



JAEA-Research

2024-005

DOI:10.11484/jaea-research-2024-005

福島・茨城県境に位置する塩ノ平断層,  
車断層の活動性評価研究

Evaluation Study of Fault Activity on Shionohira and Kuruma Faults Located  
at the Border of Fukushima and Ibaraki Prefecture, Japan

青木 和弘 今井 宏太郎 瀬下 和芳 木村 恵  
桐田 史生 中西 龍二

Kazuhiro AOKI, Hirotarō IMAI, Kazuyoshi SESHIMO, Megumi KIMURA  
Fumio KIRITA and Ryuji NAKANISHI

建設部

Construction Department

October 2024

Japan Atomic Energy Agency

日本原子力研究開発機構

JAEA-Research

本レポートは国立研究開発法人日本原子力研究開発機構が不定期に発行する成果報告書です。本レポートはクリエイティブ・コモンズ表示 4.0 国際 ライセンスの下に提供されています。本レポートの成果（データを含む）に著作権が発生しない場合でも、同ライセンスと同様の条件で利用してください。（<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/deed.ja>）  
なお、本レポートの全文は日本原子力研究開発機構ウェブサイト（<https://www.jaea.go.jp>）より発信されています。本レポートに関しては下記までお問合せください。

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構 研究開発推進部 科学技術情報課  
〒319-1112 茨城県那珂郡東海村大字村松4番地49  
E-mail: [ird-support@jaea.go.jp](mailto:ird-support@jaea.go.jp)

This report is issued irregularly by Japan Atomic Energy Agency.

This work is licensed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/deed.en>).

Even if the results of this report (including data) are not copyrighted, they must be used under the same terms and conditions as CC-BY.

For inquiries regarding this report, please contact Library, Institutional Repository and INIS Section, Research and Development Promotion Department, Japan Atomic Energy Agency.  
4-49 Muramatsu, Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki-ken 319-1112, Japan  
E-mail: [ird-support@jaea.go.jp](mailto:ird-support@jaea.go.jp)

## 福島・茨城県境に位置する塩ノ平断層，車断層の活動性評価研究

日本原子力研究開発機構 建設部

青木 和弘<sup>\*</sup>，今井 宏太郎<sup>\*</sup>，瀬下 和芳，木村 恵，桐田 史生，中西 龍二

(2024年5月10日受理)

塩ノ平断層は福島・茨城県境付近に位置し，2011年4月11日に発生した福島県浜通りの地震（Mw6.7）によって出現した．一方，その南方延長上の車断層ではこの地震による地表変状は認められなかった．上載層が存在しない場合や断層との切断関係を検討できる鉱物脈・岩脈が見つからない場合の断層の活動性評価について，破碎帯の性状に着目した新たな手法の開発を目的に塩ノ平断層（塩ノ平地点，別当地点）と車断層（水上北地点）の3箇所地質調査，試錐調査，化学分析，水理・力学試験を実施し，評価すべき物性データの抽出・分析を行った．

回転せん断式低速～高速摩擦試験機を用い，断層ガウジのすべり速度  $V$  と摩擦係数  $\mu_{ss}$  との関係調べた．塩ノ平地点と別当地点の試料では  $\mu_{ss}$  が  $V$  にほとんど依存しない低速域， $\mu_{ss}$  が  $V$  の増加とともに増加する中速域， $\mu_{ss}$  がすべりとともに劇的に低下する高速域に区分された．一方，水上北地点の試料では速度に対する依存性は認められなかった．地下の割れ目に高压注水を行うことで断層の三次元変位（ $\mu\text{m}$ ～ $\text{mm}$ ）を測定する SIMFIP 法による断層スリップ試験を実施した．塩ノ平地点では断層すべりはクーロン破壊としてモデル化でき，すべり速度に対して摩擦の依存性を示した．一方，水上北地点では断層すべりはクーロン破壊で表現できず，複数の亀裂やすべり面を利用した複雑な応答が確認された．水圧モニタリング孔での水圧応答から，断層部を挟む領域の水理特性を GRF モデル（Barker, 1988）により評価し，透水係数，比貯留量，流れ次元などを明らかにした．透水係数および比貯留量は塩ノ平が水上北よりも大きく，流れ次元は塩ノ平が概ね三次元流であり，水上北が二次元フラクショナル流となった．塩ノ平地点と水上北地点のコア試料からせん断面の姿勢やせん断センスなどの断層スリップデータを取得し，多重逆解法による応力解析を行った．破碎帯を形成した運動と応力履歴を分析した結果，塩ノ平地点において5つ，水上北地点において2つの活動ステージが復元された．

本研究では断層ガウジの摩擦特性，断層破壊モードや破碎部の水理特性，断層の活動ステージなどで，塩ノ平地点と水上北地点で顕著な違いが確認された．当該断層内での調査地点を増やすだけでなく，他地域の断層への適用を通じて断層活動性評価手法としての信頼性向上を計る必要がある．

---

原子力科学研究所：〒319-1195 茨城県那珂郡東海村大字白方2番地4

※ 技術開発協力員

\* 2023年3月まで在籍

**Evaluation Study of Fault Activity on Shionohira and Kuruma Faults Located at the Border of Fukushima and Ibaraki Prefecture, Japan**

Kazuhiro AOKI\*, Hirotarō IMAI※, Kazuyoshi SESHIMO, Megumi KIMURA,  
Fumio KIRITA and Ryuji NAKANISHI

Construction Department  
Japan Atomic Energy Agency  
Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki-ken

(Received May 10, 2024)

This study presents a method for evaluating displacements on active faults that lack clear markers of fault offset. The method uses geological surveys, core studies, and chemical analyses along with hydraulic and mechanical tests. We applied this method to three test sites along the Shionohira Fault (Shionohira and Betto sites) and the Kuruma Fault (Minakamikita site).

Laboratory friction tests on the fault gouge using a variable-speed, rotating shear friction apparatus were conducted. The samples from the Shionohira and Betto sites showed velocity weakening or strengthening, but no velocity dependence was observed at the Minakamikita site. A small-scale test to induce fault slip was conducted using the SIMFIP method. At the Shionohira site, fault slip can be modeled as a Coulomb rupture and shows a frictional dependence on slip velocity. On the other hand, at the Minakamikita site, a complex response using multiple fractures and slip planes was observed. Based on the water pressure response, the hydraulic properties of the area between the faults were evaluated. The transmissivity and specific storage are larger at Shionohira than at Minakamikita. Fault slip data such as shear plane attitude or shear sense were obtained from core samples and stress inversion analysis was performed. We attempted to elucidate the history of the movement and stress that formed the fracture zone. The results reconstructed five activity stages at Shionohira site and two stages at Minakamikita site.

As shown in this report, the frictional properties, fault rupture mode, hydraulic properties and the history of fault motion were found to be different between the Shionohira and Kuruma sites. However, the results are based on a few locational data, so case studies at other sites and more applications to other faults should be considered to improve the reliability of the evaluation.

Keywords: Shionohira Fault, Kuruma Fault, Fault Activity Evaluation, SIMFIP, Multiple Inverse Method

---

※ Collaborating Engineer

\* Construction Department until March 2023



目 次

1. 調査の目的および調査結果概要 -----	1
2. 地質概説 -----	7
2.1 常磐地域の地質 -----	7
2.2 福島県浜通り地震に関する断層 -----	8
2.3 塩ノ平断層周辺の応力場 -----	8
3. 調査方法 -----	10
3.1 野外調査の概要 -----	10
3.2 ボーリング調査 -----	17
3.2.1 ボーリング孔の概要 -----	17
3.2.2 定方位試料の採取 -----	21
3.3 研磨片・薄片観察による断層岩の構造観察 -----	21
3.4 コア観察による断層スリップデータの取得 -----	22
3.5 多重逆解法による応力解析 -----	23
3.6 XRD 分析 -----	25
3.7 同位体分析 -----	26
3.8 流体包有物分析 -----	26
3.9 室内透水試験 -----	26
3.10 室内摩擦試験 -----	27
3.10.1 露頭サンプル -----	27
3.10.2 浅部掘削コアサンプル -----	28
3.10.3 摩擦試験機および試験方法の概要 -----	30
3.11 SIMFIP 試験（断層スリップ試験） -----	33
3.11.1 試験装置の概要と試験手順 -----	33
3.12 水圧応答解析 -----	42
3.12.1 SIMFIP 試験の注水履歴 -----	45
3.12.2 解析モデル -----	46
3.12.3 標準曲線の準備 -----	47
3.13 主断層の三次元数値解析 -----	50
4. 調査結果 -----	53
4.1 野外調査の結果 -----	53
4.1.1 調査地点の選定 -----	53
4.1.2 露頭観察結果 -----	53
4.2 ボーリング調査結果 -----	55
4.3 研磨片・薄片による構造観察結果 -----	60
4.4 コア観察による断層スリップデータの測定結果 -----	69
4.5 多重逆解法による応力逆解析 -----	76

4.6 XRD 分析	78
4.7 同位体分析	81
4.8 流体包有物分析	82
4.8.1 均質化温度測定結果	82
4.8.2 氷点温度測定結果	83
4.9 室内透水試験	83
4.10 室内摩擦試験	84
4.10.1 地表露頭サンプルから作成したガウジ	84
4.10.2 浅部掘削コアから作成したガウジ	85
4.10.3 ガウジの鉱物組成	88
4.10.4 地表露頭試料とコア試料の挙動の違い、とくに粘土鉱物の影響について	89
4.10.5 スメクタイトに富む別当地点の露頭ガウジの超低摩擦	92
4.11 SIMFIP 試験（断層スリップ試験）	95
4.11.1 塩ノ平地点[12.8-17.3 m]の区間における試験結果	95
4.11.2 水上北地点[21.65-23.60 m]の区間における試験結果	98
4.12 水圧応答解析	102
4.12.1 水圧データのマッチングと水理パラメーターの算定（塩ノ平地点）	102
4.12.2 水圧データのマッチングと水理パラメーターの算定（水上北地点）	105
4.13 断層運動の数値解析	108
4.13.1 塩ノ平地点における水理力学的応答の解析	108
4.13.2 水上北地点における水理力学的応答の解析	109
4.13.3 応力テンソルの推定	113
5. 考察	115
5.1 応力場と断層運動	115
5.1.1 構造観察結果と応力逆解析結果の比較	115
5.1.2 断層運動と応力の履歴	117
5.1.3 浜通り地震の余震データから推測した断層活動ポテンシャルの評価	119
5.2 水圧応答解析	123
5.2.1 塩ノ平地点と水上北地点の水圧応答の比較	123
5.2.2 SIMFIP 試験による断層変位との検討	128
5.2.3 破砕帯中に発達した面構造の検討	137
5.3 数値解析	139
5.3.1 塩ノ平地点と水上北地点の水理力学的応答の比較	139
5.3.2 断層深部における摩擦変化推定のための変位逆解析	141
5.3.3 断層活性化モードの原位置推定におけるアプローチの意義	145
6. まとめ	146
謝辞	151
参考文献	152

付録

付 1 断層活動性評価研究の概要 -----	159
付 2 業務報告書 -----	161
付 3 外部発表リスト -----	166
付 4 論文リスト -----	170
付 5 Mont Terri 国際共同研究-----	172
5.1 SIMFIP 試験実施の経緯-----	172
5.2 断層スリップ試験第 1 期 (FS) の概要-----	173
5.3 断層スリップ試験第 2 期 (FS-B) の概要-----	173

Contents

1. Purpose and summary of the survey -----	1
2. Geological background -----	7
2.1 Geology of the Joban area -----	7
2.2 Faults related to the Fukushima-ken Hamadori earthquake-----	8
2.3 Stress field around the Shionohira fault -----	8
3. Method-----	10
3.1 Overview of field survey -----	10
3.2 Drilling surveys -----	17
3.2.1 Overview of drilling-----	17
3.2.2 Collecting oriented samples-----	21
3.3 Observation of the structure of fault rocks using polished slubs and thin sections-----	21
3.4 Measurement of fault slip data through the core observation -----	22
3.5 Stress analysis by multiple inverse method -----	23
3.6 XRD analysis -----	25
3.7 Isotopic analysis -----	26
3.8 Fluid inclusion analysis -----	26
3.9 Permeability test in laboratory -----	26
3.10 Frictional test in laboratory -----	27
3.10.1 Samples from outcrops -----	27
3.10.2 Samples from shallow depth cores -----	28
3.10.3 Overview of friction tester and the method -----	30
3.11 SIMFIP test (fault slip test)-----	33
3.11.1 Overview of the equipment and test protocol -----	33
3.12 Analysis of fluid responsiveness -----	42
3.12.1 Water injection history of SIMFIP test-----	45
3.12.2 Analytical model -----	46
3.12.3 Standard curve settings-----	47
3.13 Three-dimensional numerical analyses of main faults -----	50
4. Result -----	53
4.1 Field work-----	53
4.1.1 Selection of the research points -----	53
4.1.2 Observation of the outcrops-----	53
4.2 Result of drilling -----	55
4.3 Fault rock structure from polished slabs and thin sections-----	60
4.4 Fault slip data from the core sample -----	69
4.5 Stress detected from the fault slip data -----	76

4.6 XRD analysis -----	78
4.7 Isotopic analysis -----	81
4.8 Fluid inclusion analysis -----	82
4.8.1 Homogenization temperature -----	82
4.8.2 Freezing point -----	83
4.9 Permeability test laboratory -----	83
4.10 Frictional test in laboratory -----	84
4.10.1 Fault gouge from the outcrop samples -----	84
4.10.2 Fault gouge from the shallow depth samples -----	85
4.10.3 Mineral composition of the fault gouge -----	88
4.10.4 Differences in behavior between outcrop samples and core samples, especially regarding the influence of clay minerals -----	89
4.10.5 Ultra-low friction of outcrop gouge from Betto point which is rich in smectite -----	92
4.11 SIMFIP test (fault slip test) -----	95
4.11.1 Result of Shionohira point [12.8-17.3 m] -----	95
4.11.2 Result of Minakamikita point [21.65-23.60 m] -----	98
4.12 Analysis of fluid responsiveness -----	102
4.12.1 Matching of water pressure data and calculation of hydraulic parameters in Shionohira site -----	102
4.12.2 Matching of water pressure data and calculation of hydraulic parameters in Minakamikita site -----	105
4.13 Numerical analysis of fault motion -----	108
4.13.1 Analysis of hydraulic response in Shionohira site -----	108
4.13.2 Analysis of hydraulic response in Minakamikita site -----	109
4.13.3 Estimation of stress tensor -----	113
5. Discussion -----	115
5.1 Stress field and fault motion -----	115
5.1.1 Comparison of structural observation and stress inversion results -----	115
5.1.2 Fault movement and stress history -----	117
5.1.3 Evaluation of activity potential estimated from aftershock data of the Fukushima-ken Hamadori earthquake -----	119
5.2 Analysis of fluid responsiveness -----	123
5.2.1 Comparison of fluid responsiveness between Shionohira and Minakamikita point -----	123
5.2.2 Relationship with fault displacement from SYMFIP test -----	128
5.2.3 Relationship with the fractures -----	137
5.3 Numerical analysis -----	139
5.3.1 Comparison of Shionohira and Minakamikita point hydromechanical responses -----	139
5.3.2 Displacement inverse analysis for estimating friction changes in deep part of faults -----	141

5.3.3 Implications of the approach in the in-situ estimation of the fault activation modes ----- 145

6. Summary----- 146

Acknowledgment ----- 151

References ----- 152

Appendix

1 Digest of fault activity evaluation research ----- 159

2 Working report----- 161

3 Presentation list----- 166

4 Paper list----- 170

5 Mont Terri international joint research----- 172

    5.1 Background of the SIMFIP test ----- 172

    5.2 Overview of fault slip test phase 1 (FS) ----- 173

    5.3 Overview of fault slip test phase 2 (FS-B) ----- 173

1. 調査の目的および調査結果概要

断層の活動性評価において形成年代の判明している地層や地形面などの上載地層が断層の直上にはない場合や断層と鉱物脈・岩脈との切断関係を検討する鉱物脈法（石渡, 2016）<sup>1)</sup>が適用できない場合には活断層か否かの判断は困難であり、様々な評価手法が模索されている。断層面の形態に着目した手法（田中ほか, 2018）<sup>2)</sup>や断層破碎帯の組織や組成に基づく検討（相山ほか, 2017）<sup>3)</sup>や立石ほか, 2019）<sup>4)</sup>などがあるが、まだ確立されていない。著者らはこうした新たな断層活動性評価手法の可能性を探ることを目的に、ごく最近動いた活断層と隣接する断層を対象に断層破碎帯の性質に着目した様々な調査を行うこととした。本資料は2013年から2022年までの10年間にわたって、耐震工学研究として実施した断層活動性評価に関する調査研究（表1-1）について取りまとめたものである。

表 1-1 日本原子力研究開発機構で実施した、断層活動性評価に関連する論文一覧。本報告ではこれらを含む内容をまとめ、一連の調査がわかるよう編集した。

節	タイトル	発表年	著者名	投稿先
3.11, 3.13, 4.11, 4.13, 5.3	Characterizing the reactivation mechanisms of coseismic surface ruptures associated with the 2011 Mw 6.7 Fukushima-ken Hamadori earthquake in Japan through borehole hydromechanical testing	2021 <sup>5)</sup>	Guglielmi, Y., Aoki, K., Cook, P., Soom, F., Cappa, F., Tanaka, Y	Tectonophysics
2.1, 2.2, 3.2, 3.3, 3.6, 3.7, 3.8, 3.9, 4.1, 4.2, 4.3, 4.6, 4.7, 4.8, 4.9	2011年福島県浜通りの地震で活動した塩ノ平断層と活動しなかった車断層の断層破碎帯の特徴	2021 <sup>6)</sup>	青木和弘, 田中遊雲, 吉田拓海, 島田耕史, 酒井亨, 亀高正男, 瀬下和芳	応用地質学会
3.12, 4.12, 5.2	塩ノ平断層と車断層の破碎帯における断層スリップ試験時の水圧応答解析	2023 <sup>7)</sup>	若濱洋, 能城悠, 青木和弘, 今井宏太郎, Guglielmi, Y., Cook, P., Soom, F.	応用地質学会
2.3, 3.3, 3.4, 3.5, 4.3, 4.4, 4.5, 5.1	複合面構造と応力逆解析による断層の運動履歴および応力史の推定：塩ノ平断層と車断層への適用例	2024 <sup>8)</sup>	酒井亨, 亀高正男, 青木和弘, 島田耕史, 高木秀雄	日本地質学会

平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震の 1 ヶ月後の 2011 年 4 月 11 日 17:16 に福島県浜通りで発生したモーメントマグニチュード Mw 6.7 の地震（以下、4.11 浜通り地震という）によって、いわき市田人町旅人滑石から石住綱木北西に至る約 14 km の区間において、北北西から南南東へ延びる地表地震断層が出現し、石山ほか（2011）<sup>9)</sup>によって塩ノ平断層と命名された。断層活動は西落ちの正断層センスで特徴付けられ、地表での最大変位量は約 2 m であった（例えば、黒澤ほか, 2012<sup>10)</sup>）。4.11 浜通り地震以前の研究として、「新編日本の活断層」（活断層研究会, 1991）<sup>11)</sup>などにより、この付近では南北方向に延びる数条の断層が判読され、一括して井戸沢断層と呼ばれていた。堤・遠田（2012）<sup>12)</sup>および Toda and Tsutsumi（2013）<sup>13)</sup>は、現地調査および航空写真判読から井戸沢断層を 3 条のトレース（東側トレース、西側トレース、南側トレース）に区分して再整理している。塩ノ平断層は西側トレースの北半部とその延長部に該当する。東側トレースは、NNW-SSE 方向で越台から成作まで直線的に連続している。綱木から滑石南方に至る西側トレースは東側トレースと平行である。南側トレースは、いわき市山玉町から富士ヶ丘までとしている。一方、車断層は山玉町から北茨城市磯原西方まで概ね南北走向の高角度で西傾斜の正断層として図示されている（須貝ほか, 1957）<sup>14)</sup>。Toda and Tsutsumi

(2013)<sup>13)</sup>による南側トレースは、概ね車断層北半部に一致している。この部分では地表変位は現れていない。このように、地震の規模等の詳細と変動地形（落差）が明瞭に認められる地震断層との関係がはっきりしている事例は学術的に貴重な研究対象である。このため、著者らは4.11 浜通り地震により地表変位が確認された区間（活動区間）と地表変位が確認されなかった南方延長部（非活動区間）において、両区間の違いに着目して調査を実施した。

調査地点の選定については、広域調査により地表変位が現れている地点をトレースし、断層の上盤と下盤の組み合わせが同条件となる地点を活動区間と非活動区間からそれぞれ選定することとし、活動区間である塩ノ平断層から塩ノ平地点と別当地点の二地点、非活動区間である車断層から水上北地点の一地点を抽出した。調査手法としては、地表地質調査・ボーリング調査・コア観察・X-ray Diffraction (XRD) 分析・同位体分析・流体包有物分析・透水試験・室内摩擦試験・SIMFIP (Step-rate Injection Method for Fracture In-situ Properties) プローブを用いた断層スリップ試験を行った。

試錐掘削は定方位オールコアボーリングを選択したことで、これまで困難とされてきた断層破砕部もほぼ100%のコア回収率を達成できた。得られたコアの観察により断層破砕部を詳細に記載し中心部に断層ガウジ、その外側に断層角礫が分布することや XRD 分析により断層破砕帯の鉱物組成を明らかにした。同位体分析および流体包有物分析からは断層活動の温度・圧力条件から形成深度を推定した。室内摩擦試験からは、断層ガウジの摩擦特性を推定した。断層スリップ試験からは塩ノ平地点は破砕帯の膨張を伴うせん断すべり、水上北地点では複数の亀裂やすべり面を利用した、せん断と開口が複合的に発生する複雑なすべりを確認した。塩ノ平地点のすべりを解析した結果は、摩擦がすべり速度に基づくクーロン破壊としてモデル化され、ガウジ試料の室内試験から得られた速度-状態摩擦データの結果と整合的であることを示した。

以下に地表地質調査、断層岩の構造観察、断層スリップデータの取得、断層ガウジの摩擦特性、断層スリップ試験とその水圧応答解析および断層の活動履歴について概要を記す。

## 1) 地表地質調査

塩ノ平地点では上下変位量が最大 2.1 m、水平変位量が 0.4 m の左横ずれ成分を伴う西落ち正断層を確認した。断層面の走向傾斜は N22°W・74°SW であり、断層を境に上盤側には砂岩、下盤側には結晶片岩が分布する。破砕帯の幅は 20~30 m 程度である。別当地点では上下変位量が 1.7 m、水平変位量が 0.2 m の右横ずれ成分を伴う西落ち正断層を確認した。断層面の走向傾斜は N11°W・76°SW を示す。破砕帯の幅は 10 m 程度である。水上北地点では露頭が確認されていない。

## 2) 研磨片・薄片観察による断層岩の構造観察

塩ノ平地点、別当地点および水上北地点の過去の運動方向の履歴の情報を得るために、断層露頭から採取したブロック試料（水上北地点は露頭がないので除く）と断層破砕部のコア試料を用いて研磨片および薄片を作成し複合面構造を観察した。その結果、最新活動面を境に上盤側と下盤側ではほぼ対照的に正断層⇒逆断層⇒正断層というせん断センスの領域区分がなされていることが明らかになった。なお、最新活動面との切断関係を検討可能な鉱物脈・岩脈が認め



られなかったため、鉱物脈法を適用することはできなかった。

### 3) 断層スリップデータの取得

塩ノ平地点および水上北地点のコア試料からせん断面の姿勢、条線の計測、せん断センスの判読など断層スリップデータを取得した。最新活動面を含む破碎帯中軸部から外縁部にかけて塩ノ平地点では SFS-2 孔の 16.00～19.00 m、水上北地点では MFS-1 孔の 20.00～24.00 m の区間を計測し、塩ノ平地点で 42 個、水上北地点で 55 個の断層スリップデータを取得した。これらのデータを Yamaji (2000)<sup>15)</sup> の多重逆解法を用いて応力解析を行った。断層スリップデータから応力状態を推定する逆解法は、断層面上のせん断応力の方向にすべりが生じるといふ仮説 (Wallace, 1951<sup>16)</sup>; Bott, 1959<sup>17)</sup>) に基づいている。塩ノ平地点では Stress SA ( $\sigma_1$  軸は低角西傾斜,  $\sigma_3$  軸は高角東傾斜), Stress SB ( $\sigma_1$  軸は高角西傾斜,  $\sigma_3$  軸は低角南南東傾斜), Stress SC ( $\sigma_1$  軸は中角北北西傾斜,  $\sigma_3$  軸は中角南南東傾斜), Stress SD ( $\sigma_1$  軸は中角東傾斜,  $\sigma_3$  軸は中角南西傾斜), Stress SE ( $\sigma_1$  軸は低角南南東傾斜,  $\sigma_3$  軸は中角西南西傾斜) の五つ、水上北地点では Stress KD ( $\sigma_1$  軸は低角南傾斜,  $\sigma_3$  軸は中角北西傾斜), Stress KE ( $\sigma_1$  軸は中角北北東傾斜,  $\sigma_3$  軸は中角南南東傾斜) の 2 つの応力状態を検出した。

### 4) 断層ガウジの摩擦特性

地表変位が認められた塩ノ平地点と別当地点では断層露頭と浅層試錐コアから最新活動面の断層ガウジ、また、水上北地点では露頭が確認されていないので浅層試錐コアから断層ガウジを採取して低速～高速摩擦試験を行った。試験機は中国地震局地質研究所が所有する回転せん断式低速～高速摩擦試験機を用いた。すべり速度は 0.2  $\mu\text{m/s}$ ～2 m/s、室温下で無水または含水条件、法線応力は多くの場合 1 MPa、ホスト試料として岩石に近い挙動を示す Ti-Al-V 合金製ピストンを用いて排水条件下で試験を行った。すべり速度  $V$  と摩擦係数  $\mu_{ss}$  との関係について、塩ノ平地点と別当地点の試料では  $\mu_{ss}$  が  $V$  にほとんど依存しない低速域 (弱い速度強化, 弱い速度弱化, または速度依存性がない),  $\mu_{ss}$  が  $V$  の増加とともに増加する中速域 (明瞭な速度強化),  $\mu_{ss}$  がすべりとともに劇的に低下する高速域 (顕著な速度弱化) に区分でき、高速域では顕著なすべり弱を示すことが明らかになった。一方、水上北地点では低速域から高速域まで速度弱や速度強化が認められず、速度に対する依存性は認められなかった。スメクタイトに富むガウジでは無水状態と含水状態で摩擦係数が大きく異なる特徴があり、別当地点のコア試料はスメクタイトに富むことから、含水ガウジが 0.1～0.3 程度の低い  $\mu_{ss}$  を示すのに対して、無水ガウジの  $\mu_{ss}$  は 0.4～0.7 と 3 倍程大きくなった。一方で塩ノ平地点のコア試料はスメクタイトの含有量が 8.6%と少なく、含水ガウジの  $\mu_{ss}$  は 0.3～0.6、無水ガウジの  $\mu_{ss}$  は 0.5～0.75 と摩擦係数の差は小さい。水上北地点のコア試料にはスメクタイトが含まれておらず、無水・含水ガウジともに  $\mu_{ss}$  は 0.45～0.7 となって両者の差はほとんどない。

### 5) 断層スリップ試験

塩ノ平地点と水上北地点において SIMFIP プローブを用いた断層スリップ試験を行った。SIMFIP プローブは、試錐で確認した地下の割れ目の上下にダブルパッカーを掛け地上から高

圧の水を注入して割れ目のずれを人工的に発生させ、その三次元変位量 ( $\mu\text{m}\sim\text{mm}$ ) を注水圧、注入流量とともに詳細に測定できる装置および手法である。塩ノ平地点では高圧注水試験に対して破碎帯の膨張を伴ったせん断すべり（スロースリップ）が確認され、4.11 浜通り地震により地表変位が認められなかった水上北地点では断層のせん断と開口が複雑に発生する応答が確認された。注水による断層の破壊様式に関して、塩ノ平地点では SIMFIP 試験による断層すべりの解析結果と、断層ガウジの室内摩擦試験で得られた速度・摩擦データがよく一致しており、断層の運動メカニズムは摩擦がスリップ速度に最終的に依存するクーロン破壊としてモデル化された。一方、水上北地点ではせん断変位と法線変位が同じ大きさとなり、注水により複数の断層面が活性化したと考えることで、数値モデルによる解析結果と現場計測値との一致度が向上した。これは、水上北地点のせん断変位が主せん断帯上のすべりだけでは説明できないことを示唆している。

#### 6) スリップ試験時の水圧応答解析

塩ノ平および水上北両地点の断層破碎部での注水に対する水圧モニタリング孔での水圧応答から、断層部を挟む領域の水理特性を GRF (Generalized Radial Flow) モデル (Barker, 1988)<sup>18)</sup> により評価し、透水量係数、比貯留量、水頭拡散率および流れ次元を明らかにした (若瀨ほか, 2023)<sup>7)</sup>。透水量係数は、塩ノ平地点では  $5.2\times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$  であり、水上北地点では  $3.4\times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$  と求まり、両者を比べると塩ノ平地点の方が 15 倍程と圧倒的に大きな値を示す。透水量係数は、水みちの分布密度や開口幅、連結等に依存しており、活動頻度が増し、破碎の進展とともに増大すると推定される。比貯留量は、塩ノ平地点では  $3.8\times 10^{-5} \text{ 1/m}$  であり、また水上北地点では  $3.3\times 10^{-6} \text{ 1/m}$  を示すことから、前者の値は後者のそれより 1 オーダー (12 倍) 程大きい。これには地殻運動などによる間隙水圧の上昇に伴い、塩ノ平の方がより亀裂が開口しやすい特性を反映しているものと推定される。水頭拡散率は、塩ノ平地点では、 $3.1\times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ 、水上北地点では  $5.1\times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$  が得られており、やや塩ノ平のほうが小さい値を示した。これは、塩ノ平の方が水上北に比べ活動度 (破碎頻度) が大きいことを示唆している。流れ次元  $n$  は、塩ノ平地点では  $n=2.8$  となり、ほぼ三次元流であると解釈される。これは注水区間の周辺が破碎を受けており、三次元のネットワーク状に水みちが発達していることを表す。一方、水上北地点では、流れ次元  $n=1.6$  のフラクショナル流となる。これはチャンネルングを伴う二次元平面流 (断層面を切るような平面での流れ) を想定でき、面的な断層破碎面等に沿った流れが支配的であることを示唆している。水理解析に対応する時刻において、SIMFIP 試験で計測されたパッカー間の相対変位データから両地点における変位自由度を求めたところ、塩ノ平地点で  $C_m=3$ 、水上北地点で  $C_m=1$  となり、流れ次元に基づくフラクチャー構造の相違と調和的となった。両地点における相違は、当該断層破碎部に賦存する水みちとなる亀裂の空間的な発達状況の相違と密接に対応し、塩ノ平地点の方が水上北地点よりも断層面周辺の破碎が進行しており、両地点の断層活動度と水理パラメーターの関連性が示唆された。

#### 7) 断層の活動履歴

断層ガウジの摩擦特性、断層スリップ試験から明らかになったスリップ運動の特性および水

理力学的特性における両地点での相違は、断層活動履歴が異なるためと考えられる。破碎帯形成史については、研磨断面の複合面構造の観察に加え、小断層解析手法である多重逆解法 (Yamaji, 2000)<sup>15)</sup> を断層スリップデータに適用し、前者で推定したせん断センスと後者で検出した応力状態を比較することから、破碎帯を形成した運動と応力の復元を試みた。また、構造の切り合い関係や鉱物の産状から、復元した活動ステージの前後関係や年代を推定した (酒井ほか, 2024)<sup>8)</sup>。塩ノ平地点では、活動ステージとして Stage S-I の左横ずれ成分を伴う正断層、Stage S-II の逆断層、Stage S-III の左横ずれ成分を伴う正断層、古第三系・新第三系堆積後にあたる Stage S-IV の逆断層、方解石晶出後にあたる Stage S-V の右横ずれ成分を伴う正断層 (4.11 浜通り地震の活動を含む) の順に断層運動が生じた。水上北地点では、古第三系堆積後にあたる Stage K-I の左横ずれ成分を伴う逆断層、Stage K-II の正断層成分を伴う右横ずれ断層の順に断層運動が生じた。以上の結果を総合すると、塩ノ平地点と水上北地点の特徴は以下の通りとなる。

塩ノ平地点については正逆両方の断層運動を繰り返し、少なくとも 5 回の断層活動を被った可能性がある。活動頻度が増すことにより破碎がより進行し、断層破碎帯中の粘土鉱物含有量が増えるとともに、水みちが三次元的に発達していると推定される。破碎帯の透水性が良いことから断層ガウジは含水状態となり、摩擦係数が乾燥状態のものに比べ 1/2~1/3 に小さくなるためすべりが発生しやすいと考えられる。

水上北地点では断層活動が二回と少なく、粘土鉱物含有量も塩ノ平地点に比べ少ない。流れ次元も二次元の平面内でのチャンネル流に対応し、断層破碎帯の透水性も悪い。断層ガウジの摩擦係数は含水状態と乾燥状態との間に差はなく、ともに大きいすべり難いと考えられる。

本報告の結果から、塩ノ平地点と水上北地点については、過去の活動履歴に差があったことが推定できる。しかしながら、活動区間および非活動区間から 1~2 地点のみの調査結果を取りまとめたものであるため、断層全体の活動性を評価するうえでは今後より多くの地点で調査を行い慎重に検討する必要がある。

## 8) 断層活動性調査の提言

本調査研究で実施した原位置試験、室内試験、数値解析で得られた知見を基に、新たな地域において断層破碎部の性状に着目した断層の活動性を評価する際に必要となる調査項目と、その実施にあたって考慮すべきポイントや留意点について以下に述べる。

### ① 地質調査の実施

- ・地表変位が現れた場合は、その分布を調査する。
- ・試錐調査候補地点を抽出する。

## ② ボーリング調査の実施

- ・断層破碎帯のコアが採取できるような工法を選択する。定方位コアの採取が可能な FIAX3D ボーリング工法（二重管式固定軸サンプリング工法：特許第 4609783 号）が現状ではベストである。
- ・割れ目、断層の姿勢（走向傾斜）をボアホール TV 等で確認する。
- ・キャリパー検層を行い、孔壁拡大の有無や程度を把握する。

## ③ 断層岩の構造観察

- ・最新活動面と想定される箇所の上盤および下盤の研磨片や薄片を作成し、複合面構造解析によりせん断センスを調べる。
- ・割れ目の姿勢および条線などの断層スリップデータを取得する。
- ・断層スリップデータから多重逆解法を用いて応力状態を推定する。

## ④ ボーリングコアを用いた室内摩擦試験の実施

- ・すべり速度（低速～中速～高速）依存性を知るために、回転式摩擦試験機を用いた試験を行う。高速域（0.01～数 m/s）で顕著な速度弱化がないかどうかをチェックする。
- ・摩擦パラメーター（a-b）の値が負（不安定すべり）か正（安定すべり）かが重要である。

## ⑤ SIMFIP プローブを用いた断層スリップ試験の実施

- ・試験の前後に 2 回ボアホール TV を実施し、どの割れ目（断層）がずれたかを確認する。
- ・断層スリップが安定すべりか不安定すべりかを知るために、注入孔周辺から（数 m～10 m）離れた試錐孔内に地震計（ジオフォン or 速度計）を設置する。震源（すべり）の位置を特定するためには 4 箇所（最低 3 箇所）必要となる。
- ・キャリパー検層を行い、試験区間と対象とする割れ目を決める。パッカーの破裂を防ぐため、孔壁が鋸歯状となる箇所を避けるように留意する。試験区間はなるべく狭い方が良いので単一割れ目を選べれば理想的だが、実際は複数の割れ目からなる破碎帯を対象とすることになる。

## ⑥ 数値解析

- ・SIMFIP 試験による断層の三次元的な挙動を解析するために、三次元個別要素法解析プログラム（3DEC: 3 Dimensional Distinct Element Code）を用いて摩擦角や粘着力などの断層運動に関するパラメーターを算出する。

## ⑦ 水圧応答解析

- ・断層破碎部での注水に対する水圧モニタリング孔での水圧応答から、断層部を挟む領域の水理特性を GRF（Generalized Radial Flow model）モデルにより評価し、透水量係数、比貯留量、水頭拡散率および流れ次元を明らかにする。



## 2. 地質概説

### 2.1 常磐地域の地質

評価対象とする塩ノ平断層および車断層は、福島県沿岸部の浜通り地方と内陸部の中通り地方を隔てる阿武隈山地の南東部に位置している。阿武隈山地は宮城県南部から茨城県北部にかけて南北に連なる標高数百メートルの山地であり、阿武隈変成岩類とそれを貫く白亜紀の花崗岩類によって構成され、阿武隈変成岩類はジュラ紀付加体を起源とする御斎所変成岩類と陸源堆積物起源の竹貫変成岩類に細分される。また、福島県南東部から茨城県北東部の太平洋沿岸には阿武隈山地に取り囲まれるように標高数十メートル程度の丘陵地が広がっており、常磐丘陵と呼ばれる。常磐丘陵は古第三紀～新第三紀の堆積岩類とこれを覆う第四紀の段丘堆積物によって構成され阿武隈変成岩類に単純に累重している。調査地点は阿武隈山地と常磐丘陵の境界付近に位置しており、周辺には御斎所変成岩類および古第三紀～新第三紀の地層が分布している（図 2.1-1）。

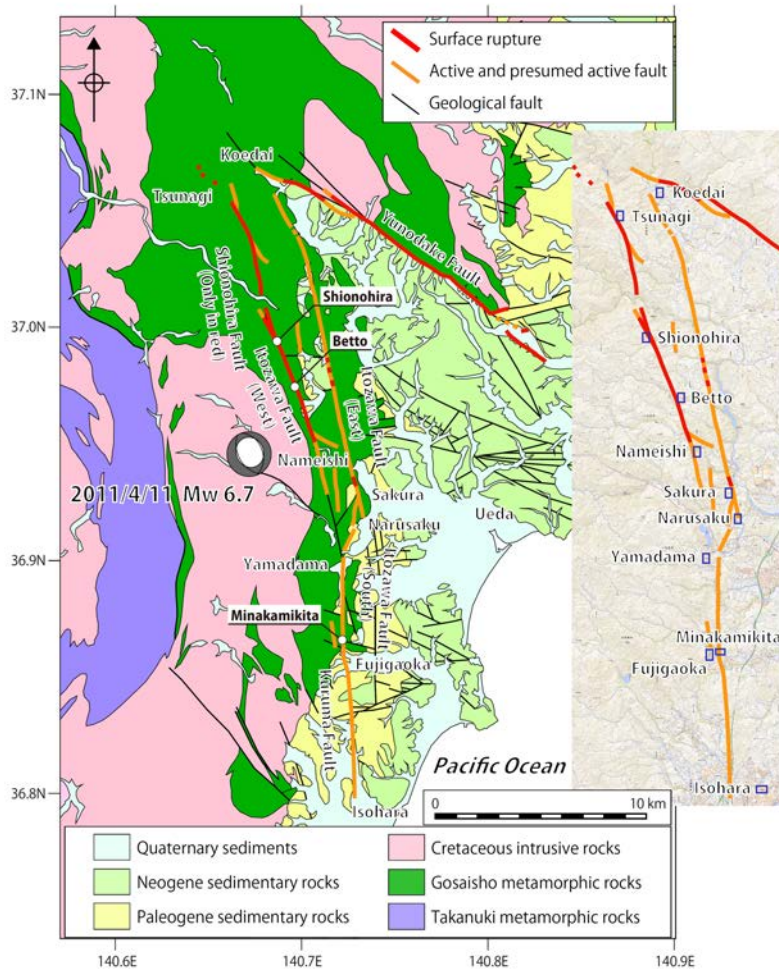


図 2.1-1 概略地質および主要活構造  
若濱ほか (2023)<sup>7)</sup> から転載。

御斎所変成岩類は緑色片岩、珪質片岩、泥質片岩を主体としており、115～99 Ma に変成を受けたとされる(石川・大槻, 1990)<sup>19)</sup>。また、石川・大槻 (1990)<sup>19)</sup> は御斎所変成岩類には左横ずれせん断変形が卓越しており、棚倉断層帯や双葉断層帯、畑川断層帯のマイロナイトに見られる白亜紀の左横ずれ運動とほぼ同時期に形成されたものとした。

古第三系・新第三系については、須貝ほか (1957)<sup>14)</sup> では太平洋沿岸の谷部や低地を主体に漸新世・中新世の堆積岩類が分布するとした。鎌田 (1972)<sup>20)</sup> は、須貝ほか (1957)<sup>14)</sup> の第三系の層序区分を再検討し、前期中新世としていた湯長谷層群滝夾炭層の下部を古第三系の白水層群石城層、上部を新第三系の湯長谷層群梶平層とした。矢部ほか (1995)<sup>21)</sup> は、鎌田 (1972)<sup>20)</sup> の見解を支持するとともに、いわき市黒田地域では、前期漸新世の石城層を前期中新世の梶平層および五安層が不整合に覆うとした。また、梶平層は湯長谷層群堆積時の南東から北西方向あるいは東から西方向へ進む海進初期の谷埋め堆積物であると推定した。須藤ほか (2005)<sup>22)</sup> は、年代値や古環境等を整理し、石城層の年代を後期始新世から前期漸新世とし、梶平層の年代を前期中新世とした。以上の先行研究から、塩ノ平地点では古第三系・新第三系、水上北地点では古第三系の堆積岩類が分布すると考えられる。

## 2.2 福島県浜通り地震に関する断層

本地域の活構造には NNW-SSE 系の井戸沢断層と NW-SE 系の湯ノ岳断層が報告されている(活断層研究会, 1991)<sup>11)</sup>。これらの断層は 4.11 浜通り地震によって断層西側の地盤が相対的に低下し、井戸沢断層の一部で約 14km、湯ノ岳断層で約 15km の地表変状が認められた。井戸沢断層と湯ノ岳断層の震源断層は、前者が高角、後者が低角で西に傾斜し、深さ 10 km 以深ではひとつの震源断層に収斂していることが明らかになった(青柳・上田, 2012)<sup>23)</sup>。一方で、井戸沢断層南方延長部では地表変状が確認されていないことから、堤・遠田 (2012)<sup>12)</sup> および Toda and Tsutsumi (2013)<sup>13)</sup> は、現地調査および航空写真判読から井戸沢断層を 3 条のトレース(東側トレース、西側トレースおよび南側トレース)に区分して再整理している。東側トレースは NNW-SSE 方向で、越台から成作まで直線的に連続している。西側トレースは綱木から佐倉にかけて伸びており、東側トレースと平行である。南側トレースは N-S 走向であり、佐倉で東側トレースから分岐し富士ヶ丘まで南下している。これらのうち、井戸沢断層西側トレースの綱木から滑石までの地表変状が認められた部分は、石山ほか (2011)<sup>9)</sup> によって新たに塩ノ平断層と命名された。また、須貝ほか (1957)<sup>14)</sup> はいわき市山玉町から北茨城市磯原西方にかけて、N-S 走向で連続する西傾斜の高角正断層として「車断層」を図示しており、車断層の北半部(山玉町から富士ヶ丘)は Toda and Tsutsumi (2013)<sup>13)</sup> による南側トレースと概ね一致している。

## 2.3 塩ノ平断層周辺の応力場

4.11 浜通り地震の発震機構解は東北東-西南西方向に張力軸を持つ正断層型とされる<sup>24)</sup>。この地震以前の塩ノ平断層周辺の応力場について、Kato et al. (2011)<sup>25)</sup> は東北地方太平洋沖地震によって東西圧縮場から東西引張場に急激に変化したことを指摘している。一方、Yoshida et al. (2012)<sup>26)</sup> や Imanishi et al. (2012)<sup>27)</sup> は、東北地方太平洋沖地震がきっかけとなって更なる東西引張の応力が蓄積されたとした。黒澤ほか (2012)<sup>10)</sup>、丹羽ほか (2013)<sup>28)</sup>、Toda and Tsutsumi

(2013)<sup>13)</sup>, 丸山ほか (2015)<sup>29)</sup> はトレンチ調査やボーリング調査を実施し, 塩ノ平断層で 4.11 浜通り地震に先行する正断層活動 (2011 年の東北地方太平洋沖地震以前にあたる) が生じていたことを示し, これらは Yoshida et al. (2012)<sup>26)</sup> や Imanishi et al. (2012)<sup>27)</sup> を支持する結果となっている. いずれにせよ, 東北地方太平洋沖地震が契機となり, 4.11 浜通り地震が発生したとされているが, 一方で塩ノ平断層にかつてどのような応力が加わり, どのように運動したのかは依然として明らかとなっていない.

### 3. 調査方法

#### 3.1 野外調査の概要

断層周辺の地質および断層破碎帯の性状を把握するために、図 3.1-1 に示す地域（清道川地域、塩ノ平～別当地域、滑石～四時ダム地域、水上地域）にて野外調査を実施した。また、調査結果を基に注水試験等を実施するボーリング地点を選定した。調査範囲において4.11 浜通り地震により塩ノ平断層の地表地震断層が現れた区間を活動区間（図 3.1-1 に赤線で示す）とし、その延長部分（塩ノ平断層～車断層）を非活動区間とした。

活動区間においては、既往の調査（例えば、東京電力，2011）<sup>30)</sup> 等によって明らかにされている断層露頭を現地で確認し、調査目的に合致する露頭を選定した。露頭を選定にあたっては、①地表地震断層に相当することが明確であること、②基盤岩として結晶片岩同士が接していること、③断層ガウジが存在することを選定の条件とした。活動区間のうち清道川地域の地形図を図 3.1-2 に、塩ノ平～別当地域の地形図を図 3.1-3 に示す。

非活動区間はいわき市田人町滑石以南にあたり、このうち結晶片岩が分布する滑石～四時ダム地域および水上地域において、地表踏査を実施し断層露頭を選定を行った。露頭を選定にあたっては、①リニアメント直下に位置すること、②基盤岩として結晶片岩同士が接していること、③断層ガウジが存在することを選定の条件とした。滑石～四時ダム地域の地形図を図 3.1-4 に、水上地域の地形図を図 3.1-5 に示す。



井戸沢断層 - 塩ノ平断層 - 車断層 地質図

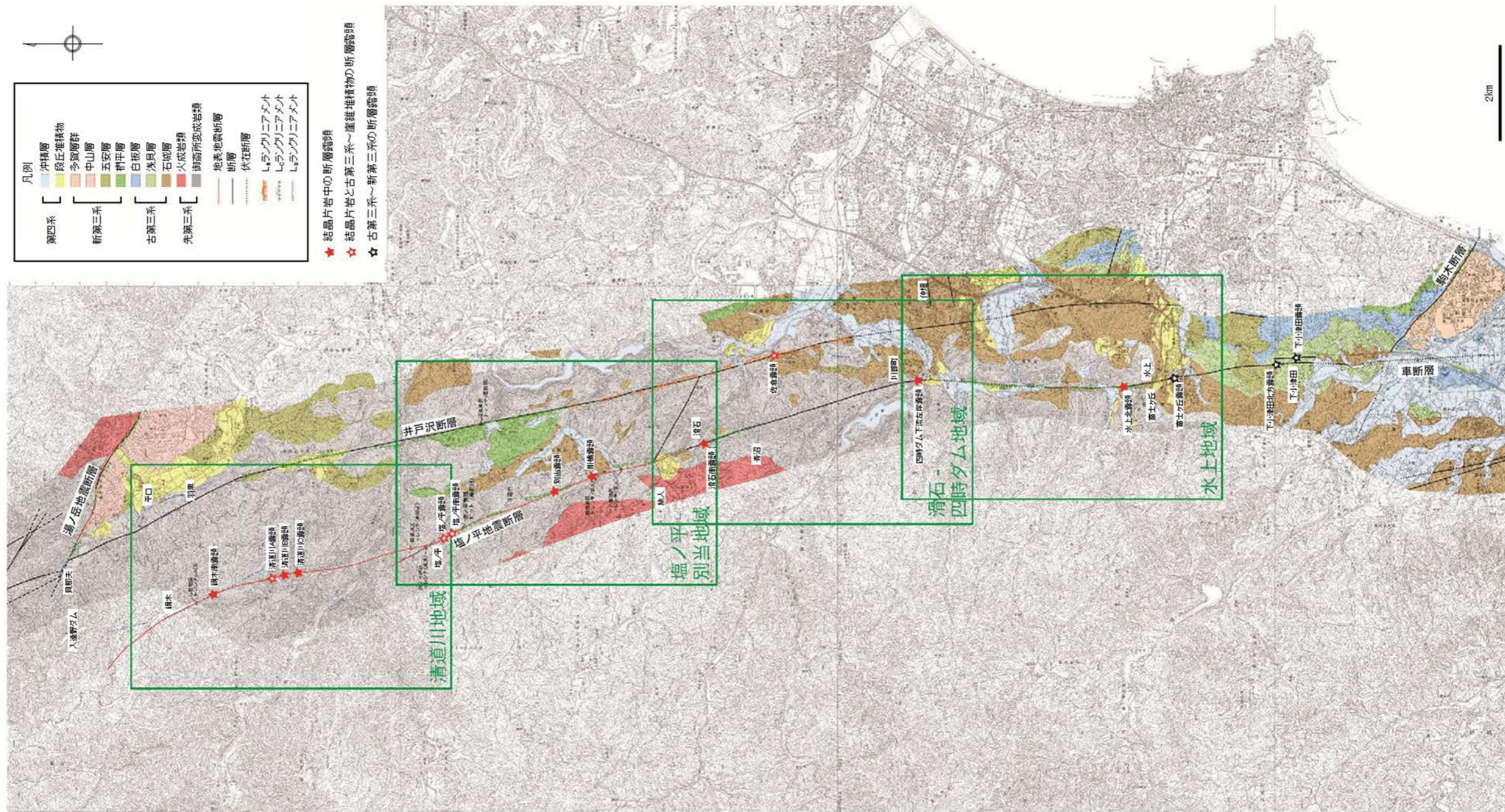


図 3.1-1 井戸沢断層 - 塩ノ平断層 - 車断層周辺の地質図  
 国土地理院 1/25,000 数値地図 (CD-ROM) を基に作成。



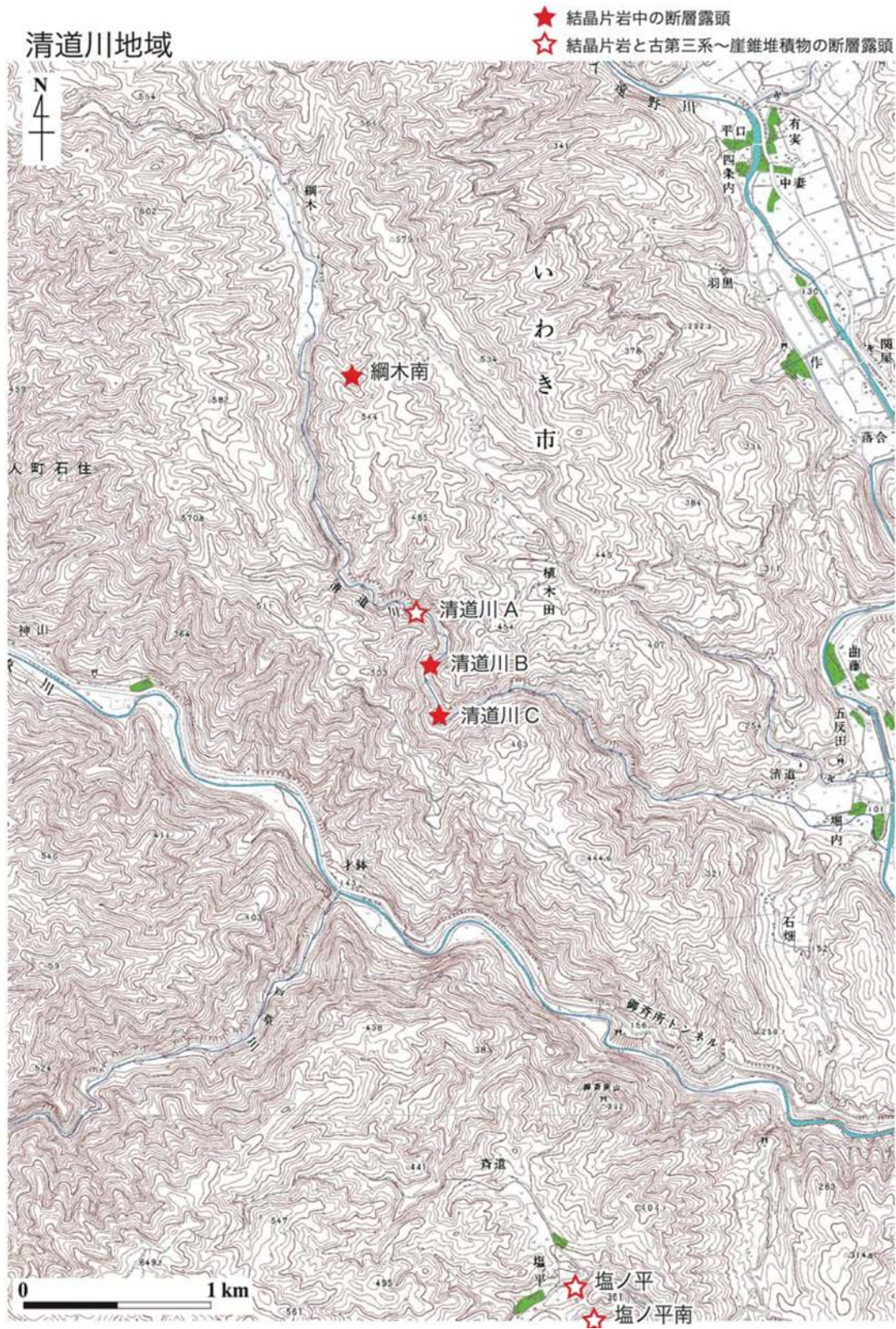


図 3.1-2 清道川地域の地形図  
国土地理院 1/25,000 数値地図 (CD-ROM) を基に作成。



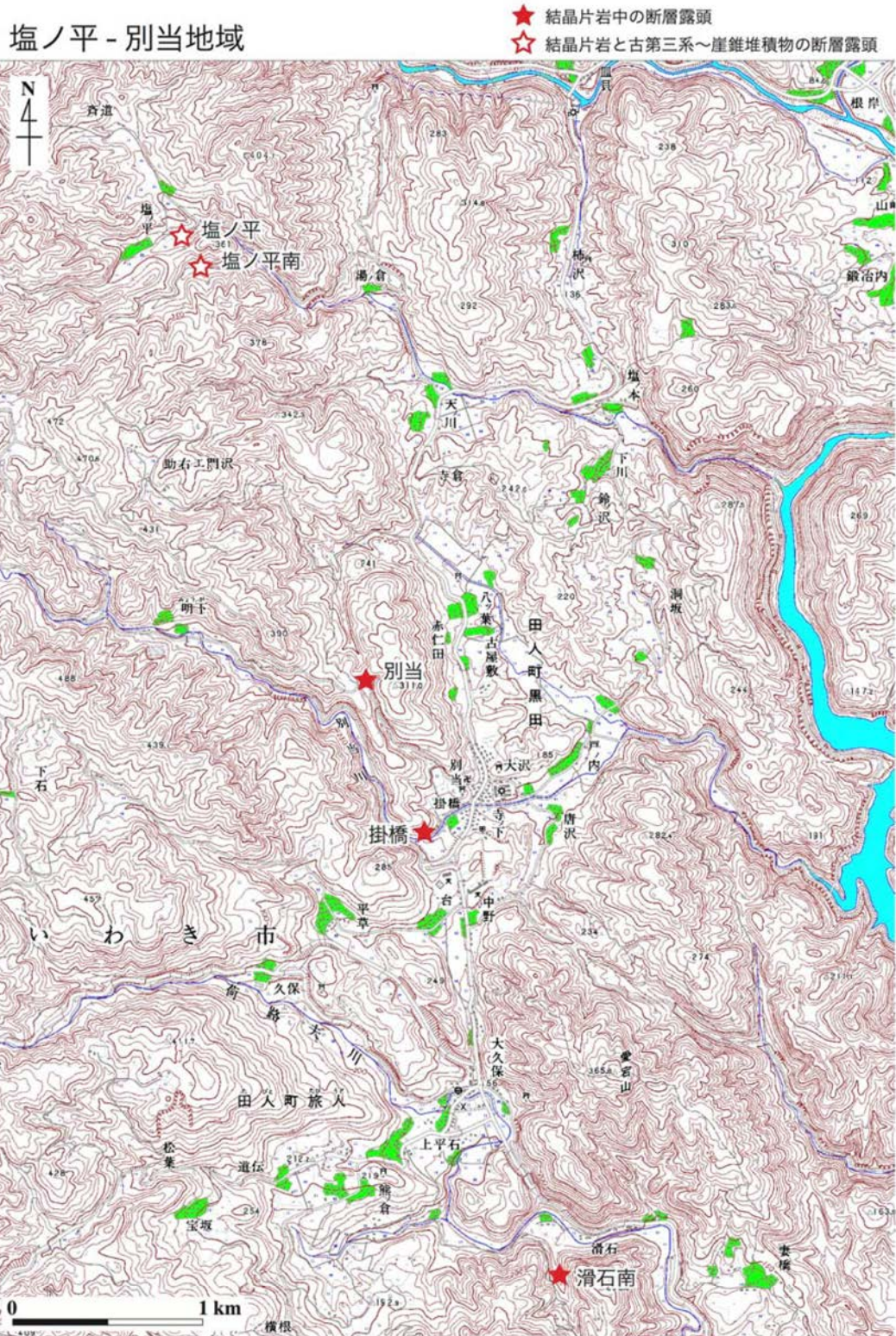


図 3.1-3 塩ノ平～別当地域の地形図  
国土地理院 1/25,000 数値地図 (CD-ROM) を基に作成。



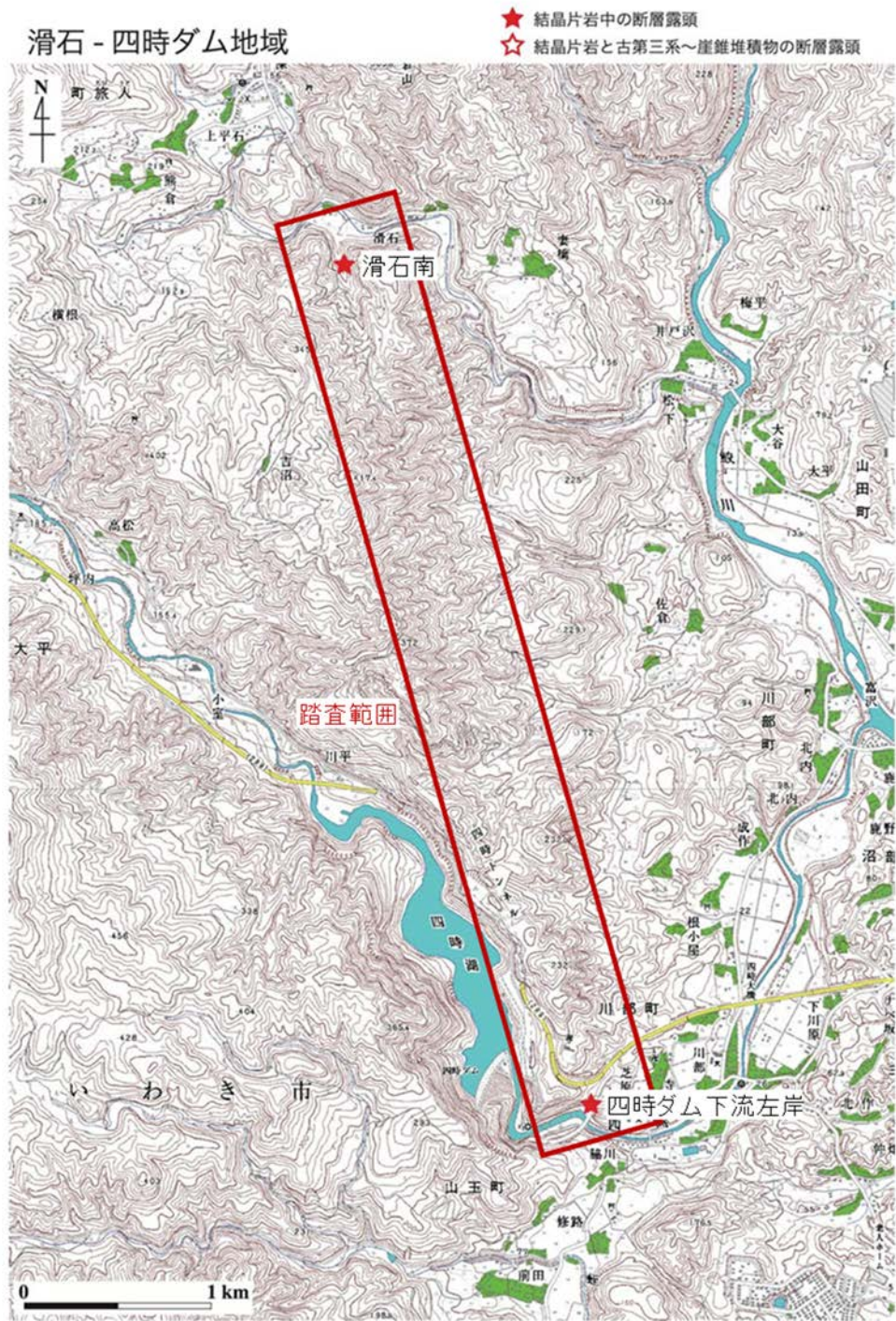


図 3.1-4 滑石～四時ダム地域の地形図  
国土地理院 1/25,000 数値地図 (CD-ROM) を基に作成。



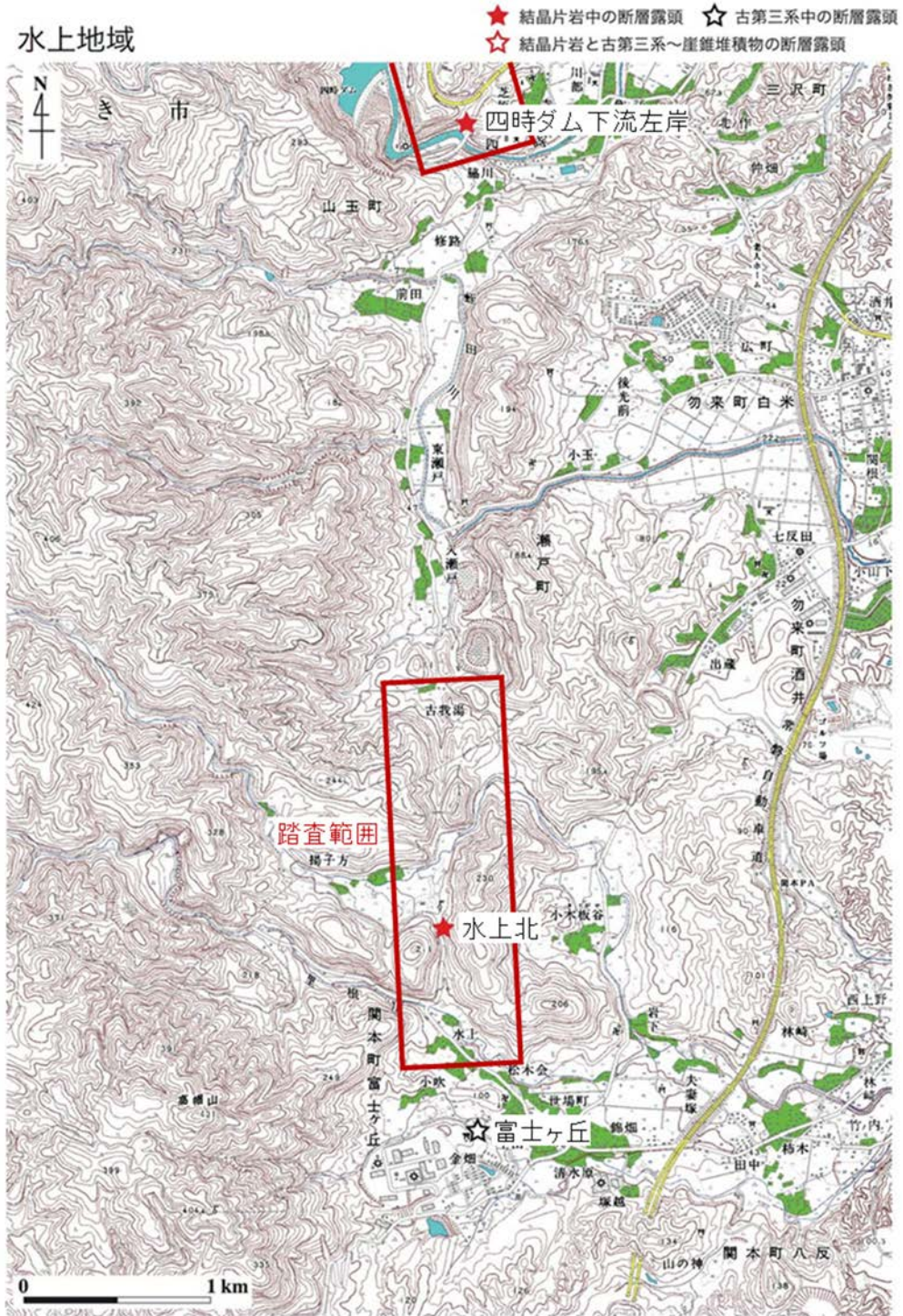


図 3.1-5 水上地域の地形図  
国土地理院 1/25,000 数値地図 (CD-ROM) を基に作成.

### 3.2 ボーリング調査

調査対象断層の破碎部および周辺部について断層の分布と走向・傾斜の確認，分析に供する風化の影響のない新鮮な試料の取得，断層破碎帯の性状や運動像を把握するため，塩ノ平地点，別当地点，水上北地点の3地域でボーリング調査を実施した．塩ノ平地点と別当地点は，塩ノ平断層中部および南部に位置しており，水上北地点は車断層北部に位置している．ボーリング孔の仕様および用途について表 3.2-1 に示す．同表に示したように試錐孔により傾斜（掘進角度）が異なるため，本報告ではコア試料における位置表記について，混乱をさけるために地表面からの鉛直深度や標高による表記はせず，掘進長（孔口からの距離）を用いる．また，せん断面や岩種境界の位置については，面構造の近似平面とコア試料の中心線の交点とする．

表 3.2-1 ボーリング孔の諸元

地点名	孔名	孔口位置		標高 (E.L.+m)	傾斜 (°)	掘進方向		掘進長 (m)	工法	使用用途											
		緯度	経度			真北	磁北			コア 観察	研磨 片・薄 片観察	同位体 分析	流体 包有物	XRD 解析	室内透 水試験	BHTV	注水試験				
塩ノ平	SSH-1	N36° 59' 41"	E140° 41' 12"	323.00	80	N63E	N70E	21.00	定方位	○	○			○							
	SSH-2	N36° 59' 41"	E140° 41' 12"	323.00	90	—	—	15.65	定方位	○	○										
	SFS-1	N36° 59' 41.6"	E140° 41' 12.8"	323.00	90	—	—	30.00	通常	○		○				○	○	○		○	
	SFS-2	N36° 59' 41.6"	E140° 41' 12.8"	322.46	90	—	—	30.00	定方位	○	○	○									○
別当	SBT-1	N36° 58' 24"	E140° 41' 51"	265.00	80	N83E	N90E	14.62	定方位	○	○										
水上北	KMK-1	N36° 51' 55"	E140° 43' 21"	133.00	60	S83W	N90W	29.30	定方位	○		○	○								
	KMK-2	N36° 51' 55"	E140° 43' 21"	133.00	45	N83E	N90E	32.45	定方位	○	○	○	○	○							
	MFS-1	N36° 51' 55"	E140° 43' 21"	133.00	50	N83E	N90E	30.00	通常	○		○				○	○	○		○	
	MFS-2	N36° 51' 55"	E140° 43' 21"	133.00	50	N83E	N90E	30.00	通常	○		○	○								○

#### 3.2.1 ボーリング孔の概要

塩ノ平地点では，SSH-1 孔，SSH-2 孔，SFS-1 孔，SFS-2 孔の4孔でボーリングを実施した（図 3.2-1，3.2-2）．SSH-1 孔は塩ノ平断層の走向方向（N27°W：以下，方位の数値は真北表記）と直交する方向（N63°E）に，80°E の角度で，断層崖から西側へ 4.0 m の地点で掘削した．掘進長は 21.00 m である．掘削工法には定方位ボーリングを採用した．SSH-2 孔は断層崖の基部から西側に 5.2 m の地点で，鉛直方向に掘削した．掘進長は 15.65 m である．掘削工法には定方位ボーリングを採用した．SFS-1 孔は断層崖の上端から西側へ 7.3 m の地点で，鉛直方向に掘削した．掘進長は 30.00 m である．掘削は通常工法により実施した．SFS-2 孔は同じく鉛直方向に，断層崖の上端から西側へ 7.4 m の地点で掘削した．掘進長は 30.00 m である．掘削工法には定方位ボーリングを採用した．

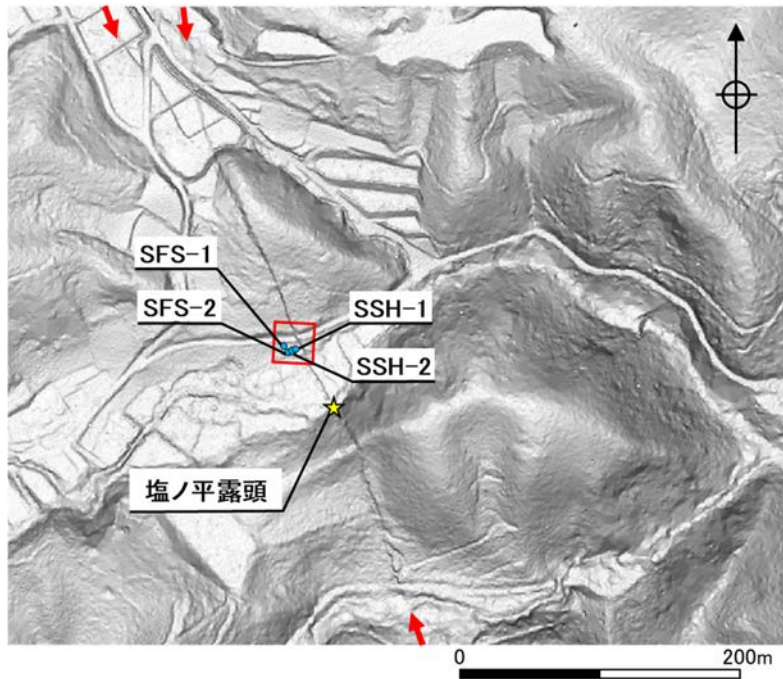


図 3.2-1 塩ノ平地点の調査位置  
 赤矢印は地表地震断層を示す。若濱ほか (2023)<sup>7)</sup> を基に作成。  
 このデータは国土地理院が管理する航空レーザー測量データを使用した。

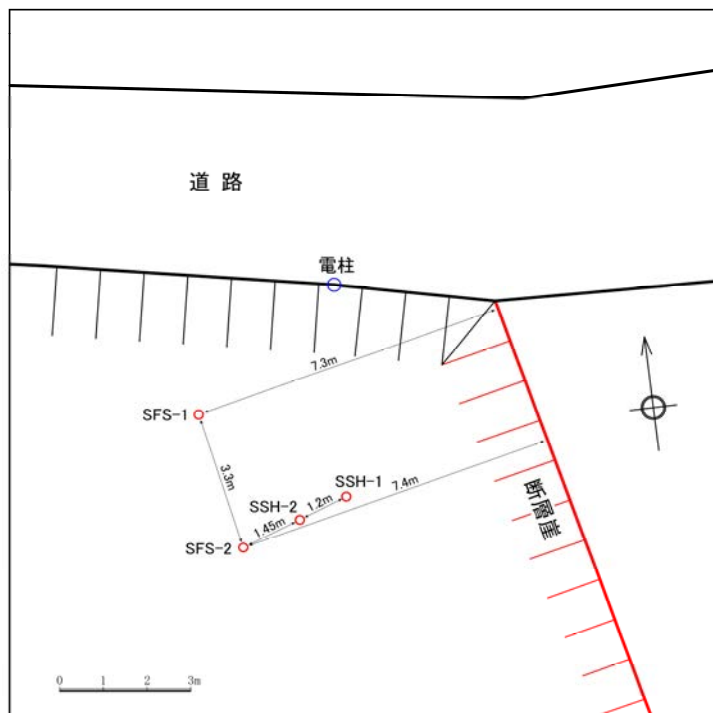


図 3.2-2 塩ノ平地点のボーリング詳細位置  
 図 3.2-1 の赤枠部に相当する。



別当地点では、SBT-1 孔の 1 孔でボーリングを実施した（図 3.2-3）。この付近の塩ノ平断層の走向は概ね N7°W 方向であり、断層と直交する方向（N83°E）に、80°E の角度で、断層崖から西側へ 4.3 m の地点で掘削した。掘削工法には定方位ボーリングを採用した。



図 3.2-3 別当地点の調査位置

赤矢印は地表地震断層を示す。このデータは国土地理院が管理する航空レーザー測量データを使用した。

水上北地点では、KMK-1 孔、KMK-2 孔、MFS-1 孔、MFS-2 孔の 4 孔でボーリングを実施した。（図 3.2-4、図 3.2-5）。水上北地点は非活動区間であり、4.11 浜通り地震の地表地震断層が現れていないことから断層通過位置の絞込みが難しい。KMK-1 孔は鞍部付近に広がる空き地において、60°W の角度で定方位ボーリングを実施したものの、古第三系堆積岩類と御斎所変成岩の緑色片岩が確認されるのみで、断層破碎帯は確認できなかった。KMK-2 孔は KMK-1 孔より西側の地点から、45°E の角度で掘削した。掘削長は 32.45 m である。掘削工法には定方位ボーリングを採用した。掘削深度 20.86 m 付近で幅約 10 cm の断層ガウジを伴う断層破碎帯を貫くことに成功し、断層は鞍部地形より東側を通過していることが明らかとなった。MFS-1 孔および MFS-2 孔は空き地の北側において、50°E の角度で、断層破碎帯を貫くよう掘削した。MFS-1 孔と MFS-2 孔は南北方向に 3.5 m 離れており、掘削長はいずれも 30.00 m である。両者とも通常工法により掘削を行った。



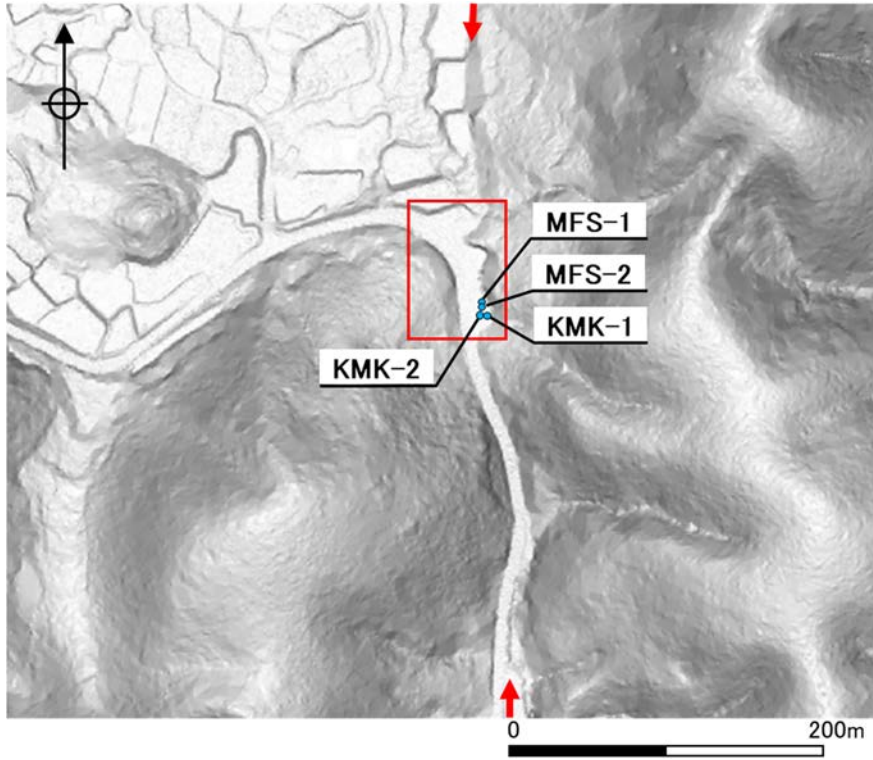


図 3.2-4 水上北地点の調査位置

赤矢印はリニアメントの方向を示す．若濱ほか (2023)<sup>7)</sup> を基に作成．  
このデータは国土地理院が管理する航空レーザー測量データを使用した．

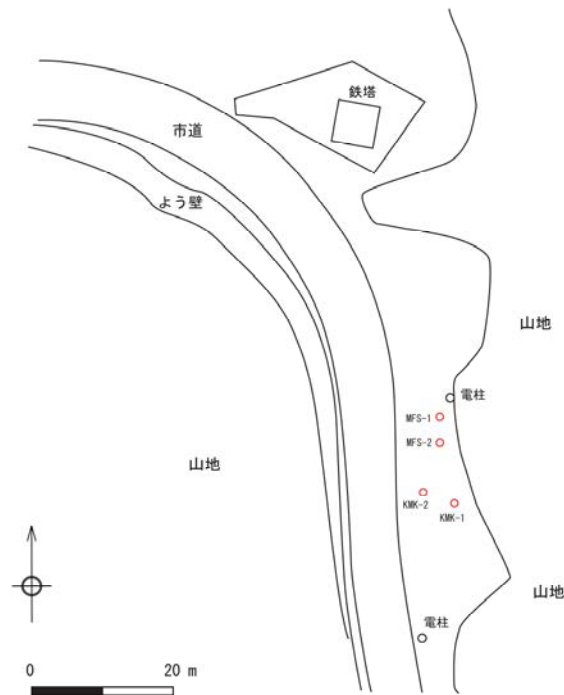


図 3.2-5 水上北地点のボーリング詳細位置

図 3.2-4 の赤枠部に相当する．

### 3.2.2 定方位試料の採取

破砕帯に発達した面構造の姿勢を調べるために、SSH-1 孔、SSH-2 孔、SFS-2 孔、SBT-1 孔、KMK-1 孔、KMK-2 孔では定方位オールコアボーリング（全ての深度の試料を方位が明らかな状態で採取すること）を実施した。ボーリング孔の掘削には株式会社高知地質調査が保有する特許工法である FIAX3D ボーリング工法を用いた。この工法は、二重構造に加工したロッドによりインナーチューブを固定した状態で掘進するため、方位の定まった高品質なコアを採取することができる。長谷川ほか（2012）<sup>31)</sup> は、本工法による定方位コアの全周写真とボアホールカメラデータを比較することで、面構造の位置や方位が両者で一致することを示している。また、鈴木ほか（2017）<sup>32)</sup> は、KMK-2 孔から採取された定方位コアにおいて、三点測定およびゴニオメータを用いた面構造の測定を行っており、ボアホールカメラによる孔壁の展開写真と比較することでそれぞれの面構造が極めて良く一致することを確認している。

