

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

断層破碎帯の構造解析・年代測定・室内摩擦実験

報 告 書

(6 / 6)

平成 29 年 3 月

国立大学法人京都大学

目次

1. はじめに	1
1. 1. 目的	1
1. 2. 事業概要	1
2. 断層破砕帯の構造の調査	2
2. 1. 断層破砕帯の構造と応力場解析	2
2. 2. 断層破砕帯物質の構造解析	9
2. 3. 断層破砕帯物質の微細構造解析	34
2. 4. 断層ガウジの微量元素分析	37
3. 年代測定法の高精度化	43
3. 1. 概要	43
3. 2. 年代測定法別による実施項目	46
3. 2. 1. ルミネッセンス (TSL と OSL) 年代測定	46
3. 2. 2. ESR 年代測定	99
3. 2. 3. K-Ar 法による年代測定	126
3. 2. 4. フィッショントラック法、及び (U-Th) /He 法による年代測定	147
4. 室内摩擦実験	154
4. 1. 概要	154
4. 2. 室内摩擦実験を用いた各実施項目	155
4. 2. 1. 断層摩擦実験システムの構築	155
4. 2. 2. OSL/TL 年代のリセット条件を検証するための摩擦実験	167
4. 2. 3. 有機堆積物による断層摩擦熱の検出の試み	185

1. はじめに

1. 1. 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。）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。

1. 2. 事業概要

本事業では、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・研究の対象とする。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する。物理探査手法を用いた断層構造の調査を行い、断層破砕帯の幅や性状を特定するとともに、活断層破砕帯の表層部のトレンチと浅部～深部ボーリング掘削を行い、浅部～深部までの異なる深度の断層帯物質試料を採取して、室内摩擦剪断実験と複数種類の年代測定を行う。これらの活動性評価手法の既往の情報についても収集・整理し、“上載地層法”の適用が難しい場合の断層活動性評価手法についても検討する。

2. 断層破碎帯の構造の調査

2. 1. 断層破碎帯の構造と応力場解析

(1) はしがき

有馬高槻構造の一露頭および野島断層のトレンチ壁でメソスケールの断層を観察し、それらから取得した断層スリップデータから応力を推定した。断層ごとにその結果を記述する。

(2) 有馬-高槻構造線

白水峡の露頭には、酸性岩と風化した花崗岩が直立した高角断層で接していた。それらは藤田・笠間（1982）によると、それぞれ玉瀬結晶質溶結凝灰岩と、それに貫入した六甲花崗岩（図 2.1.1.）である。前者のフィッション・トラック年代は松浦ほか、（1995）によると 73.1 Ma、後者の K-Ar 年代は藤田・笠間（1982）によると 71～73 Ma 前後である。

両岩体を画する断層の姿勢は $N86^{\circ}W78^{\circ}S$ で、厚さ 20 cm 程度の未固結層状ガウジをはさんでいた。溶結凝灰岩とガウジとの境界面には、レイクが西に 22° 傾き下がる明瞭な条線が残されていた。また、この面上には、右ずれセンスを示す非対称構造がみられた。



図 2.1.1. 断層スリップデータを得た六甲花崗岩の露頭。さまざまな方向の断裂が密に発達する。

花崗岩の側には数 cm～数十 cm 間隔で亀裂がみられ、断裂面をはがしてみると、断層条線が見られるものも一部に含まれていた。すなわち、それらはメソスケールの断層である。そこでそれら 17 条の断層面の向きと条線の方角を測定した。面上の

非対称構造や、断層間の切断関係から変位センスのわかるものも 2 条含まれていた (図 2.1.2.)。上記の境界断層を含めると、変位センスまでわかった断層は 3 条、センスまではわからない断層が 14 条、あわせて 17 条分の断層スリップデータが得られた (図 2.1.3.)。



図2.1.2. 六甲花崗岩の中のメソスケールの断層 (黒実線) が、古い沸石脈 (黄色矢印) を逆断層センスで変位させている例

変位センスのわからないデータも含めて処理することができる応力解析法である、Hough 変換法 (Yamaji et al., 2006; Sato, 2006) を、このデータセットに適用した。その結果、応力比が異なる応力が 2 つ検出された (図 2.1.4.)。第 1 のものは、応力比が 0.5 程度で σ_1 軸が NNW-SSE、 σ_3 軸が ENE-WSW の横ずれ断層型応力であった。第 2 のものは、応力比が 0.9 程度で σ_1 軸が NNW-SSE、 σ_3 軸が NE-SW 方向の水平一軸伸張に近い応力であった。この花崗岩体でメソスケールの断層破壊を多く起こした応力が、それら 2 つの応力であったとは言える。しかし、白亜紀の岩体から得たものであるため、白亜紀以降のいつ働いていた応力であるか不明である。しかし、古い断裂はセメントとされてはがすことが難しいはずであるから、地質学的には比較的若い (例えば新第三紀以降) の応力がとらえられた可能性が高い。

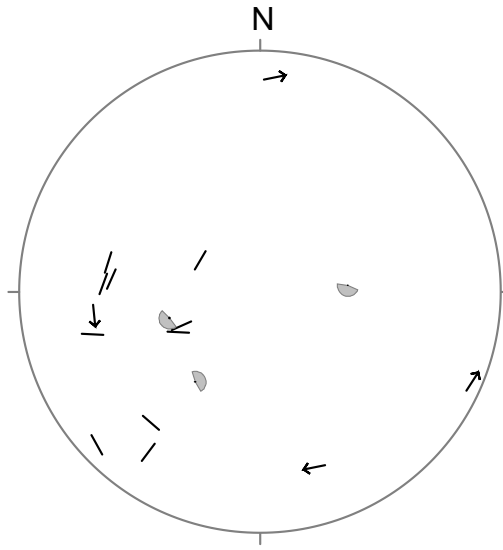


図 2.1.3. 六甲花崗岩から得られた断層スリップデータを tangent-lineation ダイアグラムで示す (下半球等積投影)

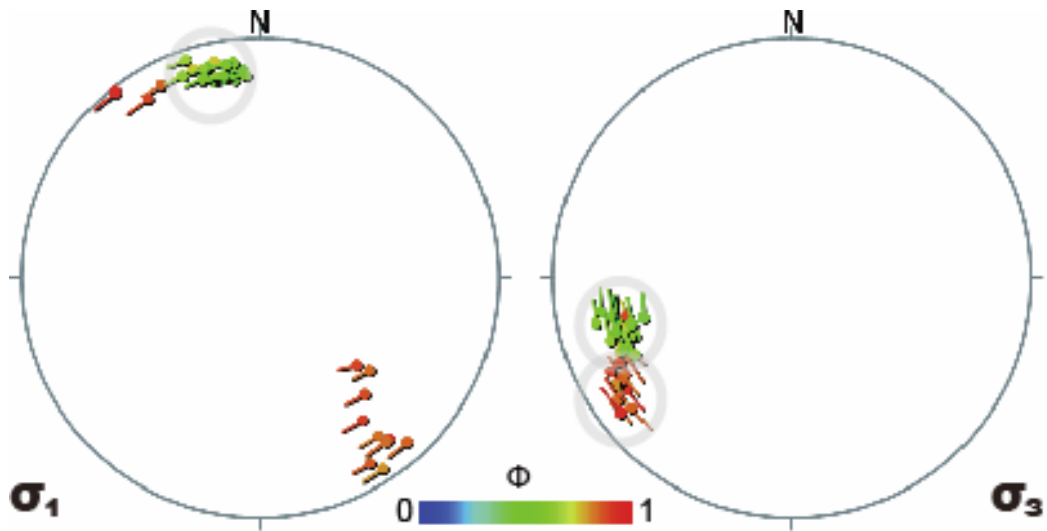


図 2.1.4. Hough 変換法による応力解析を図 2.1.3.のデータに適用した結果。検出された 2 種類の応力の主軸の方向を灰色の丸で示す。下半球等積投影。

(3) 野島断層

野島断層トレンチでは、白亜紀の都志川花崗岩と大阪層群富島層浅野互層が、 $N23^{\circ}E69^{\circ}NW$ の断層面で接していた (図 2.1.4.)。水野ほか, (1990) によると、都志川花崗岩の K-Ar 年代は 84 Ma である。水野ほか, (1990) によると、浅野互層には含まれる広域テフラの年代からみて、トレンチに現れた浅野互層の堆積年代は 2.6 ~ 2.7 Ma といったところである。トレンチにおける浅野互層は断層面と同じく北西に約 30° 傾き、未固結の砂礫と青緑色シルトからなっていた。トレンチに見えた範囲で、シルトの厚さが約 2 m、砂礫の厚さが 3 m ほどである。



図 2.1.5. 野島セグメントを切るトレンチ。南西側から北西方向を望む。黄色の服の人物の手前の白い岩体が変質した都志川花崗岩、この人物のあたりの青緑の壁面が富島層の未固結シルト、その向こうの白っぽい部分が富島層の未固結砂礫層。主断層面は富島層の側に傾く正断層。富島層は北西にゆるやかに傾く。

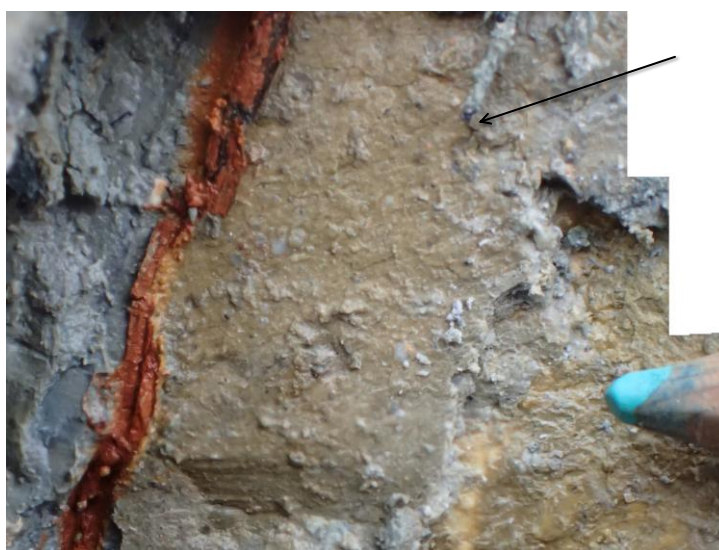


図 2.1.6. 野島セグメントの主断層面。矢印は条線の方角を示す。肌色の部分は都志川花崗岩、青灰色の部分は富島層のシルト。断層面に褐鉄鉱が沈着して茶色になっている。

富島層と都志川花崗岩を画する北西傾斜の断層面には、レイクが北に 10° 傾き下がる明瞭な条線がみられたが、変位センスが判定できる非対称構造は不明瞭だった(図 2.1.6)。上盤側は富島層であるから、この境界断層の見かけは正断層である。このことを考慮して、上記の条線の方向にすべったとすると、正断層成分を含む右横ずれ断層運動が考えられる。兵庫県南部地震のときにトレンチ付近に現れた断層の変位ベクトルのレイク角は、栗田・水野(1995)によると、トレンチ付近で約 30° より小さかった。トレンチにおける境界断層の条線は、レイク角でこれと大きく矛盾するものではない。すなわち、兵庫県南部地震のときの断層すべりが、条線として見えていた可能性がある。

トレンチ壁の花崗岩の側とシルト岩の側で、断層スリップデータが得られた。新鮮な都志川花崗岩は黒雲母を含むが、トレンチのそれは変質して全体に白色になっていた。また、多方向の断裂が数 cm 間隔で発達していた。断裂面の多くは固着していたが、はがしてみても条線を持つものがあつた。結果として 18 枚の面からは断層スリップデータが得られたが、そのうち 13 条は変位センス不明の不完全データであつた(図 2.1.7a)。花崗岩中のそれらの断裂は、白亜紀以来の脆性変形を記録しているはずであるが、古いものはセメントとされてはがすことが難しいはずである。はがして条線を観察できるという条件から、地質学的には比較的若い断層からデータが得られたのであろう。

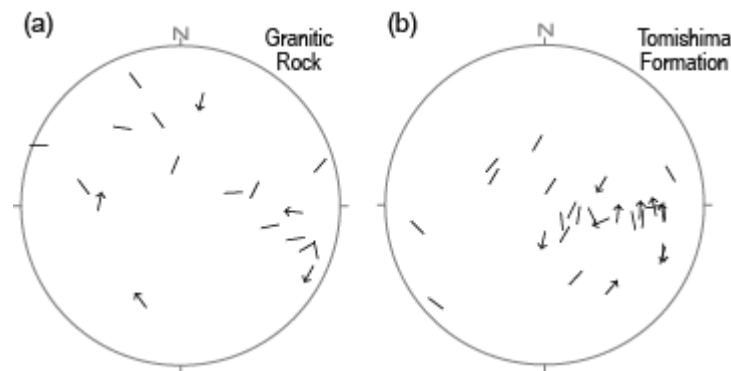


図 2.1.7. 野島断層トレンチの壁面から得られた断層スリップデータ

このデータセットに Hough 変換法を適用したところ、中間的応力比を持つ応力が 2 つ検出された。以下、GA と GB とする。GA は σ_1 軸が WNW-EWE から E-W、 σ_3 軸が鉛直からやや南に傾いた逆断層型応力であつた。GB は σ_1 軸が NNE-SSW、 σ_3 軸が鉛直からやや北に傾いた逆断層型応力であつた。

富島層のシルトからは、27 条の断層から断層スリップデータが得られた(図 2.1.7.b)。

そのうち 18 条分が変位センス不明の不完全データであつた。このデータセットからは、応力が 2 つ検出された。以下、TA、TB とする。TA は応力比が 0.9 程度、 σ_3 軸

が NNE-SSW の水平一軸被引帳応力に近い応力である。TB は応力比が 0.5 程度で、 σ_3 軸が N-S、 σ_1 軸が NE 方向に 40°ほどプランジした正断層型と横ずれ断層型の中間的応力であった。

さて、地震の発震機構や活断層から、この地域は WNW-ESE 方向の圧縮応力場にあるとされる（藤田, 1968; Kubo et al., 2002; Townend and Zoback, 2006; Terakawa and Matsu'ura, 2010; Tsutsumi et al., 2012）。これに相当するのは花崗岩側の GA である。富島層の側からは、広域応力を占めるらしき解は得られなかった。

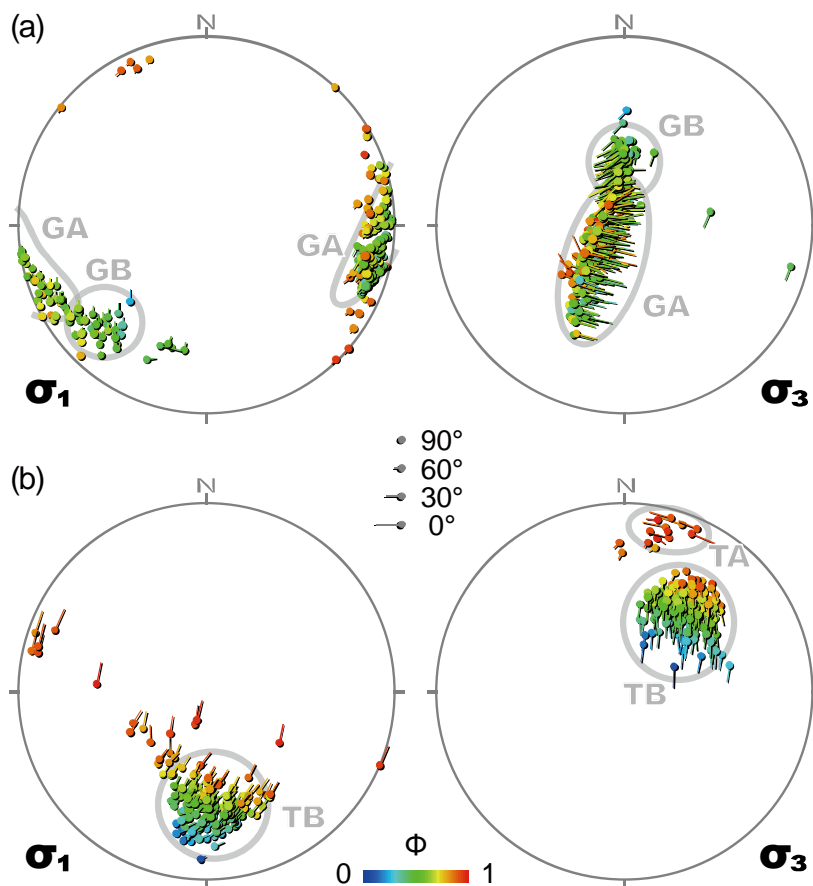


図2.1.8. 野島断層トレンチの花崗岩側 (a) と富島層側 (b) から、Hough 変換法で検出された応力。下半球等積投影。

ところで、広義の野島断層はトレンチの北方約 1 km で小倉セグメントと野島セグメントに分枝する（これらのセグメント名は、栗田・水野 (1995) による）。両方とも兵庫県南部地震のときに地表を変位させたが、栗田・水野 (1995) によると、後者はトレンチの南西約 300 m で変位がなくなっていた。つまり、野島セグメントはこのあたりで終わる。横ずれ断層の終端付近には、水平圧縮と水平伸長の応力が現れるが、これらは検出された応力 GB、TA と調和的である。また、富島層の側で現在の広域応力が検出されなかったのは、このローカルな伸張応力が広域応力をマ

スクしたためであると解釈することができる。富島層から検出された応力 \mathbf{TB} は、 σ_3 軸が同層とほぼ直交することから、同層が傾動する前の応力である可能性がある。

(4) 引用文献

- 栗田泰夫・水野清秀, 1995, 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. 構造図 12, 地質調査所.
- 藤田和夫, 1968, 六甲変動, その発生前後：西南日本の交差構造と第四紀地殻運動. 第四紀研究, 7, 248–260.
- 藤田和夫・笠間太郎, 1982, 大阪西北部の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 112p.
- Kubo, A., Fukuyama, E., Kawai, H., Nonomura, K., 2002, NIED seismic moment tensor catalogue for regional earthquakes around Japan: quality test and application. *Tectonophysics* 356, 23–48.
- 松浦浩久・栗本史雄・寒川 旭・豊 遙秋, 1995, 広根地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) 地質調査所, 110p.
- 水野清秀・服部 仁・寒川 旭・高橋 浩, 1990, 明石地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) 地質調査所, 90p.
- Sato, K., 2006, Incorporation of incomplete fault-slip data into stress tensor inversion. *Tectonophysics* 421, 319–330.
- Terakawa, T., Matsu'ura, M., 2010, The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events. *Tectonics* 29, TC6008, doi:10.1029/2009TC002626.
- Townend, J., Zoback, M.D., 2006, Stress, strain, and mountain building in central Japan. *Journal of Geophysical Research* 111, B03411, doi:10.1029/2005JB003759..
- Tsutsumi, H., Sato, K., Yamaji, A. 2012, Stability of the regional stress field in central Japan during the late Quaternary inferred from the stress inversion of the active fault data. *Geophysical Research Letters*, 39, L23303, doi:10.1029/2012GL054094.
- Yamaji, A., Otsubo, M., Sato, K., 2006. Paleostress analysis using the Hough transform for separating stresses from heterogeneous fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 28, 980–990.

2. 2. 断層破砕帯物質の構造解析

(1) 背景及び目的

本研究は、活断層と断層破砕帯構造の調査のため、断層岩の組織構造解析から断層破砕帯の形成過程を明らかにすることを目的とする。野島断層及び有馬-高槻構造線活断層帯において行われた断層破砕帯トレンチ調査、及び深部ボーリング調査において、断層岩の試料採取とその組織観察を行った。ここでこれらの結果を報告する。

(2) 実施内容：場所・方法・数量

本研究では、(A) 装置の購入および整備、(B) 野外調査および岩石試料採取、(C) 断層岩の構造解析を実施した。各項目における詳細を以下に示す。

(A) 装置の購入および整備：

断層岩の構造解析のため、偏光顕微鏡、実体顕微鏡、FT-IR、赤外顕微鏡、走査型電子顕微鏡を新規購入し、京都大学に設置した。

(B) 野外調査および岩石試料採取：

本研究では、野島断層及び有馬-高槻構造線活断層帯において行われた断層破砕帯トレンチ調査、及び深部ボーリング調査において、野外調査および断層岩の試料採取を行った。野外調査一覧表を表 2.2.1.に示す。

表 2.2.1. 野外調査一覧表

日時	場所	調査内容
2015/12/5-6	野島地区 大川・小倉トレンチ	トレンチ観察, 試料採取
2015/12/10	野島地区 小倉トレンチ	トレンチ観察, 試料採取, 剥ぎ取り準備
	野島地区 大川トレンチ	トレンチ観察, 試料採取
2015/12/12	野島地区 小倉トレンチ	トレンチ観察, 試料採取, 剥ぎ取り
	野島地区 大川トレンチ	トレンチ観察, ドローン空撮
2015/12/26-27	野島地区 小倉トレンチ	トレンチ観察, 試料採取
2016/1/9-10	有馬地区 船坂1トレンチ	トレンチ掘削開始, 試料採取
2016/1/19	有馬地区 船坂1・2トレンチ	船坂1トレンチ観察 船坂2トレンチ掘削開始, 試料採取
2016/1/29	有馬地区 船坂1・2トレンチ	トレンチ観察
2016/2/4-7	有馬地区 船坂1・2トレンチ	トレンチ観察, 試料採取
	有馬地区 淡河トレンチ	トレンチ観察, 試料採取
2016/2/11	有馬地区 船坂1・2トレンチ	トレンチ観察, 試料採取
	有馬地区 淡河トレンチ	トレンチ観察, 試料採取
2016/6/1	野島地区 AFD-2	ボーリングサイト視察, コア観察
2016/8/20	野島地区 NFD-2, AFD-2	ボーリングサイト視察
2016/8/20	野島地区 江崎トレンチ	トレンチ掘削開始, ドローン空撮
2016/8/30	野島地区 江崎トレンチ	トレンチ掘削, 観察
2016/9/3	野島地区 江崎トレンチ	トレンチ掘削, 観察
2016/9/6	野島地区 江崎トレンチ	トレンチ観察, 試料採取
2016/9/16	野島地区 江崎トレンチ	トレンチ観察, 試料採取
2016/10/3	野島地区 AFD-2	コア試料分配
2016/12/27	野島地区 NFD-1, NFD-2, AFD-1	コア試料分配, コア観察
2017/2/1	野島地区 NFD-1, NFD-2, AFD-1	コア試料分配, コア観察

本研究では、①野島断層トレンチ掘削、②有馬-高槻構造線活断層帯トレンチ掘削、③野島断層深部ボーリング掘削において、岩石試料採取を行った。以下にその詳細を示す。

① 野島断層トレンチ掘削

野島断層において、活断層の最近の活動性を解明するためのトレンチと断層破碎帯構造を観察するための岩盤トレンチ掘削が行われた（詳細は報告書（3/6）を参照）。そのうち、破碎帯のトレンチは野島断層の分岐断層である浅野断層小倉サイトで実施された。基盤岩（花崗岩）と大阪層群が接している断層破碎帯が観察され、断層ガウジ、断層角礫、カタクレーサイトからなる断層破碎帯が花崗岩と大阪

層群の泥岩において幅 10m 以上発達することが明らかになった（図 2.2.1.）。主断層面上（N35°E/68°W）における断層条線は平均的に N19°E/22°E 方向にプランジしており、鉛直と横ずれ変位量の比率は 1 : 3~4 であることを示している。

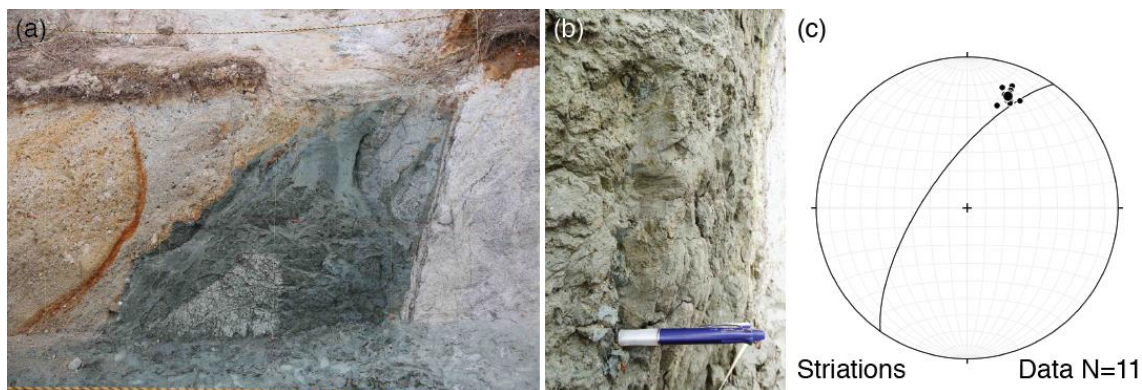


図 2.2.1. (a) 浅野断層破砕帯小倉トレンチ北面壁面。 (b) 主断層面上で観察された条線。
(c) (b) で観察された条線のステレオ投影。

断層岩の組織解析のため、断層近傍と基盤岩である花崗岩において岩石採取を行った。断層近傍においては、断層ガウジ、断層角礫、カタクレーサイトからなる岩石を計 28 個の採取した（表 2.2.2.、図 2.2.2~4.）。一方、花崗岩破砕帯においては水平距離 40 cm ごとの連続サンプリングを行った（表 2.2.3.、図 2.2.2.）。

表 2.2.2. 小倉トレンチにおいて採取された岩石試料一覧 (断層近傍)

日付	試料番号	場所	試料説明
2015/12/6	20151206-01	小倉床面	断層直近 (基盤岩～断層ガウジ) , 水平面と平行に採取
2015/12/6	20151206-02	小倉床面	断層直近 (基盤岩～断層ガウジ) , 水平面と平行に採取
2015/12/6	20151206-02a	小倉床面	20151206-02 の一部
2015/12/6	20151206-02b	小倉床面	20151206-02 の一部
2015/12/6	20151206-03	小倉床面	断層直近 (基盤岩～断層ガウジ)
2015/12/10	20151210-01	小倉 N 面	断層直近 (基盤岩～断層ガウジ)
2015/12/10	20151210-02	小倉 N 面	断層直近 (基盤岩～断層ガウジ)
2015/12/10	20151210-03	小倉北面	断層直近 (基盤岩～断層ガウジ) , 水平面と平行に採取
2015/12/10	20151210-04	小倉北面	断層直近 (基盤岩～断層ガウジ) , 水平面と平行に採取
2015/12/10	20151210-05	小倉北面	断層直近 (基盤岩～断層ガウジ) , 水平面と平行に採取
2015/12/10	20151210-06	小倉北面	脈+断層
2015/12/10	20151210-07	小倉北面	脈
2015/12/10	20151210-08	小倉北面	脈
2015/12/12	20151212-01	小倉北面	大阪層群と断層ガウジの境界
2015/12/12	20151212-02	小倉北面	断層直近のガウジ
2015/12/12	20151212-03	小倉南面	基盤岩 (花崗岩)
2015/12/12	20151212-03a	小倉南面	20151212-03 の一部 (薄片用)
2015/12/12	20151212-03b	小倉南面	20151212-03 の一部 (薄片用)
2015/12/12	20151212-03c	小倉南面	20151212-03 の一部 (薄片用)
2015/12/27	20151227-PT01	小倉北面	花崗岩中シェードタキライト
2015/12/27	20151227-spE01	小倉東面	花崗岩カタクレーサイト
2015/12/27	20151227-FG01	小倉北面	ガウジ
2015/12/27	20151227-FG02	小倉北面	ガウジ
2015/12/27	20151227-FG03	小倉北面	ガウジ 面 N30°W/80°W
2015/12/27	20151227-SFG01	小倉南面	ガウジ+カタクレーサイト, 断層面:N80°W/60°NE
2015/12/27	20151227-SPT01	小倉南面	花崗岩中シェードタキライト
2015/12/27	20151227-Pt-OA_W_	小倉北面	花崗岩中シェードタキライト
2015/12/27	20151227-FG04	小倉北面	ガウジ 超特大サンプル

表 2.2.3. 小倉トレンチにおいて採取された岩石試料一覧 (花崗岩)

日付	試料番号	場所	試料説明
2015/12/26	20151226-sp01A	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (without anything)
2015/12/26	20151226-sp01B	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (with 浸透液)
2015/12/26	20151226-sp01C	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (with エポキシ)
2015/12/26	20151226-sp02A	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (without anything)
2015/12/26	20151226-sp02B	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (with 浸透液)
2015/12/26	20151226-sp02C	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (with エポキシ)
2015/12/26	20151226-sp03A	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (without anything)
2015/12/26	20151226-sp03B	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (with 浸透液)
2015/12/26	20151226-sp03C	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (with エポキシ)
2015/12/26	20151226-sp04A	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (without anything)
2015/12/26	20151226-sp04B	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (with 浸透液)
2015/12/26	20151226-sp04C	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (with エポキシ)
2015/12/26	20151226-sp05A	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (without anything)
2015/12/26	20151226-sp05B	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (with 浸透液)
2015/12/26	20151226-sp05C	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (with エポキシ)
2015/12/26	20151226-sp06A	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (without anything)
2015/12/26	20151226-sp06B	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (with 浸透液)
2015/12/26	20151226-sp06C	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (with エポキシ)
2015/12/26	20151226-sp07A	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (without anything)
2015/12/26	20151226-sp07B	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (with 浸透液)
2015/12/26	20151226-sp07C	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (with エポキシ)
2015/12/26	20151226-sp08A	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (without anything)
2015/12/26	20151226-sp08B	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (with 浸透液)
2015/12/26	20151226-sp08C	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (with エポキシ)
2015/12/26	20151226-sp09A	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (without anything)
2015/12/26	20151226-sp09B	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (with 浸透液)
2015/12/26	20151226-sp09C	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (with エポキシ)
2015/12/26	20151226-sp10A	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (without anything)
2015/12/26	20151226-sp10B	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (with 浸透液)
2015/12/26	20151226-sp10C	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (with エポキシ)
2015/12/26	20151226-sp11A	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (without anything)
2015/12/26	20151226-sp11B	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (with 浸透液)
2015/12/26	20151226-sp11C	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (with エポキシ)
2015/12/26	20151226-sp12A	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (without anything)

表 2.2.3. (続き)

日付	試料番号	場所	試料説明
2015/12/26	20151226-sp12B	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (浸透液使用)
2015/12/26	20151226-sp12C	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (エポキシ使用)
2015/12/26	20151226-sp13A	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト
2015/12/26	20151226-sp13B	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (浸透液使用)
2015/12/26	20151226-sp13C	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (エポキシ使用)
2015/12/27	20151227-sp14A	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト
2015/12/27	20151227-sp14B	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (浸透液使用)
2015/12/27	20151227-sp14C	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (エポキシ使用)
2015/12/27	20151227-sp15A	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト
2015/12/27	20151227-sp15B	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (浸透液使用)
2015/12/27	20151227-sp15C	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (エポキシ使用)
2015/12/27	20151227-sp16A	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト
2015/12/27	20151227-sp16B	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (浸透液使用)
2015/12/27	20151227-sp16C	小倉北面	花崗岩カタクレーサイト (エポキシ使用)
2015/12/27	20151227-OC01	小倉露頭	小倉トレンチから約 100m 離れた露頭, 花崗岩

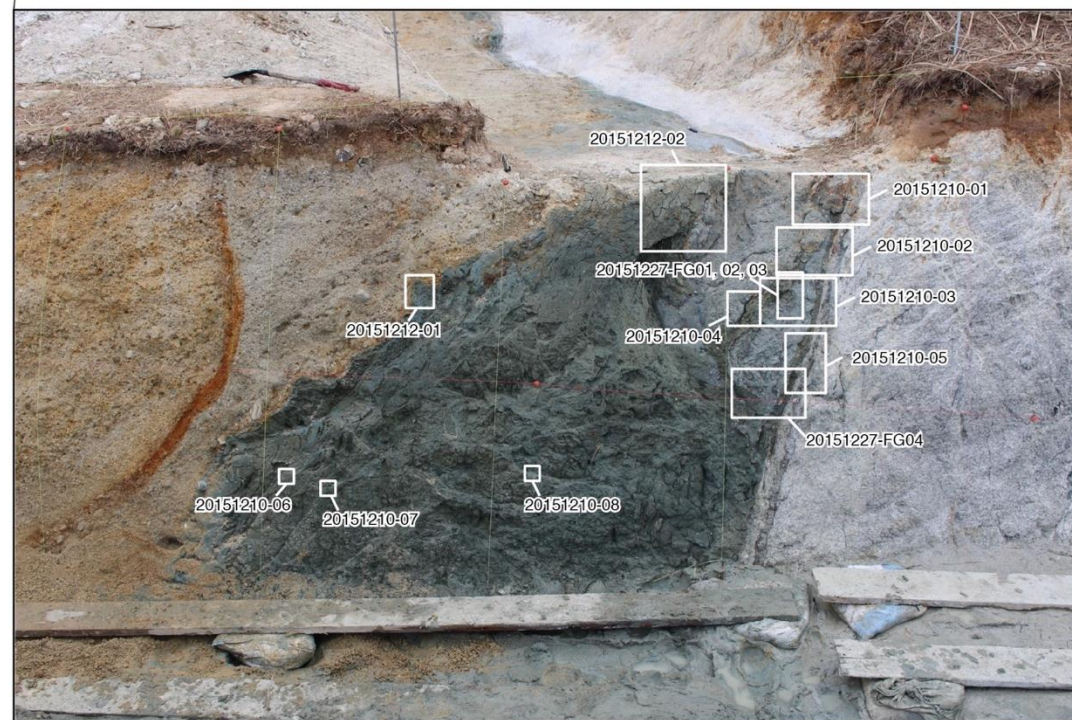
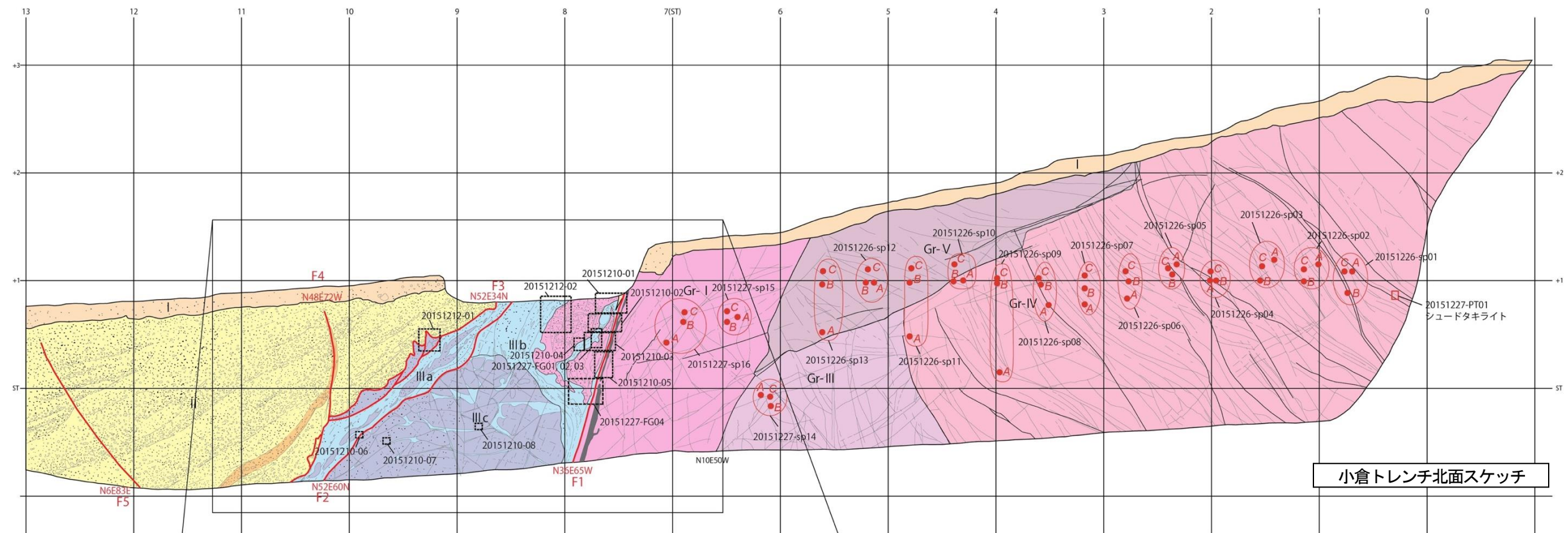


図 2.2.2. 小倉トレンチ北面壁面における岩石試料採取地点

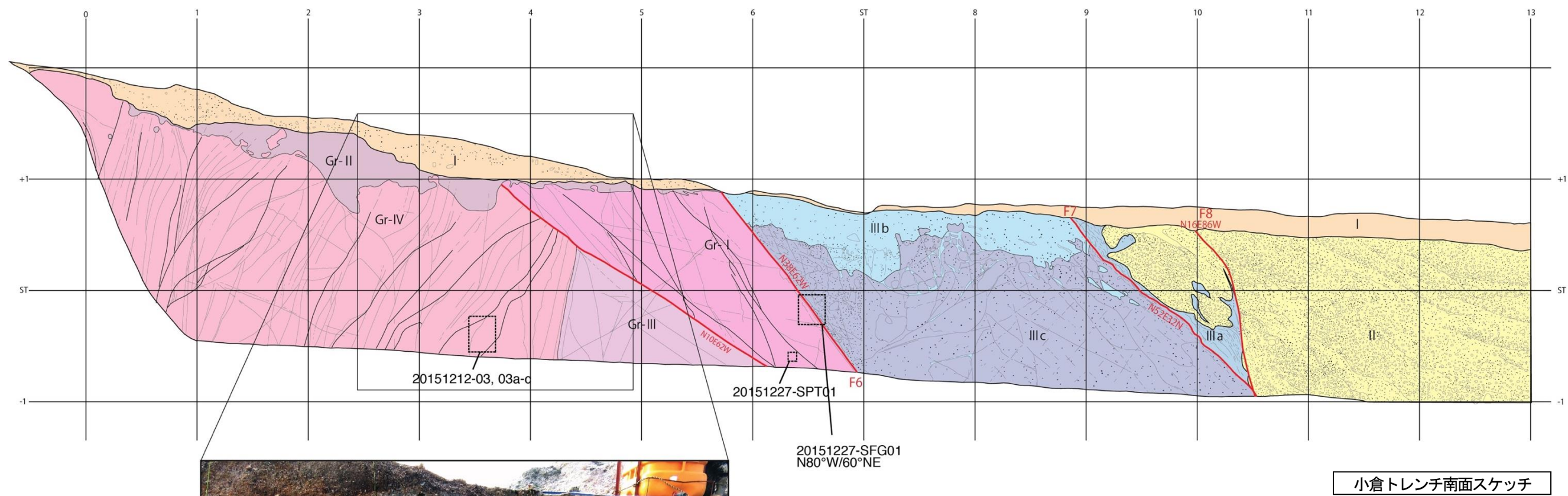
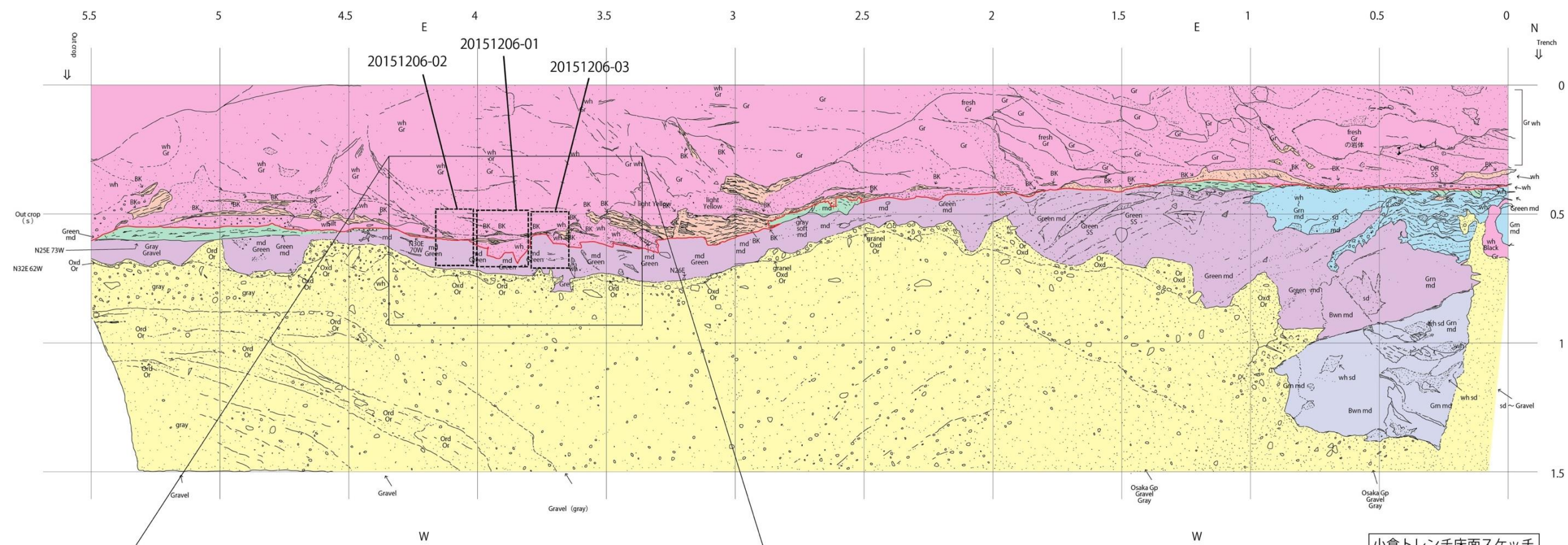


図 2.2.3. 小倉トレンチ南面壁面における岩石試料採取地点



小倉トレンチ床面スケッチ

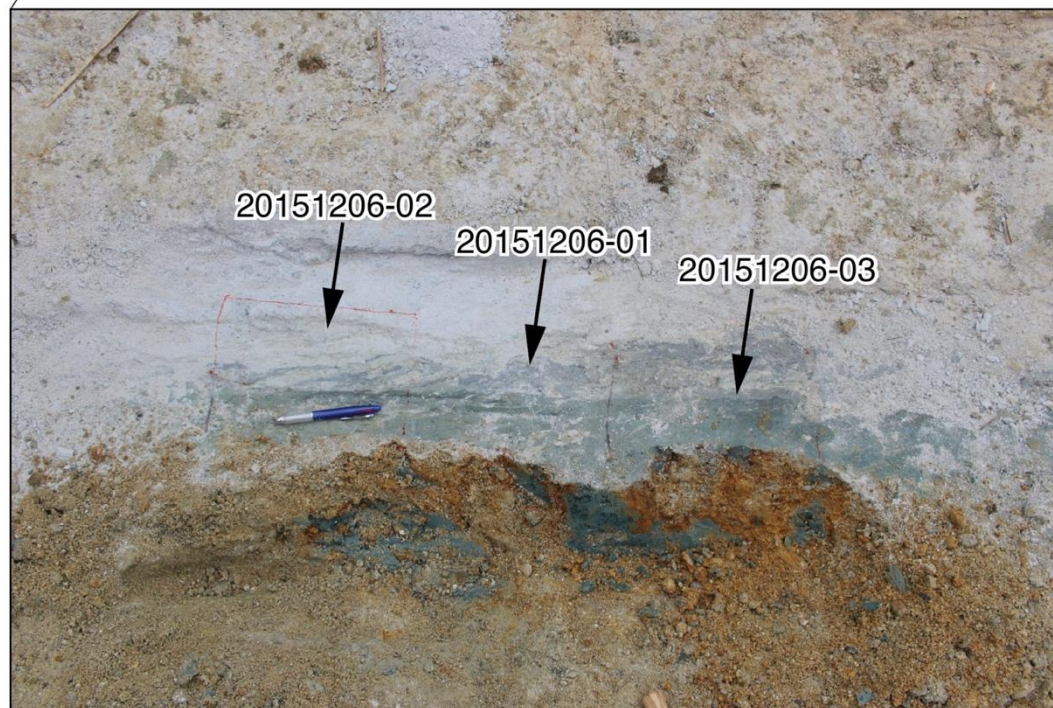


図 2.2.4. 小倉トレンチ床面における岩石試料採取地点

② 有馬-高槻構造線活断層帯トレンチ掘削

有馬-高槻構造線活断層帯では、六甲断層 2カ所（第1・第2トレンチ）において、岩盤トレンチ掘削が行われた（詳細は報告書（3/6）を参照）。

第1トレンチ（船坂サイト）の壁面では、基盤岩である花崗岩が段丘砂礫層と旧表土に衝上する断層が観察された（図 2.2.5.）。この断層は基盤岩である花崗岩まで続いており、断層破碎帯の岩石試料を 9 試料採取した（表 2.2.4.、図 2.2.6.）。



図 2.2.5. 有馬-高槻構造線六甲断層トレンチ断面（船坂1トレンチ）

表 2.2.4. 有馬-高槻構造線活断層帯六甲断層船坂1トレンチ（T1）において採取された岩石試料一覧

日付	試料番号	場所	注釈
2016/1/19	20160119-ArimaT2-sp1	有馬 T1	断層面：N80°E/70°S，風化著しい
2016/1/19	20160119-ArimaT2-sp2a	有馬 T1	2 pieces for thin sections
2016/1/19	20160119-ArimaT2-sp2b	有馬 T1	中+小
2016/1/19	20160119-ArimaT2-sp2c	有馬 T1	大
2016/2/7	20160207-T1-sp01	有馬 T1	
2016/2/7	20160207-T1-sp02	有馬 T1	水平面で採取
2016/2/7	20160207-T1-sp03	有馬 T1	垂直面で採取，N50W16NE
2016/2/7	20160207-T1-sp04	有馬 T1	水平面で採取
2016/2/7	20160207-T1-sp05	有馬 T1	水平面で採取

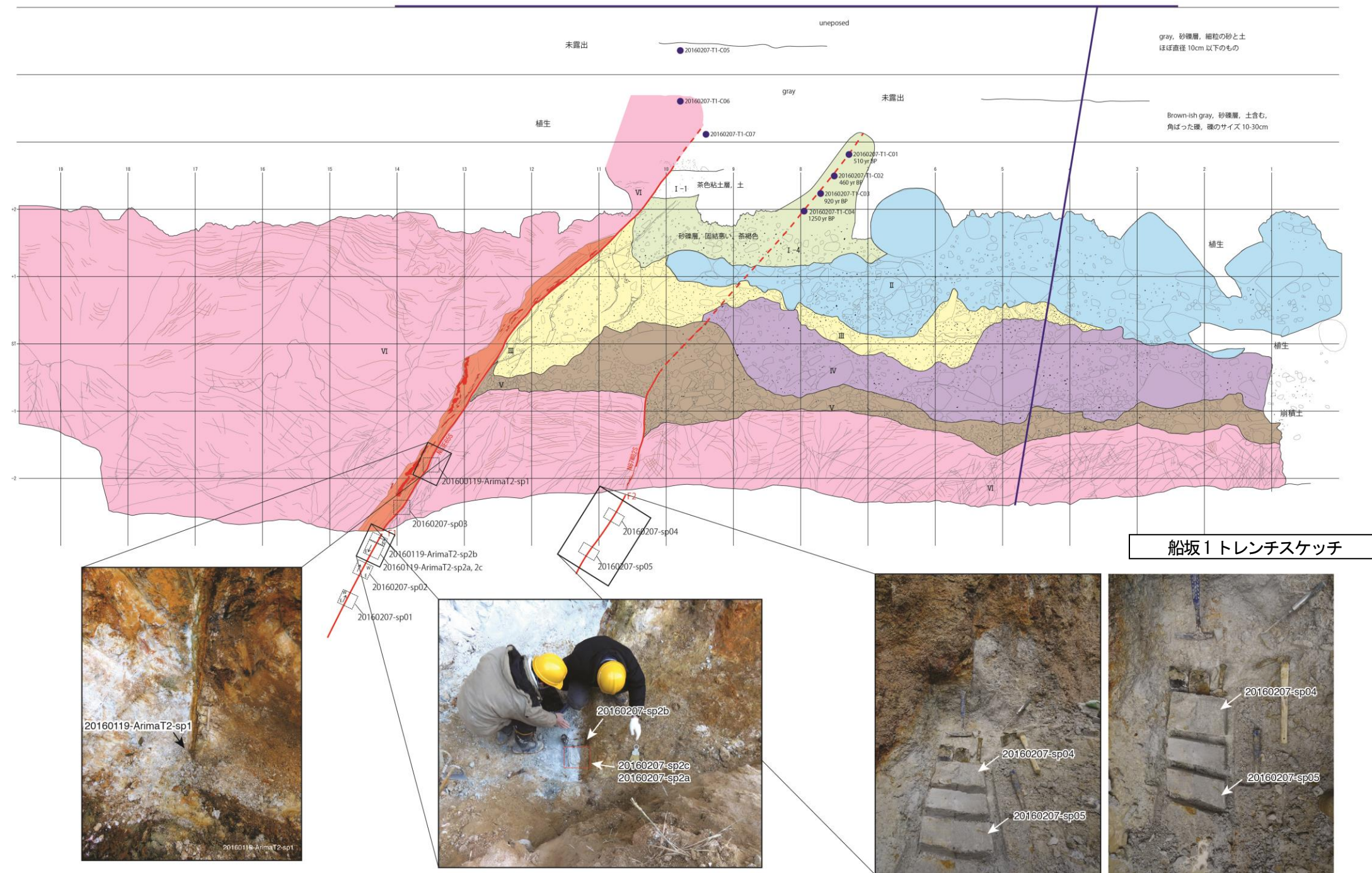


図 2.2.6. 船坂 1 トレンチにおける試料採取地点

第2トレンチ（白水峡霊園近く）では、大規模な花崗岩破碎帯が露出しており、花崗岩中に断層が観察された（図 2.2.7.）。黒色の断層ガウジ沿いに、茶色や赤色の脈が確認された。断層近傍において、10 試料の岩石を採取した（図 2.2.8., 表 2.2.5.）。



図 2.2.7 有馬-高槻構造線六甲断層船坂2 トレンチ

表 2.2.5 有馬-高槻構造線活断層帯六甲断層船坂2 トレンチにおいて採取された岩石試料一覧

日付	試料番号	場所	試料説明
2016/1/10	20160110_Arima-sp01	有馬 T2	花崗岩断層面を挟んだ断層ガウジとカタクレーサイト サンプル採取面の走向傾斜 N25°E80°SE
2016/1/10	20160110_Arima-sp02	有馬 T2	花崗岩断層面を挟んだ断層ガウジとカタクレーサイト サンプル採取面の走向傾斜 N36°E
2016/2/6	20160206-sp01	有馬 T2	花崗岩+赤色脈
2016/2/6	20160206-sp02	有馬 T2	
2016/2/6	20160206-sp03	有馬 T2	
2016/2/6	20160206-sp04	有馬 T2	
2016/2/6	20160206-sp05	有馬 T2	NW60
2016/2/6	20160206-spw01	有馬 T2	
2016/2/6	20160206-spw02	有馬 T2	
2016/2/6	20160206-sp-ts01	有馬 T2	接着剤なし

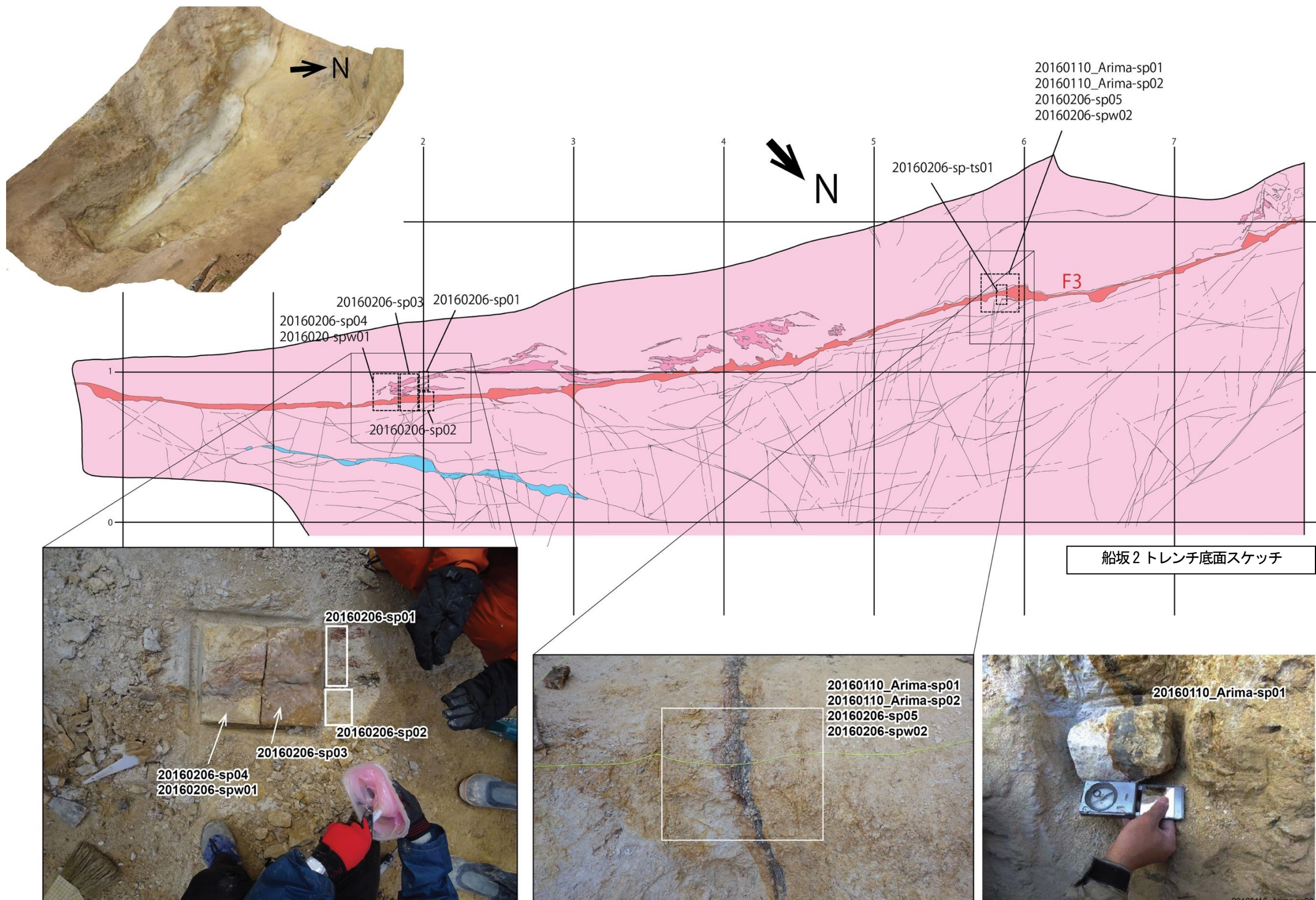


図 2.2.8. 船坂2 トレンチにおける岩石試料採取地点

さらに、先行研究 (Lin and Yamashita, 2013; Lin et al., 2013) により報告された船坂 2 トレンチの上面 (北側) の山麓斜面の露頭 (今後、上部露頭と呼ぶ) を人力掘削・整形することにより、花崗岩と流紋岩の境界断層を露出させた (図 2.2.9.a)。

この露頭では、花崗岩及び花崗岩と流紋岩の境界部において、平行した 2 本の幅 10~15cm の茶色断層ガウジと幅 1m 以上の断層角礫帯から構成される断層破碎帯が観察された。境界断層面 (N85°E/85°W) における条線は N84°W/5°E 方向にプランジしており、ほぼ純粋な横ずれすべりを示している (図 2.2.9.b)。

更に、茶色を呈する断層ガウジ帯には旧表土と思われる腐植土が断層ガウジの中に注入し、剪断変形を受けている組織構造が確認された (図 2.2.10)。上部露頭において、断層破碎帯の岩石試料の採取 (7 試料) と ^{14}C 年代測定用の土壌試料の採取を行った (図 2.2.11., 表 2.2.6.)。この土壌試料を用いた ^{14}C 年代測定により、最近 1~2 万年の間に繰り返し活動した可能性が高いことが示された (図 2.2.10.)。

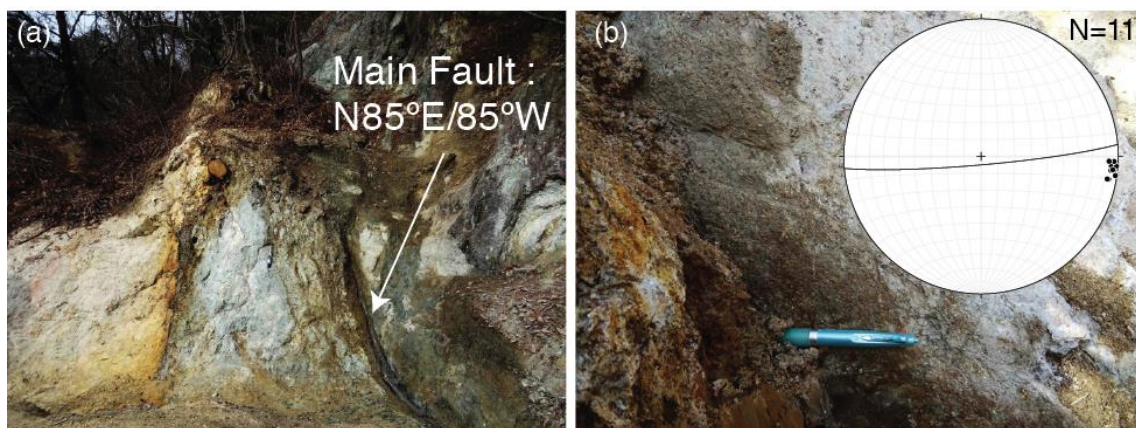


図 2.2.9. (a) 船坂 2 トレンチ上部露頭全景。縦方向の 2 本の黒灰色の断層ガウジ帯が観察される。(b) 船坂 2 トレンチ上部露頭主断層面における断層条線と条線のステレオ投影図。ほぼ水平なすべりを示している。

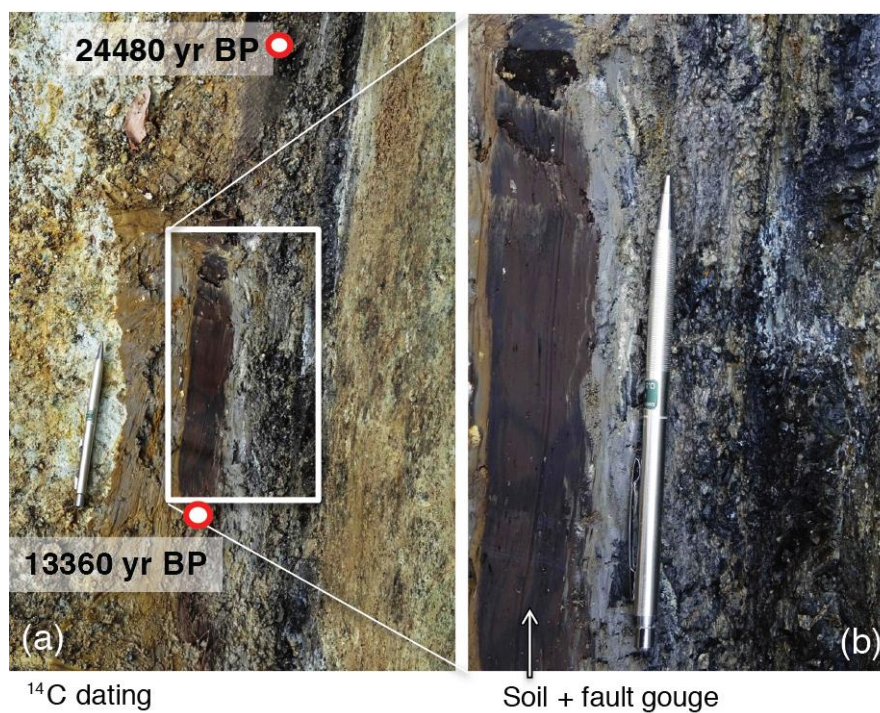


図 2.2.10. 船坂 2 トレンチ上部露頭掘削断面。花崗岩と流紋岩の境界断層沿いに発達する黒色-茶色の断層ガウジ帯。

表 2.2.6. 有馬-高槻構造線活断層帯六甲断層船坂 2 トレンチ (T2) 上部露頭において採取された岩石試料一覧

日付	試料番号	場所	注釈
2016/2/6	20160206-UO-sp01	有馬 T2 上部露頭	
2016/2/6	20160206-UO-sp02	有馬 T2 上部露頭	
2016/2/6	20160206-UO-sp03	有馬 T2 上部露頭	
2016/2/6	20160206-UO-spts01	有馬 T2 上部露頭	接着剤なし
2016/2/11	20160211-T2-UO-sp01	有馬 T2 上部露頭	N 方向矢印は水平面上
2016/2/11	20160211-T2-UO-sp02	有馬 T2 上部露頭	上から 160cm, N 方向矢印は水平面上
2016/2/11	20160211-T2-UO-sp03	有馬 T2 上部露頭	上から 110cm, N 方向矢印は水平面上

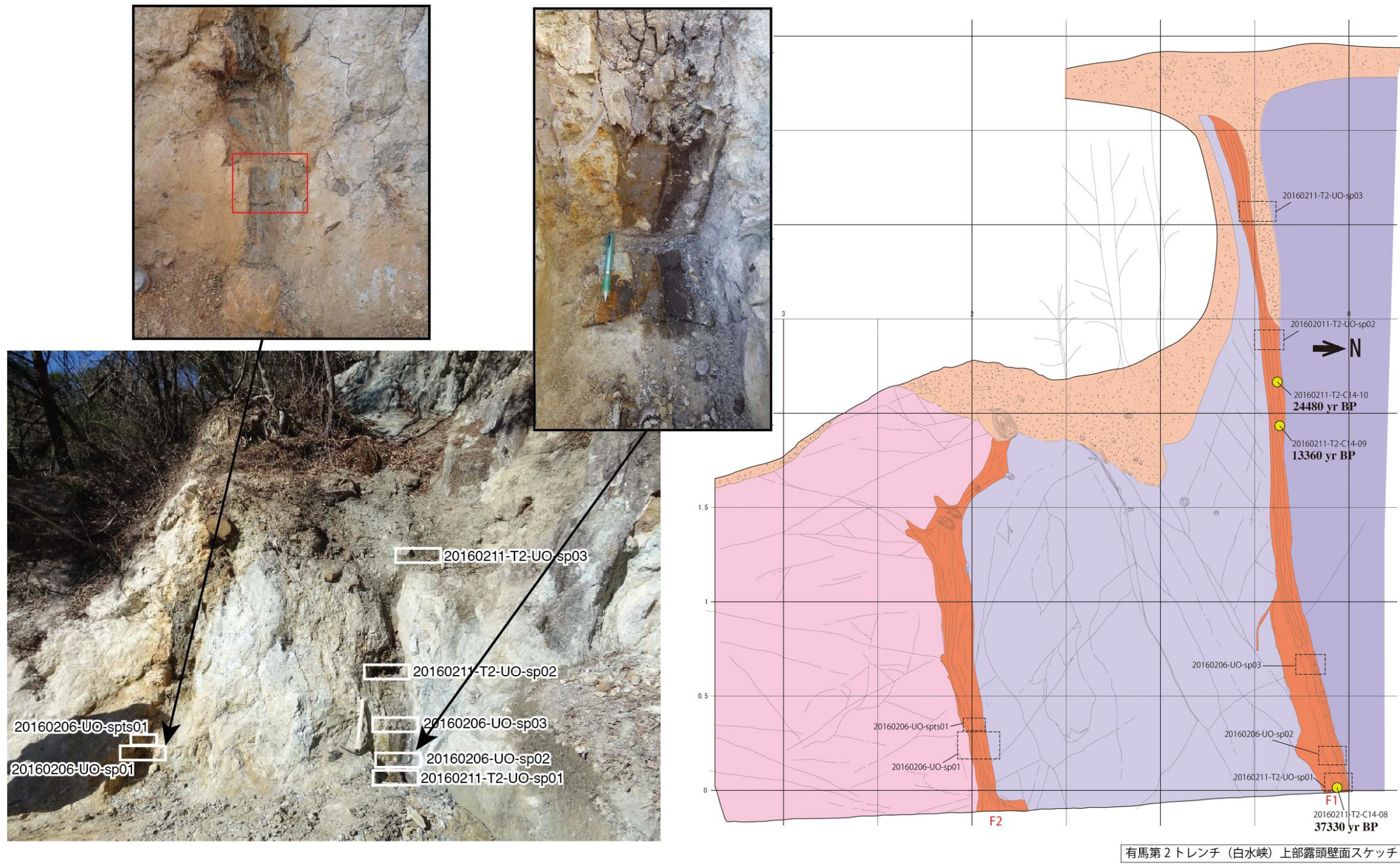


図 2.2.11. 船坂 2 トレンチ 上部露頭における岩石試料採取地点

③ 野島断層深部ボーリング掘削

野島断層では計7本の深部ボーリング掘削が行われた(詳細は報告書(5/6)を参照)。そのうち、平成27年度ではAFD-2孔(深度300m)において採取された断層岩の構造解析を行った。採取した岩石の一覧を図2.2.12.に示す。

AFD-2 採取試料一覧

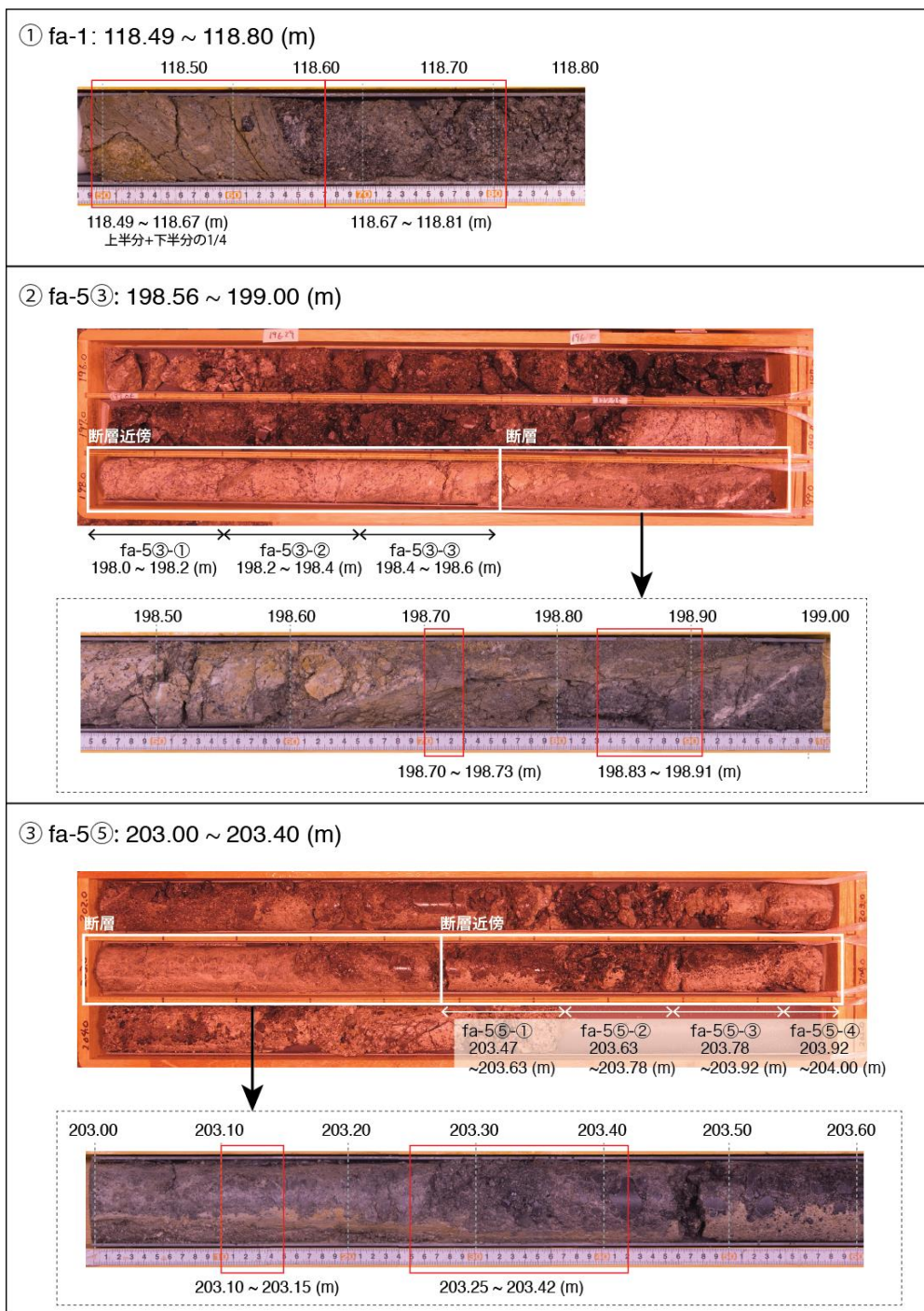


図 2.2.12. 野島断層深部ボーリング掘削 AFD-2 孔により得られた断層岩

また、NFD-2 孔（深度 460 m）において採取された神戸層群と花崗岩との境界断層の断層岩のコア（深度 318~327 m）を半割して、研磨面での構造観察をおこなった。半割したコア写真を図 2.2.13 に示す。深度 318~327 m の約 10m 区間のコアには、面状構造が発達しており、深度 321.15~321.50m の 35 センチのところには約 75~85°の明瞭な断層剪断面が観察される。これは野島断層の主断層である可能性が高いと考えられる。

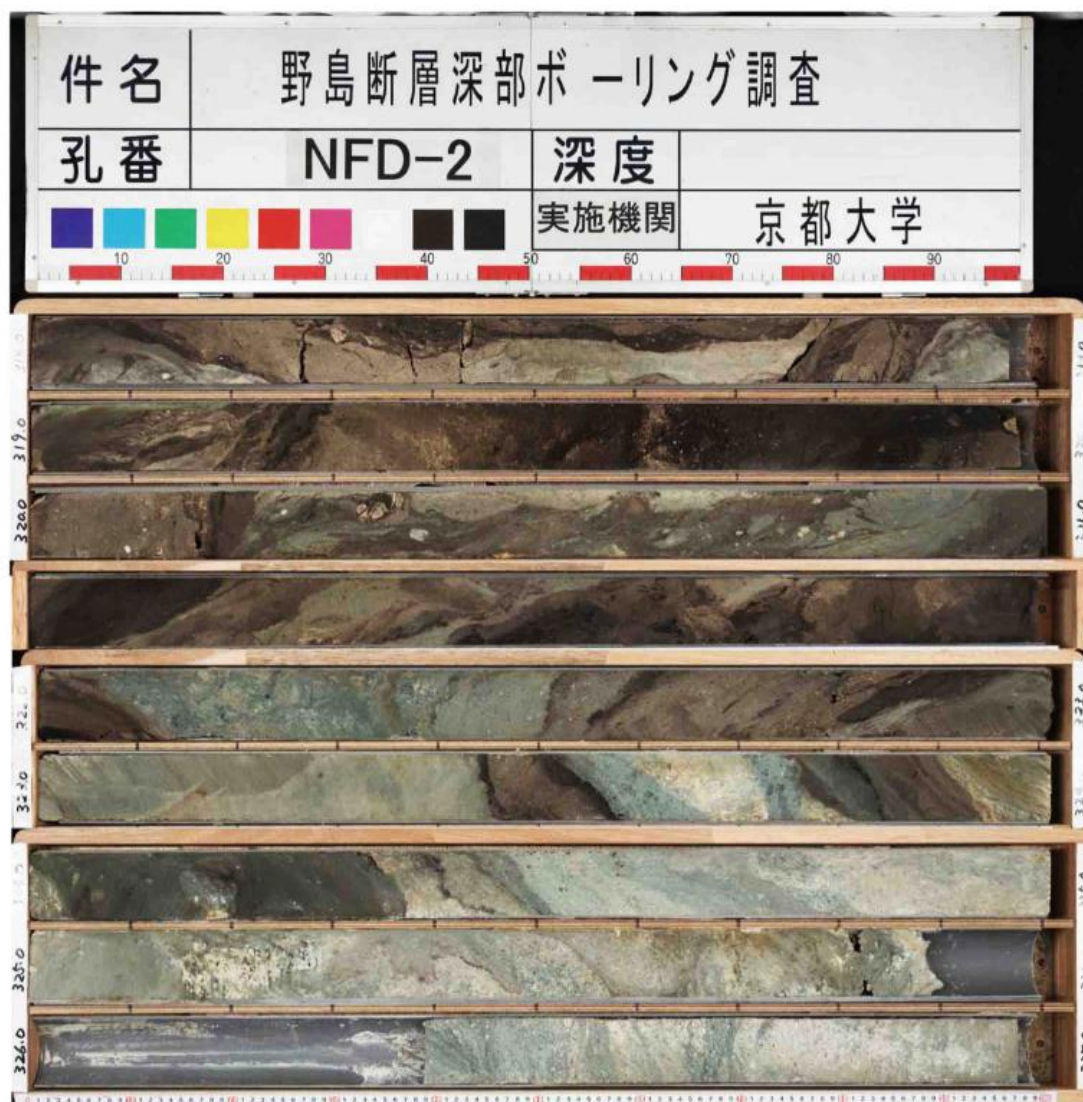


図 2.2.13. 野島断層深部ボーリング掘削 NFD-2 孔により得られた、神戸層群と花崗岩との境界断層の断層岩のコアを半割した研磨面

(B) において採取された断層岩試料について、ブロックサンプルの研磨と薄片作成を実施し、実体顕微鏡・偏光顕微鏡による観察と、X線マイクロ CT スキャンを用いた非破壊分析を行った。

