

## 安全研究成果報告（案）

# 安全研究成果報告

## S/NRA/R Research Report

### 断層破碎物質を用いた断層の活動性評価 手法に関する研究

Study on the method of evaluating the activity of faults using fault fracture material

宮脇 昌弘 内田 淳一 林 茉莉花

MIYAWAKI Masahiro, UCHIDA Junichi, and HAYASHI Marika

地震・津波研究部門

Division of Research for Earthquake and Tsunami

佐藤 秀幸

SATOH Hideyuki

地震・津波審査部門

Division of Licensing for Earthquake and Tsunami

原子力規制庁

長官官房技術基盤グループ

Regulatory Standard and Research Department,

Secretariat of Nuclear Regulation Authority (S/NRA/R)

令和 2 年 月

Month 2020

本報告は、原子力規制庁長官官房技術基盤グループが行った安全研究プロジェクトの活動内容・成果をとりまとめたものです。

なお、本報告の内容を規制基準、評価ガイド等として審査や検査に活用する場合には、別途原子力規制委員会の判断が行われることとなります。

本報告の内容に関するご質問は、下記にお問い合わせください。

原子力規制庁 長官官房 技術基盤グループ 地震・津波研究部門  
〒106-8450 東京都港区六本木 1-9-9 六本木ファーストビル  
電話：03-5114-2226  
ファックス：03-5114-2236

## 断層破碎物質を用いた断層の活動性評価手法に関する研究

原子力規制庁 長官官房技術基盤グループ  
地震・津波研究部門  
宮脇 昌弘 内田 淳一 林 茉莉花

原子力規制庁 原子力規制部審査グループ  
地震・津波審査部門  
佐藤 秀幸

## 要 旨

「敷地内及び敷地周辺の地質・地質構造調査に係る審査ガイド」では「将来活動する可能性のある断層等」が定義されている。また、「その認定に当たって、後期更新世（約 12～13 万年前）の地形面又は地層が欠如する等、後期更新世以降の活動性が明確に判断できない場合には、中期更新世以降（約 40 万年前以降）まで遡って地形、地質・地質構造及び応力場等を総合的に検討した上で活動性を評価すること」とされている。そのため、断層を含む地質構造全体の把握、応力場解析等に基づくテクトニクスの把握、断層の活動性の評価といった、巨視的視点から微視的視点に至る総合的な評価手法を構築することが重要である。

断層の活動年代は通常、断層の上部に堆積した地層の年代に基づき特定又は推定する（上載地層法）。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があり、断層本体の性状や物質（断層破碎物質）から活動性を判断する必要がある。直接的な年代値を定量的に示すことができれば、上載地層の有無に関わらずに断層の活動性を効率的に評価できる。そのためには、断層の定量的な活動性評価手法に係る技術的根拠を明確にすることが必要であり、特に断層活動によって年代値がリセットすることの確認及びその条件を把握することが重要となる。一方、応力場の比較、鉱物脈の微細構造等に基づいた断層の定性的な活動性評価手法については、通常利用されている方法ではあるが、手法の有効性を確認しておくことが重要である。

以上を踏まえ、平成 25 年度から令和元年度にわたって、「地球物理学的調査、深部ボーリング調査等に基づく地質構造の把握」、「断層破碎物質を用いた断層の定量的な活動性評価手法の整備」及び「断層破碎物質を用いた断層の定性的な活動性評価手法の整備」に取り組んだ。なお、下北半島（下記(1)①）、若狭地域（下記(1)②）、茨城北部地域（下記(1)③）における地下構造調査はそれぞれ株式会社地球科学総合研究所、国立大学法人東北大学、



株式会社フグロジャパンに委託し、物理探査等を実施した。また、野島断層における断層破砕物質を用いた直接的年代測定手法（下記(2)①）、それに関連する年代リセット条件（下記(2)②）及び応力場の比較（下記(2)③）に関する調査・研究は、国立大学法人京都大学に委託し、地質調査、年代測定等を実施した。

成果の要約を以下に記す。

## (1) 地球物理学的調査、深部ボーリング調査等に基づく地質構造の把握

### ① 下北半島横断深部構造探査及び深部ボーリング調査による統合解析

断層中部から深部にかけての地質構造を把握するため、青森県陸奥湾内から下北半島を東西に横断し東通沖の太平洋上に至る約 58km の長大測線を設け、反射法及び屈折法地震探査を実施した。その結果、下北半島陸域の中軸部における深部地下構造及び地下 3km 程度までの中部の精緻な速度構造を把握でき、断層中部から深部にかけての地質構造の把握に対して本手法が有効であることを確認できた。

### ② 若狭地域における物理探査手法を用いた断層構造調査

断層浅部から断層中部にかけての地質構造を把握するため、地質調査及び CSAMT 法電磁探査等を実施した。その結果、地表での断層推定位置付近から深部にかけて低比抵抗帯が認められた。断層地表から深部まで連続する低比抵抗帯の下限は、実際の断層の傾斜角と良く一致したことから、CSAMT 法電磁探査が硬質岩盤中の横ずれ断層の検出に対して適用性が高いことを確認した。

### ③ 茨城北部地域における物理探査手法を用いた断層構造調査

茨城県北部沿岸域を調査地域として選定し、海陸境界における断層を抽出するための有効性を検討した。その結果、北西－南東方向に伸びる断層を示唆する地質構造が検出でき、これまで陸域と海域で別々に想定されていた断層について、連続性を有する可能性が明瞭に示され、海陸境界の断層構造調査に本手法が有効であることを確認できた。

## (2) 断層破砕物質を用いた断層の定量的な活動性評価手法の整備

### ① 野島断層における断層破砕物質を用いた直接的年代測定手法に関する調査・研究

1995 年の兵庫県南部地震で活動した野島断層を対象として、直接的年代測定法の有効性について検証した。その結果、深度増加に伴う摩擦発熱の増大が年代リセットに寄与していることが確認できた。また、特にルミネッセンス年代測定法（OSL 及び TL）は、他の年代測定手法に比べて有意に熱の感度が高く、数十万年より若い年代値が得られており、後期更新世以降の断層活動の年代測定に有効であることがわかった。

## ②高速摩擦実験による年代リセット条件の検証

断層運動の環境を模擬した摩擦実験を実施し、年代リセット時の物理条件等を明らかにした。この物理条件等から年代リセットの深度を検討した結果、効率的に摩擦発熱が生じた場合、通常の内陸地殻内地震（上記地震に相当するマグニチュード7クラス）において OSL 信号は、深度 141m で完全消失、深度 35~141m で部分消失すると推定できた。

## (3) 断層破碎物質を用いた断層の定性的な活動性評価手法の整備

### ①応力場の比較による断層の活動性評価に関する調査・研究

断層近傍の現在と過去の応力場を比較して断層の活動性を把握することを目的として 1995 年の兵庫県南部地震で地表地震断層が確認された野島断層とその分岐断層である浅野断層において応力場の測定を行った。その結果、いずれも現在の広域応力場と同様の傾向、すなわち東西方向の水平圧縮場が特定され、これらの手法の有効性が確認できた。

### ②中央構造線における鉍物脈の微細構造及び化学分析に基づく断層の活動性評価に関する調査・研究

中央構造線の非活動区間において採取した断層破碎物質を用いて、通常実施されている微細構造観察及び鉍物脈の化学分析を行った。その結果、鉍物脈が断層を横断していること、さらにその鉍物脈が地温 100℃以上の環境で生成されたことが分かった。これらのことから、中央構造線の非活動区間は少なくとも後期更新世以降は活動していないことが示され、周囲の地形面等の状況から活断層としての動きはないとされていることを踏まえると、本手法が有効であることが改めて確認できた。

地球物理学的調査、深部ボーリング調査等を組み合わせて、断層浅部から断層深部にわたる断層を含む地質構造全体を把握することができた。また、野島断層を対象として直接的年代測定法の有効性について検証し、特にルミネッセンス年代測定法 (OSL 及び TL) が後期更新世以降の断層活動の年代測定に有効であることが分かり、断層運動の環境を模擬した摩擦実験によってもこの有効性が裏付けられた。さらに、断層近傍の現在と過去の応力場を比較して断層の活動性を把握する方法及び鉍物脈を用いて断層の活動性を評価する方法の有効性を確認できた。これらのことから、地質構造全体の把握から応力場解析等に基づくテクトニクスの把握、断層の活動性の評価といった、巨視的視点から微視的視点に至る総合的な断層の活動性の評価手法に関する知見を拡充できた。

Study on the method of evaluating the activity of faults using fault fracture material

MIYAWAKI Masahiro, UCHIDA Junichi, and HAYASHI Marika

Division of Research for Earthquake and Tsunami,  
Regulatory Standard and Research Department,  
Secretariat of Nuclear Regulation Authority (S/NRA/R)

SATOH Hideyuki

Division of Licensing for Earthquake and Tsunami,  
Nuclear Regulation Department,  
Secretariat of Nuclear Regulation Authority

Abstract

The Review Guide for Geology and Geological Structure Investigation at and around the Site defines capable faults. The Guide requires that “Identification of capable faults, if a clear judgment cannot be made about the activities after the Late Pleistocene to identify suitable ground due to missing geographical surfaces or geological formations from the Late Pleistocene, activities must be evaluated by comprehensive analysis of the terrain, geology, geological structure, stress field, and so forth by dating back to a period after the Middle Pleistocene (about 400,000 years ago)”. Therefore, it is important to establish a comprehensive evaluation method spanning from a macroscopic perspective to a microscopic perspective that grasps the entire geological structure containing faults and the tectonics based on stress field analysis and evaluates fault activity.

Fault activity is typically clarified by the depositional age of covering beds above the fault. However, in the case that such covering beds are lacking, it is difficult to evaluate fault activity, it is necessary to judge the activity from the properties and materials (fault fracture material) of the fault itself. If the direct age of the faulting is acquired quantitatively, we can assess fault activity effectively regardless of covering beds. Thus, it is necessary to clear their technical sources on the method for quantitative assessment of fault activity, it is important decisively to verify age resetting by faulting and to grasp the condition of age resetting. On the other hand, the methods for qualitative assessment of fault activity based on comparing with stress fields and microscopic structures of mineral vein, even though they are usual methods, verifying of effectiveness of the methods is important.

In this project, four sub-projects were conducted during fiscal years 2013 to 2019.

The sub-projects ((1)-1), -2) and 3)) were implemented by JGI, Inc., Tohoku University and Fugro Japan Co., Ltd. respectively through the NRA commissioned project, geological survey and geophysical surveys were implemented. The sub-projects ((2)-1), -2) and (3)-1)) were implemented by Kyoto University through the NRA commissioned project to perform geological survey and dating analyses.

(1) Understanding of geological structures based on geophysical survey and deep boring surveys

1) Integrated analysis by deep structure surveys and deep boring surveys across the Shimokita Peninsula

To understand the geological structure from the middle-to-deep part of the fault, established a long-distance survey line, running approximately 58 km, crossing the Shimokita Peninsula west to east for from the inside of Mutsu Bay in Aomori Prefecture on to the Pacific Ocean off Higashidori; and performed seismic surveys with reflection and refraction methods. Accordingly, we were able to estimate deep underground structures in the central part of the land area of the Shimokita Peninsula and the precise velocity structures of the middle region down to approximately 3 km underground, and we were able to confirm the effectiveness of these methods for understanding of the geological structure from the middle-to-deep part of the fault.

2) Investigation of the fault structures using geophysical exploration methods in the Wakasa area

Geological and CSAMT electromagnetic surveys were conducted to understand the geological structure from the shallow-to-middle part of the fault. The results revealed that a low-resistivity zone was detected from near the estimated fault position from the ground surface to the deep part. The lower limit of the low-resistivity zone, which is continuous from the fault surface to the deep part, agrees well with the inclination angle of the natural fault, indicating that the CSAMT method is applicable to the detection of strike-slip faults in hard rock.

3) Investigation of fault structures using geophysical exploration method in northern Ibaraki area

The northern coastal area of Ibaraki prefecture was selected as the area of investigation, and the effectiveness of the aerial gravity deviation survey for extracting faults in the borders of land and sea area was studied. Accordingly, it was possible to detect the geological structures suggesting a fault extending toward northwest-southeast, clearly demonstrating the possibility that the faults previously assumed to be separate and distinct between the ocean and land possess a continuity, and we were able to confirm the effectiveness of these methods for investigation of fault structures in the borders of land and sea area.

(2) Development of a method for quantitative assessment of fault activity using fault fracture material

1) Development of a method for direct dating using fault fracture material at the Nojima fault

Focusing on the Nojima fault which caused the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, we verified the applicability of the direct dating method to assessment of the fault activity. We recognized that increase of frictional heating associated with increasing depth contributed to age resetting by these analyses. And they showed that the luminescence age (OSL, TL) was younger than several hundreds of thousands of years ago, and had a high sensitivity comparing with other methods. Thus, the luminescence dating method is available to evaluate fault activity after the Late Pleistocene period.

2) Verification of age reset condition by high-speed friction experiments

We cleared the physical condition of age resetting using a friction experiment simulating faulting. Considering the age resetting depth based on the result of the experiment, in the case of frictional heating occurs efficiently, it is estimated that the OSL signal (one of the luminescence dating) is almost eliminated at 141 m deep, partially eliminated at 35–141 m deep while the co-seismic slip of the M7 class inland crustal earthquake comparable to the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake.

(3) Development of a method for qualitative assessment of fault activity using fault fracture material

1) Investigation on fault activity comparing with present and paleostress fields

We measured the stress field of the Nojima fault and Asano fault, which moved the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, to evaluate fault activities compared with present and paleostress fields. The results revealed that the same tendency as the current wide-area stress field, that is, the horizontal compression field in the east-west direction, was identified, and we were able to confirm the effectiveness of these methods.

2) Investigation on fault activity using mineral vein based on microscopic structures and chemical composition in the Median Tectonic Line

We observed microscopic structures of the non-active segment of the Median Tectonic Line, and analyzed the chemical composition of the mineral vein. It is cleared that the mineral vein cross the fault, and the mineral vein was generated at the environment with the ground temperature exceeding 100 °C. These results suggested that this segment was a non-active fault after Late Pleistocene. Considering that this segment is recognized as a non-active fault based on the appearance of the peripheral topographic surface, the availability of this method using mineral vein is confirmed to be effective.

The whole geological structures from the shallow-to-deep part of the fault were able to estimate using integrated analysis by geophysical survey and deep boring surveys. We verified the applicability of the direct dating method to assessment of the fault activity, cleared that the luminescence dating method is available to evaluate fault activity after the Late Pleistocene period. This applicability was also supported by the results of a friction experiment simulating faulting. And we confirmed the applicability of the methods to assessment fault activity based on comparing with stress fields and microscopic structures of mineral vein. Accordingly, we were able to expand knowledge of integrated assessment methods for fault activity with the macro-to-microscopic viewpoints, such as estimation of whole geological structures, comprehension of tectonics by stress field analysis and assessment of fault activity.

## 目次

1. 序論	1
1.1 背景	1
1.2 目的	2
1.3 全体行程	3
2. 本論	5
2.1 下北半島横断深部構造探査及び深部ボーリング調査による統合解析	5
2.1.1 調査地域及び手法	5
2.1.2 調査結果	6
2.1.3 まとめ	9
2.2 若狭地域における物理探査手法を用いた断層構造調査	10
2.2.1 調査地域及び手法	10
2.2.2 高密度電気探査の結果	10
2.2.3 CSAMT 探査の結果	12
2.2.4 調査結果の比較	14
2.2.5 まとめ	14
2.3 茨城北部地域における物理探査手法を用いた断層構造調査	16
2.3.1 調査地域及び手法	16
2.3.2 調査結果	16
2.3.3 まとめ	16
2.4 野島断層を対象とした層破碎物質を用いた直接的年代測定手法に関する調査・研究	20
2.4.1 地質構造及び主断層面の把握	21
2.4.2 断層の活動年代評価	30
2.4.3 主断層の破碎部の各種年代値と深度との関係	38
2.4.4 直接的年代測定の検証	40
2.4.5 まとめ	41
2.5 高速摩擦実験による年代リセット条件の検証	42
2.5.1 手法	42
2.5.2 結果	44
2.5.3 考察	48
2.5.4 まとめ	51
2.6 応力場の比較による断層の活動性評価に関する調査・研究	52
2.6.1 野島断層における現在の応力場の測定	52
2.6.2 浅野断層における過去の応力場の測定	56
2.6.3 まとめ	59
2.7 中央構造線における鉍物脈の微細構造及び化学分析に基づく断層の活動性評価に関	

する調査・研究.....	60
2.7.1 調査地域.....	60
2.7.2 断層露頭調査.....	61
2.7.3 ボーリング調査.....	63
2.7.4 トレンチ調査.....	65
2.7.5 微細構造観察.....	66
2.7.6 鉱物脈の化学分析.....	67
2.7.7 中央構造線の活動性評価.....	68
2.7.8 まとめ.....	69
3. 結論.....	70
3.1 成果の要点.....	70
3.2 目的の達成状況及び成果の活用等.....	72
参考文献一覧.....	74
執筆者一覧.....	78



## 表 目 次

表 2.1	試料採取位置及び実施した年代測定方法一覧 .....	30
表 2.2	トレンチの断層破碎物質のK-Ar 年代測定結果 .....	36
表 2.3	速度可変実験の実験条件一覧 .....	44
表 2.4	垂直応力可変実験の実験リスト .....	44
表 2.5	測点 No.1 における分析結果 .....	68
表 2.6	測点 No.2 における分析結果 .....	68

## 目 次

図 2.1	調査測線位置図 .....	5
図 2.2	沿岸海域－海陸境界域における長大受振展開を伴う地震探査データの取得概念図	6
図 2.3	典型的な発震記録の例 .....	7
図 2.4	反射法-屈折法統合地震探査深度断面図(縦横比 2:1) .....	8
図 2.5	調査地域の概略 .....	10
図 2.6	高密度電気探査測線配置図 .....	11
図 2.7	高密度電気探査解析結果 .....	12
図 2.8	CSAMT 探査測線配置図 .....	13
図 2.9	CSAMT 探査解析結果 .....	14
図 2.10	CSAMT 法電磁探査及び高密度電気探査の結果の比較 .....	15
図 2.11	調査地域周辺の地質概略図 .....	17
図 2.12	鉛直重力偏差異常分布 .....	18
図 2.13	重力の水平勾配図 .....	19
図 2.14	ボーリングサイト位置図及び淡路島北部の地質図 .....	20
図 2.15	ボーリングサイト周辺の位置図 .....	21
図 2.16	トレンチ法面の写真の展開図 .....	23
図 2.17	トレンチ法面のスケッチの展開図 .....	24
図 2.18	野島断層ボーリングサイトの全景 .....	25
図 2.19	ボーリング地点周辺の地質断面図 .....	26
図 2.20	断層コア写真と詳細スケッチ (1/2) .....	28
図 2.21	断層コア写真と詳細スケッチ (2/2) .....	29
図 2.22	地表部の断層露頭における断層破砕物質の年代測定結果 (単位は ka) .....	31
図 2.23	ボーリングコアで確認した断層破砕物質の OSL 及び TL 年代測定結果 .....	33
図 2.24	地表部のトレンチにおける ESR 年代測定の実施状況 .....	34
図 2.25	ボーリングコアで確認した断層破砕物質の ESR 年代測定結果 .....	35
図 2.26	ボーリングコアで確認した断層破砕物質の K-Ar 年代測定結果 .....	37
図 2.27	主断層の破砕部の各種年代値と深度との関係 .....	39
図 2.28	母岩と試料の模式図 .....	43
図 2.29	速度可変実験の力学・温度データ .....	45
図 2.30	垂直応力可変実験の力学・温度データ .....	46
図 2.31	速度可変実験におけるすべり速度と $L_x/T_x$ との関係 .....	47
図 2.32	垂直応力可変実験における垂直応力と $L_x/T_x$ との関係 .....	48
図 2.33	Power density、ガウジ帯内部の到達温度と $L_x/T_x$ の関係 .....	50
図 2.34	ボーリング調査位置とその周辺の地質分布図 .....	52
図 2.35	ボーリング孔 NFD-1 の孔壁展開イメージ図及びその孔壁に認められた典型的な	

ブレイクアウト .....	53
図 2.36 NFD-1 孔のコア柱状図、断層岩の岩質分布、ブレイクアウト解析から得られた最大水平主応力の方位.....	54
図 2.37 ブレイクアウト解析から得られた NFD-1 孔の最大水平主応力方向のローズダイヤグラム.....	55
図 2.38 浅野断層におけるトレンチの状況 .....	56
図 2.39 浅野断層の主断層面上の条線.....	57
図 2.40 浅野断層トレンチの壁面から得られた断層スリップデータ.....	57
図 2.41 Hough 変換法で検出された応力場 .....	58
図 2.42 調査範囲周辺の地質 .....	60
図 2.43 調査位置図 .....	61
図 2.44 断層露頭の詳細スケッチ .....	62
図 2.45 破碎帯中に卓越する鉱物脈 .....	62
図 2.46 地質断面図（測線 A） .....	63
図 2.47 地質断面図（測線 B） .....	64
図 2.48 トレンチ法面の写真（西面） .....	65
図 2.49 トレンチ法面のスケッチ（西面） .....	65
図 2.50 岩石研磨片の写真.....	66
図 2.51 岩石薄片の写真（クロスニコル） .....	66
図 2.52 エネルギー分散型 X 線分光器（EDS）による元素マッピング .....	67

## 1. 序論

### 1.1 背景

「敷地内及び敷地周辺の地質・地質構造調査に係る審査ガイド」（以下「審査ガイド」という。）では、「将来活動する可能性のある断層等」が定義されている。また、「その認定に当たって、後期更新世（約 12～13 万年前）の地形面又は地層が欠如する等、後期更新世以降の活動性が明確に判断できない場合には、中期更新世以降（約 40 万年前以降）まで遡って地形、地質・地質構造及び応力場等を総合的に検討した上で活動性を評価すること。」とされている。そのため、断層を含む地質構造全体の把握、応力場解析等に基づくテクトニクスの把握、断層の活動性の評価といった、巨視的視点から微視的視点に至る総合的な評価手法を構築することが重要である。

断層を含む地質構造全体の把握は、各種手法を組合せた調査結果に基づいて行われている。しかし、評価地域近傍における調査は詳細に行われるが、表層付近の地層の変位及び変形に基づいた評価が主体となっており、深部地質構造の評価が不十分な場合がある。断層の地下深部の地質構造評価に当たっては、物理探査による構造のイメージングのほか、それを解釈するための地質層序や地層の年代、関連する他のデータ（地下の速度構造、重力異常データ等）との総合評価が必要である。

断層の活動年代は通常、断層の上部に堆積した地層の年代に基づき特定又は推定する（以下「上載地層法」という）。例えば「活断層の長期評価手法 報告書（暫定版）」（地震調査研究推進本部、平成 22 年）では、上載地層法に基づいた年代測定を基本としており、主として上載地層に含まれる有機物の放射性炭素同位体年代に基づいた数十年～数百年オーダーの測定精度と結果に対するばらつきの考え方が示されている。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があり、断層本体の性状や物質（断層破碎物質）から活動性を判断する必要がある。直接的な年代値を定量的に示すことができれば、上載地層の有無に関わらずに断層の活動性を効率的に評価できる。そのためには、断層の定量的な活動性評価手法（以下「定量的評価手法」という。）に係る技術的根拠を明確にすることが必要であり、特に断層活動によって年代値がリセットすることの確認及びその条件を把握することが重要となる。

定量的評価手法については、検討事例が少ない。特に「将来活動する可能性のある断層等」の認定に当たって重要な後期更新世（約 12～13 万年前）以降の年代を検討した事例はこれまでほとんど無かった。近年これに対応できる手法として、断層活動時以降に地中の自然放射線により蓄積した原子レベルの傷の量を信号として検出する ESR 法（Electron Spin Resonance；電子スピン共鳴法）及びルミネッセンス法が期待されている。これらの手法は、考古学分野において、例えば熱により年代がリセット<sup>(注)</sup>された土器等を用いた年代

---

<sup>(注)</sup> ESR 法及びルミネッセンス法では蓄積線量と年間線量をそれぞれ測定し、蓄積線量を年間線量で割ることで年代を求めるが、断層の活動性評価に当たっては、試料が摩擦熱により信号がリセットされていることが必要であり、これが不完全な場合には年代を古く評価することになる。

測定手法として既に活用されており、確立されたものである。ただし、これらの年代測定手法を断層破碎物質に適用した際の信頼性については、知見が乏しい。特に断層活動による摩擦発熱により年代がリセットする条件は、これらの手法の適用に当たって必須の情報であるが、これまでに系統的に調査されていない。また、これらの手法は、「活断層の長期評価手法 報告書（暫定版）」（地震調査研究推進本部、平成 22 年）においても例示されているが、「これらの年代測定法は、炭素同位体年代測定に比べるとまだ分析例が少なく、分析結果の信頼性について引き続き検証が必要と思われる。しかし、炭素試料が得られない地層の年代の推定に対して、今後有効に利用されることが期待される。」とされている。

一方、応力場の比較、鉱物脈の微細構造等に基づいた断層の定性的な活動性評価手法（以下「定性的評価手法」という。）については、通常利用されている方法ではあるが、手法の有効性を確認しておくことが重要である。断層破碎物質を用いた活動性評価の具体例として、「審査ガイド」では、「断層の活動性評価に対し、断層活動に関連した微細なずれの方向（正断層、逆断層、右横ずれ断層、左横ずれ断層等）や鉱物脈又は貫入岩等との接触関係を解析することが有効な場合がある。」とされている。これらの手法は具体的な年代値に基づいた評価ではないが、より確度の高い評価を行うためには、個別の手法の信頼性を考慮し、複数の手法による総合的な評価を行うことが求められる。

以上のような背景もあり、「審査ガイド」においては、「断層破碎物質を用いた活動性評価に関しては、信頼性の高い活動年代の評価手法が確立されていない。断層破碎物質の性状から断層の活動性評価を評価する場合には、このことを十分に考慮する必要がある。」とされている。今後、個別の手法の信頼性を評価するとともに留意点を具体化し、上載地層法によらない断層の活動性評価手法として、複数の手法による総合的な評価手順を整備していくことが重要である。

## 1.2 目的

以上を踏まえ、平成 25 年度から令和元年度にわたって、以下の研究課題（(1)～(3)）に取り組んだ。

(1) 地球物理学的調査、深部ボーリング調査等に基づく地質構造の把握（平成 25 年度～平成 26 年度）

### ① 下北半島横断深部構造探査及び深部ボーリング調査による統合解析

断層中部から深部にかけての地質構造を把握するため、堆積岩地域に卓越する逆断層型の断層を有する地域として、青森県下北半島東通周辺における断層群及び大陸棚外縁断層等を対象に、反射法及び屈折法地震探査を実施する。それにより、断層に関連する深部及び比較的浅部の地下構造、速度構造等を把握するための手法の適用性を検討する。

### ② 若狭地域における物理探査手法を用いた断層構造調査

断層浅部から断層中部にかけての地質構造を把握するため、若狭地域における横ずれ断層を対象として地質調査及び物理探査を実施する。それにより、硬質岩盤中の横ずれ断層の検出に関する物理探査手法の適用性を確認する。

### ③ 茨城北部地域における物理探査手法を用いた断層構造調査

海域と陸域とでは物理探査データの取得方法が異なることから、海陸境界域では断層の抽出が困難である。そこで、海域から陸域に断層が延伸していると推定される地域の一つである茨城県北部沿岸域を調査地域として選定し、近年開発された空中重力偏差法探査により、断層を抽出するための手法の適用性を検討する。

## (2) 断層破碎物質を用いた断層の定量的な活動性評価手法の整備（平成 27 年度～平成 30 年度）

### ① 野島断層における断層破碎物質を用いた直接的年代測定手法に関する調査・研究

1995 年の兵庫県南部地震で活動した野島断層を対象として、ボーリング調査及びトレンチ調査により異なる深度の断層破碎物質を採取し、それらの断層の年代測定（ルミネッセンス年代測定法、ESR 年代測定法及び K-Ar 年代測定法）を実施する。それにより、深度増加に伴う摩擦発熱の増大が年代リセットに与える効果を確認することで、断層の直接的年代測定法の有効性について検証する。

### ② 高速摩擦実験による年代リセット条件の検証

断層運動により効率的に摩擦発熱が生じる環境を模擬して高速摩擦実験を行い、ルミネッセンス年代測定法が断層の直接的年代測定法として有効かどうかを検証するとともに、効率的に摩擦発熱が生じた場合に年代がリセットする深度を推定する。

## (3) 断層破碎物質を用いた断層の定性的な活動性評価手法の整備（平成 28 年度～令和元年度）

### ① 応力場の比較による断層の活動性評価に関する調査・研究

1995 年の兵庫県南部地震で地表地震断層が確認された野島断層とその分岐断層である浅野断層において応力場の測定を行い、断層近傍の現在及び過去の応力場を比較して断層の活動性を把握する。

### ② 中央構造線における鉱物脈の微細構造及び化学分析に基づく断層の活動性評価に関する調査・研究

愛媛県西条市湯谷口において中央構造線の断層露頭観察及びボーリング調査により断層破碎物質を採取し、通常実施されている微細構造観察及び鉱物脈の化学分析の結果を用いて、鉱物脈を用いた断層の活動性評価の事例を蓄積する。

## 1.3 全体行程

本研究は平成 25 年度から令和元年度にかけて実施したものであり、得られた成果を本報告書にまとめる。なお、「下北半島横断深部構造探査及び深部ボーリング調査による統合解析」は株式会社地球科学総合研究所、「若狭地域における物理探査手法を用いた断層構造

調査」は国立大学法人東北大学、「茨城北部地域における物理探査手法を用いた断層構造調査」は株式会社フグロジャパンに委託したものであり、そのうち下北半島及び茨城北部地域における大局的な地質構造の解釈について原子力規制庁が実施したものである。また、「野島断層における断層破砕物質を用いた直接的年代測定手法に関する調査・研究」、「高速摩擦実験による年代リセット条件の検証」及び「応力場の比較による断層の活動性評価に関する調査・研究」における現場での調査、年代測定、実験の実施については国立大学法人京都大学に委託したものであり、それらを基にして断層破砕物質の最新活動面との関係、年代測定値の妥当性の確認及び総合的な評価を原子力規制庁が実施したものである。全体行程を図 1.1 に示す。

実施内容	平成25年度	平成26年度	平成27年度	平成28年度	平成29年度	平成30年度	平成31年度 令和元年度
(1)地球物理学的調査、深部ボーリング調査等に基づく地質構造の把握							
①下北半島横断深部構造探査及び深部ボーリング調査による統合解析							
②若狭地域における物理探査手法を用いた断層構造調査							
③茨城北部地域における物理探査手法を用いた断層構造調査							
(2)断層破砕物質を用いた断層の定量的な活動性評価手法の整備							
①野島断層における断層破砕物質を用いた直接的年代測定手法に関する調査・研究							
②高速摩擦実験による年代リセット条件の検証							
(3)断層破砕物質を用いた断層の定性的な活動性評価手法の整備							
①応力場の比較による断層の活動性評価に関する調査・研究							
②中央構造線における鉱物脈の微細構造及び化学分析に基づく断層の活動性評価に関する調査・研究							

図 1.1 断層破砕物質を用いた断層の活動性評価手法に関する研究の全体行程

Fig. 1.1 Schedule of study on the method of evaluating the activity of faults using fault fracture material.

