

平成 28 年度原子力規制庁委託成果報告書

ボーリングコアを用いた断層破碎物質の分析

ボーリングコア等を用いた各種分析

(1/2)

京都大学

平成 30 年 3 月

本報告書は、原子力規制委員会原子力規制庁からの委託により実施した業務の成果をとりまとめたものです。

本報告書に関する問い合わせは、原子力規制庁までお願いします。

要旨

原子力施設周辺の断層の活動性については、原子力施設の地盤や耐震安全性評価の基礎となる基準地震動の策定に大きく影響することから、その評価に当たっては、科学的な根拠に基づき活動年代を特定することが重要である。通常、断層活動性は、断層の上部に堆積した地層の年代に基づき特定あるいは推定する、いわゆる“上載地層法”を用いて評価することが多い。しかし、地域によってはそのような地層が欠如している等の理由により、“上載地層法”の適用が難しい場合もある。本事業では、“上載地層法”が適用できない場合に備えて、断層内物質試料を用いた活動性評価手法に関する適用条件・課題等を整理し、総合的な評価手法の確立を目指すものである。

本事業では、上記の目的を達成するため、断層破砕帯の組織構造と断層岩物性の解析を行い、断層活動性を評価する手法を検証するための調査・研究の一環として、主に 1995 年兵庫県南部地震が発生した野島断層を調査・研究の対象とした。また、野島断層の破砕帯構造・断層活動性と比較するため、花崗岩の破砕帯が発達した、活動性の高い有馬—高槻構造線活断層帯を比較研究対象として解析を行った。

野島断層および有馬—高槻構造線について、平成 27 年度原子力施設等防災対策等委託費（野島断層における深部ボーリング調査）事業（以下「平成 27 年度事業」という）において採取した断層破砕物質に対し、各種の解析・分析を行った。

断層破砕物質の構造解析では、様々なスケールにおける組織構造観察と解析を行った。その結果、野島断層は幅約 60m の破砕帯を伴い、断層の変位センスは主に右横ずれであることが分かった。有馬—高槻構造線の調査では、新たに断層露頭を発見し、構造解析用の試料を採取した。有馬—高槻構造線の断層岩定方位ブロックサンプルの研磨面観察から、本断層も右横ずれの変位センスを持つことが分かった。

野島断層とその分岐断層である浅野断層について、平成 27 年度事業で実施した調査の割れ目データを解析することにより、卓越する割れ目方向の傾向を明らかにした。各断層において明らかになった割れ目の分布パターンは右横ずれを示す複合面構造に対応した方位に集中することが分かった。

平成 27 年度事業で得られた断層破砕物質に対して、複数の年代測定手法による断層活動年代の推定を行った。年代測定には、ルミネッセンス年代測定（熱ルミネッセンス年代測定及び光ルミネッセンス年代測定（以下、「TL 年代測定」及び「OSL 年代測定」という）、電子スピン共鳴年代測定（以下「ESR 年代測定」という）、カリウム-アルゴン年代測定（以下「K-Ar 年代測定」という）を用いた。各年代測定では以下のような結果が得られた。

- (1) OSL 年代測定では、ルミネッセンスサイトが断層運動による摩擦・破壊により変化する可能性が示唆された。また、小倉トレンチの調査で採取された断層岩試料について、TL 年代測定により低い蓄積線量が認められ、何らかの断層の影響がある

可能性が示唆された。

- (2) ESR 年代測定では、野島断層及び浅野断層のボーリング調査で得られた断層試料について、各シグナルから高い断層摩擦熱は明瞭には検出されなかった。また、一部のシグナルでは温度上昇が認められたが、これは熱水による影響を否定できない。
- (3) K-Ar 年代測定では、トレンチ試料において、白亜紀後期における断層形成時期の同位体特性を記録している可能性が示唆された。また、粒径 $0.1\mu\text{m}$ 以下のフラクション内では活断層の再活動による局所的もしくは僅かな熱上昇を記録している可能性が示唆された。

断層破砕物質の化学分析の結果より、断層ガウジ及び脈状断層岩は、母岩と異なる微量元素組成及びストロンチウム同位体比を示した。この化学特性は、各試料が得られた断層周辺に、断層摩擦発熱もしくは熱水的作用があったことを示唆する。

室内摩擦剪断実験と年代リセット状況の分析では、平成 27 年度事業に引き続き、天然の断層破砕物質を用いた室内摩擦実験と、OSL 年代リセット条件を検証するための室内摩擦実験、動的な地質応力計となり得るカルサイト脈の性状分析を行った。各調査では、以下のような結果が得られた。

- (1) 天然の断層破砕物質を用いた室内摩擦試験は、異なるすべり速度条件とすべり量で実験を行った。実験の結果、せん断応力がすべり速度とすべり量に強く依存すること、摩擦仕事率はすべり速度の変化に伴い $6.0 \times 10^3 \sim 1.4 \times 10^6$ (Wm^{-2}) の範囲で変化することが分かった。
- (2) OSL 信号リセット条件を検証するための室内摩擦実験では、平成 27 年度事業で OSL 信号の Fast 成分の増大が認められた試料の表面積測定を行い、断層運動による岩石の細粒化が OSL 信号に与える影響を調べた。その結果、細粒化自体が信号低下の原因ではないことが明らかとなった。
- (3) 野島断層のカルサイトの産状について、結晶粒界や亀裂を充填する細粒なもの、長石中に散在するもの、亀裂を充填する鉱物脈中のものの 3 タイプが認められた。この結果から、これらのカルサイトは断層による破砕部に流体が移動した結果生成されたものであると考えられる。

上記の断層活動年代についての検証に加えて、断層運動による摩擦発熱が年代リセットを起こしうるかを検証するため、グラファイト炉を用いて、高温短時間の加熱が再現できるか検証を行った。その結果、今回導入した試験装置では、 $100 \sim 800$ 秒間、 $300 \sim 500^\circ\text{C}$ の加熱実験に適していることが明らかとなった。

断層破砕物質のさらなる解析のために、平成 27 年度事業で掘削したボーリング孔を用いたサイドトラック工法により、補足的な断層破砕物質の採取を行った。掘削の結果、3本の枝孔の全てにおいて野島断層の主断層の断層破砕物質を採取することが出来、平成 27 年度事業の試料と合わせて 7本の断層ガウジ帯を含む断層破砕物質のコア試料を採取できた。これらの断層ガウジ帯の深度分布から、野島断層の傾斜は約 72° であると推定された。

目次

1. 事業内容	1
1. 1. 件名	1
1. 2. 目的	1
1. 3. 事業概要	1
1. 4. 調査地点	1
1. 5. 調査項目	4
1. 6. 工期	5
1. 7. 業務実施体制	5
2. ボーリングコア等を用いた各種分析	7
2. 1. 断層破碎帯の組織観察と地質構造の解析	7
2. 2. 断層破碎帯物質の微細構造解析	22
2. 3. 応力場の解析	32
2. 4. 断層破碎帯の年代測定・化学分析	40
2. 4. 1. ルミネッセンス年代測定	40
2. 4. 2. ESR 年代測定	61
2. 4. 3. K-Ar 法年代測定	76
2. 4. 4. 断層岩試料の化学分析	83
3. 室内摩擦実験と年代リセット状況の分析	89
3. 1. 天然の断層物質を用いた室内摩擦実験	89
3. 2. OSL 年代のリセット条件を検証するための摩擦実験	97
3. 3. 野島断層のカルサイトの産状	105
4. 鉍物の加熱実験と年代リセット状況の分析	107
5. 補足的な断層破碎物質の採取	112
6. 総合評価	113

平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費
(ボーリングコアを用いた断層破碎物質の分析) 事業
報告書の構成

1. 報告書 (1 / 2) : ボーリングコア等を用いた各種分析
2. 報告書 (2 / 2) : ボーリング掘削による異なる深度の補足的な断層破碎帯試料の採取・解析

1. 事業内容

1. 1. 件名

平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費（ボーリングコアを用いた断層破碎物質の分析）事業

1. 2. 目的

原子力施設周辺の断層の活動性については、原子力施設の地盤や耐震安全性評価の基礎となる基準地震動の策定に大きく影響することから、その評価に当たっては、科学的な根拠に基づき活動年代を特定することが重要である。通常、断層活動性は、断層の上部に堆積した地層の年代に基づき特定あるいは推定する（以下、「上載地層法」という）。しかし、地域によってはそのような地層が欠如している等の理由により、“上載地層法”の適用が難しい場合もある。本事業では、“上載地層法”が適用できない場合に備えて、断層破碎物質の各種分析から断層内物質試料を用いた活動性評価手法に関する適用条件・課題等を整理し、総合的な評価手法の確立を目指すものである。

1. 3. 事業概要

本事業の調査・研究で主に対象とする断層は、1995 年兵庫県南部地震を引き起こした野島断層である。野島断層と比較するため、花崗岩の破碎帯が発達した有馬—高槻構造線活断層帯も対象とする。

調査・研究は、平成 27 年度に実施した委託事業（平成 27 年度原子力施設等防災対策等委託費（野島断層における深部ボーリング調査）事業）（以下「平成 27 年度事業」という。）において採取したボーリングコアおよびトレンチ試料を用い、断層破碎物質の構造解析、断層周辺の応力場の解析、年代測定、化学分析および室内摩擦試験を行う。また、活断層破碎帯表層部の露頭調査と既往のボーリング孔を利用した補足的な浅部～深部ボーリング掘削を行い、追加の断層帯物質試料を採取する。

1. 4. 調査地点

露頭調査位置、ボーリング掘削の調査位置をそれぞれ図 1.4.1.、図 1.4.2.に示す。

（1）露頭調査

有馬高槻サイト：松尾橋（兵庫県神戸市北区有馬町松尾橋）

（2）ボーリング掘削

野島サイト：小倉（兵庫県淡路市小倉）

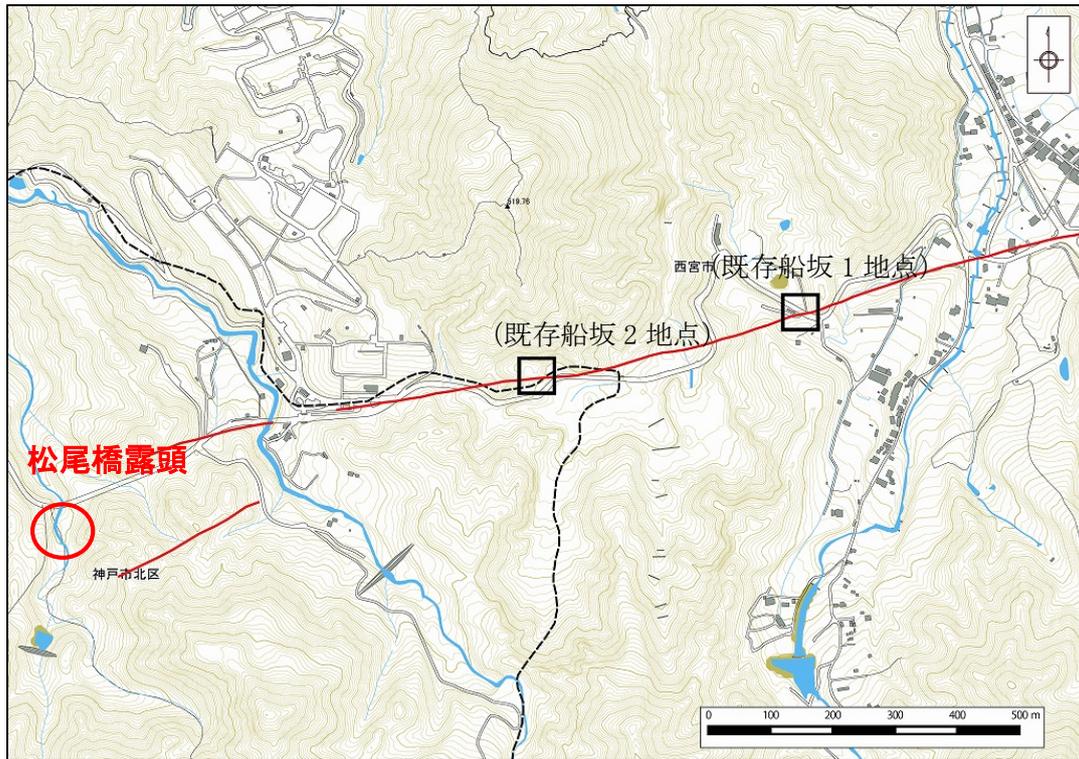


図 1.4.1. 露頭調査位置図：有馬—高槻サイト
国土地理院ウェブサイト (<http://www.gsi.go.jp/index.html>) より引用、改変

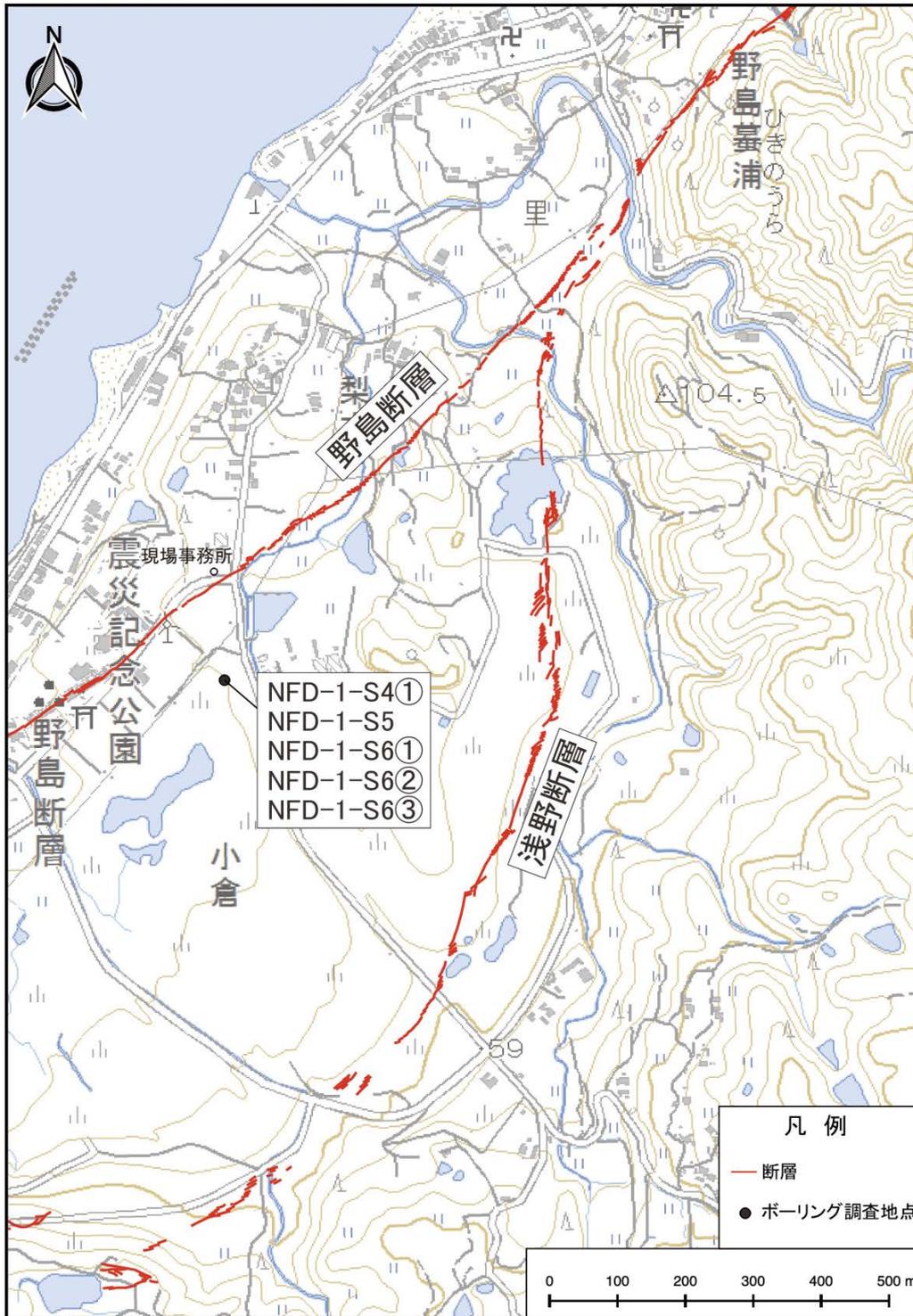


図 1.4.2. ボーリング調査位置図：野島サイト
 国土地理院電子地形図（仮屋）に粟田・水野（1998）によって示された断層トレース及び
 本事業の調査地点を加筆。

1. 5. 調査項目

各業務の調査項目を以下に示す。

(1) ボーリングコア等を用いた各種分析

平成 27 年度事業のボーリング調査により採取した断層試料等を用いて、下記の分析等を行う。

① 年代分析・化学分析

断層破碎物質の主せん断部の年代測定や化学分析を行った。年代測定は、光ルミネッセンス (TL、OSL)、電子スピン共鳴法 (ESR) 及び K-Ar 法を用いた。化学分析は、全岩化学組成分析、微量元素組成分析及び同位体分析を行った。年代測定及び化学分析用の試料の採取位置は、②の微細組織構造観察を担当する組織構造解析責任者と協議して選定した。

② 微細組織構造観察

断層破碎物質及びその周辺部の試料を用いて微細組織構造観察を行った。微細組織構造観察は、偏光顕微鏡や走査型電子顕微鏡を用いた。

③ 応力場の解析

各調査で得られた割れ目方位を用いて、断層周辺の応力場の解析を行った。

(2) 室内摩擦試験と年代リセット状況の分析

平成 27 年度事業で構築した高速せん断摩擦実験システムを用い、断層を模擬した摩擦実験を行った。実験に用いた試料は、断層破碎物質及び人工的に被曝させた試料である。実験はこれらの試料を用いて、多様な物理条件（異なる応力、間隙水圧、すべり速度等）において行った。また、年代のリセット状況を確認するために、実験後の試料を用いて年代測定を行い、実験条件と年代リセット状況との関係について調べた。

(3) 鉱物の加熱実験と年代リセット状況の分析

加熱実験は、断層活動時の瞬間的な摩擦発熱を短時間加熱炉により再現するものであり、同一加熱条件下での年代測定手法の違いによる年代リセット状況と温度との関係を把握するために行った。実験は断層破碎物質及び人工的に被曝させた鉱物を用いて、複数の年代測定手法による分析を行った。

(4) 補足的な断層破碎物質の採取

平成 27 年度事業において野島断層で掘削した既往の 1,000m 級ボーリング孔を利用してサイド・トラック工法による追加掘削を行い、断層破碎物質を採取した。ボ

ーリングは、野島断層において、追加の枝孔で3か所（NFD-1-S4孔、NFD-1-S5孔、NFD-1-S6孔）を行った。ボーリングの掘削深度は下記の通りである。

表 1.5.1. ボーリング調査追加枝孔

地区名	孔名	掘削深度	調査内容
野島断層	NFD-1-S4 孔	810m 枝孔	・物理検層
	NFD-1-S5 孔	923m 枝孔	（孔径検層,温度検層,密度検層,電気検層, 方位傾斜検層,ボアホールテレビ又はボア ホールテレビュアーによる孔壁観察）
	NFD-1-S6 孔	905m 枝孔	
			・ボーリングコア観察 ・ボーリング柱状図記載 ・地質構造図作成

1. 6. 工期

平成 28 年 10 月 26 日 ～ 平成 29 年 3 月 31 日

1. 7. 業務実施体制

本業務では、事業の円滑な推進のために、「平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費（ボーリングコアを用いた断層破碎物質の分析）事業」の運営委員会（以下、運営委員会）を設置した。運営委員会は、各調査項目の責任者から成り、それぞれの調査担当には複数の協力者を配置した。統括責任者（林愛明教授）は、各調査担当の調査・研究成果の検討のために、運営委員会を開催し、本業務の管理と成果の取りまとめを行った。本事業における業務実施体制は図 1.7.1.に示すとおりである。なお、各調査項目の業務は必要に応じて民間の専門的な会社に依頼した。

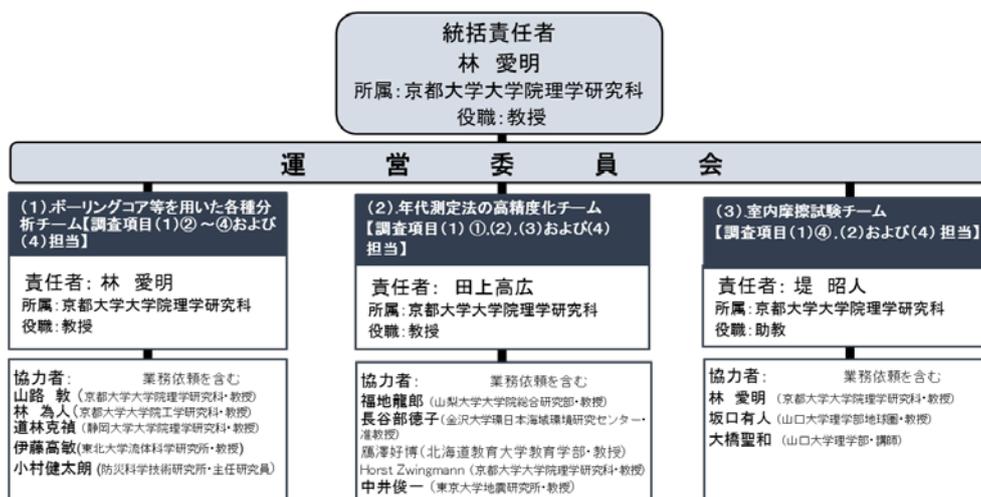


図 1.7.1. 業務実施体制図

各調査の担当者は、本年度の調査概要を取りまとめ、本報告書の該当箇所について執筆した。各章・節の執筆者は下記のとおりである。

1. 事業内容：林愛明
2. 1. 断層破碎帯の組織観察と地質構造の解析：林愛明
2. 2. 断層破碎物質の微細構造解析：道林克禎、林愛明
2. 3. 応力場の解析：林愛明
2. 4. 1. ルミネッセンス年代測定：長谷部徳子
2. 4. 2. ESR 年代測定：福地龍郎
2. 4. 3. K-Ar 法年代測定：Horst Zwingmann
2. 4. 4. 断層岩試料の化学分析：林愛明
3. 1. 天然の断層物質を用いた室内摩擦実験：堤昭人
3. 2. OSL 年代のリセット条件を検証するための摩擦実験：大橋聖和
3. 3. 野島断層のカルサイトの産状：坂口有人
4. 鉱物の加熱実験と年代リセット状況の分析：田上高広
5. 補足的な断層破碎物質の採取：林愛明
6. 総合評価：林愛明

引用文献

栗田泰夫,水野清秀,1998. 1万分の1兵庫県南部地震に伴う地震断層ストリップマップー野島・小倉及び灘川地震断層ー説明書. 構造図(12), 地質所調査所.

2. ボーリングコア等を用いた各種分析

2. 1. 断層破砕帯の組織観察と地質構造の解析

(1) はしがき

平成 27 年度事業（京都大学, 2017）で得られた断層岩試料と物理検層データを用いて、野島断層破砕帯を構成する断層岩の組織観察および地質構造の解析を行った。また、有馬一高槻構造線について追加調査を行った。

(2) 目的

本調査では、断層物質を用いた断層活動性の評価手法の確立のため、平成 27 年度事業で採取したコア試料並びに物理検層データ（京都大学, 2017）を用い、野島断層活断層破砕帯の詳細な構造を明らかにすることを目的とする。また、有馬一高槻構造線について追加調査を行い、より詳細な構造解析を行うことを目的とする。

(3) 実施内容

実施した調査内容は下記の通りである。

(A) 野島断層破砕帯の解析

野島断層を貫く NFD-1 孔および NFD-2 孔において得られたコア試料および物理検層データを見直すことで、断層破砕帯の分布・性状・特徴的な構造を明らかにした。また、平成 27 年度事業で行われた小倉トレンチの断層面上の条線データを解析し、変位センスを求めた。

(B) 有馬一高槻構造線破砕帯の解析

有馬一高槻構造線の調査で確認された断層の追加調査を実施した。また、平成 27 年度事業行われた船坂 2 トレンチ上部露頭のブロックサンプルを観察し、変位センスを求めた。

(C) 断層岩試料の観察

野島断層の各ボーリング孔で採取された断層ガウジ試料の肉眼観察を行い、採取された断層ガウジの性状を観察した。

(4) 場所・方法・数量

上記の調査の内、(A) (C) はすべて京都大学内において行われ、(B) は現地および京都大学内において行われた。(B) の調査は主に地質調査会社に依頼した。

(A) 野島断層断層破砕帯の解析

野島断層破砕帯の構造解析は、コア観察による断層岩分布の評価と、物理検層結果の検討を行い、これらを総合的に評価した。断層岩分布の評価は、平成 27 年度事業で得られたコア試料、コア写真、柱状図を見直して、林 (2010) による断層岩の定義を用いた。断層岩分布は柱状図として表現し、他の地質柱状図や物理検層結果と比較して断層破砕帯の解析を行った。野島断層破砕帯の構造解析で行った各項目は表 2.1.1.の通りである。小倉トレ

レンチの断層条線の解析は、方位解析ソフト「Stereonet 9.5」(Richard W. Allmendinger 作製)を用いて行った。

表 2.1.1. 野島断層破砕帯構造解析実施項目一覧

対象	実施孔名	区間
コア試料、コア写真、 柱状図	NFD-1	深度 350~1,000m
	NFD-2	深度 210~450m
割れ目密度 (孔壁画像)	NFD-1	深度 50~1,000m (一部孔壁不明瞭区間含む)
孔径検層データ	NFD-1	深度 0~1,000m
温度検層データ	NFD-1	深度 0~1,000m
音波検層データ	NFD-1	深度 20~1,000m
密度検層データ	NFD-1	深度 350~1,000m
電気検層データ	NFD-1	深度 0~1,000m
方位傾斜測定データ	NFD-1	深度 0~1,000m
孔壁画像データ	NFD-1	深度 0~1,000m

(B) 有馬一高槻構造線破砕帯の解析

有馬一高槻構造線について、平成 27 年度事業で実施したトレンチ調査等(京都大学, 2017)で確認された断層の延長線上に新たに発見された断層露頭(松尾橋露頭)で、露頭調査を実施した。調査は、発見された断層露頭の周辺を人力で掘削・清掃し、断層性状を明らかにした。調査を行った露頭は表 2.1.2.の通りである。船坂 2 トレンチ上部露頭から採取されたブロックサンプルの観察は実体顕微鏡を用いて行った。

表 2.1.2. 有馬一高槻構造線松尾橋露頭調査地点

露頭名	調査範囲
松尾橋右岸	19m ²
松尾橋左岸	9m ²
松尾橋上部	7m ²

(C) 断層ガウジ試料の構造解析

断層ガウジ試料の構造解析は、肉眼スケールで観察を行った。観察は、コア試料を断層面の最大傾斜方向に平行で、断層面に垂直な面(X-Z面)において行い、その性状を1:1の詳細スケッチにより記録した。肉眼観察を行った断層ガウジ試料は下記の3試料である。

表 2.1.3. 肉眼観察実施試料

孔名	深度
NFD-1 孔	529-530m
NFD-2 孔	321-322m
NFD-1-S3 孔	532-533m

(5) 結果

(A) 野島断層断層破碎帯の解析

①野島断層破碎帯の構造解析

野島断層破碎帯の構造解析は、コア試料中の断層岩の分布と、物理検層結果の比較により行った。各調査結果をまとめた NFD-1 孔の総合柱状図を図 2.1.1. に示す。

NFD-1 孔の地質は、深度 190m 以浅が主に未固結の砂礫層からなる大阪層群、深度 190~230m までが砂岩泥岩互層からなる神戸層群、深度 230m 以深が花崗岩類からなる。採取された花崗岩には、深度 260~920m 付近の広い範囲にわたって割れ目が発達し、一部の割れ目には白色~褐色を呈する細粒物質や鉱物脈が介在する。この花崗岩中にカタクレーサイト、断層角礫、断層ガウジといった断層岩が複数個所に認められる。深度 350m から 650m にかけて、断層岩が特に多く認められ、破碎の程度が高い。

ボアホールカメラ (BHTV) による割れ目密度の解析により、割れ目密度の深度プロファイルが得られた。割れ目密度は深度 50~260m 付近、深度 650~1,000m 付近では、10~30 (/10m) を示すのに対し、深度 260m 付近から深度 460m 付近にかけては徐々に高くなり、深度 460m 付近では約 60 (/m) もの値を示す。深度 460~深度 650m 付近では、孔壁の角礫化が著しく、判別できる割れ目が少なくなった結果、割れ目密度が減少している。

一方、物理検層の結果では、音波検層と比抵抗検層において、深度 350m 付近から 650m にかけて、各計測値が徐々に低い値を示し、音波検層の深度 530m では特に値が低くなる。密度検層でも深度 650m 付近まではそれ以深の値に対して低い値を示す。深度 650m 付近では音波検層、密度検層、比抵抗検層のすべてで値が急増し、以深では値が安定する。孔径検層では、深度 650m 以浅で孔径がスパイク状に急増する区間が続く一方、深度 650m 以深で孔壁が安定する。ボーリング孔の方位傾斜測定においても、この深度より深部ではボーリング孔の方位・傾斜は安定した値を示す。

小倉トレンチの断層条線の調査結果を図 2.1.2. に示す。条線は計 11 本確認、計測された。断層面は N34° E, 70° NW の方位を示すのに対して、条線方向は N20° E, 10-20° の方位に集中する。この断層条線と断層面との関係から、この断層面は横ずれの変位を伴っていることが明らかになった。

(B) 有馬一高槻構造線断層露頭調査

有馬一高槻構造線破砕帯の断層露頭調査は、平成 27 年度事業で実施した船坂 2 トレンチ (京都大学, 2017) から約 600m 西に位置する谷沿いに認められた断層露頭 (松尾橋露頭) で行った。露頭位置を図 2.1.3. に示す。露頭調査は谷の右岸と左岸、左岸上部の 3 箇所で行った。人力で表土剥ぎ取り・掘削・清掃した後、写真撮影、スケッチによる露頭観察を行った。以降各露頭名を松尾橋右岸、松尾橋左岸、松尾橋上部と呼ぶ。また、構造解析用の断層岩試料を採取した。各露頭の写真とスケッチを図 2.1.4. から図 2.1.6. に示す。

松尾橋右岸では、灰白色の花崗岩類と青灰色の有馬層群流紋岩が断層で接する。断層は複数認められ、断層を境に花崗岩と流紋岩が交互に認められる。断層面のうち最もせん断構造が明瞭な断層の走向傾斜は $N60^{\circ} E80^{\circ} S$ であり、厚さ 10~15cm で灰色~緑灰色を呈する断層ガウジが断層面に沿って認められる。花崗岩と流紋岩はともに河床の堆積物に覆われ、堆積物と基盤岩の不整合境界では、断層面を境に約 20cm 程度の高度差が認められる (図 2.1.4.)。

松尾橋左岸の河床付近では、灰白色の花崗岩類と青灰色の有馬層群流紋岩が断層で接する。断層は複数認められ、断層を境に花崗岩と流紋岩が交互に認められる。これらの断層面のうち二つは基盤岩を覆う堆積物を切る構造を示し、その基盤岩中での走向傾斜は $N70^{\circ} \sim 85^{\circ} E86^{\circ} N$ である (図 2.1.5.)。最もせん断構造が明瞭であった断層面沿いにはシュードタキライトの様な黒色断層岩が認められる。松尾橋左岸では、構造解析用の試料を 3 個採取した。

松尾橋上部では風化の進んだ花崗岩と流紋岩が断層で接する。基盤岩は崖錐堆積物でおおわれる。断層の走向傾斜は $N82^{\circ} E82^{\circ} N$ であり、厚さ 10cm の灰色を呈する断層ガウジが断層面に沿って認められる (図 2.1.6.)。松尾橋上部では、構造解析用の試料を 3 個、年代測定用の試料を 3 個採取した。

船坂 2 トレンチ上部露頭から採取されたブロックサンプルの実態鏡写真を図 2.1.7. に示す。ブロックサンプルの X-Z 面では、明瞭な複合せん断構造 (例えば Lin and Chiba, 2017) が認められ、各面構造の関係から、観察した試料は右横ずれのせん断センスを示すことが明らかになった。

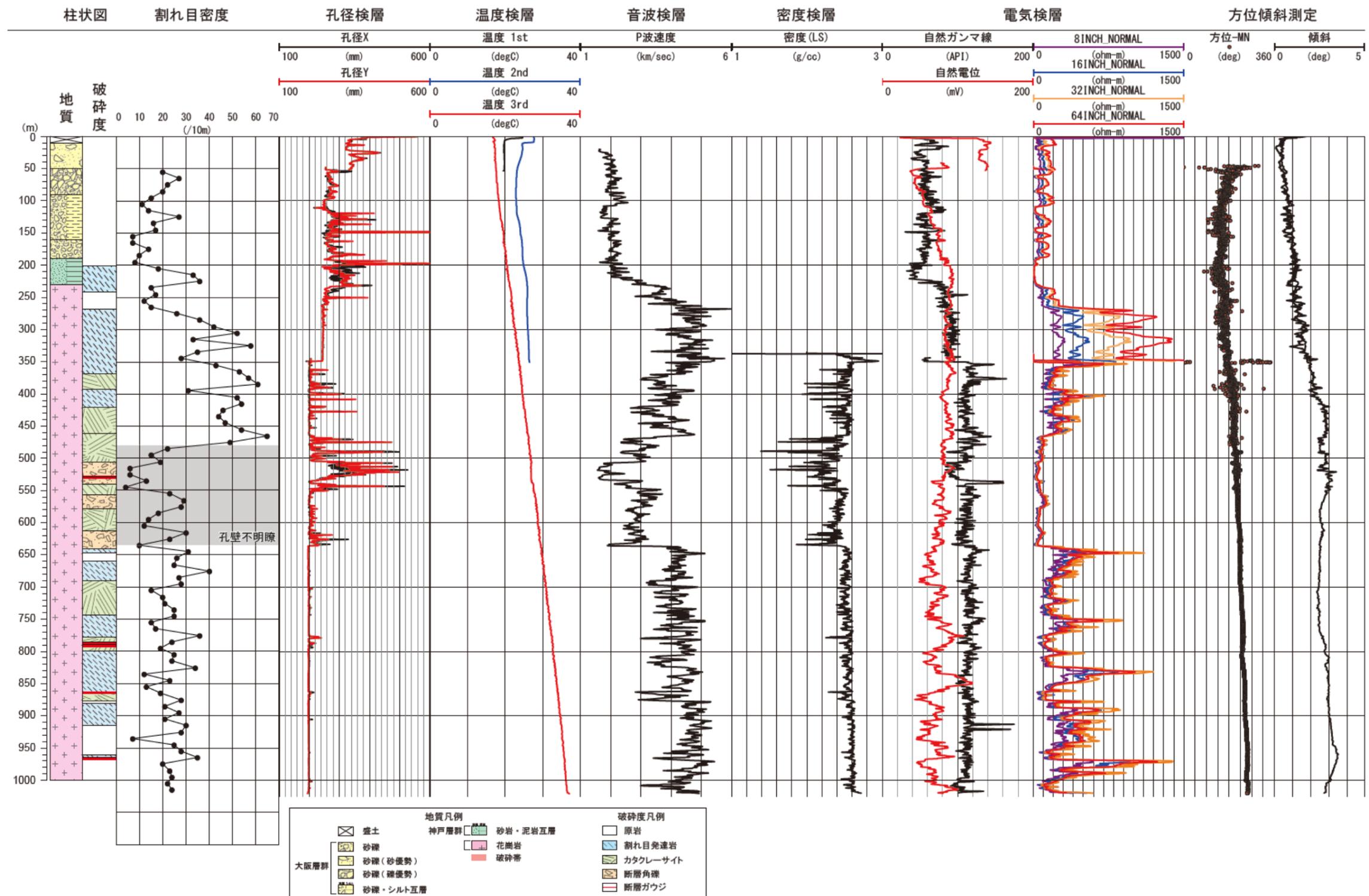


図 2.1.1. NFD-1 孔総合柱状図



小倉トレンチー断層条線

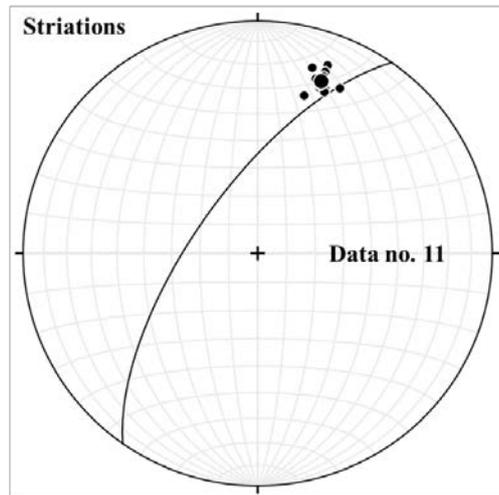


図 2.1.2. 小倉トレンチにおける断層条線の方角解析結果

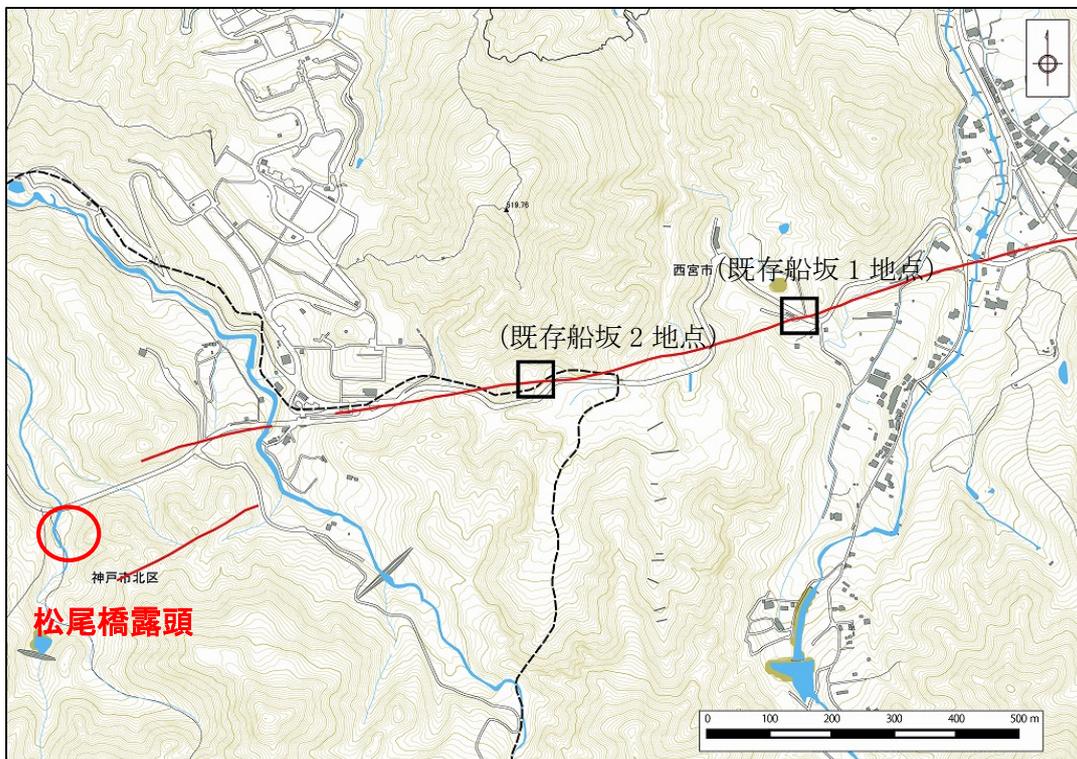


図 2.1.3. 松尾橋露頭位置図

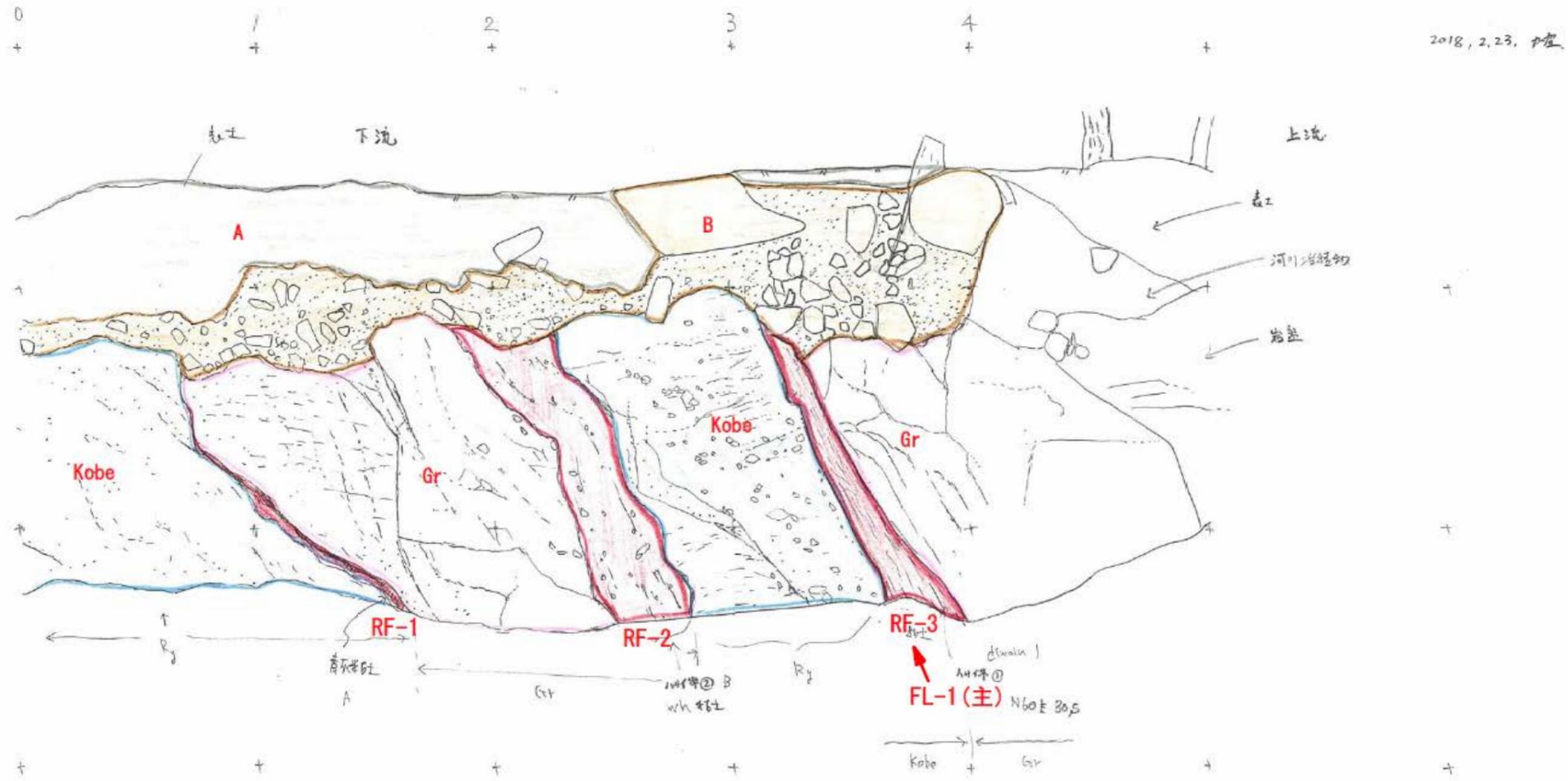


图 2.1.4. (1) 松尾橋露頭右岸調査結果 (1)

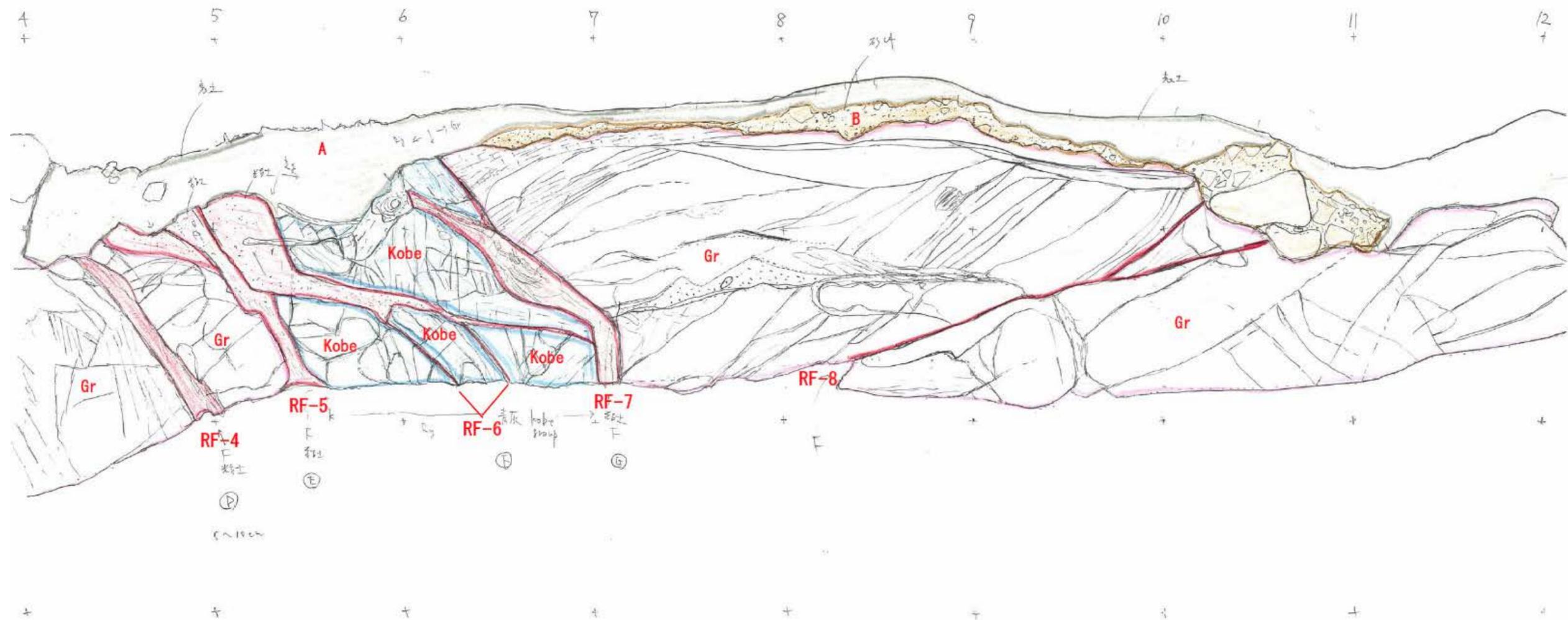


図 2.1.4. (2) 松尾橋露頭右岸調査結果 (2)

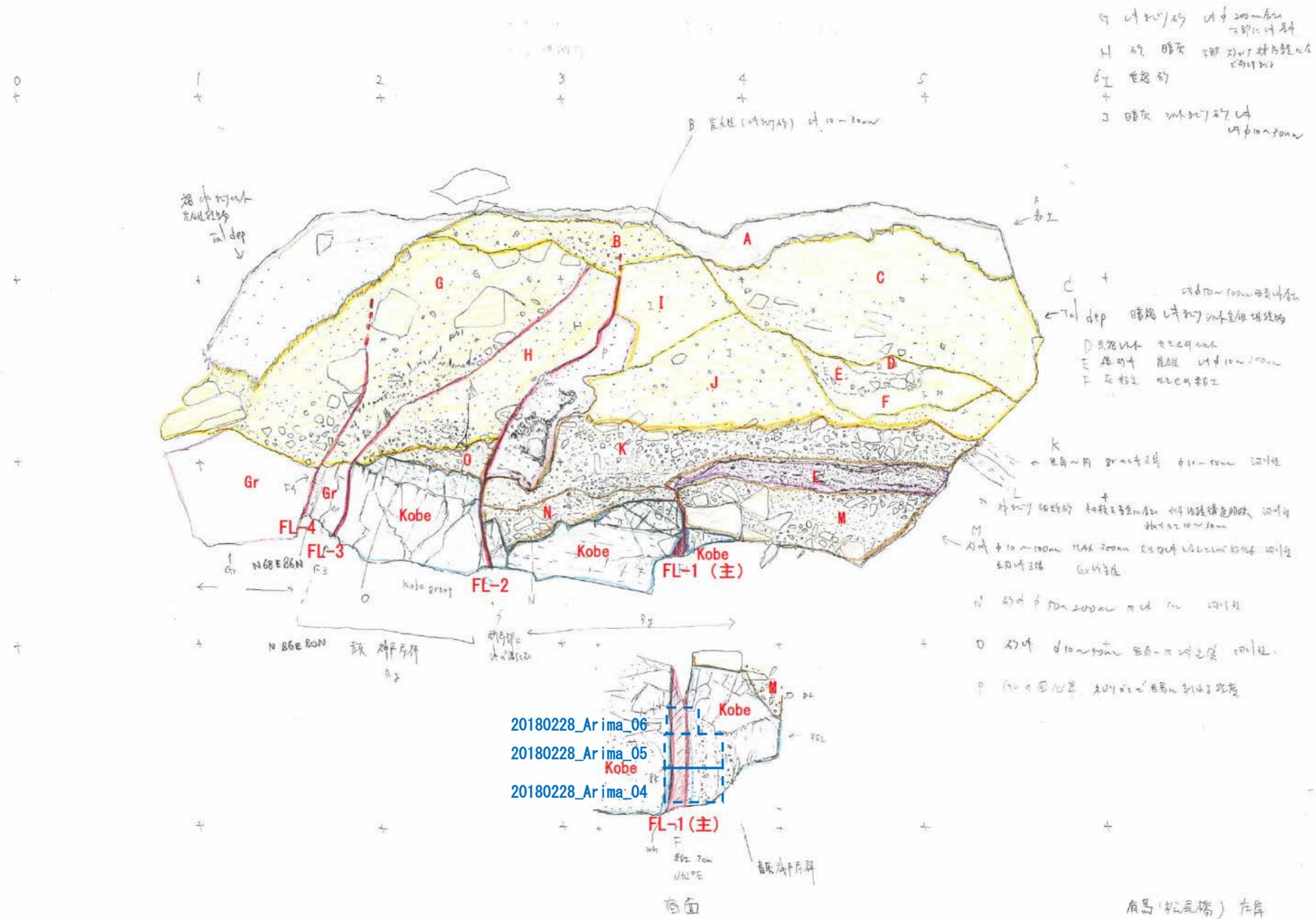


図 2.1.5. 松尾橋露頭左岸調査結果

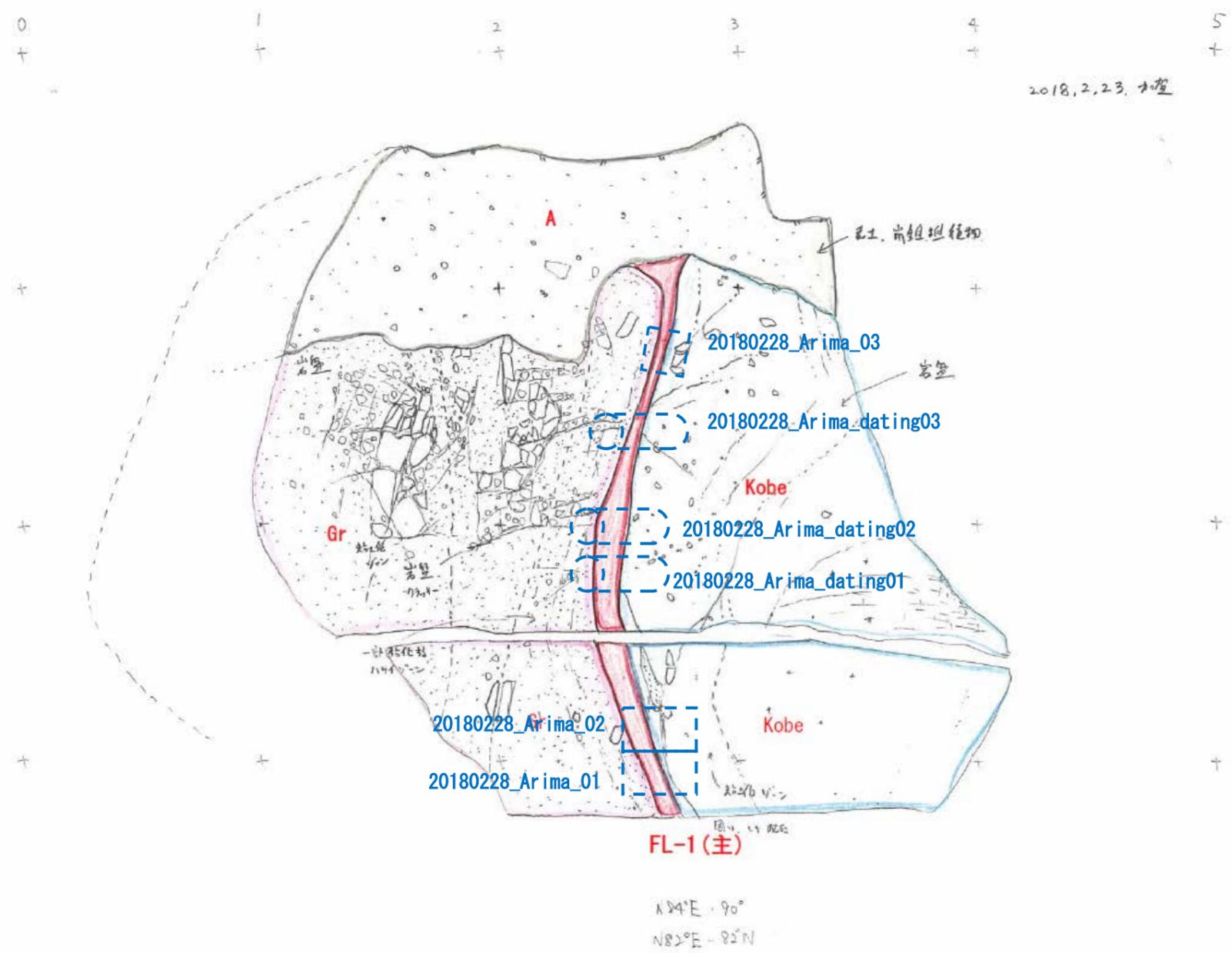


图 2.1.6. 松尾橋露頭上部調査結果

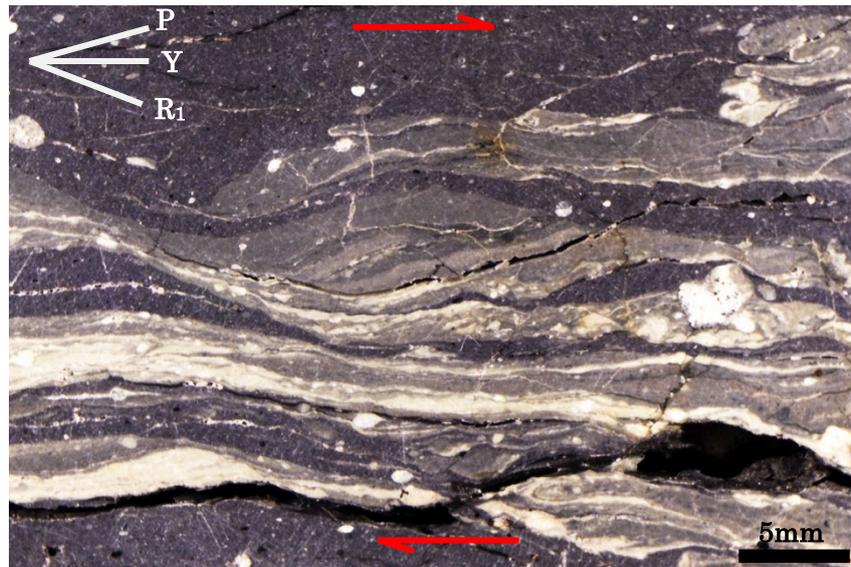


図 2.1.7. ブロックサンプルの実態鏡写真

(C) 断層ガウジの構造解析

断層ガウジの構造解析は、平成 27 年度事業（京都大学, 2017）で NFD-1 孔、NFD-2 孔、NFD-1-S3 孔で採取された試料を対象に行った。構造解析には、X-Z 面で半割されたコア試料を用いた。解析は主に肉眼による組織観察より行った。以下に解析結果について示す。

・ NFD-1 孔 (NFD-1 529 -530m)

図 2.1.8. に NFD-1 孔深度 529 -530m の半割コア写真と詳細スケッチを示す。この試料は花崗岩を原岩とし、断層角礫、断層ガウジ、シュードタキライト、石英脈が認められた。

断層面は深度 529.37m 付近に認められ、断層面の上下に幅 15cm の面構造が発達する未固結の断層ガウジを伴う。その外側には、構造が明瞭でない断層ガウジが分布する。また、上盤側の断層ガウジの間に幅約 3cm の白色石英脈と幅約 2cm の固結した断層ガウジとシュードタキライト様の黑色断層岩が認められる。この断層ガウジとシュードタキライト様岩には流動構造が発達する。

深度 529.52～529.79m 間では、礫混じりの構造が不明瞭な断層ガウジが、深度 529.79m 以深では、断層角礫が認められる。断層角礫の基質は粘土状で、礫は花崗岩を原岩とする細礫からなる。

・ NFD-2 孔 (NFD-2 321.-322m)

図 2.1.9. に NFD-2 孔 321-322m の半割コア写真と詳細スケッチを示す。この試料は泥岩および砂岩を原岩とし、断層ガウジおよび原岩が混在して変形を受ける変形部、せん断変形の影響を受ける破碎部が認められた。

断層面は深度 321.14m 付近に認められ、断層面の上下に幅約 10cm の面構造が発達する

未固結の断層ガウジを伴う。面構造はやや湾曲し、一部の断層ガウジは断層面に明瞭に切られた構造を示す。断層面近傍から離れた場所にも複数枚の断層ガウジが認められ、各ガウジ層は複雑に湾曲し、一部は混在する。

深度 321.50～321.78m では、複雑な形状を示す泥岩と砂岩からなり、泥岩中には多くの炭質物が認められる。砂岩は主にブロックとして泥岩中に取り込まれる。深度 321.78m 以深では、葉理面が変形した泥岩と砂岩のブロックが認められるが、変形の程度は低い。

・ NFD-1-S3 孔 (NFD-1-S3 532-533m)

図 2.1.10.に NFD-1-S3 孔 532-533m の半割コア写真と詳細スケッチを示す。この試料は花崗岩を原岩とし、断層ガウジおよび面状カタクレーサイト、カタクレーサイト、石英脈が認められた。

断層面は深度 532.40m 付近に認められ、断層面の上下に幅約 10cm の面構造が発達する未固結の断層ガウジを伴う。面構造は明瞭で、やや湾曲しながら断層面に平行に発達する。断層面近傍から離れた場所にも複数枚の断層ガウジが分布し、いずれにも面構造が認められる。一部の断層ガウジの間には、幅約 10cm の白色石英脈が分布し、石英脈中には黒色の固結した断層ガウジが混合・流動する構造が認められる。

深度 532.48～532.76m 間では、面状カタクレーサイトが認められ、深度 532.76m 以深では、カタクレーサイトが認められる。面状カタクレーサイト中には、黒雲母などの鉱物粒子が断層面に平行に配列する組織が観察される。一部で固結した断層角礫が脈状に認められる。

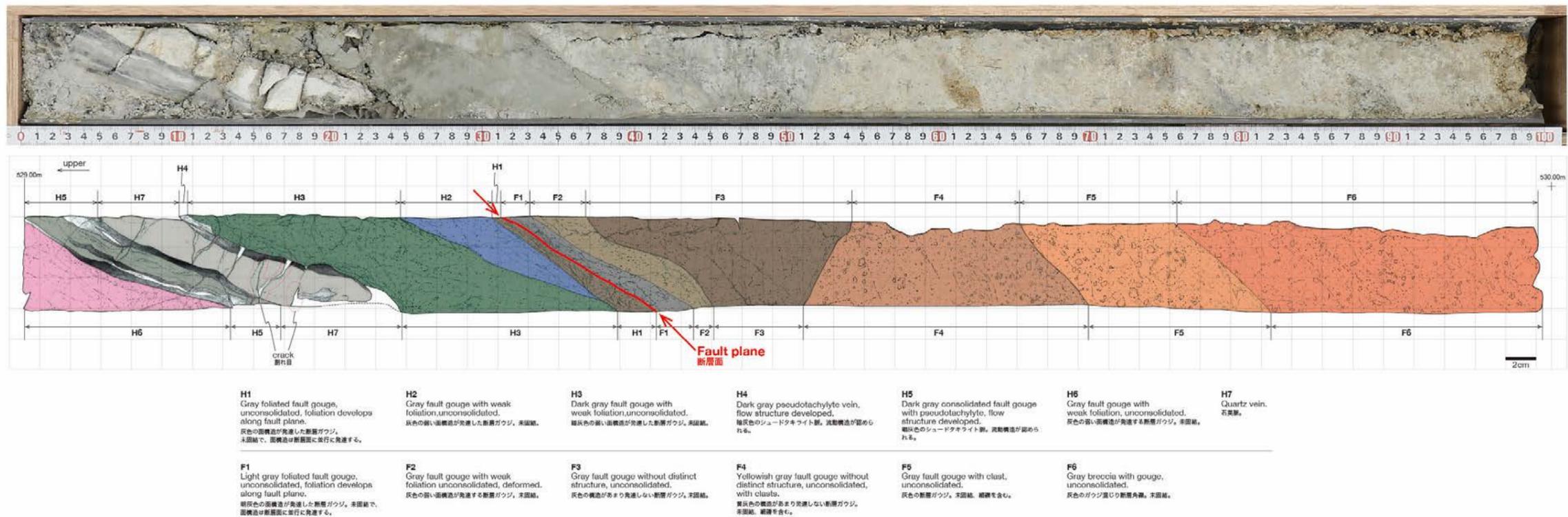


図 2.1.8. NFD-1 孔深度 529-530m の半割コア写真とコアスケッチ

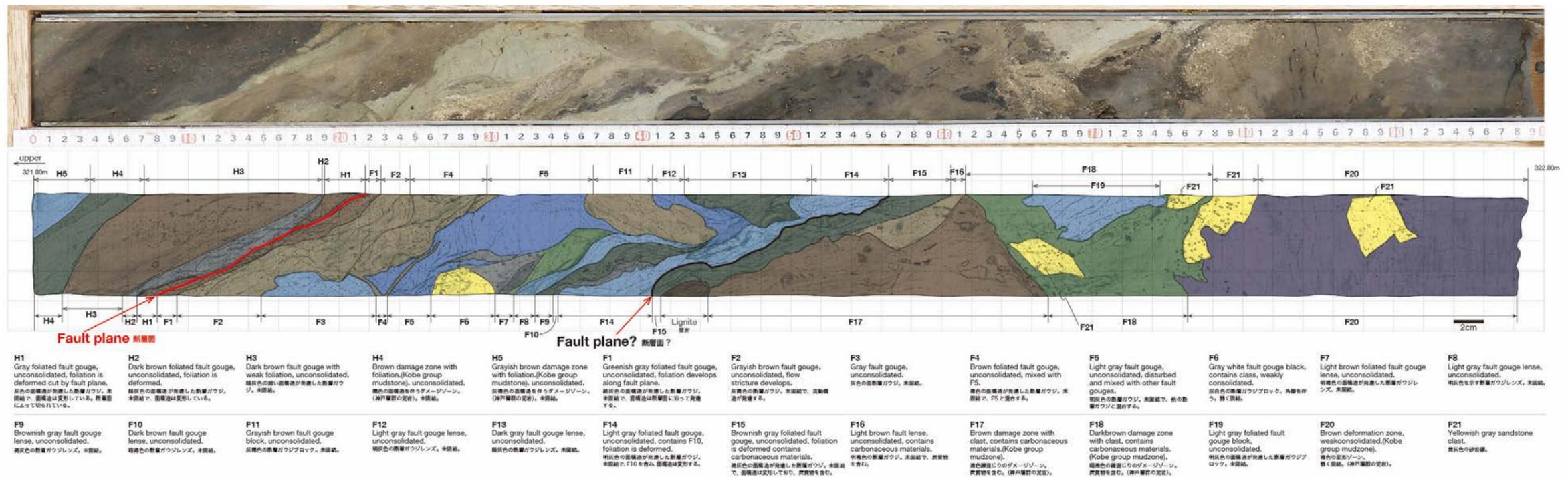


図 2.1.9. NFD-2 孔深度 321-322m の半割コア写真とコアスケッチ

(6) 考察

各項目の考察を以下に述べる。

野島断層の断層破砕帯の構造解析において、コア試料では深度 350m から 650m にかけて破砕が進行し、断層岩が広く分布していることが確認された。各種物理探査の結果は、深度 350～650m で各種の計測値が低くなり、ボーリング孔周辺の岩盤に多数の割れ目が発達し、これらに沿って変質が進行していることを示唆する。以上の結果から、NFD-1 孔における断層破砕帯の上端は、深度 350m～650m と推定される。野島断層の断層破砕帯の幅は、NFD-1 孔周辺の野島断層の傾斜が一樣で 72° と仮定すると、約 60m 程度と計算される。

有馬一高槻構造線松尾橋露頭の調査では、花崗岩と流紋岩を境する明瞭な断層が複数条認められた。また、基盤岩を覆う堆積層も断層により切られた構造が観察された。今後断層岩試料の解析や年代分析により、本露頭の活動性や構造的特徴について精査することが期待される。

(7) まとめ

断層破砕帯の構造解析から、野島断層は、断層面を挟んで約 100m の断層破砕帯を伴い、この破砕帯はカタクレーサイトから断層ガウジまで多様な断層岩から構成されることが分かった。断層ガウジの構造解析から、断層ガウジは肉眼スケールで複数の性状の異なる層に識別されることが分かった。また、浅野断層及び有馬一高槻構造線で採取された断層ガウジ試料中にはせん断構造が明瞭に発達し、どちらの断層も右横ずれであることが示唆された。

(8) 今後の課題

今年度のボーリングコア試料の解析は最も深い深度で 529m 付近であった。今後、より深い深度で採取されたコア試料の性状について、今回の結果と比較されることが望ましい。

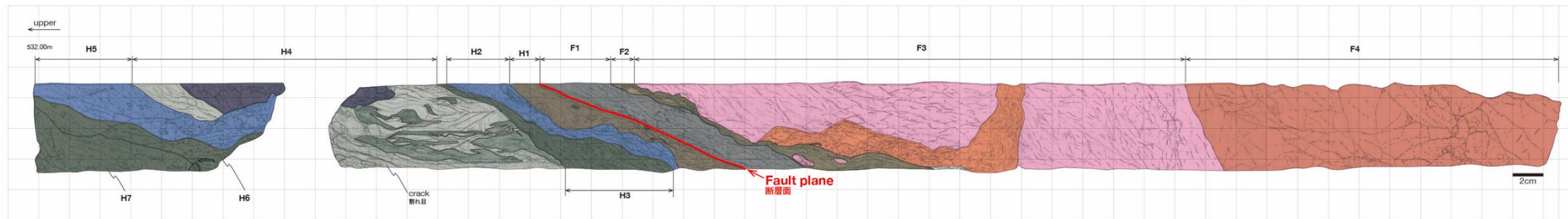
有馬一高槻構造線の断層露頭については、採取された各試料の更なる解析を行うことが望まれる。

(9) 引用文献

京都大学, 2017, 平成 27 年度原子力規制庁委託成果報告書 野島断層における深部ボーリング調査.

林, 2010, 地震の化石—シュードタキライトの形成と保存—, 近未来社, 194pp.

Lin, A. and Chiba, T., 2017, Coseismic conjugate faulting structures produced by the 2016 Mw 7.1 Kumamoto earthquake, Japan. *Journal of Structural Geology*, 99, 20-30.



