

博士論文

論文題目 2004年スマトラ島沖地震震源域付近の地質構造と変動地形に関する研究
(The study on geological structure and tectonic relief around the epicenter of the 2004 Sumatra Earthquake)

氏名 三澤文慶

目次

1.	はじめに	1
1-1.	研究の背景	1
1-2.	研究の目的	4
2.	地形・地質・津波概説	8
2-1.	地形概説	8
2-2.	地質概説	8
2-3.	津波概説	10
3.	研究手法および使用データ	12
3-1.	反射法地震探査	12
3-2.	海底地形データ	13
3-3.	その他の船舶取得データ	13
4.	結果	17
4-1.	海底地形概説	17
4-2.	反射法地震探査結果	18
4-3.	解釈	31
4-3-1.	スンダ海溝域および海溝斜面域	31
4-3-2.	Forearc high 地域	32
5.	議論	72
5-1.	異なる2種類のフェルゲンツについて	72
5-2.	新しい変形について	75
6.	結論	79
	参考文献	82
	謝辞	89

1. はじめに

1-1. 研究の背景

プレート沈み込み帯では海溝型巨大地震がこれまで繰り返し発生している。また、地震時の断層運動により海底面が変動することに起因して巨大津波が発生する。海溝型地震および巨大津波の発生により、広範囲の地域に甚大な被害をもたらすことは 2004 年スマトラ沖地震や 2011 年東北地方太平洋沖地震の例などからも明らかである。多くの地震発生域では津波を発生させた波源域に関しては地震後の各種観測・調査、および津波のシミュレーションなどから解明されている。しかしながら、広大な津波波源域の中の「どの断層」が津波を引き起こしたかに関しては解明されていない。その理由は、地震発生前に取得された海底地形データや地下構造探査のデータがほとんど存在しないため、地震発生前後の海底地形および地質構造の変化を捉えることが難しいためである。2004 年末に発生し、インド洋周辺の国々に甚大な被害を出した 2004 年スマトラ島沖地震も前述の例のように津波波源域は概ね推定されているが、実際に「どの断層」が巨大津波発生に寄与したかは解明されていない。

2004 年 12 月 26 日、スマトラ島北西沖を震源とする 2004 年スマトラ島沖地震 (Mw 9.1-9.3) が発生した (Fig. 1-1-1)。この地震ではスンダ海溝沿いに 1,300~1,500 km に渡って断層の破壊が発生した(例えば, Lay et al., 2005; Ammon et al., 2005)。また、地震発生に伴い巨大津波が発生し、インド洋沿岸の多くの国々を襲い多大な被害を出した。特に、スマトラ島北部のアチェ地域の沿岸部では波高 20 m を超える津波が襲った (Indonesia Tsunami Survey Team, 2005)。

2004 年地震発生以前、2004 年スマトラ島沖地震震源域であるスマトラ前弧域、すなわちスマトラ島北西沖の海域では海底下地質構造に関するデータが取得されていなかった。地震発生後、スマトラ前弧域において複数の国際研究航海が実施され、地形、地質構造、および地震活動などの観測が行われた。これらの観測結果に基づき、2004 年の地震に伴う巨大津波の津波断層モデルが複数提案されている(例えば, Soh et al., 2005; Henstock et al., 2006; Plafker et al., 2006; Sibuet et al., 2007; Hirata et al., 2008)。Henstock et al. (2006) が指摘する第 1 仮説では、海底地形観測による崩壊地形の存在などの結果か

ら変形フロントが津波波源と指摘した。Soh et al. (2005) が指摘する第 2 仮説では、地震発生 2 ヶ月後の無人探査機 (Remotely Operated Vehicle: ROV) での潜水調査、海底地形調査、および海底地震計 (Ocean Bottom Seismograph: OBS) で観測された余震分布などの結果から、プレート境界断層から分岐した断層である Main Thrust が津波を引き起こしたと指摘した。Sibuet et al. (2007) が提案する第 3 仮説では、余震活動分布に加え、海底地形データおよび 3.5 kHz サブボトムプロファイラーによる海底下浅部構造断面から、プレート境界断層から分岐した断層である Upper Thrust が津波を引き起こしたと指摘した。Plafker et al. (2006) が指摘する第 4 仮説では、津波の陸域での観測データおよび津波シュミレーションの結果から西アンダマン断層 (West Andaman Fault) による地殻変動域が津波波源と指摘した。Hirata et al. (2008, 2010) が指摘する第 5 仮説は、巨大津波の中でもスマトラ島北部・アチェ地域などを襲った 20 m 級の津波励起域に関してインド洋を伝搬する津波を捉えた人工衛星データの解析や Hanson et al. (2007) によるインド洋でのハイドロフォンアレイ観測の結果から変形フロント域以外にも津波波源があると指摘し、forearc high 地域内のプレート境界断層から分岐した断層である Middle Thrust の活動によるものと指摘した。第 5 仮説に関しては、Lin et al. (2009)でも同様な指摘がなされている。しかしながら、上記の 5 つの仮説のいずれが 2004 年の巨大津波の発生メカニズムであるかは未だに決着を見ていない。また、現在では上記に加えて、Gulick et al. (2011) は巨大津波は前弧域全体の地震時の地殻変動 (coseismic motion) により形成されたと指摘した。Singh et al. (2010, 2012) では forearc high 地域のスマトラ島側に位置する backthrust の活動範囲が津波波源域に相当すると指摘している。

2004 年地震発生後、複数の反射法地震探査がスマトラ島北西沖で実施された (例えば、Fisher et al., 2007; Seeber et al., 2007; Mosher et al., 2008; Chauhan et al., 2009; Berglar et al., 2010; Singh et al., 2010; Gulick et al., 2011; Singh et al., 2012; McNeill et al., 2014; Misawa et al., 2014; Moeremans et al., 2014)。Fisher et al. (2007) では、シングルチャンネル (Single-channel Seismic: SCS) 反射法地震探査結果を用いて、スマトラ北西部沖・forearc high 地域は地形的高まりであるリッジと piggyback basin により特徴づけられると報告した。Seeber et al. (2007) では、地震直後にスンダ海溝、海溝斜面域、およびア

チェ海盆地で実施した SCS 反射法地震探査および ROV での潜水調査の結果を報告した。特に SCS 反射法地震探査結果では、アチェ海盆の浅部構造および海盆に隣接する西アマン断層周辺での横ずれ断層の存在を示唆するフラワー構造の存在を報告した。Moshier et al. (2008) では、スンダ海溝域、海溝斜面域、およびアチェ海盆地でのシングルチャンネル反射法地震 (Single-channel Seismic: SCS) 探査の結果を用いて、海溝充填堆積層の構造、海溝斜面域に発達する陸側フェルゲンツ (褶曲軸や断層面が倒れかかる方向) の存在、およびアチェ海盆地の地質構造を示した。Chauhan et al. (2009), Singh et al. (2010), および Singh et al. (2012) では、forearc high 地域内で行った深部反射法地震探査結果よりスマトラ前弧域下の地殻、上部マントル構造、および backthrust の存在を示した。Berglar et al. (2010) では、スマトラ島西方沖に位置するアチェ海盆、Tuba 海盆、および Simeulue 海盆の地質構造について報告した。Gulick et al. (2011) ではスンダ海溝および forearc high 地域の地質構造、スンダ海溝を充填する堆積物およびその脱水システムについて議論した。McNeill and Henstock. (2014) および Moeremans et al. (2014) では、スンダ海溝沿いで取得された複数の反射断面および海底地形データを用いて、海溝域および海溝斜面域の各地域での地質構造の違いについて議論している。しかしながら、多くの反射法地震探査が深部までの地質・地殻構造を対象としたものであり、少数の SCS 反射法地震探査以外に詳細な浅部地質構造に焦点を当てた高分解能マルチチャンネル反射法地震探査は行われていない。さらに、多くの探査がスンダ海溝域もしくはアチェ海盆地で反射法地震探査を実施されているため、2 地域間に位置する forearc high 地域の詳細な海底下地質構造の報告例はほとんど無い。

海溝域にて地震時に発生する巨大津波は、地震に伴い海底面が大きく変動した事に起因している。しかしながら、海溝型地震震源域で地震発生前に海底地形データおよび反射法地震探査などの地下構造探査データが取得されていた事例は限られ、地震前後のデータの比較から海底変動域を特定した例は 2011 年東北地方太平洋沖地震を除いて存在しない。Fujiwara et al. (2011) では、地震発生前後に取得された海底地形データの比較から地震に伴い海底面が東 (海溝側) に 50 m、鉛直方向に 5 m 移動したと指摘した。また、Kodaira et al. (2012) では震源域周辺で地震前後に取得された反射法地震探査記録

から、海溝域での地質構造の変化を報告した。地震前の海溝底は海底面が平坦であったが、地震後の海底面は凹凸を持った形状に変化していた。さらに、同じ地点で実施した高解像度反射法地震探査記録より、海溝部分の堆積層表層部に明瞭な変形痕跡が存在することを示した (Kodaira et al., 2012, Nakamura et al., 2013)。それでは、地震前に取得した海底地形データや反射法地震探査データが存在しない場合、どのようにして津波波源である海底変動域を推定するかが問題である。本研究では海底面および堆積層最表層部の変形の存在に着目する。堆積層最表層部は最近堆積した物質から構成される。この部分の変形を受けているということは、最近の何らかの海底変動の存在を示唆する。つまり、堆積層最表層部には最近の海底変動の痕跡が記録されている可能性が高いと考えられる。本研究では、スマトラ島・アチェを襲った 20 m 級の津波の波源域と考えられるスマトラ北西部沖の **forearc high** 地域内に発達する多くの堆積盆の最表層部の構造に着目して、最近の海底変動の痕跡の有無を調査し、海底変動域の特定が可能か、その可能性を検証する。そのためには海底下の地質構造を高分解能な反射法地震探査で把握する必要がある。本研究では、スマトラ北西部沖の詳細な浅部地質構造を解明するため、2010 年 11 月に白鳳丸 KH-10-5 次航海にて本地域で高分解能反射法地震探査、3.5 kHz サブボトムプロファイラー探査、および海底地形調査を実施した (Fig. 1-1-2a)。

1-2. 研究の目的

本研究では、高分解能マルチチャンネル反射法地震 (Multi-channel Seismic: MCS) 探査結果を用いてスマトラ島北西沖のスマトラ前弧域 (スンダ海溝域、海溝斜面、**forearc high** 地域) の浅部地質構造を解明する。先行研究では基盤面、もしくはその深部の構造の解明を目指していたため、浅部構造イメージングの精度が悪くなる傾向にある。そのため、海底下浅部の詳細な地質構造の把握は難しかった。本研究では、海底下浅部構造の解明に焦点を置き、本地域の海底下地質構造の解明を試みる。また、津波波源域では断層運動に伴う海底地殻変動の痕跡が海底面および堆積層表層部に残される事が考えられる。さらに、本研究ではこれまでに報告されていない **forearc high** 地域の堆積層最浅部の変形に注目し、2004 年の巨大津波を形成した断層活動の特定を試みる。海溝型

巨大地震発生域では今後も地震および津波の発生が想定される。今後発生が想定される地震および津波災害を考える上で、地震時に活動した断層および海底変動域の特定は重要である。なかでも、津波波源域の特定は、津波災害低減のための津波モデル構築や津波被害想定をする上で重要な要素となると考えられる。

本論文では、全 6 章構成でスマトラ北西部沖の地質構造および海底変動地形について議論する。第 1 章では、2004 年スマトラ島沖地震の津波波源に関する議論の概要、およびスマトラ北西部沖での反射法地震探査結果の概要を整理するとともに問題点を指摘し、本論文の目的を述べる。第 2 章では、スマトラ北西部沖での先行研究についてまとめる。第 3 章では、反射法地震探査を実施した白鳳丸 KH-10-5 次航海での観測概要、データ処理の概要、および海底地形データの概要をまとめる。第 4 章では、海底地形データの解釈、反射断面の記載および解釈の結果について述べる。第 5 章では、4 章で得られた結果を基に、海溝斜面域と forearc high 地域で断層の傾斜方向が異なる点（異なるフェルゲンツ）、および forearc high 地域のリッジ間の堆積盆中で認められた堆積層最表層部の変形に関してそれぞれ議論する。第 6 章では研究の結果をまとめ、今後の展望を述べる。

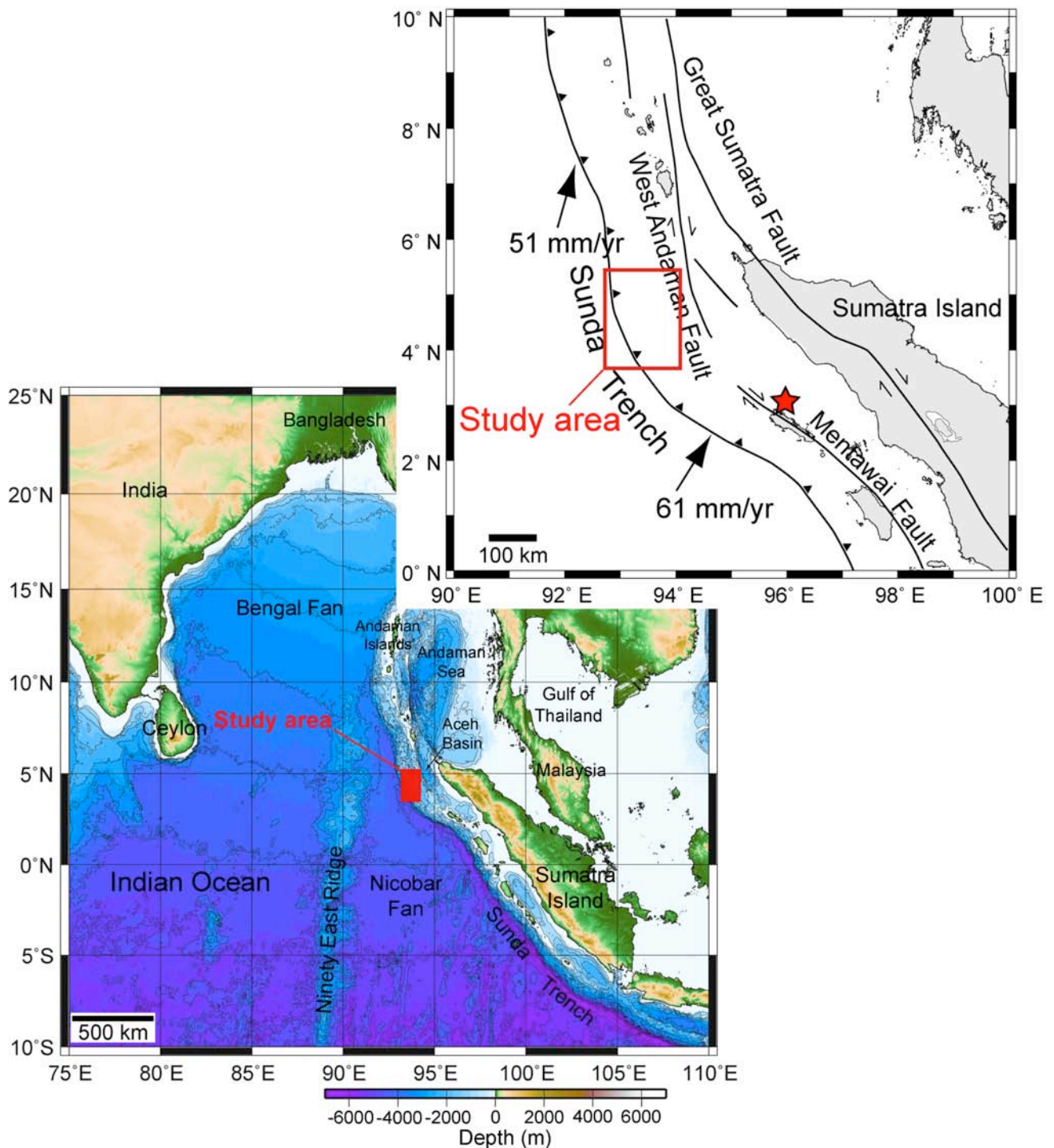


Fig. 1-1-1 研究対象地域

(a) インド洋の広域地形図（海底地形データは GEBCO を使用）. (b) スマトラ北西部沖地域の地質学的セッティング取りまとめ図。本図はスマトラ北西部沖地域の地質学的セッティングを表したものである。図中の黒矢印は本地域で沈み込むインド-オーストラリアプレートの運動方向を示している (Prawirodirdjo and Bock, 2004) . 黒線は本地域に発達する右横ずれ断層系（スマトラ断層，西アンダマン断層，およびメンタワイ断層）を示す (Graindorge et al., 2008) . 図中の

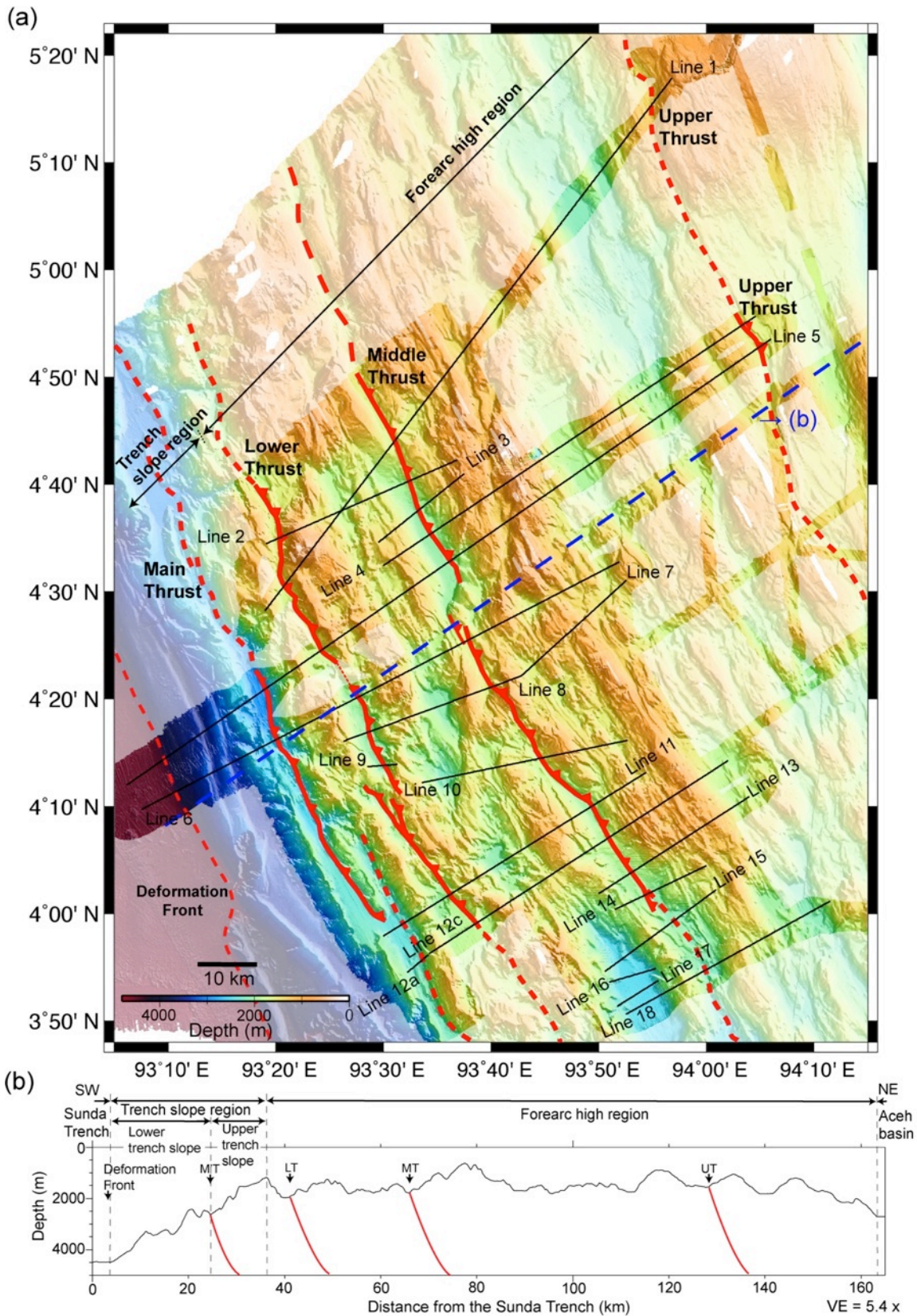


Fig. 1-1-2 KH-10-5 次航海の調査地域の海底地形と測線配置

(a). 本図はスマトラ北西部沖の海底地形図と反射法地震探査測線配置である。本地形図は、KH-10-5 次航海で取得した海底地形データに他の研究航海 (Henstock et al., 2006; Sibuet et al., 2007) により取得された地形データを統合したものである。図中黒線は、KH-10-5 次航海時の反射法地震探査測線を示す。青破線は (b) 図で示した本地域の地形断面図の位置である。赤線は Sibuet et al. (2007) により定義されたスラスト断層系の位置とその名称を示す。断層名の略称はそれぞれ M'T: Main Thrust, LT: Lower Thrust, MT: Middle Thrust, および UT: Upper Thrust である。(b) 本地域の地形断面図である。

2. 地形・地質・津波概説

2-1. 地形概説

スンダ海溝は、インド洋東部に位置し、アンダマン諸島、スマトラ島、およびジャワ島に平行に発達し、その全長は 2,600 km 以上に及ぶ(Fig. 1-1-1a). スンダ海溝、特にスマトラ北西部沖の水深は約 4,500 m である. スンダ海溝では、インド-オーストラリアプレートがスンダプレートの下に北部では N11°E 方向に年間 51 mm の速度で、南部では N17°E 方向に年間 61 mm の割合で斜めに沈み込んでいる(Prawirodirdjo and Bock, 2004) (Fig. 1-1-1b). また、スマトラ島沖のスンダ海溝域では、45 Ma から 65 Ma の年代を示す海洋プレートが沈み込んでいる (Müller et al., 2008). スンダ海溝前弧域は、地形学的に水深の深い部分から島弧側に向かって、スンダ海溝域、海溝斜面域、前弧隆起帯 (forearc high) , および前弧海盆 (アチェ海盆) の地域に区分することが出来る (Fig. 1-1-2b). さらに、スマトラ前弧域の地形は凹凸の連続地形であるリッジアンドトラフ構造により特徴づけられる(例えば, Seeber et al., 2007; Sibuet et al., 2007; Mosher et al., 2008; Graindorge et al., 2008) (Fig. 1-1-2b).

2-2. 地質概説

2004 年スマトラ-アンダマン地震以前の調査により、スマトラ前弧域の地質構造は付加体から構成されることが知られていた (例えば, Moore et al., 1980). スンダ海溝周辺の堆積物は、ベンガル海底扇状地およびニコバル海底扇状地起源と考えられている (Curry and Moore, 1974) (Fig. 1-1-1a). 2004 年スマトラ島沖地震発生後、多くの研究航海がスンダ海溝周辺で実施された. 複数の反射法地震探査の結果によれば、沈み込むインド-オーストラリアプレートを覆うスンダ海溝の堆積層は 4 km を超える層厚を持つことが述べられている (例えば, Gulick et al., 2011; Moeremans et al., 2014). また、Henstock et al. (2006)および Mosher et al. (2008)ではスンダ海溝域に崩壊地形の存在や "Ditch" と命名された溝状の地形といった最近の海底変動の痕跡の存在を指摘している. さらに、スンダ海溝での斜め沈み込みに伴う右横ずれ運動の影響を解消すべく、スマトラ断層、西アンダマン断層、およびメンタワイ断層などのスンダ海溝に平行な右

横ずれ断層帯がスンダ前弧域の島弧側に発達している(例えば, Fitch, 1972; Moore et al., 1980; Sieh and Natawidjaja, 2000) (Fig. 1-1-1b).

地震発生後, スマトラ北西部沖にて複数の海底地震計(OBS)を用いた余震観測が行われ, 正確に震源位置決定が行われた(Araki et al., 2006; Sibuet et al., 2007). Araki et al. (2006) および Sibuet et al. (2007) は, プレート境界断層およびプレート境界断層から分岐した断層沿いに震源が集中していることを示した. 特に Sibuet et al. (2007) は, 余震活動分布に加え, 海底地形データおよび 3.5 kHz サブボトムプロファイラー記録などに基つき, 5つの断層系を定義した. それらの断層は海溝側から, 1) 変形フロント, 2) Main Thrust, 3) Lower Thrust, 4) Middle Thrust, および 5) Upper Thrust である (Fig. 1-1-2a).

2004年の地震以前, forearc high 地域の先行研究は非常に限られていたため, 地質学的情報が非常に少なかったが, 地震後多くの研究航海がこの地域で実施された. forearc high 地域の地形は, 複数の地形的高まりを伴う北北西-南南東走向を持つリッジアンドトラフ構造によって特徴づけられる. これらのリッジアンドトラフ構造は断層活動に起因した背斜もしくは向斜構造の地形的な現れである(Sibuet et al., 2007; Graindorge et al., 2008). また, Sibuet et al. (2007)は海側(スマトラ島からみて沖側)および陸側(島弧側)の両方のフェルゲンツを持つ断層系を海底地形および 3.5 kHz サブボトムプロファイラー記録から示した. 一方, forearc high 地域とアチェ海盆の境界部分が forearc high 地域の北限に当り, この境界部分は横ずれ断層の存在を示唆するフラワー構造を伴う西アンダマン断層によって特徴づけられる(例えば, Seeber et al., 2007). さらに, forearc high 地域とアチェ海盆の境界部分に関しては Singh et al. (2010, 2012)の深部を対象とした反射法地震探査結果より, 海側傾斜を持った backthrust の存在が指摘されている.

スマトラ北西部沖の地域での海底堆積物の研究例は限られている. 2004年の地震発生後, スンダ海溝域および海溝陸側斜面域での海底堆積物について報告されている(Sultan et al., 2009, Patton et al., 2013, Sumner et al., 2013). Sultan et al. (2009) では, Henstock et al. (2006) で報告されたスンダ海溝沿いの海底地すべり部分でのピストンコア試料の観察および間隙水圧の分析結果から, 海溝斜面域の斜面崩壊が 2004年の地震時に形成されたと指摘している. また, Patton et al. (2013) および Sumner et al. (2013) で

は、スンダ海溝域および海溝斜面域で取得した堆積物記録を用いて、本地域の浅部の堆積構造について議論している。特に、堆積物記録中にタービダイト層が発達していることがそれぞれ報告され、タービダイトの起源などについて議論されている。以上より、スンダ海溝域では海底下表層部に斜面崩壊による堆積物や地震性タービダイトの発達などが明らかになった。しかしながら、海溝斜面域とアチェ海盆域間に位置する forearc high 地域の堆積層の構成やその年代については研究事例が無く、未だに解明されていない。

2-3. 津波概説

2004 年の巨大津波の形成に関しては、地震波、地震後インド洋を通過した人工衛星が捉えた海面波高データ (Sea surface height: SSH), GPS データ, および検潮所での潮位データなどの解析を通して、様々なモデルが提案されている。なかでも、Lay et al. (2005) では、2004 年の巨大地震の最大すべり域を地震波データの解析から推定した。Lay et al. (2005) では、スンダ海溝沿いにスマトラ、ニコバル、アンダマンの 3 セグメントに区分して解析し、特にスマトラ島・バンダアチェの北側で 15 m の断層すべりがあったと指摘している。Subarya et al. (2005) では、GPS データの解析や陸上の珊瑚層での隆起データの解析から、スマトラ北西部沖で巨大な地震断層が 30 km 以浅で 20 m 動いたことを指摘している。Hirata et al. (2006) では、地震後のインド洋を通過した 2 基の人工衛星による波高データの解析からスンダ海溝沿いを 14 のブロックに分けて議論した結果、30 m 級の最大の断層すべり域がスマトラ島に隣接したスマトラ島北西沖のエリアに位置すると指摘した。Pietrzak et al. (2007) では、GPS 高度計、潮位データ、人工衛星での観測データを用いた津波モデルなどの解析から、スマトラ島沖で 20 m、ニコバル諸島群中の Katchell 周辺で 20 m の断層すべりがあったと指摘している。Fujii and Satake (2007) では、人工衛星データおよび 12 カ所の陸上での検潮所での潮位観測の結果から、スマトラ島沖のスンダ海溝沿いで 13 m から 25 m の断層すべりがあり、かつニコバル島沖に 2 番目に大きい 7 m の断層すべりがあったと指摘している。Seno and Hirata (2007) では、地震波の解析および人工衛星データから求めた海面高度から、2004 年の断

層面の海側端が変形フロント周辺に位置すると指摘している。複数の津波研究の結果から、スマトラ島沖のエリアに 2004 年地震の最大の断層すべり域が存在すると考えられる。

3. 研究手法および使用データ

3-1. 反射法地震探査

2010年10月から11月に実施したJAMSTECが運行する学術研究船白鳳丸KH-10-5次航海では、スマトラ北西部沖にて高分解能マルチチャンネル反射法地震探査を行い、約900 km (~484.3 マイル)のデータ収録を行った(Fig. 1-1-2a)。本調査での調査測線は、2005年および2009年に実施された海底地形調査結果(Hirata et al., 2012)をもとに、Sibuet et al. (2007)定義された5断層系(変形フロント, Main Thrust, Lower Thrust, Middle Thrust, およびUpper Thrust) およびリッジ間の堆積盆部分を通るように設定した。本調査では制御震源としてSercel社製GIガンを一基使用した。GIガンの総容量は150 cubic inch (G: 45 cubic inch, I: 105 cubic inch)であった。GIガンは4 knot 航行時に10秒間隔、概ね20 m 間隔で発振した。本観測では高分解能の海底下浅部の反射法地震探査データを取得するために、浅部の構造探査用向けのGIガンの総容量である150 cubic inch に設定した。また、受信部はGeometrics社製のチャンネル間隔25 m の48 ch, 200 m ストリーマーケーブルを使用した。データは8秒収録、1 msec サンプリングで行った。さらに、船上でのデータ収録はSEG-D フォーマットを使用し、航海終了後にSEG-Y フォーマットに変換した。本調査で使用した機器を表3-1-1にまとめる。反射法観測時は、GPS衛星からtrue time をGPSアンテナにて受信し、発振を行った。GIガンの発振位置および時刻をまとめたNavigation Dataは、白鳳丸のGPSデータを基に機器配置などの情報を加味し、作成を行った。

取得されたデータは、東京大学大気海洋研究所の海洋底科学部門所有のParadigm社製Focus5.3を用いて解析を行った。データ解析は、トレース編集、Common Mid-Point (CMP) sorting, バンドパスフィルター, ゲイン調整, デコンボリューション, 速度解析, Normal Move-Out (NMO), CMP 重合, 時間マイグレーション, バンドパスフィルター, top mute, およびautomatic gain control (AGC)の手順で行った。各処理の流れはFig. 3-1-1にまとめる。本解析では高解像度の断面を目指すべく、CMP間隔を6.25 mで設定した。反射法データの処理パラメーターを表3-1-2にまとめる。

反射法地震探査記録である反射断面は、縦軸を時間表記の時間断面とした。今回の反

射法観測では比較的短い 1,200 m のストリーマーケーブルを使用したため、深部までの地下構造を取得出来なかった。そのため、反射法データから求める速度構造モデルの正確度を十分に検証することができない。正確度が低い速度情報モデルを使用して時間断面を深度断面に変換した場合、変換された反射断面には不正確さが残る可能性がある。以上より、今回使用する反射断面は正確度の高い時間断面での表示とした。また、反射法データから求めた速度構造はそれぞれ、スンダ海溝域の海底下 1.6 秒部分で概ね 1,740 m/s、海溝斜面域の海底下 2.7 秒部分で 2,070 m/s、および forearc high 地域の海底下 2.0 秒部分で 1,800 m/s であった。

3-2. 海底地形データ

海底地形調査は、白鳳丸搭載の SeaBeam 2120 を使用して実施した。また、海底地形データの水中音速補正を行うために、反射法地震探査開始時および終了時に鶴見精機株式会社製の XCTD を実施した。さらに、先行した行われた 2005 年に JAMSTEC の海洋調査船なつしま NT05-02 航海および 2009 年に JAMSTEC が運行する海洋調査船「かいよう」KY09-09 航海にてそれぞれ取得された海底地形データ(Hirata et al., 2010) を使用し、3 航海のデータを統合してグリッド間隔が約 50 m のグリッドデータを作成した。2010 年の調査時は、先行調査で取得されていなかった forearc high 地域の Middle Thrust 周辺の海底地形データを収録し、補完したものである。

3-3. その他の船舶取得データ

KH-10-5 次航海では、反射法地震探査実施中に同時に海底下浅部の地質構造を把握するために 3.5 kHz サブボトムプロファイラー探査も実施した。しかしながら、取得したサブボトムプロファイラー記録は機器の不調により非常にノイズの多い記録となったため本論文では使用していない。また、本論文では扱わないが、航海中には重力データおよび三成分磁力計データの取得を行っている。

表 3-1-1 KH-10-5 次航海 反射法機器一覽

Multi-channel seismic reflection data

Source parameter

Source	GI Gun (G: 45 cubic inch, I: 105 cubic inch)
Number of source	1
Pressure	120 bars (~1750 psi)
Shot interval	10 sec. (approximately 20 m at a ship speed of about 4 knot)
Source of depth	2.0 m

Receiver parameter

Receiver	48 channel solid streamer cable
Receiver interval	25 m
Number of channel	48 channel
Depth of receiver	7 m
Depth control	ION 5011 bird system
Number of bird	5 bird (0m, 300m, 600m, 900 m, 1,200 m from the head of the active section)

Recording parameter

Instuments	StrataVisorNX48
Format	SEG-D 8058 format
Sampling rate	1 msec,
Recording length	8 seconds

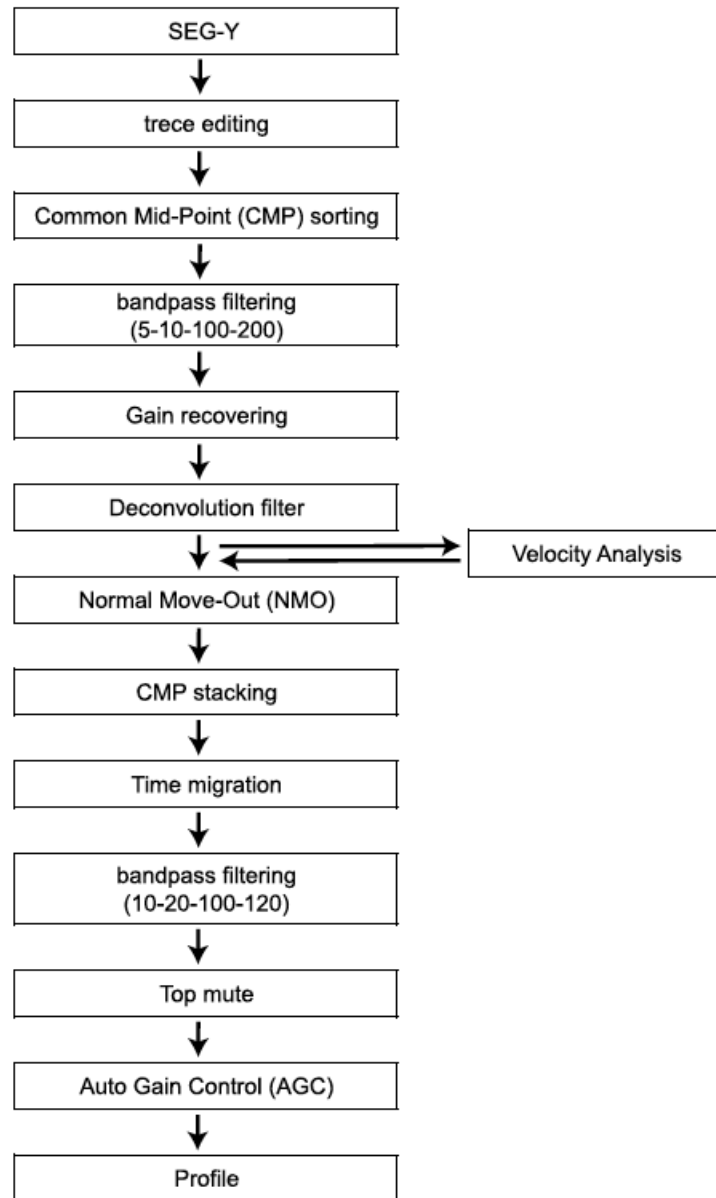


Fig. 3-1-1 KH-10-5 次航海反射法地震探査データ処理フロー
 KH-10-5 次航海で取得した反射法地震探査データの処理フローである。

表 3-1-2 KH-10-5 次航海反射法地震探査データ処理パラメーター

CMP interval	6.25 m
Bandpass filter	5-10-100-200 Hz
Deconvolution filter	Operator length: 150 msec.
	Gap length: 20 msec.
Velocity analysis	Velocity scan at every 400 CMP
Bandpass filter	10-20-100-120 Hz
AGC	AGC Gate length: 1,000 msec.

