

博士論文（要約）

論文題目 三次元地震探査記録を用いた超緩斜面における
大規模海底地すべりの構造解析
- 過去 600 万年にわたる下北半島沖の例 -

(3D structural analysis of ultra-low-angle submarine landslides for
the last 6 million years off Shimokita Peninsula, Northeast Japan)

氏名 中村 祐貴

目次

第 1 章 序章	
1-1 海底地すべりについて	2
1-2 地すべりの分類	3
1-3 地質的背景	4
1-4 地すべりの既往研究と本研究の目的	5
第 2 章 データおよび手法	
2-1 使用データと反射法地震探査	13
2-2 解析手法	
2-2-1 地すべり体の認定基準	15
2-2-2 地すべり体の滑動方向と体積の推定	16
2-2-3 サイスマックアトリビュート	17
2-2-4 年代モデル	20
第 3 章 結果	
3-1 反射断面に見られる地すべりの構造	31
3-2 メタンハイドレート BSR の分布	37
3-3 地すべり体の滑動方向と体積	38
第 4 章 考察	
4-1 地すべりの発生メカニズム (素因)	
4-1-1 構造運動	76
4-1-2 物理特性	77
4-2 地すべりの発生メカニズム (誘引)	78
4-3 世界における下北半島沖地すべりの位置づけ	81
4-4 本研究の新規性について	82
第 5 章 まとめ	92
謝辞	94
引用文献	95

第 1 章 序章

本博士論文中、1 章（原本の p.12）の部分は、Journal of Geophysical Research 誌に掲載等の形で刊行される予定であるため、インターネットでの公表をすることができません。

1-1 海底地すべりについて

海底地すべりは、海底における堆積物の重要な運搬プロセスの1つであり、さらに海底や沿岸のインフラを破壊するとともに、大規模な場合には津波を発生させる危険性がある。現在、海底には多数の資源輸送用のパイプラインや通信用・電源供給用のケーブルが敷設されており、これらが破壊されることによる社会や経済への影響の大きさは計り知れない (Heezen and Ewing, 1952; Hsu, 2008 など)。また、1998年に約2,000人の犠牲者が生じたパプアニューギニアの津波 (Borrero et al., 2001) は海底地すべりが原因であると言われており、2011年の東日本大震災も海底地すべりが津波の規模を増大させたと考えられている (Tappin et al., 2014)。このように海底地すべりは海洋域で発生するジオハザードのうち、その社会への影響の大きさから近年注目されている。

海底地すべりが「なぜ起きるのか」「次いつ起きるのか」「どの程度の規模なのか」と言った点は重大な関心事であり、そうした将来予測のためのモデリングには、過去のデータを蓄積することが必要となる。海底地すべりは陸棚斜面 (池原ほか, 1990; McAdoo et al., 2000)、海底火山 (Krastel et al., 2001)、フィヨルド (Fritz et al., 2009)、河川デルタ (Prior and Coleman, 1978) など様々な場所で発生することが報告されているが、実際に地震探査などを行わないと、どこが滑ったかは分からない。また、古い時代の地すべりは、削剥や変形などの影響で記録が残っていないことが多く、1地点における長期記録自体が少ないといった問題点もある。発生周期についても氷河サイクルに起因するイベント (Grall et al., 2014) を除けば、あまり議論が進んでいない。こうした背景から、海底地すべりは自然災害の分野における重要な研究テーマに位置づけられ、国際深海科学掘削計画 (以下、IODP) は2013~2123年の科学計画の1つに「海底地すべりのメカニズム解明」を掲げている (IODP Management International, 2011)。

海底地すべりの特徴として、まず規模の大きさが挙げられる。南アフリカ沖の Agulhas slide は約20,000 km³ (Dingle, 1977)、ノルウェー沖の Storegga slide は5,000 km³以上 (Kenyon, 1987 など) と言われており、陸上で発生する地すべりが最大規模のもので26 km³ (Crandell et al., 1984) であることを考えると、オーダーが大きく異なる (日本では約10万年前に発生した八ヶ岳の葦崎岩屑雪崩が9 km³を記録している [井口, 2006])。次に、海底地すべりは必ずしも急斜面で発生するというわけではない。山間部で発生する

土砂崩れのような地すべりとは異なり、海底地すべりはミシシッピ川デルタでは 0.01° (Prior and Coleman, 1978) , アラスカ湾沖の陸棚では 0.5° (Calson, 1978) など、安息角を下回る非常に傾斜が緩やかでほぼ平坦な地形でも発生することが報告されている。北大西洋の縁辺部や周辺海域の地すべり記録をデータベース化し、統計的な考察を行った Hühnerbach et al. (2004) は、斜面傾斜角の大きさは規模の決定要因ではないことを示した。こうした海底地すべりの発生要因としては、地震活動 (Fine et al., 2005 など) , 火山活動 (Moore et al., 1989; Masson et al., 2002) , メタンハイドレートの分解 (Sultan et al., 2004) , 海水準変動 (Weaver and Kuijpers, 1983) , 堆積物の供給過多 (Assier-Rzadkiewicz et al., 2000) などが挙げられ、いずれも堆積物中の間隙水圧の上昇による地盤の不安定化が関係しているとされる。また、人間活動が海底地すべりの発生に関わった事例としては 1979 年のフランス・ニース海上空港の建設に伴う崩壊の事例 (Assier-Rzadkiewicz et al., 2000) がある。

1-2 地すべりの分類

Landslide は、1992 年に国際地すべり目録委員会によって、“The movement of a mass of rock, debris, or earth down a slope”と定義されている。つまり、地すべり・崖崩れ・土石流など「重力による斜面変動現象の総称」であり、個々の形態や性状は異なる。発生機構や堆積物の違いを理解し、分類を行うことは防災について考える際にも重要であるため、これまで多くの研究者が地すべりの分類を行ってきた (図 1) 。