- | | | | | | | | | | | |
|---|--|---|--|---|--|---|--|--|--|---|
| <p>H1
Gray foliated fault gouge unconsolidated, foliation is deformed.
灰色の面構造が発達した断層ガウジ。未固結で、面断層が発達し、変形を受けている。</p> | <p>H2
Gray fault gouge with foliation, unconsolidated, foliation is deformed.
灰色の断層ガウジ。面構造が認められる。未固結で、面断層が発達し、変形を受けている。</p> | <p>H3
Light gray fault gouge with foliation, unconsolidated, foliation is deformed.
明灰色の断層ガウジ。未固結で、面断層が発達し、変形を受けている。</p> | <p>H4
White quartz vein with black consolidated fault gouge. Strong flow structure developed.
黒色の固結した断層ガウジを伴う白色石英脈。強い流動構造が発達する。</p> | <p>H5
Gray fault gouge with foliation, unconsolidated, class orientate along foliation.
灰色の面構造が発達する断層ガウジ。未固結で、繊維が面構造沿いに配列する。</p> | <p>H6
Light gray fault gouge with foliation, unconsolidated, class orientate along foliation.
明灰色の面構造が発達する断層ガウジ。未固結で、繊維が面構造沿いに配列する。</p> | <p>H7
Gray fault gouge with foliation, unconsolidated, class orientate along foliation.
灰色の面構造が発達する断層ガウジ。未固結で、繊維が面構造沿いに配列する。</p> | <p>F1
Dark gray foliated fault gouge, unconsolidated, foliation develops along fault plane.
暗灰色の面構造が発達した断層ガウジ。未固結で、面構造は断層面と並行に発達する。</p> | <p>F2
Black foliated fault gouge weakly consolidated, foliation is deformed.
黒色の面構造が発達した断層ガウジ。弱く固結し、面構造は変形している。</p> | <p>F3
Grayish white foliated cataclasite.
灰白色の面状カタクレーサイト。</p> | <p>F4
Grayish white cataclasite.
灰白色のカタクレーサイト。</p> |
|---|--|---|--|---|--|---|--|--|--|---|

図 2.1.10. NFD-1-S3 孔深度 532-533m の半割コア写真とコアスケッチ

2. 2. 断層破碎帯物質の微細構造解析

(1) 背景及び目的

活動層の断層内に発達する微細構造は、断層面のすべり特性に応じた特徴をもつ可能性がある。また、断層活動時、直後、それから静穏期にかけて組織構造が変化するかどうか検証することは、活動時期の不明な活断層の実態解明に向けて一つの指針を与える可能性もある。そこで本研究では、活断層破碎帯における断層岩、特に破碎の著しい断層ガウジについて、偏光顕微鏡および電子顕微鏡下で組織構造を解析することによって断層破碎帯の形成過程を明らかにすることを目的とした。

(2) 実施内容：場所・数量

本研究では、平成 27 年度事業において調査を実施した（京都大学, 2017）小倉トレンチと、NFD-2 孔で採取された断層ガウジの微細組織観察を行った。浅野断層小倉トレンチでは、断層岩試料を 1~3 個採取した（図 2.2.1）。試料は乾燥によるダメージを防ぐため、ラップで覆って冷蔵保存した。NFD-2 孔の断層ガウジは、2.1. の肉眼観察において認められた構造を参考に、図 2.2.2. のように薄片を作成した。薄片のリストを表 3.2.1. に示す。



図 2.2.1. (1) 浅野断層小倉トレンチ。水平面。



図 2.2.1. (2) 浅野断層小倉トレンチの水平面。試料はブロックとして採取。



図 2.2.1. (3) 浅野断層小倉トレンチの定方位断層試料。矢印と N は磁北を示す。

表 2.2.1. 作成された薄片試料一覧

孔名	試料番号	種別
NFD-2	NFD-2 321.00m	大型鏡面研磨薄片
	NFD-2 321.04m	大型鏡面研磨薄片
	NFD-2 321.07m	大型鏡面研磨薄片
	NFD-2 321.10m	大型鏡面研磨薄片
	NFD-2 321.13m	大型鏡面研磨薄片
	NFD-2 321.16m	大型鏡面研磨薄片
	NFD-2 321.19m	大型鏡面研磨薄片
	NFD-2 321.22m	大型鏡面研磨薄片
	NFD-2 321.25m	大型鏡面研磨薄片
	NFD-2 321.28m	大型鏡面研磨薄片
	NFD-2 321.32m	大型鏡面研磨薄片
	NFD-2 321.36m	大型鏡面研磨薄片
	NFD-2 321.39m	大型鏡面研磨薄片
	NFD-2 321.43m	大型鏡面研磨薄片
	NFD-2 321.46m	大型鏡面研磨薄片
	NFD-2 321.50m	大型鏡面研磨薄片
	NFD-2 321.54m	大型鏡面研磨薄片
	NFD-2 321.57m	大型鏡面研磨薄片

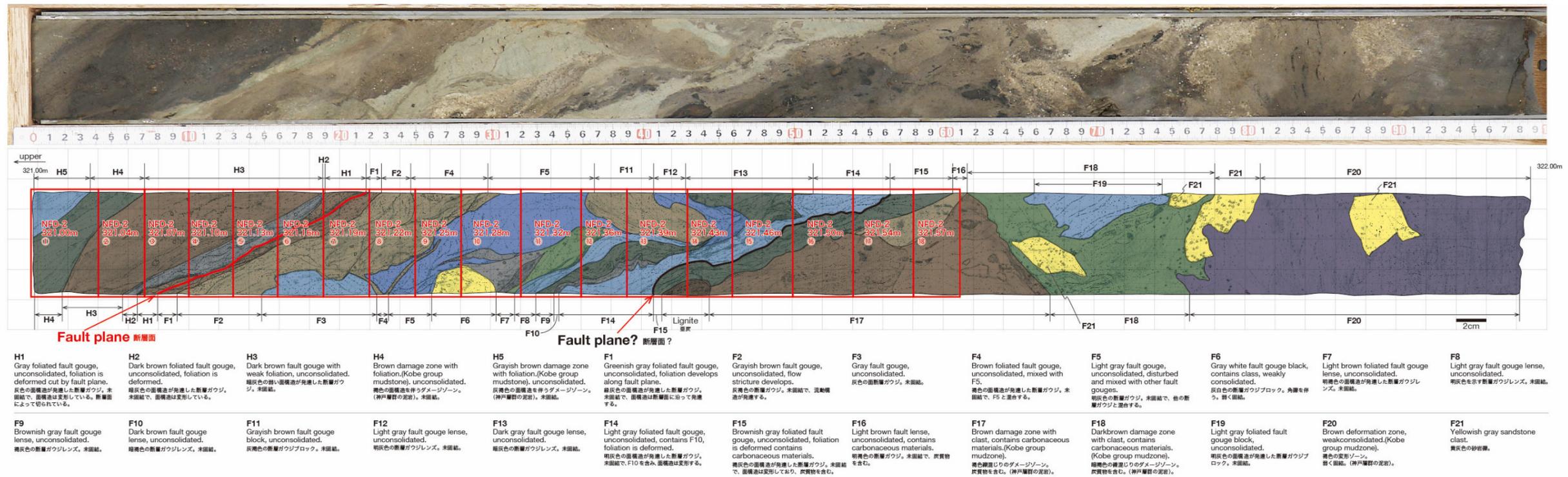


図 2.2.2. NFD-2 孔薄片作成位置

(3) 分析方法

本研究では、脆弱な断層岩試料から分析用の薄片試料を準備することが課題であった。静岡大学の実験室で断層岩を固定できる実験環境を整備する必要がある一方、断層岩固定について豊富な経験のある防災科学技術研究所の滝沢茂先生と共同研究として断層岩を固定した試料を提供してもらうことを検討した。断層ガウジの組織は変成岩やマイロナイト等の組織研究に比較すると甚だ後塵的な側面が否めない。その理由の一つとして、断層ガウジは粘土鉱物や粘土粒子が未固結且つ水を含んでいる為に、薄片や電子顕微鏡観察用試料 (SEM, TEM) 作成が難しいからである。そこで含水未固結物質の薄片化や電子顕微鏡用試料化について、その要点を下記に示す。

薄片 (TEM 試料) 用・SEM 観察試料作成のための脱水処理について、試料中に含まれている水の脱水処理 (試料作成の成功の鍵となるポイント) を行う。最初に水をエタノールに置換 (試料の大きさ、粘土鉱物種と量により置換時間異なる) する。置換作業は1週間に1回の頻度でエタノール交換を行い、3回から4回程度 (1ヶ月以上) 続ける。

薄片 (TEM 試料) 用試料の固化処理について、試料中のエタノールをプロピレンオキシドに置換 (密閉度の良いガラス容器を使用) する。2~3日に1回交換し、3回ほど交換 (浸透性が高く、揮発性、引火性高い) する。その後、プロピレンオキシドをクエトール 651 (親水性エポキシ樹脂) に置換 (密閉容器内で) した。プロピレンオキシドとクエトールの比率は 3:1 から 1:3 と変えていき、最終的に 0:3 (クエトール 100%) とする。置換時間は 2~3 日である。クエトール 651 に置換できたら、恒温槽中で 60~70° で 24 時間、加熱し固化する。最終的に固化した試料はオイルを使い切断・研磨する (粘土鉱物等が膨張するから水は使用しない)。

凍結乾燥 (SEM 試料) 用処理について、上記でエタノールに置換した試料を第三ブチルアルコールに置換した。3日~1週間に1回、第三ブチルアルコールに交換、3回~4回置換する。第三ブチルアルコールに置換した試料を液体窒素、あるいは冷蔵庫の製氷室で急冷固化させる。凍結乾燥装置で第三ブチルアルコールを昇華させて完成である。

上記の処理は、浅野断層小倉トレンチにおいて採取された試料について実施した。NFD-2 孔の試料については通常の樹脂による固定を行い、大型薄片を作成した。

(4) 結果

① 小倉トレンチ

凍結乾燥試料の観察結果を図 2.2.3.および図 2.2.4.に示す。浅野断層小倉トレンチの断層ガウジの凍結乾燥試料に対する電子顕微鏡による観察 (反射電子像) では、断層運動による葉理構造が著しく発達しており、粒子はミクロン以下まで粉碎されていることが確認された。さらに基質部に細粒であるが多角形状の細粒粒子が確認された。

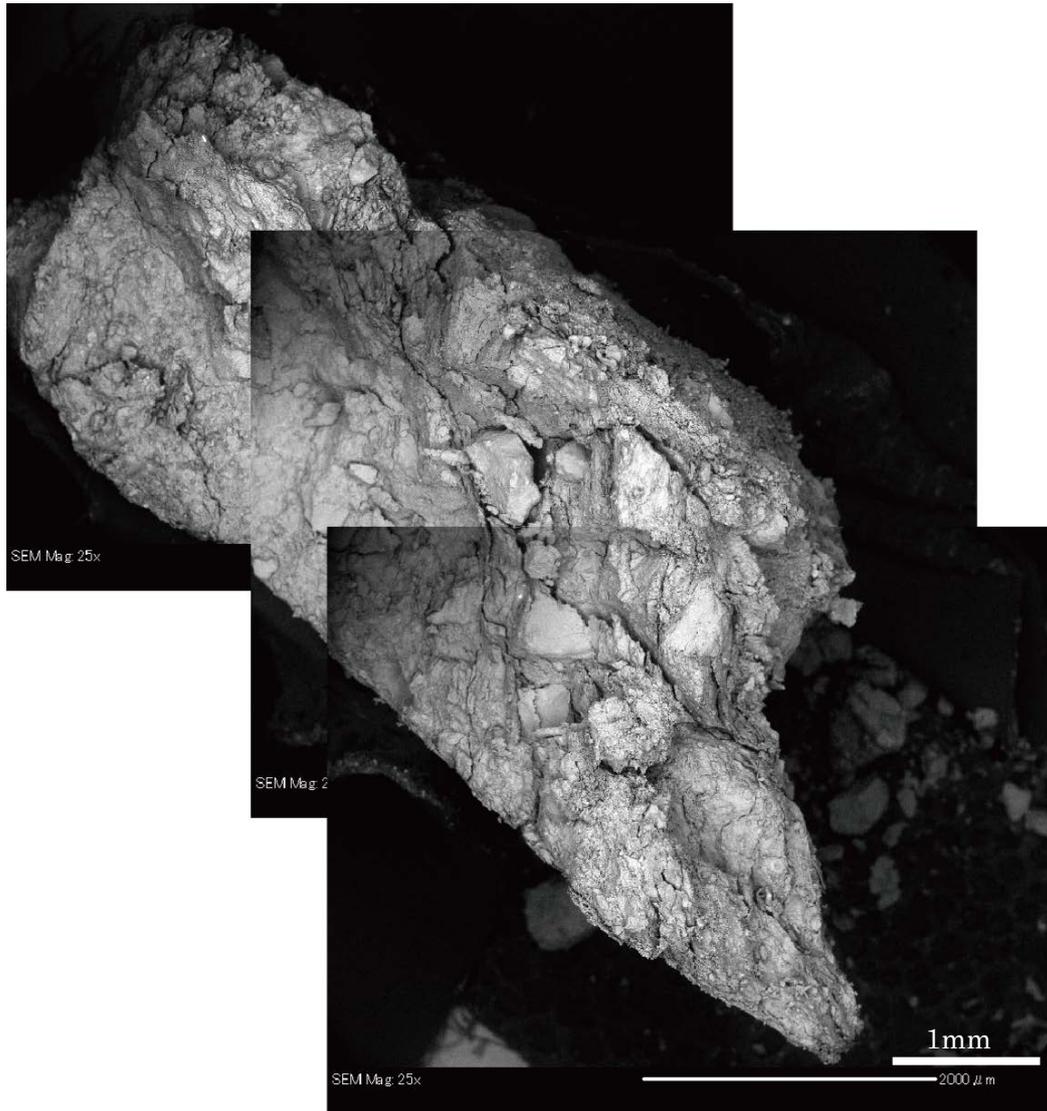


図 2.2.3. 凍結乾燥法処理を実施した浅野断層小倉トレンチの断層ガウジ試料の走査型電子顕微鏡写真(反射電子像)。基質部の葉状片理や細粒で多角形状の細粒粒子が確認された。

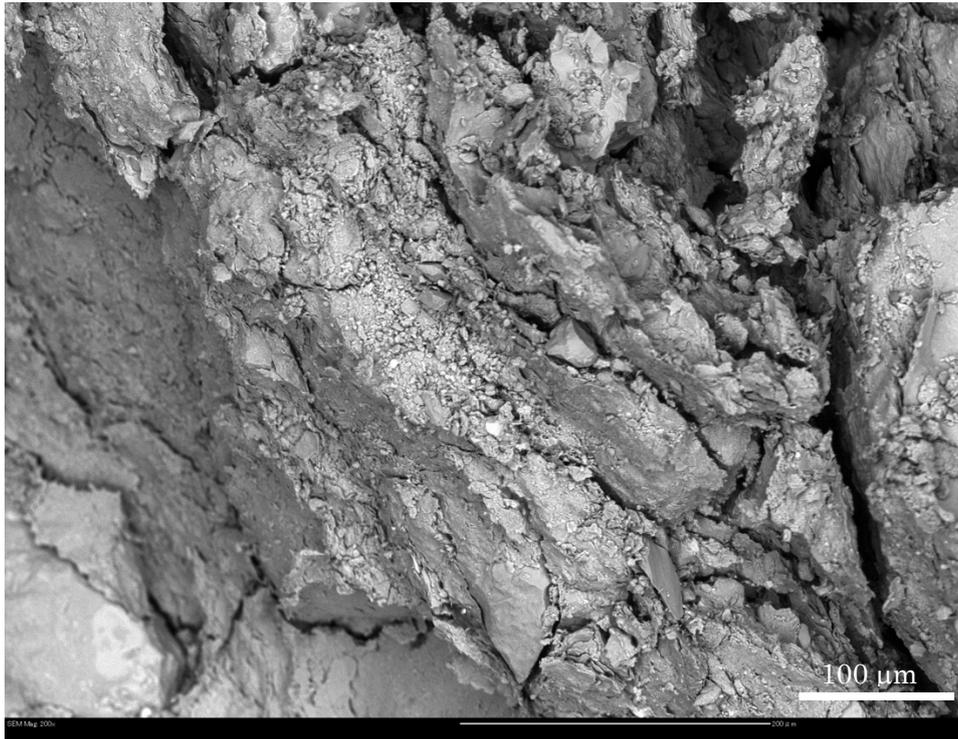


図 2.2.4. 凍結乾燥法処理を実施した浅野断層小倉トレンチの断層ガウジ試料の走査型電子顕微鏡写真(反射電子像)。基質部の葉状片理や細粒で多角形状の細粒粒子が片理をもつ極細粒基質中に確認された。

② NFD-2 孔

NFD-2 孔の断層ガウジ試料観察について、偏光顕微鏡写真を図 2.2.5. に、SEM 写真を図 2.2.6. に示す。

偏光顕微鏡による観察では、肉眼観察で 1 層と認定した断層ガウジが複数の性状の異なる層で構成されていることが識別できた(図 2.2.5. (a))。泥岩を原岩とする断層ガウジは粘土鉱物を豊富に含み、これらが明瞭な面構造を形成する(2.2.5. (b))。また、石墨化度の異なる木材の炭化物が多数認められ、これらは面構造に斜交するか平行に配列する(図 2.2.5. (c) (e))。砂岩を原岩とする断層ガウジ中には、花崗岩や泥岩、チャート等様々な岩種の角礫が多数認められる(図 2.2.5. (d))。角礫中には多数の亀裂が網目状に発達する。断層面は明瞭に直線的に認められ、断層面の両側に異なる性状の断層ガウジを伴う(図 2.2.5. (e))。断層面近傍には、細粒物質の配列による面構造および角礫や木片の配列による非対称構造が発達する。断層面の直下では、断層ガウジはサブミクロンスケールの粒子により構成される(図 2.2.5. (f))。

電子顕微鏡による観察では、断層ガウジは粒径分布、礫の円磨度、淘汰の程度の異なる層がミクロンスケールで複数認められ、これらは断層近傍で積層構造を示す(図 2.2.6. (a))。今回最新活動面と推定したせん断面近傍では、細粒物の割合が多いガウジ層が厚さ 1-2mm

で認められた。この層は粒径 $1\mu\text{m}$ 以下の非常に細粒な粒子で構成されている (図 2.2.6. (b,c))。粒子形状は、角礫～円礫まで認められ一部の円礫は破碎されている。(図 2.2.6. (d))。粒子には、亀裂の入ったものや、ジグソーパズル状に分離しかけているものも認められた (図 2.2.6. (e,f))。

(5) 考察とまとめ

小倉トレンチの試料では、断層破碎物質が細粒化しているにもかかわらず角張った粒子から構成されていることが確認された。このことは、温度上昇や流体等による焼き鈍しなどの効果がないこと、ミクロンスケールでは粉碎作用が卓越していることが明らかになった。

NFD-2 孔の試料では、各ガウジ層中にはサブミクロンスケールの層状構造が認められ、主断層面としたせん断面近傍では $1\mu\text{m}$ 以下の非常に細粒な粒子からなるガウジ層が厚さ $1\text{-}2\text{mm}$ で認められた。

(6) 今後の課題

断層破碎物質がミクロンスケールでは粉碎作用してナノスケールまで極細粒化しているため、透過型電子顕微鏡を含めたナノスケールレベルで観察可能な高分解能の電子顕微鏡による分析が必要である。

(7) 引用文献

京都大学, 2017, 平成 27 年度原子力規制庁委託成果報告書 野島断層における深部ボーリング調査.

滝沢茂・川田多加美・大野良樹, 1995, 含水未固結堆積物および凍結乾燥法, 地質学雑, 101, 941-944.

滝沢茂, 凍結乾燥処理された不安定含水鉱物の SEM 観察, 鉱物学雑誌, 1997, 26, 211-214.

Takizawa, S., Kamai, T. and Matsukura, Y., 2005, Fluid pathways in the shearing zones of kaolin subjected to direct shear tests, Eng. Geology, 78, 135-142.

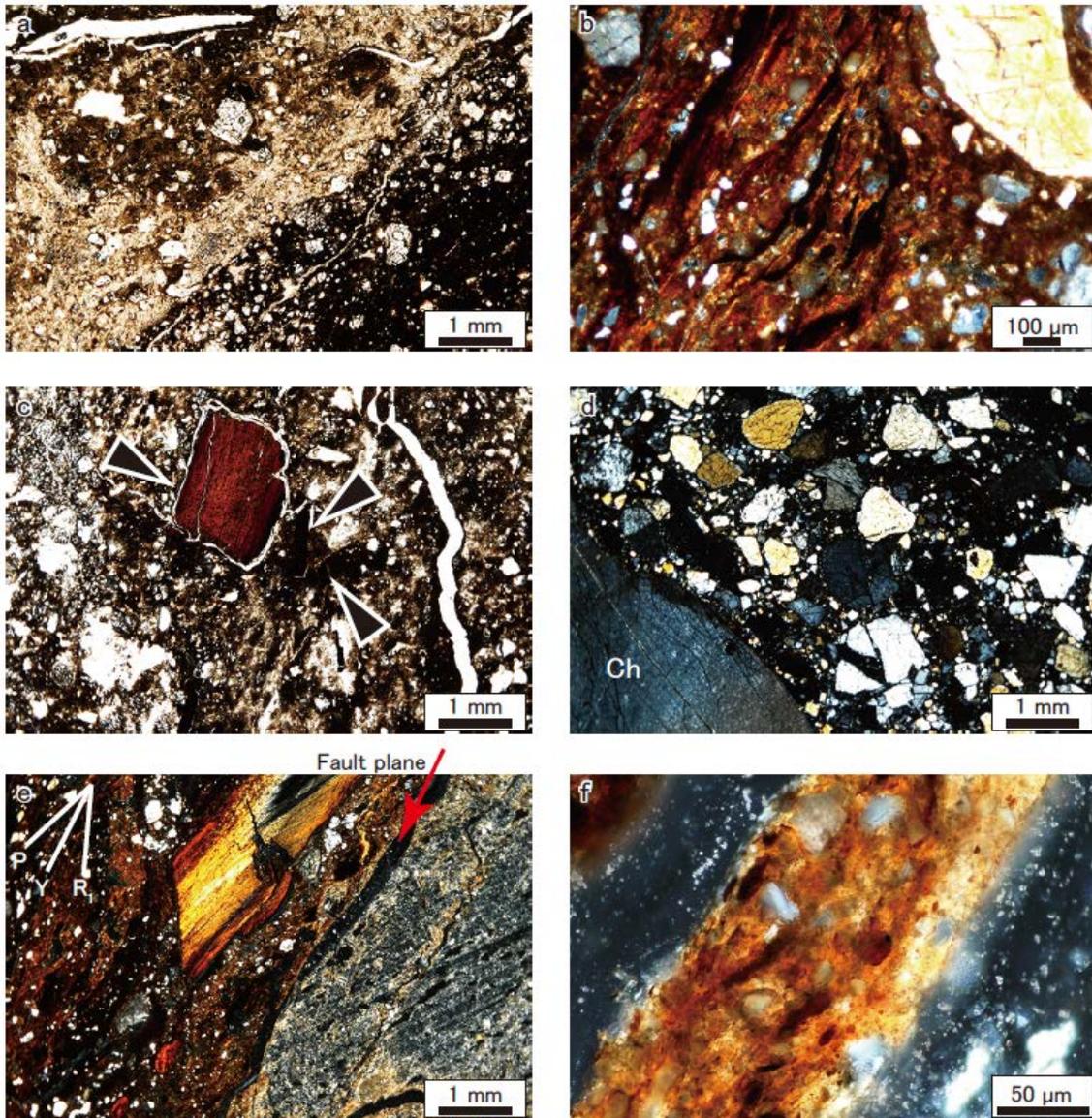


図 2.2.5. NFD-2 孔断層 gauze 試料の偏光顕微鏡写真

(a) 断層 gauze 境界部のオープンニコル写真。複数の断層 gauze が認められ、一部の gauze は混在する。(b) 泥岩を源岩とする断層 gauze のクロスニコル写真。粘土鉱物や細粒物質が配列し、面構造を形成する。(c) 泥岩を源岩とする断層 gauze のオープンニコル写真。石墨化度の異なる炭化物（黒三角）が多数認められる。(d) 砂岩を源岩とする断層 gauze のクロスニコル写真。石英、長石の角礫や、砂岩起源のやや円磨された礫も認められる。Ch はチャートの円礫で、放散虫化石が認められる。(e) 主断層面近傍のクロスニコル写真。断層面は明瞭に性状の異なる断層 gauze を境する。褐色の gauze 中には、複合面構造（左上 Y、R1、P の方向）が発達する。(f) 断層面直下に位置する断層 gauze のクロスニコル写真。サブミクロンスケールの細粒な物質により構成される。

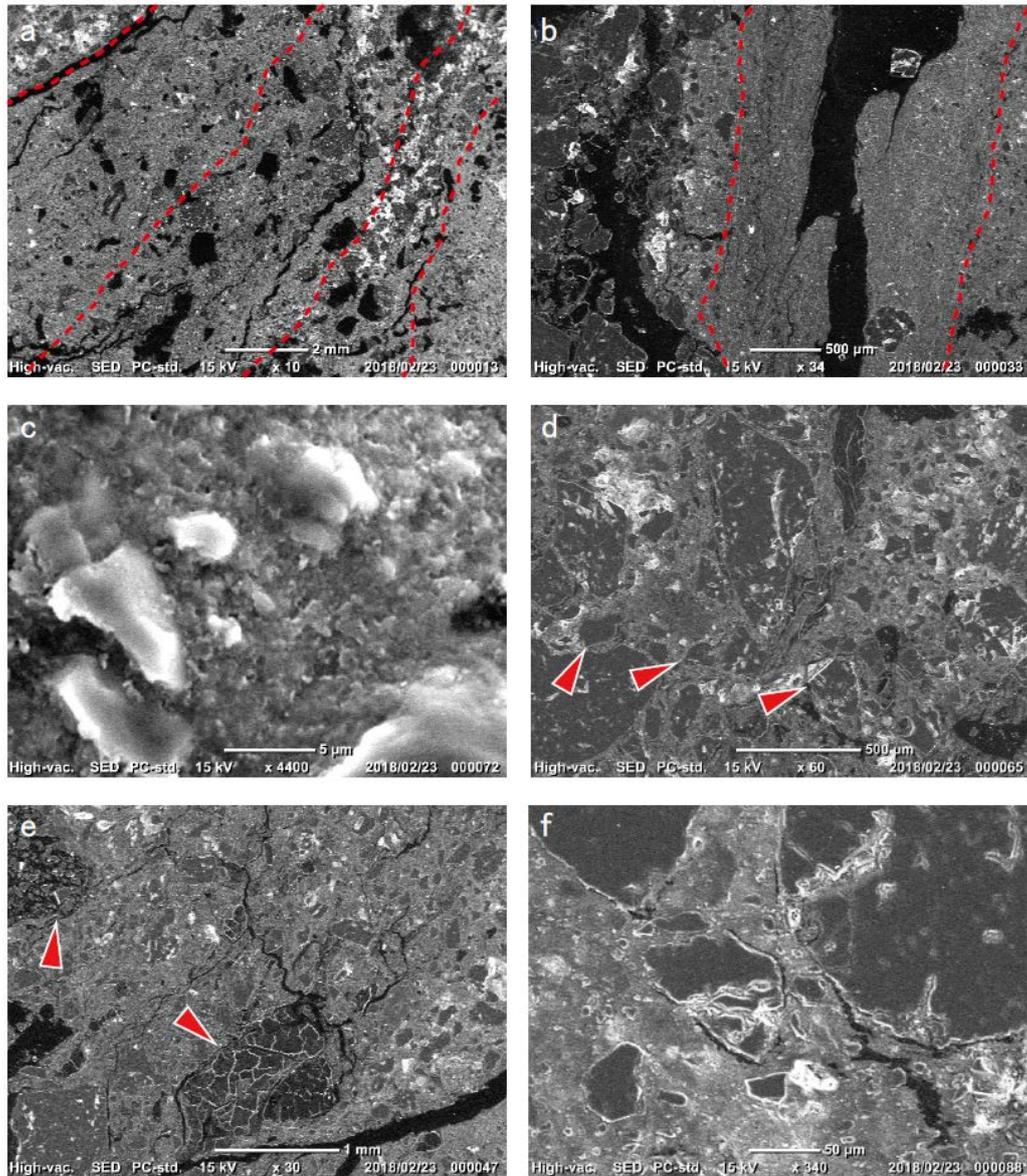


図 2.2.6. NFD-2 孔断層 gauze 試料の SEM 写真

(a) 断層 gauze の二次電子像 (SEI)。粒度、淘汰の異なる複数の gauze が認められる。
 (b) 断層面近傍の断層 gauze の二次電子像 (SEI)。粒度が小さい厚さ約 1.5mm の薄層が認められる。中心部の黒色部は乾燥による亀裂。(c) b の断層 gauze 層を構成する細粒部の二次電子像 (SEI)。(d) 粒度の大きい断層 gauze の二次電子像 (SEI)。円磨度の高い粒子が破碎されている (赤矢印)。(e, f) 粒度の大きい断層 gauze の二次電子像 (SEI)。亀裂の入った粒子や分離しかけた粒子が認められる。

2. 3. 応力場の解析

(1) はしがき

平成 27 年度事業で実施したトレンチ調査およびボーリング調査（京都大学, 2017）で測定した岩盤中の割れ目の方位データを解析し、卓越する方位と断層面の方位を比較することで、野島断層及び浅野断層周辺の応力場解析を行った。

(2) 目的

本調査では、浅野断層を構成する断層破砕帯の割れ目の傾向から調査地周辺の応力状態を明らかにするため、浅野断層で昨年度実施された小倉トレンチと、同じく野島断層で実施されたボーリング孔壁で得た割れ目の方位データについて解析を行った。

(3) 実施内容

調査内容は、以下の 2 項目に分けられる。

(A) シュミットネット解析

平成 27 年度事業で実施した割れ目データを、シュミットネットに投影し、解析する。

(B) ローズダイアグラム解析

平成 27 年度事業で実施した割れ目データを、ローズダイアグラムで表現し、解析する。

(4) 場所・方法・数量

本調査は解析のみの調査であり、実施場所は京都大学内である。調査対象とした壁面の一覧表を下記に示す。

表 2.3.1. 割れ目解析調査壁面一覧

壁面名	割れ目数 (本)
小倉トレンチ北面	219
小倉トレンチ南面	171
小倉トレンチ東面	14

調査方法は、割れ目の方位データを csv ファイルに書きだし、これを方位解析ソフトで読み込んで行った。方位解析ソフトは「Stereonet 9.5」(Richard W. Allmendinger 作製) および「MOLE Stereo」((株) 地質工学製) を用いた。シュミットネット解析は、各割れ目方位の極をを下半球投影し、その方位の集中度を 1%Kamb コンター法により表現した。ローズダイアグラムでは、割れ目の走向を一定の方位に分けて表現した。

(5) 結果

①小倉トレンチ

小倉トレンチでの割れ目方位測定結果を図 2.3.1.に、小倉トレンチでのシュミット解析の結果を図 2.3.2.に示す。小倉トレンチでは、三つの壁面において、合計 404 本の割れ目のデータを採取できた。割れ目の方位は、主に三つの方向に集中を示し、それらは集中度の強い順に、 $N25^{\circ} E$ 、 $44^{\circ} SE$ 、 $N17^{\circ} E$ 、 $26^{\circ} NW$ 、 $N87^{\circ} W$ 、 $55^{\circ} N$ の姿勢を示す。浅野断層の一般姿勢を $N20^{\circ} E$ 、 $65^{\circ} NW$ とすると、3 方向の内、前者 2 つの方位は浅野断層の姿勢に平行か 10° ほど斜交する走向傾斜を示すのに対し、残りの 1 方向は浅野断層の姿勢に約 70° と大きく斜交する姿勢を示す。

小倉トレンチのローズダイアグラム解析結果を図 2.3.3.に示す。割れ目の走向は、 $N0\sim 9^{\circ} E$ 、 $N15\sim 33^{\circ} E$ 、 $N39\sim 45^{\circ} E$ の 3 方向が卓越する。最も卓越する走向方向は浅野断層の一般姿勢である $N20^{\circ} E$ とほぼ平行な $N15\sim 33^{\circ} E$ の方向である。

③ NFD-1 孔ボーリング孔壁

NFD-1 孔ボーリング孔壁でのシュミット解析の結果を図 2.3.4.に示す。NFD-1 孔では、孔壁画像において、花崗岩中に合計 2526 本の割れ目のデータを採取できた。割れ目の方位は、主に 2 つの方向に集中を示し、それらは集中度の強い順に、 $N40^{\circ} E$ 、 $60^{\circ} SE$ 、 $N70^{\circ} E$ 、 $60^{\circ} NW$ 、の姿勢を示す。野島断層の一般姿勢を $N40^{\circ} E$ 、 $77^{\circ} SE$ とすると、前者は走向が一致し、後者は約 30° 斜交する。

NFD-1 孔のローズダイアグラム解析結果を図 2.3.5.に示す。割れ目の走向は、 $N30\sim 70^{\circ} E$ の方向が卓越する。最も卓越する走向方向は野島断層の一般姿勢である $N40^{\circ} E$ から約 30° 斜交する $N70^{\circ} E$ の方向である。

(6) 考察

浅野断層小倉トレンチで認められた割れ目の姿勢は、浅野断層の一般走向とほぼ平行なものが卓越する。各割れ目の走向に着目すると、浅野断層の一般走向と約 $10\sim 20^{\circ}$ 斜交するものが卓越する。野島断層 NFD-1 孔で認められた割れ目の姿勢は、野島断層の一般走向とほぼ平行なものと、一般走向と約 30° 程斜交するものが卓越する。各割れ目の走向に着目すると、浅野断層の一般走向と約 $10\sim 30^{\circ}$ 斜交する割れ目が発達する。

各断層と割れ目の方位関係は、複合せん断構造の関係（例えば Lin and Chiba, 2017）を考慮すると、どちらの断層も右横ずれのせん断を伴うことが言える。この結果は後述する断層破碎物質の微細構造解析の結果でも示唆され、本調査地域の広域応力場である東西～東南東-西南西方向の圧縮とも調和的である。

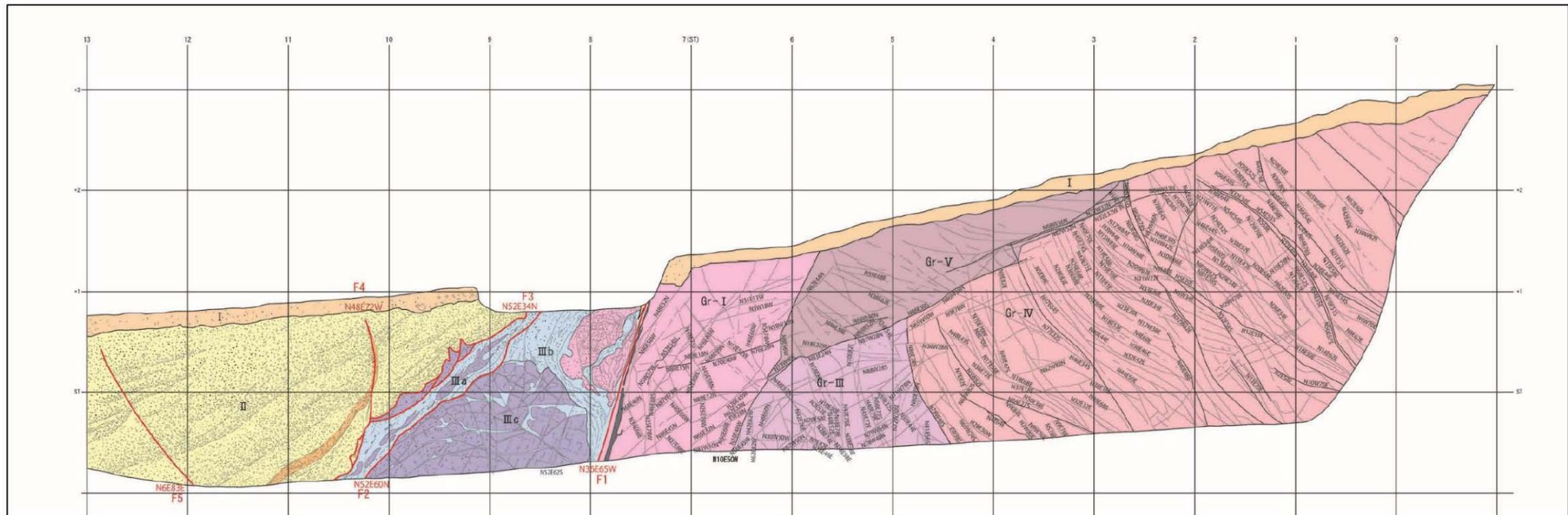
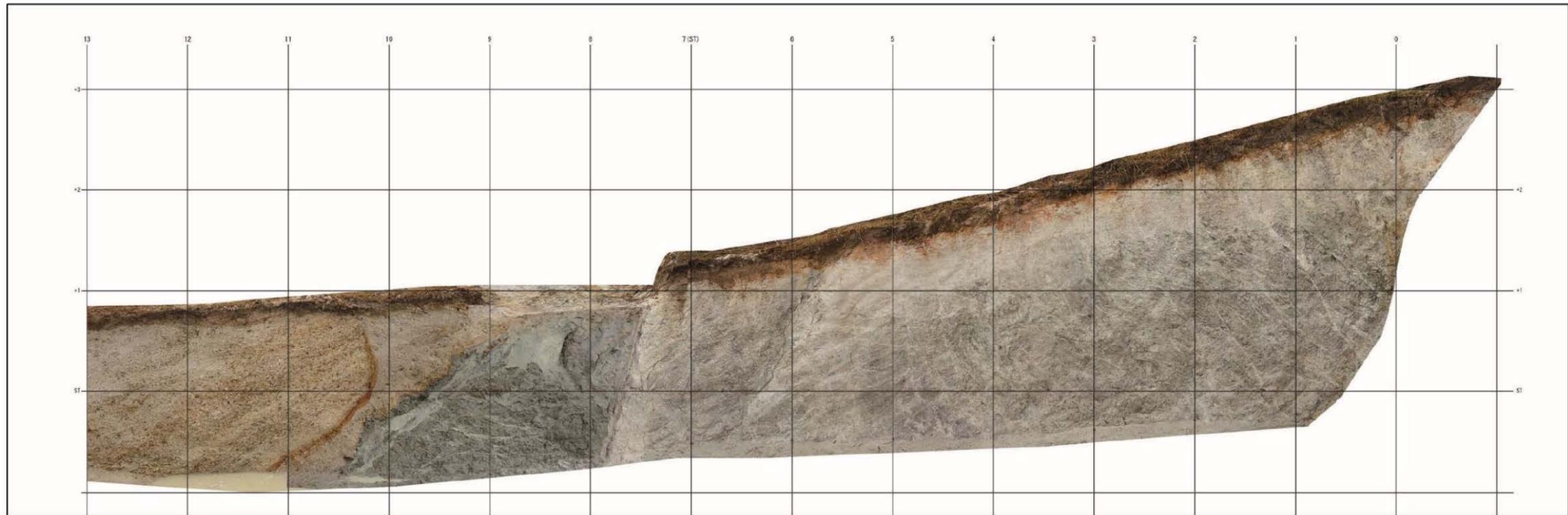


図 2.3.1. (1) 小倉トレンチ北壁割れ目方位測定結果

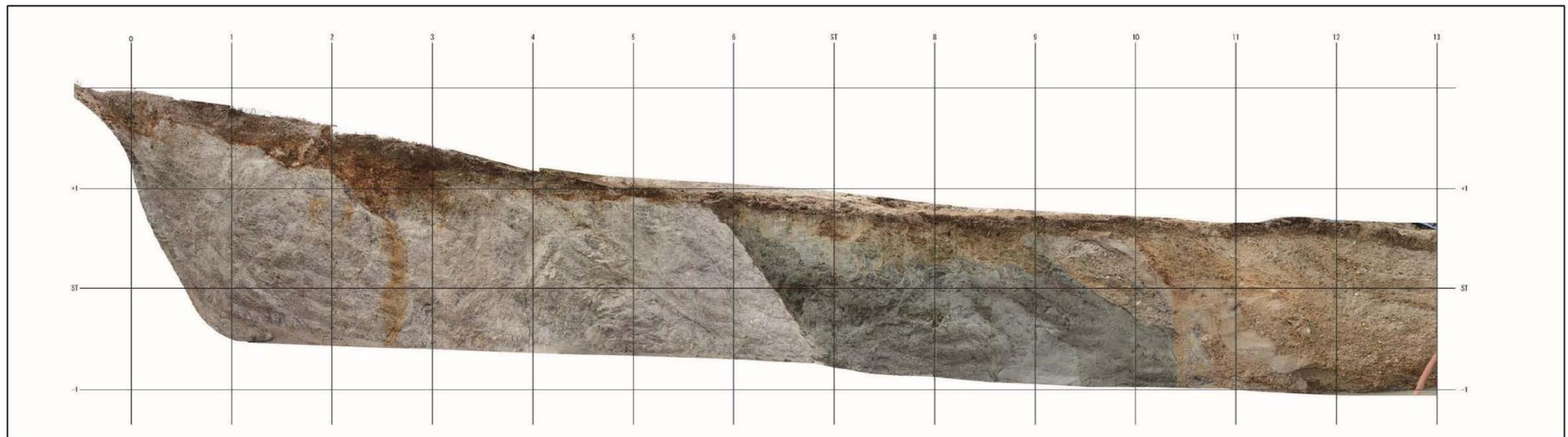
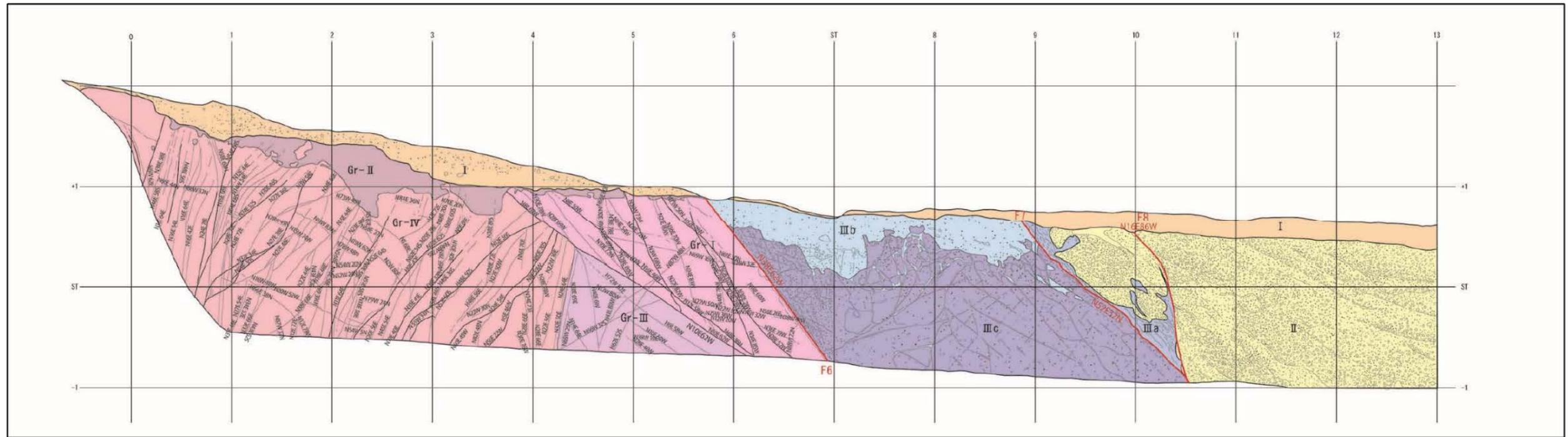


図 2.3.1. (2) 小倉トレンチ南壁割れ目方位測定結果

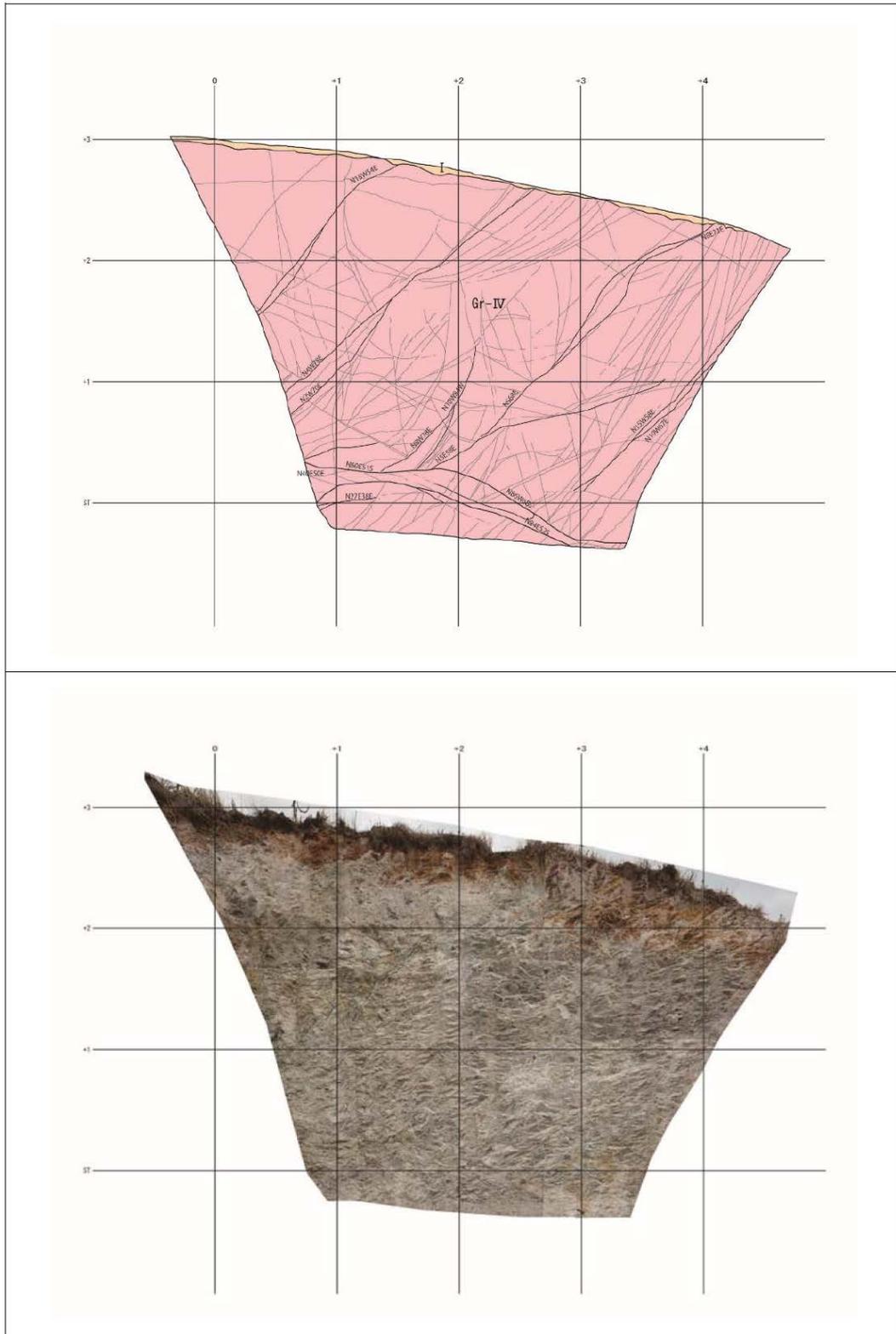
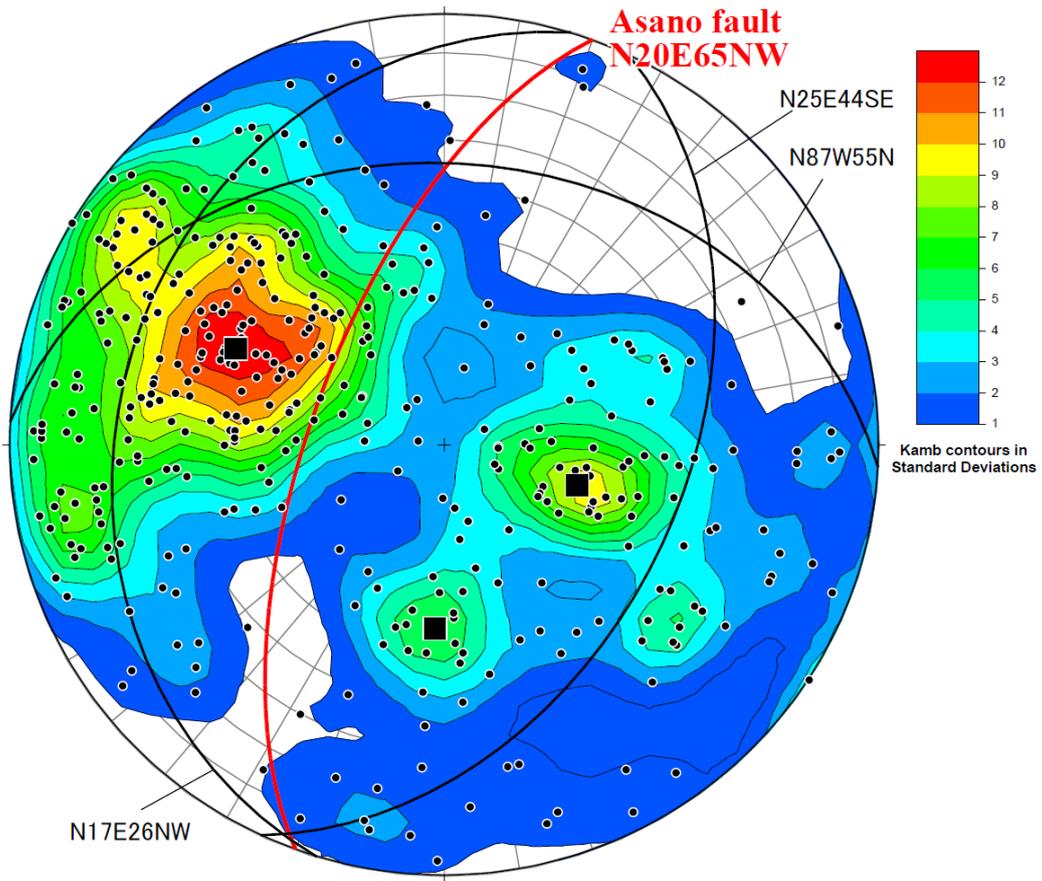


図 2.3.1. (3) 小倉トレンチ南壁割れ目方位測定結果



Ogura trench all wall

図 2.3.2. 小倉トレンチ壁面シュミットネット解析結果

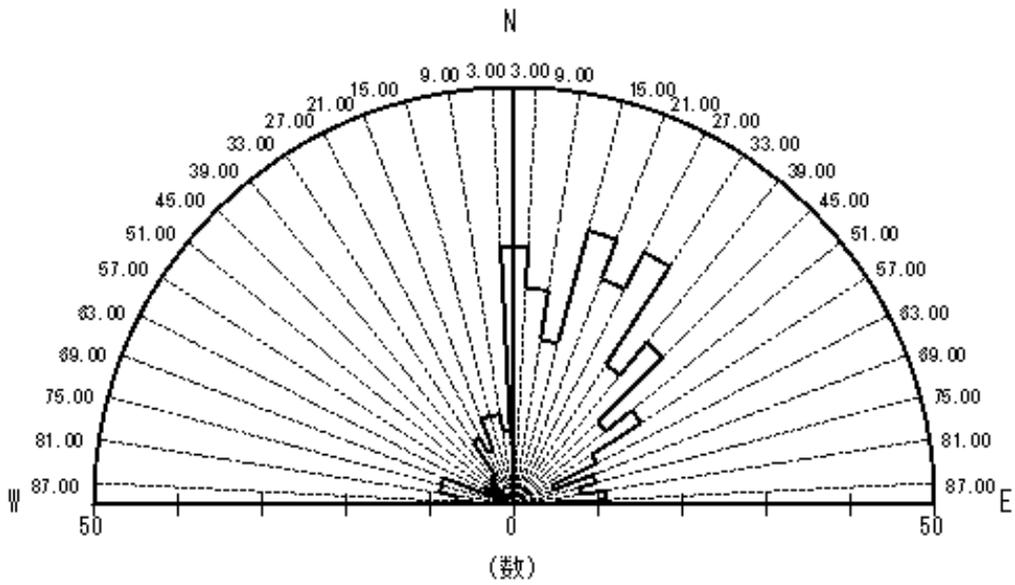
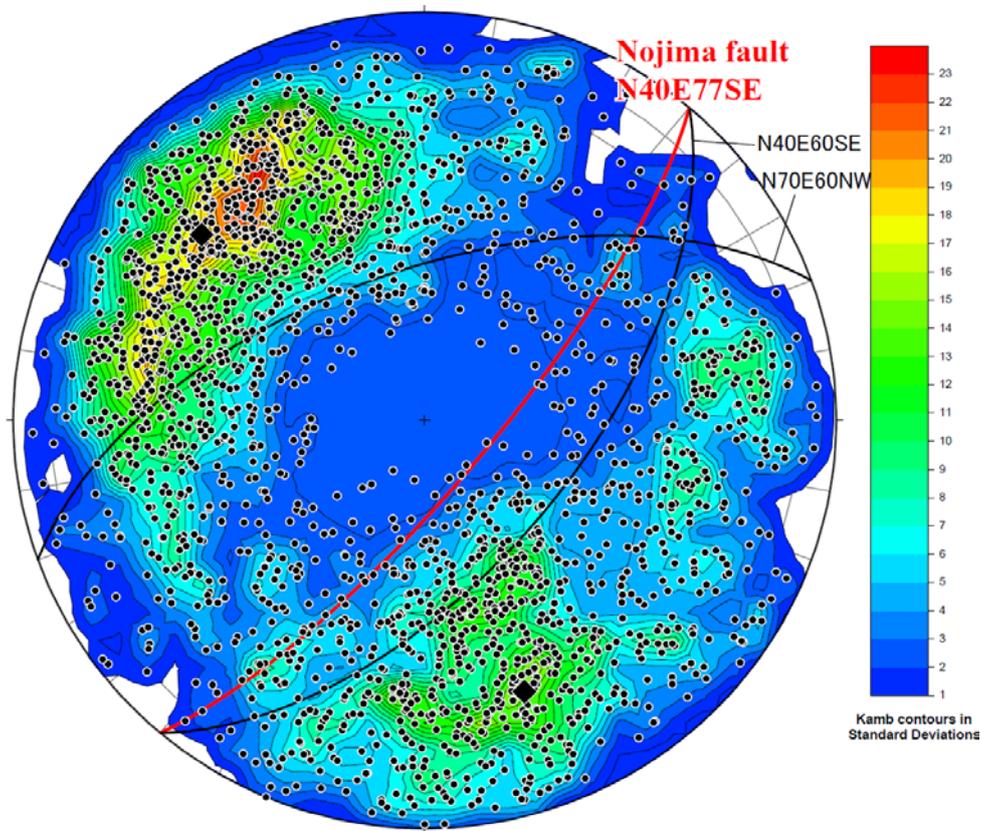


図 2.3.3. 小倉トレンチ壁面ローズダイアグラム解析結果



NFD-1 Ryoke granite

図 2.3.4. NFD-1 孔シュミットネット解析結果

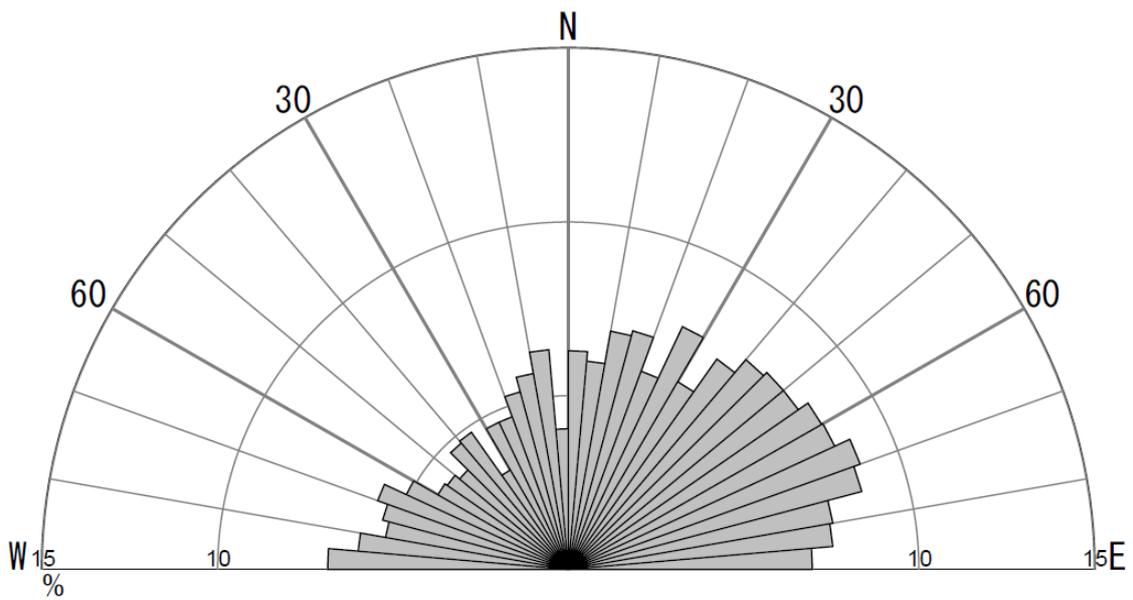


図 2.3.5. NFD-1 孔ローズダイアグラム解析結果

(7) まとめ

平成 27 年度事業で実施された浅野断層と野島断層の調査で得られた割れ目データの解析から、浅野断層及び野島断層の周辺には、右横ずれの変位センスに調和的な方向に割れ目が発達していることが明らかになった。この方向は、本調査地域の広域応力場とも調和的である。

(8) 今後の課題

NFD-1 孔ではコア試料がほぼ全区間にわたって採取されているが、試料中に発達する割れ目とコア試料の割れ目の対応を詳細に確認できていない。コア試料の割れ目観察と孔壁画像の観察を組み合わせ、各割れ目の形成時期や断層の関係に関して考察を行うことが望まれる。

(9) 参考文献

京都大学, 2017, 平成 27 年度原子力規制庁委託成果報告書 野島断層における深部ボーリング調査.

Lin, A. and Chiba, T., 2017, Coseismic conjugate faulting structures produced by the 2016 Mw 7.1 Kumamoto earthquake, Japan. *Journal of Structural Geology*, 99, 20-30.

2. 4. 断層破砕帯の年代測定・化学分析

2. 4. 1. ルミネッセンス年代測定

(1) はしがき

ルミネッセンス年代測定法には、光でルミネッセンスを励起する光励起ルミネッセンス (OSL) 法、および熱で励起する熱ルミネッセンス (TL) 法がある。TL 法は他の熱年代学的手法に比して、短時間の加熱でもシグナルがリセットすること、環境放射線によりシグナルが蓄積するため石英などの普遍的に存在する鉱物に適用可能なこと、および適用可能な年代幅が第四紀の後半であり (<~1 Ma) 特に日本のように地質学的に活動的な地域の活断層の年代決定に貢献できる可能性があることから、断層年代学の有効な手法のひとつであると考えられている (例えば鴈澤他, 2013)。また OSL 法は TL 法よりさらに若い年代幅に適用可能であり、歴史地震の評価にも利用できる可能性がある。一方 TL 法は温度上昇により年代シグナルがリセットすることが明らかであり、断層による摩擦熱発生による温度上昇が十分高ければ、イベントを捕獲できるという利点がある。

(2) 目的

断層の活動履歴の評価にルミネッセンス法が利用できるかどうかの調査を行うことを目的に、その有効性、試料の条件、必要な実験手順を明らかにする。

(3) 実施内容

(A) 原岩花崗岩試料の TL 特徴調査

平成 27 年度事業の調査では野島断層トレンチ試料の分析とともに、比較対象として原岩試料 (RG1) の TL 測定を実施したところ、原岩に期待されるような高蓄積線量が確認できなかった。そこでさらに原岩試料 (TS) の TL 分析を実施し、原岩花崗岩試料の TL 特徴の確認を行った。原岩試料との比較により断層の影響の定量化が可能となるため、原岩試料のルミネッセンスの特徴を明らかにする基礎調査は重要である。

(B) 測定方法の影響調査

TL 法による蓄積線量見積もりには多様な手法がある。OSL 法との比較をするために基本的に本プロジェクトでは紫外領域の TL (UVTL) を用いるとともに、単一試料で検量線を引くことができる Single Aliquot Regenerative (SAR) 法 (Murray and Wintle, 2003) を採用している。いくつかの試料で青色の発光 (BTL) での測定を実施し、UVTL と比較検討を行った。また天然のグローカーブと、人工的に線量を与えた場合のグローカーブの形状が違うので、線量付加法 (Multi Aliquot Additive Dose 法 : MAAD 法) でも測定を試み、結果の比較を行った。

(C) シグナルのフェーディング調査

原岩試料で求めた発光シグナルはトレンチから採取した断層近辺試料と同等であり、特に約 200°C で発光するサイトに基づく蓄積線量が非常に低かったことから、シグナルのフェーディングの有無について調査を行った。

(D) 浅野断層コア破砕帯試料のルミネッセンスサイト決定と蓄積線量測定

表層のトレンチから採集した試料と比して、地温や応力が高いことが期待される深部から採取された断層関連岩は、より年代値がリセットされている可能性が高い。そこで浅野断層を掘削したコア試料の破砕帯のルミネッセンス測定を実施した。またそれに先立ち、TL サイトの決定も行った。

(4) 場所・方法・数量

(A) 原岩花崗岩試料の熱ルミネッセンス特徴調査

野島断層の影響がほぼないと考えられる、地形的にも断層の影響を受けていないと考えられるところから都志川花崗岩 (TS) を採取し、新たに TL 測定を行った。TS と昨年度分析をおこなった RG1 の試料採取場所を図 2.4.1.1. に示す。まず TS 試料のルミネッセンスサイトを T-Tmax 法にて調べた (Mackeever, 1980)。TS 試料の蓄積線量決定を 3 皿で実施した。測定には OSL 分析で測定するのと同じ UV 領域の発光 (UVTL) を利用し、SAR 法にて分析した。プレヒート 220°C 10 秒ののち、100°C から 450°C の TL シグナルを測定した。感度変化補正のためのテスト照射は 50Gy 行い、検量線作成のための再現線量は 100Gy、500Gy、1,000Gy、2000Gy として実験を行った。蓄積線量の見積もりは TL シグナルのピーク分離を実施し、各温度での発光シグナルを利用して評価を行った。以上合計で TL 測定を約 90 測定以上行った。



図 2.4.1.1. 都志川花崗岩 (TS) およびトレンチ近傍の花崗岩 (RG1) の採取位置

(B) 測定方法の影響調査

より高いシグナルが期待される青領域の発光 (BTL) を利用した分析を原岩の TS、RG 1、トレンチから採取した E1、S1、S2 試料 (図 2.4.1.2.~図 2.4.1.3.) で行った。TS は 3 皿、他は各 1 皿ずつ、BTL の測定を行った。また MAAD 法を用いて TS、RG1、E1、S1、S2 の分析を行った。測定プロトコルは上述の方法と同じであるが、MAAD 法では天然シグナルを測定する前に線量を付加して測定を行った。以上合計で TL 測定を約 120 測定を行った。

(C) シグナルのフェーディング調査

トレンチから採取した E1 試料 (図 2.4.1.2.) を利用してシグナルのフェーディング調査を行った。試料の天然シグナル測定に続き、100Gy 与えた後、一定期間試料を保持し、その後測定を行いシグナルの減衰をみた。保持時間は 1 時間、10 時間、100 時間、1,000 時間とした。最後に 0 時間保持の測定をさらに追加した。各測定後、50Gy のテスト照射を行い感度変化の補正を行った。TL シグナルにはピーク分離を施し、各温度での発光シグナルを利用して評価を行った。3 皿で繰り返し測定を行った。以上合計で TL 測定を 48 回行った。

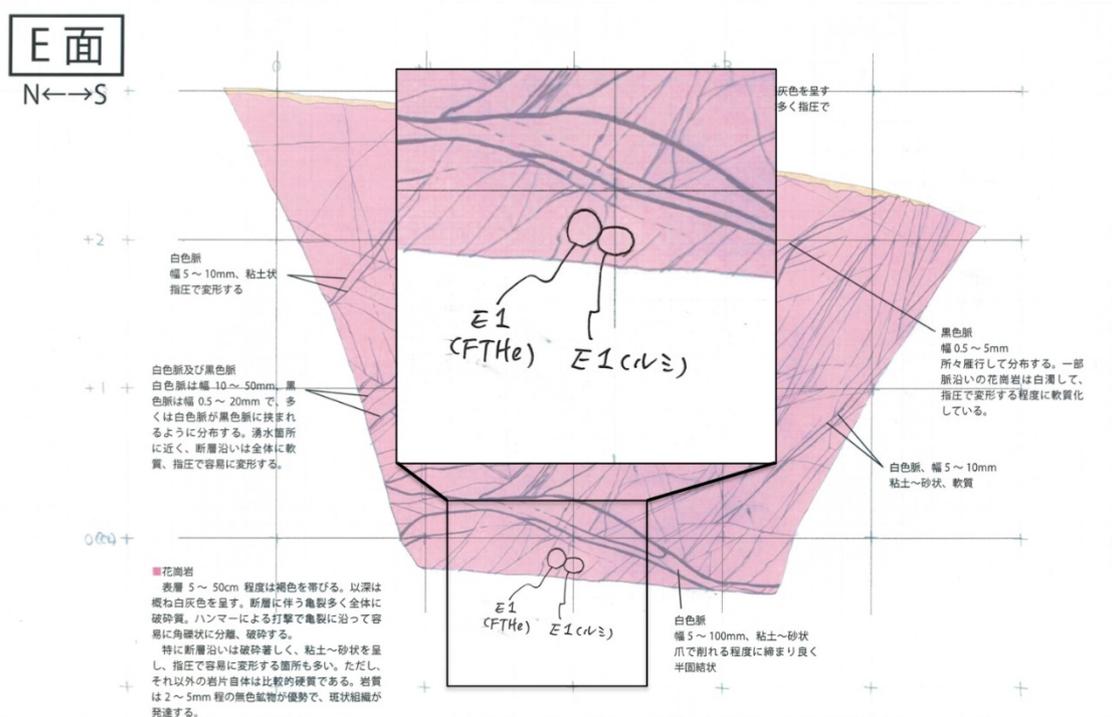


図 2.4.1.2. NFT1-E1 の採取場所

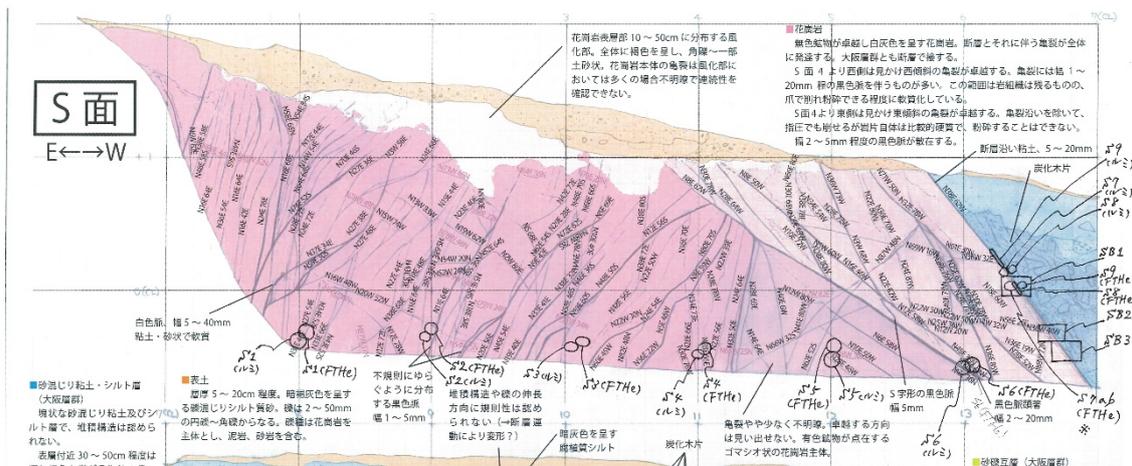


図 2.4.1.3. NFT1-S1~S6 の採集場所

(D) 浅野断層コア破砕帯の蓄積線量測定

浅野断層の掘削をめざした AFD-02 コアから採取された破砕帯 fa-1 (コア長に沿った深度約 118.5m、図 2.4.1.4.) および fa-5 (コア長に沿った深度約 203.1m、図 2.4.1.5.) の分析を行った。試料は半割されたコア試料より採取した。採取の際はコアの半割の影響を受けている表層および掘削の影響を受けている周辺部分を避けて中央部のみから得た。fa-1 試料では中央部を図 2.4.1.4. に示すような 3 つの部分に分けて石英を抽出した。この試料は平成 27 年度事業の報告書で OSL 年代測定を報告した試料と同じ層準のものである。

fa-5⑤試料 (図 2.4.1.5.) は半割した後の下部試料から図 2.4.1.6. に示したように、コア外周から 0.5cm (fa-5⑤-1)、②ガウジと接触しているコア外周から 1.8~2cm 付近 (fa-5⑤-2)、ガウジ (fa-5⑤-3)、岩体 (fa-5⑤-4) の 4 部分に分けて採取した。この試料では OSL 測定はまだ実施されていなかったため、OSL 測定も各 1 回実施した。

石英抽出方法は平成 27 年度報告書の吟味に基づいて実施した。TL 測定は fa-1 では全部で 18 皿、fa-5⑤では全部で 4 皿測定を行った。fa-1 では中央のガウジ試料を用い、TL サイト決定のためにプレヒート温度を 10 度ずつ昇温して TL 測定を行う T-Tmax 法による分析も行った (McKeever, 1980)。蓄積線量測定の際は、感度変化補正のためのテスト照射は 20Gy 行い、検量線作成のための再現線量は 50G、100Gy、150Gy、50Gy として実験を行った。また線量評価の際はピーク分離を実施した。以上合計で TL 測定を 280 回行った。

OSL 測定は全部で 4 皿測定を行った。感度変化補正のためのテスト照射は 5Gy 行い、検量線作成のための再現線量は 10G、40Gy、0Gy、70 Gy、10Gy、として実験を行った。以上合計で OSL 測定を 48 回行った。

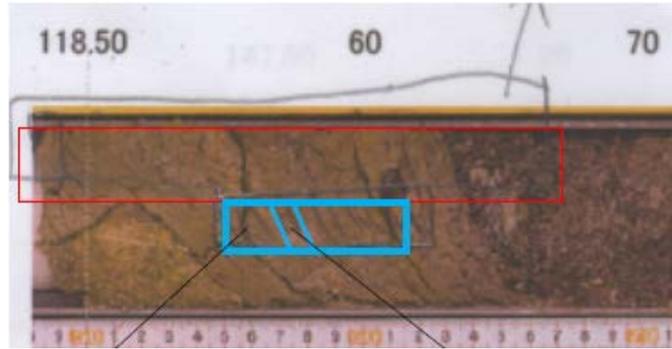


図 2.4.1.4. AFD-02、 fa-1 試料の採取場所（青色の線で囲った部分）

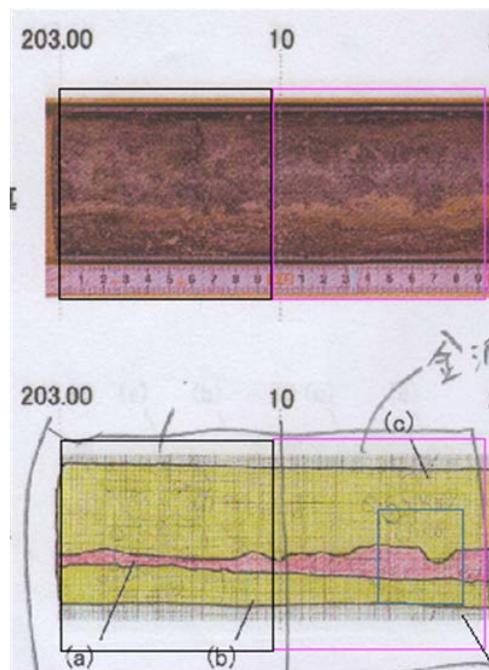


図 2.4.1.5. AFD-02、 fa-5 試料の採集場所（青色の線で囲った部分）、上はコアの写真、下は事務局によるコアのスケッチ図に加筆したもの。

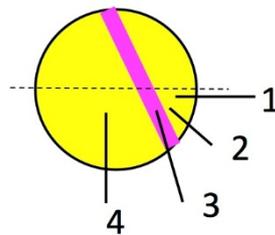


図 2.4.1.6. AFD-02、 fa-5 試料におけるガウジの入り方のモデル図。下部試料から 1～4 に分けて試料を分取した。

(5) 結果

(A) 原岩花崗岩試料の熱ルミネッセンス特徴調査

図 2.4.1.7.に TS 試料の T-Tmax 法の結果を示す。TS の UVTL を利用した TL 測定の結果を図 2.4.1.8.に示す。

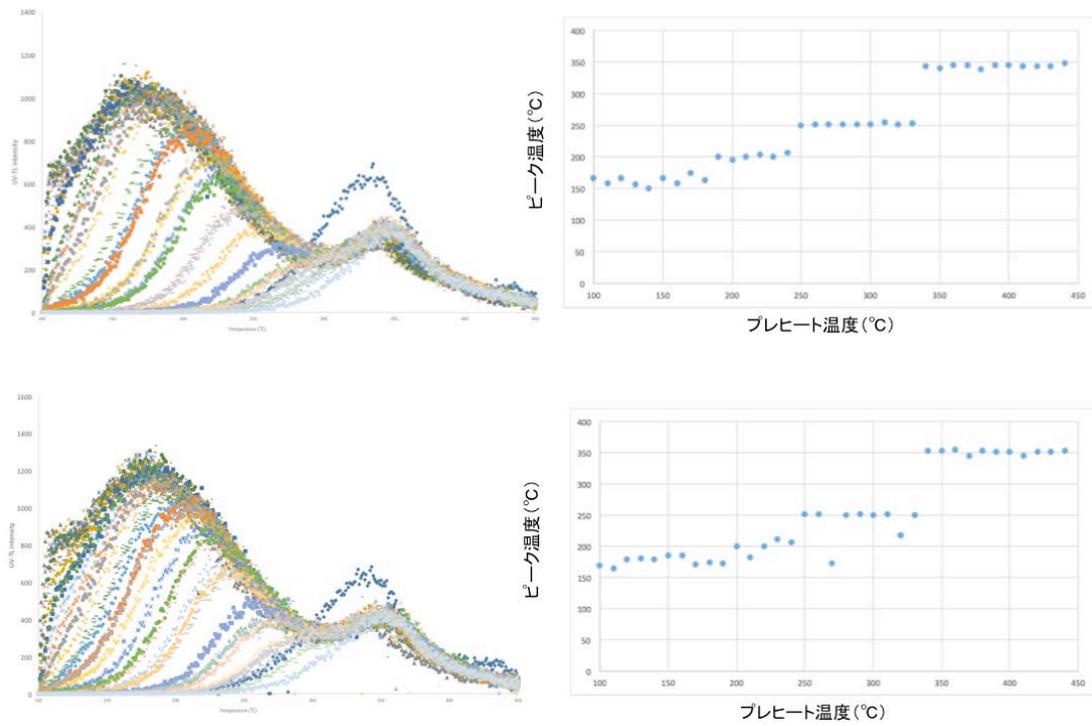
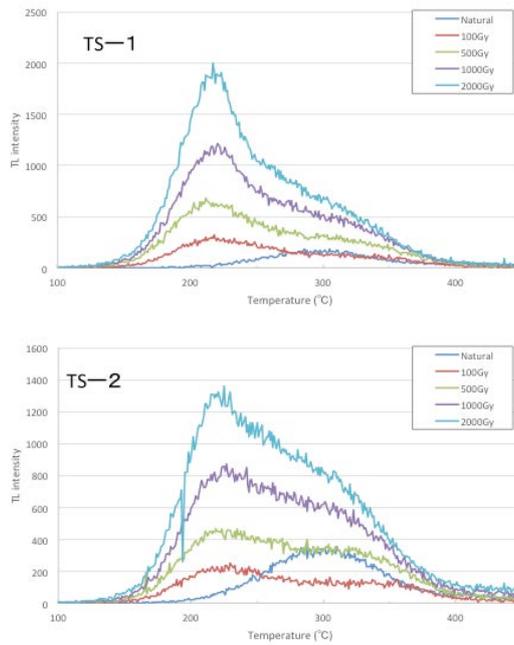


図 2.4.1.7. TS 試料の T-Tmax による測定結果



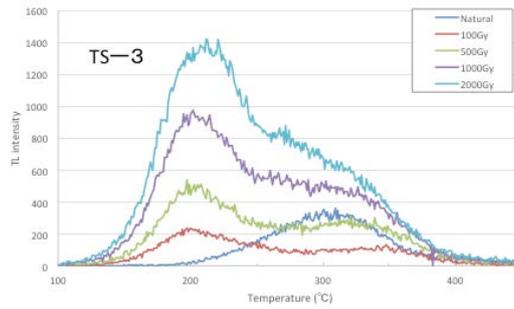


図 2.4.1.8. TS 試料の UVTL グローカーブ

(B) 測定方法の影響調査

BTL を利用した TS の TL 測定の結果を図 2.4.1.9. に、原岩試料 RG1 およびトレンチ試料のうち、E1、S6、ガウジ試料の BTL 測定結果を図 2.4.1.10. に示す。図 2.4.1.11. には MAAD 法を用いた結果を示す。

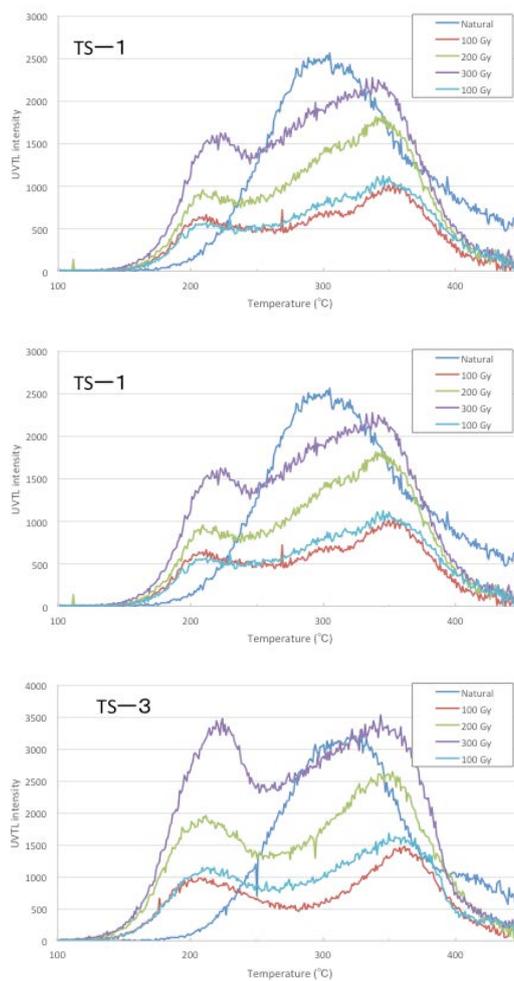


図 2.4.1.9. TS 試料の BTL グローカーブ

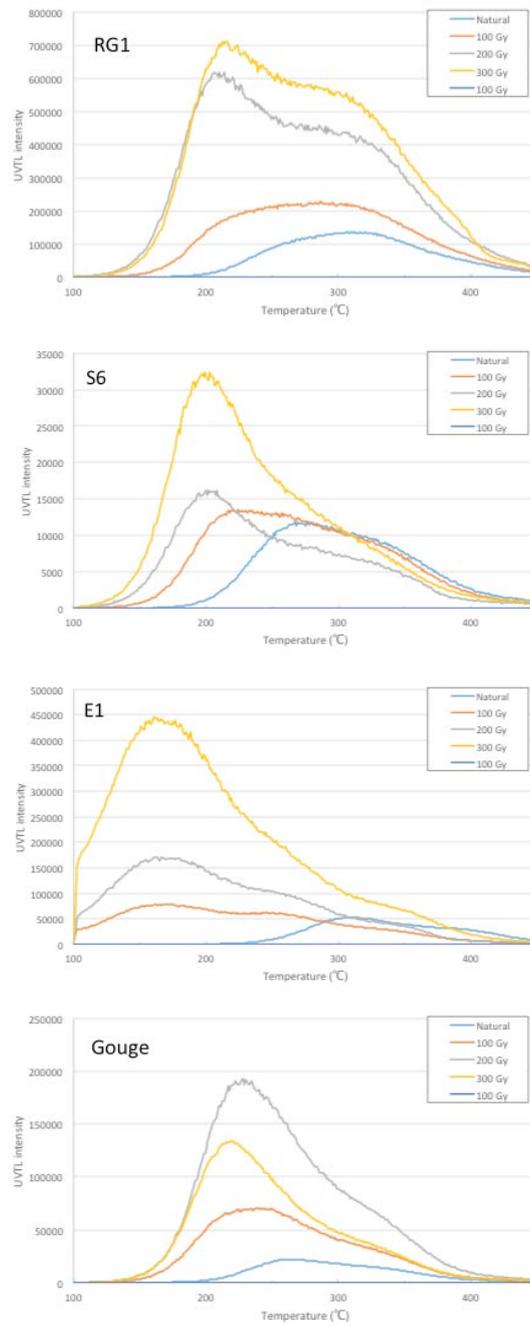


図 2.4.1.10. トレンチから採取した E1、S6、ガウジ試料の BTL グローカーブ

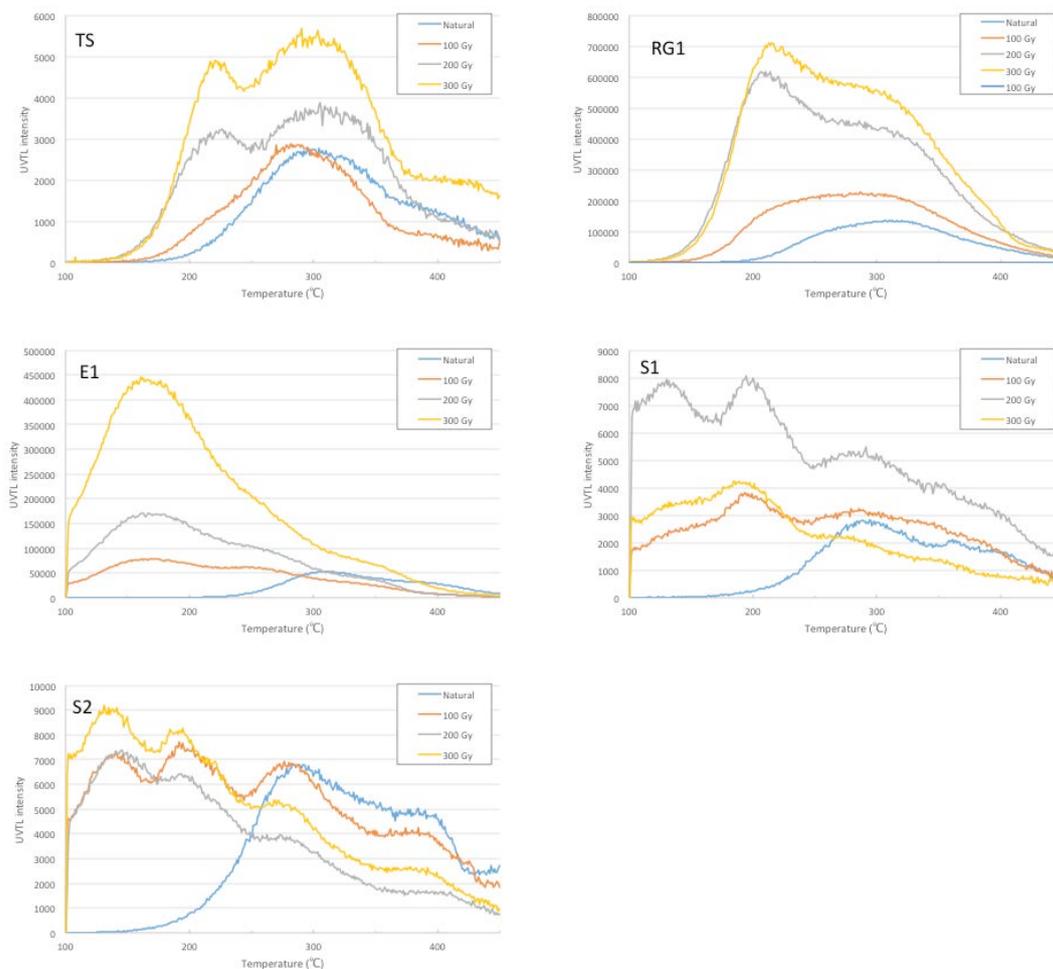


図 2.4.1.11. TS、RG1、E1、S1、S2 の MAAD 法によるグローカーブ

(C) シグナルのフェーディング調査

フェーディング実験で得られた TL グローカーブを図 2.4.1.12.に示す。照射してすぐに得られるシグナルを 1 として、保管期間につれてシグナルがどう変化するか割合を示したものを図 2.4.1.13.に示す。図 2.4.1.13.では TL グローカーブのピーク分離を行い、それぞれの発光温度毎にシグナル変化をみた。