## 2. 本論

### 2.1 下北半島横断深部構造探査及び深部ボーリング調査による統合解析

#### 2.1.1 調査地域及び手法

本研究は、株式会社地球科学総合研究所に委託して探査を実施し、原子力規制庁が大局的な地質構造を解釈した<sup>1,2</sup>。断層中部から深部にかけての地質構造を把握するため、堆積岩地域に卓越する逆断層型の断層を有する地域として、青森県下北半島東通周辺における断層群及び大陸棚外縁断層等を対象に、反射法及び屈折法地震探査を実施した。本調査では、深度約 10km までの地質構造を対象としたため、海域及び陸域を横断するような大規模な調査測線を設定する必要があるとあり、深部構造探査データの取得・解析の最適化を図るための基礎資料を得ることを目的とした。調査測線は、青森県陸奥湾内から下北半島を東西に横断し東通沖の太平洋上に至る約 58km の長大測線（図 2.1）を設け、反射法・屈折法統合地震探査を実施した。本調査では、深部構造の抽出をターゲットとしたため、①長大稠密受振展開の設定及び発震エネルギーの確保、②沿岸海域における長大オフセットを伴う二船式海上地震探査データの集積及び③海底着底ケーブル敷設による海陸シームレス接合データの集積により、データ取得レイアウトの最適化を図った（図 2.2）。これにより、陸域－海域と陸域の境界域（以下「海陸境界域」という。）の横断区間 19km において、陸域バイブレータ発震及び海域エアガン発震の全記録が取得されるとともに、海域の二船式ストリーマケーブルデータとあわせて、約 58km の長大測線全域にわたって、擬似的に全受振点における固定展開によって取得されたデータが構築された。図 2.3 に典型的な発震記録の例を示す。

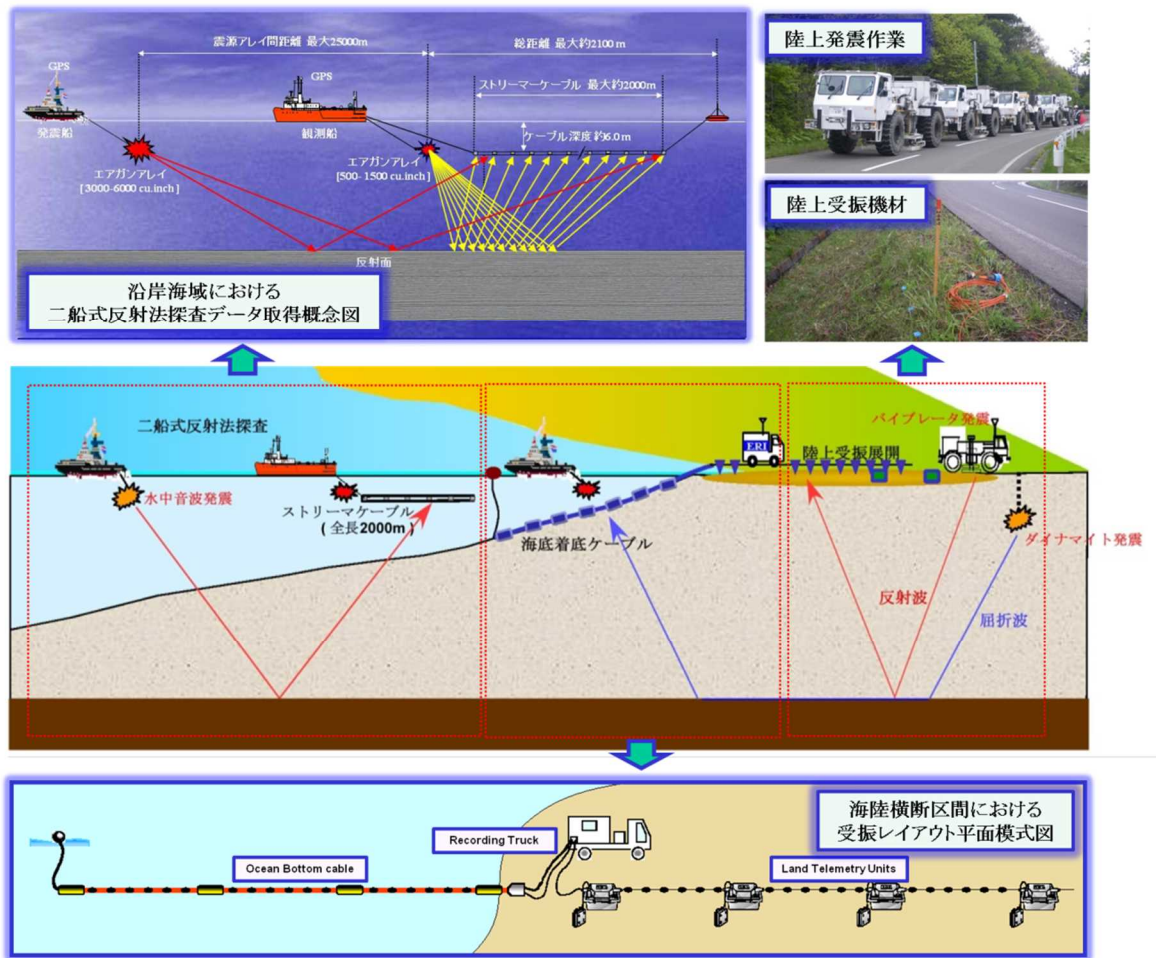


出典) 佐藤 (2017a)<sup>3</sup>

図 2.1 調査測線位置図

Fig. 2.1 Location map of survey line.





出典) 佐藤 (2017a) <sup>3</sup>

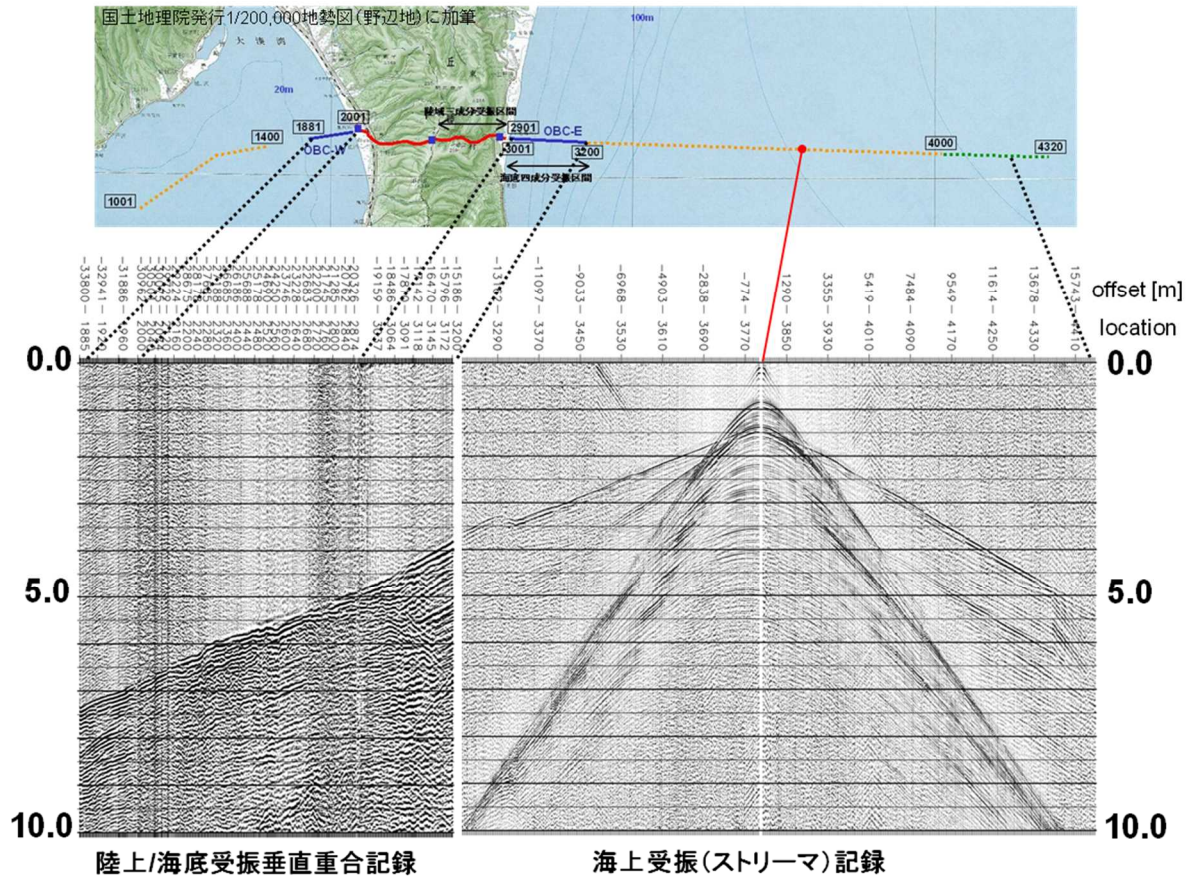
図 2.2 沿岸海域－海陸境界域における長大受振展開を伴う地震探査データの取得概念図

Fig. 2.2 Schematic map of field seismic data acquisition.

### 2.1.2 調査結果

図 2.4 に反射法データ解析から得られた深度変換断面及び屈折トモグラフィ解析結果による速度構造を重複表示した結果を、縦横比 2:1 とした調査域全区間の深度断面図として示した<sup>3,4</sup>。

反射法深度断面は、主に最終的な重合後時間マイグレーション断面に対して、反射法速度解析結果に準拠して時間軸から深度軸へ深度変換して得られた断面である。一方、初期モデルランダム化を伴う屈折トモグラフィ解析結果は、走時インバージョンを通じて直接的に深度領域で推定された速度構造である。互いに独立に得られた両者の解析結果は全般にわたっておおむね調和的であり、解析結果が妥当であることを示唆している。この反射法－屈折法データの統合対比を通じて、以下の特徴が得られた。



出典) 佐藤 (2017a) <sup>3</sup>

図 2.3 典型的な発震記録の例

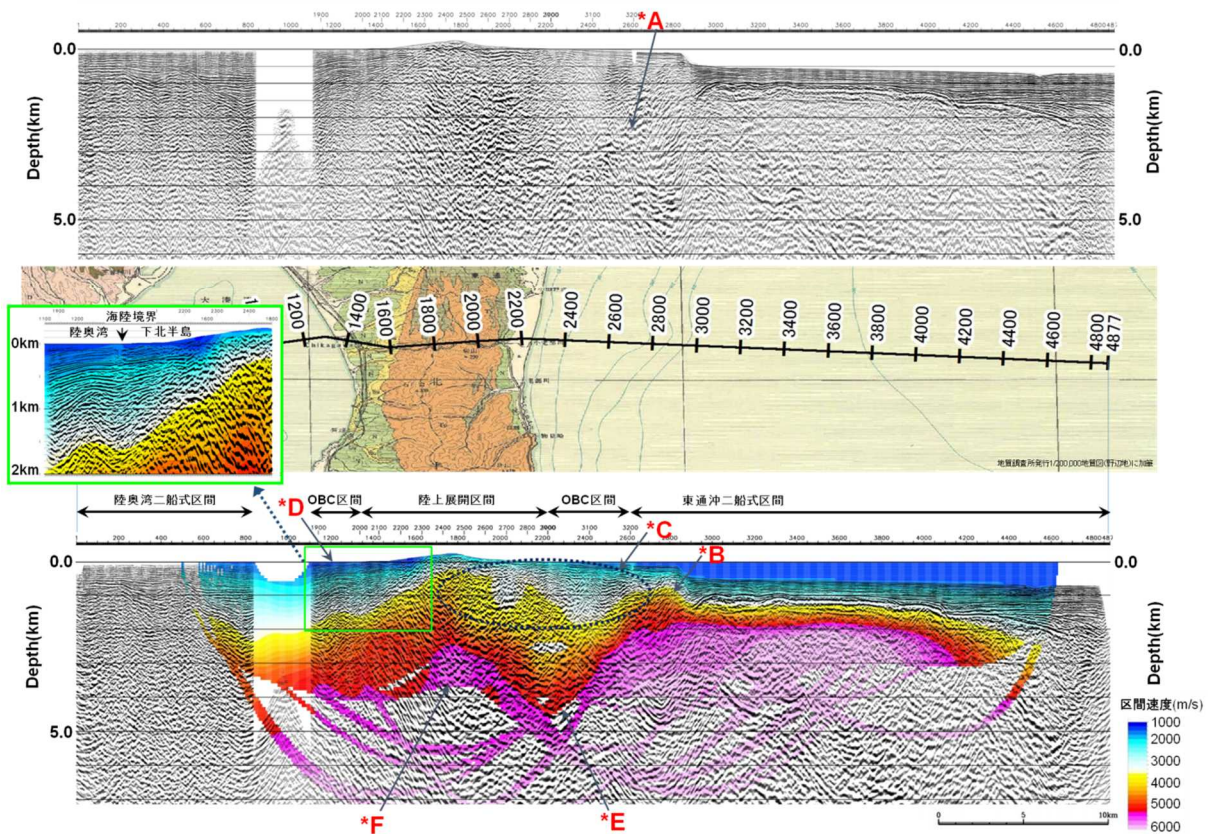
Fig. 2.3 Example of shot record in survey line.

- (1) 大陸棚外縁部の海底近傍から東通海陸接合点の直下約 4km に至る比較的明瞭な西傾斜の反射波列を確認することができる (図 2.4 中の\*A)。屈折トモグラフィ解析結果では、大陸棚外縁断層近傍の海底直下まで高速度領域が隆起している形態が顕著である (図 2.4 中の\*B)。
- (2) 表層から深度約 2500m までの浅層部に関しては、東通沖大陸棚部直下では、目名層・蒲野沢層相当層によって充填されている小規模の堆積盆が存在する。その西側の陸域区間は短波長の速度不均質が卓越し、火山岩類の階層的分布や火山丘の存在が示唆される (図 2.4 中の\*C)。
- (3) 下北半島中軸部から陸奥湾にかけては、緩やかな西傾斜の反射波列が明瞭であり、砂子又層・目名層・蒲野沢層相当層で充填されている陸奥湾側の堆積盆形状が把握できる。陸奥湾側の海陸接合点から西側の陸奥湾沿岸海域では、顕著な褶曲構造が確認でき、反射パターンと屈折法解析による速度構造は調和的である (図 2.4 中の



\*D)。

(4) 屈折トモグラフィ解析結果を参照すると、当地域の基盤（尻屋層相当）上面深度は、東通沖大陸棚外縁部から西傾斜を伴い、東通海岸付近直下で深度約 4500m のトラフを形成している（図 2.4 中の \*E）。また、下北半島陸域では、その中軸部において基盤上面が深度約 2500m に達する隆起域が存在する（図 2.4 中の \*F）。こうした地質構造的特徴は、主として鮮新世以降の東西圧縮による影響を反映していると推察される。



出典) 佐藤 (2017a<sup>3</sup>、2017b<sup>4</sup>)

図 2.4 反射法-屈折法統合地震探査深度断面図(縦横比 2:1)

Fig. 2.4 Integrated seismic cross-section with reflection-refraction survey results (Scale: Vertical: Horizontal = 2:1).

注) (上)CMP 重合断面図 (中左)下北半島西部-陸奥湾区間 (下)全域区間

### 2.1.3 まとめ

本研究では、陸奥湾内から下北半島を東西に横断して東通沖の太平洋上に至る全長約58kmの区間において、反射法・屈折法統合地震探査を実施した。データ取得仕様の立案において、マルチスケール型データ取得の基本設計を行い、陸域及び海陸境界域における多様な受振システムの複合化による長大測線を設定し、深部反射波の抽出と屈折トモグラフィ解析による広域の速度構造を把握した。また、沿岸海域における小型船舶を用いた受発震レイアウトの最適化、さらには、高精度測位を伴う二船式データ取得手法の採用を通じて、海域－浅海域－陸域をシームレスに接合する探査データの構築を実現した。また、反射法・屈折法統合解析の結果から、調査領域全域にわたる基盤構造、さらには断層、褶曲を含めた堆積盆スケールの地下構造を把握できた。以上より、断層中部から深部にかけての地質構造の把握にとって、本手法が有効であることを確認できた。

## 2.2 若狭地域における物理探査手法を用いた断層構造調査

### 2.2.1 調査地域及び手法

本研究は、国立大学法人東北大学に委託して実施した<sup>5,6</sup>。断層浅部から断層中部にかけての地質構造を把握するため、花崗岩地域に卓越する横ずれ断層を対象として若狭地域(郷村断層及び山田断層帯)における地形判読、地質踏査、トレンチ調査及び物理探査手法を用いた断層構造調査並びに断層近傍における浅部ボーリングを実施した。このうち、地形判読については空中写真及びDEM(Digital Elevation Model)を用いた活断層地形の判読を実施した。また、地質踏査及びトレンチ調査を段階的に行うことにより、地表での活断層の位置を決定した。物理探査手法としては、浅層P波反射法地震探査、極浅層S波反射法地震探査、屈折法地震探査、高密度電気探査、CSAMT法(Controlled Source Audio-frequency Magneto Telluric)電磁探査及び重力探査を実施し、断層抽出に係る適用性及び有効性について検討した。

結果の一例として、山田断層帯を構成する中藤断層における調査例を以下に示す(図2.5)。

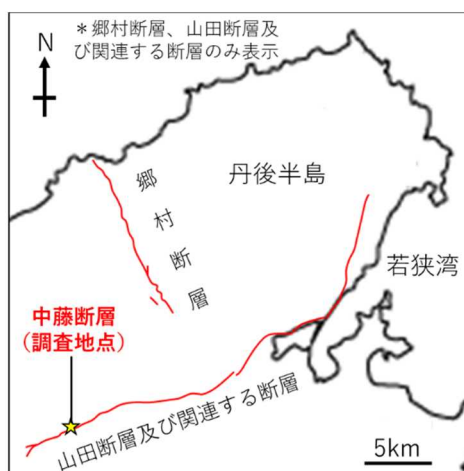


図 2.5 調査地域の概略

Fig. 2.5 Index map of investigation area.

### 2.2.2 高密度電気探査の結果

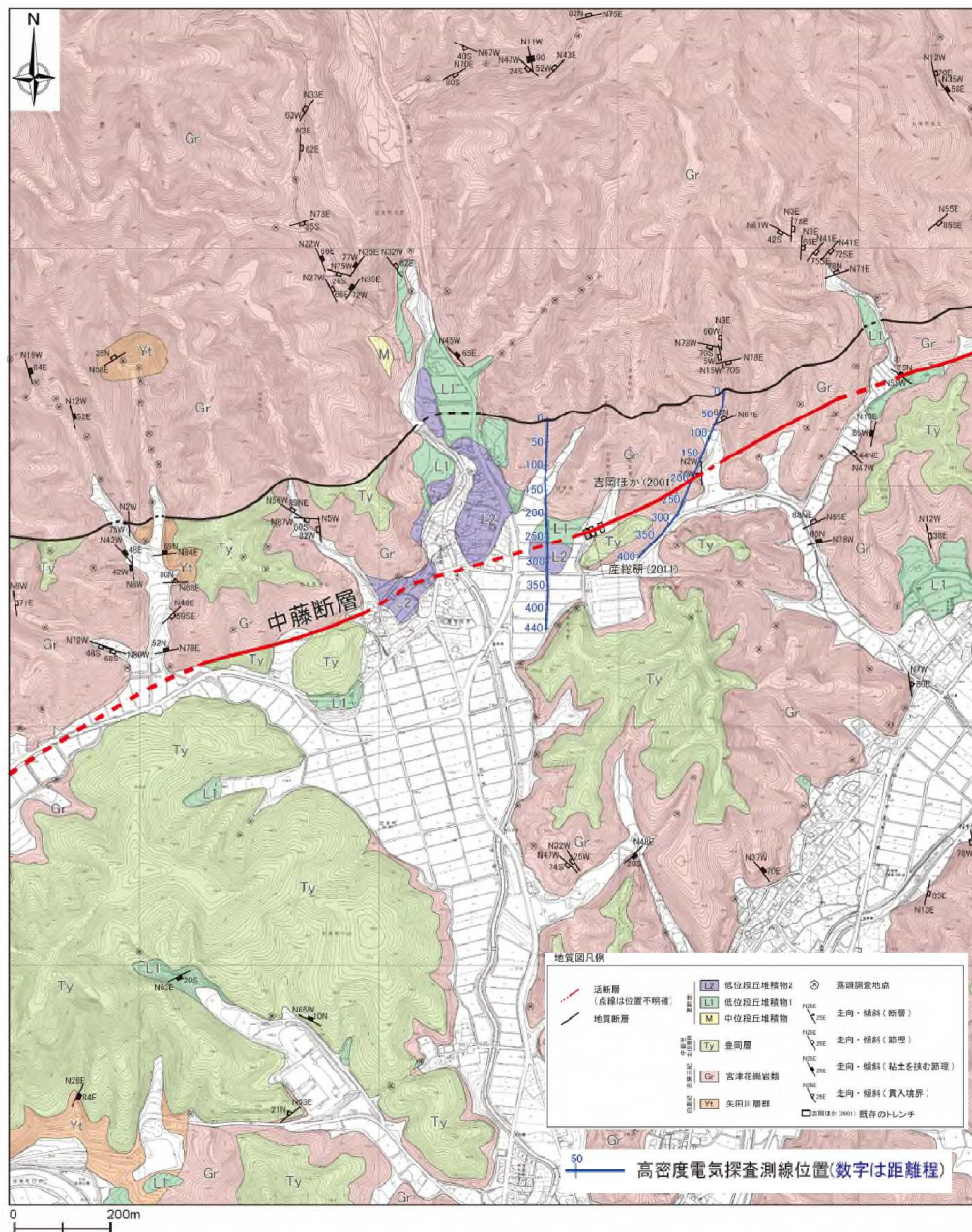
高密度電気探査の調査測線及び結果を、図 2.6 及び図 2.7 にそれぞれ示す。

Y-1-a 測線においては、全体的な比抵抗分布として、距離程 200m を境に北部では  $100 \Omega \cdot m$  以下の低比抵抗が分布し、南部では  $200 \Omega \cdot m \sim 700 \Omega \cdot m$  程度の中～高比抵抗が分布する。距離程 100m～200m、標高 160m 以深では深部方向に伸びる  $100 \Omega \cdot m$  以下の低比抵抗が分布する。また、距離程 200m 付近から測線終点にかけて、最大でも深度 20m 付近までのごく表層に  $100 \Omega \cdot m$  以下の低比抵抗が分布する。その下位は全体に  $200 \Omega \cdot m$  以上の高



比抵抗が分布する。

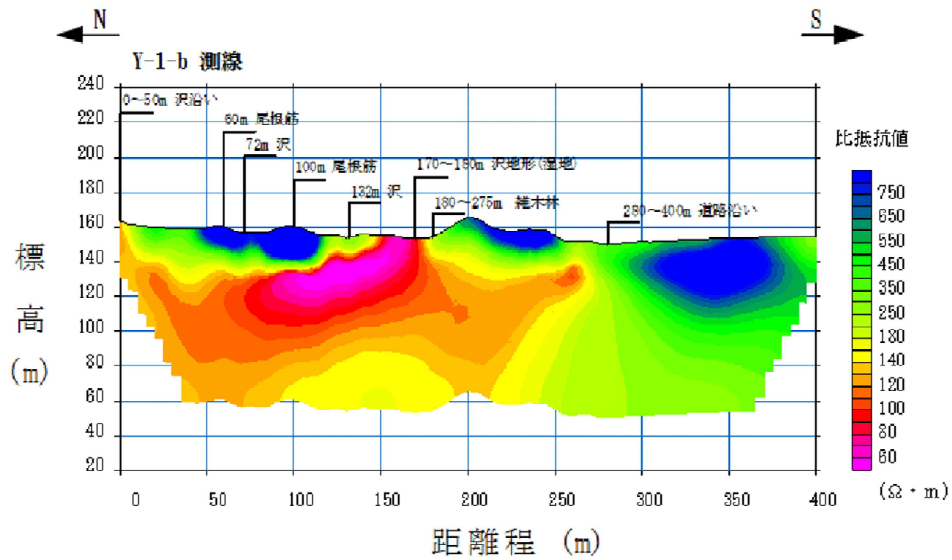
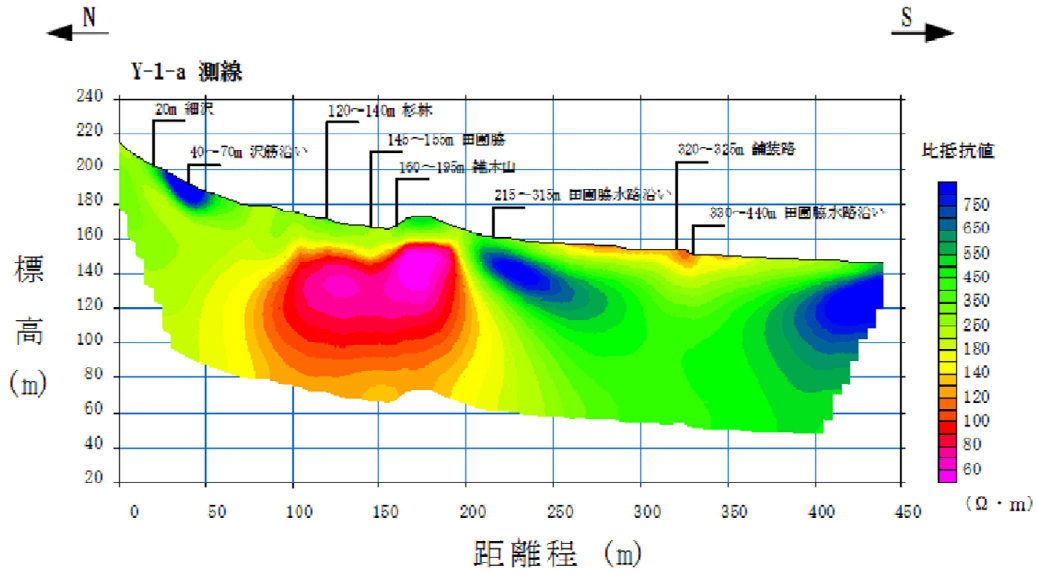
Y-1-b 測線においては、全体的な比抵抗分布として、距離程 250m 付近を境に北部は  $150 \Omega \cdot m$  以下の低比抵抗が、南部は  $200 \Omega \cdot m$  以上の高比抵抗が分布する。また、距離程 0m ~ 250m、標高 140m 以深の広範囲に  $150 \Omega \cdot m$  以下の低~中比抵抗が分布する。距離程 150m ~ 180m では、 $100 \Omega \cdot m$  以下の低比抵抗が地表まで分布している。距離程 300m ~ 400m の標高 120m ~ 160m にかけて  $500 \Omega \cdot m$  以上の高比抵抗が分布する。



出典) 東北大学 (2016) <sup>5</sup>

図 2.6 高密度電気探査測線配置図

Fig. 2.6 Survey map of high-density electrical exploration.



出典) 東北大学 (2016) <sup>5</sup>

図 2.7 高密度電気探査解析結果

Fig. 2.7 Results of high-density electrical exploration.

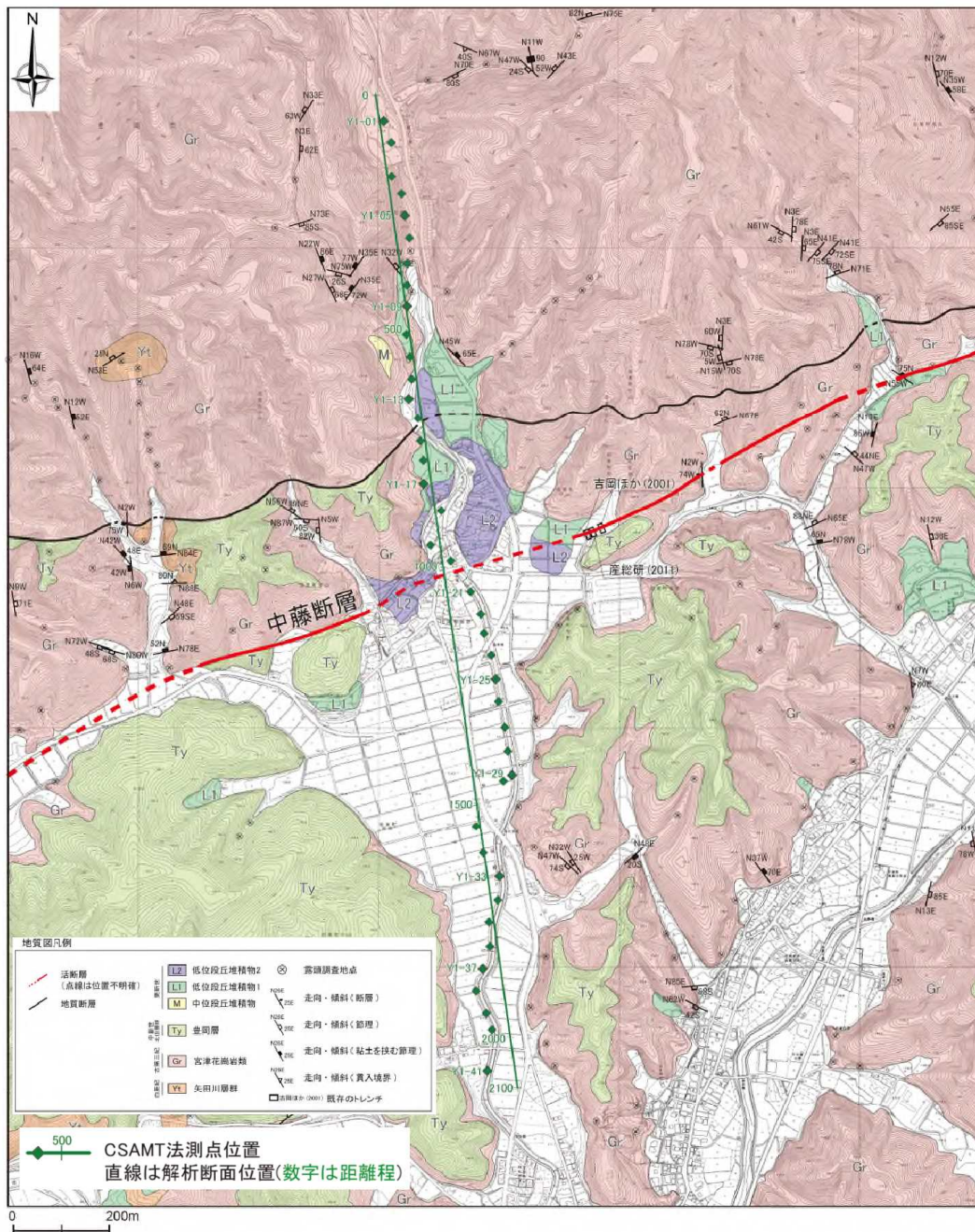
### 2.2.3 CSAMT 探査の結果

CSAMT 法 (Controlled Source Audio-frequency Magneto Telluric) 電磁探査の調査測線及び結果を、図 2.8 及び図 2.9 にそれぞれ示す。

水平距離 900~1000m 付近を境として南北で比抵抗構造が異なる。距離程 900~1000m より南側 (谷側) では、標高 0m 以浅に 500~600  $\Omega \cdot m$  以上の高比抵抗が分布するが、標高 0m 以深では、距離程 1000m~1300m にかけて南側に傾斜するように幅 200m 程度で 100  $\Omega \cdot m$  以下の低比抵抗帯が分布する。距離程 1300 から測線の南端には 150~600  $\Omega \cdot m$  程



度の中比抵抗が分布する。北側（山側）では、標高 0m 以深の距離程 700~900m にかけて北側に傾斜するように幅 200m 程度で、 $500 \Omega \cdot m$  以上の高比抵抗帯が分布する。距離程 800m から測線の北端では、表層から地下深部にかけて北側に傾斜するように  $150 \sim 500 \Omega \cdot m$  程度の中比抵抗が分布する。さらに、距離程 300m から測線の北端の標高 -200m 以浅に  $500 \sim 600 \Omega \cdot m$  以上の高比抵抗が分布する。

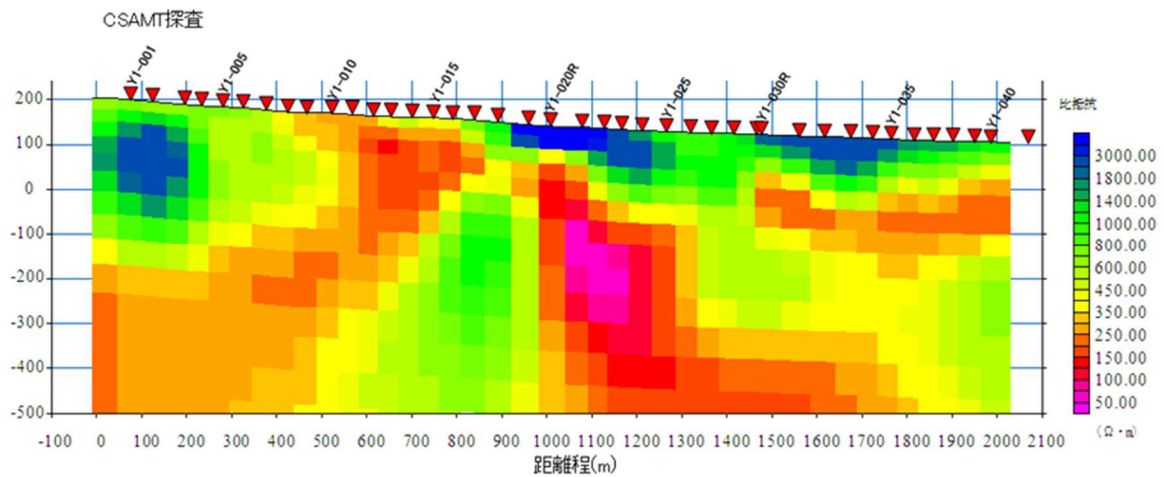


出典) 東北大学 (2016) <sup>5</sup>

図 2.8 CSAMT 探査測線配置図

Fig. 2.8 Survey map of electromagnetic (CSAMT method) exploration.