### 3.3 研磨片・薄片観察による断層岩の構造観察

塩ノ平断層および車断層の過去の運動方向の履歴や形成深度などの情報を得るために、2 つのブロック試料（塩ノ平断層の塩ノ平露頭および別当露頭の最新活動面（LSS: Latest Slip Surface）を含む範囲で採取）と 3 本のコア試料（塩ノ平断層の塩ノ平地点の SSH-1 孔、別当地点の SBT-1 孔、車断層の水上北地点の KMK-2 孔から採取）を用いて研磨片および薄片を作製し、断層岩中に発達した複合面構造などの構造について観察した。コア試料は縦に半割し、一方から研磨片、もう一方から薄片を作製した。ブロック試料およびコア試料の両方とも最新活動面に直交する鉛直断面で研磨片・薄片を作製し、主に鉛直方向のせん断センスを推定したが、一部の薄片についてはせん断面に直交かつ走向に平行な断面で作製している（表 3.3-1）。複合面構造は Y 面、P 面、R<sub>1</sub> 面を主体に判読し、それらの認定指標や断層岩分類は、高木・小林（1996）<sup>33)</sup> に記載された内容を基準とした。

表 3.3-1 コア試料における薄片の作成位置とせん断センス一覧

Fault name	Borehole No.	Position of thin section (m)	Calcite condition	Sense of shear
Shionohira Fault	SSH-1	5.58	Fragment	Reverse fault
		5.62	Fragment	Reverse fault
		5.75	Fragment	Reverse fault
		<b>5.79</b>	Fragment	Normal fault
		<b>5.81</b>	Fragment	Areas close to LSS: Sinistral fault Areas away from LSS: Dextral fault
		<b>5.83</b>	Fragment	Normal fault
		5.87	Fragment	—
		6.13	Fragment	Reverse fault (Including relict structure of normal fault)
		6.17	Fragment	Reverse fault
		Kuruma Fault	KMK-2	12.89
<b>13.10</b>	Areas close to LSS: Fragment Areas away from LSS: Veinlet			Normal fault
<b>13.12</b>	Areas close to LSS: Fragment Areas away from LSS: Veinlet			Areas close to LSS: Sinistral fault Areas away from LSS: Dextral fault
13.23	Areas close to LSS: Fragment Areas away from LSS: Veinlet			Hanging wall: Normal fault Foot wall: Reverse fault ? Hanging wall: Sinistral fault
<b>20.40</b>	Fragment			Foot wall: Dextral fault and sinistral fault
<b>20.41</b>	Fragment			Hanging wall: Reverse fault Foot wall: Normal fault
20.44	—			Areas close to LSS: Normal fault (Including relict structure of reverse fault) Areas away from LSS: Reverse fault (Including relict structure of normal fault)
20.45	—			Reverse fault
20.80	—			Normal fault
20.85	Fragment			Sinistral fault
20.86	Fragment	Normal fault		
20.90	Fragment	Normal fault		
20.92	Fragment	Normal fault		
21.17	Fragment and veinlet	Normal fault		
21.52	Fragment and veinlet	Normal fault (Including relict structure of reverse fault)		

Thin sections containing LSS are shown in bold red letters

### 3.4 コア観察による断層スリップデータの取得

せん断面上における十分な観察範囲を確保するため、研磨片・薄片作製に使用したものは別孔のコア試料を用いて観察を実施した。塩ノ平断層では塩ノ平地点の SFS-2 孔，車断層では水上北地点の MFS-1 孔のコア試料からせん断面の姿勢，条線の計測，せん断センスの判読などを行った。面構造の走向・傾斜の測定には，HCOV Global Free Downloads<sup>34)</sup>に掲載されている測定用プロトラクターを使用した（図 3.4-1）。面構造の姿勢を計測した後，ピンセットやカッターを用いてせん断面を剥がし，条線の方角を測定し運動方向の記載を行った。SFS-2 孔は掘進角 90°の定方位ボーリングのため，プロトラクター等で計測した実測値が野外におけるせん断面の姿勢や運動方向を示す真の値であり，補正の必要はない。しかし MFS-1 孔は掘進角 50°の不定方位ボーリングであるため，ボアホール TV 画像から解析されたせん断面の姿勢を用いてコア試料を定方位化した後で計測を行った。それにより得られた見かけの測定値をステレオネット上で野外における真の値に補正した。補正する過程で条線の姿勢はレイク角表記から方

位角・伏角表記に変換されている。なお、方位角は真北と条線の落ち込み方向がなす時計回りの角度で示す。

最新活動面を含む破砕帯中軸部から外縁部にかけて、SFS-2 孔は 16.00～19.00 m, MFS-1 孔は 20.00～24.00 m の区間を重点的に計測した。計測したせん断面は比較的平滑で明瞭なものや剥離しやすいものを対象とした。コア試料において 10 cm 間隔で 1 つ以上の断層スリップデータを取得することを試みたが、変形や破砕が弱いために面構造が認められない区間や、面構造が認められるものの破砕や風化等による軟質化で面が密着し、剥離が困難な箇所では断層スリップデータの取得が不可能であった。そのため、データの取得領域に粗密が生じている。

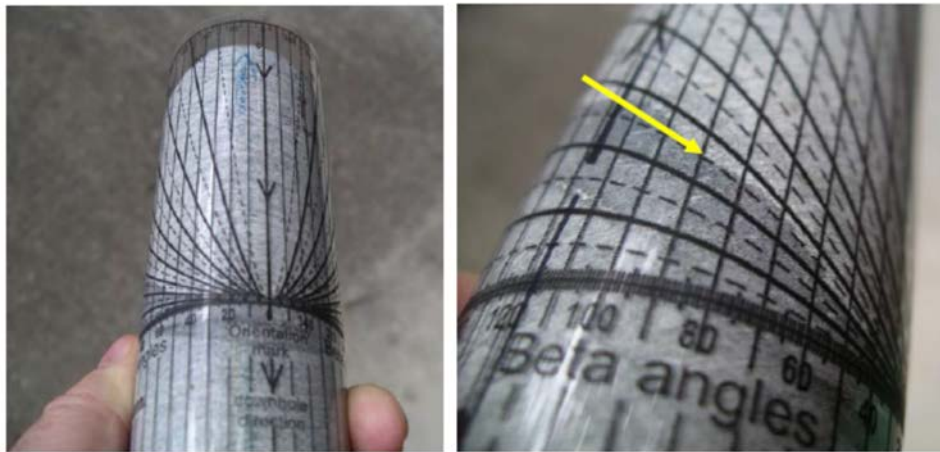


図 3.4-1 コア試料における面構造測定方法  
 写真は HCOV Global Free Downloads<sup>35)</sup> より引用した。黄色矢印は測定用プロトラクターの目盛りに平行となる境界面の位置を示す。

### 3.5 多重逆解法による応力解析

塩ノ平地点の SFS-2 孔, 水上北地点の MFS-1 孔のコア試料から取得した断層スリップデータをもとに, Yamaji (2000)<sup>15)</sup> の多重逆解法を用いて応力解析を実施した。断層スリップデータから断層を動かした応力状態を推定する逆解法は, 断層面上のせん断応力の方向にすべりが生じるという仮説 (Wallace, 1951<sup>16)</sup>; Bott, 1959<sup>17)</sup>) に基づいており, 断層面上のせん断応力ベクトル  $\vec{s}$  は応力テンソル  $\sigma$  を用いて式 3.5-1 で表現される。

$$\vec{s} = \sigma \cdot \vec{n} - (\vec{n} \cdot \sigma \cdot \vec{n}) \vec{n} \quad (3.5-1)$$

ここで,  $\vec{n}$  は断層面に垂直な単位ベクトルである。このことから, 断層スリップの方向は  $-\vec{s}$  の方向に起きると表現することが出来る (図 3.5-1)。ある  $N$  条の断層群が一様の応力状態によって活動したと仮定した場合, 各々の断層面における実際のスリップ方向と式 3.5-1 から求められる理論スリップ方向のなす角 (以下, ミスフィット角, 図 3.5-2) を  $d$  として,  $d_1 \sim d_N$  の総和が最小となる応力テンソル  $\sigma$  を求めることにより, 断層群を動かすのに最適な応力状態を決

定することができる。多重逆解法では、 $N$  条の断層群から  $k$  条の断層スリップデータを抽出し  ${}_N C_k$  全ての組み合わせにおいて逆解法を適用することで、異なる時代の複数の応力状態を検出することが可能となる。解析には京都大学山路 敦氏のホームページで公開されている解析用ソフトウェア（Main Processor: ver. 6.2, Post Processor: ver. 4.17）を使用した。解析手順などはソフトウェアのユーザーガイド<sup>36)</sup>に示されている。

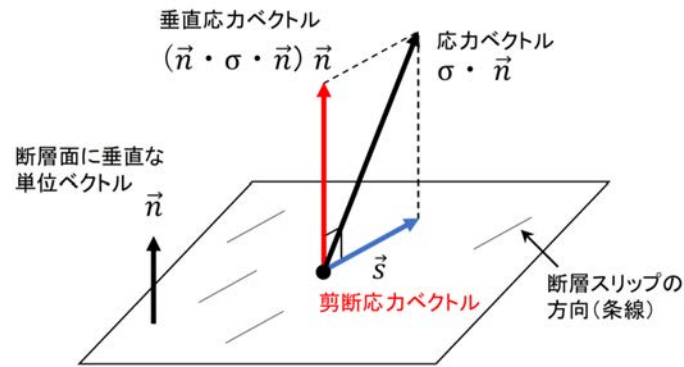


図 3.5-1 Wallace-Bott 仮説に基づく断層スリップ方向（条線）とせん断応力ベクトルの関係

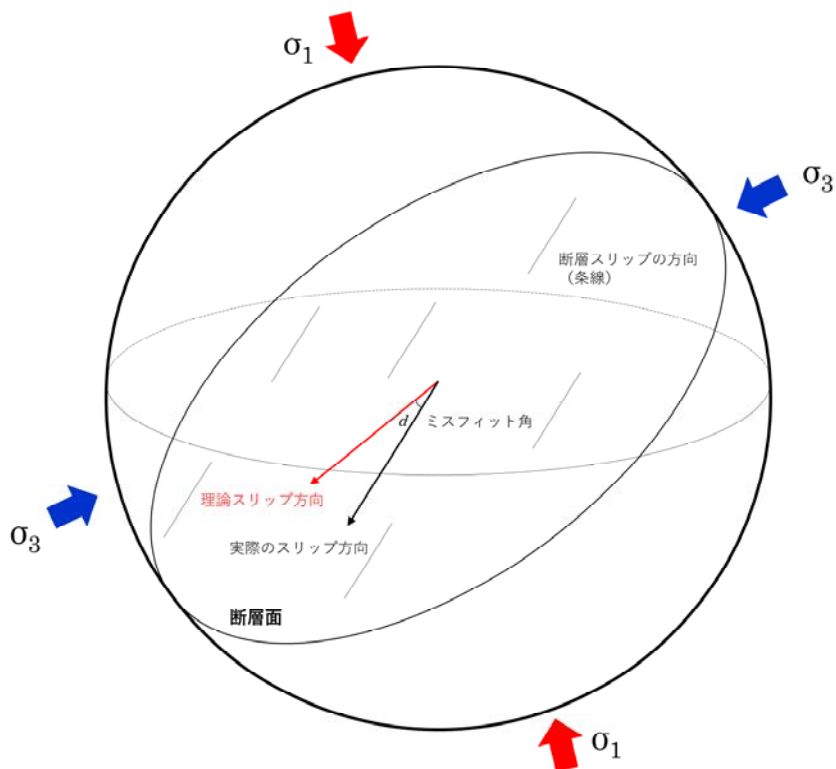


図 3.5-2 ある応力状態における断層面上の理論スリップ方向と実際のスリップ方向およびミスフィット角の位置関係



### 3.6 XRD 分析

断層破碎帯とその周辺の鉱物組成を把握するため、露頭試料、コア試料を用いて XRD 分析を行った。試料は水簸（比重の違いを利用して堆積物の粒度を分離する分析手法）により  $1\ \mu\text{m}$  以下の粒子を濃集して分析を実施した。分析には、株式会社島津製作所製 XRD-6100 (図 3.6-1) を使用し、電圧 30 kV、加速電流 20 mA の条件で実施した。測定は、「X 線回折分析通則 (JIS K 0131:1996)」および「粘土鉱物判定のための試料調製方法 (JGS0251-2009)」に一部準拠し実施した。分析試料は、塩ノ平地点、別当地点および水上北地点のコアから採取した。ただし、既に研磨片・薄片が作成されている断層中軸部については、研磨片・薄片作製時の残試料または研磨片試料の背面側から試料を採取した。塩ノ平地点および水上北地点では、断層の上盤側から下盤側まで幅広く、特に断層中軸部では密に分析箇所を選定した。別当地点では断層中軸部で分析箇所を選定した。そのほか、塩ノ平地点および水上北地点では、亀裂を充填する脈を構成する鉱物を同定するために白色鉱物脈を分析した。



図 3.6-1 XRD 分析装置の写真

### 3.7 同位体分析

元素番号が同一だが質量数が異なる元素のうち、長期間安定して存在するものを安定同位体という。同じ物質に含まれる安定同位体でも軽い同位体の方が反応しやすいため、同じ物質に含まれる安定同位体同士の比率はその物質が受けてきた化学的な影響や環境を反映して変化する。このことから、炭酸塩鉱物脈の沈殿に関与した流体の由来や成因（地下深部のマントル起源か、地殻浅部の表層起源か等）を検討することができる。本調査では、亀裂を充填する白色鉱物脈（炭酸塩鉱物脈）についてコアを岩石カッターで切り出し粉末化し、酸素と炭素の同位体分析を実施した。分析手順については、まず約 0.4 mg の粉末試料をバイアル管に入れ、Thermo Fisher Scientific 製前処理装置 Gas Bench II を用いて、99.9%リン酸と一定温度（72℃）で反応させ、CO<sub>2</sub>ガスを発生させた。次に、発生した CO<sub>2</sub>ガスを Thermo Fisher Scientific 製同位体質量分析計 DELTA V advantage に導入し、炭素・酸素安定同位体比（ $\delta^{13}\text{C}$ ・ $\delta^{18}\text{O}$ ）を測定した。同位体組成は、国際標準試料 NBS-19 によって PDB スケールに補正を施し、千分率偏差（‰）で表示した。測定精度は  $\delta^{13}\text{C}$ ・ $\delta^{18}\text{O}$  ともに $\pm 0.1$  ‰程度である。分析試料は、塩ノ平地点および水上北地点のコアから採取した。全ての試料は、XRD 分析を実施した試料と同じ層準から採取した。なお測定に使用した試料は、砂岩試料中の白色鉱物脈（MFS-1 孔、4.83-4.98 m）を除くと、他は全てカタクレーサイト中に分布する白色鉱物脈である。

### 3.8 流体包有物分析

流体包有物とは鉱物結晶中に捕獲された流体のことで、取り込まれた時の状態を保った小さな閉鎖系とみなせるため、均質化温度および氷点温度の測定により、地下深部における流体の起源・履歴を推定することができる(佐脇,2003)<sup>37)</sup>。均質化温度は、流体包有物を加熱して観察した際に、液相が膨張し液相一相、もしくは液相が蒸発し気相一相になる時の温度をいう。氷点温度は、気液二相の流体包有物を急冷し凍結させ、ゆっくり加熱して徐々に融解させて氷が消滅するときの温度をいう。活発な地熱地帯では、均質化温度をそのままその深度における地温と見なすことも行われ、均質化温度と地温勾配や隆起速度等を組み合わせることで、破碎部周辺の結晶片岩中の石英・方解石脈の形成時の深度や年代が推定できる。

本調査では、鉱物脈中に含まれる流体包有物を岩石カッターで切り出し、岩片を表面研磨したのち分析した。全ての試料は、同位体分析を実施した試料と同じ層準から採取した。測定では両面研磨試料を顕微鏡ステージに載せ、予め顕微鏡に取り付けた Linkam 社製加熱ステージ THMSG600 を用いて測定した。氷点温度は同様に当該機器を用いて測定した。

### 3.9 室内透水試験

塩ノ平地点（SFS-1 孔）および水上北地点（MFS-1 孔）のコアを用いて、断層部およびその周辺の室内透水試験を行った。試料は直径 70 mm、高さ 70 mm 程度に整形し、三軸透水試験装置を用いて実施した。試験では飽和促進のためにセル圧（背圧+20 kN/m<sup>2</sup>程度）と背圧（200 kN/m<sup>2</sup>）を付加し、所定のセル圧（500 kN/m<sup>2</sup>）を付加したうえで圧密を実施した。圧密終了の確認は 3 t 法で行い、圧密終了後に透水試験を開始した。加圧力は SFS-1 孔の砂岩以外は 2 種類の値を設定し、加圧力の違いによる透水係数の違いを確認した。

### 3.10 室内摩擦試験

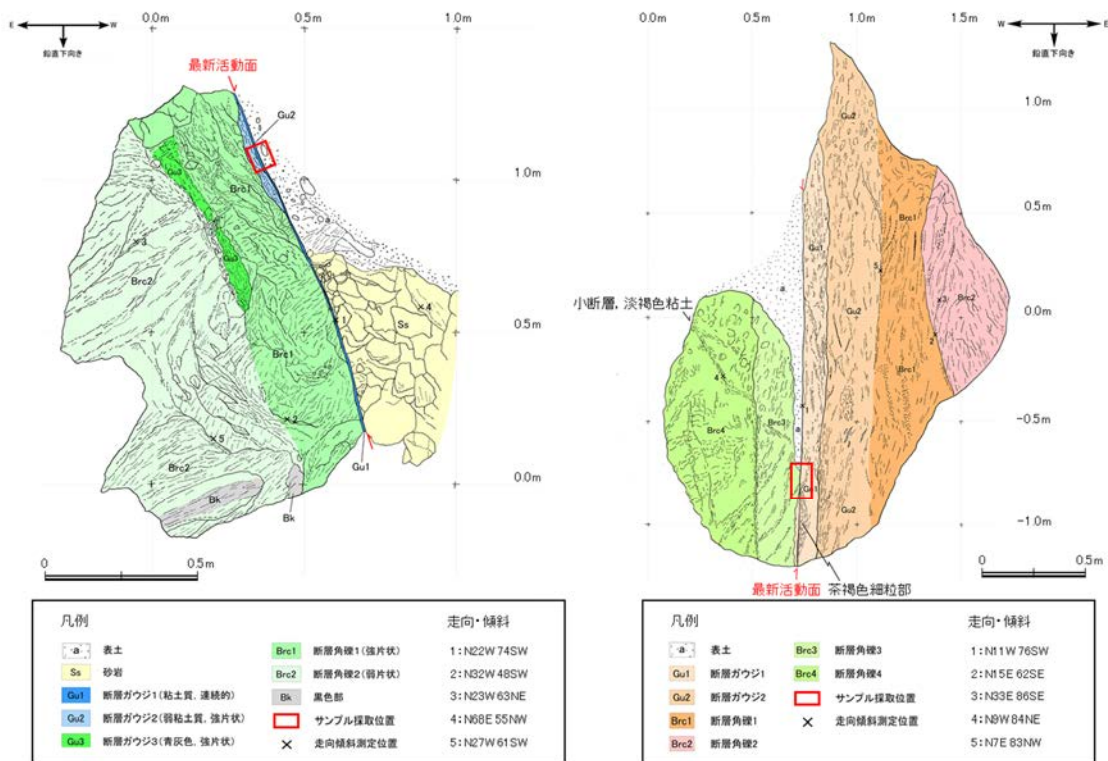
地表露頭サンプルおよび浅部掘削コアから採取した断層ガウジを用いて室内摩擦試験を行った。4.11 浜通り地震において活動した塩ノ平断層帯とその南方延長部の活動しなかった車断層帯とで、断層ガウジの摩擦の性質に違いがあるかどうか、また、注水による「断層スリップ試験」(第 3.11 節および第 4.11 節を参照) のための基礎データを取得することも目的とした。

#### 3.10.1 露頭サンプル

塩ノ平断層の塩ノ平露頭および別当露頭のスリップ・ゾーン(断層のすべりが起こった薄いゾーン) から試験用ガウジサンプルを採取した(図 3.10-1)。これらのサンプルを用いた低速～高速摩擦試験の目的は以下の 2 点である。

- (1) 塩ノ平露頭と別当露頭から採取した断層ガウジの低速～高速下(0.2 μm/s～2.1 m/s)での摩擦強度を、無水および含水条件下の試験で決める。
- (2) 摩擦がすべり速度とともにどのように変化するか(摩擦の速度依存性)を調べて、断層ガウジが地震を発生しうる性質をもつかどうか(安定すべりか不安定すべりか)を調べる。

なお、水上北地点では露頭がないため、露頭サンプルを用いた摩擦試験は実施できなかった。



(a) 塩ノ平露頭

(b) 別当露頭

図 3.10-1 露頭サンプル採取位置  
青木ほか (2021)<sup>6)</sup> を基に作成。



### 3.10.2 浅部掘削コアサンプル

浅部掘削コアサンプルは、塩ノ平地点 SSH-1 孔の 5.96～6.00 m、別当地点 SBT-1 孔の 12.82～12.87 m、水上北地点 KMK-2 孔の 20.92 m から採取した。

塩ノ平地点の SSH-1 孔では深さ 5.5 m 付近で堆積岩が断層破碎帯に変わり、5.80～6.00 m の深度に断層角礫と断層ガウジが混在して形成されたゾーンがある (図 3.10-2 (a))。試験で使用するサンプル (図 3.10-3 (a) (b)) は 6 m 弱の深さから採取した。この掘削コアでは、ほぼ 13 m 以深において多数の脈 (おそらく石英と方解石) が形成された断層角礫が分布しており、その中にはカタクレサイト (固結した無構造の断層岩) が含まれている可能性がある。6～13 m の深度では脈を含む断層角礫が粉碎されて新しい断層角礫帯が形成されており、連続した脈が極めて少なくなっている。前者はより古い時期の断層帯、後者は新しい断層帯と考えられる。それらを「古期」、「新期」をつけて呼ぶことにする。

別当地点の SBT-1 孔では 12.80～13.00 m の深度に 3 つの断層ガウジ・ゾーンが認められる (図 3.10-2 (b))。試験用で使用するサンプル (図 3.10-3 (c) (d)) は、深度 12.82～12.87 m の断層ガウジと断層角礫から採取した。この掘削孔の 13.10 m 以深では、粉碎された鉱物脈の破片を含む新期断層角礫帯が形成されている (SSH-1 孔の深さ 6～13 m の断層角礫と類似)。

水上北地点の KMK-2 孔では、21 m 以深において石英・方解石脈を含んだ古期断層角礫が分布しており、その中にはカタクレサイトのクラスト (破壊岩片) が含まれている可能性が高い。堆積岩と断層帯の境界はシャープではないが、ほぼ 16 m 以深で断層角礫が形成されている。16～21 m の深度では、SSH-1 孔の深さ 6～13 m の断層角礫と同様に、脈が粉碎された新期断層角礫帯が形成されている。図 3.10-2 (c) には、この新期断層角礫帯と脈を含む古期断層角礫帯の境界付近のコア写真を示しており、21 m より浅い部分では連続する鉱物脈がほとんどないことがわかる。水上北の断層ガウジは、新期断層角礫帯内部の古期断層角礫帯に近い場所から採取された (図 3.10-2 (d) (e))。試験に使用したサンプル (図 3.10-3 (e) (f)) は、古期断層角礫帯に接した深さ 20.92 m の断層ガウジである。

SSH-1, SBT-1, KMK-2 掘削孔から採取したコア試料について、図 3.10-3 の左側には粉碎前の試料の写真を、右側には粉碎して準備した試験用断層ガウジの写真を示している。試験用ガウジの作成方法は、60℃で 24 時間乾燥した試料を乳鉢で粉末にし、#100 の篩<sup>ふるい</sup>で 150 μm 以下の粒径を選別して試験に使用した (試料の深度は図のキャプション参照)。ガウジを挟む Ti-Al-V 合金ピストンのすべり面はカーボランダム#80 で研磨しているので、ガウジの粒径はピストンすべり面の凸凹よりやや細粒である。Ti 合金は、岩石に近いほど低い熱伝導度を持ち、その摩擦挙動は岩石のホスト試料と非常によく似ていることが知られている (Yao et al., 2015)<sup>38)</sup>。



(a) 塩ノ平SSH-1, 5.69~6.00m



(b) 別当SBT-1, 12.82~12.87m



(c) 水上北KMK-2



(d) 水上北KMK-2,  
20.39m地点(未使用)



(e) 水上北KMK-2,  
20.92m地点

図 3.10-2 試験に使用したコア試料の写真 (右端の数字はコア深度を示す)  
 (a) : 塩ノ平 SSH-1 孔, 5.96~6.00 m, (b) : 別当 SBT-1 孔, 12.82~12.87 m,  
 (c) : 試験用試料周辺の水上北 KMK-2 孔のコア写真, (d) : 試験には使用し  
 なかった水上北コア試料の拡大写真 (深さ 20.39 m), (e) : 試験に使用した水  
 上北コア試料の拡大写真 (深さ 20.92 m).





図 3.10-3 摩擦試験に使用したボーリングコア試料（左）と  
 ガウジ（右）の写真（グラフ用紙の太い目盛りは 1 cm）  
 (a), (b) : 塩ノ平地点 SSH-1 孔, 5.96~6.00 m, (c), (d) :  
 別当地点 SBT-1 孔, 12.82~12.87 m, (e), (f) : 水上北地点  
 KMK-2 孔, 20.92 m.

### 3.10.3 摩擦試験機および試験方法の概要

試験機は、中国地震局地質研究所が所有する回転せん断式低速・高速摩擦試験機を用いた（図 3.10-4）。すべり速度は  $0.2 \mu\text{m/s} \sim 2 \text{m/s}$ 、室温下で無水または含水条件、法線応力は多くの場合 1 MPa、ホスト試料として岩石に近い挙動を示す Ti-Al-V 合金製ピストンを用いて試験を行った。40 mm 径の Ti-Al-V 合金製円筒形ピストンの間に 2.5 g のガウジ試料を挟み、ガウジのまわりにテフロン・スリーブをセットして行った。テフロン・スリーブは水をシールすることはできないので、排水状態における試験である。

摩擦抵抗のレベルと、摩擦の速度依存性を調べるために、主に低速・中速領域において速度急変試験 (velocity stepping test) を行った。表 3.10-1 に実験番号、ガウジの種類、実験条件、無

水か含水か，実験中の速度履歴と前処理，実験の目的と若干のコメントを示した．高速摩擦試験は LHV685, LHV686, LHV687 の 3 つで実施した．なお，LHV688 は低速・中速の速度サイクル試験を行う予定であったが，速度レンジを高速から中速に切り替え忘れたためにガウジ漏れが発生し，実験は失敗している．速度履歴としては，表 3.10-1 のキャプションにまとめた 3 つのタイプを採用した (表 3.10-1 の右から 2 列目)．[1 サイクル] は，すべり速度  $V$  を  $0.21 \text{ mm/s}$  からほぼ 10 分の 1 ごとに  $0.21 \mu\text{m/s}$  まで下げ，それから  $V$  をほぼ 10 倍ごとに  $2.1 \text{ mm/s}$  まで上げていき，最後に初期の速度  $0.21 \text{ mm/s}$  に戻している．これによって 4 桁の速度レンジがカバーされている．それぞれの速度の継続時間は 20 分で， $2.1 \text{ mm/s}$  のみ 5 分とした．

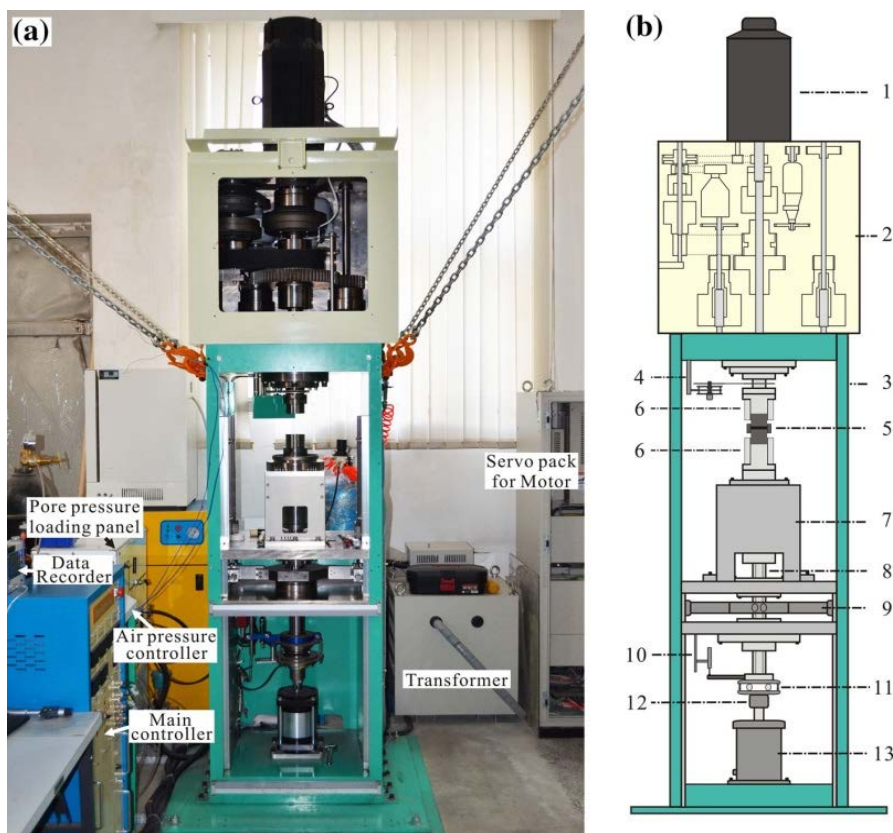


図 3.10-4 中国地震局地質研究所 (地震動力学国家重点実験室, 中国・北京市) の回転せん断式低速～高速摩擦試験機. Ma et al. (2014)<sup>39)</sup> より引用.

表 3.10-1 試験リストと試験条件および速度履歴

実験番号	ガウジ	$\sigma_n$ MPa	含水状態	初期圧密	速度履歴	実験の目的など
LHV685	別当コア SBT-1	1.38	30 wt%	なし	低速・中速：1 サイクル 高速：20.7, 209 mm/s	コア試料と地表試料の比較
LHV686	塩ノ平コア SSH-1	1.38	30 wt%	なし	低速・中速：1 サイクル 高速：20.7, 209 mm/s	コア試料と地表試料の比較
LHV687	水上北コア KMK-2	1.38	30 wt%	なし	低速・中速：1 サイクル 高速：20.7 mm/s	コア試料と地表試料の比較
LHV688	水上北コア KMK-2	1.38	無水	なし	高速：209 mm/s (ギアが高速配置だった。ガウジ漏れで実験は失敗。)	実験は失敗，ガウジの写真のみ報告
LHV689	別当コア SBT-1	1.38	無水	$\sigma_N = 3.1$ MPa (ca. 5 min)	低速・中速：短縮1 サイクル，高速：2.1 m/s	コア試料と地表試料の比較
LHV695	塩ノ平コア SSH-1	1.38	無水	$\sigma_N = 5.5$ MPa (ca. 5 min)	低速・中速：1 サイクル	1 GB を超えるデータで解析中
LHV696	水上北コア KMK-2	1.38	無水	$\sigma_N = 5.5$ MPa (ca. 5 min)	低速・中速：1 サイクル	コア試料と地表試料の比較
LHV697	塩ノ平コア SSH-1	1.38	無水	$\sigma_N = 5.5$ MPa (ca. 5 min)	低速・中速：1 サイクル	コア試料と地表試料の比較
LHV709	別当露頭	1.38	30 wt%	なし	低速・中速：3 サイクル	超低摩擦の再現 再現不可
LHV710	別当露頭	1.38	80 wt%	なし	低速・中速：3 サイクル	超低摩擦の再現 再現不可
LHV713	別当露頭	1.38	80 wt%	$\sigma_N = 5$ MPa (ca. 5 min)	低速・中速：3 サイクル	超低摩擦の再現 もう少しで再現
LHV714	別当露頭	1.38	30 wt%	$\sigma_N = 5$ MPa (ca. 5 min)	低速・中速：3 サイクル	超低摩擦の再現 やっと再現

$\sigma_n$  は垂直応力，低速・中速領域での速度履歴のタイプは以下の通り。

[1 サイクル]

0.21 mm/s (20 分) → 0.021 mm/s (20 分) → 1.9  $\mu$ m/s (20 分) → 0.21  $\mu$ m/s (20 分) →  
1.9  $\mu$ m/s (20 分) → 0.021 mm/s (20 分) → 0.21 mm/s (20 分) → 2.1 mm/s (5 分) →  
0.21 mm/s (20 分)，(これを 1 サイクル，合計 2 時間 45 分)

[短縮 1 サイクル]

0.21 mm/s (20 分) → 0.021 mm/s (20 分) → 1.9  $\mu$ m/s (20 分) → 0.021 mm/s (20 分) →  
0.21 mm/s (20 分) → 2.1 mm/s (5 分) → 0.21 mm/s (20 分)，  
(これを 1 サイクル，合計 2 時間 5 分)

[3 サイクル]

0.21 mm/s (30 分) → 0.021 mm/s (20 分) → 1.9  $\mu$ m/s (10 分) → 0.21  $\mu$ m/s (10 分) →  
1.9  $\mu$ m/s (10 分) → 0.021 mm/s (20 分) → 0.21 mm/s (30 分) → 2.1 mm/s (10 分)，  
(これを 1 サイクルとして 3 回連続して実施，合計 7 時間)

### 3.11 SIMFIP 試験（断層スリップ試験）

#### 3.11.1 試験装置の概要と試験手順

SIMFIP 試験とは、ボーリング孔における岩盤中の割れ目等を含む試験区間をダブルパッカーで隔離し、高圧注水により岩盤の間隙水圧を段階的に上昇させて人工的にすべりを発生させ、発生した微小変位を流量等とともに計測する試験手法のことである。断層変位の測定には、ダブルパッカープローブに内蔵された光ファイバー式三次元変位センサーを使用し、数  $\mu\text{m}$ ～ $\text{mm}$  オーダーでの計測が可能となっている (Guglielmi et al., 2014)<sup>5)</sup>。SIMFIP 試験は世界中の Underground Research Laboratories ですでにいくつかの実績があり (Guglielmi et al., 2015<sup>40)</sup>; 2015<sup>41)</sup>)、ローレンスバークレー国立研究所 (LBNL) では 2017 年以降、断層の厚さや岩種で制限されない、様々な圧力・深度に対応できる SIMFIP プローブの開発を行ってきた。本報告では 4.11 浜通り地震によって活動した塩ノ平断層と、活動しなかった車断層の水理力学的特性評価に初めてこの装置を適用した事例を報告する。

本試験では長さ 0.2 m、直径 0.1 m の変位計測ケージを使用しており、膨張する 2 つのゴム製パッカー（長さ 0.9 m）をボアホール内でスライドさせ、試験区間を設定している（図 3.11-1）。パッカーは試験区間を密閉する役割と変位センサーを固定する役割を担っており、注水で試験区間の水圧が上昇し断層が動き始めると、下部パッカーに対する上部パッカーの変位量をセンサーが計測する仕組みになっている。アルミニウム製の変位ケージ（図 3.11-1 (b)）には、変位計測の核となる光ファイバーブラッググレーティング (FBG) が 6 本、それぞれ異なる向きで固定されている（図 3.11-1 (c)）。FBG は 1 本で単軸方向の歪を計測することができるため、6 本の FBG を組み合わせることで断層運動全体による歪を高周波数（ $\sim 0.5 \text{ kHz}$ ）でモニタリングすることが可能となる。また、無負荷時の環境圧力・温度を補償するための参照センサーも配置されている。各 FBG で計測された歪のシグナルは、地表まで伸びる一本の光ファイバーにより受信機 (MicronOptics 社, si155) に送信され、FBG の変形に関連する波長データの処理が行われる。また、変位ケージで計測された断層変位や回転は、6 つの歪成分をもつ線形関数として計算される。



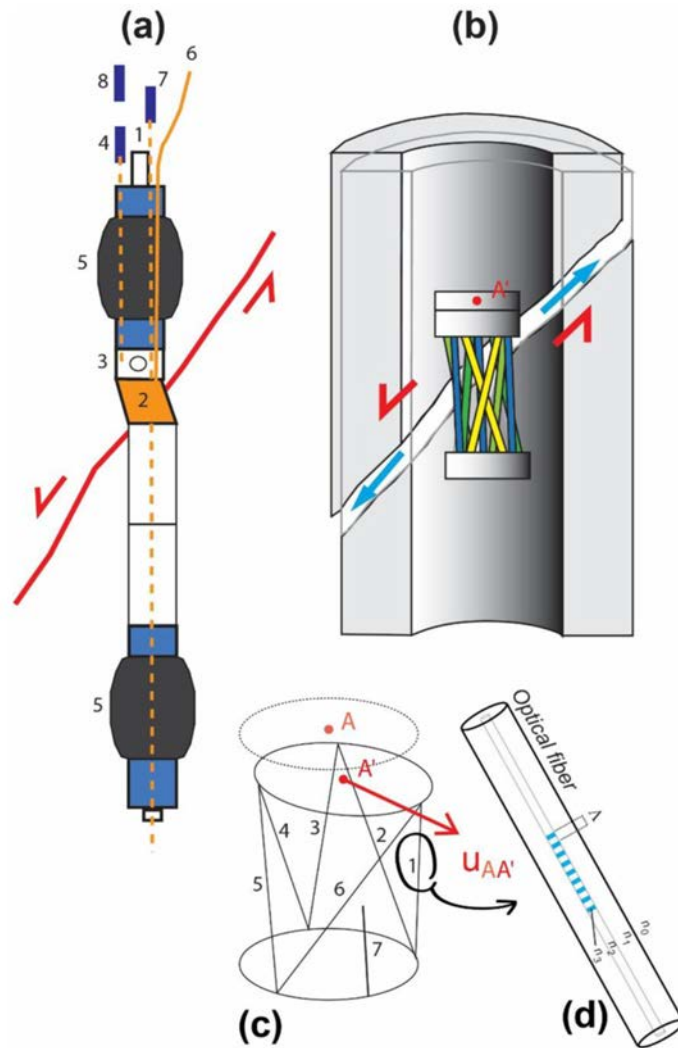


図 3.11-1 SIMFIP プローブの概念図

(a) 全体構成 1:注水線, 2:三次元変位センサー, 3:注入部, 4:注入チャンバーの圧力センサー, 5:膨張式パッカー, 6:変位ケージに繋がる光ファイバー, 7:下部圧力センサー, 8:上部圧力センサー. (b) SIMFIP 変位ケージの詳細. (c) 点 A-A'の変位を測ったときの SIMFIP 変位ケージの概念図 (1~6 は変位解析用 FBG, 7 は参照用 FBG). (d) FBG の詳細. Guglielmi et al. (2021)<sup>5)</sup> から転載.

塩ノ平・水上北地点における SIMFIP 試験は以下の手順で実施した.

- (1) SIMFIP プローブの上下に取り付けられた膨張式パッカーをスライドさせ、断層破碎帯を挟む試験区間を設定した. 破碎帯の厚さやボーリングの掘進角度によってボアホールと破碎帯が斜交する長さが変わるため、塩ノ平地点と水上北地点では SIMFIP 試験区間の長さが異なる (図 3.11-2). 試験区間の長さは塩ノ平地点で 4.5 m, 水上北地点で 1.95 m である.

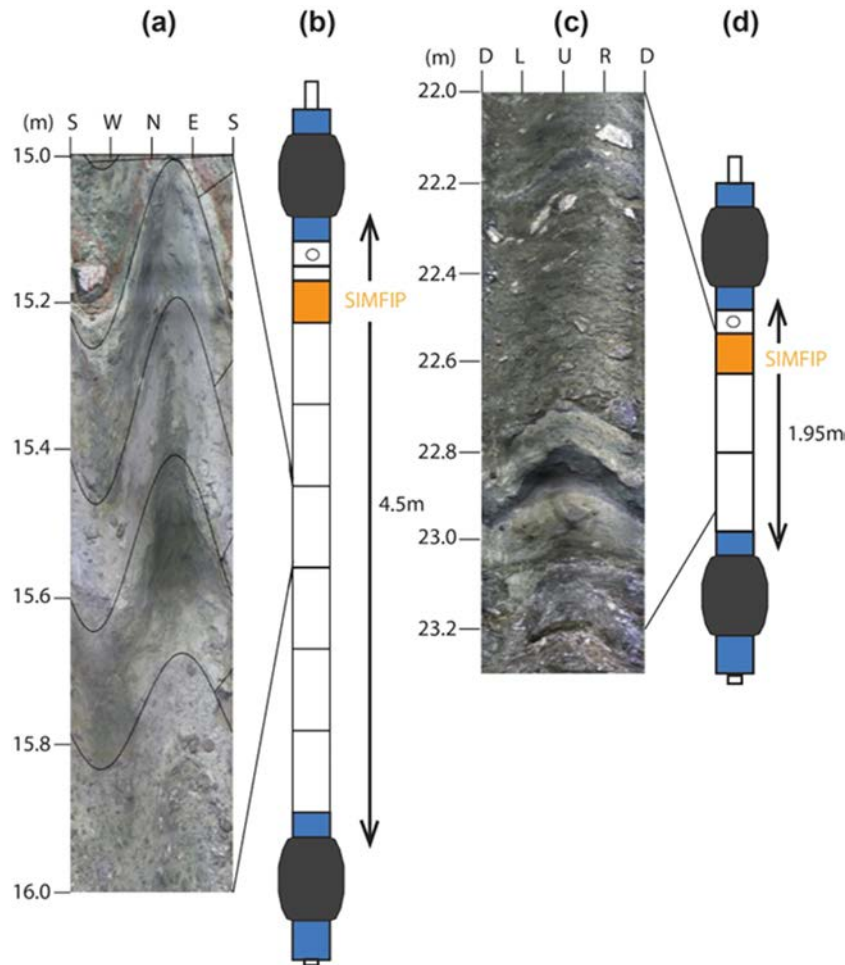


図 3.11-2 塩ノ平地点と水上北地点における SIMFIP プローブ内の断層破碎帯写真  
 (a) 塩ノ平地点におけるボアホール TV 画像. (b) 塩ノ平地点の SIMFIP 試験区間. (c) 水上北地点のボアホール TV 画像. (d) 水上北地点の SIMFIP 試験区間. Guglielmi et al. (2021)<sup>5)</sup> から転載.

- (2) 一定の圧力または一定の流量で注水を開始する. ここでは, 断層運動を制御している有効法線応力を段階的に減少させることにより, 断層を徐々に破壊させることを目的としている (Guglielmi et al., 2014)<sup>42)</sup>. モール・クーロンの破壊規準に従って断層が破壊される場合, 断層の摩擦特性や再活動化に伴う水理力学的メカニズムを解析するためには多量の水を十分な時間注入し続ける必要がある. 注水の初期段階では試験孔の孔壁が破壊されるため断層破碎帯そのものが破壊されていない可能性があり, 断層の破壊がどのように始まるかは, 原位置の応力, 流体粘性, 注水速度, 周辺地質や掘削による孔壁欠陥の形状等に影響される (Lecampion et al., 2017)<sup>43)</sup>. さらに, 断層の最初の破壊を示す注水圧は, 生成された亀裂への流体の浸透および孔内の加圧手順に関連した粘性力が影響することで検出されないことがよくある. SIMFIP 試験の初期段階では, 注水圧が最大となり断層破碎帯に水が流れ込んだと判断されるまで注水が続けられる.

- (3) 定圧注水を数段階に分けて行った後、断層の破壊がボアホールから十分に離れた地点まで伝播するよう一定の流量で注水を実施する。注水孔から数メートル離れた場所には同一の破碎帯を貫く水圧モニタリング孔が設置されており、断層破碎帯中への逸水に起因する水圧変動が計測される。
- (4) 断層の破壊が促進されると、上部パッカーと下部パッカーの間で発生するマイクロメートルからミリメートルオーダーの三次元変位が計測される。変位の計測上限は軸方向に 0.7 mm、半径方向に 3.5 mm であり、その精度は $\pm 10 \times 10^{-6}$  m である。また、上部パッカー直上には方位・傾斜計が取り付けられており、0.1°の精度でプローブの方位が計測される。注水圧と注水量はそれぞれ  $10^4$  Pa および 0.1 l/min の精度があり、試験中に同時に測定される。

### 3.11.1.1 塩ノ平地点

塩ノ平地点では、4.11 浜通り地震によって高さ約 2 m の地表変位が発生している。断層崖は WSW-ENE 方向に流れる小川を横切っており、ボーリング地点周辺には断層池が形成されている (図 3.11-3 (a))。ボーリング地点周辺で確認された露頭では、シャープな断層面と薄い断層ガウジを備えた塩ノ平断層の主せん断帯 (PSZ: Principal Shear Zone) が明らかとなった (Seshimo et al., 2015)<sup>44)</sup>。

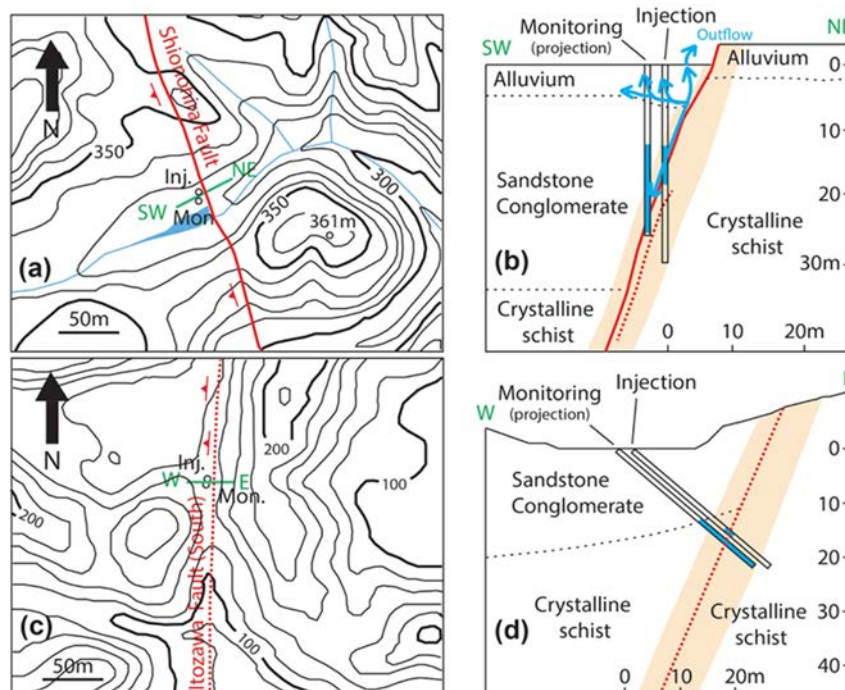


図 3.11-3 塩ノ平地点 (a), (b) と水上北地点 (c), (d) における断層トレース周辺の地形および主せん断帯周辺の地質

(a) (c) の白丸は注水孔 (Inj.) と水圧モニタリング孔 (Mon.) の位置を示す。水上北地点の断層トレースは地表に表れていないため破線で示した。Guglielmi et al. (2021)<sup>5)</sup> から転載。

断層崖から西側に約 6.0～6.8 m 離れた場所において、2本のオールコア垂直ボーリングを掘削した（図 3.11-3 (b)）。コアの最上部は厚さ約 7.0 m の沖積堆積物によって構成され、続いて破碎の見られない砂岩が断層の上盤側に確認された。砂岩中には礫岩レンズと、さまざまな向きに発達した層理面（ $296\sim 350^\circ/6\sim 60^\circ$ ）が観察された。注水孔（掘削深度 30 m）は、礫岩と結晶片岩が複雑な構造や堆積遷移を示す深さ 14 m の地点で破碎帯と交差している（図 3.11-3 (b)）。また、主せん断帯（PSZ）は深さ 15.0～15.8 m で注水孔と交差しており、断層運動によって破碎された細粒な片岩によって構成される。15.8 m 以深には、4.11 浜通り地震では活動しなかったと思われる破碎帯が分布しており、白色のセメントを伴う細～やや粗粒の碎屑物が深さ約 24 m まで連続している。

SIMFIP 試験の試験位置を決めるにあたりボーリング孔の状態を確認するために、試験一週間前にあたる 2018 年 7 月 2 日にキャリパー検層を実施した（図 3.11-4）。深さ[14.0-15.8 m]、[18.0-19.0 m]、[20.0-21.0 m]の区間においてボアホールの拡大が確認され、24m 以深からボーリング孔の孔底までは、PSZ に比べ角礫化が顕著ではない結晶片岩が分布しており、断層のダメージゾーンとなっている。注水孔から南に約 3 m 離れた水圧モニタリング孔（掘削深度 28.6 m）では、PSZ の傾斜方向/傾斜角は  $235^\circ/76^\circ\sim 78^\circ$  であり、深さ 15.9～16.6 m でボーリング孔と交差する。

長さ 0.9 m のパッカーの破裂を避けるため、キャリパー検層結果で凸凹が少ない平坦な部分に上下両パッカーが設置できることを考慮し、試験区間を下記の 3 箇所とした（図 3.11-4 および表 3.11-1）。

（試験区間 1）[7.0-11.5 m]：断層運動による破碎が見られない断層上盤側の砂（健岩部）

（試験区間 2）[12.8-17.3 m]：最新活動面を含む断層破碎部

（試験区間 3）[16.4-30.0 m]：古い断層破碎部

PSZ 全体を含む[12.8-17.3 m]の区間では不可逆的な変位が確認された一方、断層上盤側の[7.0-11.5 m]や下盤側の[16.4-30.0 m]の区間では可逆的な変位が確認された。不可逆的な変位は[12.8-17.3 m]の区間が他の試験区間よりも 10～100 倍程大きく、断層の再活動に必要な圧力は同等か 5～7 倍程度小さかった（表 3.11-2）。これらのことから、PFZ 全体を含む[12.8-17.3 m]の試験区間が最も断層運動を起こしやすいと判断でき、以下ではこの区間における断層運動の分析に焦点を当てる。



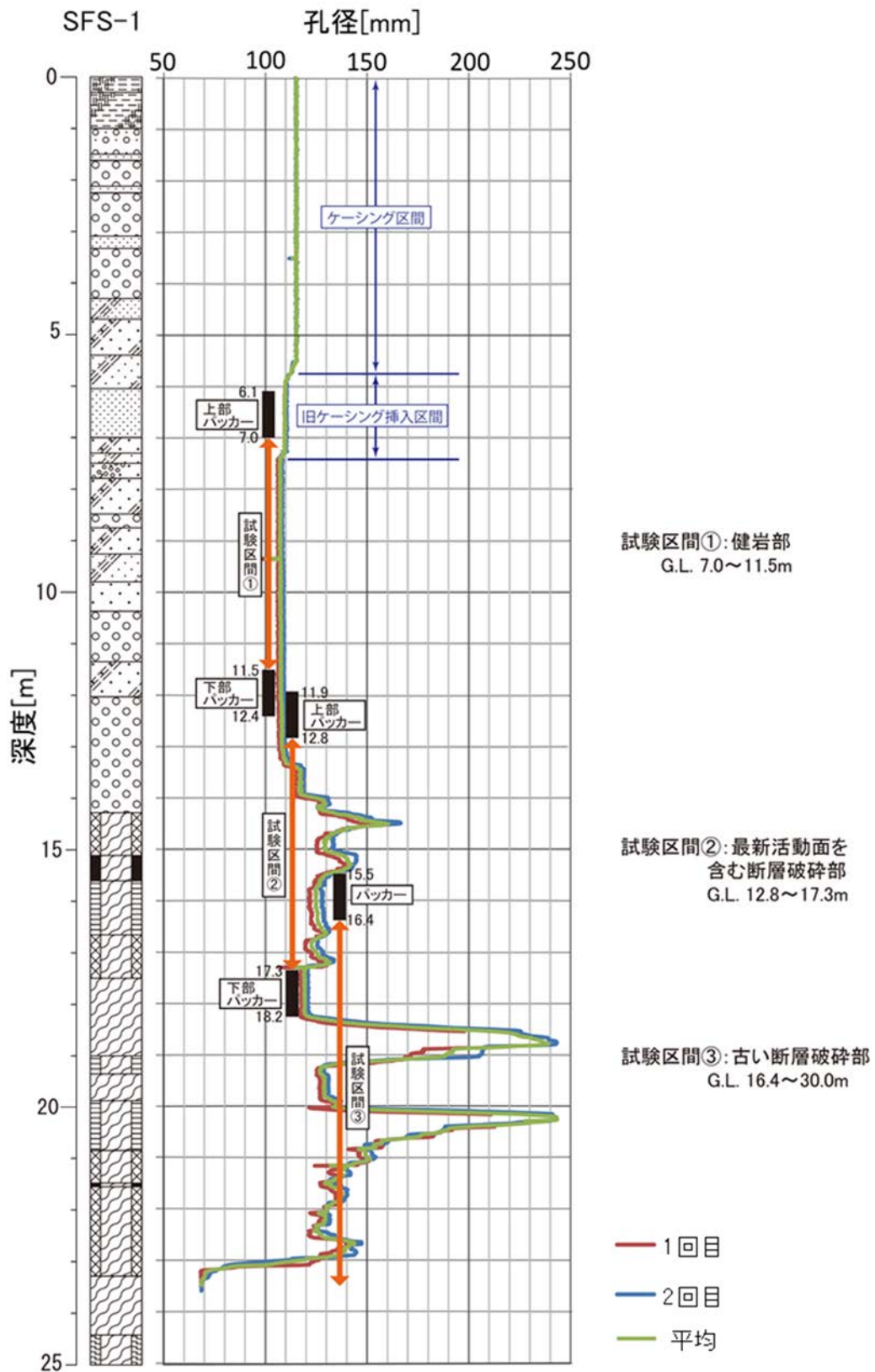


図 3.11-4 塩ノ平地点 (SFS-1 孔) における断層スリップ試験の位置と孔径

表 3.11-1 スリップ試験区間一覧（塩ノ平地点）

No.	上部パッカー	注水区間	下部パッカー	試験対象
試験区間 1	6.1～7.0 m	7.0～11.5 m	11.5～12.4 m	上盤堆積岩（健岩部）
試験区間 2	11.9～12.8 m	12.8～17.3 m	17.3～18.2 m	最新活動面を含む断層破砕部
試験区間 3	15.5～16.4 m	16.4～30.0 m	設置せず	古い断層破砕部

表 3.11-2 塩ノ平地点と水上北地点の SIMFIP 試験結果  
Guglielmi et al. (2021)<sup>5)</sup> を一部修正.

Site	Geology	Activated Structure and mechanism	Activation pressure (bar)	Amount of irreversible displacement (mm)
Shionohira Test depth (m) [7-11.5]	Intact sandstone/ conglomerate of the fault hanging wall	Mode 1 opening of 320-335°/ 2-24° bedding planes	2.1-2.25	0.15
Shionohira Test depth (m) [12.8-17.3]	Principal Shear Zone activated during the Fukushima ken Hamadori Earthquake of Mw 6.7	Dilatant shear slip on 249°/ 69-72° PSZ surface(s)	2.0-2.3	1.39
Shionohira Test depth (m) [16.4-30.0]	Ancient fault zone or Fault Damage Zone	Mode 1 opening of 280-290° / 60-70° fractures or fault planes	>10	0.025
Minakami-kita Test distance from borehole head (m) [17.85-19.8]	Sedimentary breccia with heterogeneous clast size, and 5 open fractures.	None Large leakage into formation	None	None
Minakami-kita Test distance from borehole head (m) [19.75-21.7]	Fault core including the contact with sedimentary formation (19.8 m) and about 13 shear planes 271-300°/ 67-87°	Mode 2 activation of the 280-297°/ 67-80 PSZ located at 22.9 m depth below the interval	11	0.15-0.16
Minakami-kita Test distance from borehole head (m) [21.65-23.6]	Fault core Including the 280-297°/ 67-80 PSZ. This zone is a 0.1 m thick layer of fine grain material.	Mode 2 activation of the 280-297°/ 67-80 PSZ located at 22.9 m depth	10.1	0.7-0.8
Minakami-kita Test distance from borehole head (m) [23.29-25.24]	Cohesive fractured schist with a lot of silica veins and 13 fractures.	None No Leakage observed	None	None

The activation modes, activation pressures and irreversible displacements measured at the end of each test at different testing intervals are listed.

### 3.11.1.2 水上北地点

水上北地点は井戸沢断層南側トレース（須貝ほか（1957）<sup>14)</sup>では、車断層の北半分に相当）に位置しており、4.11 浜通り地震による地表変位は確認されていない（図 3.11-3）。断層トレースの西側から東側に向けて 50°の角度で 2 本のオールコアボーリングを実施した。主せん断帯（PSZ）は注水孔の掘削深度 20.40～23.10 m の区間に位置し、極細粒な粒子で構成されるせん断帯（傾斜方向/傾斜角; 281～285°/67～80°）が確認された（図 3.11-2 (c)）。見かけの変位量は約 10～20 m であり、西落ち正断層のオフセットが認められる。断層の西側は、結晶片岩とこれを覆う厚さ約 10～20 m の第三系堆積岩類からなり、東側は結晶片岩のみが分布している。注水孔において、掘削深度 18.7 m から PSZ にかけては強く変質しており、断層の方向と平行に発達した破碎面の影響を受けている。これは断層西側のダメージゾーンに一致しており、その厚さは約 1.5 m である。断層の東側ではボーリング孔の孔底まで結晶片岩が破碎されており、幅約 7～8 m のダメージゾーンが形成されている。

SIMFIP 試験区間を決定するため、試験一週間前にあたる 2019 年 2 月 5、6 日にキャリパー検層を実施した。検層結果を基に上下パッカー位置および対象とする断層を検討し、下記の 4 箇所を試験区間とした（図 3.11-5 および表 3.11-3）。

（試験区間 1）[19.75-21.70 m]：主せん断帯上部

（試験区間 2）[21.65-23.60 m]：主せん断帯下部

（試験区間 3）[17.85-19.80 m]：堆積岩

（試験区間 4）[23.29-25.24 m]：結晶片岩

水上北地点における SIMFIP 試験は、断層西側のダメージゾーンにあたる深さ[17.85-19.80 m]、PSZ 上部にあたる[19.75-21.70 m]、PSZ 下部にあたる[21.65-23.60 m]、断層東側のダメージゾーンにあたる[23.29-25.24 m]の 4 区間で実施した（表 3.11-3）。不可逆的な変位は PSZ を含む深さ [19.75-21.70 m]および[21.65-23.60 m]の区間でのみ確認されたものの、[19.75-21.70 m]の区間では地層への逸水により試験区間より下位のせん断帯が活動した。ダメージゾーンにあたる [17.85-19.80 m]と[23.29-25.24 m]の区間では断層の活性化は起きなかった。断層運動が開始した時点の注水圧は[19.75-21.70 m]区間で 11 bar、[21.65-23.60 m]区間で 10.1 bar である。[17.85-19.80 m]区間では、注水初期の地層への流出が非常に大きかったため、十分に圧力を上げることができなかった。また、[23.29-25.24 m]区間では、注水圧を限界値の 17 bar に上昇させても岩盤の亀裂への逸水は確認されなかった。これらの計測結果から、PSZ を含む[21.65-23.60 m]の試験区間が最も断層運動を起こしやすいと判断でき、以下ではこの区間での断層運動に焦点を当てる。

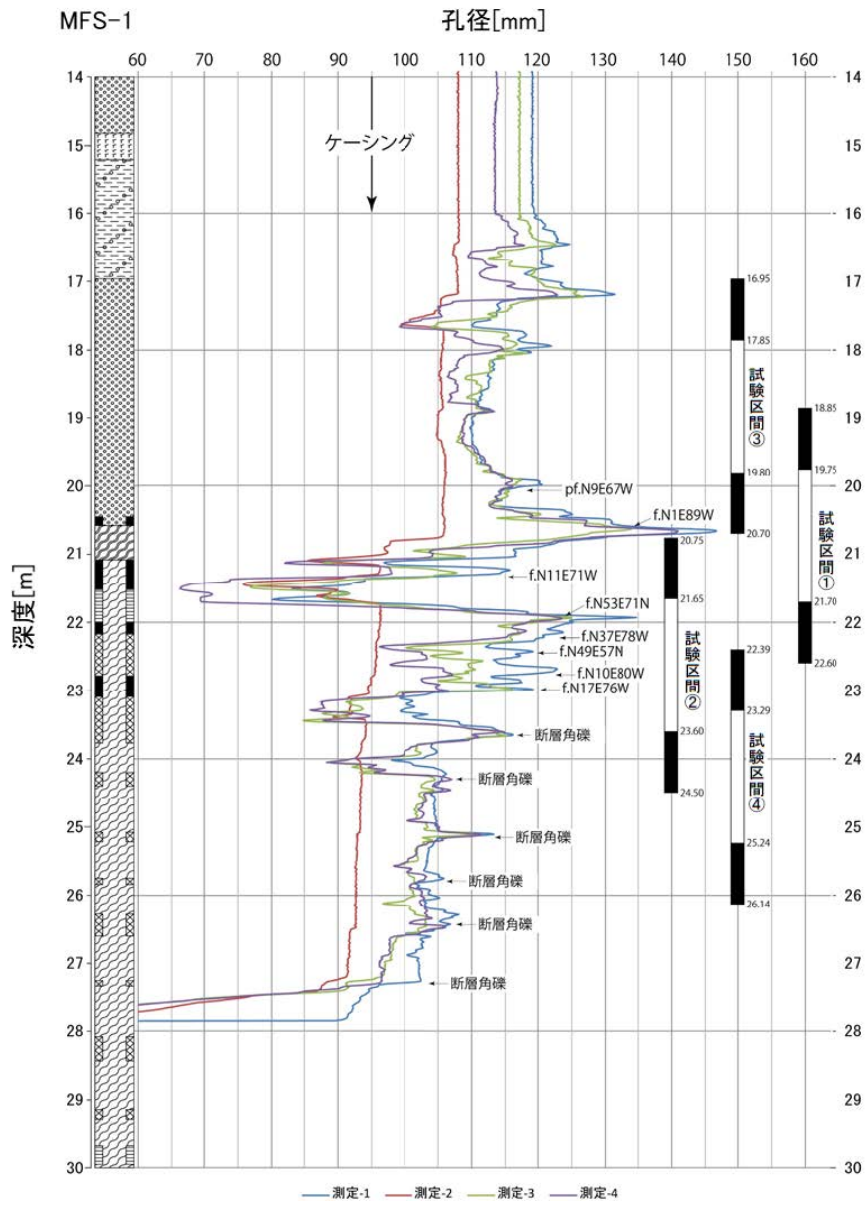


図 3.11-5 水上北地点 (MFS-1 孔) における断層スリップ試験の位置と孔径



表 3.11-3 スリップ試験区間一覧（水上北地点）

No.	上部パッカー	注水区間	下部パッカー	試験対象
Test 1	18.85～19.75m	19.75～21.70m	21.70～22.60m	主せん断帯上部
Test 2	20.75～21.65m	21.65～23.60m	23.60～24.50m	主せん断帯下部
Test 3	16.95～17.85m	17.85～19.80m	19.80～20.70m	堆積岩
Test 4	22.39～23.29m	23.29～25.24m	25.24～26.14m	結晶片岩

### 3.12 水圧応答解析

SIMFIP 試験のために塩ノ平地点においては、SIMFIP プローブを設置するボーリング孔である SFS-1 孔（注水孔）と水圧モニタリング孔である SFS-2 孔の 2 孔を、また水上北地点においては同様に、注水孔である MFS-1 孔と水圧モニタリング孔である MSF-2 孔の 2 孔をそれぞれ掘削した。各孔の諸元は表 3.2-1 に示した通りである。水圧モニタリング孔である SFS-2 孔と MFS-2 孔は SIMFIP 試験孔（注水孔）と平行に掘削され、膨張式のパッカーを用いて、断層を挟む試験区間（塩ノ平では上部パッカーと孔底／水上北ではダブルパッカー）を構築し、電子式圧力センサーにより水圧応答等をモニタリングした。図 3.12-1 に水圧モニタリング装置の概要を示す。また、塩ノ平・水上北地点における試験区間の概念図を図 3.12-2 および図 3.12-3 にそれぞれ示す。

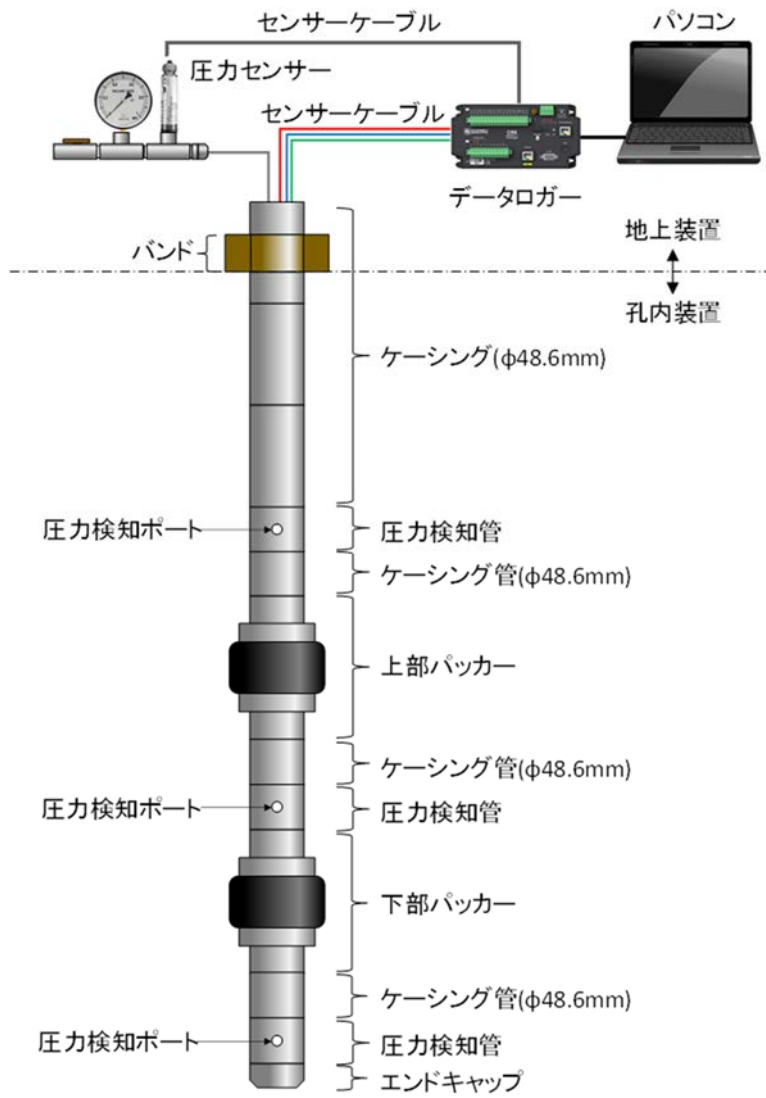


図 3.12-1 水圧モニタリング装置の概念図  
若濱ほか (2023)<sup>7)</sup> から転載.

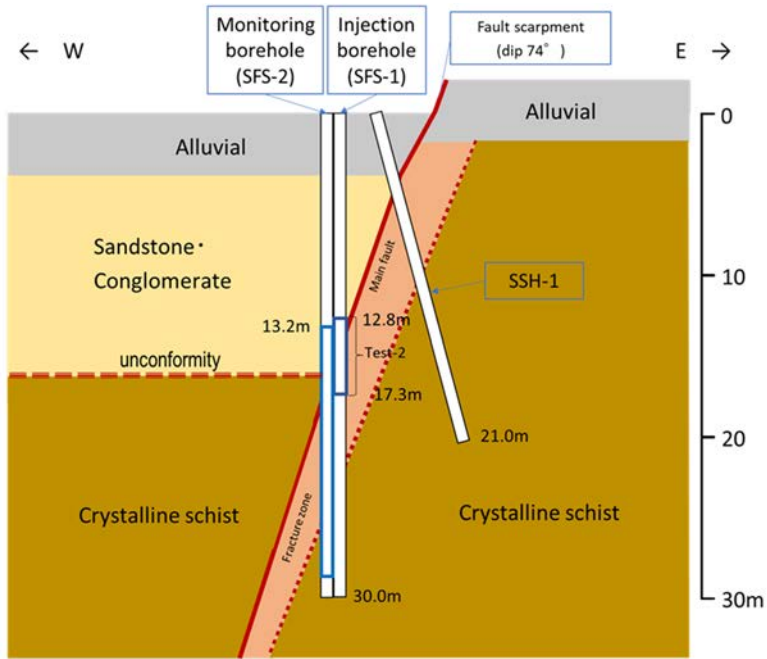


図 3.12-2 塩ノ平地点における試験区間 2 の注水区間とシングルパッカー（水圧モニタリング孔）の概念図  
若濱ほか（2023）<sup>7)</sup> から転載.

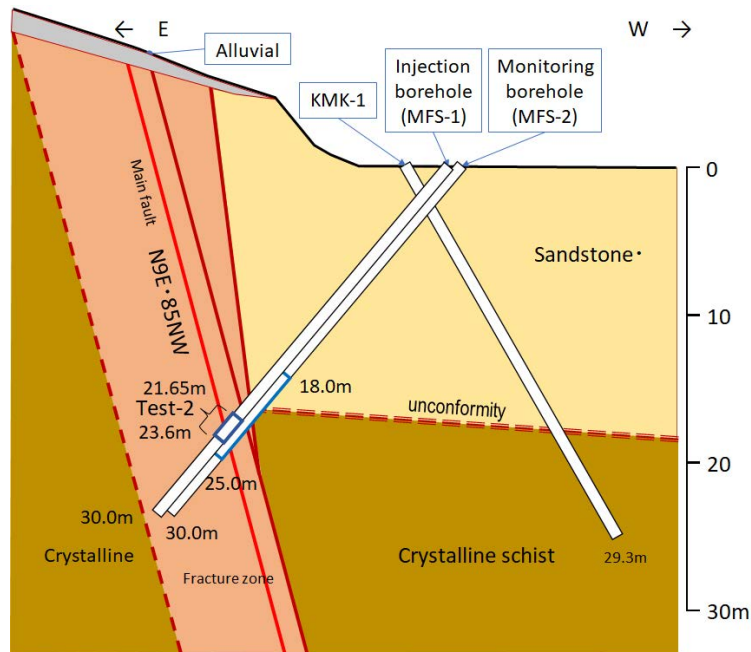


図 3.12-3 水上北地点における試験区間 2 の注水区間とダブルパッカー（水圧モニタリング孔）の概念図  
若濱ほか（2023）<sup>7)</sup> から転載.

### 3.12.1 SIMFIP 試験の注水履歴

塩ノ平地点および水上北地点において最新活動面を対象とした注水試験では、昇圧により断層面が再活動（断層のずれが発生）した結果、断層破碎帯への逸水に続き隣接するモニタリング孔において有意な水圧応答が観測された。

図 3.12-4 に塩ノ平地点（試験区間 2）、図 3.12-5 に水上北地点（試験区間 2）の SIMFIP 試験中の注水履歴を示す。SIMFIP 試験は、水理試験を主目的とはしていないため、定圧注水法や定流量注水法などといった本来の水理試験の試験条件に必ずしも合致する試験プロトコルとはなっていない。しかしながら、各地点における記号Ⅲ（図 3.12-4 および図 3.12-5）は、定流量注水法と見做して解析できると判断されたため、同データセットを用いて水理解析を行った。

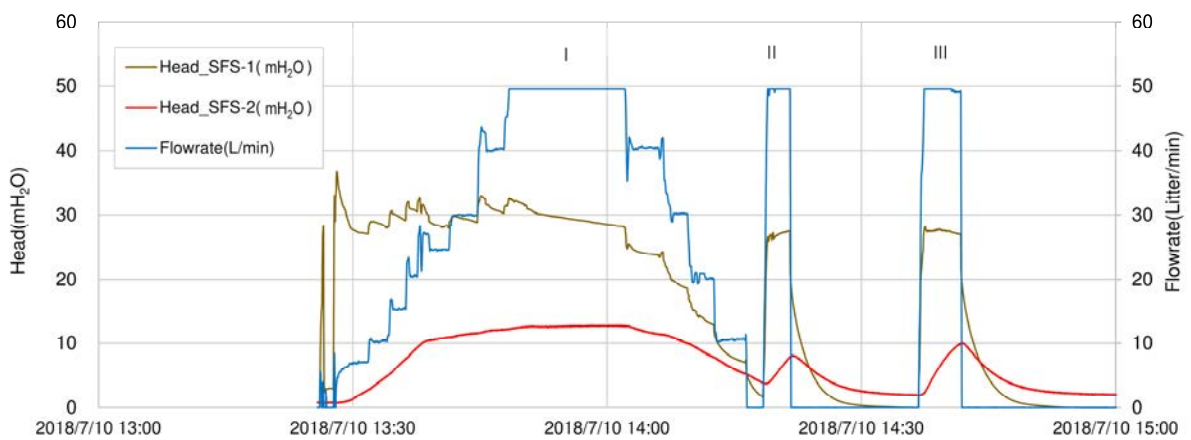


図 3.12-4 塩ノ平地点（試験区間 2）における注水履歴

茶：注水孔における水頭変化，赤：モニタリング孔における水頭変化，  
青：注水孔における注入流量。

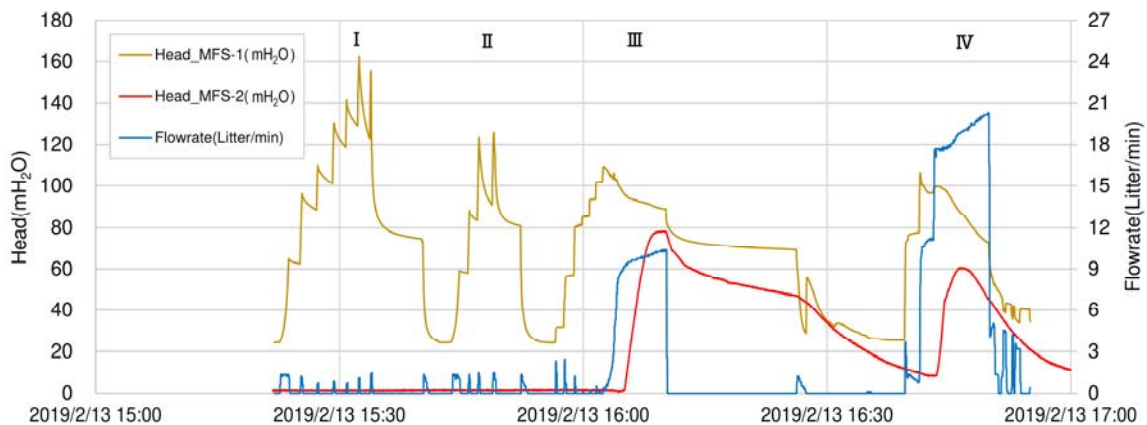


図 3.12-5 水上北地点（試験区間 2）における注水履歴

茶：注水孔における水頭変化，赤：モニタリング孔における水頭変化，  
青：注水孔における注入流量。



### 3.12.2 解析モデル

#### (1) 支配方程式

水理特性の解析は、GRFモデル(Generalized Radial Flow model; Barker, 1988)<sup>18)</sup>を適用して行った。均質・等方な亀裂媒体中への $n$ 次元流動は、同モデルにより以下の支配方程式(円柱座標系)で記述される。

$$S_{sf} \cdot \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{K_f}{r^{n-1}} \cdot \frac{\partial}{\partial r} \left( r^{n-1} \cdot \frac{\partial h}{\partial r} \right) \quad (3.12-1)$$

ここで、 $h$ : 水頭 (m),  $r$ : 注入孔からの距離 (m),  $t$ : 時間 (s),  $n$ : 流れ次元 (-),  $K_f$ : 亀裂系の透水係数 (m/s),  $S_{sf}$ : 亀裂系の比貯留量 (1/m) である。

#### (2) 水圧応答

式 3.12-1 の定流量注水下における水頭変化の解析解は、無次元時間

$$u = \frac{S_{sf} \cdot r^2}{4 \cdot K_f \cdot t} \quad (3.12-2)$$

を用いて、

$$h(r, t) = \frac{Q_0 \cdot r^{2\nu} \cdot \Gamma(-\nu, u)}{4\pi^{1-\nu} \cdot K_f \cdot b^{1+2\nu}} \quad (3.12-3)$$

で与えられる。ここで、 $Q_0$ : 注入流量 (m<sup>3</sup>/s),  $b$ : 注水区間長 (m),  $\nu$ : 次元パラメーター (-);  $\nu=1-n/2 < 1$ ,  $\pi$ : 円周率および  $\Gamma(-\nu, u)$ : 不完全ガンマ関数である。なお、 $\Gamma(-\nu, u)$  は Generalized Theis well function ( $n$ 次元に一般化した井戸関数)とも呼ばれている。上記の式 3.12-3 は、 $n=2$ の水平放射状流(二次元)の場合には、

$$h(r, t) = \frac{Q_0 \cdot E_1(u)}{4\pi \cdot K_f \cdot b}$$

( $E_1(u)$  は積分指数関数; 井戸関数) となり、いわゆる Theis の“井戸関数式”に一致する。

#### (3) デリバティブ

GRFモデルの水頭ラインソース解に対するセミログ・デリバティブは、Mishra (1992)<sup>45)</sup>に示されており、

$$\frac{\partial h(r, t)}{\partial (\ln(t))} = \frac{Q_0 \cdot e^{-u} \cdot t^\nu}{(4\pi \cdot K_f)^{1-\nu} \cdot S_{sf}^\nu \cdot b^{1+2\nu}} \quad (3.12-4)$$

で与えられる。

なお、流れ次元のイメージは、Barker (1988)<sup>18)</sup>をはじめ、図 3.12-6 のように、ボーリング孔に対する流線を表した概念図が提示されている。

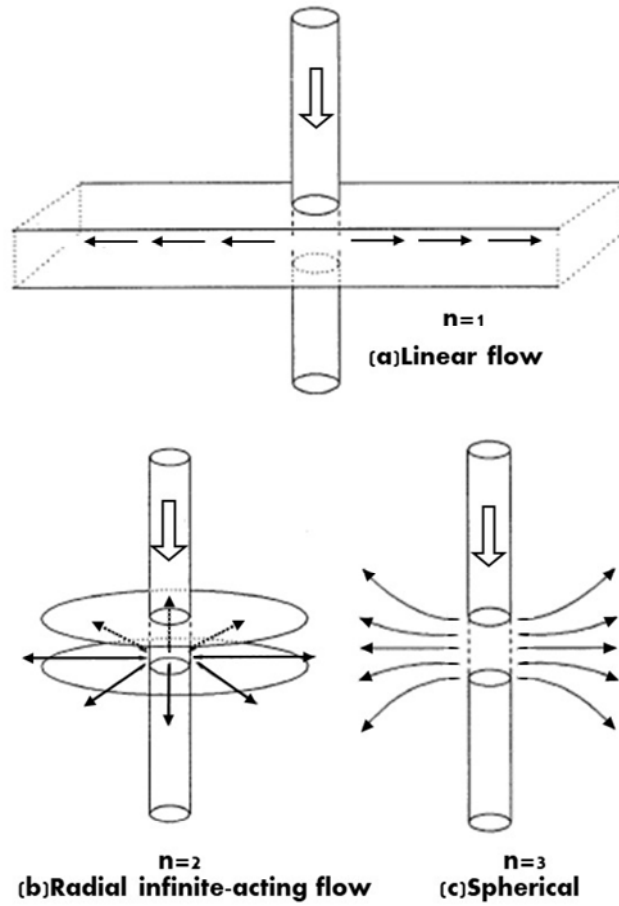


図 3.12-6 流れ次元の概念  
Mishra (1992)<sup>45)</sup> を一部改変し、流れの向きを原図の揚水から注水にしている。若濱ほか (2023)<sup>7)</sup> から転載。

### 3.12.3 標準曲線の準備

GRF モデルへの適合は、水圧応答データとそのデリバティブを式 3.12-3 および式 3.12-4 より得られる標準曲線にマッチングさせて行う。上述の式 3.12-2～式 3.12-4 はそれぞれ、パラメータ $\alpha$  (s)、 $\beta$  (1/m) および $\nu$  (-) を用いると、

$$u = \frac{\alpha}{t} \tag{3.12-5}$$

$$h(r, t) = \frac{1}{\beta} \cdot \Gamma(-\nu, u) \tag{3.12-6}$$

$$\frac{\partial h(r, t)}{\partial (\ln(t))} = \frac{1}{\beta} \cdot u^{-\nu} \cdot e^{-u} \tag{3.12-7}$$

ただし、

$$\alpha = \frac{S_{sf} \cdot r^2}{4 \cdot K_f} \tag{3.12-8}$$

$$\beta = \frac{4\pi^{1-\nu} \cdot b^{1+2\nu} \cdot K_f}{Q_0 \cdot r^{2\nu}} \quad (3.12-9)$$

$$\nu = 1 - \frac{n}{2} \quad (3.12-10)$$

と書ける．したがって、両対数グラフに、a) 横軸を  $u$ 、縦軸を  $\Gamma(n/2-1, u)$  のグラフ（圧力水頭の標準曲線：図 3.12-7）、b) 横軸を  $u$ 、縦軸を  $u^\nu \cdot e^{-u}$  のグラフ（デリバティブの標準曲線：図 3.12-8）を準備しておき、実測の圧力応答の経時変化が a), b) の双方に連成で適合するようにマッチングを行うと、パラメーター  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\nu$  を求めることができる．

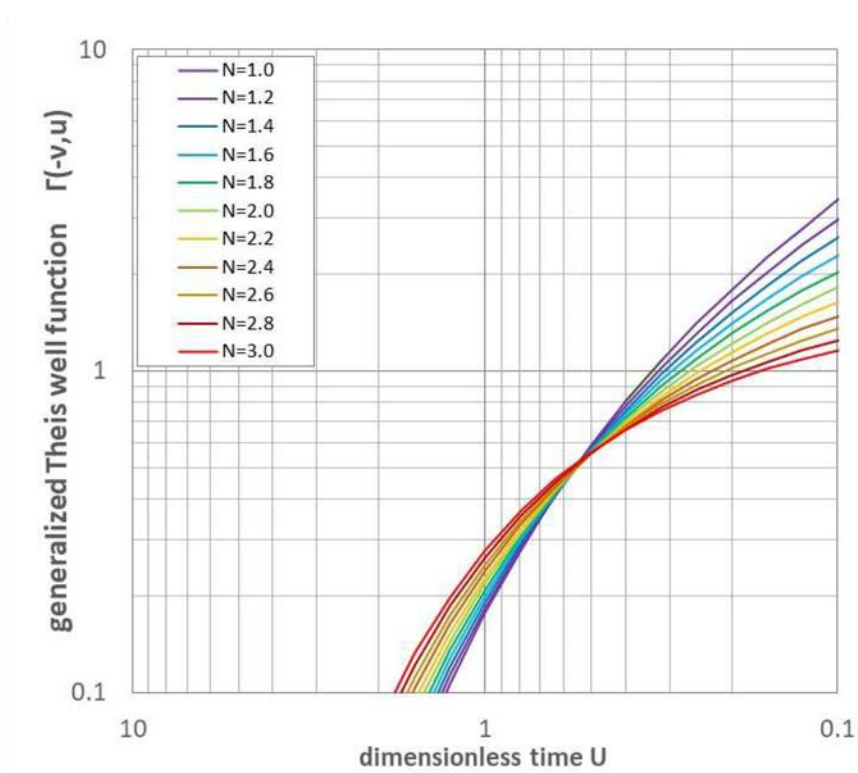


図 3.12-7 GRF モデルの圧力の標準曲線 ( $n$ : 0.2 刻み)  
 若瀨ほか (2023)<sup>7)</sup> から転載.