(3) 結果

①野島断層トレンチ掘削

小倉トレンチにおいて採取された断層ガウジと角礫を含む断層岩ブロックの XZ 研磨面において、右横ずれによる剪断構造が観察された。それぞれの断層岩ブロックについて、断層の最新活動面が認定された（図中の赤矢印）。

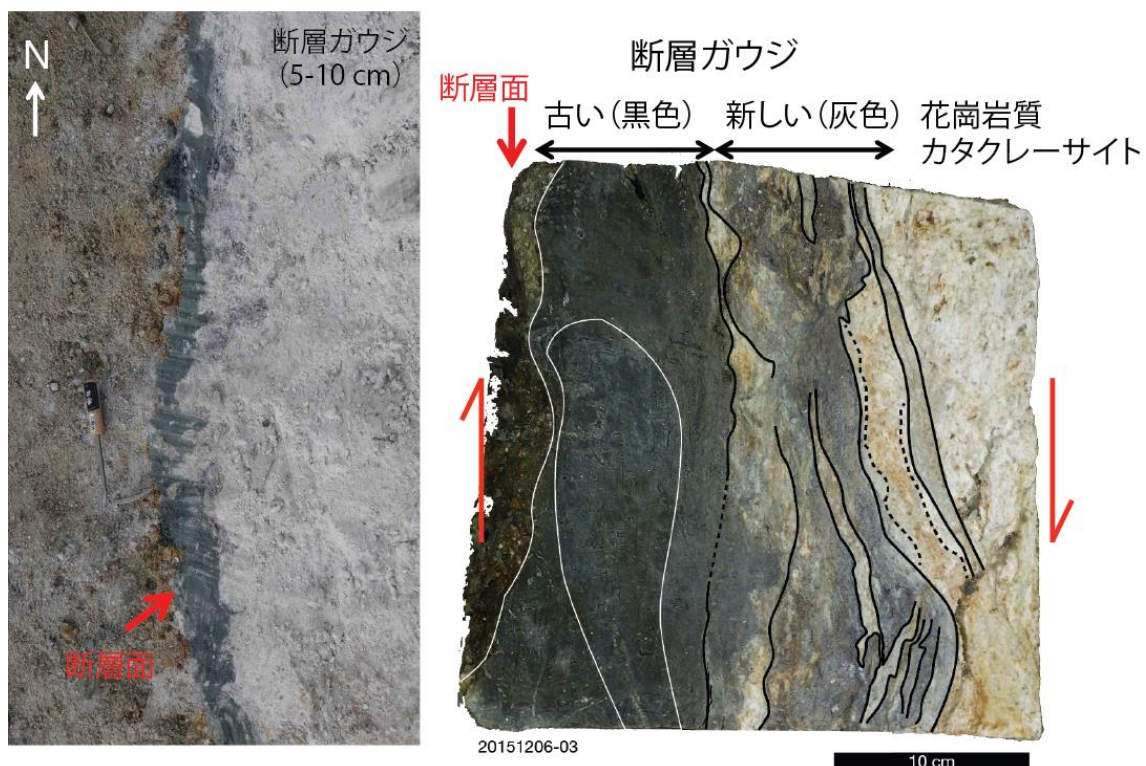


図 2.2.14 野島断層破碎帯において観察された断層ガウジの露頭写真（左）と定方位断層岩サンプル研磨面（XZ 面）（右）。両側の赤矢印は剪断センスを示す。

試料採取場所：小倉トレンチ床面。 試料番号：20151206-03。

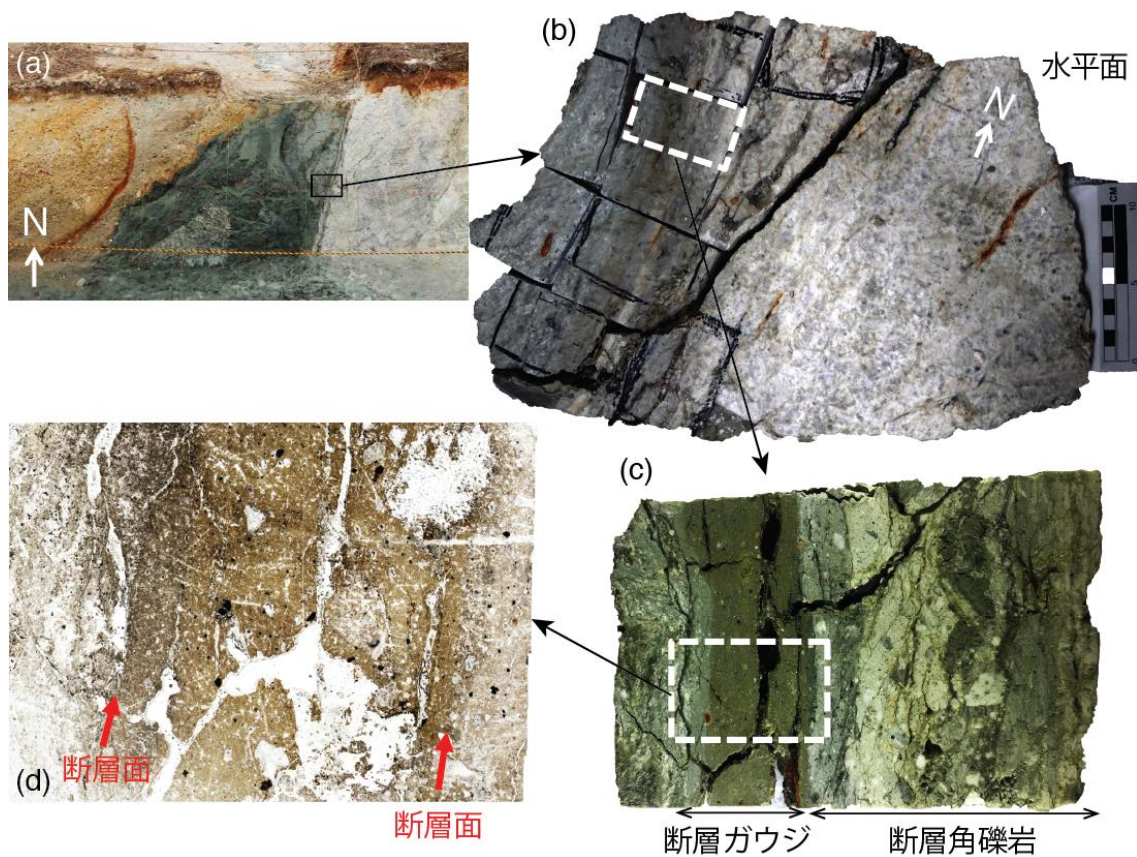
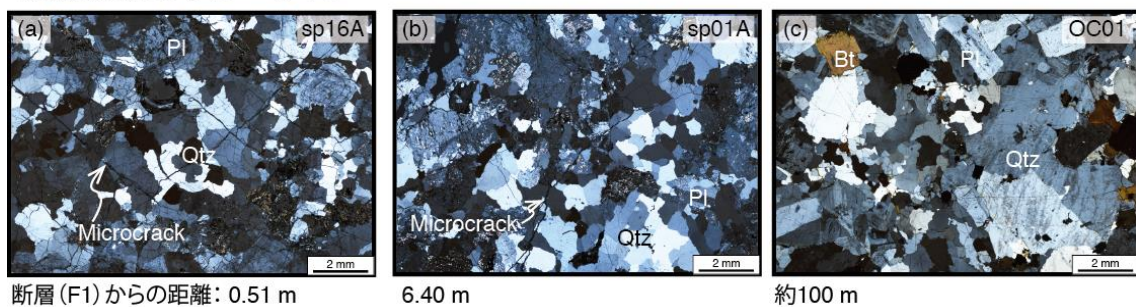


図 2.2.15. 野島断層破碎帯において観察された断層ガウジ。(a) 露頭写真、(b) 定方位断層岩サンプル研磨面 (XZ 面)、(c) 岩石スラブ研磨面、(d) 偏光顕微鏡写真。

試料採取場所：小倉トレンチ北面壁面。試料番号：20151227-FG04。

花崗岩質カタクレーサイト



断層 (F1) からの距離: 0.51 m

6.40 m

約100 m

図 2.2.16. 野島断層破碎帯において観察された花崗岩質カタクレーサイトの薄片写真。断層からの距離がそれぞれ (a) 0.51m、(b) 6.40m、(c) 約 100m。

試料採取場所：小倉トレンチ北面壁面。

試料番号：(a) 20151226-sp16A、(b) 20151226-sp01A、(c) 20151227-OC01

②有馬-高槻構造線活断層帯トレンチ掘削

船坂2トレンチにおいて採取された断層ガウジと角礫を含む断層岩ブロックのXZ研磨面において、右横ずれによる剪断構造が観察された。それぞれの断層岩ブロックについて、断層の最新活動面が認定された（図中の赤矢印）。

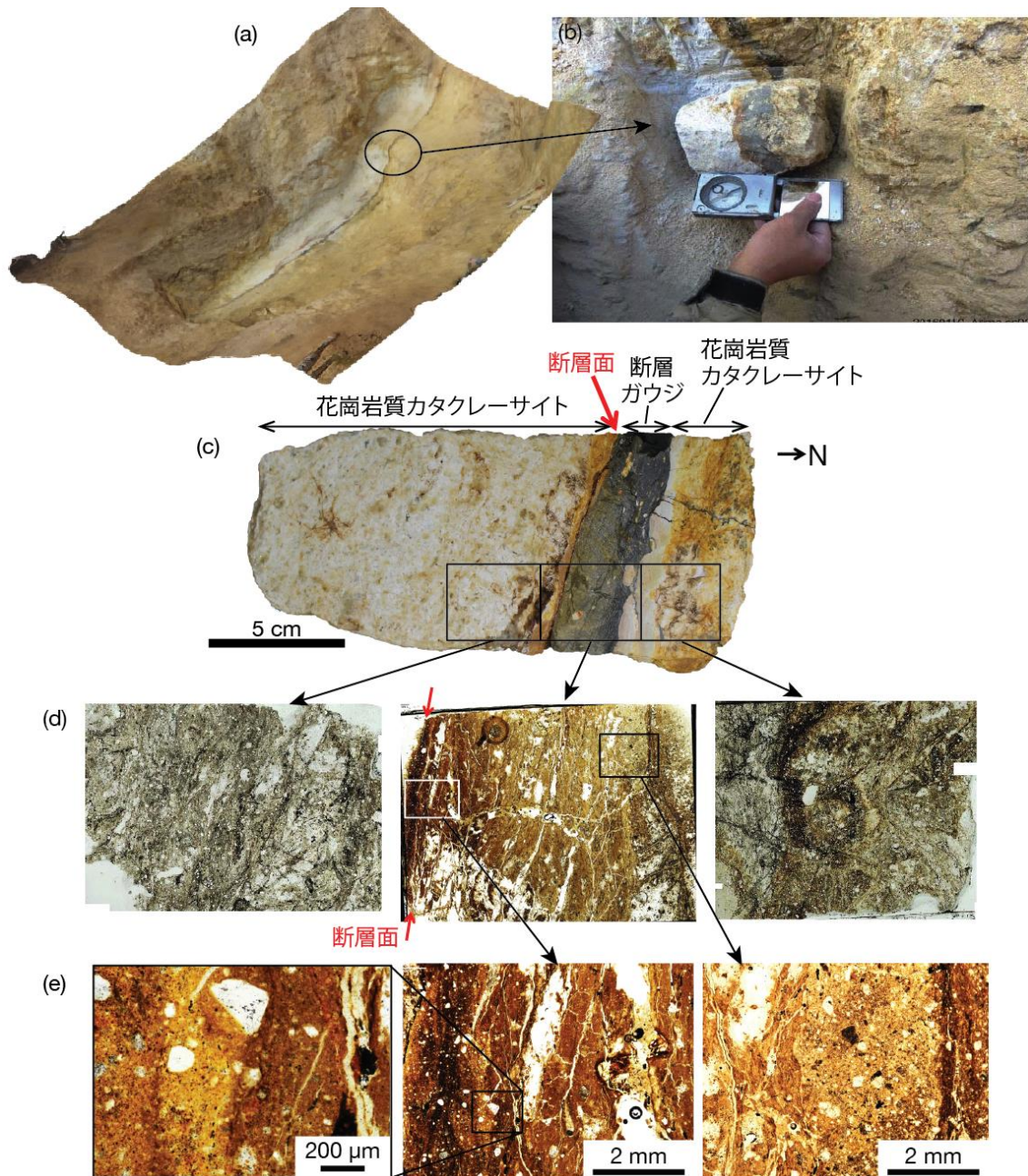


図 2.2.17. 有馬～高槻構造線活断層帯における断層破碎帯において観察された断層ガウジ。
 (a) 船坂2トレンチの3D画像、(b) 試料採取位置、(c) 定方位断層岩サンプル研磨面
 (XZ面)、(d, e) 偏光顕微鏡写真。試料採取場所：船坂2トレンチ。試料番号：

20160110_Arima-sp01。

船坂2 トレンチ上部露頭では、黒灰色と茶色を呈する様々な種類の断層ガウジ帯が観察されている。茶色を呈する断層ガウジ帯には旧表土と思われる腐植土が断層ガウジの中に注入し、右横ずれの剪断変形を受けている組織構造が確認された（図 2.2.18.）。

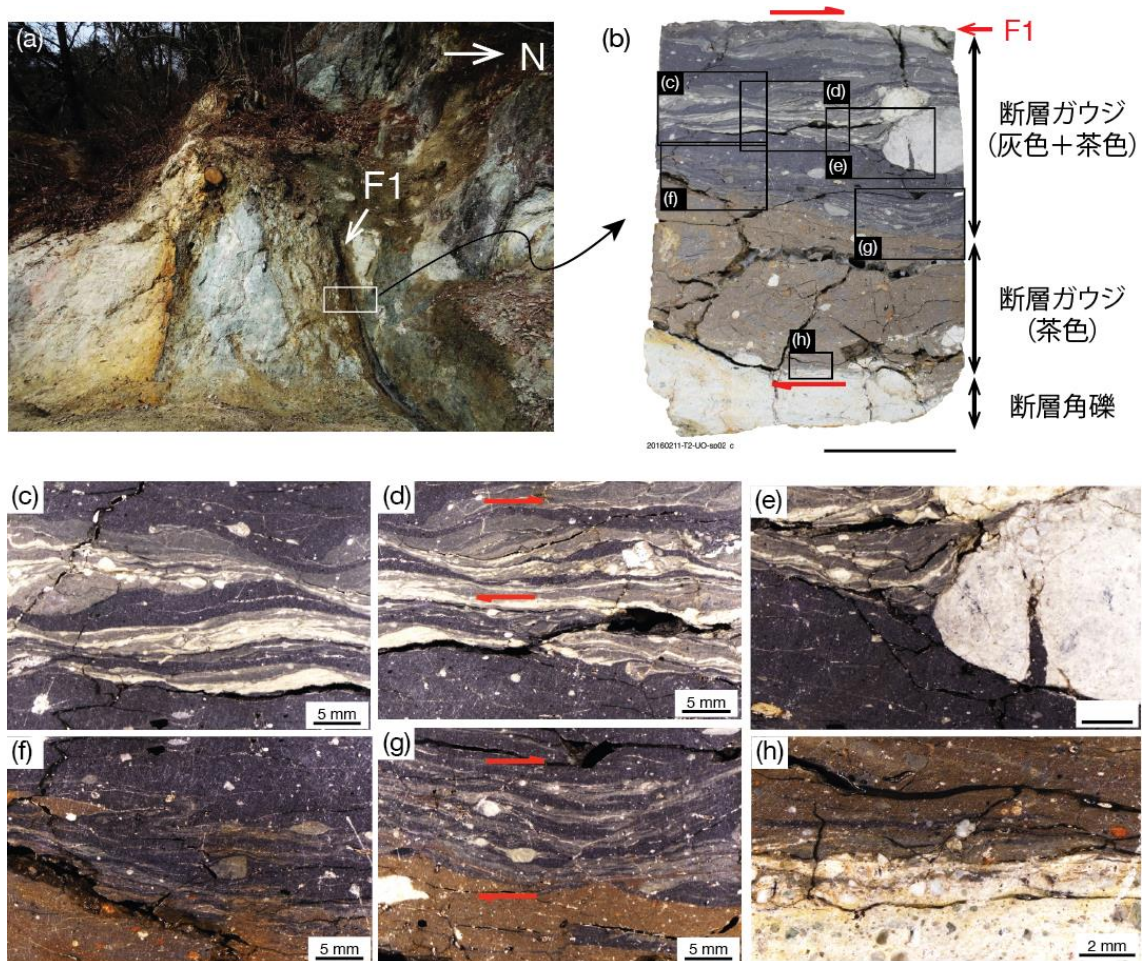


図 2.2.18. 有馬～高槻構造線活断層帯における断層破碎帯において観察された断層ガウジ。

(a) 船坂2 トレンチ上部露頭の露頭写真、(b) 定方位断層岩サンプル研磨面 (XZ 面)、

(c-h) 実体顕微鏡写真。試料採取場所：船坂2 トレンチ上部露頭。

試料番号：20160211-T2-UO-sp02。

④ 野島断層深部ボーリング掘削

野島断層深部ボーリング AFD-2 孔により得られた断層破碎帯のうち、fa-1（深度 118.49～118.80 m）試料について、X 線マイクロ CT スキャンを用いて非破壊構造解析を行い、最新活動面の認定を行った（図 2.2.19）。

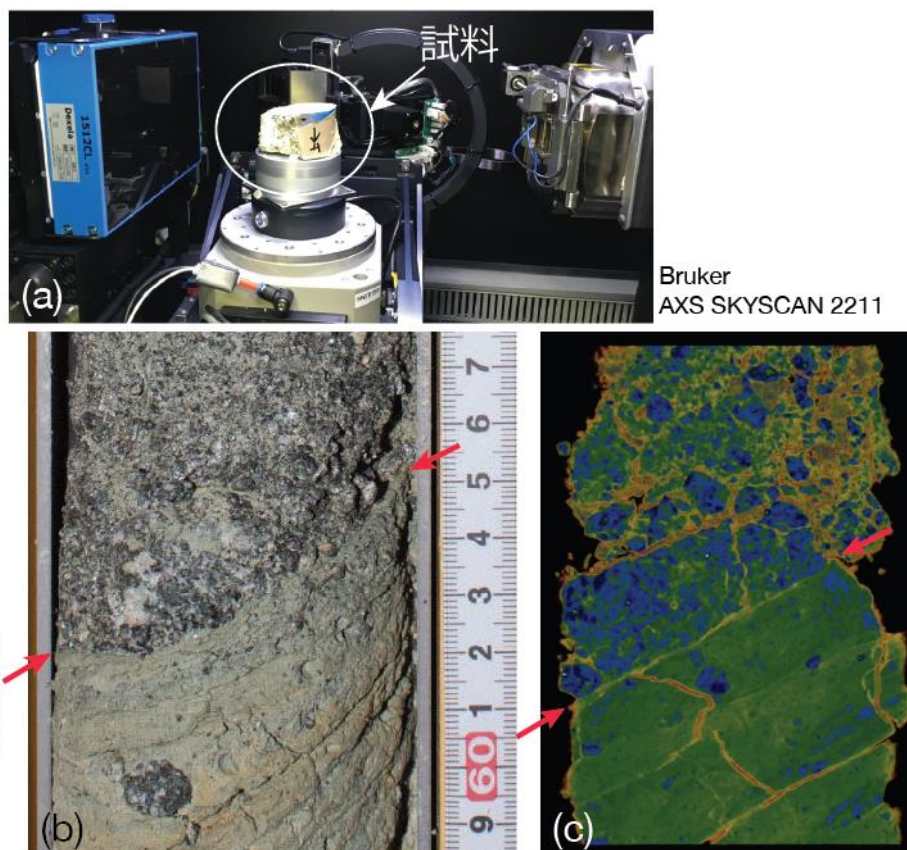


図 2.2.19. (a) X 線マイクロ CT スキャン装置の内部。(b) スキャンに用いたボーリングコア試料。(c) (b) の X 線マイクロ CT スキャン画像。試料番号：AFD-2_fa-1。

(4) 引用（参考文献）

- 林 愛明・井宮 裕・宇田進一・飯沼 清・三沢隆治・吉田智治・精松保貴・和田卓也・川合功一, 1995. 兵庫県南部地震により淡路島に生じた野島地震断層の調査. 地学雑誌, 104, 113-126.
- Lin, A. and Uda, S., 1996, Morphological characteristics of the earthquake surface ruptures occurred on Awaji Island, associated with the 1995 Southern Hyogo Prefecture Earthquake. The Island Arc, 5, 1-15.
- Maruyama, T. and Lin, A., 2002, Active strike-slip faulting history inferred from offsets of topographic features and basement rocks: a case study of the Arima-Takatsuki Tectonic Line, southwest Japan. Tectonophysics, 344, 81-101.

Lin, A. and Yamashita, K., 2013, Spatial variations in fault zone structures along strike-slip faults: an example from The active faults, southwest Japan. *Journal of Structural Geology*, 57, 1-15. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2013.10.006>.

Lin, A., Yamashita, K. and Tanaka, M., 2013, Repeated seismic slips recorded in ultracataclastic veins along active faults of the Arima-Takatsuki Tectonic Line, southwestern Japan. *Journal of Structural Geology*, 48, 3-13. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2013.01.005>

2. 3. 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極微細組織構造は、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、活断層の特に破碎の著しい断層ガウジについて、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28年2月7日（日）に船坂1トレンチと船坂2トレンチからそれぞれ断層岩試料を1~3個採取した（図2.3.1）。試料は乾燥によるダメージを防ぐため、ラップフィルムで覆って冷蔵保存した。

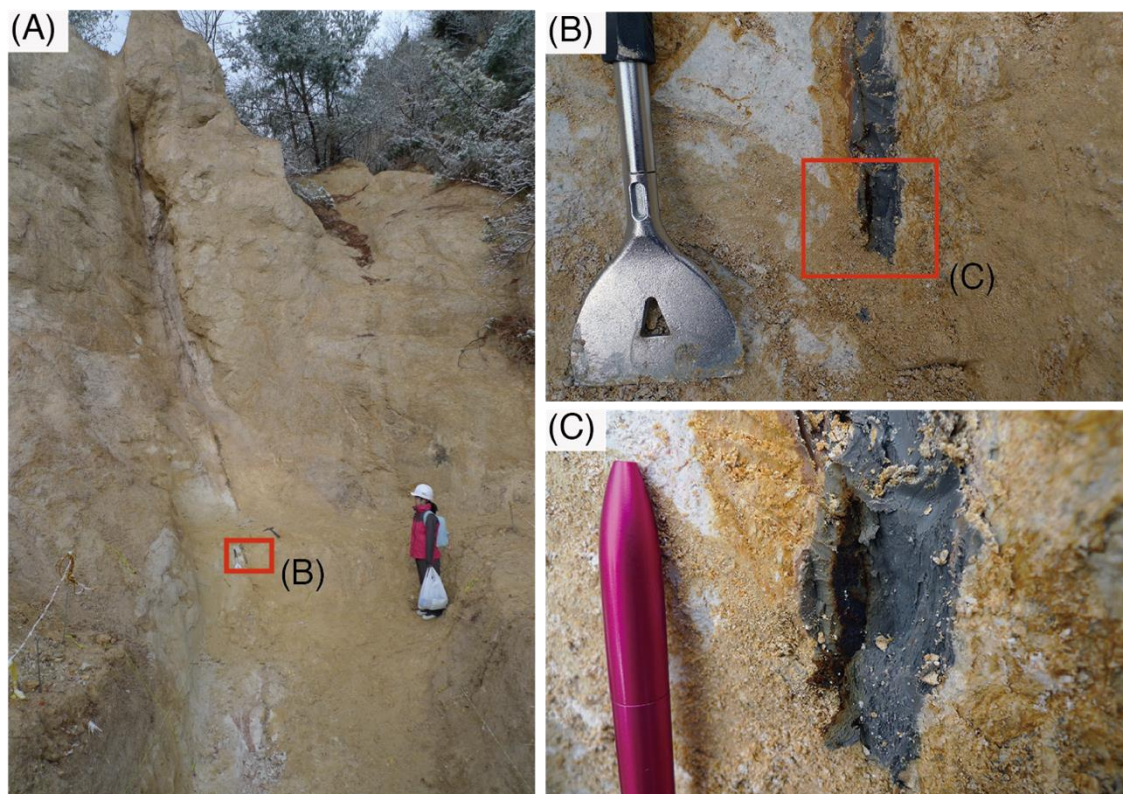


図 2.3.1. 船坂2トレンチの露頭。(A) 船坂2トレンチと有馬-高槻断層。(B) 断層の拡大。(C) 断層の拡大。極細粒で鱗片状の断層粘土。

(3) 分析方法・数量

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

について凍結乾燥法及び包埋法（滝沢ほか，1995；滝沢，1997；Takizawa et al., 2005）により断層岩を固定した試料を用いることを検討した。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試料（SEMTEM）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。

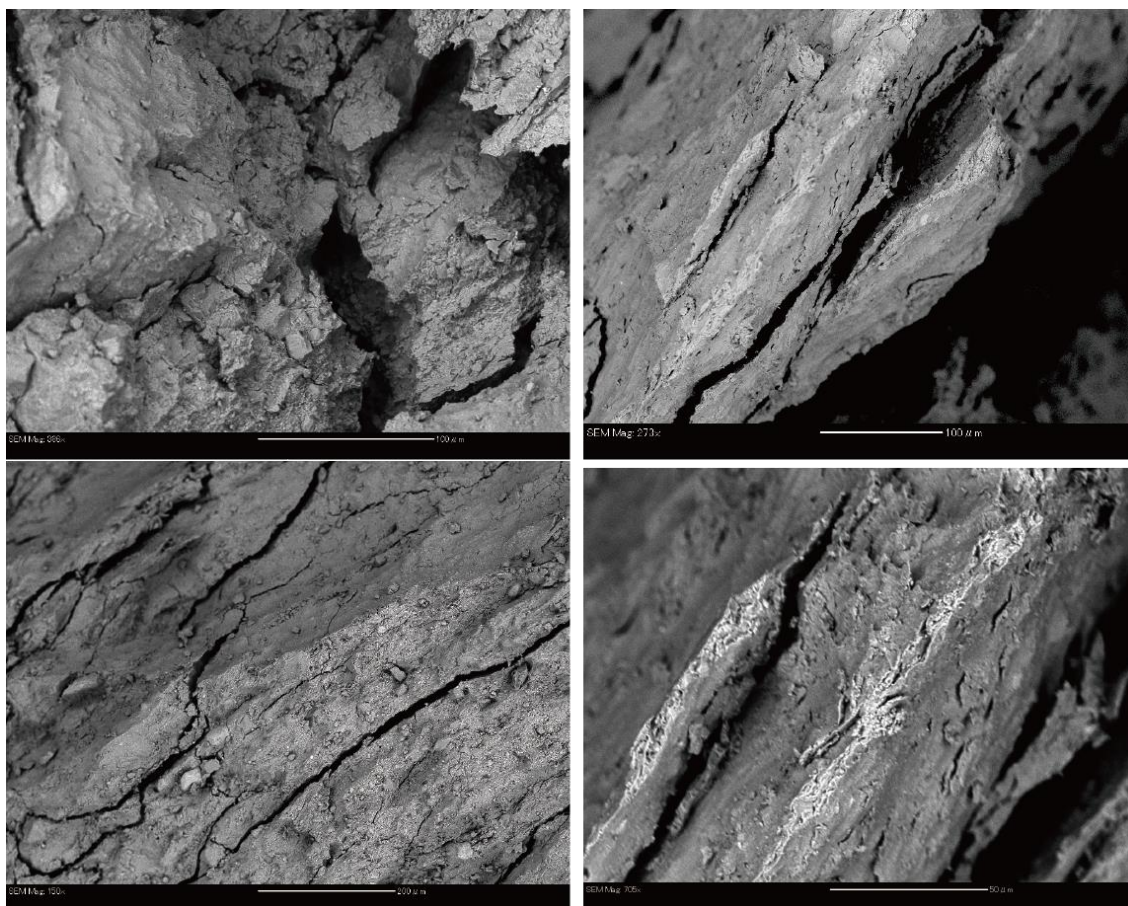


図 2.3.2. 船坂 2 トレンチの断層粘土の凍結乾燥試料に対する電子顕微鏡による観察（反射電子像）。基質部の葉状片理や細粒で多角形状の細粒粒子が確認された。

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°C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、3~4回置換置換する。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。

(4) 結果

凍結乾燥試料の観察結果を図2.3.2.に示す。船坂2トレンチの断層粘土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。

(5) 考察とまとめ

本研究では、断層破碎物質が細粒化しているにも関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。

(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(参考文献)

- 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, 地質学雑誌, 101, 941-944.
- 滝沢茂, 1997, 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, 26, 211-214.
- Takizawa, T., Kamai, T. and Matsukura, Y., 2005, Fluid pathways in the shearing zones of kaolin subjected to direct shear tests, Eng. Geology, 78, 135-142.

2. 4. 断層ガウジの微量元素分析

野島断層の小倉と有馬船坂岩盤破碎帯トレンチから、原岩花コウ岩と断層ガウジを含む11サンプルを採集して、主要8つの微量元素(Cs、Rb、Ba、La、Pb、Sr、Sm、Li)を行った(表2.4.1.)。

活断層・地震断層帯において、地震時の摩擦熱により発生した高温流体が断層の強度を動的に弱化させることが可能である(Ishikawa et al., 2008)。このような高温流体が断層帯の熱膨張による加圧作用(thermal pressurization)を引き起こして、断層摩擦係数を低下させ、断層が動きやすくなることが報告されている(例え、Sibson, 1973; Lin et al., 2013; Rice, 2006)。

本事業では、1995年兵庫県南部地震時に、断層地震面沿いに摩擦熱により発生した高温流体が存在するかどうかを検証するため、小倉と有馬船坂岩盤破碎帯トレンチで観察された主断層帯近傍の断層ガウジ層を剥がして、それぞれの微量元素の定量分析を行った。また、比較するため、母岩花コウ岩のサンプルの分析も行った。微量元素の結果と比較分布を図2.4.1.と表2.4.1.に示す。断層ガウジとシュードタキライトは、母岩花崗岩と地質標準物質より微量元素Cs、Rb、Pb、Liが高い値を示している。一方、BaとSrは母岩より低い値を呈している。これらの微量元素の異常値は、断層破碎帯に高温流体の痕跡があることを示唆している。断層ガウジ帯の微量元素の値が原岩の値と異なる現象は、1999年Mw7.6台湾集集地震断層でも報告されている(石川・廣野, 2012)。これは地震断層摩擦熱により高温流体(>350°C)の存在により断層物質の熱化圧作用によるものと考えられている。今後、断層深部の断層ガウジを分析して、浅部と深部断層破碎帯内部の高温流体の存在と地震断層剪断作用との関係を議論する予定である。

表 2.4.1. 微量元素分析結果一覧表

試料 : 断層岩(乾燥粉碎物) 計11点

試料持込日 : 平成29年2月14日

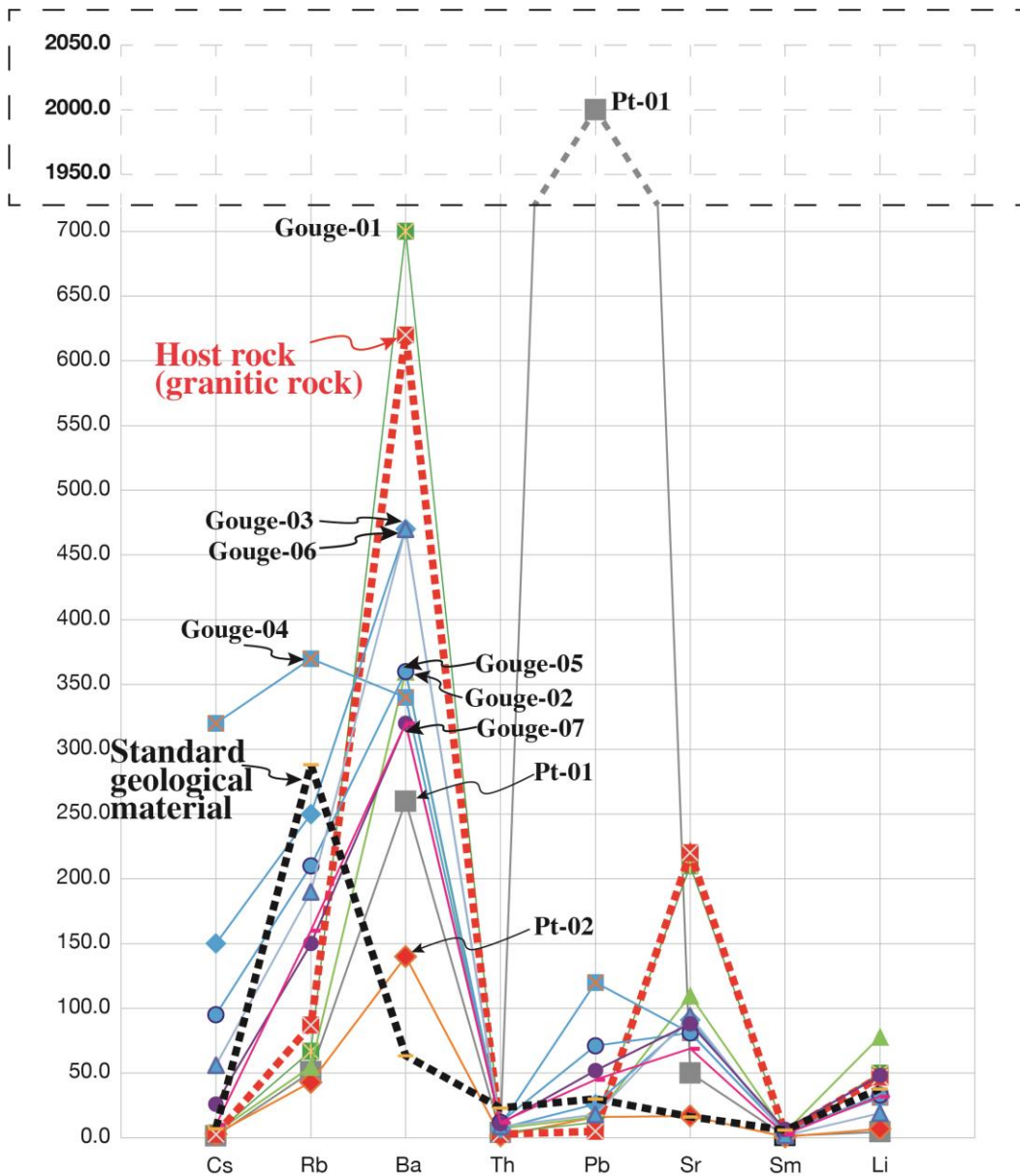
測定分析項目 : Li, Rb, Sr, Cs, Ba, Pb, Sm, Thの定量

測定分析方法 : 試料0.25gを白金るつばに量りとり、硝酸、ふっ化水素酸及び過塩素酸を加えてホットプレートで加熱分解した。ほぼ乾固するまで濃縮後、希硝酸に溶解し、ろ過して50mLとした。残渣はろ紙ごと電気炉(800°C)で灰化し、メタほう酸リチウムと混合して電気炉(1050°C)で融解した。放冷後、希硝酸に溶解して50mLとした。酸分解液と残渣処理液をそれぞれ希釈してICP質量分析装置に導入し、各元素を定量した。報告は、それぞれの溶液濃度より算出した含有量の合算とした。

測定分析装置 : ICP質量分析装置 7700x(アジレント・テクノロジー)

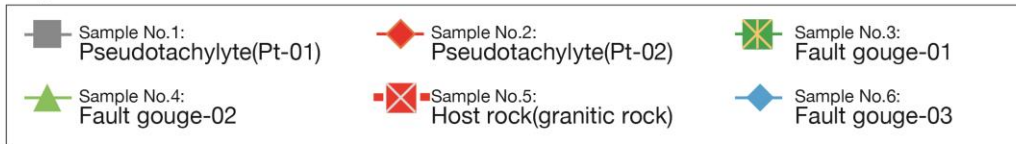
測定分析結果 :

No.	試料情報			測定分析結果(mg/kg)							
	Sample#	Rock types	Location	Li	Rb	Sr	Cs	Ba	Pb	Sm	Th
1	20151227-PT-01-01	Pseudotachylyte	Nojima_Ogura N	4.6	51	50	1.5	260	2000	1.6	4.1
2	20151227-PT-01-02	Host rock	Nojima_Ogura N	7.0	43	17	3.0	140	16	0.80	1.5
3	20151210-03a-01	Fault gouge	Nojima_Ogura N	50	67	210	3.7	700	12	4.0	3.8
4	20151210-03a-02	Fault gouge	Nojima_Ogura N	78	55	110	4.3	360	16	4.2	7.3
5	20151210-03a-03	Host rock	Nojima_Ogura N	47	87	220	2.6	620	5.1	3.9	2.9
6	20160211-T2-UO-SP02-d-01	Fault gouge	Arima T2 UO	32	250	91	150	470	26	3.2	7.4
7	20160211-T2-UO-SP02-d-02	Fault gouge	Arima T2 UO	31	370	81	320	340	120	4.2	9.6
8	20160211-T2-UO-SP02-d-03	Fault gouge	Arima T2 UO	33	210	81	95	360	71	4.4	12
9	20160211-T2-UO-SP02-d-04	Fault gouge	Arima T2 UO	19	190	94	56	470	18	1.8	8.9
10	20160119 Arima T2-SP2a-PT	Fault gouge	Arima T1	48	150	88	26	320	52	6.5	11
11	20160119 Arima T2-SP2a-GR	Fault gouge	Arima T1	32	160	69	10	320	45	2.7	12



Nojima

Pt:Pseudotachylyte vein



Arima

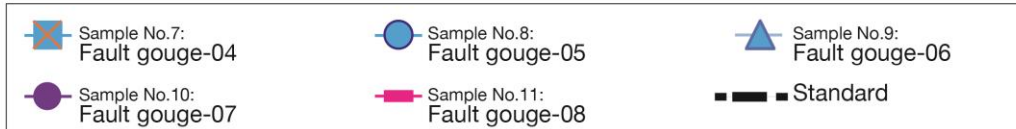


図 2.4.1. 微量元素分析結果図

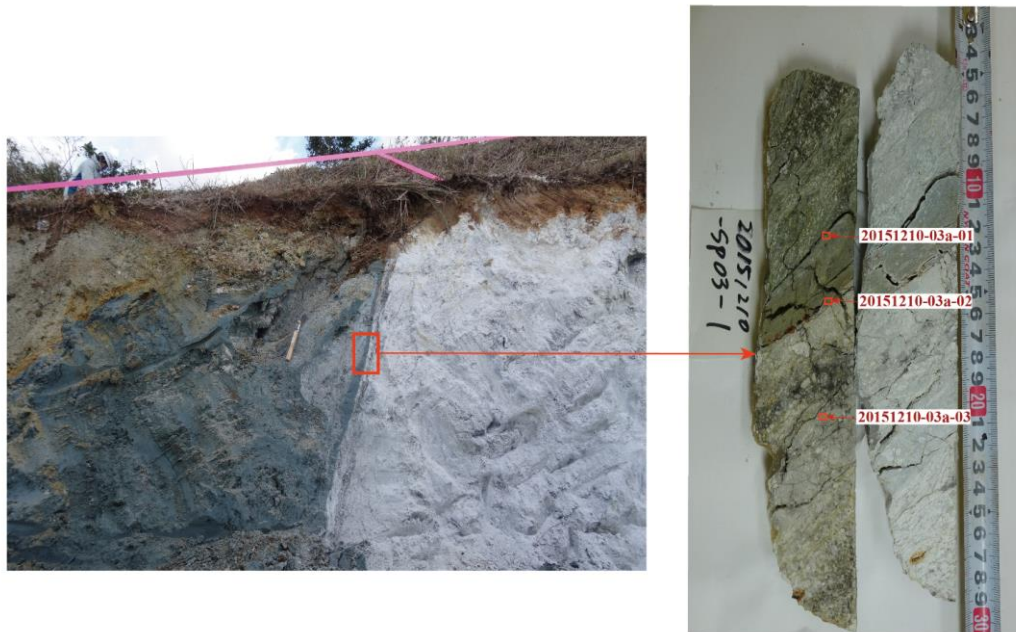


図 2.4.2 野島断層岩微量元素分析サンプル (20151210-sp03-01~03) 採集位置図

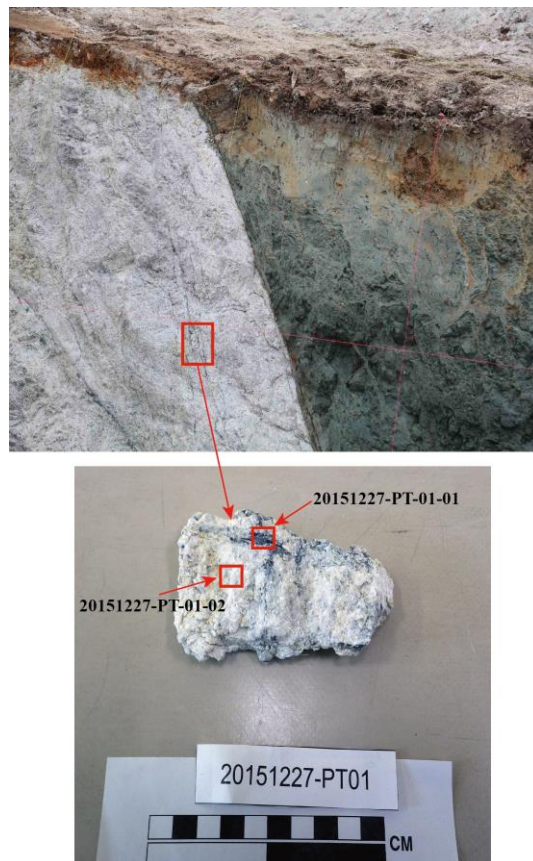


図 2.4.3 野島断層岩微量元素分析サンプル (20151227-PT01~02) 採集位置図

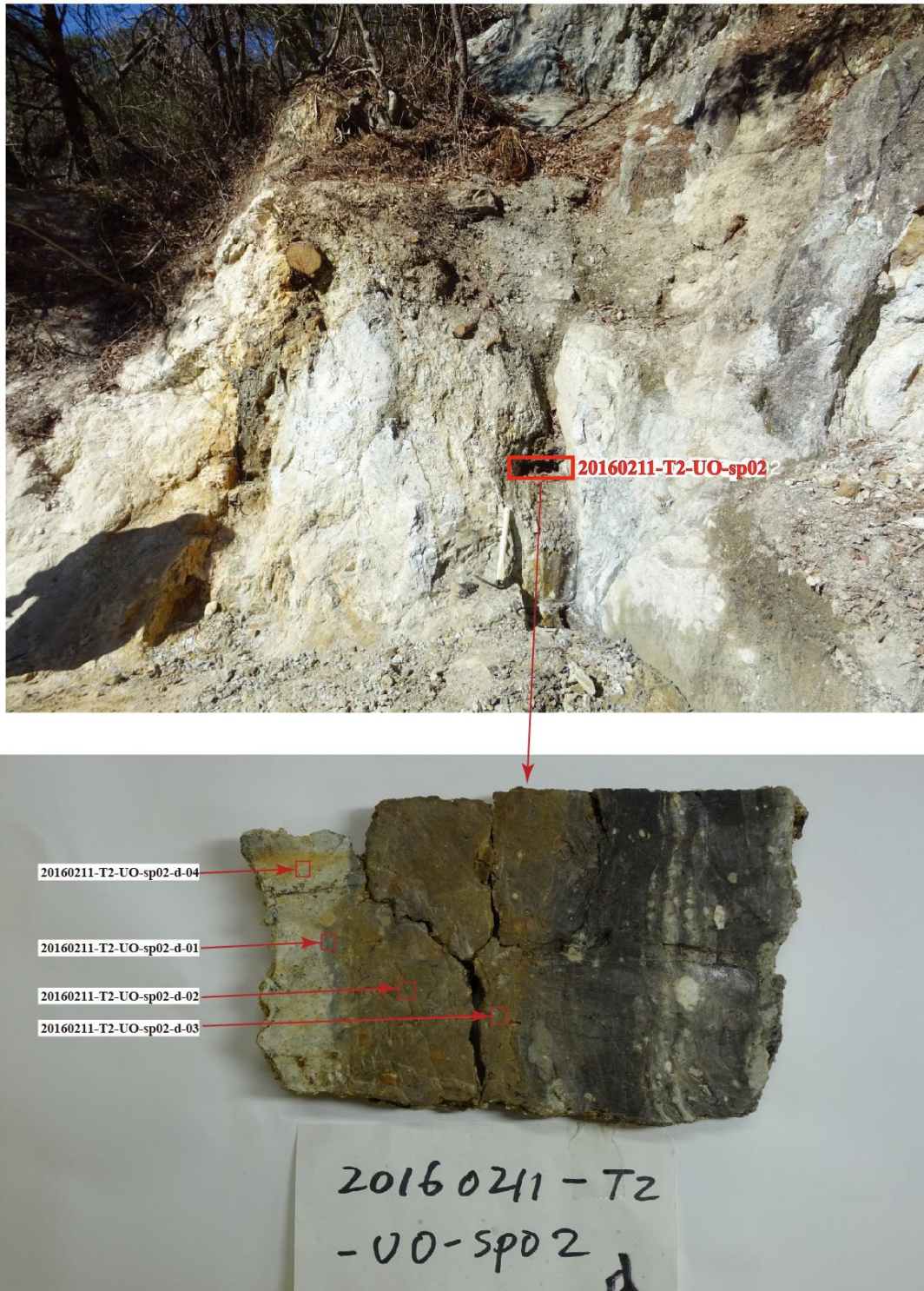


図 2.4.4 有馬-高槻構造線六甲断層船坂露頭の断層岩の微量元素分析サンプル
(20160211-T2 sp02-d-01~04) 採集位置図



図 2.4.5 有馬-高槻構造線六甲断層船坂露頭の断層岩微量元素分析サンプル
(20160119-Arima T2-SP2a-PT~GR) 採集位置図

(5) 引用 (参考文献)

- Lin, A. and Yamashita, K., 2013, Spatial variations in fault zone structures along strike-slip faults: an example from The active faults, southwest Japan. *Journal of Structural Geology*, 57, 1-15. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2013.10.006>
- Lin, A., Yamashita, K. and Tanaka, M., 2013, Repeated seismic slips recorded in ultracataclastic veins along active faults of the Arima-Takatsuki Tectonic Line, southwestern Japan. *Journal of Structural Geology*, 48, 3-13. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2013.01.005>
- Lin, A. et al., 2013, Coseismic dehydration of serpentinite during large earthquakes: Evidence from high-velocity friction experiments. *Chemical Geology*, 344, 50-62. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.02.013>

- Ishikawa, T., Tanimizu, M., Nagaishi, K., Matsuoka, J., Tadai, O., Sakaguchi, M., Hirono, T., Mishima, T., Tanikawa, W., Lin, W., Kikuta, H., SOH, W. and Song, S-R., 2008, Coseismic fluid–rock interactions at high temperatures in the Chelungpu fault. *Nature Geoscience*, 1, 679-683.
- 石川剛志・廣野哲朗, 2012, 断層岩の微量元素組成・同位体組成からみた地震時の流体岩石相互作用, *地球化学*, 46, 217-230.
- Sibson, R. H., 1973, Interaction between temperature and pore-fluid pressure during earthquake faulting—a mechanism for partial or total stress relief. *Nature Phys. Sci.*, 243, 66–68.
- Andrews, D. J., 2002, A fault constitutive relation accounting for thermal pressurization of pore fluid. *J. Geophys. Res.*, 107, 2363.
- Rice, J. R., 2006, Heating and weakening of faults during earthquake slip. *J. Geophys. Res.*, 111, B05311.

3. 年代測定法の高精度化

3.1. 概要

本プロジェクトでは、断層岩（または断層帯）そのものを直接年代測定するアプローチに焦点を当て、これまで試みられてきた方法と成果を総括すると共に、今後の方法論的展望を描くことを目指している。

断層岩の分析に基づく放射年代測定の基本は、断層運動の結果として母岩に残された物質科学的痕跡から、運動の時期に関する何らかの情報を解読することにある。これまで用いられて来た代表的な方法は、アプローチの違いから以下の3つに大別される（田上ほか，2010；Tagami, 2012）。

- ・断層運動による母岩の破碎と細粒化・粘土化：断層ガウジ中の自生粘土鉱物（イライト）を用いた K-Ar ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) 年代測定
- ・断層摩擦発熱等による母岩の加熱イベント：シュードタキライトに含まれるジルコンを用いたフィッシュントラック（FT）分析と（U-Th）/He 年代測定、断層ガウジに含まれる石英を用いた ESR・OSL・TL 法による年代測定
- ・断層運動に伴う地下水起源鉱物脈の形成：方解石等の鉱物脈の U/Th 法（アイオニウム法）及び U-Pb 法による年代測定

これらの年代測定に共通する要点は、（a）断層運動による年代値のゼロリセット、（b）リセット後現在までの閉鎖系の維持、（c）目的とする年代レンジと手法とのマッチングである。特に（a）と（b）に関連して鍵となる物理条件が、断層運動に関連した熱過程である。なぜなら、一般に、年代測定における閉鎖/開放系を支配する最も重要な要因は、放射壊変により鉱物中に形成される娘核種の拡散（散逸）速度であり、これは温度依存性が極めて高いからである。断層運動に関連した熱過程を要素分解すると、以下の3つに帰着できると考えられる。

(1) 断層摩擦発熱による断層面近傍の岩石の急速な加熱

断層摩擦発熱は、地殻構成岩石の熱伝導率が低いことから、基本的には断層近傍に限られた現象である。例えば、通常のシュードタキライトの形成場であれば、母岩側の加熱帯の幅は、数ミリから数センチ程度であると推定される。また、発熱の期間も、通常地震発生時の断層運動継続時間から数秒程度であると推定されるので、比較的高温で短時間な熱過程である。ただし、断層面近傍に水が存在する場合には、**Thermal pressurization** 等に伴って、熱の発生・輸送様式に変化が生じることが想定される。

(2) 断層帯における熱水の移流に伴う熱輸送と母岩の加熱

断層帯は地殻深部からの熱水の移流経路となっている可能性がある。もしも高温の流体が断層帯に沿って流れる場合、断層面周辺に熱異常帯を形成するであろう。その時空分布の評価は難しいが、鉱物脈の存在する領域などから判断すると、断層面から数 10m 程度の範囲に及ぶかもしれない。

(3) 断層運動が垂直成分を伴う場合の広域的な加熱及び冷却

上記 (1) (2) が断層帯に沿った局所的な熱現象であるのに対して、これは断層を挟む二つの岩盤の間での相対運動 (の垂直成分) に由来する広域的な熱過程である。上部地殻は一般に 30°C/km 程度の地温勾配を持つため、地表面の浸食を伴う広域的な上昇があれば地殻深部の岩石は冷却される一方、広域的な沈降が埋没を伴うと岩石は温度上昇を被る。

本プロジェクトでは、これらの論点に基づき、野島断層に関連した共通の試料を持って手法間比較を進めている。表 3.1.1、3.1.2. に各手法の特性をまとめて示す。

表 3.1.1. 地球科学に広く用いられる年代測定法

方法	核種(親-娘)	壊変様式	半減期(年)	試料	年代範囲(年)
K-Ar 法 (Ar/Ar 法)	$^{40}\text{K} - ^{40}\text{Ar}$	電子捕獲	1.25×10^9	雲母、角閃石、 カリ長石、火山岩	$> 10^4$
U,Th-Pb 法	$^{238}\text{U} - ^{206}\text{Pb}$	壊変系列(α, β^-)	4.47×10^9	ジルコン、 モナズ石	$> 10^6$
	$^{235}\text{U} - ^{207}\text{Pb}$	壊変系列(α, β^-)	7.04×10^8		
	$^{232}\text{Th} - ^{208}\text{Pb}$	壊変系列(α, β^-)	1.40×10^{10}		
U,Th-He 法	$^{238}\text{U} - ^4\text{He} (x 8)$	壊変系列(α, β^-)	4.47×10^9	アパタイト、 ジルコン	$> 10^5$
	$^{235}\text{U} - ^4\text{He} (x 7)$	壊変系列(α, β^-)	7.04×10^8		
	$^{232}\text{Th} - ^4\text{He} (x 6)$	壊変系列(α, β^-)	1.40×10^{10}		
フィッション・ トラック法	^{238}U - 核分裂飛跡	自発核分裂	(4.47×10^9)	アパタイト、 ジルコン	$> 10^6$
ESR 法	$^{238}\text{U}, ^{232}\text{Th}, ^{40}\text{K}$	α, β^-, γ 壊変	————	石英、長石	$< 10^6$
TL・OSL 法	$^{238}\text{U}, ^{232}\text{Th}, ^{40}\text{K}$	α, β^-, γ 壊変	————	石英、長石	$< 10^6$
U-Th 法	$^{234}\text{U} - ^{230}\text{Th}$	α 壊変	2.48×10^5	炭酸塩(方解石等)	$< 5 \times 10^5$
^{14}C 法	^{14}C	β^- 壊変	5730	木片、貝殻、骨	$< 3 \times 10^4$

表 3.1.2. 地質学的時間スケールでの放射年代測定法の閉鎖温度
(Reiners et al., 2005 など)

<i>Method</i>	<i>Mineral</i>	<i>Closure temperature (°C)</i>
U-Pb	zircon	>900
	monazite	~700
	apatite	~600?
40Ar/39Ar	hornblende	400-600
(K-Ar)	muscovite	300-350 (>400?)
	illite	~260? (formation ~150)
	K-feldspar	150-350
Fission-track	zircon	330-350
	apatite	90 -120
(U-Th)/He	zircon	160-200
	apatite	50 - 80
OSL, TL, ESR	quartz	~40?
	K-feldspar	~40?

引用文献

田上高広・渡邊裕美子・板谷徹丸, 2010, 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, 3-9.

Tagami, T., 2012, Thermochronological investigation of fault zones. (Review article) Tectonophys., 538-540, 67-85, doi:10.1016/j.tecto.2012.01.032.

3. 2. 年代測定法別による実施項目

3. 2. 1. ルミネッセンス (TSL と OSL) 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 (例えば鴈澤ほか, 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。

(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) 装置の購入および改修

ルミネッセンス年代測定は鉱物からのルミネッセンス量の測定によって見積もる蓄積線量と、放射性元素の測定によって見積もられる環境放射能に基づいている。ルミネッセンス測定用装置の新規購入および既存装置の改修を行った。

B) 実験手順の提案

断層岩のルミネッセンス年代測定を行うにあたり、どのような事前調査・実験が必要か、ボーリングコアの採取の際に留意すべき点はなにか、ボーリングコア採取から OSL 年代測定までの流れと現場暗室内の作業に関する事項について提案した。

C) 鉱物種の特定

本事業で得る野島断層のコア試料に、ルミネッセンス法を施すための鉱物が入っているかどうか、サイズはどうか、またその起源がなにか (花崗岩か堆積岩か) についての予察的結果を得るために、トレンチ試料や露頭試料を利用し、鉱物組み合わせや粒径、またルミネッセンス法で利用される粘土鉱物除去法の効果を調べた。

D) 含水比測定

環境放射能による年間線量を見積もる際に、放射性元素濃度とともに、試料の含水率が重要となる。含水率は試料が表層に露出すると刻々と変化するので、試料採取（掘削）後すぐに測定することが大事であるため含水比の測定を行った。

E) 現場暗室での光源の評価

ルミネッセンスシグナルは光・熱に敏感であるため、試料採集、試料の保存、試料記載にかかる現場の実験環境の評価を行った。

F) 花崗岩の年間線量の見積もり

将来的に年代決定を目指すにあたり年間線量を求める必要があるため、放射性元素の濃度測定を実施した。

G) 花崗岩のルミネッセンスサイトの決定

断層岩に含まれる石英が、花崗岩起源である例が多いであろうことに鑑み、その石英の熱ルミネッセンスのサイトを決定し任意の温度条件下での寿命を求めた。

H) 断層と蓄積線量の関係調査

浅野断層におけるトレンチや、ボーリング AFD-2 にて採集した試料を利用して、断層との距離に対して蓄積線量がどう変化するかを調べた。

I) 変形実験によるルミネッセンスシグナルの変化の調査

断層活動によりルミネッセンスシグナルがどう変化するか、サイトそのものが変化するか、シグナルが単に減衰するのかを調べるため、変形班と協力し変形実験に利用した試料でルミネッセンスシグナルを測定した。

(4) 場所・方法・数量

A) 測定実施場所

ルミネッセンス測定に関する手法の吟味は金沢大学および北海道教育大学で行った。鉍物組み合わせ、含水比測定、化学分析は金沢大学で行った。

B) 鉍物種特定に用いた試料および方法

露頭で採取したガウジ試料（NOJIMA）と浅野断層小倉トレンチで観察されたガウジおよびその上下の花崗岩および大阪層群とした（NFT1-S7、S8、S9、図 3.2.1.1、図 3.2.1.2）。顕微鏡での観察に加えガウジの粒径分布を、レーザー回折式粒度分布測定装置（SHIMADZU SALD-2200）にて測定した。また粉末 X 線回折装置により、鉍物組み合わせを測定した。ガウジ試料（NOJIMA）についてはルミネッセンス法で利用される鉍物濃集プロセス（分散

剤による単離化と粘土鉱物の取り除き)を試し、どのような結果が得られるかについても
 検鏡により調べた。

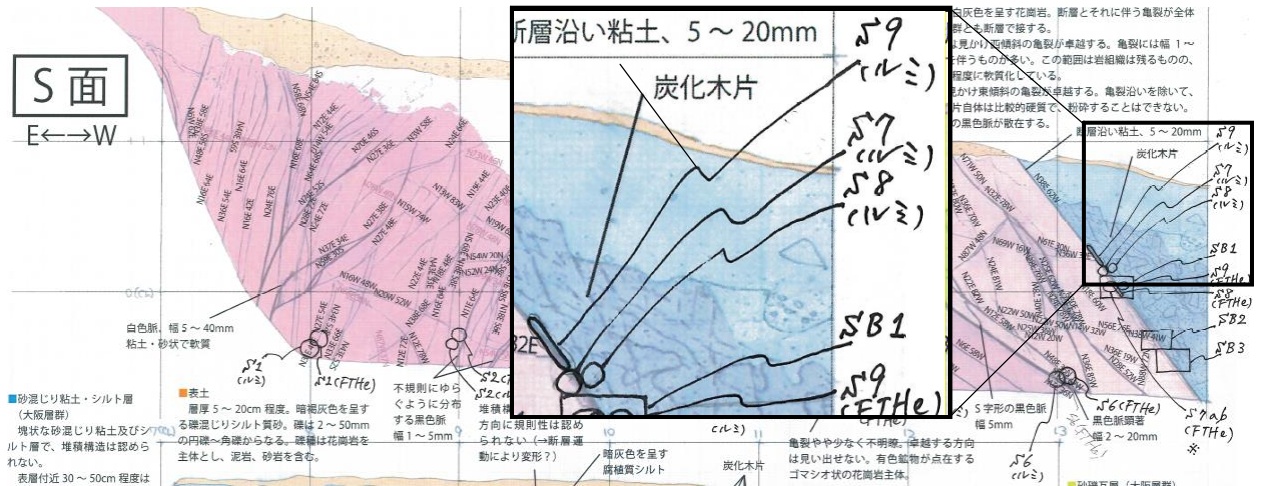


図 3.2.1.1. 分析に利用した小倉トレンチ試料の採取場所

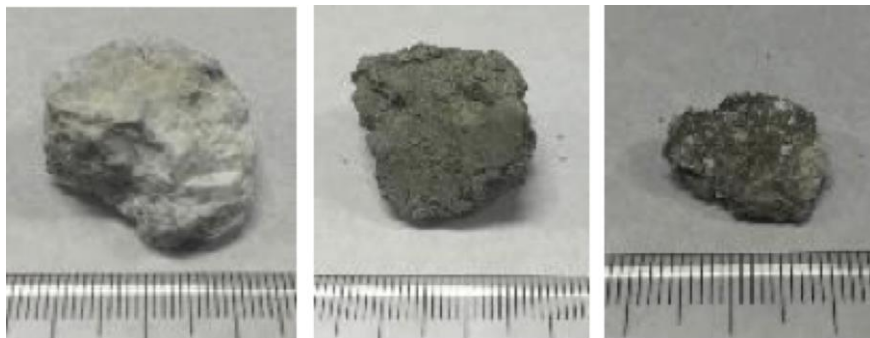


図 3.2.1.2. 乾燥後の試料 (左から順に NFT1-S7、S8、S9)

C) 含水比測定に用いた試料および方法

野島トレンチ掘削から試料採集までやや時間があいていたが、NFT1-S7、S8、S9の含水比測定を行った。試料をガラス容器にいれ秤量の後、105°Cで24時間オープンにて乾燥した後秤量し、含水比を計算した。

D) 現場暗室での光源の評価

試料を各種光源にあてたのち、ルミネッセンスシグナルの減衰程度をみることにより、光源による影響を評価した。試料としては掘削時のスラッジ、ルミネッセンス用標準石英試料を用いた。また光曝影響の評価とともに、掘削そのものがルミネッセンスシグナルに与える影響を見るために、掘削を経していない花崗岩、コア試料、および掘削時のスラッジをOSL分析し比較した。ルミネッセンス用標準石英を利用した実験では、人工既知線量のシグナル減衰量の評価および等価線量の減衰評価の2通りをおこなった。

花崗岩スラッジを利用した光曝実験では、光曝させていない試料に加え、3種類の光源に露光させた。光曝は2016年6月30日に実施した。試料は、Block（非光曝試料）、Photo（写真撮影装置による露光試料）、LED（LED懐中電灯による露光試料）、Toshiba（東芝製の赤色光源による露光試料）とした。試料を暗室での鉱物分離に処し、石英を抽出した。これら計4試料のOSL、およびTL分析をおこなった。OSL測定は250 μ m以下の粒子を15粒ピックアップして行い、測定条件はプレヒート220 $^{\circ}$ C10秒間の後、125 $^{\circ}$ Cに保持した試料にLEDにより光をあてルミネッセンスを測定した。また試料の発光特性を知るために約5Gyの人工放射線をあてた後にもルミネッセンスを測定した。この際のプレヒート条件は180 $^{\circ}$ C10秒である。各試料3皿ずつ測定した。またTL測定も行った。TL測定では青色発光を100 $^{\circ}$ Cから450 $^{\circ}$ Cでシグナルをとり、発光特性変化を吟味するための照射量は100Gyとした。また通常の蓄積線量の定量分析と同様、人工放射線100Gy、200Gy、300Gy、100Gy照射および測定を行い、シグナル形状の変化も見た。

また掘削によるルミネッセンスシグナルの減衰の有無を調べるために露頭で採取した花崗岩（2種類）および、スラッジでない部分のコア試料（花崗岩、コアの深度8m、103m、130mの3試料）の分析を行いスラッジの結果と比較した。

さらに光曝の影響のみをより厳密に評価するために、ルミネッセンス特性がよくわかっているRisoが提供するルミネッセンス用標準石英に、約10Gy相当の人工放射線を照射した試料をOSL測定用として、また100Gy相当照射試料をTL測定用として用意しそれぞれ測定を行った。2016年8月22日にコア掘削サイトの暗室にて光曝実験を行った。光曝実験でPhoto（カメラのフラッシュによる露光試料）、LED（LED懐中電灯による露光試料）、Toshiba（東芝製の赤色光源による露光試料）の計3試料を用意した。カメラのフラッシュによる露光およびLED懐中電灯による露光は、写真撮影を視野にいれ、それを模した光源との距離および露光時間を設定した。LED光源利用の際は約1.2m離れた点から露光時間2分とした。東芝製の赤色光源による露光実験では、赤色光源下での実際の作業時間を考え、露光時間約20分とした。その後持ち帰りOSL、およびTL測定をおこなった。測定はそれぞれ3皿ずつ行った。測定条件は上述同様である。ルミネッセンス用標準石英試料では、OSL法で実際の線量測定を行うことによって、減衰の程度の評価も行った。そもそもの試料の等価線量測定平均値は4.70 \pm 0.14Gy（函館ルミネッセンス測定装置による）である。試料の光曝は2016年9月5日に実施した。光曝条件は上述と同様である。等価線量測定のため、SAR法にて測定を行った。測定時のプレヒートを220 $^{\circ}$ Cで10秒、テスト照射は5Gyとしカットヒートを180 $^{\circ}$ Cで10秒実施した。検量線作成のための人工照射は、2.7Gy、0Gy、5Gy、10Gy、5Gyの順でおこなった。各試料3皿測定し、平均の等価線量を測定した。以上、合計でOSL測定は170測定以上、TL測定は約60測定実施した。

E) 花崗岩の化学分析

年間線量の評価のために、上述の含水率と合わせ、U、Th、Rb、Kなどの放射性元素濃度を測定する必要がある。トレンチの東面から採取した NFT1-E1 (図 3.2.1.3.)、および基盤岩として淡路島内で採取した都志川花崗岩 (TS、図 3.2.1.4.) の分析を行った。K および U、Th、Rb を LA-ICP-MS 測定で分析するにあたり必要な SiO₂ 濃度を測定するために、蛍光 X 線分析装置 (ZSX Primus II、Rigaku) による全岩分析を行った。岩石試料を洗浄の後、ミルで碎き粉末状にしたのち、800°C で 2 時間半加熱し揮発成分を除いた。四ホウ酸リチウムを混合しガラス状にして分析を行った。検量線は標準試料を同様にガラス状にして分析したものを利用した (Kusano et al., 2014)。LA-ICP-MS は現在修理中であり、修理終了以降分析を実施する予定である。

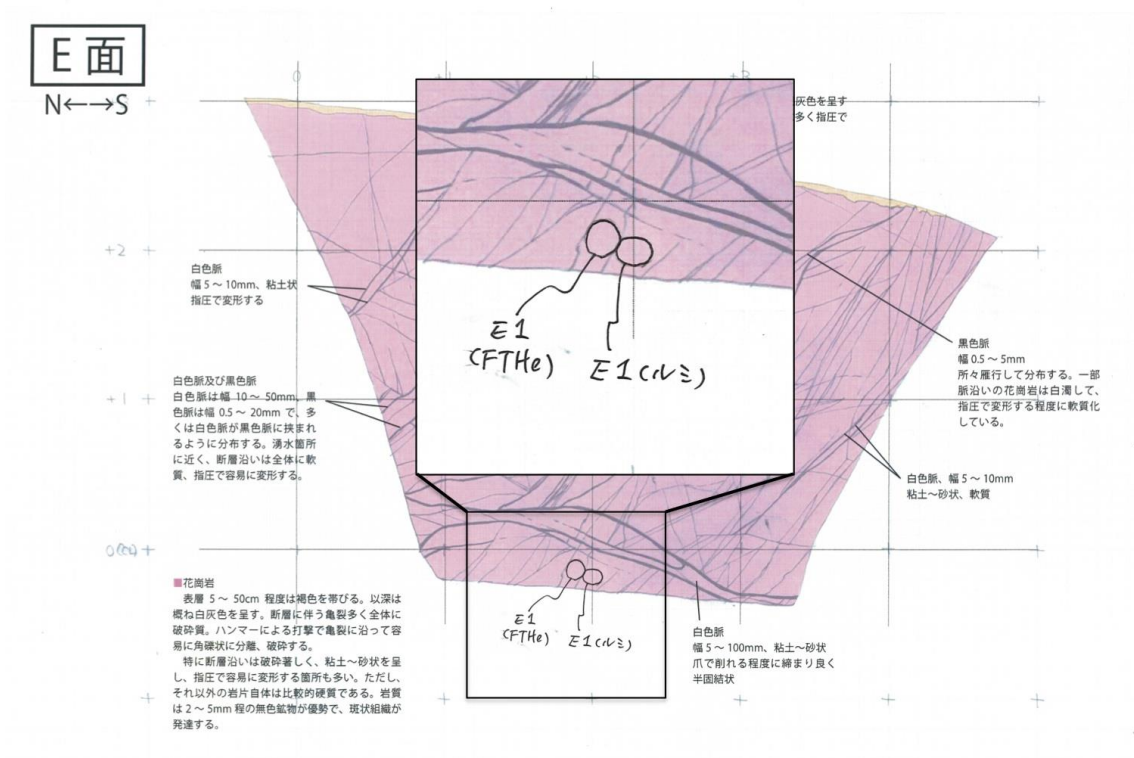


図 3.2.1.3. NFT1-E1 の採取場所



図 3.2.1.4. 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

F) ルミネッセンスサイトの決定

TL シグナルがどの温度で放出されるか、ルミネッセンスサイトの特徴を調べるため、上述の NFT1-E1、NFT1-S7、およびトレンチ近傍の原岩 (RG1、図 3.2.1.4.) から石英を分離し、T-Tmax 法 (McKeever, 1980) を用いた測定を行った。石英の天然蓄積線量を 0 にした後、X 線により人工放射線 100Gy を与えた加熱したのち、TL 測定を行う。TL 発光色としては青領域 (BTL) と紫外線領域 (UNTL) の 2 種類の発光色で測定を行った。加熱温度は 100°C から 450°C まで 10°C 刻みとし、得られた TL シグナルのピーク温度を測定した。TL 測定の際の加熱速度は 1°C/sec であった。結果として各試料それぞれ 35 測定を行った。続いて加熱速度を変えて TL 測定を行い、ピークの温度が変化するのを利用して (ピークシフト法、Aitken, 1985)、サイトの安定性の指標である活性化エネルギーおよび頻度因子を求めた。この測定は RG1 および NFT1-E1 で実施した。加熱速度としては 1°C/s、2°C/s、3°C/s、4°C/s の 4 種を実施した。以上、合計で TL 測定を約 220 測定実施した。

G) 熱ルミネッセンス法によるトレンチ試料の蓄積線量測定

トレンチ東面より採取した NFT1-E1 (図 3.2.1.3.)、およびトレンチ南面より採取した NFT1-S1~S6 (図 3.2.1.5.)、北面 NB2 ブロックから分離したのガウジ試料 (図 3.2.1.6.) およびトレンチ近傍の原岩花崗岩 RG1 (図 3.2.1.4.) にて TL グロー曲線の吟味および蓄積線量の測定を行った。測定には UV 領域の発光を利用し、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 100Gy 行い、検量線作成のための再現線量は 100Gy、200Gy、300 Gy、100Gy としして実験を行った。各試料につき 1 皿ずつ分析した。本格的な蓄積線量見積もりに先立ち、

TL シグナルや OSL シグナルが生じるかどうかの予察的な測定も行っているため、以上合計で TL 測定を約 80 測定行った。

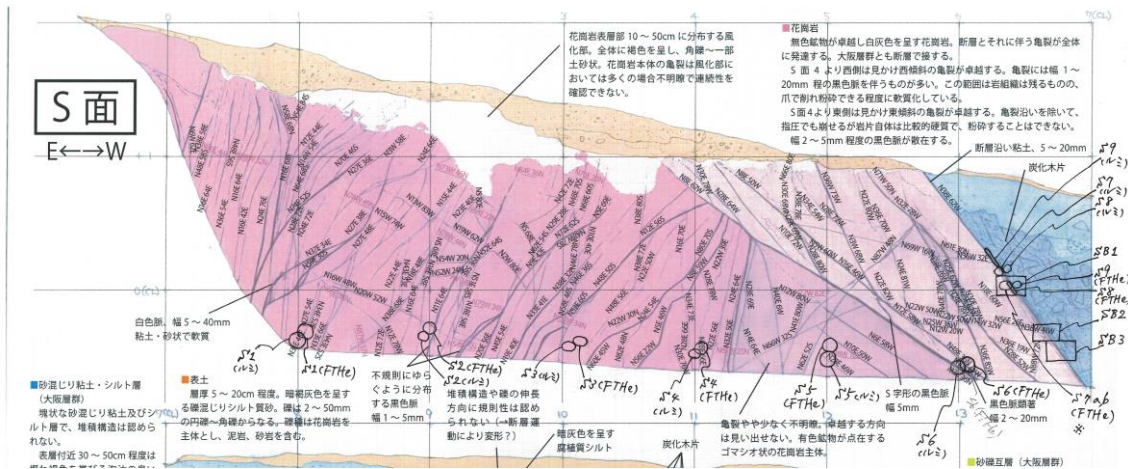


図 3.2.1.5. トレンチ南面の S1~S6 試料採取場所

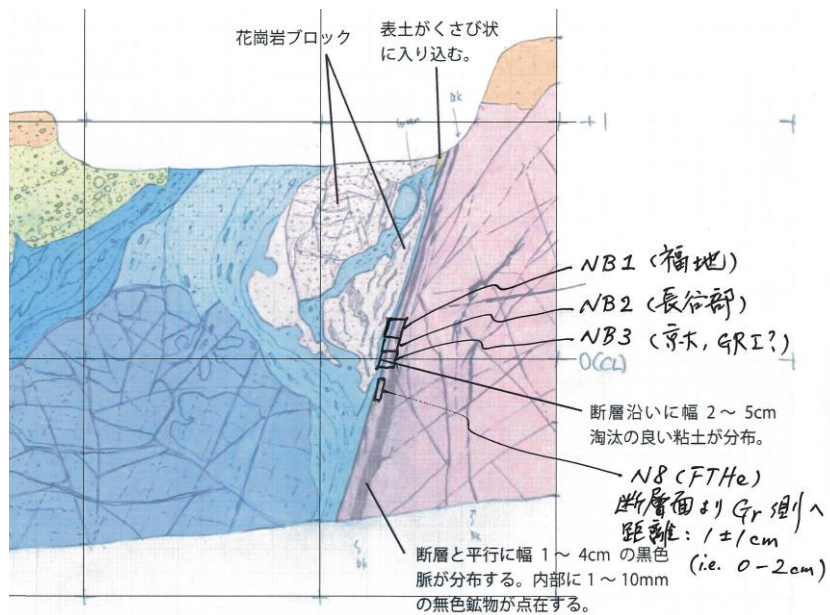


図 3.2.1.6. トレンチ北面 NB2 ブロックの採取場所

H) 光励起ルミネッセンス (OSL) による分析

OSL 測定に用いた測定試料はトレンチサンプル、ボーリングサンプルの2種類で兵庫県淡路市小倉において採取したものである。このうちトレンチサンプルはN面から採取したもので、ガウジサンプル(NB3)と基盤カタクレイサイト(N1, N5, N7)からなる(図 3.2.1.7.)。このうちカタクレイサイトについてはさらに7レイヤー(NB3A-G)に細分した(図 3.2.1.8.、3.2.1.9.)。

