

4章 断層変位に関する数値解析

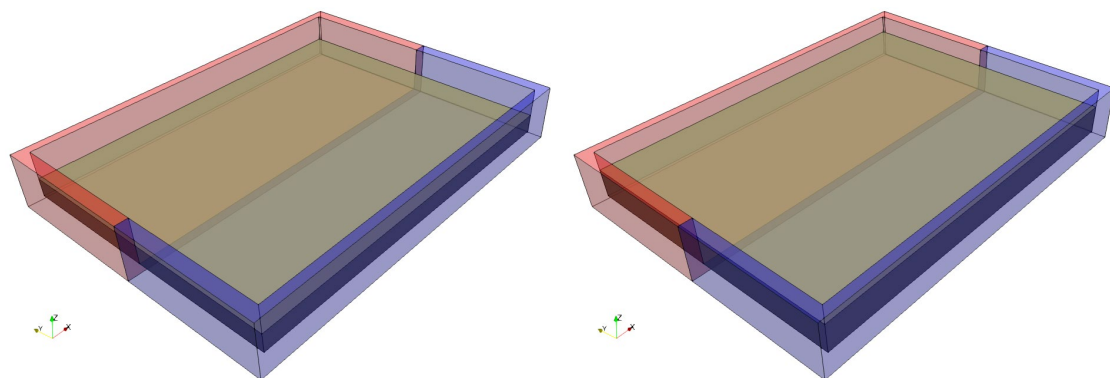
本章では、横ずれ断層の基盤から表層まで至る破壊過程に着目して実施した数値解析について述べる。解析対象としては小麦粉の模擬地盤を使用し、今年度実施した室内模擬実験で得られた成果を参照するが、上載圧密により十分に締め固めた密詰条件の他、締固めの程度の緩い緩詰条件の検討も実施した。本検討では層厚および締固め程度の異なる粉体層に生じる右横ずれ断層の進展過程を解析する。横ずれ断層の破壊進展は、拘束圧の小さい表層に近づくほど水平面内の純せん断条件となり、せん断帯が広がる 3 次元的事象であるため 3 次元体系の解析モデルが必要である。解析手法としては粒状体集合の大変形問題を取り扱える個別要素法(DEM)を採用し、大きな付着力を持つ微細粉体層の表層変状と深部から浅部へかけての破壊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 20mm 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 20mm 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

計算規模を抑制する方法として、影響のない範囲でモデル化領域を狭めることが有効と考えられる。また、せん断帯の発達には走向方向に対して周期的であることから、走向方向と直交する境界面は周期境界とすることが有効であり、竿本ほか（2005）や谷山（2008）でも採用されている。砂箱実験ではリーデルせん断帯の間隔は層厚の 1~4 倍程度であり、竿本ほか（2005）では層厚の 3.3 倍、谷山（2008）では 1.7 倍程度の幅をモデル境界奥行としており、解析モデル幅は 1.6 倍程度とした寸法条件が採用されている。これらのせん断帯の幅や間隔は模擬地盤の強度に依存するが、本検討で対象とする小麦粉による模擬地盤は付着力が大きく、実験結果からも亀裂構造が大きいことからより広い範囲をモデル化する必要があると考えられる。そこで、実験結果の整理を行っている範囲を包含する程度の領域を想定し、モデル幅は 200mm、走向奥行は 250mm を確保するものとする。

なお、解析領域を狭めた上記のモデル化範囲であっても層厚を 30 分割程度出来る分解能を確保することは難しく、解析規模を抑制する上で他の方法についても検討した。具体的に、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と考えられる。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する。

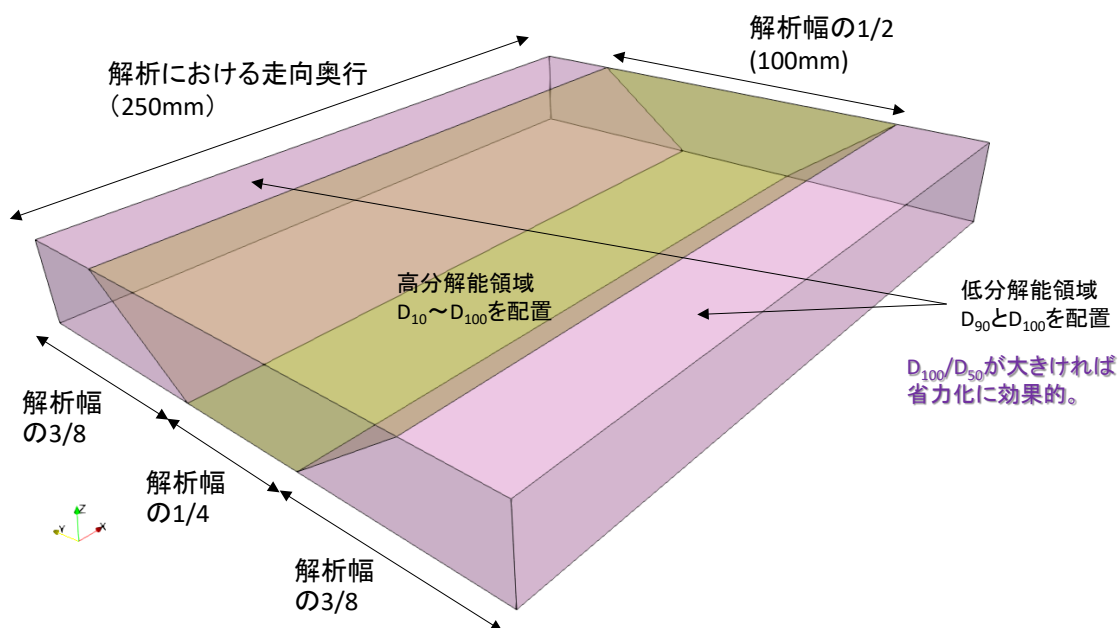


図 4.1.2 粉体層内で分解能を分けたモデル化のイメージ

4.1.2. 粒径分布について

粒状体集合の粒径分布は相対密度に影響し、締固め程度や強度特性に影響がある。粒度の指標としては一般に均等係数 U_c と曲率係数 U'_c が知られているが、均等係数が大きく曲率係数が1～3程度の範囲に収まっている粒径分布に対して、一般に粒度が良い（工学的な性質が良い）と言える。粒度が良い条件では良く締まり強度も高くなる。

$$U_c = \frac{D_{60}}{D_{10}} \dots\dots\dots (式 4.1.1)$$

$$U'_c = \frac{D_{30} \cdot D_{30}}{D_{10} \cdot D_{60}} \dots\dots\dots (式 4.1.2)$$

図 4.1.3 に今年度取得した供試体用の小麦粉の粒径加積曲線を示す。通過質量百分率を10階級で区分する粒径を計算し、均等係数と曲率係数を求めると、それぞれ3.77と0.98となった。なお、 D_{100}/D_{10} は16.0となるが、このような粒径分布幅の広い解析モデルは計算効率の面で問題がある。一方で、粒状体集合の間隙率や強度特性をモデル化する上で粒度の再現は必ずしも必要なく、最密構造に陥りやすい極端に均等係数の小さいモデル化を避ければ粒径分布幅を狭めたモデル化が可能である。そこで、本研究では対数粒径比を平均粒径に対して対称に仮定したモデル式を使用して粒径分布を狭めた解析モデルを採用している。

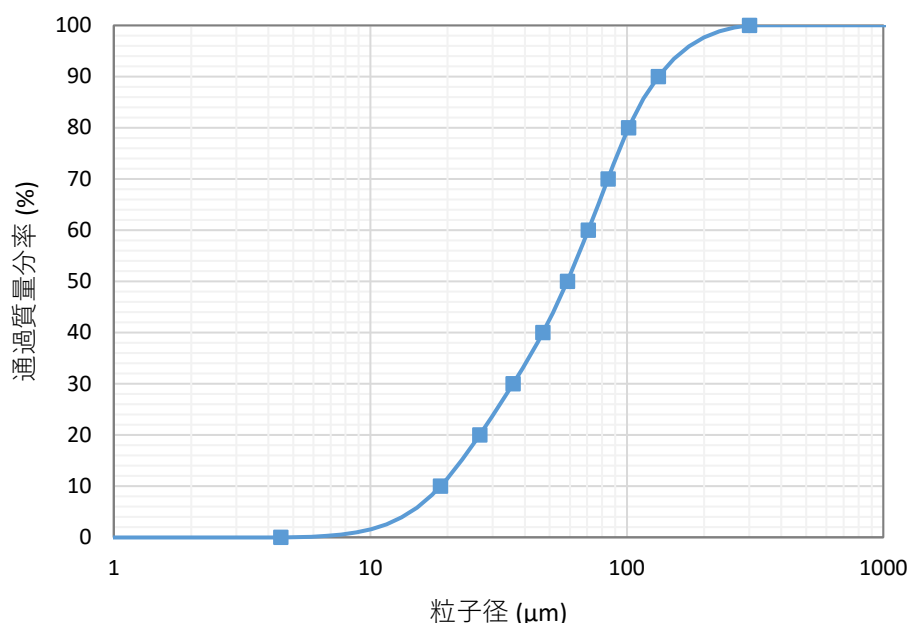


図 4.1.3 粒度試験 6 ケースを平均した粒径加積曲線

個別要素法モデルの粒径分布は、過年度（R3、R4 年度、パスコ（2022, 2023））に実施した検討と同様に以下のモデル式より設定した。

$$D = \frac{D_{50}}{10} 10^c \dots\dots\dots (式 4.1.3)$$

$$\begin{cases} c = \left(1 + a \frac{R-0.5}{|R-0.5|} (|R-0.5|)^b\right) & R \neq 0.5 \\ c = 1 & R = 0.5 \end{cases} \dots\dots\dots (式 4.1.4)$$

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 は粒径幅の調整パラメータ、 b は曲率調整パラメータ（対数粒径比の曲線のべき乗数）で奇数とする。

曲率調整パラメータを $b=1$ とすると対数粒径比が直線分布となり、これを1ではない最小の奇数として $b=3$ として粒径幅を調整する。層厚 30mm の模擬地盤を 30 分割以上することを考慮すると、 D_{50} を 1mm 以下にする必要があり、解析規模等を検討した結果として $D_{50}=0.90\text{mm}$ の解析モデルを作成する方針とした。なお、層厚 20mm の模擬地盤に対しては分解能が不足しているが、小径粒子で 30 分割出来ていれば良いと考えた。実験供試体の平均粒径は約 $69\mu\text{m}$ であり、作成する解析モデルは実際の粒径の 13 倍程度の粒径寸法モデルとなる。図 4.1.4 に粒径幅の調整パラメータを $a=2, 4, 6$ と振った場合の $D_{50}=0.90\text{mm}$ の解析モデルの粒径加積曲線を実験供試体の 10 階級モデルと比較して示す。 a が大きいほど均等係数も大きくなり、それぞれ 1.349、1.820、2.455 となるが、これらの中で最も計算負荷の小さい $U_c=1.349$ のモデルを採用する。

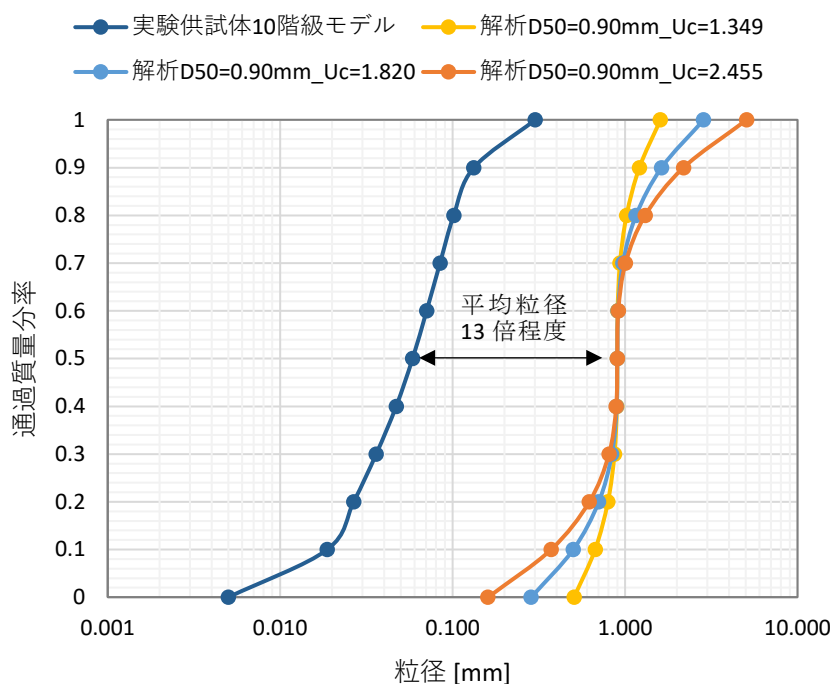


図 4.1.4 実験供試体と解析モデルの粒径加積曲線の比較

例えば、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。

4.1.3. 未圧密条件における強度パラメータと間隙率の関係

解析対象とする模擬地盤の間隙率は密詰条件で 0.545、緩詰条件で 0.618 と大きく、砂等に比べて疎な骨格構造を形成している。これは粒子形状や付着力の大きさが関係していると考えられ、粒子間摩擦のみでこのような疎な骨格構造を構築することには難しい。令和 2 年度事業の検討 (パスコ、2021) では飽和粘土模型による既往実験の再現解析を行い、疎な粒状体モデルによる全応力解析を試みたが負のダイレイタンスを生じた後に密な状態に移り、正のダイレイタンスが大きいたことが問題となった。また、令和 3~4 年度の検討 (パスコ、2022, 2023) では小麦粉を使用した模擬地盤のモデル化を行う際、疎な構造とすることで粒子間接触点が少なり強度パラメータの設定値が極端となることから、締固めの程度に関係なく実際より密なモデル化を行い、強度パラメータで締固め影響の再現を試みているが、やはり正のダイレイタンスが大きいたことが問題となった。以上の検討を踏まえて、今年度は実粉体と間隙率がそのまま同程度になるようにモデル化を行う方針とした。

このような疎な骨格構造を再現する上では、強度パラメータの設定が重要であり、事前に小規模体系の解析で強度パラメータと模擬地盤骨格の間隙率の関係を確認した。個別要素法では接触粒子間の相互作用は、ばね要素とダッシュポットによる Foigt モデルを用いて計算することが一般的であるが、接触ばねの剛性によって生じる微小変位は模擬地盤変状を考える上で重要ではなく、剥離や滑動といった破壊時に生じる大変形によって支配されている。個別要素法の強度パラメータとしては、粒子間摩擦角や転がり摩擦角、拘束圧非依存のせん断強度としての粘着力や、粉体材料では van der Waals 力のような付着力が一般的である。小麦粉のような小径の粉体粒子は、図 4.1.5 に示されるように物体力より付着力の影響が大きく、令和 3~4 年度の検討 (パスコ、2022, 2023) においても主要な強度条件として van der Waals 力を採用しており、本検討でも摩擦角と Hamaker 定数を検討条件とする。

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。

$$F_v = -\frac{A}{12z^2}d \cdots \cdots \cdots \text{(式 4.1.5)}$$

$$d = \frac{D_i D_j}{D_i + D_j} \cdots \cdots \cdots \text{(式 4.1.6)}$$

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 $10^{-19}[\text{J}]$ 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。

$$F_v = -\frac{A}{12(z+b)^2}d \dots\dots\dots (式 4.1.7)$$

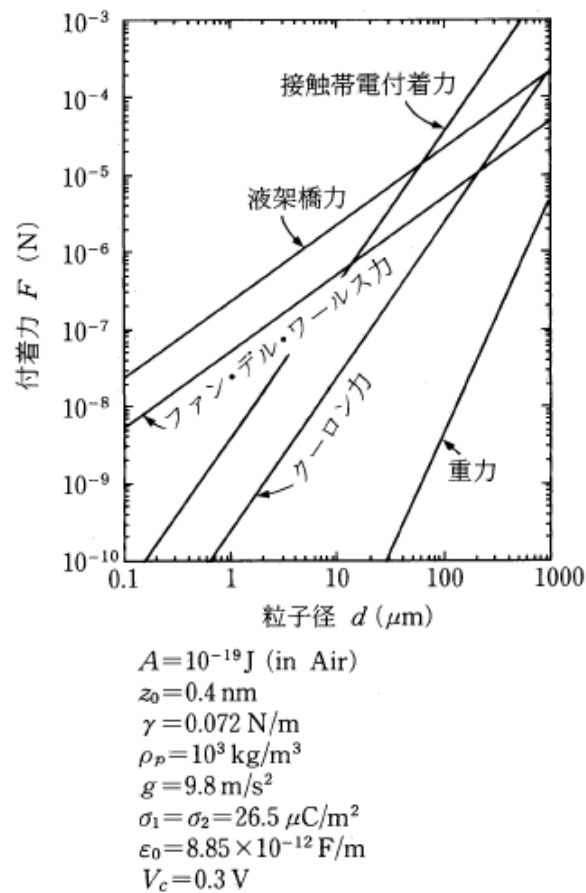


図 4.1.5 付着力の比較 [増田 (1997)]

強度特性として摩擦角は無次元量であるため粒径の影響を受けないが、Hamaker 定数は次元を持つため粒径相似の影響を受ける設定値であり、実粉体材料より大きな粒径分布の解析モデルで使用する場合は大きな設定値を用いる必要がある。

摩擦角と付着力の大きさにより未圧密粉体層の間隙率（つまり最大間隙率）がどのように変化するか、粉体層モデルの自由落下解析で確認した。図 4.1.6 に自由落下解析の解析モデルと解析条件を示す。粉体層モデルは間隙率が 0.5 の場合に層厚が 40mm となるように柱状体を作成し、疎な状態の集合を中空に初期配置した。粉体層の柱状体の四方は周期境界とし、重力加速度をかけて床面に自由落下させている。この際、粒子間の強度パラメータの設定として、摩擦係数（摩擦角の正接値）を変動させ、並進と転がり摩擦の影響を見る検討パターンと、比較的小さな摩擦係数を設定し、転がり摩擦を考慮しない条件下で付着力を大きくしてその影響を確認する 2 パターンの検討を行った。摩擦係数と転がり摩擦係数を 0～1 の範囲で振ったケース群と、より大きな間隙率を達成するため Hamaker 定数を $1.0\text{E-}19 \sim 1.0\text{E-}16$ の範囲で振った全ケース中最大の間隙率の解析結果を図 4.1.7 に示す。

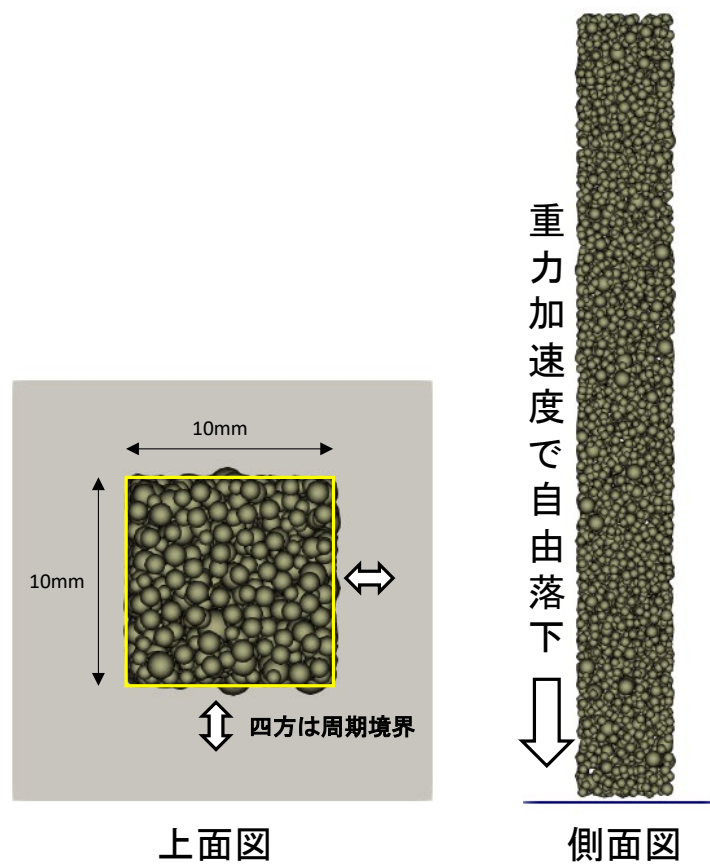


図 4.1.6 粉体層の自由落下解析モデルと解析条件

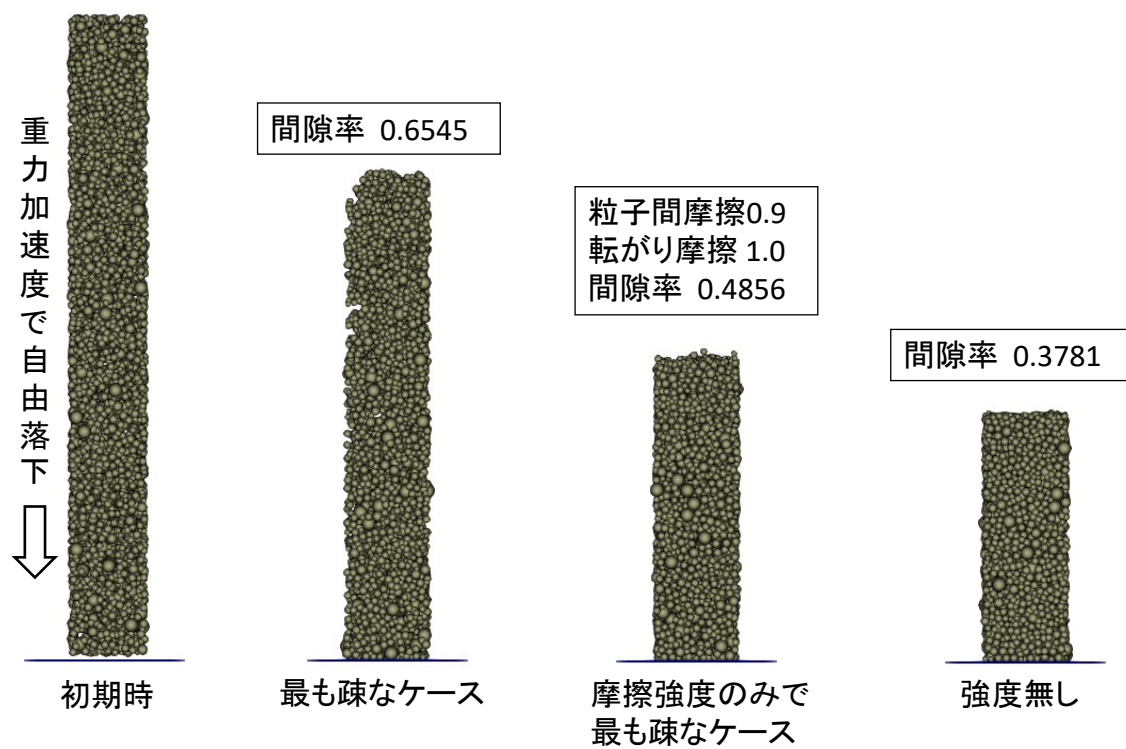


図 4.1.7 粉体層の自由落下解析例より未圧密条件で最も疎な解析ケース結果

摩擦強度と最大間隙率の関係について検討した解析ケース群の解析結果を整理し、粒子間摩擦係数と最大間隙率の関係を図 4.1.8 に示す。また、同じ解析結果より横軸を転がり摩擦角の正接値に変更した強度と最大間隙率の関係を図 4.1.9 に示す。並進抵抗の粒子間摩擦と回転抵抗の転がり摩擦は一般に律速関係にあり、一方だけ大きくても意味がないが、転がり摩擦の方が粒子間摩擦より少し大きくなる、粒子回転が生じない条件で最も疎な骨格構造を形成可能であることが分かった。

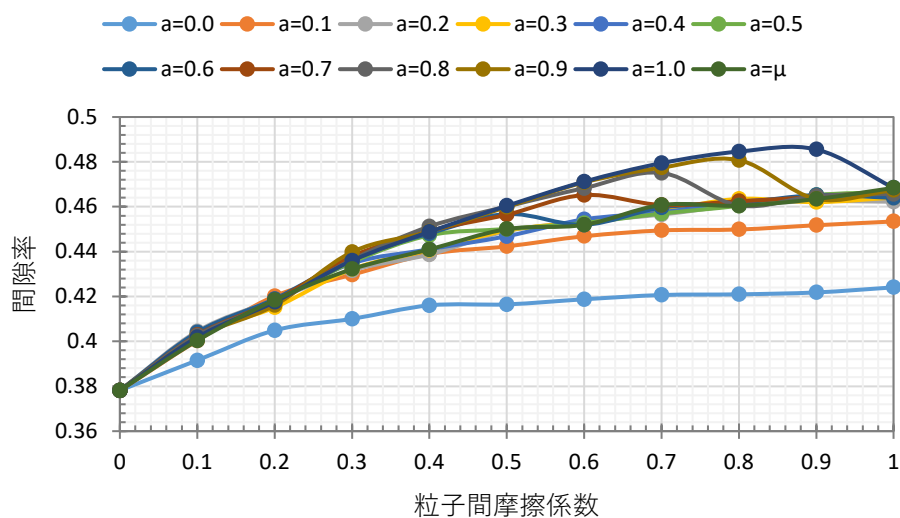


図 4.1.8 粉体層の自由落下解析例より得られた摩擦係数と最大間隙率の関係

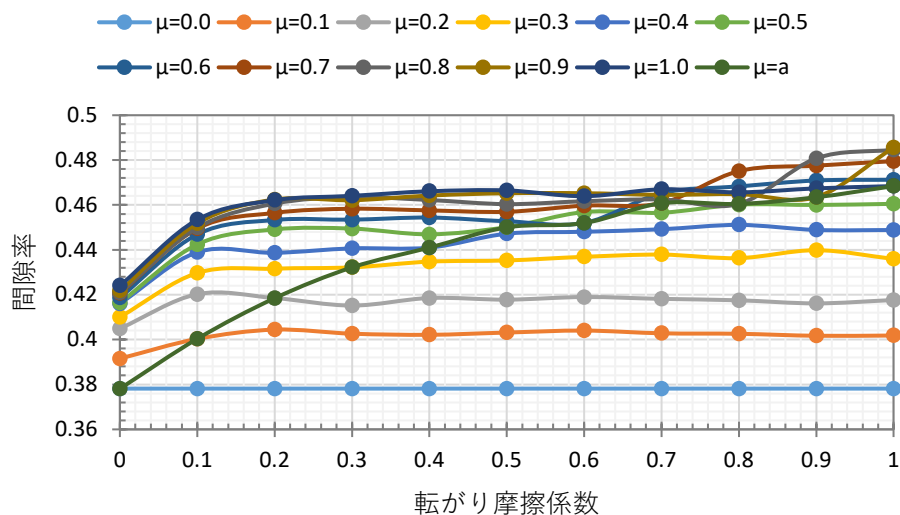


図 4.1.9 粉体層の自由落下解析例より得られた転がり摩擦と最大間隙率の関係

また、摩擦強度の設定だけでは間隙率 0.5 を超える疎な骨格構造を実現できないため、Hamaker 定数を大きく変動させて付着力の大きさと最大間隙率の関係を図 4.1.10 に示す。これらの解析ケースでは比較的小さい摩擦係数のみ考慮し、転がり摩擦は考慮しない条件下で付着力を大きく変動させているが、Hamaker 定数が大きくなると非常に疎な骨格構造が形成されることが確認できる。本検討でモデル化する模擬地盤の間隙率は 0.55～0.62 程度であり、付着力を考慮することで達成可能である。

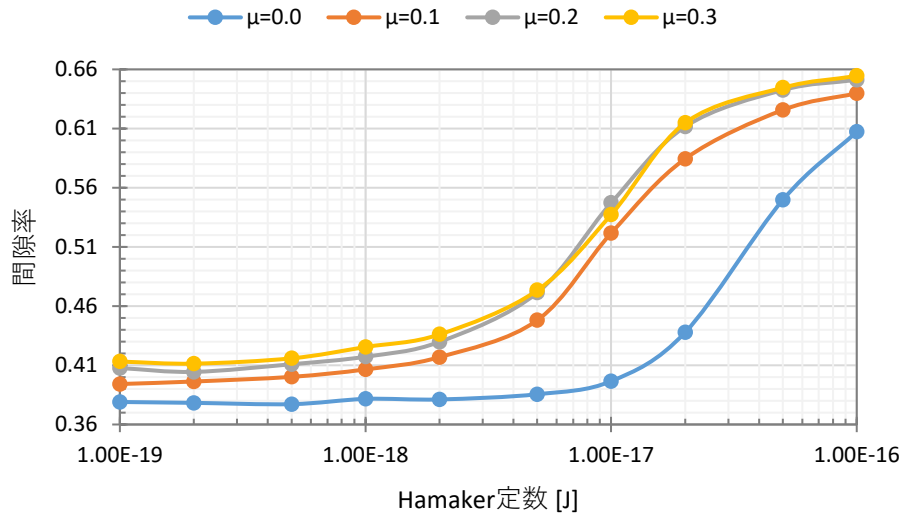


図 4.1.10 粉体層の自由落下解析例より得られた付着力の大きさと最大間隙率の関係

4.1.4. 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生じる大変形ひずみの計算方法については、令和 3 年度に調査を行い導入した（パスコ、2022）、メッシュフリー法などに見られる計算方法を使用する。鈍りの小さい大変形ひずみの算定が可能な手法であり、以下に計算方法を説明する。