陸上の地すべりについては、Sharpe (1938) が物質 (Earth/Rock) , 動き (Slip/Flow) , 速度 (Slow/Very rapid) , 様態 (Water/Ice) といった体系的な分類を初めて行い、後の Hutchinson や Varnes の研究の基となった。Skempton and Hutchinson (1969) は Falls, Rotational slides, Translational Slides, Flows といった形態的特徴による分類を行い (図 2) , Carson and Kirkby (1972) は速度と含水率を基準に Flow, Slide, Heave の 3 種類に分類を行い、Brunsden (1973) は Depth/Length, Vertical interval/Horizontal extent, Angle といったサイズ比を基に分類を行い、Varnes (1978) によって運動様式の区分 (Fall, Topple, Slide, Spread, Flow) と物質の区分 (Rock, Soil, Earth, Mud, Debris) の組み合わせにまとめられた。また、Hunt (1984) によって重力の影響で長時間・低速度で下方に移動する Creep, Hutchinson (1988) によって地すべりの前現象で

ある Sagging という新しい概念についても言及された。

海底の地すべりについては, 1970 年代以降に Middleton and Hampton (1973), Nardin et al. (1979), Lowe (1982) などによって重力流の分類が試みられたが, その分類は mass flow か turbidity current かという大別のみで, 崩壊イベント中の変化(例えば slide から turbidity current へ)を考慮していなかった. その後, Mulder and Cochonat (1996) や Shanmugam (1996) が崩壊イベント中に生じる複雑な変化のプロセスについて考察を行った. 海底地すべりに関する各用語については Hampton et al. (1996) や Mulder and Alexander (2001) などが説明している.

1-3 地質的背景

本研究海域である青森県下北半島沖は, 北海道の石狩・日高堆積盆から茨城県の常盤沖堆積盆まで南北に続く長大な前弧海盆中の三陸沖堆積盆に位置し (大澤ほか, 2002), 太平洋プレートが東北日本弧に 10 cm/年の速度で沈み込んでいる (von Huene et al., 1982). 海底の平均斜度は約 0.6° と非常になだらかであり, 東方の日本海溝に向けて緩やかな傾斜をなす海域である (図 3). 寒流と暖流が混じり合う場所であるため生物生産性が高く, 堆積速度も約 62 cm/1000 年と速い (黒柳ほか, 2006; 青池ほか, 2010; 堂満ほか, 2010). また, 深海掘削の結果, 半遠洋性堆積物が支配的であることが分かっている (Inagaki & Hinrichs, 2010). 層序については, 三陸沖堆積盆の基盤はジュラ系付加体であり, 下部・中部白亜系がジュラ系付加体を覆って分布する (図 4) (天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1992). 基礎試錐「三陸沖」によると, 白亜系は暁新統に不整合で覆われ, その上位に厚い中部始新統が堆積する (大澤ほか, 2002). 白亜系と始新統の堆積層は, 後期始新世に生じた太平洋プレートの運動方向の変化に起因する褶曲運動とそれに続く削剝の影響を受け, 大規模な傾斜不整合が形成された (丸山・瀬野, 1986; 大澤ほか, 2002). この傾斜不整合面の地質年代については大澤ほか (2002) によって後期漸新世であるとされている. その上位約 1,000 m にはオンラップ不整合面が位置するが, 独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構 (以下, JOGMEC) の基礎物理探査「三陸沖 3D」の報告書 (2009) では日本海拡大に伴って形成された中期中新世の不整合と推定されている. そして, この中新世の不整合より上位の地層は, さらに上位の第四系の不整合によってオンラップで覆われている. 大きな特徴としては, 中新世の不整合面

より下位層のみ正断層に切られ、上位層は断層変位を受けていない。また、中新世の不整合より上位の地層は三陸沖堆積盆から北に向かって多数の地すべり層を狭在しつつ厚さを増加させる。下北八戸沖石炭層生命圏掘削調査 (IODP Exp. 337) における掘削点 C0020A の堆積物記録によれば、中新統から鮮新統への移行期に珪藻や海綿骨針の含有量が急増しており、堆積環境が Shelf から Offshore に移行したと考えられる (図 5)

(Inagaki et al., 2012) . そのことは、堆積物中から陸上植物起源の指標でもある褐炭や大陸棚に分布する海緑石の含有量が減少した時期に、珪藻や海綿骨針などの海起源の含有量が増加したことからも伺える。

1999 年の基礎試錐「三陸沖」では天然ガスの産出に成功しており (大澤ほか, 2002) , 最上部白亜系-中部始新統の堆積層 (基礎試錐「三陸沖」の B1, B2 層) には石炭層も見られることから (大澤ほか, 2002; Inagaki et al., 2012) , 北海道の勇払油・ガス田と併せて高い石油・ガスのポテンシャルがある海域であると考えられる (図 3) . また、同海域は小谷ほか (2007) によって海底下浅部に SMI (硫酸塩-メタン境界) が報告されていることから、高いメタンフラックスも推定される。メタンハイドレートと地すべりの関係については、本研究海域の北側に位置する日高沖でも論じられている (Noda et al., 2013) . 同様に、地震探査記録中にもメタンハイドレートによる海底疑似反射面 (BSR) や高振幅反射帯が見られ、フリーガスやメタンハイドレートの存在が示唆された (Taira et al., 2005) (図 6) .

1-4 地すべりの既往研究と本研究の目的

日本周辺でも海底地すべりの研究は行われているが、その取り組みの多くは地震や津波と関連付けてのものである (南海トラフでは Strasser et al., 2011; Moore & Strasser, 2016, 日本海では Ikehara et al., 1990; Abe et al., 2008 など) .