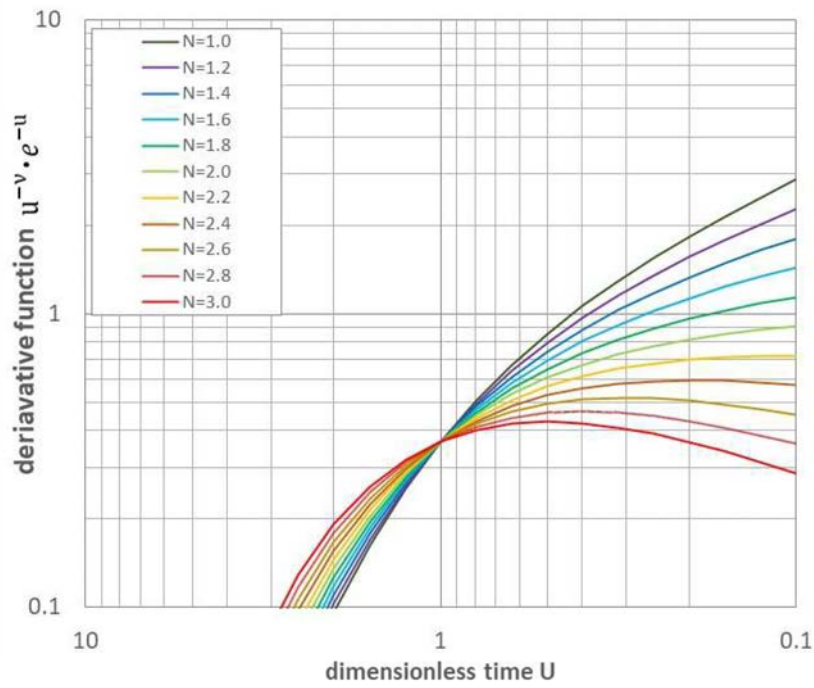


図 3.12-8 GRF モデルの圧力デリバティブの標準曲線 ( $n$ : 0.2 刻み)  
 若濱ほか (2023)<sup>7)</sup> から転載.

上記の標準曲線により求まる 3 つのパラメーターから、透水係数  $K_f$  は式 3.12-9, 比貯留量  $S_{sf}$  は式 3.12-8, 流れ次元  $n$  は式 3.12-10 より求めることができる.



### 3.13 主断層の三次元数値解析

SIMFIP 試験による断層の三次元的な挙動を解析するために、三次元個別要素法解析プログラム (3DEC: 3 Dimensional Distinct Element Code) を用いて断層運動に関するパラメーターを算出した。塩ノ平・水上北地点のそれぞれで、大きさが東西・南北・上下方向にそれぞれ 40m の領域を仮定し、地盤モデルを作成した。また、主断層面は塩ノ平地点で 249°/69°, 水上北地点で 285°/80°を設定した (図 3.13-1)。なお、塩ノ平地点においては 4.11 浜通り地震で発生した西落ち正断層の地表変位を反映させた。

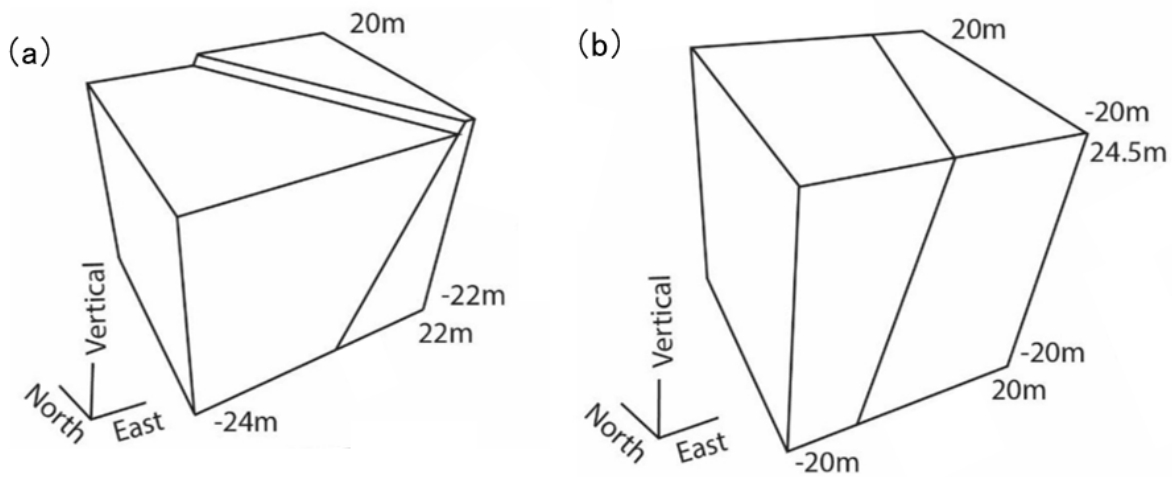


図 3.13-1 (a) 塩ノ平地点 (b) 水上北地点における三次元モデル  
Guglielmi et al. (2021)<sup>5)</sup> から転載。

上記の三次元モデルにおいて、主断層は 2 つの地盤ブロックの境界をなす透水性のある平面として表現され、それぞれの地盤ブロックは別々に動くものとした。地盤ブロックは弾性変形するものとし、ブロック内部での流水はダルシーの法則に従うとした。断層面は 2 つの地盤ブロックの接触を表現する 0.2~0.6 m のメッシュに分割し、メッシュごとのせん断応力と法線応力を計算するために運動の法則と構成方程式を同時に適用した。また、検出された応力は時間領域動的アルゴリズムを使用したブロック運動の計算に使用した。断層の構成モデルはクーロンの摩擦法則を一般化することで作成しており、一定摩擦モデルと線形すべり弱化摩擦モデルの 2 つのモール・クーロンモデルを使用している。線形すべり弱化則では、摩擦係数  $\mu$  がすべり量  $D$  に依存し、臨界すべり距離  $\delta_c$  を超えると静的ピーク値  $\mu_s$  から動的残留値  $\mu_d$  へと線形に減衰すると仮定した (式 3.13-1)。

$$\mu = \begin{cases} \mu_s - (\mu_s - \mu_d) \frac{D}{\delta_c}, & D < \delta_c \\ \mu_d, & D > \delta_c \end{cases} \quad (3.13-1)$$

また、Guglielmi et al. (2020)<sup>46)</sup> で発展した概念に従い、断層のせん断・引張破壊で発生した破碎部にのみ逸水が起きるものとした。注水が発生する箇所は岩盤ブロックが接触する断層面中央の一点とし、注水点の地盤ブロックが破壊されることによって断層への逸水が発生する。断層の平面要素が破壊された場合、流体の流れは三乗則 (Witherspoon et al., 1980)<sup>47)</sup> を用いて計算した。ここで、透水による開口は応力に依存する破壊の透水係数 (Detournay, 1980)<sup>48)</sup> を考慮し、破壊変形 (開口とせん断による拡張) に依存するものとした。

塩ノ平地点と水上北地点の両モデルは重力下において位置が固定されており、地盤ブロックの4つの側面と底面に垂直な方向に零速度境界を適用した。地盤モデルの上面は地形面にあたることから自由に移動するよう設定した。塩ノ平地点の地盤モデルにおいては、試験地点近傍の谷地形による応力状態への影響を考慮し、南側面の上部5mまでを自由に移動するものとした。しかしながら、両地盤モデルでは断層周辺の地形に起因する複雑な応力状態が過度に単純化されていることに注意しなければならない。地下水位は塩ノ平地点で深度3.5m、水上北地点で深度6.5mに設定した。また、断層や周辺の地盤に対してKuwahara et al. (1991)<sup>49)</sup> で示されている水理力学的特性を割り当てており、計算された断層の流体の圧力と力学的変位を現場で測定された数値に一致させた後、調整を行った (表 3.13-1)。

表 3.13-1 塩ノ平・水上北地点における数値モデルの水理特性  
Guglielmi et al. (2021)<sup>5)</sup> から転載。

Model	Shionohira					Minakami							Units	
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	6	7		
<b>Properties</b>														
Bulk modulus of hanging wall ( <i>K</i> )	15					19								GPa
Shear modulus of hanging wall ( <i>G</i> )	11.25					14.25								GPa
Hanging wall density ( $\rho_r$ )	1900					2800								kg/m <sup>3</sup>
Hanging wall permeability ( <i>Kh</i> )	10 <sup>-10</sup>	10 <sup>-18</sup>	10 <sup>-10</sup>	10 <sup>-10</sup>	10 <sup>-10</sup>	10 <sup>-18</sup>								m <sup>2</sup>
Hanging wall porosity ( <i>m</i> )	0.5					0.05								
Bulk modulus of foot wall ( <i>K</i> )	19					19								GPa
Shear modulus of foot wall ( <i>G</i> )	14.25					14.25								GPa
Foot wall density ( $\rho_r$ )	2800					2800								kg/m <sup>3</sup>
Foot wall permeability ( <i>Kh</i> )	10 <sup>-18</sup>	10 <sup>-18</sup>				10 <sup>-18</sup>								m <sup>2</sup>
Foot wall porosity ( <i>m</i> )	0.05					0.05								
Fault elastic stiffness ( <i>k<sub>w</sub></i> , <i>k<sub>d</sub></i> )	12, 12			18, 18		10, 10								GPa/m
Static Friction	14		10			19			18	14				(°)
Peak Friction					18									(°)
Residual Friction					10									(°)
Critical Slip Distance					10 <sup>-6</sup>									(m)
Cohesion/Tensile strength	(0,0)					(0.4,0.2)		(0,0)						(MPa)
Initial hydraulic aperture ( <i>a<sub>in</sub></i> )	10					10								μm
Dilation angle ( $\psi$ )	5					5								Degree
Fluid Bulk modulus ( <i>K<sub>w</sub></i> )														GPa
Fluid density ( $\rho_f$ )	2					2								kg/m <sup>3</sup>
Fluid viscosity ( $\mu_f$ )	1000					1000								Pa.s
	0.001					0.001								

Models 2, 6 and 7 of the Minakami-kita site have the same hydromechanical properties as the reference model 1. The difference is that larger magnitudes stresses are applied at the model 2 boundaries, and that models 6 and 7 include several fracture planes.

この数値モデリングアプローチでは、シミュレーションデータと実験データを完全に一致させることは試みていない。このような不一致は、断層と母岩に割り当てられた単純な均質特性、模式的な断層帯の形状およびサイト全体の水理地質学的状況 (例として地形面が十分に描かれていない) に関連している。我々はむしろ、2つの断層セグメントの活性化と不活性化のメカニズムを探るために、圧力と変位のデータの一般的な展開に合理的な一致を得ようとしたものである。その結果、塩ノ平試験区間の第2期間[13:21-15:06]と水上試験区間の[15:22-15:41,

15:56-16:36]に焦点を合わせてモデル化することにした。

全てのモデルケースを表 3.13-1 にまとめた。塩ノ平の場合、ベースラインモデル 1 (表 3.13-1) は、砂岩礫岩の高い透水性が断層上盤の漏水を制御し、断層変位と間隙水圧を変動させるとするもので、実験データと最もよく一致する。次に、モデル 2, 3, 4 を実施し、それぞれ上盤の透水性、断層摩擦、剛性を変化させている。最後に、断層のすべりによって断層摩擦が減少する可能性を検討した (すべり弱モデル 5)。水上北のケースでは、破壊開始のベストフィットケース (モデル 1, 表 3.13-1) に合わせて[15:22-15:41]の期間について、断層の摩擦、粘性、法線応力を変化させて感度解析を行った (モデル 2~4, 表 3.13-1)。次に、モデル 1 の特性を用いて、励起された断層が注水孔から遠ざかる時間帯[15:56-16:36]を解析した。さらに、断層の摩擦が低い場合 (モデル 5)、断層構造が複雑な場合 (モデル 6)、新たに形成された流体駆動型割れ目と天然断層との複雑な相互作用 (モデル 7) を考え、最初の活性化期間との相違を説明できる可能性を探った。

4. 調査結果

4.1 野外調査の結果

4.1.1 調査地点の選定

野外調査で確認した断層露頭の状態を表 4.1-1 に示す。断層ガウジが確認された露頭のうち、清道川 B 地点は露頭上部の巨礫に亀裂が入り、巨礫が落下する可能性が高いため、観察や試料採取が十分に行いにくい状況にあった。また、滑石南地点は活動区間の南端に比較的近いため、活動性の判定が難しい。ボーリングが実施可能かを含めた検討の結果、活動区間では塩ノ平地点と別当地点において詳細な露頭観察、ボーリング調査、露頭から採取した断層ガウジの摩擦試験等を実施することとした。非活動区間では調査に適した断層露頭は見出せなかった。そこで、既往調査により断層ガウジを伴う結晶片岩中の断層露頭が報告されている水上北地点をボーリング調査の候補地点として選定した。なお、既往調査に記載されている断層露頭は道路拡幅工事のため消失したものと考えられる。

表 4.1-1 野外調査で確認した断層露頭の状態一覧

区分	露頭	4.11の変位	上盤(西側)	下盤(東側)	破砕帯	ガウジ	アクセス	水源	備考
活動区間	綱木南	○ あり	緑色片岩	緑色片岩	開口	○ あり	× 山腹	× 山腹斜面	露頭が強風化
	清道川A	○ あり	礫層	緑色片岩		○ あり	△ 道路脇, 川の対岸	○ 川沿い	上盤側に基盤が出ていない
	清道川B	○ あり	泥質片岩	緑色片岩		○ あり	△ 道路脇, 川沿い	○ 川沿い	
	清道川C	○ あり	礫層/泥質片岩	泥質片岩			△ 道路脇, 川沿い	○ 川沿い	
	塩ノ平	○ あり	砂岩	緑色片岩		○ あり	△ 道路脇, 川の対岸	○ 川沿い	ボーリング実施
	塩ノ平南	○ あり			水没		△ 道路脇, 川の対岸	○ 川沿い	露頭が水没
	寺倉西	○ あり	礫層	緑色片岩					露頭未確認
	別当	○ あり	緑色片岩	緑色片岩		○ あり	○ 道路脇	× 尾根	ボーリング実施
	掛橋	○ あり	緑色片岩	泥質片岩		○ あり	○ 道路脇, 川沿い	○ 川沿い	上盤側の露出が悪い
非活動区間	滑石南	× なし	緑色片岩	緑色片岩	水没	○ あり	× 川床	○ 川床	露頭が水没 活動性が不明確
	四時ダム下流左岸	× なし	緑色片岩	緑色片岩	固結	× 極薄い	△ 道路脇, 川沿い	○ 川沿い	ダム敷地内
	水上北	× なし	緑色片岩	緑色片岩		○ あり	○ 道路脇	○ 川沿い	露頭消失, ボーリング実施
	藤ヶ丘	× なし	礫層/砂岩	砂岩・泥岩		○ あり	△ 川沿い	○ 川沿い	古第三系中の破砕帯

4.1.2 露頭観察結果

(1) 塩ノ平地点（塩ノ平露頭）

塩ノ平地点はいわき市田人町黒田塩ノ平に位置する。丘陵地を WSW から ENE 方向へ向かって流れる川（マングロ沢）の右岸に露出する塩ノ平断層の露頭を観察した。この付近の塩ノ平断層は NNW-SSE 走向で西に傾斜し、マングロ沢とその北側を並走する市道を縦断している。

4.11 浜通り地震の変位量は市道において上下変位約 1.9~2.1 m、左横ずれ約 0.3~0.4 m で、西下がりの左横ずれ正断層である(丸山ほか, 2011)<sup>50</sup>。マングロ沢には西側が沈降したことにより断層池が形成されている。断層の東側では結晶片岩が川床に露出している。塩ノ平露頭の周囲では新第三系が断層の西側にわずかに分布している。分布域の幅は、塩ノ平集落周辺では断層から 200 m 程度しかなく露出状況も極めて悪い。しかし、尾根部の断層崖には礫層が分布していることから断層の東側の山地上部にも新第三系が分布していると推定される。塩ノ平地点では断層破砕帯の幅は 20~30 m 程度で結晶片岩へと移り変わる。結晶片岩にはキンク褶曲などの褶曲構造が見られるが、脆性的な破砕組織の発達断層周辺の数十 m に限られる。

塩ノ平地点の断層破砕帯露頭の写真およびスケッチを図 4.1-1 に示す。露頭では砂礫層（表土）を切断する 4.11 浜通り地震の最新活動面が確認できる。断層面の走向傾斜は N22°W・74°SW



であり、断層を境に上盤側には砂岩、下盤側には結晶片岩が分布する。断層面は淡褐色を呈する軟質な断層ガウジ (Gu1) から構成されており、さらに下盤側には淡褐色で葉片状の断層ガウジ (Gu2) が不連続に認められ、面構造の発達する断層角礫 (Brc1)、面構造が比較的少ない断層角礫 (Brc2) が分布している。また、断層角礫 (Brc1) と断層角礫 (Brc2) の境界には一部青灰色を呈する断層ガウジ (Gu3) が不連続に認められる。

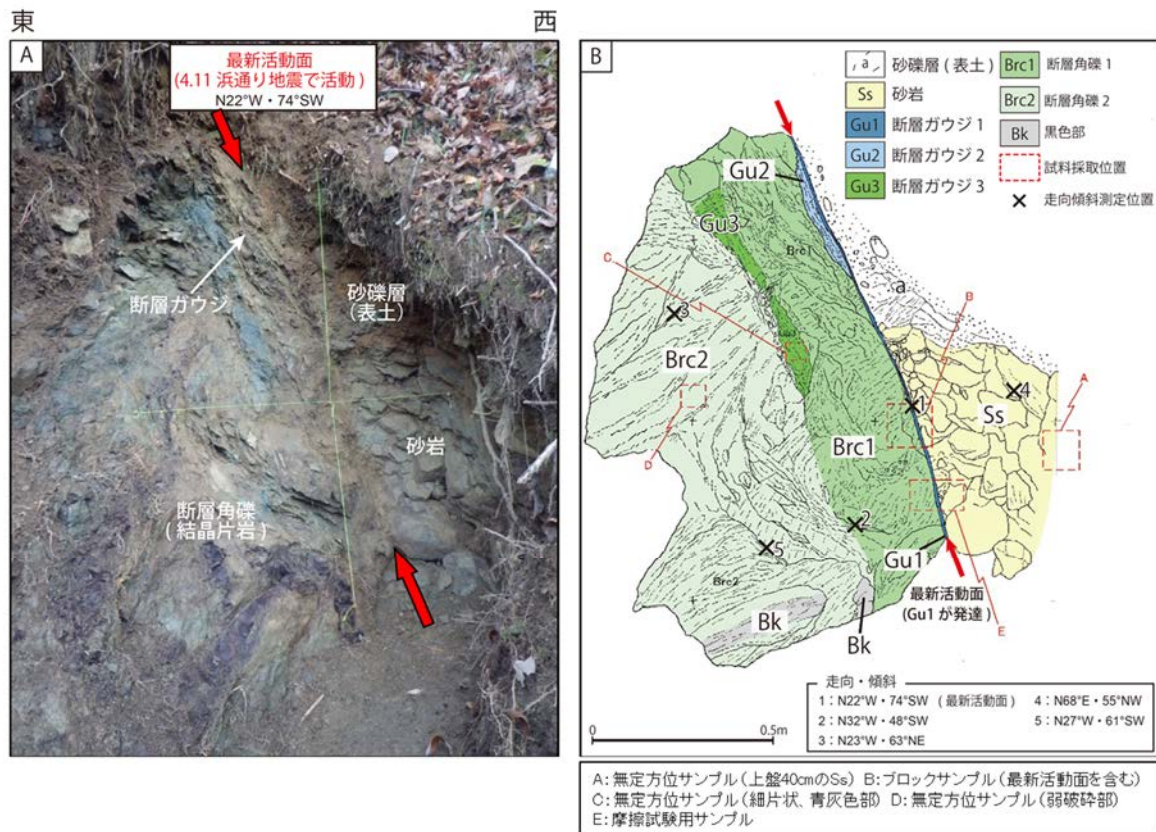


図 4.1-1 A：塩ノ平地点の断層露头写真，B：露头スケッチ  
 図中の赤矢印は 4.11 浜通り地震で活動した最新活動面の位置を示す。  
 青木ほか (2021)<sup>6)</sup> から転載。

(2) 別当地点 (別当露头)

別当地点の断層破碎帯露头の写真およびスケッチを図 4.1-2 に示す。この別当露头は、いわき市田人町黒田別当の西方にあり、別当集落から北側へ延びる道路がヘアピン状にカーブする地点から北側へ 5 m の場所に位置する。塩ノ平断層は道路を NS 方向に横切っており、4.11 浜通り地震の変位量は上下変位 1.72 m、右横ずれ 0.19 m であり、西下がりの右横ずれ正断層である (丸山ほか, 2011)<sup>50)</sup>。本調査では、大谷ほか (2012)<sup>51)</sup> が調査した露头をさらに下方に掘り下げ、結晶片岩を原岩とする断層破碎帯同士が断層で接する部分まで観察した。

露头では砂礫層 (表土) を切断する 4.11 浜通り地震の最新活動面が明瞭に確認できる。断層面の走向・傾斜は N11°W・76°SW を示す。断層面は淡褐色を呈する軟質な断層ガウジ (Gu1) から構成されており、さらに下盤側には褐色を呈する軟質な断層ガウジ (Gu2)、褐色を呈する

軟質な断層角礫 (Brc1) および赤褐色を呈するやや軟質な断層角礫 (Brc2) が分布する。上盤側には緑灰色～暗灰色を呈するやや堅硬な断層角礫 (Brc3) および暗茶褐色～淡褐色を呈するやや堅硬な断層角礫 (Brc4) が認められる。

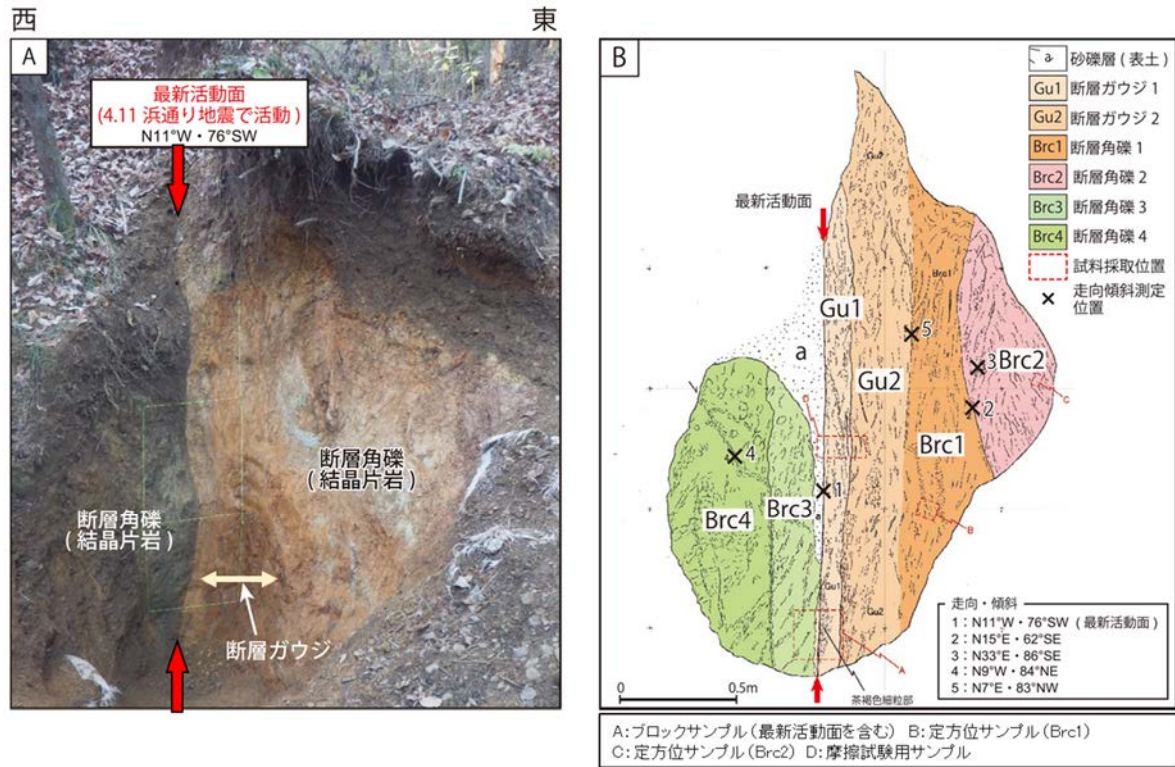


図 4.1-2 A: 別当地点の断層露頭写真, B: 露頭スケッチ  
 図中の赤矢印は 4.11 浜通り地震で活動した最新活動面の位置を示す。  
 青木ほか (2021)<sup>6)</sup> から転載。

### (3) 水上北地点

水上北地点は北茨城市関本町富士ヶ丘にあり、揚子方集落の南部の鞍部状地形に位置する。水上北地点では断層の西側に古第三系が分布している。4.11 浜通り地震の際には水上北地点で地表変位は確認されていない。そこで、須貝ほか (1957)<sup>14)</sup> で図示された車断層の分布位置と地形判読の結果を基に断層の露出が期待される箇所を調査したが、水上北地点では露出状況が悪く、断層露頭は観察できなかった。

### 4.2 ボーリング調査結果

塩ノ平地点で 4 孔、別当地点で 1 孔、水上北地点で 4 孔の合計 9 孔 233 m の浅層ボーリングを掘削した。表 3.2-1 にボーリング孔の諸元を示す。このうち、SSH-1 孔、SSH-2 孔、SFS-2 孔、SBT-1 孔、KMK-1 孔、KMK-2 孔では FIAX3D ボーリング工法 (定方位工法) で掘削を実施した。コア回収率は 99.6%であった。

なお、以下で記述する岩相境界や断層破碎帯位置は、孔口からの掘進長を示している。

(1) 塩ノ平地点

塩ノ平地点のボーリング柱状図および模式断面図を図 4.2-1 に示す。塩ノ平地点では SSH-1 孔で塩ノ平断層を確認したが、掘進長が 5.80 m と浅く、断層破碎帯性状が地表からの影響を受けている可能性が考えられた。そのため、より深い深度のコアを得るために SSH-2 孔を掘削した。また、SFS-1 孔は断層スリップ試験の注入孔として、SFS-2 孔は試験中の水圧モニタリング孔として掘削した。

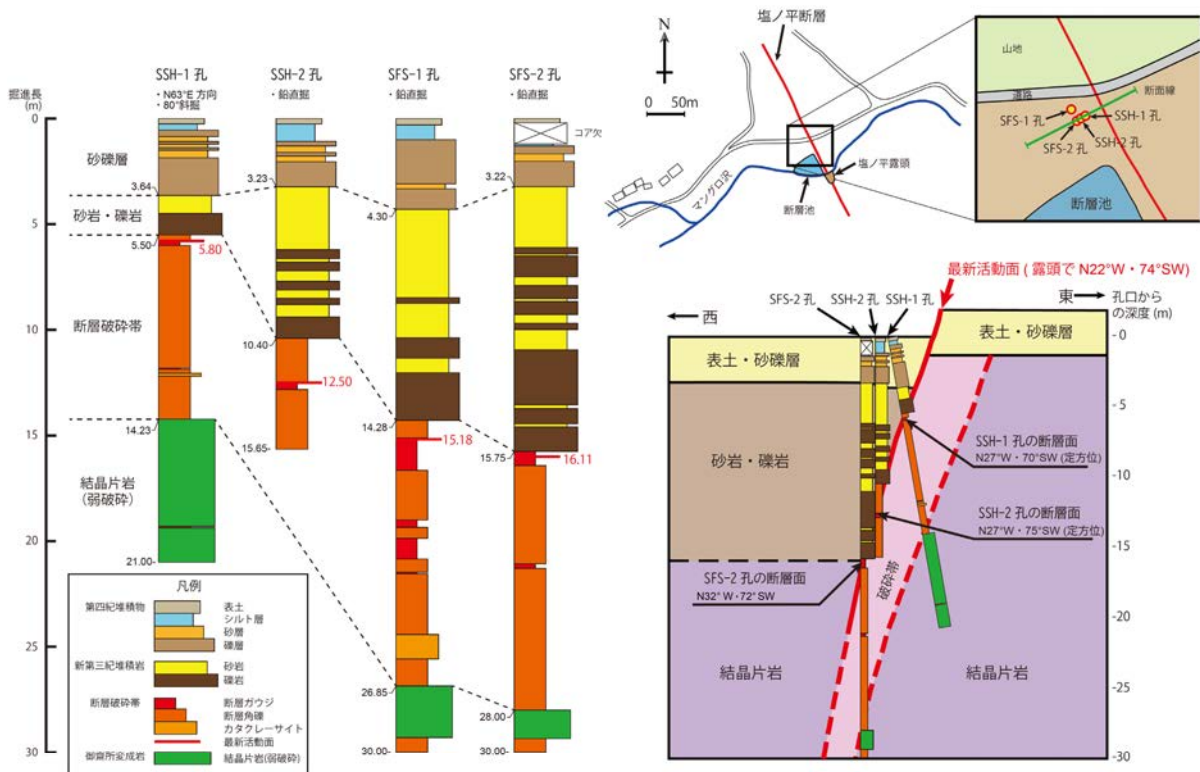


図 4.2-1 塩ノ平地点のボーリング位置図, 柱状図および地質断面図  
青木ほか (2021)<sup>6)</sup> から転載。

・ SSH-1 孔

孔口から 0.25 m までは礫混じり腐植質シルト (表土), 0.25~0.55 m までは礫・砂混じり腐植質シルト (斜面堆積物), 0.55~3.64 m は砂礫層 (河川堆積物), 3.64~5.50 m は砂岩・礫岩からなる堆積岩類 (新第三系), 5.50~21.00 m は緑色片岩 (御斎所変成岩) およびその断層破碎帯が分布する。断層ガウジ上端 (5.80 m) には明瞭な境界が認められ、これが最新活動面 (4.11 浜通り地震の断層面) と考えられる。この断層面の走向傾斜は N27°W・70°SW である。断層角礫は緑色片岩起源で硬質だが割れ目が非常に多く、破碎の程度が強い箇所は砂状~角礫状となっている。



## • SSH-2 孔

孔口から 0.26 m までは礫混じり腐植質シルト（表土）、0.26～1.08 m までは礫・砂混じり腐植質シルト（斜面堆積物）、1.08～3.23 m は砂礫層（河川堆積物）である。3.23～12.25 m は砂岩・砂岩礫岩互層からなる堆積岩類（新第三系）およびその断層破碎帯、12.25～15.65 m は緑色片岩（御斎所変成岩）およびその断層破碎帯が確認された。断層ガウジ上端（12.50 m）には非常に明瞭な境界がみられ、これが最新活動面（4.11 浜通り地震の断層面）と考えられる。この断層面の走向・傾斜は N27°W・75°SW である。

## • SFS-1 孔

孔口から 0.30 m までは腐植質シルト（表土）、0.30～1.00 m は腐植質粘土～シルト（斜面堆積物）、1.00～4.30 m は砂礫層（河川堆積物）、4.30～14.28 m は砂岩・礫岩からなる堆積岩（新第三系）、14.28～30.00 m は結晶片岩（御斎所変成岩）およびその断層破碎帯が分布する。15.18mには直線的で平滑かつ明瞭な境界が認められ、最新活動面（4.11 浜通り地震の断層面）と考えられる。この断層面の走向・傾斜は N40°W・72°SW であり、幅 2 mm の淡緑灰色を呈する粘土を伴う。また、その周囲数十 cm の範囲には断層ガウジが発達する。結晶片岩中にはカタクレーサイトや様々な割合で結晶片岩のフラグメントを含む断層角礫が多数認められ、方解石や石英の白色鉱物脈が割れ目を充填している。

## • SFS-2 孔

0.20～1.20 m 間はコアが採取できなかったが、孔口から 0.20 m までは腐植質シルト（表土）、1.20～1.30 m は礫混じり腐植質シルト（斜面堆積物）を確認している。1.30～3.22m は砂礫層（河川堆積物）、3.22～16.11 m は砂岩・礫岩からなる堆積岩類（新第三系）およびその断層破碎帯、16.11～30.00 m は結晶片岩（御斎所変成岩）およびその断層破碎帯が分布する。16.42 m に幅 1～2 mm の軟質な灰色粘土を挟在しており、断層面が平滑であることから最新活動面の可能性が高い。この断層面の走向・傾斜は N32°W・72°SW である。この断層面の周囲数十 cm の範囲には断層ガウジが発達する。

## (2) 別当地点

別当地点のボーリング柱状図および模式断面図を図 4.2-2 に示す。



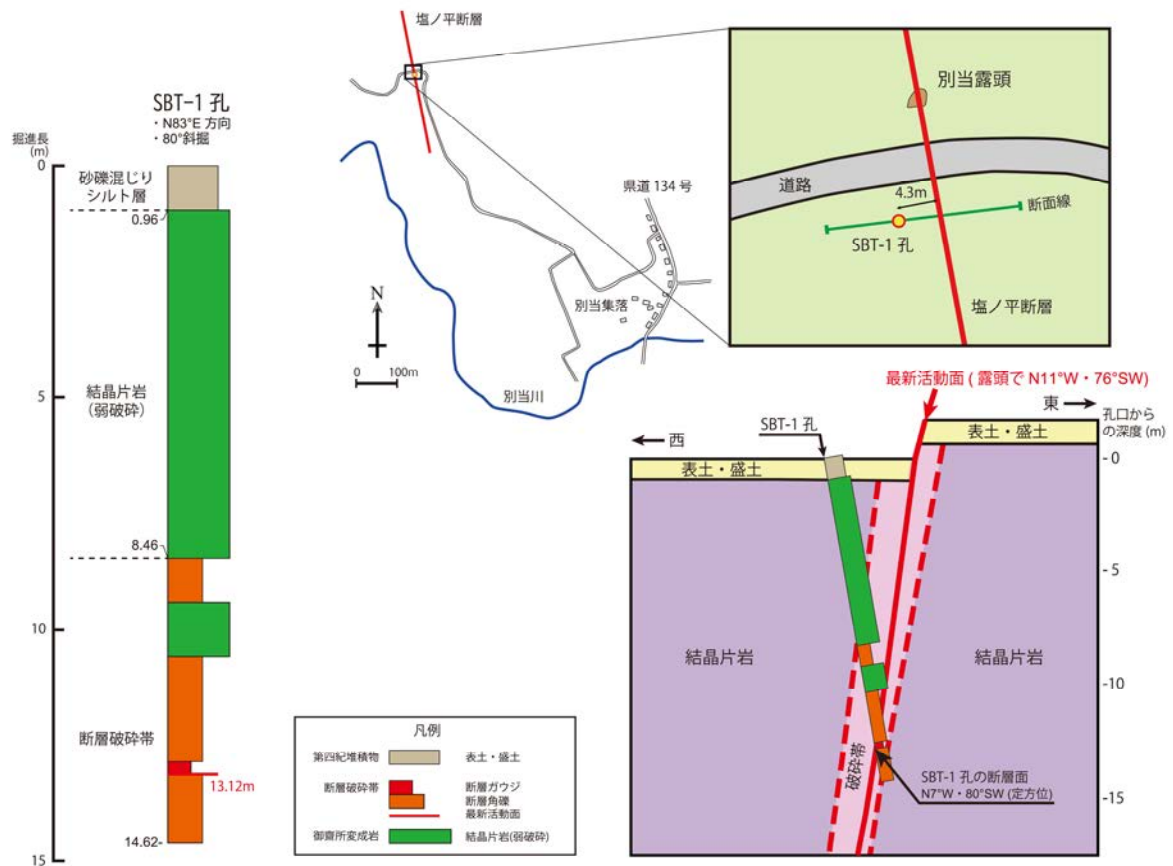


図 4.2-2 別当地点のボーリング位置図，柱状図および地質断面図  
青木ほか (2021)<sup>6)</sup> の図-4 を一部改変.

・ SBT-1 孔

孔口から 0.96 m までは礫・砂混じりシルト（盛土および表土），0.96～14.62 m は結晶片岩（御齋所変成岩）およびその断層破碎帯が確認された．結晶片岩中に断層がみられ，上盤側は綠色片岩起源の断層破碎帯，下盤側は断層角礫（熱水変質岩）が分布する．また断層角礫に挟まれて 12.84～13.12 m に断層ガウジが認められ，特に断層ガウジ下端付近（13.00～13.12 m）は軟質で，13.12 m に平滑で明瞭な境界がみられることから，4.11 浜通り地震で活動した最新活動面と考えられる．この断層面の走向・傾斜は N7°W・80°SW である．

(3) 水上北地点

水上北地点のボーリング柱状図と模式断面図を図 4.2-3 に示す．水上北地点では KMK-1 孔で掘削を行い，堆積岩類と綠色片岩の境界に不整合面を確認した．車断層の断層破碎帯を確認するために KMK-2 孔の掘削を実施した．また，塩ノ平地点と同様に MFS-1 孔は断層スリップ試験の注入孔として，MFS-2 孔は試験中の水圧モニタリング孔として掘削した．

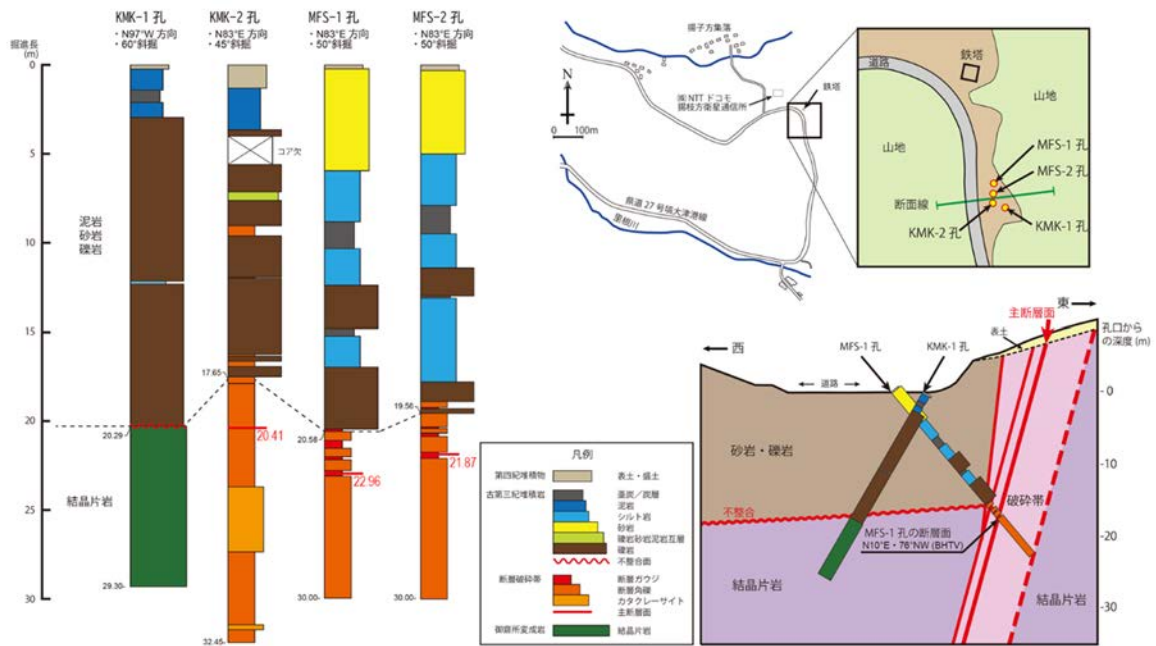


図 4.2-3 水上北地点のボーリング位置図, 柱状図および地質断面図  
青木ほか (2021)<sup>6)</sup> の図-6 を一部改変.

・ KMK-1 孔

0.23 m までは礫混じり砂質シルト (表土), 0.23~20.29 m は礫岩主体で泥岩や亜炭を伴う堆積岩類 (古第三系), 20.29~29.30 m は緑色片岩 (御斎所変成岩) からなる. 堆積岩類と緑色片岩の不整合面は 20.29 m であることを確認した.

・ KMK-2 孔

1.30 m までは砂礫混じりシルト (表土), 1.30~17.65 m は礫岩主体で炭質泥岩や礫岩砂岩炭質泥岩互層を伴う堆積岩類 (古第三系) およびその断層破碎帯, 17.65~32.45 m は御斎所変成岩の結晶片岩 (緑色片岩・砂泥質片岩) を原岩とする断層破碎帯からなる. 20.38~20.40 m には細粒化の進んだ黒緑色断層ガウジが認められる. 20.38 m の断層面には概ね水平, わずかに南落ちの条線が観察された. 20.80~20.91 m には岩種境界を伴う縞状断層ガウジがみられる. 20.91~23.68 m には断層角礫が続き, 主断層の断層ガウジに近い部分は面構造が発達し, 断層ガウジから離れるとフラグメントが粗粒化する.

・ MFS-1 孔

孔口から 0.22 m までは礫混じり砂質シルト (盛土), 0.22~20.58 m は砂岩, シルト岩, 炭層, 礫岩等からなる堆積岩類 (古第三系), 20.58~30.00 m には結晶片岩 (御斎所変成岩) およびその断層破碎帯が分布する. 断層ガウジ, 断層角礫等の断層岩類は, 主に古第三系と結晶片岩の境界から結晶片岩中に認められる. 特に 22.96 m の断層面は比較的平滑であること

から、他の断層に比べ相対的に新しい時期に活動した断層と考えられる。この断層面の走向・傾斜は  $N10^{\circ}E \cdot 76^{\circ}NW$  であり、この明瞭な境界を主断層面とした。23.09 m 以深の結晶片岩中にはカタクレサイトを伴う断層角礫が数多く認められる。

#### ・MFS-2 孔

孔口から 0.32 m までは礫混じり砂質シルト（盛土）、0.32～19.56 m は砂岩、シルト岩、炭層、礫岩等からなる堆積岩類（古第三系）、19.56～30.00 m には結晶片岩（御斎所変成岩）およびその断層破碎帯が分布する。21.74～22.09 m の断層ガウジは緑灰色の砂混じりシルト状破碎部、緑灰色～灰色の粘土状破碎部、緑灰色の砂質シルト状破碎部等からなる。特に 21.87 m の断層面は比較的平滑であり、MFS-1 孔の主断層面と考えられる 22.96 m の断層ガウジに対比される。この断層面の走向・傾斜は  $N12^{\circ}E \cdot 88^{\circ}NW$  である。22.09 m 以深は断層角礫化した結晶片岩からなる。

### 4.3 研磨片・薄片による構造観察結果

#### (1) SSH-1 孔

塩ノ平断層 SSH-1 孔では掘進深度 5.40～6.60 m の区間において研磨片および薄片を作製し、構造観察を行った（図 4.3-1, 図 4.3-2）。鉛直断面では 4.11 浜通り地震の最新活動面は 5.81 m に位置し、直線性が良い。薄片観察では、5.57 m の断層角礫において逆断層センスを示す複合面構造が確認された（図 4.3-1）。また、最新活動面を含む薄片では、断層ガウジ中に明瞭な正断層センスを示す複合面構造が確認された。複合面構造の発達状況をまとめたところコア浅部から深部にかけて、5.40～5.77 m に逆断層センス、最新活動面を含む 5.77～5.92 m に正断層センス、5.92～6.24 m に逆断層センス、6.24～6.60 m に正断層センスを示す組織が分布すると考えられる（図 4.3-2）。なお、5.40 m 以浅の礫岩には顕著な破碎や変形は認められない。特徴的な構造として、上盤側の 5.40～5.59 m は古第三紀・新第三紀の礫岩を原岩とする断層角礫からなり、礫が強く破碎・変形し、それらの長軸は逆断層センスの P 面方向と一致する。また、6.11 m 付近の逆断層センスの組織内には正断層センスの組織がレンズ状に見られた（図 4.3-2 C）。このレンズ状部は周囲に直線的な Y 面を伴わず、分布が膨縮するため、逆断層センスを示す組織内に残存した古い正断層センスを示すレンズ状部と考えられる。断層岩には方解石が含まれており、いずれも破碎されフラグメント化している（表 4.3-1）。



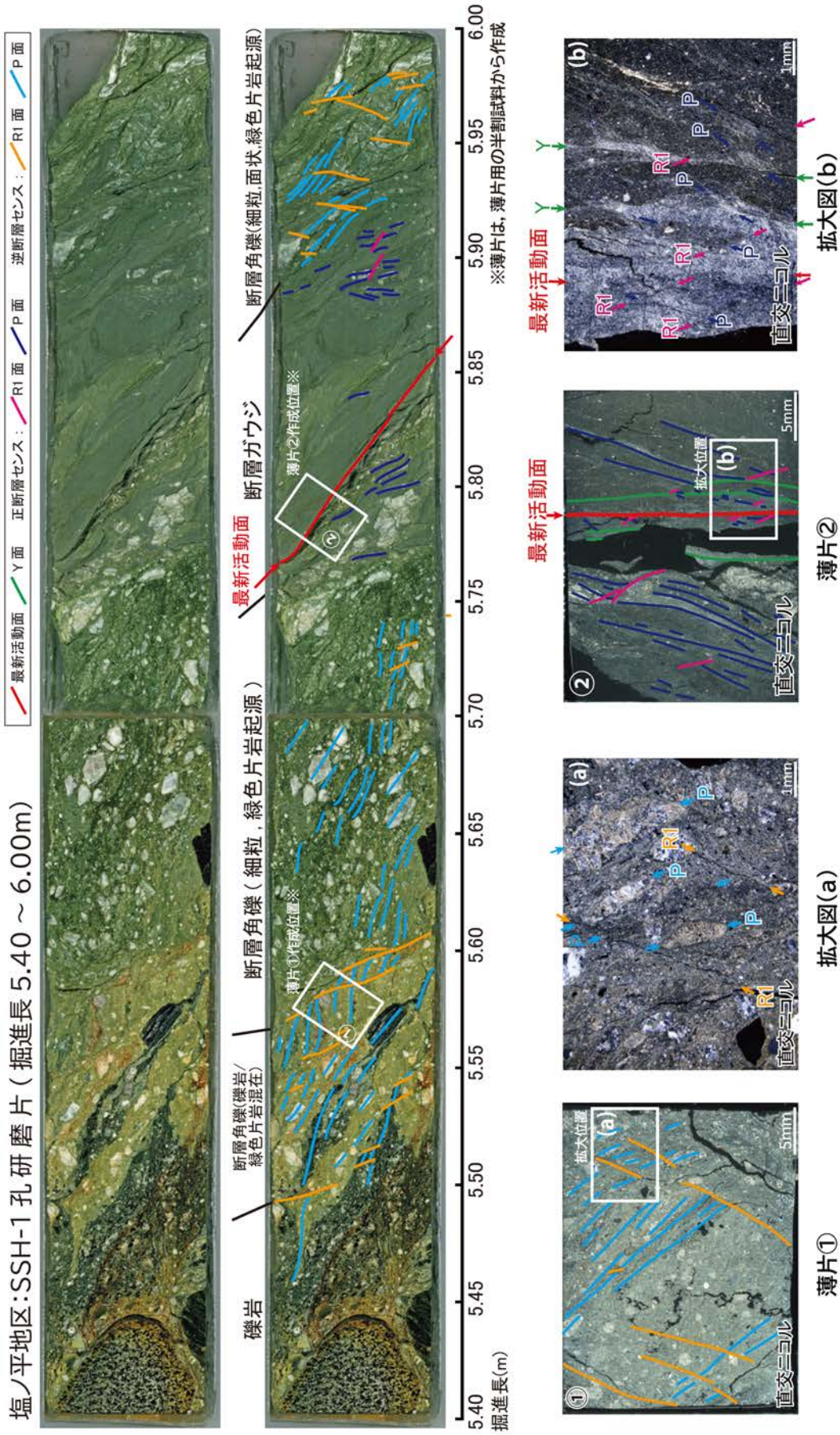


図 4.3-1 塩ノ平コアの研磨片・薄片観察結果  
青木ほか (2021) から転載.



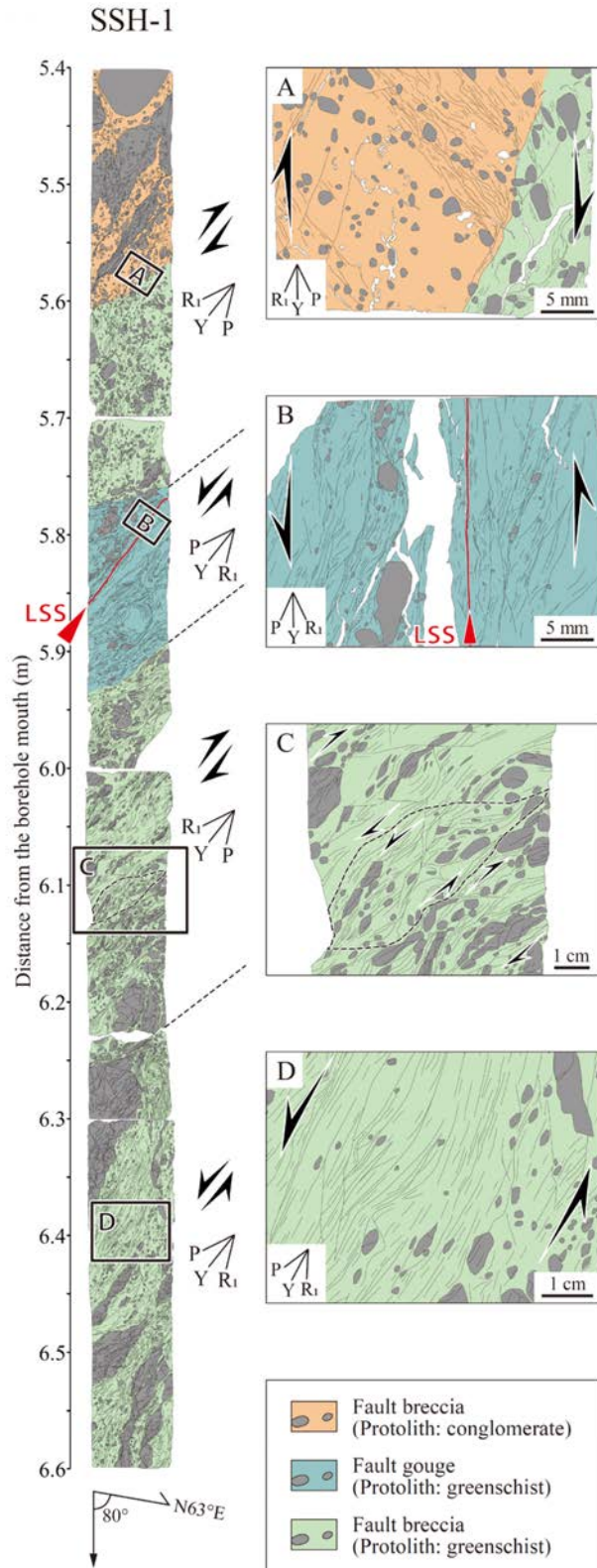


図 4.3-2 塩ノ平コアにおける研磨片のスケッチ  
 左側の図に示された破線部を境にせん断センスが変化する。酒井ほか (2024)<sup>8)</sup> から転載。

表 4.3-1 鏡下観察における方解石脈の産状と変位センス

Fault name	Borehole No.	Position of thin section (m)	Occurrence of calcite	Sense of shear
SSH-1		5.58	Fragment	Reverse fault
		5.62	Fragment	Reverse fault
		5.75	Fragment	Reverse fault
		<b>5.79</b>	Fragment	Normal fault
		<b>5.81</b>	Fragment	Areas close to LSS: Sinistral fault Areas away from LSS: Dextral fault
		<b>5.83</b>	Fragment	Normal fault
		5.87	Fragment	—
		6.13	Fragment	Reverse fault (Including relict structure of normal fault)
		6.17	Fragment	Reverse fault
	Shionohira Fault		12.89	—
		<b>13.10</b>	Areas close to LSS: Fragment Areas away from LSS: Veinlet	Normal fault
SBT-1		<b>13.12</b>	Areas close to LSS: Fragment Areas away from LSS: Veinlet	Areas close to LSS: Sinistral fault Areas away from LSS: Dextral fault
		13.23	Areas close to LSS: Fragment Areas away from LSS: Veinlet	Hanging wall: Normal fault Foot wall: Reverse fault?
Kuruma Fault	KMK-2	<b>20.40</b>	Fragment	Hanging wall: Sinistral fault Foot wall: Dextral fault and sinistral fault
		<b>20.41</b>	Fragment	Hanging wall: Reverse fault Foot wall: Normal fault
		20.44	—	Areas close to LSS: Normal fault (Including relict structure of reverse fault) Areas away from LSS: Reverse fault (Including relict structure of normal fault)
		20.45	—	Reverse fault
		20.80	—	Normal fault
		20.85	Fragment	Sinistral fault
		20.86	Fragment	Normal fault
		20.90	Fragment	Normal fault
		20.92	Fragment	Normal fault
		21.17	Fragment and veinlet	Normal fault
		21.52	Fragment and veinlet	Normal fault (Including relict structure of reverse fault)

Thin sections containing LSS are shown in bold red letters

(2) SBT-1 孔

塩ノ平断層 SBT-1 孔では掘進深度 12.70~13.60 m の区間において研磨片および薄片を作製し、構造観察を実施した (図 4.3-3, 図 4.3-4)。最新活動面は 13.14 m に位置し、直線的に発達する。薄片観察では、12.90 m の断層角礫において逆断層センスを示す複合面構造が確認された (図 4.3-3)。また、最新活動面を含む薄片では、断層ガウジ中に正断層センスを示す複合面構造が確認された。全体的な傾向としてはコア浅部から深部にかけて、12.70~12.85 m に正断層センス、12.85~13.04 m に逆断層センス、最新活動面を含む 13.04~13.17 m に正断層センス、13.17~13.43 m に逆断層センス、13.43~13.60 m に正断層センスを示す組織が分布すると考えられる (図 4.3-4)。特徴的な構造として 12.90 m 付近の逆断層センスを示す組織内には正断層センスを示す組織がレンズ状に認められた (図 4.3-4 (A))。この組織は Y 面と平行に分布する

が尖滅し不連続であることから、逆断層センスを示す組織内に残存した古い正断層センスを示すレンズ状部と考えられる。また、SSH-1 孔と同様に方解石が認められる。最新活動面付近の正断層センスを示す組織では方解石は破碎されフラグメント化している（図 4.3-5 (a)）のに対し、13.23 m 付近では方解石は破碎されておらず、周囲の組織を切る脈として確認された（図 4.3-4 (C), 図 4.3-5 (b)）。方解石脈に切られる組織は不明瞭ながら逆断層センスを示すと判断した。

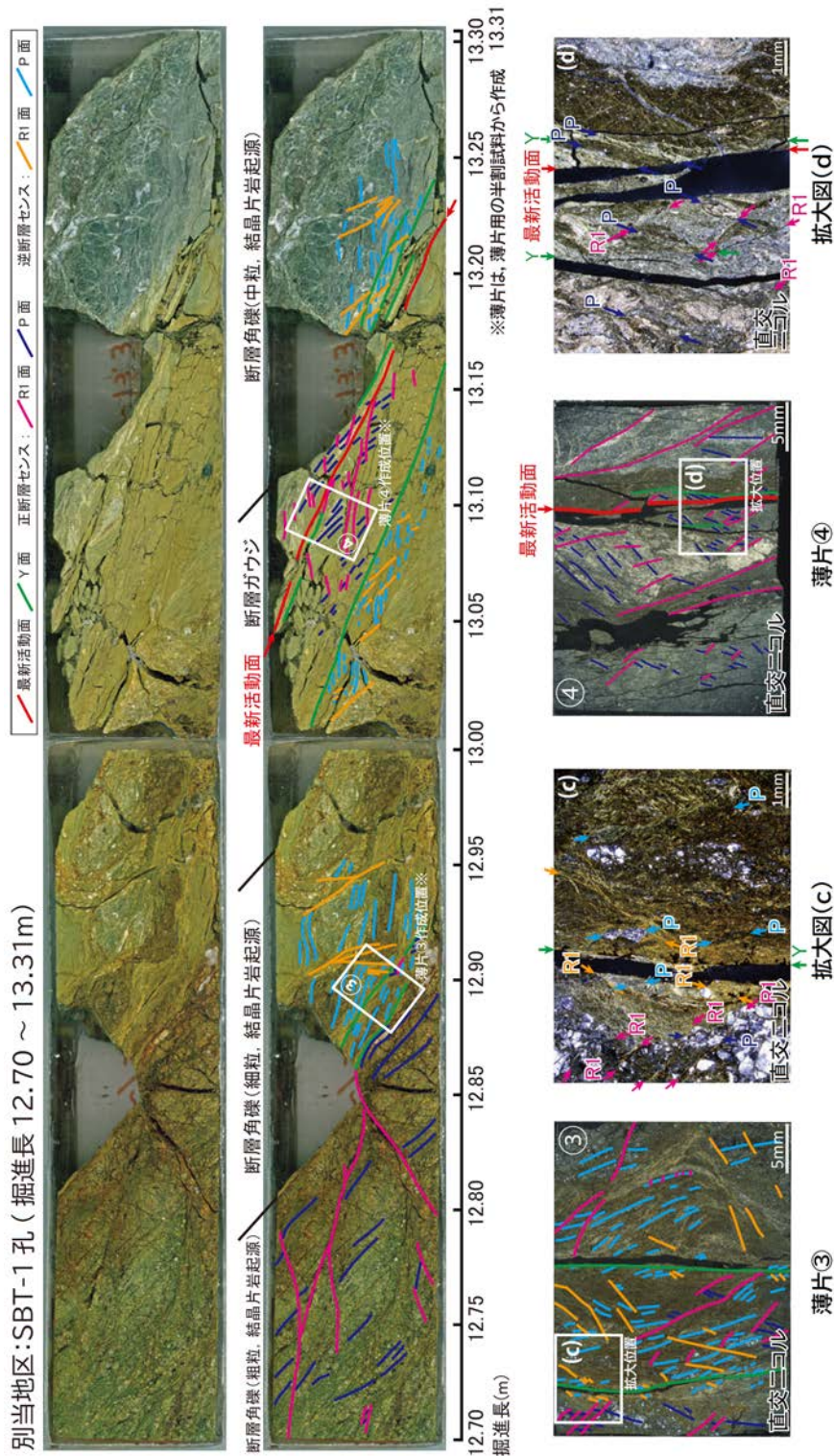


図 4.3-3 別当コアの研磨片・薄片観察結果  
青木ほか (2021) から転載。



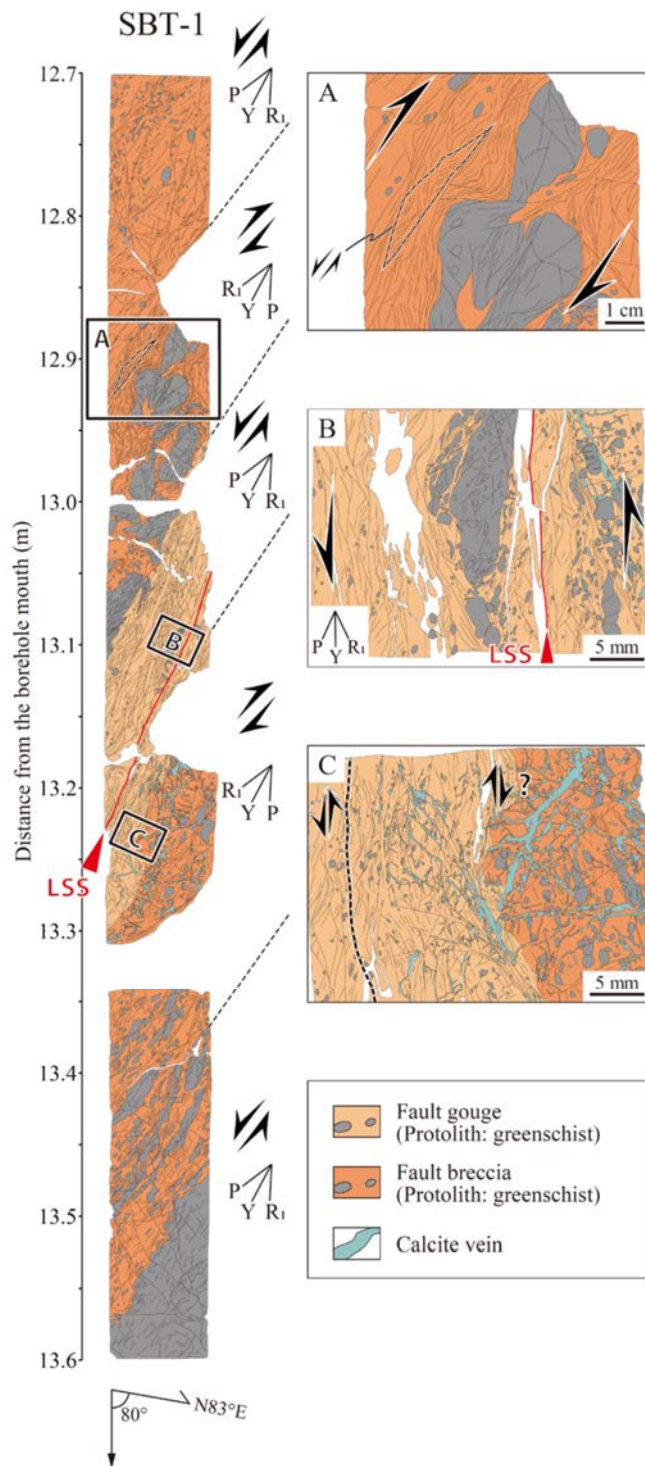


図 4.3-4 別当コアにおけるにおける研磨片のスケッチ  
 左側の図に示された破線部を境にせん断センスが変化する。  
 酒井ほか (2024)<sup>8)</sup> から転載。



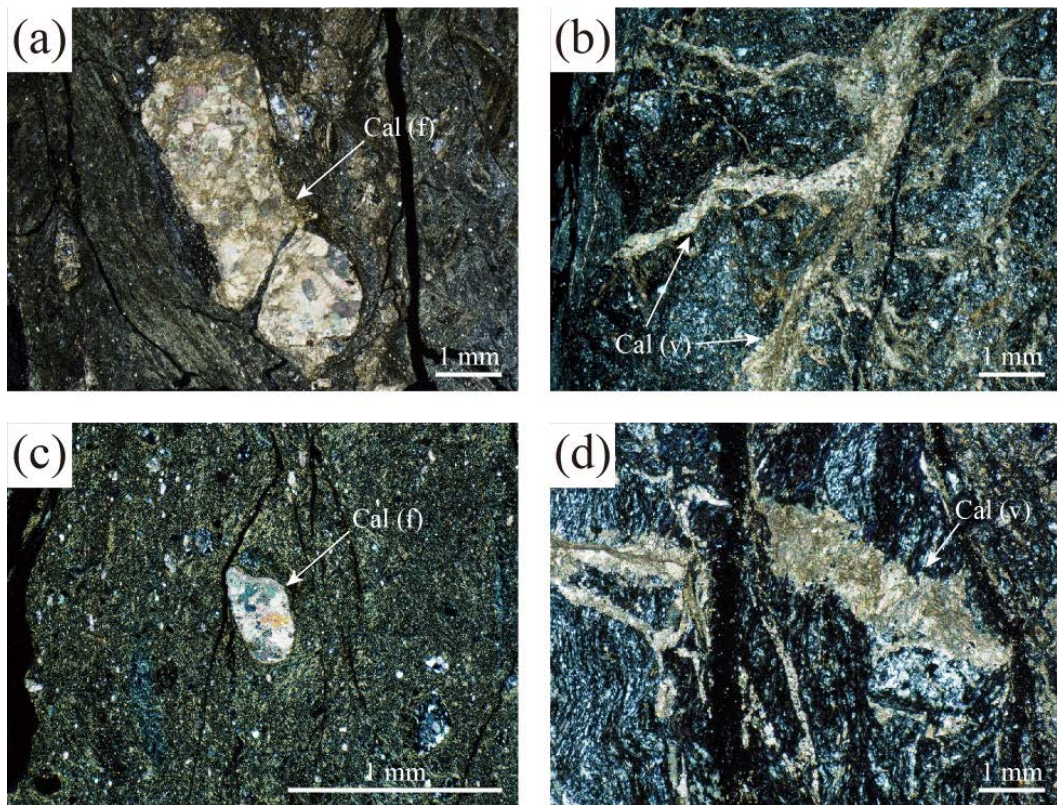


図 4.3-5 塩ノ平断層および車断層における方解石の鏡下写真

(a) SBT-1 孔最新活動面付近の方解石. (b) SBT-1 孔 13.23m 付近の方解石脈. (c) KMK-2 孔最新活動面付近の方解石. (d) KMK-2 孔 21.17m 付近の方解石脈. 酒井ほか(2024)<sup>8)</sup> から転載.

### (3) KMK-2 孔

車断層 KMK-2 孔では 20.20~21.30 m で研磨片および薄片を作製し、構造観察を実施した (図 4.3-6, 図 4.3-7). 最新活動面は 20.41 m に位置し、直下の断層ガウジには正断層センスを示す組織が発達する. 薄片観察では、最新活動面から下盤側 0~2 cm 区間の断層ガウジおよび断層角礫において、正断層センスを示す複合面構造が確認された (図 4.3-6). また、最新活動面から上盤側 0~11 cm 区間の断層ガウジおよび断層角礫において逆断層センスの複合面構造が確認された. 全体的な傾向としてはコア浅部から深部にかけて、20.20~20.27 m に正断層センス、20.27~20.41 m に逆断層センス、最新活動面を含む 20.41~20.43 m に正断層センス、20.43~20.46 m に逆断層センス、20.46~21.30 m に正断層センスを示す組織が分布すると考えられる (図 4.3-7). 特徴的な構造として、20.43 m 付近の正断層センスの組織内に、逆断層センスを示す組織がレンズ状に認められる (図 4.3-7 D). このレンズ状部は上盤側の正断層センスを示す区間と下盤側の逆断層センスを示す区間の境界付近に位置するが、膨縮し不連続となっているため、正断層センスを示す組織内に残存した古い逆断層センスを示すレンズ状部と考えられる. また、20.85 m の Y 面は上盤側の緑色片岩を原岩とする断層角礫と下盤側の砂質・泥質片岩を

原岩とする断層ガウジの境界をなすが（図 4.3-7 E, F），周囲の組織は 20.41 m の Y 面に比べて粗粒であり，固結度が比較的高いため顕微鏡下では開口せずに密着する．そのため，20.41 m の Y 面を最新活動面と判断した．そのほか，塩ノ平断層の 2 孔と同様に断層岩には方解石が含まれる．最新活動面付近の組織では方解石は破碎されフラグメント化している（図 4.3-5 (c)）のに対し，最新活動面から離れた 21.17 m 付近では方解石は破碎されずに周囲の組織を切る脈（図 4.3-5 (d)）として見られる．

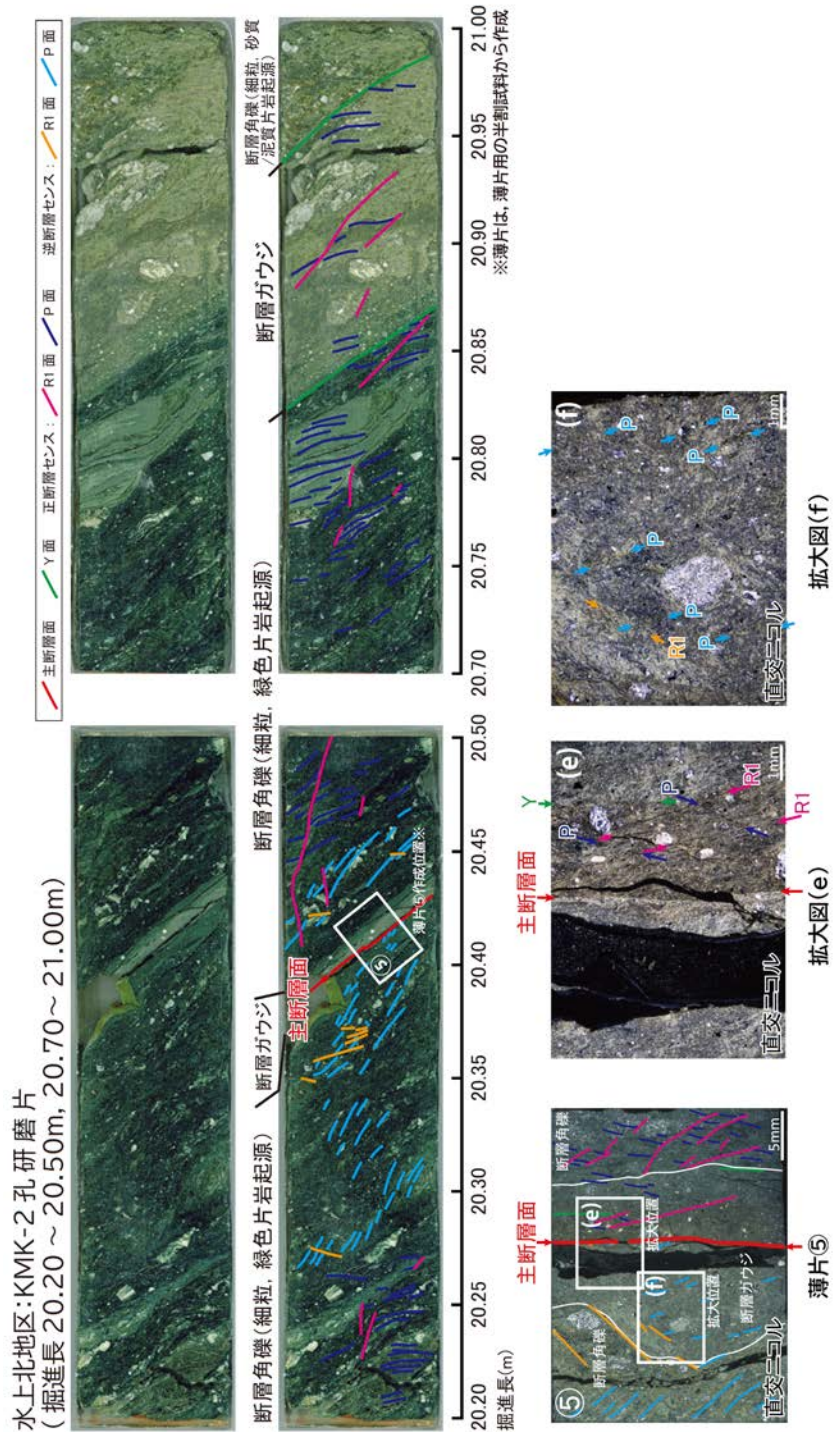


図 4.3-6 水上北コアの研磨片・薄片観察結果  
 青木ほか(2021)<sup>6)</sup>から転載。



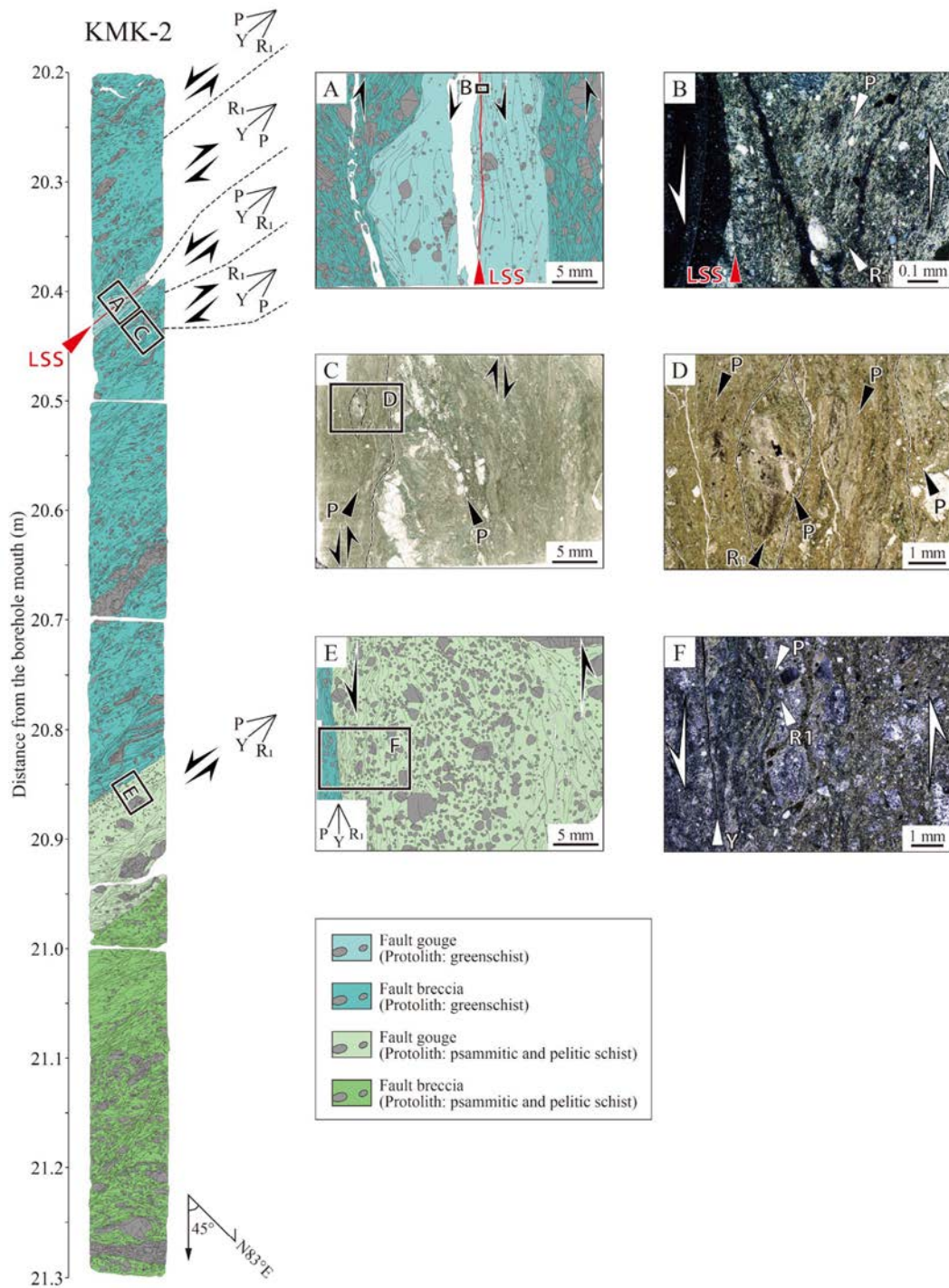


図 4.3-7 水上北コアにおける研磨片のスケッチ

左側の図に示された破線部を境にせん断センスが変化する. 酒井ほか (2024)<sup>8)</sup> から転載.