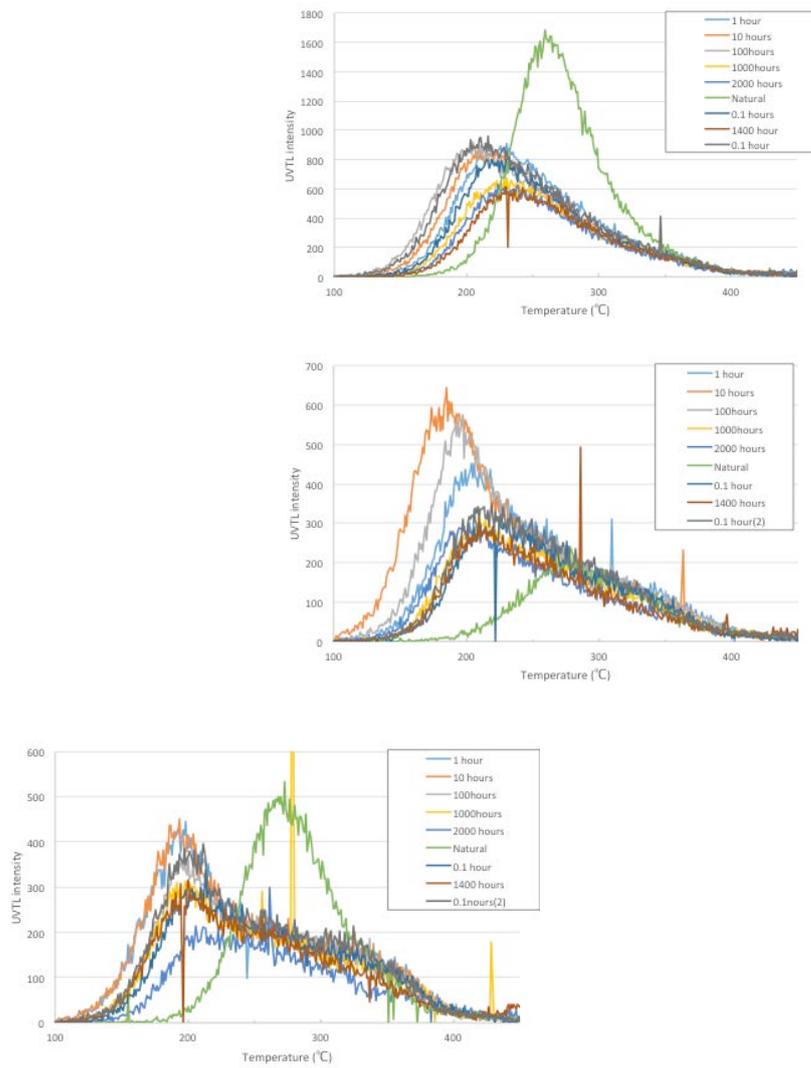


図 2.4.1.12. フェーディング実験で得られた TL グローカーブ

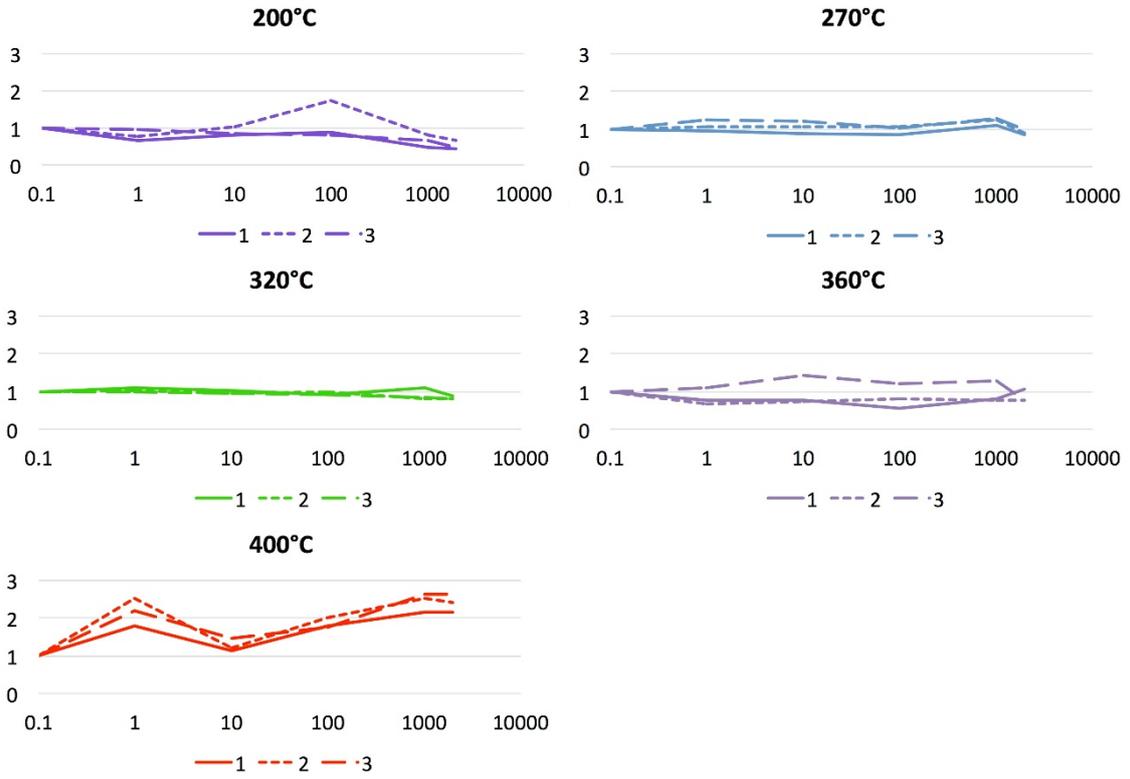
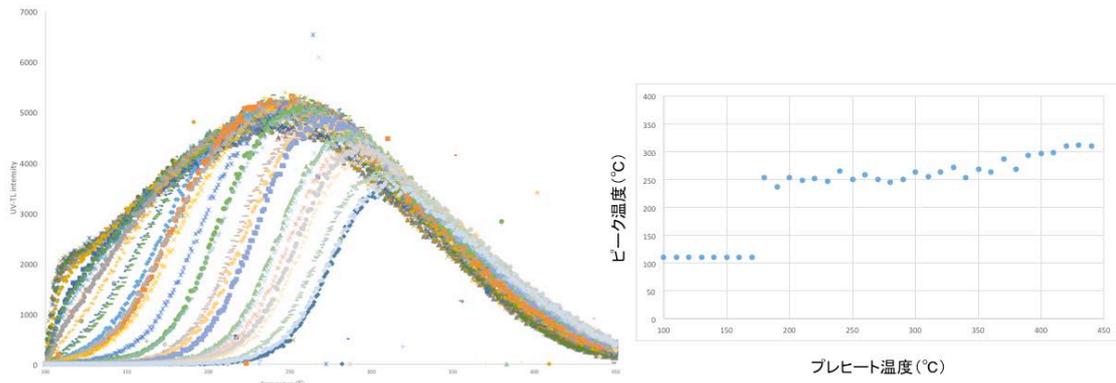


図 2.4.1.13. ルミネッセンス発光温度毎のフェーディング。横軸の単位は線量付加から測定までの保持時間。縦軸は得られたシグナル強度の x 線照射直後に測定したシグナル強度に対する比。



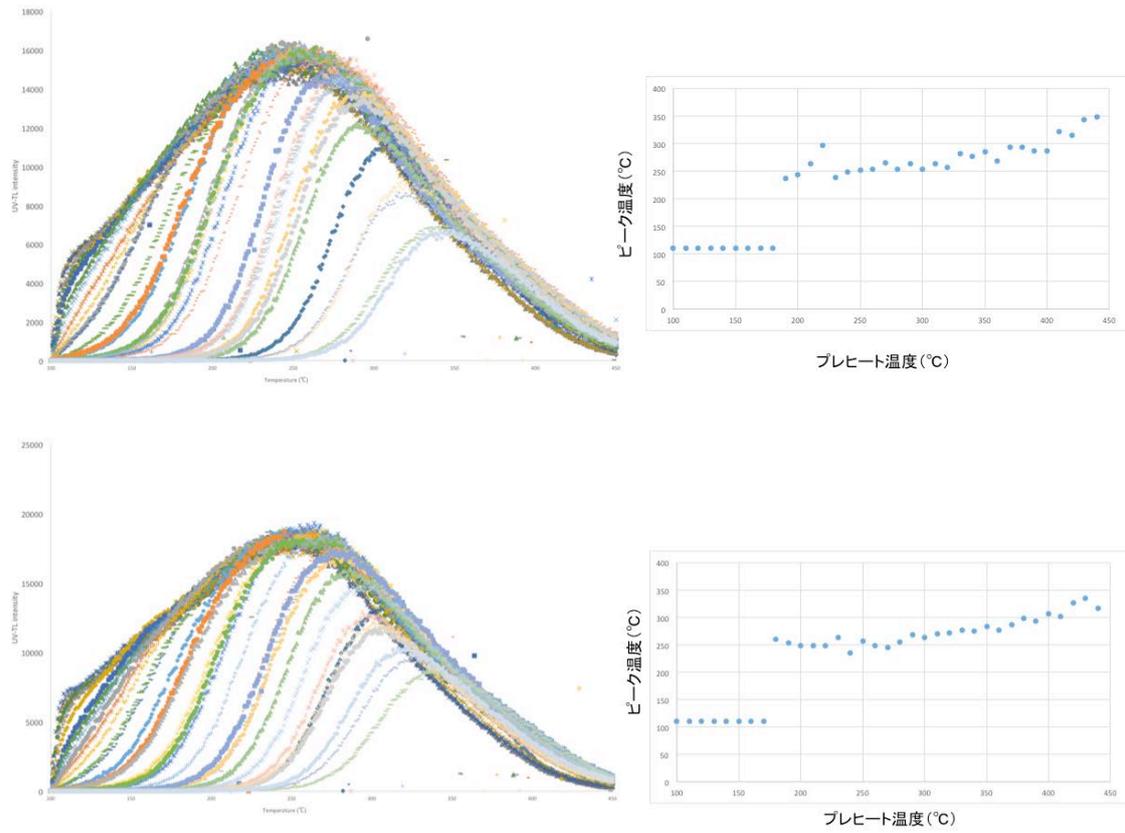


図 2.4.1.14. AFD-02 fa-1 試料で実施した T-Tmax 法の結果

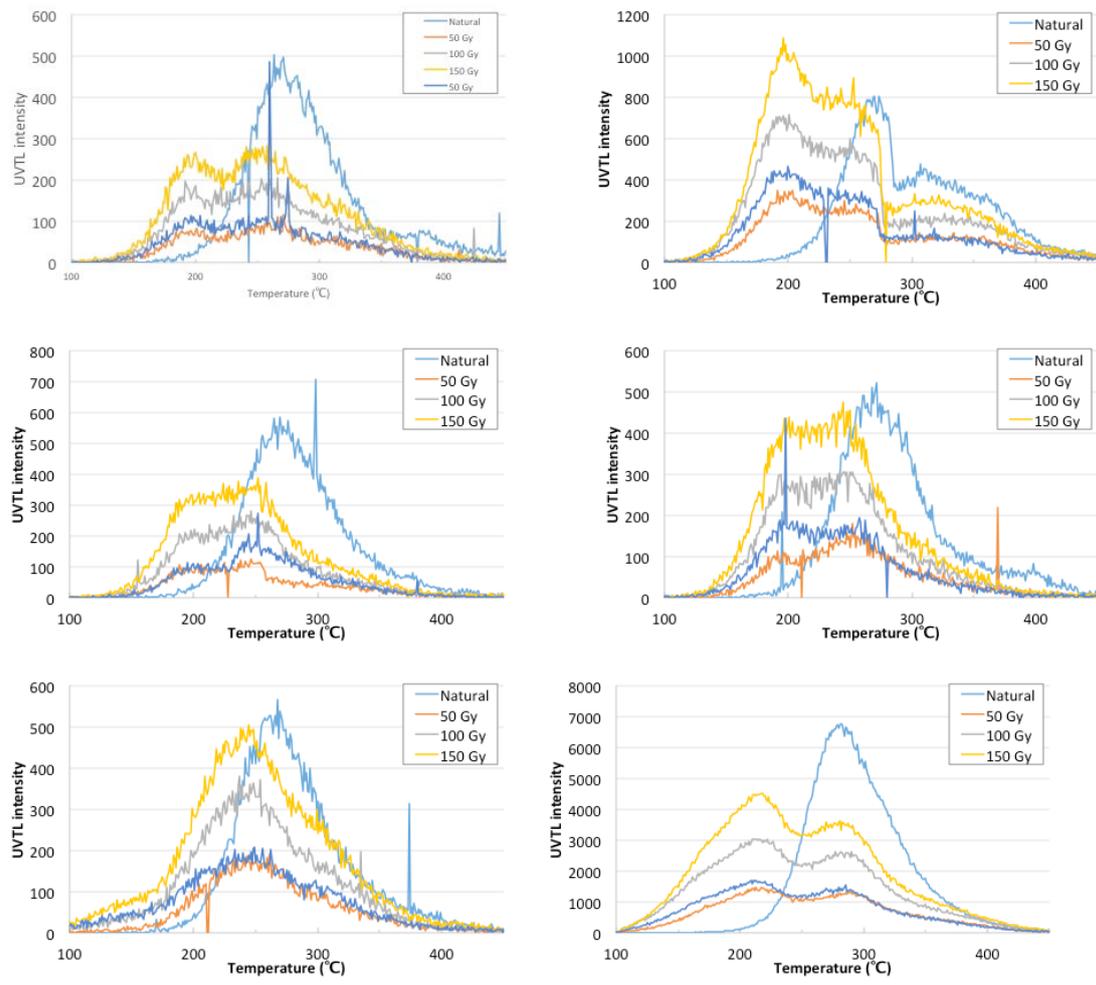


図 2.4.1.15. AFD-02 fa-1 試料 118.58m の TL 測定結果

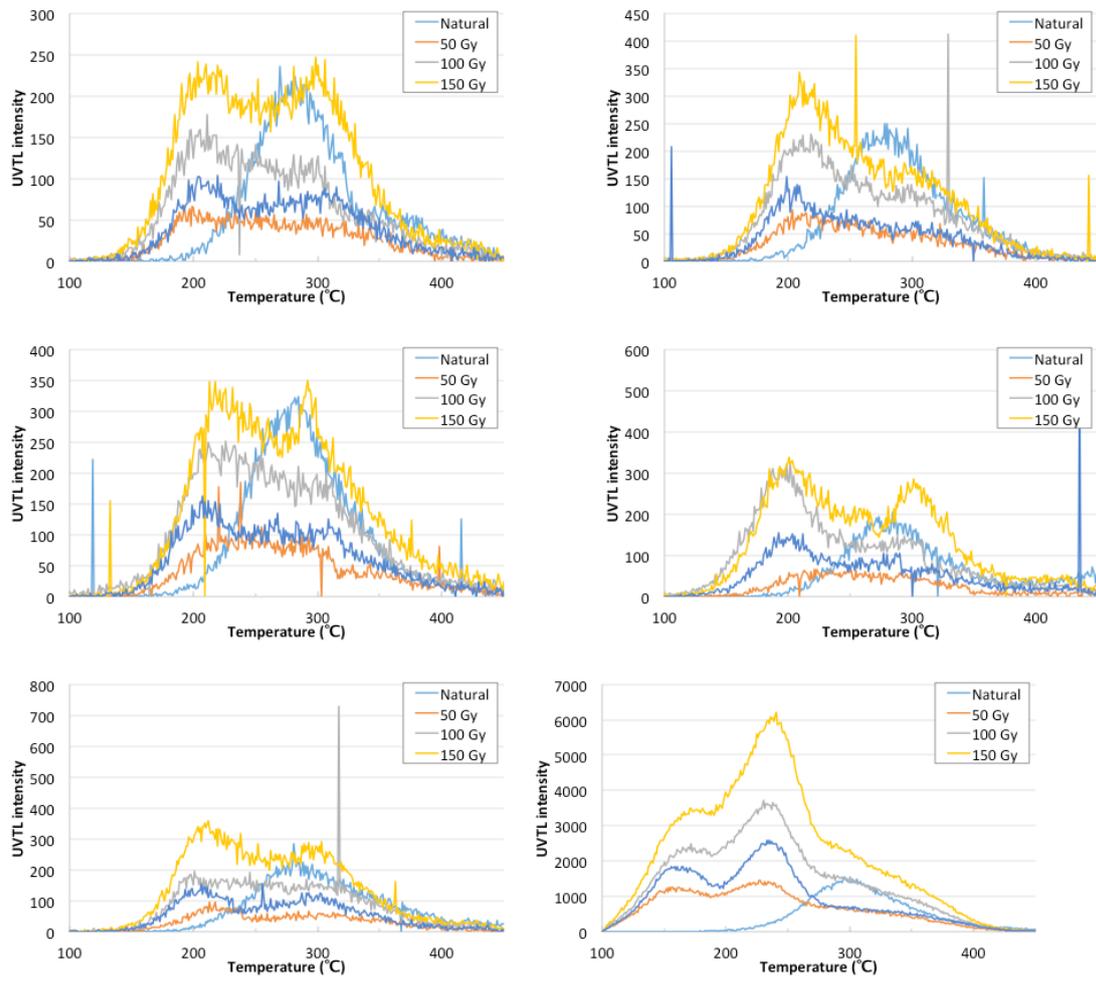


図 2.4.1.16. AFD-02 fa-1 試料ガウジの TL 測定結果

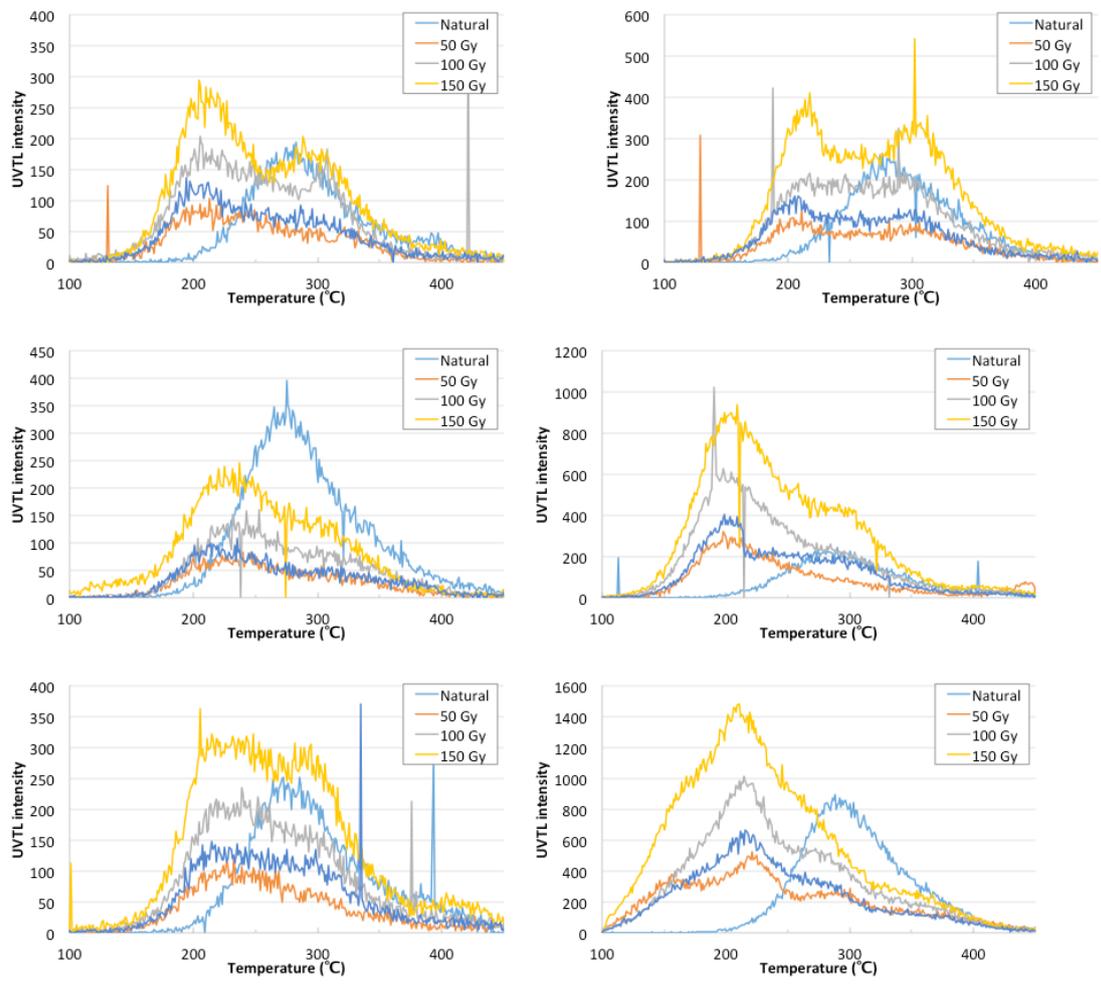


図 2.4.1.17. AFD-02 fa-1 試料 118.60m の TL 測定結果

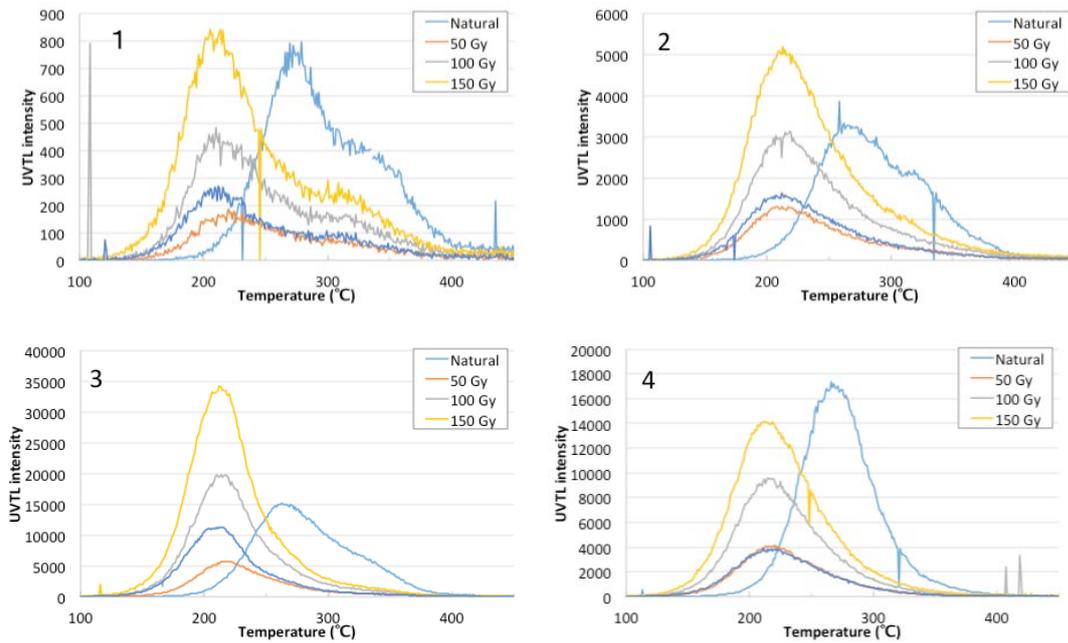


図 2.4.1.18 AFD-02 fa-5⑤試料の TL 測定結果

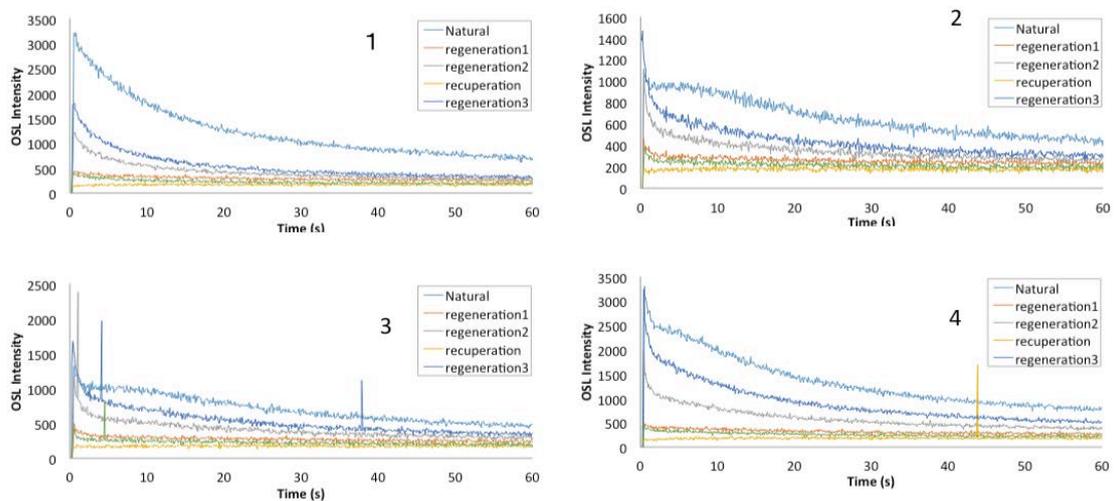


図 2.4.1.19. AFD-02 fa-5⑤試料の OSL 測定結果

(6) 考察

(A) ルミネッセンスサイトについて

今回新たに TS でも T-Tmax 法を実施したが (図 2.4.1.7.)、ルミネッセンスサイトとしてはこれまで E1 や RG1 試料で実施した内容 (平成 27 年度事業報告書参照) と同様の温度の複数ルミネッセンスサイトを認めることができた。一方 AFD-02 fa-1 のガウジで実施

した T-Tmax 法ではトレンチの最も断層に近い試料 (S7) で得られたデータと似ており、低温 (110°C) の肩として認められるサイト以外は広い温度で分布するシグナルが認められるのみである。また図 2.4.1.18.では AFD-02 fa-5⑤の人工線量による TL グローカーブが確認できるがこの形も S7 タイプであった。断層岩が原岩と大きく異なるサイトを示すことは、破碎の影響がルミネッセンスサイトを変異させる可能性を示しているのかもしれない。

(B) TL シグナルの取り方の影響

UVTL、 BTL のシグナルを比較すると (図 2.4.1.8.-2.4.1.10.)、やはり BTLの方がシグナル強度が強く、より信頼できる結果をもたらすと思われる。対応するルミネッセンスサイト毎に温度によりグローカーブにピーク分離を施し、温度シグナル毎に検量線をひき蓄積線量を求めた (表 2.4.1.1.)。平成 27 年度報告書に記載したトレンチの試料から求めた蓄積線量も含めている。検量線が不適切になったものや、シグナルが飽和していると思われるものについてはデータを棄却した。MAAD 法では、ほとんどのシグナルで検量線が不適切になってしまった。したがって表 1 には含めなかった。その結果を図 2.4.1.20.に図示する。TS は繰り返し測定の平均をプロットした。同じ試料で BTL と UVTL のデータがあるものについては、BTLの方が低い値を示す傾向があった。原因は定かではないが、UVTL はシグナルが弱いせいで線量を過剰評価しているのかもしれない。

表 2.4.1.1. トレンチ試料および原岩露頭試料の蓄積線量 (Gy)

	TS1	TS2	TS3	TS1 (BTL)	TS2 (BTL)	TS3 (BTL)	RB	RB (BTL)	E1	E1 (BTL)	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S6 (BTL)	Gouge	Gouge (BTL)
200°C	<	<	<	11	27	11	23	1	15	0.0	15	28	12	51	60	38	2	10	0.2
270°C	43	368	316	294	503	404	326	66	534	7.5	261	>	333	>	>	713	23	186	-
320°C	234	598	1227	413	874	1037	398	79	183	-	522	>	>	326	174	265	87	151	-
360°C	27	77	<	126	101	48	-	-	-	29	>	286	368	>	>	908	-	109	4.8
400°C	>	>	>	968	>	-	342	-	>	34	>	>	>	575	>	840	-	82	-

- calibration line not suitable
 > saturated
 < signal too small

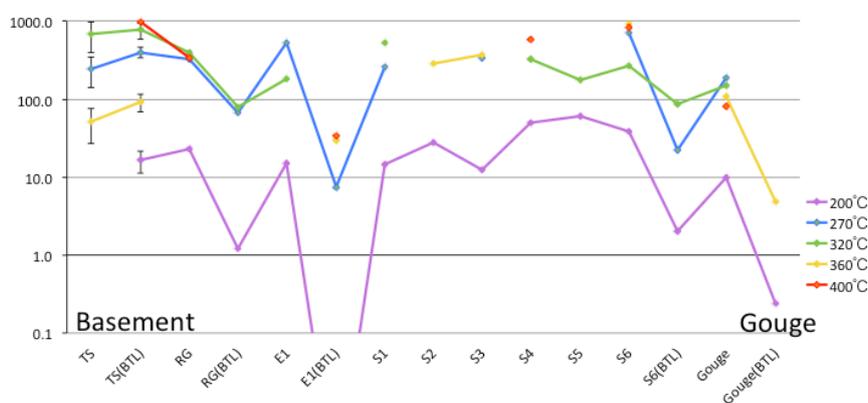


図 2.4.1.20. 各温度シグナルの蓄積線量。縦軸は対数をとっており単位は Gy。

(C) シグナルの安定性

図 2.4.1.20.をみると 200°C前後のシグナルを利用して求めた蓄積線量は他の温度によるものと比較して低い値を示した。原岩試料はシグナルが飽和していることが期待されたが、TS にいたってはほぼ 200°Cのシグナルを検出できない結果となった。フェーディングテストの結果を見ると(図 2.4.1.13.) 200°Cのシグナルは有意にシグナルの減少が認められた。平成 27 年度の成果として得た 200°Cシグナルの lifetime τ を利用して年間線量 10Gy/kyr の仮定の下、どのようにシグナルが時間とともに蓄積していくか計算した(図 2.4.1.21.)。周辺温度を 20°Cとすると τ は 2.9×10^{10} 秒となり、この値を利用した。図 2.4.1.21.を見ると地質時間で考えると 200°Cのシグナルは成長せず低い値で頭打ちになってしまう。そのため断層の影響がない原岩であっても低い蓄積線量を示したと思われる。従ってこの試料では、低温のシグナルは断層による熱影響を見るには不適切である。



図 2.4.1.21. 周辺温度 20°C、年間線量 10Gy/kyr の場合の 200°Cシグナルの成長

(D) トレンチ試料の蓄積線量

上述のように 200°Cでの発光シグナルは不安定で、原岩でさえ低い値を示すことから、断層による影響を見るのに不適切である。また高温側のシグナルは強度が低く安定して蓄積線量が得られない。中温域の 3 つのシグナルは概ねどの試料も大きく変わらない蓄積線量を示すことから、これら 3 つのシグナルの蓄積線量の平均値を求めた。また BTL と UVTL では求めた蓄積線量に差があることから UVTL のみもしくは BTL のみで計算を行った(表 2.4.1.2.-2.4.1.3、図 2.4.1.22.-2.4.1.23.)。どちらの図もガウジに向かって蓄積線量が減少するようにも見受けられるが、特にガウジだけが低いという結果ではなかった。

表 2.4.1.2 UVTL で得た 3 つの中温領域シグナルから得た蓄積線量の平均

	TS	RG	E1	S1	S2	S3	S4	S5	S6	Gouge
average De(Gy)	327	362	359	391	286	351	326	174	629	149
誤差	188	36	176	130		18			190	22

表 2.4.1.3. BTL で得た 3 つの中温領域シグナルから得た蓄積線量の平均

	TS	RG	E1	S6	Gouge
average De(Gy)	422	73	18	55	5
誤差	197	7	11	32	

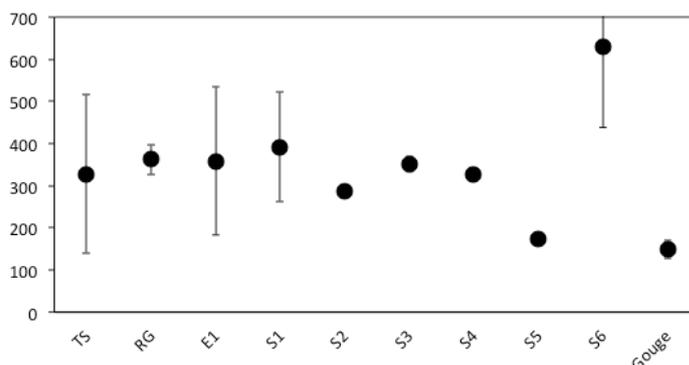


図 2.4.1.22. UVTL で得た 3 つの中温領域シグナルから得た蓄積線量 (Gy) の平均

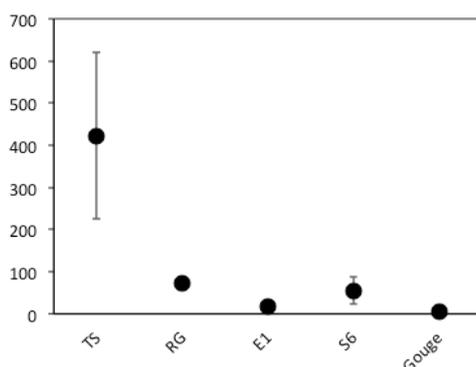


図 2.4.1.23. BTL で得た 3 つの中温領域シグナルから得た蓄積線量 (Gy) の平均

(E) 浅野断層コア破碎帯の蓄積線量測定

得られたグローカーブをピーク分離し、各温度に対応するシグナルを利用して検量線を作成し蓄積線量を求めた。

AFD-02 fa-1 ではメインのガウジとその上下で分けて分析をし、分取した 3 試料でそれぞれ 6 皿の繰り返し測定を行ったが、中には検量線が適切に作成されない試料もあった。それらのデータは平均の計算から除外した(表 2.4.1.4.)。3 つの試料で特に差がでなかった。また 270°C から 360°C の中温域の蓄積線量は上述の原岩の分析で得られた蓄積線量と同等であり、年代値の若返りは確認できなかった。したがって本分析ガウジの TL シグナルは 1995 年の地震の影響は受けていないと思われる。また値を見ると、平成 27 年度事業報告書に記載した OSL 法による蓄積線量より高い値となっている。

AFD-02 fa-5⑤でも同様に蓄積線量を見積もった。試料 3 がメインのガウジであるが、

TL シグナルではやはり蓄積線量の減少は確認できなかった。OSL のシグナルを見るとファスト成分が少なく試料として優良ではないが、最初の 1 秒間のシグナルを利用して検量線をひき蓄積線量を見積もった。OSL 法による蓄積線量は TL 法による値より低い値を示し、AFD-02 fa-1 試料と同様の傾向であった。OSL 法による蓄積線量はメインのガウジ試料 (AFD-02 fa-5⑤-3) で最も小さくなっているため、断層の影響があるかもしれない。しかし値としては AFD-02 fa-1 の OSL 蓄積線量やトレンチ試料の OSL 蓄積線量 (未報告) より大きいため、試料のバリエーションのひとつに過ぎない可能性もある。

表 2.4.1.4. AFD-02 fa-1 試料の平均蓄積線量 (Gy)

	200°C	誤差	270°C	誤差	320°C	誤差	360°C	誤差	400°C	誤差
118.58	8.3	1.9	262.0	33.1	184.4	34.6	243.5	39.4	245.4	50.4
ガウジ	20.4	3.9	330.6	30.8	135.5	15.2	251.6	108.4	130.2	41.3
118.60	24.8	9.5	260.0	43.8	135.3	21.7	185.2	29.8	235.4	43.6

表 2.4.1.5. AFD-02 fa-5⑤試料の蓄積線量 (Gy)

	200°C	270°C	320°C	360°C	400°C	OSL
fa5-5-1	10.9	411.4	360.2	515.1	173.3	105.0
fa5-5-2	15.8	369.6	330.4	314.6	125.6	82.2
fa5-5-3	12.4	661.3	546.8	-	-	34.6
fa5-5-4	11.2	648.0	437.6	464.0	363.8	51.1

(7) まとめ

ルミネッセンスサイトに関する基礎的な研究から、断層による摩擦・破壊がルミネッセンスサイトを変化させる可能性が示唆された。また最も低温の熱ルミネッセンスサイトから得られた低い蓄積線量は断層の影響というより、サイトの不安定さによるものであることが分かった。トレンチ試料で中温域の TL より求めた蓄積線量は断層近くで低い値を示し、1995 年の地震の影響かどうかは不明だが、何らかの断層の影響があるかもしれない。OSL 法による蓄積線量は TL 法による蓄積線量より低い値を示すが、この二つのデータの関係は不明である。AFD-02 で採取されたガウジ試料では明確な蓄積線量の減少は認められなかった。これはこの二つの破砕帯試料が両方とも 1995 年の地震の際に活動していないものであったか、あるいは活動したのにも関わらずこの深度条件では蓄積線量の減少を被らなかったか、どちらかだと思われる。

(8) 今後の課題

断層による摩擦・破壊がルミネッセンスサイトに与える影響を理解することが重要であり、このためには摩擦実験に処した試料のルミネッセンス測定をすすめることが必要である。また TL シグナルは温度上昇イベントを捉えるであろうが、OSL シグナルがどのようなイベントを反映するのかの理解が必要である。トレンチで得られたデータとの比較を考

えると AFD 掘削コアで、メインの断層を認定し分析することは重要な知見を与えてくれると思われるが、今回分析した試料がトレンチのガウジ試料と比較して高い蓄積線量を示すことから、この掘削試料での断層の認定にも課題があるかもしれない。

(9) 引用文献

鴈澤好博・高橋智佳史・三浦知督・清水聡, 2013, 光ルミネッセンスと熱ルミネッセンスを利用した活断層破碎帯の年代測定法,地質学雑誌,714-726.

McKeever, S.W.S., 1980, On the analysis of complex thermoluminescence glow-curves: resolution into individual peaks. *Phys. Status Solidi (A)* , 62, 331-340.

Murray, A.S. and Wintle, A.G., 2003., The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. *Radiation Measurement*, 37, 377-381.

2. 4. 2. ESR 年代測定

(1) はじめに

断層岩の生成年代から断層活動性評価を行う手法であるESR（電子スピン共鳴）年代測定法（Fukuchi, 1992；福地, 2004；福地, 2010）では、断層岩中に含まれるESR信号が断層摩擦熱によりリセットされることを前提として断層活動年代（特に最新活動年代）が決定される。また、断層作用により新たに生成される鉱物（粘土鉱物）のESR年代値から断層活動年代を求めることも可能であるが、最新断層活動時に新たな鉱物が生成されるとは限らないので注意が必要である。新たに生成された鉱物から最新活動年代を求める場合には、断層摩擦熱によるリセットが実現したかどうかを判定しなければならない。

ESR法の主な問題点としては、ESR信号が完全にリセットされない場合には実際の活動年代よりも古い年代値が出てしまう点と閉鎖系が成り立たないので年間線量率（一年間の被曝線量）を見積もる際の不確実性が高い点が挙げられる。後者については、想定される全ての誤差を見積もる以外に手立てはないが、年代値が若いほど誤差自体も小さくなるので、後期更新世以降の若いESR年代値が得られる場合には活動性評価に十分利用できる。前者については、ボーリング掘削により地下深部から試料を採取することで解決できると考えられるが、コストが掛かり過ぎるのが難点である。

1995年兵庫県南部地震を契機に開始した『野島断層解剖計画』で掘削採取された500m掘削コア試料では、深度約390mに位置する断層面沿いで熱的に不安定な石英Al中心や安定なモンモリロナイト (Mo) 四重信号が大きく減衰していることが確認された (Fukuchi & Imai, 2001)。また、台湾チェルンブ断層深部掘削計画 (TCDP) で掘削されたHole Bの1,136m掘削コア試料では、Mo四重信号が完全にリセットされていることが確認されている (福地, 2010)。野島断層とチェルンブ断層では断層変位量や地下の封圧の大きさが異なるので、単純に比較はできないが、断層変位量が2m以上の場合、ESR信号が完全にリセットされる深度は500～1,000m程度であると推定される。

本事業における目的は、地下深部から採取された断層岩試料中のESR信号が完全にリセットされている深度を明らかにすると共に、ESR法の有効性を検証することである。ESR信号が完全にリセットする深度が比較的浅ければ、ボーリング掘削に掛かるコストを低く抑えることができる。

(2) 実施内容及び解析試料

平成27年度事業では、1995年兵庫県南部地震 (M7.3) を引き起こした野島断層の分岐断層である浅野断層の小倉トレンチから採取された地表付近の断層岩試料 (平成27年12月26日～27日採取) のESR解析及び年代測定を実施した。また、浅野断層300m掘削ボーリング (AFD-2孔) コア試料を使用して、地下深部から採取された断層岩の熱履歴のチェックに加えて、断層岩から検出されるESR信号のリセット状態の判定及びESR年代測定を実施した。本年度は、平成27年度事業に引き続いて、野島断層掘削ボーリング NFD-

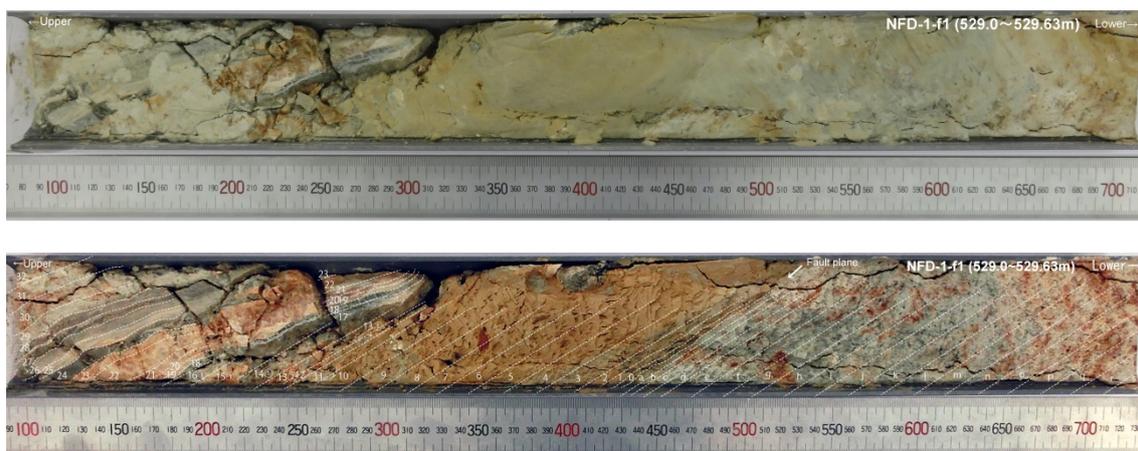


図 2.4.2.1. NFD-1 孔コア試料中に発達する f1 破砕帯で観察される断層岩（試料 0～32 及び a～s）上）ハーフカット後のコア試料の状態。ハーフカットによりカット表面には ガウジ試料が付着している。下）ハーフカット後にカット表面の付着物を除去した状態。最新活動面は 0 と a の間（図中の Fault plane）であると予備的に推定された。

1 孔及び NFD-2 孔から採取されたコア試料の ESR 解析を実施した。

NFD-1 孔の fa-1 破砕帯（NFD-1-f1 破砕帯）試料のハーフカット写真を図 2.4.2.1.に示す。ハーフカット後のコア試料（図 2.4.2.1.上）を見ると、カット表面にはハーフカットにより削れたガウジ試料が付着しており、試料の汚染（contamination）を引き起こしていることが分かる。試料 16 と 17 の間の隙間からはカット粉の一部も検出された。今回、最新断層活動面を特定する目的でコア試料がハーフカットされたが、コア試料を用いた解析ではハーフカットする前に ESR 解析用試料を採取することが極めて重要である。

ハーフカット後の付着物をカット表面から除去した状態を図 2.4.2.1.下に示す。図中の断層面（Fault plane）が 1995 年兵庫県南部地震を引き起こした最新断層活動面であると予備的に推定されたが、肉眼観察では『野島断層解剖計画』500m 掘削コア試料や台湾チェルンプ断層深部掘削計画（TCDP）1136m 掘削コア試料で確認されたような、摩擦熱による断層ガウジの黒色化は認められない。NFD-1-f1 破砕帯では、未固結～半固結で灰色～黄灰色の花崗岩質断層ガウジ及び断層角礫（試料 0～16、29～32、a～s）の他、固結した灰色～黒色の断層ガウジと見られる断層岩（試料 17～28）が観察された。最新断層活動時に変位したと推定されている面（試料 0 と a の間）に沿って、ガウジ及び断層角礫を幅数 mm～10mm で細分した（図 2.4.2.1.下）。細分した試料には特に酸処理等を行わず、篩によって 125～250 μ m に粒度を揃え、ESR 解析用試料とした。

一方、NFD-2 孔の f2 破砕帯（NFD-2-f2 破砕帯）試料のハーフカット写真を図 2.4.2.2.に示す。ハーフカット後のコア試料（図 2.4.2.2.上及び中）を見ると、NFD-1-f1 破砕帯試料と同様に、カット表面にはハーフカットにより削れた破片等が付着しており、試料の汚染（contamination）を引き起こしていることが分かる。ハーフカット後の付着物を除

去



図 2.4.2.2. NFD-2 孔コア試料中に発達する f2 破砕帯で観察される断層岩（試料 0～28 及び a～g）上、中）ハーフカット後のコア試料の状態。ハーフカットによりカット表面には破片等が付着している。下）ハーフカット後にカット表面の付着物を除去した状態。最新活動面は 0 と a の間（図中の Fault plane）であると予備的に推定された。

した状態を図 2.4.2.2.下に示す。図中の断層面（Fault plane）が 1995 年兵庫県南部地震を引き起こした最新断層活動面であると予備的に推定されたが、NFD-1-f1 破砕帯試料と同様、肉眼観察では断層摩擦熱による断層ガウジの黒色化は認められない。

NFD-2-f2 破砕帯では、未固結～半固結で灰色～褐色の泥質あるいは砂質断層ガウジ及び断層角礫（試料 0～28、a～g）が観察された。最新断層活動時に変位したと推定されている面（試料 0 と a の間）に沿って、断層ガウジ及び断層角礫を幅数 mm～10mm で細分した（図 2.4.2.2.下）。NFD-1f1 破砕帯試料と同様、細分した試料には特に酸処理等を行わず、篩によって 125～250 μm に粒度を揃え、ESR 解析用試料とした。

（3）断層摩擦熱解析結果

①NFD-1-f1 破砕帯試料

断層ガウジ及び断層角礫を呈色と硬さで切り分け、各ガウジ試料のバルク状態での ESR 測定結果を図 2.4.2.3.～図 2.4.2.11.に示す。室温下において掃引磁場 400 \pm 400mT、マイクロ波出力 1mW で得られる ESR スペクトルを図 2.4.2.3.に示す。断層面付近及び周辺か

らは、加熱により生成・増大する FMR (フェリ磁性共鳴) 信号は認められない (Fukuchi, 2012)。

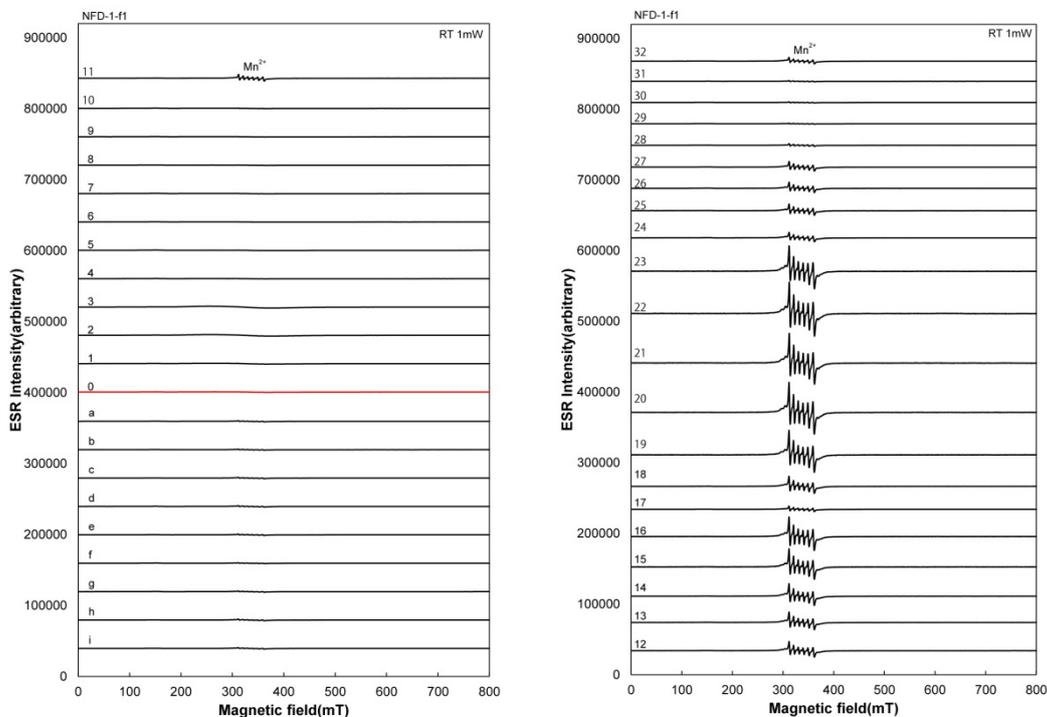


図 2.4.2.3. NFD-1-f1 破砕帯試料から検出される ESR スペクトル 測定条件: 掃引磁場 $400 \pm 400\text{mT}$ 、マイクロ波出力 1mW、室温測定

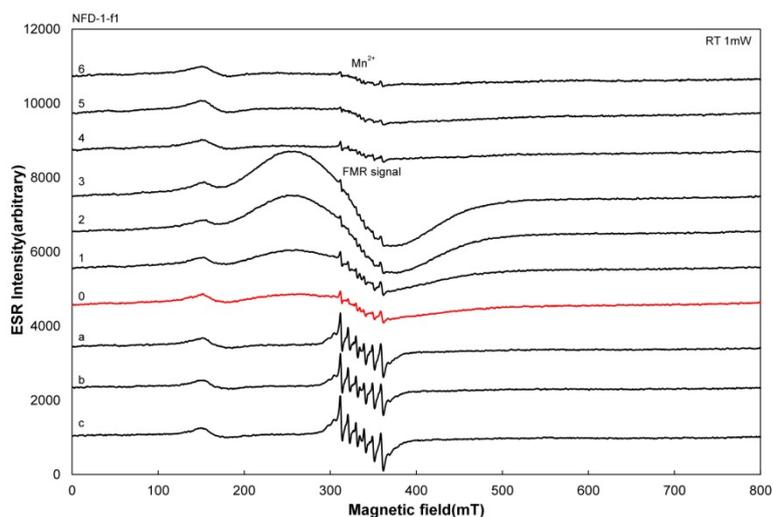


図 2.4.2.4. NFD-1-f1 破砕帯試料から検出される ESR スペクトル(断層面近傍の拡大図) 測定条件: 掃引磁場 $400 \pm 400\text{mT}$ 、マイクロ波出力 1mW、室温測定

一方、断層面近傍の試料から得られる ESR スペクトルを図 2.4.2.4. に示す。断層面に接す

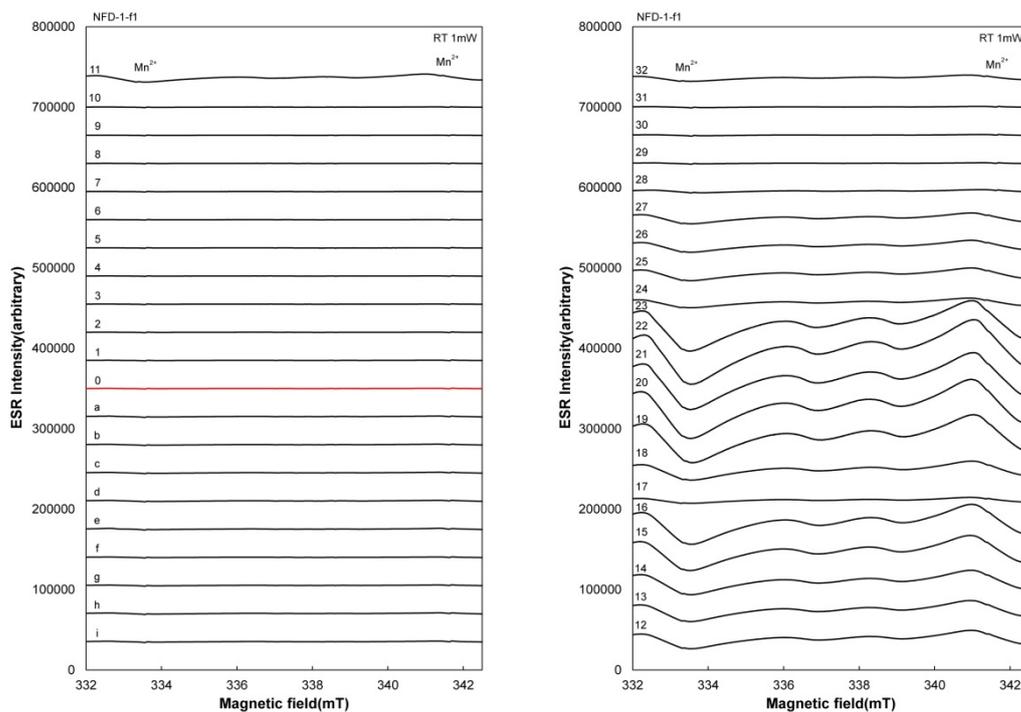


図 2.4.2.5. NFD-1-f1 破碎帯試料から検出される ESR スペクトル 測定条件: 掃引磁場 $337 \pm 5\text{mT}$ 、マイクロ波出力 1mW、室温測定

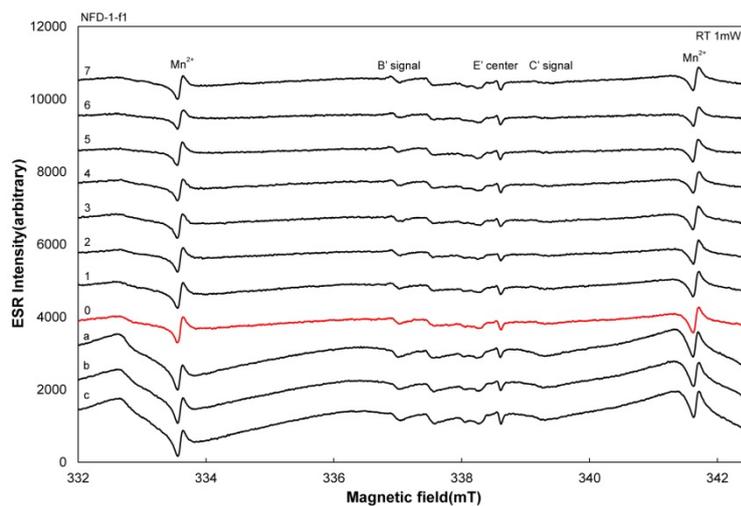


図 2.4.2.6. NFD-1-f1 破碎帯試料から検出される ESR スペクトル(断層面近傍の拡大図) 測定条件: 掃引磁場 $337 \pm 5\text{mT}$ 、マイクロ波出力 1mW、室温測定

る試料 0 及び a からは摩擦熱の上昇を示す FMR 信号は検出されず、断層面から少し離れ

た試料 3 からは FMR 信号の増大が幾分認められた。これらの結果は、過去の断層活動では断層面沿いで摩擦熱はそれ程上昇しなかったことを示唆している。

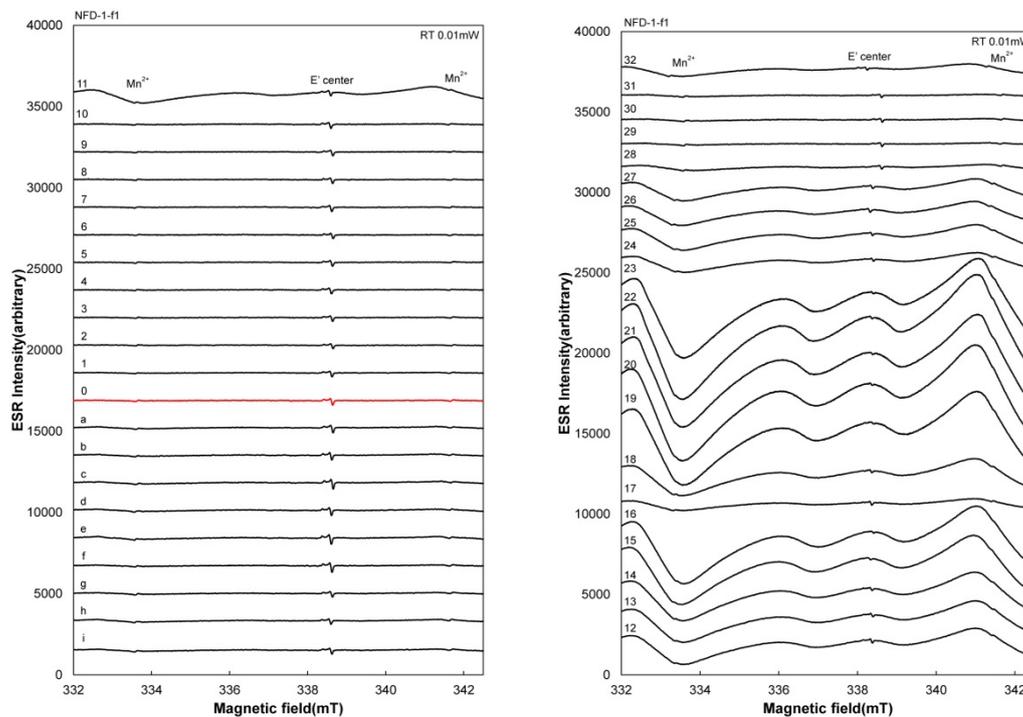


図 2.4.2.7. NFD-1-f1 破砕帯試料から検出される ESR スペクトル 測定条件: 掃引磁場 $337 \pm 5\text{mT}$ 、マイクロ波出力 0.01mW 、室温測定

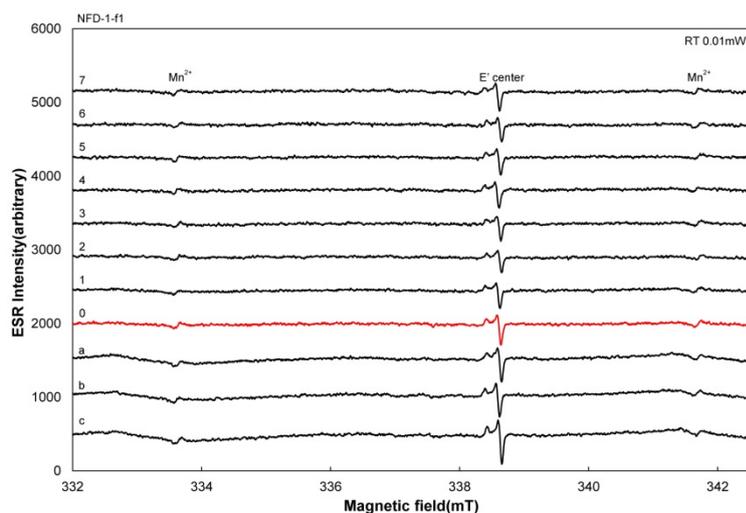


図 2.4.2.8. NFD-1-f1 破砕帯試料から検出される ESR スペクトル(断層面近傍の拡大図) 測定条件: 掃引磁場 $337 \pm 5\text{mT}$ 、マイクロ波出力 0.01mW 、室温測定

室温下において掃引磁場 $337 \pm 5 \text{mT}$ 、マイクロ波出力 1mW で得られる ESR スペクトルを図 2.4.2.5.に示す。一部のガウジ試料から強い Mn^{2+} 信号が検出された他は、特に顕著な信号は検出されなかった。断層面近傍のガウジ試料から得られる ESR スペクトルを拡大して見ると、年代測定に利用可能なモンモリロナイト (Mo) 起源の四重信号 (B、C 信号) や石英酸素空孔起源の E' 中心 (surface E center) が検出され、断層摩擦熱により信号はリセットされていないことが判明した (図 2.4.2.6.)。モンモリロナイトは源岩である花崗岩には元々含まれていないので、過去の断層活動の際の熱水反応で生成されたと考えられる。さらに、マイクロ波出力 0.01mW で測定した ESR スペクトルからは、 E' 中心 (E'_1 center) が検出された (図 2.4.2.7.及び図 2.4.2.8.)。 E' 中心 (E'_1 center) は加熱により一旦増大することが知られているが、断層面近傍の試料から得られる E' 中心 (E'_1 center) は周辺の試料から得られるものと大差がなく、断層摩擦熱の上昇は確認されなかった。

一方、低温 (77K) 下、掃引磁場 $320 \pm 25 \text{mT}$ 、マイクロ波出力 1mW で得られる ESR スペクトルを図 2.4.2.9.に示す。スペクトル中には、室温測定と同様に、一部の試料から強い Mn^{2+} 信号が検出された他は、特に顕著な信号は検出されなかった。一方、断層面付近のガウジ試料から得られる ESR スペクトルを拡大して見ると、石英の Si イオンが Al イオンと置換して正孔 (hole) を捕獲している Al 中心が検出された (図 2.4.2.10.)。石英の Si イオンが Ti イオンと置換して電子を捕獲している Ti 中心の信号は検出されなかった (福地、2004)。断層面近傍の試料 0 では、 Al 中心の超微細構造 (hfs) の発達が他のものに比べて不明瞭になっており、 Al 中心全体が幾分減衰している可能性がある。

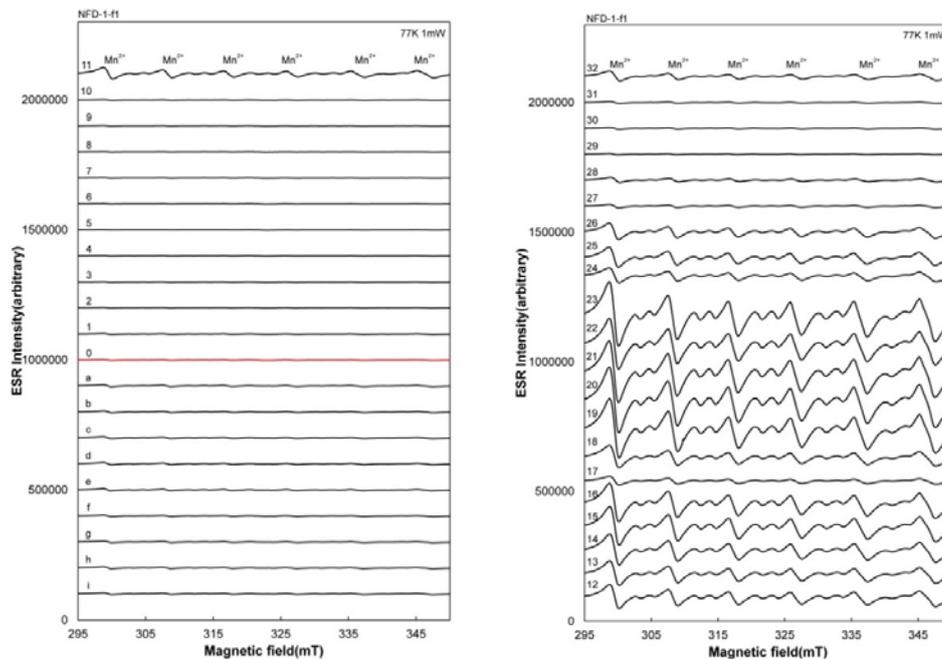


図 2.4.2.9. NFD-1-f1 破碎帯試料から検出される ESR スペクトル 測定条件: 掃引磁場

320±25mT、マイクロ波出力 1 mW、低温 (77K) 測定

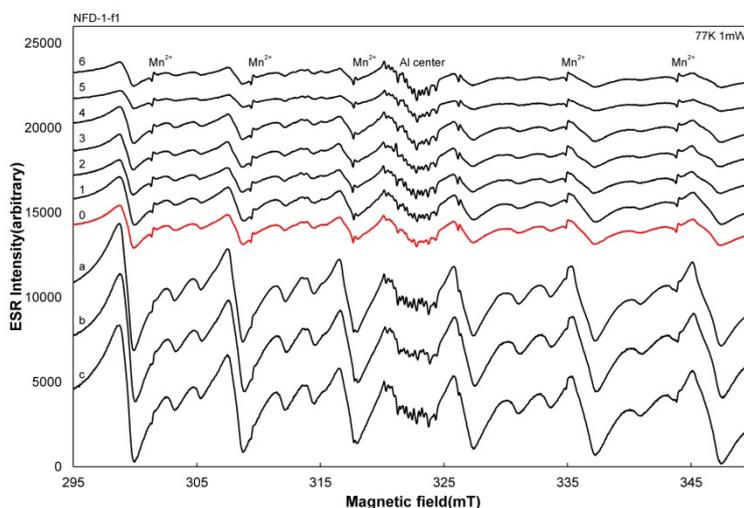


図 2.4.2.10. NFD-1-f1 破砕帯試料から検出される ESR スペクトル (断層面近傍の拡大図) 測定条件：掃引磁場 320±25mT、マイクロ波出力 1mW、低温 (77K) 測定

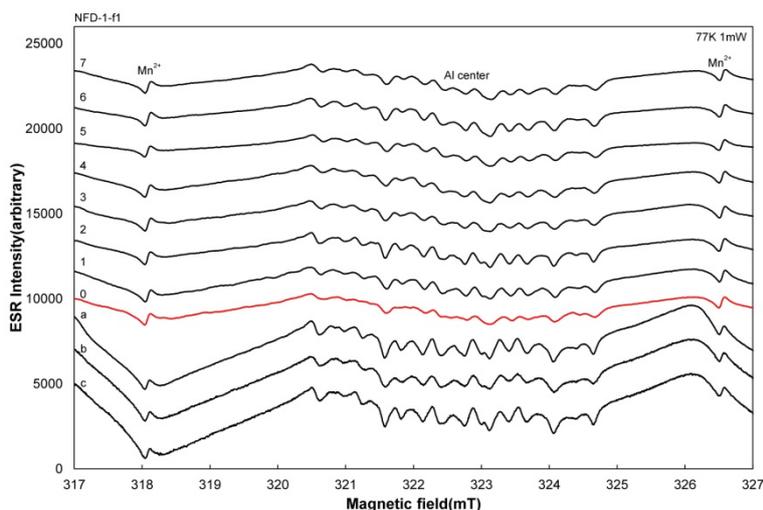


図 2.4.2.11. NFD-1-f1 破砕帯試料から検出される ESR スペクトル (断層面近傍の拡大図) 測定条件：掃引磁場 322±5mT、マイクロ波出力 1mW、低温 (77K) 測定

掃引磁場幅を±5mT に変えて Al 中心を計測して見ると、試料 0 では他よりも減衰している (図 2.4.2.11.)。しかし、最もリセットされ易い石英 Al 中心及び Al 中心の超微細構造 (hfs) は完全に消滅しておらず、FMR 信号などからも被熱による影響が認められなかった。

②NFD-2-f2 破碎帯試料

断層ガウジ及び断層角礫を呈色と硬さで切り分け、各ガウジ試料のバルク状態での ESR 測定結果を図 2.4.2.12.～図 2.4.2.20.に示す。室温下において掃引磁場 $400 \pm 400\text{mT}$ 、マイクロ波出力 1mW で得られる ESR スペクトルを図 2.4.2.12.に示す。断層面付近及び周辺からは、加熱により生成・増大する FMR (フェリ磁性共鳴) 信号は認められない。断層面近傍の試料から得られる ESR スペクトルを見ても、断層面に接する試料 0 及び a からは摩擦熱の上昇を示す FMR 信号は検出されなかった (図 2.4.2.13.)。

一方、試料 18～26 及び試料 a～g からは有機ラジカル (Organic radical) の信号が検出された。有機ラジカル信号も加熱によって増大する性質があり、断層摩擦熱の指標となり得る (福地, 2004)。しかし、NFD-2-f2 破碎帯の断層面近傍から検出される有機ラジカル信号強度は周囲に比べて小さく、断層面沿いでは過去の断層活動により摩擦熱は上昇しなかったことを示唆している。有機ラジカル信号の増大は、断層ガウジの母岩である泥質岩が地下深部に位置していた時に受けた周囲の熱や断層破碎後の熱水作用による影響の可能性はある。

室温下において掃引磁場 $337 \pm 5\text{mT}$ 、マイクロ波出力 1mW で得られる ESR スペクトルを図 2.4.2.14.に示す。有機ラジカル信号が検出された他は、弱い E' 中心 (surface E' center) が検出された。断層面近傍のガウジ試料から得られる ESR スペクトルを拡大して見ても、年代測定に利用可能なモンモリロナイト (Mo) 起源の四重信号 (B、C 信号) は検出されなかった (図 2.4.2.15.)。さらに、マイクロ波出力 0.01mW で測定した ESR スペクトルからは、E' 中心 (E₁'center) が検出された (図 2.4.2.16.及び図 2.4.2.17.)。E' 中心 (E₁'center) は加熱により一旦増大した後に減衰して行くが、断層面近傍の試料から得られる E' 中心 (E₁'center) では、断層摩擦熱による信号強度の増大や減衰は確認されなかった。

一方、低温 (77K) 下、掃引磁場 $320 \pm 25\text{mT}$ 、マイクロ波出力 1mW で得られる ESR スペクトルを図 2.4.2.18.に示す。スペクトル中には、室温測定と同様に、一部の試料から強い有機ラジカル信号が検出された他、Al 中心の超微細構造 (hfs) が検出された。断層面付近のガウジ試料から得られる ESR スペクトルを拡大して見ると、Al 中心と有機ラジカル信号がオーバーラップしているのが分かる (図 2.4.2.19.)。石英の Ti 中心信号は、NFD-1-f1 破碎帯試料と同様、検出されなかった。断層面近傍の試料 0 では、Al 中心の超微細構造 (hfs) が他のものに比べて非常に不明瞭になっており、Al 中心は減衰している可能性がある。掃引磁場幅を $\pm 5\text{mT}$ に変えて Al 中心を計測して見ると、試料 0 では他よりも減衰していることが分かる (図 2.4.2.20.)。石英 Al 中心及び Al 中心の超微細構造 (hfs) には減衰が認められたが、FMR 信号や有機ラジカル信号には増大が見られないことから、NFD-2-f2 破碎帯では断層摩擦熱は上昇したが、それ程高温には到達していないと推定される。

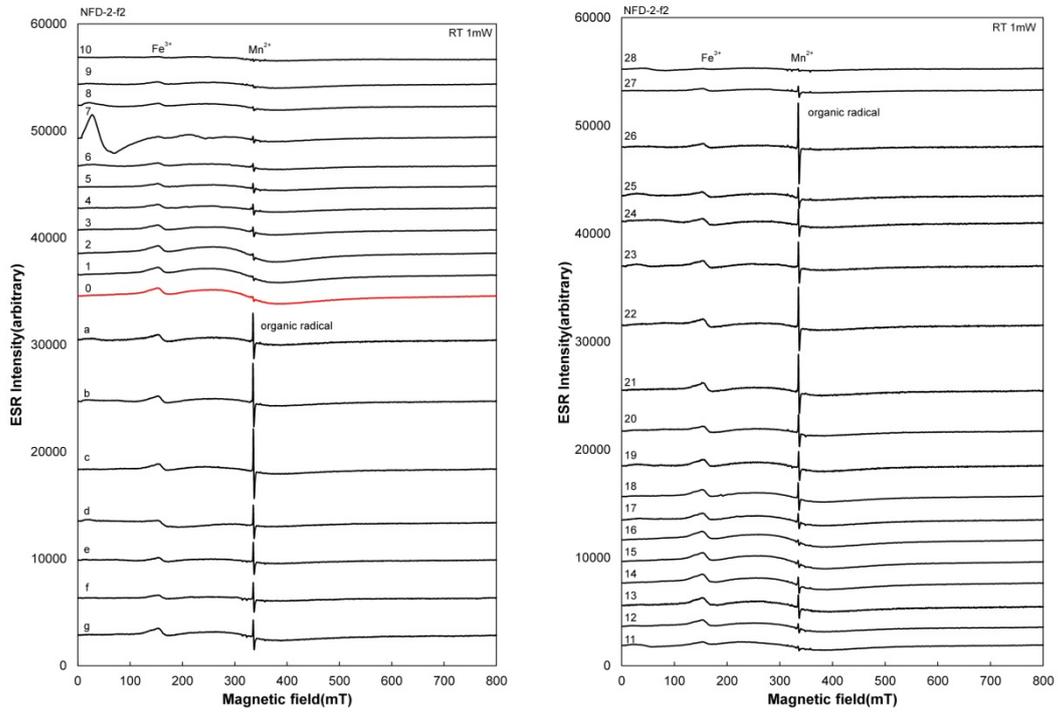


図 2.4.2.12. NFD-2-f2 破砕帯試料から検出される ESR スペクトル 測定条件：掃引磁場 $400 \pm 400\text{mT}$ 、マイクロ波出力 1mW 、室温測定

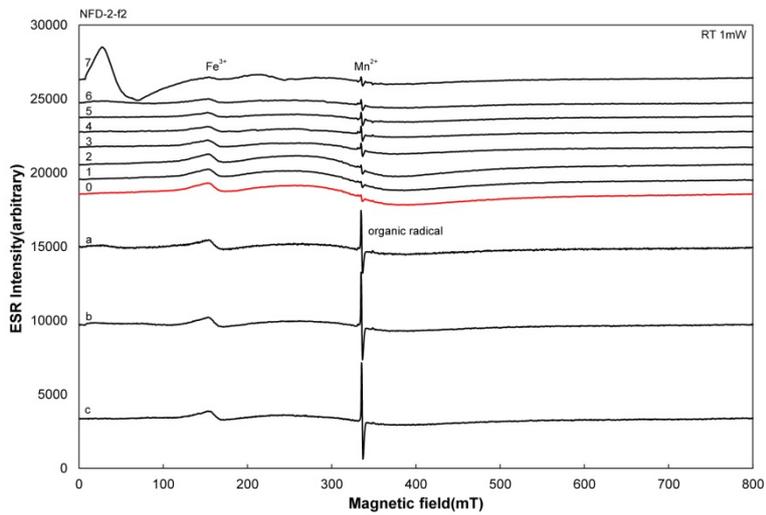


図 2.4.2.13. NFD-2-f2 破砕帯試料から検出される ESR スペクトル (断層面近傍の拡大図) 測定条件：掃引磁場 $400 \pm 400\text{mT}$ 、マイクロ波出力 1mW 、室温測定