三陸沖の海域では、1970 年代から地震探査や掘削が行われてきた。地震探査については、1973 年から新西日本石油開発 (株) によって基礎物理探査「下北-北上」が取得されたのを始め、1977 年には帝国石油 (株) とガルフオイル (株) によって基礎物理探査「下北-東海沖」といった二次元地震探査記録が取得された。また、2002 年には独立行政法人海洋研究開発機構 (以下、JAMSTEC) により、八戸沖 2D という二次元地震探査が実施されている。そして、2008 年度から 2010 年度にかけて三次元の基礎物理探査「三陸沖

3D」「三陸沖北西 3D」「三陸沖東方 3D」が相次いで取得された(図 7)。その他、多くの民間による地震探査記録も存在する。掘削については、帝国石油(株)とガルフオイル(株)によって 1977 年と 1978 年に久慈沖 1X と八戸沖 1X が行われ、石油公団によって 1999 年に基礎試錐「三陸沖」が行われた。また、2005~2006 年にかけて JAMSTEC によって下北半島東方沖掘削試験が行われ、2012 年には IODP による下北八戸沖石炭層生命圏掘削調査 (IODP Exp. 337) も実施されている(図 3)。

森田ほか(2011)は、下北半島沖の三次元地震探査データ(基礎物理探査「三陸沖 3D」)を解析し、鮮新統以浅の地層に多数の大規模海底地すべり層を認定した。地すべりは鮮新統以浅の地層に顕著であり、それより深部では見られない。地すべりは非常に傾斜の緩やかな陸棚斜面において、円弧すべりではなく、層面すべりの形をとる。地すべり体の詳細な構造については、次章の解析手法内で説明を付け加える。

来るべき南海トラフの巨大地震が発生すると、地震動による直接的な被害だけでなく、関東地方から九州まで津波の襲来が想定されるという報告もあるように(内閣府, 2012)、地震の頻度の高い日本においては地震や津波の研究は非常に重要である。しかし、2011 年の東日本大震災の際、海底地すべりが津波の規模を増大させたと考えられている(Tappin et al., 2014) ことから、海底地すべりの研究も同様に沿岸域の防災を考える上では必須であると言える。その一方で、土砂崩れのような陸上の地すべりとは異なり、海底地すべりは地震探査を行わなければ崩壊個所の特定も困難であり、削剥などの影響で古い記録は残っていないことも多く、1 地点における長期記録が得にくいという問題もある。同時に、過去の記録を長期にわたって追跡することが困難であることが、メカニズムの解明を阻害する要因であるとも考えられる。下北半島沖では多くの地震探査や掘削調査が実施されていることから、本研究では下北半島沖の陸棚斜面に広がる海底地すべりの規模・方向・年代を解析し、その形成様式や発達の時空間分布の変化を明らかにすることを目的としている。過去に発生した地すべりの規模・滑動方向・頻度などの基礎的な情報を集約することは重要であり(ten Brink et al., 2006; Chaytor et al., 2009)、相関や傾向などが明らかになれば、将来予測の精度は向上し、沿岸域の減災にも寄与する。

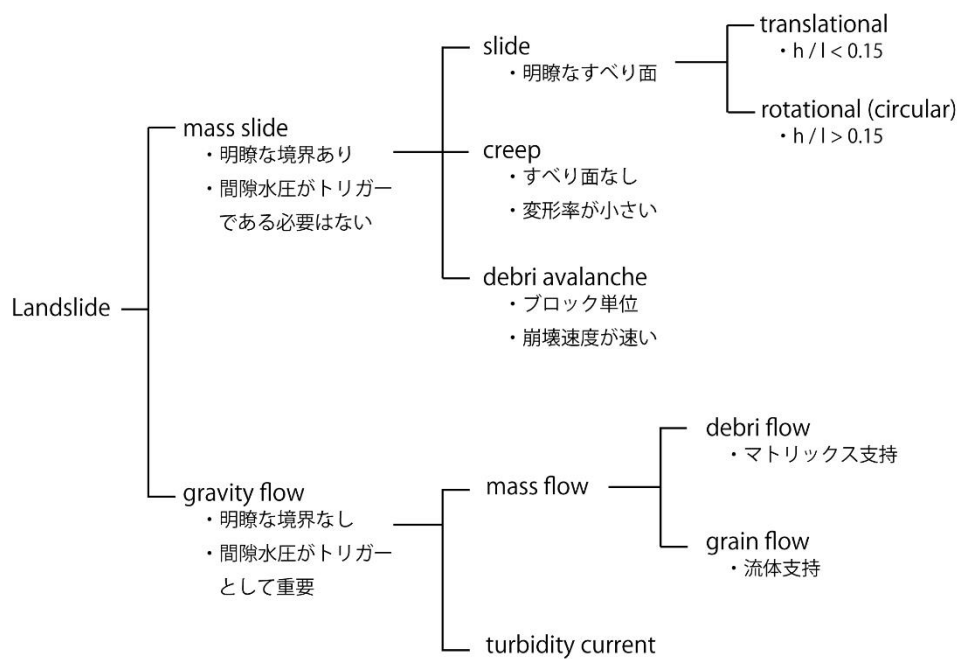


図1 地すべりの分類

地すべりの分類図 (Mulder & Cochonat, 1996 を基に作成) . translational (層面すべり) と rotational (円弧すべり) の違いについては, 形態 (図2) 以外に relative depth (depth / length) も基準となる (Skempton & Hutchinson, 1969 など) .

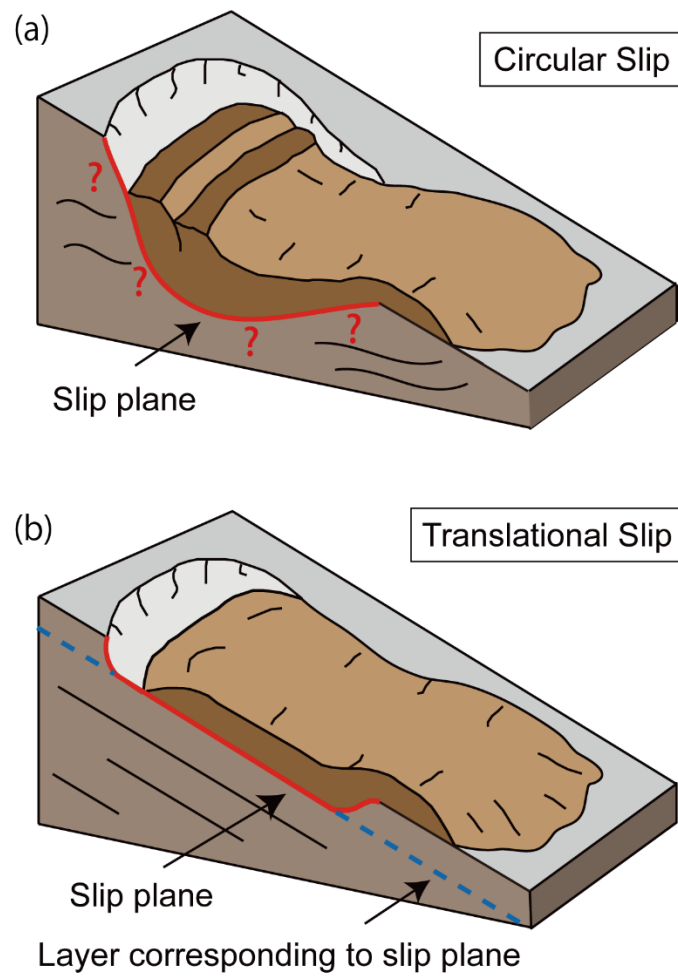


図2 すべりタイプ (図1の分類内に記載あり)

