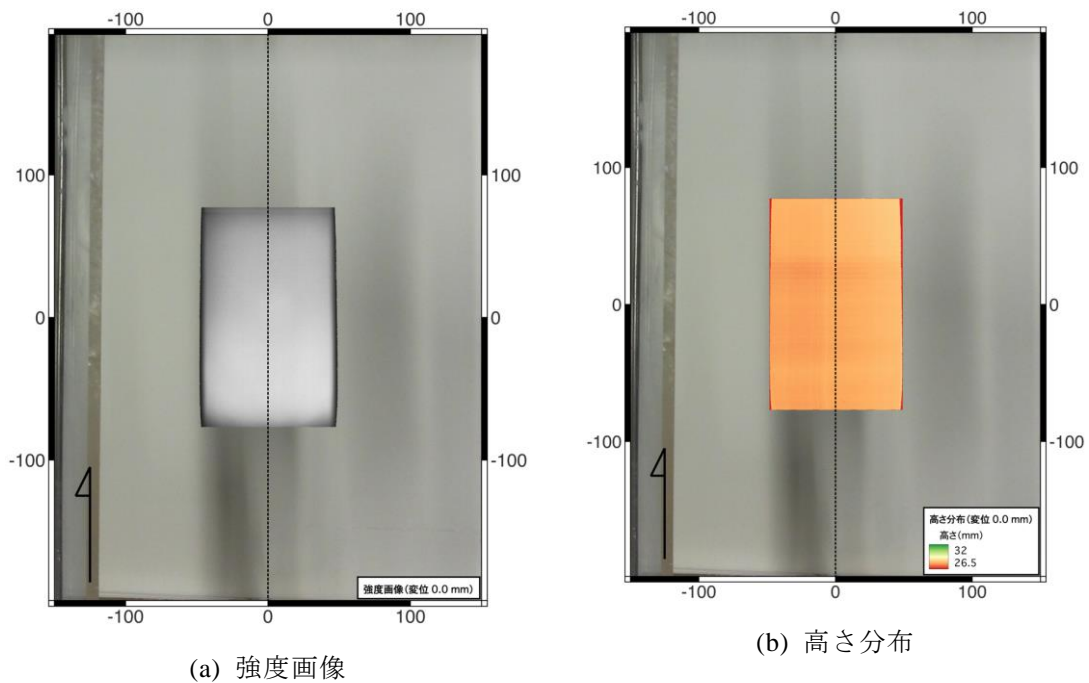


図 3.2.9 基底断層累積変位 0 mm の結果。数字の単位は mm。

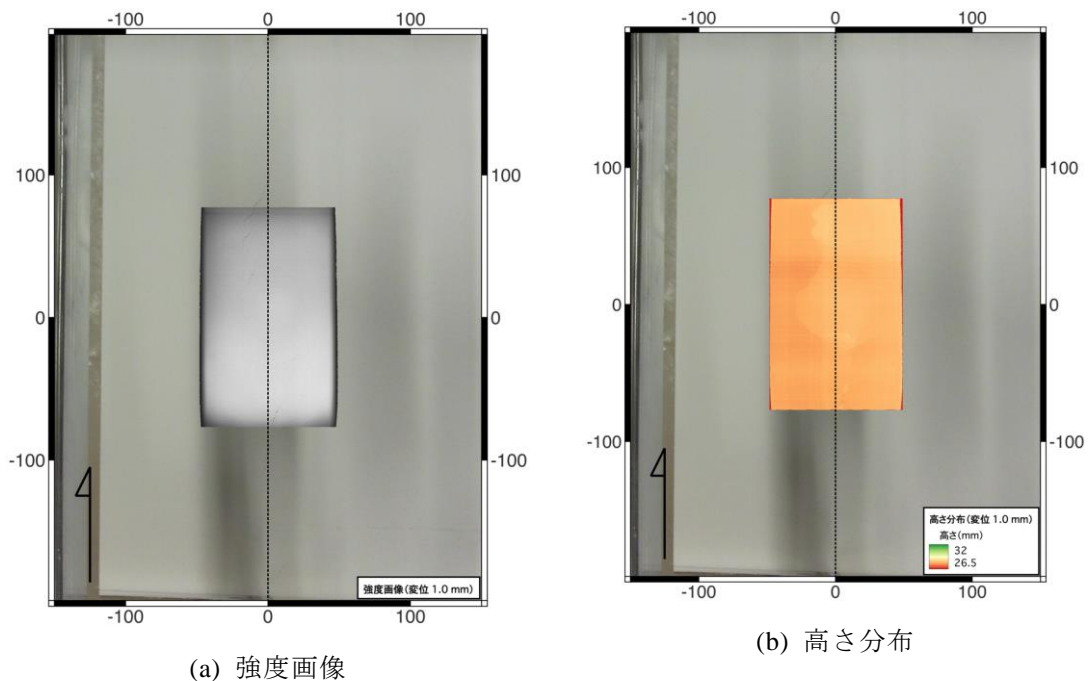
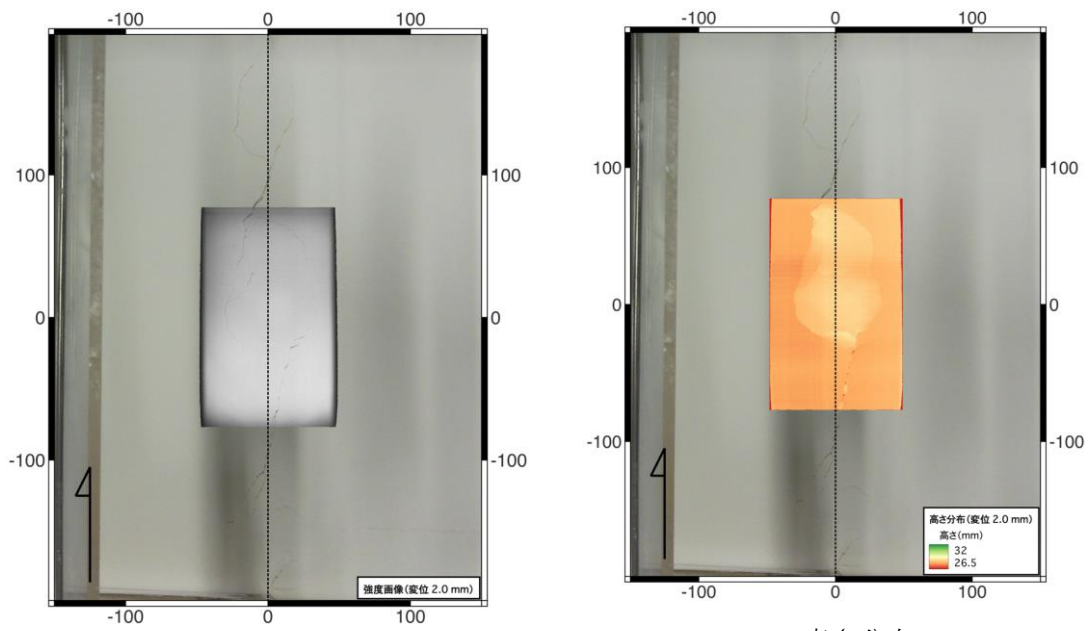


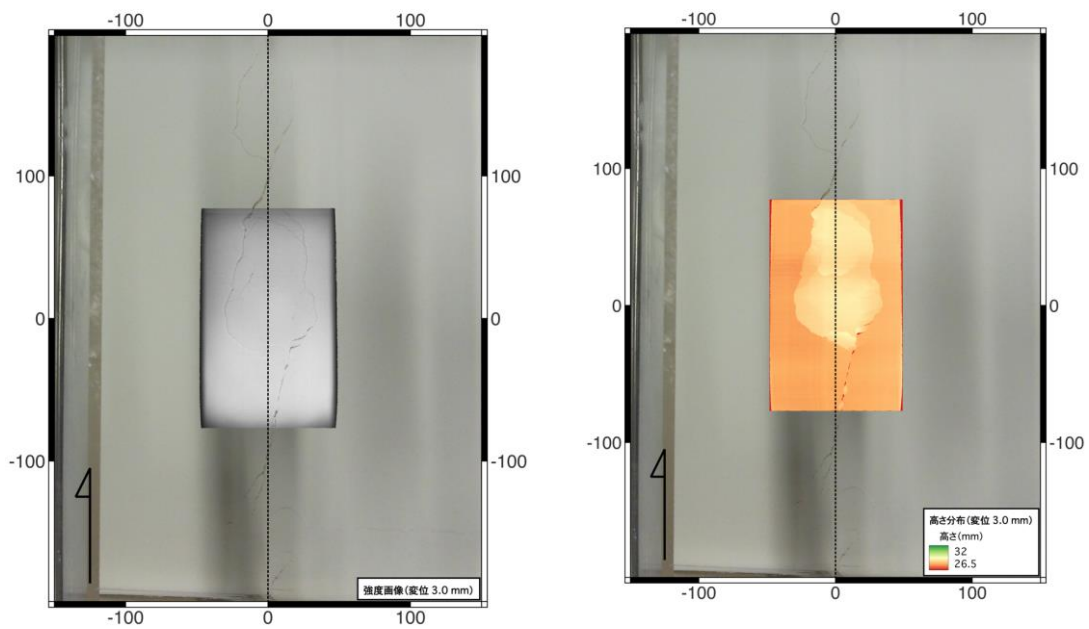
図 3.2.10 基底断層累積変位 1 mm の結果。数字の単位は mm。



(a) 強度画像

(b) 高さ分布

図 3.2.11 基底断層累積変位 2 mm の結果。数字の単位は mm。



(a) 強度画像

(b) 高さ分布

図 3.2.12 基底断層累積変位 3 mm の結果。数字の単位は mm。

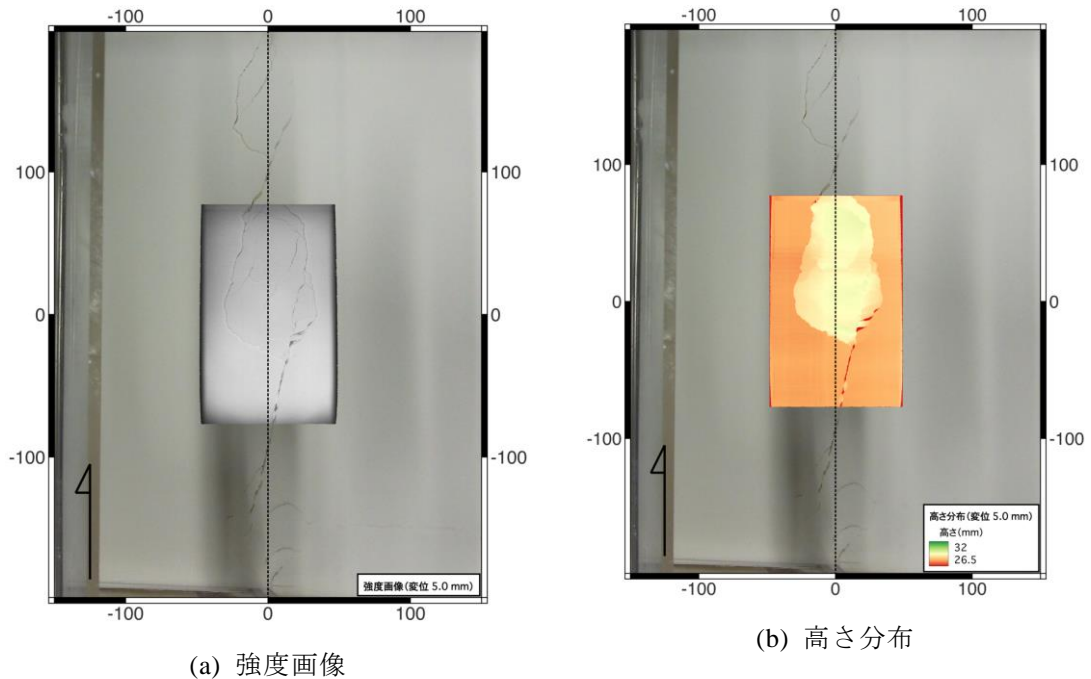


図 3.2.13 基底断層累積変位 5 mm の結果。数字の単位は mm。

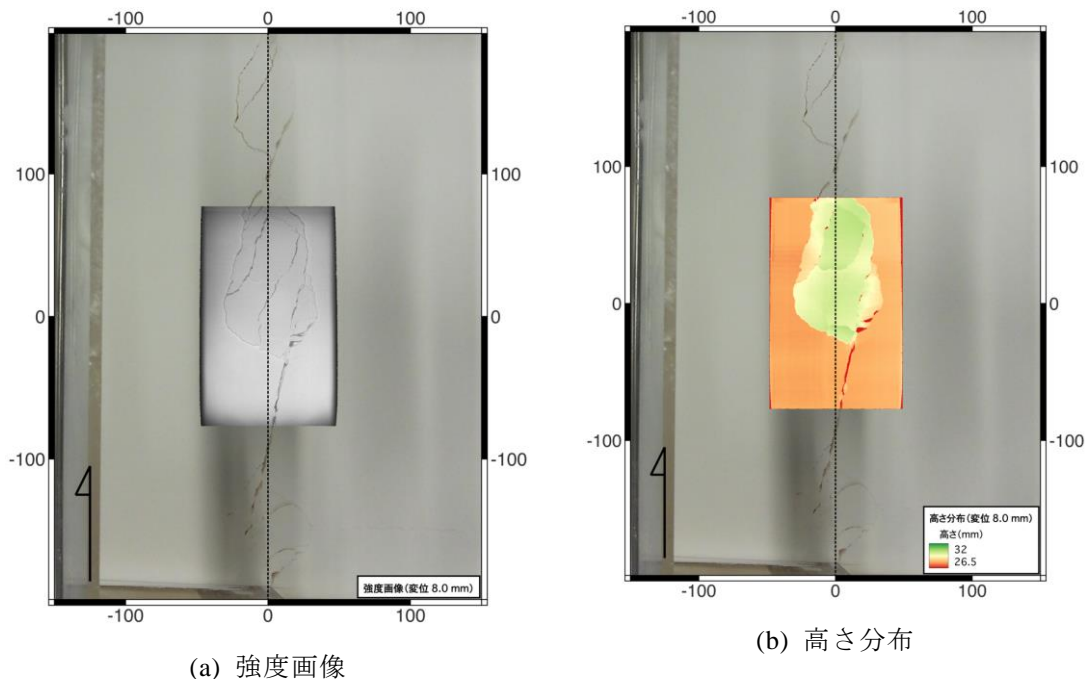


図 3.2.14 基底断層累積変位 8 mm の結果。数字の単位は mm。

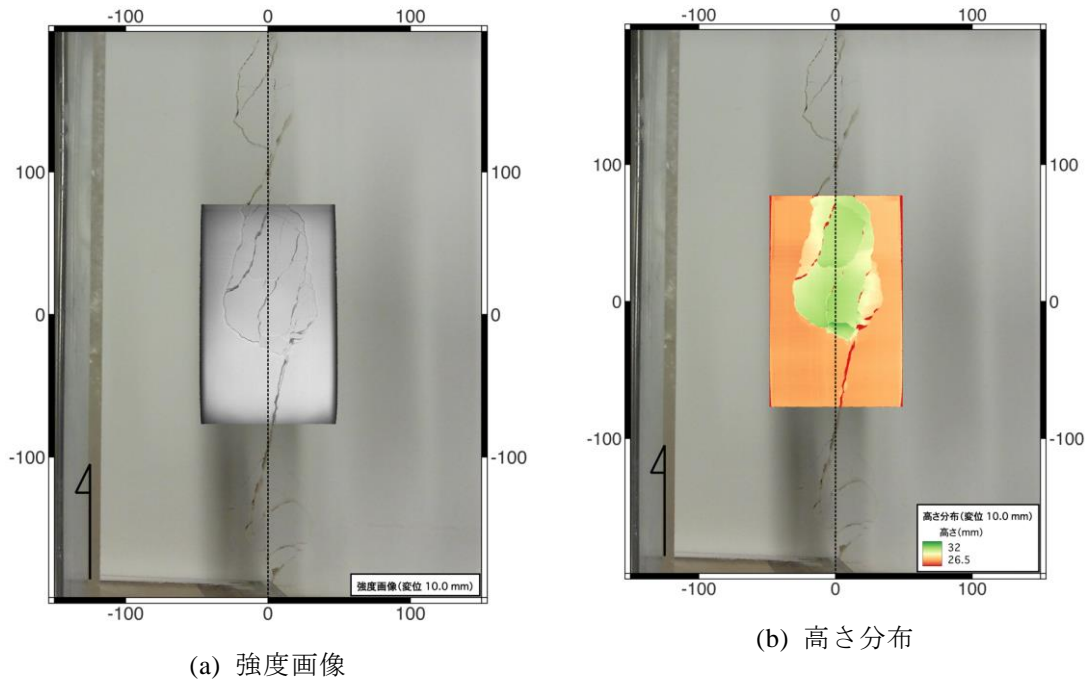


図 3.2.15 基底断層累積変位 10 mm の結果。数字の単位は mm。

3.2.2.2. 層厚 3cm・みつ詰の実験結果

(1) 1 回目試行

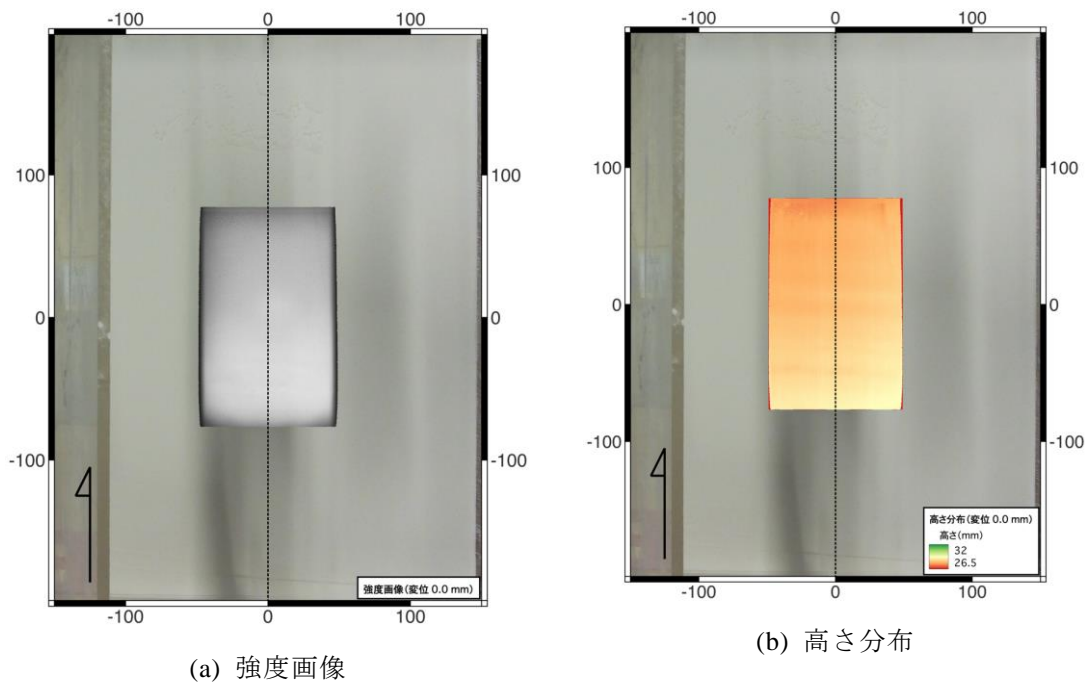
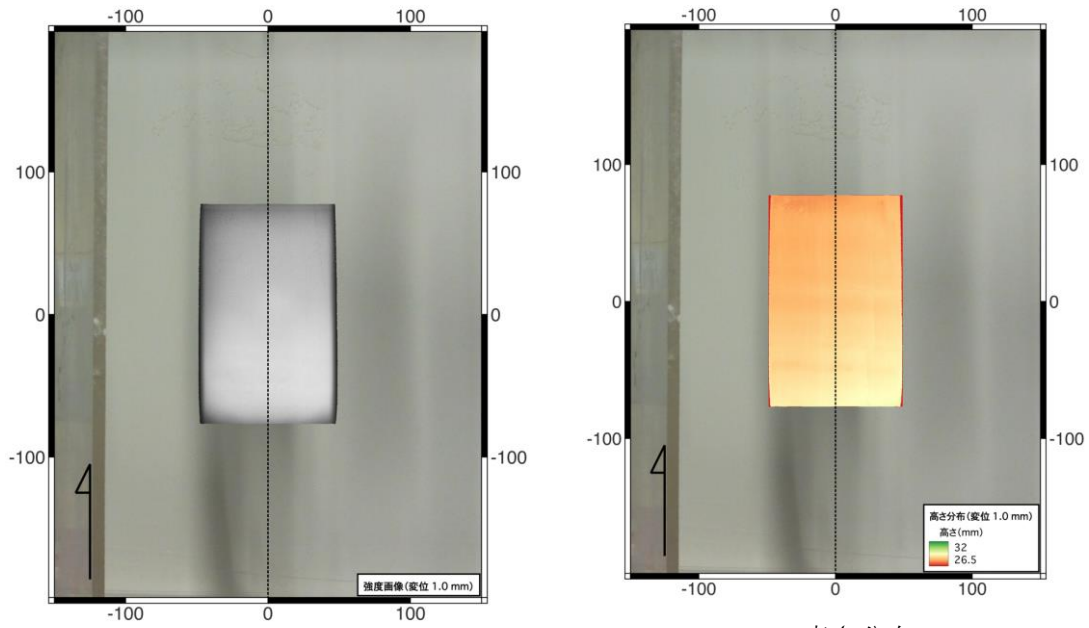
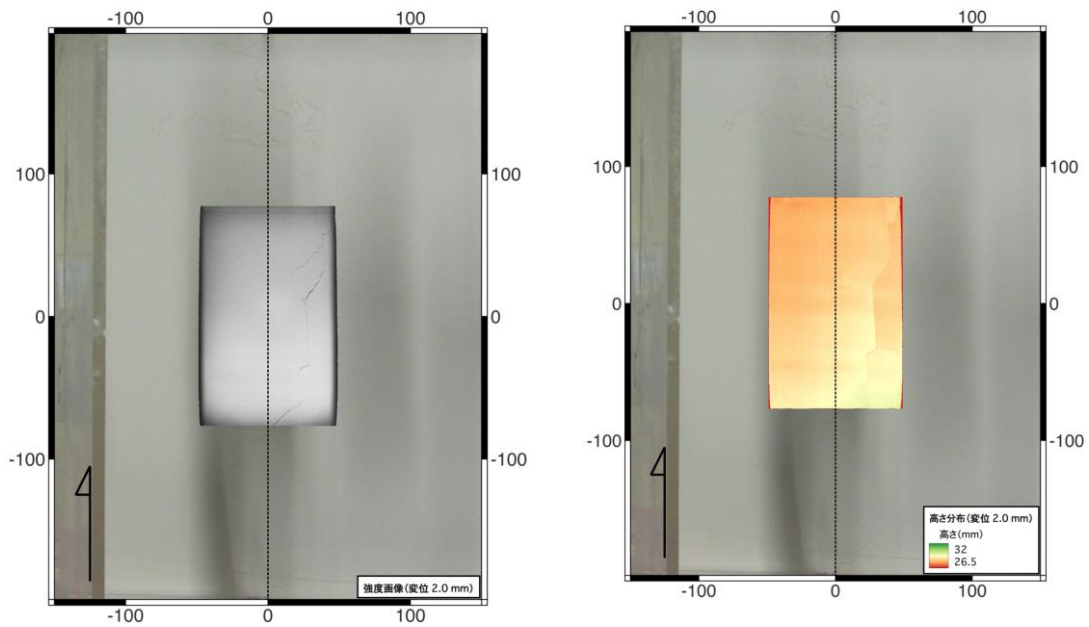


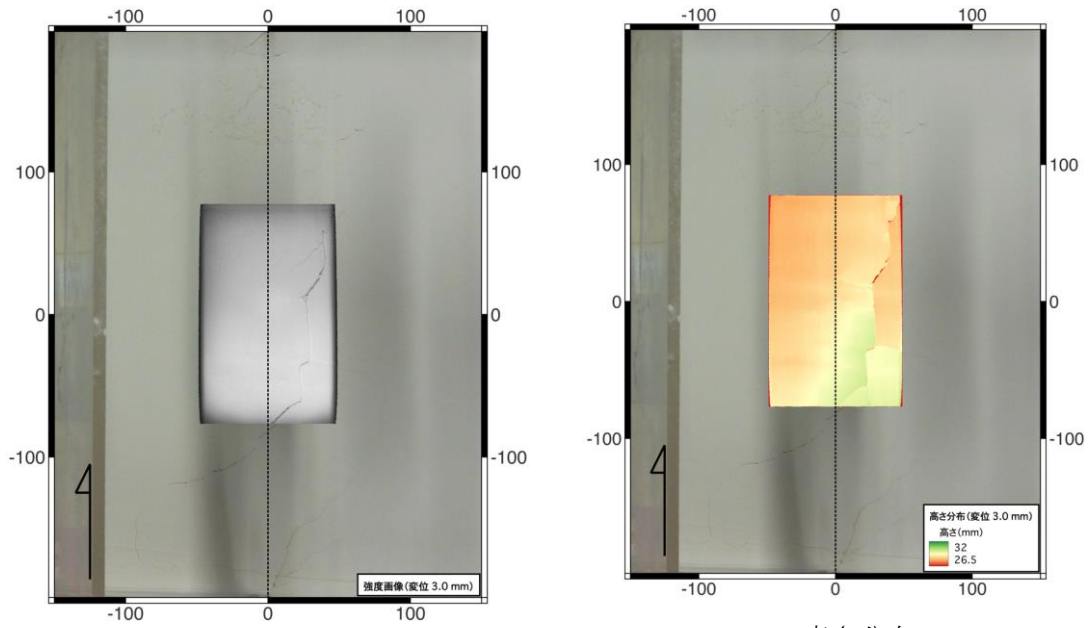
図 3.2.16 基底断層累積変位 0 mm の結果。数字の単位は mm。



(a) 強度画像
 (b) 高さ分布
 図 3.2.17 基底断層累積変位 1 mm の結果。数字の単位は mm。



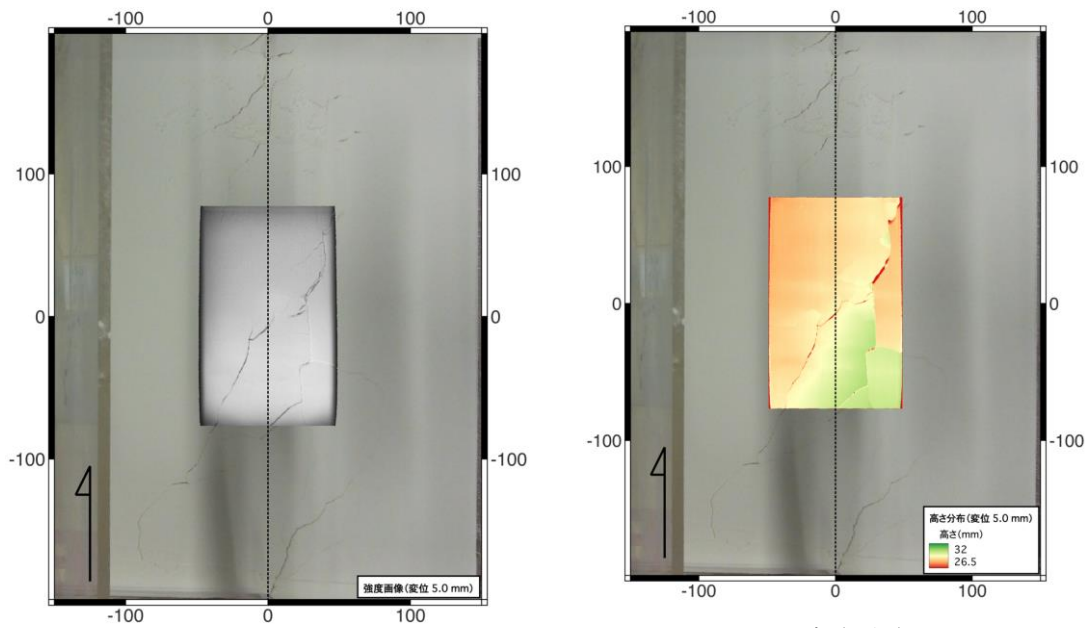
(a) 強度画像
 (b) 高さ分布
 図 3.2.18 基底断層累積変位 2 mm の結果。数字の単位は mm。



(a) 強度画像

(b) 高さ分布

図 3.2.19 基底断層累積変位 3 mm の結果。数字の単位は mm。



(a) 強度画像

(b) 高さ分布

図 3.2.20 基底断層累積変位 5 mm の結果。数字の単位は mm。

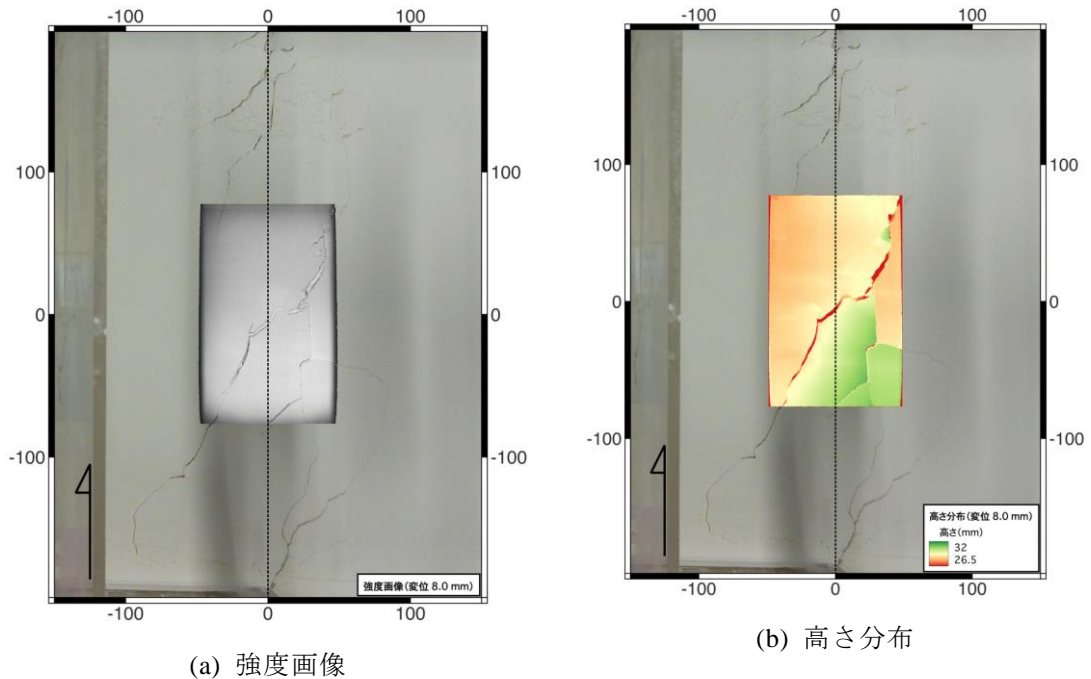


図 3.2.21 基底断層累積変位 8 mm の結果。数字の単位は mm。

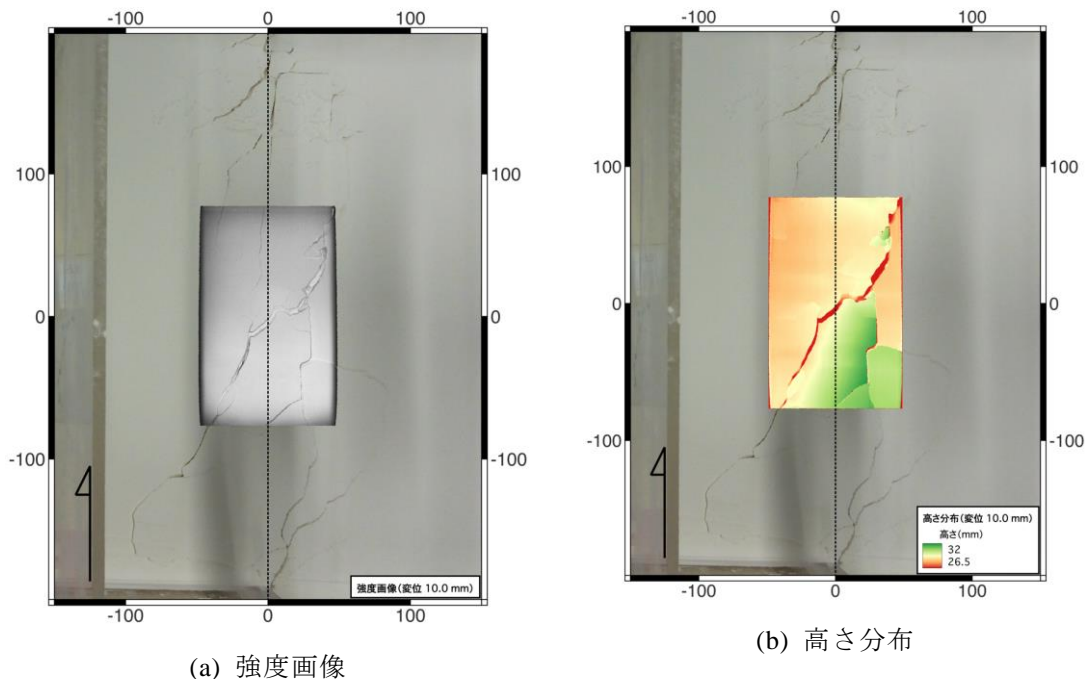


図 3.2.22 基底断層累積変位 10 mm の結果。数字の単位は mm。

(2) 2 回目試行

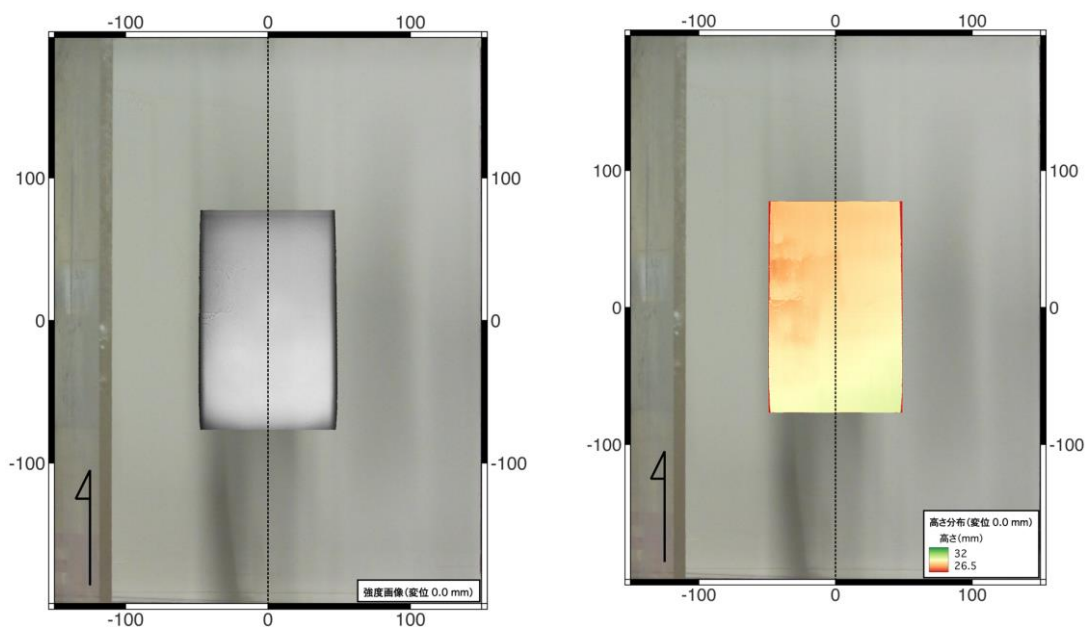


図 3.2.23 基底断層累積変位 0 mm の結果。数字の単位は mm。

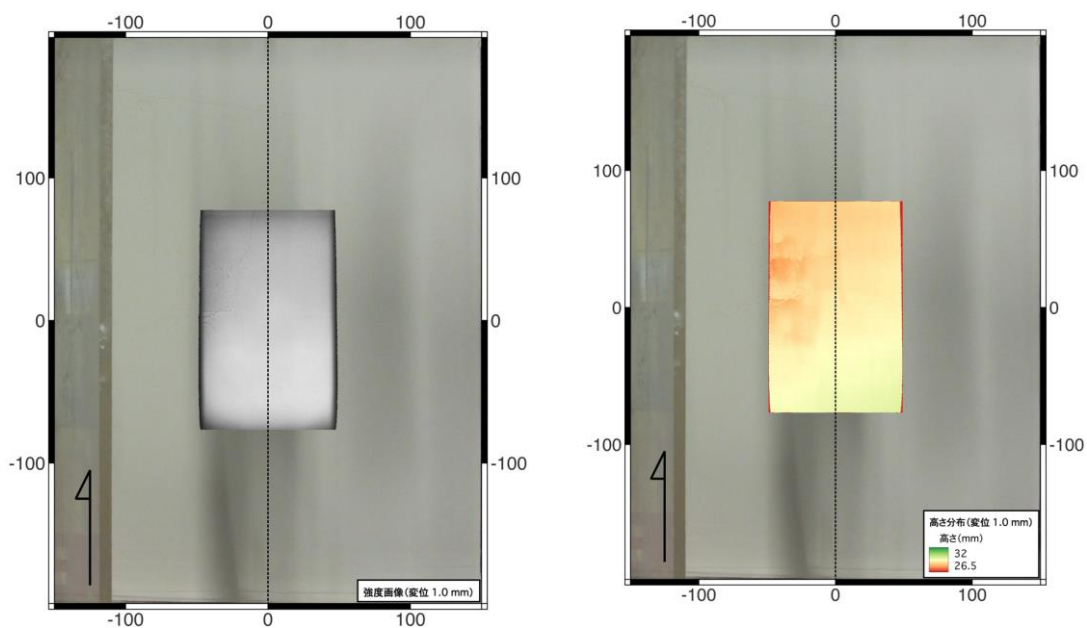
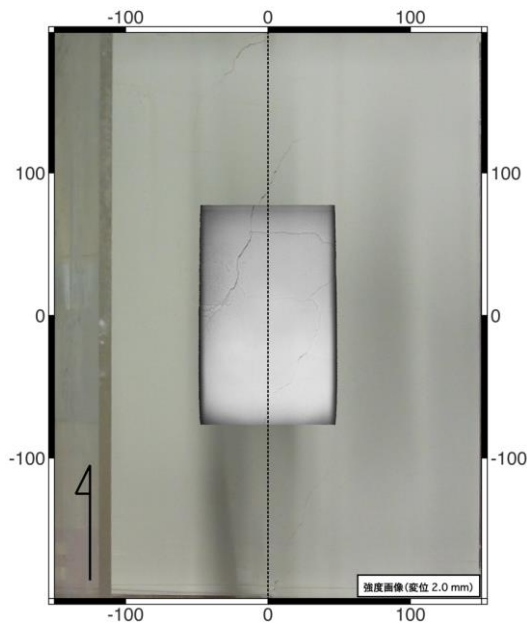
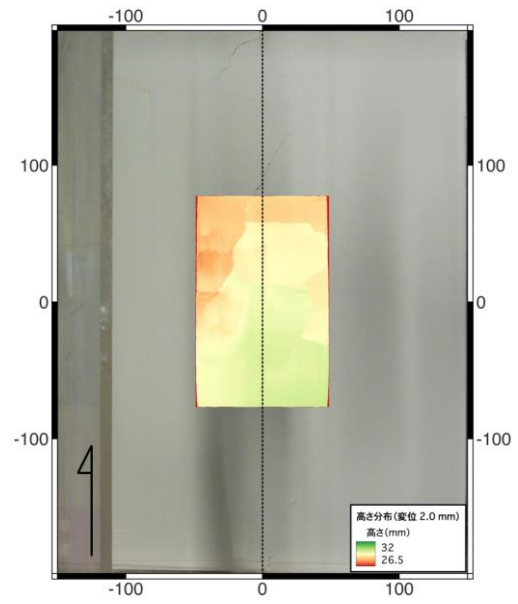


図 3.2.24 基底断層累積変位 1 mm の結果。数字の単位は mm。

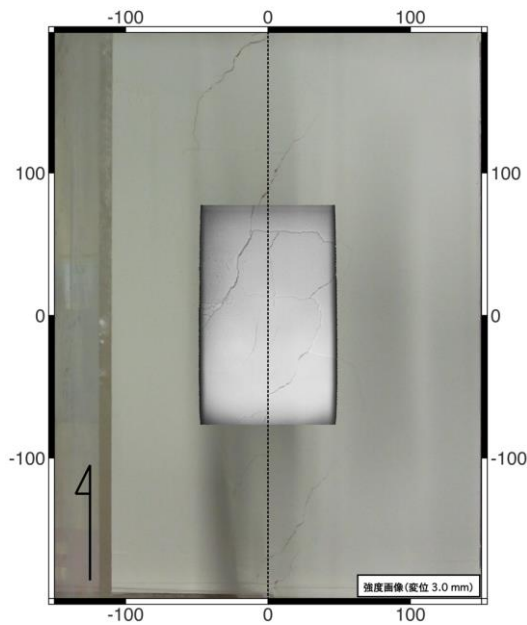


(a) 強度画像

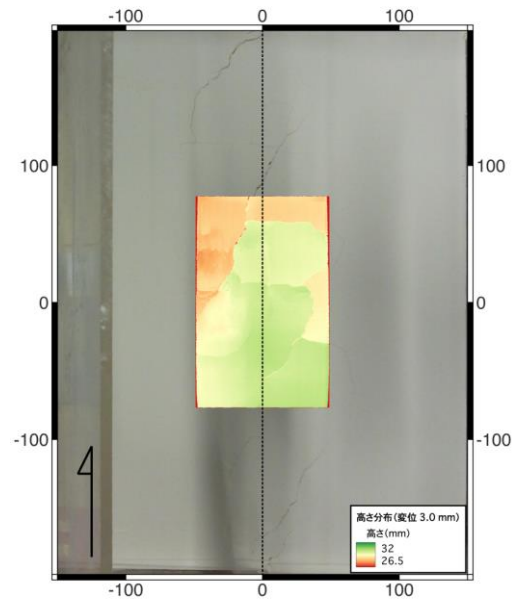


(b) 高さ分布

図 3.2.25 基底断層累積変位 2 mm の結果。数字の単位は mm。



(a) 強度画像



(b) 高さ分布

図 3.2.26 基底断層累積変位 3 mm の結果。数字の単位は mm。

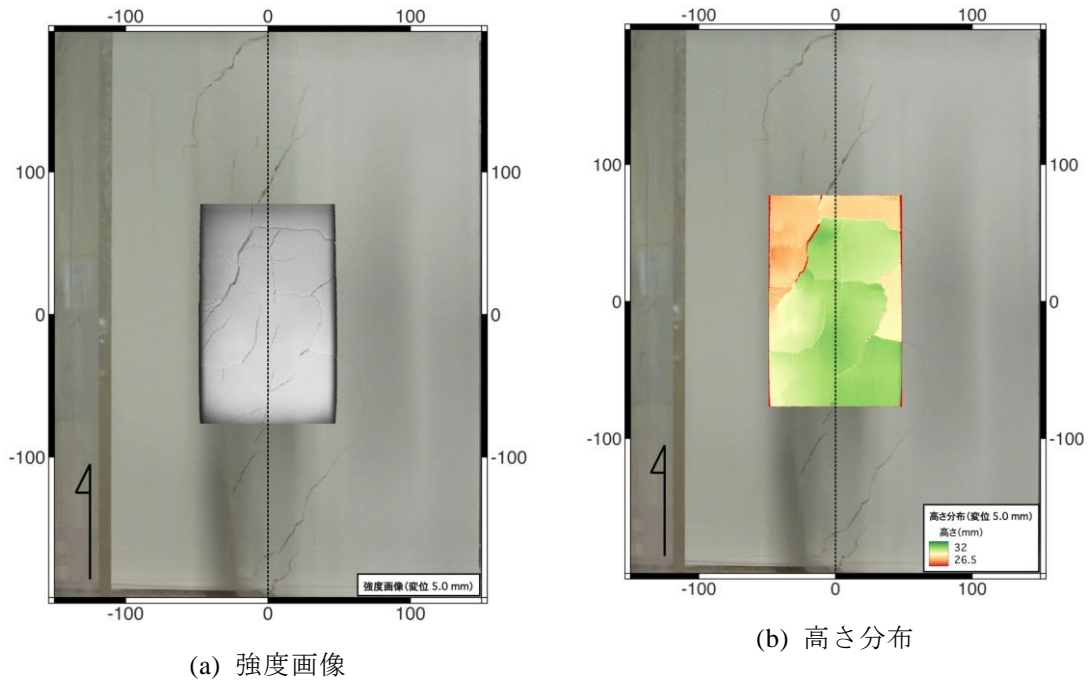


図 3.2.27 基底断層累積変位 5 mm の結果。数字の単位は mm。

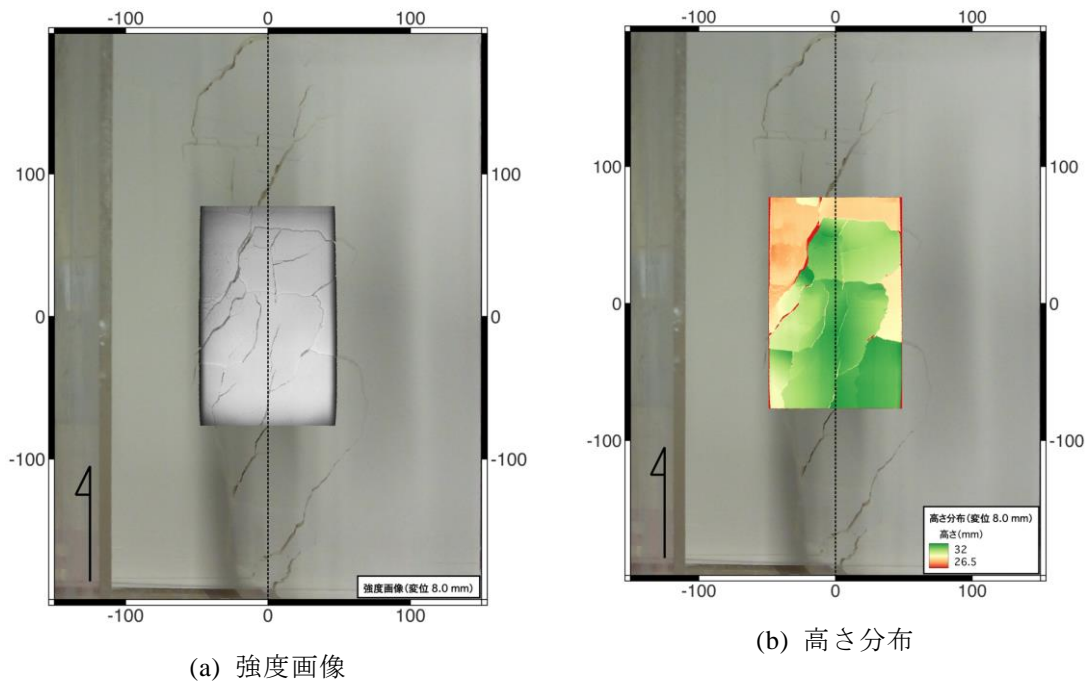
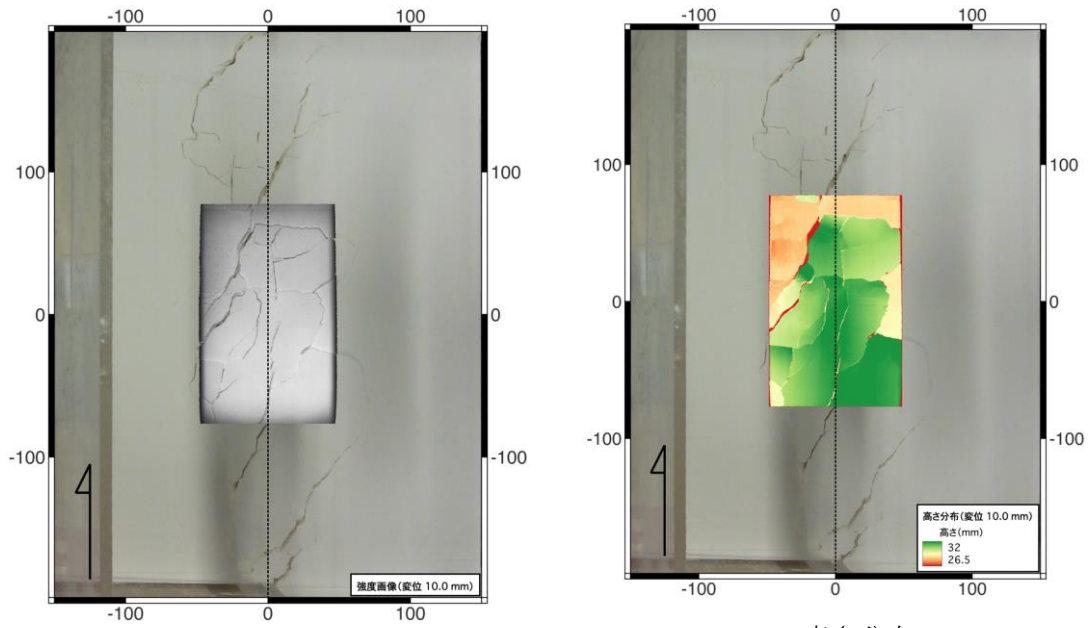