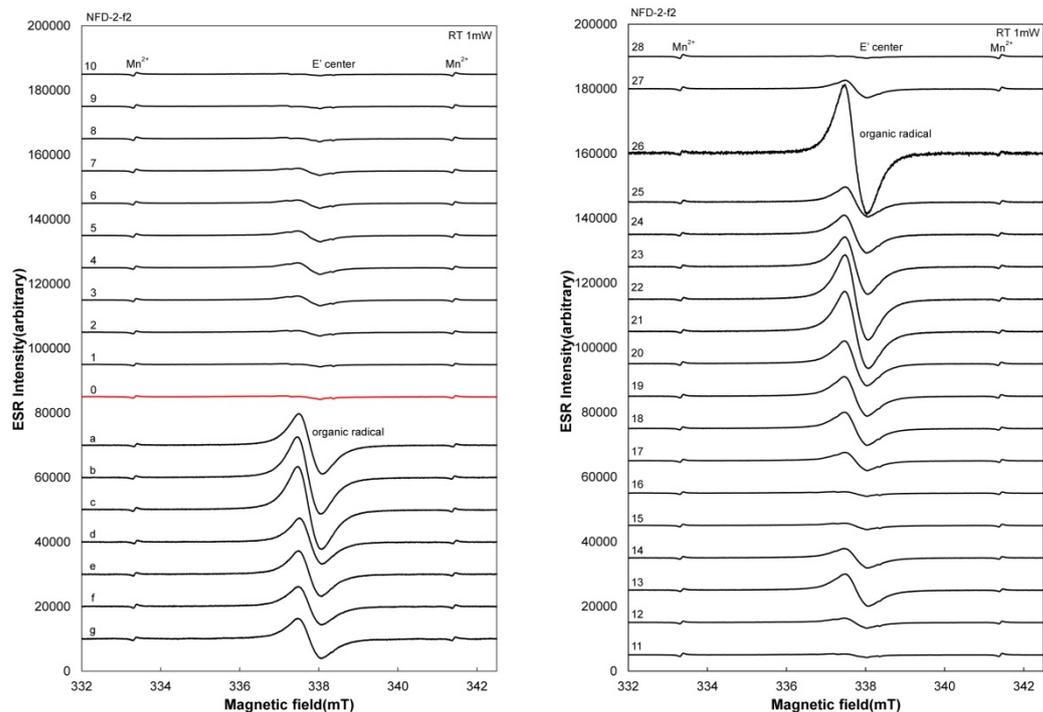


図 2.4.2.14. NFD-2-f2 破砕帯試料から検出される ESR スペクトル 測定条件：掃引磁場 $337 \pm 5\text{mT}$ 、マイクロ波出力 1mW 、室温測定

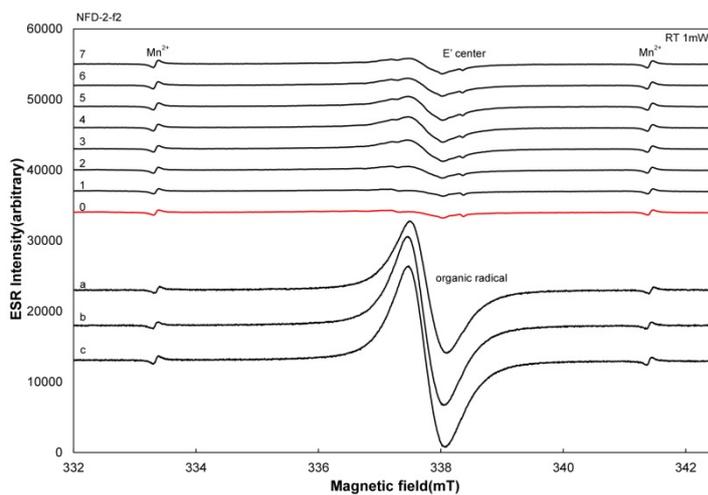


図 2.4.2.15. NFD-2-f2 破砕帯試料から検出される ESR スペクトル（断層面近傍の拡大図） 測定条件：掃引磁場 $337 \pm 5\text{mT}$ 、マイクロ波出力 1mW 、室温測定

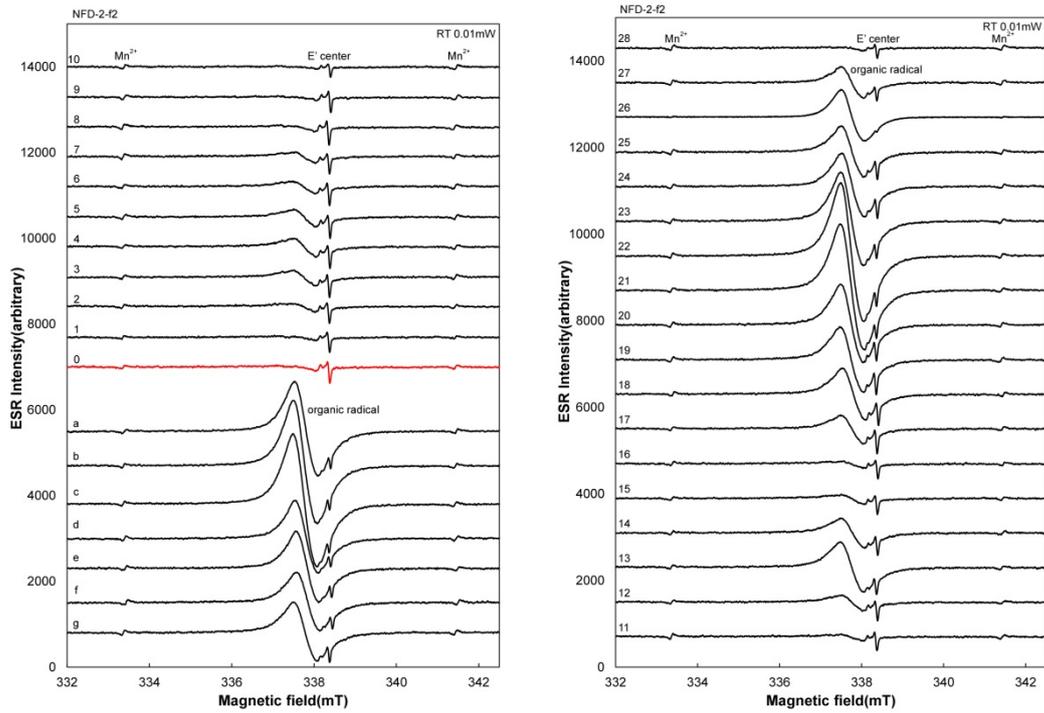


図 2.4.2.16. NFD-2-f2 破砕帯試料から検出される ESR スペクトル 測定条件：掃引磁場 $337 \pm 5 \text{mT}$ 、マイクロ波出力 0.01mW 、室温測定

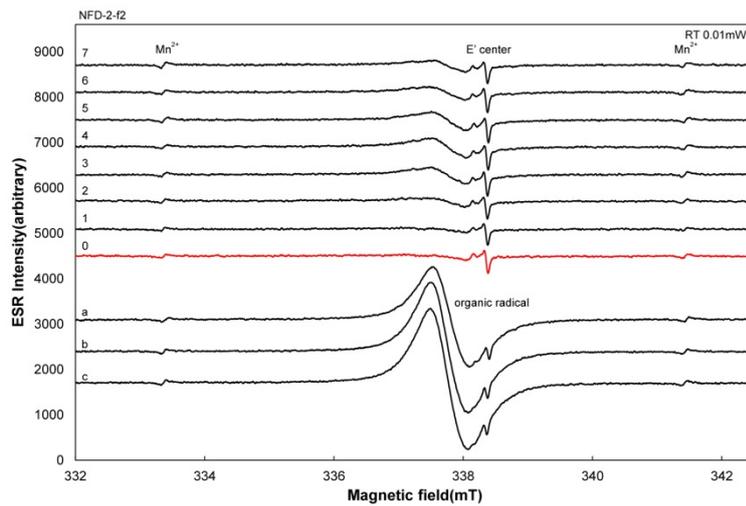


図 2.4.2.17. NFD-2-f2 破砕帯試料から検出される ESR スペクトル（断層面近傍の拡大図） 測定条件：掃引磁場 $337 \pm 5 \text{mT}$ 、マイクロ波出力 0.01mW 、室温測定

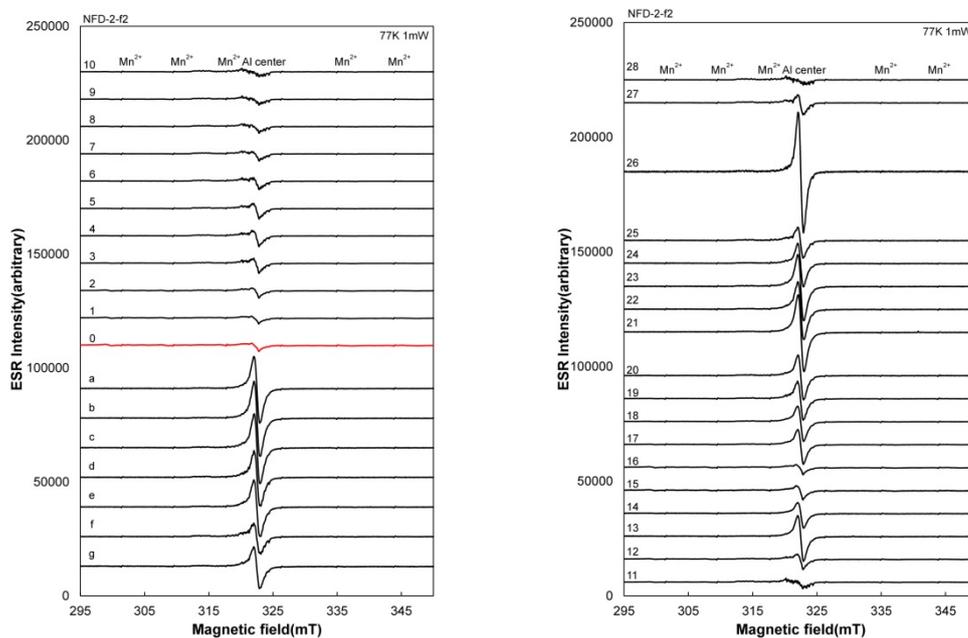


図 2.4.2.18. NFD-2-f2 破砕帯試料から検出される ESR スペクトル 測定条件：掃引磁場 320 ± 25 mT、マイクロ波出力 1 mW、低温 (77K) 測定

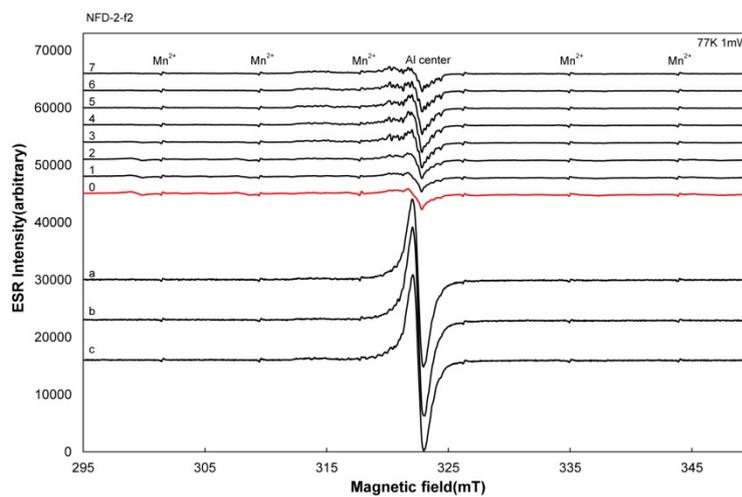


図 2.4.2.19. NFD-2-f2 破砕帯試料から検出される ESR スペクトル (断層面近傍の拡大図) 測定条件：掃引磁場 320 ± 25 mT、マイクロ波出力 1 mW、低温 (77K) 測定

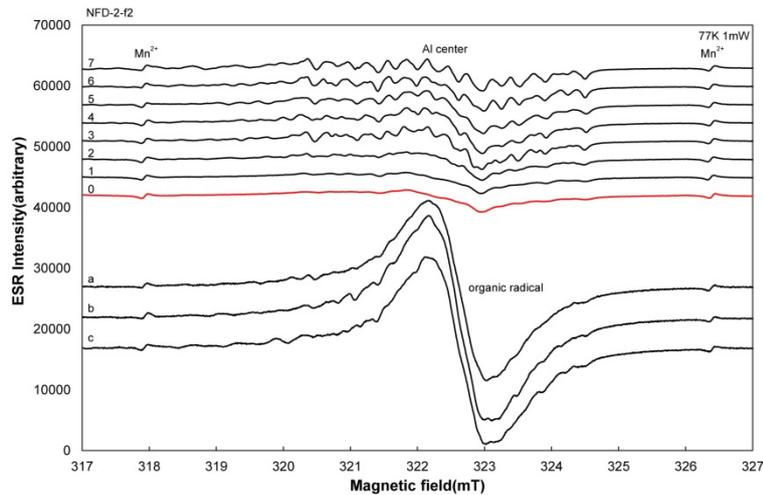


図 2.4.2.20. NFD-2-f2 破砕帯試料から検出される ESR スペクトル（断層面近傍の拡大図） 測定条件：掃引磁場 $322 \pm 5\text{mT}$ 、マイクロ波出力 1mW 、低温（ 77K ）測定

（4）考察及びまとめ

NFD-1-f1 破砕帯では、最もリセットされ易い石英 Al 中心及び Al 中心の超微細構造 (hfs) には幾分減衰が認められたが完全には消滅しておらず、FMR 信号などからも被熱による影響が認められなかったことから、断層摩擦熱はそれ程上昇していないと結論される。今回の ESR 解析からは、NFD-1-f1 破砕帯が 1995 年兵庫県南部地震を引き起こした野島断層の本体であるという証拠は得られず、肉眼観察でも『野島断層解剖計画』500m 掘削コアで観察されたようなガウジの黒色化も認められなかったことから、野島断層の本体は別に存在する可能性も否定できない。NFD-1-f1 破砕帯と同様、NFD-2-f2 破砕帯でも石英 Al 中心及び Al 中心の超微細構造 (hfs) には周囲のガウジに比べて減衰が認められたが、FMR 信号や有機ラジカル信号には増大が見られないことから、熱水による減衰の可能性もあり、NFD-2-f2 破砕帯が野島断層の本体であるという証拠は得られなかった。今後は、活動時期が判明している地震断層に対して、地下浅部から深部へと系統的にボーリング掘削を行うなど、試料採取の方法を詳細に検討することが望まれる。

（5）引用文献

- Adamiec, G. and Aitken, M., 1998, Dose rate conversion factors: update. *Ancient TL*, 16, 37-50.
- Fukuchi, T., 1992, ESR studies for absolute dating of fault movements. *Journal of the Geological Society, London*, 149, 265-272.
- 福地龍郎, 2004, ESR 法による断層活動年代測定—その原理と実践. 深田研ライブラリー, 63, 45.

- 福地龍郎, 2010, ESR 法による地震断層の絶対年代測定—その原理と適用限界—.地震断層の年代学—最近の新展開と今後の展望,月刊地球, 32, 1, 16-23.
- Fukuchi, T., 2012, ESR Techniques for the Detection of Seismic Frictional Heat. In: Earthquake Research and Analysis: Seismology, Seismotectonics and Earthquake Geology (ed. D' Amico Sebastiano) . InTech-Open Access Publisher, 285-308.
- 福地龍郎, 2015, ESR 年代測定法による断層活動性評価.日本地球惑星科学連合 2015 年大会講演要旨, SGL39-01.
- Fukuchi, T. and Imai, N., 1998, ESR isochron dating of the Nojima Fault Gouge, southwest Japan, using ICP-MS; An approach to fluid flow events in the fault zone. In: Parnell, J. (ed.) Dating and Duration of Fluid Flow and Fluid-Rock Interaction. Geological Society, London Special Publications, 144, 261-277.
- Fukuchi, T. and Imai, N., 2001, ESR and ICP analyses of the DPRI 500m drilling core samples penetrating through the Nojima fault, Japan. The Island Arc, 10, 465-478.
- Fukuchi, T., Imai N. and Shimokawa, K. 1986, ESR dating of fault movement using various defect centres in quartz; the case in the western South Fossa Magna, Japan. Earth and Planetary Science Letters, 78, 121-128.
- 活断層研究会編, 1991, 新編日本の活断層.東京大学出版会,437pp.
- 中田高・今泉俊文編, 2002, 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会,60p.

2. 4. 3. K-Ar 法年代測定

(1) はじめに

脆性変形は見かけ上混雑な様相で地球地殻内に断層を伴って多く認められ、詳細な脆性変形史やサイスモテクトニクス的意義の解明は困難である。ただし、個々の断層面上における変位は破碎岩片や粘土鉱物によって構成される断層ガウジを形成し、同位体年代測定法によって断層の活動履歴に関する定量的な情報をもたらすことがある。そこで、本事業における粘土鉱物の K-Ar 年代測定グループは、野島断層のトレンチ試料に着目してきた。

(2) 目的

本事業における第一の目的は、地下深部のコア試料から抽出したイライトと呼ばれる粘土鉱物を用いて、(1) 野島断層内の活断層の初期活動時期を制約することにある。ネオテクトニクスに関連する脆性断層と地表付近での変形は、自生かつ新生の粘土鉱物の形成を伴う。

(3) 実施内容

本事業では、野島小倉トレンチ試料の (1) 粘土の分離、(2) XRD 分析、および (3) K-Ar 年代測定を実施した。

(4) 採集場所・数量

今回は、平成 27 年度業務において淡路島の野島断層博物館近傍での野島小倉トレンチで採取された 9 試料の粘土の K-Ar 年代に関して報告する。サンプルはそれぞれ、50~100 g の未変質の物質から成り、試料同定の詳細は表 3.4.3.1. に表示する。岩石学的基準では、5 試料がガウジ粘土、2 試料がカタクレーサイト、2 試料が母岩試料に当たる。

(5) 方法

①粘土の分離

粘土の K-Ar 年代測定に用いるサンプルは、岩石組成の人為的な還元作用を避け、カリ長石のようにカリウムを含む鉱物の微細な断片の混入を最小化するために、通常、凍結・解凍の繰り返しによって分離を行う (Liewig et al., 1987)。粒径 2 μm 以下と粒径 2~6 μm のフラクションは、ストークスの式に従って蒸留水中で分離した。合計で、粒径 2 μm 以下で 9 つ、粒径 2~6 μm で 3 つのフラクションを得た。さらに、大容量高速遠心分離機で粒径 0.1 μm 以下のフラクションを得た。

②定量 X 線回析分析 (XRD)

鉱物フラクションは、XRD 分析用の低 Si サンプルホルダー面上に軽く押し付ける。XRD パターンは X 線回析装置 PANalytical X'Pert Pro で記録した。回析計には、Fe フィルタ

ーを取り付けた Cu-K α 照射、自動発散スリット、反散乱スリット (2°) とシリコン両面ストリップ X'Celerator 検出器を用いた。回折パターンは毎ステップ 0.4 秒の測定時間で 0.016°ずつ 2 θ まで記録し、分析用にデータを切り出した。定量分析は、XRD データに (株) Sietronics 社の商用パッケージ SIROQUANT を使用して実施した。結果は 100%まで規格化したため、未知物質や非晶質物質の推定は行っていない。

表 2.4.3.1. 野島断層トレンチ試料 9 点

Samples Nojima project main trench 2	Location detail
(1) ガウジ粘土	
Left 2 (main clay gouge middle)	N side trench : W <-> E
Left 3 (main clay gouge bottom)	N side trench : W <-> E
Right 1 (main clay gouge top)	S side trench : E <-> W
Top 1 (clay gouge)	near N side of trench
Top 2 (clay gouge)	near N side of trench
(2) カタクレースイト	
Left 4 center dark zone	N side trench : W <-> E
Left 5 west dark zone	N side trench : W <-> E
(3) 母岩	
Right 6 host rock (2 m from main fault zone)	S side trench : E <-> W
Left 6 (host rock granite)	N side trench : W <-> E

③K-Ar 年代測定

断層ガウジ由来のイライトに同定と年代測定を用いた分析方法は Zwingmann and Mancktelow (2004) や Zwingmann et al (2010a) に詳しい。年代測定結果の信頼性を担保するため、本プロジェクトでは 2 つの国際年代標準試料 (HD-B1, LP6) を用いた。これらの年代標準試料の測定によってアルゴン分析の誤差は 1.00%以下となり、 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比はブランク測定から 295.46 ± 0.26 と求められた。K-Ar 年代は、Steiger and Jäger (1977) が推奨する余剰 ^{40}K と壊変定数の値を用いて計算した。K-Ar 年代の誤差は 2σ の範囲を表示している。

(6) 結果

① XRD 分析結果

XRD 分析の結果を表 2.4.3.2. に示す。粘土フラクションは主要鉱物相がスメクタイトとカオリンの混合で構成されており、緑泥石は検出されなかった。微量成分として、ほとんどのフラクションでイライト-スメクタイトおよび石英が検出された。他の微量成分には束沸石および濁沸石が含まれている。ガウジ試料の定量 XRD 分析では、62~35%のスメクタイトおよび 60~6%のカオリンが含まれていることが分かった。粘土フラクションは少量の曹長石および灰長石が含まれる。正長石は、副成分鉱物相として、ほとんどの粘土フラクションに認められ、T1<2 サンプルには 14%含まれていた。カタクレーサイト試料の定量 XRD 分析は、自生スメクタイトが~37%、カオリンが 58%含まれ、長石は微量に含まれるのみであることを示している。母岩試料の定量 XRD 分析では、それぞれ 36~26%のスメクタイトと 22~6%のカオリンと比較的少ない。また、イライト/雲母が 27~18%と多様な値で、長石相は主に曹長石/灰長石と少量の正長石で構成される。

表 2.4.3.2. 定量 X 線回折分析 (XRD) 結果

粒径 [μm]	石英	カオリン	緑泥石	スメクタイト	イライト/雲母	菱鉄鉱	曹長石/灰長石	正長石	濁沸石
L2 (gouge) <2	1	35		62		<1	1		
L3 (gouge) <0.1	<1	39		61					
L3 (gouge) <2	2	47		49			1	1	
L3 (gouge) 2-6	5	42		42		1	5	5	
T1 (gouge) <2	4	6		55		1	20	14	
T2 (gouge) <2	1	49		48			<1	1	
R1 (gouge) <2	1	60		37			<1	1	
R1 (gouge) 2-6	6	56		35			1	2	
L4 (cataclasite) <2	1	60		38				<1	
L5 (cataclasite) <2	1	60		37			<1	1	
L5 (cataclasite) 2-6	6	56		35			1	2	
R6 (host) <2	4	22		36	18		15	3	2
L6 (host) <2	10	6	1	26	27	1	21	8	

② K-Ar 年代測定結果

粒径 0.1 μm 以下から 2~6 μm までの合計 12 の粘土フラクションを、従来の粘土 K-Ar 年代測定によって分析を行った。年代測定の結果は表 2.4.3.3. に示す。年代は $90.3 \pm 2.3 \text{ Ma}$ から $51.5 \pm 1.3 \text{ Ma}$ までの値となり、これは Gradstein et al. (2004) の顕生代のタイムスケールにおいて、白亜紀前期のトゥレーヌ期から古第三紀始新世のイープレ期に相当する。放射起源 ^{40}Ar 濃度は低い 9.1% から 77.0% までばらついており、大気 Ar の混入による変化や不適正な分析条件で分析を実施したことを示している。K 濃度は低い 0.26% から 3.24% の値をとり、XRD 分析から確認されるように、鉱物組成の違いに基づく。

(1) ガウジ試料の年代

- Left 2 (main clay gouge middle) の粒径 2 μm 以下のフラクションの年代は 66.9 ± 2.4 を示し、白亜紀後期マーストリヒト期相当である。
- Left 3 (main clay gouge bottom) の粒径 2 μm 以下のフラクションの年代は 72.7 ± 3.0 を示し、白亜紀後期シャンパーニュ期相当である。0.1 μm 以下の細粒フラクションの年代は $64.4 \pm 3.6 \text{ Ma}$ であり、古第三紀暁新世ダン期相当である。このフラクションは低放射染料であり、 ^{40}Ar 濃度は~9%であった。比較的粗粒の粒径 2-6 μm のフラクションは $77.5 \pm 2.4 \text{ Ma}$ を示し、白亜紀後期シャンパーニュ期相当で、粒径 2 μm 以下のフラクションと誤差範囲内で一致した。
- Top 1 (clay gouge) の粒径 2 μm 以下のフラクションの年代は $51.5 \pm 1.3 \text{ Ma}$ を示し、古第三紀始新世イープレ期相当である。
- Top 2 (clay gouge) の粒径 2 μm 以下のフラクションの年代は 67.9 ± 2.7 を示し、白亜紀後期マーストリヒト期相当である。
- Right 1 (main clay gouge) の粒径 2 μm 以下のフラクションの年代は $83.8 \pm 2.9 \text{ Ma}$ を示し、白亜紀後期サント期相当である。比較的粗粒の粒径 2-6 μm のフラクションの年代は $90.3 \pm 2.3 \text{ Ma}$ であり、白亜紀後期トゥレーヌ期相当である。

(2) カタクレーサイト試料の年代

- Left 4 (centre dark zone cataclasite) の粒径 2 μm 以下のフラクションの年代は $76.9 \pm 2.7 \text{ Ma}$ を示し、白亜紀後期シャンパーニュ期相当である。
- Left 5 (west dark zone cataclasite) の粒径 2 μm 以下のフラクションの年代は $78.5 \pm 2.3 \text{ Ma}$ を示し、白亜紀後期シャンパーニュ期相当である。比較的粗粒の粒径 2-6 μm のフラクションの年代は、 $83.8 \pm 2.8 \text{ Ma}$ と古く、白亜紀後期サント期相当である。

(3) 母岩試料の年代

- Right 6 (host rock) の粒径 2 μm 以下のフラクションの年代は $71.2 \pm 1.7 \text{ Ma}$ を示し、白亜紀後期シャンパーニュ期相当である。

- Left 6 (host rock granite) の粒径 2 μm 以下のフラクシヨンの年代は 67.1 ± 1.5 Ma を示し、白亜紀後期マーストリヒト期相当である。

表 2.4.3.3. K-Ar 年代測定結果

Sample ID	K	Rad. ^{40}Ar	Age	Error	Gradstein et al. (2004)
粒径 [μm]	[%]	[%]	[Ma]	[Ma]	タイムスケール
L2 (gouge) <2	0.50	15.6	66.9	2.4	白亜紀後期マーストリヒト期相当
L3 (gouge) <0.1	0.26	9.1	64.4	3.6	古第三紀暁新世ダン期相当
L3 (gouge) <2	0.55	18.1	72.7	3.0	白亜紀後期シャンパーニュ期相当
L3 (gouge) 2-6	0.96	31.6	77.5	2.4	白亜紀後期シャンパーニュ期相当
T1 (gouge) <2	3.24	72.0	51.5	1.3	古第三紀始新世イープレ期相当
T2 (gouge) <2	0.55	28.5	67.9	2.7	白亜紀後期マーストリヒト期相当
R1 (gouge) <2	0.48	31.0	83.8	2.9	白亜紀後期サント期相当
R1 (gouge) 2-6	0.89	46.2	90.3	2.3	白亜紀後期トゥレーヌ期相当
L4 (cataclasite) <2	0.46	30.3	76.6	2.7	白亜紀後期シャンパーニュ期相当
L5 (cataclasite) <2	0.46	27.0	78.5	2.3	白亜紀後期シャンパーニュ期相当
L5 (cataclasite) 2-6	0.90	43.8	83.8	2.8	白亜紀後期サント期相当
R6 (host) <2	3.20	77.0	71.2	1.7	白亜紀後期シャンパーニュ期相当
L6 (host) <2	5.08	90.6	67.12	1.56	白亜紀後期マーストリヒト期相当

(7) 考察

ガウジ、カタクレーサイト、トレンチの母岩から得られた試料の年代は図 2.4.3.1. に示し、野島断層の既存の地質年代学的背景 (Zwingmann et al., 2010) と比較した。トレンチ試料から得られた粘土ガウジの年代は 50~90 Ma とばらつき、Zwingmann et al. (2010b) で

報告されたイライトの年代よりも有意に古い。分析試料は、主成分鉱物相として主にスメクタイトとカオリンを含み、イライト/スメクタイトは微量に含まれる程度であった。このような高濃度のスメクタイトは断層ガウジ物質の風化を示唆する。母岩中の主なイライト粘土のプロトタイプは、碎屑性白雲母と区別困難な高温 2M 型であった。イライト試料は、

K や Ar の損失を伴うことのある表面風化をも経験した可能性がある。2 試料の母岩の年代は領家花崗岩の冷却年代と誤差範囲で等しい。

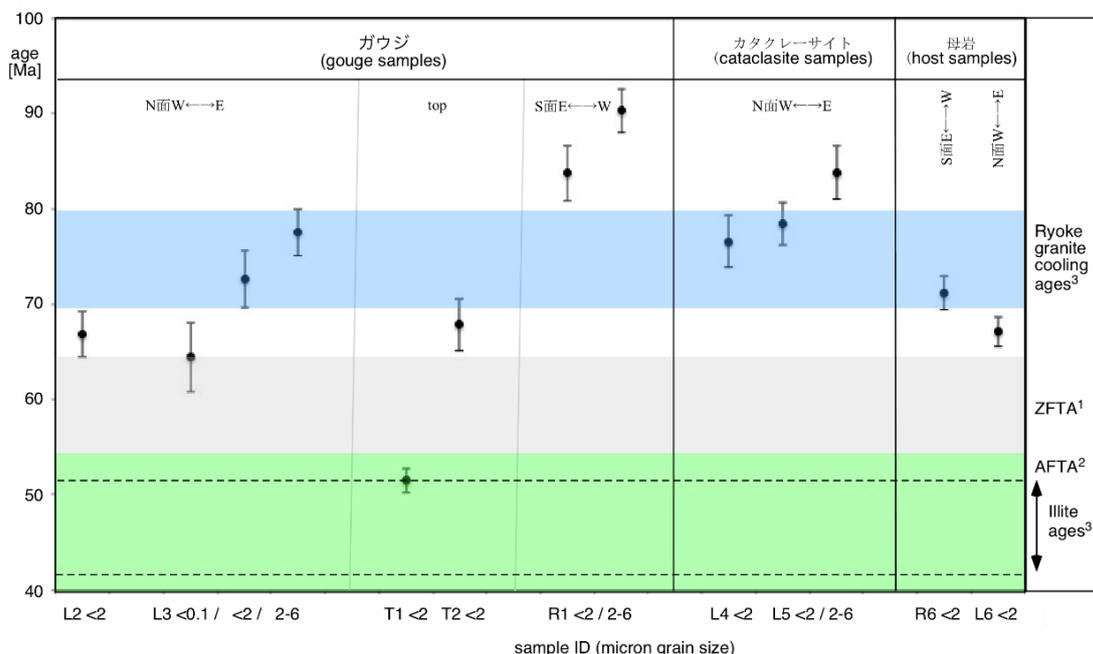


図 2.4.3.1. K-Ar 年代要約-野島断層の既存の地質年代学的背景 (Zwingmann et al., 2010b) との比較。

(8) まとめ

トレンチ粘土から得られた K-Ar 年代は第四期の断層運動を記録しておらず、むしろ白亜紀後期における断層形成時の同位体的特徴を記録している可能性がある。また、低スメクタイト-イライト組成は、低い K 濃度と放射起源 ^{40}Ar 濃度を反映している。粒径 $0.1\ \mu\text{m}$ 以下の細粒の特定のフラクション内で見られた古い年代の同位体的特徴は、第四期断層の再活動による局所的もしくは僅かな温度上昇の可能性を示唆する。トレンチ試料は風化を経験している可能性があり、得られた地質年代データは断層再活動を記録している可能性がある。

(9) 今後の課題

- 追加コア試料の分析。
- 地質年代学的な活動と一般的なサンプリング手順の調整。

(10) 参考文献

- Gradstein, F., Ogg, J., Smith, A., 2004, A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press, Cambridge, 589 p.
- Ito, H., 2004. Apatite fission-track dating of fault related rocks along the Nojima and Kusumoto faults and its tectonic significance. *GRL* 31, L21610.
- Liewig, N., Clauer, N., Sommer, F., 1987. Rb–Sr and K–Ar dating of clay diagenesis in Jurassic sandstone oil reservoirs, North Sea. *AAPG Bull.* 71, 1467–1474.
- Murakami, M., Tagami, T., 2004, Dating pseudotachylyte of the Nojima fault using the zircon fission-track method. *GRL* 31. doi:10.1029/2004GL020211.
- Steiger, R.H., Jäger, E., 1977, Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36, 359–362.
- Tagami, T., Murakami, M., 2007. Probing fault zone heterogeneity on the Nojima fault: constraints from zircon fission-track analysis of borehole samples. *Tectonophysics* 443, 139–152.
- Zwingmann, H., Mancktelow, N.S., 2004, Timing of Alpine fault gouges: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 223, p. 415–425, doi: 10.1016/j.epsl.2004.04.041.
- Zwingmann, H., Mancktelow, N., Antognini, M., Lucchini, R., 2010a. Dating of shallow faults – new constraints from the AlpTransit tunnel site (Switzerland) . – *Geology*, v. 38, no 6, 487-490; doi10.1130/G30785.1.
- Zwingmann, H., Yamada, K., Tagami, T., 2010b, Timing of brittle faulting within the Nojima fault zone, Japan. *Chemical Geology*, 275, 176-185.

2. 4. 4. 断層岩試料の化学分析

(1) はしがき

平成 27 年度事業で実施した野島断層の深部ボーリング調査（京都大学, 2017）で得られた断層岩試料を用いて、野島断層破碎帯を構成する断層岩の化学分析を行った。

(2) 目的

本調査では、断層物質を用いた断層活動性の評価手法の確立のため、平成 27 年度事業で採取した断層岩試料を用い、断層破碎物質の化学特性を明らかにすることを目的とする。

(3) 実施内容

トレンチ試料について、断層ガウジやシュードタキライト等の断層岩と母岩の全岩組成分析、微量元素分析、同位体分析を行い、各箇所でのどのような特徴があるか比較した。

(4) 場所・方法・数量

断層岩試料の化学分析は、試料の採取を京都大学内、分析を分析会社により行った。試料は、平成 27 年度事業（京都大学, 2017）で得られた断層岩試料および母岩試料を対象とし、全岩化学組成分析、微量元素分析、同位体分析を行った。

表 2.4.4.1. 断層岩試料のリストと分析項目

場所	試料名	分析項目		
		微量元素	Sr,Pb 同位体比	全岩組成
有馬トレンチ 20160207 T1-sp03	Host rock	○	○	○
	Dark gray Pt	○	○	-
	Red Pt	○	○	-
	Yellow Pt	○	○	-
有馬トレンチ 20160211 T2-UO-sp02	H1	○	○	○
	1	○	○	-
	2	○	○	-
	3	○	○	-
	4	○	○	-
	5	○	○	-
	6	○	○	-
	7	○	○	-
	H2	○	○	○
有馬白水峡 Haku 90	Host rock Whole	-	-	○
	Host rock Trace	○	○	-
	Arima Br vein1	○	○	-
	Arima Br vein2	○	○	-

断層岩の化学分析は平成 27 年度事業（京都大学, 2017）で実施した有馬サイトのトレンチ調査で得られた岩石試料に対して行った。分析の種別は、全岩組成分析、微量元素分析、Sr、Pb 同位体比分析である。下記に試料採取位置と各分析結果について述べる。

（5）結果

①試料採取位置

分析した試料は、平成 27 年度事業の有馬サイトで採取した岩石試料で、白水峡露頭、船坂 1 トレンチおよび船坂 2 トレンチ上部露頭から採取した。白水峡露頭では、2 条の性状の異なる脈状断層岩と母岩の花崗岩を原岩とするカタクレーサイトを 2 試料分析した。船坂 1 トレンチから採取したブロックサンプルでは、暗灰色、赤色、黄色のシュードタキライトが認められ、これらそれぞれのシュードタキライトと、母岩の花崗岩を原岩とするカタクレーサイトを分析した（図 2.4.4.1.）。船坂 2 トレンチ上部露頭の試料では、肉眼観察により、性状の異なる断層ガウジ試料が 7 層採取されており、これらのそれぞれのガウジと母岩の花崗岩を原岩とするカタクレーサイトを 2 試料分析した（図 2.4.4.2.）。



図 2.4.4.1. 船坂 1 トレンチ試料（20160207-T1-sp03）採取位置



図 2.4.4.2. 船坂 2 トレンチ上部露頭試料（20160206-UO-sp02）採取位置

③ 全岩化学組成分析

採取した試料の母岩試料に対して、蛍光 X 線装置 (XRF) による全岩化学組成分析を行った。H₂O に関しては、加熱法時の重量減少により定量を行った。結果を表 2.4.4.2. に示す。船坂 1 トレンチと白水峡露頭の母岩試料はほぼ同じ組成を示し、SiO₂ が 75wt%、Al₂O₃ が 12wt% 程度であった。船坂 2 トレンチの結果は他の地点と異なり、各酸化物の量が少なく、H₂O の量が多い結果となった。

表 2.4.4.2. 母岩試料全岩化学組成分析結果

項目 \ 試料	白水峡露頭 Host rock whole	船坂1トレンチ Host rock	船坂2トレンチ 上部露頭	
			H1	H2
SiO ₂ (wt%)	75.26	75.71	48.25	64.73
TiO ₂ (wt%)	0.029	0.042	0.134	0.263
Al ₂ O ₃ (wt%)	12.28	12.33	9.13	12.92
Fe ₂ O ₃ (wt%)	0.99	1.61	2.26	2.36
MnO (wt%)	0.038	0.052	0.471	0.116
MgO (wt%)	0.014	0.016	0.257	0.360
CaO (wt%)	0.47	0.30	14.54	0.70
Na ₂ O (wt%)	3.12	3.14	2.20	0.66
K ₂ O (wt%)	4.43	4.51	1.80	3.09
P ₂ O ₅ (wt%)	0.004	0.008	0.026	0.055
H ₂ O ⁺ (%)	2.82	1.28	19.02	12.18
H ₂ O ⁻ (%)	0.11	0.06	1.08	2.75

④ 微量元素組成分析

各試料の断層岩試料と母岩試料に対して、8種類の微量元素（Li、Rb、Sr、Cs、Ba、La、Sm、Pb）分析を行った。分析結果を表 2.4.4.3、図 2.4.4.3. に示す。比較のため、花崗岩の地球化学標準試料（JG-2）も同時に分析したのでそのデータも示す。

白水峡の試料では、2つの脈状断層岩の内、1つ（Arima Br vein1）で母岩と異なる傾向を示す微量元素組成が得られた。この試料は、母岩と比べて Rb が約 160ppm 低い値を示し、Pb が約 50ppm 高い値を示した。船坂1トレンチの試料は、3つのシュードタキライトのすべてが Li から Ba までの元素で母岩と異なる組成を示し、これらの元素すべての濃度が原岩のものよりも高い。船坂2トレンチ上部露頭の試料は母岩である H2 の結果と比較すると、すべての断層ガウジ試料で Li、Sm、La 以外の元素で母岩と異なる濃度を示した。各元素の多寡は試料によって異なる。

表 2.4.4.3. 微量元素組成分析結果

	白水峡露頭			船坂1トレンチ				標準試料	
	Hostrock Trace	Arima Br vein1	Arima Br vein2	Host rock	Dark gray Pt	Red Pt	Yellow Pt	JG-2 Granite	
Li(ppm)	3.86	12.13	33.11	11.56	91.92	61.66	48.40	38.02	
Rb(ppm)	240.00	82.29	240.00	230.00	350.00	300.00	280.00	290.00	
Sr(ppm)	27.99	43.97	14.17	18.05	59.85	37.50	40.36	14.36	
Cs(ppm)	3.62	12.51	6.78	7.00	87.20	64.15	72.20	6.59	
Ba(ppm)	85.91	67.76	58.29	93.87	190.00	220.00	140.00	55.16	
La(ppm)	12.13	10.65	13.89	16.19	25.28	21.57	19.72	19.02	
Sm(ppm)	6.12	11.81	7.38	5.83	8.46	8.03	7.47	7.28	
Pb(ppm)	24.68	76.97	27.32	28.44	17.39	23.24	17.97	25.72	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	23.44	5.82	35.69	31.12	16.82	22.60	21.84	42.88	
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	19.44	18.91	19.83	19.38	19.19	19.37	19.37	19.29	
	船坂2トレンチ上部露頭								
	H1	1	2	3	4	5	6	7	H2
Li(ppm)	11.45	40.97	41.98	30.59	39.23	47.50	45.13	41.12	29.29
Rb(ppm)	110.41	470.00	350.00	280.00	199.62	180.48	159.80	170.00	219.98
Sr(ppm)	150.00	79.80	83.01	40.40	67.26	60.63	60.02	61.46	46.77
Cs(ppm)	41.04	400.00	250.00	150.00	76.93	56.86	50.21	53.53	54.99
Ba(ppm)	430.00	320.00	270.00	220.00	320.00	280.00	360.00	309.63	460.00
La(ppm)	33.95	27.54	26.71	17.95	29.98	31.06	27.74	27.98	20.13
Sm(ppm)	4.58	5.74	5.52	3.81	6.13	6.74	6.00	5.88	4.16
Pb(ppm)	9.13	64.46	78.55	69.03	82.22	63.71	46.69	58.67	97.19
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	2.79	15.94	12.56	19.40	9.04	9.34	8.57	8.38	13.73
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.69	18.54	18.44	18.50	18.39	18.58	18.68	18.66	18.48

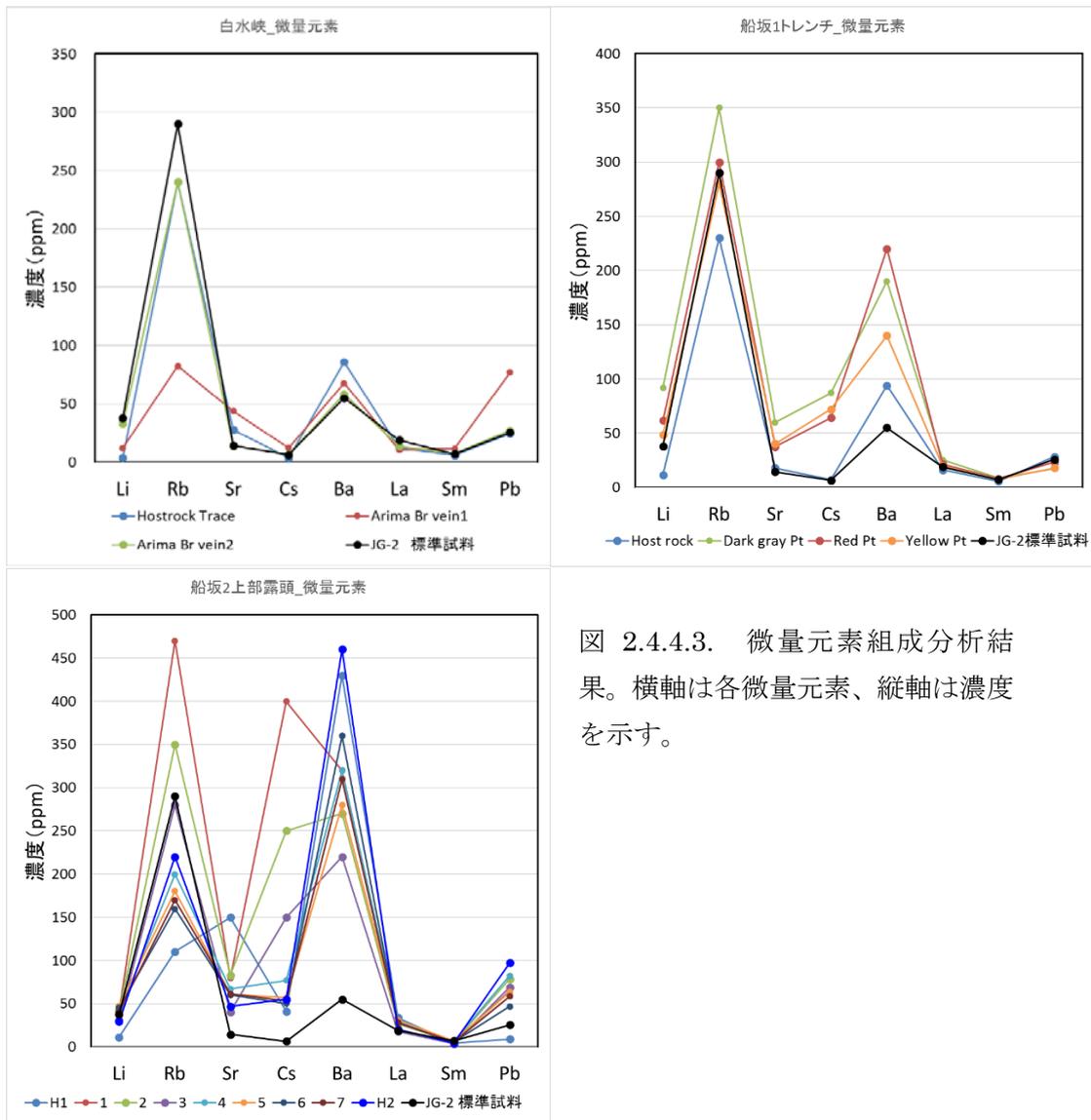


図 2.4.4.3. 微量元素組成分析結果。横軸は各微量元素、縦軸は濃度を示す。

④同位体比分析

各試料の断層岩試料と母岩試料に対して、2種類の同位体比 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) 分析を行った。分析結果を表 2.4.4.3、図 2.4.4.4. に示す。比較のため、花崗岩の地球化学標準試料 (JG-2) も同時に分析したのでそのデータも示す。

すべての試料で、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比は母岩と断層岩の間に差はなく、18-19 程度の値を示した。一方、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位体比は試料によって傾向が異なる。白水峡の試料は、脈状断層岩試料によって母岩よりも高い値を示すものと低い値を示すものに分かれ、船坂1トレンチのすべての試料では母岩より低い値を示し、船坂2トレンチ上部露頭のすべての試料は母岩より高い値を示した。

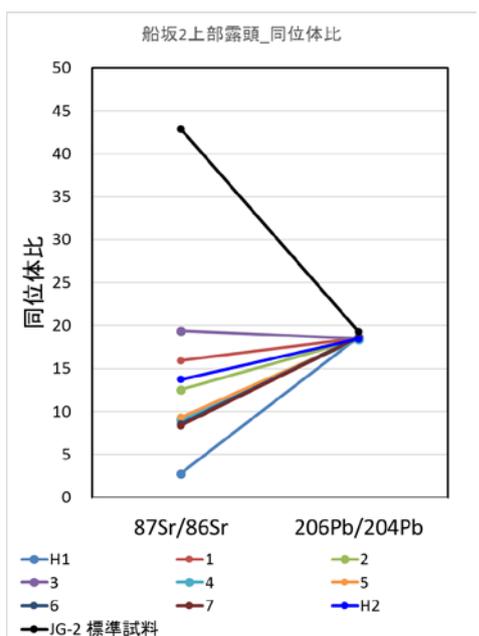
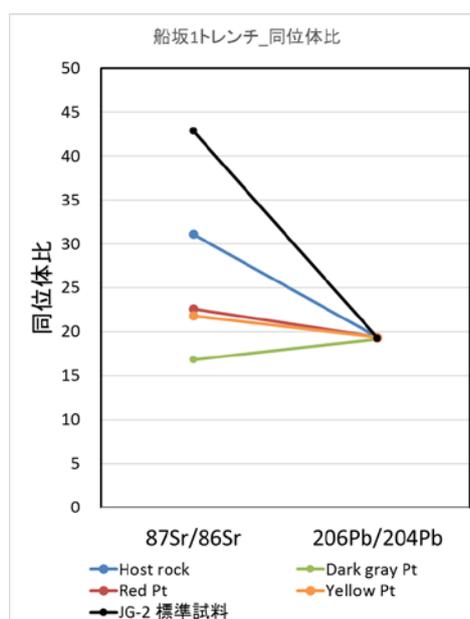
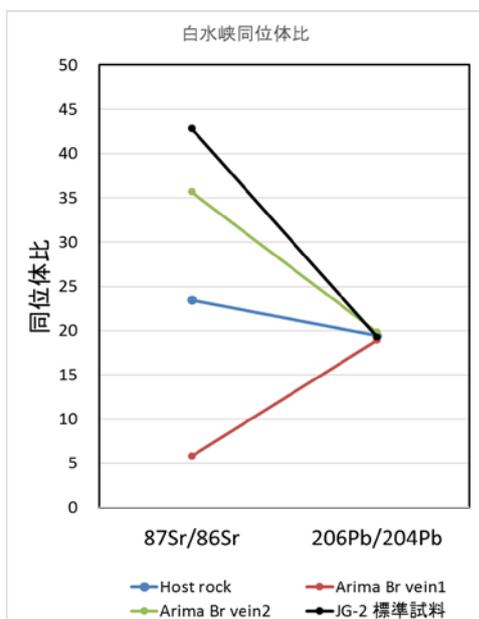


図 2.4.4.4. 同位体比分析結果。横軸は同位体比の種類、縦軸は同位体比を示す。

(6) まとめ・今後の課題

断層岩試料の化学分析において、ほとんどの断層岩試料が母岩の化学組成と異なる組成を示した。各分析項目について、現状ではまだ傾向を整理できていないため、今後各結果からどのような地質現象を推察できるか解析を進めることが望まれる。

(7) 参考文献

京都大学, 2017, 平成 27 年度原子力規制庁委託成果報告書 野島断層における深部ボーリング調査.

3. 室内摩擦実験と年代リセット状況の分析

3. 1. 天然の断層物質を用いた室内摩擦実験

(1) はしがき

光あるいは熱ルミネッセンス (OSL, TL) や電子スピン共鳴法 (ESR) による断層年代測定法の適用条件を検討する上で、天然の断層の、摩擦発熱に伴う温度上昇過程を明らかにすることが重要である。摩擦発熱の効率、剪断応力の大きさと断層のすべり速度に強く依存する。数 mm/s より低速の条件における断層の摩擦係数 μ は、粘土質な物質を除くと、すべり速度によらず 0.6~0.85 のほぼ一定の値を示すことが多くの摩擦実験により知られている (Byerlee, 1978)。一方、断層のすべり速度が数 10 mm/s より高速になると、すべり量、あるいはすべり速度の増大とともに断層の剪断応力の値が著しく変化することが近年の研究により明らかになってきた (Tsutsumi and Shimamoto, 1997; Mizoguchi et al., 2007; Di Toro et al., 2011 など)。高速のすべりを伴い、かつ、すべりが短時間で停止にいたるような、地震時の断層摩擦に伴う温度上昇過程を明らかにする上では、このような、剪断応力がすべり量とすべり速度に強く依存する非線形性の影響を評価する必要がある。このような背景から、現在、断層物質の高速摩擦特性を多様な条件について明らかにすることが、摩擦発熱による断層の温度上昇解析を行う上での重要な課題となっている。

(2) 目的

本研究においては、断層物質のすべりとすべり速度に依存した摩擦特性を明らかにし、多様なすべり速度条件について摩擦発熱効率を評価すること目的とした実験的研究を行った。

(3) 実施内容

本年度は、平成 27 年度事業において実施した摩擦実験 (京都大学, 2017) と同様の手法による摩擦実験を、より幅広いすべり速度条件についておこなった。実験に用いる試料 (出発物質) については、平成 27 年度事業と同様に、2015 年 12 月に実施された野島断層分岐断層 (浅野断層) におけるトレンチ調査 (京都大学, 2017) の断層中軸部より採取されたガウジ試料を用いた (図 3.1.1.)。以下に、その摩擦特性と温度上昇過程の解析結果を報告する。実験後断層ガウジ試料を回収し、ESR 測定を行った。

(4) 実験手法

実験に用いた試料は、断層中軸部において花崗岩と大阪層群が接する部分に発達する幅 ~10mm の灰白色ガウジである (図 3.1.1.)。粘土質基質中に、最大数 mm 程度の大きさの花崗岩起源と思われるクラストを含む (図 3.1.1. c,d)。今回の実験では、自然乾燥処理の後、60°C で 24 時間乾燥させた試料について、乳鉢を用いて粉末状にし、さらに #100 のふるいを用いて粒径が約 0.2mm 以上の粒子を除去したガウジを模擬断層物質として実験に

用いた。

剪断実験には、京都大学地質学鉱物学教室の中一高速回転式摩擦試験機（モーター容量 5kW）を使用した。今回の実験では、粉末状にしたガウジ試料 0.5g を、直径 24.98mm に整形した一対の斑レイ岩（ジンバブエ産）円柱の間に挟み、一方の円柱を回転させることでガウジ試料に剪断を与えている。摩擦面の周囲を PTFE リングで覆うことで、実験中のガウジの漏れをシールした。今回の実験はすべてドライ（室内湿度）の状態で行った。

垂直応力はすべての実験において 2 MPa の一定条件とし、5 種類の一定すべり速度について ($v = 4.4\text{mm/s}$, 44mm/s , 0.44m/s , 0.87m/s , 1.3m/s)、それぞれ摩擦特性を調べた。その際、すべてのすべり速度において、総すべり量が約 5m となるようにした。ここで、すべり速度の値には、等価変位速度（嶋本・堤, 1994）を用いている。等価変位速度は、剪断応力がすべり速度に依存しないものと仮定した場合の、断層面に対してなされる全摩擦仕事と等価な仕事を与える半径（等価摩擦半径）を用いて計算される。表 1 に、実験条件と、それぞれの実験における断層の総すべり量をまとめて示す。

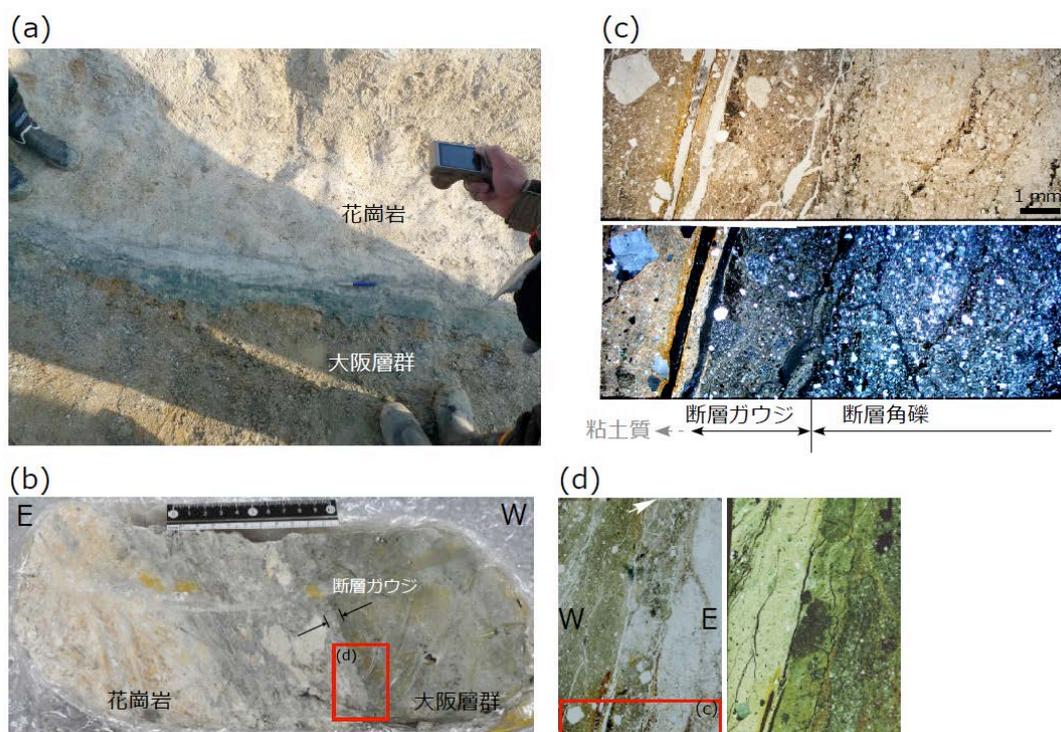


図 3.1.1. (a) 浅野断層トレンチ北壁面上部および (b) 北壁面より採取した断層中軸部試料。実験には (b) の試料中央の灰白色断層ガウジを使用。(c) (d) 断層中軸部の薄片の偏光顕微鏡写真。

(5) 結果

図 3.1.2.に、それぞれのすべり速度での実験について、断層すべり距離に対する摩擦係

数の変化の様子をプロットしたグラフを示す。最も低速のすべり速度 ($v = 4.4\text{mm/s}$) の実験と、最高速 ($v = 1.3\text{m/s}$) の実験については、熱電対を用いて実測した摩擦面近傍の温度測定の結果を併せ示した。

表 3.1.1. 実験条件と単位面積当たりの仕事率

実験番号	垂直応力 (MPa)	すべり速度 (m/s)	総変位量 (m)	Power density (W/m ²)
MVR868	2.0	0.44	4.7	5.00E+05
MVR871	2.0	1.3	5.3	1.40E+06
MVR872	2.0	0.044	5.2	6.70E+04
MVR874	2.0	0.87	4.5	1.10E+06
MVR875	2.0	0.0044	5.2	6.00E+03

すべり速度 $v = 4.4\text{mm/s}$ の条件において摩擦係数の値は、剪断開始時に $\mu = 0.75$ 程度の値を示した後緩やかに上昇し、約 3m のすべり量にいたるまでは $\mu = 0.8$ 程度の平均的摩擦係数を示した。その後、すべりの進行と共に摩擦係数はやや減少し、 $\mu = 0.7 \sim 0.75$ 程度の値を示した (図 3.1.2.a)。なお、摩擦係数の値には最大で 0.2 程度の変動が認められ、その変動の周期は試料の一回転に相当する。断層面近傍 (摩擦面からの距離 $< 1\text{mm}$ 、最外周からの距離 4.6mm) の温度は、 1m 程度のすべりを伴って徐々に上昇し、その後約 36°C の定常値を示した。すべり速度 $v = 44\text{mm/s}$ の条件においては、摩擦係数は $\mu = 0.7 \sim 0.8$ のほぼ定常的な値を示した (図 3.1.2.b)。すべり速度がより高速の、 $v = 0.44\text{m/s}$ 、 0.87m/s 、 1.3m/s の実験においては、ガウジ試料の摩擦は剪断開始時において $\mu = 0.8 \sim 0.9$ の高い値を示した後、ゆるやかに減少し (すべり弱化)、ほぼ定常値に達した (図 3.1.2.c, d, e)。定常状態での摩擦係数の値は、 $v = 0.44\text{m/s}$ 、 0.87m/s 、 1.3m/s の実験についてそれぞれ $\mu = 0.5$ 、 0.3 、 0.27 であった。 $v = 1.3\text{m/s}$ の実験結果は、昨年度報告した同一条件での実験結果 (京都大学, 2017) および、Mizoguchi et al., (2007) で報告された野島断層平林トレんチの断層物質を用いた実験結果の特徴と良く一致する。

温度測定の結果から、 $v = 1.3\text{m/s}$ の実験について摩擦面近傍の温度 (摩擦面からの距離 $\sim 1\text{mm}$ 、最外周からの距離 4.2mm) は 175°C 付近まで上昇していることがわかる。得られた剪断応力履歴 (図 3.1.2.e) と実験時の断層すべり速度に基づいて、有限要素法を用いた熱伝導解析を行い、ガウジ内部の上昇温度の推定を試みた。この推定には「二次元熱伝導解析プログラム」(算生会製) を利用した。解析法の詳細については、平成 27 年度事業の報告書 (京都大学, 2017) を参照されたい。断層ガウジ内の温度分布は、回転中心からの距離に応じて不均一なものとなり、外周付近の位置で最大温度を示す結果となった (図 3.1.3.b)。解析の結果、すべり距離が 2m に達した時点で、ガウジ内部の温度は最大で約

350°C程度まで上昇していたものと推定される (図 3.1.3.a)。

図 3.1.4.に、今回の実験で得られたすべりに伴う摩擦係数の値とすべり速度を用いて計算した、すべり過程における単位面積当たりの仕事率 (power density) の時間変化の様子を、摩擦仕事量 (mechanical work) の時間変化の様子と併せて示した。仕事率の大きさは、剪断応力とすべり速度の積で見積もることができる。上述のように、今回の実験においては、

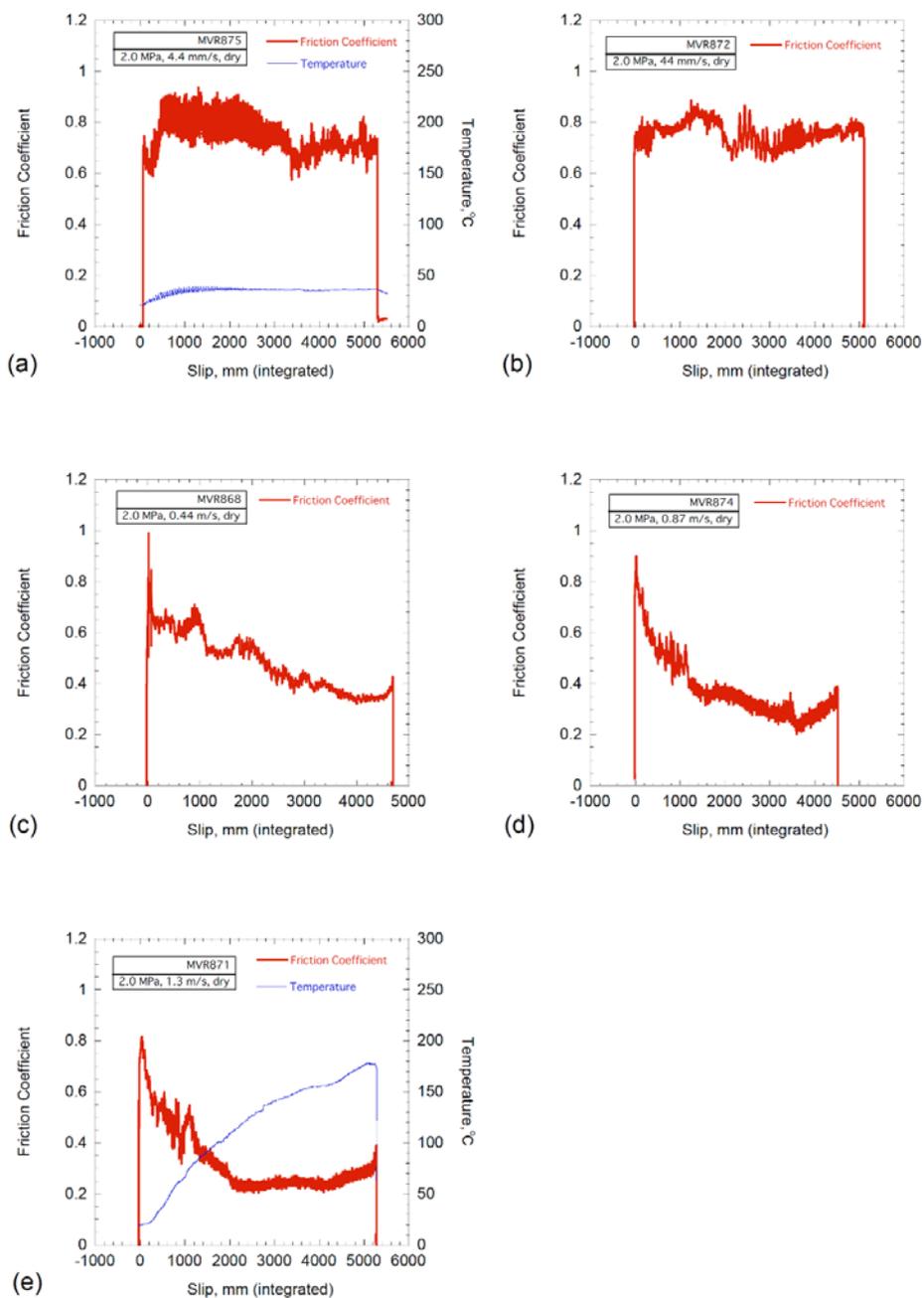


図 3.1.2. 浅野断層中軸部の粘土質断層ガウジを用いた摩擦実験結果。垂直応力はすべて

の実験において 2.0MPa である。(a) $v=4.4\text{mm/s}$ 、(b) $v=44\text{mm/s}$ 、(c) $v=0.44\text{m/s}$ 、
(d) $v=0.87\text{m/s}$ 、(e) $v=1.3\text{m/s}$ 。

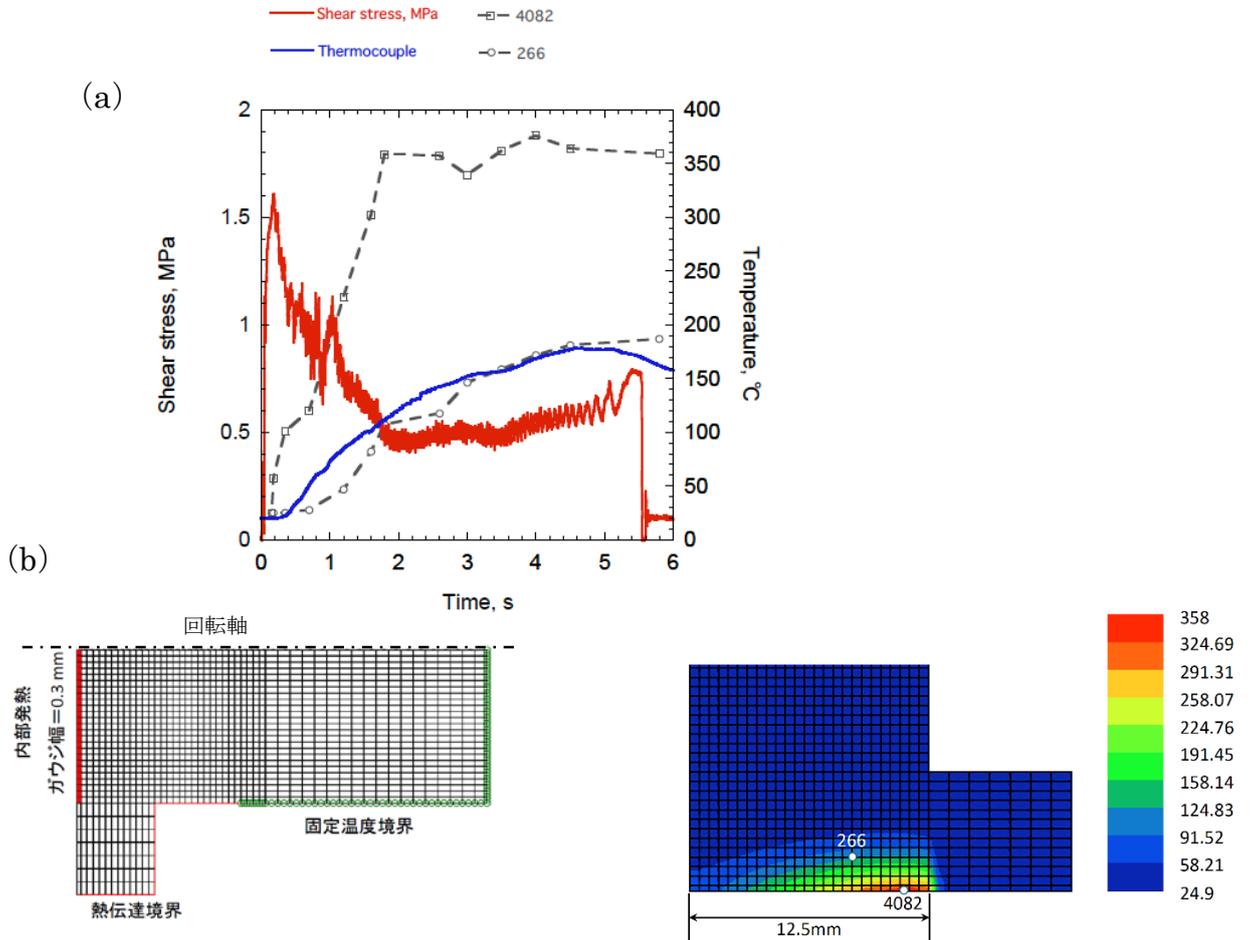


図 3.1.3. (a) 浅野断層中軸部の粘土質断層ガウジを用いた高速摩擦実験における剪断応力と熱電対を用いて測定した温度の時間変化。 $v=1.3\text{m/s}$ 。有限要素法による温度上昇解析の結果も示す。(b) 温度解析に用いたメッシュと、すべり開始後 1.8s 後、すべり距離約 2m の時点での摩擦面近傍の温度分布。(a) に示したグラフの接点 (4082, 266) の位置を白丸で示す。接点 266 は熱電対先端の位置に相当。

すべり速度が高速になるとすべりに伴う摩擦強度の低下(すべり弱化)が生じる(図 3.1.2.c, d, e)。特に、すべり速度 $v=0.87\text{m/s}$ 、 1.3m/s の実験においては、このすべり弱化が顕著である。このすべり弱化挙動を反映して、高速摩擦実験における摩擦仕事率は、摩擦開始直後にすべり(あるいは時間)と共に急激に減少する(図 3.1.4)。そのため、任意の実験条件での摩擦特性に対して、摩擦仕事率の平均値を用いて表現することができない。本報

告においては、高速摩擦実験については、Di Toro et al. (2011) により提唱された等価剪断応力の値を用いて単位面積当たりの仕事率を求めた。等価剪断応力は、すべり弱化した時点での断層の温度上昇と等価な摩擦仕事を与える剪断応力である (Di Toro et al., 2011)。今回実施した、浅野断層中軸部のガウジ物質を用いた実験においては、摩擦仕事率の大きさはすべり速度の変化に伴い 6.0×10^3 [Wm^{-2}] から 1.4×10^6 [Wm^{-2}] の範囲で変化する (表 3.1.1.)。

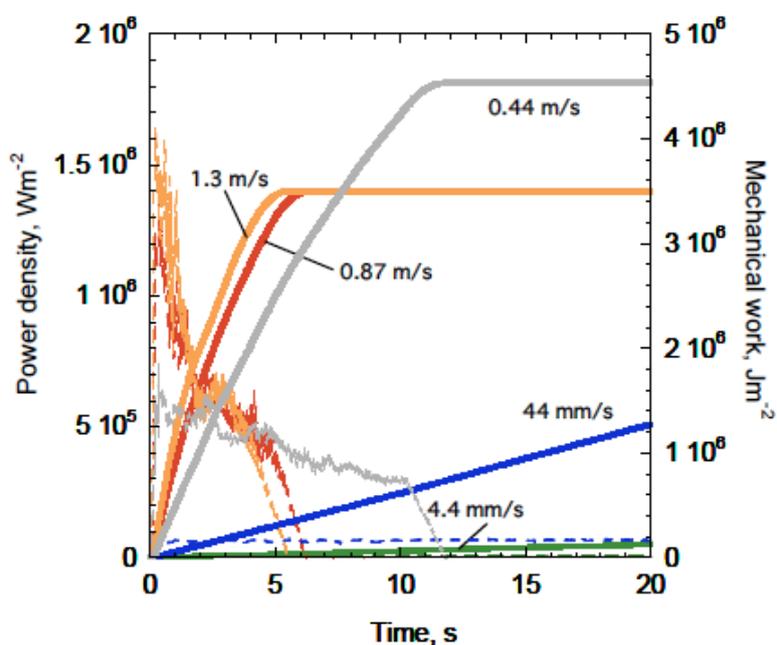


図 3.1.4. 浅野断層中軸部の粘土質断層ガウジを用いた高速摩擦実験における単位面積当たりの仕事率 (power density) および摩擦仕事 (mechanical work) 変化と時間の関係。

(6) ESR 測定

摩擦試験後、剪断面の中心を基準 (= 0mm) として 16~25mm (円周部) の部分からガウジ試料を回収して ESR 測定用試料とした。ESR 測定の結果、すべり速度 $v = 0.44\text{m/s}$ 、 0.87m/s 、 1.3m/s の条件での実験試料から、摩擦熱により生成・増大する FMR (フェリ磁性共鳴) 信号が検出された (図 3.1.5.a)。これらの試料では、加熱により一旦増大する石英酸素空孔起源の E' 中心の増大も確認できた (図 3.1.5.c)。一方、年代測定に利用できるモンモリロナイト (Mo) 四重信号の B 信号及び C 信号について加熱による減衰が認められるが、完全にはリセットしていない (図 3.1.5.a)。さらに、年代測定に利用できる石英 Al 中心の信号にもこれらの試料で減衰が認められ、Al 中心の超微細構造 (hfs) が不鮮明になっていることがわかった (図 3.1.5.c, d)。

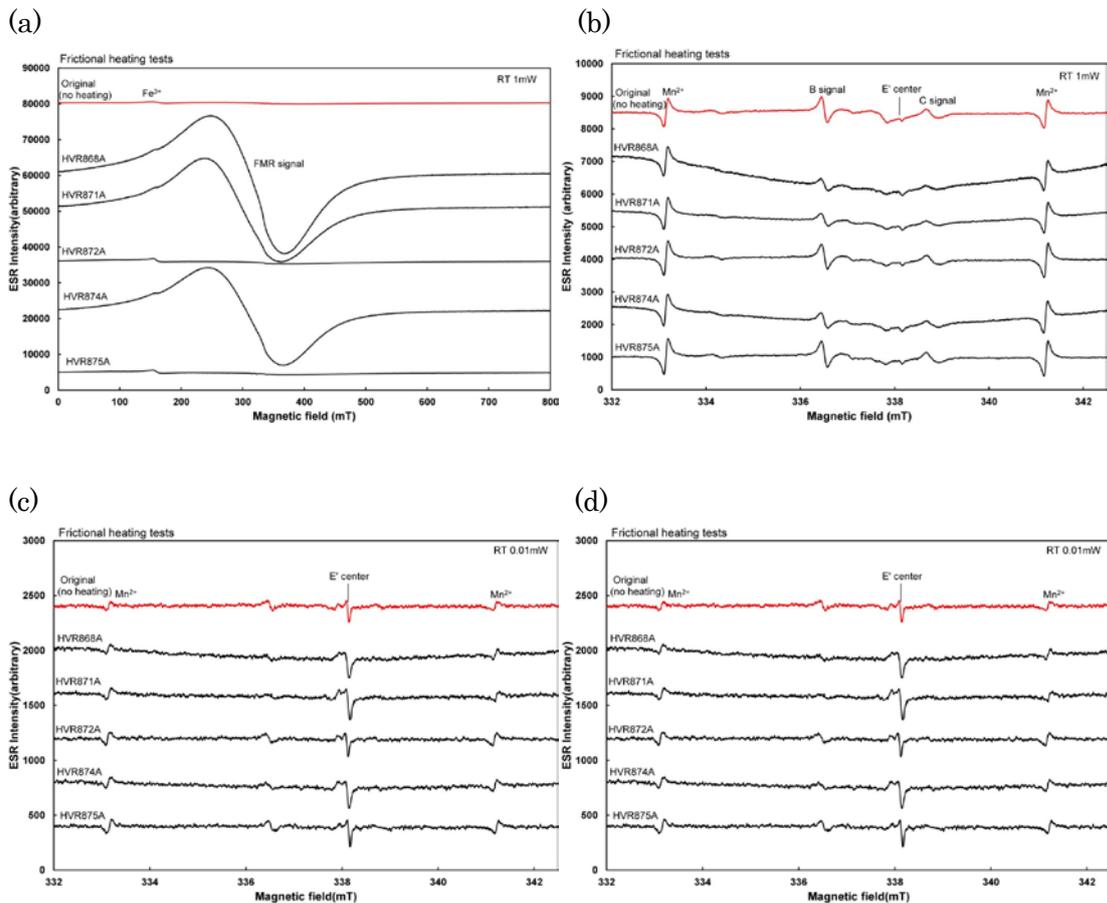


図 3.1.5. 摩擦試験後の浅野断層ガウジ試料から検出される ESR スペクトル. (a), (b) 測定条件：室温測定、マイクロ波周波数 9.4GHz、マイクロ波出力 1mW、変調磁場 100kHz 0.05mT、磁場掃引速度 8min./scan、応答時間 0.3s、コンピュータ積算 3 回、試料採取位置：φ25～16mm、試料重量：50mg, (c) 測定条件：室温測定、マイクロ波周波数 9.4GHz、マイクロ波出力 0.01mW、変調磁場 100kHz 0.05mT、磁場掃引速度 8min./scan、応答時間 0.3s、コンピュータ積算 3 回、試料採取位置：φ25～16mm、試料重量：50mg, (d) 測定条件：低温 (77K) 測定、マイクロ波周波数 9.1GHz、マイクロ波出力 1mW、変調磁場 100kHz 0.05mT、磁場掃引速度 8min./scan、応答時間 0.3s、コンピュータ積算 3 回、試料採取位置：φ25～16mm、試料重量：50mg

(7) まとめと今後の課題

本研究では、野島断層分岐断層（浅野断層）の中軸部を構成する断層ガウジ物質について幅広いすべり速度条件における摩擦実験をおこない、剪断応力がすべり速度とすべり量に強く依存することを示した。また、摩擦仕事率の大きさが 5.0×10^5 [Wm⁻²]以上であった試料において、摩擦熱により生成・増大する FMR（フェリ磁性共鳴）信号が検出され

ることを示した。平成 27 年度事業において、今回と同一のガウジ物質を用いた垂直応力 2 MPa、すべり速度 $v = 1.3\text{m/s}$ 、すべり量 30m の実験後の試料では、摩擦熱により生成する FMR（フェリ磁性共鳴）信号が検出されること、また、円周部において Mo 四重信号がリセットされていることが明らかになっている（京都大学, 2017）。摩擦仕事率の大きさは $1.1 \times 10^6 \text{ [Wm}^{-2}\text{]}$ であり、今回の $v = 1.3\text{m/s}$ の実験における値 ($1.4 \times 10^6 \text{ [Wm}^{-2}\text{]}$) と同程度の値であることから、すべり量の違いがモンモリロナイト (Mo) 四重信号のリセットに影響している可能性をこれらの結果は示唆する。今後、同一の摩擦仕事率で、異なるすべり量の摩擦変形を経験した実験試料を用いて ESR 信号測定を試み、FMR 信号のリセット条件を明らかにすることが重要である。

(8) 引用文献

- Byerlee, J., 1978, Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics*, 116, 615-626.
- Di Toro, G., Han, R., Hirose, T., De Paola, N., Nielsen, S., Mizoguchi, K., Ferri, F., Cocco, M., and Shimamoto, T., 2011, Fault lubrication during earthquakes, *Nature*. doi:10.1038/nature09838.
- 京都大学, 2017, 平成 27 年度原子力規制庁委託成果報告書 野島断層における深部ボーリング調査.
- Mizoguchi, K., Hirose, T., Shimamoto, T. and Fukuyama, E., 2007, Reconstruction of seismic faulting by high-velocity friction experiments: An example of the 1995 Kobe earthquake. *Geophysical Research Letters*, doi:10.1029/2006GL027931.
- 嶋本利彦・堤 昭人, 1994, 新しい回転式高速剪断摩擦試験機：その基本設計と研究目的, *構造地質*, 39, 65-78.
- Tsutsumi, A. and Shimamoto, T., 1997, High - velocity frictional properties of gabbro. *Geophysical Research Letters*, 24, 699-702, doi:10.1029/97GL00503.

