

博士論文

四国北西部における中央構造線の地質構造と断層発達史

(Fault geometry and the geotectonic evolution of the
Median tectonic line in Shikoku, southwest Japan)

2022年9月

宮脇 昌弘

Masahiro Miyawaki

山口大学大学院創成科学研究科

要 旨

中央構造線 (MTL; Median Tectonic Line) は、西南日本を東西に横断する延長約 1000 km の断層である。愛媛県西条市付近には、MTL は三波川変成帯と和泉層群を境する構造線としての低角度な断層帯 (MTLTB; MTL inactive terrane boundary) と、この断層の北側に並走する活断層としての高角度な断層帯 (MTLAFZ; MTL active fault zone) がある。地表での MTLAFZ の傾斜角度を明らかにするために、川上断層を横断する延長約 10 m、深さ約 2 m のトレンチ調査を行った。また、地表部で約 10 m の間隔で並走する両断層の地下での接合関係と断層面の傾斜角度を明らかにするために、断層を横断する 80-330 m の 6 本のボーリング掘削を実施した。更に、より広範囲の断層構造や地盤の物性を把握するために延長 1200 m の反射法地震探査と延長 500 m の高密度電気探査を実施した。採取した断層試料を用いて断層岩の化学分析、変形構造記載、カルサイトの双晶密度の測定、断層の変形フェーズの解析を行い、低角度横ずれ断層のメカニズムや断層活動史を明らかにした。

トレンチ調査、ボーリング調査、高密度電気探査により、地表部で北方へ約 70° の角度で傾斜する川上断層が、地下で北方へ 30° の角度で傾斜する MTLTB に収れんすることが示唆され、地下の MTLTB は活断層であることが分かった。MTLTB の上盤に分布する小断層の卓越した和泉層群の比抵抗値は、主破碎帯の割れ目の少ない安山岩ブロックと推定される高比抵抗部を除き、断層下盤に分布する堅硬な三波川変成岩類の比抵抗値よりも低い値を示した。また、断層に沿って深部流体が上昇していると推定される低比抵抗帯が確認された。反射法地震探査では、MTLTB に相当する北方へ約 30° の角度で傾斜する明瞭な反射面が確認され、より深部まで断層が延長することが分かった。主破碎帯を構成する蛇紋岩中の鉱物の EPMA 分析結果によると、マントル起源のマグネシオクロマイトを含むことが分かった。既往の深部地震探査の結果は、MTL の深部延長が下部地殻まで達している

ことを示しているが、これにより、MTLTB の延長がマントルまで達し、蛇紋岩が断層変位とダイアピルによって表層部まで上昇してきたことが示唆された。

MTLTB は断層面の傾斜角度が低角度であり、本来は横ずれ断層として動きにくいと考えられる。MTLTB の断層ガウジや主破碎帯に大量の層状珪酸塩鉱物が存在することや断層沿いの深部流体の存在は、断層のせん断強度を低下させる要因となり、低角度の断層でも横ずれ運動が可能になったと考えられる。カルサイトの双晶密度から求めた MTLTB を横断する歪み分布は断層から直線的で緩やかに低下する傾向を示し、断層のせん断強度が低下していることを示唆する。

変形フェーズの解析では、MTLTB と MTLAFZ の幾何学的な特徴やそれぞれの断層と地層との接合関係、断層の変位センス等の構造地質学的特徴、古応力場の解析等に基づいて変形フェーズを古いほうから D1~D4 の 4 つに定義した。D1 フェーズは NNE-SSW 圧縮の応力場の変形であり始新世中期 (47 -46 Ma) 頃に断層の上盤が西方へ変位した左横ずれセンスの運動、D2 フェーズは E-W 伸張の応力場の変形であり中新世中期 (15 -14 Ma) 頃に断層の上盤が北方へ変位した正断層センスの運動、D3 フェーズは NNW-SSE 圧縮の応力場の変形であり中新世中期から鮮新世後期 (14-3 Ma) 頃に断層上盤が南方へ変位した逆断層運動、D4 フェーズは WNW-ESE 圧縮の応力場の変形であり鮮新世後期から更新世前期 (3-1 Ma) 以降に断層上盤が東方へ変位した右横ずれ運動である。

西南日本を横断する中央構造線沿いには多くの都市が分布しており、MTL の傾斜角度等の幾何学的な情報は、地震災害分布や地震の規模等を予測する上で重要パラメータになると考えられる。また、MTLAFZ は地下数 km 以内の浅い深度で MTLTB に収れんすると考えられ、従来、非活動的な地質断層として考えられていた MTLTB が、将来、活断層として変位する可能性があることを示唆している。

目 次

1. 序論.....	1
1.1 背景.....	1
1.2 既往研究のレビュー.....	3
1.2.1 地質断層としての MTL (MTLTB) の既往研究.....	3
1.2.2 活断層としての MTL (MTLAFZ) の既往研究.....	5
1.2.3 中央構造線の深部構造に関する既往研究.....	6
1.3 本研究の目的及び調査方法.....	8
2. 地質.....	10
2.1 地質概要.....	10
2.2 各層の特徴.....	11
3. 調査・解析方法.....	13
3.1 実施内容.....	13
3.2 反射法地震探査.....	14
3.3 高密度電気探査.....	18
3.4 断層露頭調査.....	21
3.5 トレンチ調査.....	21
3.6 ボーリング調査.....	22
3.7 断層岩の鉱物の化学分析及び断層岩の X 線回析分析.....	23
3.8 カルサイト双晶密度の測定.....	24
3.9 古応力場の解析.....	25
4. 結 果.....	29
4.1 反射法地震探査.....	29
4.2 高密度電気探査結果.....	32
4.3 断層露頭調査結果.....	36
4.4 トレンチ調査結果.....	39
4.5 ボーリング調査結果.....	43
4.6 断層岩の鉱物の化学分析及び断層岩の X 線回析分析の結果.....	56
4.7 カルサイト双晶密度の測定結果.....	64
4.8 古応力場の解析結果.....	68
5. 考察.....	74
5.1 中央構造線の接合関係及び傾斜角度.....	74
5.2 横ずれ断層のメカニズム.....	78
5.3 中央構造線の変形フェーズと断層発達史.....	80

6. 結論.....	86
引用文献一覧	89

目 次

図 1.1-1	調査位置図	2
図 1.2-1	西南日本における模式的な南北地質断面図	7
図 1.2-2	紀伊半島における中央構造線の反射法地震探査断面	7
図 2.1-1	調査地域周辺の地質図	10
図 3.1-1	調査位置図	13
図 3.2-1	反射法地震探査測線位置図	14
図 3.3-1	高密度電気探査位置図	19
図 3.3-2	電気探査の解析の流れ	20
図 3.5-1	トレンチの平板測量図 (Miyawaki and Sakaguchi, 2021)	21
図 3.9-1	ボーリングコアの定方位化と条線の計測方法	27
図 3.9-2	破碎粒子の引き摺り構造を用いた運動センスの認定方法 (Fossen, 2016)	28
図 3.9-3	運動センスの認定を行った断層条線の例	28
図 4.1-1	マイグレーション処理後時間断面図	30
図 4.1-2	深度変換図	30
図 4.1-3	反射断面の解釈図	31
図 4.2-1	比抵抗解析断面図	32
図 4.2-2	比抵抗解析断面の解釈図	34
図 4.2-3	道前溪温泉の温泉分析書	35
図 4.3-1	中山川左岸 (Loc. 1) における MTLTB の露頭写真及び露頭スケッチ ...	37
図 4.3-2	中山川左岸 (Loc. 1) における断層露頭の部分拡大写真	38
図 4.4-1	川上断層周辺の状況写真	40
図 4.4-2	川上断層のトレンチ法面のスケッチ	41
図 4.4-3	川上断層のトレンチ法面写真	42
図 4.5-1	ボーリング柱状図 (A-A' 測線)	48
図 4.5-2	各種破碎帯のコア写真	49
図 4.5-3	地質断面図 (A-A' 測線) (Miyawaki and Sakaguchi, 2021)	50
図 4.5-4	ボーリング柱状図 (H30MTLD-1 孔)	51
図 4.5-5	主せん断ゾーン (PSZ) 中の最新活動面付近のコア写真	52
図 4.5-6	主せん断ゾーン (PSZ) 中の最新活動面付近の BHTV 展開画像の解析結果	53
図 4.5-7	三波川変成岩中のカタクレーサイト	54
図 4.5-8	主せん断ゾーン (PSZ) 中の最新活動面のコア写真 (H30MTLD-1 孔) .	54
図 4.5-9	主要岩相ごとの各種物性値とコア写真	55

図 4.6-1	スピネル類の固溶関係.....	57
図 4.6-2	蛇紋岩中のスピネル類の偏光顕微鏡写真.....	58
図 4.6-3	蛇紋岩中で脆性的に破壊されたスピネル類の Fe のカラーマッピング像	59
図 4.6-4	蛇紋岩中のスピネル類の主要元素のカラーマッピング像.....	60
図 4.6-5	蛇紋岩中のクロムスピネルの Fe^{3+} -Cr-Al 三角ダイヤグラム.....	61
図 4.6-6	蛇紋岩中のクロムスピネルの Cr/(Cr+Al) と Mg/Mg+Fe ²⁺ との関係.....	61
図 4.6-7	MTLTB 及び川上断層の断層ガウジの X 線回折分析の結果.....	62
図 4.6-8	蛇紋岩優勢角礫帯の X 線回折分析の結果.....	63
図 4.7-1	カルサイト双晶の測定に用いたボーリングコアの例 (H30MTLD-1 孔)	65
図 4.7-2	カルサイト双晶密度の測定に用いた薄片の例 (H31MTLD-1 孔).....	65
図 4.7-3	H30MTLD-1 孔及び R2MTLD-1 孔におけるカルサイト双晶密度から求めた歪 の深度分布.....	66
図 4.8-1	断層面の極のステレオネットプロット.....	68
図 4.8-2	組み合わせ数 (k) の違いによる応力クラスターの変化.....	71
図 4.8-3	多重逆解法によって得られた複数の応力場の分布.....	72
図 4.8-4	得られた応力場の検証結果.....	73
図 5.1-1	MTLAFZ 及び MTLTB の傾斜角度の分布.....	75
図 5.1-2	調査地域における MTLTB の断層面のプロット.....	75
図 5.1-3	大深度地震探査による西南日本の地殻構造の解析結果.....	77
図 5.2-1	地震波トモグラフィーによる解析結果.....	79
図 5.3-1	MTLTB の断層露頭における D2 フェーズの変形.....	81
図 5.3-2	安山岩優勢角礫帯 (F _{Z2}) 中にレンズ状に取り込まれた蛇紋岩レンズ (H31MTLD-1 孔、123.7-127.7m).....	81
図 5.3-3	川上断層の破碎部の非対称変形組織 (H31MTLD-1 孔 ; 105.68m).....	82
図 5.3-4	トレンチ底盤における川上断層破碎部の非対称変形組織.....	82
図 5.3-5	四国北西部の中央構造線における 47 Ma 以降の断層発達史.....	85

表 目 次

表 1.2-1	中央構造線 (MTLTB) の変形フェーズ.....	5
表 3.2-1	反射法地震探査の仕様.....	15
表 3.3-1	高密度電気探査の仕様.....	19
表 3.5-1	トレンチの仕様	21
表 3.6-1	各ボーリング孔の仕様.....	23
表 3.7-1	粉末 X 線回折の分析条件.....	24
表 4.6-1	スピネル類のコアの部分の化学組成.....	59
表 4.8-1	断層面及び条線の方位と変位センス.....	69
表 4.8-2	多重逆解法によって求めた古応力場.....	72
表 5.3-1	各変形フェーズの応力場.....	84

1. 序論

1.1 背景

大陸地殻において、サンアンドレアス断層(Lawson, 1895; Atwater, 1970)やアルパイン断層(Wellman and Willett, 1942; Wallace, 1951)、北アナトリア断層(Stein et al., 1997)のような大陸を二分する大断層が知られている。これらの断層の多くは横ずれ断層が卓越し地体構造を区分するほどの大きな累積変位量を伴い、500~2000年以上の間隔で巨大地震を引き起こしてきた(Harris and Simpson, 1996; Stein et al., 1997; Berryman et al., 2012)。

中央構造線 (Median Tectonic Line; MTL) は西南日本を外帯と内帯に区分し、海溝と平行に東西に長さ約 1000 km に渡って分布する日本最大の断層である (図 1.1-1) (Naumann, 1886; Tsutsumi and Okada, 1996; Goto, 2018; Kubota et al., 2020)。四国中央部から西部にかけて MTL は最近活動していない地質断層としての中央構造線と活断層としての中央構造線が近い距離で並走する(活断層研究会編, 1991)。本論では、活断層としての中央構造線を MTLAFZ (MTL active fault zone) または、調査地域の活断層である川上断層、地質断層としての中央構造線を MTLTB (MTL inactive terrane boundary)、両方の断層を包括して表現する場合には中央構造線又は MTL を用いる (Miyawaki and Sakaguchi, 2021)。MTLAFZ は空中写真において明瞭な直線的リニアメントとして特徴付けられ、四国では 5~10 m/1000 年の平均変位速度、600~1000 年以上の活動間隔で右横ずれ変位している(Okada, 1973; Tsutsumi and Okada, 1996; Goto and Nakata, 2000; Goto, 2018)。MTLAFZ ではこれまでに多くのトレンチ調査が実施され、四国地方において MTLAFZ の主断層面は地表部で 70° 以上の高角度傾斜をなしていることが分かっている(Tsutsumi et al., 1992; 岡田・堤, 1997; Goto et al., 2001; Ikeda et al., 2012)。一方、反射法地震探査によると、地表で高角度な断層は地下で低角度な MTLTB に収れんする可能性が指摘されている(吉川ほか, 1992; Ito et al., 1996; Sato

et al., 2015; 岩田ほか, 2020)。しかしながら、反射法地震探査の結果は、地表部で高角度な断層と地下で低角度な断層との関係が明確に示せていない。また、地下における断層の姿勢を把握する手段として地震後の余震分布によって推定する方法があるが、MTL 沿いの地震活動が少ないために正確な地下の断層面の姿勢を把握できていない。MTL の傾斜角度等の幾何学的な情報は地震の規模や地震災害分布等を予測する上で重要パラメータと考えられる。特に断層面の傾斜角度が低角度となる場合、地震の揺れの強さは断層下盤側より断層上盤側の方が大きくなると考えられている(Abrahamson and Somerville, 1996; Aoi et al., 2008)。また、地震の規模は断層面の面積と比例することが知られており(Aki, 1966)、低角度な断層は高角度な断層よりも地震発生層中の断層面の面積が大きくなり地震の規模も大きくなると考えられる。四国の中央構造線沿いには、多くの都市が分布し 300 万人以上の人々が生活している。MTL の形態に関する知見は、地震リスクを低減する上で重要な手掛かりになるだろう。本研究では、四国北西部の MTL においてトレンチ調査やボーリング調査を実施し、MTL の構造を明らかにした。更に、低角度横ずれ断層のメカニズム、MTL の歪み分布の特徴や地質構造発達史等を明らかにした。

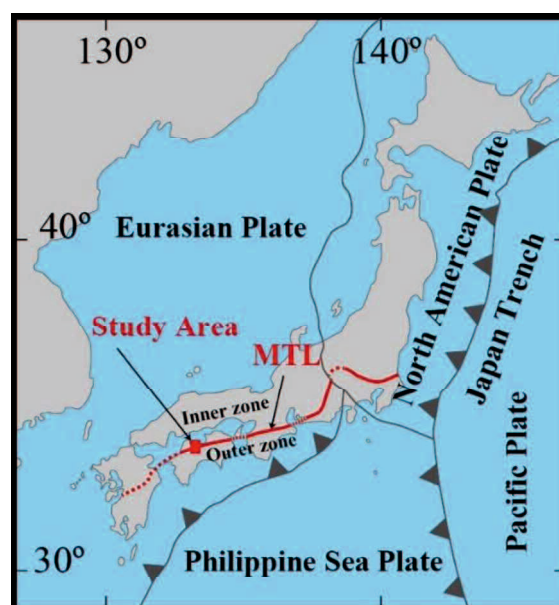


図 1.1-1 調査位置図

Taira et al. (2016) や市川 (1980) を参考にして作成。

1.2 既往研究のレビュー

MTLTB 及び MTLAFZ の既往研究とこれらの断層についてこれまでに実施された地下構造調査等について以下のとおりレビューした。

1.2.1 地質断層としての MTL (MTLTB) の既往研究

MTLTB はドイツ人地質学者 Naumann が最初に発見し、西南日本の地体構造を MTLTB の北側の内帯、南側の外帯に区分した(Naumann, 1885, 1886)。四国地方では MTL を境にして北側に白亜系の和泉層群、南側に白亜紀に変成作用を受けた三波川変成岩類が分布する。中央構造線は白亜紀以降のプレートの沈み込み方向の変化に伴って運動センスは正断層、逆断層、横ずれ断層と様々な方向に変化したとされ、変形フェーズは表 1.2-1 に示すように古いほうから、鹿塩時階、和泉時階、市ノ川時階、先砥部時階、砥部時階、石鎚時階、菖蒲谷時階に区分されている(Kobayashi, 1941; 須鎗・阿子島, 1973; Kubota and Takeshita, 2007; 青矢ほか, 2013)。鹿塩時階(Kobayashi, 1941)は、領家帯の花こう岩中にマイロナイトが形成された時期である。活動時期は和泉層群が堆積する 83 Ma 以前とされる(Kubota and Takeshita, 2007)。四国地方では和泉層群が領家帯を被覆しているため地表部で直接観察することはできない。和泉時階(青矢ほか, 2013)は、和泉層群が堆積した活動時期 (82-77 Ma) とされる。Miyata (1980)は、和泉層群の褶曲軸が MTLTB に沿って左雁行配列すること、和泉層群中の断層が MTLTB に沿って右雁行配列することなどから、和泉時階は左横ずれ運動が卓越していたとした。和泉層群中には三波川起源の礫が含まれないことから、和泉層群堆積時には三波川変成岩類は地表部に達していなかったと考えられている(青矢ほか, 2013)。市ノ川時階(Kobayashi, 1941)は、三波川変成岩類の上昇によって和泉層群と三波川変成岩類が接するようになった活動時期であり、正断層運動が卓越していたと考えられている。断層ガウジの K-Ar 年代測定によると、活動時期は 63-58 Ma とされる(高木・柴田, 1992; Kubota et al., 2020)。砥部時階(Kobayashi,

1941)は、これまで市ノ川時階終了後久万層群堆積前の活動 (18-47 Ma) とされてきたが、竹下 (1993, 2010)は、これを先砥部時階と砥部時階に区分した。先砥部時階は、左横ずれ逆断層が卓越した活動時期とされている(Kubota and Takeshita, 2007; Kubota et al., 2020)。断層ガウジの K-Ar 年代測定によると、活動時期は 47-46 Ma とされる(Kubota et al., 2020)。砥部時階では北側の白亜系和泉層群の砂岩が南側の中新統久万層群明神層の礫岩の上に衝上した活動時期とされている。国の天然記念物の砥部衝上断層が模式地となっている。活動時期は久万層群堆積時の中新世前期 (18-16 Ma) 頃とされる。なお、竹下 (1993)は、砥部衝上断層の鉛直変位量は 200 m程度と小さく破碎の程度も小規模であることから、MTLTB 本体の活動ではないとした。石鎚時階(須鎗・阿子島, 1973)は、正断層運動が卓越した活動時期である。この時期は、石鎚山の火成活動によって MTLTB の断層面に沿ってしばしば酸性岩脈の貫入が確認されている。高木ほか(1992)は、砥部衝上断層の破碎部の運動センスが正断層を示していることから、圧縮場から伸張場に変化したことにより石鎚山の火成活動が生じたと考えられている。活動時期は MTLTB の断層面に貫入した酸性岩類や砥部衝上断層破碎部の断層ガウジの K-Ar 年代から中新世中期の 15 Ma 頃とされている(高木・柴田, 1992;高木ほか, 1992)。菖蒲谷時階(Kobayashi, 1941)は、紀伊半島の菖蒲谷層 (鮮新世後期~更新世前期;3-0.8 Ma) が堆積した時期の活動である(水野ほか, 1999; Sato et al., 2015)。四国地方では現在までの活動期間を含めて新居浜時階と呼ぶことがある(永井, 1973)。紀伊半島ではこの時期に逆断層運動が卓越し、MTLTB の北側に分布する三波川変成岩類や和泉層群が南側の菖蒲谷層上部へ衝上した(水野ほか, 1999)。MTLTB はその上位を被覆する更新世前期の五条層に変形を与えていないことから、それ以降の活動はないと考えられている(岡田・東郷, 2000)。

表 1.2-1 中央構造線 (MTLTB) の変形フェーズ

変形フェーズ	活動時期	運動センス	文 献
菖蒲谷時階	3-0.8 Ma	逆断層	Kobayashi (1941)
石鎚時階	15 Ma	正断層	須鎗・阿子島 (1973)
砥部時階	18-16 Ma	左横ずれ逆断層	Kobayashi (1941)
先砥部時階	47-46 Ma	逆断層	Kubota・Takeshita (2007)
市ノ川時階	63-58 Ma	正断層	Kobayashi (1941)
和泉時階	82-77 Ma	左横ずれ	青矢ほか (2013)
鹿塩時階	83 Ma 以前	左横ずれ	Kobayashi (1941)

1.2.2 活断層としての MTL (MTLAFZ) の既往研究

MTLAFZ は、地形的に明瞭なリニアメントと右横ずれ変位地形に特徴づけられ、変動地形的な観点から詳細な活断層の分布形態が記載されてきた(例えば, 活断層研究会編, 1991; 水野ほか, 1993; 後藤・中田, 2000; 中田・今泉, 2002)。MTLAFZ は四国東部地域において MTLTB と概ね一致して分布しているが、四国西部での MTLAFZ は MTLTB の北方 7 km 以内に並走して分布する。また、四国東部では、大局的に断層の北側が隆起、南側が沈降の形態を示しているのに対し、四国西部ではその逆の形態をなしている。MTLAFZ の活動性については、これまで多くのトレンチ調査により明らかになっている(例えば, Tsutsumi and Okada, 1996; 岡田・堤, 1997; 池田ほか, 2014)。右横ずれの平均変位速度は、四国西部で 0.1-5 m/1,000 年、中部で 5-6 m/1,000 年、東部で 6-9 m/1,000 年と東方へむかって大きくなる(岡田, 2020)。1 回の横ずれ変位量は、四国中央～東部で 5.7～7 m 以上と最も大きく、その両側に向かって小さくなる傾向がある(堤・後藤, 2006)。最新活動時期は、調査地の西方で実施したトレンチ調査 (図 3.1-1、Loc. 4) において地層中の炭質物の放射性炭素年代値から 1596 年の慶長地震の際に四国地方の MTLAFZ が連鎖的に活動した可能性が高いとされているが(Tsutsumi and Okada, 1996; 岡田・堤, 1997; 池田ほか, 2014; Ikeda et al., 2019)、この時に確実に断層が動いたことを示す歴史資料はまだ見つかっていない。

1.2.3 中央構造線の深部構造に関する既往研究

地表部で確認されている MTLTB の断層面の傾斜角度は北方へ $30^{\circ} \sim 40^{\circ}$ と低角度であるが、MTLAFZ は北方へ 70° と高角度であることが知られている(堤ほか, 1992; 岡田・堤, 1997; Kubota and Takeshita, 2007; Shigematsu et al., 2012)。このような事実から、これまで MTLAFZ は地下で MTLTB を高角度に切断して変位させていると考えられてきた (Maruyama, 1997; Taira, 2001; Isozaki et al., 2010) (図 1.2-1)。一方、これらの断層の地下深部での関係や傾斜角度を把握するための物理探査等が行われてきた。

徳島県美馬市における反射法地震探査では、地表部で確認されている MTLTB は、北方に $30^{\circ} \sim 40^{\circ}$ で傾斜し、深度 24 km 付近に想定される下部地殻まで達していることが確認された(伊藤ほか, 1996; Ito et al., 2009)。しかし、地表部で高角度の傾斜をなす父尾断層直下の解像度はあまりよくなく、両断層の関係は、父尾断層が MTLTB から分岐して地表に向かって高角度化するか、北傾斜で高角度のまま MTLTB を切断するのか、両方の可能性が指摘された。愛媛県新居浜市における反射法地震探査では、MTLTB が北方に約 30° で傾斜する明瞭な反射面を捉えた(堤ほか, 2007)。この反射面は岡村断層の直下でも深部へ延長することから、(i)岡村断層は MTLTB から地下約 1 km で分岐し、高角度となって地表に達するか、(ii)岡村断層は地下深部まで高角度であり、MTLTB を地下約 1 km で切断・変位させているが、上下変位量が小さいので、反射面では明瞭な食い違いとして認定できていないかの両方の可能性が指摘された。和歌山県紀の川市で実施された高解像度の反射法地震探査では、根来断層が MTLTB に収れんして低角度で深部まで連続する可能性が高いと指摘された(Sato et al., 2015) (図 1.2-2)。

愛媛県松山市東部で実施した比抵抗電磁探査 (MT 法) では、MTLTB の地表面トレースと一致する傾斜 40° で北方へ傾斜する明瞭な低比抵抗帯が深度約 20km まで確認された (Ikeda et al., 2013)。この断層を横断する川上断層との関係は不明である。四国東部の MTL 付近の GPS 観測による地表変位の解析結果によると、中央構造線が傾斜 35° で北傾

斜し、15 km 以深の領域に 5 mm/yr の定常的な右横ずれ変位を与えるモデルが現在の地殻変動よく説明できるとした(Tabei et al., 2002)。

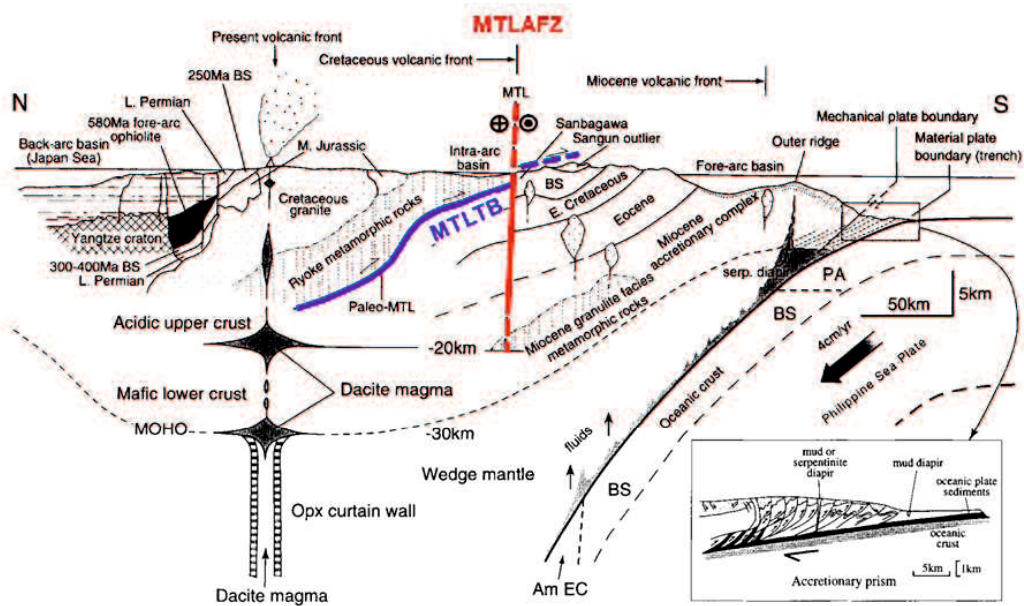


図 1.2-1 西南日本における模式的な南北地質断面図
Maruyama (1997)に一部加筆

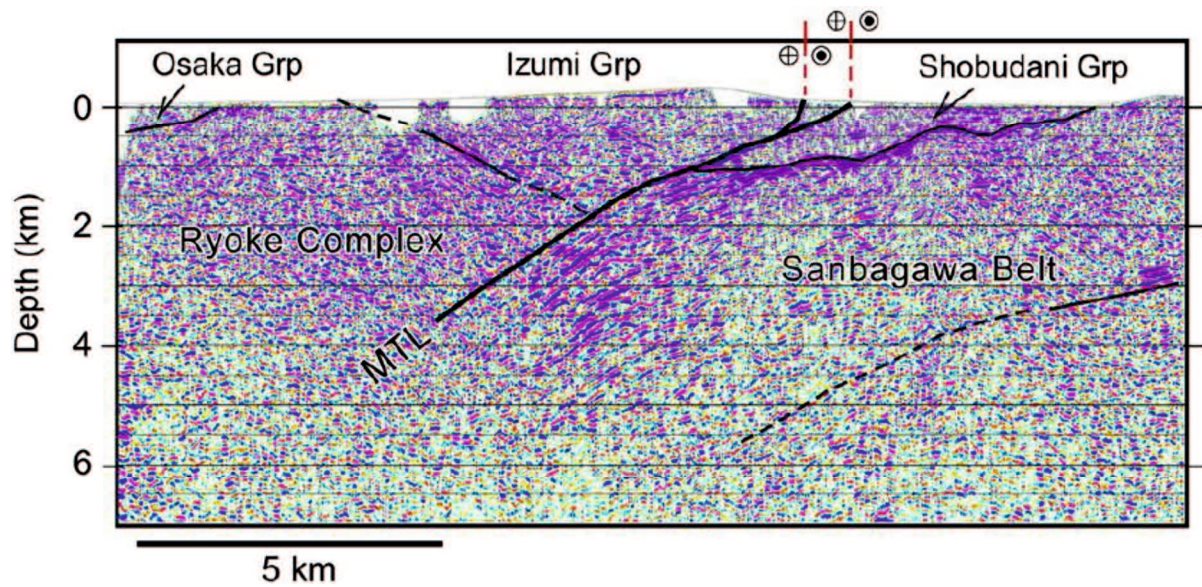


図 1.2-2 紀伊半島における中央構造線の反射法地震探査断面
Sato et al. (2015) を一部改編

1.3 本研究の目的及び調査方法

MTLの構造に関する既往研究を総括すると、MTLTBは地下深部まで北方へ 30° ～ 40° の傾斜角度で分布していること、MTLAFZは地表部において北方へ 70° 以上の傾斜角度で分布していることが分かっている。一方で、MTLAFZは地下でMTLTBを高角度に切断して変位させているという考えと、高角度なMTLAFZは地下で低角度なMTLTBに収れんするという考えがあり意見が一致していない。このようなことから、地震調査研究推進本部(2017)は、四国西部の活断層の中央構造線の断層面の傾斜角度の評価について、地下深部まで高角度であるとする考えと地下深部で地質断層の中央構造線に収れんして中角度であるという考えを両論併記している。本研究は、(1)深部での両断層の幾何学的な関係を明らかにすること、(2)断層が低角度だった場合、どのようなメカニズムで横ずれ断層が生じたのかについて解明することを目的とした。具体的な調査方法は以下のとおりである。

(1) MTLTBとMTLAFZの接合関係の解明

MTL周辺の断層露頭の状況等から、MTLの破碎部の厚さは数10 m以上あることが想定された。このため、MTLTBとMTLAFZとの幾何学的な関係を明らかにするためには、各断層の破碎帯が識別できる程度の離隔距離が必要と考えられた。しかし、両断層の離隔距離が大きすぎると断層の交差部の深度が深くなるため、ボーリング調査や物理探査で正確な構造が把握できなくなる可能性があった。そこでMTLTBとMTLAFZが適切な離隔距離をとれる調査地点として愛媛県西条市湯谷口を選定した。そこでは、両断層の離隔距離が100 m程度という適度な距離で分布しており、これだけの離隔距離があればたとえ各断層の破碎帯の厚さが数10 m以上あっても両者の識別が可能であること、また、地表地質調査の結果等から、この地点での両断層の交差部の深度が150 m程度以浅と想定されたためボーリング調査や物理探査で正確な構造の把握が可能であると判断した。湯谷口地点において反射法地震探査、高密度電気探査、断層露頭調査、トレンチ調査、ボーリング調査を実施した。

(2) 横ずれ断層のメカニズムの解明

MTL が深部まで低角度であった場合、断層の面積は高角度の場合と比較して大きくなるため、断層全体のせん断強度は高角度な断層よりも大きくなると考えられる。このため、現在、横ずれ断層として活動している MTL は動きにくいと考えられる。このような低角度の断層がどのようなメカニズムで横ずれ運動が生じたのか解明する必要がある。本研究では、断層破碎帯の物理・化学的な性状を分析し横ずれ断層のメカニズムを考察した。

(3) 地質構造発達史の解明

このような低角度な MTLTB と高角度な MTLAFZ がどのように形成されたのかを解明するため、地質構造解析及び古応力解析を行い、過去から現在に至る地質構造発達史を明らかにした。

2. 地質

2.1 地質概要

調査地域周辺には MTLTB の北側に白亜紀に形成された領家変成帯及び和泉層群、MTLTB の南側に白亜紀に形成作用を受けた三波川変成帯が分布する（図 2.1-1）。更にこれらの基盤岩類を不整合に覆う新第三紀中新世に形成された石鎚層群及び久万層群、更新世前期に形成された岡村層群が分布する。

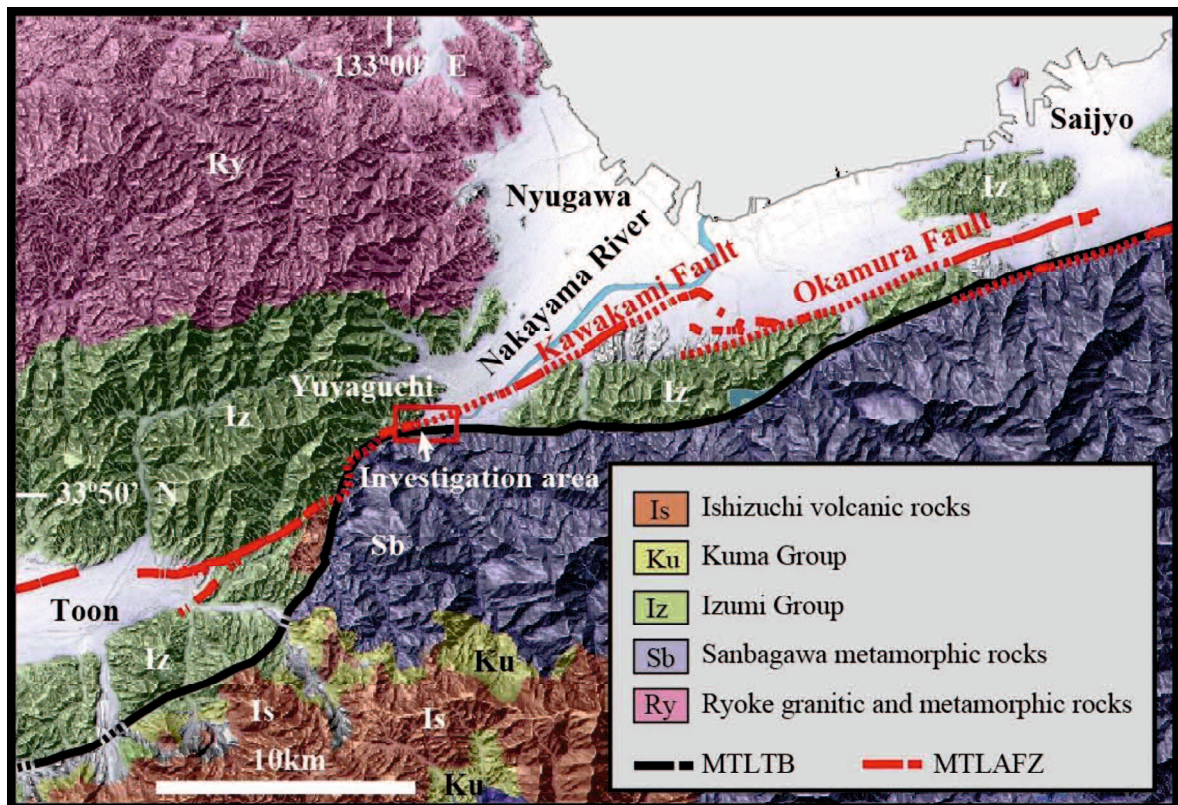


図 2.1-1 調査地域周辺の地質図

Miyawaki and Sakaguchi (2021)を一部改編。地質図は産総研地質調査総合センター(2022)を引用。活断層のトレースは、中田ほか (1998)、後藤ほか(1998)による。