(a) 円弧すべり (b) 本研究海域で見られる層面すべり. 地すべり堆積物の比 (厚さ/長さ) を表す Skempton 比が, 一般に 0.15 未満であると Translational slide と判断される (Skempton and Hutchinson, 1969) .

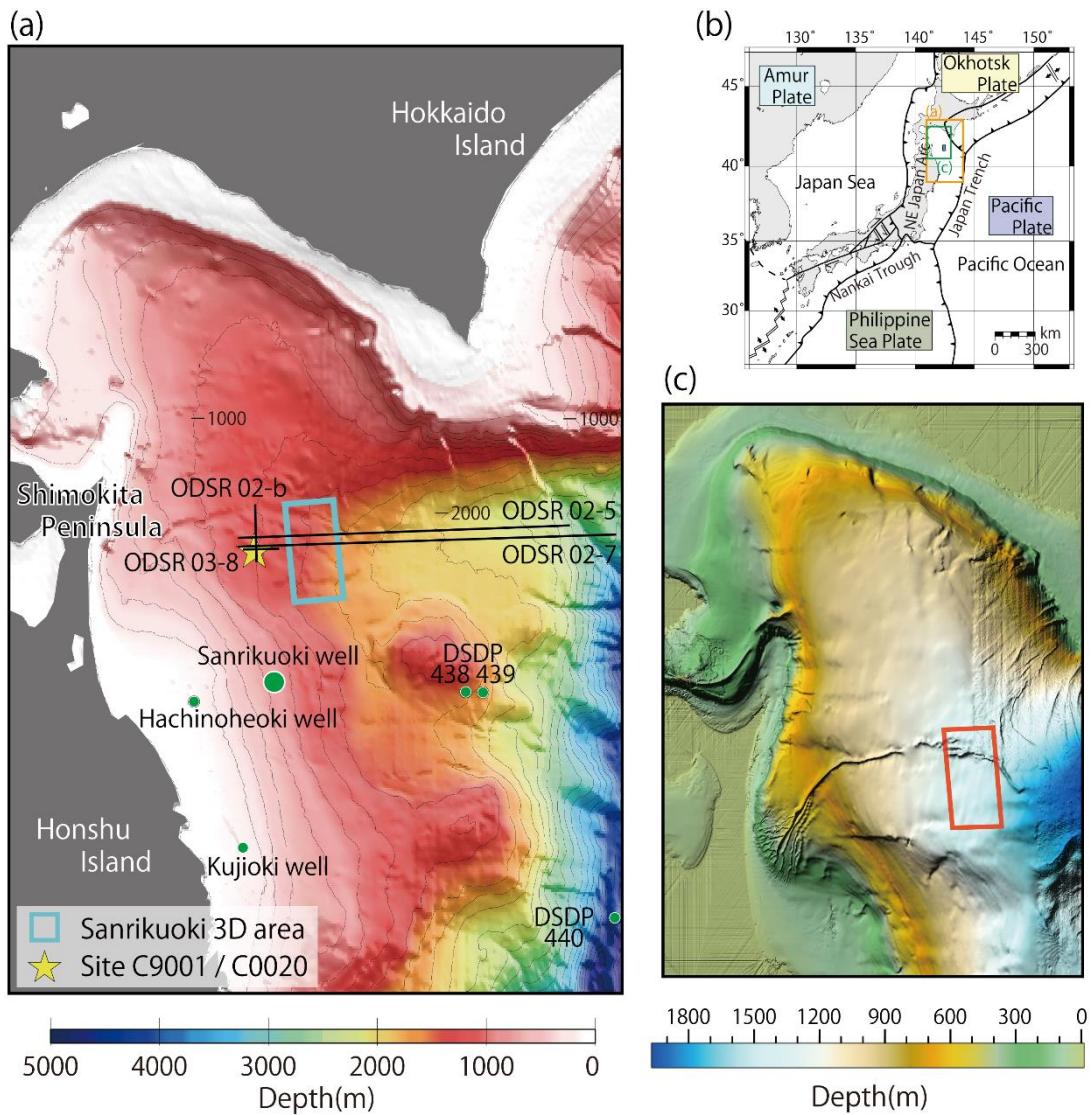


図3 調査地域概要 (Nakamura et al., 2020 を基に作成)

(a) 調査地域の位置と、地震探査記録や掘削点との位置関係. (b) 内のオレンジ色の枠部分を拡大した図で、調査地域は日本海溝の陸側斜面に位置する. 水色の枠が三次元地震探査「三陸沖 3D」で、40 km の Inline (北北西-南南東) に 20 km の Crossline (東北東-西南西) の範囲である. 黄色の星印や緑色の円はそれぞれ IODP や基礎試錐による掘削地点を表す. (b) 日本全体の地図にプレートや調査範囲を示した図. (c) b 内の緑色の枠部分を拡大した図で、一般財団法人日本水路協会が発行している海底地形デジタルデータ M7006 (津軽海峡東部) を用いて作成した海底地形の陰影図. 図中の赤色の枠が三次元地震探査「三陸沖 3D」の範囲を示す.