図 3.2.28 基底断層累積変位 8 mm の結果。数字の単位は mm。



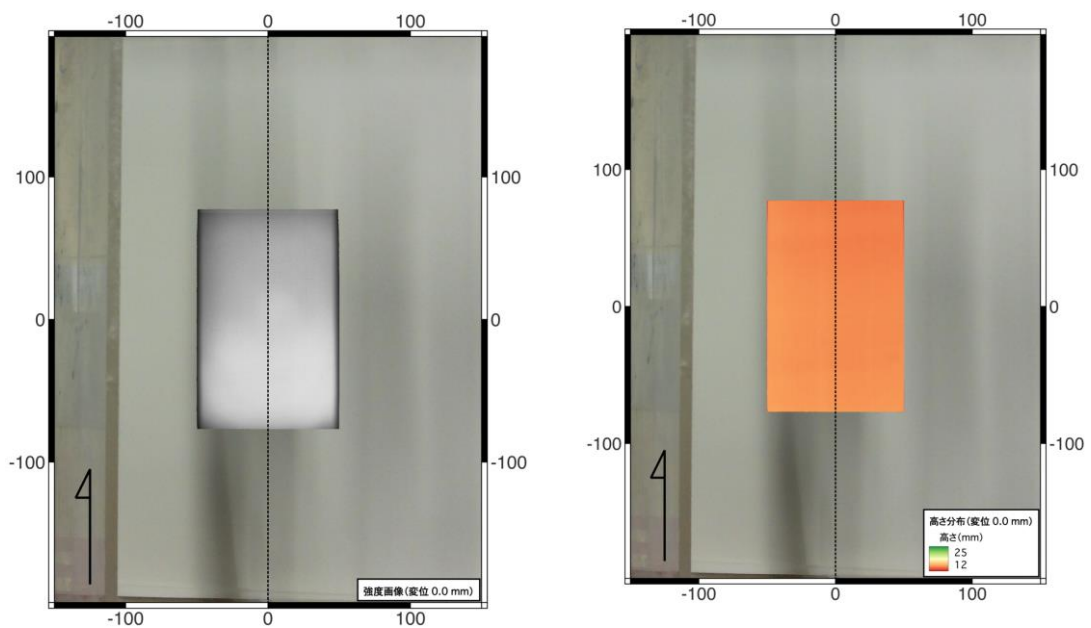
(a) 強度画像

(b) 高さ分布

図 3.2.29 基底断層累積変位 10 mm の結果。数字の単位は mm。

3.2.2.3. 層厚 1.5cm・ゆる詰の実験結果

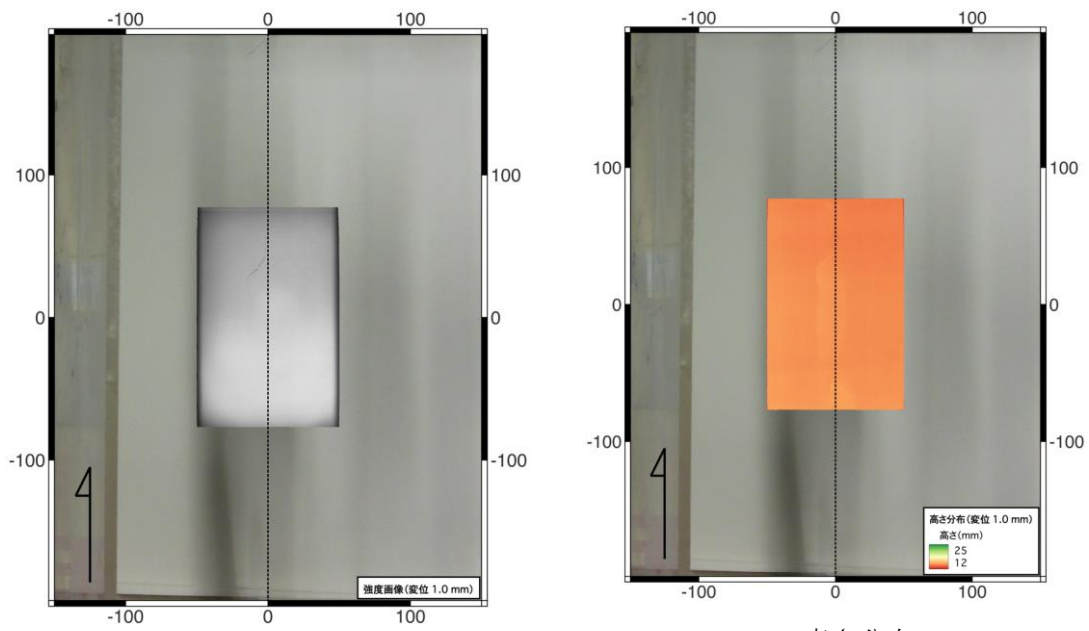
(1) 1 回目試行



(a) 強度画像

(b) 高さ分布

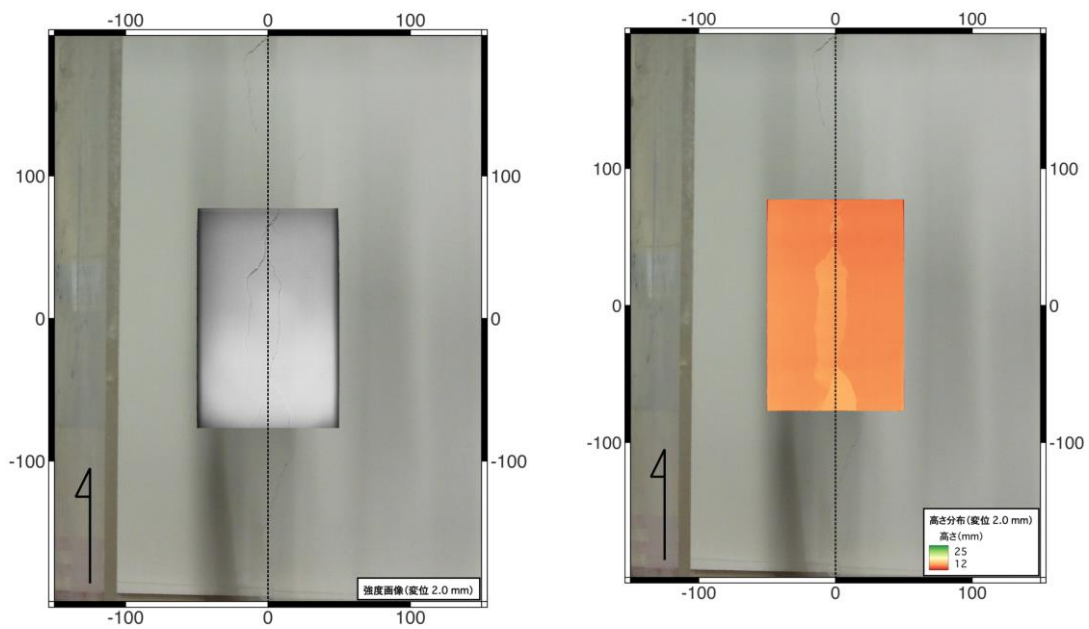
図 3.2.30 基底断層累積変位 0 mm の結果。数字の単位は mm。



(a) 強度画像

(b) 高さ分布

図 3.2.31 基底断層累積変位 1 mm の結果。数字の単位は mm。



(a) 強度画像

(b) 高さ分布

図 3.2.32 基底断層累積変位 2 mm の結果。数字の単位は mm。

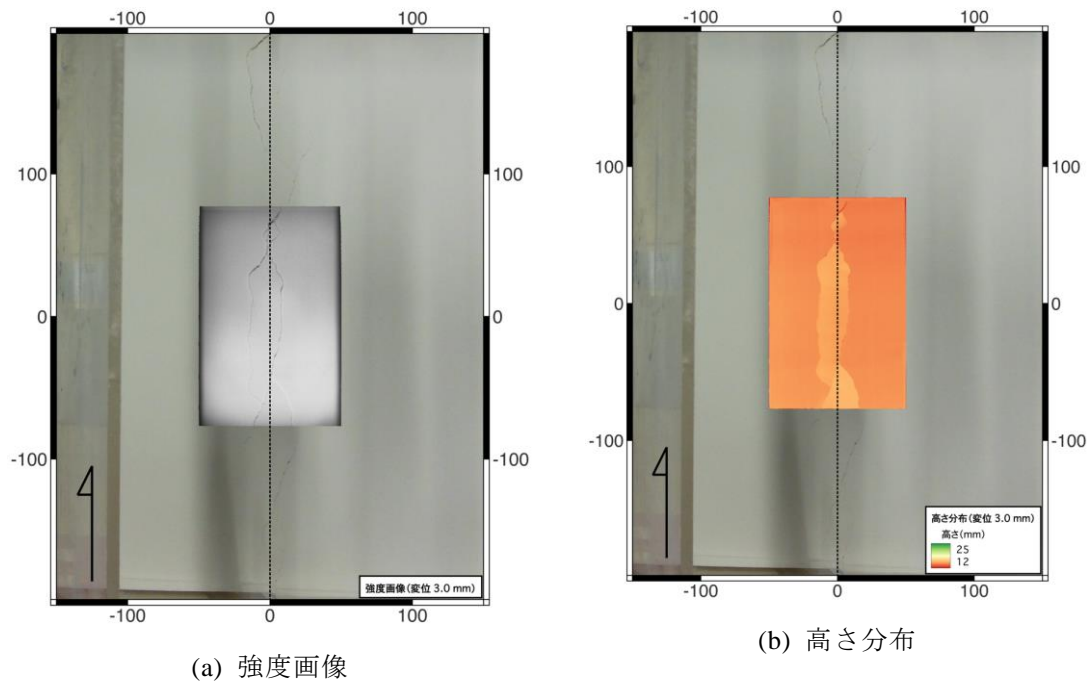


図 3.2.33 基底断層累積変位 3 mm の結果。数字の単位は mm。

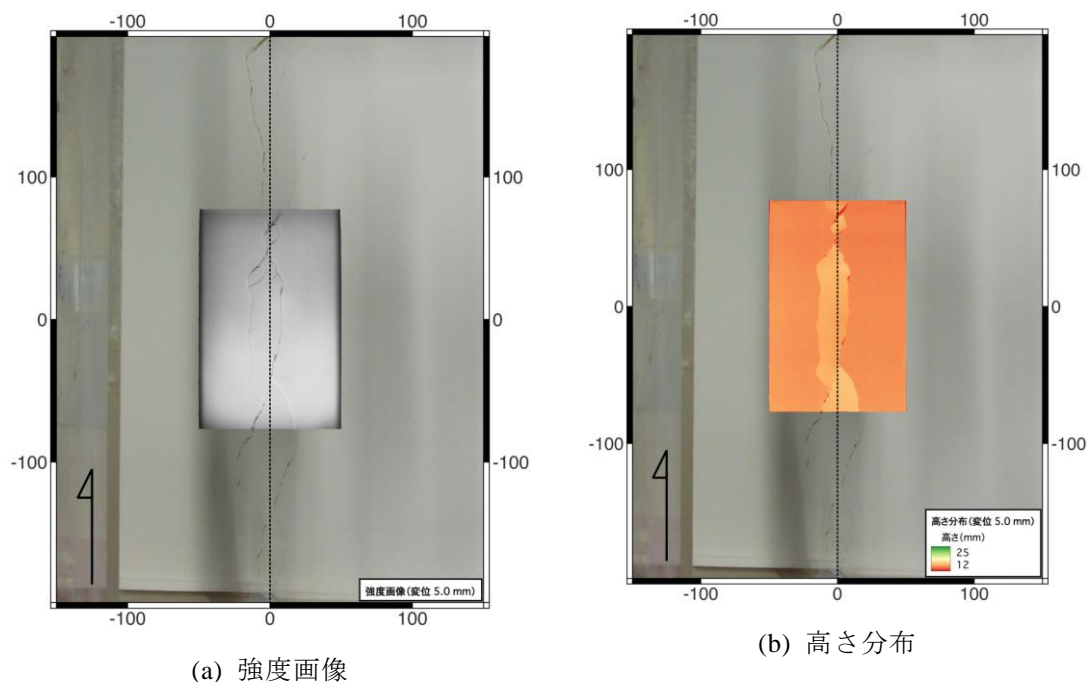


図 3.2.34 基底断層累積変位 5 mm の結果。数字の単位は mm。

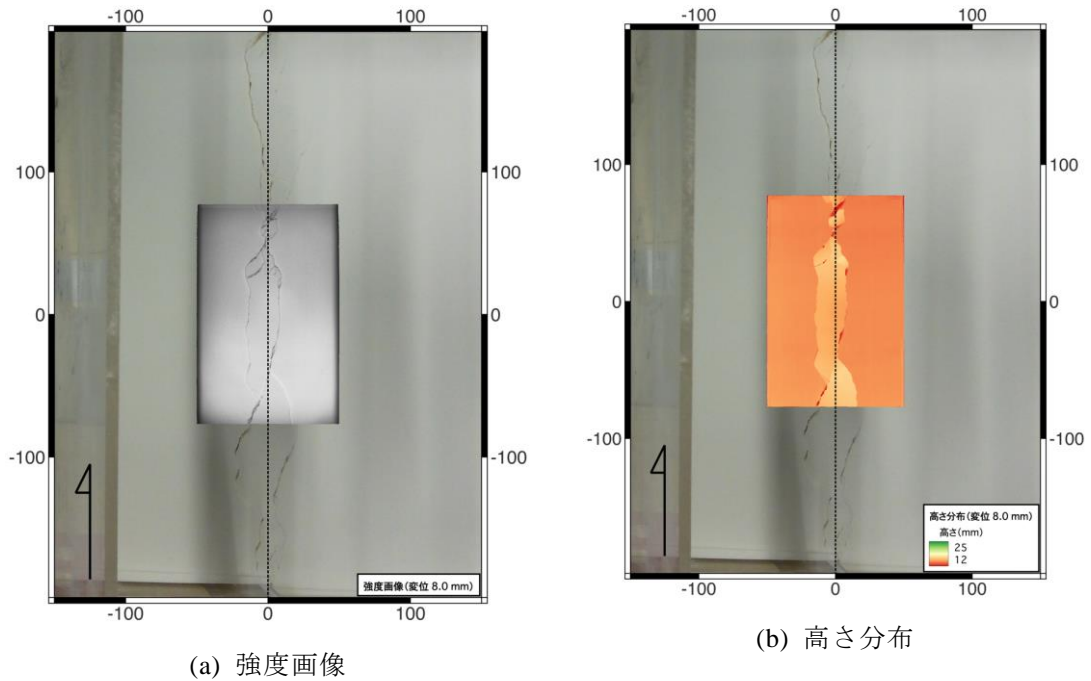


図 3.2.35 基底断層累積変位 8 mm の結果。数字の単位は mm。

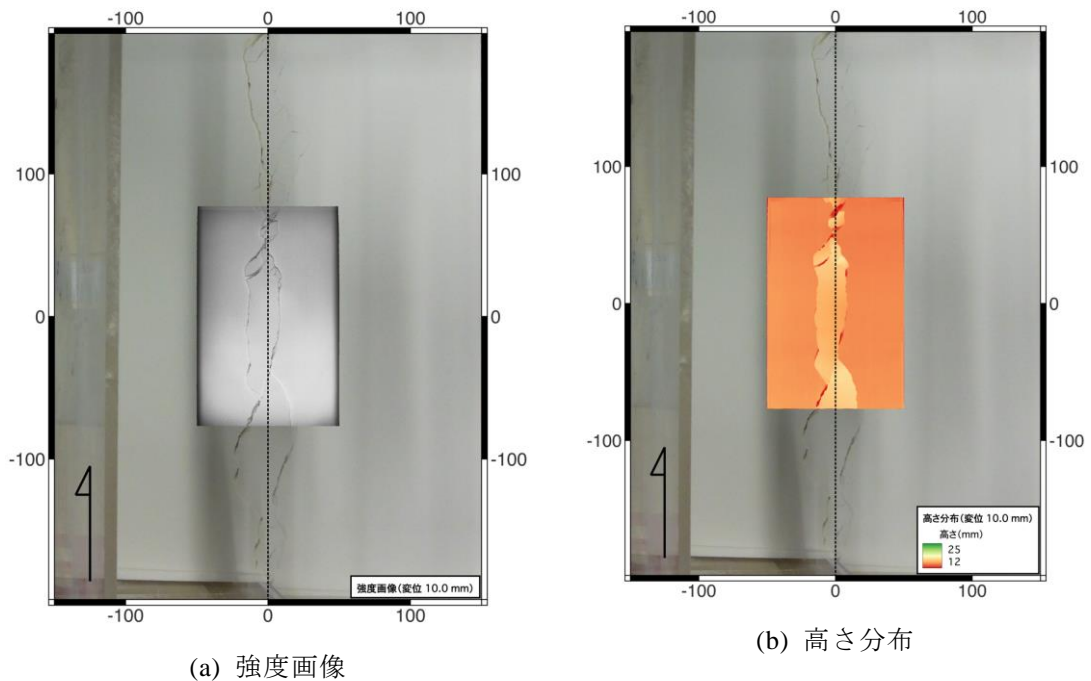


図 3.2.36 基底断層累積変位 10 mm の結果。数字の単位は mm。

(2) 2 回目試行

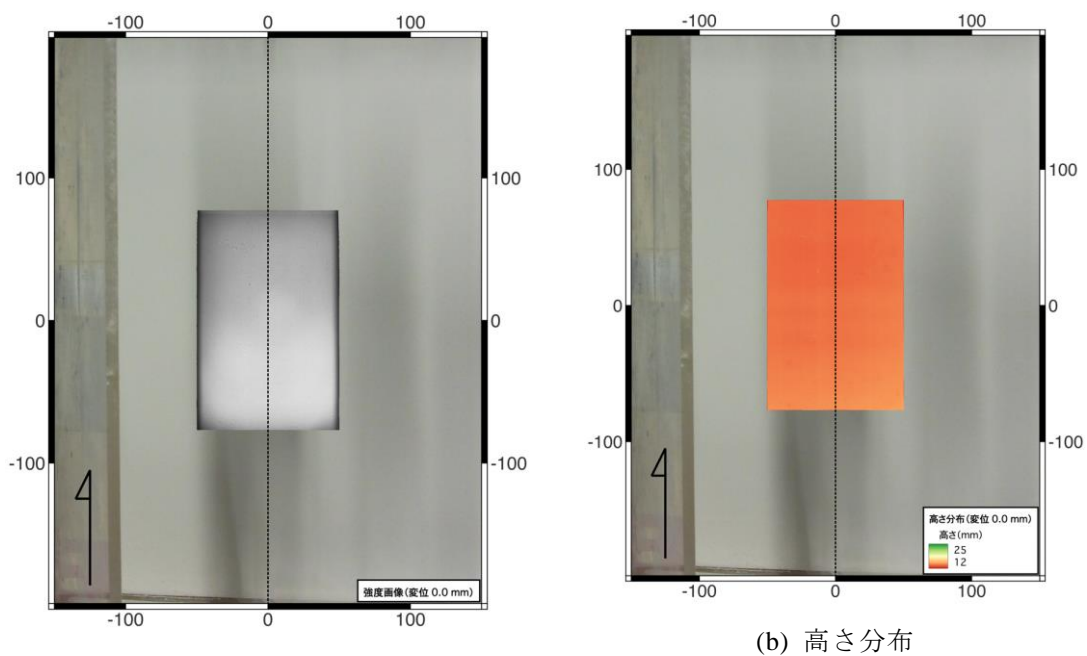


図 3.2.37 基底断層累積変位 0 mm の結果。数字の単位は mm。

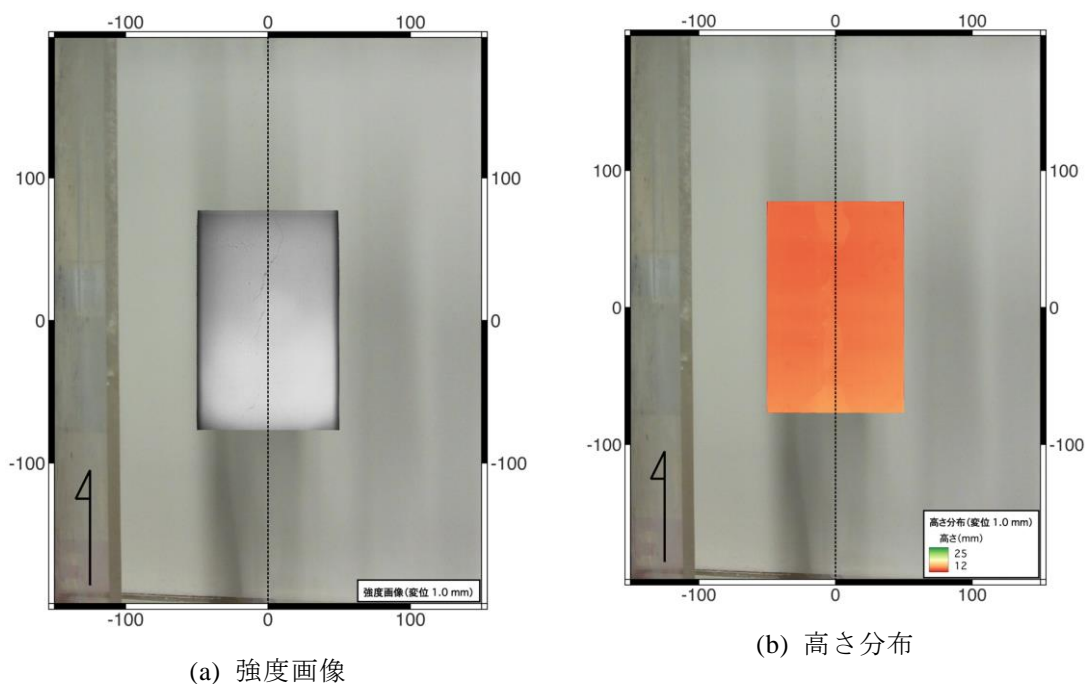
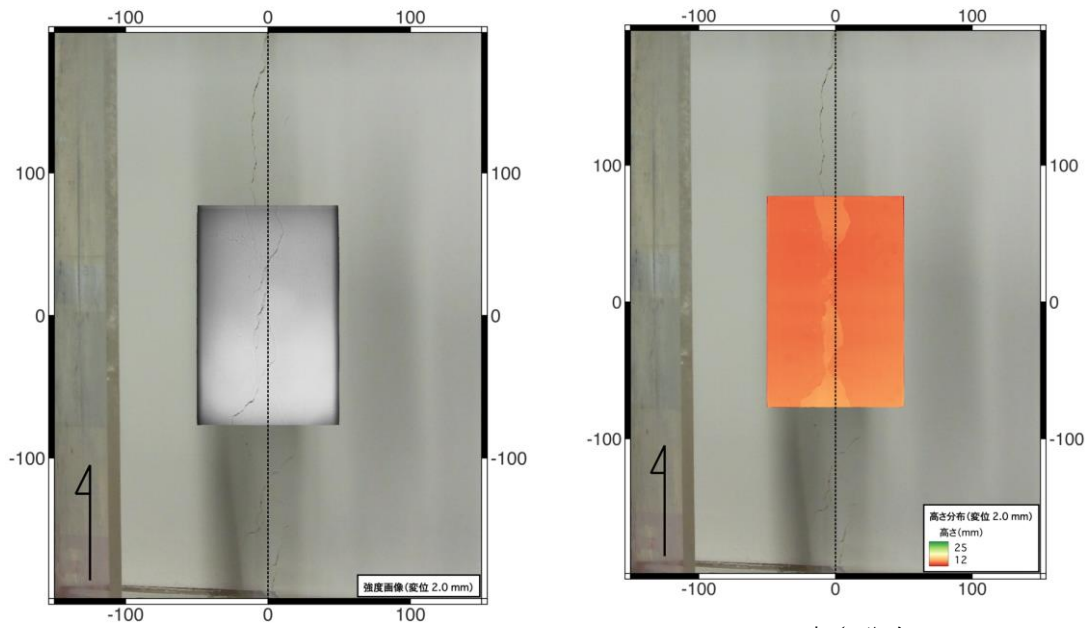


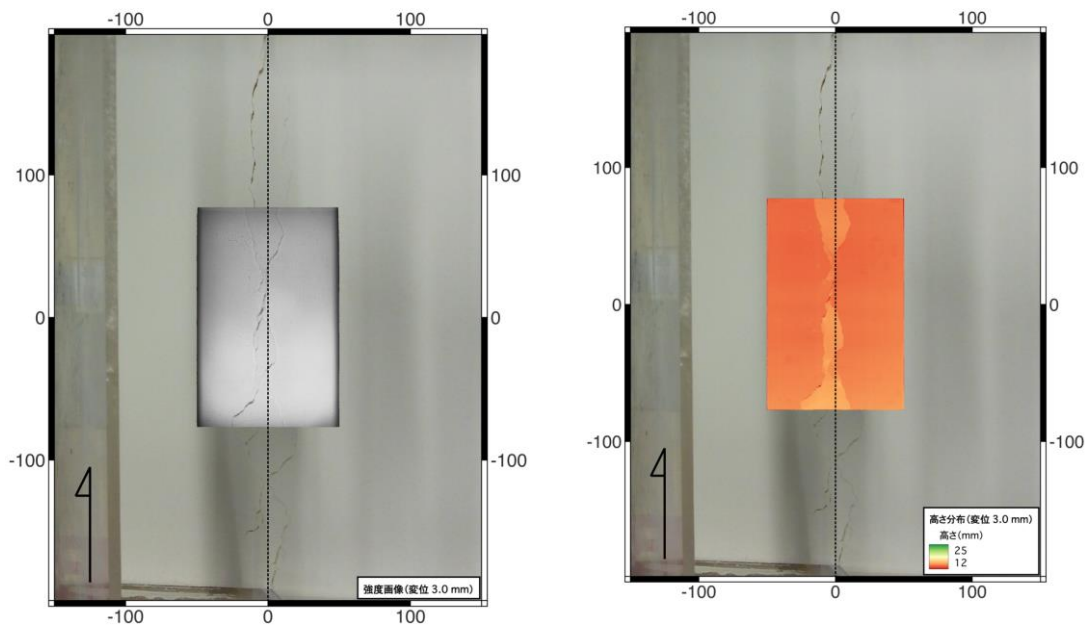
図 3.2.38 基底断層累積変位 1 mm の結果。数字の単位は mm。



(a) 強度画像

(b) 高さ分布

図 3.2.39 基底断層累積変位 2 mm の結果。数字の単位は mm。



(a) 強度画像

(b) 高さ分布

図 3.2.40 基底断層累積変位 3 mm の結果。数字の単位は mm。

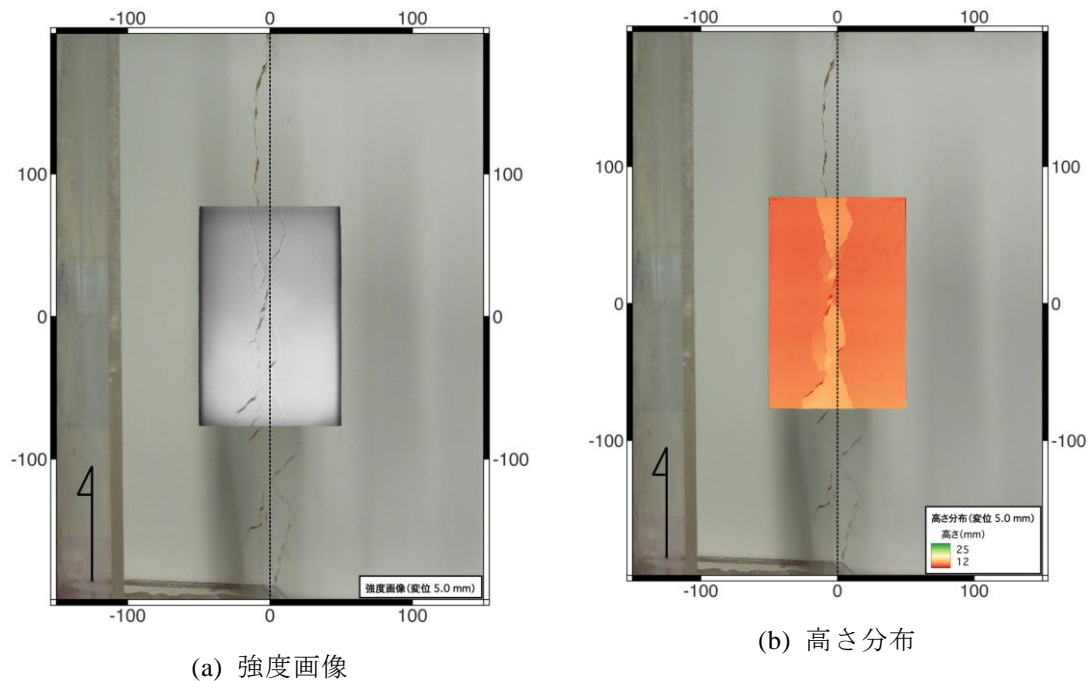


図 3.2.41 基底断層累積変位 5 mm の結果。数字の単位は mm。

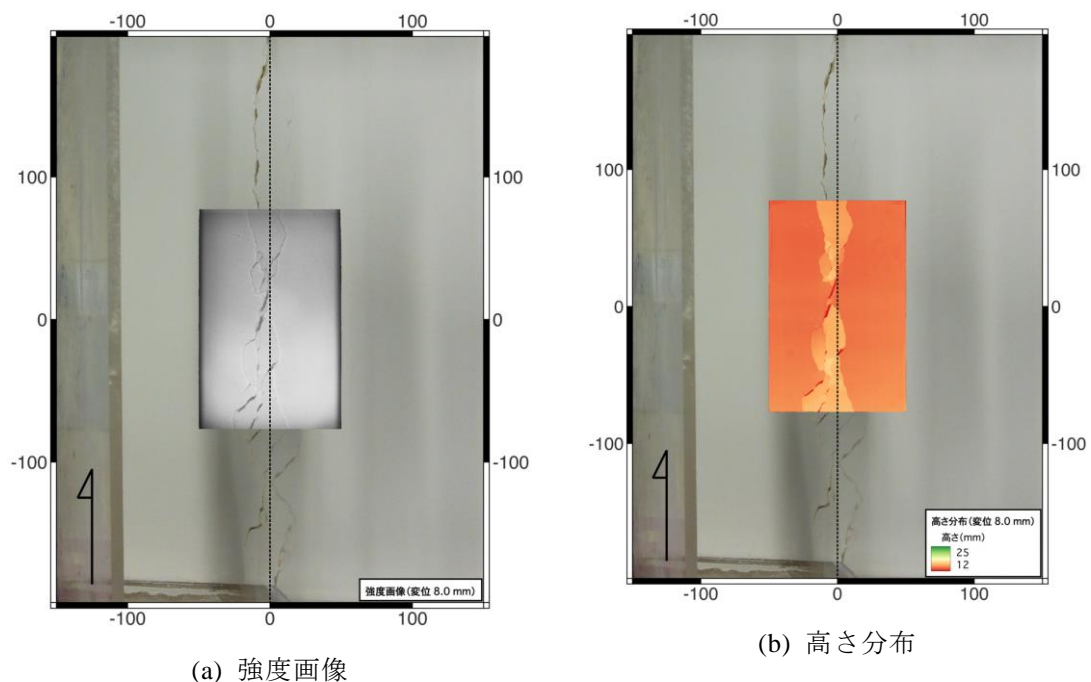


図 3.2.42 基底断層累積変位 8 mm の結果。数字の単位は mm。

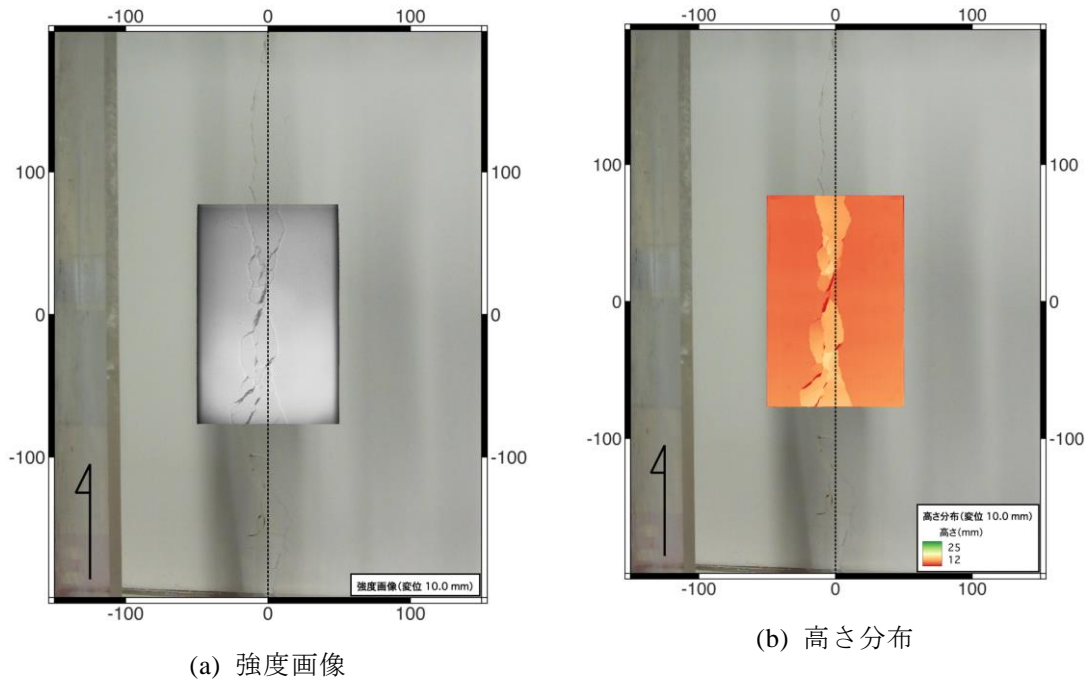


図 3.2.43 基底断層累積変位 10 mm の結果。数字の単位は mm。

3.2.2.4. 層厚 1.5cm・みつ詰の実験結果

(1) 1 回目試行

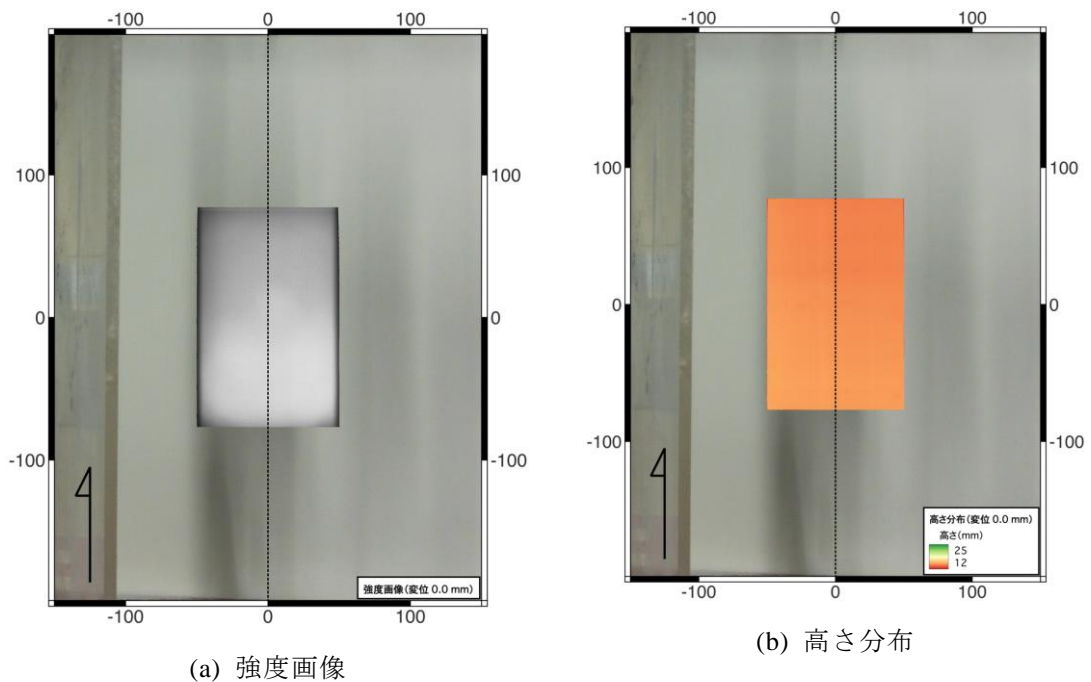
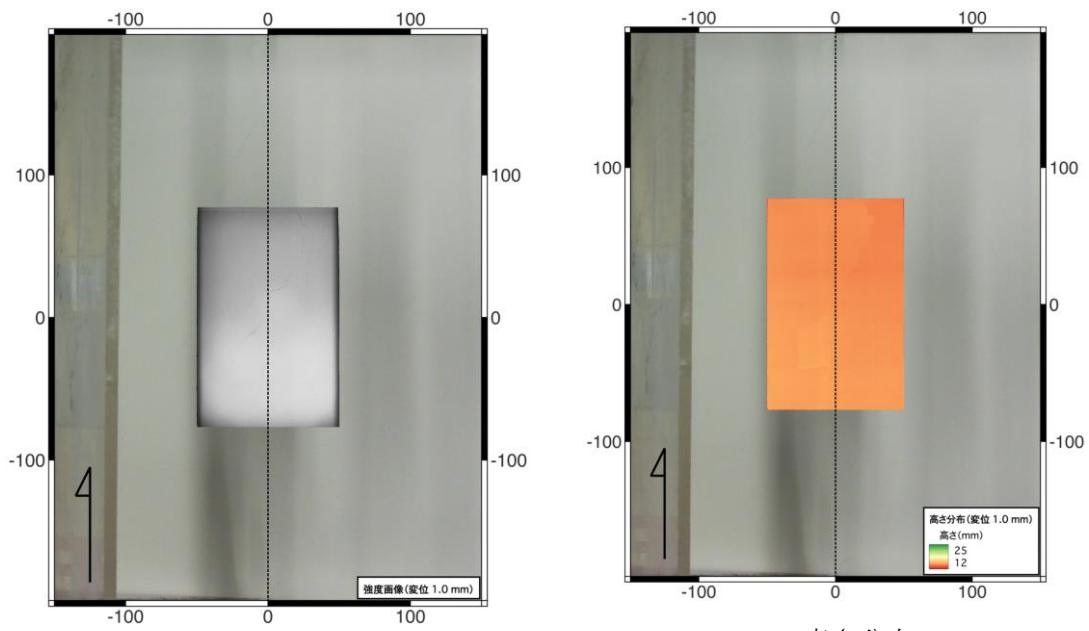


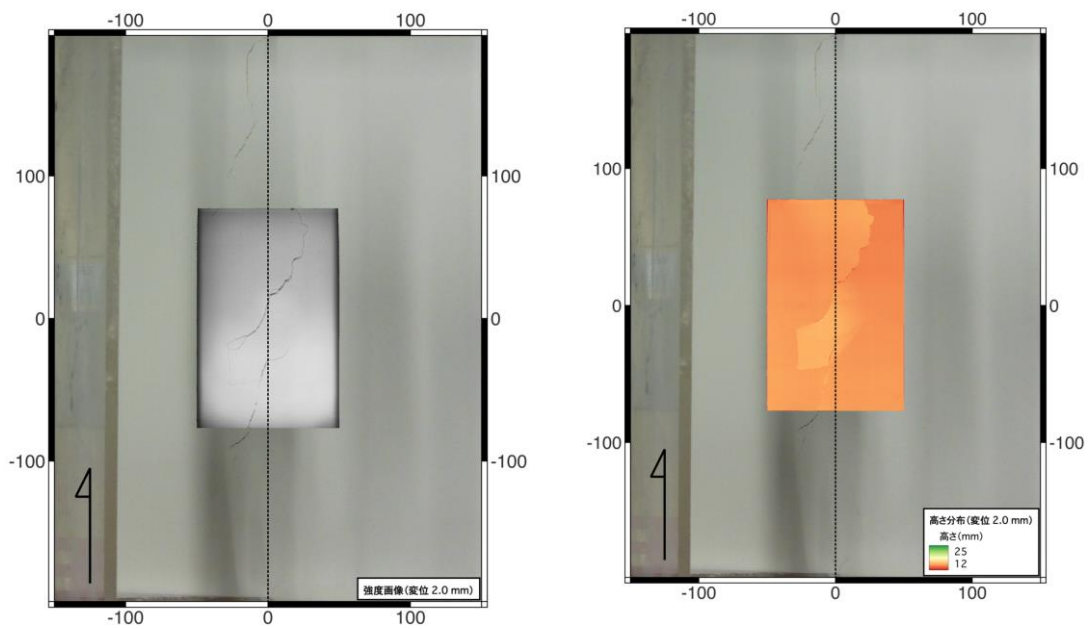
図 3.2.44 基底断層累積変位 0 mm の結果。数字の単位は mm。



(a) 強度画像

(b) 高さ分布

図 3.2.45 基底断層累積変位 1 mm の結果。数字の単位は mm。



(a) 強度画像

(b) 高さ分布

図 3.2.46 基底断層累積変位 2 mm の結果。数字の単位は mm。

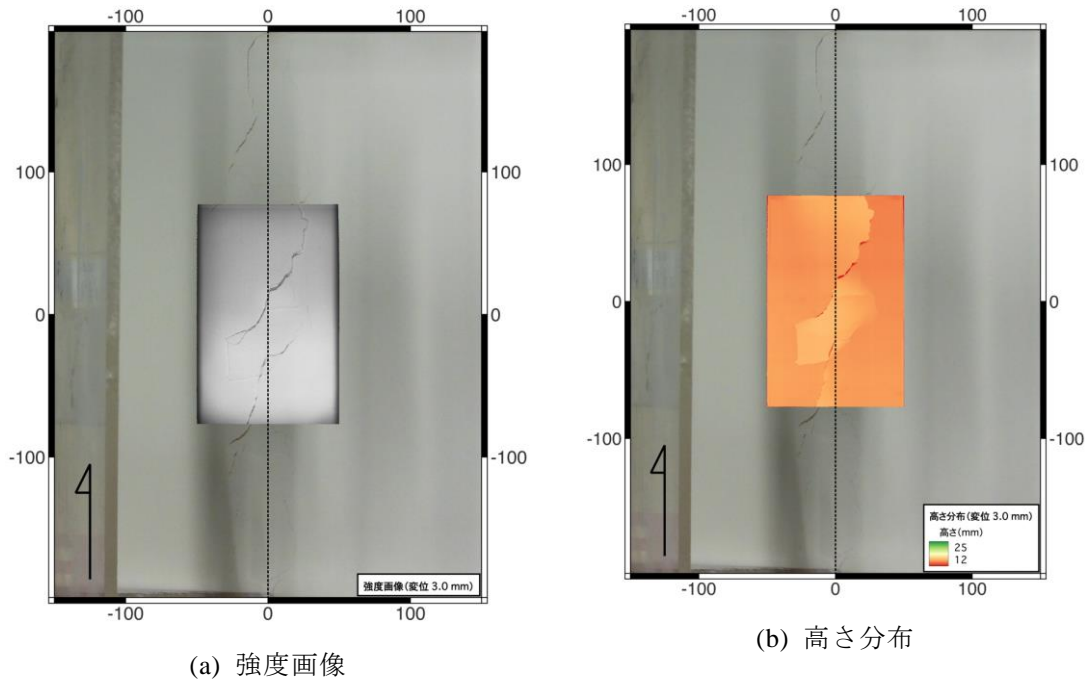


図 3.2.47 基底断層累積変位 3 mm の結果。数字の単位は mm。

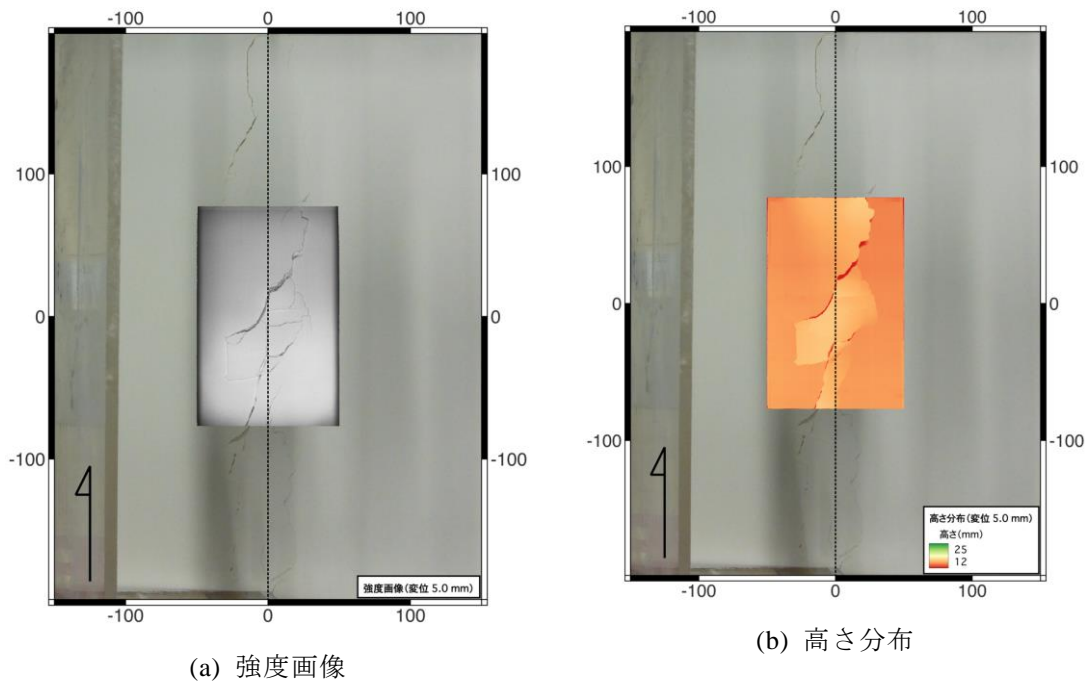


図 3.2.48 基底断層累積変位 5 mm の結果。数字の単位は mm。

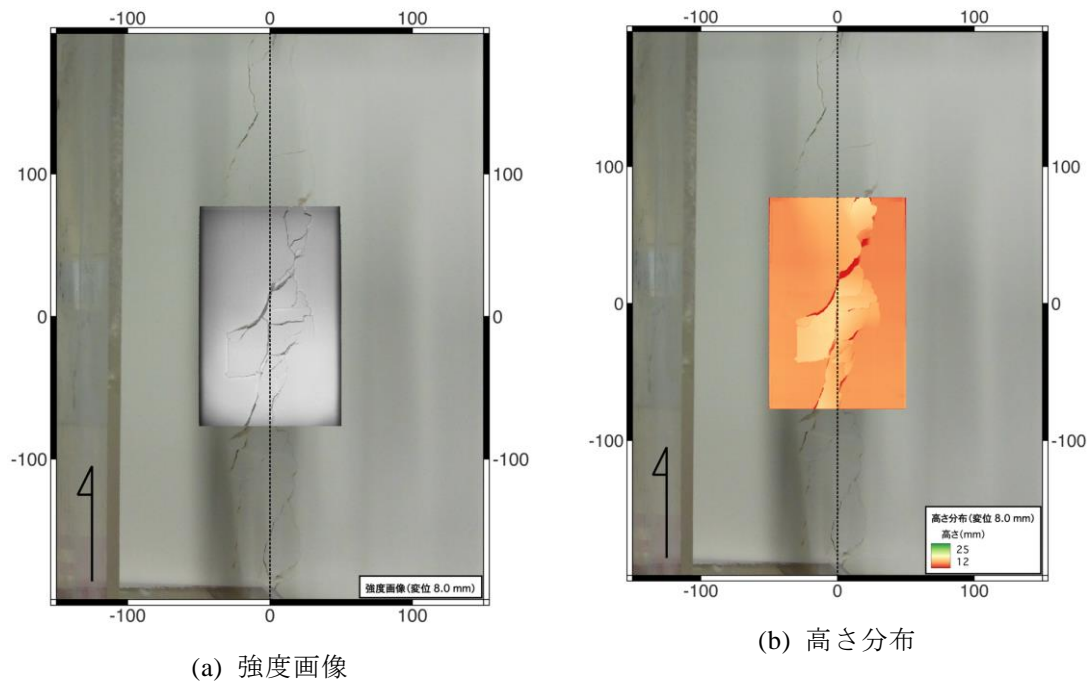


図 3.2.49 基底断層累積変位 8 mm の結果。数字の単位は mm。

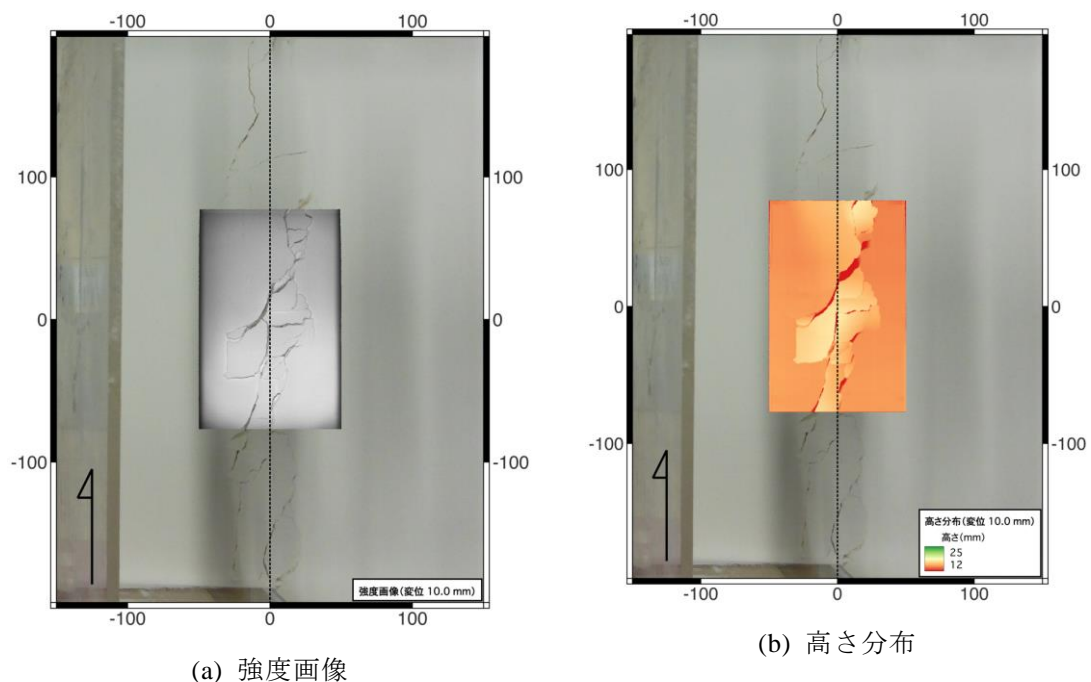
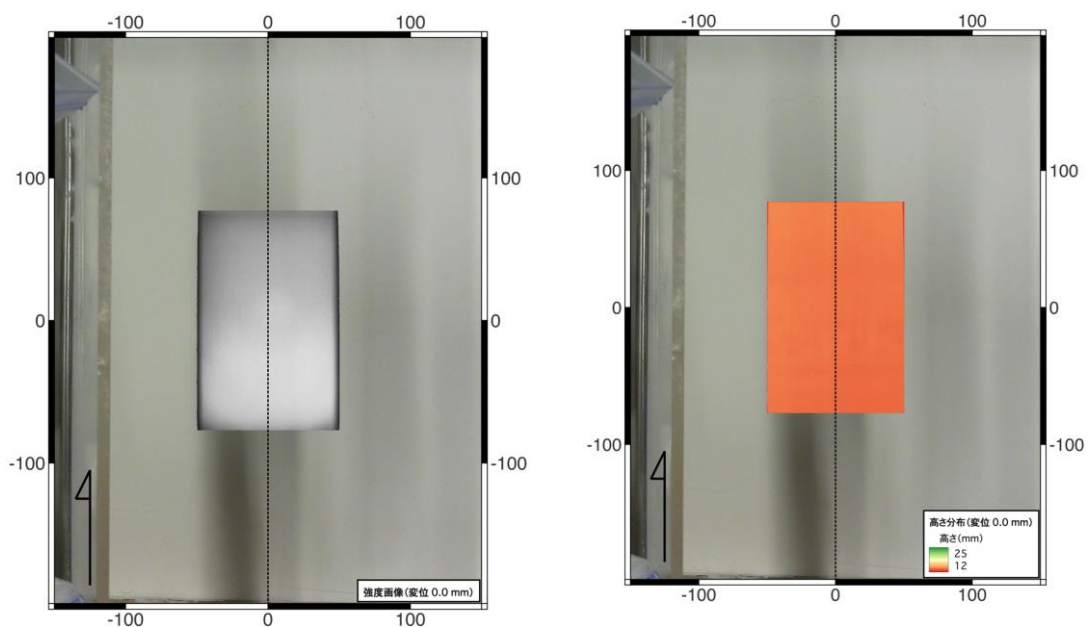