#### 4.4 コア観察による断層スリップデータの測定結果

##### (1) SFS-2 孔

塩ノ平地点 SFS-2 孔の 16.00～16.42 m は古第三紀・新第三紀の礫岩を原岩とする断層角礫であり、隣接孔の SSH-1 孔と同様に破碎・変形した礫を含み、せん断面が認められる。16.42～16.54 m は緑色片岩を原岩とする断層ガウジであり、数条の直線的なせん断面を伴う。この断層ガウジは周囲の断層角礫と比較して細粒化が顕著である。16.54～19.00 m は緑色片岩を原岩とする断層角礫である。断層ガウジとの境界付近である 16.54～17.10 m は比較的細粒化が強く、17.10～19.00 m は深部ほど原岩の組織を残し粗粒である。なお、16.00 m 以浅の古第三系・新第三系の礫岩には破碎や変形は認められない。せん断面の形状や細粒化の程度から、16.42 m のせん断面を最新活動面と推定した(図 4.4-1 (a))。最新活動面は上盤側の古第三系・新第三系の礫岩を原岩とする断層角礫と下盤側の緑色片岩を原岩とする断層ガウジの境界をなす。

塩ノ平断層 SFS-2 孔のコア試料の最新活動面の条線写真を図 4.4-2、断層スリップデータを表 4.4-1、断層スリップデータのステレオ投影図を図 4.4-3 (a) に示す。SFS-2 孔からは合計 42 セットの断層スリップデータを取得した。塩ノ平断層のせん断面は NNW-SSE 走向・中～高角度西傾斜が卓越し、多様なせん断センスのものがみられた。最新活動面の走向傾斜は N32°W72°W、条線はレイク 38°S と 45°N の 2 方向が計測され、切り合い関係から後者がより新しいと考えられる(図 4.4-2)。また、白色を呈するフラグメントがレイク 45°N の条線と平行に正断層センスで引きずられており、テイル状の構造をなす(図 4.4-2 (b))。Otsubo et al. (2013)<sup>52)</sup> は地表地震断層の断層面上において、レイクが南落ち中～高角度から北落ち高角度に湾曲する条線を報告した。仮に湾曲部が観察されない場合は後者が前者を切る様子が見られると考えられる。今回観察した SFS-2 孔の最新活動面では湾曲部は観察されていないが、レイクが南落ちの条線が北落ちの条線に切られており、矛盾しない結果が得られた。また、Kearse and Kaneko (2020)<sup>53)</sup> と Macklin et al. (2021)<sup>54)</sup> は拘束圧が低い地表付近では湾曲した条線が形成されやすく、それらの凸方向や曲率は地下における破壊核の位置と主応力軸の姿勢に影響を受けることを示した。また、Otsubo et al. (2013)<sup>52)</sup> は湾曲した条線のうち、湾曲後の条線が広域応力場に対応し、湾曲前の条線は局所的な応力の影響によるものとした。これらのことから、応力逆解析には湾曲後の条線と推定されるレイク 45°N を採用した。



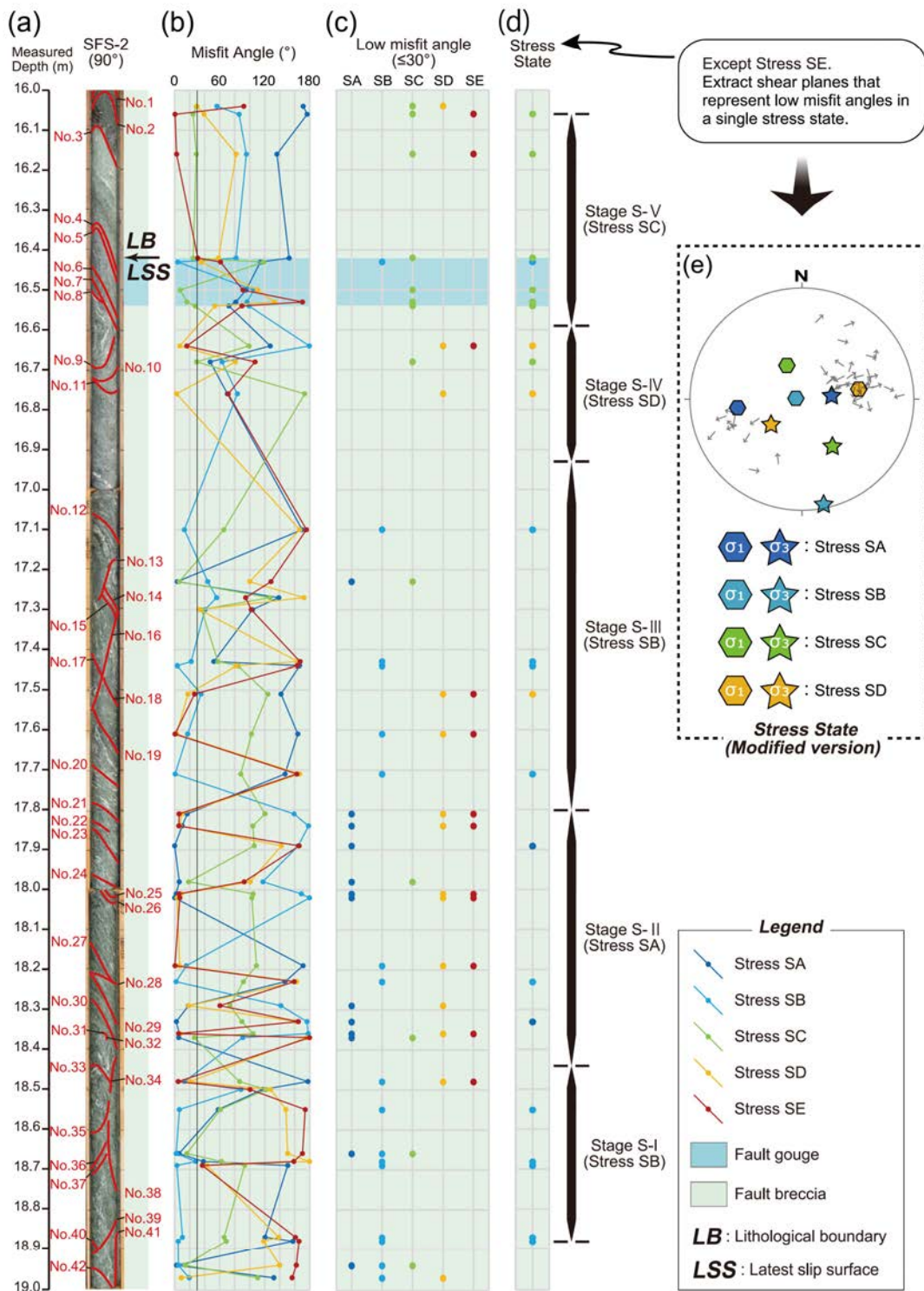


図 4.4-1 破砕帯とミスフィット角の比較 (SFS-2 孔)

(a) SFS-2 コアの写真。赤線は断層スリップデータを取得した面構造の位置を示す。(b) それぞれの応力状態に対するせん断面のミスフィット角。(c) 低ミスフィット角 ( $30^\circ$  以下) となるせん断面。(d) Stress SE を除いた, 低ミスフィット角 ( $30^\circ$  以下) の分布から求まる各運動ステージと応力状態の対応。(e) Stress SE を除いた, 多重逆解析法から推定される応力状態。酒井ほか (2024)<sup>8)</sup> から転載。

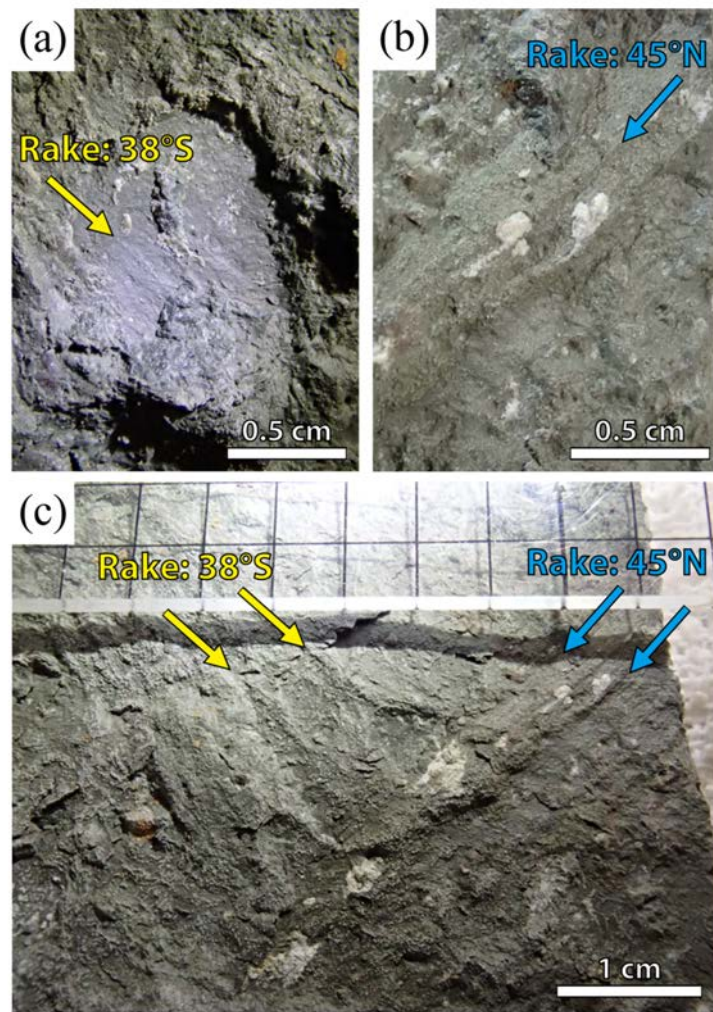


図 4.4-2 塩ノ平断層最新活動面の条線写真 (SFS-2 孔, G.L.-16.42 m 地点)

(a) レイク角  $38^{\circ}$  S を示す条線. (b) レイク角  $45^{\circ}$  N を示す条線, 断層運動によりドラッグされた粒子から正断層の運動センスが読み取れる. (c) レイク角  $38^{\circ}$  S と  $45^{\circ}$  N の条線が交差する様子. 酒井ほか (2024)<sup>8)</sup> から転載.

表 4.4-1 SFS-2 孔の断層スリップデータ一覧

No.	Measured Depth (m)	Strike/Dip	Striation (Rake)	Sense of shear	Surface classification
1	16.04	N78W/73S	58N	Normal	Y
2	16.06	N58W/77S	53N	Normal	Y
3	16.16	N55W/65S	23N	Normal	Y
<b>4</b>	<b>16.42</b>	<b>N32W/72W</b>	<b>45N</b>	<b>Normal</b>	<b>Y (LSS)</b>
5	16.43	N31W/75W	42S	Normal	Y
6	16.50	N21W/65W	3S	Reverse	Y
7	16.53	N12W/55W	10S	Reverse	Y
8	16.54	N8W/50W	17S	Reverse	R <sub>1</sub>
9	16.64	N68W/60N	62N	Reverse	Y
10	16.68	N56W/75N	18S	Reverse	Y
11	16.76	N44W/50W	10N	Reverse	Y
12	17.10	N19W/43W	78N	Normal	Y
13	17.23	N18W/65E	33N	Normal	R <sub>1</sub>
14	17.27	N4W/53W	46S	Normal	P
15	17.30	N6E/62W	23N	Normal	P
16	17.43	N22W/68E	87S	Normal	R <sub>1</sub>
17	17.44	N26W/52W	84S	Normal	P
18	17.51	N14W/62W	55S	Normal	P
19	17.61	N12W/60W	76S	Normal	P
20	17.71	N33W/34W	85S	Normal	P
21	17.81	N17W/50W	70N	Reverse	Y
22	17.84	N18W/34W	90N	Reverse	R <sub>1</sub>
23	17.89	N22W/57W	83N	Reverse	Y
24	17.98	N53W/36S	18S	Reverse	R <sub>1</sub>
25	18.01	N29W/42W	86N	Reverse	P
26	18.02	N19W/40W	90N	Reverse	R <sub>1</sub>
27	18.19	N10W/68W	82S	Normal	P
28	18.23	N34W/34W	82S	Normal	Y
29	18.29	NS/53W	67S	Reverse	Y
30	18.33	N10W/63W	87N	Reverse	Y
31	18.36	N17W/35W	90N	Reverse	R <sub>1</sub>
32	18.37	N2W/82W	78S	Reverse	P
33	18.48	N18W/67W	86N	Normal	P
34	18.50	N20W/68E	18S	Normal	R <sub>1</sub>
35	18.55	N35W/62E	68N	Normal	R <sub>1</sub>
36	18.66	N13W/73E	82N	Normal	R <sub>1</sub>
37	18.68	N10W/66E	63S	Normal	R <sub>1</sub>
38	18.69	N7W/76W	62N	Normal	Y
39	18.87	N25W/50E	82N	Normal	R <sub>1</sub>
40	18.88	N6E/53W	75N	Normal	P
41	18.94	N22W/82E	65N	Normal	R <sub>1</sub>
42	18.97	N34W/55W	54S	Normal	P



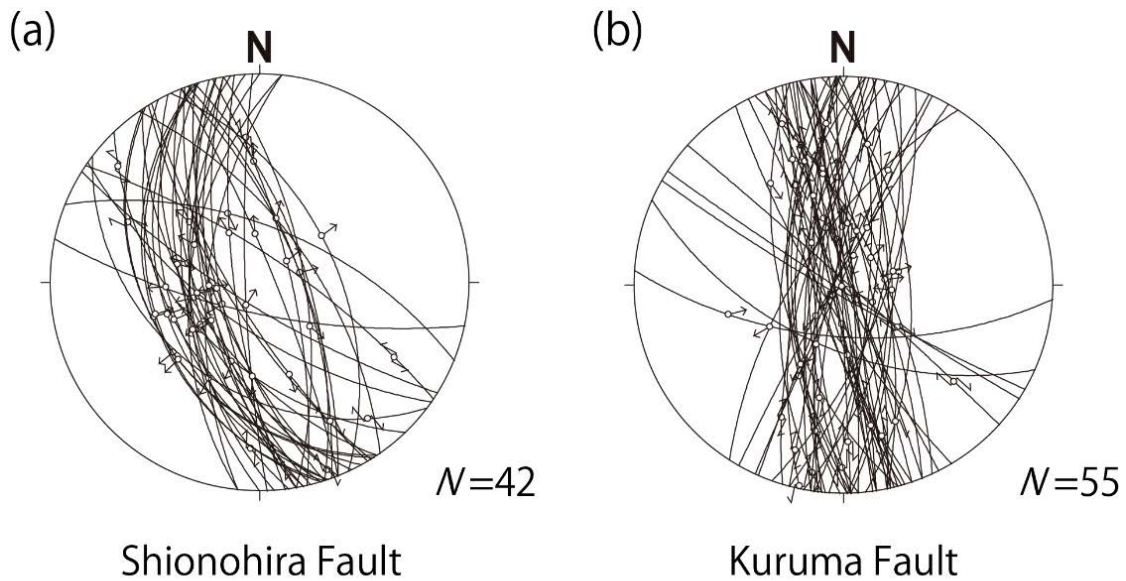


図 4.4-3 断層スリップデータのステレオ投影図（下半球投影）

(a) SFS-2 孔, (b) MFS-1 孔, 大円上の丸印は条線の方法, 丸印に添えられた矢印は断層上盤の運動方向を示す. 酒井ほか (2024)<sup>8)</sup> から転載.

## (2) MFS-1 孔

車断層 MFS-1 孔では 20.00~20.43 m は古第三系を原岩とする断層角礫であり, 含まれる礫は破碎されフラグメント化している. 面構造は 20.20~20.43 m に比較的多く発達する. 20.43~20.44 m には 2 条のせん断面に挟まれて古第三系を原岩とする断層ガウジが分布し, 20.44 m のせん断面は岩種境界をなす. 20.44~20.55m は緑色片岩を原岩とする断層角礫, 20.55~20.59 m は緑色片岩を原岩とする断層ガウジであり, 両者ともせん断面が密に発達する. 20.59~21.29 m は緑色片岩を原岩とする断層角礫であり, 深部ほど細粒である. 21.29~21.38m は緑色片岩を原岩とする断層ガウジであり, 数条の平滑なせん断面を伴う. 21.38~22.90 m は緑色片岩を原岩とする断層角礫であり, 上盤側と下盤側の境界付近はやや細粒化が強い. 22.90~22.98 m は緑色片岩を原岩とする断層ガウジである. この断層ガウジには数条のせん断面が密集し, 色調と粒径の異なる破碎物質で構成される層状の構造が見られる. 22.98~24.00 m は緑色片岩を原岩とする断層角礫であり, 深部ほど粗粒となり原岩の組織を多く残す. このように MFS-1 孔は, 20.43~20.44 m, 20.55~20.59 m, 21.29~21.38 m, 22.90~22.98 m に断層ガウジ帯が分布する. これらのうち 22.90~22.98 m の断層ガウジ帯が最も破碎され軟質化している. また, 断層ガウジを伴うせん断面のうち, 22.96 m に位置するせん断面が最も平面的である. 以上の理由から 22.96 m のせん断面を最新活動面と推定した (図 4.4-4 (a)). なお, 20.00 m 以浅の古第三系に顕著な破碎や変形は認められない.

車断層 MFS-1 孔の断層スリップデータを表 4.4-2, 断層スリップデータのステレオ投影図を図 4.4-3 (b) に示す. MFS-1 孔からは合計 55 セットの断層スリップデータを取得した. 車断層



のせん断面は南北走向・高角度東傾斜と南北走向・高角度西傾斜が混在するが、後者が比較的多く発達しており、多様なせん断センスのものが観察された。最新活動面の走向傾斜は  $N9^{\circ}E \cdot 85^{\circ}W$ ，条線はレイク  $32^{\circ}S$  を計測した。なお，車断層の最新活動面では湾曲した条線は確認されていない。

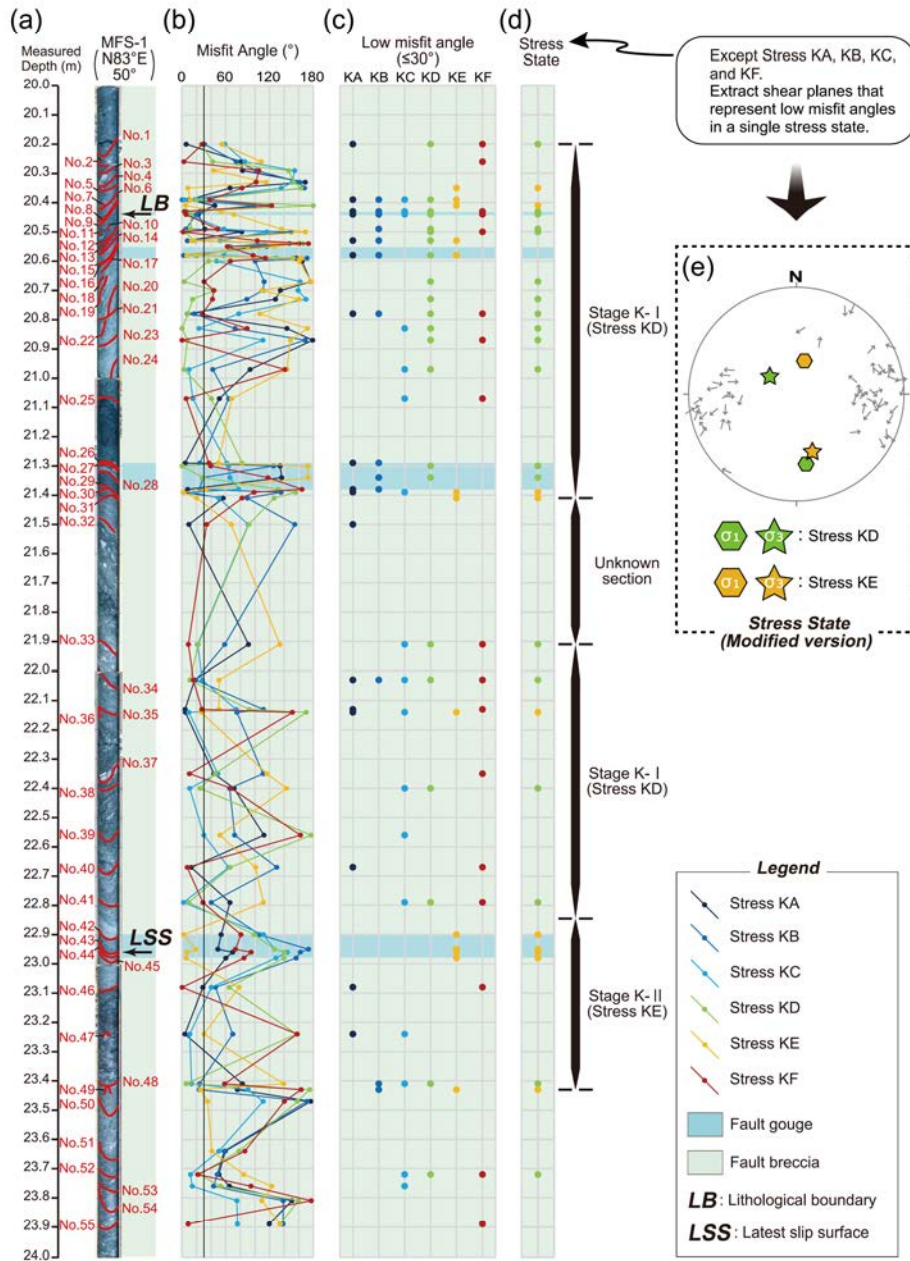


図 4.4-4 破砕帯とミスフィット角の比較 (MFS-1 孔)

(a) SFS-2 コアの写真。赤線は断層スリップデータを取得した面構造の位置を示す。(b) それぞれの応力状態に対するせん断面のミスフィット角。(c) 低ミスフィット角 ( $30^{\circ}$  以下) となるせん断面。(d) Stress KA, KB, KC, KF を除いた，低ミスフィット角 ( $30^{\circ}$  以下) の分布から求まる各運動ステージと応力状態の対応。(e) Stress KA, KB, KC, KF を除いた，多重逆解析法から推定される応力状態。酒井ほか (2024)<sup>8)</sup> から転載。

表 4.4-2 MFS-1 孔の断層スリップデータ一覧

No.	Measured Depth (m)	Strike/Dip	Striation (Trend/Plunge)	Sense of shear	Surface classification
1	20.20	N22W/86E	343/53	Reverse	Y
2	20.26	N86W/62S	256/31	Reverse	Y
3	20.29	N1W/60W	206/38	Reverse	Y
4	20.33	N27W/89W	332/40	Reverse	Y
5	20.35	N17E/69W	205/20	Reverse	Y
6	20.39	N12W/87E	350/31	Reverse	Y
7	20.41	N6E/57W	190/5	Reverse	R <sub>1</sub>
8	20.43	N9W/90	351/65	Reverse	Y
9	20.44	N4W/85E	4/57	Reverse	Y
10	20.49	N25W/69E	339/11	Reverse	P
11	20.50	N1W/66E	25/44	Reverse	P
12	20.53	N16W/76W	334/34	Normal	Y
13	20.54	N13W/83E	358/59	Normal	Y
14	20.55	N13W/83W	171/32	Normal	Y
15	20.58	N17W/79W	338/24	Normal	Y
16	20.59	N15W/85W	343/20	Reverse	Y
17	20.60	N57W/87W	139/79	Reverse	Y
18	20.67	N11E/62E	76/60	Reverse	P
19	20.70	N2W/64E	96/64	Reverse	P
20	20.73	N8E/73E	121/72	Reverse	P
21	20.78	N22W/73E	324/38	Reverse	R <sub>1</sub>
22	20.83	N60W/84W	156/47	Reverse	P
23	20.87	N15W/57W	324/28	Reverse	R <sub>1</sub>
24	20.97	N48W/88E	138/20	Normal	Y
25	21.07	N14W/83W	228/81	Normal	Y
26	21.29	N1W/71W	350/44	Normal	Y
27	21.30	N4W/60W	188/3	Normal	Y
28	21.34	N12E/65W	192/1	Normal	Y
29	21.38	N2W/62W	350/30	Normal	Y
30	21.39	N66W/56S	177/52	Normal	R <sub>1</sub>
31	21.41	N31W/78W	182/69	Normal	Y
32	21.50	N24E/85W	21/29	Normal	Y
33	21.91	N1E/64W	209/43	Normal	Y
34	22.03	N9W/85W	343/58	Normal	Y
35	22.13	N9E/73W	356/35	Normal	Y
36	22.14	N15E/69E	83/67	Normal	P
37	22.35	N25E/88W	18/73	Normal	Y
38	22.40	N33E/66W	240/46	Normal	Y
39	22.56	N4E/76E	45/69	Normal	Y
40	22.67	N30E/85W	23/57	Normal	Y
41	22.79	N2W/74W	223/67	Normal	Y
42	22.90	N2W/89W	179/16	Dextral	Y
43	22.95	N15E/84W	196/11	Dextral	Y
<b>44</b>	<b>22.96</b>	<b>N9E/85W</b>	<b>192/32</b>	<b>Dextral</b>	<b>Y (LSS)</b>
45	22.98	N6E/76W	191/19	Dextral	Y
46	23.08	N5E/70W	324/62	Normal	Y
47	23.24	N20E/67E	75/62	Normal	R <sub>1</sub>
48	23.41	N7E/78W	205/55	Normal	P
49	23.43	N6W/55E	10/21	Normal	R <sub>1</sub>
50	23.47	N12W/68E	352/15	Normal	Y
51	23.64	N9W/85E	169/21	Normal	Y
52	23.72	N8W/89W	230/89	Normal	Y
53	23.76	N19W/85E	159/20	Normal	Y
54	23.81	N12W/76E	14/60	Normal	R <sub>1</sub>
55	23.89	N19W/74W	200/4	Sinistral	Y

4.5 多重逆解法による応力逆解析

多重逆解法による塩ノ平断層の解析結果を図 4.5-1 (a), 検出された主応力軸の方向と応力比  $\phi$  の値を表 4.5-1 に示す. 応力比  $\phi$  は  $(\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$  とし, 圧縮を正として  $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$  とした.  $\phi=0$  は  $\sigma_1 \geq \sigma_2 = \sigma_3$  の軸性圧縮応力,  $\phi=1$  は  $\sigma_1 = \sigma_2 \geq \sigma_3$  の軸性伸張応力, 応力比が両者の中間の場合は三軸応力となる. 塩ノ平断層を貫く SFS-2 孔のコア試料から取得した断層スリップデータの解析では 5 つの応力状態を検出した. 応力比  $\phi$  の値が小さいものから Stress SA, Stress SB, Stress SC, Stress SD, Stress SE とする. Stress SA の  $\sigma_1$  軸は低角西傾斜,  $\sigma_3$  軸は高角東傾斜, 応力比は 0.2, Stress SB の  $\sigma_1$  軸は高角西傾斜,  $\sigma_3$  軸は低角南南東傾斜, 応力比は 0.4, Stress SC の  $\sigma_1$  軸は中角北北西傾斜,  $\sigma_3$  軸は中角南南東傾斜, 応力比は 0.5, Stress SD の  $\sigma_1$  軸は中角東傾斜,  $\sigma_3$  軸は中角南西傾斜, 応力比は 0.8, Stress SE の  $\sigma_1$  軸は低角南南東傾斜,  $\sigma_3$  軸は中角西南西傾斜, 応力比は 0.9 である.

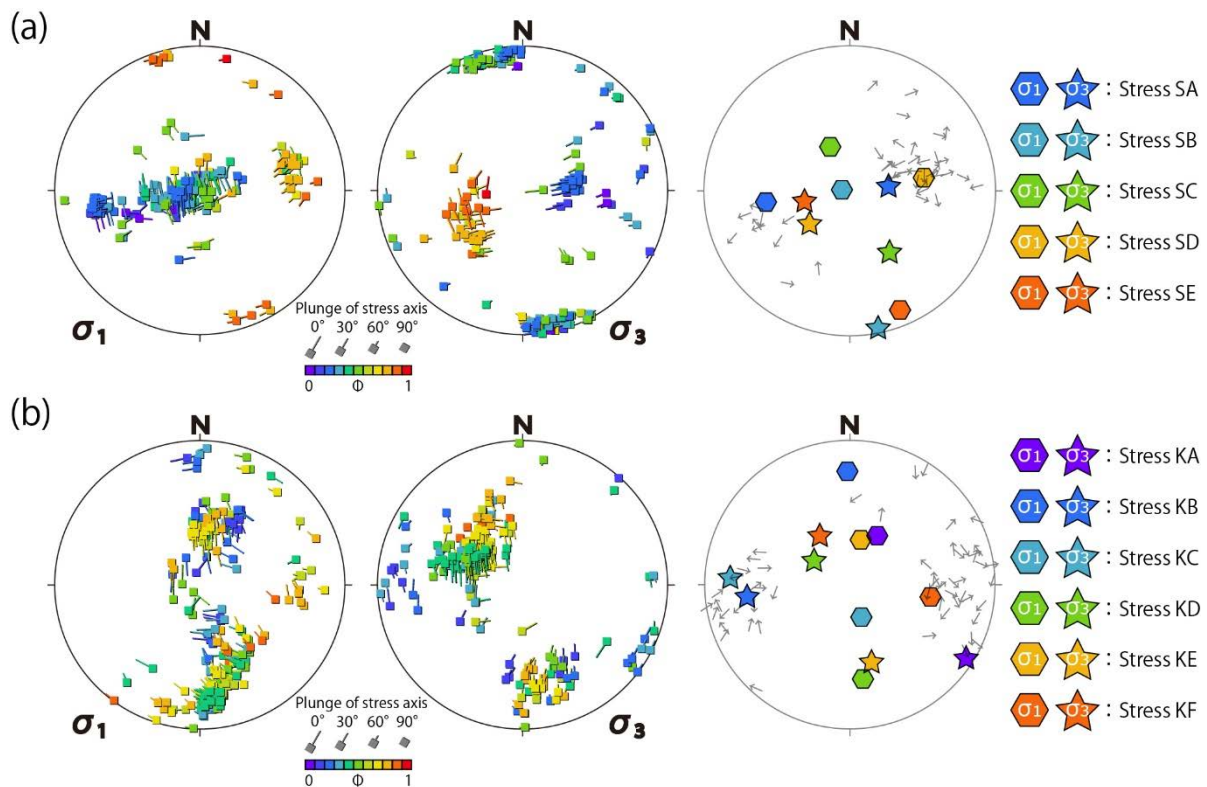


図 4.5-1 多重逆解法による応力解析結果

(a) 塩ノ平断層, (b) 車断層.  $\sigma_1$  軸と  $\sigma_3$  軸の位置を下半球等積投影で示している.  $\sigma_1$  軸の分布図では, ピンの頭が  $\sigma_1$  軸の位置, 針の方向と長さが, 対応する  $\sigma_3$  軸の方位角と俯角を示している.  $\sigma_3$  軸の分布図では, ピンの頭が  $\sigma_3$  軸の位置, 針の方向と長さが対応する  $\sigma_1$  軸の方位角と俯角を示している. 右側の図では, 多重逆解析により検出できた代表的な応力状態を示している. 酒井ほか (2024)<sup>8)</sup> から転載.

表 4.5-1 主応力軸の方向と応力比

		$\sigma_1$		$\sigma_3$		$\Phi$
		Azimuth (°)	Plunge (°)	Azimuth (°)	Plunge (°)	
Shionohira Fault (SFS-2 core)	Stress SA	261.7	29.8	83.7	60.1	0.2
	Stress SB	276.3	83.5	168.4	2.0	0.4
	Stress SC	336.0	53.1	147.3	36.5	0.5
	Stress SD	79.9	35.5	230.7	50.9	0.8
	Stress SE	157.3	6.8	256.9	54.5	0.9
Kuruma Fault (MFS-1 core)	Stress KA	28.6	47.2	122.3	3.4	0.2
	Stress KB	358.7	13.7	263.8	19.3	0.2
	Stress KC	160.1	63.9	273.7	11.2	0.3
	Stress KD	172.2	23.9	304.5	56.8	0.5
	Stress KE	13.3	54.3	164.5	32.2	0.7
	Stress KF	98.9	31.5	329.0	46.3	0.8

多重逆解法によって不均一なデータを解析して複数の応力状態が検出された場合、有意な応力状態を識別するには各応力状態におけるミスフィット角を比較する必要がある。SFS-2 孔のコア試料における断層岩区分と各応力状態におけるミスフィット角の対応を図 4.4-1 に示す。SFS-2 孔では 16.42m に上盤の礫岩と下盤の緑色片岩の岩種境界をなす最新活動面が位置し、16.42~16.54 m に断層ガウジが分布する (図 4.4-1 (a))。図 4.4-1 (b) は各応力状態におけるせん断面のミスフィット角を折れ線グラフで示し、図 4.4-1 (c) はミスフィット角が 30°以下 (以下、低ミスフィット角) を示すせん断面をプロットしている。このグラフから Stress SD と SE は近い姿勢のせん断面で低ミスフィット角を示しており、同じ応力が分離・検出されたものと判断した。両者を比較すると Stress SD の方がクラスターが顕著であり (図 4.5-1)、低ミスフィット角を示すせん断面が多い。そのため Stress SE は有意な応力状態ではないと判断し除外した (図 4.4-1 (e))。次に Stress SA, SB, SC, SD で活動した可能性が高いせん断面を判別するため、1つの応力状態のみで低ミスフィット角を示すせん断面を抽出した (図 4.4-1 (d))。その結果、各応力状態で低ミスフィット角を示すせん断面はある区間に集中する傾向が見られた。せん断面間の距離の中間を境界として設定すると、Stress SA は 17.81~18.45 m, Stress SB は 16.93~17.81 m, 18.45~18.88 m, Stress SC は 16.06~16.59 m, Stress SD は 16.59~16.93 m に分布する。これらの区間を各応力状態で形成された構造の主要分布領域と判断した。

MFS-1 孔のコア試料から取得したスリップデータによる応力逆解析結果を図 4.5-1 (b)、検出された主応力軸の方向と応力比  $\phi$  の値を表 4.5-1 に示す。車断層を貫く MFS-1 孔のスリップデータからは 6つの応力状態を検出した。応力比が小さいものから Stress KA, Stress KB, Stress KC, Stress KD, Stress KE, Stress KF とした。Stress KA の  $\sigma_1$  軸は中角北北東傾斜,  $\sigma_3$  軸は低角東南東傾斜, 応力比は 0.2, Stress KB の  $\sigma_1$  軸は低角北傾斜,  $\sigma_3$  軸は低角西傾斜, 応力比は 0.2, Stress KC の  $\sigma_1$  軸は高角南南東傾斜,  $\sigma_3$  軸は低角西傾斜, 応力比は 0.3, Stress KD の  $\sigma_1$  軸は低角南傾斜,  $\sigma_3$  軸は中角北西傾斜, 応力比は 0.5, Stress KE の  $\sigma_1$  軸は中角北北東傾斜,  $\sigma_3$  軸は中角南南東傾斜, 応力比は 0.7, Stress KF の  $\sigma_1$  軸は中角東傾斜,  $\sigma_3$  軸は中角北北西傾斜, 応力比は 0.8 である。

MFS-1 孔のコア試料における断層岩区分と各応力状態のミスフィット角の比較図を図 4.4-4 に示す。MFS-1 孔では 20.44 m に上盤の礫岩と下盤の結晶片岩の岩種境界が認められ、22.96 m



に最新活動面が位置する(図 4.4-4(a)). 各応力状態におけるミスフィット角を比較すると Stress KA, KB, KC, KF は, Stress KD ないし KE と類似した姿勢のせん断面で低ミスフィット角を示す傾向があり(図 4.4-4 (c)), 同じ応力が分離・検出されたものと判断される. Stress KD と KE はその他の応力状態に比べてクラスターが強く現われている(図 4.5-1 (b)). そのため Stress KA, KB, KC, KF は有意な応力状態ではないと判断しステージ区分に用いる応力状態から除外した(図 4.4-4 (e)). Stress KD と KE のそれぞれで活動した可能性の高いせん断面を判別するため, 両者のいずれか1つの応力状態で低ミスフィット角を示すせん断面のみを抽出したところ, 各応力状態のせん断面はある区間に集中する傾向が見られた(図 4.4-4 (d)). 一部はデータが取得できず不明な区間(21.41~21.91 m)が見られるが, Stress KD は 20.20~21.41 m, 21.91~22.85 m, Stress KE は 22.85~23.43 m に分布すると考えられ, これらの区間をそれぞれの応力状態で形成された構造の主要分布領域と判断した.

#### 4.6 XRD 分析

試料の鉱物組成を半定量的に求めるために, 石英指数法(林, 1979)<sup>55)</sup>に準拠した相対含有率を求めた. 図 4.6-1 および図 4.6-2 では, 石英の標準試料を用いた石英指数(QI)の値を基に相対含有率を示している.

##### (1) 塩ノ平地点

塩ノ平地点の分析結果で代表的な SSH-1 孔について図 4.6-1 に示す. 断層ガウジは主要構成鉱物の長石類の量比が少ない. 粘土鉱物としては緑泥石が含まれ, スメクタイトやイライトも伴われている. また, 最新活動面から離れた断層ガウジにはドロマイトが含まれる. 礫岩には碎屑粒子として普通角閃石や輝石類が残存している. また, 後述の同位体分析試料の白色鉱物脈部についても同様に分析を実施した. 結果は石英と方解石が様々な割合で混合しており, ドロマイトが伴われている.

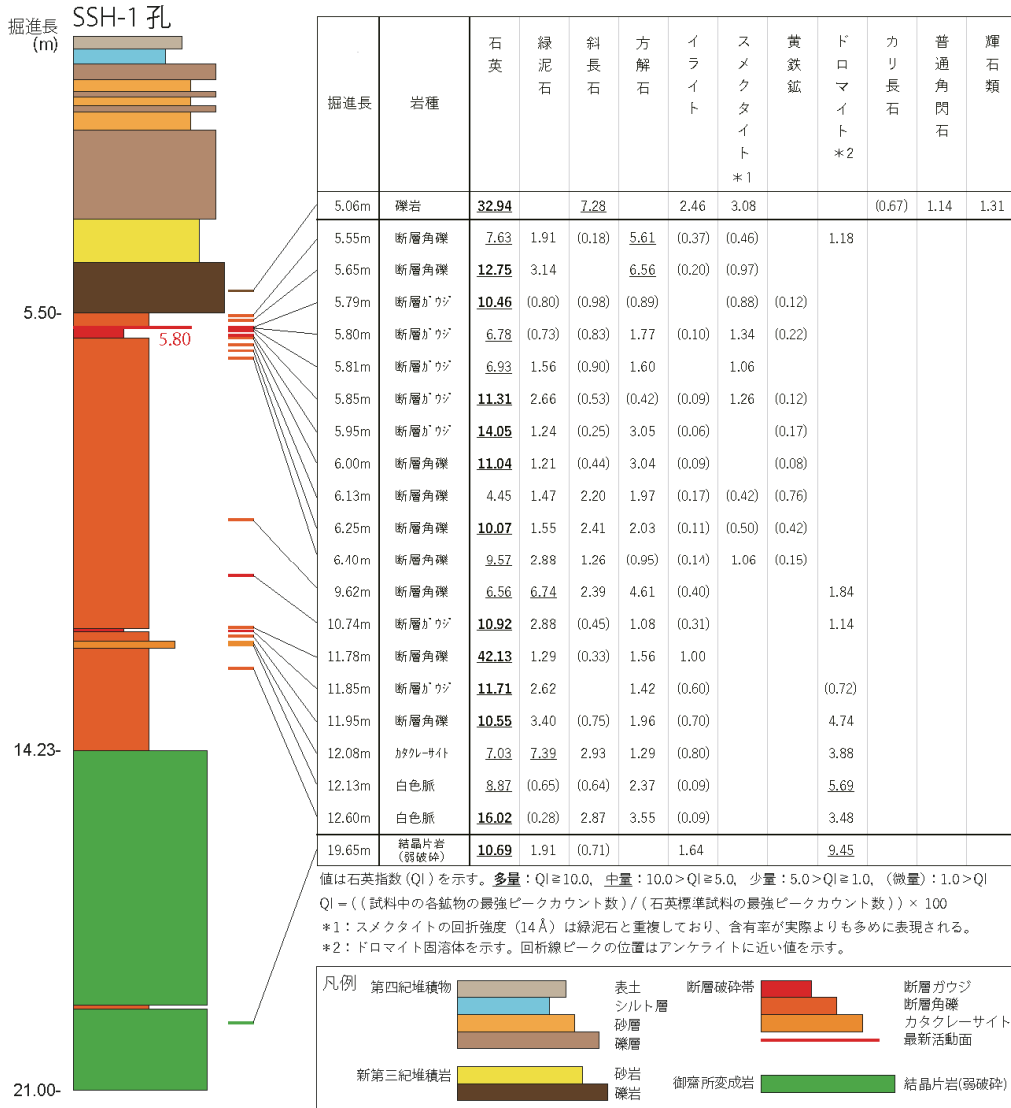


図 4.6-1 SSH-1 孔の XRD 分析結果

青木ほか (2021)<sup>6)</sup> から転載.

(2) 別当地点

露頭から採取した試料では、断層ガウジは主要構成鉱物である石英、長石類の量比が少なくなっている。粘土鉱物としてはスメクタイトを比較的多く含み、わずかにイライトを伴う。断層角礫は風化・変質が進みカオリナイトやセピオライト、レピドクロサイトが形成されている。緑色片岩には普通角閃石が残存している。

(3) 水上北地点

水上北地点の分析結果で代表的な KMK-2 孔について図 4.6-2 に示す。分析の結果、断層ガウジは粘土鉱物として緑泥石、イライト、スメクタイトを様々な割合で含んでいるが、ドロマイトは含まれていない。後述の同位体分析および流体包有物分析を実施した白色鉱物脈は主に方

解石からなり、石英、斜長石を伴い、ドロマイトはほとんど認められなかった。断層中軸部から離れた断層角礫やカタクレーサイトには濁沸石（ローモンタイト）が含まれている。方解石や濁沸石は熱水変質起源と考えられる。

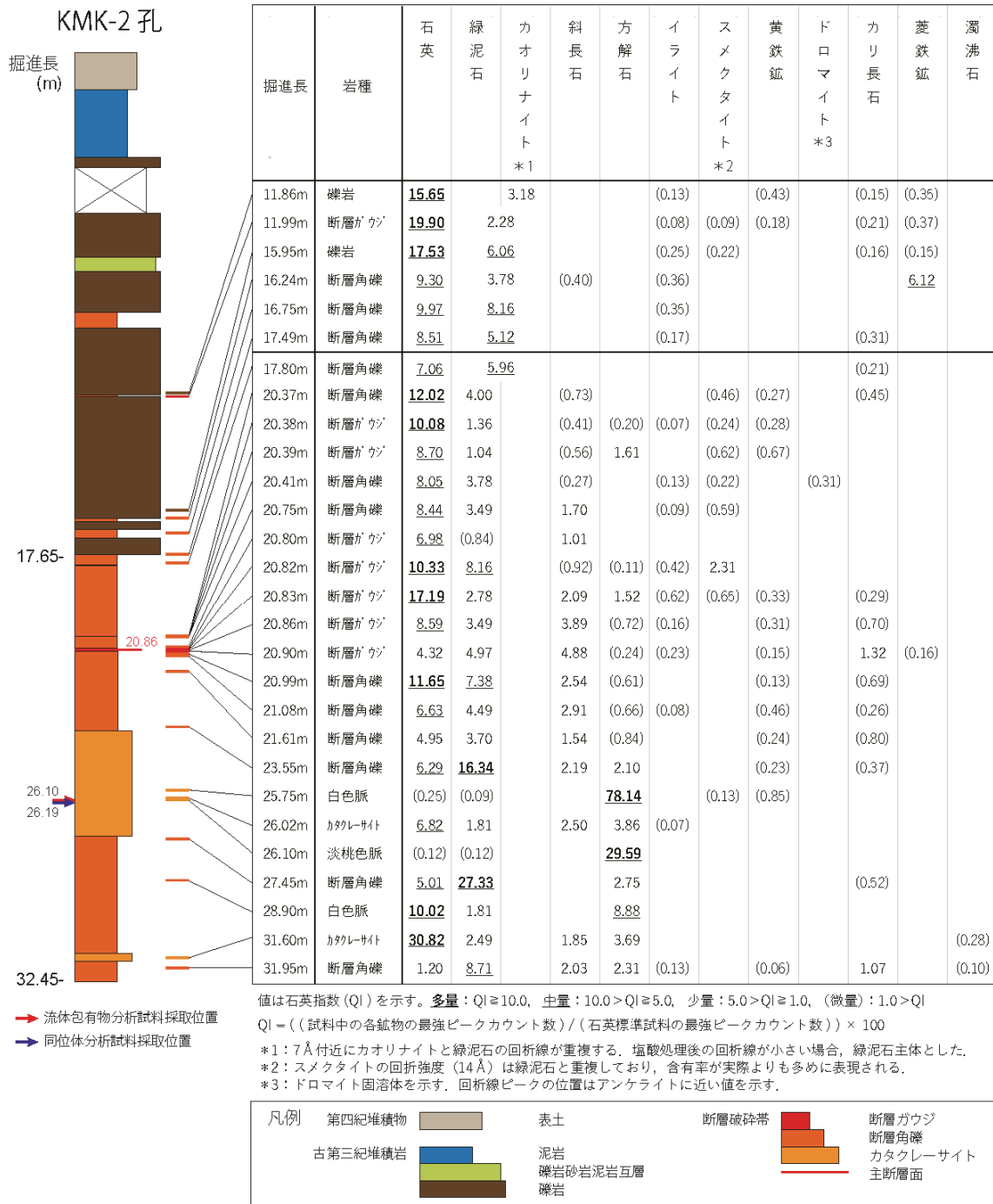


図 4.6-2 KMK-2 孔の XRD 分析結果

青木ほか (2021)<sup>6</sup> から転載.

4.7 同位体分析

白色鉍物脈の粉末試料を用いて、同位体組成分析を実施した。分析試料の一覧表を表 4.7-1、同位体組成のプロットを図 4.7-1 に示す。

表 4.7-1 同位体組成の分析結果一覧  
青木ほか (2021)<sup>6)</sup> から転載。

地区名	No.	孔名	位置* (m)	質量 (mg)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰PDB)
塩ノ平 地区	1	SFS-1	16.82	0.337	-3.57	-16.66
	2	SFS-1	22.25	0.312	-4.72	-15.49
	3	SFS-1	24.82	0.319	-4.54	-14.52
	4	SFS-2	20.02	0.330	-3.60	-15.57
	5	SFS-2	25.97	0.325	-4.75	-14.13
	6	SFS-2	28.02	0.370	-4.78	-14.94
水上北 地区	7	KMK-1	26.95	0.377	-6.35	-13.58
	8	KMK-2	26.19	0.338	-21.47	-4.34
	9	MFS-1	4.86	0.671	-29.27	-7.07
	10	MFS-2	25.61	0.304	-7.36	-18.81

\* 孔口からの掘進長

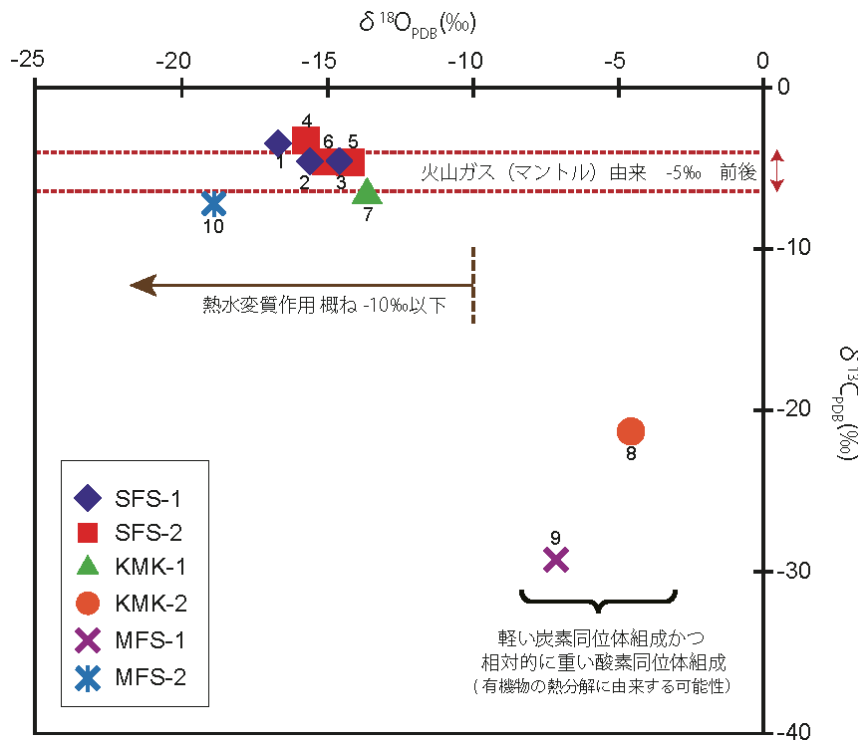


図 4.7-1 同位体分析試料の同位体組成プロット  
図中の数字 (試料番号) は表 4.7-1 に対応する。青木ほか (2021)<sup>6)</sup> から転載。



本分析における標準試料測定によって算出された測定誤差は、炭素同位体比 ( $\delta^{13}\text{C}$ ) :  $\pm 0.1\%$ 、酸素同位体比 ( $\delta^{18}\text{O}$ ) :  $\pm 0.6\%$ であった。分析試料の同位体組成は、試料 No.8 (KMK-2 孔, 26.19 m)、試料 No.9 (MFS-1 孔, 4.86 m) とそれ以外の試料で分布範囲が異なる。分析試料の炭素同位体比 ( $\delta^{13}\text{C}$ ) は、全体では約 $-3\sim-29\%$  (PDB) の範囲にあり、中でも試料 No.8、試料 No.9 は $-21.47\%$ 、 $-29.27\%$  (PDB) で、軽い炭素同位体組成を示す。このような軽い炭素同位体組成は、有機物の熱分解により生じた  $\text{CO}_2$  が酸化されてできた炭酸イオンに由来する可能性がある。その他の試料は、約 $-4\sim-7\%$  (PDB) の限られた範囲の炭素同位体組成を示し、マントル由来の  $\text{CO}_2$  ガスの関与が示唆される(ヘフス, 2012)<sup>56)</sup>。

一方、分析試料の酸素同位体比 ( $\delta^{18}\text{O}$ ) は、全体では約 $-4\sim-19\%$  (PDB) の範囲にある。軽い炭素同位体組成の試料 No.8、試料 No.9 は、 $-4.34\%$ 、 $-7.07\%$  (PDB) であり、他と比較して相対的に重い酸素同位体組成を示す。その他の多くの試料は、約 $-14\sim-22\%$  (PDB) の範囲にあり、非常に軽い酸素同位体組成を示す。これらの軽い酸素同位体組成から推定すると、高温な熱水の関与が想定される(Valley et al., 1986)<sup>57)</sup>。このことは、炭素同位体組成からマントル由来の  $\text{CO}_2$  ガスの関与が示唆されることと整合的である。

MFS-1 孔の試料は古第三系の砂岩中の方解石脈であり、地表付近で形成されたと推定されるため分析結果に矛盾はない。また、結晶片岩の破碎帯中にも地表水の影響が及んでいることが示唆される。一方で、塩ノ平地域および水上北地域の断層破碎帯は、地下深部からの高温熱水の影響を受けていることが明らかとなった。

#### 4.8 流体包有物分析

作製した鉱物脈試料を鏡し、測定に足る流体包有物を含んでいる結晶に関して、均質化温度を測定した。塩ノ平地点で確認できた流体包有物は極微小なサイズであったため、均質化温度や氷点温度の測定はできなかった。以下では、水上北地点の鉱物脈試料で確認できた流体包有物についての分析結果を示す。

##### 4.8.1 均質化温度測定結果

白色鉱物脈のうち、測定可能な流体包有物が認められた 3 試料の結果を表 4.8-1 に示す。

###### (1) 試料 No.7 : KMK-1 孔, 深度 26.95 m, 石英脈

結晶片岩の片状構造に平行に発達する石英脈である。1 mm 以上~1 cm 未満の細脈であり、石英脈中の 15 個の流体包有物で均質化温度を測定した。均質化温度は、 $154\sim 248^\circ\text{C}$  の範囲に分布しており、平均は  $195^\circ\text{C}$  であるが、集中度は低い。

###### (2) 試料 No.8 : KMK-2 孔, 深度 26.10 m, 方解石脈

カタクレーサイトの片状構造を切り、ほぼ垂直(コア長軸方向)の開口割れ目に沿って晶出した幅 5mm 程度の淡桃色方解石脈である。その中で、1 個の流体包有物で均質化温度を測定することができた。測定した流体包有物は均質化温度が  $119^\circ\text{C}$  であった。

(3) 試料 No.10 : MFS-2 孔, 深度 25.60 m, 方解石脈 (石英を伴う)

結晶片岩の片状構造に平行および網目状に発達する白色の方解石脈であり, 石英を伴う. 脈幅は 1 mm 以上~数 mm 程度である. 計 20 個の流体包有物で均質化温度を測定した. 均質化温度は, 104~261°Cの範囲に分布し, 大多数は 215~261°Cの温度範囲にあるが, 4 試料のみ大局的な傾向から外れた温度を示し, 異なるイベントで形成された可能性が考えられるため異常値として除外した. 均質化温度は 220~230°Cにピークが認められ, 試料 No.7 よりも高温条件にあったと考えられる.

4.8.2 氷点温度測定結果

測定可能な流体包有物が見つかった 2 試料について, 氷点温度の測定を行った. 均質化温度を測定した同一流体包有物での測定が望ましいが, 測定過程での影響を考慮し, 他の試料片での測定を行った. 結果については均質化温度の結果とともに表 4.8-1 に示す.

(1) 試料 No.7 : KMK-1 孔, 深度 26.95 m, 石英脈

氷点温度は, -3.5~-6.0°Cの範囲に分布し, 平均は-4.4°Cであった. これはガスの影響等を考慮しなければ, NaCl 換算で 5.71~9.21 wt%に相当する.

(2) 試料 No.10 : MFS-2 孔, 深度 25.60 m, 方解石脈 (石英を伴う)

氷点温度は, 10°Cという 1 点の異常値を除き, -10.0~-1.0°Cの範囲に分布し, 平均は-5.1°Cであった. これは NaCl 換算で 1.74~13.94 wt%に相当する.

表 4.8-1 流体包有物の均質化温度および氷点温度  
青木ほか (2021)<sup>6)</sup> を一部修正.

地区名	No.	孔名	位置 (掘進長)	種類	均質化温度測定			氷点温度測定			NaCl換算(wt%)	備考
					測定数	測定値(°C)	平均	測定数	測定値(°C)	平均		
水上北 地区	7	KMK-1	26.95 m	石英脈	15	154~248	195	4	-6 ~ -3.5	-4.4	5.71~9.21	
	8	KMK-2	26.10 m	方解石脈	1	119	119	-	-	-	-	
	10	MFS-2	25.60 m	方解石脈 (石英を伴う)	20 16*	104~261 215~261*	217 234*	12**	-10** ~ -1	-5.1**	1.74~13.94	* 測定値が185°C以下となった 4試料を除いた値 ** 1異常値(10°C)を除いた値

4.9 室内透水試験

塩ノ平地点の新第三系砂岩が加圧力 5 kN/m<sup>2</sup>の時に 3.09×10<sup>-7</sup> m/s であり, 水上北地点の古第三系礫岩が加圧力 100 kN/m<sup>2</sup>の時に 4.28×10<sup>-10</sup> m/s であり, 両地域で最大の透水係数の値を示した (表 4.9-1). また塩ノ平地点の断層角礫は, 加圧力 50 kN/m<sup>2</sup>および 100 kN/m<sup>2</sup>でそれぞれ 1.11×10<sup>-11</sup> m/s, 1.01×10<sup>-11</sup> m/s であり, 水上北地点では 5.97×10<sup>-11</sup> m/s, 5.23×10<sup>-11</sup> m/s となっており, 水上北地点の透水係数が塩ノ平地点より大きい. 両地点とも断層中軸部に近い断層角礫が大きな透水係数を示している.

表 4.9-1 三軸透水試験試料および試験結果  
青木ほか (2021)<sup>6)</sup> から転載.

地区		塩ノ平地区			水上北地区		
孔名		SFS-1			MFS-1		
供試体位置 (m)		10.00~10.07	16.00~16.07	23.00~23.07	18.07~18.14	21.93~22.00	24.43~24.50
岩種		砂岩	断層角礫 (ガウジ質)	断層角礫 (結晶質岩)	礫岩	断層角礫	結晶片岩 (角礫質)
三 軸 透 水 試 験	セル圧 (kN/m <sup>2</sup> )	500	500	500	500	500	500
	背圧(kN/m <sup>2</sup> ) (kN/m <sup>2</sup> )	200	200	200	200	200	200
	圧縮前供試体高さ* H <sub>0</sub> (cm)	6.985	7.153	7.035	6.950	7.380	6.965
	圧縮後供試体高さ H (cm)	6.896	7.092	6.998	6.916	7.338	6.946
	圧密後断面積 A <sub>c</sub> (cm <sup>2</sup> )	36.93	37.69	37.85	37.39	37.19	38.00
	圧密後体積 V <sub>c</sub> (cm <sup>3</sup> )	254.66	267.32	264.86	258.58	272.95	263.99
	加圧力 P (kN/m <sup>2</sup> )	-	10	50	50	50	50
	初期水位差 h <sub>1</sub> (cm)	-	180.5	588.4	588.4	588.4	588.4
	透水係数 K (m/s)	-	4.65×10 <sup>-11</sup>	1.11×10 <sup>-11</sup>	4.23×10 <sup>-10</sup>	5.97×10 <sup>-11</sup>	2.73×10 <sup>-11**</sup>
	加圧力 P (kN/m <sup>2</sup> )	5	100	100	100	100	100
初期水位差 h <sub>1</sub> (cm)	129.5	1098.2	1098.2	1098.2	1098.2	1098.2	
透水係数 K (m/s)	3.09×10 <sup>-7</sup>	3.98×10 <sup>-11</sup>	1.01×10 <sup>-11</sup>	4.28×10 <sup>-10</sup>	5.23×10 <sup>-11</sup>	2.63×10 <sup>-11</sup>	

\* 平均高さ, \*\* 流入量と流出量が一致していない

#### 4.10 室内摩擦試験

摩擦の速度依存性を調べるために、速度と摩擦の関係について多数のデータが得られた。地表露頭サンプルから作成したガウジ試料と、浅部掘削コアから作成したガウジ試料の試験結果について以下に述べる。

##### 4.10.1 地表露頭サンプルから作成したガウジ

図 4.10-1 は、地表露頭サンプルから作成したガウジの定常またはほぼ定常摩擦係数  $\mu_{ss}$  を、すべり速度  $V$  の対数に対してプロットしたものである (Seshimo et al., 2015)<sup>44)</sup>。定常摩擦と速度の関係は、 $\mu_{ss}$  が  $V$  とともにそれほど変わらない低速領域、 $\mu_{ss}$  が  $V$  の増加とともに顕著に増加する中速領域、 $V$  の増加とともに  $\mu_{ss}$  が著しく減少する高速領域に区分することができる。 $\mu_{ss}$  が  $V$  の増加とともに増加・減少する性質はそれぞれ速度強化 (velocity strengthening)・速度弱化 (velocity weakening) と呼ばれており、速度弱化は地震が発生するための必要条件である。

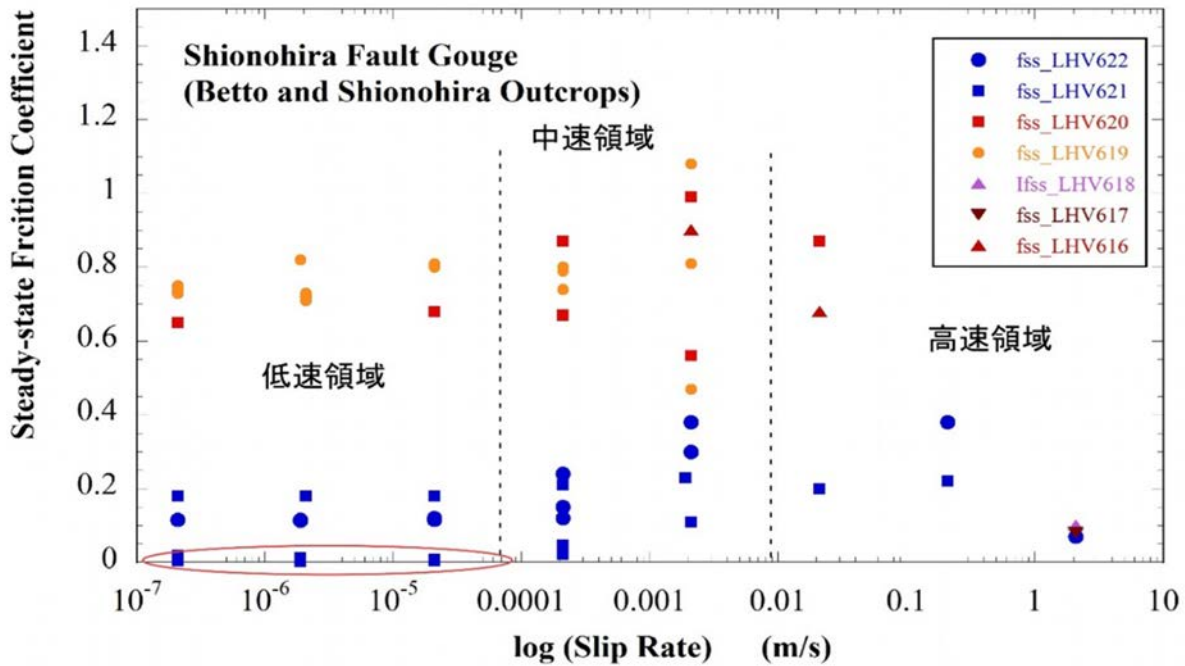


図 4.10-1 地表露頭から採取したガウジの定常またはほぼ定常摩擦とすべり速度の関係 (Seshimo et al., 2015)<sup>44)</sup>. LHV617, LHV620 は別当無水ガウジ, LHV618, LHV619 は塩ノ平無水ガウジ, LHV621 は別当含水ガウジ (H<sub>2</sub>O: 80 wt%), LHV622 は塩ノ平含水ガウジ (H<sub>2</sub>O: 30 wt%). 赤い楕円は別当地点において極めて低い摩擦を示した速度領域を示す。

図 4.10-1 の結果は、断層運動が加速して中速域に入ると摩擦抵抗が増加してさらなる断層運動が抑制されること、この中速バリアを乗り越えて高速領域に入ると地震発生が促進されることがわかる。しかし、低速・中速・高速領域の性質を含めた地震発生モデリングは未だなされていない。図 4.10-1 では、含水ガウジの  $\mu_{ss}$  を青色で、無水ガウジの  $\mu_{ss}$  を暖色系の色で示しているが、無水ガウジは含水ガウジよりも数倍大きい定常摩擦係数をもつことがわかる。さらに、別当地点の含水ガウジが試験の初期において  $\mu_{ss}$  が 0.003 という極めて低い摩擦係数を示すという結果が得られた (図 4.10-1 の楕円部)。これまでに報告された粘土鉱物を含むガウジの摩擦係数は低くても 0.05 程度である (Moore and Lockner, 2007<sup>58)</sup>; Moore and Rymer, 2007<sup>59)</sup>; Lockner et al., 2011<sup>60)</sup>; Sone et al., 2012<sup>61)</sup> など)。別当地点の露頭ガウジは約 90% のモンモリロナイトを含んでいるが、この鉱物が含水状態、室温～300℃ の温度下で示す摩擦係数は 0.08～0.3 程度である (Moore and Lockner, 2008)<sup>62)</sup>。上記の摩擦係数がいかに低い値かがわかる。

#### 4.10.2 浅部掘削コアから作成したガウジ

図 4.10-2 にすべり速度  $V$  と  $\mu_{ss}$  の関係を示す。無水試験の結果は白ぬき記号で、含水試験の結果はサンプルごとに記号の形と色を変えて示してある。



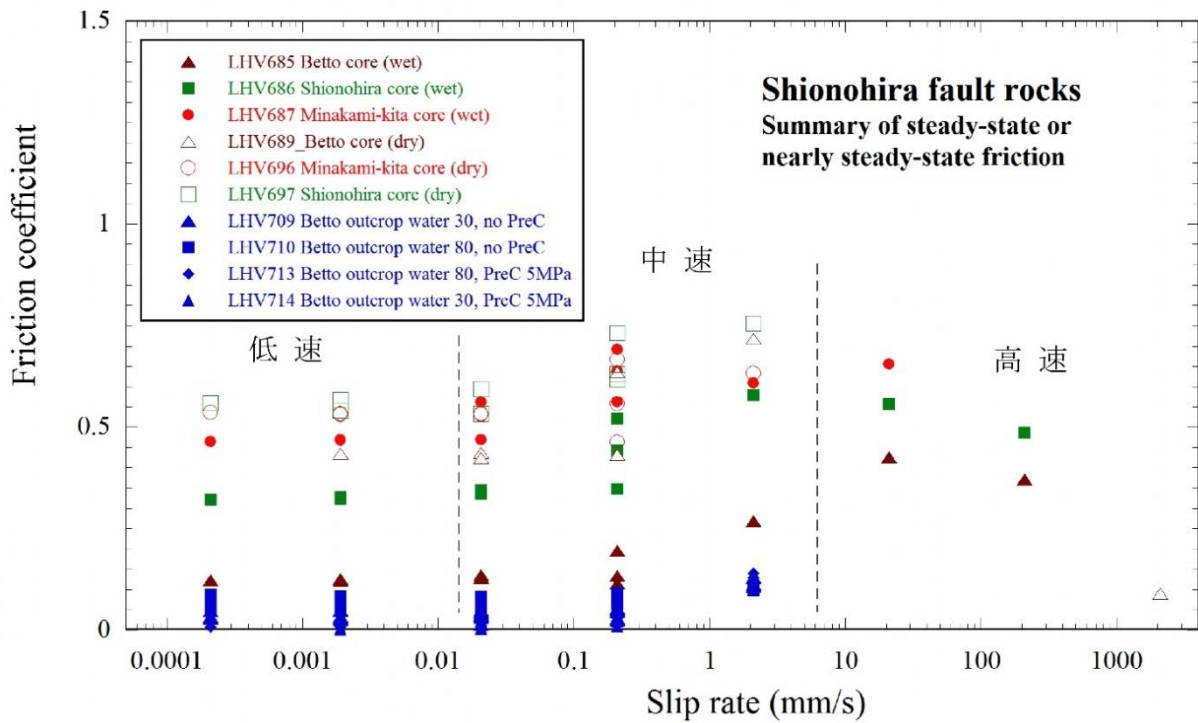


図 4.10-2 露頭サンプルおよび浅部掘削コアから採取したガウジにおける摩擦係数とすべり速度の関係。ガウジ試料は塩ノ平地点の SSH-1, 別当地点の SBT-1, 水上北地点の KMK-2 から作成した。

すべり速度と摩擦係数の関係を図から読み取った結果を表 4.10-1 に示す。摩擦係数としては定常またはほぼ定常状態の摩擦係数  $\mu_{ss}$  を表にまとめている。ピーク摩擦係数  $\mu_p$  は高速では明瞭に定義できるが、低速・中速ではある速度レンジにおける最大摩擦を求めてもその傾向は  $\mu_{ss}$  と大きくは変わらないので、ピーク摩擦係数または最大摩擦係数は本報告書に含めなかった。

表 4.10-1 塩ノ平，別当，水上北の各地点におけるガウジの摩擦試験結果のまとめ  
 表にまとめた数値は定常状態またはほぼ定常状態の摩擦係数  $\mu_{ss}$  である．速度は試験機で設定したすべり速度を示し，単位は[mm/s]である．

Run No.	LHV685	LHV686	LHV687	LHV689	LHV696	LHV697	LHV709	LHV710	LHV713	LHV714
場所	別当コア	塩ノ平コア	水上北コア	別当コア	水上北コア	塩ノ平コア	別当露頭	別当露頭	別当露頭	別当露頭
速度 (mm/s)	SBT-1, wet	SSH-1, wet	KMK-2 , wet	SBT-1, dry	KMK-2 , dry	SSH-1, dry	H <sub>2</sub> O 30 wt% No PreC	H <sub>2</sub> O 80 wt% No PreC	H <sub>2</sub> O 80 wt% PreC 5 MPa	H <sub>2</sub> O 30 wt% PreC 5MPa
0.209	0.134	0.348	0.563	0.432	0.558	0.616	0.029	0.091	0.024	0.022
0.0207	0.135	0.336	0.469	0.436	0.531	0.594	0.030	0.082	0.009	0.005
0.0019	0.127	0.323	0.469	0.436	0.534	0.567	0.026	0.083	0.008	0.002
0.00021	0.123	0.321	0.465	---	0.535	0.558	0.029	0.087	0.008	-0.001
0.0019	0.122	0.328	0.468	---	0.531	0.540	0.028	0.083	0.009	0.004
0.0207	0.129	0.346	0.562	0.424	0.532	0.532	0.013	0.072	0.012	0.003
0.209	0.115	0.444	0.639	0.636	0.464	0.630	0.023	0.073	0.018	0.010
2.094	0.268	0.579	0.609	0.718	0.632	0.756	0.129	0.103	0.129	0.106
0.209	0.195	0.523	0.692	---	0.666	0.731	0.048	0.075	0.076	0.042
0.0207	---	---	---	---	---	---	0.035	0.067	0.071	0.034
0.0019	---	---	---	---	---	---	0.033	0.069	0.073	0.034
0.00021	---	---	---	---	---	---	0.032	0.071	0.075	0.035
0.0019	---	---	---	---	---	---	0.034	0.070	0.075	0.035
0.0207	---	---	---	---	---	---	0.043	0.067	0.075	0.037
0.209	---	---	---	---	---	---	0.045	0.075	0.063	0.032
2.094	---	---	---	---	---	---	0.108	0.098	0.130	0.112
0.209	---	---	---	---	---	---	0.051	0.075	0.069	0.050
0.0207	---	---	---	---	---	---	0.049	0.059	0.053	0.050
0.0019	---	---	---	---	---	---	0.047	0.055	0.048	0.048
0.00021	---	---	---	---	---	---	0.047	0.056	0.049	0.047
0.0019	---	---	---	---	---	---	0.048	0.055	0.049	0.047
0.0207	---	---	---	---	---	---	0.038	0.052	0.046	0.044
0.209	---	---	---	---	---	---	0.054	0.064	0.058	0.056
2.094	---	---	---	---	---	---	0.112	0.105	0.141	0.117
20.94	0.425	0.558	0.656	---	---	---	---	---	---	---
209.4	0.371	0.487	---	---	---	---	---	---	---	---
2094	---	---	---	0.091	---	---	---	---	---	---

4.10.3 ガウジの鉱物組成

塩ノ平地点と別当地点およびその南方に位置する水上北地点の摩擦の性質をまとめると、ガウジの摩擦の性質は、その構成鉱物、とくに粘土鉱物の種類と量によって変わる。摩擦試験の結果を解釈するうえで重要となることから、今回試験に使用したガウジの X 線回折 (XRD) による鉱物組成を表 4.10-2 に示す。XRD による鉱物の定量分析の精度は悪いため、表の分析値には数%かそれ以上の誤差が生じている可能性がある。塩ノ平地点のコア試料には緑泥石が約 26%含まれており、スメクタイトとイライトの含有量はともに 9%程度である。また、粘土鉱物の含有量は約 44%である。別当地点のコア試料は 60%以上のスメクタイトを含んでおり、粘土鉱物の含有量は約 80%である。水上北地点のコア試料からはスメクタイトは検出されず、緑泥石が約 13%含まれる。ガウジは粘土鉱物に乏しく、粘土鉱物の含有量は約 15%である。

表 4.10-2 ガウジの X 線解析による構成鉱物定量解析と低速での摩擦係数

鉱物	略号	塩ノ平 露頭	塩ノ平コア SSH-1 5.96-6.00 m	別当 露頭	別当コア SBT-1 12.82-12.87 m	水上北コア KMK-2 20.92 m
石英	Qz	23.9	39.3	16.9	19.2	45.4
斜長石 (albite)	Pl	10.4	6.1	---	3.1	28.2
カリ長石 (microcline)	Kfs	---	---	0.5	---	4.0
方解石	Chl	---	10.5	---	---	7.9
スメクタイト (Ca モンモリロナイト)	Sme	63.6	8.6	78.5	68.4	---
緑泥石 (clinochlore 2M)	Chl	2.1	26.2	4.0	6.7	12.8
イライト (1Md)	Ilt	---	9.4	---	2.7	1.7
粘土鉱物含有量		65.7	44.2	82.5	77.8	14.6
合計		100.0	100.1	99.9	100.1	100.0
無水ガウジの低速での定常 またはほぼ定常摩擦係数*		0.81	0.56	0.67	0.43	0.53
含水ガウジの低速での定常 またはほぼ定常摩擦係数*		0.12	0.33	0.009 ~0.18	0.13	0.49

\*すべり速度が 0.21~21 m/s における定常またはほぼ定常摩擦係数  $\mu_{ss}$  の平均値。速度サイクルを繰り返した場合には、サイクルごとの  $\mu_{ss}$  の平均値を表に記入した。

粘土鉱物と  $\mu_{ss}$  の関係を比較すると、スメクタイトに富むガウジでは、無水状態と含水状態で摩擦が大きく異なる特徴がある。スメクタイトに富む別当地点のコア・ガウジでは、含水ガウジは 0.1~0.3 程度の低い  $\mu_{ss}$  をもつものに対して、無水ガウジの  $\mu_{ss}$  は 0.4~0.7 と 3 倍程度大きくなる (表 4.10-1)。緑泥石に富み、粘土鉱物の含有量が約 44%の塩ノ平地点のコア・ガウジでは、

含水ガウジの  $\mu_{ss}$  は 0.3~0.6, 無水ガウジの  $\mu_{ss}$  は 0.5~0.75 であり, それらの差は小さくなる. スメクタイトを含まず, 粘土鉱物の含有量が 15%程度と少ない水上北地点のガウジでは, 無水・含水ガウジともに  $\mu_{ss}$  は 0.45~0.7 の値となって両者の差はほとんどない. また, 粘土分が少なくスメクタイトを含まないガウジでは水が摩擦強度に与える影響は少ない.

#### 4.10.4 地表露頭試料とコア試料の挙動の違い, とくに粘土鉱物の影響について

ガウジの構成鉱物と摩擦の関係を調べるために, 試験結果(定常またはほぼ定常摩擦係数  $\mu_{ss}$ )を地点ごとにまとめた(図 4.10-3~図 4.10-5). 無水ガウジおよび含水ガウジの試験結果は, それぞれ暖色系と寒色系の色で示してある. スメクタイトに富む別当地点の地表およびコア(SBT-1)試料から作成した含水ガウジは, 低速では 0.2 以下, 中速では 0.2~0.4 程度の低い  $\mu_{ss}$  をもつ(図 4.10-3). それに対して, 同地点の無水ガウジでは  $\mu_{ss}$  と  $V$  の関係はよく似ているが,  $\mu_{ss}$  は含水ガウジのそれよりも 2~3 倍大きくなっている. 露頭試料とコア試料の摩擦挙動がよく似ているのは, 別当地点のコア試料も 70%近いスメクタイトと 80%近い粘土鉱物を含んでいるためと考えられる(表 4.10-2). スメクタイトに富むガウジは, 含水状態と無水状態で摩擦のレベルが大きく違うことも特徴であり, 同様な結果を Moore and Lockner (2007)<sup>58)</sup> が報告している.