出典) 東北大学 (2016) <sup>5</sup>

図 2.9 CSAMT 探査解析結果

Fig. 2.9 Result of electromagnetic (CSAMT method) exploration.

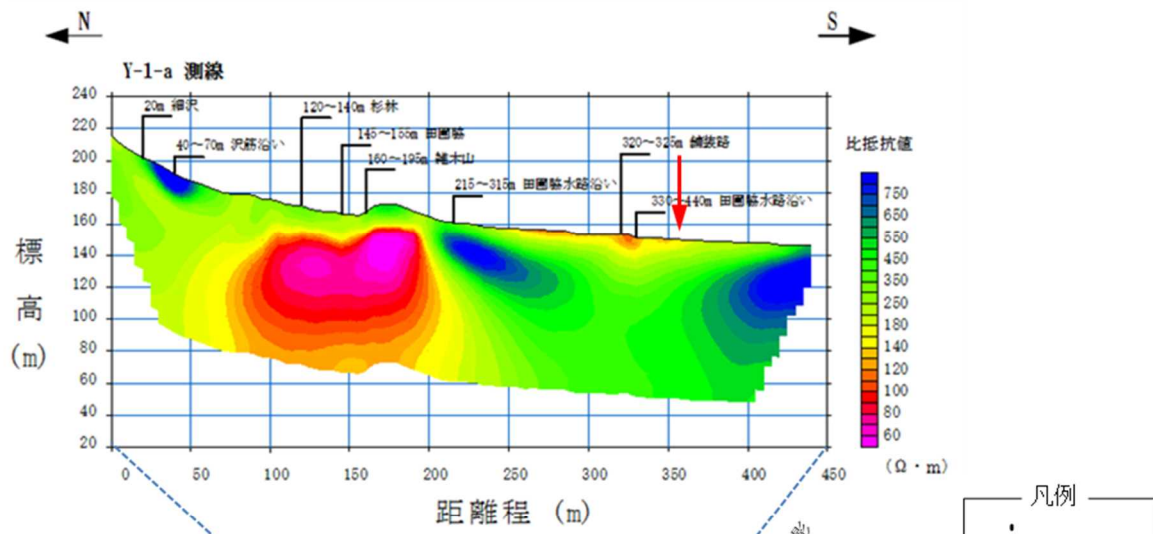
#### 2.2.4 調査結果の比較

高密度電気探査及び CSAMT 法電磁探査の結果を比較した (図 2.10)。地表での断層推定位置付近から深部にかけて、北に傾斜する幅 200~300m の低比抵抗帯が認められる。また、隣接する沢沿いで実施した群列の浅部ボーリングにおいて、断層が認められた。この断層を各ボーリング間で追跡することによって求めた断層の傾斜角を CSAMT 法電磁探査の解析断面に投影すると、断層地表から深部まで連続する低比抵抗帯の下限と断層の実際の傾斜角とが良く一致した。このことから、CSAMT 法電磁探査が硬質岩盤中の横ずれ断層に対して適用性が高いことを確認した。

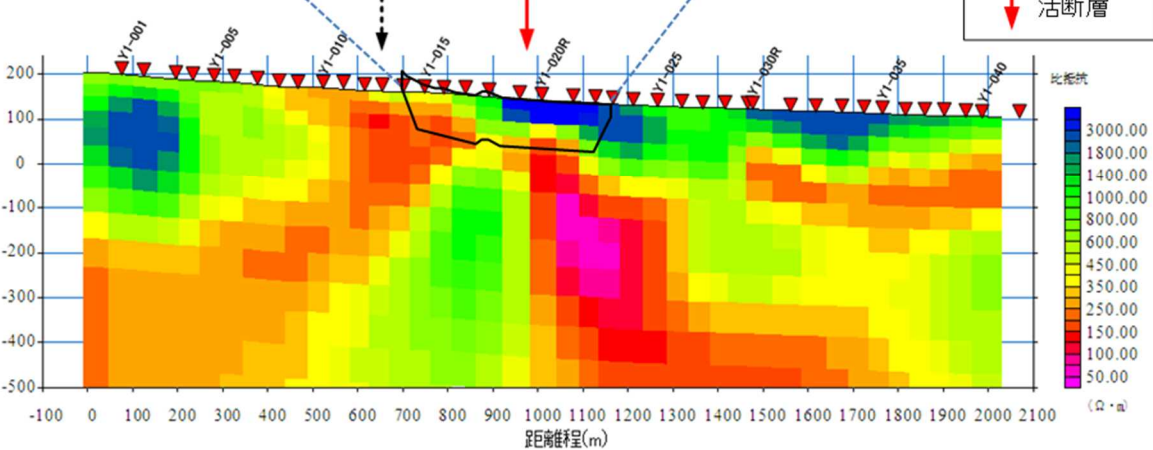
#### 2.2.5 まとめ

山田断層帯を構成する中藤断層のほか、郷村断層も含む複数地点において物理探査手法を用いた断層構造調査、地形判読、地質踏査及びトレンチ調査並びに断層近傍における浅部ボーリングを段階的に実施した。その結果、硬質岩盤中の横ずれ断層の検出に対する物理探査手法の適用性及び効果的な調査手法の組合せについて確認できた<sup>6</sup>。

### 高密度電気探査



### アレイ式CSAMT探査



出典) 東北大学 (2016) <sup>5</sup>

図 2.10 CSAMT 法電磁探査及び高密度電気探査の結果の比較  
 Fig. 2.10 Comparison result of high-density electrical exploration  
 and electromagnetic (CSAMT method) exploration.

## 2.3 茨城北部地域における物理探査手法を用いた断層構造調査

### 2.3.1 調査地域及び手法

本研究は、株式会社フグロジャパンに委託して探査を実施し、原子力規制庁が大局的な地質構造を解釈した<sup>7,8</sup>。海域と陸域とでは物理探査データの取得方法が異なることから、海陸境界域では断層の抽出が困難である。そこで、海域から陸域に断層が延伸していると推定される地域の一つである茨城県北部沿岸域を調査地域として選定し、近年開発された空中重力偏差法探査により、断層を抽出する手法としての有効性を検討した。調査範囲は、茨城県北茨城市、高萩市、日立市及びその周辺海域を含む約300km<sup>2</sup>である（図 2.11）。調査は、探査ヘリコプターに搭載された FALCON AGG システムにより、東西方向の主測線（250m 間隔）と南北方向の交差測線（2.5km 間隔）上を対地高度 150m 一定で探査飛行した。

### 2.3.2 調査結果

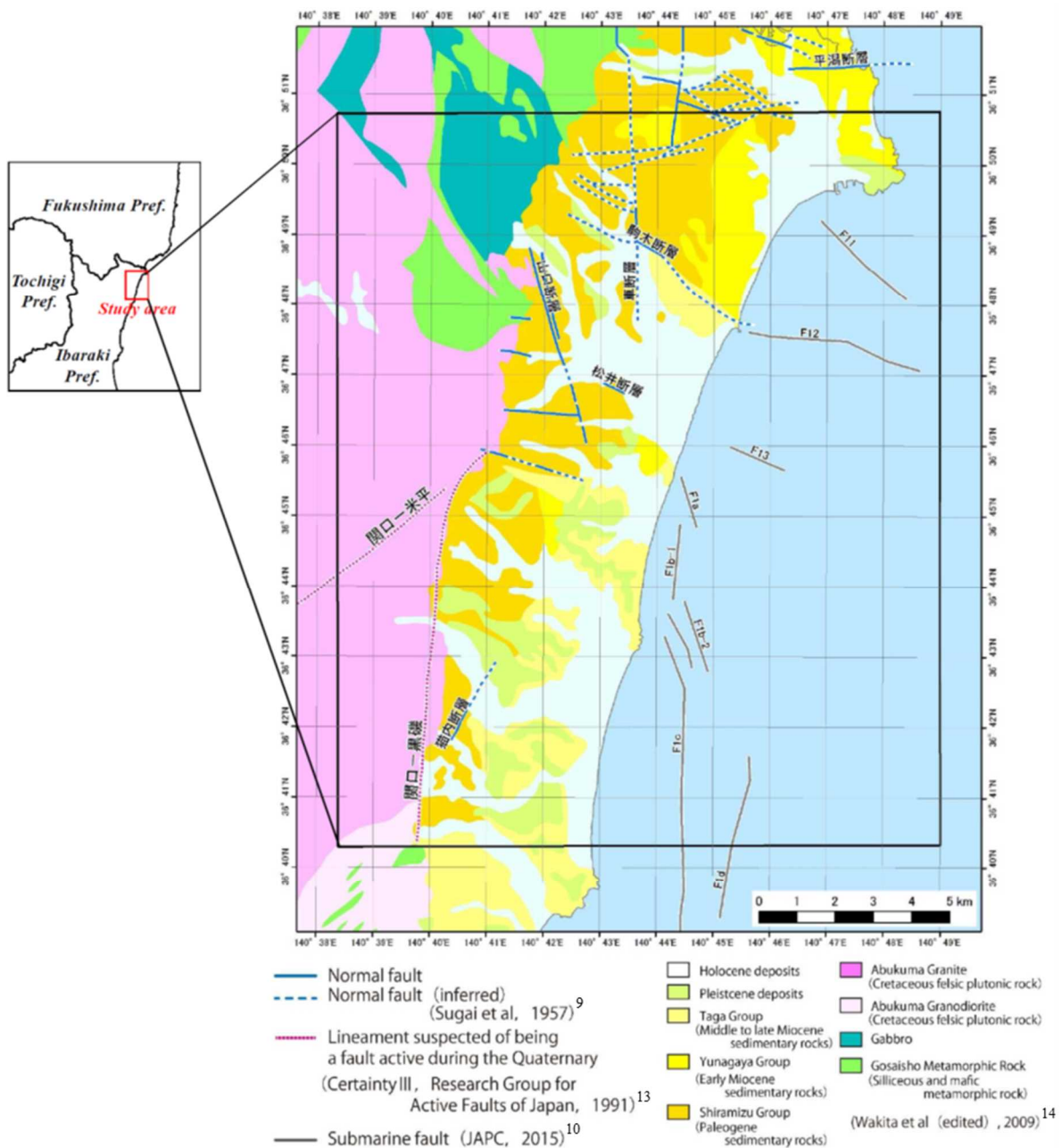
取得した重力偏差データは、同時に計測された地形データにより地形補正を行うとともに、海底地形データを用いた水深補正を施した。その後、フーリエ変換法によって陸域から海陸境界域を通り、海域まで連続した鉛直重力偏差異常図（図 2.12）、水平重力偏差異常図（図 2.13）を作成した<sup>7,8</sup>。これらの結果から得られた特徴は、以下の通りである。

- （1）調査地域中央北部から東南東にかけて、高/低鉛直重力偏差異常の境界（以下、「ゼロ値線」という。）が急勾配を伴い分布する。このゼロ値線は、駒木断層及び F12 断層（須貝ほか, 1957<sup>9</sup>；日本原電株式会社, 2015<sup>10</sup>）のやや南西側に位置し、高鉛直重力偏差異常がこのゼロ値線の北東側に分布することから、南西傾斜の正断層であると考えられる。この特徴は、既往文献による地質調査の結果とも調和的である。また、この対をなす高/低鉛直重力偏差異常は、陸域から海岸域に連続的に分布することから、駒木断層～F12 断層は一連の断層であることが推定される。
- （2）調査地域中央部には、顕著な低鉛直重力偏差異常（負値）帯が、高鉛直重力偏差異常（正值）に挟まれるように北西－南東方向に分布している。20 万分の 1 地質図「白河」及び「水戸」（久保ほか, 2007<sup>11</sup>；吉岡ほか, 2001<sup>12</sup>）によると、この低鉛直重力偏差異常帯は大局的に見ると密度の高い岩石から構成される日立変成岩類と阿武隈変成岩類の境界付近に対応しているように見える。一方、水平重力偏差異常図に着目すると、上述のゼロ値線と高鉛直重力偏差異常が対応していること、ゼロ値線の北側で急勾配を、南側で緩勾配をそれぞれ示すことから、高角度で南西傾斜を有する正断層の存在を示唆する。

### 2.3.3 まとめ

海域から陸域に断層が延伸していると推定される地域の一つである茨城県北部沿岸域を調査地域として選定し、近年開発された空中重力偏差法探査を実施した。その結果、調

査地域中央北部から東南東、及び調査地域中央部においてそれぞれ北西－南東方向に伸びる断層を示唆する地質構造が検出でき、これまで陸域と海域で別々に想定されていた断層について、連続性を有する可能性が明瞭に示された。この特徴は、既往文献による地質調査の結果とも調和的であることから、海陸境界域における断層を抽出するために本手法が有効であることが示された。

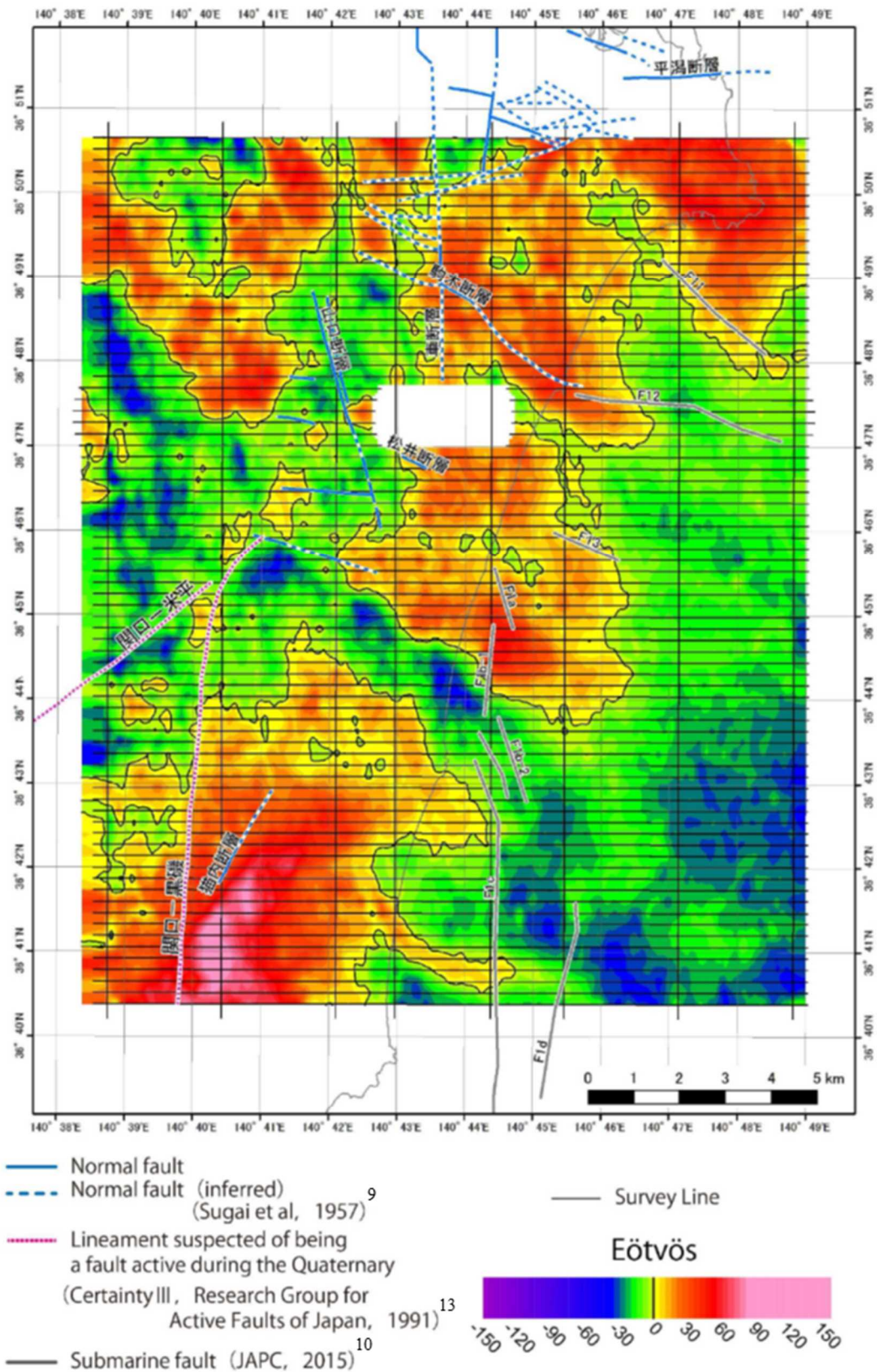


出典) 佐藤ほか (2017)<sup>8</sup> に加筆

図 2.11 調査地域周辺の地質概略図

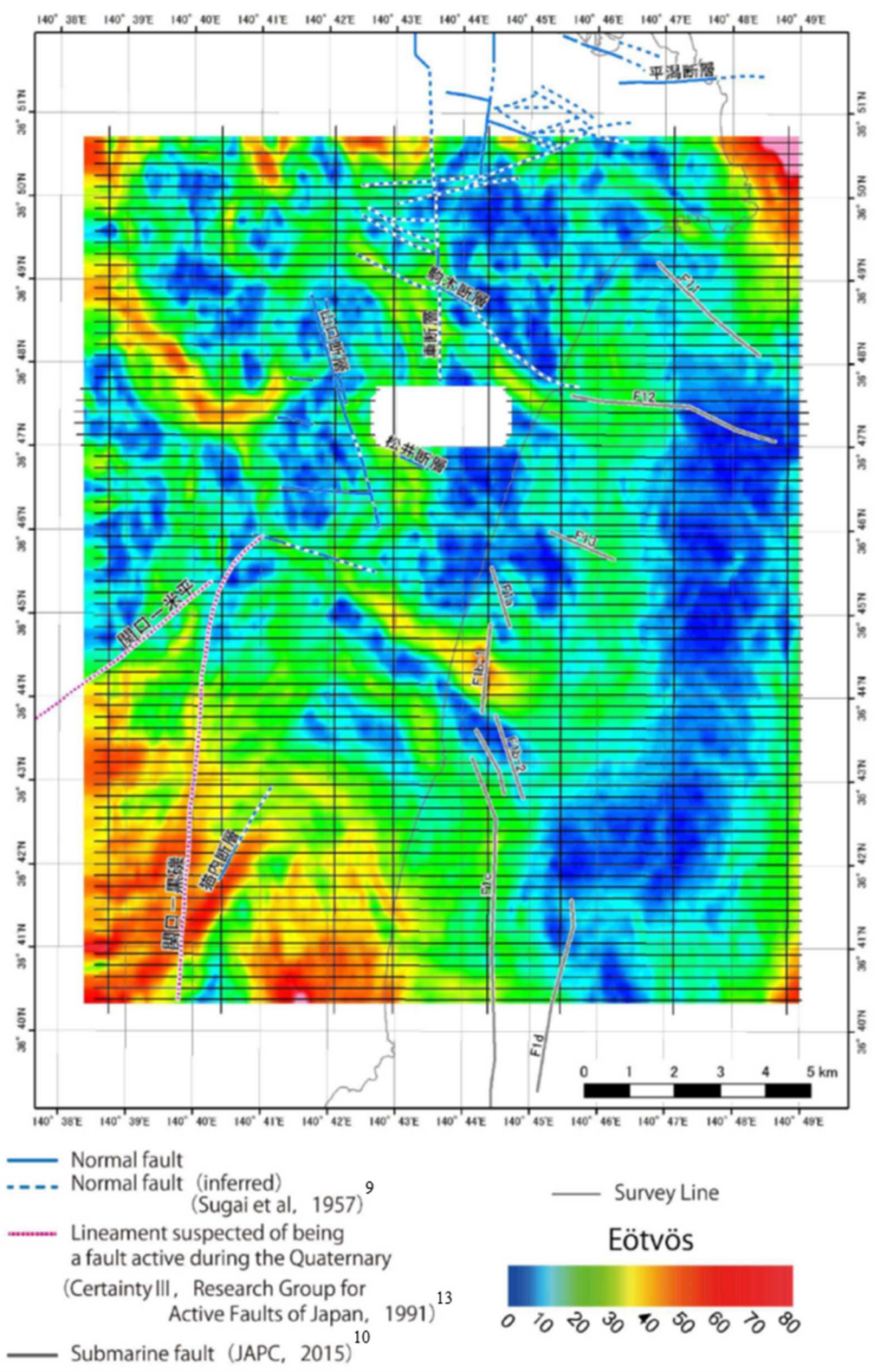
Fig. 2.11 Simplified geological map of the study area.





出典) 佐藤ほか (2017)<sup>8</sup> に加筆

図 2.12 鉛直重力偏差異常分布  
 Fig. 2.12 Vertical Gravity Gradient  $G_{DD}$ .



出典) 佐藤ほか (2017)<sup>8</sup> に加筆

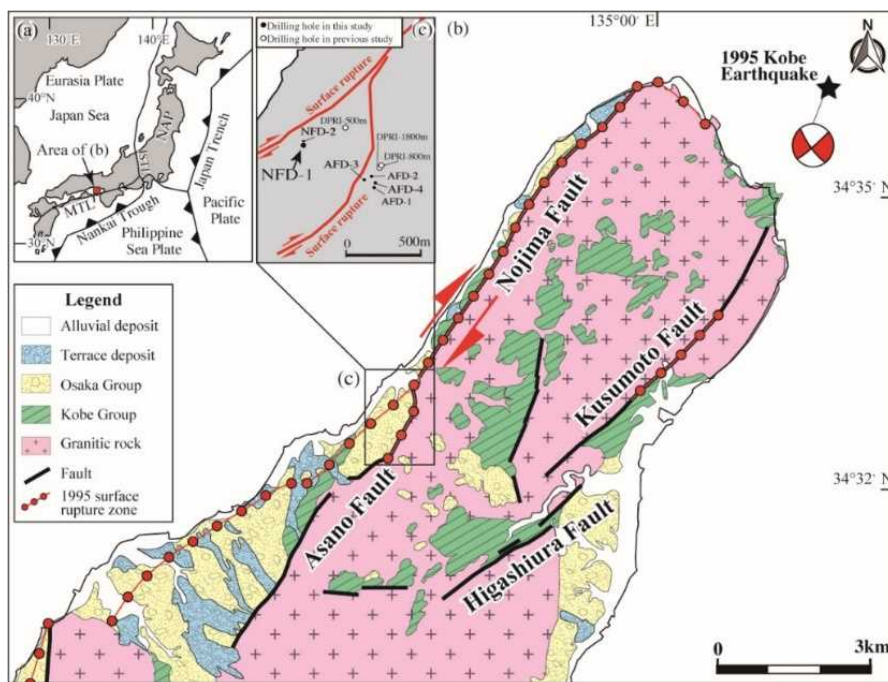
図 2.13 重力の水平勾配図

Fig. 2.13 Horizontal Gravity Gradient Amplitude.



## 2.4 野島断層を対象とした層破砕物質を用いた直接的年代測定手法に関する調査・研究

本研究は、トレンチ調査、ボーリング調査及び年代測定の実施については国立大学法人京都大学に委託したものであり<sup>15,16,17,18,19</sup>、それらを基にして断層破砕物質の最新活動面との関係、年代測定値の妥当性の確認及び総合的な評価を原子力規制庁として実施したものである。野島断層を選定した理由は、1995年の兵庫県南部地震で断層が活動したことが明らかであること、基盤岩が比較的均質な花崗岩からなり、年代測定に必要な鉱物を多く含むこと、既往の調査結果から断層の姿勢等が事前にある程度把握することができること、地震直後のデータと比較することができること等である。なお、地震直後に防災科学研究所、工業技術院地質調査所（当時）及び京都大学防災研究所の3機関によって野島断層を対象とする深部ボーリング調査が行われた。今回の掘削は、当時京都大学防災研究所のボーリングサイトがあった近傍の兵庫県淡路市小倉において行った（図 2.14）。この付近では、野島断層及び浅野断層（野島断層の分岐断層）の地表地震断層が確認された。



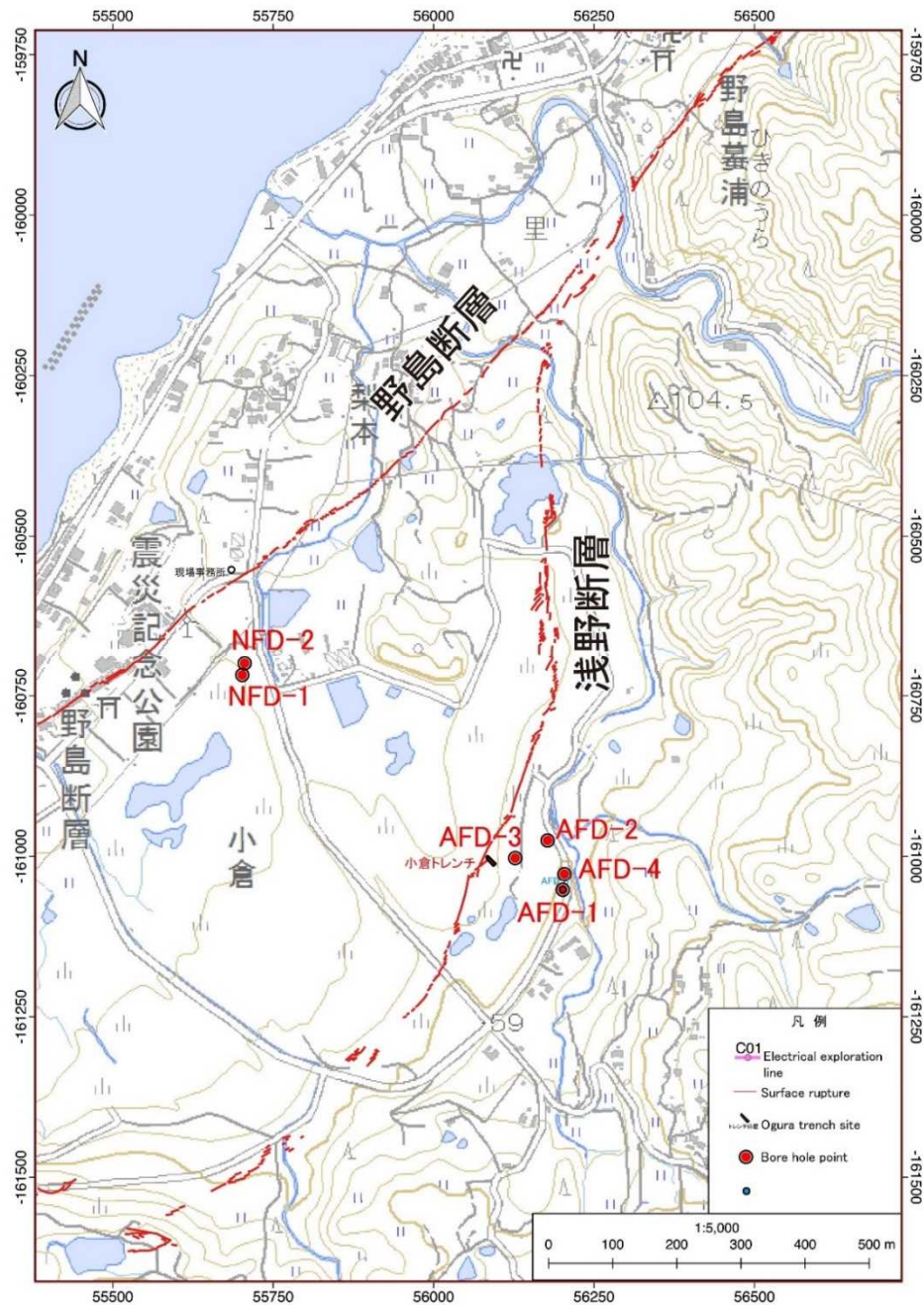
出典) Nishiwaki et al. (2018)<sup>20</sup>

図 2.14 ボーリングサイト位置図及び淡路島北部の地質図

Fig. 2.14 Location of drilling sites and geological map of the northern part of Awaji Island.