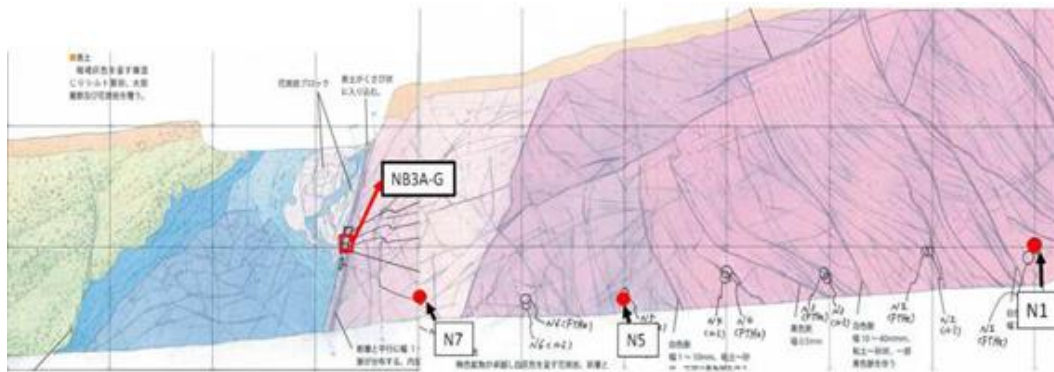


図 3.2.1.7. 野島断層トレンチ N 面からの試料採取地点

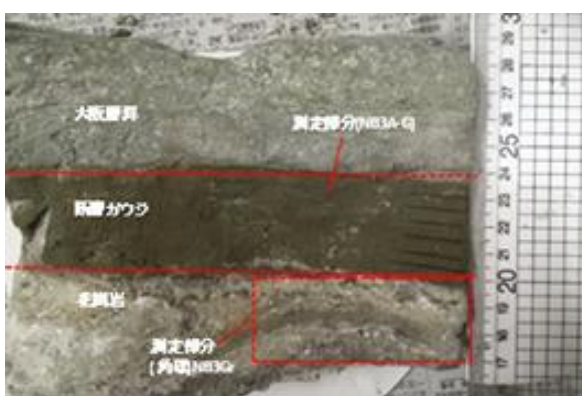


図 3.2.1.8. 断層ガウジ採取部

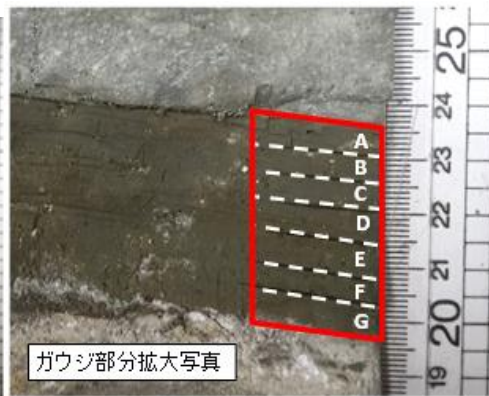


図 3.2.1.9. 断層ガウジ細分採取部

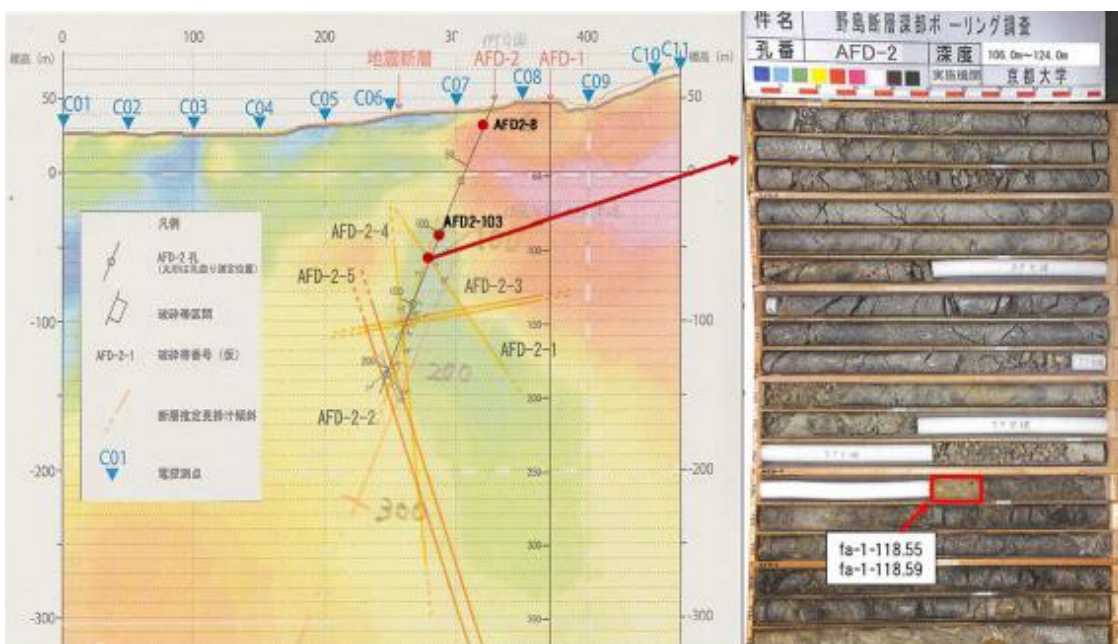


図 3.2.1.10. ボーリング AFD-2 の試料採取地点

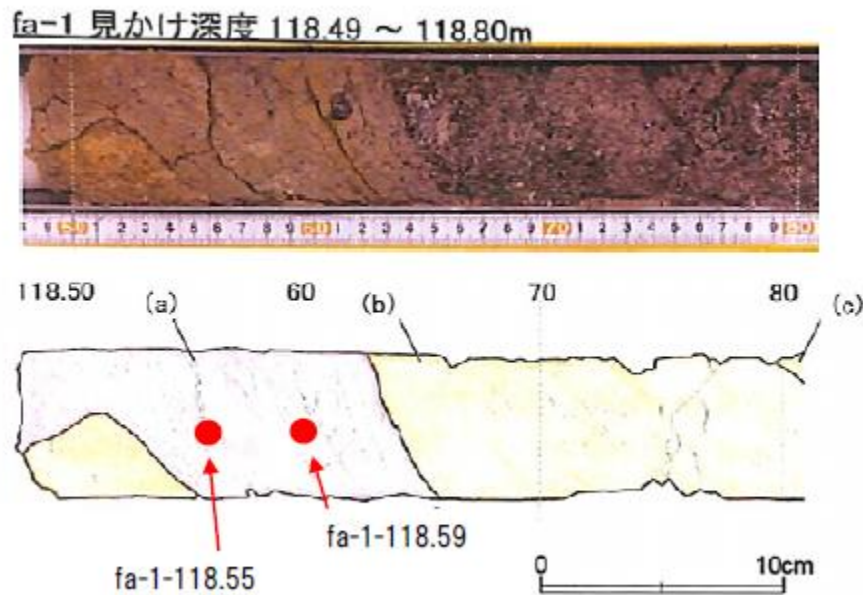


図 3.2.1.11. AFD-2 ガウジ部の拡大写真

また、AFD-2 ボーリングについては非破壊の花崗岩試料で深度 8m から採取した AFD2-8 と 103m から採取した AFD2-103 を用いた (図 3.2.1.10.)。また、ガウジサンプルとして、深度 118.55m と 118.59m から採取した fa-1-118.55 と fa-1-118.59 を実験に供した (図 3.2.1.11.)。

実験は 3 種類行った。まず兵庫県淡路島、野島断層トレンチの断層ガウジ及び基盤花崗岩角礫を対象に OSL 法による蓄積線量 (De) 測定を行った。実験に用いた試料は以下のとおりである。

1. 断層ガウジは約 10cm 程度の厚さであるので、約 1cm 程度の厚さの計 7 試料に区分し、それぞれの De 測定を行った。測定粒子の粒径や測定粒子数および測定アリコット数は以下のとおりである。

- ・ 試料名 NB3A~G
- ・ 粒径 125~250 μ m
- ・ 粒子数 20~30 粒子
- ・ 測定数 各 10 アリコット、計 70 アリコット

2. ガウジに接触する断層角礫について 1 試料測定を行った。

- ・ 試料名 NB3Gr
- ・ 粒径 125~250 μ m
- ・ 粒子数 20~30 粒子
- ・ 測定数 30 アリコット

3. ガウジから 7m、3m、0.8m の距離をおいた花崗岩破碎角礫部について 3 試料の測定を行った。

- ・ 試料名 N1、N5、N7
- ・ 粒径 125~250 μ m
- ・ 粒子数 20~30 粒子
- ・ 測定数 各 10 アリコット、計 30 アリコット

OSL 測定装置は 4 号機を使用した。装置の概要については上述のとおりである。各試料の De 値測定手順について表 3.2.1.1. に示す。すべての試料において方法を統一して進めた。各試料 20~30 粒子を乗せた銀ディスクを 10~30 アリコット用意し、天然発光シグナルの等価線量を SAR 法にて測定した。測定時のプレヒートは 220°C で 10 秒、検量線作成のための人工照射は 5Gy、0Gy (Recuperation 測定)、20Gy、50Gy、20Gy (Recycling ratio 測定) の順で行った。感度補正のためのテスト測定時のカットヒートは 180°C、10 秒、テスト照射は 10Gy で実施した。

表 3.2.1.1. OSL 測定の手順

Step	Treatment	Observed
1	Preheat at 220°C for 10s	
2	OSL measurement at 125°C for 60s	
3	Give test dose to 10Gy	
4	Cutheat at 180°C for 10s	Lx
5	OSL measurement at 125°C for 60s	
6	Hot breach at 280s for 40s + Blue LED(90% power)	
7	Give dose to 5-0-20-50-20Gy	Tx
8	Return to 1	

次にボーリングコア試料で SAR 法 (Wintle and Murray, 2006) による OSL 測定を行い、De 値の算出を行った。用いた実験試料のリストは以下のとおりである。

- ・ 試料名 AFD2-8 (非破壊花崗岩、深度 8.25m)
- AFD2-103 (非破壊花崗岩、深度 103m)
- fa-1-118.55 (暗緑灰~暗黄色の断層ガウジ、深度 118.55m)
- fa-1-118.59 (白色ガウジ、深度 118.59m)
- ・ 粒径 125~250 μ m
- ・ 粒子数 20~30 粒子
- ・ 測定数 10 アリコットあるいは 20 アリコット

今回の石英抽出を通して、石英を確保できる量はこの程度が限界であると思われる。今後、ガウジ試料からどの程度の石英粒子が確保できるか実験を進める上で、問題となることが予想される。実験は OSL 測定装置 4 号機を使用した。測定手順は表 3.2.1.1. に示したものと同様である。

最後に OSL 法による到達温度推定のための加熱実験を行った。OSL は加熱によって感度変化を引き起こすことが知られている (Wintle and Murray, 1999; 2000)。これまでの断層石英の OSL 年代測定を通して、加熱が OSL 感度変化を起こしていることが徐々に明らかになってきている。そこで、野島断層のガウジが熱影響を受けているかどうかを評価するために、基盤花崗岩石英の加熱実験を行い、OSL 感度変化を引き起こすかについての基礎実験を行った。そこで断層熱の影響が少ないと考えられる基盤花崗岩石英 (N5) を用い、OSL シグナルの減衰・リセット条件を明らかにし、感度変化の規則性を明らかにすることを目的とした。また、この実験結果に基づいて、野島断層ガウジが熱影響を受けているかの評価を行った。

実験試料及び測定石英は以下のとおりである。

- ・ 試料名 N5 : NB3 トレンチから 3m の距離で隣接している断層角礫
- ・ 粒径 125~250 μ m
- ・ 粒子数 20~30 粒子
- ・ 測定数 220、260、300、340 $^{\circ}$ C の温度につき各 5 アリコット

この石英を用いて OSL 測定装置 4 号機を使用し、表 3.2.1.2. の実験手順で進めた。各試料 20~30 粒子を乗せた銀ディスクを 10~30 アリコット用意し天然発光シグナルの等価線量を SAR 法にて測定した。ステップ 2 のプレヒート前に予め 120 から 360 $^{\circ}$ C で加熱 (Initial heat) をする。

表 3.2.1.2. 加熱実験の際の OSL 測定の手順

Step	Treatment	Observed
1	Initial heat at 220-340 $^{\circ}$ C for 40s	
2	Preheat at 220 $^{\circ}$ C for 10s	
3	OSL measurement at 125 $^{\circ}$ C for 60s	Lx
4	Give test dose to 10Gy	
5	Cutheat at 180 $^{\circ}$ C for 10s	
6	OSL measurement at 125 $^{\circ}$ C for 60s	Tx
7	Hot breach at 280s for 40s + Blue LED(90% power)	
8	Give dose to 5-0-20-50-20Gy	
9	Return to 2	

1) 摩擦実験によるルミネッセンスシグナルの変化の調査

断層により影響を受けた石英のルミネッセンスシグナルの変化を調べるため、変形帯により摩擦実験に処された石英の OSL および TL 分析を行った。石英は NFT1-E1 から分離したものを利用した。試料の天然蓄積線量を 0 にした後、京都大学原子炉実験所にて 400Gy の γ 線照射を行ったものを摩擦実験に供した。摩擦実験の詳細については 4.2.2 を参照されたい。その後石英を粒径により 75-150 ミクロンの粗粒のもの、および 75 ミクロン以下の細粒のものに分けルミネッセンス測定を行った。OSL 測定は SAR 法にて、テスト線量 3Gy から 10Gy、再現線量 5Gy、10Gy、0Gy として実験を行った。かく試料毎に、3~20 回の繰り返し

返し測定を行った。TL 測定も実施中であるが、測定に時間がかかり全て修了していないので、報告は次年度に譲る。以上合計で OSL 測定を 300 測定以上行った。

(5) 結果

A) 装置の購入および改修

ルミネッセンス測定装置を購入し、金沢大学に設置した(図 3.2.1.12 (b))。また北海道教育大学のルミネッセンス測定装置の改修を行った。OSL を測定するために、メデック K.K. と共同で開発した 4 号機実験装置ベースにした。装置概要を図 3.2.1.12 (a) に装置写真を図 3.2.1.12 (b) に示した。励起部は励起光として日亜化学社製の青色 LED、NSPB300A を 20 個採用した。発振中心波長は 20mA 時 470nm である。発振器の前面にはロングパスフィルター GG420 (3mm) (Schott) を 2 枚重ね、420nm より低波長の波長をカットしている。また、受光部には紫外～青領域の受光に優れた光電子増倍管(浜松ホトニクス:R585S)を採用した。フィルターとして DUG11 (Schott) より透過率に優れた RR340 (朝日分光 K.K.) を採用し、紫外線領域(受光中心波長:340nm)のルミネッセンス受光を可能としている(図 3.2.1.12c)。また、鉱物から放出される微小な蛍光の受光感度を上げるため、PMT の前面にガラスロッドを配置した。さらに、小型 X 線 (Varian 社:VF-50) を搭載することで、SAR 測定を可能とさせた。X 線強度は、2.05Gy/m である。試料の加熱ユニットは新しくリフトアップ式のものを導入し、連続 20 試料の測定が可能である。設定温度と試料の実際温度の関係を見積もるために装置の温度測定を行った。その結果、図 3.2.1.13 のような設定温度と実測温度の関係を得た。また、IRSL/OSL 測定のため制御プログラムを開発し、測定目的に応じた様々な動作の組み合わせを可能にさせた。

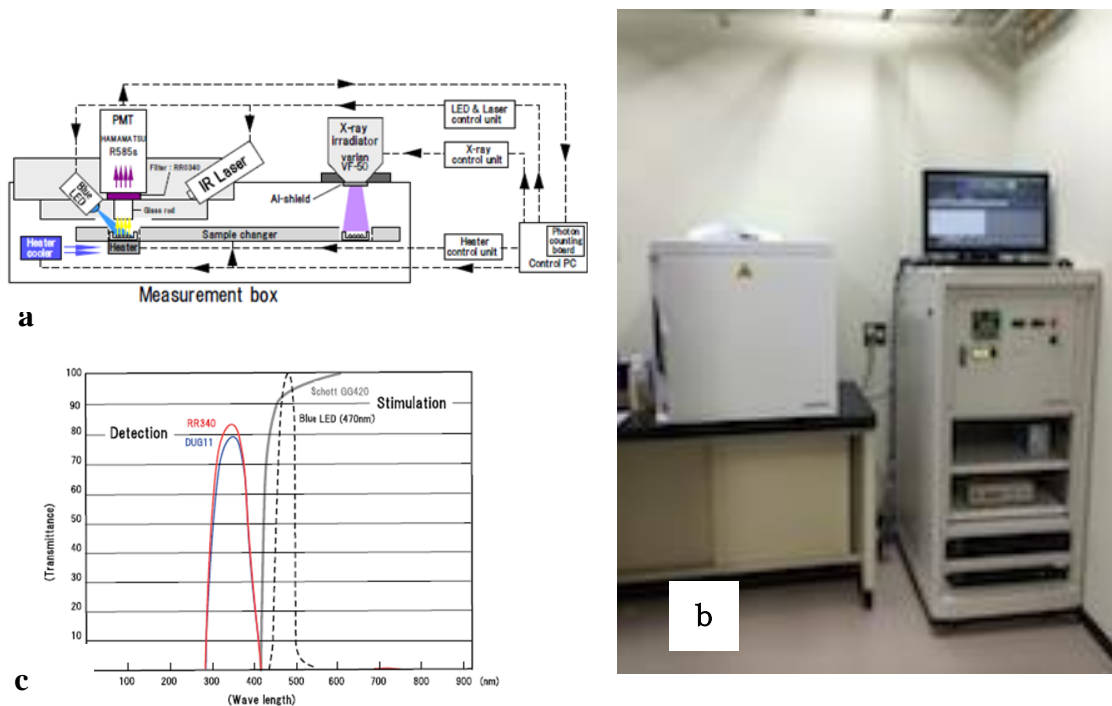


図 3.2.1.12. (a) OSL 新装置の構成、(b) OSL 新装置の概観、
(c) OSL 装置の励起波長と受光波長

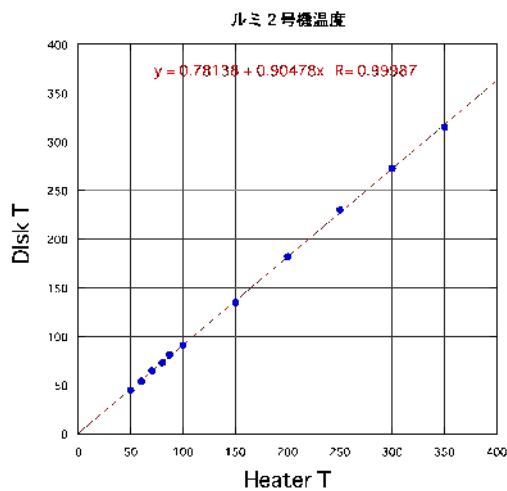


図 3.2.1.13. 加熱温度とディスク温度の関係

B) 野島断層トレンチ試料を利用した実験手順の提案

ルミネッセンス年代測定を行うにあたり、どのような事前調査・実験が必要かの提案をおこなった(図 3.2.1.14)。またボーリングコアの採取の際に留意すべき点について提案を行い、ボーリングコア採取から OSL 年代測定までの流れ(図 3.2.1.15)と現場暗室内の作業に関する事項(図 3.2.1.16)について、まとめた。

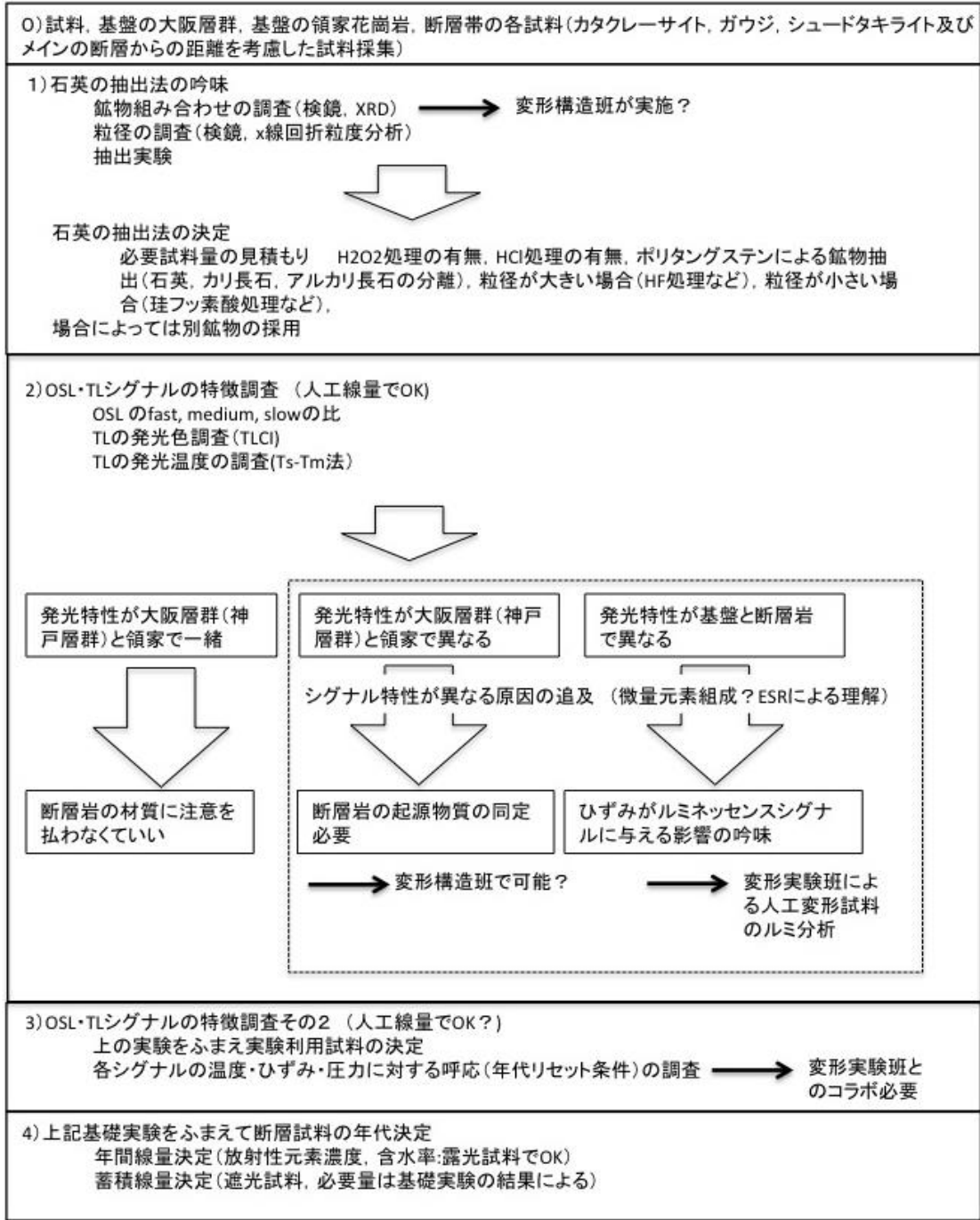


図 3.2.1.14. ルミネッセンス年代測定に関する実験手順・吟味事項のフローチャート

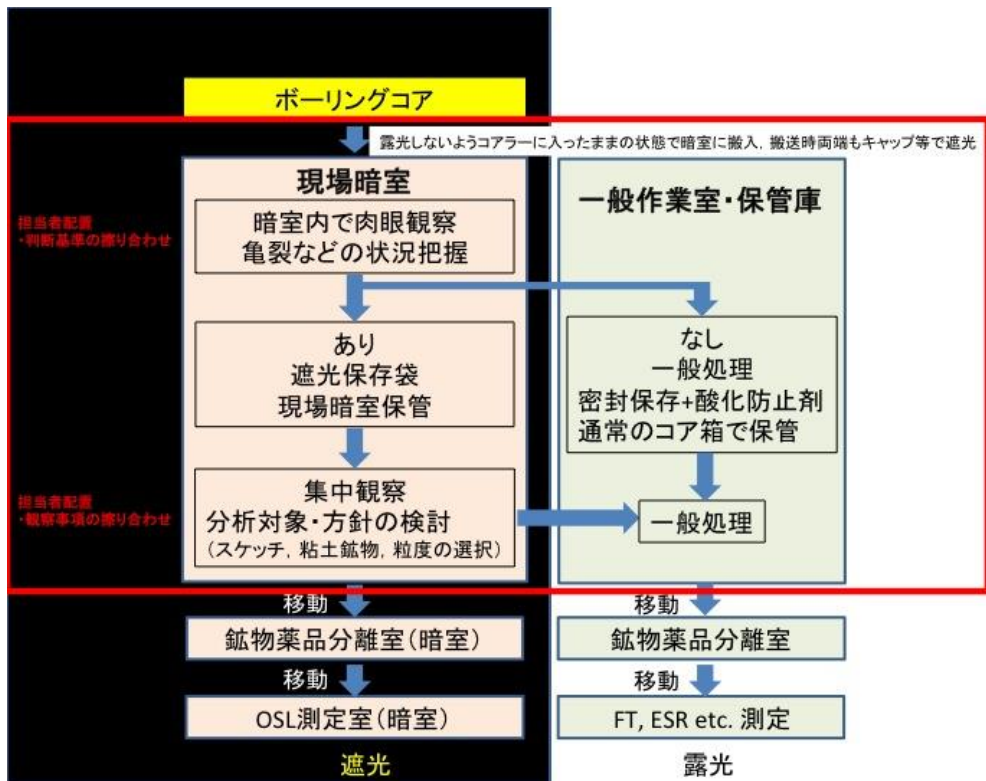


図 3.2.1.15. ボーリングコア採取から OSL 年代測定の流れ図

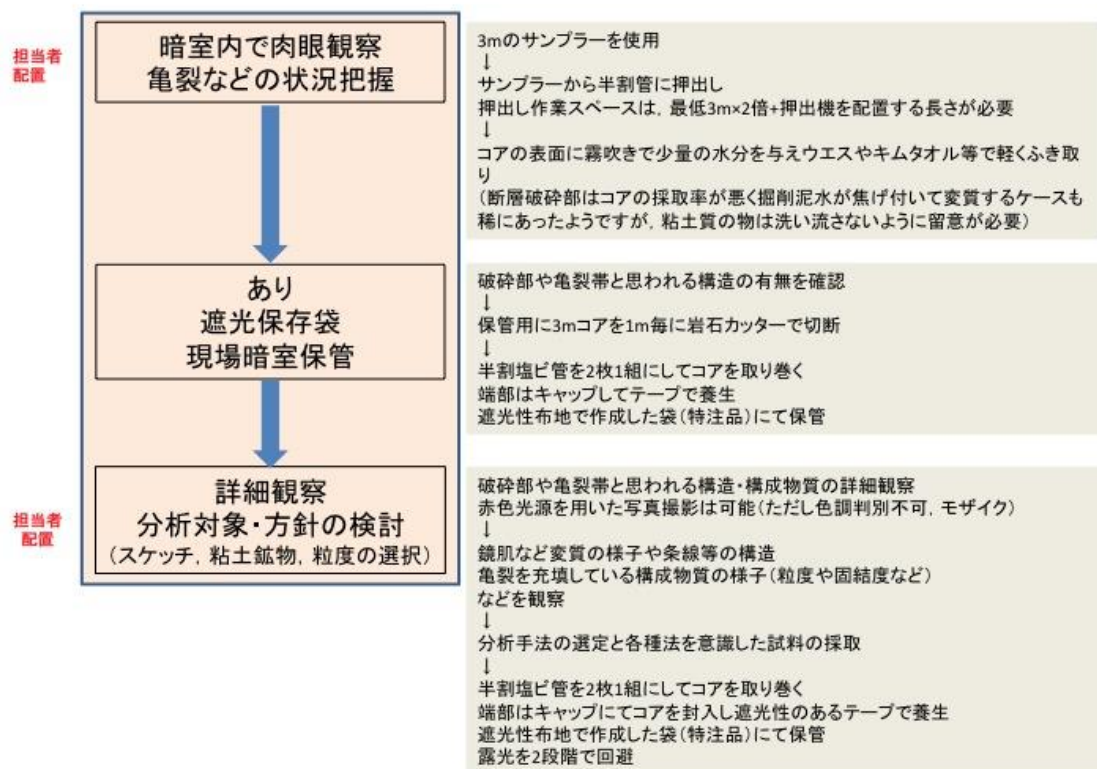


図 3.2.1.16. 現場暗室内での作業に関する留意事項

C) 鉱物種の特定

断層ガウジに、年代測定対象鉱物となりうる石英が入っているかどうか、サイズはどうか、またその起源がなにか(花崗岩か堆積岩か)について、分析を行った。ガウジの全岩粒子の粒径分布を、レーザー回折式粒度分布測定装置(SHIMADZU SALD-2200)にて測定した(図 3.2.1.17.、3.2.1.19.、3.2.1.21.、3.2.1.23.)。また粉末 X 線回折装置により、鉱物組み合わせを測定した(図 3.2.1.18.、3.2.1.20.、3.2.1.22.、3.2.1.24.)。また実体顕微鏡や偏光顕微鏡でも観察を行った(図 3.2.1.25~32)の結果、石英が確認できた。また石英を濃集するための手法として、分散剤の利用と超音波洗浄の繰り返しによって、ある程度の濃集が可能であることが分かった(図 3.2.1.33.、3.2.1.34.)。しかし長石の残留も認められるため、ケイフッ化水素酸の利用、重液分離の必要性が確認できた。

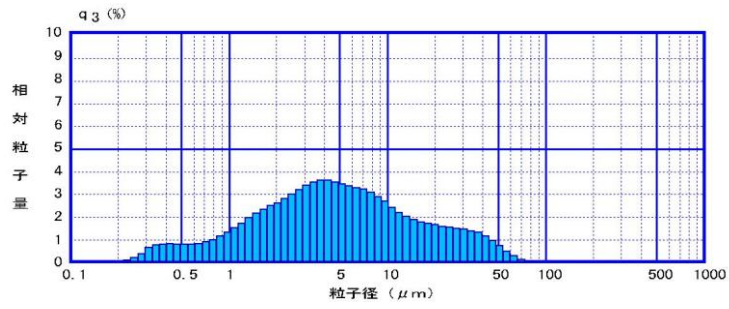


図 3.2.1.17. ガウジ試料 (NOJIMA) の粒度分析結果

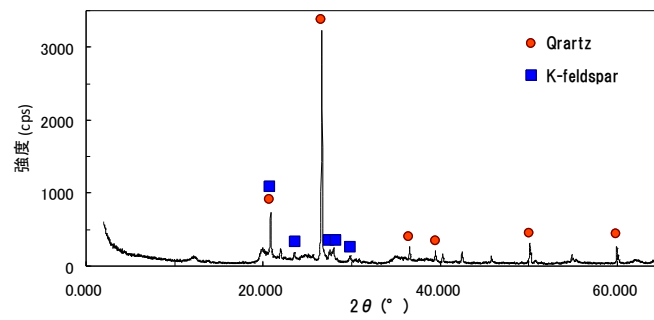


図 3.2.1.18. ガウジ試料 (NOJIMA) の XRD 分析結果

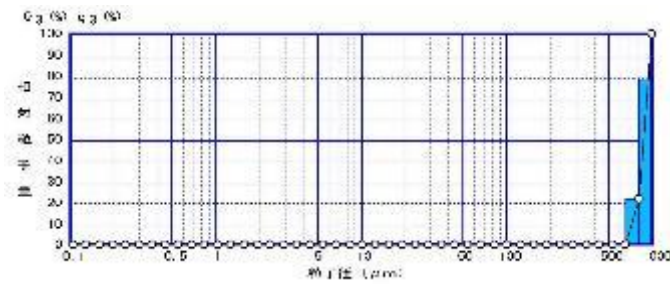


図 3.2.1.19. 花崗岩 (S7) の粒度分析結果

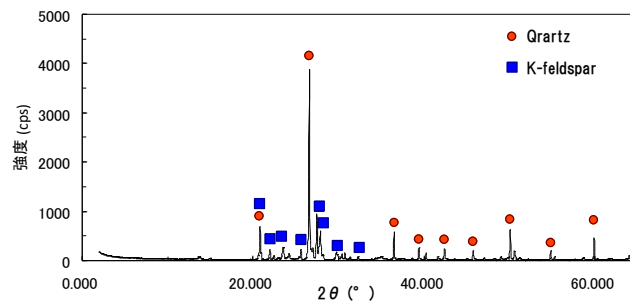


図 3.2.1.20. 花崗岩 (S7) の XRD 分析結果

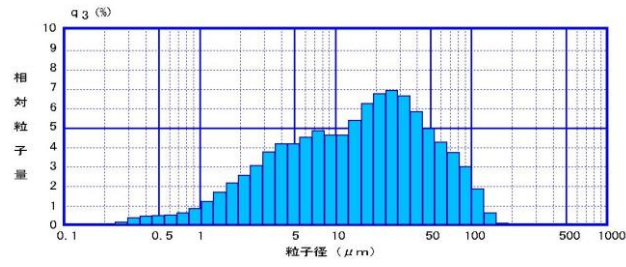


図 3.2.1.21. 大阪層群泥岩 (S8) の粒度分析結果

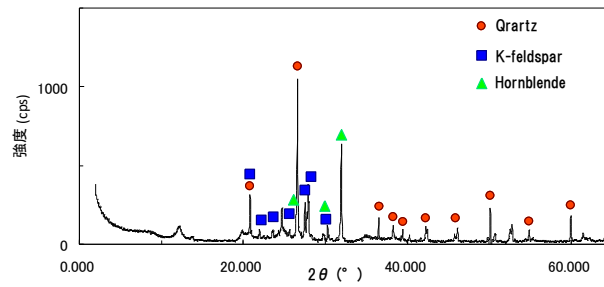


図 3.2.1.22. 大阪層群泥岩 (S8) の XRD 分析結果結果

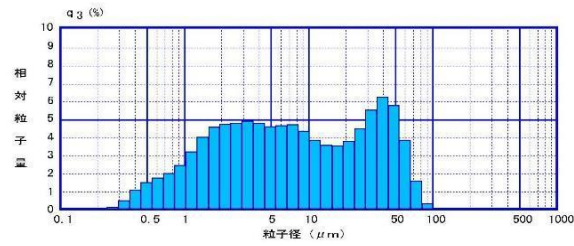


図 3.2.1.23. トレンチのガウジ (S9) の粒度分析結果

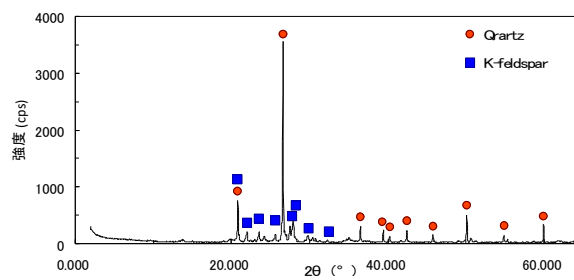


図 3.2.1.24. トレンチのガウジ (S9) の XRD 分析結果結果

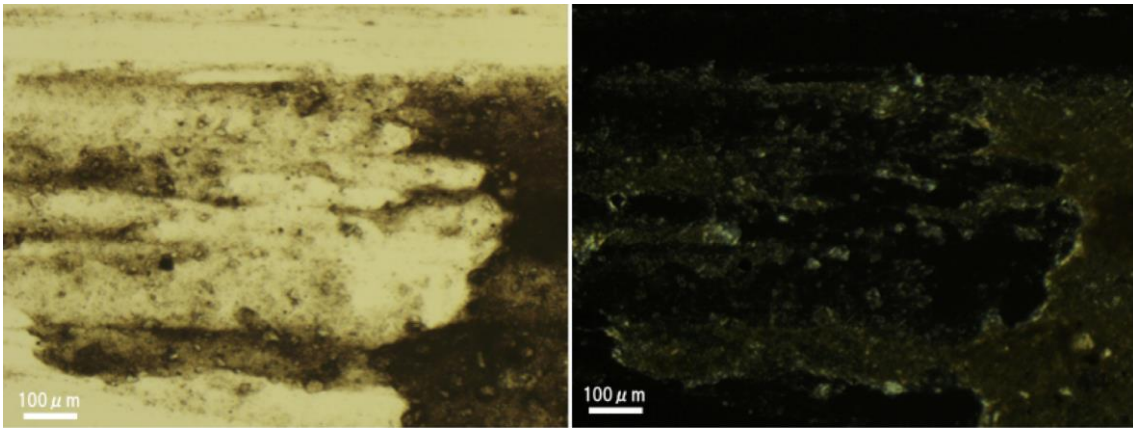


図 3.2.1.25. ガウジ試料 (NOJIMA) の偏光顕微鏡観察結果。

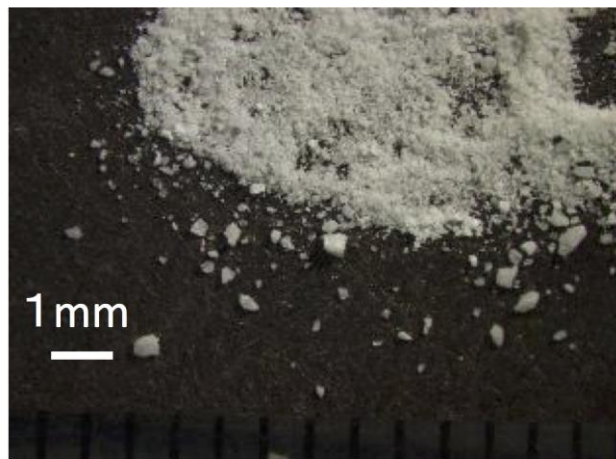


図 3.2.1.26. 花崗岩 (S7) の実体顕微鏡による検鏡

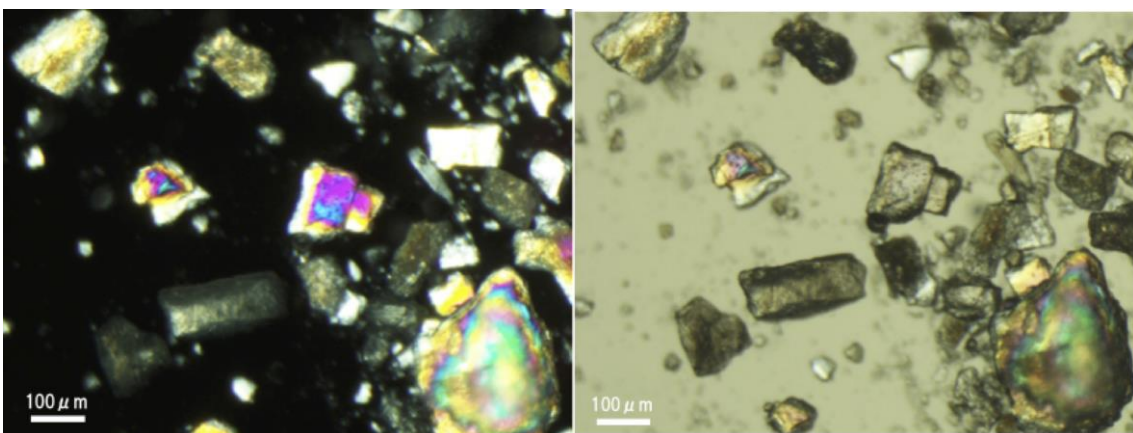


図 3.2.1.27. 花崗岩 (S7) の偏光顕微鏡による検鏡

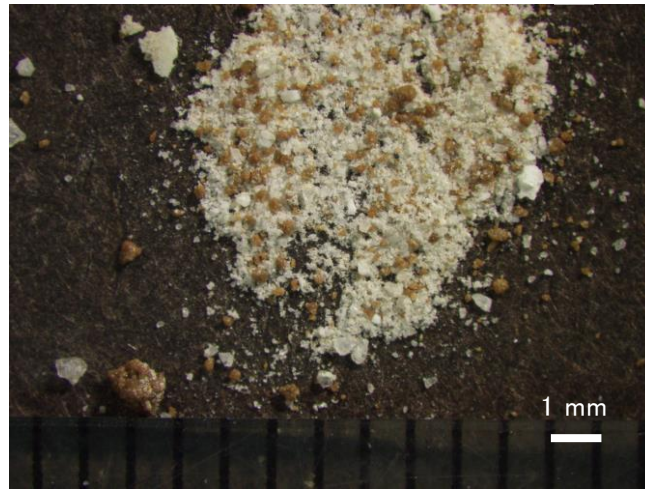


図 3.2.1.28. 大阪層群泥岩 (S8) の実体顕微鏡による検鏡

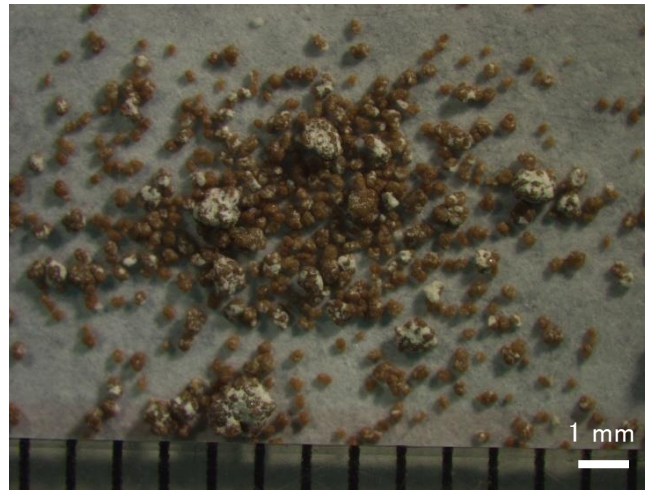


図 3.2.1.29. 大阪層群泥岩 (S8) の含有される風化した有色鉱物の実体顕微鏡による検鏡

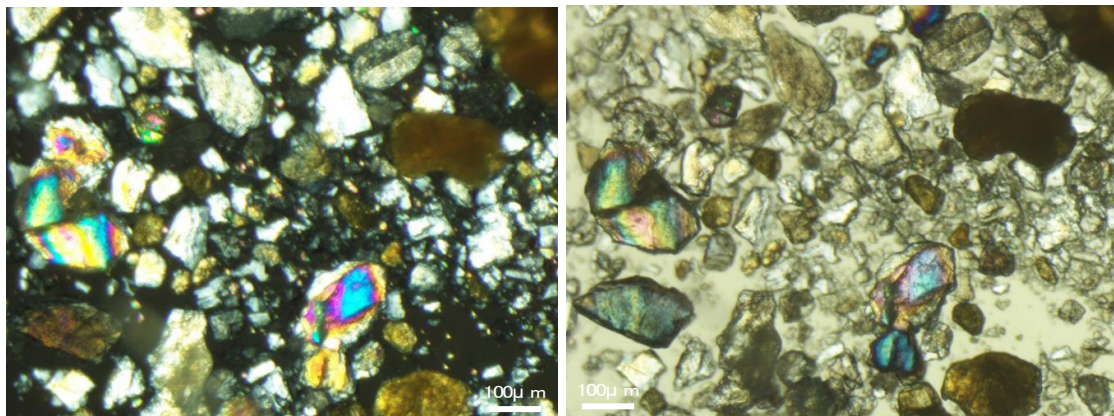


図 3.2.1.30. 大阪層群泥岩 (S8) の偏光顕微鏡による検鏡

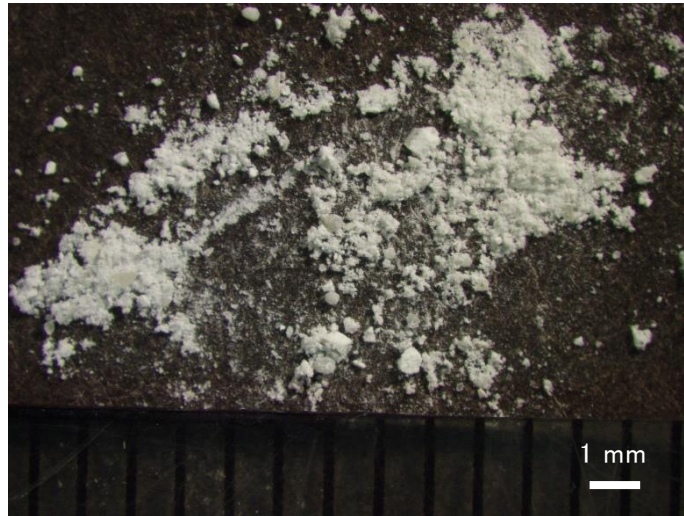


図 3.2.1.31. トレンチのガウジ (S9) の実体顕微鏡による検鏡

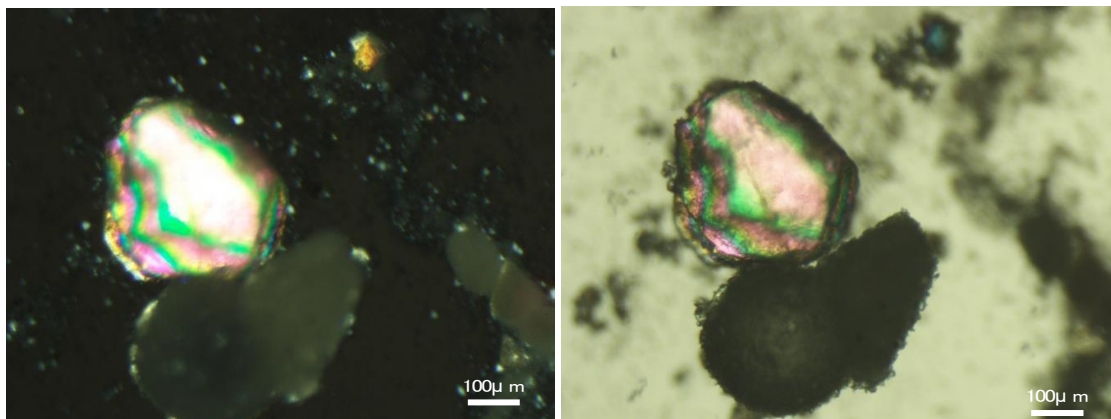


図 3.2.1.32. トレンチのガウジ (S9) の偏光顕微鏡による検鏡

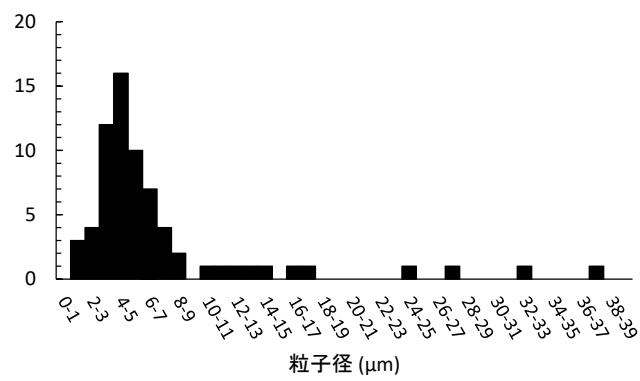


図 3.2.1.33. 野島ガウジ試料に粘土鉱物除去を施した後の粒径分布

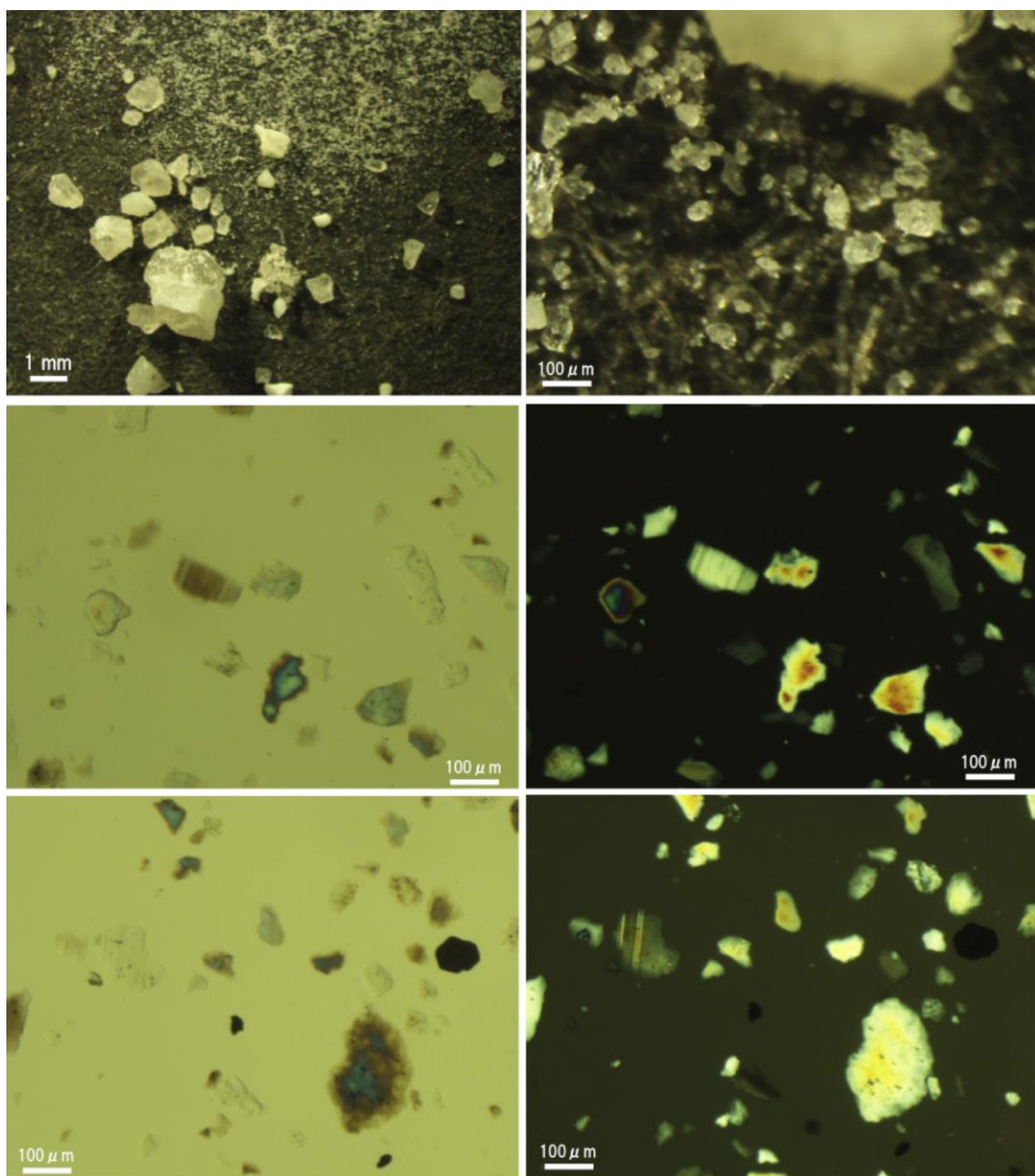


図 3.2.1.34. ガウジ試料から粘土鉱物除去を施した試料の実体顕微鏡および偏光顕微鏡による検鏡

D) 試料の含水比測定

環境放射能による年間線量を見積もる際に、放射性元素濃度とともに、試料の含水率が重要となる。含水率は試料が表層に露出すると刻々と変化するので、試料採取（掘削）後すぐに測定することが大事である。各試料3つの分取試料で測定を行い平均および誤差の計算を行った。

表 3.2.1.3. 含水比測定結果

NFT1-S7	NFT1-S8	NFT1-S9
0.08±0.01	0.28±0.05	0.19±0.03

E) 現場暗室での光源の評価

掘削時に生じた花崗岩スラッジを利用した光曝実験結果を図 3.2.1.35.に示す。また試料の発光特性を知るために約 5Gy の人工放射線をあてた後にもルミネッセンスを測定した（図 3.2.1.36.）。

図 3.2.1.35.と図 3.2.1.36.を比較すると、天然試料は OSL シグナルを保持していない。非光曝試料にもシグナルがみられないことから、これは光曝の影響というより、そもそもシグナルを保持していない試料であるか、もしくは掘削の影響でシグナルが消えてしまっているのだと考えられる。TL 測定結果（図 3.2.1.37.）と発光特性を知るために約 100Gy の人工放射線をあてた後にもルミネッセンス測定結果（図 3.2.1.38.）を比較すると、約 200℃より低い温度のシグナルが天然試料では検出されず、約 250℃より低い温度のルミネッセンスサイトのシグナルが保持されていなかった。スラッジ試料は掘削時のドリルビットによる摩擦が直接生じていたと考えられるため、試料採集時にシグナルが失われている可能性が高い。

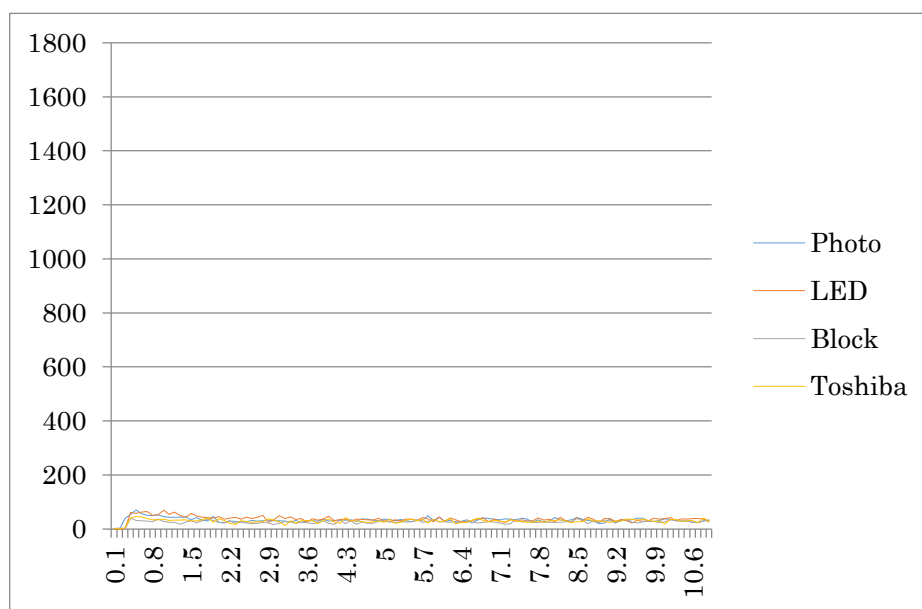


図 3.2.1.35. 光曝試料の天然 OSL 量。縦軸はシグナル強度

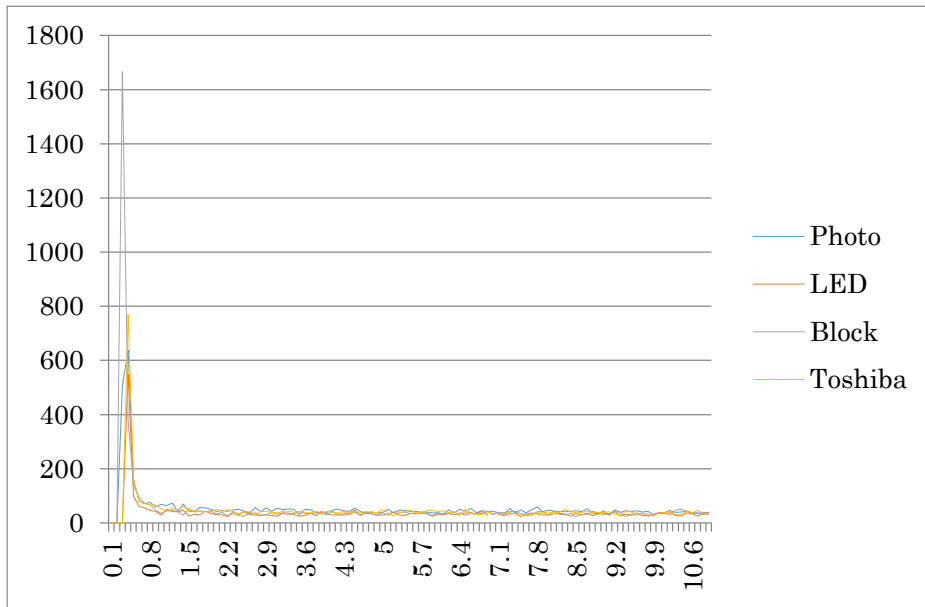


図 3.2.1.36. 人工放射線 5Gy を与えた際の OSL 量

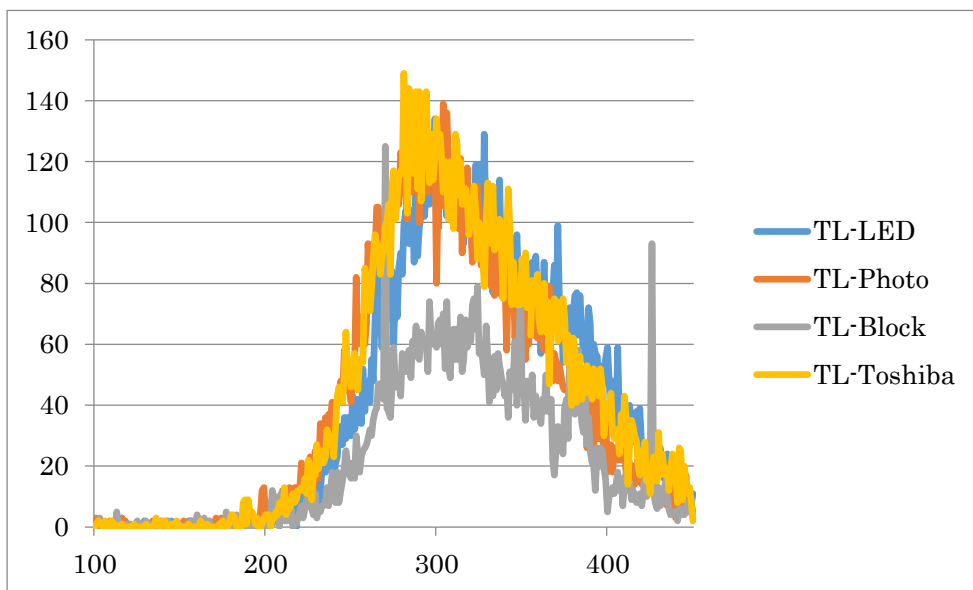


図 3.2.1.37. TL 測定結果。横軸は温度、縦軸はルミネッセンス強度

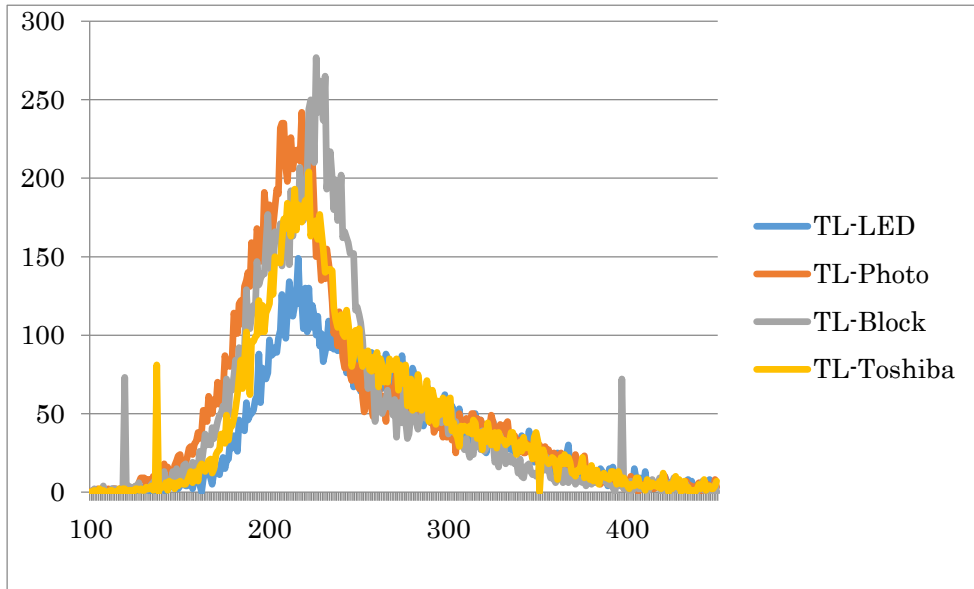


図 3.2.1.38. 約 100Gy 人工放射線を与えた試料の TL シグナル強度

その評価のために、掘削を次に掘削を経ていない試料およびスラッジではないコア試料の分析を行った。露頭で採取した花崗岩石英 2 試料 OSL 分析を行ったところ(図 3.2.1.39.)、どちらの試料もシグナルが検出され図 3.2.1.35.のスラッジの天然シグナルとは明らかに異なっていた。またコア試料の花崗岩でもシグナルが検出され(図 3.2.1.40.)、スラッジ試料の天然シグナルの低さはやはり掘削時にビットの刃があたったことに起因すると思われる。

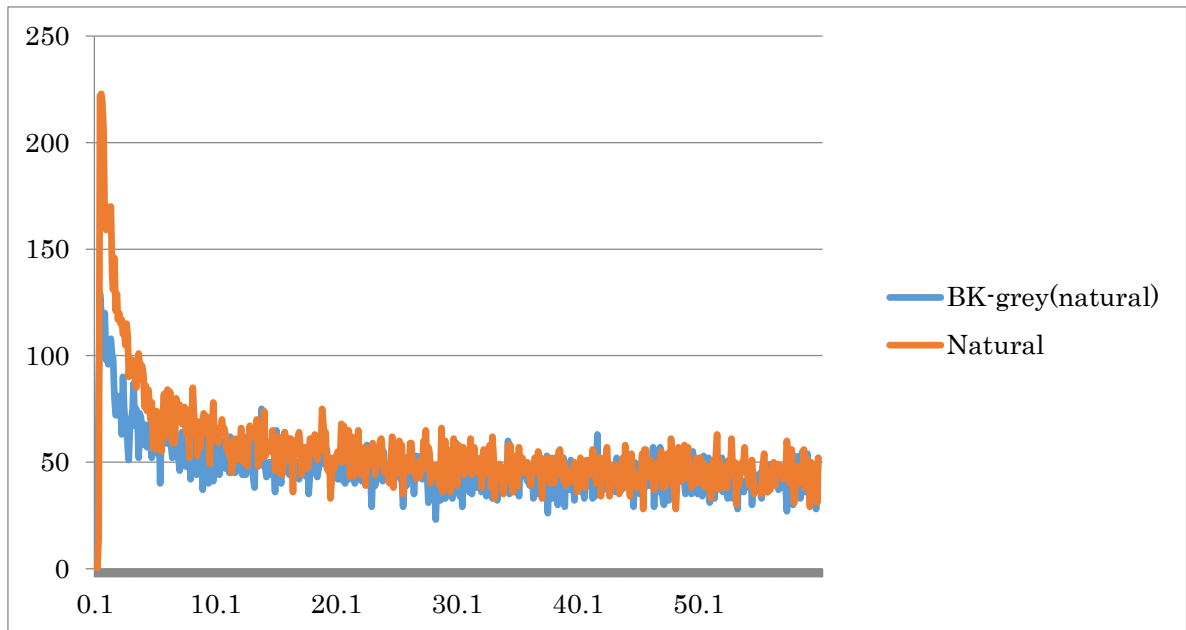


図 3.2.1.39. 露頭で採集された試料の天然 OSL シグナル

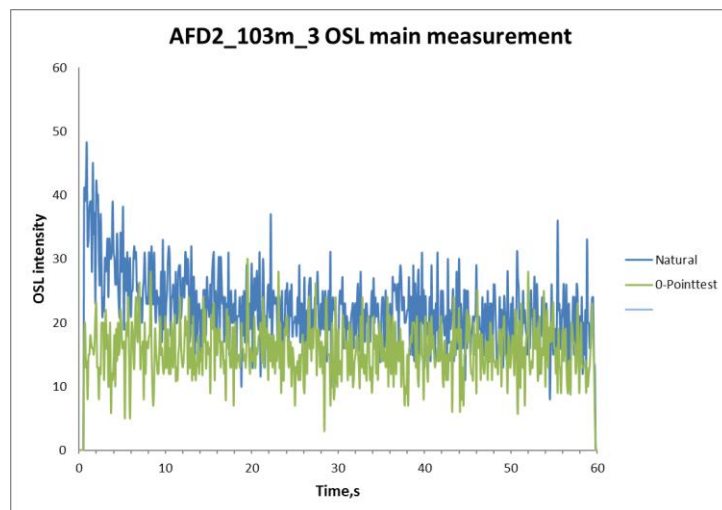
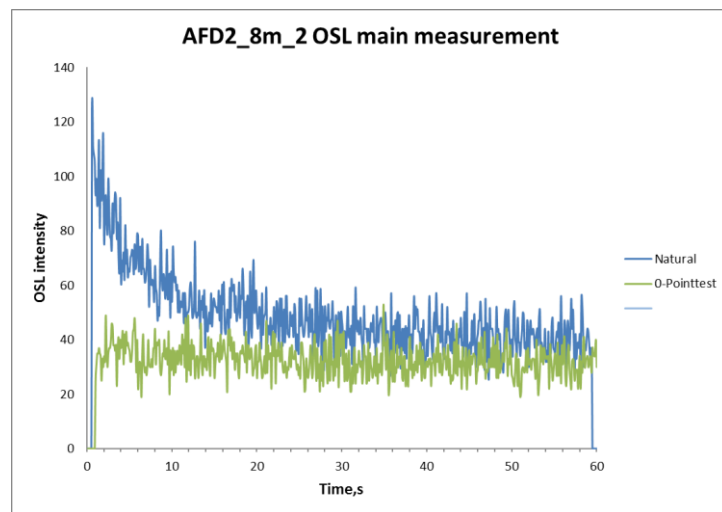
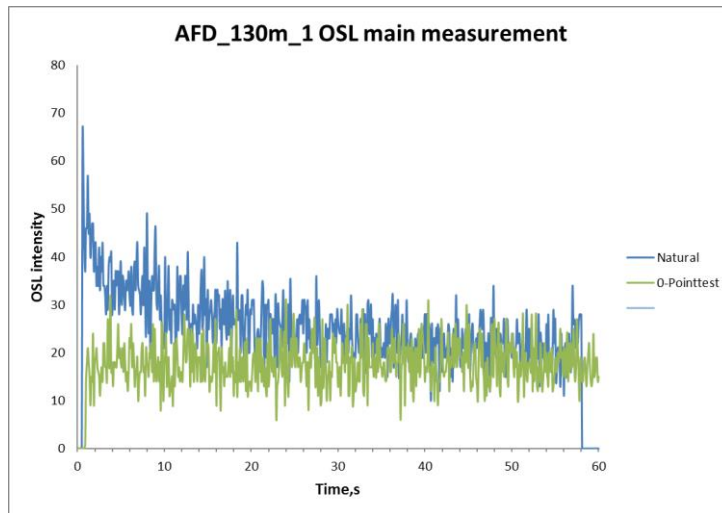


図 3.2.1.40. コア試料（深さ 8m、103m、130m）の天然 OSL シグナル（青）とゼロリセットしたシグナル（緑）

スラッジ試料のそもそもの蓄積線量に疑義があったことから、約 10Gy もしくは 100Gy 相当の人工放射線を照射した標準石英を利用して光曝実験を行った。代表的な結果を図 3.2.1.41、3.2.1.42.に示す。

OSL 分析結果（図 3.2.1.41.）をみると、どの試料もやはり露光によるシグナルの減衰を被っていたが、写真光源および LED 光源による減衰は、露光時間が短時間だったこともあり、fast 成分が 15%ほどの減衰に留まった。一方東芝製の赤色光源では半分以下に減衰した。これは作業時間を考慮して長時間の露光を行ったためだと思われる。

TL 分析結果（図 42）では、各試料の非光曝試料の TL プロファイルが異なっている。シグナルがでる温度は全ての試料で共通しており、おおよそ 200℃と 320℃にピークを持つが、そのピーク比がやや異なるため TL プロファイルの形状が異なっていると思われる。このように安定的なシグナルを示さないため、光曝の影響の評価も難しいが、どの試料もシグナルは減衰している。最も影響の少ないものはカメラのフラッシュによる露光で高温のシグナルの減衰はみられず、低温部のみで減衰を示す。

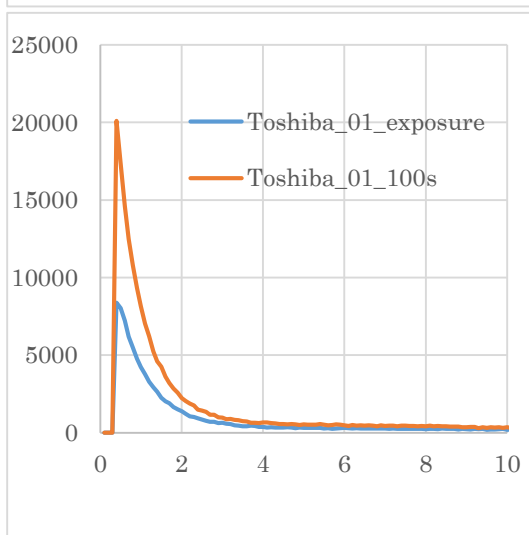
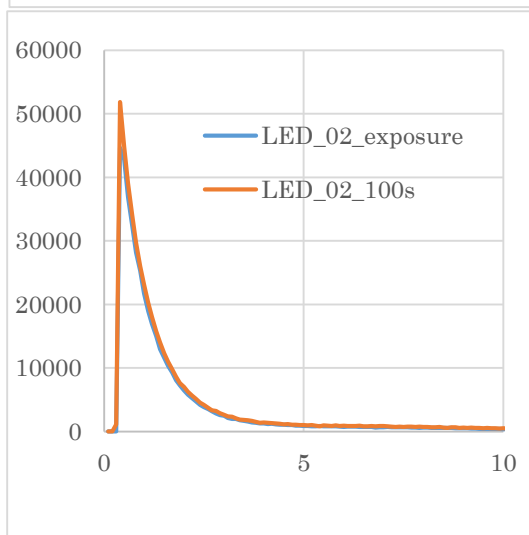
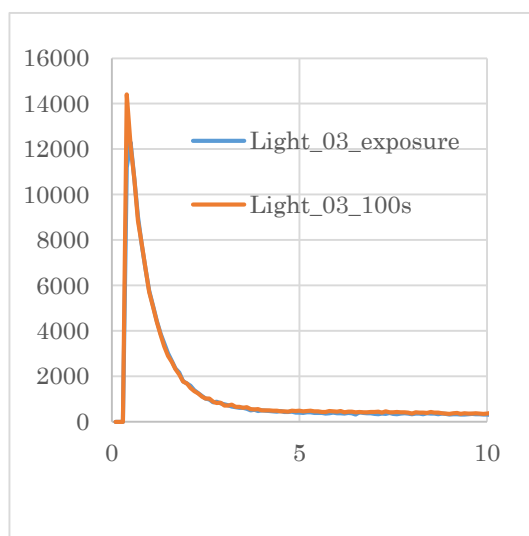