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）。

$$\begin{bmatrix} {}^1u_1 \\ {}^1u_2 \\ {}^2u_1 \\ {}^2u_2 \\ \vdots \\ {}^nu_1 \\ {}^nu_2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & {}^1x_1 & {}^1x_2 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & {}^1x_1 & {}^1x_2 \\ 1 & 0 & {}^2x_1 & {}^2x_2 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & {}^2x_1 & {}^2x_2 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & 0 & {}^nx_1 & {}^nx_2 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & {}^nx_1 & {}^nx_2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} t_1 \\ t_2 \\ g_{11} \\ g_{12} \\ g_{21} \\ g_{22} \end{bmatrix} \quad \text{..... (式 4.1.8)}$$

$$u_i = t_i + g_{ij}x_j \quad \text{..... (式 4.1.9)}$$

$$g_{ij} = \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \quad \text{..... (式 4.1.10)}$$

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、長方形行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。

$$e_{ij} = \frac{1}{2} [g_{ij} + g_{ji} - g_{ki}g_{kj}] \cdots \cdots \cdots \text{(式 4.1.11)}$$

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 4.1.11 に示す。

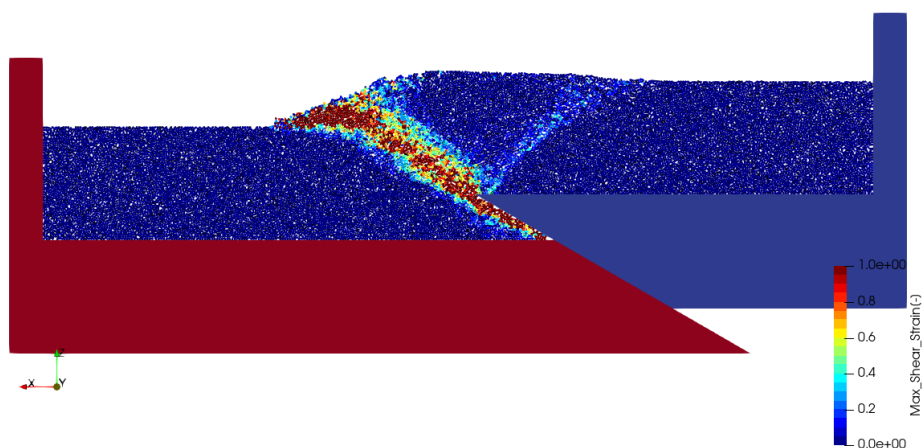


図 4.1.11 解析結果より接触点変位から最小二乗法で計算した最大せん断ひずみ分布の例
（令和3年度の報告書（パスコ、2022）より）

4.2. 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は一面せん断試験を実施しており（3章参照）、密詰め条件で取得された強度特性について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、これらは準静的な載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は、粒子間摩擦角と転がり摩擦角、粉体に働く付着力の3条件のみ検討を行う。なお、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、付着力は要素試験の粘着力と相関が大きい。

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 に相当する。なお、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であるが、断層変位実験時は拘束圧の作用はないため、解析では少し小さい拘束圧を想定して 5 、 10 、 15kPa の載荷を行うケースを実施した。圧密過程終了後の嵩密度を 0.545 程度と想定し、湿気具合の異なる小麦粉の2試料の密詰め条件の要素試験結果を算術平均し、表 4.2.1 に示す強度値を目標強度とした。

表 4.2.1 各種要素試験結果

粒子密度	1.580 g/cm^3
嵩密度	0.780 g/cm^3
含水比	12.4%
間隙率	54.5%
内部摩擦角	34.6°
粘着力	2.80 kPa

なお、供試体材料の小麦粉の平均粒径 D_{50} は $69\mu\text{m}$ 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 2.80kPa を乗じると粒子間に働く作用引力は $13.3\mu\text{N}$ である。(式 4.1.7)の z を 0.4nm 、 b を 0 とすると Hamaker 定数は $3.71 \times 10^{-19}\text{J}$ 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。

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 55.5% 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。

なお、要素試験では緩結条件の強度は取得していないが、令和 4 年度事業（パスコ、2022）で内部摩擦角 15.5 度、粘着力 0.80kN/m^2 を取得しており、参考として図 4.2.2 に示す緩結条件の解析モデルも作成し、同一パラメータ条件で拘束圧 1, 2, 3kN/m^2 の解析を実施した。

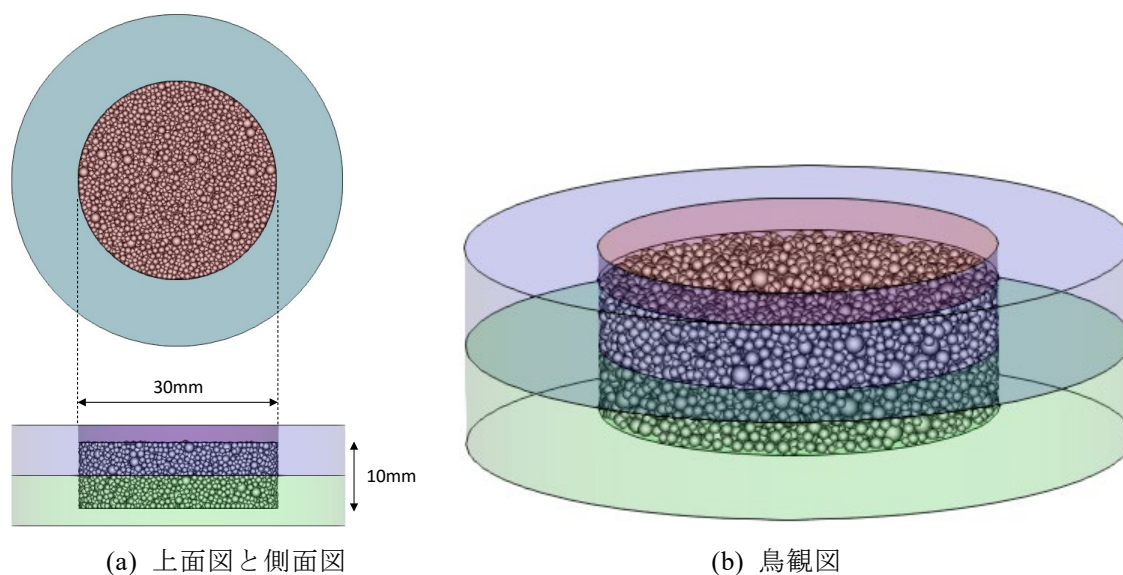


図 4.2.1 一面せん断試験の解析モデル（密結条件）

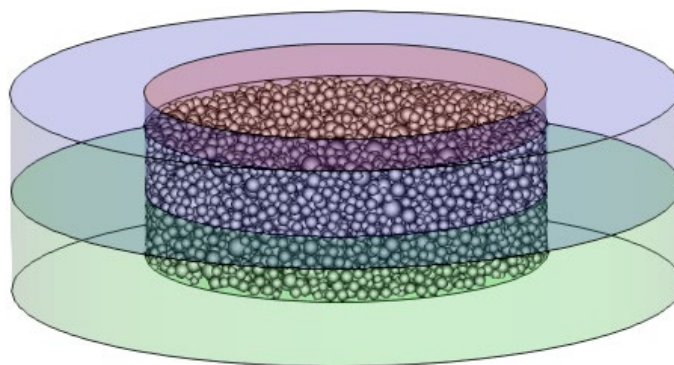
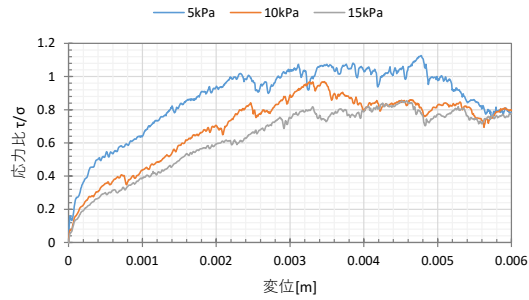


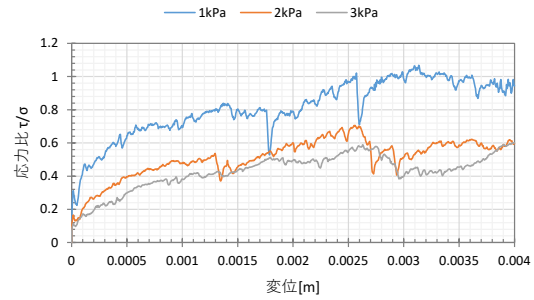
図 4.2.2 一面せん断試験の解析モデル（緩結条件）

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、応力比 (τ/σ) と変位の関係を図 4.2.3 に、体積ひずみと変位の関係を図 4.2.4 に示し、最終的に得られた強度特性を図 4.2.5 に示す。密詰条件も緩詰条件も負のダイレイタンスーが大きい、上載荷重のない模型試験条件では特に問題は生じないものと考えられる。

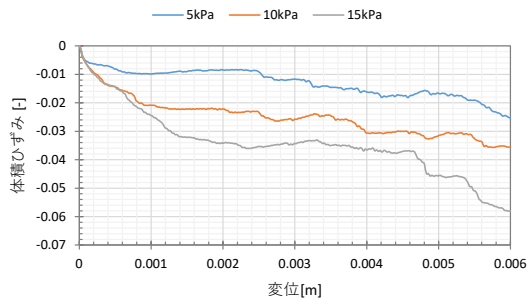


(a) 密詰条件

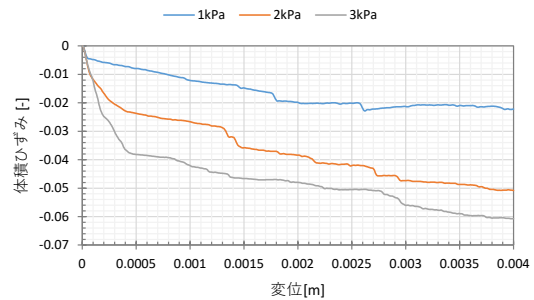


(b) 緩詰条件

図 4.2.3 一面せん断試験の解析結果より応力比と変位の関係

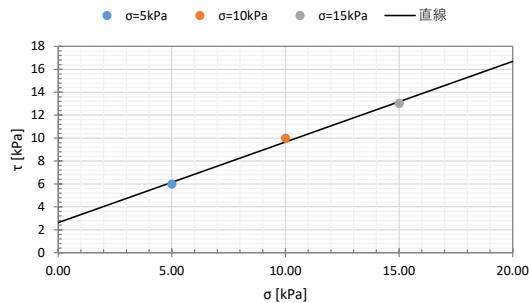


(a) 密詰条件

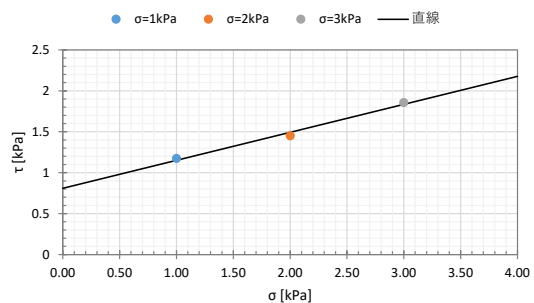


(b) 緩詰条件

図 4.2.4 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) 密詰条件



(b) 緩詰条件

図 4.2.5 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

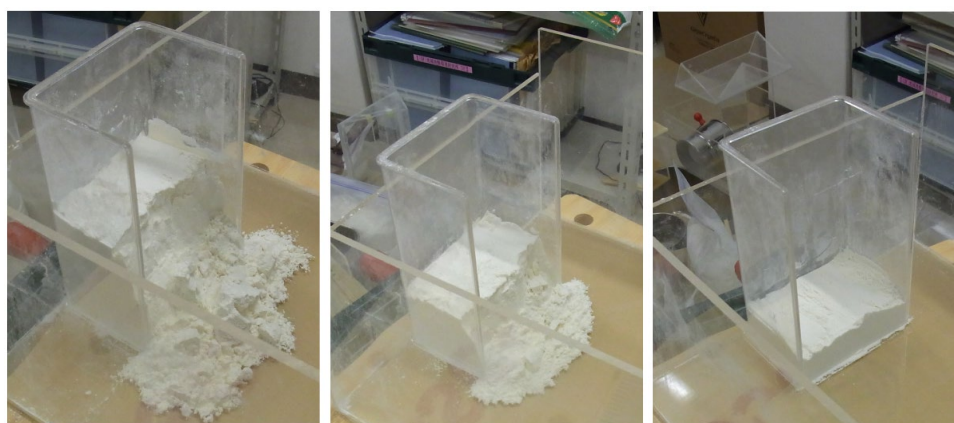
要素シミュレーション結果に基づき、最終的に設定を行った解析パラメータを表 4.2.2 に示す。Hamaker 定数は実験供試体材料の粘着力と平均粒径から算定を行った値より大きい
が、これは粗視化による粒径相似を考慮する必要があるためであり、酒井ら（2010）の研究
を参照されたい。なお、本検討ではモデル間隙率を実粉体条件と同じに設定するため、解析
条件の粒子密度は要素試験結果の粒子密度と同じである。

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	解析設定値
基準法線剛性	1.0×10^7 [N/m]
基準接線剛性	2.5×10^6 [N/m]
減衰定数	0.05
粒子間摩擦角	31.5 [deg.]
転がり摩擦角	45.0 [deg.]
Hamaker 定数	2.2×10^{-18} [J]
粒子密度	1.580[g/cm ³]

4.2.4. 粉体層強度の確認について

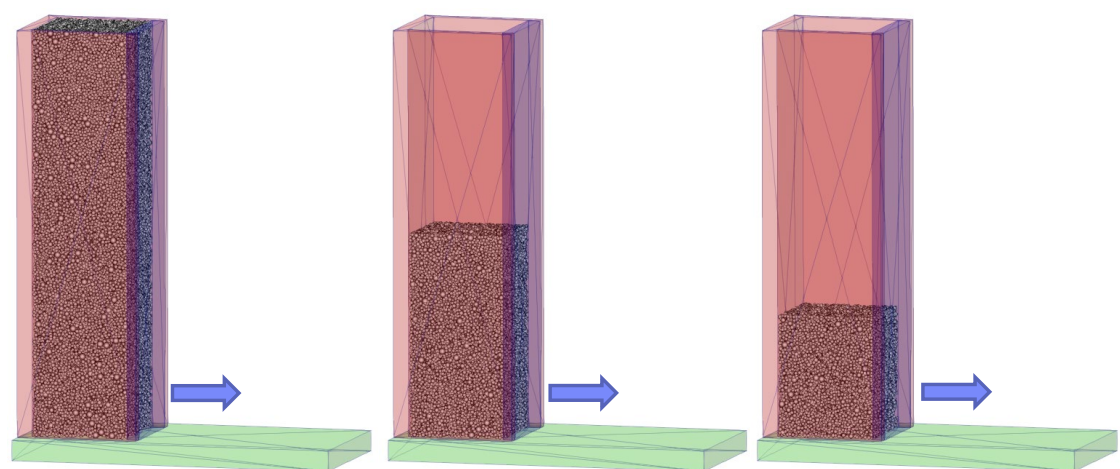
要素シミュレーション結果に基づいて設定した強度パラメータを用いて粉体層強度の確
認を行った。小麦粉は付着力が大きい
ため、締固めを行った条件下では柱状体が自立する性
質がある。そこで、一方向の側壁を取り外し可能な容器内に小麦粉を落下充填し、ゆっくり
と側壁を引いて締固めを行っていない未圧密条件の小麦粉の自立実験を行って強度を確認
した。実験結果として崩壊後の写真を図 4.2.6 に示し、層厚 5cm 以上では自立しないこと
を確認した。なお、締固めを行った密詰条件では何れの高さでも崩壊しない。



(a) 柱状体高さ約 10cm (b) 柱状体高さ約 5cm (c) 柱状体高さ約 3cm

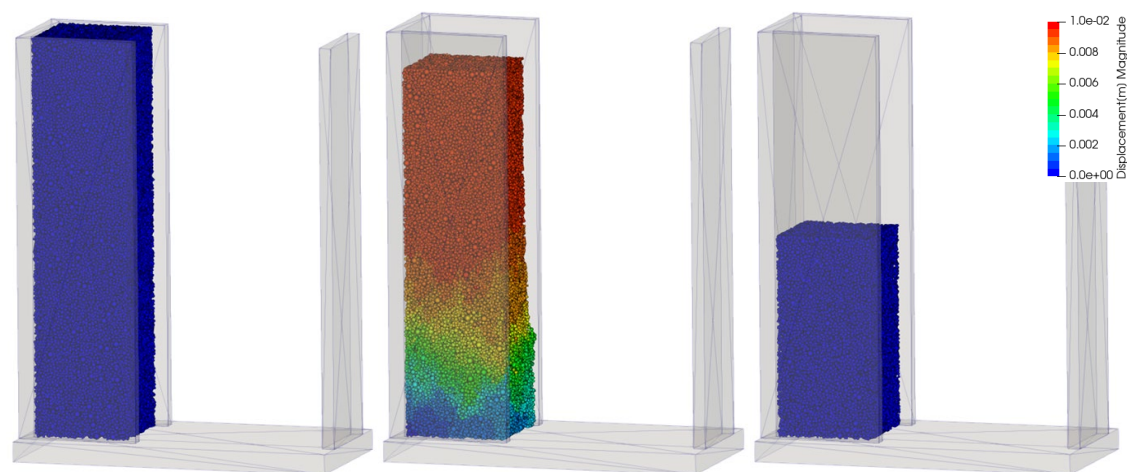
図 4.2.6 未圧密条件の小麦粉の自立実験結果

小麦粉の自立実験と同様の条件を想定し、高さ 100mm の密詰モデルと未圧密モデル（間隙率 0.653）と高さ 50mm および高さ 30mm の未圧密モデル（間隙率 0.653）を作成し、図 4.2.7 に示す小麦粉の自立実験の再現解析を実施した。その結果として未圧密条件の高さ 100mm の解析モデルでは大変形が生じて崩壊に至るが、高さ 50mm の解析モデルでは崩壊に至らないことが確認された。なお、密詰条件の高さ 100mm と未圧密条件の高さ 30mm モデルも崩壊には至らないが、これは実験結果と整合的である。自立実験の再現解析結果より崩壊開始時点の変位分布図を図 4.2.8 に示す。



(a) 高さ 100mm 間隙率 0.545 (b) 高さ 50mm 間隙率 0.653 (c) 高さ 30mm 間隙率 0.653

図 4.2.7 小麦粉の自立実験の再現解析モデル



(a) 高さ 100mm 間隙率 0.545 (b) 高さ 100mm 間隙率 0.653 (c) 高さ 50mm 間隙率 0.653

図 4.2.8 小麦粉の自立実験の再現解析結果

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. 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。解析モデルは締固め度合いの違いにより間隙率が異なるが、設定している強度パラメータは緩詰条件と密詰条件で共通である表 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、解析モデル図に示す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 20LD	右横ずれ 10 mm	20 mm	緩詰め
Case 30LD	右横ずれ 10 mm	30 mm	緩詰め
Case 20HD	右横ずれ 10 mm	20 mm	密詰め
Case 30HD	右横ずれ 10 mm	30 mm	密詰め

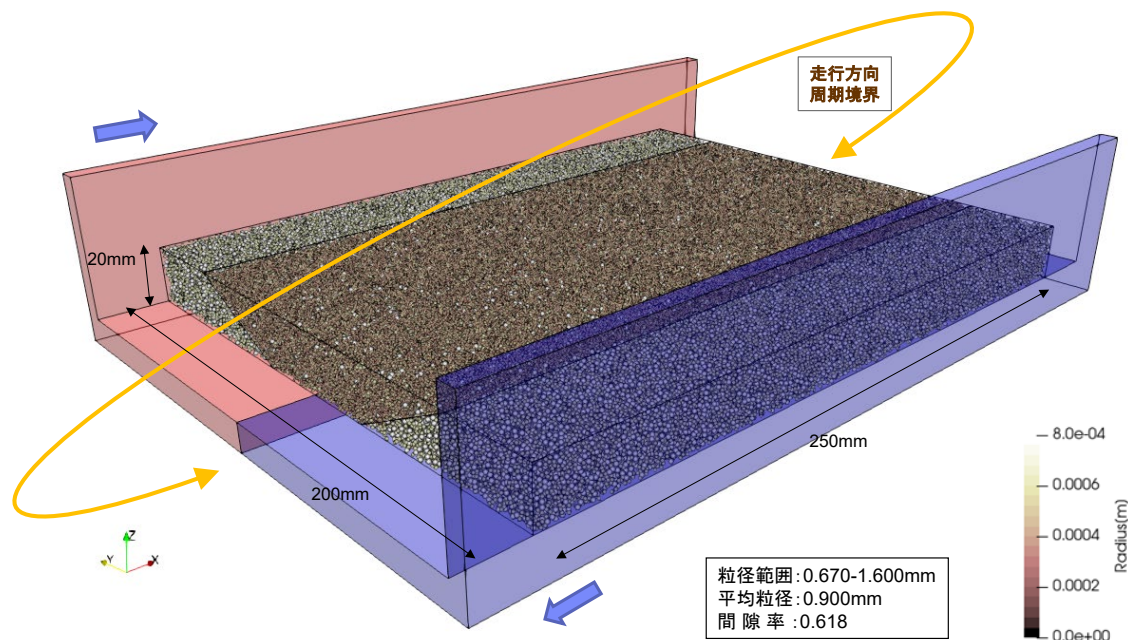


図 4.3.1 Case 20LD の解析モデル鳥観図

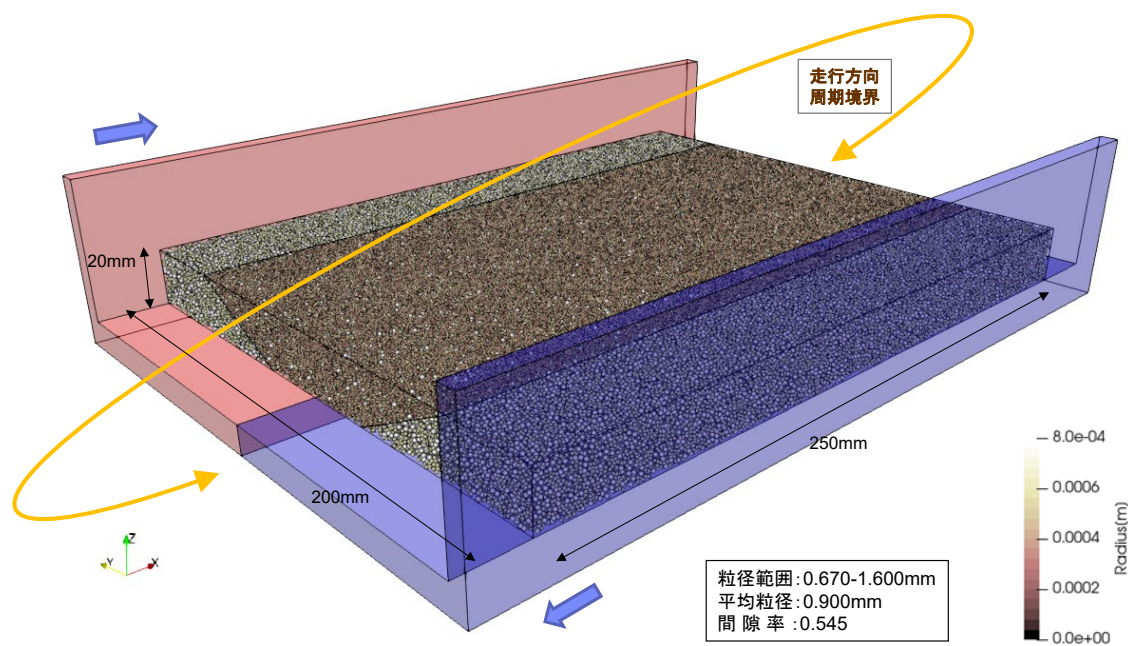


図 4.3.2 Case 20HD の解析モデル鳥観図

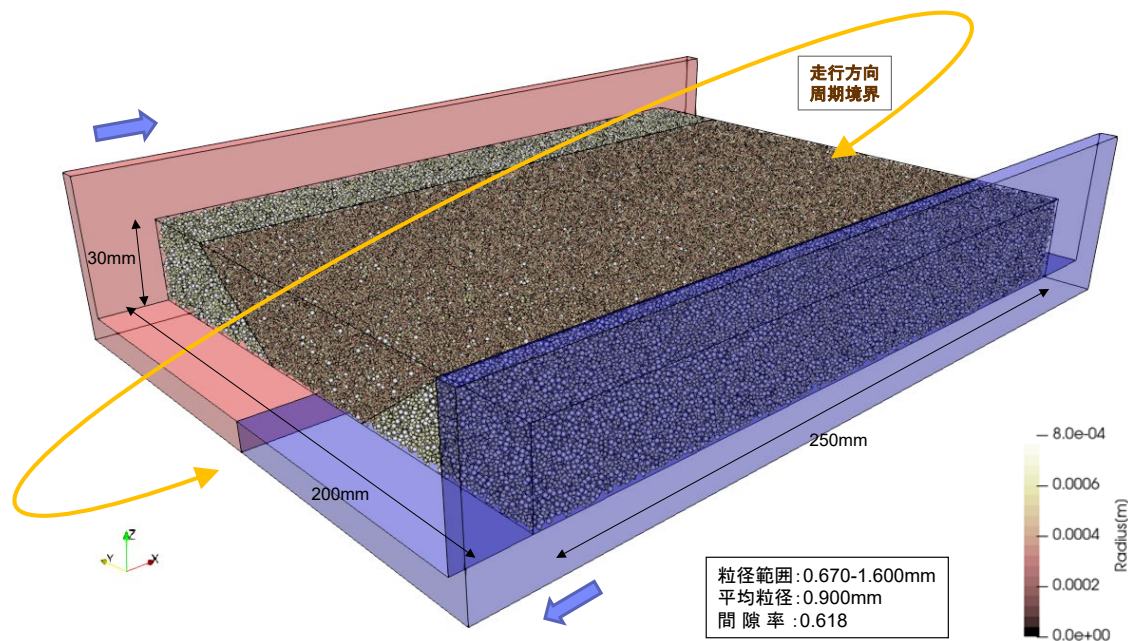


図 4.3.3 Case 30LD の解析モデル鳥観図

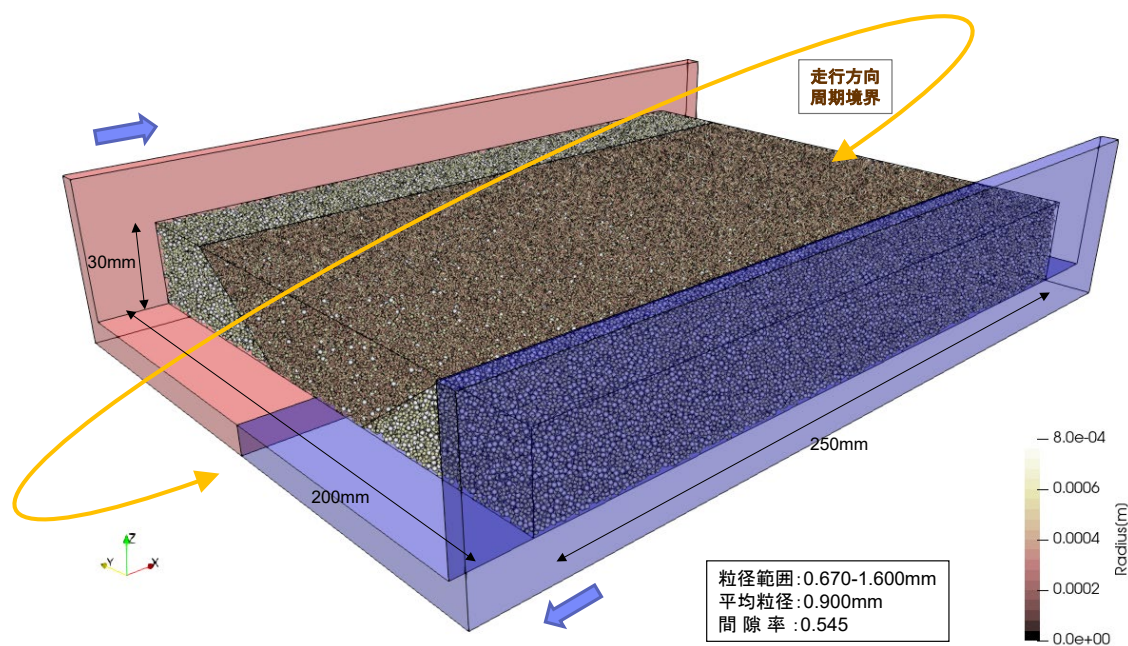


図 4.3.4 Case 30HD の解析モデル鳥観図

4.3.2. 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。地盤変位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。

粉体層の変位過程は、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によって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位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。