4. 結果・解釈

4-1. 海底地形概要

本研究では、スマトラ前弧域を海溝域、海溝斜面域、および forearc high 地域の3地域に区分して議論する。本地域の海底地形は、北西-南東もしくは北北西-南南東走向を持つ地形的高まり（以下、リッジ）が卓越する。また、リッジ間には凹地に海盆が分布する。このような凹凸の連続地形はリッジアンドトラフ構造と呼ばれている。特に forearc high 地域中のリッジアンドトラフ構造に関しては9~15 km 周期の地形を持つと指摘されている（Fisher et al., 2007）。本地域の断層系に関しては、Sibuet et al. (2007)により海溝側から変形フロント、Main Thrust, Lower Thrust, Middle Thrust, および Upper Thrust の5断層系が定義されている（Fig. 1-1-2a）。Sibuet et al. (2007) では、これらの5断層系は南海トラフで認められるプレート境界断層から分岐した断層（splay fault）（Park et al., 2002）と類似するものであろうと指摘している。さらに、forearc high 地域の中央部部分では、南北走向を持つ断続的な線上構造（以下、リニアメント）が認められる。これらのリニアメントは、南北走向の右横ずれ断層による変形と考えられている（Permana et al., 2011）。

海溝斜面域は、Main Thrust を境に海底地形の斜度が変化する。Main Thrust を境にして海側を下部海溝斜面域、陸側を上部海溝斜面域に区分する。下部海溝斜面域では、北北西-南南東方向の走向を持つリッジと盆地からなり、この部分の地形もリッジアンドトラフ構造と考えられる。また、海底面には侵食が認められ、後述する反射断面においても侵食面の存在が認められる。一方、上部海溝斜面域でも海底面の侵食が認められる。徐ほか(2006) および Seeber et al. (2007)では、海溝側斜面部分で変形はフラクチャーにより海底面が激しく剪断されている状況が無人探査機（ROV）での海底観察により明らかになっている。

Forearc high 地域のリッジの海底地形は非常に急峻な斜面から構成されている（Graindorge et al., 2008）（Fig. 1-1-2b）。Forearc high 地域中のリッジの海底面部分にも無数の侵食面が認められる。

4-2. 反射法地震探査結果

高分解能マルチチャンネル反射法地震探査により、海溝域および海溝斜面域では海底下約 1.6 秒（往復走時，以下 TWT; Two-Way Travel Times）の構造を明らかにした。しかしながら、本探査では沈み込む海洋プレート上面を捉えることは出来なかった。また、forearc high 地域では海底下約 2.0 秒(TWT)までの深度の構造を捉えることに成功した。

本地域の地形は、北西-南東もしくは北北西-南南東走向でほぼ平行に分布する地形的高まりであるリッジおよび凹地である盆地が発達している。また、リッジの内部構造は、上向き凸のアーチ状の反射面の形態を示す。そのため、リッジ自体は背斜構造からなるものと考えられ、anticlinal ridge (背斜構造から構成されるリッジ)である。さらに、リッジ間の凹地には堆積盆が形成されている。この堆積盆は Moore and Karig. (1976)により定義された斜面海盆(slope basin)と考えられる。

以下に、取得した各断面について記載を行う。なお、断層および堆積層の傾斜方向について、「陸側」はスマトラ島の島弧側、「海側」はスマトラ島を基準に沖側をそれぞれ意味する。

4-2-1. Line 1 (Fig. 4-2-1-1 ~ Fig. 4-2-1-3)

本測線は、forearc high 地域内で Upper Thrust から Lower Thrust の発達するエリアを北東から南西方向に走る測線である。本測線では海底下 2 秒(TWT)の部分把握出来た。堆積層は概ね海底面と平行である。また、堆積層の下限は捉えることが出来なかった。

地層中に陸側傾斜の不連続部分が CMP#800, #1380, #1680, #3160, #4030, #5040, #5120, #6530, #8530, #10220, #11200, #11620, #12030, #12300, #13360, #18120, および#18980 で認められた。これらは陸側傾斜の断層による変形と考えられる。特に、海底地形データとの比較より CMP#1680 が Upper Thrust, CMP #13360 が Middle Thrust, CMP #18120 が Lower Thrust にそれぞれ相当する。また、CMP#1280, #2410, #3580, #3670, #6400, #7830, #9700, #10840, #11480, #12750, #13650, #17940, #18480, および#18830 部分を軸とする背斜構造が認められた。特に、CMP#12500-#16080 区間では複数の背斜および向斜構造を伴う変形域が認められた。背斜構造からなるリッジの内部では、陸側傾斜の反射面が認

められた。さらに、CMP#900-#1700, #2400-#2700, #2900-#3140, #3620-#3940, #6700-#7550, #9330-#9650, #10300-#10800, #13680-#14160, #16980-#17780, #18000-#18260, および #19000-#19220 区間の海底面に侵食が認められる。特に、CMP#18100 周辺では斜面崩壊によるとみられる堆積物の分布が認められる。

リッジ間の凹地に堆積盆が形成されている。堆積盆は CMP#3190-#3360, #4000-#4210, #4970-#5900, #8460-#8880, #12300-#12800, および#18200-#18400 部分に認められた。堆積層の層厚は CMP#4970-#5900 間で最大 0.7 秒 (TWT) である。特に、CMP#4970-#5900 間の堆積層の表層部分は水平成層である。一方、下部層は陸側傾斜した反射面を持つ堆積層からなる。堆積層は深度を増すほど堆積層の傾斜が大きくなる。したがって、上位層と下位層の境界部分にはオンラップが認められるため、2 層は不整合関係にある。さらに、CMP#8460-#8880 の堆積盆では堆積層の一部にカオティック層の存在が認められる。このカオティック層と上位の水平成層を示す層とはオンラップが認められる。

4-2-2. Line 2 (Fig. 4-2-2)

本測線は、forearc high 地域内で Lower Thrust から Middle Thrust にかけてのエリアを南西方向から北東方向に走る。本測線では海底下 1.8 秒(TWT)までの構造を把握出来た。堆積層は概ね海底面に平行である。また、堆積層の下限は捉えることが出来なかった。

地層中に陸側傾斜の不連続部分が CMP#830, #4650, および#5750 で認められた。これらは陸側傾斜断層による変形であると考えられる。特に、海底地形データとの比較より CMP#830 が Lower Thrust, CMP #4650 が Middle Thrust にそれぞれ相当する。また、CMP#1300, #3900, #5450, および#6050 部分を軸とする背斜構造が認められた。特に、CMP#2500-#3780 区間では複数の背斜および向斜構造を伴う変形域が認められる。さらに、CMP#1000-#1380, CMP#4840-#5480, および CMP#5950-#6280 の区間ではリッジ表面に侵食が認められる。

リッジ間に位置する凹地に堆積盆が形成されている。堆積盆は CMP#4200-#4800 部分に認められ、その層厚は最大で 0.1 秒 (TWT) である。堆積層の表層部分は水平成層である。

4-2-3. Line 3 (Fig. 4-2-3)

本測線は、forearc high 地域内を北東から南西方向に走る測線であり、Middle Thrust を通る。本測線では海底下 2 秒(TWT)までの深度の構造を把握できた。堆積層は概ね海底面と平行である。また、堆積層の下限は捉えることが出来なかった。

地層中に陸側傾斜の不連続部分が CMP#970, #1640, #2070, および#3170 で認められた。これらは陸側傾斜の断層による変形と考えられる。特に、海底地形データとの比較より CMP #2070 が Middle Thrust に相当し、この断層は海底面まで到達している。また、CMP#1180, #2010, #2800, および#2990 部分を軸とする背斜構造が認められ、CMP#2190 を軸とする向斜構造が認められた。さらに、CMP#1090-#1700 区間の海底面に侵食が認められる。

4-2-4. Line 4 (Fig. 4-2-4-1 ~ Fig. 4-2-4-2)

本測線は、forearc high 地域内を南西から北東方向に走る測線であり、Middle Thrust および Upper Thrust をそれぞれ通る。本測線では海底下 2 秒(TWT)までの深度の構造を把握できた。堆積層は概ね海底面と平行である。また、堆積層の下限は捉えることが出来なかった。

地層中に陸側傾斜の不連続部分が CMP#1000, #2080, #2700, #4150, #6600, #6940, #7400, #9730, #11300, #11625, および#12575 で認められた。これらは陸側傾斜の断層による変形と考えられる。特に、海底地形データとの比較より CMP #2080 が Middle Thrust, CMP#12575 が Upper Thrust にそれぞれ相当する。また、CMP#1220, #2180, #2820, #3720, #4780, #5730, #6540, #6800, #7630, #9130, #10000, #10800, および#11800 部分を軸とする背斜構造が認められ、CMP#1980 を軸とする向斜構造がそれぞれ認められた。背斜構造からなるリッジの内部では、陸側傾斜の反射面が認められた。さらに、海底面の侵食が CMP#650-#800, #2650-#3140, #4040-#4200, #4360-#4900, #6700-#7550, #8500-#9500, #9730-10210, および#11900-#12400 区間に認められる。

リッジ間に位置する凹地に堆積盆が形成されている。堆積盆は CMP#1750-#2520,

#6280-#6950, および#12320-#12600 部分に認められた。特に CMP#1750-#2520 の堆積盆の層厚は最大で 0.75 秒 (TWT) である。堆積層の表層部分は水平成層である。一方、下部層は基盤層であるリッジにオンラップし、大きな変形を受けている。堆積盆の上位層と下位層の境界部にはオンラップが認められることから、2 層間には不整合関係が成立すると考えられる。さらに、CMP#6440 部分の堆積層最表層部では堆積層の変形が認められた。

4-2-5. Line 5 (Fig. 4-2-5-1 ~ Fig. 4-2-5-4)

本測線は forearc high 地域からスンダ海溝域を北東から南西方向に走る測線であり、Upper Thrust, Middle Thrust, Lower Thrust, 海溝斜面域を通りスンダ海溝まで達する。本測線では forearc high 地域では海底下 2 秒(TWT), 海溝斜面域およびスンダ海溝域では最大海底下 2.7 秒までの深部の構造を把握できた。堆積層は概ね海底面と平行である。また、堆積層の下限は forearc high 地域, 海溝斜面域およびスンダ海溝域で捉えることが出来なかった。以下では、forearc high 地域と海溝斜面域およびスンダ海溝域の 2 地域に分けて記載する。

Forearc high 地域 (Fig. 4-2-5-1 ~ Fig. 4-2-5-3)

本地域の堆積層は概ね海底面と平行である。堆積層中に陸側傾斜の不連続部分が CMP#620, #2060, #3915, #5980, #6250, #6600, #6800, #7720, #9350, #10660, #10910, #11270, #13300, #14480 および#15400 で認められた。これらは陸側傾斜の断層による変形と考えられる。特に、海底地形データとの比較より CMP#2060 が Upper Thrust, CMP #10910 が Middle Thrust, CMP #15400 が Lower Thrust にそれぞれ相当する。また、CMP#2500, #3500, #5620, #6500, #6660, #7610, #9030, #9780, #10100, #11830, 12980, #14220, #15100 および#16220 部分を軸とする背斜構造が認められ、CMP#6840 および#11320 を軸とする向斜構造がそれぞれ認められた。CMP#8230-#9350 および CMP#9510-#10630 の区間のリッジは、複数の背斜構造が隣接して存在することで構成されている。背斜構造からなるリッジの内部では、陸側傾斜の反射面が認められた。さらに、海底面の侵食が CMP#2100-#2380, #3200-#3820, #5540-#5800, #4360-#4900, #7200-#7500, #8900-#9350,

#9990-#10630, #11750-#12300, #12350-#12800, #13510-#14150, #14240-#14400, および #15000-#15200 区間に認められる。特に, CMP#12350-#13250 部分ではリッジ深部から連続する背斜構造の反射面が認められる。この部分では, リッジが大規模な侵食を受けた, もしくは崩壊した可能性が考えられる。

リッジ間に位置する凹地に堆積盆が形成されている。堆積盆は CMP#2020-#2120, #6500-#7000, #10940-#11500, #14400-#14540 および#15380-#15860 部分に認められた。特に, CMP#15380-#15860 区間の堆積層の層厚は最大で 0.4 秒 (TWT) である。堆積層の表層部分は概ね海底面と平行であるが陸側傾斜を示す。また, CMP#6500-#7000 区間の堆積層では, 向斜および背斜構造の上部に堆積層が発達しているが, 堆積層は海底面と平行で水平に堆積している。

海溝斜面域およびスダ海溝域 (Fig. 4-2-5-3 ~ Fig. 4-2-5-4)

海溝斜面域のうち, 上部海溝斜面域では海底下 1 秒(TWT), 下部海溝斜面域では海底下 2.7 秒(TWT), およびスダ海溝域では海底下 1.7 秒(TWT) までの深部の構造をそれぞれ把握できた。下部海溝斜面域の堆積層は概ね海底面と平行であり, 堆積層の反射面は概ね海側傾斜を示した。また, スダ海溝域の堆積層は概ね海底面と平行であり, 一部にレンズ状を呈し, 周囲と反射の様式が異なる部分が存在する。

堆積層中の不連続部分が CMP#17300, #17650, #18830, および#19400 で認められた。これらのうち, CMP#17300 部分は陸側傾斜の断層, CMP#17650, #18830, および#19400 は海側傾斜の断層とそれぞれ考えられる。特に, CMP#17300 部分の陸側傾斜断層は海底地形データとの比較より Main Thrust に相当すると考えられる。また, CMP#19960-#20920 区間では複数の小規模な断層の存在が認められ, 一部の断層は海底面を変動させている。

CMP#16750, #18140, #18950, #19520, および#19690 を軸とする背斜構造が認められ, CMP#19400 を軸とする向斜構造がそれぞれ認められた。CMP#18140, #18950, #19520, および#19690 で認められた背斜構造は海底面までの変形が認められた。さらに, 海底面の侵食は CMP#16640-#17350 および#17750-#18400 区間の認められる。

4-2-6. Line 6 (Fig. 4-2-6-1 ~ Fig. 4-2-6-3)

本測線は、スンダ海溝域から forearc high 地域を南西から北東方向に走る測線であり、Lower Thrust, Middle Thrust をそれぞれ通る。本測線ではスンダ海溝域では最大海底下 1.6 秒まで、海溝斜面域では最大海底下 2 秒まで、および forearc high 地域では海底下 2 秒(TWT)までの深部の構造をそれぞれ把握できた。また、堆積層の下限はスンダ海溝域、海溝斜面域、および forearc high 地域でそれぞれ捉えることができなかった。以下では、海溝斜面域およびスンダ海溝域と forearc high 地域の 2 地域に分けて記載する。

海溝斜面域およびスンダ海溝域 (Fig. 4-2-6-1 ~ Fig. 4-2-6-2)

スンダ海溝域の堆積層は概ね海底面と平行である。また、堆積層中の一部はレンズ状を呈し、周囲と反射の様式が異なる部分が存在する。

CMP#1500 以降は下部海溝斜面域である。下部海溝斜面域の堆積層中の不連続部分が CMP#2670, #3300, #4290, および#4670 で認められた。これらのうち、CMP#2670, #3300, および#4290 は海側傾斜の断層、CMP#4670 部分は陸側傾斜の断層による変形とそれぞれ考えられる。特に、CMP#4670 部分の陸側傾斜断層は海底地形データとの比較より Main Thrust に相当すると考えられる。また、CMP#2580, #3130, #3870, および#5560 を軸とする背斜構造が認められた。CMP#2580, #3130, および#3870 で認められた背斜構造は海底面までの変形が認められた。さらに、CMP#1500-#2490 区間の海底面には大規模な侵食が認められる。

Forearc high 地域 (Fig. 4-2-6-2 ~ Fig. 4-2-6-3)

本地域の堆積層は概ね海底面と平行である。堆積層中の不連続部分が CMP#7320, #7780, #9090, #10600, #11070, #11350, #12700, #13470, および#13800 で認められた。これらは陸側傾斜の断層による変形と考えられる。特に、海底地形データとの比較より CMP#7320 が Lower Thrust, CMP #10600 が Middle Thrust にそれぞれ相当する。また、CMP#7380, #7850, #9510, #10360, #10760, #10800, #11220, #11810, #12330, #13160, および#13590 部分を軸とする背斜構造が認められた。CMP#12740-14660 の区間のリッジは、複数の背斜構造が隣接して存在することで構成されている。さらに、CMP#6600-#6380, #6400-#6700, #8490-#8950, および#10900-#11800 区間の海底面に侵食が認められる。

リッジ間に位置する盆地に堆積盆が形成されている。堆積盆は CMP#6790-#7340, #8910-#9900, #10200-#10670, #12500-#12730, および#14700-#14850 部分に認められた。特に最大の層厚を持つ堆積層は CMP#12500-#12730 区間で、層厚は 0.3 秒 (TWT) である。堆積層の表層部分は概ね水平成層である。また、CMP#8910-#9900 および #10200-#10670 の堆積盆では、堆積層表層部の変形が認められた。特に、CMP#8910-#9900 の堆積盆では、CMP#9510 および#10360 に位置する断層間の海底面および堆積層表層部に変形が認められる。

4-2-7. Line 7 (Fig. 4-2-7)

本測線は調査地域の中部に位置し、北東から南西方向に走る測線である。本測線では海底下 1.6 秒(TWT)までの深部の構造を把握できた。また、堆積層の下限は捉えることが出来なかった。

地層中に陸側傾斜の不連続部分が CMP#1030, #1900, #3020, #3450, および#4250 で認められた。これらは陸側傾斜の断層による変形と考えられる。CMP#300-#4330 区間は、一連のリッジ部分である。このリッジ内の内部構造は非常に複雑であり、構造が不鮮明な箇所が存在する。その中で、CMP#1140, #1740, #2280, #2870, #3340, および#3820 部分を軸とする小規模な背斜構造が認められた。

リッジ間に位置する凹地に堆積盆が形成されている。堆積盆は CMP#4250-4530 部分に認められ、層厚は 0.2 秒 (TWT) である。堆積層は基盤層である下位層とオンラップ関係にある。堆積層の表層部分は水平成層である。

4-2-8. Line 8 (Fig. 4-2-8)

本測線は調査地域の中部に位置し、東北東から西南西方向に走る測線であり、Middle Thrust, Lower Thrust をそれぞれ通る。本測線では海底下 2.0 秒(TWT)までの深部の構造を把握できた。また、堆積層の下限は捉えることが出来なかった。

地層中に陸側傾斜の不連続部分が CMP#1370, #2730, #4020, および#4950 で認められた。これらは陸側傾斜の断層による変形と考えられる。特に、海底地形データとの比較

より CMP#2730 は Middle Thrust, CMP#4950 は Lower Thrust にそれぞれ対応する。また, CMP#560, #1030, #2260, #3760, #4760, および#6010 部分を軸とする背斜構造が認められた。さらに, CMP#900-#1600, #3950-#4600, および#5600-#6050 区間の海底面に侵食が認められる。

リッジ間に位置する凹地に堆積盆が形成されている。堆積盆は CMP#1340-#1660, #2730-#3110, および#4920-#5240 部分に認められた。特に最大の層厚を持つ堆積層は CMP#2730-#3110 区間で, その層厚は 0.2 秒 (TWT) である。堆積層の表層部分は水平成層である。

4-2-9. Line 9 (Fig. 4-2-9)

本測線は調査地域の中部に位置し, 西南西から東北東方向に走る測線である。本測線では海底下 2.0 秒(TWT)までの深部の構造を把握できた。また, 堆積層の下限は捉えることが出来なかった。

地層中に陸側傾斜の不連続部分が CMP#800 および#990 で認められた。これらは陸側傾斜断層による変形と考えられる。特に, 海底地形データとの比較より CMP#990 は Lower Thrust に対応するとみられる。また, CMP#850 部分を軸とする背斜構造が認められた。

リッジ間に位置する凹地に堆積盆が形成されている。堆積盆は CMP#670-#940 に認められ, 層厚は 0.25 秒 (TWT) である。堆積層の表層部分は水平成層である。

4-2-10. Line 10 (Fig. 4-2-10)

本測線は調査地域の中部に位置し, 西南西から東北東方向に走る測線であり, Lower Thrust および Middle Thrust を通る。本測線では海底下 2.0 秒(TWT)までの深部の構造を把握できた。また, 堆積層の下限は捉えることが出来なかった。

地層中に陸側傾斜の不連続部分が CMP#1374, #2680, #3950, #5470, #6210 および#6470 で認められた。これらは陸側傾斜の断層による変形と考えられる。特に, 海底地形データとの比較より CMP#1374 は Middle Thrust に対応する。また, CMP#1790, #2200, #2820,

#3050, #4450, #5320, #5670, および#6370 部分を軸とする背斜構造が認められ, かつ CMP#5460 部分を軸とする向斜構造が認められた. CMP#1520-#3900 区間のリッジでは, 複数の褶曲構造は隣接して存在している. さらに, CMP#1500-#1860, #3050-#3900, および#3880-#4600 区間の海底面には侵食が認められる.

リッジ間に位置する盆地に堆積盆が形成されている. 堆積盆は CMP#1150-#1560, #2460-#2680, および#5950-#6200 に認められた. 特に堆積層の最大の層厚は CMP#5950-#6200 区間で, 層厚は 0.25 秒 (TWT) である. CMP#2460-#2680 および #5950-#6200 の堆積層表層部分は水平成層である. 一方, CMP#1150-#1560 の堆積層表層部分および海底面の変形が認められた. また, CMP#2620 周辺の盆地の海底面に変形が認められた.

4-2-11. Line 11 (Fig. 4-2-11-1 ~ Fig. 4-2-11-2)

本測線は調査地域の中部に位置し, 北東から南西方向に走る測線であり, Middle Thrust および Lower Thrust を通る. 本測線では海底下 1.8 秒(TWT)までの深部の構造を把握できた. また, 堆積層の下限は捉えることが出来なかった.

地層中に陸側傾斜の不連続部分が CMP#500, #2300, #4400, #7000, #8300 および#8530 で認められた. これらは陸側傾斜の断層による変形と考えられる. 特に, 海底地形データとの比較より CMP#2300 は Middle Thrust, CMP#8300 は Lower Thrust に対応する. また, CMP#370, #490, #1170, #2000, #3840, #4880, #5970, #6640, #7120, #7810, および#9210 部分を軸とする背斜構造が認められ, かつ CMP#2400, #4610, および#7480 を軸とする向斜構造が認められた. さらに, CMP#1890-#2210, #2530-#2900, #3010-4290, #4850-#5250, #6530-#7000, および#7650-#8300 区間の海底面には侵食が認められる. 特に, CMP#2500-#4450 区間のリッジでは, 海底面に侵食が明瞭に認められ, CMP#3000 周辺では表層部の堆積層の反射面が急激に途切れ, リッジ上にチャネル状の溝を形成している. このチャネル状の地形は海底地形図上でも明瞭に認められる. このチャネル状の地形の周辺では断層の存在は認められない.

リッジ間に位置する凹地に堆積盆が形成されている. 堆積盆は CMP#2330-#2540,

#5200-#5580, #7040-#7480 および#8500-#8880 に認められた。特に最大の層厚を持つ堆積層は CMP#8500-#8880 区間で、層厚は 0.3 秒 (TWT) である。堆積層の表層部分は概ね水平成層である。特に CMP#2100-#2400 区間では堆積層表層部が海側傾斜を示す。

4-2-12. Line 12A (Fig. 4-2-12)

本測線は調査地域の中部に位置し、南西から北東方向に走る測線である。本測線では海底下 1.8 秒(TWT)までの深部の構造を把握できた。また、堆積層の下限は捉えることが出来なかった。

地層中に陸側傾斜の不連続部分が CMP#1000 で認められた。これらは陸側傾斜の断層による変形と考えられる。また、CMP#800 部分を軸とする背斜構造が認められた。さらに、CMP#1000-#1250 区間の海底面には侵食が認められる。

リッジ間に位置する凹地に堆積盆が形成されている。堆積盆は CMP#580-#1000 に認められ、層厚は 0.15 秒 (TWT) である。堆積層の表層部分は概ね水平成層である。

4-2-13. Line 12C (Fig. 4-2-13-1 ~ Fig. 4-2-13-2)

本測線は調査地域の中部に位置し、南西から北東方向に走る測線であり、Lower Thrust および Middle Thrust を通る。本測線では海底下 2.0 秒(TWT)までの深部の構造を把握できた。また、堆積層の下限は捉えることが出来なかった。

地層中に陸側傾斜の不連続部分が CMP#1120, #1800, #2200, #4500, #6170, #6220, #7730, #7930, #8470, #9670 および#9930 で認められた。これらは陸側傾斜の断層による変形と考えられる。特に、海底地形データとの比較より CMP#2200 は Lower Thrust, CMP#6220 は Middle Thrust に対応する。また、CMP#630, #1220, #1960, #2400, #2580, #3640, #4220, #4920, #7370, #8230, #8870, #9750, および#10030 部分を軸とする背斜構造が認められた。さらに、CMP#580-#1000, #2400-#2660, #2980-3460, #4460-4940, および#6220-#7150 区間の海底面には侵食が認められる。特に、CMP#4460-#5900 区間のリッジでは、海底面に侵食が明瞭に認められ、CMP#5420 および#5680 周辺では表層部の地層面が急激に途切れ、溝状の地形を形成している。この溝状の地形は海底地形図上でも

明瞭に認められる。この溝状の地形の周辺では断層の存在は認められない。

リッジ間に位置する凹地に堆積盆が形成されている。堆積盆は CMP#980-#1830, #5860-#6410, および#9350-#10340 に認められた。特に最大の層厚の堆積層は CMP#980-#1830 区間で、層厚は 0.7 秒 (TWT) である。堆積層の表層部分は概ね水平成層である。一方、この区間の堆積盆の深部では、陸側傾斜の反射面が認められる。また、CMP#5860-#6410 の堆積盆中の CMP#6220 の断層部分で堆積層表層部および海底面の変形が認められた。CMP#9350-#10340 の堆積盆中の CMP#10000 に位置する断層部分でも堆積層表層部および海底面の変形が認められた。さらに、CMP#2200 部分の断層位置で海底面の変形が認められた。

CMP#6540-#6750 区間の斜面域に、海底面とほぼ平行な強振幅の反射面が認められた。この反射面は、堆積層の反射面の方向とは異なり、層理面を切るように発達している。この反射面は海底疑似反射面(BSR; Bottom Simulating Reflector)であると考えられる。

4-2-14. Line 13 (Fig. 4-2-14)

本測線は調査地域の南部に位置し、北東から南西方向に走る測線であり、Middle Thrust を通る。本測線では海底下 2.0 秒(TWT)までの深部の構造を把握できた。また、堆積層の下限は捉えることが出来なかった。

CMP#1140-#4100 区間のリッジの内部構造は非常に複雑であり、構造が不鮮明な箇所が存在する。地層中に陸側傾斜の不連続部分が CMP#1110, #2100, #2770, #3650, #4270, #4540, #4730, および#5850 で認められた。これらは陸側傾斜の断層による変形と考えられる。特に、CMP#4540 は海底地形データとの比較より Middle Thrust に対応する。また、CMP#810, #1030, #1950, #2450, #2680, #3960, #4520, #4700, および#5420 部分を軸とする背斜構造が認められた。さらに、CMP#1100-#2000 および#3740-#4140 区間の海底面には侵食が認められる。

リッジ間に位置する盆地に堆積盆が形成されている。堆積盆は CMP#4210-#5060 に認められ、層厚は最大で 0.25 秒 (TWT) である。特に、CMP#4540 部分で堆積層表層部および海底面の変形が認められた。

4-2-15. Line 14 (Fig. 4-2-15)

本測線は調査地域の南部に位置し、南西から北東方向に走る測線であり、Middle Thrust を通る。本測線では海底下 1.6 秒(TWT)までの深部の構造を把握できた。また、堆積層の下限は捉えることが出来なかった。

地層中に陸側傾斜の不連続部分が CMP#1270, #1710, #2210, #2770, および#3270 で認められた。これらは陸側傾斜の断層による変形と考えられる。特に、CMP#1270 は海底地形データとの比較より Middle Thrust に対応し、断層は海底面に到達している。また、CMP#530, #1330, #1960, #2390, および#2960 部分を軸とする背斜構造が認められた。さらに、CMP#250-#1230 区間の海底面には層理面が途中で途切れている箇所が認められ、侵食と考えられる。CMP#1450-#1740 区間に堆積盆が分布し、その層厚は 0.4 秒 (TWT) である。

4-2-16. Line 15 (Fig. 4-2-16)

本測線は調査地域の南部に位置し、北東から南西方向に走る測線である。本測線では海底下 1.6 秒(TWT)までの深部の構造を把握できた。また、堆積層の下限は捉えることが出来なかった。

地層中に陸側傾斜の不連続部分が CMP#710, #1300, #3510, および#3920 で認められた。これらは陸側傾斜断層による変形と考えられる。また、CMP#870, #1570, #2900, #3750 および#4500 部分を軸とする背斜構造が認められた。さらに、CMP#950-#1300, #1500-1650, #2750-3530, および#4050-4670 区間の海底面には侵食が認められる。特に、CMP#2100-#3530 区間のリッジでは層理面が途中で途切れている箇所が認められる。

CMP#300-#800, #3540-#3630, および#3850-#3980 区間に堆積盆が分布する。特に最大の層厚の堆積層は CMP#3540-#3630 の区間で、0.17 秒 (TWT) である。堆積層は概ね水平成層を示す。CMP#1700-#1850 区間の隆起部分は周辺の隆起帯の側方反射である可能性が考えられる。

4-2-17. Line 16 (Fig. 4-2-17)

本測線は調査地域の南部に位置し、南西から北東方向に走る測線である。本測線では海底下 1.0 秒(TWT)までの深部の構造を把握できた。また、堆積層の下限は捉えることが出来なかった。

地層中に陸側傾斜の不連続部分が CMP#990, #1400, および#1580 で認められた。これらは陸側傾斜の断層による変形と考えられる。また、CMP#1080 および#1540 部分を軸とする背斜構造が認められた。さらに、CMP#1450-#1900 区間の海底面には侵食が認められる。

CMP#770-#1670 区間に堆積盆が分布し、その層厚は最大で 0.2 秒 (TWT) である。堆積層は概ね水平成層を示す。

4-2-18. Line 17 (Fig. 4-2-18)

本測線は調査地域の南部に位置し、北東から南西方向に走る測線である。本測線では海底下 0.75 秒(TWT)までの深部の構造を把握できた。また、堆積層の下限は捉えることが出来なかった。

地層中に陸側傾斜の不連続部分が CMP#840 で認められた。これらは陸側傾斜の断層による変形と考えられる。さらに、CMP#300-#600 区間の海底面には侵食が認められる。CMP#600-#1690 区間に堆積盆が分布し、その層厚は最大で 0.2 秒 (TWT) である。堆積層は概ね平行であるが、陸側傾斜を示す。