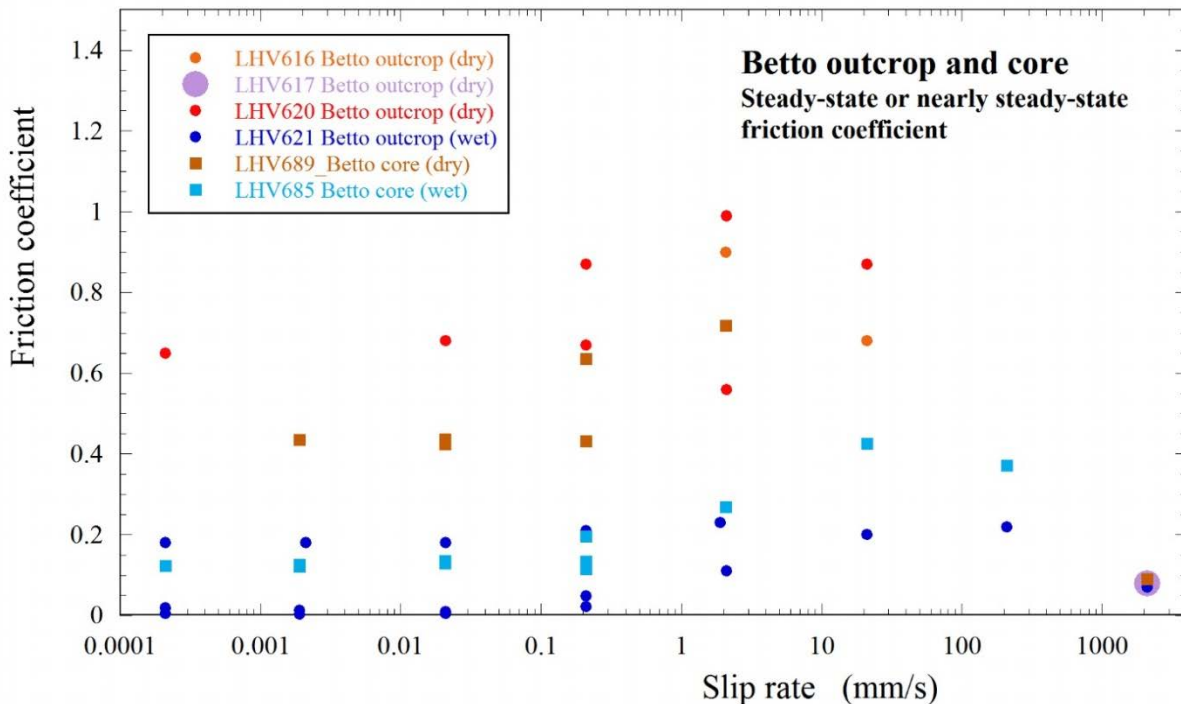


図 4.10-3 別当地点の露頭およびコア試料から作成した無水ガウジ(暖色系の色)および含水ガウジ(寒色系の色)の定常またはほぼ定常摩擦係数  $\mu_{ss}$  と速度の関係



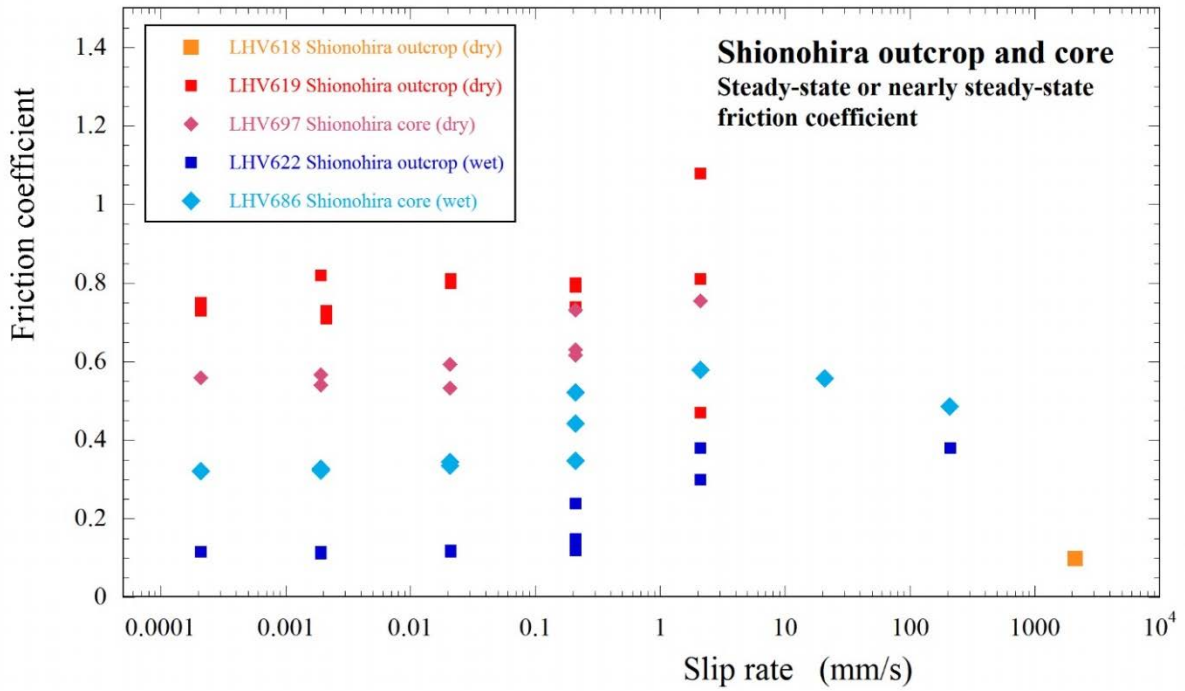


図 4.10-4 塩ノ平地点の露頭およびコア試料から作成した無水ガウジ（暖色系の色）および含水ガウジ（寒色系の色）の定常またはほぼ定常摩擦係数  $\mu_{ss}$  と速度の関係

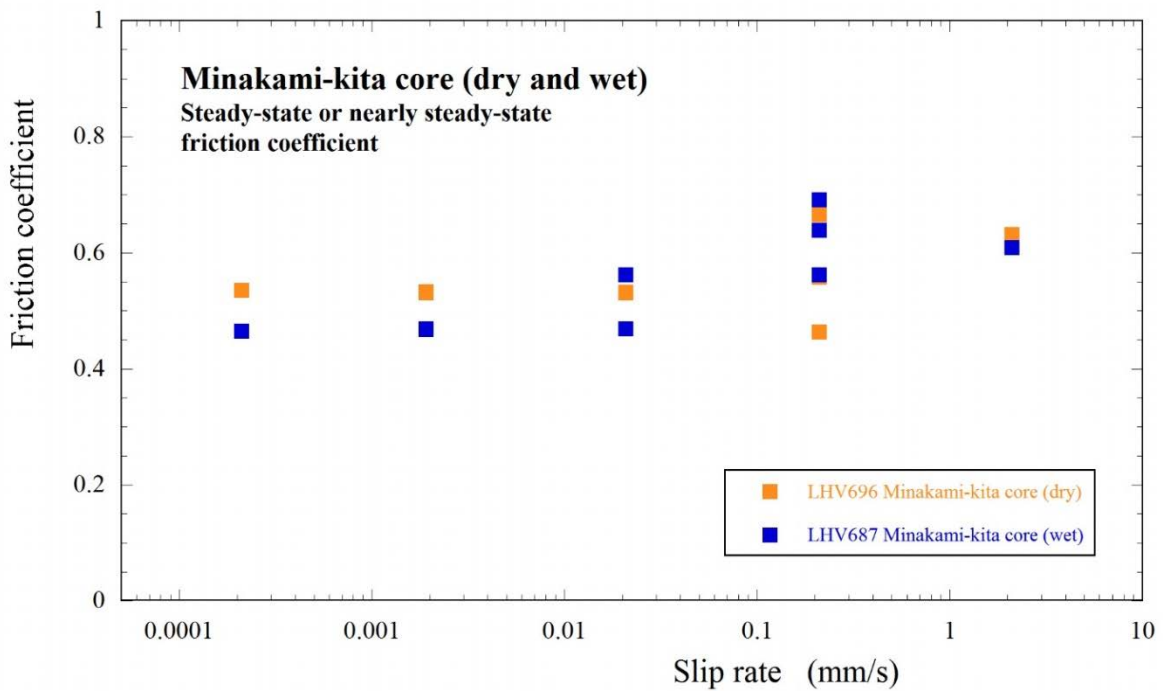


図 4.10-5 水上北地点のコア試料から作成した無水ガウジ（オレンジ色）および含水ガウジ（青色）の定常またはほぼ定常摩擦係数  $\mu_{ss}$  と速度の関係

一方、塩ノ平地点の露頭とコア（SSH-1）のガウジでは粘土鉱物の組成に顕著な違いがある（表 4.10-2）。塩ノ平地点の露頭ガウジは別当地点のガウジと同様に 64%程度のス멕タイトを含んでいるのに対し、塩ノ平地点のコア・ガウジは母岩が主に塩基性片岩であることを反映して緑泥石を約 26%含み、ス멕タイトとイライトはそれぞれ約 9%となっている。これらの粘土鉱物の組成に留意すると、ス멕タイトに富む塩ノ平地点の露頭の含水ガウジは低速では 0.1 程度、中速では 0.2~0.4 程度の低い  $\mu_{ss}$  をもつものに対して、無水ガウジは 0.7~1.1 で数倍大きい  $\mu_{ss}$  をもつ（図 4.10-4）。それに対して、ス멕タイトに乏しいコアの含水ガウジは低速では 0.3 前後、中速では 0.3 から 0.6 に近い  $\mu_{ss}$  をもつが、無水ガウジの  $\mu_{ss}$  は含水ガウジのその 2 倍弱にすぎない。報告されたデータは少ないが、緑泥石ガウジでも、含水状態と無水状態では摩擦係数が 2 倍近く異なっている (Moore and Lockner, 2004)<sup>63)</sup> ので、図 4.10-4 の結果も水の影響で説明することができる。

水上北地点のコア（KMK-2）から作成したガウジは、緑泥石を約 13%、イライトを約 2%含んでいるが、ス멕タイトは検出されず、粘土鉱物の含有量は 15%程度である（表 4.10-2）。水上北地点のコアの含水ガウジと無水ガウジは、低速では 0.5 前後、中速では 0.5~0.7 程度の中程度の  $\mu_{ss}$  をもち、含水状態の差がほとんどない（図 4.10-5）。上記のように、緑泥石でも含水ガウジと無水ガウジの摩擦係数が違うことを考えると、図 4.10-5 の結果は「含有量が 15%程度では粘土鉱物がガウジ全体の挙動は反映しない」ことを示しているのかもしれない。

粘土鉱物の存在量が摩擦のレベルに大きな影響を与えることはよく知られており、図 4.10-6 には Zhang and He (2013)<sup>64)</sup> がまとめた結果を引用した。同じ図に、含水ガウジの低速（0.21~21  $\mu\text{m/s}$ ）での  $\mu_{ss}$  の平均値（表 4.10-2 の最後の行）と粘土鉱物の含有量（表 4.10-2 の 9 行目）を青丸でプロットした。含水ガウジの低速での  $\mu_{ss}$  が粘土鉱物の含有量の増加とともに減少していく様子がうかがえる。両者の関係は、ス멕タイトを含むガウジの関係（図中の実線）よりやや低摩擦側にシフトしているが、全体の傾向は非常によく似ている。低摩擦側にシフトする理由は、おそらく本試験では三軸試験機による摩擦試験に比べて、断層のすべり量（またはガウジの平均せん断歪）が遙かに大きいと推定される。摩擦がすべりの増加とともに減少する挙動については、Oohashi et al. (2013)<sup>65)</sup> が詳しい試験を行っている。

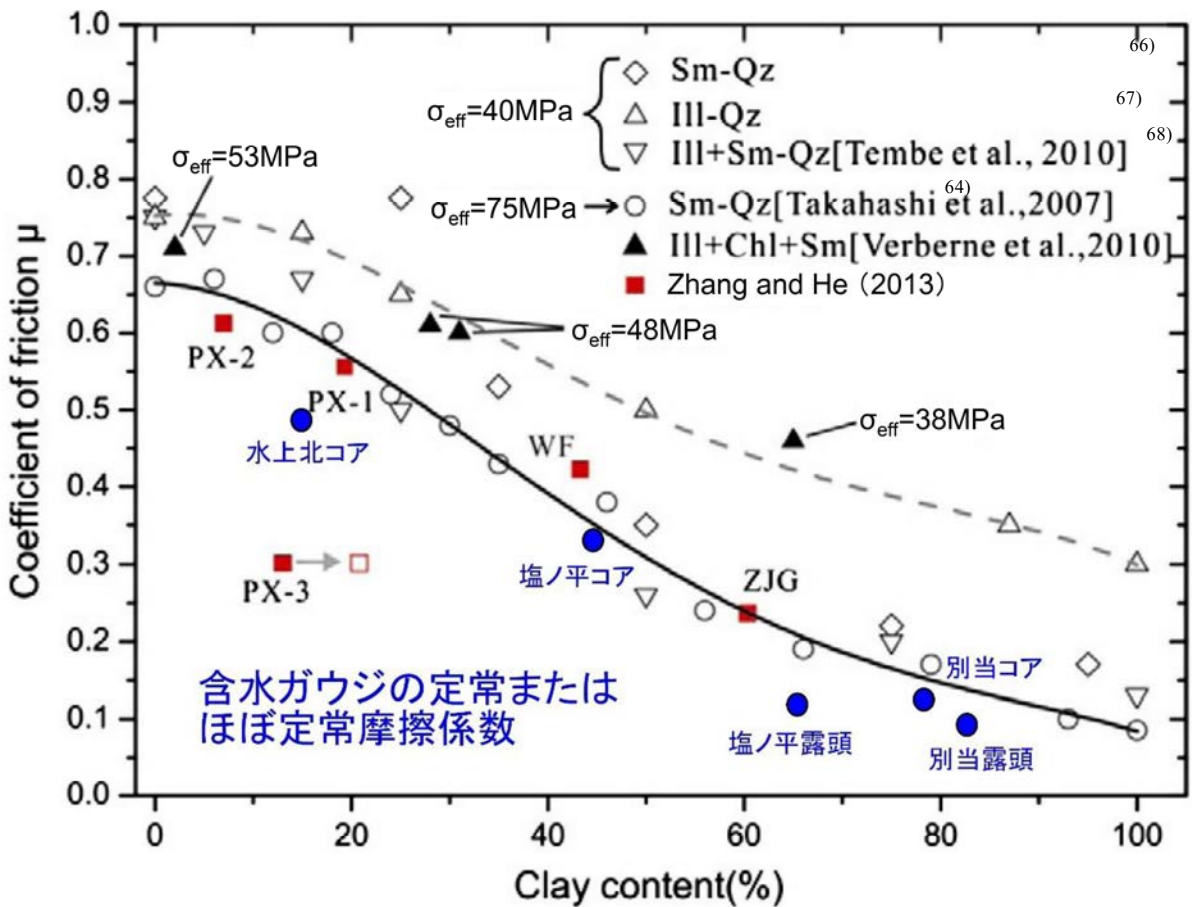


図 4.10-6 塩ノ平地点，別当地点，水上北地点の含水ガウジの定常またはほぼ定常摩擦係数  $\mu_{ss}$  と粘土鉱物の含有量の関係

Zhang and He (2013)<sup>64)</sup> を改変．赤い四角印は彼らが龍門山断層帯から採取したガウジの摩擦係数と粘土鉱物の含有量の関係を示し，実線は石英-モンモリロナイト混合ガウジでシミュレーションした場合のフィッティング曲線，破線は石英-イライト混合ガウジでシミュレーションした場合のフィッティング曲線を示す．

#### 4.10.5 スメクタイトに富む別当地点の露頭ガウジの超低摩擦

別当地点の露頭ガウジから作成した含水ガウジから 0.003 という岩石としては非常に低い摩擦係数が得られた．地質研究所の回転せん断式低速高速摩擦試験機のカンティレバー式トルク計 (Ma et al., 2014)<sup>39)</sup> には，このレベルの超低摩擦を検出できる感度はあるが，アームにつけた荷重変換器の設置する部分が影響し，ゼロ点がやや不安定となる．このことから，0.01 以下の摩擦係数には誤差が含まれると考えられるが，それを考慮してもスメクタイトに富む別当地点の露頭・含水ガウジの挙動は複雑である．

別当地点の露頭・含水ガウジの超低摩擦を再現する 4 つの試験結果を図 4.10-7 に示す．含水量はガウジ粒子の重量に対して，30 wt% の場合と 80 wt% の場合があり，図の上側は初期圧密を加えなかった試験，下側は 5 MPa の法線応力下で約 5 分間の初期圧密を加えた試験である（試験時の法線応力は 1.38 MPa）．3 回の速度サイクル試験で最初の 2 回の挙動は異なっているが，

3回目の速度サイクル試験では低速での定常またはほぼ定常摩擦係数  $\mu_{ss}$  は 0.04~0.06 のレベルに近づいている。Moore and Lockner (2007)<sup>58)</sup> はスメクタイト・ガウジの含水状態の摩擦のデータをまとめており、法線応力の増加に伴い摩擦係数が上昇すると、逆に層間水の厚さが薄くなることで摩擦係数が減少することを示した。図 4.10-7 の試験結果で  $\mu_{ss}$  が 0.4~0.6 に近づくという結果は、Moore and Lockner (2007, Figure 11.8 参照)<sup>58)</sup> にまとめた土質のせん断試験の結果とほぼ一致している。

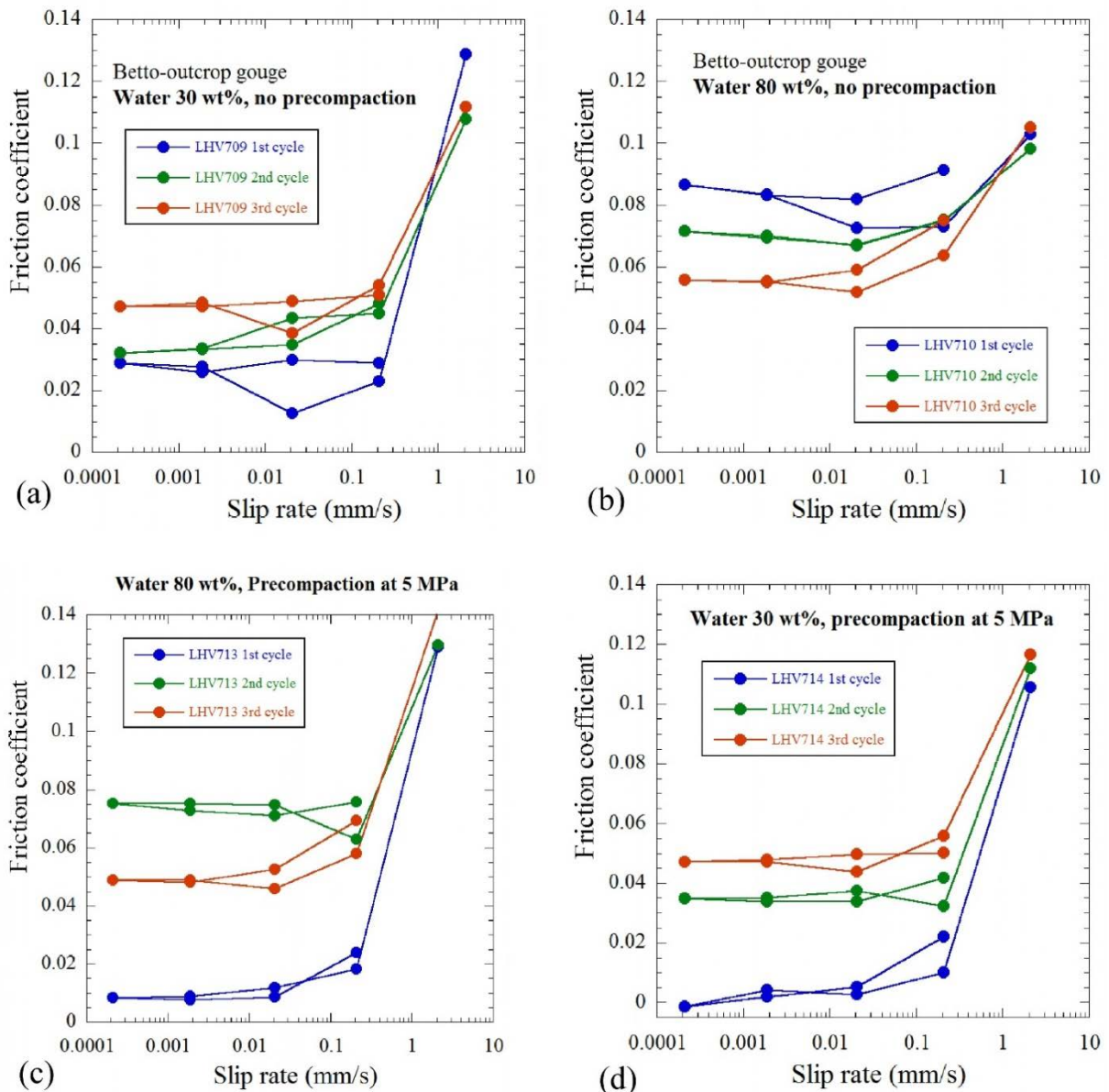


図 4.10-7 別当地点の断層露頭から採取した含水ガウジの低速・中速での3回の速度サイクル試験における挙動

速度履歴は表 4.10-1 を参照。(a), (b) はガウジに初期圧密を加えていない試験。(c), (d) は 5 MPa の垂直応力下で約 5 分間の初期圧密を加えた試験。(b), (c) ではガウジ 2.5 g に対して 2 g (80 wt%), (a), (d) では 0.75 g (30 wt%) の蒸留水を加えた。



しかし、図 4.10-7 のそれ以外の結果は、Moore and Lockner (2007)<sup>58)</sup> の枠組みでは説明できない。初期圧密をしなかった図 4.10-7 の上側の試験では、試験の始めと終わりのガウジの厚さ  $h_o$ ,  $h_f$ , ガウジの粒子密度を  $2.65 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$  と仮定したときの初期および最終間隙率  $\phi_o$ ,  $\phi_f$ , 試験後のガウジ中の含水量  $W_{H_2O}$  (実測量) は以下ようになる。

LHV709 (H<sub>2</sub>O 30 wt%) :

$$h_o = 1.52 \text{ mm}, \phi_o = 50.7 \% ; h_f = 1.29 \text{ mm}, \phi_f = 41.9 \% (W_{H_2O} = 25 \text{ wt}\%)$$

LHV710 (H<sub>2</sub>O 80 wt%) :

$$h_o = 1.42 \text{ mm}, \phi_o = 47.2 \% ; h_f = 1.22 \text{ mm}, \phi_f = 38.5 \% (W_{H_2O} = 33.5 \text{ wt}\%)$$

初期圧密を加えた試験では、それらの量は以下の通りである。

LHV713 (H<sub>2</sub>O 80 wt%) :

$$h_o = 1.22 \text{ mm}, \phi_o = 38.5 \% ; h_f = 1.16 \text{ mm}, \phi_f = 35.3 \% (W_{H_2O} = 25 \text{ wt}\%)$$

LHV714 (H<sub>2</sub>O 30 wt%) :

$$h_o = 1.30 \text{ mm}, \phi_o = 42.3 \% ; h_f = 1.22 \text{ mm}, \phi_f = 38.5 \% (W_{H_2O} = 33.5 \text{ wt}\%)$$

この結果から、(i) 初期圧密のあるなしに関わらず、含水量が多いほど初期のガウジの厚さ  $h_o$  は小さくなり、(ii) 5 MPa の法線応力  $\sigma_N$  下で初期圧密を加えた場合は、 $h_o$  は初期圧密がない場合よりも約 0.2 mm ほど小さくなる。つまり含水量が多いほど、そして当然ながらより高い  $\sigma_N$  を加えるほどガウジの初期圧密は進むことになる。上記の間隙率はガウジの粒子密度を仮定しているので正確な値ではないが、それらの初期間隙を水で充填するに必要な (ガウジの重さに対する) 含水量は、[LHV709] 38.8 wt%, [LHV710] 33.7 wt%, [LHV713] 23.6 wt%, [LHV714] 27.7 wt% である。この結果から、初期の含水量が 30 wt% の場合には間隙が水に満たされていない不飽和な状態であった可能性があり、そのことが圧密で水がガウジの外に逃げることを妨げた可能性もある。Moore and Lockner (2007)<sup>58)</sup> は層間水が多いほど、スメクタイトに吸着された水のせん断強度が小さくなり、摩擦強度も小さくなることを示している。この結果に従えば、初期の含水量が多いほど摩擦が小さくなるという結果 (図 4.10-7 の第 1 速度サイクルの試験結果) は試験開始時点のガウジ中の水の量の違いを反映していることになる。

図 4.10-7 の結果は、初期圧密を加えると定常またはほぼ定常摩擦係数  $\mu_{ss}$  が顕著に低下することを示している。試験結果は初期圧密を加えるほど  $h_o$  は小さくなり、試験開始時のガウジの含水量は減るので、水の量では試験結果を説明することはできない。ひとつの可能性としては、初期の圧密に伴って板状構造をもったスメクタイトの方位がガウジの層と平行に変わり、底面にそって滑りやすくなったために、摩擦が小さくなったことが考えられる。初期圧密によってガウジは約 0.2 mm ほど厚さが減少するので、ガウジは層に垂直に約 15 % の変形を受けることになる。この変形によるスメクタイトの定向配列によって 0.01 以下の超低摩擦が実現可能か、また試験を通してガウジ中で間隙圧は発生しなかったかなど、検討の余地がいくつか残され

ている。ある条件下で超低摩擦がおこることは試験的な事実なので、今後の詳しい研究が望まれる。

#### 4.11 SIMFIP 試験（断層スリップ試験）

地表下約 10～30 m の深さで SIMFIP 試験を行い、塩ノ平地点と水上北地点で対照的な結果が得られた。塩ノ平地点では破碎帯の膨張を伴うせん断すべりが確認され、摩擦がすべり速度に基づくクーロン破壊としてモデル化された。一方水上北地点では、断層のせん断と開口が複合的に発生する複雑なすべりが確認された。両者のすべり様式の違いについては、断層の構造や特性が異なるので違った挙動をするのか、あるいは 4.11 浜通り地震による地表破壊で塩ノ平地点におけるこれらの特性が一新されたのかは現段階での説明は困難である。これらを明らかにするためには断層活動域と非活動域でより多くの SIMFIP 試験を実施することが必要となる。

##### 4.11.1 塩ノ平地点[12.8-17.3 m]の区間における試験結果

塩ノ平地点では注水試験は二段階に分けられる(図 4.11-1)。試験の前半にあたる[11:25-12:12]の期間では、孔壁での断層の再活動化を開始させるために手動ポンプによる少量の注水(総注水量 6.4 l)を繰り返し行った。注水圧は 0.5 bar 刻みで段階的に上昇させ、各注水の間には 2 分間のインターバルを挟んだ。破壊は 2.6～3.8 bar で始まり、圧力降下に関連している。

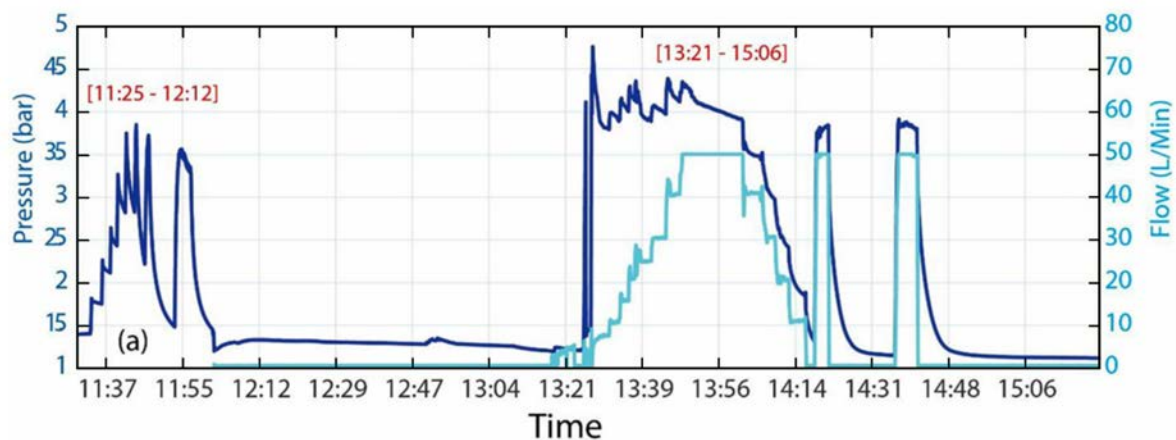


図 4.11-1 塩ノ平地点における SIMFIP 試験中の注水圧と流量の関係

試験の後半にあたる[13:21-15:06]の期間では、ボアホールの影響を排除したうえで断層に発生した亀裂を拡大させるために、エンジンポンプを使用して  $1.53 \times 10^3$  l の大容量の注水を行った。流量は 7.6～50.1 l/min で段階的に上昇させた。前半の試験で形成された亀裂は最初の注水(流量, 7.6 l/min)で開口しており、チャンバー内の圧力は断層開口時の圧力(FOP: Fault hydraulic Opening Pressure)である 4.76 bar に達した後は 3.8 bar のほぼ一定値に減少した(図 4.11-2)。注水孔から約 3m 離れた水圧モニタリング孔では、後半の注水開始から 6 分 39 秒後に、注水孔の上部圧力センサーでは 8 分 22 秒後に圧力が一定値に達している(図 4.11-2 ポイント 2, 3)。これは、この時点で両者のボアホールヘッドから水が流出していることを意味する。一方、注

入孔の下部圧力センサーでは孔内の加圧に対する下部パッカーの機械的応答によって、非常に小さな圧力変動が確認された (図 4.11-2 (b)). また、注入孔から 4 m 離れた地表では 22 分 53 秒後に 1.1 l/min の溢水が観察された (図 4.11-2 ポイント 4). これらのことから、注水孔周辺の地盤への漏水は断層上盤側の砂岩でのみ発生し、下盤側の変成岩では発生していないことがわかる. さらに、加圧された断層パッチは放射状に 10~20 m に及んだことが推測される.

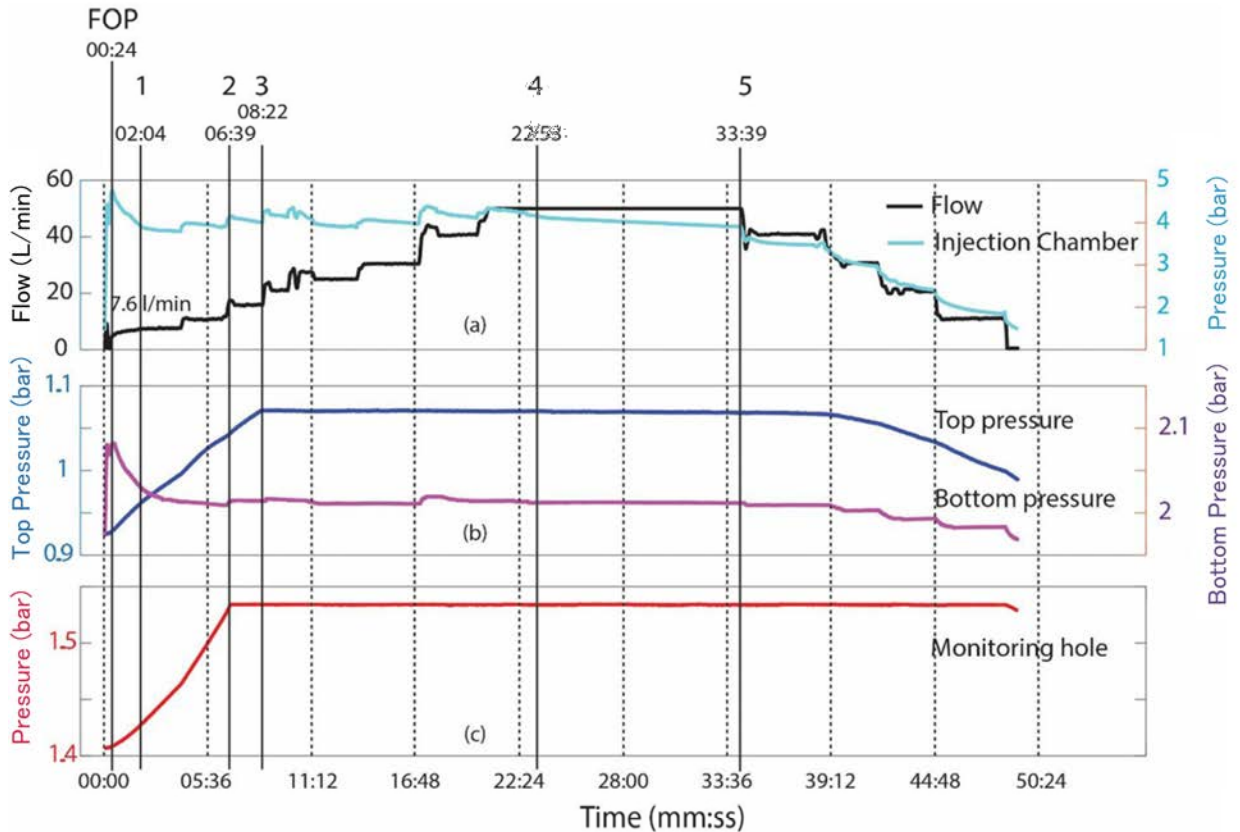


図 4.11-2 塩ノ平地点における[13:21-15:06]の SIMFIP 試験結果

(a) 注水孔における流量およびチャンバー内の圧力. (b) 注入孔の上盤側砂岩 (Top pressure) および下盤側変成岩 (Bottom pressure) における圧力変動. (c) 水圧モニタリング孔における圧力変動. Guglielmi et al. (2021)<sup>5)</sup> から転載.

後半の試験[13:21-15:06]における断層運動は、初期の亀裂開口段階、破壊伝播段階、圧力降下に伴う断層閉鎖段階の 3 つのフェーズで特徴づけられる (図 4.11-3). 初期の亀裂開口段階 (図 4.11-3 の黒色セグメント) では、FOP 以前に EW 方向の水平変位が発生していることが確認できる. この初期変位は破砕帯への透水が開始される前の、注水に対する孔壁の弾性応答を反映している. FOP 以降は鉛直方向の断層運動が始まると同時に破砕帯への透水を示す圧力減衰が発生し、変位の方法は断層の走向と平行に向きを変える (図 4.11-3 (c)). 破壊伝播段階 (図 4.11-3 の赤色セグメント) では流量の段階的な増加に伴い主せん断帯 (PSZ: Principal Shear Zone) にほぼ平行な断層運動となり、逆成分を伴う左横ずれセンスを示す. 断層閉鎖段階 (図 4.11-3 の緑色セグメント) では、流量の段階的な減少によりボアホールが法線方向に収縮し、FOP 以前

に発生した EW 水平方向の変位に対応する運動が確認された。また、試験終了後の残留変位は破壊伝播段階に発生した非弾性すべりの変位（図 4.11-3 (c) ポイント 1 から 5 の変位）と一致している。

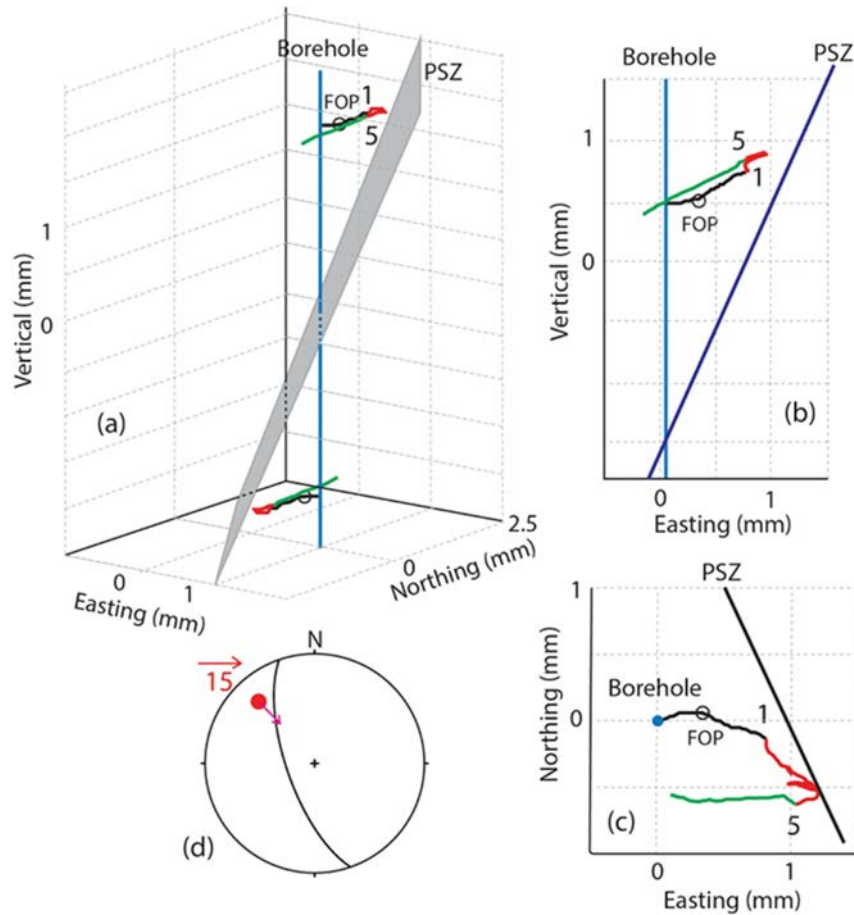


図 4.11-3 塩ノ平地点における[13:21-15:06]の変位

(a) 三次元変位. (b) 鉛直断面の変位. (c) 水平断面の変位. (d) PSZ の下半球投影図,  $\vec{15}$  はポイント 1 から 5 を結んだ変位ベクトルを示す. 各図の黒線は断層の再開口段階, 赤線は破壊伝播段階, 緑線は閉口段階の変位を示す. Guglielmi et al. (2021)<sup>5)</sup> から転載.

[13:21-15:06]の破壊伝播段階における断層のせん断方向および法線方向の変位と時間の関係を図 4.11-4 に示す. ここでは, 段階的な注水に伴う人工的な圧力変動の影響を排除するために, 流量が一定となる期間中の変位のみを抽出している (図 4.11-4 の色付きのセグメント). 全てのフローステップを通して, 断層運動と注水量の間に明瞭な相関は認められなかった. また, 最初のフローステップのみ他のステップと大幅に異なるせん断・法線変位が検出された. これには, 注水の初期段階で断層パッチの拡大を制限しているボアホール周辺の不均一性が影響していると考えられる. 次のフローステップ以降は, ボアホールの影響が排除され断層パッチが数 m 伸びており, せん断変位の変動はほぼ同じ値を示す. 後のフローステップほど非線形なせん断変位が増加しており, 圧力減衰と対称的な関係となる. このことは 7.6 l/min および 30.6



l/min のフローステップを除いて、断層面に垂直な変位においても当てはまる。したがって PSZ 内の断層パッチが十分に拡大した場合、断層のせん断は法線変位を促し、それに伴い定注水量下での圧力の低下が生じる。

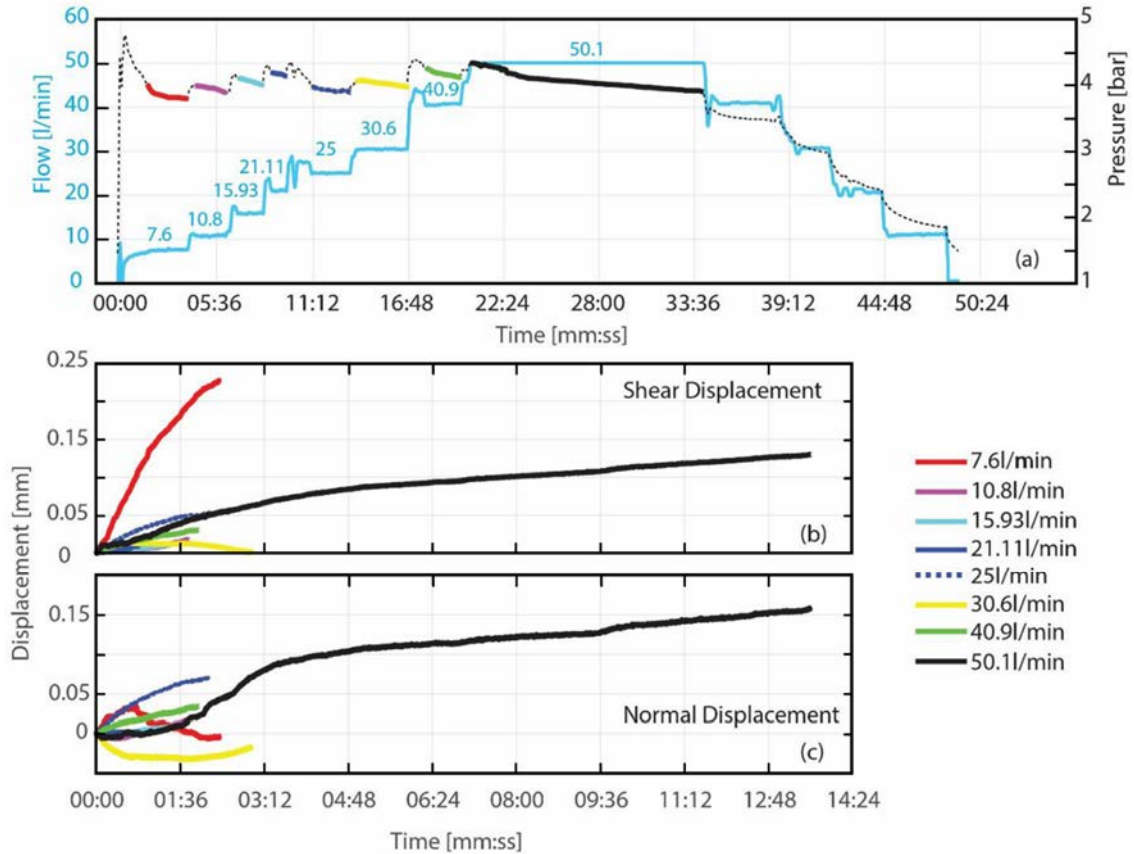


図 4.11-4 塩ノ平地点[13:21-15:06]における PSZ のせん断および法線変位  
 (a) チャンバー内の圧力，人工的な加圧の影響が排除されている部分を着色した．(b) 断層のせん断変位と時間の関係．(c)断層の法線変位と時間の関係．PSZ の傾斜方向/傾斜角は  $249^{\circ}/69^{\circ}$  とした．Guglielmi et al. (2021)<sup>5)</sup> から転載．

#### 4.11.2 水上北地点[21.65-23.60 m]の区間における試験結果

塩ノ平地点と比較して試験全体で圧力制御がなされており，断層が再活動するまで一定の圧力増加による段階的な注水が行われた．断層の再活動時には断層の開口に伴い急激な圧力降下が発生し，突然の流量の増加が確認される（図 4.11-5，[15:56-16:36]および[16:38-16:58]）．

水上北地点では注水試験は 4 段階に分けられる（図 4.11-5）．[15:22-15:41]および[15:43-15:54]の試験段階では，それぞれ 2.25l と 1.5l の少量の水を手動ポンプで注入することにより圧力を上昇させた．このとき，注水孔の上下圧力センサーや水圧モニタリング孔における圧力変動は観察されなかった．[15:56-16:36]および[16:38-16:58]の試験段階では，断層破壊におけるボアホールの影響を排除するためにエンジンポンプに切り替え，より多くの水量を注入した．注水量はそれぞれ 56.8l および 213.6l である．エンジンポンプによる注水の後，水圧モニタリング孔で圧力上昇が確認され，注入孔から少なくとも 3 m 離れた位置まで断層パッチが活性化してい

ることがわかった。破壊発生時の圧力は、試験段階全体を通して 16.3 bar から 10.5 bar に減少しており、段階的な圧力上昇により亀裂の開口が次第に容易となってくることを示している。

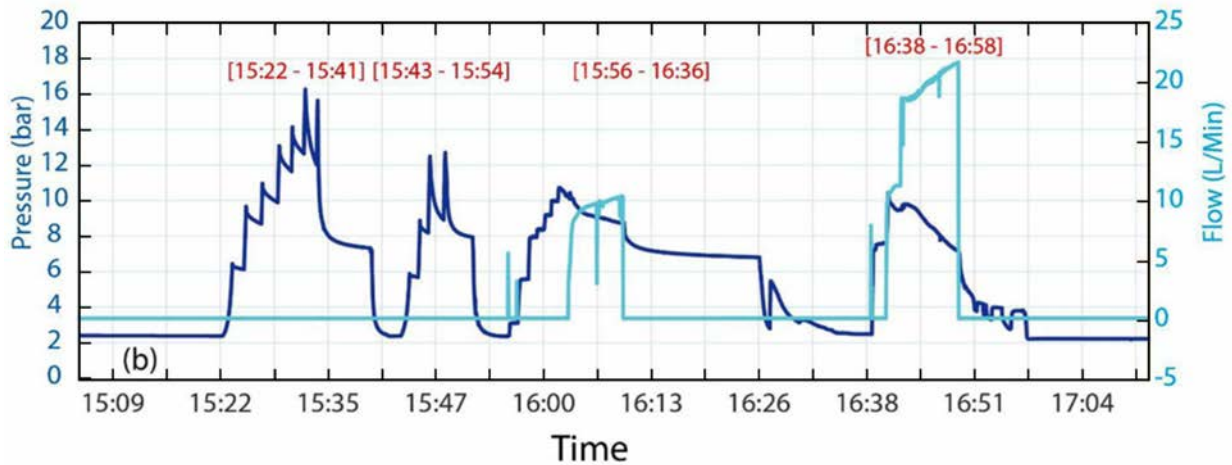


図 4.11-5 水上北地点における SIMFIP 試験中の注水圧と流量の関係

試験の第一段階にあたる[15:22-15:41]の間では初期変位として、孔軸を含む面と平行に断層西側が下がる変位（傾斜方向/傾斜角:  $220^\circ/30^\circ$ ）が確認された（図 4.11-6 (a) ~ (c) の水色セグメント）。その後、断層の開口に伴い変位方向が回転し、 $220^\circ/10^\circ$ の向きに左横ずれセンスの断層運動が発生した（図 4.11-6 (a) ~ (c) の紫色セグメント）。図 4.11-6 (d) の矢印はボアホールの影響を排除した断層運動のベクトルを示している。圧力の低下に伴い、ボアホールの変位方向は初期変位の方向とほぼ逆向きとなる（図 4.11-6 (a) ~ (c) の黒色セグメント）。試験終了後の残留変位は約 0.2 mm であり、不可逆的な断層変位が発生したことを示している。この残留変位は左横ずれ変位を伴う断層運動に関係している。試験の第三段階にあたる[15:56-16:36]の間では左横ずれのせん断変位がより顕著であり、 $223^\circ/14^\circ$ 方向の変位ベクトルで表現される（図 4.11-6 (d)）。そして想定された通り、圧力が減少するにつれ断層変位の逆転が生じている（図 4.11-6 (e) ~ (g) の紫、黒色のセグメント）。残留変位は約 0.2 mm であり、[15:22-15:41]の試験期間で観察されたものと同程度であった。以上をふまえ、[15:22-15:41]から[15:56-16:36]における破壊の伝播は、累積の不可逆変位が約 0.4 mm、可逆変位が約 0.5~0.6 mm と判断される。なお、試験の第 4 段階にあたる[16:38-16:58]の間では、ほとんどの変位が可逆変位であった。

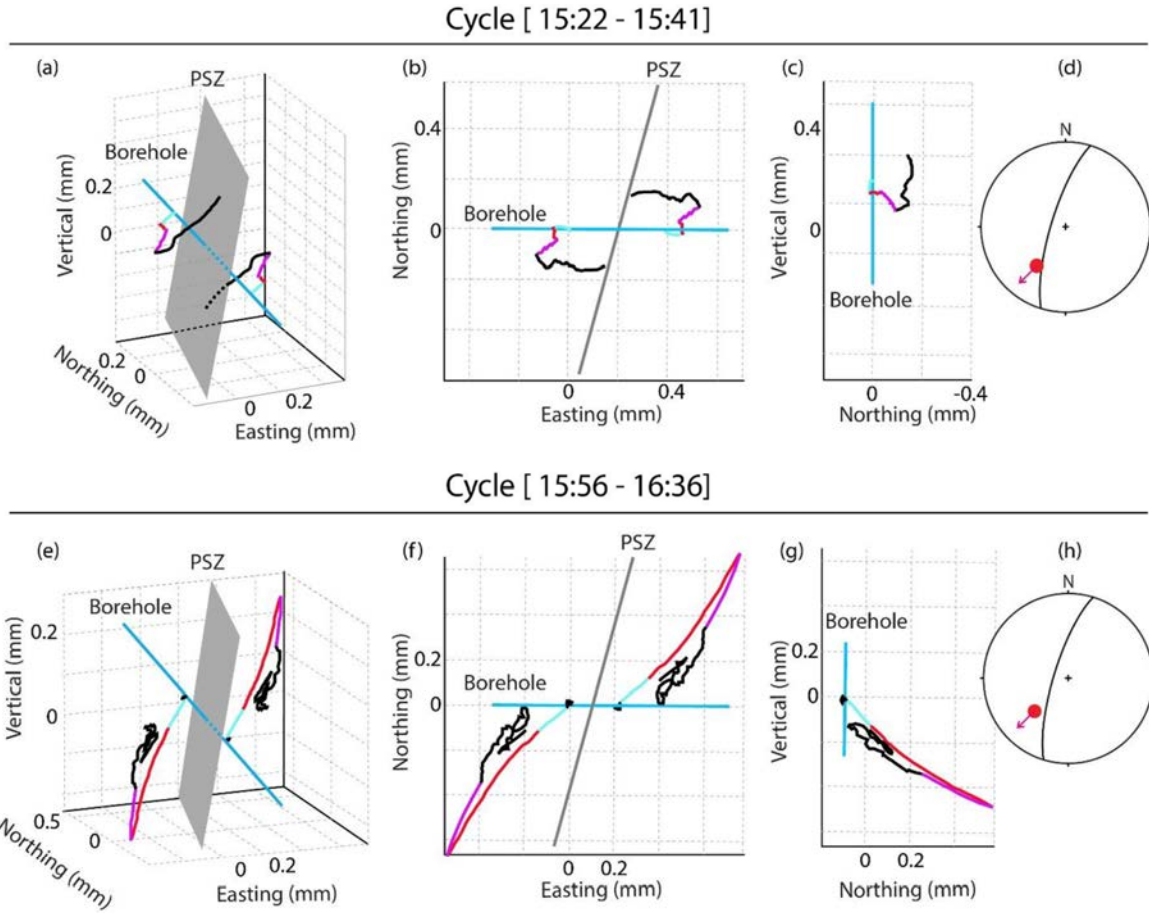


図 4.11-6 水上北地点における [15:22-15:41] および [15:56-16:36] の変位  
 [15:22-15:41] における (a) 三次元変位, (b) 水平断面の変位, (c) 鉛直断面の変位, (d) PSZ  
 の下半球投影図, 矢印は紫色セグメントの始点と終点を結んだ変位ベクトルを示す. [15:56-  
 16:36] における (e) 三次元変位, (f) 水平断面の変位. (g) 鉛直断面の変位, (h) PSZ の下半  
 球投影図, 矢印は水色セグメントの始点と赤色セグメントの終点を結んだ変位ベクトルを示す.  
 Guglielmi et al. (2021)<sup>5)</sup> から転載.

図 4.11.7 (a) ~ (c) から[15:22-15:41]の期間では, 最大圧力上昇時 (図 4.11-7 の水色セグメント) に断層上のせん断と法線方向の開きがほぼ同じで, 破壊が始まっていることがわかる. これはダイラタント (膨張) が大きい事象に対応するものである. 圧力を再び上げると同じことが起こるが, この二回目は断層の法線方向の開口よりもせん断変位の方が大きくなる. 二回の圧力上昇イベント間で観察される赤いセグメント (図 4.11.7 (a)) では, 断層がわずかに閉鎖する間, せん断変位が増加している. これは, 断層のせん断が起こる活性化領域における圧力拡散によって説明されるかもしれず, 断層の膨張に関係すると考えられる. [15:22-15:41]の期間では圧力を一定に維持するために圧力上昇イベント以外で注水は行われなため, 膨張により断層への逸水が増し, 圧力が低下している. 試験終了時に確認された断層の見かけの過剰閉鎖とせん断は, 図 4.11-6 (a) ~ (c) に示すように, 断層に対するポアホールの三次元的な複雑な運動に関連している. [15:56-16:36]の試験区間では, 非線形な断層の再開口とせん断が認められた (図 4.11.7 (d) の水色と赤色セグメント). 初めに 10.7 bar の高压状態で断層が再開口・せん

断するが、流量に大きな変化はない（図 4.11.7 (d) の水色セグメント）。人為的な圧力上昇の後には破碎部の拡大が始まり、法線変位とせん断変位の両方が増加する（図 4.11.7 (d) の赤色セグメント）。これは、流量の大幅な増加に関連している。注水チャンバーが閉じているときは、断層が閉鎖するようなせん断変位が認められる（図 4.11.7 (d) の紫色セグメント）。この傾向はチャンバーが開いた後も続き、可逆的なせん断・法線変位に関連する一時的な圧力上昇が確認される。この現象は断層パッチからボアホールへの逆流を表している可能性があるものの（テスト中に逆流を測定できなかったため）、断層パッチから周囲の岩盤への逸水は比較的少ないことを間接的に示していると考えられる。

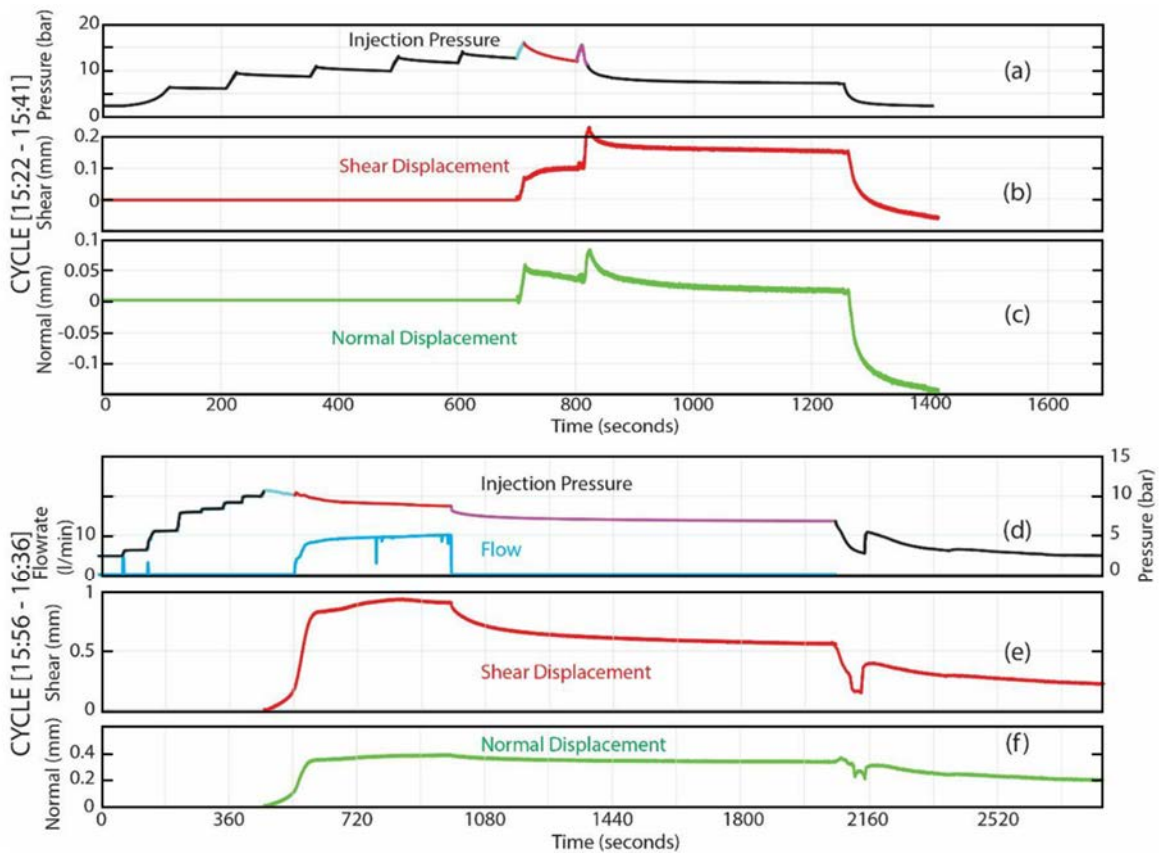


図 4.11-7 水上北地点 [15:22-15:41] および [15:56-16:36] における PSZ のせん断および法線変位 [15:22-15:41] における (a) 注水圧, (b) 断層のせん断変位と時間の関係, (c) 断層の法線変位と時間の関係. [15:56-16:36] における (d) 注水圧, (e) 断層のせん断変位と時間の関係, (f) 断層の法線変位と時間の関係. 着色されたセグメントは図 4.11-6 に対応している. Guglielmi et al. (2021)<sup>5)</sup> から転載.



#### 4.12 水圧応答解析

最新活動面（塩ノ平地点）あるいは主断層面（水上北地点）を対象として塩ノ平地点で実施された試験 2-III 並びに水上北地点で実施された試験 2-III の水圧応答を、亀裂性岩盤における  $n$  次元放射状流動モデル (Generalized Radial Flow Model; Barker, 1988)<sup>18)</sup> に適合させ、注水孔からモニタリング孔に及ぶ断層破碎帯岩盤の水理特性（透水係数，比貯留量および流れ次元）を評価し、これら両地点の水理場の相違を検討した（解析に用いる水圧応答データの選定については第 3.12.1 項を参照）．本解析ではモニタリング孔で得られたデータのみを用いている．

##### 4.12.1 水圧データのマッチングと水理パラメーターの算定（塩ノ平地点）

###### (a) 観測

図4.12-1に、塩ノ平地点（試験区間2-III）における注水区間およびモニタリング孔での水圧観測区間の概念を示す．孔径拡大のため下部パッカーがかからなかったため水圧応答は、同図に示すシングルパッカー以深～孔底までの区間で観測した．図4.12-2にモニタリング孔における水圧応答の経時変化を示す．

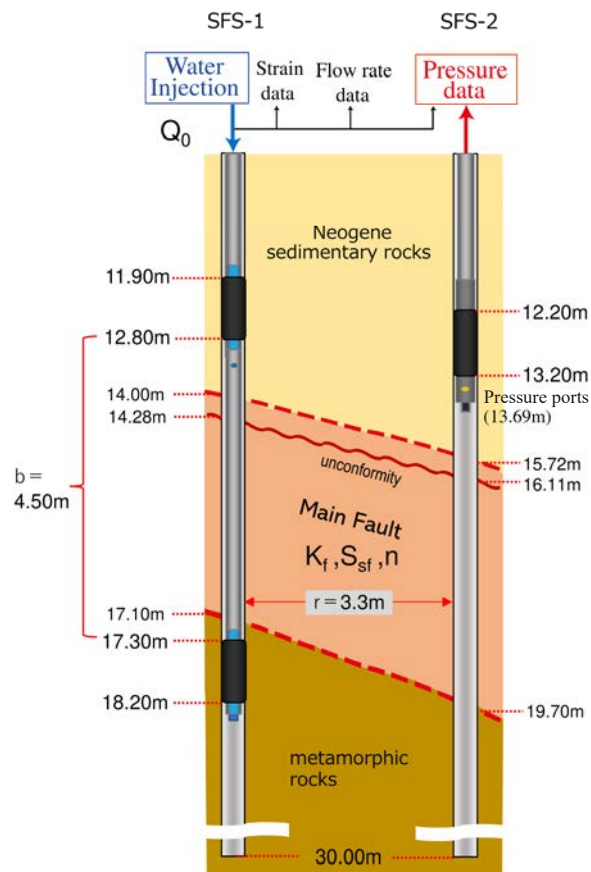


図 4.12-1 塩ノ平地点（試験区間 2）における注水区間およびモニタリング孔での水圧観測区間（シングルパッカー）の概念  
 $Q_0$ :注水流量 ( $L^3/t$ ),  $K_f$ :亀裂系の透水係数 ( $L/t$ ),  $S_{sf}$ : 亀裂系の比貯留係数 ( $1/L$ ),  $n$ :亀裂系の流れ次元（無次元）．若濱ほか（2023）<sup>7)</sup> から転載．

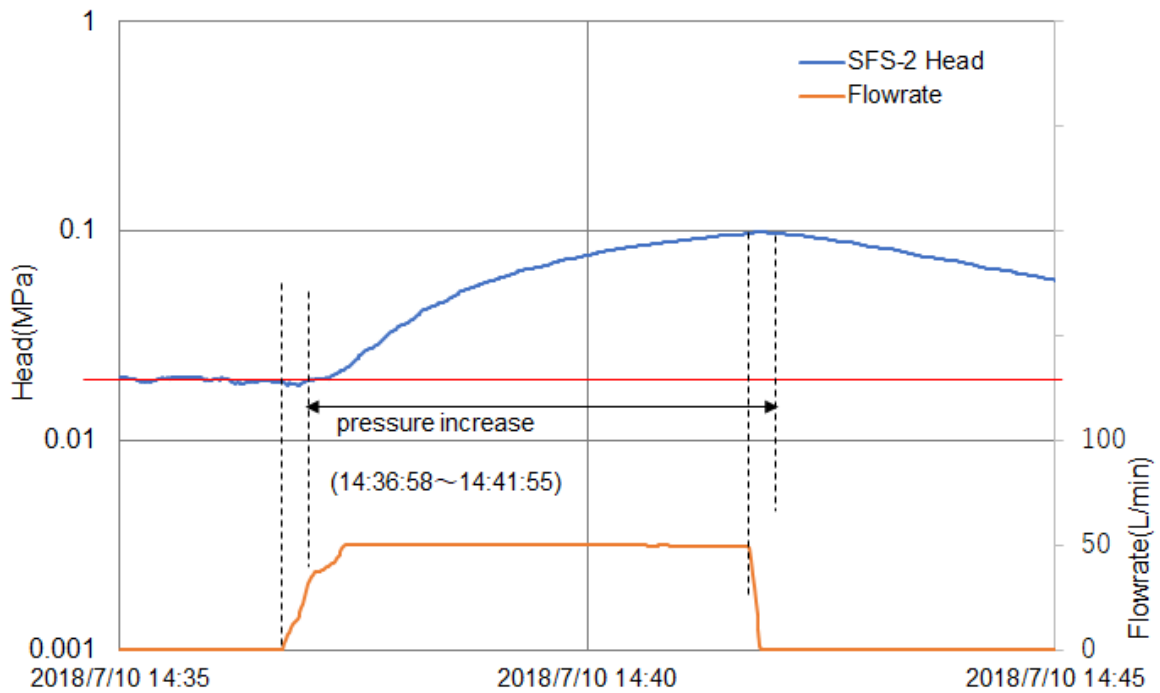


図 4.12-2 モニタリング孔における水圧応答の経時変化（塩ノ平地点）  
若瀨ほか（2023）<sup>7)</sup> から転載.

(b) 解析（水理パラメーターの算定）

解析は、モニタリング孔で水圧応答が確認された時刻の 2018 年 7 月 10 日 14 時 36 分 58 秒から、注水停止後の 14 時 41 分 55 秒までの間を対象に、前掲の式 3.12-6（水頭）と式 3.12-7（デリバティブ）の連成解析により、GRF モデルに適合した。

図 4.12-3 および図 4.12-4 に GRF モデルに基づく解析プロットを示す。これらの図における GRF モデルに基づく標準曲線とのカーブマッチングから、透水係数が  $1.2 \times 10^{-6}$  m/s、比貯留量が  $3.8 \times 10^{-5}$  1/m および流れ次元が 2.8 と算定された（表 4.12-1）。

表 4.12-1 GRF モデルによる透水係数，比貯留量  
および流れ次元の算定結果（塩ノ平地点）

水理パラメーター	記号	単位	値
透水係数	k	m/s	$1.2 \times 10^{-6}$
比貯留量	Ss	1/m	$3.8 \times 10^{-5}$
流れ次元	n	—	2.8

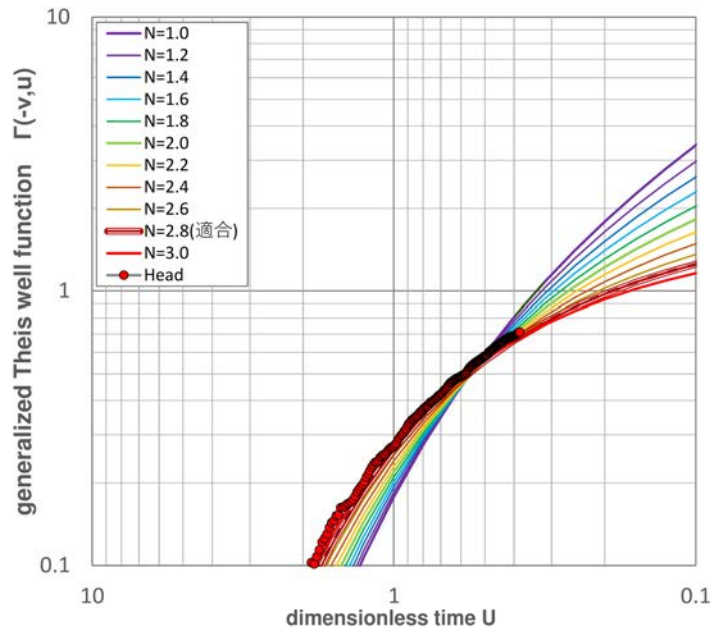


図 4.12-3 GRF モデルに基づく塩ノ平地点での解析プロット (圧力)  
若濱ほか (2023)<sup>7)</sup> から転載.

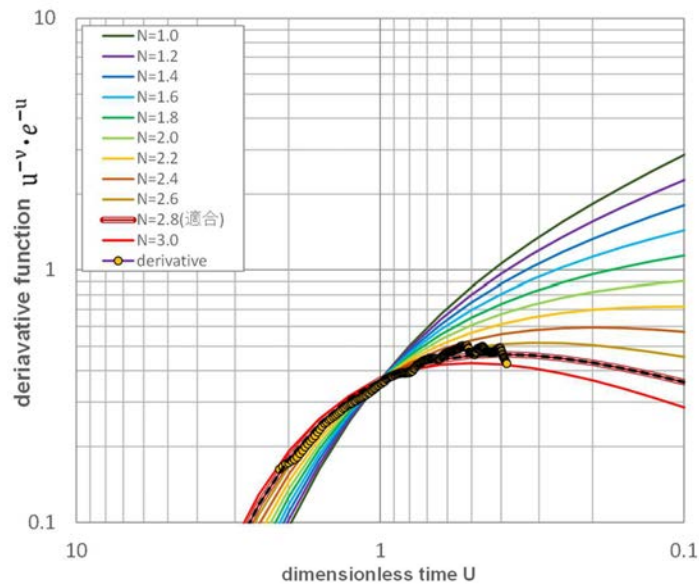


図 4.12-4 GRF モデルに基づく塩ノ平地点での解析プロット (圧力デリバティブ)  
若濱ほか (2023)<sup>7)</sup> から転載.

4.12.2 水圧データのマッチングと水理パラメーターの算定（水上北地点）

(a) 観測

図 4.12-5 に水上北地点（試験区間 2-III）における注水区間およびモニタリング孔での水圧観測区間の概念を示す。水圧応答は、同図に示すダブルパッカー区間で観測した。

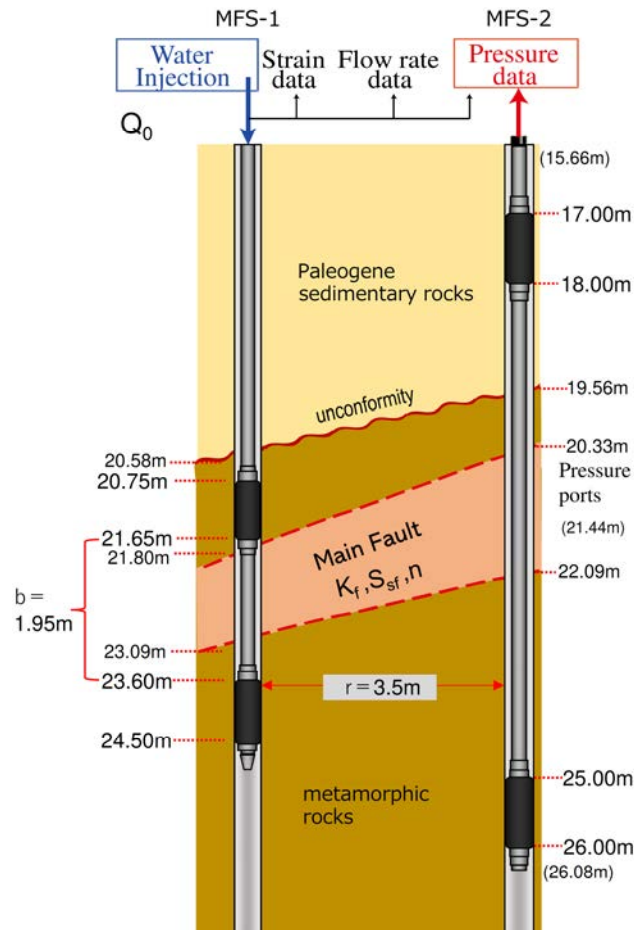


図 4.12-5 水上北地点（試験区間 2）における注水区間  
およびモニタリング孔での水圧観測区間の概念

$Q_0$ :注水流量 ( $L^3/t$ ),  $K_f$ :亀裂系の透水係数 ( $L/t$ ),  $S_{sf}$ :亀裂系の比貯留係数 ( $1/L$ ),  $n$ :亀裂系の流れ次元（無次元）. 若濱ほか (2023)<sup>7)</sup> から転載.

(b) 解析（水理パラメーターの算定）

図 4.12-6 にモニタリング孔における水圧応答の経時変化を示す。解析は、モニタリング孔で注水前より水圧上昇が確認された 2019 年 2 月 13 日 16 時 04 分 50 秒から、注入停止後の 16 時 10 分 14 秒までの間を対象に、前掲の式 3.12-6（水頭）と式 3.12-7 の連成解析により、GRF モデルに適合した。

図 4.12-7 および図 4.12-8 に GRF モデルに基づく解析プロットを示す。これらの図における GRF モデルに基づく標準曲線とのカーブマッチングから、透水係数が  $1.7 \times 10^{-7} m/s$ , 比貯留量が  $3.3 \times 10^{-6} m^{-1}$  および流れ次元が 1.6 と算定された（表 4.12-2）。



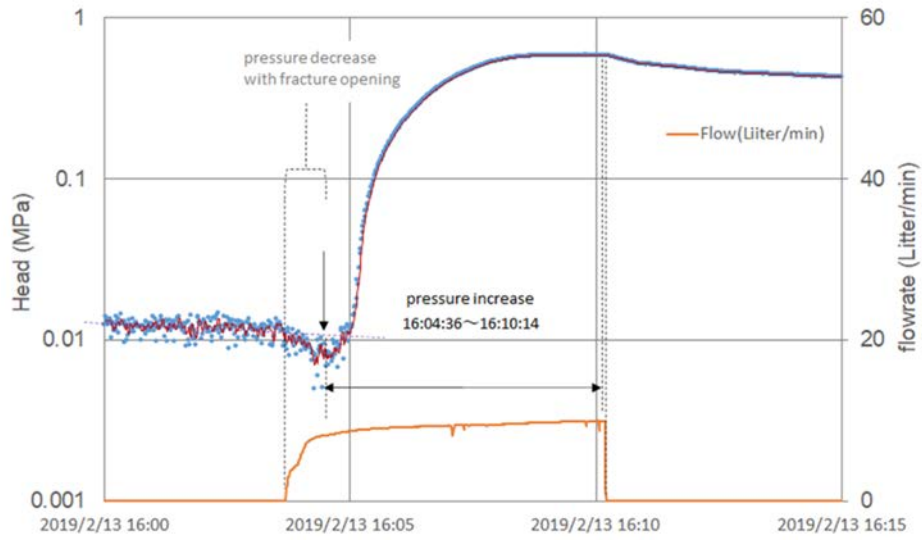


図 4.12-6 モニタリング孔における水圧応答の経時変化（水上北地点）  
若瀨ほか（2023）<sup>7)</sup> から転載.

表 4.12-2 GRF モデルによる透水係数，比貯留量  
および流れ次元の算定結果（水上北地点）

水理パラメーター	記号	単位	値
透水係数	k	m/s	$1.7 \times 10^{-7}$
比貯留量	Ss	1/m	$3.3 \times 10^{-6}$
流れ次元	n	—	1.6

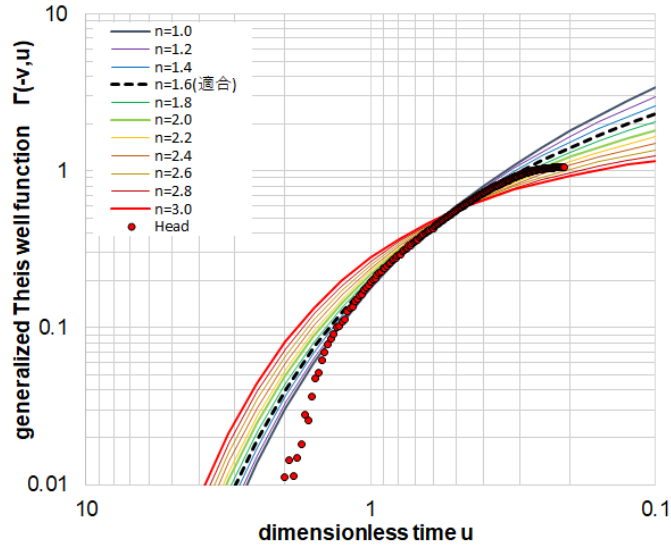


図 4.12-7 GRF モデルに基づく水上北地点での解析プロット (圧力)  
若濱ほか (2023)<sup>7)</sup> から転載.

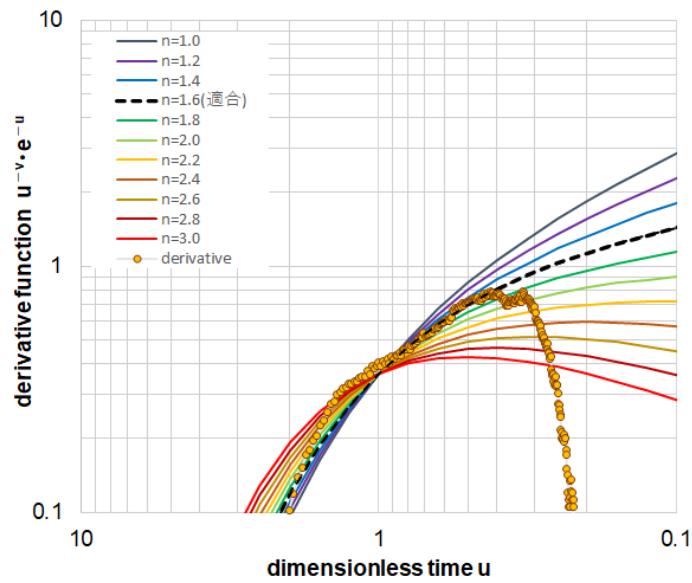


図 4.12-8 GRF モデルに基づく解析プロット (圧力デリバティブ)  
若濱ほか (2023)<sup>7)</sup> から転載.

4.13 断層運動の数値解析

4.13.1 塩ノ平地点における水理力学的応答の解析

図 4.13-1 (a) (b) は塩ノ平地点での 7.6 l/min の定流量注水期間における、様々なモデルパラメーター（表 3.13-1）での圧力計算結果を示している。モデル 1 は全てのモデルの中で実際に計測された圧力変動と最も一致しており、堆積層の透水係数が下盤の変成岩に比べて高いことから  $10^{-10}$  m<sup>2</sup> の高透水性上盤を想定している。高透水性の堆積層を考慮しないモデル 2 では堆積物への逸水による圧力の消散が想定されていないため、計算された圧力変化は過大評価されている。モデル 3 では摩擦角を 10° と他のモデルより小さく設定されており、断層の開口よりも断層すべりが優先されるため圧力が過大評価されている。モデル 4 では断層の弾性的剛性が 18 GPa/m と高く設定されているため、断層法線方向の初期の開口に必要な圧力が高くなっている。すべり弱화를想定したモデル 5 では、摩擦を一定とした断層モデルとほぼ同じ圧力変動を示した。これは、注水開始から約 10 秒の間に摩擦の減少が収束したためである。すべり弱化後は摩擦角 13.8° の残留摩擦となり、摩擦角 14° の場合とほぼ同じ水理力学的な応答となる。このことは 4.11 浜通り地震で断層が活動した後、断層は残留摩擦強度に近い状態に保たれており、摩擦の回復が起こらなかったことを示していると考えられる。

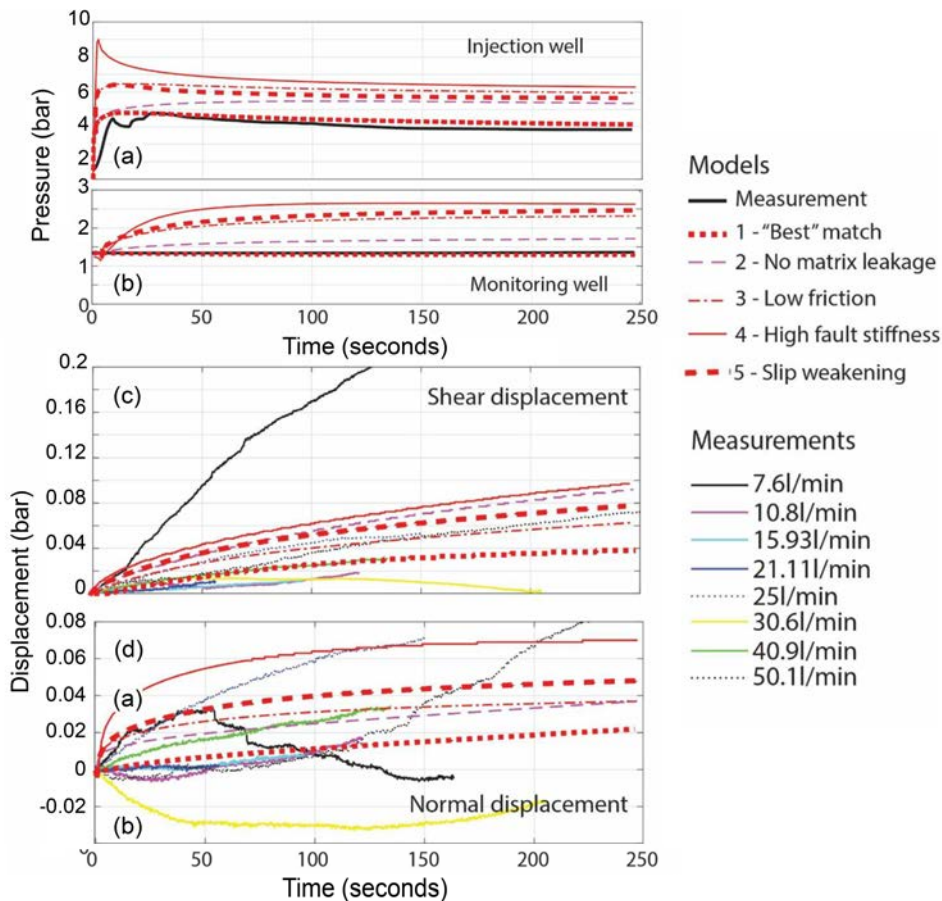


図 4.13-1 塩ノ平地点における数値解析結果

(a) 注水圧, (b) 水圧モニタリング孔における圧力, (c) 断層のせん断変位, (d) 断層の法線変位. Guglielmi et al. (2021)<sup>5)</sup> から転載.