各ケースの解析結果より、5mm 変位入力段階および最終(10mm)変位段階における地表の鉛直変位分布と最大せん断ひずみの分布を図 4.3.5 から図 4.3.36 に示す。なお、最大せん断ひずみのコンター色はグレースケールで示し、その値域は層厚と入力変位段階の違いを考慮して大きさを調整し、大ひずみ領域が分かりやすいように対数スケールで表現した。また、表層のせん断帯の様子を把握しやすいように意図して、周期境界を考慮して 2 領域分（走向方向の奥行 500mm）のモデルの最大せん断ひずみ分布の鳥瞰図を各ケースで示した。更に、基盤から表層にかけてせん断帯が広がる様子が把握できるように、走向方向に 25mm 間隔で連続する横断面図を示した。

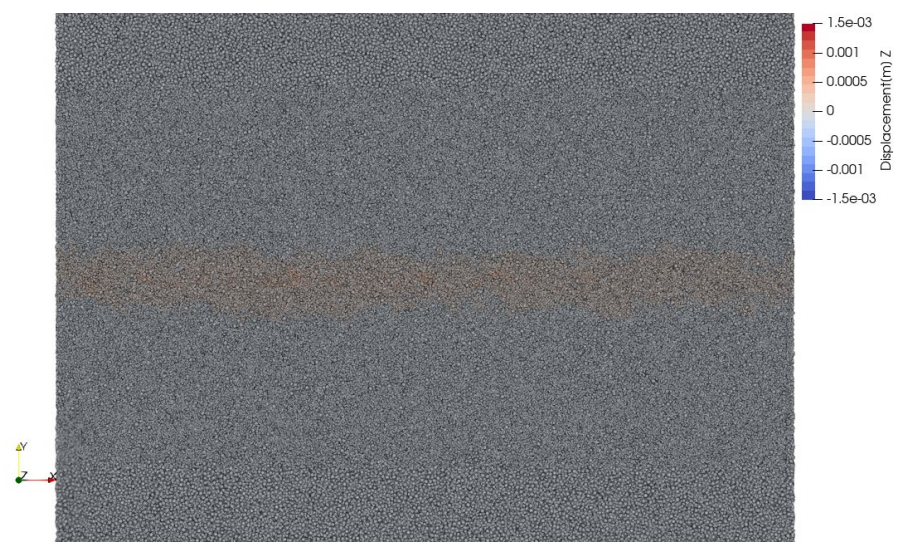


図 4.3.5 Case 20LD の 5mm 変位段階における表層の鉛直変位分布

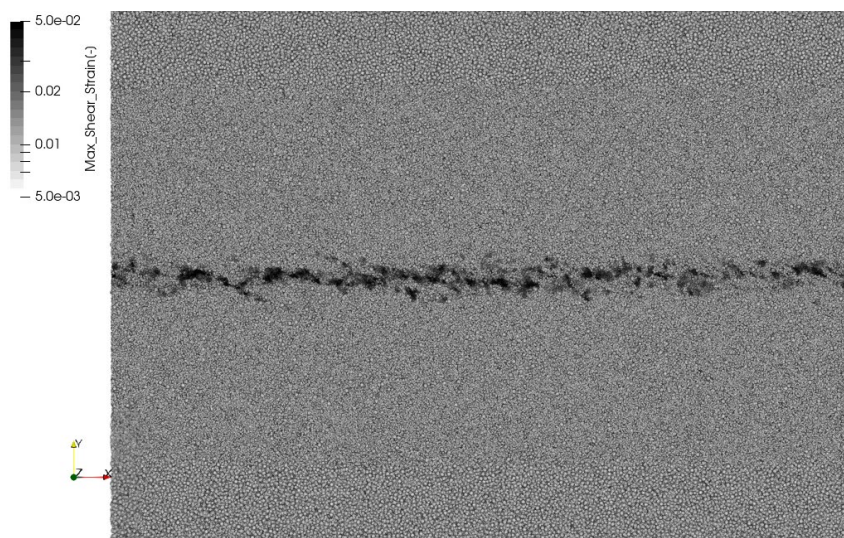


図 4.3.6 Case 20LD の 5mm 変位段階における表層の最大せん断ひずみ分布

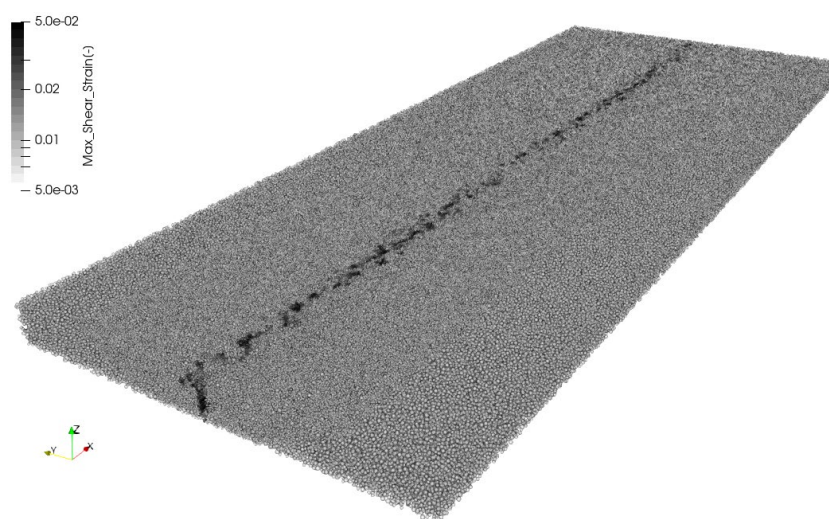


図 4.3.7 Case 20LD の 5mm 変位段階における表層の最大せん断ひずみ分布（鳥観図）

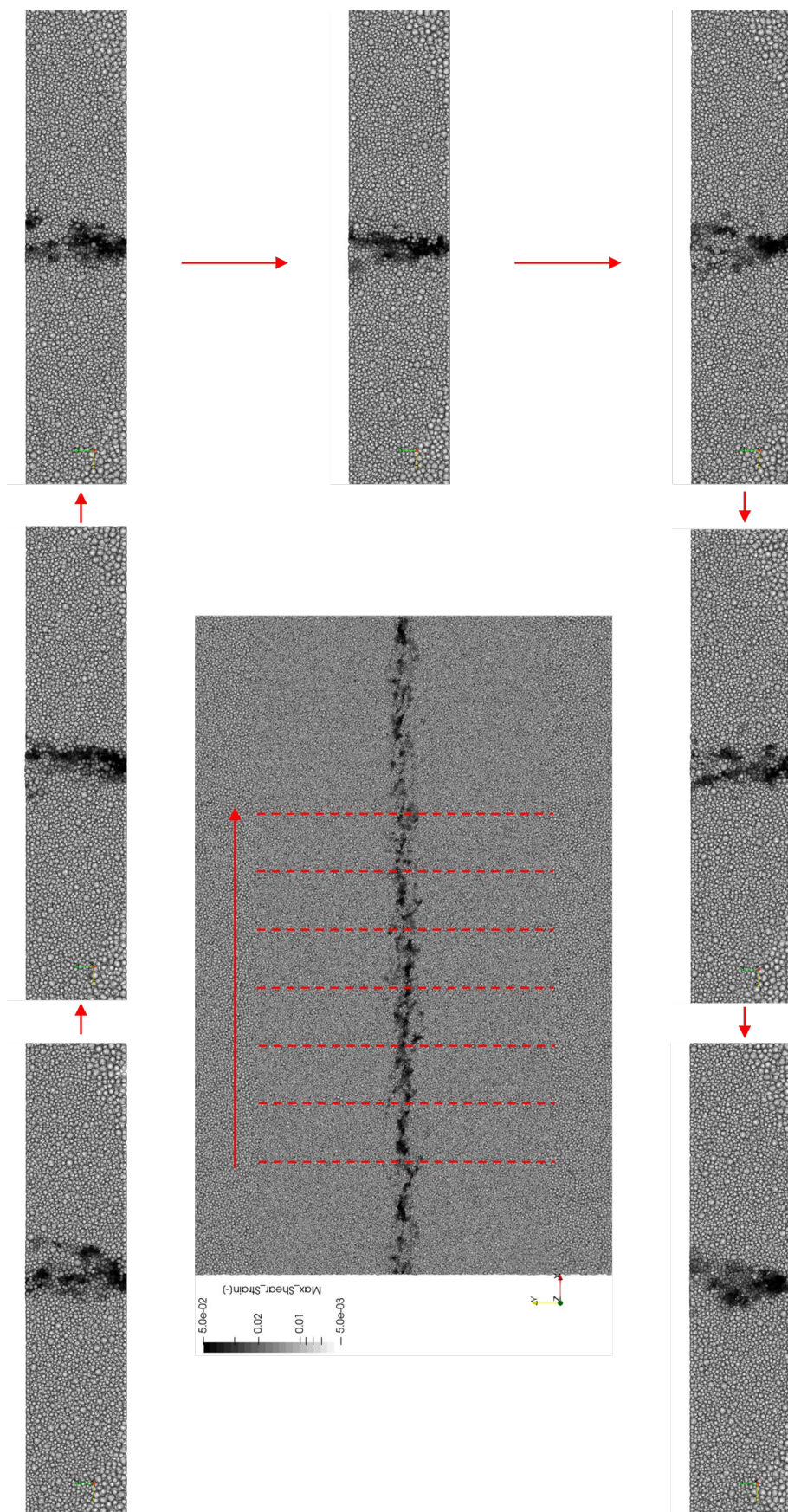


図 4.3.8 Case 20LD の 5mm 変位段階における最大せん断ひずみ分布横断面図

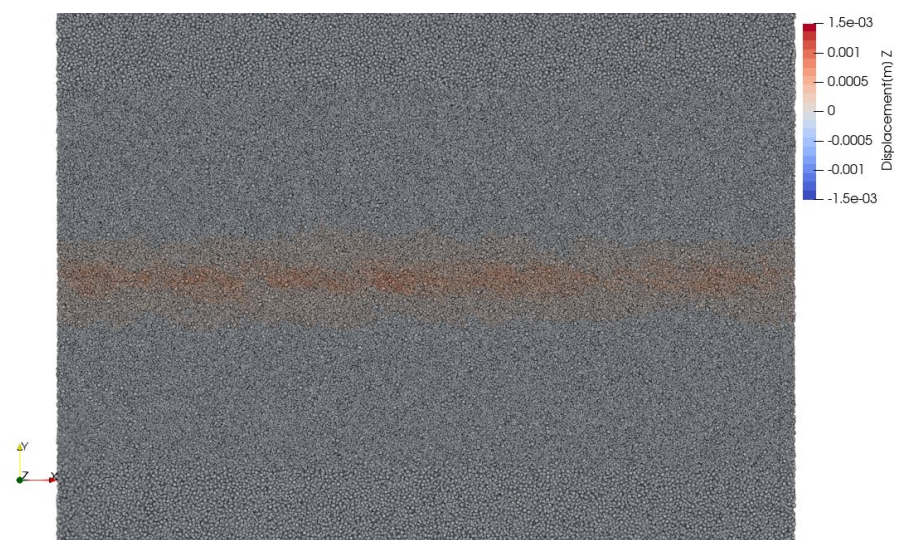


図 4.3.9 Case 20LD の 10mm 変位段階における表層の鉛直変位分布

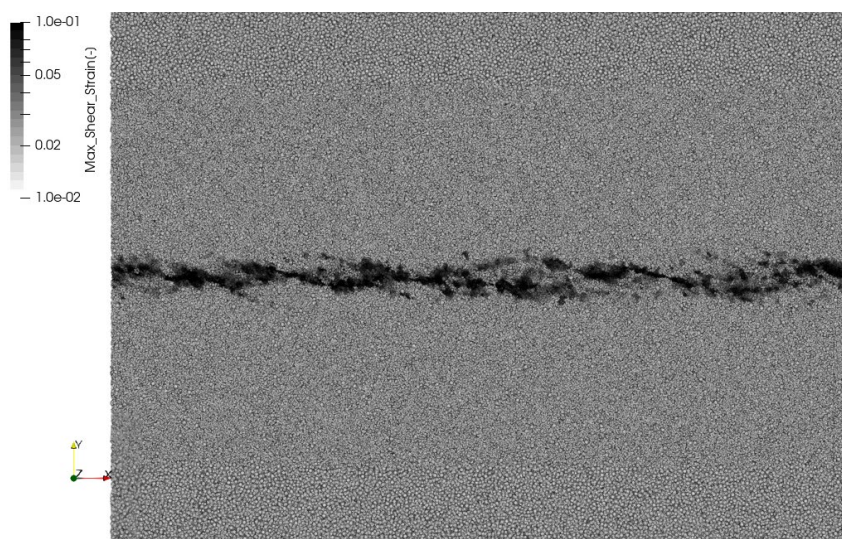


図 4.3.10 Case 20LD の 10mm 変位段階における表層の最大せん断ひずみ分布

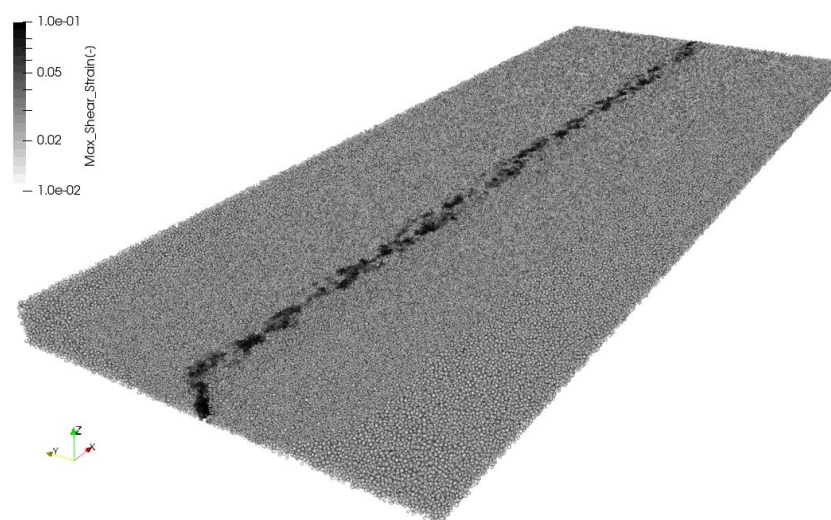


図 4.3.11 Case 20LD の 10mm 変位段階における表層の最大せん断ひずみ分布（鳥観図）

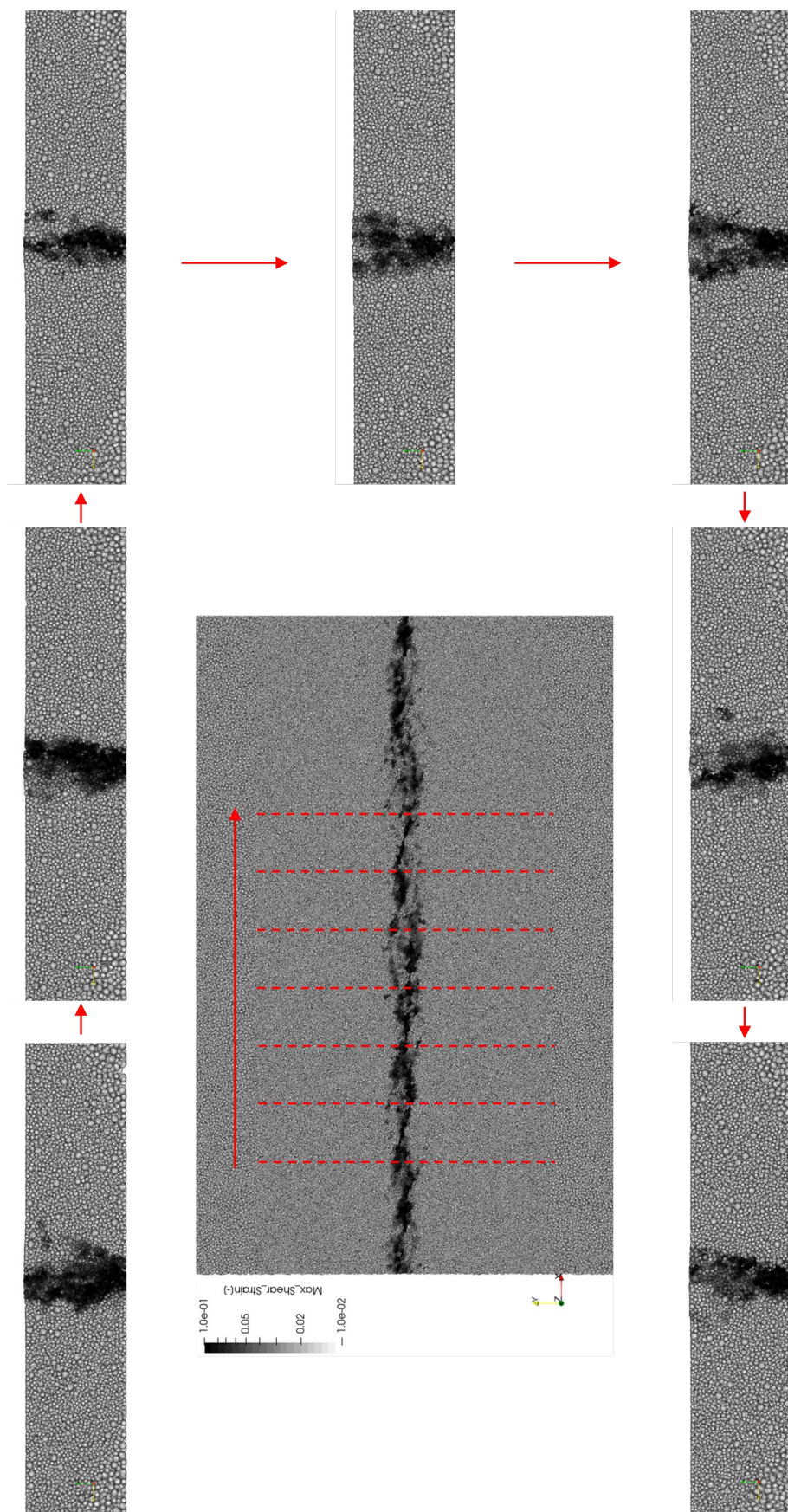


図 4.3.12 Case 20LD の 10mm 変位段階における最大せん断ひずみ分布横断面図

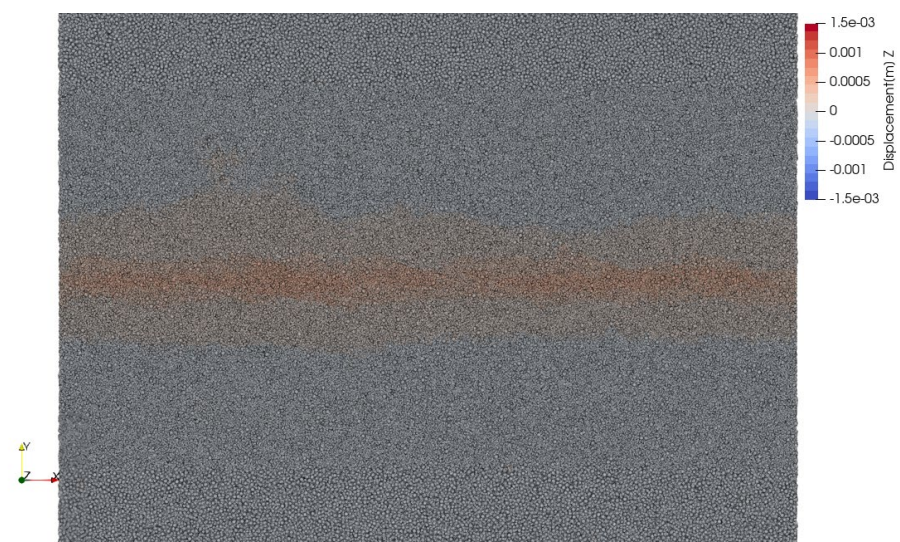


図 4.3.13 Case 20HD の 5mm 変位段階における表層の鉛直変位分布

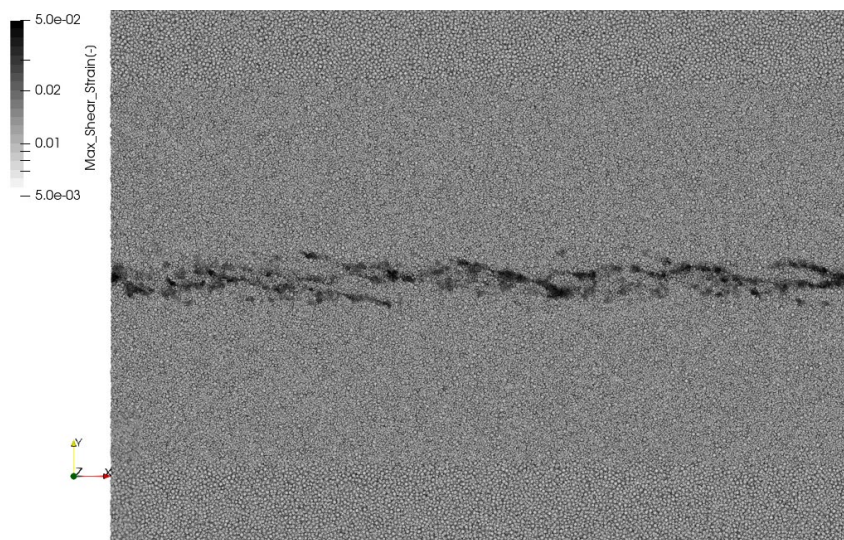


図 4.3.14 Case 20HD の 5mm 変位段階における表層の最大せん断ひずみ分布

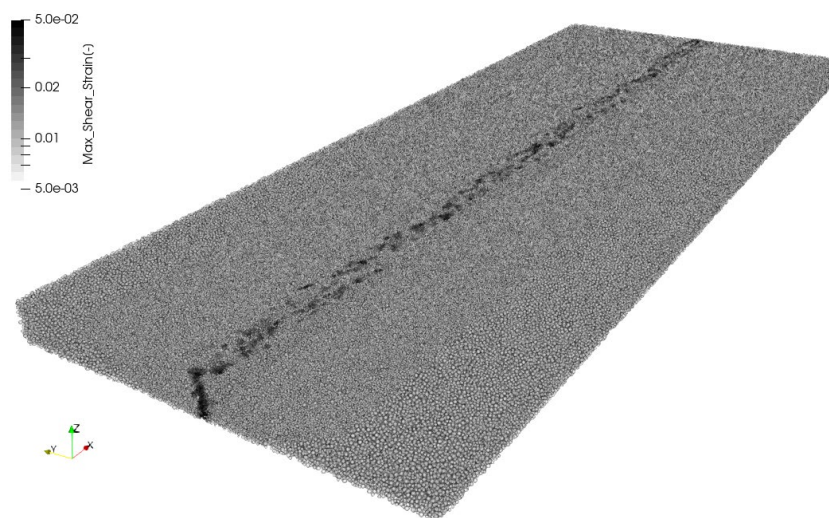


図 4.3.15 Case 20HD の 5mm 変位段階における表層の最大せん断ひずみ分布（鳥観図）

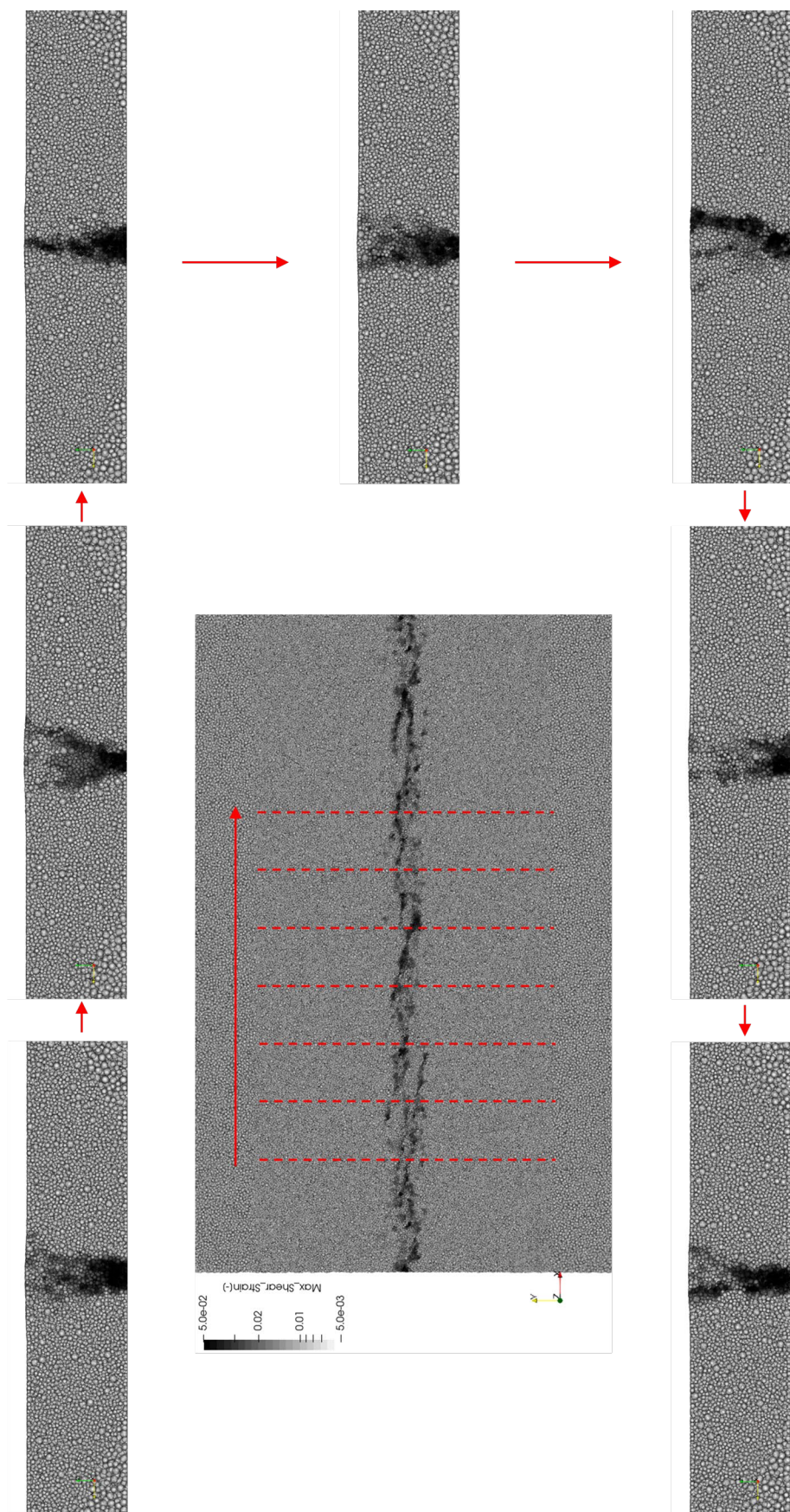


図 4.3.16 Case 20HD の 5mm 変位段階における最大せん断ひずみ分布横断面図

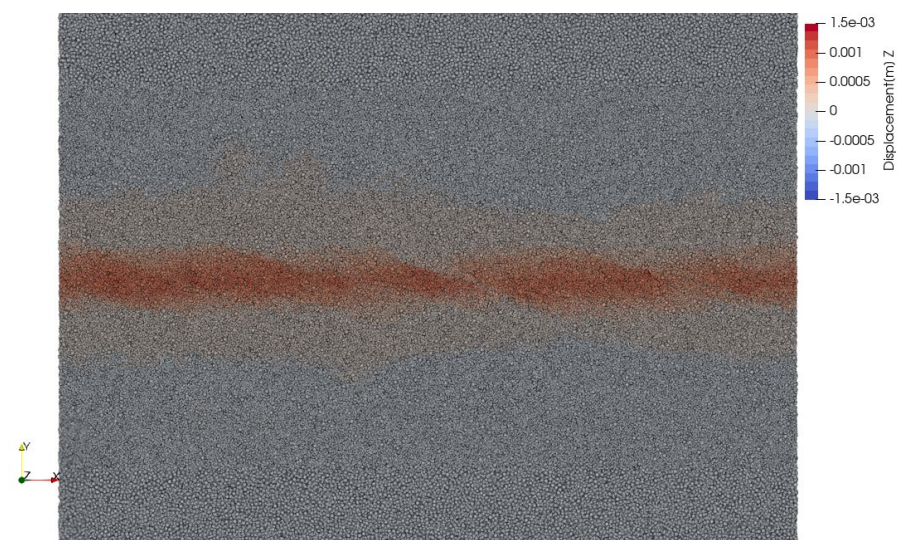


図 4.3.17 Case 20HD の 10mm 変位段階における表層の鉛直変位分布

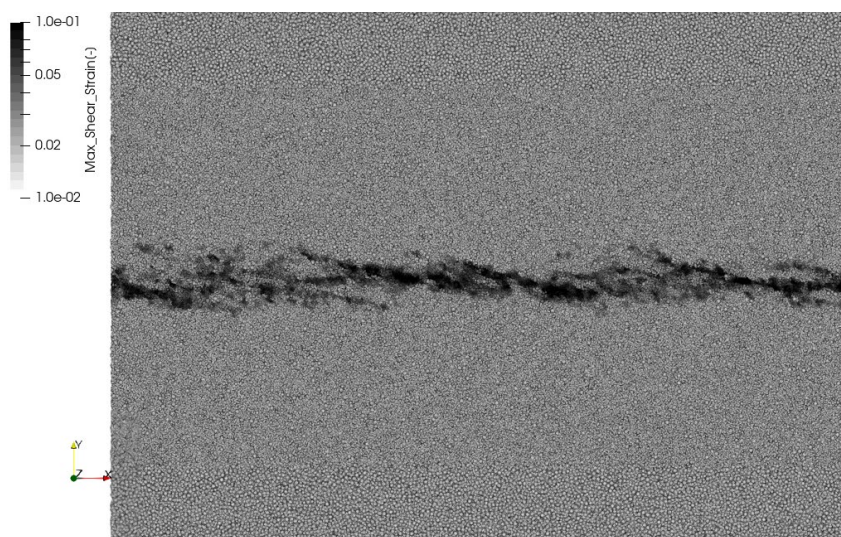


図 4.3.18 Case 20HD の 10mm 変位段階における表層の最大せん断ひずみ分布

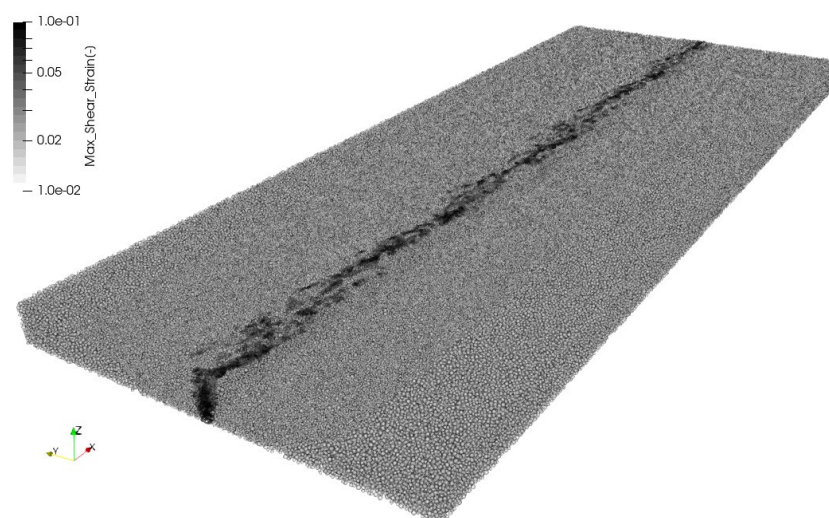


図 4.3.19 Case 20HD の 10mm 変位段階における表層の最大せん断ひずみ分布（鳥観図）

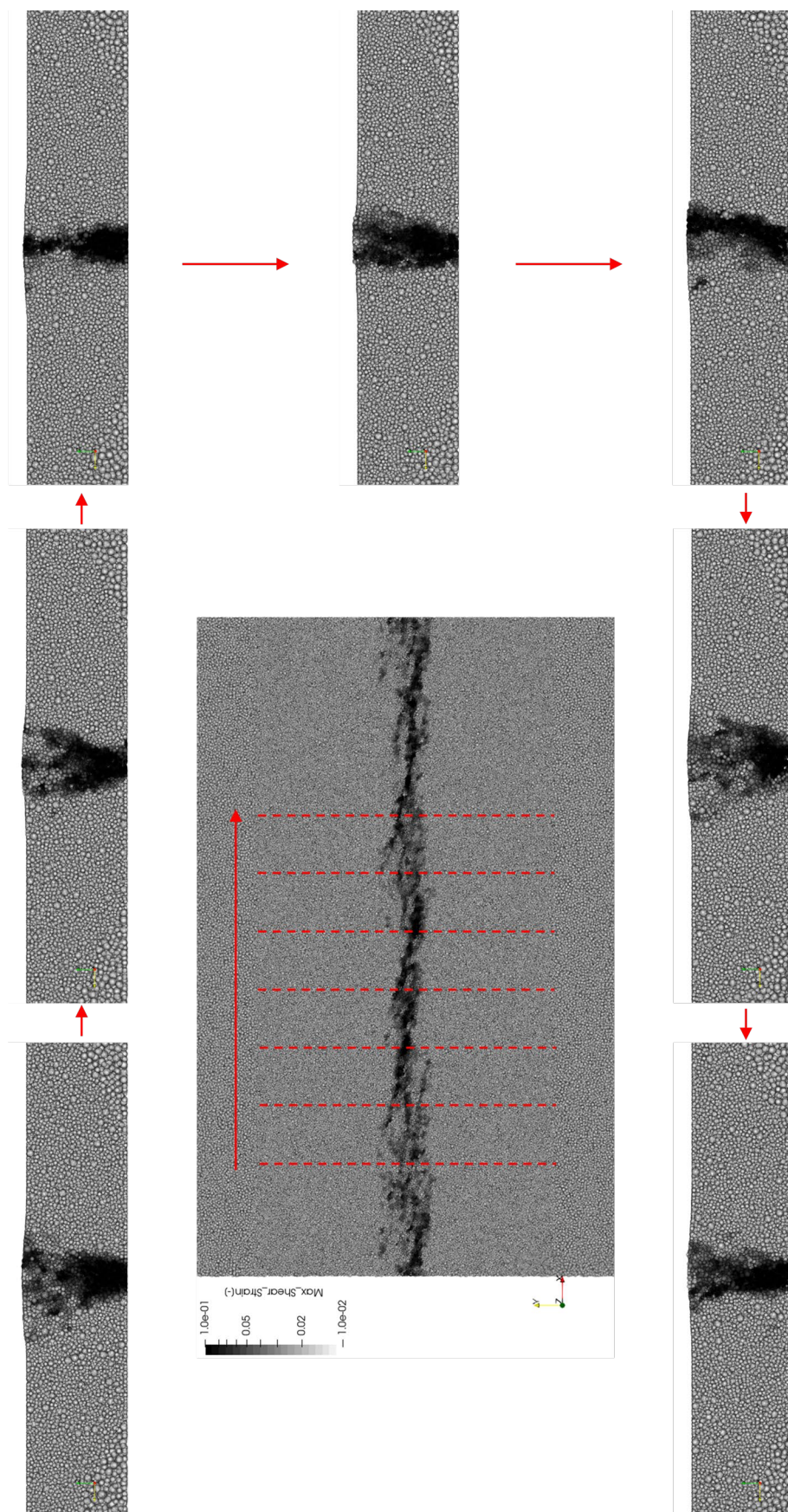


図 4.3.20 Case 20HD の 10mm 変位段階における最大せん断ひずみ分布横断面図

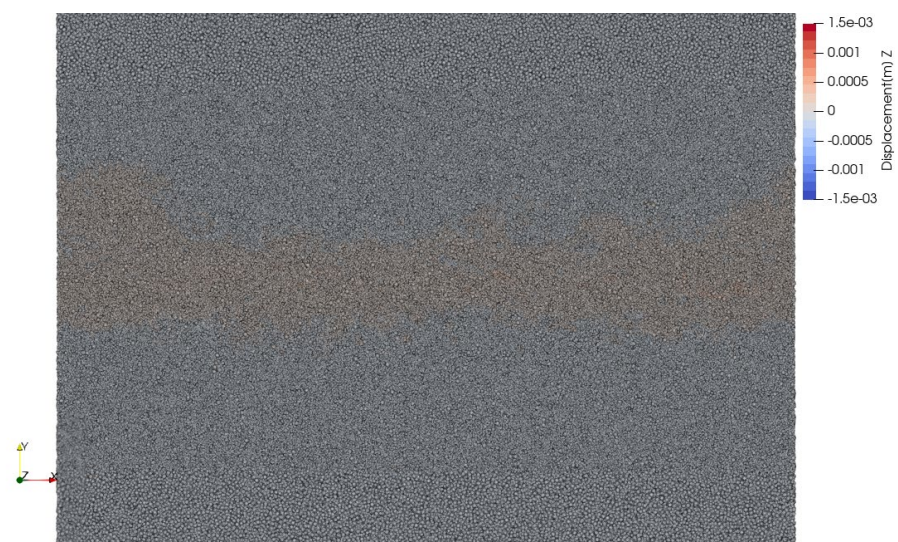


図 4.3.21 Case 30LD の 5mm 変位段階における表層の鉛直変位分布

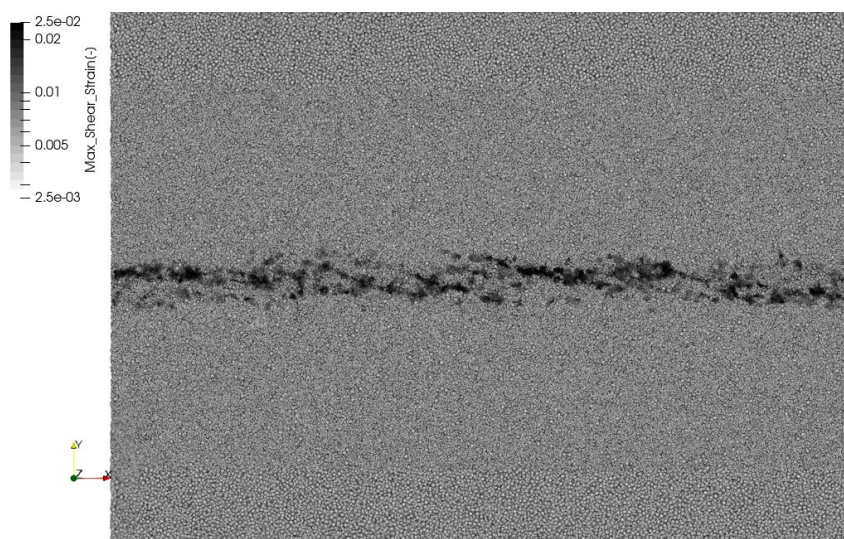


図 4.3.22 Case 30LD の 5mm 変位段階における表層の最大せん断ひずみ分布

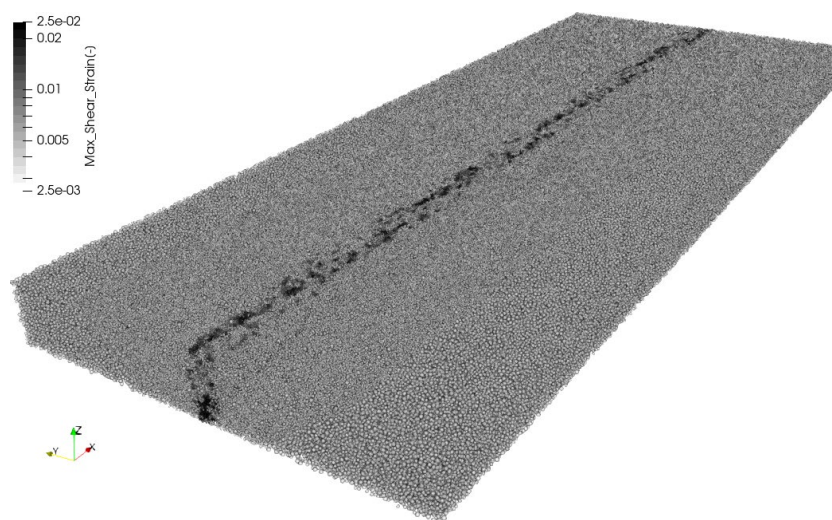


図 4.3.23 Case 30LD の 5mm 変位段階における表層の最大せん断ひずみ分布（鳥観図）

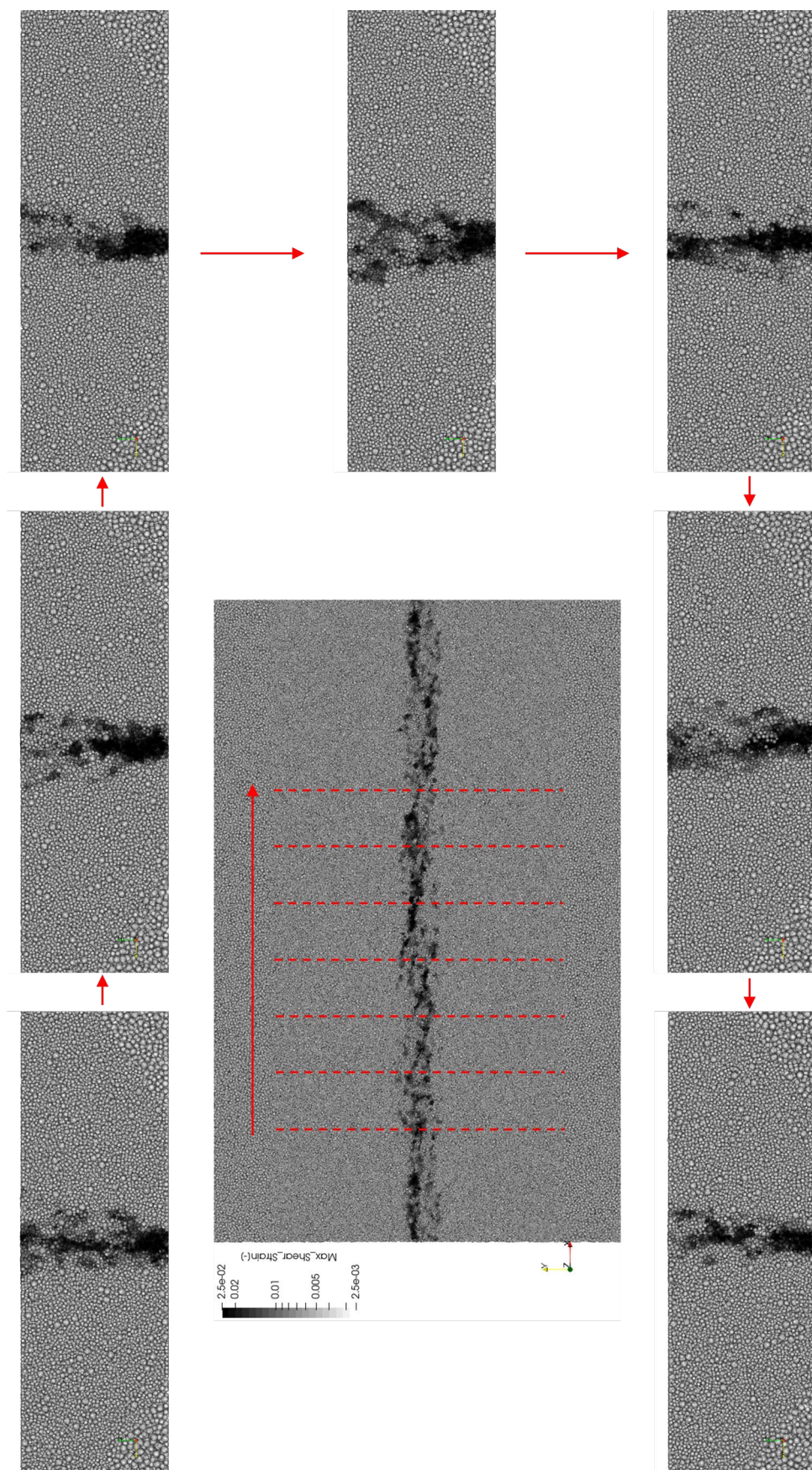