2.2 各層の特徴

領家変成帯は調査地域周辺では高縄半島付近に分布し、主に花崗岩類及び高温低圧型変成岩類からなる。調査地では和泉層群に不整合に覆われている。変成岩類の原岩は主に砂岩、泥岩、凝灰岩等からなり、一部苦鉄質岩を伴う。高縄半島基部の凝灰質変成岩から後期三疊紀ノーリアンからジュラ紀初頭の放散虫化石が確認されている(鹿島・増井, 1985)。花崗岩類のジルコンの U-Pb 年代は、96-100 Ma とされる(Herzig et al., 1998; 中島ほか, 2013; Skrzypek et al., 2016)。ピーク時の変成条件は、約 0.7 GPa の封圧下で最高被熱温度は 650~880 °C に達したとされる(Ikeda, 2004; Skrzypek et al., 2016; Skrzypek et al., 2018)。ピーク変成年代は、ジルコンの U-Pb 年代によると 103-97 Ma 頃、冷却上昇年代は、86 Ma 頃とされる(Skrzypek et al., 2018)。

三波川変成帯は低温高圧型の変成岩類からなり(例えば, Banno and Sakai, 1989)、主に泥質片岩、砂質片岩、珪質片岩、塩基性片岩等から構成される。従来、三波川変成帯と一括されてきた領域は、原岩の年代や変成年代の違いなどから、現在は構造的上位の三波川変成帯とその下位の四万十変成帯に区分されている(青木ほか, 2010)。調査地域には狭義の三波川変成帯が分布する。これまで三波川変成岩類の原岩は三疊紀後期からジュラ紀後期に形成された付加体と考えられてきたが、ジルコンの U-Pb 年代によると、白亜紀(約 140-130 Ma)であることが明らかになった(例えば, Isozaki and Itaya, 1990)。三波川変成岩類のピーク時の変成条件は、1.5-1.9 GPa の封圧下で最高被熱温度は 500~520 °C に達したとされる(Aoki et al., 2009)。ピーク変成年代はジルコンの U-Pb 年代によると 120-110 Ma 頃(Okamoto et al., 2004)、冷却上昇年代は、白雲母の K-Ar 年代によると 85 Ma 頃とされる(Aoki et al., 2009)。

和泉層群は主に砂岩・泥岩互層及び礫岩からなる。和泉層群の堆積年代は、ジルコンのフィッシュン・トラック及び U-Pb 年代により、白亜紀後期と考えられている(例えば, 清家ほか, 2013; Noda and Sato, 2018)。和泉層群中の礫は三波川変成岩類起源のものを

含まないことから、和泉層群の堆積時には三波川変成岩類は地表部になかったとされる(青矢ほか, 2013)。

石鎚層群は火山砕屑物、溶岩、安山岩の貫入岩類からなる。MTLTBの断層面に沿ってしばしば石鎚層群の安山岩類が貫入していることが確認されている。石鎚層群の年代は、黒雲母のK-Ar年代により、中新世中期(14-15 Ma)と考えられている(田崎ほか, 1990; 竹下ほか, 2000)。

久万層群は非海成層の砂岩・泥岩互層及び礫岩からなる。久万層群の年代は、砕屑性ジルコンのフィッション・トラック年代により中新世前期(18-16 Ma)とされている(鹿島・武智, 1996; 成田ほか, 1999)。

岡村層群は礫岩を主体とし、部分的に砂岩及び泥岩を挟在する河川及び湖沼堆積物からなる。岡村層群の年代は、火山灰層のフィッション・トラック年代により更新世前期(1.4 ± 0.2 Ma)とされている(水野, 1992)。

3. 調査・解析方法

3.1 実施内容

現地調査は図 3.1-1 に示す愛媛県西条市湯谷口において反射法地震探査、高密度電気探査、断層露頭調査、トレンチ調査、ボーリング調査を実施した。これらの基礎データは、平成 29～令和 2 年度の原子力規制庁請負事業成果報告書(原子力規制庁, 2018, 2019, 2020, 2021)を利用した。また、現地で採取した断層試料を用いて鉱物の化学分析及び断層岩の X 線回折分析、カルサイト双晶密度の測定、古応力場等の解析を行った。

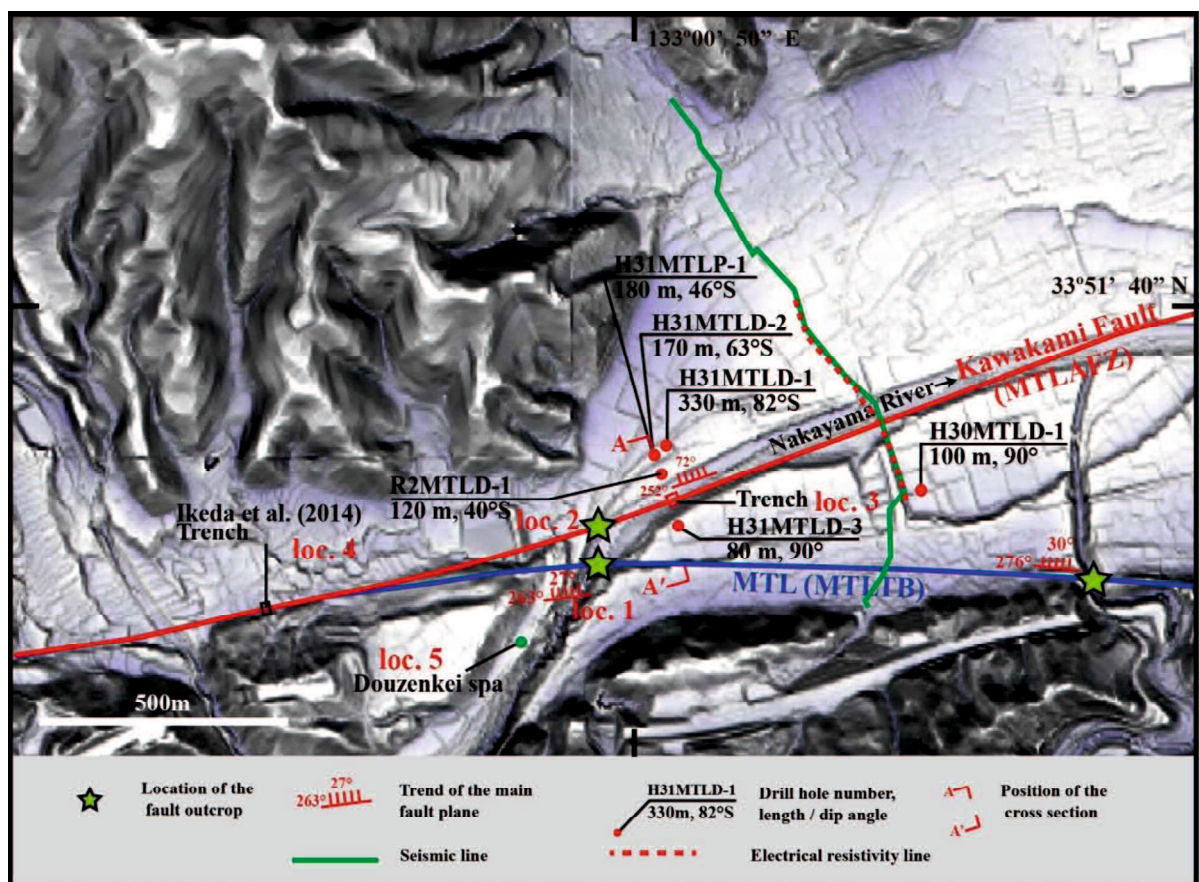


図 3.1-1 調査位置図

Miyawaki and Sakaguchi (2021)を一部改編。活断層のトレースは中田ほか(1998)、後藤ほか (1998)、堤ほか (1998)を引用。陰影図は国土地理院の 5 m-DEM のデータを用いて作成。

3.2 反射法地震探査

反射法地震探査は、中山川を横断する愛媛県西条市丹原町来見から愛媛県西条市丹原町湯谷口までの延長 1,200 m の測線区間において実施した。MTLTB と MTLAFZ (川上断層) は調査地において、それぞれ、E-W 及び ENE-WSW 方向に分布することが周辺の断層露頭やトレンチ調査の結果などから推定されており、測線はこれらの断層を横断する配置とした。震源は IVI 社製の中型バイブレータ (Enviro Vibe)、収録装置は Oyo Geospace 社製の GSR 又は GSX を用いた。図 3.2-1 に反射法地震探査の位置図、表 3.2-1 に反射法地震探査の仕様を示す。震源は P 波、スイープ長は 8 秒、スイープ周波数は 20-120 Hz である。また、チャンネル数は 176、ショット間隔及び受振点間隔は 10 m、記録長は 4 秒、サンプリング間隔は 1 ミリ秒である。本調査は、交通量の多い市街地で測定を行うため、独立型の受振器を用いて GPS 信号により時刻を同期しながら連続測定を行った。

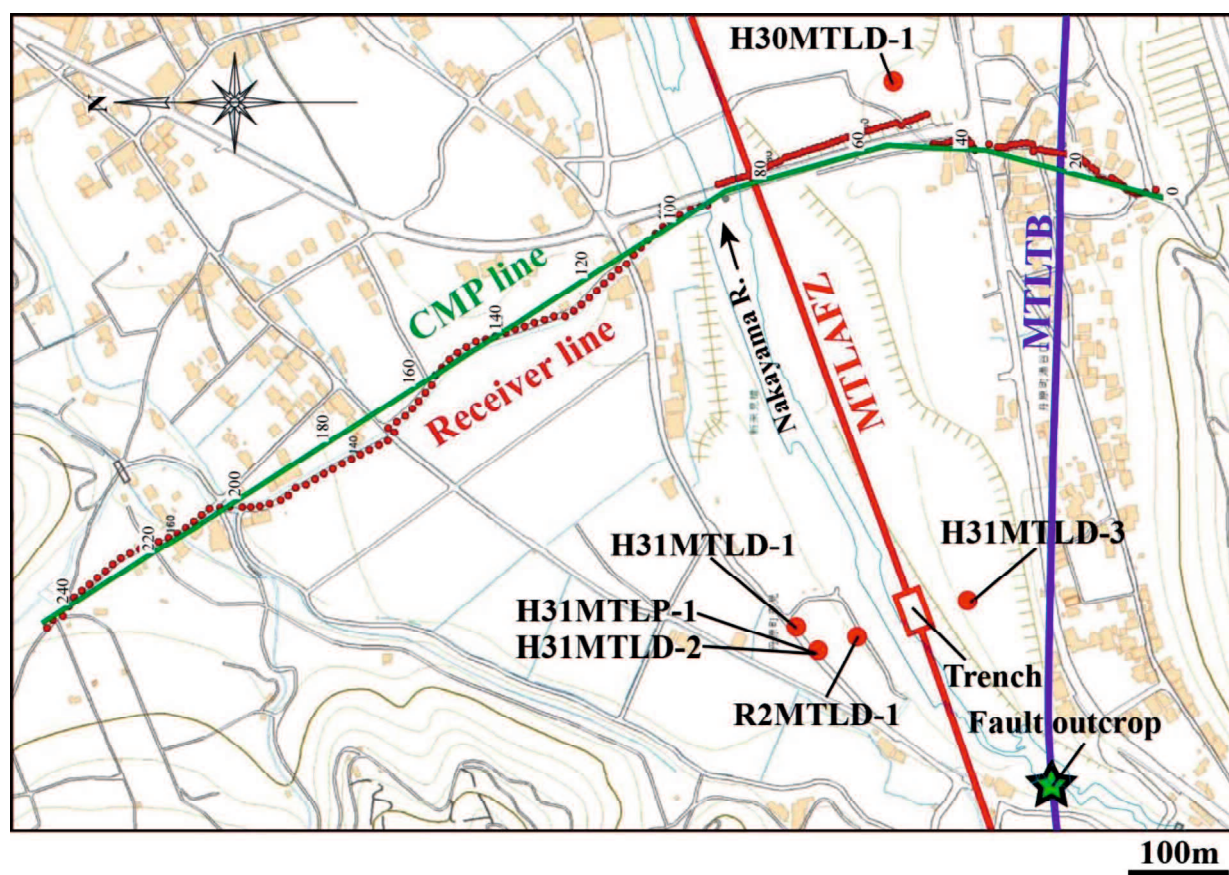


図 3.2-1 反射法地震探査測線位置図
地形図は国土地理院の数値地図を引用。

表 3.2-1 反射法地震探査の仕様

測線長	1,200 m
震源	中型バイブレータ (Enviro Vibe, IVI 社製)
スイープ周波数	20-120 Hz
スイープ長	8 秒
スイープ回数	3 回
ショット間隔	10 m
受振点間隔	10 m
収録装置	GSR 又は GSX (Oyo Geospace 社製)
チャンネル数	176 チャンネル
サンプリング間隔	1 ミリ秒
記録長	4 秒

データ処理は、UNIX-WorkStation 上で、JGI 社製地震探査処理システム SuperX-C を使用して行った。処理は以下の手順で行った。

① フォーマット変換

発振記録を処理システムの内部フォーマットに変換した。

② レコード編集

データは発振を行なった順に出力されているため、発振点の順番を整理して並び替えた。

③ トレース編集

不良データの除去、極性の確認などの作業を行った。

④ ジオメトリ定義

記録に対応する受発振点の座標・対応関係を定義した表を作成して、ヘッダーに書き込んだ。

⑤ 表層補正

表層の低速度層による反射走時の乱れや地形変化による反射走時の乱れを補正した。

⑥ 重合測線定義

測線は市街地の道路及び河川敷に展開したため、測線を直線状に設定することができなかった。このため、起振点及び受振点の座標を決めるために、トータルステーシ

ョンによる測量を実施した。受振点からなる探査測線を屈曲が少なくなるよう滑らかにした線を重合測線（図 3.2-1 の CMP line）として設定し、CMP 間隔は受振点間隔の半分の 5 m とした。

⑦ CMP ソート

定義した重合測線を元に共通発振点のデータを共通中点のデータに編集した。

⑧ 振幅回復

発振から距離が離れることによる減衰、散乱による減衰などを補正するために、振幅調整を行った。

⑨ 波形処理

バンドパスフィルター、デコンボリューションフィルター等による波形の整形を行った。

⑩ 速度解析

地質から推測される速度を初期値として、重合に最適な速度（重合速度）を求めた。

⑪ NMO 補正

速度解析で求められた速度関数を空間方向に内挿して速度テーブルを作成した。その値を使用してトレースを 0 距離に補正した。

⑫ NMO 補正後波形処理

NMO 補正により歪んだ波形を重合すると分解能が低下するため振幅を抑える処理を行った。加えて、重合効果を最適化するための振幅調整、トレース間の時間補正を行った。

⑬ CMP 重合

CMP 重合を行い、S/N の改善をはかった。

⑭ 重合後波形処理

重合により歪んだ波形を整形し、反射面が判読しやすくなるようなフィルター処理

や振幅調整を行った。あわせて、地層構造を水平成層構造に近似できると仮定して、残差静補正等を行った。

⑮ マイグレージョン

反射面が傾斜している場合、実際の反射点は受発振点の midpoint の直下にはないため傾斜の補正を行った。

⑯ 深度変換

本調査では、構造の傾斜が大きく、重合速度から計算した区間速度を元に深度変換を行うと歪がでることから、構造の解釈と区間速度を定義して深度変換を行った。

⑰ 標高補正

データ処理は、CMP の平均標高を 0 m と仮定しているため、深度変換後のデータを標高変化に合わせて補正した。

3.3 高密度電気探査

高密度電気探査は MTLAFZ（川上断層）を横断する愛媛県西条市丹原町来見から愛媛県西条市丹原町湯谷口までの延長 500 m の区間において実施した（図 3.3-1）。なお、MTLTB 付近は市街地となっており送電線や地下埋設物等の影響を受ける可能性があることから探査区間から除外した。高密度電気探査の測線は反射法地震探査の測線と一部重複する。電気探査は、2 極法による比抵抗二次元探査により行なった。電位遠電極は測線から中山川の上流（西南西）方向へ 800 m、電流遠電極は測線から中山川の下流（東北東）方向へ 700 m の位置に設置した。電極間隔は 5 m、出力電圧は 800 V_{p-p}、出力電流は 1 mA～2 A、測定電位範囲は±10 V、入力チャンネル数は 8、出力パワーは 200 W とした（表 3.3-1）。

図 3.3-2 に解析の流れを示す。見掛比抵抗の平均値を初期モデルとした。有限要素法を用いて初期モデルに対する理論計算を行い、理論値と測定値との差が小さくなるまで繰り返し計算を行った。測定値と理論値の差が概ね収束したモデルを最終モデルとして採用した。

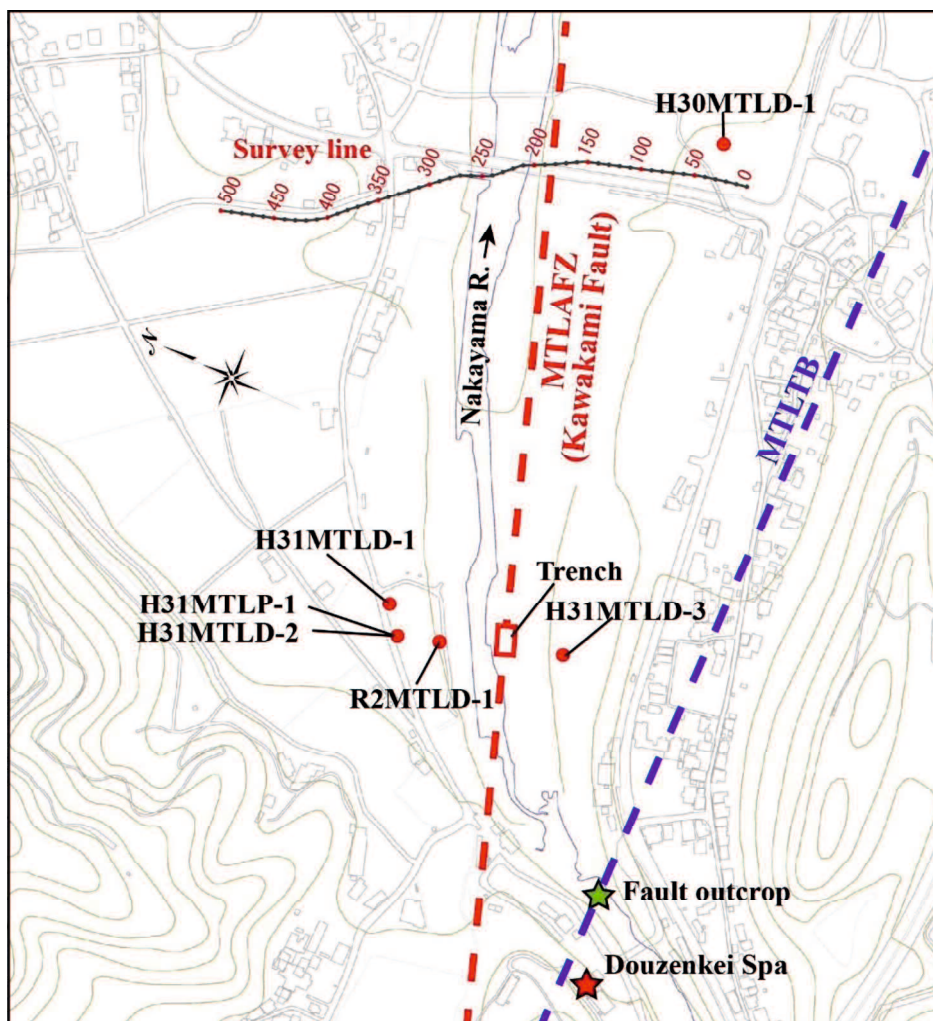


図 3.3-1 高密度電気探査位置図

地形図は国土地理院の数値地図を引用。

測線に付した数値は測線南端からの距離を示す。

表 3.3-1 高密度電気探査の仕様

測線長	500 m
電極間隔	5 m
出力電圧	800 V _{p-p}
出力電流	1 mA-2 A
入力インピーダンス	20 MΩ
測定電位範囲	±10 V
分解能	最大 30 nV
SP 補償	抵抗率測定時自動
入力チャンネル数	8
出力パワー	200 W
IP 測定サイクルタイム	0.5 秒, 1 秒, 2 秒, 4 秒, 8 秒
抵抗率測定サイクルタイム	0.4 秒, 0.8 秒, 1.2 秒, 3.6 秒, 7.2 秒, 14.4 秒

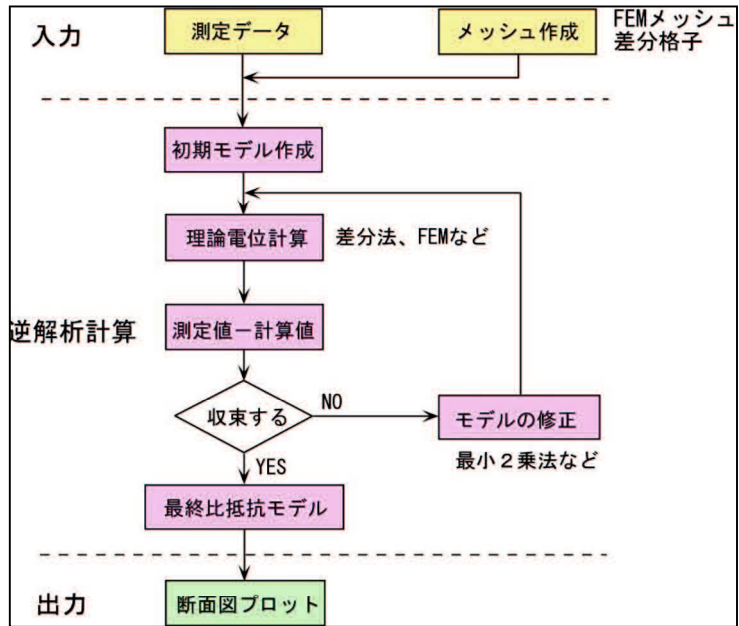


図 3.3-2 電気探査の解析の流れ

3.4 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の中山川左岸の MTLTB の断層露頭で詳細露頭スケッチ及び断層試料の採取を行った。試料の採取は愛媛県教育員会に天然記念物の現状変更の手続きを行った上で行った。断層露頭の地質状況は、1/20 のスケッチ及び写真として取りまとめ、地層や断層等の記載を行った。

3.5 トレンチ調査

地表部での MTLAFZ（川上断層）の傾斜角度及び破碎部の性状を把握することを目的として、中山川の河床においてトレンチ調査を実施した。表 3.5-1 にトレンチの仕様、図 3.5-1 にトレンチの平板測量図を示す。トレンチは川上断層と直交する方向に幅約 5 m × 延長約 10 m の範囲において深さ 1.5～2.5 m まで掘削した。トレンチの形状は平板測量図として取りまとめた。掘削法面の地質状況は、1/20 のスケッチ及び写真として取りまとめ、地層や断層等の記載を行った。

表 3.5-1 トレンチの仕様

ベンチマーク の位置	北緯	33°51'27.16653"
	東経	133°00'52.52249"
ベンチマークの標高		61.99 m
トレンチの寸法		長さ: 10 m, 幅: 5 m, 深さ: 1.5 m～2 m

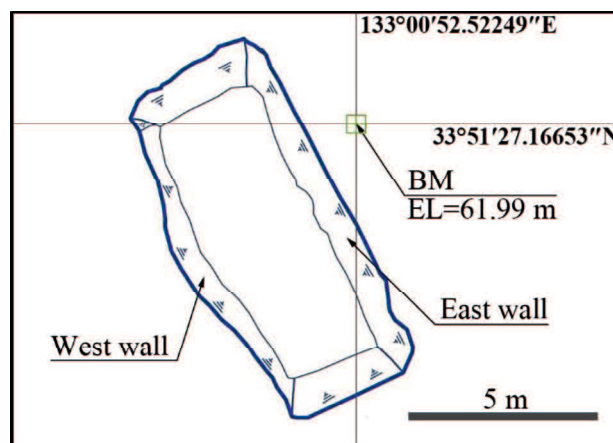


図 3.5-1 トレンチの平板測量図 (Miyawaki and Sakaguchi, 2021)

3.6 ボーリング調査

ボーリング掘削は、MTLTB 及び MTLAFZ (川上断層) を横断する A-A' 測線において 5 孔、A-A' 測線の東方約 400 m に位置する反射法地震探査及び高密度電気探査の測線沿いで 1 孔を掘削した。図 3.1-1 中にボーリング掘削位置を、表 3.6-1 に各孔の掘削の仕様を示す。A-A' 測線の最も北側に位置する H31MTLD-1 孔 (330 m) は、MTLTB を貫くように南方へ 82° の傾斜角度で掘削した。H31MTLP-1 (180 m) 及び R2MTLD-1 (120 m) は、MTLTB 及び MTLAFZ を横断するように、それぞれ南方へ 46° 及び 63° の傾斜角度で掘削した。A-A' 測線の最も南側に位置する H31MTLD-3 孔 (80 m) は MTLTB を貫くように鉛直方向に掘削した。H30MTLD-1 孔は反射法地震探査及び高密度電気探査の解析断面図と地層との対比を行うことを目的として MTLTB を貫くように鉛直方向に掘削した。H31MTLD-1 孔はワイヤーライン工法、その他の孔では普通工法で掘削した。H31MTLD-1 孔では、キャリパー、自然ガンマ線検層、速度検層、自然電位検層、比抵抗検層、密度検層、ボアホールテレビュアーを実施した。これらの物理検層はケーシング挿入区間を除く全ての区間において実施した。H31MTLD-2 孔、H31MTLD-3 孔、R2MTLD-1 では、主断層部においてボアホールテレビ (BHTV) による孔壁観察を実施した。断層面の方向は孔壁観察によって得られた孔壁展開画像を解析して求めた。採取したすべてのボーリングコアについてボーリングコア観察を行い柱状図として取りまとめた。H31MTLD-1 孔では、割れ目の発達度を把握するため RQD (Rock Quality Designation) (Deere et al., 1966) を計測した。RQD は堆積物を除く岩盤のボーリングコアを対象とし、ボーリングコア 1 m あたりの 10 cm 以上のコア長の合計を%で表示した。H30MTLD-1 では、更に詳細な割れ目の分布を把握するため、ボーリングコア 1 m あたりの割れ目本数を表示した。断層岩の区分は Sibson (1977) に従った。

表 3.6-1 各ボーリング孔の仕様

孔名	H31MTLD-1	H31MTLP-1	H31MTLD-2	R2MTLD-1	H31MTLD-3	H30MTLD-1	
位置	北緯	33°51'30.481"	33°51'29.831"	33°51'29.855"	33°51'28.379"	33°51'25.443"	33°51'27.416"
	東経	133°00'51.957"	133°00'51.079"	133°00'51.076"	133°00'51.433"	133°00'52.743"	133°01'12.453"
孔口標高	71.11 m	71.13 m	71.16 m	66.93 m	74.97 m	71.15 m	
掘進長	330.00 m	180.00 m	170.00 m	120.00 m	80.00 m	100.00 m	
掘削角度	82°	46°	63°	40°	90°	90°	
掘削方位	187°	167°	170°	172°	-	-	
試料採取区間	55.59- 330.00 m	0.00- 180.00 m	10.00- 170.00 m	20.00- 170.00 m	0.00- 80.00 m	0.00- 100.00 m	
掘削方法	ロータリー式 ワイヤーライン工法	ロータリー式、普通工法					
掘削口径	HQ, ダイヤモンド	JIS Φ86 mm, Φ66 mm, ダイヤモンド					

3.7 断層岩の鉱物の化学分析及び断層岩の X 線回折分析

(1) 断層岩の鉱物の化学分析

断層岩の鉱物の化学分析は岡山理科大学の電子線プローブマイクロアナライザー (EPMA; JEOL JXA-8230) を用いた。電子プローブの加速電圧、照射電流 (ファラデーカップ上) はそれぞれ 15 kV、50 nA、ビーム径は 3 μm とした。面分析では、分析点の間隔は縦横それぞれ 3 μm とし、各分析点における分析時間は 30 ミリ秒とした。点分析は 10 元素 (Si, Ti, Al, Cr, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K) を対象とした。定量分析の前に各元素について標準試料の分析を行った。標準試料の測定条件は未知試料の定量分析と同条件である。各元素の含有量は 10 種の酸化物の重量パーセントで表した。元素の定量補正は ZAF 法により行った。Fe²⁺ と Fe³⁺ の含有量は Droop (1987) の方法に従って計算により求めた。各元素の三角ダイヤグラムプロットは Shimura and Kemp (2015) の開発したソフトウェアを用いた。

(2) 断層岩の X 線回折分析

X 線回折分析は MTLTB 及び MTLAFZ (川上断層) の主破砕帯を構成する断層岩を対象として行った。主に細粒の粘土鉱物からなる断層ガウジは、水簸により直径 2 μm 以下の

粒子を抽出し、定方位法により鉱物の同定を行った。また、膨潤性鉱物の有無を確認するために無処理のものとエチレングリコール（EG）処理したものを比較した。断層ガウジ以外の断層岩の分析は粒径分離を行わず不定方位法により鉱物を同定した。分析には、粉末 X 線回折分析装置（リガク社製 RINT2500V）を使用した。分析条件は表 3.7-1 のとおりである。

表 3.7-1 粉末 X 線回折の分析条件

分析方法	不定方位法	定方位法
X 線管電圧	40 kV	40 kV
X 線管電流	160 mA	160 mA
X 線管球	Cu ターゲット	Cu ターゲット
スキャン速度	12° /min	8° /min
測定範囲（2θ）	3° ~ 70°	2° ~ 40°
サンプリング間隔	0.02°	0.02°

3.8 カルサイト双晶密度の測定

カルサイトは外力によってへき開面に沿って結晶方位の回転が生じ、双晶が形成される。双晶は屈折率の違いから偏光顕微鏡で容易に観察することができる。双晶の密度は応力に比例して高くなることが知られており、地質応力計として利用できることが知られている(Handin and Griggs, 1951)。地質応力計としては、当初、石灰岩や大理石等のような単一のカルサイトからなる岩石に適応されてきたが(例えば、Jamison and Spang, 1976; Rowe and Rutter, 1990)、断層岩のような様々な種類の鉱物粒子からなる岩石においても適応できることが知られている(Sakaguchi et al., 2011)。四万十帯の強固な砂岩におけるカルサイト双晶密度の平均値と、岩石が経験した最大差応力との関係は、次の式で表される(坂口・安藤, 2020)。

$$\varepsilon = 0.0094 D_{tw} - 0.20 \quad (\text{式 1})$$

ここで、 ε は歪み（%）であり、 D_{tw} は双晶密度（本 / mm）である。弾性体の場合は歪みと応力（ σ ）は正比例するため、試料の弾性率（E）と歪み（ ε ）が分かれば次式から差

応力 (σ_d) が求まる。

$$\sigma_d = E (\epsilon/100) \quad (\text{式 2})$$

本研究では、H30MTLD-1 孔 (100 m) で採取した 15 試料と R2MTLD-1 孔 (120 m) で採取した 14 試料の岩石試料を用いてカルサイトの双晶密度の測定を行った。カルサイト双晶密度の測定は、偏光顕微鏡下において薄片試料を 200 倍で観察し、接眼マイクロメータによって双晶面間の見かけの幅を測定し、双晶面の傾斜角から、真の双晶間隔を得て、その逆数から双晶密度 (本/mm) を求めた。同一試料から多数のカルサイト粒子を測定し、確率密度分布解析でピークを分解し、最頻値をもってその試料の双晶密度とした。測定粒子が少なく、散在的で明瞭なピークを持たない試料は解析から除外した。

3.9 古応力場の解析

古応力場の解析に必要な小断層のデータは、H31MTLP-1 孔、H31MTLD-2 孔、H31MTLD-3 孔、R2MTLD-1 孔のボーリングコアで確認した 51 試料の小断層を用いて応力テンソルインバージョン法による古応力場の推定を行った。本手法は断層面に作用するせん断応力の方向に断層が動くという仮説 (Wallace-Bott 仮説) に基づいている。Angelier (1979) は、単一の古応力場の復元を可能にする解析手法を開発した。Yamaji (2000b) は、この手法を発展させ複数の古応力場の復元を可能にする多重逆解法を開発した。これらの手法は、主応力の絶対値は求めることができないが、主応力軸の方向と応力比を求めることが可能である。中央構造線は複雑なテクトニクスを経験したと考えられるため、本研究では多重逆解法によって古応力場の解析を行った。多重逆解法は、得られた断層スリップデータ N 個から k 個を任意に取り出し、すべての組み合わせ (${}_N C_k$) の最適応力解を求める。次に、得られた最適応力解のクラスター解析を行って解の収束性を吟味し、断層を活動させた応力場を推定する。もしクラスターが複数形成されていれば、断層を活動させた応力場が複数あったことを示す。本研究では京都大学の山路 敦教授が開発した多重逆解法ソフトウ

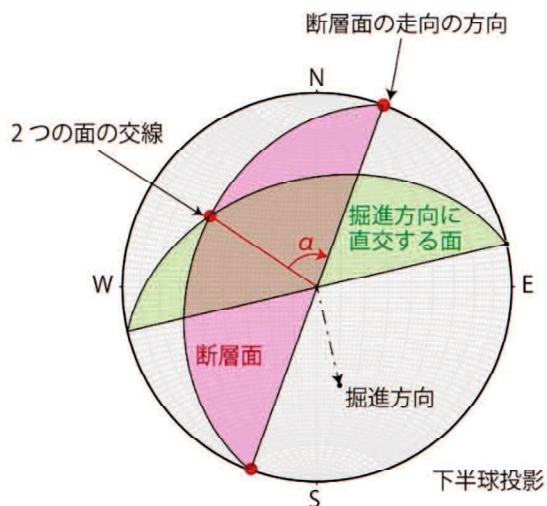
エア (Ver. 6) を用いて解析を行った。

断層面の方位はボアホールテレビ観察で得られた孔壁展開画像の解析により求めた。

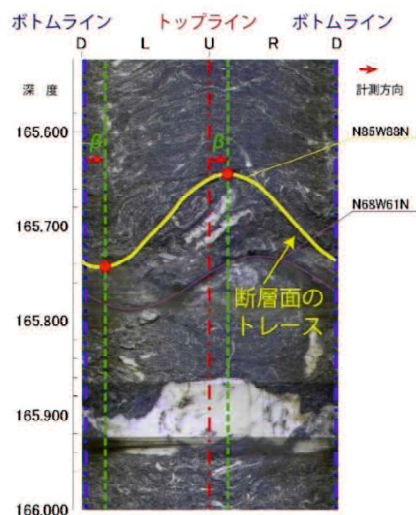
条線の方法はボーリングコアを以下の方法により定方位化して計測した。

1. ステレオネット上でボーリングコアに直交する面と断層面との交線と断層の走向との角度 (α) を時計回りに計測した。(図 3.9-1a)
2. ボアホールテレビ観察によって得られた孔壁画像展開図を参照してトップライン又はボトムライン (それぞれ、ボーリングコアの鉛直上方向、鉛直下方向) の位置と断層面の極大点の位置との角度 (β) を計測した (図 3.9-1b)。
3. ボーリングコアに直交する面と断層面との交線を断層面上で時計回りに α の角度回転し、その位置を走向とした (図 3.9-1c)。また、楕円形状をなす断層面の長軸の位置から半時計回りに β の角度回転し、その位置にトップライン又はボトムラインを記載した (図 3.9-1c)。
4. 条線の方法 (レイク角 ; γ) は、ボーリングコアの走向の位置から断層面上で時計回りに計測した (図 3.9-1d)。