図 3.2.1.41. 10Gy 相当の試料の光曝実験結果。上から写真光曝、LED 光曝、東芝赤色灯。赤色が非光曝の場合、青色が光曝の場合のシグナル。

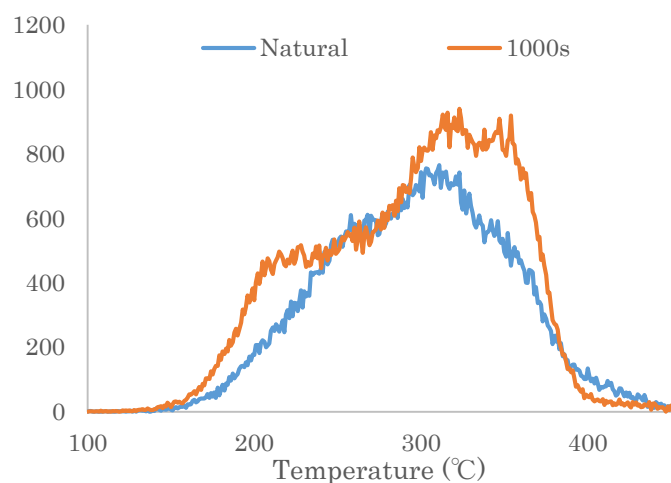
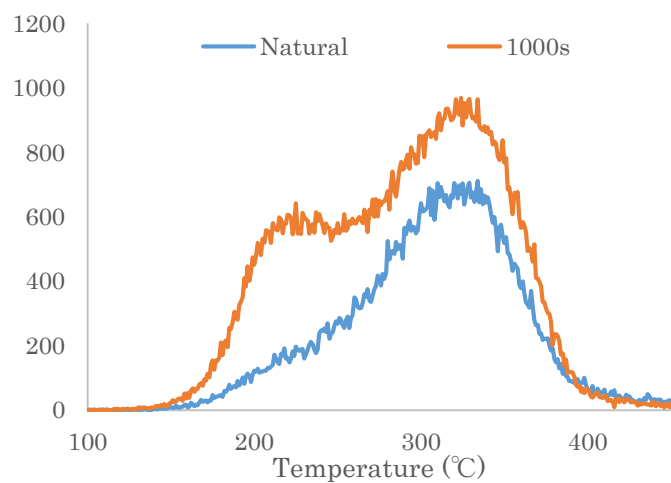
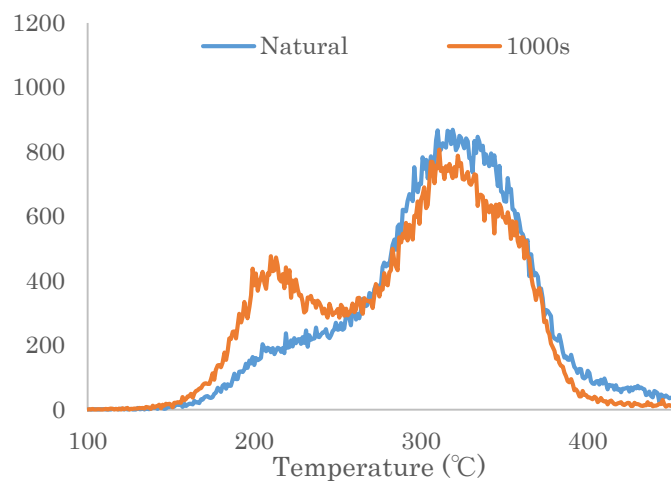


図 3.2.1.42 100Gy 相当の試料の光曝実験結果。上から写真光曝、LED 光曝、東芝赤色灯。赤色が非光曝の場合、青色が光曝の場合のシグナル。

最後に上述のルミネッセンス用標準石英試料を用い、OSL法で実際の線量測定を行うことによって、減衰の程度の評価を行った結果を表3.2.1.4.に、および代表的なOSLのシャインカーブを図3.2.1.43.に示す。この結果からもToshibaの露光による減衰は明瞭で、カメラの光源による減衰の影響が最も小さいということが示された。

表 3.2.1.4. 等価線量による光源の影響評価

光源	等価線量	減衰率 (%)
LED	4.57±0.19Gy	3
Toshiba	2.69±0.61Gy	43
Photo	4.77±0.49Gy	0

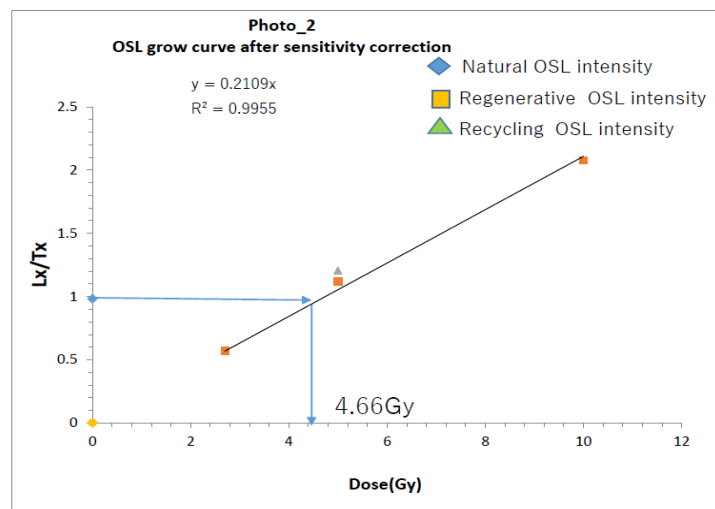
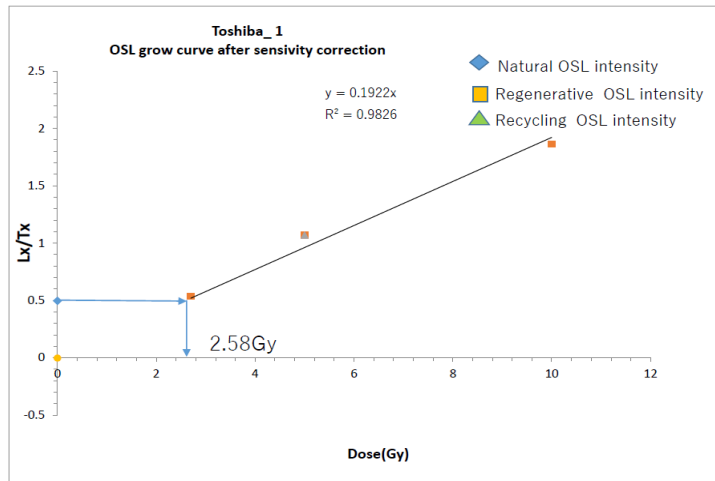
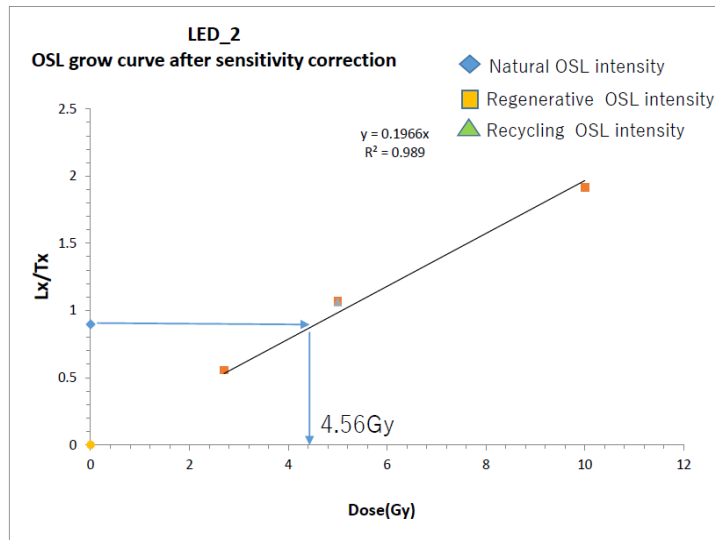


図 3.2.1.43. 異なる光曝による等価線量の減衰の OSL 測定例

F) 花崗岩の化学分析

蛍光 X 線 (XRF) 分析の結果を表 3.2.1.5. に示す。原岩である都志川花崗岩とトレンチ内で試料採取した NFT1-E1 では CaO、Al₂O₃、SiO₂ 濃度がやや異なり、これが原岩の濃度のばらつきを示すのか、断層による元素移動のせいなのか、今後多くの試料の分析を行う必要がある。既報によると (柚原ほか, 1998) TS の値は基盤の花崗岩の化学組成と類似しているが、NFT-1-E1 のような CaO 濃度が低い値の報告はないため、長石が溶脱しているのかもしれない。年間線量に影響を与えるため、懸念されていた K の溶脱は明らかには観察されなかった。

表 3.2.1.5. XRF 分析結果 (重量%)

	NFT1-E1 (1)	NFT1-E1 (2)	TS
SiO ₂	77.4	77.2	75.4
TiO ₂	0.1	0.1	0.1
Al ₂ O ₃	12.8	12.9	13.4
Fe ₂ O ₃	1.0	1.0	1.1
MnO	0.0	0.0	0.0
MgO	0.0	0.0	0.1
CaO	0.2	0.2	1.4
Na ₂ O	3.6	3.6	3.2
K ₂ O	4.3	4.3	4.2
P ₂ O ₅	0.0	0.0	0.0
合計	99.4	99.3	99.0

G) TL ルミネッセンスサイトの決定

熱ルミネッセンスサイトに関する知見を得るための T-Tmax 法の結果を図 3.2.1.44. に示す。横軸にプレヒート温度、縦軸にその後測定される熱ルミネッセンス発光曲線のピーク温度をとると、異なるルミネッセンスサイトからのシグナルが変わるところで、段差ができる (図 3.2.1.45.)。トレンチサイト近くの前岩花崗岩 (RG1) をみると、低温域のシグナルは BTL と UVTL で変わりなく、概ね 200°C と 270°C にピークがある。一方それより高い温度だと、ピークの分離は明らかではないものの BTL と UVTL でピーク温度がやや異なり、BTL だと 350°C、390°C および 440°C のピークが認められ UVTL だと 310°C、330°C、360°C、および高温部に認められる。トレンチの NFT1-E1 試料でも低温部は同様に 200°C と 270°C にピークがあり、その後は BTL で高い値 360°C、390°C があり、UVTL ではそれより低い値 330°C、370°C のルミネッセンスサイトがあるようである。一方断層に直近の試料 NFT1-S7

では明瞭な段差を確認するのは難しく、ルミネッセンスサイトの挙動が断層活動によって変化している可能性がある。このことは実質的な年代決定の難しさを示している。

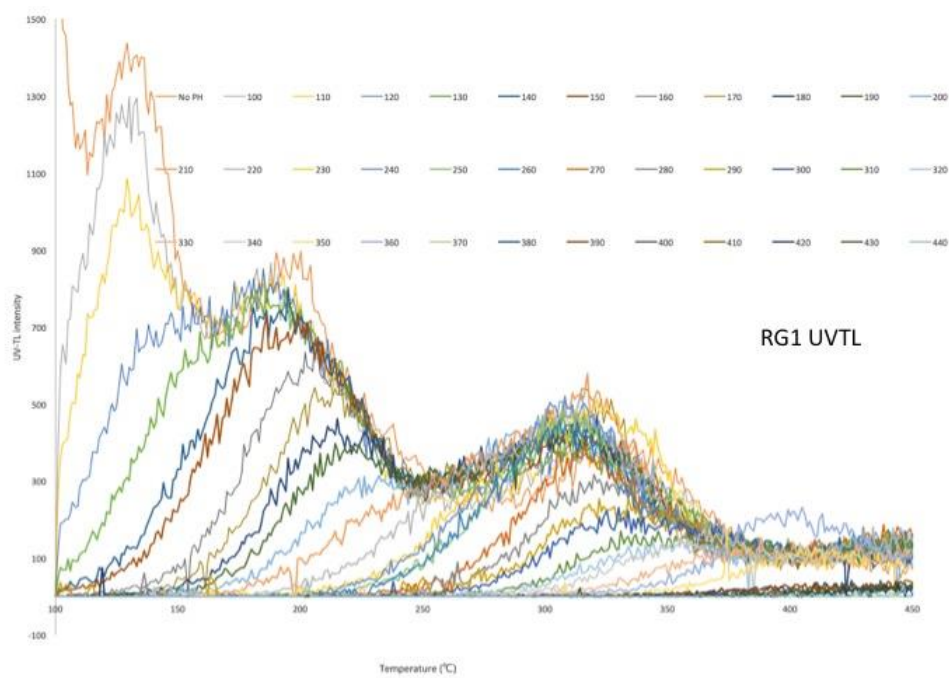
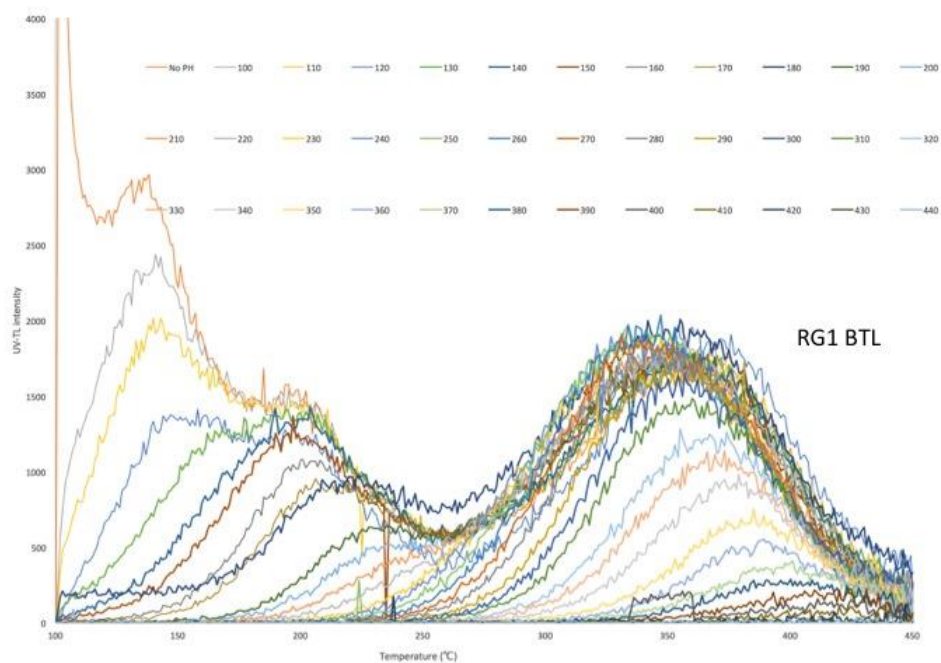


図 3.2.1.44. プレヒート温度を変更し測定した熱ルミネッセンス発光曲線

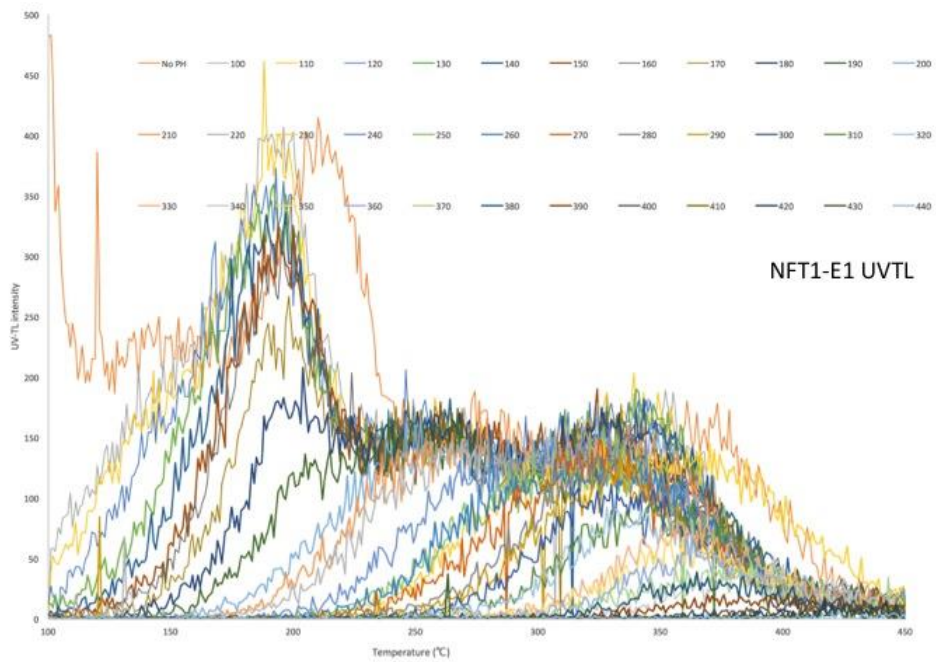
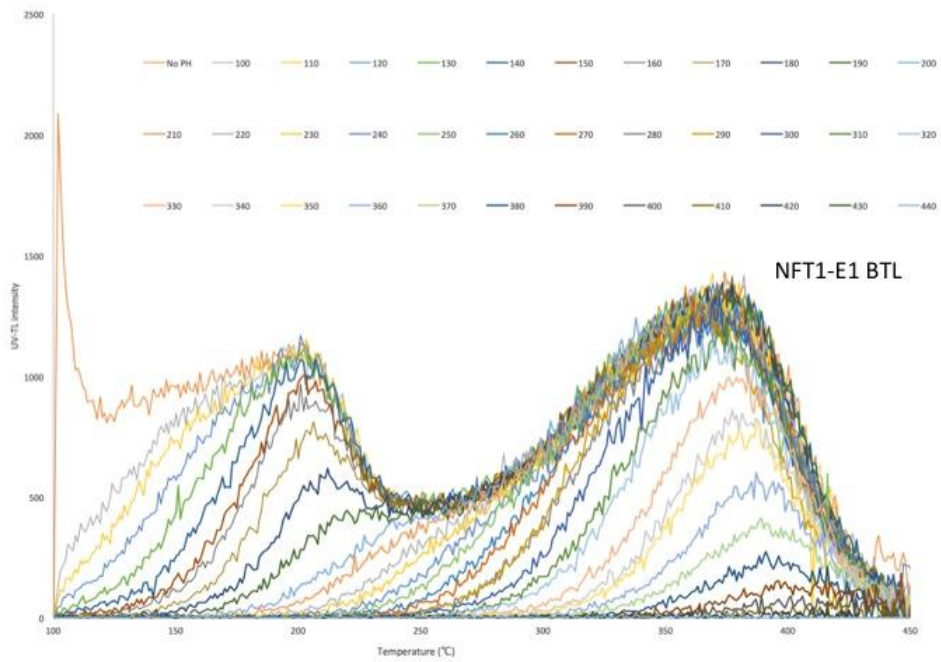


図 3.2.1.44. (続き) プレヒート温度を変更し測定した熱ルミネッセンス発光曲線

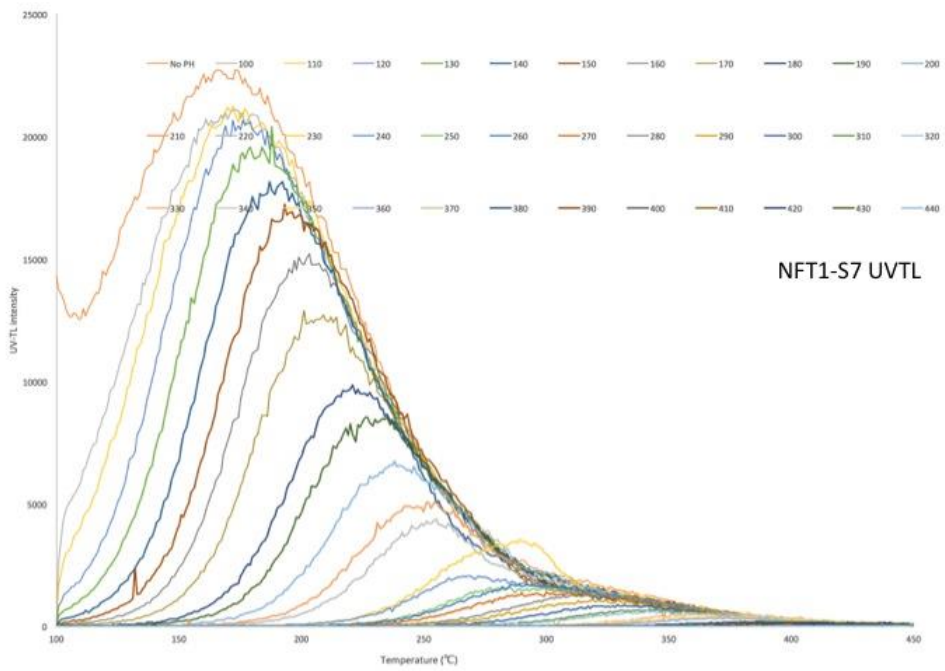
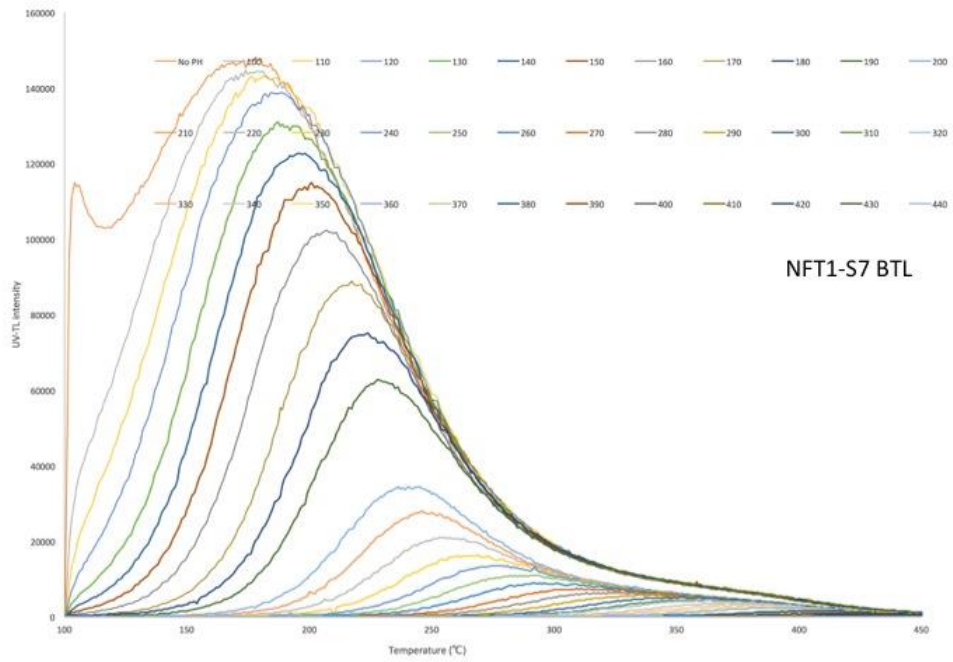


図 3.2.1.44. (続き) プレヒート温度を変更し測定した熱ルミネッセンス発光曲線。

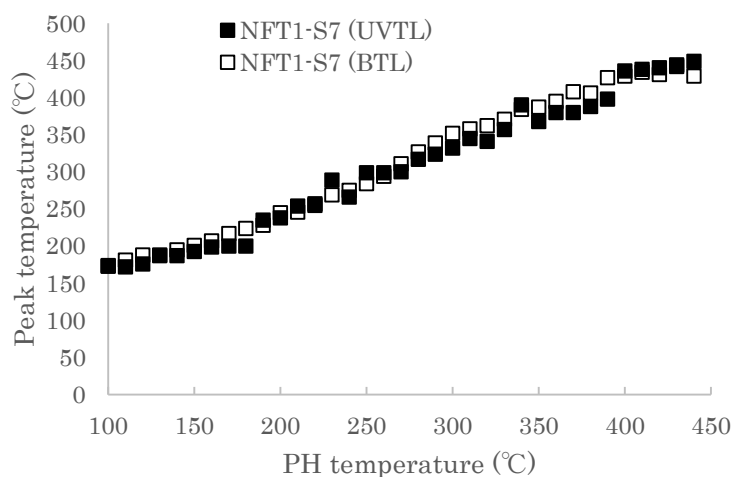
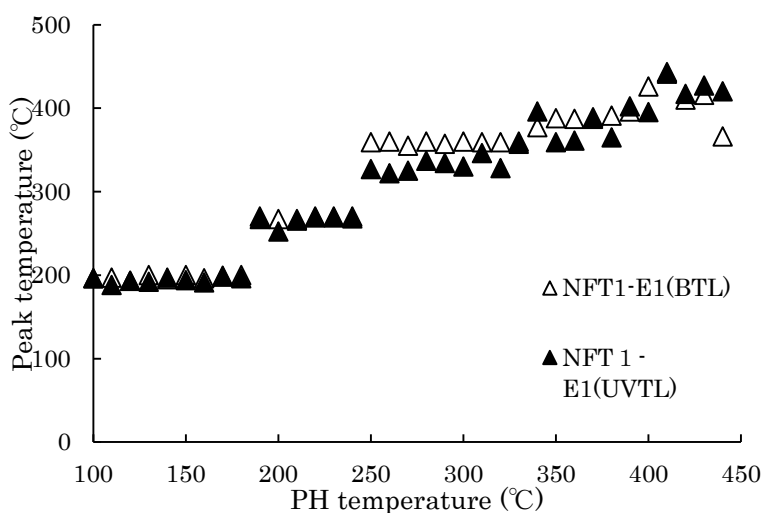
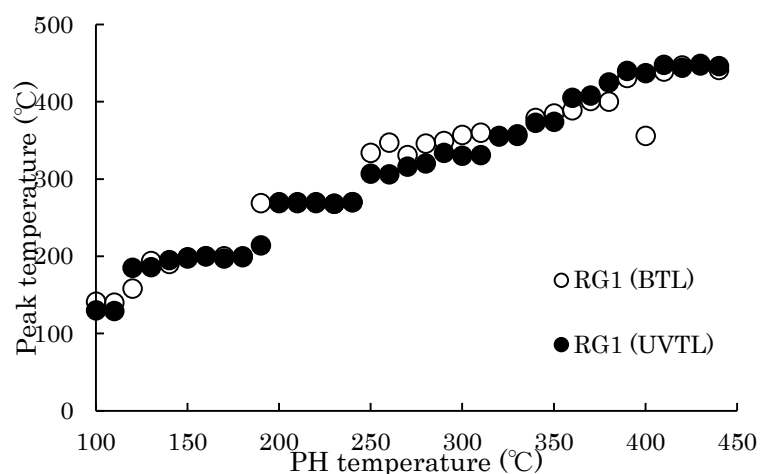


図 3.2.1.45. T-Tmax 法によるプレヒート温度とルミネッセンス発光曲線のピーク温度の関係。上から、トレンチ近傍の原岩試料 (RG)、トレンチ内で最も断層から遠い NFT1-E1、断層に最も近傍の NFT1-S7 試料の結果。UVTL は UV 領域の発光を検出した場合、BTL は青色領域の発光を検出した場合の結果である。

また熱ルミネッセンス測定時の昇温速度を変化させ、各ルミネッセンスサイトの発光温度が変化（上昇）するのを利用して（図 3.2.1.46.）、各ルミネッセンスサイトの活性化エネルギーおよび頻度因子を計算した（Aitken, 1985）。その際には上記実験により求めた各ルミネッセンスサイトに対応する温度を用い発光曲線のピーク分離を行った結果を利用した。ピーク分離の際は、1°C/sec の発光曲線において概ね、210°C、270°C、320°C、360°C、400°C 周辺にピークがくるよう分離し、その他の昇温速度による発光曲線では、発光曲線の近似より対応するピークを類推しピーク分離を行った。その結果を表 6 に示す。Spooner et al. (2000) で紹介されている値も併記する。

活性化エネルギーと頻度因子より、各サイトのある温度下での安定性を示すために平均寿命 τ を計算した（図 3.2.1.47.）。

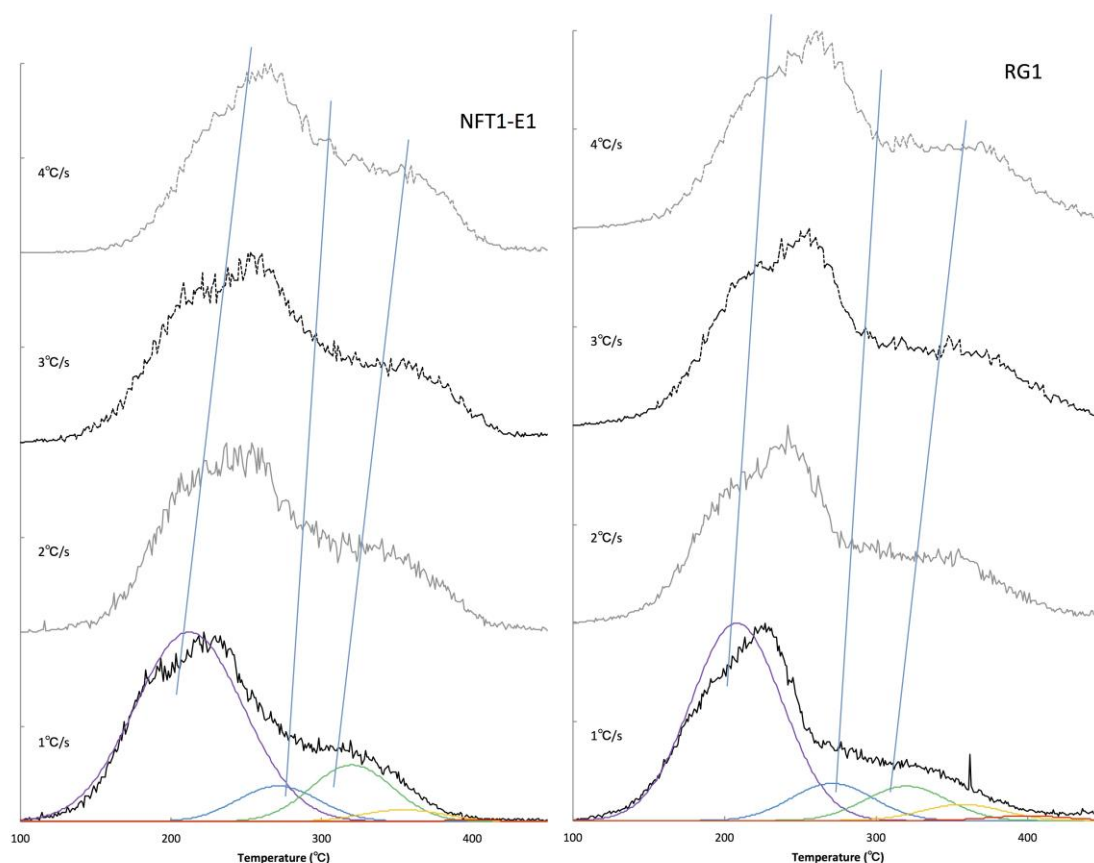


図 3.2.1.46. 異なる昇温速度における熱ルミネッセンス測定結果とピーク温度の変動。ルミネッセンスサイトの分離結果（温度の異なるシグナルへのピーク分離）は 1°C/sec の加熱の結果にのみ示した。

表 3.2.1.6. 活性化エネルギーと頻度の計算結果。ピーク温度は 1°C/sec の加熱速度の際の値で便宜的にあらわしている。また Spooner et al. (2000) で紹介されている値も併記する。

	peak temp. (1K/s)	E (eV)	s (1/sec)
RG1	peak1 (210°C)	1.41	1.71.E+14
	peak2 (270°C)	1.67	1.33.E+15
	peak3 (320°C)	1.79	7.43.E+14
	peak4 (360°C)	2.07	2.27.E+16
	peak5 (400°C)	6.30	1.39.E+49
NFT1-E1	peak1 (210°C)	1.22	1.07E+12
	peak2 (270°C)	1.65	8.34E+14
	peak3 (320°C)	1.83	1.63E+15
	peak4 (360°C)	2.26	1.22E+18
	peak5 (400°C)	6.30	1.39E+49
Spooner et al. (2000)	220°C (5K/s)	1.63	3.40E+16
	280°C (5K/s)	1.50	1.50E+13
	325°C (5K/s)	1.65	3.90E+13

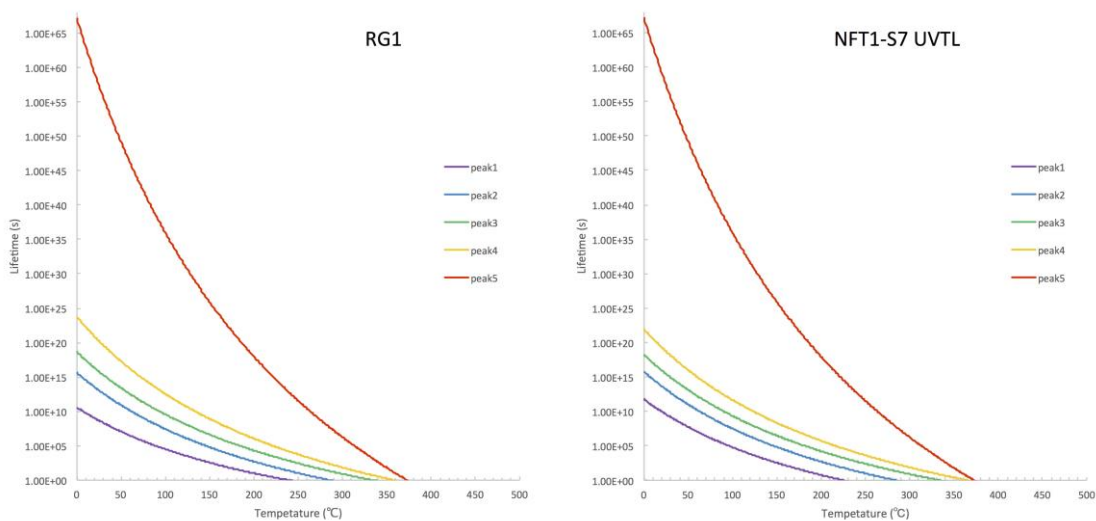


図 3.2.1.47. 活性化エネルギーと頻度因子から求めた
ルミネッセンスサイトの温度・時間安定性

H) TL によるトレンチ試料の蓄積線量測定

それぞれの試料のテスト線量による発光曲線の変化がなかったため感度変化は無視できる程度であったそこでテスト照射以外の発光曲線をまとめたものを図 3.2.1.48.に示す。天然蓄積線量による発光曲線は再現照射による人工放射線由来の発光曲線と大きく異なる。それぞれの発光曲線をルミネッセンスサイトに対応するようピーク分離を施し、各成分による蓄積線量を求めた（表 3.2.1.7.、図 3.2.1.49.）。その際はピーク温度の上下 5°C 合計 10°C 分のシグナルを積算してシグナル強度とし、再現照射により求めた検量線と比して線量を計算した。

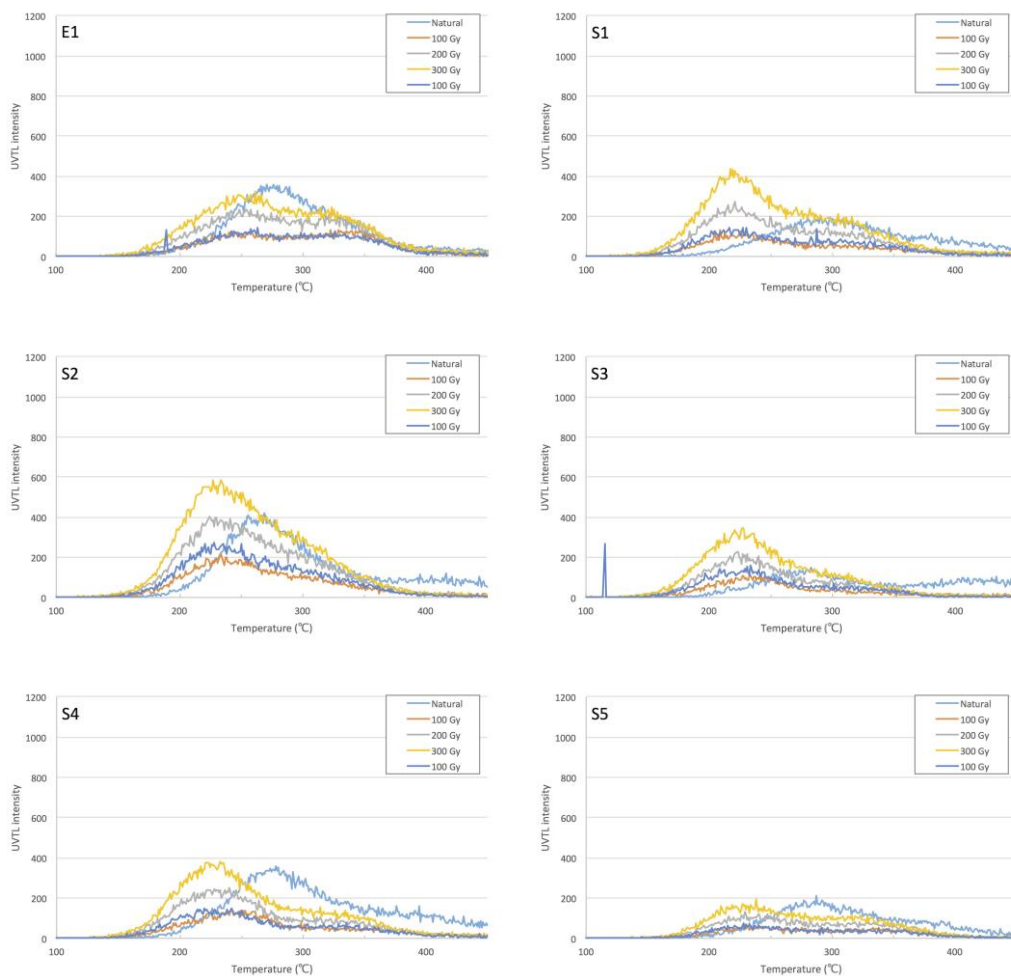


図 3.2.1.48. トレンチから採取した試料（E1、S1~S6、北面 NB2 から分離した Gouge）、およびトレンチ近傍の原岩（RG1）の TL 発光曲線

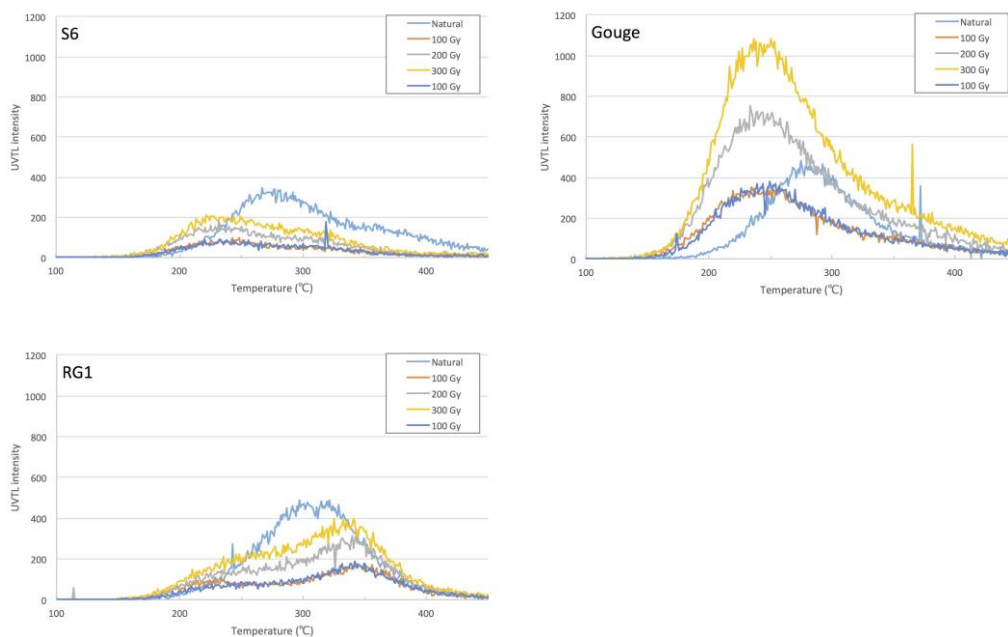


図 3.2.1.48 (続き) トレンチから採取した試料 (E1、S1~S6、北面 NB2 から分離した Gouge)、
およびトレンチ近傍の原岩 (RG1) の TL 発光曲線

表 3.2.1.7. ピーク分離したシグナル強度に基づく蓄積線量 (Gy)

	RG1	E1	S1	S2	S3	S4	S5	S6	Gouge
peak1 (200°C)	38.7	23.4	14.6	27.6	12.4	50.7	59.8	38.2	8.3
peak2 (270°C)	326.3	534.2	260.9	1042.9	333.3	354.5	412.4	712.8	186.5
peak3 (320°C)	397.9	183.1	521.8	375.6	301.1	326.3	174.5	264.6	150.9
peak4 (360°C)	219.0	193.2	338.7	285.7	368.4	530.3	514.7	908.1	109.4
peak5 (400°C)	342.2	690.8	881.1	1238.9	746.7	575.3	1272.7	840.0	82.4

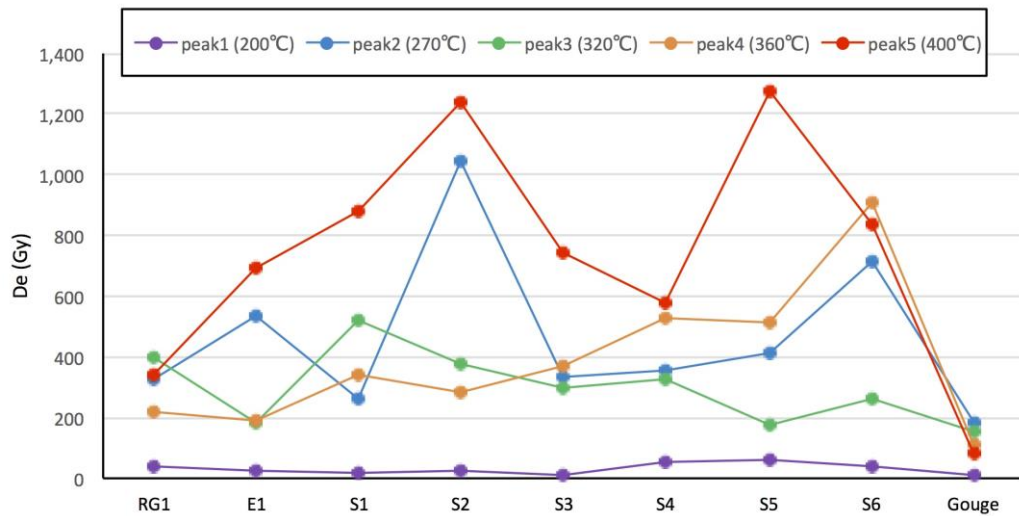


図 3.2.1.49. ピーク分離したシグナル強度に基づく蓄積線量 (Gy)

l) トレンチ試料の OSL による蓄積線量

得られた測定結果のうち、Recycling ratio 0.85~1.25、Recuperation が 5%以下を満たすものを有効データとした。

NB3A~G の全 70 測定のうち、41 測定結果が有効データとなった。NB3A から NB3G に向けて De 値は 12.2 から 5.5Gy に減少する傾向が見られる点は興味深い、採用データ数も少なくまた標準偏差も大きく、サンプル間の明確な De 差を論じることはできない (表 3.2.1.8)。全体の有効データの De 平均と偏差値は $9.6 \pm 7.3\text{Gy}$ となった (表 3.2.1.9)。次に、41 サンプルについてのラジアルプロットによる評価を行ったところ、De は二つの集団に区分できた (図 3.2.1.50)。グループ 1 は中央値が 14.5Gy で単純平均が $13.6 \pm 6.5\text{Gy}$ であった。グループ 2 は中央値が 14.5Gy で単純平均が $3.9 \pm 1.9\text{Gy}$ であった。このことからラジアルプロットによる解析からは、断層ガウジは De 値の異なる 2 つの石英集団から構成されることを示す。

表 3.2.1.8. NB3A~G の各 De 値一覧

サンプル	平均	標準偏差	採用サンプル数
NB3A	12.19	14.24	6
NB3B	8.35	4.83	7
NB3C	9.82	5.69	8
NB3D	8.13	5.05	6
NB3E	9.56	5.59	5
NB3F	7.99	4.01	6
NB3G	5.49	3.47	3

表 3.2.1.9. NB3A~G 有効データ一覧

サンプル名	De(μy)	R.R	Recovery	Tx/1	T1	T2	T3	T4	T5	T6	S1/S2	T1	T2	T3	T4	T5	T6
NB3A-3	5.44	1.00	0.05		1	1.00	1.19	1.31	1.16	1.42		1.90	1.92	2.24	2.39	2.15	2.36
NB3A-4	2.16	1.19	0.00		1	1.17	1.08	1.12	1.38	1.26		1.42	1.63	1.30	1.47	1.27	1.30
NB3A-5	29.62	1.19	0.00		1	1.82	2.03	2.01	2.39	1.89		1.38	2.20	3.84	2.38	2.24	2.37
NB3A-6	2.58	1.11	0.00		1	1.01	0.90	1.06	1.16	1.12		1.57	1.44	1.64	1.45	1.94	1.45
NB3A-9	31.35	1.24	0.00		1	0.92	1.09	1.51	1.28	1.16		1.52	1.54	2.38	2.24	1.66	1.51
NB3A-10	1.97	1.25	0.04		1	1.30	1.15	1.47	1.52	1.49		1.70	1.66	2.00	2.00	1.72	1.77
NB3B-1	1.98	1.21	0.00		1	0.94	1.02	1.30	1.53	1.28		1.57	1.70	2.04	2.15	2.06	1.75
NB3B-2	6.82	1.13	0.00		1	1.46	1.44	1.64	1.74	1.68		1.38	2.09	1.92	1.99	1.93	1.99
NB3B-3	15.71	1.17	0.00		1	1.50	1.17	1.28	1.72	1.47		2.59	2.77	3.04	2.27	2.44	2.41
NB3B-4	4.30	1.10	0.00		1	1.46	1.11	1.55	1.59	1.84		2.08	2.81	1.90	2.68	2.13	2.60
NB3B-5	10.58	1.16	0.00		1	1.33	1.07	1.57	1.49	1.09		3.77	6.32	4.38	5.65	4.07	2.89
NB3B-6	5.15	0.88	0.00		1	1.00	1.08	1.25	1.16	1.39		2.03	2.44	2.28	2.19	2.40	2.55
NB3B-7	12.05	1.17	0.00		1	1.40	1.51	1.38	1.48	1.26		2.25	3.86	3.88	2.96	2.69	2.94
NB3B-8	8.64	1.00	0.00		1	1.33	1.29	1.13	1.25	1.36		2.09	3.32	3.39	2.52	2.40	2.84
NB3C-1	9.48	1.06	0.05		1	1.30	1.12	1.56	1.43	1.39		1.52	1.93	1.96	1.94	1.54	1.70
NB3C-2	2.23	1.13	0.04		1	1.05	0.97	1.08	1.17	1.14		1.34	1.41	1.39	1.43	1.32	1.30
NB3C-3	3.43	1.08	0.00		1	1.17	1.11	1.30	1.18	1.36		1.60	2.09	2.10	2.05	1.66	1.85
NB3C-4	16.63	1.21	0.00		1	1.02	1.08	1.16	1.24	1.11		1.51	1.72	1.98	1.65	1.63	1.78
NB3C-5	11.99	0.96	0.00		1	0.89	0.75	0.73	0.80	0.86		1.60	1.75	1.61	1.50	1.40	1.64
NB3C-7	6.50	1.16	0.02		1	1.17	1.22	1.11	1.31	1.14		1.78	1.95	1.98	1.60	1.82	1.61
NB3C-8	17.93	1.21	0.00		1	0.91	0.80	0.75	0.94	0.79		1.68	1.99	1.99	1.55	1.88	1.77
NB3C-9	10.36	1.13	0.00		1	0.93	0.88	1.04	1.04	1.08		1.68	1.88	1.65	1.79	1.60	1.74
NB3D-1	9.58	1.07	0.00		1	1.06	0.97	0.93	1.37	1.32		1.92	1.66	1.48	1.40	1.52	1.99
NB3D-5	16.10	1.07	0.00		1	0.83	0.79	0.89	0.93	0.94		1.61	1.65	1.65	1.66	1.54	1.57
NB3D-6	3.29	1.26	0.00		1	0.86	0.80	0.98	1.10	1.02		2.28	1.86	1.91	1.89	1.87	1.77
NB3D-7	2.50	1.16	0.00		1	1.16	1.26	1.36	1.49	1.45		1.58	1.77	1.78	1.62	1.67	1.52
NB3D-8	10.41	1.01	0.04		1	1.02	0.92	1.04	1.11	1.12		1.83	2.04	1.95	1.69	1.71	1.71
NB3E-1	7.64	1.21	0.00		1	0.96	0.94	1.03	1.22	1.15		1.36	1.51	1.52	1.39	1.36	1.24
NB3E-2	5.48	1.24	0.00		1	1.01	0.99	1.04	1.13	1.03		1.22	1.35	1.26	1.27	1.12	1.20
NB3E-3	5.04	1.22	0.43		1	1.12	0.98	1.05	1.20	1.18		1.77	2.21	2.28	1.84	1.88	1.61
NB3E-4	11.00	1.22	0.00		1	0.99	0.88	0.98	1.22	1.15		1.10	1.10	1.02	1.15	1.26	1.48
NB3E-9	18.63	1.07	0.04		1	1.16	1.00	1.07	1.22	1.04		1.04	1.70	1.74	1.96	1.36	1.84
NB3F-3	5.14	1.15	0.00		1	1.06	1.52	1.89	1.68	1.82		1.87	1.26	1.89	1.96	1.36	1.68
NB3F-5	8.23	1.14	0.00		1	0.91	1.14	1.13	1.34	1.35		1.57	1.76	1.89	1.77	1.69	1.85
NB3F-6	28.08	1.17	0.00		1	1.05	0.96	1.09	1.06	0.95		1.82	2.37	2.90	2.44	1.97	2.03
NB3F-7	11.70	0.87	0.00		1	1.15	1.05	1.07	1.21	1.31		1.70	1.63	1.65	1.96	1.57	1.97
NB3F-9	13.01	1.24	0.00		1	0.82	0.94	0.98	1.39	1.18		1.38	1.55	2.01	1.55	1.52	1.50
NB3F-10	7.64	1.07	0.00		1	0.69	0.74	0.76	0.84	0.77		2.00	1.67	1.81	1.77	1.68	1.67
NB3G-3	3.85	1.03	0.00		1	0.91	1.20	1.40	1.77	1.89		1.17	1.47	1.63	1.61	1.43	1.79
NB3G-8	3.14	0.90	0.00		1	0.80	0.91	0.94	1.08	1.27		1.73	1.35	1.47	1.32	1.47	1.56
NB3G-9	9.48	1.01	0.00		1	0.82	1.04	1.02	1.02	1.08		1.19	1.50	1.62	1.46	0.98	1.19
AVERAGE	9.68	1.12	0.02	Tx/T1	1	1.08	1.08	1.19	1.30	1.26	S1/S2	1.71	2.00	2.06	1.94	1.78	1.84
STDEV	7.34	0.10	0.07	Tx/T1	0.00	0.23	0.24	0.29	0.29	0.28	S1/S2	0.47	0.88	0.72	0.72	0.53	0.45

ラジアルプロットの中央値

4.3G y→ 14.5G y→ 共通部→

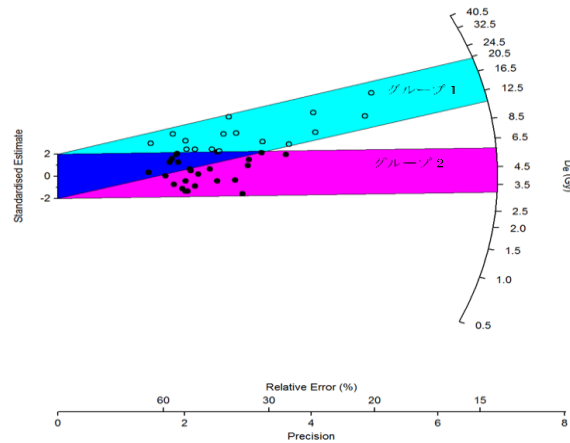


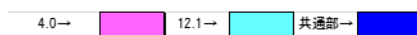
図 3.2.1.50. NB3A-G のラジアルプロット図

NB3Gr は全 30 サンプルのうち、15 サンプルが有効データとなった。有効データ全体の De 値は $6.1 \pm 3.1 \text{ Gy}$ となった (表 3.2.1.10)。ラジアルプロットによる De 評価を行ったところ、2つの年代グループから構成されることが示された。グループ 1 の中央値は 12.1 Gy で単純平均が $10.2 \pm 1.2 \text{ Gy}$ であった。また、グループ 2 の中央値は 4.0 Gy で単純平均が $3.2 \pm 0.5 \text{ Gy}$ であった (図 3.2.1.51)。ラジアルプロット分布からはグループ 2 集団に含まれるサンプルが多い。このようにガウジに隣接する花崗岩角礫でも年代集団が 2 つに分離されることは意味があると考えられる。

表 3.2.1.10. NB3Gr の有効データ一覧

サンプル名	De (Gy)	R/R	Recovery	T _x /1	T1	T2	T3	T4	T5	T6	S1/S2	T1	T2	T3	T4	T5	T6
NB3Gr3	7.01	1.10	0.00		1	0.92	0.94	1.07	0.96	1.02		1.33	1.54	1.53	1.39	1.22	1.58
NB3Gr5	7.03	1.08	0.00		1	0.72	0.82	0.88	0.93	0.82		1.73	1.32	1.27	1.52	1.82	1.16
NB3Gr7	7.78	1.04	0.00		1	0.97	0.83	0.94	1.00	1.07		1.58	1.83	1.82	1.40	1.49	1.52
NB3Gr8	7.04	1.01	0.00		1	0.78	0.89	0.74	0.91	0.88		1.52	1.36	1.75	1.86	1.50	1.57
NB3Gr9	3.53	1.02	0.00		1	0.88	0.82	0.93	0.98	0.98		1.26	1.34	1.26	1.26	1.19	1.27
NB3Gr13	3.86	1.21	0.00		1	0.84	0.79	0.95	1.05	0.99		1.58	1.50	1.46	1.48	1.39	1.42
NB3Gr14	3.52	1.22	0.00		1	0.89	0.85	1.06	1.01	1.00		1.49	1.30	1.41	1.42	1.26	1.47
NB3Gr16	11.27	1.21	0.02		1	0.92	0.86	0.98	1.08	0.97		1.45	1.46	1.44	1.53	1.53	1.52
NB3Gr18	3.73	1.16	0.00		1	0.93	1.01	0.96	1.16	1.05		1.82	1.82	1.75	1.60	1.78	1.61
NB3Gr21	2.24	1.23	0.02		1	1.12	1.02	0.98	1.33	1.21		1.32	1.40	1.43	1.19	1.37	1.36
NB3Gr22	10.96	1.09	0.00		1	0.95	0.90	0.98	1.04	1.07		1.41	1.39	1.40	1.38	1.27	1.50
NB3Gr23	2.68	1.24	0.00		1	0.97	0.99	1.12	1.25	1.11		1.58	1.50	1.56	1.41	1.43	1.48
NB3Gr24	10.31	1.11	0.00		1	1.85	1.47	1.53	1.92	1.82		1.95	2.53	2.29	1.71	1.95	2.16
NB3Gr27	3.08	1.19	0.00		1	0.94	0.85	0.95	1.12	1.01		1.82	1.55	1.51	1.53	1.50	1.59
NB3Gr29	8.57	1.09	0.04		1	1.07	1.01	1.06	1.12	1.06		1.35	1.29	1.35	1.31	1.27	1.27
AVERAGE	6.17	1.13	0.01	T _x /1	1.00	0.98	0.92	1.01	1.12	1.07	S1/S2	1.52	1.53	1.54	1.45	1.45	1.50
STD EV	3.15	0.08	0.01	T _x /1	0.00	0.26	0.18	0.17	0.25	0.23	S1/S2	0.18	0.31	0.26	0.14	0.21	0.23

ラジアルプロットの中央値



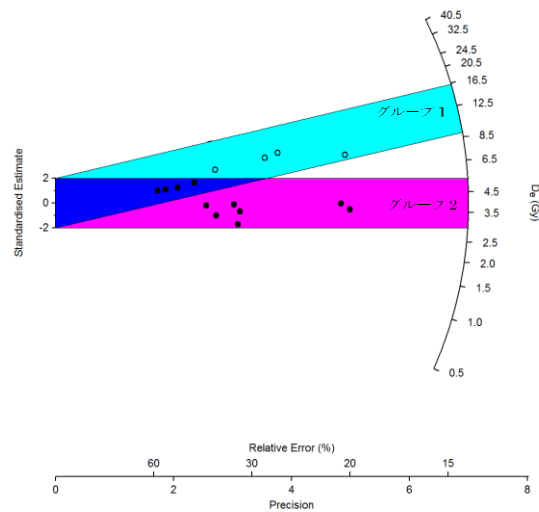


図 3.2.1.51. NB3Gr のラジアルプロット図

これらのサンプルは基盤花崗岩であるので、一括して述べる。N1 は全 10 サンプルのうち、7 サンプルが有効データであった。有効データ全体の De 値は $26.7 \pm 8.7 \text{Gy}$ である (表 3.2.1.11.)。また、ラジアルプロットで区分される集団は 1 グループで中央値は 26.0Gy であった (図 3.2.1.52.)。

N5 は全 10 サンプルが有効データとなった。それらの平均 De 値は $36.9 \pm 13.3 \text{Gy}$ となった (表 3.2.1.12.)。また、ラジアルプロットで区分される集団グループは 1 つでその中央値は 41.0Gy であった。単純平均が $44.2 \pm 7.1 \text{Gy}$ であった (図 3.2.1.53.)。

N7 は全 20 サンプルのうち、9 サンプルが有効データとなった。有効データの平均 De 値は $27.9 \pm 21.4 \text{Gy}$ となった (表 3.2.1.13.)。ラジアルプロットによるグループ 1 の中央値は 26.5Gy で単純平均が $27.8 \pm 9.4 \text{Gy}$ であった (図 3.2.1.54.)。

表 3.2.1.11. N1 の有効データ

サンプル名	De (Gy)	R.R	Recuperation	Tx/T1	T1	T2	T3	T4	T5	T6	S1/S2	T1	T2	T3	T4	T5	T6
N1-1	31.20	1.03	0.00		1.00	0.80	0.91	0.90	0.97	0.95		1.40	1.47	1.66	1.47	1.49	1.67
N1-2	38.89	1.04	0.01		1.00	0.78	0.85	0.96	0.95	0.92		1.32	1.58	1.61	1.64	1.45	1.53
N1-3	31.13	1.08	0.00		1.00	0.85	0.88	0.86	0.98	0.97		1.25	1.46	1.46	1.42	1.38	1.44
N1-4	25.85	1.11	0.01		1.00	0.90	0.84	0.92	1.05	1.01		1.46	1.41	1.37	1.42	1.40	1.54
N1-5	29.64	1.17	0.00		1.00	0.91	0.85	1.03	1.11	1.06		1.20	1.24	1.19	1.25	1.18	1.33
N1-7	16.00	1.13	0.00		1.00	0.99	1.08	1.11	1.23	1.10		1.17	1.32	1.44	1.26	1.41	1.31
N1-10	14.74	0.94	0.00		1.00	1.09	1.12	1.24	1.32	1.47		1.29	1.75	1.51	1.42	1.47	1.74
AVERAGE	26.78	1.07	0.00	Tx/1	1.00	0.90	0.93	1.00	1.09	1.07	S1/S2	1.30	1.46	1.46	1.41	1.40	1.51
STDEV	8.71	0.08	0.00	Tx/1	0.00	0.11	0.12	0.13	0.14	0.19	S1/S2	0.11	0.17	0.15	0.13	0.10	0.16

ラジアルプロットの中央値

26.0Gy →

表 3.2.1.12. N5 の有効データ

サンプル名	De (Gy)	R.R	Recuperation	Tx/T1	T1	T2	T3	T4	T5	T6	S1/S2	T1	T2	T3	T4	T5	T6
N5-1	43.44	1.15	0.00		1.00	0.84	0.77	0.79	0.90	0.81		1.42	1.56	1.58	1.53	1.52	1.50
N5-2	50.65	1.13	0.00		1.00	0.89	0.76	0.81	0.93	0.86		1.30	1.37	1.36	1.31	1.30	1.35
N5-3	56.02	1.22	0.00		1.00	0.94	0.83	0.90	1.01	0.86		1.17	1.44	1.38	1.31	1.36	1.29
N5-4	43.50	1.11	0.00		1.00	0.88	0.78	0.92	0.99	0.98		1.22	1.31	1.25	1.28	1.30	1.30
N5-5	43.32	1.18	0.00		1.00	0.81	0.73	0.81	0.89	0.81		1.38	1.54	1.54	1.62	1.54	1.54
N5-6	35.04	1.17	0.01		1.00	0.92	0.80	0.96	1.04	0.96		1.26	1.66	1.52	1.51	1.44	1.39
N5-7	37.88	1.03	0.00		1.00	0.91	0.78	0.87	0.91	0.92		1.32	1.50	1.53	1.44	1.43	1.44
AVERAGE	44.26	1.14	0.00	Tx/1	1.00	0.88	0.78	0.87	0.95	0.89	S1/S2	1.30	1.48	1.45	1.43	1.41	1.40
STDEV	7.15	0.06	0.01	Tx/1	0.00	0.05	0.03	0.06	0.06	0.07	S1/S2	0.09	0.12	0.12	0.13	0.10	0.09

ラジアルプロットの中央値

41.0Gy → 41.0

表 3.2.1.13. N7 の有効データ

サンプル名	De (Gy)	R.R	Recuperation	Tx/T1	T1	T2	T3	T4	T5	T6	S1/S2	T1	T2	T3	T4	T5	T6
N7-3	16.27	1.04	0.00		1.00	0.81	0.83	0.84	0.93	0.95		1.43	1.35	1.38	1.29	1.29	1.47
N7-7	74.39	0.94	0.01		1.00	1.20	1.06	0.99	1.09	1.15		1.10	1.49	1.40	1.28	1.16	1.31
N7-8	19.29	1.09	0.00		1.00	0.96	0.94	0.98	1.08	1.02		1.23	1.37	1.41	1.36	1.48	1.34
N7-9	5.86	1.05	0.05		1.00	1.00	0.98	1.05	1.14	1.08		1.22	1.29	1.32	1.23	1.16	1.25
N7-11	30.07	1.15	0.01		1.00	0.98	0.92	0.98	1.03	1.01		1.39	1.47	1.44	1.43	1.42	1.51
N7-12	28.02	1.06	0.02		1.00	0.73	0.70	0.79	0.82	0.79		1.30	1.38	1.43	1.27	1.31	1.28
N7-14	30.47	0.99	0.05		1.00	0.74	0.85	0.70	0.96	0.93		1.12	1.14	1.54	1.06	1.25	1.16
N7-19	3.97	1.17	0.00		1.00	1.01	0.85	0.98	1.18	1.01		1.19	1.26	1.12	1.26	1.21	1.27
N7-20	42.91	1.06	0.02		1.00	0.75	0.75	0.75	0.80	0.85		1.51	1.55	1.57	1.54	1.53	1.51
AVERAGE	27.92	1.06	0.02	Tx/1	1.00	0.91	0.87	0.89	1.00	0.98	S1/S2	1.28	1.37	1.40	1.30	1.31	1.34
STDEV	21.41	0.07	0.02	Tx/1	0.00	0.16	0.11	0.13	0.14	0.11	S1/S2	0.14	0.13	0.13	0.13	0.14	0.13

ラジアルプロットの中央値

26.5Gy → 26.5

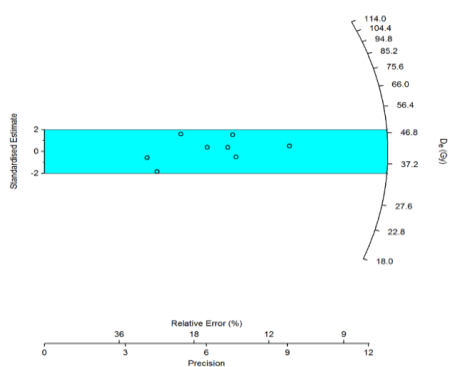
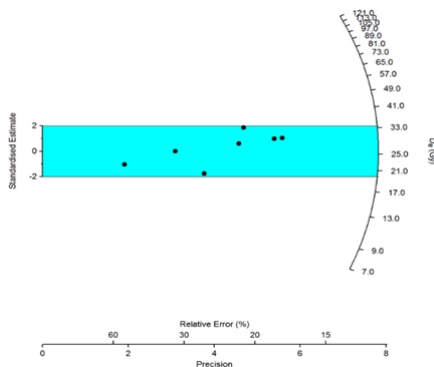


図 3.2.1.52. N1 のラジアルプロット

図 3.2.1.53. N5 のラジアルプロット

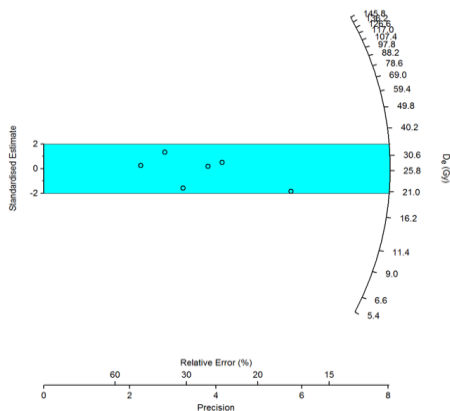


図 3.2.1.54. N7 のラジアルプロット

野島断層トレンチの OSL 蓄積線量 (De) 測定から、次の点が明らかになった。断層ガウジ (NB3A~G) の平均 De は、 $13.6\pm 6.5\text{Gy}$ と $3.9\pm 1.9\text{Gy}$ の 2 集団に区分された。同様にガウジ接触花崗岩角礫帯 (NB3Gr) についても $10.2\pm 1.2\text{Gy}$ と $3.2\pm 0.5\text{Gy}$ に区分することができる。両試料で共通した傾向が明瞭で、 $3.2\text{-}3.9\text{Gy}$ の小さい De を示す集団は、明らかに $10.2\text{-}13.6\text{Gy}$ を示す集団と区分することができる。この小 De を示す集団は熱的影響を受け、天然 OSL シグナルの減少を生じている可能性がある。また、ガウジサンプルで A から G に向けて De が減少し、ガウジ接触花崗岩角礫帯に接触する NB3G で最も低い De (平均 De= 5.5Gy) を示す点は NB3Gr 付近で断層活動にともなって最も高温に達した可能性を示すのかもしれない。

一方、基盤花崗岩にあたる N1、5、7 の De は $26.7\text{-}44.2\text{Gy}$ の範囲にあり、NB3 ガウジや NB3Gr より明らかに高い De 値を示す。ガウジに最も近い N7 は断層ガウジから約 1m 程度の位置にあるので、天然 OSL シグナルを減少させるほどの断層熱はここまで到達しなかったことを示唆する。

年間線量を考慮した OSL 年代についての議論について以下進めることとする。今回得られた De 値の分布図を図 3.2.1.55. に示した。また、別途評価した平均的な年間線量 (AD= 4.33mGy/a) を用いて、年代値を示すと表 3.2.1.14. のようになる。しかし、ここで大きな問題が生じている。それは OSL 年代が期待される年代より全体にきわめて若い値を示すことである。たとえば、感度変化から非加熱と評価された N1、N5、N7 の年代が 6-8ka オーダーであることは不自然である。また、同様に加熱によるシグナル部分リセットと評価された NB3A~G および NB3Gr の年代は基盤花崗岩より若い年代を示す点で整合的であるが、これが断層活動年代に近似するかといえばそのような評価ができない。OSL 年代は若く出る傾向が顕著である。

表 3.2.1.14. 各試料の平均 De 値と年代値

試料名	有効データ全体		グループ 1		グループ 2		年間線量 (mGy)
	平均De値(Gy)	年代値(ka)	平均De値(Gy)	年代値(ka)	平均De値(Gy)	年代値(ka)	
NB3A~G	9.6 ± 7.3	2.2 ± 1.6	13.6 ± 6.5	3.1 ± 1.5	3.9 ± 1.9	0.9 ± 0.4	4.33
NB3Gr	6.1 ± 3.1	1.4 ± 0.7	10.2 ± 1.2	2.3 ± 0.2	3.2 ± 0.5	0.7 ± 0.1	4.33
N1	26.7 ± 8.7	6.1 ± 2.0	26.7 ± 8.7	6.1 ± 2.0			4.33
N5	36.9 ± 13.3	8.5 ± 3.0	44.2 ± 7.1	10.2 ± 1.6			4.33
N7	27.9 ± 21.4	6.4 ± 4.9	27.8 ± 9.4	6.4 ± 2.1			4.33

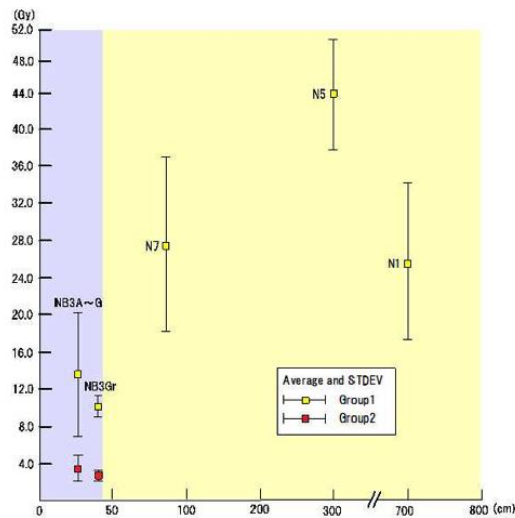


図 3.2.1.55. トレンチ試料のラジアルプロット年代とトレンチ内での位置関係

J) ボーリング試料の OSL による蓄積線量測定

掘削ボーリングコア (AFD-2 孔) の深度 8.25m、103m の硬質な花崗岩基盤と深度 118.55m と 118.59m の断層ガウジを用いて De 値測定を行った。全測定サンプルのうち、採用データと棄却データの基準として、Recycling ratio と Recuperation の 2 つを用いて、それぞれの値が 0.85~1.25 及び 5% 以下の両方を満たすものを採用 (有効データ) とした。

上記の基準を満たす有効データは、fa-1-118.55 及び fa-1-118.59 でともに全 20 サンプルのうち 13 サンプルであった。AFD2-8 および AFD2-103 についても同様の基準で評価した。fa-1-118.55 の典型的な測定例を図 3.2.1.56. に示す。単純 De 平均値は、fa-1-118.55 で $16.9 \pm 6.1 \text{ Gy}$ 、fa-1-118.59 で $25.1 \pm 5.1 \text{ Gy}$ となった (表 3.2.1.15.、表 3.2.1.16.)。ラジアルプロットによる評価では fa-1-118.55 でやや拡散した De 分布をしており 2 グループ (中央値 18.7 Gy および 10.5 Gy) 区分も可能であるが測定数が少なく、明確なことはいえない。一方、fa-1-118.59 では中央値 21.5 Gy を示す 1 集団と評価された (図 3.2.1.57.)。

一方、AFD2-8 および AFD2-103 の De はそれぞれ $27.8 \pm 6.4 \text{ Gy}$ 、 $20.5 \pm 4.7 \text{ Gy}$ であった。基盤花崗岩とガウジとの De に大きな差異は認められなかった。

また、後述するが感度変化 (T6) は到達温度ファクターを示すと考えられる。表 3.2.1.17. は基盤花崗岩の De 及び T6 を示している。T6 は基盤花崗岩で高く (1.01-1.11)、ガウジで低い (0.76-0.96) 傾向が明瞭である。この点を正確に評価するためには、後述するような基盤岩石英を用いた加熱実験が必要である。