図 4.3.24 Case 30LD の 5mm 変位段階における最大せん断ひずみ分布横断面図

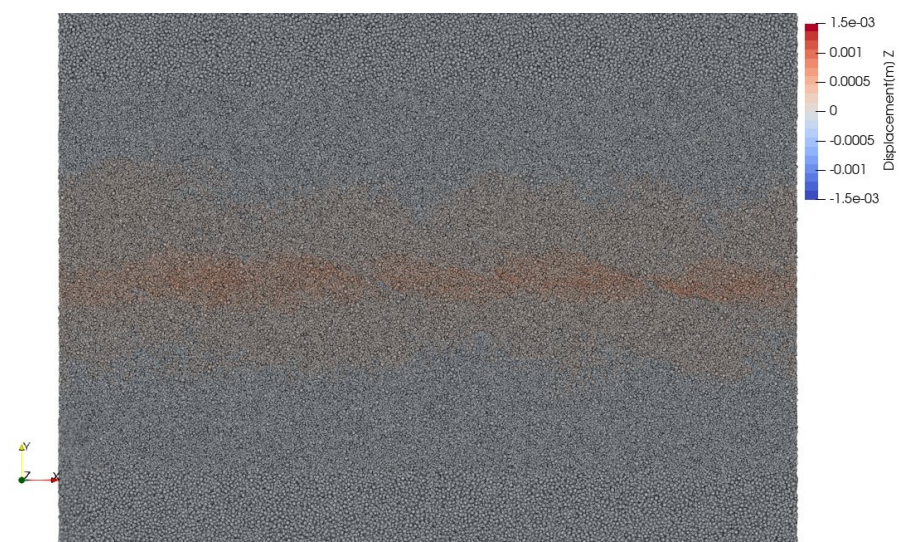


図 4.3.25 Case 30LD の 10mm 変位段階における表層の鉛直変位分布

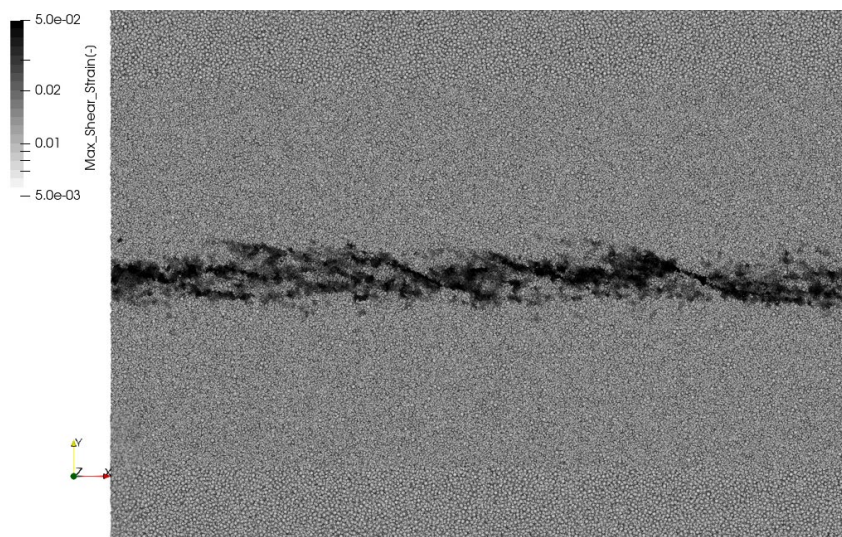


図 4.3.26 Case 30LD の 10mm 変位段階における表層の最大せん断ひずみ分布

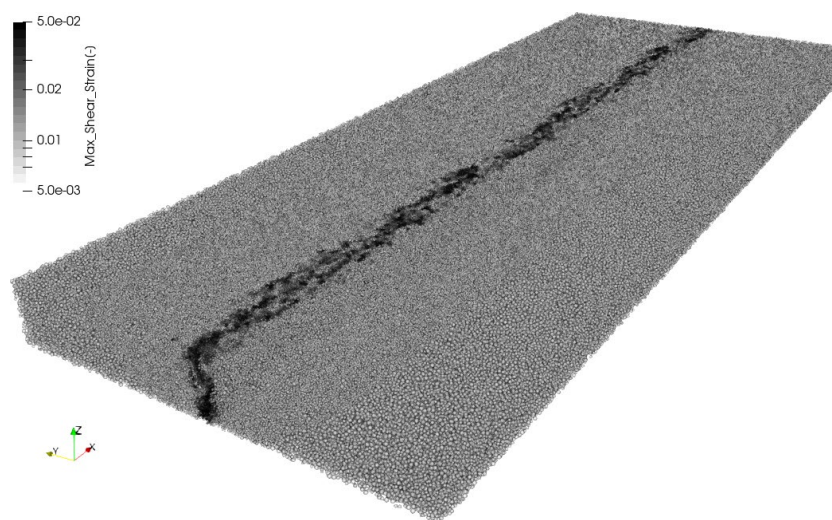


図 4.3.27 Case 30LD の 10mm 変位段階における表層の最大せん断ひずみ分布（鳥観図）

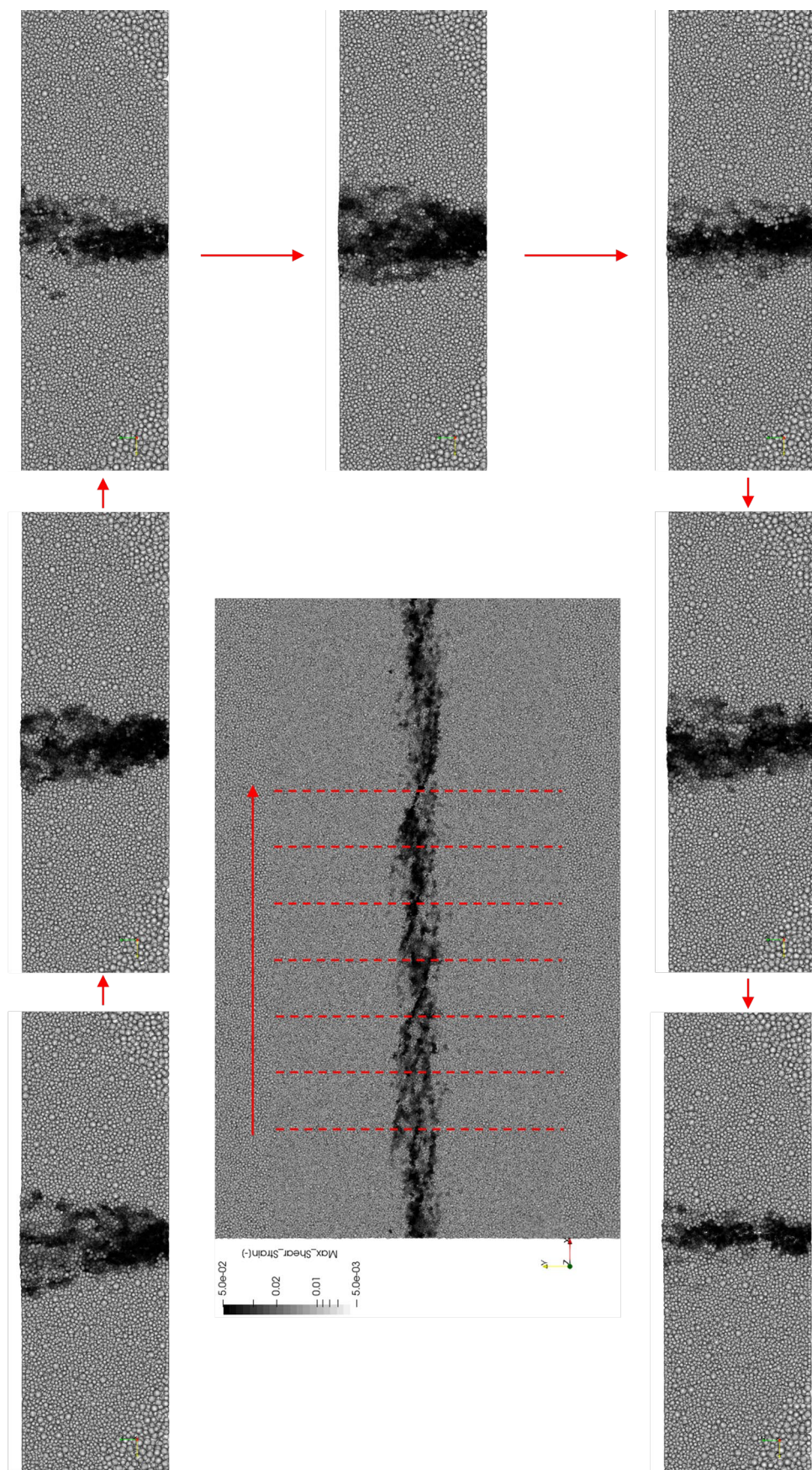


図 4.3.28 Case 30LD の 10mm 変位段階における最大せん断ひずみ分布横断図

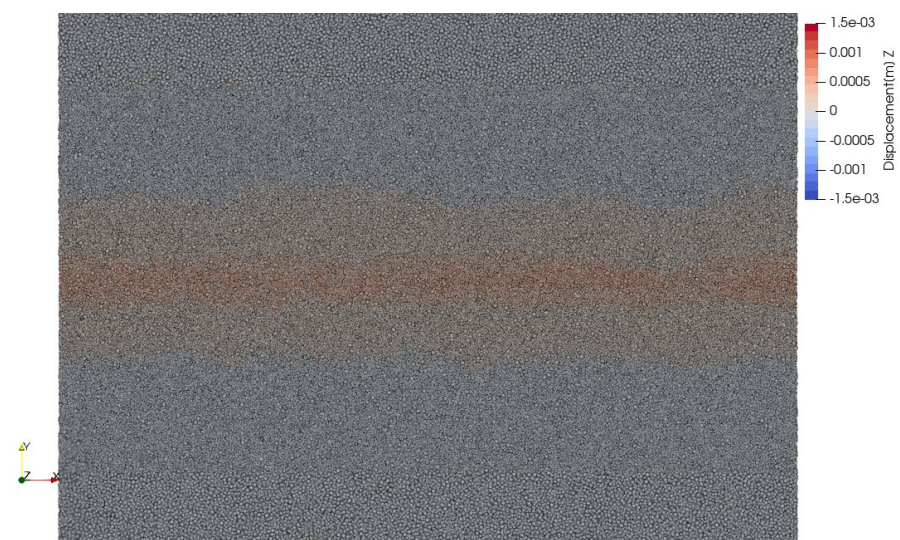


図 4.3.29 Case 30HD の 5mm 変位段階における表層の鉛直変位分布

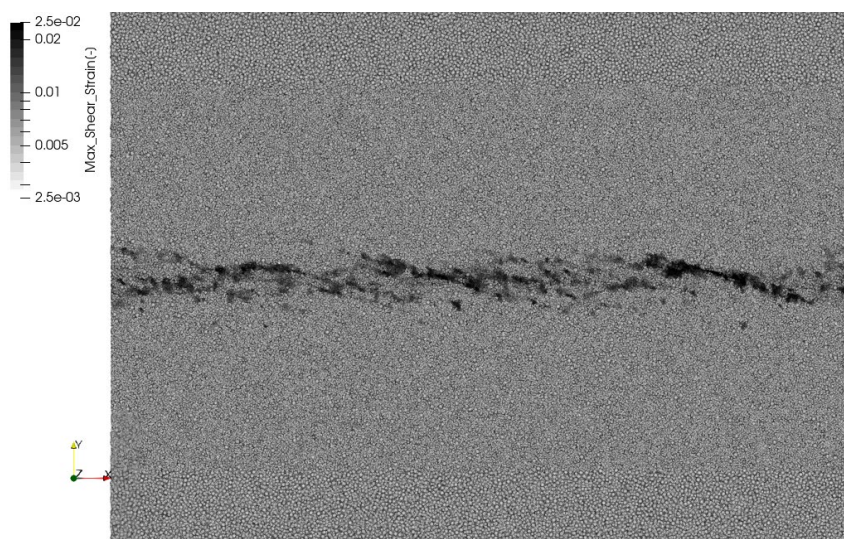


図 4.3.30 Case 30HD の 5mm 変位段階における表層の最大せん断ひずみ分布

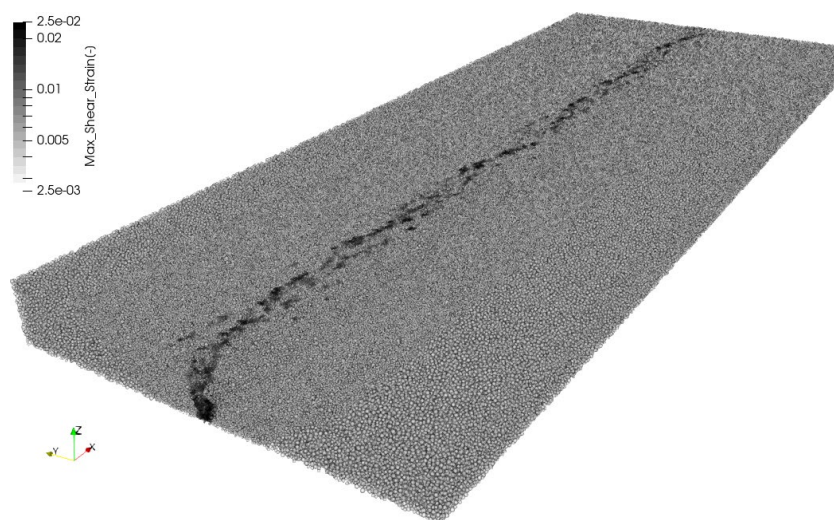


図 4.3.31 Case 30HD の 5mm 変位段階における表層の最大せん断ひずみ分布（鳥観図）

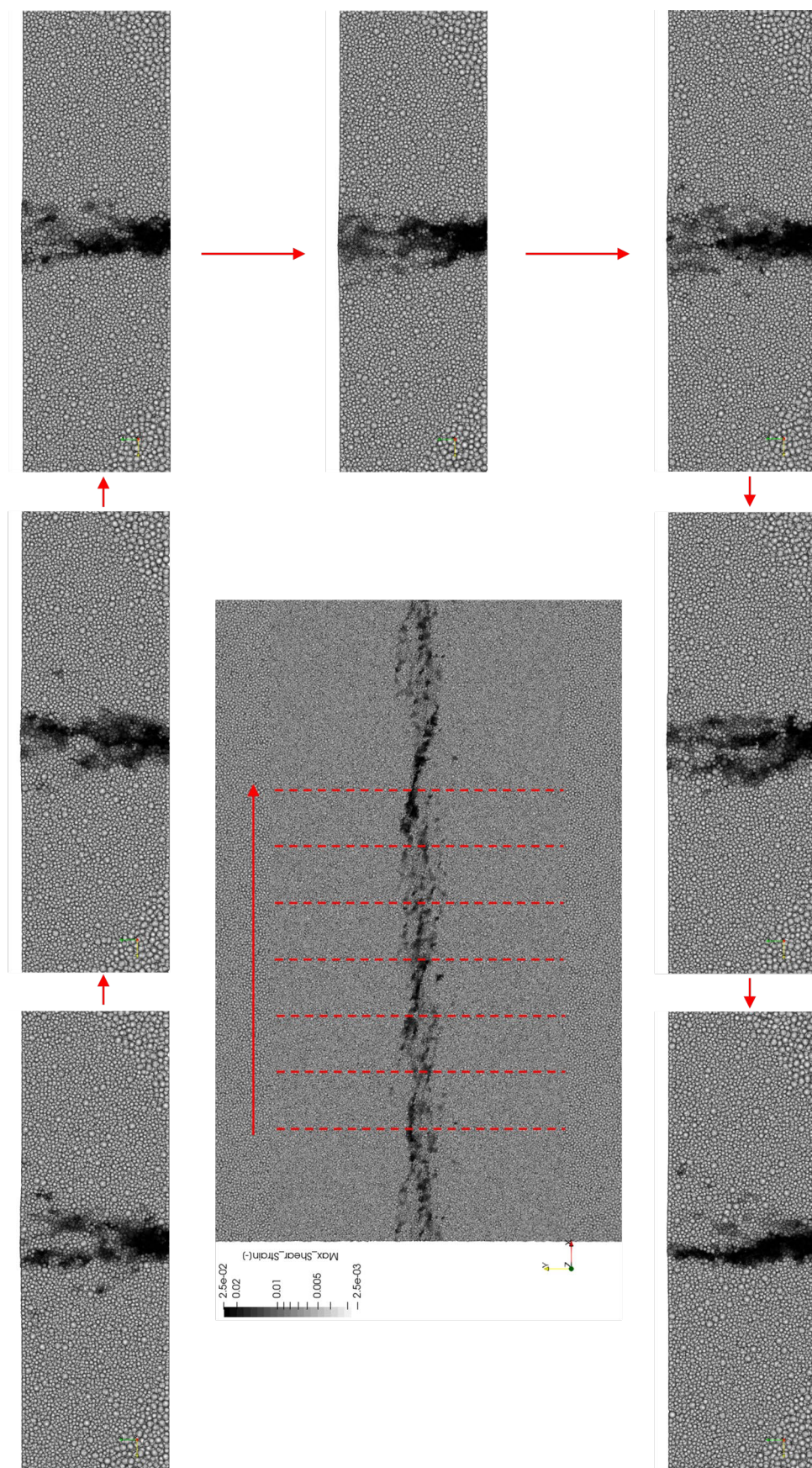


図 4.3.32 Case 30HD の 5mm 変位段階における最大せん断ひずみ分布横断面図

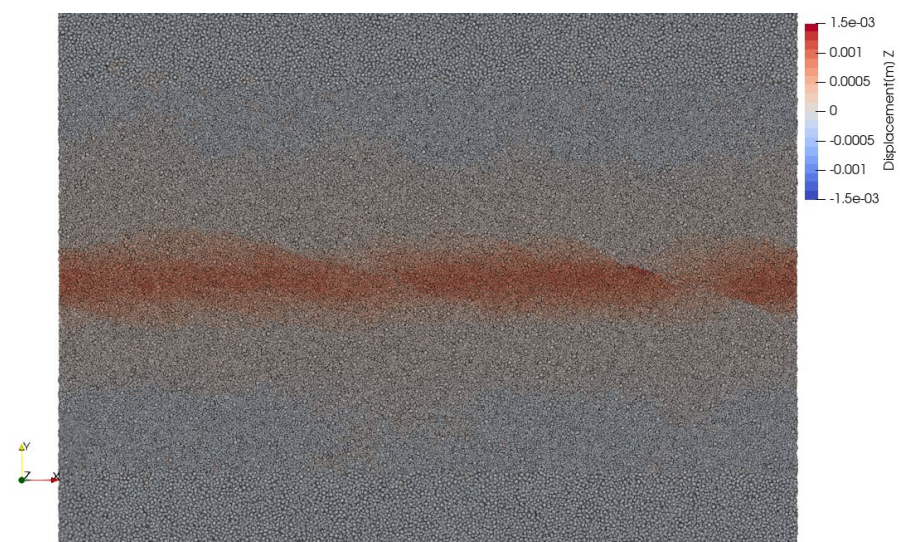


図 4.3.33 Case 30HD の 10mm 変位段階における表層の鉛直変位分布

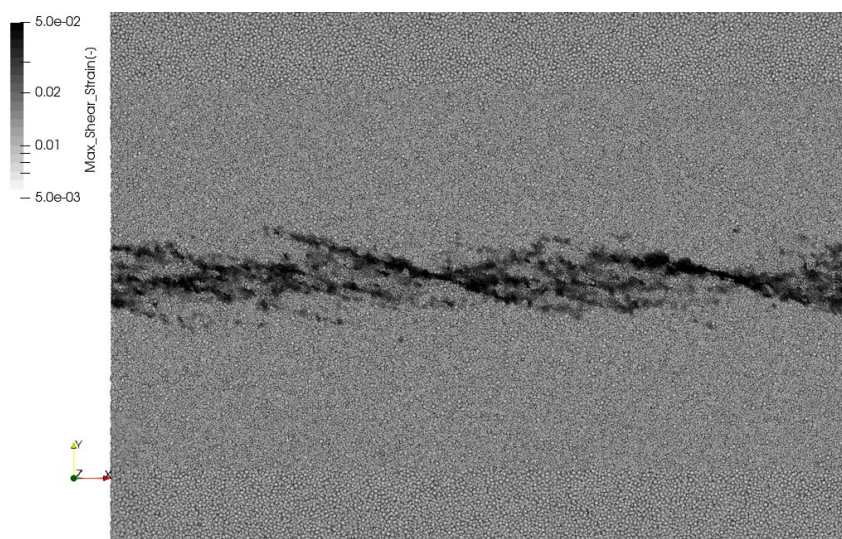


図 4.3.34 Case 30HD の 10mm 変位段階における表層の最大せん断ひずみ分布

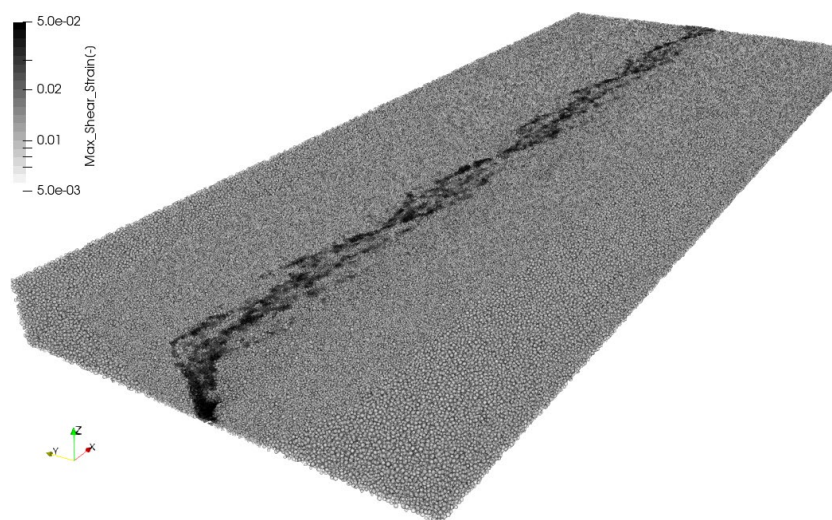


図 4.3.35 Case 30HD の 10mm 変位段階における表層の最大せん断ひずみ分布（鳥観図）

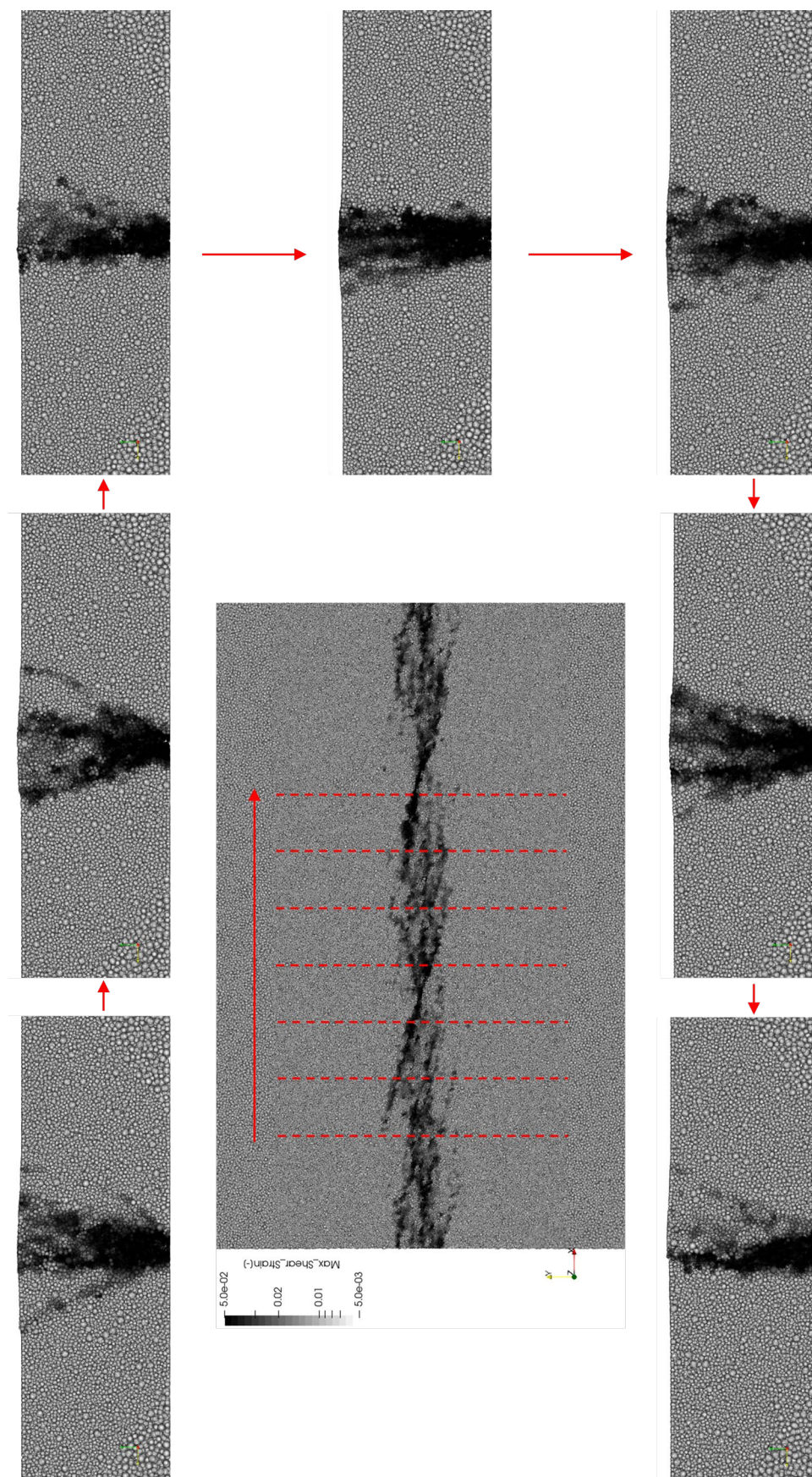


図 4.3.36 Case 30HD の 10mm 変位段階における最大せん断ひずみ分布横断面図

4.3.3. 各ケースの表層変位量の整理

再現解析結果より、各ケースの表層変位量を整理した。個別要素法解析では個々の粒子接触を取り扱っており、最終変位（10mm）段階の時点で接触している粒子間の相対変位の接線方向成分の大きさを計算し、平均粒径 0.9mm の 1/10 を超過する相対ずれ変位を生じている粒子を抽出し、その座標を出力した。図 4.3.37～図 4.3.40 に各解析ケースの表層に生じたずれ量と基盤中心からの（走向と直交する）水平距離の関係を示す。また、表 4.3.2 に各ケースで抽出された表層粒子の最大ずれ量と平均ずれ量の一覧を示す。

整理結果より、密詰条件の方が表層に生じるせん断帯が広く、一方で平均の変位量は小さくなっており、緩詰条件では基盤直上の狭い範囲に変位が集中していることが確認できる。また、層厚が大きくなると表層に生じるせん断帯の幅は広くなり、変位量は小さくなる。

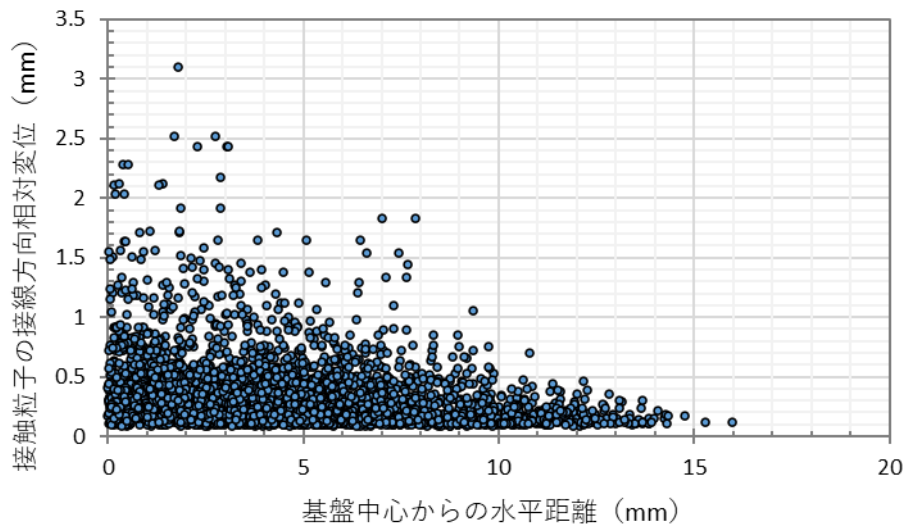


図 4.3.37 Case 20LD の 10mm 変位段階において表層に生じたずれ量の分布

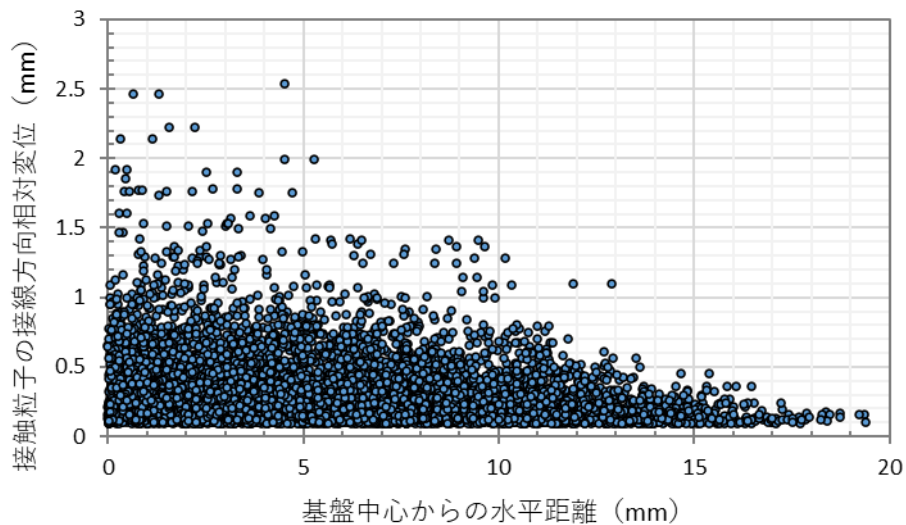


図 4.3.38 Case 20HD の 10mm 変位段階において表層に生じたずれ量の分布

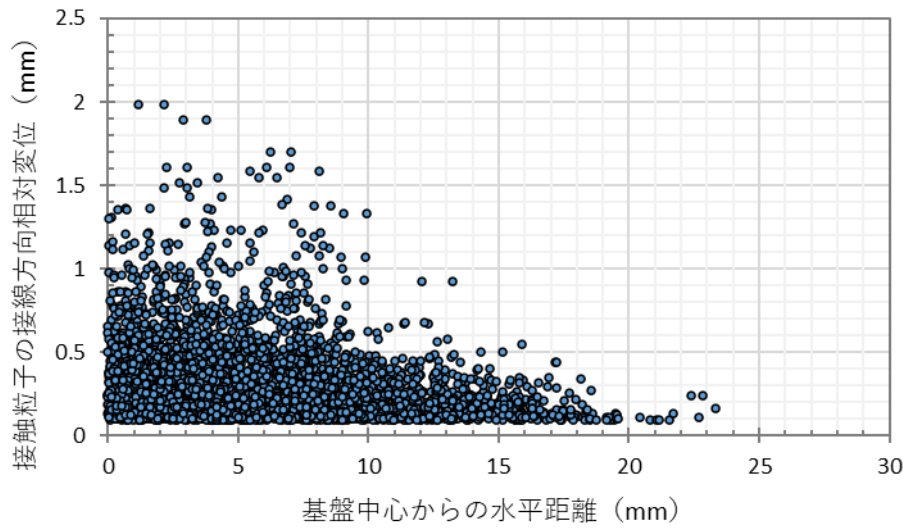


図 4.3.39 Case 30LD の 10mm 変位段階において表層に生じたずれ量の分布

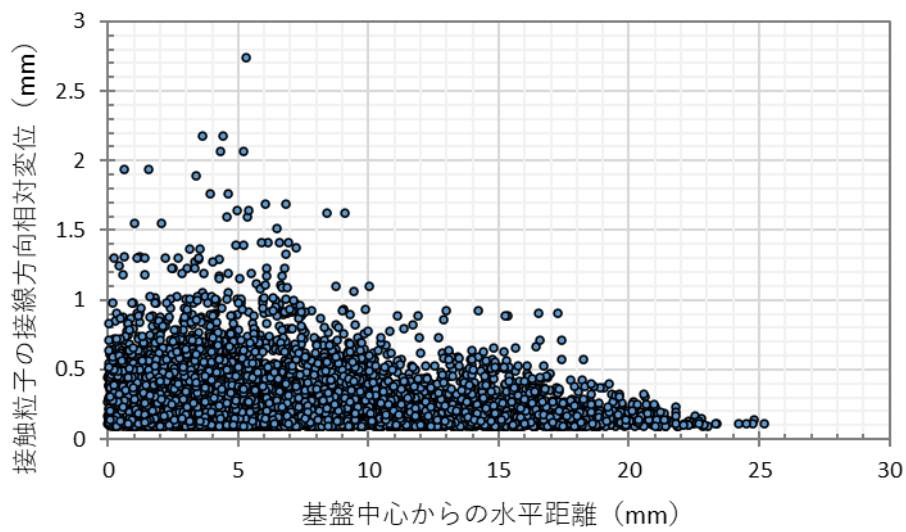


図 4.3.40 Case 30HD の 10mm 変位段階において表層に生じたずれ量の分布

表 4.3.2 各解析ケースの表層変位量の整理結果一覧

ケース名	Case 20LD	Case 20HD	Case 30LD	Case 30HD
最大ずれ量	3.100 mm	2.538 mm	1.982 mm	2.745 mm
平均ずれ量	0.362 mm	0.334 mm	0.316 mm	0.283 mm

4.3.4. 強度の高い条件を想定した検討