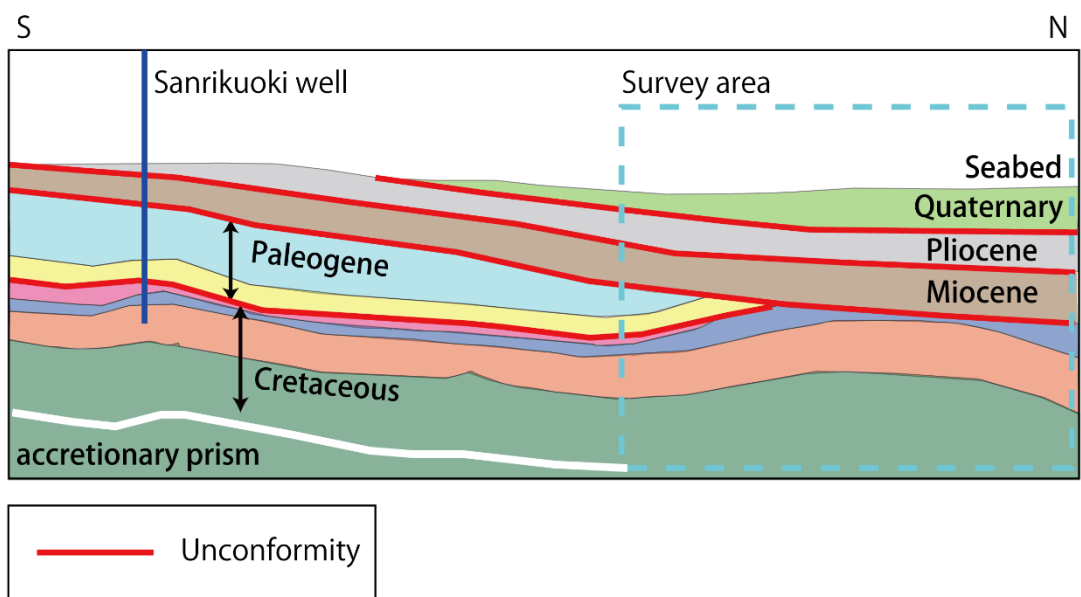


図4 調査地域の層序

調査地域周辺の層序. 中生界から始新統の大規模な褶曲の侵食面を漸新統が不整合で覆い, 続く中新統の侵食面を鮮新統がオンラップ不整合で重なり, さらに第四系が傾斜不整合で覆っている.

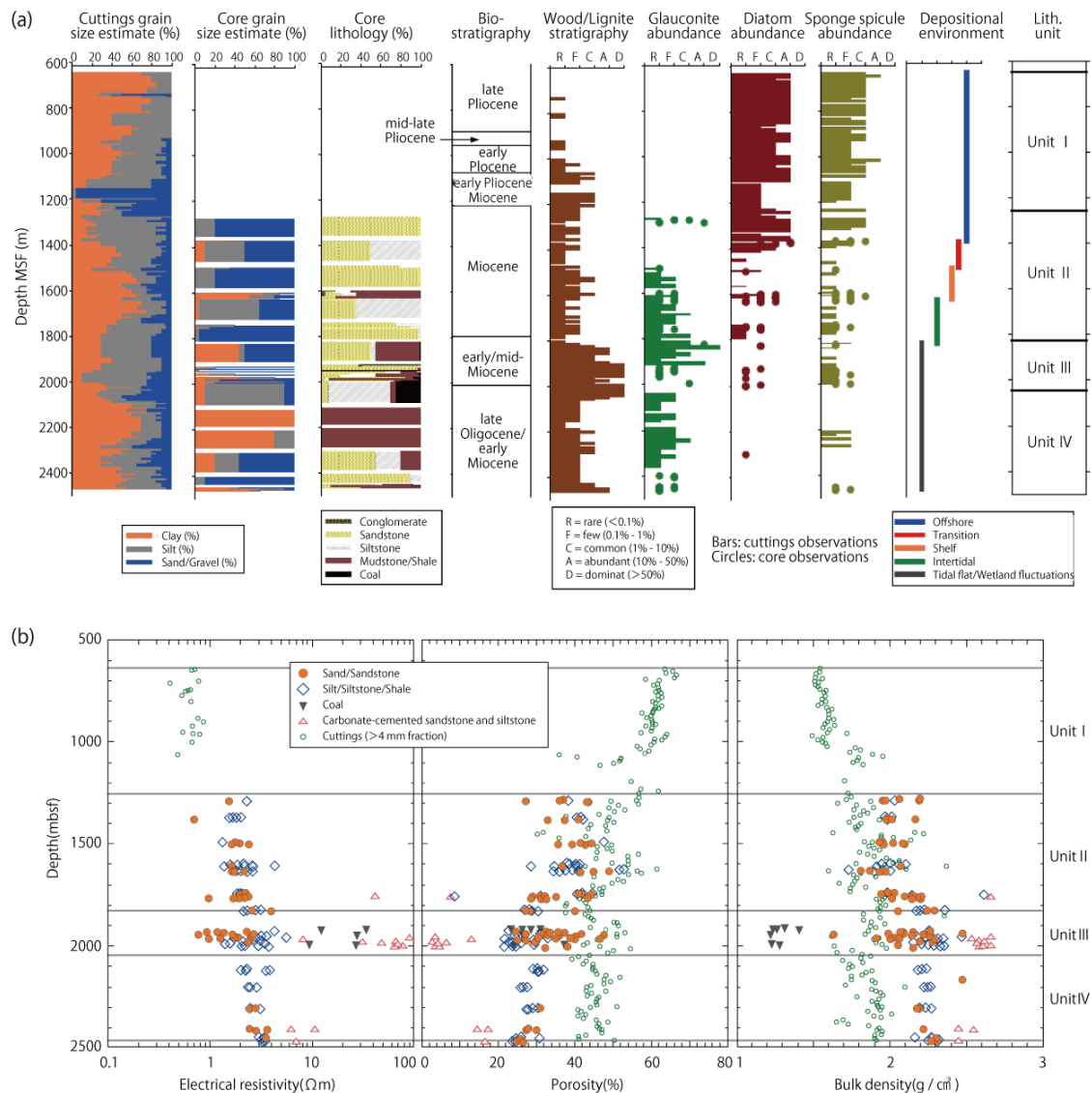


図5 IODP Exp. 337 掘削点 C0020A の各プロフィール (Inagaki et al., 2012 を基に作成)

(a) IODP Exp. 337 掘削点 C0020A で得られた記録. Unit II から I への移行期 (中期中新世) に堆積環境が Shelf から Offshore に変化することで, この時期から海底地すべりが見られるようになる. (b) 比抵抗・空隙率・かさ密度のプロファイル. 堆積環境が変化した Unit II から I への移行期に, 比抵抗の低下・空隙率の上昇・かさ密度の低下が見られる.