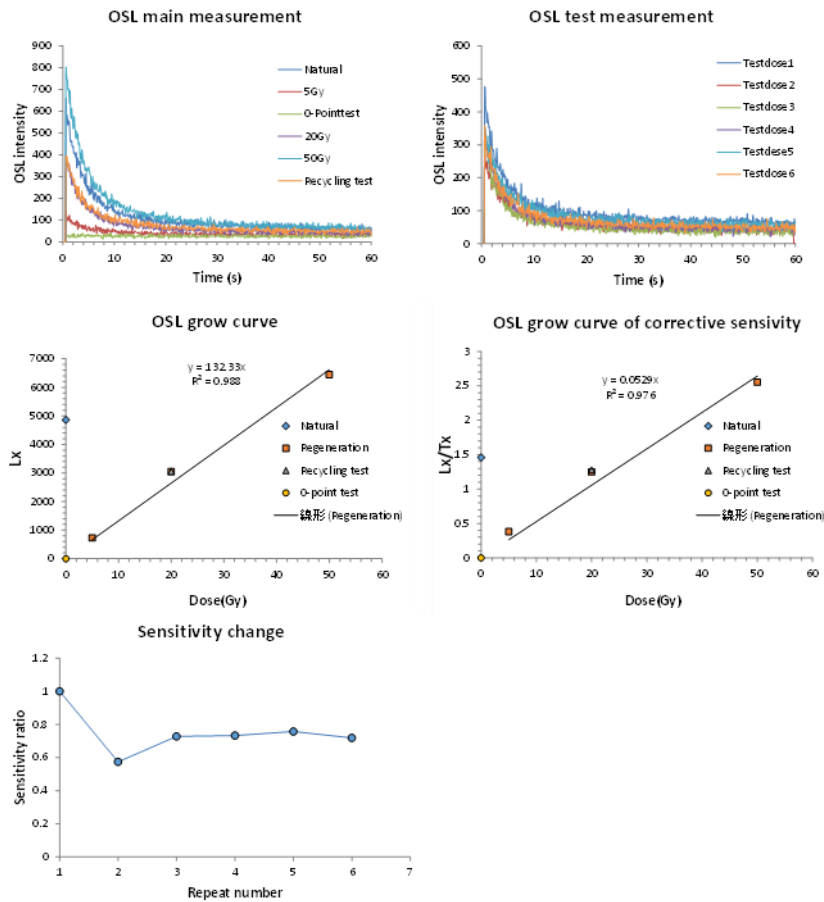


図 3.2.1.56. Fa-1-118.55 の OSL 測定例

表 3.2.1.15. fa-1-118.55 の有効データ一覧

サンプル名	De (Gy)	R.R	Recuperation	Tx/T1	T1	T2	T3	T4	T5	T6	S1/S2	T1	T2	T3	T4	T5	T6
fa_1_118.55-3	27.61	1.21	0.00		1.00	0.57	0.73	0.73	0.76	0.72		1.47	1.36	1.50	1.36	1.28	1.30
fa_1_118.55-4	7.87	1.14	0.00		1.00	0.88	0.78	0.84	0.90	0.88		1.41	1.41	1.47	1.42	1.40	1.42
fa_1_118.55-5	16.32	1.15	0.00		1.00	0.85	0.80	0.77	0.94	0.86		1.17	1.30	1.37	1.29	1.23	1.31
fa_1_118.55-6	12.99	0.97	0.00		1.00	0.78	0.77	0.79	0.83	0.86		1.48	1.44	1.50	1.45	1.39	1.46
fa_1_118.55-7	16.35	1.05	0.00		1.00	0.73	0.73	0.74	0.75	0.75		1.53	1.52	1.54	1.47	1.41	1.51
fa_1_118.55-8	15.49	1.10	0.00		1.00	0.73	0.61	0.68	0.77	0.70		1.53	1.53	1.50	1.55	1.55	1.57
fa_1_118.55-9	11.78	1.02	0.00		1.00	0.78	0.65	0.65	0.69	0.68		1.35	1.30	1.24	1.26	1.21	1.22
fa_1_118.55-10	10.22	1.12	0.00		1.00	0.61	0.55	0.56	0.57	0.53		1.23	1.22	1.25	1.24	1.21	1.21
fa_1_118.55-13	22.61	1.17	0.00		1.00	0.81	0.81	0.87	0.89	0.89		1.30	1.42	1.28	1.39	1.30	1.31
fa_1_118.55-16	22.39	1.02	0.00		1.00	0.76	0.76	0.83	0.81	0.79		1.33	1.27	1.25	1.24	1.26	1.25
fa_1_118.55-19	21.75	1.16	0.00		1.00	0.71	0.66	0.71	0.80	0.72		1.42	1.33	1.44	1.26	1.28	1.40
AVERAGE	16.85	1.10	0.00	Tx/T1	1.00	0.75	0.71	0.74	0.79	0.76	S1/S2	1.39	1.37	1.39	1.36	1.32	1.36
STDEV	6.09	0.08	0.00	Tx/T1	0.00	0.09	0.08	0.09	0.10	0.11	S1/S2	0.12	0.10	0.12	0.11	0.11	0.12

ラジアルプロットの中央値による色分け

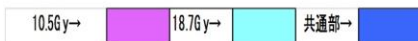


表 3.2.1.16. fa-1-118.59 の有効データ一覧

サンプル名	De (Gy)	R,R	Recuperation	Tx/T1	T1	T2	T3	T4	T5	T6	S1/S2	T1	T2	T3	T4	T5	T6
fa_1_118.59-1	29.52	1.18	0.01		1.00	0.83	0.93	0.99	1.06	1.02		1.25	1.24	1.45	1.30	1.23	1.26
fa_1_118.59-3	39.96	1.24	0.00		1.00	1.02	1.13	1.14	1.22	1.09		1.27	1.36	1.55	1.43	1.59	1.42
fa_1_118.59-7	22.46	1.17	0.00		1.00	0.83	0.80	0.97	1.05	0.92		1.55	1.55	1.63	1.70	1.49	1.60
fa_1_118.59-8	22.02	1.02	0.02		1.00	0.88	0.78	0.86	0.91	0.97		1.65	1.49	1.46	1.42	1.43	1.59
fa_1_118.59-9	21.31	1.05	0.00		1.00	0.91	0.85	0.89	1.13	1.02		1.31	1.32	1.33	1.26	1.34	1.35
fa_1_118.59-10	22.20	1.15	0.03		1.00	1.12	0.90	1.05	1.08	1.13		1.57	2.41	1.99	1.98	1.77	1.70
fa_1_118.59-12	24.58	1.22	0.00		1.00	0.93	0.97	1.06	1.21	1.30		1.43	1.52	1.74	1.72	1.66	1.72
fa_1_118.59-13	24.56	1.05	0.00		1.00	0.56	0.50	0.45	0.53	0.44		1.49	1.49	1.46	1.37	1.38	1.37
fa_1_118.59-16	26.65	1.14	0.00		1.00	0.89	0.78	0.76	0.85	0.85		1.17	1.36	1.36	1.23	1.23	1.26
fa_1_118.59-17	26.33	0.98	0.00		1.00	1.06	0.96	1.16	1.07	1.15		1.50	1.76	1.33	1.65	1.51	1.77
fa_1_118.59-18	23.08	1.09	0.02		1.00	0.99	1.05	1.04	1.07	1.09		1.23	1.55	1.60	1.48	1.34	1.51
fa_1_118.59-19	21.62	1.14	0.00		1.00	0.87	0.78	0.83	1.04	0.93		1.28	1.34	1.32	1.30	1.31	1.31
fa_1_118.59-20	22.42	1.06	0.00		1.00	0.58	0.48	0.47	0.54	0.52		1.61	1.58	1.56	1.45	1.40	1.51
AVERAGE	25.13	1.11	0.01	Tx/T1	1.00	0.88	0.84	0.90	0.98	0.96	S1/S2	1.41	1.54	1.52	1.49	1.44	1.49
STDEV	5.06	0.08	0.01	Tx/T1	0.00	0.16	0.19	0.23	0.22	0.24	S1/S2	0.16	0.30	0.19	0.22	0.16	0.18

表 3.2.1.17. 基盤花崗岩石英 (AFD2_103/AFD2_8) の De 及び T6

サンプル名	AFD2_103		AFD2_8	
	平均	標準偏差	平均	標準偏差
De (Gy)	20.5	4.7	27.8	6.4
Recycling ratio	1.2	0.3	1.2	0.3
Recuperation	0.0	0.0	0.0	0.0
sensitivity change				
T1	1.0	0.2	1.0	0.2
T2	1.0	0.2	0.9	0.2
T3	0.9	0.2	0.9	0.2
T4	1.1	0.2	0.9	0.2
T5	1.1	0.3	1.1	0.3
T6	1.1	0.3	1.0	0.2

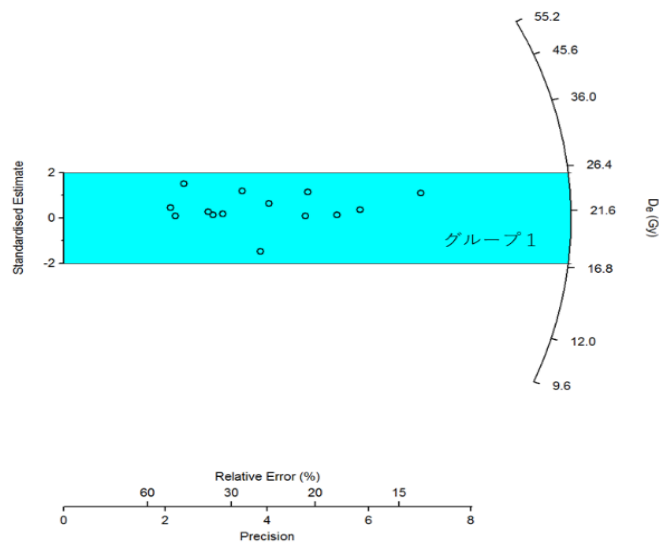


図 3.2.1.17. fa-1-118.59 のラジアルプロット

K) 加熱実験による到達温度推定

この実験では Initial heat により OSL シグナルの減衰とリセット条件を明らかにし、その際に得られる感度変化 (T6) を用いて到達温度を評価する方法の検討を行った。その結果を図 3.2.1.58. に示した。

未加熱 (20°C) の場合、De は 48Gy 程度であるが、加熱温度の上昇とともに De の揺らぎはあるが減少傾向を示す。320°C 以上ではほぼシグナルはリセットされる (図 3.2.1.58. 上、青三角)。このように、加熱温度の上昇とともに De 値は明らかに減衰する。また、そのときの感度変化を図 58 下、赤丸で示した。未加熱 (20°C) ~180°C までの間、T6 は平均 0.85 程度で変化しないが、180°C 以上になるとほぼ直線的に 340°C まで感度は上昇し続ける。したがってこの図から感度変化 (T6) が 1.4 を示したときに、De はリセットされたことを示す。また、T6 が 0.85 以上から 1.4 以下の間にあれば、図 3.2.1.58. に示した傾きから、到達温度のおおよその推定が可能であることを示している。

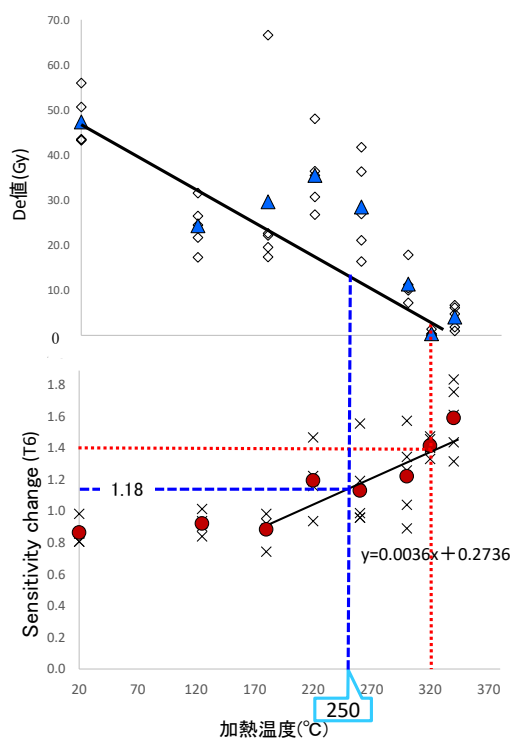


図 3.2.1.58. 野島断層基盤花崗岩石英の加熱による De 減衰と感度変化 (T6)

以上の加熱実験結果に基づいて、NB3A-G ガウジの感度変化 (T6) について検討した。NB3A-G ガウジの T6 の頻度分布は図 3.2.1.59. のようであった。T6 平均値は 1.18 ± 0.28 であるので、この値を図 3.2.1.58. に適用すると、断層到達推定温度は約 250°C となる (図 3.2.1.58. 下)。以上の結果に基づけば、NB3A-G ガウジは不完全リセットであることを示している。したがって、その蓄積線量 ($De = 3.9 \pm 1.9 \text{Gy}$ および $13.6 \pm 6.5 \text{Gy}$) は過大評価していると判断される。

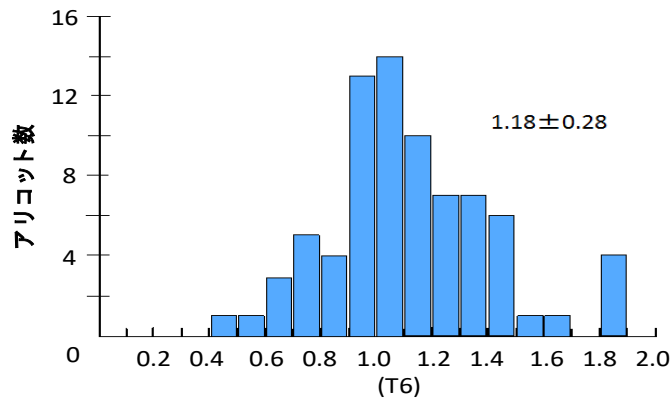


図 3.2.1.59. NB3A-G ガウジの感度変化 (T6) 分布

L) 摩擦実験によるルミネッセンスシグナル (OSL) の変化の調査

4.2.2 章で紹介されるためここでは割愛する。

(6) 考察

露頭試料およびトレンチの試料を利用して、ルミネッセンス法が適用できるものかどうか調査を行った。ガウジ試料に石英が確認できたため、その抽出を試みたところ、長石の残留が認められるものの、石英の抽出が可能であり、野島断層にルミネッセンス法を適用できる可能性は高いと思われる。しかし、粒子径が小さい石英が多いため、石英の抽出を行うにはフッ酸ではなくケイフッ化水素酸を用いる方が良いかもしれない。また、洗浄後の試料回収率は71-85%であり、コア試料で得られる試料量でもある程度の試料量が期待できる。野島トレンチの結果では、ガウジ試料の鉱物組み合わせは隣り合う大阪層群の泥岩とは異なっており、ガウジの起源はここでは花崗岩であるかもしれない。

掘削現場での暗室における光源の評価では、東芝の赤色ランプが不適であることが明らかになった。一方写真撮影時のフラッシュはシグナルの減衰をもたらすものの、時間が短いためその影響は比較的少なく、光曝された表層部を取り除くことで、ルミネッセンスシグナルの測定は可能であると思われた。一方実験をとおし、掘削そのものがルミネッセンスシグナルに与える影響も明らかになり、掘削ビットがあたる部分は試料として不適であることが明らかになった。今後さらにコア試料の記載とルミネッセンス法に必要な光遮蔽を両立するため、コア試料のハンドリングによってどのようにルミネッセンスサイトが影響を受けるかの評価が必要である。

熱ルミネッセンスについて、何度でシグナルを出すサイトがあるのかを原岩花崗岩、断層からはなれてはいるが変質を受けている花崗岩、および断層直近の花崗岩で調べたところ、断層直近の試料ではそれ以外の試料と大きく異なり、ルミネッセンスサイトに対応する温度の特定は難しかった。この結果は断層活動が試料そのものを変質させ、得られた蓄積線量が何らかのイベントに対応しているかどうかの評価が難しことを示している。

OSL 分析では、掘削ボーリングコア（AFD-2 孔）の断層ガウジを用いて測定を行った試料数は 10 アリコットであった。1 皿あたりの粒子数は 20~30 粒子程度であるが、今回の石英抽出を通して、この程度の測定皿を用意するのが限界であると思われる。今後、ガウジ試料からどの程度の石英粒子が確保できるか実験を進める上で、問題となることが予想される。

加熱実験では、まとめでも述べるが、加熱温度に対する蓄積線量低下と感度変化に良い対応が見られた。同様の結果は岐阜県阿寺断層でも得られており、感度変化が断層の到達温度推定に有効であることが、さらに強く示される結果となっている。

トレンチ試料の測定では、ガウジやガウジ接触基盤岩の蓄積線量が基盤花崗岩に比べ、低くなる傾向が示された。加熱実験結果に基づいた断層の推定到達温度から、ガウジ及びガウジ接触基盤岩は部分リセット年代を示すと考えられるが、断層活動年代とは評価はできない。一方、ボーリング試料では、ガウジ試料と基盤岩花崗岩の間に大きな蓄積線量の差異は認められなかった。

ただし天然シグナルの結果をおおよその蓄積線量に換算すると、露頭試料、コア試料ともに著しく低い値となり（10Gy、約 4000 年に満たない）、そもそもの花崗岩の形成年代や定置年代を考慮すると、何らかの熱・光曝影響を被ったのか、あるいは試料自体、シグナルを保持する能力に欠けるのか、今回の断層年代学プロジェクトの目的に適した試料なのかどうか、今後の吟味が必要である。

また年間線量見積もりに必要な化学分析については、K については明らかなばらつきは見られなかったが、今後試料数を増やしてみていく必要がある。

（7）まとめ及び今後の課題

新規導入装置、および既存装置の改修を終え、ルミネッセンス測定が可能となった。本事業は断層年代を見積もるためにどのような試料・測定が必要であるかを提案するためにマルチ年代学による多角的な研究を行うことを目的のひとつとしている。今後、ルミネッセンス年代測定系の温度に対する応答性（閉鎖温度など）に関する基礎実験を進める必要がある。

マクロな観点からは、蓄積線量が断層に向かって減少するなど、ルミネッセンス年代測定法は断層の活動時期の決定に有効な手法となる可能性がある。しかし熱ルミネッセンスサイトをみると、断層によって変質される可能性があるため、対象試料・鉱物内のルミネッセンスサイトの挙動に関する基礎的な知見をひきつづき深める必要がある。

OSL 年代が若く測定される原因ははっきりしないが、次のような点を今後検討する必要がある。たとえば、花崗岩石英は形成後 10Ma 単位の放射線を浴び続けているため、OSL シグナルは著しい飽和状態にあるものと推定される。そのような石英の OSL トラップにおける電子の保存状態はどのようなものであるのか？一方で、室内実験からはいったん OSL シグナ

ルをリセットした場合、石英は再びシグナルを保存する能力を獲得すると判断される。その場合、断層加熱でリセットされた石英の OSL 年代は断層年代を示すと考えられる。

今回進めた加熱実験においても、これまで研究室が進めた感度変化による石英の到達温度推定が有効であることが示された。この結果に基づけば、感度変化から完全リセットに到達したと推定されるサンプルだけを用いて、OSL 年代測定を行えば断層活動年代を評価できるものとする。事例研究を増やすことが必要とされている。

また年間線量見積もりに必要な化学分析については、K については明らかなばらつきは見られなかったが、今後試料数を増やしていく必要がある。今回装置の故障から U、Th、Rb 測定ができなかったため、引き続き調査が必要である。

(8) 引用 (参考文献)

Aitken, 1985, Thermoluminescence dating, Academic Press, 359p.

雁沢好博, 高橋智佳史, 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, 119, 714-726.

Kusano Y, Umino S, Kobayashi J, Mizukami T, Okuno M, Arai S, 2014 Quantitative analysis of major elements in igneous rocks with X-ray fluorescence spectrometer “ZSX primus II” using a 1:10 dilution glass bead, Science reports of Kanazawa University 58:31044.

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

Spooner N.A., Questiaux D.G., 2000, Kinetics of red, blue and UV thermoluminescence and optically-stimulated luminescence from quartz, Radiation Measurements 32, 659-666.

柚原雅樹, 高橋浩勲, 加々美寛雄, 1998, 淡路島の花嵐岩類の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代と起源物質, 地質調査所月報, 49, 477-491.

Wintle, A.G., Murray A.S., 1999, Luminescence sensitivity changes in quartz, Radiat. Meas., 30, 107-118.

Wintle, A.G., Murray A.S., 2000, Quartz OSL: effects of thermal treatment and their relevance to laboratory dating procedures, Radiat. Meas., 32, 387-400.

Wintle, A.G., Murray A.S., 2006, A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols, Radiat. Meas., 23, 369-391.

3. 2. 2. ESR 年代測定

(1) はしがき

2000年鳥取県西部地震(M7.3)、2004年新潟県中越地震(M6.8)、2008年岩手・宮城内陸地震(M7.2)など、近年、地震発生前には活断層として認定されていなかった断層や活動履歴が良く知られていない地質断層の活動による巨大地震が頻発している。2011年3月11日に未曾有の地震・津波被害をもたらした東北地方太平洋沖地震(M9.0)の1カ月後(4月11日)に発生した福島県浜通りの地震(M7.0)もその一つであり、地震に伴い出現した塩ノ平断層(福島県いわき市)は、活断層である井戸沢断層から数km離れてほぼ平行に分布しているが、地震発生前には活断層として認定されていなかった(活断層研究会編、1991; 中田・今泉編、2002)。地表に出現した断層面上に残されている条線の方向(重松ほか、2011)やトレンチ調査の結果(石山ほか、2011)により、2011年の地震活動以前にも少なくとも1回以上の断層活動があったことが確認された。このように、変動地形が不明瞭であることや年代測定可能な上載地層が欠如していることが原因で未認定になっている活断層は日本列島上に無数に存在すると考えられ、未認定の活断層の活動性を如何に評価するかが大きな課題となっている。特に高レベル放射性廃棄物の地層処分では地下深部における長期安定性を考慮しなければならず、活動間隔の長い活断層や地表まで到達していない活断層についても活動性を評価する必要がある。

これまで実施されてきた断層活動性評価では、変動地形による断層活動度の推定に加えて、上載地層や断層母岩に含まれる有機物試料の¹⁴C年代値から活動時期や活動間隔を見積もる、いわゆる『上載地層法』が主に適用されてきた。しかし、上載地層や断層母岩中に年代測定可能な有機物試料が含まれていない場合や有機物試料の年代が¹⁴C年代測定法の上限である約6万年を超える場合には、上載地層法は適用不能で活動性評価を行うことはできない。仮に適用可能な有機物試料が採取されたとしても、現生の植物や微生物、地表水による汚染(contamination)によって、実際の年代よりもずっと若い年代値が得られる場合もしばしば起こり得る。また、原子力発電所のように上載地層が既に剥ぎ取られている建物の直下に存在する断層の活動性評価を行うには、断層作用により生成される断層岩を用いる以外に手段がない。断層岩の年代から断層活動性評価を行う手法の一つとして、ESR(電子スピン共鳴)年代測定法がある(Fukuchi, 1992; 福地, 2004; 福地, 2010)。

(2) 目的

ESR法では、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)を求める。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、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り、ESR信号の完全リセットが実現する深度を今後明らかにする必要がある。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 and Imai, 2001）。また、台湾チェルンプ断層深部掘削計画（TCDP）で掘削されたHole Bの1136m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）。

本研究プロジェクトである野島断層深部ボーリング調査における目的の一つは、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にある。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ので、日本全国に無数に分布する未認定活断層の活動性評価に適用し易くなる。

（3） 実施内容

平成27年度は、深部掘削コア試料を用いた検証実験を行う前に、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新鮮な断層岩試料（平成27年12月26日～27日採取）を使用し、地表付近で採取された断層岩試料を用いた場合にESR法による断層活動性評価がどの程度まで可能であるかを検

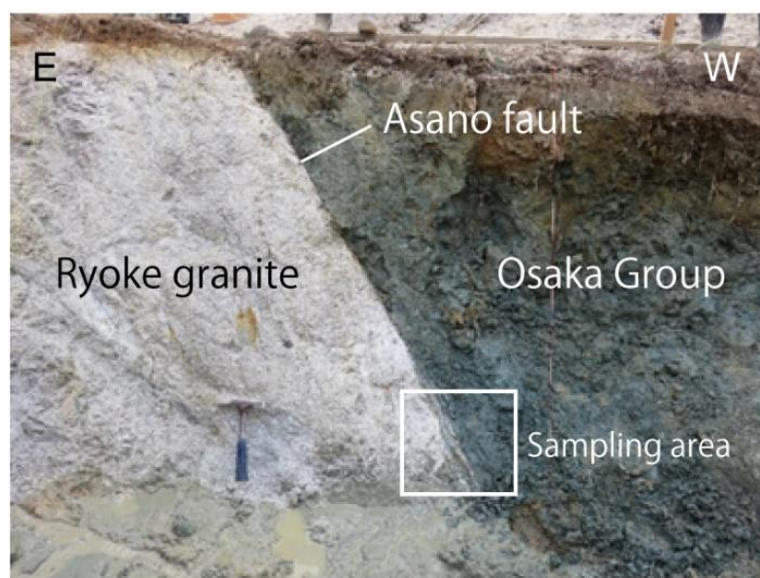


図 3.2.2.1 小倉トレンチ南壁で観察される断層岩（白い四角部分が試料採取位置）



図 3.2.2.2. 小倉トレンチ南壁から採取された断層ガウジ試料②～⑥と
大阪層群粘土層試料⑦～⑧（最新活動面は⑤と⑥の間）

討した。トレンチ掘削調査の結果、小倉トレンチ南壁では、最新活動面に沿って色や硬さが異なる複数の断層ガウジ（試料②～⑥）が観察された（図 3.2.2.1.及び 3.2.2.2.）。最新の断層活動に伴い形成されたガウジは、図 3.3.2.2.中の試料⑥であり、その他のガウジは過去の断層活動によって形成されたものであると考えられる。なお、試料②の東側に隣接する破碎花崗岩試料を試料①（幅 1cm）、試料①の東側に隣接する破碎花崗岩試料を試料⑩（幅 5cm）として採取し、ESR 解析を実施して断層ガウジとの比較を行った。

平成 28 年度は、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及び断層岩から検出される ESR 信号のリセット状態の判定を行った。ESR 解析に使用した断層岩試料は、AFD-2 孔コア試料中に発達する破碎帯 fa-1 及び fa-5③、fa-5⑤から採取した（平成 28 年 10 月 1 日～3 日採取）。fa-1 破碎帯では、未固結～半固結の暗緑色断層ガウジ及び断層角礫（試料 0～6、a～h）が観察された（図 3.2.2.3.）。最新活動時に変位したと推定される断層面（試料 0 と a の間）に沿って、ガウジ及び断層角礫を幅 5～10mm 程度で細分し、ESR 解析用試料とした。また、fa-5③破碎帯では、幅 5mm 程度の未固結～半固結の暗黄灰色ガウジ及び破碎した花崗閃緑岩（試料 0～2、a～c）が観察された（図 3.2.2.4.）。ハーフカットしたコアの研磨片観察によると（図 3.2.2.5.）、コア表面で観察された断層ガウジ（試料 0～2）はコアの内部へはそのまま連続せず、断層面沿いに 5mm 程度しか存在しないことから、本破碎帯は浅野断層本体の主要断層帯ではないと考えられる。最新活動時に変位したと推定される断層面（試料 0 と a の間）に沿って、ガウジ（あるいは断層角礫）及び破碎花崗閃緑岩を幅 5～10mm 程度で細

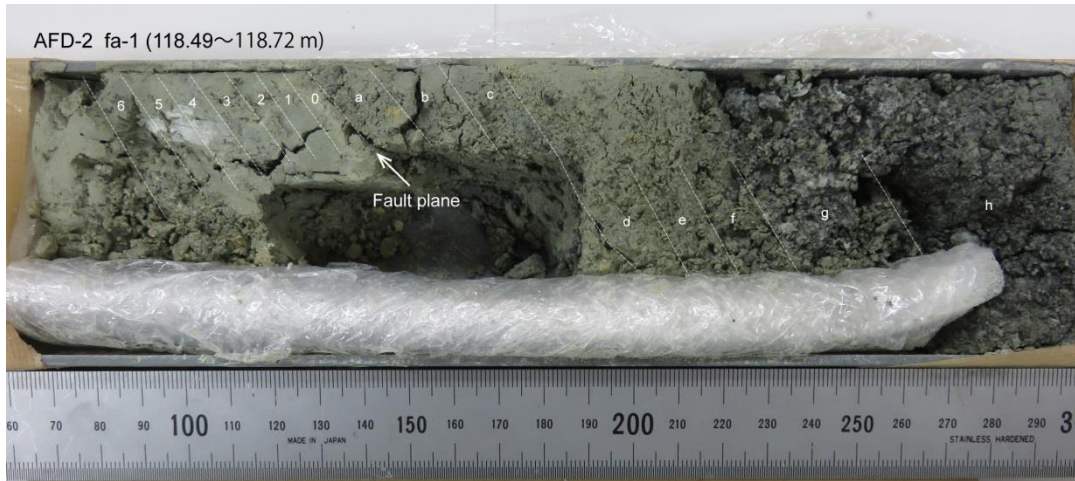


図 3.2.2.3. AFD-2 孔コア破砕帯 fa-1 で観察される断層ガウジ（試料 0~6 及び a~f）と断層角礫（試料 g、h）（最新活動面は 0 と a の間）



図 3.2.2.4. AFD-2 孔コア破砕帯 fa-5③で観察される断層ガウジ（試料 0~2）と破砕した花崗閃緑岩（試料 a~c）（最新活動面は 0 と a の間）

分し、ESR 解析用試料とした。さらに、fa-5⑤破砕帯では、幅 5mm 程度の未固結～半固結の淡黄灰色ガウジ及び断層角礫岩（試料 0 及び 1~4、a~b）が観察された（図 3.2.2.6）。本破砕帯は、fa-5③の延長部と推定され、断層ガウジは幅 5mm 程度しか発達していないことから、浅野断層本体の主要断層帯ではないと考えられる。最新活動時に変位したと推定される断層面（試料 0 と a の間）に沿って、ガウジ及び断層角礫を幅 5~10mm 程度で細分



図 3.2.2.5. AFD-2 孔コア破砕帯 fa-5③のハーフカット研磨面 (図 3.2.2.4 の下半分)

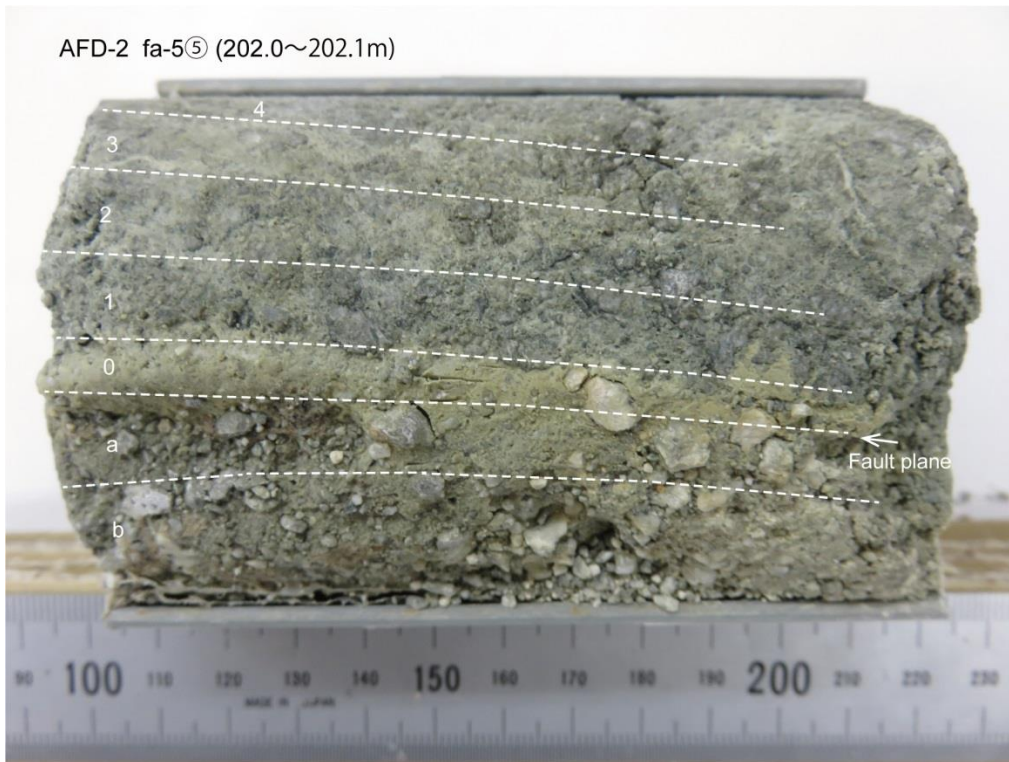


図 3.2.2.6. AFD-2 孔コア破砕帯 fa-5⑤で観察される断層ガウジ (試料 0) と断層角礫岩 (試料 1~4、a~b) (最新活動面は 0 と a の間)

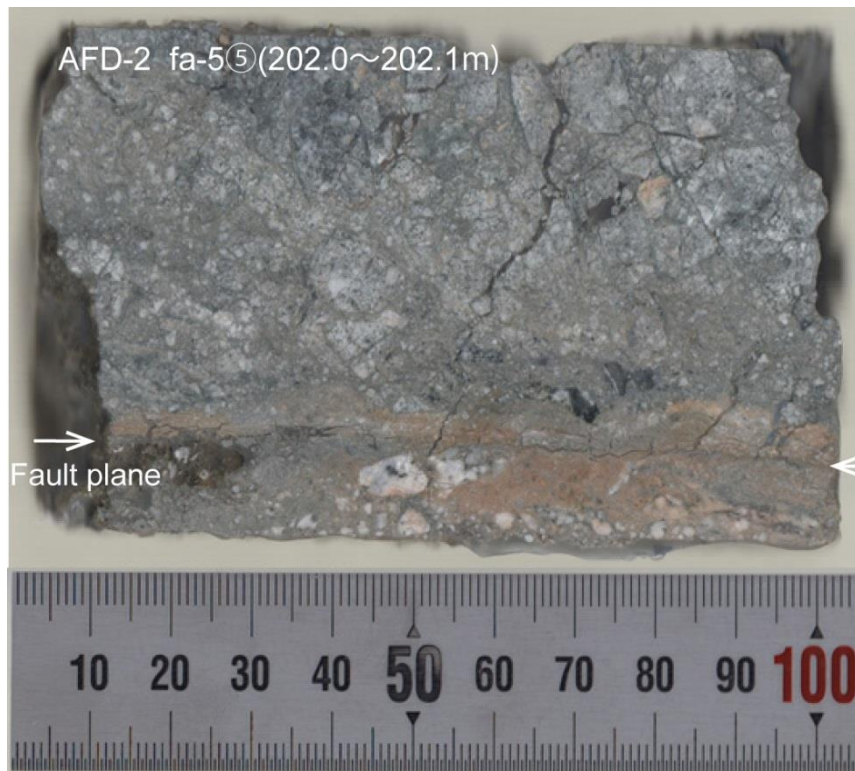


図 3.2.2.7. AFD-2 孔コア破砕帯 fa-5⑤のハーフカット研磨面 (図 3.2.2.6.の下半分)

し、ESR 解析用試料とした。

(4) ESR 年代測定法の原理

ESR 法では、断層岩の内、特に断層ガウジに含まれる石英や粘土鉱物起源の ESR 信号が、断層活動時に発生する断層摩擦熱により一旦リセットされることを前提としている。断層摩擦熱によりリセットされた ESR 信号は、天然放射線により再び生成・増大して行き、現在に至っている。従って、断層ガウジ試料に人工放射線（ガンマ線）を段階的に照射して時計を進めてやり、ガンマ線照射後に得られる各 ESR 信号強度から最小二乗法で求まる成長直線（曲線）を外挿することにより、ガウジ試料がリセット後に受けた天然放射線の総量（総被曝線量：TD）が求まる。一方、ガウジ試料中及び周辺部分に含まれる放射性元素濃度から線量換算表（Adamiec and Aitken, 1998）を使用して、ガウジ試料が一年間に受ける放射線量である年間線量率（D）が求まり、総被曝線量を年間線量率で割ることにより、断層の ESR 年代値（T）が求まる（ $T=TD/D$ ）。放射性元素濃度は、ガウジ試料及び周辺試料の ICP 質量分析等により決定される。

上述したように、一般的に地表付近では封圧が非常に小さいので断層摩擦熱がそれ程上昇せず、最新断層活動時に ESR 信号が完全にリセットされている保証は全くない。従って、断層の ESR 年代値（ T_{esr} ）は、実際の最新活動年代（ T_a ）の上限値を与えることになり、原理的には $T_a \leq T_{\text{esr}}$ という関係式が成り立つ。ESR 年代測定によって得られる年代値 T_{esr} が更

新世中期～後期の年代値が得られれば、最新活動時期はそれ以降となるので、未認定活断層の断層活動評価に十分利用できる。但し、この ESR 法の原理が成立するのは、断層が活動していない間、ESR 信号が周辺の温度により減衰しないことが条件となる。熱的に不安定な信号は、断層活動に関係なく時間と共にアニーリングして行くので、得られる ESR 年代値は実際の活動年代よりも若くなる傾向が見られ、ESR 法の原理は成立しない。Mo 四重信号や石英 Ti 中心は比較的安定な信号であるので、ESR 法の原理が成立すると考えられるのに対し、石英 Al 中心は最もリセットされ易い信号ではあるが、それと同時にアニーリングし易い信号でもあるので、試料の採取深度によってはアニーリングしている可能性があり、単独で使用する場合には注意が必要である。熱的安定性が異なる複数の信号を用いて結果が一致すれば、完全リセットされた可能性が非常に高く (Fukuchi et al., 1986)、一致しない場合でも熱的安定性の順番に ESR 年代値が古くなるので、可能であれば複数の信号を用いて年代測定することが望ましい。なお、断層の ESR 年代測定に初めて用いられた石英中の酸素空孔起源の E' 中心 (E₁' 中心) は加熱により一旦増大するので、実際の活動年代よりも古い年代値を示すことが多い (福地, 2004)。また、E₁' 中心とは別に、石英の脆性破壊によって出現する表面 E' 中心 (surface E' 中心) の存在も知られており、脆性破壊と同時に破壊面に沿って形成され、加熱により規則的に減衰するので、比較的若い活動年代を求めるのに利用できる (福地, 2004)。

(5) ESR 解析システム

ESR 解析には、山梨大学大学院総合研究部教育学域科学文化教育講座福地研究室設置の日本電子(株)製 X バンド電子スピン共鳴装置 (JES-RE3X) を使用した (図 3.2.2.8)。外部磁場の下で試料にマイクロ波を加えて、ESR 吸収を引き起こすためのキャビティ (空洞共振器) には、今回新たに購入した日本電子(株)製 X バンド用ユニバーサルキャビティ (ES-UCX2) を使用した。また、低温測定では ESR 試料管を直接挿入する日本電子(株)製ダブルチューブ (DM000017-00) を使用した他、年代測定に使用できる ESR 信号とその他の信号のオーバーラップの程度を調べるために、室温～低温 (77K) における ESR スペクトルの温度変化を計測できる日本電子(株)製温度可変装置 (DVT5) を使用した (図 3.2.2.9)。

今回用いた測定条件は以下の通りである。室温測定では、掃引磁場 400 ± 400 mT 及び 336 ± 5 mT、マイクロ波出力 1 mW 及び 0.01 mW、マイクロ波周波数 9.4 GHz、変調磁場 100 kHz 0.05 mT、応答時間 0.3 s、掃引時間 8 min./scan、コンピュータによる積算回数 3 回で実施した。また、低温 (77K) 測定では、掃引磁場 331 ± 25 mT 及び 325 ± 5 mT、マイクロ波出力 1 mW、マイクロ波周波数 9.1 GHz、変調磁場 100 kHz 0.05 mT、応答時間 0.3 s、掃引時間 8 min./scan、コンピュータによる積算回数 3 回で実施した。ESR 測定に用いた試料の重量は、各々 50 mg である。なお、マイクロ波周波数計測には Takeda Riken 製 MICROWAVE COUNTER TR5211C を使用した他、磁場計測にはエコー電子製 AUTOMATIC FIELD METER EFM-20AD 及び F.W. BELL 製 GAUSS/TESLA METER Model 5080 を使用した。



図 3.2.2.8. ESR 解析システム。白線内はキャビティにダブルチューブを取り付けた状態。

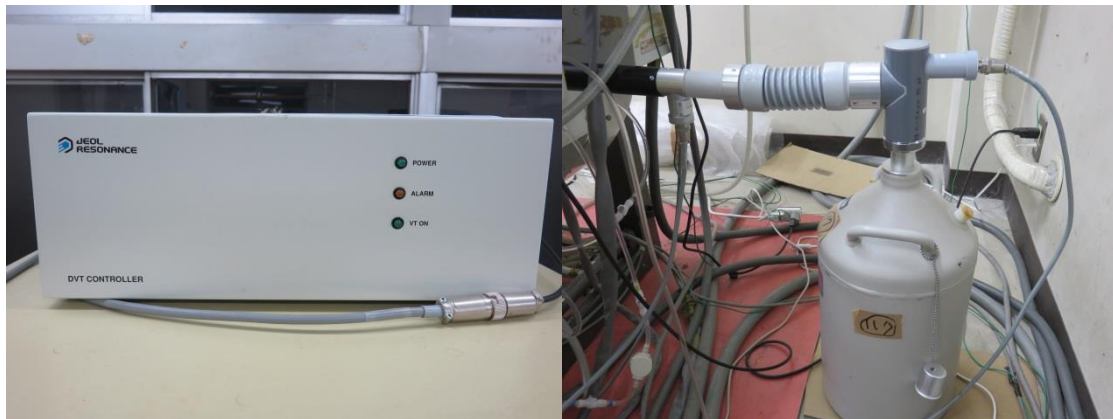


図 3.2.2.9. ESR 用温度可変装置。写真左) 温度コントローラー、写真右) 液体窒素メタルデュワに取り付けた加熱送風管をキャビティに接続した状態。

(6) 断層摩擦熱解析結果

【浅野断層小倉トレンチ試料】

断層ガウジ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 3.2.2.10. 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 3.2.2.10A に示す。断層摩擦熱により生成・増大する FMR (フェリ磁性共鳴) 信号は花崗岩質ガウジ (試料②~⑤) とその母岩 (試料⑩、①) からは検出されず、

大阪層群中の粘土層（試料⑦, ⑧）からは元々存在するフェリ磁性鉱物に由来する弱い FMR 信号が検出された（Fukuchi, 2012）。最新の断層活動で形成された試料⑥には、古い花崗岩質ガウジと大阪層群の粘土層が混在していると考えられる。一方、図 3.2.2.10B には、室温下、掃引磁場 $336 \pm 5 \text{mT}$ 、マイクロ波出力 1mW で得られる ESR スペクトルを示す。花崗岩及びそのガウジ（試料④～⑤）からは年代測定に利用できるモンモリロナイト（Mo）起源の四重信号（B, C 信号）や石英酸素空孔起源の E' 中心が検出され、試料調整しないバルク試料のままでも年代測定が十分可能であることが分かる。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、低温（77K）下、掃引磁場 $331 \pm 25 \text{mT}$ 、マイクロ波出力 1mW で得られる ESR スペクトルを図 3.2.2.10C に示す。スペクトル中には、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 中心の他に、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 中心の信号が検出された（福地, 2004）。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）は消滅しておらず、1995 年兵庫県南部地震時に地表付近では断層摩擦熱が上昇しなかったことが分かる。

【浅野断層 AFD-2 孔 fa-1 破碎帯試料】

小倉トレンチ試料と同様に、断層ガウジ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 3.2.2.11 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 スペクトルを見ると、断層ガウジ試料 0～5 及び a～f から弱い FMR 信号が検出されたが、最新活動面（試料 0 と a の間）付近で特に顕著な FMR 信号の増大は認められない（図 3.2.2.11A）。一方、室温下、掃引磁場 $336 \pm 5 \text{mT}$ 、マイクロ波出力 1mW で得られる ESR スペクトルでは、年代測定に利用できる Mo 四重信号や石英 E' 中心がほとんど検出されなかった（図 3.2.2.11B）。さらに、低温（77K）下、掃引磁場 $331 \pm 25 \text{mT}$ 、マイクロ波出力 1mW で得られる ESR スペクトルでは、石英 Al 中心の信号が検出されたが、石英 Ti 中心の信号は検出されなかった（図 3.2.2.11C）。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）は消滅していないことから、最新活動時に fa-1 破碎帯では断層摩擦熱がそれ程上昇しなかったと推定される。小倉トレンチ試料と比べると、fa-1 破碎帯のガウジ試料から検出される石英 Al 中心の超微細構造は不明瞭である。

【浅野断層 AFD-2 孔 fa-5③破碎帯試料】

fa-1 破碎帯試料と同様に、呈色と硬さで切り分けた断層ガウジ試料のバルク状態での ESR 測定結果を図 3.2.2.12 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 スペクトルでは、断層ガウジ試料 0～2 から FMR 信号が検出された（図 3.2.2.12A）。最新活動面（試料 0 と a の間）付近で特に顕著な FMR 信号の増大は認められないが、破碎した花崗閃緑岩試料 a～c から得られる ESR スペクトルと比較すると、ガウジ試料 0～2 で FMR 信号が増大していることは明らかである。一方、室温下、掃引磁場 336

±5mT、マイクロ波出力 1mW で得られる ESR スペクトルでは、石英 E'中心は検出されなかったが、年代測定に利用できる Mo 四重信号が検出され、試料調整しないバルク試料のままでも年代測定が可能であることが分かる (図 3.2.2.12B)。また、小倉トレンチ試料と比べると、Mo 四重信号の信号強度はそれ程大きくなく、熱水反応による Mo 四重信号の前駆体 (precursor) の形成があまり進んでいない可能性がある。前駆体の形成が進まない場合、信号は飽和し易い傾向を示す。さらに、低温 (77K) 下、掃引磁場 $331 \pm 25\text{mT}$ 、マイクロ波出力 1mW で得られる ESR スペクトルを見ると、fa-1 破砕帯試料と同様に、fa-5③破砕帯でも石英 Al 中心の信号が検出されたが、石英 Ti 中心の信号は検出されなかった (図 3.2.2.12C)。また、fa-1 破砕帯試料と同様に、fa-5③破砕帯のガウジ試料から検出される石英 Al 中心の超微細構造は非常に不明瞭である。

ガウジ試料 0~2 で FMR 信号の増大が認められることから、fa-5③破砕帯では、過去の断層活動時に断層摩擦熱温度が幾分上昇した可能性が指摘される。しかし、最新断層活動に伴い形成されたと推定されるガウジ試料 0 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) は消滅していないので、最新活動時に摩擦熱温度が上昇したとしても ESR 信号がリセットされる程には上昇しなかったと考えられる。一方、熱水による影響の可能性も完全には排除できないので、注意が必要である。

【浅野断層 AFD-2 孔 fa-5⑤破砕帯試料】

fa-1 及び fa-5⑤破砕帯試料と同様に、呈色と硬さで切り分けた断層ガウジ試料のバルク状態での ESR 測定結果を図 3.2.2.13 に示す。室温下において、掃引磁場 $400 \pm 40\text{mT}$ 、マイクロ波出力 1mW で得られる ESR スペクトルでは、最新活動により形成されたと推定される断層ガウジ試料 0 から FMR 信号の増大が認められた (最新活動面は試料 0 と a の間; 図 3.2.2.13A)。一方、室温下、掃引磁場 $336 \pm 5\text{mT}$ 、マイクロ波出力 1mW で得られる ESR スペクトルでは、年代測定に利用できる Mo 四重信号の他、石英 E'中心が検出され、試料調整しないバルク試料のままでも年代測定が可能であることが分かる (図 3.2.2.13B)。fa-5③破砕帯試料と同様に、Mo 四重信号の信号強度はそれ程大きくない。さらに、低温 (77K) 下、掃引磁場 $331 \pm 25\text{mT}$ 、マイクロ波出力 1mW で得られる ESR スペクトルでは、断層角礫試料 a~b 及びガウジ試料 0 からは、石英 Al 中心の信号が検出されたが、断層角礫試料 1~4 からは検出されなかった (図 3.2.2.13C)。また、石英 Ti 中心の信号は全ての試料から検出されなかった。最新断層活動で形成されたと推定されるガウジ試料 0 では、石英 Al 中心及び Al 中心の超微細構造 (hfs) は消滅していないので、最新活動時に fa-5⑤破砕帯では断層摩擦熱温度はそれ程上昇しなかったと推定される。なお、断層角礫試料 1~4 から石英 Al 中心の信号が検出されなかった原因については、熱水による影響の可能性もある。

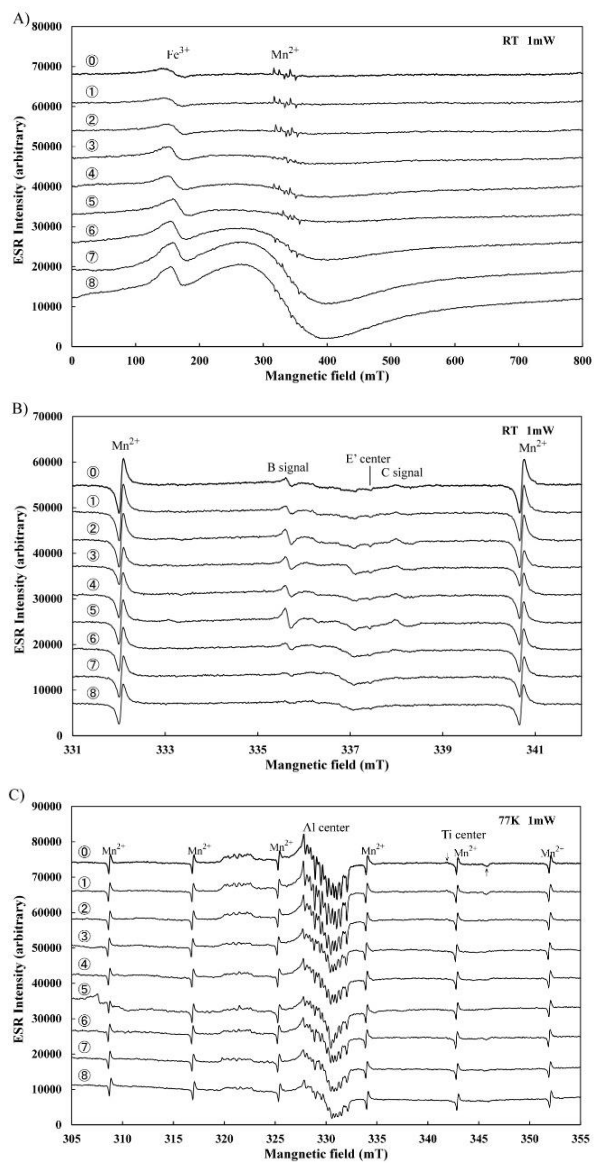


図 3.2.2.10. 各断層ガウジ試料から様々な測定条件で検出される ESR スペクトル。

A) 掃引磁場 $400 \pm 400 \text{ mT}$ 、室温測定、B) 掃引磁場 $336 \pm 5 \text{ mT}$ 、室温測定、

C) 掃引磁場 $331 \pm 25 \text{ mT}$ 、低温 (77K) 測定。

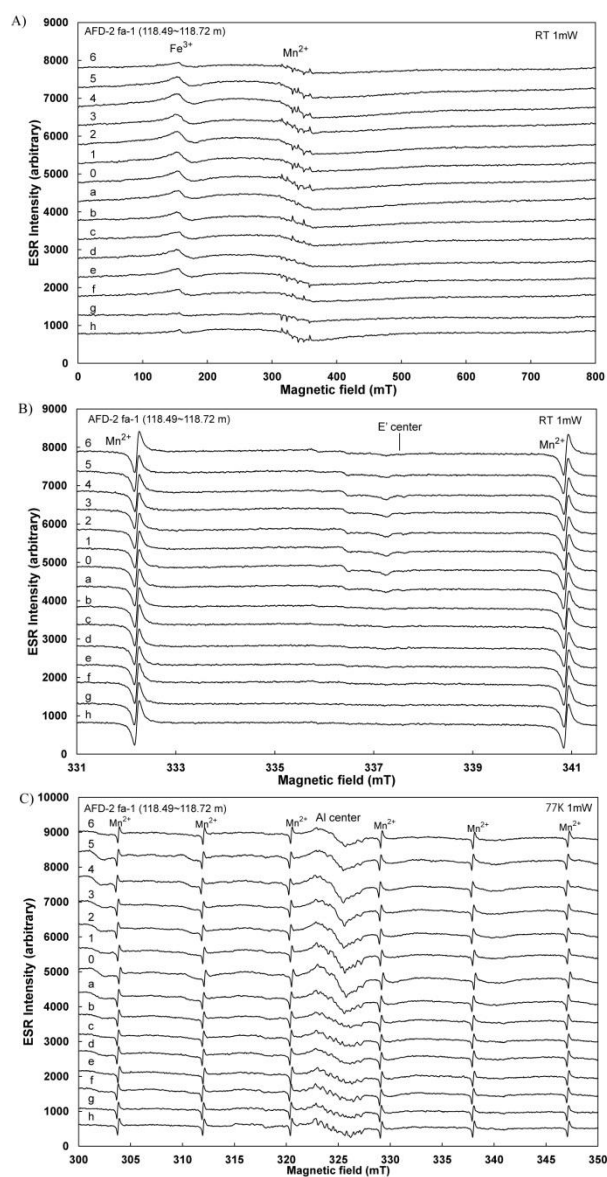


図 3.2.2.11. 各断層ガウジ試料から様々な測定条件で検出される ESR スペクトル。

A) 掃引磁場 $400 \pm 400 \text{ mT}$ 、室温測定、B) 掃引磁場 $336 \pm 5 \text{ mT}$ 、室温測定、

C) 掃引磁場 $331 \pm 25 \text{ mT}$ 、低温 (77K) 測定。

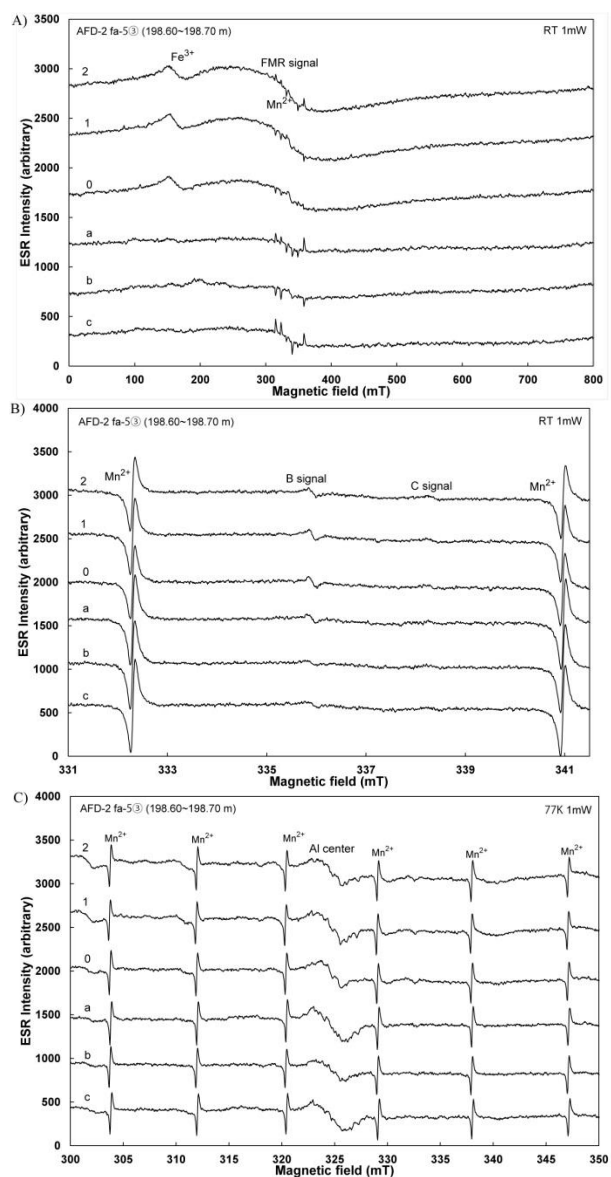


図 3.2.2.12. 各断層ガウジ試料から様々な測定条件で検出される ESR スペクトル。

A) 掃引磁場 $400 \pm 400 \text{ mT}$ 、室温測定、B) 掃引磁場 $336 \pm 5 \text{ mT}$ 、室温測定、

C) 掃引磁場 $331 \pm 25 \text{ mT}$ 、低温 (77K) 測定。

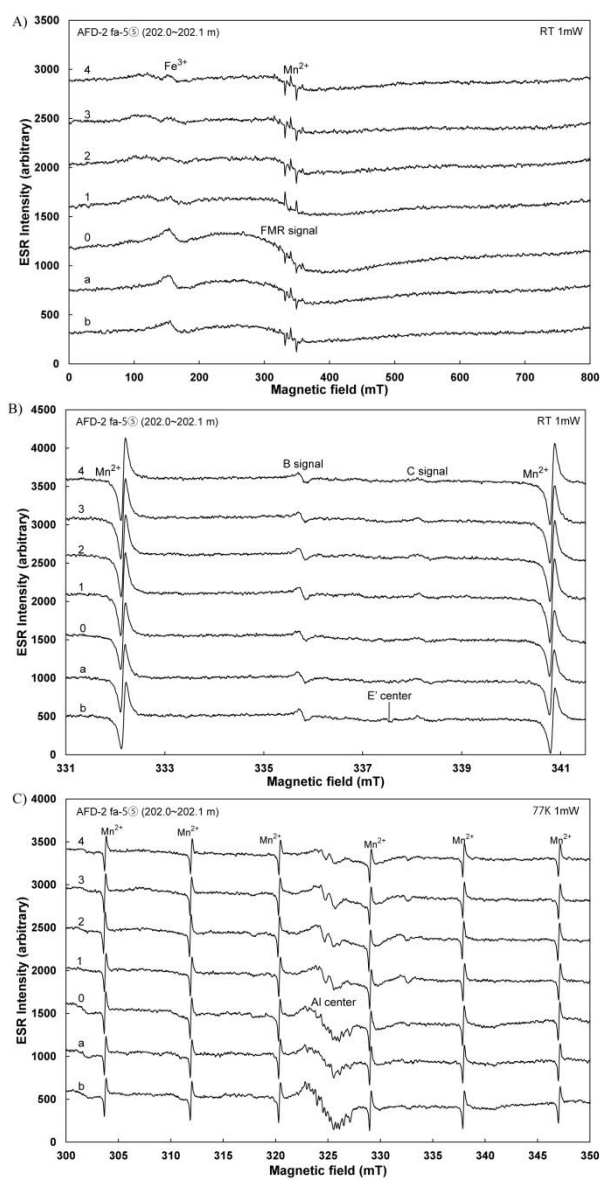


図 3.2.2.13. 各断層ガウジ試料から様々な測定条件で検出される ESR スペクトル。

A) 掃引磁場 $400 \pm 400 \text{ mT}$ 、室温測定、B) 掃引磁場 $336 \pm 5 \text{ mT}$ 、室温測定、

C) 掃引磁場 $331 \pm 25 \text{ mT}$ 、低温 (77K) 測定。

【摩擦試験結果】

天然の断層摩擦発熱による ESR 信号のリセット条件を明らかにするため、断層ガウジ試料を用いた室内摩擦試験を実施した。摩擦試験の詳細については、本報告書の「4. 室内摩擦実験」を参照されたい。今回、摩擦試験に用いた断層ガウジ試料は、浅野断層小倉トレンチ北壁の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～10 mm の灰白色ガウジである。自然乾燥後粉碎した灰白色ガウジは、直径 24.98 mm に整形した一対の円柱状斑レイ岩試料の間に挟み、一方の円柱を回転させて剪断摩擦を与えた（堤ほか，2016）。摩擦試験は、dry 及び蒸留水で浸した wet 条件下において、垂直応力 2 MPa、すべり速度 1.3 m/s で実施した（堤ほか，2016）。総変位量 30m の時のガウジ内の最高到達温度は、dry 条件下で 380°C程度、wet 条件下で 340°C程度に達していたと推定される。摩擦試験後は、dry 及び wet 条件とも剪断面の中心を基準（=0mm）として、ガウジ試料を 0～9mm（中心部）、9～16mm（中間部）、16～25mm（円周部）に三分割し、各々の部分について間部（φ9～16mm）、d）及び g）は円周部（φ9～25 mm）の試料を示し、b）は剪断面に固着した試料、c）は剪断面に固着しなかった試料を示す。

ESR 測定を行った。ESR 測定結果を図 3.2.2.14.に示す。dry 条件下では、三分割した部分全てから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（Fukuchi, 2012）、中心部から円周部に向かって信号強度が著しく増大している（図 3.2.2.14A）。また、中間部および円周部では、ESR 年代測定に使用できる Mo 四重信号がリセットされているが、石英 E' 中心は部分的にしかリセットされていないことが分かる（図 3.2.2.14C、D）。これに対して、wet 条件下では、円周部において弱い FMR 信号が検出されているが、石英 E' 中心や Mo 四重信号はほとんどリセットされていない（図 3.2.2.14B～D）。これらの結果から、浅野断層ガウジの ESR 信号がリセットされる時には FMR 信号の著しい増大が起こると推定される。一方、浅野断層 300m 掘削コア試料の深度 200m 付近に位置する fa-5③及び⑤破碎帯のガウジ試料からは、wet 条件下の円周部と同様の FMR 信号が検出され、浅野断層では wet 条件下で断層摩擦熱が上昇した可能性が示唆される（図 3.2.2.12A 及び図 3.2.2.13A）。

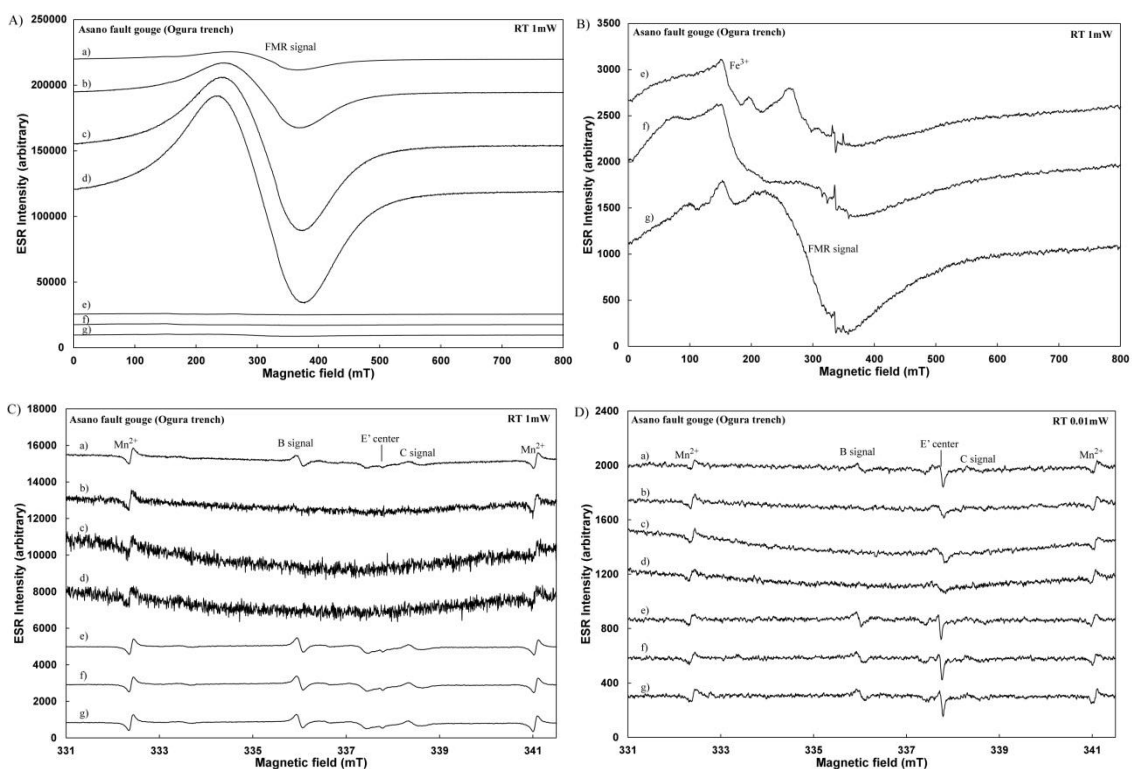


図 3.2.2.14. 摩擦試験後の浅野断層ガウジ試料から検出される ESR スペクトル。

A) 掃引磁場 400 ± 400 mT、室温測定、B) A) の拡大図、C) 掃引磁場 336 ± 5 mT、室温測定、D) 掃引磁場 331 ± 25 mT、低温 (77K) 測定 a) ~d) は dry 条件下で実施した摩擦試験 (MVR780) で、e) ~g) は wet 条件下で実施した摩擦試験 (MVR779) である。a) 及び e) は中心部 ($\phi 0 \sim 9$ mm)、b) ~c) 及び f) は中間部 ($\phi 9 \sim 16$ mm)、d) 及び g) は円周部 ($\phi 9 \sim 25$ mm) の試料を示し、b) は剪断面に固着した試料、c) は剪断面に固着しなかった試料を示す。

(7) ESR 年代測定結果

【年間線量率】

ESR 年代値を算出するのに必要な年間線量率を計算するために、各断層岩試料中の ^{238}U 、 ^{232}Th 及び K_2O 濃度の定量をエイキット株式会社に依頼し、Agilent Technologies 社製 ICP-MS (7700x) 及び Rigaku 製蛍光 X 線装置 (ZSX100e) を使用して実施した。放射線元素濃度から線量率換算表 (Adamiec and Aitken, 1998) を使用して計算された年間線量率を図 3.2.2.15. に示す。各破砕帯から得られる年間線量率は、概ね $0.3 \sim 0.5 \mu\text{Gy/h}$ の範囲に集中しているが、fa-1 破砕帯では $0.1 \sim 0.2 \mu\text{Gy/h}$ で他の破砕帯よりも低い値となっている。これは、fa-1 破砕帯では、他の破砕帯に比べてガウジ帯の幅が広く、 K_2O 濃度が低いことから、破砕帯中の K^+ イオンが熱水などにより溶脱した可能性が指摘される (表 3.2.2.1~4.参照)。

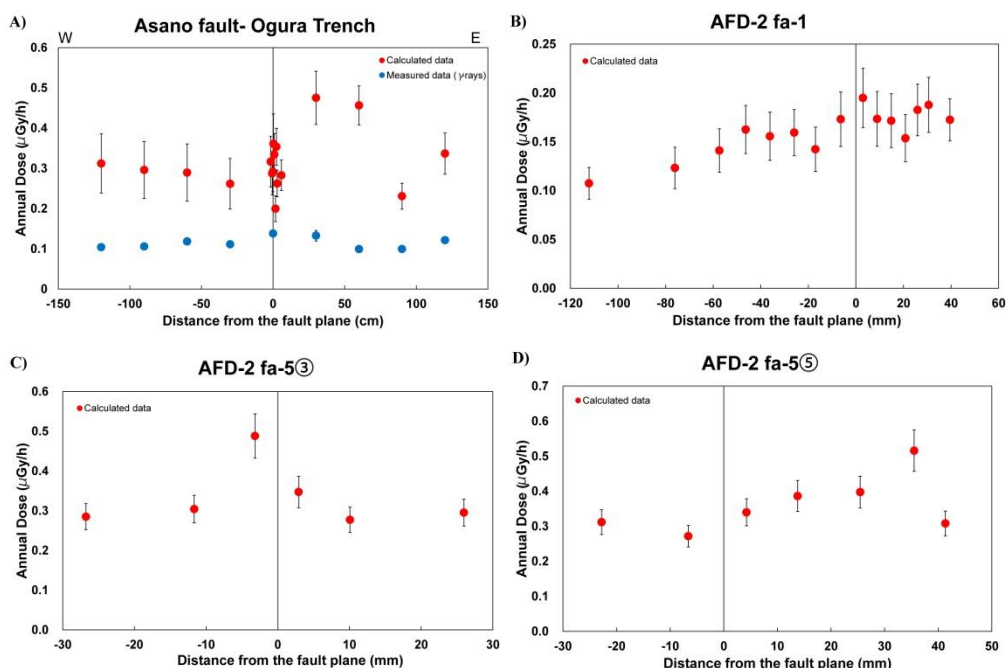


図 3.2.2.15. 各断層岩試料の放射性元素濃度から計算される年間線量率。A) 浅野断層小倉トレンチ、B) AFD-2 孔 fa-1 破砕帯、C) AFD-2 孔 fa-5③破砕帯、D) AFD-2 孔 fa-5⑤破砕帯 浅野断層小倉トレンチではガンマ線線量率（実測値）も比較のため載せてある。

【浅野断層トレンチ試料の ESR 年代値】

1995 年兵庫県南部地震時の最新断層活動により形成されたと考えられる断層ガウジ試料⑥を用いて、ESR 年代測定を実施した（図 3.2.2.2）。総被曝線量を決定するために必要な人工ガンマ線照射は、日本原子力研究開発機構高崎量子応用研究所食品照射棟 2 セルの ^{60}Co 線源（吸収線量率 386.0Gy/h）を使用して実施した。試料⑥から検出される各 ESR 信号の人工ガンマ線照射による変化を図 3.2.2.16 に示す。Mo 四重信号及び石英 Al 中心はガンマ線照射により増大して行くのに対し、石英 E' 中心はほとんど増大しないことが判明した。なお、石英 Ti 中心はガンマ照射によってもほとんど増大しないので、Al 中心の S/N 比を上げるため、低温（77K）測定のスキャン磁場を $325 \pm 5\text{mT}$ とした。

図 3.2.2.17.には、ガンマ線照射前後の各 ESR 信号強度から最小二乗法により得られる成長曲線（飽和曲線）と寄与率（ R^2 値）が示してある。今回年代測定に使用したガウジ試料は、酸処理等の試料調整を一切行っていないので、試料調整を行った場合と比較して寄与率は幾分低く、得られる ESR 年代値の信頼性はそれ程高いとは言えないが、Mo 四重信号と Al 中心からは比較的高い寄与率が得られている。総被曝線量を年間線量率で割って、

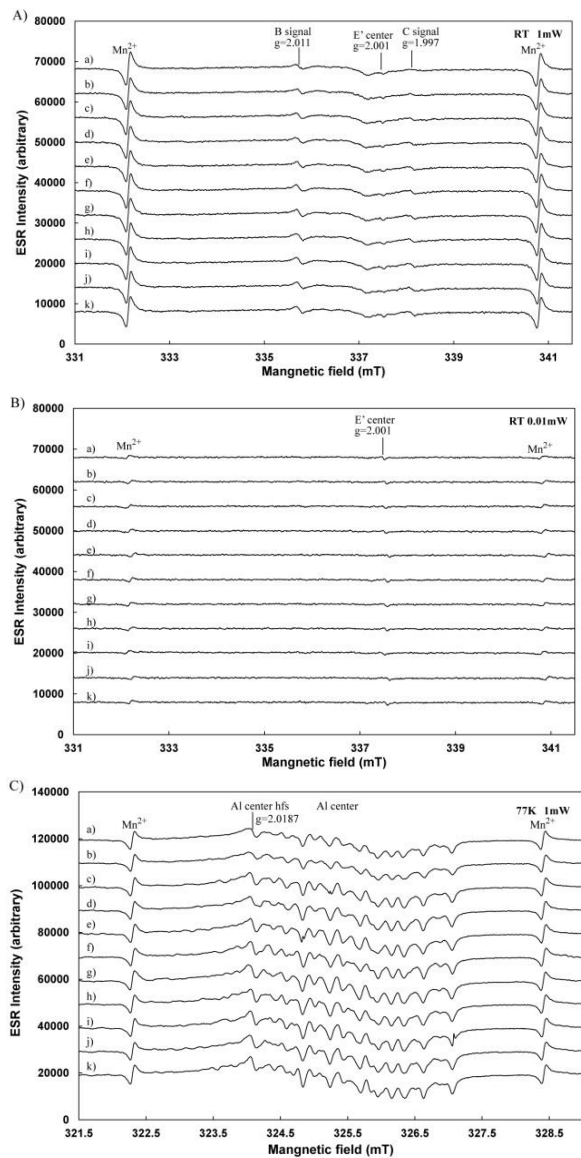


図 3.2.2.16. 試料⑥から検出される ESR 信号の人工ガンマ線照射による変化。A) 掃引磁場 $336\pm 5\text{mT}$ 、マイクロ波出力 1mW 、室温測定、B) 掃引磁場 $336\pm 5\text{mT}$ 、マイクロ波出力 0.01mW 、室温測定、C) 掃引磁場 $325\pm 5\text{mT}$ 、マイクロ波出力 1mW 、低温 (77K) 測定、ガンマ線線量率 386.0Gy/h 、照射時間 a) 0h、b) 1h、c) 2h、d) 3h、e) 4h、f) 5h、g) 6h、h) 7h、i) 8h、j) 9h、k) 10h。

ESR 年代値を求めると、Mo 四重信号の B 信号からは $1.08\pm 0.26\text{Ma}$ ($R=93.6\%$)、Al 中心 (全体) からは $0.96\pm 0.22\text{Ma}$ ($R=94.6\%$) という誤差範囲内で一致する ESR 年代値が得られた (表 3.2.2.1)。最新活動時には断層摩擦熱の影響がなかったと推定されるので、これらの ESR 年代値は浅野断層の最新活動年代 (T_a) の上限値を示す (福地, 2015)。浅野断層の最新活動が 1995 年であることから $T_a \leq 1.1\pm 0.26\text{Ma}$ となり、ESR 法の原理が成立している。

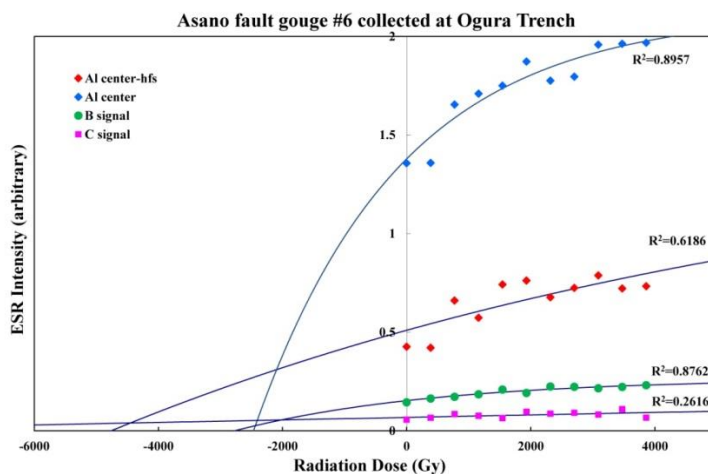


図 3.2.2.17. 試料⑥の各 ESR 信号の人工ガンマ線照射による増大と成長曲線

表 3.2.2.1. 試料⑥の各放射性元素濃度及び年間線量率と各 ESR 信号から得られる総被曝線量及び ESR 年代値。誤差はいずれも 1σ を表す (Fukuchi and Imai, 1998 参照)。