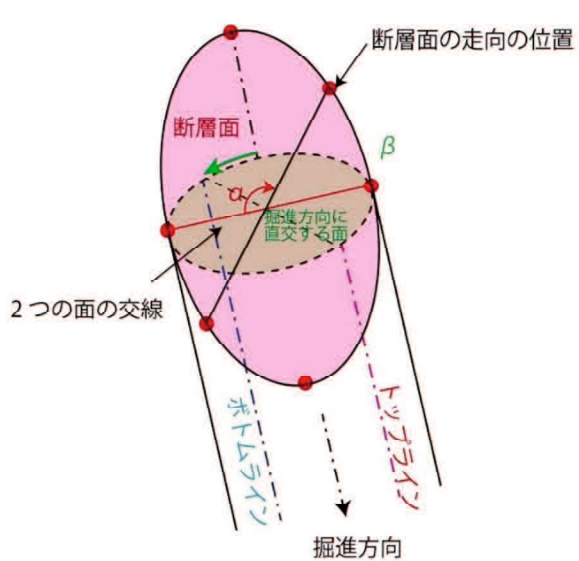
断層の運動センスは、破砕粒子が断層面上で移動した際に形成される非対称な尾根状組織や谷状組織(Doblas, 1998; Fossen, 2016)を観察することによって認定した (図 3.9-2、図 3.9-3)。



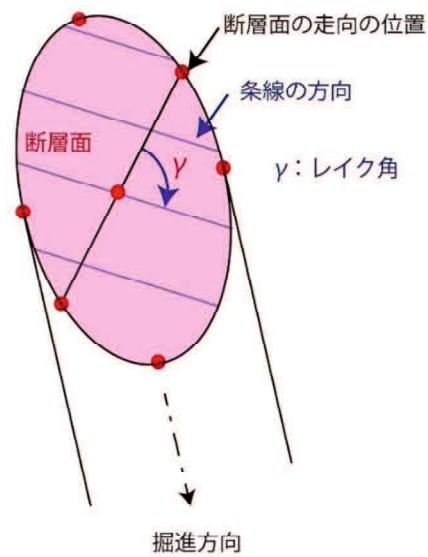
(a) ステレオネットでの α の計測



(b) BHTV 展開画像での β の計測



(c) ボーリングコアの定方位化 (模式図)



(d) ボーリングコアの条線の計測 (模式図)

図 3.9-1 ボーリングコアの定方位化と条線の計測方法

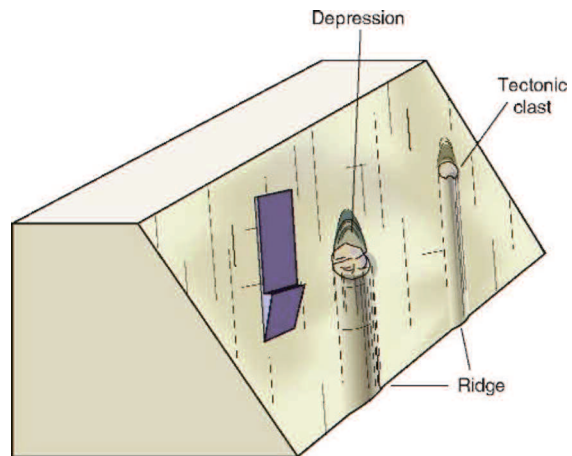


図 3.9-2 破砕粒子の引き摺り構造を用いた運動センスの認定方法(Fossen, 2016)



H31MTLP-1, 108.2m, hanging wall side



H31MTLP-1, 108.2m, foot wall side

図 3.9-3 運動センスの認定を行った断層条線の例

4. 結果

4.1 反射法地震探査

マイグレーション処理後の時間断面図、深度変換図、反射断面の解釈図をそれぞれ図 4.1-1、図 4.1-2、図 4.1-3 に示す。地震探査沿いで掘削した H30MTLD-1 孔では、深度 69.56 m において和泉層群の砂岩泥岩互層と三波川変成岩類を境する傾斜約 25° の MTLTB の主断層面が確認され、反射断面でもこの深度を通過する北方へ $25^{\circ} \sim 30^{\circ}$ の角度で傾斜する明瞭な反射面が認められた。MTLTB の上盤側の反射面は乱れており、ボーリングコアでは全体的に破碎された和泉層群 (Iz) の砂岩泥岩互層及び凝灰岩泥岩互層が確認された。MTLTB の下盤側の反射面は北傾斜に傾斜する強い反射面が認められ、ボーリングコアでは割れ目の少ない堅硬な三波川変成岩類 (Sb) が確認された。CMP80 付近には北へ約 60° の角度で傾斜する川上断層の反射面が認められるが、深部の断層の反射面が不明瞭であるため、MTLTB との交差関係は不明瞭である。CMP90 付近には南へ $40^{\circ} \sim 50^{\circ}$ 傾斜する和泉層群と三波川変成岩類を切断する明瞭な反射面が認められるが、地表部ではこの断層は確認されないため川上断層に切られていると推定される。地表付近では、岡村層群及び扇状地堆積物の基底面と推定される反射面が認められた。

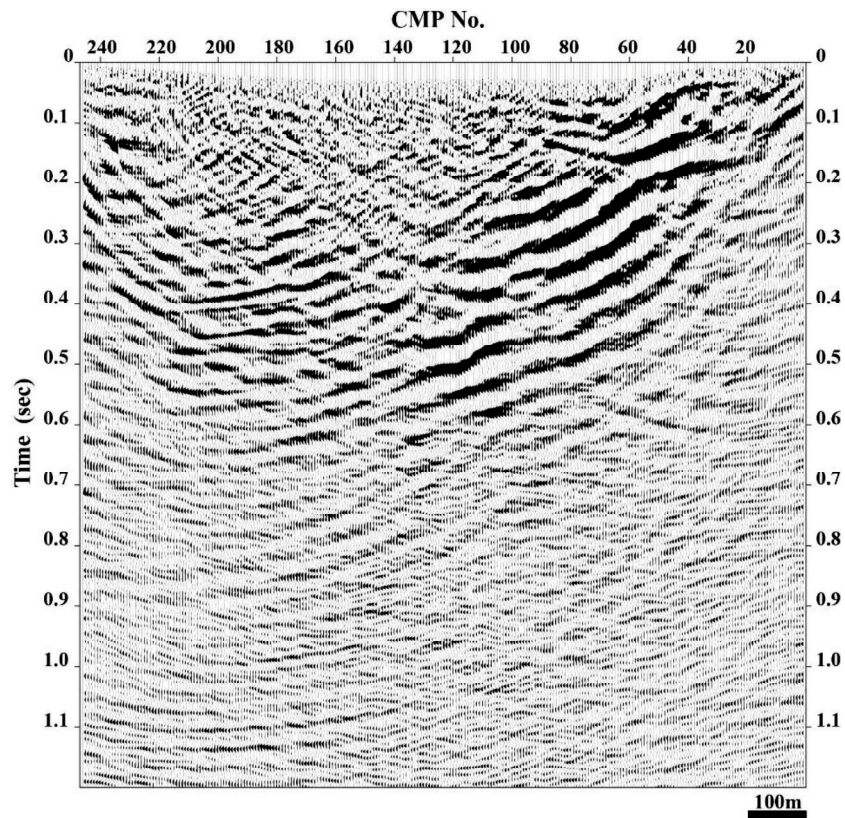


図 4.1-1 マイグレーション処理後時間断面図

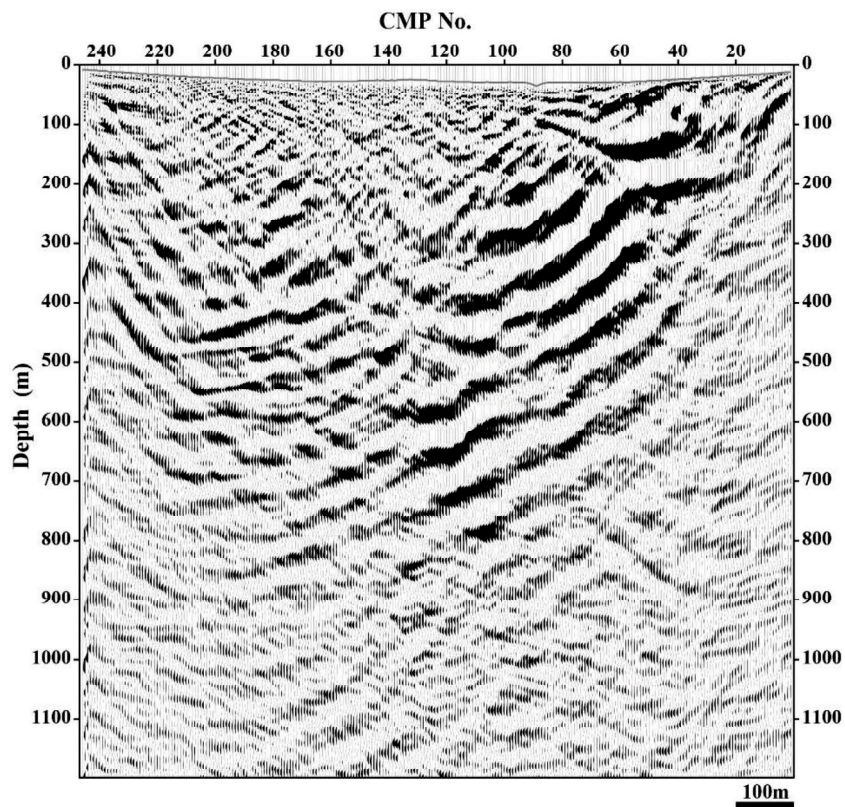


図 4.1-2 深度変換図

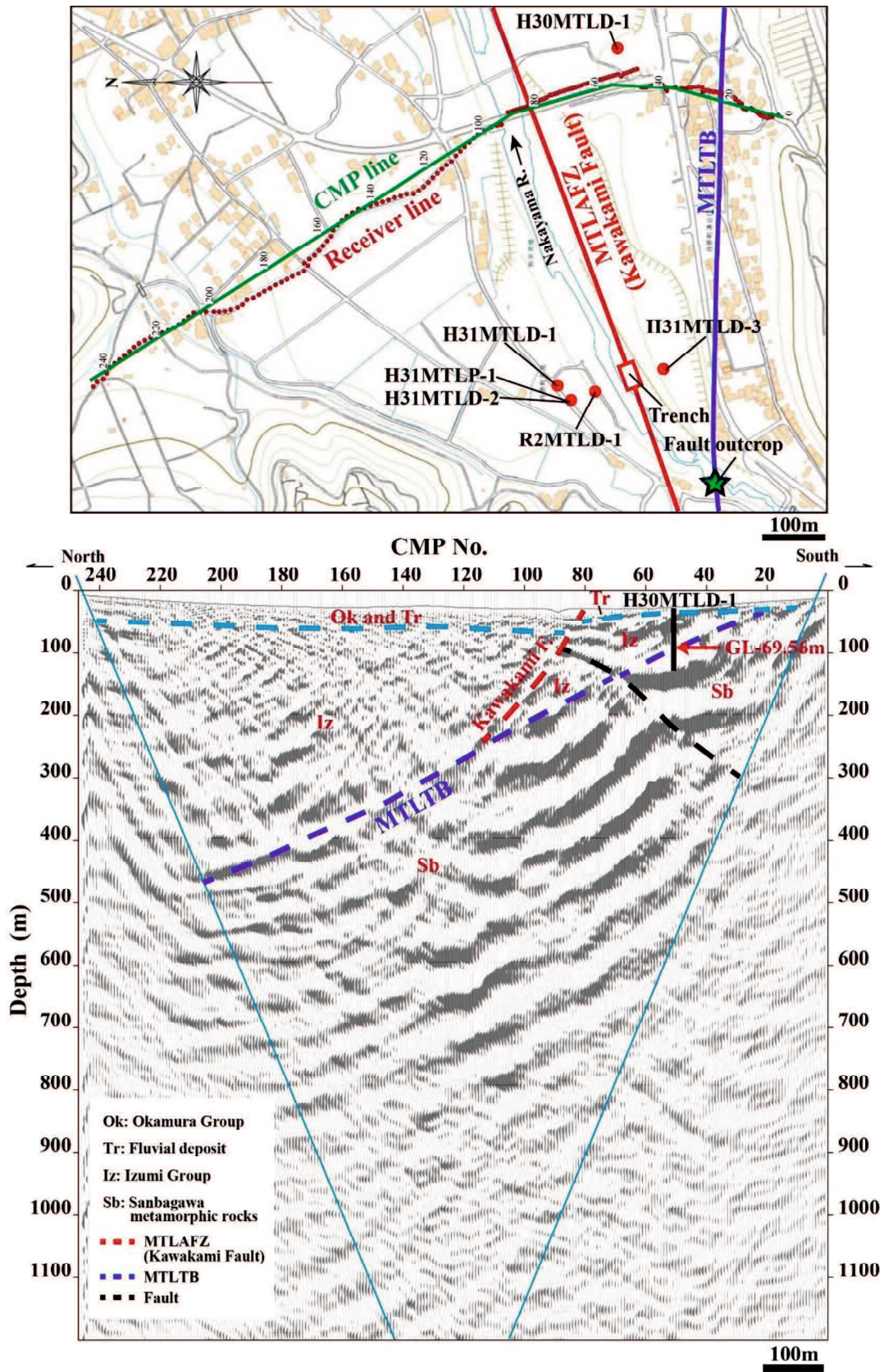


図 4.1-3 反射断面の解釈図

地形図は国土地理院の数値地図を引用。

水色枠の内側の範囲は有効な反射面の範囲を示す。

4.2 高密度電気探査結果

高密度電気探査は、中山川を横断するように延長 500 m の測線区間で実施した。比抵抗解析断面図を図 4.2-1 に示す。表層部及び距離程 200-320 m、標高-50~30 m では、300 Ω m 以上の高比抵抗値を示す。距離程 140~250 m、標高 50 m 付近、距離程 100~180 m、標高-50~60 m、距離程 310~420 m、標高-110~50 m では、100 Ω m 以下の低比抵抗値を示した。その他の箇所では、100~300 Ω m の比抵抗値を示した。

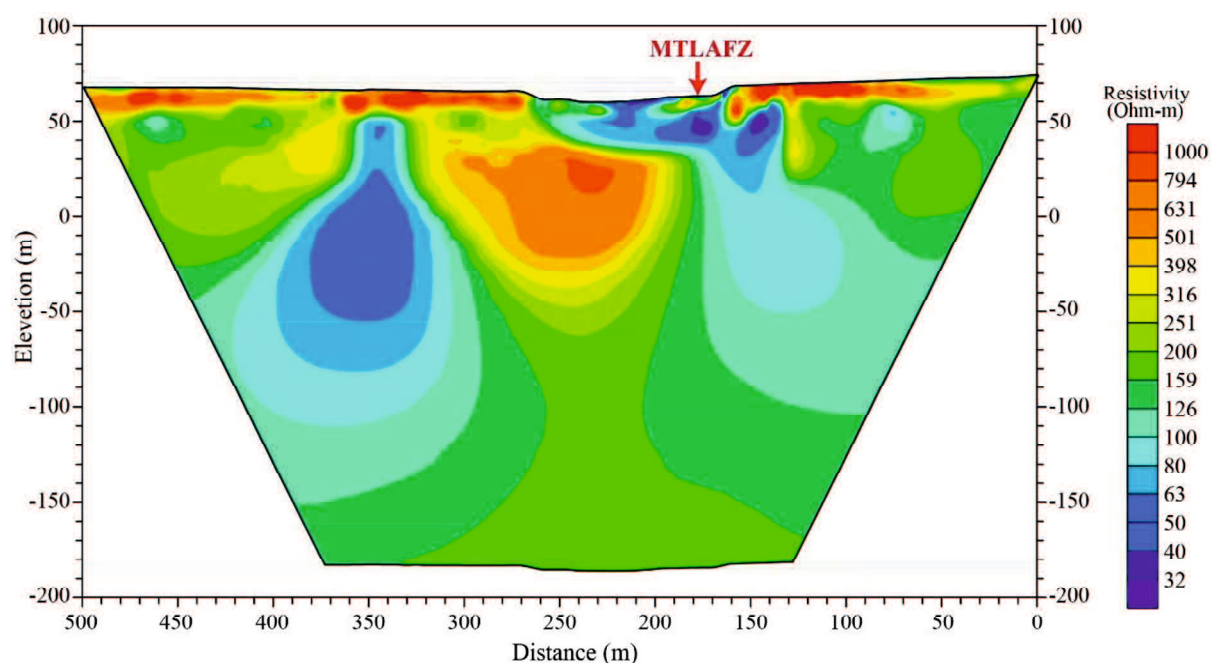


図 4.2-1 比抵抗解析断面図

図 4.2-2 は、同じ測線で実施した反射法地震探査解析断面図と比抵抗解析断面図を重ね合わせ、H30MTL-1 孔を投影した図である。MTLTB のトレースは、ボーリングで確認した深度 69.56 m と高密度電気探査の比抵抗の分布及び反射法地震探査の反射面を考慮して投影した。地表部での川上断層の位置は、断層露頭 (図 3.1-1、Loc. 2) 及びトレンチで確認した断層の延長と測線が交差する位置とした。中山川河床部を除く地表付近で 800 Ω m 以上の高比抵抗帯は、扇状地堆積物中の地下水面より上位の部分を反映していると推定される。距離程 200-320 m、標高-50~30 m の 500 Ω m 以上の高比抵抗帯は、川上断層上盤の主破砕帯中の安山岩のブロックである可能性がある。A-A' 測線で実施したボーリングにおいて断層の上盤の主破砕帯に同様の石鎚層群の安山岩ブロックが確認されており、H31MTLD-1 孔で実施した電気探査では、安山岩の割れ目の少ないブロックにおいて 500 Ω m 以上の高い比抵抗値を確認している。距離程 100~180 m、標高-50~60 m、距離程 310~420 m、標高-110~50 m の 100 Ω m 以下の低比抵抗帯は MTLTB の上盤側の和泉層群中において南方及び北方に高角度に傾斜する断層破砕帯の可能性がある。川上断層は距離程 170 m 付近の地表付近の低比抵抗帯から北方へ約 70° の傾斜角度で安山岩ブロックと推定される高比抵抗帯の南側境界に沿って地下へ延長すると推定される。最も北に位置する低比抵抗帯は、岡村層群の分布範囲まで達している可能性があるが、扇状地堆積物の分布範囲には達しておらず地表にも変位がないため、更新世後期以降の活動はないと考えられる。また、ボーリングサイト近傍にある道前溪温泉 (図 3.1-1、Loc. 5) の泉質は 1 kg 中、ナトリウムイオン 2859 mg、塩素イオン 4043 mg と報告されている (図 4.2-3) ((株) アイ・テック, 1994)。このような中央構造線沿いに湧出する高塩分濃度の地下水は、地下深部での粘土鉱物の層間脱水流体、変成脱水流体、プレートスラブからの脱水流体を起源としていると考えられている(網田ほか, 2014)。川上断層が通過する西条平野では、断層の南側の地下水位が断層の北側の地下水位よりも約 3 m 高いことが知られており、(池田ほか, 2015; 徳増ほか, 2019)、塩分濃度の高い地下水が断層に沿って上昇して

きたことにより、比抵抗値の低い分布となった可能性がある。

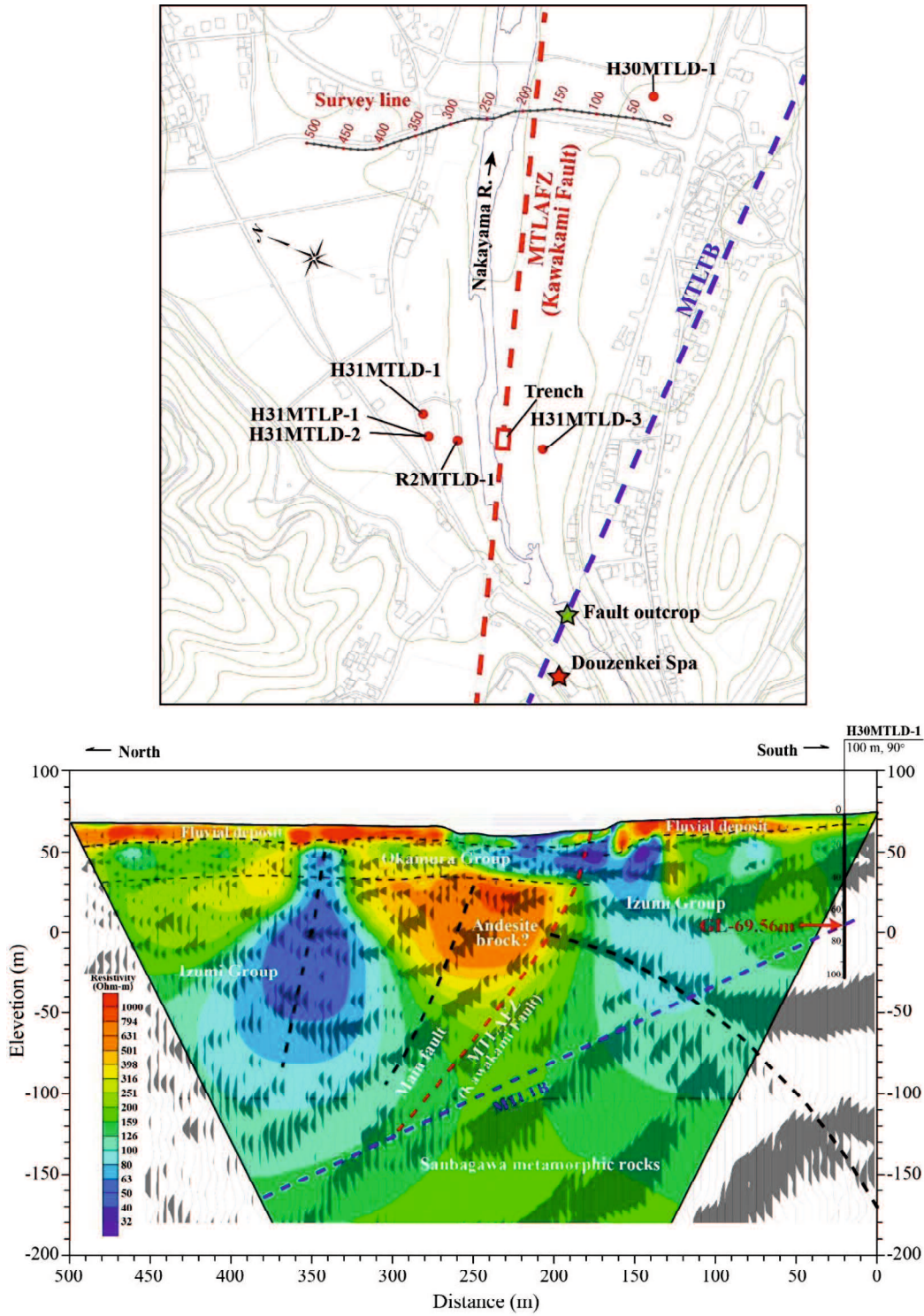


図 4.2-2 比抵抗解析断面の解釈図
地形図は国土地理院の数値地図を引用。

温泉分析書

愛媛県西条市丹原町来見 897-1
(有) 道前溪温泉 TEL 0898-73-2834

- 1 温泉名 道前溪温泉 第2号泉
- 2 泉質 ナトリウム-塩化物冷鉱泉 (低張性弱アルカリ性冷鉱泉)
- 3 泉温 源泉温度 24.6 °C
温泉使用温度 42.0 °C

4 温泉の成分

1kg 中

陽イオン (mg)		陰イオン (mg)	
リチウムイオン	0.9	フッ素イオン	6.0
ナトリウムイオン	2859	塩素イオン	4043
カリウムイオン	15.3	臭素イオン	9.0
マグネシウムイオン	17.2	チオ硫酸イオン	4.2
カルシウムイオン	25.0	硫酸イオン	1.1
ストロンチウムイオン	5.0	炭酸水素イオン	429.0
バリウムイオン	2.9	炭酸イオン	8.1
鉄 (I) イオン	0.1		
鉄 (II) イオン	0.1		
計	2926	計	4500

遊離成分

1kg 中

非遊離成分 (mg)		溶存ガス成分 (mg)	
メタケイ酸	11.0	遊離二酸化炭素 (遊離炭酸)	4.6
メタホウ酸	180.0		
計	191.0	計	4.6

溶存物質 (ガス性のものを除く) 7.617 g/ k g
成分総計 7.622 g/ k g

その他微量成分

1kg 中

アンモニウムイオン	0.1mg 未満	ヨウ素イオン	0.1mg 未満
アルミニウムイオン	0.05mg 未満	水酸イオン	0.1mg 未満
総クロム	0.005mg 未満	リン酸水素イオン	0.1mg 未満
マンガンイオン	0.01mg	総ヒ素	0.005mg 未満
銅イオン	0.005mg 未満	亜硫酸イオン	0.1mg 未満
亜鉛イオン	0.006mg	硝酸イオン	0.1mg 未満
カドミウムイオン	0.0005mg 未満	セレン	0.001mg 未満
総水銀	0.005mg 未満	硫化水素	0.05mg 未満
鉛イオン	0.001mg 未満		

5 温泉の分析年月日 平成 8 年 7 月 2 6 日

6 分析機関 愛媛県立衛生研究所

図 4.2-3 道前溪温泉の温泉分析書

4.3 断層露頭調査結果

中山川流域に愛媛県の天然記念物に指定されている MTLTB の断層露頭が存在する（図 3.1-1、Loc.1）。図 4.3-1 及び図 4.3-2 に中山川左岸の断層露頭の写真とスケッチを示す。本露頭では主断層面上盤に厚さ約 5 m の石鎚層群起源と推定される安山岩、主断層の下盤側に三波川変成岩類を構成する泥質片岩及び和泉層群の砂岩泥岩互層が分布する。主断層面の走向は $N87^{\circ} E$ 、傾斜は $27^{\circ} S$ 、条線のレイク角は $82^{\circ} W$ を示す。主断層の上盤に分布する安山岩中の長石の斑晶は変質によりほとんどが白濁化している。また、安山岩は破碎により全体的に角礫化しており（図 4.3-2a）、断層面沿いの厚さ約 50 cm の範囲は完全に原岩の組織が完全に失われてカタクレーサイト化している。更に断層面に接する厚さ約 20 cm 以下の範囲は黒色細粒のウルトラ・カタクレーサイトを挟み部分的に安山岩体中への注入組織が認められる（図 4.3-2b, c）。主断層近傍には和泉層群起源の砂岩泥岩互層のレンズや三波川帯起源の泥質片岩の角礫を含む（図 4.3-2d）。安山岩体中には引き延ばされてレンズ化したウルトラ・カタクレーサイトのレンズが認められる（図 4.3-2e）。主断層の下盤側に分布する三波川帯の泥質片岩は、幅約 2 m の範囲において破碎によりレンズ化及び角礫化している（図 4.3-2f）。主断層近傍の泥質片岩中及びウルトラ・カタクレーサイト中には、ドロマイトやカオリナイトの細脈が卓越する（岸ほか, 1996）（図 4.3-2g）。断層近傍の非対称せん断構造は、断層の上盤が北方に正断層センスで変位したことを示す（図 4.3-2h）。

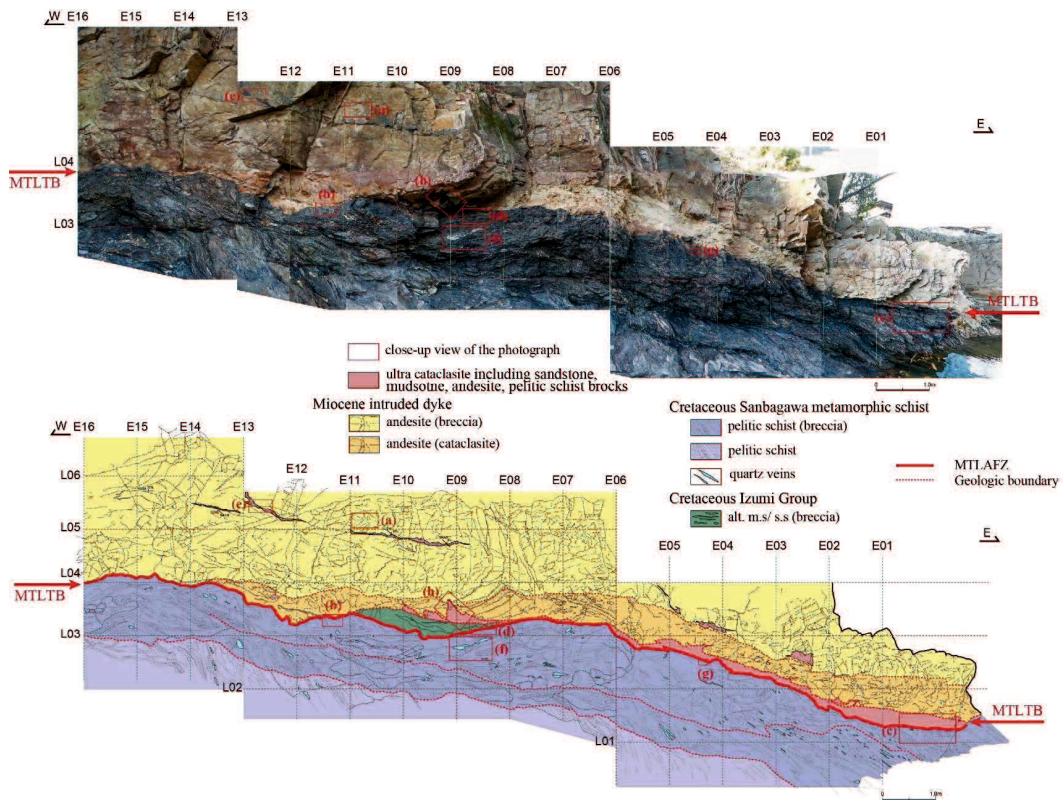


図 4.3-1 中山川左岸 (Loc. 1) における MTLTB の露頭写真及び露頭スケッチ

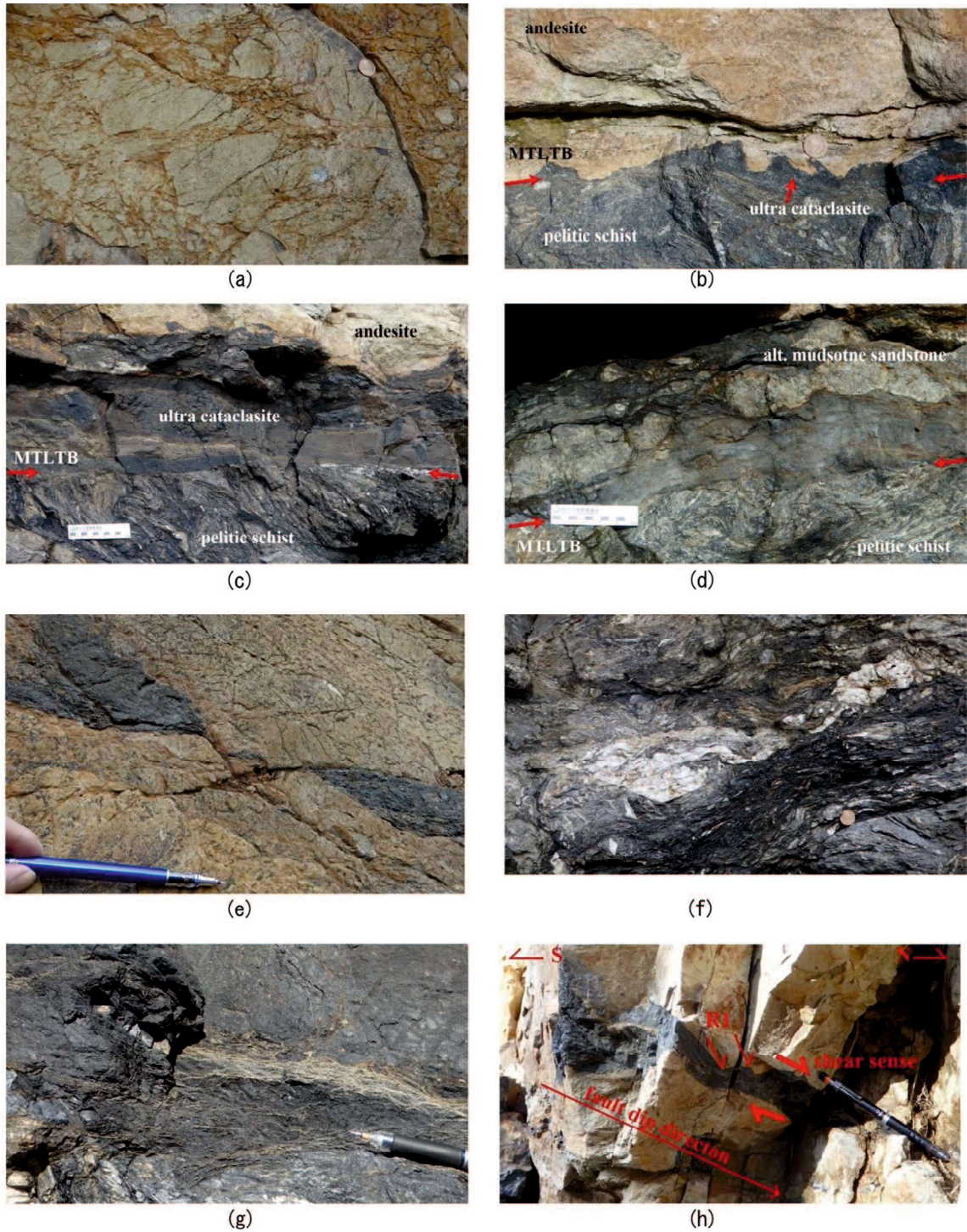


図 4.3-2 中山川左岸 (Loc. 1) における断層露頭の部分拡大写真

(a)角礫化した安山岩岩脈、(b)安山岩岩脈及び泥質片岩境界部、(c)ウルトラ・カタクレーサイト及び泥質片岩境界部、(d)砂岩泥岩互層及び泥質片岩境界部、(e)安山岩岩脈中に挟在するウルトラ・カタクレーサイトのレンズ、(f)泥質片岩中のレンズ状構造、(g)ウルトラ・カタクレーサイト中のドロマイイト細脈、(h)主断層沿いの正断層センスを示す非対称構造

4.4 トレンチ調査結果

トレンチ調査は中山川左岸で確認されている川上断層露頭（図 3.1-1、Loc. 2）の東方延長の河床部において行った（図 4.4-1）。トレンチ法面には、白亜系の和泉層群の泥岩、和泉層群の泥岩を起源とする断層ガウジ、更新統の扇状地堆積物を構成する砂礫層が認められる（図 4.4-2、図 4.4-3）。川上断層は南側の和泉層群泥岩と北側の扇状地堆積物とを境する。川上断層の下盤に分布する泥岩は幅約 2 m の範囲において割れ目が卓越し部分的に破碎されている。川上断層の上盤に分布する扇状地堆積物の礫（図 4.4-2、Fd2）は、断層変位に伴う主断層と平行な礫の定向配列が認められる。最新活動面は和泉層群起源の断層ガウジ（図 4.4-2、g1-g3）と扇状地堆積物起源の礫と断層ガウジとの混合層（図 4.4-2、g4）とを境し、現生の扇状地堆積物（図 4.4-2、Fd1）に被覆されている。断層面はシャープで連続性が高く、すべての古い断層ガウジの構造を切断する。断層面は北方へ 72° の角度で傾斜し、断層面上には僅かに東方へ傾斜した断層条線が認められる。この断層面の変位センスはトレンチ掘削地点直近の断層露頭において右横ずれであると報告されている(Kubota et al., 2020)。古い断層ガウジのせん断面は南方へ 80° 以上の角度で傾斜し、最新活動面に比べて湾曲し直線性に乏しい。断層ガウジの固結度は最新の断層ガウジ（g4）に比べて高い。