図 4.13-1 (c) (d) では人工的な注水量の増加に影響されていない破壊伝番フェーズ (図 4.11-4 で色の付いた曲線) における, せん断変位および法線変位と各数値モデルとの比較を示した. 定摩擦モデル, すべり弱化モデルともに最初のフローステップ (図 4.13-1 (c) の黒線) で計測されたすべり量を過小評価しており, 2 回目以降のフローステップ (図 4.13-1 (c) の黒線以外のすべり) で計測されたすべり量と一致していることがわかる. 断層の数値モデルでは最初のフローステップを再現できていないことから, モデルで考慮しきれていないボアホール近傍地盤の複雑さが計測に影響していることが示唆される. 数値モデルでは断層を単一の不連続面として表現しているが, ボアホール TV 画像からは, 断層には厚さがあり複雑なゾーンで構成されることが示されている (図 3.11-2). このことから, 注水の初期段階では断層中の局所的な不均質性に影響される破壊が起こり, その後の注水で平均的な断層方位に沿った変位が発生している可能性がある. もう一つの可能性として, 最初の注水サイクルでは断層の活性化メカニズムが純粋なせん断破壊で表現されない場合が挙げられる. 例えば図 4.11-3 では, 断層の再開口段階において, 平均的な断層面に対して法線方向の変位が観測されたことが示されている.

断層の法線変位に関しては, 断層上盤で高い透水性を考慮したモデル 1 が, 10.8 l/min 以降の注水での時間経過に伴う非線形のすべり量増加に最も一致している (図 4.13-1 (d)). 低摩擦角を設定したモデル 3 やすべり弱化を想定したモデル 5 では, 最初の 100 秒間のすべりが過大評価されている. 高い弾性剛性のモデル 4 は, 法線変位とせん断変位の両方を過大評価している. モデル 4 では断層の開口に高い注水圧を必要とすることから, 他のケースに比べ大きな有効応力の減少が起き, 一度断層が活動するとより大きなすべりが発生すると考えられる.

#### 4.13.2 水上北地点における水理力学的応答の解析

図 4.13-2 は, 水上北地点の[15:22-15:41]の注水期間における断層変位と, 数値解析により推測された断層変位とを比較している. 現場で計測された変位と最も一致したのはモデル 1 (図 4.13-2 の赤線) であり, 断層は法線応力が 0.2 MPa 未満, 摩擦角 19°, 粘着力 0.4 MPa で表現された. 700 秒の時点では数値モデルにおいて, 注水圧が 14.1 bar から 16.3 bar に増加したときにせん断変位の増加量と同じくらいの法線変位の増加が確認される. 続いて, せん断変位を伴わない注水圧の減衰と法線変位の減少が発生する. 数値モデルが断層再活動時の圧力と, 注水圧と変位シグナルの全体的な形状をうまく再現している場合, 断層の法線変位とそれに続く圧力および変位の減少は過大評価され, せん断変位量は過小評価されている. 800 秒の時点では, 注水圧は人為的に 15.6 bar まで上昇させられ, 現場観測による圧力・変位応答と同じ変動を示す. 2 回目の断層再活動化ステップでは法線変位の過大評価は抑えられ, 注水圧とせん断変位の適合性が大幅に向上する. 全体として, モデル 1 は 14.1 bar を超える人為的注水によって発生する, 膨張を伴うせん断イベントをうまく再現している.



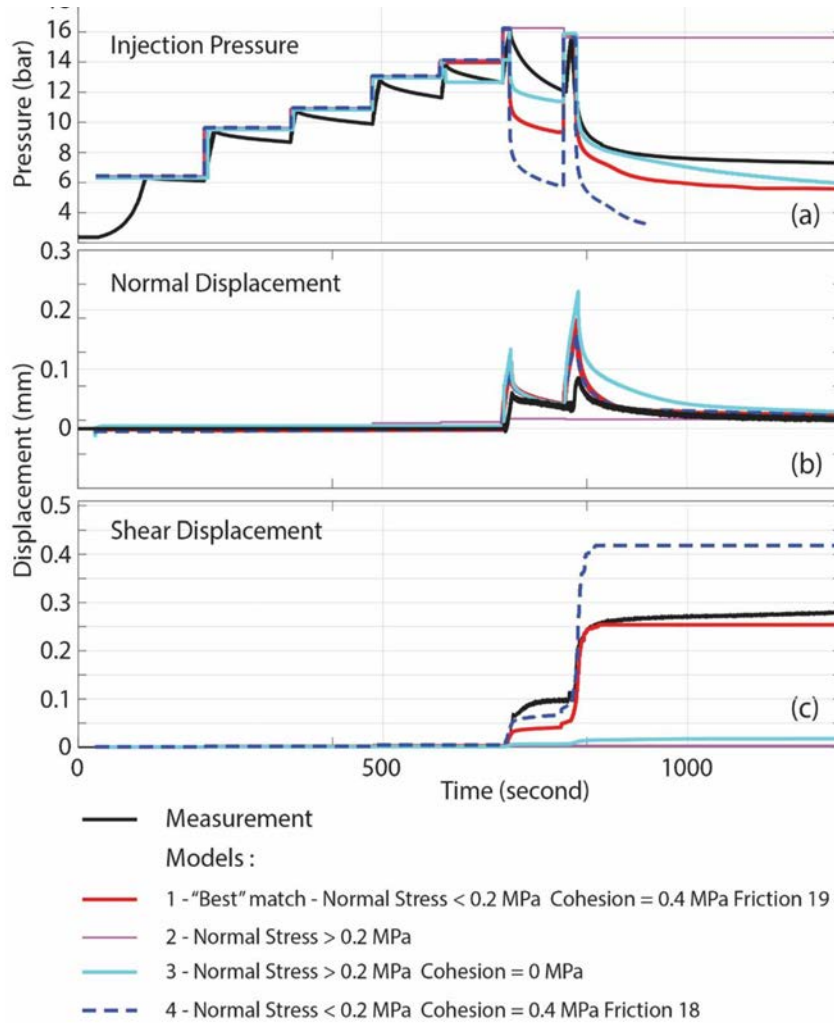


図 4.13-2 水上北地点 [15:22-15:41] における数値解析結果

(a) 注水圧, (b) 断層の法線変位, (c) 断層のせん断変位. Guglielmi et al. (2021)<sup>5)</sup> から転載.

法線応力が 0.2 MPa 以上になると、粘着力がゼロの断層でない限り（図 4.13-2, 水色の曲線）、破壊は起こらず、注水圧力の低下もない（図 4.13-2, 紫色の曲線）。この場合せん断変位はかなり過小評価されており、水平方向の最小応力と最大応力は、法線応力よりも高い非現実的な値の  $\sigma_h=0.65$  MPa,  $\sigma_H=0.7$  MPa,  $\sigma_v=6.8$  MPa に設定する必要がある。法線応力が 0.2 MPa を超えない場合、摩擦角を 19°から 18°にわずかに減少させると、せん断変位が増加する（図 4.13-2, 青色の破線）。

モデル 1 と同じベストフィットの断層特性を用いて、エンジンポンプによる定圧ステップ注水を行い、モニタリング孔と水理的な接続を行うサイクル[15:56-16:36]のモデルを作成した（図 4.13-3）。開栓時の注水圧力とその後の圧力減衰は、1011 秒の注水停止時までほぼ一致している（図 4.13-3 (a)）。注水停止期間の圧力減衰は、数値モデルでは実測値よりかなり大きくなっている。これは、計算された注入フローパッチが、地層圧 1.8 bar（注入深度）に設定されたモデル境界に到達し、その結果、パッチが境界で逸水したためである。このため、フラクチャーと

帯水層との間の水理的な接続（リーケージ）が少なくなっていることがわかる。モデル1は観測孔の圧力上昇の振幅を約 1.3 bar 過小評価している（図 4.13-3 (c)）。モデル1の方が圧力の変化が速く、水理的な接続が早く起こっていることがわかる。モデル1では、開口圧力に達すると同時に断層に大きな流水が注入されている（図 4.13-3 (b)）。モデル1では、開放圧力に達するとすぐに断層に大きな流出が発生するが（図 4.13-3 (b)）、実測では、その 90 秒後（圧力を再び上げようとしたとき）に大きな流出変動が発生しており、モデルと比べて実測では断層の破壊と流体の侵入の結合が非常に複雑であることがわかる。このような複雑さは、計算された変位に強く影響し、測定値との一致が悪くなっている（図 4.13-3 (d) (e)）。開始サイクル [15:22-15:41]と同じ断層摩擦と粘着力では、法線方向の断層変位とせん断変位はともに約 3 倍過小評価されている（図 4.13-3 (d) (e)、青色の曲線）。また、摩擦係数の低い断層を用いたモデル5では、計算変位は有意に増加していない（図 4.13-3 (d) (e) 緑色の曲線）。また、せん断変位曲線の形状がうまく再現されていない。

これらの実験曲線をよりよく表現するために、より複雑な断層活性化のスキームを検討した。まず、モデル6では、1本ではなく3本の割れ目（図 4.13-3 (g)）が、全て同じ傾斜方向で活性化されていると考えた（図 4.13-3 (d) (e)、赤色の曲線）。これは、PSZに多かれ少なかれ平行な複数の断層面を示すこの区間の地質と整合的である。この場合、モデル6では、せん断減衰が計算されないことと、注水停止期間中の断層法線方向の閉鎖が過大評価されることを除き、より現場観測の範囲に近い変位振幅が計算された。次に、モデル7では断層の開口に加え、新たな流体駆動型割れ目（ハイドロフラクチャー）が生じた可能性を検討した（図 4.13-3 (h)）。この仮説は注水孔が崩壊したため、試験後に確認することができなかった。そこで、ハイドロフラクチャー面の法線方向が主な変位の方向と平行になっていると仮定した。その結果、モデルより算出された断層の変位は、注水時および注水停止時の実際の変位に近い複雑な形状を示した（図 4.13-3 (d) (e)、水色の曲線）。

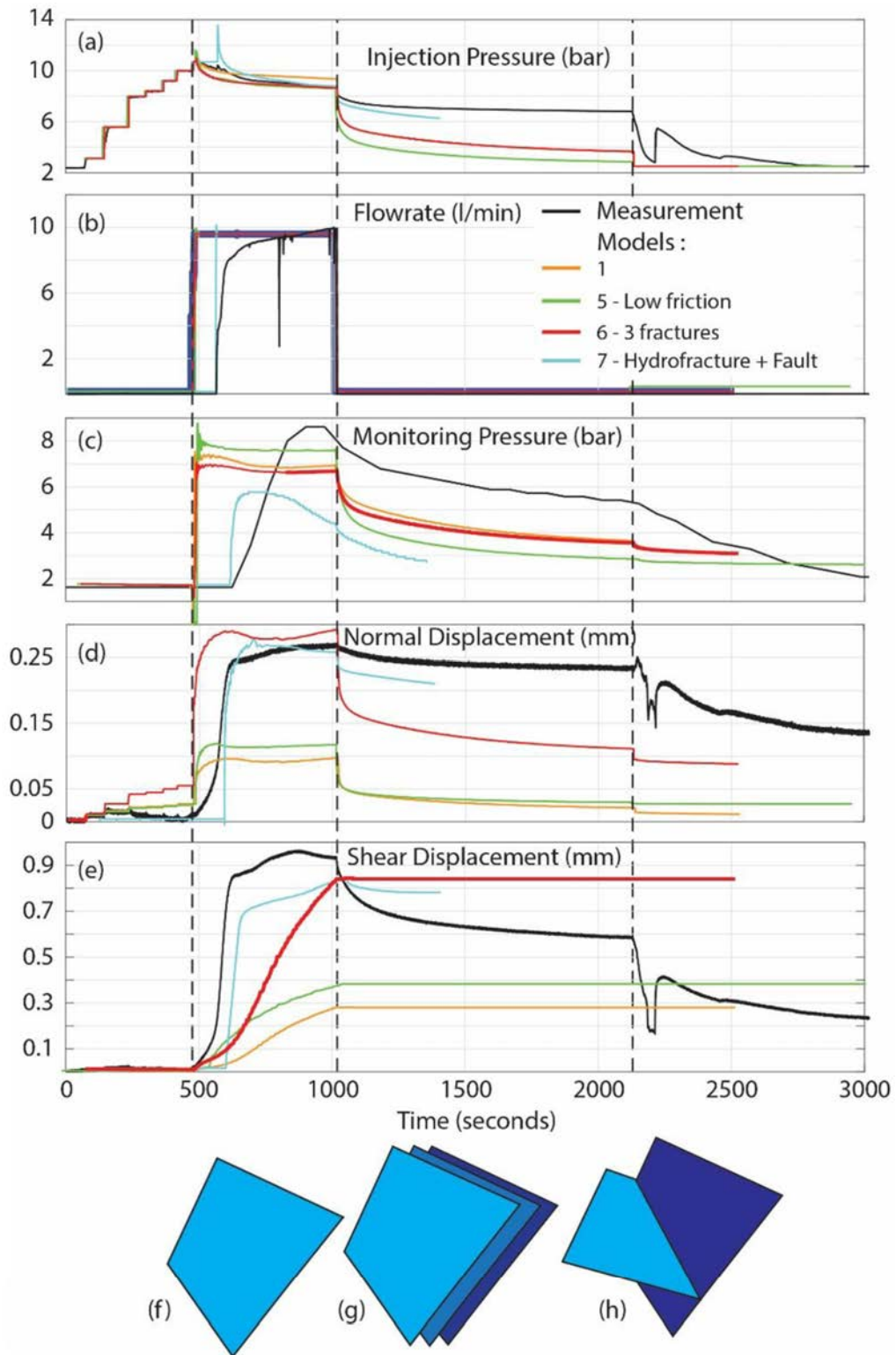


図 4.13-3 水上北地点 [15:56-16:36] における数値解析結果

(a) 注水圧, (b) 流量, (c) モニタリング孔の圧力, (d) 断層の法線変位, (e) 断層のせん断変位, (f) 亀裂が1つの断層の概念図, (g) 亀裂が3つの断層の概念図, (h) ハイドロフラクチャーが形成された断層の概念図. Guglielmi et al. (2021)<sup>5)</sup> から転載.

#### 4.13.3 応力テンソルの推定

数値解析モデルを用いて、断層へ逸水があった後の断層面上の応力状態を計算した。解析結果を図 4.13-4 および表 4.13-1 に示す。応力状態の検出には、注水期間中の断層変位に基づいた応力逆解法 (Kakurina et al., 2019<sup>69</sup>); Kakurina et al., 2020<sup>70</sup>) を採用した。また、表 3.13-1 に示した地盤の物性パラメーターを計算に使用した。初めに、SIMFIP 試験によって得られた変位ベクトルの滑り要素の方向性について検討した (図 4.11-3 (d), 図 4.11-6 (d) (h), 表 4.13-1)。断層のすべり方向は Wallace-Bott 仮説 (Wallace, 1951<sup>16</sup>); Bott, 1959<sup>17</sup>) に基づいて計算し、断層スリップを引き起こす可能性のある全ての規格化応力テンソル解を検索した。すべりの方向は Yamaji (2003)<sup>71</sup>) の手法に習い、59,400 グリッドのメッシュで定義される規格化応力テンソルを使用して計算した。また、測定されたデータに対してグリッドから推測される応力状態を最大限に一致させるために、Angelier (1979)<sup>72</sup>) によって提案されている断層運動の方向とセンスに依存した目的関数を使用した。規格化応力テンソル解の数を絞るために、計算によって求めたすべり方向と測定されたすべり方向のミスフィット角が 5° 以下となる場合を両者が一致しているとみなし、以下の連立方程式を解くことにより主応力の絶対値を推定した。

$$\begin{cases} R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3) \\ \sigma_n = l_1^2 \sigma_1 + m_1^2 \sigma_2 + n_1^2 \sigma_3 \\ \sigma_v = l_2^2 \sigma_1 + m_2^2 \sigma_2 + n_2^2 \sigma_3 \end{cases} \quad (4.13-1)$$

ここで、 $l_1$ ,  $m_1$ ,  $n_1$  は主応力軸に関するフラクチャーの法線成分との方向余弦、 $l_2$ ,  $m_2$ ,  $n_2$  は鉛直成分との方向余弦である。 $R$  は応力比、 $\sigma_v$  は鉛直応力、 $\sigma_n$  はフラクチャーの法線応力である。塩ノ平地点と水上北地点において、法線応力は表土の密度をそれぞれ 1900 kg/m<sup>3</sup> および 2800 kg/m<sup>3</sup> として計算した (表 4.13-1)。塩ノ平地点における逆解析では、第一近似として [11:25-12:12] の注水サイクルで断層が開いた 2.8~4.8 bar の平均値である 3.8 bar を  $\sigma_n$  と仮定した。ただし、すべりのいくつかは断層の開きと同時に開始するため、 $\sigma_n$  の推測は大まかなものとなっている。水上北地点での逆解析では [15:56-16:36] の注水サイクルの最後に計測された 6.8 bar を  $\sigma_n$  と仮定した。その結果、様々な規格化応力テンソルが検出された (図 4.13-4)。地表付近においては、 $\sigma_3$  はほぼ鉛直方向、 $\sigma_1$  は EW 水平方向、 $\sigma_2$  は NS 水平方向に配置された。また、3 つある主応力軸の大きさは全ての解析結果において非常に近い値となり、現地では等方的な応力状態であることが示唆された。



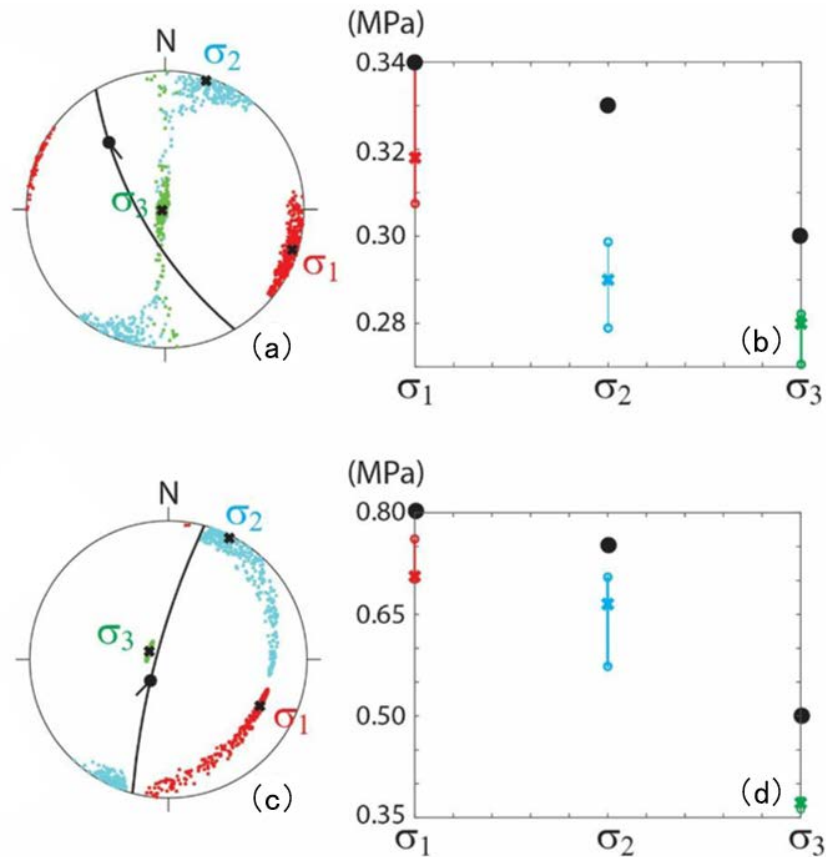


図 4.13-4 塩ノ平・水上北地点における応力の推定

(a) 塩ノ平地点 (c) 水上北地点における応力プロットの下半球投影図. 黒色×印は各主応力プロットの中央値を示す. (b) 塩ノ平地点 (d) 水上北地点において推定された主応力の強さ. 色付き×印は応力逆解析により推定された主応力の中央値を示す. 黒色プロットは数値モデルから計算された主応力の中央値を示す. Guglielmi et al. (2021)<sup>5)</sup> から転載.

表 4.13-1 応力推定結果一覧  
Guglielmi et al. (2021)<sup>5)</sup> から転載.

Case	Depth m	$\sigma_1$		$\sigma_2$		$\sigma_3$		$\sigma_v$ MPa	Activated fault		Slip	
		dd/d	MPa	dd/d	MPa	dd/d	MPa		dd	d	dd/d	sense
Shionohira	15	108/2	0.32	18/2	0.29	254/87	0.28	0.3	249	69	320/-15	TF
Minakami	15.6	117/17	0.7	27/1	0.68	293/73	0.38	0.4	285	80	220/10	NF
Model Shionohira	15	1/12	0.34	270/5	0.33	157/78	0.30	Adjusted To depth	249	69		
Model Minakami	16	90/0	0.8	180/0	0.75	298/90	0.5	Adjusted To depth	285	80		

The two upper rows are the inverse analyses and the two lower rows are the forward numerical analyses (dd – dip direction; d – dip; TF – Thrust Fault; NF – Normal Fault).

## 5. 考察

### 5.1 応力場と断層運動

複合面構造および応力逆解析の結果は、酒井ほか (2024)<sup>8)</sup> で取りまとめて公表した。ただし、断層スリップ試験および断層ガウジの摩擦特性との比較検討については同論文中には含まれていない。

#### 5.1.1 構造観察結果と応力逆解析結果の比較

##### (1) 塩ノ平地点

研磨片・薄片観察を行った SSH-1 孔と SBT-1 孔とのせん断センスの区分を、最新活動面を基準として比較した。SSH-1 孔では最新活動面を $\pm 0$  m として上盤側 +0.41~ +0.04 m (孔口からの掘削長; 5.40~5.77 m 以下同) の区間に逆断層センス, 上盤側 +0.04 m~下盤側 -0.11 m (5.77~5.92 m) に正断層センス, 下盤側 -0.11~ -0.43 m (5.92~6.24 m) に逆断層センス, 下盤側 -0.43~ -0.79m (6.24~6.60 m) に正断層センスを示す組織が形成されている。SBT-1 孔では最新活動面から上盤側 +0.29~+0.10m (12.85~13.04 m) に逆断層センス, 上盤側 +0.10 m~下盤側 -0.03 m (13.04~13.17m) に正断層センス, 下盤側 -0.03~ -0.29 m (13.17~13.43 m) に逆断層センス, 下盤側 -0.29~ -0.46 m (13.43~13.60 m) に正断層センスを示す組織が形成されている。このことから、2 孔のコア試料で確認されたせん断センスの領域境界は概ね一致していることがわかる。また、応力逆解析を実施した SFS-2 孔では、最新活動面から上盤側 +0.36 m ~ 下盤側 -0.17 m (16.06~16.59 m) の区間で Stress SC, 下盤側 -0.17~ -0.51 m (16.59~16.93 m) の区間で Stress SD, 下盤側 -0.51~ -1.0 m (16.93~17.42 m) の区間で Stress SB が検出された。これらの応力状態をせん断センスの区分と対比すると、最新活動面を含む区間で確認された正断層センスの組織は Stress SC, 最新活動面下盤側の逆断層センスの組織は Stress SD, さらに下位に位置する正断層センスの組織は Stress SB に対応すると考えられる (図 5.1-1 (a))。なお、最新活動面より上盤側で確認された逆断層センスに対応する応力状態は Stress SD の可能性があるが、SFS-2 孔において最新活動面の上方で対応する応力状態が検出できていないため不明とした。

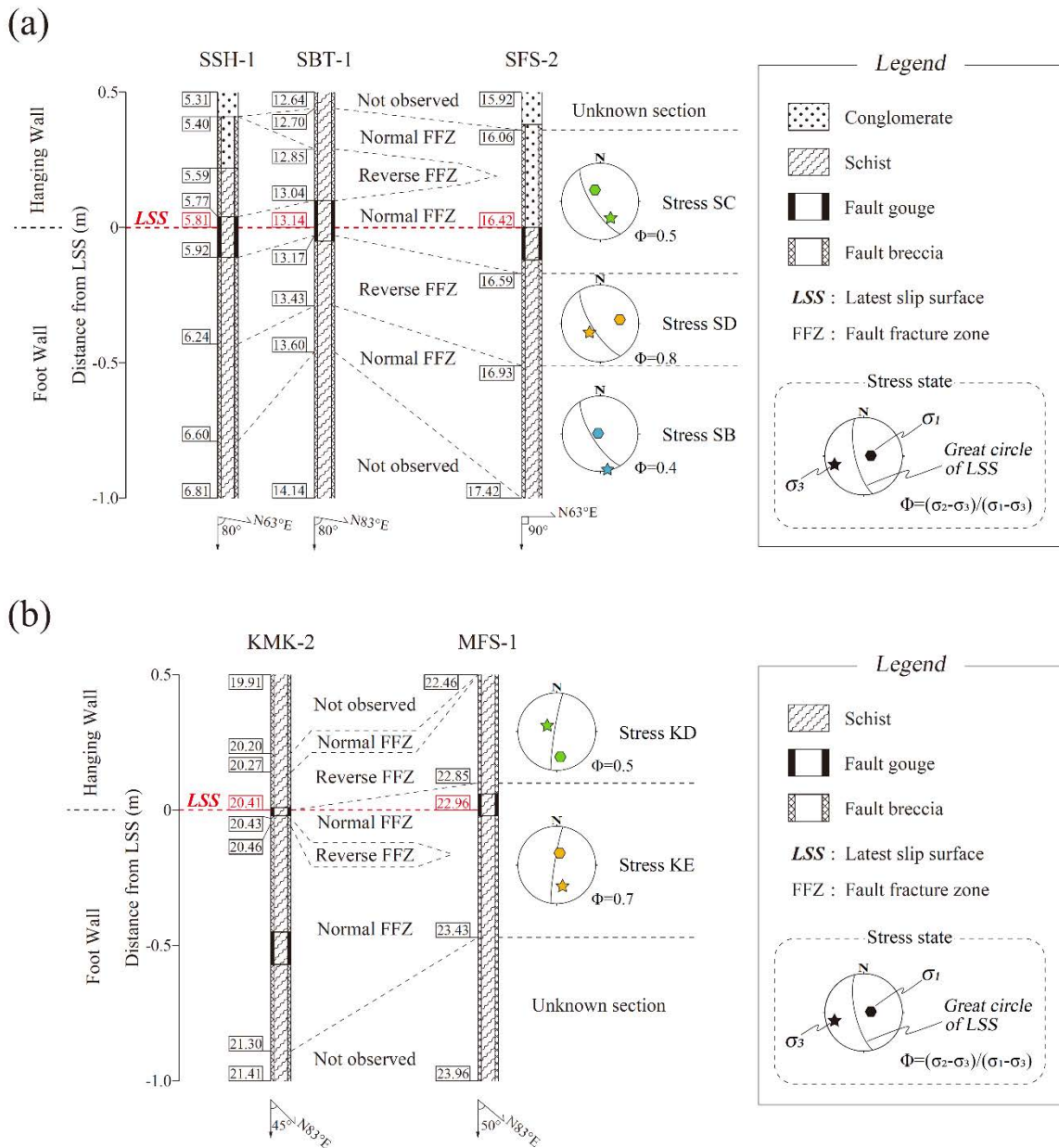


図 5.1-1 薄片・研磨片観察により確認されたせん断センスの区分とコア試料のスリップデータから検出された応力状態の対比  
 (a) 塩ノ平断層における対比結果, (b) 車断層における対比結果. 酒井ほか(2024)<sup>8)</sup> から転載.

(2) 水上北地点

研磨片・薄片観察を行った KMK-2 孔では, 最新活動面を±0 m として上盤側 +0.21~ +0.14 m (20.20~20.27 m) の区間に正断層センス, 上盤側 +0.14~ ±0.00 m (20.27~20.41 m) に逆断層センス, 最新活動面を含む ±0.00 m~下盤側 -0.02 m (20.41~20.43 m) に正断層センス, 下盤側 -0.02~ -0.05 m (20.43~20.46 m) に逆断層センス, 下盤側 -0.05~ -0.89 m (20.46~21.30 m) に正断層センスを示す組織が形成されている. また, 応力逆解析を実施した MFS-1 孔では

最新活動面から上盤側 +0.50～+0.11 m (22.46～22.85 m) の区間で Stress KD, 上盤側 +0.11 m～下盤側 -0.47 m (22.85～23.43 m) の区間で Stress KE が検出された。これらの応力状態をせん断センスの区分と対比すると、最新活動面より上盤側で確認された逆断層センスを示す組織は Stress KD, 最新活動面を含む下盤側で確認された正断層センスを示す組織は Stress KE に対応すると考えられる (図 5.1-1 (b))。KMK-2 孔において、最新活動面の上盤側で確認された正断層センスを示す組織は Stress KE, 下盤側で確認された逆断層センスを示す組織は Stress KD にそれぞれ対応する可能性があるが、いずれの構造も幅数 cm 程度であり対応する断層スリップデータが取得できていない可能性が高いため、応力状態は不明とした。

### 5.1.2 断層運動と応力の履歴

塩ノ平断層では構造観察の結果 (主に破碎の強弱と残存構造, 方解石の破碎・非破碎) から、最新活動面付近ほど新しい組織が分布する可能性が高く、Stress SB, SA, SB, SD, SC の順に応力状態が変化したと考えられる (図 4.4-1)。また、応力解析を行った SFS-2 孔の上盤側では逆断層センスの応力状態は検出されなかったが、SSH-1 孔と SBT-1 孔では最新活動面を境に上盤側と下盤側でほぼ対称的な断層岩およびせん断センスの領域区分がみられること (図 4.3-2, 図 4.3-4, 図 5.1-1) から、上盤側の SSH-1 孔 5.40～5.77 m (5.40～5.59 m は古第三系・新第三系礫岩を原岩とする断層角礫) および SBT-1 孔 12.85～13.04 m に分布する逆断層センスを示す組織は、下盤側の SSH-1 孔 5.92～6.24 m, SBT-1 孔 13.17～13.43 m, SFS-2 孔 16.59～16.93 m に分布する逆断層センスの組織 (Stress SD) に対比される可能性が高い (図 5.1-1)。したがって、塩ノ平地区の古第三系・新第三系礫岩中に発達する逆断層センスの組織が形成された際の応力状態は Stress SD に該当すると考えられる。ゆえに古第三系・新第三系の堆積作用は Stage S-III (Stress SB) と Stage S-IV (Stress SD) の間に生じたと考えられ、破碎帯の薄化により Stage S-V (Stress SC) の活動による影響範囲が狭くなったと推定される (図 5.1-2)。

別当地区では最新活動面から下盤側に数 cm 離れた領域 (図 5.1-1 (a) : Stress SD の領域) に含まれる方解石脈は周囲の組織を切り、逆断層センスの構造で破碎されている様子がみられない。これに対して、最新活動面付近の正断層センスを示す組織 (図 5.1-1 (a) : Stress SC の領域) では方解石脈は明瞭に破碎されている (図 4.3-4, 図 4.3-5 (a) (b))。方解石の生成年代は不明であり、複数の晶出イベントがあった可能性はあるが、最後の方解石の晶出は Stage S-IV (Stress SD) と Stage S-V (Stress SC) の間に生じたと推定される。Stage S-V は 4.11 浜通り地震の活動を含む応力状態だが、Stress SC に対する最新活動面の挙動がやや不明瞭であり (図 5.1-2), Otsubo et al. (2013)<sup>52)</sup> による 4.11 浜通り地震時の断層周辺の応力場と異なる。これは Stress SC による構造の主要分布領域 (16.06～16.59 m) には、最新活動以外の過去の構造も含まれるためと考えられる (図 4.4-1, 図 5.1-1)。最新活動面を構成する正断層センスを示す断層ガウジ帯は、数 cm 以上の幅を有し、1 回の活動で形成されたものとは考えにくく、トレンチ調査やボーリング調査による結果 (堤・遠田, 2012<sup>12)</sup>; 丹羽ほか, 2013<sup>28)</sup>; 丸山ほか, 2015<sup>29)</sup>) でも述べられているように、塩ノ平断層では 4.11 浜通り地震以前に複数回の正断層運動が繰り返し生じていたとされる。すなわち、Stage S-V は、4.11 浜通り地震とそれ以前の正断層運動を平均した運動方向と応力状態を示していると解釈される。



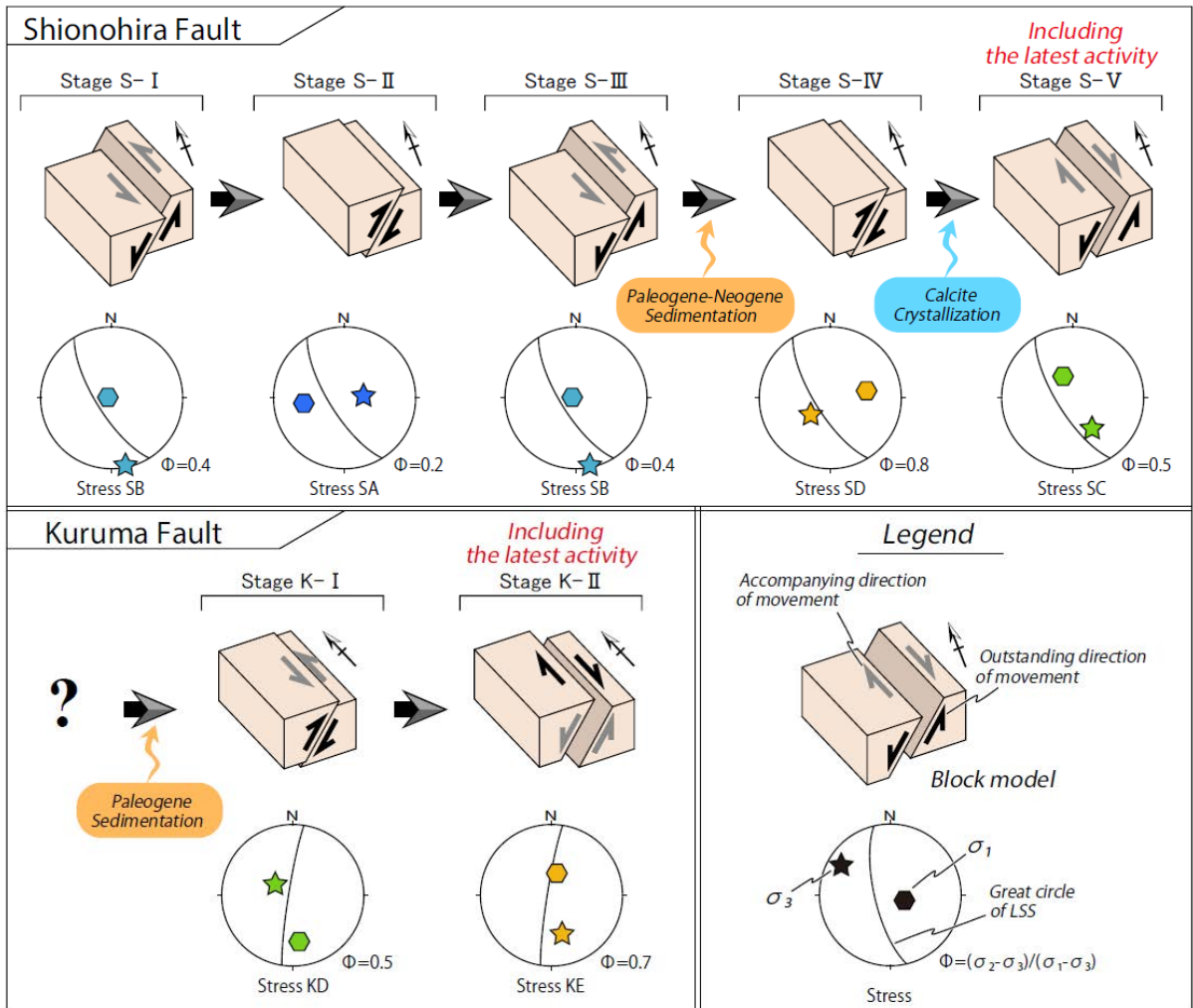


図 5.1-2 断層運動のセンスと応力場の変遷  
酒井ほか (2024)<sup>8)</sup> から転載.

車断層では構造観察結果（主に残存構造，方解石の破碎・非破碎）から破碎帯外縁部から最新活動面に近づくにつれて，Stress KD，KE の順に各応力状態で形成したと推定される組織が分布する（図 4.4-4）. それぞれを Stage K- I と K- II とし，主軸方向と応力比（表 4.5-1）から運動と応力の履歴を復元した（図 5.1-2）. ただし，塩ノ平断層のコア試料と同様にデータの空白域があり（図 4.4-4 (d)），構造観察で推定したせん断センスの一部の応力状態が検出できていない（図 5.1-1 (b)）. このことから，Stage K- I，K- II 以外の未知のステージが存在する可能性が高い. また，MFS-1 孔の古第三系を原岩とする破碎帯（20.00～20.44 m）には，Stress KD と KE の両方に対応するせん断面が分布するため（図 4.4-4 (d)），古第三系は Stage K- I（Stress KD）以前に堆積したと考えられる. Stage K- I 以前の運動と応力の履歴は不明だが，MFS-1 孔の 20.00 m 以浅の古第三系には顕著な破碎や変形が認められないことから，古第三系の堆積と Stage K- I の運動の間に大きな時間間隙は生じていないことが示唆される.

塩ノ平断層と車断層の運動と応力の履歴を比較すると，各ステージの応力状態は異なるもの

の古第三系・新第三系堆積後に逆断層センス（圧縮応力）から正断層センス（引張応力）への変遷が生じたことが共通点として挙げられる．中嶋（2018）<sup>73)</sup>によると中期始新世から現在に至るまで東北日本前弧域は引張場と圧縮場が繰り返されており，①：初期リフト期（43～30Ma）の引張場，②：漸新世広域不整合期（30～21Ma）の圧縮場，③：前期リフト期（21～18Ma）の引張場，④：急速なリフト堆積盆形成期（18～15Ma）の引張場，⑤：リフト・ポストリフト遷移期（15～13.5Ma）の圧縮場，⑥：ポストリフト遷移期（13.5～12Ma）の弱圧縮場またはトランスプレッション，⑦：一時的な圧縮・隆起期（12～9Ma）の圧縮場，⑧：広域沈降期（9～6.5Ma）の引張場，⑨：盆地反転・圧縮期（6.5～3-2Ma）の圧縮場，⑩：強圧縮期（3-2Ma～現在）の強圧縮場の変遷が生じたとされる．図 5.1-2 で示した塩ノ平断層と車断層の各運動ステージの詳細な年代は不明であるが，塩ノ平断層の Stage S- I が①，Stage S- II が②，Stage S- III が③および④，Stage S- IV が⑤～⑦にそれぞれ該当し，Stage S- V は⑧の引張場から始まり，現在の 4.11 浜通り地震の引張場に継続したと考えると矛盾がない．車断層の Stage K- I の応力は塩ノ平断層のいずれの応力とも対応せず，塩ノ平断層の Stage S- I 以前に生じたと考えられる．一方で，車断層の Stage K- II は塩ノ平断層の Stage S- V と近い応力と運動方向であり，両断層の最新活動を含む運動ステージは対比される可能性がある．

### 5.1.3 浜通り地震の余震データから推測した断層活動ポテンシャルの評価

現在の応力状態から考えられる塩ノ平断層と車断層の活動ポテンシャルを評価するために，4.11 浜通り地震以降の発震機構解から断層周辺の応力状態を復元し，Slip Tendency を算出した．

#### (1) CMT 解を用いた塩ノ平断層・車断層周辺の応力場の推定

Slip Tendency を計算するにあたり，塩ノ平断層および車断層周辺における応力状態を求める必要がある．防災科学技術研究所が公開している広域地震観測網 F-net の CMT 解を山路 敦氏のホームページで公開されている多重逆解析ソフトに入力することで，断層周辺の応力状態を推定した．応力状態の不均質性を考慮するため断層トレース周辺の CMT 解検索範囲を半径 6 km の円によって分けし，塩ノ平断層周辺では Area A～C，車断層周辺では Area D, E の範囲において応力状態を推定した（図 5.1-3）．CMT 解の検出期間については，断層周辺の現在の応力状態を検出することを目的として，2011 年 4 月 11 日の福島県浜通り地震発生後から 2023 年 6 月 30 日までとし，Mj 3.5～9.0，深さ 12 km 以浅の地震を対象とした．各領域で検出された CMT 解の数を表 5.1-1 に示す．Area A や Area B では検出された CMT 解の数が多く，それぞれの領域を代表する応力状態を決めることができない．このことから Area D での検出個数を基準とし，CMT 解の総数が 20 を超える場合は検索領域の中心に近い順に 20 個のメカニズム解を採用し，応力逆解析に用いることとした．

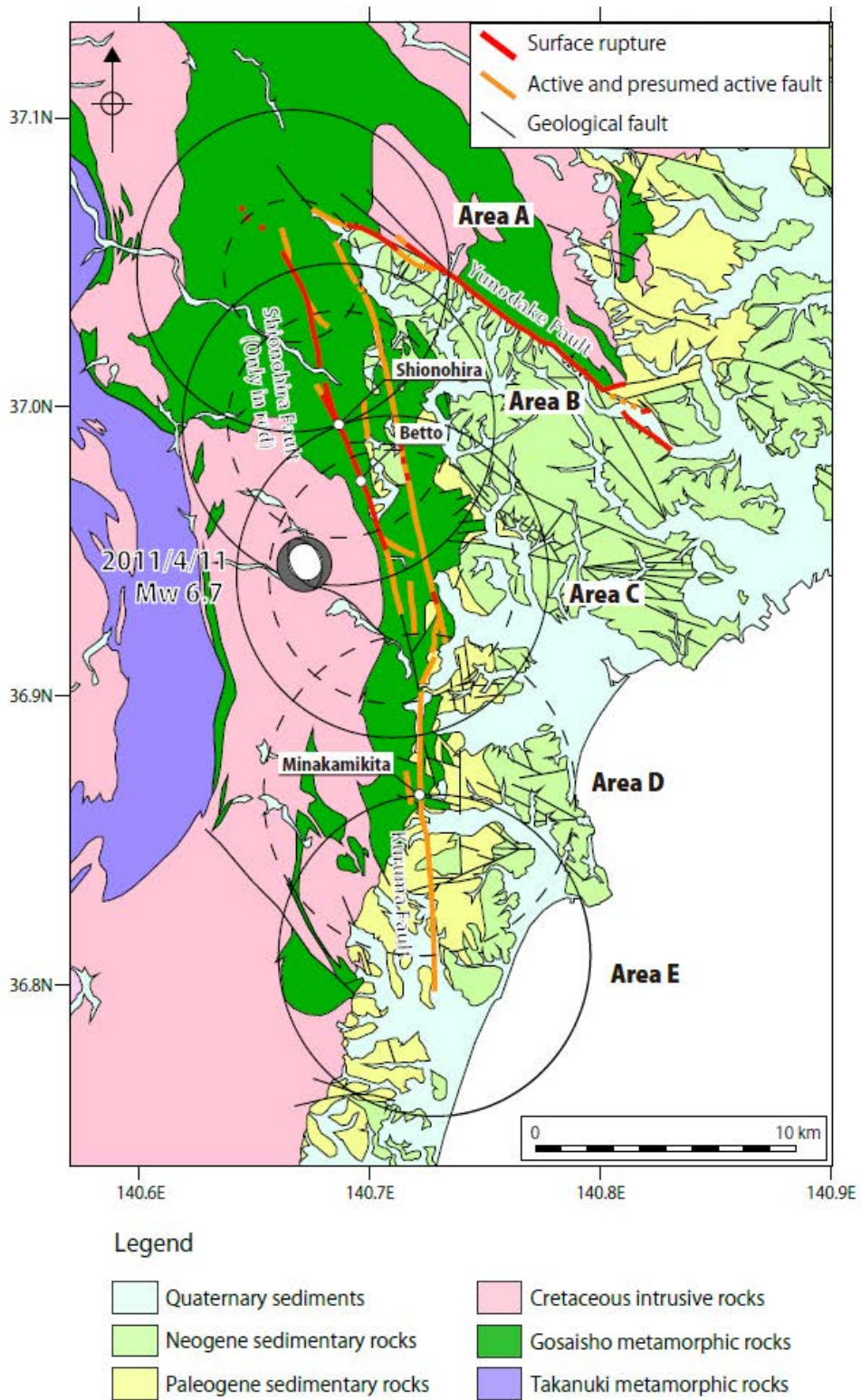


図 5.1-3 断層周辺における CMT 解の検索領域

Area A～C は塩ノ平断層周辺，Area D, E は車断層周辺にあたる．実線の円は半径 6 km の検索領域，破線の円は CMT 解が 20 個となる領域を示す．



表 5.1-1 各領域における CMT 解の検索結果

領 域	検索領域の中心		2011/3/11~4/11のCMT解	2011/4/11~2023/6/30のCMT解
	緯 度	経 度		
Area A (塩ノ平北側)	37.0469	140.6687	2	59
Area B (塩ノ平地点)	36.9948	140.6868	1	35
Area C (塩ノ平南側)	36.9441	140.7099	1	28
Area D (水上北地点)	36.8658	140.7224	0	20
Area E (水上北南側)	36.8120	140.7294	0	4

応力逆解析の結果、塩ノ平断層周辺の Area A~Area C において  $\sigma_1$  は鉛直、 $\sigma_3$  は水平方向に主応力軸が配置された (図 5.1-4)。Area A と Area C では NE-SW 方向に  $\sigma_3$  が配置される一方、Area B では NNW-SSE 方向に  $\sigma_3$  軸が配置された。車断層北側にあたる Area D では軸性圧縮 ( $\phi = 0.1$ ) と三軸圧縮 ( $\phi = 0.6$ ) の2つの応力状態が検出され、 $\sigma_3$  軸は両者とも E-W 方向に配置された。 $\sigma_1$  軸は鉛直方向に配置される傾向にあるが、三軸圧縮 ( $\phi = 0.6$ ) の応力状態では  $\sigma_1$  軸が鉛直方向から  $20^\circ$  以上傾いており、主応力値が上載圧に近似しないと考えられるため Slip Tendency の算出には軸性圧縮 ( $\phi = 0.1$ ) の応力状態のみを使用した。Area E では検出された地震イベントの数が4個と少なく、応力状態を推定することはできなかった。

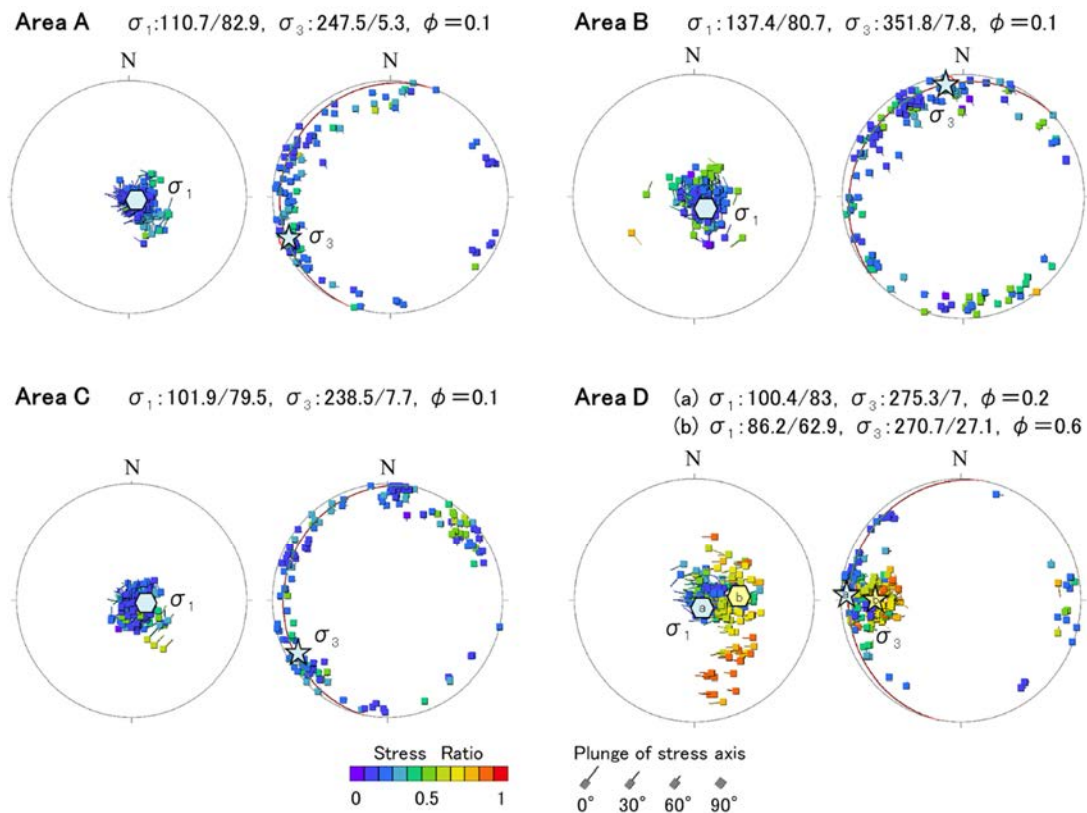


図 5.1-4 CMT 解を用いた応力逆解析による、各領域における応力状態推定された  $\sigma_1$  および  $\sigma_3$  の方位角、傾斜角および応力比を記載した。



## (2) Slip Tendency の計算

Slip Tendency とは断層面に作用する法線応力とせん断応力の比で表される数値であり，Morris et al. (1996)<sup>74)</sup> によって提案された．Slip Tendency を Ts とした場合，Ts は以下の式で定義される．

$$Ts = \frac{|\sigma_s|}{\mu|\sigma_n|}$$

ここで， $\sigma_s$  はせん断応力， $\sigma_n$  は法線応力， $\mu$  は断層面上の摩擦係数である．Ts の値が高いほど断層面に作用するせん断応力の割合が大きくなるため，ある応力状態における断層のすべりやすさを定量的に評価することができる．Slip Tendency を算出するためには，断層を代表する走向・傾斜や応力状態のほかに，断層の摩擦係数，間隙水圧，最小主応力値といったパラメーターが必要となる．これらの数値については，行竹ほか (2013)<sup>75)</sup> や Yukutake et al. (2015)<sup>76)</sup> を参考に各パラメーターを仮定した．

塩ノ平断層の走向・傾斜は，産業技術総合研究所の活断層データベースから井戸沢断層（塩ノ平断層は 4.11 浜通り地震で井戸沢断層が活動した部分にあたる）の一般走向・一般傾斜を参照し，N10°W 70°W とした．車断層の走向については図 2.1-1 で示されている断層トレースから N-S 走向と読み取り，塩ノ平断層の南方延長部にあたることから傾斜角 70°W とした．断層の摩擦係数は Byerlee (1978)<sup>77)</sup> の室内実験に基づき 0.6 と仮定した．また，断層の間隙水圧は静水圧に等しいと仮定し，4.11 浜通り地震の震源深さである深度 6 km で計算を行った．最小主応力値については，鉛直方向に配置された主応力の大きさが上載圧に近似すると仮定して求めた．

各領域における Slip Tendency 算出結果を図 5.1-5 に示す．塩ノ平断層周辺では，Area A および Area C において Ts=0.98，Area B において Ts=0.78 となり  $\sigma_3$  軸の方向の違いによる差が表れている．車断層周辺では Area D において Ts=0.99 と最も高く，全体としては東西引張の応力場において Ts が高くなる．断層の傾斜角を 70±10° で変化させたところ，傾斜が緩やかなほど Ts が上昇する傾向が確認された．

行竹ほか (2013)<sup>75)</sup> は日本全体における活断層の Slip Tendency を算出し，Slip Tendency を計算できた断層のうち Ts≥0.8 となった割合は全体の 61%，Ts≥0.6 となった割合は 85% という結果を示している．特に 1995 年以降に発生した M 6.5 以上の内陸地震の Slip Tendency は，兵庫県南部地震を除き Ts≥0.8 となっている．また，Yukutake et al. (2015)<sup>76)</sup> は Slip Tendency により断層の活動時期は予測できないものの，Slip Tendency と断層の活動性には関係があることを指摘しており，塩ノ平断層と車断層北側（堤・遠田，2012<sup>12)</sup> の井戸沢断層南側トレースにあたる）の Slip Tendency は日本の活断層と同程度となることから活動ポテンシャルは高いと考えられる．車断層南側の Area E では 4.11 浜通り地震の余震データが少ないことから応力状態は検出できておらず，Slip Tendency による活動性評価はできていない．車断層は南北で活動履歴や断層性状が異なる可能性があるため，更なる調査が必要である．Slip Tendency が最も低い値を示した Area B については，NNW-SSE 引張となる局所的な応力状態が Slip Tendency の数値に影響している．Yoshida et al. (2015)<sup>78)</sup> は F-net および気象庁により推定された発震機構解を逆解析

することで福島-茨城県境の広域応力場を推定しており、4.11 浜通り地震後の震源域周辺では同心円状に  $\sigma_3$  軸が配置されることを示した。Yoshida et al. (2015)<sup>78)</sup> の検証では、塩ノ平断層北側で NNW-SSE 方向に  $\sigma_3$  軸が集中する領域があり、Area B で検出された応力状態はこれと整合的となる。Area B の応力状態は 4.11 浜通り地震後の応力擾乱を反映している可能性が高く、断層近傍で最も応力状態が変化した領域として評価することができる。

塩ノ平断層と車断層北側では Slip Tendency に差がないことから、両者の活動性に違いを及ぼしたのは主応力軸の方向よりもむしろ断層性状や歪の蓄積速度によるところが大きいと考えられる。断層性状については第 4.10 節や第 4.12 節で示したように浅部破碎帯の摩擦係数や透水性に差異があり、車断層に比べて塩ノ平断層で活動が起きやすい状況にあることが明らかとなっている。一方で震源域周辺における歪の蓄積については検討がなされておらず、どちらが将来的な活動にとって重要となるかは評価ができていない。しかしながら、応力擾乱が確認された Area B や 4.11 浜通り地震発生時に歪の解放が起きていない Area D において依然として高い Slip Tendency が算出されたことは、Area B や Area D の断層が今後とも活動する可能性が高いことを示している。

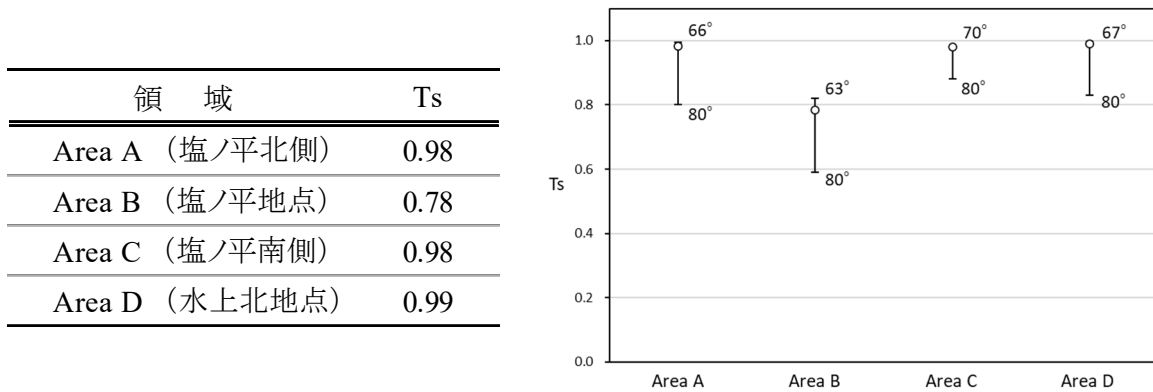


図 5.1-5 塩ノ平断層および車断層周辺の応力状態から求めた Slip Tendency  
縦軸のエラーバーは断層の傾斜角を $\pm 10^\circ$  の範囲で変化させた場合の最大値と最小値および断層の傾斜角を示す。

## 5.2 水圧応答解析

### 5.2.1 塩ノ平地点と水上北地点の水圧応答の比較

SIMFIP 試験時のモニタリング孔の圧力応答解析結果から、GRF モデル(Barker, 1988)<sup>18)</sup> による塩ノ平地点および水上北地点における最新活動面および主断層面を含む試験区間の水理パラメーター（透水係数、比貯留量および流れ次元）を明らかにした（表 5.2-1）。なお、同表には透水量係数（透水係数と注入区間長の積）および水頭拡散率（比貯留量に対する透水係数の比）も併せて載せた。

表 5.2-1 GRF モデルによる透水係数，透水量係数，比貯留量，水頭拡散率  
および流れ次元の算定結果．若濱ほか（2023）<sup>7)</sup> から転載．

水理パラメーター	塩ノ平地点	水上北地点
	(試験区間2-Ⅲ)	(試験区間2-Ⅲ)
透水係数(m/s)	$1.2 \times 10^{-6}$	$1.7 \times 10^{-7}$
透水量係数(m <sup>2</sup> /s)	$5.4 \times 10^{-6}$	$3.4 \times 10^{-7}$
比貯留量(1/m)	$3.8 \times 10^{-5}$	$3.3 \times 10^{-6}$
水頭拡散率(m <sup>2</sup> /s)	$3.1 \times 10^{-2}$	$5.1 \times 10^{-2}$
流れ次元(-)	2.8	1.6

#### (1) 透水性

透水係数は，塩ノ平が  $1.2 \times 10^{-6}$  m/s であり，水上北が  $1.7 \times 10^{-7}$  m/s と求まる．塩ノ平の方が 7 倍程大きい．これらの値は， $10^{-9} \sim 10^{-7}$  の低透水性地盤（地盤工学会, 2013）<sup>79)</sup> に区分される．また，断層破碎帯の透水係数として，米田・小屋開（1993）<sup>80)</sup> が，国内の断層破碎帯について調べた亀裂性岩盤の平均値（ $5.7 \times 10^{-7}$  m/s）と比べると，前者は約 2 倍で，後者は同オーダーで 1/3 程度となる．

透水係数は，試験区間長での平均化された指標であり，流路断面が一様でかつ流路密度が大きな均一な多孔性岩盤の場合には，その大きさは，試験区間の取り方にはあまり影響されない．一方，本事例の様な亀裂性岩盤の場合には，試験区間内における流路となる“水みち”の分布は離散的かつ限定的な分布であり，流路密度は多孔性岩盤と比べ相対的に小さいことから，透水係数は注水孔での試験区間の取り方や区間長に依存する．このため，水みちが試験区間内に局在している亀裂性岩盤では，流路の透水性の評価や対比には，透水係数よりむしろ透水量係数を用いるのが適切と考えられる．このことから透水性の代表指標として透水量係数を求めると，塩ノ平地点では  $5.4 \times 10^{-6}$  m<sup>2</sup>/s であり，水上北地点では  $3.4 \times 10^{-7}$  m<sup>2</sup>/s と求まり，両者を比べると塩ノ平地点の方が 15 倍程と大きな値を示す．

#### (2) 比貯留量

比貯留量は，断層や亀裂などの水みち内の間隙水圧の変化に対する有効間隙率の変化の割合を示す．比貯留量の代表値は，亀裂性岩盤が  $3.3 \times 10^{-6} \sim 6.6 \times 10^{-5}$  1/m で，健岩（sound rock）が  $3.3 \times 10^{-6}$  1/m 未満とされている（地盤工学会, 2017）<sup>81)</sup>．表 5.2-1 に示すように，塩ノ平地点では  $3.8 \times 10^{-5}$  1/m，また水上北地点では  $3.3 \times 10^{-6}$  1/m を示すことから，前者の比貯留量は亀裂性岩盤の上方域に含まれ，後者のそれは亀裂性岩盤下限の健岩との境界値に相当する．前者の値は，後者のそれより 1 オーダー（12 倍）程大きいことから，地震の断層運動による間隙水圧の上昇に伴い，塩ノ平地点の方が水上北地点より亀裂が開口しやすい特性を有すると考えられる．

### (3) 水頭拡散率

水頭拡散率は、比貯留量に対する透水係数の比であり、 $L^2/T$  のディメンションをもつ。ある点における水頭変化により、そこから一定の距離だけ離れた点において一定の大きさの水頭変化が起きるまでの時間は、この水頭拡散率に逆比例する(日本原子力研究開発機構, 2024)<sup>82)</sup>。表 5.2-1 より、塩ノ平地点では、 $3.1 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ 、水上北地点では  $5.1 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$  と得られており、やや塩ノ平地点のほうが小さい値を示す。両者は透水量係数が同オーダーのより堅甲な亀裂性岩盤の  $10^{-1} \sim 10^4 \text{ m}^2/\text{s}$  (例えば、本島・打田, 1997<sup>83)</sup>; Beauheim, 2007<sup>84)</sup>) よりも小さい。断層破碎帯での計測事例は、国内外での報告例は少ないものの、近年、Brodsky et al. (2020)<sup>85)</sup> が、米国のサン・アンドレアス断層やブルーマウンテン地熱地帯での測定結果が示されており、それらの水頭拡散率は  $10^{-2} \sim 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$  の範囲にある。

水頭拡散率が岩盤破碎の進行に伴いどのように推移するのかは、透水係数と比貯留量の増加の仕方に依存する。例えば、地震前後の遠方の水圧観測孔での間隙水圧応答解析では、地震の影響により透水係数と比貯留量がともに増加する際、増加感度が両者で異なる可能性 (Kinoshita et al., 2015)<sup>86)</sup> が言及されている。塩ノ平地点と水上北地点とを比較すると、透水係数が 7 倍で比貯留係数は 12 倍となり、水頭拡散率は 0.58 倍となる。仮に破碎帯内部での比貯留量の増加感度が透水係数のそれよりも相対的に高ければ、活動度(破碎頻度)の増加につれ水頭拡散率は低く推移することになるが、現時点で該当する観測事例は見出されていない。

### (4) 流れ次元

亀裂性岩盤における流れ次元は、注水孔のパッカー区間の周辺領域に形成されている流体通路(水みち)の空間的な分布や配向、形状あるいはそれらの連結性等に規定されて決まる対象岩盤に固有な水理パラメーターである。この流れ次元  $n$  の大きさは、GRF モデルで導出された定流量注水の圧力応答解には、注入孔から偏距  $r$  の地点における、水みち内での水圧の経時的な変遷となって現れ、水みち内の圧力を計測している水圧モニタリング孔における計測区間長には影響されない。

表 5.2-1 の解析結果から塩ノ平地点では流れ次元  $n=2.8$  となり、ほぼ三次元流であると解釈される。これは、注水区間の周辺が破碎を受けており、三次元のネットワーク状に水みちが発達していることを表す。一方、水上北地点では、流れ次元  $n=1.6$  のフラクショナル流 ( $1 < n < 2$ , 図 5.2-1) と評価された。これはチャネリングを伴う二次元平面流を想定でき、面的な断層破碎面等に沿った流れが支配的であることを示唆している。

GRF モデルを用いた流れ次元は、国内では岐阜県瑞浪市にある超深地層研究所およびその周辺の調査ボーリング孔において、白亜紀後期の花崗岩や新第三紀中新世の堆積岩を対象とし、1.25~2.00 の範囲の値が得られている(竹内ほか, 2013)<sup>87)</sup>。また国外では、スイスの Grimsel 岩盤研究所の実験坑道内において、結晶質岩を貫く主要断層帯を対象に、1~3 の範囲の様々な値(61 地点の平均は 1.50) が示されている (Brixel et al., 2020)<sup>88)</sup>。

流れ次元の表象として、図 5.2-2 に Follin et al. (2011)<sup>89)</sup> が、GRF モデルの定流量注水時の圧力デリバティブ標準曲線上に表した概念図を示す。同図において、流れ次元  $n=1$  は注入区間を貫くパイプフロー、 $n=2$  は注入孔を中心とする軸対称の放射状流、 $n=3$  は注入区間を中心とする



立方体三次元流として表現される。また図 5.2-1 の (a) ~ (c) には, Brixel et al. (2020)<sup>88)</sup> による亀裂系岩盤の流れ次元に対応する概念を示す。図中の中心丸は注水孔を表しており, 点線は圧力フロントを模式化したものとされる。同図の (d) は亀裂系岩盤での 3 次元流れモデルとして, Acuna et al. (1995)<sup>90)</sup> が示した三次元のフラクチャーネットワークの概念図である。Acuna et al. (1995)<sup>90)</sup> によれば, GRF モデルにおける流れ次元  $n$  は, 水みちのフラクタル次元  $d_f$  と比例関係にあり,  $n=2 \cdot d_f/d_w$  と導かれている。ここで,  $d_w$  は Anomalous transport dimension (邦訳未定のため, 「乖離輸送次元」と呼称する) であり, 水頭拡散率に対応するネットワーク内の圧力拡散速度などとの密接な関連が指摘されている(例えば, Brixel et al., 2020)<sup>88)</sup>。上式より  $d_w=2$  の場合には, GRF モデルにおける流れ次元  $n$  は, 水みちネットワークのフラクタル次元  $d_f$  と一致する。例えば, 図 5.2-1 (d) のフラクチャー密度に対応する流れ次元の大きさは,  $n=d_f=2.78$  となる。

以上から, 水上北地点 ( $n=1.6$ ) の平面的なフラクショナル流に比べ, 塩ノ平地点 ( $n=2.8$ ) では空間的にフラクチャーネットワークが発達している状況が示唆され, 断層破碎部での流れ次元は, 岩盤の破碎程度や活動履歴の相違を反映する重要な指標の一つであるといえる。

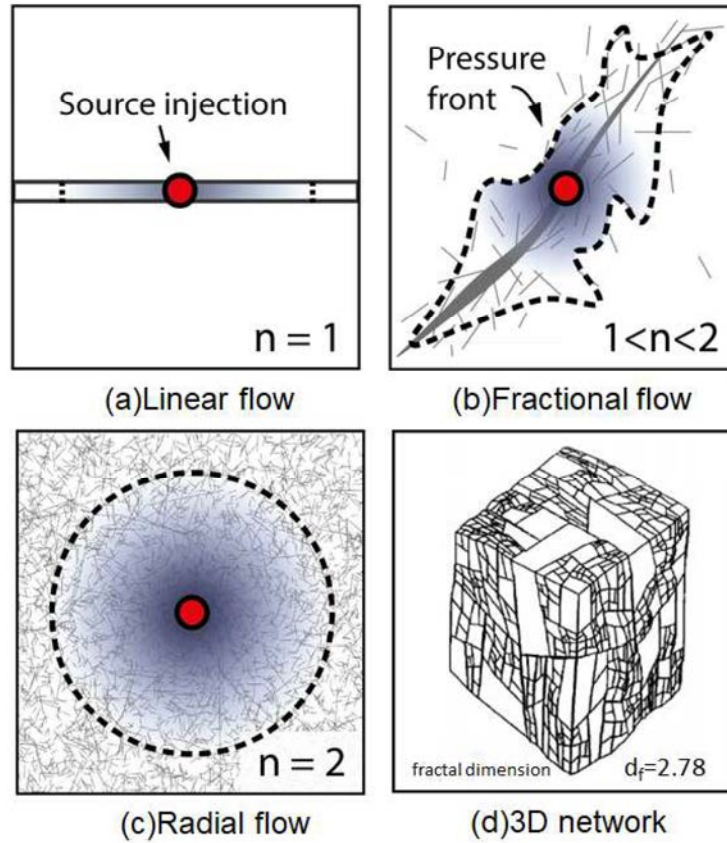


図 5.2-1 亀裂系岩盤における流れ次元に対応する概念図  
 (a) ~ (c) は Brixel et al. (2020)<sup>88)</sup>, (d) は Acuna et al. (1995)<sup>90)</sup> から転載.

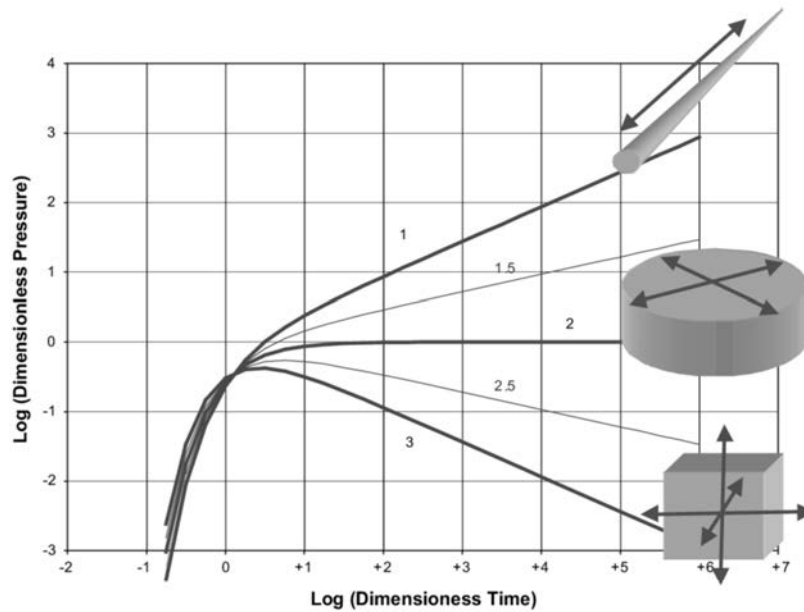


図 5.2-2 GRF モデルの定量注水時における圧力デリバティブ標準曲線上に表した流れ次元の概念図. Follin et al. (2011)<sup>89)</sup> より転載.

### 5.2.2 SIMFIP 試験による断層変位との検討

水理解析に対応する時刻において、SIMFIP プローブにより取得された上・下パッカー間の相対変位データを使用して、同解析で得られた比貯留量や透水係数との対応関係を検討した。

#### (1) 水理解析時の変位データ

図 5.2-3 および図 5.2-4 に、それぞれ塩ノ平地点および水上地点における水理解析時（試験区間 2-III）に対応する SIMFIP 変位計測結果を示す。既に述べたように、両図の縦軸における変位 (mm) は、注水孔に設置された SIMFIP プローブの下部パッカーを基準とする上部パッカーの相対変位量を示している。また色分けした 3 本の変位曲線は、上下パッカー間の相対変位量の直交三成分（東西成分（東向きを正方向）；赤，南北成分（北向きを正方向）；緑，上下成分（上向きを正方向）；青）を表している。

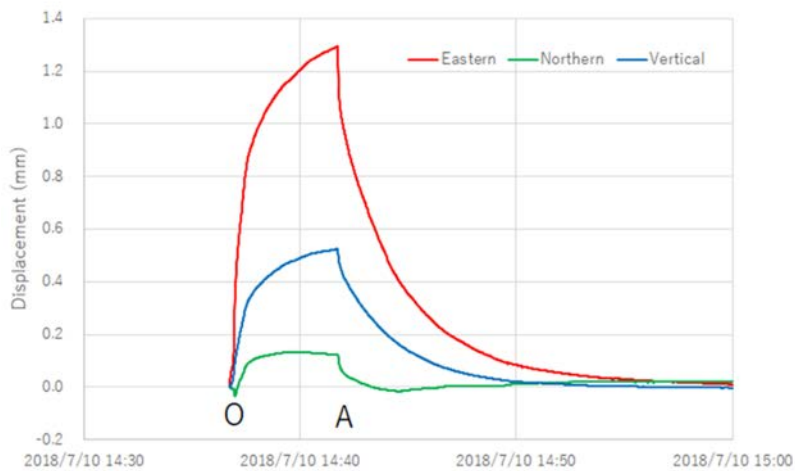


図 5.2-3 変位の直交三成分（塩ノ平地点，試験区間 2-III）  
若濱ほか（2023）<sup>7)</sup> から転載。

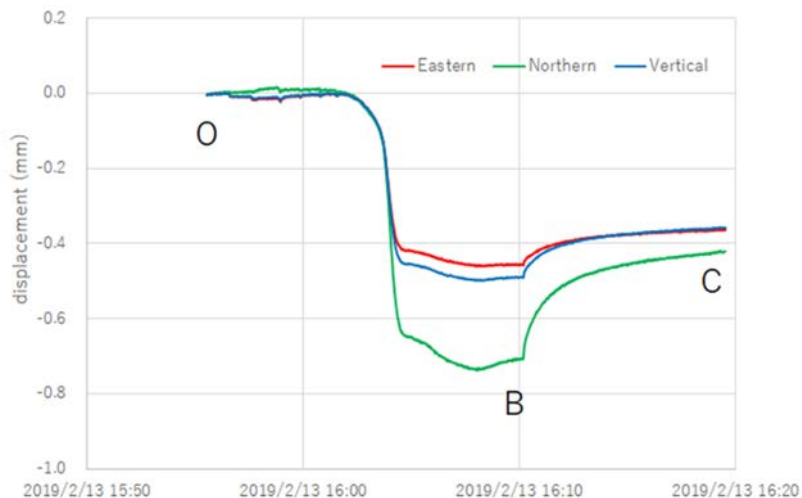


図 5.2-4 変位の直交三成分（水上北地点，試験区間 2-III）  
若濱ほか（2023）<sup>7)</sup> から転載。

さらに、図 5.2-5 および図 5.2-6 には、各地点（図 5.2-3 および図 5.2-4）に対応する変位の 3D トレース（空間軌跡）を描いた。各地点における変位の空間軌跡を見ると、①塩ノ平地点（図 5.2-5）では、注水開始点 O (0, 0, 0) から注水終了点 A (1.2984, 0.1229, 0.5238) に達し、注水停止とともに始点 O に復帰する概ね相互的な軌道を描き、O～A 間の相対変位置量は 1.405mm であった。また、②水上北地点（図 5.2-6）では、注水開始点 O (0, 0, 0) から注水終了点 B (-0.4580, -0.7061, -0.4899) に達し、その後、C (-0.3623, -0.4205, -0.3562) まで復帰した。ここでは、大局的にベクトル OB に沿う直線的な変位挙動を呈し、O～B 間の相対変位置量は 0.974mm であった。

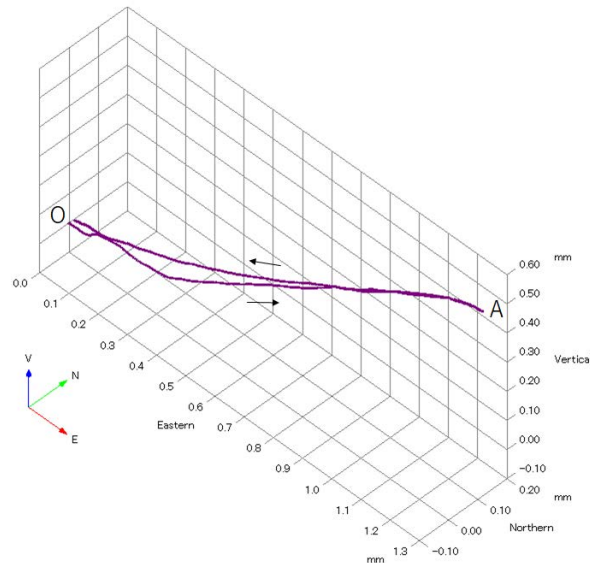


図 5.2-5 変位の空間軌跡（塩ノ平地点，試験区間 2-III）  
若濱ほか（2023）<sup>7)</sup> から転載。

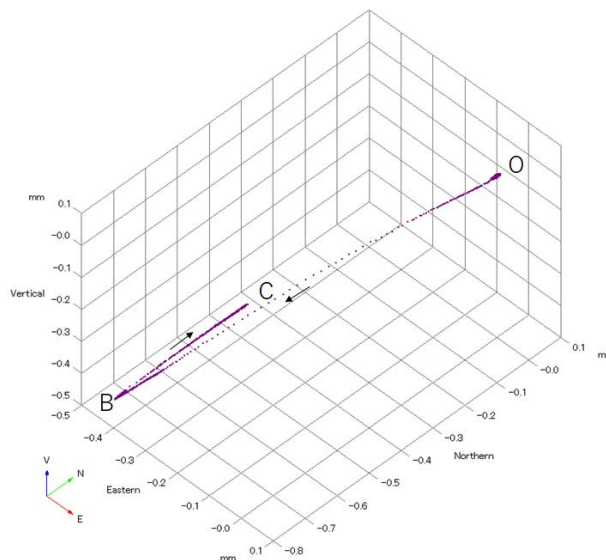


図 5.2-6 変位の空間軌跡（水上北地点，試験区間 2-III）  
若濱ほか（2023）<sup>7)</sup> から転載。



上記①, ②の変位量を各試験区間長で正規化した値は, 試験区間内の水圧増加に伴う 2 点 (上～下パッカー) 間の相対歪であり, それぞれ O→A→O (塩ノ平), O→B→C (水上北) の軌跡に沿う一軸歪に対応している.