Sample	ESR signal	Rn loss (%)	k-value	Δ	$\phi\alpha$	$\phi\beta$	$\phi\gamma$	^{232}Th (ppm)	^{238}U (ppm)	K_2O (%)	D (Gy/ka)	$\pm\sigma_D$ (Gy/ka)	TD (kGy)	$\pm\sigma_{TD}$ (kGy)	ESR AGE (Ma)	$\pm\sigma_{AGE}$ (Ma)	R (%)
Asano fault gouge#6 collected Ogura Trench	Al center (hfs)	0~100%	0.1±0.05	0.2±0.1	1	1	1	9.1±0.63	1.9±0.13	1.9±0.01	2.5583	0.4399	4.7601	1.3819	1.86	0.63	78.6
	Al center												2.4668	0.3824	0.96	0.22	94.6
	B signal												2.7688	0.4497	1.08	0.26	93.6
	C signal												10.693	6.1238	4.18	2.50	51.1

k-value: α -rays efficiency, Δ : water content, $\phi\alpha$, $\phi\beta$, $\phi\gamma$: average α , β , γ -attenuation factors for grain size of $<2\mu\text{m}$, D: annual dose, σ_D : errors of annual dose, TD: total dose, σ_{TD} : errors of total dose, σ_{AGE} : errors of ESR age

【浅野断層 AFD-2 孔 fa-1 破砕帯試料】

浅野断層 AFD-2 孔 fa-1 破砕帯の最新活動時に形成されたと考えられる断層ガウジ試料 0 を用いて、ESR 年代測定を実施した (図 3.2.2.3)。総被曝線量を決定するための人工ガンマ線照射は、日本原子力研究開発機構高崎量子応用研究所食品照射棟 2 セルの ^{60}Co 線源 (吸収線量率 341.0Gy/h) を使用して実施した。試料 0 から検出される各 ESR 信号の人工ガンマ線照射による変化を図 3.2.2.18 に示す。Mo 四重信号及び石英 E' 中心 (E_i' 中心 + surface E' 中心)、石英 Al 中心 hfs はガンマ線照射でほとんど増大しないことが分かる。

図 3.2.2.19 には、ガンマ線照射前後の各 ESR 信号強度から最小二乗法により得られる成長曲線 (飽和曲線) と寄与率 (R^2 値) が示してある。小倉トレンチ試料と同様に、今年年代測定に使用したガウジ試料は試料調整を一切行っていないので、全体的に寄与率は低く、得られる ESR 年代値の信頼性はそれ程高くない。総被曝線量を年間線量率で割って、ESR 年代値を求めると、石英 Al 中心 (全体) からは $6.3\pm 1.3\text{Ma}$ ($R=92.3\%$) という非常に古い

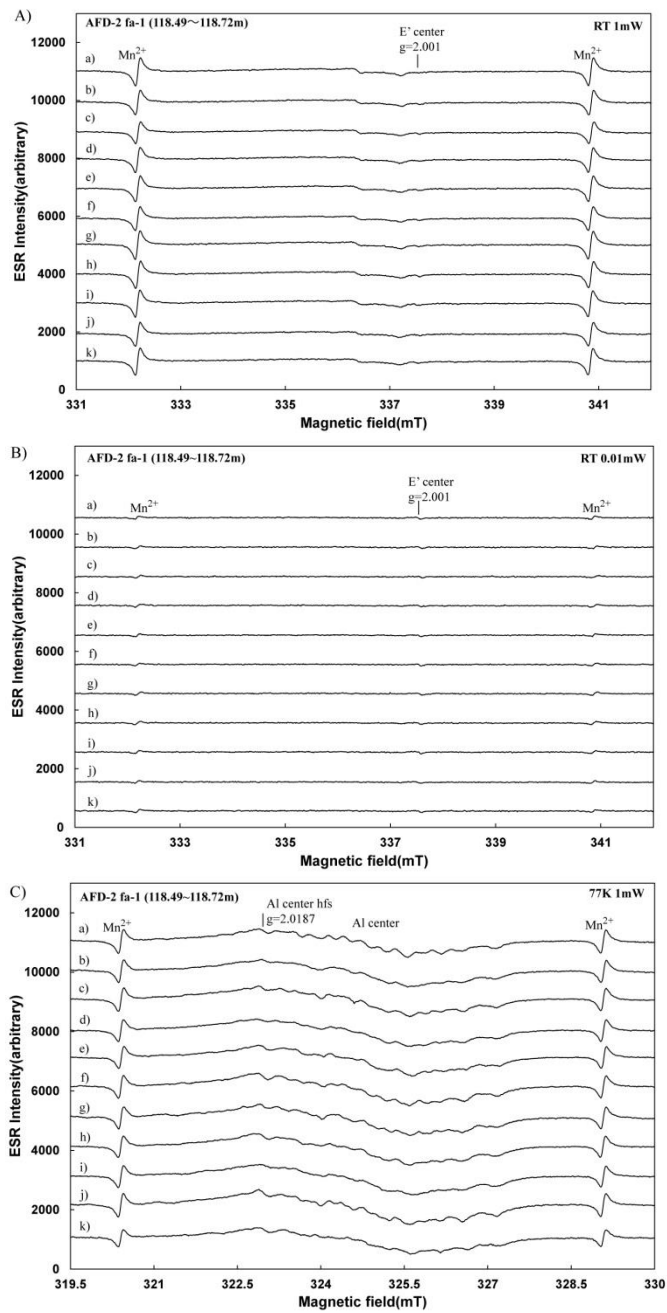


図 3.2.2.18. 試料 0 から検出される ESR 信号の人工ガンマ線照射による変化。
 ガンマ線線量率 341.0Gy/h、測定条件及びガンマ線照射時間は図 3.2.2.16 と同じ。

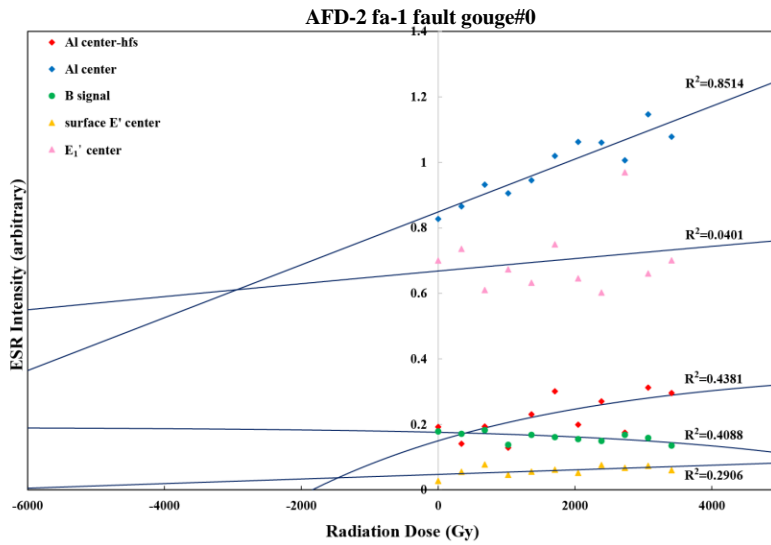


図 3.2.2.19. 試料 0 の各 ESR 信号の人工ガンマ線照射による増大と成長曲線

表 3.2.2.2. 試料 0 の各放射性元素濃度及び年間線量率と各 ESR 信号から得られる総被曝線量及び ESR 年代値。誤差はいずれも 1σ を表す (Fukuchi and Imai, 1998 参照)。

Sample	ESR signal	Rn loss (%)	k-value	Δ	$\phi\alpha$	$\phi\beta$	$\phi\gamma$	^{232}Th (ppm)	^{238}U (ppm)	K_2O (%)	D (kGy/ka)	σ_D (kGy/ka)	TD (kGy)	σ_{TD} (kGy)	ESR AGE (Ma)	σ_{AGE} (Ma)	R (%)
AFD2 fa-1	Al center (hfs)	0~100%	0.1±0.05	0.2±0.1	1	1	1	5.2±0.07	1.2±0.008	1.4±0.01	1.7081	0.2665	1.8377	1.0304	1.08	0.63	66.2
	Al center												10.5143	1.4911	6.2	1.3	92.3
	B signal												-	-	-	-	-
	surface E' center												6.7306	3.6594	3.9	2.2	53.9
	E ₁ ' center												30.1785	49.3344	18	29	20.0

k-value: α -rays efficiency, Δ : water content, $\phi\alpha$, $\phi\beta$, $\phi\gamma$: average α , β , γ -attenuation factors for grain size of $<2\mu\text{m}$, D: annual dose, σ_D : errors of annual dose, TD: total dose, σ_{TD} : errors of total dose, σ_{AGE} : errors of ESR age

年代値が得られた (表 3.2.2.2)。しかし、石英 Al 中心 hfs はガンマ線照射でほとんど増大せず (図 3.2.2.19)、FMR 信号も顕著な増大を示していない (図 3.2.2.11A) ことから、石英 Al 中心自体が既に飽和している可能性が高い。

【浅野断層 AFD-2 孔 fa-5③破砕帯試料】

浅野断層 AFD-2 孔 fa-5③破砕帯の最新活動時に形成されたと考えられる断層ガウジ試料 0 を用いて、ESR 年代測定を実施した (図 3.2.2.4)。総被曝線量を決定するための人工ガンマ線照射は、日本原子力研究開発機構高崎量子応用研究所コバルト第 1 照射棟 1 セルの ^{60}Co 線源 (吸収線量率 341.0Gy/h) を使用して実施した。試料 0 から検出される各 ESR 信号の人工ガンマ線照射による変化を図 3.2.2.20 に示す。fa-1 破砕帯ガウジ試料 0 と同様、Mo 四重信号及び石英 E' 中心、石英 Al 中心 hfs はガンマ線照射でほとんど増大しない。図 3.2.2.21 には、ガンマ線照射前後の各 ESR 信号強度から最小二乗法により得られる成長曲線 (飽和曲線) と寄与率 (R^2 値) が示してある。他のガウジ試料と同様、fa-5③破砕帯ガウジ試料 0 も試料調整を一切行っていないので、全体的に寄与率は低く、得られる ESR 年代値の信頼性はそれ程高くない。総被曝線量を年間線量率で割り ESR 年代値を求めると、Mo 四重信号

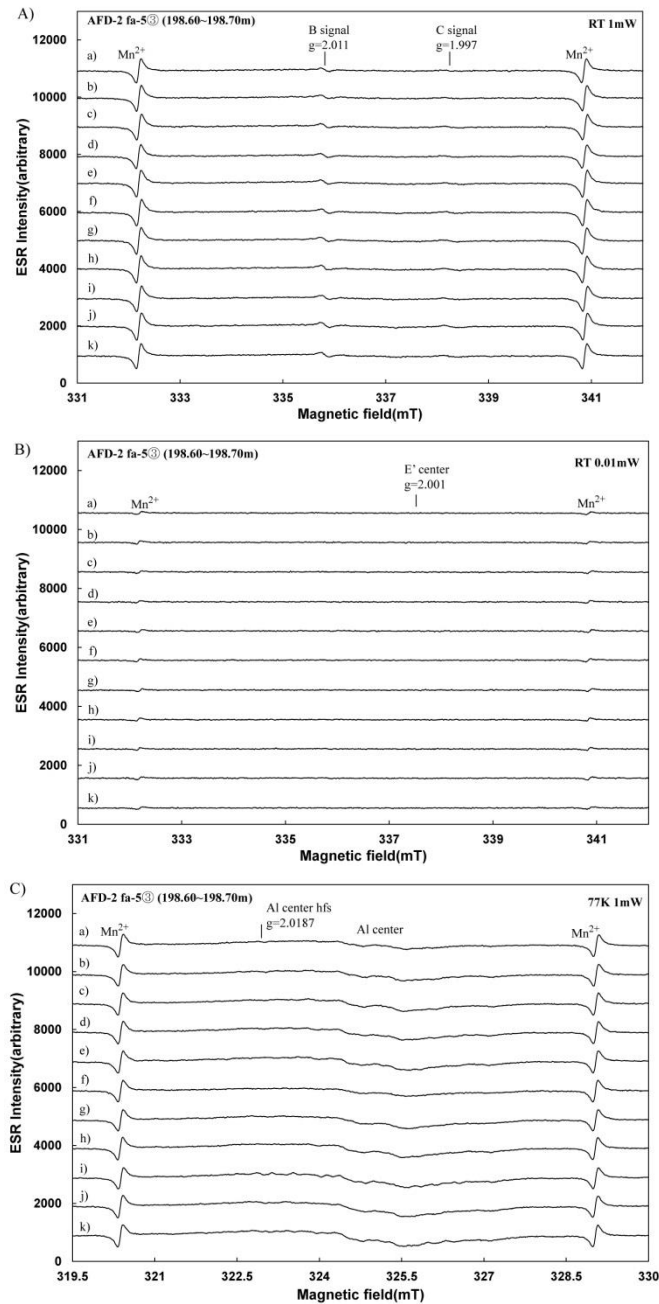


図 3.2.2.20. 試料 0 から検出される ESR 信号の人工ガンマ線照射による変化。ガンマ線線量率 341.0Gy/h、測定条件及びガンマ線照射時間は図 3.2.2.16 と同じ。

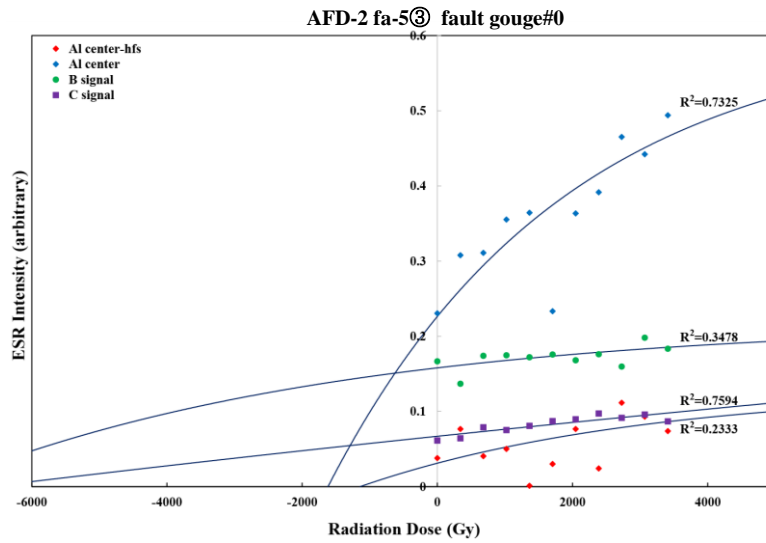


図 3.2.2.21. 試料 0 の各 ESR 信号の人工ガンマ線照射による増大と成長曲線

表 3.2.2.3. 試料 0 の各放射性元素濃度及び年間線量率と各 ESR 信号から得られる総被曝線量及び ESR 年代値。誤差はいずれも 1σ を表す (Fukuchi and Imai, 1998 参照)。

Sample	ESR signal	Rn loss (%)	k-value	Δ	$\phi\alpha$	$\phi\beta$	$\phi\gamma$	^{232}Th (ppm)	^{238}U (ppm)	K_2O (%)	D (kGy/ka)	σ_D (kGy/ka)	TD (kGy)	σ_{TD} (kGy)	ESR AGE (Ma)	σ_{AGE} (Ma)	R (%)
AFD2 fa-5⑤	Al center (hfs)	0~100%	0.1±0.05	0.2±0.1	1	1	1	4.3±0.04	2.0±0.01	2.6±0.003	2.6829	0.3473	1.1417	1.4013	0.43	0.53	48.3
	Al center												1.6176	0.5210	0.60	0.21	85.6
	B signal												7.4286	3.5140	2.8	1.4	59.0
	C signal												6.6208	1.2986	2.47	0.58	87.1

k-value: α -rays efficiency, Δ : water content, $\phi\alpha$, $\phi\beta$, $\phi\gamma$: average α , β , γ -attenuation factors for grain size of $<2\mu\text{m}$, D: annual dose, σ_D : errors of annual dose, TD: total dose, σ_{TD} : errors of total dose, σ_{AGE} : errors of ESR age

(C 信号)からは $2.47 \pm 0.58\text{Ma}$ ($R=87.1\%$)、石英 Al 中心(全体)からは $0.60 \pm 0.21\text{Ma}$ ($R=85.6\%$) という、他の信号に比べて相対的に信頼性が高い年代値が得られた (表 3.2.2.3.)。熱的安定性が低く、断層摩擦熱で最もリセットされ易い石英 Al 中心(全体)から最新活動年代 (T_a) を見積もると、 $T_a \leq 0.60 \pm 0.21\text{Ma}$ となり、fa-5⑤破砕帯は活断層ということになるが、熱水による影響も完全には排除できないので、注意が必要である。

【浅野断層 AFD-2 孔 fa-5⑤破砕帯試料】

浅野断層 AFD-2 孔 fa-5⑤破砕帯の最新活動時に形成されたと考えられる断層ガウジ試料 0 を用いて、ESR 年代測定を実施した (図 3.2.2.6)。総被曝線量を決定するための人工ガンマ線照射は、日本原子力研究開発機構高崎量子応用研究所コバルト第 1 照射棟 1 セルの ^{60}Co 線源 (吸収線量率 341.0Gy/h) を使用して実施した。試料 0 から検出される各 ESR 信号の人工ガンマ線照射による変化を図 3.2.2.22 に示す。他のガウジ試料と同様、石英 Al 中心と石英 E' 中心はガンマ線照射でほとんど増大しないが、Mo 四重信号は規則的に増大している。

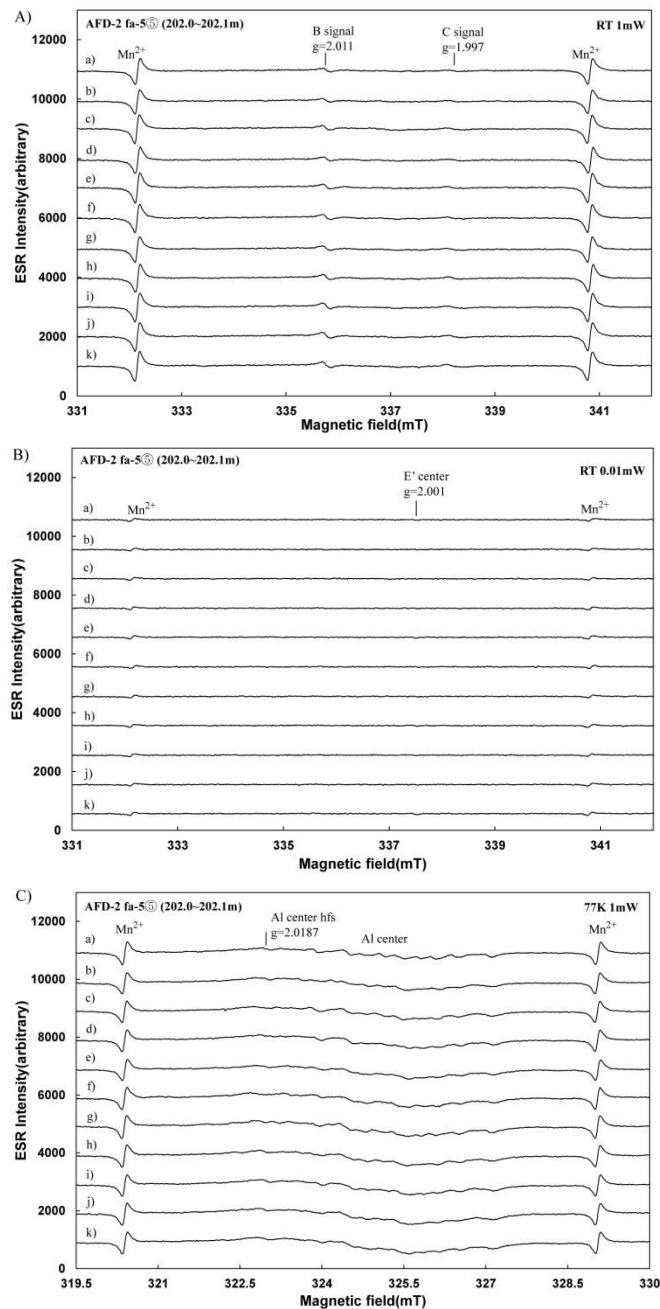


図 3.2.2.22. 試料 0 から検出される ESR 信号の人工ガンマ線照射による変化。ガンマ線線量率 341.0Gy/h、測定条件及びガンマ線照射時間は図 3.2.2.16.と同じ。

図 3.2.2.23.には、ガンマ線照射前後の各 ESR 信号強度から最小二乗法により得られる成長曲線（飽和曲線）と寄与率（ R^2 値）が示してある。他のガウジ試料と同様、fa-5(202.0-202.1m)破碎帯ガウジ試料 0 も試料調整を一切行っていないので、全体的に寄与率は低く、得られる ESR 年代値の信頼性はそれ程高くない。総被曝線量を年間線量率で割って、ESR 年代値を求めると、Mo 四重信号（B 信号）からは $2.36 \pm 0.43\text{Ma}$ ($R=94.0\%$)、石英 Al 中心（全体）からは $4.48 \pm 0.86\text{Ma}$ ($R=92.1\%$) という古い年代値が得られた（表 3.2.2.4.）。熱的安定性が低い

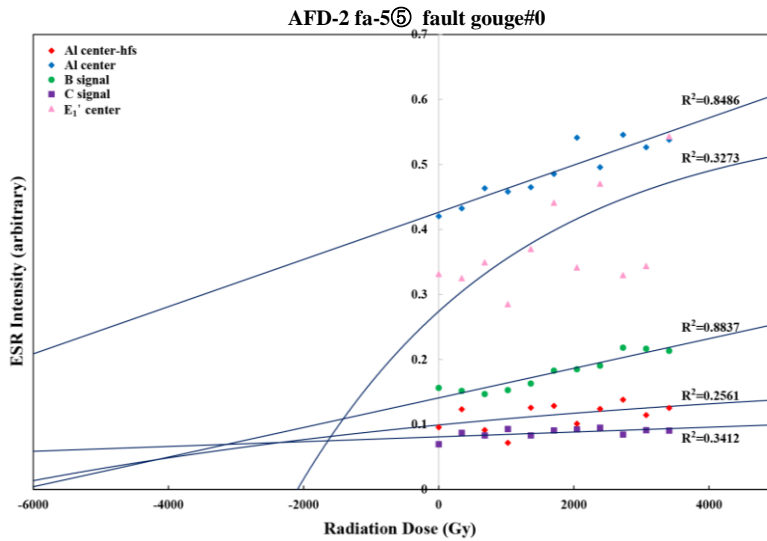


図 3.2.2.23. 試料 0 の各 ESR 信号の人工ガンマ線照射による増大と成長曲線

表 3.2.2.4. 試料 0 の各放射性元素濃度及び年間線量率と各 ESR 信号から得られる総被曝線量及び ESR 年代値。誤差はいずれも 1σ を表す (Fukuchi and Imai, 1998 参照)。

Sample	ESR signal	Rn loss (%)	k-value	Δ	$\phi\alpha$	$\phi\beta$	$\phi\gamma$	^{232}Th (ppm)	^{238}U (ppm)	K_2O (%)	D (kGy/ka)	σ_D (kGy/ka)	TD (kGy)	σ_{TD} (kGy)	ESR AGE (Ma)	σ_{AGE} (Ma)	R (%)
AFD2 fa-5⑤	Al center (hfs)	0~100%	0.1±0.05	0.2±0.1	1	1	1	4.0±0.02	2.0±0.004	2.6±0.02	2.6230	0.3398	6.6650	3.9561	2.5	1.5	50.6
	Al center												11.7442	1.6779	4.48	0.86	92.1
	B signal												6.1822	0.7866	2.36	0.43	94.0
	C signal												21.8411	10.1600	8.3	4.0	58.4
	E ₁ ' center												2.0900	1.3884	0.80	0.54	57.2

k-value: α -rays efficiency, Δ : water content, $\phi\alpha$, $\phi\beta$, $\phi\gamma$: average α , β , γ -attenuation factors for grain size of $<2\mu\text{m}$, D: annual dose, σ_D : errors of annual dose, TD: total dose, σ_{TD} : errors of total dose, σ_{AGE} : errors of ESR age

石英 Al 中心 (全体) から熱的安定性が高い Mo 四重信号 (B 信号) よりもずっと若い年代値が得られており、石英 Al 中心 hfs はガンマ線照射でほとんど増大しない (図 3.2.2.23.) ことから、石英 Al 中心自体は飽和傾向を示している可能性が高い。

(8) 考察及びまとめ

今回、浅野断層小倉トレンチで採取された断層ガウジ試料を未調整のまま用いて ESR 年代測定を実施した結果、断層摩擦熱による ESR 信号のリセットは確認できなかったが、最新断層活動としては $1.0\pm 0.2\text{Ma}$ 以降という ESR 年代値が得られた。年代値としては幾分古い値ではあるが、浅野断層が更新世以降に活動した活断層であることが示され、ESR 法が活断層の認定に有効であることが示された。古い年代値が得られた原因としては、淡路島が現在沈降地帯 (沈降速度 $1.5\sim 3.0\text{mm/y}$) であることが影響していると考えられる。従って、淡路島周辺地域において地表露頭から採取された断層岩試料を用いて断層活動性評価を行う場合、100 万年という年代値が一つの指標となり得る。

浅野断層 300m 掘削ボーリング (AFD-2 孔) コア試料中の破砕帯から採取したガウジ試

料を未調整のまま用いて ESR 解析を実施した結果、いずれのコア試料でも断層摩擦熱による ESR 信号のリセットは確認できなかったが、断層摩擦熱により生成されたと見られる弱い FMR 信号が検出された。最新断層活動により形成されたと推定されるガウジ試料を用いた ESR 年代測定の結果では、全体的に第四紀を超える古い年代値が得られ、過去に断層摩擦熱によるリセットを経験していない ESR 信号の飽和が原因であると考えられる。AFD-2 孔 fa-5③破砕帯の最新断層活動面上のガウジ試料からは、熱的安定性が最も低い石英 Al 中心（全体）から $0.60 \pm 0.21 \text{Ma}$ という最新活動年代が得られ、fa-5③破砕帯が活断層であることが示唆されたが、熱水による影響も完全には排除できないので、石英 Al 中心を単独で使用する場合には注意が必要である。

一方、浅野断層小倉トレンチから採取した断層ガウジを用いて、dry 及び wet 条件下で摩擦試験を実施した結果、浅野断層ガウジの ESR 信号がリセットされる時には FMR 信号の著しい増大が起こっている可能性が高いことが判明した。また、浅野断層 300m 掘削コア fa-5③及び⑤破砕帯のガウジ試料からは、wet 条件下の円周部と同様の FMR 信号が検出され、浅野断層は wet 条件下で断層摩擦熱が上昇した可能性が示唆される。

（9）今後の課題

今後は、浅野断層小倉トレンチで採取された最新断層活動で形成されたガウジ試料以外の断層ガウジの ESR 年代測定を実施し、過去の断層活動で生成した断層ガウジから得られる ESR 年代値についても ESR 法の原理が成立しているかどうかの検討を行う必要がある。また、試料調整を行った断層ガウジ試料から得られる ESR 年代値との比較検討を行い、ボーリングコアという非常に限られた量の試料しか利用できない場合、ガウジ試料を未調整のまま用いた時にどれ位の精度で断層活動年代を求めることが可能なかを明らかにすることも重要である。さらに、本研究プロジェクトの主題でもある、野島断層深部掘削ボーリングコア試料を用いて ESR 信号が完全にリセットする深度を特定すると共に、ESR 信号のリセット状態を判定する指標として、摩擦実験では適用可能性が示された FMR 信号が、実際に有効であるかどうかを検証する必要がある。

(10) 引用 (参考文献)

Adamec, 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, 45p.

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.

石山達也・杉戸信彦・越後智雄・佐藤比呂志, 2011, 2011 年 4 月 11 日の福島県浜通りの地震に伴う地表地震断層のトレンチ掘削調査 (速報), http://outreach.eri.u-tokyo.ac.jp/eqvolc/201103_tohoku/fukushimahamadoori/.

活断層研究会編, 1991, 新編日本の活断層, 東京大学出版会, 437p.

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.

重松紀生・吾妻 崇・丸山 正・斎藤英二・大坪 誠・谷口 薫・吉見雅行・今西和俊・高橋美紀・安藤亮輔・藤本光一郎・大谷具幸, 2011, 2011 年 4 月 11 日の福島県浜通りの地震に伴う地表地震断層—断層条線と測量結果の比較, 2011 年地球惑星科学連合要旨, MIS036-P104.

堤 昭人・中野龍二・並木由香・飯田大貴他, 2016, 野島断層の分岐断層(浅野断層)中軸部物質の高速摩擦特性と摩擦発熱過程, 日本地質学会第 123 年学術大会講演要旨, T1-P-7.

3. 2. 3. K-Ar 法による年代測定

(1) はしがき

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る。脆性変形史やサイスモテクトニクスにおける関連性を細かく解明することは困難である。それぞれの断層面における変位が、同位体を用いた年代測定法や追跡法によって断層活動史における定量的な情報を得る機会を与えてくれる、破碎岩片や粘土鉱物から構成される断層ガウジを形成する。

野島断層調査プロジェクトの K-Ar 法を用いた粘土鉱物年代測定モジュールは、2015 年 9 月から 2017 年 3 月まで数々の活動を行ってきた。

- 自生粘土の分離装置の立ち上げと検定。
- 野島断層 (26 試料) と有馬断層 (18 試料) のトレンチにおける試料採集、事前解析と分離。

(2) 目的

第一の目的は粘土鉱物、特に自生イライトを用いて、(1) 野島断層 (2) 有馬 - 高槻構造線内での活断層の初期活動の時期を測定することである。ネオテクトニクスの過程に関連した脆性断層と地表付近での変形は、自生でかつ新生の粘土鉱物形成に関わっている。自生イライトを含む脆性断層帯の信頼性の高い年代測定法のためには、特別な試料準備方法と解析手法が必要である。これらの基礎的な試料準備段階は、同位体年代測定法に先立つ適切な粘土鉱物片を得るため、そして汚染相の混入を避けるために重要である。連続フロー遠心分離機による新しい分離手法によって、脆性断層過程に対する粘土鉱物を用いた信頼できる同位体年代測定法や年代測定のために、汚染されていない粘土鉱物のナノ粒子 ($<0.02\mu\text{m}$) を分離することができる。プロジェクトはクライオスタット試料の粉末化と連続フロー遠心分離機を含む新しい技術を適用した粘土鉱物のナノ粒子を分離する装置と解析する装置を設置する段階にある。同位体年代測定法の前に、適切で信頼できる自生粘土鉱物を選択するためには、(1) 断層試料の粉末化、(2) ナノ粒子サイズの粘土鉱物の分離、(3) 粘土鉱物ナノ粒子の同定そして (4) 粘土鉱物の大きさの測定といった解析手法が必要であるため、これは非常に時間の要する作業である。

立ち上げと解析は以下の通りである：

- 動力、ダクトや水供給を含む必要な基盤装置の導入。基盤装置のための安定した資金。
- 棚や椅子を含む実験室用の備品の導入。
- 以下を含む科学実験装置の導入：
 - ・ ドラフト
 - ・ クライオスタット (試料粉末化装置)
 - ・ ナノ粒子測定機 (Malvern)

- ・大容量遠心分離機 (Thermo Lynx 6000)
- ・連続フロー遠心分離機 (Thermo) 及び補助装置

代表的な実験室内の写真などを以下に示す。

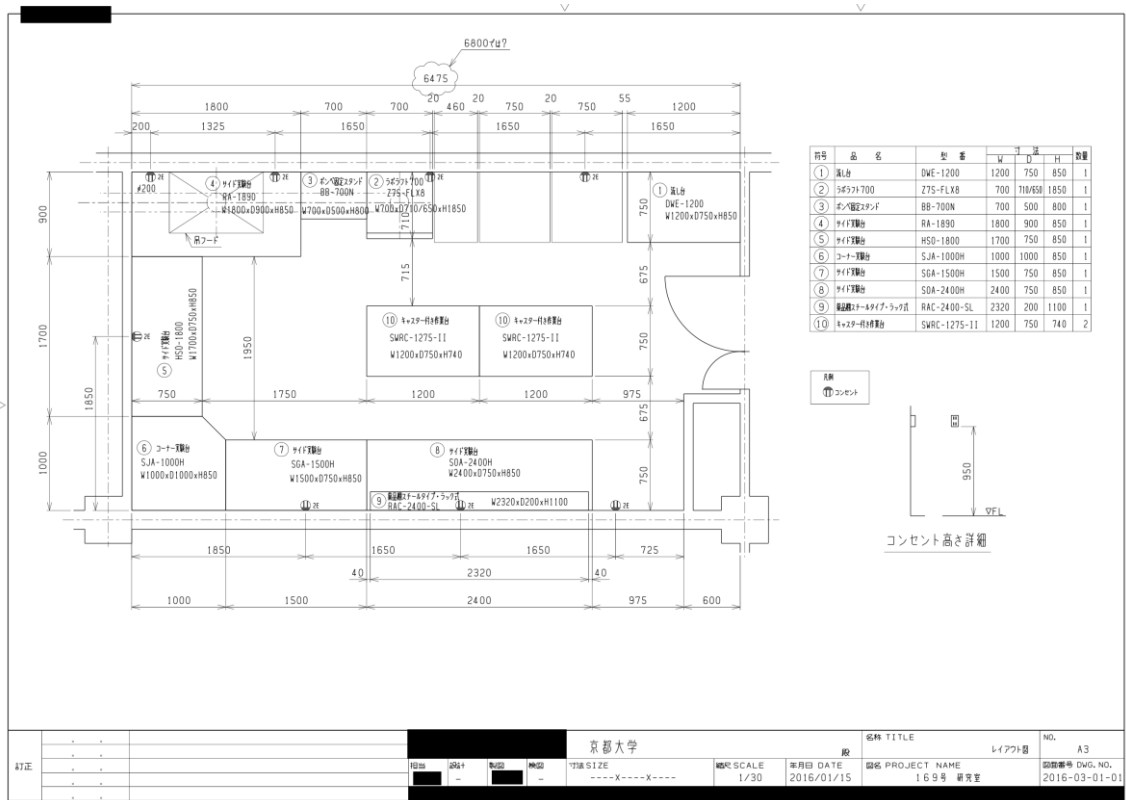


図 3.2.3.1. 実験室の見取り図



図 3.2.3.2. 実験室内の写真



図 3.2.3.3. 実験室内の写真

(3) 試料採集地点・数量

2015年12月と2016年2月に2ヶ所のトレンチから試料を採集した：

- 淡路島平林にある野島断層博物館の近くにある野島小倉トレンチ。2015年12月5日と6日に合計26試料を採集した。トレンチ内での試料採集地点は図3.2.3.4から図3.2.3.6にまとめてある。図3.2.3.7は野島小倉トレンチにおける2つの代表的な断層ガウジを示している。
- 西宮市近くの船坂1トレンチ (N34.803388, E135.273387) と船坂2トレンチ (N34.802669, E135.269207)。2016年2月5日から7日に合計17試料を採集した。船坂1トレンチの試料は図3.2.3.8にまとめてあり、船坂2トレンチの試料は図3.2.3.9と図3.2.3.10にまとめてある。

それぞれの試料は約50から100gの変質していない物質からなっており、試料同定の詳細は野島、有馬及びそれぞれのトレンチにおける地点に対して表3.2.3.1にまとめてある。

(4) 方法

(4-a) 岩石記載及び粘土鉱物の鉱物学

複雑で時間のかかる分離過程と同位体年代測定に先立って初生粘土鉱物を決定するために、全ての試料の小片を二次電子顕微鏡 (SEM : secondary electron microscopy) で観察した。試料小片の新しい表面を炭素蒸着し、エネルギー分散型 X 線検出器 (EDS : energy dispersive system X-ray analyser) を取り付けた電子顕微鏡 (日立 S-3500H) を用いて、2次電子像と反射電子像で観察した。

(4-b) 試料粉末化及び粘土鉱物分離

粘土鉱物分離のために、初めに大きな断層岩をハンマーを用いて10mm未満の小片になるよう砕いた。続いて、岩石成分の人工的な還元作用や、残存するカリウムをもつ鉱物 (例えばカリ長石や雲母) の細粒なかけらの混入を避けるために、冷凍と解凍を繰り返す技術 (クライオスタット) を用いて試料小片を粉末化した。いくつかの有馬試料に対しては、蒸留水中で2 μ m 未満、2-6 μ m、6-10 μ m の3グループに分けた (ストークスの法則を用いた)。0.1 μ m 未満と0.4 μ m 未満のグループは高速遠心分離機を用いて分離した。野島試料に対しては、2 μ m 未満と2-6 μ m の2グループに分け、より細かい分離は進行中である。野島試料はクライオスタットでの粉末化により多くの時間がとられ、結果的に粘土鉱物分離が遅れている。得られた粘土鉱物の大きさは分離過程の効率を決定するレーザー粒子測定機 (Malvern Mastersizer 3000) を用いて測定した。

(4-c) ナノ粒子の鉱物学

分離したそれぞれの粘土鉱物ナノ粒子の鉱物学は X 線回折法 (XRD : X-Ray Diffraction) により決定した。これらのナノ粒子は、スライドガラス上に堆積させた。回折スペクトル

は、40kV/30mA で Cu の $K\alpha$ 線を放射し、EPD 1700 自動 X 線回折装置 (Philips) を用いて、空気乾燥しグリコール化したスライドガラスから得た。毎秒 $0.015^\circ 2\theta$ で $2\theta = 2-35^\circ$ の範囲をスキャンした。XRD の限界は 3 % 程度で、この範囲内では汚染相は検出できない。

(5) 結果

SEM 観察により、断層ガウジ帯中のイライト晶子は強い選択配向と規則的な自形の境界を示すことがわかった (図 3.2.3.11, 13)。イライトラスあるいはイライト板の六角形とプリズムの形状は、断層内部でイライトが新たに結晶化したことを示唆している。碎屑性イライトに認められるより不規則な外形あるいは散光する外形とは対照的に、自形粒子の外形は自生イライトや続成作用で形成したイライトに典型的なものである。断層活動と同時にあるいはその後に起こる、高度変成岩あるいは花崗岩質な原岩の後退的な加水作用の間、イライトの形状は新たな結晶の成長によって断層ガウジの発達とともに保存されていた。野島試料と有馬試料の代表的な SEM 画像と EDS スペクトルを図 3.2.3.11 から図 3.2.3.14 に示す。

船坂 2 トレンチでは 19 の XRD スペクトルを得た。試料の XRD 解析から、分離した小片中の主要鉱物相はイライト (主に 1M)、石英、カオリナイトとスメクタイト/モンモリロナイトであることがわかった。イライトは $0.1 \mu\text{m}$ 未満と $0.4 \mu\text{m}$ グループ内で卓越していた。結果から、ほとんどの小片中に断層の初期活動の時期を測定するために適切な、自生の 1M イライトが多様な量含まれていることがわかった。試料 1670 からの小片のみ、碎屑時の混入を示す 2M の雲母が認められた。いくつかの試料小片中には様々な量の正長石が含まれていた (1667 試料の $2 \mu\text{m}$ 未満のグループで 1% 未満から最大で 16%)。これらの長石類が部分的あるいは全体的に同位体系列のリセットを被っている場合は、それらを K-Ar 年代測定することでリセットの有無やその度合いを検出することができる。有馬トレンチ試料の XRD スペクトルを図 3.2.3.15 に示す。XRD データは表 3.2.3.2 にまとめてある。

(6) 考察

暫定的な結果から、ほとんどの小片グループは断層初期活動の時期を測定するための同位体年代測定法に適切な、様々な量の自生 1M イライトを含んでいることがわかった。現在進行形の作業は以下の通りである：

- 野島トレンチ試料における $0.1 \mu\text{m}$ 未満、 $0.4 \mu\text{m}$ 未満、 $2 \mu\text{m}$ 未満、 $2-6 \mu\text{m}$ 、 $6-10 \mu\text{m}$ の範囲での粒子の追加分離。
- 透過電子顕微鏡 (TEM : Transmission electron microscopy) や SEM、XRD を用いた粘土鉱物の追加解析。
- 野島断層試料のうち、断層ガウジの小片 30 試料と母岩 5 試料の K-Ar 年代測定。試料は 2017 年 2 月か 3 月に分析予定である。

(7) まとめ

このプロジェクトによりナノ粒子粘土鉱物の分離装置の設置が可能となった。ナノ粒子粘土鉱物の解析装置の立ち上げ段階と解析段階は予定通りに進行中である。暫定的な結果から、ほとんどの小片グループは断層初期活動の時期を測定するための同位体年代測定法に適切な、様々な量の自生 $1M$ イライトを含んでいることがわかった。

(8) 今後の課題

K-Ar 法による年代測定について、今後の課題は以下の通りである。

- ドリルコア試料の入手遅延による試料分析過程の合理的な運用手順と時間枠。
- 年代測定法と試料準備手順の調整。

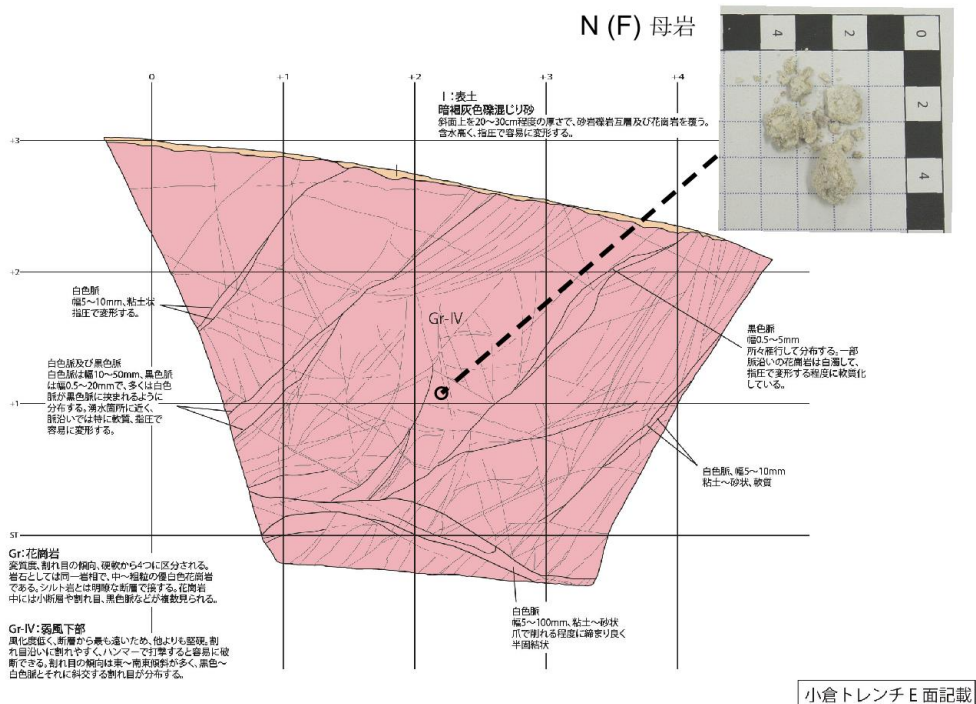


図 3.2.3.4. 野島トレンチ試料東面記載 (北←→南) .

T4 カタクレーサイト

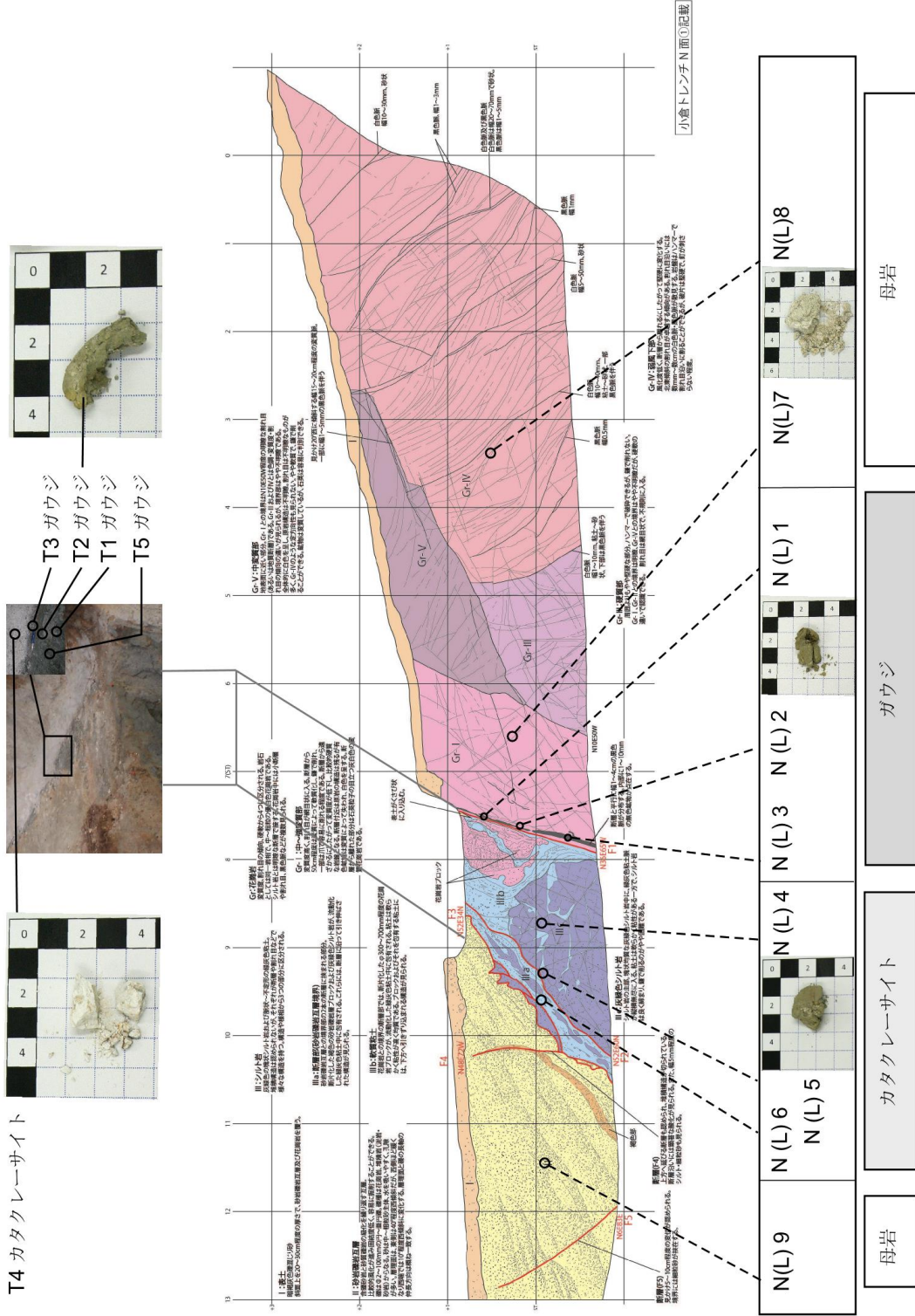


図 3.2.3.5. 野島トレンチ北面壁面記載 (西←→東)

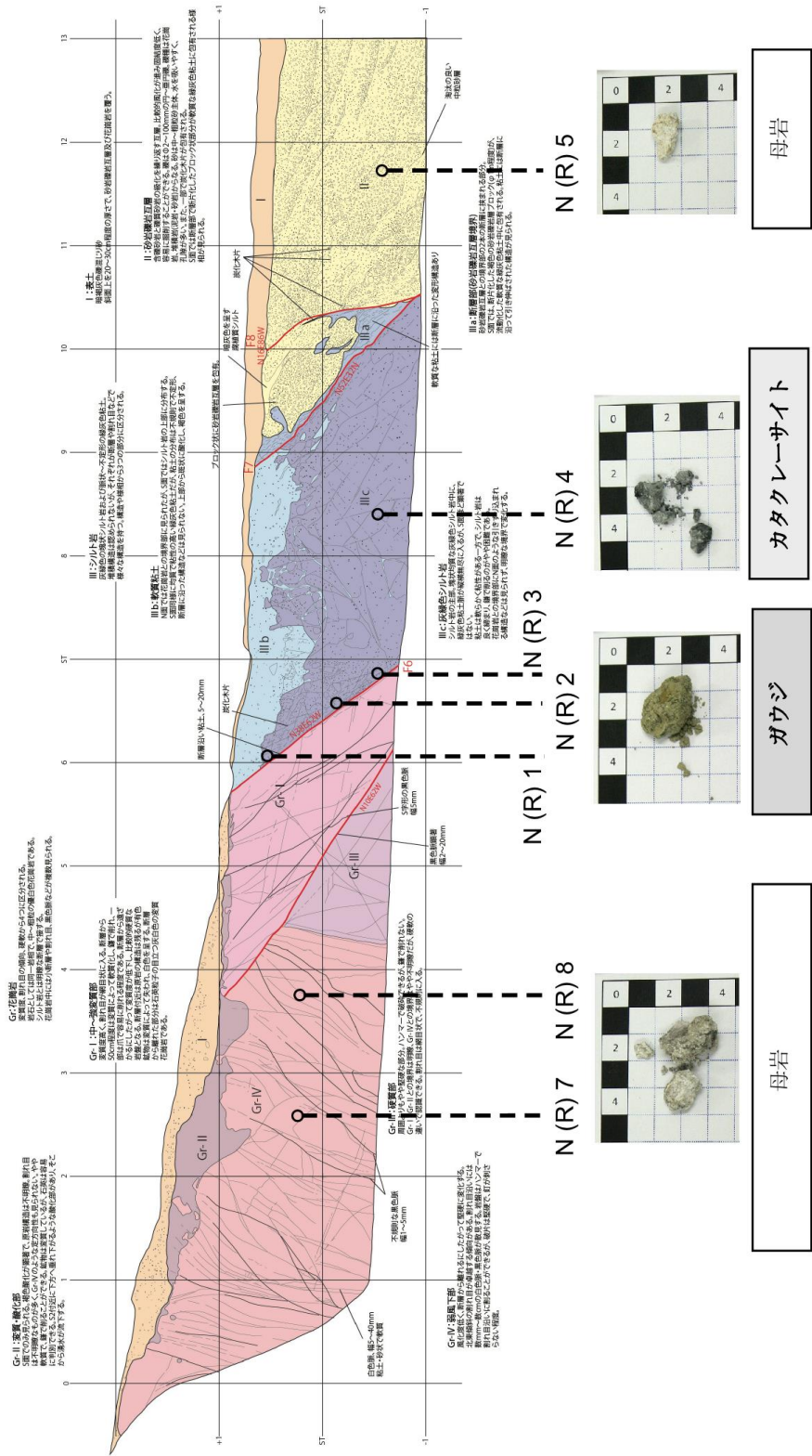


図 3.2.3.6. 野島トレンチ試料南面壁面記載 (東←→西)



図 3.2.3.7. 野島トレンチの代表的なガウジ試料

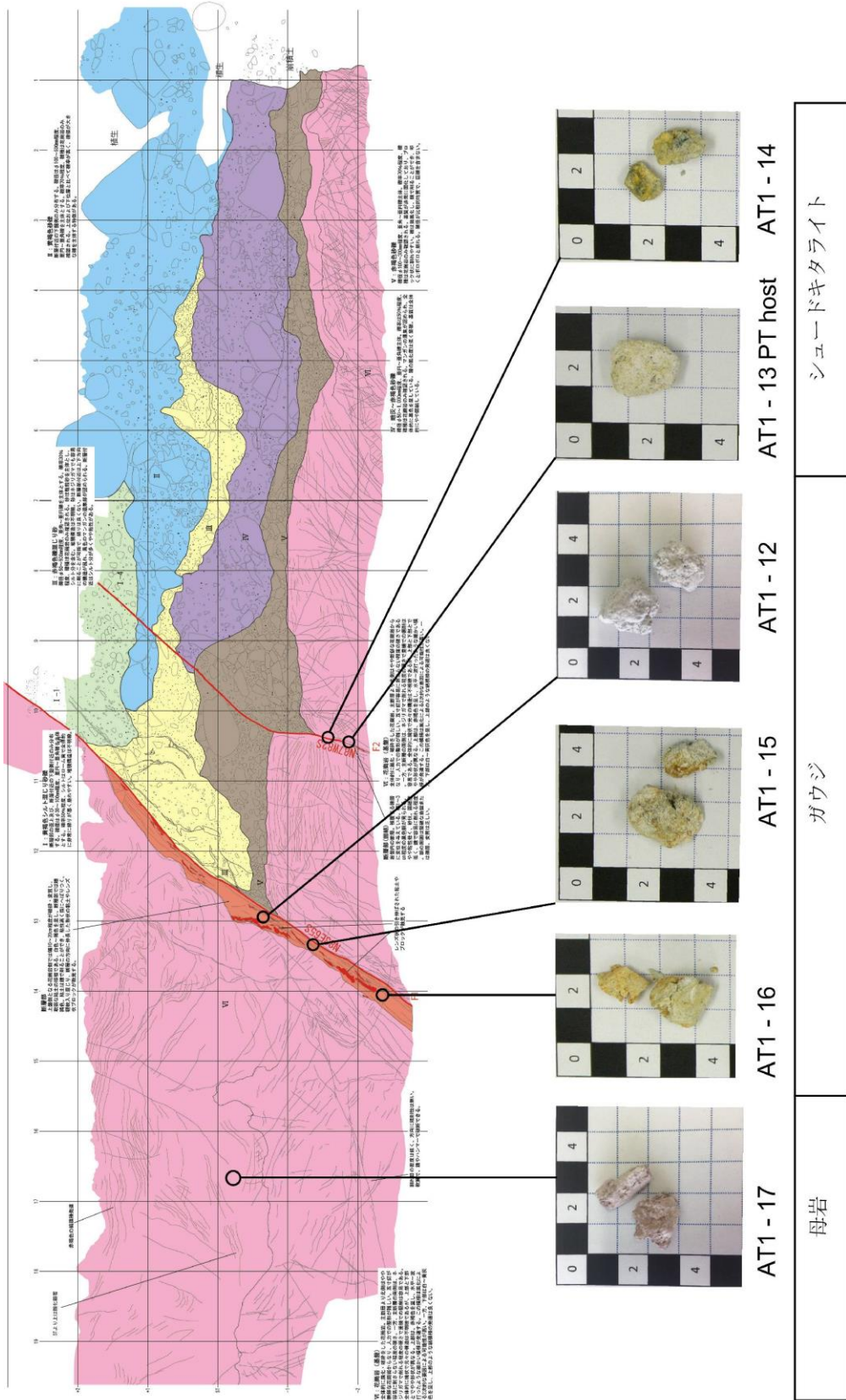


図 3.2.3.8. 船坂 1 トレンチの記載

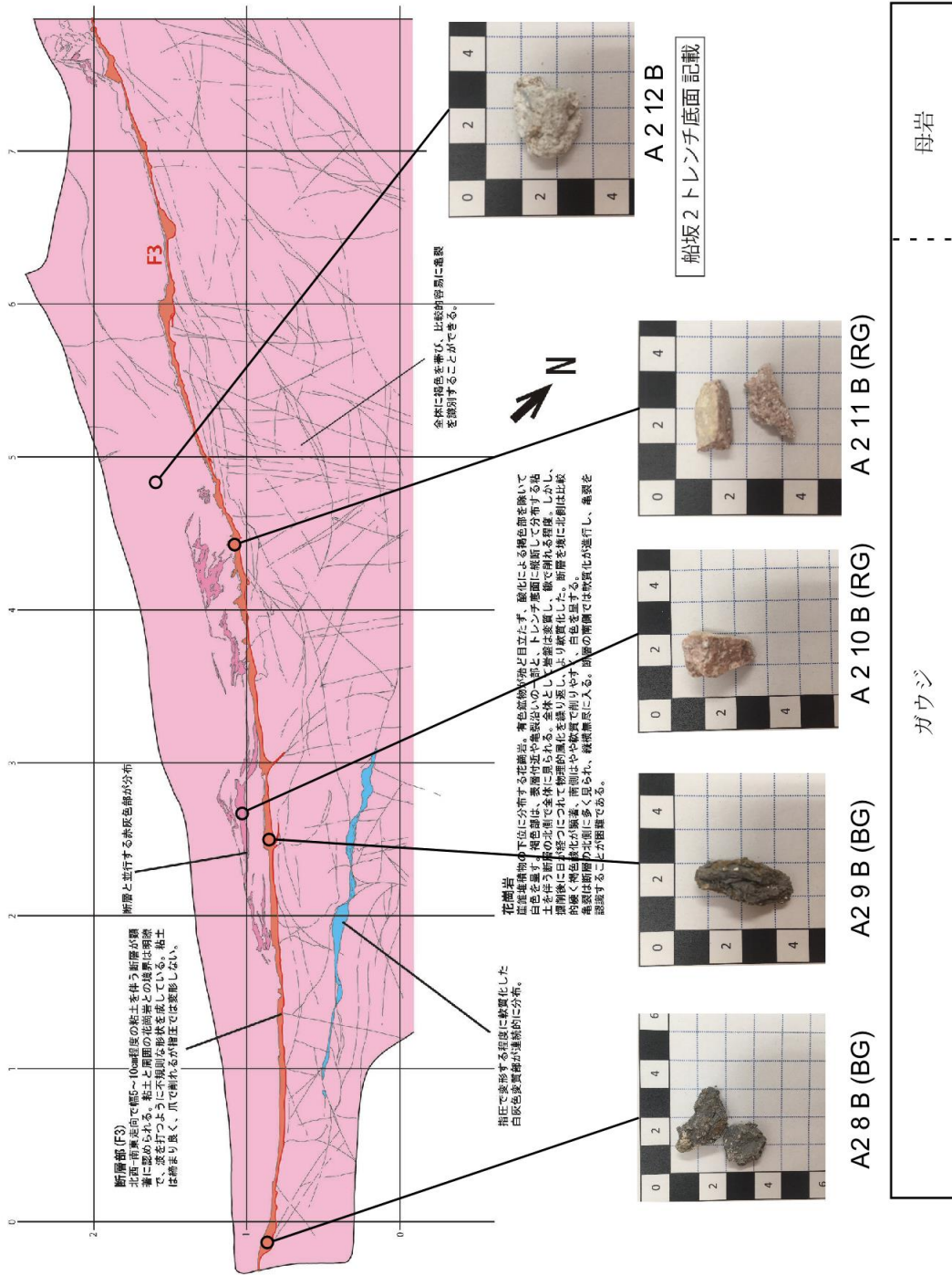


図 3.2.3.9. 船坂2 トレンチの記載

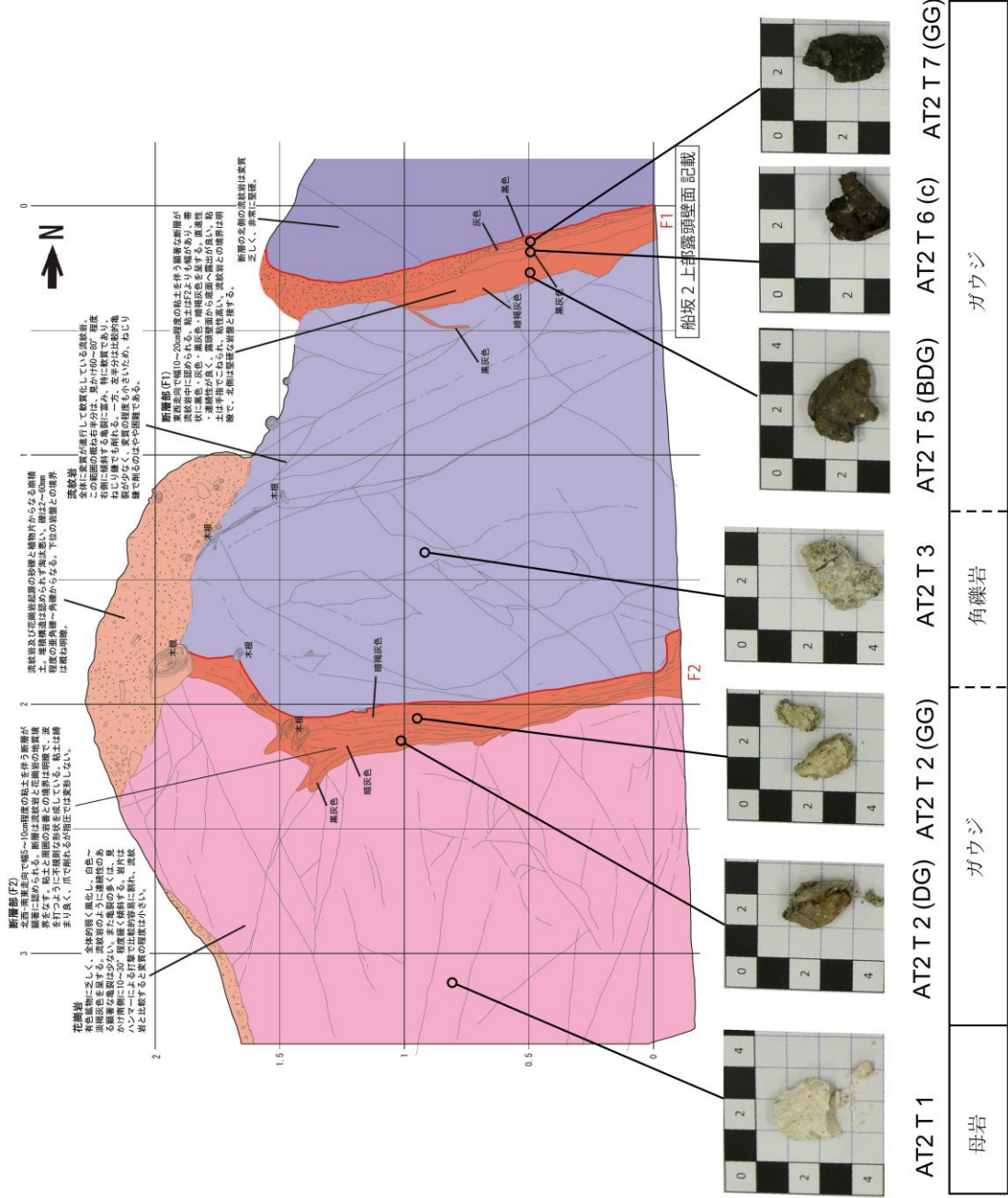
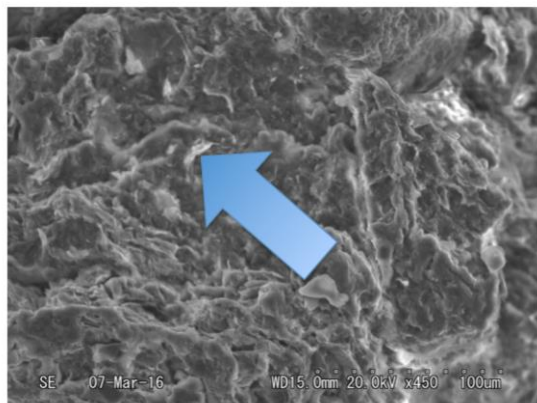
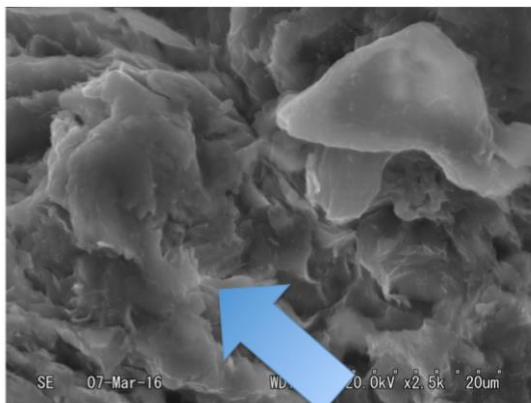


図 3.2.3.10. 船坂 2 トレンチの記載

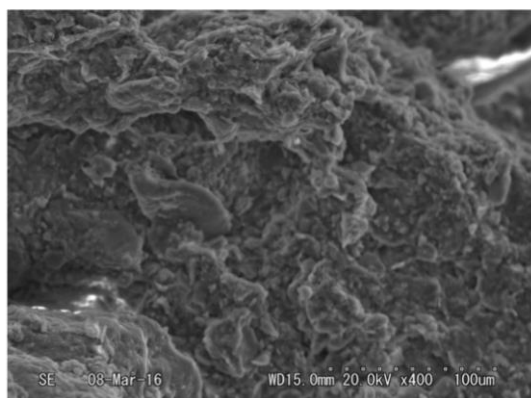
N(L) 1



N(L) 1



N(R) 1 (ガウジ)



N(R) 1 (ガウジ)

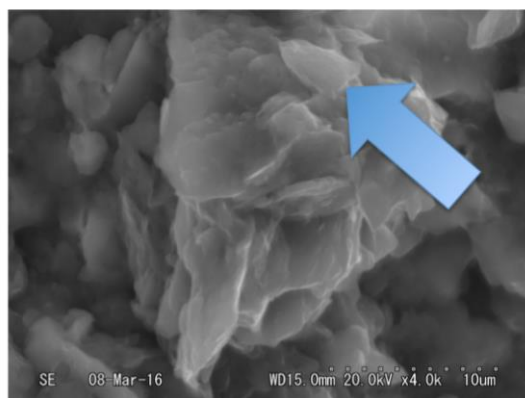


図 3.2.3.11. 野島トレンチ試料の SEM 画像

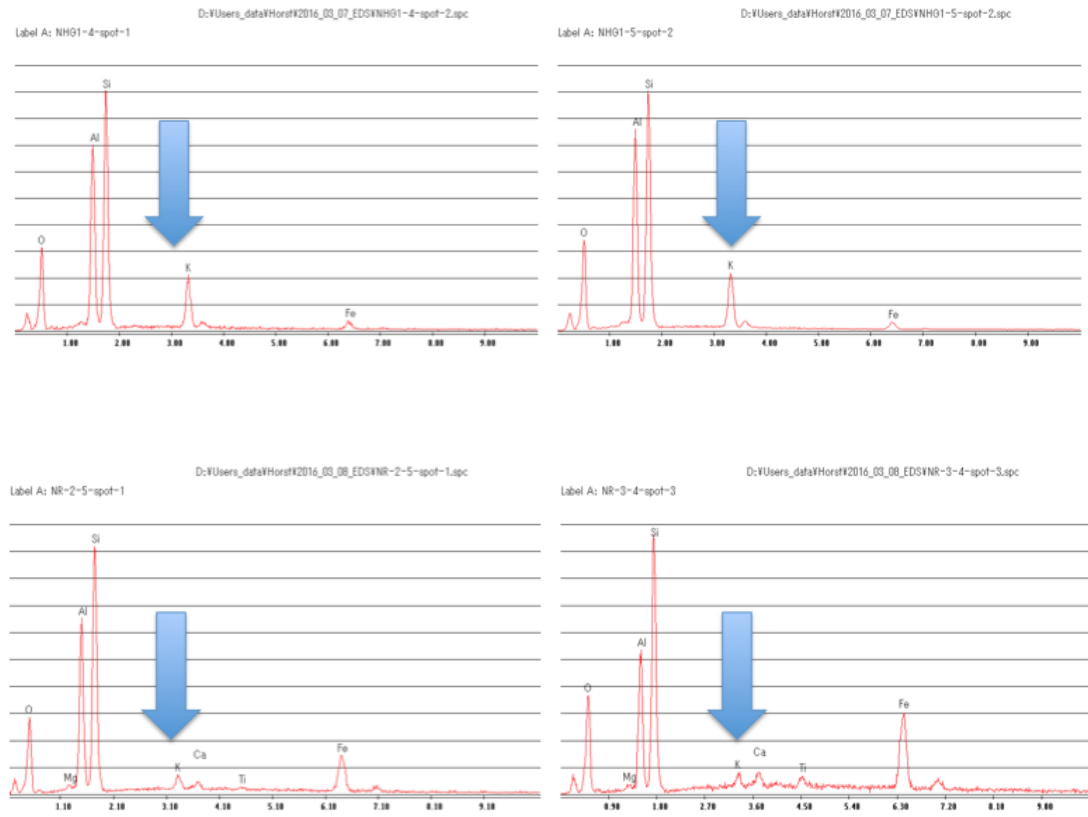
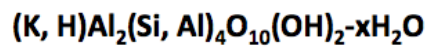
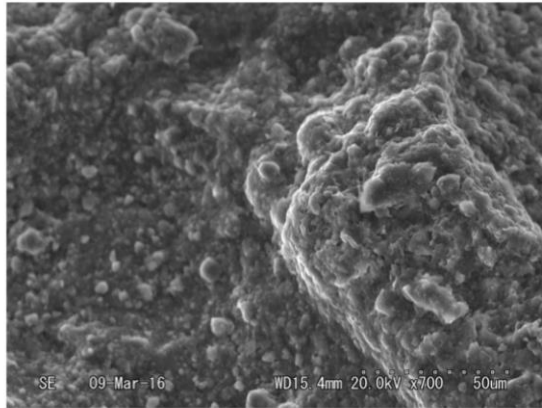
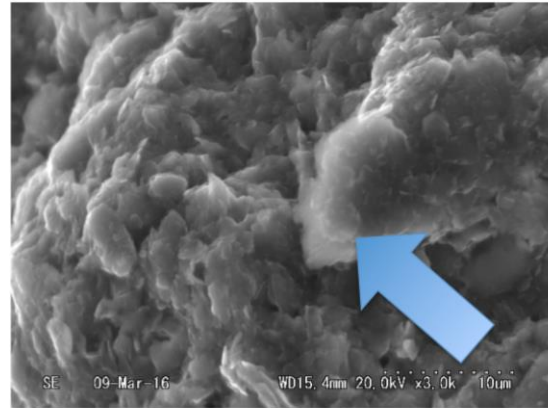


図 3.2.3.12. 野島試料の代表的な SEM-EDS スペクトル

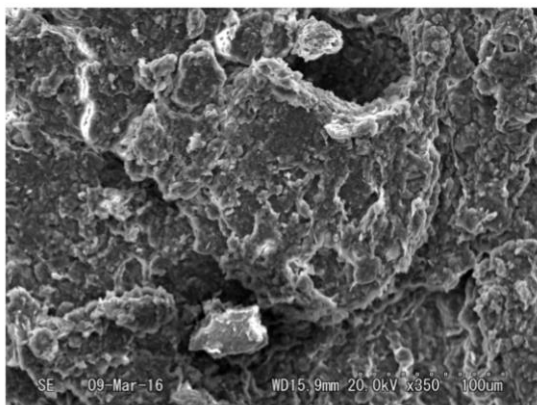
AT1 13 (ガウジ)



AT1 13 (ガウジ)



AT2 T 2 (DG)



AT2 T 2 (DG)