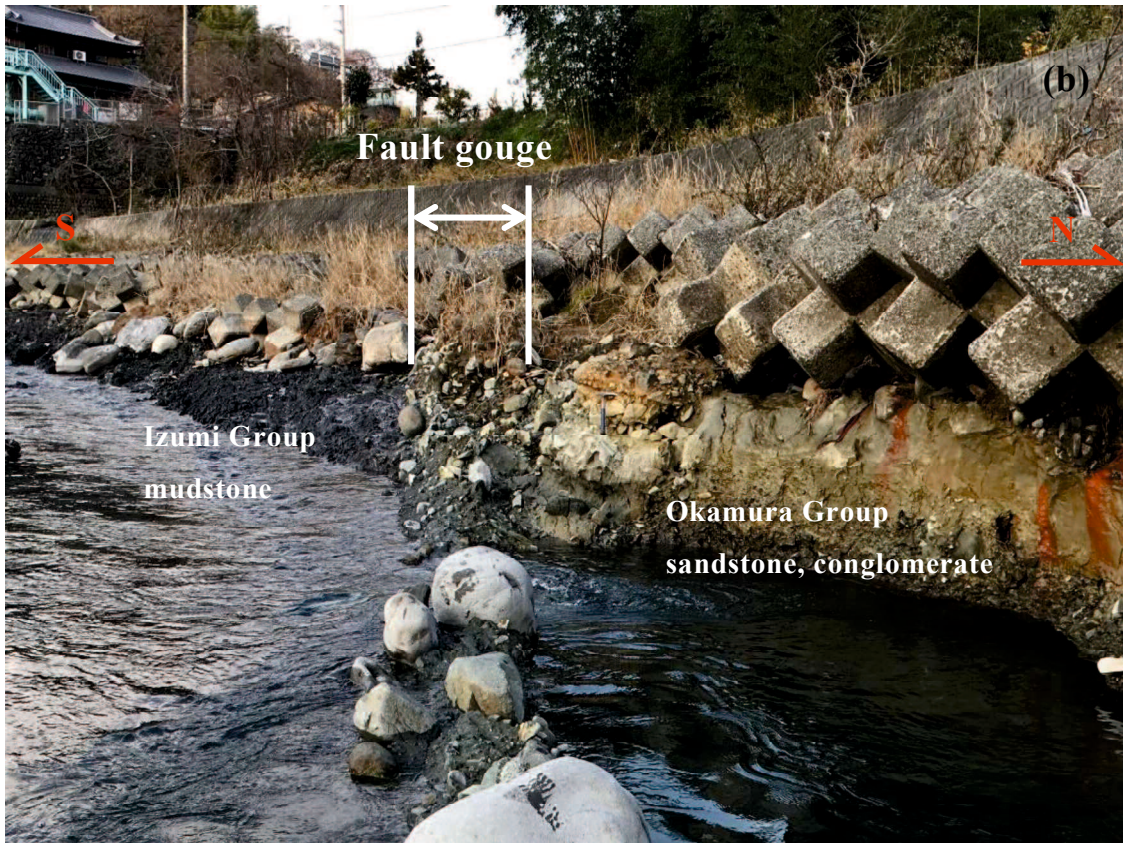


図 4.4-1 川上断層周辺の状況写真

(a) トレンチ調査地点及び川上断層露頭周辺の状況写真、(b) 川上断層の露頭写真（現在は河川侵食により消失）

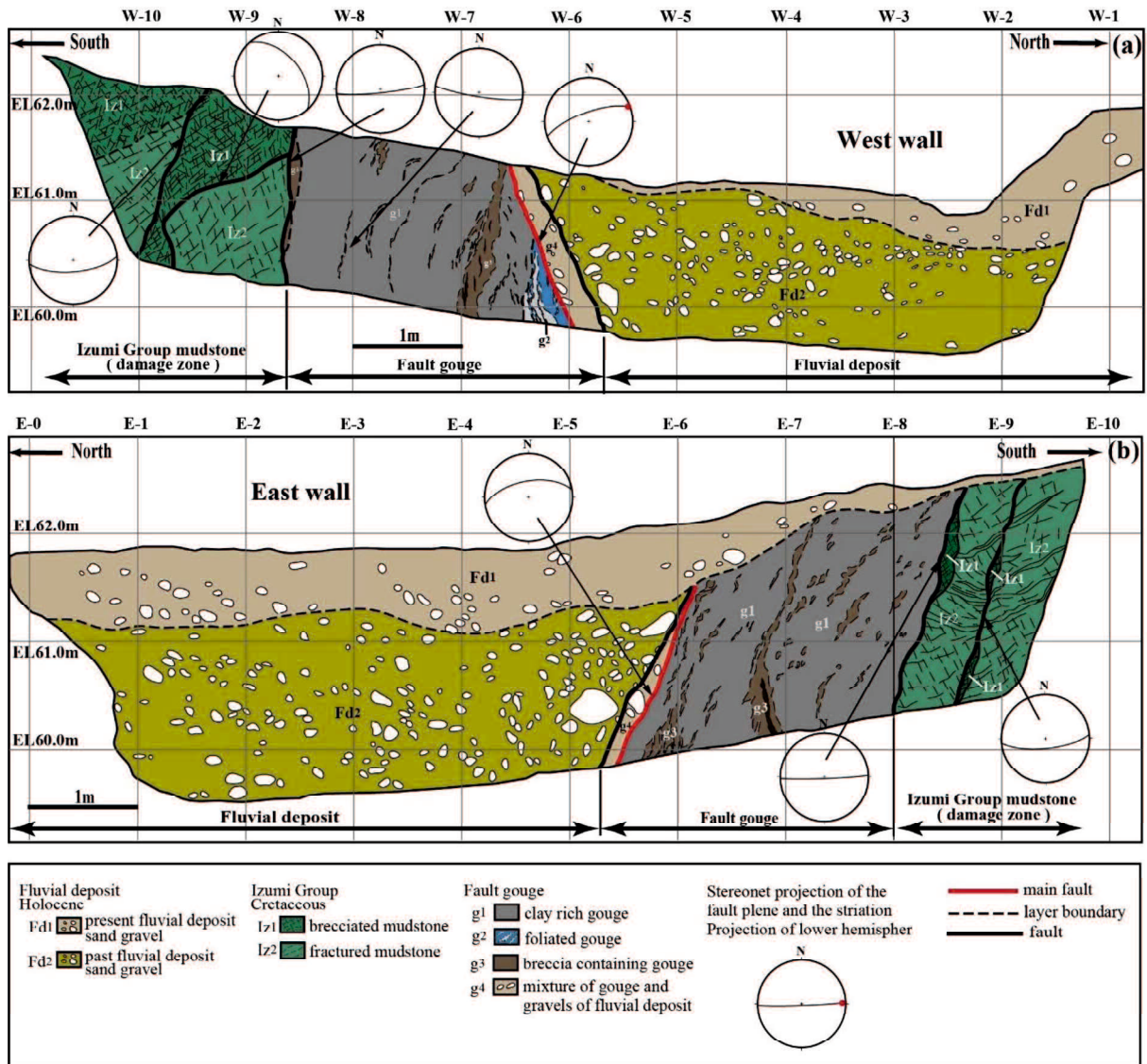


図 4.4-2 川上断層のトレンチ法面のスケッチ

(a) トレンチ西面のスケッチ、(b) トレンチ東面のスケッチ。

Miyawaki and Sakaguchi (2021)を一部改編。

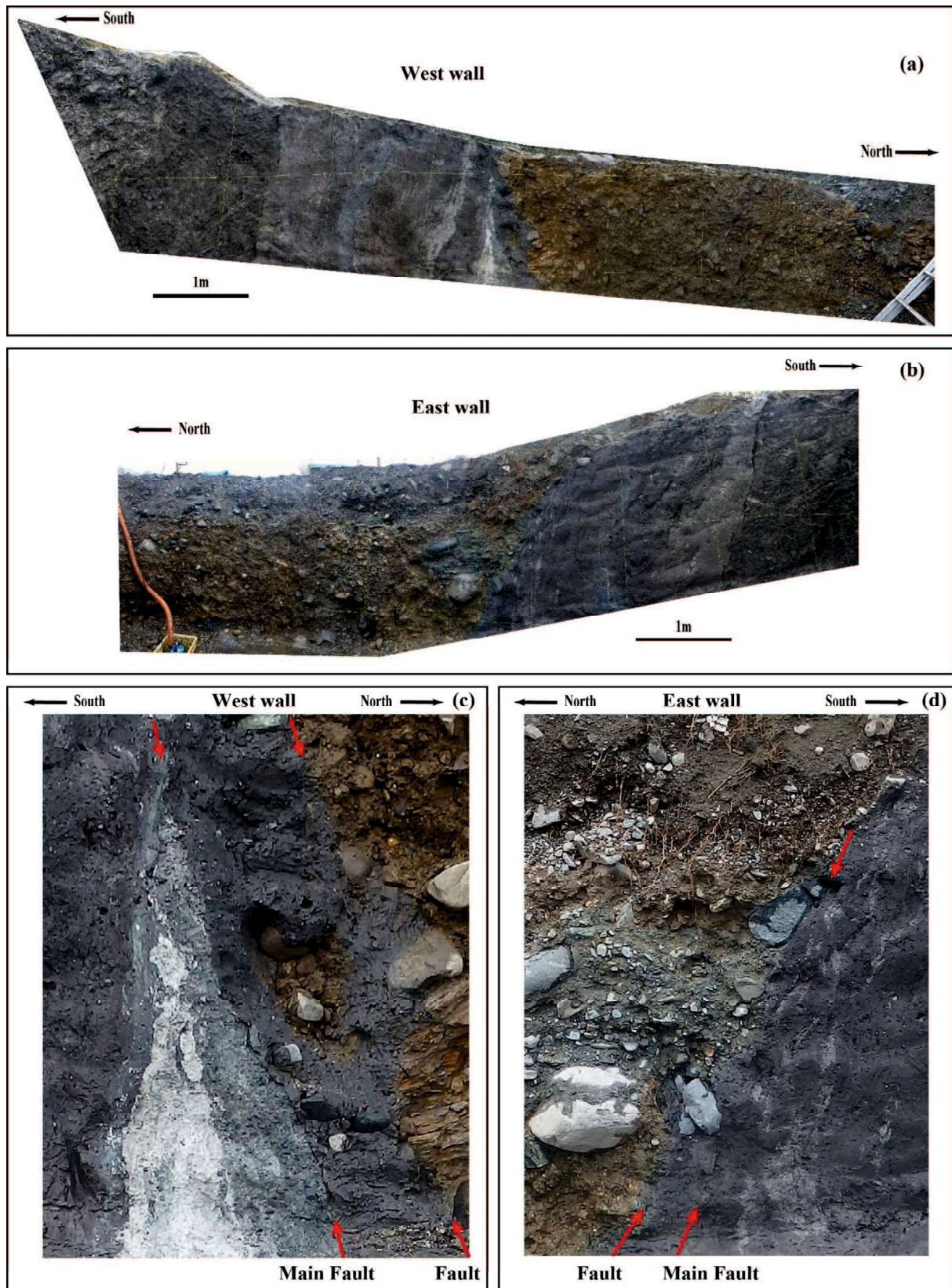


図 4.4-3 川上断層のトレンチ法面写真

(a) トレンチ西面の全景写真、(b) トレンチ東面の全景写真、(c) トレンチ西面の主断層の拡大写真、(d) トレンチ東面の主断層の拡大写真

4.5 ボーリング調査結果

図 4.5-1 は、A-A' 測線で掘削した H31MTLD-1 孔のボーリング柱状図と物理検層、及び H31MTLD-2 孔、H31MTLP-1 孔、R2MTLD-1 孔、H31MTLD-3 孔のボーリング柱状図である。各柱状図は、MTLTB の標高を同じ高さに揃えて配列した。岩相は、下位より三波川変成岩類、二組の主破砕帯 (main fault zones)、和泉層群の砂岩・泥岩互層、岡村層群の礫岩、扇状地堆積物の砂礫層からなる。主破砕帯は破砕帯を構成する主要な断層角礫種に応じて、蛇紋岩優勢角礫帯 (serpentinite dominant breccia zone) (図 4.5-2a)、安山岩優勢角礫帯 (andesite dominant breccia zone) (図 4.5-2b) に区分した。また、安山岩角礫、蛇紋岩角礫、泥岩角礫等の雑多な断層角礫種からなる破砕帯を混在角礫帯 (mixed breccia zone) (図 4.5-2c) に区分した。断層破碎によって破碎粒子が砂状～粘土状に細粒化し、面状組織が卓越している区間を主せん断ゾーン (PSZ; principal slip zone) に認定した。PSZ は地質境界に沿って幅数 m 以内の厚さで存在する。また、PSZ 中で全体の構造を切断するシャープな断層面を最新活動面と認定した。MTLTB は三波川変成岩類と安山岩優勢角礫帯とを境し、地質境界に沿って幅数 m の面状組織の卓越した PSZ が認められる。最新活動面はシャープな断層面を伴い厚さ数 cm 以下の断層ガウジを挟在する。三波川変成岩類は、MTLTB の近傍及び局所的に存在する厚さ 1.8 m 以下の固結したカタクレーサイトを除き全体的に割れ目の少ない堅硬な岩石からなる。川上断層は和泉層群と安山岩優勢角礫帯又は和泉層群と岡村層群とを境し、地質境界に沿って幅数 m の PSZ が認められる。最新活動面はシャープな断層面を伴い厚さ数 cm 以下の断層ガウジを挟在する。図 4.5-3 に A-A' の地質断面図を示す。

図 4.5-4 は、地震探査測線において単独で掘削した H30MTLD-1 孔の柱状図である。岩相は、下位より三波川変成岩類、和泉層群の凝灰岩・泥岩互層及び砂岩・泥岩互層、扇状地堆積物の砂礫層からなる。MTLTB は三波川変成岩類と和泉層群の泥岩とを境し、地質境界に沿って幅数 m の PSZ が認められる。最新活動面はシャープなせん断面を伴い厚さ数

mm の断層ガウジを挟在する。以下に各孔の地質状況の詳細を記す。

H31MTLD-1 孔は、南方へ 82° の傾斜角度で掘削された総掘進長 330 m のボーリング孔である。岩相は下位より三波川変成岩類、主破碎帯、和泉層群の砂岩・泥岩互層、岡村層群の礫岩、扇状地堆積物の砂礫層からなる。三波川変成岩類は岩相から上部と下部に区分される。上部は泥質片岩からなり、下部は砂質片岩、珪質片岩、塩基性片岩、砂質片岩・珪質片岩互層からなる。主破碎帯は安山岩優勢角礫帯、蛇紋岩優勢角礫帯及び剪断された泥岩基質中に砂岩、塩基性岩、片岩、安山岩等の岩片を含む混在角礫帯からなる。MTLTB は 137.03 m で三波川変成岩類と安山岩優勢角礫帯とを境し、地質境界に沿って幅数 m の PSZ が認められる。最新活動面はシャープなせん断面を伴い厚さ 4 cm 断層ガウジを挟在する (図 4.5-5a)。最新活動面の傾斜角度はボアホールテレビュアーによる孔壁展開画像の解析により北方へ 30° 傾斜していることが分かった (図 4.5-6a)。主破碎帯の上部境界は 95.25 m にあり、断層面は連続性に乏しく凸凹している。和泉層群は全体的に割れ目が卓越し部分的に破碎されている。三波川変成岩類は、MTLTB に接する幅約 1.5 m の破碎部を除いて全体的に堅硬である。ただし、部分的に原岩組織を残すカタクレーサイトが、211.5 m、215.57 m、312.15 m に認められる (図 4.5-7)。RQD は MTLTB の上盤に分布する和泉層群の砂岩泥岩互層で RQD 0、主破碎部のうち破碎の程度が小さい安山岩で RQD 34 以下、その他の破碎部で RQD 0 を示した。また、MTLTB の下盤に分布する三波川変成岩類では、主断層に接する約 6m の区間と一部のカタクレーサイトで RQD 0 を示すものの、大部分は RQD 100 前後の高い値を示した。H31MTLD-1 孔では物理検層も実施した。図 4.5-1 に各種の物理検層図を地質柱状図と合わせて示す。図 4.5-9 に主要岩相ごとの物性値とコア写真を示す。P 波速度は MTLTB の上盤に分布する堆積岩中で 4 km/s 以下を示すが、下盤側では最大 5 km/s を示す。MTLTB 境界部の幅数 m 以内で大きな速度変化が認められる。P 波速度の違いは岩相と破碎の程度を反映していると考えられる。自然電位は、割れ目中の水の存在を反映していると推定され、MTLTB 上盤の割れ目が卓越する岩石

は下盤に比べて多くの地下水が賦存していることを示唆する。断層の上盤で 100 mV 以上、断層の下盤で 75 mV 以下を示す。自然電位の変化は、断層下盤の高 P 波速度と低自然電位は、堅硬な変成岩類に対応している。自然ガンマ線は、断層破碎帯において約 100 API 以下、三波川変成岩類下部 (Sb1) において変動が大きい。自然ガンマ線は、岩石中に含まれる主にカリウム等の天然放射性元素の量を反映していると推定される。比抵抗値は、断層破碎帯の基質部において概ね 150 Ωm 以下を示すが、一部、破碎帯中の割れ目の少ない安山岩ブロックでは 500 Ωm 以上の高い比抵抗値を示す。比抵抗値は、岩相の性状、破碎帯中の粘土鉱物の含有量、地下水中の存在等を反映していると考えられる。

H31MTLD-2 孔は、南方へ 63° の傾斜角度で掘削された総掘進長 170 m のボーリング孔である。岩相は下位より三波川変成岩類、二組の主破碎帯、和泉層群の砂岩・泥岩互層、岡村層群の礫岩、扇状地堆積物の砂礫層からなる。三波川変成岩類は泥質片岩からなる。和泉層群は全体的に割れ目が卓越し部分的に破碎されている。主破碎帯は安山岩優勢角礫帯及び蛇紋岩優勢角礫帯からなる。川上断層は 105.68 m において和泉層群の砂岩・泥岩互層と主破碎帯の安山岩優勢角礫帯とを境し、地質境界に沿って幅数 m の PSZ が認められる。最新活動面はシャープなせん断面を伴い厚さ 3-5 mm の断層ガウジを挟在する (図 4.5-5b)。最新活動面の傾斜角度はボアホールテレビによる孔壁展開画像の解析により北方へ 46° 傾斜していることが分かった (図 4.5-6b)。主破碎帯の上部境界は 79.95 m にあり、断層面は連続性に乏しく凸凹している。MTLTB は深度 116.75 m で三波川変成岩類と安山岩優勢角礫帯とを境し、地質境界に沿って幅数 m の PSZ が認められる。最新活動面はシャープなせん断面を伴い厚さ 8 mm の断層ガウジを挟在する (図 4.5-5c)。三波川変成岩類は MTLTB に接する厚さ約 0.3 m の破碎部を除いて全体的に堅硬である。

H31MTLP-1 孔は、南方へ 46° の傾斜角度で掘削された総掘進長 180 m のボーリング孔である。岩相は下位より三波川変成岩類、二組の主破碎帯、和泉層群の砂岩・泥岩互層、岡村層群の礫岩、扇状地堆積物の砂礫層からなる。三波川変成岩類は岩相から上部と下部

に区分される。上部は泥質片岩、下部は砂質片岩・珪質片岩互層からなる。和泉層群は全体的に割れ目が卓越し部分的に破碎されている。主破碎帯は安山岩優勢角礫帯及び蛇紋岩優勢角礫帯からなる。川上断層は 100.46 m において和泉層群の砂岩・泥岩互層と主破碎帯の安山岩優勢角礫帯とを境し、地質境界に沿って幅数 m の PSZ が認められる。最新活動面はシャープなせん断面を伴い 3 cm の断層ガウジを挟在する。主破碎帯の上部境界は 74.35 m にあり、断層面は連続性に乏しく凸凹している。MTLTB は深度 117.46 m で三波川変成岩類と安山岩優勢角礫帯とを境し、地質境界に沿って幅数 m の PSZ が認められる。最新活動面はシャープなせん断面を伴い厚さ 5 mm の断層ガウジを挟在する。三波川変成岩類は MTLTB に接する厚さ約 3 m の破碎部を除いて全体的に堅硬である。

R2MTLD-1 孔は、南方へ 40° の傾斜角度で掘削された総掘進長 120 m のボーリング孔である。岩相は下位より三波川変成岩類、主破碎帯、和泉層群の砂岩・泥岩互層、岡村層群の礫岩、扇状地堆積物の砂礫層からなる。三波川変成岩類は泥質片岩からなる。和泉層群は全体的に割れ目が卓越し部分的に破碎されている。主破碎帯は安山岩優勢角礫帯からなる。川上断層は 48.45 m において和泉層群の砂岩・泥岩互層と和泉層群の礫岩とを境し、地質境界に沿って幅数 m の PSZ が認められる。最新活動面はシャープなせん断面を伴う (図 4.5-5d)。最新活動面の傾斜角度はボアホールテレビによる孔壁展開画像の解析により北方へ 71° 傾斜していることが分かった (図 4.5-6d)。主破碎帯の上部境界は 74.35 m にあり、断層面は連続性に乏しく凸凹している。岡村層群は川上断層の沿いの厚さ約 10 cm の破碎部を除いてほとんど変形していない。MTLTB は深度 94.65 m で三波川変成岩類と安山岩優勢角礫帯とを境し、地質境界に沿って幅数 m の PSZ が認められる。最新活動面はシャープなせん断面を伴い厚さ 1-3 cm の断層ガウジを挟在する (図 4.5-5e)。最新活動面の傾斜角度はボアホールテレビによる孔壁展開画像の解析により北方へ 26° 傾斜していることが分かった (図 4.5-6e)。三波川変成岩類は MTLTB に接する厚さ約 0.3 m の破碎部を除いて全体的に堅硬である。

H31MTLD-3 孔は、鉛直下方に掘削された総掘進長 80 m のボーリング孔である。岩相は下位より三波川変成岩類、主破碎帯、和泉層群、扇状地堆積物の砂礫層からなる。三波川変成岩類は泥質片岩からなる。和泉層群は砂岩・泥岩互層及び凝灰岩からなり、全体的に割れ目が卓越し部分的に破碎されている。MTLTB は深度 55.28 m で三波川変成岩類と安山岩優勢角礫帯とを境し、地質境界に沿って幅数 m の PSZ が認められる。最新活動面はシャープなせん断面を伴い厚さ 5 mm の断層ガウジを挟在する (図 4.5-5f)。最新活動面の傾斜角度はボアホールテレビによる孔壁展開画像の解析により北方へ 31° 傾斜していることが分かった (図 4.5-6f)。三波川変成岩類は MTLTB に接する厚さ約 0.4 m の破碎部を除いて全体的に堅硬である。

H30MTLD-1 孔は、鉛直下方に掘削された総掘進長 100 m のボーリング孔である。岩相は下位より三波川変成岩類、和泉層群、扇状地堆積物の砂礫層からなる。三波川変成岩類は泥質片岩、砂質片岩、珪質片岩からなる (図 4.5-4)。和泉層群は凝灰岩・泥岩互層及び砂岩・泥岩互層からなり、全体的に割れ目が卓越し部分的に破碎されている。MTLTB は深度 69.63 m で三波川変成岩類と和泉層群泥岩とを境し、地質境界に沿って幅数 m の PSZ が認められる。最新活動面はシャープなせん断面を伴い厚さ約 17 cm の黒色緻密なウルトラ・カタクレーサイトを挟在する。最新活動面は深度 69.56 m のウルトラ・カタクレーサイト中にあり、シャープなせん断面に沿って厚さ 3-5 mm の断層ガウジを挟在する (図 4.5-8)。ボーリングコアで計測した最新活動面の傾斜角度は 25° である。三波川変成岩類は MTLTB に接する厚さ約 1.7 m の破碎部を除いて全体的に堅硬である。

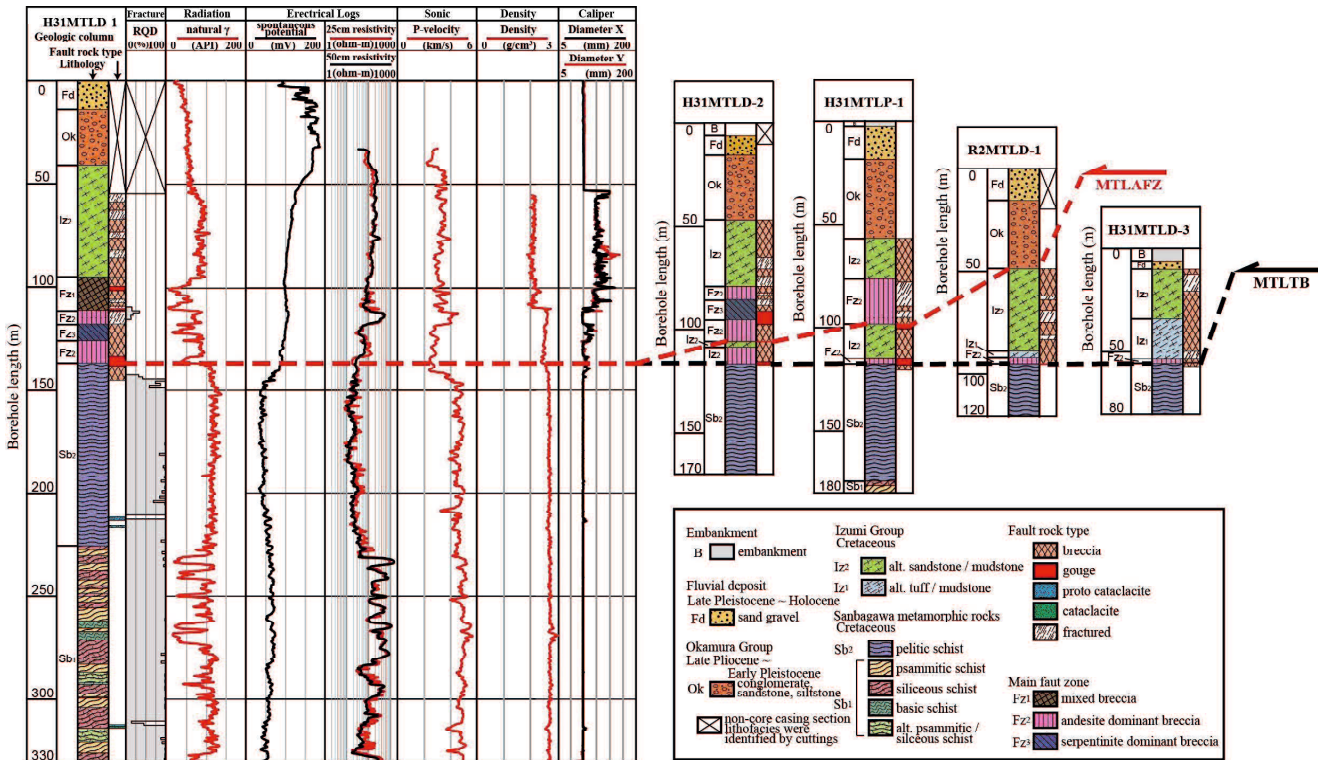
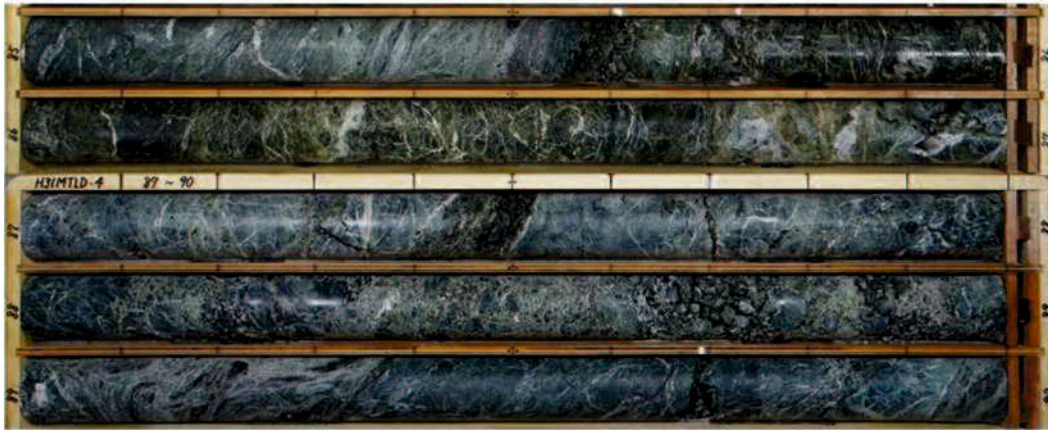
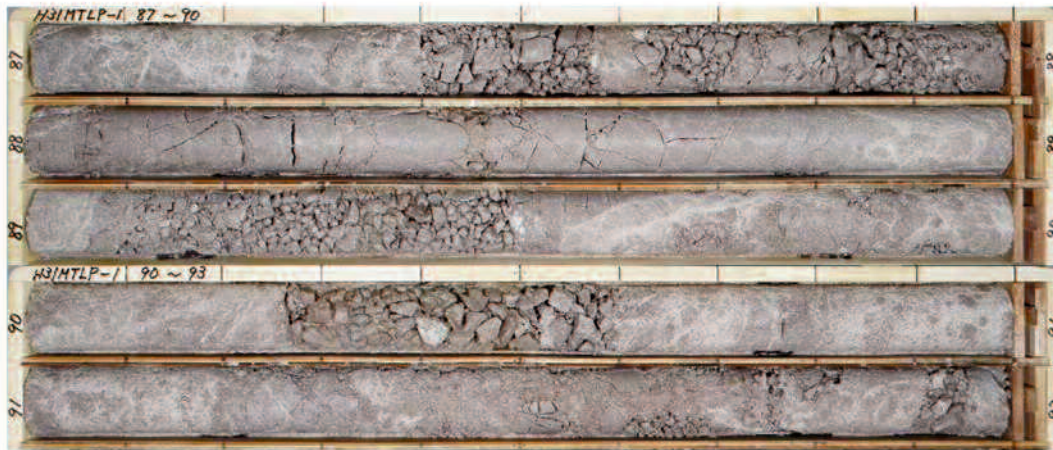


図 4.5-1 ボーリング柱状図 (A-A' 測線)
Miyawaki and Sakaguchi (2021)を一部改編



(a) Serpentinite dominant breccia (H31MTLD-2; 85.00-90.00m)



(b) Andesite dominant breccia (H31MTLP-1; 87.00-92.00m)



(c) Mixed breccia (H31MTLD-1; 100.25-105.25m)

図 4.5-2 各種破碎帯のコア写真

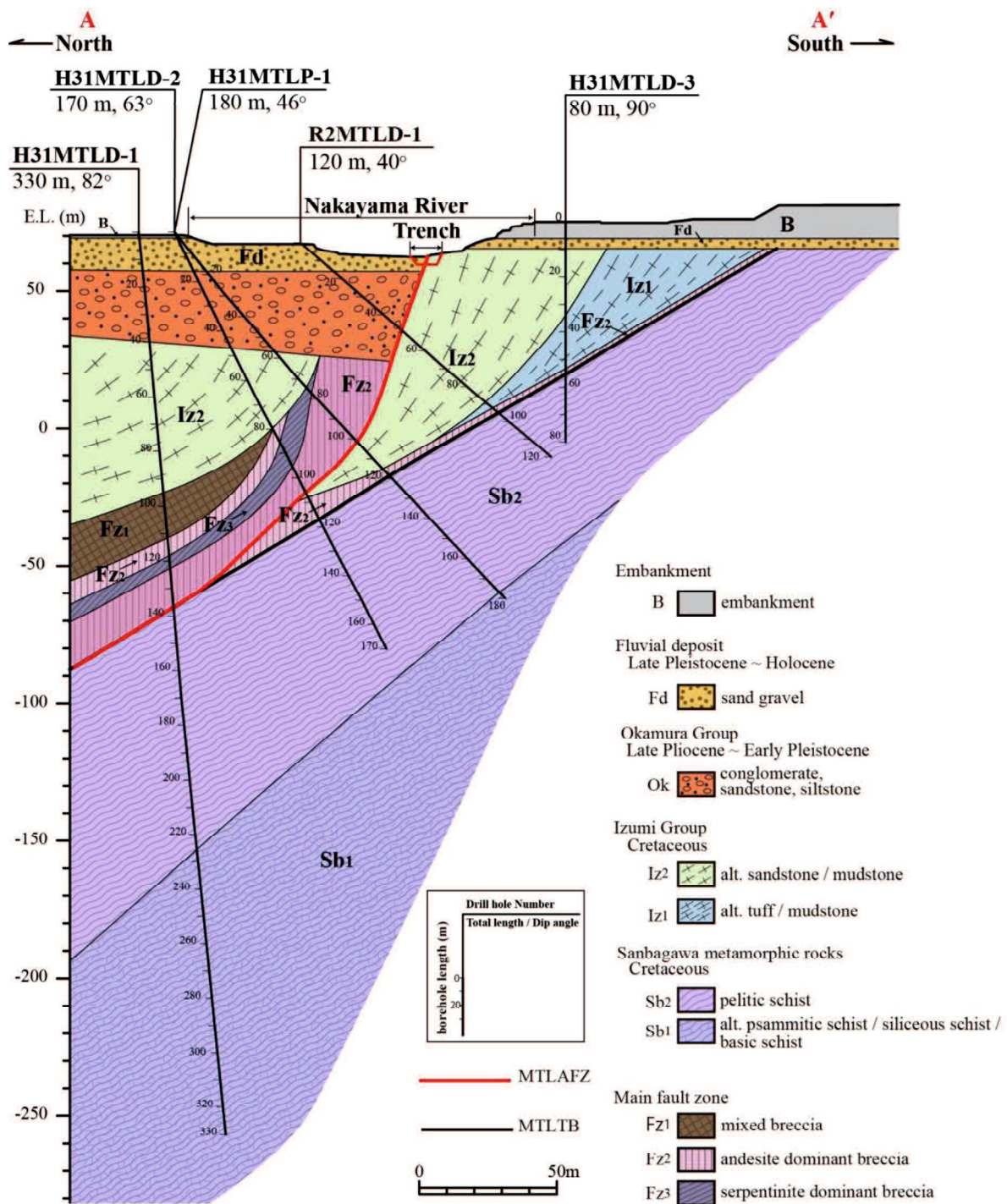


図 4.5-3 地質断面図 (A-A' 測線) (Miyawaki and Sakaguchi, 2021)

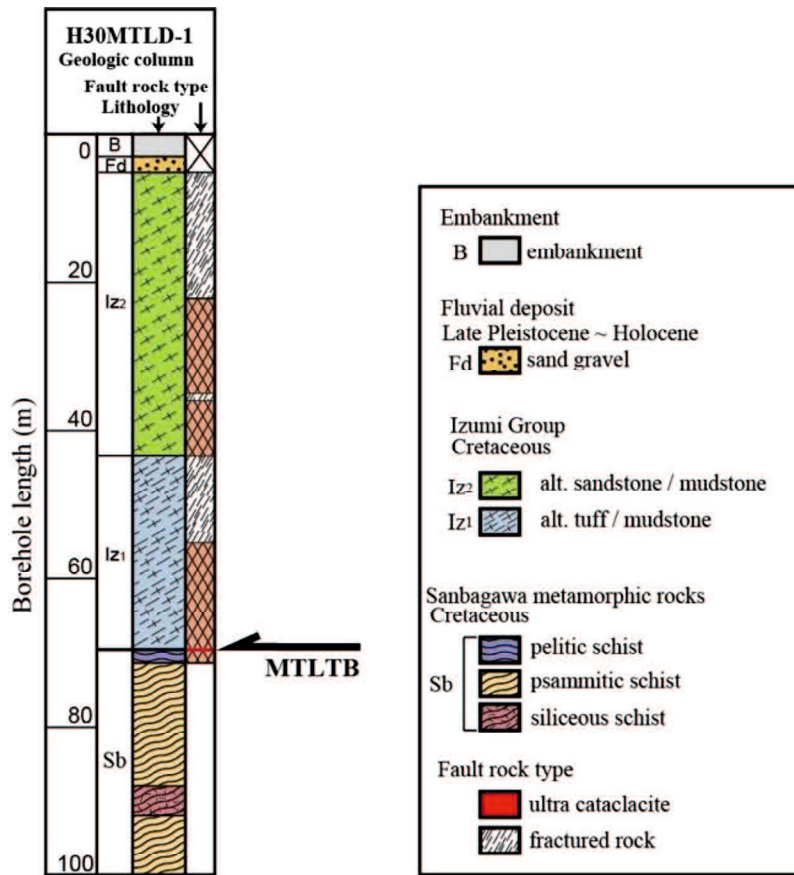


図 4.5-4 ボーリング柱状図 (H30MTLD-1 孔)