(2) 相対歪と比貯留量との対応関係

SIMFIP 試験において観測される上述の相対歪は, 上・下パッカーを端点とする岩盤の一軸歪 ( $\varepsilon_{\text{simfip}}$ ) である. この  $\varepsilon_{\text{simfip}}$  は, 排水性の亀裂ネットワーク内において, 間隙流体の非圧縮性を仮定すると, 水理解析で算定される比貯留量  $S_s$  と以下の関係で結ばれる.

$$S_s = \frac{\delta\zeta}{\delta p} \Big|_{\text{drain}} = \frac{C_m \cdot \varepsilon_{\text{simfip}}}{\alpha_{\text{inv}} \cdot \Delta p} \quad (5.2-1)$$

同式の左辺二項の比貯留量の定義は, Biot および Willis の unjacketed Specific Storage (Wang, 2000)<sup>91)</sup> に相当し,  $\zeta$  は排水条件下での単位岩盤バルク容積あたりの間隙水添加 (もしくは排出) 量であり,  $p$  は間隙水圧である. 水理解析で得られる  $S_s$  は, 最右辺の項に示したように 2 つの係数  $\alpha_{\text{inv}}$  および  $C_m$ , 間隙水圧の増加  $\Delta p$  と  $\varepsilon_{\text{simfip}}$  を用いて表せる.

ここで  $\alpha_{\text{inv}}$  は,  $\zeta$  に対する体積歪  $\varepsilon$  の比率を表わす係数で,

$$\alpha_{\text{inv}} = \frac{\varepsilon}{\zeta} \Big|_{\text{drain}} \quad (5.2-2)$$

と表記できる. 同係数は, 形式上は, ポロ弾性学でよく知られている Biot-Willis 係数  $\alpha_B (= \zeta/\varepsilon|_{\text{drain}})$  の逆数に他ならないが, この  $\alpha_B$  が室内試験等において岩石供試体に  $\varepsilon$  を加えた際の  $\zeta$  の計測値から評価されるのに対し, 式 5.2-1 の  $\alpha_{\text{inv}}$  の方は逆に注水により  $\zeta$  を与えた際の  $\varepsilon$  の応答より算定するという点で物理的な定義が異なる.

もう一つの係数である  $C_m$  は, 体積歪  $\varepsilon$  と  $\varepsilon_{\text{simfip}}$  を関係づける係数で

$$\varepsilon = C_m \cdot \varepsilon_{\text{simfip}} \quad (5.2-3)$$

と書ける. 同係数は, 変位 (歪) の並進自由度を規定するフラクチャーネットワークの形状係数であり  $C_m=1, 2, 3$  の整数値をとる. 図 5.2-7 に,  $C_m$  の概念としての立方体形状の不透水性マトリックス部と層状～格子状のフラクチャー群から構成される岩盤ブロックモデルを示す.

SIMFIP プローブでの任意の向き of 軸歪計測値  $\varepsilon_{\text{simfip}}$  が, 同図の軸歪  $\varepsilon_1$  (任意方向) に対応する場合, このときの体積歪  $\varepsilon$  は直交歪三成分の合計として,  $\varepsilon=\varepsilon_1+\varepsilon_2+\varepsilon_3$  で与えられる. 岩盤が  $C_m=1$

(図 5.2-7 の (A)) の場合には, 間隙水圧の増減に伴い, フラクチャー平面の法線方向にのみ歪  $\varepsilon_1$  が生じる ( $\varepsilon_2=\varepsilon_3=0$ ) ため, 軸歪  $\varepsilon_1$  は体積歪  $\varepsilon$  と一致する. 一方,  $C_m>1$  ( $=2, 3$ ) の岩盤

(図 5.2-7 の (B) および (C)) の場合には等方性 ( $\varepsilon_1=\varepsilon_2=\varepsilon_3$ ) の条件下において, 軸歪  $\varepsilon_{\text{simfip}}=\varepsilon_1$  と, 体積歪  $\varepsilon$  には式 5.2-3 の関係が成り立つ. なお, この  $C_m$  は界面化学の分野においては高分子構造体の形状係数に相当する臨界充填パラメーター (Critical packing parameter) (尾関・岩橋,

2018)<sup>92)</sup>として知られており、 $C_m$ はこの逆数と等価である。以上から、SIMFIP試験で計測された変位から算定される軸歪と水理解析で算定された比貯留量を、式 5.2-1 を用いて対比することにより、 $\alpha_{inv}$ および $C_m$ を決定することができる。

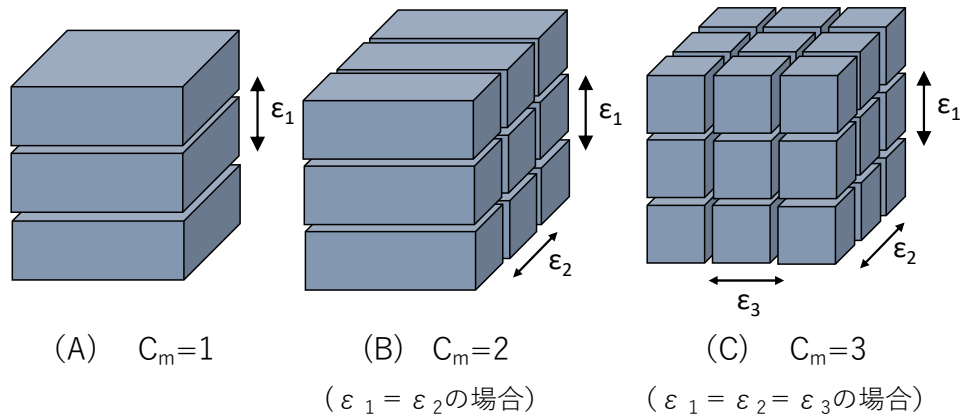


図 5.2-7 岩盤ブロックモデルにおけるフラクチャーネットワーク形状の違いに対する、変位並進自由度  $C_m$  の概念 (若濱ほか, 2023<sup>7)</sup> から転載)

表 5.2-2 に SIMFIP 試験結果による注水時における平均軸歪 ( $\varepsilon_{simfip}$ ) と同歪を発生させる間隙水圧増加 ( $\Delta p$ ) の比から算定される  $\varepsilon_{simfip} / \Delta p$  (記号  $S_d$ ; 一軸膨張係数と呼称) および第 5.2.1 項の水理解析から算定された比貯留量  $S_s$  並びに両者の比より求まる係数  $\alpha_{inv}$  および  $C_m$  を載せた。特筆すべきは、両地点におけるこれら変位自由度  $C_m$  の値の相違である。 $C_m$  は理論的に 3 が上限となり最も近い整数値に丸めると、塩ノ平地点では  $C_m=3$ 、水上北地点では  $C_m=1$  と求まる。水上北地点では、図 5.2-7 (A) のような概念の、単一もしくは複数の層状 (2D) のフラクチャー面が卓越し、その法線方向に歪が生じる水理場が想定される。一方で、塩ノ平地点では図 5.2-7 (C) のような三軸方向の歪自由度があり、例えば図 5.2-1 (d) に示したような、3 次元ネットワーク状のフラクチャーが水みちとして発達している状態が推定される。これらの  $C_m$  の違いとそれに対応するフラクチャー構造の相違は、水理解析で導出された両地点の流れ次元に基づくフラクチャー構造の相違と見事に調和している。表 5.2-2 の  $\alpha_{inv}$  が 1 にならない理由は、体積歪に対する間隙水の過剰充当もしくは過少充当に起因すると見られる。ただし、同表の  $\alpha_{inv}$  の算定値が 1 とならないのは、独立した 3 つの計測値である、変位、水圧および流量の計測精度に相応する誤差が重畳していることも考えられた。これらの計測精度が最大で、変位が  $\pm 10 \mu m$ 、水圧が  $\pm 0.1 mH_2O$ 、流量が  $\pm 2\%$  であることを用いて  $\alpha_{inv}$  を算定すると、 $\alpha_{inv}$  はそれぞれ塩ノ平地点で 0.74~0.77、水上北地点で 1.14~1.20 の範囲に含まれる。このことから、含水率増加に対する体積歪の比  $\alpha_{inv}$  は有意な値として塩ノ平地点では 1 より小さく、水上北地点では 1 より大きい。 $\alpha_{inv} < 1$  である塩ノ平地点では、一定の体積歪に対し、間隙水が過剰充当され、岩盤マトリックス部分が圧縮されている状況が想定される。これに対する一つの解釈として、水みちの断層面やフラクチャー面沿いに断層粘土などが介在し、水みちが内部から圧力を受け

て塑性変形する状況が予想される。一方、 $\alpha_{inv} > 1$  の水上北地点では、体積歪に対する間隙水が過少充当であり、図 5.2-8 に示すように注水間隙が一定の開口幅の中で不均質に偏向し、あるいはチャンネルングする状況が想定される。同状況は、まさに水理解析で導出された水上北地点における流れ次元  $n=1.6$  が表わすフラクタル流の概念 (図 5.2-1 (b)) とよく一致している。以上から、SIMFIP 試験において観測される相対歪と同時刻で得られる流量-圧力の水理解析結果の対比により、本試験に特有なポロエラスティカルな 2 つの係数が導出された。これらの係数は水理解析の妥当性を側面から支持し、本事象における水理・力学連成関係の成立を裏付ける重要な指標であると考えられる。

表 5.2-2 一軸膨張係数 (変位検討) と比貯留量 (水理解析) との対比から評価された変位自由度および含水率/体積歪比の値 (若濱ほか, 2023<sup>7)</sup> から転載)

パラメータ	記号	単位	地点 (試験)	
			塩ノ平 (試験区間2-Ⅲ)	水上北 (試験区間2-Ⅲ)
平均軸歪	$\epsilon_{simfip}$	-	$2.48 \times 10^{-4}$	$2.16 \times 10^{-4}$
平均間隙水圧増加	$\Delta p$	mH <sub>2</sub> O	25.933	56.675
一軸膨張係数	$S_d$	1/m	$1.0 \times 10^{-5}$	$3.8 \times 10^{-6}$
比貯留量(水理)	$S_s$	1/m	$3.8 \times 10^{-5}$	$3.3 \times 10^{-6}$
体積膨張係数	$C_m \cdot S_d$	1/m	$2.9 \times 10^{-5}$	$3.8 \times 10^{-6}$
変位自由度	$C_m$	-	3	1
体積歪/含水率	$\alpha_{inv}$	-	0.76	1.15

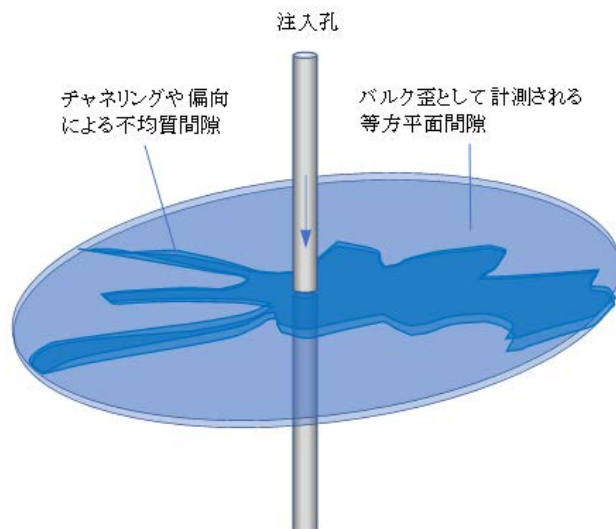


図 5.2-8 水上北地点における不均質な流体間隙の形成概念 (若濱ほか, 2023<sup>7)</sup> から転載)

## (3) 体積歪とそのヒステリシス特性

図 5.2-9 に塩ノ平地点（寒色系）と水上北地点（暖色系）における，間隙水圧増加  $\Delta p$  と一軸歪  $\epsilon_{simfip}$  から換算された体積歪  $\epsilon$  ( $C_m \cdot \epsilon_{simfip}$ ) の関係を示す．図から明らかなように，両地点における間隙水圧と体積歪の相関は著しく異なり，昇圧時と降圧時では体積歪の推移には非対称なヒステリシスが認められる．間隙水圧の増減に伴いフラクチャーが弾性的に開閉する岩盤では，このようなヒステリシスは存在せず，間隙水圧変化と体積歪の関係は直線的な挙動を示す．したがってこれらの地点では，フラクチャーの開閉挙動にはヒステリシスを生む粘弾性ととも非対称性の要因としての不可逆な摩擦や降伏を伴う塑性のメカニズムも関与していることが示唆される．図 5.2-9 の原点を通る割線勾配に相当する体積膨張係数 ( $C_m$  と  $S_d$  の積) の値は，前述のように塩ノ平地点の方が水上北地点よりも 8 倍程大きい (表 5.2-2 参照)．これは断層活動に伴う間隙水圧の上昇が同じ場合にも，塩ノ平地点の方が水上北地点よりも発生する体積歪の増加が一桁近く大きいことを直接計測に基づき確認した事例となる．また，同図のヒステリシス曲線について，塩ノ平地点では記号 ORAaO で囲まれる部分の面積は，注水により体積歪が最大値 (A 点) に達するまでの，単位体積あたりの投与エネルギー量 (=205 J/m<sup>3</sup>) であり，記号 aAOa で囲まれる部分の面積は，注水停止後の圧力回復に伴う体積歪エネルギー復元量 (=95 J/m<sup>3</sup>) を示す．よって，ヒステリシス・ループ ORAO で囲まれた部分の面積は，単位体積あたりの岩盤が最大体積歪に達するまでに消費する体積歪エネルギー量 (=110 J/m<sup>3</sup>) に相当する．同様に水上北地点では，記号 OSBbO で囲まれる面積は，単位体積あたりの投与エネルギー量 (=381 J/m<sup>3</sup>) である．なお同地点では，体積歪が注水以前に復元しないまま (点 C) 試験を終了しているが，十分に時間が経過し，曲線が図 5.2-9 の一点鎖線 (CO ; 灰色) で示す軌跡で原点に回帰し，ループが閉じる際には，記号 bBCOb で囲まれる部分の面積が，復元エネルギー量 (=167 J/m<sup>3</sup>) となり，OSBCO で囲まれる面積が，消費する体積歪エネルギー量 (=214 J/m<sup>3</sup>) に相当する．上述の体積歪エネルギー消費量を，例えば間隙水圧 1 MPa 上昇時の体積歪増加が 0.1%あたり (比体積歪エネルギー消費と呼称：記号  $\xi$  で記す) に換算すると，塩ノ平地点では， $\xi=117$  J/m<sup>3</sup> となり，水上北地点では， $\xi=421$  J/m<sup>3</sup> と算定される．したがって，外部からの圧力エネルギーの供給に対し，同一の体積歪を発生させるために必要とされる岩盤単位体積あたりエネルギーは，水上北地点の方が塩ノ平地点に比べ 4 倍程大きくなる．両者の差異は，断層変位に対するエネルギー効率の目安を与えるものと考えられ，仮に断層破壊までの強度とひずみ蓄積速度が同一とすると，塩ノ平地点に比べて水上北地点の方が地震を起こすのにより大きなエネルギーを要すると予想される．



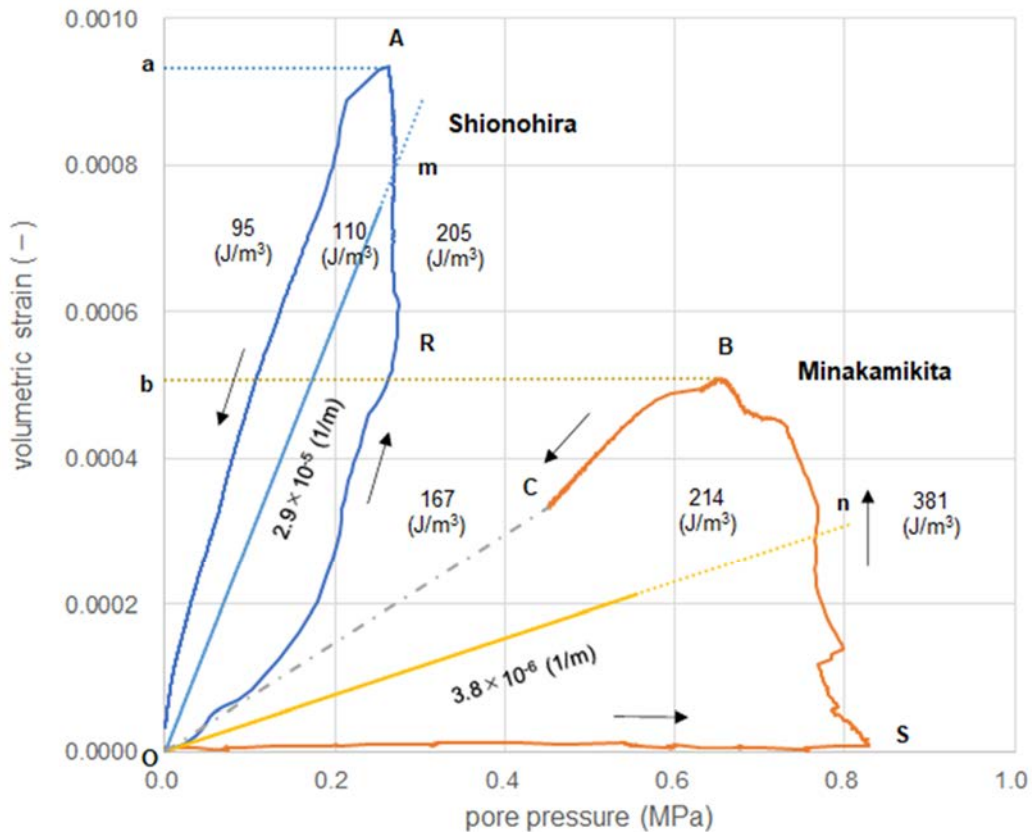


図 5.2-9 間隙水圧変化に対する体積歪 ( $C_m$  と  $\epsilon_{simfp}$ ) のヒステレシス特性の相違  
寒色系統；塩ノ平地点，暖色系統；水上北地点（若濱ほか, 2023<sup>7)</sup> から転載）

(4) 透水係数と体積歪の関係

図 5.2-7 の岩盤ブロックモデルに現れる単一の平行（直交）割れ目は、Irmay の亀裂モデル (Bear, 1988)<sup>93)</sup> により、式 5.2-4 のように水理学的開口幅  $e$  を用いて、割れ目の透水係数（記号  $k_f$ ）との関係が求められている。

$$k_f = \frac{\rho_w \cdot g \cdot e^2}{12\mu} \tag{5.2-4}$$

ここで、 $\rho_w$  は水の密度、 $g$  は重力加速度、 $\mu$  は水の粘性係数である。さらに石井ほか (2002)<sup>94)</sup> に従うと、岩盤ブロック全体としての透水係数  $k_r$  は式 5.2-4 の亀裂の透水係数を用いて、式 5.2-5 から計算できる。

$$k_r = \frac{\sum V_f}{V} \cdot k_f \tag{5.2-5}$$

ここで、 $V$  は岩盤のバルク体積、 $V_f$  は割れ目の体積である。式 5.2-5 の体積歪  $\Sigma V_f/V$  を、 $C_m=1$  (水上北地点) および  $C_m=3$  (塩ノ平地点) に対し、岩盤ブロック辺長  $L$  および単位辺長あたりの亀裂数密度  $N$  を用いて表すと、

$$C_m=1 : \frac{\Sigma V_f}{V} = \frac{(L+e \cdot N) \cdot L^2 - L^3}{L^3} = \frac{e \cdot N}{L}$$

$$C_m=3 : \frac{\Sigma V_f}{V} = \frac{(L+e \cdot N)^3 - L^3}{L^3} = \frac{3e \cdot N}{L} + \frac{3e^2 \cdot N^2}{L^2} + \frac{e^3 \cdot N^3}{L^3} \approx \frac{3e \cdot N}{L}$$

と書けて、

$$k_f = C_m \cdot \frac{e \cdot N}{L} \quad (5.2-6)$$

となり、体積歪は式 5.2-3 と同様に  $C_m$  値と軸歪  $eN/L$  の積で表わされ、式 5.2-4、式 5.2-5 および式 5.2-6 を用いて、

$$k_r = C_m \cdot \frac{e \cdot N}{L} \cdot \frac{\rho_w \cdot g \cdot e^2}{12\mu} \quad (5.2-7)$$

と導かれる。

#### (5) 透水係数のバックグラウンド

表 5.2-3 に塩ノ平地点および水上北地点におけるボーリングコア室内三軸透水試験および注水孔における原位置透水試験 (注水スラグ法) による透水係数を、SIMFIP 試験実施前のバックグラウンド値として、SIMFIP 試験における透水係数と併せて掲載した。塩ノ平地点の注水孔の SIMFIP 試験区間 (12.8~17.3m) は、深度 14.28m を境に上部には礫岩が、下部には結晶片岩が分布しており、試験区間は両者にまたがっている。これらのマトリックス部の透水係数は、三軸透水試験のデータから、上部の礫岩では水上北地点における同準同相の礫岩で  $4.28 \times 10^{-10}$  m/s と測定されている。また、下部の断層角礫では  $10^{-11}$  オーダーである。一方、SIMFIP 試験実施前のスラグ試験の結果、透水係数は  $1.3 \sim 1.6 \times 10^{-7}$  m/s と求めた。したがって、同試験区間の透水係数は、母岩の透水性というよりはむしろ、難透水性の母岩中に発達するフラクチャーネットワークに左右されると考えられる。SIMFIP 試験前の透水係数はスラグ試験平均から  $1.5 \times 10^{-7}$  m/s とした。一方、水上北地点では、図 3.12-5 の注水履歴のグラフからも見て取れるように、ポンプ送水開始当初は、一定注水圧下では流量計の測定下限 ( $2 \times 10^{-8}$  m<sup>3</sup>/s) を超えるまでの有意な注水は発生しない。その後、階段状の注入圧力が約 0.8 MPa (約 82 mH<sub>2</sub>O) を超過した時点で、変位 (ブレイクスルー) が発生し注水が可能となった。この条件から、水上北地点の試験区間では、定圧注水における Hvorslev の式 (Schreiner and Kreysing, 1998)<sup>95)</sup> に従って透水係数を算定すると  $6.0 \times 10^{-11}$  m/s と求まる。これは試験区間内コア (21.93~22.0m) における三軸透水試験で得られた透水係数 (表 5.2-3) とほぼ一致する。したがって、SIMFIP 試験前の試験区間の透水係数は、 $6.0 \times 10^{-11}$  m/s とした。

表 5.2-3 室内三軸透水試験，原位置透水試験における透水係数のバックグラウンドと SIMFIP 試験の対比（若瀨ほか（2023）<sup>7)</sup> から転載）

地点名	種別	対象	深度		透水係数
			GL-m		m/s
塩ノ平	室内三軸透水試験	断層角礫(ガウジ質)	16.00	16.07	$3.98 \times 10^{-11}$
		断層角礫(結晶岩質)	23.0	23.07	$1.01 \times 10^{-11}$
	注水孔(SFS-1)	スラグ試験(曲線一致法)	5.5	30.0	$1.6 \times 10^{-7}$
		スラグ試験(直線勾配法)			$1.3 \times 10^{-7}$
	孔間	SIMFIP試験(2-Ⅲ)	12.8	17.3	$1.2 \times 10^{-6}$
水上北	室内三軸透水試験	礫岩	18.07	18.14	$4.28 \times 10^{-10}$
		断層角礫	21.93	22.00	$5.23 \times 10^{-11}$
		結晶片岩(角礫質)	24.43	24.50	$2.63 \times 10^{-11}$
	注水孔(MFS-1)	スラグ試験(曲線一致法)	16.0	30.6	$3.5 \times 10^{-8}$
		スラグ試験(直線勾配法)			$3.7 \times 10^{-8}$
	孔間	SIMFIP試験(2-Ⅲ)	21.65	23.60	$1.7 \times 10^{-7}$

(6) 透水係数と有効間隙率の増加に対応する亀裂分布の推定

前掲の式 5.2-6 の  $C_m \cdot e \cdot N/L$  は，単位バルクあたりの亀裂内に含まれる水の比率としての含水率（有効間隙率）で表すと， $C_m$  と  $\epsilon_{simfip}$  と  $\alpha_{inv}$  を用いて，

$$C_m \cdot \frac{e \cdot N}{L} = C_m \cdot \frac{\epsilon_{simfip}}{\alpha_{inv}} \tag{5.2-8}$$

と書ける．SIMFIP 試験時の透水係数は，塩ノ平地点では堆積岩と結晶片岩を跨いだ試験区間において，また水上北地点では，結晶片岩のみを対象とする試験区間において評価されている．したがって，塩ノ平地点では透水係数は試験区間上部側に分布する堆積岩層のマトリックス部分の影響を受けている可能性がある．しかしながら，このマトリックス部の透水性がどの程度影響を与えるかは不明であるため，ここでは試験区間全体において，マトリックス部を不透水性とし，透水係数は等価的に上述のモデルを適用し，亀裂の開口幅と亀裂数密度により支配されるものとした．

ここで式 5.2-6 および式 5.2-7 から，塩ノ平地点（試験前，試験区間 2-Ⅲ）および水上北地点（試験前，試験区間 2-Ⅲ）に対応する亀裂数密度とその開口幅を算定すると，表 5.2-4 の組み合わせが得られる．算定結果から，塩ノ平地点（試験区間 2-Ⅲ）では，SIMFIP 試験の注水によって，三次元の亀裂ネットワークの開口幅が試験前の約 1.5 倍となり，亀裂数密度が約 2 倍に増加している．一方，水上北地点（試験区間 2-Ⅲ）では，注水により平面状の亀裂の開口幅が約 10 倍に増加しているものの，亀裂数密度には注水試験前後で大きな変化は生じなかった．

表 5.2-4 透水係数と有効間隙率の導出値から求められる亀裂開口幅と密度の推定値（若濱ほか（2023）<sup>7)</sup> から転載）

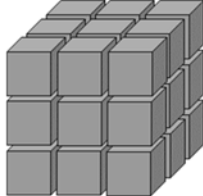
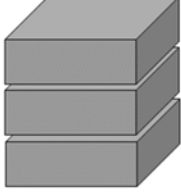
項目	単位	塩ノ平地点		水上北地点	
		SIMFIP試験前	SIMFIP試験時	SIMFIP試験前	SIMFIP試験時
透水係数	m/s	$1.5 \times 10^{-7}$	$1.2 \times 10^{-6}$	$6.0 \times 10^{-11}$	$1.7 \times 10^{-7}$
$\varepsilon_{\text{simfip}} / \alpha_{\text{inv}}$	—	$1.57 \times 10^{-4}$	$4.71 \times 10^{-4}$	$1.20 \times 10^{-5}$	$2.00 \times 10^{-4}$
$\Delta(\varepsilon_{\text{simfip}} / \alpha_{\text{inv}})$	—	$3.14 \times 10^{-4}$		$1.88 \times 10^{-4}$	
亀裂開口幅(e)	$\mu\text{m}$	20	32	3	32
亀裂数密度(N)	条/m	8	15	5	6
	条/m <sup>3</sup>	24	45	5	6
C <sub>m</sub> 値	—	3		1	
亀裂概念図	—				

表 5.2-4 の結果から、塩ノ平地点では活動履歴で形成された断層破碎部中に潜在する試験前の三次元亀裂ネットワークを開始点とし、試験時の加圧注水により開口幅を増し、リアクチベートとともにさらに亀裂数密度を増しながら、有効間隙率（および体積歪）が増加する状況が予想できる。一方、水上北地点では、試験区間内を横切る低密度の難透水性の狭小割れ目が、その数を試験前より概ね維持したままで、加圧透水により平板状に押し広げられる状況を示唆している。このような間隙水圧上昇に伴う亀裂の開口特性の相違は、断層活動履歴の相違と密接に関連している可能性を示している。

以上の一連の検討に基づく考察や諸パラメーターの算定結果は、透水係数がフラクチャー・ネットワーク形状を表わす C<sub>m</sub> 値とともに透水亀裂の開口変位の帰結としての体積歪と密接に関連していることを定量的に示している。したがって図 5.2-9 などを勘案すると、透水係数は体積歪を介して、比貯留量に相応する体積膨張係数や間隙水圧と相互にカップリングしている状況が、実際の原位置計測の結果に基づいて明瞭に把握されたといえる。このことは、いままでのコンベンショナルな水理試験では知り得なかった重要な成果であると考えられる。

### 5.2.3 破碎帯中に発達した面構造の検討

塩ノ平地点および水上北地点のコア試料には、断層ガウジ、断層角礫、カタクレーサイトなどの脆性断層岩が確認され、断層運動による多数の面構造が確認された。これらは注水による水みちとして機能する可能性が高いことから、面構造の走向・傾斜を測定し流れ次元との関係を検討した。面構造の測定はコア試料の状態を考慮し、塩ノ平地点の SFS-2 孔と水上北地点の MFS-1 孔から得られたボーリングコアで実施した。また、断層運動で形成された面構造に焦点



を当てるため、断層破碎帯主要部の面構造を測定することとし、SFS-2 孔は深度 16.00 m～19.00 m、MFS-1 孔は深度 20.00 m～24.00 m を測定区間とした。塩ノ平地点では 42 条、水上北地点では 55 条の面構造の姿勢を測定し、図 5.2-10 に両地点における面構造の極のステレオ投影を示した。塩ノ平地点では面構造の極は NE 方向に集中し、 $34^{\circ}$ ～ $82^{\circ}$ の範囲で傾斜している。SFS-2 孔の主断層面の走向・傾斜は  $N32^{\circ}W \cdot 72^{\circ}SW$  (深度 16.42m) であることから、主断層面と姿勢が類似する面構造が多く発達している。水上北地点では MFS-1 孔は傾斜角  $50^{\circ}$ の不定方位ボーリングであることから、ボアホール TV 画像を参考にコア掘削時の方位を復元し、面構造を測定した。その結果、面構造の極は E-W 方向に集中し、傾斜角  $55^{\circ}$ ～ $89^{\circ}$ で共役的に分布した。主断層面の走向・傾斜は  $N9^{\circ}E \cdot 85^{\circ}NW$  (深度 22.96m) であり、塩ノ平地点と同様に主断層面に調和的な面構造が発達している。なお、両地点に共通して測定した面構造の固結度は低く、カッターやピンセットで剥がすことにより条線が確認できた。面構造の幾何学的な分布を比較するために、三次元球面上に面構造の極をプロットした(図 5.2-11)。両地点を比較すると、水上北地点では E-W 方向に一定の範囲内で極が集中し、一軸対称となる分布を示すのに対し、塩ノ平地点では図 5.2-10 における NE 方向と SW 方向の極がそれぞれでクラスターを形成し、対称軸が個別に 2 つ存在する分布を示す。全体的に見ても水上北地点において極のまとまりが良く、塩ノ平地点に比べて定向性のよい面構造が形成されていると言える。これは、流れ次元が塩ノ平地点で 2.8、水上北地点で 1.6 となった事実と矛盾せず、断層運動により形成された不連続面のみを考慮した場合、水上北地点に比べて塩ノ平地点でより三次元的な水みちが発達する様子を反映している。

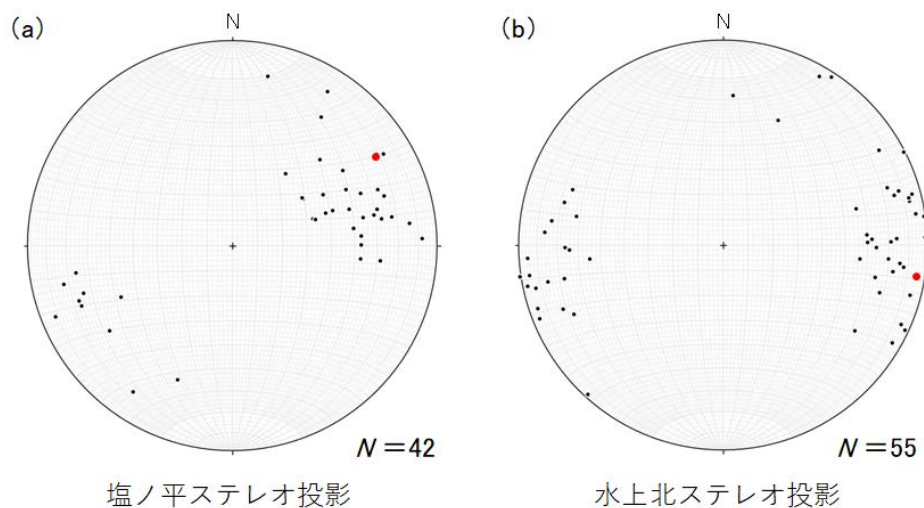


図 5.2-10 断層破碎帯中に発達した面構造の極のステレオ投影 (下半等積投)  
 (a) 塩ノ平地点 SFS-2 孔, (b) 水上北地点 MFS-1 孔. 赤いプロットはそれぞれの地点における主断層面を示す. Rick Allmendinger の Stereonet 11 を使用. 若濱ほか (2023)<sup>7)</sup> から転載.

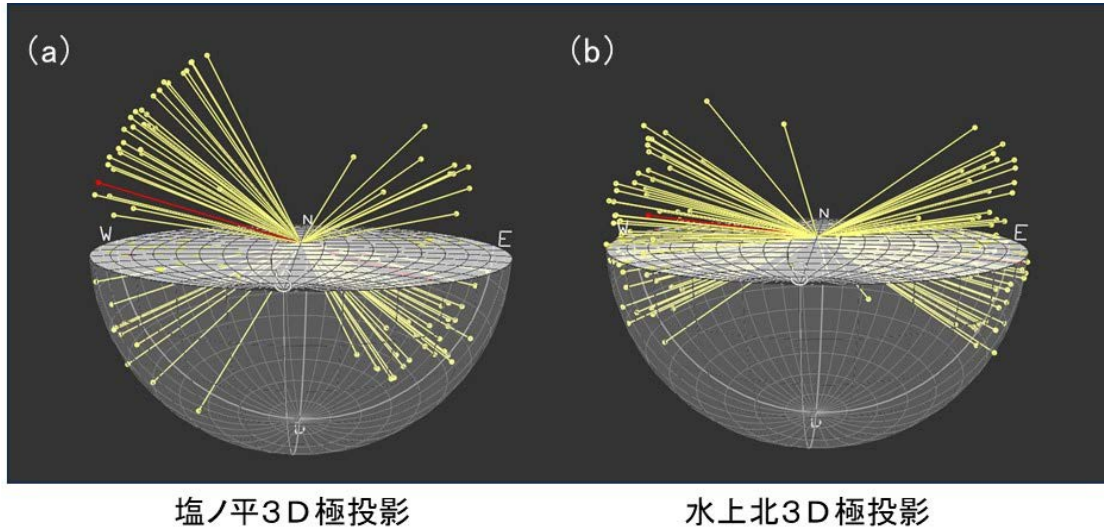


図 5.2-11 断層破碎帯中に発達した面構造の極の三次元分布

(a) 塩ノ平地点 SFS-2 孔, (b) 水上北地点 MFS-1 孔. 赤線はそれぞれの地点における主断層面を示す. Rick Allmendinger の Stereonet 11 を使用. 若濱ほか (2023)<sup>7)</sup> から転載.

破碎帯コアで確認された上端および下端の面構造について, コア試料の中軸と面構造の交点の深度を測定することにより, 面構造の密度を算定した. 塩ノ平地点では SFS-2 孔の深度 16.04 m~18.97 m において 42 条の面構造が発達し, その密度は 14.3 条/m となる. また, 水上北地点では MFS-1 孔の深度 20.20 m~23.89 m において 55 条の面構造が発達し, その密度は 14.9 条/m となる. 断層運動によって形成された面構造の密度は両地点でほぼ等しい値となることから, 両地点における流れ次元は面構造の密度よりも面構造の姿勢に大きく影響されると考えられる. また, 表 5.2-4 で示した水理解析による SIMFIP 試験時の亀裂数密度が塩ノ平地点では 15 条/m となっていることから, 塩ノ平地点では断層運動で形成された面構造が透水しやすい一方で, 水上北地点では全ての面構造が水みちとして機能するわけではないことがうかがえる. これは塩ノ平断層 (塩ノ平地点) と車断層 (水上北地点) の活動性の違いを反映している可能性があり, 過去複数回に及ぶ断層運動によって, 塩ノ平地点における破碎帯が水上北地点に比べてより弱化したものと考えられる.

### 5.3 数値解析

#### 5.3.1 塩ノ平地点と水上北地点の水理力学的応答の比較

数値解析では, 塩ノ平地点と水上北地点で水理力学的再活性化メカニズムが大きく異なることがわかった (図 5.3-1). 再活性化状態における両断層の破壊モデルは, 塩ノ平断層ではクローンセン断破壊 (図 5.3-1 (c)), 車断層では引張破壊 (図 5.3-1 (d)) によって表現される. ここでは試験深度が浅いことをふまえ, 両断層での破壊は地表まで伝播したものと計算した.

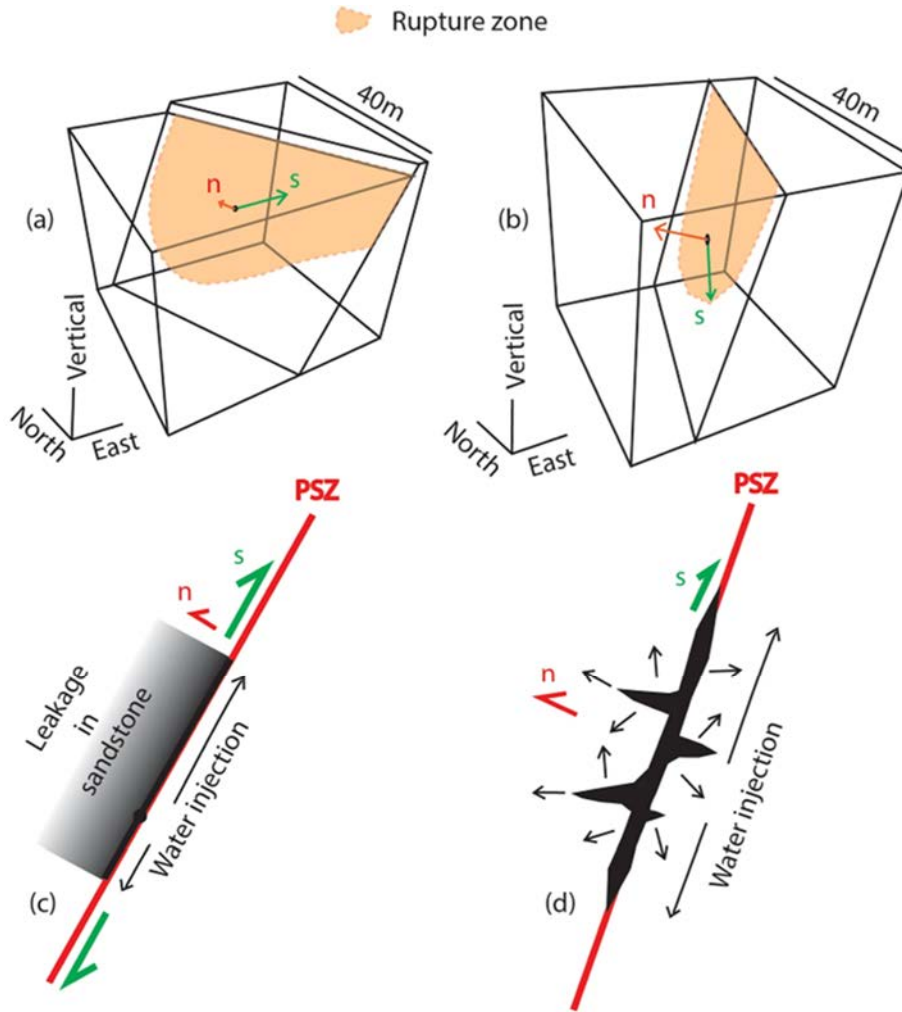


図 5.3-1 塩ノ平地点と水上北地点の破断メカニズム

(a) 塩ノ平, (b) 水上北で計算された破壊帯と断層の法線変位  $n$  とせん断変位  $s$ . 解釈された破断メカニズム, (c) 塩ノ平地点, (d) 水上北地点 (注水は黒字, PSZ は主せん断帯). Guglielmi et al. (2021)<sup>5)</sup> から転載.

破壊状態の違いは、2つの断層で計算された法線変位とせん断変位の大きな違いを説明している。塩ノ平断層のせん断変位は法線変位の約10倍であり、せん断によるダイラタント破壊（破碎帯の膨張を伴う破壊）とよく一致する。現地で測定されたせん断のほとんどは、数値モデル上のPSZのすべりによって説明される。水上北地点では、せん断変位と法線変位は同じオーダーで表される。また、数値モデルは、注入孔から離れている断層の破壊伝播を表す[15:56-16:36]の変位曲線を十分に再現していない。複数の自然平面の活性化と流体駆動フラクチャーの生成を考慮することで、モデル結果と現地計測結果がより一致したことから、水上北地点におけるせん断変位はPSZのすべりだけでは説明できないことが示唆される。

有効応力の変化は2つの地点で異なり、地表付近の応力状態よりも断層帯の特性の違いに関連している可能性がある。塩ノ平地点の法線応力とせん断応力の変化は、 $14^\circ$ の低い摩擦角と粘着力がないことによって、試験終了時に小さくなっている。一方で水上北地点では、高い摩擦

角（18°）と粘着力（0.4 MPa）があり，断層が再活性化するためには大きな有効応力を必要とする．また，試験終了時には断層パッチにおける法線応力とせん断応力はほぼゼロに低下する．

### 5.3.2 断層深部における摩擦変化推定のための変位逆解析

断層内の流体圧が変化したときに断層のせん断変位が摩擦特性に与える影響を理解するために，第 3.13 節で示した数値解析と逆解析アプローチを比較した．Guglielmi et al. (2015<sup>40</sup>), 2015<sup>41</sup>) で開発されたアプローチに従い，断層は図 5.3-2 に示す一次元ばね-スライダモデルで表現した．また，表 5.3-1 に示す連立微分方程式を解くことで，流体の浸透によるせん断変位を算出した．

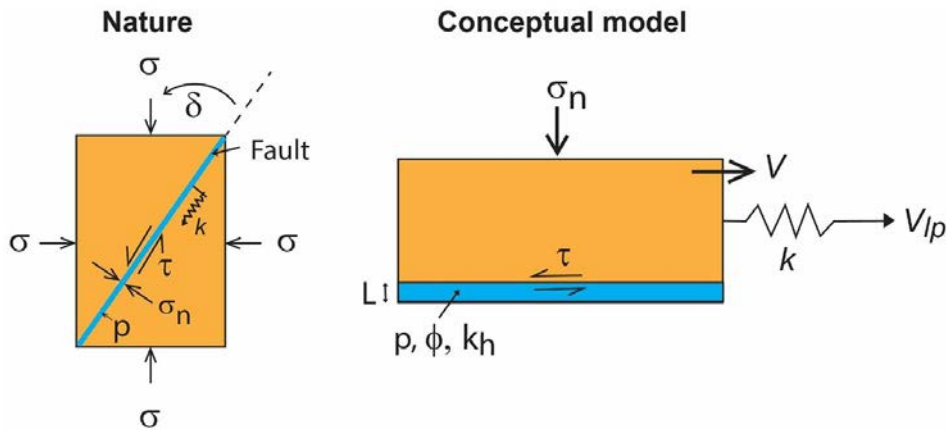


図 5.3-2 断層に透水した場合の一次元ばね-スライダモデルの概念図  
Guglielmi et al. (2021)<sup>5)</sup> から転載．



表 5.3-1 流体の浸透によるせん断変位計算のための連立微分方程式

速度・状態依存摩擦則	$\frac{\tau(\theta, V)}{\sigma_n} = \mu(\theta, V) = \mu_o + a \ln\left(\frac{V}{V_o}\right) + b \ln\left(\frac{V_o \theta}{D_c}\right)$
エイジング則	$\frac{d\theta}{dt} = 1 - \frac{V\theta}{D_c}$
弾性カップリング	$\frac{d\mu}{dt} = k(V_{tp} - V)$
流体圧	$\frac{dp}{dt} = \frac{\left(\frac{\varepsilon}{\theta} \frac{d\theta}{dt}\right) + \left(\frac{k_h}{\eta L^2} (P - P_o)\right)}{\varphi(\beta_\varphi + \beta_w)}$
せん断変位速度	$V = V_o \exp\left[\frac{k(u_{tp} - u)}{\sigma_n - p} - \mu_o - b \ln\left(\frac{V_o \theta}{D_c}\right)\right] \cdot a$
せん断変位	$s(t) = V_o \int_0^t \exp\left[\frac{k(u_{tp} - u)}{\sigma_n - p} - \mu_o - b \ln\left(\frac{V_o \theta}{D_c}\right)\right] \cdot a \cdot \Delta t$

$V_{tp}$	等速下における荷重点の移動(変位 $u_{tp}$ )	$t$	時間
$k$	ばね剛性	$\Delta t$	時間の変位
$V$	スライダーの速度(変位 $u$ )	$\varepsilon$	せん断増粘性係数
$\mu$	摩擦係数	$\varphi$	空隙率
$\mu_o$	参照すべり速度( $V_o$ )における参照摩擦係数	$k_h$	浸透性
$D_c$	臨界摩擦距離	$\eta$	流体の動的粘度
$a, b$	無次元の速度・状態依存摩擦則パラメーター	$\beta_\varphi$	孔隙圧縮率
$\theta$	状態変数. 初期状態では $\theta_i = D_c/V_{ss}$ であり, $V_{ss}$ は定常状態の速度を示す.	$\beta_w$	流体圧縮率
$\sigma_n$	法線応力	$L$	層厚
$\tau$	せん断応力	$s$	断層のせん断変位
$p$	流体圧		

なお、断層のせん断変位速度とせん断変位の計算には、 $1 \times 10^{-6}$  から  $1 \times 10^{-4}$  の誤差を許容範囲として 5 次のルンゲ・クッタ法を用いている。その後、最適な速度・状態依存摩擦則パラメーターを推定するため、グリッドサーチによりモデル出力を逆解析した (Dieterich, 1979<sup>96</sup>); Ruina, 1983<sup>97</sup>)。ここでは、断層における流体圧荷重を適用し、断層のせん断変位を計算するよう設定した。Cappa et al. (2019)<sup>98</sup> はこのアプローチを断層が発達する炭酸塩岩中で実施した SIMFIP 試験 (深さ 280 m 地点) で適用し、同じ炭酸塩岩の実験室で得られた数値と一致している。

塩ノ平地点における試験では、50.1 l/min の定流量ステップにおいて測定された断層運動 (図

4.11-4 の黒線) を対象として、数値計算から求められるせん断変位および間隙圧力との比較を行った。その結果、表 5.3-2 に示すモデルパラメーターを設定した場合に、SIMFIP 試験で計測した実際の数値変化とよく一致した (図 5.3-3)。

表 5.3-2 数値計算により求められた塩ノ平断層における  
速度・摩擦に関するモデルパラメーター

パラメータ		単位
法線応力	5	MPa
主せん断帯の厚さ	20	mm
ばね剛性	0.15	MPa/ $\mu\text{m}$
参照すべり速度	0.01	$\mu\text{m/s}$
空隙率	0.45	
浸透性	$10^{-18}$	$\text{m}^2$
せん断増粘性係数	$5 \times 10^{-6}$	
a	0.001	
b	0.008375	
a-b	-0.007375	
$\mu_0$	0.4	
$D_c$	20	$\mu\text{m}$

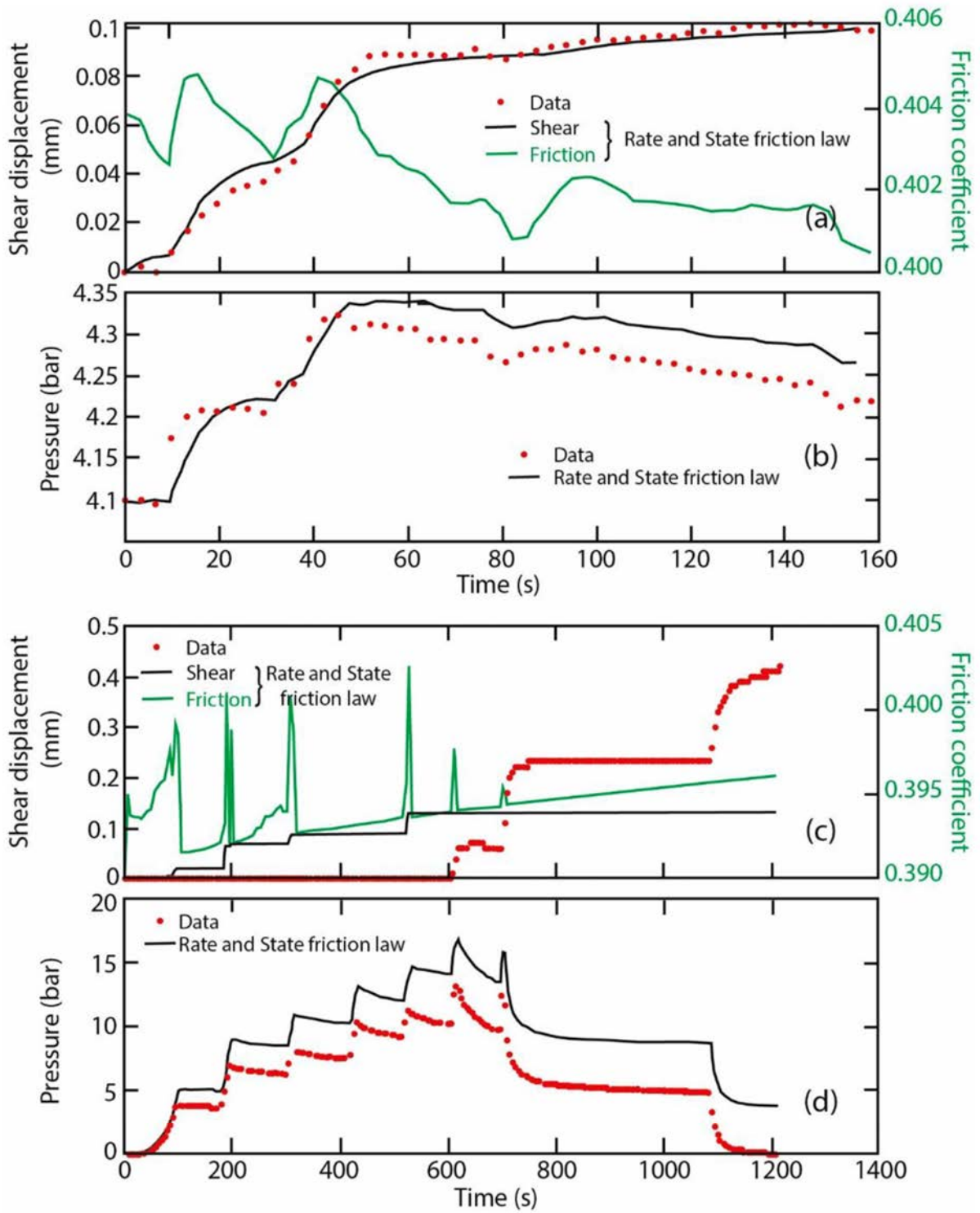


図 5.3-3 断層の速度・状態依存摩擦特性算出に使用されたばね-スライダモデルの結果 (a) (c) せん断変位と摩擦 (a; 塩ノ平地点, c; 水上北地点), (b) (d) 間隙圧変化 (b; 塩ノ平地点, d; 水上北地点). Guglielmi et al. (2021)<sup>5)</sup> から転載.

これにより、速度・状態依存摩擦則を適用することで塩ノ平断層のすべりの変化を説明できることがわかる。一方で、図 5.3-3 (c) (d) では水上北地点における現地計測結果との数値の一致は悪く、断層の再活動が非常に複雑であったとする三次元解析での推定を裏付けている。

塩ノ平地点では、現地観測結果は  $21 \mu\text{m/s}$  のすべり速度を超えるガウジ摩擦の速度依存性を示した室内試験データとも一致している。それにもかかわらず、 $21 \mu\text{m/s}$  から  $21 \text{mm/s}$  の間で速度強化レジームが特定され、この範囲の速度で PSZ の速度弱화가特定された。この違いは、SIMFIP 試験と室内試験の実験条件が異なることに起因している。SIMFIP 試験では、時間変化におけるボアホール近傍と遠方の両方の変位を捉えているが、これらの相互的な影響は室内試験においては考慮できない。

本調査で明らかとなった重要な事柄は、SIMFIP 試験によって断層の破壊を説明するのに最適な摩擦則を検出できたことであり、4.11 浜通り地震で活動した塩ノ平断層においては現地断層スケールでの断層摩擦強度の推定ができたことである。これにより (1) 断層の静止摩擦力は低く、室内試験スケールでの推定値と一致すること、(2) 速度・摩擦依存則を使うことで断層スリップ中にわずかな摩擦弱화가起きたことが判明した。これらの事柄は 4.11 浜通り地震の引き金となった、より深い断層の活動条件と一致している。

### 5.3.3 断層活性化モードの原位置推定におけるアプローチの意義

SIMFIP 試験では断層面の破壊活性化メカニズムが明らかとなり、連続的な断層変位データによって、断層摩擦、粘着力、弾性剛性、透水係数を推定することができる。地表での破壊に関する数値シミュレーションは通常実験室スケールのモデル試験でしか検証できないので、原位置データを使った SIMFIP 試験は画期的と言える (Anastasopoulos and Gazetas, 2007)<sup>99)</sup>。塩ノ平地点における試験では、断層上盤の高透水性や速度弱化を伴う断層の摩擦挙動の影響が示された。これらの事柄は破壊成長について表現したひずみ軟化摩擦モデル (Anastasopoulos et al., 2007)<sup>100)</sup> の後に続く、破壊開始に対するモール・クーロン構成モデルを使った数値モデルを支持し、破壊に対する地形の自由表面効果を強調している (Bransby et al., 2008)<sup>101)</sup>。水上北試験では、断層帯の初期の低透水性と粘着強度に制約され、同定された主せん断帯でのすべり開始と、断層帯内の他の既存または新たに生じた割れ目での破壊伝播という、さらに複雑なシナリオが提示された。これらのシナリオは原位置で直接調査され、表面破壊が過去に破壊されたゾーンや破壊されていない新たな領域で発生する理由とされている (Gudmundsson et al., 2010)<sup>102)</sup>。



## 6. まとめ

4.11 浜通り地震の際に断層が活動した塩ノ平地点および別当地点と、活動しなかった水上北地点で実施した各種調査結果を表 6-1 に示す。

野外調査およびボーリング調査の結果、いずれの地点も御斎所変成岩類に属する結晶片岩と、それを不整合に覆う古第三紀～新第三紀の堆積岩という共通する大局的な岩相分布が確認された。なお、水上北地点では地表露頭は確認できなかった。いずれの地点も断層破碎帯は結晶片岩の最上位あるいは結晶片岩中に位置し、断層角礫、断層ガウジおよびカタクレーサイトよりなることが確認された。断層を挟んだ岩種は上盤側が主に砂岩・礫岩からなる新第三系（塩ノ平地点）あるいは古第三系（水上北地点）であり、下盤側が御斎所変成岩類である。

4.11 浜通り地震時の断層の上下変位量は塩ノ平地点で 1.9～2.1 m、別当地点で 1.72 m、水平変位量は塩ノ平地点で 0.3～0.4 m、別当地点で 0.19 m である。断層破碎帯の幅は塩ノ平地点で約 20～30 m 程度、水上北地点では 10 m 程度以上で、どちらの地点でも断層は最新活動面に近いほど強く破碎され細粒化している。断層面の走向・傾斜は、塩ノ平地点では露頭で N22°W・74°SW、コアで N27～42°W・70～78°SW、別当地点では露頭で N11°W・76°SW、コアで N7°W・80°SW、水上北地点ではコアで N10～12°E・76～88°NW である。

断層ガウジは、塩ノ平地点ではやや軟質で直線的かつ平滑で明瞭な境界が認められる。別当地点では軟質かつ平滑で明瞭な境界、水上北地点ではやや軟質～やや硬質で明瞭な境界を有する。断層角礫は塩ノ平地点では淡褐色で葉片状の断層面が発達しており、別当地点では褐色～暗灰色でやや軟質を呈し、水上北地点では主断層に近い部分は面構造が発達し、離れるとフラグメントが粗粒化している。カタクレーサイトはいずれの地点も断層角礫中にブロックとして含まれ、硬質で割れ目が多い。

塩ノ平断層の変位センスについては、最新活動面の断層ガウジは正断層センスを示し、その外側の断層ガウジや断層角礫部には、逆断層センスを示す変形組織が観察されている（本調査以外に、酒井ほか（2015）<sup>103</sup>）においても報告されている）。この逆断層センスについては、前期中新世の礫岩を原岩とする断層角礫が逆断層センスの変形を被っていることおよび塩ノ平断層の最近の活動（4.11 浜通り地震、12,500～17,000 年前のイベント）が正断層であることから、中期中新世以降～現在の応力場になる前の運動の痕跡であると考えられる。

断層破碎部の XRD 分析では、塩ノ平断層および車断層の破碎部の構成鉱物は主に緑泥石やスメクタイト、イライトなどの粘土鉱物であり、長石類の量比は少なく両断層の間で大きな違いは認められなかった。なお、塩ノ平地点および水上北地点の断層中軸部（最新活動面や主断層面）ではスメクタイトが多く認められる。また、塩ノ平地点の試料では最新活動面から離れた断層ガウジにはドロマイトが含まれるが、最新活動面付近では含まれない。水上北地点の断層ガウジにはドロマイトは含まれていない。

同位体組成分析により、破碎部下位にある結晶片岩（御斎所変成岩）中の割れ目を充填する方解石脈について、その形成に関与した熱水の成因を調べた。塩ノ平地点および水上北地点ともにマントル由来の CO<sub>2</sub> ガスの関与が示唆された。しかし、水上北地点の一部試料では有機物の熱分解により生じた CO<sub>2</sub> が酸化されてできた炭酸イオンに由来する可能性があるとの結果が

得られており、天水の影響が考えられる。

流体包有物分析では塩ノ平地点において測定可能な流体包有物は見つからなかったが、水上北地点では均質化温度は 220～230℃にピークが認められた。このことは、地温勾配を約 3℃/100m (Dickson and Fanelli, 2008)<sup>104)</sup> と仮定すると深度 7～8 km で破碎帯が活動して方解石脈が形成され、その後現在の深度まで隆起したことを示唆している。

室内透水試験では、塩ノ平地点では新第三系砂岩が  $10^{-7}$  m/s オーダー、断層角礫が  $10^{-11}$  m/s オーダーの透水係数となった。水上北地点では古第三系砂岩が  $10^{-10}$  m/s オーダー、断層角礫および結晶片岩が  $10^{-11}$  m/s オーダーの透水係数となった。塩ノ平地点では断層中軸部のガウジ質な断層角礫の方が、断層下方の断層角礫より高い透水性を示した。また、水上北地点では断層中軸部の断層角礫の方が、断層下部の角礫質な結晶片岩より高い透水性を示した。断層活動による破碎によって、断層近傍の方が原岩（結晶片岩）よりも水を通しやすくなっていると考えられる。なお、コアを用いた室内試験で求めた透水性については、たとえ原位置の温度圧力条件を考慮した場合でも試錐孔内での原位置透水試験やリザーバー誘発地震から推定した透水性と比較すると数桁小さくなるので留意する必要がある (Townend and Zoback, 2000)<sup>105)</sup>。

断層スリップデータの取得では、コア試料から面構造の姿勢、条線の計測、せん断センスの判読など塩ノ平地点で 42 個、水上北地点で 55 個のデータを取得し、Yamaji (2000)<sup>15)</sup> の多重逆解法を用いて応力解析を行った。塩ノ平地点では 5 つ、水上北地点では 2 つの応力分布を検出した。これらのデータと複合面解析から求めたせん断センスを比較して破碎帯を形成した運動と応力の復元を試みた。塩ノ平地点の活動ステージとして、Stage S-I の左横ずれ成分を伴う正断層、Stage S-II の逆断層、Stage S-III の左横ずれ成分を伴う正断層、古第三系・新第三系堆積後に Stage S-IV の逆断層、方解石晶出後に 4.11 浜通り地震を含む Stage S-V の左横ずれ成分を伴う正断層の順に 5 つの活動ステージがあったものと解析された。一方、水上北地点では、古第三系堆積後に Stage K-I の左横ずれ成分を伴う逆断層、Stage K-II の正断層成分を伴う右横ずれ断層の順に 2 つの活動ステージが明らかになった。4.11 浜通り地震の余震データを用いて現在の断層周辺の応力状態を推定し Slip Tendency を算出したところ、塩ノ平地点で 0.78、水上北地点で 0.99 となった。これは日本の活断層における Slip Tendency と同程度であり、4.11 浜通り地震で破壊が生じなかった地点においても活動ポテンシャルが高いことが示唆される。

塩ノ平地点と別当地点では断層露頭と浅層試錐コアから最新活動面の断層ガウジ、また、水上北地点では浅層試錐コアから断層ガウジを採取して低速～高速摩擦試験を行った。すべり速度  $V$  と摩擦係数  $\mu_{ss}$  との関係について、塩ノ平地点と別当地点の試料では①  $\mu_{ss}$  が  $V$  にほとんど依存しない低速域（弱い速度強化、弱い速度弱化、または速度依存性がない）、②  $\mu_{ss}$  が  $V$  の増加とともに増加する中速域（明瞭な速度強化）、③  $\mu_{ss}$  がすべりとともに劇的に低下する高速域（顕著な速度弱化）に区分でき、高速域では顕著なすべり弱化を示すことが明らかになった。一方、水上北地点では低速域から高速域まで摩擦係数にすべり速度依存性は認められなかった。塩ノ平地点と別当地点では、含水状態の摩擦係数は無水状態の場合と比べて 1/2 から 1/3 程度小さい値を示したが、水上北地点では両者の違いはほとんどなく高い値 (0.50～0.75) を示した。3 地点における含水ガウジの摩擦係数は、粘土鉱物の含有量の増加とともに減少することが明らかになった。

深度 10～30 m の地表付近で行われた SIMFIP 試験では、塩ノ平地点と水上北地点の対照的な水理力学的応答が原位置で確認された。4.11 浜通り地震で活動した塩ノ平地点では、破碎帯の膨張を伴うすべり応答が確認されたが、活動しなかった水上北地点では複数の亀裂やすべり面を利用した複雑な応答が確認された。塩ノ平地点で発生したすべりを解析した結果、断層すべりはクーロン破壊としてモデル化でき、すべり速度に対して摩擦の依存性があることがわかった。また、塩ノ平地点では水上北地点に比べて全体的に弱い断層特性を示した。

塩ノ平および水上北両地点の断層破碎部での注水に対する水圧モニタリング孔での水圧応答から、断層部を挟む領域の水理特性を GRF (Generalized Radial Flow) モデル (Barker, 1988)<sup>18)</sup>により評価し、透水量係数、比貯留量、水頭拡散率および流れ次元を明らかにした。透水量係数は、塩ノ平地点では  $5.2 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$  であり、水上北地点では  $3.4 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$  と求まり、両者を比べると塩ノ平地点の方が 15 倍程と大きな値を示す。透水量係数は、水みちの分布密度や開口幅、連結等に依存しており、活動頻度が増し破碎の進展とともに増大すると推定される。流れ次元  $n$  は、塩ノ平地点では 2.8 となり、ほぼ三次元流であると解釈される。これは注水区間の周辺が破碎を受けており、三次元のネットワーク状に水みちが発達していることを表す。一方、水上北地点では、流れ次元 1.6 のフラクショナル流となる。これはチャンネリングを伴う二次元平面流を想定でき、面的な断層破碎面等に沿った流れが支配的であることを示唆している。SIMFIP 試験の相対変位データから求められた両地点の変位自由度は、塩ノ平地点で  $C_m=3$ 、水上北地点で  $C_m=1$  となり、流れ次元から推定されるフラクチャー構造と調和的となった。

福島県浜通りの地震の余震データから断層周辺の応力状態を復元し Slip tendency を算出した結果、塩ノ平地点と水上北地点では日本の他の活断層と同程度の数値が得られた。このことから、両者の活動性に違いを及ぼしたのは、主応力軸方向よりも断層性状に依存する可能性が高いことが示された。

本研究で示したように、断層ガウジの摩擦特性、断層破壊モードや破碎部の水理特性、断層の活動ステージなどで、塩ノ平地点と水上北地点で顕著な違いが確認された。本報告は塩ノ平と水上北という限られた地点で調査されたデータに基づいて断層の活動性を考察しているため、今後は当該断層内での調査地点を増やすだけでなく、他地域の断層への適用を通じて断層活動性評価手法としての信頼性向上を計る必要がある。

表 6-1 調査結果の対比 (青木ほか, 2021<sup>6)</sup> に加筆)

調査手法	項目	基ノ平断層	車断層
		基ノ平地点	水上北地点
文献調査	最新活動	2011年4月11日 (福島県浜通りの地震)	不明
	変位量	上下: 1.9~2.1 m, 水平: 0.3~0.4 m 西下がり左横ずれ正断層(丸山ほか, 2011) <sup>50)</sup> 上下: 1.72 m, 水平: 0.19 m 西下がり右横ずれの正断層(丸山ほか, 2011) <sup>50)</sup>	—
ボーリング調査	地質:断層上盤 (西側)	1) 表土 [砂礫層] 2) 新第三系 [砂岩・礫岩] 3) 御嵩所変成岩類 [結晶片岩]	1) 表土 [砂礫層] 2) 古第三系 [砂岩・礫岩・シルト岩・石炭層] 3) 御嵩所変成岩類 [結晶片岩] : 緑色片岩主体
	地質:断層下盤 (東側)	1) 表土 2) 御嵩所変成岩類 [結晶片岩] : 緑色片岩主体	1) 表土 [砂礫層] 2) 御在所変成岩類 [結晶片岩] : 砂質・泥質片岩主体
	破砕帯の幅	20~30 m 程度	10 m 程度以上
	走向・傾斜	露頭: N22° W・74° SW コア: N27° ~42° W・70° ~78° SW	露頭: 確認されず コア: N10° ~12° E・76° ~88° NW
野外調査	断層ガウジ	やや軟質 断層境界は明瞭かつ直線的	やや軟質~やや硬質 断層境界は明瞭
	断層角礫	淡褐色で葉片状の断層面の発達する断層角礫	褐色~暗灰色でやや軟質な断層角礫
	カタクレーサイト	硬質, 割れ目が多い 断層角礫中にブロックとして含まれる。	硬質, 割れ目が多い 断層角礫中にブロックとして含まれる。
研磨片 薄片 コア観察	鉛直断面	3 - 25 cm : 逆断層 0 - 3 cm : 正断層 0 - 6 cm : 正断層 6 - 25.5 cm : 逆断層 25.5 - 47 cm : 正断層	11 - 17 cm : 正断層 0 - 11 cm : 逆断層 0 - 2 cm : 正断層 2 - 4 cm : 逆断層 4 - 90 cm : 正断層
	水平断面	1 - 1.5 cm : 右横ずれ 0 - 1 cm : 左横ずれ 0 - 1.5 cm : 左横ずれ	0 - 2 cm : 左横ずれ 0 - 1 cm : 右横ずれ 1 - 2 cm : 左横ずれ
XRD分析	断層破砕部の鉱物	・粘土鉱物は緑泥石, スメクタイト, イライト ・長石類の量比は少ない ・断層中軸部 (最新活動面) ではスメクタイトが多く認められる。 ・最新活動面から離れた試料にはドロマイイトが含まれるが, 最新活動面付近では含まれない。	・粘土鉱物は緑泥石, スメクタイト, イライト ・長石類の量比は少ない ・断層中軸部 (主断層面) ではスメクタイトが多く認められる。 ・ドロマイイトは含まれていない。
	同位体分析	マントル由来のCO <sub>2</sub> ガスの関与	マントル由来のCO <sub>2</sub> ガスの関与 一部, 有機物の熱分解により生じたCO <sub>2</sub> が酸化されてできた有機イオンに由来
	流体包有物分析	流体包有物が小さいため分析できず	220~230℃の熱水の流入
室内透水試験	透水係数	新第三系砂岩 : 10 <sup>-11</sup> m/sオーダー 断層角礫 : 10 <sup>-11</sup> m/sオーダー 断層中軸部のガウジ質な断層角礫の方が, 断層下方の断層角礫より高い透水性を示した。	古第三系砂岩 : 10 <sup>-10</sup> m/sオーダー 断層角礫及び結晶片岩 : 10 <sup>-11</sup> m/sオーダー 断層中軸部の断層角礫の方が, 断層下方の角礫質な結晶片岩より高い透水性を示した。
	応力逆解析	<5つの応力ステージを検出> 応力比 $\frac{\sigma_1}{\sigma_3}$ Azimuth Plunge Azimuth Plunge Stage S-I (Stress SB) 0.4 276.3 83.5 168.4 2.0 Stage S-II (Stress SA) 0.2 261.7 29.8 83.7 60.1 Stage S-III (Stress SB) 0.4 276.3 83.5 168.4 2.0 Stage S-IV (Stress SD) 0.8 79.9 35.5 230.7 50.9 Stage S-V (Stress SC) 0.5 336.0 53.1 147.3 36.5	<2つの応力ステージを検出> 応力比 $\frac{\sigma_1}{\sigma_3}$ Azimuth Plunge Azimuth Plunge Stage K-I (Stress KD) 0.2 172.2 23.9 304.5 56.8 Stage K-II (Stress KE) 0.4 13.3 54.3 164.5 32.2
室内圧縮試験	断層ガウジの摩擦特性	・すべり速度と摩擦係数との関係 低速域 (弱い速度強化 or 弱い速度弱化 or 速度に中立) 中速域 (明瞭な速度強化) 高速域 (顕著な速度弱化)	・すべり速度と摩擦係数との関係 低速域から高速域まで速度に中立で, 速度弱化も速度強化も示さない。
	水圧応答解析	水理パラメーター 透水係数 (m/s) : 1.2×10 <sup>-6</sup> 透水重係数 (m <sup>2</sup> /s) : 5.4×10 <sup>-6</sup> 比貯留量 (l/m) : 3.8×10 <sup>-5</sup> 水頭拡散率 (m <sup>2</sup> /s) : 3.1×10 <sup>-2</sup> 流れ次元 (-) : 2.8	・摩擦係数 含水 : 0.30~0.60 無水 : 0.50~0.75 スメクタイトを63%含む, 緑泥石に富む (26%) ・粘土鉱物の含有量は44%である。 透水係数 (m/s) : 1.7×10 <sup>-7</sup> 透水重係数 (m <sup>2</sup> /s) : 3.4×10 <sup>-7</sup> 比貯留量 (l/m) : 3.3×10 <sup>-6</sup> 水頭拡散率 (m <sup>2</sup> /s) : 5.1×10 <sup>-2</sup> 流れ次元 (-) : 1.6
断層スリッパ 試験	高圧注水による断層の変位	[13:21-15:06]の期間(図4.11-3) ・初期の亀裂開口段階では, FOP (Fracture Opening Pressure) 以前にEV方向の水平変位が発生, この初期変位は破砕帯への透水が開始される前の注水に対する孔壁の弾性応答を反映している。 ・FOP以降は鉛直方向の断層運動が始まると同時に破砕帯への透水を示す圧力減衰が発生し, 変位の方向は断層の走向と平行向きを変える。 ・破砕伝搬段階では流量の段階的な増加に伴い主せん断帯にはほぼ平行な断層運動となり, 逆成分を伴う左側の断層すれのせん断セグメントを示す。 ・断層閉鎖段階では, 流量の段階的に減少によりポアホ平方向の変位に対応する運動が確認された。 ・試験終了後の残留変位は破砕伝搬段階に発生した非弾性すべりの変位と一致している。	[15:22-15:41]の期間(図4.11-6a) ・初期変位として孔壁を含む面と平行に断層西側へ下がる(傾斜方向/傾斜角: 220°/30°)。 ・断層の開口に伴い変位方向が回転し, 220°/10°の向きに左横ずれセグメントの断層運動が発生した。 ・圧力の低下に伴い, ポアホールの変位方向は初期変位の方向とほぼ逆向きとなる。 ・試験終了後の残留変位は約0.2mmであり, 不可逆的な断層変位が発生したことを示す。この残留変位は左横ずれ変位を伴う断層運動に関係している。
	破砕モード: モール・クーロン破砕としてモデル化 せん断変位は法線変位の約10倍 ⇒主せん断帯 (PSZ)のすべりだけで説明できる。	(実施なし)	せん断変位は法線変位とほぼ同じ ⇒主せん断帯 (PSZ)のすべりだけで説明できない。 ⇒複数の断層面が活性化した or 新たな透水割れ目が形成された。



## 謝辞

大日本ダイヤコンサルタント株式会社の亀高正男氏には現地調査全般, 若瀆洋氏には SIMFIP 断層スリップ試験時の現場調査および水圧応答解析, 岩崎悦夫氏, 鈴木悠爾氏にはボーリング調査, また, 田中由美子氏, 中島雅之氏には室内分析で多大なるご協力を賜りました. 電源開発株式会社の酒井亨氏には, 複合面構造や応力逆解析による断層の運動履歴および応力史の推定に関する多大な貢献を頂きました. 産業技術総合研究所の大坪誠氏には, 応力逆解析について有益なコメントを頂きました. 米国ローレンスバークレー国立研究所 (LBNL) の Yves Guglielmi 氏, Paul Cook 氏, Florian Soom 氏には SIMFIP 断層スリップ試験の実施において, 仏コートダジュール大学の Fredric Cappa 氏と LBNL の Yves Guglielmi 氏には取得データの数値解析において多大な貢献を頂きました. 中国地震局地質研究所の嶋本利彦氏には断層ガウジの室内摩擦試験の実施だけでなく, 断層研究に関する多くの貴重なご助言を賜りました. 同位体分析および流体包有物分析は, 石油資源開発株式会社技術本部技術研究所で実施して頂きました. 東京大学地震研究所の行竹洋平准教授には Slip Tendency の算出方法について適切なご助言を頂きました. 応用地質株式会社から原子力機構に調査員として出向していた渡辺貴央氏には現地調査, 吉田拓海氏には調査結果の解析およびとりまとめにおいて多大な貢献をして頂きました. 現 LBNL の田中遊雲氏には調査方針やデータ解析にご尽力をして頂きました. 建設部の林晋一郎部長および新試験研究炉推進室の山崎敏彦氏には, 終始変わらぬ支援を頂きました. ここに記して感謝の意を表します.