図 3.2.50 基底断層累積変位 10 mm の結果。数字の単位は mm。

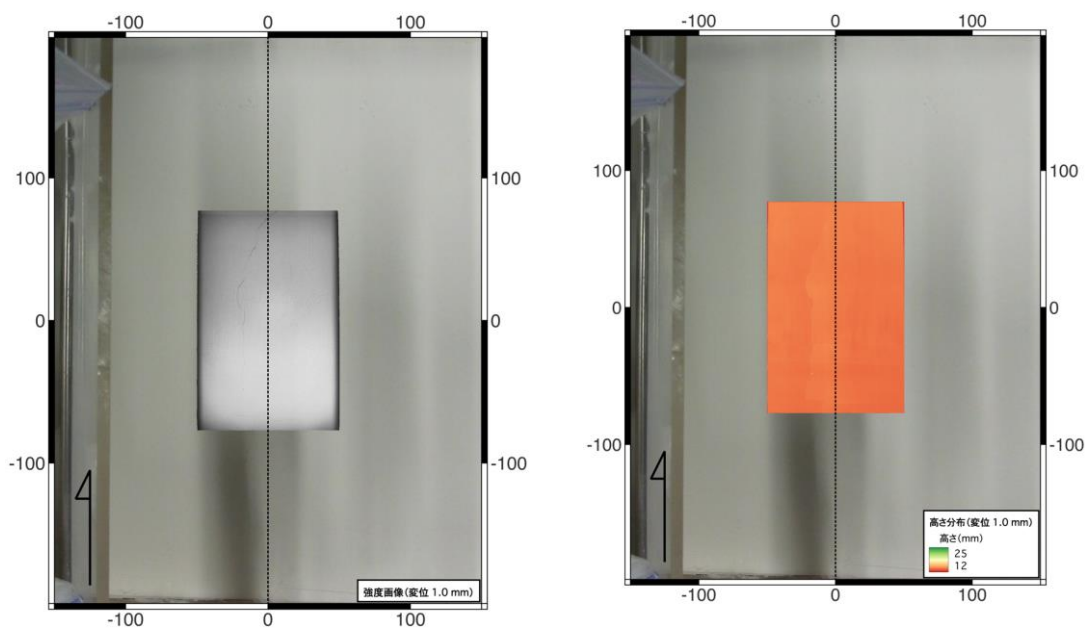
(2) 2 回目試行



(a) 強度画像

(b) 高さ分布

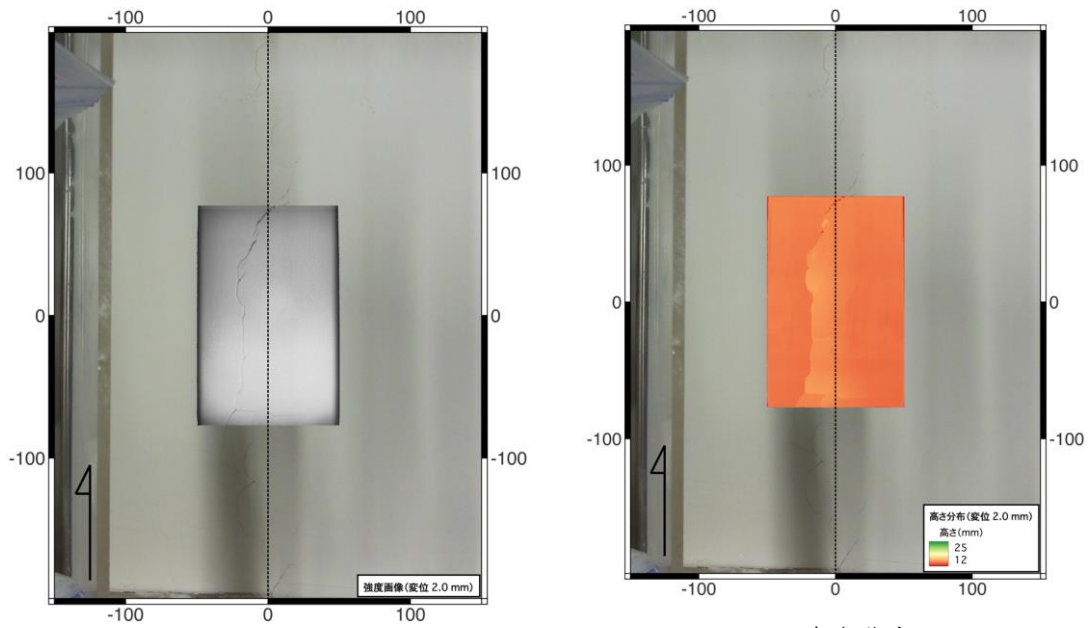
図 3.2.51 基底断層累積変位 0 mm の結果。数字の単位は mm。



(a) 強度画像

(b) 高さ分布

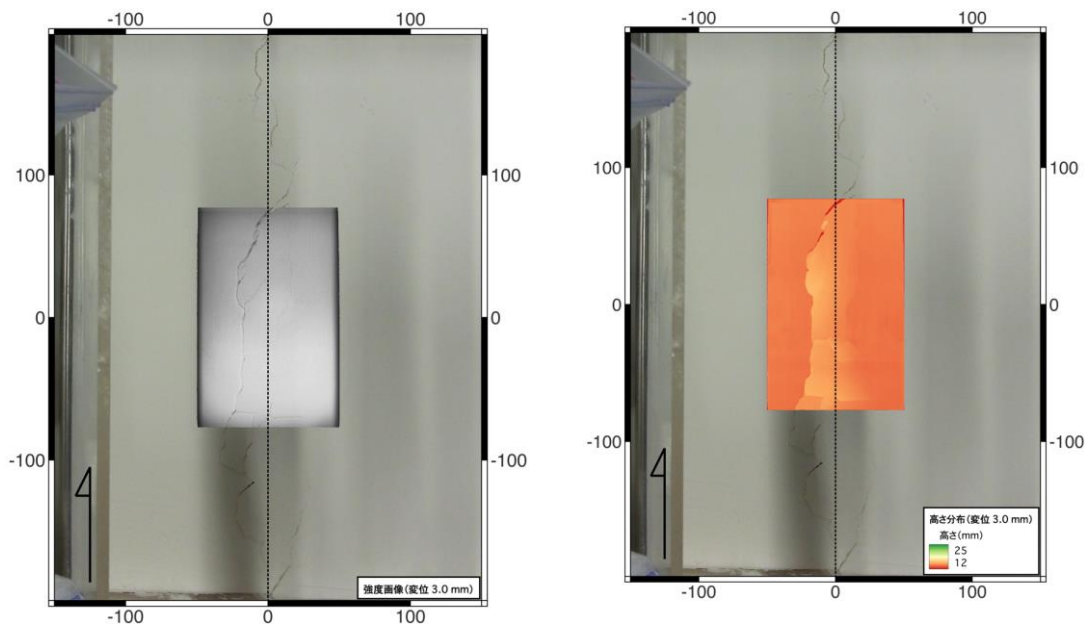
図 3.2.52 基底断層累積変位 1 mm の結果。数字の単位は mm。



(a) 強度画像

(b) 高さ分布

図 3.2.53 基底断層累積変位 2 mm の結果。数字の単位は mm。



(a) 強度画像

(b) 高さ分布

図 3.2.54 基底断層累積変位 3 mm の結果。数字の単位は mm。

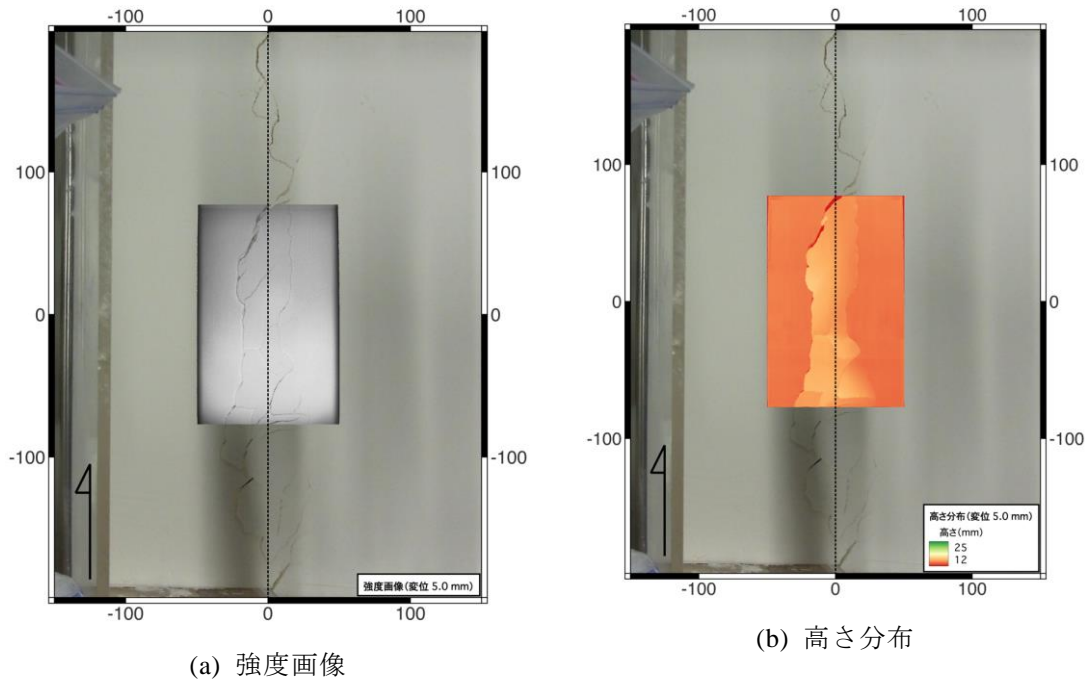


図 3.2.55 基底断層累積変位 5 mm の結果。数字の単位は mm。

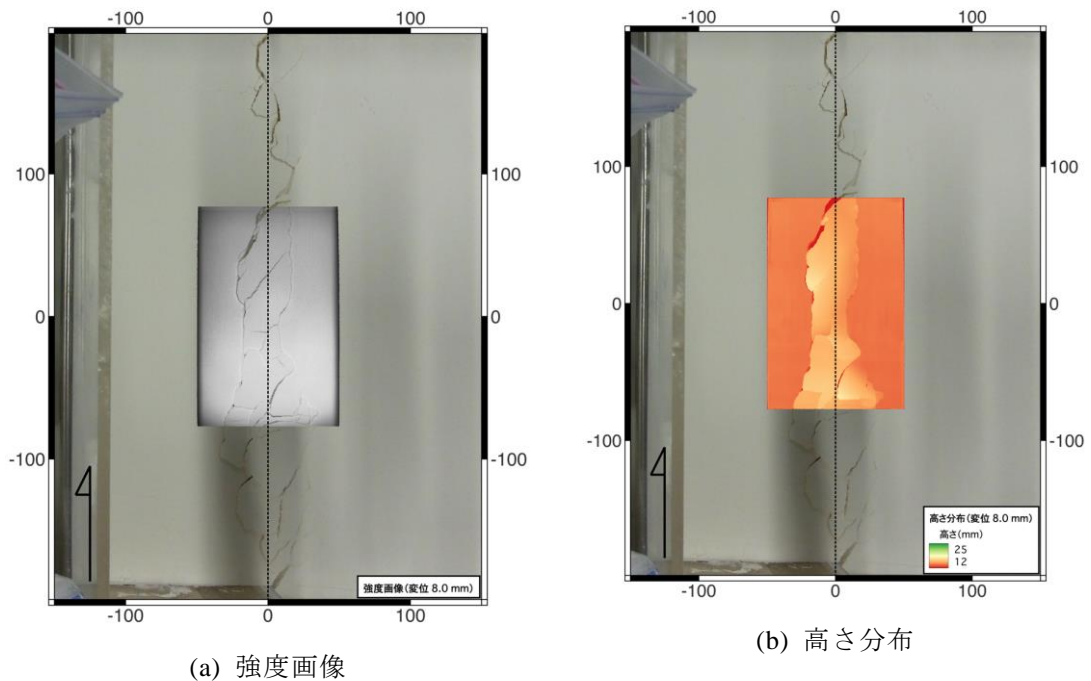


図 3.2.56 基底断層累積変位 8 mm の結果。数字の単位は mm。

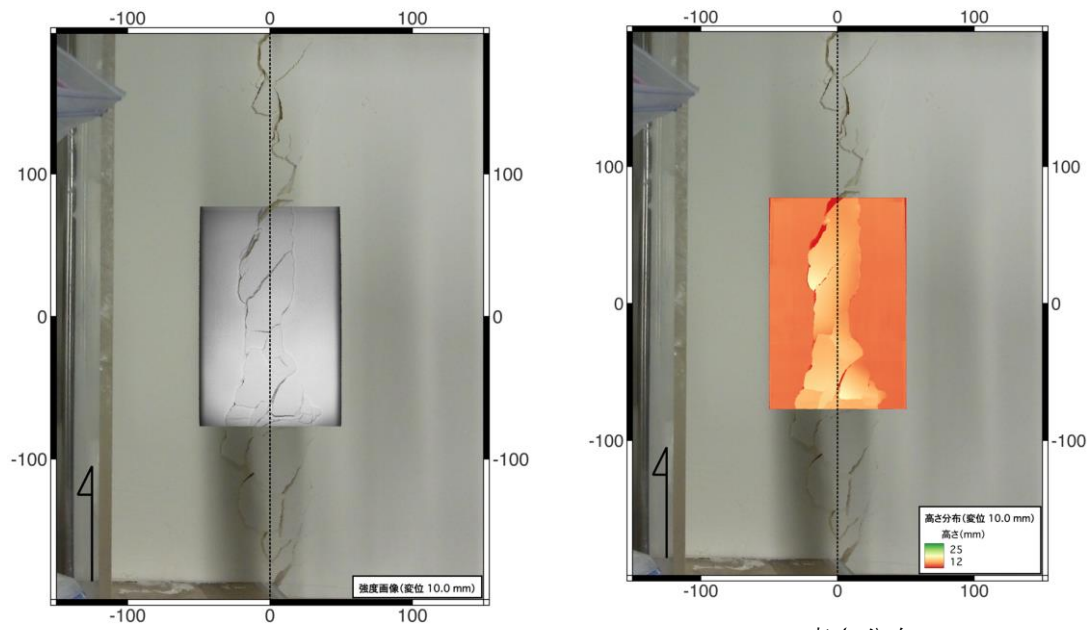


図 3.2.57 基底断層累積変位 10 mm の結果。数字の単位は mm。

3.2.3. 実験結果による副断層形成過程

3.2.2 で示した実験結果に対して、横ずれ断層の形成機構を踏まえながら形成された亀裂分布を整理する。砂層を用いた横ずれ断層の室内模擬実験の結果を整理した小山・谷 (2003) によると、図 3.2.58 のように基底断層の変位量が増加するにつれて、リーデルせん断、2次、3次と逐次せん断断層が発達・形成される。基底断層の変位量がより大きくなると、これらのせん断断層がつながり、基底断層直上付近に主断層帯が形成される。前節で示した実験結果でも同様の傾向が確認された。前節の実験結果は物性が柔らかい材質と硬い材質を含むが、材質により形成されるせん断帯の幅は異なるものの、大局的な形状は類似している (図 3.2.59)。有限要素法 FEM による数値解析でも基底断層変形開始後は幅広いせん断帯が形成され、リーデルせん断 (1次亀裂) が形成、順次、せん断が局所化して断層群が形成される過程が示されている (図 3.2.60)。

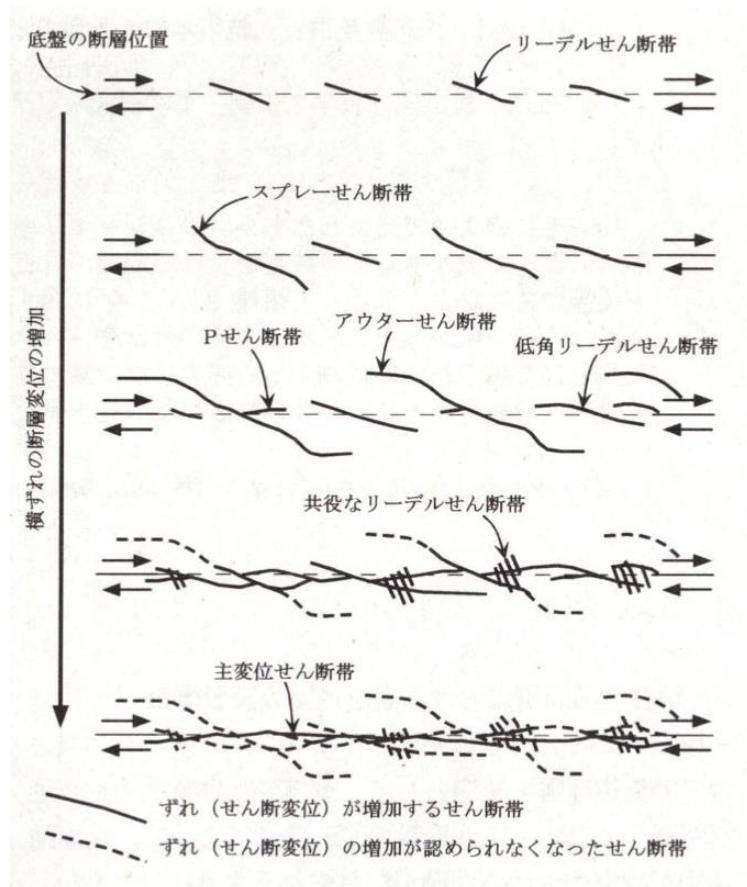


図 3.2.58 砂層を用いた横ずれ断層の室内模擬実験の結果(小山・谷, 2003)

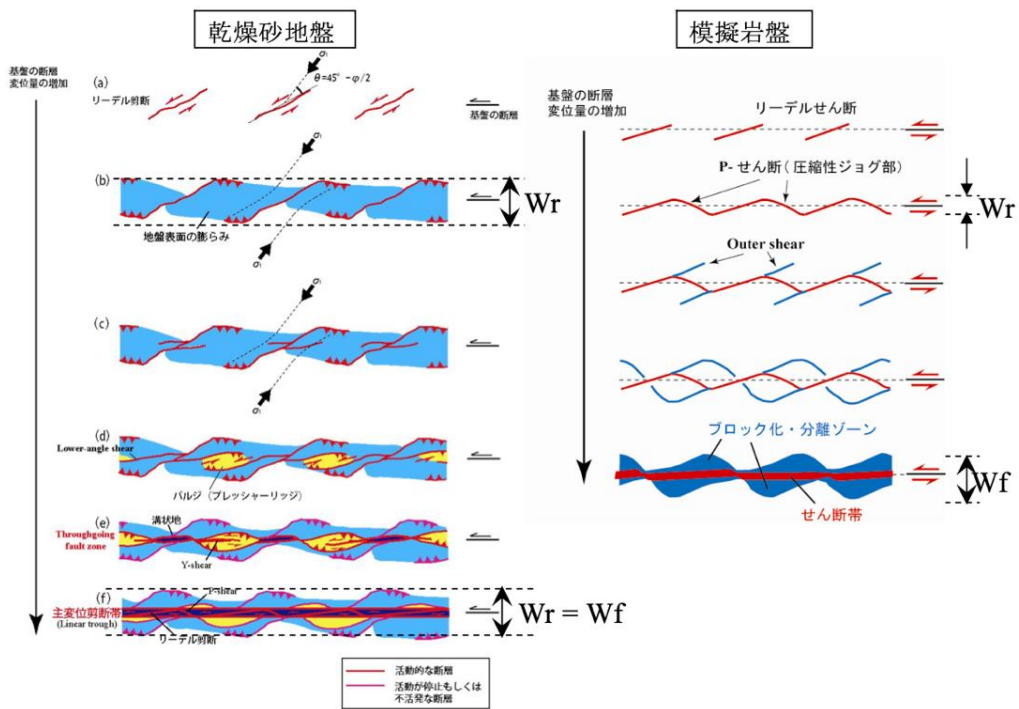


図 3.2.59 乾燥砂地盤および模擬岩盤に形成されるせん断断層構造(上田, 2009)

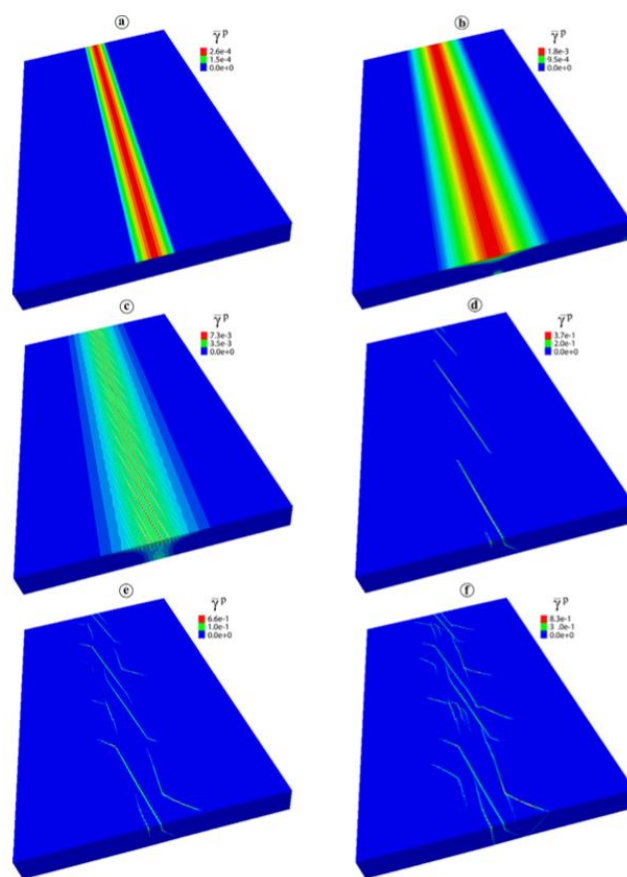


図 3.2.60 FEM による横ずれ断層のせん断帯発達過程 (Chemenda et al., 2016)。色はせん断ひずみの大きさを示す。

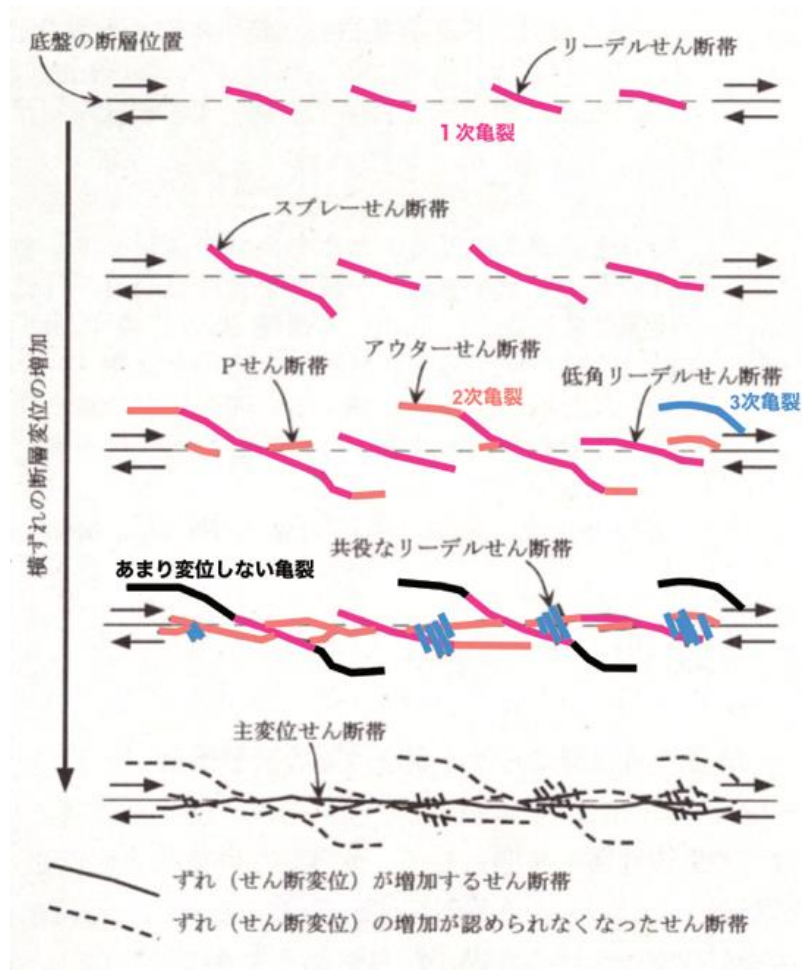


図 3.2.61 室内模擬実験の解釈(小山・谷, 2003 に加筆)

図 3.2.61 に示すように、基底断層の変位量が大きくなるにつれて、せん断亀裂（1 次亀裂）、それらをつなぐ亀裂（2 次亀裂）、複雑な亀裂場の中で共役系等の亀裂（3 次亀裂）が形成されると考える。基底断層の累積変位量が 2mm（みつ詰状態で実スケールに換算するとおよそ 13m の変位）から 3mm（みつ詰状態で実スケールに換算するとおよそ 20m の変位）で 3 次亀裂の形成がみられる実験結果が多かった。そこで、基底断層の累積変位量が 3mm 変位までの結果について詳細に整理を行った。整理に際しては、前後の基底断層変位量の結果も参考にしながら行った。また、図 3.2.61 にみられるように、せん断帯の発達に伴い、変位する領域が基底断層付近になると、初期段階でより離れたところに形成されていたせん断亀裂での変位量が少なくなる、もしくはみられなくなる。一連の実験結果においてそのような現象がみられた亀裂について変位量が減少した亀裂として整理を行った。各実験の整理結果を 3.2.3.1 から 3.2.3.4 に示す。

3.2.3.1. 層厚 3cm・ゆる詰の整理結果

(1) 1 回目試行

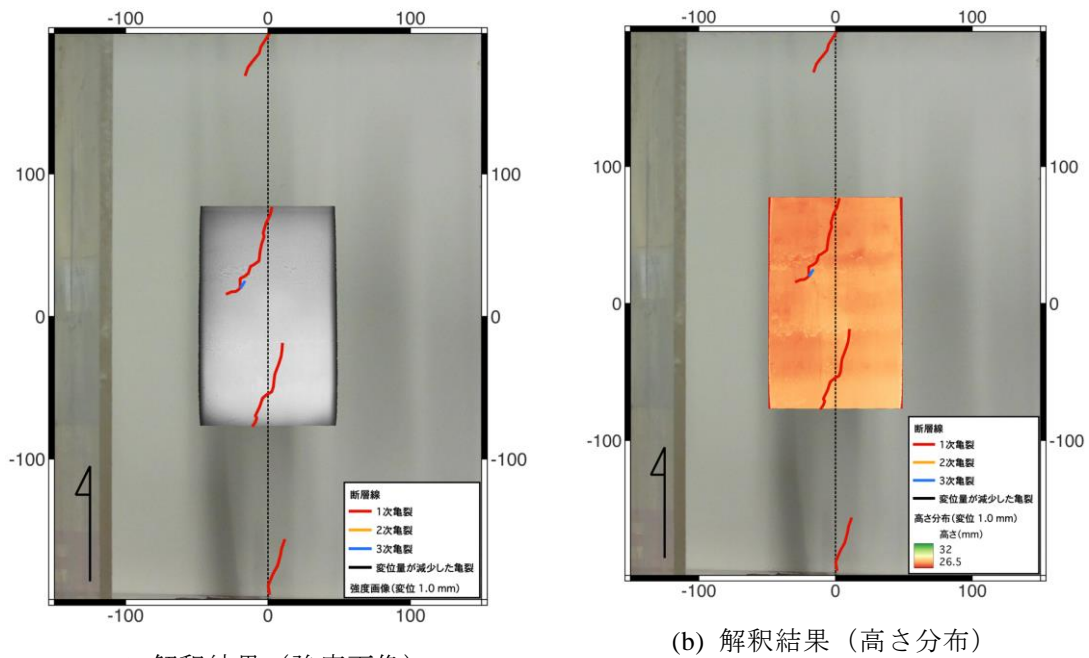


図 3.2.62 基底断層累積変位 1 mm の整理結果。数字の単位は mm。

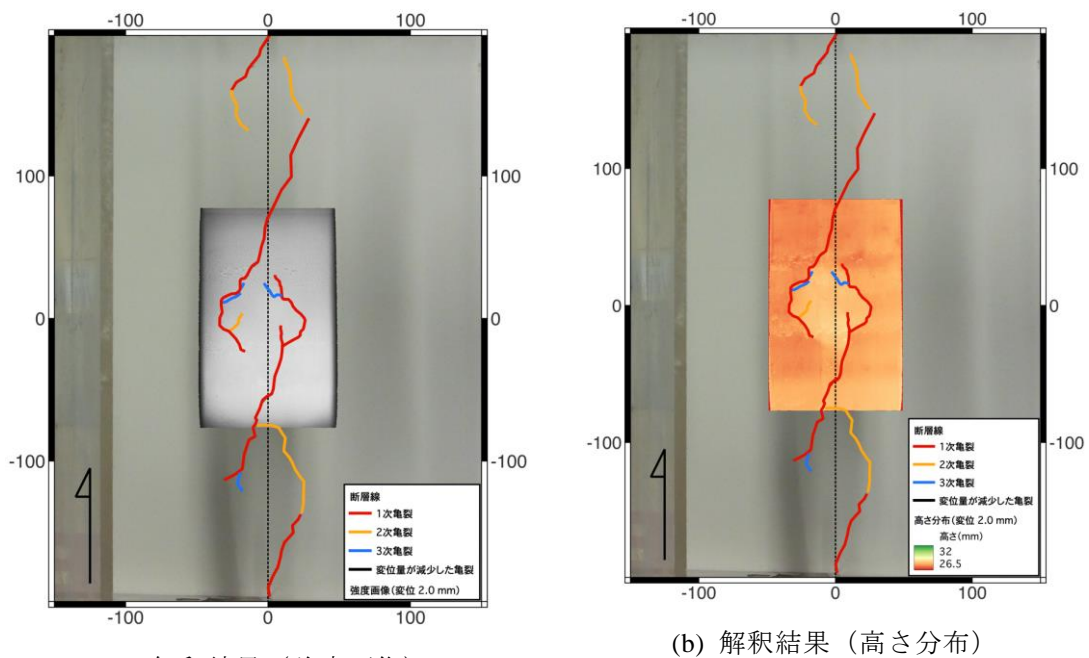
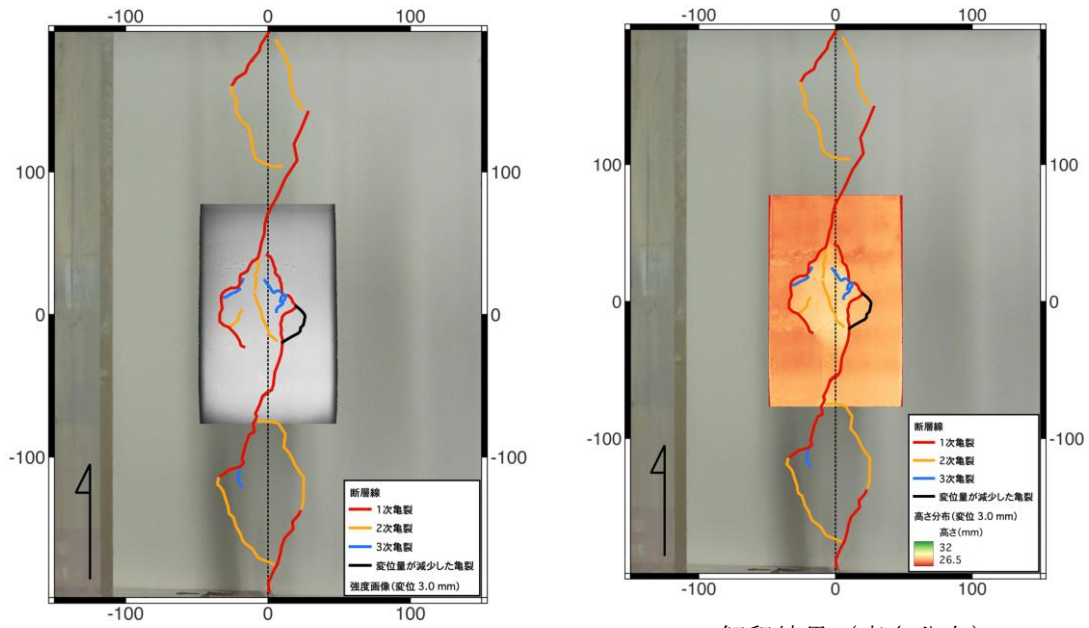


図 3.2.63 基底断層累積変位 2 mm の整理結果。数字の単位は mm。

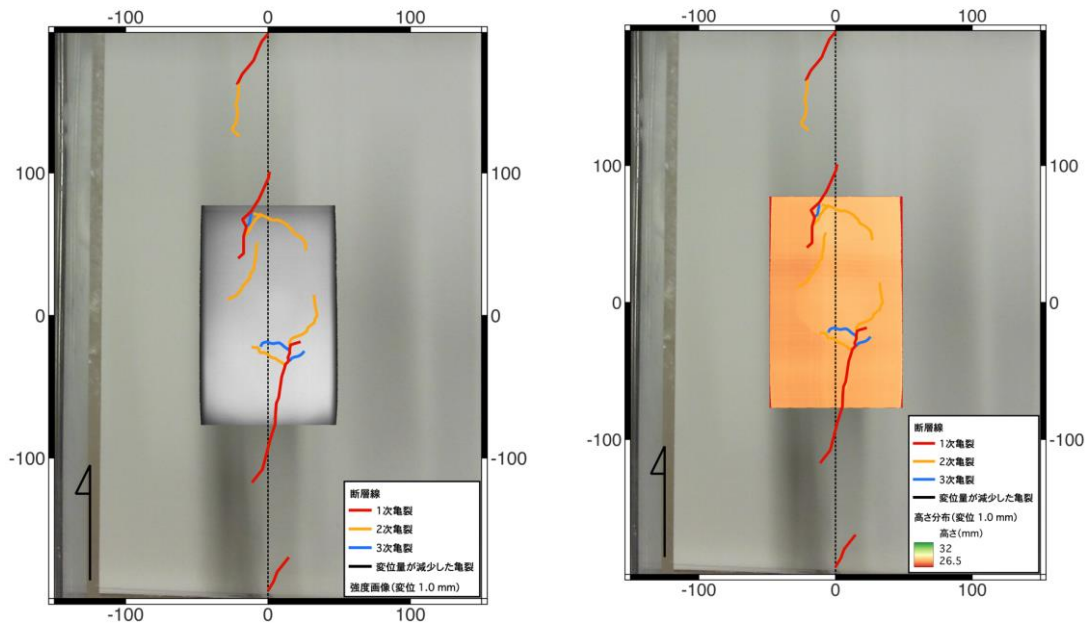


(a) 解釈結果（強度画像）

(b) 解釈結果（高さ分布）

図 3.2.64 基底断層累積変位 3 mm の整理結果。数字の単位は mm。

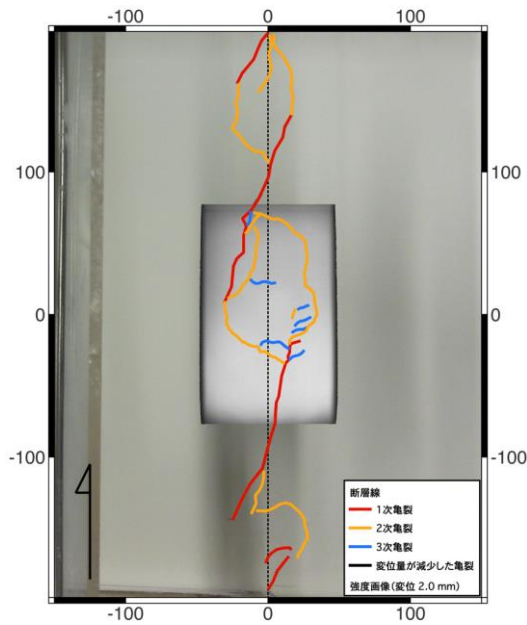
(2) 2 回目試行



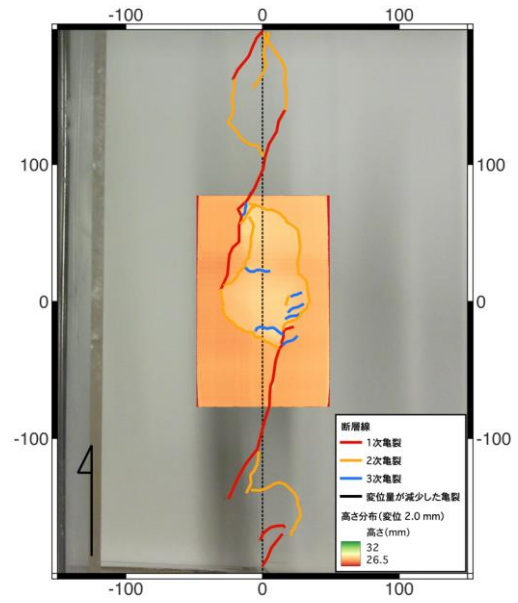
(a) 解釈結果（強度画像）

(b) 解釈結果（高さ分布）

図 3.2.65 基底断層累積変位 1 mm の整理結果。数字の単位は mm。

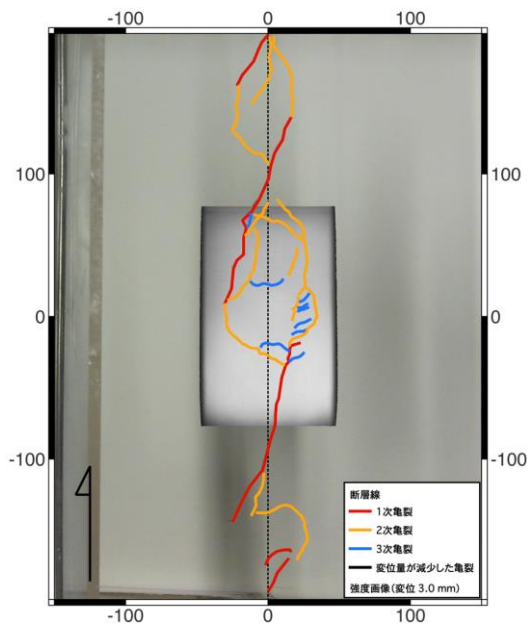


(a) 解釈結果 (強度画像)

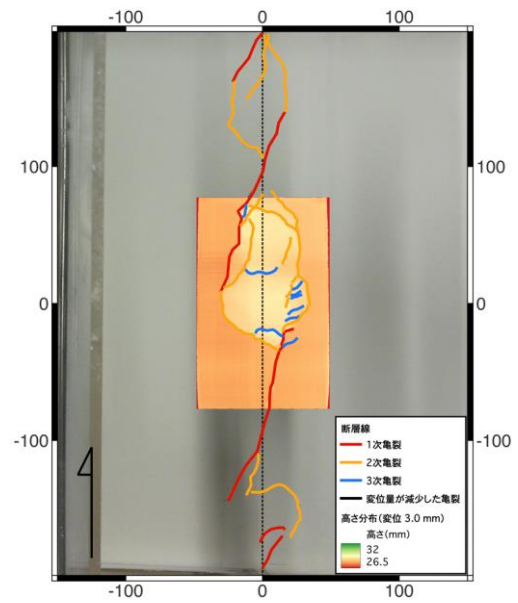


(b) 解釈結果 (高さ分布)

図 3.2.66 基底断層累積変位 2 mm の整理結果。数字の単位は mm。



(a) 解釈結果 (強度画像)



(b) 解釈結果 (高さ分布)

図 3.2.67 基底断層累積変位 3 mm の整理結果。数字の単位は mm。

3.2.3.2. 層厚 3cm・みつ詰の整理結果

(1) 1 回目試行

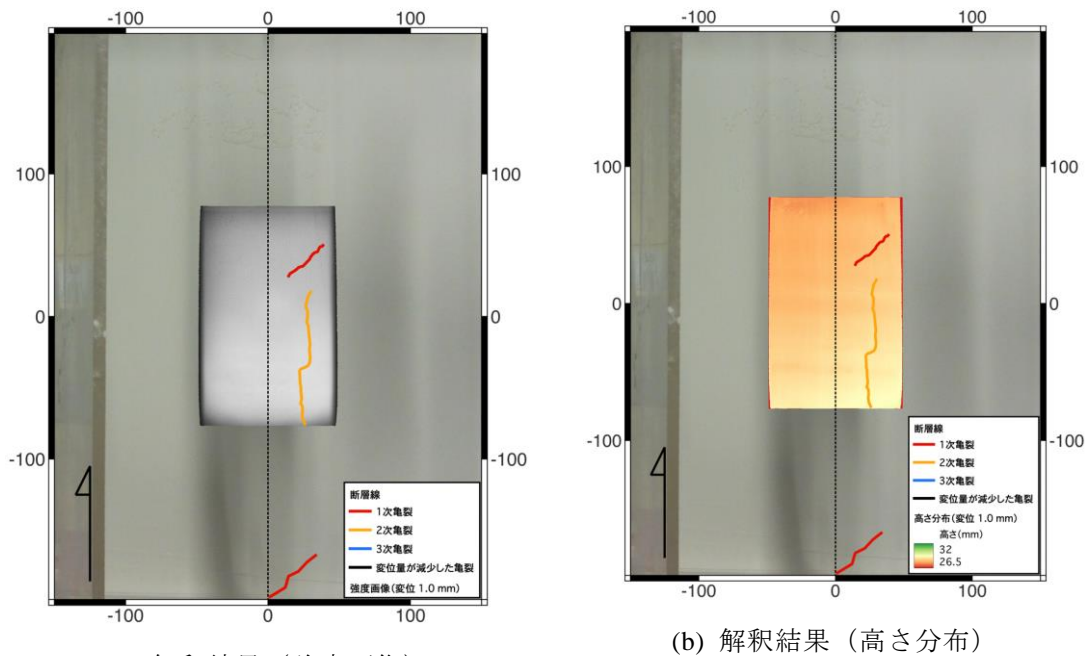


図 3.2.68 基底断層累積変位 1 mm の整理結果。数字の単位は mm。

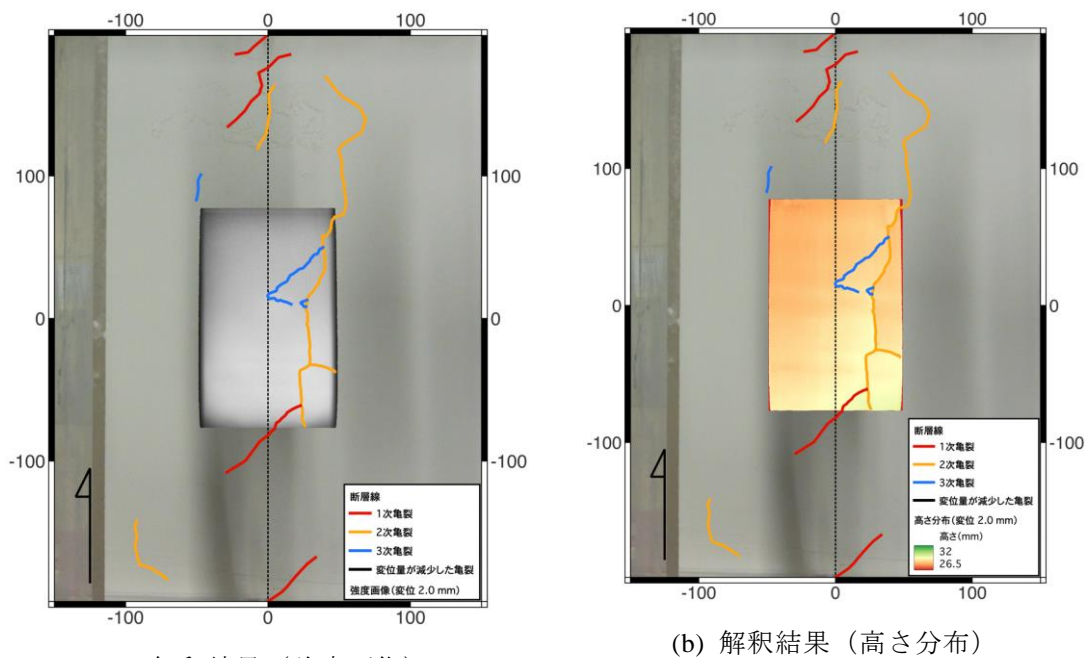
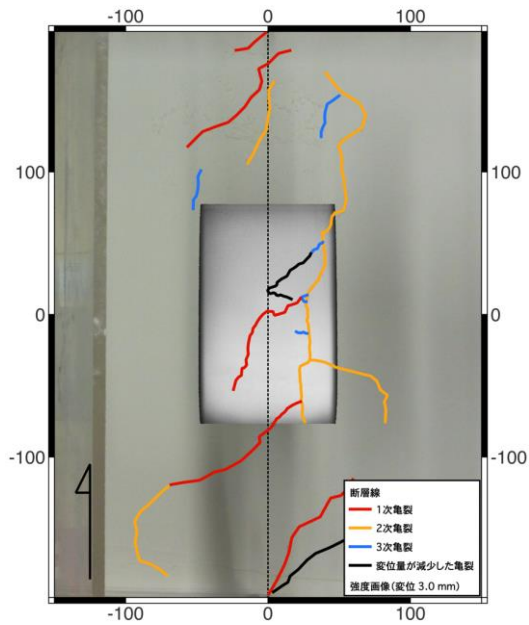
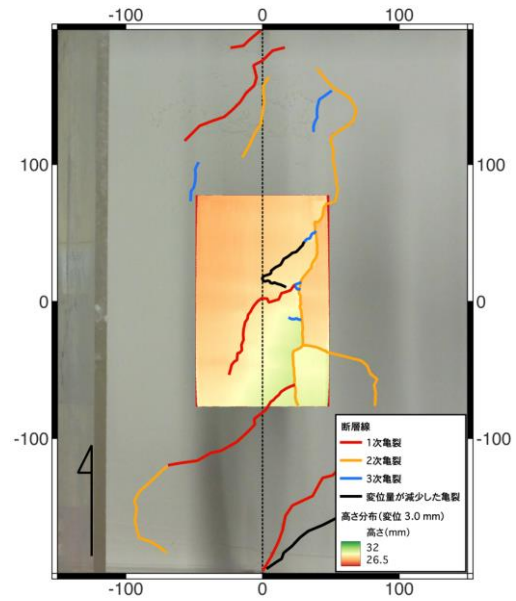


図 3.2.69 基底断層累積変位 2 mm の整理結果。数字の単位は mm。



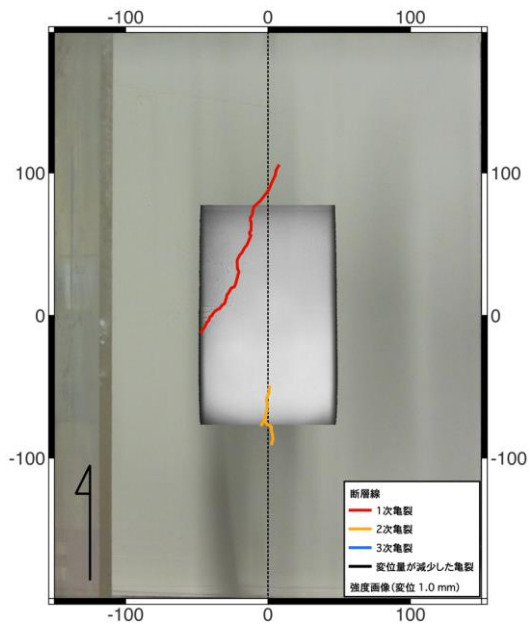
(a) 解釈結果（強度画像）



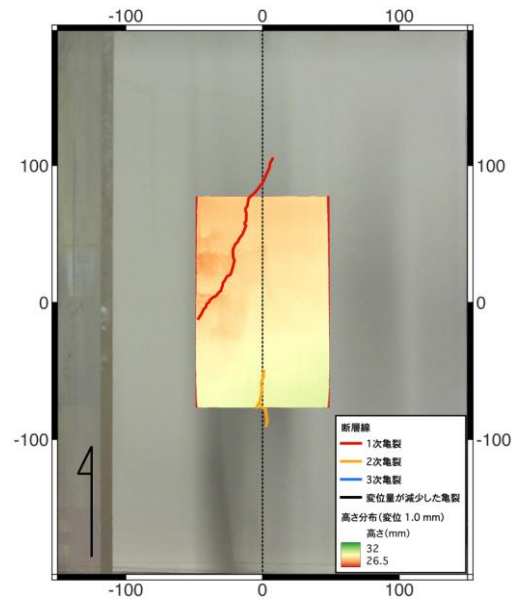
(b) 解釈結果（高さ分布）

図 3.2.70 基底断層累積変位 3 mm の整理結果。数字の単位は mm。

(2) 2 回目試行

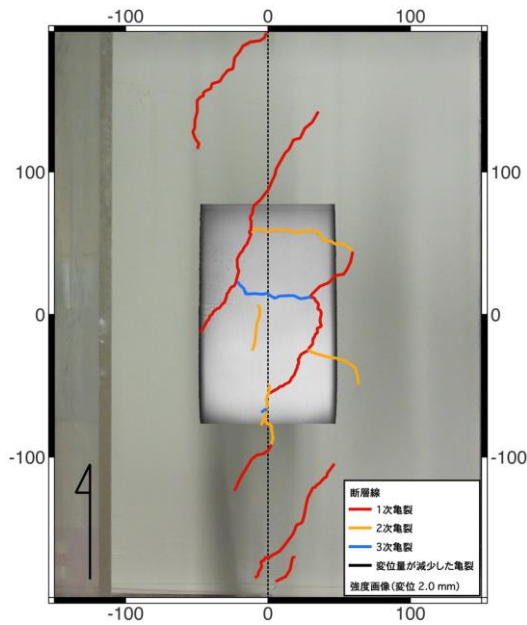


(a) 解釈結果（強度画像）

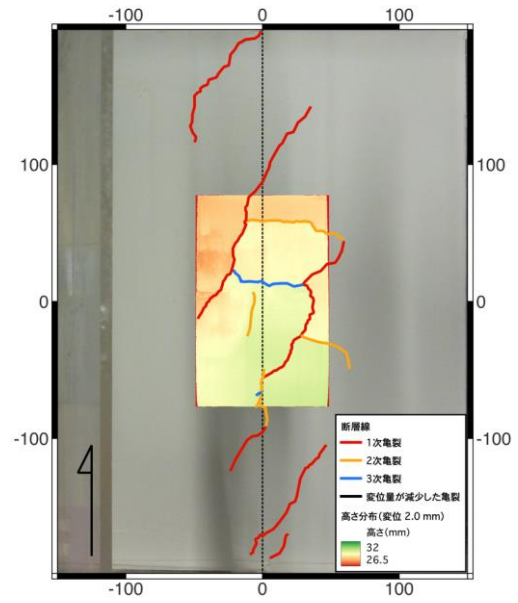


(b) 解釈結果（高さ分布）

図 3.2.71 基底断層累積変位 1 mm の整理結果。数字の単位は mm。

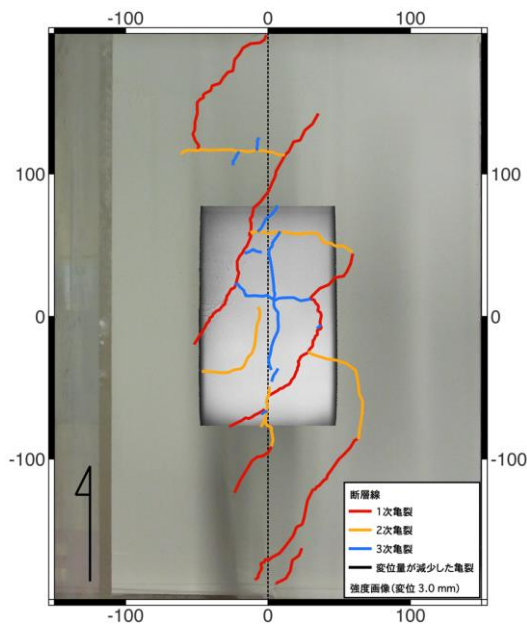


(a) 解釈結果 (強度画像)

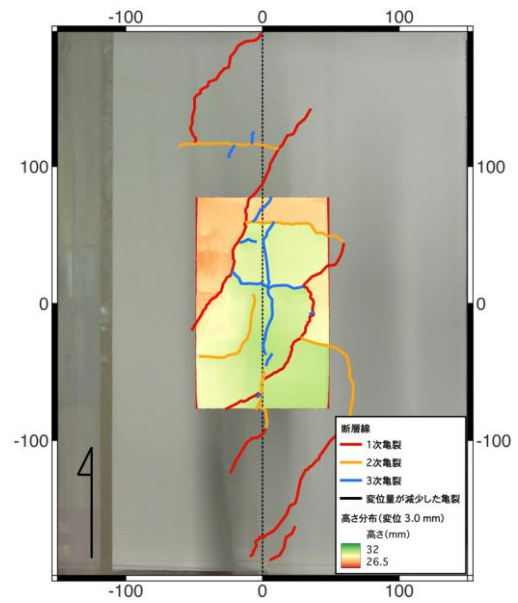


(b) 解釈結果 (高さ分布)

図 3.2.72 基底断層累積変位 2 mm の整理結果。数字の単位は mm。



(a) 解釈結果 (強度画像)

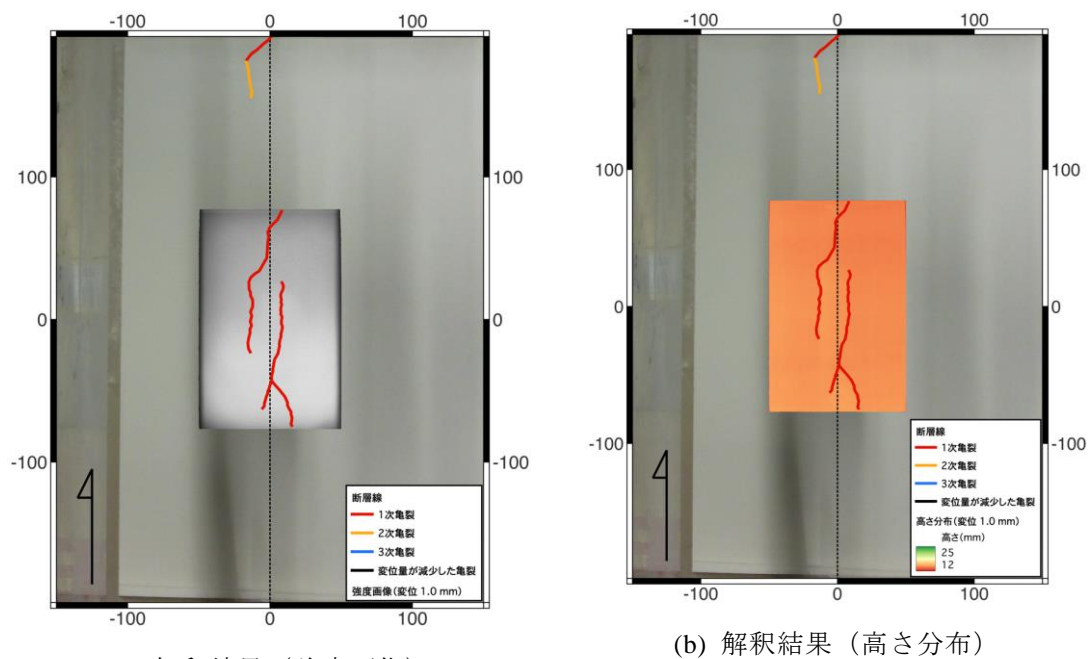


(b) 解釈結果 (高さ分布)