第2章 データおよび手法

本博士論文中、2章（原本の p.22, 26, 28）の部分は、Journal of Geophysical Research 誌に掲載等の形で刊行される予定であるため、インターネットでの公表をすることができません。

2-1 使用データと反射法地震探査

堆積物記録については、地球深部探査船「ちきゅう」によって青森県八戸沖約 80 km の水深 1,180 m の海域で採取された 2 回の掘削試料を用いた (図 3) . 1 つは 2006 年に実施された下北半島東方沖掘削試験 CK06-06 の掘削点 C9001C で採取された全長 365 m の試料の記録で、もう 1 つは 2012 年の下北八戸沖石炭層生命圏掘削調査 (IODP Exp. 337) において、同じ掘削孔で採取された海底下 1,276.5~2,466 m の区間の試料である。同掘削孔では、地層の物性データの取得も行われており、その記録も用いた。

地震探査記録については、2008 年に JOGMEC が調査船「資源」によって青森県八戸沖約 90 km の水深 1,265~1,619 m の海域で行なわれた基礎物理探査「三陸沖 3D」の記録を主に用いた。エアガンの出力は $2 \times 3,090 \text{ in}^3$ であり、ストリーマーカーケーブルは 4,800 m を 10 本曳航している。探査エリアは南北方向に 40 km の Inline, 東西方向に 20 km の Crossline が設定され、総面積は 806.3 km^2 である。Near Trace Offset は 190 m, Bin size は 12.5 m (Inline) \times 25.0 m (Crossline), 記録長は 8,192 ms, サンプルング間隔は 2 ms である (JOGMEC, 2009) . また、2010 年に調査船「資源」によって青森県八戸沖約 90 km の水深 500~1,000 m の海域で行われた基礎物理探査「三陸沖北西 3D」の記録および青森県八戸沖約 80 km の水深 800~1,500 m の海域で行われた基礎物理探査「三陸沖東方 3D」の記録も用いた。三陸沖北西 3D のエアガンの出力は $2 \times 3,090 \text{ in}^3$ であり、ストリーマーカーケーブルは 4,800 m を 10 本曳航している。探査エリアは南北方向に 46 km の Inline, 東西方向に 23 km の Crossline が設定され、総面積は 2283 km^2 である。Near Trace Offset は 283 m, Bin size は 12.5 m (Inline) \times 25.0 m (Crossline), 記録長は 8,192 ms, サンプルング間隔は 2 ms である (JOGMEC, 2012a) . 「三陸沖東方 3D」のエアガンの出力は $2 \times 3,090 \text{ in}^3$ であり、ストリーマーカーケーブルは 4,800 m を 10 本曳航している。探査エリアは南北方向に 94 km の Inline, 東西方向に 20 km の Crossline が設定され、総面積は $1,553 \text{ km}^2$ である。Near Trace Offset は 190 m, Bin size は 12.5 m (Inline) \times 25.0 m (Crossline), 記録長は 8,000 ms, サンプルング間隔は 2 ms である (JOGMEC, 2012b) . 2002~2003 年に JAMSTEC によって調査船 Polar Duke と Polar Princess を用いて取得された、掘削孔の直上を通る二次元地震探査記録「八戸沖 2D」(測線長は 1,495 km と 248 km) の解析を行った (図 7) . また、2004 年と 2006 年に産業技術総合研究所の地質調査総合センターによって取得された二次元地震探査記録 (GH 04 & GH 06) の解析結果 (Noda et al., 2013) に関する考察を

行った（図 7）。

反射法地震探査は、海面付近で人工的に発生させた弾性波が、音響インピーダンス（媒質の密度×媒質中の音速）が変化する地層の境界面で反射して戻ってきた信号を受振することで海底下の構造を連続的に捉える手法である。探査にはエアガン（震源）と、ハイドロフォン（受信機）を内蔵したストリーマーケーブルを曳航して行う。エアガンは、圧縮した空気を一定の間隔で水中に解放して振動（地震波）を発生させる装置で、出力の増大や波形の調整を目的として、容量の異なるエアガンを複数組み合わせる使用することもある。受信器が 1 つのシングルチャンネル反射法地震探査（Single-Channel Seismic reflection: SCS）と、多数の受信機を用いるマルチチャンネル反射法地震探査（Multi-Channel Seismic reflection: MCS）がある。また、ストリーマーケーブルを 1 本曳航する二次元地震探査では、基本的に測線直下の線的な地質情報の把握しかできないが、ケーブルを複数本曳航する三次元地震探査では海底下の構造を面的に捉えることが出来る。この違いの理由は測線の間隔が密になって情報量が増えたことだけではなく、三次元地震探査では側方からの反射も考慮した立体的なイメージング処理が行われているためである。さらに、時間深度断面や測線に拘束されない任意の断面、例えば水平断面を作成することが出来るため、解釈も容易である。

反射法地震探査は発震点と受振点が離れているため、伝播の過程で減衰やノイズの混入が生じる。地下構造を正しく捉えるためには、振幅の復元やフィルターによる S/N 比の上昇などの処理を行う必要がある。一般には地下構造を水平であると仮定し、発震点と受振点が同一点にあるゼロオフセット記録を作る NMO 補正や、反射記録を重合する CDP 重合などが行われるが、傾斜した地形や断層などによって地下構造が複雑になるとイメージングが歪んでしまう。その際には、反射点を補正して真の位置に戻すマイグレーション処理を行うことで、高精度のイメージを得ることが出来る。本研究で用いた基礎物理探査「三陸沖 3D」の記録は、JOGMEC によって PTSM（重合前時間マイグレーション）処理が行われている（JOGMEC, 2009）。