4-2-19. Line 18 (Fig. 4-2-19)

本測線は調査地域の南部に位置し、北東から南西方向に走る測線である。本測線では海底下 1.9 秒(TWT)までの深部の構造を把握できた。また、堆積層の下限は捉えることが出来なかった。

地層中に陸側傾斜の不連続部分が CMP#1250, #1490, #3220, #3610, #4750, および#5490 で認められた。これらは陸側傾斜の断層による変形と考えられる。また、CMP#1280, #1700, #2140, #3160, #3840, #4480, 4960, および#5690 部分を軸とする背斜構

造が認められた。さらに、CMP#1800-#2350 および#3400-#4060 区間の海底面には侵食が認められる。

CMP#700-#1540, #2880-#3360, および#6010-#6300 区間に堆積盆が分布する。特に最大の層厚の堆積層は区間#2880-#3360 で、層厚は 0.2 秒 (TWT) である。堆積層は概ね水平成層構造を示す。ただし、CMP#2880-#3360 の堆積盆中の CMP#3240 では、断層が海底面まで到達し、堆積層最表層部に変形が認められる。

4-3. 解釈

今回使用した反射法地震探査記録により、スンダ海溝域は海底下 1.6 秒 (TWT)、下部海溝斜面域では海底下 2.7 秒(TWT)、 および forearc high 地域では海底下 2.0 秒(TWT)部分までの深部の構造を捉えることが出来た。本地域の地形は背斜構造からなる地形的高まりであるリッジと、リッジ間に分布する堆積盆から成るリッジアンドトラフ構造で特徴づけられる。また、本地域では複数の断層の分布が認められた。本地域で認められた断層および褶曲分布をまとめた構造図を Fig.4-3-1 に示す。以下に、各地域の解釈についてまとめる。

4-3-1. 海溝域および海溝斜面域

Fig. 4-2-5-4 および Fig. 4-2-6-1 のように、スンダ海溝の堆積層の構造は海底下 1.6 秒部分まで可視化できた。今回の結果で堆積層の下限、すなわち海洋地殻上面を捉えることが出来なかったが、この堆積層の層厚は 2 秒 (TWT) 以上あることが考えられる。海溝充填堆積物の反射面は概ね水平、平行であり、かつ乱されていない層序を示した。これらの特徴より、この堆積層は不整合、層厚変化、および変形の要素を伴わない海溝充填堆積物と解釈した。さらに、堆積層中にレンズ状の不連続な構造が認められた。これらの構造は、埋没したチャネルの痕跡と考えられる。同様の構造は調査地域の約 50 km 南方のスンダ海溝の地点でも確認されている(Mosher et al., 2008)。

下部海溝斜面域の堆積層は、海底下 2.7 秒 (TWT) の深度まで認められる。しかしながら、海溝斜面域の堆積層の下限や海洋地殻最上面は認められなかった。下部海溝斜面

域の堆積層は概ね平行で海側傾斜を示す。Fig. 4-2-5-4 の CMP#21000 で地形の斜度が変化する。さらに、海溝を充填する堆積層は Fig. 4-2-5-4 の CMP#19400 および Fig.4-2-6-1 の CMP#2800 まで反射面が途切れることなく連続的に分布している。この傾斜した堆積層は、海溝域と海溝斜面域の境界部分から Fig. 4-2-5-4 の CMP#18700 および Fig.4-2-6-1 の CMP#3300 まで追跡することが出来た。下部海溝斜面域の Fig. 4-2-5-4 の CMP#19650-#21000 区間では、堆積層中に非常に小規模な変位を伴う複数の断層が発達している。

海溝斜面域は海溝に平行な北北西－南南東走向を持つリッジアンドトラフ構造により特徴づけられ、概ね 1 km 程度の高低差を示す。下部海溝斜面の堆積層中では、海側傾斜の不連続部が認められるが、陸側傾斜の不連続部も合わせて認められる。特に、堆積層中の不連続部分が Fig. 4-2-5-4 の CMP#17650, #18830, および#19400, Fig. 4-2-6-1 の CMP#2670, #3300, および#4290 でそれぞれ認められた。これらの不連続部は海側傾斜の断層と解釈できる。これらの海側傾斜の断層はそれぞれ海底面に到達しているため、活断層と考えられる。また、Fig. 4-2-5-4 の CMP#17300 および Fig. 4-2-6-1 の CMP#4670 で陸側傾斜の断層の存在が認められた。この断層は Sibuet et al. (2007)により定義された Major Thrust Fault に相当する Main Thrust である。

リッジの内部構造は上向き凸のアーチ状の反射面の形態が認められ、これらのリッジは大規模な背斜構造の地形的な現れであると考えられる。また、リッジ内部にキック褶曲が認められる (Fig. 4-2-5-4 CMP#19300)。Fig. 4-2-5-4 の CMP#18700-#17900 区間のリッジでは傾斜した地層面が海底面部分で不連続になり、露出する。この部分は侵食作用によるものと考えられる。このような侵食作用を受けた地層の露出は海底地形図上の複数の地点で認められた。特に、Fig. 4-2-6-1 の CMP#1500-#2400 の区間では海底面に大規模な侵食が認められる。

下部海溝斜面域に発達する褶曲構造は、海溝堆積物の沈み込みに関係した付加作用および短縮変形 (shortening) の結果と考えられる。下部海溝斜面域の褶曲による地層の短縮を見積もるために、Fig.4-2-5-4 の CMP#17400-#21000 間の 2 点間の水平距離と同区間の海底面の総延長の 2 種類の同区間での距離を比較した。下部海溝斜面域の 22.5 km

の変形域は少なくとも 8-9 km もしくは 35-40%短縮されたと考えられる。しかしながら、下部海溝斜面域では海底面の侵食が認められるため、短縮変形量はより大きくなる可能性がある。

4-3-2. Forearc high 地域

Forearc high 地域では、付加体の構造を海底下 2 秒 (TWT) までの深度の構造を把握することができた。堆積層の反射面は概ね平行である。本地域の地形は北西-南東もしくは北北西-南南東走向のほぼ平行のリッジと海盆の一連の構造により特徴づけられる。本地域で認められるリッジは概ね比高 1 km である。本地域に分布するリッジは、背斜構造から構成される。1つのリッジを構成する背斜構造の規模が大きいため、本地域は活発な構造運動が繰り返し生じていたことが考えられる。また、リッジの内部では特にリッジの陸側部分に陸側傾斜した反射面が発達している。さらに、リッジ間には向斜構造が発達し、この構造の上部に斜面海盆である堆積盆が発達している。

本地域の堆積層中には複数の断層が発達している(Fig. 4-3-1)。これらの断層はリッジの海側縁辺部に分布し、かつ海側傾斜および陸側傾斜の断層がそれぞれ認められた。前述のように 2 系統の断層が認められたが、本地域では陸側傾斜断層が支配的である。Sibuet et al. (2007) により示された Lower Thrust, Middle Thrust, および Upper Thrust を反射断面中でも明瞭に捉えることが出来た。

背斜構造からなるリッジの内部構造はキンク変形を伴う褶曲が見られる。また、多くのリッジは一つの背斜構造から構成される。しかしながら、一部のリッジでは複数の褶曲から構成されるものが認められる。これらのリッジは複数の背斜構造が断層を境界として隣接して分布している状態である。この構造は、複数の断層が関与し、かつ複数の背斜構造が形成されたことに起因しており、覆瓦構造に相当すると考えられる (Fig. 4-2-5-2 CMP#9550-#10250)。

Forearc high 地域のリッジでは活発な侵食作用の存在が認められた (例えば, Fig. 4-2-3 CMP#1090-#1700)。リッジを構成する背斜構造の反射面はリッジの海底面に突き当たり、そこで反射面の連続性が認められなくなる。これらの反射面の存在は、forearc high 地域

が活発な侵食の影響を受けた事を示唆している。また、Fig. 4-2-11-1 の CMP#2500-#4400 部分に見られるリッジでは、特に CMP#3000 部分に両側が急峻な溝状の崖地形が認められる (Fig. 4-3-2-1)。この部分を海底地形図で確認すると、溝状の構造が北西-南東走向に伸びている。この部分では、海底地形で認められる侵食とは異なる様式を示している。リッジの陸側に見られる溝状の崖地形の断面は斜面方向に対して傾いている。この侵食の形式は、陸上で見られる bedding slope もしくはケスタ地形に類似する。この侵食崖はリッジの海側では認められない。類似した侵食パターン他の例は Line12C で見られる (Fig. 4-3-2-2)。この崖地形が見られる箇所は、おそらく侵食作用のためにリッジの最上部層が欠落を示している。このような形態は一般的であり、リッジの広範囲な侵食の存在を示唆している。この侵食作用により削剥された堆積物はリッジ間の堆積盆に堆積していると考えられる。

リッジ間に分布する堆積盆は、海溝斜面域に発達する斜面海盆である。特に、本地域の堆積盆は背斜構造の背後の凹地に発達する堆積盆であることから、piggyback basin であると考えられる (Fig. 4-3-2-3)。本地域で認められる Piggyback basin の堆積物の層厚は最大で海底下 0.7-0.8 秒 (TWT) まで認められる (例えば、Fig. 4-2-13-1 CMP#950-1850)。Piggyback basin の特徴は、Fig. 4-3-2-4 のように深部ほど反射面の陸側へ傾斜が増す特徴がある。海盆充填堆積層の下部層は比較的連続的で、かつ堆積盆の基盤にオンラップする陸側傾斜反射面から構成されている (Fig. 4-3-2-4)。海盆充填堆積物の下部層が陸側傾斜を示すことから、本地域はリッジの形成に伴う活発な構造運動、すなわち活発な断層活動がこれまでに継続してきていると考えられる。一方、piggyback basin の堆積物の最表層部の反射面はおおむね平行で水平に堆積している様子が認められる (Fig. 4-3-2-4)。

Forearc high 地域で最近の地殻変動の痕跡を識別するために、piggyback basin や斜面を覆う堆積層の変形に注目した。Patton et al. (2013) ではスンダ海溝側の海溝斜面域に位置する斜面海盆での3本のピストンコアリングの結果を報告し、堆積速度が最大で 284 cm/ka と報告している。そのため、forearc high 地域内の堆積盆や緩斜面域では堆積速度が早いと推定される。そのため、最表層の堆積物は最近たまったものと言う事ができる。すなわち、最表層部の堆積物の変形は最近形成されたと考えることが出来る。本研究で

は、堆積盆中の海底面および堆積層最表層部の変形の有無に着目し、活動的な断層位置の特定を行った。また、海底面および堆積層最表層部の変形を以後では最近の変形と呼ぶ事とする。今回使用した反射断面中で複数の堆積盆最表層部で変形が認められた (Fig. 4-3-2-5) 。最表層部の変形が認められた位置は、 Fig. 4-3-2-6中に赤星印で記載した。

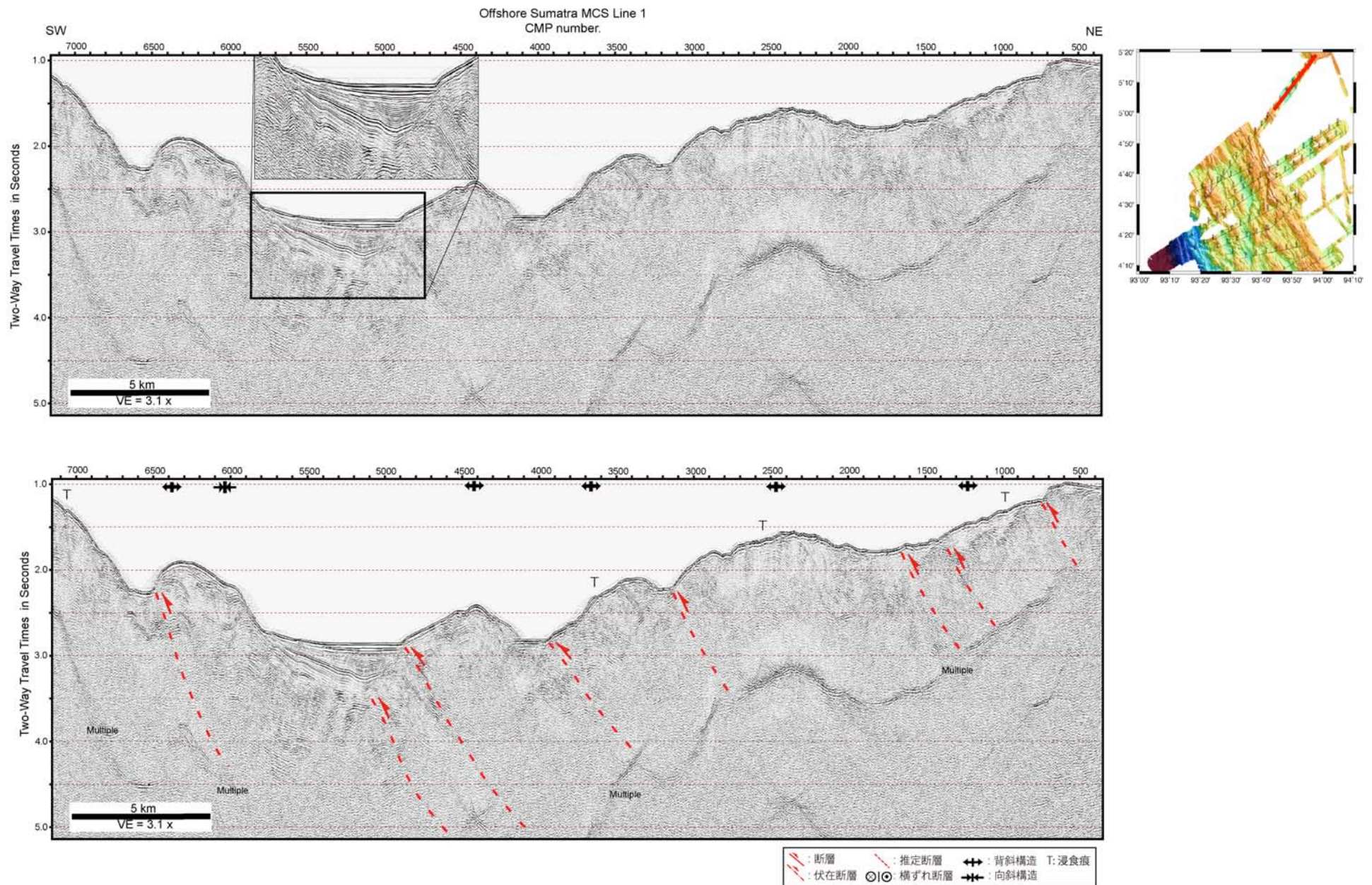


Fig. 4-2-1-1 Line 1 反射断面と解釈図 (CMP#300-#7150 区間)

本図の反射断面は、時間マイクレーション断面を使用した。本図は縦軸を 3.1 倍で表示した（倍率計算には、水中音速である 1,500 m/s を使用）。

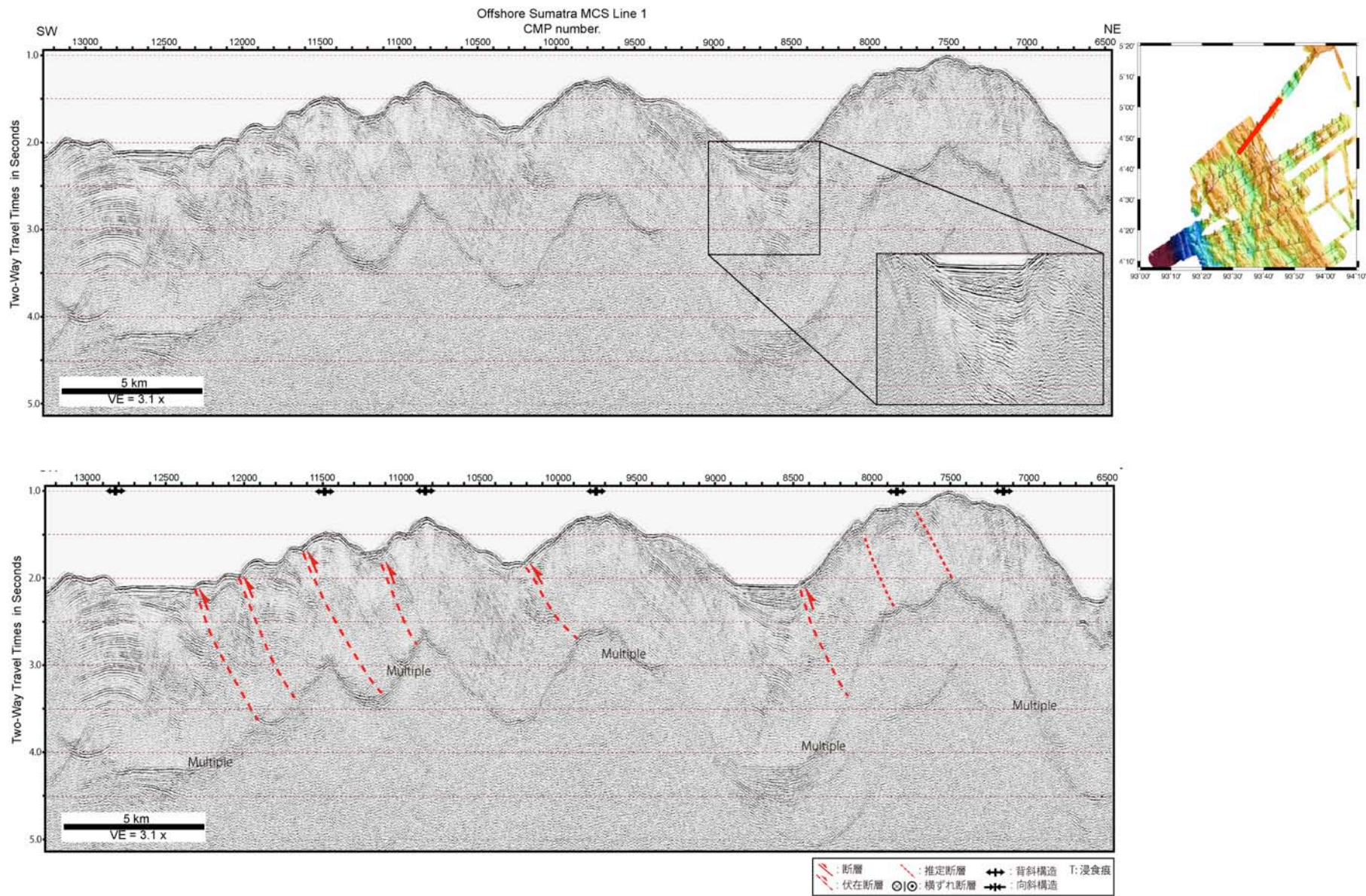


Fig. 4-2-1-2 Line 1 反射断面と解釈図 (CMP#6500-#13250 区間)

本図の反射断面は、時間マイクレーション断面を使用した。本図は縦軸を 3.1 倍で表示した（倍率計算には、水中音速である 1,500 m/s を使用）。

CMP#6500-#7150 区間は Fig. 4-2-1-1 と、CMP#12650-#13250 区間は Fig. 4-2-1-3 と重複して表示している。

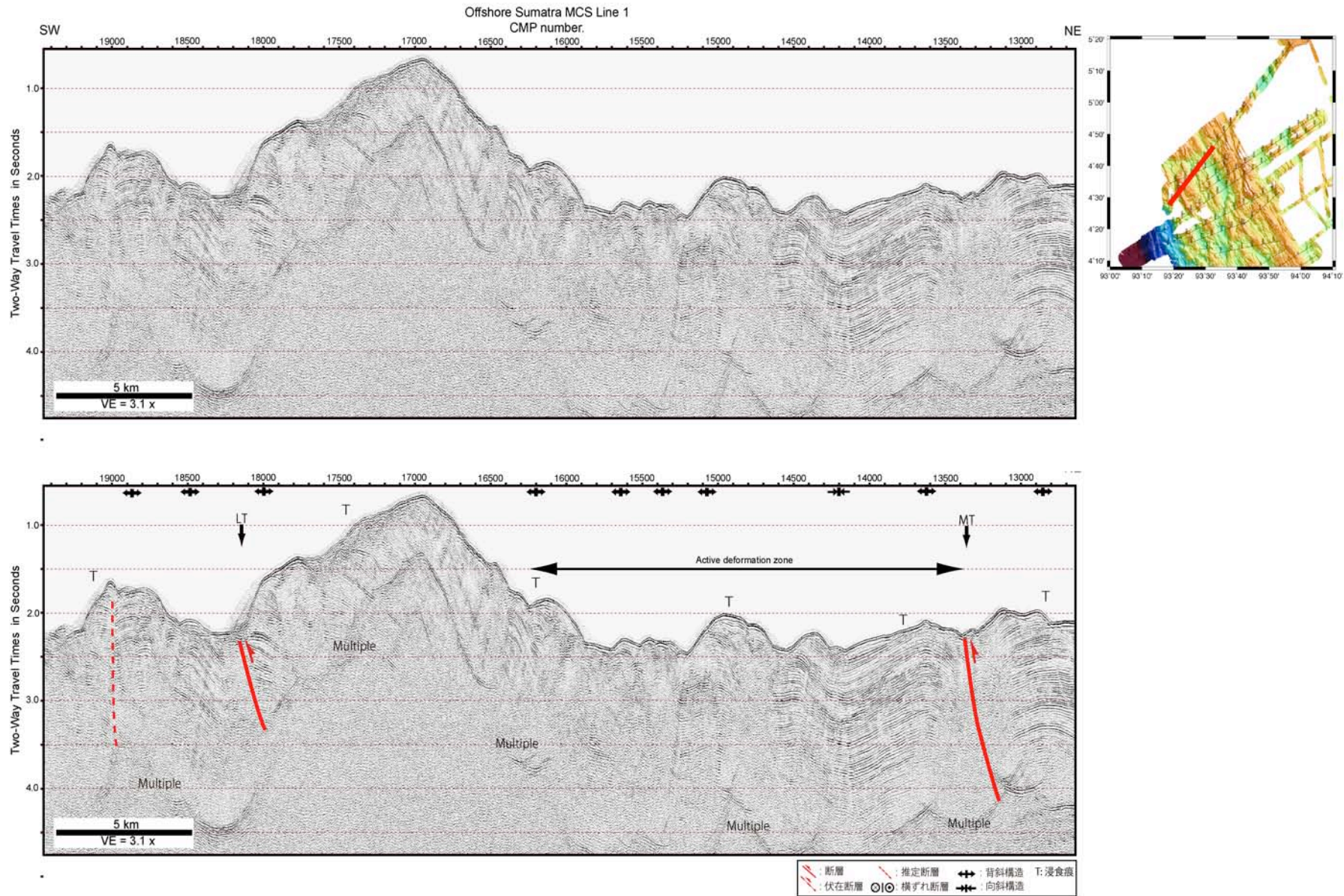


Fig. 4-2-1-3 Line 1 反射断面と解釈図 (CMP#12650-#19450 区間)

本図の反射断面は、時間マイクロシオン断面を使用した。本図は縦軸を 3.1 倍で表示した（倍率計算には、水中音速である 1,500 m/s を使用）。

CMP#12650-#13250 区間は Fig. 4-2-1-2 と重複して表示している。

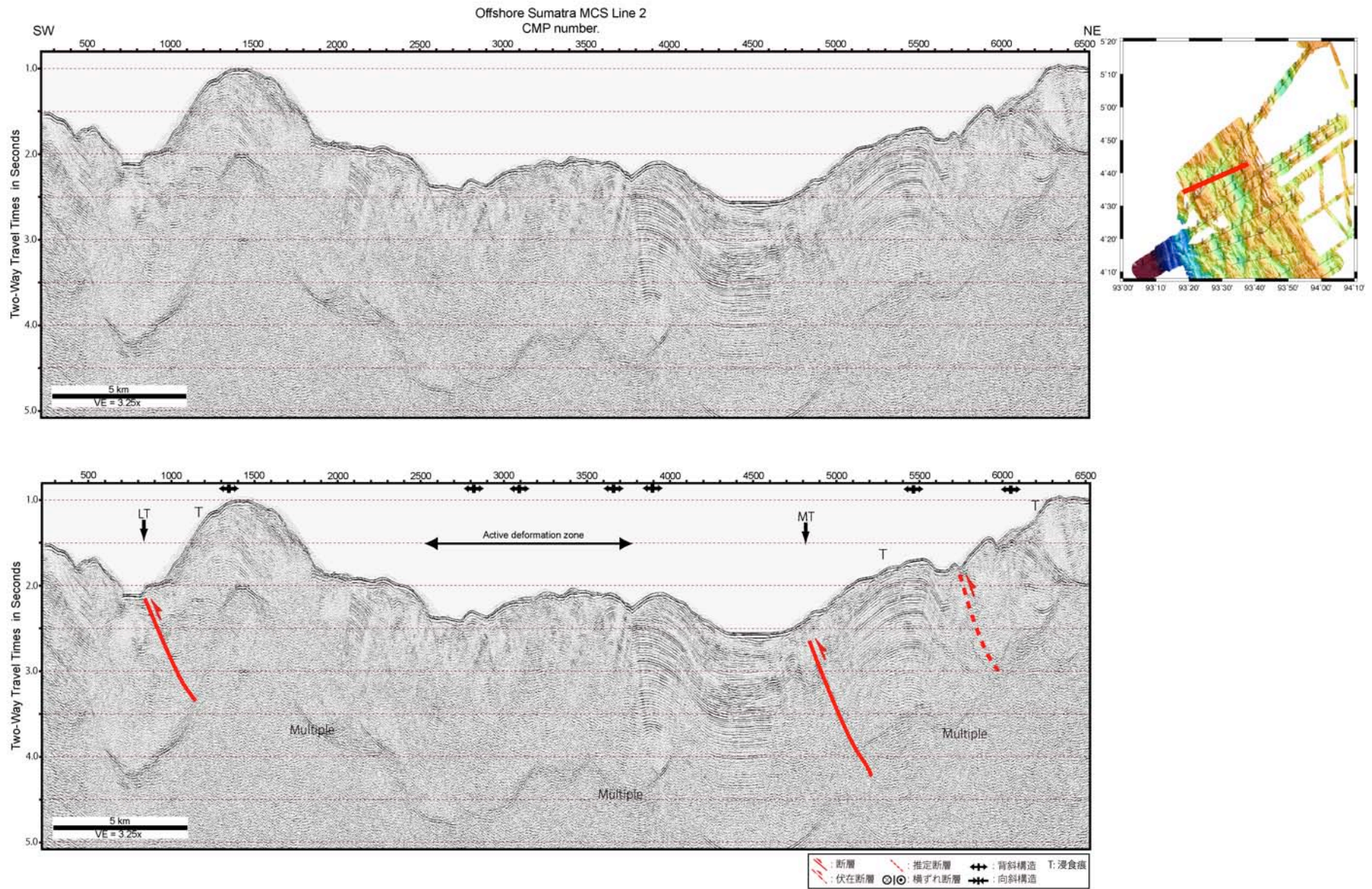


Fig. 4-2-2 Line 2 反射断面と解釈図

本図の反射断面は、時間マイクレーション断面を使用した。本図は縦軸を3.25倍で表示した（倍率計算には、水中音速である1,500 m/sを使用）。

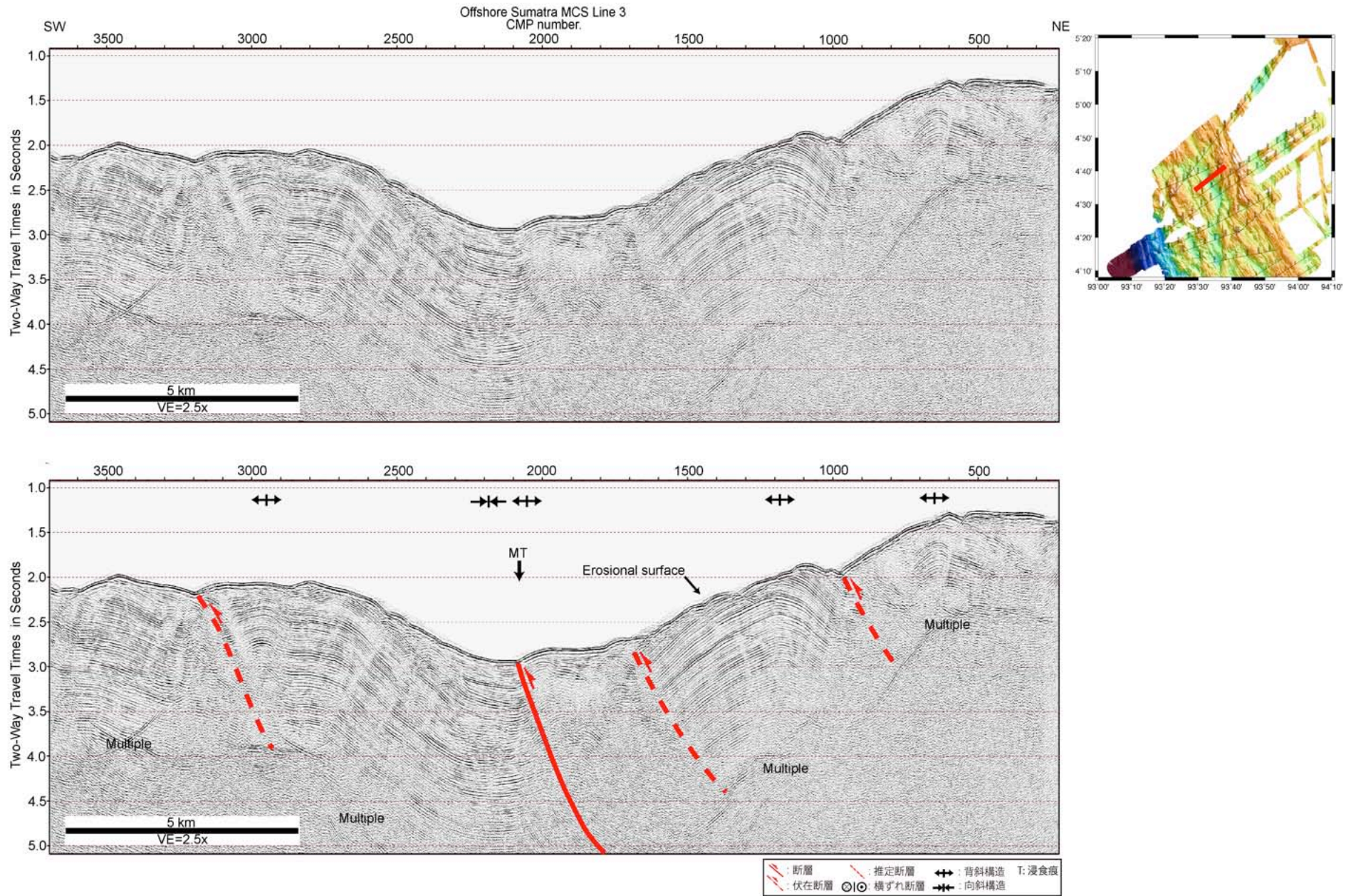


Fig. 4-2-3 Line 3 反射断面と解釈図

本図の反射断面は、時間マイクレーション断面を使用した。本図は縦軸を2.5倍で表示した（倍率計算には、水中音速である1,500 m/sを使用）。

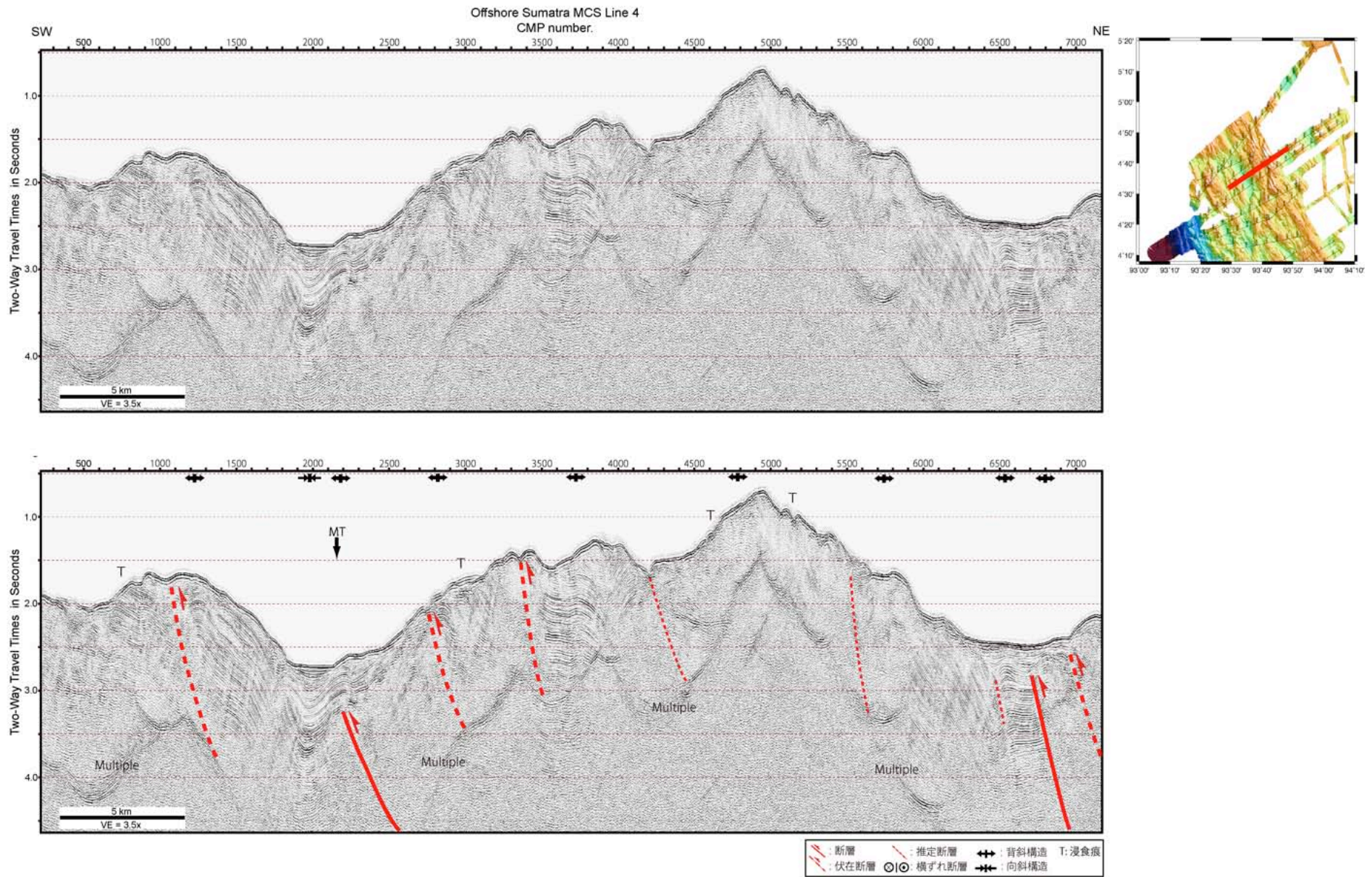


Fig. 4-2-4-1 Line 4 反射断面と解釈図 (CMP#250-#7200 区間)