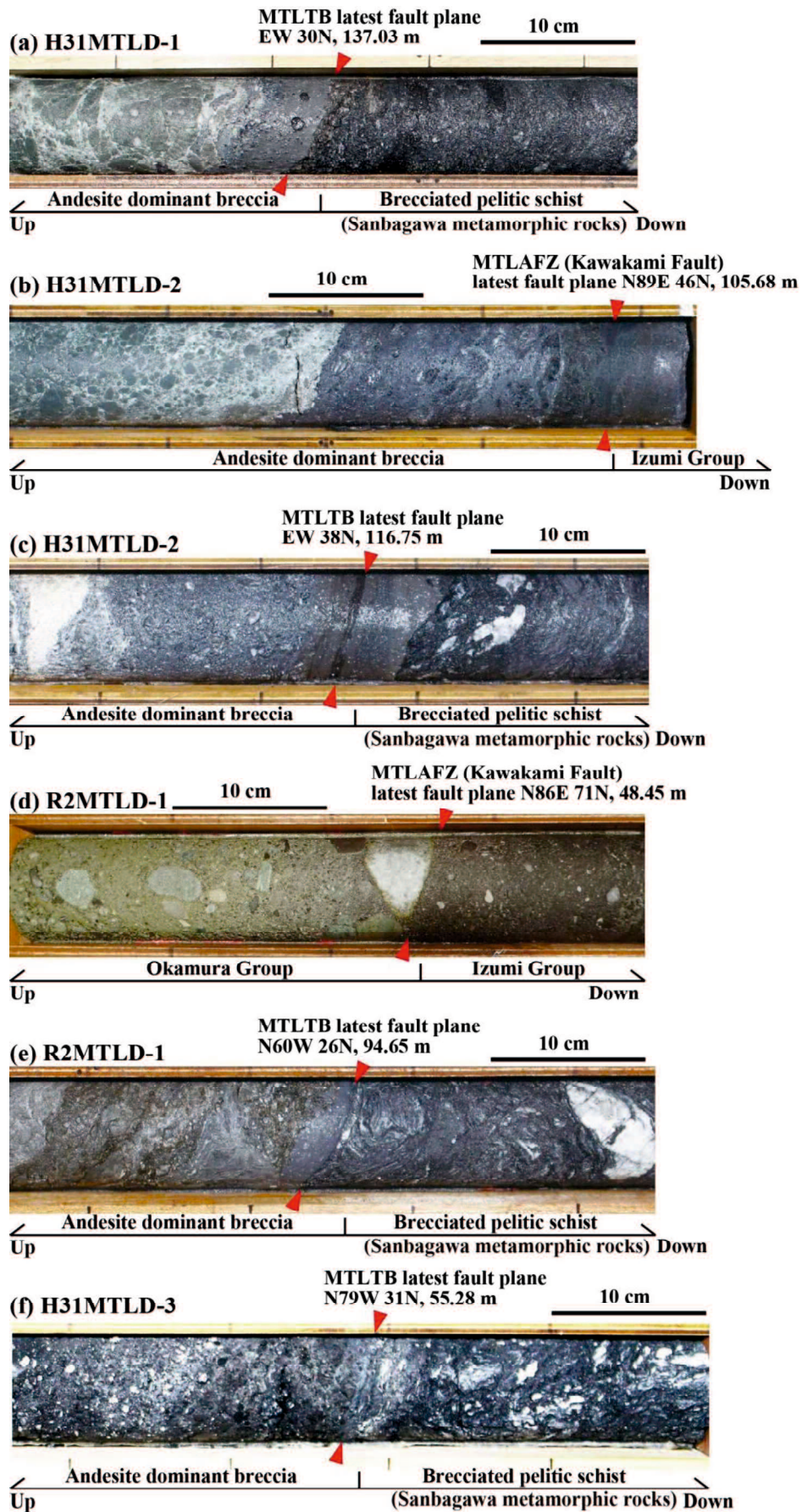


図 4.5-5 主せん断ゾーン (PSZ) 中の最新活動面付近のコア写真

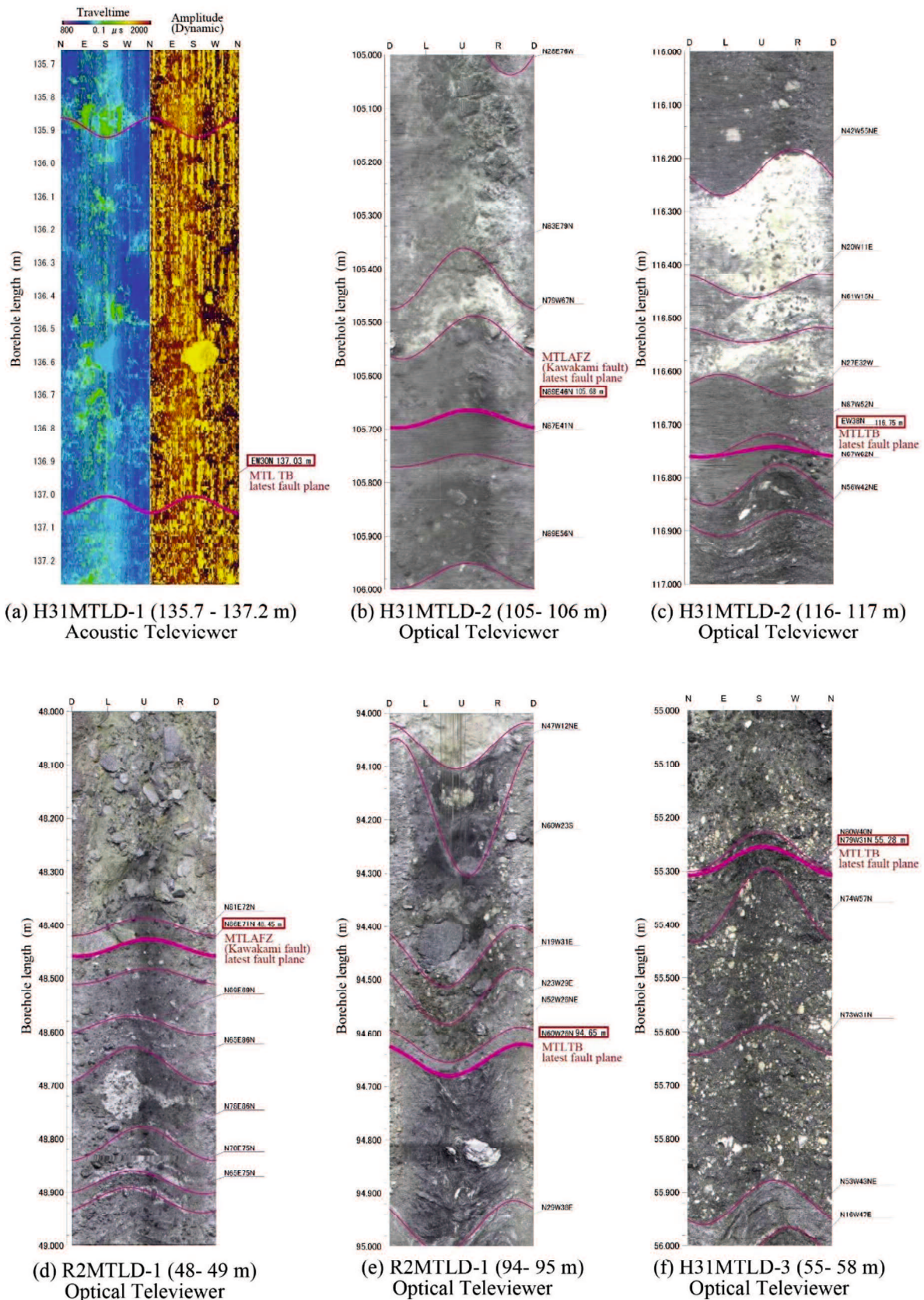
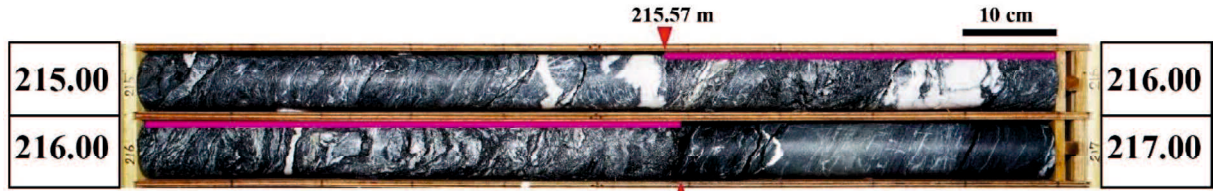


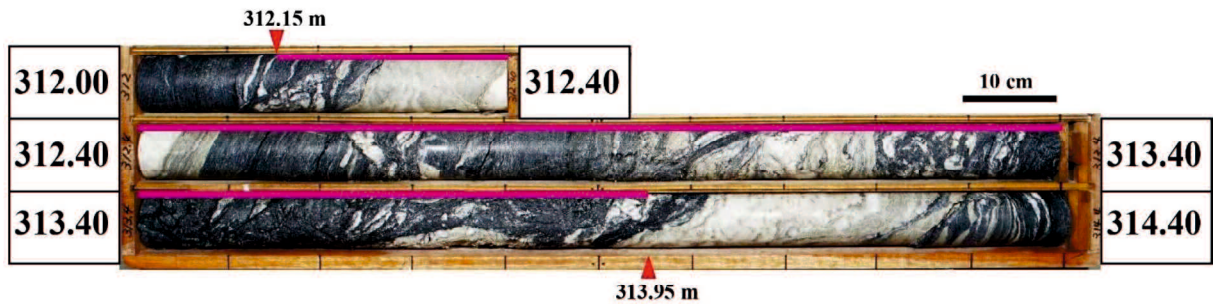
図 4.5-6 主せん断ゾーン (PSZ) 中の最新活動面付近の BHTV 展開画像の解析結果



(a) H31MTLD-1 (cataclastic zone: 211.55 - 213.32 m)



(b) H31MTLD-1 (cataclastic zone: 215.57 - 216.59 m)



(c) H31MTLD-1 (cataclastic zone: 312.15 - 313.95 m)

— range of cataclastic zone

図 4.5-7 三波川変成岩中のカタクレーサイト

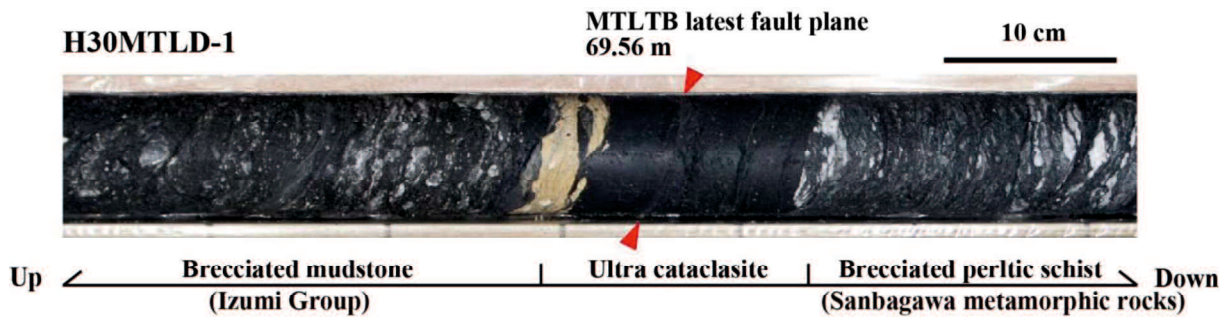



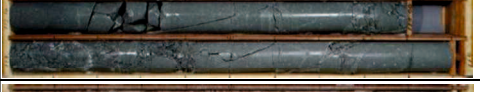



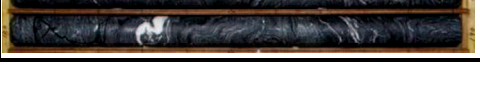


図 4.5-8 主せん断ゾーン (PSZ) 中の最新活動面のコア写真 (H30MTLD-1 孔)

図 4.5-9 主要岩相ごとの各種物性値とコア写真

Lithology	Fracture	Radiation	Electrical		Sonic	Density	Representative drill core photograph
	RQD (%)	natural γ (API)	SP (mV)	resistivity (ohm-m)	P-velocity (m/s)	density (g/cm ³)	
Okamura Group (conglomerate)	100	50-60	150-180	100	2-5	—	
Izumi Group (brecciated alt. ms/ss)	0	50-100	100-125	100-200	3-4	2	
Main fault zone (mixed breccia zone)	0-10	5-60	100	40-200	3-4	2	
Main fault zone (andesite dominant breccia zone - weakly brecciated damage zone)	10-30	70-80	100	300-600	4-5	2.6	
Main fault zone (andesite dominant breccia zone - highly brecciated)	0	70-80	80-90	40-100	2-3	2.5	
Main fault zone (serpentinite dominant breccia zone)	0	100	100	20-50	2-3	2.5	
Main fault zone (fault core)	0	30-50	80	20-30	2-3	2.4	
Sambagawa metamorphic rocks (intact pelitic schist, psammitic schist, siliceous schist, basic schist, alt. psammitic / siliceous scist)	100	20-130	30-70	10-900	4-6	2.7-3.0	

4.6 断層岩の鉱物の化学分析及び断層岩の X 線回析分析の結果

(1) 断層岩の鉱物の化学分析の結果

MTLTB 及び MTLAFZ の主破碎帯には、厚さ 5~10 m の蛇紋岩を主体とする破碎部（蛇紋岩優勢角礫帯）を挟在する。蛇紋岩は著しく破碎されており原岩の超苦鉄質岩を構成していたと考えられるカンラン石や輝石等の鉱物は変質作用により蛇紋石やドロマイト等の炭酸塩鉱物に置き換わっている。唯一、原岩の造岩鉱物と推定される ϕ 3 mm 以下のクロムスピネルが蛇紋岩中に少量含まれる。本論では、スピネル類 (spinel group) の鉱物のうち、magnesiochromite~chromite の固溶体のことをクロムスピネルと呼び、magnesioferrite~magnetite の固溶体のことを磁鉄鉱と呼ぶことにする (Haggerty, 1991; Deer et al., 2013) (図 4.6-1)。スピネル類は、開口性の割れ目が卓越し、ドロマイト等の炭酸塩鉱物が割れ目を充填している。スピネル類の縁辺部及び割れ目に沿って黒色で不透明な磁鉄鉱が認められる (図 4.6-2、図 4.6-3)。オープンニコル下では中心部は黒褐~暗褐色を呈する (図 4.6-2a)。

このスピネル類の起源を明らかにするため、EPMA による元素分析を行った。表 4.6-1 にリムの磁鉄鉱を除いたコアの部分の化学組成を示す。 Fe^{2+} と Fe^{3+} の含有量は Droop (1987) の方法に従って計算した。また、図 4.6-4 に EPMA による主要元素のカラーマッピング像を示す。スピネル類のコアでは Cr と Al に富み (図 4.6-4d, e)、リムでは Fe に富む (図 4.6-4c)。蛇紋岩が分布する基質では Mg に富む (図 4.6-4b)。また、スピネル類及び基質中の割れ目を充填する炭酸塩鉱物は Ca や Mg に富む (図 4.6-4a, b)。

図 4.6-5 に蛇紋岩中のスピネル類のコアの部分の Fe^{3+} -Cr-Al 三角ダイアグラムを示す。Cr と Al に富み、 Fe^{3+} に乏しい値を示す。図 4.6-6 に $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ と $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ の関係を示す。 $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ は約 0.6、 $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ は約 0.8 を示し、Haggerty (1991) や Biagioni and Pasero (2014) によるスピネル類の区分によると、マグネシオクロマイト (magnesiochromite) に分類される。また、荒井 (2010, 2018) の分類では、クロミタイ

ト又はアビスサルペリドタイトの分布範囲にプロットされた。

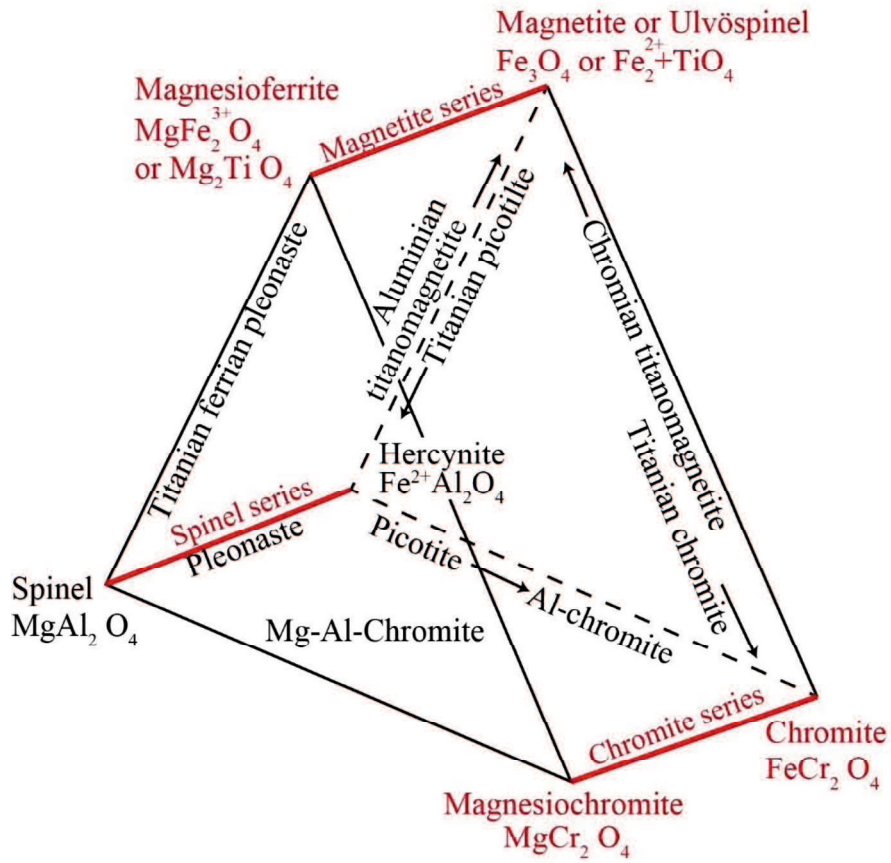
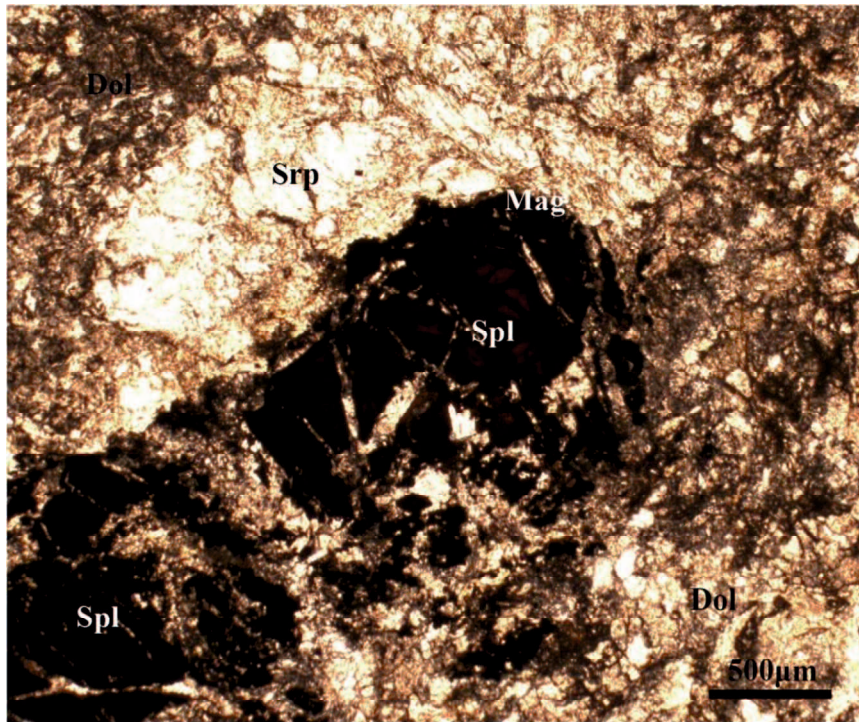
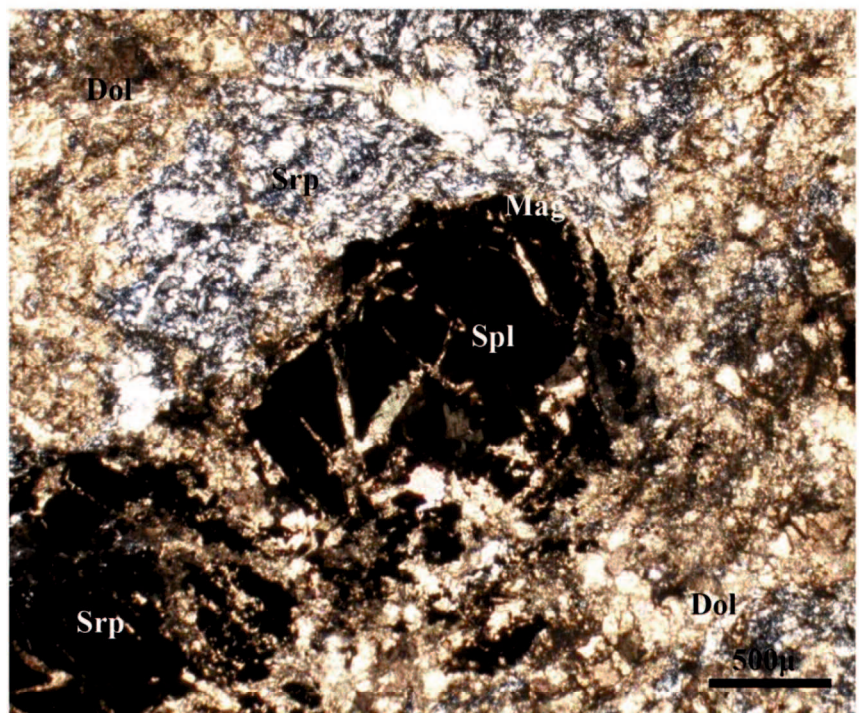


図 4.6-1 スピネル類の固溶関係

Haggerty (1991)及びDeer et al. (2013)に加筆



(a) Open polarized light



(b) Cross polarized light

図 4.6-2 蛇紋岩中のスピネル類の偏光顕微鏡写真
Srp; 蛇紋石、Spl; クロムスピネル、Mag; 磁鉄鉱、Dol; ドロマイト

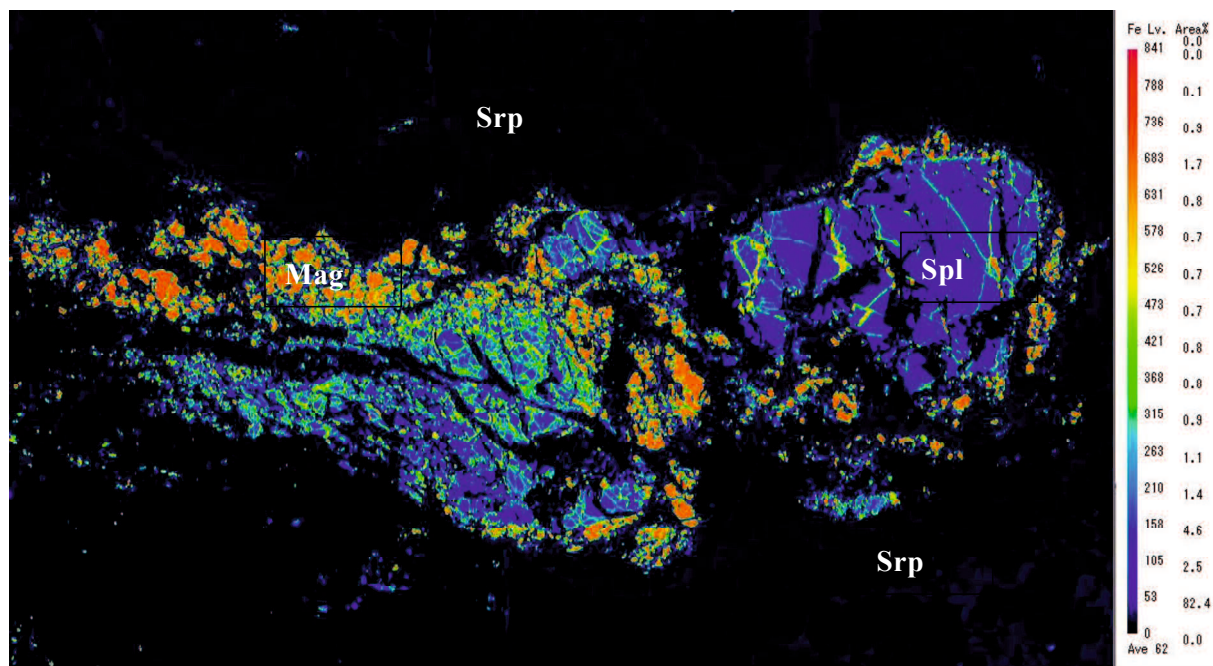


図 4.6-3 蛇紋岩中で脆性的に破壊されたスピネル類のFeのカラーマッピング像
Srp; 蛇紋石、Spl; クロムスピネル、Mag; 磁鉄鉱

表 4.6-1 スピネル類のコアの部分の化学組成

Sample No.	17	18	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	43
(wt. %)																
SiO ₂	0.03	0.02	0.02	0.04	0.01	0.04	0.01	0.05	0.03	0.05	0.04	0.04	0.03	0.06	0.02	0.01
TiO ₂	0.08	0.03	0.00	0.06	0.05	0.01	0.03	0.01	0.02	0.00	0.05	0.08	0.06	0.00	0.07	0.05
Al ₂ O ₃	8.63	8.55	8.50	8.60	8.68	8.49	8.59	8.74	8.56	8.76	7.87	8.65	8.75	8.95	8.78	8.79
Cr ₂ O ₃	63.41	62.22	62.29	63.61	63.66	62.62	62.83	63.61	63.30	63.23	61.16	63.14	62.34	63.32	62.99	62.27
FeO	15.22	15.51	15.17	14.89	14.95	15.57	15.52	14.72	15.49	15.30	17.36	15.99	15.32	15.14	14.38	16.91
MnO	0.98	0.71	0.98	0.90	0.66	0.67	0.44	0.67	0.73	0.64	0.64	0.57	0.62	0.84	0.97	0.39
MgO	12.12	11.99	12.12	12.01	11.99	12.13	11.75	11.78	11.95	12.02	12.05	11.92	12.10	12.09	12.00	11.05
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.07	0.00	0.02	0.05	0.05	0.03	0.04	0.02	0.02	0.05	0.01
K ₂ O	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02
Total	100.50	99.08	99.11	100.11	100.00	99.61	99.18	99.61	100.15	100.07	99.19	100.42	99.25	100.41	99.27	99.51
(formula)																
Si	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.000
Ti	0.002	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.002	0.000	0.002	0.001
Al	0.332	0.333	0.331	0.332	0.335	0.329	0.335	0.339	0.331	0.338	0.307	0.333	0.340	0.344	0.341	0.343
Cr	1.635	1.626	1.626	1.647	1.650	1.629	1.643	1.658	1.640	1.638	1.600	1.631	1.624	1.632	1.643	1.631
Fe ²⁺	0.391	0.395	0.381	0.395	0.399	0.396	0.411	0.406	0.404	0.406	0.396	0.413	0.396	0.398	0.391	0.447
Fe ³⁺	0.024	0.033	0.038	0.013	0.011	0.032	0.018	0.000	0.020	0.014	0.085	0.024	0.027	0.015	0.006	0.021
Mn	0.027	0.020	0.028	0.025	0.018	0.019	0.012	0.019	0.020	0.018	0.018	0.016	0.017	0.023	0.027	0.011
Mg	0.589	0.591	0.596	0.586	0.586	0.595	0.579	0.579	0.584	0.587	0.594	0.581	0.595	0.588	0.590	0.546
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.005	0.000	0.001	0.003	0.003	0.002	0.002	0.002	0.001	0.003	0.001
K	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Total	3.003	3.003	3.002	3.001	3.000	3.006	3.001	3.004	3.005	3.006	3.003	3.004	3.003	3.003	3.004	3.002
O	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
(ratio)																
X _{Mg*}	0.587	0.579	0.587	0.590	0.588	0.581	0.574	0.588	0.579	0.583	0.553	0.571	0.585	0.587	0.598	0.538
X _{Mg}	0.601	0.599	0.610	0.597	0.595	0.600	0.585	0.588	0.591	0.591	0.600	0.585	0.600	0.596	0.602	0.549
Cr/(Cr+Al)	0.831	0.830	0.831	0.832	0.831	0.832	0.831	0.830	0.832	0.829	0.839	0.830	0.827	0.826	0.828	0.826

$$X_{Mg*} = Mg / (total Fe + Mg), \quad X_{Mg} = Mg / (Fe^{2+} + Mg)$$

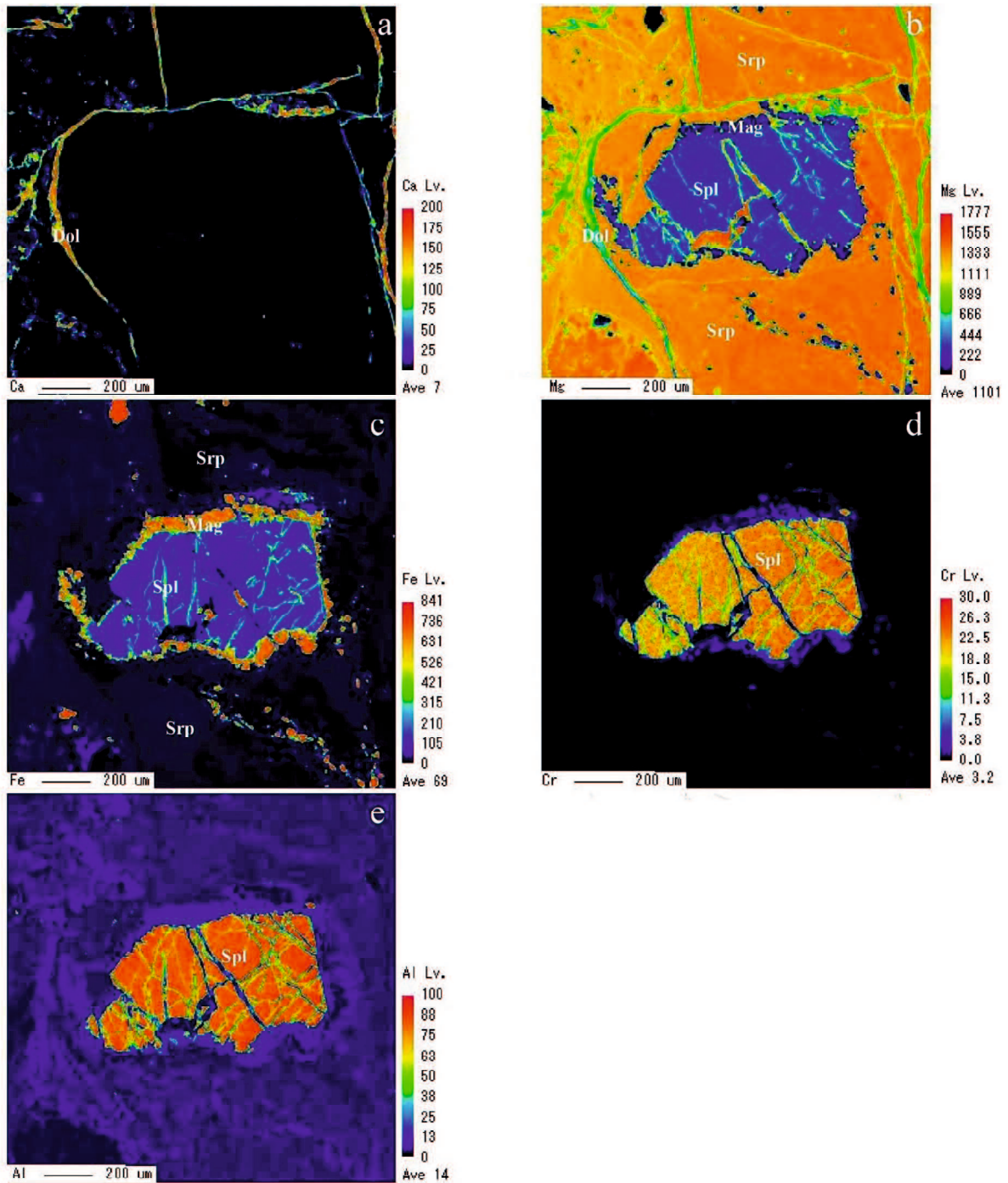


図 4.6-4 蛇紋岩中のスピネル類の主要元素のカラーマッピング像
 それぞれ、蛇紋岩中のスピネル類の(a)Ca、(b)Mg、(c)Fe、(d)Cr、(e)Al の元素分布を示す。Srp; 蛇紋石、Spl; クロムスピネル、Mag; 磁鉄鉱、Dol; ドロマイト