3. 2. OSL 年代のリセット条件を検証するための摩擦実験

(1) はじめに

① はしがき

鉱物の光刺激ルミネッセンス (Optically-stimulated luminescence、略して OSL) や熱ルミネッセンス (Thermoluminescence、略して TL) を利用して求められるルミネッセンス年代を、地震断層運動に伴う摩擦熱によって年代値 (ルミネッセンス信号) がリセットされるという考えに基づいて“断層の直接年代測定法”として用いる試みが雁澤ほか (2013) などによって進められている。しかしながら、断層内部で引き起こされる現象は複雑であり、常に摩擦熱による年代値リセットだけが起こるのかどうかは未だ判っていない。本研究の目的は、断層内部で起こる普遍的現象の一つである粉砕と摩擦が OSL 信号変化にどのような影響を与えるのかについて明らかにすることである。

② 背景と目的

粉砕がルミネッセンス信号に与える影響に関して、Toyoda et al. (2000) は (1) 粉砕による表面積の増大によって単位面積あたりのアクティブな TL サイトが減少すること、(2) 結晶格子への歪みが捕獲電子を放出すること、(3) 新生界面が生じることによって新たにアクティブな OSL、TL サイトが形成されることの 3 つの可能性を示した。(1) および (2) はルミネッセンス強度の低下を引き起こすのに対し、(3) はルミネッセンス強度 (感度) の上昇につながることから、粉砕が OSL 信号に与える影響として 2 つの相反する素過程が存在する可能性がある。これらについて、Toyoda et al. (2000) は乳ばち及びプレスを用いた粉砕実験を行ったが、OSL 信号の有意な変化は認められなかった。また、Hiraga et al. (2002) は粗粒石英 (150~250 μm) を出発試料とした剪断実験から TL 信号強度が上昇する現象を見出し、新生界面の生成に伴って発生した電離電子によるものと考察した。一方で、摩擦の影響だけを調べるために細粒石英 (1~8 μm) のみを使用した剪断実験では TL 信号強度の有意な減少を見出した (平賀ほか,2004)。Takeuchi et al. (2006) および Takeuchi and Hashimoto (2008) は、粒径 1mm 以下の石英に対して粉砕を行い、粒子表層約 500nm の領域では非晶質化に伴って TL 信号がゼロになることを見出した。このように、粉砕及び摩擦に伴ってルミネッセンス信号強度 (TL) は減少するという実験結果がある一方で、大きく変化しないという結果 (OSL) や逆に上昇する (TL) という結果も報告されている。

仮にルミネッセンス信号が粉砕や摩擦に伴って上昇する過程があるのならば、地震断層運動に伴って年代値がリセットされるという適用上の大原理が崩れる可能性がある。また、仮に地震時に年代値がリセットしたとしても、その後、粉砕や摩擦は伴うが摩擦熱は生じないようなゆっくりとした断層すべりがあった場合 (例えば地震後の余効変動など)、信号強度が上昇することとなり、地震後の年代値が大きく求まってしまう。京都大学 (2017) では、150 μm 以下の石英粒子に対して低~高速摩擦実験を行い、すべり速度 0.65 m/s 以

上の高速すべりに伴って OSL 信号の有意な減少を見出したが、200 $\mu\text{m/s}$ から 0.13m/s までの速度領域では信号強度（特に OSL 信号の短周期成分である Fast 成分について）が増加している傾向も報告した。またその理由については、75 μm 以下の細粒な粒子で信号強度の上昇が認められたことから細粒化にあると推定したが、粒径測定など詳細な検討は行っておらず、今後の課題とした。そこで本研究では、京都大学（2017）で OSL 信号強度の上昇が認められた細粒化を被った試料の比表面積測定を行い、摩擦実験による粉砕の程度と OSL 信号変化との関係を明らかにすることを目的とした。

（2）実施内容

本研究では、平成 27 年度事業で摩擦実験とその後の OSL 測定が実施された試料を用いた。粒径は全て 75 μm 以下に篩い分けを行ったものであり、摩擦実験中に顕著な粉砕（細粒化）を被っていないと考えられる粗粒な粒子（75~150 μm ）については除去している。これらについて、ガス吸着法を用いた比表面積測定を行い、OSL 信号変化との関係性を調べた。

（3）場所・方法・数量

粉砕（細粒化）の程度を調べる方法として、粒径測定と比表面積測定の 2 種類がある。粒径測定の手法としては、画像解析法やレーザー回折散乱法などがあるが、画像解析法はサンプル数が膨大な場合には多くの時間を費やし、また撮影画像の倍率や解像度に依存したカットオフが出現するため、粒径に幅がある（特に細粒物質が多い）場合には難しい。レーザー回折散乱法は通常湿式で行われるが、測定にはある程度の量（1 グラム以上）を要する上に測定後の試料の回収が難しく、試料量の少ない今回の測定には不適である。比表面積測定の手法としては、主にガス吸着法が用いられている。ガス吸着法は分子の大きさが既知の吸着ガスを粒子表面に隙間なく吸着させ、吸着したガス分子の個数と大きさから表面積を求める方法である。この方法は試料量が少ない場合（0.1 グラム以下）でも適用でき、測定後の試料はその後の分析のために再回収できる。そのため、本研究では比表面積測定法であるガス吸着法を採用した。測定は株式会社 UBE 科学分析センターに依頼し、全自動ガス吸着量測定装置 AS1-MP（Quantachrome 社製）を用いて測定を行った。なお、事前測定として窒素を吸着ガスに用いたところ、試料の量が少ないために信頼できる値が得られなかった。そのため、本測定ではクリプトンを吸着ガスに用いた。また測定は同一試料で 2 回行い、平均値と標準偏差を求めた。

測定を行った試料を表 3.2.1. に示す。速度可変実験（垂直応力、すべり量をそれぞれ 1MPa、10m に固定し、速度を変化させた実験群）から 5 試料、変位量可変実験（垂直応力、すべり速度をそれぞれ 1MPa、200 $\mu\text{m/s}$ に固定し、変位量を変化させた実験群）から 5 試料の計 10 試料である。なお、試料名 4087 については他の試料よりも量が少なく、クリプトンを用いても信頼できる値を得ることができなかった。そのため参考データとし、結果と考

察では取り扱わない。

表 3.2.1. 比表面積測定を行った試料とその実験条件

V_{esp} は試料採取地点の等価変位速度を示す

実験群	Run No.	垂直応力 [MPa]	すべり速度 [m/s]	V_{esp} [m/s]	すべり量 [m]	試料量 [mg]
速度可変	4087	1.0	0.0002	0.0003	10.1	7.69
	4092	1.0	0.0007	0.0009	10.0	58.35
	4089	1.0	0.0013	0.0018	10.0	16.60
	4102	1.0	0.0131	0.0181	10.2	30.61
	4094	1.0	0.1308	0.1810	9.9	36.79
変位量可変	4099	1.0	0.0002	0.0003	0.09	454.87
	4098	1.0	0.0002	0.0003	0.92	40.07
	4097	1.0	0.0002	0.0003	2.97	61.08
	4101	1.0	0.0002	0.0003	5.01	53.05
	4096	1.0	0.0002	0.0003	29.99	37.60

(4) 結果

ガス吸着法によって求められた試料の比表面積値を表 3.2.2. に示す。速度可変実験では、すべり速度 700 μ m/s、1.3mm/s、1.3cm/s のそれぞれの回収試料の比表面積は 1.57m²/g、1.33m²/g、1.66m²/g であり、約 1.5m²/g 程度の似たような値をとる (図 3.2.1.)。一方でより速い 0.13m/s の回収試料の比表面積は 0.82m²/g であり、低速側とは有意に低い値を示した。変位量可変実験では、すべり量 0.09、0.92、2.97、5.01m のそれぞれの回収試料の比表面積は 0.17、0.8、1.5、2.0m²/g であり、変位量とともに増大する傾向を示した (図 3.2.2.)。一方で、これよりも大きな変位量 10、30m のそれぞれの回収試料の比表面積は 1.53、1.68m²/g であり、変位量 2.97m を境に比表面積は約 1.75m²/g 程度のほぼ一定の値をとる。

表 3.2.2. 比表面積測定の結果と実験時の単位面積当たりの摩擦仕事量 (W/S) および仕事率 (Power density)

実験群	実験群	Run No.	すべり速度 [m/s]	すべり量 [m]	W/S [MJ/m ²]	Power density [MW/m ²]	比表面積 [m ² /g]	
							平均値	標準偏差
速度可変	速度可変	4087	0.0002	10.1	6.67	0.0002	0.185	0.045
		4092	0.0007	10.0	6.00	0.0005	1.567	0.035
		4089	0.0013	10.0	7.29	0.0013	1.3265	0.030
		4102	0.0131	10.2	6.34	0.0114	1.6555	0.028
		4094	0.1308	9.9	6.00	0.1286	0.824	0.016
変位量可変	変位量可変	4099	0.0002	0.09	0.05	0.0001	0.1685	0.001
		4098	0.0002	0.92	0.48	0.0001	0.807	0.006
		4097	0.0002	2.97	2.00	0.0002	1.5325	0.012
		4101	0.0002	5.01	4.24	0.0002	2.0035	0.001
		4096	0.0002	29.99	19.98	0.0002	1.676	0.011

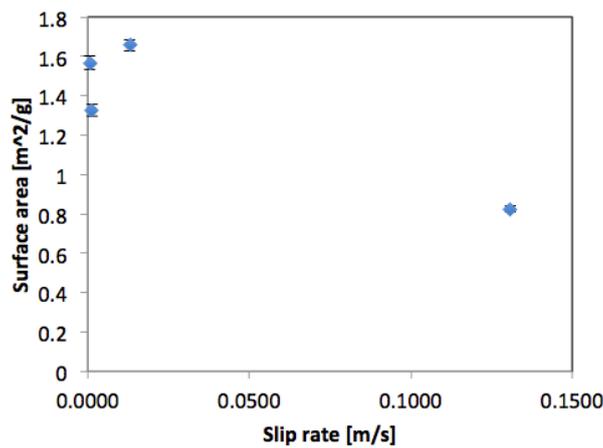


図 3.2.1. 速度可変実験におけるすべり速度と比表面積の関係

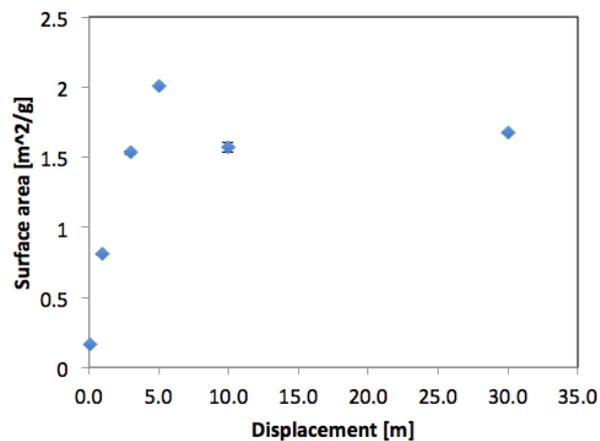


図 3.2.2. 変位量可変実験における変位量と比表面積の関係

(5) 考察

① 摩擦実験の条件と比表面積との関係について

ここでは、速度可変実験・変位量可変実験それぞれから求められた比表面積の傾向と、摩擦実験で与えた外部条件との関係性を議論する。断層内部で起こる摩擦や粉砕は、一義的には断層に与えられたエネルギーの総和である摩擦仕事量（剪断応力と変位量を乗じたもの）と相関を示すと考えられる。変位量可変実験において、実験中の摩擦係数はほぼ一定の値を示す（およそ摩擦係数 0.6~0.7）ことから、摩擦仕事量は変位量に比例する。摩擦仕事量と比表面積の関係（図 3.2.3.）を見ると、単位面積当たりの摩擦仕事量（W/S）が 5MJ/m^2 以下では摩擦仕事量の増大とともに細粒化が進行し、 5MJ/m^2 以上では頭打ちになることがわかる。Togo and Shimamoto (2012) は石英粒子に対して高速摩擦実験を行い、W/S が $1\sim 15\text{MJ/m}^2$ の範囲では摩擦仕事量と比表面積の間に正の相関があることを示した。また、変位量がおよそ 10m を超えると比表面積が増大しなくなることも示した。本研究の結果は、増加から頭打ちに移り変わる W/S の値が Togo and Shimamoto (2012) よりも小さいものの、大局的な傾向はよく似ており、摩擦仕事量の増大に伴う細粒化の進行と、細粒限界への到達で説明可能である。

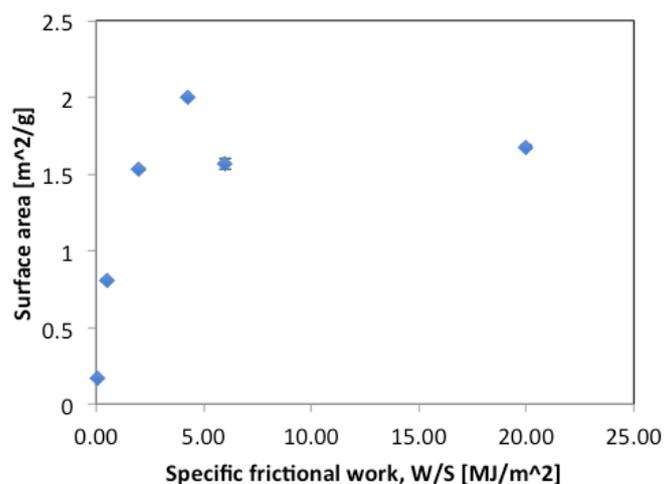


図 3.2.3. 変位量可変実験における単位面積当たりの摩擦仕事量（W/S）と比表面積の関係

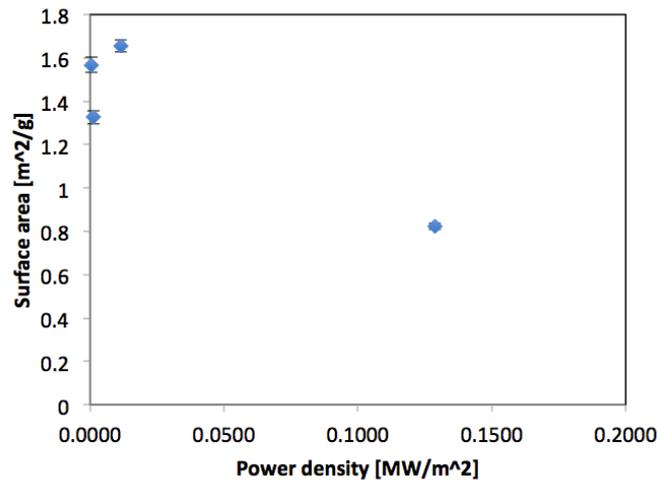


図 3.2.4. 速度可変実験における Power density (Di Toro et al., 2011) と比表面積の関係

一方、速度可変実験では変位量を一定にしており、剪断応力も各実験でそれほど大きな違いはないため、各実験間の W/S は $6.0\sim 7.29\text{MJ/m}^2$ とほぼ一定である(表 3.2.2.)。また、W/S が 5MJ/m^2 を超えていることから、細粒限界に達していると考えられる。Togo and Shimamoto (2012) は高速摩擦実験によって試料に与えた単位面積当たりの仕事率 (Power density, MW/m^2 , Di Toro et al., 2011) と比表面積との関係性を議論しており、Power density が 0.2MW/m^2 程度を越えると摩擦発熱によるガウジの焼結によって比表面積が頭打ち、あるいは減少することを指摘している。直接的な証拠は得られていないが、本研究で認められた 0.13m/s (Power density にして 0.13MW/m^2) での低い比表面積は、ガウジの局所的な焼結が寄与している可能性がある。

② 比表面積とミネッセンス特性との関係について

平成 27 年度事業によって速度の増加に伴う OSL 信号 (Fast 成分) の増加が認められたのは、速度可変実験の $200\mu\text{m/s}$ から 0.13m/s までの速度領域においてである。本研究で行った比表面積測定では、速度の増加に伴う比表面積の増大は認められず、いずれの試料も十分に細粒化しているという結果が得られた。このことは、細粒化のみでは Fast 成分の増加は説明できないことを示す。また、変位量可変実験では比表面積は変位量とともに単調な増加を示し、ごく少量の変位量においても顕著な Fast 成分の増大が認められているという京都大学 (2017) の結果も説明できない。つまり、破砕による新たなアクティブサイトの形成ではなく、そこにトラップされる電子の放出メカニズムが OSL 信号の増大に大きく寄与していると考えられる。中山 (2006) は、摩擦接触点から電子等が放出されるトライボエミッションについて、その放出量はすべり速度とともに増加する傾向を報告している。このことを併せて考えると、細粒試料で認められたすべり速度の増加に伴う Fast 成分の増大は、速度依存の電子発生プロセスを持つトライボエミッションによって放

出された電子が、粉碎によって生じた新たなアクティブサイトにトラップされたものと解積でき、電離電子の発生プロセスとトラッププロセスを別々に考えなければならないことを示唆する。

(6) まとめと今後の課題

OSL 信号の Fast 成分の増大が認められた平成 27 年度事業の試料の比表面積測定を行い、粉碎（細粒化）と OSL 信号との関係性を調べた。速度の増加とともに Fast 成分の有意な増大が認められた試料群については、試料間で比表面積に有意な違いは認められず、いずれも十分に細粒化していた。一方、すべり量（摩擦仕事量）の増大に伴って比表面積の線形増加が認められた実験群では、Fast 成分に線形増加の傾向は認められていない。これらのことから、細粒化自体は Fast 成分増大の主要因ではないと結論づけられる。速度の増加と Fast 成分の増大を説明する一つの方法として、速度依存の電子発生プロセスを持つトライボエミッションによって放出された電子が、粉碎によって生じた新たなアクティブサイトにトラップされるメカニズムを考えることができる。今回比表面積を測定した試料は全体の 2/3 ほどであるため、今後はすべての試料を測定して信号増加のメカニズムを解明するとともに、これらが“断層の直接年代測定法”の理論的基盤や得られた年代値に与える影響について、より詳しく考えることが期待される。

(7) 引用文献

Di Toro, G., Han, R., Hirose, T., De Paola, N., Nielsen, S., Mizoguchi, K., Ferri, F., Cocco, M. and Shimamoto, T., 2011, Fault lubrication during earthquakes. *Nature*, 471, 494-498.

鷹澤好博・高橋智佳史・三浦知督・清水 聡,2013,光ルミネッセンスと熱ルミネッセンスを利用した活断層破碎帯の年代測定法.地質雑,119,11,714-726.

Hiraga, S., Morimoto, A. and Shimamoto, T., 2002, Stress effect on thermoluminescence intensities of quartz grains -For the establishment of a fault dating method-. *Bulletin of Nara University of Education*, 51, 2, 17-24.

平賀章三・吉本晃子・嶋本利彦,2004,摩擦すべりに伴う細粒石英ガウジの TL 信号強度変化 -剪断応力から期待される完全ゼロイング深度-. *奈良教育大学紀要*, 53, 2, 17-29.

京都大学, 2017, 平成 27 年度原子力規制庁委託成果報告書 野島断層における深部ボーリング調査.

Takeuchi, A. and Hashimoto, T. 2008, Milling-induced reset of thermoluminescence and deformation of hydroxyl species in the near-surface layers of quartz grains. *Geochronometria*, 32, 61-68.

Takeuchi, A., Nagahama, H. and Hashimoto, T. 2006, Surface resetting of thermoluminescence in milled quartz grains. *Radiation Measurements*, 41, 826-830.

Togo, T. and Shimamoto, T., 2012, Energy partition for grain crushing in quartz gouge during subseismic to seismic fault motion: an experimental study. *Journal of Structural Geology*, 38, 139-155.

Toyoda, S., Rink, W.J., Schwarcz, H.P. and Rees-Jones J., 2000, Crushing effects on TL and OSL on quartz: relative to fault dating. *Radiation Measurements*, 32, 667-672.

中山景次,2006,摩擦空間のマイクロプラズマ.真空,49,10,618-623.

3. 3. 野島断層のカルサイトの産状

(1) はじめに

断層破壊が伝播する際に亀裂の先端に応力が集中する。それは断層中心部において高い応力が生じ、周辺に向かって減衰するパターンを示す。この過剰な応力の大きさと減衰レートは、断層表面における固着状態や母岩の弾性特性などに依存するため、地震時における断層状態を知る重要な指標となり得る。

これまで断層の古応力を推定するための地質応力計としては、マイクロブーディン（例えば Lloyd and Ferguson, 1981）や動的再結晶した鉱物粒径（例えば Mercier, et al., 1977）、変形ラメラ（例えば Blenkinsop and Drury, 1988）など様々なアプローチから試みられてきた。これらは静的な地殻応力を推定するためのものであり、断層の破壊伝播のような動的な応力状態を推定するものはなかった。カルサイト双晶応力計は、断層の動的な応力状態を復元できる唯一の手法であり（Sakaguchi et al., 2011）、本研究は、野島断層の応力を評価することを念頭に、岩盤トレンチおよびボーリング掘削コアにおけるカルサイトの産状を明らかにする。

(2) 地質概要

1995年兵庫県南部地震の際に野島地震断層が出現した淡路島地域は、主に花崗岩とそれを覆う神戸層群および大阪層群から構成される。本研究は、野島断層および、そこから分岐した浅野断層における岩盤トレンチおよびボーリング掘削試料を用いた。

淡路島小倉地区の岩盤トレンチでは、浅野断層が花崗岩と大阪層群を切るかたちで、走向約 N40°E 傾斜 70°N で発達している、断層下盤にあたる花崗岩は著しい破碎作用を被っている。試料には炭酸塩脈が含まれることが塩酸の中和反応で確認できる。

同じく淡路島小倉地区において、野島断層のボーリング掘削が行われ、地表から深度約 1,000m までの NFD-1 コアが採取された。野島断層の主剪断面 (PSZ: Principal shear zone) が深度約 529m で確認された。

(3) カルサイトの産状

本コアは主に花崗岩質の岩体から構成され、初生的にはカルサイトはほとんど含まれない。PSZ から十分に離れた深度の花崗岩は変形や変質の影響が弱く、カルサイトはほとんど認められない。地表の岩盤トレンチサイトは、破碎された花崗岩中に炭酸塩の脈が極わずかに観察されるが、極細粒の粒子から構成される。一方 PSZ から上盤方向に約 150m、下盤方向に約 400m 程度の範囲には、数 10 μ m から数 100 μ m の大きなサイズのカルサイト結晶を含む鉱物脈が多数産する。

(4) 議論

本コア試料には、様々な種類のカルサイト結晶が産するが、それは結晶境界もしくは亀

裂を充填するごく細粒なもの、長石中に散在するもの、亀裂を充填する鉱物脈中のものがある。3つのタイプカルサイトは、いずれも亀裂か、その周辺に産しており、断層による破砕部に流体が移動して、炭酸塩鉱物が沈殿したことにより形成されたと考えられる。

地表のトレンチ試料には、ごく細粒の結晶しか含まれていなかった。このようなごく細粒の結晶は、一般に低温の地表付近で形成されたと考えられる。ボーリングコア試料の389m以深には、様々な産状のものが含まれており、なかには1,000 μm 以上の大きな結晶も観察された。もしもカルサイトが、現在よりも深い領域で形成され、その後に岩盤と共に隆起して、現在の深度に定置したのであれば、粒径の大きな結晶が地表付近にも産したであろう。わずか数100mの深度差で大きく異なる産状であるということは、これらのカルサイトは、古い時代に地下深部で形成されたものが隆起してきたものではなく、現在の深度で最近形成されたものかもしれない。

(5) 引用文献

- Blenkinsop, T.G. and Drury, M.R., 1988, Stress estimates and fault history from quartz microstructures, *Journal of Structural Geology*, 10, 673-684.
- Lloyd, G. E. and Ferguson, C. C. 1981, Boudinage structure: some new interpretations based on elastic-plastic finite element simulations, *Journal of Structural Geology*, 3, 117-128.
- Mercier, J.C., Anderson, D.A. and Carter, N.L., 1977, Stress in the Lithosphere Inferences from Steady State Flow of Rocks, *Pageoph*, 115, 199-226.
- Sakaguchi A., Sakaguchi H., Nishiura D., Nakatani M. and Yoshida S., 2011, Elastic stress indication in elastically rebounded rock, *Geophysical Research Letters*, 38, L09316, doi:10.1029/2011GL047055.

4. 鉱物の加熱実験と年代リセット状況の分析

(1) 目的

地震発生時に生成されるシュードタキライトは、断層摩擦発熱によって岩石が溶融した後に、急冷によって再結晶したものだと考えられている。放射年代によって断層の活動年代を測定するためには、断層摩擦発熱のような高温短時間の加熱によって年代がリセットされることを検証しなければならない。そこで本試験では、放射年代を使った断層活動年代測定の適用性を検討するため、高温短時間の加熱が再現できるかグラファイト炉を使って検証した。

(2) 使用機器

高温短時間加熱試験には、偏光ゼーマン原子吸光光度計（図 4.1.）内にあるグラファイト炉を利用した。機器の仕様上、内蔵温度計では温度を計測することができないため、外部にチノー 放射温度計 IR-FAISLN（図 4.2.）を取り付けて、温度をモニタリングした。

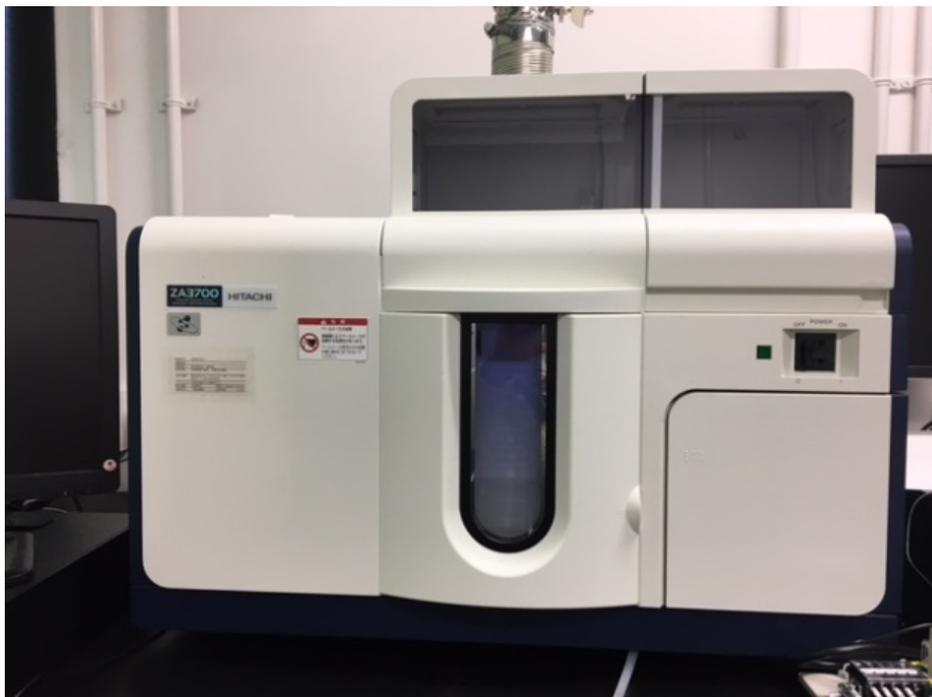


図 4.1. 日立 ZA3700 偏光ゼーマン原子吸光光度計

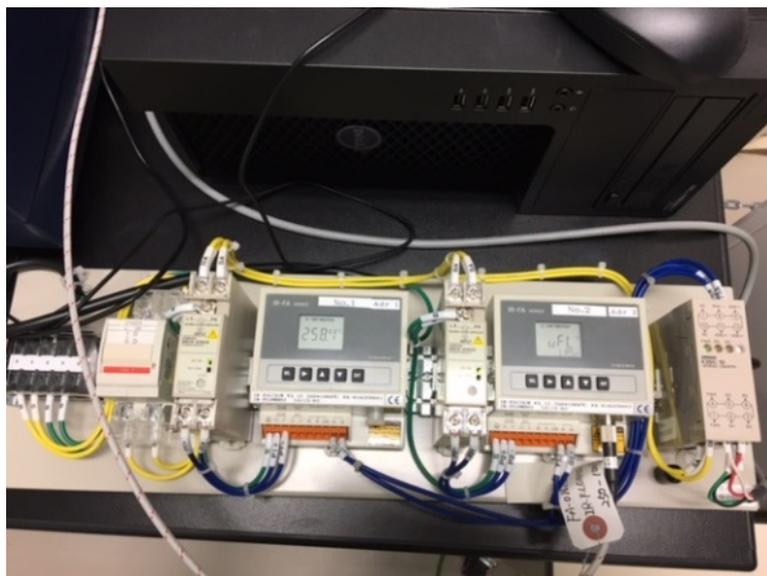


図 4.2. チノー放射温度計 IR-FAISLN

(3) 温度安定性の確認

加熱試験に使用した原子吸光度計は、原子化ステップの吸光度の測定を目的とした装置で、標準仕様で温度の記録、データを出力することができない。そのため、本試験では外部に放射温度計を取付け、温度測定を行った。(図 4.3.) 予備試験の結果、設定温度と実温度の差は 100°C 以上あることが分かった。本試験においては、放射温度計で測定したキュベット内部の温度を正とし、サンプルの被熱を正確に計測することとした。また、温度保持時の温度安定性を検証するため、長時間温度を維持させた場合の温度変化を検証した。



図 4.3. 原子吸光度計に放射温度計をセット

実温度 300℃の温度安定性試験の一例を示す。本試験では、表 4.1.の加熱プログラムでキュベットを 800 秒間加熱した。加熱試験の結果、キュベット内部の平均温度は 300±3℃程度であった(図 4.4.)。さらに 100 秒ごとの温度安定性を検証したところ、±0.5℃程度の温度安定性が確認できた。

表 4.1. 加熱プログラム (300℃)

ステージ	測定段階	開始温度(℃)	終了温度(℃)	昇温時間(s)	継続時間(s)	Ar流量
1	乾燥	183	183	100	100	0(ml/min)
2	乾燥	183	183	100	100	0
3	乾燥	183	183	100	100	0
4	乾燥	183	183	100	100	0
9	原子化	900	900	0	2	0
11	冷却	0	0	0	10	0

キュベット内部の温度を 300℃にするための加熱プログラムを設定した。

表 4.2. 試験結果 (300℃)

時間 (s)	100-200	200-300	300-400	400-500	500-600	600-700	700-800	100-800
最低温度 (℃)	296.8	296.5	297.0	297.8	298.2	298.6	298.8	296.5
最高温度 (℃)	297.5	297.1	297.8	298.4	298.7	299	299.4	299.4
温度差 (℃)	0.7	0.6	0.8	0.6	0.5	0.4	0.6	2.9
平均温度 (℃)	297.2	296.8	297.4	298.0	298.5	298.8	299.1	298.0

加熱開始から 100-800 秒間のキュベット内部の温度を示す。

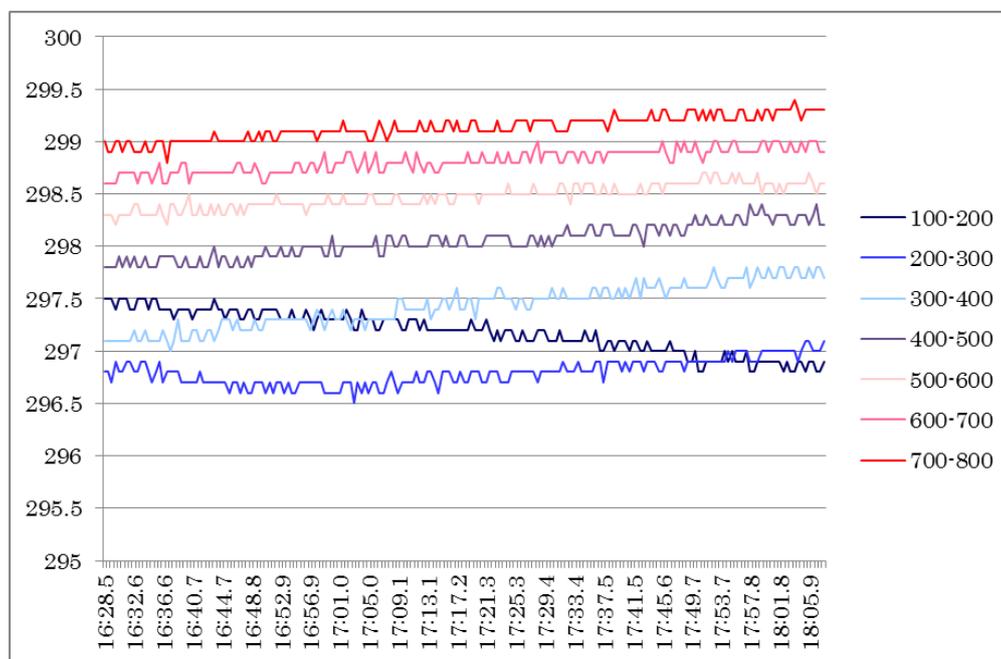


図 4.4. 試験結果

300℃の加熱試験の場合、100 秒間ごとでは±0.5℃程度の温度安定性であった。

実温度 500℃の温度安定性試験の一例を示す。本試験では、表 4.3 の加熱プログラムでキュベットを 800 秒間加熱した。加熱試験の結果、キュベット内部の平均温度は $500 \pm 3^\circ\text{C}$ 程度であった (表 4.4、図 4.5.)。さらに 100 秒ごとの温度安定性を検証したところ、 $\pm 1^\circ\text{C}$ 程度の温度安定性が確認できた。

表 4.3. 加熱プログラム

ステージ	測定段階	開始温度(°C)	終了温度(°C)	昇温時間(°C)	継続時間(s)	Ar流量
1	乾燥	315	315	100	100	0(ml/min)
2	乾燥	315	315	100	100	0
3	乾燥	315	315	100	100	0
4	乾燥	315	315	100	100	0
9	原子化	900	900	0	2	0
11	冷却	0	0	0	10	0

キュベット内部の温度を 500℃にするための加熱プログラムを設定した。

表 4.4. 試験結果

時間(s)	100-200	200-300	300-400	400-500	500-600	600-700	700-800	100-800
最低温度(°C)	498.9	498.3	498.3	499.6	500.6	501.4	502.1	498.3
最高温度(°C)	500.1	499.0	499.7	500.7	501.5	502.1	502.9	502.9
温度差(°C)	1.2	0.7	1.4	1.1	0.9	0.7	0.8	4.6
平均温度(°C)	499.2	498.7	498.9	500.3	501.0	501.7	502.5	500.3

加熱開始から 100-800 秒間のキュベット内部の温度を示す。

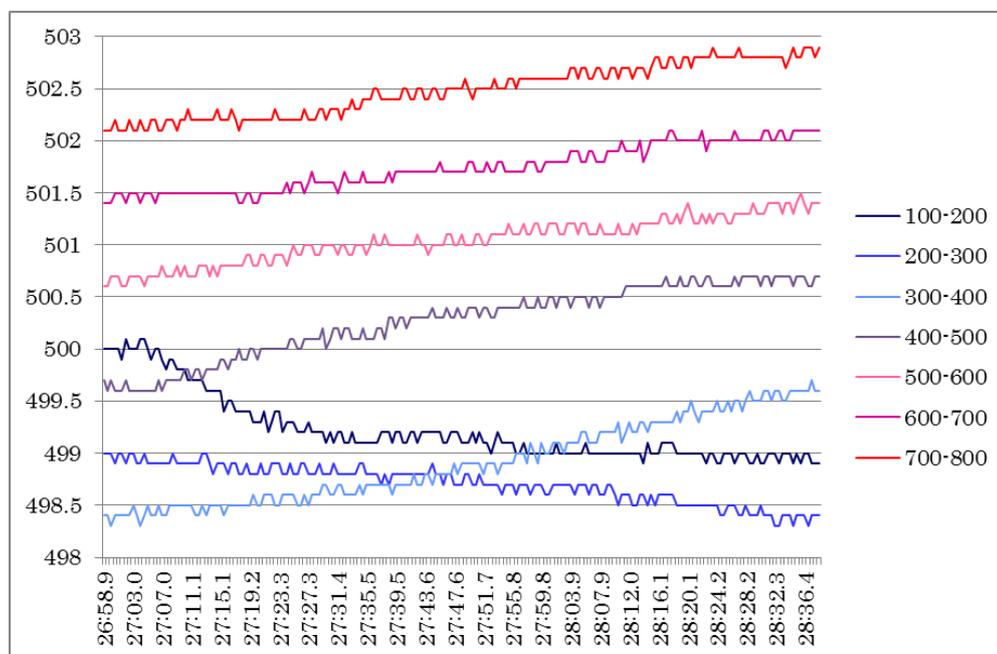


図 4.5. 試験結果

500℃の加熱試験の場合、100 秒間ごとでは $\pm 1^\circ\text{C}$ 程度の温度安定性であった。

(4) 高温短時間加熱試験の適用性

断層摩擦発熱を想定した高温短時間加熱を再現するため、偏光ゼーマン原子吸光光度計内にあるグラファイト炉を利用して、温度安定性の検証を行った。具体的には、実温度 300℃で 800 秒間、実温度 500℃で 800 秒間の加熱試験を行った。800 秒間の加熱安定性を検証した結果、実温度 300℃については、キュベット内部の平均温度は $300 \pm 3^\circ\text{C}$ 程度であった。実温度 500℃については、キュベット内部の平均温度は $500 \pm 3^\circ\text{C}$ 程度であった。加熱時間 800 秒間では、1 %以内の温度安定性を確認することができた。さらに、800 秒間の試験結果を 100 秒間ごとに区切り、100 秒間単位での加熱安定性を検証した。その結果、実温度 300℃については $\pm 0.5^\circ\text{C}$ 程度、実温度 500℃については、 $\pm 1^\circ\text{C}$ 程度のばらつきであった。加熱時間 100 秒間では、0.2 %以内の温度安定性を確認することができた。

以上の結果より、本装置は 100～800 秒間、300～500℃の加熱試験に適していることが確認された。本試験は、定常状態でのキュベットの温度安定性を検証したものである。そのため、加熱開始時、終了時といった熱非平衡状態でのキュベットの温度推移については、あらためて検証することが望まれる。特に、1 秒間、10 秒間といった超短時間加熱試験の場合には、熱非平衡状態の影響が大きいことが予想されるため、加熱開始時から終了時までの一連の温度状況を検証することが望ましい。

5. 補足的な断層破碎物質の採取

平成27年度事業において野島断層で掘削した既往の掘削深度約1,000mのボーリング孔（NFD-1孔）を利用してサイド・トラック工法による追加掘削を行い、断層破碎物質を採取した。ボーリング孔は計3孔であり、すべての孔で断層面を貫き、断層ガウジ帯を含む断層破碎物質を採取した。採取された断層ガウジ帯の深度は、浅い順にそれぞれ約500m、約600m及び約900mである。サイド・トラック工法による追加掘削の内容は本年度報告書（2/2）において詳述する。

6. 総合評価

本事業では、平成 27 年度事業に引き続き、野島断層破砕帯と有馬—高槻構造線活断層帯における各種調査において組織構造の解析や、破砕帯の応力場や変位センス、破砕帯の幅、肉眼スケールからサブミクロンスケールにわたる広いレンジで断層ガウジの組織構造を推定することができた。有馬—高槻構造線の断層露頭調査では、新たに複数個所で断層破砕物質の定方位ブロックサンプリングを行うことが出来た。

断層破砕帯物質の年代測定方法については、ルミネッセンス年代測定、ESR 年代測定、K-Ar 年代測定の各手法において、年代測定に必要な分析条件、試料の制約、地質条件等、様々な課題が明らかになった。

室内摩擦実験においては、天然の断層ガウジの力学特性が明らかになり、OSL 信号のリセット実験では、岩石の粉碎現象自体は OS� 信号の Fast 成分の増加に寄与せず、他の要因が信号増加にかかわることが示唆された。

鉍物の加熱実験では導入したグラファイト炉の高温短時間加熱試験への適用性が評価された。

断層破砕物質の化学分析の結果より、断層ガウジの微量元素組成は母岩と異なり、特に Ba と Rb の違いが顕著である。また、ストロンチウム同位体比 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) は母岩と異なる値を示し、試料によってその傾向は異なる。こうした化学特性の異常は断層岩が位置する断層面に沿った摩擦発熱及び熱水の関与を示唆する。

ボーリング掘削において、掘削深度約 1,000m のボーリング孔からサイドトラック工法により、約 500m、約 600m 及び約 900m の異なる深度で幅 15~20cm の断層ガウジ帯を含む主断層せん断帯と思われる断層破砕物質を採取することが出来た。今後の年代測定および構造解析等に今回採取された断層破砕物質を追加することが可能となる。また、これらの断層ガウジ帯の深度分布から野島断層の傾斜は約 72°と推定される。

本事業で行ったこれらの調査・解析・試験・年代測定は、データは蓄積されているものの、十分に検討できていない項目も多い。今後これまでの得られたデータに基づいて、さらに調査、解析を行い、断層活動性評価手法の確立を多角的に進めていくことが望まれる。

平成 28 年度原子力規制庁委託成果報告書

ボーリングコアを用いた断層破砕物質の分析
ボーリング掘削による異なる深度の
補足的な断層破砕帯試料の採取・解析

(2/2)

京都大学

平成 30 年 3 月

本報告書は、原子力規制委員会原子力規制庁からの委託により実施した業務の成果をとりまとめたものです。

本報告書に関する問い合わせは、原子力規制庁までお願いします。

目次

1. 調査概要	1
1. 1. 業務名	1
1. 2. 目的	1
1. 3. 調査場所	1
1. 4. 調査内容及び数量	1
2. 調査地域の概要	4
2. 1. 調査地域の地形と活断層	4
2. 1. 1. 地形概要	4
2. 1. 2. 活断層の分布	4
2. 2. 調査地域の地質	5
2. 3. 1995年兵庫県南部地震の地表地震断層	7
3. 調査手法	12
3. 1. 調査の流れ	12
3. 2. ボーリング掘削	14
3. 2. 1. 掘削方法（ワイヤーライン工法）	15
3. 2. 2. 掘削方法（コントロールボーリング）	17
3. 2. 3. 孔曲がり測定	20
3. 3. 物理検層	23
3. 3. 1. 孔径検層	24
3. 3. 2. 温度検層	25
3. 3. 3. 音波検層	26
3. 3. 4. 密度検層	27
3. 3. 5. 電気検層	29
3. 3. 6. 孔壁観察及び方位傾斜測定	31
3. 4. コアの処理・観察	34
3. 4. 1. 採取試料コアの処理方法	34

3. 4. 2. 採取試料コアの観察方法.....	36
3. 5. コア試料の搬入・保管方法.....	40
4. 野島断層深部ボーリング調査.....	41
4. 1. 調査経緯.....	41
4. 2. NFD-1-S4①孔.....	45
4. 2. 1. 削孔結果.....	45
4. 2. 2. コア観察結果.....	50
4. 2. 3. 物理検層結果.....	62
4. 3. NFD-1-S5 孔.....	66
4. 3. 1. 削孔結果.....	66
4. 3. 2. コア観察結果.....	71
4. 3. 3. 物理検層結果.....	83
4. 4. NFD-1-S6①孔.....	86
4. 4. 1. 削孔結果.....	86
4. 4. 2. コア観察結果.....	92
4. 5. NFD-1-S6②及びS6③孔.....	99
4. 5. 1. 削孔結果.....	99
4. 6. 野島断層の地質構造.....	100

1. 調査概要

1.1. 業務名

平成 28 年度原子力施設等防災対策委託費（追加ボーリングコアを用いた断層破碎物質の分析）事業

1.2. 目的

1995 年兵庫県南部地震の際に活動した野島断層において深部ボーリング調査を行い、断層破碎帯物質試料の採取を行う。

1.3. 調査場所

兵庫県淡路市小倉字新小倉地内 調査地全体図を図 1.3.1 に示す。

1.4. 調査内容及び数量

本調査では、主にボーリング調査および孔内物理検層によって調査を行う。以下に調査内容と数量を示す。（深度はコア深度を指す。）

(1) ボーリング調査によるコア試料の採取

- 1) NFD-1-S4①孔：NFD-1 孔の分岐孔（深度 585～810m コアリング）
- 2) NFD-1-S5 孔：NFD-1 孔の分岐孔（深度 835～923m コアリング）
- 3) NFD-1-S6①孔：NFD-1 孔の分岐孔（深度 884～899.5m コアリング）
- 4) NFD-1-S6②孔：NFD-1 孔の分岐孔（深度 885～905m コアリング）※
- 5) NFD-1-S6③孔：NFD-1 孔の分岐孔（深度 885～905m コアリング）※

(2) ボーリングコア試料の詳細観察と地質構造解析

- 1) NFD-1-S4①孔：コア長 225m（深度 585～810m）
- 2) NFD-1-S5 孔：コア長 88m（深度 835～923m）
- 3) NFD-1-S6①孔：コア長 20m（深度 884～899.5m）
- 4) NFD-1-S6②孔：コア長 20m（深度 885～905m）※
- 5) NFD-1-S6③孔：コア長 20m（深度 885～905m）※

(3) コア試料の搬入・保管と試料調整

- 1) NFD-1-S4①孔：コア長 225m
- 2) NFD-1-S5 孔：コア長 88m
- 3) NFD-1-S6①孔：コア長 15.5m
- 4) NFD-1-S6②孔：コア長 20m※
- 5) NFD-1-S6③孔：コア長 20m※

(4) ボーリング孔を利用した物理検層

- 1) NFD-1-S4①孔
 - ① 孔径検層 (キャリパー検層) : 225m
 - ② 温度検層 : 225m
 - ③ 音波検層 (速度検層) : 225m
 - ④ 密度検層 (γ - γ 検層) : 225m
 - ⑤ 電気検層 (ノルマル検層) : 225m
 - ⑥ 方位傾斜測定 : 225m
 - ⑦ 孔壁観察 : ボアホールテレビュア 225m
- 2) NFD-1-S5 孔
 - ① 孔径検層 (キャリパー検層) : 88m
 - ② 温度検層 : 88m
 - ③ 音波検層 (速度検層) : 88m
 - ④ 密度検層 (γ - γ 検層) : 88m
 - ⑤ 電気検層 (ノルマル検層) : 88m
 - ⑥ 方位傾斜測定 : 88m
 - ⑦ 孔壁観察 : ボアホールテレビュア 88m

(5) 各ボーリング孔における孔曲がり測定回数

- 1) NFD-1-S4①孔 : 4 回 (深度 585~810m)
- 2) NFD-1-S5 孔 : 2 回 (深度 835~923m)
- 3) NFD-1-S6①、②、③孔 : 合計 1 回 (深度 885~905m) ※

※NFD-1-S6②孔と NFD-1-S6③孔の掘削を計画したが、ケーシングの破断によりコアを採取することができなかった。

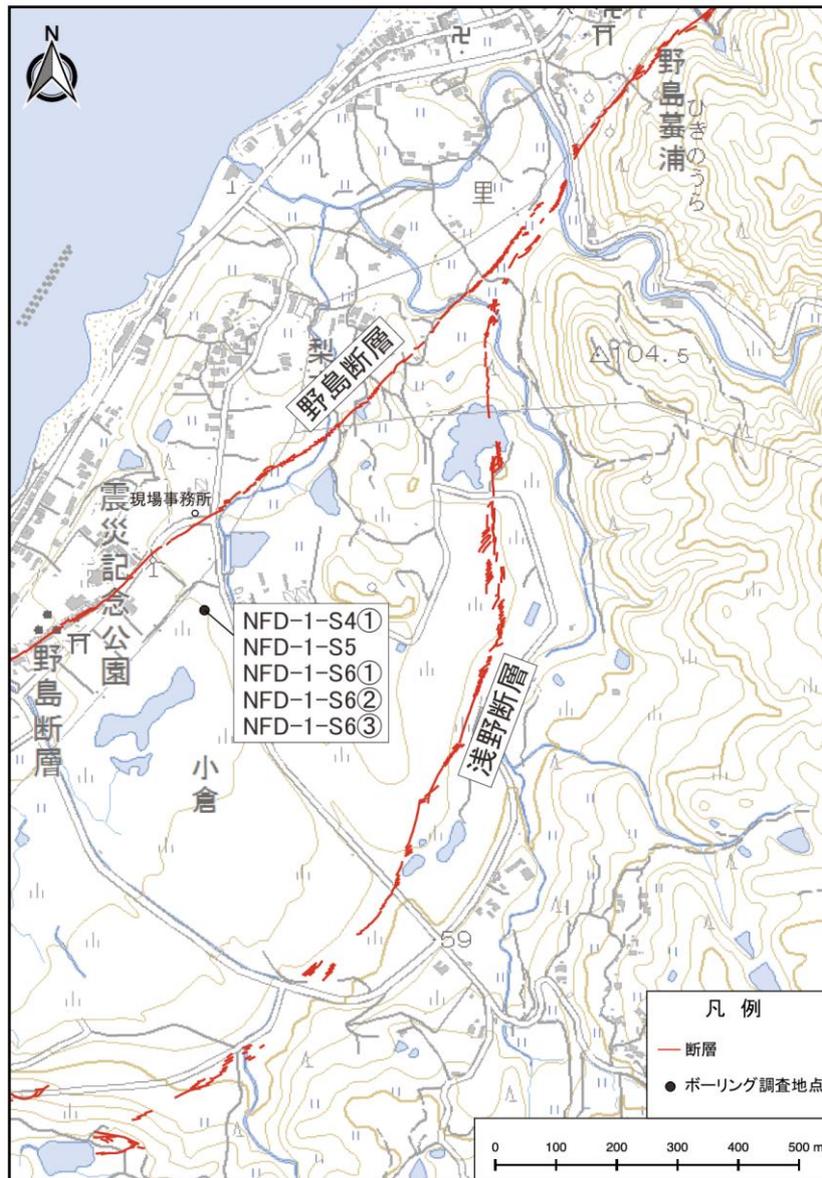


図 1.3.1 調査地全体図

国土地理院電子地形図（仮屋）に栗田・水野（1988）によって示された断層トレース及び本業務の調査地点を加筆。

引用文献

栗田泰夫，水野清秀，1998. 1 万分の 1 兵庫県南部地震に伴う地震断層ストリップマップー野島・小倉及び灘川地震断層一説明書. 構造図（12），地質調査所.

2. 調査地域の概要

調査地域の地形、活断層分布、地質及び1995年兵庫県南部地震の地表地震断層の概要について以下に記す。調査地域の地形、地質、活断層及び地震断層の分布図を図2.1.1に、調査地域の地質層序を図2.2.1に示す。

2.1. 調査地域の地形と活断層

2.1.1. 地形概要

調査地域の位置する淡路島の北部は、北東—南西方向へ細長く伸びる標高200～500m程度の山地と、この両側の山麓に幅狭くみられる丘陵・台地・低地からなる。山地は地塁状の高まりをなし、山頂部に緩やかな定高性のある小起伏の地形が広がり、山地の東西両側は、比高200～300m程度の急斜面（断層崖）で限られている。

断層崖から海岸に至る区域には、東側では標高200m以下の丘陵と標高60～70m以下の台地・段丘面が分布し、西側では標高100m以下の丘陵と標高40m以下の段丘面が分布する。段丘面は中位面、低位面、最低位面からなり、中位面、低位面はそれぞれ2段、最低位面は3段に細分され、いずれも扇状地性で多くが淘汰不良の粗粒な河成堆積物より構成される（水野ほか，1990；栗田・水野，1998）。主として西側の断層崖沿いでは、地すべり・崩壊地が認められ、崩積土が段丘面を覆って山地と段丘の境界付近に沖積錐を形成している。段丘面を開析して流下する河川の谷底や海岸沿いには、氾濫原、後背湿地等の沖積低地が分布するものの、東側の浦川、西側の富島川沿いにやや広く分布するほかは、いずれも規模は小さい。

地形面の年代は、中位面から約42,000～43,000 y.B.P.、低位面から約30,000～43,000 y.B.P.、最低位面から約600～3,500 y.B.P.の¹⁴C年代が得られている。また、低位面の構成層には、始良Tn火山灰(AT)が挟まれている（水野ほか，1990；栗田・水野，1998）。

梨本付近から南西で山地西側の急崖は、海岸線に並行する北東—南西方向と、内陸に向かう北北西—南南東方向の2列に分岐する。調査地点はこの分岐した急崖に挟まれる地区に位置する。海岸線に並行する急崖の比高は20m程度以下であり、その西方には、低位面、最低位面及び沖積低地などが分布し、渡辺ほか（1996b）によって、一部が断層崖とされている。また、内陸に向かう急崖の比高は50m程度であり、東側の山地と西側の丘陵地（人工改変のために平坦化されている）の明瞭な地形境界をなしている。

本調査では、梨本付近から分岐した海岸と並行する急崖東方の標高20m付近を野島断層調査地点、内陸に向かう断層崖南西の標高50m付近を浅野断層調査地点と称する。

2.1.2. 活断層の分布

活断層は、前述した山地東西両側の急斜面の基部に発達しており、西側に野島断層・浅野断層、東側に楠本断層・東浦断層が分布する（水野ほか，1990；渡辺ほか，1996a, 1996b；図2.1.1）。

野島断層は、山地西側の江崎付近から富島の南西まで北東—南西方向に長さ約 10km にわたって延びる。河谷や尾根の系統的な右屈曲が認められ、屈曲量は 20～190m である（吾妻，1997）。平林付近では、段丘面や段丘崖を横切る低断層崖がみられ、低位面に約 9.5m の上下変位と約 20m の右横ずれがあることが認められている（水野ほか，1990）。このことから、地震調査研究推進本部（2005）は、AT の降下年代から低位面の年代を約 2.8 万年前とすると、淡路島西岸の野島断層の上下変位速度は約 0.3m/千年、右横ずれ変位速度は約 0.7m/千年と推定されるとしている。

浅野断層は、山地西側の富島南西から原山南西の図 2.2.1 の範囲外まで北東—南西方向に長さ約 6km にわたって延び、花崗岩と堆積岩の境をなす山麓の傾斜変換線に位置している（水野ほか，1990）。河谷の系統的な屈曲は認められないが、断層に沿って断層崖の形態が保たれていること、断層崖から多量の礫が供給されて広い段丘面が形成されていることから、第四紀後期にも活動を続けているとされている（水野ほか，1990）。

楠本断層は、淡路島北部の山地の東側の楠本付近～馬場付近まで北東—南西方向に延び、長さは約 6km である。鞍部や直線谷の連続及び比高 150m 前後の断層崖が認められ、逆断層露頭が確認されている（水野ほか，1990；渡辺ほか，1996a，1996b）。河谷や尾根の右屈曲も認められ、屈曲量は 20～350m である（吾妻，1997）。

東浦断層は、山地東側の馬場付近～奥南西の図 2.2.1 の範囲外まで北東—南西方向に楠本断層と雁行するように延び、長さは約 5km である。鞍部の連続や河谷の右屈曲が認められ、屈曲量は 20～250m である（吾妻，1997）。馬場でのトレンチ調査結果から、1596 年慶長伏見地震（ $M \approx 7.6$ ）時に活動したとの指摘がある（栗田・角井，1996）が、地震調査研究推進本部（2005）は、東浦断層を含む六甲山地—淡路島東岸区間が 1596 年に活動したと限定できるだけの証拠に乏しいとしている。

地形概要で述べたように、調査地点は、海岸線に並行する北東—南西方向と内陸に向かう北北西—南南東方向の 2 列に分岐する急崖に挟まれる地点にある。海岸線に並行する急崖の一部は断層崖と一致し、断層を横断する河川に 200～300m の右屈曲が認められ、野島断層の延長とされている（渡辺ほか，1996b）。一方、内陸に向かう断層崖は、吾妻（1997）では山地と丘陵の明瞭な地形境界をなすリニアメントとされているが、段丘面の変位や河谷の系統的な屈曲などの明瞭な変位地形は認められず、吾妻（1997）や渡辺ほか（1996b）で推定活断層とされている。

野島断層調査地点は、梨本付近から分岐した海岸線と並行する野島断層東方の標高 20m 付近に位置し、浅野断層調査地点は、内陸に向かう急崖南西の標高 50m 付近に位置する。

2.2. 調査地域の地質

調査地域の地質は、下位より白亜紀の古期領家花崗岩類と新期領家花崗岩類及びこれらを貫くが貫入時期が明らでない岩脈類、後期始新世の神戸層群、後期鮮新世～中期更新世の大阪層群、後期更新世後期以降の段丘堆積物、完新世の沖積層及び現河床・海岸堆積物

から構成される（水野ほか，1990；栗田・水野，1998；図 2.1.1、図 2.2.1）。

調査地域周辺の古期領家花崗岩類は、都志川花崗岩、閃緑岩類、志筑トータル岩、塩基性岩類からなり、主として調査地域の山地中部や南東部に分布する。新期領家花崗岩類は、野島花崗閃緑岩、篝場山花崗岩、岩屋花崗岩、細粒花崗閃緑岩からなり、調査地域の山地に広く分布する。

都志川花崗岩は野島花崗閃緑岩中の捕獲岩であり、極めて粗粒の黒雲母花崗岩で、黒雲母の面状配列による弱いフォリエーションを作っており、カリ長石が一部斑状を呈し、石英とともに弱い面状配列をなすことがある。閃緑岩類は、細粒、緻密で塊状の暗灰色～黒色の岩石であり、志筑トータル岩中に塩基性捕獲岩として存在するとされているが、調査地域内には分布しない。志筑トータル岩は、梨本の北方で都志川花崗岩とともに小岩体をなし、中粒の暗灰色、角閃石に富むトータル岩を主体とし、一部に有色鉱物に乏しい花崗閃緑岩質岩石を含む。塩基性岩類は、黒色中粒の黒雲母角閃石石英斑れい岩のほか、暗灰色～黒色の細粒緻密なひん岩質岩石および塊状暗灰色の細粒角閃石黒雲母トータル岩等から構成される（藤田・前田，1984；水野ほか，1990）。

野島花崗閃緑岩は、乳白色の斜長石、カリ長石及びガラス光沢をもった淡灰色石英からなる珪長質鉱物中に、自形短柱状の黒色角閃石及び葉片状黒雲母が混じった、ごま塩状・暗灰色を呈する中粒・塊状で角閃石含有の黒雲母花崗閃緑岩である（水野ほか，1990）。野島花崗閃緑岩中の角閃石から、 $87.7 \pm 4.4\text{Ma}$ の K-Ar 年代が得られている（高橋，1992）。篝場山花崗岩は、東西 1.5km、南北 2km 程度の小岩体で、細～中粒、灰色、塊状均質な黒雲母花崗岩である。岩屋花崗岩は、中粒～粗粒、弱い斑状を示し、乳白色斜長石、ガラス光沢を持ち紫色を帯びた淡灰色石英及び淡紅色のカリ長石からなる珪長質鉱物中に黒雲母の混じる黒雲母花崗岩である。細粒花崗閃緑岩は、岩屋花崗岩と野島花崗閃緑岩を貫いて分布し、細粒緻密で有色鉱物に富み、暗灰色を呈する花崗閃緑岩である（藤田・前田，1984；水野ほか，1990）。

神戸層群は、神戸市西部やその北方の三田盆地及び淡路島北部に分布し、調査地域周辺には神戸層群岩屋累層が分布する。岩屋累層は、花崗岩類を不整合に覆って山地上や東西両岸側の断層沿いに分布し、亜炭層を挟む下部層、河川一海浜成の淘汰の良い砂岩・礫岩層からなる中部層、石灰質化石床に富む海成砂岩・泥岩層からなる上部層に区分される（水野ほか，1990）。水野ほか（1990）は、Tai（1959）、柴田・糸魚川（1980）などの小型有孔虫や貝化石群集の調査結果から、神戸層群岩屋累層の年代を新第三紀中新世とした。一方、尾崎ほか（1996）は、神戸市西部およびその周辺地域に分布する神戸層群の年代を、凝灰岩のフィッシュトラック（FT）年代（約 31～37Ma）から、古第三紀の後期始新世～前期漸新世とした。また、山本ほか（2000）は、岩屋（累）層から中期始新世後期～後期始新世を示す石灰質ナンノ化石と渦鞭毛藻化石を見出している。そこで本調査では、尾崎ほか（1996）、山本ほか（2000）の調査結果にもとづき、岩屋累層の年代を、後期始新世とした（図 2.2.1）。

大阪層群は、淡水成、デルタ成の礫層・砂層から構成され、神戸層群を不整合に覆って山地および沿岸に分布し、調査地域周辺では、下位の富島累層と上位の仮屋累層に区分される（水野ほか，1990）。富島累層は、淡水成のシルト—粘土層、砂層及び礫層の互層からなり、全体として礫層が優勢であり、下部の舟木礫層・浅野互層と上部の小倉礫層に細分される。仮屋累層は、富島累層に整合に重なる。主として湖沼ないし河川成のシルト～粘土層と砂層との互層からなり、上部では砂層や砂礫層が発達する。仮屋累層は、下部の久留麻砂泥互層と、上部の松帆礫層・斗ノ内礫層に細分される（水野ほか，1990）。

大阪層群の年代は、調査地域では、浅野 1、浅野 2 火山灰層等の火山灰層の対比のほか、フィッシュトラック年代、植物化石等から、後期鮮新世から中期更新世にあたりと考えられている（市原編，1993；図 2.2.1）。

調査地点周辺では、北西—南東方向に古期領家花崗岩類が分布する。また、新期領家花崗岩類の野島花崗閃緑岩が古期領家花崗岩類を取り囲むように分布し、北東—南西方向の山地を形成する。新期領家花崗岩類には、安山岩等の岩脈が貫入する。調査地点の南西部では、古期及び新期領家花崗岩類と神戸層群が地質断層で接しており、水野ほか（1990）はこの地質断層を浅野断層と称している。また、調査地点東部は浅野断層の延長に位置し、古期及び新期領家花崗岩類と大阪層群が接している（水野ほか，1990）。

野島断層調査地点には、大阪層群が分布し、浅野断層調査地点は、古期領家花崗岩類が分布する区域にある。後述するボーリング調査では、花崗岩、閃緑岩、花崗閃緑岩、砂岩泥岩互層、砂礫等が産出し、これらはそれぞれ古期領家花崗岩類の都志川花崗岩と閃緑岩類、新期領家花崗岩類の野島花崗閃緑岩、神戸層群岩屋累層の下部層及び中部層、大阪層群富島累層上部の小倉礫層及び下部の浅野互層等に相当すると考えられる。しかしながら、ボーリングコアやカッティングス試料のみの限られた観察結果であることから、以下では、古期及び新期領家花崗岩類は花崗岩、閃緑岩、花崗閃緑岩と岩相で表記し、神戸層群と大阪層群については、細分せずに神戸層群、大阪層群と称する。

2.3. 1995 年兵庫県南部地震の地表地震断層

1995 年（平成 7 年）の兵庫県南部地震の際に、六甲—淡路島断層帯の淡路島西岸区間と六甲山地南縁—淡路島東岸区間のうちの、西宮市から明石海峡にかけての総延長約 30km 区間で地表地震断層を生じた（地震調査研究推進本部，2005）。淡路島北部では、山地の東側で灘川地震断層、西側で野島地震断層、小倉地震断層が出現した（栗田・水野，1998；図 2.1.1）。

灘川地震断層は、花崗岩類中の既存の断層破碎帯に沿って形成された、右ずれを伴う南東側（海側）隆起の高角逆断層であり、長さ約 1.6km、走向・傾斜は N25～45° E、60～75° SE、変位量は縦ずれ 0.1～0.2m、右ずれ 0.03～0.07m である（栗田・水野，1998）。灘川地震断層が出現した要因として、大規模な土地造成による荷重の除去によって地殻が隆起し、地震に伴って断層変位が誘発された可能性が指摘されている（栗田ほか，1995；

岡田・鬼木, 1995 ; 岡田, 1996)。

野島地震断層は、活断層研究会 (1991) 等によって活断層とされていた野島断層に沿って出現した、おおむね東側隆起の高角度逆断層成分を伴う右ずれ断層であり、長さ約 8.8km、走向・傾斜は N35~45° E、75~85° SE を示し、南西端の約 1.3km 区間では、末端に向かって北東—南西から南—北、さらに北東—南西へと走向を変化させていた (栗田・水野, 1998)。変位量は、縦ずれ 0.5~1m、右ずれ 1~2m であり、地表地震断層のほぼ中央よりやや北東側に位置する平林付近を最大値として両端方向に減少する (栗田・水野, 1998 ; 中田・岡田, 1999)。地震断層線は、主として左雁行配列をなす開口亀裂帯、低断層崖、撓曲崖、小地溝、プレッシャーリッジ等の微地形によって構成されている (中田・岡田, 1999)。

小倉地震断層は、梨本から富島の南西に至る主として東側隆起の鉛直変位を伴う右ずれ断層であり、長さ約 3.0km、走向は N40° E、75~85° E である (栗田・水野, 1998)。変位量は、縦ずれ 0~1m、右ずれ 0.1~2m であり、地表地震断層のほぼ中央よりやや北東側の富島西方付近を最大値として両端方向に減少する (栗田・水野, 1998)。

栗田・水野 (1998) は、梨本付近から北東—南西方向に富島へと海岸線に並行に続く地震断層を小倉地震断層と呼び、梨本付近から山地西側の山麓を通過して北北西—南南東方向へと走向を変えて内陸に向かう地震断層を野島地震断層と呼んでいる。調査地点は、栗田・水野 (1998) の定義に従えば、小倉地震断層と野島地震断層に挟まれる地区に位置し、野島断層調査地点は小倉地震断層の東方に、浅野断層調査地点は野島地震断層の北東に位置するものの、本調査では、前述した活断層の定義に従って、栗田・水野 (1998) の小倉地震断層分布域を野島断層と称し、梨本から内陸に向かう野島地震断層分布域については、地質断層の定義に従い、浅野断層と称する。

引用文献

- 栗田泰夫, 水野清秀, 杉山雄一, 下川浩一, 井村隆介, 木村克己, 1995, 1995 年兵庫県南部地震に伴って出現した地震断層. 地質ニュース, 486, 16-20.
- 栗田泰夫, 角井朝昭, 1996, 淡路島北部, 楠本・東浦・野田尾断層のトレンチ掘削等による活動履歴調査. 地質調査所研究資料集, 228, 138pp.
- 栗田泰夫, 水野清秀, 1998, 1 万分の 1 兵庫県南部地震に伴う地震断層ストリップマップ—野島・小倉及び灘川地震断層—説明書. 構造図 (12), 地質調査所, 74pp.
- 吾妻 崇, 1997, 淡路島北部における活断層の活動度の再評価. 第四紀研究, 36, 29-42.
- 藤田和夫, 前田保夫, 1984, 須磨地域の地質. 地域研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 101pp.
- 市原 実編, 1993, 「大阪層群」. 創元社, 340pp.
- 地震調査研究推進本部, 2005, 六甲—淡路断層帯の長期評価について. 地震調査研究推進本部, 59pp.

- 活断層研究会, 1991, 新編 日本の活断層—分布図と資料. 東京大学出版会. 437pp.
- 京都大学, 2017, 平成 27 年原子力規制庁委託成果報告書 野島断層における深部ボーリング調査.
- 水野清秀, 服部 仁, 寒川 旭, 高橋 浩, 1990, 明石地域の地質. 地域研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 90pp.
- 中田 高, 岡田篤正, 1999, 「野島断層【写真と解説】兵庫県南部地震の地震断層」. 東京大学出版会, 208pp.
- 尾崎正紀, 松浦浩久, 佐藤喜男, 1996, 神戸層群の地質年代. 地質学雑誌, 102, 73-83.
- 柴田 博, 糸魚川淳二, 1980, 瀬戸内区の中新世古地理. 瑞浪市化石博研報, no.7, 1-49.
- 岡田篤正, 1996, 兵庫県南部地震の地震断層と六甲—淡路島活断層系. 日本地形学連合編「兵庫県南部地震と地形災害」, 古今書院, 28-63.
- 岡田篤正, 鬼木史子, 1995, 兵庫県南部地震の地表地震断層. 藤田和夫, 岡田篤正編著「1995 年 (平成 7 年) 兵庫県南部地震の地震断層と六甲—淡路島活断層系」, 断層研究資料センター, 1-49.
- Tai, Y., 1959, Miocene microbiostratigraphy of west Honshu Japan, *Jour. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C*, 2, 265-395.
- 高橋 博, 1992, 淡路島の花崗岩類の K-Ar 年代—特にマイロナイト化作用の時期について—. 岩鉱, 87, 291-299.
- 渡辺満久, 鈴木康弘, 岡田篤正, 1996a, 1:25,000 都市圏活断層図「須磨」. 国土地理院技術資料 D.1-No.333, 建設省国土地理院.
- 渡辺満久, 鈴木康弘, 中田 高, 1996b, 1:25,000 都市圏活断層図「明石」. 国土地理院技術資料 D.1-No.333, 建設省国土地理院.
- 山本裕雄, 栗田祐司, 松原尚志, 2000, 兵庫県淡路島北部の第三系岩屋層から産出した始新世石灰質ナンノ・渦鞭毛化石とその意義. 地質学雑誌, 106, 379-382.