### 2.4.1 地質構造及び主断層面の把握

トレンチ調査地点及びボーリング調査地点周辺の位置図を図 2.15 に示す。以下に各調査地点の詳細について記す。



出典) 国土地理院<sup>21</sup>に栗田・水野(1998)<sup>22</sup>の断層トレース及び本研究の調査地点を加筆<sup>4</sup>。

図 2.15 ボーリングサイト周辺の位置図

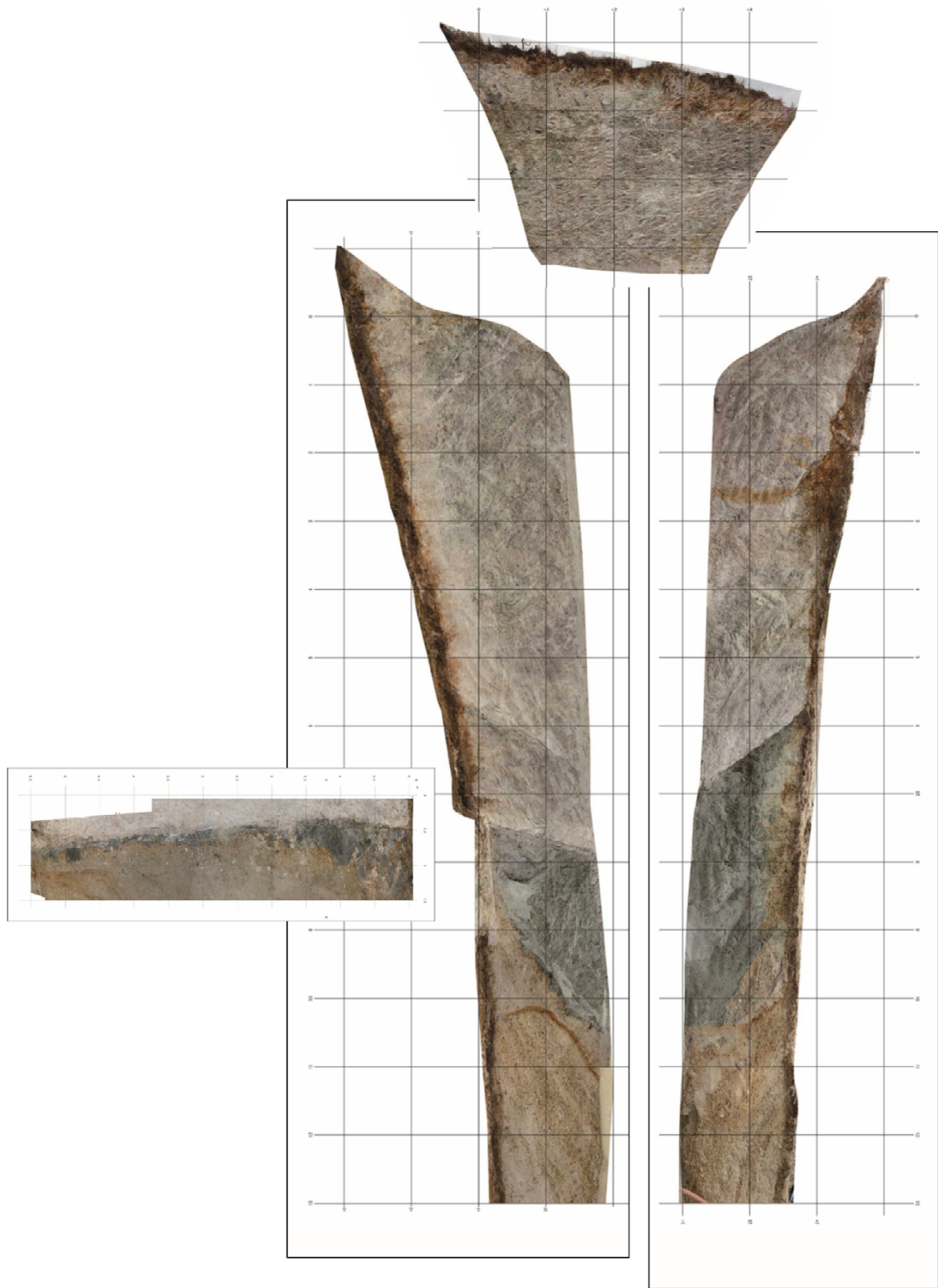
Fig. 2.15 Location of drilling sites.



### (1) トレンチ調査

トレンチ調査は、浅野断層の地表地震断層が確認された淡路市小倉において1箇所実施した(図 2.15)。トレンチ調査付近で確認された地表地震断層の変位量は、水平右横ずれ 0.08m、鉛直東上がり 0.09m と報告されている<sup>22</sup>。

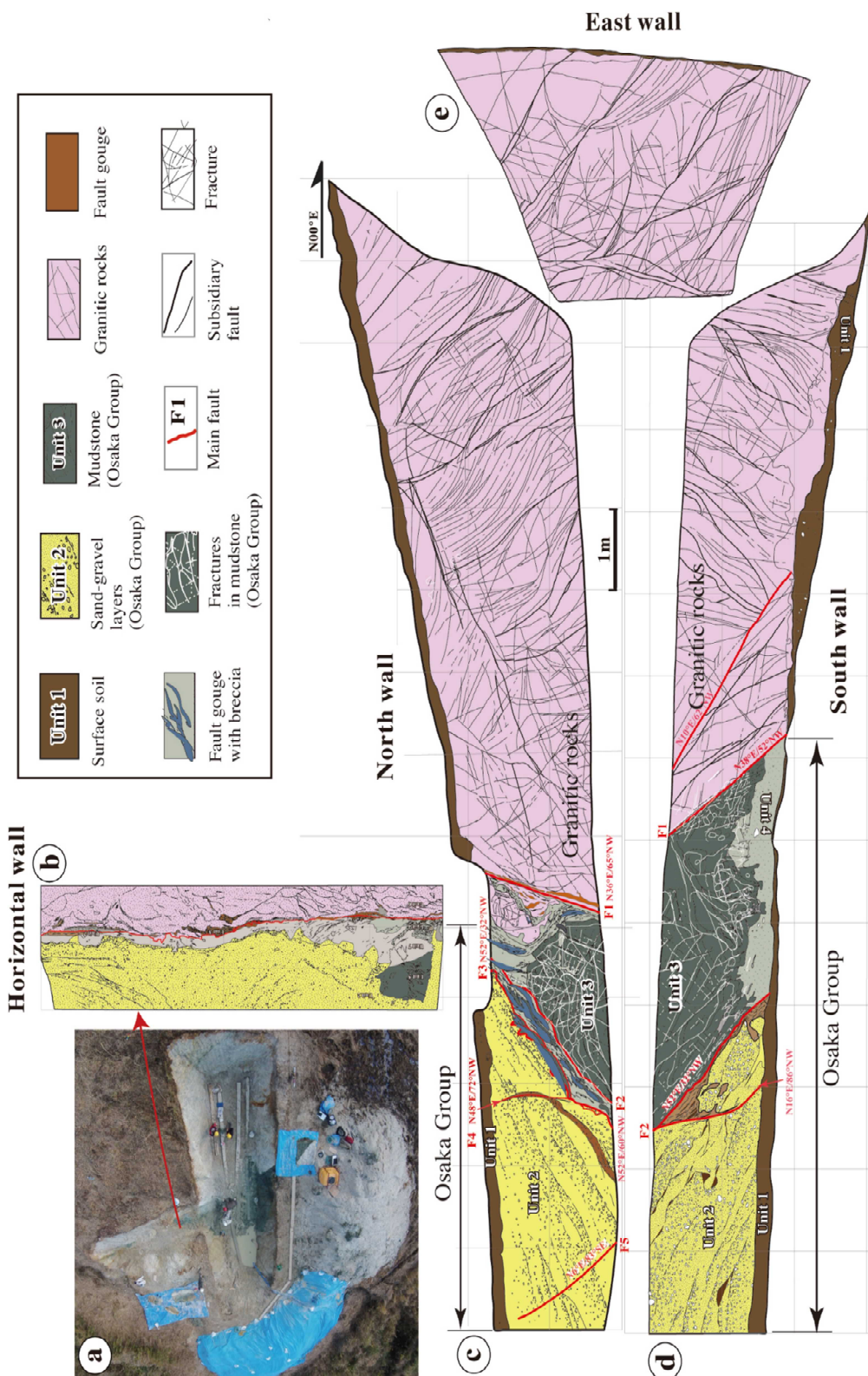
トレンチ法面の写真及びスケッチの展開図を図 2.16 及び図 2.17 に示す。トレンチ法面には、断層の西側には後期鮮新世の大阪層群の砂礫層及び泥岩、断層の東側には白亜紀の花崗岩が分布する。これらの地層中には複数の断層が認められ、その中で最も連続性が良く直線性が高いのは花崗岩と泥岩を境する主断層である。主断層面の方向は、N35°E、65°W であり、断層面には N19°E、22°E の条線が認められる。主断層に沿って断層ガウジ、断層角礫及びカタクレーサイトからなる断層破碎帯が、花崗岩及び大阪層群の泥岩において幅 10m 以上にわたって発達する。断層近傍では大阪層群の砂礫層及び泥岩の層理面が傾斜 40° 以上の急傾斜をなしている。本トレンチにおいて、年代測定用の試料を採取した。



出典) 京都大学 (2017) <sup>16</sup>

図 2.16 トレンチ法面の写真の展開図

Fig. 2.16 Photograph of trench site.



出典) 京都大学 (2017) 16

図 2.17 トレンチ法面のスケッチの展開図

Fig. 2.17 Sketch of trench site.

## (2) 深部ボーリング調査

ボーリング調査は、野島断層の地表地震断層が確認された淡路市小倉において実施した(図 2.15、図 2.18)。掘削地点は地表地震断層の南東約 100m に位置する。1995 年兵庫県南部地震時において、ボーリング調査地点の直近で確認された地表地震断層の変位量は、水平右横ずれ 1m、鉛直東上がり 0.5m と報告されている<sup>22</sup>。

ボーリングは、始めに断層の方向を確認するために断層方向への傾斜 77°、深度 450m のパイロット孔 (NFD-2) を掘削した。その後、鉛直方向、深度 1,000m の本孔 (NFD-1) を掘削した。本孔では、さらに異なる深度の断層破砕物質を採取するため、サイド・トラック工法により本孔からの分岐孔を 6 孔 (S1~S6) 掘削した。

図 2.19 にボーリング調査地点の地質断面図を示す。深度 190m 以浅には、砂礫層からなる大阪層群が認められ、それ以深では砂岩泥岩互層からなる神戸層群が深度 260m まで確認された。深度 260m 以深には花崗岩が分布することが確認された。NFD-2 孔では、深度 261m 及び深度 321m 付近に、せん断面が卓越する断層が確認され、断層に沿って神戸層群の堆積岩及び花崗岩が混在する破砕部が認められた。NFD-1 孔では、深度 529m 付近の花崗岩中に断層ガウジを伴う主断層を確認した。サイド・トラック孔においても同様の性状からなる主断層を複数深度で確認した。各ボーリング孔で確認した断層面の分布から、本調査地点における野島断層の深部での主断層の断層面の傾斜角は約 72°であることが分かった。この断層面を浅部に延長すると、NFD-2 孔の深度 321m で確認した断層に一致するが、地表部まで延長すると地表地震断層には連続しない。一方、野島断層の浅部での傾斜角を 77°とすると、地表断層に連続する。したがって、調査地点の野島断層は、浅部では 2 本に分岐していると推定され、NFD-2 孔の深度 321m で確認した断層は、大阪層群中でせん滅するか、または深度 261m で確認した断層と地表付近で合流すると推定される。

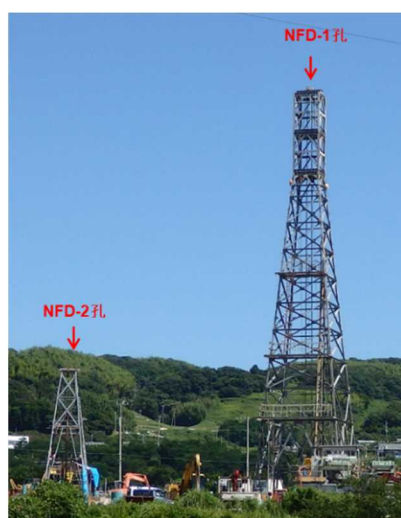
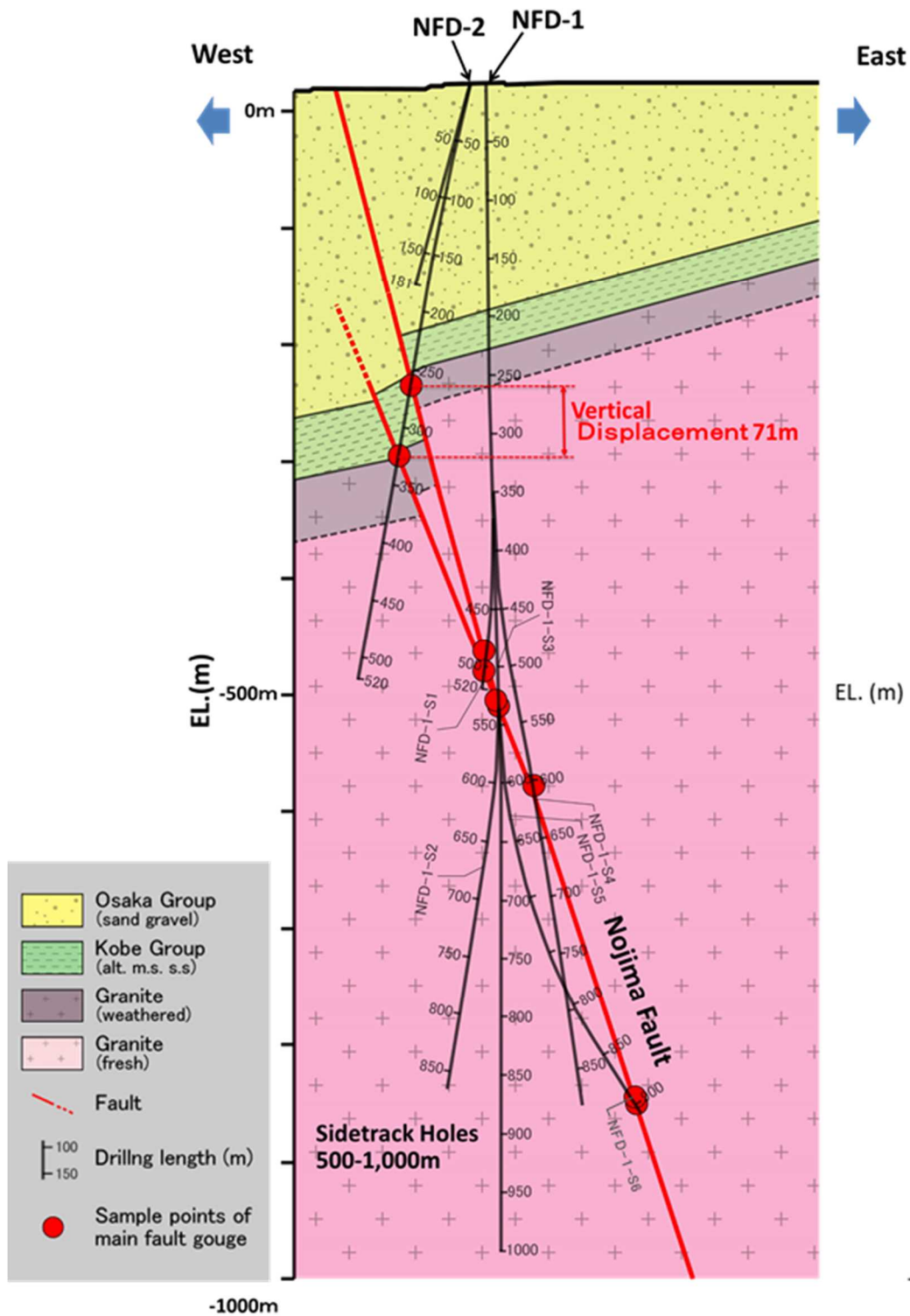


図 2.18 野島断層ボーリングサイトの全景

Fig. 2.18 Drilling site of Nojima Fault.





出典) 京都大学 (2019) <sup>19</sup> を一部編集

図 2.19 ボーリング地点周辺の地質断面図

Fig. 2.19 Geological profile of the drilling site.

### (3) 断層破碎物質の微細構造観察

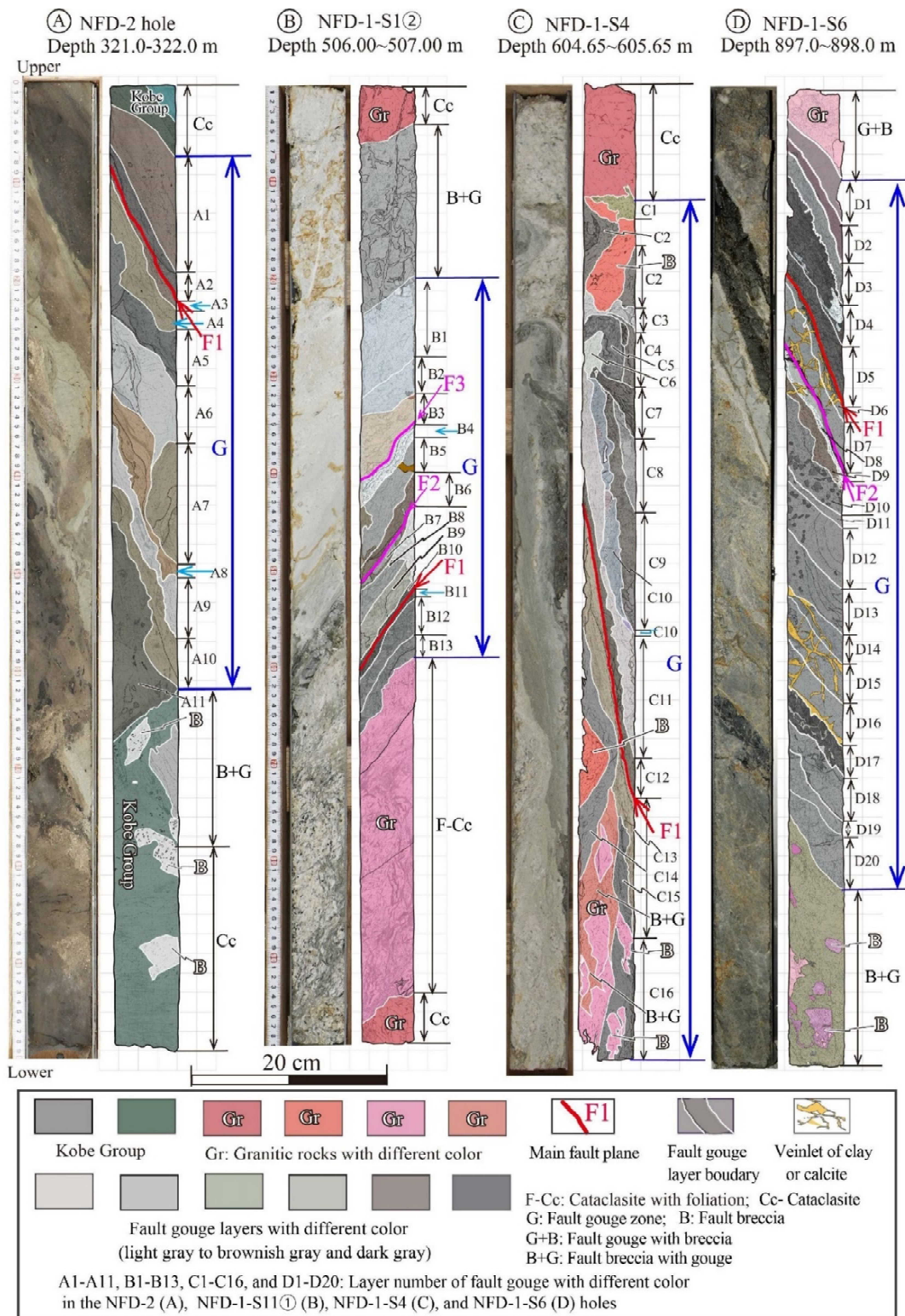
断層運動時において滑りは厚さ数 mm に集中することが知られている<sup>23</sup>。このことは、断層活動時に摩擦熱で温度が上昇する厚さも数 mm に集中することを示唆している。このため、採取した断層破碎物質について、断層破碎物質中の断層面の形状、連続性等を観察し、数 mm の精度で主断層面の認定及び破碎部の区分を行った。

微細構造観察は、野島断層のボーリング調査で採取した主断層の断層破碎物質を対象として目視観察等により行った。観察結果を図 2.20 及び図 2.21 に示す。

断層破碎物質の原岩は、NFD-1 孔では花崗岩、NFD-2 孔では神戸層群の砂岩泥互層である。各断層破碎物質試料は、断層ガウジ、断層角礫、カタクレーサイト及び面状カタクレーサイトに区分した。せん断面は各断層破碎物質の境界及び断層ガウジ内部に多数認められ、その中で平滑で連続性の高いものを主断層として記載した。主断層は、各試料において 1 条から 3 条認められ、その明瞭さ及び直線性から最近に活動したと思われるものを主断層面 (F1~F3) とした。

各試料で認められた断層ガウジは多様な性状を示す。断層ガウジの色調は、灰白色、明灰色、暗灰色、褐灰色、褐色、暗灰色、黒色等を呈する。主断層付近では、灰色より暗い色を呈する断層ガウジが多い傾向がある。断層ガウジの固結度は、固結したものと未固結のものまでであるが、主断層沿いの断層ガウジは全て未固結である。固結した断層ガウジは、主断層から離れた箇所に認められることが多い。一部に、完全に岩石化して黒色隠微晶質のシュードタキライト様の組織を確認した (図 2.21、E の E2 及び E3 層、G における G6 層中の黒色部)。多くの断層ガウジは層状を示すが、主断層から離れた箇所の断層ガウジは湾曲し (例えば、図 2.21 の I)、一部はブロック状に他の断層ガウジに取り込まれるもの (例えば、図 2.20、C の C15)、ネットワーク状に他の断層ガウジに貫入するもの (例えば、図 2.21、H の H8) が認められる。多くの断層ガウジ中には、岩片及び粒子の配列によって定義される面構造が卓越する。主せん断面近傍の断層ガウジ中には、面構造がせん断面に平行もしくはやや斜交している様子が明瞭に確認される。また、一部の断層ガウジ中には、脈状に細粒物質が注入している構造が認められる (例えば、図 2.20、D)。

断層角礫は破碎岩片及び基質の細粒物質の量比によって破碎岩片支持のものと基質支持のものがあり、それぞれガウジ混じりの断層角礫 (B+G)、角礫混じりの断層ガウジ (G+B) に区分した。破碎岩片は原岩のカタクレーサイトや断層ガウジのブロックからなり、基質の細粒物質は泥状～砂状の断層ガウジで構成される。カタクレーサイトは微小割れ目が多数発達し、割れ目沿いに変質が進み全体が脆弱になっている。面状カタクレーサイトは、伸張した黒雲母粒子と微小割れ目により定義される面構造が卓越する。



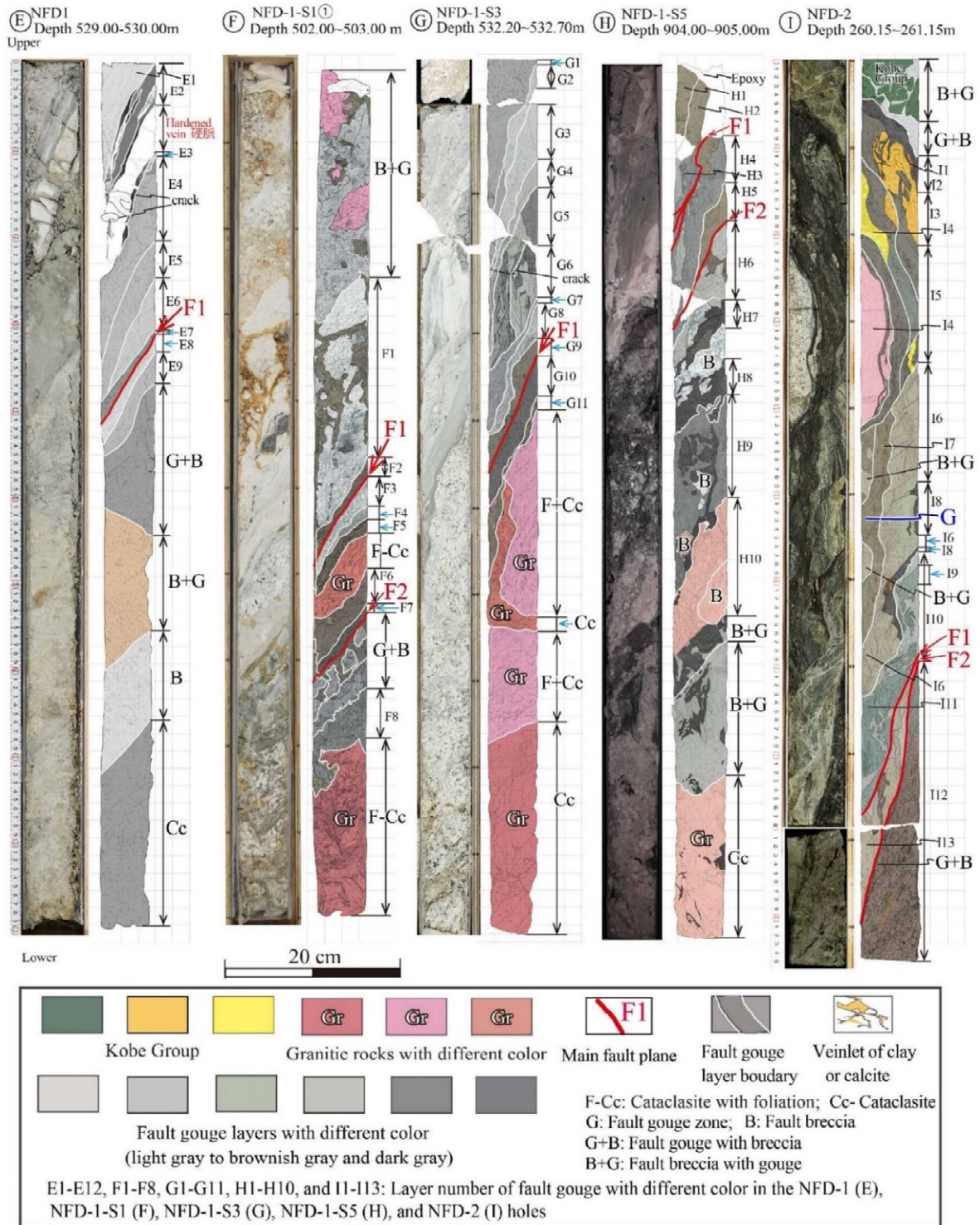
出典) Lin (2019)<sup>15</sup> 及び京都大学 (2018)<sup>18</sup>

図 2.20 断層コア写真と詳細スケッチ (1/2)

Fig. 2.20 Photographs and corresponding sketches of the representative fault gouge cores.

注) A: NFD-2 孔 321.00-322.00m、B: NFD-1-S1②孔 506.00-507.00m、C: NFD-1-S4 孔 604.65-605.65m、D: NFD-1-S6 孔 897.00-898.00m





出典) Lin (2019)<sup>15</sup> 及び京都大学 (2018)<sup>18</sup>

図 2.21 断層コア写真と詳細スケッチ (2/2)

Fig. 2.21 Photographs and corresponding sketches of the representative fault gouge cores.

注) E: NFD-1 孔 529.00-53.00m、F: NFD-1-S1①孔 502.00-503.00m、G: NFD-1-S3 孔 604.65-605.65m、H: NFD-1-S5 孔 904.00-905.00m



## 2.4.2 断層の活動年代評価

野島断層及び浅野断層で採取した断層破砕物質を用いて年代測定を行った。断層破砕物質は、浅野断層を対象として行ったトレンチ調査及び断層露頭調査、野島断層を対象として行った深部ボーリング調査において採取した。深部ボーリング調査では、採取したボーリングコアのうち、主断層の破砕部として認定したNFD-1-S5孔の深度904～905mの試料、NFD-1-S1②孔の深度506～507mの試料、NFD-1-S6の深度897～898mの試料、NFD-1-S3の深度532～533mの試料を対象として年代測定を行った。年代測定は、トレンチ調査の試料では、ESR（Electron Spin Resonance；電子スピン共鳴法）、OSL（Optically Stimulated Luminescence；光ルミネッセンス法）、K-Ar（カリウム-アルゴン法）の3種類、深部ボーリング調査の試料では、ESR、OSL、TL（Thermoluminescence；熱ルミネッセンス法）及びK-Arの4種類の手法を用いた。表2.1に試料採取位置及び実施した年代測定法一覧を示す。

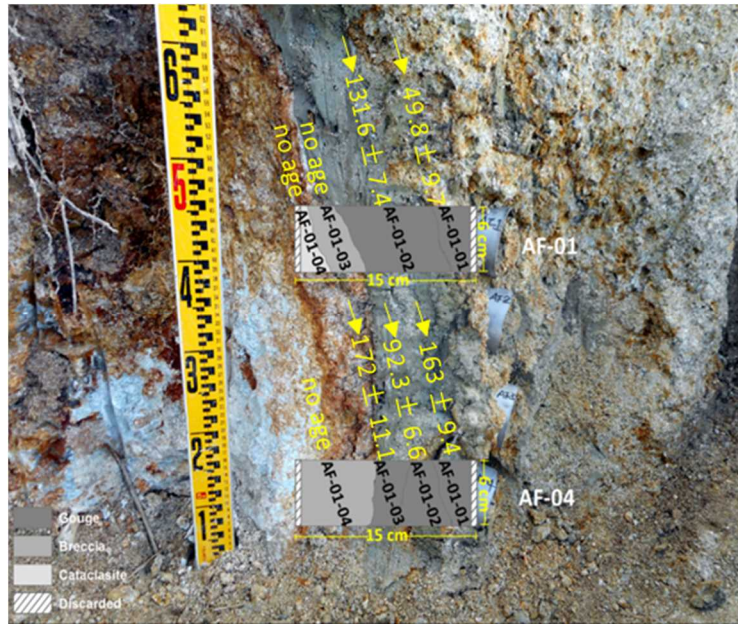
表 2.1 試料採取位置及び実施した年代測定方法一覧

Table 2.1 Sample locations and applied dating methods.

試料採取位置	採取深度	年代測定法
NFD-1-S1-②孔	506-507m	OSL, TL, ESR
NFD-1-S3 孔	532-533m	K-Ar
NFD-1-S5 孔	904-905m	ESR
NFD-1-S6 孔	897-898m	OSL, TL
トレンチ	地表	ESR, K-Ar
断層露頭	地表	OSL

### (1) 断層露頭の断層破砕物質の OSL 年代測定結果

淡路市小倉の浅野断層の断層露頭において断層破砕物質の OSL 年代測定を行った（図2.22）。主断層は、花崗岩のカタクレーサイトと断層ガウジを境する断層（F1）と、大阪層群と断層ガウジを境する断層（F2）が認定されており、これらの主断層付近の断層破砕物質の OSL 年代は、4.98 万年～17.2 万年を示した。カタクレーサイトの試料からは年代値が得られなかった。



出典) 京都大学 (2019) <sup>19</sup>

図 2.22 地表部の断層露頭における断層破碎物質の年代測定結果 (単位は ka)

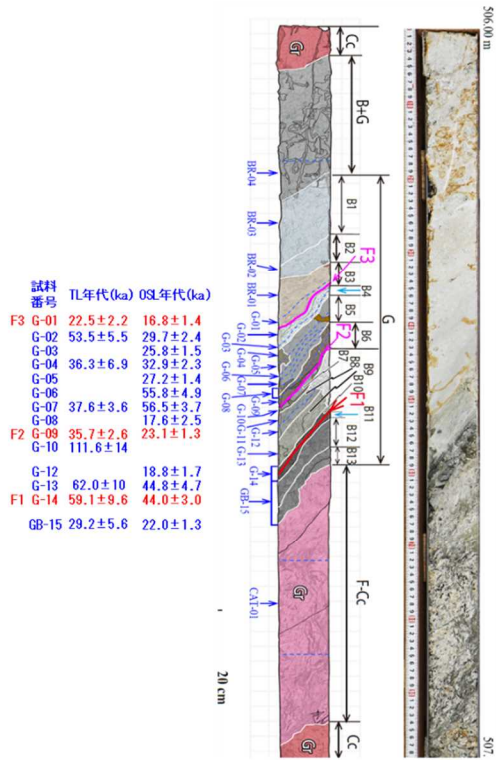
Figure 2.22 Estimated ages (ka) of fault gouges at surface fault outcrop.