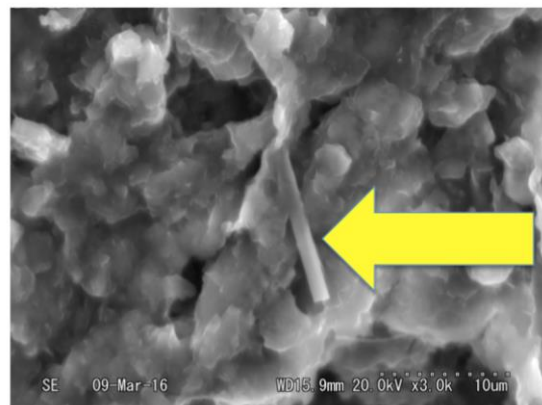


図 3.2.3.13. 船坂 2 トレンチ試料の SEM 画像

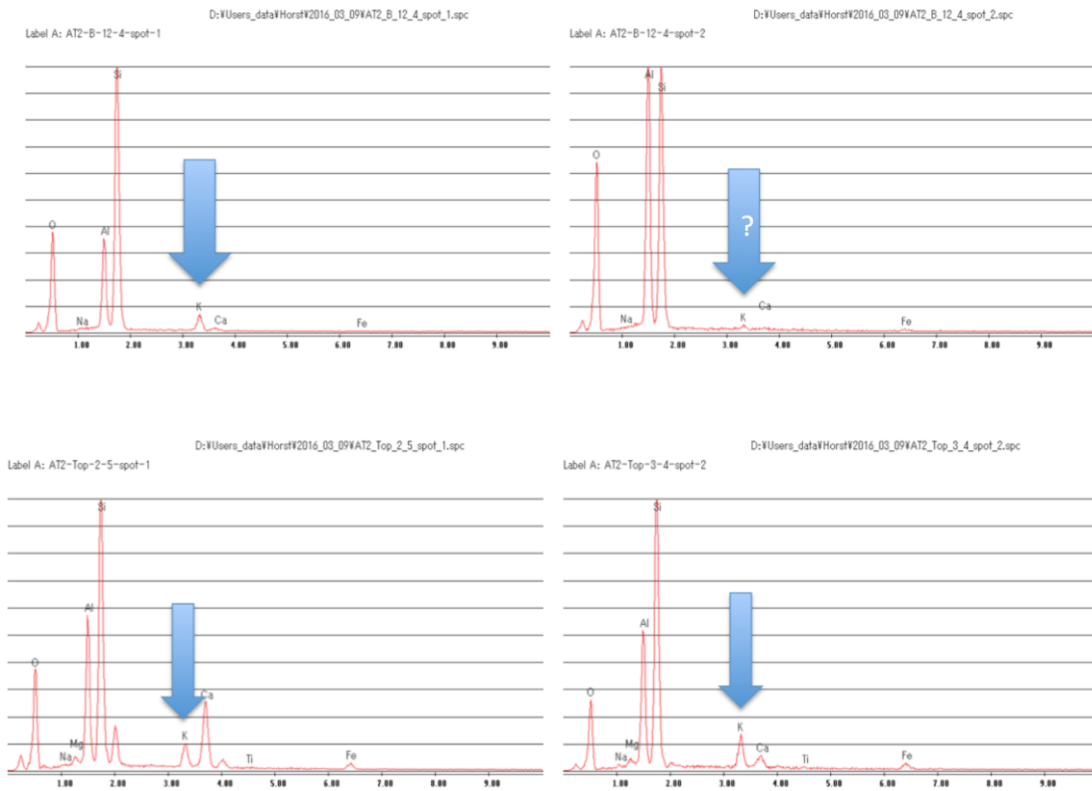


図 3.2.3.14. 有馬試料の代表的な SEM-EDS スペクトル

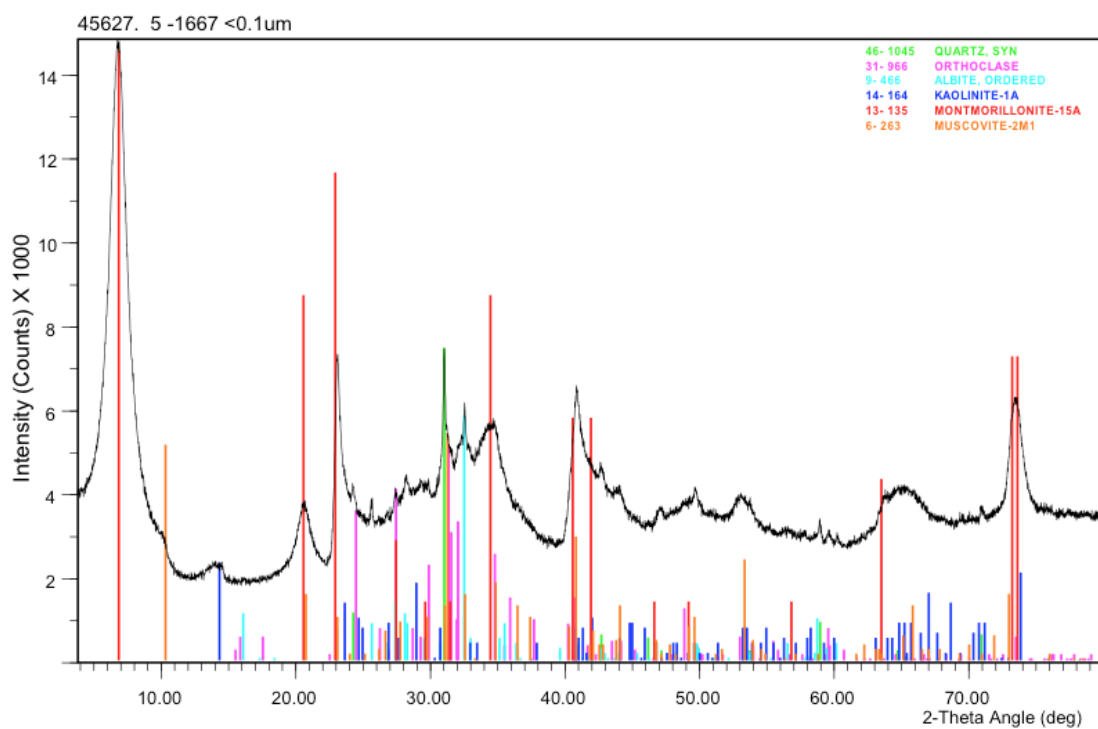
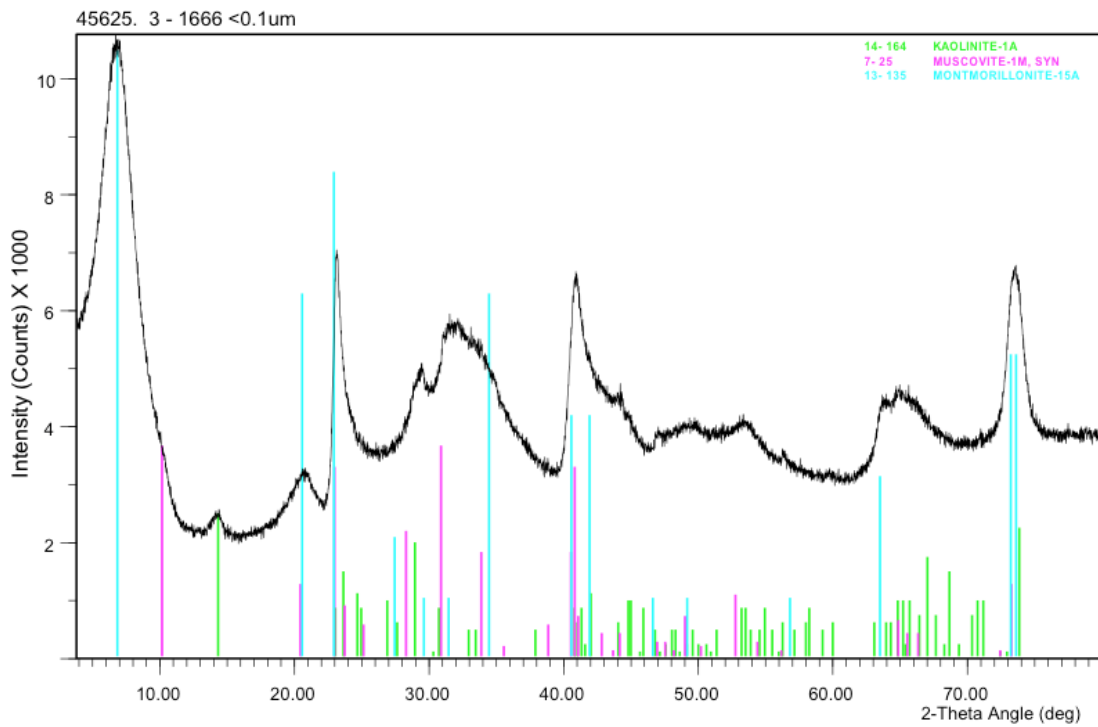


図 3.2.3.15. 有馬トレンチ試料の代表的な XRD スペクトル

表 3.2.3.1. 野島断層トレンチと有馬断層トレンチの試料詳細

#	日付	Samples Nojima project main trench 2	備考
1	2015/12/6	Left 1 (main clay gouge top)	トレンチ北面: 西←→東
2	2015/12/6	Left 2 (main clay gouge middle)	トレンチ北面: 西←→東
3	2015/12/6	Left 3 (main clay gouge bottom)	N side trench : W <-> E
4	2015/12/6	Left 4 center dark zone	N side trench : W <-> E
5	2015/12/6	Left 5 west dark zone	N side trench : W <-> E
11	2015/12/6	Left 6 (host rock granite)	N side trench : W <-> E
12	2015/12/6	Front 1 (host rock granite)	E side trench
13	2015/12/6	Right 1 (main clay gouge top)	S side trench : E <-> W
14	2015/12/6	Right 2 (main clay gouge middle)	S side trench : E <-> W
15	2015/12/6	Right 3 A gouge	S side trench : E <-> W
16	2015/12/6	Right 3 B Pseudotachylite?	S side trench : E <-> W
17	2015/12/6	Right 3 B cataclasite?	
18	2015/12/6	Right 4 center dark zone	S side trench : E <-> W
19	2015/12/6	Right 5 west dark zone	
20	2015/12/6	Right 6 host rock (ca. 2 m from main fault zone)	
21	2015/12/6	Top 1 (clay gouge)	near N side of trench
22	2015/12/6	Top 2 (clay gouge)	near N side of trench
23	2015/12/6	Top 3 (clay gouge)	near N side of trench
24	2015/12/6	Top 4 (cataclasite/granite?)	near N side of trench
25	2015/12/6	Top 5 (clay gouge)	near N side of trench
26	2015/12/6	Top 2 wall (clay gouge)	near N side of trench

表 3.2.3.1. (続き)

27	2016/2/6	AT2 top 1 granite host rock	Arima outcrop 2 TOP
28	2016/2/6	AT2 top 2 : Fault zone 1: boundary host granite / fault zone - dark clay gouge	Arima outcrop 2 TOP
29	2016/2/6	AT2 top 3 : Fault zone 1: grey clay gouge	Arima outcrop 2 TOP
30	2016/2/6	AT2 top 4 cataclasite zone (breccia?)	Arima outcrop 2 TOP
31	2016/2/6	AT2 top 5 : Fault zone 2: brown gouge	Arima outcrop 2 TOP
32	2016/2/6	AT2 top 6 : Fault zone 2: dark core ? gouge	Arima outcrop 2 TOP
33	2016/2/6	AT2 top 7 : Fault zone 2: grey gouge	Arima outcrop 2 TOP
34	2016/2/6	AT2 bottomTrench 8 : black gouge (near front of trench)	Arima outcrop 2 surface
35	2016/2/6	AT2 bottomTrench 9 : black gouge (middle of trench)	Arima outcrop 2 surface
36	2016/2/6	AT2 bottomTrench 10: red gouge (middle of trench)	Arima outcrop 2 surface
37	2016/2/6	AT2 bottomTrench 11: red gouge (near front of trench)	Arima outcrop 2 surface
38	2016/2/7	AT 1 12 : gouge	Arima outcrop 1 wall
39	2016/2/7	AT 1 13 : Pseudotachylite zone	Arima outcrop 1 wall
40	2016/2/7	AT 1 14 : Pseudotachylite	Arima outcrop 1 wall
41	2016/2/7	AT 1 15 : gouge	Arima outcrop 1 wall
42	2016/2/7	AT 1 16 : gouge	Arima outcrop 1 wall
43	2016/2/7	AT 1 17 : host	Arima outcrop 1 wall

表 3.2.3.2. 有馬試料中の断層ガウジ小片の XRD データ
(定量的な鉱物学、Ca に飽和した試料)

Client ID [μm]	Quartz	Mica/ Illite	Mica 2M1	Albite	Orthoclase	Kaolin	Smectite (Montmorillonite)	Chlorite
1666 <2	8	12		3	6	13	58	
1666 <0.4	1	13		<1	2	14	70	
1666 <0.1		13				3	84	
1667 <2	10	26		16	4	8	33	3
1667 <0.1	1	22		2	1	4	69	1
1668 <2	8	14		4	4	6	64	
1668 <0.4	2	19		2	2	8	67	
1668 <0.1	1	18		1	2	4	74	
1669 <2	6	12		2	4	9	67	
1669 <0.4	<1	17		<1	1	12	70	
1669 <0.1	<1	13			<1	4	83	
1670 <2	7		32	2	2	24	29	4
1670 <0.4	<1		31			33	34	2
1671 <2	10	7		6	12	9	56	
1671 <0.4	2	8		3	9	13	64	
1671 <0.1	<1	20			<1	8	72	
1672 <2	8	9		5	9	11	58	
1672<0.4	3	9		2	7	11	69	
1672<0.1	<1	13			1	7	79	

3. 2. 4. フィッショントラック法、及び (U-Th) /He 法による年代測定

(1) 年代測定法の概要

フィッション・トラック (FT) 法は、 ^{238}U の自発核分裂壊変によって固体中に形成される線状の損傷 (FT) を利用する年代測定法である。対象試料中に微量に含まれる ^{238}U の自発核分裂壊変により、時間の経過とともに FT が試料中に蓄積されていく。従って、試料中の ^{238}U を定量し、FT を計数することにより t を求めることが出来る。1960 年代に Fleischer, Price, Walker により開発されて以降、閉鎖温度の低い年代測定法として (アパタイトで約 100°C 、ジルコンで約 340°C)、低温領域の熱史復元研究の中心的手法の一つとして広く利用されてきた。

(U-Th) /He 法は、U と Th の放射壊変系列において生じる α 粒子 (^4He) を利用する年代測定法である。対象試料中に微量に含まれる U,Th の放射壊変により、時間の経過とともに α 粒子が順次放出され、それが試料中に蓄積されていく。従って、試料中の $^4\text{He}, ^{238}\text{U}, ^{235}\text{U}, ^{232}\text{Th}$ を定量することにより t を求めることが出来る。1990 年代における Caltech の Ken Farley 達の一連の研究により、最も新しい年代測定法として一躍脚光を浴び、現在では、低温領域の熱史復元に広く用いられている。

(U-Th) /He 法の特徴は、閉鎖温度がアパタイトで約 70°C 、ジルコンで約 180°C と極めて低いことである。これにより、FT 法よりも更に低い温度域での熱史復元が可能となる。また、大気からの ^4He 混入が少なく、娘核種 ^4He の生成速度が大きいことから、FT 年代などよりも一般に高精度の年代測定が可能である。ただし、通常の分析では年代値が得られるだけであり、FT 法のようなトラック長分布を用いた確度の高い熱史逆解析は難しい。

(2) 断層帯への適用

地震断層がいつどのように動き、それに伴い熱・水などがどのように発生・移動したかを明らかにすることは、地震発生時の断層面応力問題に加えて、地殻・マントルの熱収支や温度構造そして変動履歴を明らかにする上で欠かすことができない。担当者は、断層帯の岩石を直接熱年代学により分析するアプローチを用いて、野島断層などに産するシェードタキライトや、四万十帯中に見出された地質時代の震源断層などを解析し、断層摩擦発熱や断層帯の熱水移動に伴う被熱の範囲と時期などを明らかにしてきた (詳細は Tagami (2012) など参照)。

FT 法と (U-Th) /He 法は、低い閉鎖温度を持つことから (表 3.1.2.)、低温領域の熱年代学手法として近年広く応用されている。用いる鉱物がジルコン、アパタイトなど両手法で共通なこともあり、地質学的時間スケールにおける造山運動や山地形成の研究において、両手法を併用して温度履歴解析を行うことがルーチン化してきている。とりわけ、アパタイトの閉鎖温度は (U-Th) /He 法で約 70°C 、FT 法で約 110°C と低く、通常の地温勾配ではそれぞれ 2km および 3km 程度までの深度を対象に解析を行うことが出来る。

ここでは、両手法をアパタイトとジルコンに適用し、断層帯近傍の温度履歴解析から断層の活動度評価を目指す。

(3) 試料採取と分析手順

地殻浅部試料を用いて断層の活動度評価を行う観点から、アパタイトとジルコンを用いて FT 分析と (U-Th) /He 年代測定を進めた。特に、若い試料でも一般に高精度の年代測定が可能な (U-Th) /He 法にまず焦点を当て、分析のための試料の準備等を行った。

これまでに、野島断層の小倉トレンチにおいて採取した試料から、まず 10 試料を選び出し鉱物分離を終えることができた (図 1.4.1、表 3.2.4.1.)。その結果、すべての試料からアパタイトとジルコンが抽出されたが、含有量には試料間で有意な差が見られた。ジルコンは、断層からの距離に関わらず含有量が比較的多かったが、アパタイトの含有量は試料間でより大きく変化し、特に断層面近傍では比較的小さいことがわかった。

メルボルン大学において行った (U-Th) /He 年代測定の分析手順を下記に示す (ただし、アパタイトの分析においては Sm の効果も含めるため、(U-Th-Sm) /He と表記されている)。

(U-Th) /He 分析はメルボルン大学にて行われた。アパタイト、ジルコンからのレーザー He 抽出は House et al. (2000) の過程を用いた。Olympus SZX12 双眼顕微鏡のもと、半径の長さが近いひびの入っていない自形な粒子が選別され、エタノールに浸された後、偏光された光のもと、インクルージョンが含まれそうな粒子は除かれた。顕微鏡にて粒子の形が記録・測定し、 α -ejection correction の為に記録された (Farley et al., 1996)。その後試料は、酸処理されたプラチナムカプセルに入れられた。

アパタイト粒子は、サンプルチャンバーには光ファイバーで連結された状態で Coherent Quattro FAP 829nm diode laser を用いて、真空下で $\sim 900^{\circ}\text{C}$ 、5 分間脱ガスされた。He 含有量はピュアな 3He spike を用いた同位体希釈によって求められた。この 3He spike は、独立の 4He 標準試料により補正され、Balzers quadrupole (Prisma QMS 200) 質量分析器を用いて測定された。ジルコン粒子は、レーザー出力 $\sim 12.6\text{W}$ ($\sim 1300^{\circ}\text{C}$) で 20 分間、 4He が完全に出力されるよう脱ガスされた。完全に脱ガスされていることを確認する為に、hot blank を走らせている。

脱ガスされた粒子はチャンバーから移され、親核種の分解・分析をされる。ジルコン粒子は Pt カプセルから取り出され、 ^{233}U 、 ^{229}Th を照射され、HF 内で 240°C ・40 時間浸けられた。標準試料も同様の処置がされた。次に、HCl 内に、 200°C ・24 時間浸けて、HF を完全に溶かした。その後ジルコン試料は乾燥させられ、ICP-MS での ^{238}U 、 ^{235}U 、 ^{232}Th 測定のため、5%濃度に薄められた HNO_3 に入れられた。U/Th 比は 2%の精度で測定され、ジルコン (U-Th) /He 年代全体での精度は 6%以下と考えられている。ジルコン He 年代は Hourigan et al. (2005) のアプローチを用いて計算されている。Fish Canyon Tuff のジルコン試料 (Gleadow et al., 2015) もサンプルの正確さを確かめる目的で、ともに測定されている。

アパタイト試料は Pt カプセルに入れられたまま、 HNO_3 に溶かされ、 ^{238}U 、 ^{235}U 、 ^{232}Th と ^{147}Sm が測定された。Mud Tank Carbonatite アパタイト、BHVO-1、international rock standard BCR-2 を標準試料として用いて補正を行った。(U-Th-Sm) /He 年代は Farley et al. (1996) のアプローチを用いて計算・修正された。メルボルンにおける He の設備は約 6.2% ($\pm 1\sigma$) と考えている。Durango アパタイト試料 (McDowell et al, 2005) もジルコンと同様の理由でともに測定されている。

FT 分析の手順概要は以下の通り。ジルコンとアパタイト共に、自発 FT 密度の測定には結晶の内部面を用いた。ウラン濃度は LA-ICP-MS により定量した。年代値の算出は、ゼータ年代較正により行った。条件の詳細は表 3.2.4.3.、3.2.4.4.の脚註と岩野・檀原 (1997) を参照のこと。

(4) 結果と考察

(U-Th) /He 年代測定の結果を、表 3.2.4.1.、3.2.4.2.に示す。ジルコンについては、NFT1-S7b と NFT1-S8 は分析に適した結晶が存在しなかったが、他の 8 試料からは良質なデータがえられた。表 3.2.4.1.に示す通り、100Ma を超える古い見かけ年代を示す 2 粒子を除くと、55-96Ma の単結晶年代が得られた。これらは当該地域の既存の熱年代値 (たとえば、ジルコン FT 年代など) と明瞭な矛盾は示さない。また、断層近傍で期待される年代値の若返りも見られず、断層面から 1cm の距離で採取された NFT1-N8 においても単結晶年代は 62-71Ma であった。

表 3.2.4.1. 野島断層小倉トレンチで採取されたジルコン粒子の (U-Th) /He 年代測定結果

Sample	Lab. No.	He#	⁴ He (ncc)	Mass (mg)	^a F _T	U ppm	Th ppm	Th/U ratio	^b [eU] ppm	Corrected age (Ma)	Error (±1σ)	Grain length (μm)	Grain half width (μm)	^c Crystal morphology
NFT1-N1	14320	45956	34.039	0.0056	0.77	638.9	311.4	0.49	712.1	69.9	4.3	209.9	45.8	2T
NFT1-N1	14321	45959	22.016	0.0031	0.72	725.4	370.9	0.51	812.6	72.2	4.5	162.5	39.7	2T
NFT1-N1	14322	45962	53.361	0.0090	0.81	636.5	318.4	0.50	711.4	68.3	4.2	240.6	54.8	2T
NFT1-N1	14323	45965	10.378	0.0036	0.70	235.1	152.2	0.65	270.9	87.0	5.4	200.6	36.1	2T
NFT1-N7	14316	45944	17.088	0.0062	0.78	317.0	132.3	0.42	348.1	65.1	4.0	228.7	45.1	2T
NFT1-N7	14317	45947	42.072	0.0054	0.75	373.2	160.3	0.43	410.9	154.6	9.6	238.3	40.1	2T
NFT1-N7	14318	45950	41.253	0.0104	0.81	437.2	151.1	0.35	472.7	68.9	4.3	268.7	54.1	2T
NFT1-N7	14319	45953	28.551	0.0088	0.78	323.2	144.2	0.45	357.1	73.9	4.6	318.3	43.1	2T
NFT1-N8	14308	45920	9.671	0.0058	0.76	174.1	100.5	0.58	197.7	68.8	4.3	232.4	42.9	2T
NFT1-N8	14309	45923	6.207	0.0045	0.76	161.6	82.5	0.51	181.0	62.1	3.9	180.3	46.4	2T
NFT1-N8	14310	45926	37.432	0.0099	0.80	390.1	204.1	0.52	438.0	70.5	4.4	300.0	48.1	2T
NFT1-N8	14311	45929	6.640	0.0044	0.76	151.9	87.5	0.58	172.5	70.9	4.4	183.3	45.0	2T
NFT1-ER2	14312	45932	10.362	0.0055	0.78	245.7	68.1	0.28	261.7	58.9	3.7	197.2	48.2	2T
NFT1-ER2	14313	45935	29.331	0.0124	0.81	258.2	150.6	0.58	293.6	65.9	4.1	314.1	53.0	2T
NFT1-ER2	14314	45938	41.664	0.0148	0.80	380.1	164.2	0.43	418.7	55.2	3.4	435.8	46.4	2T
NFT1-ER2	14315	45941	9.350	0.0110	0.79	98.9	50.3	0.51	110.7	62.9	3.9	355.8	45.1	2T
NFT1-ER-2	14554	46790	19.556	0.0094	0.79	250.0	103.0	0.41	274.2	61.8	3.8	307.7	45.9	2T
NFT1-S4	14340	46047	41.387	0.0133	0.82	336.7	143.3	0.43	370.3	68.7	4.3	296.1	58.1	2T
NFT1-S4	14341	46050	26.801	0.0140	0.82	170.0	82.4	0.48	189.4	82.6	5.1	305.1	58.5	2T
NFT1-S4	14342	46053	63.606	0.0198	0.84	332.4	154.9	0.47	368.8	71.3	4.4	388.7	59.3	2T
NFT1-S4	14343	46056	29.606	0.0041	0.75	534.4	272.7	0.51	598.5	97.2	6.0	185.0	42.6	2T
NFT1-S6	14328	45980	19.786	0.0074	0.77	275.0	137.1	0.50	307.2	70.8	4.4	291.7	41.6	2T
NFT1-S6	14329	45983	18.352	0.0076	0.75	186.4	105.9	0.57	211.3	92.9	5.8	345.0	37.6	2T
NFT1-S6	14330	45986	32.090	0.0075	0.76	265.3	100.7	0.38	289.0	119.7	7.4	309.9	40.2	2T
NFT1-S6	14331	45989	25.773	0.0062	0.80	443.3	150.8	0.34	478.7	70.6	4.4	181.4	59.4	2T
NFT1-S7a	14336	46035	21.696	0.0053	0.77	400.1	189.3	0.47	444.5	75.0	4.6	209.7	44.4	2T
NFT1-S7a	14338	46041	13.880	0.0047	0.75	360.4	162.6	0.45	398.6	60.9	3.8	210.5	40.8	2T
NFT1-S7a	14339	46044	95.844	0.0056	0.77	1252.6	858.4	0.69	1454.4	96.0	6.0	195.8	49.2	2T
NFT1-S7a	14459	46402	15.961	0.0035	0.74	510.2	297.9	0.58	580.2	64.3	4.0	179.1	39.3	2T
NFT1-S9	14325	45971	21.753	0.0148	0.82	140.6	86.7	0.62	161.0	74.7	4.6	330.3	56.6	2T
NFT1-S9	14326	45974	6.745	0.0128	0.83	62.6	33.7	0.54	70.5	60.9	3.8	248.6	67.9	2T
NFT1-S9	14327	45977	9.123	0.0133	0.83	78.8	46.5	0.59	89.7	62.5	3.9	270.6	63.3	2T
NFT1-S9	14553	46787	3.711	0.0104	0.81	29.1	21.4	0.73	34.1	85.6	5.3	259.0	56.1	2T
Fish Canyon Tuff standard														
Fish Canyon Tuff	14410	46098	9.250	0.0074	0.78	324.4	173.0	0.53	365.0	28.2	1.7	248.3	46.9	2T
Fish Canyon Tuff	14411	46123	9.774	0.0079	0.79	344.9	167.7	0.49	384.3	26.3	1.6	250.5	48.7	2T
Fish Canyon Tuff	14412	46126	5.908	0.0045	0.74	333.7	197.8	0.59	380.2	28.6	1.8	188.2	43.9	2T

^aF_T is the α-ejection correction after Farley *et al.* (1996).

^bEffective uranium concentration (U ppm+0.235 Th ppm).

^cGrain morphology - 0T = no terminations, 1T = one termination, 2T = 2 terminations.

表 3.2.4.2. 野島断層小倉トレンチで採取されたアパタイト粒子の
(U-Th) /He 年代測定結果

Sample No.	Analysis No.	He#	⁴ He gas ncc	Mass (mg)	³ He Mean FT	U ppm	Th ppm	Sm ppm	Th/U	²³⁵ U ppm	Uncorrected Age (Ma)	Corrected Age (Ma)	Error ±1σ (Ma)	Grain length (μm)	Grain half-width (μm)	Grain morphology
NFT1-N1	14360	46327	0.290	0.0032	0.71	4.9	29.4	418.7	6.01	11.8	60.2	84.2	5.2	175.2	52.5	1T
NFT1-N1	14361	46330	0.295	0.0044	0.74	5.6	22.8	391.2	4.09	11.0	48.5	65.6	4.1	206.5	55.7	1T
NFT1-N1	14362	46333	0.808	0.0047	0.73	7.1	11.8	211.0	1.66	9.9	137.6	187.6	11.6	189.4	49.6	0T
NFT1-N1	14363	46336	0.306	0.0069	0.77	2.2	10.3	205.1	4.69	4.6	74.0	96.5	6.0	165.2	64.6	0T
NFT1-N7	14364	46339	0.398	0.0088	0.79	3.1	11.4	196.7	3.68	5.8	61.8	78.6	4.9	168.5	71.9	0T
NFT1-N7	14365	46342	0.116	0.0029	0.72	6.4	25.7	391.9	3.98	12.4	25.4	35.1	2.2	140.5	58.5	1T
NFT1-N7	14366	46345	1.366	0.0090	0.81	5.1	15.5	354.6	3.05	8.7	133.8	164.2	10.2	200.3	87.5	1T
NFT1-N7	14367	46348	2.611	0.0063	0.79	28.7	21.5	378.5	0.75	33.8	99.1	126.0	7.8	221.3	65.1	1T
NFT1-ER2	14368	46351	0.464	0.0121	0.82	3.2	8.1	191.3	2.55	5.1	59.3	71.9	4.5	253.1	86.1	1T
NFT1-ER2	14369	46354	0.346	0.0102	0.82	3.2	11.1	197.8	3.45	5.8	46.0	56.4	3.5	225.4	85.2	1T
NFT1-ER2	14370	46357	0.518	0.0039	0.76	13.0	19.5	226.6	1.50	17.6	61.0	80.3	5.0	153.8	65.1	1T
NFT1-ER2	14371	46360	0.255	0.0046	0.73	4.0	11.0	159.8	2.71	6.6	65.9	90.0	5.6	171.6	51.8	0T
NFT1-S4	14344	46268	0.290	0.0069	0.77	4.0	11.8	179.1	2.99	6.8	49.6	64.4	4.0	160.8	65.2	0T
NFT1-S4	14345	46271	0.248	0.0041	0.71	4.9	17.3	273.6	3.54	9.0	53.6	75.9	4.7	165.4	54.4	2T
NFT1-S4	14346	46274	1.177	0.0027	0.68	5.0	17.8	226.7	3.53	9.2	373.6	549.0	34.0	125.0	46.0	0T
NFT1-S4	14347	46277	0.292	0.0070	0.75	3.0	10.1	201.7	3.39	5.4	60.3	80.1	5.0	217.0	62.4	2T
NFT1-S6	14354	46309	0.121	0.0037	0.75	3.4	10.0	191.0	2.95	5.8	44.8	60.2	3.7	159.0	61.6	1T
NFT1-S6	14355	46312	0.373	0.0099	0.81	3.9	10.7	254.3	2.73	6.4	45.7	56.6	3.5	255.9	76.0	1T
NFT1-S6	14356	46315	0.509	0.0039	0.76	16.5	30.6	348.2	1.86	23.7	44.7	58.9	3.7	150.5	66.1	1T
NFT1-S6	14357	46318	0.111	0.0061	0.76	3.0	10.4	178.6	3.51	5.4	26.8	35.3	2.2	143.9	64.7	0T
NFT1-S8	14349	46283	0.423	0.0044	0.77	4.3	12.8	237.9	2.95	7.3	103.0	134.4	8.3	153.4	70.3	1T
NFT1-S8	14350	46286	0.190	0.0028	0.72	2.8	11.3	213.0	4.09	5.5	99.2	136.9	8.5	132.3	59.9	1T
NFT1-S8	14351	46289	0.936	0.0067	0.75	4.5	16.6	253.4	3.66	8.4	130.4	173.7	10.8	195.8	64.0	2T
NFT1-S8	14352	46303	0.220	0.0020	0.68	3.7	17.2	178.9	4.68	7.7	115.4	169.7	10.5	130.3	49.3	1T
<i>Durango standard</i>																
Durango	14453	46292	8.071	-	1.00	-	-	-	25.95	-	29.7	29.7	1.8	-	-	-
Durango	14466	46390	6.379	-	1.00	-	-	-	22.86	-	31.7	31.7	2.0	-	-	-
Durango	14467	46519	2.452	-	1.00	-	-	-	20.81	-	31.0	31.0	1.9	-	-	-

³Fr is the α-ejection correction after Farley et al. (1996).
²Effective uranium concentration (U ppm + 0.235 Th ppm).
³Grain morphology - 0T = no terminations, 1T = one termination, 2T = 2 terminations.

一方、アパタイトの年代値は6試料より得られたが、全体として試料ごとの再現性が悪く、同じ試料のジルコンの年代よりも古い場合もあり、信頼できるデータは得られなかった。これらは、他地域の先行研究において報告されている、ウランやトリウムに富む包有物の影響などに起因すると考えられる。

表 3.2.4.3、3.2.3.4. に FT 年代測定の結果を示す。ジルコン、アパタイト共に全 10 試料から年代測定結果が得られた。ジルコンは 67-85Ma、アパタイトは 44-74Ma の年代を示した。共に、断層近傍で期待される年代値の若返りは見られなかった。断層面から 1cm の距離で採取された NFT1-N8 と NFT1-S8 においても、単結晶年代の平均値はそれぞれ、74Ma (アパタイト) 73Ma (ジルコン)、および 54Ma (アパタイト) 78Ma (ジルコン) であった。

表 3.2.4.3. ジルコンを用いたフィッシュトラック年代測定結果

試料名	(1) 測定 鉱物	(2) 測定 方法	結晶 数 (個)	自発核分裂飛跡		U総計数		(3), (4) U標準計数		Zeta値 ($\times 10^3 \text{cm}^2 \cdot \text{yr}^{-1}$)	(5) 相関 係数 r	(6) χ^2 検 定 Pr(χ^2)	ウラン 濃度 (ppm)	(7), (8), (9) 年代値 (Ma) Age $\pm 1 \sigma$
				ρ_s (cm^{-2})	N_s	ρ_u (cm^{-2})	N_u	ρ_{ustd} ($\times 10^4 \text{cm}^{-2}$)	N_{ustd}					
1.NFT1-S4 Zr	Zr	Int.S	30	8.78×10^6	4441	1.02×10^8	51365926	3.610	255014	43.2 ± 3.1	0.860	0	270	67.1 \pm 4.9
2.NFT1-S6 Zr	Zr	Int.S	30	7.42×10^6	4384	8.19×10^7	48391183	4.257	300750	43.2 ± 3.1	0.942	0	180	82.8 \pm 6.1
3.NFT1-S7a	Zr	Int.S	30	9.88×10^6	3924	1.25×10^8	49556117	4.257	300750	43.2 ± 3.1	0.175	0	280	72.4 \pm 5.3
4.NFT1-S7b Zr	Zr	Int.S	30	9.68×10^6	3824	8.74×10^7	34538681	3.555	251161	43.2 ± 3.1	0.729	0	230	84.5 \pm 6.2
5.NFT1-S8Zr	Zr	Int.S	30	7.13×10^6	2565	8.68×10^7	31246132	4.444	313988	43.1 ± 3.2	0.822	0	180	78.2 \pm 6.0
6.NFT1-S9 Zr	Zr	Int.S	30	6.62×10^6	4179	7.59×10^7	47911212	4.210	297405	43.1 ± 3.2	0.814	0	170	78.7 \pm 5.9
7.NFT1-N1 Zr	Zr	Int.S	30	8.24×10^6	3462	9.56×10^7	41817541	4.030	284739	43.1 ± 3.2	0.786	0	230	71.5 \pm 5.4
8.NFT1-N7 Zr	Zr	Int.S	30	8.22×10^6	4190	9.56×10^7	48750215	4.062	286969	43.1 ± 3.2	0.931	0	230	74.8 \pm 5.6
9.NFT1-N8 Zr	Zr	int.S	30	9.28×10^6	4271	1.11×10^8	50872258	4.062	286969	43.1 ± 3.2	0.849	0	260	73.1 \pm 5.5
10.NFT1-ER2 Zr	Zr	Int.S	30	7.50×10^6	5292	8.61×10^7	60776999	4.432	313091	43.1 ± 3.2	0.957	0	180	82.6 \pm 6.2

- (1) 測定鉱物 Zr:ジルコン, Ap:アパタイト, Sp:スフェーン (6) Pr(χ^2): χ^2 値の自由度(n-1)の χ^2 分布における上側確率 (Galbraith, 1981)
 (2) 測定方法: LA-ICP-MS-FT (内部面: IntS, 外部面: ExtS) (7) 年代値: $T = (1/\lambda_D) \cdot \ln[1 + \lambda_D \cdot \zeta \cdot (\rho_s / \rho_u) \cdot \rho_{\text{ustd}}]$ (Int.Sは $\rho_s \times 1/2$)
 (3) ^{238}U 濃度, U-Pb年代測定用標準試料: 91500(Zr), Durango(Ap) (8) 誤差: $\sigma_T = T \times [1/\Sigma N_u + 1/\Sigma N_s + 1/\Sigma N_{\text{ustd}} + (\sigma_{\zeta}/\zeta)^2]^{1/2}$
 (4) レーザービーム径: 15 $\mu\text{m} \times 4$ 点 (Galvano) (9) ^{238}U の全壊変定数: $\lambda_D = 1.55125 \times 10^{-10} \text{yr}^{-1}$
 (5) r: ρ_s と ρ_u の相関係数

表 3.2.4.4. アパタイトを用いたフィッシュトラック年代測定結果

試料名	(1) 測定 鉱物	(2) 測定 方法	結晶 数 (個)	自発核分裂飛跡		U総計数		(3), (4) U標準計数		Zeta値 ($\times 10^3 \text{cm}^2 \cdot \text{yr}^{-1}$)	(5) 相関 係数 r	(6) χ^2 検 定 Pr(χ^2)	ウラン 濃度 (ppm)	(7), (8), (9) 年代値 (Ma) Age $\pm 1 \sigma$
				ρ_s (cm^{-2})	N_s	ρ_u (cm^{-2})	N_u	ρ_{ustd} ($\times 10^4 \text{cm}^{-2}$)	N_{ustd}					
11.NFT1-S4 Ap	Ap	Int.S	30	1.38×10^5	135	2.83×10^8	276290	64620	45652	281.5 ± 25.8	-0.027	0	6	44.3 \pm 5.6
12.NFT1-S6 Ap	Ap	Int.S	30	1.50×10^5	140	1.94×10^8	181137	64620	45652	281.5 ± 25.8	0.841	90	5	69.9 \pm 8.9
13.HFT1-S7a Ap	Ap	Int.S	28	2.40×10^5	138	3.85×10^8	221499	64620	45652	281.5 ± 25.8	0.798	3	9	56.4 \pm 7.2
14.NFT1-S7b Ap	Ap	Int.S	28	1.20×10^5	55	2.49×10^8	113743	64620	45652	281.5 ± 25.8	0.942	79	6	43.8 \pm 7.3
15.NFT1-S8 Ap	Ap	Int.S	25	1.34×10^5	43	2.25×10^8	72102	64260	45652	281.5 ± 25.8	0.346	47	5	54.0 \pm 9.8
16.NFT1-S9 Ap	Ap	Int.S	12	2.46×10^5	79	3.80×10^8	121870	64260	45652	281.5 ± 25.8	0.970	15	7	63.9 \pm 9.2
17.NFT1-N1 Ap	Ap	Int.S	24	1.33×10^5	103	2.28×10^8	176949	64620	45652	281.5 ± 25.8	0.800	9	5	52.7 \pm 7.2
18.NFT1-N7 Ap	Ap	Int.S	30	2.04×10^5	203	3.03×10^8	301029	64620	45652	281.5 ± 25.8	0.946	0	7	61.0 \pm 7.1
19.NFT1-N8 Ap	Ap	Int.S	7	1.48×10^5	23	1.81×10^8	28043	64620	45652	281.5 ± 25.8	0.882	24	4	74.2 \pm 17.5
20. NFT1-ER2 Ap	Ap	Int.S	30	1.77×10^5	198	2.56×10^8	285198	64620	45652	281.5 ± 25.8	0.647	21	6	62.8 \pm 7.4

- (1) 測定鉱物 Zr:ジルコン, Ap:アパタイト, Sp:スフェーン (6) Pr(χ^2): χ^2 値の自由度(n-1)の χ^2 分布における上側確率 (Galbraith, 1981)
 (2) 測定方法: LA-ICP-MS-FT (内部面: IntS, 外部面: ExtS) (7) 年代値: $T = (1/\lambda_D) \cdot \ln[1 + \lambda_D \cdot \zeta \cdot (\rho_s / \rho_u) \cdot \rho_{\text{ustd}}]$ (Int.Sは $\rho_s \times 1/2$)
 (3) ^{238}U 濃度, U-Pb年代測定用標準試料: 91500(Zr), Durango(Ap) (8) 誤差: $\sigma_T = T \times [1/\Sigma N_u + 1/\Sigma N_s + 1/\Sigma N_{\text{ustd}} + (\sigma_{\zeta}/\zeta)^2]^{1/2}$
 (4) レーザービーム径: 15 $\mu\text{m} \times 4$ 点 (Galvano) (9) ^{238}U の全壊変定数: $\lambda_D = 1.55125 \times 10^{-10} \text{yr}^{-1}$
 (5) r: ρ_s と ρ_u の相関係数

(5) まとめ

野島断層の小倉トレンチにおいて採取した試料の鉱物分離の結果、すべての試料からアパタイトとジルコンが抽出された。ジルコンは、断層からの距離に関わらず含有量が比較的多いが、アパタイトの含有量は試料間でより大きく変化し、特に断層面近傍では比較的小さい。

(U-Th)/He年代測定の結果、ジルコンについては8試料から良質なデータがえられたが、断層近傍で期待される年代値の若返りは見られなかった。一方、アパタイトの年代値は6

試料より得られたが、全体として試料ごとの再現性が悪く、同じ試料のジルコンの年代よりも古い場合もあり、信頼できるデータは得られなかった。

FT年代測定の結果、全10試料からジルコンは67-85Ma、アパタイトは44-74Maの年代が得られたが、断層近傍で期待される年代値の若返りは見られなかった。

(6) 今後の課題

今後、以下の研究を行う必要がある：

- ・野島断層のボーリングコアからの試料採取と鉱物分離
- ・アパタイトとジルコンが分離できれば、FT分析と(U,Th)/He年代測定
- ・短時間加熱装置を用いた、アパタイト、ジルコンなどの加熱実験と年代分析
- ・これらの結果に基づいた、断層の熱過程と年代測定に関するFT法と(U,Th)/He法の汎用性/適用範囲等の検証

(7) 引用 (参考文献)

Farley, K. A., Wolf, R. A., Silver, L. T., 1996, The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages, *Geochim Cosmochim Acta* 60, 4223-4229.

Gleadow, A., Harrison M., Kohn, B., Lugo-Zazueta, R., Phillips, D., 2015, The Fish Canyon Tuff: A new look at an old low-temperature thermochronology standard, *Earth Planet Sci Let* 424, 95-108.

Hourigan, J. K., Reiners, P. W., Brandon, M. T., 2005, U-Th zonation-dependent alpha-ejection in (U-Th)/He chronometry, *Geochim Cosmochim Acta*, 69, 3349-3365.

House, M. A., Farley, K. A., Stockli, D., 2000, Helium chronometry of apatite and titanite using Nd-YAG laser heating, *Earth Planet Sci Let*, 183, 365-368.

岩野秀樹, 檀原徹, 1997 高品位モニターを用いたフィッショントラック年代測定システムのゼータ較正とシステム間比較, *フィッション・トラックニュースレター*, 10, 11-20.

Ludwig, K. R., 2012, User's manual for Isoplot 3.75: A geochronological toolkit for Microsoft Excel, *Geochronology Center Special Publication No. 5*, 75 p.

McDowell, F. W., McIntosh, W. C., Farley, K. A., 2005 A precise ^{40}Ar - ^{39}Ar reference age for the Durango apatite (U-Th)/He and fission-track dating standard, *Chem Geol*, 214, 249-263.

Tagami, T., 2012, Thermochronological investigation of fault zones (Review article), *Tectonophys.*, 538-540, 67-85, doi:10.1016/j.tecto.2012.01.032.

4. 室内摩擦実験

4. 1. 概要

電子スピン共鳴法 (electron spin resonance, ESR) や、熱あるいは光ルミネッセンス (thermoluminescence [TL], optically stimulated luminescence [OSL]) による年代測定法の活断層研究への適用可能性を検討する上で、ESR 信号やルミネッセンス信号の断層すべり時におけるリセットの条件を評価することが重要な課題となっている。これまでに、ESR を用いた年代測定法に関しては多くの理論的、実験的研究が行われており、その強度変化の特徴、機構が明らかになっている (例えば三木・池谷, 1981; Fukuchi, 1992; 幡谷・田中, 1993; Lee and Schwarcz, 1993; Usami et al., 2004 など)。一方、TL や OSL などルミネッセンスによる断層年代測定法については、断層運動による外部刺激によってリセットされる可能性が指摘されているが (鴈澤ほか, 2013)、室内変形実験に基づいた研究はいまだ予察的な段階にある (Toyoda et al., 2000; 平賀ほか, 2004; Kim et al., 2014)。そのため、外的刺激に起因する信号強度変化の機構の詳細に、未解明の部分がある。

温度や応力などの外的刺激による信号強度変化の機構、特性が明らかである信号を用いる場合、適当な断層運動シミュレーションを行えば、断層すべりに伴う信号強度変化を予測できる可能性がある (Fukuchi, 1992; Fukuchi and Imai, 2001; Matsumoto et al., 2001)。しかしながら、多様な組成、性状の天然断層の断層すべりをモデル化することは、なかなか容易ではない。たとえば、断層破壊が伝播する動的すべり過程における断層の応力は、断層構造や構成物質の多様性を反映して多様である (Di Tro et al., 2011)。そのため、個々の断層帯を構成する物質を反映して、摩擦発熱に伴う温度上昇過程もまた多様である可能性がある。

以上のように、これらの断層年代測定法の適用可能性を検討する上では、(I) 対象とする信号強度のリセット (ゼロイング) を引き起こすために必要な温度、加熱時間、応力などの外的刺激の条件 (信号強度減少の物理素過程) を明らかにし、また (II) 地震性断層すべり時において天然の断層に発生する応力、すべり量、すべり速度、摩擦仕事率などに関する定量的知見 (天然断層における外的刺激の制約条件) を得ることが重要である。このような背景を踏まえ、本研究課題においては、(1) 多様な条件 (垂直応力、すべり速度、間隙水圧) における摩擦実験を行うことのできる実験システムを構築し、(2) 断層の母岩物質や年代測定対象鉱物を含有する模擬岩石試料について室内摩擦実験を行い、ESR、OSL、および TL 年代測定実験のための試料を作成することを目的とした研究を実施した。また、(3) 天然の断層物質を用いた方解石双晶古応力計の適用性の評価、有機堆積物による断層摩擦熱の検出などを目的とした実験、分析をおこない、摩擦すべりによる剪断変形や発熱の過程が断層の物質変化に及ぼす影響を評価するための定量的知見を得ることを試みた。

4. 2. 室内摩擦実験を用いた各実施項目

4. 2. 1. 断層摩擦実験システムの構築

(1) はしがき

光あるいは熱ルミネセンス (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。摩擦発熱の効率は、剪断応力の大きさに強く依存する。数 mm/s より低速の条件においては、断層の摩擦係数はすべり速度によらず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た (Dieterich, 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 (強化あるは弱化する) 場合のあること近年の研究により明らかになりつつある (Tsutsumi and Shimamoto, 1997; Mizoguchi et al., 2007 など)。地震時に高速のすべりを伴う断層の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、(1) 多様な条件 (垂直応力、すべり速度、間隙水圧) における摩擦実験を行うことのできる実験システムを構築すること、また、(2) 断層物質の高速すべり摩擦特性を明らかにすること目的とする。

(3) 実施内容

(3) . 1 摩擦実験システムの構築

間隙水圧下での回転式摩擦実験をおこなうことを目的とした小型圧力容器を設計・制作した。設計した圧力容器 (図 4.2.1.1.) の基本仕様と規格を以下に示す。実験後の試料回収を容易にするために、圧力容器と試料部の分離作業をおこなうための治具も制作した (図 4.2.1.2.)。本圧力容器は、既存の高速摩擦試験機 (Lin et al., 2013) に設置して用いることにより、様々な条件下での高速摩擦実験を行うことを目指すものである。この既存摩擦試験機は、圧力容器を用いた摩擦実験を行うことのできる試料空間に加えて、圧力容器外において通常の高速度摩擦実験をおこなうことのできる空間 (機能) を元々の性能として備えている (Lin et al., 2013)。今回、この部分での摩擦実験において摩擦面近傍の温度測定を試みることを目的として、ファイバー式放射温度計を試料ホルダー一部 (図 4.2.1.3.) に組み込んだ。この温度計の仕様も以下に示す。

圧力容器等の仕様

容器材質：SUS316

容器サイズ：内径 37 mm、外径 90 mm、長さ 260 mm

耐圧：60 MPa

ピストン材質：SUS630

ピストン直径：16 mm

試料形状：25mm 直径、円筒あるいは円柱形状

最大回転速度：1500 rpm（25 mm 直径の円柱状試料の場合、約 1.3 m/s^{※1}に相当）

間隙水圧上限：

回転速度 1500 rpm のとき、間隙水圧 最大約 6 MPa

回転速度 500 rpm のとき、間隙水圧 最大約 20MPa

※1 すべり速度は、等価摩擦半径を用いて計算した等価すべり速度（嶋本・堤、1994）を用いた。

放射温度計の仕様

測温対象サイズ：φ2mm

温度範囲：100～1500℃

応答時間：最速 0.001s



図 4.2.1.1. 小型圧力容器と载荷軸および試料部

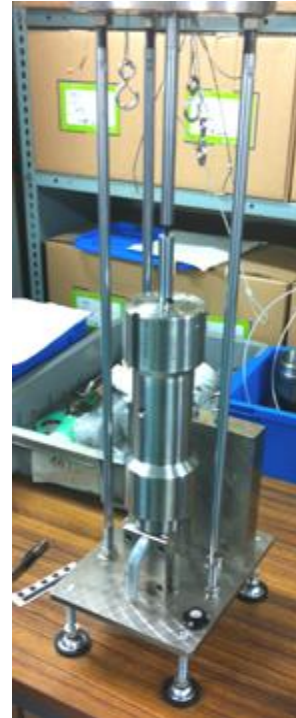
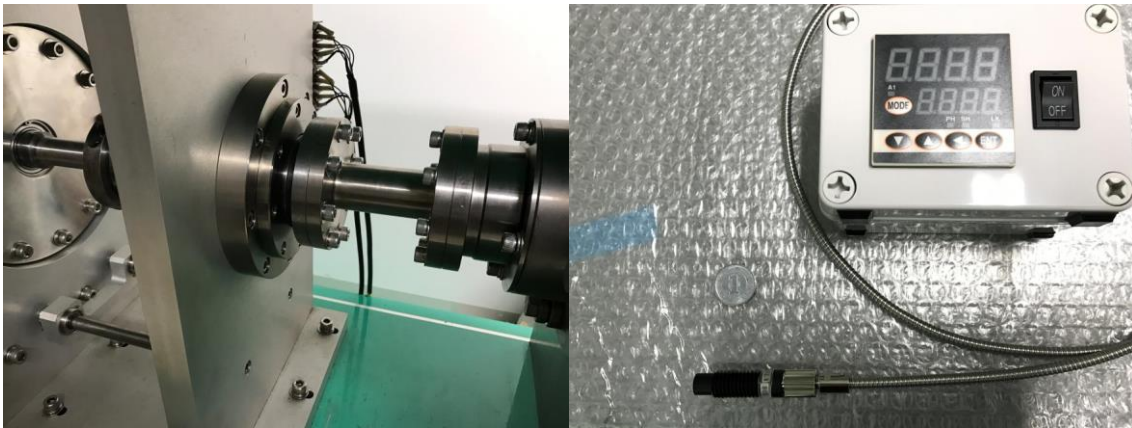


図 4.2.1.2. 試料回収のための治具



(a)

(b)

図 4.2.1.3. (a) 圧力容器外部で摩擦実験をおこなうための試料部
(b) ホルダー内部に設置した放射温度計。

(3) . 2 天然の断層物質を用いた室内摩擦実験

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の際に採取した断層中軸部ガウジ試料について行った高速摩擦実験の結果を示し、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測定をおこなった。ESR測定結果の詳細については、本報告書の「2.2.2 ESR年代測定」を参照されたい。

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~10 mmの灰白色ガウジである（図4.2.1.4、図4.2.1.5a）。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。

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5 kW）を用いた（図4.2.1.6）。今回の実験では、自然乾燥処理の後、乳鉢を用いて粒子状に分離したガウジを0.5g準備し、直径24.98 mmに整形した一对の斑レイ岩（ジンバブエ産）円柱の間に挟んで、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た。摩擦面の周囲はPTFEリングでシールしている（図4.2.1.7）。今回、ドライ（室内湿度）の状態と、蒸留水（約0.5 ml）を加え含水状態にしたガウジ試料について実験を行った。垂直応力は2 MPa、すべり速度は1.3 m/sとした。ここで、すべり速度の値には、等価変位速度（嶋本・堤, 1994）を用いた。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。

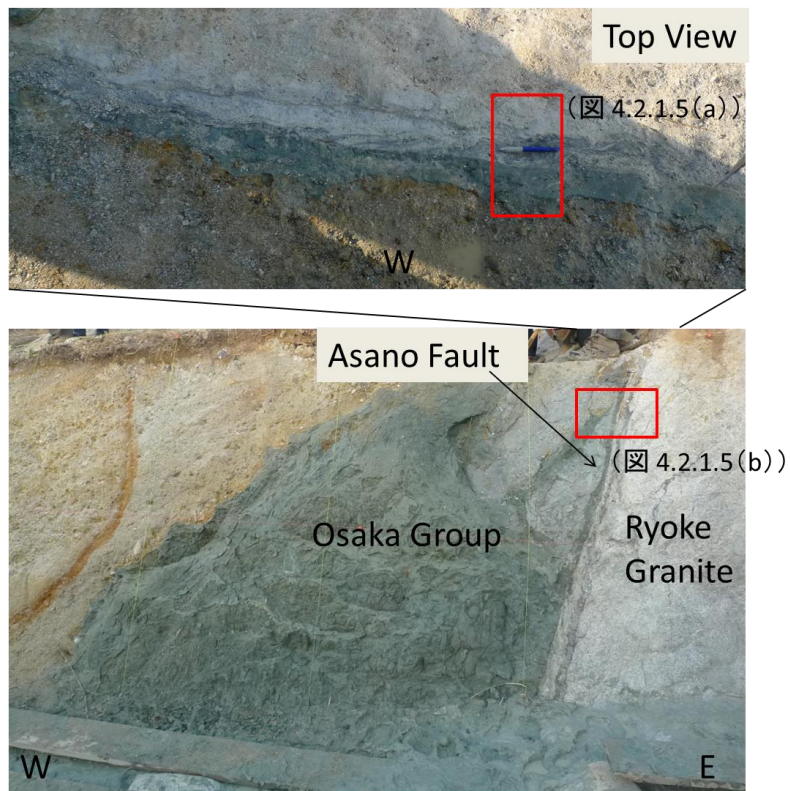


図 4.2.1.4. 浅野断層トレンチ北壁で観察された断層構造。赤枠は試料採取場所を示す。



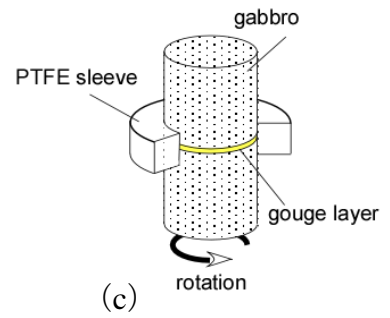
図 4.2.1.5. (a) 浅野断層トレンチ北壁面上部および、(b) 北壁面より採取した断層中軸部試料。実験には (a) の試料中央の灰白色ガウジを使用。



(a)

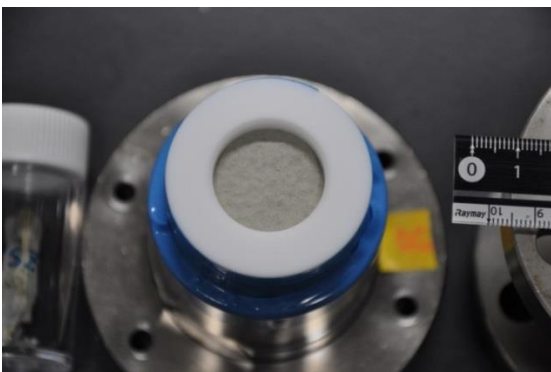


(b)

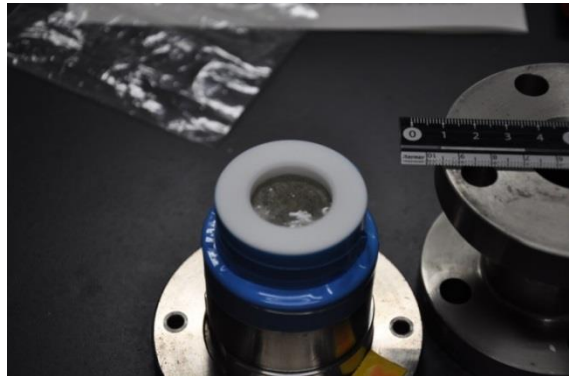


(c)

図 4.2.1.6. 中-高速摩擦試験機。(a) 全体写真、(b、c) 試料部のアセンブリ。



(a)



(b)

図 4.2.1.7. テフロンリング内部にセットされたガウジ試料。
(a) ドライ条件、(b) 蒸留水を加えてウェット条件にした状態。

(4) 実験結果

ドライの状態では、剪断を加えた試料の剪断強度は、剪断開始時に 1.2 MPa の値を示した後、約 4 m の弱化距離を経て緩やかに減少し、ほぼ定常状態に達した (図 4.2.1.8.)。定常状態での剪断応力は 0.4 MPa であった。この結果は、Mizoguchi et al. (2007) で報告された野島断層平林トレンチの断層物質を用いた実験結果と良く一致する。含水条件の実験においては、剪断開始時に 0.6 MPa の低い剪断応力を示し、その後、約 1 m の弱化距離を経て 0.24 MPa の値でほぼ定常状態に達した (図 4.2.1.8.)。すべり弱化過程における単位面積当たりの仕事率 (power density, $\tau_e v$) は、ドライ、含水条件下での高速剪断実験についてそれぞれ、 1.1×10^6 [Wm⁻²]、 5.6×10^5 [Wm⁻²]であった (ここで v 、すべり速度；すべり弱化し終え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。 τ_e の定義は Di Toro et al. (2011) による)。

得られた剪断応力履歴に基づいて、有限要素法を用いた熱伝導解析を行い、ガウジの温度推定を試みた (二次元熱伝導解析プログラム、黒田 (2005) を利用)。なお、解析は軸対称問題とし、摩擦による仕事のすべてが熱に変換されるものとした (図 4.2.1.8a)。また、剪断応力はすべり速度に依らず一定の値をとるものと仮定して計算をおこなっている。ガウジ試料の熱物性は現段階では不明である。ここでは、Mizoguchi et al. (2009) に用いられた値を利用した。計算に用いた熱物性値を表 4.2.1.1 に示す。計算の結果を図 4.2.1.8. (b, c) にそれぞれ示す。

本実験においては、円柱状の試料を用いた回転式の摩擦実験をおこなっている。そのため、回転中心から外周部に向かい、変位量、すべり速度が増加する。このことを反映して、計算で求めたガウジ内部の温度分布は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。総変位量 30 m のすべり時におけるガウジ内の温度は、ドライ条件で 380°C 程度、含水条件で 340°C 程度と求まった。一方、総すべり量として、1995 年兵庫県南部地震時の平林における最大変位量 2.15 m (林ほか, 1995) を用いると、ガウジ内部の最も高温に達した部分の温度は、ドライ条件で 380°C 程度、含水条件で 250°C 程度と求まった。

表 4.2.1.1. 断層面の温度計算に用いた物性値

	thermal conductivity [W m ⁻¹ K ⁻¹]	Specific heat [J kg ⁻¹ K ⁻¹]	density [kg m ⁻³]
Gabbro	2.9	714	3080
Gouge	1.5	1000	2000
PTFE	2.0	1000	2200

(5) 摩擦面の温度上昇について

今回の温度解析においては、いくつかの重要な仮定をおいている。さらに、実験試料の熱物性に不正確である点が残されている。そのため、温度計算結果は予察的なものであり、その妥当性については今後の詳細な検討を必要とする。熱電対を用いることで温度上昇の様子を実測するなど、詳しい検証が必要である。

(6) ESR 測定用試料の回収

摩擦試験後の試料の状態を図 4.2.1.9.に示す。ドライ及び含水条件ともに、剪断面の中心を基準 (=0mm) として、ガウジ試料を 0~9 mm (中心部)、9~16mm (中間部)、16~25 mm (円周部) に三分割し、各々の部分を回収して ESR 測定用試料とした。ESR 測定の結果、ドライ条件下では三分割試料全てから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、中心部から円周部に向かって信号強度が著しく増大していること、含水条件下の実験では、円周部において弱い FMR 信号が検出されていることなどが明らかになった (結果の詳細は、本報告書の「3.2.2 ESR 年代測定」を参照されたい)。

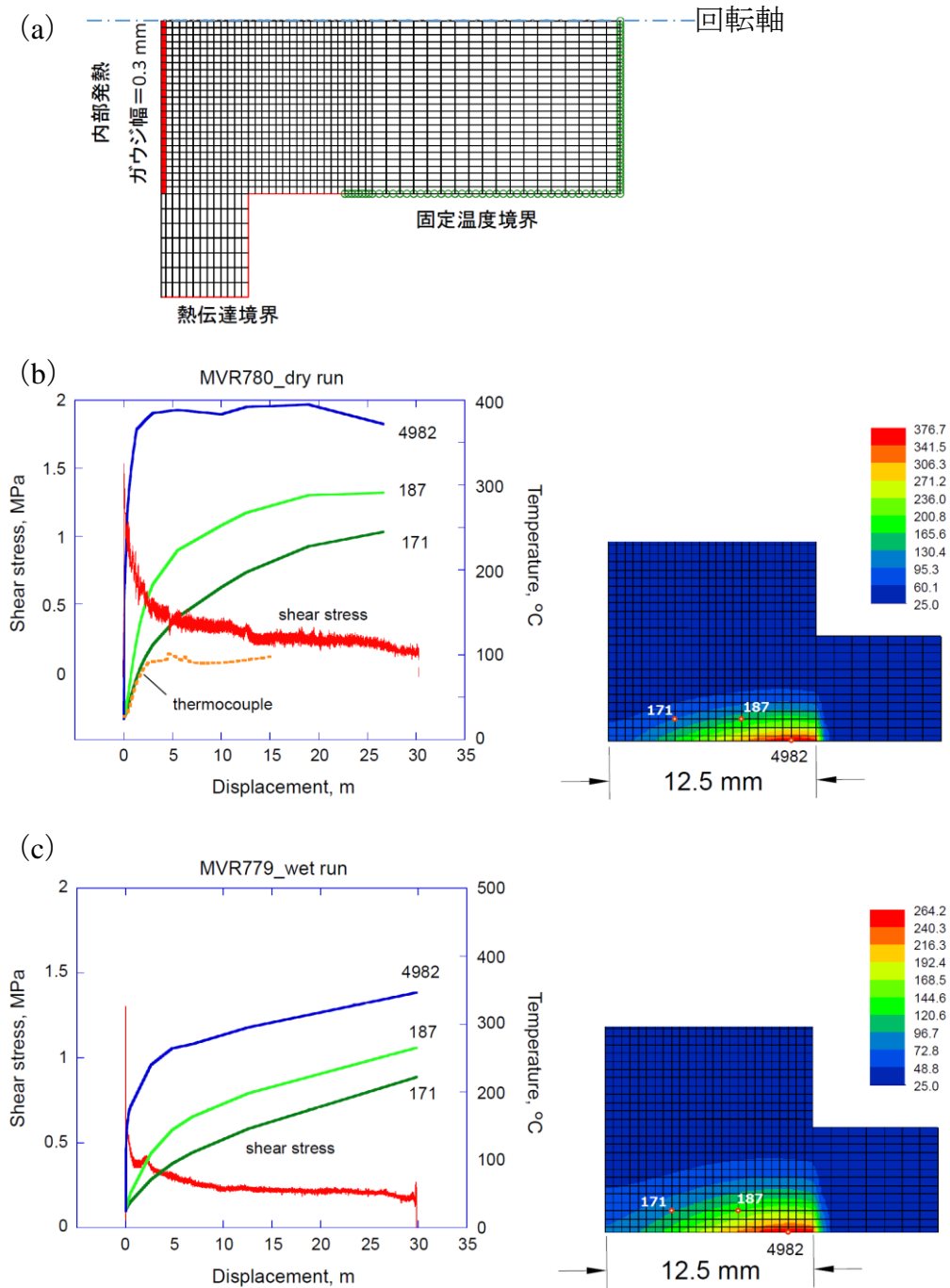
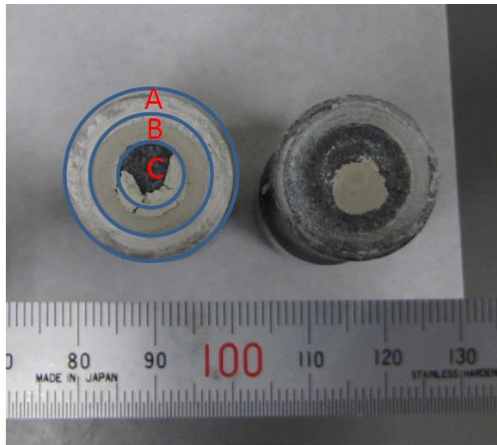


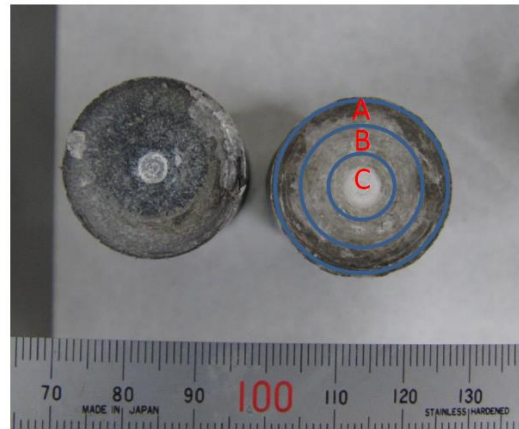
図 4.2.1.8. 浅野断層中軸部の粘土質断層ガウジを用いた高速摩擦実験結果。有限要素法による温度上昇解析の結果も示す。図中の曲線に添えた数字は、温度解析に用いたメッシュ (a) の接点の位置 (右図参照) を示している。(b) 乾燥状態 (室内湿度条件) での実験 (c) ウェット状態 (ガウジを蒸留水で飽和させた状態) での実験。

垂直応力 2 MPa, 1500 rpm
円柱直径 約 24.98 mm, 等価変位速度 1.3 m/s



MVR779, wet (water-saturated)
condition

A $\Phi 25-\phi 16$
B $\Phi 16-\phi 9$
C $\leq \Phi 9$



MVR780, dry condition

A $\Phi 25-\phi 16$
B $\Phi 16-\phi 9$
C $\leq \Phi 9$

図 4.2.1.9. 含水およびドライ条件での高速摩擦実験後のガウジ試料。それぞれの図中 A、B、C は ESR 測定用に分割した環状試料領域を示す。

(7) 今後の課題

ここでは、高速摩擦実験で得た摩擦特性の結果と、摩擦特性に基づいた解析で求めた温度上昇の予察的な推定値を示した。今後、断層中軸部の高速摩擦特性を多様な条件下について明らかにし、断層すべり時の短時間摩擦加熱に起因する断層物質の温度上昇によって、たとえば ESR 信号特性がどのような影響を受けるのかについて、詳細に調べるのが重要な課題である。なお、前述のように今回の温度解析においては、いくつかの重要な仮定をおいている。さらに、実験試料の熱物性に不正確である点が残されている。そのため、温度計算結果の妥当性について、今後の詳細な検討を必要とする。熱電対を用いることで温度上昇の様子を実測するなど、詳しい検証が必要である。その上で、破砕や破砕による細粒化が、発熱効率や各種信号消尽の素過程に及ぼす影響について評価することも重要である。今後の課題である。

(8) 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*, 474, 494-498, doi:10.1038/nature09838.
- Dieterich, J. H., 1978, Time-dependent friction and the mechanisms of stick slip, *Pure and Applied Geophysics*, 116, 790-806.
- Fukuchi, T., 1992, ESR studies for absolute dating of fault movements, *Journal of Geological Society, London*, 149, 265-272.
- Fukucchi, T., and Imai, N., 2001, ESR and ICP analyses of the DPRI 500 m drill core samples penetrating through the Nojima Fault, Japan, *The Island Arc*, 10, 465-478
- 福地龍郎, 2003, 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, 財団法人深田地質研究所, 45p.
- 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, *地質学雑誌*, 119, 11, 714-726.
- 幡谷竜太・田中和広, 1993, ESR 法による断層最終活動年代測定法の適用性検討 (1) ~石英中の ESR 信号のゼロセットに関する実験的検討~, 電力中央研究所研究報告 U93019.
- 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 (自然) .
- Ikeya, M., Miki, T., and Tanaka, K., 1982, Dating of a fault by electron spin resonance on intrafault materials, *Science*, 215, 1392-1393.
- Kim, J. H., Choi, J. H., Chauhan, N., Lee, S., Hirose, T., and Ree, J. H., 2014, Resetting of Quartz OSL (optically stimulated luminescence) Signals by Frictional Heating in Experimentally Sheared Gouges at Seismic Slip Rates, *American Geophysical Union, Fall Meeting 2014*.
- 林 愛明・井宮 裕・宇田進一・三沢隆治, 1995, 野島地震断層の性状, *応用地質*, 36, 41-46.
- Lin, A., Takano, S., Hirono, T., Kanagawa, K., Coseismic dehydration of serpentinite: Evidence from high-velocity friction experiments, *Chemical Geology* 344, 50-62.
- 三木俊克・池谷元伺, 1981, 活断層の ESR 年代測定-その物理的基礎, *月刊地球*, 3, 500-504.
- Matsumoto, H., Yamanaka, C., and Ikeya, M., 2001, ESR analysis of the Nojima fault gouge, Japan, from The DPRI 500m borehole, *The Island Arc* 10, 479-485.
- 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*, 34, doi:10.1029/2006GL027931.
- Mizoguchi, K., Hirose, T., Shimamoto, T. and Fukuyama, E., 2009, High-velocity frictional behavior and microstructure evolution of fault gouge obtained from Nojima fault, southwest Japan, *Tectonophysics*, 471, 285-296.

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.

Toyodaa, S., Rinkb, W. J., Schwarczb, H. P., Rees-Jonesb, J., 2000, Crushing effects on TL and OSL on quartz: relevance to fault dating, Radiation Measurements 32, 667-672.

Tsutsumi, A., and Shimamoto, T., 1997, High - velocity frictional properties of gabbro, Geophysical Research Letters, 24, 699-702, doi:10.1029/97GL00503.

Usami, T., Toyoda, S., Mizoguchi, K., Shimamoto, T., and Hirose, T., 2004, The temperature during the high speed friction experiments estimated by ESR signals in quartz, American Geophysical Union, Fall Meeting 2004.