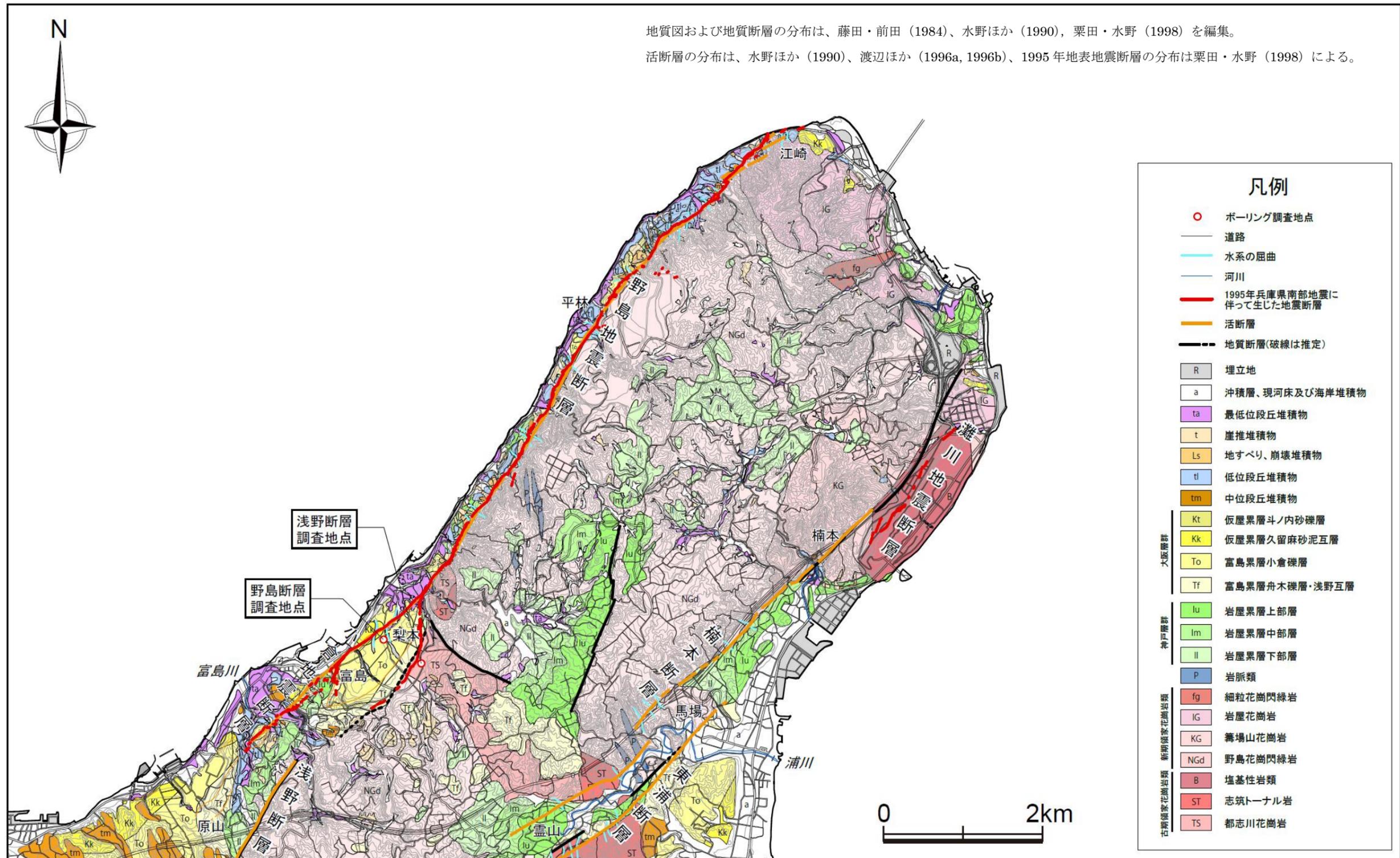


図 2.1.1 調査地域の地形・地質と活断層・地震断層の分布 (京都大学, 2017)

地質系統		地層・堆積物名		岩相	年代値、火山灰層		
第 四 系	完 新 統	沖積層、現河床及び海岸堆積物		粘土・シルト・砂礫層			
		最低位段丘堆積物		砂～シルト層 礫層	610±50～1,950±60y.B.P.* ¹ 2,150±60～3,500±60y.B.P.* ¹		
	更 新 統	上 部	低位段丘堆積物		礫層	始良-Tn火山灰* ² 30,990±1,080y.B.P.* ³	
		下 部	中位段丘堆積物		礫層	41,550±700y.B.P.* ¹ 42,910±980y.B.P.* ¹	
第 三 系	鮮 新 統	大 阪 層 群	上 部	富島累層	斗ノ内砂礫層	久留麻火山灰(2.5±0.3Ma)* ²	
			下 部	富島累層	久留麻砂泥互層		シルト～粘土層と砂層の互層
	始 新 統	上 部	神 戸 層 群	上 部	岩屋累層	海成砂岩・泥岩 貝殻石灰岩(カキ化石床)	33.5±1.5Ma(FT)* ⁴ 35～38Ma(微化石年代)* ⁵
				中 部	岩屋累層	砂岩・礫岩	
		下 部	岩屋累層	泥岩・角礫混じり砂岩 亜炭層挟む			
		上 部	岩屋累層	シルト～粘土層及び 砂層を挟む礫層	浅野2火山灰* ² 浅野1火山灰* ² 釜口火山灰(3.6±0.4Ma)* ²		
白 亜 系	上 部	新 期 領 家 花 崗 岩 類	岩脈類		ひん岩・花崗斑岩累・安山岩		
			細粒花崗閃緑岩	細粒黒雲母花崗閃緑岩	86.7±4.3Ma(K-Ar)* ²		
			岩屋花崗岩	中～粗粒黒雲母花崗岩	80.9±4.0Ma(K-Ar)* ²		
			篝場山花崗岩	中～細粒黒雲母花崗岩			
	野島花崗閃緑岩	中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩	87.7±4.4Ma(K-Ar)* ⁶				
	古 期 領 家 花 崗 岩 類	塩基性岩類	細粒黒雲母角閃石石英斑れい岩				
		志筑トーナル岩	中粒角閃石黒雲母トーナル岩	88.0±4.4Ma(K-Ar)* ⁶			
		閃緑岩類	細粒角閃石石英閃緑岩				
		都志川花崗岩	斑状粗粒黒雲母花崗岩	84.0±4.2Ma(K-Ar)* ²			

*1 栗田・水野(1998)、*2 水野ほか(1990)、*3 栗田・角井(1996)、
*4 尾崎ほか(1996)、*5 山本ほか(2000)、*6 高橋(1992)

図 2.2.1 調査地域の地質層序表 (京都大学, 2017)

3. 調査手法

3.1. 調査の流れ

調査は、図 3.1.1 の調査フロー図に示したように、準備作業、測量、ボーリング掘削、物理検層、コア処理・観察、コア試料搬入・保管の順で行った。

準備作業は、ボーリング候補地点の地権者確認・用地交渉を行った。測量は、地権者の了承を得て正式にボーリング掘削位置を決定した後、掘削地点と調査用地周辺の測量（基準点測量・平面測量・横断測量）を行った。ボーリング掘削は、機材搬入、コアリング、拡孔、ケーシングの順で行い、掘削深度に応じて孔曲り測定（方位傾斜測定）を行った。物理検層は、調査の進捗に合わせ、複数の深度区間で行い、孔径検層、温度検層等に加え、ボアホールカメラ及びボアホールテレビュアー検層を行った。なお、物理検層は各調査地点の鉛直孔（NFD-1、AFD-1）で実施したが、断層の走向傾斜を確認するために、ボアホールカメラ検層を、孔壁崩壊の著しい NFD-2 以外の斜め孔（AFD-2 孔、AFD-3 孔）でも行った。

コア観察・解析は、掘削・コア試料採取の進捗に応じて並行して行い、ノンコア区間においては、カッティングス試料の採取・観察を行った。コアリング区間においては、暗室内で破砕帯の認定を行い、破砕帯が認定されたコアについては、暗室内の遮光管理下でコア観察及び写真撮影を行った。破砕帯のないコアについては、現場事務所内へコアを運搬し採光管理下で観察及び写真撮影を行った。観察の結果、断層破砕帯が認定された区間については、破砕帯及びせん断面の詳細観察を行った。コア観察及び破砕帯等の詳細観察が終了したコアは、年代測定及び薄片作成用の試料採取のために一時保管した後、コア棚を設計・設置した京都大学内のコア倉庫に搬入し保管した。

測量、ボーリング掘削、物理検層、コア処理・観察、コア試料搬入の詳細を以下に記す。

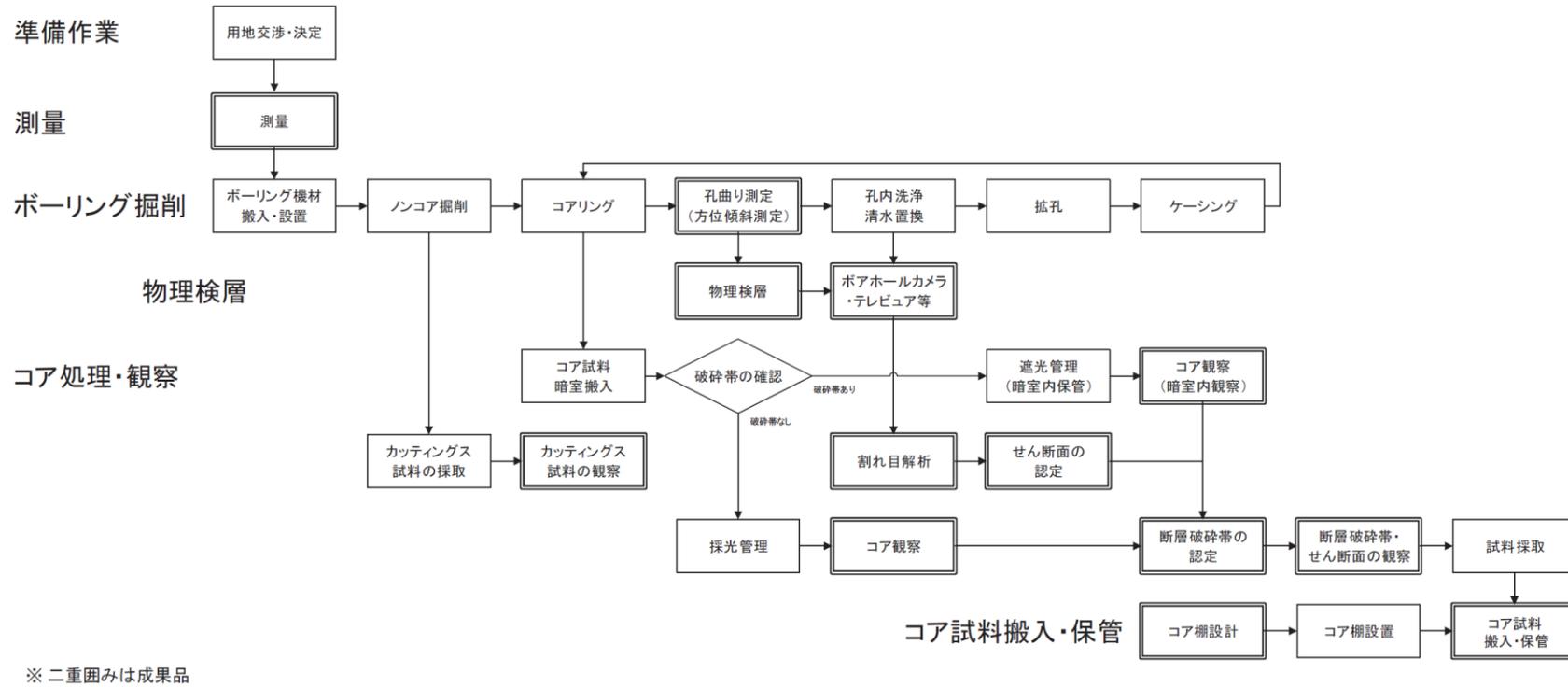


図 3.1.1 調査フロー図

3.2. ボーリング掘削

ボーリング掘削は、ワイヤーラン工法で実施した。各調査地点において、鉛直ボーリングと斜めボーリングを実施し（京都大学, 2017）、野島断層調査地点の NFD-1 孔では、既存孔から孔曲げを行って枝孔（サイドトラック）を掘削するコントロールボーリング（NFD-1-S4①、NFD-1-S5、NFD-1-S6①、NFD-1-S6②及び NFD-1-S6③孔）も実施した。表 3.2.1 にボーリング掘削一覧表を示す。また、表 3.2.2 にボーリング使用機材一覧表を示す。以下に、ワイヤーライン工法及びコントロールボーリングの掘削方法について記す。

表 3.2.1 ボーリング掘削一覧表

項目		NFD-1-S4①孔	NFD-1-S5孔	NFD-1-S6①孔	NFD-1-S6②孔	NFD-1-S6③孔
掘進長		460m	573m	70m	20m	20m
コントロールボーリング	ノンコア	350-585m	350-833m	835-885m	0m	0m
ワイヤーライン工法	ノンコア	0m	833-835m	0m	0m	0m
	HQコアリング	585-810m	835-923m	885-905m	885-905m	885-905m

※ ※

※NFD-1-S6②孔及び NFD-1-S6③孔のコアは、採取することができなかった。

表 3.2.2 ボーリング使用機材一覧表

機材の名称	NFD-1-S4①孔	NFD-1-S5孔	NFD-1-S6①孔	NFD-1-S6②孔	NFD-1-S6③孔
試錐機	TSL-1 (株)東亜利根 ボーリング	TSL-1 (株)東亜利根 ボーリング	TSL-1 (株)東亜利根 ボーリング	-	-
試錐ポンプ	NAS-40 (株)東亜利根 ボーリング	MG-15h 鉦研工業(株)	MG-15h 鉦研工業(株)	-	-

※ ※

※NFD-1-S6②孔及び NFD-1-S6③孔のコアは、採取することができなかった。

3.2.1. 掘削方法（ワイヤーライン工法）

ワイヤーライン工法は、アウターチューブ（ケーシングを兼ねる）を回転させて掘進を行い、先端に接続されたインナーチューブでコアを採取する方法である。インナーチューブがコアで満たされるか、コアがつまるとインナーチューブが動き、掘削水を送るバルブが閉塞され、水圧が上昇する。こうしてインナーチューブの回収時期を察知することができる。コアで満たされたインナーチューブは、回収ツールをアウターチューブ内に投入、接続し、ワイヤーラインホイストで巻上げてアウターチューブ内から回収する。コアを取り出したのち、再びインナーチューブをアウターチューブ内に投入、接続し、掘進を再開する。ワイヤーラインホイストでインナーチューブを回収することで、掘進長が長くなると、普通工法と比較して、掘進と回収のサイクルが短くなり、効率的に作業が行える。また、ボーリング孔を保孔しながら掘進できるので、脆弱な地盤での孔壁崩壊によるリスクを低減できる。以上により、本調査では、ワイヤーライン工法を用いた掘削を実施した。ワイヤーライン工法の概要図を図 3.2.1 に示す。

なお、ノンコア区間については、トリコンビットを用いて掘削を行い、カッティングス試料を採取した。

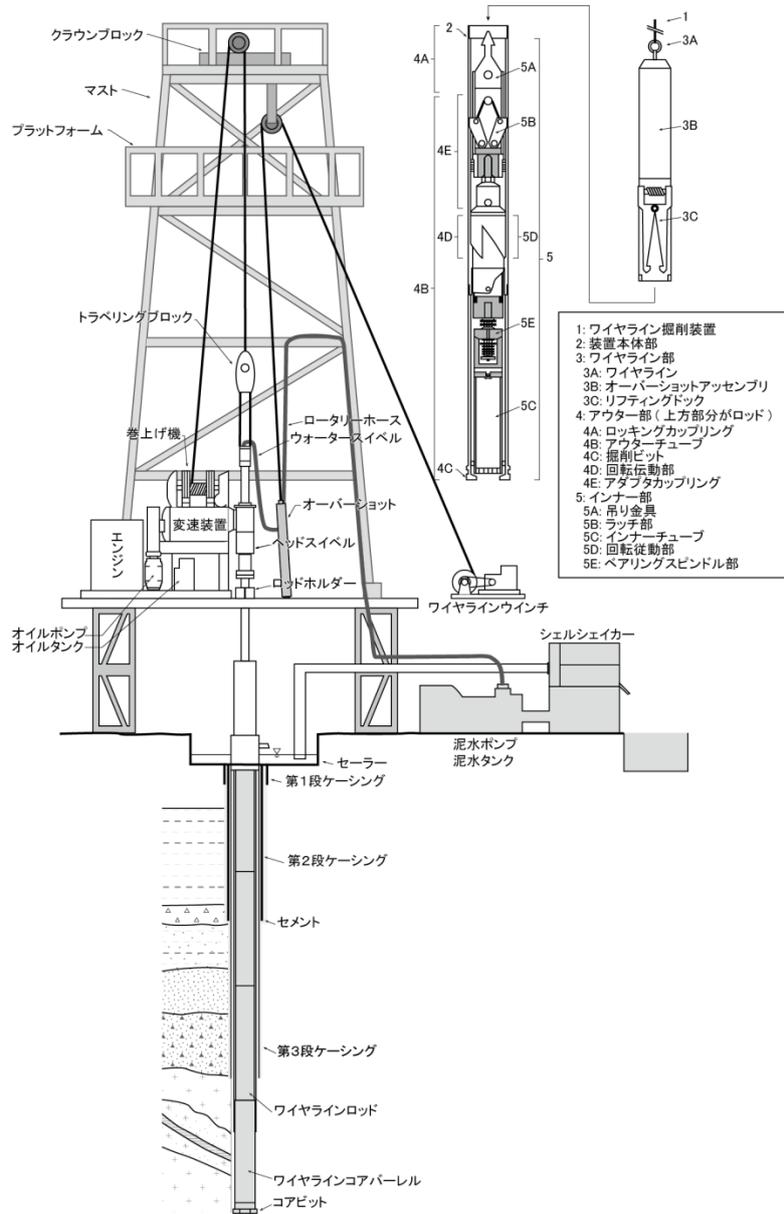


図 3.2.1 ワイヤライン工法概要図

3.2.2. 掘削方法（コントロールボーリング）

コントロールボーリングは、方向性の維持、孔曲がり測定、方向修正を実施し、孔井の方向・傾斜を自在にコントロールして目的位置のコアリングを行う方法である。本調査では、地下深部の複数の深度において断層岩試料を採取するために、NFD-1の鉛直孔から断層に向かってサイドトラック孔を掘削するコントロールボーリングを行った。コントロールボーリングのイメージ断面図を図3.2.2に示す。

コントロールボーリングに際しては、ダウンホールモーター（図3.2.3）を使用した。ダウンホールモーターとは、泥水の流体エネルギーを回転エネルギーに変換する装置のことであり、地上から掘管を回すことなくビットを回転させることが可能で、モーターの屈曲した向きに沿って曲がるように掘削することが可能である。ダウンホールモーターは、パワーセクション、ベントハウジング、ベアリングセクション等から構成される。パワーセクションの形状や長さが、トルクや回転数を決定する。また、ベントハウジングの調整により、現場にてベント角を設定可能であり、ビットの方向を決定することができる。ベアリングセクションには、掘削時の荷重を支持するベアリングを内蔵している。

掘削は、複数のサイドトラック孔のうち最も深い深度のサイドトラック孔の掘削開始深度（孔曲げ開始深度）まで、トリコンビットにて既存鉛直孔の拡孔を行う。サイドトラック孔の掘削開始後、断層付近に到達するまではノンコア掘削を行った。その後ノンコア区間にガイド管を挿入した後、HQコアリングを開始する。コアリング終了後、次のサイドトラック孔の掘削深度までの埋戻しを行い、埋戻し区間の硬化後、次のサイドトラック孔の掘削を開始する。

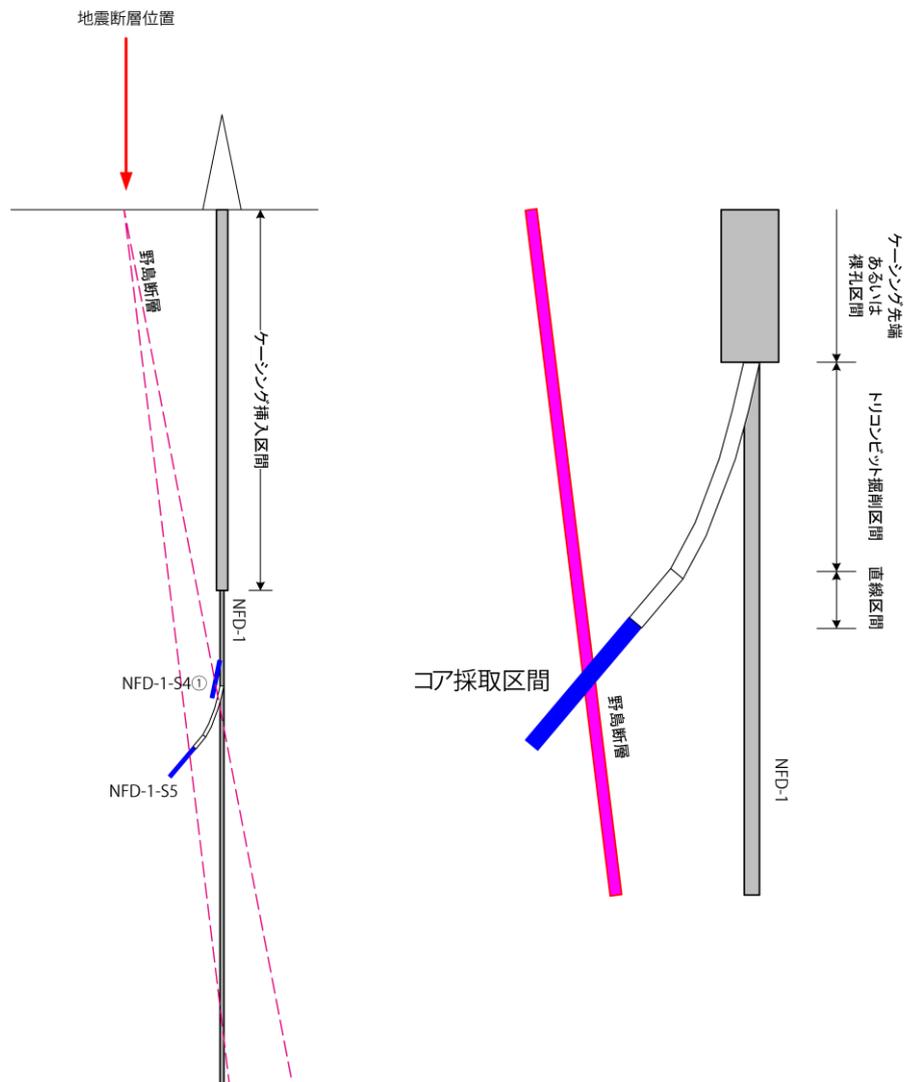


図 3.2.2 コントロールボーリングイメージ断面図

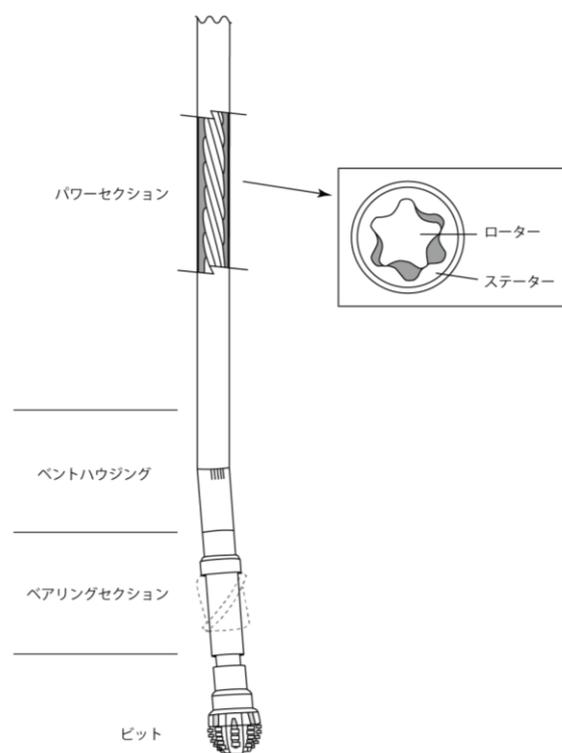


図 3.2.3 ダウンホールモーターの概要図
 ((株) クリステンセン・マイカイより提供)

3.2.3. 孔曲がり測定

孔曲がり測定は、ボーリング孔の掘進角度および掘進方位の確認を行うために実施した。測定器は村田式坑井記録傾斜儀（村田式孔曲がり測定器）のシングルショットタイプを用いた。孔曲がり測定の使用機材一覧表と孔曲がり測定深度一覧表を表 3.2.3、表 3.2.4 に、概要図を図 3.2.4 に、孔曲がり測定記録の読み方を図 3.2.5 に示す。

(1) 測定方法

測定は、50m ごとを基本として行った。測定手順を以下に記す。

- ①タイマー撮影機能を内蔵した孔曲がり器本体を計測用外管に入れ、撮影までに要する時間を考慮してタイマーをセットし、ボーリングロッドまたはウィンチケーブルに装着する。
- ②ボーリングロッドまたはウィンチを用いて測定深度まで挿入する。
- ③タイマー作動でフィルムに撮影した後、これを回収して、記録を読み取る。

(2) 測定記録の読み方

- ①フィルムに記録された角度目盛とヘアークロスの関係から、方位、掘進角度を測定する。
- ②傾斜は、ヘアークロスの中心が、角度目盛の何本目かを読み取る。
- ③方位は、ヘアークロスの中心と、角度目盛の N、S-E、W の交点を結び、外側へ延長した線から、方位を読み取る。

表 3.2.3 孔曲がり測定使用機材一覧表

機器の名称	型番	コンパス	製作会社名
村田式坑井記録傾斜儀 (シングルショット)	TYPE SR	0-130° 計	村田製作所

表 3.2.4 孔曲がり測定深度一覧表

孔名	測定深度(m)
NFD-1-S4①	600
	650
	700
	750
NFD-1-S5	365
	400
	450
	490
	515
	540
	850
900	
NFD-1-S6①	890
NFD-1-S6②	- ※
NFD-1-S6③	- ※

※コアを採取することができなかった。

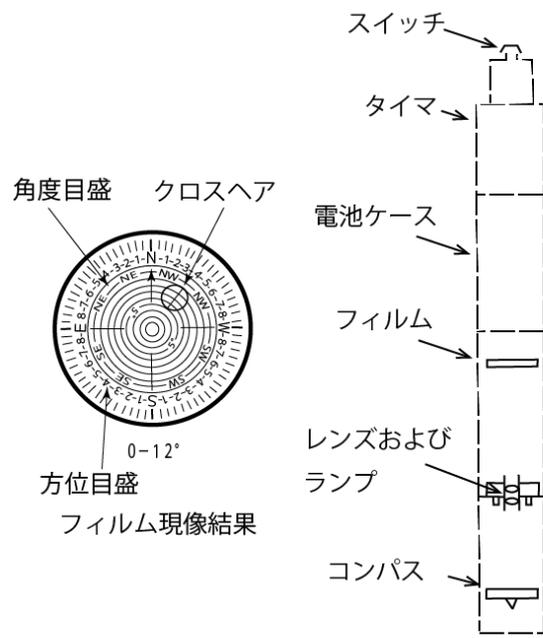


図 3.2.4 村田式高抗井記録傾斜儀概要図
 (『ボーリングポケットブック 第5版』(株) オーム社) より引用)

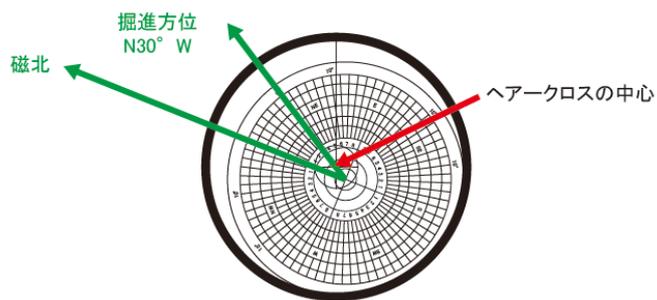


図 3.2.5 孔曲がり測定記録の読み方
 上図の場合、掘進方位は N30°W、掘進角度は 2.5°となる。

3.3. 物理検層

物理検層は、ボーリング調査地点近傍の地質状況や岩盤物性を確認するために、孔径検層、温度検層、音波検層、密度検層、電気検層、孔壁観察（XRMI 検層、ボアホールカメラ検層、ボアホールテレビュアー検層）、方位傾斜測定を実施した。物理検層の一覧表を表 3.3.1 に示した。

表 3.3.1 物理検層実施深度一覧表

項目	NFD-1-S4①孔	NFD-1-S5孔	NFD-1-S6①孔	NFD-1-S6②孔	NFD-1-S6③孔
孔径検層 (キャリバ検層)	585-810m	835-920m	-	-	-
温度検層	585-810m	835-920m	-	-	-
音波検層	585-810m	835-920m	-	-	-
密度検層 (γ — γ 検層)	585-810m	835-920m	-	-	-
電気検層	585-810m	835-920m	-	-	-
方位傾斜測定	585-810m	835-920m	-	-	-
孔壁観察 (ボアホールテレビュアー)	585-810m	835-920m	-	-	-

3.3.1. 孔径検層

孔径検層は、深度に対して孔径の変化を連続的に測定記録し、孔内における空洞、崩壊の位置やその形状・程度を把握するために実施した。得られた結果は、孔径による補正を必要とする他の検層結果の解釈などに用いられた。孔径検層に用いられるゾンデは、内部に小型モーターを内蔵し、地上からの操作によりアームの開閉ができる。キャリパーアームの機械的な開き具合は電気パルスに変換され、地上に伝送される。孔径ゾンデの概要図を図 3.3.1 に示す。

測定は、ゾンデのアームを閉じた状態で孔内に降下し、測定区間の最深部となる箇所アームを開き、キャリパーアームを孔壁に密着させる。測定器を巻き上げながら、アームに記録される孔壁の凹凸から孔径の変化を測定する。

一般に破碎帯や断層、軟弱地質においては、孔壁が崩壊しやすく孔径拡大が顕著に認められるため、本調査では破碎帯の分布深度の目安として使用した。また、孔径検層から得られた測定値より孔内容量等を算出し、セメンチング作業の情報として利用した。

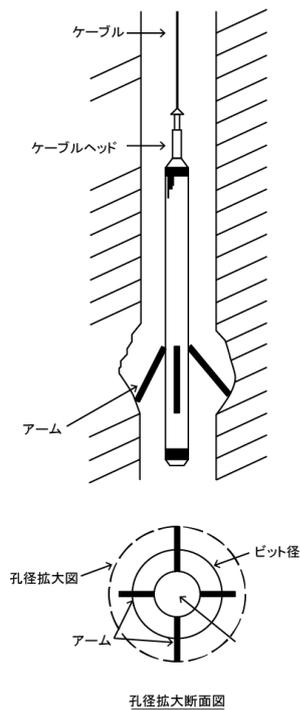


図 3.3.1 孔径ゾンデの概要図

((株) 物理計測コンサルタントより提供)

3.3.2. 温度検層

温度検層は、孔内の温度を深度に対して連続的に測定して地層の温度を決定する手法で、一般には逸水層、出水層および帯水層などの位置判定に利用されている。本調査では破碎帯の分布深度の目安として用いた。温度の測定においては、流体の流動により生ずる微細な温度変化を記録することが重要な要素となる。温度検層器の感熱素子には、抵抗式温度測定素子であるサーミスタを使用している。サーミスタは、温度が上昇すると抵抗値が小さくなる性質があり、この温度特性を利用して孔内水の温度を測定する。そのため、有効な測定記録は孔内水位以下となる。

測定の等価回路を図 3.3.2 に示す。図に示すように地上から 1mA の一定電流を供給し、サーミスタ両端の電位降下を孔内で測定して、その抵抗変化を求める。ケーブル抵抗 R1、R2 の抵抗が十分小さくサーミスタ R に比べて電位差計の入力インピーダンスが十分大きければ、測定電圧は $V=IR$ となりケーブル抵抗に関係なくサーミスタの抵抗を知ることができる。しかし、実際にはケーブル抵抗が存在するので、ケーブル補償回路が付加された機構になっている。

測定は、降下しながら行なうのが一般的であり、本調査でも降下しながら測定を行った。地層温度に近い測定値を得るためには孔井を長時間放置しておく必要がある。

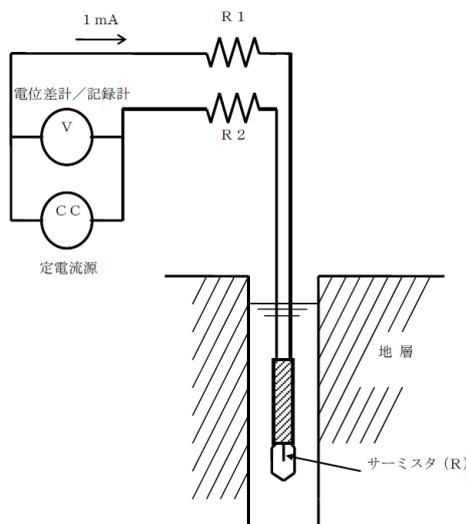


図 3.3.2 温度検層の測定原理

((株) 物理計測コンサルタントより提供)

3.3.3. 音波検層

音波検層に用いられる測定器は、電歪(または磁歪)発振器および受信器から構成される。発振器から発振した圧縮波は孔内水を伝播して孔壁に達する。エネルギーの一部は屈折して孔壁近傍を伝播し、再び孔内水に輻射された音波を受信器で測定する。温度検層と同様、有効な測定記録は孔内水位以下となる。

測定ツールは、マンドレル部とエレクトロニクス部で構成されている。マンドレル部には1つの発振器(T)とこれより3フィート(約90cm)と5フィート(約150cm)離れた位置に設置された2つの受信器(R1、R2)によりなる。

測定された区間走時(一定区間を伝播する音波の到達時間)から、地層の弾性波速度が算出できる。また、音波信号による地層情報にインテンシティーログ(VDL)がある。インテンシティーログは受信波形を濃淡表示し、深度に対応させたものである。この変化を連続的に記録することにより、振幅や区間走時の全体的な傾向を視覚的に表すことができる。

地層の弾性波速度は、屈折したP波が発信器から受信器までに要した伝播時間をもとに求められる。図3.3.3のように、受信間隔がそれぞれ3フィートと5フィート間の走行時間の差を取ることで、伝播速度を算出することができる。

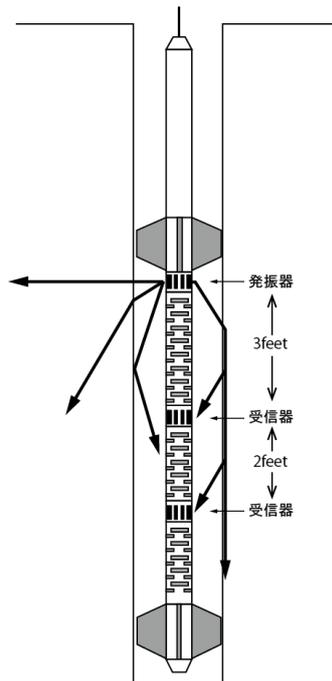


図 3.3.3 音波検層概要図

((株) 物理計測コンサルタントより提供)

3.3.4. 密度検層

密度検層は、地層に照射されたガンマ線の減衰状況から、周囲の岩盤密度を計測する検層種目である。線源を使用することから“ γ - γ 検層”とも呼ばれる。図 3.3.4 に密度検層の概要図を示す。

一般に密度値は破碎帯等の岩盤弱部で減少し、基盤岩では大きく増加する。また、堆積岩では圧密による密度の増加具合も知ることができる。岩盤の密度値は、石油・ガス井では孔隙率を算出し貯留層評価に、土木・建設分野では岩盤の力学特性を算出して振動評価に利用されている。

$$I = I_0 \exp(-\rho_b \mu h)$$

ここで、

I	: 透過ガンマ線の強度
I ₀	: 入射ガンマ線の強度
ρ_b	: 物質の密度 (g/cm ³)
μ	: 質量減衰係数 (cm ² /g)
h	: 物質の厚さ (cm)

地層中にガンマ線を照射したとき、地層物質との相互作用は“コンプトン散乱”が支配的である。これはガンマ線が原子の軌道電子と衝突し、そのエネルギーの一部を軌道電子に与えて進路を変えながら減衰する現象である。密度検層は、このコンプトン散乱を利用した検層種目である。地層を透過したガンマ線強度（カウント数）と地層密度の関係は次式のようなになる。

μ は物質によらずほぼ一定で、 h は線源と検出器の距離で決まる値であるため、積 μh はツール固有の定数となる。このとき地層密度と検出器でのガンマ線カウント数は図 3.3.5 のように片対数上で直線になる。ガンマ線のカウント数は、重い物質ほど小さくなる。

孔井内にツールを降下する前にガンマ線の線源（セシウム（Cs）-137）を装着し、ガンマ線の強度（カウント数）を深度ごとに測定することにより連続的に地層密度（バルク密度）を記録する。

ツールはバックスプリングまたはアームによって孔壁に圧着（デセントライズ）され、線源と検出器を常に孔壁側に接触させることで、ガンマ線を効果的に照射するとともに孔内水の影響を小さくしている。また、補償型密度検層機は、ツール周囲の泥壁などの影響を補正する目的で、線源からの距離が短い検出器（ニアディテクタ）を備えている。

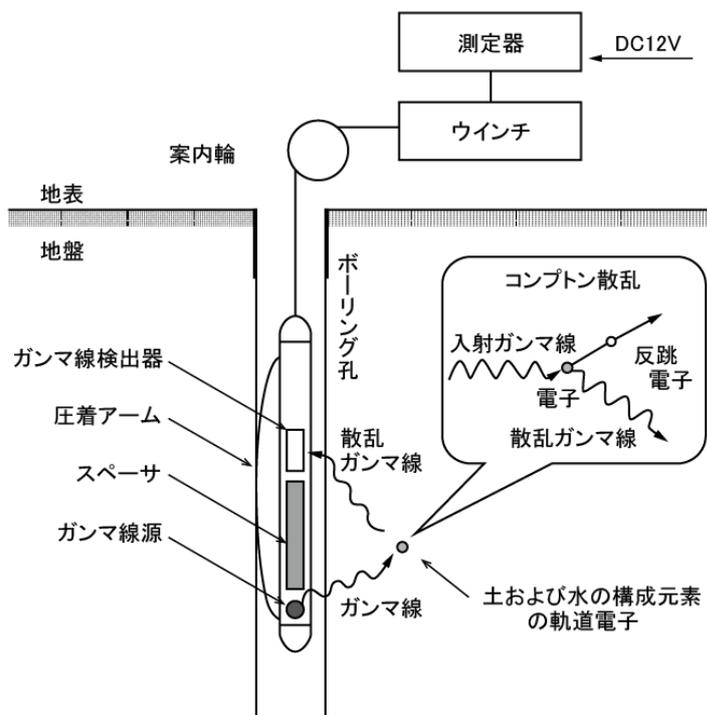


図 3.3.4 密度検層概要図

(『ボーリングポケットブック 第5版』(株) オーム社) より引用)

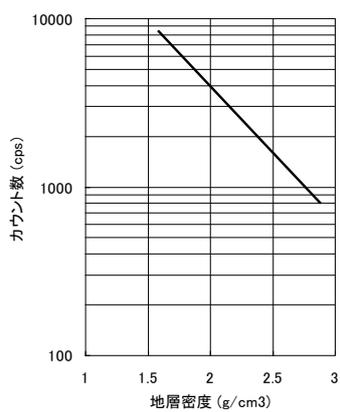


図 3.3.5 地層密度とガンマ線カウント数の関係

3.3.5. 電気検層

電気検層は、導電性の液体に満たされた坑井内で坑壁に電流を流して電位を測定し、坑壁周辺の岩盤の比抵抗データを連続して取得するものである。図 3.3.6 に測定システムの概略を示す。A、B が電流電極、N、M が電位電極である。電気検層も温度検層、音波検層と同様、有効な測定記録は孔内水位以下となる。

岩盤が等方均質の場合は、電流電極 A のまわりの等電位面は球面となり、比抵抗値 ρ は、電流 I と電位 V から次式で算出される。

$$\rho = 4\pi AM \cdot V / I$$

ここで、 AM は電極間隔またはスペーシングと呼ばれる。 AM を大きくすると探査深度が深くなり、坑壁から離れた岩盤までが測定対象となる。ただし、この場合は鉛直(坑井軸)方向の分解能が低くなる。一方、 AM を小さくとると、探査深度は浅くなり、測定対象は坑壁のごく周辺の岩盤に限られるが、鉛直方向の分解能は高くなる。

通常の電気検層は 2 極法 (ノルマル法) を用い、2 種類の電極間隔 (25cm/100cm または 16inch/64inch) で測定している。電極間隔 25cm (16inch) の比抵抗をショートノルマル比抵抗、電極間隔 100 cm (64inch) の比抵抗をロングノルマル比抵抗と呼んで区別している。

実際の岩盤は等方均質でなく、また電位が坑径や坑内水の比抵抗の影響を受けるため、電流電極 A のまわりの等電位面は歪んで球面でなくなるため、上式から算出される ρ は見掛け比抵抗と呼ばれる。

電気検層では、比抵抗と同時に地層の自然電位 (SP) も連続的に測定する。自然電位は坑井内電極 M と地上の電極 N との間の電位差である。自然電位の発生機構としては、イオンを含む地層水が流動するときに生ずる流動電位と、塩分濃度の異なる地層水と掘削泥水によって生じる電気化学的電位があり、大部分が後者の効果であると考えられている。

電気化学的電位には、拡散電位と膜電位がある。砂岩などの浸透層と頁岩からなる堆積層では、浸透層である砂岩中で泥水濾過水と地層水が接触し、拡散電位が生じる。また、砂岩/頁岩境界部では頁岩が陽イオン膜として働くことにより膜電位が生じる。地層水の塩分濃度が掘削泥水よりも高い場合には、砂岩では自然電位が低く、頁岩の自然電位は高い。頁岩と砂岩の自然電位差を SP 偏差と呼び、SP 偏差から粘土成分の含有量を簡易的に算出する。通常、100%頁岩層が連続している地層の SP 曲線は高電位で測定され、その曲線を SP の 100%頁岩ベースラインと呼ぶ。

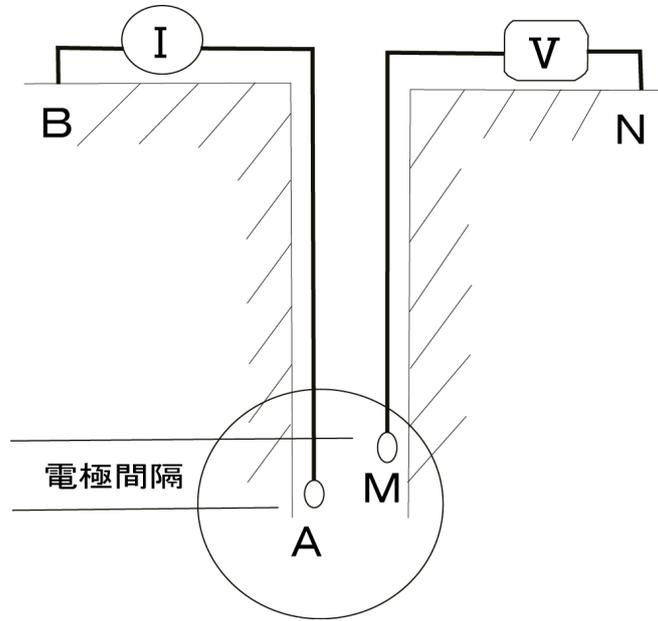


図 3.3.6 ((株) 物理計測コンサルタントより提供)

3.3.6. 孔壁観察及び方位傾斜測定

孔壁観察及び方位傾斜測定については、同一のプローブで計測・観察する。

(1) XRMI 検層

XRMI (X-tended Range Micro Imager) は、小さなボタン電極が埋め込まれたパッドを坑壁に押し当てることにより地層の導電率（比抵抗値の逆数）を測定する。その値を地上で画像処理してプロットするイメージング検層器の一種である。

パッド・アームは 6 本あり、各パッドには横 5mm、縦 7.6mm 間隔に直径約 4mm の電極が横 2 列に合計 25 個設置されている。ボタン電極の総数は 150 個で、坑壁イメージの分解能は約 5mm である。6 本のパッド・アームはモーターで開閉する。それぞれのアームは独立駆動構造なので、坑径が変化しても柔軟にパッドを坑壁に接触させることができる。

測定電流はツール下部より地層に流され、一部は電極より主電流として、残りは高解像度を保つためのフォーカス電流として使用される。各電極の電流値は地層の導電率変化に比例するため、電流変化を色調変化に変換することにより坑壁をイメージングする。一般に導電率の増加（比抵抗値の低下）につれて色調は淡色から濃色に変化する。カラースケールでは白～黄～茶～黒の色調を用いる。

測定した導電率（比抵抗値）は坑壁の導電率展開図として出力する。展開図は左端を基準に磁北（解析時、真北に修正）、東、南、西、北の順序に 360° 表示する。プロット図の黒帯はパッドとパッドの間の測定欠損部であり、黒帯中に白線を含む測定欠損部に挟まれたパッドが No.1 パッドである。パッド番号と坑径測定値の関係から坑井の断面形状を知ることができる。坑壁走査面積(カバレッジ)は坑径により変化する。例えば 6-1/4” (159mm) 坑では約 80% の坑壁情報を得ることが可能である。取得したデータはデジタル・テレメトリを通して地上の収録システムに伝送され、リアルタイムに測定結果を表示することができる。

また、ツールには方位・傾斜測定部として 3 軸フラックスゲート型磁力計と 3 軸サーボ型加速度計が組み込まれており、ツールの位置、方位、坑井の方位、傾斜を同時測定することができる。坑井の方位は、地磁気センサにて地磁気を検出して方位角を計算することで求められ、孔井の傾斜は、加速度センサにて重力を検出して重力の傾き具合からツールの傾斜角を計算することで求められる。

(2) ボアホールカメラ検層

ボアホールカメラ検層は、ボーリング孔内水位以下の光学的な壁面情報を連続的かつ詳細に取得・解析し、割れ目の位置・方向等の分布特性や割れ目の開口幅・形状に関する特性を調査する手法である。孔口付近に深度測定プーリーを設置して孔内にプローブを吊り下げ、プローブの自重降下により計測する。降下速度は 0.0～0.9m/min の範囲で調節することができ、割れ目からの湧水やガスの噴出状況などはプローブを停止させての計測が可能である。また、プローブに内蔵された地磁気センサで地磁気を検出して方位角を計算することで、プ

ローブの姿勢と向き及び孔井の方位を求めることができる。図 3.3.7 にボアホールカメラ検層概要図を示す。

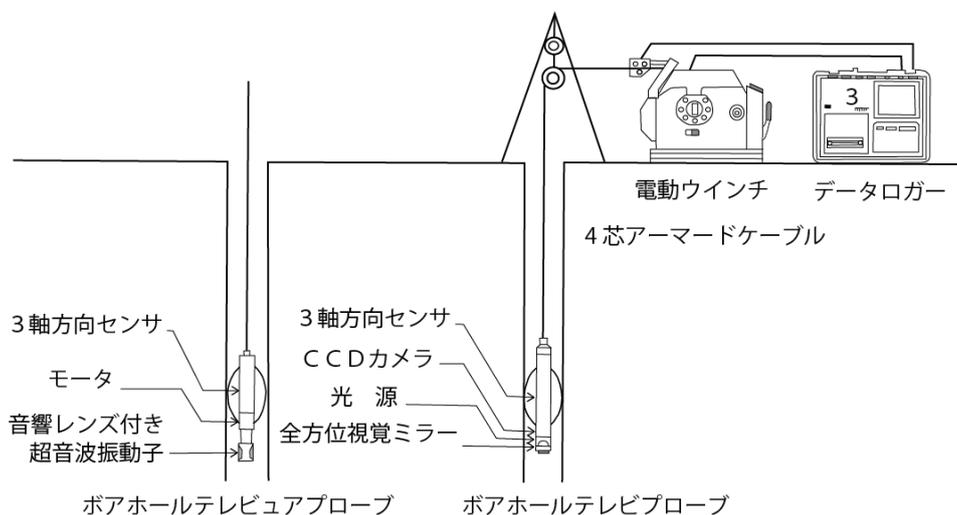


図 3.3.7 ボアホールカメラおよびボアホールテレビュア一検層概要図
 (『ボーリングポケットブック 第5版』(株) オーム社) より引用)

(3) ボアホールテレビュア一検層

ボアホールテレビュア一検層は、流体で満たされた孔井の孔壁を音波で走査することにより、孔壁の状態を画像として表す測定器である。図 3.3.7 にボアホールテレビュア一検層概要図を示す。

ボアホールテレビュア一検層ツールは、音波の送受信を行うことによって孔壁の状態を調べる圧電形トランスデューサーと、地磁気及び重力加速度を検出することによってツールの方位・傾斜を調べる 3 軸加速度・地磁気センサにより構成される。受信した孔壁からの反射波はツールの内蔵エレクトロニクスにより波形処理した後、地上の収録システムに伝送され、画像化される。

ツール内のミラーは毎秒 3~10 回転の速度で高回転しながら、トランスデューサー（基本周波数 1,200kHz）から発振した音波エネルギーを非常に細いビーム状に収束して孔壁に向けて発射する。そして、音波エネルギーの一部が孔壁から反射し、ミラーを経由してトランスデューサーに受信される。

孔壁から反射される音波エネルギーの大きさは、孔壁の表面の物理的性質によって左右され、滑らかな表面は粗い表面よりもよく反射し、硬い表面は柔らかい表面よりもよく反射す

る。更にトランスデューサーに対して反射面が斜めの場合は、反射エネルギーは著しく減少する。一般に表面のどのような不規則さも、反射信号の振幅を減少させる（図 3.3.8）。波形処理した反射波は、アンプリチュード（反射波強度）とトラベルタイム（反射波到達時間）に分けられ、トラベルタイムはゾンデから孔壁までの距離に変換され、孔径（キャリパー）が算出される（図 3.3.9）。

XRMI 検層と同様に、坑井の方位は、地磁気センサにて地磁気を検出して方位角を計算することで求められ、孔井の傾斜は、加速度センサにて重力を検出して重力の傾き具合からツールの傾斜角を計算することで求められる。

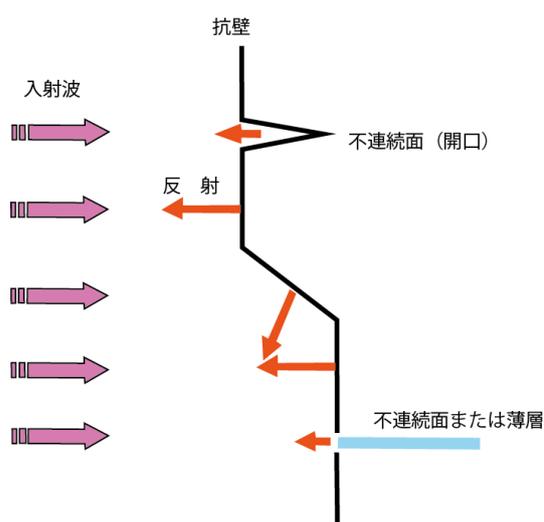


図 3.3.8 孔壁における反射波の概念図

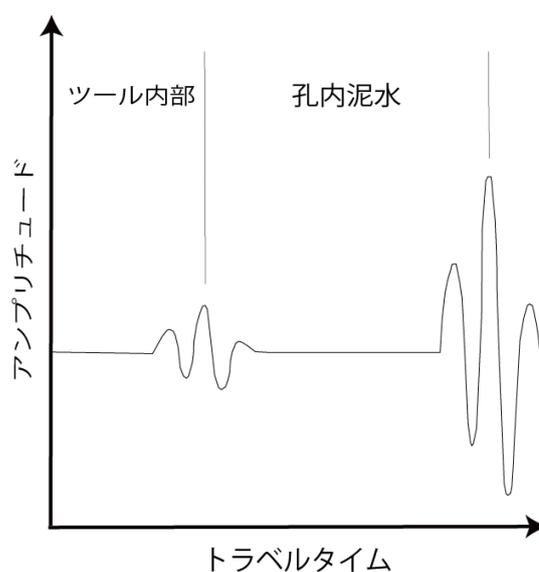


図 3.3.9 反射波のアンプリチュードとトラベルタイム

3.4. コアの処理・観察

3.4.1. 採取試料コアの処理方法

(1) ノンコア区間

ノンコア区間については、カッティングス試料を処理・観察することで掘削深度における岩相及び地層区分を明らかにした。カッティングス試料は、深度 10m ごとの採取を基本とし、例えば深度 10~20m 区間の掘進中には 20m 試料として採取を行っている。試料は、採取量約 0.5l をめどに採取を行い、開口 1.7mm、500 μ m、125 μ m の 3 種類の篩を用いて洗浄・乾燥を行った。洗浄・乾燥後の残渣試料は、写真撮影を行った後に、約 0.1l をめどに標本瓶に保存した。

(2) コアリング区間

採取コアの処理方法は、コアに含まれる破砕帯の有無で異なる。ボーリングコアの処理フロー図を図 3.4.1 に示す。コアは、採取後すぐに暗室内に搬入し、暗室内でインナーチューブから内管の取り出しを行い、掘削深度を確認した。その後、コアの累計掘進長の確認を行い、累計掘進長と深度誤差が 10cm 未満のコアは、誤差を 3cm 以内に抑えて暗室内の遮光管理下で 1m ごとに切断してコア箱に入れた。掘進長と深度誤差が 10cm 以上のコアは、超過分を切断し別途保管した後、誤差を 3cm 以内に抑えて、1m ごとに切断した。つぎに、破砕帯の有無の確認を行い、30cm 以上の幅をもつ破砕帯が認められたコアは、赤色灯下で写真撮影と観察を行った。写真撮影・観察後は、乾燥を防ぐために真空パックに封入し、暗室内のコア置き場に遮光管理のまま保管した。30cm 以上の破砕帯が認められなかったコアは、現場事務所へ運搬し、暗室外の採光管理下で写真撮影と観察を行った。

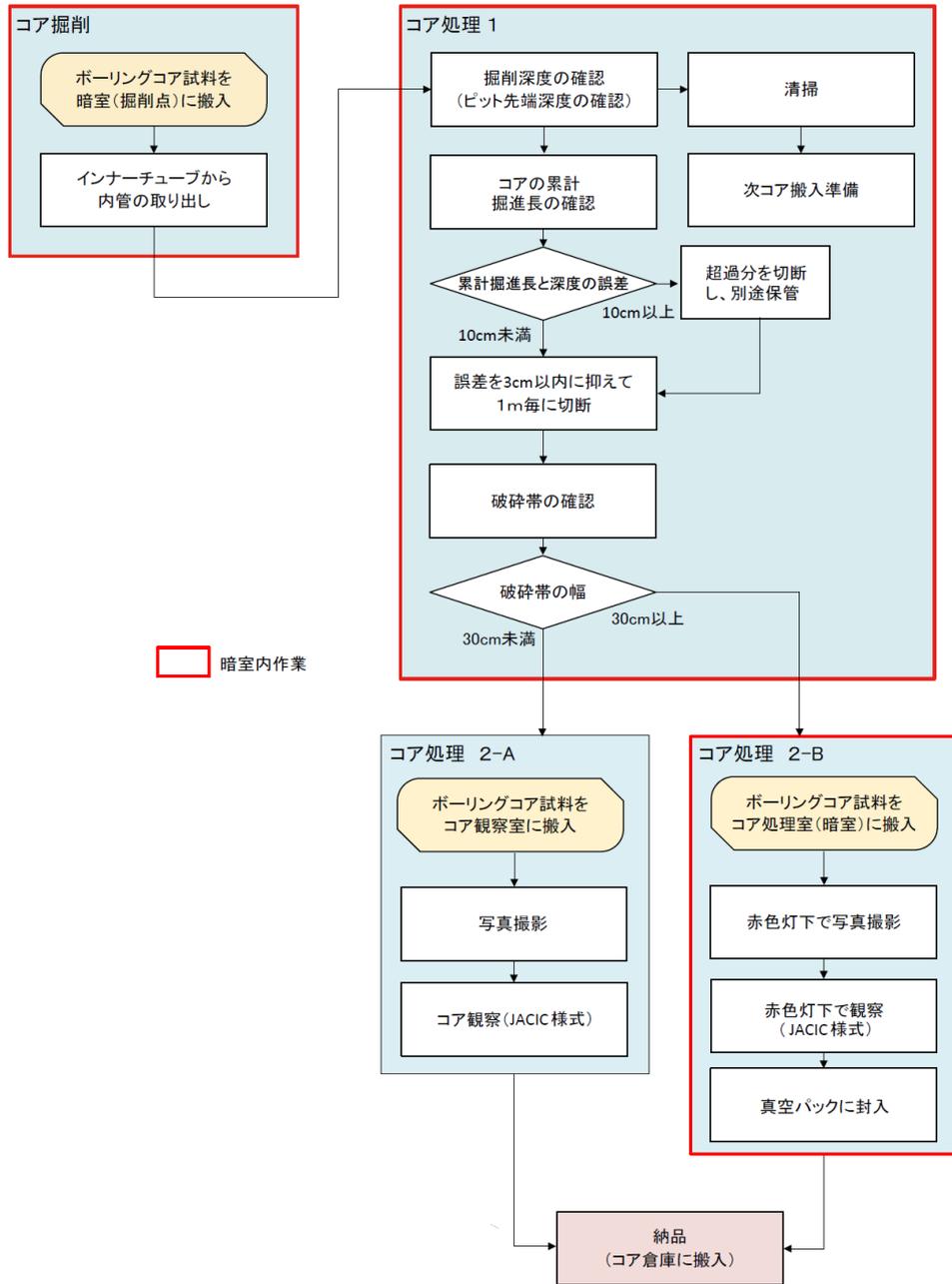


図 3.4.1 ボーリングコア処理フロー図

3.4.2. 採取試料コアの観察方法

(1) カッティングス試料

カッティングス試料の観察は、ルーペや顕微鏡を使用して行い、色調・硬さ・粒度・円磨度・淘汰・岩種・鉱物等を深度ごとにとりまとめた。その後、試料の観察結果のほか、物理検層記録を併せて検討し、岩相及び層序区分を決定した。なお、試料の名称は、例えば深度10～20m 区間を掘進中に得られたカッティングス試料を、20m 試料としている。また、礫等の硬さについては、カッターナイフで傷が付く程度のものを軟質、傷が付かないものを硬質とした。

(2) コア試料

採取したコアは、破砕帯の幅が30cm 以上のものについては、暗室内の遮光管理下で、破砕帯の幅が30cm 未満のものについては、暗室外の採光管理下で写真撮影を行った後、コア観察を実施した。コア観察は、日本建設情報総合センター（JACIC）形式のコア観察基準で行い、地質状況・岩盤状況及び割れ目状況をコア観察カードに記録した。図3.4.2(1)、(2)にコア観察基準を、図3.4.3にコア観察カードの様式の例を示す。また、破砕帯の幅が30cm 以上のものについては、破砕帯及びせん断面の認定を行うと伴に詳細な観察・スケッチを行い、断層ガウジ、断層角礫および弱破砕部の破砕度区分を行った。図3.4.4に破砕度区分の定義を示す。

硬軟：ハンマー打撃によって岩片の硬軟を区分

記号	硬軟区分
A	極硬、ハンマーで容易に割れない
B	硬、ハンマーで金属音
C	中硬、ハンマーで容易に割れる
D	軟、ハンマーでボロボロに碎ける
E	極軟、マサ状、粘土状

○ コア形状：割れ目の間隔を区分

記号	模式図	コア形状
I		長さ 50cm 以上の棒状コア
II		長さが 50~15cm の棒状コア
III		長さが 15~5cm の棒状~片状コア
IV		長さが 5cm 以下の棒状~片状コアでかつコアの外周の一部が認められるもの
V		主として角礫状のもの
VI		主として砂状のもの
VII		主として粘土状のもの
VIII		コア採取ができないもの。スライムも含む

○ 割れ目の状態：割れ目の分離の程度を区分

記号	割れ目状態区分
a	密着している、あるいは分離しているが割れ目沿いの風化・変質は認められない
b	割れ目沿いの風化・変質は認められるが、岩片はほとんど風化・変質していない
c	割れ目沿いの岩片に風化・変質が認められ軟質となっている
d	割れ目として認識できない角礫状、砂状、粘土状コア

○ 風化：鉱物や割れ目沿いの風化程度を区分

記号	風化の程度
α	非常に新鮮である。造岩鉱物の変質はまったくない
β	新鮮である。有色鉱物の周辺に赤色化がある
γ	弱風化している。有色鉱物の酸化汚染がある
δ	風化している。有色鉱物が黄金色あるいは周辺が褐色粘土化している
ϵ	強風化し、ほとんどの原岩組織は失われている

図 3.4.2 コア観察基準（硬軟、コア形状、割れ目の状態、風化）(1)

○ **変質**：変質鉱物や原岩組織の有無で変質程度を区分

記号	変質区分	変質状況
1	非変質	肉眼的に変質鉱物の存在が認められないもの
2	弱変質	原岩組織を完全に残し、変質程度が低いもの（非変質部が50%以上）。
3	中変質	変質が進んでいると判定できるが、原岩組織を残し、原岩判定が容易なもの
4	強変質	構成鉱物、岩片等が変質鉱物で完全に置換され、原岩組織を残さないもの

○ **岩級区分**：硬軟、コア形状、割れ目状態、風化、変質、コア採取率、RQDなどの岩盤性状から判定

区分	色調	硬軟の程度	風化変質の程度	割れ目状態	コアの状態
A	青灰～乳灰	極硬	亀裂面ともおおむね新鮮。未風化	亀裂少なく、おおむね20～50cmで密着	棒状～長柱状でおおむね30cm以上
B	乳灰～褐灰	硬	おおむね新鮮であるが、亀裂面に沿って若干風化。変質褐色を帯びる	割れ目間隔5～15cmを主とし、一部開口している	短柱～棒状でおおむね20cm以下
CH	褐灰～灰褐	中硬	割れ目に沿って風化進行、長石等は一部変質	割れ目発達、開口部に一部粘土を挟む	大岩片状でおおむね10cm以下で5cm前後が多い
CM	灰褐～淡褐	やや軟～硬	岩内部の一部を除き風化進行、長石、雲母はおおむね変質	割れ目多く発達5cm以下、開口して粘土挟む	岩片～角礫状で砕けやすい
CL	淡黄褐～黄褐	軟	岩内部まで風化進行するも、岩構造残し石英未風化	割れ目多いが粘土化進行、土砂状で密着	細片状で岩片残し、指で砕けて粉状
D	黄褐	極軟	おおむね一様に風化進行、マサ土化している	粘土か進行のためクラックなし	土砂状

○ **RQD**：ボーリングコア1mごとの10cm以上の長さのコアの総延長。

$$RQD = \frac{\text{10cm以上のコアの総長 (1mごと)}}{1 \text{ 掘進長 (1m)}} \times 100$$

図 3.4.2 コア観察基準（変質、岩級区分、RQD）（2）

ボーリングコア観察カード(1/200)

その

ボーリング孔名		NFD-2		深度		GL- ~ m		観察日		年 月 日		コア観察者		コアの状況				
標尺 (m)	深度 (m)	柱状図	岩種区分	色調	深度 (m)	採取区分	コア形状区分	割れ目状態	風化区分	変質区分	岩脈区分	深度 (m)	記事			コア採取率 (%)	最大コア長 (cm)	RQD (%)
	5																	
	0																	
	5																	
	0																	
特記事項																		

図 3.4.3 コア観察カード様式の例

破碎度区分	定義	写真
断層ガウジ	断層運動による破碎により、コアが砂状～粘土状を呈するもの。	
断層角礫	断層運動による破碎により、コアが粘土～砂状の細粒な基質と角礫からなるもの。	
弱破碎部	断層運動によるせん断面が発達するもの。一部角礫化を伴う。	

図 3.4.4 破碎度区分の定義

3.5. コア試料の搬入・保管方法

コア試料の保管方法は、採取コアの処理方法によって異なる（図 3.4.1）。幅 30cm 以上の破砕帯を含むコアについては、暗室内の遮光管理下でコア処理・観察後、そのまま暗室内のコア置き場に保管した。その後、必要に応じて年代測定及び試料採取を行った後、現場事務所敷地内に設置したコア倉庫に運搬して一時保管した後、京都大学のコア倉庫へ搬入した。破砕帯を含まず、暗室外の採光管理下で処理されたコアについては、現場事務所敷地内のコア倉庫に一時保管した後、京都大学のコア倉庫へ搬入した。京都大学のコア倉庫では、コア保管棚を設計・設置し、ボーリング孔・深度で分類・整理し保管棚に納めた。

引用文献

- 一般社団法人全国地質調査業協会連合会（編）, 2013, ボーリングポケットブック（第 5 版）. オーム社, 550pp.
- 物理探査学会（編）, 1989, 図解 物理探査. 物理探査学会, 239pp.

4. 野島断層深部ボーリング調査

4.1. 調査経緯

平成 28 年度の野島断層深部ボーリング調査では、異なる深度で野島断層の断層破砕帯を採取することを目的とした。そのため本業務では、通常のツールズでは採取困難な断層破砕帯試料を 4 インチ特殊加工ケーシングの使用（4.4.1 章を参照）やコントロールボーリングを行うことで、異なる深度で野島断層の断層破砕帯を採取し、且つ、同一深度相当の断層破砕帯を複数採取することとした。平成 27 年度業務において採取された野島断層の断層破砕帯の出現深度（表 4.1.1）、物理検層の結果及びコア観察から得られたせん断面の角度から、NFD-1-S4①、NFD-1-S5、NFD-1-S6①、NFD-1-S6②及び NFD-1-S6③孔の掘進計画を立てた。各ボーリング孔の掘削地点を図 4.1.1 に示す。

表 4.1.1 平成 27 年度業務において確認されている野島断層の出現深度

	NFD-1	NFD-1-S2	NFD-1-S3	NFD-2
野島断層 出現深度	529.36m	-	532.39m	321.14m

NFD-1-S4①孔では、NFD-1 及び NFD-1-S3 孔で確認された深度 530m 付近の野島断層の連続性及びせん断面の傾斜角を確認することとした。その後、野島断層の下盤側からコントロールボーリングを実施し、NFD-1-S5、NFD-1-S6①、NFD-1-S6②及び NFD-1-S6③孔で深度 1,000m 付近の野島断層の断層破砕帯を採取することとした（図 4.1.2）。

(1) NFD-1-S4①孔

NFD-1-S4①孔では、鉛直方向に掘削した NFD-1 孔の深度 350m から約 S20° E の方向にコントロールボーリング（ダウンホールモータ工法）を実施し、深度 580m までの区間に掘進角度を 7° から 10° へ緩やかに増角させた。コア採取区間である深度 585～810m 間はワイヤーライン工法で掘進を実施し、掘進角度は約 9° であった。

コア観察の結果、深度 605m 付近に明瞭なせん断面を伴う厚い断層ガウジが認められた。本断層ガウジの性状や角度は、NFD-1 及び NFD-1-S3 孔で確認された野島断層の断層破砕帯と類似しており、傾斜約 68° で連続することを明らかにした。この結果をもとに、NFD-1-S5、NFD-1-S6①、NFD-1-S6②及び NFD-1-S6③孔で深度 1,000m 付近の野島断層を採取することとした（図 4.1.2）。

(2) NFD-1-S5 孔

NFD-1-S5 孔では、鉛直方向に掘削した NFD-1 孔の深度 350m から約 S20° E の方向にコントロールボーリング（スタビライザ工法）を実施する。深度 555m からは約 S30°

E の方向にコントロールボーリング（ダウンホールモータ工法）を実施し、掘進角度を約 30° に増角させて掘進を行うこととした。深度 835m からコアを採取し、野島断層の断層破碎帯を深度 900m 以深で確認する計画とした。

(3) NFD-1-S6①、②及び③孔

NFD-1-S6①、②及び③孔では、NFD-1-S5 孔の深度 835m から約 S40° E の方向にコントロールボーリング（ダウンホールモータ工法）を実施し、掘進角度を約 35° にやや増角させて NFD-1-S5 孔で採取される断層破碎帯と同一の深度 900m 以深で試料を採取することとした。

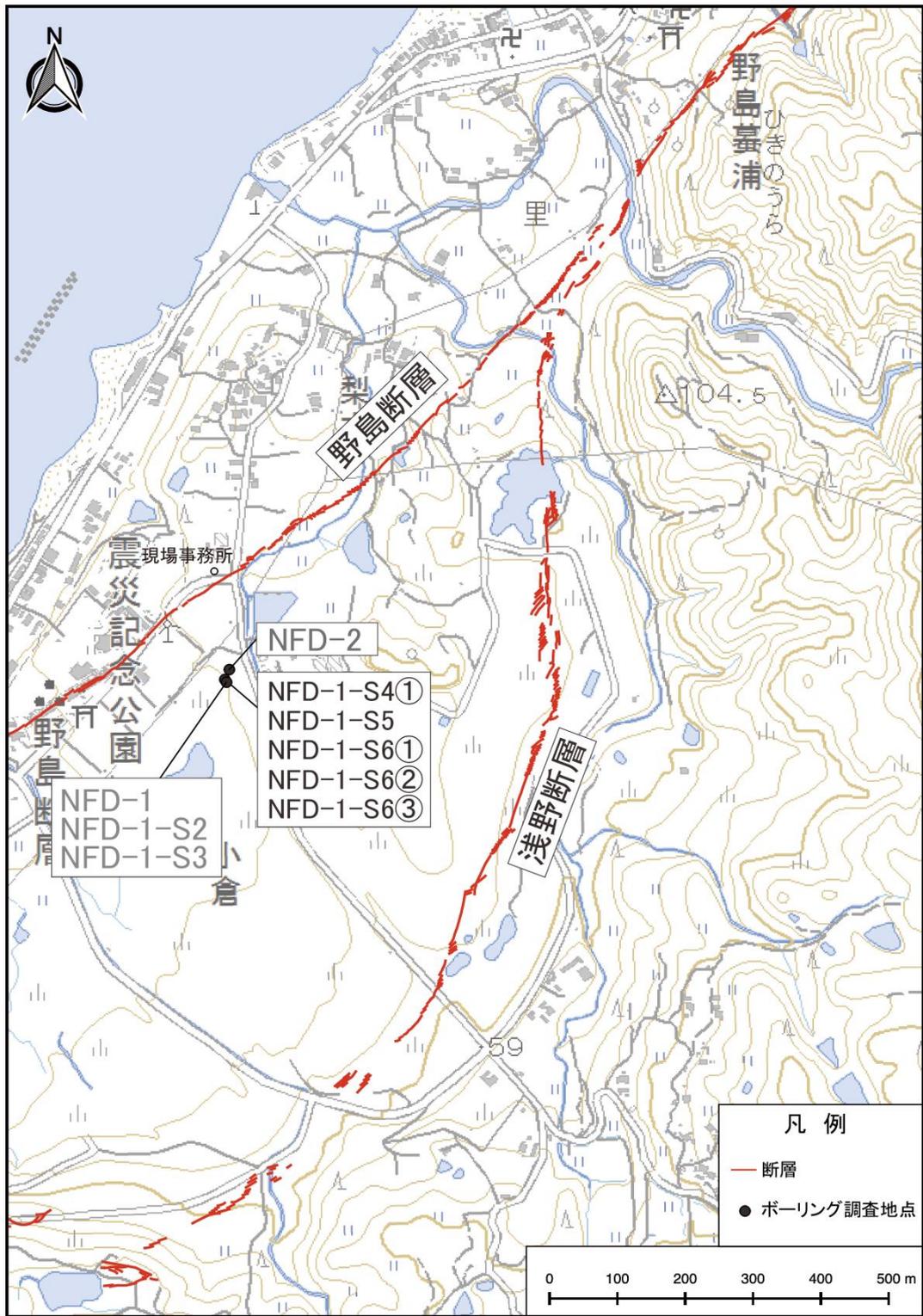


図 4.1.1 平成 28 年度野島断層深部ボーリング調査の掘削地点
 国土地理院電子地形図（仮屋）に栗田・水野（1998）によって示された断層トレース、平成 27 年度業務の調査地点及び本業務の調査地点を加筆。

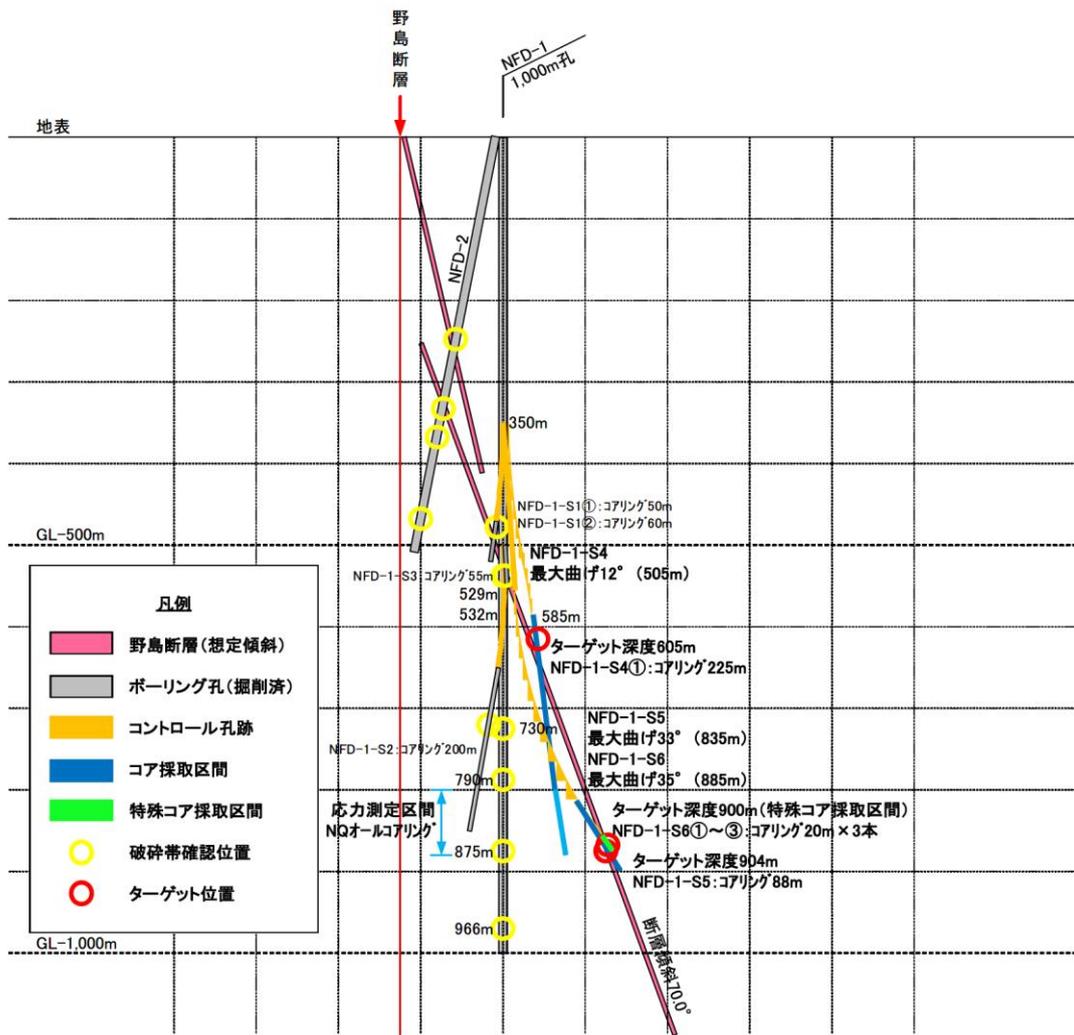


図 4.1.2 野島断層調査地点掘進計画概要図

4.2. NFD-1-S4 ①孔

4.2.1. 削孔結果

NFD-1-S4 孔は、NFD-1 孔の深度 350m からコントロール掘削し、NFD-1 孔の深度 529m 付近で確認された断層破碎帯の連続性と傾斜の確認及び深度 600m 以深の断層試料を採取するために実施した。

以下に、削孔結果を示す。

(1) ケーシングプログラム及び掘削・掘進状況

NFD-1-S4 孔は、深度 350m から深度 585m 間でコントロール掘削を実施した。深度 350m から深度 548m までの区間は、MWD を用いたコントロール掘削（ダウンホールモータ工法）を実施した。この時点で孔内からの湧水量が増えた（約 300ℓ/分）ため、対策として深度 398m までセメンチングを実施し、深度 398m から深度 585m 付近までの区間は、荷重コントロール掘削（スタビライザ法）を実施した。深度 585m から深度 810m の区間は、孔径が 97mm の HQ ワイヤーラインのダブルコアチューブを用いて、掘進・コア採取を実施し、深度 810m で検尺を行った。図 4.1.2 に掘進実績概要図を示す。

コントロール掘削は、平成 29 年 7 月 3 日に開始し、湧水対策のため、大幅に工程の遅れが生じたが、平成 29 年 9 月 8 日に深度 585m までの掘削を完了した。HQ ワイヤーラインのダブルコアチューブを用いた掘進は、4”仮ケーシング挿入後、平成 29 年 9 月 14 日から行われ、深度 810m まで掘進、検尺、孔曲がり測定後、平成 29 年 10 月 17 日に完了した。

コア採取の結果、深度 605m 付近で 1 箇所断層破碎帯を確認した。

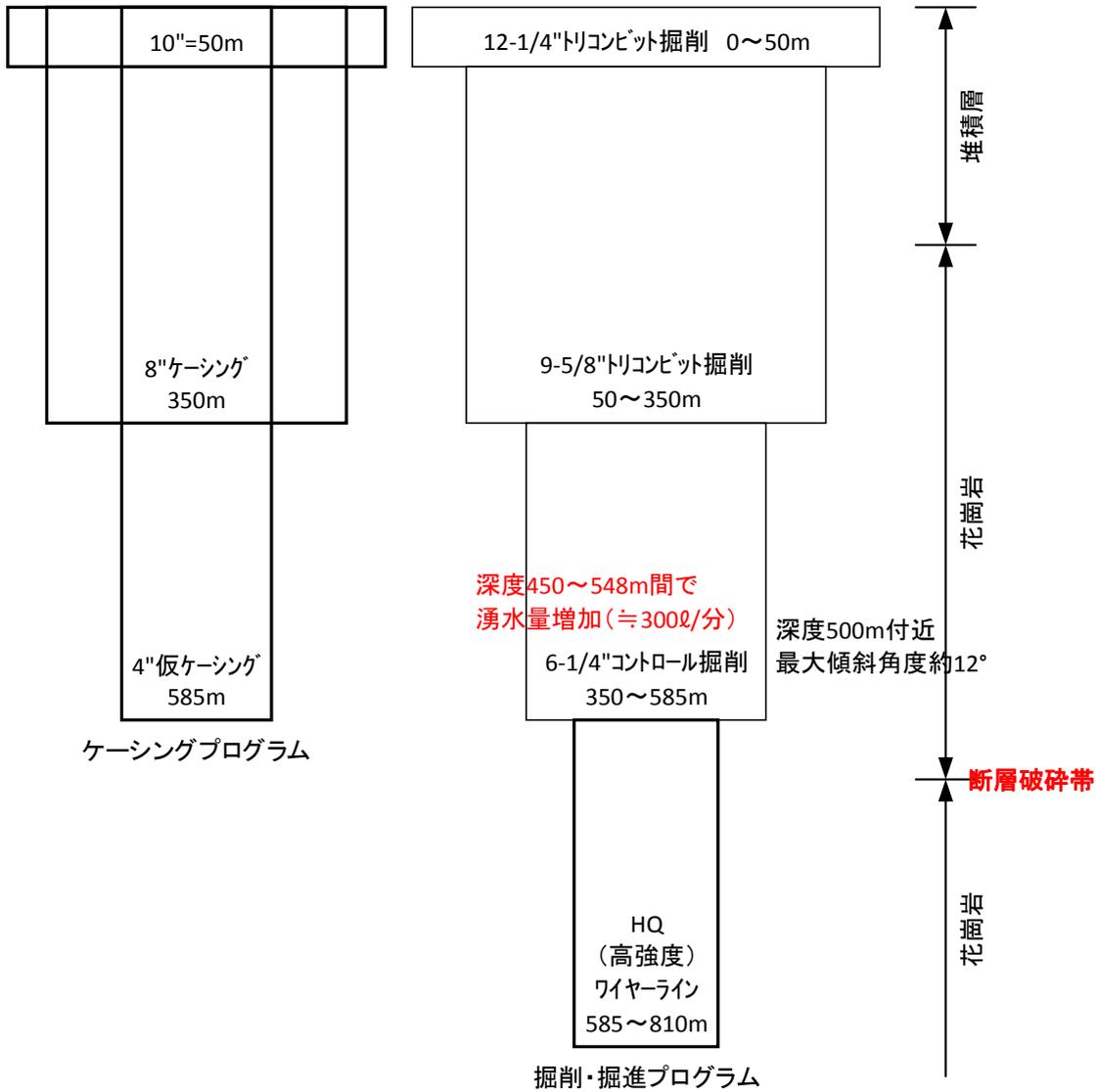


図 4.2.1.1 NFD-1-S4①孔掘進概要図 (断層破碎帯を深度 605m 付近で確認)