本図の反射断面は、時間マイクレーション断面を使用した。本図は縦軸を3.5倍で表示した（倍率計算には、水中音速である1,500 m/sを使用）。

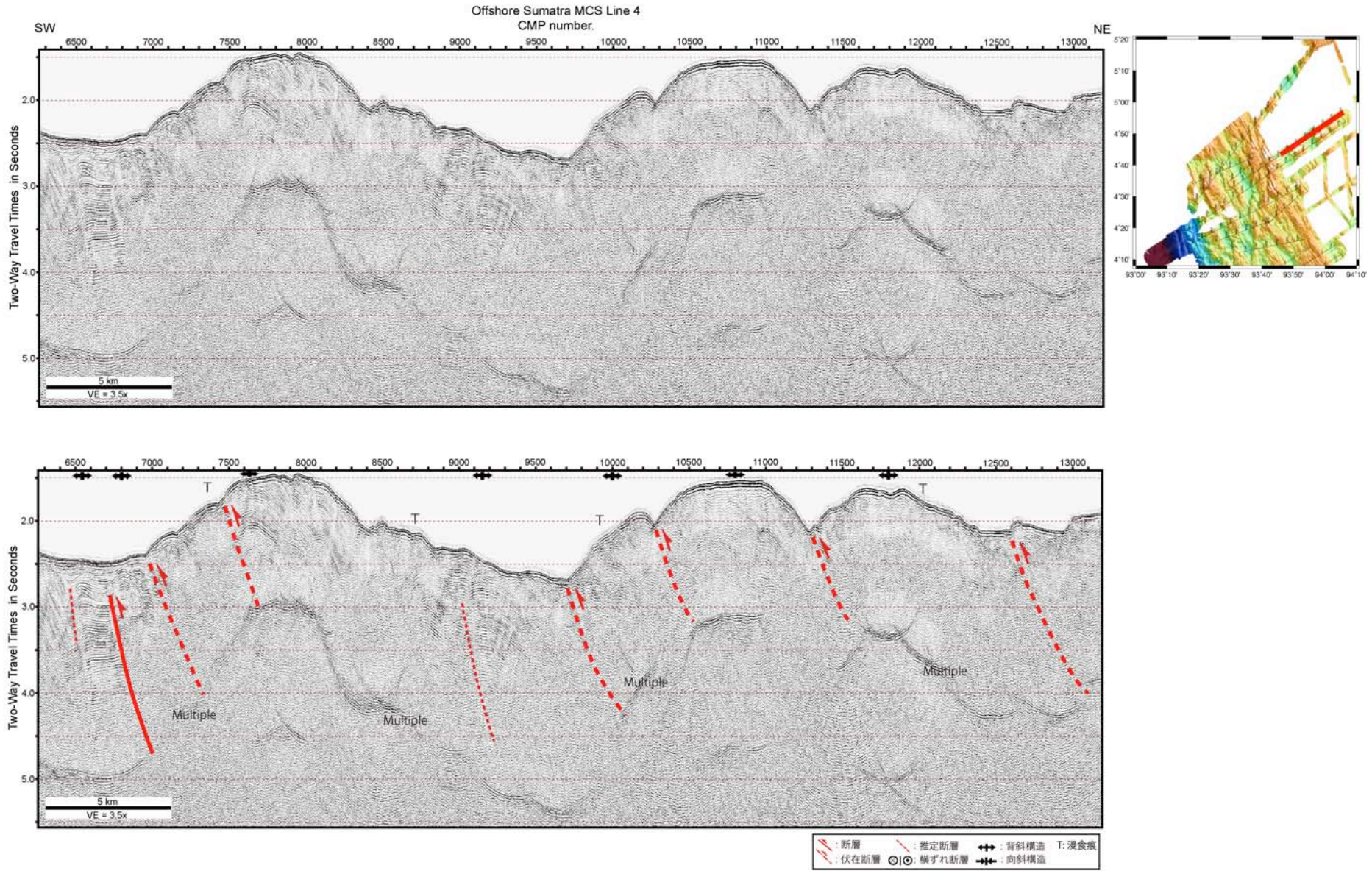


Fig. 4-2-4-2 Line 4 反射断面と解釈図 (CMP#6250-#13200 区間)

本図の反射断面は、時間マイクレーション断面を使用した。本図は縦軸を 3.5 倍で表示した（倍率計算には、水中音速である 1,500 m/s を使用）。CMP#6250-#7200 区間は Fig. 4-2-4-1 と重複して表示している。

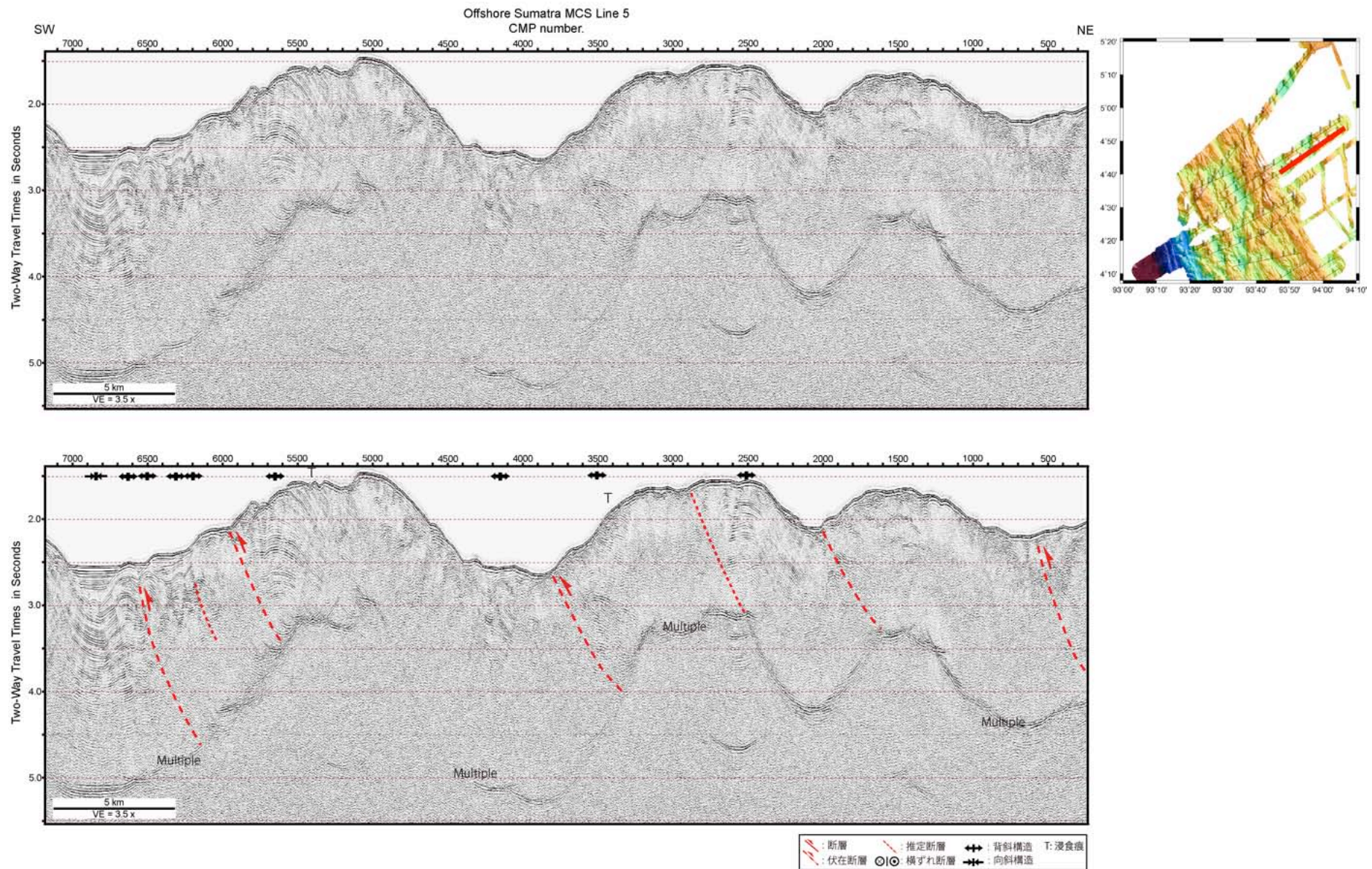


Fig. 4-2-5-1 Line 5 反射断面と解釈図 (CMP#250-#7150 区間)

本図の反射断面は、時間マイクレーション断面を使用した。本図は縦軸を3.5倍で表示した(倍率計算には、水中音速である1,500 m/sを使用)。

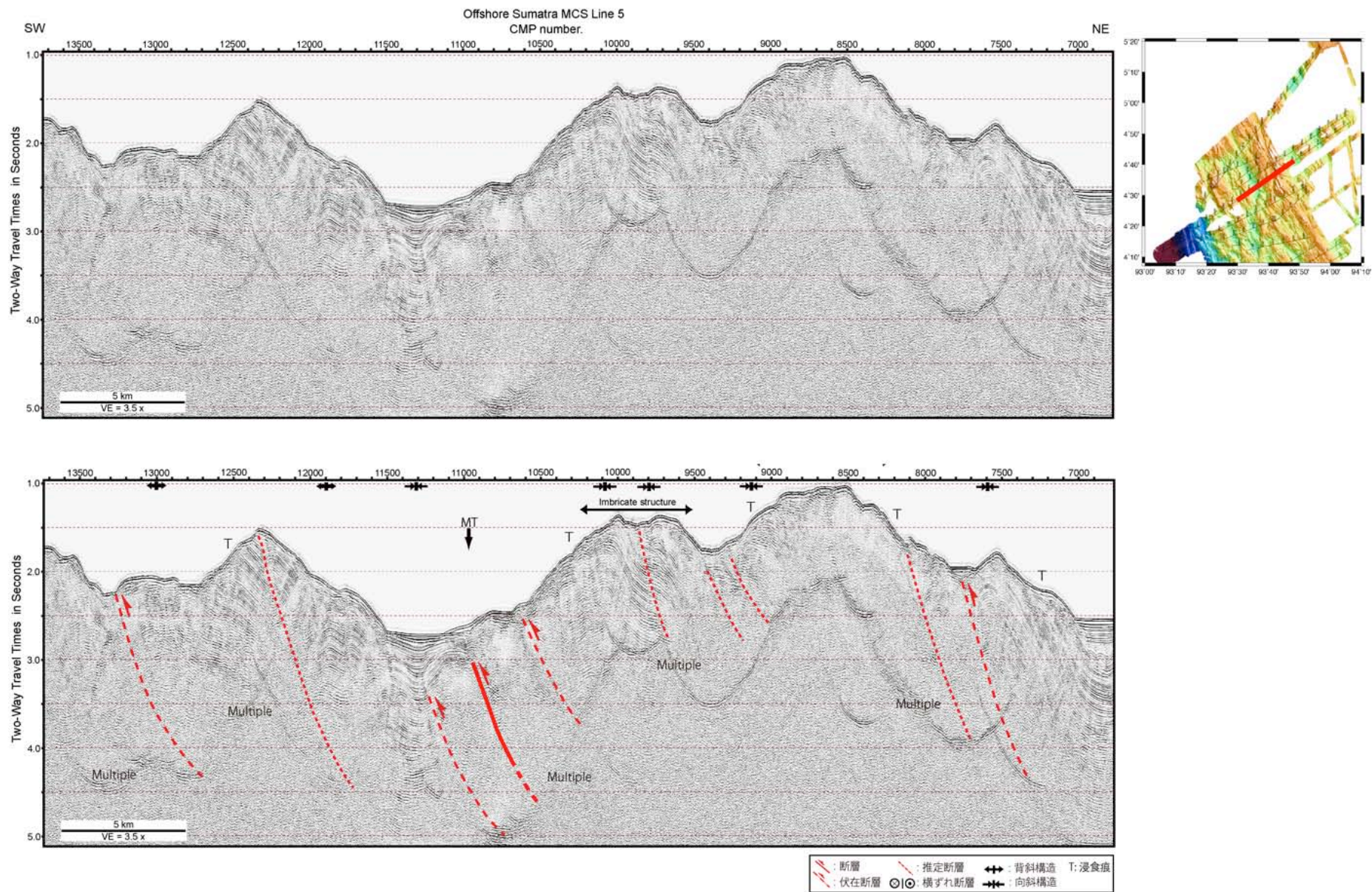


Fig. 4-2-5-2 Line 5 反射断面と解釈図 (CMP#6850-#13700 区間)

本図の反射断面は、時間マイクレーション断面を使用した。本図は縦軸を 3.5 倍で表示した（倍率計算には、水中音速である 1,500 m/s を使用）。CMP#6850-#7150 区間は Fig. 4-2-5-1 と、CMP#10650-#13700 区間は Fig. 4-2-5-3 とそれぞれ重複して表示している。

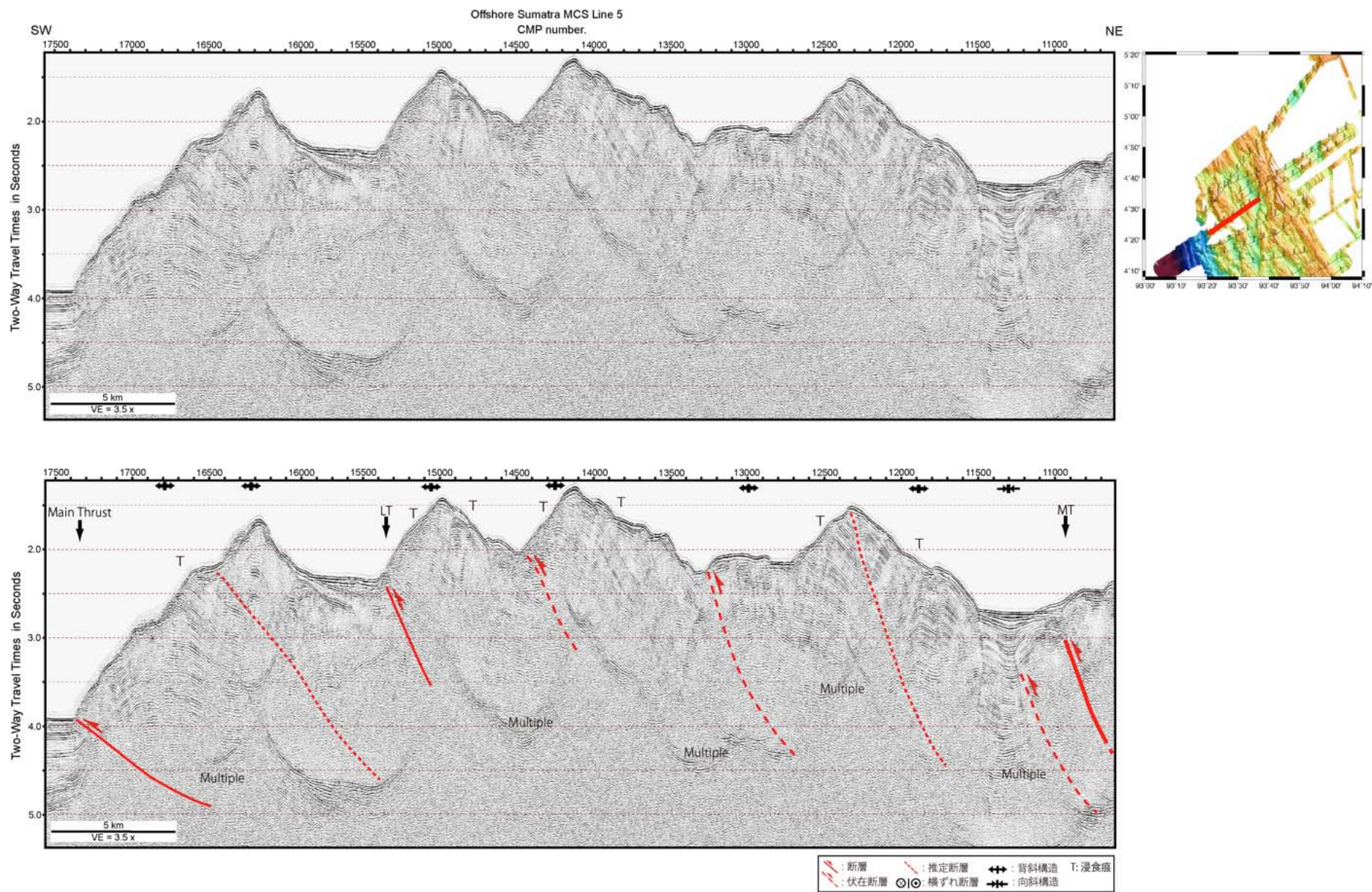


Fig. 4-2-5-3 Line 5 反射断面と解釈図 (CMP#10650-#17550 区間)

本図の反射断面は、時間マイクレーション断面を使用した。本図は縦軸を 3.5 倍で表示した（倍率計算には、水中音速である 1,500 m/s を使用）。

CMP#10650-#13700 区間は Fig. 4-2-5-2 と、CMP#16800-#17550 区間は Fig. 4-2-5-4 とそれぞれ重複して表示している。

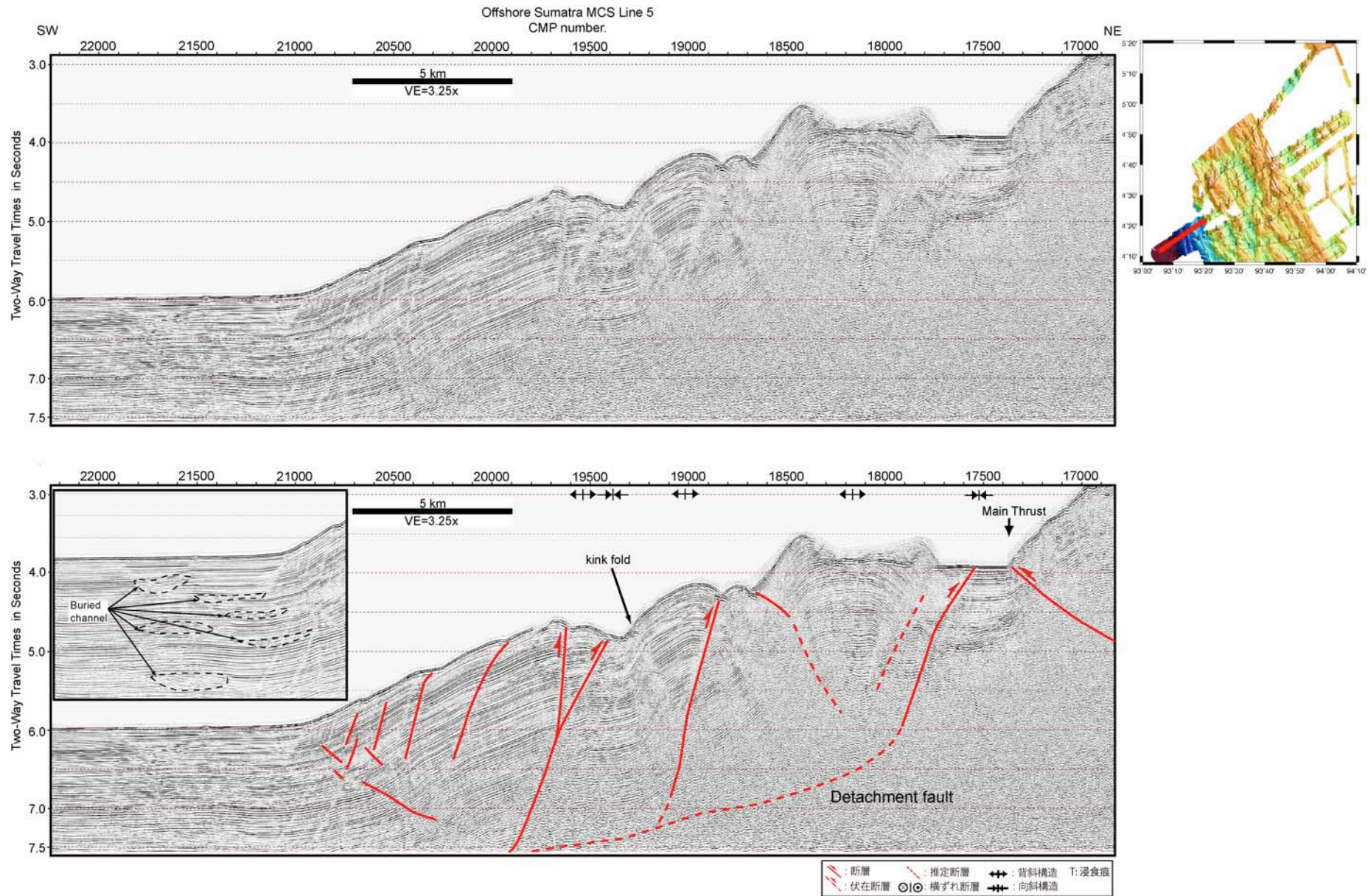


Fig. 4-2-5-4 Line 5 反射断面と解釈図 (CMP#16850-#22250 区間)

本図の反射断面は、時間マイクレーション断面を使用した。本図は縦軸を 3.25 倍で表示した（倍率計算には、水中音速である 1,500 m/s を使用）。CMP#16800-#17550 区間は Fig. 4-2-5-3 とそれぞれ重複して表示している。

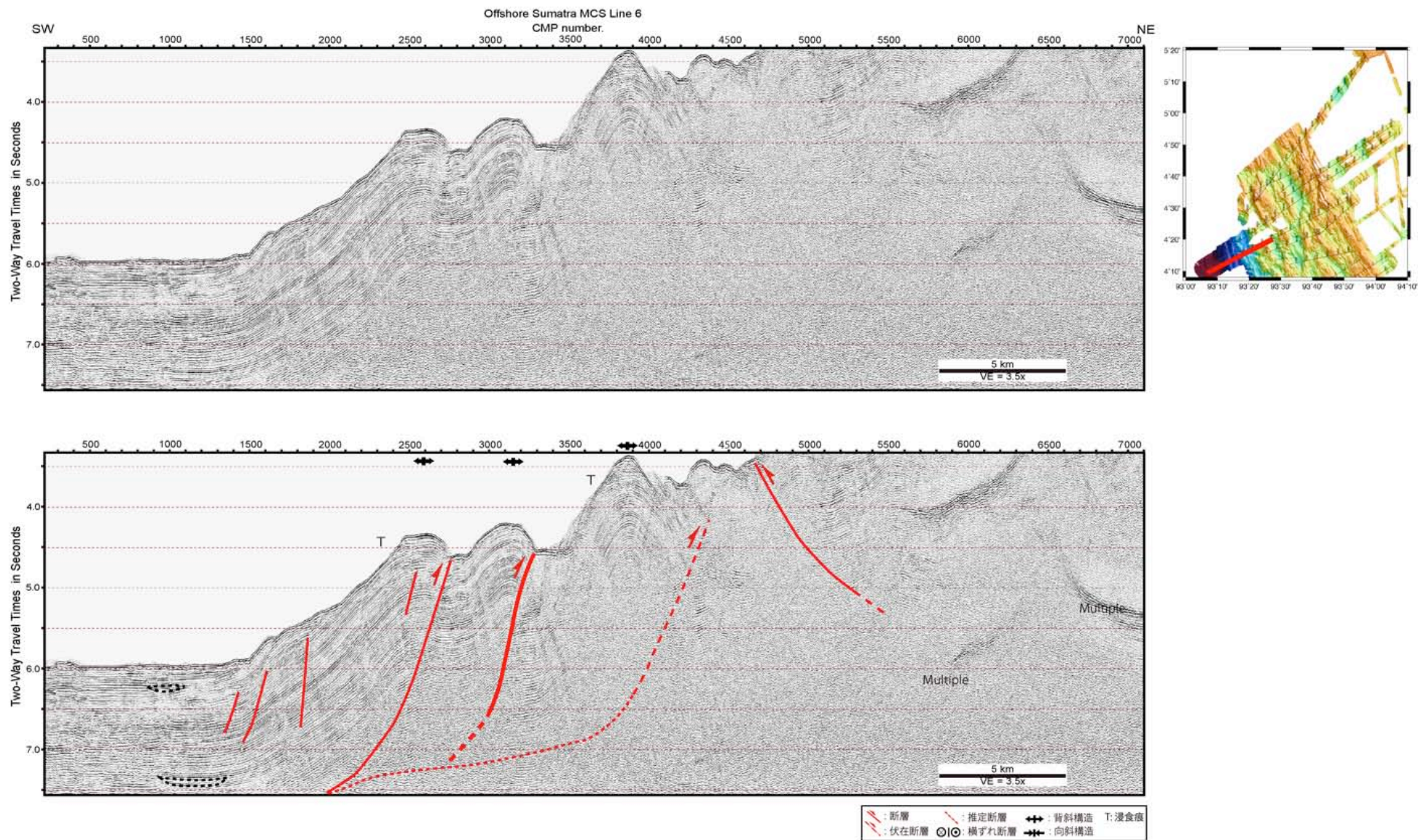


Fig. 4-2-6-1 Line 6 反射断面と解釈図 (CMP#250-#7100 区間)

本図の反射断面は、時間マイクレーション断面を使用した。本図は縦軸を 3.5 倍で表示した（倍率計算には、水中音速である 1,500 m/s を使用）。

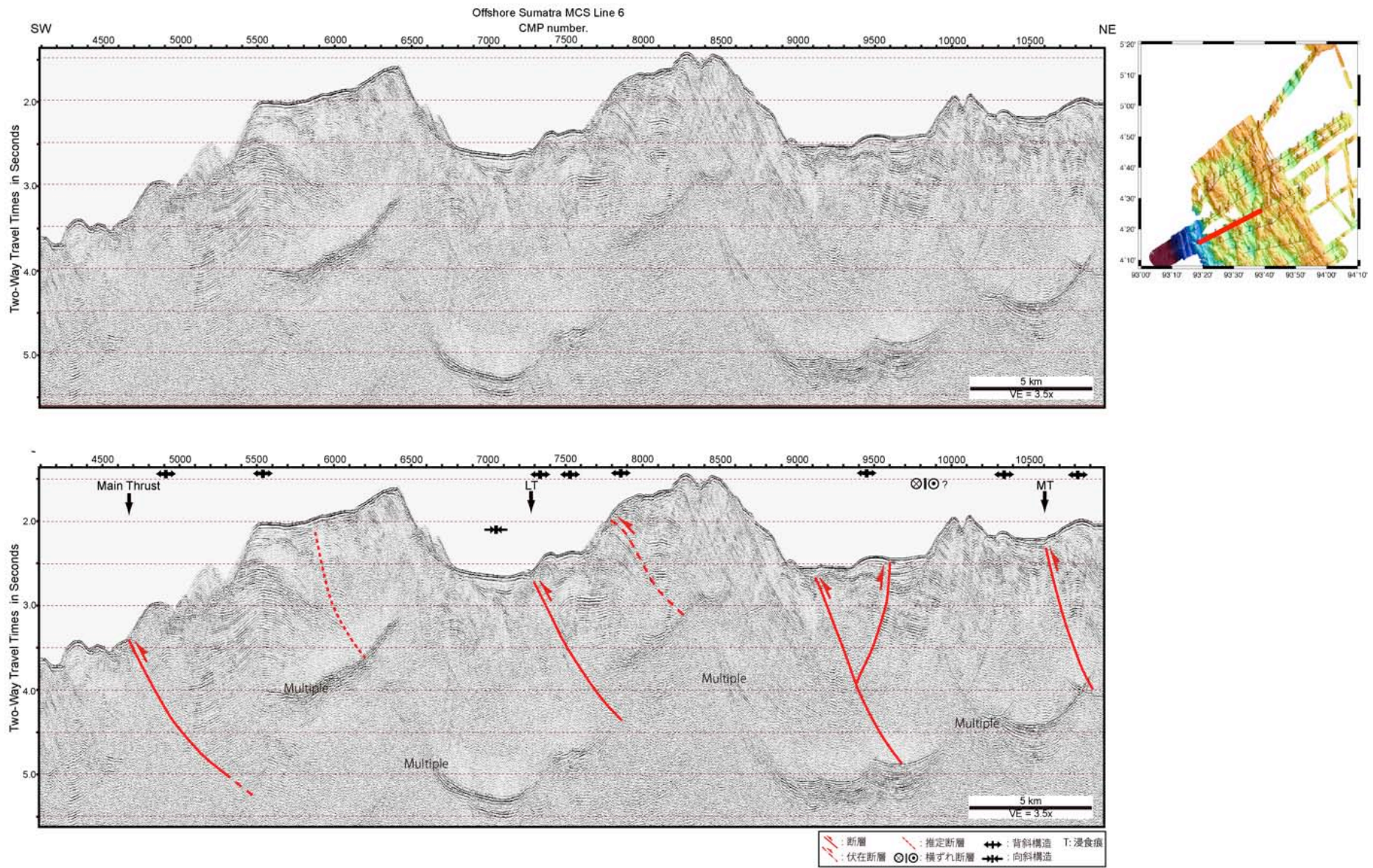


Fig. 4-2-6-2 Line 6 反射断面と解釈図 (CMP#4100-#10950 区間)

本図の反射断面は、時間マイクレーション断面を使用した。本図は縦軸を 3.5 倍で表示した (倍率計算には、水中音速である 1,500 m/s を使用)。CMP#4100-#7100 区間は Fig. 4-2-6-1 と、CMP#8700-#10950 区間は Fig. 4-2-6-3 とそれぞれ重複して表示している。

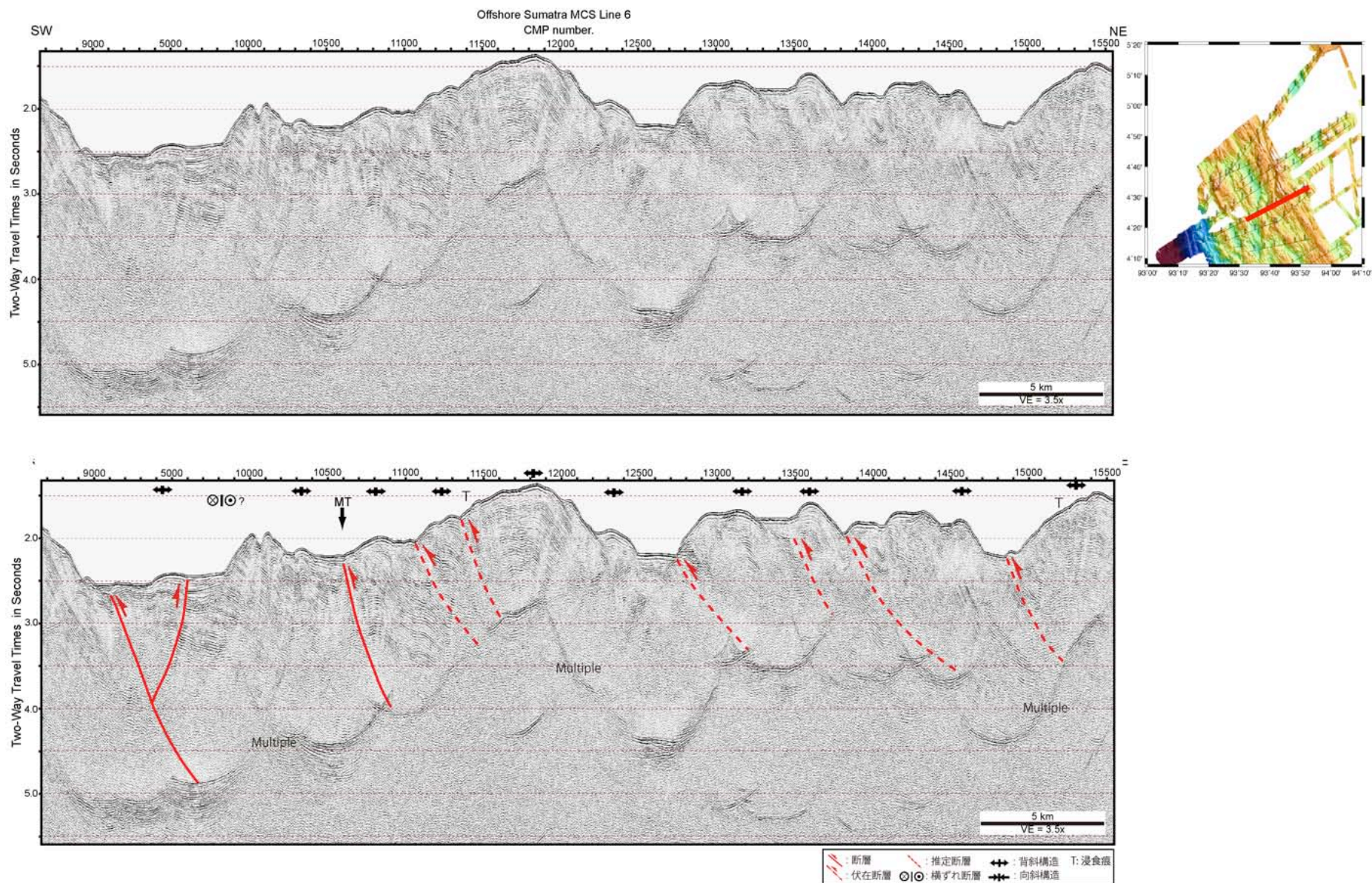


Fig. 4-2-6-3 Line 6 反射断面と解釈図 (CMP#8700-#15550 区間)