(2) 深度 506～507mm 及び深度 897～898m の断層破砕物質の OSL 及び TL 年代測定結果

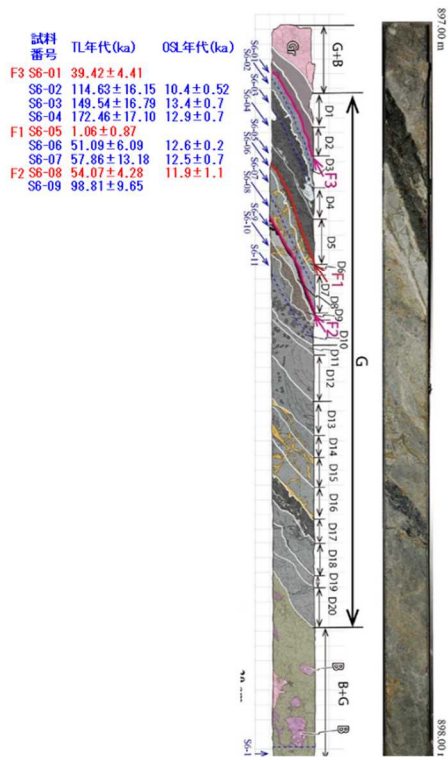
NFD-1-S1②孔の深度 506～507m 及び NFD-1-S6 孔の深度 897～898m において確認された野島断層の主断層の断層破砕物質について OSL 及び TL による年代測定を行った (図 2.23)。

NFD-1-S1② (深度 506-507m) では、断層破砕物質中の断層で特に平滑で連続性の高いものを主断層面として 3 本認定した (F1、F2、F3)。断層破砕物質全体の TL 年代は 2.25 万年～11.1 万年、OSL 年代は 1.68 万年～5.65 万年を示した。主断層面付近では、TL 年代は 2.25 万年～5.91 万年、OSL 年代は 1.68 万年～4.40 万年を示した。F1 断層及び F2 断層の断層破砕物質の年代は、主断層に隣接する断層破砕物質の年代よりもやや古い年代を示すものの、主断層全体の断層破砕物質の年代幅は、その他の断層破砕物質の年代幅よりも新しい年代を示した。

NFD-1-S6 (深度 897-898m) では、断層破砕物質中の断層で特に平滑で連続性の高いものを主断層面として 3 本認定した (F1、F2、F3)。断層破砕物質全体の TL 年代は 0.1 万年～17.2 万年、OSL 年代は 1.04 万年～1.34 万年を示した。主断層面付近では、TL 年代は 0.1 万年～5.4 万年、OSL 年代は約 1.19 万年を示した。主断層全体の断層破砕物質の年代幅は、その他の断層破砕物質の年代幅よりも新しい年代を示した。主断層のうち最も連続性の高い F1 断層の TL 年代は 0.1 万年を示し、周囲の断層破砕物質の年代値に比べて優位に若い年代を示した。



NFD-1-S1②(深度 506-507m)



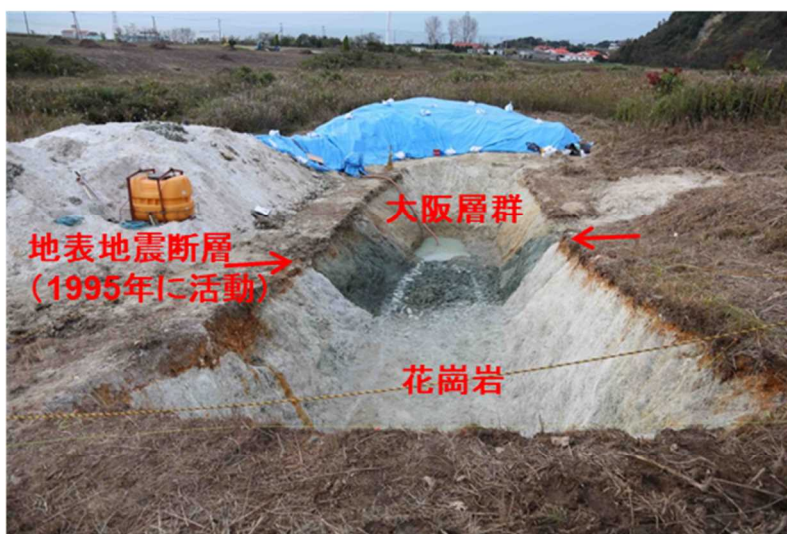
NFD-1-S6(深度 897-898m)

出典) 京都大学 (2019) <sup>19</sup> を一部編集

図 2.23 ボーリングコアで確認した断層破砕物質の OSL 及び TL 年代測定結果  
 Fig. 2.23 Estimated OSL and TL ages of fault gouges at drilling cores.

### (3) 地表部の断層破碎物質の ESR 年代測定結果

浅野断層のトレンチの法面において採取した主断層の断層破碎物質の ESR 年代測定を行った (図 2.24)。ESR による年代測定は、断層破碎物質から検出された ESR 信号 (石英の AI 中心、モンモリロナイト四重信号 (B 信号、C 信号)) の強度及び年間線量率から求めた。主断層面 (⑤と⑥の間) の断層破碎物質の ESR 年代は、AI 中心からは約 96 万年、AI 中心 (超微細構造) からは約 186 万年、モンモリロナイト四重信号の B 信号からは約 108 万年、モンモリロナイト四重信号の C 信号からは約 418 万年を示した。



浅野断層におけるトレンチ調査



主断層における  
ESR 年代測定箇所

出典) 京都大学 (2019) <sup>19</sup> を一部編集

図 2.24 地表部のトレンチにおける ESR 年代測定の実施状況

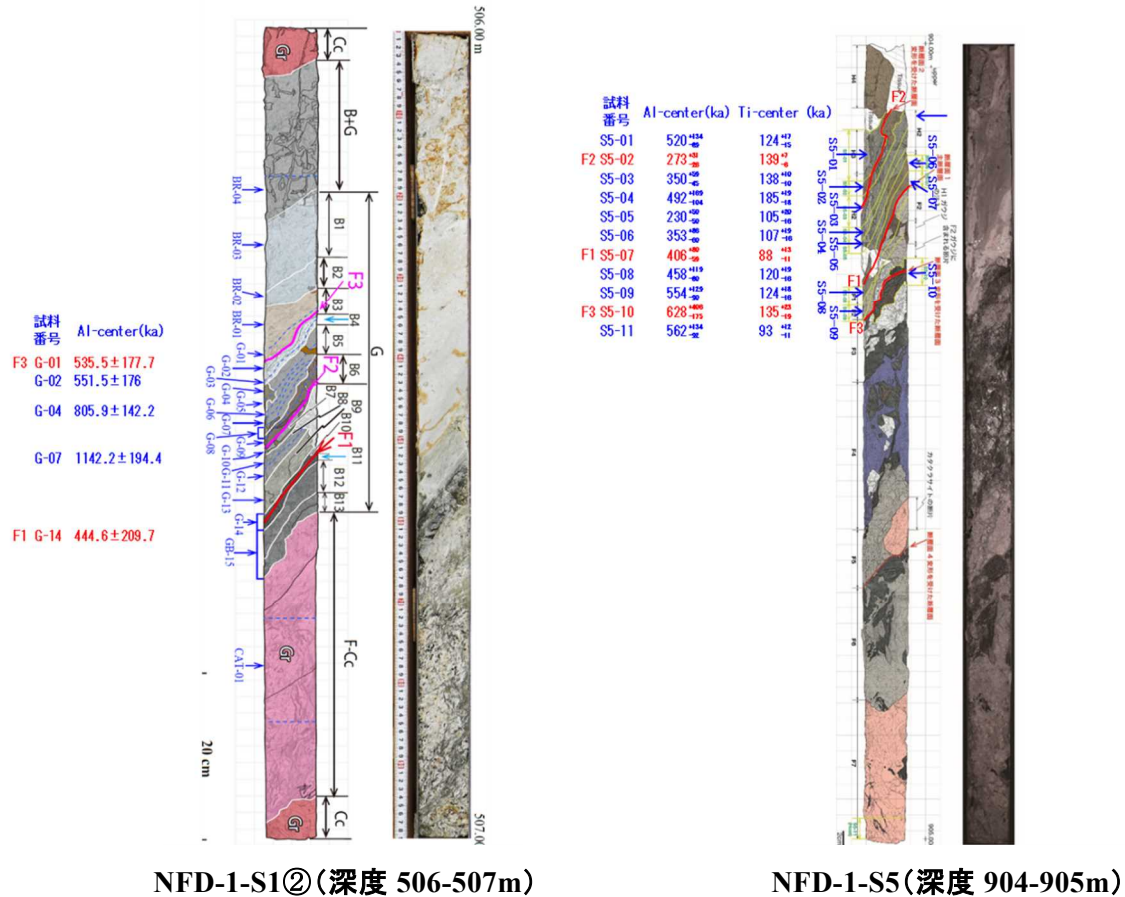
Fig. 2.24 Location of ESR dating at surface trench.



(4) 深度 506~507m 及び深度 904~905m の断層破碎物質の ESR 年代測定結果

NFD-1-S1②孔の深度 506~507m 及び NFD-1-S5 孔の深度 904~905m において確認された野島断層の主断層の断層破碎物質について ESR による年代測定を行った (図 2.25)。NFD-1-S1② (深度 506-507m) では、断層破碎物質中の断層で特に平滑で連続性の高いものを主断層面として 3 本認定した (F1、F2 及び F3)。断層破碎物質全体の ESR 年代は、Al 中心からは 44.4 万年~114.2 万年を示した。主断層面付近では 44.4 万年~53.5 万年を示した。

NFD-1-S5 (深度 904-905m) では、断層破碎物質中の断層で特に平滑で連続性の高いものを主断層面として 3 本認定した (F1、F2 及び F3)。断層破碎物質全体の ESR 年代は、Al 中心からは 23.0 万年~62.8 万年を示し、Ti 中心からは 8.8 万年~18.5 万年を示した。主断層面付近では、Al 中心からは 27.3 万年~62.8 万年を示し、Ti 中心からは 8.8 万年~13.9 万年を示した。



出典) 京都大学 (2019) <sup>19</sup> を一部編集

図 2.25 ボーリングコアで確認した断層破碎物質の ESR 年代測定結果

Fig. 2.25 Estimated ESR ages of fault gouges at drilling cores.

(5) トレンチの断層破碎物質の K-Ar 年代測定結果

浅野断層のトレンチの法面において採取した主断層の断層破碎物質について K-Ar 年代測定を行った (表 2.2)。浅野断層の断層破碎物質の K-Ar 年代は 5,150 万年~9,030 万年を示した。

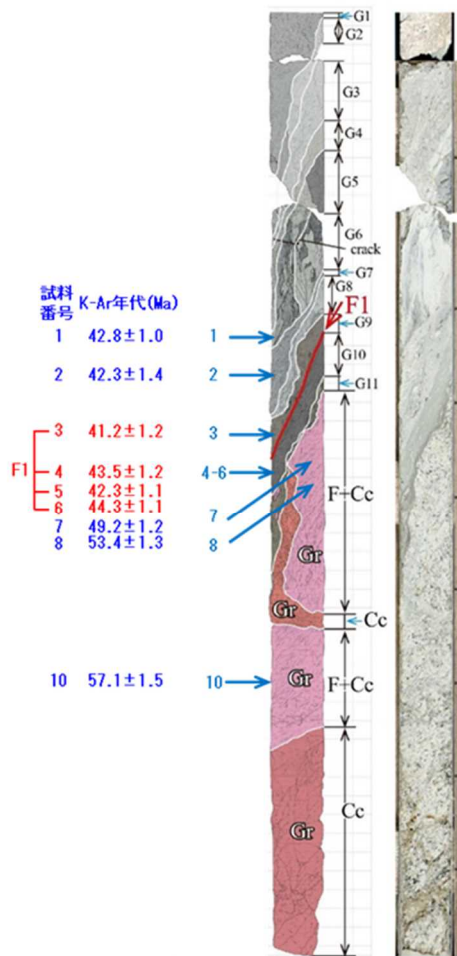
表 2.2 トレンチの断層破碎物質の K-Ar 年代測定結果

Table 2.2 Estimated K-Ar ages of fault gouges at trench.

試料番号	年代値 (ka)
T1 (gouge) <2	51,500±1,300
L3 (gouge) <0.1	64,400±3,600
L2 (gouge) <2	66,900±2,400
T2 (gouge) <2	67,900±2,700
L3 (gouge) <2	72,700±3,000
L3 (gouge) 2-6	77,500±2,400
R1 (gouge) <2	83,800±2,900
R1 (gouge) 2-6	90,300±2,300

(6) 深度 532~533m の断層破碎物質の K-Ar 年代測定結果

NFD-1-S3 孔の深度 532~533m において確認された野島断層の主断層の断層破碎物質について K-Ar による年代測定を行った (図 2.26)。NFD-1-S3 孔では、断層破碎物質中の断層で特に平滑で連続性の高いものを主断層面として 1 本認定した (F1)。断層破碎物質全体の K-Ar 年代は 4,120 万年~5,340 万年を示した。F1 断層付近では 4,120 万年~4,430 万年を示した。



NFD-1-S3(深度 532-533m)

出典) 京都大学 (2019) <sup>19</sup> を一部編集

図 2.26 ボーリングコアで確認した断層破碎物質の K-Ar 年代測定結果

Fig. 2.26 Estimated K-Ar ages of fault gouges at drilling cores.

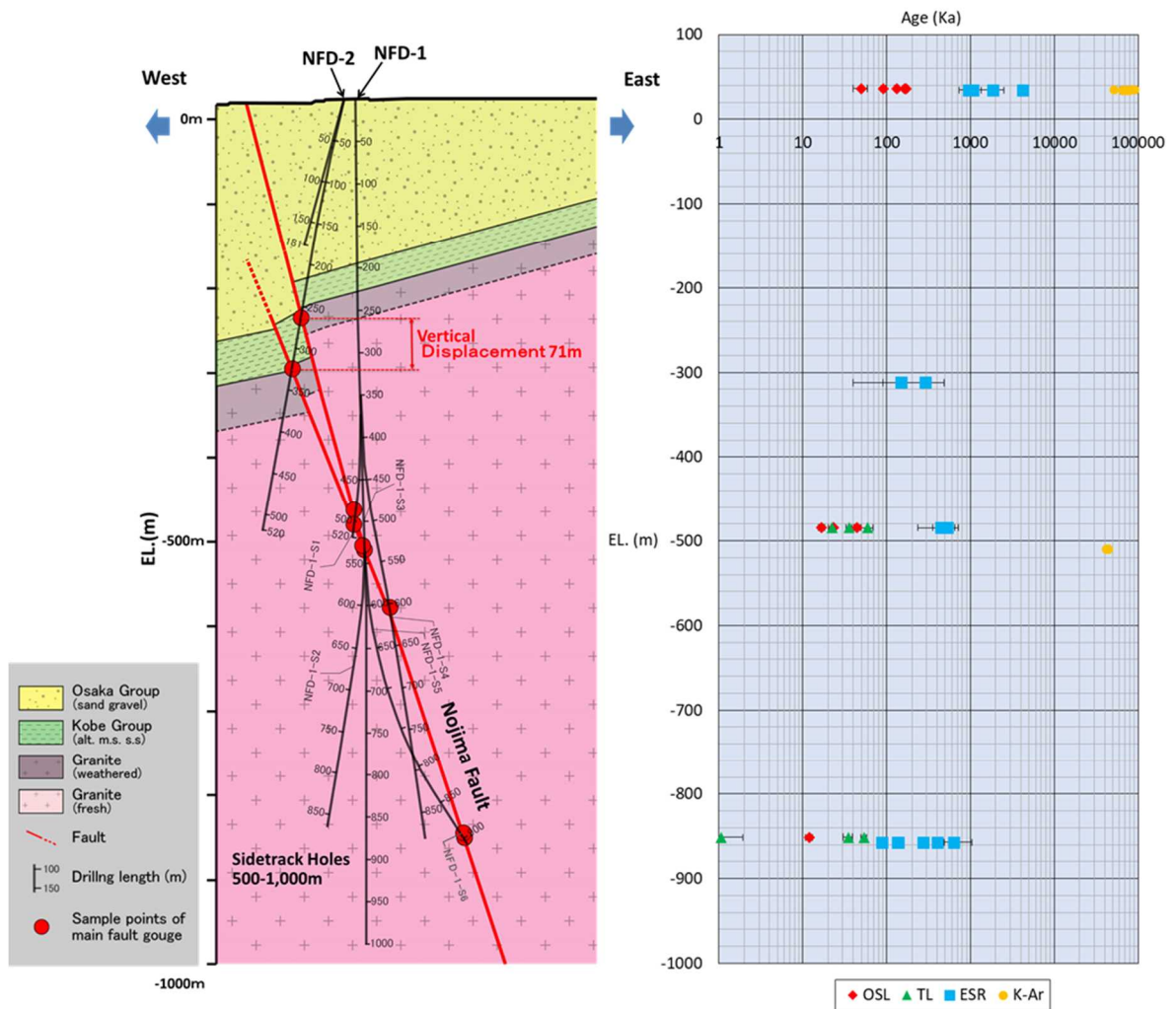


### 2.4.3 主断層の破砕部の各種年代値と深度との関係

断層破砕物質の主断層部の年代値はその他の断層破砕物質の年代値に比べて有意に若い年代値を示すことから、主断層の破砕部の各種年代値と深度との関係を整理した。

主断層の破砕部の年代値は、いずれの年代測定手法においても深度が深くなるほど若い年代を示した（図 2.27）。以下に年代測定結果の概要を述べる。

- ① K-Ar による年代測定は、地表部と深度 532～533m の試料を用いて行った。地表部では 5,150～9,030 万年、深度 532～533m では 4,120～4,430 万年を示した。
- ② ESR による年代測定は、断層露頭、深度 506～507m 及び深度 904～905m の試料を用いて行った。また、既往のボーリング調査で採取した主断層破砕部の ESR 年代測定の結果<sup>24</sup>についてもこの図にプロットした。地表部の試料は Al 中心からは約 96 万年、Al 中心（超微細構造）からは約 186 万年、モンモリロナイト四重信号の B 信号からは約 108 万年、モンモリロナイト四重信号の C 信号からは約 418 万年を示した。深度 506-507m は、Al 中心で 44.4 万年～53.5 万年を示した。深度 904～905m の試料は Al 中心で約 40.6 万年、Ti 中心で約 8.8 万年を示した。既往調査<sup>24</sup>で採取された標高-364m の主断層破砕部の ESR 年代値は、15～29 万年の年代値が報告されている。
- ③ OSL の年代測定は、地表部、深度 506～507m 及び深度 897～898m の試料を用いて行った。地上部の試料は 4.98～17.2 万年、深度 506～507m の試料は 1.68～4.4 万年、深度 897～898m の試料は 1.19 万年を示した。
- ④ TL の年代測定は、深度 506～507m 及び深度 897～898m の試料を用いて行った。深度 506～507m の試料は 2.25～5.91 万年、深度 897～898m の試料は 0.106～5.4 万年を示した。一部の試料において誤差の範囲で完全リセットが確認された。



出典) 左図：京都大学 (2019)<sup>19</sup>、Miyawaki & Uchida (2018)<sup>25</sup> を一部編集

図 2.27 主断層の破碎部の各種年代値と深度との関係

Fig. 2.27 Geological profile of the drilling site and age distribution of the latest fault gouges as function of elevation.

注) 左図；地質断面図、右図；各種年代値と深度との関係

#### 2.4.4 直接的年代測定の見証

断層活動時の正しい年代値を得るためには、断層活動時に生じる摩擦熱が、年代のリセットする温度まで上昇する必要がある。地表付近は封圧が低いため断層面に作用するせん断応力は小さいと考えられる。このため、断層が動いても十分な摩擦熱が発生せず、得られた年代値は、実際よりも古い活動年代を示すと考えられる。野島断層の最新活動時期は1995年の兵庫県南部地震であり、地震時からまだ20年程度しか経過していない。そのため、主断層面の年代値はおおむねリセットしているはずであるが、得られた年代測定値は一部を除いて実際よりも古い値を示した。しかし、いずれの年代測定手法も、深度が深くなるほど若い年代を示す傾向が認められた。これは、深部ほど年代リセットの割合が高くなること、言い換えれば深部ほど温度が高くなることを示している。断層近傍での温度上昇の原因については、①断層摩擦発熱による断層面の極近傍にある岩石の急速な加熱、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、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が知られている<sup>26</sup>。今回、各深度の断層破砕物質について主断層面の試料とそれ以外の試料について区分し、それぞれについて年代測定を行った結果、主断層面付近の断層破砕物質の年代値は、それ以外の断層破砕物質の年代値に比べて有意に若い年代値を示した。また、主断層面付近の微細構造観察によると、熱水の移流を示唆する鉱物脈等が主断層面付近に認められなかった。これらのことから、断層近傍での温度上昇の原因は、断層活動時に断層面の極近傍の岩石が急速に加熱して生じたものと考えられる。

主断層面の断層年代は、同じ深度においてルミネッセンス年代測定法(OSL、TL)、ESR年代測定法、K-Ar年代測定法の順に若い年代を示した。これらの測定手法間の年代値の違いは、各年代測定手法の熱に対する感度の違いを反映していると考えられ、熱に対する感度が高いほど低い温度で年代がリセットすることを示唆している。ルミネッセンス年代測定は、他の年代測定手法に比べて有意に熱の感度が高く、数十万年より若い年代値が得られている。一方、K-Ar年代測定は、約4千万年前よりも古い年代値しか得られておらず、熱に対する感度は低く最近の断層活動年代は得られていない。ESRは約10万年から約100万年の年代値を示し、ルミネッセンス年代よりもやや古い年代値を示している。これらのことから、ルミネッセンス年代測定は、地表部でやや古い断層年代を示すものの、後期更新世以降の断層活動の年代測定に有効であるといえる。

#### 2.4.5 まとめ

1995年の兵庫県南部地震で活動した野島断層を対象として、ボーリング調査及びトレンチ調査により異なる深度の断層破碎物質を採取し、それらの年代測定を実施することにより、断層の直接的年代測定法の有効性について検証した。

主断層面の年代値は、いずれも深度が深くなるほど若い年代値を示す傾向が認められた。これは、深部ほど年代のリセットする割合が高くなることを示唆している。今回、各深度の断層破碎物質について主断層面の試料とそれ以外の試料について区分し、それぞれの断層試料について年代測定を行った。その結果、主断層面付近の断層破碎物質の年代値は、それ以外の断層破碎物質の年代値に比べて有意に若い年代値を示した。これは、断層変位に伴う摩擦熱が年代値に影響を与える主要な原因であることを示唆している。

主断層面の断層年代は、同じ試料においてルミネッセンス年代測定法（OSL、TL）、ESR（電子スピン共鳴）年代測定法、K-Ar年代測定法の順に若い年代を示した。これらの測定手法間の年代値の違いは、熱に対する感度の違いを反映していると考えられる。ルミネッセンス年代測定は、他の年代測定手法に比べて有意に熱の感度が高く、数十万年より若い年代値が得られており、地表部でやや古い断層年代を示すものの、後期更新世以降の断層活動の年代測定に有効であるといえる。

## 2.5 高速摩擦実験による年代リセット条件の検証

本研究は、国立大学法人京都大学に委託したものである<sup>17,18</sup>。断層内物質のルミネッセンス年代値が地震断層運動に伴う摩擦熱によってリセットされるとの考えに基づき、ルミネッセンス年代測定法を“断層の直接的年代測定法”として用いる試みが提案されている。しかしながら、地震断層運動に伴う信号消失を摩擦実験によって再現した研究例は少なく、地震断層運動とルミネッセンス信号低下との関係性、信号消失に必要な地質学的・地震学的条件及び信号消失以外の現象の存在については未だよく分かっていない。そこで本研究では、ルミネッセンス年代測定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年代リセットの検証を行い、リセット時の物理条件と素過程を明らかにした。

代表的なルミネッセンス年代測定法である OSL (optically stimulated luminescence) 法や TL (thermoluminescence) 法は、通常堆積物中の石英や長石を対象として用いられている<sup>27</sup>。これらの年代測定法では、鉱物が自然放射線を被ることで励起状態になる特性を利用する。励起状態になった鉱物は、光や熱などの外部刺激を被ることでエネルギーを光として放出しながら基底状態に戻る。測定直前までに蓄積した自然放射線損傷の総量は、発光量を測定することによって求められるため、これを年間線量で割ることで前回外部刺激を被ったからの経過年数を求めることができる。断層内物質の OSL/TL 年代測定から断層の活動時期の推定を行なうためには、断層内物質の蓄積損傷が地震時に被る外部刺激、すなわち摩擦発熱、粉碎・摩擦等によってきちんとリセットされることを検証しなければならない。また、どの深度で、どのような規模の地震に伴ってリセットするのかといった具体的な条件を明らかにしなければ天然の断層への適用は難しい。

しかしながら、いずれの先行研究<sup>28,29</sup>も年代リセットに必要な物理的条件（例えば、断層面に与えたエネルギー、エネルギー密度、試料の粒径、鉱物種、含水率等）や、摩擦現象に伴うリセットの素過程を解明しておらず、手法確立の点では不十分である。

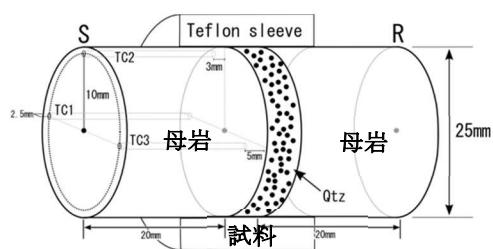
### 2.5.1 手法

摩擦実験は、山口大学に設置されている回転せん断式高速摩擦試験機を用いた。本実験では、石英試料 1 g をそれぞれ直径 25mm、高さ 20mm に研削した円柱形及び円筒形はんれい岩試料（以下「母岩」という。）に挟み回転せん断させる。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、せん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) の埋め込みを行なった (図 2.28)。この状態で垂直応力を載荷し、片側の母岩を回転させて実験を行なう。試料の設置は暗室（赤色光下）で行ない、さらに試料部周辺を黒色絶縁テープ及びアルミ箔で遮光して実験を行なった。

実験は基本的に乾燥（大気湿度）条件下で行なったが、すべり速度（等価変位速度<sup>30</sup>：摩擦仕事量を面積及びせん断応力で割った値）1.3m/s についてはガウジに水を添加させた実験も行なった。水添加実験の手順として、まず回転側の母岩にテフロンスリーブをはめ



込み、石英試料をのせ、平らにした。その後、試料の上から蒸留水（0.5ml）を入れ、固定側母岩をはめ込んだ。



出典) 京都大学 (2018) <sup>17</sup> に加筆

図 2.28 母岩と試料の模式図

Fig. 2.28 Schematic diagram of mother rock and sample.

信号消失の垂直応力依存性を検証するため、すべり速度・すべり量一定で垂直応力を多様に変化させた実験群（以下「垂直応力可変実験」という。）を実施した。すべり速度及び変位量は、1995年兵庫県南部地震時のそれら<sup>31,32</sup>を参考とし、0.65m/s及び2.1mにそれぞれ設定した（表 2.3）。垂直応力は1.0、3.0及び5.0MPaの条件で実験を行なった（表 2.4）。

本研究で実施した摩擦実験は回転せん断であるため、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、測定用の試料は外周から回転中心に向かって3mm（もしくは2mm）の範囲から採取を行なった。次に、粉砕により細粒化した粒子及び粉砕の影響を受けていない粒子を別々に評価するため、径75 $\mu\text{m}$ 以下及び75~150 $\mu\text{m}$ に区分した。

行なった摩擦実験の数は、予備実験・本実験合わせて20実験である。OSL測定に関しては、出発試料は粒径75~150 $\mu\text{m}$ の画分に対して20アリコット（1アリコット20粒子）で測定を行なった。また、本実験の試料（20試料）は2つの粒径画分（<75 $\mu\text{m}$ 及び75~150 $\mu\text{m}$ ）ごとにそれぞれ3~20アリコットずつOSL測定を行なった。TL測定は、1試料あたり粒径75~150 $\mu\text{m}$ を4アリコットで3試料測定したため、測定数は12である。

表 2.3 速度可変実験の実験条件一覧

Table 2.3 List of experimental conditions for variable velocity experiments.

HVR.No.	垂直応力[MPa]	速度[m/s]	変位量[m]
4087	1.0	0.0002	10
4092	1.0	0.0007	10
4089	1.0	0.0013	10
4088	1.0	0.0065	10
4102	1.0	0.0131	10
4093	1.0	0.0654	10
4094	1.0	0.1308	10
4095	1.0	0.6450	10

HVR.No.	環境条件	垂直応力 [MPa]	速度 [m/s]	変位量 [m]
4232	乾燥	1	0.65	10
4233	乾燥	1	0.25	10
4234	乾燥	1	0.4	10
4235	乾燥	1	1.3	10
4236	乾燥	1	1.3	10
4237	水飽和	1	1.3	10
4238	乾燥	1	0.65	10

出典) 京都大学 (2018) <sup>17,18</sup>

注) 上 : 平成 28 年度実施分、下 : 平成 29 年度実施分

表 2.4 垂直応力可変実験の実験リスト

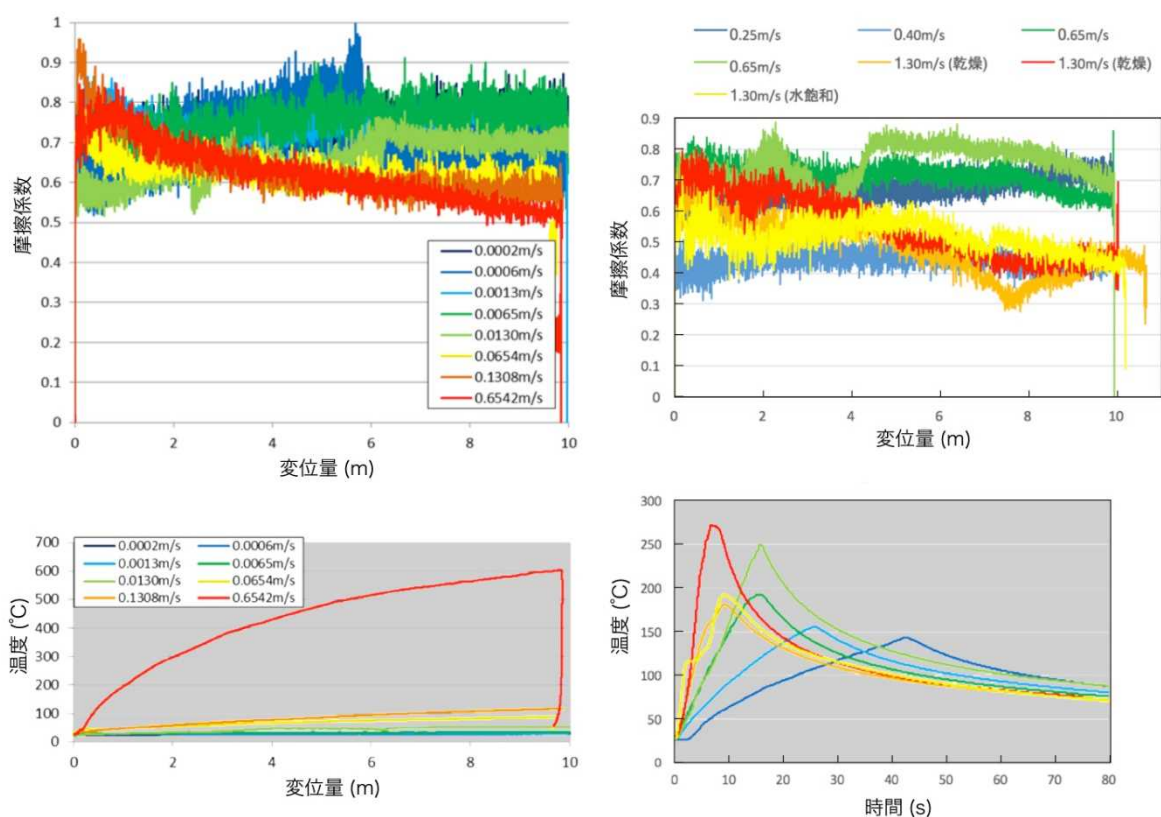
Table 2.4 Experimental list of variable vertical stress experiments.