4. 2. 2. OSL/TL 年代のリセット条件を検証するための摩擦実験

(1) はしがき

OSL (optically stimulated luminescence) 法や TL (thermoluminescence) 法は自然放射線による損傷を利用した年代測定法であるが、その適応年代範囲は数 100 年前~数 10 万年前と一般的な年代測定法よりも有意に若く、活断層の認定や最新活動時期の決定に有効であると考えられる。OSL や TL 年代は、断層運動による外部刺激によってリセットされる可能性が指摘されているが、摩擦実験に基づいた検証実験はこれまでほとんど行われていない。そこで本研究では、石英からなる模擬断層ガウジを摩擦試験機を用いて人工的に剪断させ、年代リセットの検証とそれに必要な物理条件を明らかにすることを目的とした。出発物質となる石英は、浅野断層で行われたトレンチに露出する花崗岩から分離し、人工的に蓄積放射線量を飽和させたものを用いた。摩擦実験は回転剪断式摩擦試験機を用い、変位量一定・速度可変の実験群と、変位量可変・速度一定の実験群を行った。回収試料は粗粒画分と細粒画分に分けたのち、それぞれ OSL/TL 測定を行った。測定の結果、最も速いすべり速度で剪断させた実験では、高速摩擦に伴う摩擦発熱によって OSL シグナルが消滅することが明らかとなった。また、中~低速の実験では、粉碎の影響によって OSL シグナルの特定の成分 (Fast 成分) が増大することがわかった。OSL シグナルの消滅が認められた実験について、与えた摩擦仕事量を計算し、天然の地震によるリセット条件を求めたところ、乾燥条件下では地下約 117 m の垂直応力条件で年代リセットが起こりうることがわかった。

(2) 目的

国内における活断層の活動時期の決定には、被覆層との切断関係を用いたいわゆる上載地層法が一般的に用いられている。一方で、新期の被覆層が分布しない断層では原理的に上載地層法を用いることができない。また、断層掘削試料 (ボーリングコア試料) 中の断層に対して最新活動面や活動時期を決定・特定することも困難であり、活断層の認定やその長期活動予測、さらには大型構造物の設置などの社会活動を行う上でも支障をきたす。これに対して、断層破碎物質の絶対年代測定から断層の形成・活動時期を明らかにしようとする試みがなされてきた。この方法では、断層運動に関連して新たに形成された鉱物を対象として年代測定を行う方法 (Ar-Ar 法や K-Ar 法など、例えば高木・柴田, 1992) と、断層運動により年代がリセットされた鉱物を対象とする方法 (ESR 法や FT 法など、例えば Murakami and Tagami, 2004, 福地, 2003) がある。しかし、これらの年代測定法は原理的に 1 ~10 万年よりも古い年代にのみ適応可能であり、活断層の定義の中でも比較的初期に動いた活断層への年代評価には適応が難しい。一方で、これまで主に堆積物の年代測定に用いられてきた OSL (optically stimulated luminescence) 法や TL (thermoluminescence) 法の適応年代範囲は数 100 年前~数 10 万年前と一般的な年代測定法よりも有意に若く、活断層の認定や最新活動時期の決定に有効であると考えられる。

OSL 法や TL 法は、ルミネッセンス年代測定法であり、堆積物中の石英や長石を対象とし

て用いられている（奥村・下岡, 2011）。これらの年代測定法では、まず、鉱物晶出以降に被った放射線損傷が、あるイベント（光や熱などの外部刺激）によってリセット（このことをタイムゼロイングと呼ぶ）されてから現在までの蓄積損傷量（=蓄積線量）を測定によって求める。次に、求めた蓄積線量を年間線量で割ることで、イベントからの経過時間に換算することができる。断層破碎物質の OSL/TL 年代測定から断層の活動時期の推定を行うためには、断層破碎物質の蓄積損傷量が、地震時に被る外部刺激、すなわち摩擦発熱や粉碎、摩擦などによってきちんとゼロイングされることを検証しなければならない。平賀ほか（2004）は、細粒石英ガウジの低速摩擦実験を行い、摩擦による TL 信号強度の低下を確認した。また、その結果を外挿し、完全ゼロイングに必要な摩擦仕事量を 1.2 MJ/m^2 、マグニチュード7の地震による完全ゼロイング深度を $40\sim 130 \text{ m}$ と推定した。Kim et al. (2014) は石英ガウジの高速摩擦実験を行い、垂直応力 1 MPa 、すべり速度 1.3 m/s の条件下で OSL 信号の完全ゼロイングを認めている。しかしながら、岩石摩擦実験に基づく検証例は上記2例しか報告されておらず、タイムゼロイングに必要な物理的条件（例えば、断層面に与えたエネルギーやエネルギー密度、試料の粒径、鉱物種、含水率など）や、摩擦に伴うゼロイングの素過程はほとんど解明されていない。本研究の最終目標は、OSL/TL 法を用いた断層年代測定法確立のため低速~高速摩擦実験に基づいたタイムゼロイングの検証を行い、ゼロイング時の物理条件と素過程を明らかにすることである。

（3）実施内容

1. 野島断層における試料採取

出発物質として用いる石英は、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）で掘削された野島断層小倉トレンチに露出する花崗岩から分離・抽出した（図 4.2.2.1.）。本トレンチは 1995 年兵庫県南部地震の際に活動した野島断層の分岐断層（浅野断層）を対象として掘削され、東側に分布する都志川花崗岩と西側に分布する大阪層群を並置させる断層破碎帯が露出した。試料は石英を豊富に含む都志川花崗岩側から採取した。石英の発光特性は、断層活動による後生的な変形・変質の影響で変化している可能性があるため、断層からの位置の異なる、様々な変形度の試料を計 7 試料採取した（図 4.2.2.2.）。

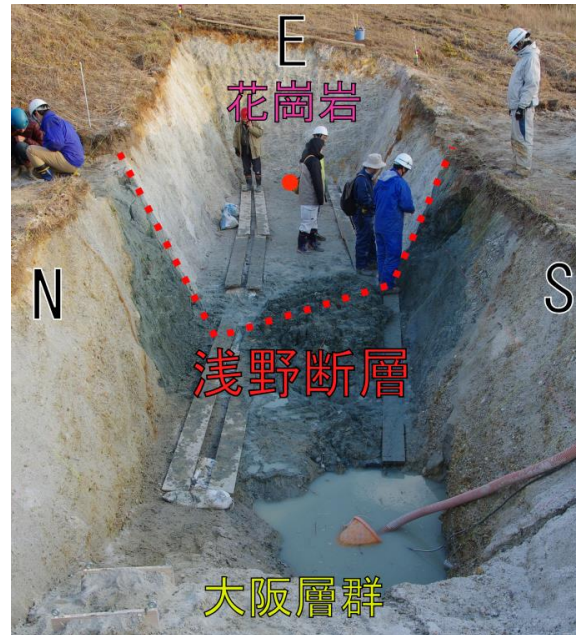


図 4.2.2.1. 浅野断層小倉トレンチ。赤丸は本研究で用いた東面試料の採取位置。



図 4.2.2.2. 小倉トレンチ南面および東面から採取した花崗岩試料。
採取したそれぞれの試料の一部を袋から出して撮影。

2. 実験環境の整備と実験用母岩の作成

本研究では、断層面に与えたエネルギーやエネルギー密度と OSL/TL 年代リセットとの関係性を明らかにすることが大きな目標の一つであり、そのためには摩擦実験中の剪断応力を精度よく計測しなければならない。しかしながら、平成 26 年度に山口大学に移設された回転剪断式高速摩擦試験機は、移設に伴う分解・輸送・再組み立てによってトルク計測部

の再調整が必要な状況であり、剪断応力の測定に問題があった。そのため、トルク検定装置（図 4.2.2.3.）を用いてトルク計測部の校正を行った。また、回転剪断式摩擦試験には、ガウジを挟むための円柱形および円筒形の母岩試料（図 4.2.2.4.）が 1 実験につき 2 個必要である。山口大学に既設の円筒研削装置には、円筒形母岩試料を作成するための内面研削装置が付属されていなかったため、新たに内面研削装置を導入し（図 4.2.2.5.）、円筒形母岩試料 10 個（5 セット）および、円柱形母岩試料を 60 個（30 セット）作成した。



図 4.2.2.3. トルク検定装置（試験機から水平に伸びる金属バーおよび金属ワイヤーとステンレス製おもり）を用いてトルク計測部の校正を行っている様子



図 4.2.2.4. 作成した円筒形（左）および円柱形（右）母岩試料

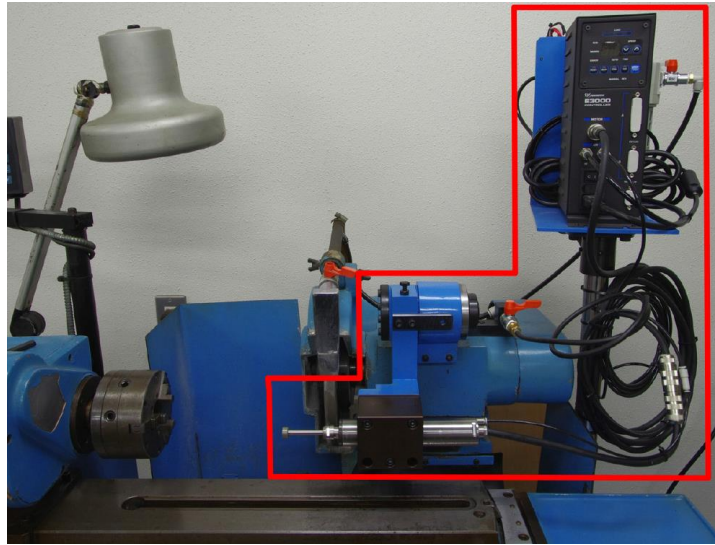


図 4.2.2.5. 円筒形母岩試料を作成するために導入した内面研削装置（赤枠内）

3. 出発物質となる石英試料の準備

トレンチから採取した7つの花崗岩試料を吟味した結果、断層から最も離れたトレンチ東面から採取した試料を摩擦実験の出発物質にすることとした(図 4.2.2.1.中の赤丸箇所)。採取地点の周囲は剪断面が弱く発達し、部分的に風化するが、7試料の中では比較的変形を被っておらず、初生組織は維持している。この花崗岩の薄片写真を図 4.2.2.6.に示す。本岩は等粒状組織を示し、半自形～他形の石英(1-2 mm)、斜長石(3 mm 大)、黒雲母、カリ長石(1 mm 大)を含む。石英の量比は全体の約 6-7 割で、長石は約 2 割ほどである。また、有色鉱物を微量含む。以下では石英の分離法について詳しく述べる。

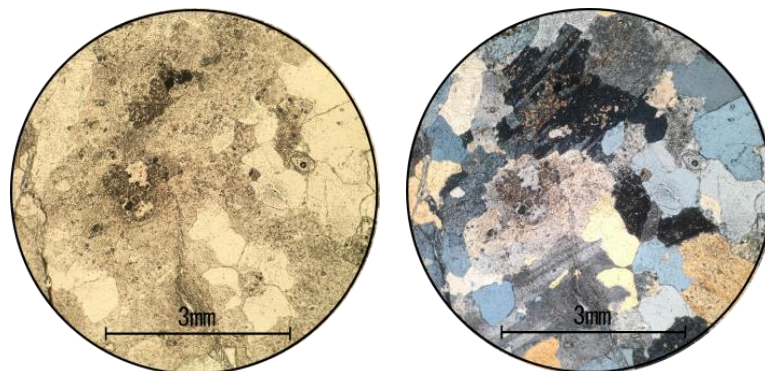


図 4.2.2.6. 東面から採取した花崗岩試料の薄片写真。
左；オープンニコル、右；クロスニコル。

石英の分離

今回行った花崗岩の粉碎から石英分離までの手順は以下の通りである。

- (1) 試料を風化度の違いで3つ（比較的硬質な岩片部で優白色の試料、岩片内部が褐色でもろい試料、マサ状になった試料）に区分。
- (2) マサ化した試料は除き、残りの試料をそれぞれタングステン製の乳鉢で粉碎。
- (3) それぞれ粒径 150-250 μm と 150 μm 以下にふるい分け。
- (4) 磁性分離により、強磁性鉱物の除去。
- (5) 残った有色鉱物をハンドピッキングで除去。
- (6) フッ化水素酸 (HF) を用い長石や珪酸塩鉱物を除去。残渣を超音波洗浄・乾燥 (50 $^{\circ}\text{C}$)。
- (7) 塩酸 (HCl) を用い。フッ酸処理で生成されたフッ化物を除去。残渣を超音波洗浄・乾燥 (50 $^{\circ}\text{C}$)。

なお、HF 処理時の酸濃度と時間は、様々な条件で検討した結果、粒径 150-250 μm の試料は濃度 23-24% で 150 分、粒径 150 μm 以下の試料は濃度 23-24% で 120 分が石英表面へのダメージが最も少なかった（図 4.2.2.7.および図 4.2.2.8.を参照）ことから、この条件を採用した。以上の行程で処理を行うことにより、石英に純化させた。また、この後に再度ふるい分けを行い、150 μm 以下の石英粒子のみに対して、次に述べるガンマ線照射を行った。

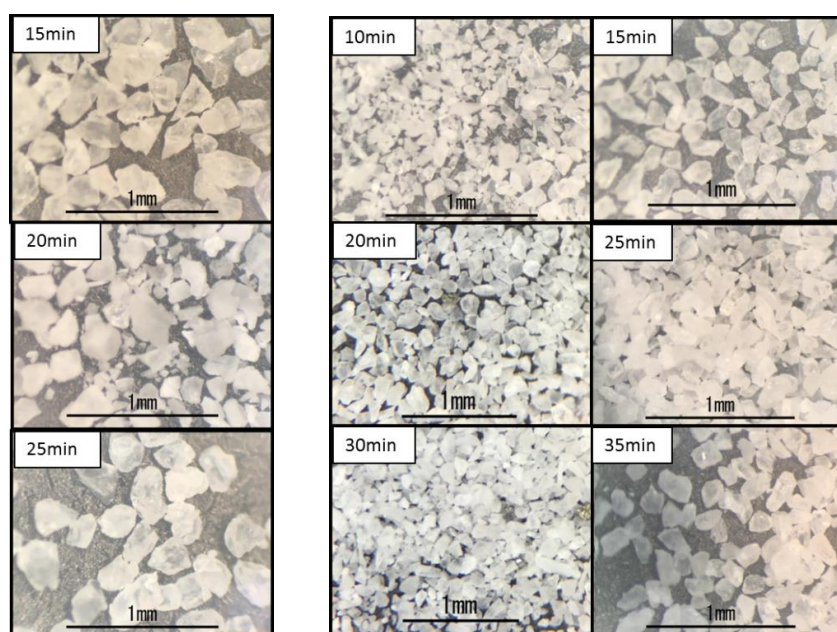


図 4.2.2.7. 花崗岩のフッ酸処理結果（濃度 46-48 %）。

左；粒径 150-250 μm 、右；<150 μm 。

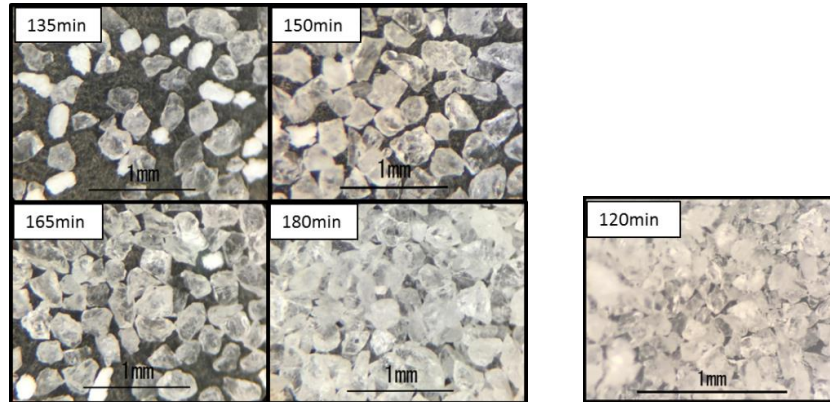


図 4.2.2.8. 花崗岩のフッ酸処理結果（濃度 23–24%）。

左；粒径 150-250 μm 、右；<150 μm 。

ガンマ線照射

本試料は光暴試料（露光下で試料採取を行った）であるため、太陽光によるリセットが行なわれている。そのため、人工放射線源を用いて既知の線量を蓄積させる作業を行った。今回人工線量の蓄積に用いたのは京都大学原子炉実験所のコバルト 60 ガンマ線照射装置である。この装置は地下の線源格納容器内に格納されたコバルト 60 ガンマ線源を、遠隔操作で床上まで押し上げることによってガンマ線照射を行う。この装置で試料にガンマ線約 400 Gy (397 Gy) を照射させ、蓄積線量を飽和させた。

4. 摩擦実験の実施

摩擦実験は、山口大学に設置の回転剪断式高速摩擦試験機（図 4.2.2.9.）を用いた。本実験では、石英試料 1 g をそれぞれ直径 25 mm、高さ 20 mm に研削した円柱形および円筒形はんれい岩試料（以下母岩と呼ぶ）に挟み回転剪断させる。その際、ガウジが漏れ出ないようにテフロンスリーブをガウジ層の周りに設置した。また、剪断に伴う温度上昇を観測するため、事前に固定側母岩に熱電対（TC）の埋め込みを行った。この状態で、片側の母岩を回転させて実験を行う。なお、以上の母岩と試料の状態は、模式図として図 4.2.2.10. に示す。試料のマウントは暗室（赤色光下）で行い、さらに、試料部周辺を黒色絶縁テープとアルミで遮光して実験を行った（図 4.2.2.9.の黄色枠部分）。

摩擦実験では、高速ほど摩擦による発熱温度が高くなることが期待される。OSL 信号は 300 °C、20 秒以上でリセットすることが推定されている（鴈澤ほか, 2013）ことから、300 °C の摩擦発熱が起こる条件で摩擦実験を行う必要がある。このため、まず、速度と温度の関係を調べる予備実験を行った。尚、予備実験の際も浅野断層小倉トレンチより採取・分離した石英を用いた。予備実験の実験条件を表 4.2.2.1. に示す。0.6 m/s と 1.3 m/s では 600 °C を超える測定結果を得たが、0.13 m/s では 300 °C を下回る測定温度であった。そこで、0.6 m/s を最も高速な実験条件とし、200 $\mu\text{m/s}$ (0.002 m/s)、600 $\mu\text{m/s}$ (0.006 m/s)、1.3 mm/s

(0.013 m/s)、6.5 mm/s (0.065 m/s)、0.13 m/s、0.65 m/s の 6 つの速度域で実験を行った (表 4.2.2.2.)。この際、垂直応力は 1.0 MPa、変位量は 10 m で一定とした (以降、この実験群を速度可変実験と呼ぶ)。また、ルミネッセンス信号の増減と変位量の関係性を調べる実験では、変位量を 0.1 m、0.3 m、1.0 m、3.0 m、5.0 m、10 m、30 m に設定し、垂直応力 1.0 MPa、速度 200 $\mu\text{m/s}$ で一定とした (以降、この実験群を変位量可変実験と呼ぶ)。なお、本研究におけるすべり速度は嶋本・堤 (1994) の等価変位速度 (equivalent slip rate) で示しており、外径 25.00 mm の円柱形試料の場合、等価半径は 16.7 mm である。また、後述するように OSL/TL 測定用の試料は外周から回転中心に向かって 3 mm の範囲で採取しており、この部分における等価変位速度は 1.33 倍となるが、本報告書中では特にことわりのない限り、等価半径 16.7 mm のときの速度で表記をする。

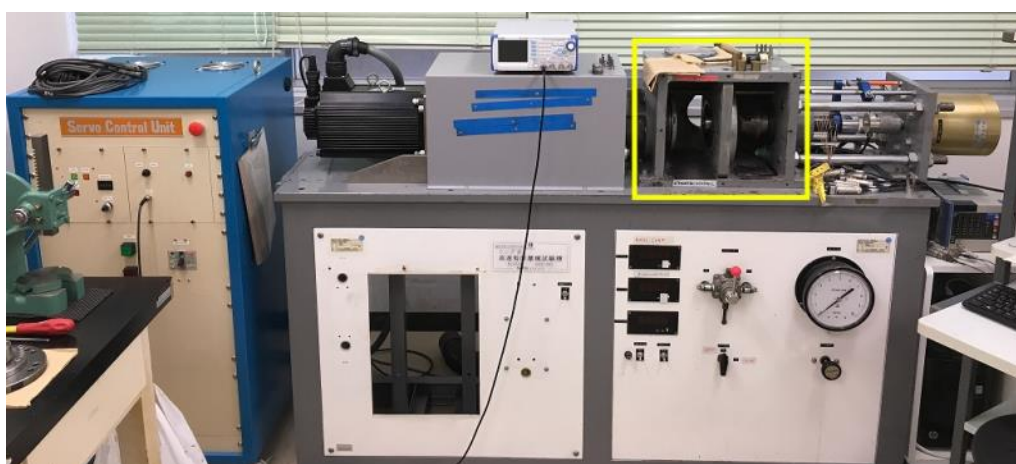


図 4.2.2.9. 山口大学に設置の回転剪断式高速摩擦試験機。

黄色枠部の試料室は黒色絶縁テープとアルミで遮光した上で暗室条件下で実験を行った。

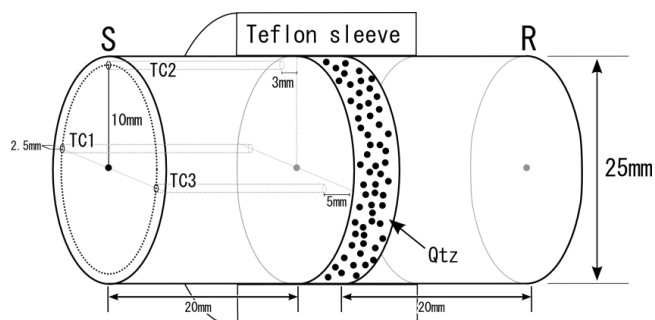


図 4.2.2.10. 母岩と試料の模式図

表 4.2.2.1. 高速摩擦実験（予備実験）の実験条件一覧

HVR.No.	垂直応力[MPa]	速度[m/s]	変位量[m]
4064	1.0	1.3	10.0
4078	1.0	0.6	10.0
4082	1.0	0.13	10.0
4063	1.0	0.0002	10.0
4079	0.2	0.0004	0.8

表 4.2.2.2. 高速摩擦実験（本実験）の実験条件一覧。

左；速度依存性調査実験条件、右；変位量依存性調査実験条件。

HVR.No.	垂直応力[MPa]	速度[m/s]	変位量[m]	HVR.No.	垂直応力[MPa]	速度[m/s]	変位量[m]
4087	1.0	0.0002	10	4099	1.0	0.0002	0.1
4092	1.0	0.0007	10	4100	1.0	0.0002	0.3
4089	1.0	0.0013	10	4098	1.0	0.0002	1.0
4088	1.0	0.0065	10	4097	1.0	0.0002	3.1
4102	1.0	0.0131	10	4101	1.0	0.0002	5.0
4093	1.0	0.0654	10	4096	1.0	0.0002	30.0
4094	1.0	0.1308	10				
4095	1.0	0.6450	10				

5. OSL/TL 測定の実施

ルミネッセンス測定は、金沢大学自然科学研究科のルミネッセンス測定装置（図 4.2.2.11.）を用い、オレンジ光の下で試料設置を行った。本摩擦実験は回転剪断であるため、半径方向によって変位量・速度の差異が生じる。そして、その大きさは外周に近いほど高速になり、変位量も大きくなる。この差異を少なくするため、測定用の試料は試料外周から回転中心に向かって 3 mm の範囲から採取を行った。その次に、回収した試料を粒径 75 μm 以下と 75-150 μm に区分した。これは、細粒化を被った粒子と被っていない粒子を別々に評価するためである。その後、粒径 75-150 μm は 1 アリコット（試料皿）20 粒子でそれぞれ 3 アリコット測定し、粒径 75 μm 以下の試料は 1 アリコット粒子数ランダムでそれぞれ 3 アリコット測定を行い、後に重量規格を行って測定粒子数の違いによる信号量の調整を行った。また、TL 測定は、粒径 75-150 μm の 3 試料を 4 アリコットずつで合計 12 試料測定した。

実際の OSL 測定の手順は以下のとおりである（表 3 参照）。まず、OSL 信号の測定前に試料の加熱処理を行う（プレヒート）。人工的な放射線照射によって生じる捕獲電子は、電子捕獲中心に浅くトラップされることがある。そのため、信号の寿命が短く不安定なものが含まれる。これを除去するためにプレヒートを行った。次に、プレヒート後に natural の OSL 信号を測定した。そして、X 線を照射するテストドーズを行う。natural の OSL 測定と同様に不安定な捕獲電子を取り除き（カットヒート）OSL 測定を行う。その後は、ホットブリーチで線量をリセットさせ、再び X 線照射と OSL 測定を 2 サイクル繰り返した。

通常 1 つのアリコットから De 値（等価線量：外部刺激後の総蓄積線量）を得ることができ、花崗岩起源の石英の信号は、同試料でもバラバラなことが多い（塚本・岩田, 2005）。

そのため、まず、出発試料（粒径 75-150 μm 、データ内では“400 Gy”と表記）を 1 アリコットにつき 20 粒子で 20 アリコット測定し、本石英の発光挙動のバラつきを観察した。また、実験後の試料については、粒径 75-150 μm のものは 20 粒子で 3 アリコット測定した。結果の章では、複数測定したアリコットの平均値を 1 試料の代表的発光特性として扱う。

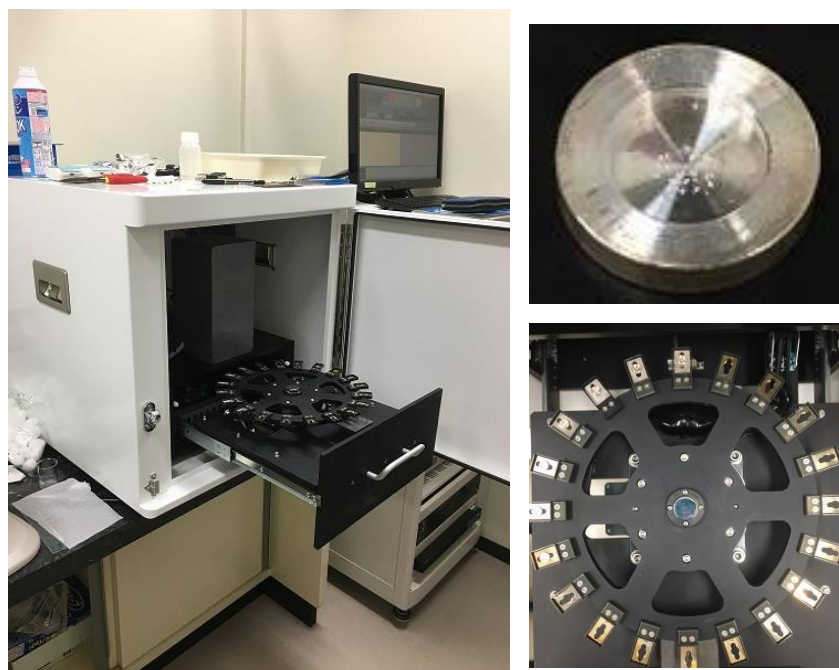


図 4.2.2.11. 測定に用いたルミネッセンス年代測定装置（金沢大学長谷部研究室）

表 4.2.2.3. SAR 法による OSL 測定フロー

Step	処理名	測定
1	プレヒート, 220 °C, 10 s	-
2	OSL測定, 125 °C, 60 s	Lx
3	X線照射, 10 Gy	-
4	カットヒート, 180°C, 10s	-
5	OSL測定, 125 °C, 60 s	Tx
6	ホットブリーチ, 280°C, 40s	-
7	X線照射, 5Gy	-
8	1~6 (Step3→3 Gy)	-

(4) 場所・方法・数量

本研究で行った摩擦実験の数は、予備実験・本実験合わせて 19 実験である（表 4.2.2.1. および表 4.2.2.2.）。OSL 測定に関しては、出発試料は粒径 75-150 μm の画分に対して 20 アリコット測定を行った。また、本実験の試料（19 試料）は 2 つの粒径画分（ $<75 \mu\text{m}$ 、75-150 μm ）ごとにそれぞれ 3 アリコットづつ OSL 測定を行ったため、測定数は 114 である。TL

測定は、1 試料あたり粒径 75-150 μm を 4 アリコット (1 アリコット 20 粒子) で 3 試料測定したため、測定数は 12 である。

(5) 結果

本研究で得られた結果を、摩擦実験の力学・温度測定結果、OSL 測定結果、TL 測定結果の順に説明する。

摩擦実験結果

まず、図 4.2.2.12. にルミネッセンス信号の速度可変実験の力学特性を示す。200 $\mu\text{m/s}$ から 0.013 m/s の低速～中速の実験では、変位量 0 m から 10 m にかけて摩擦係数の緩やかな強化がみられた。また、0.065 m/s、0.13 m/s、0.65 m/s の実験では、摩擦係数が実験開始直後に急激に上昇し、その後、緩やかに弱化する動的強度低下が認められた。温度測定では、200 $\mu\text{m/s}$ から 1.3 mm/s までの低速の実験では温度上昇は認められない。しかし、0.065 m/s から 0.65 m/s までの実験では、温度が変位量と共に上昇する傾向が見られた。特に、0.13 m/s では 118 $^{\circ}\text{C}$ 、0.65 m/s では 604 $^{\circ}\text{C}$ まで上昇していた。次に、図 4.2.2.13. に変位量可変実験の力学データを示す。この実験では、全体的に摩擦係数がわずかに増加しすぐに定常状態になる傾向がみられた。また、温度上昇はいずれの変位量でもほとんど認められなかった。

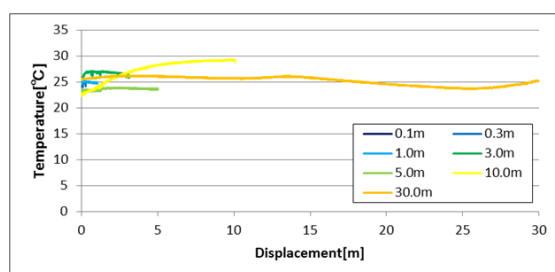
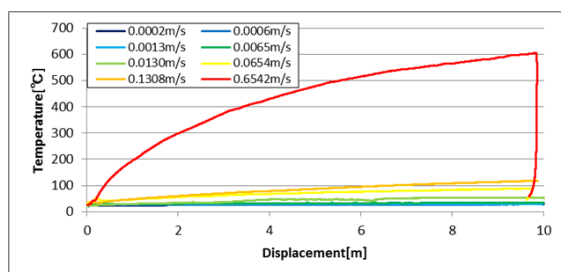
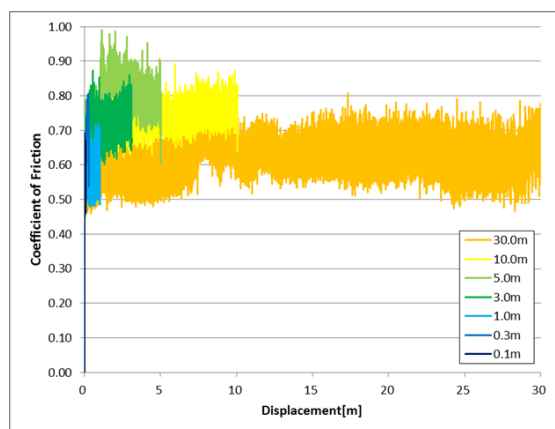
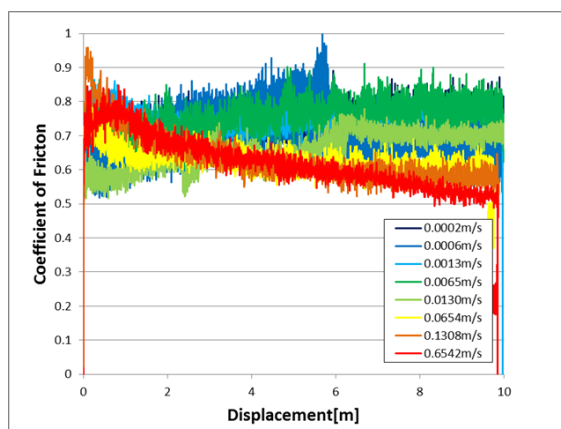


図 4.2.2.12. 速度可変実験の力学・
温度データ

図 4.2.2.13. 変位量可変実験の力学・
温度データ

OSL 測定結果

OSL 法や TL 法では、一般的に測定で得た数値データをグラフ化し、その発光曲線（発光曲線）の形状を観察する。OSL 信号の発光挙動は、外部刺激を与えてからすぐに強く光りその後は次第に弱まっていく。この発光挙動は、OSL 信号の 3 つの成分（fast、medium、low 成分）に分けられる（Watanuki et.al., 2005）。発光開始から 2 秒までを fast 成分、5-10 秒までを medium 成分、それ以降を low 成分と呼び、この中で fast 成分は最も強く光り熱にも敏感な成分である。そのため、OSL 年代測定ではこの成分を主に観察する。その際、発光曲線の中で最も強い強度の信号の値を 1 として規格化データを作成し、fast 成分と他成分との比を定性的に観察することを行う。本研究では規格化した発光曲線と、fast 成分と fast + medium + low 成分の面積比 ($A_{\text{fast}}/A_{\text{all}} = 2 \text{ 秒までの信号面積} / 60 \text{ 秒までの信号面積}$) に基づき、摩擦実験前後の OSL 信号成分を比較する。

図 4.2.2.14. に速度可変実験の OSL 発光曲線生データ、図 4.2.2.15. に OSL 発光曲線の形状規格化データを示す。まず、生データを見ると、200 $\mu\text{m/s}$ ~0.13 m/s の速度域では、粒径 75-150 μm の粗粒画分、粒径 75 μm 以下の細粒画分いずれも発光曲線が速度に応じて変化する傾向は見られない。しかし、それぞれの規格化データを見ると、高速ほど発光強度が低くなっているように見える。また、粒径 75-150 μm では、摩擦実験を行っていない試料 (400 Gy) よりも全体的に強度が見かけ上高く、一方で粒径 75 μm 以下でほとんどが見かけ上低い。次に、0.65 m/s の発光曲線（生データ）は、粒径 75-150 μm と 75 μm 以下の両方で強度が有意に低く、明瞭な発光・減衰のパターンを示さない。規格化データでも、粒径 75-150 μm は減衰を示さず、ほぼ一定の強度値をとる。しかし、粒径 75 μm 以下では緩やかに減衰する発光曲線が認められた。これらのことは、200 $\mu\text{m/s}$ ~0.13 m/s の速度域では速度が速くなるにつれ Fast 成分の強度比が大きくなり、その傾向は細粒画分ほど顕著であることを示す。また、0.65 m/s では粗粒画分の fast, medium 成分がほぼ失われるのに対し、細粒画分では弱いながらもシグナルが存在することを示している。この傾向は、Fast 成分の面積比 ($A_{\text{fast}}/A_{\text{all}}$) とすべり速度との関係図（図 4.2.2.16.）において明瞭に示される。

次に、変位量可変実験の結果を説明する。図 4.2.2.17. に変位量可変実験の OSL 発光曲線生データ、図 4.2.2.18. に OSL 発光曲線の形状規格化データを示す。まず生データでは、変位量の増加に伴い発光曲線が系統に変化するような挙動は認められない。一方規格化データでは、粒径 75-150 μm の粗粒画分では摩擦実験を行っていない試料 (400 Gy) よりも全体的に強度が見かけ上高く、粒径 75 μm 以下の細粒画分では見かけ上低いことが分かった。ただし、粗粒画分は測定ノイズが大きく、有意な変化ではない可能性がある。Fast 成分の面積比 ($A_{\text{fast}}/A_{\text{all}}$) とすべり量との関係図（図 4.2.2.19.）を見ると、すべり量と Fast 成分比の間には有意な相関は認められない。ただし、未剪断の出発物質との比較では、粒径 75 μm 以下の細粒画分の Fast 成分比が有意に上昇していることがわかる。

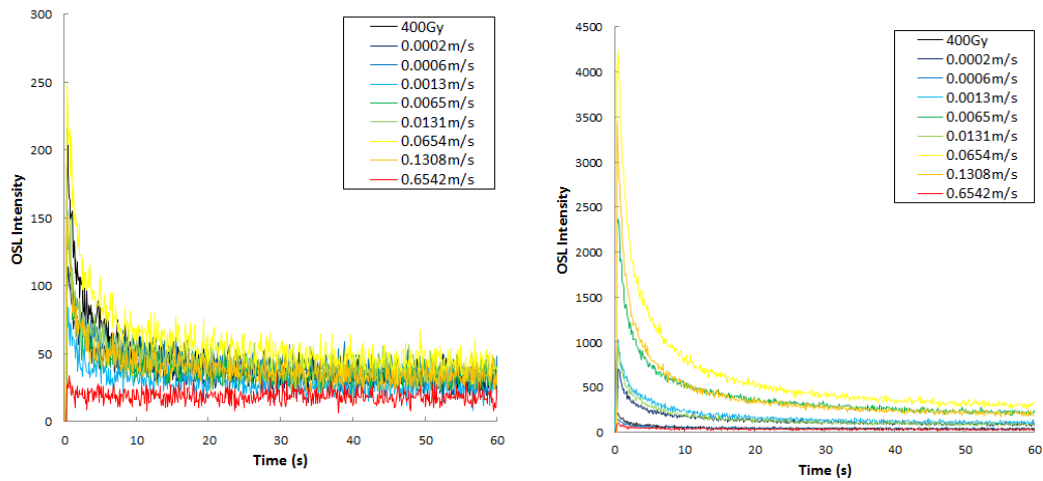


図 4.2.2.14. 速度可変実験の OSL 発光曲線（生データ）。

左；粒径 75-150 μm 、右；粒径 <75 μm 。

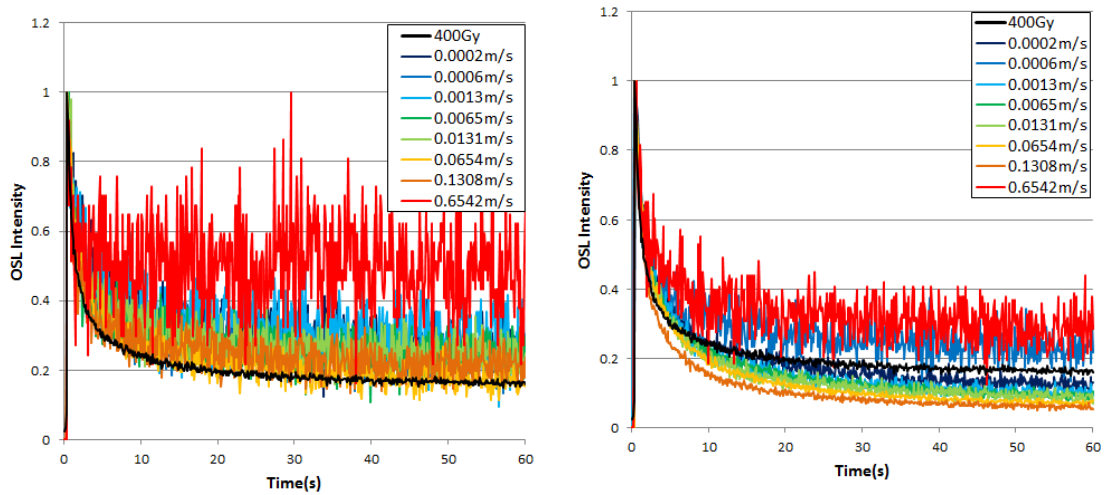


図 4.2.2.15. 速度可変実験の規格化した OSL 発光曲線。左；粒径 75-150 μm 、右；粒径 <75 μm 。

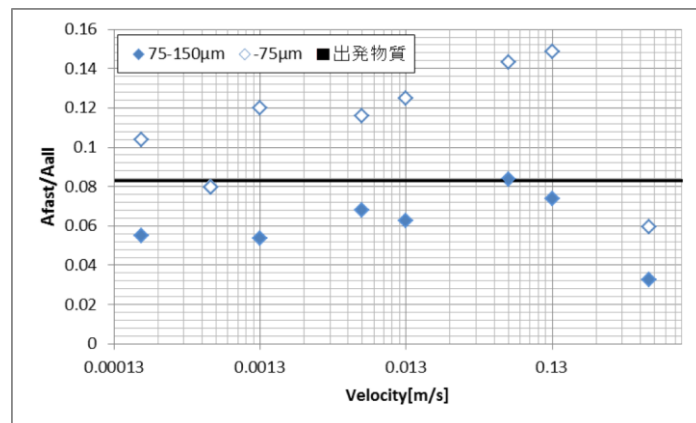


図 4.2.2.16. Fast 成分の面積比 ($A_{\text{fast}}/A_{\text{all}}$) とすべり速度との関係図。

黒線は実験前試料の平均値。

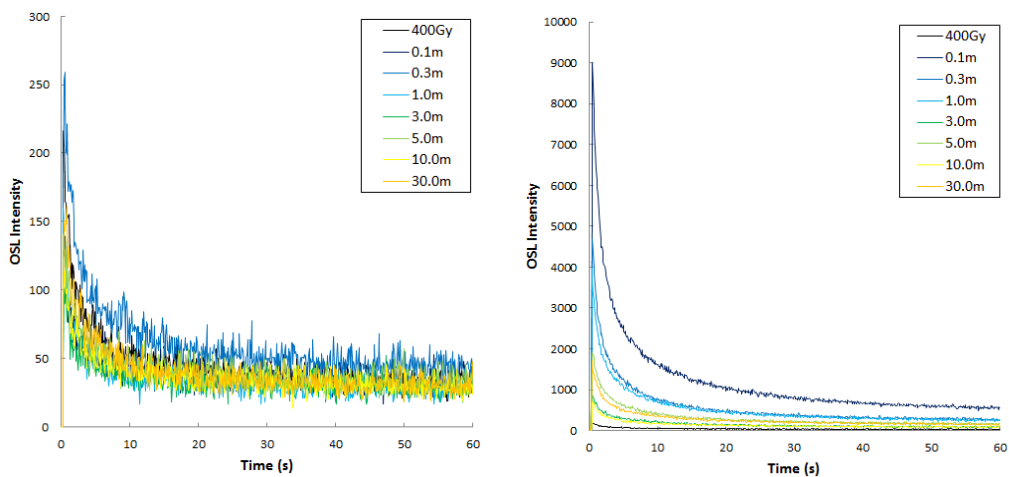


図 4.2.2.17. 変位量可変実験の OSL 発光曲線（生データ）。
左；粒径 75-150 μm 、右；<粒径 75 μm 。

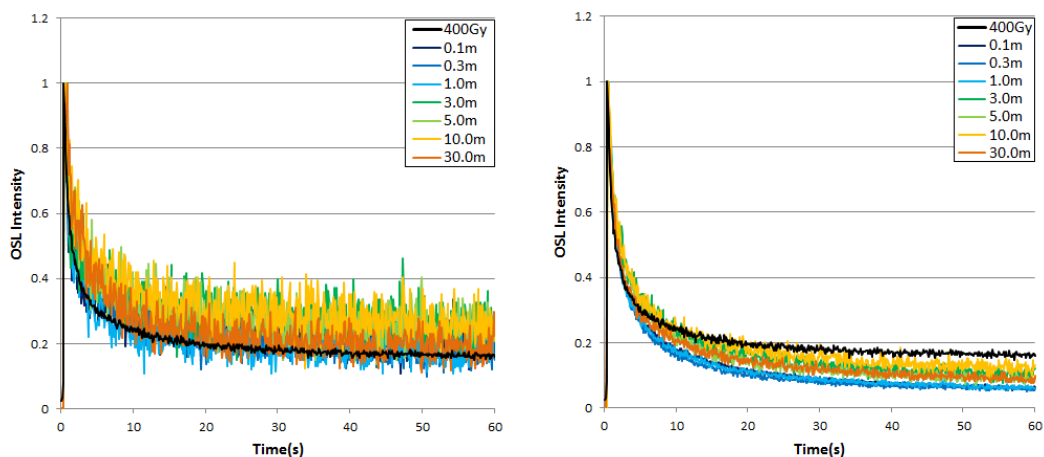


図 4.2.2.18. 変位量可変実験の規格化した OSL 発光曲線。
左；粒径 75-150 μm 、右；粒径<75 μm 。

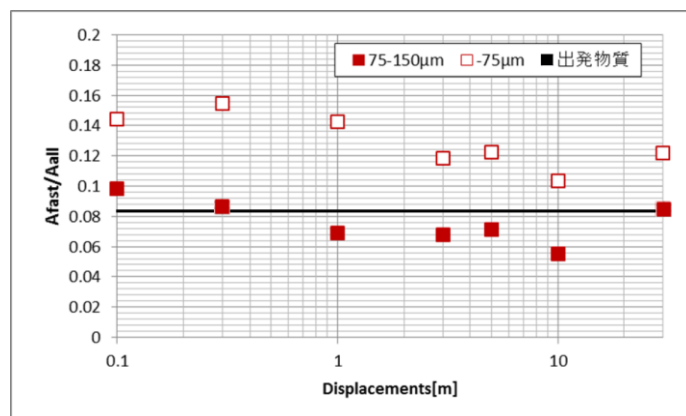


図 4.2.2.19. Fast 成分の面積比 ($A_{\text{fast}}/A_{\text{all}}$) とすべり量との関係図。
黒線は実験前試料の平均値。

TL 測定結果

TL信号は、異なる温度帯にピークを持つ山の重ね合わせとして測定され、それぞれのピーク温度の違いはトラップ位置の違いに起因していると考えられている。そのため、ピーク分離を行い各ピークの特徴を見ることで、摩擦実験がどの深度のトラップに影響を与えているのかについての情報を得ることができる。本測定では、摩擦実験を行っていない試料、および200 $\mu\text{m/s}$ と0.65 m/sで10 m変位させた試料のうち、粒径75-150 μm の試料を測定した。

図 4.2.2.20.に上記の実験の TL グローカーブを示す。このグラフから、OSL 測定でゼロリングを起こした試料 (0.65 m/s) の TL 発光強度が、他の 2 試料に比べて低いことが分かった。次に各実験データのピーク分離を行った (図 4.2.2.21, 22, 23)。いずれのデータもおおよそ 270 $^{\circ}\text{C}$ 、340 $^{\circ}\text{C}$ 、370 $^{\circ}\text{C}$ 、400 $^{\circ}\text{C}$ の位置にピークを有する。このうち低温側の 270 $^{\circ}\text{C}$ 、340 $^{\circ}\text{C}$ 、370 $^{\circ}\text{C}$ 、のピークは剪断後の 2 試料において強度の減少が認められ、特に 0.65 m/s の実験では 270 $^{\circ}\text{C}$ のピークが顕著に減少している。

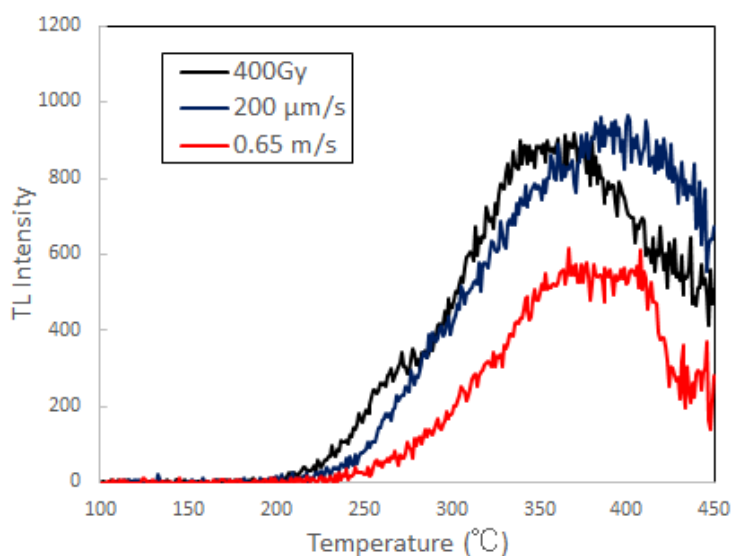


図 4.2.2.20. 実験前試料 (400 Gy)、200 $\mu\text{m/s}$ で剪断させた試料、0.65 m/s で剪断させた試料それぞれの TL グローカーブ。

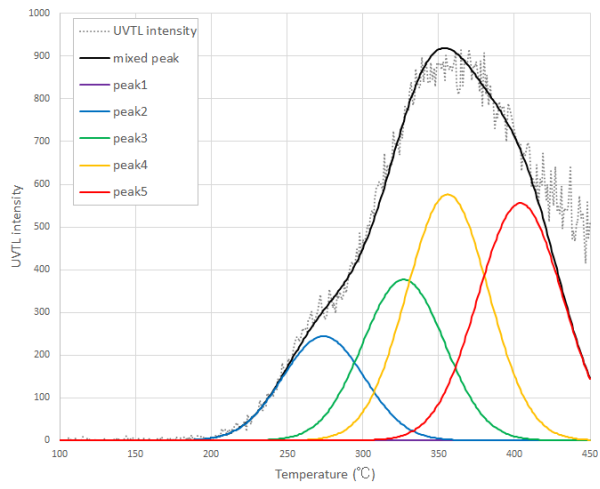


図 4.2.2.21. 実験前試料のピーク分離結果

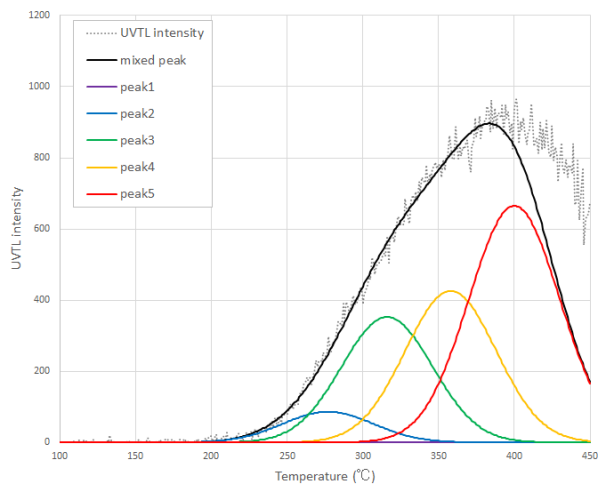


図 4.2.2.22. 200 $\mu\text{m/s}$ で剪断後の試料のピーク分離結果

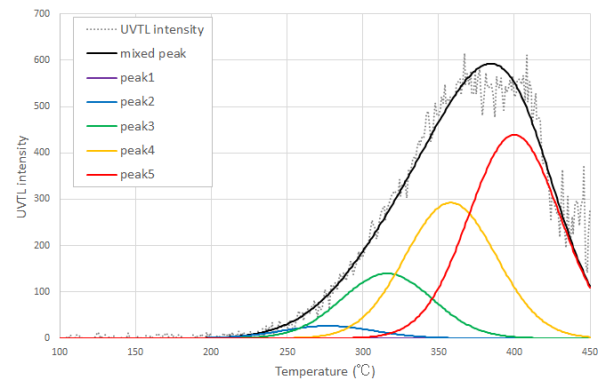


図 4.2.2.23. 0.65 m/s で剪断後の試料のピーク分離結果

(6) 考察

一連の実験結果から、信号強度の増減に関する議論と天然での地震時リセット条件についての一考察を行う。

すべり速度0.65 m/sで認められたOSLタイムゼロイングとその要因

速度可変実験のOSL測定では、一連の実験で最も速いすべり速度である0.65 m/sで10 m変位させた実験のみ、シグナル(少なくともfast成分とmedium成分について)が消失しており、ゼロイングを起こしたと考えられる。またTL測定においても、特に低温側のシグナルについて有意な低下が認められた。サンプルを採取した位置(外周から3 mm)における等価変位速度は0.86 m/sであり、この部分における温度測定からは、最高到達温度約600 °C 300 °C以上の摩擦発熱を約20秒経験していることがわかる。0.13 m/s以下の実験では、最高到達温度は約120 °C以下であり、変位量を30 m与えても、200 μ m/sの低速条件ではリセットは認められなかった。そのため、すべり速度0.65 m/sの実験で認められたOSLシグナルのゼロイングは、実験中の摩擦発熱が主要因であると結論づけられる。

OSL信号のfast成分比変化の要因

速度可変実験のうち、200 μ m/s~0.13 m/s の速度域では、粒径 75 μ m 以下の OSL 信号から、より高速ほど fast 成分比が大きくなる傾向が見られた。これはこの速度域において高速になるほど fast 成分が増大しているか、もしくは medium 成分、low 成分が減少していることを示す。fast 成分は、medium 成分、low 成分よりも敏感(不安定)であり、fast 成分が減少せずに medium 成分と low 成分が減少することは考えにくい。Togo and Shimamoto (2012) は、石英粒子の高速摩擦実験から、摩擦仕事率 ($\tau_e V$, Di Toro et al., 2011) が増えるほど粉砕によって試料表面積(比表面積)が増大する傾向を示した(図 4.2.2.24)。摩擦仕事率のパラメータは、剪断応力と速度をかけたものであるため、この結果は剪断強度が同じであれば高速ほど破砕が進むことを示している。本実験では、200 μ m/s~0.13 m/s の速度域での剪断強度はほぼ一定であったことから、高速ほど石英試料の破砕が進行していると考えてよい。OSL 信号の fast 成分比の増大は粒径 75 μ m 以下の細粒画分で顕著に認められる現象であり、石英粒子の細粒化によって fast 成分が増大していると考えられる。この原因としては、破砕によって生じた新たな界面から放出された電離電子が電子捕獲中心に不安定な形でトラップされ、その分 OSL 信号の fast 成分が上乘せされているものと解釈できる。変位量可変実験においても、実験後の試料の細粒画分は実験前に比べて fast 成分比が増大しており、これも同じ効果を見ているものと考えられる。今後、実際に粒径測定を行ってこの考察を裏付けるとともに、破断エネルギーの増大につれ fast 成分比がどのように上昇していくかを定量的に調べる予定である。

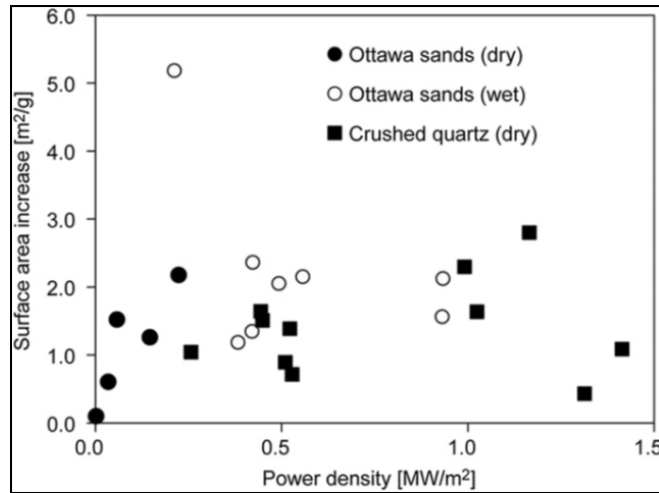


図 4.2.2.24. 断層面に与えた仕事率 ($\tau_e V$, Di Toro et al., 2011) と試料の比表面積との関係 (Togo and Shimamoto, 2012)。本研究で fast 成分比の増大が認められた仕事率の領域は、黒丸のデータ (Ottawa sands, dry) の条件に重なる。

天然での地震時リセット条件について

最後に、ゼロイングを起こした試料の力学データに基づき、天然の場合ではどのような地質学的・地震学的条件でゼロイングを起こすのか検討した。これは、本実験では、変位量を 10 m と設定しているが、天然の内陸型地震では一度に 10 m 動くことは考えづらいためである。ここでは、単位面積あたりの摩擦仕事量 W/S (J/m^2) がゼロイングが認められた実験と等価となる垂直応力 σ_n (MPa) 条件を、変位量を内陸型地震の値に固定した上で求め、その圧力がかかる深度 z (m) を計算した。まず、①式を用いて剪断応力の平均値 τ_{ave} (約 0.6 MPa) と変位量 D (10 m) から、実験で与えた摩擦仕事量 W/S を算出する。次に、②式 (松田, 1975) を用いて 1995 年兵庫県南部地震と同じ M7.2 の地震での変位量を求める。実験で与えた W/S と②式で求めた値から、再度①式を用いて天然の地震における剪断応力 τ を算出する。摩擦係数 μ を室内実験で得た平均値の 0.6 に設定し、③式を用いてゼロイングに必要な垂直応力 σ_{nzero} を算出する。最終的に、花崗岩の平均密度 2.65 g/cm^3 を使い、④式でゼロイングに必要な深度条件 z (m) を求めた。なお、実験で与えた単位面積あたりの摩擦仕事量 W/S は 5.9 MJ/m^2 、M7.2 の地震における変位量 D は 2.09 m である。

$$\begin{aligned} \text{Frictional work per unit area} &= \tau_{ave} \times D && \dots \textcircled{1} \\ \log D &= 0.6M - 4 && \dots \textcircled{2} \\ \mu &= \tau / \sigma_{nzero} && \dots \textcircled{3} \\ \sigma_{nzero} &= \rho g z && \dots \textcircled{4} \end{aligned}$$

計算の結果、完全ゼロイング深度 z は 181 m であった。これは乾燥条件の石英ガウジが今回の摩擦実験のように緩やかに動的強度低下した際の値であり、断層物質に粘土や水が含まれたり顕著な動的強度低下を示す場合には、摩擦係数が今回の計算値よりも小さくなり、ゼロイング深度はより深くなると考えられる。

(7) まとめ

1. 変位速度可変実験のうち、速度 0.65 m/s、垂直応力 1.0 MPa、変位量 10 m、乾燥条件でタイムゼロイングが起こることが確認できた。この摩擦実験の温度測定では、600 °C以上の温度上昇が測定され、摩擦発熱が原因でゼロイングが起こったと考えられる。
2. 変位速度 200 $\mu\text{m/s}$ ~0.13 m/sの実験では、高速ほどOSL信号のfast成分比が増加する傾向がみられた。これは、高速ほど石英粒子の破碎が進み、その影響でOSL信号に変化が生じたと考えられる。
3. 摩擦発熱の影響を除外できる低速条件下 (200 $\mu\text{m/s}$) で行った変位量可変実験では、剪断後の試料は未剪断の試料よりもOSL信号のfast成分比が増加する。一方で、変位量の増大に伴うOSL信号の低下や消滅は認められなかった。これは、破碎の影響はfast成分の増大にのみ現れ、ゼロイングには寄与しないことを示唆する。
4. 摩擦発熱によるゼロイングを起こした試料の力学データを用い、天然でのタイムゼロイング深度 181 mを得た。しかし、今回の計算で用いた摩擦係数は、垂直応力 1 MPaの摩擦実験より得たデータの平均値を用いたものである。天然の断層は、粘土や水の存在により動的および静的な剪断強度 (摩擦係数) が変化し、実際には今回の値を下回ると考えられる。そのため、今回の推定深度は最小見積りであり、今後はより天然に近い条件下で見積もりを行う必要がある。

(8) 引用

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

doi:10.1038/nature09838.

福地龍郎, 2003, 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, No. 63, 財団法人深田地質研究所, 45.

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.

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 (自然).

- Kim, J. H., Choi, J. H., Chauhan, N., Lee, S., Hirose, T., and Ree, J. H., 2014, Resetting of Quartz OSL (optically stimulated luminescence) Signals by Frictional Heating in Experimentally Sheared Gouges at Seismic Slip Rates, American Geophysical Union, Fall Meeting 2014.
- 松田時彦, 1975, 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震 2, 28, 269-284.
- Murakami, M., and Tagami, T. 2004, Dating pseudotachylyte of the Nojima fault using the zircon fission-track method. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L12604, doi:10.1029/2004GL020211.
- 奥村 輔・下岡 順直, 2011, ルミネッセンス年代測定を開始するための心得 -日本における年代研究の現状-, 地質技術, 1, 5-17.
- 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.
- 高木秀雄・柴田 賢, 1992, 断層ガウジの K-Ar 年代測定 -中央構造線における例, 地質学論集, 40, 31-38.
- Togo, T., 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.
- 塚本すみ子・岩田修二, 2005, ルミネッセンス年代測定法の最近の進歩 - 適応年代の拡大と石英の OSL 成分について -, 地質学雑誌, 111, 11, 643-653.
- Watanuki, T., Murray, A. S., Tsukamoto, S., 2005, Quartz and polymineral luminescence chronology, *Earth and Planetary Science Letters*, 240, 774-789.
- Wintle, A. G., Murray, A. S., 2006, A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements*, 41, 369-391.

4. 2. 3. 有機堆積物による断層摩擦熱の検出の試み

(1) はじめに

地震は断層の運動エネルギーであり、最終的には熱として消費されるため、主剪断面周辺には熱的痕跡が残るはずであり、それは当該断層が地震性すべりを起こした明確な証拠となる。この摩擦発熱量がどの程度であったのか、ということは断層を評価する上で重要な指標になりうる。そのため断層岩の造岩鉱物の一部が融解してガラス化したシュードタキライトの詳細な分析が数多く報告されてきた（例えば Sibson, 1975）。ただし地下数km以深の高い垂直応力環境でないとシュードタキライト形成に必要な高温の摩擦溶融は期待されない。一方で、地殻浅部の地震断層では、高い摩擦発熱は期待できない。鉱物の融解に依存しない摩擦発熱温度の検出方法がいくつか提案されている。例えば堆積岩中の震源断層を対象として、ビトリナイト反射率（Sakaguchi et al., 2011）やラマン分光（Fukuchi et al., 2015）の分析方法の有効性が示されている。これは堆積物中の炭質物等が熱変質によって有機物から石墨への変化を利用して古地温を推定するものである。そのほか粘土鉱物を含む断層岩を XRF 元素マッピングすることによってスメクタイト等の粘土鉱物が摩擦熱を被ることにより局所的にイライトに変質することを利用する方法も提案されている（Yamaguchi et al., 2011）。

これらは地下数 100m から 1000m 程度の深さの断層の摩擦熱検出を対象としてきた。しかし地下数 m から数 10m といった、更に浅い領域での摩擦熱の検出は試みられてこなかった。こういった表層付近の堆積物には多くの有機物が含まれており、これらが優れた温度指標になる可能性がある。例えば花粉の加熱実験においては、110°C程度の温度から赤外吸収スペクトルに変化が現れることが報告されており（相澤ほか, 2009）。断層の摩擦熱検出にも適用できることが期待できる。本研究では地表付近におけるごく浅い断層の摩擦発熱の検出を試みる。

(2) セッティング

1995 年兵庫県南部地震に際し出現した野島地震断層のうち、淡路島小倉地区において岩盤トレンチが実施された。ここでは断層は花崗岩と大阪層群を切るかたちで、走向約 N40E 傾斜 70N で発達している。断層上盤にあたる大阪層群は第四紀の浅海相であり、砂礫層とシルト層が観察される。断層付近はシルト層であり、ここから 6 個の試料が採取された。

(3) 手法

ビトリナイト反射率は冷却式アバランシェ型フォトダイオードを検出器としてクリティカル照明による微小試料反射率測定装置を用いた（坂口・向吉, 2011）。試料は表面琢磨薄片試料を用い、顕微鏡下で走査しつつ炭質物の反射率測定を行った。ラマン分光法は山口県産業技術センター設置の日本分光（株）の NRS-2100 を用いレーザー光源としては Ar および HeNe の 2 種を使用した。FTIR（Fourier Transform Infrared Spectroscopy）は山口県産

業技術センター設置の日本分光（株）赤外顕微鏡の IRT-5000 に FT/IR-6300 分析機を組み合わせさせたシステムを使用した。

（４） 結果

大阪層群の砂礫層中にはラミナ状の炭質物層が含まれており、褐炭から一部瀝青炭化している。これのビトリナイト反射率を測定したところ約 0.28%であった（図 4.2.3.1.）。Sweeny and Buhnum (1990) の炭質物熟成モデルに基づき、堆積年代の期間被熱し続けたと仮定して古地温を推定すると約 40°C となり、この堆積相は海底付近の低い温度環境にあったことが示された。この大阪層群と花崗岩体との境界である地震断層付近の古地温を推定するために、断層付近のシルト層を薄片にして検鏡したところ、炭質物に乏しくビトリナイト反射率測定法による古地温マッピングは難しいという事がわかった。

ラマン分光分析には、表面琢磨薄片試料を用い、シルト層の細粒基質部に含まれる有機物のラマン散乱測定を試みた。青色の Ar イオンレーザー光源および赤色の HeNe レーザーにおいてもバックグラウンドの蛍光が強く、スペクトルのバックグラウンドノイズが高すぎて有効なラマンシフトスペクトルは得られなかった（図 4.2.3.2.）。これは堆積物中に多量の有機物が存在することを示唆する。

次に蛍光する物質の分析を比較的得意とする FTIR による堆積有機物の熱変質検出を試みた。FTIR による堆積有機物の熱変質は以前から報告があるが（例えば相澤ほか, 2009 など）、これを断層摩擦熱の検出に試みた例は無い。顕微 FTIR によって赤外落射光を 50 μm 平方に絞って、表面琢磨薄片試料からの反射光の検出を試みた。しかし有意な反射シグナルを得ることはできず、堆積有機物の存在すら検出できなかった。これは薄片表面の平坦性により測定が妨げられているものと考えられる。

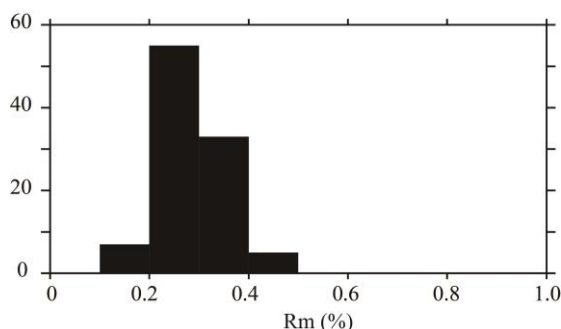


図 4.2.3.1. 大阪層群の砂礫層中の炭質物のビトリナイト反射率測定結果。約 0.28%の反射率であり、約 40°Cの被熱温度に相当する。

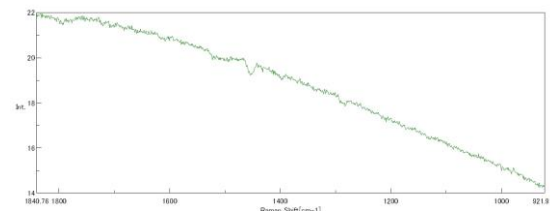


図 4.2.3.2. 大阪層群のシルト層のラマンスペクトル。蛍光のためにバックグラウンドが高く、有意なピークは読み取れない。

シルト層を数 mg 採取し屈折率の大きな薄い結晶の両面に試料を密着させて赤外光を入射する全反射吸収スペクトル法 (ATR 法) を試みた。これは結晶と試料の界面で赤外線が何度も内反射し、試料側にわずかに赤外線が吸収させる疑似透過法であり、試料表面の平坦性の問題が克服される。しかし測定の結果、十分なピーク強度は得られず、単位面積当たりの有機物量が少ないことが原因と考えられた。

有機物のみを溶出濃集して顕微 FTIR で分析する方法を試みた。有機物の溶出には n-ヘキサンを溶媒として用いた。堆積物を n-ヘキサンに浸し、上澄み液をマイクロピペットで取り出して、金属プレートの上で乾燥させ濃縮液を得た。濃縮液は金属板にあるため、赤外線は試料を通過後に金属プレートで反射して検出器に導かれるため疑似的な透過測定となる。まず金属プレートとして表面を研磨処理してあるアルミ板を用いたが、擦痕に微小な濃縮液が点在する状態になった。濃縮液の液滴サイズは数 10 μm で非常に微小であり、これを FTIR で測定すると液滴ごとにスペクトルに差があり、安定的な測定が困難であった。これは濃縮する際のプレート表面の状態によって液滴サイズがまばらになるものと推測された。そこで溶媒ができるだけ収束しつつ蒸散し、大きな液滴ができるように表面を琢磨処理したステンレスをプレートとして用いた。溶媒は比較的収束しながら蒸散し、擦痕のあるアルミ板よりも良い状態の大きめの液滴が形成された。しかし FTIR の赤外落射光の大きさに比べると同等からやや小さい程度となり、液滴ごとのスペクトルの差は小さくなった。次に (株) 東レリサーチセンターの特殊撥水シートによるピンポイント濃縮プレートを用いたところ、溶媒とプレート間の大きな濡れ角により、濃縮液はほぼ一ヶ所に集約され、大きな濃縮液滴が形成された。これによりわずかに数 ng 程度の試料であっても、強いスペクトルが得られるようになった (図

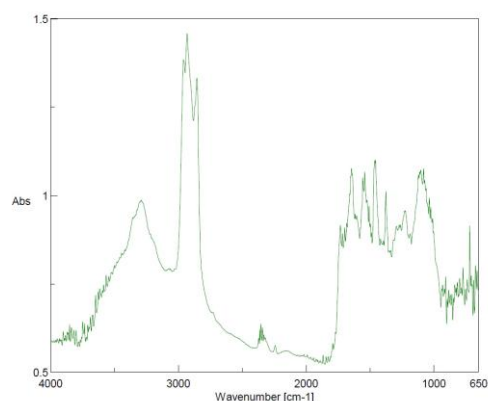


図 4.2.3.3. 堆積物から有機物を n-ヘキサンで溶出し、ピンポイント濃縮した液滴を顕微 FTIR で測定したスペクトル。熱変質に敏感な 2900 cm^{-1} 付近の脂肪族 CH₂ のピークが安定して得られるようになった。

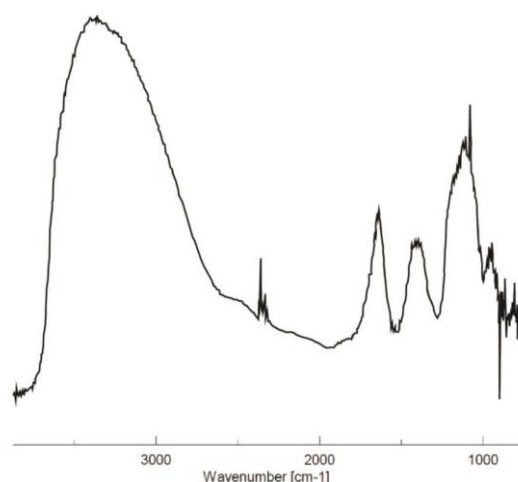


図 4.2.3.4. 化学処理した試料をピンポイント濃縮して顕微 FTIR で測定したスペクトル。おそらく中和処理によって析出した塩に残った水の影響で OH 基の幅広いピークが出現した。

4.2.3.3.)。一方で、この手法は大変に精度が高いため、微量な汚染の影響が顕在化するようになった。新品の試薬を開封直後にガラスホールピペットで撥水シートに滴下しても、極わずかな濃縮液滴が残り、これを測定することができてしまう。これは堆積物中の有機物以外のわずかなシグナルをも捉えることができることを意味する。このような擾乱を克服する方法としては、超高純度の試薬とクリーン環境における実験を行うか、ターゲットとしている有機物の抽出量を増やしてノイズの影響を相対的に下げる必要がある。現実的かつ信頼性の向上を考慮して後者のアプローチを目指すこととした。

堆積物中の有機物の分析は腐食物質の研究分野で試みられている。堆積性有機物は土壌生態系によって分解無機化されるが、一部の残存物が重合して難分解性化合物となり、粘土鉱物の表面や層間に多価金属 (Fe,Ca) と配位結合して吸着されている (石渡, 2008)。これを切断しなければ水溶液に取り出すことが難しいため、腐食物質研究分野では NaOH によるアルカリ処理、もしくは HCl による酸処理により金属イオンを溶かして、有機物を溶媒に溶かし出す手法が採られている。そこで本研究では、1g の堆積物試料に 10ml の 0.1M 塩酸で 1 時間超音波振とうし、遠心分離後に上澄みを除去し、0.1M の NaOH で中和した後に、1M の NaOH でアルカリ処理として 1 時間超音波振とうし遠心分離した。この上澄み液を撥水シートでピンポイント濃縮したところ、残渣として中和反応による NaCl 結晶が多数発生した。顕微 FTIR 分析を行ったところ OH 基のピークが幅広く出現し、脂肪族 CH₂ の 2900cm⁻¹ 付近が見えなくなった (図 4.2.3.4.)。これは NaCl 結晶中に水が多く残っているためと考えられる。そのため目的の脂肪族 CH₂ の存在は不明である。

(5) まとめ

1. 大阪層群の泥層のバックグラウンド被熱温度は、ビトリナイト反射率で約 0.28% であり、これは約 30°C に相当する。母岩の被熱温度は十分に低いので、断層周辺には摩擦加熱の痕跡が残されていることが期待される。
2. 薄片におけるビトリナイト反射率測定の結果、主剪断帯付近 2cm までの範囲で約 4.0~5.8% 前後のきわめて高い値が得られた。これは後背地の高熟成度炭が再堆積により混入した可能性もあるが、低反射率のものが存在しないことから、母岩の低反射率の炭質物が摩擦加熱により高反射率を獲得したものかもしれない。しかしデータ数が少ないため、主剪断帯からの位置的關係など詳細が不明である。
3. ラマン分光分析により薄片上の堆積物の有機物の直接検出を試みたが、蛍光を強く発するため有効なラマンスペクトルを読み取ることはできなかった。これは大阪層群の泥層が新しい時代の堆積物であり、有機物を豊富に含んでいるからと推測される。
4. 蛍光に擾乱されにくい FT-IR の顕微測定法により、薄片上の堆積物中の有機物の直接検出を試みた。透過測定法では、薄片では厚みがありすぎるために赤外が透過できなかった。反射分析法では、薄片表面の状態の影響に左右されやすいため、有効な吸光スペクトルは得られなかった。
5. 有機溶剤抽出法により堆積物中の有機物の抽出を試みた。抽出物質を KBr プレート法により直接 FT-IR 測定を行ったが、有機物濃度が低すぎて有効な吸光スペクトルが得られなかった。
6. 抽出物の濃度を上げるためにピンポイント濃縮法を試みた。濃縮プレーとしては接触角が大きい撥水シートが最適であり、数 ng の超微量であっても良い吸光スペクトルが得られることがわかった。一方で、超微量分析は汚染の影響を受けやすい。汚染物質の減少もしくは測定対象物質の増加が必要である。
7. 粘土鉱物と多価金属 (Ca, Fe) などが、配位結合を形成・安定化していることで、有機物の抽出を妨げていると考えられたので、塩酸および水酸化ナトリウム溶媒により多価金属と粘土との配位結合の切断を試みた。中和反応の結果生じた塩がピンポイント濃縮により固体として析出し、分光分析を妨げることがわかった。
8. 堆積物は蛍光を発することから、有機物を含有していることが類推される。ピンポイント濃縮法は微量分析に優れており本目的に有望であるが、汚染に妨げられずに測定するためには有機物の抽出量を増やすことが課題である。

(6) 引用文献

- 相澤武宏・菅原 雅・荒田有輝・大村亜希子・氏家良博, 2009, 有機熟成シミュレーションとしての現生花粉の加熱実験における, 大気と窒素の加熱雰囲気の影響, *Research of Organic Geochemical*, 25, 1-13.
- Furuichia, H., Ujiie, K., Kouketsu, Y., Saito, T., Tsutsumi, A., Wallis, S., 2015, Vitrinite reflectance and Raman spectra of carbonaceous material as indicators of frictional heating on faults: Constraints from friction experiments, *Earth and Planetary Science Letters*, 424, 191-200.
- 石渡良志・米林甲陽・宮島徹 (2008) 環境中の腐食物質その特徴と研究法. 三共出版, 291p.
- Sakaguchi A., Chester, F., Curewitz, C., Fabbri, O., Goldsby, D., Kimura, G., Li, C.F., Masaki, Y., Scream, E.J., Tsutsumi, A., Ujiie, K., Yamaguchi, A., 2011, Seismic slip propagation to the up-dip end of plate boundary subduction interface faults: Vitrinite reflectance geothermometry on Integrated Ocean Drilling Program NanTroSEIZE cores, *Geology*, 39, 395-399, doi:10.1130/G31642.
- 坂口有人・向吉秀樹, 2012, 微小なビトリナイト粒子のための反射率測定装置の製作, *地質学雑誌*, 118, 240-244, doi: 10.5575/geosoc.2012.0002.
- Sibson, H.S., 1975, Generation of pseudotachylyte by ancient seismic faulting, *Geophysical Journal of Research*, 43, 775-794.
- Sweeney, J.J., and Burnham, A.K., 1990, Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics: *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 74, p. 1559-1570.
- Yamaguchi, A., Sakaguchi, A., Sakamoto, T., Iijima, K., Kameda, J., Kimura, G., Ujiie, K., Chester, F.M., Fabbri, O., Goldsby, D., Tsutsumi, A., Li, C. and Curewitz, D., 2011, Progressive illitization in fault gouge caused by seismic slip propagation along a megasplay fault in the Nankai Trough, *Geology*, 39, 995-998, doi:10.1130/G32038.1.