本図の反射断面は、時間マイクレーション断面を使用した。本図は縦軸を 3.5 倍で表示した (倍率計算には、水中音速である 1,500 m/s を使用)。

CMP#8700-#10950 区間は Fig. 4-2-6-2 と重複して表示している。

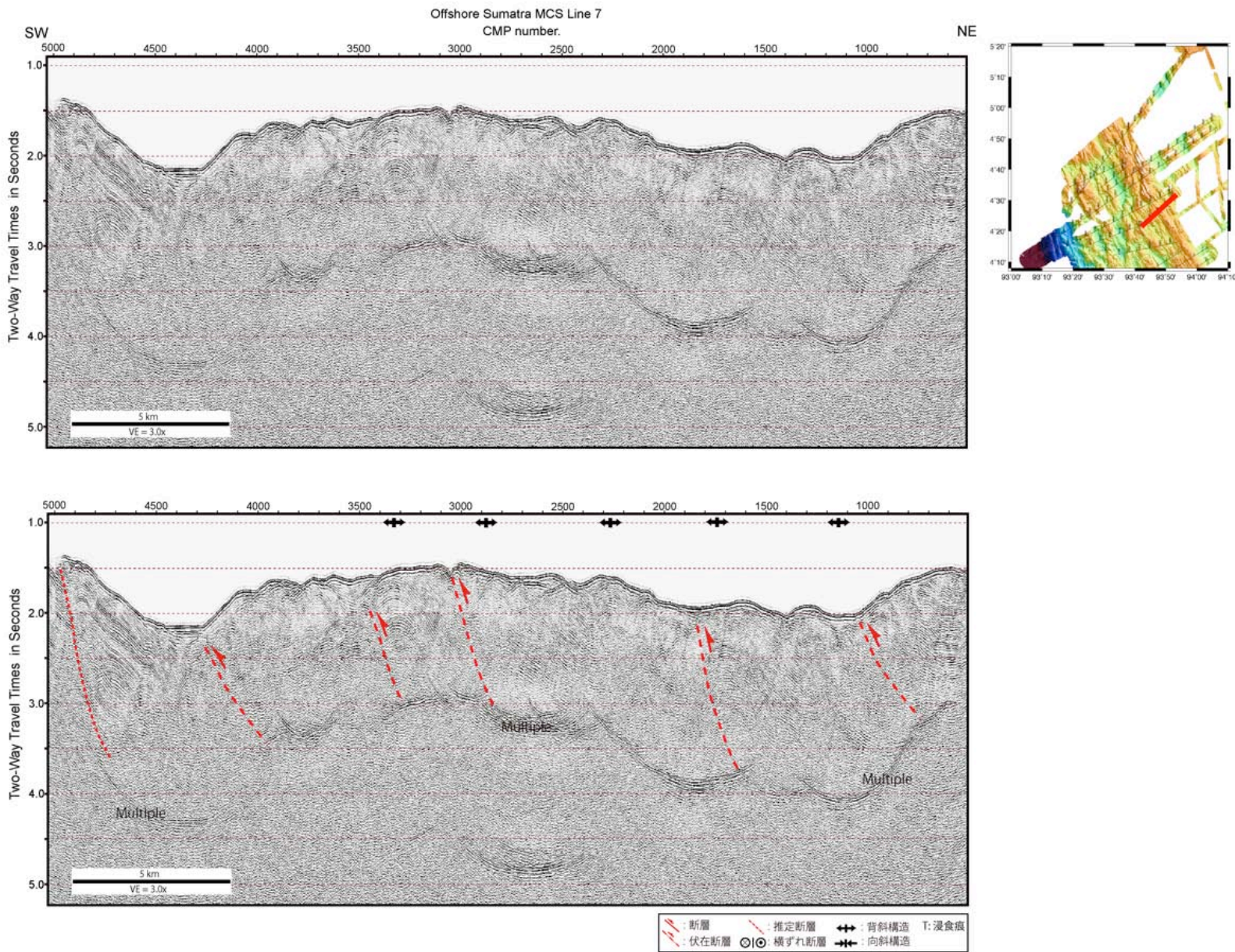


Fig. 4-2-7 Line 7 反射断面と解釈図

本図の反射断面は、時間マイクレーション断面を使用した。本図は縦軸を 3.0 倍で表示した（倍率計算には、水中音速である 1,500 m/s を使用）。

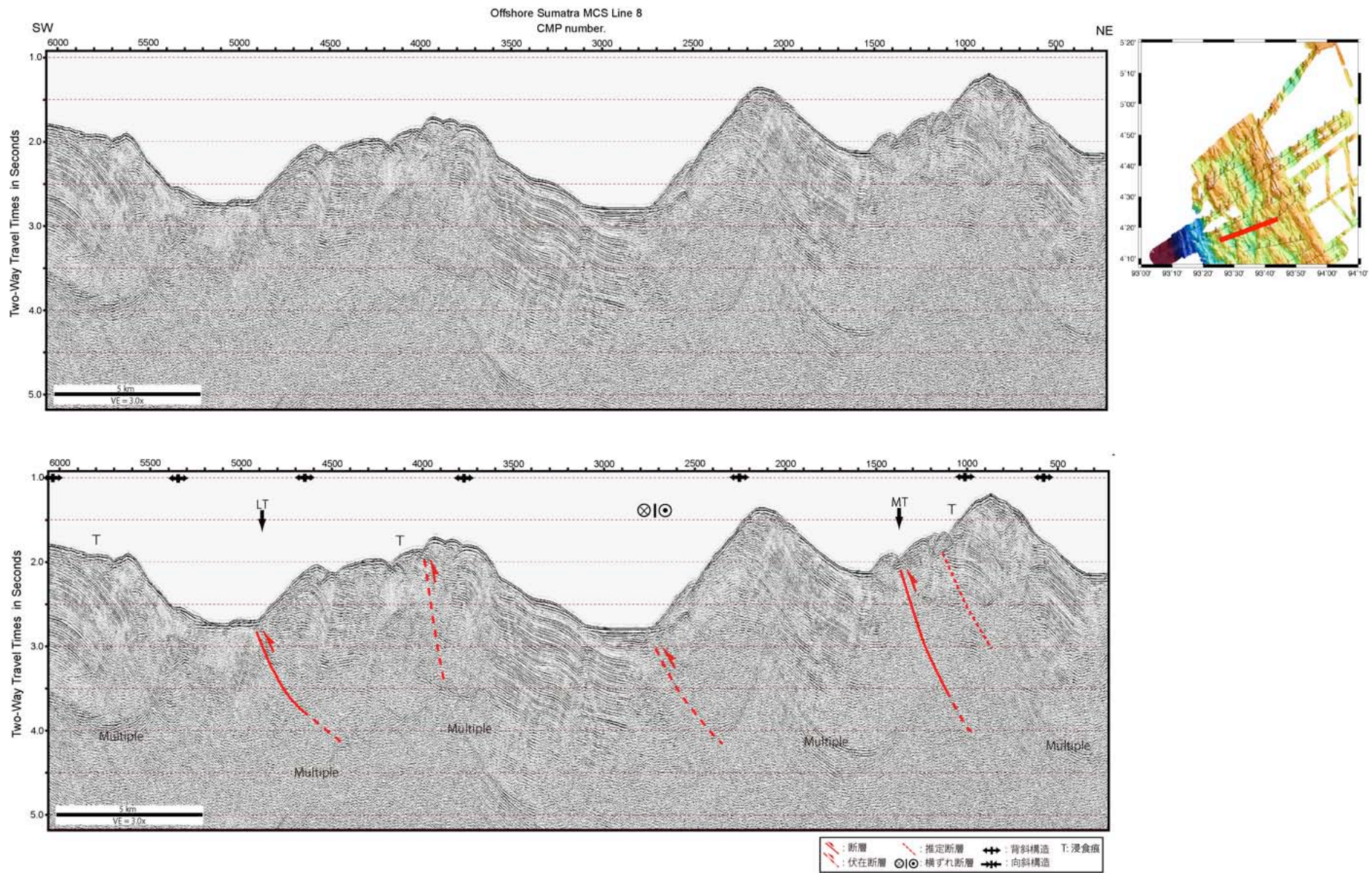


Fig. 4-2-8 Line 8 反射断面と解釈図

本図の反射断面は、時間マイクレーション断面を使用した。本図は縦軸を3.0倍で表示した（倍率計算には、水中音速である1,500 m/sを使用）。

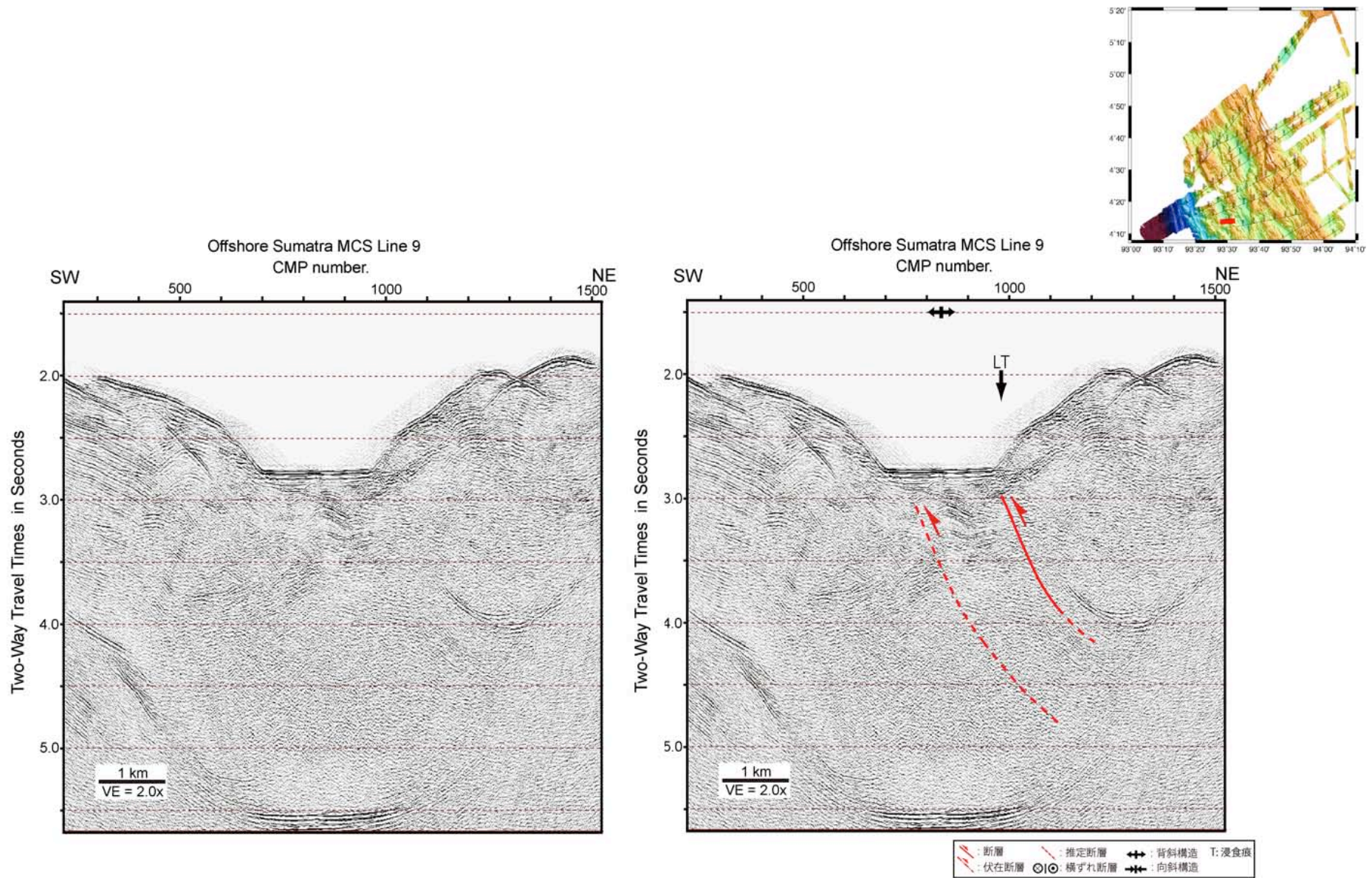


Fig. 4-2-9 Line 9 反射断面と解釈図

本図の反射断面は、時間マイクレーション断面を使用した。本図は縦軸を2.0倍で表示した（倍率計算には、水中音速である1,500 m/sを使用）。

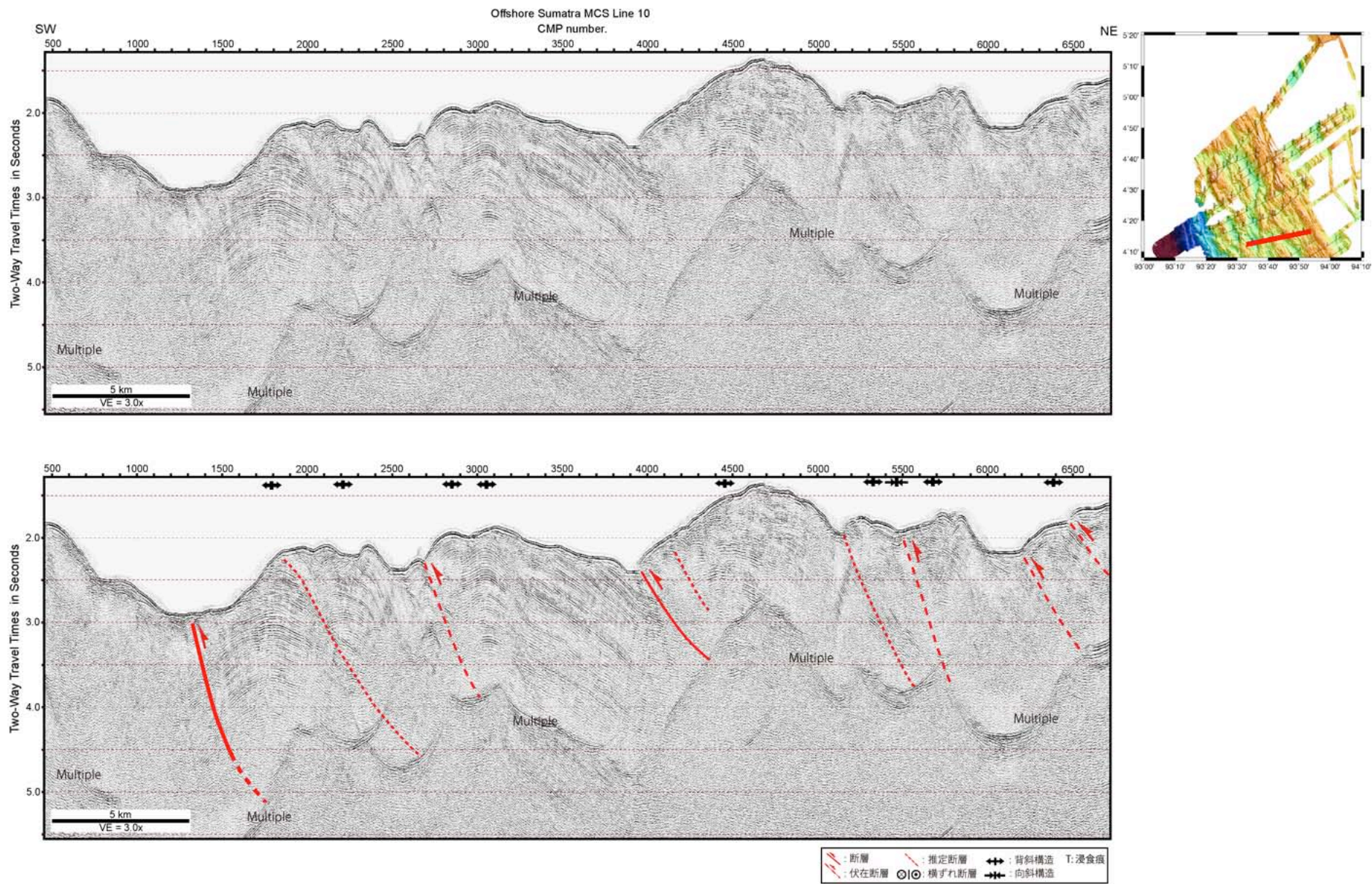


Fig. 4-2-10 Line 10 反射断面と解釈図

本図の反射断面は、時間マイクレーション断面を使用した。本図は縦軸を3.0倍で表示した（倍率計算には、水中音速である1,500 m/sを使用）。

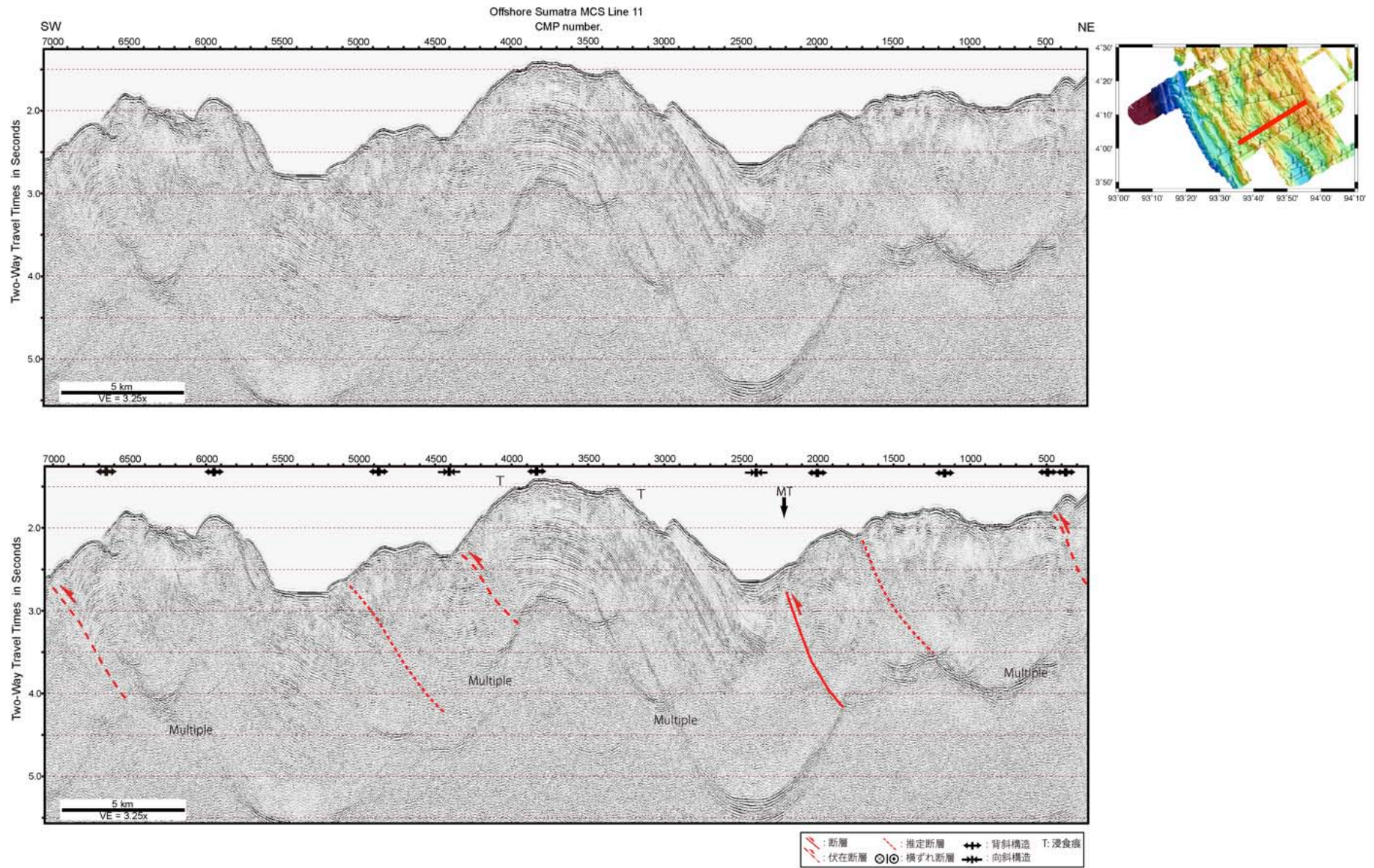


Fig. 4-2-11-1 Line 11 反射断面と解釈図 (CMP#250-#7150 区間)

本図の反射断面は、時間マイクレーション断面を使用した。本図は縦軸を3.25倍で表示した（倍率計算には、水中音速である1,500 m/sを使用）。

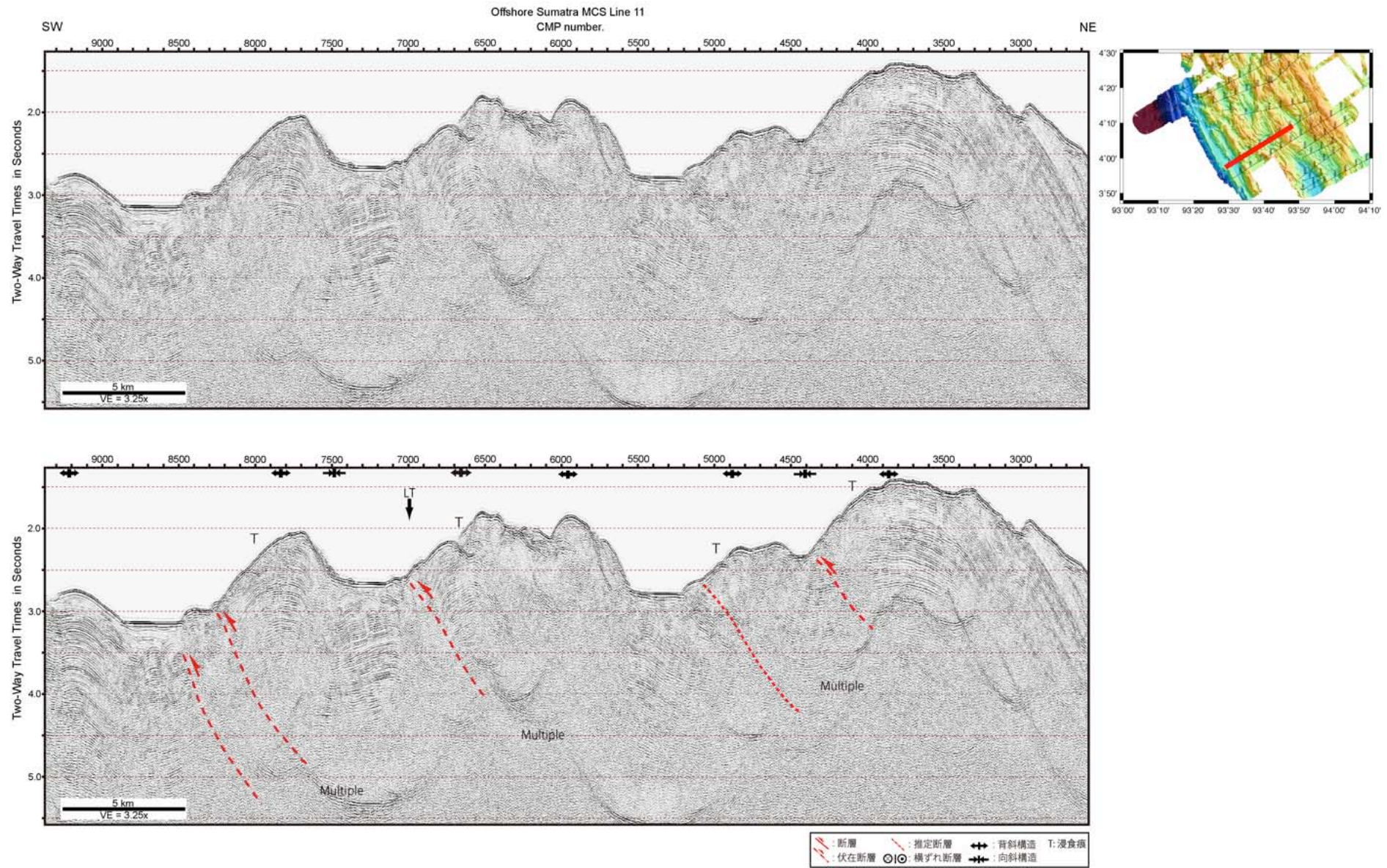


Fig. 4-2-11-2 Line 11 反射断面と解釈図 (CMP#2550-#9350 区間)

本図の反射断面は、時間マイクレーション断面を使用した。本図は縦軸を 3.25 倍で表示した（倍率計算には、水中音速である 1,500 m/s を使用）。CMP#2550-#7150 区間は Fig. 4-2-11-1 と重複して表示している。

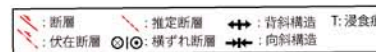
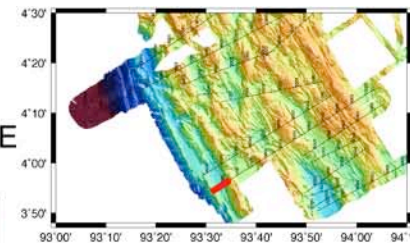
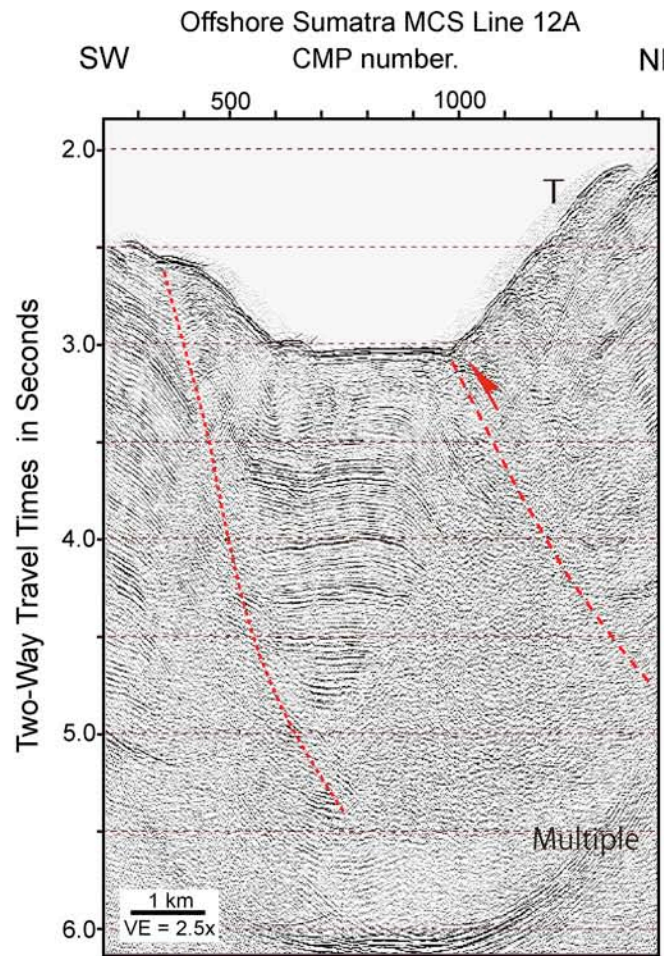
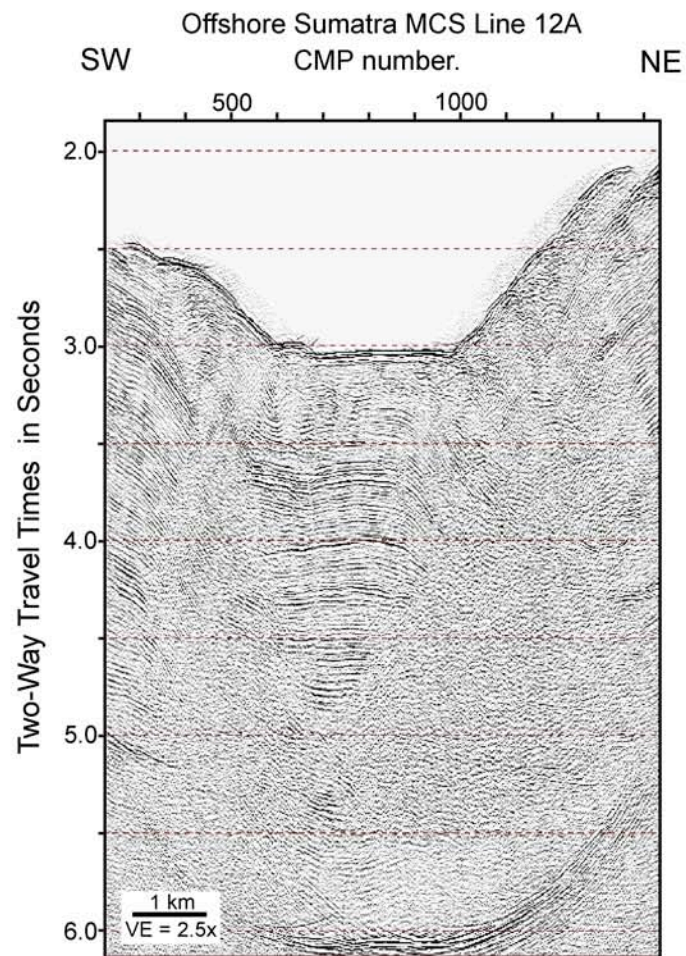


Fig. 4-2-12 Line 12A 反射断面と解釈図

本図の反射断面は、時間マイクレーション断面を使用した。本図は縦軸を2.5倍で表示した（倍率計算には、水中音速である1,500 m/sを使用）。

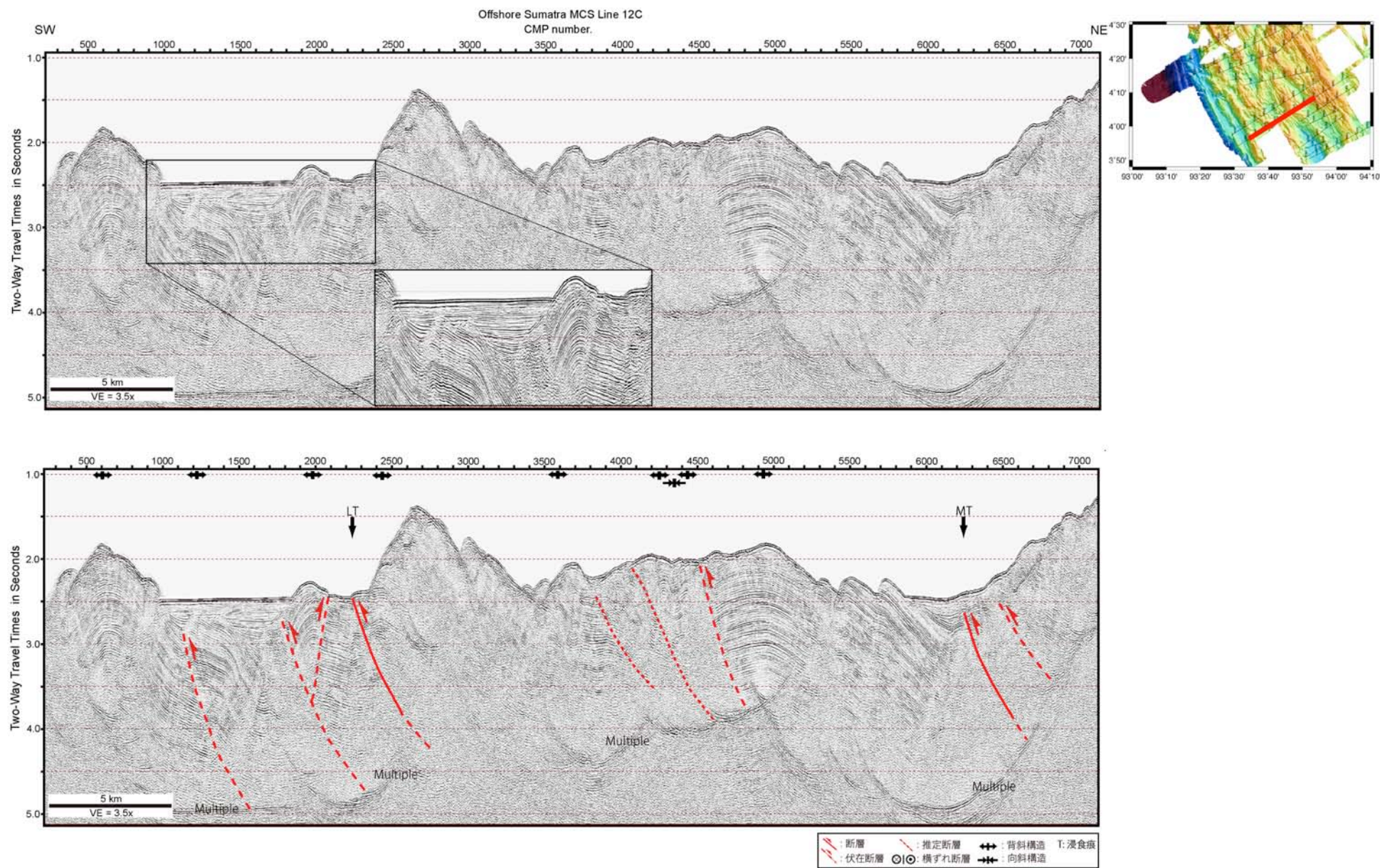


Fig. 4-2-13-1 Line 12C 反射断面と解釈図 (CMP#250-#7100 区間)