再現解析では層厚 30mm の密詰条件の解析結果が最もせん断帯の発達過程が顕著であった。そこで、このケースを対象にして、より強度が高い条件下におけるせん断帯の発達過程を確認する。高強度条件として元の強度条件から粒子間摩擦角を 45 度に変更し、同じ右横ずれ変位入力を行った。図 4.3.41 に地表の最大せん断ひずみ分布、図 4.3.42 に走行方向に 2.5cm 間隔で整理した各位置の横断面における最大せん断ひずみ分布を示し、基底から表層への破壊進展の様子を示す。

表層の最大せん断ひずみの分布からは、走向方向に対して一定傾斜で 1 次せん断面が現れており、1 次せん断面より低角度で交差する 2 次的なせん断面の発生も確認できる。特に強度が大きい条件下では表層に現れる 1 次せん断面の長さが大きくなり、せん断帯の幅が広がる傾向にあることが確認できる。連続する横断面の最大せん断ひずみの分布からは、基盤から大きなひずみを持つせん断面が浅部に向かって広がり、地表に至っていることが確認できる。このせん断面は多次元的な構造を持ち、また、必ずしも基盤の食い違い領域とは連続していないことが確認できる。

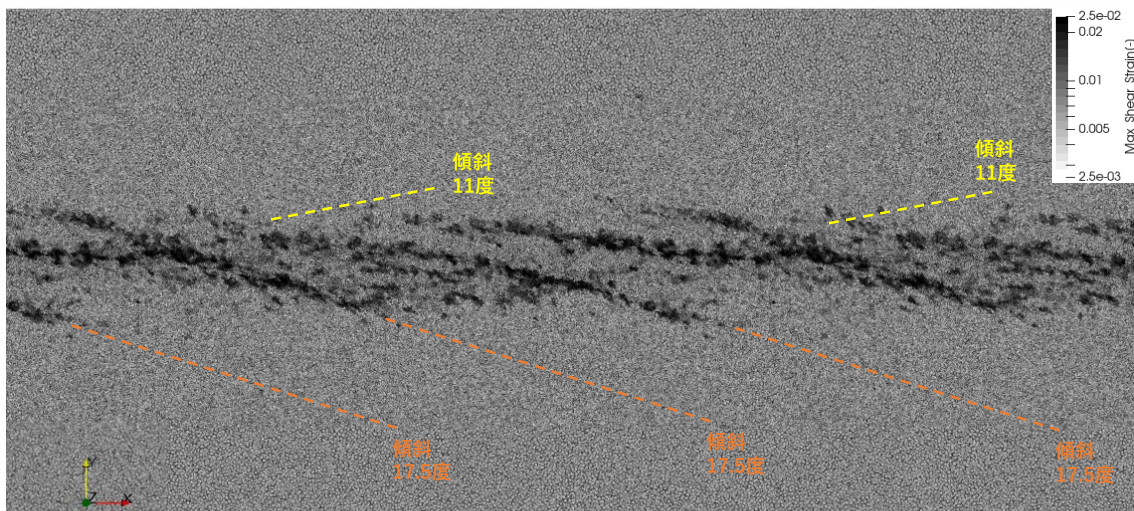


図 4.3.41 層厚 30mm 密詰条件でより高強度条件における表層の最大せん断ひずみ分布

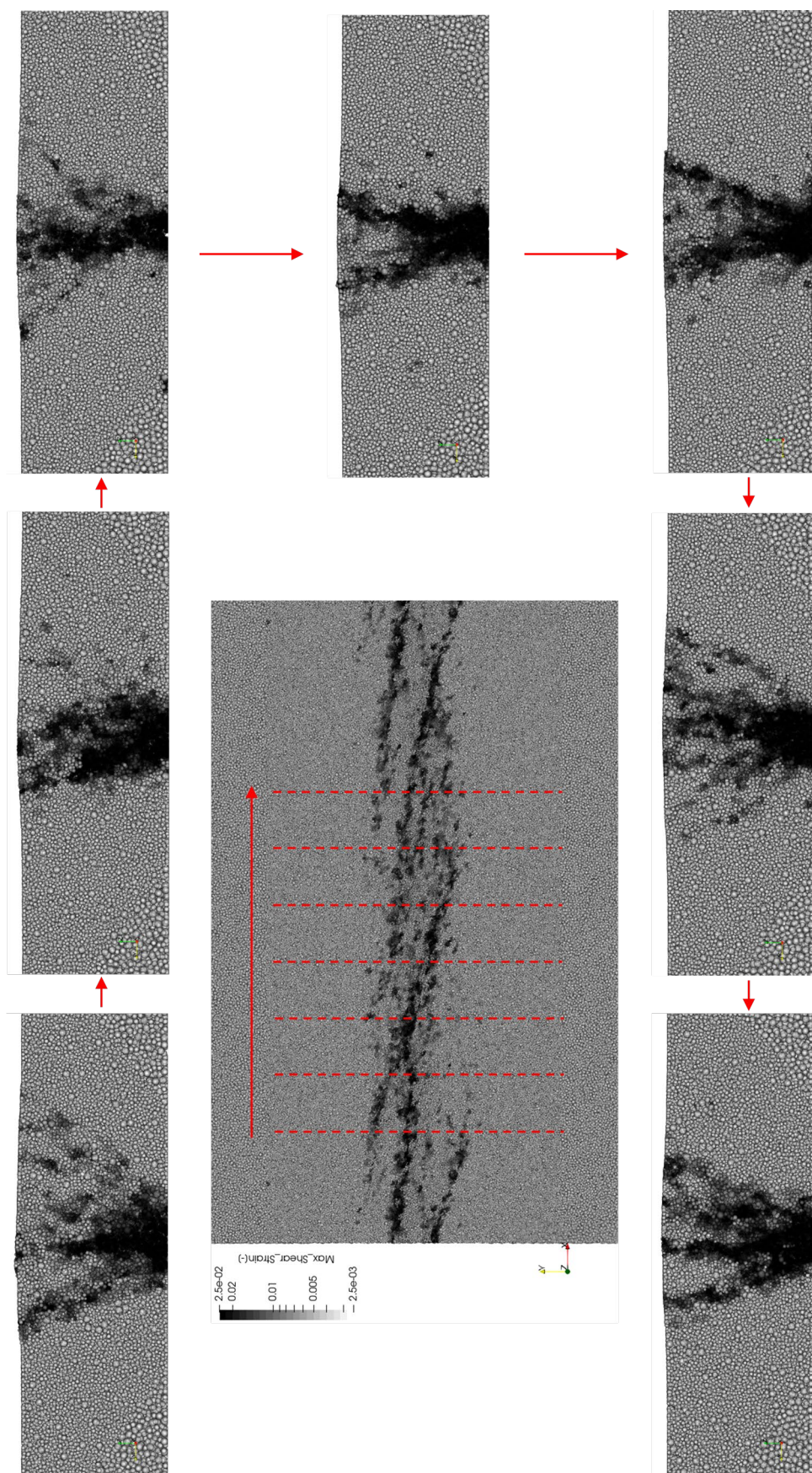


図 4.3.42 層厚 30mm 密結条件でより高強度条件における最大せん断ひずみ分布横断図

4.4. 断層変位に関する数値解析のまとめ

震源断層の破壊による影響が基盤から地表まで至る過程で、不連続面を形成しながら進展するせん断変形は 3 次元的に広がりを持ち、地表にせん断帯を形成することが知られている。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、3 次元個別要素法による再現解析を行い、基盤から地表に至るせん断帯の進展過程について検討した。なお、実験では小麦粉を敷き詰めた堆積層を上載圧密して密詰条件の断層変位過程を取り扱い、解析ではこれに加えて締固め程度の小さい緩詰条件の解析ケースも設定した。

過年度事業（パスコ、2022, 2023）で密な骨格構造を持つ個別要素法モデル地盤は正のダイレイタンシーが大きく、実条件との違いからせん断帯の形成過程にもその影響があることが確認されており、今年度は実供試体と同じ間隙率となるように解析モデルを作成している。そのため、密詰条件と緩詰条件では間隙率が異なるが強度パラメータは同一とし、それぞれの締め固め条件で層厚 2cm と 3cm の解析モデルを作成し、合計 4 ケースの数値解析を行った。なお、個別要素法解析における強度パラメータは物性試験結果を参照し、要素シミュレーションを行って内部摩擦角と粘着力を再現することで設定した。

実施した数値解析の結果、得られた成果を以下に示す。

- ◆ 実供試体材料である小麦粉の粒子形状や粒度条件と球体を仮定し粒径分布幅を狭めた解析モデルの違いから、間隙率の条件を揃えてもダイレイタンシーの大きさには差異が生じることになる。特に疎な骨格構造モデルであるため、少ない接触点間で大きな摩擦力や付着力を考慮する必要がある。
- ◆ 密詰と緩詰の両モデルの要素シミュレーション結果からは大きな負のダイレイタンシーが確認されている。しかし、室内模擬実験の再現解析ではそのような傾向は確認されず、基盤直上のせん断帯では周期的な隆起が生じている。これは断層変位過程では要素シミュレーションで考慮する上載拘束圧が作用していないためと考えられる。
- ◆ 断層変位によって生じるせん断ひずみは基盤深度で最も大きく、地表に近づくほど小さくなるが、浅部に向けてひずみを局所化しながら 3 次元的な広がりを持ち、地表面に周期的なせん断帯を形成する。このせん断帯は地盤強度の大きい密詰条件で広く、強度の小さい緩詰条件で狭い。
- ◆ 基盤から進展するせん断変位が地表に至ると、はじめに 1 次せん断面が生じるが、その方向は走向方向に対して一定の傾斜を持ち、内部摩擦角と関係があることが知られている。浅部の応力は平面応力的であり、主応力方向との関係から亀裂方向は強度と関係している。この 1 次せん断面と走向方向が成す角度は密詰条件と緩詰条件ではほぼ同じであり、この傾向は室内模擬実験の結果と整合的である。
- ◆ 緩詰条件を対象とした再現解析ケースでは、地盤強度が小さいためせん断帯の幅が狭く、層厚の違いによる影響が相対的に小さい。そのため 2 次的なせん断面の形成も小さな変位段階で生じ、走向方向に沿って蛇行する脆性的なせん断帯を形成する。一方で、密詰条件では 1 次せん断面が長く、亀裂がよりはっきりとしており、基盤から浅部への破壊進展の範囲が広がりを持っている。