図 3.2.73 基底断層累積変位 3 mm の整理結果。数字の単位は mm。

3.2.3.3. 層厚 1.5cm・ゆる詰の整理結果

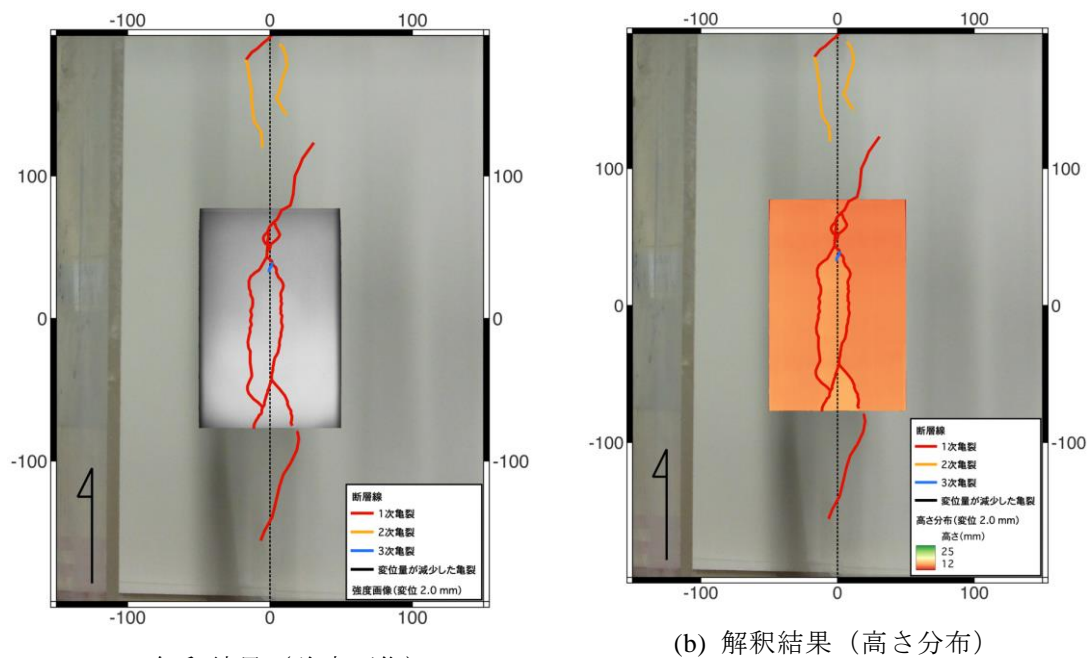
(1) 1 回目試行



(a) 解釈結果 (強度画像)

(b) 解釈結果 (高さ分布)

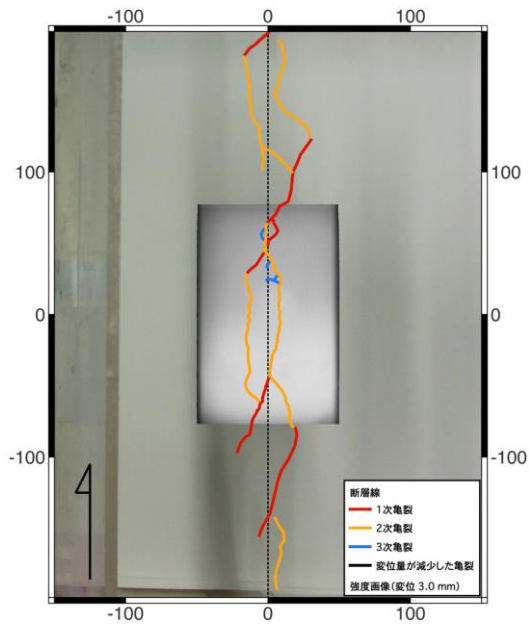
図 3.2.74 基底断層累積変位 1 mm の整理結果。数字の単位は mm。



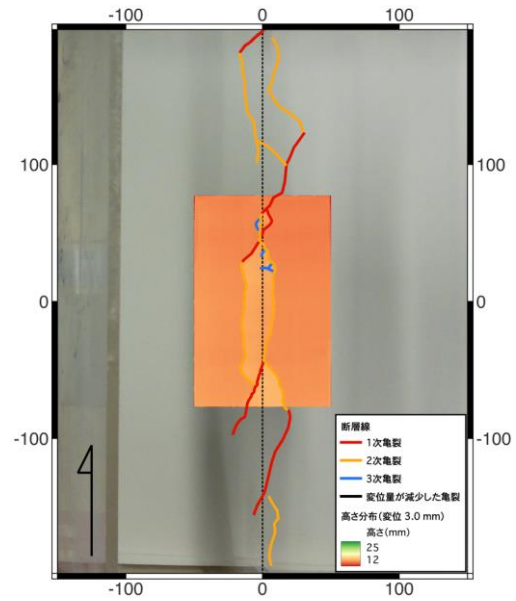
(a) 解釈結果 (強度画像)

(b) 解釈結果 (高さ分布)

図 3.2.75 基底断層累積変位 2 mm の整理結果。数字の単位は mm。



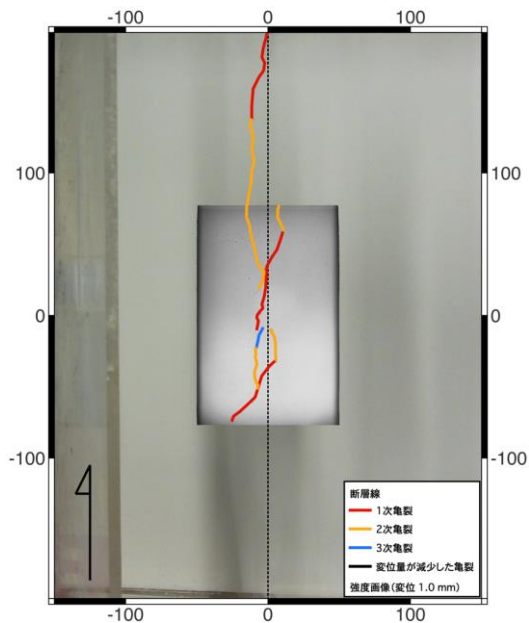
(a) 解釈結果（強度画像）



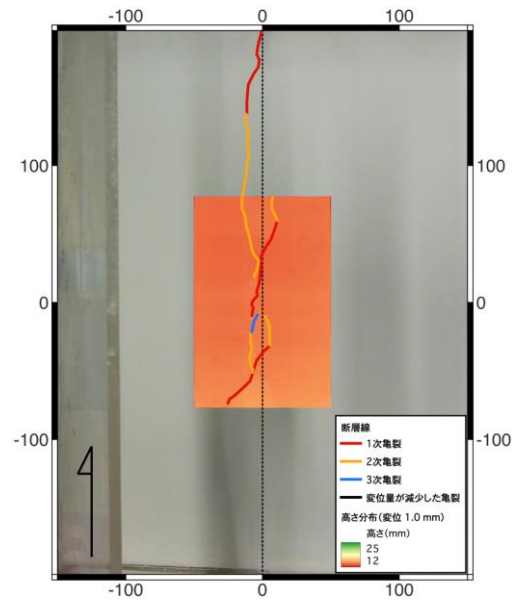
(b) 解釈結果（高さ分布）

図 3.2.76 基底断層累積変位 3 mm の整理結果。数字の単位は mm。

(2) 2 回目試行

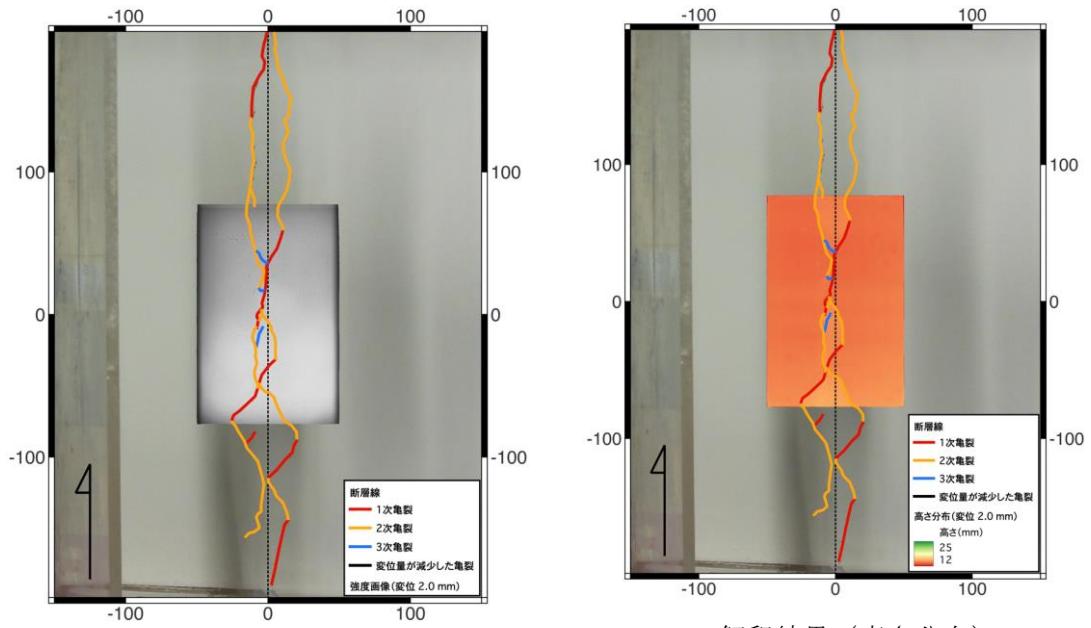


(a) 解釈結果（強度画像）



(b) 解釈結果（高さ分布）

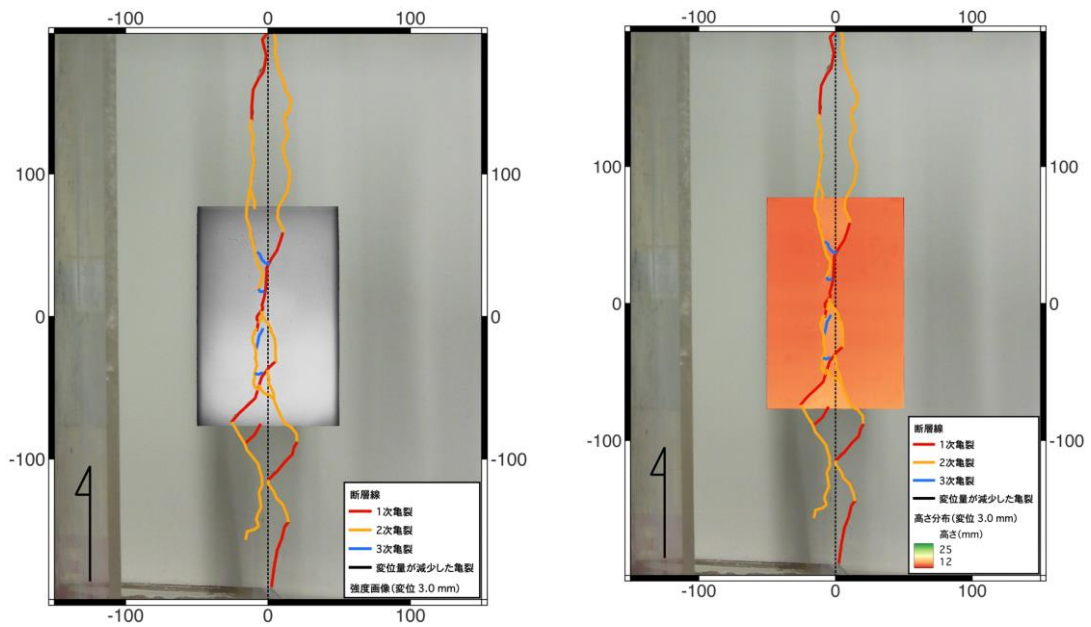
図 3.2.77 基底断層累積変位 1 mm の整理結果。数字の単位は mm。



(a) 解釈結果 (強度画像)

(b) 解釈結果 (高さ分布)

図 3.2.78 基底断層累積変位 2 mm の整理結果。数字の単位は mm。



(a) 解釈結果 (強度画像)

(b) 解釈結果 (高さ分布)

図 3.2.79 基底断層累積変位 3 mm の整理結果。数字の単位は mm。

3.2.3.1. 層厚 1.5cm・みつ詰の整理結果

(1) 1 回目試行

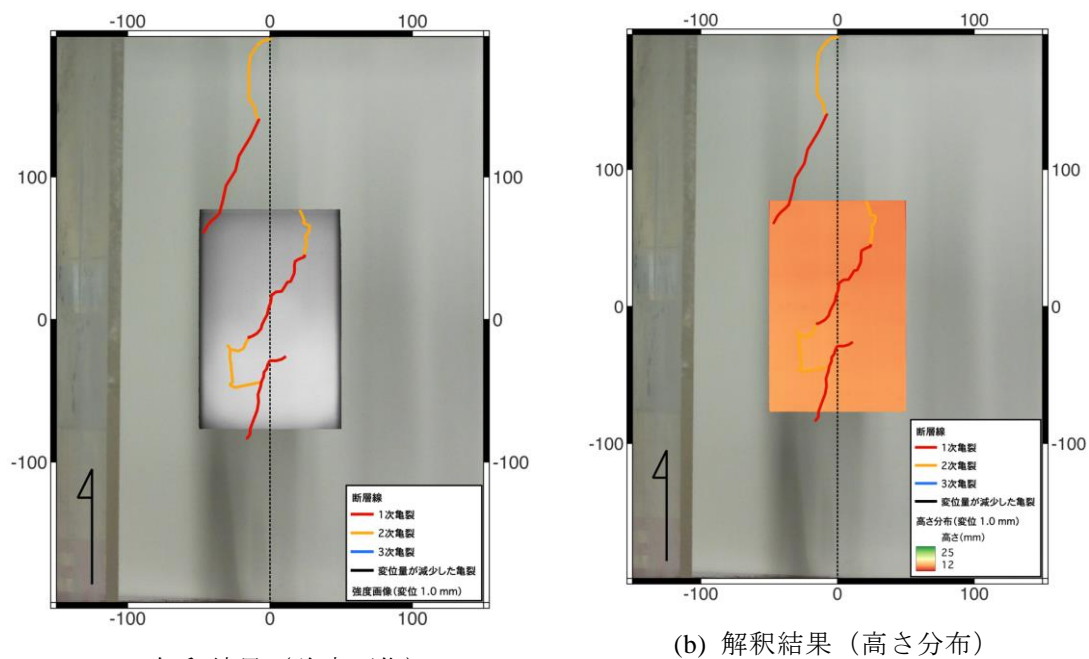


図 3.2.80 基底断層累積変位 1 mm の整理結果。数字の単位は mm。

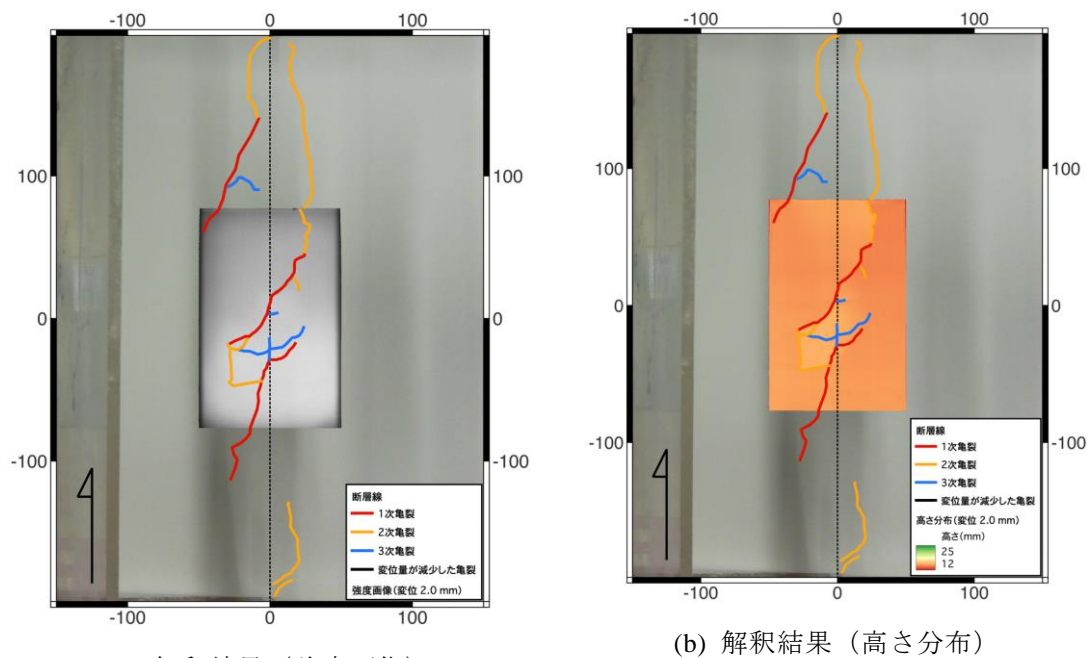
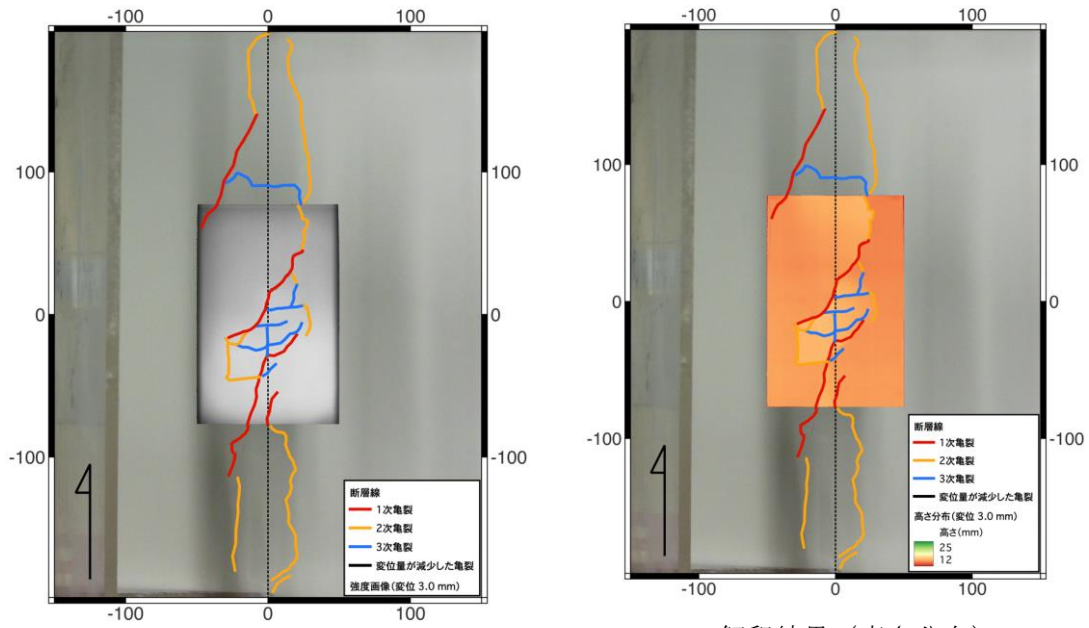


図 3.2.81 基底断層累積変位 2 mm の整理結果。数字の単位は mm。

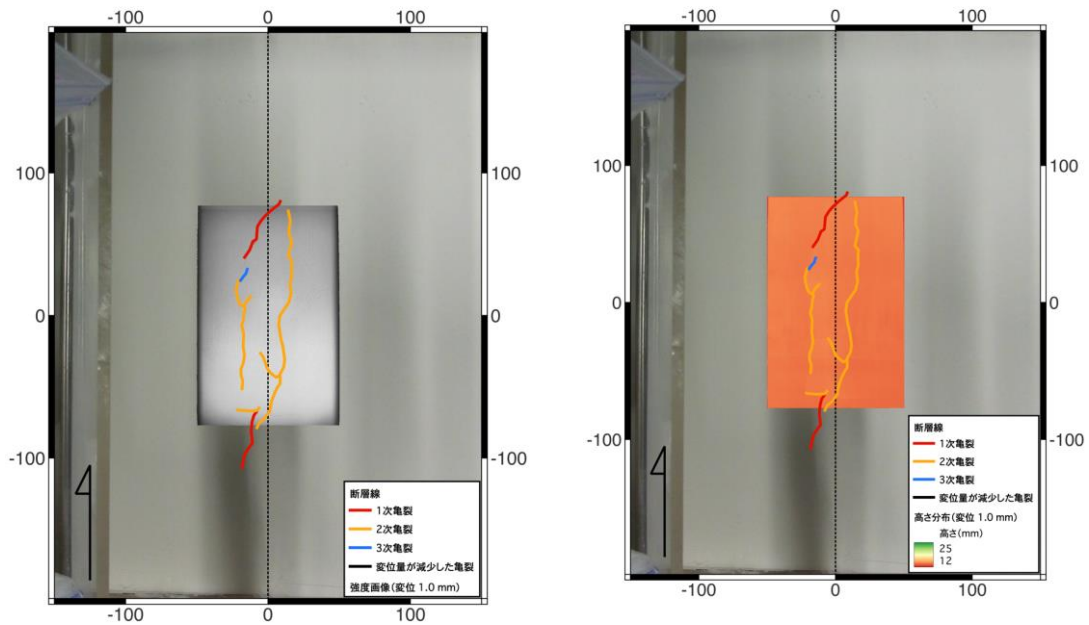


(a) 解釈結果（強度画像）

(b) 解釈結果（高さ分布）

図 3.2.82 基底断層累積変位 3 mm の整理結果。数字の単位は mm。

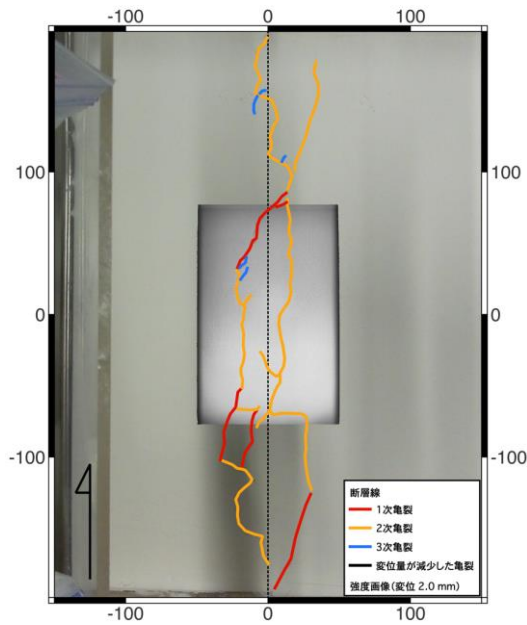
(2) 2 回目試行



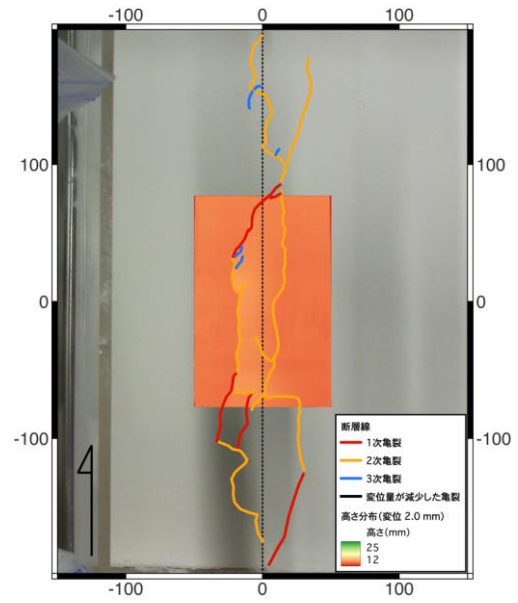
(a) 解釈結果（強度画像）

(b) 解釈結果（高さ分布）

図 3.2.83 基底断層累積変位 1 mm の整理結果。数字の単位は mm。

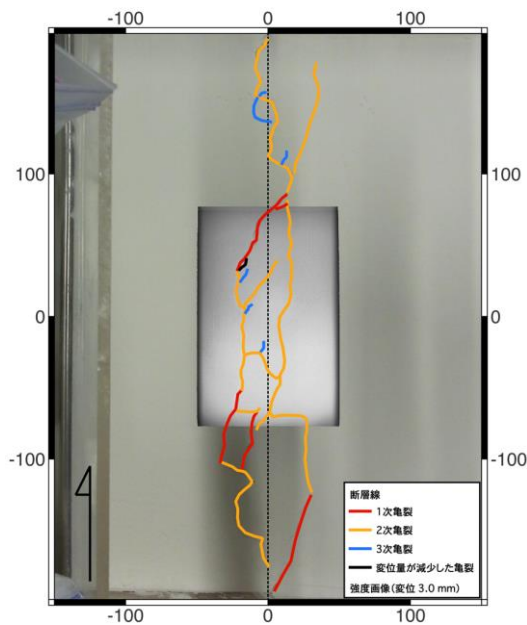


(a) 解釈結果 (強度画像)

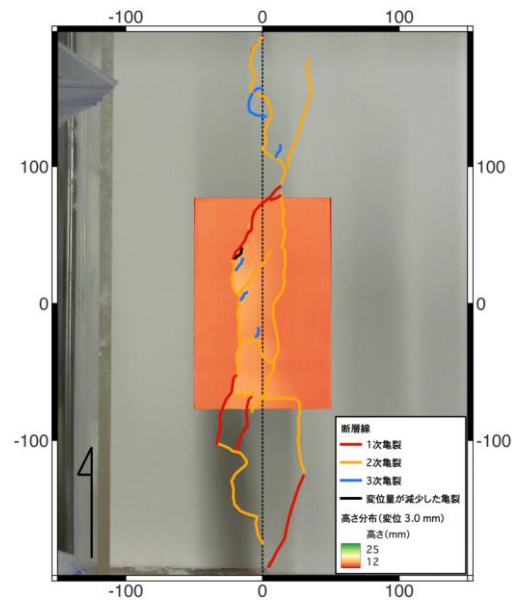


(b) 解釈結果 (高さ分布)

図 3.2.84 基底断層累積変位 2 mm の整理結果。数字の単位は mm。



(a) 解釈結果 (強度画像)



(b) 解釈結果 (高さ分布)

図 3.2.85 基底断層累積変位 3 mm の整理結果。数字の単位は mm。

3.2.4. 実験で得られた副断層と既往距離減衰データとの比較

本節では実験結果について記述・整理を行うが、本プロジェクトのメインの目的が副断層に関連した知見の整理である。そこで、3.2.3 で整理した亀裂構造の解釈を行う。一般に、横ずれ断層における主断層・副断層は、基本的に1章で示したような定義で分類される(図3.2.86)。既往文献や室内模擬実験で得られた横ずれ断層のせん断帯発達は、最初に図3.2.86にみられる rank1 に相当する亀裂が発生し、それらを繋ぐように rank1.5、よりせん断帯の構造が複雑になると rank2 に相当する亀裂が発生するようになる。したがって、本事業では、3.2.3 で整理した亀裂の分類を表3.2.2のように主断層・副断層に対応させることとする。参考までに図3.2.87に Ridgecrest 地震の分類例を示す。図3.2.86で示した分類は地震で変位が生じた地表地震断層が対象であるため、実験結果の分類において変位が減少した亀裂に対応する断層はなく、既存断層に相当すると思われる。

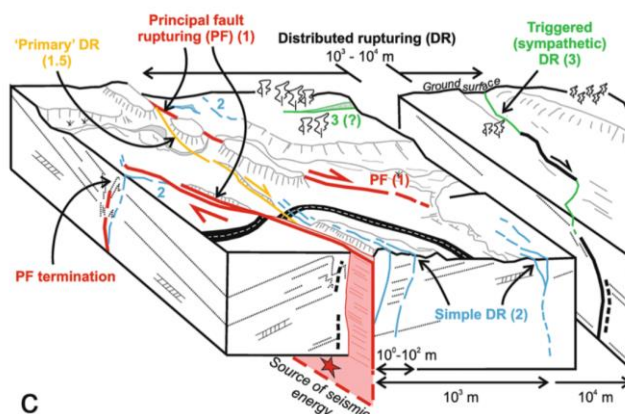


図 3.2.86 室内模擬実験解釈においてベースとする主断層・副断層の概念図(Nurminen et al., 2022)

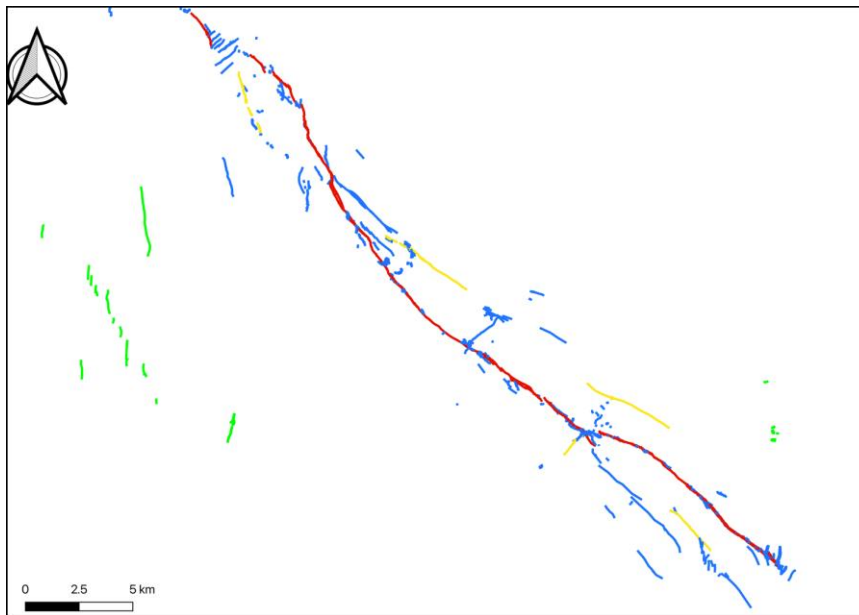
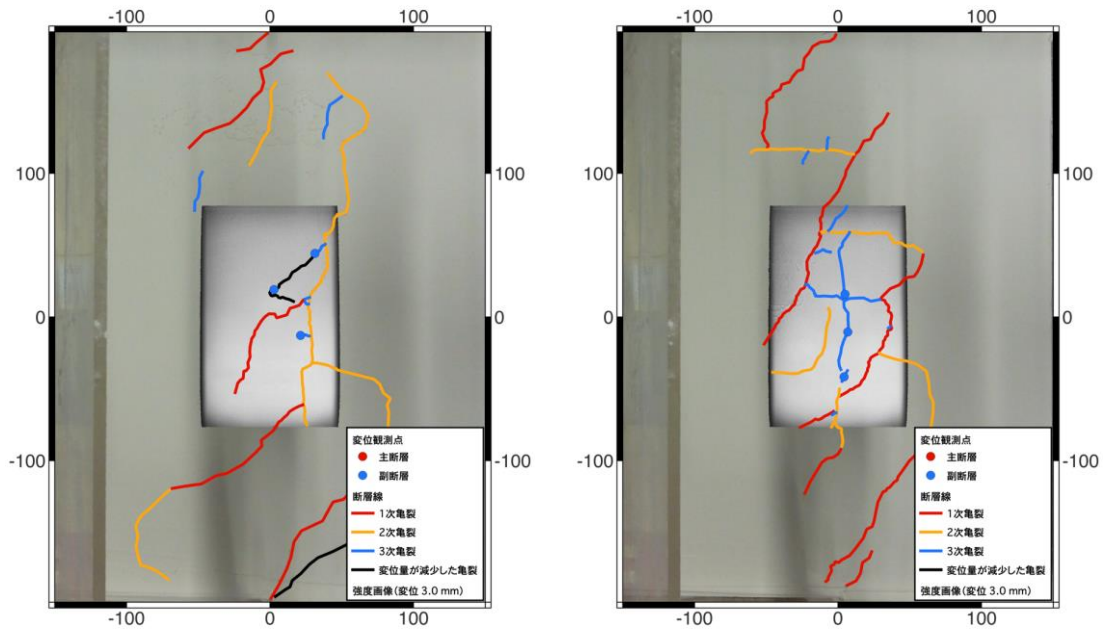


図 3.2.87 Ridgecrest 地震地表地震断層の分類例 (Nurminen et al., 2022)。断層線の色は図 3.2.86 と同じ。

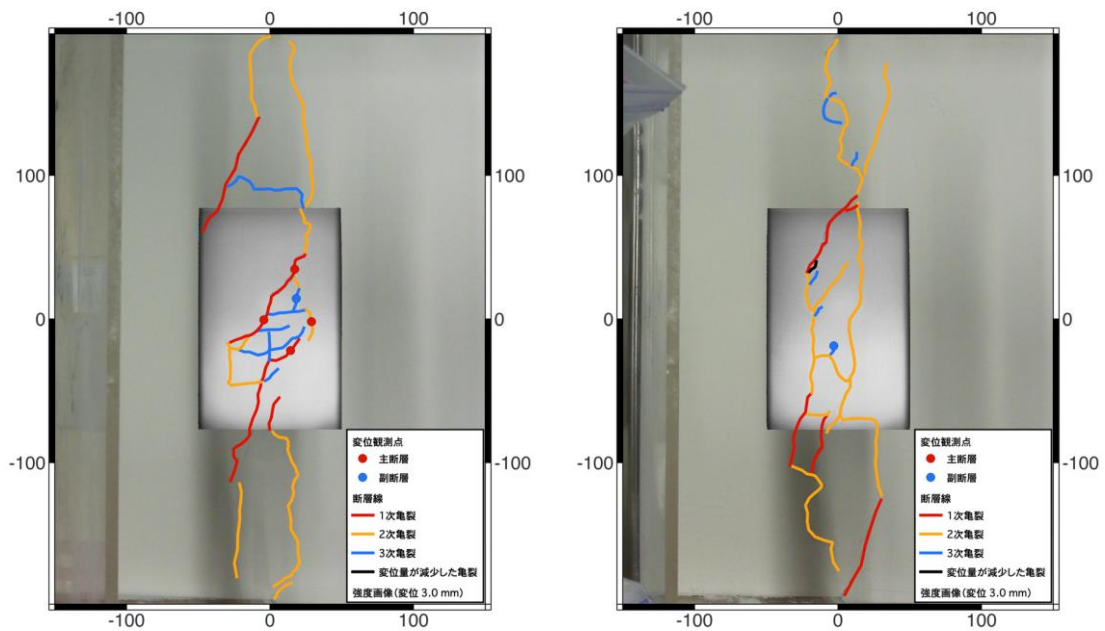
図 3.2.88 および図 3.2.89 に副断層として解釈された亀裂に対して、変位量を整理した点を赤丸、青丸で示す。変位量については、基底断層に変位を与える前と与えた後で、亀裂を境に模擬地盤表面上の微小な凹凸など、変位を検討するための目印をもとに変位量が読み取れたものについてのみ整理を行った。今回は各点において読み取れた水平変位・鉛直変位を合成して変位量を求めた。パスコ (2022) による鉛直断層型室内模擬実験結果では、鉛直変位のみを使用していた。地表地震断層においても、副断層に関しては現地で計測される変位量は必ずしもネットスリップを求められるだけの情報が得られない場合もあるため、鉛直変位や水平変位のみなど、簡易的に求められた副断層変位と 3 成分を合成して得られた変位との間にどの程度の違いがあるのかを検討することは重要である。



(a) 1回目試行

(b) 2回目試行

図 3.2.88 層厚 3cm、みつ詰の結果（基底断層の累積変位量 2mm → 3mm 変位）。数字の単位は mm。



(a) 1回目試行

(b) 2回目試行

図 3.2.89 層厚 1.5cm、みつ詰の結果（基底断層の累積変位量 2mm → 3mm 変位）。数字の単位は mm。

表 3.2.2 室内模擬実験解釈における亀裂の分類

rank (Nurminen et al., 2022)	実験結果の分類	区分	コメント
1	1次亀裂	主断層	明瞭に発達する断層構造、長い断層
1.5	2次亀裂		基底断層変位量増加に伴い断層帯を形成
2	3次亀裂	副断層	再現頻度が低い・短い断層

室内模擬実験で得られた副断層変位データと実地震による既往の横ずれ断層副断層変位データとを比較した結果を図 3.2.90 に示す。横軸は主断層からの距離、縦軸は副断層変位を主断層の最大変位量で正規化している。室内模擬実験のデータに関しては、基底断層に与えた累積変位ではなく、直前に基底断層に与えた変位(1mm)を最大変位としている。これは、今回整理を行った副断層の変位が基底断層変位開始時から継続的に変位しておらず、直前の基底断層変位によって変位が生じていることによる。今回の実験では主断層近傍にのみデータが得られているが、地震で観測された変位量と比較的整合的な結果となった。副断層データは主断層からの距離と変位とのセットで整理されることが多い。予測問題への適用を考えた場合、距離を求める際の基準となる主断層としては、既往の構造（活断層）も考えられる。予測問題の際の基準となる主断層のばらつきについては、Petersen et al. (2011)で紹介されている Mapping Accuracy も有効であると考えられる。これは地震が発生する前の活断層位置と、実際に発生した地表地震断層との離隔距離をバラツキとして整理したものである。予測に適用する際の主断層の基準の取り方やばらつきの考え方は既往研究なども参照し、整理すべき課題といえる。

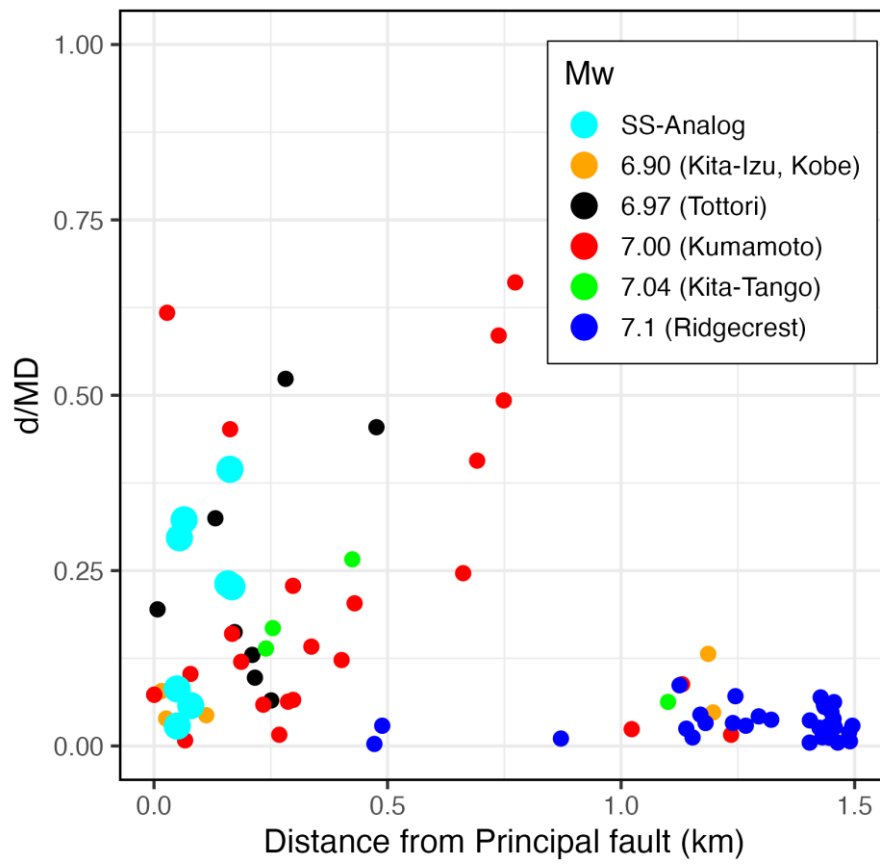


図 3.2.90 横軸は主断層からの距離、縦軸は最大変位量で正規化された副断層の変位量. SS-Analog: アナログ実験(みつ詰)の結果、それ以外は構造計画研究所 (2018) で整理した横ずれ断層副断層のデータ。

3.2.5. 横ずれ断層型室内模擬実験まとめ

基底断層変位が大きくなるにつれて、初期に発生したせん断亀裂をつなげるように亀裂が発達し、最初に形成されたせん断帯がつながり、さらに複雑な亀裂が形成されていく過程が明らかとなった。このようなせん断帯の形成過程は既往の横ずれ断層の実験結果と整合的であった。形成されるせん断帯の幅によりそれぞれの亀裂の変位に違いがみられ、幅が広いと一つの亀裂の変位が小さくなる傾向にあった。せん断帯の発達過程や既往の主断層・副断層分類結果を参考に副断層の分布や変位量を実験から抽出した。得られた副断層変位は主断層ごく近傍ではあるが、距離減衰傾向は横ずれ断層の地震で得られたデータのばらつき範囲内に収まる。既往の模擬実験結果や数値解析を参照すると、基底断層変位量が大きくなりせん断帯が成熟してくると、基底断層直上付近に主断層が収斂すると思われる。形成された主断層帯周囲には亀裂帯（弱部）が形成されていると思われる。このような弱部を取り入れた静的および動的な室内模擬実験でこれらの亀裂に変位が生じるかどうか、実際の副断層データとの比較において重要と思われる。

今回は各点において読み取れた水平変位・鉛直変位を合成して変位量を求めた。既往の鉛直断層型室内模擬実験結果では、鉛直変位のみを使用しているものもある。地表地震断層においても、副断層に関しては現地で計測される変位量は必ずしもネットスリップを求められるだけの情報が得られない場合もあるため、鉛直変位や水平変位のみなど、簡易的に求められた副断層変位と 3 成分をきちんと合成して得られた変位との間にどの程度の違いがあるのかを検討することは重要である。

3.3. X線 CT 撮影による内部せん断構造

今回 X 線 CT 撮影を行ったのは、撮影可能なサイズに縮小した縦ずれ断層型・横ずれ断層型の模擬実験装置と、福原地区で実施された縦列ボーリング（2 章参照）の中で、明瞭な断層構造が確認された深度 10.65m から 11.00m のコア試料（FB-2）である（図 3.3.1）。X 線 CT 撮影は京都大学大学院工学研究科社会基盤工学専攻所有のマイクロフォーカス X 線 CT 装置にて行った。撮影中の温度・湿度状態を図 3.3.2 に示す。室内模擬実験期間中の冬季の温度・湿度（図 3.1.2）と比べて大きな違いは見られない。

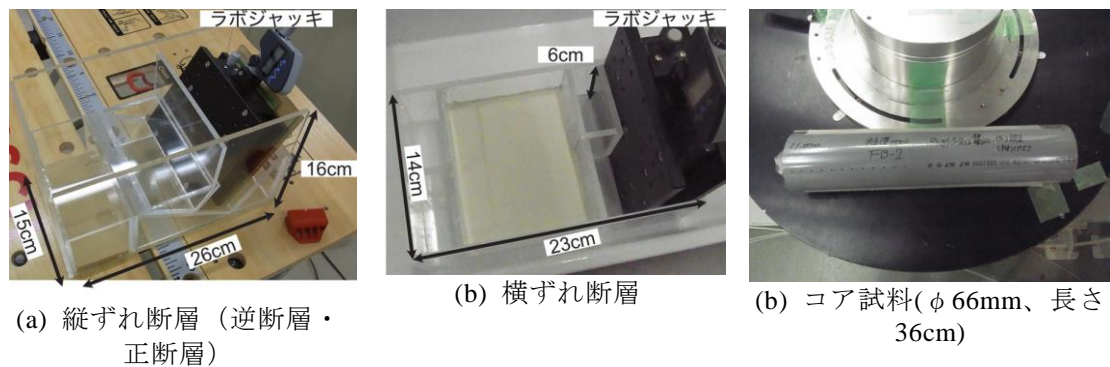


図 3.3.1 X 線 CT による撮影内容

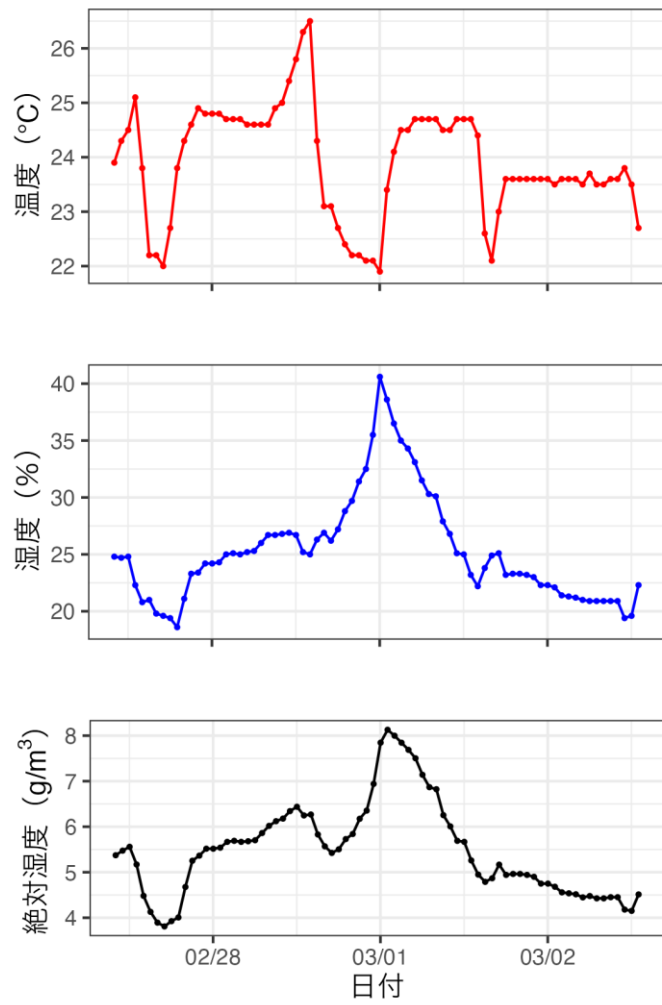
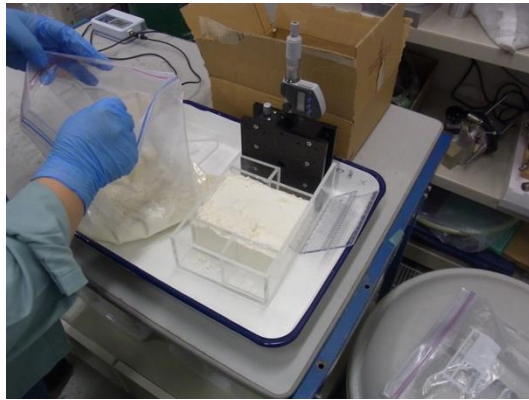


図 3.3.2 X線 CT 撮影期間中の温度・湿度グラフ。赤実線、青実線、黒実線はそれぞれ温度、湿度、絶対湿度を示す。

3.3.1. 室内模擬実験

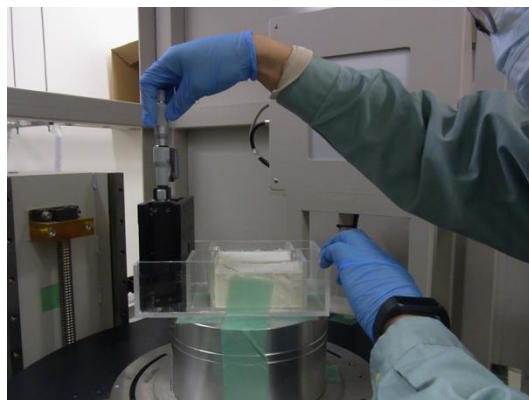
縦ずれ・横ずれ断層型室内模擬実験において、模擬地盤表面に形成される断層構造が内部でどのように進展しているのかを検討するために X 線 CT 撮影を行った。模擬実験装置を用いた測定の大まかな流れを図 3.3.1.1 に示す。撮影は層厚 2cm のみつ詰状態の模擬地盤作成後、実験装置を X 線 CT 撮影台に設置・固定し、ラボジャッキにて所定の変位を与えた後、ラボジャッキを取り除いて撮影を行った。計測データの処理を含めて撮影時間はおよそ 1 時間程度である。撮影が終了すると再びラボジャッキをセットして、変位を与え、ラボジャッキを取り除き撮影、を繰り返した。1 回に基底断層に与える変位量が小さいため、1mm/60s 程度と 3.2 節の室内模擬実験と比べてよりゆっくりと変位を与えた。3.2 節の室内模擬実験と同様、みつ詰状態の模擬地盤を作成するために、数回に分けて模擬地盤材料である小麦粉の敷き詰めを行った（図 3.3.1.2 から図 3.3.1.4）。



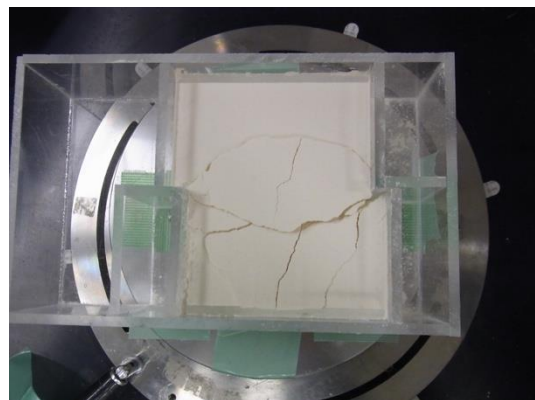
(a) 模擬地盤の準備



(b) 撮影台への設置・固定

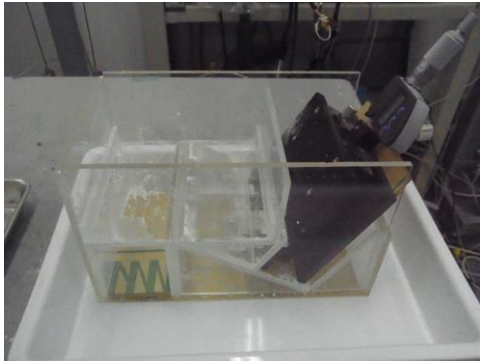


(c) ラボジャッキにて所定の変位を与える

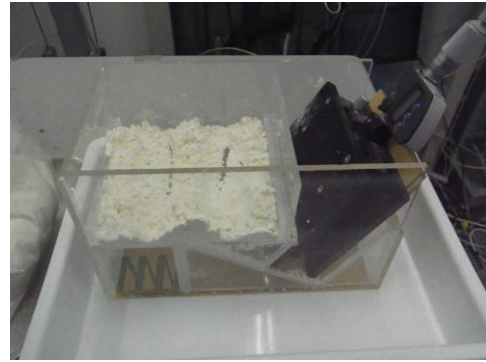


(d) 形成されたせん断帯構造

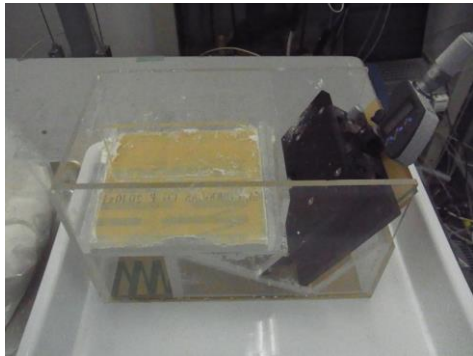
図 3.3.1.1 室内模型実験の X 線 CT 撮影の流れ



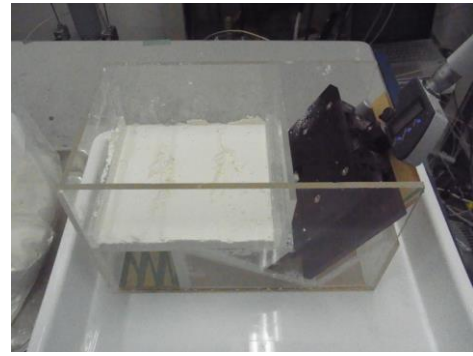
(a)



(b)



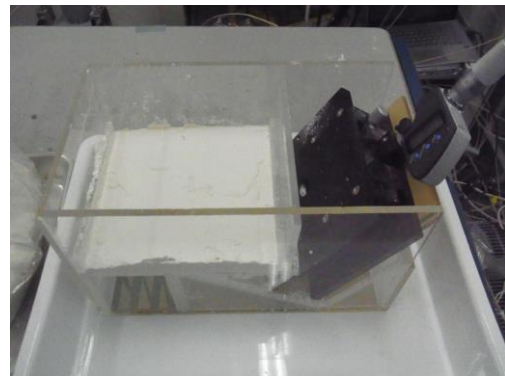
(c) 押し固め



(d)



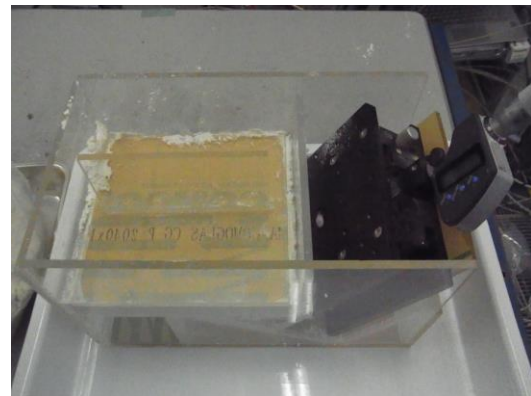
(e)



(f)