(2) 掘削工程

現場作業実績工程表を表 4.2.1.1 に、掘進推移を図 4.2.1.2 に示す。

表 4.2.1.1 NFD-1-S4①孔 現場作業実績工程表

工程	孔名	項目	細目	実績数量	2017年																												備考	
					7月							8月							9月							10月								
					1	8	15	22	29	5	12	19	26	2	9	16	23	30	7	14	21	28												
ボーリング	NFD-1-S4①	準備工事																																
		掘削	MWDコントロール掘削	198m																													ダウンホールモータ工法(深度350~548m)	
			6"~1/4トリコビット掘削	187m																													スタビライザ工法(深度398~585m)	
		掘進	HQダブル(オールコア)	100m												623	665																	
			HQダブル(ノコア)	125m												684	706	731	796	810														
			検尺																														深度810mで検尺	
		ケーシング挿入	4"ケーシング挿入	585m												585																		
		湧水対策	セメンチング	2回																														
			孔曲がり測定	13回																														
			撤去																															

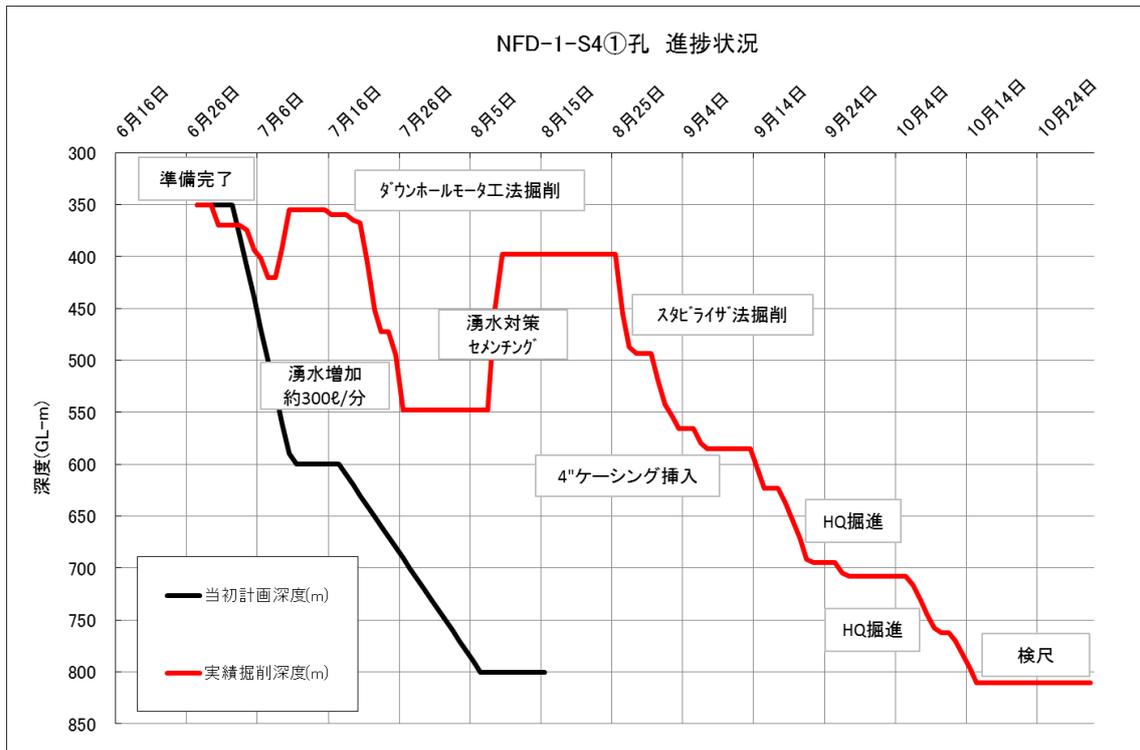


図 4.2.1.2 NFD-1-S4①孔 当初計画と実績進捗の推移

(3) 孔井の方位及び傾斜

孔井の方位及び傾斜を測定する孔曲がり測定は、MWD 掘削及び荷重コントロール掘削を実施した区間では掘進長 20～30m を目途として行われ、HQ ワイヤラインによるコアボーリングを実施した区間では、約 50m の掘進ごとに行われた。表 4.2.1.2 に測定結果を示す。なお、鉛直を 0° として表記している。

コントロール掘削区間、方位は、コントロール掘削開始地点より、S8～38° E 方向に掘削された。傾斜は、コントロール開始地点で 2.0° であった傾斜が深度 520m 付近で最大 11.8° まで増角掘削され、その後、減角掘削に移行し、コア採取開始地点（深度 580m 測定）付近で 9.3° で掘削された。コア採取区間、方位は、S12～17° E、傾斜は、9.0～11.2° で掘進された。

孔跡を検討する代表断面として、N38° W－S38° E 方向断面図上に断層の走向方向に投影した断面図を用いて、孔跡解析結果断面図作成した（図 4.2.1.3）。コントロール掘削を実施した深度 520m までは増角掘削、深度 520m 以深では減角掘削が行われ、断面図上では、緩やかな S 字の孔跡を示す。HQ ワイヤライン掘進区間では、ほぼ直進で掘進された。

表 4.2.1.2 孔井の方位及び傾斜測定結果一覧表

深度 (m)	真方位 (T.N.)	鉛直からの角度 (°)	コントロール方法	備考
350	S2.0° W	2		12-5/8" 拡孔区間
366.1	S8.0° E	2.6	MWD掘削	
395.8	S18.0° E	5.6	MWD掘削	
420	S25° E	7.0	MWD掘削＋荷重コントロール	シングルショット
450	S26° E	9.2	荷重コントロール	シングルショット
470	S26° E	10.2	荷重コントロール	シングルショット
490	S38° E	11.5	荷重コントロール	シングルショット
520	S25° E	11.8	荷重コントロール	シングルショット
531	S24° E	11.5	荷重コントロール	シングルショット
541	S22° E	11.3	荷重コントロール	シングルショット
560	S18° E	11.0	荷重コントロール	シングルショット
580	S26° E	9.3	荷重コントロール	シングルショット
600	S12° E	11.2		シングルショット
650	S17° E	9.0		シングルショット
700	S18° E	9.4		シングルショット
750	S17° E	9.4		シングルショット

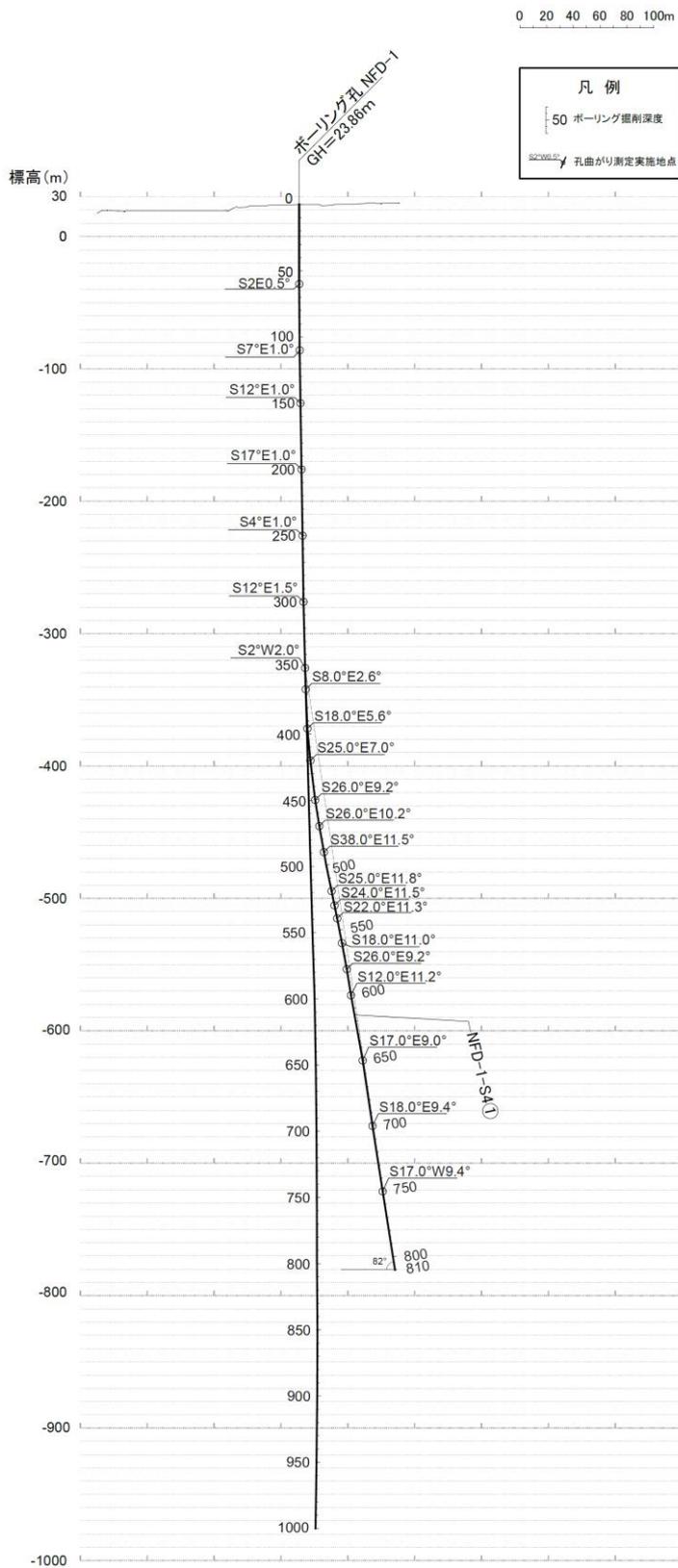


図 4.2.1.3 孔跡解析結果断面図

4.2.2. コア観察結果

NFD-1-S4①孔の調査では、深度 585～810m の区間でコア観察を実施した。なお、本項で示される「深度」については、特に記載がない限り「掘削深度」を指すこととする。

以下、(1) 地質、(2) 断層破碎帯、(3) せん断面の項目別に観察結果を示す。

(1) 地質

図 4.2.2.1 に NFD-1-S4①孔の柱状図を示す。コア採取を行った深度 585～810m 間は主に花崗岩から構成され、一部安山岩及びアプライト脈の貫入が認められる。

花崗岩の色調は主に灰白色であるが、カリ長石の含有量が多い部分では淡橙色を呈する。構成鉱物の粒径は 2～5mm を主体とし、組織は等粒状組織を示す。

深度 585.00～693.89m 間はせん断面が発達し、断層ガウジ、断層角礫及び弱破碎部を伴うため岩級は C_M ～ C_L 級である。この区間は変質の影響を強く被っている部分が局所的に認められ、黒雲母が消失もしくは緑泥石に置き換わっている。深度 601.57～609.49m 間は、せん断面が特に発達し、断層ガウジ、断層角礫及び弱破碎部から主に構成され、岩級は D 級である。この区間は、NFD-1 孔、NFD-1-S2 孔及び NFD-1-S3 孔で認められた野島断層の断層破碎帯の特徴と類似していることから、断層破碎帯 NFD-1-S4①-f1 とした。

深度 693.89～810.00m 間はせん断面の割合が減少する一方で、角度 50～85° の割れ目の発達する区間が認められる。せん断面や割れ目沿いは、破碎や変質の影響を被っているが、全体的にコアの状態は良く堅硬である。岩級は C_H ～ C_M 級を主体とする。

本孔では、コア観察で確認されたせん断面、割れ目及び岩種境界の走向・傾斜をボアホールテレビュアで解析を行い、全体 (図 4.2.2.2)、せん断面 (図 4.2.2.3)、割れ目 (図 4.2.2.4) に分けてシュミットネットに投影した。

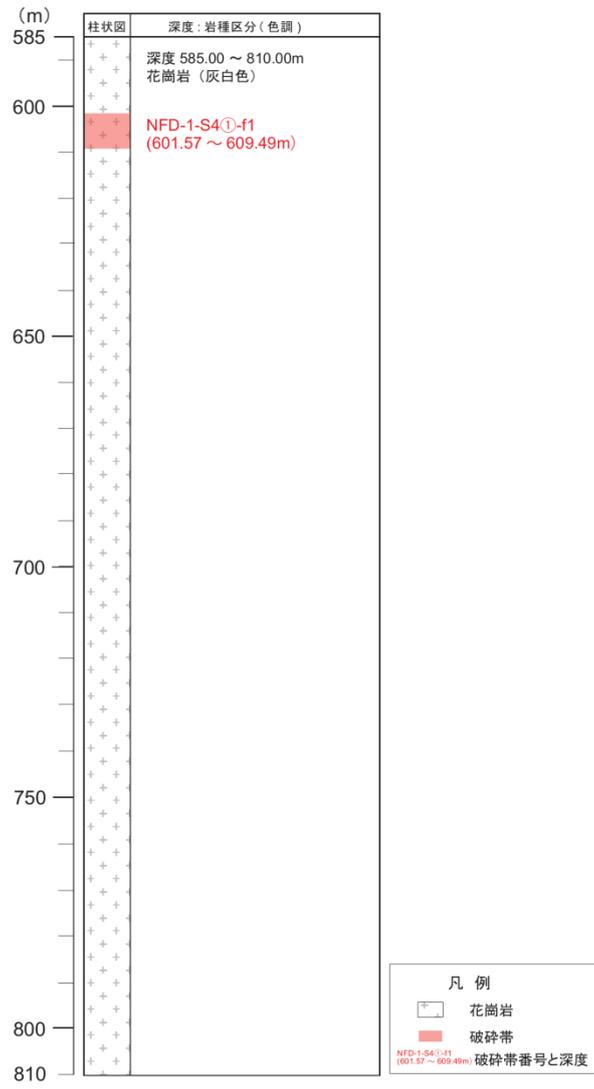


図 4.2.2.1 NFD-1-S4①孔 柱状図

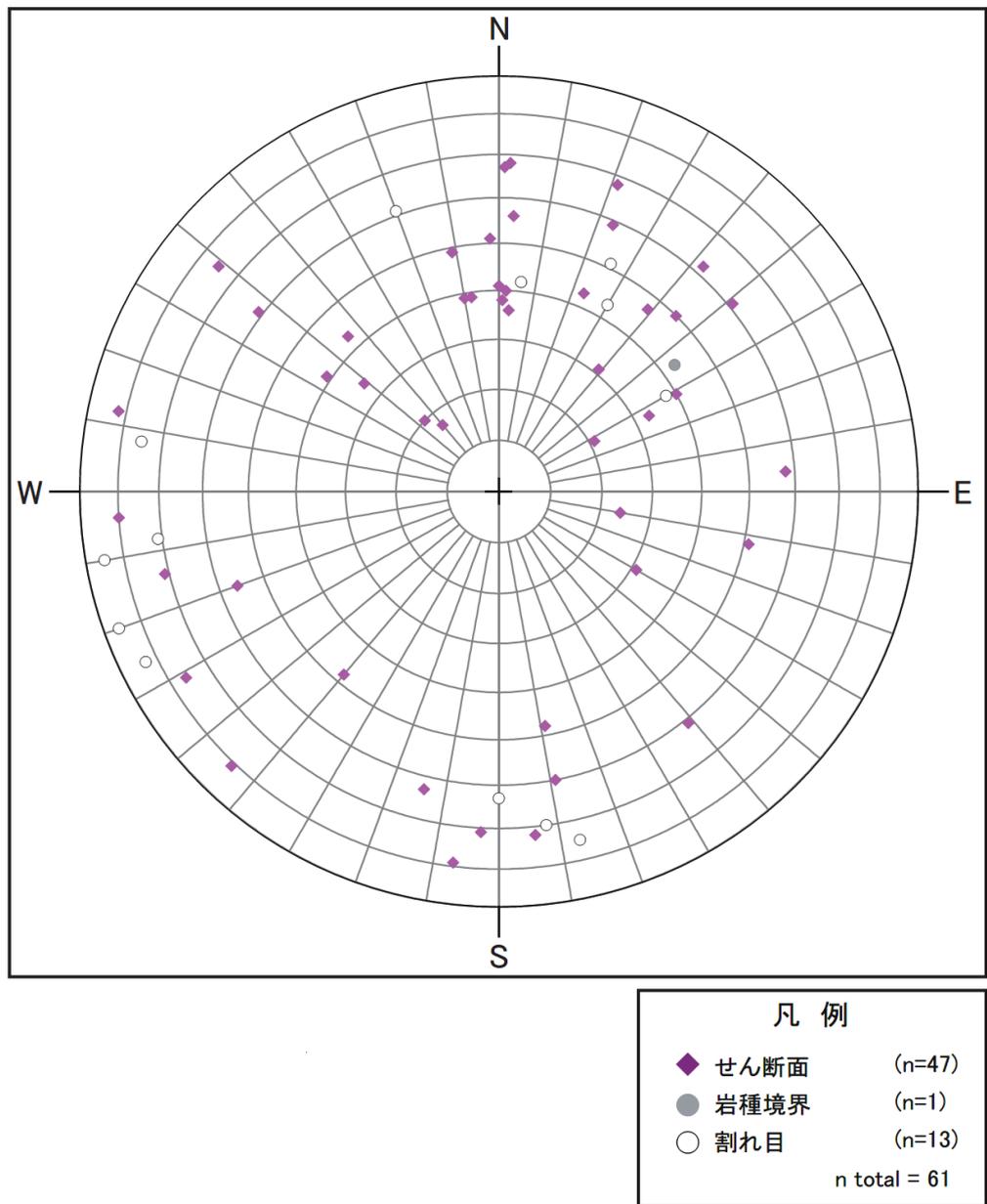


図 4.2.2.2 NFD-1-S4①孔 シュミットネット結果図 (全体)

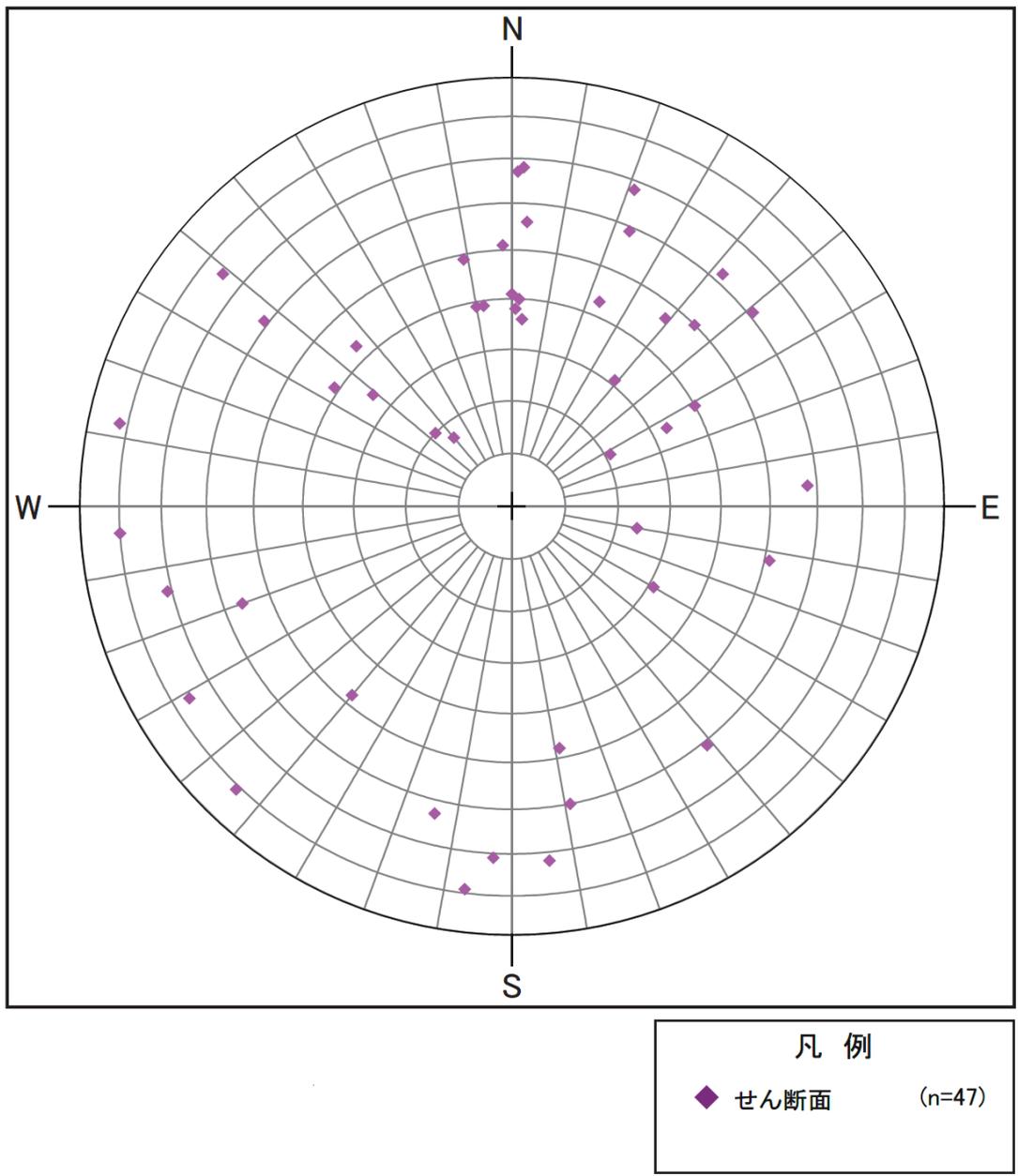


図 4.2.2.3 NFD-1-S4①孔 シュミットネット結果図 (せん断面)

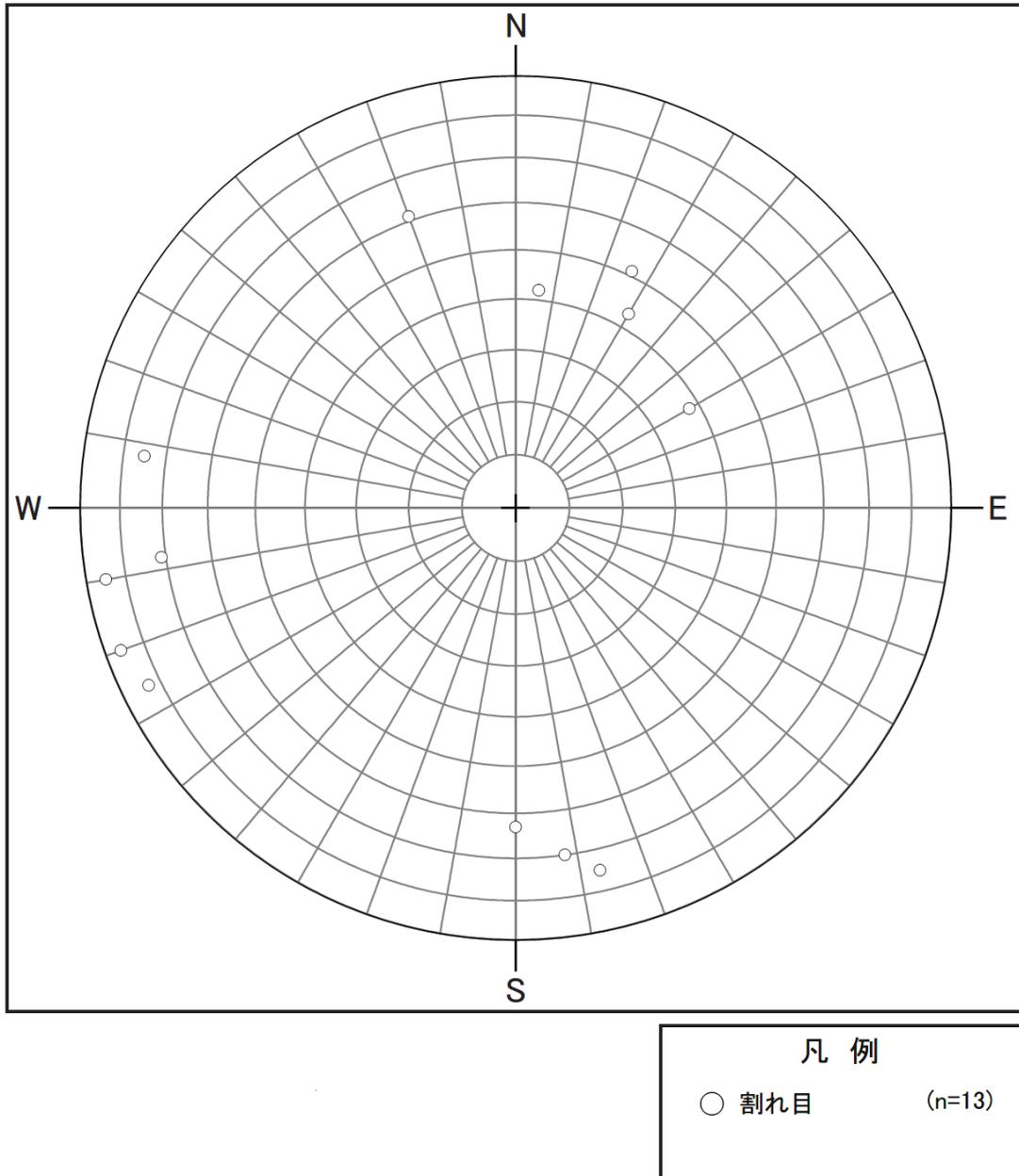


図 4.2.2.4 NFD-1-S4①孔 シュミットネット結果図 (割れ目)

(2) 断層破碎帯

確認された1箇所の断層破碎帯について詳細な観察を行い、破碎帯の幅、固結度、破碎の分布、せん断面の有無など、性状を確認し、表4.2.2.1に取りまとめた。

表4.2.2.1 NFD-1-S4①孔の破碎帯一覧表

孔名	破碎帯							破碎帯及びせん断面の特徴
	破碎帯番号	上端深度 (m)	下端深度 (m)	破碎帯の 走向・傾斜	破碎帯の 固結度	見掛けの 破碎帯幅 (m)	断層ガウジ	
NFD-1-S4①	NFD-1-S4① -f1	601.57	609.49	-	未固結/ 半固結	7.92	有	・深度605.09～605.33m間に、灰色の粘土状断層ガウジが認められ、深度605.26m付近に角度約75°の直線的なせん断面を伴う。 ・断層ガウジの上位にカタクレーサイトは認められず、暗灰色の砂混じり角礫状の断層角礫を伴う。断層角礫中の角礫は主に安山岩から構成され、せん断面沿いに灰白色の花崗岩ブロックを断片的に伴う。

破碎帯NFD-1-S4①-f1 (深度601.57～609.49m) は、花崗岩及び安山岩を原岩とした未固結～半固結の断層破碎帯である。図4.2.2.5に調査結果図を示す。本破碎帯は、深度605.09～605.33m間に幅5～6cmの厚い断層ガウジが認められ、深度605.26m付近に角度約75°の明瞭かつ直線的なせん断面を伴う。

断層ガウジの上盤側には、淡緑～灰色もしくは灰白色のカタクレーサイト、暗灰色の安山岩(健岩)、灰白色の弱破碎部及び暗灰色の断層角礫が認められる。カタクレーサイト(深度601.57～602.89m及び603.37～603.53m間)は、径1～12mmの破碎岩片を伴い、破碎岩片は花崗岩から構成される。深度603.37～603.53m間はせん断面沿いが淡緑色を呈し、イライトや緑泥石が出現していることから、地下深部で変質を被ったと考えられる。安山岩(深度602.89～603.37m間)は、変質及び破碎の影響をほとんど被っておらず、健岩である。安山岩は下位の淡緑～灰白色のカタクレーサイトをブロックとして包有していることから、地下深部で変成・変質を被ったカタクレーサイト形成後に貫入している。一方で、貫入境界の上端は角度約65°の湾曲したせん断面が認められ、せん断面沿いが砂混じり角礫状を呈することから、安山岩の貫入後に地下浅部での断層活動の影響を被っていると考えられる。弱破碎部(深度604.65～604.90m間)は、変質の影響を強く被っており、黒雲母は緑泥石に置き換わり、斜長石はソーシュライト化している。断層角礫(深度604.90～605.09m間)は、砂混じり角礫状を呈し、角礫は安山岩を主体とし、せん断面沿いに花崗岩のブロックが認められる。深度604.90～604.96m間の基質の色調は下位に比べてやや明るく、花崗岩起源の石英及び斜長石の破碎粒子を伴っているためであると考えられる。

断層ガウジの下盤側には、灰白色の弱破碎部、灰白色の花崗岩(健岩)及び灰白色のカタクレーサイトが認められる。弱破碎部(深度605.33～606.09m及び607.00～609.49m間)は、せん断面沿いで変質の影響を強く被っており、一部で黒雲母が消失もしくは緑泥石に置き換わっている。また、せん断面沿いでは構成鉱物がフィルム状も

しくはレンズ状に伸長している。カタクレーサイト（深度606.66～607.00m間）は、径2～5mmの破碎岩片を伴い、破碎岩片は花崗岩から構成される。深度606.84～606.88m間は、破碎岩片の粒径が小さく、基質の割合が多い。

破碎帯NFD-1-S4①-f1では、深度605.26m付近のせん断面をNFD-1-S4①-s1とし、周辺をより詳細に観察することとした。

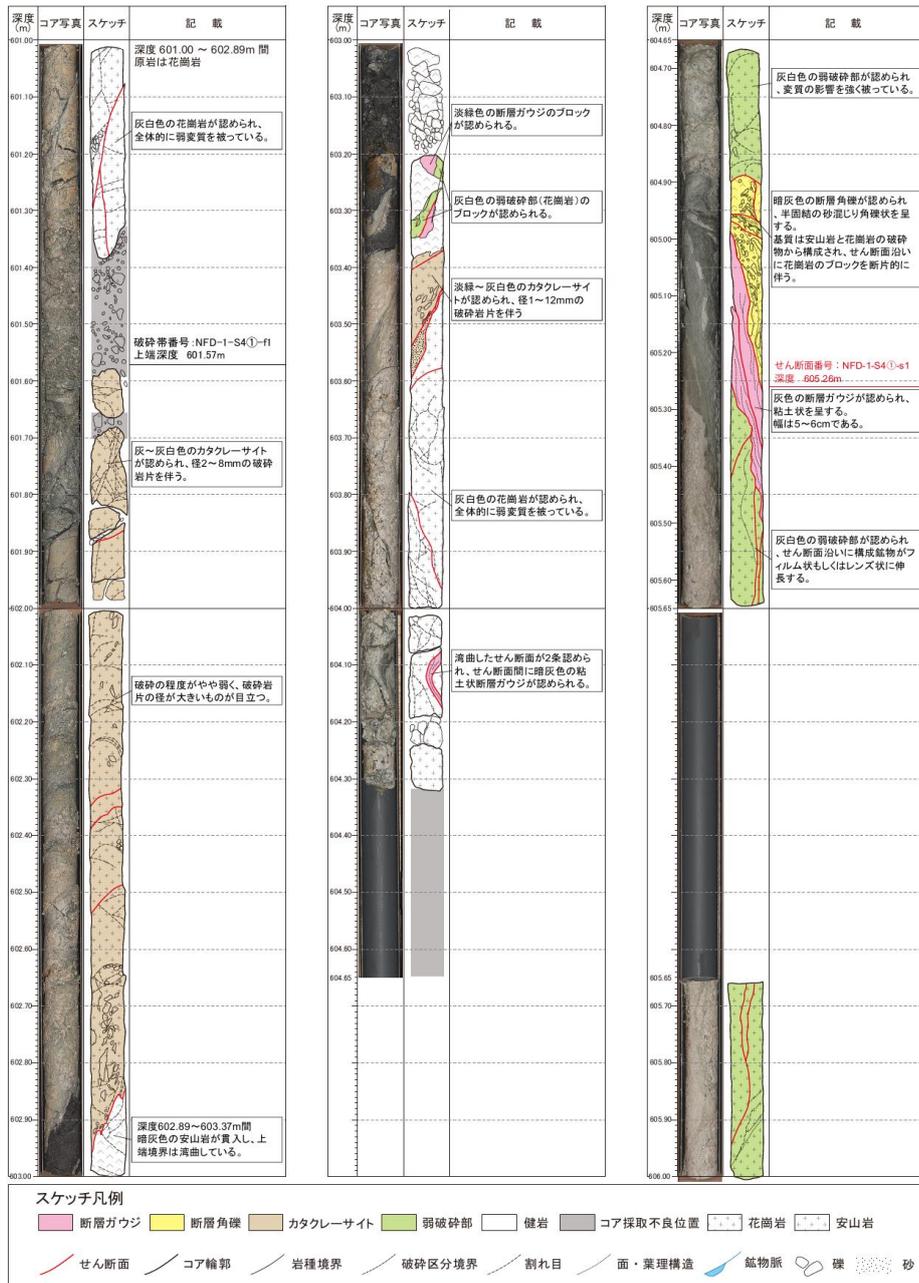


図4.2.2.5 破砕帯NFD-1-S4①-f1調査結果 (1)

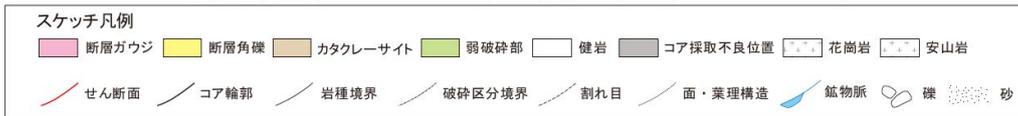
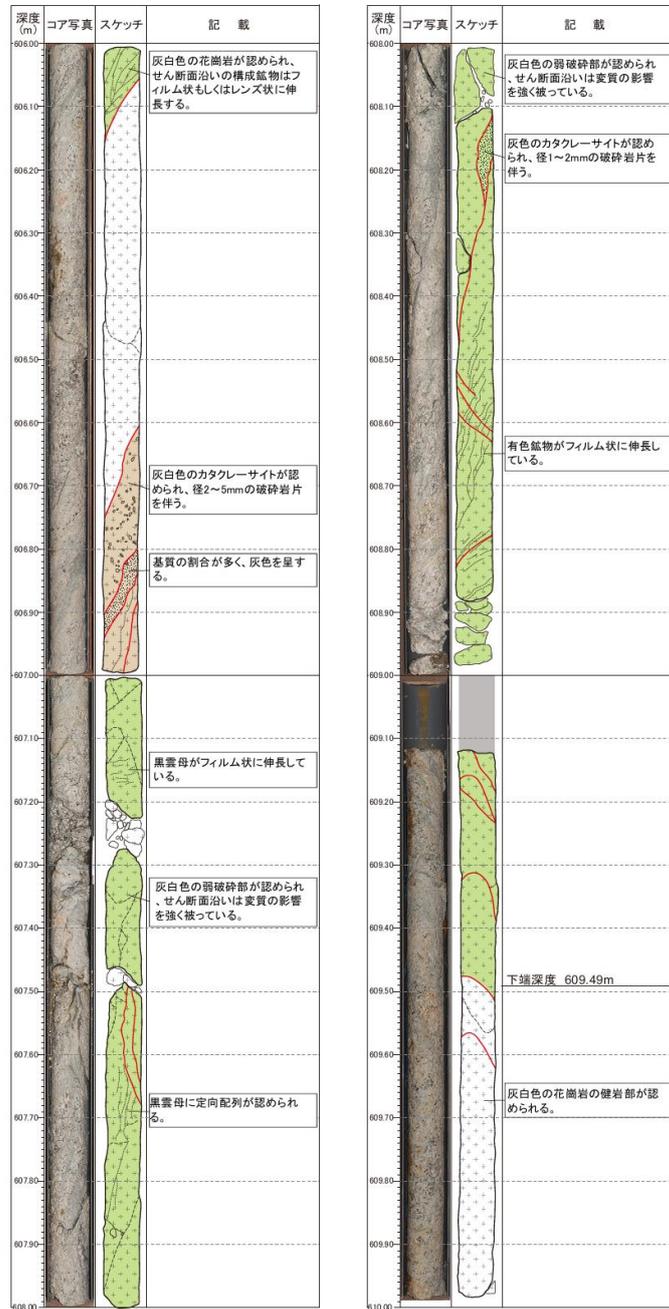


図4.2.2.5 破碎帯NFD-1-S4①-f1調査結果 (2)

(3) せん断面

断層破砕帯の観察から、断層運動と関連性のあるせん断面NFD-1-S4①-s1（深度605.26m付近）を確認した。せん断面の特徴を表4.2.2.2に整理した。

表 4.2.2.2 せん断面一覧表

せん断面				破砕帯及びせん断面の特徴
せん断面番号	深度 (m)	せん断面の 走向・傾斜	せん断面の 固結度	
NFD-1-S4①-s1	605.26	-	未固結／ 半固結	<ul style="list-style-type: none"> ・深度605.09～605.33m間に、灰色の粘土状断層ガウジが認められ、深度605.26m付近に角度約75°の直線的なせん断面を伴う。 ・断層ガウジの上位にカタクレーサイトは認められず、暗灰色の砂混じり角礫状の断層角礫を伴う。断層角礫中の角礫は主に安山岩から構成され、せん断面沿いに灰白色の花崗岩ブロックを断片的に伴う。

せん断面 NFD-1-S4①-s1（深度605.26m付近）の観察結果を図4.2.2.6に示す。せん断面の形状は明瞭で、角度は約75°である。

せん断面の上位では、灰色の断層ガウジが認められ粘土状を呈する。さらに上位には暗灰色の断層角礫が認められ、砂混じり角礫状を呈し、礫径は2～6mmの角礫を含んでいる。礫種は主に安山岩から構成され、下端境界のせん断面沿いには灰白色の花崗岩ブロックを断片的に伴う。断層角礫中の基質を構成する粒子の配列が深度605.09m及び605.26m付近のせん断面と斜交しており、逆断層性の運動センスを示している。

せん断面の下位では、上位と同様の灰色の断層ガウジが認められ粘土状を呈する。せん断面周辺では、せん断面の構造とほぼ平行な葉片状構造を伴い、下端境界付近では葉片状構造がやや斜交する。断層ガウジの下端境界には、暗灰色の断層ガウジをレンズ状に伴い、粘土状を呈する。下位の灰白色の弱破砕部のせん断面沿いでは、構成鉱物がフィルム状もしくはレンズ状に伸長している。

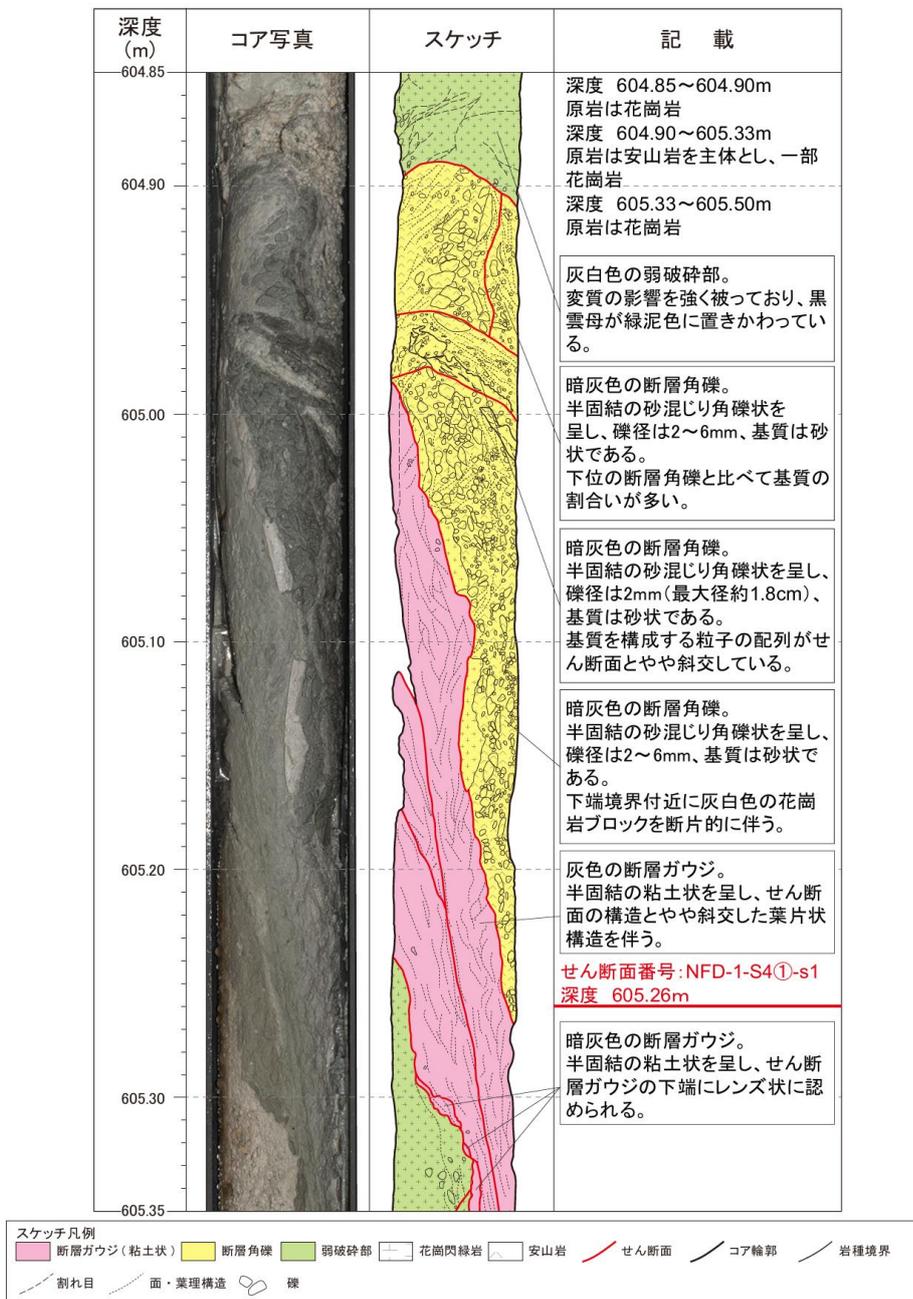


図 4.2.2.6 せん断面 NFD-1-S4①-s1 観察結果 (1)

深度 (m)	コア写真	スケッチ	記 載
605.35			<p>深度 604.85～604.90m 原岩は花崗岩</p> <p>深度 604.90～605.33m 原岩は安山岩を主体とし、一部花崗岩</p>
605.40			<p>深度 605.33～605.50m 原岩は花崗岩</p> <p>灰色の断層ガウジ。 半固結の粘土状を呈し、せん断面の構造とやや斜交した葉片状構造を伴う。</p>
605.50			<p>暗灰色の断層ガウジ。 半固結の粘土状を呈し、せん断層ガウジの下端にレンズ状に認められる。</p> <p>灰白色の弱破碎部。 せん断面沿いは構成鉱物がフィルム状もしくはレンズ状に伸長している。</p>



図 4.2.2.6 せん断面 NFD-1-S4①-s1 観察結果 (2)

4.2.3. 物理検層結果

NFD-1-S4①孔の調査では、深度 585～810m の区間で物理検層を実施した。図 4.2.3.1 に物理検層結果を示す。本孔では、孔径検層、温度検層、音波検層、密度検層、電気検層、方位傾斜測定及び孔壁観察（ボアホールテレビュア）を行った。地質と物性値の関係については、図解 物理検層，物理探査学会編(1989)を参考にした(図 4.2.3.2 及び図 4.2.3.3)。以下に各検層について結果を示す。

・孔径検層

孔径が 97mm の HQ ワイヤーラインのダブルコアチューブを用いて、掘進・コア採取を実施しているが、深度 592～625m 間は孔径が著しく変化に富んでいる。この区間は断層破碎帯（NFD-1-S4①-f1：深度 601.57～609.49m 間）の前後であり、花崗岩が強変質及び破碎を被っている区間と対応している。

深度 625m 以深では孔径が約 100mm で安定しているが、深度 678～692m 間及び深度 712～713m 間に孔径がやや広がっている箇所がそれぞれ認められる。これらの箇所は、断層破碎帯と認定していないが、断層ガウジや断層角礫を伴い、弱～強変質を被っている。

・温度検層

孔内の温度は、深度とともに上昇し、深度 585m 付近で約 29.7℃、深度 806m 付近で 32.6℃を示す。地温勾配は約 0.013℃/m である。

・音波検層

弾性波速度は、花崗岩の健岩部で 2.6～3.6km/s、断層破碎帯及び変質部が顕著に認められる箇所で 2.2～3.0km/s の値をそれぞれ示す。花崗岩の一般的な弾性波速度の値が 2.7～5.2km/s であることから、本孔は比較的せん断面や割れ目が発達し、速度が低下していると考えられる。大局的には深度とともに弾性波速度の値も大きくなる傾向が認められ、コア観察の岩級区分と調和的な結果が得られている。

・密度検層

岩盤の密度は、花崗岩の健岩部で 2.4～2.6g/cm³、断層破碎帯及び変質部が顕著に認められる箇所で 2.2～2.5 g/cm³の値をそれぞれ示す。音波検層の結果と同様に、せん断面や割れ目が発達している深度において、密度が低下しており、それ以外の深度では一般的な花崗岩の密度の値と同じである。

・電気検層

自然電位は、大局的に深度とともに値が低下していき-3～65mV の値を示す。他の検層結果と同様に、断層破碎帯や変質の程度が強い箇所で値が高くなる傾向が認められる。深

度 740m 以深から自然電位が極端に低くなるピークが大きく 4 箇所で見られる。これらの深度は、弱破碎部や割れ目が発達している箇所とそれぞれ対応している。

自然ガンマ線は、花崗岩の健岩部で 100~140API の安定した値を示し、断層破碎帯及び変質部で 100~155API のやや値の幅が広がる。自然電位とは異なり、割れ目が発達した箇所で見値が高くなる等の傾向は認められない。

比抵抗値は、断層破碎帯や弱破碎部などのせん断面が発達する深度で著しく低い値を示す。断層ガウジや強変質部は初生鉱物が消失し、構成鉱物が粘土鉱物に置き換わっているため、低比抵抗を示すと考えられる。深度 725m 以深から比抵抗値が徐々に高くなっていく傾向が認められるが、せん断面や割れ目の発達する区間と対応して比抵抗値が低くなる箇所も同様に認められる。

・方位傾斜測定

本孔の方位は、深度 585~589m 間で 15~35° の不安定な孔跡を示すが、深度 589m 以深では 165~170° の安定した孔跡を示す。傾斜は、深度 585~625m 間では深部に向かって傾斜角が増加していき 8.3~10.5° の値を示す。深度 625~630m 間では、傾斜角が緩やかに減少し 9.4~10.4° の値を示す。深度 630m 以深では、傾斜が深部に向かって緩やかに増加していき 8.7~10.2° の値を示す。以上の結果から、本孔は当初の計画とほぼ一致した孔跡で掘進されたことを確認した。

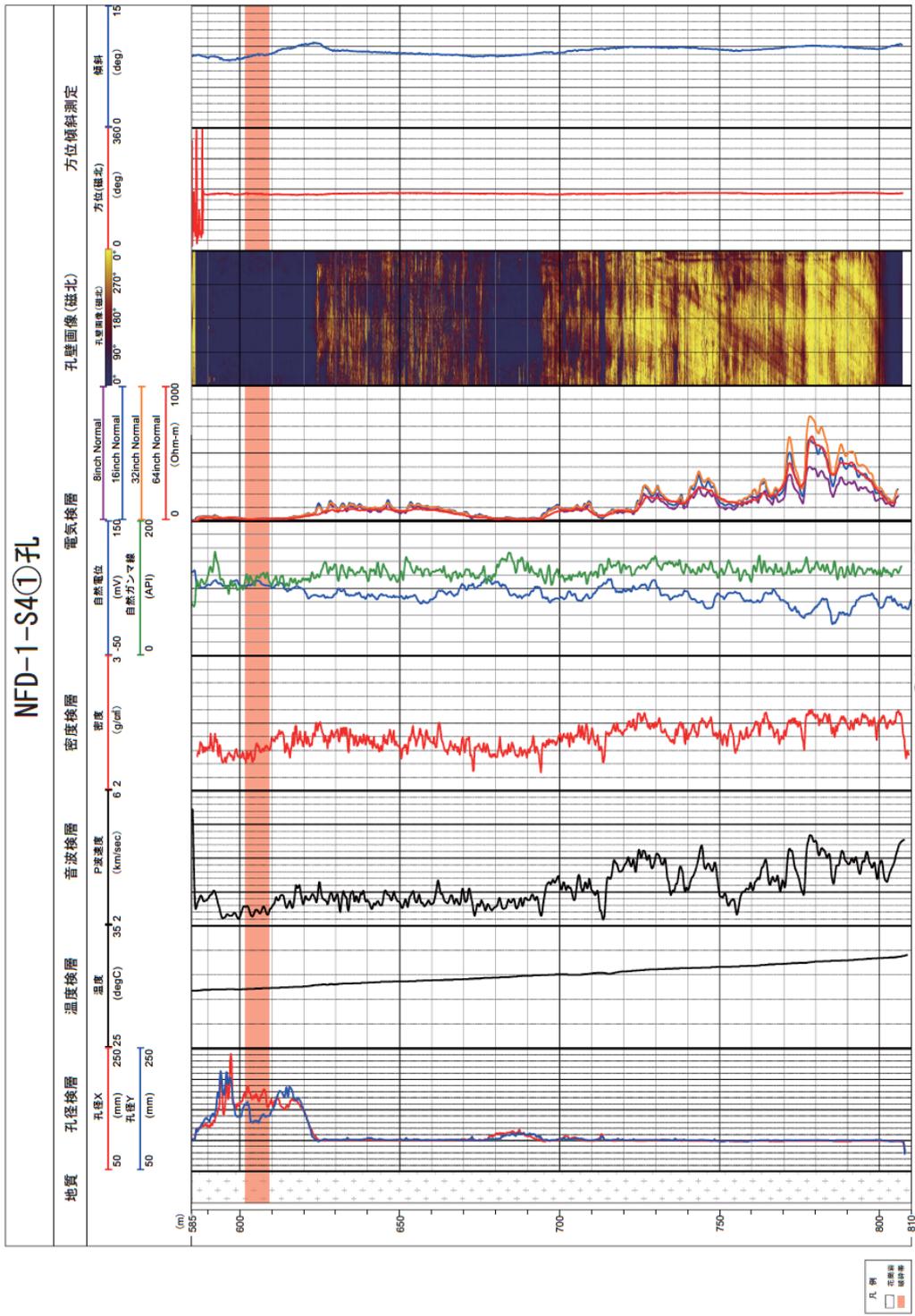


図 4.2.3.1 NFD-1-S4①孔 物理検層結果図

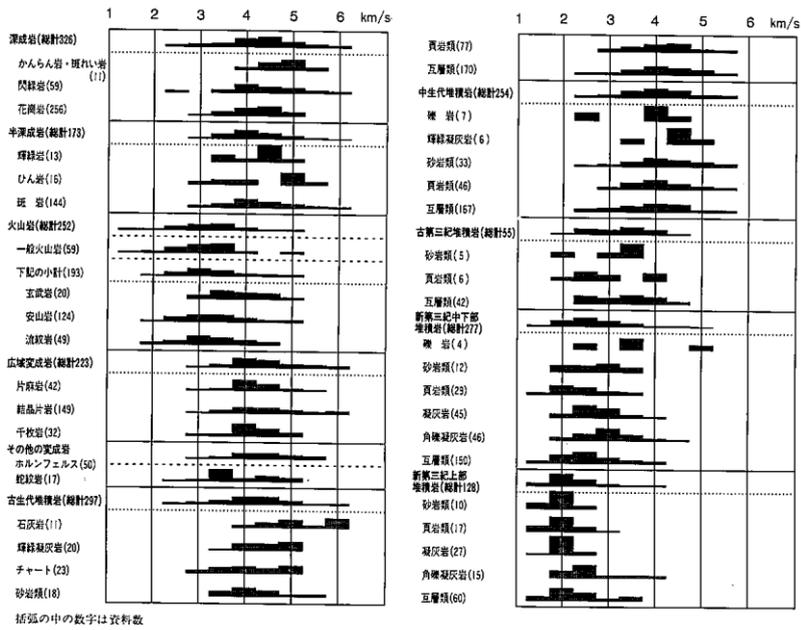


図 4.2.3.2 地質と物性値の関係 (地質と P 波速度) (1)

物理探査学会 編 (1989) 図解 物理探査

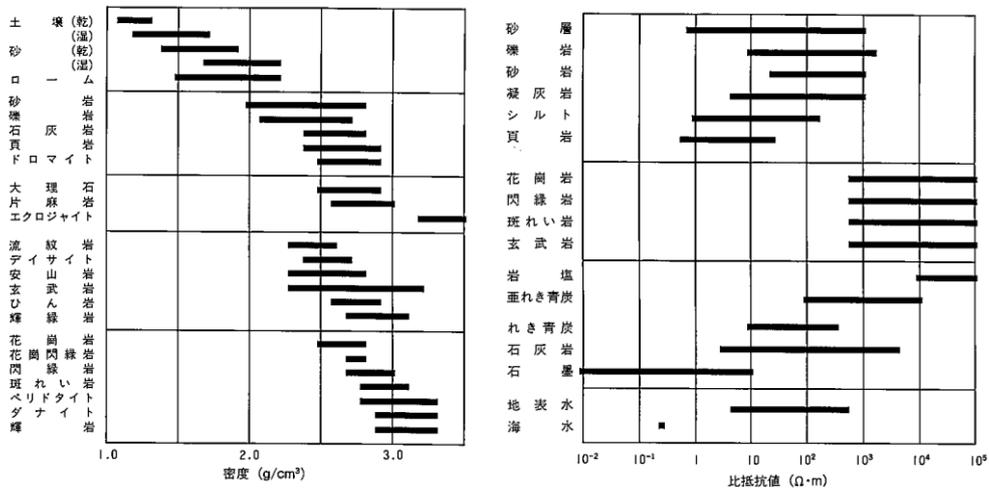


図 4.2.3.3 地質と物性値の関係 (地質と密度、比抵抗) (2)

物理探査学会 編 (1989) 図解 物理探査

4.3. NFD-1-S5 孔

4.3.1. 削孔結果

NFD-1-S5 孔は、NFD-1 孔の深度 350m から深度 833m までコントロール掘削し、NFD-1 孔の深度 529m 付近で確認された断層破碎帯の連続性と傾斜の確認及び深度 900m 以深の断層試料を採取するために実施した。

以下に、削孔結果を示す。

(1) ケーシングプログラム及び掘削・掘進状況

NFD-1-S5 孔は、深度 350m から深度 831m 間でコントロール掘削を実施した。深度 350m から深度 555m 区間は、荷重コントロール掘削（スタビライザ法）を実施し、深度 555m から深度 833m までの区間は、MWD を用いたコントロール掘削（ダウンホールモータ工法）を実施した。深度 831m まで 6”ケーシング挿入し、ケーシング固定のためのセメンチングを行った。深度 835m まで 5-5/8”トリコンビットを用いてセメント切削と余掘りを行い、4”仮ケーシングを挿入した。深度 835m から深度 923m の区間は、孔径が 97mm の HQ ワイヤーラインのダブルコアチューブを用いて、掘進・コア採取を実施し、深度 923m で検尺を行った。図 4.3.1.1 に掘進概要図を示す。

コントロール掘削は、荷重コントロール掘削（スタビライザ法）で平成 29 年 11 月 28 日に開始した。掘削途中で方向と掘削角度の修正が必要となり、平成 29 年 12 月 23 日から平成 30 年 1 月 28 日までの間、掘削作業を中断した。平成 30 年 1 月 29 日からダウンホールモータ工法に切り替え、平成 30 年 2 月 9 日に深度 833m までの掘削を完了した。HQ ワイヤーラインのダブルコアチューブを用いた掘進は、6”ケーシング及び 4”仮ケーシングを深度 835m まで挿入後、平成 30 年 2 月 23 日から行われ、深度 923m まで掘進、検尺、孔曲がり測定後、平成 30 年 3 月 6 日に完了した。

コア採取の結果、深度 904m 付近で 1 箇所断層破碎帯を確認した。

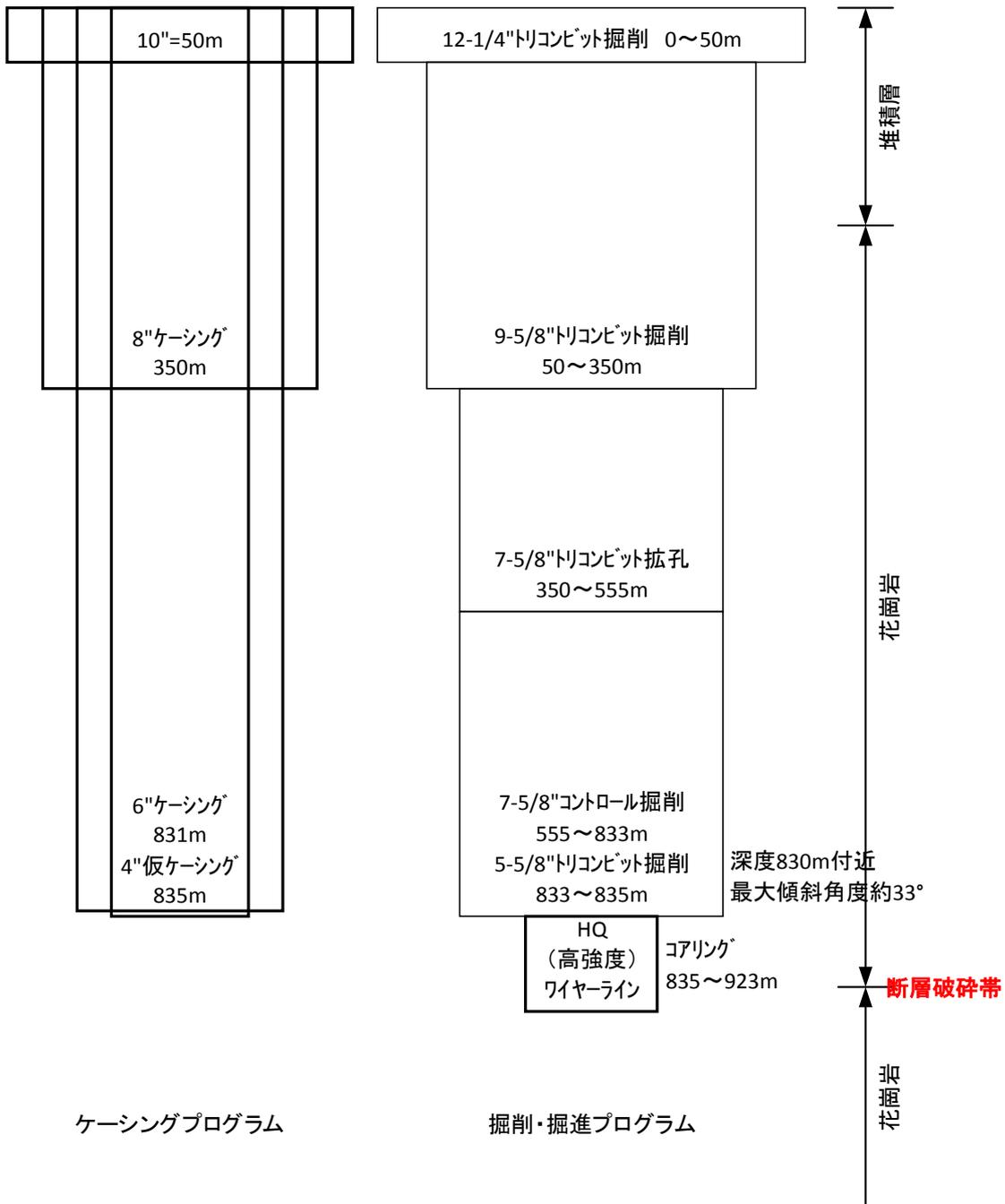


図 4.3.1.1 NFD-1-S5 孔 掘進概要図 (断層破碎帯を深度 904m 付近で確認)

(3) 孔井の方位及び傾斜

孔井の方位及び傾斜を測定する孔曲がり測定は、MWD 掘削及び荷重コントロール掘削を実施した区間では掘進長 20～30m を目途として行われ、HQ ワイヤラインによるコアボーリングを実施した区間では、約 50m の掘進ごとに行われた。表 4.3.1.2 に測定結果を示す。なお、鉛直を 0° として表記している。

荷重コントロール掘削区間、方位は、S12° E ～S13° W 方向に掘削された。傾斜は、開始地点の深度 350m で 2.0° であった傾斜が深度 540m で 4.2° まで増角掘削された。MWD 掘削に切り替え後、方向が、S13° W から S38° E に修正され、深度 833m で最大 33.0° まで増角掘削された。コア採取区間、方位は、S38° E、傾斜は、32.2° ～32.4° で掘進された。

孔跡を検討する代表断面として、N38° W－S38° E 方向断面図上に断層の走向方向に投影した断面図を用いて、孔跡解析結果断面図作成した (図 4.3.1.3)。荷重コントロール掘削を実施した深度 555m までは僅かな増角掘削であったが、深度 555m で MWD 掘削に切り替え後、深度 833m までは、10m 掘削当たり約 1° の増角掘削が行われた。HQ ワイヤライン掘進区間では、ほぼ直進で掘進された。

表 4.3.1.2 孔井の方位及び傾斜測定結果一覧表

深度 (m)	真方位 (T.N.)	鉛直からの角度 (°)	コントロール方法	備考
350	S2.0° E	2		12-5/8" 拡孔区間
365	S12° E	2.0	荷重コントロール	シングルショット
400	S6° W	3.0	荷重コントロール	シングルショット
450	S9° W	4.0	荷重コントロール	シングルショット
490	S11° W	4.0	荷重コントロール	シングルショット
515	S13° W	4.5	荷重コントロール	シングルショット
540	S13° W	4.2	荷重コントロール	シングルショット
553.9	S9° W	4.8	MWD掘削	
582.45	S8° E	7.0	MWD掘削	
610.98	S24° E	10.3	MWD掘削	
639.51	S33° E	13.8	MWD掘削	
668.09	S35° E	14.8	MWD掘削	
696.18	S38° E	18.1	MWD掘削	
724.69	S39° E	20.5	MWD掘削	
753.4	S38° E	23.7	MWD掘削	
781.97	S37° E	26.7	MWD掘削	
810.86	S37° E	30.3	MWD掘削	
816.1	S37° E	31.6	MWD掘削	
833	S38° E	33.0	MWD掘削	
850	S38° E	32.4		シングルショット
900	S38° E	32.2		シングルショット

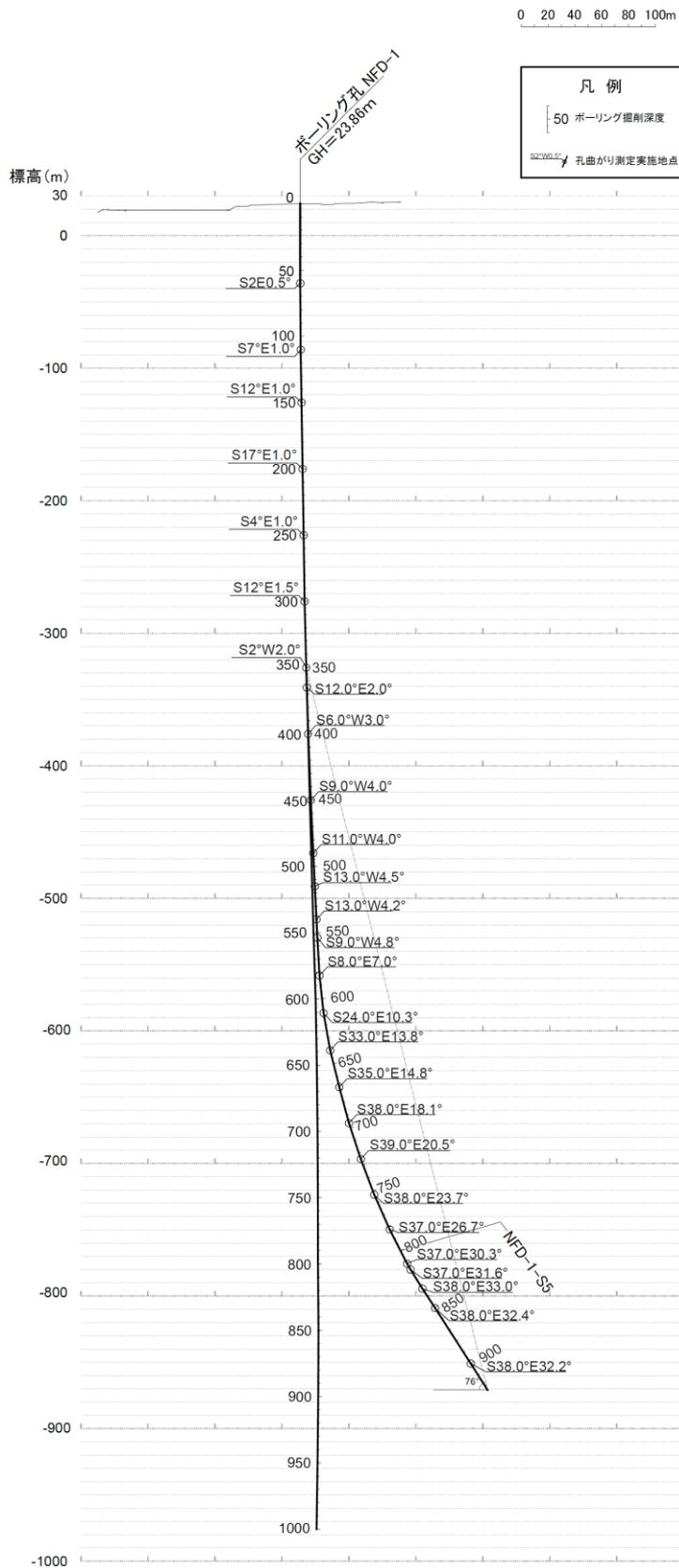


図 4.3.1.3 孔跡解析結果断面図

4.3.2. コア観察結果

NFD-1-S5 孔の調査では、深度 835～923.65m の区間でコア観察を実施した。なお、本項で示される「深度」については、特に記載がない限り「掘削深度」を指すこととする。

以下、(1) 地質、(2) 断層破碎帯、(3) せん断面の項目別に観察結果を示す。

(1) 地質

図 4.3.2.1 に NFD-1-S5 孔の柱状図を示す。コア採取を行った深度 835～923.65m 間は主に花崗岩から構成され、深度 864.87～867.85m 間にアプライトの貫入が認められる。断層破碎帯中には安山岩が認められ、安山岩の一部は断層ガウジ及び断層角礫化している。

花崗岩及びアプライトの岩相を以下に示す。

・花崗岩

花崗岩の色調は主に灰白色であり、構成鉱物の粒径は 2～6mm、組織は等粒状組織を示す。

深度 835.00～841.13m 間は、角度 45～75° のせん断面及び割れ目が認められ、不連続面沿いがやや変質を被っているため岩級は C_H～C_M 級である。深度 839.57m 付近に認められる角度約 45° のせん断面沿いは、変質の影響でコアがやや軟質である。深度 841.13～864.87m 間及び深度 867.85～903.09m 間は、短柱状コアを主体とし、割れ目沿いの一部が変質を被る程度のため、岩級は C_H 級を主体とし一部 C_M 級である。花崗岩中には低角な暗灰色のアプライト脈が複数貫入していることが認められる。

深度 903.09～909.51m 間は、せん断面が特に発達し、断層ガウジ、断層角礫、弱破碎部及びカタクレサイトから主に構成され、岩級は D 級を主体とし、上部のカタクレサイトは C_M 級を示す。この区間は、NFD-1 孔、NFD-1-S2 孔及び NFD-1-S3 孔で認められた野島断層の断層破碎帯の特徴と類似していることから、断層破碎帯 NFD-1-S5-f1 とした。

深度 909.51～911.51m 間は、主に弱破碎部及びカタクレサイトから構成され、コアが角礫状を呈するため、せん断面及び割れ目の判定が困難である。弱破碎部は全体的に変質を被っており、黒雲母が緑泥石に置き換わっている。岩級は D～C_L 級を示す。深度 911.51～923.65m 間は、カタクレサイト及び変質を被った花崗岩から構成され、花崗岩は酸化還元反応の影響で全体的に赤みを帯びている。深度 919.18m 及び 923.16m 付近にスメクタイトの出現が認められ、熱水変質の影響を被っていると考えられる。岩級は C_L 級を示す。

・アプライト

アプライトの色調は暗灰色であり、構成鉱物の粒径は 2～8mm、組織はバリテクス

チャー組織を示す。本孔では深度 864.87～867.85m 間に厚く認められ、花崗岩中に低角に貫入している。岩石は堅硬であるが、割れ目が網目状に発達し、割れ目に沿って一部が角礫状を呈する。

本孔では、コア観察で確認されたせん断面、割れ目及び岩種境界の走向・傾斜をボアホールテレビュアで解析を行い、全体(図 4.3.2.2)、せん断面(図 4.3.2.3)、割れ目(図 4.3.2.4)に分けてシュミットネットに投影した。

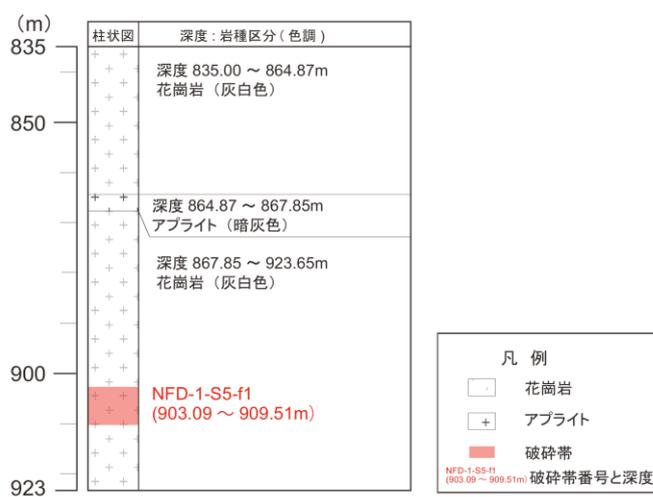
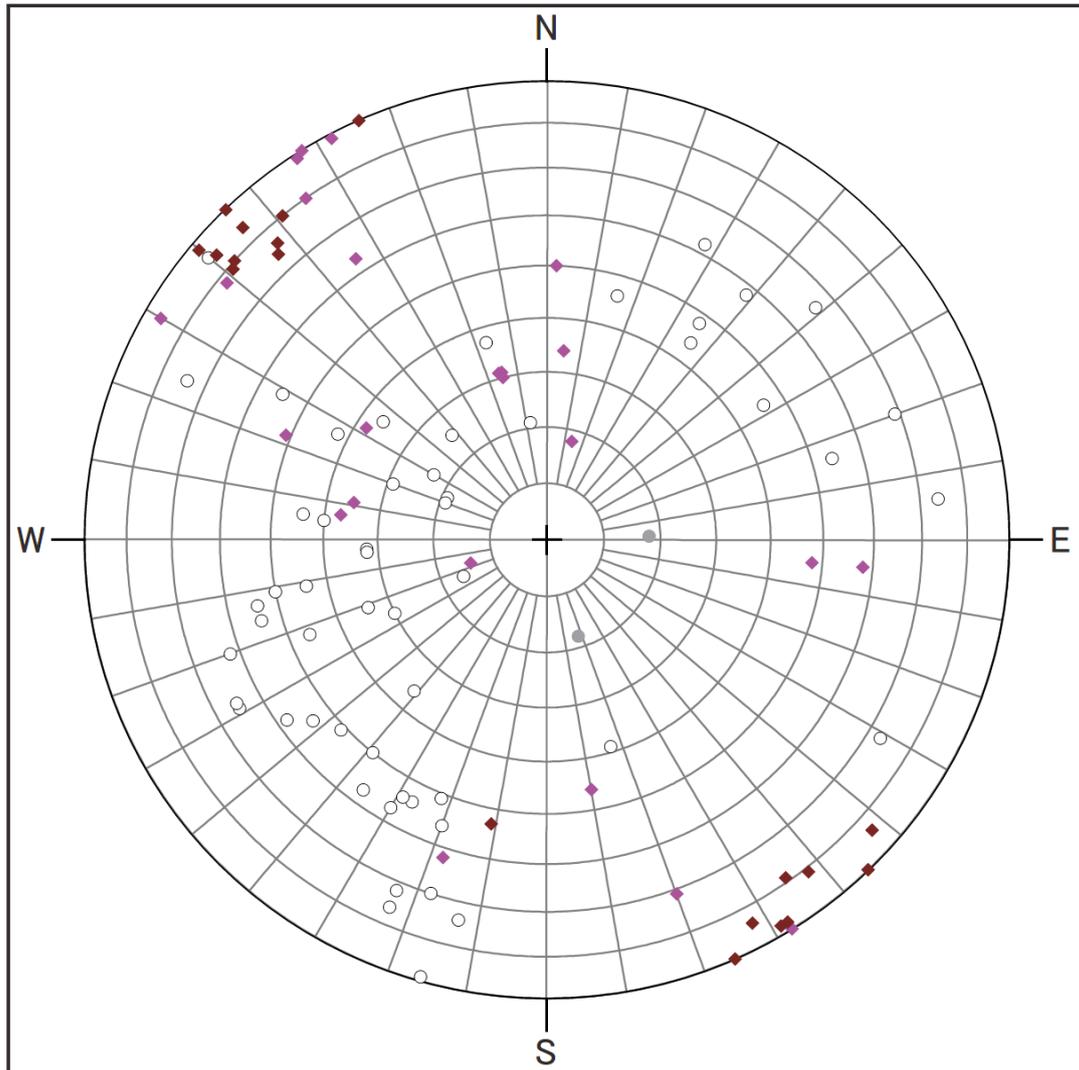


図 4.3.2.1 NFD-1-S5 孔 柱状図



凡例	
◆	破碎帯NFD-1-S5-f1 (n=17)
◆	せん断面 (n=23)
●	岩種境界 (n=2)
○	割れ目 (n=55)
n total = 97	

図 4.3.2.2 NFD-1-S5 孔 シュミットネット結果図 (全体)