HVR.No.	環境条件	垂直応力(Mpa)	速度 (m/s)	変位量 (m)
4276	乾燥	5.0	0.65	2.1
4277	乾燥	3.0	0.65	2.1
4278	乾燥	1.0	0.65	2.1

出典) 京都大学 (2018) <sup>18</sup>

## 2.5.2 結果

図 2.29 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 $\mu$ m/s から 0.013 m/s の低速の実験では、変位量 0 m から 10 m にかけて摩擦係数の緩やかな増加がみられた。また 0.065m/s 以上の実験では、しばしば動的強度低下（摩擦係数が実験開始直後に急激に上昇した後、変位とともに緩やかに減少する現象）が認められた。温度測定では、200 $\mu$ m/s から 0.013m/s までの低速の実験では有意な温度上昇は認められない。しかし、0.065 m/s から 1.3m/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 °C、0.65 m/s では 200°C 以上と顕著な発熱が測定された。



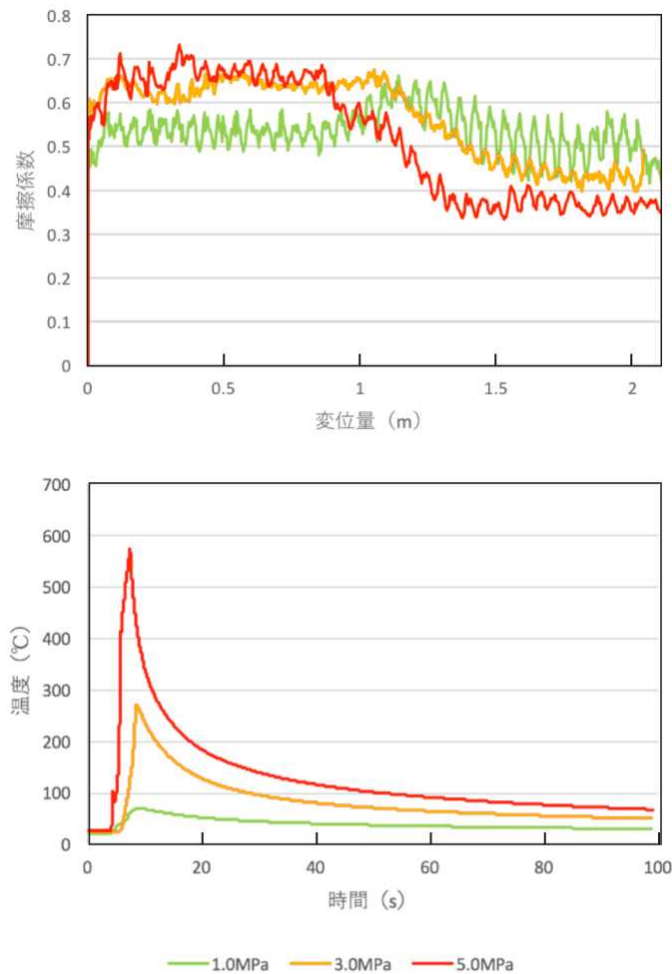
出典) 京都大学 (2017<sup>16</sup>, 2018<sup>18</sup>) を一部編集

図 2.29 速度可変実験の力学・温度データ

Fig. 2.29 Dynamics and temperature data for speed variable experiments.

注) 左 ; 低速の実験群 (0.65m/s のデータを除く)、右 ; 高速の実験群。左下図は、0.0002m/s~0.0065m/s で類似の結果となり重なって表示されている。

図 2.30 は垂直応力可変実験の摩擦係数-変位曲線を示す。垂直応力 1.0MPa の実験では、実験開始から終了までほぼ一定の摩擦係数 (0.5~0.6) を示す。一方で、3.0MPa 及び 5.0MPa の実験では、実験開始直後に 0.7 程度まで摩擦係数が上昇し、その後 0.4 まで減少する動的強度低下を示す。また、3.0MPa と 5.0MPa の実験で摩擦係数が低下し始めるタイミングを比較すると、5.0MPa の実験では 3.0MP よりも短い変位量 (約 0.9m) から摩擦係数が減少していることが分かる。すべり面の温度については、5.0MPa の実験では 600°C、3.0MPa では 280°C まで上昇した。1.0MPa については 70°C までしか上がらなかった。



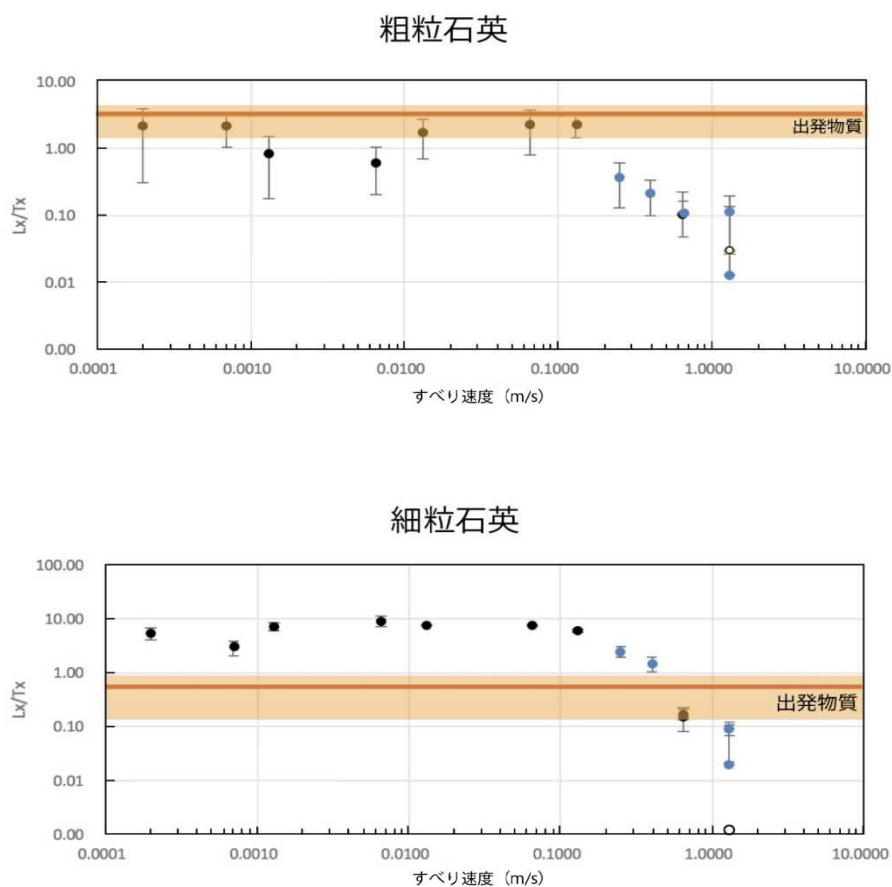
出典) 京都大学 (2018) <sup>18</sup> を一部編集

図 2.30 垂直応力可変実験の力学・温度データ

Fig. 2.30 Dynamics and temperature data for variable vertical stress experiments.

OSL 法及び 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 及び low 成分) に分けられる<sup>33</sup>。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観察することを行なう。ここではまず、規格化した発光曲線と、fast 成分と fast + medium + low 成分の面積比 ( $A_{\text{fast}}/A_{\text{all}}=2$  秒までの信号面積 / 60 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。

速度可変実験及び垂直応力可変実験のそれぞれに対し、 $L_x/T_x$  (ルミネッセンス強度 ( $L_x$ ) をテストドーズによって生じたルミネッセンス強度 ( $T_x$ ) で規格化した値)、すべり速度及び垂直応力との関係性を図 2.31 及び図 2.32 にまとめた。ここでの  $L_x/T_x$  は各実験の全皿の  $L_x/T_x$  を平均したものであり、縦軸及び横軸を対数軸にしている。また各データプロットに付されているエラーバーは標準偏差 ( $2\sigma$ ) の値である。速度可変実験の粗粒粒子に関しては、 $0.13\text{m/s}$  以下の速度域では出発物質と大きな違いは認められない。一方で  $0.25\text{m/s}$  から徐々に減少が認められ、 $0.65\text{m/s}$  以上では信号は完全に消失した。細粒粒子についても  $0.25\text{m/s}$  から信号が減少しており、 $0.65\text{m/s}$  以上では粗粒粒子と同様に完全消失が起こっている。垂直応力可変実験については、 $1.0\text{MPa}$  では信号の部分消失が認められ、 $3.0\text{MPa}$  以上で完全消失を示した。この傾向は粗粒粒子と細粒粒子で共通している。



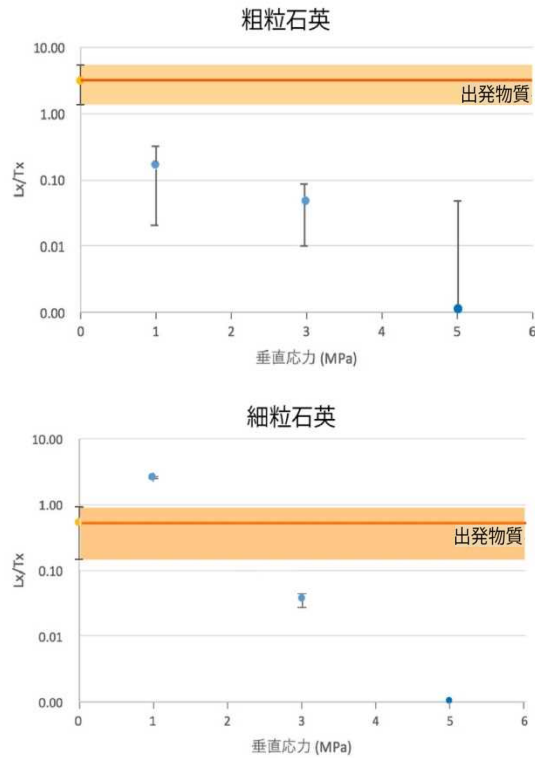
出典) 京都大学 (2018) <sup>18</sup> を一部編集

図 2.31 速度可変実験におけるすべり速度と  $L_x/T_x$  との関係

Fig. 2.31 Relationship between slip velocity and  $L_x/T_x$  in speed variable experiments.

注) 白丸は水添加条件での結果、橙色の帯は出発試料の誤差範囲を示す。





出典) 京都大学 (2018) <sup>18</sup> を一部編集

図 2.32 垂直応力可変実験における垂直応力と  $L_x/T_x$  との関係

Fig. 2.32 Relationship between normal stress and  $L_x/T_x$  in variable normal stress experiments.

注) 橙色の帯は出発試料の誤差範囲を示す。

### 2.5.3 考察

#### (1) 摩擦仕事量、Power density と OSL 信号強度の関係

鴈澤ほか (2013) <sup>34</sup> は、細粒石英を用いた低速摩擦実験を行ない、与えた摩擦仕事量と石英の TL 強度が反比例の関係にあることを示した。また、この関係式を用いて TL 信号がゼロになる摩擦仕事量を予想し、内陸地震を想定した上でその摩擦仕事量と等価となる垂直応力条件 (深さ条件) を求めた。しかしながら、摩擦仕事量はせん断応力と変位量を乗じたものであり、速度の概念を持たない。したがって、摩擦発熱の生じない低速で変位させても岩石が溶融するような高速で変位させてもせん断応力と変位量が同じならば値に変化はなく、ルミネッセンス信号現象のような熱活性化過程を議論する上では有効な指標とされない。事実、摩擦仕事量とルミネッセンス信号強度との間に反比例の関係は認められず、高速摩擦に伴う信号強度低下の指標として摩擦仕事量を用いることは適切ではない。一方で DiToro et al. (2011) <sup>35</sup> は高速摩擦に伴う強度低下を熱活性化過程で説明するため、速度 (時間) の項が組み込まれた Power density ( $MW/m^2$ ) を導入した。Power density は断層面での仕事率 (摩擦仕事率) であり、発熱の指標になるパラメータである。すべり面の Power density は以下の (2.1) 式によって求めることができる。また等価せん断応力  $\tau_e$  は

(2.2) 式によって求められる<sup>35</sup>。

$$\text{Power density } \varphi = \tau_e \text{ (等価せん断応力)} \times V_e \text{ (等価変位速度)} \dots\dots (2.1)$$

$$\tau_e = \tau_{ss} + \sqrt{\pi} \times \frac{1.65043}{2e} \times (\tau_p - \tau_{ss}) \dots\dots (2.2)$$

図 2.31 で示したすべり速度と  $L_x/T_x$  の関係図に、垂直応力の異なるデータを混在させて表示することは適切ではない。しかしながら、Power density にはせん断応力の項が含まれることから、摩擦則に基づいている場合には異なる垂直応力条件下の結果をあわせてプロットすることができる。図 2.33 は、速度可変実験及び垂直応力可変実験の両方の結果について、Power density、 $L_x/T_x$  及びガウジ帯内部の最高温度と最低温度をプロットしたものである。Power density が大きくなると  $L_x/T_x$  が急激に減少し、ガウジ帯内部の温度が上昇する傾向が明確に見て取れる。ルミネッセンス信号の部分消失及び完全消失が起こり始める Power density はそれぞれ約  $0.24\text{MW/m}^2$  及び約  $1.0\text{MW/m}^2$  であり、この時のガウジ内の到達温度は、部分消失時には最高温度約  $250^\circ\text{C}$  以上、最低温度約  $150^\circ\text{C}$  以上、完全消失時には最高温度約  $400^\circ\text{C}$  以上、最低温度約  $270^\circ\text{C}$  以上である。本実験で得られた結果（ガウジ内が部分的に  $250^\circ\text{C}$  以上の条件になった時に部分消失、ガウジ内が全体的に  $270^\circ\text{C}$  以上の条件になった時に完全消失）は摩擦熱による信号消失としておおむね説明可能である。ただし、本研究で行なった実験では、高温が維持されている時間がおおよそ 10 秒以下であり、このような短時間でも熱の影響だけで信号が消失するか否かについては今後の検討が必要である。

(2) OSL 信号消失の起こる深度条件について

OSL 信号強度の低下と摩擦仕事量との間には相関関係がなく、一方で Power density との間に明瞭な指数関数的減衰の関係があることが明らかとなった。そこで、Power density を指標として OSL 年代のリセット条件の見積もりを行なう。図 2.33 から、断層の Power density が  $0.24\text{MW/m}^2$  以上になると部分消失が始まり、 $1.0\text{MW/m}^2$  以上になると完全消失する結果が得られたため、内陸地殻の通常地震（マグニチュード7クラス）を想定した時に、Power density がこれらの値を取りうる深さ条件を求める。地震時の断層のすべり速度を  $0.65\text{m/s}$  とし、(2.1) 式を用いて Power density が  $1.0\text{MW/m}^2$  となるせん断応力を求めると、 $1.5\text{MPa}$  となる。せん断応力と垂直応力の関係性は (2.3) 式で与えられる。

$$\tau = \mu\sigma \dots\dots (2.3)$$

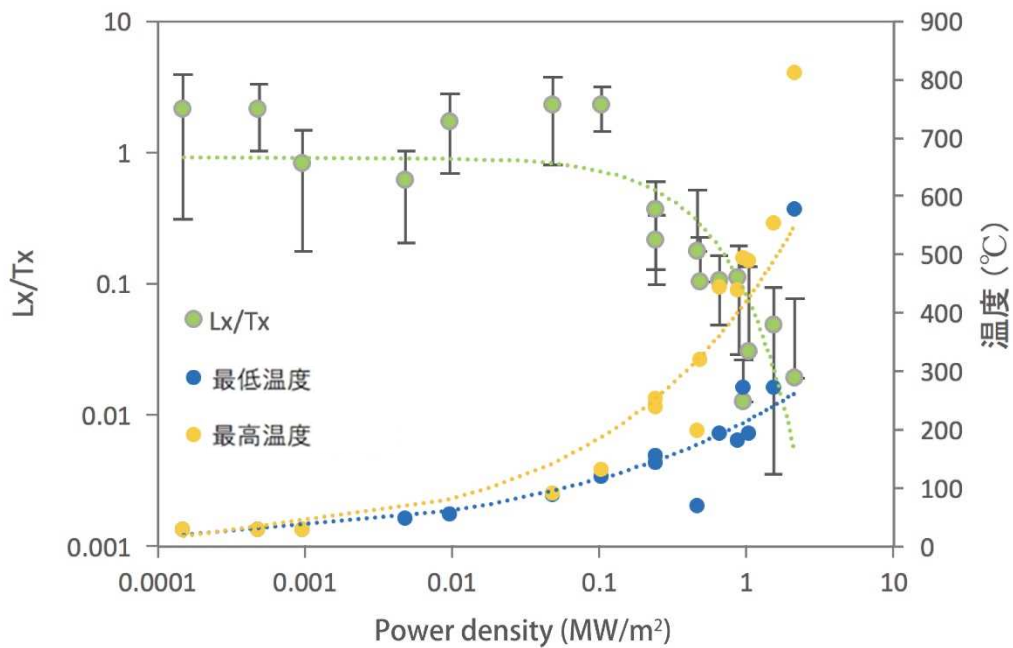
ここで、 $\tau$ : せん断応力、 $\mu$ : 摩擦係数、 $\sigma$ : 垂直応力。  
摩擦係数を 0.4 とすると、求められる垂直応力は  $3.75\text{MPa}$  である。続いて垂直応力から地殻の深度を計算する。垂直応力と深度の関係性は (2.4) 式で与えられる。

$$h = \sigma / \rho g \quad \dots \dots \dots (2.4)$$

ここで、 $\rho$ : 密度、 $g$ : 重力加速度、 $h$ : 深度。

密度を花崗岩の平均密度である  $2700\text{kg/m}^3$  とすると (2.4) 式より求められる完全消失に必要な深度は  $141\text{m}$  となる。また Power density が  $0.24\text{MW/m}^2$  となる時の深度条件は  $35\text{m}$  であり、部分消失が起こる深度は  $35\sim 141\text{m}$  と推定される。

前述したように野島断層のボーリング試料を用いた年代測定では、信号の完全消失が確認されたのは深度  $900\text{m}$  付近であり、実験から想定された完全消失の深度は実際よりもかなり浅い深度を示している。この理由は、実験で用いた試料は純粋な石英粒子であるのに対し、実際の断層破碎物質は粘土鉱物や水分を多く含んでいるために断層活動時の摩擦熱の温度上昇が抑制されたためと考えられる。今後、実施する高速摩擦実験においては、実際の断層破碎物質の性状に近い条件で実施することが望まれる。



出典) 京都大学 (2018) <sup>18</sup> を一部編集

図 2.33 Power density、ガウジ帯内部の到達温度と  $Lx/Tx$  の関係

Fig. 2.33 Power density, the relationship between the temperature reached inside the gouge belt and the  $Lx/Tx$ .

注)  $Lx/Tx$  は指数則、ガウジ帯内部の温度は、べき乗則でフィッティングした。

#### 2.5.4 まとめ

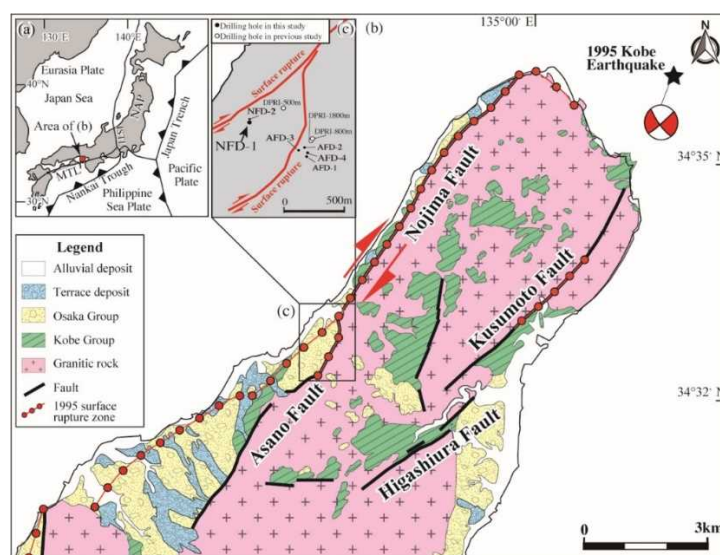
ルミネッセンス年代測定法が断層の直接的年代測定法として有効かどうかを検証するために高速摩擦実験を行なった。低速～高速摩擦実験により年代リセット時の物理条件等を明らかにした。その結果、OSLの信号は、断層面での Power density (摩擦仕事率) が  $0.24\text{MW/m}^2$  以上になると部分消失が始まり、 $1.0\text{MW/m}^2$  以上になると完全消失する結果が得られた。マグニチュード7クラスの陸域での地震を想定した時に、Power density がこれらの値を取りうる深度を計算したところ、OSL信号は、深度141mで完全消失、35～141mで部分消失すると推定された。

## 2.6 応力場の比較による断層の活動性評価に関する調査・研究

本研究は、現地調査及び応力場の解析を国立大学法人京都大学に委託したものであり<sup>16,18</sup>、それらを基にして応力場の比較による断層の活動性評価を原子力規制庁が実施したものである。断層近傍の現在及び過去の応力場を比較することにより断層の活動性を評価することを目的として、1995年の兵庫県南部地震で地表地震断層が確認された野島断層及びその分岐断層である浅野断層において応力場の測定を行った。現在の応力場は、ボーリング孔を利用したボアホールブレイクアウトの解析から求めた。過去の応力場は、トレンチで計測した断層のスリップデータから応力テンソルインバージョン解析により求めた。

### 2.6.1 野島断層における現在の応力場の測定

兵庫県南部地震発生の約22年後に、この応力蓄積過程の理解に寄与することを目的として、ボーリング孔を利用した原位置の応力の測定を行った(図2.34)。応力測定は、ボアホールブレイクアウト解析によって行った。



出典) Nishiwaki et al. (2018)<sup>20</sup>

図 2.34 ボーリング調査位置とその周辺の地質分布図

Fig. 2.34 Geological distribution map of the boring survey location and its surroundings.

注) 野島断層を貫いた掘削孔 NFD-1 では、ブレイクアウトが多く認められた。

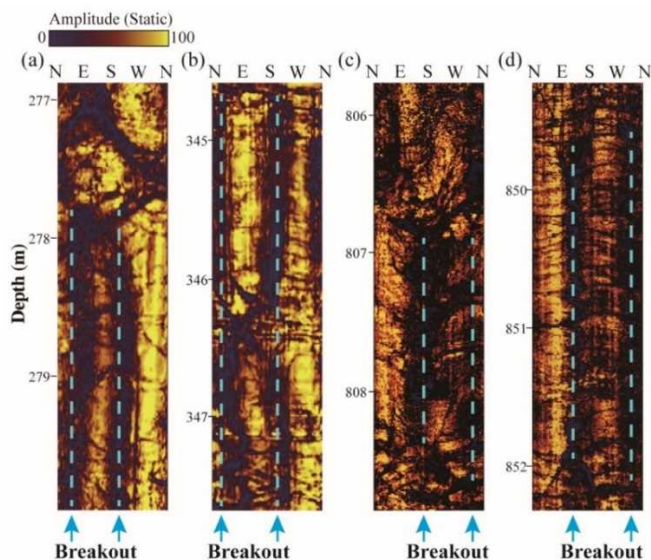
#### (1) ボアホールブレイクアウトによる応力解析

地下深部を掘削する場合、ボーリング孔壁の周りに応力の集中が発生する。この応力集中で大きくなった圧縮応力の大きさが孔壁岩石の圧縮強度を越えた場合、孔壁にはブレイクアウトと呼ばれる局所的な圧縮破壊と崩落が発生する。このブレイクアウトは最小水平主応力方向に発生するので、ブレイクアウトの方位を決めることにより水平主応力の方向



を決定することができる<sup>36,37,38</sup>。

ブレイクアウトは検層の孔壁イメージを用いて解析することが可能であり、ブレイクアウトの方位から原位置主応力の方向を得ることが可能である。図 2.35 は実際のボーリング孔 NFD-1 の孔壁で認められた典型的なブレイクアウトのイメージである。

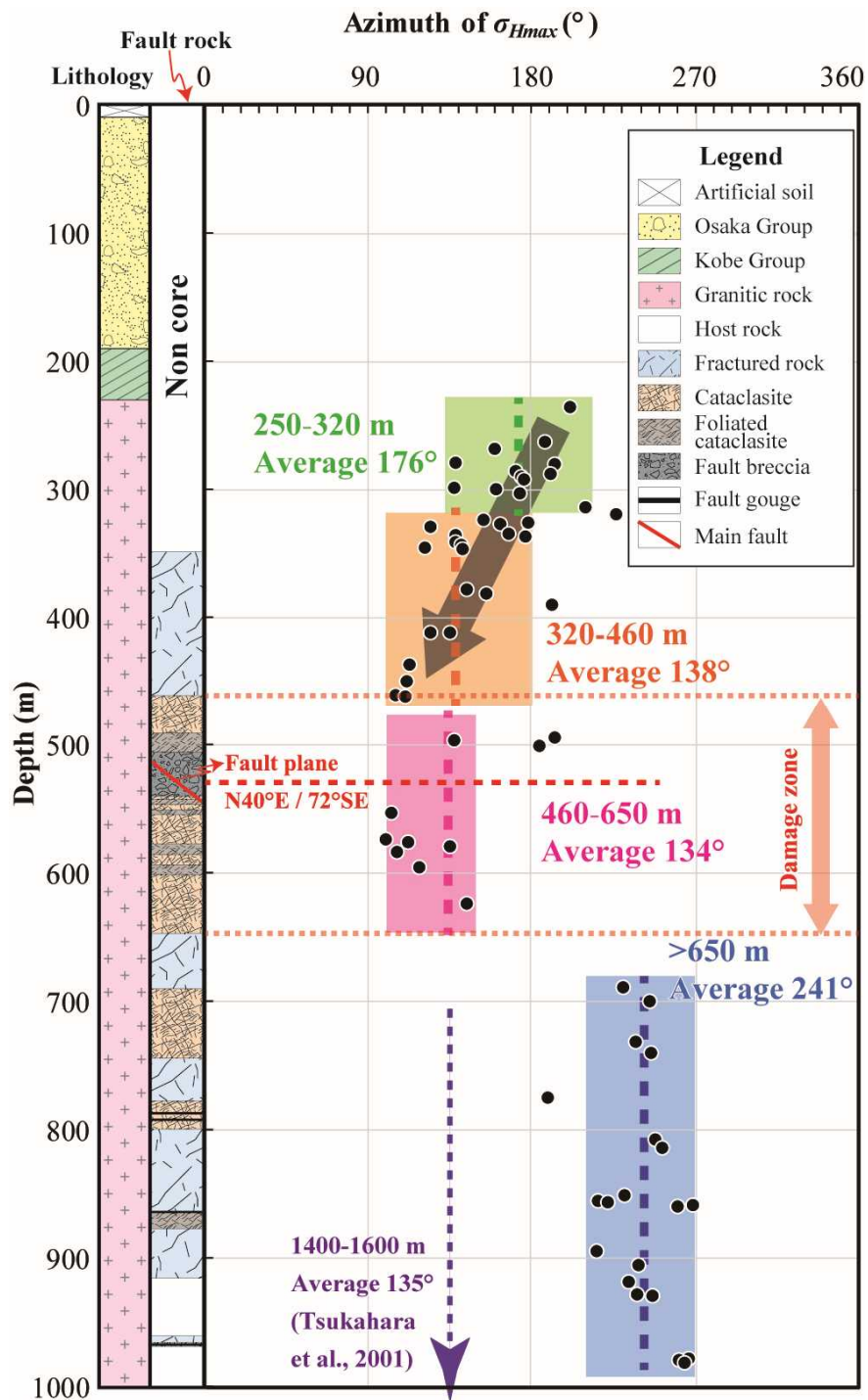


出典) Nishiwaki et al. (2018)<sup>20</sup>

図 2.35 ボーリング孔 NFD-1 の孔壁展開イメージ図及びその孔壁に認められた典型的なブレイクアウト

Fig. 2.35 Hole wall deployment image of hole NFD-1 and a typical breakout found on the hole wall.

NFD-1 孔から認められた全てのブレイクアウトから決定した最大水平主応力の方向を図 2.36 にプロットして示す。野島断層のダメージゾーンの上限（深度約 460m）より浅部では、応力の方向は徐々に逆時計周りの方向で回転する傾向が明瞭に認められた。黄緑色で示した深度区間（約 250~320m）の平均最大主応力方向は約 N176°であるが、オレンジ色の深度区間（約 320~460m）の平均最大主応力方向は約 N138°であり、野島断層の走向方向約 N40°とほぼ直交する。また、ピンク色で示した深度区間（約 460~650m）のダメージゾーンでは、平均最大主応力の方向が約 N134°で、野島断層の走向とほぼ直交する。したがって、当該掘削地点における上盤の深い方の深度区間及び断層帯のダメージゾーンの中では、野島断層の横ずれすべりを起こすようなせん断応力が小さいことが示唆される。また、この主応力の方向は地震直後に実施された既往研究<sup>39</sup>の主応力方向と一致している（図 2.36）。



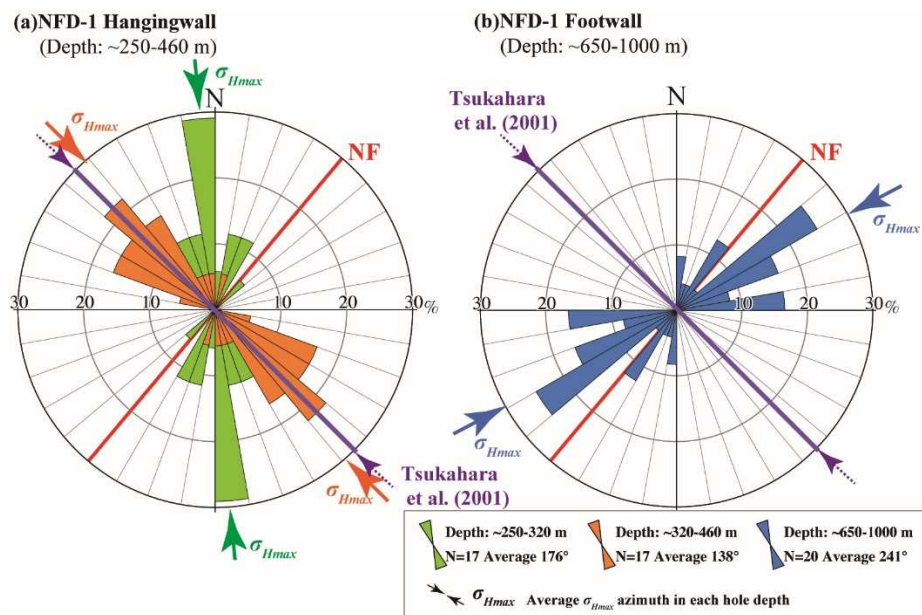
出典) Nishiwaki et al. (2018) <sup>20</sup>

図 2.36 NFD-1 孔のコア柱状図、断層岩の岩質分布、ブレイクアウト解析から得られた最大水平主応力の方位

Fig. 2.36 Core columnar diagram of NFD-1 holes and orientation of maximum horizontal principal stress from rock distribution and breakout analysis of fault rocks.