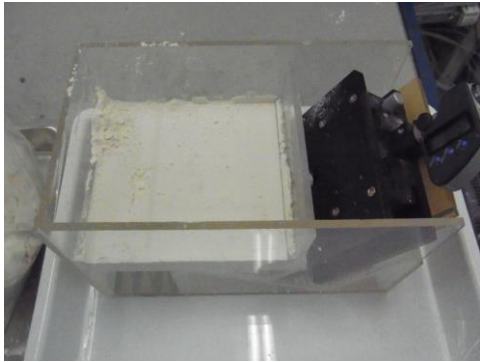


(g)

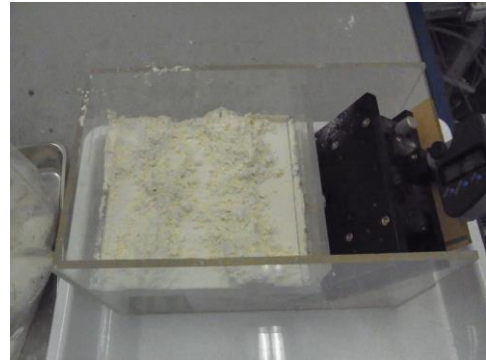


(h) 押し固め

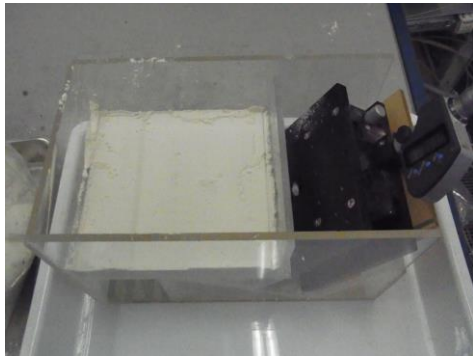
図 3.3.1.2 みつ詰模擬地盤作成の流れ



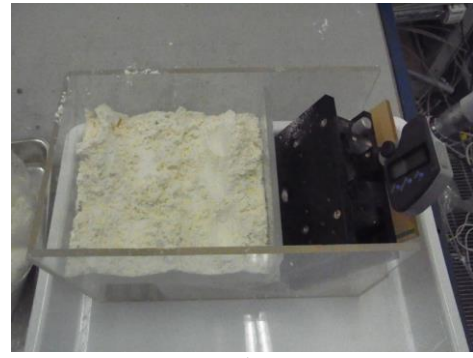
(a)



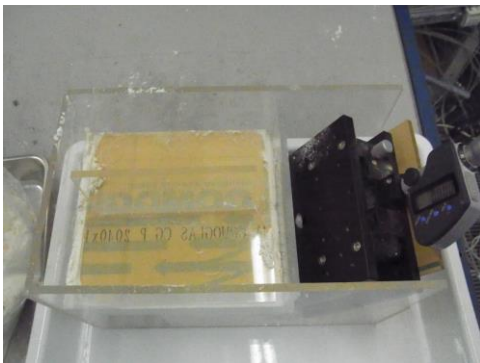
(b)



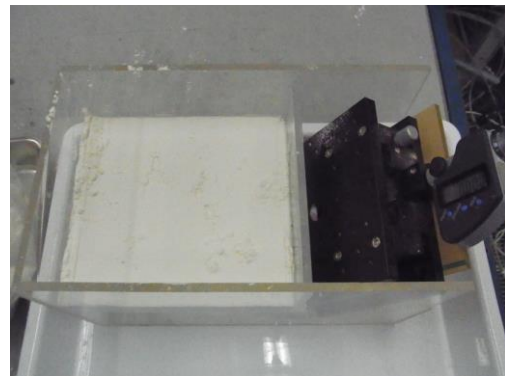
(c)



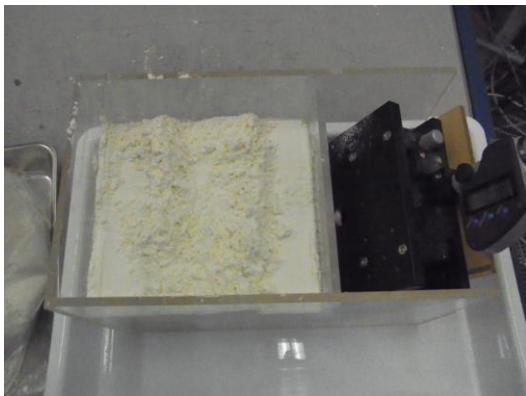
(d)



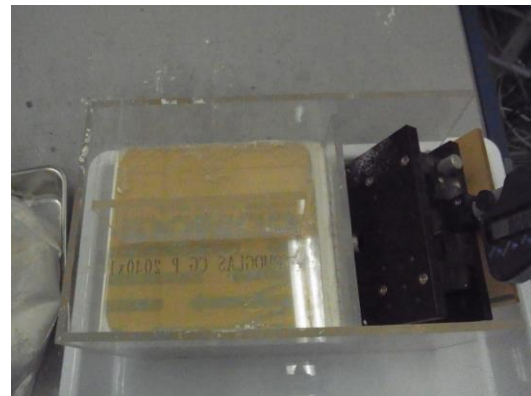
(e) 押し固め



(f)



(g)

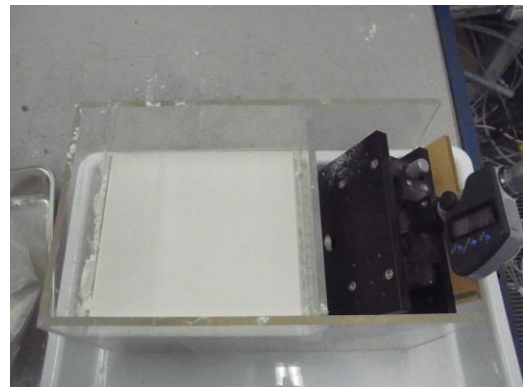


(h) 押し固め

図 3.3.1.3 みつ詰模擬地盤作成の流れ（続き）



(a) 表面の整形

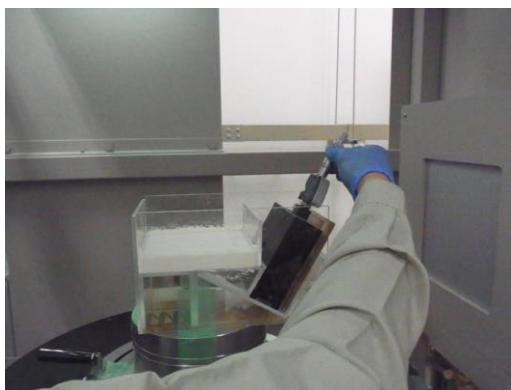


(b) 模擬地盤作成終了

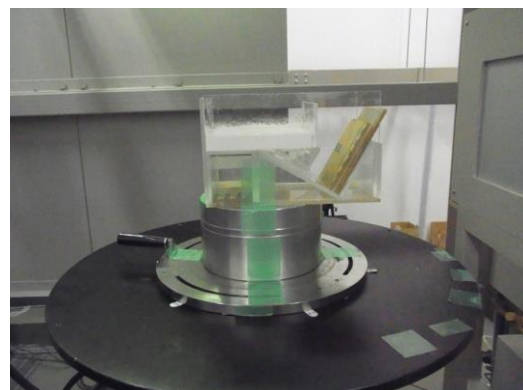
図 3.3.1.4 みつ詰模擬地盤作成の流れ（続き）

3.3.1.1. 縦ずれ断層

撮影の状況を図 3.3.1.1.1 に示す。みつ詰の模擬地盤層厚 2cm で、基底断層に 0.25mm、0.50mm、0.75mm、1.00mm の累積変位を与えた後にそれぞれ撮影を行った。ラボジャッキにて上盤側のアクリルブロックを上昇・下降させることで逆断層変位・正断層変位を与える。



(a) ラボジャッキにて変位を与える



(b) ラボジャッキの除去

図 3.3.1.1.1 縦ずれ断層型模擬実験の X 線 CT 撮影状況

図 3.3.1.1.2 に逆断層の結果を示す。各基底断層累積変位における側面図に注目すると、0.25mm の累積変位では基底断層よりも上盤側に亀裂が発生しているが、0.5mm の変位で基底断層延長上に亀裂が形成されている。さらに、表面付近で分岐したような亀裂が形成され、基底断層の変位が増加するに伴い、この分岐した亀裂の変位も大きくなっているようにみられる。また、この亀裂は 1mm の変位で表面に達している。逆断層の室内模擬実験（パスコ, 2022）のようなバックスラストはこの実験では形成されなかった。逆断層の室内模擬実験（パスコ, 2022）ではおよそ 2 から 3mm 程度の基底断層の累積変位でバックスラストが発生しているので、基底断層の累積変位が十分でない可能性が考えられる。

図 3.3.1.1.3 に正断層の結果を示す。各基底断層累積変位における側面図に注目すると、0.5mm の基底断層の累積変位までは基底断層のおよそ延長上やそこから分岐する亀裂が確認される。0.75mm、1mm の累積変位では基底断層直上に亀裂が発生し、そこでの変位量が増大しているように見える。この結果は正断層の室内模擬実験（パスコ, 2022）と整合的である。

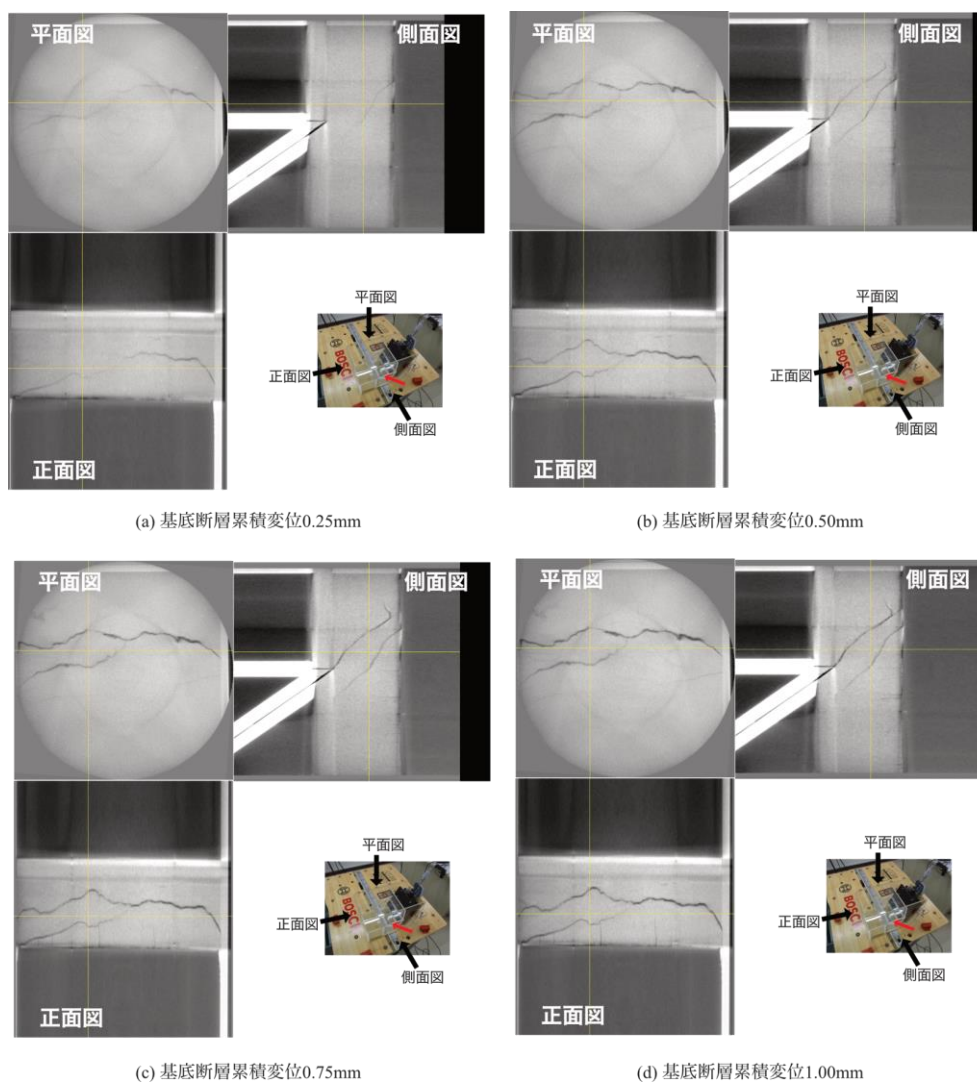
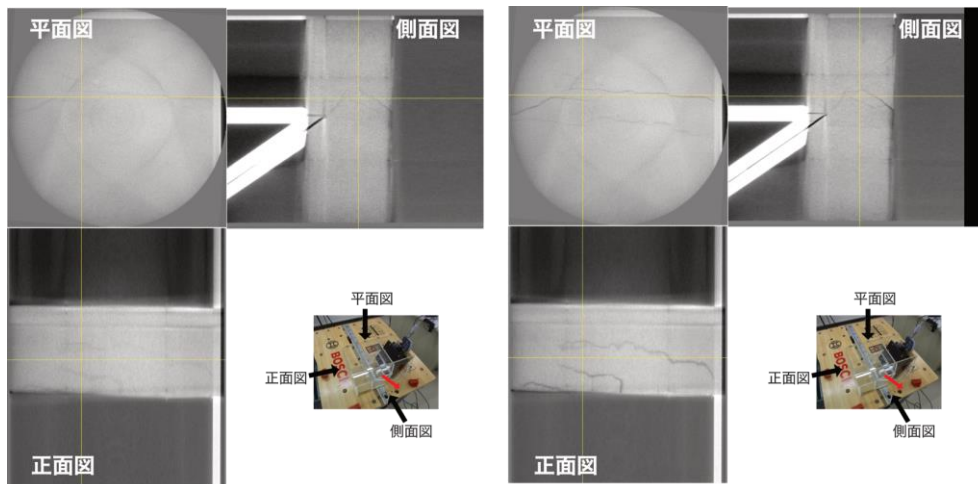
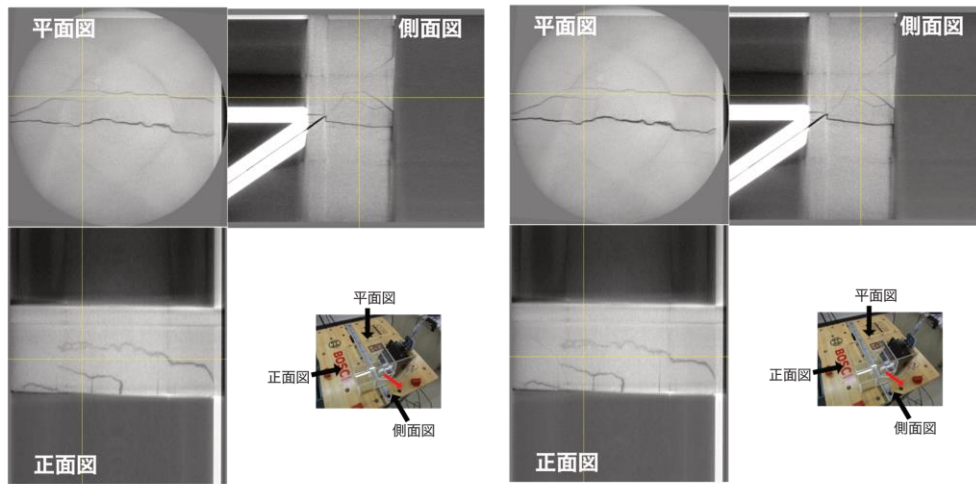


図 3.3.1.1.2 縦ずれ断層（逆断層）型模擬実験結果の内部構造（三面図）



(a) 基底断層累積変位0.25mm

(b) 基底断層累積変位0.50mm



(c) 基底断層累積変位0.75mm

(d) 基底断層累積変位1.00mm

図 3.3.1.1.3 縦ずれ断層（正断層）型模擬実験結果の内部構造（三面図）

なお、X線CT装置のトラブルで、実験開始から終了まで6時間程度要したケースがあった。この時実験終了後の模擬地盤表面には多数の亀裂が発生していた(図3.3.1.1.4)。模擬地盤材料である小麦粉が長時間実験室内でさらされていたため、湿度等による状態変化の影響で発生したと思われる。3.2節で示した室内模擬実験では、1ケースあたりの実験で数時間におよぶものはなかったため、みられなかった現象である。小麦粉のような模擬地盤材料を用いて数時間以上にわたる実験を行う場合は注意が必要である。

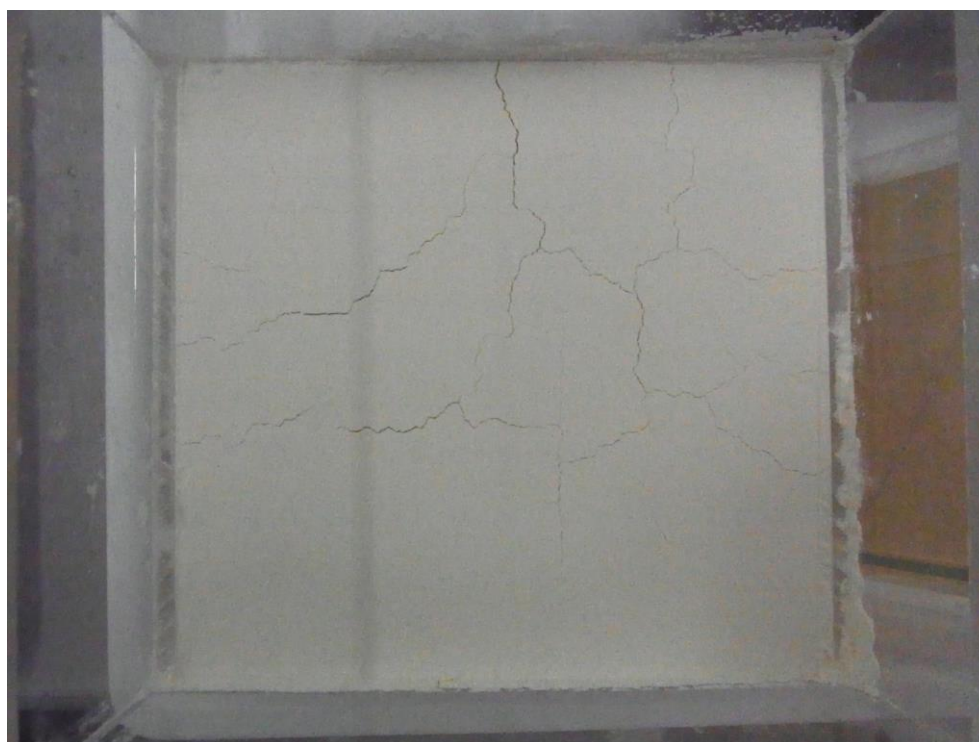


図 3.3.1.1.4 6時間におよぶ室内模擬実験後、模擬地盤表面に発生した亀裂

3.3.1.2. 横ずれ断層

撮影の状況を図 3.3.1.2.1 に示す。みつ詰の模擬地盤層厚 2cm で、基底断層に 0.25mm、0.50mm、0.75mm、1.00mm の累積変位を与えた後にそれぞれ撮影を行った。3.2 節の室内模擬実験と同様に、横ずれ断層型では実験装置内に走向方向端部に模擬地盤流出防止のためのアクリル板を取り付けたアクリルブロックを 2 枚設置した。ブロック境界部が基底断層に相当する。ラボジャッキにて片方のアクリルブロックに与えた変位を基底断層における断層変位（左ずれ）としている。模擬地盤にあらかじめ既存構造を与えるために薄いシートを埋め込んだケース（図 3.3.1.2.2）の撮影も行った。この不均質構造含むケースは、層厚 2cm のみつ詰模擬地盤作成後、実験装置を撮影台に設置・固定後、既存構造にみためた薄いシートを差し込み、基底断層に 0.50mm、1.00mm の累積変位を与えた後にそれぞれ撮影を行った。

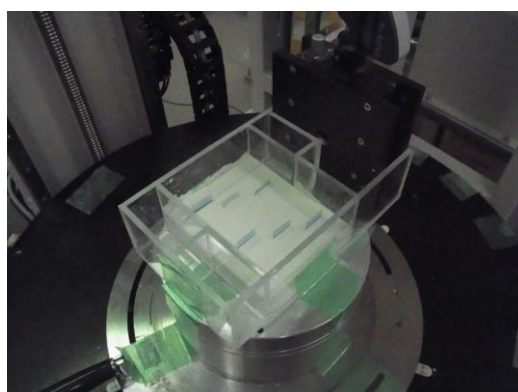


(a) ラボジャッキにて変位を与える

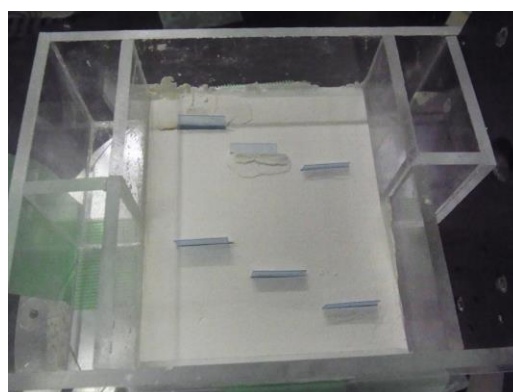


(b) ラボジャッキの除去

図 3.3.1.2.1 横ずれ断層型模擬実験の X 線 CT 撮影状況



(a)



(b)

図 3.3.1.2.2 不均質構造を含む横ずれ断層型模擬実験

X 線 CT 撮影による模擬地盤内部に形成された亀裂を図 3.3.1.2.3 に示す。各基底断層累積変位における正面図に注目すると、0.5mm の基底断層の累積変位までは装置壁面に向かう亀裂がうっすらと認められる。0.75mm、1mm の結果では基底断層から表面に向かういわゆるフラワーストラクチャー状の亀裂が確認でき、その変位が増加している様子もわかる。

不均質構造を考慮した結果（図 3.3.1.2.4）では、平面図に着目すると、一部の亀裂は既往構造をつなぐように進展していることがわかり、既存構造の存在は形成される構造に影響を与えることがわかる。しかしながら、既往構造周辺にみられる構造の大部分は作成時に発生したと考えられる。本実験では基底断層の変位が 0mm のときの初期状態での撮影は行っていないので、基底断層の変位の増加に伴い、既往構造周辺のどの亀裂が影響を受けているのかについて、詳細に検討することができない。

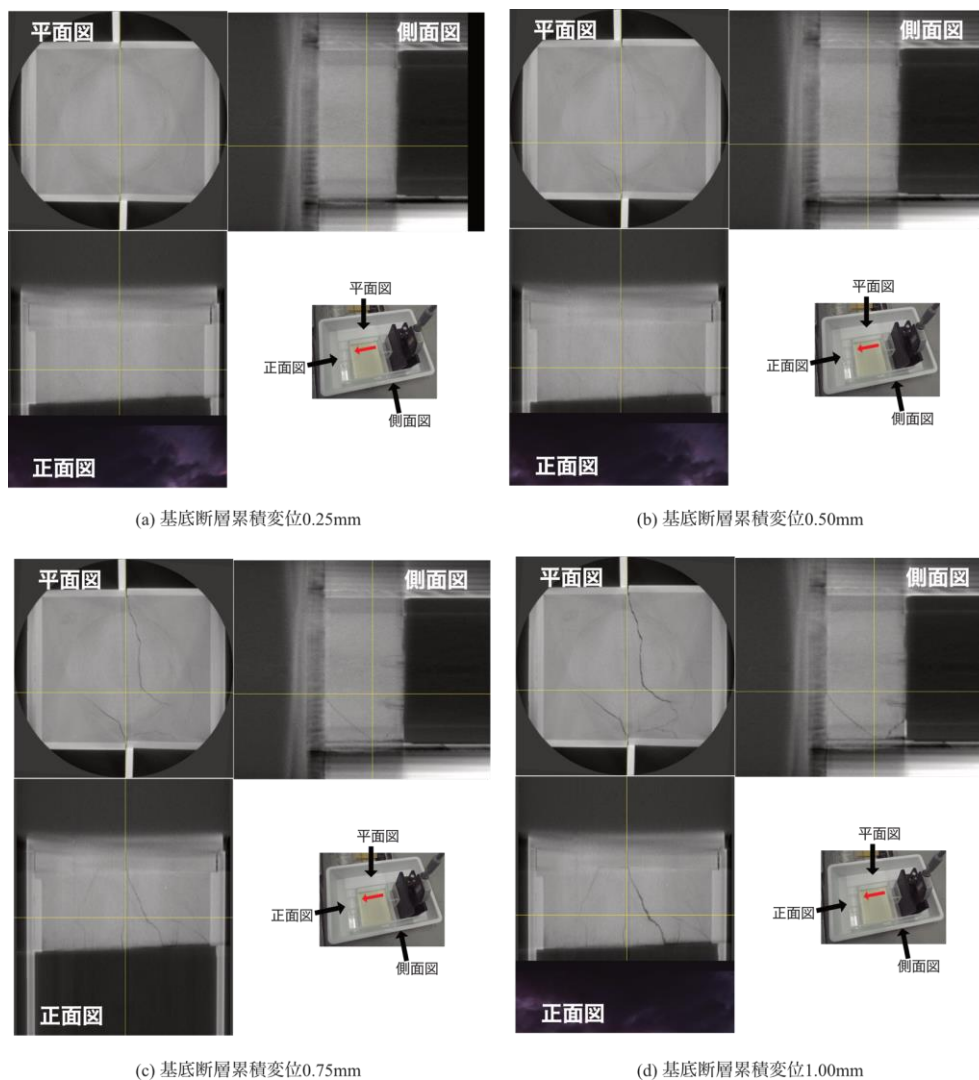


図 3.3.1.2.3 横ずれ断層型模擬実験結果の内部構造（三面図）

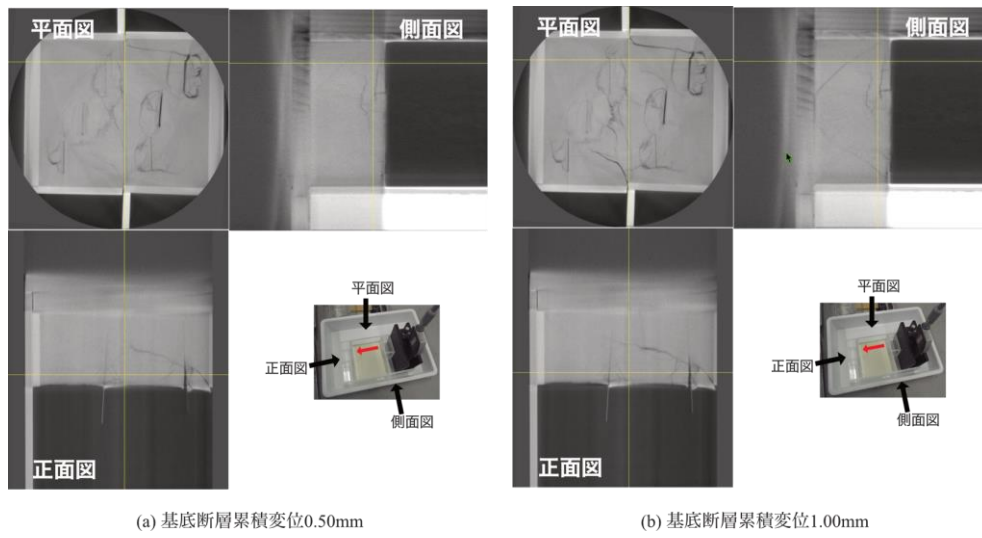


図 3.3.1.2.4 不均質構造を伴う横ずれ断層型模擬実験結果の内部構造（三面図）

3.3.2. コア試料

福原地区のコア試料の撮影の様子を図 3.3.1.2.1 に示す。一度にコア全体を高分解能に撮影することはできないので、3分割して撮影を行った。したがって、コア試料の撮影はおよそ3時間におよんだ。得られた結果を図 3.3.1.2.2 に示す。コア内部の断層構造に直交する正面図をみると、向かって右側には粒状の組織が確認できる層で構成され、左側はより細流な物質で構成されている様子が確認できる。左側には部分的に断層に沿った流理状の構造が確認できる。層相が異なる境界は平面図や側面図においても確認できる。また、およそ断層にそった亀裂構造も確認できるが、これはボーリング掘削前からある構造なのか掘削後に形成されたものかは不明である。X線CT撮影を行うことで、コアに記録された断層構造を非破壊で得ることができた。



図 3.3.1.2.1 コア試料の撮影状況

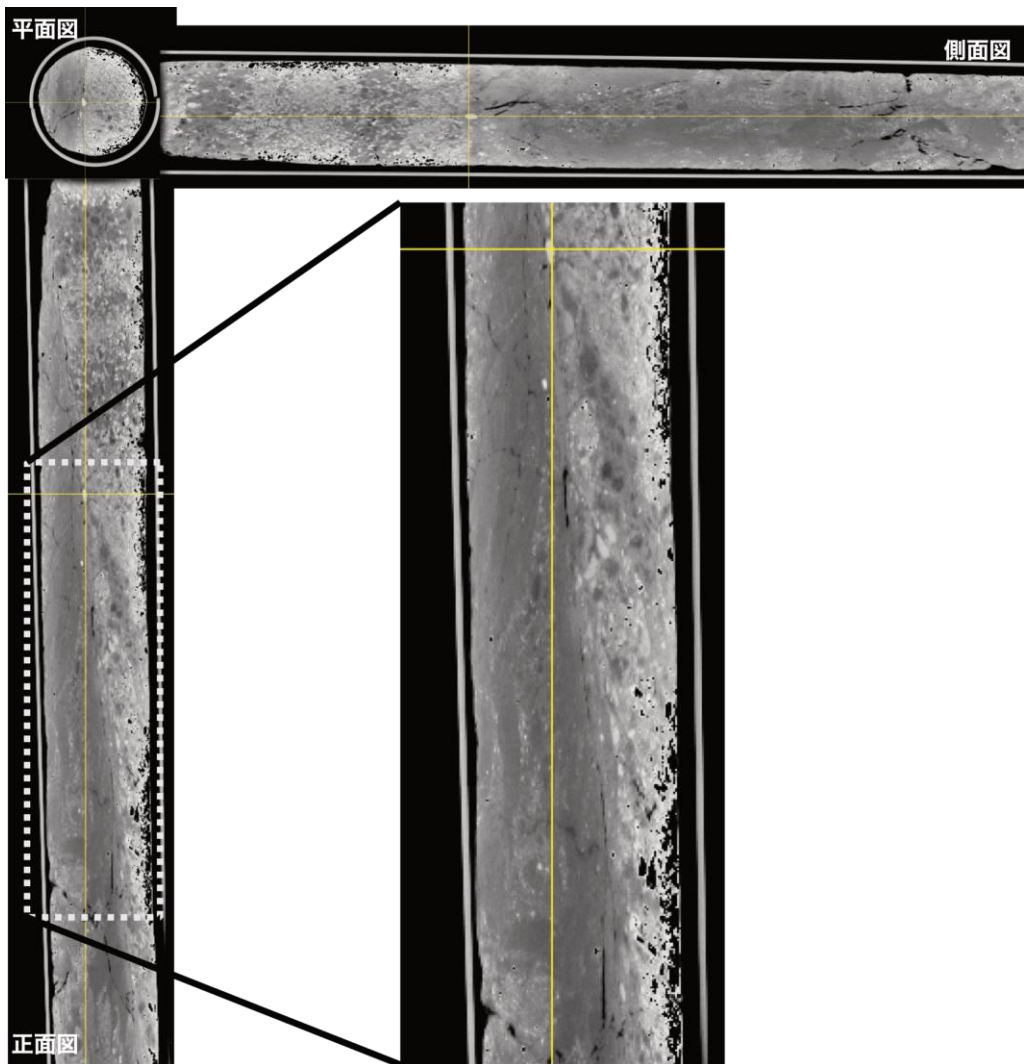


図 3.3.1.2.2 コア試料の内部構造 (三面図)

3.3.3. まとめ

撮影可能なサイズに縮小した縦ずれ断層型・横ずれ断層型の模擬実験装置と明瞭な断層構造が確認されたコア試料について、マイクロフォーカス X 線 CT 装置による内部構造の撮影を行った。縦ずれ断層型を用いた実験結果では、基底断層延長部での亀裂およびそこから分岐する亀裂が形成される様子が確認できた。正断層では基底断層直上にも亀裂が形成され、基底断層での変位の増大に伴い、基底断層直上の亀裂が主に変位している様子が明らかになった。この傾向は既往の正断層の室内模擬実験結果と整合的であった。一方、逆断層では既往の室内模擬実験結果でみられた上盤側のバックスラストに相当する構造は確認できなかった。基底断層での変位がバックスラスト形成に至るまで達していなかった可能性がある。横ずれ断層型の実験結果では、基底断層から表面に向かういわゆるフラワーストラクチャー状の亀裂が確認でき、その変位が増加している様子が捉えられた。不均質構造を考慮した横ずれ断層型の実験結果では、一部の亀裂は既存構造をつなぐように進展していることがわかり、既存構造の存在は形成される構造に影響を与えることがわかった。断層構造を有するコア試料では、コアに記録された断層構造を非破壊で得ることができた。内部構造を検討することにより、基底断層と表面に発生した亀裂・断層との関係を整理することができるため、副断層の知見を整理するにあたり、室内模擬実験装置の X 線 CT 撮影は有効な手法である。

小麦粉を用いた室内模擬実験では、ある基底断層での累積変位量毎に X 線 CT 撮影を行うことで、内部の亀裂進展を詳細に解明することができる。しかし、実験時間が長くなると、表面付近に湿度等の状態変化に伴う亀裂が発生する。したがって検討したい現象を想定した上で実験スケジュールを組み立て、実施する必要がある。

3.4. 断層変位に関する室内模擬実験のまとめ

3.4.1. 模擬地盤の物性

数値解析や実験結果を実地盤スケールに換算する際、模擬地盤の物理特性や力学特性が必要となる。小麦粉のような粉体は含水率によって強度が異なる可能性を考慮して、各試験は開封直後の小麦粉と開封後半年経過した小麦粉を対象として実施し、時間経過による試料の物性の変化を検討した。時間経過による強度増加も考えられるが、他のかさ密度では必ずしも増加しているものばかりではない。したがって今回は両者を平均した値を用いることとした。整理して得られた強度から今回の実験の相似則をまとめた。

3.4.2. 横ずれ断層型の室内模擬実験

基底断層変位が大きくなるにつれて、初期に発生したせん断亀裂を繋げるように亀裂が発達し、最初に形成されたせん断帯が繋がり、さらに複雑な亀裂が形成されていく過程が明らかとなった。このようなせん断帯の形成過程は既往の横ずれ断層の実験結果と整合的であった。形成されるせん断帯の幅によりそれぞれの亀裂の変位に違いがみられ、幅が広いと一つの亀裂の変位が小さくなる傾向にあった。せん断帯の発達過程や既往の主断層・副断層分類結果を参考に副断層の分布や変位量を実験から抽出した。得られた副断層変位は主断層ごく近傍ではあるが、距離減衰傾向は横ずれ断層の地震で得られたデータのばらつき範囲内に収まる。既往の模擬実験結果や数値解析を参照すると、基底断層変位量が大きくなりせん断帯が成熟してくると、基底断層直上付近に主断層が収斂すると思われる。形成された主断層帯周囲には亀裂帯（弱部）が形成されていると思われる。このような弱部を取り入れた静的および動的な室内模擬実験でこれらの亀裂に変位が生じるかどうか、実際の副断層データとの比較において重要と思われる。

3.4.3. X線CT撮影による内部せん断構造

測定可能なサイズに縮小した縦ずれ断層型・横ずれ断層型の模擬実験装置と明瞭な断層構造が確認されたコア試料について、マイクロフォーカス X線 CT 装置による内部構造の撮影を行った。縦ずれ断層型を用いた実験結果では、基底断層延長部での亀裂およびそこから分岐する亀裂が形成される様子が確認できた。正断層では基底断層直上にも亀裂が形成され、基底断層での変位の増大に伴い、基底断層直上の亀裂が主に変位している様子が明らかになった。この傾向は既往の正断層の室内模擬実験結果と整合的であった。一方、逆断層では既往の室内模擬実験結果でみられた上盤側のバックスラストに相当する構造は確認できなかった。基底断層での変位がバックスラスト形成に至るまで達していなかった可能性がある。横ずれ断層型の実験結果では、基底断層から表面に向かういわゆるフラワーストラクチャー状の亀裂が確認でき、その変位が増加している様子が捉えられた。不均質構造を考慮した横ずれ断層型の実験結果では、一部の亀裂は既存構造を繋ぐように進展していることがわかり、既存構造の存在は形成される構造に影響を与えることがわかった。断層構造を有するコア試料では、コアに記録された断層構造を非破壊で得ることができた。内部構造を検討することにより、基底断層と表面に発生した亀裂・断層との関係を整理することができ

るため、副断層の知見を整理するにあたり、室内模擬実験装置の X 線 CT 撮影は有効な手法である。

3.4.4. 課題

今回の室内模擬実験において、形成された構造の認定は模擬地盤表面に発生した亀裂や高さ変化等の情報によるものである。特に横ずれ断層では初期の未成熟な段階では基底断層から表層に向かってある程度の幅で変形が発生し、それらが局所化することで亀裂となる。面的な水平変位を定量的に計測できれば、亀裂発生前から変形状態の把握が可能になるものと思われる。さらには測地学的な計測結果とも比較することで、フィールド観測データとの議論もできるものと思われる。近年の画像相関解析などの技術を用いれば水平変位や歪み分布を得ることが可能と思われる。また、横ずれ断層の室内模擬実験結果では、縦ずれ断層（パスコ, 2022）と比較して主断層近傍にしか副断層が発生していない。横ずれ断層では主断層周辺に潜在的に弱部が存在していると思われるので、既存構造を考慮した検討も必要である。さらに、予測に適用する際の主断層の基準の取り方やばらつきの考え方も重要である。今回は各点において読み取れた水平変位・鉛直変位を合成して変位量を求めた。パスコ（2022）などの既往の鉛直断層型室内模擬実験結果では、鉛直変位のみを使用している例もある。地表地震断層においても、副断層に関しては現地で計測される変位量は必ずしもネットスリップを求められるだけの情報が得られない場合もあるため、簡易的に求められた副断層変位と 3 成分をきちんと合成して得られた変位との間にどの程度の違いがあるのかを検討することは重要である。これらは今後の課題である。

3.5. 参考文献

- 1) Byerlee, J. (1978), Friction of rocks, pure and applied geophysics, Vol. 116, No. 4, 615–626.
- 2) Chemenda, A. I., Cavalié, O., Vergnolle, M., Bouissou, S., and Delouis, B. (2016), Numerical model of formation of a 3-D strike-slip fault system, *Comptes Rendus Geoscience*, Vol. 348, No. 1, 61 - 69. From past to current tectonics.
- 3) Guan, W. (2010), Effect of compaction on strength and arching of cohesive material in storage bins.
- 4) Hentz, S., Donzé, F. V., and Daudeville, L. (2004), Discrete element modelling of concrete submitted to dynamic loading at high strain rates, *Computers & Structures*, Vol. 82, No. 29, 2509-2524.
- 5) Iai, S. (1989), similitude for shaking table tests on soil-structure-fluid model in 1g gravitational field, *soils and foundations*, vol. 29, no. 1, 105-118.
- 6) Jiao, L., Klinger, Y., and Scholtès, L. (2021), Fault Segmentation Pattern Controlled by Thickness of Brittle Crust, *Geophysical Research Letters*, Vol. 48, No. 19, e2021GL093390.
- 7) 地盤工学会(2020),地盤材料試験の方法と解説[第一回改訂版]
- 8) 構造計画研究所(2018),平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費（断層変位評価に係る知見の整備）業務報告書
- 9) 構造計画研究所(2019),平成 30 年度原子力施設等防災対策等委託費（断層変位評価に係る知見の整備）業務報告書
- 10) Neto, J. P. L., Meira, A. S., and do Nascimento, J. W. B. (2017), FLOW PROPERTIES AND PATTERN FLOW PREDICTION OF FOOD INDUSTRIAL POWDERS, *Journal of the Brazilian Association of Agricultural Engineering*, Vol. 37, No. 4.
- 11) Nurminen, F., Baize, S., Boncio, P., Blumetti, A. M., Cinti, F. R., Civico, R., and Guerrieri, L. (2022), SURE 2.0 - New release of the worldwide database of surface ruptures for fault displacement hazard analyses, *Scientific Data*, Vol. 9, No. 729.
- 12) 小山良浩・谷和夫(2003),横ずれ断層の模型実験で観察された砂地盤の表面に発達するせん断帯の構造分析、*土木学会論文集*、2003、750、171-181.
- 13) パスコ(2021),令和 2 年度原子力施設等防災対策等委託費（断層変位評価に係る調査）業務報告書
- 14) パスコ(2022),令和 3 年度原子力施設等防災対策等委託費（断層変位評価に係る調査）業務報告書
- 15) Petersen, M. D., Dawson, T. E., Chen, R., Cao, T., Wills, C. J., Schwartz, D. P., and Frankel, A. D. (2011), Fault displacement hazard for strike-slip faults, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 101, No. 2, 805-825.
- 16) Sasnett, P. J. (2013), analogue modelling of strike-slip surface ruptures: implications for greendale fault mechanics and paleoseismology, Master's thesis, University of Canterbury.
- 17) Schöpfer, M. P. J., Childs, C., and Walsh, J. J. (2007), Two-dimensional distinct element modeling of the structure and growth of normal faults in multilayer sequences: 2. Impact of

confining pressure and strength contrast on fault zone geometry and growth, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, Vol. 112, No. B10.

- 18) Shimada, Y., Kawata, T., and Matsusaka, S. (2018), Analysis of constant-volume shear tests based on precise measurement of stresses in powder beds, Advanced Powder Technology, 29, 6, 1372-1378.
- 19) 上田圭一・谷和夫(1999a),基盤の断層変位に伴う第四紀層及び地表の変形状況の検討(その2)-正断層, 逆断層模型実験-, 電力中央研究所報告、U98048.
- 20) 上田圭一・谷和夫(1999b),基盤の断層変位に伴う第四紀層及び地表の変形状況の検討(その3)-横ずれ, 斜めずれ断層模型実験-, 電力中央研究所報告、U98049.
- 21) 上田圭一・井上大榮・鳥越祐司 (2005), 2004 年新潟県中越地震震源域における上部新生界の変形機構模型実験による基礎的検討, 地震第 2 輯, 58, 3, 309-327.
- 22) 上田圭一 (2009),横ずれ断層の変位に伴う岩盤の3次元変形過程 -へリカル X 線 CTを用いた断層変位実験による検討-, 電力中央研究所報告、N08039.

4章 断層変位に関する数値解析

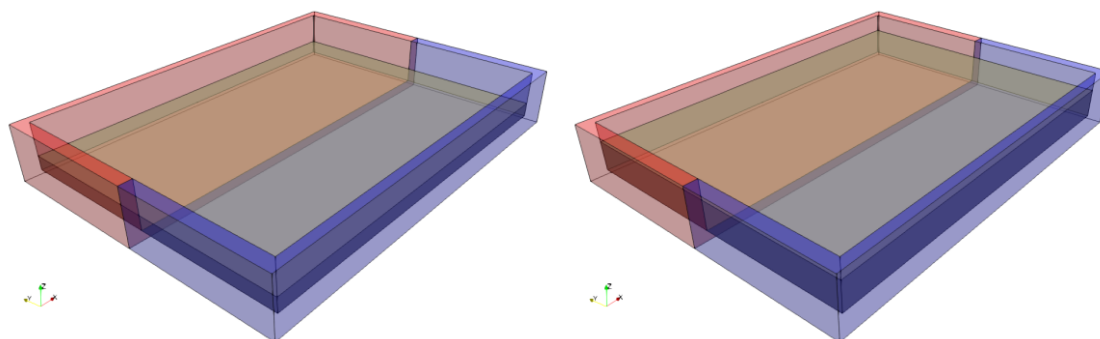
本章では、横ずれ断層の基盤から表層まで至る破壊過程に着目して実施した数値解析について述べる。解析対象としては今年度実施した室内模擬実験で得られた成果を参照し、層厚および締め固め程度の異なる粉体層に生じる右横ずれ断層の進展過程を解析する。横ずれ断層の破壊進展は、拘束圧の小さい表層に近づくほど水平面内の純せん断条件となり、せん断帯が広がる 3 次元的事象であるため 3 次元体系の解析モデルが必要である。解析手法としては粒状体集合の大変形問題を取り扱える個別要素法(DEM)を採用し、大きな付着力を持つ微細粉体層の変状の進展過程の再現を試みた。

4.1. 事前検討

4.1.1. 解析モデルについて

横ずれ断層のせん断帯の発達も縦ずれ断層と同様、深部から表層にかけて鉛直方向に進展するため鉛直方向の分解能が重要である。また、現象が水平方向に広がるため、境界条件によって生じる影響を抑制するために十分な範囲をモデル化する必要がある。横ずれ断層を対象として個別要素法による 3 次元解析を実施した既往研究としては、竿本ほか (2005) や谷山 (2008) の事例があり、ともに走向方向の面を周期境界として計算分解能を確保するモデル化を行っている。それぞれ、モデル層厚に対して走向方向は 3 倍程度、走向直角方向は 1.5 倍程度の幅を対象とし、竿本ほか (2005) では層厚を 30 分割程度、谷山 (2008) では 50 分割程度の分解能で解析モデルを作成している。

解析対象とする模擬地盤模型は内寸が走向方向 397mm、直角方向 300mm の幅の容器内に層厚 15mm および 30mm で粉体層充填し締め固めたものである。幅 300mm の中心に対して面对称に 2 つの容器に分かれており、片側を固定して他方を右横ずれとなるように動かす実験であり、この実験体系をフルスケールでモデル化すると図 4.1.1 に示すイメージとなる。しかしながら、フルスケールモデルで層厚を 30 分割する分解能を確保することは、層厚 30mm のケースであっても計算規模の観点から難しい。

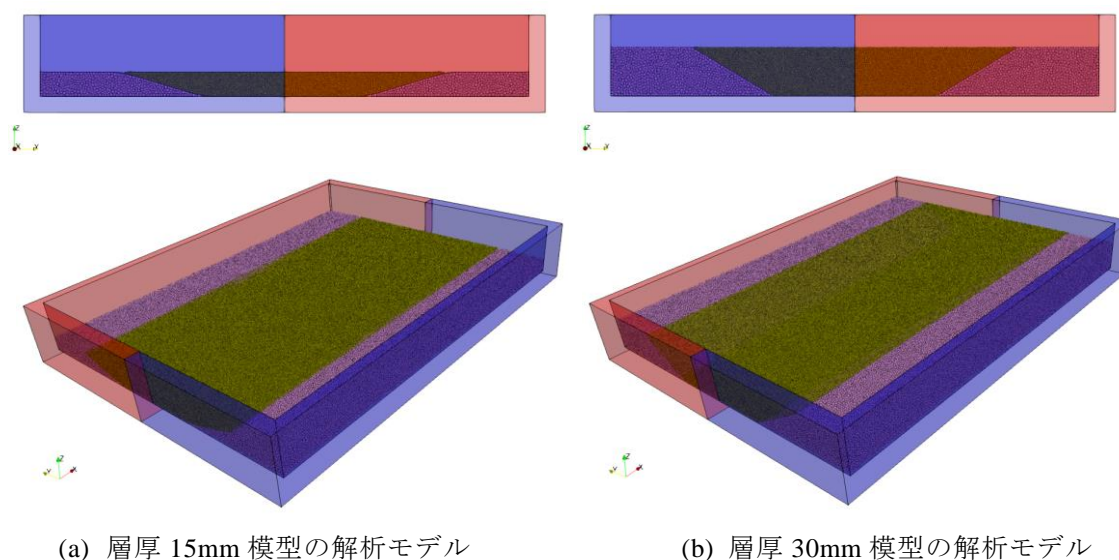


(a) 層厚 15mm 模型のイメージ

(b) 層厚 30mm 模型のイメージ

図 4.1.1 フルスケールの解析モデルのイメージ

フルスケールモデルで計算規模を抑制する方法として、粉体層内で分解能を変えることで総要素数を少なくする方法が考えられる。せん断帯の幅は層厚が厚いほど、強度が大きいほど広がるが、その外側の領域では殆どひずみが発生しないため、側方境界としても影響の小さい範囲は粒径の大きなモデル化を行っても影響はないと考えられる。ただし、非常に大きな粒子と小さな粒子の接触を取り扱うことは計算効率を悪化させるため、微小なひずみが想定される境界部には、解析モデル全体で考慮する粒径階級の内、 D_{100} や D_{90} のような大径粒子のみ配置させると良い。実際にこのようなモデル化を検討し、表層に近づくほどせん断帯が広がることを考慮し、図 4.1.2 に示すような側方境界付近で中央部に比べて分解能の粗い解析モデルを作成した。しかし、既往研究例と同等の分解能を確保することは出来なかったため、モデル化幅を狭めて走向方向に周期境界を用いる解析モデルを採用することとした（詳細は 4.3 章を参照）。なお、図 4.1.2 に示すようなモデル化で、側方の分解能による結果への影響については検討を実施していない。



(a) 層厚 15mm 模型の解析モデル

(b) 層厚 30mm 模型の解析モデル

図 4.1.2 フルスケールの解析モデルの作成例

4.1.2. 粒径分布の影響について

粒状体集合がせん断変形時に嵩を変化させる原因は、局所的な骨格が変化する際に生じる乗り上げと滑落の影響であり、いわゆるダイレイタンスの大小は粒径分布によるところが大きい。粒径分布が広い条件、すなわち均等係数が大きい場合、大径粒子の周りには小径粒子が多く存在し、骨格が変動する際に流動して嵩の変化を抑制すると考えられるが、粒径分布が狭い条件では乗り上げと滑落による嵩の変化が大きく生じてしまう。また、均等係数が 1.0 に近い条件では最密構造となり易く、正のダイレイタンスが大きく生じると考えられる。自然に存在する地盤や粉体材料の均等係数はある程度大きいため、純せん断変形を生じさせても嵩の変化はあまり大きくないが、個別要素法による数値解析では計算規模や効率の観点から均等係数を大きくすることは難しく、解析精度と計算効率の兼ね合いから現実的なモデル化を行う上での検討を行っておくことが重要である。

このような観点から令和 3 年度に粒度条件とダイレイタンスーの関係を確認する検討を実施している（パスコ、2022）。方法としては一面せん断試験の要素シミュレーションを実施し、供試体モデルの均等係数や曲率係数を変えてせん断時の体積変化量を確認するものであり、一般に粒度の良い条件においてダイレイタンスーが抑制され、強度特性も安定する結果が得られている。なお、この検討では供試体の初期間隙率を揃えているため、粒度が良く均等係数が大きい条件では相対密度が小さいモデル化となっており、ダイレイタンスーが抑制されやすいことに留意する必要がある。即ち、良く締まる条件であるため、せん断時にも正負のダイレイタンスーが相殺し、相対密度の大きいケースに比べてダイレイタンスーが小さくなっていると考えられる。

本検討では、令和 3 年度の研究を踏襲して粒径分布は以下のモデル式より設定している。

$$D = \frac{D_{50}}{10} 10^c \dots\dots\dots (式 4.1.1)$$

$$c = \left(1 + a \frac{R-0.5}{|R-0.5|}\right) (|R-0.5|)^b \dots\dots\dots (式 4.1.2)$$

ここで、 D は粒径であり添え字の数字は通過質量百分率を意味する。 c は平均粒径に対する対数粒径比であり、 R は通過質量分率、 a は粒径調整パラメータ、 b は曲率調整パラメータ（対数粒径比の曲線のべき乗数）である。

平均粒径 D_{50} は横ずれ断層実験模型の 30mm ケースで層厚を 30 分割できるように 1.0mm とし、対数粒径比を 3 次式 ($b=3$) の条件で $a=2.0$ を設定した。これは均等係数 1.349、曲率係数 1.242 となる条件であり、均等係数 U_c と曲率係数 U'_c の定義は以下に示される。また、実験供試体の平均粒径 $54 \mu m$ の 18.5 倍に相当し、粒径分布の比較を図 4.1.3 に示す。

$$U_c = \frac{D_{60}}{D_{10}} \dots\dots\dots (式 4.1.3)$$

$$U'_c = \frac{D_{30} \cdot D_{30}}{D_{10} \cdot D_{60}} \dots\dots\dots (式 4.1.4)$$