- ◆ 地表の鉛直変位分布から周期的なブロック状の隆起が認められ、強度が大きい密詰条件でははっきりとした食い違いが確認でき、深部から浅部にかけて亀裂が形成されていることが確認できている。この傾向はより高強度の条件の解析で顕著となり、せん断帯の範囲も拡大する。表層に現れたせん断面が必ずしも深部と繋がっていないことも確認できる。
- ◆ 高強度条件モデルのようにせん断帯の幅の大きい条件の解析結果からは、図 4.4.1 に示すように室内模擬実験で見られた表層変状と似た亀裂構造が生じていることが確認できる。一方で、実験結果のせん断帯はより広く、亀裂進展が連続的でブロック単位で隆起を生じており、鉛直変位量も大きい。
- ◆ 実験結果と解析結果に見られるせん断帯の規模や鉛直変位量の違いを小さくするためには、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が重要である。一方で、基盤から浅部に至る破壊進展現象は再現されており、様々な強度条件や境界条件下でどのような表層変状が現れるのか、せん断帯の規模や副断層発生の有無などを検討する上で数値解析の適用は有力である。

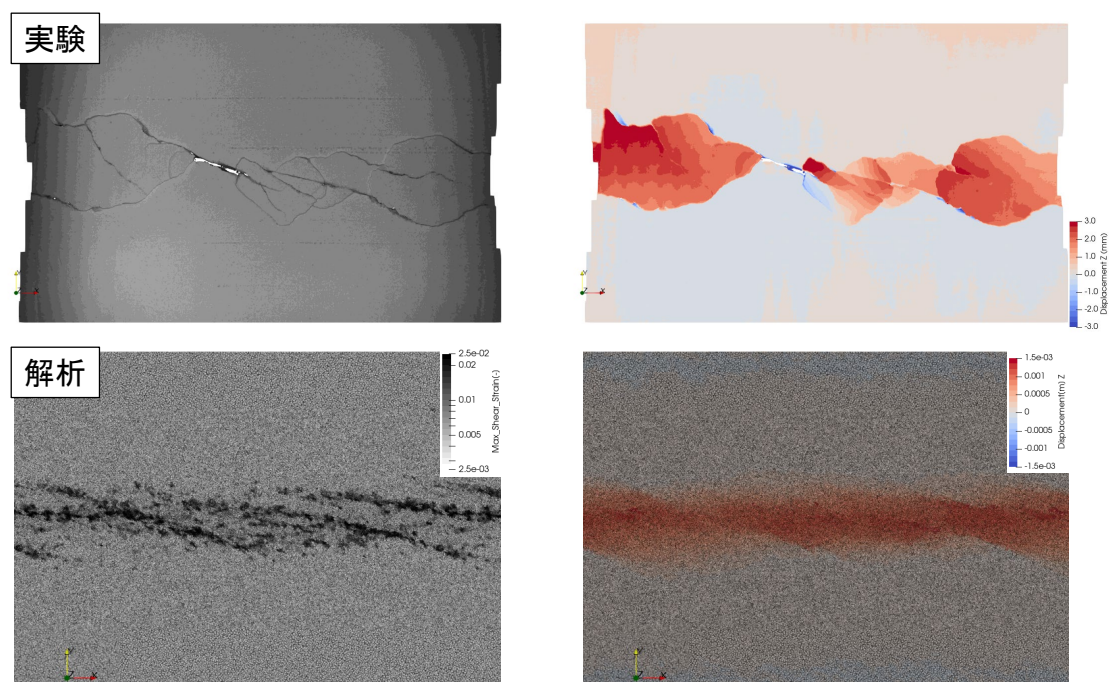


図 4.4.1 模型実験で地表に見られる表層変状と解析結果の比較

上段:室内模擬実験、下段:数値解析、左側:表層の亀裂分布、右側:表層の鉛直変位分布

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 (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)事業報告書,令和3年3月.
- 3) 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.
- 4) パスコ (2023), 令和4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5年3月.
- 5) 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.
- 6) 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.
- 7) 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 確率論的断層変位評価に関する検討

5.1. 既往研究によるデータや経験式の整理

確率論的断層変位ハザード解析 (PFDHA) は、Youngs et al. (2003)によりそのフレームが示され、評価地点において想定される断層が主断層 (principal fault) か副断層 (distributed fault) かでそれぞれのモデルを適用する。本章では、過年度事業において、トレンチ調査を行ってきた副断層が発生したと考えられる調査地点を評価対象とするため、副断層を対象としたモデル構成式を適用することになる。

主断層から r 離れた地点における副断層の場合、副断層変位 d がある値 d_0 を超える確率 $v(d \geq d_0)$ は(式 5.1.1)で表される (例えば Petersen et al., 2011)。

$$v(d \geq d_0) = \alpha P(sr \neq 0|m) \int_r P(d \neq 0|r, m) P(d \geq d_0|r, m, d \neq 0) f_R(r) dr \cdots \text{(式 5.1.1)}$$

ここで、 α : マグニチュード m の地震の再来間隔の逆数、 $f_R(r)$: 断層位置のばらつき、 $P(sr \neq 0|m)$: マグニチュード m の地震で地表地震断層が出現する確率、 $P(d \neq 0|r, m)$: 副断層変位 d が 0 以外の確率、 $P(d \geq d_0|r, m, d \neq 0)$: 副断層変位 d がある値 d_0 を越える条件付き確率である。

過年度事業で LC-InSAR も含めてより広い範囲で変状が確認された 2016 年熊本地震は、震源断層面は傾斜しているが、横ずれ断層と考えられることから適用する PFDHA 構成式も横ずれ断層の副断層を対象とした評価式となる。副断層関連の PFDHA 構成式が整理されているのは正断層系の Youngs et al. (2003)、横ずれ断層系の Petersen et al. (2011)、国内地震を対象とした高尾・他(2013)のほかに、過年度事業(構造計画研究所, 2020)では、LC-InSAR の成果も踏まえて構成モデルの検討が行われた。また、最近では Valentini et al. (2021) による PFDHA ベンチマークプロジェクトの紹介や西坂・他 (2023) による SSHAC レベル 3 ガイドラインを国内で初めて適用した伊方サイトでの震源特性モデルを活用した確率論的断層変位ハザード解析を実践した報告もある。

構造計画研究所(2020)では副断層変位距離減衰式は追加したデータが少なかったため、大きな違いはみられなかったが、今回は 2 章の測地学的手法で大幅なデータの追加ができることから、あらためて構成式による違いを検討するために、Petersen et al. (2011) および高尾・他 (2013, 2014) を中心として副断層に関する既往研究で示されている構成式の検討を行った上で、ハザード試計算を実施した。

$P(sr \neq 0|m)$ については、(式 5.1.2)で与えられる。

$$P = \frac{e^z}{1+e^z} \cdots \cdots \cdots \text{(式 5.1.2)}$$

$$z = -12.51 + 2.053 Mw \cdots \cdots \cdots \text{(式 5.1.3)}$$

$$z = -32.03 + 4.90 Mw \cdots \cdots \cdots \text{(式 5.1.4)}$$

(式 5.1.3)が Petersen et al. (2011)によるグローバル横ずれ地震、(式 5.1.4)が高尾・他(2013)による国内地震を対象とした(式 5.1.2)における z となる。

$P(sr \neq 0|m)$ に関しては、副断層変位出現確率を求めるにあたり、Petersen et al. (2011)や高尾・他(2013)では、Youngs et al. (2003)にならい検討対象域をある大きさのセルに区分し、副断層が含まれるセルとそうでないセルにわけて主断層からの距離を求める。Petersen et al. (2011) では主断層からの距離ごとに副断層が含まれるセルの割合（副断層の含まれているセル数を全セル数で割る）を求め、得られた割合の分布に対して指数関数で回帰を行っている。高尾・他 (2014) では格子サイズ依存性を考慮し、整理したセルのデータセット（25m、50m、250m、500m セル）に対して、主断層からの距離を変数としたロジスティック分析により出現確率を求めている。ここではこれをグリッド法と呼ぶ（Nurminen et al., 2020）。グリッド法では、評価対象の大きさにより適切なグリッドサイズを考慮する必要がある。これに対して、主断層からの距離に着目した出現率の構成式がある（ここではスライス法と呼ぶ、 Nurminen et al., 2020）。図 5.1.1 にグリッド法とスライス法の違いを示す。

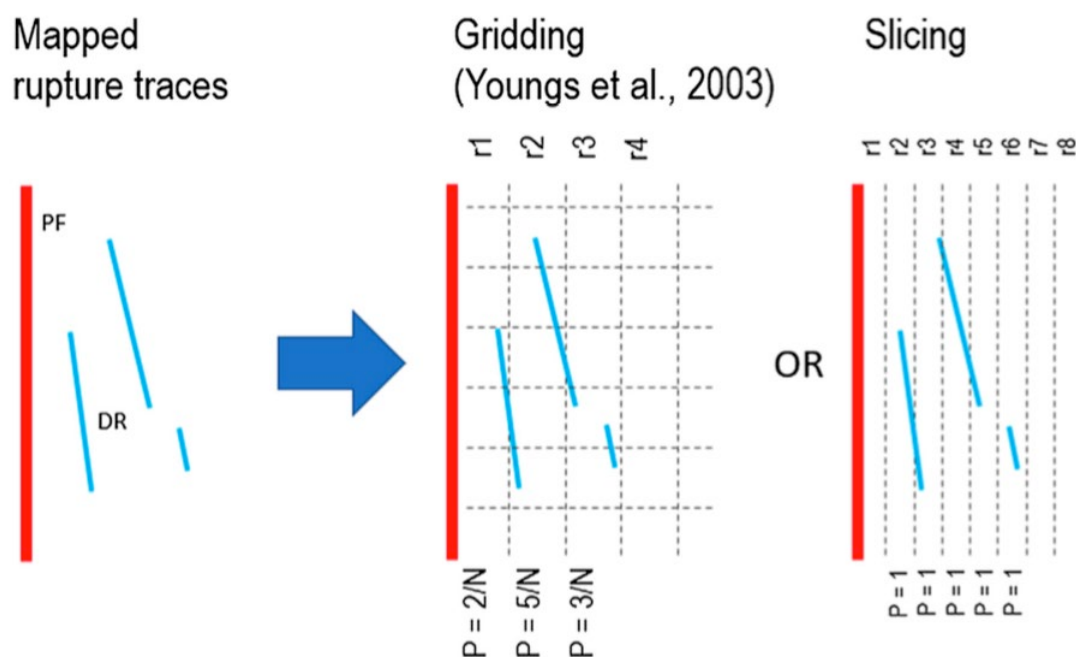


図 5.1.1 グリッド法とスライス法の違い(Nurminen et al., 2020)

$P(d \geq d_0|r, m, d \neq 0)$ については、副断層変位距離減衰式より求められるが、副断層変位距離減衰式が主断層の最大変位（ MD ）もしくは平均変位（ AD ）で正規化されているため、以下のような断層変位を与える経験式とのコンボリューションが必要となる。

$$h(d) = \int_0^{\infty} f\left(\frac{d}{x}\right) g(x) \frac{1}{x} dx \dots\dots\dots (式 5.1.5)$$

x は最大変位（ MD ）もしくは平均変位（ AD ）、 $f(d/x)$ 、 $g(x)$ はそれぞれ、副断層変位距離減衰式の確率密度関数の導関数、最大変位もしくは平均変位を与える式の確率密度関数である。

副断層に関連した既往 PFDHA モデルを表 5.1.1 に示す。

表 5.1.1 既存論文による副断層に関連した PFDHA モデル

評価対象	副断層変位出現確率	副断層変位距離減衰式	論文
正断層（グローバル）	グリッド法	ガンマ分布(d/MD)	Youngs et al. (2003)
横ずれ断層（グローバル）	グリッド法	対数正規分布(d/AD 、マグニチュード回帰式)	Petersen et al. (2011)
逆断層（グローバル）	スライス法・Monte Carlo 法	指数関数（最近傍主断層鉛直変位、最短距離、マグニチュード）	Nurminen et al. (2020)
横ずれ・逆断層（日本）	グリッド法	ガンマ分布(d/MD , d/AD)	高尾・他(2013, 2014)
横ずれ断層（グローバル）	-----	二項指数分布(d/AD)	Chen and Petersen (2019)

5.2. 確率論的断層変位ハザード評価で用いられる経験式の検証

2 章や 3 章で検討された副断層に関する情報を既往のデータセットに加え、前節で述べた既往の PFDHA 構成モデルの検討を行う。

5.2.1. 副断層変位出現確率

LC-InSAR による 2016 年熊本地震の副断層分布を含めた副断層出現率は過年度事業（構造計画研究所, 2020）で検討している。

過年度事業（構造計画研究所, 2020）では、グリッド法を用いて震源域近傍を 500m セルに区分し、副断層が含まれるセルを求め、Petersen et al. (2011)および高尾・他(2014)で用いられているそれぞれの方法で回帰を行っている。

$$z = -3.825 - 0.975 \ln(r + 0.100) \cdots \cdots \cdots \text{(式 5.2.1)}$$

$$z = -2.629 - 0.554 \ln(r + 0.100) \cdots \cdots \cdots \text{(式 5.2.2)}$$

(式 5.2.1)、(式 5.2.2)はそれぞれフィールドデータのみと LC-InSAR データを加えた結果である。ここで、 r は主断層からの距離（km）である。

次に Petersen et al. (2011)による方法で得られた出現確率を示す。

$$\ln(P) = -2.271 - 0.399 \ln(r) \cdots \cdots \cdots (式 5.2.3)$$

$$\ln(P) = -1.689 - 0.220 \ln(r) \cdots \cdots \cdots (式 5.2.4)$$

(式 5.2.3)、(式 5.2.4)はそれぞれフィールドデータのみと LC-InSAR データを加えた結果である。ここで、 r は主断層からの距離 (m) である。

ここではあらたにスライス法を用いて、主断層から 500m 毎に区分した領域に副断層が含まれるかどうかを整理して、副断層変位出現確率を求めた。過年度事業（構造計画研究所, 2020）と同様に 2016 年熊本地震では LC-InSAR（小俣・他, 2017）によって得られた副断層分布を加えたデータセットと、フィールド観測のみによるデータセットに分けてそれぞれ回帰を行った。回帰分析で得られた出現確率を(式 5.2.5)から(式 5.2.8)に示す。

$$z = -1.014 + (-2.500 + 0.220Mw) \ln(r + 0.250) \cdots \cdots \cdots (式 5.2.5)$$

$$z = -0.788 + (-1.478 + 0.123Mw) \ln(r + 0.200) \cdots \cdots \cdots (式 5.2.6)$$

$$\ln(P) = -0.376 - 0.139 \ln(r) \cdots \cdots \cdots (式 5.2.7)$$

$$\ln(P) = -0.194 - 0.170 \ln(r) \cdots \cdots \cdots (式 5.2.8)$$

ここで、 r は主断層からの距離 (m)である。(式 5.2.5)、(式 5.2.6)は Youngs et al. (2003)によるフィールドデータのみ、LC-InSAR を加えた副断層変位出現確率、(式 5.2.7)、(式 5.2.8)は Petersen et al. (2011)によるフィールドデータのみ、LC-InSAR を加えた副断層変位出現確率である。図 5.2.1 および図 5.2.2 グリッド法、スライス法で得られた出現確率をそれぞれ示す。

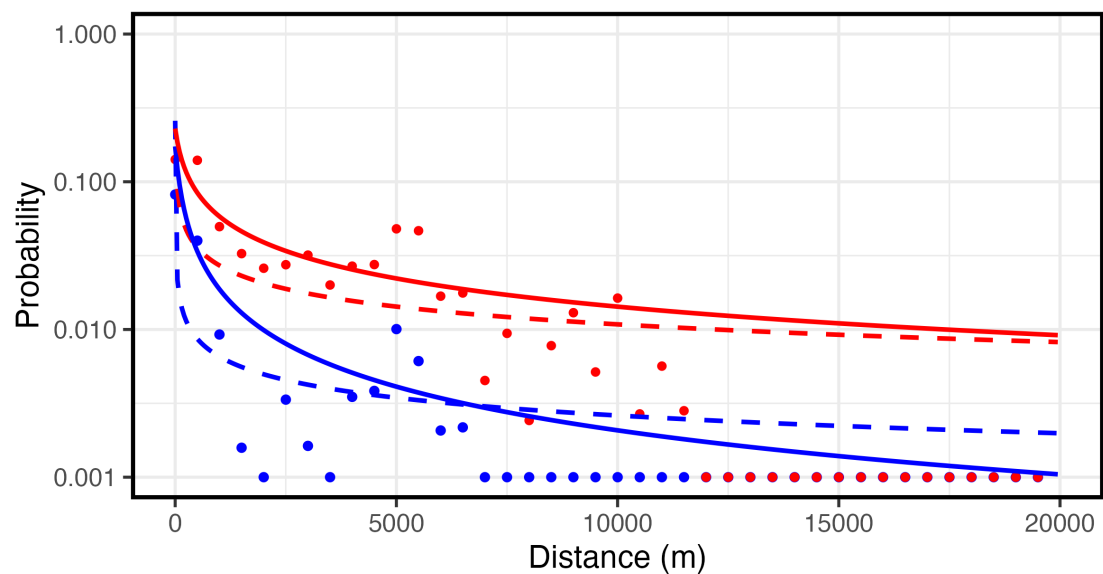


図 5.2.1 グリッド法による副断層変位出現確率（構造計画研究所, 2020）。青丸はフィールドデータによる副断層変位出現割合、赤丸は 2016 年熊本地震の LC-InSAR を加えた副断層変位出現割合を示す。青実線・青破線はフィールドデータに対するロジスティック・指数回帰結果（(式 5.2.1)および(式 5.2.3)）。赤実線・赤破線は LC-InSAR ならびにフィールドデータに対するロジスティック・指数回帰結果（(式 5.2.2)および(式 5.2.4)）。

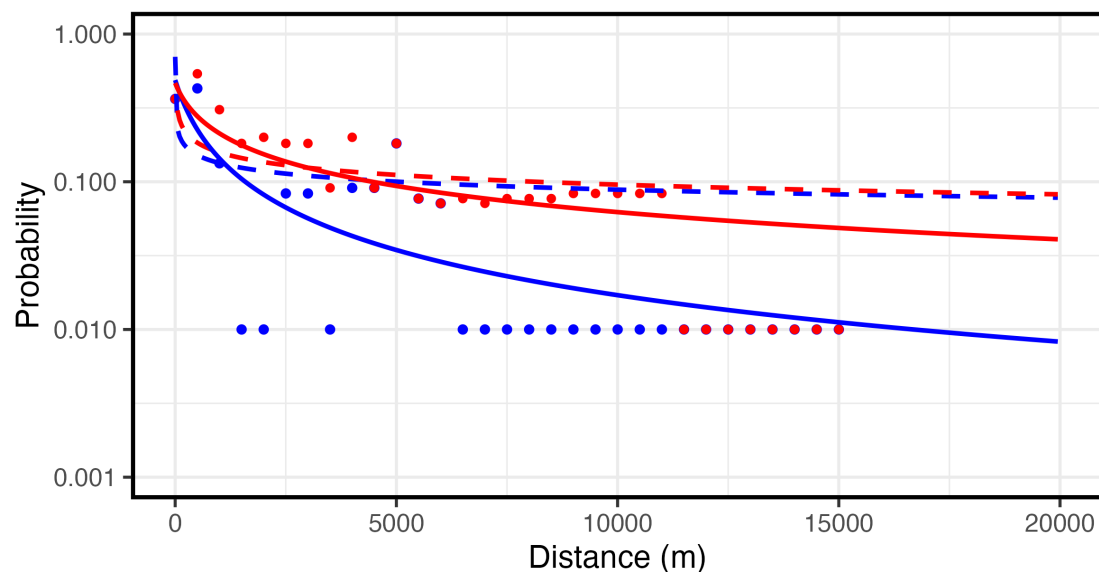


図 5.2.2 スライス法による副断層変位出現確率。青丸はフィールドデータによる副断層変位出現割合、赤丸は 2016 年熊本地震の LC-InSAR を加えた副断層変位出現割合を示す。青実線・青破線はフィールドデータに対するロジスティック・指数回帰結果（(式 5.2.4)および(式 5.2.7)）。赤実線・赤破線は LC-InSAR ならびにフィールドデータに対するロジスティック・指数回帰結果（(式 5.2.6)および(式 5.2.8)）。

スライス法による副断層変位出現確率（図 5.2.2）では、LC-InSAR による副断層データの有無の影響がグリッド法（図 5.2.1）に比べて小さい。グリッド法では実際に副断層が発生していないグリッドでもスライス法では副断層が発生している評価となるため（図 5.1.1 参照）、非常に大きな出現確率となる。このため Nurminen et al. (2020)では、ハザード解析においては、データセットの解析から得られている主断層・副断層長さ比率から、副断層の全長を求め、副断層長で分割される個々の副断層を Monte Carlo シミュレーションで主断層沿いに配置することで、全シミュレーション結果に対して、評価対象サイトに副断層が含まれている割合を用いている。

AIC(赤池情報量規準)や回帰結果の標準誤差などを参考に、次節のハザード試解析では更新モデルとしてグリッド法で得られた(式 5.2.2)を副断層変位出現確率として用いる。これに対して、既存モデルとして(式 5.2.1)を用いる。

5.2.2. 副断層変位距離減衰式

過年度事業で整理してきた国内横ずれ断層の副断層変位データ（構造計画研究所, 2020）に、2 章における 2016 年熊本地震の測地学的解析で収集・整理された副断層のデータを加えてデータセットの更新を行った。副断層変位出距離減衰式の統計分布関数としては高尾・他 (2013)ではガンマ分布、Petersen et al. (2011)では対数正規分布が用いられている。近年、副断層の距離減衰式には Chen and Petersen (2019)により二項指数関数 (two-term exponential)

が実データとの適合具合が高いとの指摘もあることから、二項指数関数も加えて副断層変位距離減衰式の検討を行った。

$$F(y) = \frac{1}{\Gamma(a)} \int_0^y \frac{t^{a-1}}{b} e^{-t/b} dt$$

$$a = 2.5, b = \frac{0.346 \exp(-0.000105r)}{4.617}, y = d/MD \dots\dots\dots (式 5.2.9)$$

$$\frac{d}{MD} = (4.890e3/1.107) e^{-\frac{r+1.058e1}{1.107}} e^{-(r+1.058e1)/1.107} \dots\dots\dots (式 5.2.10)$$

$$\ln\left(\frac{d}{MD}\right) = -0.718 \ln(r) - 2.923 \dots\dots\dots (式 5.2.11)$$

ここで、 d は副断層変位(m)、 MD は主断層の最大変位(m)、 r は主断層からの距離 (m)である。Youngs et al. (2003) や高尾・他 (2013)と同様、高パーセンタイル（ここでは 90 パーセンタイル）を回帰対象としている。Petersen et al. (2011)による評価式は本来正規化した副断層変位に対して回帰を行うが、ここでは 90 パーセンタイルのデータに対して回帰を行っている。回帰に使用したデータセットおよび得られた回帰結果を図 5.2.3 に示す。

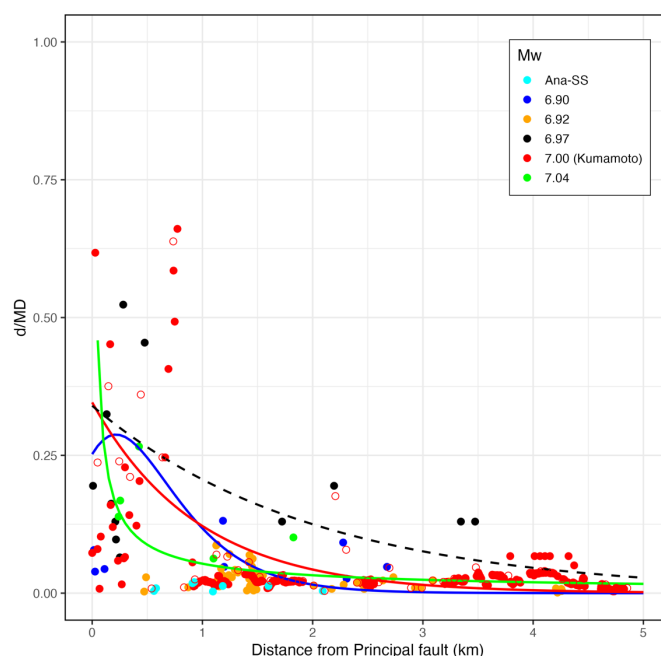


図 5.2.3 赤の白抜きの○はデータの 90 パーセンタイルを示す。黒破線、赤実線、青実線、緑実線はそれぞれ、過年度横ずれ断層変位距離減衰式（構造計画研究所, 2020）、(式 5.2.9)、(式 5.2.10)、(式 5.2.11)を示す。

今回のデータセットでは、二項指数関数ではほかの断層変位距離減衰式と異なり、主断層より少し離れた地点で最大となる。副断層変位出現確率と同様、Petersen et al. (2011)方式による回帰結果のほうが、主断層近傍で急激に出現確率が減少し、主断層より離れたところではあまり減衰しなくなり、高尾・他 (2014)方式による回帰結果よりも副断層変位がやや大きくなっている。2章の測地学的な解析で得られた副断層変位データは、分布範囲は狭いものの、数十メートルごとに変位量を読み取っているため、これまでのコンパイルデータよりもデータ数が多い結果となっている。このため、過年度の断層変位距離減衰式よりも、より減衰が大きい結果になっている。しかしながら、データ数が格段に増えたことにより、主断層よりも遠方の減衰傾向は今回追加した2016年熊本地震によるものが代表している。過年度整理してきた副断層変位データにおいて、そのような高密度の変位分布は得られていない。そこで、1つの副断層に多くても5点から4点程度になるようにデータを減少させたデータセットによる回帰も行った(図 5.2.4)。

$$F(y) = \frac{1}{\Gamma(a)} \int_0^{\frac{y}{b}} e^t (t)^{a-1} dt$$

$$a = 2.5, b = \frac{0.358 \exp(-0.000851r)}{4.617}, y = d/MD \dots\dots\dots (式 5.2.12)$$

$$\frac{d}{MD} = (0.358/0.457) e^{-\frac{r-0.216}{0.457}} e^{-(r-0.126)/0.457} \dots\dots\dots (式 5.2.13)$$

$$\ln\left(\frac{d}{MD}\right) = -0.612 \ln(r) - 2.793 \dots\dots\dots (式 5.2.14)$$

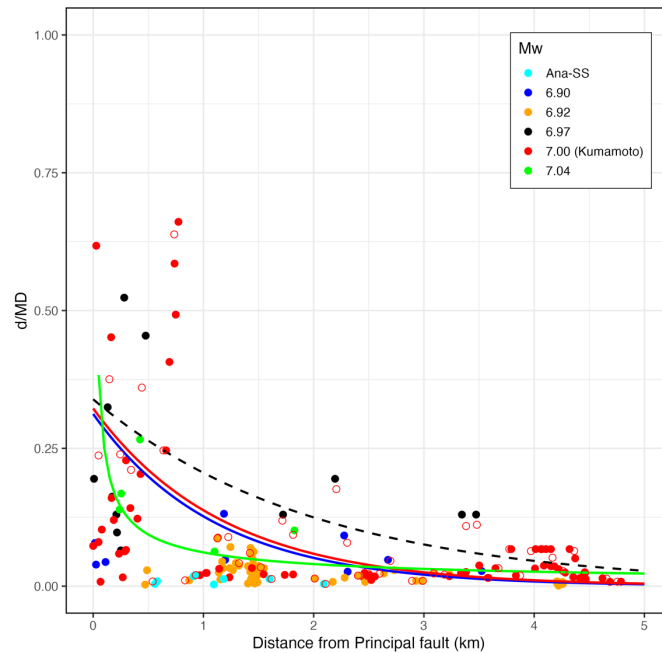


図 5.2.4 赤の白抜きの○はデータの 90 パーセンタイルを示す。黒破線、赤実線、青実線、緑実線はそれぞれ、過年度横ずれ断層変位距離減衰式（構造計画研究所, 2020）、(式 5.2.12)、(式 5.2.13)、(式 5.2.14)を示す。

AIC(赤池情報量規準) や回帰結果の標準誤差などを参考に、また、過年度の結果との比較も考え、次節のハザード試解析では更新モデルとして、より減衰傾向の大きい(式 5.2.12)を用いる。これに対して、既存モデルとして過年度事業で得られている(式 5.2.15)を用いる。

$$F(y) = \frac{1}{\Gamma(a)} \int_0^y e^t (t)^{a-1} dt$$

$$a = 2.5, b = \frac{0.339 \exp(-0.000500r)}{4.617}, y = d/MD \dots\dots\dots (式 5.2.15)$$