注) 紫色の破線は既往研究 <sup>39</sup> で得られた最大主応力方向の平均を示している。

一方、野島断層のダメージゾーンより深い部分（650m 以深）では、最大水平主応力の方向は、ほぼ一定の方向（平均値では約 N241°）となっている。この主応力方向は野島断層の走向方向と約 20°斜交しており（図 2.37）、その断層面上に横ずれのすべりを起こすようなせん断応力が存在していることを示唆する。この付近の地震前の最大水平主応力の方向はおおむね東西方向とされており、断層下盤の応力場は、地震後約 22 年間に於いて地震前の応力場に近い状態に回復したと言える。



出典) Nishiwaki et al. (2018) <sup>20</sup>

図 2.37 ブレークアウト解析から得られた NFD-1 孔の最大水平主応力方向のローズダイヤグラム

Fig. 2.37 Rose diagram in the maximum horizontal principal stress direction of the NFD-1 hole obtained from the breakout analysis.

注) (a) 上盤、(b) 下盤。NF の赤色直線は野島断層の走向方向を示しており、紫色の破線は、先行研究 <sup>39</sup> で得られた最大主応力方向の平均を示している。

## 2.6.2 浅野断層における過去の応力場の測定

野島断層の分岐断層である浅野断層においてトレンチ調査により断層を観察した（図 2.38）。取得した断層スリップデータから応力場を推定した。トレンチでは、白亜紀の都志川花崗岩と大阪層群富島累層浅野互層が、 $N23^{\circ}E69^{\circ}NW$  の断層面で接している。都志川花崗岩の K-Ar 年代は、84 Ma と報告されている<sup>40</sup>。また、富島累層浅野互層の堆積年代は、浅野互層に挟在する広域テフラの年代から 2.6~2.7 Ma とされている<sup>40</sup>。浅野互層は、未固結の砂礫及び青緑色シルトからなり、層理面は北西に約  $30^{\circ}$  傾斜する。トレンチで確認された範囲では、シルトの厚さは約 2 m、砂礫の厚さは 3 m 程度である。



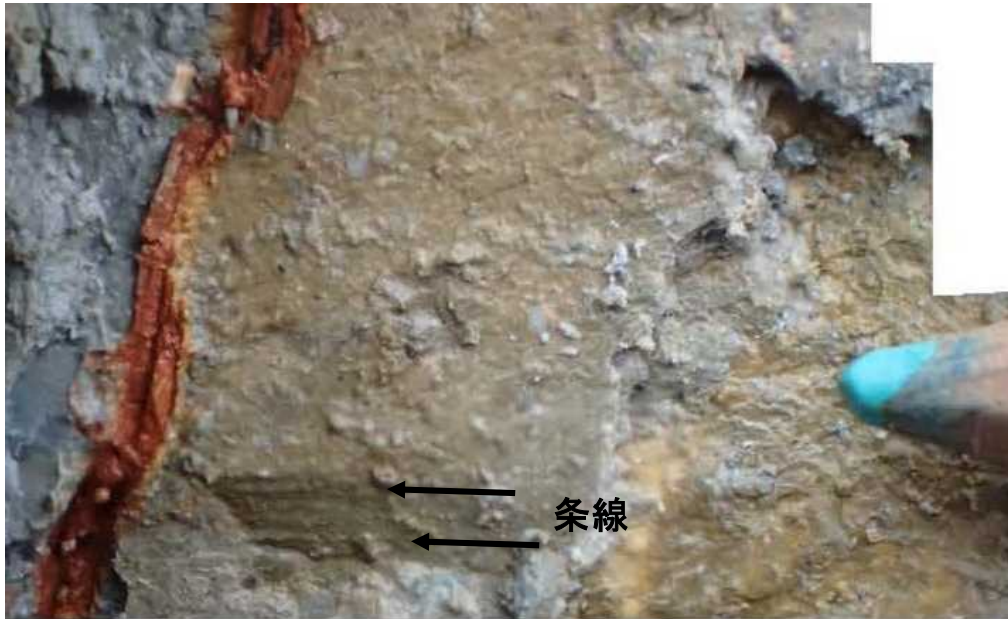
出典) 京都大学 (2017)<sup>16</sup>

図 2.38 浅野断層におけるトレンチの状況

Fig. 2.38 Excavated trench at the Asano Fault.

富島累層と都志川花崗岩を境する北西傾斜の主断層面には、レイクが北に  $10^{\circ}$  傾斜す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である（図 2.39）。断層の上盤側には層位的に上位の富島累層が分布することから、この境界断層の見かけの変位は正断層と推定される。このことを考慮して、上記の条線の変位したとすると、正断層成分を含む右横ずれ断層運動が考えられる。兵庫県南部地震の際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、トレンチ付近において約  $30^{\circ}$  以下であると報告されている<sup>22</sup>。トレンチにおける境界断層の条線の変位は、これと大きく矛盾するものではないといえる。



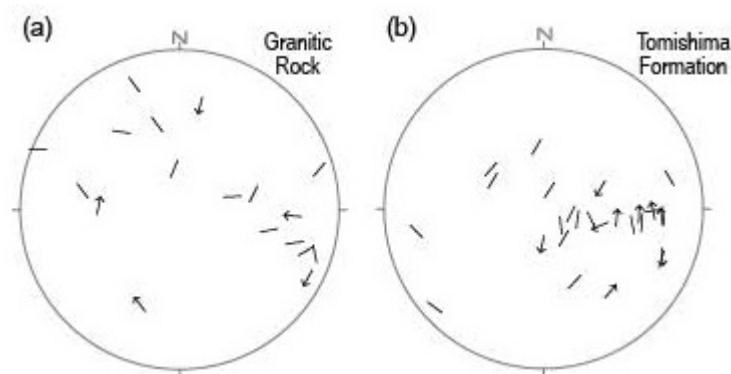


出典) 京都大学 (2017) <sup>16</sup>

図 2.39 浅野断層の主断層面上の条線

Fig. 2.39 Photograph shows the slickenside of the Asano Fault.

トレンチ壁面の都志川花崗岩及び富島累層で、断層スリップデータを取得した。都志川花崗岩からは 18 条の断層面及びそれらの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った (図 2.40 (a))。富島累層のシルトからは、27 条の断層面及びそれらの断層スリップデータが得られた (図 2.40 (b))。そのうち 18 条は変位センス不明の不完全データであった。



出典) 京都大学 (2017) <sup>16</sup>

図 2.40 浅野断層トレンチの壁面から得られた断層スリップデータ

Fig. 2.40 Tangent-liniation diagram of fault slip data at the trench site of the Asano Fault.

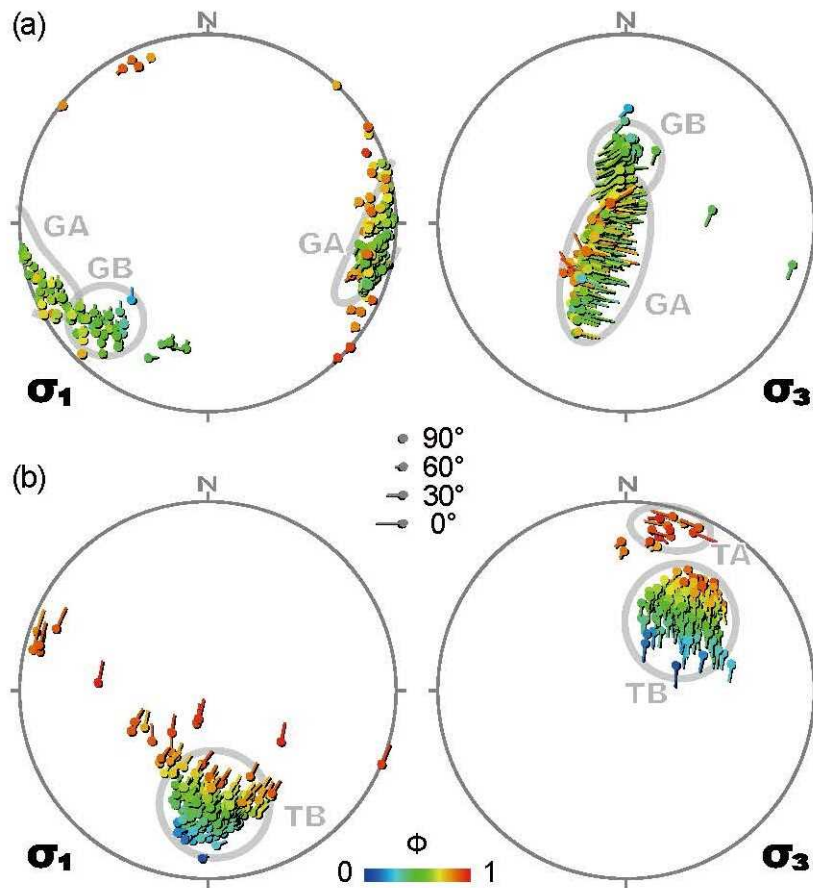
注) Tangent-liniation ダイアグラム、下半球等積投影



応力場の解析は Hough 変換法<sup>41,42</sup>により行った。都志川花崗岩からは、中間的応力比を持つ応力が2つ検出された(以下、「GA」及び「GB」という。)(図 2.41 (a))。GA は  $\sigma_1$  (最大主応力) 軸が WNW-EWE から E-W であり、 $\sigma_3$  (最小主応力) 軸が鉛直からやや南に傾いた逆断層型応力であった。GB は  $\sigma_1$  軸が NNE-SSW であり、 $\sigma_3$  軸が鉛直からやや北に傾いた逆断層型応力であった。

富島累層のシルトからは、応力が2つ検出された(以下、「TA」及び「TB」という。)(図 2.41 (b))。TA は応力比が 0.9 程度であり、 $\sigma_3$  軸が NNE-SSW の水平一軸被引張応力に近い応力である。TB は応力比が 0.5 程度であり、 $\sigma_1$  軸が N-S、 $\sigma_3$  軸が NE 方向に 40°程度プランジ(水平からの落角)した正断層型及び横ずれ断層型の中間的応力であった。

この地域の広域応力場は、地震の発震機構及び活断層から、おおむね WNW-ESE 方向の圧縮応力場とされている<sup>43,44,45,46,47</sup>。これに相当するのは花崗岩側の GA である。富島累層からは、広域応力を反映していると考えられる解は得られなかった。



出典) 京都大学 (2017) <sup>16</sup>

図 2.41 Hough 変換法で検出された応力場

Fig. 2.41 Figures show stress field detected by Hough transform method.

注) a : 都志川花崗岩、b : 富島累層

野島断層は本トレンチの北方約 1 km で野島断層及び浅野断層に分枝する。両方とも兵庫県南部地震の時に地表を変位させたが、浅野断層はトレンチの南西約 300 m で変位が消失するとされている<sup>22</sup>。横ずれ断層の終端付近には、水平圧縮及び水平伸長の応力が現れるが、これらは検出された応力 GB 及び TA と調和的である。また、富島累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。富島累層から検出された応力 TB は、 $\sigma_3$  軸が同層とほぼ直交することから、同層が傾動する前の過去の応力である可能性がある。

以上より、古応力場の解析結果からは、最近の広域応力場と解釈される GA、最近の断層活動に伴う断層端部の局所的な応力場と解釈される GB 及び TA、過去の応力場と解釈される TB が得られた。

### 2.6.3 まとめ

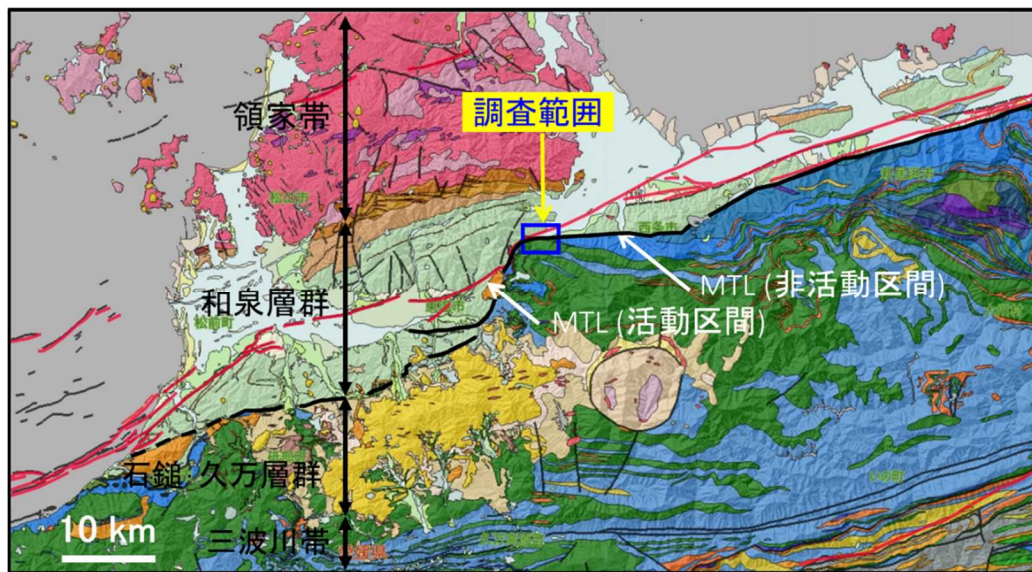
応力場の比較による断層の活動性評価では、現在と過去の応力場を比較して両応力場の傾向が同じであれば最近断層が活動した可能性があり、両応力場の傾向が異なれば最近の地質時代において断層が活動してない可能性があると考えられる。本研究では、1995 年の兵庫県南部地震で地表地震断層が確認された野島断層及びその分岐断層である浅野断層において応力場の測定を行った。ボーリング孔を利用したボアホールブレイクアウト解析（現在の応力場の解析）と断層の古応力解析（過去の応力場の解析）からは、いずれも現在の広域応力場と調和的な東西方向の水平圧縮場が特定され、最近の地質時代に活動した断層であると評価できた。このことから、応力場の比較による断層の活動性評価手法の有効性が確認された。

## 2.7 中央構造線における鉱物脈の微細構造及び化学分析に基づく断層の活動性評価に関する調査・研究

本研究は、現地調査、ボーリング調査、鉱物脈等を用いた断層の活動性評価の全てについて原子力規制庁が独自に実施したものである。中央構造線の現在活動していない区間及び現在活動している区間を対象として、断層破碎物質中の鉱物脈等の観察によって断層の活動性を評価した。

### 2.7.1 調査地域

図 2.42 に調査地周辺の地質図を示す。調査範囲は、愛媛県西条市湯谷口に位置する。中央構造線の現在活動していない区間（以下「中央構造線」という。）は、おおむね東西方向の走向をなし、北側の和泉層群と南側の三波川帯を境する。和泉層群は砂岩・泥岩互層を主体とし部分的に凝灰岩を挟在する。三波川変成岩は黒色片岩を主体とし部分的に緑色片岩や珪質片岩を挟在する。さらに和泉層群及び三波川帯の上位を石鎚層群及び久万層群が不整合に被覆する。中央構造線の現在活動している区間は、調査範囲において川上断層が、中央構造線の数 100m 北側を東北東－西南西方向の走向で分布する（図 2.43）。

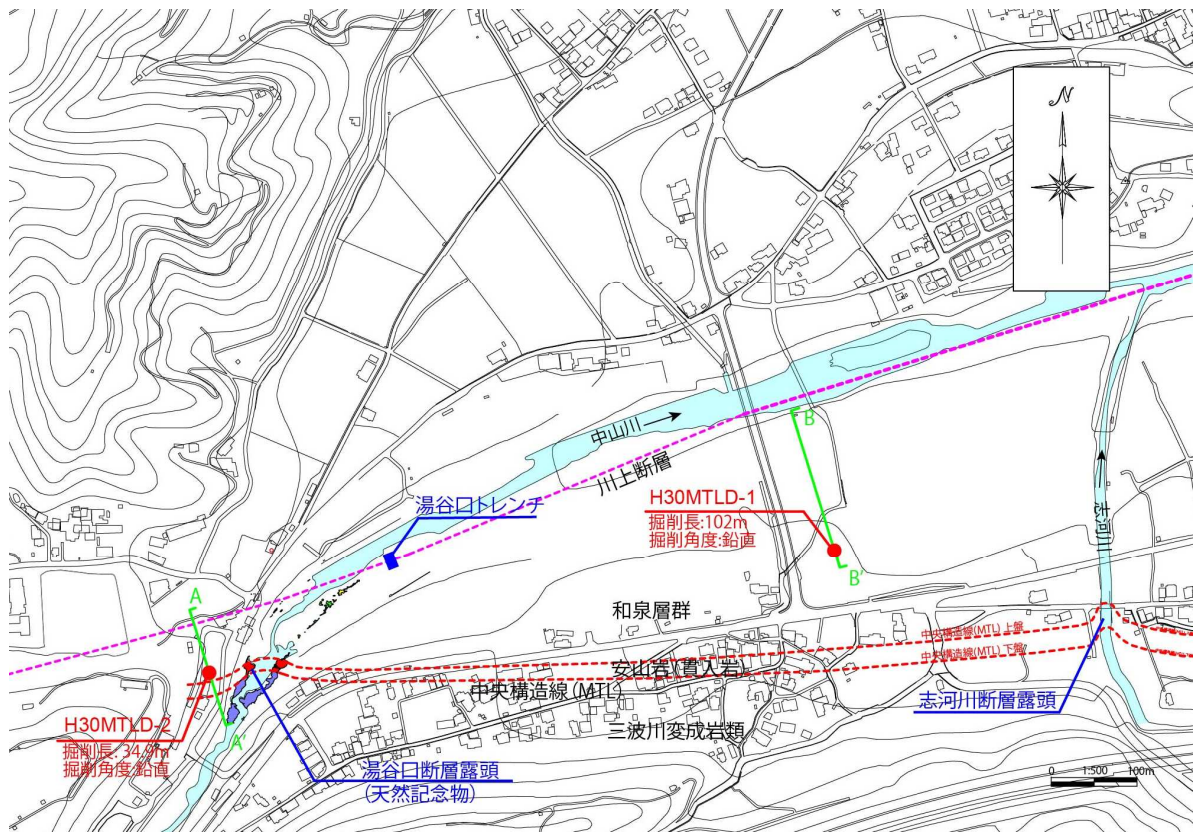


出典) 地質図 Navi に加筆<sup>48</sup>

図 2.42 調査範囲周辺の地質

Fig. 2.42 Geological map of the survey area.

現地調査では、断層露頭観察、中央構造線を横断するボーリング及び川上断層を横断するトレンチ調査を実施した。図 2.43 に調査位置図を示す。また、現地で採取した断層破碎物質を用いて微細構造観察及び化学分析を行った。



出典) 国土地理院“電子国土”<sup>21</sup> に加筆

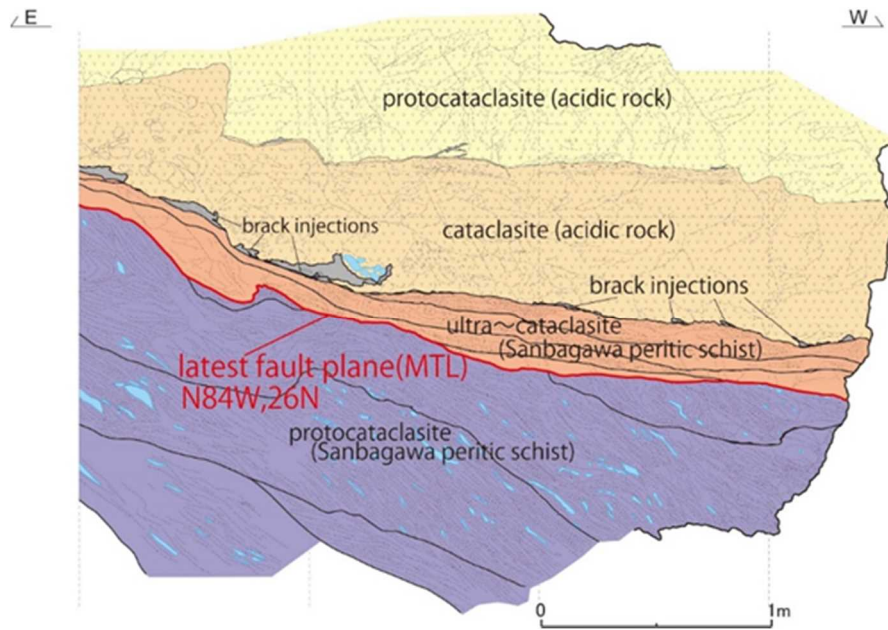
図 2.43 調査位置図

Fig. 2.43 Location of drilling sites and the trench site.

### 2.7.2 断層露頭調査

愛媛県の天然記念物に指定されている湯谷口断層露頭において、詳細観察及び試料採取を行った。図 2.44 に断層露頭の詳細スケッチを示す。主断層は安山岩と三波川帯の黑色片岩を境している。断層面に沿って幅約 30cm の黑色片岩起源のウルトラカタクレーサイト及び 50~70cm の安山岩起源のカタクレーサイトが認められる。主断層面の方向は N84°W、26°N を示す。主断層近傍には幅数 cm 以下のドロマイト、アンケライト、カオリナイト、石英等の鉱物脈が卓越する (図 2.45)。主断層面を横断する鉱物脈が確認された箇所について試料採取を行った。





出典) 宮脇・内田 (2017) <sup>49</sup>

図 2.44 断層露頭の詳細スケッチ

Fig. 2.44 Sketch of the fault outcrop.



図 2.45 破砕帯中に卓越する鉱物脈

Fig. 2.45 Photograph of mineral veins in the ultra cataclasite.

注) 矢印は主要な鉱物脈を示す。

### 2.7.3 ボーリング調査

中央構造線を横断する2本のボーリング掘削を行った。図 2.46 及び図 2.47 に各ボーリング掘削地点の地質断面図を示す。断層面及び地層面の傾斜角度はボアホール・テレビ画像解析結果に基づいて求めた。以下に各ボーリング掘削地点における地質状況を示す。

#### (1) H30MTLD-2 孔 (A 測線)

中央構造線の主断層は、和泉層群の砂岩泥岩互層と三波川変成岩類を境する。和泉層群は断層活動の影響により全体的に角礫化している。一方、三波川変成岩類は、主断層近傍の幅数 m の区間を除いておおむね堅硬である。主断層面は北方へ約 26°の傾斜をなし、断層の上盤側に和泉層群起源の幅約 3m のカタクレーサイトを挟在する。さらに、その上位には幅約 3.5m の安山岩を挟在する。三波川変成岩とカタクレーサイトとの境界部には幅 3cm の黑色緻密なウルトラカタクレーサイトが認められる。安山岩は全体的に変質して緑灰色を呈しており部分的に角礫化している。ボーリング掘削地点の北方約 60m の地点には、第四系の岡村層と白亜系の和泉層群を境する高角度の川上断層が位置する。

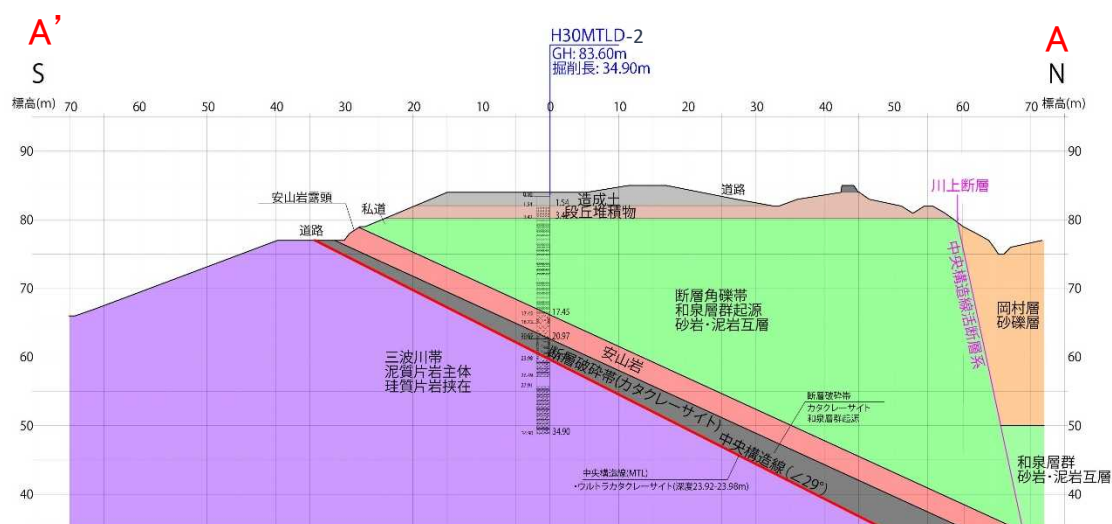


図 2.46 地質断面図 (測線 A)

Fig. 2.46 Geological profile of the drilling site (profile A).

#### (2) H30MTLD-1 孔 (B 側線)

中央構造線の主断層は、和泉層群の凝灰岩及び泥岩互層と三波川変成岩類を境する。和泉層群の上部層は砂岩泥岩互層を主体とし、下部層は緑灰色凝灰岩及び黒色泥岩を主体とする。主断層近傍の約 7m の区間は全体的にカタクレーサイト化により角礫化している。三波川変成岩類とカタクレーサイトとの境界部には、幅約 20cm の黒色緻密なウルトラカタクレーサイトが認められる。三波川変成岩類は砂質片岩を主体とし、部分的に緑色片岩を挟在する。主断層近傍の幅数 m の区間はカタクレーサイト化によりやや脆弱になっているが、それ以深ではおおむね堅硬である。主断層面は北方へ約 27°の傾斜をなす。



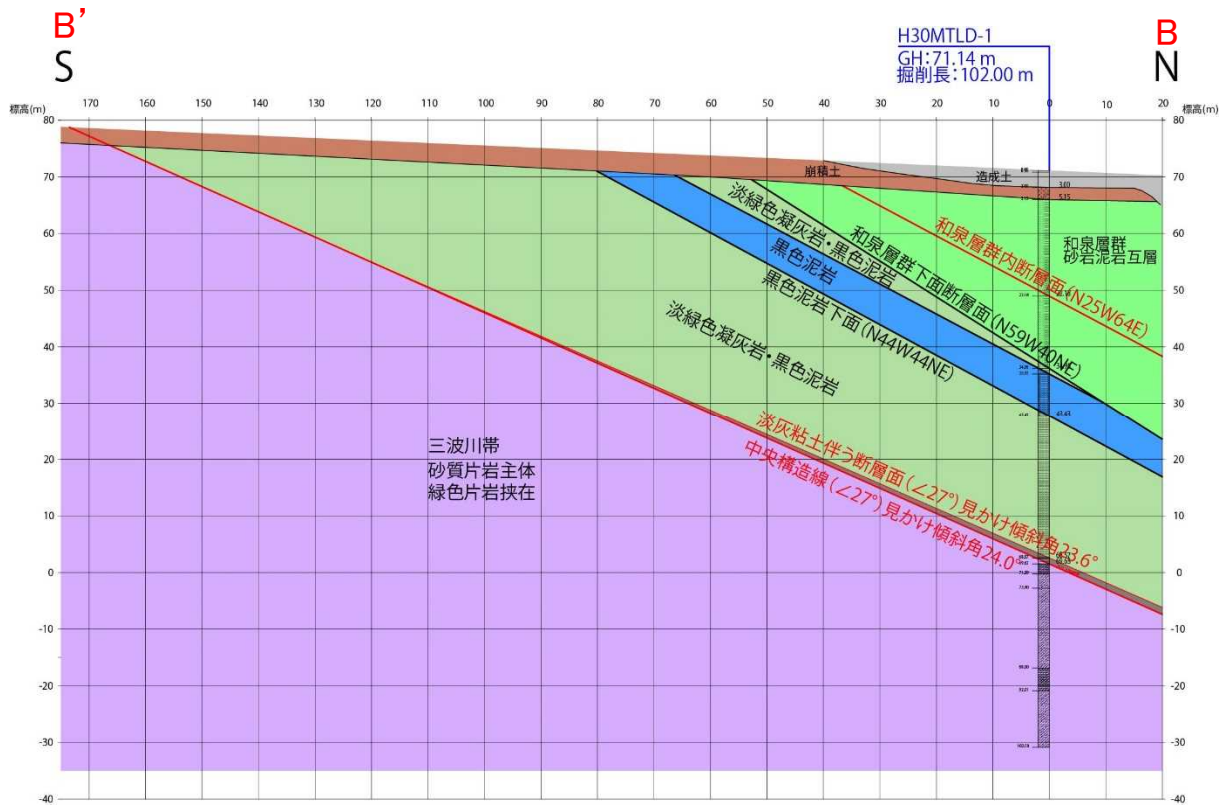


図 2.47 地質断面図 (測線 B)

Fig. 2.47 Geological profile of the drilling site (profile B).

### 2.7.4 トレンチ調査

中山川河床部において川上断層を横断するトレンチ（湯谷口トレンチ）を掘削し、地質観察及び試料採取を行った（図 2.43）。図 2.48 にトレンチ法面の西面の写真、図 2.49 にトレンチ法面の西面のスケッチを示す。川上断層の主断層面は、低位段丘相当の砂礫層と和泉層群の泥岩とを境する。主断層面の方向は、N75°E、78°Nをなし、断層面上におおむね水平な条線が認められる。主断層面の北側には幅約 30cm の段丘礫及び断層粘土の混合層が認められる。断層面の南側には幅約 2m の断層ガウジがあり、おおむね垂直な傾斜の面構造が卓越する。主断層面付近では、右横ずれで北落ちの成分を示す複合面構造が認められる。和泉層群の泥岩は亀裂が卓越し、部分的に角礫化している。



図 2.48 トレンチ法面の写真（西面）

Fig. 2.48 Photograph of the trench site.