2-2 解析手法

2-2-1 地すべり体の認定基準

調査地域の地震探査記録を見ると、全体として地すべり層と整然層が互層をなしてお

り、地すべり層の内部は構造が不鮮明な部分と逆断層の繰り返しの部分（Imbrication）に分類できる。前者は未固結堆積層が変形を受けて無構造が見える部分、あるいは地震波の減衰によって内部構造が不明瞭になった部分と考えられる。後者は主に地すべり層の前縁側や底面付近で確認され、付加体で見られるような逆断層を繰り返し形成したものと考えられる（森田ほか，2011）。また、地すべりに付随する特異な岩脈状構造が音響的透明層として認められ、地すべりのすべり面からの脱水に関与していると考えられる（Morita et al., 2011）。理由として、すべり面はある程度厚みを持った弱振幅層に特徴づけられるが、前縁部から離れるほど厚みは減り、逆に振幅は増すためである（図 8）。一般に、堆積層の厚みの地域差や、層の物理特性（地震波の反射に影響）の変化は生じうるが、これらの考えうる変化を考慮しても、通常の層と地すべり層の基底ではすべり面の厚みに顕著な違いがある。この特徴は「すべり面中の特定層にある余剰水分は、地すべりによる変形に伴い、平行岩脈を通じて上側へ排水される」という森田ほか（2011）を支持する。この岩脈状構造は地すべりの Imbrication 部の基底部から直上方向に形成され、時間深度断面上では均等な間隔で平行に分布しているため、地すべり体を識別するための良い指標となる。広範にわたる平行で画一的な岩脈の構造は、全てすべり面から発生し、地すべり体を貫入するものの、Chaotic な堆積物に被覆されている。このことは、平行岩脈状構造は地すべりが発生した後、かつ Chaotic な堆積物に被覆される前に発達していることを示唆している（図 8）。

上述したように、この地域の地すべりは円弧すべりではなく層面すべりの形態をとる。円弧すべりは、すべり面の形態や接する岩相の変化も複雑であるため、シンプルなモデルの構築は容易ではなく、地すべり発生後でなければすべり面がどこに形成されるかわからない。一方、層面すべりは比較的単純な形態で、層理に沿って追跡することですべりに直接関与しなかった「すべり面相当層」を特定することもできるため、形成様式の復元だけでなく年代の推定も可能となる（図 2, 9-10）。地震探査記録の断面図を見ると、すべり面付近の構造が比較的残っていることも、本研究海域の地すべりが層面すべりタイプであることを支持する。こうしたことから、本研究では、はじめに三次元地震探査記録を用いて地すべりの形成様式（すべり面・地すべり体の上面・地すべり発生時の海底面）に関する認定基準を決定し、それを基に地すべり層の抽出を行った（図 9）。下北半島沖で確認できる地すべり層の形成様式としては、始めに地すべりが生じた際にすべり面において断層ブロックで構成される Imbrication 構造が生じ、前縁部ではスラストを起点

に上位へのし上がり、その後 Chaotic な堆積物が Imbrication 構造を覆うように堆積したと解釈できる (図 10) . ここで、地すべり堆積物の底面にある厚みをもった弱振幅層がすべり面、Imbrication 構造や Chaotic な堆積物に被覆された層が地すべり前の海底面、Chaotic な堆積物の最上部にあり整然層に覆われた層が地すべり後の海底面、であると考えられる (図 9, 10) . また、すべり面と地すべり発生時の海底面の間の厚さから、最初に重力滑動に関わった表層堆積層の厚さが求められる。こうした形成様式の復元は、この地域の地すべりが緩傾斜の層面すべりの形態を取るため可能となっている。なお、三次元地震探査記録中には、長さや幅が 50 km を超えるような大規模地すべりも認められ、データ範囲外に広がっている一部の地すべりについては、末端部の識別が困難である。

2-2-2 地すべり体の滑動方向と体積の推定

地すべりによって移動した堆積物の滑動方向や体積を推定する方法はいくつかある。滑動方向は斜面傾斜方向とおおよそ一致し、馬蹄形の地形 (Lastras et al., 2004) や粒子のファブリック (Wynn et al., 2002; Kanamatsu et al., 2014) から推定される。また、Bull et al. (2009) は三次元の地震探査記録から、地すべりに関わりのある滑落ドメイン、移動ドメイン、先端ドメインなどの地質構造を明らかにし、滑動の方向と距離の評価を行っている。Imbrication もまた滑動方向の推定に用いられるが、本研究では森田 (2011) で報告された平行岩脈状構造に焦点を当てた。平行岩脈状構造は識別が容易で、時間深度断面上では Imbrication に対して直交する特徴を有しているため、滑動方向の推定が可能となる (図 11a) . 平行岩脈状構造を三次元地震探査記録で詳細に観察できる例はこれまでほとんど報告されておらず、その特徴を用いて滑動方向を高い空間分解能で推定できるほか、年代を特定することで同海域での時系列的な変化も詳細に追跡できる。調査海域は傾斜が非常に緩やかなので、滑動方向は非常に多様である。本研究では、40×20 km のエリアを 1 km メッシュで区切り、時間深度断面上の平行岩脈状構造に直交する方向を算出することで、詳細な滑動方向を求めている (Nakamura et al., 2020) (図 11b-c, 図 12) .