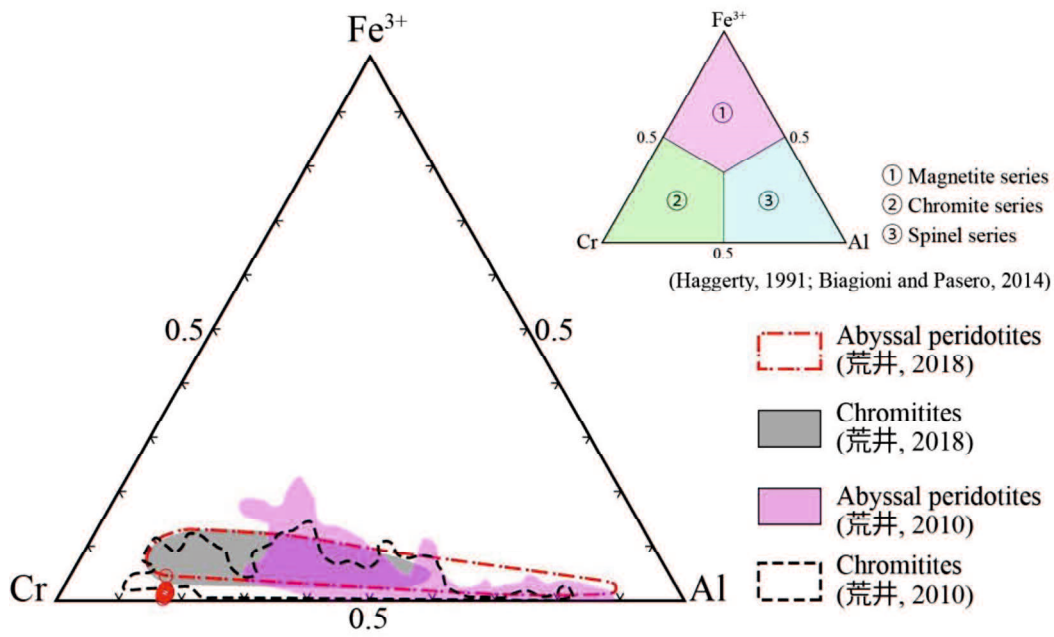


図 4.6-5 蛇紋岩中のクロムスピネルの Fe^{3+} -Cr-Al 三角ダイアグラム

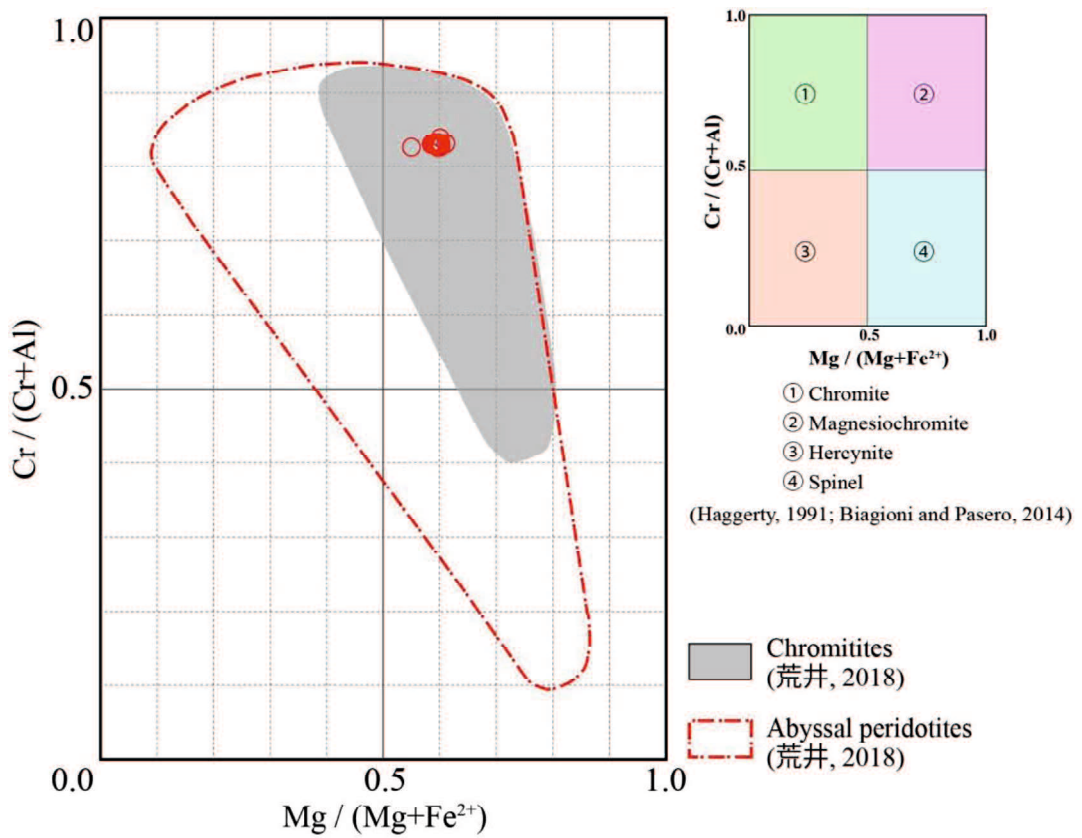
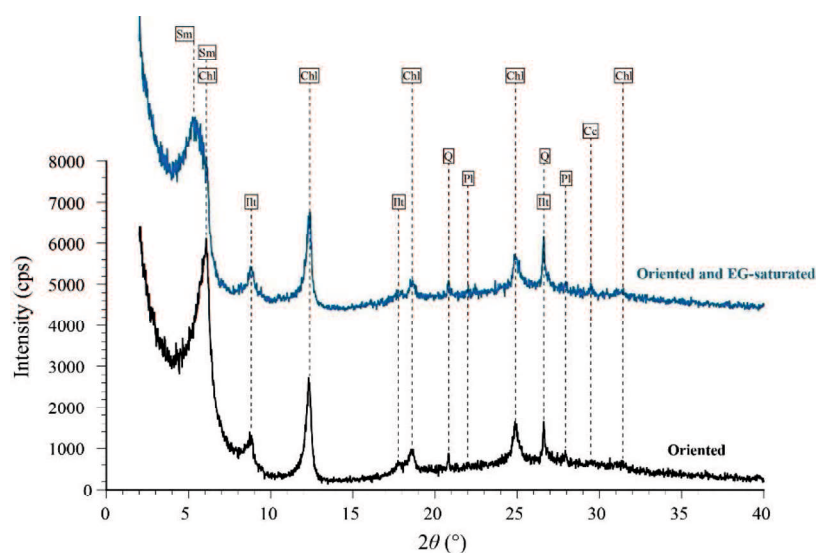


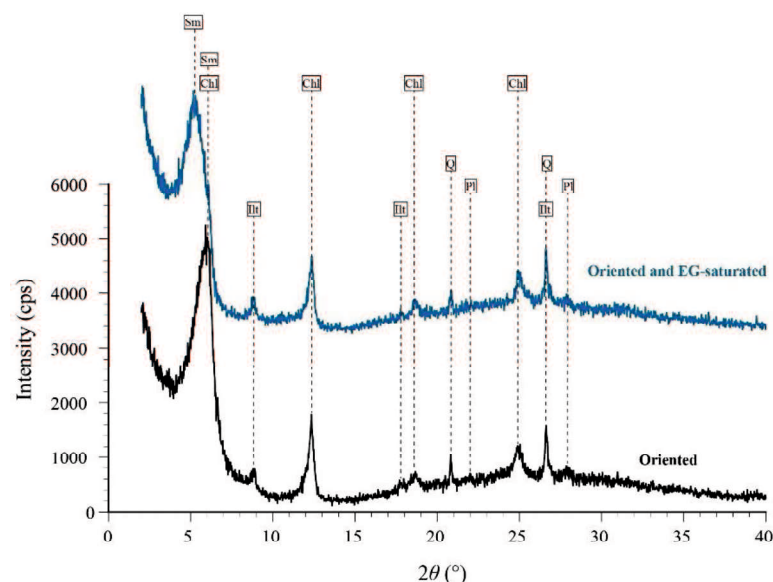
図 4.6-6 蛇紋岩中のクロムスピネルの $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ と $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$ との関係

(2) 断層岩の X 線回折分析の結果

図 4.6-7 に MTLTB 及び川上断層の PSZ (Principal Shear Zone) から抽出した断層ガウジの X 線回折分析の結果を示す。いずれもスメクタイト、緑泥石、イライトからなる粘土鉱物を主体とし、破碎粒子と考えられる石英や斜長石、方解石が特定された。



(a) H31MTLD-1, 137.02 m (MTLTB fault gouge)

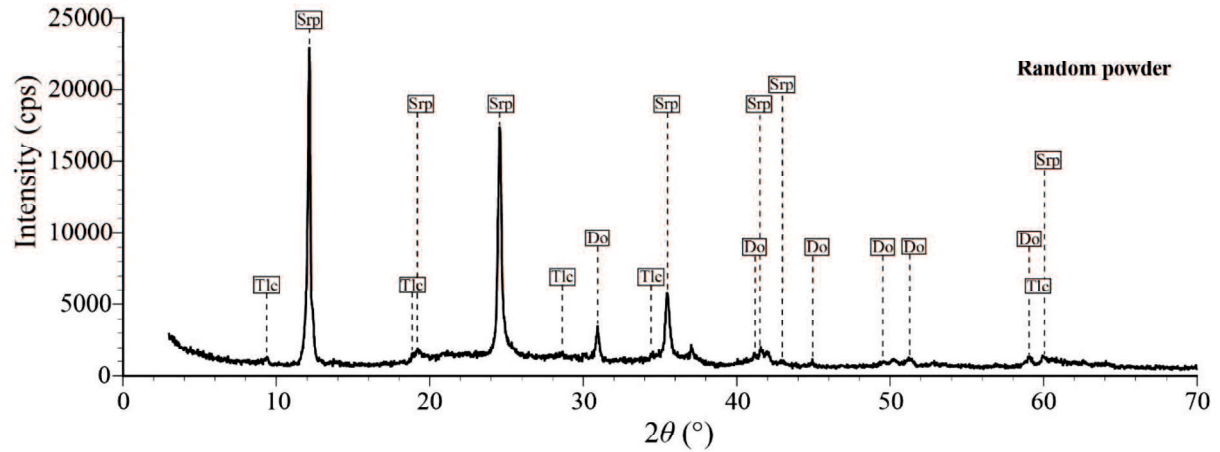


(b) H31MTLD-4, 105.67 m (Kawakami Fault fault gouge)

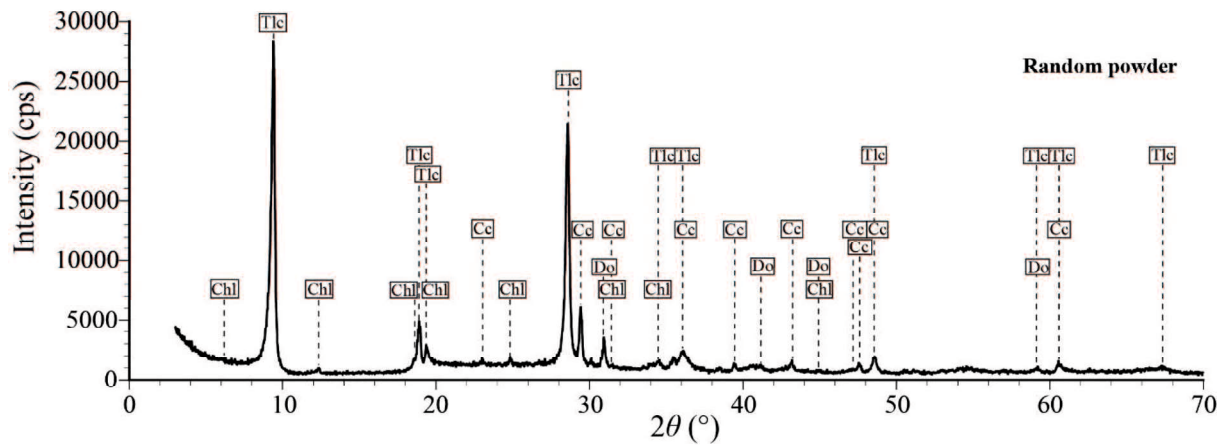
図 4.6-7 MTLTB 及び川上断層の断層ガウジの X 線回折分析の結果

(a) MTLTB の断層ガウジ、(b) 川上断層の断層ガウジ、断層黒線；無処理定方位法、青線；EG 処理定方位法、Sm；スメクタイト、Chl；緑泥石、Illt；イライト、Q；石英、Pl；斜長石、Cc；方解石

図 4.6-8 に川上断層の蛇紋岩優勢角礫帯の X 線回折分析の結果を示す。蛇紋石や滑石を主体とし、緑泥石、方解石、ドロマイトが特定された。



(a) H31MTLD-2, 92.76 m (Kawakami fault; serpentinite dominant breccia)



(b) H31MTLD-2, 95.87 m (Kawakami fault; serpentinite dominant breccia)

図 4.6-8 蛇紋岩優勢角礫帯の X 線回折分析の結果

(a) 川上断層の蛇紋岩優勢角礫帯、(b) 川上断層の蛇紋岩優勢角礫帯、無処理不定方位による。Chl ; 緑泥石、Cc ; 方解石、Do ; ドロマイト、Tlc ; 滑石、Srp ; 蛇紋石

4.7 カルサイト双晶密度の測定結果

調査地でのカルサイトの産状は、①古い破砕帯の構造を完全に切断しているもの、②破砕帯中の岩片中にあるもの、③破砕帯の基質を構成するきわめて微細な破砕粒子として存在するものなどがある。これらは、カルサイト脈が、周期的な断層活動によって破壊と生成を繰り返していることを示していると考えられる。本研究では、最後期に形成されたと考えられる①のタイプのカルサイト脈を対象とした(図 4.7-1、図 4.7-2)。H30MTLD-1 孔及び R2MTLD-1 孔から 5~10 m 間隔でそれぞれ 15 試料及び 14 試料選定し、カルサイトの双晶密度の測定を行った。測定した全ての試料をピーク解析し、最頻値を代表値とした。得られた双晶密度から坂口・安藤 (2020)の式を用いて歪を算出した。H30MTLD-1 孔では、深度 69m 付近の MTLTB の近傍で歪が 1.00 % (双晶密度が 127.2 本/mm に相当) と高い双晶密度を示した(図 4.7-3c)。全体的な傾向として、深度 69 m 付近の MTLTB 付近をピークにして地表部及び深部に向かって直線的に双晶密度が減少する傾向が認められた。R2MTLD-1 孔では、深度 49 m 付近の川上断層近傍で歪が 1.11 % (双晶密度 139.4 本/mm に相当) と高い値を示し、川上断層から離れるにつれて減少し、深度 53.8 m で歪が 0.74 % (相当双晶密度が 100.3 本/mm に相当) となった(図 4.7-3d)。双晶密度は深部に向かって再び増加し、深度 66.8 m で歪が 1.29 % (双晶密度が 158.8 本/mm に相当) を示した。それ以深では歪は深度 77.4 m まで減少し、そこから深度 97 m 付近の MTLTB に向かって上昇傾向を示した。R2MTLD-1 孔コアの歪は、H30MTLD-1 孔に比べて全体的にやや高い値を示した。H30MTLD-1 孔の分析結果は、MTLTB の活動による変形作用が両側に数 10 m と広範囲に及ぶことを示している。R2MTLD-1 孔も MTLTB の応力の影響が距離とともに減衰するが、バックグラウンドのレベルに低下する前に川上断層の応力の影響が重なっている可能性がある。H30MTLD-1 孔と R2MTLD-1 孔の結果を、MTLTB を基準に重ねたものを図 4.7-3e に示す。両コアの歪は MTLTB 付近では似た値を示し断層からの距離と共に減衰する。R2MTLD-1 孔では深度 66.8 m 付近と、深度 49 m 付近の川上断層周辺で局所的に

高い値を示した（図 4.7-3e）。このことは、地下で歪を被った MTLTB が地表付近で川上断層と MTLTB に分岐したことを示唆している。



図 4.7-1 カルサイト双晶の測定に用いたボーリングコアの例（H30MTLD-1 孔）
赤丸の箇所が試料採取位置（コア長 10.32 m）

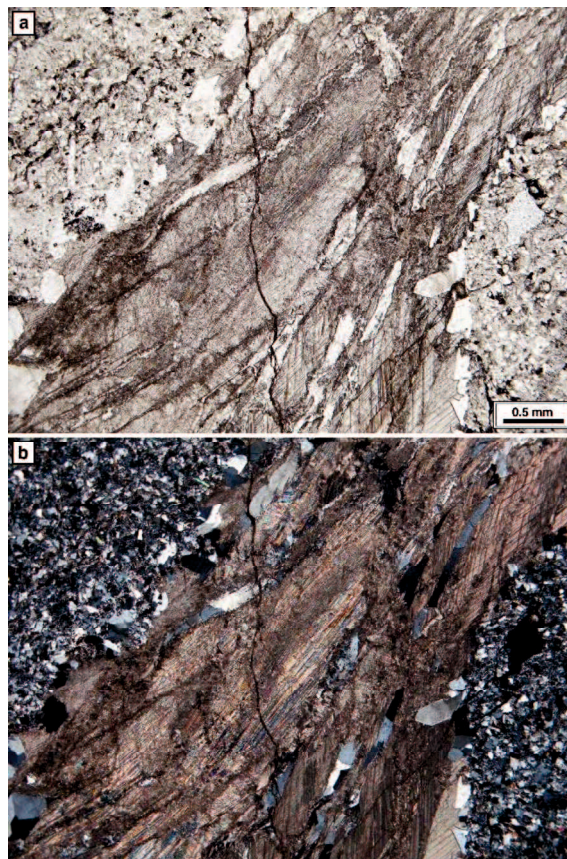


図 4.7-2 カルサイト双晶密度の測定に用いた薄片の例（H31MTLD-1 孔）
(a) オープンニコル、(b) クロスニコル

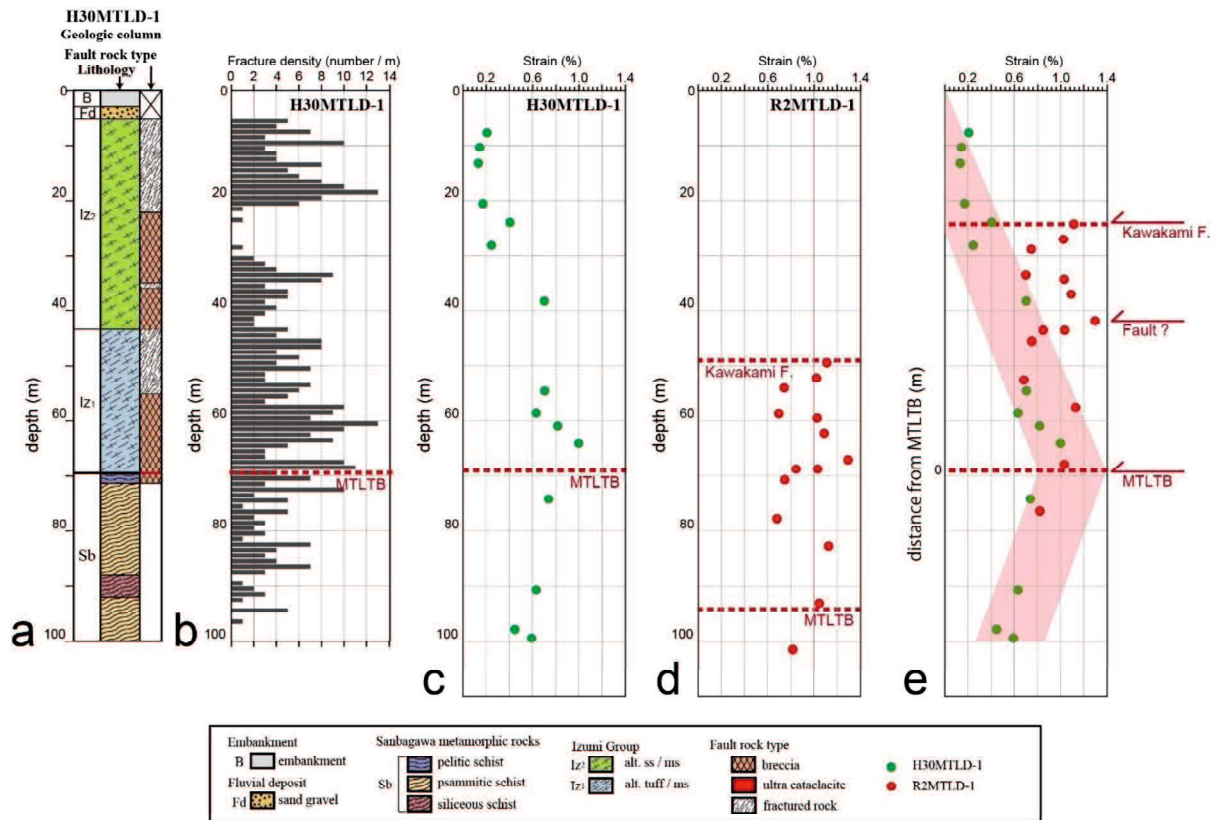


図 4.7-3 H30MTLD-1 孔及び R2MTLD-1 孔におけるカルサイト双晶密度から求めた歪の深度分布

(a)地質柱状図及び破碎帯区分図、(b)割れ目密度の深度分布、(c)H30MTLD-1 孔における歪の深度分布(坂口・吉松, 2021)、(d) R2MTLD-1 孔における歪の深度分布、(e) MTLTB を基準にして両孔の分析結果を重ね合わせた図

割れ目密度は、カルサイトの歪と同様に MTLTB の主断層付近から上下に向けて割れ目密度が低下する傾向が認められた。これらは、断層変位によって主破碎帯（断層コア）の周囲に形成されたダメージゾーンと考えられる(Faulkner et al., 2011; Choi et al., 2016)。表層から深度 20m 付近までは高い割れ目密度を示しているが、これらの割れ目の表面には褐色の酸化物が付着しているため、風化作用によって生じた割れ目であると考えられる。MTLTB の主断層付近は周囲よりも少し低い割れ目密度を示しているのは、破碎による細粒化により割れ目として認識できなくなったためである。これらのことから、カルサイト双晶は、断層活動によるダメージゾーンの形成に伴って形成されたと推定される。割れ目密度や双晶密度の変化傾向は必ずしも断層岩の種類と一致していないが、カルサイト脈がこれらの断層岩を切って分布していることから、断層岩が形成された深度よりも浅い深度でカルサイト脈が生成し、その後、双晶変形を被ったと推定される。

野島断層を横断する深度 1000 m のボーリングコアでもカルサイト双晶密度は、主断層付近の歪が 1.68 %（双晶密度が約 200 本/mm に相当）をピークに、上盤及び下盤みかけて緩やかに低下することが知られている(京都大学, 2018)。これに対して地下深部の震源断層と考えられている四国四万十帯の興津断層や南阿波断層では、カルサイト双晶密度は主断層から 15 m 程度で指数関数的に急減速することが知られている(Ikesawa et al., 2003; Sogawa and Sakaguchi, 2021)。この急減カーブは距離の平方根の逆数を示しており、亀裂先端の応力集中による歪分布の特徴(Broberg, 1999)と一致する。活断層である中央構造線や野島断層近傍の地盤は、地表付近の封圧の低い環境で形成された開口した割れ目や軟質な断層粘土が卓越するため、せん断強度の低下により非弾性的な変形が主体となり亀裂先端部に応力集中が発生しにくいと考えられる。このため、歪の分布は、断層から離れるにつれて直線的に緩やかに減衰すると推定される。

4.8 古応力場の解析結果

古応力場の解析で用いた 51 箇所の断層面の極のプロットを図 4.8-1 に、断層のリストを表 4.8-1 に示す。対象とした断層は、MTLTB 及び MTLAFZ（川上断層）の主破砕帯、和泉層群、三波川変成岩類に確認されたものである。断層面の走向は E-W~ENE-WSW で概ね一定なのに対し、傾斜は北方へ 30° ~ 70° と大きく変化する（図 4.8-1）。条線のレイク角も 2° ~ 88° と変化が大きい。変位センスは、正断層、逆断層、右横ずれ断層、左横ずれ断層の全てのタイプが確認された（表 4.8-1）。

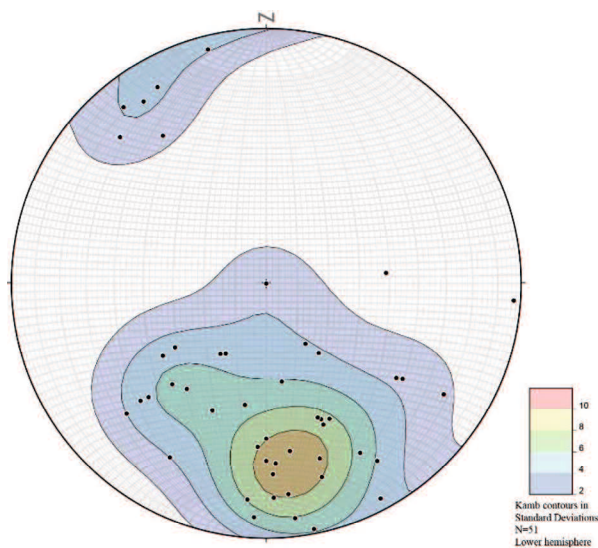


図 4.8-1 断層面の極のステレオネットプロット

表 4.8-1 断層面及び条線の方位と変位センス

断層の位置			破砕部を構成する地質*	断層面の方位(°)		条線の方位	変位センス
番号	孔名	掘進長(m)		走向	傾斜	レイク角(°)	
1	H31MTLP-1	76.02	Fz3	N85W	74N	R50E	N
24	H31MTLP-1	77.36	Fz2	N60E	6N	R68W	R
25	H31MTLP-1	77.72	Fz2	N61W	67N	R56E	N
2	H31MTLP-1	82.55	Fz2	N55E	60S	R73E	N
3	H31MTLP-1	95.65	Fz2	N35W	41N	R37E	D
26	H31MTLP-1	96.33	Fz2	N79E	88N	R84W	R
27	H31MTLP-1	102.93	Iz2	N5W	39W	R18W	S
28	H31MTLP-1	108.35	Iz2	N39W	9S	R2W	S
29	H31MTLP-1	111.37	Iz2	N35W	36N	R20N	D
30	H31MTLP-1	112.85	Iz2	N78W	6S	R43W	D
4	H31MTLP-1	125.23	Sb2	N58E	71N	R73W	N
5	H31MTLP-1	146.85	Sb2	N88E	64N	R24E	S
6	H31MTLP-1	147.47	Sb2	N57E	23N	R49E	N
7	H31MTLP-1	161.15	Sb2	N83E	82N	R14W	D
31	H31MTLP-1	167.30	Sb2	N53E	28N	R41E	D
32	H31MTLP-1	170.20	Sb2	N74E	68N	R5W	D
33	H31MTLP-1	172.11	Sb1	N36E	53N	R26W	S
8	H31MTLP-1	176.58	Sb1	N90W	51N	R58W	R
34	H31MTLD-2	79.55	Iz2	N44W	54N	R30E	D
35	H31MTLD-2	80.37	Fz1	N4E	87W	R34N	R
36	H31MTLD-2	83.80	Fz2	N76E	84S	R26E	D
37	H31MTLD-2	85.29	Fz3	N61E	65N	R62N	N
38	H31MTLD-2	87.28	Fz3	N43W	57N	R47S	N
43	H31MTLD-2	90.85	Fz3	N69E	47N	R79W	R
9	H31MTLD-2	94.69	Fz3	N43W	64N	R71E	R
39	H31MTLD-2	95.21	Fz3	N47W	45N	R40S	S
40	H31MTLD-2	103.59	Fz2/Iz2	N87W	81N	R75E	N
41	H31MTLD-2	108.07	Fz2	N87E	60N	R73W	N
42	H31MTLD-2	111.59	Fz2	N88E	64N	R82E	R
10	H31MTLD-3	12.60	Iz2	N73E	61N	R86W	N
11	H31MTLD-3	17.70	Iz2	N87W	54N	R53W	N
12	H31MTLD-3	19.09	Iz2	N81E	32N	R76W	R
13	H31MTLD-3	21.40	Iz2	N88E	73N	R65W	R
14	H31MTLD-3	38.10	Iz1	N84E	72N	R86E	R
15	H31MTLD-3	41.20	Iz1	N45E	70S	R45E	R
16	H31MTLD-3	44.15	Iz1	N35E	55N	R11E	S
17	H31MTLD-3	51.15	Iz1	N68E	50N	R74W	R
18	H31MTLD-3	53.28	Iz1	N68E	48N	R68W	N
19	H31MTLD-3	55.28	Fz2	N80W	40N	R78E	R
20	H31MTLD-3	55.90	Sb2	N53W	43N	R67E	R
21	H31MTLD-3	60.90	Sb2	N65E	49N	R26W	D
22	H31MTLD-3	67.80	Sb2	N90W	59N	R24E	D
23	H31MTLD-3	69.53	Sb2	N82E	56N	R88E	N
44	R2MTLD-1	49.81	Iz2	N67W	45N	R14W	S
45	R2MTLD-1	50.20	Iz2	N51E	78S	R46W	R
46	R2MTLD-1	51.77	Iz2	N62E	85N	R84W	R
47	R2MTLD-1	54.51	Iz2	N61E	77S	R58W	R
48	R2MTLD-1	54.95	Iz2	N32E	71N	R10S	S
49	R2MTLD-1	55.10	Iz2	N56E	75S	R85E	R
50	R2MTLD-1	93.00	Fz2	N57W	27N	R32E	D
51	R2MTLD-1	94.63	Fz2/Sb2	N60W	26N	R74E	N

変位センス：N；正断層、R；逆断層、D；右横ずれ、S；左横ずれ。

*図 4.5-1 の凡例を参照

多重逆解法により 51 個の断層データから各計算段階で取り出す抽出数 k を 5~8 に変化させて、最適応力解のクラスターの収束状況を求めた (図 4.8-2)。最適応力解のクラスターは k の増加に伴い徐々に収束していき、最終的に S1~S4 の 4 つのクラスターが得られた (図 4.8-3、表 4.8-2)。クラスター S1 は、 σ_1 が ENE-WSW 方向で ENE 方向に低角度にプランジ、 σ_3 が NW-SE 方向で NW 方向に低角度にプランジしたところに分布し、 Φ (応力比 ; $(\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$) が 0.8~0.9 を示す。クラスター S2 は、 σ_1 が NW-SE 方向で SE 方向に高角度にプランジ、 σ_3 が NW-SE 方向で NW 方向に低角度にプランジしたところに分布し、 Φ が 0.4~0.5 を示す。クラスター S3 は、 σ_1 が NNW-SSE 方向で SSE 方向に中角度にプランジ、 σ_3 が NNE-SSW 方向で NNE 方向に高角度にプランジしたところに分布し、 Φ が 0.5~0.8 を示す。クラスター S4 は、 σ_1 が WNW-ESE 方向で WNW 方向に低角度にプランジ、 σ_3 が NE-SW 方向で NE 方向に中角度にプランジしたところに分布し、 Φ が 0.6~0.7 を示す。

多重逆解法により特定した S1~S4 の 4 つの応力場について、51 個の断層データのミスフィット角の分布を求めた (図 4.8-4)。ミスフィット角が 30° 以内の断層は、S1 で 33 % (17/51)、S2 で 33 % (17/51)、S3 で 31 % (16/51)、S4 で 23 % (12/51) となった (図 4.8-4)。ミスフィット角 30° 以内の断層は、一部の断層において応力場の重複があるものの概ね独立した分布を示した。

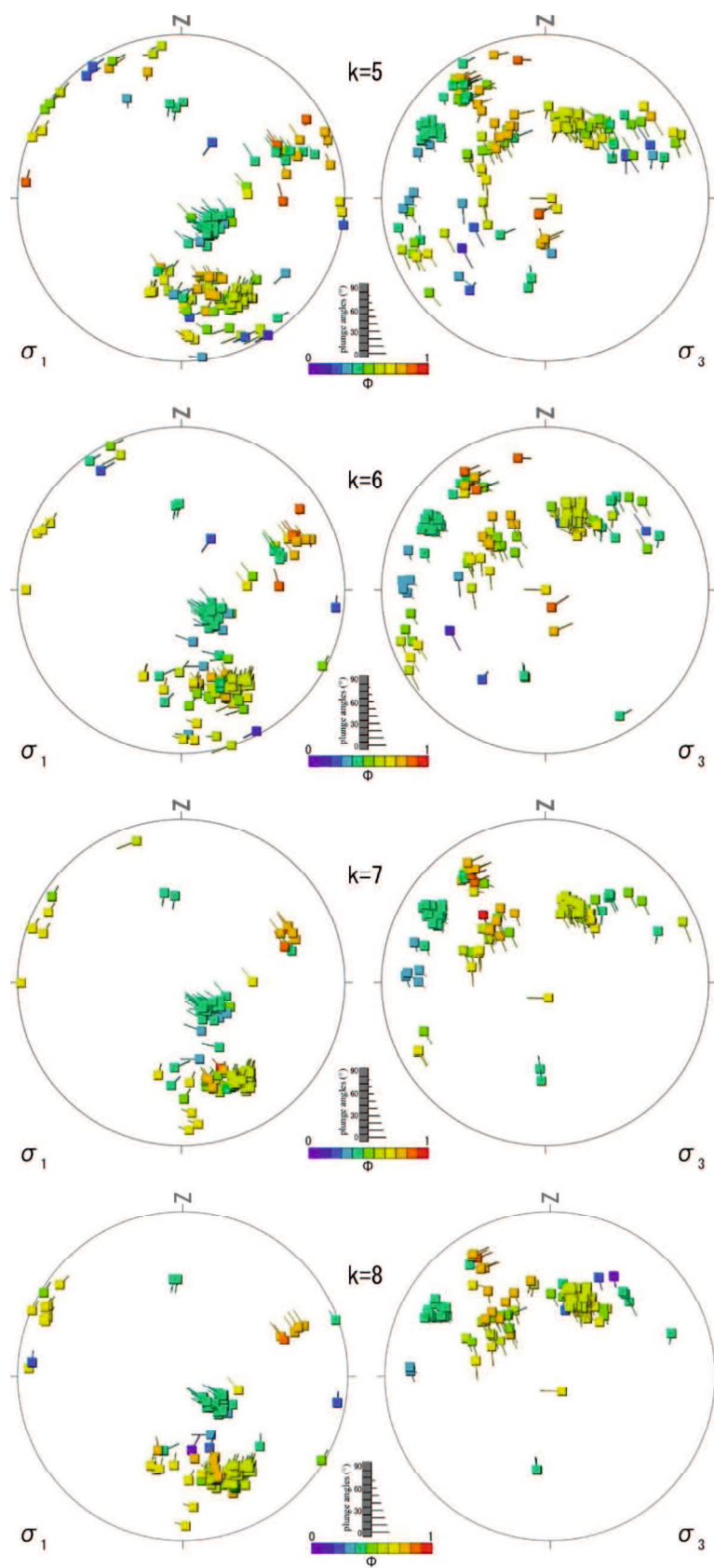


図 4.8-2 組み合わせ数 (k) の違いによる応力クラスターの変化

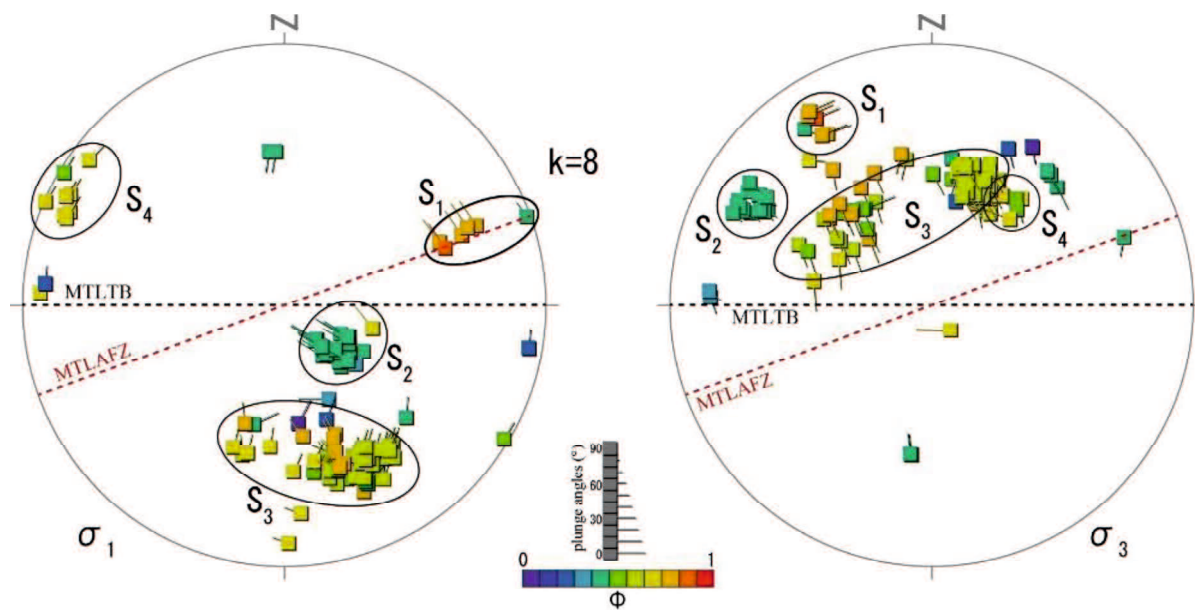


図 4.8-3 多重逆解法によって得られた複数の応力場の分布

表 4.8-2 多重逆解法によって求めた古応力場

古応力場の タイプ	S1	S2	S3	S4
σ_1 (プランジ方向)	ENE-WSW (低角度 ENE)	WNW-ESE (高角度 ESE)	NNW-SSE (中角度 SSE)	WNW-ESE (低角度 WNW)
σ_3 (プランジ方向)	NW-SE (低角度 NW)	WNW-ESE (低角度 WNW)	NNE-SSW (高角度 NNE)	NE-SW (中角度 NE)
応力比(Φ)	0.8-0.9	0.4-0.5	0.5-0.8	0.6-0.7