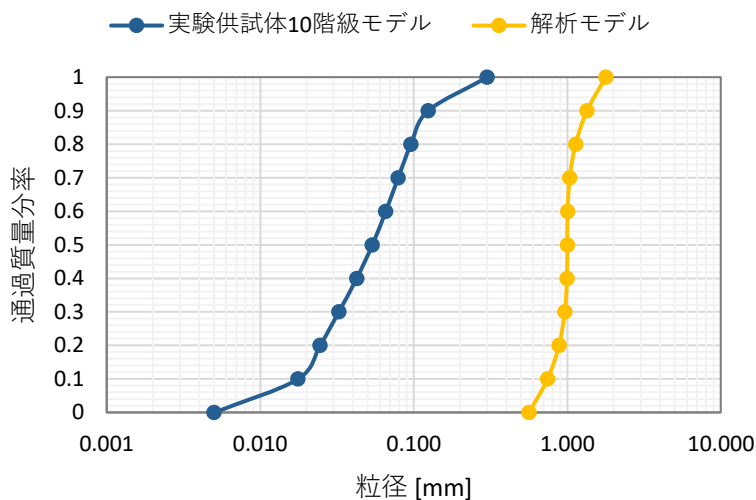


図 4.1.3 解析モデルの粒径分布と実験供試体材料との比較

なお、図 4.1.3 に示した実験供試体 10 階級モデルは、3.1 章の模擬地盤の作成に用いた小麦粉試料の粒度試験結果を整理したもので、No.1~3 の 3 つのサンプルの開封直後とその半年後の 6 つの粒径加積曲線の平均を計算し、通過質量分率を 10 階級で整理した際の粒径に対応する。

4.1.3. 大変形ひずみの評価方法について

断層変位の数値解析において、個別要素法のような個々の粒子間接触を直接モデル化する解析手法であっても、開口が直接確認できるほどの変形が見られるかどうかは材料強度特性や計算分解能により条件次第である。特に 3 次元解析では計算規模の問題から分解能を確保することが難しいため、せん断帯の進展を確認するにはせん断ひずみ分布を評価することが有効である。しかし、大変形問題では初期の近傍接触関係と関係なく流動が生じる変形領域まで対象とするため、現象の進行段階毎に評価点近傍の変位分布からこれを評価する必要がある。

個別要素法は個々の要素接触を直接モデル化する手法であり、応力やひずみのような連続体諸量は体積平均量として評価することが一般的であり、竿本ほか (2005) や谷山 (2008) などの事例がある。応力や微小変形ひずみは要素近傍の接触相手との相互作用や相対変位の分布から直接体積平均量を計算することも可能であるが、上述のように大変形ひずみを評価する場合、解析領域を要素径より大きな格子で分割し、変位などを体積平均して格子の差分計算によって評価する方法が一般的である。このような格子平均を計算する方法は簡便で確実であるが、格子平均量から計算を行うために鈍りが生じる問題がある。

そこで、令和 3 年度に個々の粒子毎のひずみテンソルを接触要素群の変位から直接計算する方法の調査を行い、メッシュフリー法などに見られる計算方法を利用することで、鈍りの小さい大変形ひずみの評価方法を導入しており (パスコ、2022)、以下に採用手法を説明する。

Cardozo & Allmendinger (2009) は変位と位置と変形勾配の関係から個別要素法の大変形ひずみを評価する方法を提案している。例えば、2 次元問題において n 点の間の変位 u と位置 x と変形勾配 g の関係は以下の式で与えられる (左添え字は構成点番号で右添え字は方向を意味する)。

$$\begin{bmatrix} {}^1u_1 \\ {}^1u_2 \\ {}^2u_1 \\ {}^2u_2 \\ \dots \\ {}^nu_1 \\ {}^nu_2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & {}^1x_1 & {}^1x_2 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & {}^1x_1 & {}^1x_2 \\ 1 & 0 & {}^2x_1 & {}^2x_2 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & {}^2x_1 & {}^2x_2 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 1 & 0 & {}^nx_1 & {}^nx_2 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & {}^nx_1 & {}^nx_2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} t_1 \\ t_2 \\ g_{11} \\ g_{12} \\ g_{21} \\ g_{22} \end{bmatrix} \dots \dots \dots \text{(式 4.1.5)}$$

$$u_i = t_i + g_{ij}x_j \dots \dots \dots \text{(式 4.1.6)}$$

$$g_{ij} = \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \dots \dots \dots \text{(式 4.1.7)}$$

構成点数が 2 次元問題では 3 点、3 次元問題では 4 点の場合に正方行列となり、一意に変形勾配が計算でき、三角形や四面体の一次要素 (定ひずみ要素) に相当する計算となる。構

成点を接触要素と考えると構成点数はより多くなり、長方形列となると一意に求めることは出来なくなるが、最小二乗法等のアルゴリズムを適用することで変形勾配を計算可能である。着目要素の変形勾配が得られると例えば Euler-Almansi ひずみは次式から計算できる。

$$e_{ij} = \frac{1}{2}[g_{ij} + g_{ji} - g_{ki}g_{kj}] \dots \dots \dots \text{(式 4.1.8)}$$

上記の手法を用いて個別要素法の解析結果から計算した最大せん断ひずみ分布の例を図 4.1.4 に示す。

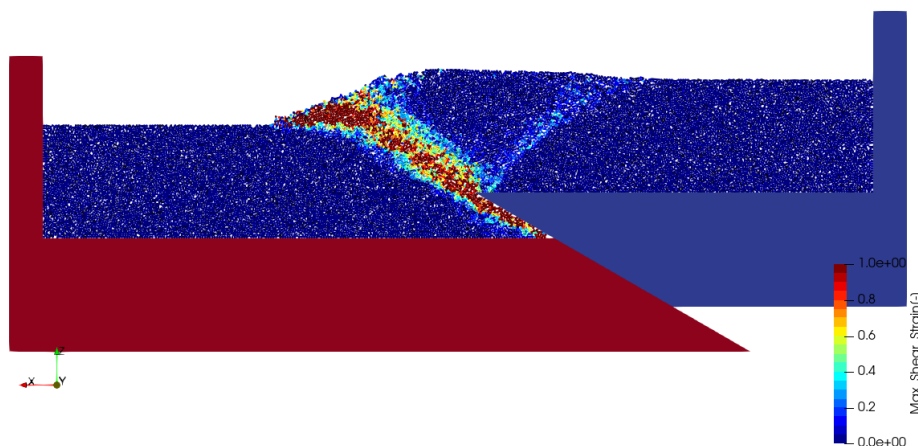


図 4.1.4 解析結果より接触点変位から最小二乗法で計算した最大せん断ひずみ分布の例 (令和 3 年度の報告書 (パスコ、2022) より)

4.1.4. 微細粒子の付着力のモデル化について

礫材のように粒径と質量が大きい粒子片に作用する力としては重力のように粒径の 3 乗に比例する物体力が支配的である。一方で、模型実験で供試体に用いる小麦粉のように粒径が小さい粉体材料では、物体力の影響は非常に小さくなり van der Waals 力などの付着力の影響が支配的となる。

van der Waals 力は原子や分子間に生じる引力であり、静電気力や液架橋力と異なり物体間に無条件で生じている作用であり、粉体間に働く付着力の代表的なものである。小麦粉のような微細粒子は重力の影響が小さいため、van der Waals 力が粒子間の骨格構造を支配している力と考えられる。この引力は表面間距離の 2 乗に反比例し、粒径に比例するものであり、次式で示される。

$$F_v = -\frac{A}{12z^2}d \dots \dots \dots \text{(式 4.1.9)}$$

$$d = \frac{D_i D_j}{D_i + D_j} \dots \dots \dots \text{(式 4.1.10)}$$

ここで、 F_v は van der Waals 力、 A は物質によって異なる Hamaker 定数であり 10^{-19} [J]のオーダーを持つ。 d は粒子間の粒径を調和平均した換算粒子径、 z は表面間距離である。 z には斥力との釣り合いから下限があり、気相中の付着では約 0.4nm とされている。なお、表面には凹凸があり接触表面が完全に噛み合うことはなく、粗さの平均値 b を考慮する必要がある。

$$F_v = -\frac{A}{12(z+b)^2}d \dots\dots\dots (式 4.1.11)$$

また、粉体の粒径を直接モデル化することは出来ないため、粗視化モデル（粒径に関する相似則）の適用は重要である。酒井ほか（2010）では気体流動層中の微細粉体の挙動の個別要素法解析に van der Waals 力を考慮し、粒径に関する粗視化モデルを適用している。詳細は参考文献を参照されたいが、換算粒径 d を粗視化モデルの DEM 粒径とし、表面間距離も DEM 体系として考慮する条件では相似比の 3 乗の引力が働く。なお、本検討では付着力の大きさは小麦粉を対象とした一面せん断試験の解析を実施し、強度パラメータとして Hamaker 定数を同定するため、粗視化倍率は直接関係しないが、粉体を大きな粒径の要素に置き換えているため材料物性としての Hamaker 定数より大きな値を設定している。

4.2. 強度パラメータ同定のための要素シミュレーション

本事業では断層変位による表層地盤変状を対象としており、数値解析は準静的な変形解析を行って大変形後の残留変位を評価するものである。従って、静的な強度評価が重要であり、個別要素法解析における強度パラメータは前章の検討で実施した要素試験結果に基づいて設定する。強度取得のための要素試験としては一面せん断試験を実施しており（3章参照）、緩詰め条件および密詰め条件で取得された強度特性との合わせ込みを行った。

なお、個別要素法解析では、接触剛性や減衰も設定する必要があるが、これらは準静的な载荷過程ではあまり関係がないため、結果に影響が生じない程度に十分短周期であれば問題はない。設定する強度パラメータとしては、粒子間摩擦角や転がり摩擦角、拘束圧に依存しない粒子間のせん断強度としての粘着力や、引張強度に相当する固着力、粉体に働く付着力などがある。粒子間の摩擦角および転がり摩擦角は供試体の内部摩擦角と相関が大きく、粒子間の粘着力や固着力、付着力などは供試体の粘着力と相関が大きい。本検討では粒子間の摩擦角と転がり摩擦角および付着力のみを考慮して一面せん断試験の解析を行い、要素試験結果として得られている内部摩擦角と粘着力との合わせ込みを行った。

4.2.1. 要素試験結果に基づく目標強度

室内模擬実験で用いた供試体材料の小麦粉は、開封後の経過時間による湿気具合の違いで2種類の供試体を作成し、拘束圧を変えて内部摩擦角とせん断付着応力（粘着力）が取得されている。この内、最も拘束圧が大きい条件では嵩密度が約 0.8g/cm^3 となっており、拘束圧としては約 30kPa に相当し、解析では 10 、 20 、 30kPa の载荷を行うケースを密詰めとしている。また、データが取得できた最も小さい拘束圧は密詰めの $1/20$ 程度であり、解析では小さ過ぎる拘束圧は安定しないため、少し大きく設定して 2 、 4 、 6kPa を緩詰め条件として設定した。室内模擬実験においても模擬地盤の締め固め時の上載圧は同程度としており、圧密過程終了後の嵩密度を基準に緩詰め条件と密詰め条件の試験結果を湿気具合の異なる小麦粉の2試料について算術平均し、表 4.2.1 に示す強度値を目標強度とした。

表 4.2.1 要素試験結果に基づく諸条件

	緩詰め条件	密詰め条件
粒子密度	1.562 g/cm^3	1.562 g/cm^3
嵩密度	0.680 g/cm^3	0.810 g/cm^3
含水比	14.1 %	14.1 %
間隙率	61.8 %	54.5 %
内部摩擦角	15.5°	36.4°
粘着力	0.80 kPa	2.15 kPa

なお、供試体材料の小麦粉の平均粒径 D_{50} は $54\mu\text{m}$ であり、重力より van der Waals 力のような付着力の方が大きい材料である。小麦粉の van der Waals 力の Hamaker 定数は不明であるが、粘着力よりある程度推定可能である。平均粒径の2乗を支配面積と考え、密詰め条件時の粘着力 2.15kPa を乗じると粒子間に働く作用引力は $6.27\mu\text{N}$ である。(式 4.1.11)の z を 0.4nm 、 b を 0 とすると Hamaker 定数は $2.23 \times 10^{-19}\text{J}$ と計算できる。

4.2.2. 要素シミュレーションの解析モデル

小麦粉などの実材料の粒子形状は球形ではなく、ある程度扁平で複雑な形状をしているため間隙率は完全な球形を仮定した場合に比べて大きくなる。個別要素法解析では計算効率の観点から球形要素を使用することが多く、粒子形状が強度特性に与える影響は転がり摩擦などで考慮する。なお、球形要素を用いて粒径分布を再現すると実粉体に比べて接触点数が少なくなるが、付着力を考慮することで滑り難くなるためある程度の範囲で疎な骨格構造のモデル化が可能である。

しかしながら、表 4.2.1 に示される通り対象材料の間隙率は密詰め条件でも 54.5% もあり、これをモデル化すると粒子間は非常に疎な配位構造となる。令和 3 年度の検討（パスコ、2022）では、当初このような疎な構造のモデル化を行い、要素シミュレーションを実施して強度パラメータを取得したが、接触点数が少ない条件では摩擦角等を極端に大きくする必要があり、室内模擬実験の解析などに適用すると妥当な結果とならないことを確認している。そこで、過年度の検討と同様に初期間隙率として 40% を設定し、嵩密度が同じになるように粒子密度を設定することでモデル化を行った。

一面せん断試験の供試体容器は一般的な土質試験用途の 70% の大きさであり、直径 43mm で圧密後の厚さが 13~16mm 程度のものである。解析モデルは、計算負荷低減を意図して更に 70% 程度の寸法を想定し、一般的な供試体容器の 1/2 寸法である直径 30mm、厚さ 10mm の容器形状内に初期間隙率が 40% となるように充填して作成した。図 4.2.1 に作成した解析モデルを示す。図中の供試体上面の載荷版に対して荷重制御を行い、圧密過程で一定の拘束圧を発生させた後、下部容器に強制変位を与えて反力からせん断強度を算定する。

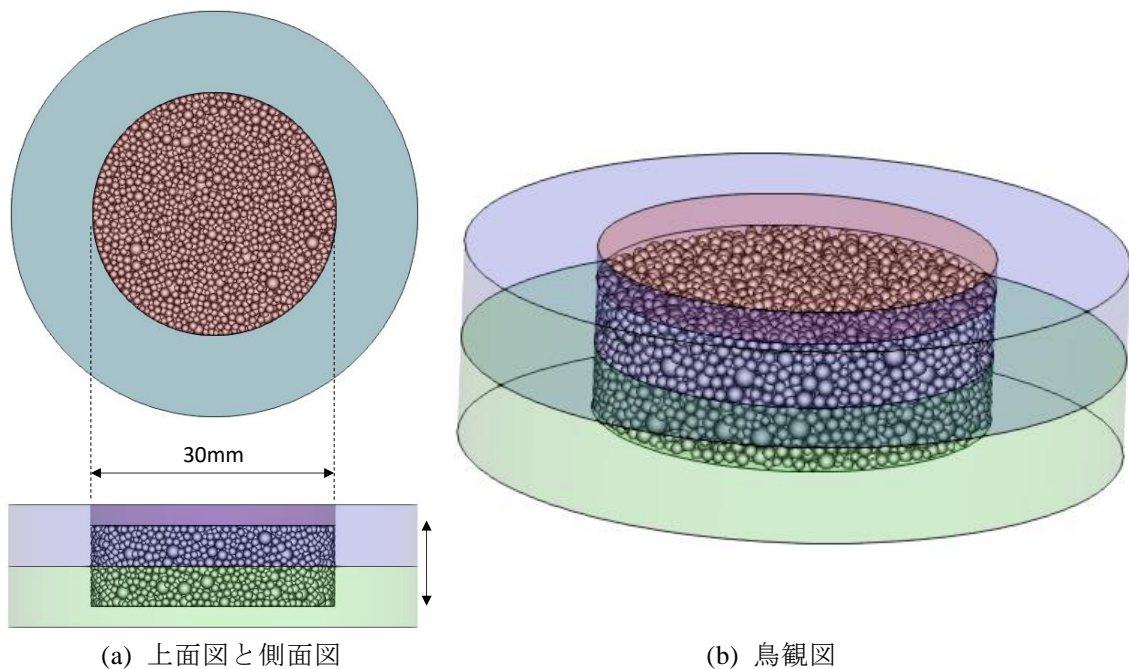


図 4.2.1 一面せん断試験の解析モデル

4.2.3. 要素シミュレーション結果

要素シミュレーション結果より、圧密過程終了時とせん断過程終了時における供試体の変形の様子を図 4.2.2 と図 4.2.3 に、応力比 (τ/σ) と変位の関係を図 4.2.4 に、体積ひずみと変位の関係を図 4.2.5 に示し、最終的に得られた強度特性を図 4.2.6 に示す。

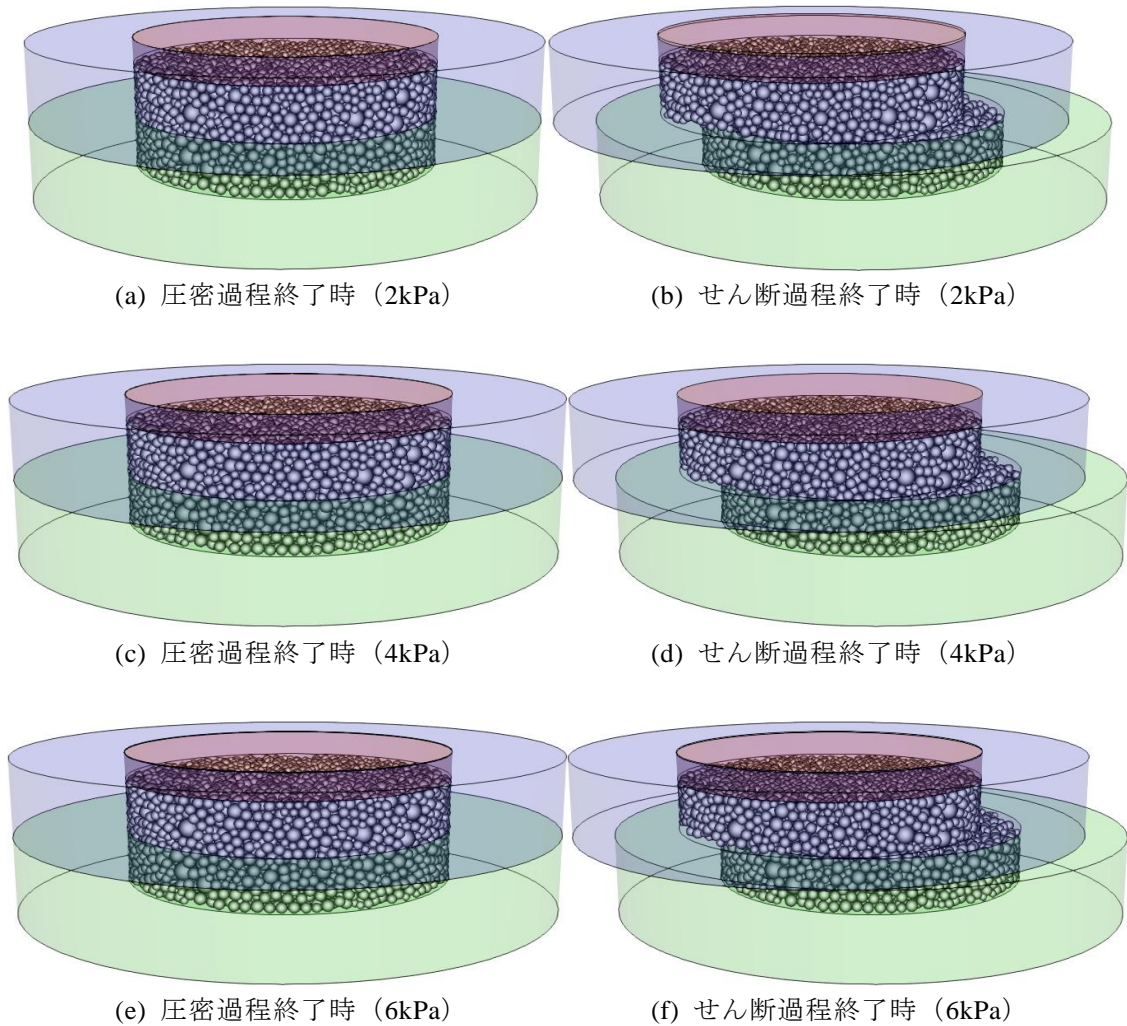


図 4.2.2 一面せん断試験の解析結果より変形の様子 (緩詰め条件)

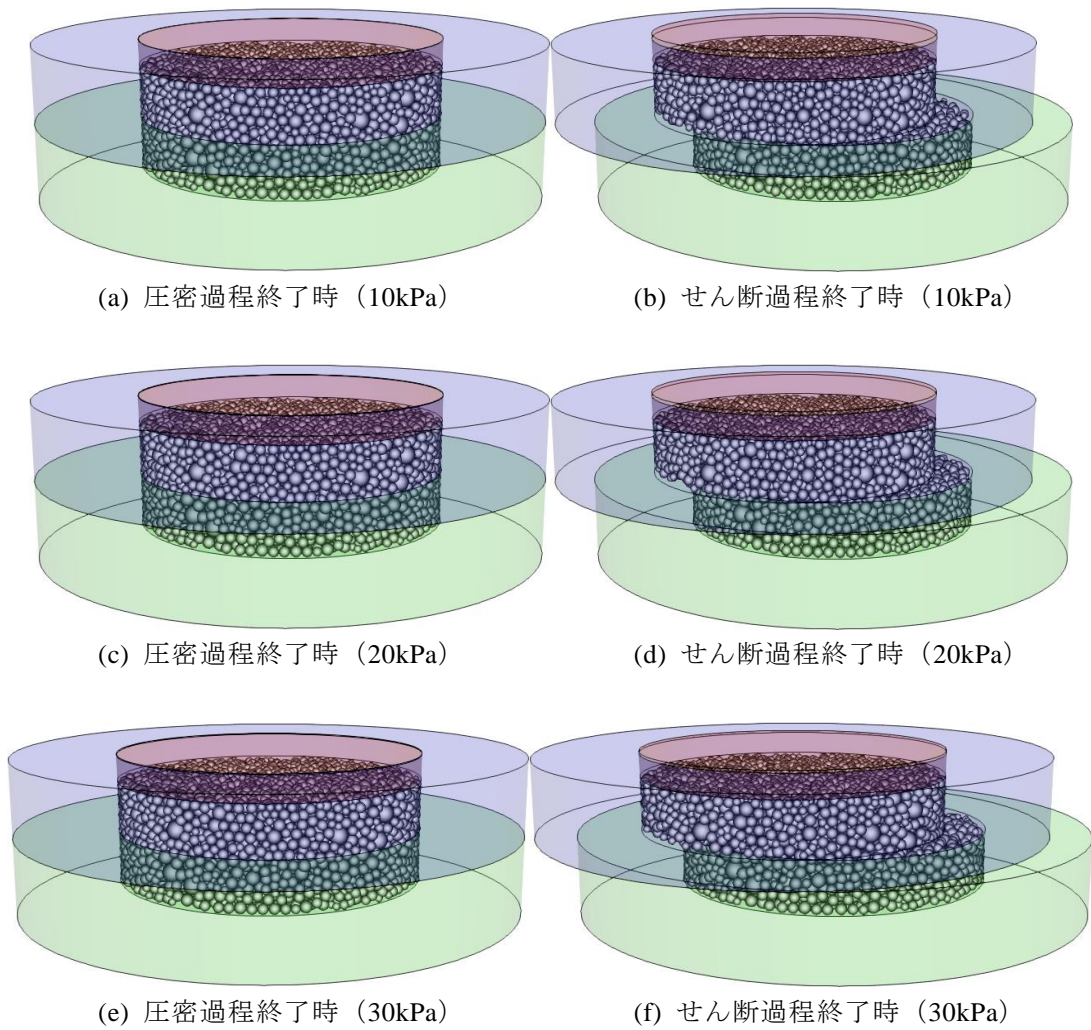
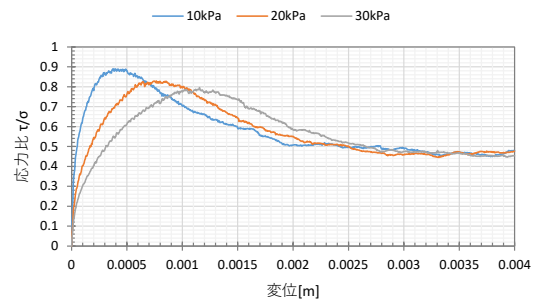
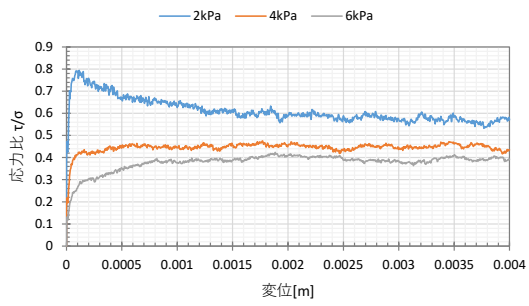


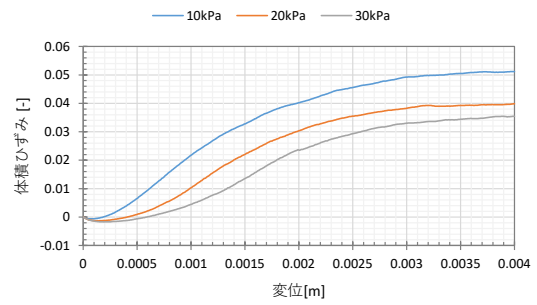
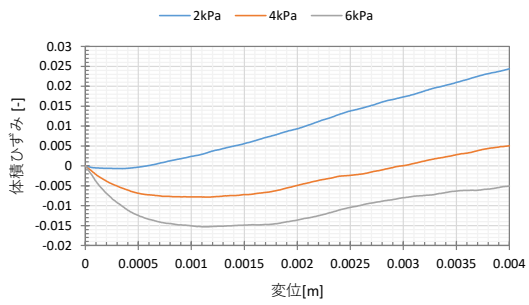
図 4.2.3 一面せん断試験の解析結果より変形の様子 (密詰め条件)



(a) 緩詰め条件

(b) 密詰め条件

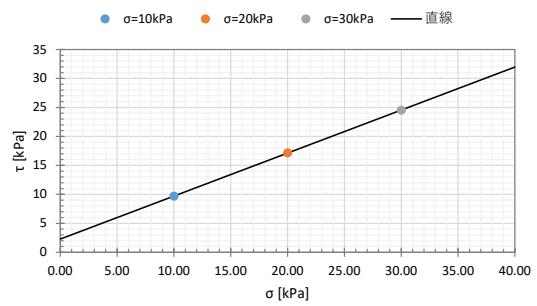
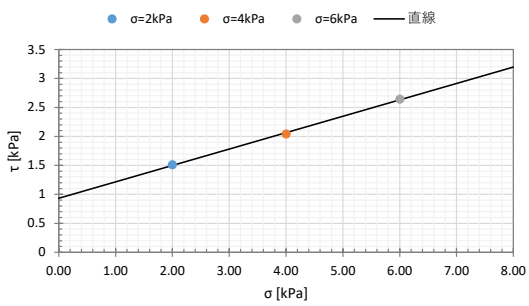
図 4.2.4 一面せん断試験の解析結果より応力比と変位の関係



(a) 緩詰め条件

(b) 密詰め条件

図 4.2.5 一面せん断試験の解析結果より体積ひずみと変位の関係



(a) 緩詰め条件

(b) 密詰め条件

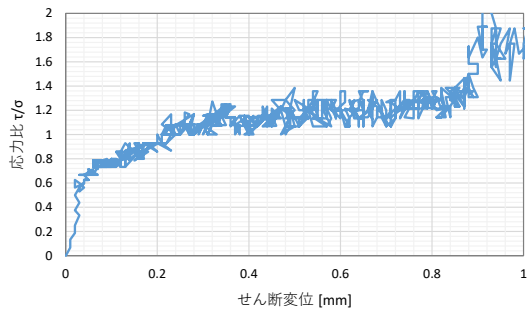
図 4.2.6 一面せん断試験の解析結果よりせん断強度と拘束圧の関係

要素シミュレーション結果に基づき、最終的に設定を行った解析パラメータを表 4.2.2 に示す。Hamaker 定数は実験供試体材料の粘着力と平均粒径から算定を行った値より大きいですが、これは粗視化による粒径相似を考慮する必要があるためである。(式 4.1.11)の z は表面距離であるが、これには実体系の値を用いており粗視化体系では実体系に粒径相似比を乗じた設定値が妥当であり、相似比が約 18.5 倍であることを考慮すると妥当な値である。なお、土粒子密度は間隙率 40%の解析モデルの総質量が実験供試体と整合するように、それぞれの条件の嵩密度から設定した値である。

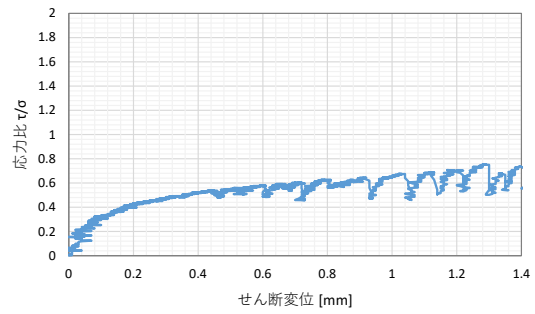
表 4.2.2 要素シミュレーションに基づき設定した DEM 解析パラメータ

パラメータ	緩詰め条件設定値	密詰め条件設定値
基準法線剛性	1.0×10^7 [N/m]	1.0×10^7 [N/m]
基準接線剛性	2.5×10^6 [N/m]	2.5×10^6 [N/m]
減衰定数	0.05	0.05
粒子間摩擦角	2.9 [deg.]	26.6 [deg.]
転がり摩擦角	0.6 [deg.]	12.0 [deg.]
Hamaker 定数	2.0×10^{-17} [J]	1.0×10^{-18} [J]
土粒子密度	1.133[g/cm ³]	1.350[g/cm ³]

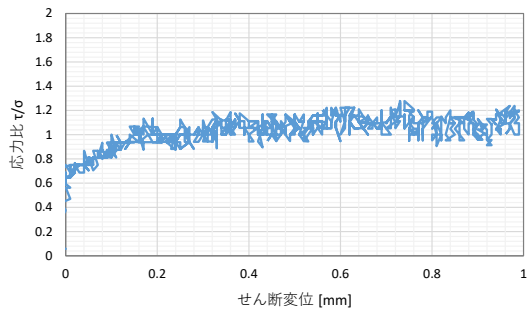
作成した解析モデルとの比較のため、一面せん断試験結果より応力比と変位の関係を図 4.2.7 に、体積ひずみと変位の関係を図 4.2.8 に示す。試験装置は圧密過程終了後にリニアアクチュエータでせん断変位を制御するものであるが、応力比と体積ひずみの履歴はそれぞれ変位についても振動している。なお、どちらの特性も含水比依存性があり、開封後に湿気の影響で安定する傾向を示している。実験供試体と解析モデルの強度の違いに着目すると、密詰め条件ではピーク強度が整合的でありある程度再現性が認められるが、緩詰め条件では実験供試体の応力比は 1.0 を超えており、微細粉体の付着力によって高い強度を発現していることが確認できる。ダイレイタンシーについて、緩詰めの実験結果では正とも負とも取れない 1/1000 オーダーの振動をしており、密詰め条件では開封直後は 1%程度、湿気て安定化後は 1/1000 オーダーで明瞭な正のダイレイタンシーが確認できる。解析モデルでは数%の体積ひずみが生じているためダイレイタンシーの大きさには乖離があるが、平均粒径が 18.5 倍大きいことや供試体厚さが少し薄いことを考えると妥当な範囲となっている。



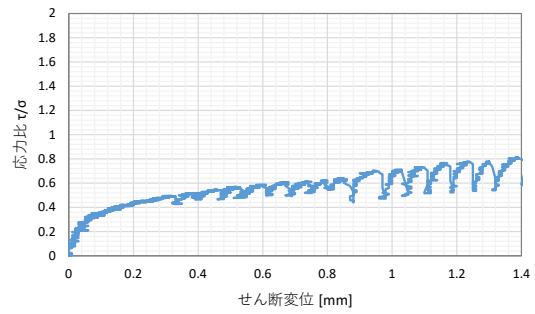
(a) 緩詰め条件 (開封直後)



(b) 密詰め条件 (開封直後)

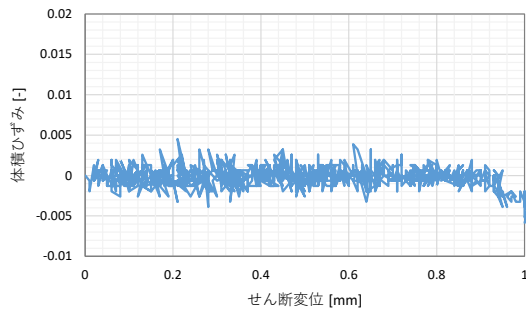


(c) 緩詰め条件 (開封半年後)

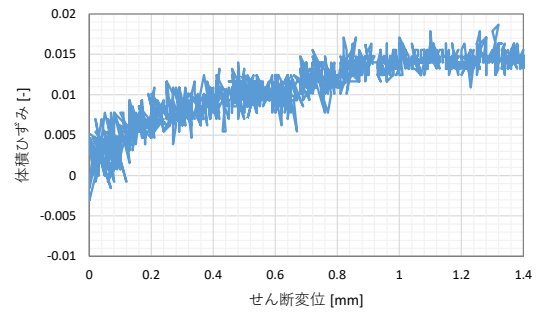


(d) 密詰め条件 (開封半年後)

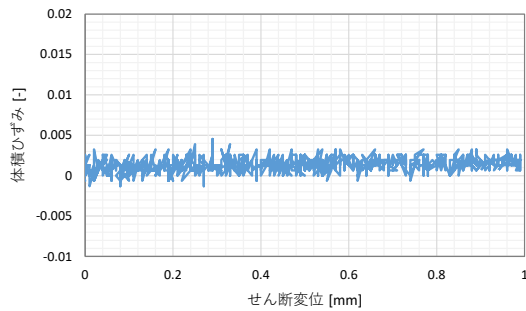
図 4.2.7 一面せん断試験結果より応力比と変位の関係



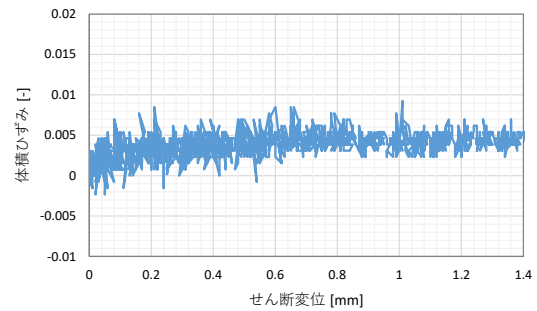
(a) 緩詰め条件 (開封直後)



(b) 密詰め条件 (開封直後)



(c) 緩詰め条件 (開封半年後)



(d) 密詰め条件 (開封半年後)

図 4.2.8 一面せん断試験結果より体積ひずみと変位の関係

4.3. 室内模擬実験の再現解析

横ずれ断層を想定して実施した室内模擬実験の各ケースを対象に、個別要素法による再現解析を行った。個別要素法解析における強度パラメータは供試体材料である小麦粉のせん断試験結果を参照し、要素シミュレーションを行うことで設定し、微細な粉体材料であることから粒子間に付着力を考慮したモデル化を行った。以下に実施した数値解析の内容について報告する。

4.3.1. モデル化範囲と境界条件

数値解析において計算分解能は重要であり、特に粉体内部のせん断帯の発達過程の計算精度は厚さ方向の分割によるところが大きいと考えられる。一方で、本検討ではダイレイタンスの抑制を意図して粒径分布をある程度考慮しており、計算効率の観点からは厳しい条件となっている。そこで、解析のモデル化領域は本来、模型寸法の通りとするべきであるが、影響の小さい範囲でモデル化範囲の再検討を行い、解析モデルの縮小による計算規模の抑制を図っている。

実験供試体材料の小麦粉は付着力が大きく、十分に締め固められた条件であれば自立可能な強度を発現する。そのため、変状の様相としては亀裂が進展していくようなものであり、変形が局所的であることからモデル化範囲は模型の断層基底から両側に 75mm の範囲とした。実際の試験装置の内寸幅は走向方向 397mm、直交方向 300mm であるが、解析ではおよそ 1/2 の内寸範囲とし、走向方向は周期境界とした。実験結果の整理を行っている範囲は計測の関係上狭く、モデル化範囲はこの範囲の 1.5 倍程度となっている。

4.3.2. 解析ケースと解析モデル

解析ケースは実験と同様に、粉体層厚と締め固め度合いの違いにより計 4 ケースである。室内模擬実験では供試体作成の都合、模擬地盤の層厚が実施ケース毎に少し異なり、また模型内の位置によって多少のばらつきが存在するが、解析では実験ケース間や模型内のばらつきは考慮せず、供試体作成時の目標層厚のモデルを作成した。解析モデルは締め固め度合いを解析上の強度条件で区別しており、緩詰め条件と密詰め条件で解析モデル自体は共通であり、層厚の違いで 2 モデルを作成している。表 4.3.1 に解析ケースの一覧を示し、解析モデルを図 4.3.1 から図 4.3.4 に示す。

断層変位は右横ずれで最終的に 10mm の変位を入力し、実験では中央で 2 つに分かれた容器の片側は固定、他方を動かすことで断層変位を模擬している。一方解析では、図 4.3.2 および図 4.3.4 に図示するように両側の容器を対称に動かし、それぞれ 5mm ずつ入力した。

表 4.3.1 解析ケースの一覧

ケース名	断層変位	模擬地盤層厚	強度条件
Case 15LD	右横ずれ 10 mm	15 mm	緩詰め
Case 30LD	右横ずれ 10 mm	30 mm	緩詰め
Case 15HD	右横ずれ 10 mm	15 mm	密詰め
Case 30HD	右横ずれ 10 mm	30 mm	密詰め

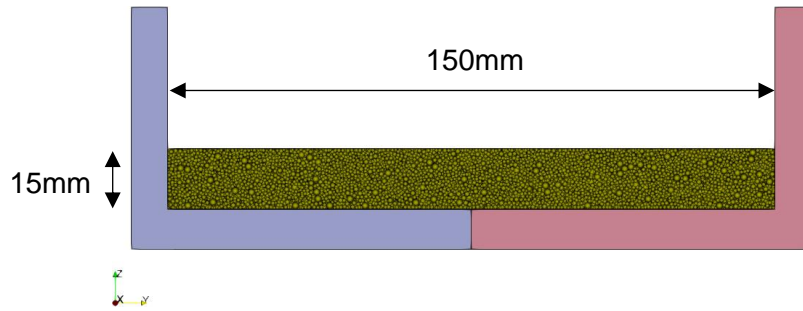


図 4.3.1 Case 15LD および Case 15HD の解析モデル横断面図

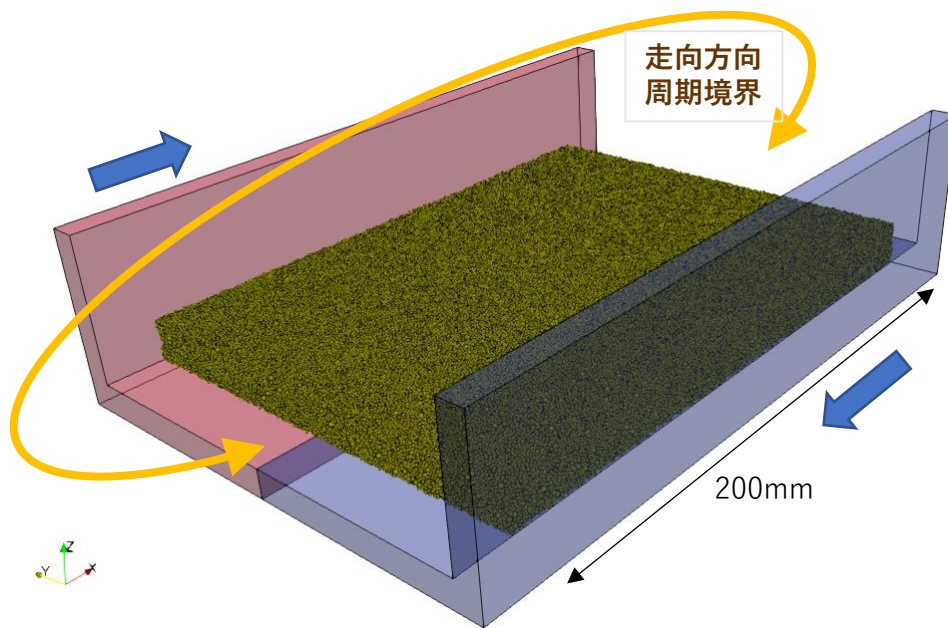


図 4.3.2 Case 15LD および Case 15HD の解析モデル鳥観図

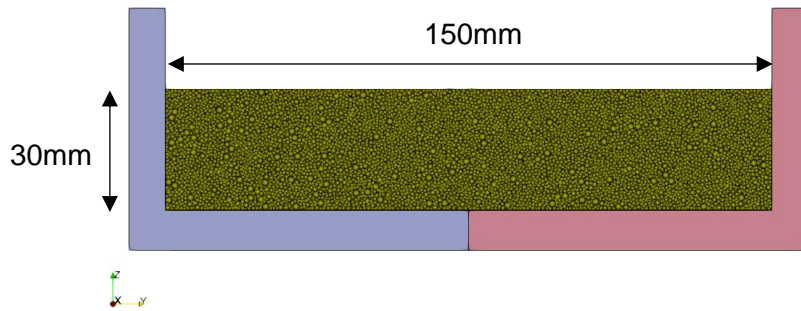


図 4.3.3 Case 30LD および Case 30HD の解析モデル横断面図

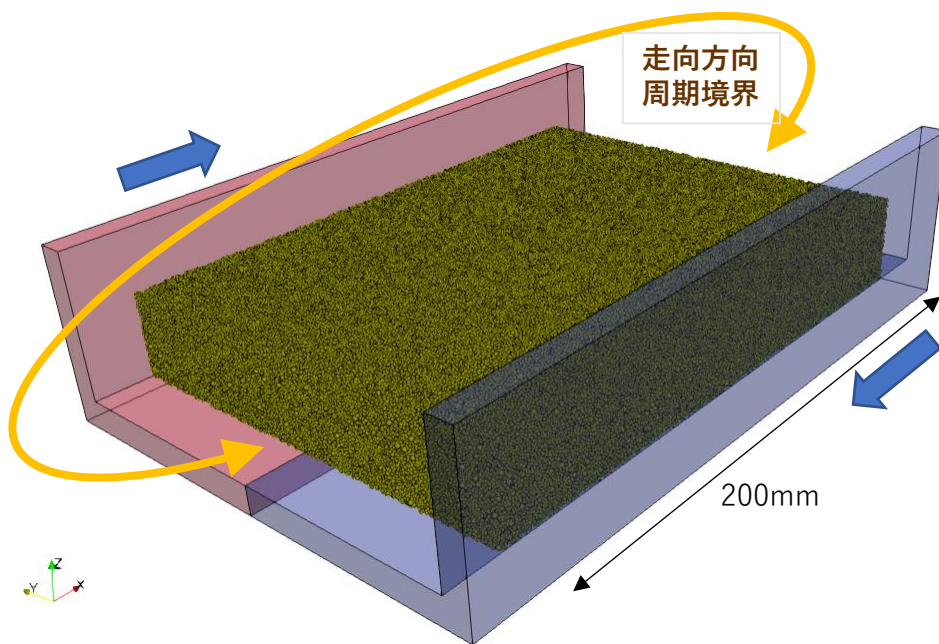


図 4.3.4 Case 30LD および Case 30HD の解析モデル鳥観図

4.3.3. 再現解析結果

個別要素法による室内模擬実験の再現解析の結果をケース毎に整理した。地盤変状の程度を把握する上でせん断ひずみの評価は重要であり、Cardozo & Allmendinger (2009)を参考にして、鈍りの小さい大変形ひずみの算定方法を使用している。

粉体層の変状過程は、基底断層の食い違い変位の影響により、粉体層内部における微小ひずみの発生後、相対的にひずみが大きい箇所で強度限界に達して骨格構造破壊が生じ、弾性的復元作用が得られなくなることでせん断ひずみが局所化して 1 次亀裂が発生する。その後、応力降下と不釣り合い力の再配分により 1 次亀裂の近傍で 2 次的な亀裂が発生し、変位がより大きくなるとダイレイタンスー等の影響も加わりせん断帯の内側で 3 次的な亀裂が発生する。これらの亀裂が変位の増大により連結し、基底断層の直上近傍でせん断ひずみの局所化が進行すると考えられる。

実験においては、各変位段階で発生した亀裂を整理し、走向方向に対して最も高角度で雁行状に発生する 1 次亀裂を包含する範囲がせん断帯であると考えられる。数値解析の結果においても基本的に同様であるが、粉体層モデルの全ての粒子片の変位が得られることからせん断ひずみを直接整理できる点に違いがある。なお、亀裂の発生個所を抽出するという観点からは骨格構造破壊に着目し、初期状態から粒子片同士の接触関係が変化した箇所を抽出すれば良いが、破壊が生じる前のひずみ分布や破壊後の大変形を伴う変状を把握する上ではせん断ひずみを整理する方が効果的である。そこで、再現解析結果はせん断ひずみが局所的に大きい箇所を亀裂の発生個所として整理し、基底断層変位の影響でせん断ひずみが周辺に比べて有意に大きくなる範囲をせん断帯の内側、殆ど変化しない範囲をせん断帯の外側と考えて結果を整理した。

4.3.3.1. 各ケースの解析結果について

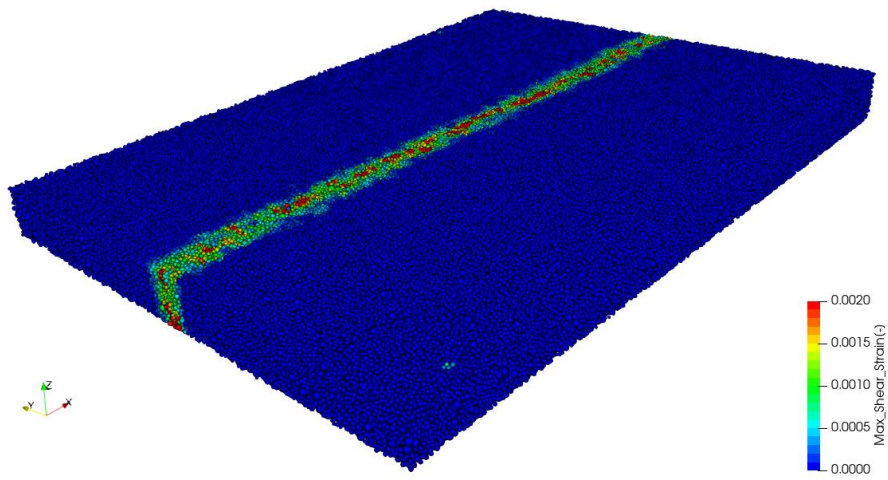
各ケースの変位段階毎の変状と最大せん断ひずみの分布の鳥観図を図 4.3.5 から図 4.3.12 に示す。

Case 15LD では断層変位の小さい段階で基底断層の直上にのみせん断帯が形成されている。緩詰め条件のモデルは特に強度が小さく、1mm 変位段階で既に基底断層直上の狭い範囲にせん断ひずみの局所化が見られる。走向に対して殆ど傾斜を有しない角度で亀裂が発生し、その後の微小変位段階で2次、3次的な亀裂を狭い範囲に発生させたものと考えられる。断層変位が大きくなる過程で生じているせん断帯の幅には発達の傾向は見られておらず、脆性的な破壊が進行している。

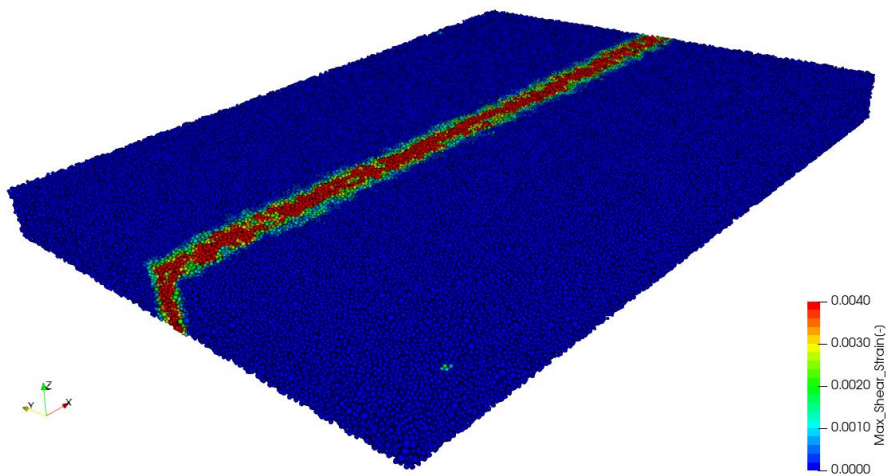
Case 30LD においても層厚 15mm ケースと同様に、1mm 変位段階で基底断層直上の狭い範囲にせん断ひずみが局所化しており、脆性的な破壊の進展過程が見られる。亀裂の方向は走向方向とほぼ一致しており、内部摩擦角が 15 度程度であることを考慮すると亀裂方向と走向方向の成す角は小さい。そのため、層厚が増してもせん断帯の幅が広がっておらず、Case 15LD と似た結果となっている。

Case 15HD では小さな変位段階で走向に対して緩い傾斜の亀裂の発生が認められる。しかし、発生したせん断帯の外縁に2次3次的なせん断ひずみの局所化も見られ、1次的な亀裂の発生がどの箇所に生じていたか確認し難い。このせん断帯外縁の亀裂はダイレイタンスーに起因するものと考えられ、解析モデルの特に密詰め条件で実験供試体に比べてダイレイタンスーが大きいことが原因と考えられる。その後、変位が大きくなる過程でせん断帯の幅に違いはなく、初期に発生した亀裂がせん断ひずみを漸増し続けている。この過程で正のダイレイタンスーが生じ、せん断帯の全幅に渡って基底断層の直上が隆起している。

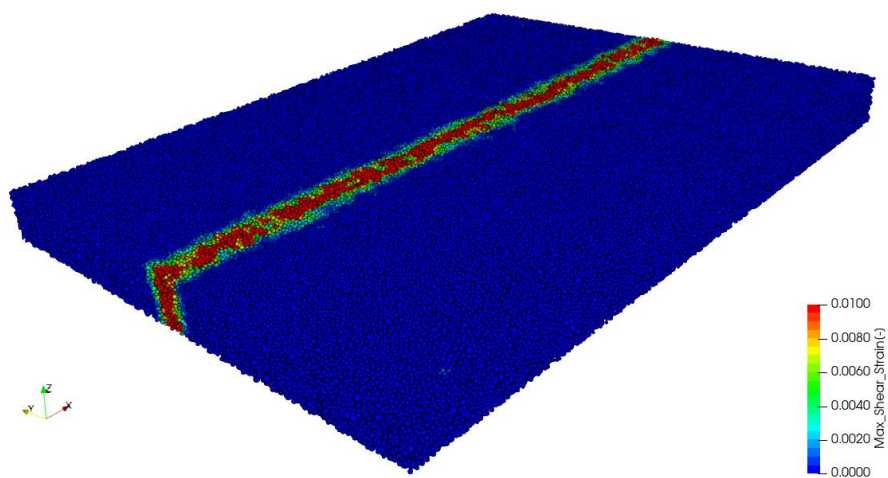
Case 30HD においても層厚 15mm ケースと同様であるが、層厚が大きいためせん断帯の幅が広く、初期の変位段階では1次亀裂の発生を確認し易い。走向方向に対して緩い傾斜の亀裂の発生が認められるが、締固め度合いの大きさから大きな値を持つ内部摩擦角から想定される角度に比べて非常に小さい。また、ダイレイタンスーに起因するせん断帯外縁の亀裂が初期の段階で発生している。変位が大きくなる過程で初期に発生した亀裂のせん断ひずみも大きくなり、やがて別の亀裂方向にもせん断ひずみが局所化する傾向が見られ、他のケースに比べて多次元的なせん断帯の発達過程が見られる。これは 15mm ケースに比べて層分割の分解能が高いこと、緩詰め条件に比べて強度が大きいためである。