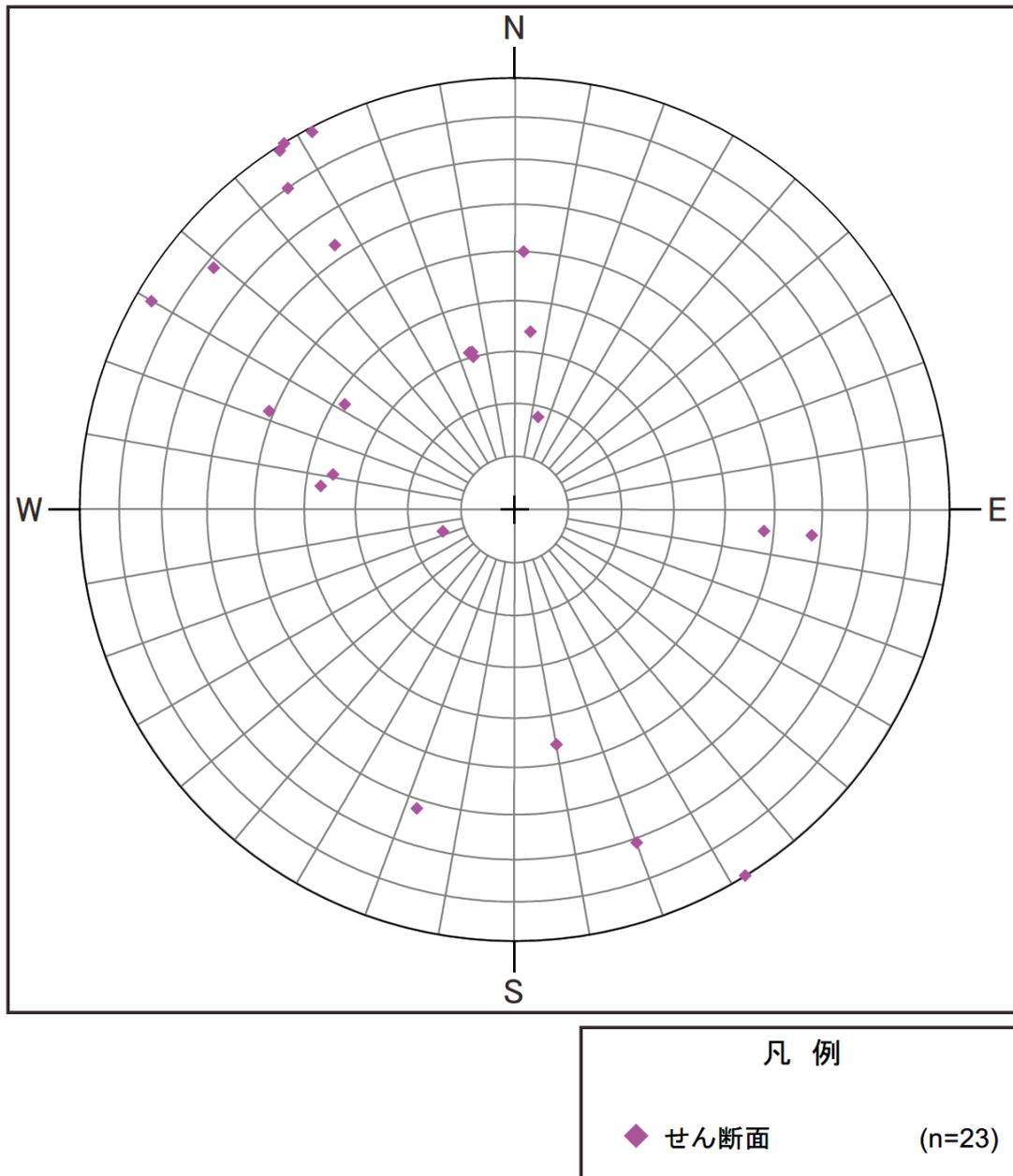


図 4.3.2.3 NFD-1-S5 孔 シュミットネット結果図 (せん断面)

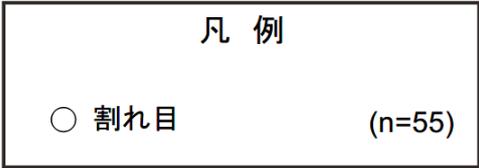
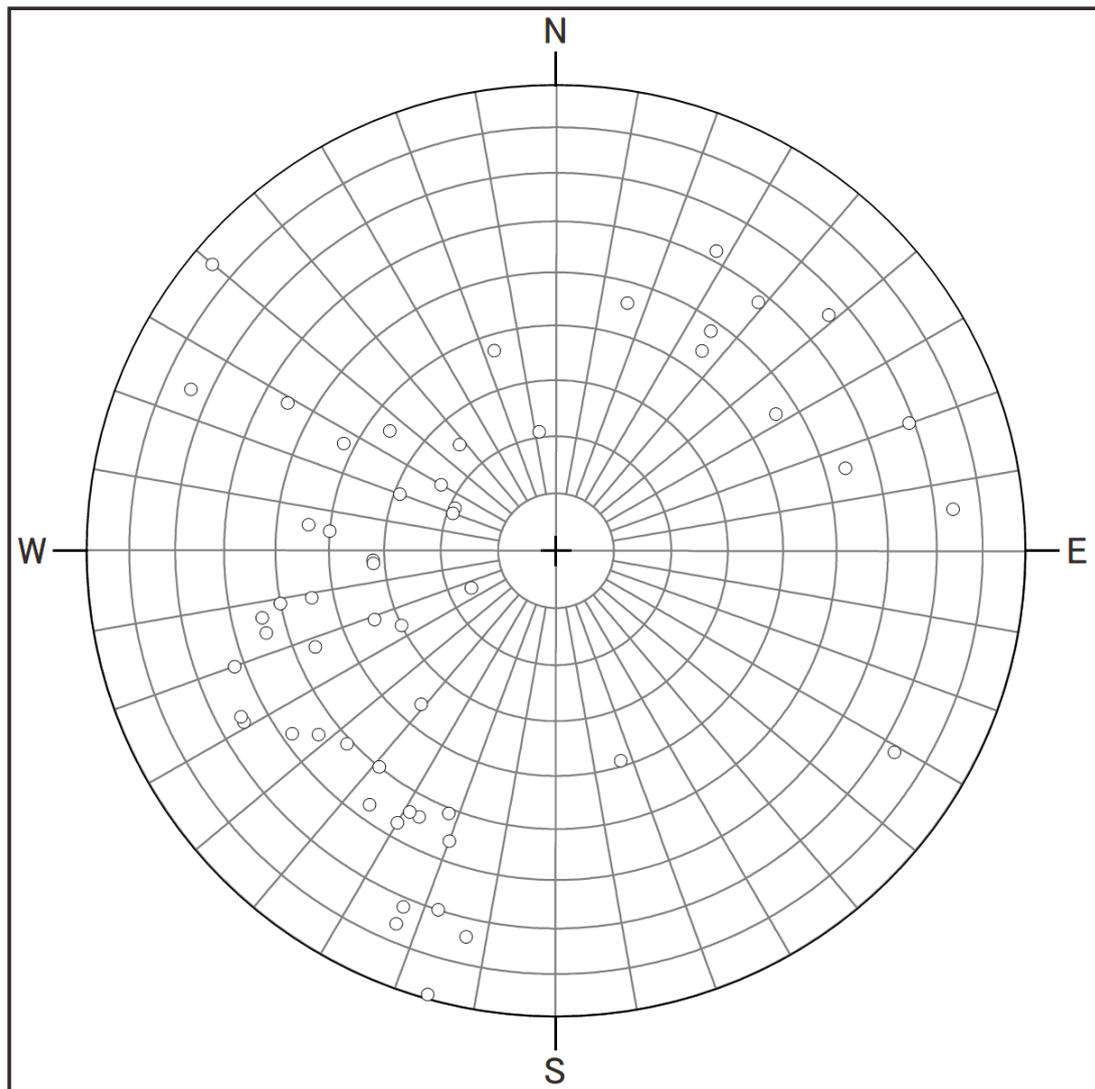


図 4.3.2.4 NFD-1-S5 孔 シュミットネット結果図 (割れ目)

(2) 断層破砕帯

確認された1箇所の断層破砕帯について詳細な観察を行い、破砕帯の幅、固結度、破砕の分布、せん断面の有無など、性状を確認し、表4.3.2.1に取りまとめた。

表4.3.2.1 NFD-1-S5孔の破砕帯一覧表

孔名	破砕帯番号	上端深度 (m)	下端深度 (m)	破砕帯				破砕帯及びせん断面の特徴
				破砕帯の 走向・傾斜	破砕帯の 固結度	見掛けの 破砕帯幅 (m)	断層ガウジ	
NFD-1-S5	NFD-1-S5-f1	903.09	909.51	N28W65NE N47E75SE N48E76SE N42E80SE N41E79SE N41E84SE N42E84SE N46E90 N40E88SE N36E36SE N55E79NW N46E84SE N62E84NW N66E90 N79W53N N59E88NW N58E88NW N40E85SE N51E80SE N52E81NW	半固結	6.42	有	<ul style="list-style-type: none"> ・本孔は下盤から上盤側に向かって掘進しているため、下盤側の花崗岩の健岩部から断層破砕帯へドラステックに産状が変化する。 ・深度904.09～904.27m間に灰～灰白色の半固結の断層ガウジが認められ、粘土状を呈する。幅は5～6cmで、色調の異なる断層ガウジが互層している。 ・深度904.24m付近に角度約75°の直線的なせん断面を伴う。 ・断層ガウジの下位(上盤側)には、黒色の半固結の断層角礫が認められ、原岩は安山岩である。NFD-1-S4①孔と同様に、花崗岩と安山岩の境界で断層運動が繰り返し起きたと考えられる。

破砕帯NFD-1-S5-f1(深度903.09～909.51m)は、花崗岩及び安山岩を原岩とした半固結の断層破砕帯である。図4.3.2.5に調査結果図を示す。本破砕帯は、深度904.09～604.27m間に幅5～6cmの厚い断層ガウジが認められ、深度904.24m付近に角度約75°の明瞭かつ直線的なせん断面を伴う。本孔では、断層破砕帯の下盤側から上盤側に向かって掘削を行っている。そのため、掘削深度の浅い方が断層破砕帯の下盤側、掘削深度の深い方が断層破砕帯の上盤側である。

断層ガウジは、灰～灰白色で半固結の粘土状を呈し、色調の僅かな違いによる互層が認められる。深度904.17m付近に角度約75°の湾曲したせん断面が認められ、せん断面沿いに暗灰色の粘土状断層ガウジをレンズ状に伴う。

断層ガウジの上盤側には、灰白色の弱破砕部、灰・灰白～淡橙色のカタクレーサイト、灰白～黒色の断層角礫及び暗灰色の安山岩が認められる。弱破砕部(深度905.63～907.66m及び908.36～909.17m間)は、全体的に変質を被っており、黒雲母は緑泥石に置き換わり、斜長石はソーシユライト化している。カタクレーサイト(深度904.56～905.63m、907.66～908.36m及び909.17～909.51m間)は、径1～6mmの破砕岩片を伴い、破砕岩片は花崗岩から構成される。深度907.66～908.36m間は、全体的に強変質を被っており、黒雲母が消失している。断層角礫(深度904.27～904.56m間)は、砂混じり角礫状を呈し、礫径は2～5mmである。角礫は安山岩を主体とし、一部花崗岩である。上端境界のせん断面沿いには、灰白色の花崗岩のブロックが認められ、花崗岩ブロック中の有色鉱物は、変質によって有色鉱物が全て消失している。安山岩(深

度904.70～904.77m間) の上部は、断層角礫化しており角礫状を呈し、灰色のカタクレーサイトをブロックとして包有している。一方、下部は、変質及び破碎の影響をほとんど被っておらず、健岩である。上部の安山岩は、地下深部で変成・変質を被ったカタクレーサイトに貫入後、地下浅部で破碎されている。

断層ガウジの下盤側には、灰白色のカタクレーサイト(深度904.09m以浅)が認められ、径3～8mmの破碎岩片を伴い、破碎岩片は花崗岩から構成される。

破碎帯NFD-1-S5-f1では、深度904.24m付近のせん断面をNFD-1-S5-s1とし、周辺をより詳細に観察することとした。

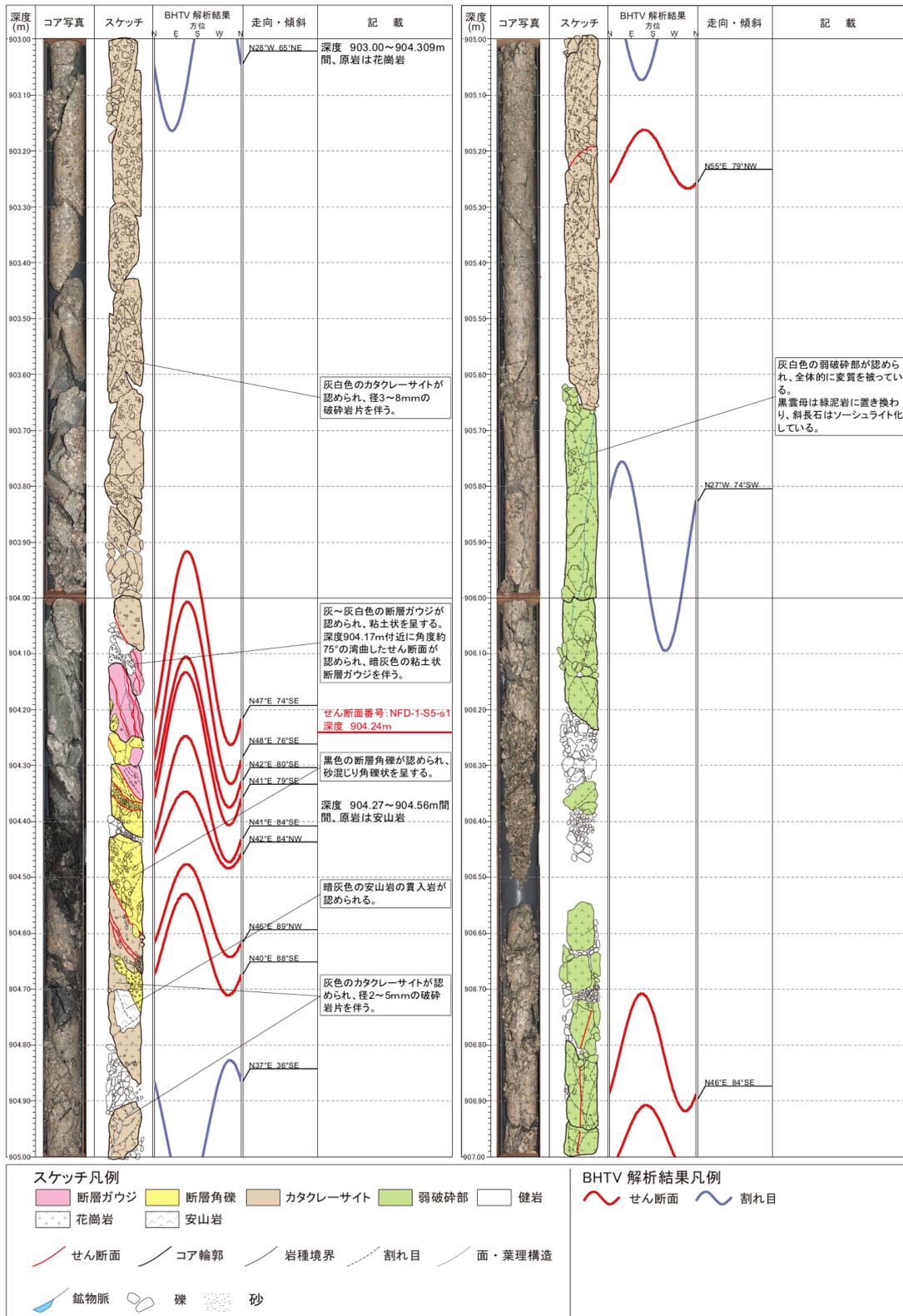


図4.3.2.5 破砕帯NFD-1-S5-f1調査結果 (1)

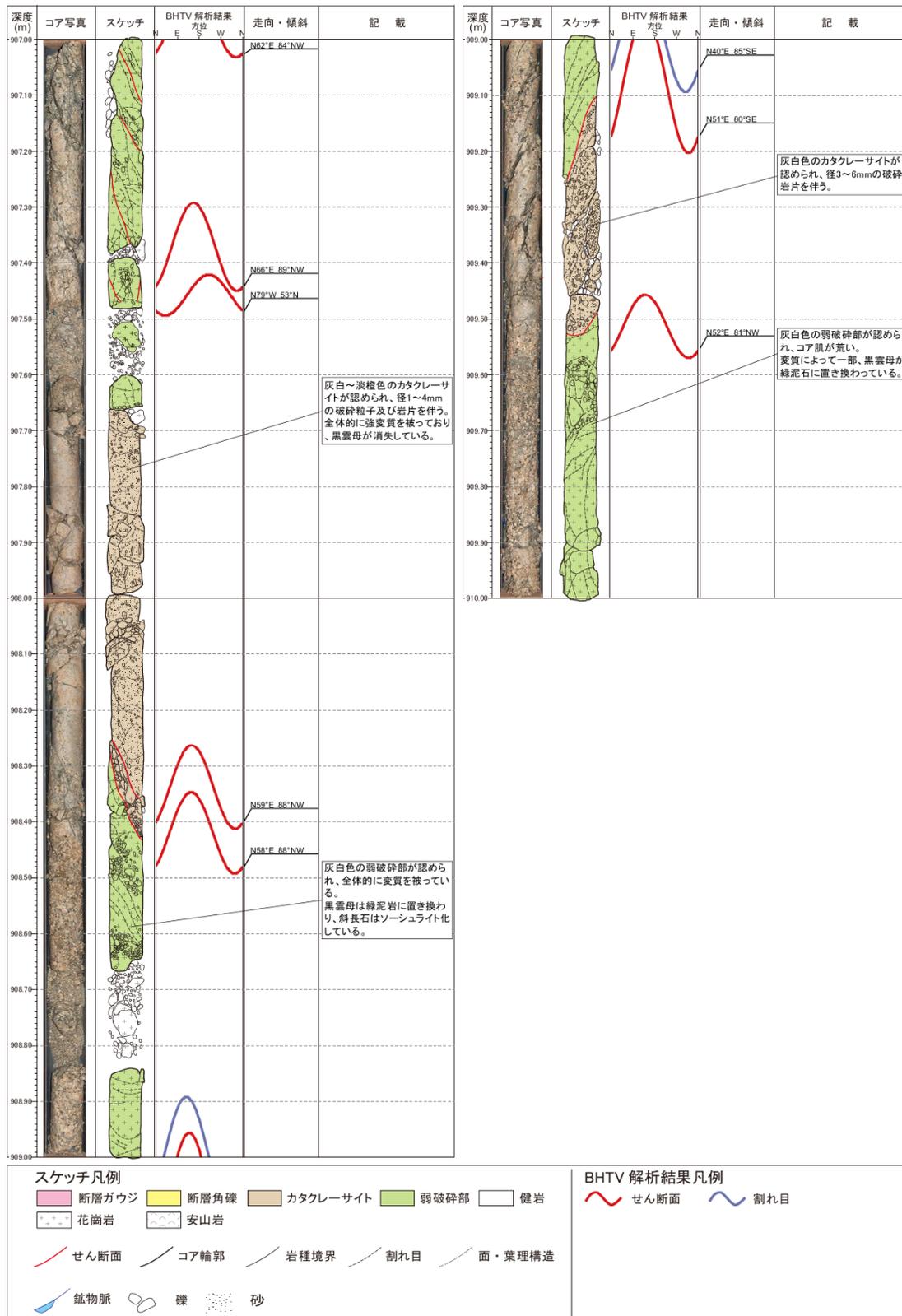


図4.3.2.5 破碎帯NFD-1-S5-f1調査結果 (2)

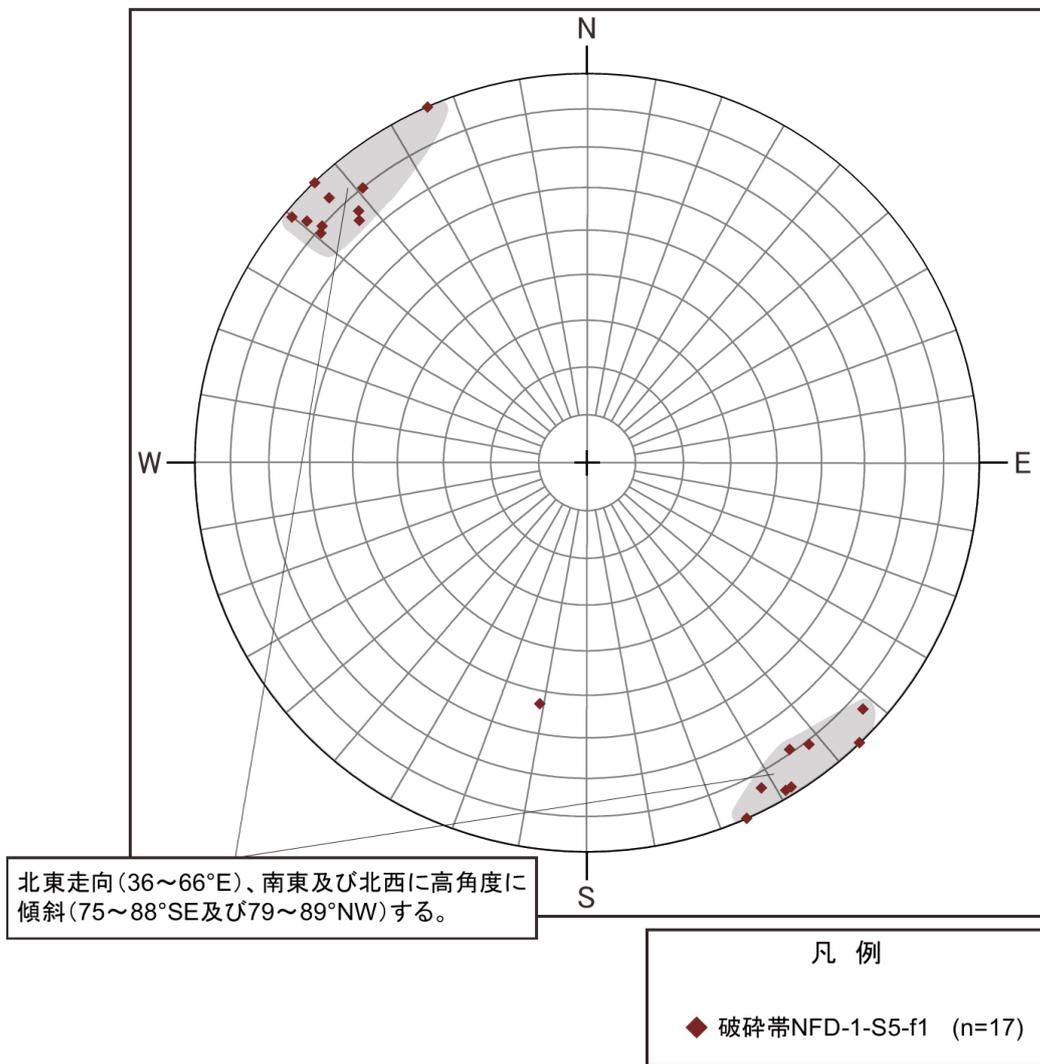


図4.3.2.6 破砕帯NFD-1-S5-f1 シュミットネット解析結果

(3) せん断面

断層破砕帯の観察から、断層運動と関連性のあるせん断面NFD-1-S5-s1（深度904.24m付近）を確認した。せん断面の特徴を表4.3.2.2に整理した。

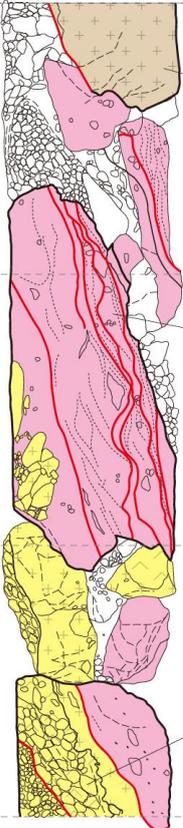
表 4.3.2.2 せん断面一覧表

せん断面				破砕帯及びせん断面の特徴
せん断面番号	深度 (m)	せん断面の走向・傾斜	せん断面の固結度	
NFD-1-S5-s1	904.24	N42E80SE	半固結	<ul style="list-style-type: none"> ・本孔は下盤から上盤側に向かって掘進しているため、下盤側の花崗岩の健岩部から断層破砕帯へドラスティックに産状が変化する。 ・深度904.09～904.27m間に灰～灰白色の半固結の断層ガウジが認められ、粘土状を呈する。幅は5～6cmで、色調の異なる断層ガウジが互層している。 ・深度904.24m付近に角度約75°の直線的なせん断面を伴う。 ・断層ガウジの下位(上盤側)には、黒色の半固結の断層角礫が認められ、原岩は安山岩である。NFD-1-S4①孔と同様に、花崗岩と安山岩の境界で断層運動が繰り返し起きたと考えられる。

せん断面 NFD-1-S5-s1（深度904.24m付近）の観察結果を図4.3.2.7に示す。断層ガウジ中のせん断面の形状は直線的で、角度は約75°である。

深度904.09～904.27m間には灰～灰白色の幅5～6cmの厚い断層ガウジが認められ、粘土状を呈する。断層ガウジ中には5条の連続性の良いせん断面が認められ、そのなかでも、深度904.24m付近のせん断面が最も直線的かつ明瞭である。本せん断面の上位(下盤側)のせん断面は湾曲しており、深度904.17m付近では暗灰色の粘土状断層ガウジがレンズ状に認められる。断層ガウジの下端境界には、角度約70°のせん断面が認められ、せん断面沿いには灰白色の花崗岩ブロックを伴い、花崗岩は強変質を被っており、有色鉱物が消失している。また本せん断面には、せん断面の構造と直交する方向に破砕粒子及び岩片が配列している。

深度904.24m付近のせん断面の下位(上盤側)には、黒色の断層角礫が認められ、砂混じり角礫状を呈する。径2～5mmの角礫を含み、礫種は安山岩を主体とし、一部花崗岩である。深度904.70～904.77m間の安山岩は、カタクレーサイト化している花崗岩に貫入しており、その貫入境界はローブ状を呈する(図4.3.2.5)。安山岩はカタクレーサイトの岩片を包有していること及び貫入境界の形状から、カタクレーサイトが固結する以前の半固結状態時に安山岩が貫入したと考えられる。これらの産状から、断層破砕帯として存在していた箇所に安山岩が貫入し、野島断層の活動によって安山岩も破砕され断層角礫及び断層ガウジになったと考えられる。

深度 (m)	コア写真	スケッチ	走向・傾斜	記 載
904.05				深度904.05～904.35m 原岩は花崗岩及び安山岩。
904.10				灰白色のカタクレーサイト。 径3～8mmの破碎岩片を伴い、 原岩は花崗岩である。
904.20			N48°E 76°SE	灰～灰白色の断層ガウジ。 半固結の粘土状を呈し、色調の 違いによる互層が認められる。 深度904.17m付近に暗灰色の粘 土状断層ガウジをレンズ状に伴 う。
			N42°E 80°SE	せん断面番号:NFD-1-S5-s1 深度 904.24m
904.30			N41°E 79°SE	黒色の断層角礫。 半固結の砂混じり角礫状を呈し、 礫径は2～5mm、基質は砂状で ある。 礫種は安山岩を主体とし、一部花 崗岩である。
904.35				

スケッチ凡例	
断層ガウジ(粘土状)	断層角礫
カタクレーサイト	花崗岩
安山岩	せん断面
コア輪郭	岩種境界
割れ目	面・葉理構造
礫	砂

図 4.3.2.7 せん断面 NFD-1-S5-s1 観察結果

4.3.3. 物理検層結果

NFD-1-S5 孔の調査では、深度 835～920m の区間で物理検層を実施した。図 4.3.3.1 に物理検層結果を示す。本孔では、孔径検層、温度検層、音波検層、密度検層、電気検層、方位傾斜測定及び孔壁観察（ボアホールテレビュア）を行った。地質と物性の関係については、図解 物理検層，物理探査学会編（1989）を参考にした（図 4.2.3.2 及び図 4.2.3.3）。以下に各検層について結果を示す。

・孔径検層

本孔は、孔径が 97mm の HQ ワイヤーラインのダブルコアチューブを用いて、掘進・コア採取を実施している。断層破砕帯 NFD-1-S5-f1 の上端付近から、孔径が局所的に広がっており、深度 904.1m、907.2m、909.6m 及び 913.1m 付近にそれぞれピークが認められる。上部 3 箇所ピークは断層破砕帯 NFD-1-S5-f1 の区間とほぼ対応している。深度 913.1m 周辺は主にカタクレーサイトから構成され、コアは角礫状あるいは 10cm 以下の短柱状～岩片状を主体とする。孔径検層の結果から、断層破砕帯の下盤側では孔径が非常に安定しており、断層破砕帯を抜けると孔径が不安定になる傾向が認められる。

・温度検層

孔内の温度は、深度とともに上昇し、深度 835m 付近で約 33.3℃、深度 920m 付近で 34.5℃を示す。地温勾配は約 0.014℃/m である。

・音波検層

弾性波速度は、断層破砕帯の下盤側で 3.7～5.3km/s、断層破砕帯の上盤側で 2.3～3.9km/s の値をそれぞれ示す。花崗岩の一般的な弾性波速度の値が 2.7～5.2km/s であることも、断層破砕帯の下盤側は堅硬な花崗岩から構成され、岩級区分の結果と調和的である。断層破砕帯付近で急激に弾性波速度が低下しており、せん断面及び割れ目が発達する区間と調和的である。本孔では、音波検層の結果が断層破砕帯の上盤と下盤で明瞭な違いが認められ、コア観察の結果とも非常に良く対応している。

・密度検層

岩盤の密度は、断層破砕帯の下盤側で 2.4～2.6g/cm³、断層破砕帯の上盤側で 2.2～2.5 g/cm³の値をそれぞれ示す。音波検層の結果と同様に、せん断面や割れ目が発達している深度において、密度が低下しており、断層破砕帯を境にして急激に変化する。

- ・電気検層

自然電位及び自然ガンマ線は、断層破碎帯 NFD-1-S5-f1 付近で著しく高くなる正のアノマリーが認められ、この区間を地下水が流動しているためであると考えられる。断層破碎帯の下盤側にも局所的に正のアノマリーが認められ、コア観察で割れ目の発達する区間と対応している。

比抵抗値は、断層破碎帯や弱破碎部などのせん断面が発達する深度で著しく低い値を示す。断層ガウジや強変質部は初生鉱物が消失し、構成鉱物が粘土鉱物に置き換わっているため、低比抵抗を示すと考えられる。

- ・方位傾斜測定

本孔の方位は、深度 835～838m 間で 3～179° の不安定な孔跡を示すが、深度 838m 以深では 146° の安定した孔跡を示す。傾斜は、深度 835～896m 間では深部に向かって緩やかに増角していき 32.5～33.0° の値を示す。深度 896m 以深では、傾斜が深部に向かって緩やか減角し 33.0～32.1° の値を示す。以上の結果から、本孔は当初の計画とほぼ一致した孔跡で掘進されたことを確認した。

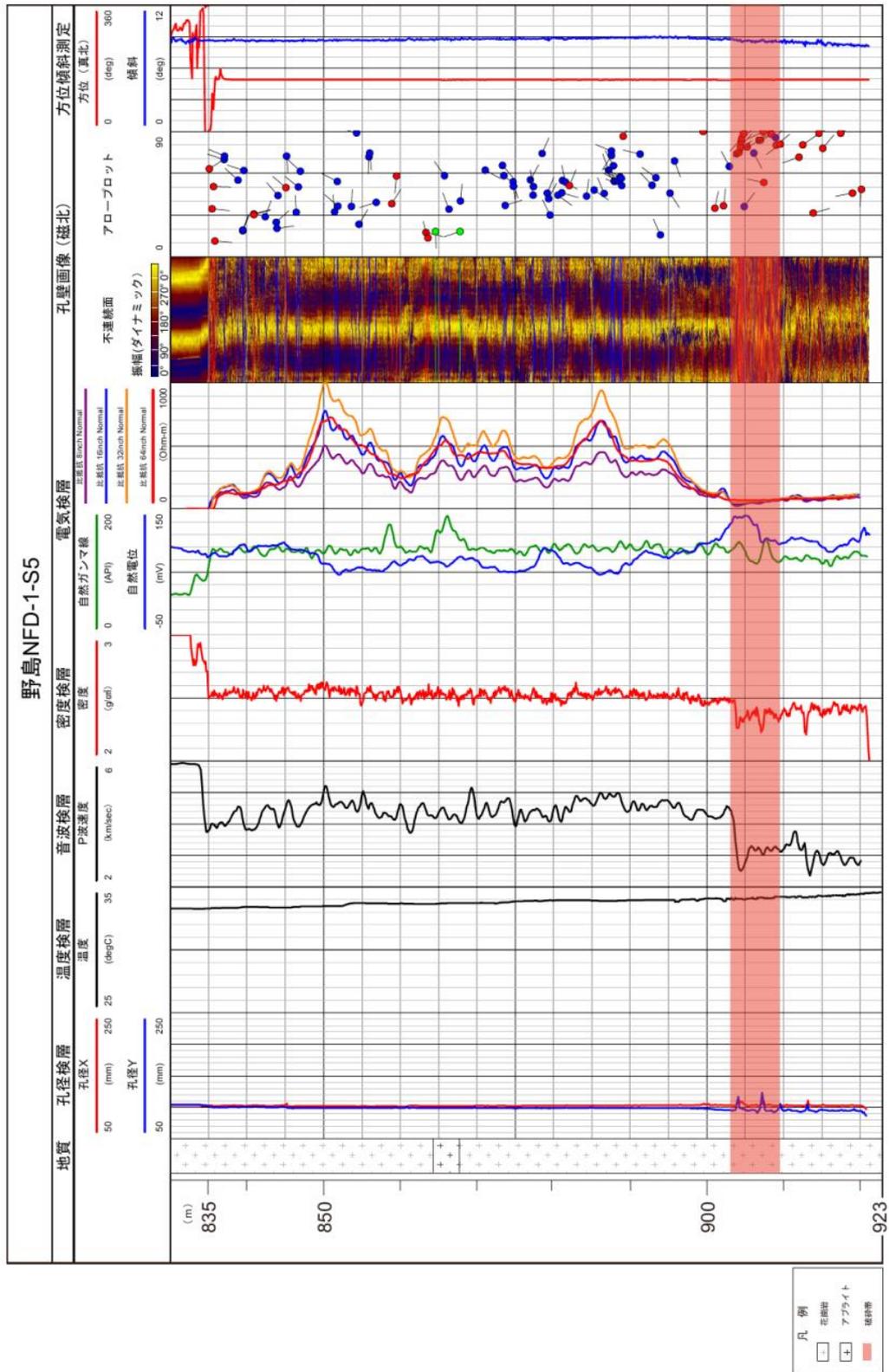


図 4.3.3.1 NFD-1-S5 孔 物理検層結果図

4.4. NFD-1-S6①孔

4.4.1. 削孔結果

NFD-1-S6①孔は、NFD-1 孔の深度 835m からコントロール掘削し、NFD-1 孔の深度 529m 付近で確認された断層破碎帯の連続性と傾斜の確認及び深度 885m 以深の断層試料を採取するために実施した。

以下に、削孔結果を示す。

(1) ケーシングプログラム及び掘削・掘進状況

NFD-1-S6①孔は、深度 835m から深度 884m までの区間は、MWD を用いたコントロール掘削（ダウンホールモータ工法）を実施した。深度 884m から深度 899.5m の区間は、孔径が 97mm の HQ ワイヤーラインのダブルコアチューブおよび 4 インチ特殊加工ケーシング（図 4.4.1.1）を用いて、掘進・コア採取を実施し、深度 899.5m で検尺を行った。図 4.4.1.2 に掘進実績概要図を、図 4.4.1.3 に NFD-1-S6①孔（後述する NFD-1-S6②孔、NFD-1-S6③孔（計画）を含む）の孔跡概要図を示す。

コントロール掘削は、平成 30 年 3 月 10 日に開始し平成 30 年 3 月 11 日に深度 884m までの掘削を完了した。HQ ワイヤーラインのダブルコアチューブを用いた掘進は、4”ケーシング挿入後、平成 30 年 3 月 15 日から行われ、深度 889.5m まで掘進、検尺、孔曲がり測定後、平成 30 年 3 月 22 日に完了した。

コア採取の結果、深度 897m 付近で 1 箇所断層破碎帯を確認した。

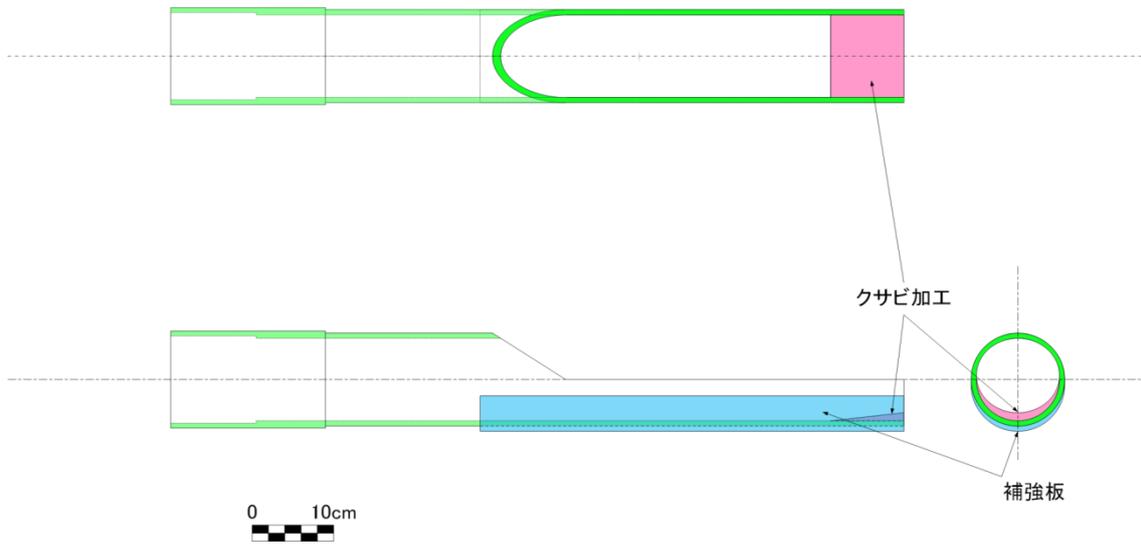


図 4.4.1.1 4 インチ特殊加工ケーシングの概要図

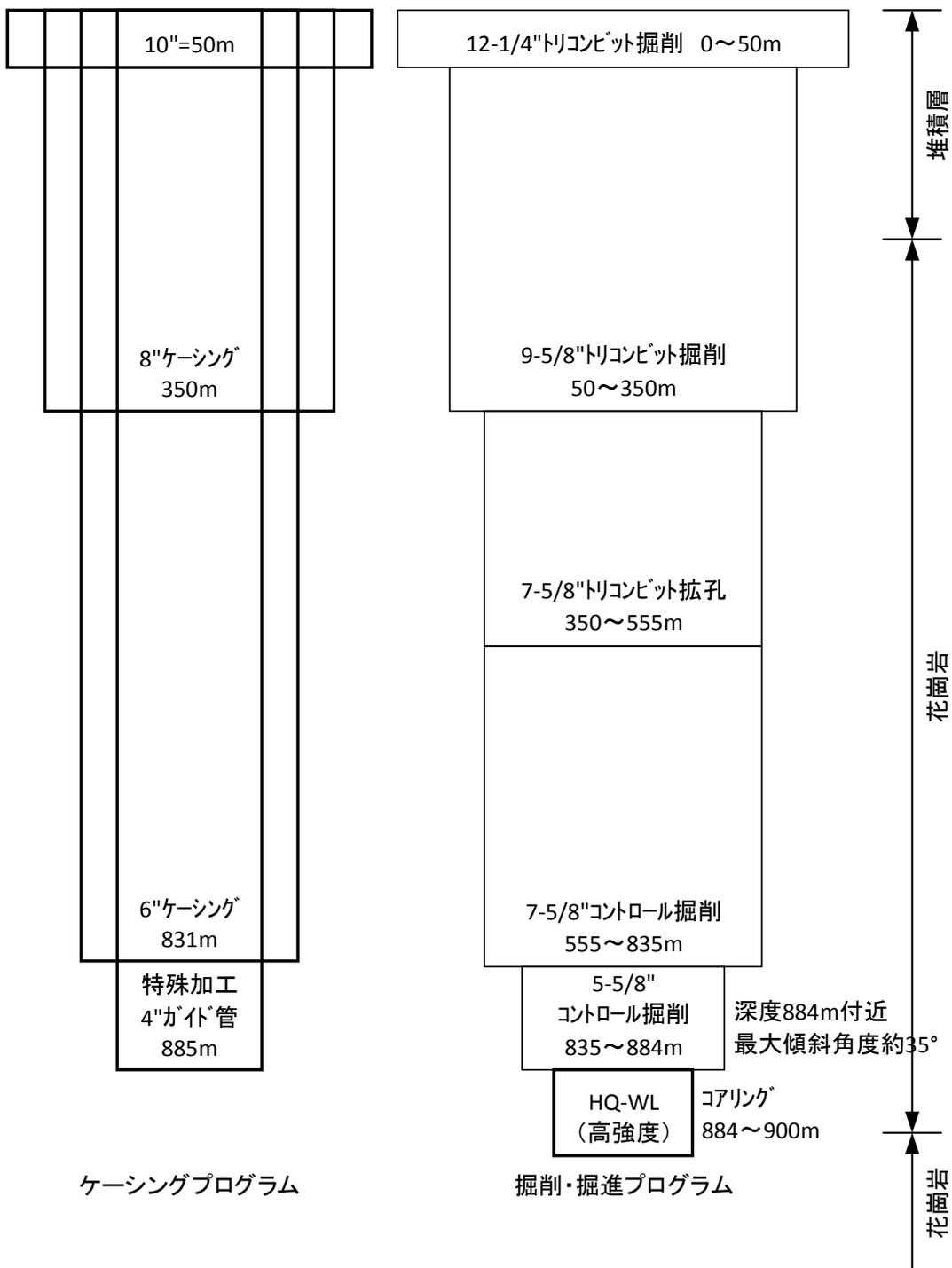


図 4.4.1.2 NFD-1-S6①孔 掘進概要図 (断層破碎帯を深度 897m 付近で確認)

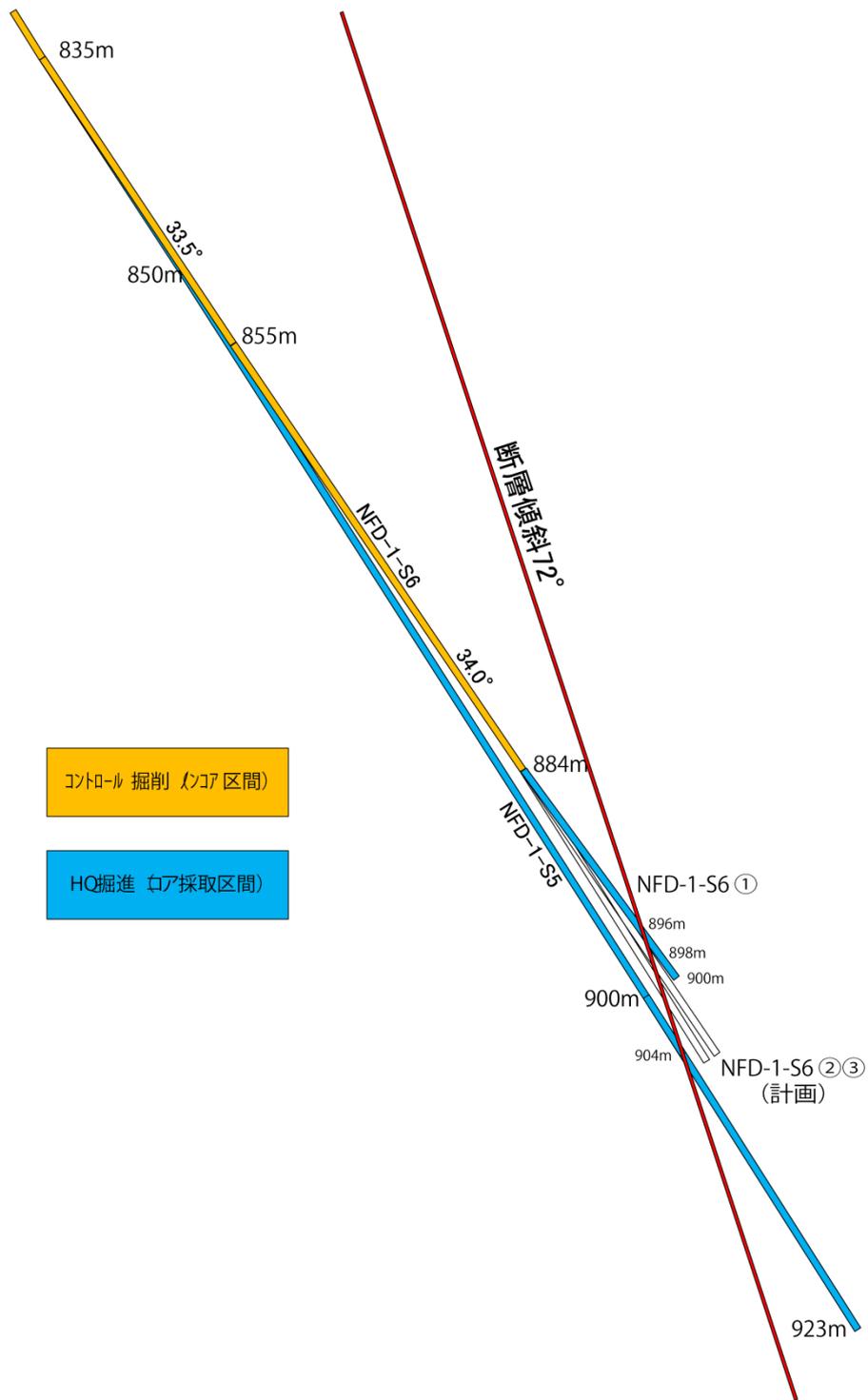


図 4.4.1.3 NFD-1-S6 孔の孔跡概要図

(2) 掘削工程

現場作業実績工程表を表 4.4.1.1 に、掘進推移を図 4.4.1.4 に示す。

表 4.4.1.1 NFD-1-S6①孔 現場作業実績工程表

工種	孔名	項目	細目	実績数量	年					備考		
					3月							
					週	3	10	17	24		31	
ボーリング	NFD-1-S6 ①	準備工事										
		掘削	MWDコントロール掘削	49m				884			ダウンホールモータ工法(深度835~884m)	
		掘進	HQダブル(オールコア)	16m				900				
			検尺					900			深度899.5mで検尺	
		ガイド管挿入	4"ガイド管挿入	49m				884				
		孔曲がり測定			1回							
		撤去										

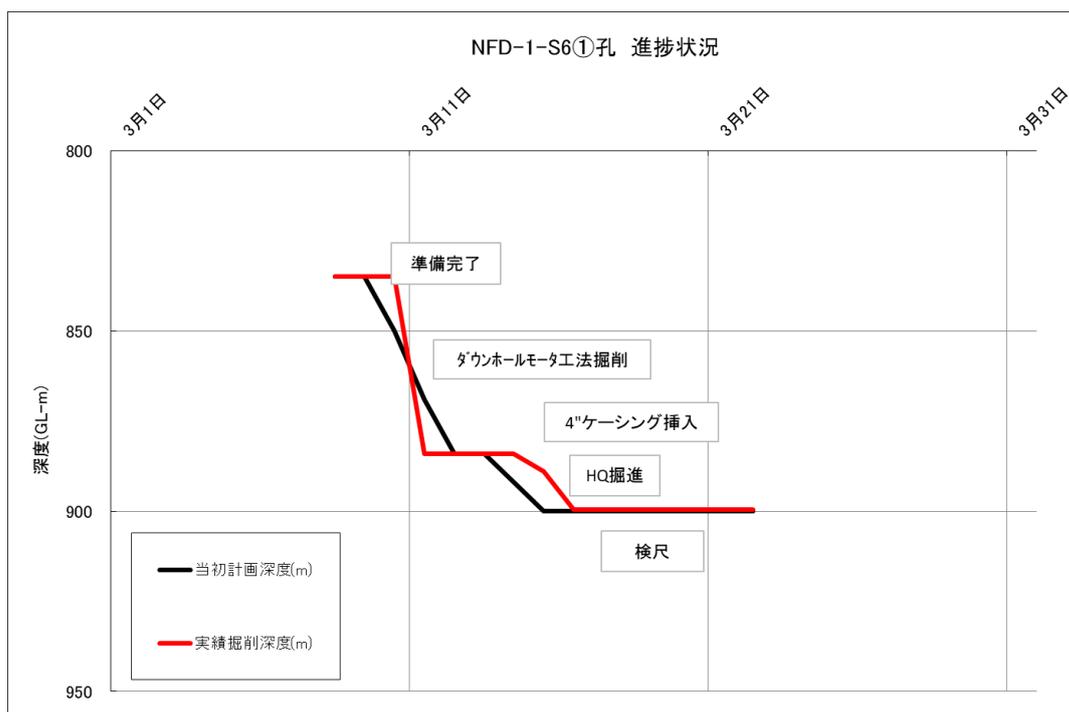


図 4.4.1.4 NFD-1-S6①孔 当初計画と実績進捗の推移

(3) 孔井の方位及び傾斜

孔井の方位及び傾斜を測定する孔曲がり測定は、HQ ワイヤーラインによる掘進開始深度および掘進終了深度において行われた。表 4.4.1.2 に測定結果を示す。なお、鉛直を 0° として表記している。

コア採取開始地点付近（深度 835m 測定）付近で傾斜角 6.4° 、方位 $N49^{\circ} W$ 、コア採取終了地点（深度 905m 測定）付近では傾斜角 6.0° 、方位 $48^{\circ} W$ で掘進された。すなわち、HQ ワイヤーライン掘進区間では、ほぼ直進で掘進された。

表 4.4.1.2 孔井の方位及び傾斜測定結果一覧表

深度(m)	真方位(T.N.)	鉛直からの角度($^{\circ}$)	コントロール方法	備考
890	S40 $^{\circ}$ E	35.8		シングルショット

4.4.2. コア観察結果

NFD-1-S6①孔の調査では、深度 884～899.5m の区間でコア観察を実施した。なお、本項で示される「深度」については、特に記載がない限り「掘削深度」を指すこととする。

以下、(1) 地質、(2) 断層破碎帯、(3) せん断面の項目別に観察結果を示す。

(1) 地質

図 4.4.2.1 に NFD-1-S6①孔の柱状図を示す。コア採取を行った深度 884～899.5m 間は主に花崗岩から構成され、一部安山岩の貫入が認められる。

花崗岩の色調は主に灰白色であり、構成鉱物の粒径は 2～6mm を主体とし、組織は等粒状組織を示す。

深度 884.00～894.62m 間は、局所的に割れ目やせん断面が認められる程度であり、全体的にコアの状態が良く堅硬である。岩級は C_H を示す。深度 894.62～896.98m 間は、灰色のカタクレーサイトから構成され、原岩は花崗岩である。カタクレーサイト中の破碎岩片は、花崗岩の原岩組織を残しており、変質の影響は少ない。一部、角度 60～65° のせん断面が認められるが、全体的にコアは堅硬である。上位の花崗岩の健岩部と比べてやや硬軟区分、割れ目状態及び変質区分が低く、岩級は C_M～C_H 級を示す。深度 896.98～899.38m 間は、角度約 70° のせん断面が発達し、断層ガウジ及びカタクレーサイトから主に構成される。カタクレーサイト中の破碎岩片及び基質が変質の影響を被っており、破碎岩片は花崗岩の原岩組織を残していない。岩級は D 級を主体とし、一部 C_L 級を示す。深度 899.38～899.50m 間は、角度 60～70° の割れ目が発達し、全体的に断層ガウジの上位に認められる花崗岩よりも岩級が悪く、C_L 級を示す。

深度 894.62～899.38m 間は、これまでに確認された野島断層の断層破碎帯の特徴と類似していることから、断層破碎帯 NFD-1-S6①-f1 とした。



図 4.4.2.1 NFD-1-S6①孔 柱状図

(2) 断層破碎帯

確認された1箇所の断層破碎帯について詳細な観察を行い、破碎帯の幅、固結度、破碎の分布、せん断面の有無など、性状を確認し、表4.4.2.1に取りまとめた。

表4.4.2.1 NFD-1-S6①孔の破碎帯一覧表

孔名	破碎帯							破碎帯及びせん断面の特徴
	破碎帯番号	上端深度 (m)	下端深度 (m)	破碎帯の走向・傾斜	破碎帯の固結度	見掛けの破碎帯幅 (m)	断層ガウジ	
NFD-1-S6①	NFD-1-S6①-f1	894.62	899.38	-	固結／半固結	4.76	有	<ul style="list-style-type: none"> ・本孔はNFD-1-S5孔と同様に、下盤から上盤側に向かって掘進しているため、花崗岩の健岩部(下盤側)から断層破碎帯へドラスティックに産状が変化する。 ・深度897.26～897.35m間に灰～灰白色の半固結の断層ガウジが認められ、粘土状を呈する。断層ガウジの幅は2～2.5cmで、NFD-1-S4①孔やNFD-1-S5孔で認められた断層ガウジよりも薄い。 ・深度897.33m付近に角度約70°の明瞭かつ直線的なせん断面を伴い、本せん断面を本孔における主せん断面とした。 ・断層ガウジの上位(下盤側)には、灰色のカタクレーサイト及び暗灰色の安山岩が認められ、安山岩は破碎の影響をほとんど被っていない。断層ガウジの低位(上盤側)には灰色のカタクレーサイトが認められ、破碎岩片及び基質は変質を被っている。 ・本孔はNFD-1-S4①孔及びNFD-1-S5孔と同様に、花崗岩と安山岩の境界で断層運動が繰り返し起きたと考えられるが、本孔では下盤側に安山岩の貫入岩が認められた。

破碎帯NFD-1-S6①-f1(深度894.62～899.38m)は、花崗岩及び安山岩を原岩とした固結～半固結の断層破碎帯である。図4.4.2.2に調査結果図を示す。本破碎帯は、深度897.26～897.35m間に幅2～2.5cmの断層ガウジが認められ、深度897.33m付近に角度約70°の明瞭かつ直線的なせん断面を伴う。本孔は、NFD-1-S5孔と同様に、断層破碎帯の下盤から上盤に向かって掘削を行っている。

断層ガウジは灰～灰白色の半固結の粘土状を呈し、色調の僅かな違いによる互層が認められる。断層ガウジの上端境界は、角度約70°のせん断面が認められ、幅3～8mmの灰白色の角礫混じり粘土状断層ガウジを伴う。断層ガウジの下端境界には、幅2～4mmの灰白色の粘土状断層ガウジが認められ、直上の灰色の粘土状断層ガウジを切っている。

断層ガウジの上盤側には、灰色のカタクレーサイトが認められ、原岩は主に花崗岩から構成され、一部安山岩である。カタクレーサイト(深度897.35～899.38m間)は、径1～4mmの破碎岩片を伴うが、変質の影響を被っているため、破碎岩片は原岩組織をほとんど残していない。深度897.66～897.68m間及び898.05m付近にはカタクレーサイト化した安山岩が認められ、花崗岩との境界はやや不明瞭である。上盤側に認められる安山岩は、花崗岩中に貫入したのちに破碎を被っている。

断層ガウジの下盤側には、暗灰色の安山岩及び灰色のカタクレーサイトが認められ、カタクレーサイトの原岩は花崗岩である。安山岩(深度897.12～897.26m間)には、下位のせん断面の構造と調和的な角度約70°の割れ目が認められる。斜長石斑晶が安山岩の中心部に認められ、上端境界付近は細粒で無斑晶質であることからチルドマー

ジンであると思われる。カタクレーサイト（深度894.62～897.12m間）は、径2～6mmの破碎岩片を伴い、破碎岩片は花崗岩から構成される。全体的に変質の影響をあまり被っておらず、破碎岩片には花崗岩の原岩組織が残っている。

破碎帯NFD-1-S6①-f1では、深度897.33m付近のせん断面をNFD-1-S6①-s1とし、周辺をより詳細に観察することとした。

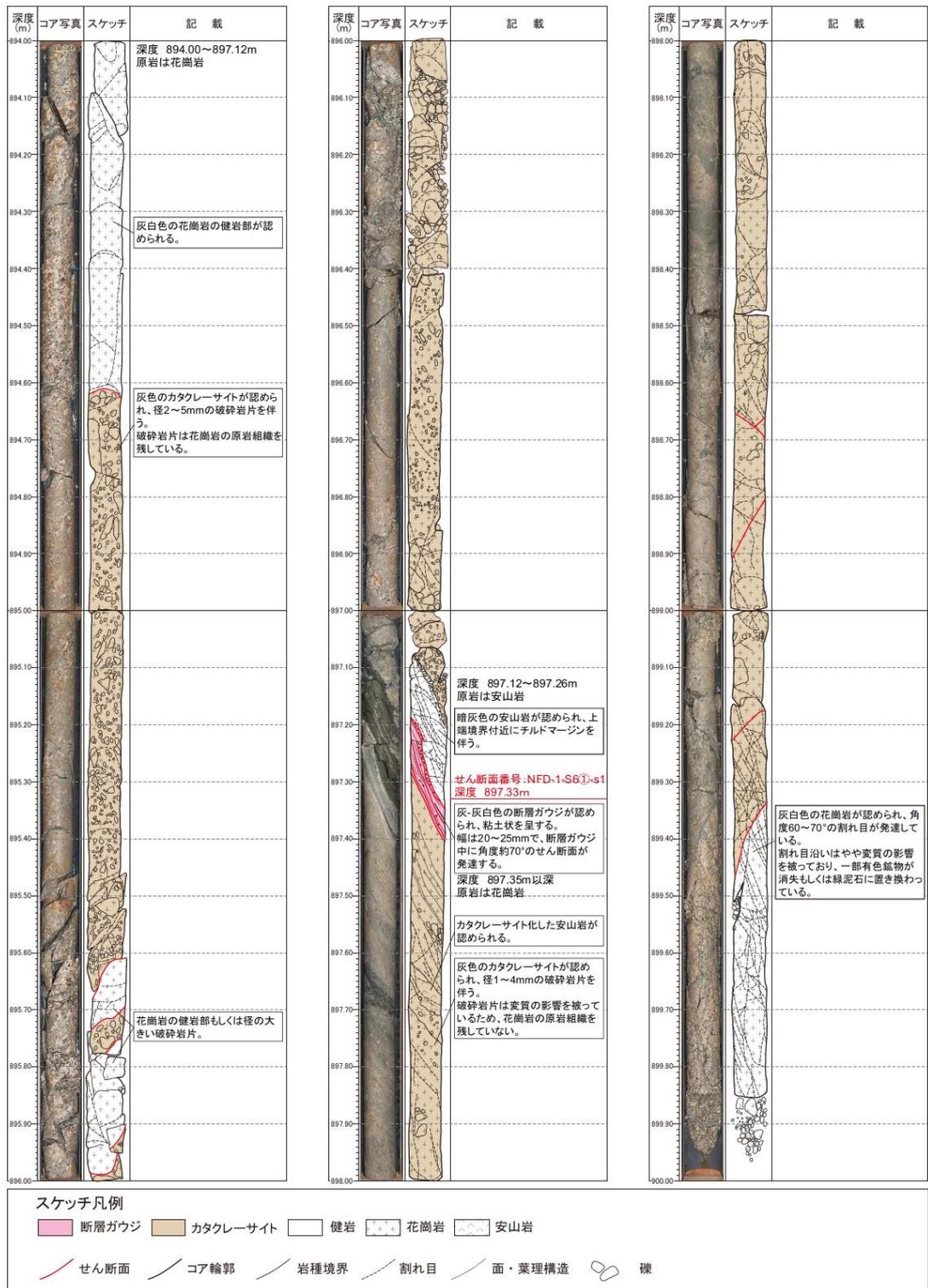


図4.4.2.2 破碎帯NFD-1-S6①-f1調査結果

(3) せん断面

断層破砕帯の観察から、断層運動と関連性のあるせん断面NFD-1-S6①-s1（深度897.33m付近）を確認した。せん断面の特徴を表4.4.2.2に整理した。

表 4.4.2.2 せん断面一覧表

せん断面				破砕帯及びせん断面の特徴
せん断面番号	深度 (m)	せん断面の 走向・傾斜	せん断面の 固結度	
NFD-1-S6①-s1	897.33	-	半固結	<ul style="list-style-type: none"> ・本孔はNFD-1-S5孔と同様に、下盤から上盤側に向かって掘進しているため、花崗岩の健岩部(下盤側)から断層破砕帯へドラスティックに産状が変化する。 ・深度897.26～897.35m間に灰～灰白色の半固結の断層ガウジが認められ、粘土状を呈する。断層ガウジの幅は2～2.5cmで、NFD-1-S4①孔やNFD-1-S5孔で認められた断層ガウジよりも薄い。 ・深度897.33m付近に角度約70°の明瞭かつ直線的なせん断面を伴い、本せん断面を本孔における主せん断面とした。 ・断層ガウジの上位(下盤側)には、灰色のカタクレーサイト及び暗灰色の安山岩が認められ、安山岩は破砕の影響をほとんど被っていない。断層ガウジの下位(上盤側)には灰色のカタクレーサイトが認められ、破砕岩片及び基質は変質を被っている。 ・本孔はNFD-1-S4①孔及びNFD-1-S5孔と同様に、花崗岩と安山岩の境界で断層運動が繰り返し起きたと考えられるが、本孔では下盤側に安山岩の貫入岩が認められた。

せん断面 NFD-1-S6①-s1（深度897.33m付近）の観察結果を図4.4.2.3に示す。断層ガウジ中のせん断面の形状は直線的で、角度は約70°である。

深度 897.26～897.35m 間には灰～灰白色の幅 2～2.5cm の断層ガウジが認められ、粘土状を呈する。断層ガウジ中には 4 条のせん断面が認められ、その中でも深度 897.33m 付近のせん断面が最も直線的かつ明瞭である。本孔で認められる断層ガウジは、NFD-1-S4①や NFD-1-S5 孔で認められる断層破砕帯よりも幅が薄い特徴を示すが、安山岩と破砕された花崗岩との境界に認められることから、野島断層の主せん断面であると判断した。本断層ガウジは、せん断面を境にして僅かに色調が異なるガウジが互層しており、せん断面の構造と調和的な葉片状構造が認められる。

断層ガウジの上端境界付近（深度 897.26m）には角度約 70° の平行なせん断面が 2 条認められ、せん断面間に幅 3～8mm の灰白色の角礫混じり粘土状断層ガウジを伴う。本断層ガウジを境にして、上位の安山岩と接している。安山岩は、上位のカタクレーサイトとの境界部にチルドマージンを伴うことから、地下深部で形成されたカタクレーサイトが地下浅部に上昇後に貫入、もしくは地下浅部で形成された断層角礫が固結後に貫入したと考えられる。本孔では、下盤側に安山岩を伴っており、隣接する NFD-1-S5 孔と異なる特徴を示しているが、深度 900m 付近では安山岩の貫入境界部

で野島断層の断層破碎帯を記録していると思われる。

断層ガウジの下端境界付近（深度 897.35m）には角度約 70° の平行なせん断面が 3 条認められ、せん断面間に幅 2~4mm の灰白色の粘土状断層ガウジを伴う。下端境界の断層ガウジの下位（上盤側）には、灰色のカタクレーサイトが認められ、本カタクレーサイト中の細粒な破碎岩片（径 1~2mm）は上位のせん断面の構造とほぼ平行に配列している。また、カタクレーサイト中の基質及び破碎岩片は変質の影響を被っており、一部粘土鉱物に置き換わっていることから、断層ガウジの上盤側がより変質の影響を強く被っている。

以上の結果から、本孔では NFD-1-S5 孔と同様に、断層破碎帯として存在していた箇所安山岩が貫入し、その貫入境界部で野島断層の活動が起こっていると考えられる。

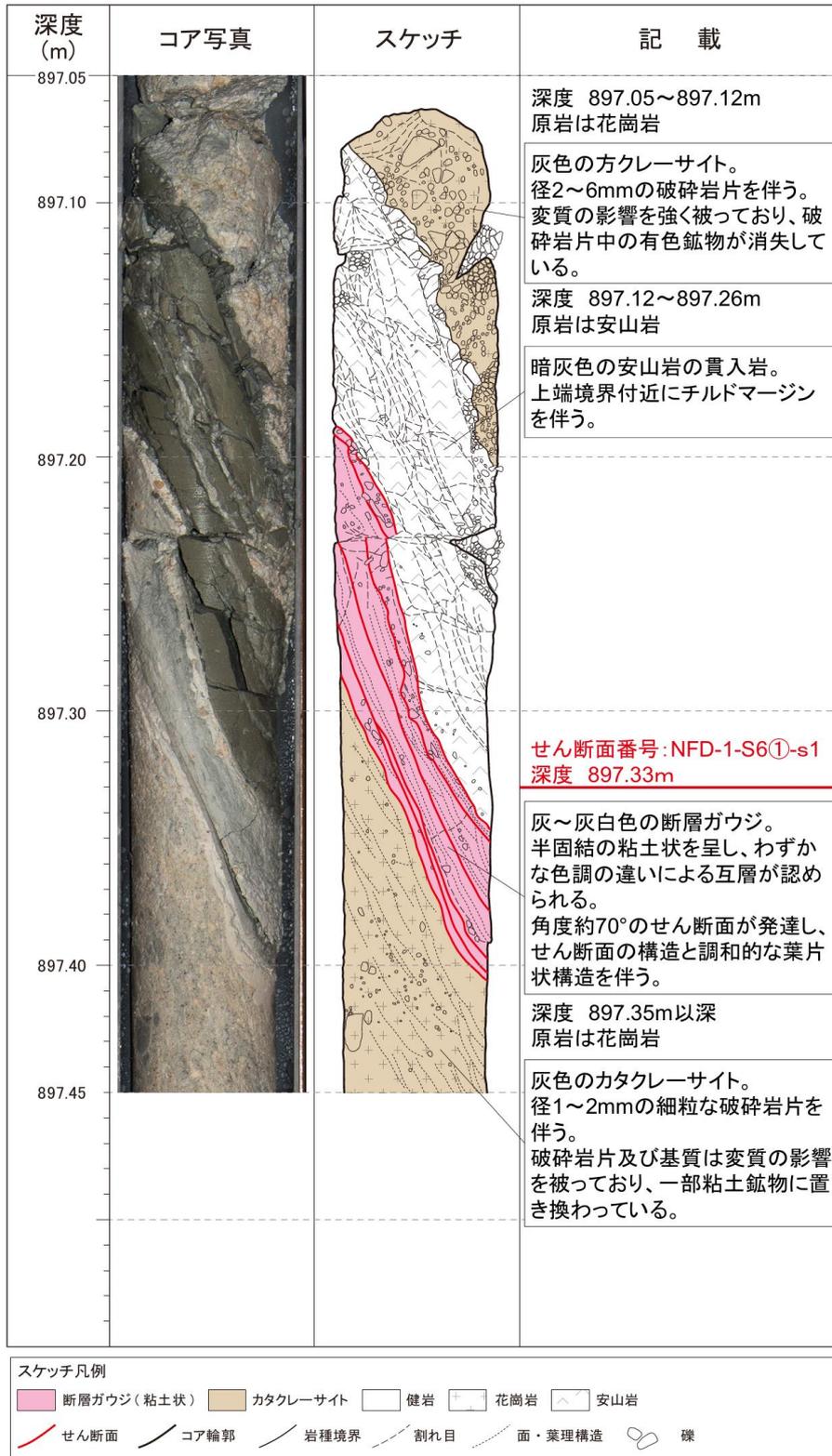


図 4.4.2.3 せん断面 NFD-1-S6①-s1 観察結果

4.5. NFD-1-S6②及び S6③孔

4.5.1 削孔結果

NFD-1-S6②及び S6③孔は、NFD-1-S6①孔の掘削時に実施したコントロール掘削区間先端の深度 885m から掘削を開始し、NFD-1 孔の深度 529m 付近で確認された断層破碎帯の連続性と傾斜の確認及び深度 885m 以深の断層試料の採取を、NFD-1-S6①孔と近接する位置で行うために実施した。しかし、深度 885m から深度 905m の区間において、孔径が 97mm の HQ ワイヤーラインのダブルコアチューブを用いて、掘進・コア採取を実施したが、ケーシングが破断したため、コアを採取することができなかった。

4.6. 野島断層の地質構造

野島断層を対象とした、NFD-1-S4①、NFD-1-S5、NFD-1-S6①、NFD-1-S6②及びNFD-1-S6③孔のボーリング調査結果を受け、NFD 地質断面図を作成した（図 4.6.1）NFD-1 孔の結果は、NFD-2 孔の掘進方向（N38W）の断面図上に直交方向に投影しており、投影距離は約 16m である。

平成 27 年度業務において採取された NFD-1 孔及び NFD-1-S3 孔では、深度 529.0m（断層破砕帯 NFD-1-f1）及び深度 533.4m（断層破砕帯 NFD-1-S3-f1）で厚い断層ガウジがそれぞれ認められた。本断層ガウジの性状や物理検層の結果から、これらの断層破砕帯が野島断層であると結論付けている。NFD-1 孔で実施したボアホールテレビュア解析の結果からは、孔径が既に広がっていたため、野島断層の正確な走向及び傾斜を解析することができなかった。そのため NFD-1-f1 と NFD-1-S3-f1 の深度を地質断面図上で結び、その延長線上に野島断層が出現すると予想をし、コントロール掘削によって NFD-1-S4①、NFD-1-S5 及び NFD-1-S6①の掘削を実施した。このときの野島断層の傾斜角は、約 68° であると想定している。

NFD-1-S4①孔は、断層破砕帯の上盤側から基盤岩である花崗岩類を掘進し、深度 605.26m 付近に明瞭なせん断面が認められた（表 4.6.1）。本せん断面周辺で著しく破砕の影響を被っている区間を断層破砕帯 NFD-1-S4①-f1 としている（表 4.2.2.1 及び図 4.2.2.5）。本孔で実施したボアホールテレビュアの解析結果では、既に孔径が広がっており断層破砕帯中の走向及び傾斜のデータを得ることができなかった。方位傾斜測定の結果から、深度 605m 付近は孔の傾斜が約 9° を示しており、ボーリングコアで観察される野島断層の角度は 78° 前後であると考えられる。ボーリングコアの観察結果から、深度 605.26m 付近には角度約 75° の厚い断層ガウジが認められ、NFD-1-f1 及び NFD-1-S3-f1 で認められた断層ガウジの性状と類似している。断層ガウジの性状及び構造から NFD-1-S4①-f1 が野島断層であると考えられる。

NFD-1-S5、NFD-1-S6①、NFD-1-S6②及び NFD-1-S6③孔は、断層破砕帯の下盤から基盤岩である花崗岩類を掘進し、それぞれ深度 904.24m、897.29m、898.50m 及び 900.60m に明瞭なせん断面が認められた（表 4.6.1）。NFD-1-S4①孔と同様に、各せん断面周辺で著しく破砕の影響を被っている区間を NFD-1-S5-f1 及び NFD-1-S6①-f1 としている（表 4.3.2.1、4.4.2.1 及び図 4.3.2.5、4.4.2.2）。NFD-1-S5 孔では、物理検層を実施しており、断層破砕帯の下盤と上盤側で音波検層及び密度検層で負のアノマリー、電気検層で正のアノマリーがそれぞれ顕著に認められた。ボアホールテレビュアの解析結果から、断層破砕帯中に発達するせん断面の構造は、北東走向で南東もしくは北西方向に急傾斜している。深度 904.24m 付近のせん断面の走向・傾斜は N42° E80° SE を示し、想定されていた傾斜角よりも高角であった。本せん断面は花崗岩と安山岩の境界に認められることから、地下深部（深度 900m 付近）では安山岩の貫入方向がせん断面の構造に影響を与えている可能性が考えられる。これらの結果から、NFD-1-S5-f1 及び NFD-1-S6①-f1 を野島断層で

あると判断した。

表 4.6.1 各コントロール掘削で確認された野島断層の出現深度

	NFD-1-S4①	NFD-1-S5	NFD-1-S6①
野島断層 出現深度	605.26m	904.24m	897.33m

本調査では、NFD-1-S4①、NFD-1-S5 及び NFD-1-S6①で採取された断層破碎帯を地質断面図上で結ぶと、野島断層の傾斜角は約 72° と想定される。深度 530m 付近では、野島断層の傾斜角を約 68° と想定していたことから、本断層は地下深部に向かって僅かに高角になっていると考えられる。NFD-1-S5 のコア観察結果からは、野島断層が花崗岩と安山岩の境界に認められ、局所的に傾斜角が約 80° を示す可能性がある。

以上のことから、本調査ではほぼ想定した深度で野島断層の断層破碎物質の採取に成功しており、異なる深度で断層破碎帯を採取する手法としてコントロール掘削が非常に有効な手段であることを示すことができた。

引用文献

栗田泰夫, 水野清秀, 1998, 1 万分の 1 兵庫県南部地震に伴う地震断層ストリップマップー野島・小倉及び灘川地震断層一説明書. 構造図 (12), 地質調査所, 74pp.

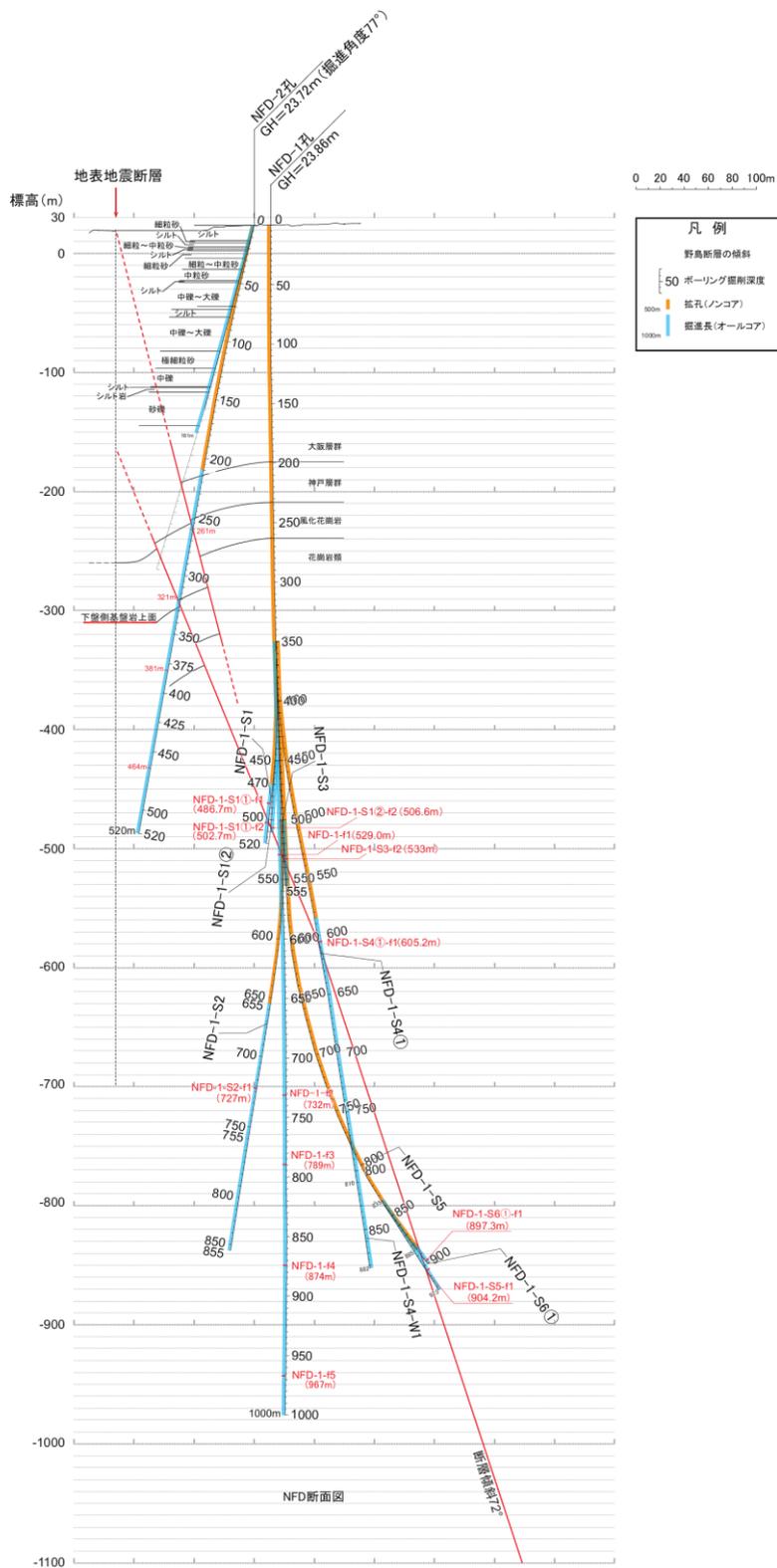


図 4.6.1 NFD 地質断面図