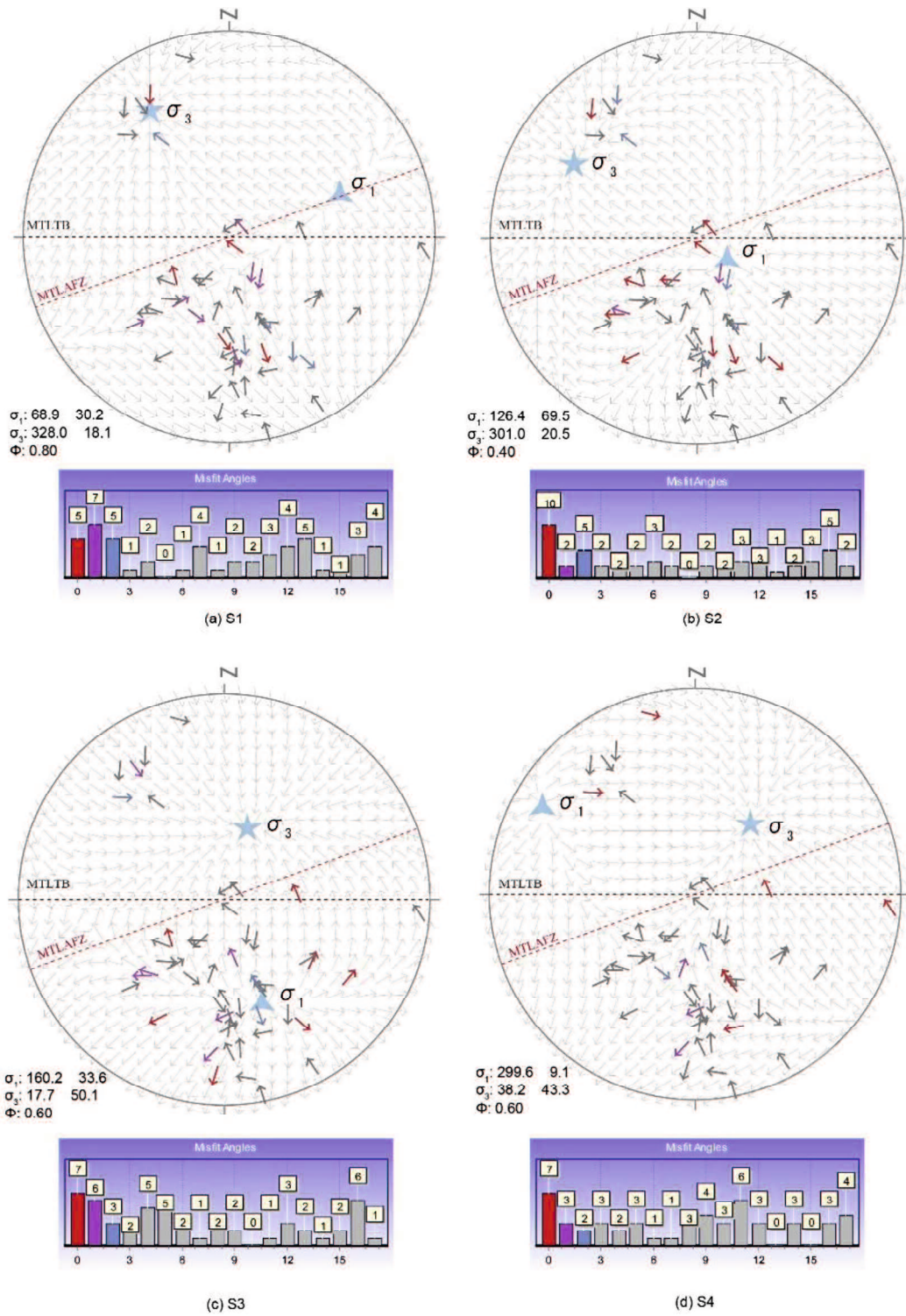


図 4.8-4 得られた応力場の検証結果

5. 考察

5.1 中央構造線の接合関係及び傾斜角度

図 5.1-1 に MTLTB と MTLAFZ (川上断層) の断層面の傾斜角度の分布を示す。断層の傾斜角度は、ボアホールテレビ解析及びトレンチ調査によって求めた。川上断層はトレンチ法面において扇状地堆積物と和泉層群との地質境界として認められる。R2MTLD-2 孔では、岡村層群と和泉層群との地質断層、H31MTLP-1 孔及び H31MTLD-2 では、安山岩優勢角礫帯と和泉層群との地質断層として確認されている。MTLTB は全ての孔に置いて安山岩優勢角礫帯と三波川変成岩類との地質断層として確認されている。川上断層と MTLTB の PSZ 中に確認された最新活動面はシャープな断層面を伴い、地質境界に沿って厚さ数 cm 以下の断層ガウジを挟在する。これらの PSZ は主破碎帯の下部境界に沿って分布している。川上断層の最新活動面の傾斜角度は、トレンチ法面で北方へ 72° 、R2MTLD-1 孔で北方へ 71° 、H31MTLD-2 孔で北方へ 46° を示す。H31MTLD-1 では MTLTB に収れんし、北方へ 30° の角度で傾斜する。調査地域における MTLTB の平均傾斜角度は、北方へ約 30° を示す (図 5.1-2)。川上断層が通過する可能性のある他のトレースは、主破碎帯の上部境界をとおり MTLTB へ収れんするトレースが挙げられる。しかし、R2MTLD-1 孔で確認された川上断層は、岡村層群中には認められないことから、主破碎帯上部境界の断層は、岡村層群の堆積時に侵食により失われたと考えられる。

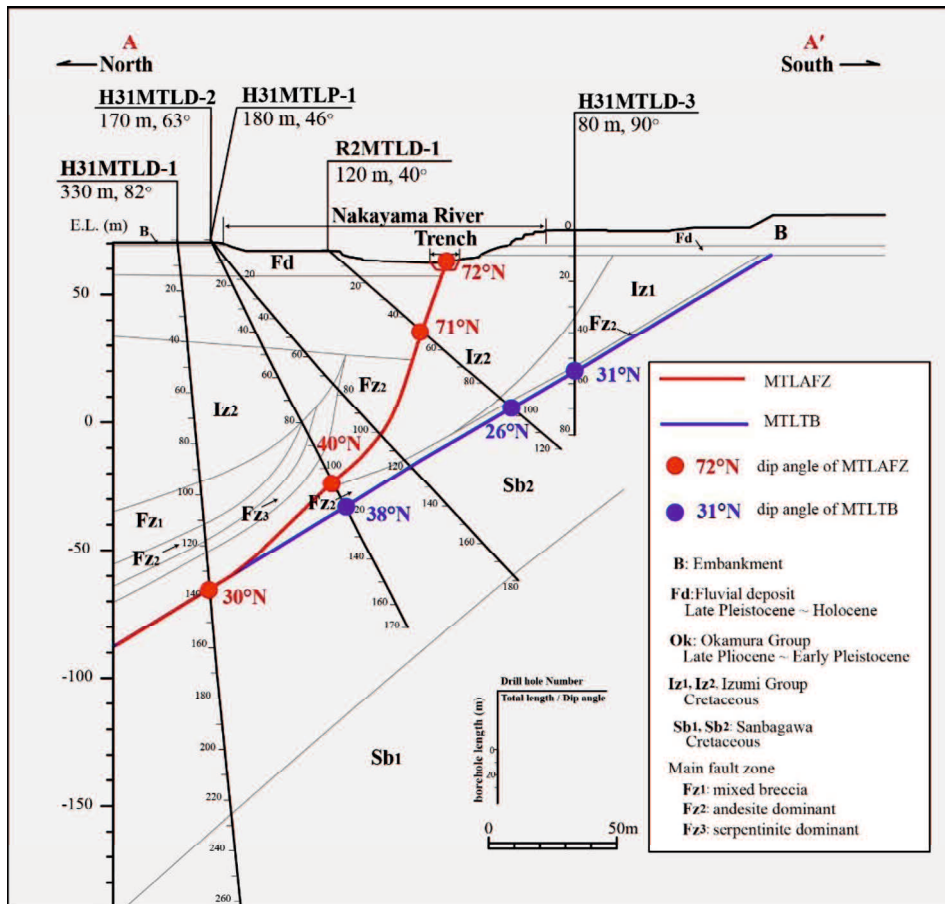


図 5.1-1 MTLAFZ 及び MTLTB の傾斜角度の分布

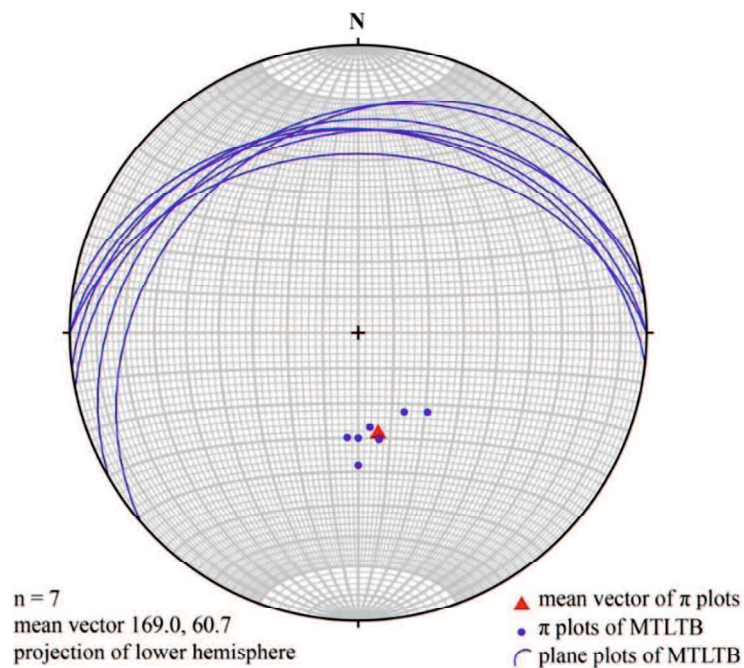


図 5.1-2 調査地域における MTLTB の断層面のプロット

これまで、北方へ低角度に傾斜する MTLTB は、高角度な MTLAFZ により切断され現在は活動していない地質断層であるという考えが主流であったが(Maruyama, 1997; Isozaki et al., 2010)、本研究で実施したボーリング調査の結果により、MTLAFZ は地下で MTLTB に収れんすることが明らかとなり、MTLTB は地下で活断層であることが明らかとなった。また、四国西部において MTLAFZ が MTLTB と数 km 以内の近い距離で並走したり一致したりして分布していることは、MTLAFZ が MTLTB の変位に伴って形成された断層であることを示している。MTLAFZ の断層面の傾斜角度が約 30° であること考慮すると、MTLAFZ は地下数 km 以内の浅い深度で MTLTB に収れんすると考えられる。これらのことは、従来、非活動的な地質断層として考えられていた MTLTB が、将来、活断層として変位する可能性があることを示唆している。

地震探査では MTLTB に対応する反射面がより深部まで延長していることを示している(Ito et al., 1996; Tsutsumi et al., 2007; Ito et al., 2009; 滋井ほか, 2014; Sato et al., 2015)。広域な地震探査では、MTLTB は北方へ 35° の傾斜角度で下部地殻まで達する反射面として示されている(図 5.1-3) (Ito et al., 2009)。また、四国東部における測地データの解析結果によると、現在の地形変位の傾向は MTLTB が北方へ $35^{\circ} \sim 45^{\circ}$ 傾斜し、深度 15 km まで完全に断層が固着した状態で断層が 5 mm/y で変位した場合のモデルで説明できるとしている(Tabei et al., 2002)。主破砕帯を構成する蛇紋岩中の鉍物の EPMA 分析結果によると、MTLTB 及び MTLAFZ の主破砕帯の蛇紋岩中にマントル起源のマグネシオクロマイトを含むことが分かった。Ito et al. (2009) の広域地震探査の結果は、MTL の深部延長が下部地殻まで達していることを示しているが、これにより、MTLTB の延長がマントルまで達し、蛇紋岩が断層変位とダイアピルによって表層部まで上昇してきたことが示唆された。

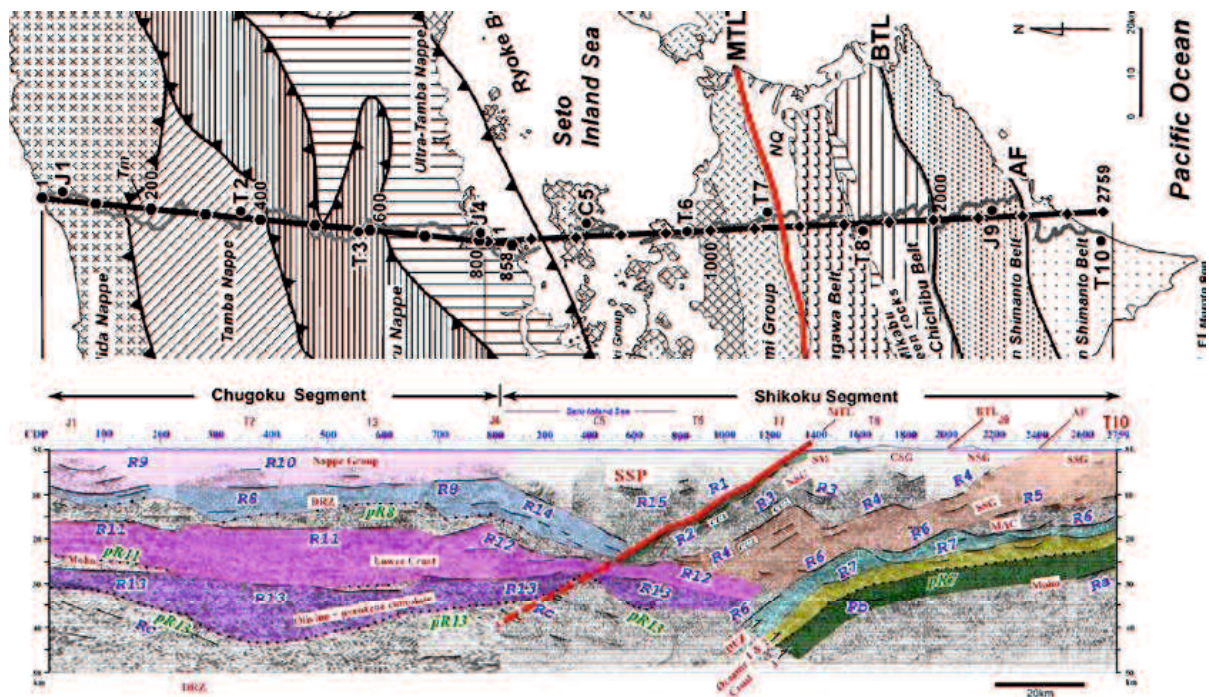


図 5.1-3 大深度地震探査による西南日本の地殻構造の解析結果

Ito et al. (2009) を一部加筆

5.2 横ずれ断層のメカニズム

本研究ではトレンチ調査とボーリング調査により地表で高角度な MTLAFZ が深度 140 m で北方へ 30° で傾斜する MTLTB に収れんすることが明らかになった。MTLAFZ が低角度であるということは、最大水平圧縮応力に対して断層が理想的な方向を向いていないため、横ずれ断層として動きにくいことを意味している(Sato et al., 2015)。また、断層の面積が高角度の断層と比較して大きくなるため、断層全体のせん断強度は高角度な断層よりも大きくなると考えられる。このため、現在、横ずれ断層として活動している MTL は動きにくいと考えられる。このような断層を横ずれ方向に動かすためには、断層のせん断強度を小さくする作用が必要となる(Sibson, 1990, 2020)。

四国や紀伊半島を対象とした地震はトモグラフィー解析によると、MTLTB は上部地殻において低速度帯として確認されている(図 5.2-1) (Gupta et al., 2009)。この低速度帯は東西に 300~350 km、深度 20 km の範囲に渡って北方へ約 40° の角度で傾斜している。破碎帯は粘土鉱物に富む断層ガウジ、割れ目の卓越した岩石、流体等から構成されるため、地震波速度が遅くなったと考えられている。MTL の断層ガウジや主破碎帯中には大量のスメクタイト、イライト、蛇紋石、滑石等の層状珪酸塩鉱物が確認された。これらの層状珪酸塩鉱物の摩擦強度は、他の鉱物と比較して低い値を示すことが知られている(Byerlee, 1978)。また、反射法地震探査や高密度電気探査の結果からは、断層に沿って地殻深部の流体が上昇してきたと推定され、断層面に作用する流体圧が有効応力を低下させ、せん断強度を低下させる一因になったと考えられる。カルサイトの双晶密度から求めた MTL を横断する歪み分布は、中央構造線近傍をピークに上盤へは約 50 m、下盤には約 30 m 以上かけて直線的に緩やかに低下することが分かった。これに対して地下深部の震源断層と考えられている四国四万十帯の興津断層や南阿波断層では、カルサイト双晶密度は主断層から 15 m 程度で指数関数的に急減速することが知られている(Ikesawa et al., 2003; Sogawa and Sakaguchi, 2021; Sakaguchi, 2022)。このような MTL での直線的な歪

分布は、断層のせん断強度が低下していることを示唆していると考えられる。

以上のことから、MTL のせん断強度を小さくする作用が働き、低角度な断層でも横ずれ運動が可能になったと推定される。

MTLTB と同様に地表部において高角度で深部において低角度になる断層の例としてニュージーランドのワイララパ断層がある。この断層は、1855 年に発生したニュージーランドの歴史地震で最大の M8.2 の地震により延長約 150 km の右横ずれの地表地震断層が生じ、断層の水平変位量は最大 18.7 m に達したとされる (Grapes, 1999; Rodgers and Little, 2006)。ワイララパ断層を横断する測線で実施した地震探査や測地データの解析結果によると、断層面の傾斜角度は地表部で北西方向へ 60° 以上の傾斜をなしているが、深度約 15km ではヒ克蘭ギトラフに北西方向へ約 15° の傾斜で沈み込む太平洋プレートに収れんしているとされる (Darby and Beanland, 1992; Darby and Beavan, 2001; Henrys et al., 2013; Kurashimo et al., 2015)。このような低角度断層の横ずれ運動は、ワイララパ断層の破砕帯中の流体圧や断層のせん断強度が重要な役割を果たしていると考えられている (Kurashimo et al., 2015)。

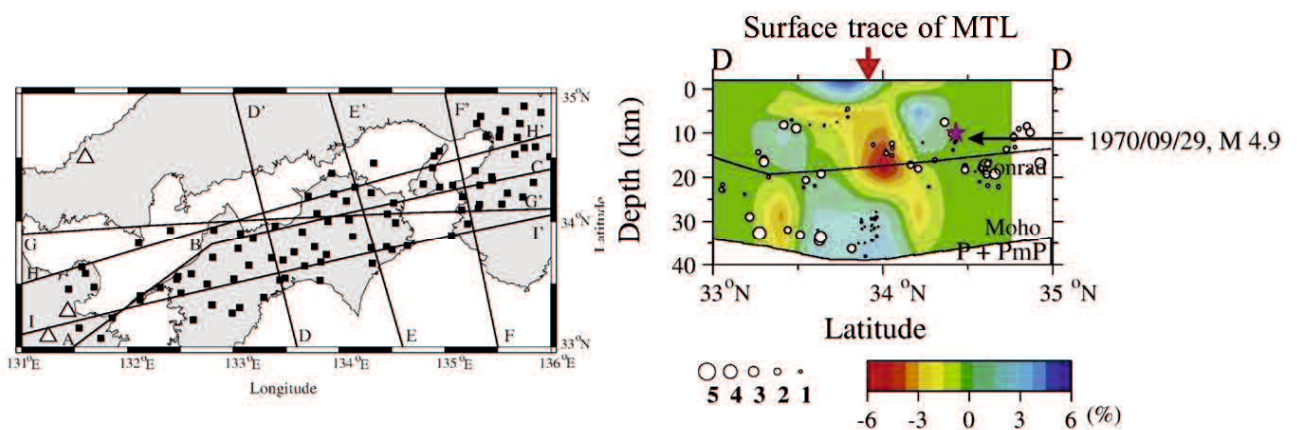


図 5.2-1 地震波トモグラフィによる解析結果

Gupta et al. (2009) を一部改編

5.3 中央構造線の変形フェーズと断層発達史

(1) 中央構造線の変形フェーズ

四国北西部の愛媛県西条市湯谷口で MTLTB 及び MTLAFZ (川上断層) を横断する断層露頭調査、トレンチ調査及びボーリング調査を実施した。これらの調査結果から得られた MTLTB と川上断層の幾何学的な特徴やそれぞれの断層と地層との切断関係、断層の変位センス等の構造地質学的特徴に基づいて中央構造線の変形フェーズを古いほうから D1~D4 の 4 つに定義した。D1 フェーズは、川上断層の上盤側の和泉層群破碎部中に左横ずれ変位が生じた断層運動である。中山川河床部で確認された川上断層の最新活動面付近のずれのセンスは右横ずれを示すが、最新活動面から離れた破碎部の運動センスは顕著な左横ずれを示すことが知られている(Kubota et al., 2020)。この構造は川上断層の断層露頭から湯谷口の断層露頭にかけての約 100 m の広い範囲において認められ、川上断層や MTLTB の断層によって切断されていることから、調査地域では最も古い時期に形成された構造であると考えられる。D2 フェーズは、和泉層群と三波川変成岩を境する MTLTB で生じた断層運動である。断層露頭やボーリングコアで確認した断層の変位センスは上盤側が北方へ移動する正断層センスを示す(図 5.3-1)。湯谷口の断層露頭(図 3.1-1、Loc.1)では、MTLTB の断層面に沿って貫入した安山岩がこの断層変位によってせん断変形を受け安山岩優勢角礫帯 (Fz_2) を形成している。D3 フェーズは、川上断層が D1 フェーズで形成された安山岩優勢角礫帯 (Fz_2) を切断し変位させる運動である。川上断層の南方への衝上運動により安山岩優勢角礫帯 (Fz_2) が切断された。主破碎帯中の安山岩優勢角礫帯 (Fz_2) の繰り返しは、この時の川上断層の衝上運動により形成されたと考えられる。また、蛇紋岩優勢角礫帯 (Fz_3) が切断されて安山岩優勢角礫帯 (Fz_2) 中にレンズ状に取り込まれている状況がボーリングコアで確認できることから、蛇紋岩優勢角礫帯 (Fz_3) は D2 フェーズ以前から存在していた古い破碎部であると考えられる(図 5.3-2)。川上断層の PSZ 中の安山岩優勢角礫帯 (Fz_3) 中には逆断層センスを示す非対称構造が認められる(図

5.3-3)。D4 フェーズは、川上断層がわずかな正断層変位を伴う右横ずれ変位によって断層北側に分布する岡村層群が堆積した時の運動である。トレンチにおいて、川上断層はENE-WSW 走向で北方へ 72° の角度で傾斜し、最新活動面上には、水平方向からわずかに東方へ傾斜する断層条線があり、運動センスは右横ずれであることが確認された（図 5.3-4）。このため、最新活動面の右横ずれ運動にともなって川上断層の上盤が沈降し、この部分を充填するように岡村層群が堆積したと考えられる。

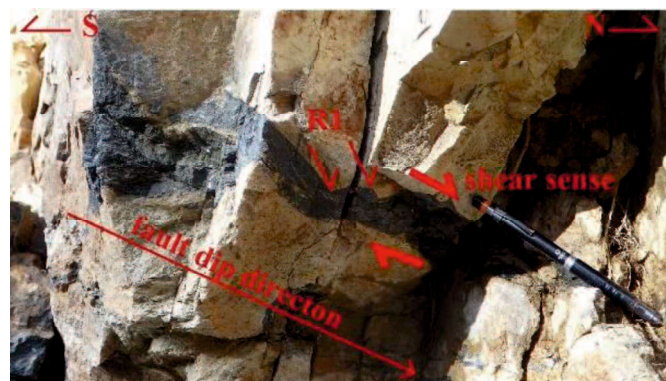


図 5.3-1 MTLTB の断層露頭における D2 フェーズの変形

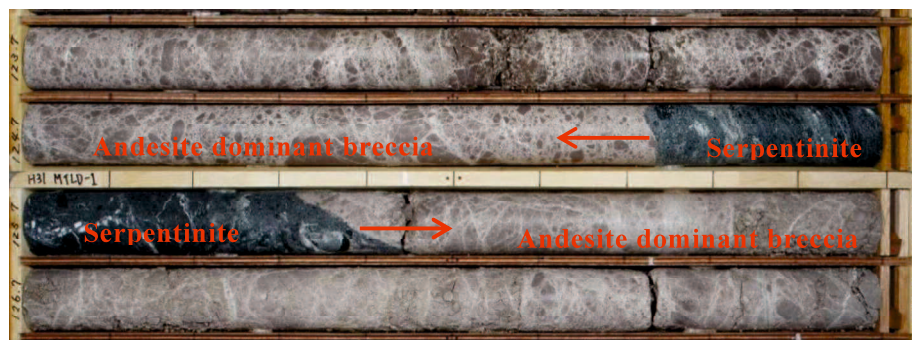


図 5.3-2 安山岩優勢角礫帯 (F₂) 中にレンズ状に取り込まれた蛇紋岩レンズ (H31MTLD-1 孔、123.7-127.7m)

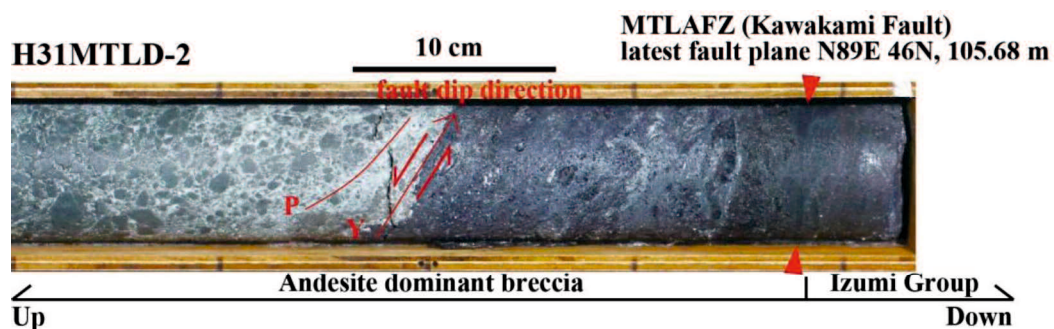


図 5.3-3 川上断層の破砕部の非対称変形組織 (H31MTLD-1 孔 ; 105.68m)

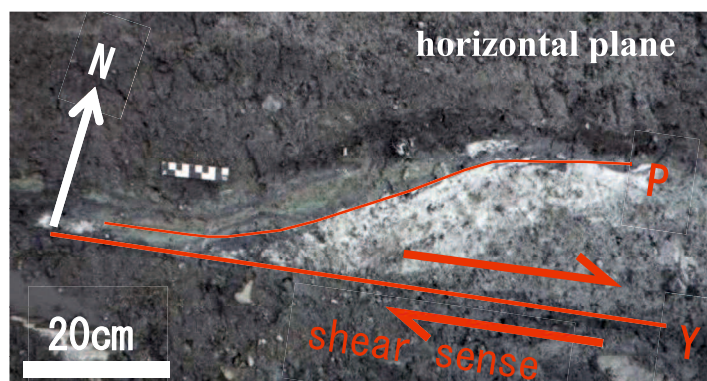


図 5.3-4 トレンチ底盤における川上断層破砕部の非対称変形組織

(2) 中央構造線の断層発達史

中央構造線の構造解析によって明らかになった D1～D4 の変形フェーズと古応力場を対比し中央構造線の断層発達史を検討した。多重逆解法による古応力場の解析により、ENE-WSW 圧縮の S1、WNW-ESE 伸張の S2、NNW-SSE 圧縮の S3、WNW-ESE 圧縮の S4 の応力解が得られた (表 5.3-1)。これらの応力場が EW～ENE-WSW 走向の中央構造線に作用した場合、変位センスは、S1 が左横ずれセンス、S2 が左横ずれを伴う正断層センス、S3 が逆断層センス、S4 が右横ずれセンスになると考えられる (表 5.3-1)。左横ずれ型の変形が卓越する D1 フェーズの時期は、Kubota et al. (2020)による断層ガウジの K-Ar 年代測定から 47-46 Ma とされ、この時期の変形フェーズを先砥部時階に区分している (図 5.3-5a)。D1 フェーズは日本海拡大時期より前の活動であることから、応力場の解析で得

られた主応力軸の方向を西南日本の回転前（30° 反時計回り）に補正すると σ_1 の方向は NNE-SSW 方向となる。D2 フェーズは、和泉層群と三波川変成岩を境する MTLTB で生じた断層変位であり、主断層に沿って貫入した安山岩の破碎を伴う（図 5.3-5b）。このため、安山岩貫入時以降の変形であると考えられる。調査地域に分布する安山岩の年代は中新世中期の 15-14 Ma 頃とされており(田崎ほか, 1990)、この時期の引張場によって石鎚火山が形成されたとされる。須鎗・阿子島 (1973)はこの時期の変形フェーズを正断層運動が卓越した石鎚時階に区分している。高木ほか(1992)は、この時期に形成された断層ガウジの K-Ar 年代が 14.7 Ma を示すことから、石鎚火山成期（15-14 Ma）の活動に関連した断層活動であるとした。この時期も日本海拡大の時期と重なることから、主応力軸の方向を西南日本の回転前に補正すると σ_3 の方向は E-W 方向となる。D3、D4 フェーズは、MTLTB から分岐して成長した川上断層の活動であるため、D2 フェーズ以降の活動であると考えられる。逆断層型の変形が卓越する D3 フェーズは岡村層群堆積前、右横ずれ型の変形が卓越する D3 フェーズは岡村層群堆積以降の運動であると推定される。D2 フェーズは、フィリピン海プレートが NNW 方向に移動していた時期（14-3 Ma）の運動と考えられ、南海トラフに対して直交方向への沈み込みこむことにより、中央構造線沿いでは逆断層運動が卓越したと推定される（図 5.3-5c）。同様の事例は紀伊半島の中央構造線でも確認されている(吉川ほか, 1992; 水野ほか, 1999; Sato et al., 2015)。フィリピン海プレートの沈み込み方向は 3-1 Ma 頃に NNW 向から NW 方向へ変化したことが知られている(Nakamura et al., 1984; Yamaji, 2000a; DeMets et al., 2010; Ide, 2010)。岡村層群の堆積年代は 1.4 ± 0.2 Ma 頃とされ(Mizuno 水野, 1992)、調査地域付近では、この時期に応力場の変化があったことを示す。D4 フェーズでは、フィリピン海プレートが NW 方向に移動することにより、南海トラフに対して斜め方向から沈み込むことになり、中央構造線沿いでは右横ずれ運動が卓越するようになったと考えられる（図 5.3-5d）。

表 5.3-1 各変形フェーズの応力場

変形フェーズ (本研究)	D1	D2	D3	D4
変形フェーズ (既往研究)	先砥部時階	石鎚時階	菖蒲谷時階	現在
時 期	始新世中期 (47-46Ma)	中新世中期 (15-14 Ma)	中新世中期～ 鮮新世後期 (14-3 Ma)	鮮新世後期- 更新世前期以降 (3-1 Ma~)
古応力場の タイプ	S1	S2	S3	S4
σ_1 (プランジ方向)	ENE-WSW (低角度 ENE)	WNW-ESE (高角度 ESE)	NNW-SSE (中角度 SSE)	WNW-ESE (低角度 WNW)
σ_1 (日本海拡大 補正後) (プランジ方向)	NNE-SSW (低角度 NNE)	E-W (高角度 E)	-	-
σ_3 (プランジ方向)	NW-SE (低角度 NW)	WNW-ESE (低角度 WNW)	NNE-SSW (高角度 NNE)	NE-SW (中角度 NE)
σ_3 (日本海拡大 補正後) (プランジ方向)	WNW-ESE (低角度 WNW)	E-W (低角度 W)	-	-
運動センス	左横ずれセンス	左横ずれを伴う 正断層センス	逆断層センス	右横ずれセンス

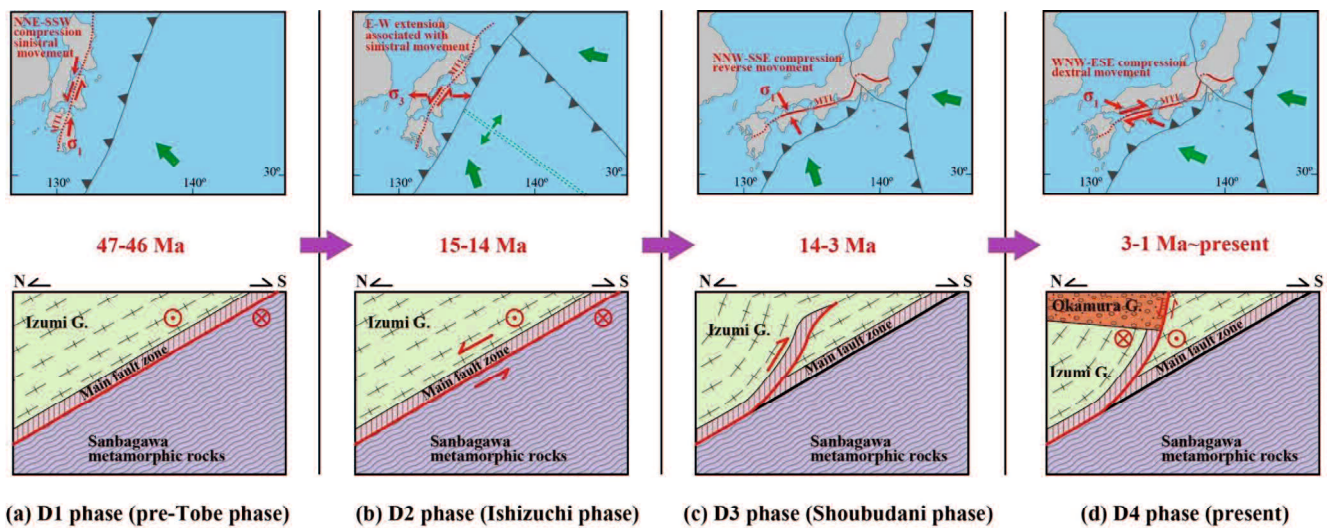


図 5.3-5 四国北西部の中央構造線における 47 Ma 以降の断層発達史

6. 結論

本研究では、愛媛県西条市に分布する構造線としての低角度な断層 (MTLTB) と、この断層の北側に並走する活断層としての高角度な断層 (MTLAFZ) との幾何学的な関係を明らかにするために、中央構造線を横断するトレンチ調査とボーリング調査を実施した。更に、より広範囲の断層構造や地盤の物性を把握するために反射法地震探査と高密度電気探査を実施した。また、低角度断層の横ずれ運動のメカニズム等を明らかにするために、採取した断層試料を用いて断層岩の化学分析、カルサイトの双晶密度の測定、断層の変形フェーズの解析を行なった。

本研究で明らかになった点を以下に記す。

- (1) トレンチ調査及びボーリング調査では、地表部では北方へ 70° 以上の高角度な傾斜をなす川上断層は、地下では北方へ 30° の角度で傾斜する低角度の MTLTB に収れんすることが明らかとなり、地下の MTLTB は活断層であることが分かった。
- (2) 反射法地震探査では、MTLTB に相当する北方へ約 30° の角度で傾斜する明瞭な反射面が確認され、より深部まで断層が延長することが明らかとなった。
- (3) 高密度電気探査では、比抵抗値の分布から MTLTB が傾斜約 30° で北方へ傾斜していること、川上断層が傾斜約 70° で北方へ傾斜していることが示された。MTLTB の上盤に分布する小断層の卓越した和泉層群の比抵抗値は、安山岩ブロックと推定される部分を除き断層下盤に分布する堅硬な三波川変成岩類の比抵抗値よりも低い値を示した。また、断層に沿って深部流体が上昇していると考えられる低比抵抗帯が確認され、断層面に作用する流体圧が有効応力を低下させ、せん断強度を低下させる要因になったと考えられる。
- (4) 主破砕帯を構成する蛇紋岩中のクロムスピネルの EPMA 分析によると、マントル起源のクロミタイト又はアビスサルペリドタイト中のクロムスピネルに対比される化学組成であることが分かった。Ito et al. (2009) は、MTLTB を横断する深部地震探査の結