## 参考文献

- 1) 石渡 明, 鉱物脈法による断層活動性評価について, 日本地質学会第 123 年学術大会講演要旨, 2016, R23-O-4.
- 2) 田中義浩, 亀高正男, 岡崎和彦, 鈴木一成, 瀬下和芳, 青木和弘, 島田耕史, 渡邊貴央, 中山一彦, 断層面の形態観察に基づく断層活動性評価手法の検討, 応用地質, vol.59, no.1, 2018, pp.13-27.
- 3) 相山光太郎, 田中姿郎, 佐々木俊法, 断層破砕帯の詳細構造解析に基づく断層の活動性の検討: 山田断層の例, 応用地質, vol.58, no.1, 2017, pp.2-18.
- 4) 立石 良, 島田耕史, 植木忠正, 清水麻由子, 小松哲也, 末岡 茂, 丹羽正和, 安江健一, 石丸恒存, 断層ガウジの化学組成を用いた多変量解析による断層活動の有無の推定, 日本地球惑星科学連合 2019 年大会, 2019, SSS15-P27.
- 5) Guglielmi, Y., Aoki, K., Cook, P., Soom, F., Cappa, F., Tanaka, Y., Characterizing the reactivation mechanisms of coseismic surface ruptures associated with the 2011 Mw 6.7 Fukushima-ken Hamadori earthquake in Japan through borehole hydromechanical testing, *Tectonophysics*, vol.819, 2021, pp.229084, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.229084>
- 6) 青木和弘, 田中遊雲, 吉田拓海, 島田耕史, 酒井亨, 亀高正男, 瀬下和芳, 2011 年福島県浜通りの地震で活動した塩ノ平断層と活動しなかった車断層の断層破砕帯の特徴, 応用地質, vol.62, no.2, 2021, pp.64-81.
- 7) 若濱 洋, 能城 悠, 青木和弘, 今井宏太郎, Yves Guglielmi, Paul Cook, Florian Soom, 塩ノ平断層と車断層の破砕帯における断層スリップ試験時の水圧応答解析, 応用地質, vol.63, no.5, 2023, pp.236-254.
- 8) 酒井 亨, 亀高正男, 青木和弘, 島田耕史, 高木秀雄, 複合面構造と応力逆解析による断層の運動履歴および応力史の推定: 塩ノ平断層と車断層への適用例, 地質学雑誌, vol.130, no.1, 2024, pp.89-109.
- 9) 石山達也, 佐藤比呂志, 伊藤谷生, 杉戸信彦, 越後智雄, 加藤直子, 今泉俊文, 2011 年 4 月 11 日の福島県浜通りの地震に伴う地表地震断層について (第 2 報), [https://www.eri.u-Tokyo.ac.jp/TOPICS\\_OLD/outreach/eqvolc/201103\\_tohoku/fukushimahamadoori/](https://www.eri.u-tokyo.ac.jp/TOPICS_OLD/outreach/eqvolc/201103_tohoku/fukushimahamadoori/) (参照: 2024 年 7 月 10 日閲覧) .
- 10) 黒澤英樹, 楮原京子, 三輪敦志, 佐藤ふみ, 今泉俊文, 宮内崇裕, 橋本修一, 中島秀敏, 白澤道生, 内田淳一, 2011 年 4 月 11 日福島県浜通りの地震に伴う地表地震断層- : いわき市田人町塩ノ平における露頭観察とボーリング調査 (速報) -, 活断層研究, vol.2012, no.36, 2012, pp.23-30.
- 11) 活断層研究会 (編), 新編日本の活断層: 分布と資料, 東京大学出版会, 1991, 437p.
- 12) 堤 浩之, 遠田晋次, 2011 年 4 月 11 日に発生した福島県浜通りの地震の地震断層と活動履歴, 地質学雑誌, vol.118, no.9, 2012, pp.559-570.
- 13) Toda, S., Tsutsumi, H., Simultaneous Reactivation of Two, Subparallel, Inland Normal Faults during the Mw 6.6 11 April 2011 Iwaki Earthquake Triggered by the Mw 9.0 Tohoku-oki, Japan, Earthquake., *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol.103, no.2B, 2013, pp.1584-1602, <https://doi.org/10.1785/0120120281>
- 14) 須貝貫二, 松井 寛, 佐藤 茂, 喜多河庸二, 佐々木実, 宮下美智夫, 河内英幸, 「常磐炭田地

- 質図」ならびに説明書, 日本炭田図, 地質調査所, 1957, 143p.
- 15) Yamaji, A., The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data, *Journal of Structural Geology*, vol.22, no.4, 2000, pp.441-452.
  - 16) Wallace, R.E., Geometry of shearing stress and relation to faulting, *Journal of Geology*, vol.59, no.2, 1951, pp.118-130, <https://doi.org/10.1086/625831>
  - 17) Bott, M.H.P., The mechanics of oblique slip faulting, *Geological Magazine*, vol.96, no.2, 1959, pp.109-117.
  - 18) Barker, J.A., A Generalized Radial Flow Model for Hydraulic Tests in Fractured Rock, *Water Resources Research*, vol.24, no.10, 1988, pp.1796-1804.
  - 19) 石川正弘, 大槻憲四郎, 御斎所変成帯の褶曲と左横ずれ塑性剪断変形, *地質学雑誌*, vol.96, no.9, 1990, pp.719-730.
  - 20) 鎌田泰彦, 常磐炭田における柵平層の設立と滝夾炭層の層序的位置, 岩井淳一教授記念文集, 1972, pp.389-402.
  - 21) 矢部 淳, 小笠原憲四郎, 植村和彦, 小布施明子, 常磐炭田南部に分布する下部中新統柵平層の植物および軟体動物化石群, *地質学雑誌*, vol.101, 1995, pp.532-548.
  - 22) 須藤 斎, 柳沢幸夫, 小笠原憲四郎, 常磐地域及びその周辺の第三系の地質と年代層序, *地質調査研究報告*, vol.56, 2005, pp.375-409.
  - 23) 青柳恭平, 上田圭一, 2011 年東北地方太平洋沖地震による阿武隈南部の正断層型誘発地震の特徴－臨時余震観測に基づく震源分布と速度構造－, *電力中央研究所報告*, N11048, 2012, 17p.
  - 24) 気象庁, CMT 解, 2011 年 04 月 11 日 17 時 16 分 福島県浜通り M 7.0, <https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/mech/cmt/fig/cmt20110411171612.html> (参照: 2024 年 7 月 10 日閲覧) .
  - 25) Kato, A., Sakai, S., Obara, K., A normal-faulting seismic sequence triggered by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake: Wholesale stress regime changes in the upper plate, *Earth Planets Space*, vol.63, no.7, 2011, pp.745-748.
  - 26) Yoshida, K., Hasegawa, A., Okada, T., Iinuma, T., Ito, Y., Asano, Y., Stress before and after the 2011 great Tohoku-oki earthquake and induced earthquakes in inland areas of eastern Japan, *Geophysical Research Letters*, vol.39, no.3, 2012, L03302, <https://doi.org/10.1029/2011GL049729>
  - 27) Imanishi, K., Ando, R., Kuwahara, Y., Unusual shallow normal-faulting earthquake sequence in compressional northeast Japan activated after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake, *Geophysical Research Letters*, vol.39, no.9, 2012, L09306, <https://doi.org/10.1029/2012GL051491>
  - 28) 丹羽雄一, 遠田晋次, 小俣雅志, 森 良樹, 井戸沢断層の 2011 年福島県浜通りの地震に先行する断層活動: 福島県いわき市塩ノ平地点におけるボーリング調査, *活断層研究*, vol.39, 2013, pp.1-8.
  - 29) 丸山 正, 吉見雅行, 斎藤英二, 齋藤 勝, 2011 年福島県浜通りの地震で活動した井戸沢断層西側トレース北セグメントおよび東側トレースの古地震調査, *活断層・古地震研究報告*, no.15, 2015, pp.1-24.
  - 30) 東京電力, 平成 23 年東北地方太平洋沖地震を踏まえた新耐震設計に照らした既設発電用原子炉施設等の耐震安全性の評価結果の報告に関わる原子力安全・保安院における検討に際しての意見の追加への対応に基づく報告について, 2011,

- [https://www.tepco.co.jp/cc/press/betu11\\_j/images/110531s.pdf](https://www.tepco.co.jp/cc/press/betu11_j/images/110531s.pdf) (参照: 2024年7月10日閲覧).
- 31) 長谷川陽一, 山村 充, 古谷綱崇, 柴崎達也, 眞弓孝之, 田上弘樹, 村田誠一, 方位のわかるボーリングコア試料を用いたすべり面の強度特性評価, 第 51 回地すべり学会研究発表会講演集, 2012, pp.185-186.
  - 32) 鈴木悠爾, 亀高正男, 青木和弘, 瀬下和芳, 村田誠一, 塩ノ平断層及び車断層の断層破碎帯をターゲットとした定方位ボーリング, 全地連「技術フォーラム 2017」予稿集, 2017, pp.34-35.
  - 33) 高木秀雄, 小林健太, 断層ガウジとマイロナイトの複合面構造: その比較組織学, 地質学雑誌, vol.102, no.3, 1996, pp.170-179.
  - 34) HCOV Global, ORIENTED DRILL CORE PROTRACTOR TEMPLATES, [https://www.hcovglobal.com/\\_files/ugd/baa4fe\\_8a94a89273754f97b8f33083165cc6c5.pdf](https://www.hcovglobal.com/_files/ugd/baa4fe_8a94a89273754f97b8f33083165cc6c5.pdf) (参照: 2024年7月10日閲覧) .
  - 35) HCOV Global, ORIENTED DRILL CORE: MEASUREMENT, CONVERSION, AND QA/QC PROCEDURES FOR STRUCTURAL AND, EXPLORATION GEOLOGISTS, [https://www.hcovglobal.com/\\_files/ugd/baa4fe\\_9d93bff830d740e8a6f724e134839054.pdf](https://www.hcovglobal.com/_files/ugd/baa4fe_9d93bff830d740e8a6f724e134839054.pdf) (参照: 2024年7月10日閲覧) .
  - 36) Multiple Inverse Method Software Package, User's Guide, [http://bs.kueps.kyoto-u.ac.jp/tsg/software/mim/man\\_e.pdf](http://bs.kueps.kyoto-u.ac.jp/tsg/software/mim/man_e.pdf) (参照: 2024年7月10日閲覧) .
  - 37) 佐脇貴幸, 流体包有物-その基礎と最近の研究動向-, 岩石鉱物科学, vol. 32, 2003, pp.23-41.
  - 38) Yao, L., Ma, S., Platt, J.D., Niemeijer, A.R., Shimamoto, T., The crucial role of temperature in high-velocity weakening of faults: experiments on gouge using host blocks with different thermal conductivities, *Geology*, vol.44, no.1, 2015, pp.63-66.
  - 39) Ma, S., Shimamoto, T., Yao, L., Togo, T., Kitajima, H., A rotary-shear low to high-velocity friction apparatus in Beijing to study rock friction at plate to seismic slip rates, *Earthquake Science*, vol.27, 2014, pp.469-497, <https://doi.org/10.1007/s11589-014-0097-5>
  - 40) Guglielmi, Y., Cappa, F., Avouac, J.P., Henry, P., Elsworth, D., Seismicity triggered by fluid-injection-induced aseismic slip, *Science*, vol.348, no.6240, 2015, pp.1224-1226, <https://doi.org/10.1126/science.aab0476>
  - 41) Guglielmi, Y., Elsworth, D., Cappa, F., Henry, P., Gout, C., Dick, P., Durand, J., In situ observations on the coupling between hydraulic diffusivity and displacements during fault reactivation in shales, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol.120, no.11, 2015, pp.7729-7748, <https://doi.org/10.1002/2015JB012158>
  - 42) Guglielmi, Y., Cappa, F., Lançon, H., Janowczyk, J.B., Rutqvist, J., Tsang, C.F., Wang, J.S.Y., ISRM Suggested Method for Step-Rate Injection Method for Fracture In-Situ Properties (SIMFIP) : Using a 3-Components Borehole Deformation Sensor, *Rock Mechanics and Rock Engineering*, vol.47, 2014, pp.303-311, <https://doi.org/10.1007/s00603-013-0517-1>
  - 43) Lecampion, B., Desroches, J., Jeffrey, R.G., Bungler, A.P., Experiments versus theory for the initiation and propagation of radial hydraulic fractures in low-permeability materials, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol.122, no.2, 2017, pp.1239-1263, <https://doi.org/10.1002/2016JB013183>
  - 44) Seshimo, K., Aoki, K., Tanaka, Y., Niwa, M., Kametaka, M., Sakai, T., Tanaka, Y., The properties of



- fault zone and fault activity of Shionohira Fault, Fukushima, Japan, 2015, AGU Fall Meeting, San Francisco, Poster, T51A-2864.
- 45) Mishra, S., Methods for analyzing single- and multi-well hydraulic test data, Part II of NAGRA Technical Report, 91-09, 1992, pp.8-27.
  - 46) Guglielmi, Y., Nussbaum, C., Rutqvist, J., Cappa, F., Jeanne, P., Birkholzer, J., Estimating perturbed stress from 3-D borehole displacements induced by fluid injection in fractured or faulted shales, *Geophysical Journal International*, vol.221, no.3, 2020, pp.1684-1695, <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa103>
  - 47) Witherspoon, P.A., Wang, J.S.Y., Iwai, K., Gale, J.E., Validity of cubic law for fluid flow in a deformable rock fracture, *Water Resources Research*, vol.16, no.6, 1980, pp.1016-1024.
  - 48) Detournay, E., Hydraulic Conductivity of Closed Rock Fracture: an Experimental and Analytical Study, in *Proceedings of the 13th Canadian Rock Mechanics Symposium*, 1980, pp.168-173.
  - 49) Kuwahara, Y., Ito, H., Kiguchi, T., Comparison between natural fractures and fracture parameters derived from VSP, *Geophysical Journal International* vol.107, no.3, 1991, pp.475-483.
  - 50) 丸山 正, 斎藤英二, 吉見雅行, 吾妻 崇, 谷口 薫, 吉見雅行, 林田拓己, 2011年4月11日福島県浜通りの地震に伴い井戸沢断層に沿って出現した地震断層の緊急現地調査報告, 2011, <https://unit.aist.go.jp/ievg/report/jishin/tohoku/report/idosawa/index.html> (参照: 2020年10月9日閲覧) .
  - 51) 大谷具幸, 山下光将, 小嶋 智, 若居勝二, 各務和彦, 2011年4月11日福島県浜通りの地震で地表に現れた断層ガウジと元素移動の関係, *日本地質学会第119年学術大会講演要旨*, 2012, p.275.
  - 52) Otsubo, M., Shigematsu, N., Imanishi, K., Ando, R., Takahashi, M., Azuma, A., Temporal slip change based on curved slickenlines on fault scarps along Itozawa fault caused by 2011 Iwaki earthquake, northeast Japan, *Tectonophysics*, vol.608, 2013, pp.970-979.
  - 53) Kears, J., Kaneko, Y., On-fault geological fingerprint of earthquake rupture direction., *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol.125, no.9, 2020, e2020JB019863, <https://doi.org/10.1029/2020JB019863>
  - 54) Macklin, C., Kaneko, Y., Kears, J., Coseismic slickenlines record the emergence of multiple rupture fronts during a surface-breaking earthquake, *Tectonophysics*, vol.808, 2021, pp.228834, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.228834>
  - 55) 林 正雄, 地熱井コアスライムの定量的記載, *日本地熱学会誌*, vol.1, no. 2, 1979, pp.103-116.
  - 56) ヘフス, J., 同位体地球化学の基礎, 和田秀樹・服部陽子訳, 丸善出版, 2012, pp.68-71.
  - 57) Valley, J.W., Taylor, H.P., O'Neil, J.R., Stable isotopes in high temperature geological processes, *Reviews in Mineralogy*, vol.16, 1986, pp.141-155.
  - 58) Moore, D.E., Lockner, D.A., Friction of the smectite clay montmorillonite, *The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults*, Columbia University Press, 2007, pp.317-345.
  - 59) Moore, D.E., Rymer, M.J., Talc-bearing serpentinite and the creeping section of the San Andreas fault, *Nature*, vol.448, 2007, pp.795-797.
  - 60) Lockner, D.A., Morrow, C., Moore, D., Hickman, S., Low strength of deep San Andreas fault gouge from SAFOD core, *Nature*, vol.472, 2011, pp.82-85.
  - 61) Sone, H., Shimamoto, T., Moore, D.E., Frictional properties of saponite-rich gouge from a

- serpentinite-bearing fault zone along the Gosaisho-Aramaki Tectonic Line, central Japan, *Journal of Structural Geology*, vol.38, 2012, pp.172-182.
- 62) Moore, D.E., Lockner, D.A., Talc friction in the temperature range 25°-400°C: relevance for fault-zone weakening, *Tectonophysics*, vol.449, 2008, pp.120-132.
- 63) Moore, D.E., Lockner, D.A., Crystallographic controls on the frictional behavior of dry and ater-saturated sheet structure minerals, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol.109, no.B3, 2004, B03401, <https://doi.org/10.1029/2003JB002582>
- 64) Zhang, L., He, C., Frictional properties of natural gouges from Longmenshan fault zone ruptured during the Wenchuan Mw7.9 earthquake, *Tectonophysics*, vol.594, no.2, 2013, pp.149-164.
- 65) Oohashi, K., Hirose, T., Shimamoto, T., Graphite as a lubricating agent in fault zones: an insight from low- to high-velocity friction experiments on a mixed graphite-quartz gouge. *Journal of Geophysical Research; Solid Earth*, vol.118, no.5, 2013, pp.2067-2084, <https://doi.org/10.1002/jgrb.50175>
- 66) Tembe, S., Lockner, D.A., Wong, T.F., Effect of clay content and mineralogy on frictional sliding behavior of simulated gouges: binary and ternary mixtures of quartz, illite, and montmorillonite, *Journal of Geophysical Research*, vol.115, 2010, B03416, <https://doi.org/10.1029/2009JB006383>
- 67) Takahashi, M., Mizoguchi, K., Kitamura, K., Masuda, K., Effects of clay content on the frictional strength and fluid transport property of faults, *Journal of Geophysical Research*, vol.112, 2007, B08206, <https://doi.org/10.1029/2006JB004678>
- 68) Verberne, B.A., He, C.R., Spiers, C.J., Frictional properties of sedimentary rocks and natural fault gouge from the Longmen Shan fault zone, Sichuan, China. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol.100, 2010, pp.2767-2790.
- 69) Kakurina, M., Guglielmi, Y., Nussbaum, C., Valley, B., Slip perturbation during fault reactivation by a fluid injection, *Tectonophysics*, vol.757, 2019, pp.140-152.
- 70) Kakurina, M., Guglielmi, Y., Nussbaum, C., Valley, B., In situ direct displacement information fault reactivation during fluid injection, *Rock Mechanics and Rock Engineering*, vol.53, 2020, pp.4313-4328.
- 71) Yamaji, A., Are the solutions of stress inversion correct? Visualization of their reliability and the separation of stresses from heterogeneous fault-slip data, *Journal of Structural Geology*. vol.25, no.2, 2003, pp.241-252.
- 72) Angelier, J., Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population, *Tectonophysics*, vol.56, 1979, pp.17-26.
- 73) 中嶋 健, 日本海拡大以来の日本列島の堆積盆テクトニクス, *地質学雑誌*, vol.124, 2018, pp.693-722.
- 74) Morris, A., Ferrill, D.A., Henderson, D.B., Slip-tendency analysis and fault reactivation, *Geology*, vol.24, 1996, pp.275-278.
- 75) 行竹洋平, 武田哲也, 吉田明夫, 応力情報を用いた断層評価の試み, *神奈川県温泉地学研究所報告*, vol.45, 2013, pp.49-62.
- 76) Yukutake, Y., Takeda, T., Yoshid, A., The applicability of frictional reactivation theory to active faults in Japan based on slip tendency analysis, *Earth and Planetary Science Letters*, vol.411, 2015, pp.188-198.
- 77) Byerlee, J., Friction of rocks, *Pure and Applied Geophysics*, vol.116, 1978, pp.615-626.
- 78) Yoshida, K., Hasegawa, A., Okada, T., Spatially heterogeneous stress field in the source area of the 2011 M<sub>w</sub> 6.6 Fukushima-Hamadori earthquake, NE Japan, probably caused by static stress change,

- Geophysical Journal International, vol.201, no.2, 2015, pp.1062-1071.
- 79) 地盤工学会, 地盤調査の方法と解説, 2013, 1300p.
  - 80) 米田茂夫, 小屋開地稔, 地盤の透水性に関する文献調査 (その2), 動力炉・核燃料事業団契約業務報告書, PNC TJ7308 93-005, vol.1, 1993, 292p.
  - 81) 地盤工学会, 地下水調査に用いる井戸理論式の整理および解説, 資料 5-01 比貯留量係数  $S_s$  の代表値, 2017, [https://www.jiban.or.jp/?page\\_id=4519](https://www.jiban.or.jp/?page_id=4519) (参照: 2022年10月1日閲覧).
  - 82) 日本原子力研究開発機構, 原子力機構の研究開発成果 2016-17, 用語解説 水頭拡散率, [https://rdreview.jaea.go.jp/review\\_jp/kaisetsu/757.html](https://rdreview.jaea.go.jp/review_jp/kaisetsu/757.html) (参照: 2024年7月10日閲覧).
  - 83) 本島 勲, 打田靖夫, 正弦波圧力試験による岩盤の地下水理特性の考察—岩盤の透水性, 貯留性および異方性—, 電力中央研究所報告, 1997, 29p.
  - 84) Beauheim, R., Diffusivity Mapping of Fracture Interconnections, U.S. EPA/NGWA Fractured Rock Conference: State of the Science and Measuring Success in Remediation At: Portland, Maine, 2007.
  - 85) Brodsky, E.E., Saffer, D.M., The Hydraulic Diffusivity of Faults, American Geophysical Union: Fall Meeting 2020, 2020, presentation abstract #S034-01.
  - 86) Kinoshita, C., Kano, Y., Ito, H., Shallow crustal permeability enhancement in central Japan due to the 2011 Tohoku earthquake, Geophysical Research Letters, vol.42, no.3, 2015, pp.773-780, <https://doi.org/10.1002/2014GL062792>
  - 87) 竹内真司, 竹内竜史, 安藤賢一, 亀裂性岩盤を対象とした孔間水理試験に基づく水理地質構造の推定, 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, vol.48, 2013, pp.95-110.
  - 88) Brixel, B., Klepikova, M., Lei, Q., Roques, C., Tracking Fluid Flow in Shallow Crustal Fault Zones: 2. Insights From Cross-Hole Forced Flow Experiments in Damage Zones, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol.125, no.4, 2020, e2019JB019108, <https://doi.org/10.1029/2019JB019108>
  - 89) Follin, S., Ludvigson, J.E., Levén, J., A comparison between standard well test evaluation methods used in SKB's site investigations and the generalised radial flow concept, SKB Technical report, 2011, 55p.
  - 90) Acuna, J.A., Yortsos, Y.C., Application of Fractal Geometry to the Study of Networks of Fractures and Their Pressure Transient, Water Resources Research, vol.31, no.3, 1995, pp.527-540.
  - 91) Wang, F.H., Theory of Linear Poroelasticity - with Applications to Geomechanics and Hydrology, Princeton University Press, 2000, 304p.
  - 92) 尾関寿美男, 岩橋楨夫 (編), コロイド・界面化学—基礎と応用—, オーム社, 2018, p.79.
  - 93) Bear, J., Dynamics of Fluids in Porous Media, Dover Publications, INC., New York, 1988, p.164.
  - 94) 石井 卓, 郷家光男, 桜井英行, 里 優, 木下直人, 菅原健太郎, 仮想割れ目モデルによる空洞周辺岩盤の透水性変化予測手法, 土木学会論文集, vol.2002, no.715, 2002, pp.237-250.
  - 95) Schreiner, M., Kreysing, K., Geotechnik Hydrogeologie, Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten, Band 4, Springer, 1998, 587p.
  - 96) Dieterich, J.H., Modeling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations, Journal of Geophysical Research., vol.84, no.B5, 1979, pp.2161-2168.
  - 97) Ruina, A.L., Slip instability and state variable friction laws, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol.88, no. B12, 1983, pp.10359-10370.
  - 98) Cappa, F., Scuderi, M.M., Collettini, M., Guglielmi, Y., Avouac, J.P., Stabilization of fault slip by

- fluid injection in the laboratory and in situ, *Science Advances*, vol.5, no.3, 2019, eaau4065, <https://doi.org/10.1126/sciadv.aau4065>
- 99) Anastasopoulos, I., Gazetas, G., Bransby, M.F., Davies, M.C.R., El Nahas, A., Fault rupture propagation through sand: finite element analysis and validation through centrifuge experiments., *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, vol.133, no.8, 2007, pp.943-958.
- 100) Anastasopoulos, I., Gazetas, G., Foundation–structure systems over a rupturing normal fault: Part I. Observations after the Kocaeli 1999 earthquake, *Bulletin of Earthquake Engineering*, vol.5, 2007, pp.253-275.
- 101) Bransby, M.F., Davies, M.C.R., El Nahas, A., Nagaoka, S., Centrifuge modelling of reverse fault-foundation interaction, *Bulletin of Earthquake Engineering*, vol.6, 2008, pp.607-628.
- 102) Gudmundsson A, Simmenes T.H., Larsen, B., Philipp, S.L., Effects of internal structure and local stresses on fracture propagation, deflection, and arrest in fault zones, *Journal of Structural Geology*, vol.32, no.11, 2010, pp.1643-1655.
- 103) 酒井 亨, 亀高正男, 田中由美子, 青木和弘, 田中義浩, 丹羽正和, 瀬下和芳, 塩ノ平断層の破砕部性状と変位センス, 日本地質学会第 122 年学術大会講演要旨, 2015, p.519.
- 104) Dickson, M. H. and Fanelli, M., 地熱エネルギー入門【第 2 版】, 日本地熱学会 IGA 専門部会誌・編, 2008, p.7, <https://grsj.gr.jp/wp-content/uploads/what-is-geothermal-j-2008.pdf> (参照: 2021 年 1 月 20 日閲覧).
- 105) Townend, J., Zoback, M.D., How faulting keeps the crust strong, *Geology*, vol.28, no.5, 2000, pp.399-402.
- 106) Aoki, K., Tanaka, Y., Niwa, M., Seshimo, K., Guglielmi, Y., Nussbaum, C., Shimamoto, T., Frictional Properties of Mont Terri Claystones from Fault Slip Test Sites at Low to Intermediate Slip Rates, Mont Terri Project, TR2022-04\_rev, 2023, 78p.
- 107) Cappa, F., Guglielmi, Y., Nussbaum, C., Barros, L.D., Birkholzer, J., Fluid migration in low-permeability faults driven by decoupling of fault slip and opening, *nature geoscience*, vol.15, 2022, pp.747-751, <https://doi.org/10.1038/s41561-022-00993-4>
- 108) Guglielmi, Y., Birkholzer, J., Ruqvist, J., Jeanne, P., Nussbaum, C., Can fault leakage occur before or without reactivation? Results from an in situ fault reactivation experiment at Mt Terri, Greenhouse Ga Control Technologies 13th International Conference: Lausanne, Switzerland, Nov. 14-18, 2016.
- 109) Jeanne, P., Guglielmi, Y., Rutqvist, J., Nussbaum, C., Birkholzer J., Field characterization of elastic properties across a fault zone reactivated by fluid injection, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol.122, 2017, pp.6583-6598, <https://doi.org/10.1002/2017JB014384>
- 110) Rivet D., De Barros, L., Guglielmi, Y., Cappa, F., Castilla, R., Henry, P., Seismicity velocity changes associated with aseismic deformations of a fault stimulated by fluid injection, *Geophys. Res. Lett.*, vol.43, 2016, pp.9563-9572.



付 1 断層活動性評価研究の概要

## 福島・茨城県境に位置する塩ノ平断層，車断層の活動性評価研究

断層の活動性評価には、慣習的に上載地層法が用いられてきたが、上載層が存在しない場合について課題とされてきた。そこで、本研究では、断層の活動性を評価する新たな手法の開発を目的として、2011年4月11日福島県浜通りの地震（4.11 浜通り地震）で地表変位が現れた塩ノ平断層と、現れなかった車断層（図1）で地質調査、化学試験、力学試験を実施し、断層の活動性評価を行う上で着目すべき物性データの抽出・分析を行った（表1、図2）。

### 1. 調査対象とした断層

#### 塩ノ平断層

- 福島県綱木～滑石に至るNNW-SSE 走向の活断層
- 4.11 浜通り地震で地表変位が現れた
- 塩ノ平・別当地点の2地点で調査を実施

#### 車断層

- 塩ノ平断層南方（山玉町～磯原）に至るN-S 走向の断層
- 4.11 浜通り地震で地表変位が現れなかった
- 水上北地点で調査を実施

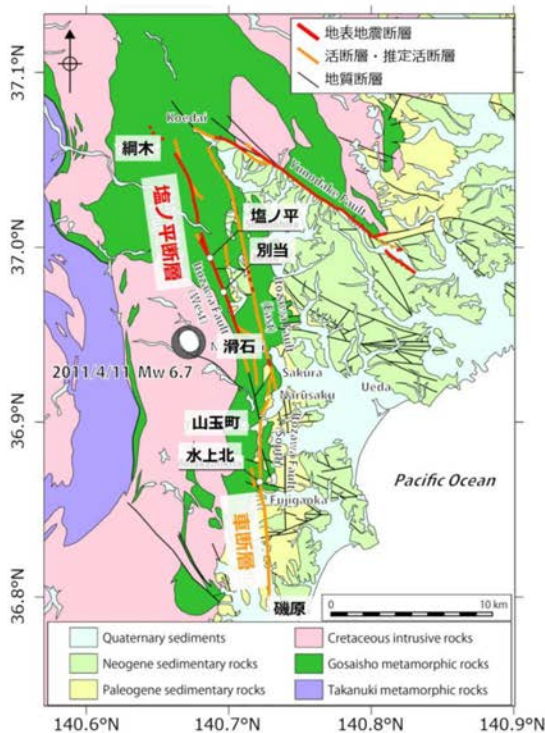


図1) 塩ノ平断層・車断層周辺の調査・試験を実施位置と概略地質

調査手法	調査内容
野外調査	破碎帯の幅、走向・傾斜、断層ガウジ、断層角礫、カタクレーサイト
ボーリング調査	断層の上盤・下盤側の地質
破碎帯のコア観察	破碎帯の変位センス
研磨片・薄片観察	
応力逆解析	断層スリップデータから推定される応力状態
XRD分析	断層破碎部の鉱物
同位体分析	亀裂を充填する白色鉱物脈の起源
流体包有物分析	
室内透水試験	透水係数
室内摩擦試験	断層ガウジの摩擦特性
SIMFIP試験	高圧注水による断層の変位
水圧応答解析	水理パラメーター

表1) 調査手法と調査内容



図2) 各調査・試験内容と解析・分析のフロー

### 2. 調査結果

図2 および 表1 に示した調査項目のうち、塩ノ平断層と車断層の活動性に関連する重要な知見が得られた、① 応力逆解析、② SIMFIP試験、③ 水圧応答解析に関し、以下に詳細を記す。

#### ① 応力逆解析

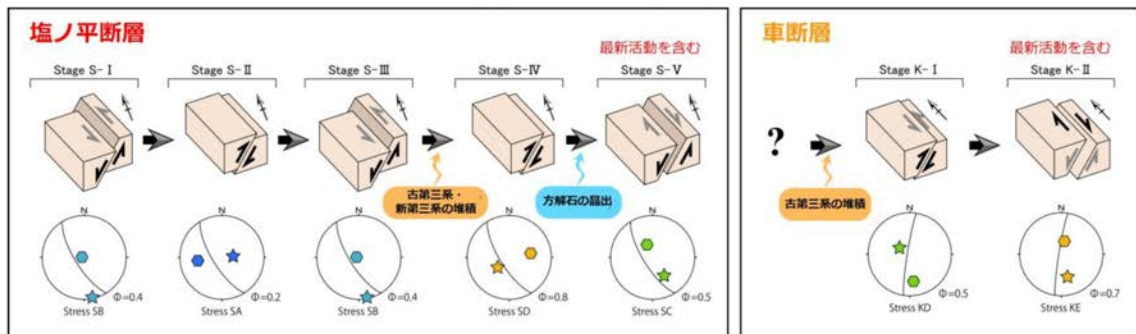


図3) 断層運動のセンスと応力状態の変遷。上段は塩ノ平断層および車断層で推定された断層運動，下段はNを北向きにとった際の断層のすべり方向と最大圧縮応力（ $\sigma_1$ ：六角形）・最小圧縮応力（ $\sigma_3$ ：星）の方向を示す。

断層破砕帯には、過去の断層運動で形成された面構造が複数残されており、破砕帯のコア観察により面構造の走向、傾斜、すべり方向を計測し、それらのデータを用いて応力逆解析を行うことで断層活動時の応力状態が推定可能である。その結果、**塩ノ平断層では正断層・逆断層を繰り返す断層運動が少なくとも5回、車断層では2回存在することが明らかとなった。**塩ノ平断層と車断層の最新活動を含むステージは、断層の運動方向と応力状態が一致することから対比される可能性がある(図3)。

② SIMFIP試験(断層スリップ試験)

SIMFIP試験(Step-Rate Injection Method for Fracture In-situ Properties)では、岩盤中の割れ目をパッカーで隔離し、注水により岩盤の間隙水圧を段階的に高めることで人工的なすべりを生じさせ、断層変位や孔内圧力、誘発された地震波などを変位ゲージを通して計測する(図4a)。SIMFIP試験の結果、**塩ノ平断層では、せん断変位が法線変位の約10倍となり、すべりのほとんどが主せん断面で生じていたこと、一方で、車断層ではせん断変位と法線変位が同等となり一度の注水で主せん断面以外に複数の割れ目が活性化したことが推測された(図4b, 4c)。**断層変位から断層の弾性剛性、摩擦角、粘着力などを推定したところ、車断層の静止摩擦角および粘着力は、塩ノ平断層に比べて高く、**車断層で断層が再活性化するためには、より大きな有効応力が必要**となることが示唆された。

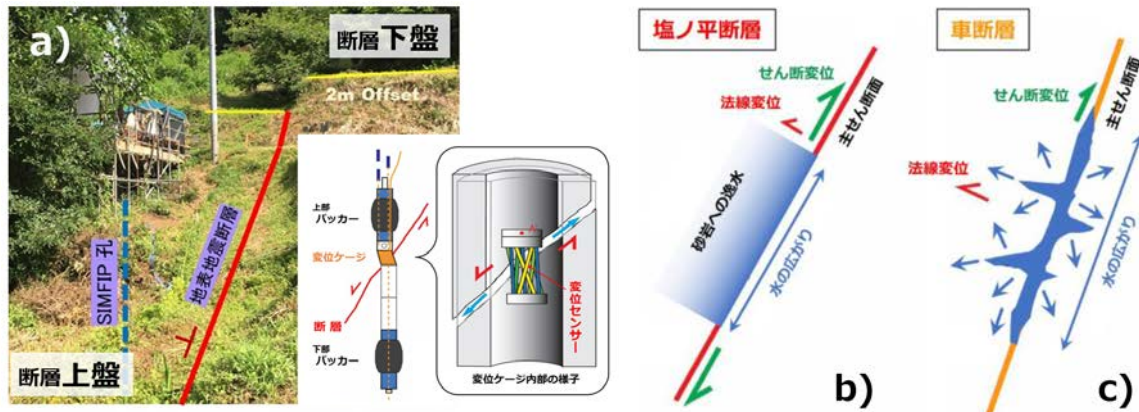


図4a) 塩ノ平断層におけるSIMFIP試験の様子(SIMFIPプローブの概念図を挿入した)  
図4b,c) 塩ノ平断層・車断層におけるSIMFIP試験から計測された断層変位と推定された水の移動

③ 水圧応答解析

SIMFIP試験孔から数メートル離れた地点にボーリング孔を掘削し、同試験の注水時に破砕帯を通過した水の水圧変化と断層変位をモニタリングした。そして、試験で得られたデータを用いて塩ノ平断層と車断層の水理パラメーターを計算した。その結果、**塩ノ平断層は、車断層に比べて透水性が高く比貯留量も大きいことから断層運動などによる間隙水圧の上昇で亀裂が開きやすいという特徴を有する。**また、**三次元的に発達した水みちは断層の破砕度が高い**ことを表しており、車断層との活動履歴の違いを反映している。これは、①の応力逆解析や②のSIMFIP試験で示されたことと調和的である。また、**外部からの圧力エネルギーの供給に対し、同一の体積歪を発生させるために必要な岩盤単位体積あたりエネルギーは、塩ノ平地点で117 J/m<sup>3</sup>、水上北地点で421 J/m<sup>3</sup>と算定され、塩ノ平地点に比べて水上北地点の方が4倍ほど大きいことがわかった(図5)。**

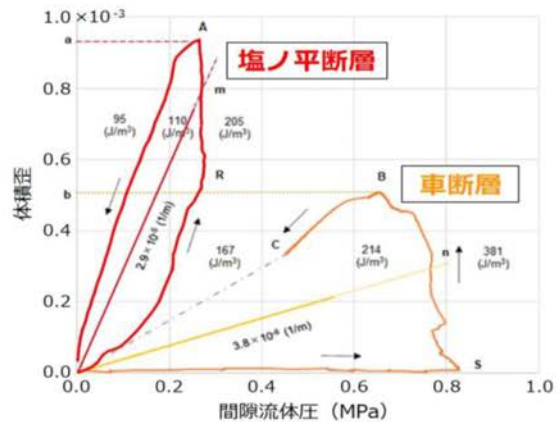


図5) 間隙水圧変化に対する体積歪変化のヒステレシス

3. 研究の結論

塩ノ平・車断層について、地質調査、化学試験、力学試験による包括的な調査を行い、以下の知見を得た。

- **断層の活動履歴**：断層スリップデータの応力逆解析から活動履歴を復元し、塩ノ平断層では正・逆を繰り返す断層運動が少なくとも5回、車断層では2回存在し、最新活動を含む運動ステージは対比される可能性がある。
- **断層の性状**：SIMFIP試験、室内摩擦試験、水圧応答解析、および断層運動の数値解析結果から、摩擦係数、透水性、破壊メカニズム等に違いが見られ、塩ノ平断層の方が将来的に活動しやすい状況にあることが示唆された。
- **断層運動に必要なエネルギー**：同一の体積歪を発生させるために必要な岩盤単位体積あたりエネルギーは、車断層(水上北地点)の方が塩ノ平断層(塩ノ平地点)に比べて4倍程大きくなり、両断層における活動性の違いを定量的に示すことができた。

4. 今後の課題

本研究で示したように、SIMFIP試験をはじめとした、多面的な調査・分析を行うことで、より信頼性の高い断層活動性評価に資することが期待される。一方で、塩ノ平・水上北地点という限られた領域で調査されたデータに基づく考察であることから、今後、断層の活動性評価に対し、より定量的な評価が行えるよう、データの拡充や既存データの整理・適応などの検討が必要である。



付 2 業務報告書

No.	件名	実施内容	受託者	実施期間
1	22 耐震工学 陸域断層の活動性評価に資する断層破砕部の調査・分析	<p>耐震設計審査指針で要求される後期更新世（約 12～13 万年前）以降の断層活動性評価に際して、1) 後期更新世以降の地層が上載しない断層破砕部の性状評価法の高度化および、2) 断層の活動時期を、断層破砕部のせん断センス認定および力学試験により風化変質作用による影響を排除して評価する手法（力学的活動性評価法）の高度化に必要となる基礎資料を取得した。</p> <p>調査にあたっては文献調査を実施し、これに基づいて選択された活断層（五助橋断層、下葛木断層）の現地調査、試料採取、粘土鉱物同定、微小領域観察、化学組成分析等の基本的な断層性状の把握、および力学試験を実施した。</p>	株式会社ダイヤ コンサルタント	2010/12/1～ 2011/3/18
2	23 耐震工学 陸域断層の活動性評価に資する断層破砕部の調査・分析	<p>耐震設計審査指針で要求される後期更新世（約 12～13 万年前）以降の断層活動性評価に際して、1) 後期更新世以降の地層が上載しない断層破砕部の性状評価法の高度化および、2) 断層の活動時期を、断層破砕部のせん断センス認定および力学試験により風化変質作用による影響を排除して評価する手法（力学的活動性評価法）の高度化に必要となる基礎資料を取得した。</p> <p>調査にあたっては文献調査を実施し、これに基づいて選択された活断層（六甲断層）の現地調査、試料採取、粘土鉱物同定、微小領域観察、化学組成分析等の基本的な断層性状の把握、および力学試験を実施した。</p>	株式会社ダイヤ コンサルタント	2011/12/1～ 2012/3/18
3	24 耐震工学 陸域断層の活動性評価に資する断層破砕部の調査・分析	<p>H22・H23 年度調査では、活動履歴が明確な断層において野外調査、室内における破砕部性状の解析、室内試験を実施した。本調査では、後期更新世以降に活動していないことが明確である断層を文献調査および地表踏査で確認した。選定した断層露頭から試料を採取し、粘土鉱物同定、微小領域観察、化学組成分析等による基本的な断層性状の把握、および力学試験を実施した。</p>	株式会社ダイヤ コンサルタント	2012/12/10～ 2013/3/22

No.	件名	実施内容	受託者	実施期間
4	25 耐震工学 陸域断層の活動性評価に資する断層破碎部の調査・分析	H22～H24年度の調査では、文献調査、断層の現地調査、試料採取、微小領域観察、粘土鉱物同定、化学組成分析等の基本的な断層性状の把握および力学試験を実施している。本調査では、六甲山地の断層の補完調査および2011年4月11日の福島県浜通り地震で活動した塩ノ平断層の露頭調査を実施した。また、文献調査、断層破碎物質の表面構造観察、条線観察を行い、これまでに取得したデータの総合検討を実施した。	株式会社ダイヤ コンサルタント	2013/11/29～ 2014/3/14
5	26 耐震工学 陸域断層の活動性評価に資する断層破碎部の調査・分析	2011年4月11日の福島県浜通り地震に伴い、地表地震断層が出現した塩ノ平断層について、現地調査、ボーリング調査、試料採取、研磨片・薄片観察、X線回折分析、室内摩擦試験を実施した。室内試験に供する試料は、福島県浜通り地震時の断層活動区間と非活動区間の2地点から採取した。摩擦試験では回転式高速摩擦試験機を使用し、自然地震の発生時に近い条件下で断層すべりを再現して摩擦係数の変化を計測した。	株式会社ダイヤ コンサルタント	2014/9/5～ 2016/2/27
6	27 耐震工学 陸域断層の活動性評価に資する断層破碎部の調査・分析	2011年4月11日の福島県浜通り地震に伴い、地表地震断層が出現した塩ノ平断層についてボーリング調査、コア観察、SEM観察、TEM観察、摩擦試験を実施した。ボーリング調査について、H26年度調査では水上北地点において断層を捉えることができなかったため、掘進方向を変えて斜めボーリングを実施した。摩擦試験では回転式高速摩擦試験機を使用し、自然地震の発生時に近い条件下で断層すべりを再現して摩擦係数の変化を計測した。	株式会社ダイヤ コンサルタント	2015/9/4～ 2016/3/18
7	28 耐震工学 陸域断層の活動性評価に資する断層破碎部の調査・分析	2011年4月11日の福島県浜通り地震に伴い地表地震断層が出現した塩ノ平断層について、活動区間および非活動区間に着目した破碎部性状や地下の応力状態に関する各種調査を実施し、活動性評価の高度化検討を実施した。  調査に当たっては、研磨片・薄片観察、摩擦試験を行った。研磨片・薄片観察では破碎帯中に発達した非対称変形組織等を確認することで、断層の活動履歴（運動方向の変遷等）を推定した。	株式会社ダイヤ コンサルタント	2016/10/28～ 2017/3/17



No.	件名	実施内容	受託者	実施期間
8	29 耐震工学 陸域断層の活動性評価に資する断層破砕部の調査・分析	<p>2011年4月11日の福島県浜通り地震に伴い地表地震断層が出現した塩ノ平断層について、活動区間および非活動区間に着目した破砕部性状や地下の応力状態に関する各種調査を実施し、活動性評価の高度化検討を実施した。</p> <p>過年度に採取したコア試料を用いて研磨片・薄片を作成し、非対称変形組織を観察した。また、塩ノ平地点において周辺の地質・地質構造を把握するためにルートマップを作成した。加えて、摩擦試験で形成されたと考えられるスリップゾーンの性状把握を目的として、摩擦試験後の Mont Terri ボーリングコア試料を電子顕微鏡により観察した。</p>	株式会社ダイヤ コンサルタント	2017/10/30～ 2018/3/23
9	29 茨城地区 塩ノ平断層における断層スリップ試験・分析	<p>断層原位置での応力状態を明らかにすることを目的に、試錐掘削（塩ノ平地点; SFS-1 孔, SFS-2 孔）、ボアホール TV 観察、キャリパー検層、現場透水試験、水圧モニタリング、SIMFIP 試験を実施した。</p> <p>SIMFIP 試験は SFS-1 孔にて実施し、変位計測区間の深度を変えて、計 3 回の注水を実施した。また、水圧モニタリングは SIMFIP 試験と同期させ、断層活動時の水圧変化を計測した。</p>	株式会社ダイヤ コンサルタント	2018/1/30～ 2018/7/31
10	30 茨城地区 塩ノ平断層における断層スリップ試験・分析	<p>断層原位置での応力状態を明らかにすることを目的に、試錐掘削（水上北地点; MFS-1 孔, MFS-2 孔）、ボアホール TV 観察、キャリパー検層、現場透水試験、水圧モニタリング、SIMFIP 試験を実施した。</p> <p>SIMFIP 試験は MFS-1 孔にて実施し、変位計測区間の深度を変えて、計 4 回の注水を実施した。また、水圧モニタリングは SIMFIP 試験と同期させ、断層活動時の水圧変化を計測した。</p>	株式会社ダイヤ コンサルタント	2018/11/29～ 2019/2/28
11	30 耐震工学 陸域断層の活動性評価に資する断層破砕部の調査・分析作業	<p>4.11 福島県浜通り地震で地表変位が現れた断層活動区間と非活動区間に着目して、破砕部性状に関する各種調査を実施した。調査に当たってはルートマップの作成、試料採取、薄片観察、流体包有物分析、同位体分析、X 線回折分析、コア試料の透水試験を実施した。コア試料の透水試験では、過年度の調査において現場透水試験を実施していることから、試験結果を比較することを目的として行った。</p>	株式会社ダイヤ コンサルタント	2018/11/29～ 2019/2/28

No.	件名	実施内容	受託者	実施期間
12	R1 茨城地区 塩ノ平断層試料の条線観察	塩ノ平断層の SFS-2 孔および車断層の MFS-1 孔を対象に条線観察を行い、H28・H29 年度調査で実施した複合面楕解析の結果を踏まえて、塩ノ平断層のすべり方向を検討した。条線観察は肉眼でのコア観察と、SEM を用いた微細構造観察の両方を行った。	株式会社ダイヤ コンサルタント	2019/11/18～ 2020/2/28
13	R1 耐震工学 陸域断層の活動性評価に資する断層の水圧－変位関係の解析	塩ノ平断層の複数のセグメントにおける SIMFIP 試験の測定データを用いて数値モデルによる試験のシミュレーションを実施し、水圧-変位の関係やすべり発生条件等から断層セグメント毎のすべり安定性等を評価した。また、塩ノ平断層に関する既往の調査結果（地表地質調査、浅層ボーリング調査、コア観察、検層、XRD 分析、同位体分析、流体包有物分析、複合面構造解析）を総合的に解析し、周辺地域の地質、地質構造、割れ目の特徴を取りまとめた。これらの知見を基に、塩ノ平断層および周辺の断層（車断層等）の活動深度および活動時期を推定して、セグメント区分の観点からそれぞれの断層発達史を考察し取りまとめた。	株式会社ダイヤ コンサルタント	2019/11/22～ 2020/2/28
14	R2 耐震工学 SIMFIP 試験データおよび水圧モニタリングデータを用いた水理特性解析	塩ノ平地点および水上北地点で取得した SIMFIP 試験データおよびモニタリング孔での水圧測定データを解析し、両地点での水理特性を明らかにした。本調査では、GRF (Generalized Radial Flow) 法により定流量下における開口亀裂の水理特性（透水係数、貯留係数、流れの次元）を算出した。また、粘弾性変形モデル近似により、粘弾性特性（変形係数、粘性係数、応力緩和時間、歪遅延時間等）を明らかにした。	株式会社ダイヤ コンサルタント	2020/9/28～ 2021/2/19
15	R2 耐震工学 ボーリングコア試料を用いた岩石物性値の取得	塩ノ平地点および水上北地点で採取したボーリングコア試料を用いて、断層破碎部およびその周辺の岩石の物性値を取得した。試験としては、密度試験、間隙率試験、超音波伝播速度測定、透水試験、三軸圧縮試験およびポアソン比測定、一面せん断試験、一軸引張試験を実施した。	応用地質株式会社	2020/11/26～ 2021/2/19

No.	件名	実施内容	受託者	実施期間
16	R3 耐震工学 断層試料の流体包有物分析および条線観察	断層の活動履歴に関するデータ拡充を目的として、過年度調査で取得した試料を用い流体包有物分析および条線観察を実施した。流体包有物分析では、方解石脈に含まれる流体包有物の均質化温度を求め、地温勾配や隆起速度を組み合わせることで断層破砕部の形成深度を推定した。条線観察では、肉眼および SEM による観察によって断層のスリップ方向の検討を行い、応力逆解析手法を用いて応力主軸の方向を推定した。	株式会社ダイヤ コンサルタント	2021/8/27～ 2022/1/28
17	R3 耐震工学 断層スリップ試験結果の水理特性解析	過年度実施した SIMFIP 試験では、塩ノ平地点と水上北地点で異なる断層変位が得られている。これは、両地点周辺の岩盤は水理環境が異なっており、岩盤のもつ粘弾性に違いがあったためと考えられる。岩盤の粘弾性特性を把握するために、試験装置の変位特性をモデル化し、原位置試験の計測データから装置粘弾性等の影響を補正する方法につき検討した。また、同方法による補正結果に基づき、岩盤粘弾性特性の再解析を行った。	株式会社ダイヤ コンサルタント	2021/9/1～ 2022/1/28
18	R4 耐震工学 水理解析および広域応力解析	断層の水理力学に関するデータ拡充を目的に、過年度までに取得した試料を用いて断層破砕部の水理解析および広域応力解析を実施した。水理解析については、GRF (Generalized Radial Flow) モデルへの適用性の確認および透水パラメーター (透水係数、比貯留量、流れ次元) の導出・整理を行い、塩ノ平地点と水上北の特徴を論文形式でまとめた。広域応力解析については、調査地点周辺を含めた広域 (75km×75km×30km 程度) をモデル化し、広域の応力場と断層スリップ試験の関係性を検討して整理した。	株式会社ダイヤ コンサルタント	2022/9/9～ 2023/1/31
19	R4 耐震工学 堆積岩の年代測定	塩ノ平地点では緑色片岩中に正逆の変位センスを示す面構造が形成されており、これを覆う堆積岩 (礫岩・砂岩) 中に逆断層センスの変形がみられることが確認されている。そこで、逆断層の活動時期を絞り込むことを目標として、FT 年代測定および U-Pb 年代測定により堆積岩の年代を測定した。	株式会社ダイヤ コンサルタント	2022/9/21～ 2023/1/31

付 3 外部発表リスト

(1) 塩ノ平断層研究に関する外部発表一覧

2015 (H27)	地球惑星科学連合 大会	5/22～5/26 幕張メッセ	塩ノ平断層の破碎部性状と断層活動性 The property of fault zone and fault activity in the Shionohira Fault, Fukushima Prefecture, Japan	亀高正男・酒井 亨・稲田徳之・田中由美子・岡崎和彦・鈴木悠爾・青木和弘・田中義浩・瀬下和芳・中山一彦
			塩ノ平断層における断層ガウジの摩擦特性 Frictional properties of Shionohira Fault Gouge (oral)	青木和弘・瀬下和芳・田中義浩・亀高正男・酒井亨・岡崎和彦・嶋本利彦
	日本地質学会	9/11～9/13 信州大学	塩ノ平断層の破碎部性状と変位センス The property of fault zone and sense of displacement on the Shionohira Fault, Fukushima Prefecture, Japan	酒井 亨・田中由美子・亀高正男・青木和弘・田中義浩・丹羽正和・瀬下和芳
			塩ノ平断層の定方位コア試料採取 Oriented core sample from Shionohira fault, Fukushima Prefecture, Japan (oral)	鈴木悠爾・亀高正男・青木和弘・村田誠一・瀬下和芳・田中義浩・酒井亨
	AGU (American Geophysical Union)	12/14～12/18 San Francisco Moscone Center	The property of fault zone and fault activity in the Shionohira Fault, Fukushima Prefecture, Japan	Kazuyoshi Seshimo, Kazuhiro Aoki, Yoshihiro Tanaka, Masakazu Niwa, Masao Kametaka, Toru Sakai, Yumiko Tanaka
			Frictional properties of Shionohira Fault Gouge of Fukushima, Japan	Aoki, K., Seshimo, K., Tanaka, Y., Kametaka M., Sakai T., Okazaki, K., and Shimamoto, T.



2016 (H28)	EGU (European Geoscience Union)	3/27~3/29 Vienna Austria	Highly plastic behavior and fluidization of gouge; implications for fault and landslide mechanics and for the generation of mud volcanoes (oral)	Toshihiko Shimamoto, Kazuhiro Aoki, Kazuyoshi Seshimo, Wei Hu, Shengli Ma, Lu Yao, Ran Xiong and Yinke Xiao
	地球惑星科学連合 大会	5/20~5/25 幕張メッセ	塩ノ平断層および南方延長部の破砕帯の特徴 Fault Properties of the Shionohira Fault and its Southern Extension in Fukushima and Ibaraki Prefectures, Japan	亀高正男・酒井 亨・田中由美子・青木和弘・田中義浩・瀬下和芳・丹羽正和・増田祐輝
			塩ノ平断層における断層ガウジの摩擦特性 (その2) 一車断層 (塩ノ平断層南方延長部) における断層ガウジとの比較— Frictional Properties of Shionohira Fault Gouge ( Part2 ) -A Comparison with Kuruma Fault Gouge at the Southern Extension of Shionohira Fault-	青木和弘・瀬下和芳・田中義浩・増田祐輝・丹羽正和・亀高正男・酒井亨・嶋本利彦
	AGU (American Geophysical Union)	12/12~12/16 San Francisco Moscone Center	Frictional properties of Shionohira Fault Gouge ( Part2 ) -A Comparison with Kuruma Fault Gouge at the Southern Extension of Shionohira Fault-	Seshimo, Y., Aoki, K., Tanaka, Y., Niwa, M., Shimamoto, T., MA, S., YAO, L., Sakai, T., Kametaka, M.
2017 (H29)	全地連技術 フォーラム	9/14~9/15 旭川	塩ノ平断層および車断層の断層破砕帯をターゲットとした定方位ボーリング (oral)	鈴木悠爾・亀高正男・青木和弘・瀬下和芳・村田誠一
2018 (H30)	AGU (American Geophysical Union)	12/10~12/14 Washington DC Walter E. Washington Convention Center	Shionohira Fault Characterization Using SIMFIP Protocol	Aoki, K., Guglielmi, Y., Cook, P., Watanabe, T., Tanaka, Y., Seshimo, K.

2019 (R元)	地球惑星科学連合 大会	5/26~5/30 幕張メッセ	断層活動評価手法の検討（断層の活動条件把握への新たな試み）—その1 —塩ノ平断層における全体計画と現状— Study on fault activity evaluation method (A new attempt to understand fault activities) No.1 -Overall plan and current situation at Shionohira Fault-	青木和弘・渡邊貴央・田中遊雲・瀬下和芳
	地球惑星科学連合 大会	5/26~5/30 幕張メッセ	断層活動評価手法の検討（断層の活動条件把握への新たな試み）—その2 —塩ノ平断層とその南方延長における SIMFIP 試験結果— Study on fault activity evaluation method (A new attempt to understand fault activities) No.2 -Injection experiment using a SIMFIP probe at Shionohira Fault and Southern Fault-	渡邊貴央・田中遊雲・青木和弘・Guglielmi Yves・Cook Paul・Soom Florian・若濱洋・能城悠・岩崎悦夫・亀高正男・瀬下和芳
	日本地質学会	9/24~9/25 山口大学 吉田 キャンパス	塩ノ平断層—車断層の破碎帯にみられる熱水変質作用— Geothermal alteration of the fault zone along the Shionohira and Kuruma Faults, northeast Japan	亀高正男・田中由美子・岩崎悦夫・青木和弘・田中遊雲・吉田拓海・瀬下和芳
	AGU (American Geophysical Union)	12/9~12/11 San Francisco, Moscone center	Injection test results on fault stability using a 3-components borehole deformation sensor in the non-active segment extending south of Shionohira Fault, NE Japan	Aoki, K., Tanaka, Y., YOSHIDA Takumi., SESHIMO Kazuyoshi., Yves GUGLIELMI, Paul Cook., and Florian SOOM.
2020 (R2)	地球惑星科学連合 大会	7/12~7/16 Virtual	福島県塩ノ平断層破碎帯を貫く SIMFIP 注水試験における水圧モニタリング結果	青木和弘・若濱洋・能城悠・岩崎悦夫・亀高正男・田中遊雲・吉田拓海・瀬下和芳

(2) Mont Terri に関する外部発表一覧

2016 (H28)	日本地質学会	9/10~9/12 日本大学 文理学部	スイス Mont Terri 主断層 ガウジの摩擦特性 Frictional Properties of Main Fault Gouge of Mont Terri, Switzerland	青木和弘・瀬下和芳・ 亀高正男・NUSSBAU Christophe・嶋本利彦・MA Shengli・YAO Lu	M1
	AGU (American Geophysical Union)	12/12~12/16 San Francisco Moscone Center	Frictional properties of Main Fault Gouge of Mont Terri, Switzerland	Aoki, K., Seshimo, K., Guglielmi, Y., Nussbaum, Ch., Shimamoto, T., MA, S., YAO, L., Sakai, T., Kametaka, M.	M2
2017 (H29)	原子力学会	3/27~3/29 東海大学 湘南 キャンパス	スイスモンテリ地下研究 施設における断層スリッ プ試験と摩擦特性 Fault Reactivation Experiment and Frictional Properties of Mont Terri Rock Laboratory, Switzerland (oral)	青木和弘・瀬下和芳・ Christophe Nussbaum・ Yves Guglielmi・嶋本利 彦・酒井 亨・亀高正男・ Shengli Ma・Lu Yao	M3
	地球惑星科学 連合大会	5/20~5/25 幕張メッセ	スイスモンテリ地下研究 施設における主断層ガウ ジの摩擦特性と微細構造 Frictional Properties and Microstructures of Main Fault Gouge of Mont Terri Rock Laboratory, Switzerland	青木和弘・瀬下和芳・酒 井 亨・亀高正男・嶋本 利彦・Shengli Ma・Lu Yao	M4
2017 (H29)	AGU (American Geophysical Union)	12/11~12/15 New Orleans Ernest N. Morial Convention Center	Micro-textures of Deformed Gouges by Friction Experiments of Mont Terri Main Fault, Switzerland	Kazuhiro Aoki, Kazuyoshi Seshimo, Toru Sakai, Yusuke Komine, Masao Kametaka, Takahiro Watanabe, Christophe Nussbaum, Yves Guglielmi	M5

付4 論文リスト

No.	タイトル	著者	概要	投稿先	発表時期
A-1	Frictional Properties of Mont Terri Claystones from Fault Slip Test Sites at Low to Intermediate Slip Rates	Aoki, Tanaka, Niwa, Seshimo, Guglielmi, Nussbaum, Shimamoto	モンテリ摩擦試験に関するまとめ	Mont Terri Technical Report (TR2022-04)	2022
A-2	2011年福島県浜通りの地震で活動した塩ノ平断層と活動しなかった車断層の断層破碎帯の特徴	青木・田中・吉田・島田・酒井・亀高・瀬下	既往調査(2013-2018)の取りまとめ。室内試験と断層スリップ試験は除く。	応用地質学会	2021
A-3	塩ノ平断層および車断層から採取した断層ガウジの摩擦特性	青木・田中・嶋本	塩ノ平断層で実施した摩擦試験結果について	A-9に統合	—
A-4	塩ノ平断層および車断層における断層スリップ試験	青木・田中・瀬下・Guglielmi・Cook・Soom	塩ノ平断層で実施したSIMFIP試験結果について	A-8に統合	—
A-5	塩ノ平断層と車断層の破碎帯における断層スリップ試験時の水圧応答解析	若濱・能城・青木・今井・Guglielmi・Cook・Soom	SIMFIP試験のモニタリングデータを使った水理解析結果	応用地質学会	2023
A-6	複合面構造と応力逆解析による断層の運動履歴および応力史の推定：塩ノ平断層と車断層への適用例	酒井・亀高・青木・島田・高木	塩ノ平断層と車断層での複合面構造解析結果、条線から応力場の推定	日本地質学会	2024
A-7	SIMFIP試験の数値解析	田中・青木・Guglielmi	SIMFIP試験結果の再現解析、パラスタ等	A-8に統合	—



No.	タイトル	著者	概要	投稿先	発表 時期
A-8	Characterizing the reactivation mechanisms of coseismic surface ruptures associated with the 2011 Mw 6.7 Fukushima-ken Hamadori earthquake in Japan through borehole hydromechanical testing	Guglielmi ・ Aoki ・Cook ・ Soom ・ Cappa ・ Tanaka	地表断層の再活性化メカニズムについて、ボーリング孔の注水試験を実施し、水理-力学連成モデルで解析した。	Tectonophysics	2021
A-9	福島・茨城県境に位置する塩ノ平断層，車断層の活動性評価研究	青木・今井・ 瀬下・木村・ 桐田・中西	塩ノ平断層と車断層で行った FAR 試験の総合取りまとめ	JAEA report	2024

## 付 5 Mont Terri 国際共同研究

## 付 5.1 SIMFIP 試験実施の経緯

## 1) SIMFIP について

- ・断層のすべり量を三次元で計測することができる試験装置が Aix-Marseille 大学の Yves Guglielmi 教授によって開発され、SIMFIP (Step-Rate Injection Method for Fracture In-situ Properties) プローブと命名された (Guglielmi et al., 2014)<sup>42)</sup>。ボーリング孔における岩盤中の割れ目等を含む試験区間をダブルパッカーで隔離し、高圧注水により岩盤の間隙水圧を段階的に上昇させて人工的にすべりを発生させ、発生した微小変位を流量等とともに計測する試験手法である。
- ・本装置はフランスにおける CO<sub>2</sub> の地層貯蔵のために計画され、フランス南部の地下研究施設 (LSBB: Laboratoire Souterrain à Bas Bruit) で最初に適用された (Guglielmi et al., 2015)<sup>40)</sup>。その後はフランス Tournemire の地層処分地下研究施設や地熱開発のため、米国サウスダコタ金鉱山跡の断層などで原位置試験が実施されている。

## 2) Mont Terri 国際共同研究プロジェクトにおける断層スリップ試験

- ・スイスの Mont Terri 国際共同研究プロジェクトにおいても SIMFIP プローブを用いた層スリップ試験 (FS 試験 : Fault Slip 試験) が 2013 年から開始された。
- ・Mont Terri 国際共同プロジェクトには、日本原子力研究開発機構幌延深地層研究センターが物質移行試験で参加しており、青木が委員を勤めていた。現地で開催された管理委員会に出席した際に、断層スリップ試験 (FS 試験) および SIMFIP 装置の情報を入手した。この新しい試験装置と試験方法は、断層破碎部の性状から断層の活動性評価に使えるのではないかとこの着想に至った。
- ・塩ノ平断層での活断層調査研究に SIMFIP 試験装置が使えるかどうかを判断するため、SIMFIP 試験装置がそもそもどのような装置であるのか、また、開発者である Guglielmi 教授の研究に対する考え方を理解するために Mont Terri の Fault Slip 試験に参加することとした。

## 3) Mont Terri の断層スリップ試験に参加するメリットと建設部の貢献について

- ・Mont Terri での断層スリップ試験は、塩ノ平断層における調査研究に先行して実施され、同プロジェクトへの参加は、塩ノ平での断層スリップ試験において試錐孔の本数や配置、試験深度の決定やモニタリング方法などの実施計画を作成する際の参考となった。また、数値解析についても Mont Terri で開発される最新の手法に準拠して塩ノ平断層の数値解析を実施するため、常にフォローする必要があった。
- ・Fault Slip 試験に際し技術的貢献もしたいと考え、断層スリップ試験を実施した区間の摩擦特性を明らかにするため、注水試験区間のコア試料を用いて室内摩擦試験を行うこととした。2015 年 5 月 29 日から 6 月 11 日に青木と瀬下が Mont Terri に出張した際に、試験用コアのサンプリングを行った。摩擦試験は嶋本利彦教授に依頼し、中国地震局地質研究所において、嶋本氏自らが設計製作した高速摩擦試験機 (図 3.10-4 と同一) を用いて実験を行った (成果

は Aoki et al., 2023<sup>106)</sup>としてまとめている)。試験結果は Mont Terri の断層スリップ試験担当者に提供した。

- ・青木と桐田が出席した Mont Terri での打合せにおいて、FS-B 試験の成果 (Cappa et al., 2022)<sup>107)</sup> が科学雑誌 Nature Geoscience (インパクトファクター21.5) に掲載され、その論文内で日本原子力研究開発機構が提供した上記摩擦試験の結果が引用された旨が、ディレクターの Nussbaum 氏より紹介された。

#### 付 5.2 断層スリップ試験第 1 期 (FS) の概要

- ・FS では、(i) 断層の 3 次元変位と間隙水圧を連続的に計測する 2 つの試錐、(ii) 3 成分加速度計を 2 つ備えた 1 つの試錐、(iii) 断層コアを挟んで設置された 3 つの圧力計、を利用した。この設定により、最長で 2 時間継続する圧力制御ステップレート注入において、~15m の断層破壊パッチ半径と~10m の加圧パッチ半径を推定した。また、応力の状態とその場の弾性率、断層帯全体の透水係数の変化を捉えた。
- ・FS では、モンテリ主断層の初期圧力よりも間隙水圧が約 2.0 MPa 高い状態において、0.4 mm の断層すべりが継続的にモニタリングできたことが示された。
- ・有効応力の摂動は、断層を再活性化するのに十分高いことが示されたが、透水係数が  $10^{-17}$  から  $10^{-13}$  m<sup>2</sup> に指数関数的に増加することは十分に説明できなかった。そのような透水性の大きな増加は、断層すべりとマグニチュードマイナス 2.3 の地震の間に発生し、透水性の変化は、断層のすべり速度にも依存することが明らかになった (Guglielmi et al., 2016<sup>108)</sup>, Jeanne et al., 2017<sup>109)</sup>)。
- ・3DEC および TOUGH-FLAC3D コードを用いた断層圧力と変位データの水理・力学連成数値解析から、摩擦と透水性の両方が応力とすべり速度に依存する断層が、古典的な静的クーロン応力解析から推定された注水圧力以下でリークすること (断層が活性化する際、必ずしも限界有効応力状態にある必要はないこと) を示した。
- ・誘発された地震活動は、動的な透水係数の増加後に発生し、断層破碎帯での非地震性流路の出現とそれに続く比較的透水性の低い断層コアゾーンでの地震加圧 (地震摩擦発熱) とに区別されることが観察された。
- ・FS の期間が短いこと、測定数が限られていることは、断層の活性化時のバルク透水性の変化と破壊フロントの伝播をマッピングするには、不十分な設定であったといえる。さらに、FS では、破壊後の長期的な断層透水性の変化を正確にモニタリングするように設計されていなかった。しかし、間隙水圧の初期値と最終値 (試験終了 1 時間後に観測された値) の間には有意な低下が観察され、FS で破断後の残留透水性の増加や短い時間スケールで  $50 \times 10^{-6}$  m / 日のクリープを観測することができた。

#### 付 5.3 断層スリップ試験第 2 期 (FS-B) の概要

- ・FS-B の 1 つ目の目的は、透水部分の長期的な流れ次元の発達過程や透水部分と破壊との幾何

学的な関係の長期的な変化をシグナルの直接的計測と間接的な地震波によるイメージングを通して、明らかにすることである。2 つ目の目的は、注水地点やそこから離れた位置で、流体圧と塑性ひずみの両方に伴う全応力の変化を明らかにすることである。

- FS-B では、改良がなされた HPPP 試錐機器を使用する。新しい機器は、FS で正常に使用されたプローブを改良したもので SIMFIP と呼ばれている。SIMFIP のプローブは、クロスホールと鉛直方向に配置された受動・能動震源と一緒に使用される。SIMFIP 装置は、断層を横切る鉛直な 3 つの試錐において、断層の 3 次元変位、間隙流体圧、注水速度を 0.001 秒毎に記録する (図 1, 図 2)。測定精度は、変位は  $10^{-6}$ 、間隙流体圧は  $10^{-3}$  Pa、注水速度は 0.1 L/min である。
- 3 成分加速度計、音響センサーアンテナ、ハイドロフォンも 3 つの SIMFIP プローブに装備された。これは、注水中に誘発された地震活動をモニタリングすることと注水で活性化された断層において P 波・S 波の地震波トモグラフィーを行う際の受信機として使用することを目的にしている。SIMFIP プローブの長さは可変式で、(i) 短いプローブ (0.2-0.5m) は、主断層面の動きとその動きに伴う間隙水圧の変化のモニタリングを、(ii) 長いプローブ (最大 8.0m) は、断層コア全体の厚さを対象とした注水のために使用される。
- これら異なるプローブ長を使用することで、断層強度と透水特性の潜在的なスケールアップの推定に役立つ。実際のところ、短い SIMFIP は、試錐周辺の音響イベントを検知し、これは、実験室での微小地震モニタリングに相当する。実験室と SIMFIP を使用した断層変位と温度のモニタリングは、同じ解像度で継続的に実施されるため、双方の比較は容易である。長い SIMFIP は、グローバル規模の断層帯の応答を検知し、その一例として、断層の再活性化中の透水性増加過程に対して、摩擦プロセスがどの程度重要であるかを推定することができる。
- SIMFIP に加え、垂直孔には、分散型光ファイバーも装備される。我々は、最大 8m の長さの SIMFIP 注入チャンバーを使用した断層コアへの注水実験の際、すべり速度の増加や透水性の変化に対してひずみがどのように局在化するかを調べるために、数センチメートル間隔で配置されたファイバーブラッグ格子を使用する。
- 主断層の走向に対して垂直・平行方向の地震波モニタリングを行うため、断層コア境界部から約 2~5m 離れた位置に、断層傾斜に対して平行に 5 孔 (断層上盤側に 3 孔、下盤側に 2 孔) の試錐を掘削する (図 1, 図 2)。これらの試錐孔には、注水により誘発される地震のモニタリングを行うための地震計、流路と破壊域のイメージングを行うための制御型連続震源 (これは、CASSM と呼ばれる LBNL 製の試錐孔用圧電素子型の震源装置) が設置される (Marchesini et al., 2017)。ここでは、24 個 (2 つの試錐孔に 12 個ずつ) の CASSM ソース、15 個の 3 成分加速度計 (フラットな波長が 2Hz-4kHz の PCB 356B18 加速度計で、5 つの試錐孔に 3 個ずつ)、48 個のハイドロフォン (2 つの試錐孔に 24 チャンネルの 2 アレイを設定) を用いて計測が実施された。
- さらに、試錐孔には、光ファイバー分散音響センサー (DAS) と光ファイバー分散ひずみセンサー (DSS) などが装備される。主要な目的は、断層コア内の流路の 3 次元的な成長と、これらの透水性の高い領域と応力の起因する体積 (地震・非地震性すべりの伝播によって誘



発される) との間の幾何学的な関係の時間変化をとらえることである。垂直、傾斜試錐孔内に設定された全てのセンサーは同期される。

- 坑道床面では、プロトタイプの Tournemire 試験 (Rivet et al., 2016)<sup>110)</sup> で採用されたものと同じプロトコルに従い、異なる位置に固定されたスラブに対して繰り返しハンマーショットを行う。ここで、重要になるのは、CASSM を導入した試錐でハンマーショットを行い、坑道床面から震源の活性化を定期的に自動で繰り返し、震源を数か月の間もとの位置に保持する点である。
- ここでは、約 1~15 日間の断層刺激期間と約 2 ヶ月間の刺激なしの期間を繰り返しつつ、トータルで 6~12 ヶ月の間、試験を継続することを計画している。注入する流体の種類を変える (図 3) ことで、(i) 気体や水に対する断層欠損のポテンシャルを比較し、(ii) イメージング解像度を高め、(iii) 固相の破壊が支配的な応力変化部分に起因する異常と流体の侵入が支配的な応力変化部分に起因する異常とをより適切に区別する。これについては、例えば、上記 (i) と (ii) を調べるために、様々な濃度の不活性ガス (N<sub>2</sub>, Ar, Ne) を水に注入する。
- FS-B は、断層に溶解した CO<sub>2</sub> を注入する CS-D プロジェクトとも連携している。また、注入された流体の化学変化に反応するシーラントの注入することを提案している。これによって、流体の流入で沈殿が生じた断層パッチで地震の痕跡を更新する。これは、上記の (ii) や (iii) を調べるためである。さらに、シーラントを注入することで、人工的なシーリングを誘発し、活性化された断層のシーリングのポテンシャルや、シーリングの断層透水性や力学的安定性に対するその効果を明らかにすることができる。

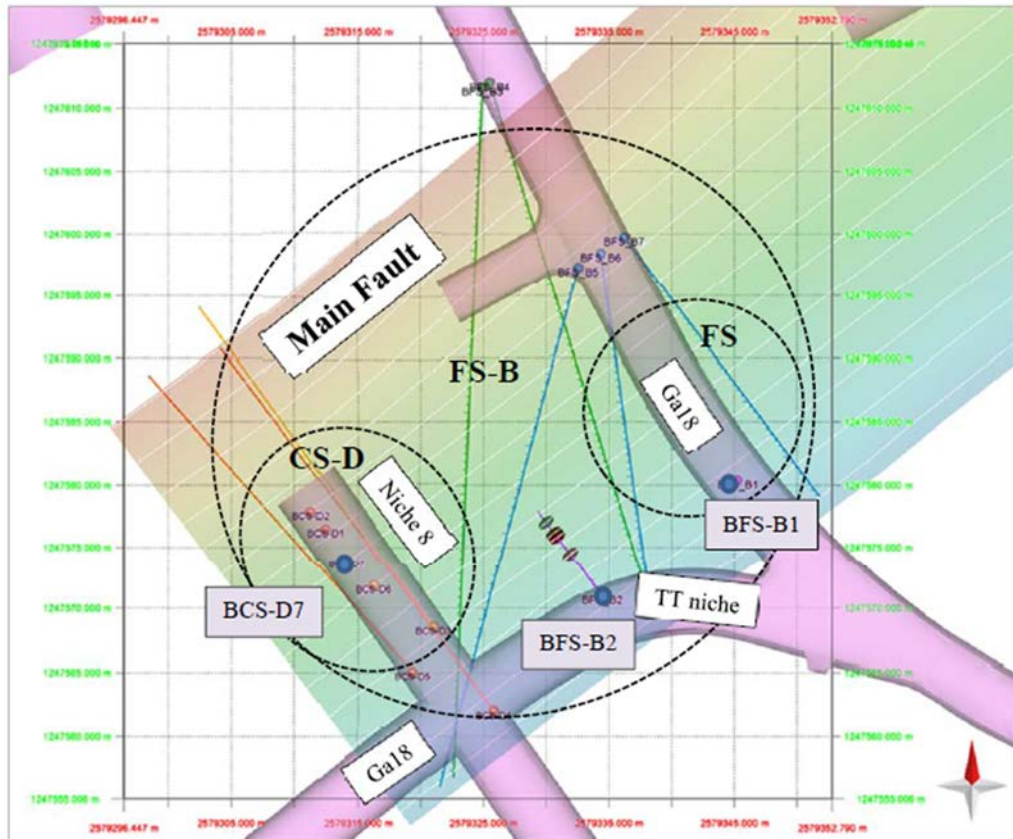


図1. 主断層（N150度：SE方向に傾斜している）と坑道の平面図  
 3孔の垂直試錐孔（SIMFIPプローブを設置）は、BCS-D7、BFS-B1、BFS-B2である。5孔の斜孔で受動的地震波モニタリングおよび能動的地震波トモグラフィーを行う。5孔のうち上盤中に3孔（青色）、下盤中に2孔（緑色）がフェーズ24で掘削された。これらの試錐孔にはケーシングが挿入され、ケーシングの外側にDSSとDASファイバーが設置され、ケーシングの内側にはCASSM装置がフェーズ24でセットされる。断層の活性化圧力以上で注水するのは、BCS-D1孔で実施される。不活性ガスや二酸化炭素は、断層活性化圧力以下でBCS-D1で注入される。BFS-B1孔は、断層スリップ試験（FS）で地震波を発生したゾーンを貫いて掘削し、FS-Bのモニタリングポイントとして利用される。

Active seismic imaging: crosshole + from Galey floor

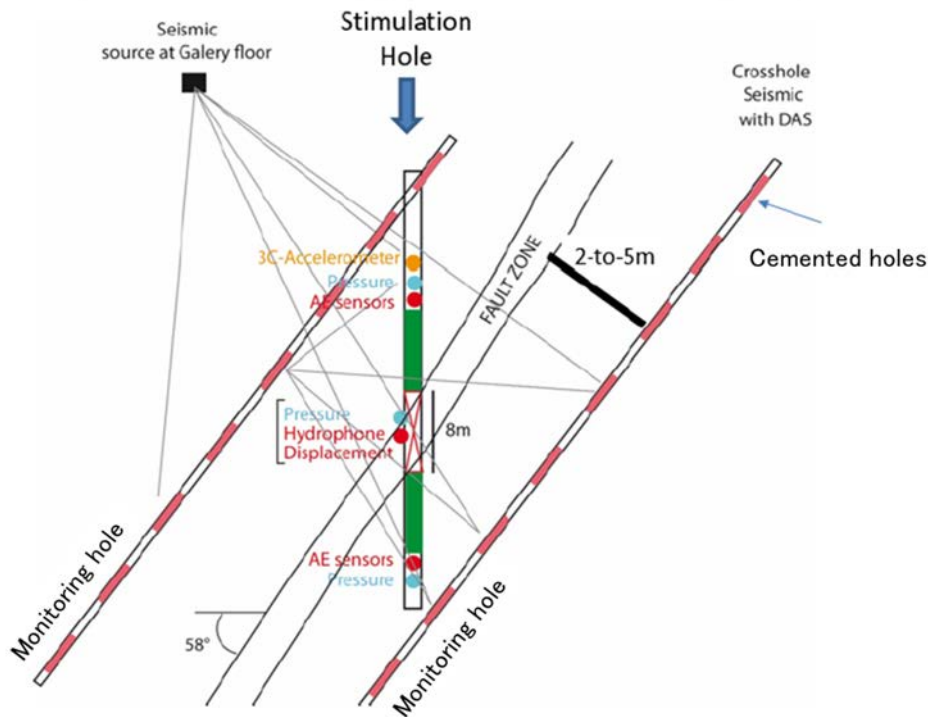


図2. 主断層の垂直断面図および地震波トモグラフィーと SIMFIP モニタリングの概念図  
測定区間 8m の SIMFIP は断層コア部の層厚全体に注水できる。SIMFIP プローブに水圧，変位量，アコースティック，地震波のセンサーを組み込みモニタリングする。斜孔を用いて孔間トモグラフィーを行う。

Injection of different type of fluids to test:

- Fault leakage response to fluid type(s)?
- Can we seal or « control » a leaking fault ?
- Adding intelligent sealant can enhance fluid seismic signature and help image leaking flowpaths

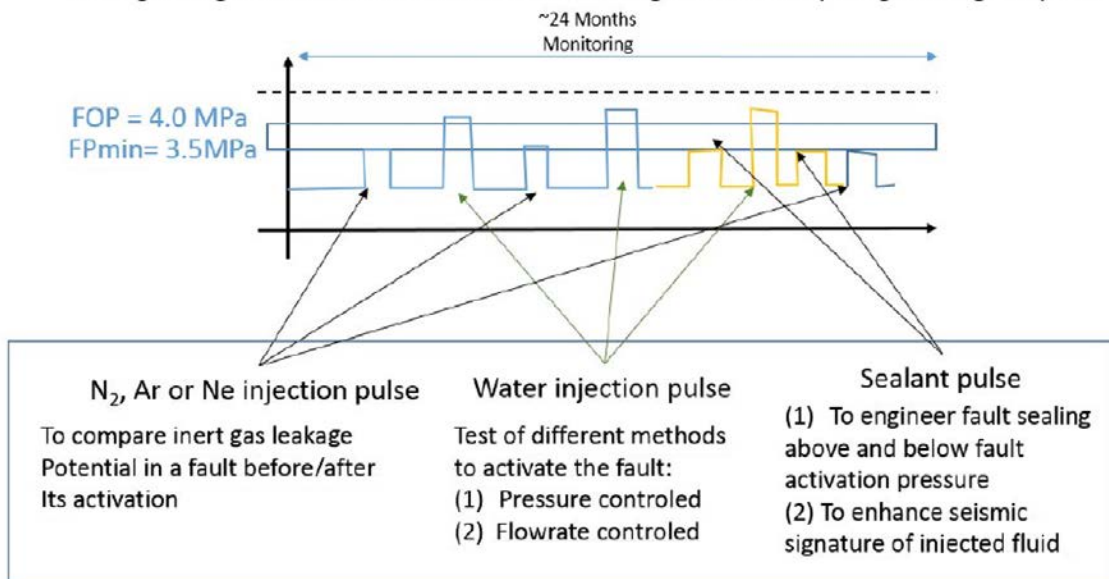


図3. 人工地下水，不活性ガスおよびシーリング材を用いた注入試験

This is a blank page.