本図の反射断面は、時間マイクレーション断面を使用した。本図は縦軸を3.5倍で表示した（倍率計算には、水中音速である1,500 m/sを使用）。

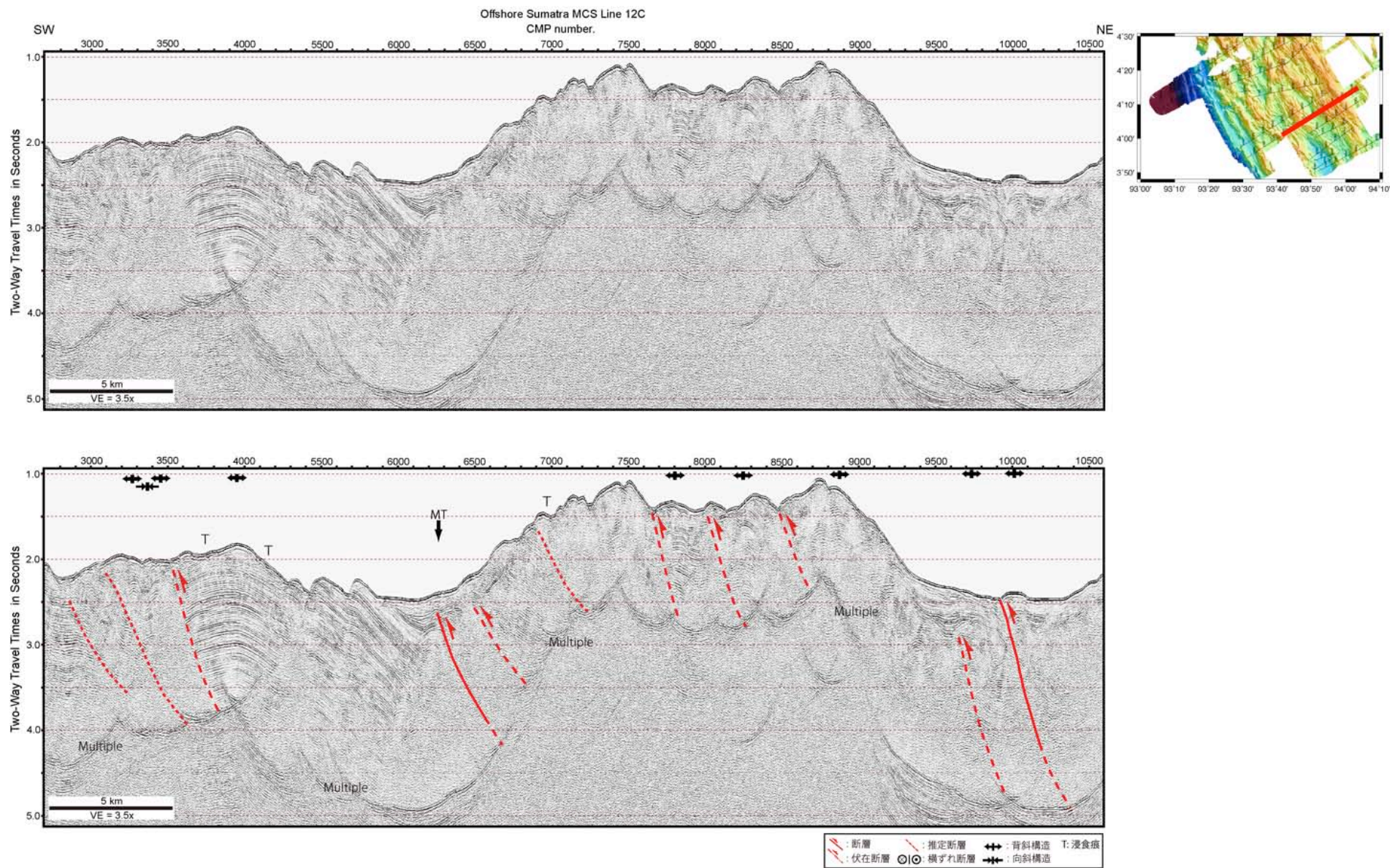


Fig. 4-2-13-2 Line 12C 反射断面と解釈図 (CMP#2700-#10550 区間)

本図の反射断面は、時間マイクレーション断面を使用した。本図は縦軸を 3.5 倍で表示した (倍率計算には、水中音速である 1,500 m/s を使用)。

CMP#2700-#7100 区間は Fig. 4-2-13-1 と重複して表示している。

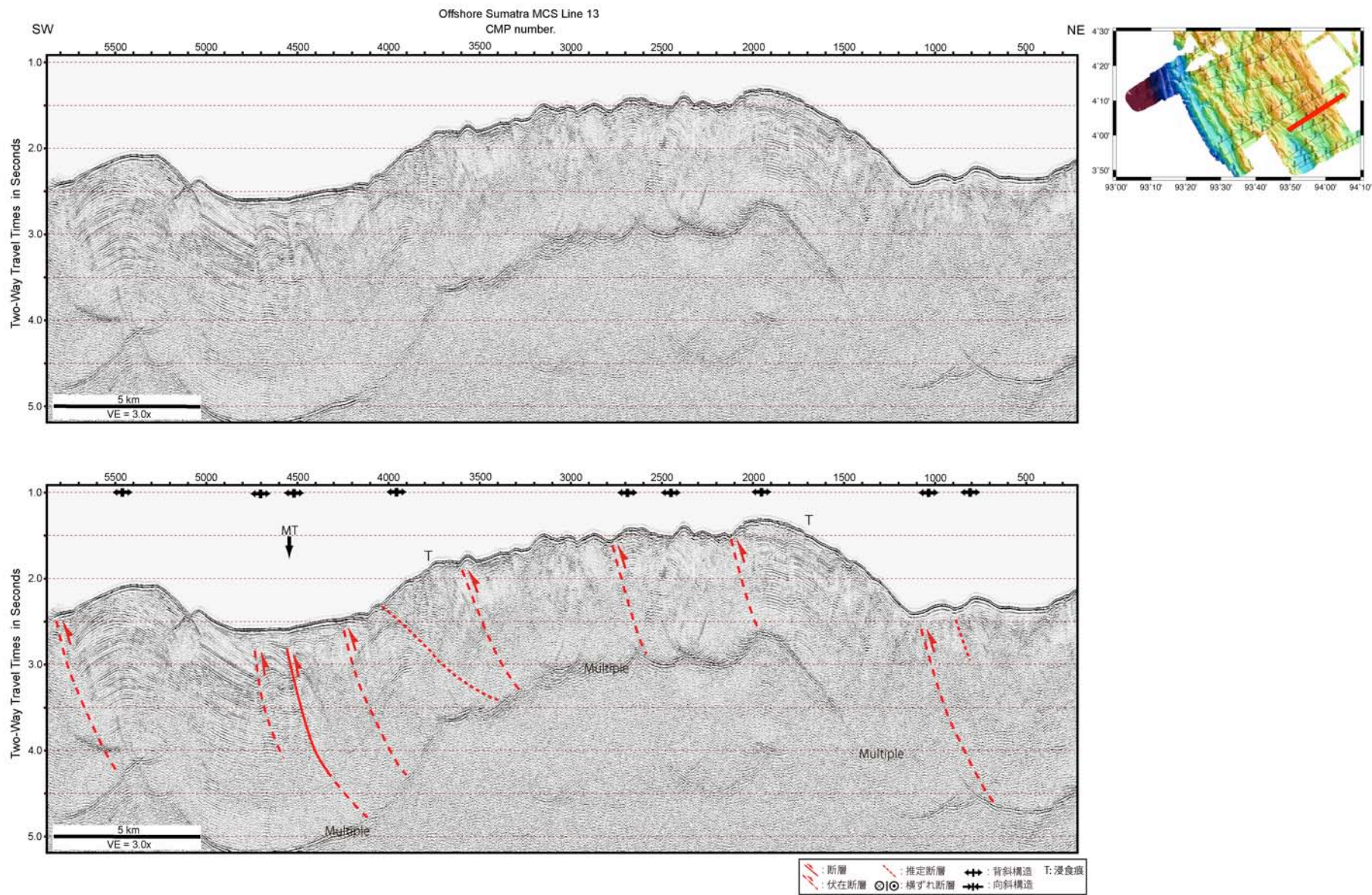


Fig. 4-2-14 Line 13 反射断面と解釈図

本図の反射断面は、時間マイクレーション断面を使用した。本図は縦軸を 3.0 倍で表示した（倍率計算には、水中音速である 1,500 m/s を使用）。

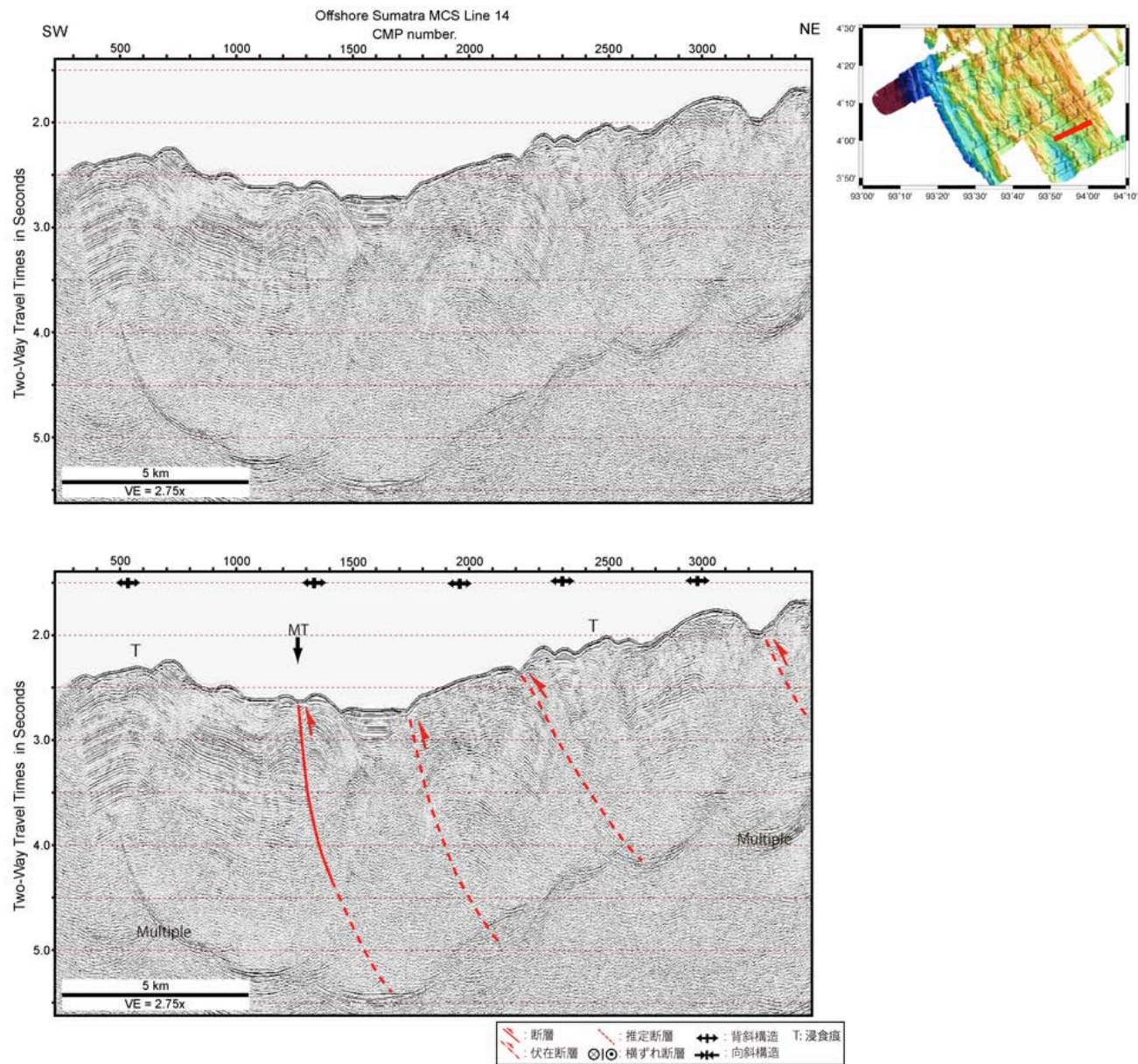


Fig. 4-2-15 Line 14 反射断面と解釈図

本図の反射断面は、時間マイクレーション断面を使用した。本図は縦軸を 2.75 倍で表示した（倍率計算には、水中音速である 1,500 m/s を使用）。

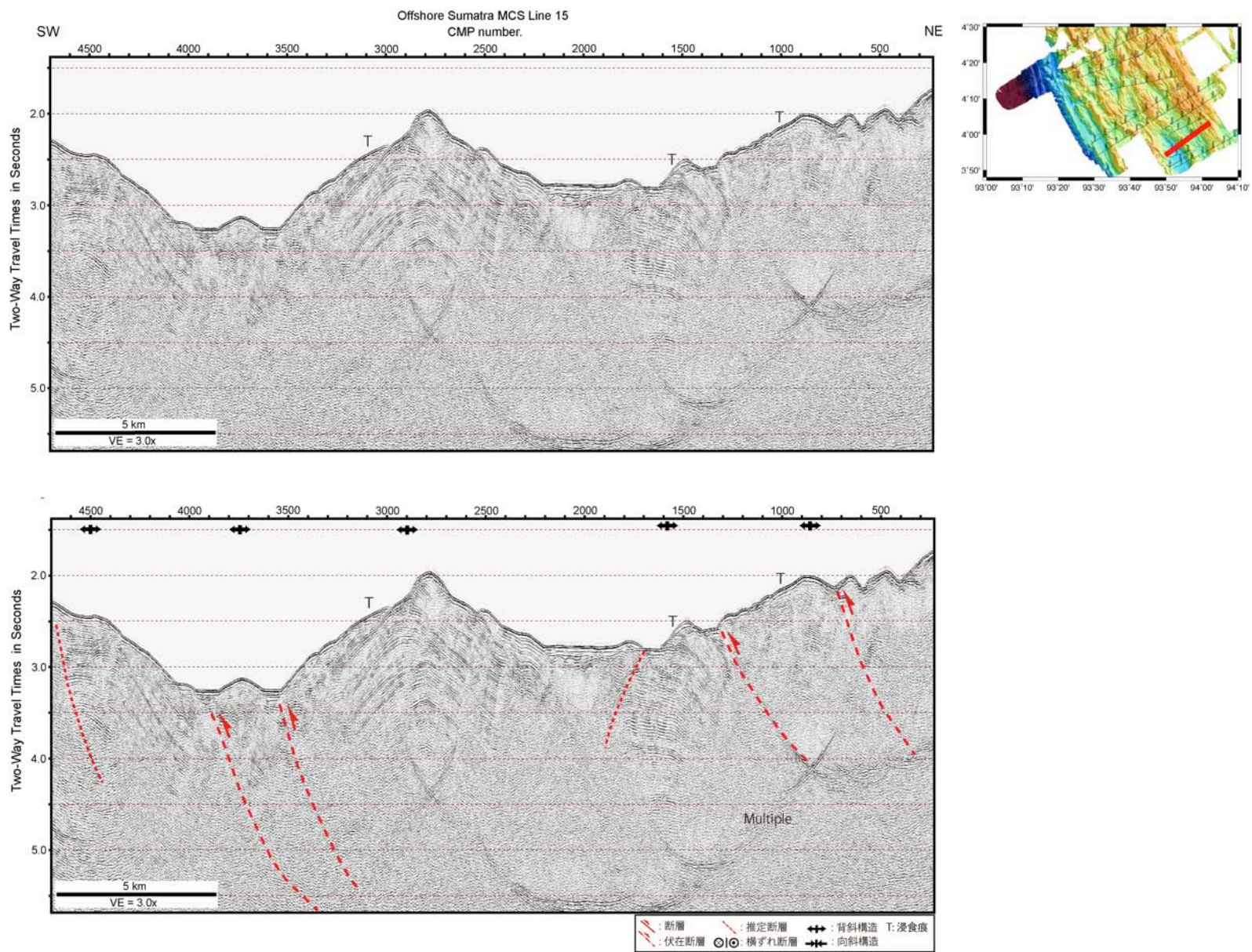


Fig. 4-2-16 Line 15 反射断面と解釈図

本図の反射断面は、時間マイクレーション断面を使用した。本図は縦軸を 3.0 倍で表示した（倍率計算には、水中音速である 1,500 m/s を使用）。

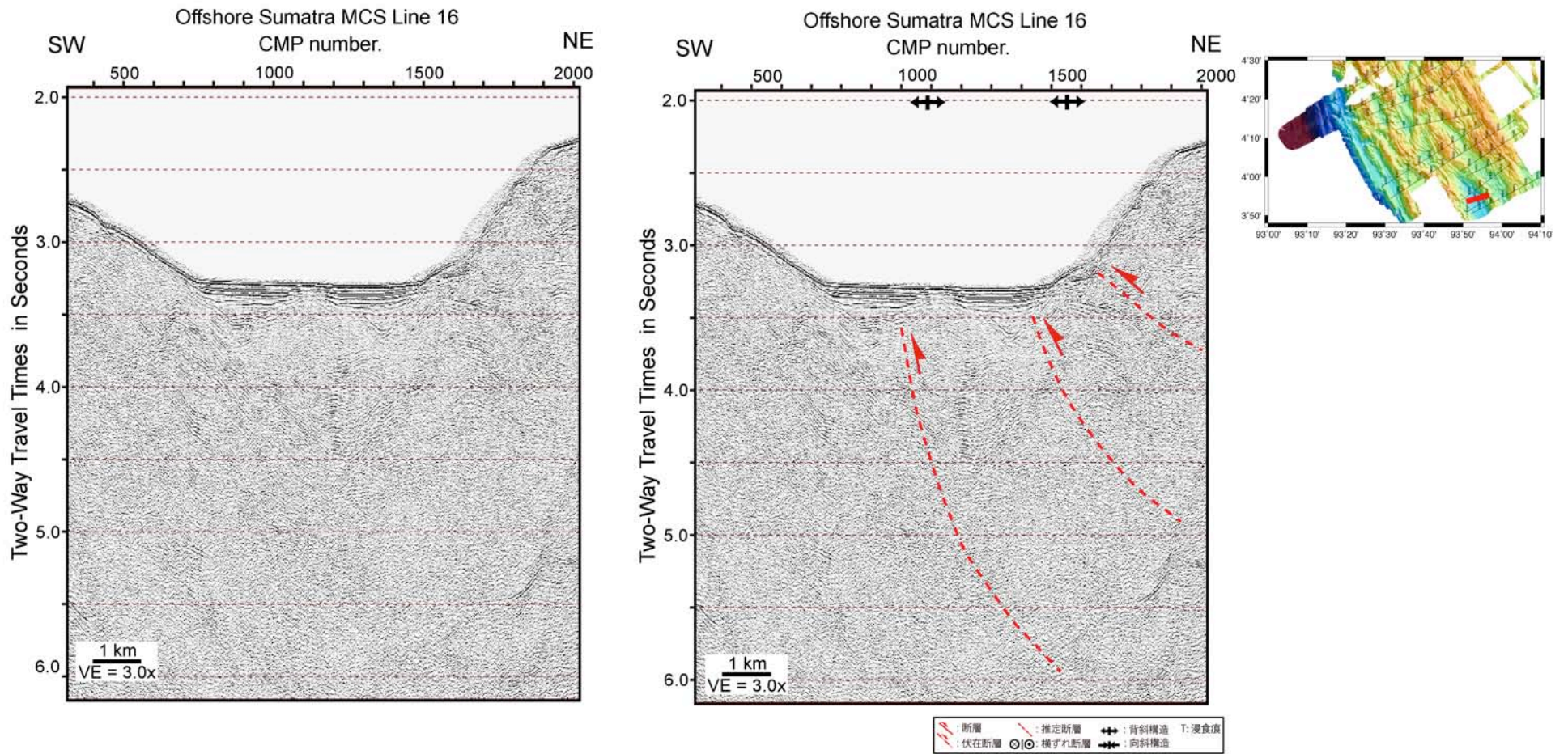


Fig. 4-2-17 Line 16 反射断面と解釈図

本図の反射断面は、時間マイクレーション断面を使用した。本図は縦軸を3.0倍で表示した（倍率計算には、水中音速である1,500 m/sを使用）。

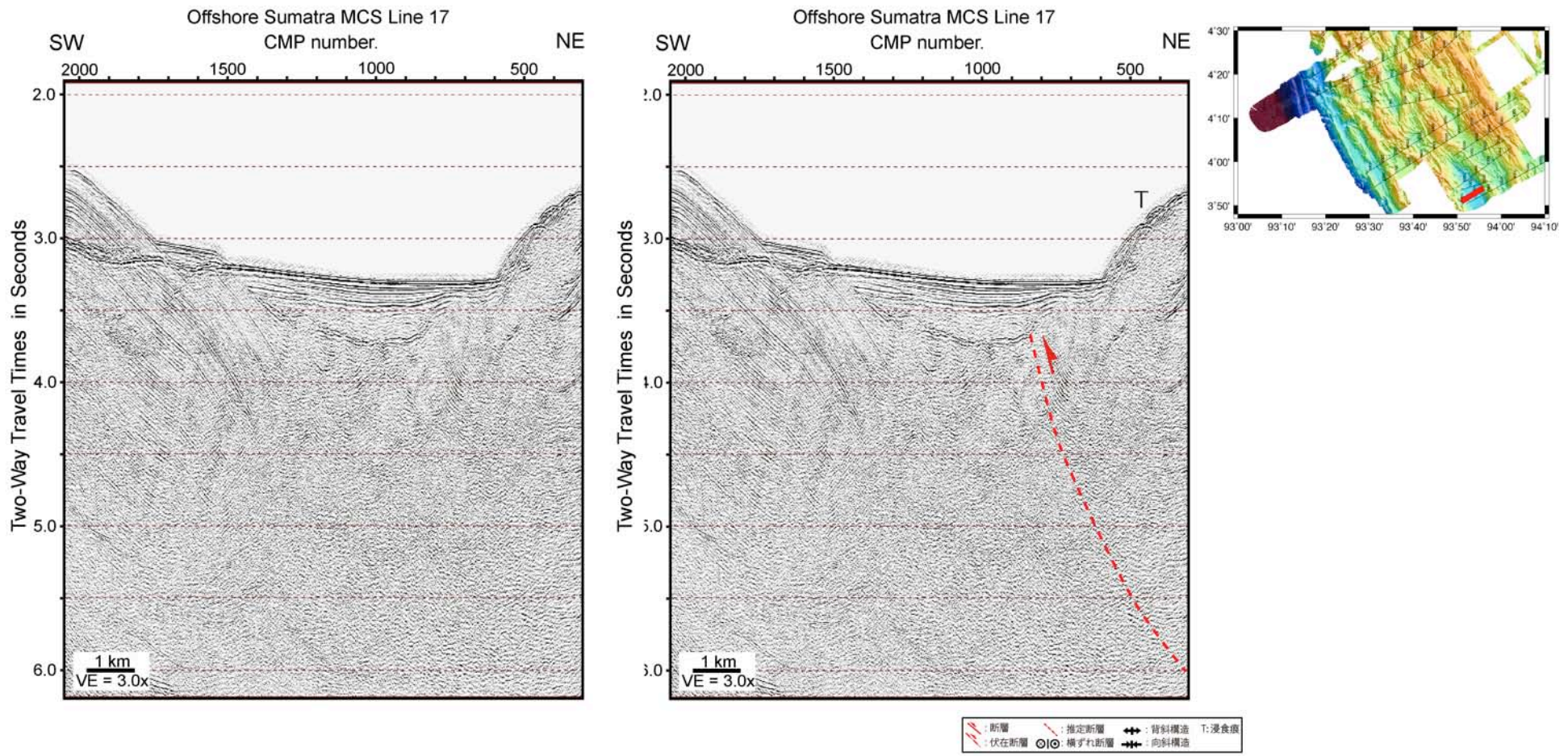


Fig. 4-2-18 Line 17 反射断面と解釈図

本図の反射断面は、時間マイクレーション断面を使用した。本図は縦軸を3.0倍で表示した（倍率計算には、水中音速である1,500 m/sを使用）。

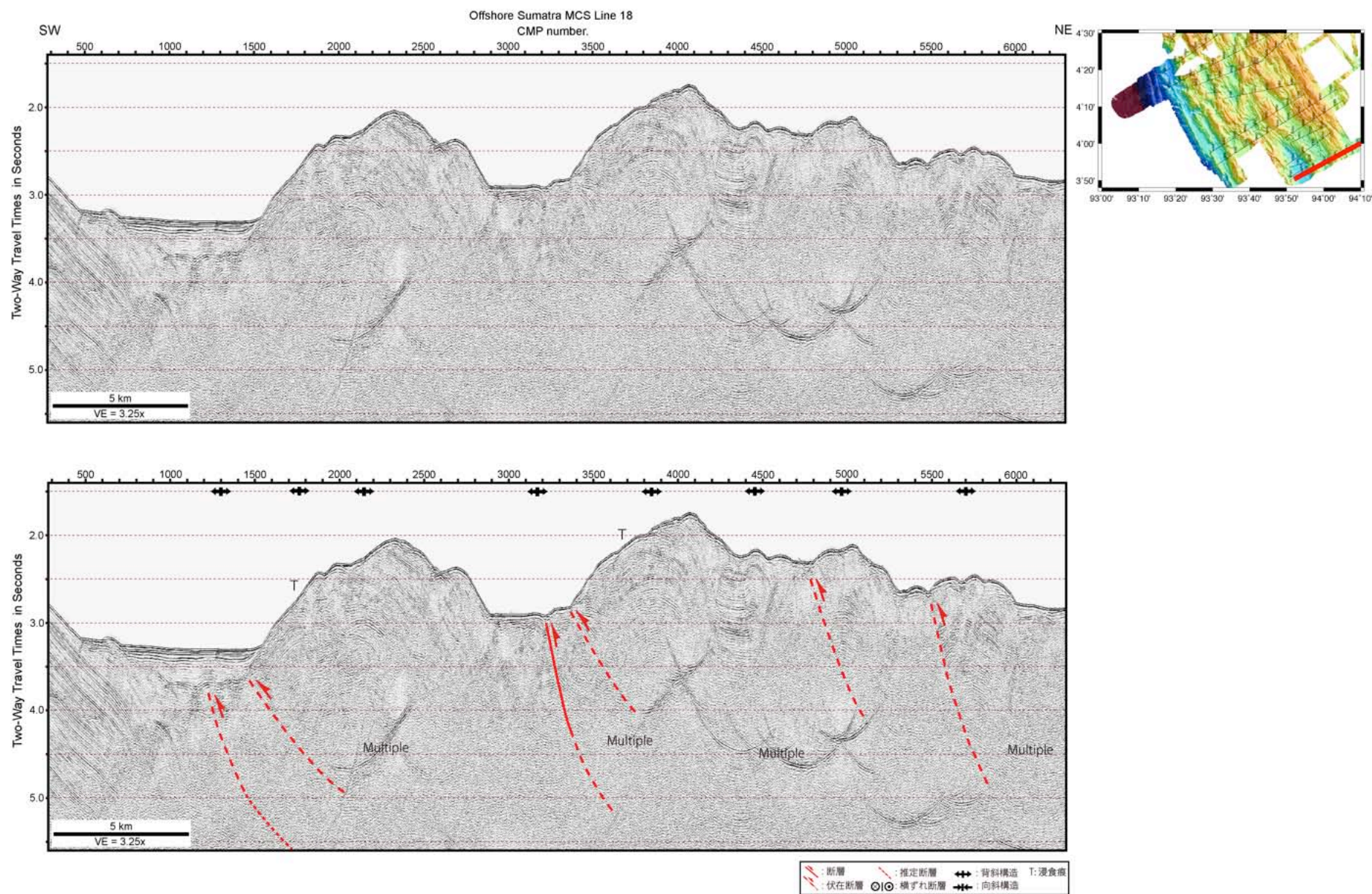


Fig. 4-2-19 Line 18 反射断面と解釈図

本図の反射断面は、時間マイクレーション断面を使用した。本図は縦軸を3.25倍で表示した（倍率計算には、水中音速である1,500 m/sを使用）。

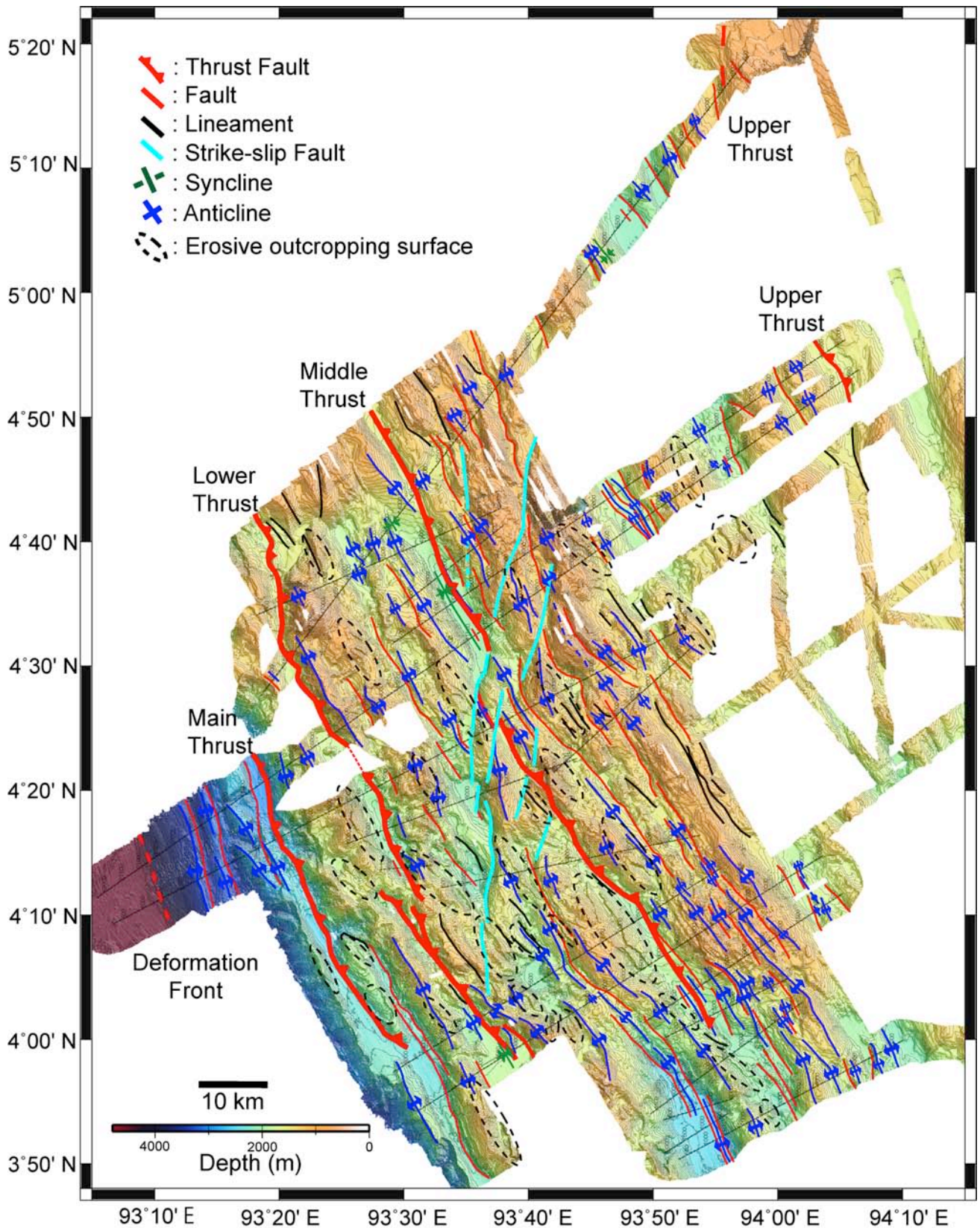


Fig. 4-3-1 スマトラ北西部沖の断層分布図

本図は、反射断面および海底地形図の解釈に基づき作成した断層・褶曲分布図である。図中の赤太線は Sibuet et al. (2007)により定義されたスラスト断層系、赤線は反射断面中で認められた断層および伏在断層、黒線は地形図上で認められた線状構造（リニアメント）、青線は背斜軸、緑線は向斜軸、および黒点線で囲まれた部分は侵食作用により露出した地層面の存在域をそれぞれ示している。また、図中の水色線は南北走向の右横ずれ断層の位置を示す (Permana et al., 2011)。

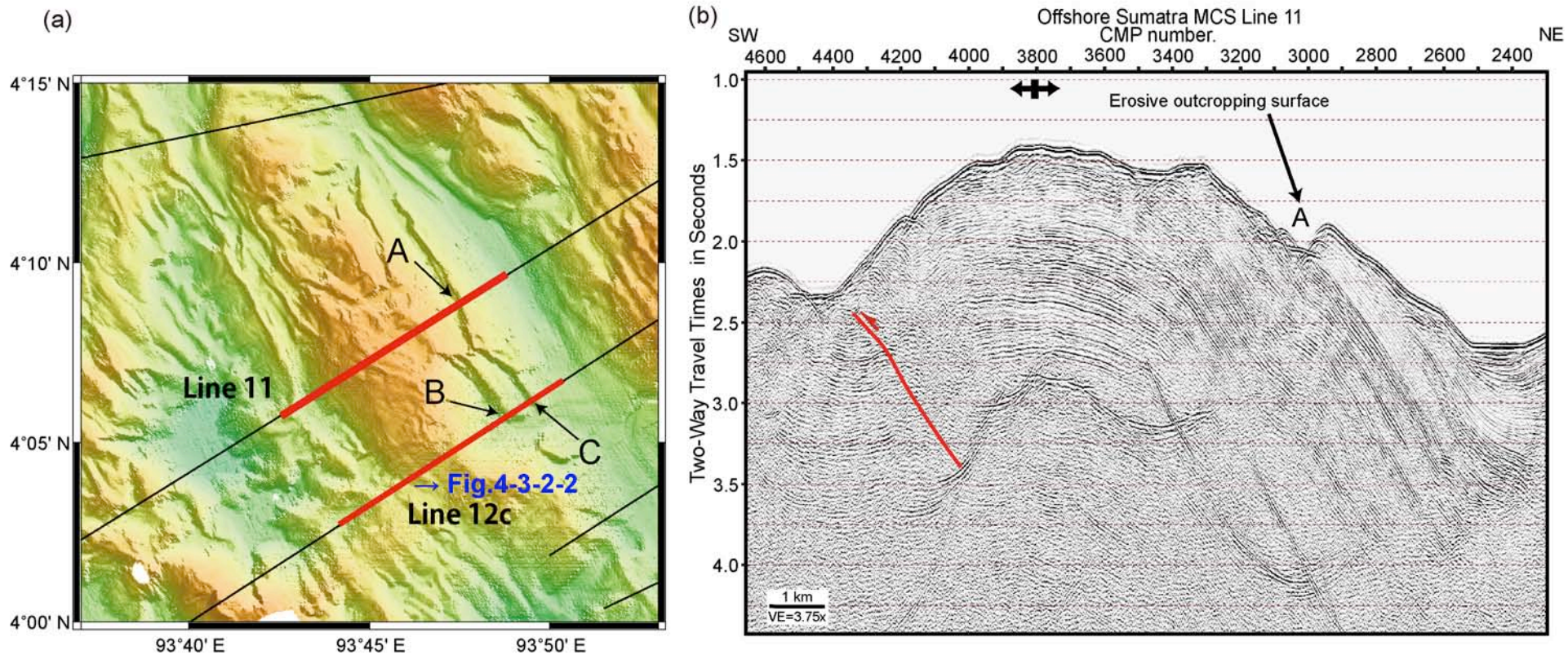


Fig. 4-3-2-1 リッジ上に認められた侵食構造 (Line 11)

(a) 本図は海底地形図上で認められた侵食作用により露出した地層面の位置を示す. (b) Line 11 中の侵食作用が認められたリッジ部分の拡大図である.