5.3. 確率論的断層変位ハザード試計算

確率論的断層変位ハザード試計算は過年度事業で実施したトレンチサイトを対象とした。主断層からの距離による違いをみるために図 5.3.1 に示す複数のサイトで試計算を行った。ハザード試解析のためには、これまでに述べてきた構成式のほかに、評価対象とする地震のマグニチュードや再来間隔の情報が必要である。2016 年熊本地震の強振動のインバージョン結果ではマグニチュード 7 が推定されている(Asano and Iwata, 2016)。布田川断層に関する地震調査研究推進本部の長期評価（地震調査研究推進本部, 2013）では、平均活動

間隔は 8100 年から 26000 年とされている。地震後のトレンチ調査では平均活動間隔 1000 年(Lin et al., 2017)と長期評価に比べかなり短い活動間隔となっている。確率論的断層変位ハザード試解析において、マグニチュード 7、平均活動間隔は最近の調査結果を反映した 1000 年を採用した。評価地点は過年度事業で調査を行った福原、土林、陣内トレンチとした(主断層からの距離はそれぞれおよそ 200m、900m、4100m)。図 5.3.2 から図 5.3.4 にそれぞれのトレンチサイトで得られた年超過確率を示す。LC-InSAR を含めた更新されたモデルを用いた評価結果の方は既往の評価結果に比べて、断層変位が大きな領域では小さな年超過確率を示している。

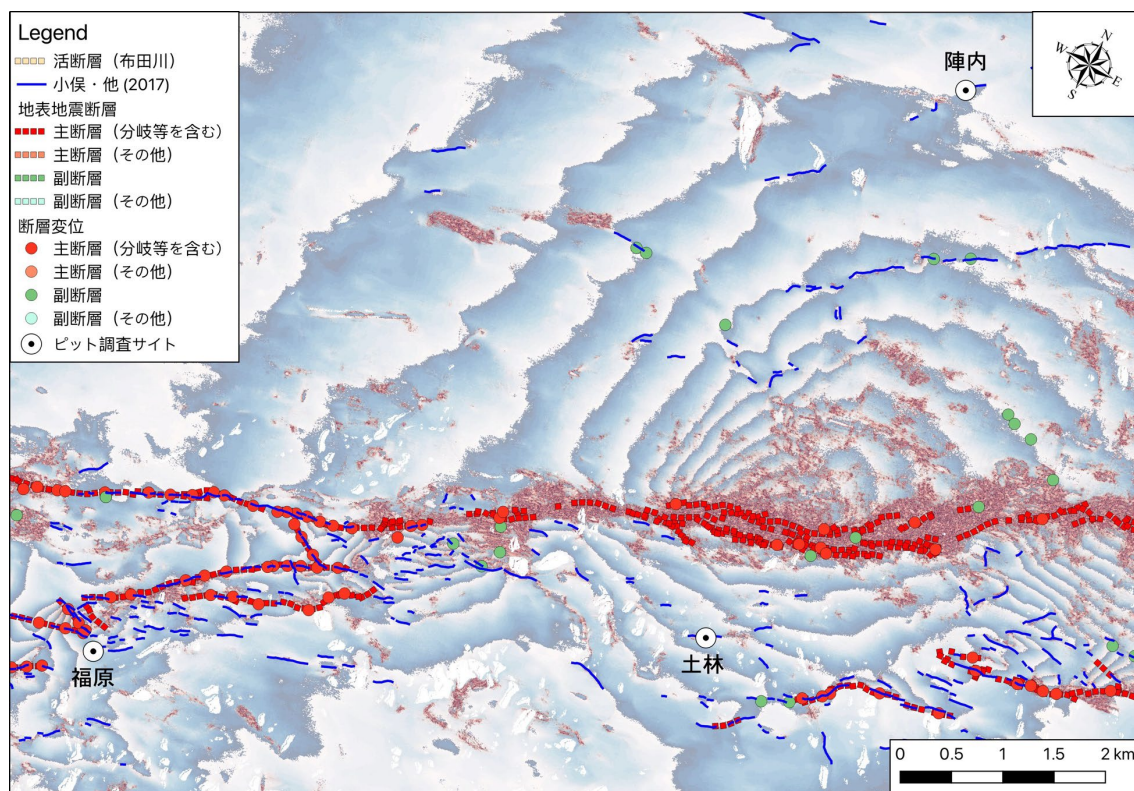


図 5.3.1 ハザード試計算を実施した過年度事業におけるトレンチサイト。

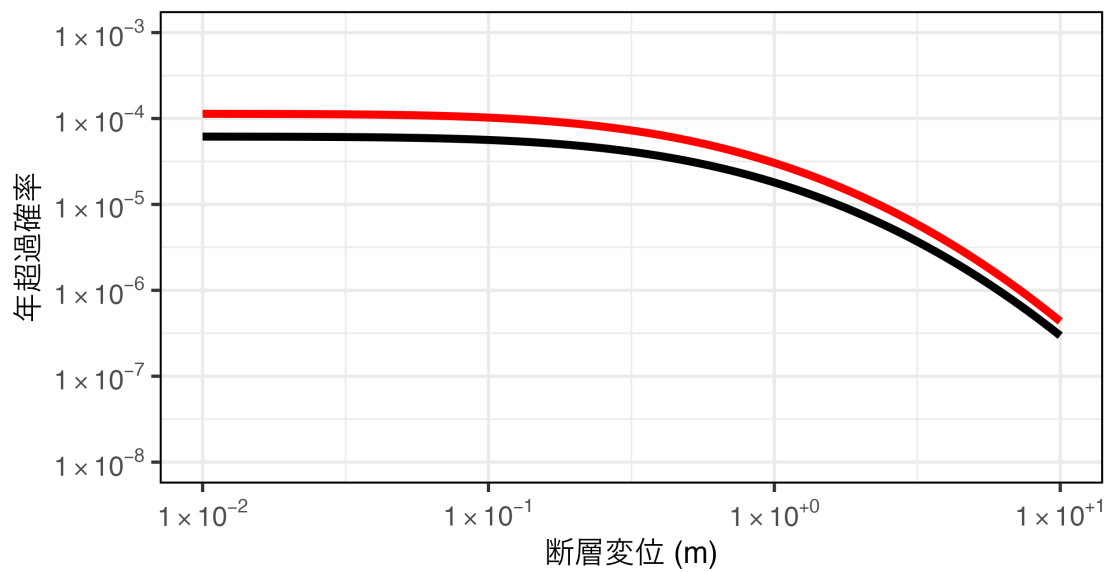


図 5.3.2 赤実線、黒実線は更新された副断層出現確率・副断層変位距離減衰式によるモデル、既存の副断層出現確率・副断層変位距離減衰式によるモデルから得られた年超過確率（福原トレンチサイト）。

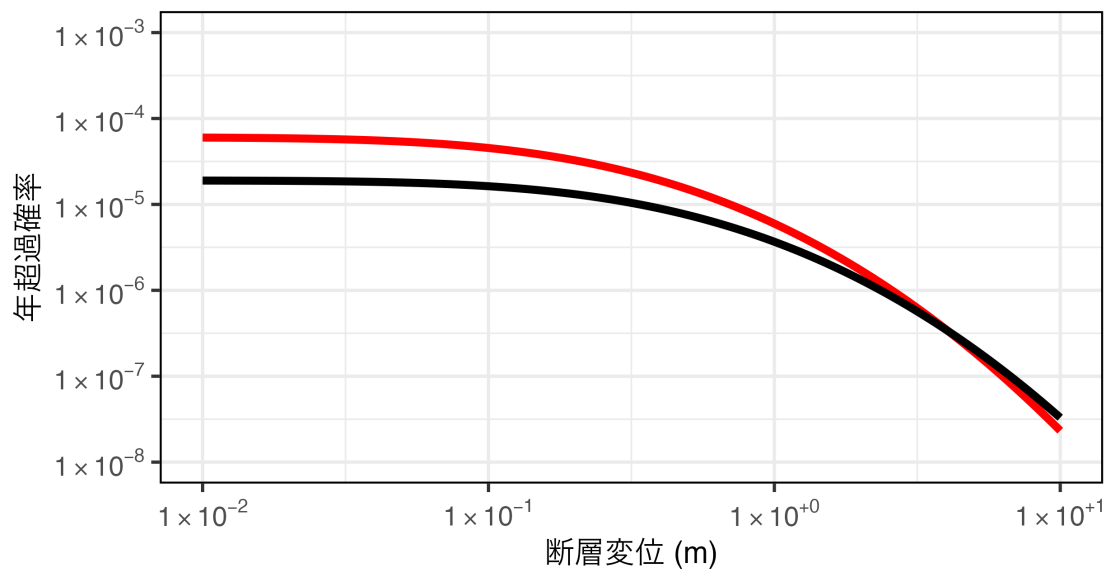


図 5.3.3 赤実線、黒実線は更新された副断層出現確率・副断層変位距離減衰式によるモデル、既存の副断層出現確率・副断層変位距離減衰式によるモデルから得られた年超過確率（土林トレンチサイト）。

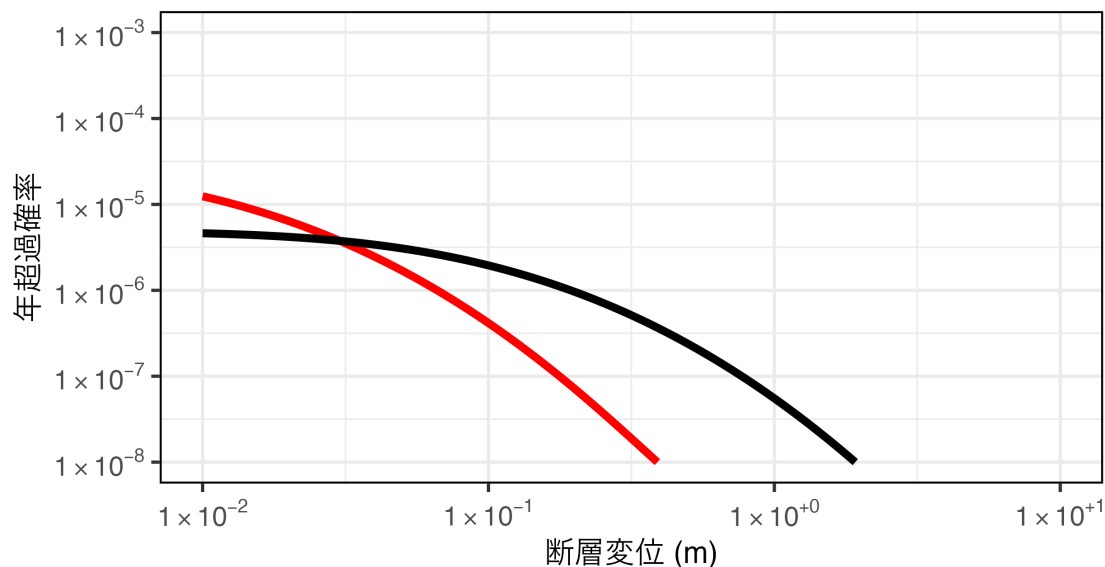


図 5.3.4 赤実線、黒実線は更新された副断層出現確率・副断層変位距離減衰式によるモデル、既存の副断層出現確率・副断層変位距離減衰式によるモデルから得られた年超過確率（陣内トレンチサイト）。

5.4. 確率論的断層変位評価に関する検討のまとめ

5.4.1. 確率論的断層変位ハザード評価

2016 年熊本地震の LC-InSAR や独自の副断層調査結果を組み合わせ得られた副断層変位データをもとに、既存の横ずれ断層における副断層変位出現確率・断層変位距離減衰式の検討を行った。測地学的検討により追加された副断層変位データにより、既存の式よりも減衰傾向が大きな副断層変位距離減衰式が得られた。今回整理された副断層変位データは 2016 年熊本地震の副断層の一部の地域の検討成果であるが、データ密度が高いため、既往データの減衰傾向をより大きく減衰させる結果となった。しかしながら、従来はある程度長い副断層でも変位が計測される地点数は数点であることが多いので、検討に用いるデータ数を減少させると、得られる減衰傾向も異なった。したがって、既往の確率論的断層変位ハザード評価においては、もともと副断層に関連したデータは少ない場合、近年の測地学的な成果より得られる大量のデータを既往のデータセットに加える際には、1 地震のデータが構成式を代表しないように留意する必要がある。これらの成果を既往の確率論各モデルに組み込む場合には、副断層変位の出現確率を高くする一方、副断層変位は小さくする傾向にある。このため、どちらかの構成式のみを更新するとハザード評価結果が過大もしくは過小になる可能性がある。

新たに追加したデータにより更新された構成式を用いて、過年度事業にてトレンチ調査を実施した地点の確率論的断層変位ハザードの試算を実施した。測地学手法による高密度な副断層データの拡充により、既往検討で得られていた年超過確率と比較すると、断層変

位が小さい領域では高く、大きい領域では小さくなる傾向にある。今回検討した構成式を用いた試算結果では、主断層から離れるにしたがって、この傾向が顕著になる。

5.4.2. 課題

既存の副断層に関連した PFDHA モデルでは、構成式の基本となるデータ数が限られるため、断層タイプや共通のテクニクスにおける断層変位データをコンパイルすることで整理されてきた。近年の測地学手法による高密度な副断層データは、既存データセットへの大量のデータ拡充が期待できる一方、1 地震の局所的なデータが構成式を代表しないように留意する必要がある。このため、測地学手法による断層変位データ取得が可能な地震については、既往の現地調査に基づくデータセットと同様に多くの地震でのデータの収集・整理が必要と思われる。

また、近年の確率論的断層変位ハザード評価の検討事例では、主断層から数キロメートル離れた地点の副断層評価では、従来の確率論的断層変位ハザード評価構成式との乖離が大きくなる可能性も示唆されている（西坂・他, 2023）。3 章での実験では解明にまで至らなかった、いわゆるおつきあい断層のような主断層から離れた地点の副断層変位の発生メカニズムや変位量のオーダーに関しては、実際の地震のデータの蓄積のみならず、実験や数値解析によるデータセットの拡充により確率論的断層変位ハザード評価のためのデータを蓄積していく必要があると考えられる。これらは今後の課題である。

5.5. 参考文献

- 1) Asano, K., and Iwata, T. (2016), Source rupture processes of the foreshock and mainshock in the 2016 Kumamoto earthquake sequence estimated from the kinematic waveform inversion of strong motion data, *Earth, Planets and Space*, Vol. 68, No. 1, 147.
- 2) Chen, R., and Petersen, M. D. (2019), Improved Implementation of Rupture Location Uncertainty in Fault Displacement Hazard Assessment Short Note, *Bulletin of the Seismological Society of America*.
- 3) Lin, A., Chen, P., Satsukawa, T., Sado, K., Takahashi, N., and Hirata, S. (2017), Millennium Recurrence Interval of Morphogenic Earthquakes on the Seismogenic Fault Zone That Triggered the 2016 Mw 7.1 Kumamoto Earthquake, Southwest Japan, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 107, No. 6, 2687–2702.
- 4) Nurminen, F., Boncio, P., Visini, F., Pace, B., Valentini, A., Baize, S., and Scotti, O. (2020), Probability of Occurrence and Displacement Regression of Distributed Surface Rupturing for Reverse Earthquakes, *Frontiers in Earth Science*, Vol. 8, 456.
- 5) 地震調査研究推進本部 (2013), 布田川・日奈久断層帯の評価(一部改訂), 地震調査研究推進本部 HP,
(http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/93_futagawa_hinagu_2.pdf).
- 6) 構造計画研究所 (2020), 令和元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蓄積）業務報告書.

- 7) 西坂直樹・大西耕造・石川慶彦・大野正登・宮腰淳一・池田倫治・辻健・隈元崇・奥村晃史 (2023), SSHAC レベル 3 ガイドラインに基づく伊方サイトでの震源特性モデルを活用した確率論的断層変位ハザード解析, 日本地震工学会論文集, 23, 4, 4_70-4_88.
- 8) 小俣雅志・郡谷順英・三五大輔・渋谷典幸・谷口薫 (2017), 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 年度秋季学術大会講演予稿集, P-4.
- 9) 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.
- 10) 高尾誠・土山滋郎・安中正・栗田哲史(2013), 確率論的断層変位ハザード解析手法の日本における適用, 日本地震工学会論文集, 13, 1, 17-32.
- 11) 高尾誠・上田圭一・安中正・栗田哲史・中瀬仁・京谷孝史・加藤準治(2014), 確率論的断層変位ハザード解析の信頼性向上, 日本地震工学会論文集, 14, 2, 2_16-2_36.
- 12) Valentini, A., Fukushima, Y., Contri, P., Ono, M., Sakai, T., Thompson, S. C., Viallet, E., Annaka, T., Chen, R., Moss, R. E. S., Petersen, M. D., Visini, F., and Youngs, R. R. (2021), Probabilistic Fault Displacement Hazard Assessment (PFDHA) for Nuclear Installations According to IAEA Safety Standards, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 111, No. 5, 2661-2672.
- 13) Youngs, R. R., Arabasz, W. J., Anderson, R. E., Ramelli, A. R., Ake, J. P., Slemmons, D. B., McCalpin, J. P., Doser, D. I., Fridrich, C. J., Swan, F. H., Rogers, A. M., Yount, J. C., Anderson, L. W., Smith, K. D., Bruhn, R. L., Knuepfer, P. L. K., Smith, R. B., dePolo, C. M., O'Leary, D. W., Coppersmith, K. J., Pezzopane, S. K., Schwartz, D. P., Whitney, J. W., Olig, S. S., and Toro, G. R. (2003), A Methodology for Probabilistic Fault Displacement Hazard Analysis (PFDHA), Earthquake Spectra, Vol. 19, No. 1, 191-219.

6章 まとめ

6.1. 副断層に関する調査

(1) 測定学的手法による地表変状分布と変位量に関する検討結果

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、2016 年熊本地震において、ALOS-2 衛星データを用いた干渉 SAR 解析及び空中写真を用いた光学画像相関解析を行い、地表変状発生位置の定量的な抽出方法を検討し、変位量を求めた。光学画像相関解析では主断層周辺で生じた変位分布と変位量をマッピングした。主断層から離れた位置における変位分布と変位量は、複数軌道の干渉 SAR を用いた LC-InSAR 図及び 2.5 次元解析によってマッピングした。このように、2 つの手法の欠点を補間することで、2016 年熊本地震で生じた広域の変位の状況を確認することができた。これらのマッピング結果をもとに、過年度事業で実施されたトレンチ箇所周辺の変位量を抽出し、主断層トレースからの距離と変位量との関係や、地形条件と変位量との関係等を検討するための基礎データを整理した。また、2019 年リッジレスト地震を対象として、ALOS-2 衛星及び Sentinel-1 衛星のデータを用いて LC-InSAR 図を作成した。両者の LC-InSAR 図から位相不連続エリアを自動抽出し、現地調査を実施した。Sentinel-1 による位相不連続エリアは面的に広がり、地表地震断層分布箇所だけでなく、周辺領域も位相不連続エリアとなっている。一方で、ALOS-2 の位相不連続エリアの範囲は狭い領域となったことから、現地調査において地表地震断層を確認するのに適していた。この検出性能の差異は、両者の観測波長帯の違いによるものである。

光学画像相関解析や干渉 SAR 解析は、地表変状の抽出と変位量の把握に有効である。また、測地学的手法を用いた検討を行うにあたっては、それぞれの手法の特性に合わせた利用が効果的である。

(2) 物理探査による地下構造の検討結果

過年度に実施したトレンチ・ボーリング地点および今年度のトレンチ・ボーリング調査地点を中心に 7 地区 56 測線の地中レーダ探査を実施した。下野地区における探査結果では、トレンチ壁面でみられる地層の分布や形状、断層による地層の不連続や傾斜変換が確認された。平川馬場地区ではトレンチ近傍を含む複数断面の探査を実施した。トレンチ掘削範囲内における探査断面では不連続や乱れが確認されたが、河川の浸食などによる地層境界であると判断される。平川馬場地区の断層は、南側（山側）に存在する可能性が高いと判断した。陣内地区及び岩坂地区では、地下構造を検討するための良好な探査記録を得ることができず、地形成因について検討することが出来なかった。緑ヶ丘地区では、凹地状の形状をなし、その両縁では複数の反射に不連続や傾斜変換が連続して確認されることから、断層の存在や複数の地震イベントによる累積変位が推定される。河原団地地区では、光学画像相関解析結果及び 2016 年熊本地震直後に撮影された空中写真における地表変状をもとに、変状に直交・平行するように探査測線を設定し、各断面の 2 次元解析をするとともに、抽出した特徴的な反射から 3 次元モデルを作成し、地下構造の検討をおこなった。その結果、測線ごとに位置や深度が異なるものの、反射面の不連続や傾斜変換がみられた。これらは光学画像相

関解析結果と地震後の空中写真で確認される変状位置と概ね一致することから、断層の存在が推定される。トレンチ掘削位置の探査では、トレンチ壁面で確認される明瞭な断層変位は確認されないものの、反射の不連続や高度差が確認される。探査結果でみられる特徴的な反射形状は、トレンチ壁面で確認される地層の分布や断層変位を示しているものと考えられる。福原地区では、過年度調査箇所の南西側で追加の地中レーダ探査を実施し、過年度探査結果も含めて特徴的な反射を抽出して 3 次元モデルを作成し、地下構造の検討をおこなった。いずれの探査断面においても、複数の反射の連続が確認され、深度 8-4m 付近に連続する反射には、不連続がみられる。反射の不連続位置は、位相不連続ラインや地表変状位置およびトレンチ調査から推定される断層位置と概ね一致していることから、断層の存在が推定される。

(3) ボーリング調査による地下構造の検討

ボーリング調査は過年度事業（構造計画研究所 2018, パスコ 2022, 2023）においてトレンチ調査及びボーリング調査を行った位置の近傍 2 箇所で実施した。緑ヶ丘地区では、位相不連続ラインを横断して実施した地中レーダ探査測線の断面で、凹地状構造の最深部及び凹地状構造を挟むようにボーリング調査（φ 86mm、オールコア、3 本）を実施した。地層の層相をボーリング間で対比すると、地中レーダ探査で確認された凹地状構造の反射面の最深部で掘削した MO1-18 において最も深部に各層の境界が分布した。隣接するボーリングとの対比では、下位層ほど対比線の傾きが急傾斜となる。これは MO1-18 付近の相対的な沈降が累積していることを示している。2016 年熊本地震で位相不連続ラインとして確認された微小変位箇所では、高遊原溶岩噴出以降、断層活動による変位が繰返し生じていたと推測される。福原地区では、過年度事業（パスコ, 2023）で実施された FB-1 ボーリング位置から南西側に 10m の位置において FB-4 ボーリング調査（φ 86mm、オールコア）を実施した。FB-4 における火山礫凝灰岩上面と FB-1 にて確認された火山礫凝灰岩上面の高度差は 6.9m に達し、これらのボーリング間のどこかで傾斜が始まっているものと推測される。断層を挟み、その両側で火山礫凝灰岩上面の急傾斜部がずれているものと考えれば、少なくとも FB-3 と FB-1 との間の 15m 以上の右横ずれが想定され、FB-1 と FB-4 の間で火山礫凝灰岩の急傾斜部が始まっているとすれば最大で 20m 程度の右横ずれが推定される。この火山礫凝灰岩は Aso-3(B)火砕流堆積物（星住ほか, 2017；産総研, 2018）に対比される可能性が高く、Aso-3 の噴出年代を約 13 万年前（下山, 2001）とすると、火山礫凝灰岩の高まりの右横ずれ量が 15m~20m であることから、平均変位速度は 0.115~0.154m/1,000 年と見積もられる。

以上の結果より、位相不連続ラインで識別できるような微小な副断層変位も、Aso-3 あるいは Aso-4 火砕流の堆積以降、長期間に渡り累積的に活動を続けてきたことが分かった。

(4) 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熊本県阿蘇郡南阿蘇村下野地区および阿蘇郡西原村河原団地地区を選定した。下野地区において識別された断層活動イベントは、2016 年熊本地震及び熊本地震に先行する少なくとも 2 回の活動として識別された。イベント I は下野トレンチ 1~3 で確認され、現耕作土の直下まで連続する開口亀裂であることから 2016 年熊

本地震による活動イベントであると考えられる。イベント II 発生年代 (2σ) は 3,900cal BP 以降、イベント III 発生年代 (2σ) は、6,230~4,980cal BP あるいは 6,280~5,950cal BP と推定される。イベント III の断層活動イベント直後に r2 層の堆積が始まったと考えれば、イベント III 発生年代 (2σ) は 6,280~5,950cal BP である可能性が高い。また、地中レーダ探査の MSM-21~22 測線（トレンチ東西測線）で得られた測線位置 3~5m 付近の反射の不連続は、このイベント III による断層変位の深部延長を識別できたものと考えられる。河原団地地区において識別された断層活動イベントは、2016 年熊本地震及び熊本地震に先行する少なくとも 2 回の活動として識別された。イベント I は現耕作土の直下まで開口亀裂が連続することから 2016 年熊本地震と考えられる。イベント II 発生年代は K-Ah 火山灰より 7.3 cal ka BP 以降、イベント III 発生年代 (2σ) は 31,280cal BP 以前と推定される。断層による地層の引きずり方向より、イベント III は右横ずれ運動によるもの、イベント II は左横ずれ運動によるものと推定される。地中レーダ探査の MKW-24~25 測線で得られた反射断面のうち、測線位置 13~17m 付近で確認された反射の不連続はこれらのイベントによる断層変位を識別した可能性がある。

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、過年度事業（パスコ 2023）においてイベントダイアグラムに取りまとめられている。下野トレンチのイベント活動年代はイベント II が 3,900cal BP 以降、イベント III が 6,280~5,950cal BP である。下野トレンチのイベント III は沢津野トレンチ（6,800~5,800cal BP のイベント；岡村ほか, 2018）や黒川トレンチ（K-Ah~ACP-1 のイベント；遠田ほか, 2019）などのトレンチで確認されたイベント時期と対応しており、これらの主断層の断層活動イベントと同時期に活動した副断層の断層活動イベントの可能性はある。下野トレンチのイベント II については活動時期が絞り込めていないものの、沢津野トレンチ（1,800~1,300cal BP のイベント；岡村ほか, 2018）、黒川トレンチ（2,132~1,900cal BP のイベント；遠田ほか, 2019）および布田トレンチ（4,310~2,940cal BP、2,150~1,460cal BP : Ishimura et al., 2022）で確認された主断層の断層活動イベントと同時期に活動した副断層の断層活動イベントの可能性はある。

河原団地トレンチのイベント活動年代はイベント II が K-Ah 以降、イベント III が 31,280cal BP 以前である。河原団地トレンチのイベント II はイベント発生年代を絞り込めていないため、多くのトレンチサイトにおけるイベント発生年代と時期が重なるものの、同時期に活動した主断層の断層活動イベントと副断層の断層活動イベントの対応関係は不明である。河原団地トレンチのイベント III は 36 層から 22 層までを変形させているものの 20 層よりも上位の地層を変形させていないことによりイベント II と分離できる。イベント III の活動年代は布田川断層-布田川区間の既往研究で報告されている断層活動イベントよりも優位に古く、他のトレンチサイトの断層活動イベントとの対応関係は不明である。

過年度事業及び本事業において、2016 年熊本地震で発生した副断層位置でのトレンチ調査を実施した結果、副断層で確認された断層活動イベントは、既往研究で報告された布田川断層本体での主断層の断層活動イベントと同時期に活動したと解釈可能なイベントが多い。しかしながら、副断層の活動イベントとして確認された時期に、布田川断層本体の断層活動イベントが確認されないケースや、布田川断層本体では活動イベントがあるにもかかわらず、副断層では断層活動イベントが確認されないケースも存在している。今後、布田川断層

本体の過去の断層活動イベントにおける変位の規模を明らかにした上で、それぞれの副断層で発生した断層活動イベントの規模について検討していく必要がある。

6.2. 断層変位に関する室内模擬実験

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 1 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整理した。過年度事業を含め、最長 1 年ほどの時間経過の影響を整理したが、必ずしも時間経過による系統的な物性変化はみられなかった。したがって過年度事業と同様に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室内模擬実験を整理する際に必要な相似則をまとめた。

室内模擬実験の詳細な分析範囲を過年度事業よりも拡大し、画像相関法により得られた水平変位分布もあわせて検討することで、横ずれ変位に伴う断層帯の発達過程を整理することができた。初期段階では広い幅で変形しているが、基底断層の変位量が増大し断層帯の発達に伴い、大きな変位量を呈する主断層帯が狭くなる傾向にある。主断層帯の周辺では、主断層の変形に伴い、変位量が小さい・変位センスが異なるような亀裂、いわゆる副断層に相当すると思われる亀裂が形成されることがある。また、変形幅が狭いところでは、変位量のコントラストがシャープで明瞭な亀裂が形成される一方、複数条形成される場合、変位量が分散し、変位量のコントラストも緩やかになる傾向にある。既往構造や異なる物性構造の組み合わせなどの不均質構造により、より複雑な断層分布が形成されやすい傾向にあることも明らかとなった。室内模擬実験で得られた副断層の変位量は、主断層ごく近傍でしか得られなかった過年度よりも、より遠方におけるデータが得られた。また、5 章で整理している副断層変位距離減衰を検討するデータと比較すると、実際の地震で得られたデータのばらつき範囲内に収まる。