果から、断層面が北方へ 35° の傾斜角度で下部地殻まで達するとしたが、MTLTBはマントルまで達し、スピネルを含む蛇紋岩が断層変位とダイアピルに伴って地表まで上昇してきたと推定される。

- (5) MTLの断層ガウジや主破碎帯中には大量のスメクタイト、イライト、蛇紋石、滑石等の層状珪酸塩鉱物が確認され、断層のせん断強度を低下させる要因になったと考えられる。
- (6) カルサイトの双晶密度から求めたMTLTBを横断する歪み分布は、中央構造線近傍をピークに上盤へは約50 m、下盤には約30 m以上かけて直線的に緩やかに低下することが分かった。これは断層面のせん断強度が低下していることを示唆する。
- (7) MTLの変形フェーズの解析では、MTLTBとMTLAFZの幾何学的な特徴やそれぞれの断層と地層との接合関係、断層の変位センス等の構造地質学的特徴、古応力場の解析に基づいてMTLの変形フェーズを古いほうからD1~D4の4つに定義した。D1フェーズはNNE-SSW圧縮の応力場の変形であり始新世中期(47-46 Ma)頃に断層の上盤が西方へ変位した左横ずれセンスの運動、D2フェーズはE-W伸張の応力場の変形であり中新世中期(15-14 Ma)頃に断層の上盤が北方へ変位した左横ずれを伴う正断層センスの運動、D3フェーズはNNW-SSE圧縮の応力場の変形であり中新世中期から鮮新世後期(14-3 Ma)頃に断層上盤が南方へ変位した逆断層運動、D4フェーズはWNW-ESE圧縮の応力場の変形であり鮮新世後期から更新世前期(3-1 Ma)以降に断層上盤が東方へ変位した右横ずれ運動である。
- (8) MTLAFZは地下数km以内の浅い深度でMTLTBに収れんすると考えられ、従来、非活動的な地質断層として考えられていたMTLTBが、将来、活断層として変位する可能性がある。

謝 辞

本研究の実施と本論文の作成に当たり、多くの方々からご指導やご援助を賜った。特に、指導教員の坂口有人教授には現地調査から論文執筆に至るまで様々なご指導をしていただいた。山口大学の和田正明教授、志村俊昭教授、太田岳洋教授、大橋聖和准教授、楮原京子准教授には、ご多忙にも関わらず本論文をご精査いただき、多数の有益なコメントをいただいた。株式会社地圏総合コンサルタントの澁谷奨氏、藤本泰史氏、高橋拓也氏、棚瀬充史氏には3年間にわたる中央構造線のボーリング調査及びトレンチ調査にご尽力いただいた。株式会社蒜山地質年代学研究所の郷津知太郎博士には断層岩の化学分析に際しご協力いただいた。山口大学理学部の吉松寛奈氏にはカルサイト双晶の密度の測定に際しご協力いただいた。元愛媛大学学長の小松正幸愛媛大学名誉教授からは、現地において有益なご意見を賜った。愛媛県教育委員会文化財保護課の石岡ひとみ氏、文化庁記念物課の柴田伊廣博士には、愛媛県の天然記念物湯谷口衝上断層での露頭調査に際し、現状変更申請の手続きにおいてご指導をいただいた。ニュージーランド GNS Science の Sturt Henrys 博士と産業技術総合研究所の重松紀夫博士からは、中央構造線の構造に関して有益な意見を賜った。京都大学の山路敦教授と佐藤活志准教授からは、古応力解析に用いる多重逆解法ソフトウェアを提供していただき、使用方法を丁寧にご指導していただいた。本研究の実施にあたり、原子力規制委員会の石渡明委員、原子力規制庁の職員の方々から有益なご助言及び激励を頂いた。以上の方々に記して深く感謝の意を表する。

引用文献一覧

- Abrahamson, N.A. and Somerville, P.G. (1996): Effects of the hanging wall and footwall on ground motions recorded during the Northridge earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **86**(1 SUPPL. B), S93-S99.
<https://doi.org/10.1785/BSSA08601B0S93>
- (株) アイ・テック (1994): 道前溪温泉 新築工事. (株) アイ・テック Web サイト.
<http://itech38.co.jp/const/gazou/6005douzen.html>
- Aki, K. (1966): Generation and Propagation of G Waves from the Niigata Earthquake of June 16, 1964. : Part 2. Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from the G wave spectrum. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **44**, 73-88
- 網田 和宏・大沢 信二・西村 光史・山田 誠・三島 壮智・風早 康平・森川 徳敏・平島 崇男 (2014): 中央構造線沿いに湧出する高塩分泉の起源-プレート脱水流体起源の可能性についての水文化学的検討-. 日本水文科学会誌, **44** (1), 17-38.
<https://doi.org/10.4145/jahs.44.17>
- Angelier, J. (1979): Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. *Tectonophysics*, **56**(3-4), T17-T26.
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(79\)90081-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90081-7)
- Aoi, S., Kunugi, T. and Fujiwara, H. (2008): Trampoline effect in extreme ground motion. *Science*, **322**(5902), 727-730. <https://doi.org/10.1126/science.1163113>
- Aoki, K., Kitajima, K., Masago, H., Nishizawa, M., Terabayashi, M., Omori, S., Yokoyama, T., Takahata, N., Sano, Y. and Maruyama, S. (2009): Metamorphic P-T-time history of the Sanbagawa belt in central Shikoku, Japan and implications for retrograde metamorphism during exhumation. *Lithos*, **113**(3-4), 393-407. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.04.033>
- 青木 一勝・大藤 茂・柳井 修一・丸山 茂徳 (2010): 三波川変成帯中の新たな独立した広域変成帯の存在 -白亜紀から第三紀の日本における造山運動-. 地学雑, **119** (2), 313-332. <https://doi.org/10.5026/jgeography.119.313>
- 青矢 睦月・野田 篤・水野 清秀・水上 知行・宮地 良典・松浦 浩久・遠藤 俊祐・利光 誠一・青木 正博 (2013): 新居浜地域の地質, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 高知(13)第 40 号 NI-53-27-12,28-9. <https://ci.nii.ac.jp/ncid/BB12998059>
- 荒井 章司 (2010): クロミタイト -不思議なマントル構成岩-. 地学雑, **119** (2), 392-410.
<https://doi.org/10.5026/jgeography.119.392>
- 荒井 章司 (2018): マントル岩起源碎屑物の解析. 地質雑, **124** (3), 153-169.
<https://doi.org/10.5575/geosoc.2017.0068>

- Atwater, T. (1970): Implications of plate tectonics for the cenozoic tectonic evolution of western North America. *Bulletin of the Geological Society of America*, **81**(12), 3513-3536. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1970\)81\[3513:IOPTFT\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1970)81[3513:IOPTFT]2.0.CO;2)
- Banno, S. and Sakai, C. (1989): Geology and metamorphic evolution of the Sanbagawa metamorphic belt, Japan. *Evolution of metamorphic belts*, 519-532. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.043.01.50>
- Berryman, K.R., Cochran, U.A., Clark, K.J., Biasi, G.P., Langridge, R.M. and Villamor, P. (2012): Major earthquakes occur regularly on an isolated plate boundary fault. *Science*, **336**(6089), 1690-1693. <https://doi.org/10.1126/science.1218959>
- Biagioni, C. and Pasero, M. (2014): The systematics of the spinel-type minerals: An overview. *American Mineralogist*, **99**(7), 1254-1264. <https://doi.org/10.2138/am.2014.4816>
- Broberg, K.B. (1999): Cracks and Fracture, Academic Press, doi:10.1016/B978-0-12-134130-5.X5000-4, 774. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-134130-5.X5000-4>
- Byerlee, J. (1978): Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, **116**(4-5), 615-626. <https://doi.org/10.1007/BF00876528>
- Choi, J.H., Edwards, P., Ko, K. and Kim, Y.S. (2016): Definition and classification of fault damage zones: A review and a new methodological approach. *Earth-Science Reviews*, **152**, 70-87. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.11.006>
- Darby, D. and Beavan, J. (2001): Evidence from GPS measurements for contemporary interplate coupling on the southern Hikurangi subduction thrust and for partitioning of strain in the upper plate. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **106**(B12), 30881-30891. <https://doi.org/10.1029/2000jb000023>
- Darby, D.J. and Beanland, S. (1992): Possible source models for the 1855 Wairarapa earthquake, New Zealand. *J. Geophys. Res.*, **97**(B9), 12375-12389. <https://doi.org/10.1029/92jb00567>
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J. (2013): An introduction to the rock-forming minerals. Third edition. *An introduction to the rock-forming minerals. Third edition*,
- Deere, D.U., Hendron, A.J., Patton, F.D. and Cording, E.J. (1966): Design of surface and near-surface construction in rock, 237-302
- DeMets, C., Gordon, R.G. and Argus, D.F. (2010): Geologically current plate motions. *Geophys. J. Int.*, **181**(1), 1-80. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x>

- Doblas, M. (1998): Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics*, **295**(1-2), 187-197. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00120-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00120-6)
- Droop, G.T.R. (1987): A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, **51**(3), 431-435. <https://doi.org/10.1180/minmag.1987.051.361.10>
- Faulkner, D.R., Mitchell, T.M., Jensen, E. and Cembrano, J. (2011): Scaling of fault damage zones with displacement and the implications for fault growth processes. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **116**(5). <https://doi.org/10.1029/2010JB007788>
- Fossen, H. (2016): Structural geology second edition, Cambridge University Press, 510
- 原子力規制庁 (2018): 断層破碎帯物質を用いた断層の活動性評価手法の整備. 平成 29 年度原子力規制庁請負成果報告書
- 原子力規制庁 (2019): 断層活動性評価手法の構築に係る破碎帯掘削調査. 平成 30 年度原子力規制庁請負成果報告書
- 原子力規制庁 (2020): 断層活動性評価手法の構築に係る断層試料の採取及び分析. 平成 31 年度原子力規制庁請負成果報告書
- 原子力規制庁 (2021): 断層破碎物質の試料採取及び室内分析. 令和 2 年度原子力規制庁請負成果報告書
- Goto, H. (2018): Late quaternary slip rates and vectors on the Median Tectonic Line active fault zone in eastern Shikoku, southwest Japan. *Quat. Int.*, **471**, 267-277. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.12.013>
- Goto, H. and Nakata, T. (2000): Detailed distribution of active faults along the Median Tectonic Line in Shikoku. *Spec. Publi. Res. Cent. Reg. Geogr. Hiroshima Univ.*, **35**, 144p. <https://ir.lib.hiroshima-u.ac.jp/00033204>
- Goto, H., Nakata, T., Tsutsumi, H., Okumura, K., Imaizumi, T., Nakamura, T. and Watanabe, T. (2001): The latest surface-faulting events on the Median Tectonic Line in Shikoku, Southwest Japan, based on mini-trenching and geoslicer studies (in Japanese with English abstract). *J. Seimol. Soc. Jpn, 2nd ser.*, **53**(3), 205-219. https://doi.org/10.4294/zisin1948.53.3_205
- 後藤 秀昭・丹羽 俊二・中田 高・岡田 篤正・堤 浩之 (1998): 都市圏活断層図「松山」1:25,000. 国土地理院技術資料, **D.1-No.355**
- 後藤 秀昭・中田 高 (2000): 四国の中央構造線活断層系: 詳細断層線分布図と資料. 広島大学総合地誌研 研究叢書, **35**, 144p
- Grapes, R. (1999): Geomorphology of faulting: The Wairarapa Fault, New Zealand.

- Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband*, **115**, 191-217.
<https://doi.org/10.1127/zfgsuppl/115/1999/191>
- Gupta, S., Zhao, D., Ikeda, M., Ueki, S. and Rai, S.S. (2009): Crustal tomography under the Median Tectonic Line in Southwest Japan using P and PmP data. *J. Asian Earth Sci.*, **35**(5), 377-390.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2009.01.004>
- Haggerty, S.E. (1991): Oxide mineralogy of the upper mantle. in *Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance. Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, **25**, 355-416
- Handin, J.W. and Griggs, D. (1951): Deformation of Yule marble: Part II - Predicted fabric changes. *Bulletin of the Geological Society of America*, **62**(8), 863-886.
[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1951\)62\[863:DOYMPI\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1951)62[863:DOYMPI]2.0.CO;2)
- Harris, R.A. and Simpson, R.W. (1996): In the shadow of 1857-the effect of the great Ft. Tejon earthquake on subsequent earthquakes in southern California. *Geophys. Res. Lett.*, **23**(3), 229-232.
<https://doi.org/10.1029/96GL00015>
- Henry, S., Wech, A., Sutherland, R., Stern, T., Savage, M., Sato, H., Mochizuki, K., Iwasaki, T., Okaya, D., Seward, A., Tozer, B., Townend, J., Kurashimo, E., Idaka, T. and Ishiyama, T. (2013): SAHKE geophysical transect reveals crustal and subduction zone structure at the southern Hikurangi margin, New Zealand. *Geochem. Geophys. Geosystems*, **14**(7), 2063-2083.
<https://doi.org/10.1002/ggge.20136>
- Herzig, C.T., Kimbrough, D.L., Tainosho, Y., Kagami, H., Iizumi, S. and Hayasaka, Y. (1998): Late Cretaceous U/Pb zircon ages and Precambrian crustal inheritance in Ryoke granitoids, Kinki and Yanai districts, Japan. *Geochemical Journal*, **32**(1), 21-31. <https://doi.org/10.2343/geochemj.32.21>
- 市川 浩一郎 (1980): 中央構造線の形成史. 地質学論集 (18), 187-212.
<https://ci.nii.ac.jp/naid/110003025770/>
- Ide, S. (2010): Striations, duration, migration and tidal response in deep tremor. *Nature*, **466**(7304), 356-359. <https://doi.org/10.1038/nature09251>
- Ikeda, M., Goto, H., Tsutsumi, H., Tsuyuguchi, K., Ohno, Y., Nishizaka, N. and Kobayashi, S. (2012): Holocene faulting history of the Iyo Fault, part of the Median Tectonic Line active fault system in northwest Shikoku, southwest Japan (in Japanese with English abstract). *J. Geol. Soc. Jpn*, **118**(4), 220-235.
<https://doi.org/10.5575/geosoc.2011.0032>
- Ikeda, M., Kato, S., Nishizaka, N., Ohno, Y., Matsuo, K. and Kishimoto, M. (2013):

- Magnetotelluric imaging of the Median Tectonic Line in western Shikoku, southwest Japan: Implications of the fault-related low-resistivity zone. *Tectonophysics*, **601**, 78-86. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.04.026>
- Ikeda, M., Toda, S., Onishi, K., Nishizaka, N. and Suzuki, S. (2019): The 1596 Keicho earthquake, a 5-Day, 300-km-long sequential rupture event in the Median Tectonic Line fault zone, Southwestern Japan. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **124**(8), 8376-8403. <https://doi.org/10.1029/2018JB017264>
- Ikeda, T. (2004): Pressure-temperature conditions of the Ryoke metamorphic rocks in Yanai district, SW Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **146**(5), 577-589. <https://doi.org/10.1007/s00410-003-0521-7>
- 池田 倫治・辻 智大・後藤 秀昭・堤 浩之・興津 昌宏・柳田 誠・大野 裕記・西坂 直樹 (2015): 四国中央部の中央構造線断層帯川上断層東端部における群列ボーリング調査. 地質雑, **121** (11), 403-419. <https://doi.org/10.5575/geosoc.2015.0029>
- 池田 倫治・堤 浩之・後藤 秀昭・西坂 直樹・大野 裕記・柳田 誠 (2014): 四国西部の中央構造線断層帯川上断層の東部における完新世後期の活動履歴. 活断層研究, **40**, 1-18. https://doi.org/10.11462/afr.2014.40_1
- Ikesawa, E., Sakaguchi, A. and Kimura, G. (2003): Pseudotachylyte from an ancient accretionary complex: Evidence for melt generation during seismic slip along a master décollement? *Geology*, **31**(7), 637-640. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031<0637:PFAAAC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0637:PFAAAC>2.0.CO;2)
- Isozaki, Y., Aoki, K., Nakama, T. and Yanai, S. (2010): New insight into a subduction-related orogen: A reappraisal of the geotectonic framework and evolution of the Japanese Islands. *Gondwana Res.*, **18**(1), 82-105. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.02.015>
- Isozaki, Y. and Itaya, T. (1990): Chronology of Sanbagawa metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology*, **8**(4), 401-411. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1990.tb00627.x>
- Ito, T., Ikawa, T., Yamakita, S. and Maeda, T. (1996): Gently north-dipping Median Tectonic Line (MTL) revealed by recent seismic reflection studies, southwest Japan. *Tectonophysics*, **264**(1-4), 51-63. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(96\)00117-5](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(96)00117-5)
- Ito, T., Kojima, Y., Kodaira, S., Sato, H., Kaneda, Y., Iwasaki, T., Kurashimo, E., Tsumura, N., Fujiwara, A., Miyauchi, T., Hirata, N., Harder, S., Miller, K., Murata, A., Yamakita, S., Onishi, M., Abe, S., Sato, T. and Ikawa, T. (2009): Crustal structure of southwest Japan, revealed by the integrated seismic experiment Southwest Japan 2002. *Tectonophysics*, **472**(1-4), 124-134.

<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.05.013>

伊藤 谷生・井川 猛・足立 幾久・伊勢崎 修弘・平田 直・浅沼 俊夫・宮内 崇裕・松本 みどり・高橋 通浩・松澤 進一・鈴木 雅也・石田 啓祐・奥池 司郎・木村 学・國友 孝洋・後藤 忠徳・澤田 臣啓・竹下 徹・仲谷 英夫・長谷川 修一・前田 卓哉・村田 明広・山北 聡・山口 和雄・山口 覚 (1996): 四国中央構造線地下構造の総合物理探査. 地質雑, **102** (4), 346-360. <https://doi.org/10.5575/geosoc.102.346>

岩田 知孝・浅野 公之・関口 春子・山田 浩二・末廣 匡基 (2020): 中央構造線断層帯(金剛山-和歌山山脈南縁)における重点的調査観測による地下構造調査. 京都大学防災研究所年報, **63**, 25-45

Jamison, W.R. and Spang, J.H. (1976): Use of calcite twin lamellae to infer differential stress. *Bulletin of the Geological Society of America*, **87**(6), 868-872. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1976\)87<868:UOCTLT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1976)87<868:UOCTLT>2.0.CO;2)

地震調査研究推進本部 (2017): 中央構造線断層帯(金剛山地東縁-由布院)の長期評価(第二版), 1-192.

https://www.jishin.go.jp/main/chousa/17dec_chi_shikoku/shikoku_01_mtl.pdf

鹿島 愛彦・増井 芽 (1985): 四国高縄半島, 領家変成岩の地質時代. 地質雑, **91** (3), 233-234. <https://doi.org/10.5575/geosoc.91.233>

鹿島 愛彦・武智 賢樹 (1996): 四国, 石鎚山第三系久万層群の凝灰岩のフィッシュン・トラック年代. 岩鉱, **91** (5), 196-200. <https://doi.org/10.2465/ganko.91.196>

活断層研究会編 (1991): 新編日本の活断層: 分布図と資料, 東京大学出版会, 437

岸 家光・原 郁夫・塩田 次男 (1996): 市ノ川時階~砥部時階における中央構造線に沿う浅所岩石の変形様式-愛媛県丹原町湯谷口の例, 創文

Kobayashi, T. (1941): The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands. *J. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo, Sec. 2*, **5**, 219-578

Kubota, Y. and Takeshita, T. (2007): Paleocene large-scale normal faulting along the Median Tectonic Line, western Shikoku, Japan. *Isl Arc*, **17**(1), 129-151. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2007.00607.x>

Kubota, Y., Takeshita, T., Yagi, K. and Itaya, T. (2020): Kinematic analyses and radiometric dating of the large - scale Paleogene two - phase faulting along the Median Tectonic Line, Southwest Japan. *Tectonics*, **39**(2). <https://doi.org/10.1029/2018tc005372>

Kurashimo, E., Henrys, S., Sato, H., Iwasaki, T., Okaya, D., Sutherland, R., Stern, T., Iidaka, T., Ishiyama, T. and Savage, M. (2015): SAHKE seismic-scatter imaging of subduction beneath Wellington, North Island, New Zealand. *Geophys. Res. Lett.*, **42**(9), 3240-3247. <https://doi.org/10.1002/2015GL063230>

京都大学 (2018): 追加ボーリングコアを用いた断層破碎物質の分析ボーリングコア等を用

いた各種分析. 平成 29 年度原子力規制庁委託成果報告書

- Lawson, A.C. (1895): Sketch of the geology of the San Francisco peninsula, California. *U.S. Geological Survey Annual Report*, **15**, 399-476
- Maruyama, S. (1997): Pacific-type orogeny revisited: Miyashiro-type orogeny proposed. *Isl Arc*, **6**(1), 91-120. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.1997.tb00042.x>
- Miyata (1980): Wrench fault tectonics of the Median Tectonic Line and deformation of the Cretaceous Izumi Group in west Kinki, southwest Japan, 65. <https://cir.nii.ac.jp/crid/1370002218360985891>
- Miyawaki, M. and Sakaguchi, A. (2021): Trench and drilling investigation of the Median Tectonic Line in Shikoku, southwest Japan: implications for fault geometry. *Earth Planets Space*, **73**(1), 194. <https://doi.org/10.1186/s40623-021-01526-w>
- 水野 清秀 (1992): 中央構造線に沿う第 2 瀬戸内期の堆積場--その時代と変遷. 地質学論集, p1-14. <https://cir.nii.ac.jp/crid/1520853835181174400>
- 水野 清秀・岡田 篤正・寒川 旭・清水 文健 (1993): 中央構造線活断層系 (四国地域) ストリップマップ説明書, 1:25,000, 地質調査所, **8**, 63
- 水野 清秀・佃 栄吉・高橋 誠・百原 新・内山 高 (1999): 和歌山平野根来地区深層ボーリング調査から明らかになった平野地下の地質. 地質雑, **105** (3), 235-238. <https://doi.org/10.5575/geosoc.105.235>
- 永井 浩三 (1973): 愛媛県の中央構造線. 杉村隆二 編: 中央構造線. 東海大学出版会, 197-207
- 中島 隆・堀江 憲路・足立 達朗・宮崎 一博・Dunkley Daniel J.・外田 智千 (2013): 領家変成岩の SHRIMP によるジルコン U-Pb 年代. 日本地質学会学術大会講演要旨, **2013**, 098. https://doi.org/10.14863/geosocabst.2013.0_098
- Nakamura, K., Shimazaki, K. and Yonekura, N. (1984): Subduction, bending and education. Present and Quaternary tectonics of the northern border of the Philippine Sea plate. *Bulletin de la Societe des Sciences Naturelles de l'Ouest de la France* **26**, 221-243. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XXVI.2.221>
- 中田 高・後藤 秀昭・岡田 篤正・堤 浩之・丹羽 俊二 (1998): 都市圏活断層図「西条」, 1:25,000. 国土地理院技術資料, **D1-No.355**
- 中田 高・今泉 俊文 (2002): 活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出版会, 68
- 成田 耕一郎・山路 敦・田上 高広・栗田 裕司・小布施 明子・松岡 数充 (1999): 四国の第三系久万層群の堆積年代とその意義. 地質雑, **105** (4), 305-308. <https://doi.org/10.5575/geosoc.105.305>

- Naumann, E. (1885): Ueber den Bau und die Entstehung der japanischen Inseln. *R. Friedländer und Sohn*, 91p.
- Naumann, E. (1886): Ueber meine topographische und geologische Landesaufnahme Japans. *Verhandlungen des sechsten deutschen Geographentages zu Dresden*, 14-28
- Noda, A. and Sato, D. (2018): Submarine slope-fan sedimentation in an ancient forearc related to contemporaneous magmatism: The Upper Cretaceous Izumi Group, southwestern Japan. *Isl Arc*, **27**(2).
<https://doi.org/10.1111/iar.12240>
- Okada, A. (1973): On the Quaternary Faulting along the Median Tectonic Line (in Japanese with English abstract). in *Median Tectonic Line* edited by Sugiyama, R., Tokai University Press,
- 岡田 篤正 (2020): 中央構造線断層帯—最長活断層帯 (四国) の諸性質—, 古今書院, 368
- 岡田 篤正・堤 浩之 (1997): 中央構造線活断層系父尾断層の完新世断層活動-徳島県市場町でのトレンチ調査-. 地学雑, **106** (5), 644-659
- 岡田 篤正・東郷 正美 (2000): 近畿の活断層, 東京大学出版会, 395
- Okamoto, K., Shinjoe, H., Katayama, I., Terada, K., Sano, Y. and Johnson, S. (2004): SHRIMP U-Pb zircon dating of quartz-bearing eclogite from the Sanbagawa Belt, south-west Japan: Implications for metamorphic evolution of subducted protolith. *Terra Nova*, **16**(2), 81-89.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2004.00531.x>
- Rodgers, D.W. and Little, T.A. (2006): World's largest coseismic strike-slip offset: The 1855 rupture of the Wairarapa Fault, New Zealand, and implications for displacement/length scaling of continental earthquakes. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **111**(12). <https://doi.org/10.1029/2005JB004065>
- Rowe, K.J. and Rutter, E.H. (1990): Palaeostress estimation using calcite twinning: experimental calibration and application to nature. *Journal of Structural Geology*, **12**(1), 1-17. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(90\)90044-Y](https://doi.org/10.1016/0191-8141(90)90044-Y)
- Sakaguchi, A. (2022): How to characterize the fault setting from calcite twin analysis, SCG57-06
- Sakaguchi, A., Sakaguchi, H., Nishiura, D., Nakatani, M. and Yoshida, S. (2011): Elastic stress indication in elastically rebounded rock. *Geophys. Res. Lett.*, **38**(9). <https://doi.org/10.1029/2011GL047055>
- 坂口 有人・安藤 航平 (2020): セメントを主体とする複合材における応力・歪みの履歴推定方法, 特許出願番号 2020-118208
- 坂口 有人・吉松 寛奈 (2021): 断層の浅部活動を特徴づける周辺歪分布. 日本地質学会第

- 128 年学術大会, 名古屋大学, R13-P-15.
<https://confit.atlas.jp/guide/event/geosocjp128/subject/1ch101-04-02/advanced>
産総研地質調査総合センター (2022): 20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2. .
<https://gbank.gsj.jp/seamless/v2.html>
- Sato, H., Kato, N., Abe, S., Van Horne, A. and Takeda, T. (2015): Reactivation of an old plate interface as a strike-slip fault in a slip-partitioned system: Median Tectonic Line, SW Japan. *Tectonophysics*, **644-645**, 58-67.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.12.020>
- 清家 一馬・岩野 英樹・檀原 徹・平野 弘道 (2013): 熱年代学データに基づく和泉山脈地域の領家-和泉帯のテクトニクス. *地質雑*, **119** (12), 759-775.
<https://doi.org/10.5575/geosoc.2013.0053>
- 滋井 康人・辻 健・松岡 俊文・池田 倫治・西坂 直樹・石川 慶彦 (2014): 地震探査データから計算された Q 値から推定される中央構造線周辺の岩相分布. *材料*, **63** (3), 250-257. <https://doi.org/10.2472/jsms.63.250>
- Shigematsu, N., Fujimoto, K., Tanaka, N., Furuya, N., Mori, H. and Wallis, S. (2012): Internal structure of the Median Tectonic Line fault zone, SW Japan, revealed by borehole analysis. *Tectonophysics*, **532-535**, 103-118.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.024>
- Shimura, T. and Kemp, A.I.S. (2015): Tetrahedral plot diagram: A geometrical solution for quaternary systems. *American Mineralogist*, **100**(11-12), 2545-2547. <https://doi.org/10.2138/am-2015-5371>
- Sibson, R.H. (1977): Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc.*, **133**(3), 191-213. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.133.3.0191>
- Sibson, R.H. (1990): Rupture nucleation on unfavourably oriented faults. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **80**(6 A), 1580-1604
- Sibson, R.H. (2020): Preparation zones for large crustal earthquakes consequent on fault-valve action. *Earth Planets Space*, **72**(1), 31.
<https://doi.org/10.1186/s40623-020-01153-x>
- Skrzypek, E., Kato, T., Kawakami, T., Sakata, S., Hattori, K., Hirata, T. and Ikeda, T. (2018): Monazite behaviour and time-scale of metamorphic processes along a low-pressure/ high-temperature field gradient (Ryoke belt, SW Japan). *Journal of Petrology*, **59**(6), 1109-1144.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egy056>
- Skrzypek, E., Kawakami, T., Hirajima, T., Sakata, S., Hirata, T. and Ikeda, T. (2016): Revisiting the high temperature metamorphic field gradient of the Ryoke Belt (SW Japan): New constraints from the Iwakuni-Yanai area.

- Lithos*, **260**, 9-27. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.04.025>
- Sogawa, Y. and Sakaguchi, A. (2021): Comparison of paleostress and paleotemperature analysis at roof thrust and out-of-sequence thrust of subduction zone : The Minami Awa fault and Mizoochi fault, The Mugi area in the Shimanto Belt. *Japan geoscience union meeting 2021*,
- Stein, R.S., Barka, A.A. and Dieterich, J.H. (1997): Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophys. J. Int.*, **128**(3), 594-604. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb05321.x>
- 須鎗 和巳・阿子島 功 (1973): 四国島の中央構造線の新期の活動様式. 杉山隆二 編: 中央構造線. 東海大学出版会, 149-189
- Tabei, T., Hashimoto, M., Miyazaki, S., Hirahara, K., Kimata, F., Matsushima, T., Tanaka, T., Eguchi, Y., Takaya, T., Hosono, Y., Ohya, F. and Kato, T. (2002): Subsurface structure and faulting of the Median Tectonic Line, southwest Japan inferred from GPS velocity field. *Earth Planets Space*, **54**(11), 1065-1070. <https://doi.org/10.1186/BF03353303>
- Taira, A. (2001): Tectonic evolution of the Japanese Island Arc System. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **29**(1), 109-134.
<https://doi.org/10.1146/annurev.earth.29.1.109>
- Taira, A., Ohara, Y., Wallis, S., Ishiwatari, A. and Iryu, Y. (2016): Geological evolution of Japan: an overview. *The geology of Japan*, doi:10.1144/GOJ, 1-24.
<https://doi.org/10.1144/GOJ>
- 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. <https://ci.nii.ac.jp/naid/110003025486>
- 高木 秀雄・竹下 徹・柴田 賢・内海 茂・井上 良 (1992): 四国西部, 砥部衝上断層における中新世中期の正断層運動. 地質雑, **98** (11), 1069-1072.
<https://doi.org/10.5575/geosoc.98.1069>
- 竹下 徹 (1993): 日本海拡大期の西南日本前弧域および中央構造線沿いの変形 : 予察. 地質学論集, **42**, 225-244. <https://ci.nii.ac.jp/naid/110003025597/>
- 竹下 徹 (2010): 日本海拡大時の中央および西南日本前弧域テクトニクス. 地学雑, **119** (2), 347-361. <https://doi.org/10.5026/jgeography.119.347>
- 竹下 徹・田中 秀実・板谷 徹丸 (2000): 四国西部 '石鎚山第三系' の K-Ar 年代とその意味. 地質雑, **106** (4), 308-311. <https://doi.org/10.5575/geosoc.106.308>
- 田崎 耕市・高橋 治郎・板谷 徹丸・グレース R. H.・鹿島 愛彦 (1990): 四国北西部の中央構造線に貫入した安山岩の K-Ar 年代. 岩鉱, **85** (4), 155-160.
<https://doi.org/10.2465/ganko.85.155>
- 徳増 実・山田 佳裕・高瀬 恵次・中野 孝教 (2019): 長期観測結果からみた愛媛県西条平

- 野の断層が地下水位に及ぼす影響について. 地下水学会誌, **61** (3), 183-196.
<https://doi.org/10.5917/jagh.61.183>
- Tsutsumi, H. and Okada, A. (1996): Segmentation and Holocene surface faulting on the Median Tectonic Line, southwest Japan. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **101**(B3), 5855-5871.
<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/95JB01913>
- Tsutsumi, H., Okada, A., Nakata, T. and Ando, M. (1992): Near surface structure and Holocene movements on the Okamura fault, an active segment of the Median Tectonic Line in central Shikoku : A case study of the 1988 spring trench survey (in Japanese with English abstract). *Mem. Geol. Soc. Jpn.*, (40), 113-127. <https://ci.nii.ac.jp/naid/110003025492/>
- Tsutsumi, H., Toda, S., Imamura, T., Ishiyama, T., Kawamura, T., Sato, H., Miyauchi, T., Kato, H., Kumamoto, T., Takeda, A. and Yamamoto, S. (2007): Seismic Reflection Surveys Across the Median Tectonic Line Active Fault Zone in Niihama City, Ehime Prefecture and Awa City, Tokushima Prefecture (in Japanese with English abstract). *Bull. Earthqu. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **82**(1), 105-117. <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/BERI/pdf/IHO82112.pdf>
- 堤 浩之・岡田 篤正・中田 高・安藤 雅孝 (1992): 中央構造線岡村断層の地表付近の構造と完新世の活動--1988 年春季西条地区トレンチ発掘調査 (中央構造線のネオテクトニクス--その意義と問題点). 地質学論集 (40), p113-127.
<https://ci.nii.ac.jp/naid/110003025492/>
- 堤 浩之・岡田 篤正・中田 高・後藤 秀昭・丹羽 俊二 (1998): 都市圏活断層図「新居浜」, 1:25,000. 国土地理院技術資料, **D1-No.355**
- 堤 浩之・戸田 茂・今村 朋裕・石山 達也・河村 知徳・佐藤 比呂志・宮内 崇裕・加藤 一・隈元 崇・武田 麻美・山本 彰吾 (2007): 四国の中央構造線断層帯の浅層反射法地震探査-2002 年新居浜測線と 2003 年阿波測線-. 東京大学地震研究所彙報, **82**, 105-117. <https://ci.nii.ac.jp/naid/110007000550>
- 堤 浩之・後藤 秀昭 (2006): 四国の中央構造線断層帯の最新活動に伴う横ずれ変位量分布. 地震 第2輯, **59** (2), 117-132. <https://doi.org/10.4294/zisin.59.117>
- Wallace, R.E. (1951): Geometry of shearing stress and relationship to faulting. *J. Geol.*, **59**, 111-130
- Wellman, H.W. and Willett, R.W. (1942): The Geology of the West Coast from Abut Head to Milford Sound: Part 1. *Transactions and Proceedings of the Royal Society of New Zealand*, **71**(6), 282-306.
<https://doi.org/10.1017/S0016756800076494>

Yamaji, A. (2000a): The multiple inverse method applied to meso-scale faults in mid-Quaternary fore-arc sediments near the triple trench junction off central Japan. *Journal of Structural Geology*, **22**(4), 429-440.
[https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00162-5](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00162-5)

Yamaji, A. (2000b): The multiple inverse method: A new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, **22**(4), 441-452. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00163-7](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00163-7)

吉川 宗治・岩崎 好規・井川 猛・横田 裕 (1992): 反射法地震探査による和歌山県西部の中央構造線の地質構造 (中央構造線のネオテクトニクス-その意義と問題点-). 地質学論集 (40), 177-186. <https://ci.nii.ac.jp/naid/110003025496/>