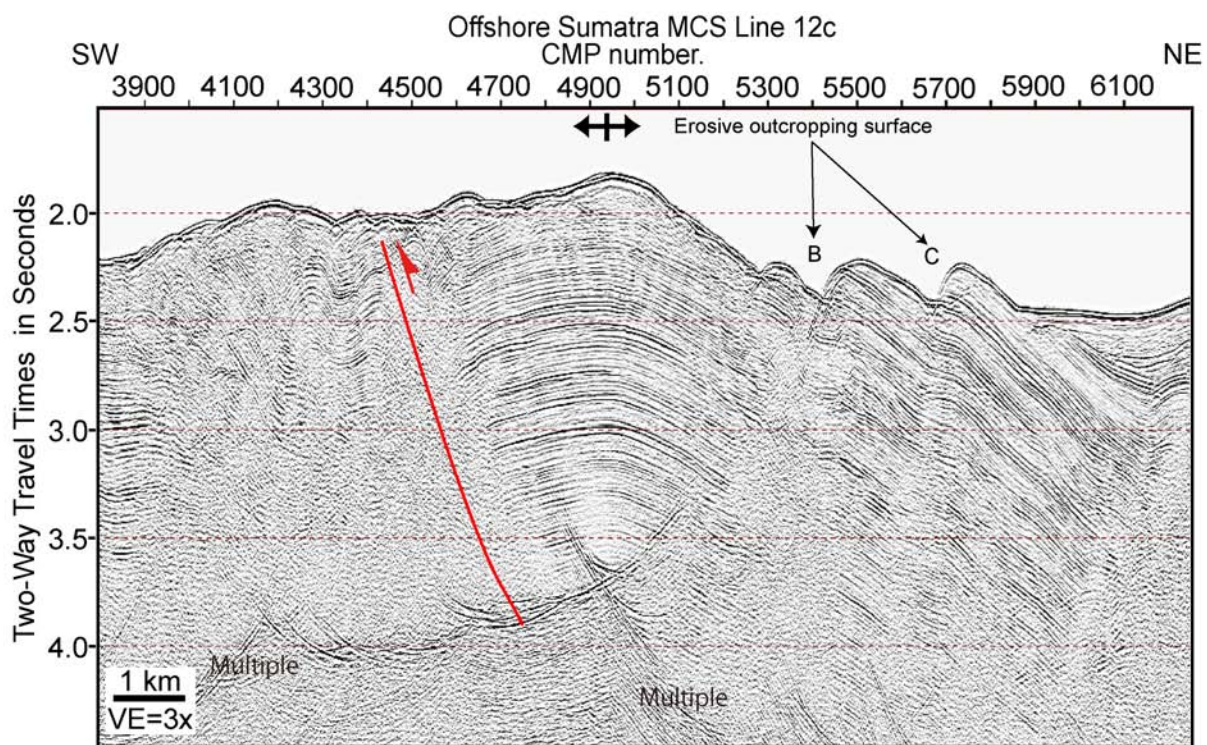


Fig. 4-3-2-2 リッジ上に認められた侵食構造 (Line 12C)

本図は、Line 12C 中の侵食作用が認められたリッジ部分の拡大図である。位置は、Fig. 4-3-2-1(a) に示す。

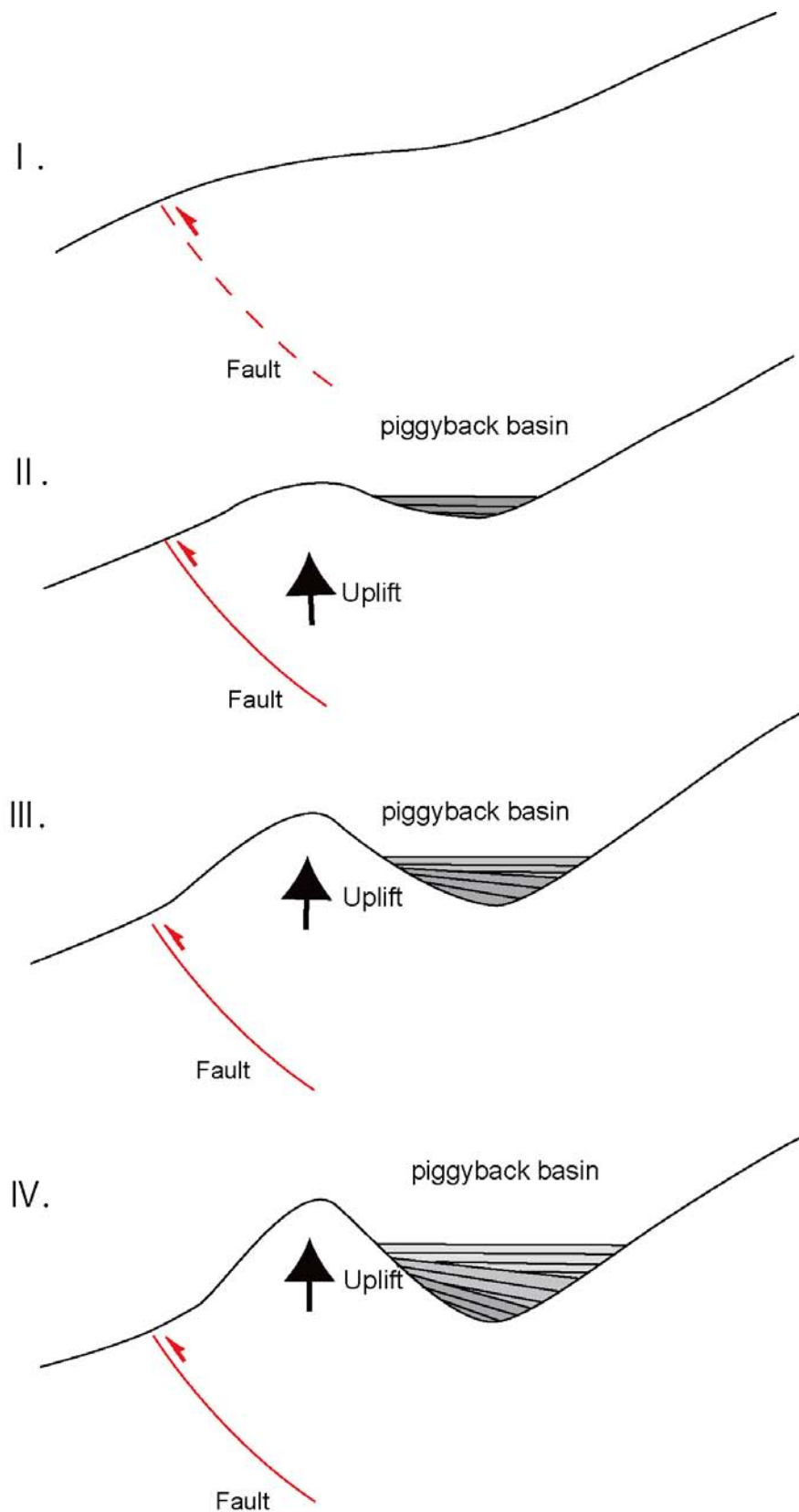


Fig. 4-3-2-3 Piggyback basin の模式図

本地域には、リッジ間に無数の piggyback basin が発達している。本図では、piggyback basin の発達様式を示したのである。リッジ間の隆起に伴い堆積層が形成されるため、堆積層表層部は水平成層を示すが、深度が増すにつれは堆積層の傾斜が大きくなる形態を示す。

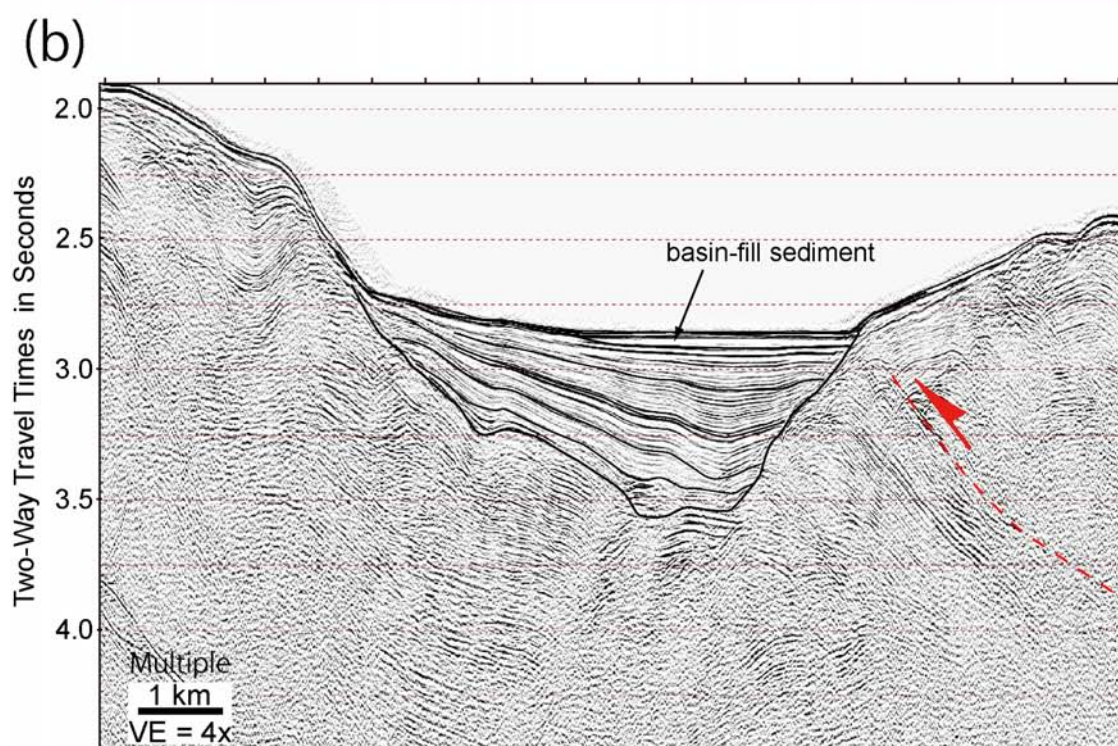
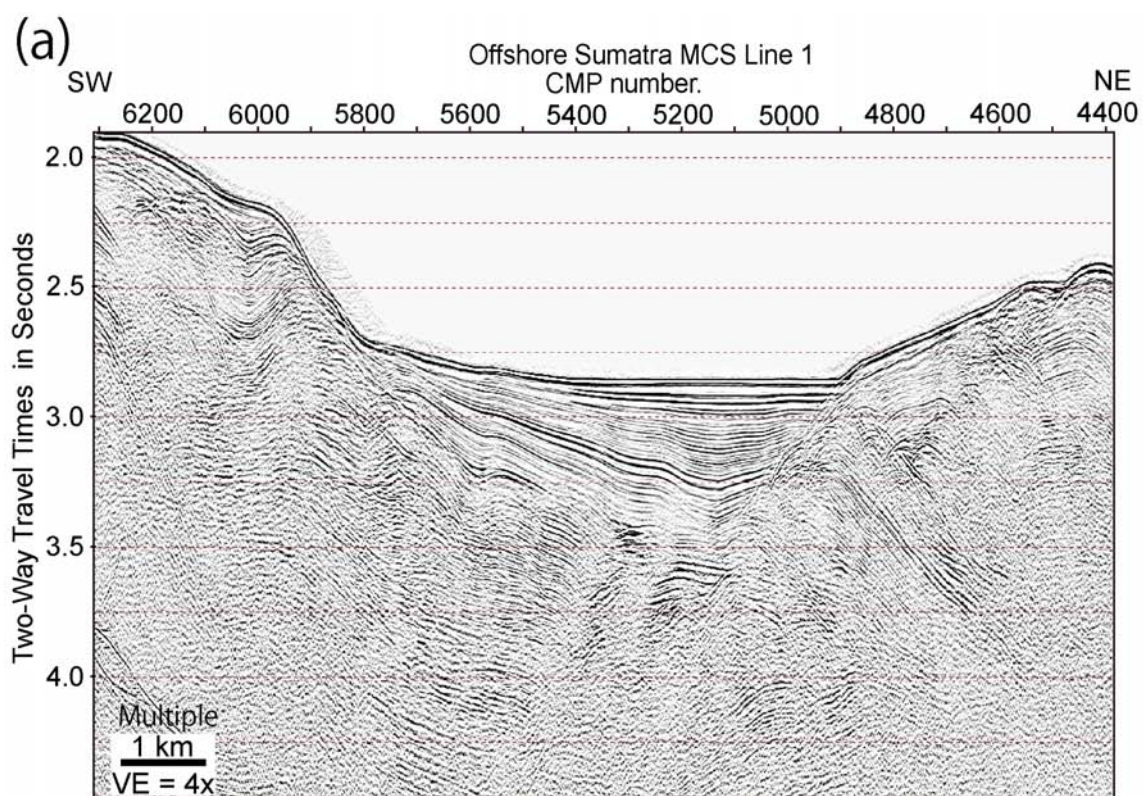


Fig. 4-3-2-4 Piggyback basin の拡大図 (Line 1 CMP#4400-#6300)

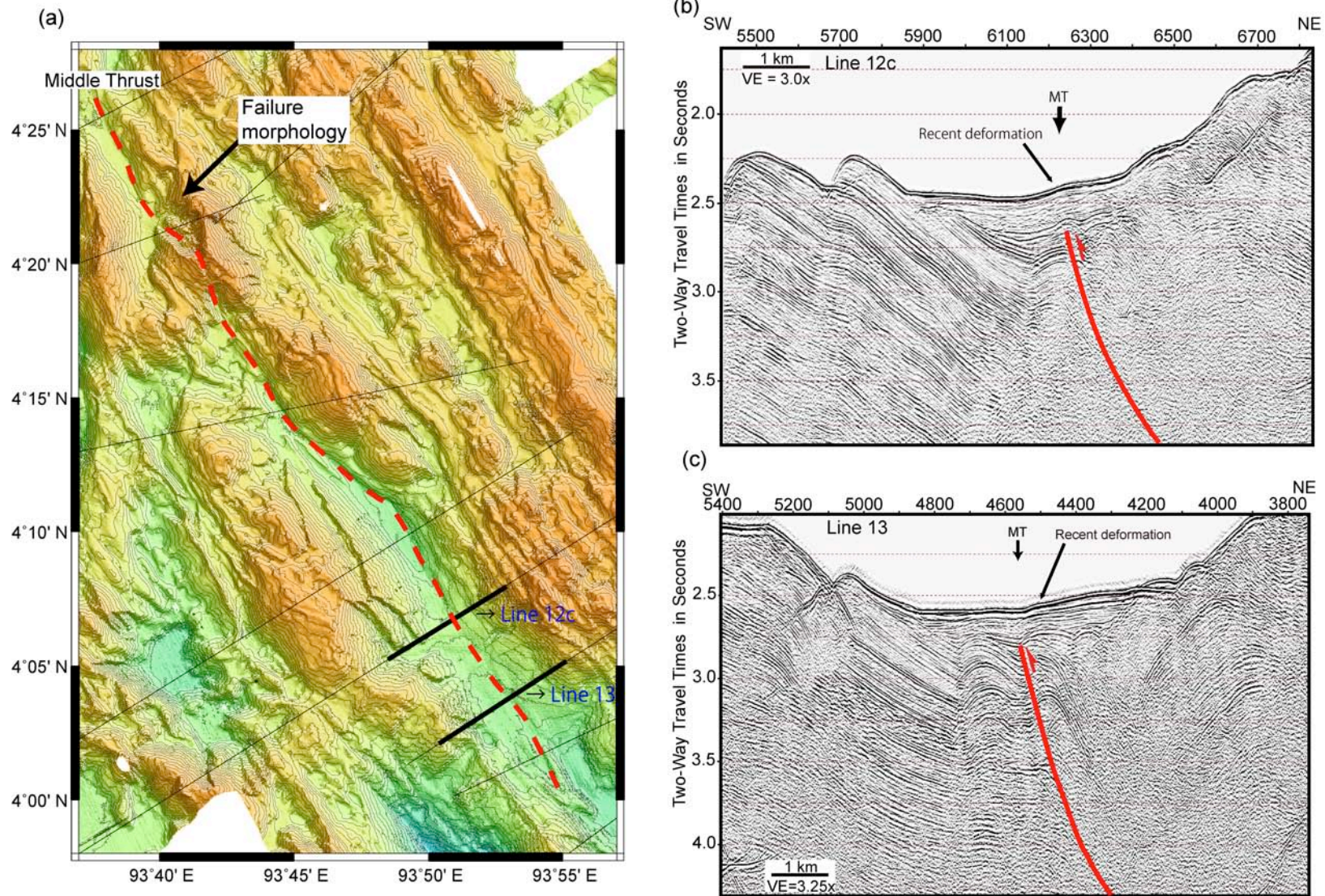


Fig. 4-3-2-5 斜面崩壊地形の存在と Middle Thrust 沿いの堆積盆最表層部の変形

(a)調査地域南部の Middle Thrust 周辺の海底地形図, (b)Middle Thrust を通る Line 12C の CMP#5850-#6400 区間の堆積盆最表層部に認められた変形部分の拡大図, (c) Middle Thrust を通る Line 13 の CMP#4300-#5100 区間の堆積盆最表層部に認められた変形部分の拡大図である. (a)図中の Middle Thrust 沿いの矢印で示した部分には新しい崩壊地形の存在が認められた. また, (b), (c)で示した反射断面の位置は(a)図中に示す.

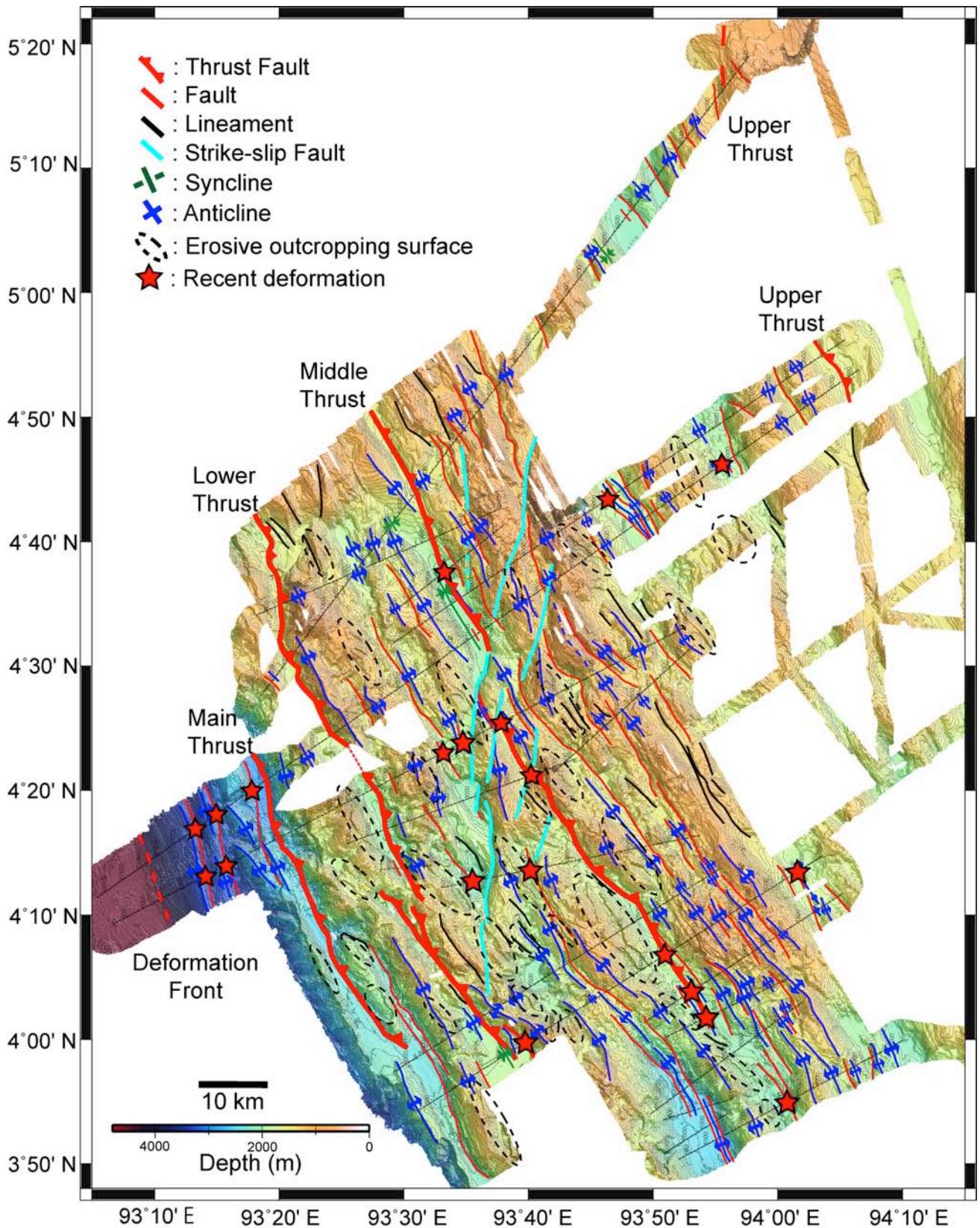


Fig. 4-3-2-6 スマトラ北西部沖の断層分布と新しい変形分布の関係図
 本図は、反射断面および海底地形図の解釈に基づき作成した断層分布図上に堆積盆中で認められた新しい変形の分布を示したものである。リッジ間の堆積盆最表層部に変形が認められた位置は赤星印で示した。

5. 議論

5-1. 異なる2種類のフェルゲンツの存在について

今回使用した反射断面では、スンダ海溝域、海溝斜面域、および forearc high 地域を含むスマトラ前弧域の浅部海底下構造を明らかにした。スマトラ前弧域の地形は海溝軸にほぼ平行なリッジアンドトラフ構造によって特徴づけられる。また、本地域では異なる2種類のフェルゲンツ (vergence) の存在が認められ、Main Thrust の位置を境にフェルゲンツの向きの変化が見られる。フェルゲンツとは、断層面や褶曲軸の傾斜方向を表す用語である (狩野・村田, 1999)。フェルゲンツはそれぞれ、Main Thrust より海側では陸側フェルゲンツ (Landward vergence) が支配し、Main Thrust より陸側では海側フェルゲンツ (Seaward vergence) が支配している。

海溝周辺での陸側フェルゲンツの構造は、非常に報告例の少ない構造である (Fig. 4-2-5-4 および Fig. 4-2-6-1)。海溝域での陸側フェルゲンツの構造の事例はスンダ海溝を含めて世界で4カ所であり、オレゴン-ワシントンマージン (例えば, Adam et al., 2004)、オレゴン沖 (例えば, Goldfinger et al., 1992; MacKay et al., 1992; Goldfinger et al., 1996)、メンドシノ三重会合点 (Gulick et al., 1998) である。Mosher et al. (2008) はスマトラ北西部沖の下部海溝斜面域にて一般的な構造であると述べている。スンダ海溝域の反射断面において、海溝斜面堆積層中の海側傾斜断層を本研究ではディタッチメント断層をして解釈した (Fig. 4-2-5-4)。このディタッチメント断層の起源はプレート境界部近傍のデコルマ面であることが示唆される。Fig. 4-2-5-4 の CMP#17900-#19800 の部分において、堆積層中の海側傾斜の不連続面は断層面であると解釈した。Fig. 4-2-5-4 の海溝斜面域で認められた断層 (CMP#17650, #18830) は、それぞれディタッチメント断層から分岐したものと考えられ、海洋プレートを覆う堆積物のはぎ取り付加作用 (offscraping) に重要な役割を果たしていると考えられる。また、下部海溝斜面域で見られるリッジは沈み込む堆積物のはぎ取り付加作用に伴って形成された陸側フェルゲンツのランプ褶曲 (landward-vergent ramp anticline) と解釈した。これらの陸側フェルゲンツの褶曲や海側傾斜断層の存在は、本地域の付加体形成の中で重要な役割を果たしている。前述の構造に類似したものがカスカディアマージンで報告されている (Adam et al., 2004)。本陸側

フェルゲンツの構造は、Fisher et al. (2007) において'passive-roof' (Fig. 5-1-1) と解釈されている。今回使用した反射断面中で認められた陸側フェルゲンツの構造は passive-roof 変形の浅部への現れである可能性が考えられるが、その可能性は低いものと考えられる。

陸側フェルゲンツの発達条件は、水を含んだ堆積物の急激な付加作用と低い底面摩擦(low basal shear stress) (例えば、Seely, 1977; MacKay et al., 1992), もしくは海側へ傾斜したバックストップ (周囲より強度を持った変動を伴わない安定した岩体) の存在(例えば、Mosher et al., 2008) とそれぞれ解釈されている。Mosher et al. (2008) では、スマトラ北西部沖の陸側フェルゲンツ部分の地形は急勾配な斜面の存在と局所的に分布するバックストップが陸側フェルゲンツを発達させたと言及した。また、Mosher et al. (2008) は陸側フェルゲンツ構造が forearc high 地域の広範囲に分布すると推定した。しかしながら、反射断面から、陸側フェルゲンツ構造が発達する下部海溝斜面域の海底面の斜度は約 7-10 度という比較的低角度な傾斜であり、バックストップの役割を果たす海側傾斜構造は認められなかった。したがって、Mosher et al. (2008) により言及された地域的なバックストップは、下部海溝斜面域での陸側フェルゲンツを説明する仮説から除くことが出来ると考えられる。

スマトラ海溝で沈み込む厚いプレート上の堆積物はベンガル海底扇状地およびニコバル海底扇状地起源である(例えば、Moore and Curray, 1980; Dean et al., 2010; Gulick et al., 2011) (Fig. 1-1-1a)。Dean et al. (2010) では、北部スマトラ沖は海洋地殻を覆う堆積物が比較的低密度であり、高い間隙水圧を持つ地域であると提案した。水に富んだ堆積物の急激な付加は機械的な弱さに貢献している。今回の反射断面では陸側フェルゲンツの発生要因の仮説であるバックストップ説とは一致しないが、低い底面摩擦説とは矛盾しないと考えられる。したがって、2つの仮説のうち、本研究では低い底面摩擦説を支持するが、他の仮説を完全に排除する事は出来ない。

下部海溝斜面域とは対照的に、forearc high 地域は海側フェルゲンツ (例えば、Sibuet et al., 2007) によって特徴づけられることが明らかになった。この点において、forearc high 地域の構造はマクラン沈み込み帯、南海トラフ、およびその他の地域の付加体を形成する沈み込み帯の構造と類似している(例えば、Smith et al., 2012; Moore et al., 1990)。

背斜構造から成るリッジの発達は、長期間の繰り返し変形の存在を示している。これらの変形様式は、インド-オーストラリアプレートの収束帯の圧縮変形に起因していると考えられる。Sibuet et al. (2007) では、forearc high 地域は 340° 走向で海溝とほぼ平行な陸側および海側フェルゲンツの両方を伴う衝上断層 (Thrust fault) の存在を報告している。forearc high 地域での反射断面中で陸側傾斜および海側傾斜の両方の断層が認められるが、本地域では陸側傾斜断層が構造を支配している。リッジ内部の構造を見ると、陸側傾斜した反射面はリッジ陸側部分に分布している。また、リッジ間の海盆充填堆積層も深部では陸側傾斜を示す。さらに、下部海溝斜面域で見られた海側傾斜断層に起因すると考えられる変形は反射断面中では認められなかった。したがって、forearc high 地域の構造運動は主に陸側傾斜断層が支配すると考えられる。Fisher et al. (2007) では、本地域の地形や地質の特徴から本地域は 'passive-roof' によるものと指摘した。しかしながら、本研究でのデータ取得に用いた機器は高解像度および浅部探査用の仕様とした反射法地震探査であったため、深部の断面は取得されておらず Fisher et al. (2007) が指摘した 'passive-roof' の変形を確認するには至らなかった。

前述の通り、下部海溝斜面域と forearc high 地域の構造的な枠組みは極端に異なっている。現在の付加体から成る下部海溝斜面域は海水に富んだ堆積物が付加しているため、デコルマ面およびディタッチメント断層部分などでの摩擦が小さいことに起因して陸側フェルゲンツが形成されている。一方、古い逆断層と褶曲で構成される古い付加堆積層からなる forearc high 地域は海側フェルゲンツが形成されている。したがって、上部海溝斜面域から forearc high 地域間の地質体の変形フロント近傍に位置していた時期には、陸側傾斜断層を伴う海側フェルゲンツが発達していたと考えられる。現代と過去の間、海溝堆積物間の違いは沈み込む堆積物の間隙水含有量により概ねコントロールされると考えられる。スマトラ北西部沖のスンダ海溝域とは対照的に、ニアス島沖のスンダ海溝域では海洋地殻上の高まりによりタービダイト堆積物の南側への運搬が阻害されるため、陸側傾斜断層が卓越する海側フェルゲンツが発達している(Dean et al., 2010)。McNeill and Henstock (2014) および Moeremans et al. (2014) はスンダ海溝沿いにて行われた複数の反射法地震探査および海底地形調査結果を示し、陸側フェルゲンツの構造の

分布が全域に存在するのではなく、一部の地域に限られることを指摘した。McNeill and Henstock. (2014) では、陸側フェルゲンツの形成要因に前出の2つ以外に沈み込むプレートの形状も要因であると指摘している。これまで述べてきたように、海溝域での陸側フェルゲンツは非常に特異な例である。したがって、以前は forearc high 地域のような陸側傾斜断層が支配する海側フェルゲンツが形成されていたが、海溝域の堆積物がニコバル海底扇状地起源の水を多く含んだ堆積物が堆積したことに起因して「低い底面摩擦」が生じ、構造が海側傾斜断層からなる陸側フェルゲンツの構造に変化したことが示唆される。

5-2. 新しい変形について

Piggyback basinはforearc high地域のリッジ間に位置している。西ニアス島沖のforearc high地域に位置する類似した海盆は単に斜面堆積盆 (slope basin) として記載されている(Stevens and Moore, 1985)。これらの堆積盆の年代や堆積物の起源に関しては今回の反射断面だけで議論することは難しい。本地域の堆積盆は陸域や浅海域の堆積物供給源と隔離されている。Patton et al. (2013) では、本地域の堆積盆に類似するスマトラ北西部沖の海溝斜面域中の斜面堆積盆の堆積物供給源に関して、海溝斜面部分から堆積物が供給されていると指摘している。Line 1のCMP#8460-#8880部分の堆積盆では堆積層中にカオティック層の存在が認められる(Fig. 4-2-1-2)。このカオティック層は、斜面崩壊に起因して堆積盆に流れ込んだ崩壊堆積物の痕跡であると考えられる。したがって、堆積盆を構成する碎屑物の起源はリッジから侵食もしくは崩壊により供給された物質、特に海底地すべり起源の物質である可能性が高い。

Forearc high 地域の piggyback basin のほとんどで、堆積層の最上部の反射面は海底面に平行であり、かつ水平である(Fig. 4-3-2-4)。しかしながら、piggyback basin のいくつかで、堆積層の最表層部分、つまり最近堆積した部分に変形が認められた(Fig. 4-3-2-5)。Fig. 4-3-2-6 の最近の変形の分布域に注目すると、特に Middle Thrust 周辺に集中的に変形域が分布している。調査域の北部に当たる Line 1~Line 5 部分の Middle Thrust 沿いの piggyback basin において、堆積層最表層部の変形、つまり最近の変形は Line 3 でのみ認

められた。調査域の中部から南部に掛けての地域 (Line 6 ~ Line 14) において、最近の変形は Middle Thrust 沿いの複数の堆積盆にて認められた。特に、海底面および piggyback basin の最表層部の変形は Line 12c および Line 13 で Middle Thrust 周辺で明瞭に認められた。さらに、比較的新しい斜面崩壊地形も海底地形図中の Middle Thrust が Line 8 と交差する部分で認められている (Hirata et al., 2010) (Fig. 4-3-2-5)。このような斜面崩壊は最近の断層活動によって引き起こされた可能性がある。本地域で最近発生した巨大地震は 2004 年スマトラ島沖地震である。したがって、2004 年の巨大津波、特にアチェを襲った波高 20 m を超える巨大津波は大規模な海底地殻変動により生じたことは確実であり、それに相当する海底表層で認められる変形は Middle Thrust 周辺以外には該当するものがないと考えられる。さらに、Sibuet et al. (2007)により指摘された Upper Thrust 周辺では最近の変形は認められず、かつ Lower Thrust 沿いの 1 箇所のみである。以上より、本研究では Middle Thrust が forearc high 地域の主な分岐断層の中で現在に近い時期で最も活動的であったと結論づけることができる。