(a) 1mm 変位時

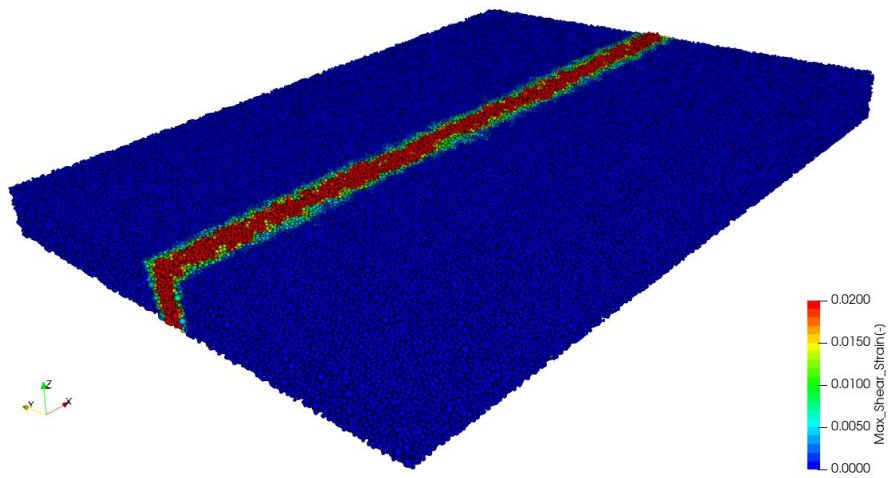


(b) 2mm 変位時

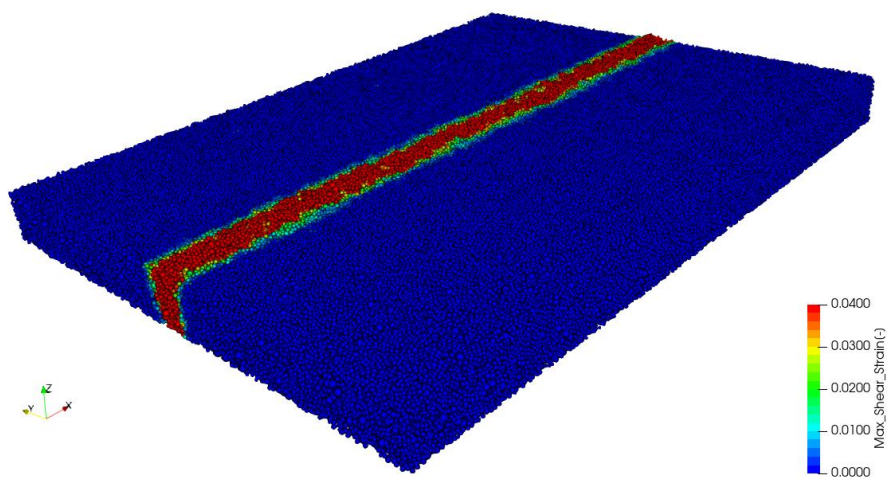


(c) 3mm 変位時

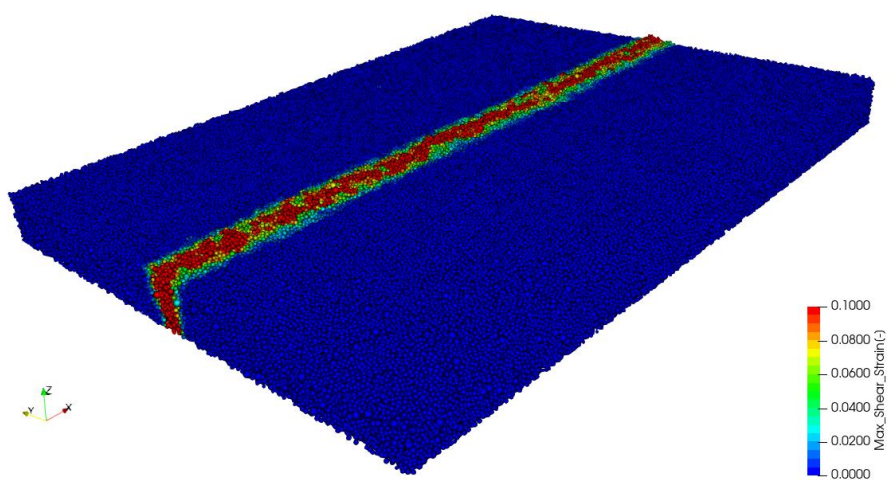
図 4.3.5 Case 15LD の 1~3mm 変位段階における変状と最大せん断ひずみ分布の鳥観図



(a) 5mm 変位時

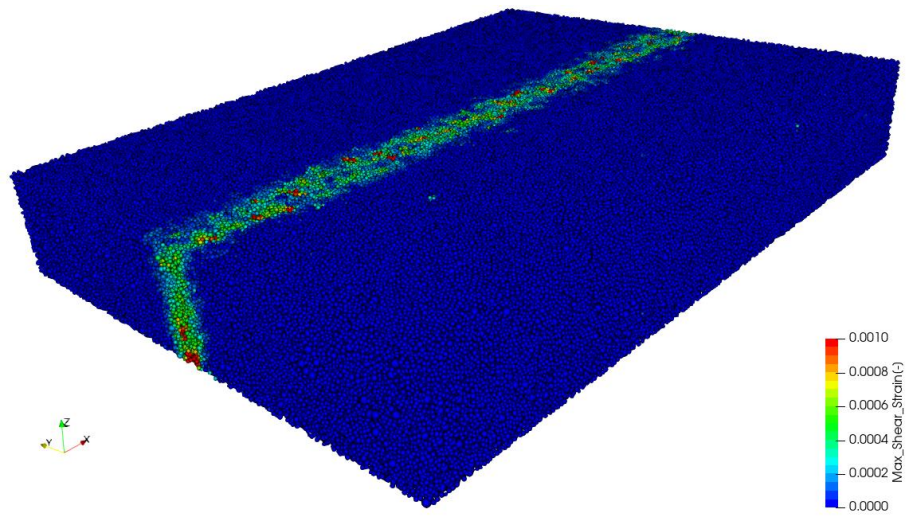


(b) 8mm 変位時

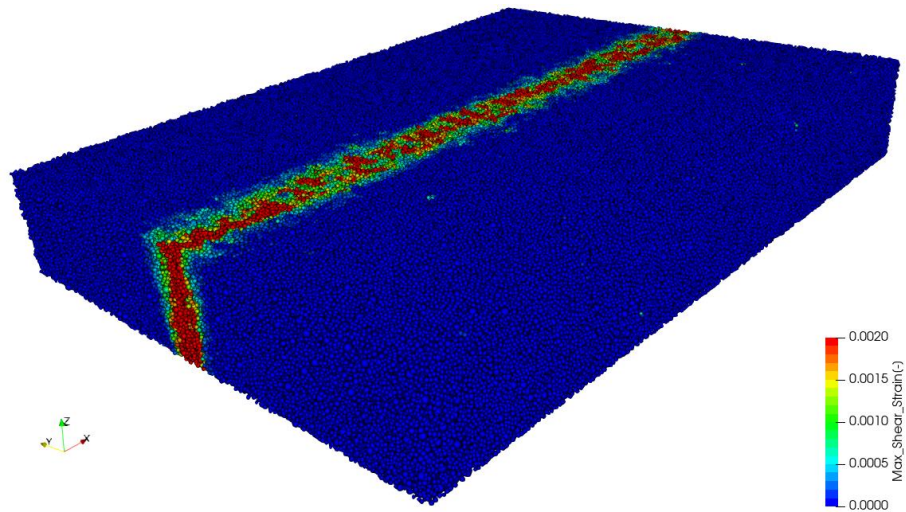


(c) 10mm 変位時

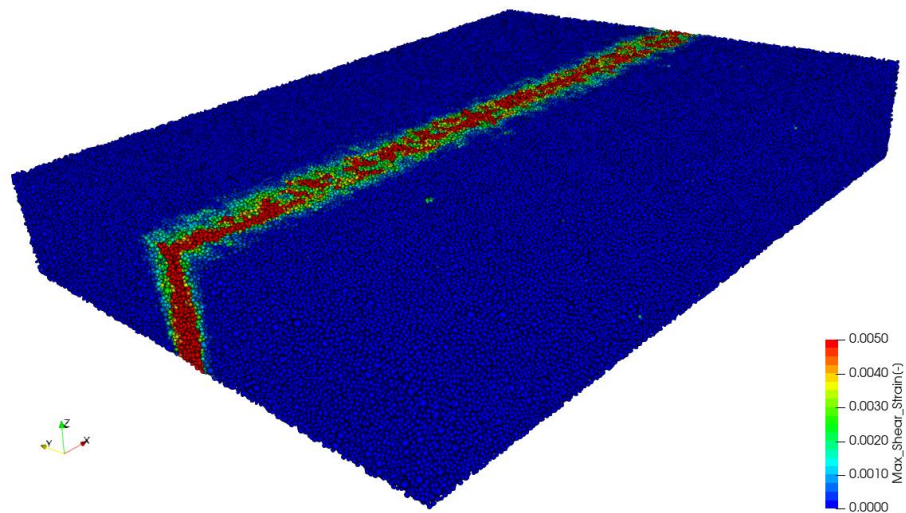
図 4.3.6 Case 15LD の 5~10mm 変位段階における変状と最大せん断ひずみ分布の鳥観図



(a) 1mm 変位時

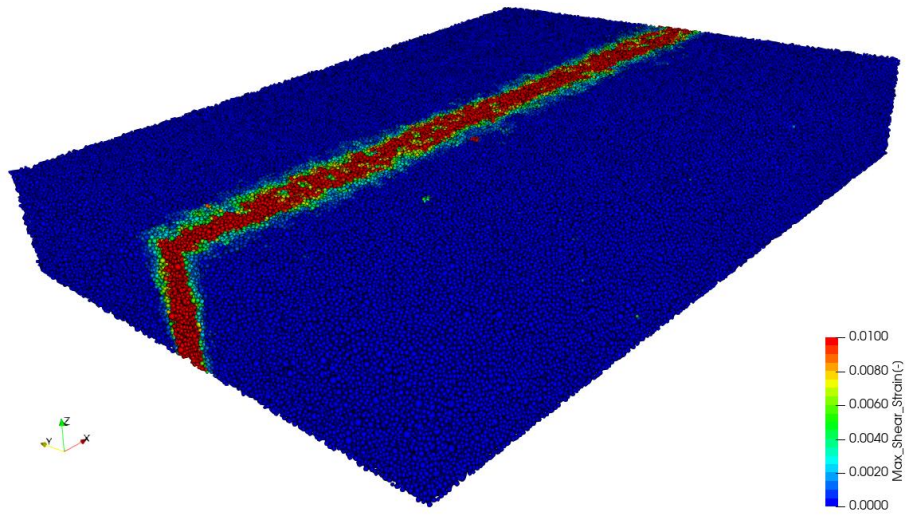


(b) 2mm 変位時

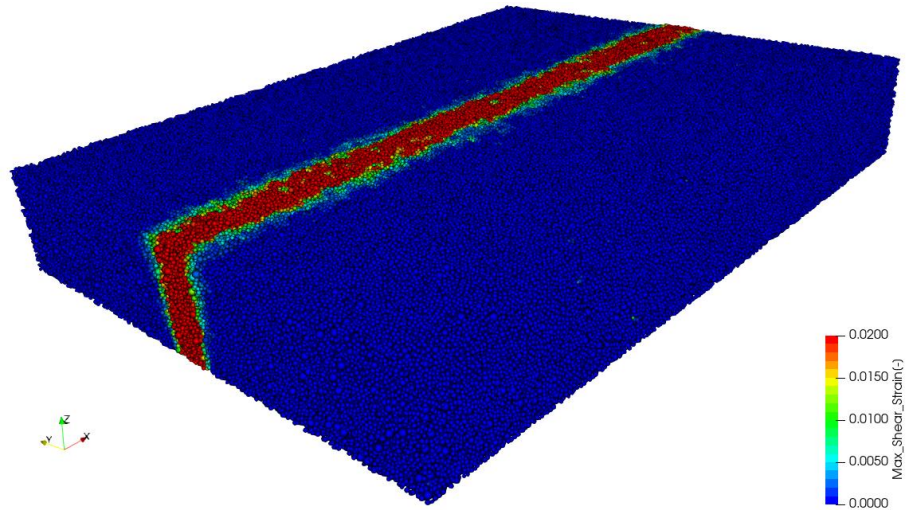


(c) 3mm 変位時

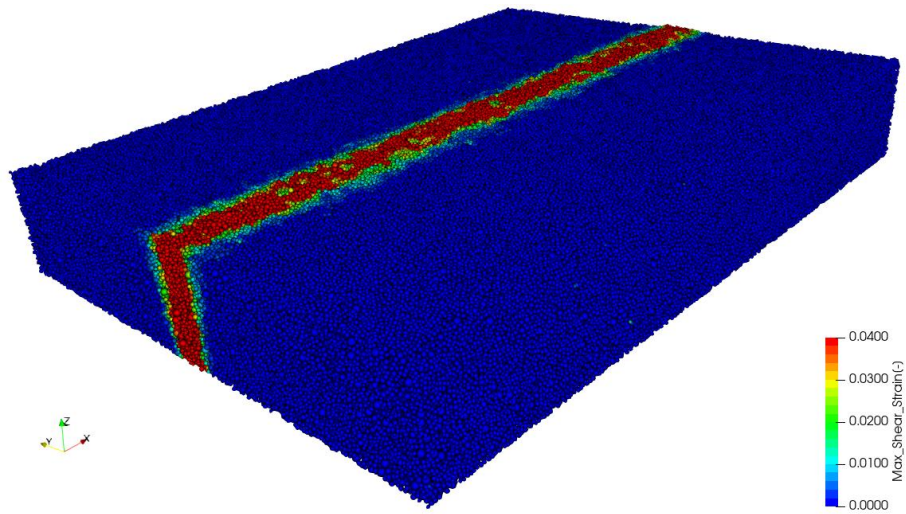
図 4.3.7 Case 30LD の 1~3mm 変位段階における変状と最大せん断ひずみ分布の鳥観図



(a) 5mm 変位時

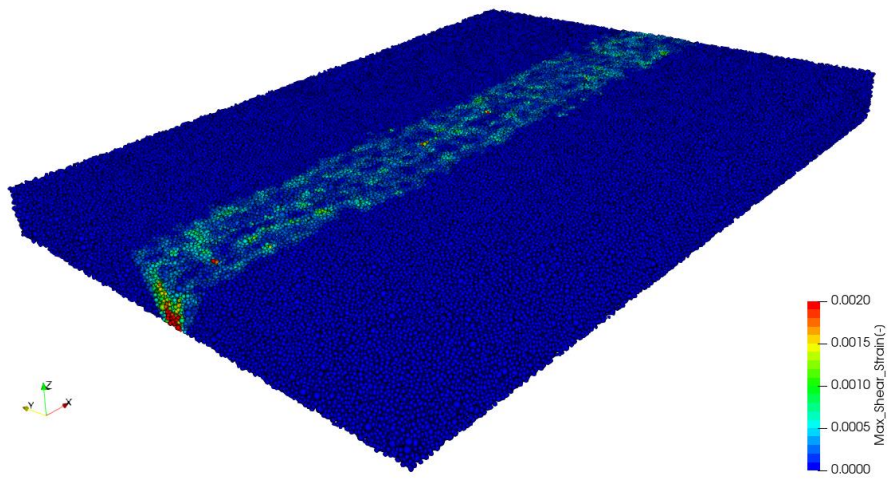


(b) 8mm 変位時

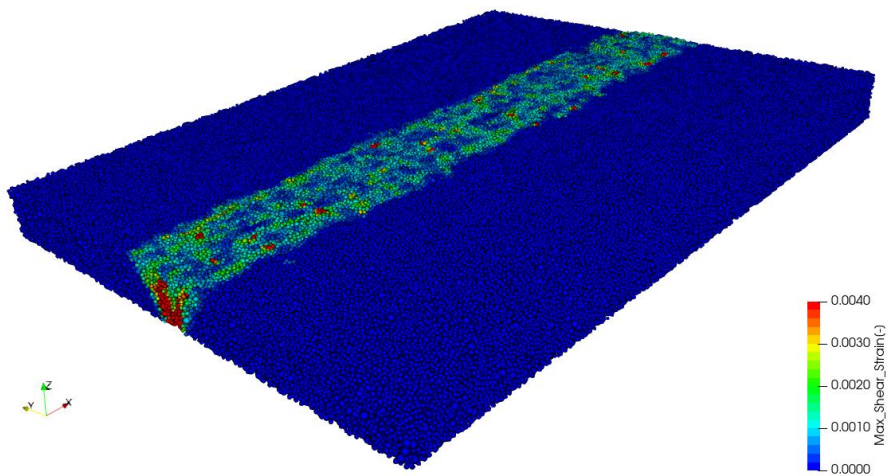


(c) 10mm 変位時

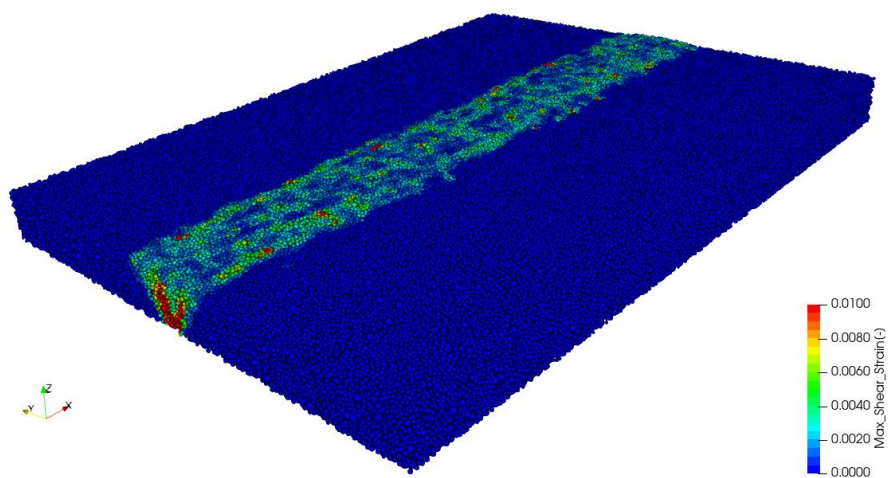
図 4.3.8 Case 30LD の 5~10mm 変位段階における変状と最大せん断ひずみ分布の鳥観図



(a) 1mm 変位時

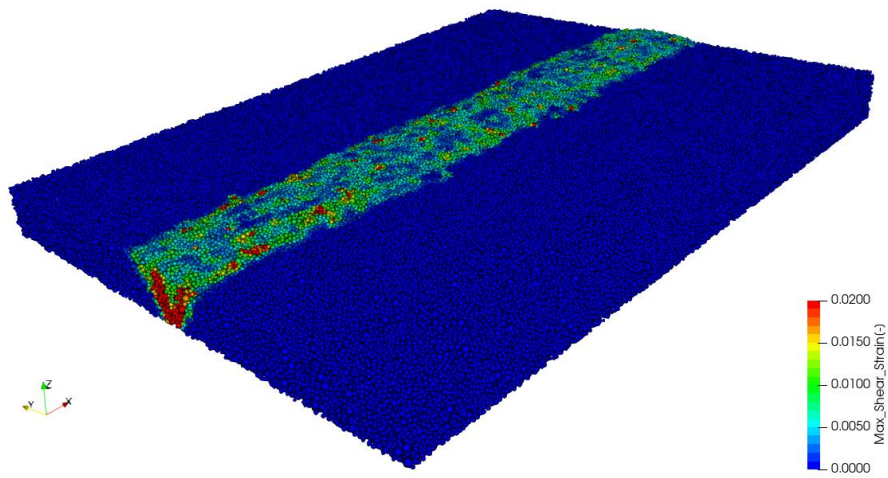


(b) 2mm 変位時

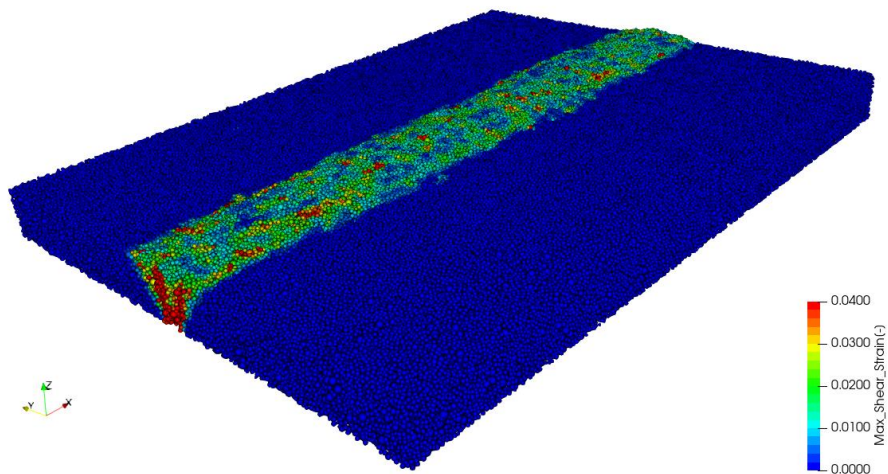


(c) 3mm 変位時

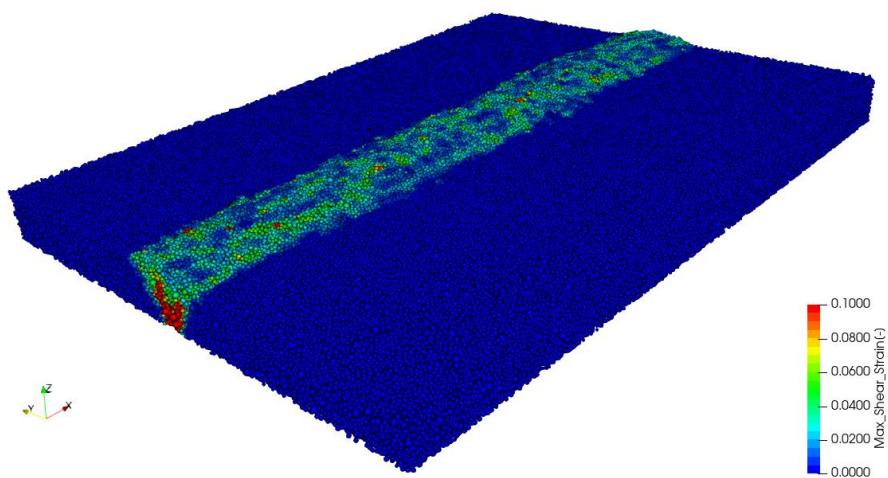
図 4.3.9 Case 15HD の 1~3mm 変位段階における変状と最大せん断ひずみ分布の鳥観図



(a) 5mm 変位時

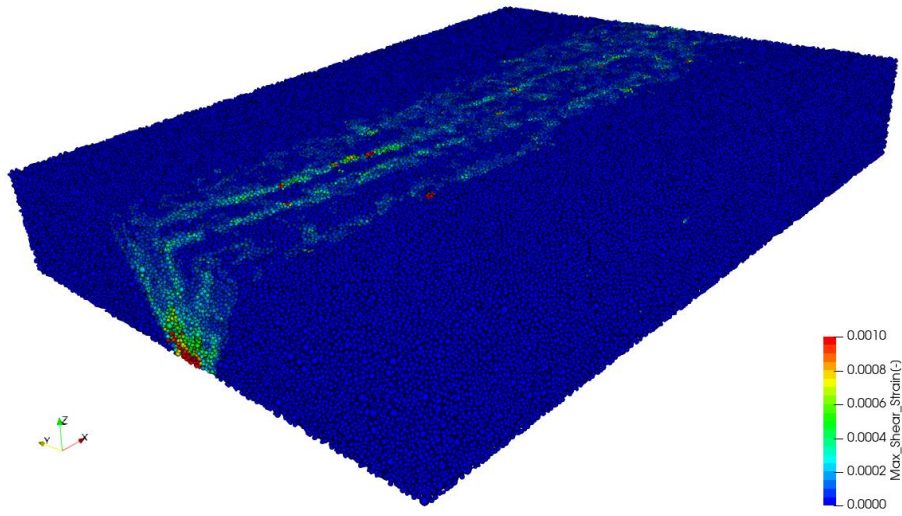


(b) 8mm 変位時

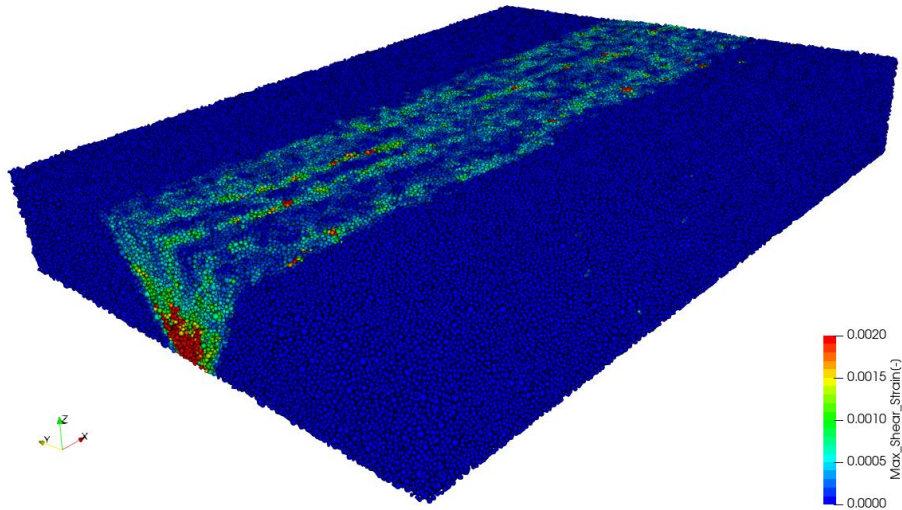


(c) 10mm 変位時

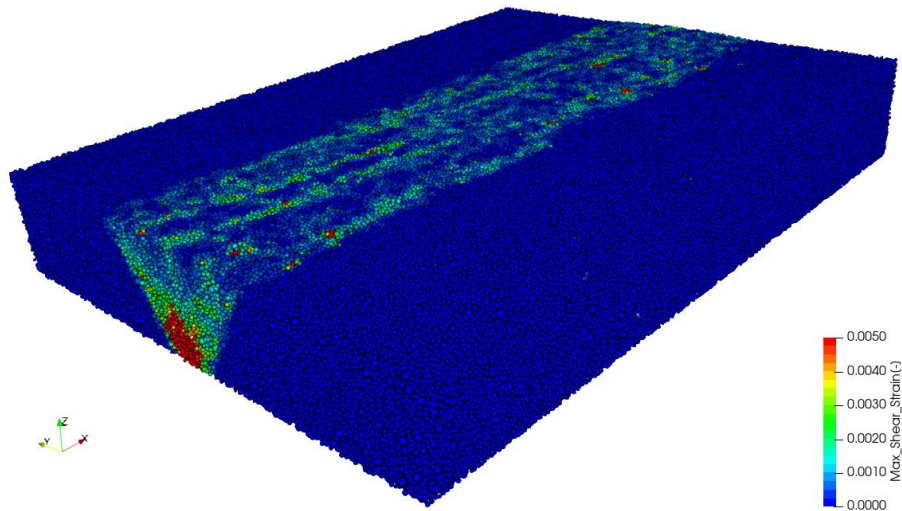
図 4.3.10 Case 15HD の 5~10mm 変位段階における変状と最大せん断ひずみ分布の鳥観図



(a) 1mm 変位時

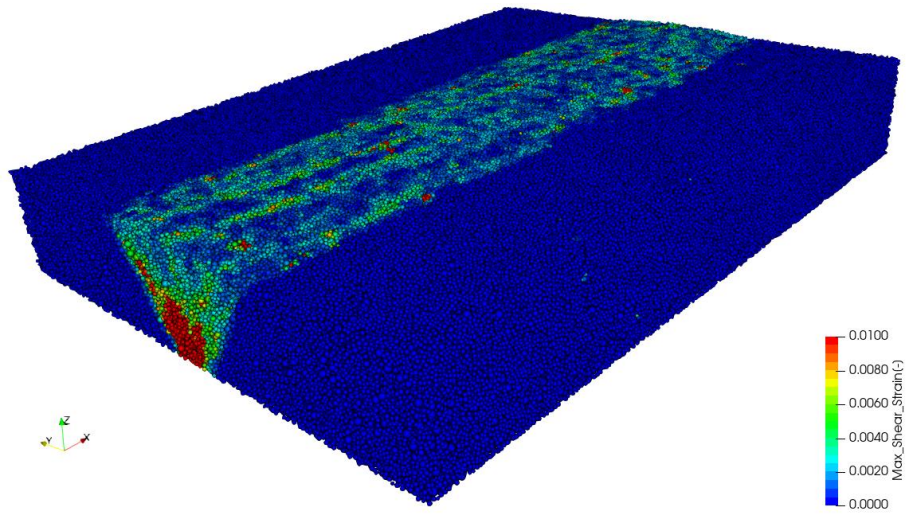


(b) 2mm 変位時

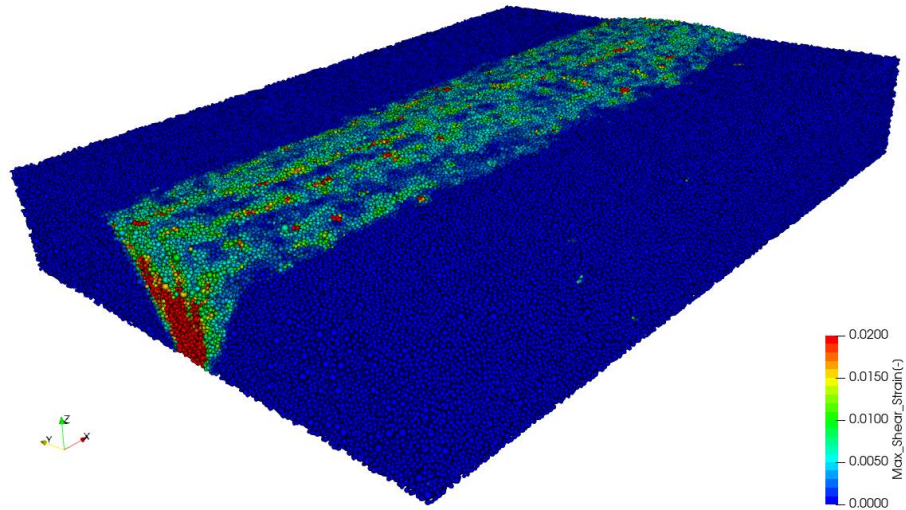


(c) 3mm 変位時

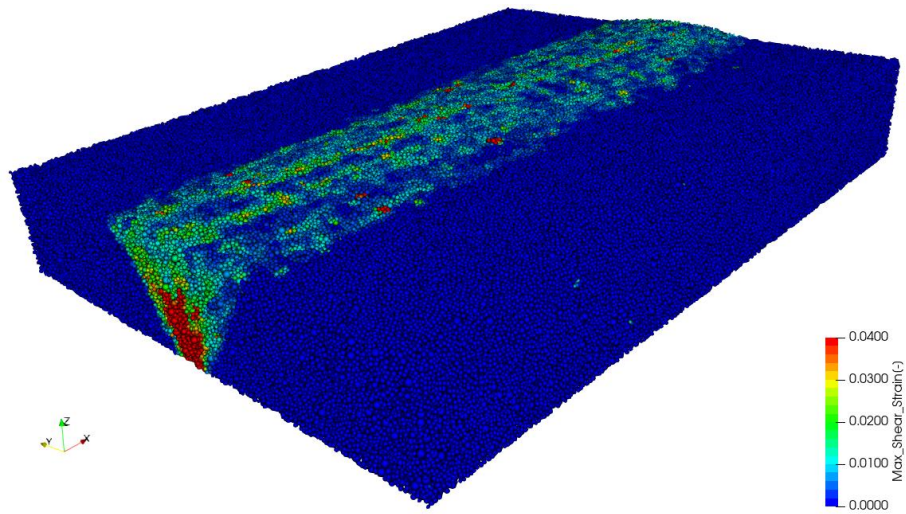
図 4.3.11 Case 30HD の 1~3mm 変位段階における変状と最大せん断ひずみ分布の鳥観図



(a) 5mm 変位時



(b) 8mm 変位時



(c) 10mm 変位時

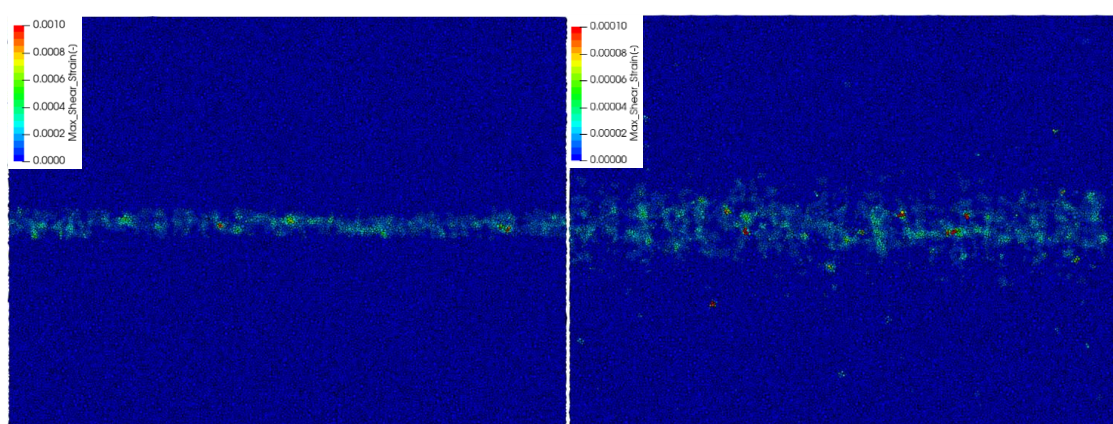
図 4.3.12 Case 30HD の 5~10mm 変位段階における変状と最大せん断ひずみ分布の鳥観図

4.3.3.2. 実験結果との比較

前章で整理された実験結果では、変位段階の進行に伴い地表の1次亀裂の発生、2次、3次の亀裂の発生過程を経て、地表面高さ分布に明瞭な段差が確認できる。しかし、亀裂の発生現象はランダムであり、直接の比較は難しいことから各ケースのせん断帯の幅と1次亀裂の発生間隔を表4.3.2に整理した。実験結果では3mm変位段階における1次亀裂の発生範囲の幅を整理し、間隔は各ケースの代表的な亀裂の平均とした。解析結果は最大せん断ひずみの大きさが1/1000以上の幅をせん断帯の幅と評価し、1次亀裂の間隔については微小変位段階(0.4mm変位)の地表の最大せん断ひずみ分布から読み取った(図4.3.13)。

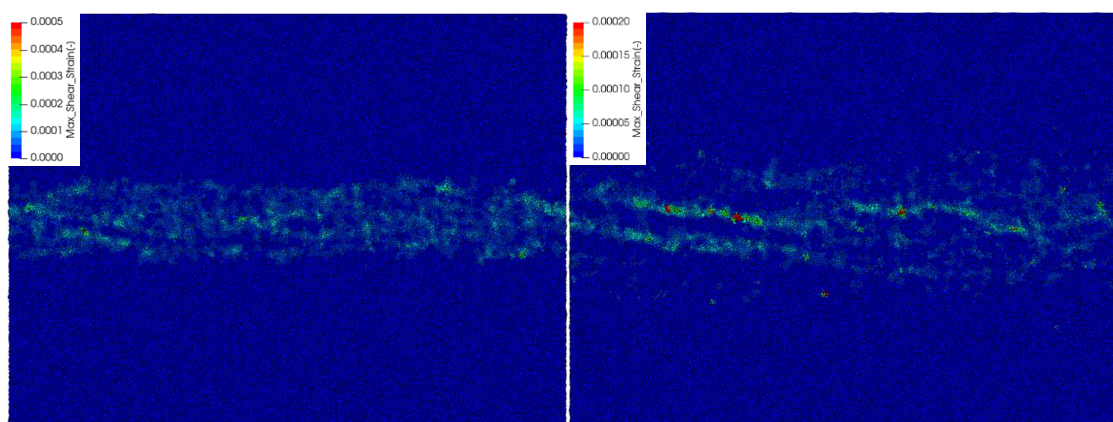
表 4.3.2 解析ケースの一覧

ケース名	模擬地盤層厚	強度条件	せん断帯幅 (解析/実験)	1次亀裂間隔 (解析/実験)
Case 15LD	15 mm	緩詰め	25mm / 50mm	30mm / 90mm
Case 30LD	30 mm	緩詰め	35mm / 60mm	30mm / 170mm
Case 15HD	15 mm	密詰め	40mm / 60mm	70mm / 60mm
Case 30HD	30 mm	密詰め	60mm / 110mm	110mm / 150mm



(a) Case 15LD

(b) Case 30LD



(c) Case 15HD

(d) Case 30HD

図 4.3.13 0.4mm 変位段階における地表面の最大せん断ひずみ分布

図 4.3.14 に微小変位段階の地表の最大せん断ひずみ分布図に初期に発生した亀裂を点線で描き込んだ図を示す。層厚 15mm のケースは 2 次的な亀裂が既に発生していると考えられ、亀裂の判別は困難である。また、緩詰め条件では脆性的な表層変状となっており、小さい変位段階においても亀裂の読み取りは難しい。図 4.3.15 に最終変位段階における各ケースの地表の最大せん断ひずみの分布を 1/1000 以下のレンジで描画した図を、図 4.3.16 に最終的な地表の亀裂分布が確認できるレンジで描画した図を示す。最終変位段階では 2 次 3 次的な亀裂がせん断帯範囲に発生するため個々の亀裂の把握は困難であるが、特に緩詰め条件の結果はせん断帯幅が狭く判別が難しい。

以上を整理して表 4.3.2 にまとめた結果、解析結果は実験結果と比べてせん断帯の幅が狭く、また亀裂の発生間隔が狭く、実験供試体条件に対して粉体層の強度が小さいと考えられる。原因として、間隙比が大きく異なる条件で強度特性を合わせ込んでおり、変形が大きくなる過程における強度特性に違いが大きいと考えられる。

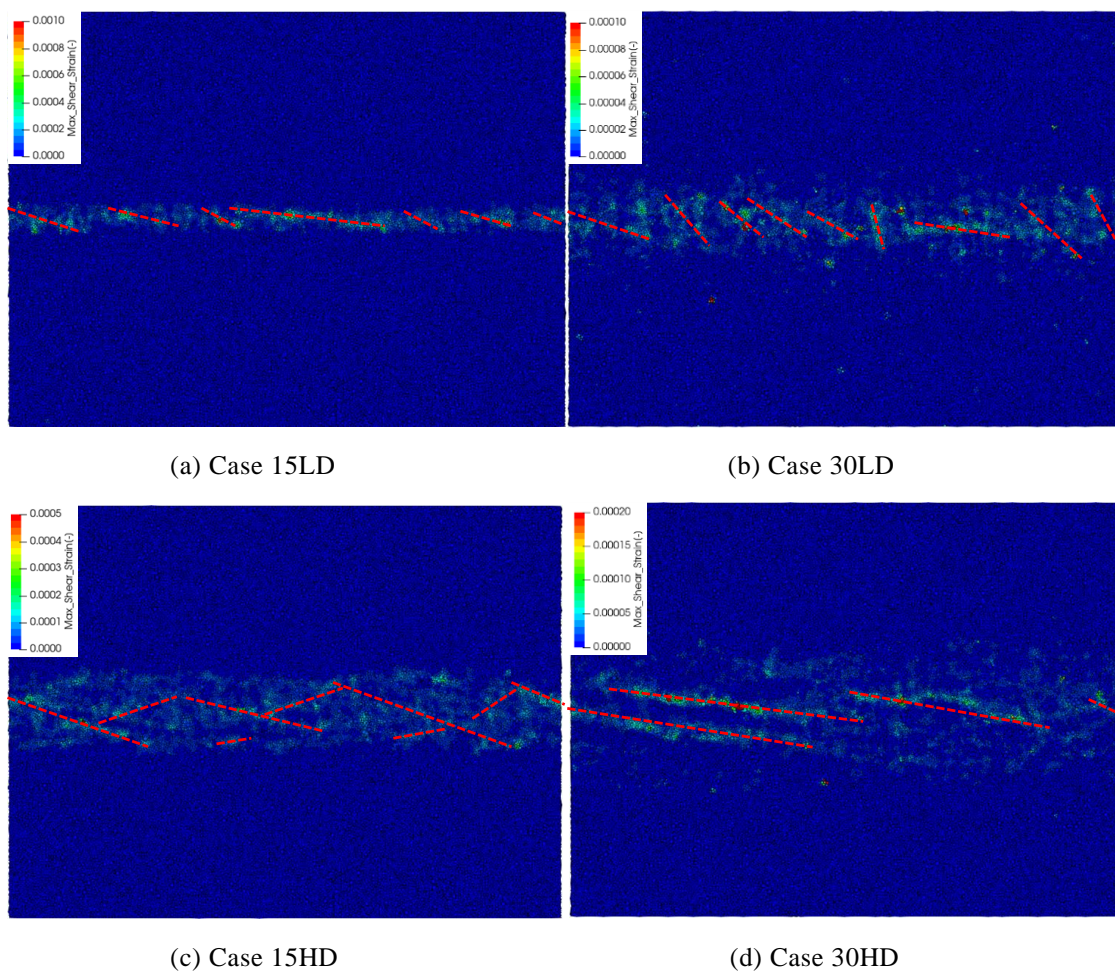


図 4.3.14 0.4mm 変位段階における地表面の最大せん断ひずみ分布（亀裂描き込み）

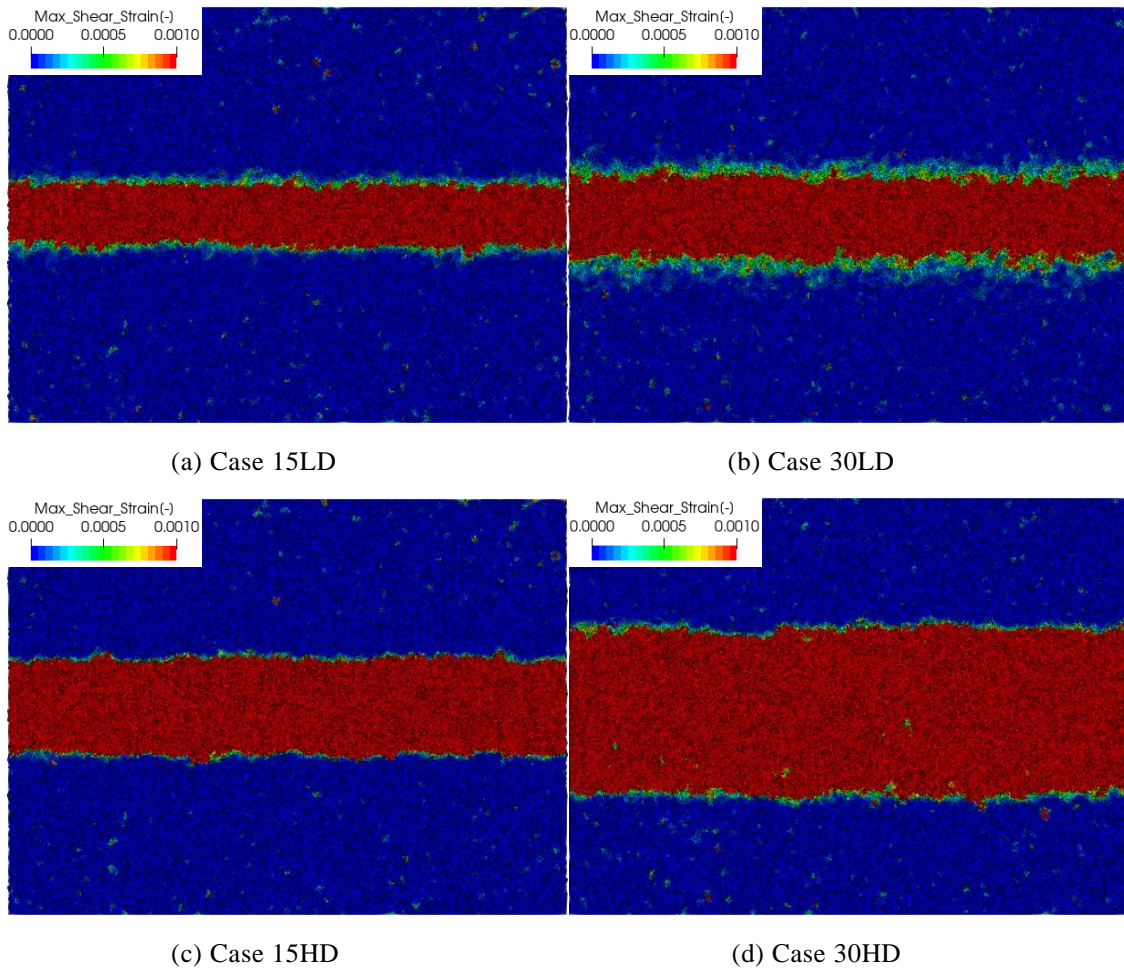


図 4.3.15 10mm 変位段階における地表面の最大せん断ひずみ分布（せん断帯幅の確認）

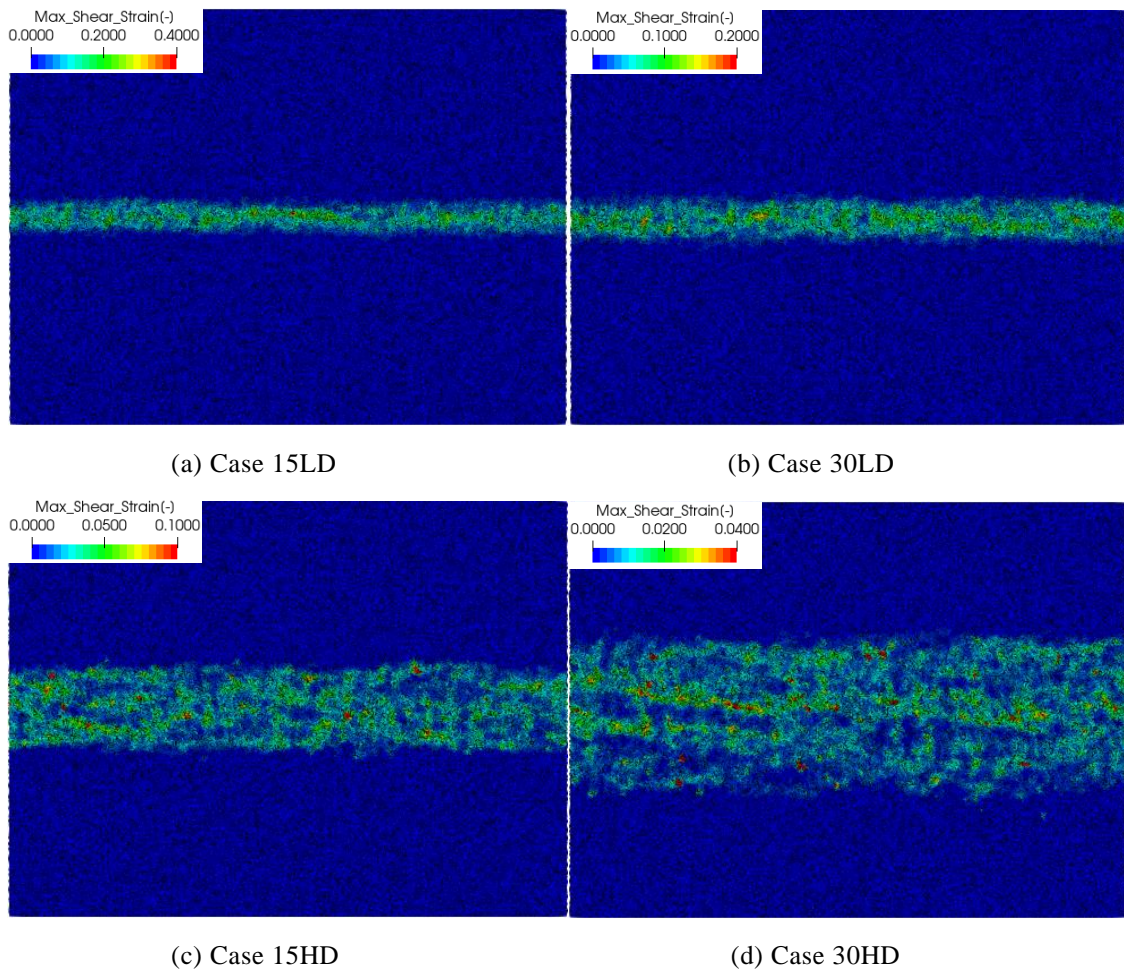
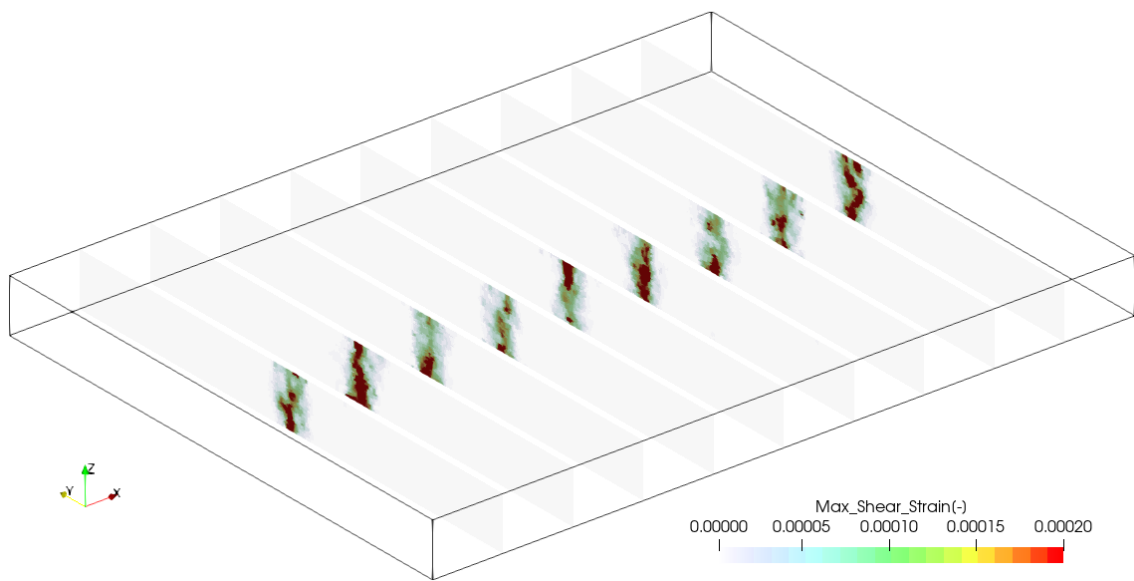


図 4.3.16 10mm 変位段階における地表面の最大せん断ひずみ分布（最終地表変状確認）

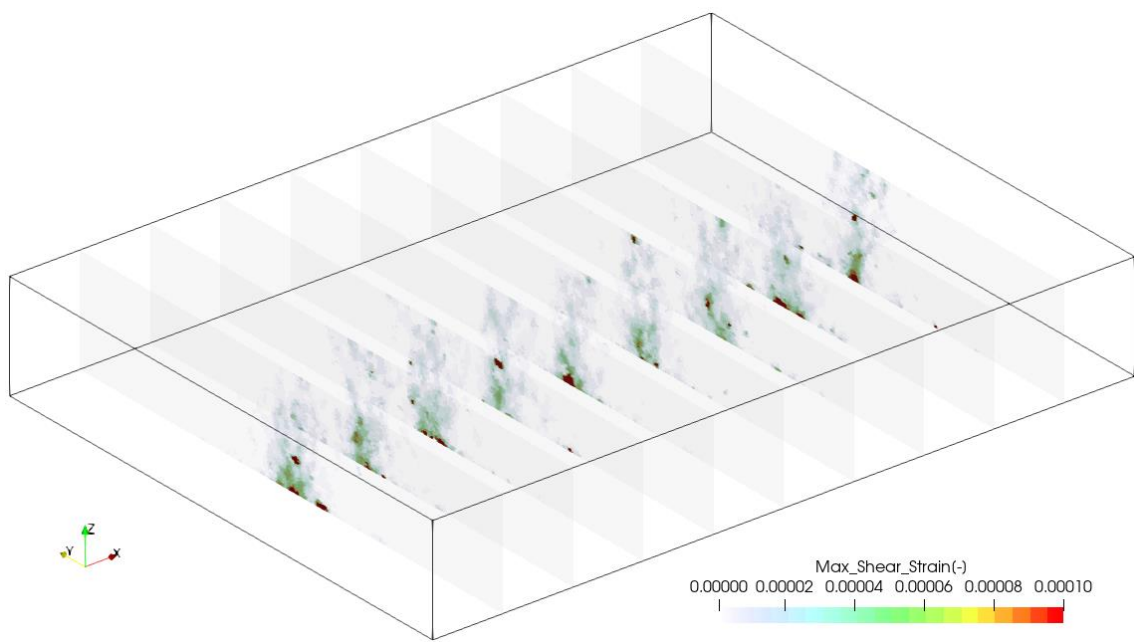
4.3.3.3. 基底断層から発達するせん断帯構造の確認

実験および解析では準静的な現象の検討を行っており、基底断層で生じた変位影響は同時に表層変状として現れる。基底断層の面上の大ひずみ帯と地表に見られるせん断ひずみが大きい箇所は面的に繋がっており、せん断帯の発達過程で地表面に生じる亀裂はその発生順序に起因して場所によって異なるため、横ずれ断層によって生じるせん断帯の構造には3次元性があることが知られている。そこで、発達過程の初期段階と最終的な変位段階で生じているせん断帯構造の3次元性の確認のため、最大せん断ひずみの深度方向分布の確認を行った。各ケースの解析結果より粒子片の最大せん断ひずみを格子値として評価し、走向方向に対してモデル中央から直交横断面を2cm間隔で作成した面に投影して最大せん断ひずみ分布を整理した。