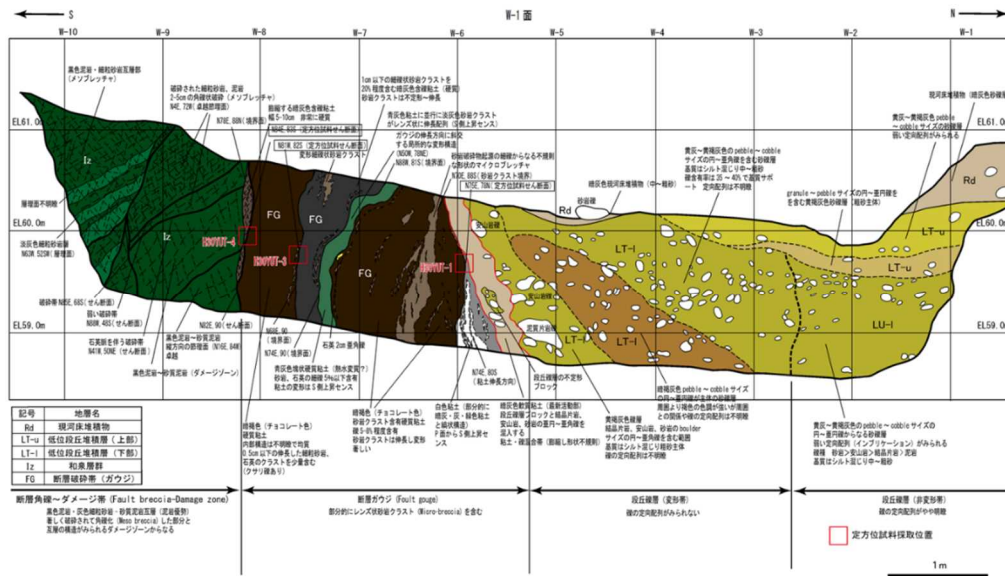


図 2.49 トレンチ法面のスケッチ（西面）

Fig. 2.49 Sketch of the trench site.

## 2.7.5 微細構造観察

湯谷口の断層露頭で採取した断層破碎物質の試料について微細構造観察を行った。断層破碎物質の岩石研磨片試料の写真を図 2.50 に、岩石薄片の写真を図 2.51 に示す。主断層面は黒色緻密なウルトラカタクレーサイトと三波川変成岩の黒色片岩とを境する。幅約 1mm の白色鉱物脈がこの断層面を横断する状況が認められる。顕微鏡観察では、鉱物脈中に炭酸塩鉱物及び隠微晶質の粘土鉱物が認められる (図 2.51)。

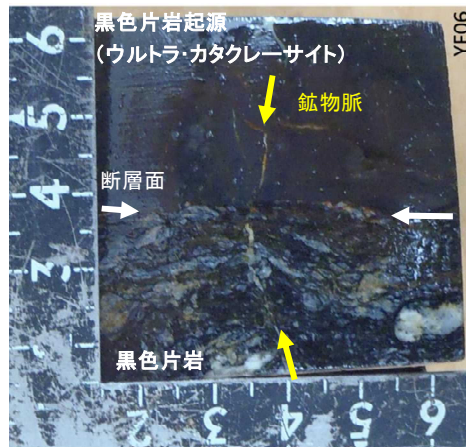


図 2.50 岩石研磨片の写真

Fig. 2.50 Photograph of the polished fault rock.

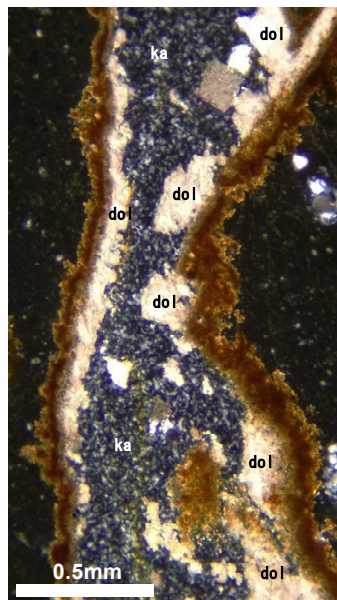


図 2.51 岩石薄片の写真 (クロスニコル)

dol; 炭酸塩鉱物、ka; 粘土鉱物

Fig. 2.51 Photograph of the thin section (crossed nicol).



## 2.7.6 鉍物脈の化学分析

鉍物脈の種類を特定するために主要元素の化学分析を行った。化学分析は、日本電子製電子プローブマイクロアナライザー (JXA-8230) を用いて行った。特性 X 線の検出は、エネルギー分散型 X 線分光器 (EDS) を用いた。電子線の加速電圧、照射電流及びビーム径はそれぞれ 25kV、3.6nA 及び 10 $\mu$ m である。測定した元素は、O、Na、Mg、Al、Si、K、Ca、Mg 及び Fe である。図 2.52 に鉍物脈の各元素の分布図を示す。また、表 2.5 及び表 2.6 に測点 No.1 及び測点 No.2 における分析結果をそれぞれ示す。測点 No.1 では Mg 及び Fe に富むドロマイト、測点 No.2 では、Al 及び Si に富むカオリナイトが特定された。

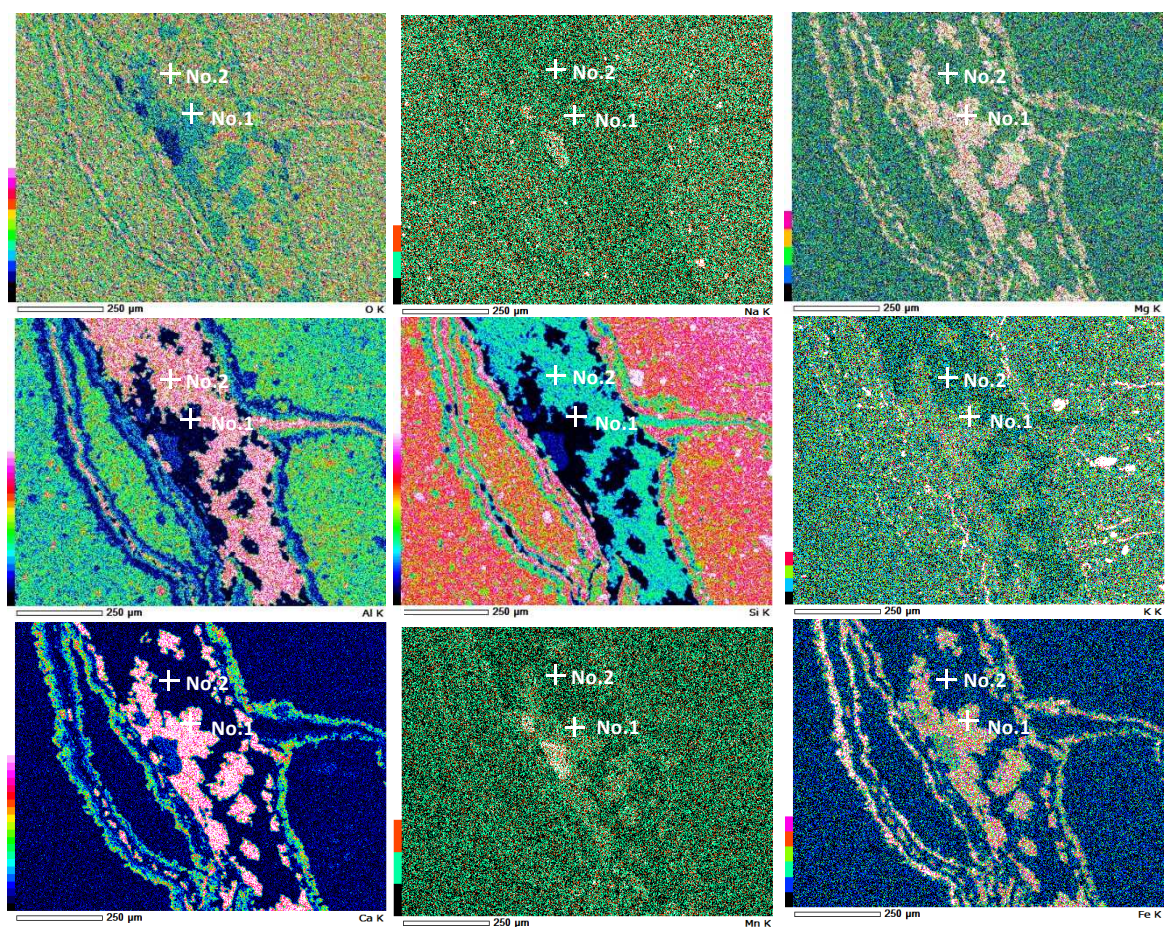


図 2.52 エネルギー分散型 X 線分光器 (EDS) による元素マッピング  
Fig. 2.52 Energy Dispersive Spectroscopy (EDS) elemental mapping images.

表 2.5 測点 No.1 における分析結果

Table 2.5 Result of EDS analysis (No.1).

元素	(keV)	質量%	$\sigma$	モル%	化合物	質量%	カチオン数	K
O		29.69						
Na K	1.041	0.44	0.08	0.52	Na <sub>2</sub> O	0.59	0.25	0.2227
Mg K	1.253	12.33	0.19	27.70	MgO	20.45	6.56	6.3059
Al K	1.486	0.46	0.08	0.47	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.88	0.22	0.2669
Si K	1.739	0.19	0.09	0.37	SiO <sub>2</sub>	0.40	0.09	0.1489
K K	3.312	0.05	0.03	0.04	K <sub>2</sub> O	0.06	0.02	0.0865
Ca K	3.690	39.89	0.19	54.32	CaO	55.81	12.87	67.8097
Mn K	5.894	1.48	0.06	1.47	MnO	1.91	0.35	2.0758
Fe K	6.398	15.46	0.16	15.12	FeO	19.89	3.58	23.0836
合計		100.00		100.00		100.00	23.93	

注) ZAF法 簡易定量分析(酸化物)  
 フィッティング係数 : 0.0759  
 全酸素数 : 24.0

表 2.6 測点 No.2 における分析結果

Table 2.6 Result of EDS analysis (No.2).

元素	(keV)	質量%	$\sigma$	モル%	化合物	質量%	カチオン数	K
O		50.46						
Na K	1.041	0.04	0.03	0.07	Na <sub>2</sub> O	0.06	0.01	0.0805
Mg K	1.253	0.11	0.03	0.33	MgO	0.18	0.03	0.1926
Al K	1.486	22.84	0.17	30.89	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	43.15	6.44	50.2638
Si K	1.739	26.33	0.23	68.42	SiO <sub>2</sub>	56.32	7.13	48.6712
K K	3.312	0.01	0.01	0.01	K <sub>2</sub> O	0.01	0.00	0.0212
Ca K	3.690	0.00	0.02	0.01	CaO	0.01	0.00	0.0132
Mn K								
Fe K	6.398	0.21	0.02	0.28	FeO	0.28	0.03	0.7575
合計		100.00		100.00		100.00	13.65	

ZAF法 簡易定量分析(酸化物)  
 フィッティング係数 : 0.0484  
 全酸素数 : 24.0

### 2.7.7 中央構造線の活動性評価

中央構造線の主断層が鉍物脈によって切断されていることを確認した。このため、鉍物脈形成以降に断層は活動していないと考えられる。化学分析によりこれらの鉍物脈は主にドロマイトとカオリナイトからなることを特定した。カオリナイト等の粘土鉍物は、100°C以上の環境で生成するとされている<sup>50</sup>。この地域の地温勾配を3°C/100m、地表部の地温を15°Cと仮定すると、鉍物脈が形成された深度は、少なくとも2,800m以深であると推定される。この地域の隆起量(0.6m/千年以下)を考慮すると<sup>51</sup>、これらの鉍物脈は、少なくとも460万年前より以前に形成されたものであると推定される。調査地域の中央構造線は周囲の地形面等の状況から活断層としての動きはないとされており<sup>13</sup>、鉍物脈を用いた断層の活動性評価手法の有効性が改めて確認された。

### 2.7.8 まとめ

愛媛県西条市湯谷口において中央構造線の断層露頭観察及びボーリング調査を行った。また、川上断層においてトレンチ調査を行った。これらの調査により採取した断層破碎物質を用いて微細構造観察及び鉍物脈の化学分析を行った。

鉍物脈の分析結果から、中央構造線は少なくとも後期更新世以降は活動していないことが分かった。一方、活断層の川上断層は軟質な断層ガウジを伴い、断層面近傍において断層面に平行な面構造が卓越し、右横ずれで北落ちの運動センスを示す複合面構造が認められた。最新の断層面は平滑で連続性が高いことが確認された。



### 3. 結論

#### 3.1 成果の要点

本プロジェクトでは、断層を含む地質構造全体について、総合的な評価手法を構築するための知見を得る観点から、物理探査手法を用いた深部構造探査、断層浅部から断層中部に着目した断層構造調査、海陸境界域における空中重力偏差法探査に関する技術的知見を収集し、地質構造を評価手法に反映するための研究を実施した。また、断層破碎物質を用いた断層の活動性評価手法を構築するための知見を得る観点から、定量的年代測定手法としてルミネッセンス年代測定、高速摩擦実験による年代リセット条件等、定性的年代測定手法として主に鉱物脈の分析に関する技術的知見を収集し、断層の活動性評価手法に反映するための研究を実施した。各研究実施項目において、以下の成果を得た。

(1) 地球物理学的調査、深部ボーリング調査等に基づく地質構造の把握（平成 25 年度～平成 26 年度）

##### ① 下北半島横断深部構造探査及び深部ボーリング調査による統合解析

断層中部から深部にかけての地質構造を把握するため、堆積岩地域に卓越する逆断層型の断層を有する地域として、青森県下北半島東通周辺における断層群及び大陸棚外縁断層等を対象に、青森県陸奥湾内から下北半島を東西に横断し東通沖の太平洋上に至る約 58km の長大測線を設け、反射法及び屈折法地震探査を実施した。その結果、東通海岸付近直下におけるトラフ、下北半島陸域の中軸部における隆起域といった深部地下構造を推定することができた。また、大陸棚外縁部の海底近傍における西傾斜の反射波列、大陸棚外縁断層近傍における高速度領域の隆起形態、東通沖大陸棚部直下における小規模の堆積盆等の、地下 3km 程度までの中部の精緻な速度構造を把握でき、断層中部から深部にかけての地質構造の把握に対して本手法が有効であることを確認できた。

##### ② 若狭地域における物理探査手法を用いた断層構造調査

断層浅部から断層中部にかけての地質構造を把握するため、若狭地域における横ずれ断層を対象として地質調査及び物理探査を実施した。その結果、地表での断層推定位置付近から深部にかけて CSAMT 法電磁探査による低比抵抗帯が認められ、また群列ボーリングにおいて断層が認められた。断層地表から深部まで連続する低比抵抗帯の下限は、群列ボーリングによって求めた断層の傾斜角と良く一致したことから、CSAMT 法電磁探査が硬質岩盤中の横ずれ断層の検出に対して適用性が高いことを確認した。

##### ③ 茨城北部地域における物理探査手法を用いた断層構造調査

海域と陸域とでは物理探査データの取得方法が異なることから、海陸境界域では断層の抽出が困難である。そこで、近年開発された空中重力偏差法探査により、海域から陸域に断層が延伸していると推定される地域の一つである茨城県北部沿岸域を調査地域として選定し、断層を抽出するための本手法の有効性を検討した。その結果、調査地域

中央北部から東南東、及び調査地域中央部においてそれぞれ北西－南東方向に伸びる断層を示唆する地質構造が検出でき、これまで陸域と海域で別々に想定されていた断層について、連続性を有する可能性が明瞭に示され、海陸境界の断層構造調査に本手法が有効であることを確認できた。

(2) 断層破碎物質を用いた断層の定量的な活動性評価手法の整備（平成 27 年度～平成 30 年度）

① 野島断層における断層破碎物質を用いた直接的年代測定手法に関する調査・研究

1995 年の兵庫県南部地震で活動した野島断層を対象として、ボーリング調査及びトレンチ調査により異なる深度の断層破碎物質を採取し、それらの断層の年代測定を実施することにより、ルミネッセンス年代測定法、ESR 年代測定法及び K-Ar 年代測定法による直接的年代測定法の有効性について検証した。その結果、深度増加に伴う摩擦発熱の増大が年代リセットに寄与していることが確認できた。また、ルミネッセンス年代測定法（OSL 及び TL）は、他の年代測定手法に比べて有意に熱の感度が高く、数十万年より若い年代値（最深部である 897～898m の試料において、OSL で 1.19 万年前、TL で 0.106～5.4 万年前）が得られており、後期更新世以降の断層活動の年代測定に有効であることがわかった。中でも TL の年代測定については最深部の試料の一部において誤差範囲内で年代値の完全リセットが確認され、直接的年代測定により断層の活動性を評価する際には最も有効な年代測定手法であることが示された。一方、ESR 年代測定法については最も若い年代値でも 8.8 万年であり、後期更新世以降の断層活動性を評価する際には不完全リセットを前提とした安全側の判断を行う必要がある。K-Ar 年代測定法については、数千万年前よりも古い年代値であることから、現状では中期更新世以降の活動性を判断するのは困難であるといえる。直接的年代測定を実施する際には、上記のことに留意する必要がある。

② 高速摩擦実験による年代リセット条件の検証

ルミネッセンス年代測定法が断層の直接的年代測定法として有効かどうかを検証するため、断層運動の環境を模擬した低速～高速の摩擦実験を実施し、年代リセット時の物理条件等を明らかにした。この物理条件等から年代リセットの深度を検討した結果、効率的に摩擦発熱が生じた場合、通常の内陸地殻内地震（上記地震に相当するマグニチュード 7 クラス）において OSL 信号は、深度 141m で完全消失、35～141m で部分消失すると推定できた。上記 (1) ①の結果から、野島断層を対象にした OSL による年代測定値が、最も若い年代値でも最深部の試料（897～898m）における 1.19 万年前であったことを考え合わせると、実際の断層活動ではすべり速度、間隙水、構成粒子、せん断面の形状、分布等、様々な不均一性があり、そのために年代リセットの深度が上記推定値よりも深くなっていると考えられる。

(3) 断層破碎物質を用いた断層の定性的な活動性評価手法の整備（平成 28 年度～令和元年度）

① 応力場の比較による断層の活動性評価に関する調査・研究

断層近傍の現在及び過去の応力場を比較して断層の活動性を把握することを目的として 1995 年の兵庫県南部地震で地表地震断層が確認された野島断層とその分岐断層である浅野断層において応力場の測定を行った。ボーリング孔を利用したボアホールブレイクアウト解析及び断層の古応力解析からは、いずれも現在の広域応力場と同様の傾向、すなわち東西方向の水平圧縮場が特定され、これらの手法の有効性が確認できた。

② 中央構造線における鉍物脈の微細構造及び化学分析に基づく断層の活動性評価に関する調査・研究

愛媛県西条市湯谷口において中央構造線の断層露頭観察及びボーリング調査を行った。これらの調査により中央構造線の非活動区間において採取した断層破碎物質を用いて通常実施されている微細構造観察及び鉍物脈の化学分析を行った。その結果、鉍物脈が断層を横断していること、さらにその鉍物脈が地温 100℃以上の環境で生成されたことが分かった。これらのことから、中央構造線の非活動区間は少なくとも後期更新世以降は活動していないことが示され、周囲の地形面等の状況から活断層としての動きはないとされていることを踏まえると、本手法が有効であることが改めて確認できた。

地球物理学的調査、深部ボーリング調査等を組み合わせて、断層浅部から断層深部にわたる断層を含む地質構造全体を把握することができた。また、野島断層を対象として直接的年代測定法の有効性について検証し、特にルミネッセンス年代測定法（OSL 及び TL）が後期更新世以降の断層活動の年代測定に有効であることが分かり、断層運動の環境を模擬した摩擦実験によってもこの有効性が裏付けられた。さらに、断層近傍の現在と過去の応力場を比較して断層の活動性を把握する方法及び鉍物脈を用いて断層の活動性を評価する方法の有効性を確認できた。これらのことから、地質構造全体の把握から応力場解析等に基づくテクトニクス把握、断層の活動性の評価といった、巨視的視点から微視的視点に至る総合的な断層の活動性の評価手法に関する知見を拡充できた。

### 3.2 目的の達成状況及び成果の活用等

(1) 地球物理学的調査、深部ボーリング調査等に基づく地質構造の把握

上記のとおり平成 25 年度から平成 26 年度までの実施期間の目的を全て達成した。研究成果の活用としては、以下の原子力規制委員会の新規制基準適合性に係る審査会合において下北半島横断深部構造探査及び深部ボーリング調査による統合解析（原子力規制

庁，2015，2016）が引用され、周辺の深部地質構造を検討するための根拠として活用された。

- ・原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合（第 597 回会合）、平成 30 年 7 月開催
- ・原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合（第 643 回会合）、平成 30 年 10 月開催

このほか、以下の原子力規制委員会の新規制基準適合性に係る審査会合においても上記の研究結果が引用されている。

- ・核燃料施設等の新規制基準適合性に係る審査会合（第 184 回会合）、平成 29 年 2 月開催
- ・核燃料施設等の新規制基準適合性に係る審査会合（第 199 回会合）、平成 29 年 4 月開催

## (2) 断層破碎物質を用いた断層の定量的な活動性評価手法の整備

上記のとおり平成 27 年度から令和元年度までの実施期間の目的を全て達成した。成果については NRA 技術報告にまとめる予定であり、審査のための技術的な判断材料になることが期待される。

## (3) 断層破碎物質を用いた断層の定性的な活動性評価手法の整備

上記のとおり平成 28 年度から令和元年度までの実施期間の目的を全て達成した。成果については鉍物脈を用いた断層の活動性評価に関する知見として論文等として公表する予定であり、審査のための技術的な判断材料になることが期待される。

## 参考文献一覧

- 1 株式会社地球科学総合研究所、“平成 25 年度原子力施設等防災対策等委託費（原子力施設における断層等の活動性判定に係る評価手法の調査研究）事業 報告書”、2015.
- 2 株式会社地球科学総合研究所、“平成 26 年度原子力施設等防災対策等委託費（原子力施設における地質構造等に係る調査・研究（下北地域における深部ボーリング調査等））事業 報告書”、2016.
- 3 佐藤秀幸、“海陸統合反射法及び屈折法地震探査による下北半島中深部の地震波速度構造”、物理探査学会第 136 回（平成 29 年度春季）学術講演会講演予稿集、P-8、2017.
- 4 佐藤秀幸、“深部坑井データを用いた下北半島横断広域反射法データの再解析”、物理探査学会第 137 回（平成 29 年度秋季）学術講演会講演予稿集、P-3、2017.
- 5 国立大学法人東北大学、“平成 26 年度原子力施設等防災対策等委託費（原子力施設における地質構造等に係る調査・研究（丹後地域における物理探査手法を用いた断層構造調査等））事業 報告書”、2016.
- 6 岡田真介、坂下晋、今泉俊文、岡田篤正、中村教博、福地龍朗、松多信尚、楮原京子、戸田茂、山口覚、松原由和、山本正人、外横ずれ断層における各種物理探査の適用可能性の検討（その 1；浅層反射法地震探査・屈折法地震探査・CSAMT 探査・重力探査）－郷村断層帯および山田断層帯における事例－
- 7 株式会社フグロジャパン、“平成 26 年度原子力施設等防災対策等委託費（原子力施設における地質構造等に係る調査・研究（海陸境界域における空中重力偏差法を用いた断層調査））事業 報告書”、2016.
- 8 佐藤秀幸、山下伊智朗、Annison, C.、二ノ宮淳、千葉昭彦、代田敦、相部翔、“空中重力偏差法探査を用いた茨城県北部地域における断層構造調査”、JPGU-AGU Joint Meeting 2017 講演予稿集、STT58-P01、2017.
- 9 須貝貫二、松井寛、佐藤茂、喜多川庸二、佐々木実、宮下美智夫、河内英幸、“常磐炭田地質図ならびに説明書”、日本炭田図I、地質調査所、143p.、2016.
- 10 日本原電株式会社、“東海第二発電所 敷地周辺及び近傍の地質・地質構造について”、第 194 回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合、資料 3-1、98p.、2015.
- 11 久保和也、柳沢幸夫、山元孝広、中江訓、高橋浩、利光誠一、坂野靖行、宮地良典、高橋雅紀、大野哲二、駒澤正夫、20 万分の 1 地質図幅「白河」、産業技術総合研究所地質調査総合センター、2007.
- 12 吉岡敏和、滝沢文教、高橋雅紀、宮崎一博、坂野靖行、柳沢幸夫、高橋浩、久保和也、関陽児、駒澤正夫、広島俊男、20 万分の 1 地質図「水戸」（第 2 版）、産業技術総合研究所地質調査総合センター、2001.
- 13 活断層研究会編、“新編日本の活断層：分布と資料”、東京大学出版会、473p.、1991.
- 14 脇田浩二、井川敏恵、宝田晋治（編）、“20 万分の 1 日本シームレス地質図 DVD 版”、数値地質図 G-16、産業技術総合研究所地質調査総合センター、2009.

- 15 Lin, A., "Repeated Seismic Slipping Events Recorded in a Fault Gouge Zone: Evidence From the Nojima Fault Drill Holes, SW Japan", *Geophysical Research Letters*, 46, 1276-1283, 2019.
- 16 国立大学法人京都大学、“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 報告書”、2017.
- 17 国立大学法人京都大学、“平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費（ボーリングコアを用いた断層破碎物質の分析）事業 報告書”、2018.
- 18 国立大学法人京都大学、“平成 29 年度原子力施設等防災対策等委託費（追加ボーリングコアを用いた断層破碎物質の分析）事業 報告書”、2018.
- 19 国立大学法人京都大学、“平成 30 年度原子力施設等防災対策等委託費（断層破碎物質を用いた断層活動性評価手法に係る総合検討）事業 報告書”、2019.
- 20 Nishiwaki, T., Lin, A. and Lin, W, "Recovery of stress during the interseismic period around the seismogenic fault of the 1995 Mw 6.9 Kobe earthquake, Japan", *Geophysical Research Letters*, 45, 12814-12820, 2018.
- 21 国土地理院、“電子国土 Web”、2016. <http://maps.gsi.go.jp> (2020 年 1 月 14 日確認)
- 22 栗田泰夫、水野清秀、“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, 1:10,000”、構造図、地質調査所、12、74p.、1998.
- 23 Lin, A., "Seismic slip recorded by fluidized ultracataclastic veins formed in a coseismic shear zone during 2008 MW 7.9 Wenchuan earthquake", *Geology*, 39, 547-550, 2011.
- 24 Fukuchi, T., "Assessment of fault activity by ESR dating of fault gouge; an example of the 500 m core samples drilled into the Nojima earthquake fault in Japan", *Quaternary Science reviews*, 20, 1005-1008, 2001.
- 25 Miyawaki, M. and Uchida, J., "Towards understanding the direct dating of coseismic fault slip events", AGU Fall Meeting abstract, 2018.
- 26 田上高広、渡辺裕美子、板谷徹丸、“地震断層の年代学--最近の新展開と今後の展望--”、海洋出版、32 編、3-9、2010.
- 27 奥村輔、下岡順直、“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、2011.
- 28 平賀章三、吉本晃子、嶋本利彦、“摩擦滑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（自然）、53、17-29、2004.
- 29 Kim, J.H., Choi, J.H., Chauhan, N., Lee, S., Hirose, T. and Ree, J.H., "Restting of Quartz OSL (optically stimulated luminescence) Singnals by Frictional Heating in Experimentally Sheared Gouges at Seismic Slip Rates”, AGU Fall Meeting abstract, 2014.
- 30 嶋本利彦、堤昭人、“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、第 39 号、65-78、1994.



- 31 Ide, S. and Takeo, M., “Determination of constitutive relations of fault slip based on seismic wave analysis”, *Journal of Geophysical research*, 102, 27379-2739, 1997.
- 32 中田高、岡田篤正（編）、“野島断層－写真と解説 兵庫県南部地震の地震断層”、東京大学出版、208p.、1999.
- 33 Watanuki, T., Murray, A. S., and Tsukamoto, S., “Quartz and polymineral luminescence dating of Japanese loess over the last 0.6 Ma: comparison with an independent chronology”, *Earth and Planetary Science Letters*, 240, 774-789, 2005.
- 34 鷹澤好博、高橋知佳史、三浦知督、清水聡、“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砕帯の年代測定”、*地質学雑誌*、119、714-726、2013.
- 35 Di Toro, G., Han, R., Hirose, T., De Paola, N., Nielsen, S., Mizoguchi, K., Ferri, F., Cocco, M. and Shimamoto, T., “Fault lubrication during earthquakes”, *Nature*, 471, 494-498, 2011.
- 36 Zoback, M.D., “*Retrieved geomechanics*”, Cambridge University Press, 449p., 2007.
- 37 Chang, C., Mc Neill, L.C., Moor, J.C., Lin, W., Conin, M. and Yamada, Y., “In situ stress state in the Nankai accretionary wedge estimated from borehole wall failures”, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11, doi.org/10.1029/2010GC003261, 2010.
- 38 Haimson, B., Lin, W., Oku, H., Hung, J-H. and Song, S-R, “Integrating borehole breakout dimensions, strength criteria, and leak-off test results, to constrain the state of stress across the Chelungpu Fault, Taiwan”, *Tectonophysics*, 482, 65-72, 2010.
- 39 Tsukahara, H., Ikeda, R. and Yamamoto, K., “In situ stress measurements in a borehole close to the Nojima Fault”, *The Island Arc*, 10, 216-265, 2001.
- 40 水野清秀、服部仁、寒川旭、高橋浩、“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、1990.
- 41 Yamaji, A., Otsubo, M. and Sato, K., “Paleostress analysis using the Hough transform for separating stresses from heterogeneous fault-slip data”, *Journal of Structural Geology*, 28, 980-990, 2006.
- 42 Sato, K., “Incorporation of incomplete fault-slip data into stress tensor inversion”, *Tectonophysics*, 421, 319-330, 2006.
- 43 藤田和夫、“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、1968.
- 44 Kubo, A., Fukuyama, E., Kawai, H. and Nonomura, K., “NIED seismic moment tensor catalogue for regional earthquakes around Japan: quality test and application”, *Tectonophysics*, 356, 23-48, 2002.
- 45 Townend, J. and Zoback, M.D., “Stress, strain, and mountain building in central Japan”, *Journal of Geophysical Research*, 111, B03411, 2006.

- 46 Terakawa, T. and Matsu'ura M., "The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events", *Tectonics*, 29, doi.org/10.1029/2009TC002626, 2010.
- 47 Tsutsumi, H., Sato, K. and Yamaji, A., "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, 2012.
- 48 産業技術総合研究所地質調査総合センター、“地質図 Navi”、  
<https://gbank.gsj.jp/geonavi/geonavi.php#6,38.247,137.000> (2020年2月19日確認)
- 49 宮脇昌弘、内田淳一、“断層破碎物質を用いた断層の活動性評価手法の整備”、JPGU-AGU Joint Meeting 2017 講演予稿集、SGL35-P03、2017.
- 50 水田敏夫、石山大三、“母岩の変質と鉱床の生成”、*資源地質*、59、165-180、2009.
- 51 藤原治、柳田誠、三箇智二、守屋俊文、“地層処分から見た日本列島の隆起・浸食に関する研究”、*原子力バックエンド研究*、11、113-124、2005.

## 執筆者一覧

原子力規制庁 長官官房 技術基盤グループ 地震・津波研究部門  
宮脇 昌弘 技術研究調査官  
内田 淳一 主任技術研究調査官  
林 茉莉花 技術研究調査官

原子力規制庁 原子力規制部 審査グループ 地震・津波審査部門  
佐藤 秀幸 主任安全審査官