Forearc high 地域の中で、下部海溝斜面域と Middle Thrust 間の地域、および Middle Thrust と Upper Thrust 間の地域のいくつかの堆積盆において堆積層最表層部の変形が認められている (Fig. 5-2-1)。これらの最近生じたと見られる変形のうち、いくつかは 2004 年の地震イベントの際に形成された可能性が考えられる。また、変形はスンダ海溝でのプレート沈み込みに起因した短縮変形による効果も原因の 1 つとして考えられる (Fisher et al., 2007)。下部海溝斜面域の新しい変形は、2004 年の地震時の変形フロント部分の変動の影響を受けていると考えられる。一方、forearc high 地域中の Middle Thrust と Upper Thrust 間で見られた変形は、周囲に類似した変形が認められない単一の変形構造であることから、プレート沈み込みに伴う短縮変形に起因している可能性が高いと考えられる。

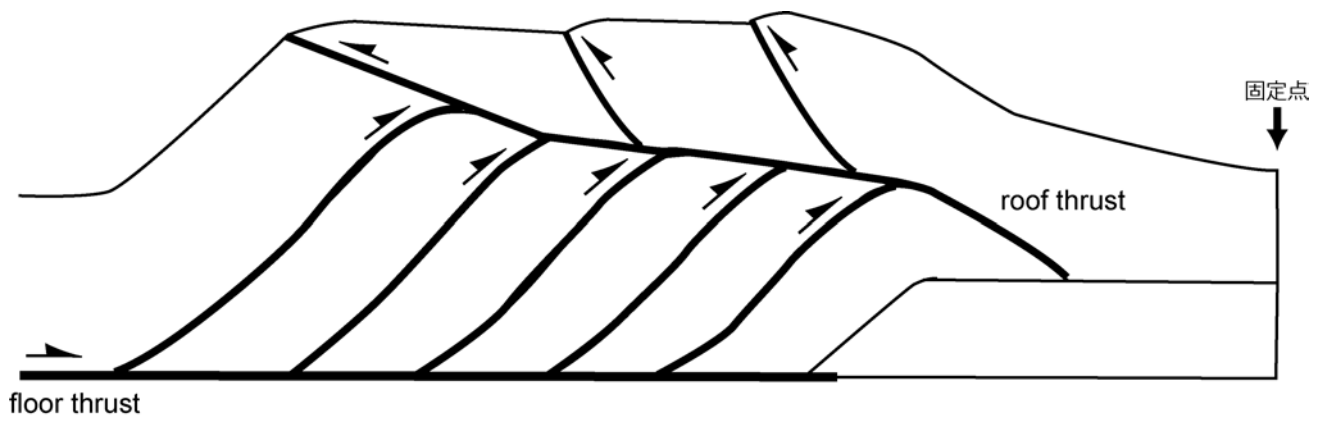


Fig. 5-1-1

passive roof 構造の模式図

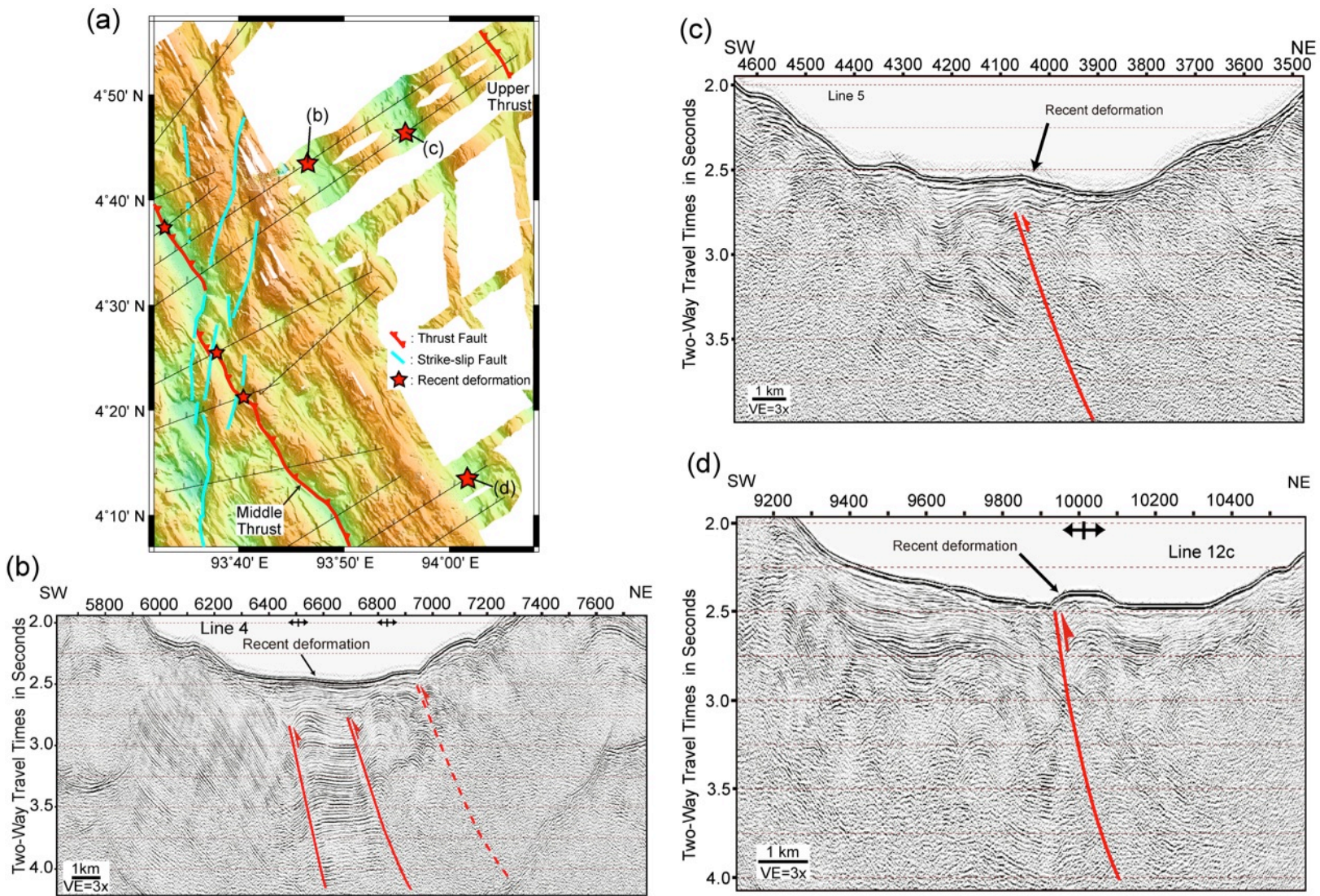


Fig. 5-2-1 Middle Thrust-Upper Thrust 間で認められた新しい変形

(a) Middle Thrust-Upper Thrust 間で認められた新しい変形の分布図, (b) Line 4 の CMP#7050-#6200 区間の堆積盆最表層部に認められた新しい変形の拡大図, (c) Line 5 の CMP#3800-#4430 区間の堆積盆最表層部に認められた新しい変形の拡大図, (d) Line 12C の CMP#9350-#10340 区間の堆積盆最表層部に認められた新しい変形の拡大図である. また, (b), (c), (d)で示した堆積盆最表層部の新しい変形の位置は(a)図中に示す.

6. 結論

本研究では高解像度反射法地震探査記録および海底地形データを使用してスマトラ北西部沖の断層および褶曲の詳細な分布を明らかにした。海溝にほぼ平行なリッジは海溝斜面域から forearc high 地域の間分布している。本研究では、スマトラ前弧域で異なる2種類のフェルゲンツの存在を確認した (Fig. 6-1)。海溝斜面域は陸側フェルゲンツが支配し、forearc high 地域は海側フェルゲンツが構造を支配している。下部海溝斜面域では、海側傾斜断層とその断層に伴う背斜構造の存在を明らかにした。それらの断層および褶曲はスダ海溝に沿った付加体の成長に重要な役割を果たしていると考えられる。forearc high 地域では、陸側傾斜断層が構造を支配し、それらの断層はリッジの海側縁辺部に北北西-南南東走向をもって分布する。また、Sibuet et al. (2007) によって定義された主要なプレート境界断層から分岐した断層 (Main Thrust, Lower Thrust, Middle Thrust, および Upper Thrust) は反射法地震探査記録および海底地形図上でも明瞭に認められた。さらに、本地域は背斜構造から構成されるリッジが非常に発達している。これらのリッジはインド-オーストラリアプレートの沈み込みに伴い発生した圧縮応力に起因して形成されたと考えられる。forearc high 地域のリッジ間に多数の piggyback basin が存在する事が確認できた。一部の Piggyback basin の堆積層最表層部に変形が認められ、これらの新しい変形は主に Middle Thrust 沿いの堆積盆で認められた。この結果は Middle Thrust が最近活動的であった事を示し、2004年の地震時に新しい変形が形成された可能性を強く示唆する。したがって、上記の結果は Hirata et al. (2008, 2010)により提案された第5仮説を支持する結果であると考えられる。

本研究では高解像度マルチチャンネル反射法地震探査により海底変動域の特定を行う事ができた。今回スマトラ北西部沖で認められた「最近の変形」が実際に2004年の地震時に形成されたかは今後より詳細な海洋地質・海洋底地球物理学的調査を実施して検討する必要がある。特に、地震探査の発振および受信を海底近傍で行い海底下浅層部の高解像度記録を取得する調査、および表層堆積物採取などから若い堆積層の変形を捉え、それに年代を入れる作業を実施することが必要である。また、スマトラ北西部沖 forearc high 地域の堆積盆の堆積速度を算出すること、つまり堆積盆中の堆積層に年代を

入れる作業は、今後の反射断面を用いた断層の活動度を定量的に議論する場面でも必要であると考えられる。各断層の活動度を定量的に議論するためにも、スマトラ北西部沖の forearc high 地域の各堆積盆にてピストンコアリングによる充填堆積物の採取が必要である。

本研究の成果は、他のプレート沈み込み帯に分布する海溝型巨大地震発生帯での既存の反射法地震探査データに対して本研究手法を適用することで最近活動した断層を特定できると考えられる。現在の地下構造探査の主流であるプレート境界などの深部を対象とした反射法地震探査ではなく、浅層部分を対象とした高分解能マルチチャンネル反射法地震が地震時に活動した断層の特定に有用であることを再認識させられる結果である。これらの結果は、今後発生が予期される海溝型巨大地震に伴い発生する巨大津波への津波の津波モデル構築や津波被害想定をする上で重要な要素となり、津波による被害想定に寄与するものと考えられる。

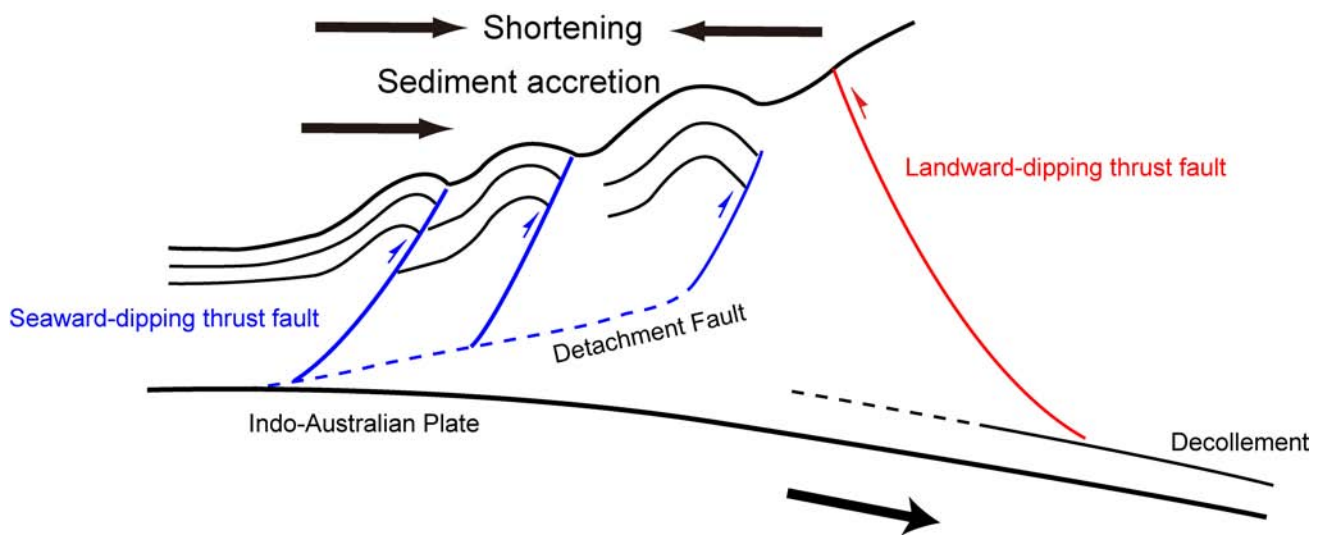


Fig.6-1 スマトラ北西部沖の地質構造の概念図

引用文献

- Ammon, C. J., Ji, C., Thio, H. K., Robinson, D., Ni, S., Hjorleifsdottir, V., Kanamori, H., Lay, T., Das, S., Helmberger, D., Ichinose, G., Polet, J., and Wald, D., 2005. Rupture process of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake. *Science*, 308(5725), 1133-1139.
- Adam, J. Klaeschen, D., Kukowski, N., and Flueh, E., 2004. Upward delamination of Cascadia Basin sediment infill with landward frontal accretion thrusting caused by rapid glacial age material flux. *Tectonics* 23, 3, TC3009 DOI: 10.1029/2002TC001475.
- Araki, E., Shinohara, M., Obana, K., Yamada, T., Kameda, Y., Kanazawa, T., and Suyehiro, K., 2006. Aftershock distribution of the December 26, 2004, Sumatra-Andaman earthquake from ocean bottom seismographic observations, *Earth Planets Space* 58, 113–119.
- Berglar, K., Gaedicke, C., Franke, D., Ladage, S., Klingelhoefer, F., and Djajadihardja, Y.S., 2010. Structural evolution and strike-slip tectonics off north-western Sumatra. *Tectonophysics*, 480(1), 119-132.
- Byrne, T. and Hibbard, J., 1987. Landward vergence in accretionary prisms: The role of the Backstop and thermal history. *Geology*, 15, 1163–1167.
- Chauhan, A.P., Singh, S.C., Hananto, N.D., Carton, H., Klingelhoefer, F., Dessa, J.X., Permana, H., White, H.J., Graindorge, D., and SumatraOBS Scientific Team., 2009. Seismic imaging of forearc backthrusts at northern Sumatra subduction zone. *Geophysical Journal International*, 179(3), 1772-1780.
- Curry, J.R., and Moore, D.G., 1974. Sedimentary and Tectonic Processes in the Bengal Deep-Sea Fan and Geosyncline. In Burk, C.A. and Drake, C.L. (eds.), *The Geology of Continental Margins*, Springer-Verlag, New York, 617-627.
- Dean, S.M., McNeill, L.C., Henstock, T.J., Bull, J.M., Gulick, S.P.S., Austin, J.A., Bangs, N.L.B., Djajadihardja, Y.S., and Permana, H., 2010. Contrasting Décollement and Prism Properties over the Sumatra 2004-2005 Earthquake Rupture Boundary. *Science* 329, 207-210.
- Fitch, T.J., 1972. Plate convergence, transcurrent fault, and internal deformation adjacent to

- Southern Asia and the Western Pacific. *Journal of Geophysical Research*. 77, 4432-4460.
- Fisher, D., Mosher, D., Austin, J.A., Gulick, S.P.S., Masterlark, T., and Moran, K., 2007. Active deformation across the Sumatran forearc over the December 2004 M (W) 9.2 rupture. *Geology* 35, 99-101.
- Fujii, Y., and Satake, K., 2007. Tsunami source of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake inferred from tide gauge and satellite data. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 97:S192–207
- Fujiwara, T., Kodaira, S., No, T., Kaiho, Y., Takahashi, N., and Kaneda, Y., 2011. The 2011 Tohoku-Oki earthquake: Displacement reaching the trench axis. *Science*, 334(6060), 1240-1240.
- GEBCO., 2014. General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO). [http: www.gebco.net](http://www.gebco.net)
- Goldfinger, C., Kulm, L.D., and Yeats, R.S., 1992. Neotectonic map of the Oregon continental margin and adjacent abyssal plain. Portland, Oregon Department of Geology and Mineral Industries Open-File Report O-92-4, scale 1:500,000.
- Goldfinger, C., Kulm, L.D., Yeats, R.S., Hummon, C., Huftile, G.J., Niem, A.R., Fox, C.G., and McNeill, L.C., 1996. Oblique strike-slip faulting of the Cascadia submarine forearc: The Daisy bank fault zone off central Oregon. In: Bebout, G.E., Scholl, D., Kirby, S., Platt, J.P., eds., *Amer. Geophys. Union Geophys. Monograph* 96, 65-74pp.
- Graindorge, D., Klingelhoefer, F., Sibuet, J.C., McNeill, L., Henstock, T.J., Dean, S., Gutscher, M.A., Dessa, J.X., Permana, H., Singh, S.C., Leau, H., White, N., Carton, H., Malod, J.A., Rangin, C., Aryawan, K.G., Chaubey, A.K., Chauhan, A., Galih, D.R., Greenroyd, C.J., Laesanpura, A., Prihantono, J., Royle, G., and Shankar, U., 2008. Impact of lower plate structure on upper plate deformation at the NW Sumatran convergent margin from seafloor morphology. *Earth and Planetary Science Letters*. 275, 201-210.
- Gulick, S.P.S., Meltzer, A.M., and Clarke Jr., S.H., 1998. Seismic structure of the southern Cascadia subduction zone and accretionary prism north of the Mendocino triple junction. *Journal of Geophysical Research*. 103, 27207–27222.
- Gulick, S.P.S., Austin, J.A., McNeill, L.C., Bangs, N.L.B., Martin, K.M., Henstock, T.J., Bull,

- J.M., Dean, S., Djajadihardja, Y.S., and Permana, H., 2011. Updip rupture of the 2004 Sumatra earthquake extended by thick indurated sediments. *Nature geosciences* 4, 453-456.
- Hanson, J.A., Reasoner, C.L., and Bowman, J.R., 2007. High-frequency tsunami signals of the great Indonesian earthquakes of 26 December 2004 and 28 March 2005. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(1A), S232-S248.
- Henstock, J.T., McNeill, L.C., and Tappin, D.R., 2006. Seafloor morphology of the Sumatran subduction zone: surface rupture during megathrust earthquakes. *Geology* 34, 485–488.
- Hirata, K., Satake, K., Tanioka, Y., Kuragano, T., Hasegawa, Y., Hayashi, Y., and Hamada, N., 2006. The 2004 Indian Ocean tsunami: Tsunami source model from satellite altimetry. *Earth Planets and Space*, 58(2), 195.
- Hirata, K., Hanson, J.A., Geist, E.L., Seno, T., Soh, W., Fujiwara, T., Miller, C., Machiyama, H., Araki, E., Arai, K., Watanabe, K., Seeber, L., Djajadihardia, Y.S., Burhanuddin, S., Kemal B.M., Hananto, N.D., Kurnio, H., Anantasena, Y., and Suyehiro, K., 2008. A new model for the unusual tsunami generation off northwest Sumatra during the 2004 Sumatra-Andaman earthquake. 2008 AOGS meeting, SE81-D5- AM1-102-001.
- Hirata, K., Permana, H., Fujiwara, T., Udrek, Gaffer, E.Z., Kawano, M., Djajadihardia, Y.S., and Arai, K., 2010. Geological evidence of the fifth model for the tsunami generation in ocean floor off northwest Sumatra during the 2004 Sumatra-Andaman earthquake. 2010 AGU fall meeting, T11B-2090.
- Hirata, K., Permana, H., Fujiwara, T., Udrek, Gaffer, E.Z., Kawano, M., and Djajadihardia, Y.S., 2012. Detailed bathymetric features in the outer-arc high off the northwest Sumatra - results from KY09-09 cruise -. JAMSTEC Report of Research and Development 15, 1-11.
- Indonesia Tsunami survey team, 2005. http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/namegaya/sumatera/surveylog/survey_results.htm
- 狩野謙一・村田明広, 1999. 構造地質学. 朝倉書店, 298p.p.
- Kodaira, S., No, T., Nakamura, Y., Fujiwara, T., Kaiho, Y., Miura, S., Takahashi, N., Kaneda, Y., and Taira, A., 2012. Coseismic fault rupture at the trench axis during the 2011

- Tohoku-oki earthquake. *Nature Geoscience*, 5(9), 646-650.
- Lay, T., Kanamori, H., Ammon, C.J., Nettles, M., Ward, S.N., Aster, R.C., Beck, S.L., Bilek, S.L., Brudzinski, M.R., Butler, R., DeShon, H.R., Ekstrom, G., Satake, K., and Sipkin, S., 2005. The great Sumatra-Andaman earthquake of 26 December 2004. *Science* 308, 5275, 1127-1133.
- Lin, J.-Y., LePichon, X., Rangin, C., Sibuet, J.-C., and Maury, T., 2009. Spatial aftershock distribution of the 26 December 2004 great Sumatra-Andaman earthquake in the northern Sumatra area, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 10, Q05006, doi:10.1029/2009GC002454.
- MacKay, M.E., Moore, G.F., Cochrane, G.R., Moore, J.C., and Julm, L.D., 1992. Landward vergence and oblique structural trends in the Oregon margin accretionary prism, implications and effect on fluid flow. *Earth and Planetary Science Letters*. 109, 477–491.
- McNeill, C.L. and Henstock, J.T., 2014. Forearc structure and morphology along the Sumatra-Andaman subduction zone. *Tectonics*, 33, doi:10.1002/2012TC003264.
- Misawa, A., Hirata, K., Seeber, L., Arai, K., Nakamura, Y., Rahardiawan, R., Udrek, Fujiwara, T., Kinoshita, M., Baba, H., Kameo, K., Adachi, K., Sarukawa, H., Tokuyama, H., Permana, H., Djajadihardja, Y.S., and Ashi, J., 2014. Geological structure of the offshore Sumatra forearc region estimated from high-resolution MCS reflection survey. *Earth and Planetary Science Letters*, 386, 41-51.
- Moeremans, R., Singh, S. C., Mukti, M., McArdle, J., and Johansen, K., 2014. Seismic images of structural variations along the deformation front of the Andaman–Sumatra subduction zone: Implications for rupture propagation and tsunamigenesis. *Earth and Planetary Science Letters*. 386, 75-85.
- Moore, G.F., and Karig, D.E., 1976. Development of sedimentary basins on the lower trench slope. *Geology* 4, 637-637.
- Moore, G.F., and Curray J.R., 1980. Structure of the Sunda Trench lower slope off Sumatra from Multichannel Seismic-Reflection data. *Marine Geophysical Research* 4, 319-340.
- Moore, G.F., Curray, J.R., Moore, D.G., and Karig, D.E., 1980. Variations in geologic structure

- along the Sunda Fore Arc, Northeastern Indian Ocean. In: Hayes, D.E., ed., *Amer. Geophys. Union Geophys. Monograph* 23, 145-160.
- Moore, G.F., Shipley, T.H., Stoffa, P.L., Karig, D.E., Taira, A., Kuramoto, S., Tokuyama, H., and Suyehiro, K., 1990. Structure of the Nankai Trough accretionary zone from multichannel seismic reflection data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 95(B6), 8753-8765.
- Mosher, D.C., Austin, J.A., Fisher, D., and Gulick, S.P.S., 2008. Deformation of the northern Sumatra accretionary prism from high-resolution seismic reflection profiles and ROV observations. *Marine Geology* 252, 89–99.
- Müller, R.D., Sdrolias, M., Gaina, C., and Roest, W.R., 2008. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(4), doi:10.1029/2007GC001743.
- Nakamura, Y., Kodaira, S., Miura, S., Regalla, C., and Takahashi, N., 2013. High - resolution seismic imaging in the Japan Trench axis area off Miyagi, northeastern Japan. *Geophysical Research Letters*, 40(9), 1713-1718.
- Patton, J. R., Goldfinger, C., Morey, A. E., Romsos, C., Black, B., Djadjahardja, Y., and Meltzner, A., 2013. Seismoturbidite record as preserved at core sites at the Cascadia and Sumatra-Andaman subduction zones. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13(4), 833-867.
- Park, J.-O., Tsuru, T., Kodaira, S., Cummins, P.R., and Kaneda, Y., 2002. Splay fault branching along the Nankai subduction zone. *Science* 297, 1157–1160.
- Permana, H., Hirata, K., Fujiwara, T., Udrek, Gaffer, E.Z., Kawano, M., and Djadjahardja, Y.S., 2011. Fault pattern and active deformation of outer arc ridge of northwest of Simeulue Island, Aceh, Indonesia, *Bulletin on Marine Geology, Indonesia*.
- Pietrzak, J., Socquet, A., Ham, D., Simons, W., Vigny, C., Labeur, R. J., Schrama, E., Stelling, G., and Vatvani, D., 2007. Defining the source region of the Indian Ocean Tsunami from GPS, altimeters, tide gauges and tsunami models. *Earth and Planetary Science Letters*, 261(1),

49-64.

Plafker, G., Nishenko, S., Cluff, L., and Syahril, M., 2006. The cataclysmic 2004 tsunami on NW Sumatra—Preliminary evidence for a near-field secondary source along the western Aceh Basin. *Seismological Research Letters* 77, 231.

Prawirodirdjo, L., and Bock, Y., 2004. Instantaneous global plate motion model from 12 years of continuous GPS observations. *Journal of Geophysical Research*. 109, B08405.

Stevens, S.H., and Moore, G.F., 1985. Deformational and sedimentary process in trench slope basins of the Western Sunda Arc, Indonesia. *Marine Geology* 69, 93-112.

Seeber, L., Mueller, C., Fujiwara, T., Arai, K., Soh, W., Djajadihardja, Y.S., and Cormier, M.H., 2007. Accretion, mass wasting, and partitioned strain over the 26 December 2004 Mw9.2 rupture offshore Aceh, northern Sumatra. *Earth and Planetary Science Letters*. 263, 16–31.

Seely, D.R., 1977. The significance of landward vergence and oblique structural trends on trench inner slopes. In: Talwani, M., Picman III, W.C. (Eds.), *Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins*. Maurice Ewing Series, 1, 187–198.

Seno, T., and Hirata, K., 2007. Did the 2004 Sumatra–Andaman earthquake involve a component of tsunami earthquakes? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(1A), S296-S306.

Sibuet, J.-C., Rangin, C., Le Pichon, X., Singh, S., Cattaneo, A., Graindorge, D., Klingelhoefer, F., Lin, J.Y., Malod, J., Maury, T., Schneider, J.L., Sultan, N., Umler, M., and Yamaguchi, H., 2007. 2004 great Sumatra-Andaman earthquake: Coseismic and post-seismic motions in northern Sumatra, *Earth and Planetary Science Letters*. 263, 88–103.

Sieh, K., and Natawidjaja, D.H., 2000. Neotectonics of the Sumatran Fault, Indonesia. *Journal of Geophysical Research*. 105, 28295–28326.

Singh, S.C., Hananto, N.D., and Chauhan, A.P.S., 2011. Enhanced reflectivity of backthrusts in the recent great Sumatran earthquake rupture zones, *Geophysical Research Letters*. 38, L04302.

Singh, S.C., Chauhan, A.P.S., Calvert, A.J., Hananto, N.D., Ghosal, D., Rai, A., and Carton, H.,

2012. Seismic evidence of bending and unbending of subducting oceanic crust and the presence of mantle megathrust in the 2004 Great Sumatra earthquake rupture zone. *Earth and Planetary Science Letters*. 321, 166-172.
- Smith, G., McNeill, L., Henstock, T.J., and Bull, J., 2012. The structure and fault activity of the Makran accretionary prism. *Journal of Geophysical Research*. 117, B07407.
- Soh, W., Machiyama, H., Hirata, K., Araki, E., Fujiwara, T., Suyehiro, K., and Djajadihardja, Y.S., 2005. Discovery of surface break of the earthquake fault that initiated the Great Indian Ocean Tsunami in the Sumatra Andaman earthquake of 26 December 2004. *Eos, Trans. AGU* 86 (52) Fall Meet. Suppl., U51B-06.
- 徐垣, 町山栄章, 荒井晃作, NT03-11乗船研究者一同., 2006. 2004年スマトラアンダマン地震で波源域となったスマトラ北部沖の海底 – ROV ハイパードルフィンが見た海底の崩壊 -. *月刊地球*, 号外57, 67-72.
- Subarya, C., Chlieh, M., Prawirodirdjo, L., Avouac, J. P., Bock, Y., Sieh, K., Meltzner, A.J., Natawidjaja, D.H., and McCaffrey, R., 2006. Plate-boundary deformation associated with the great Sumatra–Andaman earthquake. *Nature*, 440(7080), 46-51.
- Sultan, N., Cattaneo, A., Sibuet, J. C., and Schneider, J. L., 2009. Deep sea in situ excess pore pressure and sediment deformation off NW Sumatra and its relation with the December 26, 2004 Great Sumatra-Andaman Earthquake. *International Journal of Earth Sciences*, 98(4), 823-837.
- Sumner, E. J., Siti, MI., McNeill, L.C., Talling, P.J., Henstock, T.J., Wynn, R.B., Djajadihardja, Y.S., and Permana, H.. 2013. Can turbidites be used to reconstruct a paleoearthquake record for the central Sumatran margin? *Geology*, 41(7), 763-766.
- Wessel, P., and Smith, W.H.F., 1991. Free software helps map and display data, *EOS Trans. AGU*, 72, 441.

謝辞

本論文をまとめるにあたり、大学院博士課程在学中から本論文を執筆するに至るまで常に熱心に御指導を頂いた指導教員である芦寿一郎准教授には心から御礼申し上げます。筆者の至らなから研究が遅々として進まず、様々な面で多大なご迷惑をお掛けいたしました。また、就職後に学位論文を執筆する機会を頂き、常に暖かい激励を頂きました。

東京大学大学院新領域創成科学研究科の須貝俊彦教授、東京大学大気海洋研究所の山崎俊嗣教授、東京大学大学院理学系研究科の池田安隆准教授、産業技術総合研究所活断層・地震研究センターの阿部信太郎博士には、博士論文審査の副査として御審査を頂き、本論文に対して様々なコメントを頂戴いたしました。

本研究の共同研究者である防災科学技術研究所の平田賢治博士、産業技術総合研究所の荒井晃作博士、海洋研究開発機構の富士原敏也博士、同機構の中村恭之博士、同機構の木下正高博士、高知大学海洋コア研究センターの徳山英一特任教授、東海大学海洋学部の馬場久紀准教授、コロンビア大学ラモント・ドハティール地球研究所の Leonard Seeber 教授、インドネシア科学院の Haryadi Permana 博士、インドネシア・Marine Geological Research and Development Center の Riza Rahardiawan 氏、インドネシア・Agency for Assessment and Application of Technology (BPPT) の Udrek 博士、インドネシア・Bakosurtanal の Yusuf S. Djajadihardja 博士には大変お世話になりました。特に、防災科学技術研究所の平田賢治博士、産業技術総合研究所の荒井晃作博士、海洋研究開発機構の富士原敏也博士、およびコロンビア大学の Seeber 教授には、投稿論文作成に当り、様々な御指導を頂きました。修士課程の指導教員である高知大学の徳山英一特任教授には、修士課程時代から海洋地質学、特に反射法地震探査を用いた海底下地質構造研究の御指導を頂き、本研究にも多大なコメントを頂きました。学部時代の指導教員である海洋研究開発機構の木下正高博士には、筆者を海洋地質学研究に誘い、修士課程・博士課程と常に筆者の研究に対して激励および御支援を頂きました。

現在の勤務先である応用地質株式会社エンジニアリング本部ジオマネジメントセン

ターの応用探査，広域探査の両グループの皆様には，就職後の学位取得に対して御理解を頂き，業務工程など様々な面で御協力を頂きました。

東京大学大気海洋研究所海洋底科学部門の皆様には，在学中から大変お世話になりました。特に，海洋底地質学分野の皆様には今回の論文を取り纏めるに当り，御協力を頂きました。特に，海洋底科学部門の沖野郷子准教授，朴進午准教授，山口飛鳥助教，大村亜希子博士には研究に対しての様々な御意見・御議論を頂きました。大気海洋研究所共同利用共同研究推進センターの亀尾桂氏には，海洋観測作業の様々な技術を御指導頂きました。海洋底科学部門の金原富子氏には，修士課程入学時から研生活の様々な面でお世話になり，常に激励を頂きました。

大気海洋研究所の学生の皆様や研究を通して知り合った多くの先輩の皆様，後輩の皆様，そして友人の皆様には，常日頃から沢山の刺激を頂きました。大気海洋研究所一階で寿司屋「お魚倶楽部・はま」を経営されている濱弘泰氏には修士課程の時代からお世話になり，博士課程，そして就職後も常に筆者の事を応援して下さいました。

最後に，両親である父・三澤良文博士，母・サユリには，博士課程への進学を許し，海洋地質の研究をする機会を与えて下さいました。特に，海洋地質学の研究者である父・三澤良文博士には，研究に対して常に厳しい意見，様々な場面で助言を頂きました。

以上，これまで様々な形で筆者を支えてくださった方々に対し，ここに記して感謝の意を表します。

本論文中の海底地形図等の作成には，ハワイ大学提供の GMT(The Generic Mapping Tools: Wessel and Smith, 1991)を使用いたしました。