図4.3.17と図4.3.18に初期変位段階における緩詰め条件と密詰め条件の最大せん断ひずみ分布を、図4.3.19と図4.3.20に最終変位段階における最大せん断ひずみ分布を示す。初期の変位段階においては、緩詰め条件の層厚15mmケースでは既に基底断層直上にせん断ひずみの局所化が進行しているものの、層厚30mmケースではせん断ひずみがある程度の範囲に広がっており、切断面によってその構造に違いが見られる。密詰め条件ではどちらの層厚のケースもせん断ひずみが大きい箇所の幅が広がっており、切断面によって分布形状が異なることからせん断帯の発達過程に3次元性があることが確認できる。また、最終変位段階における結果からは、緩詰め条件の結果では基底断層の直上に狭い範囲でせん断ひずみの局所化が進行している。一方、密詰め条件ではダイレイタンスー等の影響により初期段階で生じた亀裂に起因するせん断ひずみの判別は難しいものの、それぞれの層厚のケースでせん断ひずみ発生の粗密を保ったまま、せん断ひずみが大きくなっていることが確認できる。強度やダイレイタンスーの特性の違いから実験結果に比べてせん断帯の幅は狭いが、基底断層から発達したせん断帯構造に見られる3次元性が認められる。

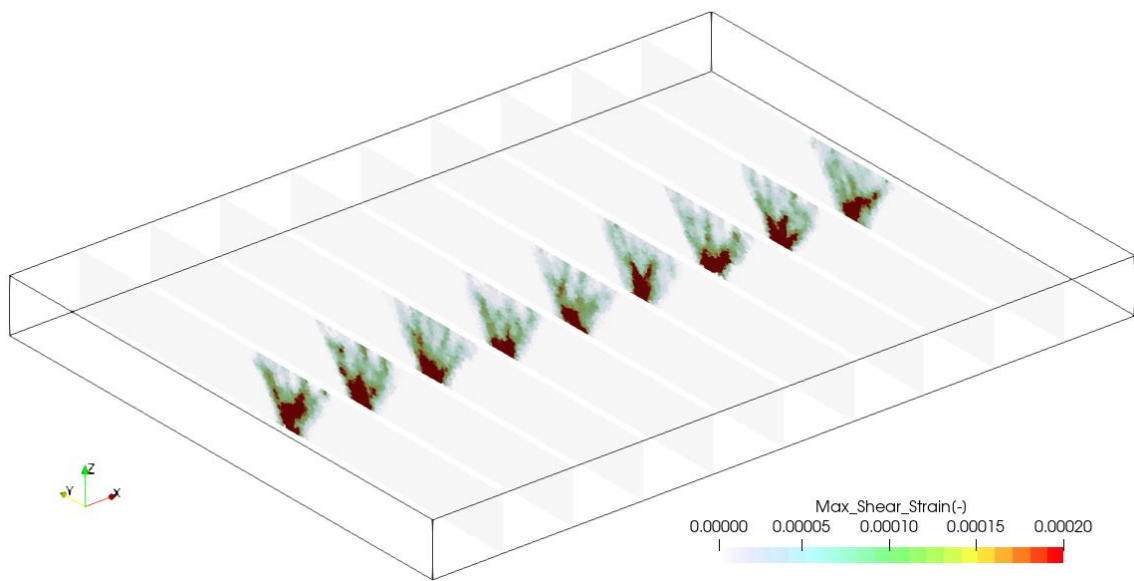


(a) Case 15LD

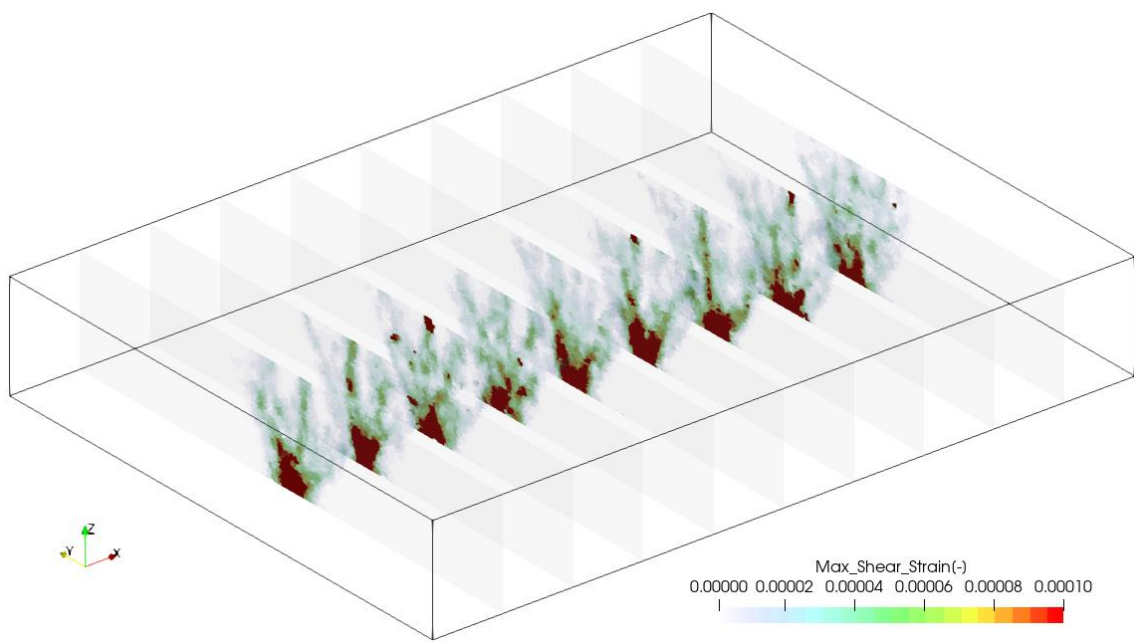


(b) Case 30LD

図 4.3.17 0.4mm 変位段階における緩詰めケースの粉体層内部の最大せん断ひずみ分布

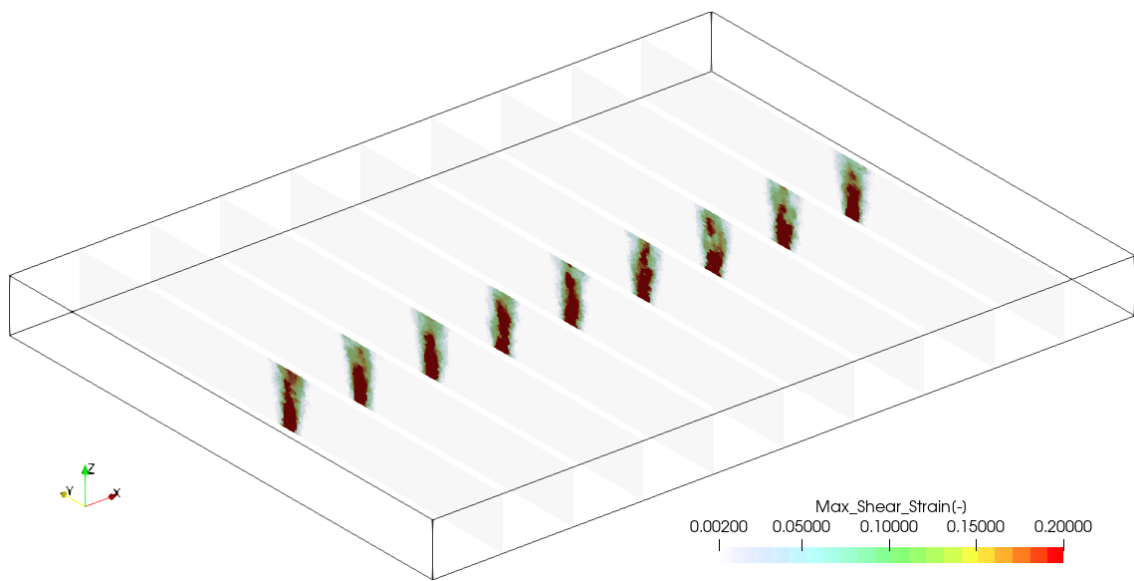


(a) Case 15HD

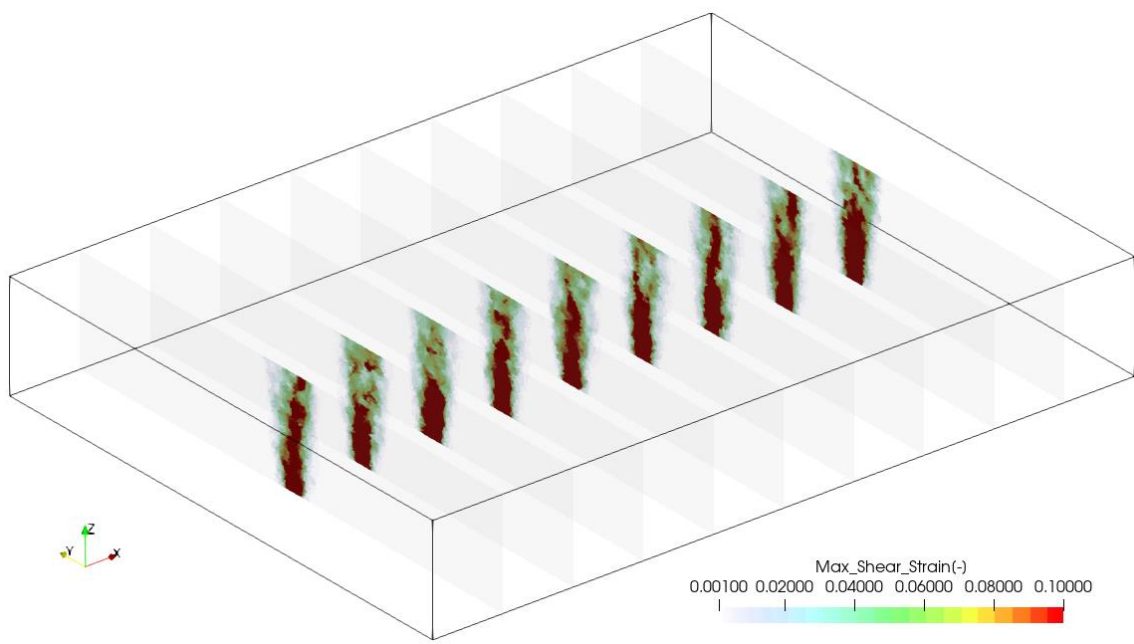


(b) Case 30HD

図 4.3.18 0.4mm 変位段階における密詰めケースの粉体層内部の最大せん断ひずみ分布

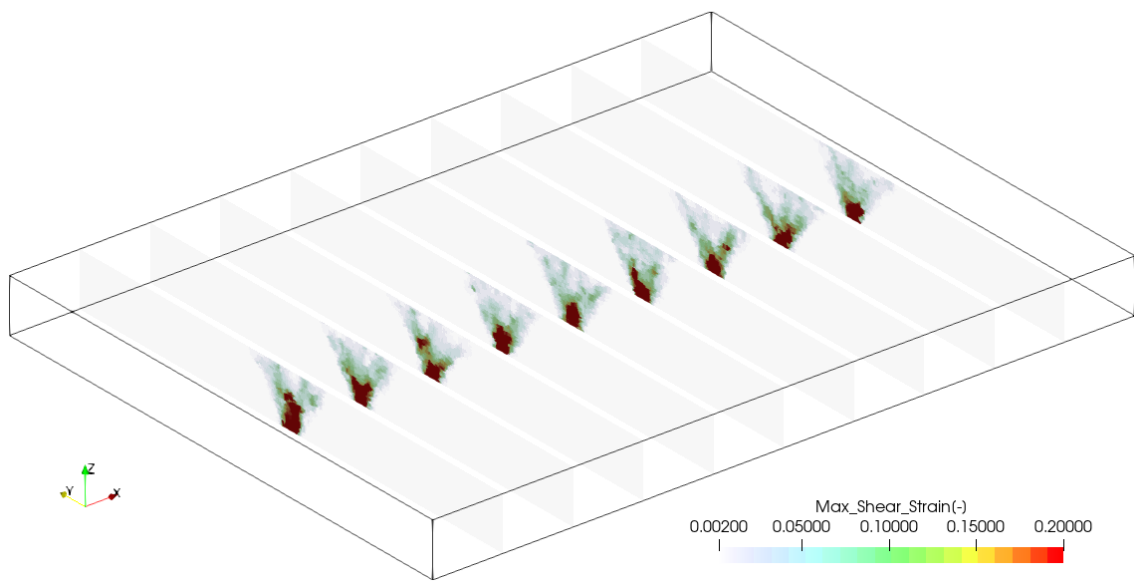


(a) Case 15LD

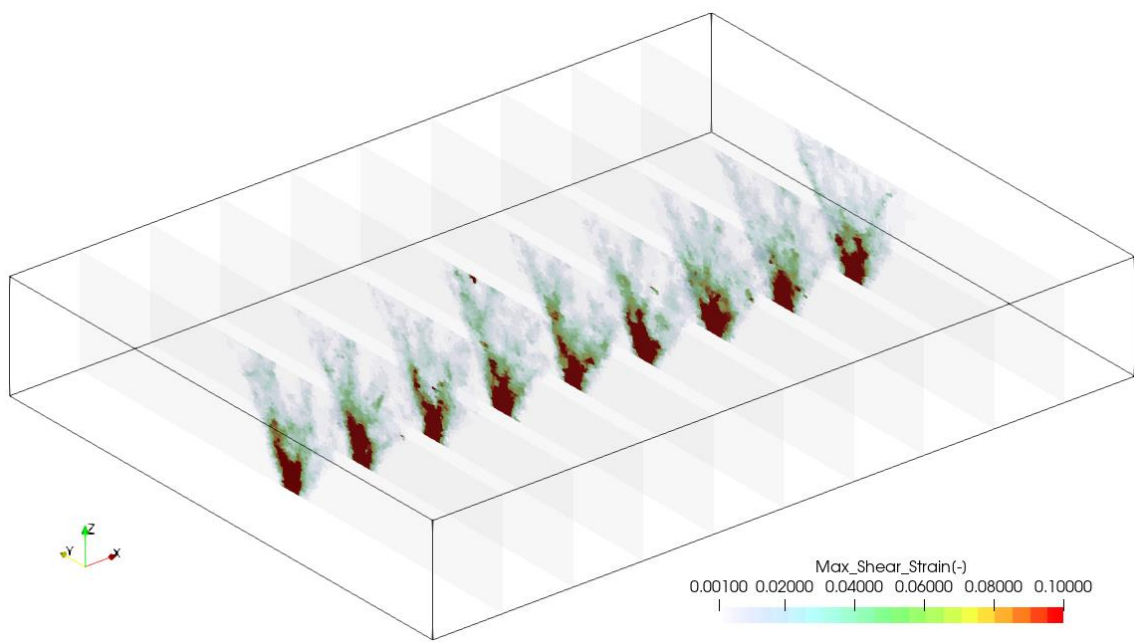


(b) Case 30LD

図 4.3.19 10mm 変位段階における緩詰めケースの粉体層内部の最大せん断ひずみ分布



(a) Case 15HD



(b) Case 30HD

図 4.3.20 10mm 変位段階における密詰めケースの粉体層内部の最大せん断ひずみ分布

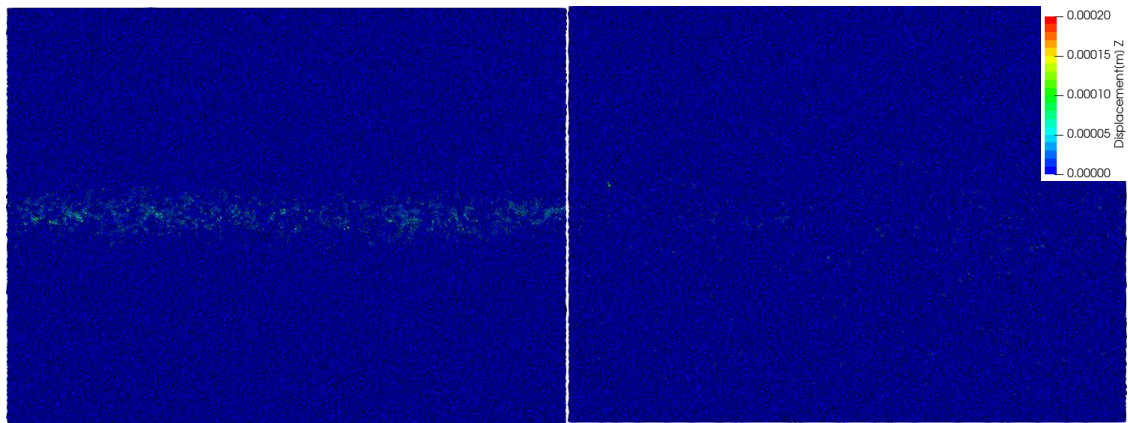
4.3.3.4. ダイレイタンスーの影響の確認

粉体のような粒々の集合体はせん断変形時に生じる骨格構造変化によって嵩密度の変化が生じ、一般に密な状態からは体積が膨張し、疎な状態からは体積が収縮するダイレイタンスー特性を有する。この特性は、粒径や粒径分布、粒子形状や強度に依存しており、発生メカニズムが幾何的条件に基づくため実験供試体の特性をそのまま再現することは難しい。本検討の解析モデルでは緩詰めと密詰めの両条件で同じ間隙率の解析モデルを採用し、間隙率は実験条件に比べて大幅に小さいため、体積が膨張する正のダイレイタンスーの傾向が強く現れる。また、平均粒径が 18.5 倍であること、粒径分布幅が狭いことからダイレイタンスーが大きくなり、その影響はせん断帯に生じる鉛直変位によって確認できる。

初期の断層変位段階で生じる影響として図 4.3.21 に 0.4mm 変位段階、図 4.3.22 に 1mm 変位段階における地表面の鉛直変位分布を示す。その後、ダイレイタンスーの影響がより大きくなる 5mm 変位段階を図 4.3.23 に、10mm 変位段階の鉛直変位分布を図 4.3.24 に示す。各図の地表面の鉛直変位は断層変位入力開始前からの差分であり、隆起する場合を正值として単位は m である。なお、場所によっては沈降する箇所も見られるがその発生量は小さく、影響も小さいため 0 以上のレンジで描画を行っている。

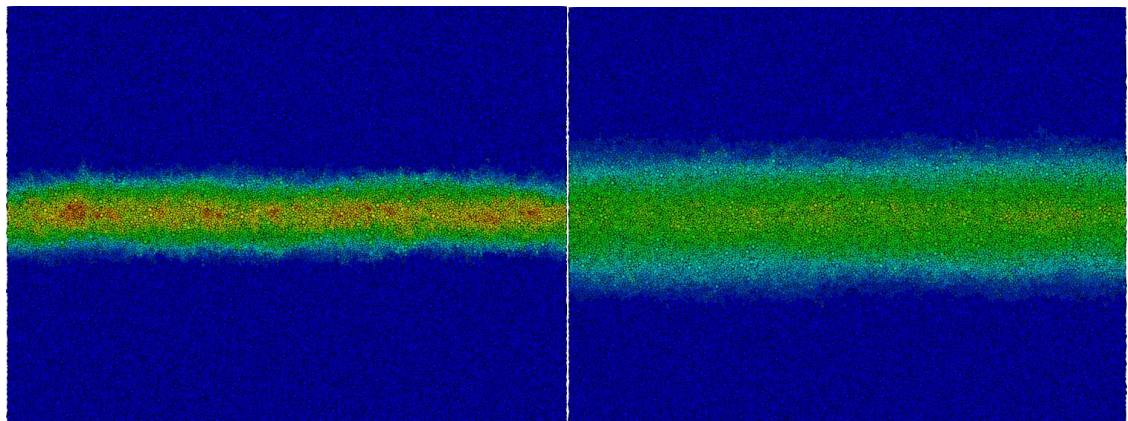
断層変位の小さい初期段階においては、緩詰めケースの鉛直変位は密詰めケースに比べて小さく、特に層厚 30mm ケースでは殆ど隆起が見られない。緩詰めも密詰めも同じ間隙率の解析モデルであるが、強度特性の違いが大きく現れており、強度の大きい密詰め条件では破壊発生時の骨格変化が大きく、体積変化量も大きくなっている。その後、断層変位が大きくなる段階では鉛直変位量も大きくなり、緩詰め条件では脆性的な破壊性状を示す狭いせん断帯の範囲で全体的に隆起が生じている。一方、密詰め条件ではせん断帯の端部は基底断層近傍で生じる大ひずみ帯の影響が小さいため、断層直上の中央部ほど隆起量が大きくなっている。なお、初期段階で発生する地表面亀裂による影響が残ることで鉛直変位の分布には斑が生じている。

ダイレイタンスーに起因する鉛直変位の発生は、横ずれ断層変位によるせん断変位影響を鉛直変位に転嫁する作用があると考えられ、地表面では拘束圧が小さいことから影響が大きいと考えられる。特に密詰め条件ではダイレイタンスーが大きいため、低拘束圧の地表面近傍で水平面内に生じるせん断変位の一部が鉛直成分に転嫁され、走向に対する 1 次亀裂の発生方向角が粉体強度から想定される条件より小さくなった可能性がある。



(a) Case 15LD

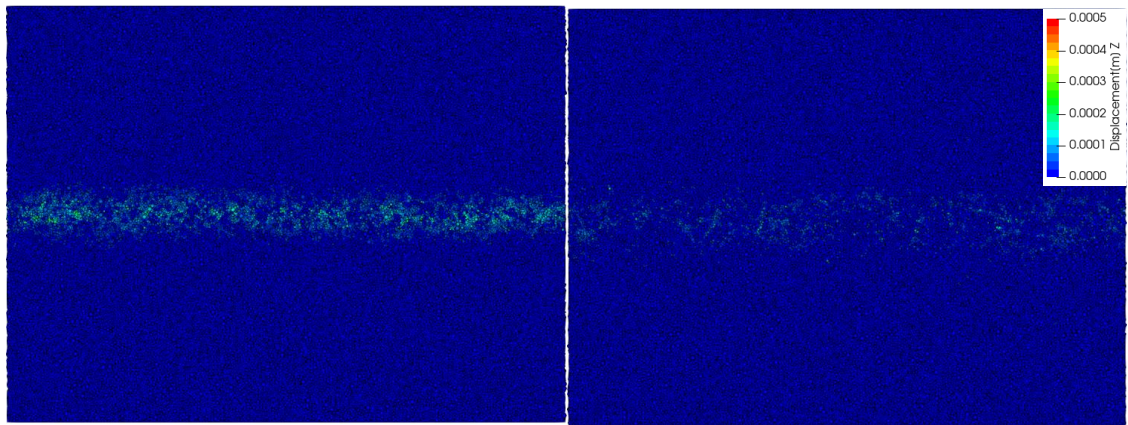
(b) Case 30LD



(c) Case 15HD

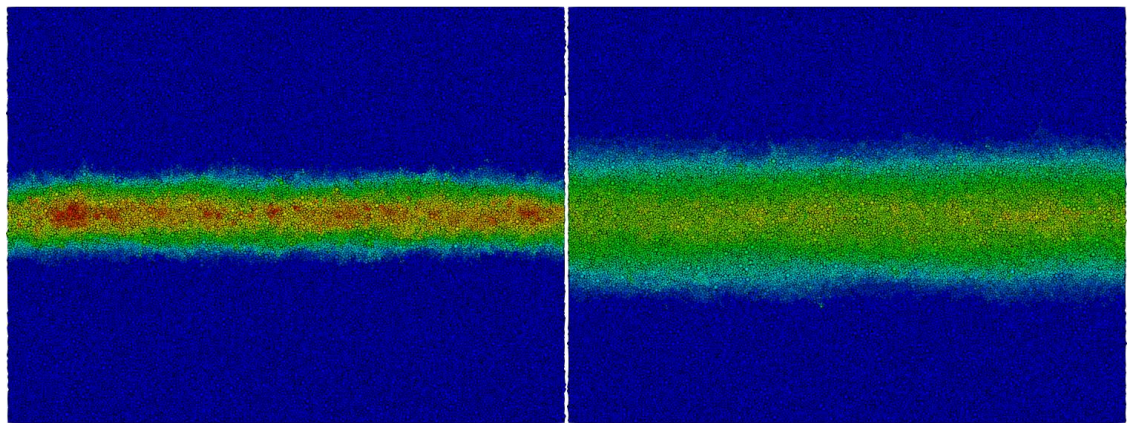
(d) Case 30HD

図 4.3.21 0.4mm 変位段階における地表面の鉛直変位分布



(a) Case 15LD

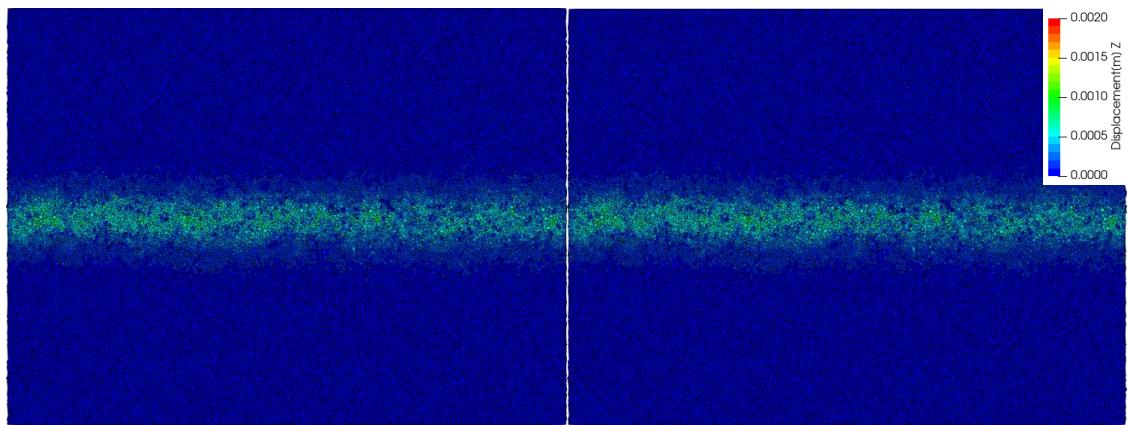
(b) Case 30LD



(c) Case 15HD

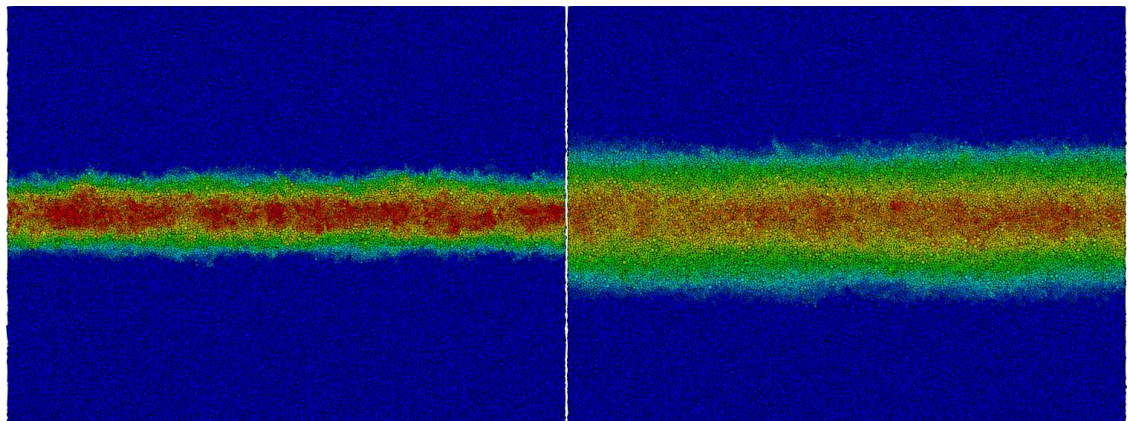
(d) Case 30HD

図 4.3.22 1mm 変位段階における地表面の鉛直変位分布



(a) Case 15LD

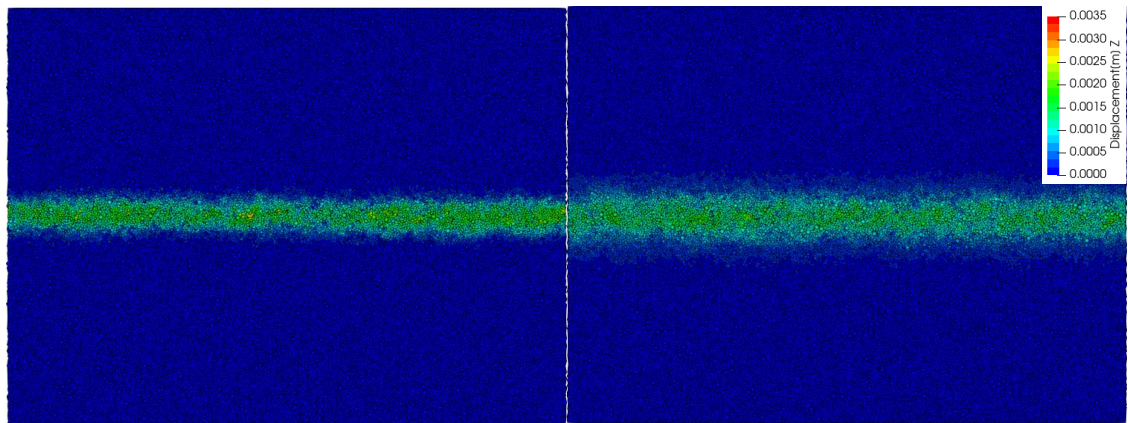
(b) Case 30LD



(c) Case 15HD

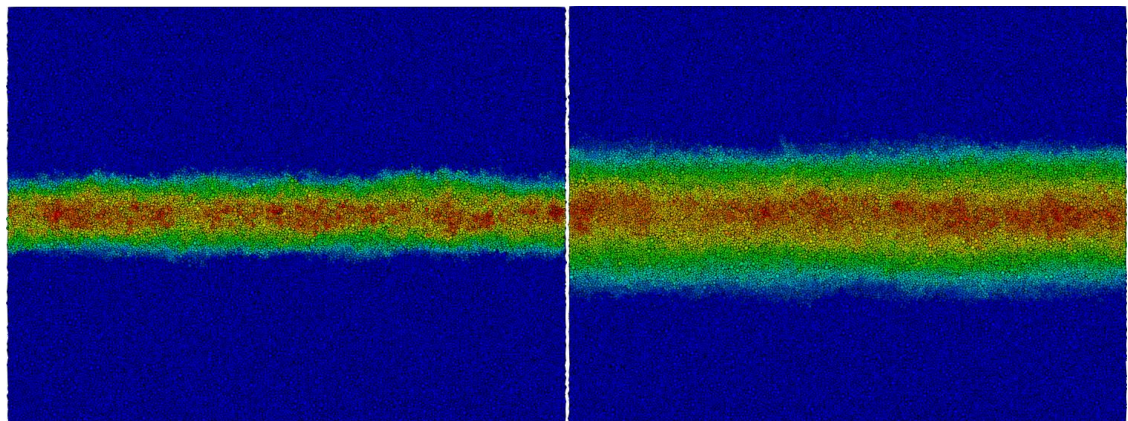
(d) Case 30HD

図 4.3.23 5mm 変位段階における地表面の鉛直変位分布



(a) Case 15LD

(b) Case 30LD



(c) Case 15HD

(d) Case 30HD

図 4.3.24 10mm 変位段階における地表面の鉛直変位分布

4.4. 断層変位に関する数値解析のまとめ

本章では、本事業で実施した横ずれ断層の室内模擬実験を対象とし、実験に対応する各ケースの再現解析を行った。解析手法として個別要素法を採用し、ダイレイタンシーの抑制のために粒度分布の影響等に配慮し、鈍りの小さい大変形ひずみを考慮するための手法を用いて亀裂を評価することで検討を実施した。小麦粉の微細粒子が持つ付着力を再現するため van der Waals 力を考慮し、強度特性は要素試験で得られた結果を対象に要素シミュレーションを用いたパラメータ同定を行い、締固め度合いの異なる各モデルに異なるパラメータを設定して解析を行った。実施した数値解析の結果、得られた成果を以下に示す。

- ◆ 要素シミュレーションでダイレイタンシーの大きさを確認しており、過年度事業（パスコ、2022）の成果からこれを抑制することに配慮していたが、結果的に実験供試体に比べて非常に大きいダイレイタンシー特性を持つことが確認された。これは解析モデルと実験供試体間にある間隙比や平均粒径の違いが大きいためと考えられる。
- ◆ 緩詰め条件を対象とした再現解析ケースでは、層厚の違いによる影響は殆ど見られなかった。これは強度が小さいため、亀裂方向と走向方向が殆ど一致しており、1次亀裂と以降に発生する亀裂の向きもほぼ同じであり、せん断帯の幅が狭いためであると考えられる。そのため、層厚に関係なく脆性的な破壊性状となっている。
- ◆ 密詰め条件を対象とした再現解析ケースでは、走向方向に対して緩い傾斜の1次亀裂の発生が見られ、特に層厚の大きいケースでは変位が大きくなることで他の方向への発達も見られた。なお、ダイレイタンシーが大きいため、初期段階からせん断帯の外縁に走向方向に沿う亀裂の発生が見られる。せん断ひずみの局所化は多次元的であり、層厚が増すとせん断帯の幅も広がる傾向が確認できる。
- ◆ 緩詰めと密詰めの両条件で亀裂方向と走向方向の成す角度が小さい傾向があった。これは解析モデルの強度が実験供試体に比べて不足している可能性や、ダイレイタンシーが大きいために水平面内で発生するせん断変位が鉛直方向変位に転嫁され、亀裂方向を変化させている可能性がある。
- ◆ 上記の課題事項の解決を図る上では、モデル分解能を高めるとともに、相似粒径分布や間隙比を実条件に近づけ強度特性の再現性を向上させること、その効果によって過剰なダイレイタンシーを抑制することが重要である。

4.5. 参考文献

- 1) N. Cardozo, R. W. Allmendinger (2009), SSPX: A program to compute strain from displacement/velocity data : Computers & Geosciences 35, pp.1343-1357.
- 2) パスコ (2022), 令和3年度原子力施設等防災対策等委託費(断層変位評価に係る調査)事業報告書,令和4年3月.
- 3) 竿本 英貴, 吉見 雅行, 国松 直 (2005), 横ずれ断層運動に伴うせん断帯発達過程に関する DEM シミュレーション, 土木学会地震工学論文集, 28 巻, pp.179-185.
- 4) 酒井 幹夫, 山田 祥徳, 茂渡 悠介 (2010), 付着力を考慮した DEM 粗視化モデルによる流動層の数値解析, 粉体工学会誌, Vol.47, pp.522-530.
- 5) 谷山 尚 (2008), 横ずれ断層によって表層地盤に形成されるせん断帯-DEM による解析-, 土木学会論文集 C, Vol.64 No.3, pp.485-494.

5章 まとめ

本事業では、実際の活断層の活動による地表変位に関する測地学的情報、変位を生じた副断層について現地での性状把握及び室内模擬実験並びに数値解析と、多様な観点より副断層変位に対してアプローチし、副断層変位に関する基礎的な知見の蓄積を行った。詳細を以下に記す。

5.1. 副断層に関する調査

5.1.1. 地表変状発生位置の定量的な抽出方法の検討

主断層から離れた場所で生じた副断層の検出手法の高度化を行うため、異なる 5 軌道の LC-InSAR 図を作成し、変状発生位置の定量的な抽出方法の検討を実施した。まず、異なる 5 軌道の LC-InSAR 図を組み合わせることで、単一軌道では不連続であった変位境界が連続的な線としてつながることが確認された。これは SAR 衛星では、観測方向や観測入射角の違いにより軌道ごとに検出可能な位相不連続ラインが異なっていることを示しており、検出された位相不連続ラインが相互に補完されたものと考えられる。そのため、5 軌道の LC-InSAR 図を使用することで検出される変位境界がより連続的に抽出された。次に、LC-InSAR 図から変位境界を検出する手法の定量化を実施した。これまで目視判読によって変位境界の抽出が行われてきたが、判読者の主観に左右されることや、幅を持った変位境界を線として抽出することになる等の課題があった。そこで、定量的な変位境界の抽出を行うため、これまでの目視判読データから統計値を取得し、判読者が感覚的に変位境界としていた値を数値化することで、変位境界とする閾値を設定した。この閾値を用いて画像処理を行うことで、幅を持った変位境界として定量的な抽出が可能となった。ただし、現状の手法ではすべての工程を自動化できておらず、手動でノイズを除去する必要があるため、より定量的な抽出方法について改良の余地が残されている。

主断層沿いの変位量を検出するため、空中写真に加えて、高解像度の衛星画像を用いた光学画像相関解析を実施した。過年度事業（パスコ 2021, 2022）の検討では阿蘇カルデラ内の光学画像相関解析は行われておらず、変位量分布は不明であった。そこで、高解像度の衛星画像（GeoEye-1）を用いて変位量分布図を作成し、主断層沿いの変位境界付近について地震前後の変位量を得ることができた。ただし、今回の光学画像相関解析では森林域において画像の倒れこみによる解析精度の低下が生じた。そのため、高解像度の衛星画像を使用する場合は、入射角や太陽高度の違いが解析結果の精度に大きく影響を与えることに留意する必要がある。

5.1.2. 画像相関解析により検出された変位量の検討

LC-InSAR 図を用いた定量的な変位境界、光学画像相関解析および干渉 SAR2.5 次元解析による変位量分布を用いて、主断層沿いや副断層の変位量について検討を行った。まず主断層の変位量分布について、空中写真の光学画像相関解析結果を用いて検討した。布田川断層では多くの場所で 2~3m 程度の横ずれが連続して分布しているが、断層が分岐すると個々の断層の変位量は減少する。しかし、分岐した断層の変位量について総和をとると、総変位

量は 2~3m のままであることがわかった。一方、日奈久断層では南にいくほど変位量が減少することがわかった。

次に副断層の変位量について、干渉 SAR による 2.5 次元解析を用いて検討を行った。本事業および過年度事業（構造計画研究所 2018, パスコ 2020, 2021, 2022）のトレンチ箇所付近の副断層を対象として、副断層の変位量と主断層からの距離を整理した。

5.1.3. 物理探査による地下構造の検討

測地学的情報を用いた解析結果に基づき、2 地区（平川馬場地区および下野地区）で異なる周波数帯（50MHz および 100MHz）を用いた地中レーダ探査を計 88 測線で実施した。

平川馬場地区では 3 地点で地中レーダ探査を実施した。トレンチ掘削地点東側（平川 1 地点）で実施した地中レーダ探査の解析結果では、複数の断面で反射の不連続がみられた。その地表延長部分と位相不連続ラインの位置が概ね一致することから、探査断面でみられる反射の不連続を熊本地震またはそれに先行する地震イベントによって生じたものと推定した。平川 2 地点での地中レーダ探査では、ほぼ水平もしくは北側に緩やかに連続する反射に異なる深度で不連続がみられた。探査箇所近傍では、現存していた作業小屋が熊本地震によって倒壊したとのかを土地所有者からの聞き取りにより情報を得ている。反射の不連続位置の地表延長部は、測地学的解析で抽出した位相不連続ラインとも概ね一致することから、ここでみられた反射の不連続は、断層活動によって生じた可能性がある。平川 3 地点の東側に位置する舗装道路では、熊本地震時に生じたと考えられる雁行状に配列する亀裂が確認される。その西側延長部にて実施した探査結果では、全ての断面において南側に傾き下がる反射の連続や周辺と比べて反射強度の強い反射面に不連続がみられる。それらの反射面の不連続位置は、測地学的解析で抽出した位相不連続ラインおよび現地で確認される変状位置の延長と概ね一致することから、断層変位によって生じた可能性がある。

下野地区では 1 地点で地中レーダ探査を実施した。下野で実施した探査結果では、100MHz の記録では全体的にやや反射が減衰しているが、50MHz の記録をみると、反射強度の強い反射の連続が確認される。南北測線では、南側から北側へ、東西測線では西側から東側へ緩やかに傾く反射が明瞭にみられる。探査記録では、複数箇所にて明瞭な反射の不連続はみられないが、東西測線の最も北側で実施した探査では、反射の不連続がみられ、これが断層変位を示している可能性がある。

このように、地中レーダ探査結果から反射の特徴および反射強度を用いて深度 15m 程度の地下構造をイメージングすることによって、断層変位と考えられる不連続面を抽出した。

5.1.4. ボーリング調査による地質構造の検討

過年度事業（構造計画研究所 2018, パスコ 2022）においてトレンチ調査が実施された箇所において、トレンチ深度以深の地質構造の把握のため、2 地区（福原地区および小園地区）でボーリング調査を実施した。

福原地区では右横ずれ断層を介して片側のトレンチ断面のみで確認されていた火砕流堆積物（61 層）の分布を把握し、横ずれ移動量を推定することを目的とした。ボーリング調査位置の検討のため、既往地中レーダ探査結果の再解析を実施し、反射強度を用いた平面スライス断面図を作成した。深度 GL-5.0~6.0m の反射強度平均値を用いた平面スライス断面

より、火砕流堆積物の分布標高に着目して合計 3 本のオールコアボーリングを計画した。ボーリング調査の結果、FB-1 において GL-2.67m、FB-2 において GL-6.27m、FB-3 において GL-3.95m で火砕流堆積物（61 層）を確認した。横ずれ移動量は想定よりも火砕流堆積物（61 層）の横ずれ移動量が大きかったため検出できなかった。一方で、地中レーダ探査の反射強度を用いて平面スライス断面を深度ごとに作成する手法は、限られた地質調査結果から 3 次元的地質構造を類推可能であることを示している。

小園地区では地中レーダ探査によって把握されていたトレンチ深度よりも深部の凹地状の反射構造および不明瞭な反射となっている断層構造部分の地質性状の把握を目的とした。ボーリング調査位置の検討のため、既往地中レーダ断面より凹地状の反射構造が明瞭な断面を選定し、合計 4 本のオールコアボーリングを計画した。ボーリング調査の結果、上位より人工地盤（埋土）、黒色土壌、塊状シルト層、生物擾乱の発達したシルト層、砂礫層および火砕流堆積物を確認した。ボーリング調査結果および地中レーダ探査結果から砂礫層上面の分布標高に差異が生じている可能性が示されたが、砂礫層自体が異なる地層の可能性があるので、断層活動の詳細は不明である。一方で、地中レーダ探査とボーリング調査結果の対比結果から、地下水位の状況や付近の支障物以外にも、物性の違い、堆積構造の規則性および生物擾乱による堆積構造の破壊なども、反射面の明瞭さや連続性に寄与していることが明らかとなった。ただし、地中レーダ探査から得られた反射の特徴は、あくまでも電氣的性質の異なる境界から反射した電波のパターンを記録したものである。したがって、明瞭な反射面の境界や反射の不連続の全てが地層の境界や断層構造を示しているとは限らない。そのため、探査箇所周辺の地形・地質学的検討を踏まえて地下構造を検討する必要がある。

5.1.5. 地質構造及び副断層の 3 次元形状把握のための解析手法の検討

地質構造及び副断層の 3 次元形状の把握については、過年度事業（パスコ 2022）において多数の地中レーダ探査が実施されており、かつ、本事業のボーリング調査によって地質構造が明らかとなった小園地区において解析手法の検討を行った。地質構造及び副断層を 3 次元形状で表現するにあたり、最初に 2 次元断面上で地下構造の検討を行ったうえで、それらを重ね合わせるように 3 次元空間に配置し、モデル化した。モデル化では隣り合った断面の 2 つの線分からサーフェスを生成してメッシュオブジェクトを発生させた。

地中レーダ探査結果より作成した境界面を 3 次元形状としてモデル化した結果、境界面の空間的な広がりについて把握が可能となった。一方で、必ずしもボーリング調査結果と地中レーダ探査結果が一致しない箇所も見受けられた。

本事業で検討したように探査記録から推定した特徴的な反射に対して 3 次元的な表現手法を検討していくことにより、地質構造及び副断層の 3 次元形状把握のための解析方法を高度化していく必要がある。

5.1.6. 表層付近の副断層の性状及び活動履歴の検討

地中レーダ探査断面の解析結果および既存ボーリング資料から極浅部地下構造を検討した結果、副断層トレンチ調査地点として平川馬場地区を選定した。平川馬場地区においてトレンチ調査壁面から識別した地層は、低地帯を埋積した河川堆積物、地すべり土塊、表面の凹凸を均すように堆積している古土壌および人工地盤である。堆積年代は暦年補正（ 2σ ）

の年代値で河川堆積物から 4,234~3,996 cal BP、地すべり土塊から 11,389~9,826 cal BP、古土壌から 1,685~1,415 cal BP、人工地盤最下面から 530~496 cal BP の測定値が得られた。地すべりの発生は河川堆積物堆積後、古土壌堆積前に起こったものと考えられる。ベイズ推定を用いた検討の結果、地すべりの発生年代は 4,060~1,550 cal BP (2σ) と推定された。トレンチ掘削断面からは LC-InSAR 図および 2.5 次元解析で識別された地表変位に相当する断層変位は確認されなかった。そのため、トレンチ掘削位置東側（平川 1 地点）の地中レーダ探査で得られた反射の不連続については、粗粒な礫層と細粒な砂層との境界部など、断層以外の構造を示しているものと推察される。断層変位が確認されなかった理由としては、①断層がトレンチ掘削位置よりも北側の平野部にある可能性、②断層による変位がトレンチ下部に確認された礫層内で分散し目視では識別できない可能性、③断層がトレンチ掘削位置よりも南側の山地部にある可能性の 3 パターンが考えられる。

過年度事業（構造計画研究所 2018, 2020, パスコ 2021, 2022）における副断層の活動年代についてベイズ推定を用いた再検討を行った結果、鬼界アカホヤ（K-Ah）テフラ以降に限って考えれば、福原地区、出ノ口地区、小園地区、下町地区および陣内地区で 1 回以上の断層活動イベントが識別された。これらは主断層において Ishimura et al. (2022) で示された鬼界アカホヤ（K-Ah）テフラ以降の 3 回の断層活動イベントと調和的である。本事業において実施した平川馬場地区で地すべりが発生した年代は、これらの主断層および副断層における断層活動イベントと時期が重なる。平川馬場地区のトレンチでみられた地すべりは、それらの断層活動イベントのいずれかに誘発されて発生した可能性がある。

5.2. 断層変位に関する室内模擬実験

小麦粉を模擬地盤とし、層厚および締固め条件により物性を変えた横ずれ断層型の室内模擬実験（4 ケース）を行った。基底断層の変位が大きくなるにつれて、初期に発生したせん断亀裂をつなげるように亀裂が発達し、最初に形成されたせん断帯につながり、さらに複雑な亀裂が形成されていく過程が明らかとなった。このようなせん断帯の形成過程は既往の横ずれ断層の模擬実験結果や既往研究による知見と整合的であった。形成されるせん断帯の幅によりそれぞれ発生した亀裂の変位に違いがみられ、せん断帯の幅が広いと一つの亀裂の変位が小さくなる傾向にあった。せん断帯の発達過程や既往の主断層・副断層の分類結果を参考に副断層の分布や変位量を実験から抽出した。得られた副断層変位は主断層ごく近傍のものではあるが、距離減衰傾向は横ずれ断層の地震で得られたデータと整合的ではあつきの範囲内に収まる。既往の模擬実験結果や数値解析結果を参照すると、基底断層変位量が大きくなりせん断帯が成熟してくると、基底断層直上付近に主断層が収斂する傾向にある。形成された主断層帯周囲には亀裂帯（弱部）が形成されていることが示唆される。このような弱部を取り入れた室内模擬実験でこれらの亀裂に変位が生じるかどうか、実際の副断層データとの比較において重要と思われる。

基底断層から表面に向かって発達する断層構造を把握するために縦ずれ（断層傾斜角度 30 度）・横ずれ断層室内模擬実験装置を用いて X 線 CT 撮影を行なった。1 回あたり 0.25mm の基底断層の変位を与えて数回撮影した結果、横ずれ断層では基底断層から表面に向かっ

てせん断亀裂が広がって進展していく様子が確認された。同様に、逆断層では基底断層の延長部で、正断層では基底断層の直上に亀裂が進展していく様子が確認された。

実際の地震で観測される主断層から離れた地点に副断層を発生させる可能性の一つに既存断層の影響が挙げられる。この点については、あらかじめ弱面や物性境界などを組み込んだ模擬地盤を作成して実験を実施することで検討が可能となる。また、今回の室内模擬実験において、形成された構造の認定は模擬地盤表面に発生した亀裂や高さ変化等の情報によるものである。特に横ずれ断層では初期の未成熟な段階では基底断層から表層に向かってある程度の幅で変形帯が発生し、発生した歪みが局所化することで亀裂となる。面的な水平変位を定量的に計測できれば、亀裂発生前からせん断帯の可視化・把握が可能になるものと思われる。得られる変位場は測地学的な計測結果とも比較することで、フィールド観測データとの検討もできるものと思われる。このような課題に対しては近年の画像相関解析などの技術を用いることで水平変位や歪み分布を得ることが可能と思われる。

5.3. 断層変位に関する数値解析

本事業で実施した右横ずれ断層の室内模擬実験を対象に、層厚と締固め条件を変えた4ケースの再現解析を行った。解析手法としては3次元個別要素法を採用し、実験供試体材料である小麦粉の粒径および粒径分布をそのまま模擬することは出来ないことから、粒径を実際より大きく、その分布は狭くモデル化を行っている。しかし、せん断変形時に生じる嵩密度の変化特性であるダイレイタンス（粒子集合内部の骨格がずれる際に局所的な隆起沈降が生じて骨格体積が変化する）が過大となるため、過年度事業（パスコ, 2022）の成果を参照してその影響については留意した。また、解析モデルは分解能と計算規模の兼ね合いから、走向方向を周期境界としてモデル化範囲を縮小し、粉体材料の付着力（van Der Waals力）を考慮した。なお、基底部から表層に発達するせん断帯を精度良く捉えるため、せん断ひずみの算定手法には鈍りの小さい大変形ひずみの評価手法を適用した。

解析において使用する強度パラメータは要素試験の再現解析（要素シミュレーション）を実施することで同定し、緩詰めと密詰めの2条件に対する検討を行った。粉体である小麦粉は間隙比の大きい材料であるが、そのままモデル化すると極端に接触点が少なくなるため、緩詰めと密詰めの両条件で実際の間隙比より小さい条件の解析モデルを作成した。要素シミュレーションを実施した結果、試験結果から得られている強度特性を再現しているが、一方でダイレイタンスの抑制に留意して作成した解析モデルを用いても、粒径やその分布、間隙比の違いからダイレイタンスは大きく評価されている。

室内模擬実験の再現解析の結果として、緩詰めケースではせん断開始後に脆性的な破壊性状を示し、基底部から直上にかけて幅の狭いせん断帯を形成しており、層厚の違いはあまり見られない。実験結果では表層に明瞭な1次せん断亀裂とその後の2次、3次の亀裂の進展が見られ、層厚が大きい方がせん断帯の幅は広がっており、解析結果と実験結果の現象には乖離が見られる。また、再現解析の密詰めケースでは緩い傾斜の1次せん断亀裂の発生が認められ、層厚が大きいほどせん断帯の幅が広がっていることを確認出来るが、実験結果に比べて走向に対する傾斜は緩く、せん断帯の幅は狭い。現象の乖離の原因として、モデル間隙比が小さいために強度特性の再現が不十分であること、ダイレイタンスが過大である

ため水平面内のせん断変形が一部鉛直変位に転嫁されてせん断帯の発達を阻害していること、せん断帯の縁にダイレイタンスーに起因する亀裂が生じることで2次3次的な亀裂の発生を阻害していると考えられる。

上記の課題事項の解決を図る上では、モデル分解能を高めるとともに、相似粒径分布や間隙比を実条件に近づけ強度特性の再現性を向上させること、その効果によって過剰なダイレイタンスーを抑制することが重要である。付着力の大きい粉体の強度特性を再現することは、引張強度を有する岩盤材料に通じるところがあり、原則的には相似則を考慮する必要のない数値解析技術を実規模問題に適用する上で有効であり、表層に生じる副断層について解明する上で重要である。