過年度事業における室内模擬実験を含めて、主断層近傍および基底断層からの分岐により発生する副断層に関する知見を蓄積することができた。しかしながら、より離れた箇所には大きな変位を発生させる副断層の形成メカニズムを解明するまでには至らなかった。室内模擬実験では、断層帯の成熟過程を考えると初期段階を検討していることになる。既往の横ずれ断層発達過程では初期段階では主断層近傍に変形帯が発生し、変位を繰り返し成熟すると変形帯が収斂すると考えられている。本検討で用いた実験装置の最大変位を与えると、変形帯は形成されたが、その変形帯が収斂する様子は確認できていない。長期的な断層帯発達過程や実地盤に近い不均質構造、特に誘発もしくはお付き合い断層を考慮した実験結果（数値解析を含む）と実際の断層変位分布とを比較することによる副断層生成に繋がる要因の蓄積が必要である。これらは今後の課題である。

6.3. 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、3次元個別要素法による再現解析を行った。実験では小麦粉を敷き詰めた堆積層を上載圧密して密詰条件の断層変位過程を取り扱い、解析ではこれに加えて締固め程度の小さい緩詰条件の解析ケースも設定した。密詰条件と緩詰条件では間隙率が異なるが強度パラメータは同一とし、それぞれの締め固め条件で層厚 2cm と 3cm の解析モデルを作成し、合計 4 ケースの数値解析を行った。なお、個別要素法解析における強度パラメータは物性試験結果を参照し、要素シミュレーションを行って内部摩擦角と粘着力を再現することで設定した。

小麦粉の間隙率は大きいため疎な骨格構造のモデル化となり、摩擦力や付着力の大きさで間隙率の大きな構造を再現している。要素シミュレーションでは大きな負のダイレイタンスーが確認されたが、室内模擬実験の再現解析では基盤直上のせん断帯には周期的な構造の隆起が認められ、沈降は生じていなかった。これは要素シミュレーション条件では考慮する上載拘束圧が断層変位入力過程では作用していないためと考えられる。

層厚と締固め度合いを変動させた各ケースで、基盤から浅部に向けてせん断帯が形成され、表層における一次せん断面方向と走向方向が成す角度は概ね同じであり、この傾向は実験結果と整合的である。基盤の直上には一次せん断面と交差する二次的なせん断面も形成されており、このような構造が一定間隔で周期的に発生し、せん断帯を形成していることが確認できる。せん断帯の幅は強度が大きいほど大きく、一次せん断面が長くよりはっきりとした亀裂と地表鉛直変位の食い違いを生じている。一方で、緩詰条件では強度が小さいためせん断帯の幅が狭く、密詰条件や実験結果と比べて局所的にひずみが集中する破壊形態となっている。強度の大きい条件では基盤から浅部にかけて発達するせん断面の進展が 3 次元的であり、地表鉛直変位分布には明瞭な食い違いが確認できる。また、せん断ひずみ分布の横断面図を確認すると地表に生じたせん断面は必ずしも基盤と繋がっておらず、破壊進展過程で生じた応力解放により深部で生じた破壊とは直接関係しない破壊現象が浅部で生じていると考えられる。

表層に発生したせん断面と鉛直変位の分布を室内模擬実験の結果と数値解析結果の間で比較すると、特に層厚が大きく強度の高い条件下で似た構造の表層変状が生じている。しかし、実験結果のせん断帯の幅はより大きく、亀裂面の規模も大きく、ブロック状に大きな隆起が生じている。粒子形状や粒度分布の再現や計算分解能上の問題から実験結果の再現には未だ課題があるが、一方で、基盤から浅部に至る破壊の進展過程は再現されており、様々な強度条件や境界条件下でどのような表層変状が現れるのか、せん断帯の規模や副断層発生の有無などを検討する上で数値解析の適用は有力である。

6.4. 確率論的断層変位評価に関する検討

2016 年熊本地震の LC-InSAR 図や独自の副断層調査結果を組み合わせ得られた副断層変位データをもとに、既存の横ずれ断層における副断層変位出現確率・断層変位距離減衰式の検討を行った。測地学的検討により追加された副断層変位データにより、既存の式よりも減衰傾向が大きな副断層変位距離減衰式が得られた。今回整理された副断層変位データは

2016 年熊本地震の副断層の一部の地域の検討成果であるが、データ密度が高いため、既往データの減衰傾向をより大きく減衰させる結果となった。しかしながら、従来はある程度長い副断層でも変位が計測される地点数は数点であることが多いため、検討に用いるデータ数を減少させると、得られる減衰傾向も異なる結果が得られた。したがって、既往の確率論的断層変位ハザード評価においては、もともと副断層に関連したデータセットが少ないような場合は、近年の測地学的な成果より得られる大量のデータを既往のデータセットに加える際には、1 地震のデータが構成式を代表しないように留意する必要がある。これらの成果を既往の確率論各モデルに組み込む場合には、副断層変位の出現確率を高くする一方、副断層変位は小さくする傾向にある。このため、どちらかの構成式のみを更新するとハザード評価結果が過大もしくは過小になる可能性がある。

新たに追加したデータにより更新された構成式を用いて、過年度トレンチ調査を実施した地点の確率論的断層変位ハザードの試解析を実施した。測地学手法による高密度な副断層データの拡充により更新された構成式による年超過確率と、既往検討で得られていた年超過確率とを比較すると、断層変位が小さい領域では高く、大きい領域では小さくなる傾向にある。

近年の確率論的断層変位ハザード評価の検討事例では、主断層から数キロメートル離れた地点の副断層評価では、従来の確率論的断層変位ハザード評価構成式との乖離が大きくなる可能性も示唆されている。主断層から離れた地点の副断層変位の発生メカニズムや変位量のオーダーに関しては、実際の地震のデータの蓄積に加えて、室内模擬実験や数値解析による検討結果の拡充により確率論的断層変位ハザード評価のための知見を蓄積していく必要があると考えられる。

6.5. 過年度事業のまとめ

6.5.1. 副断層に関する調査

6.5.1.1. 令和2年度

(1) 断層変位（2019 年以降）最新データの収集・分析

国内外地震に関する断層変位のデータとして、2019 年 7 月にアメリカで発生したリッジクレスト地震及び熊本地震に関する最新の文献を収集した。リッジクレスト地震の現地での変位計測データを用いて断層変位と空間分布の検討を行った。メイントレースと断層変位計測地点との離間距離と変位量の分布から、高尾ほか(2014)による主断層からの距離と断層変位量のグラフと重ねた。

ALOS-2 のデータを使用してリッジクレスト地震の位相不連続ラインを抽出し、現地調査及び Sentinel-1 による地表変状の分布と比較検討した。大きな変位を伴う地表地震断層はピクセルオフセット解析により、小さな変位を伴う地表変状は LC-InSAR 図により抽出が可能であることが判明した。

(2) 測地学的情報を用いた変動地形学的解析

LC-InSAR 図による位相不連続ラインを用いることで微小な変位の副断層を抽出することが可能である。しかしながら、LC-InSAR 図では主断層周辺の変位量が大きな箇所では断層位置を捉えることが出来ず、変位分布及び変位量を捉えることが出来ないという欠点がある。今回、光学衛星による画像マッチング（光学画像相関解析）を実施した。その結果、画像マッチング（光学画像相関解析）は断層変位が大きな主断層沿いの変位分布の確認は有効であり、LC-InSAR 図の欠点を補完することが出来ることが分かった。干渉 SAR 解析と光学衛星の画像マッチング（光学画像相関解析）とを組み合わせることで、微小な副断層変位から大きな主断層変位まで確認することができ、断層分布抽出の精度向上が期待できる。あわせて SAR 衛星による 2.5 次元解析、干渉 SAR 時系列解析（SBAS 解析）を実施した。様々な解析手法を試みたところ、条件により有効な解析手法が異なることが示唆された。

(3) 副断層に関する現地調査

測地学的情報を用いた変動地形学的解析により副断層を抽出した。抽出した副断層地点 2 箇所でトレンチ調査を実施し、いずれのトレンチでも熊本地震に先行する断層イベントが確認できた。

上陳東トレンチは熊本地震を含めて 3 回の断層活動イベントが確認された。熊本地震に先行するイベントⅡの 11,000 年前以降、断層活動が無いとすると、布田川断層本体の活動時期に同時に活動していないこととなる。

下町トレンチでは、熊本地震を含めて 5 回の断層活動イベントが確認された。トレンチで確認された活動年代は既往文献による布田川断層本体の活動年代とも整合的であり、同時に活動している可能性がある。

6.5.1.2. 令和3年度

(1) 地表変状発生位置の定量的な抽出方法の検討

2016 年熊本地震を対象として、定量的な LC-InSAR 図の作成及び画像マッチング解析の高精度化を行った。定量的な LC-InSAR 図の作成において、位相差の空間的ばらつきに着目した解析を実施することで既往トレンチ調査箇所の微小な変位が抽出できることを確認した。ただし、変位抽出結果には地表変位以外の変状も含まれており、今後も抽出方法の高精度化が必要である。画像マッチング解析（光学画像相関解析）の高精度化として、高解像度の空中写真（解像度 20cm）を用いて解析・精度検証を行った。空中写真の画像マッチング解析（光学画像相関解析）と三角測量成果との比較検討の結果、20cm 程度の精度で変位量図を作成することが出来ることが判明した。また現地観測による変位箇所データとの比較結果でも、おおむね変位を抽出できることを確認した。

(2) 表層付近の副断層の性状や活動履歴の検討

測地学的情報を用いた変動地形学的解析により地表変状発生位置を定量的に抽出した。抽出結果より地中レーダ探査を実施し、副断層トレンチ調査地点 2 箇所を選定した。

出ノロ地区および小園地区におけるトレンチ調査の結果、いずれのトレンチにおいても熊本地震に先行する断層活動イベントを確認できた。出ノロトレンチでは熊本地震を含めて 3 回の断層活動イベントが識別された。これらの活動年代は布田川断層本体の活動年代とも整合的であり、断層本体と同時に活動している可能性がある。

小園トレンチでは 15,925 cal.BP 以降、最低でも 2 回の熊本地震に先行する断層活動イベントが識別された。トレンチ地点は人工改変により表層が削剥されているため時間分解能が低く、活動履歴を細かく分離することができなかった。

熊本地震における過年度事業及び本事業における副断層位置でのトレンチ調査結果を整理した結果、布田川断層本体と同時期に活動したと解釈可能な断層活動イベントが概ね確認できている。しかしながら、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。

(3) 調査地点の地下構造及び副断層の 3 次元的な形状の検討

副断層のトレンチ調査候補地点および既往トレンチ調査地点において、地中レーダ探査及び表面波探査を実施し、地下構造および副断層の構造検討を行った。加えて、トレンチ調査を実施した出ノロ地区、小園地区および過年度トレンチ調査を実施した福原地区の 3 地区で格子状に地中レーダ探査を実施し、3 次元的な形状の検討を行った。

表面波探査から得られた浅部 S 波速度構造からは、断層構造を示唆するような明瞭な速度コントラストは確認できなかった。しかしながら、LC-InSAR の位相不連続や地表で変状が確認された個所では S 波速度構造が側方に不連続となっている個所がみられた。地震時に副断層に相当するような変状を呈する場所は、地下に不連続構造あるいは変形構造を有する可能性が推定される。地中レーダ探査から得られた反射面からは、地下構造のうち地層の分布形態について把握可能であることが明らかとなった。表面波探査および地中レーダ探査において比較的規模の大きな構造は確認できた一方で、横ずれが卓越した断層の性状や微小変位については識別が困難であった。

6.5.1.3. 令和4年度

(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。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。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。目視判読データから統計値を取得して閾値を設定し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。

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。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。

(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。断層が分岐すると個々の断層の変位量は減少するが、分岐した断層の変位量について総和をとると、総変位量は変わらないことがわかった。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。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。

(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実施した。

平川馬場地区で地中レーダ探査を実施し、解析結果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可能性があるとして推定した。

下野地区で地中レーダ探査を実施し、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として推定した。

(4) ボーリング調査による地質構造の検討

過年度事業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、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の変位量を推定することを目的として、オールコアボーリングを実施したものの、横ずれ変位量が大きかったため検出できなかった。

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もあり、断層活動の詳細は不明である。地中レーダ探査から得られた反射の特徴は、あくまでも電気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。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) 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 次元的な形状の把握について、過年度事業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地中レーダ探査の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 次元空間に配置してモデル化した。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することで、境界面の空間的な広がりについて把握が可能となった。

(6) 表層付近の副断層の性状及び活動履歴の検討

平川馬場地区でトレンチ調査を実施した。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。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解釈される。

過年度事業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。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における断層活動イベントは主断層における 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。

6.5.1.4. 令和5年度

(1) 測定学的手法による地表変状分布と変位量に関する検討結果

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、2016 年熊本地震において、ALOS-2 衛星データを用いた干渉 SAR 解析及び空中写真を用いた光学画像相関解析を行い、地表変状発生位置の定量的な抽出方法の検討し、変位量を求めた。光学画像相関解析では主断層周辺で生じた変位分布と変位量をマッピングした。主断層から離れた位置における変位分布と変位量は、複数軌道の干渉 SAR を用いた LC-InSAR 図及び 2.5 次元解析によってマッピングした。このように、2 つの手法の欠点を補間することで、2016 年熊本地震で生じた広域の変位の状況を確認することができた。

2019 年リッジレスト地震を対象として、ALOS-2 衛星及び Sentinel-1 衛星のデータを用いて LC-InSAR 図を作成した。両者の LC-InSAR 図から位相不連続エリアを自動抽出し、現地調査を実施した。Sentinel-1 による位相不連続エリアは面的に広がり、地表地震断層分布箇所だけでなく、周辺領域も位相不連続エリアとなっている。一方で、ALOS-2 の位相不連続エリアの範囲は狭い領域となったことから、現地調査において地表地震断層を確認するのに適していた。この検出性能の差異は、両者の観測波長帯の違いによるものである。

(2) 物理探査による地下構造の検討結果

過年度及び今年度にトレンチ・ボーリングを実施した地点で地中レーダ探査を実施した。

緑ヶ丘地区では、凹地状の形状をなし、その両縁では複数の反射に不連続や傾斜変換が連続して確認されることから、断層の存在や累積変位が推定される。

河原団地地区では、光学画像相関解析結果及び空中写真における地表変状をもとに、探査測線を設定し、各断面の 2 次元解析をするとともに抽出した特徴的な反射から 3 次元モデルを作成して地下構造の検討をおこなった。その結果、測線ごとに位置や深度が異なるものの、反射面の不連続や傾斜変換がみられ、断層の存在が推定される。

福原地区では、過年度調査箇所の南西側で追加の地中レーダ探査を実施し、過年度探査結果も含めて特徴的な反射を抽出して 3 次元モデルを作成し、地下構造の検討をおこなった。いずれの探査断面においても、深度 8-4m 付近に連続する反射に不連続がみられ、断層の存在が推定される。

(3) ボーリング調査による地下構造の検討

ボーリング調査は過年度事業においてトレンチ調査及びボーリング調査を行った位置で実施した。

緑ヶ丘地区では、位相不連続ラインを横断して実施した地中レーダ探査測線の断面で、凹地状構造の最深部及び凹地状構造を挟むようにボーリング調査を実施した。地層の層相をボーリング間で対比すると、下位層ほど対比線の傾きが急傾斜となる。この凹地状構造の相対的な沈降が累積していることを示している。

福原地区では FB-4 ボーリング調査を実施した。FB-4 と FB-1 で確認された火山礫凝灰岩上面の高度差が、断層を挟みボーリングで確認されている火山礫凝灰岩上面の高度との対比により 15m 以上、最大 20m 程度の右横ずれが推定された。この火山礫凝灰岩は Aso-3(B) 火砕流堆積物に対比される可能性が高く、平均変位速度は $0.115 \sim 0.154 \text{m}/1,000 \text{年}$ と見積もられる。

以上の結果より、位相不連続ラインで識別できるような微小な副断層変位も、Aso-3 あるいは Aso-4 火砕流の堆積以降、長期間に渡り累積的に活動を続けてきたことが分かった。

(4) 表層付近の副断層の性状及び活動履歴の検討

副断層トレンチ調査地点として下野地区および河原団地地区を選定した。

下野地区において識別された断層活動イベントは、2016 年熊本地震及び熊本地震に先行する少なくとも 2 回の活動として識別された。イベント I は下野トレンチ 1～3 で確認され、現耕作土の直下まで連続する開口亀裂であることから 2016 年熊本地震による活動イベントであると考えられる。イベント II が 3,900cal BP 以降、イベント III が 6,280～5,950cal BP である。イベント II については活動時期が絞り込めていないものの、沢津野トレンチ、黒川トレンチおよび布田トレンチで確認された主断層の断層活動イベントと同時期に活動した副断層の断層活動イベントの可能性はある。イベント III は沢津野トレンチや黒川トレンチで確認されたイベント時期と対応しており、これらの主断層の断層活動イベントと同時期に活動した副断層の断層活動イベントの可能性はある。

河原団地地区において識別された断層活動イベントは、2016 年熊本地震及び熊本地震に先行する少なくとも 2 回の活動として識別された。イベント I は現耕作土の直下まで開口亀裂が連続することから 2016 年熊本地震と考えられる。イベント II は K-Ah 以降でイベント発生年代を絞り込めていない。イベント III は 31,280cal BP 以前であり、この活動年代は布田川断層-布田川区間の既往研究で報告されている断層活動イベントよりも優位に古く、他のトレンチサイトの断層活動イベントとの対応関係は不明である。

6.5.2. 断層変位に関する室内模擬実験

6.5.2.1. 令和2年度

過年度までの数値解析モデルを参考に、弱面を含む基盤とその上位を覆う未固結堆積層からなるモデルを想定して、基盤、弱面、堆積層の物性調査を行なった。弱面としては郷村山田断層の破碎帯から試験試料採取を行なった。堆積層としては今回の下野トレンチから

試料採取を行なった。風化等の影響を受けていない基盤の物性情報としては、野島断層で実施されたボーリング試料から得られた深部の花崗岩の物性試験結果を整理した。

副断層形成プロセスやデータ拡充を目的とした室内模擬実験の計画立案を目的として、既往アナログ実験の文献整理を行った。副断層を対象としたアナログ実験では、実地盤を基盤と仮定した場合、粘土や強力粉・セモリナ粉等の細粒で粘着力の高い材料を用いれば 10^{-4} から 10^{-5} オーダーでの副断層を対象とした実験が可能と考えられる。

6.5.2.2. 令和3年度

(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、各試験は保存期間の異なる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。得られた小麦粉の粘着力から長さに関する相似比をまとめた。

(2) 縦ずれ断層室内模擬実験

小麦粉を模擬地盤として、模擬地盤底面の断層傾斜角度が高角 (60°)、低角 (30°) の逆断層・正断層の実験が可能な装置を用いて室内模擬実験を行った。模擬地盤底面の断層の延長を主断層、主断層以外を副断層として形成された断層構造の整理を行った。副断層は規模が小さい(断層長が短い断層や変位量が小さい)断層を副断層、規模の大きい断層を分岐断層と細分して検討を行った。逆断層の場合、低角の実験結果の方が副断層の分布範囲が広い傾向にあった。主断層の地表到達位置は低角ではおよそ模擬地盤底面の基底断層延長上であるが、高角の場合は模擬地盤中で低角度となり、より下盤側に出現する傾向にあった。一方、正断層では模擬地盤底面の断層傾斜角度によらず、ほぼ基底断層の直上付近に主断層が出現する傾向にあった。また、高角の方が副断層の分布が広い傾向となった。逆断層・正断層にかかわらず、主断層・副断層・分岐断層ともに発生位置や変位量には実際の地表地震断層同様にばらつきがみられた。模擬地盤底面の断層に変位を与えると分岐断層は主断層とともに断層変位が大きくなるが、副断層は一旦形成された後は、断層変位が発生しない断層があった。また、模擬地盤底面の断層に変位の増大により副断層や分岐断層だった断層が主断層となる断層も観察された。室内模擬実験で得られた逆断層の副断層データを既往の確率論的断層変位ハザード解析で整理されている実際に観察された副断層データとの比較を行った。ばらつきは大きいものの両者は整合的な関係を示した。

(3) 横ずれ断層室内模擬実験

横ずれ断層に関しても、小麦粉を模擬地盤とし層厚を変えた室内模擬実験を行った。模擬地盤底面の断層変位量の増加にともない、せん断断層が発達していく様子が確認された。今回の実験条件では、層厚が厚くなると形成されるせん断断層帯の幅が広くなる傾向にあった。さらに、模擬地盤内部に発達する断層構造を把握するために X 線 CT 撮影を行った。表面では幅のあるせん断断層帯は地下では模擬地盤底面の基底断層に収斂する様子が確認された。

6.5.2.3. 令和4年度

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。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らつきの範囲内に収まる。

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。

6.5.2.4. 令和5年度

室内模擬実験の詳細な分析範囲を過年度事業よりも拡大し、画像相関法により得られた水平変位分布もあわせて検討することで、横ずれ変位に伴う断層帯の発達過程を整理することができた。初期段階では広い幅で変形しているが、基底断層の変位量が増大し断層帯の発達に伴い、大きな変位量を呈する主断層帯が狭くなる傾向にある。主断層帯の周辺では、主断層の変形に伴い、変位量が小さい・変位センスが異なるような亀裂、いわゆる副断層に相当すると思われる亀裂が形成されることがある。また、変形幅が狭いところでは、変位量のコントラストがシャープで明瞭な亀裂が形成される一方、複数条形成される場合、変位量が分散し、変位量のコントラストも緩やかになる傾向にある。既往構造や異なる物性構造の組み合わせなどの不均質構造により、より複雑な断層分布が形成されやすい傾向にあることも明らかとなった。室内模擬実験で得られた副断層の変位量は、主断層ごく近傍でしか得られなかった過年度よりも、より遠方におけるデータが得られた。

過年度事業における室内模擬実験を含めて、主断層近傍および基底断層からの分岐により発生する副断層に関する知見を蓄積することができた。しかしながら、より離れた箇所に大きな変位を発生させる副断層の形成メカニズムを解明するまでには至らなかった。

6.5.3. 断層変位に関する数値解析

6.5.3.1. 令和2年度

調査を行った室内模擬実験の内、横ずれタイプと縦ずれタイプそれぞれ 1 つを対象実験に選定して再現解析を行った。解析手法としては横ずれタイプでは 3 次元、縦ずれタイプでは 2 次元個別要素法を採用し、それぞれ間隙水のモデル化は行わない全応力条件での再現解析を実施し、整理した結果を実験結果と比較することで知見を整理した。

横ずれタイプでは特に層厚の小さいケースについてせん断帯の形成時に生じる圧縮域の隆起と引張域で生じる沈降が見られ、せん断帯の幅は概ね実験結果と整合的となった。実験結果の再現は層厚の小さいケースで高く、層厚の大きいケースではせん断帯の幅がやや小さくなっており、境界の影響を受けた可能性がある。

縦ずれタイプの検討は、2次元解析モデルを使用することによる高分解能の恩恵を目的として実施しており、横ずれタイプに比べて小径の粒径分布モデルを使用した。実験結果との比較においては低角度のケースで概ね表層変位量が整合したが、やや正のダイレイタンスーの影響が強い傾向が見られ、また高角度のケースでは強度不足や負のダイレイタンスーの影響から表層変位量に大きな乖離が生じた。2次元解析では間隙比が小さくなるため、ダイレイタンスーの影響が強く、本検討では比較的疎な解析モデルを作成しているが、湿潤粘度の強度特性を全応力解析で再現できないために結果の差異が生じていると考えられる。

6.5.3.2. 令和3年度

本事業で実施した室内模擬実験の内、縦ずれ断層を対象とした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、過年度事業における既往検討からダイレイタンスーの影響が大きいことが考えられたため、面外方向の変形も考慮するなどの解析上の工夫を行った。また、再現解析の実施前にダイレイタンスーの抑制のために粒度分布の影響を確認する検討や、鈍りの小さい大変形ひずみを考慮するための手法の検討を実施した。

(1) 事前検討

縦ずれ断層変位を想定した2次元体系の個別要素法解析を実施する上で、噛み合った粒状体骨格がせん断変形時にずれを生じて現れる嵩の変化、いわゆるダイレイタンスーの影響を抑制するための事前検討を行った。

断層変位による破壊過程では大きなひずみが生じるため、空間を格子分割して含まれる要素の平均変位を用いたひずみ評価手法が有効であるが、平均計算による鈍りを生じるため極めて高い分解能が必要となる問題がある。そこで、メッシュフリー法などで見られるような最小二乗法のアルゴリズムを採用し、評価点近傍の変位分布から変形勾配を計算し、平均計算を行わない大変形ひずみの評価方法を使用することで鈍りの小さいひずみ評価が可能となった。

(2) 室内模擬実験の再現解析

室内模擬実験の再現解析では、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、強度特性は一面せん断試験の結果を再現するようにして設定した。縦ずれ断層変位として逆断層と正断層変位を想定し、合計4ケースの解析を実施した。

逆断層変位を想定したケースでは、断層角度が低角度である場合にはそのままの傾斜で表層まで破壊が進展する傾向にある。また、バックスラストが見られる。一方で、高角度である場合、表層に至るまでにせん断帯が屈曲して低角度化する傾向が見られる。これは、摩擦力に拘束圧依存性があるため、鉛直変位成分が大きい条件で見られる現象と考えられる。

正断層を想定したケースでは、小さな変位段階で引張破壊が一斉に生じるため、低角度ケースも高角度ケースも模擬地盤底面の断層位置からほぼ真上に進展するような亀裂が生じて開口する。このような亀裂の進展は室内模擬実験結果でも見られ、断面によっては実験と解析は整合的な結果となっている。一方で、室内模擬実験では3次元的な不均質や拘束効果があるため、複雑な破壊現象も現れている。

微細な粉体の付着特性を適切にモデル化することで粉体層の破壊進展過程は精度良く解析可能である。実験結果に見られる複雑な表層破壊の再現には3次元的な不均質や拘束効果の考慮が必要であり、3次元体系の数値解析を実施することによりある程度再現可能になると考えられる。

6.5.3.3. 令和4年度

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。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）の影響については留意した。また、解析モデルは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。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。

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。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。

6.5.3.4. 令和5年度

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、3次元個別要素法による再現解析を行った密詰め条件と緩詰め条件で層厚2cmと3cmの解析モデルを作成し、合計4ケースの数値解析を行った。

層厚と締固め度合いを変動させた各ケースで、基盤から浅部に向けてせん断帯が形成され、表層における一次せん断面方向と走向方向が成す角度は概ね同じであり、この傾向は実験結果と整合的である。基盤の直上には一次せん断面と交差する二次的なせん断面も形成されており、このような構造が一定間隔で周期的に発生し、せん断帯を形成していることが確認できる。

強度の大きい条件では基盤から浅部にかけて発達するせん断面の進展が3次元的であり、地表鉛直変位分布には明瞭な食い違いが確認できる。また、せん断ひずみ分布の横断面図を確認すると地表に生じたせん断面は必ずしも基盤と繋がっておらず、破壊進展過程で生じた応力解放により深部で生じた破壊とは直接関係しない破壊現象が浅部で生じていると考えられる。

表層に発生したせん断面と鉛直変位の分布を室内模擬実験の結果と数値解析結果の間で比較すると、特に層厚が大きく強度の高い条件下で似た構造の表層変状が生じている。粒子形状や粒度分布の再現や計算分解能上の問題から実験結果の再現には未だ課題があるが、一方で、基盤から浅部に至る破壊現象は再現されており、様々な強度条件や境界条件下でどのような表層変状が現れるのか、せん断帯の規模や副断層発生の有無などを検討する上で数値解析の適用は有力である。

6.5.4. 確率論的断層変位評価に関する検討

2016年熊本地震のLC-InSAR図や独自の副断層調査結果を組み合わせ得られた副断層変位データをもとに、既存の横ずれ断層における副断層変位出現確率・断層変位距離減衰の検討を行った。今回整理された副断層変位データは2016年熊本地震の副断層の一部の地域の検討成果であるが、データ密度が高いため、既往データの減衰傾向をより大きく減衰させる結果となった。しかしながら、既往の確率論的断層変位ハザード評価においては、もともと副断層に関連したデータセットが少ないような場合は、近年の測地学的な成果より得られる大量のデータを既往のデータセットに加える際には、1地震のデータが構成式を代表しないように留意する必要がある。

新たに追加したデータにより更新された構成式を用いて、過年度トレンチ調査を実施した地点の確率論的断層変位ハザードの試解析を実施した。測地学手法による高密度な副断層データの拡充により更新された構成式による年超過確率と、既往検討で得られていた年超過確率とを比較すると、断層変位が小さい領域では高く、大きい領域では小さくなる傾向にある。

主断層から離れた地点の副断層変位の発生メカニズムや変位量のオーダーに関しては、実際の地震のデータの蓄積に加えて、室内模擬実験や数値解析による検討結果の拡充により確率論的断層変位ハザード評価のための知見を蓄積していく必要があると考えられる。