地すべりの体積については、GIS データを用いて崩壊部の面積・滑落崖の高さ・斜面の長さなどから体積を推定する方法 (McAdoo et al., 2000) や、地すべり前後の地形を比較しながら、滑落崖や崩壊部から消えた堆積物量および斜面下部に堆積した堆積物量を計算する方法 (Canals et al., 2004) などが挙げられる。本研究では、反射法地震探査デー

タ解析ソフトの OpendTect (dGB Earth Sciences) を用いて、滑動方向と同様に平行岩脈状構造を用いて体積の推定を行った (図 13a) . 平行岩脈状構造は特徴的な構造をしているため、時間深度断面上でも整然層との区別は容易であり、地すべり堆積物の輪郭を捉えることが可能である. さらに、各深度で同様の作業をすることにより、全体として地すべり体の外形を把握することが可能となることから、各地すべりの体積を計算した (Nakamura et al., 2020) (図 13b) . これらのアプローチの利点は、地すべり発生前の地形データを必要としない点である. ただし、平行岩脈状構造が識別できないほどの小規模な地すべりについては、滑動方向と体積の推定が困難であるため、本研究の対象とはしていない. そのため、本研究における地すべりの発生件数は実際よりも過小評価していることになる. 地すべりは三陸沖 3D の範囲内に必ずしも収まるわけではないため、それらのデータも加味する必要があるが、システムの仕様上複数のプロジェクトを同時に扱うことが難しい. そこで、反射法地震探査データ解析ソフトの Petrel (Schlumberger) を用いて地すべり体のすべり面と上面のトレースを行い、その間の体積を求めた. ここでは、三陸沖北西 3D や三陸沖東方 3D に広がる範囲の体積を加味し、三陸沖 3D 内の地すべりと連続していない地すべり体の記録も新たに追加している. 三陸沖 3D の東側には 3D データがないため、地すべり #1 については、東西方向に横断する二次元地震探査記録の断面 ODSR 02-5 と ODSR 02-7 を用いて補足を行った. 本研究では、三陸沖 3D の北東と南東の端点と二次元地震探査記録の東端をそれぞれ繋ぐことで、反射測線が不足している箇所を楕円に近似させ、その地すべりの体積を最大値とした.

斜面傾斜角については、深度の変化と 2 点間の距離から計算している. 現在の傾斜であるため、累積していく傾動の影響を受け、古い時代の値が現在よりも大きくなっていると考えられるが、地すべり発生時の古傾斜を復元するための情報を有していないため補正は行っていない.

2-2-3 サイスマックアトリビュート

通常の反射断面では認識できない物性やジオメトリー等の地下構造を把握するため、サイスマックアトリビュートの抽出も行った (Taner et al., 1979) . サイスマックアトリビュートとは、地震波形に対して数学的な変換を適用して得られる値の総称であり、振幅・周波数・速度など様々なアトリビュートが存在する. 本研究では平行岩脈状構造をよ

り明瞭に見るため、反射法地震探査データ解析ソフトの OpendTect (dGB Earth Sciences) と Petrel (Schlumberger) を用いてアトリビュートの処理を行った (図 14) . それぞれの算出方法について以下に記す.

【センブランス (Semblance)】

センブランスは、任意の時間ウインドウ内における反射波の水平方向への連続性を表すアトリビュートである。センブランス値が高いと地層の水平方向への連続性が高いと考えられることから、断層の発達によって地層の連続性が損なわれる構造の同定に用いられる (辻ほか, 2004) . センブランス $Semb(t)$ は以下の式で定義され (Taner, 1992) , N はウインドウの幅を, $f_m(t)$ は m 番目のトレース波形を, M はセンブランス値を求め際に考慮するトレース数を, それぞれ表す (辻ほか, 2004) . これにより, 平行岩脈状構造がより鮮明に認識できるようになった (図 11c) .

$$Semb(t) = \frac{\sum_{\tau=-N/2}^{\tau=N/2} \{\sum_{m=1}^M f_m(t+\tau)\}^2 - \sum_{\tau=-N/2}^{\tau=N/2} \sum_{m=1}^M f_m^2(t+\tau)}{\sum_{\tau=-N/2}^{\tau=N/2} \sum_{m=1}^M f_m^2(t+\tau)}$$

【エンベロープ・瞬間位相】

反射波トレース $f(t)$ は, 振幅 $A(t)$ と位相 $\theta(t)$ を用いると以下のように表現できる.

$$f(t) = A(t) \cdot \cos\theta(t)$$

この $f(t)$ にヒルベルト変換 (余弦値は正弦値に, 正弦値は余弦値に変換) を施すことで, 位相を 90° ずらした虚数成分 $g(t)$ が得られる.

$$g(t) = A(t) \cdot \sin\theta(t)$$

虚数 $g(t)$ に対して反射波トレース $f(t)$ を実部とみなすと, 上記 2 式より複素反射波トレース $F(t)$ として以下のように表現できる (Taner et al., 1979) .

$$F(t) = f(t) + i \cdot g(t) = A(t) \cdot e^{i\theta(t)}$$

ここで、 $f(t)$ と $g(t)$ が明らかであれば、振幅 $A(t)$ と位相 $\theta(t)$ の情報を個別に解明することが出来る (Taner et al., 1979) .

$$A(t) = \sqrt{f^2(t) + g^2(t)}$$

$$\theta(t) = \arctan(g(t)/f(t))$$

振幅 $A(t)$ はエンベロープ (Envelope) や瞬間振幅 (Instantaneous Amplitude) と呼ばれ、位相情報を含まないため、通常の反射断面図に比べて反射強度の強い部分が強調される。また、位相 $\theta(t)$ は瞬間位相 (Instantaneous Phase) と呼ばれ、振幅情報を含まないため、振幅の小さな反射面の追跡や認定に有用である (図 14c) .

【相対的音響インピーダンス (Relative acoustic impedance)】

相対的な音響インピーダンスとは、規則的にサンプリングされた振幅値の累積和である。地震波トレースを積分し、その計算結果を high-pass Butterworth filter を通して、低周波ノイズを低減させた値を得る。このアトリビュートは明瞭な音響コントラストを示し、シーケンス境界、不整合面、不連続性などの認定に有用である (図 14b) .

【カオス (Chaos)】

地震データ中に含まれる混沌とした信号パターンは、dip や azimuth といった組成の欠如を推定する手法として用いられる。断層だけでなく、ガスの移動経路や岩塩の貫入、チャンネルの充填といった不連続性を強調するため、局地的な地質的特徴と関係している可能性がある (図 14b) .

【反射強度 (Reflection intensity)】

元の地震データの平均振幅にサンプル間隔を掛けることで得られる値で、周波数を保持しながら振幅を強調して描写することができる (図 14b) .

2-2-4 年代モデル

地球深部探査船「ちきゅう」によって採取された下北半島東方沖掘削試験 CK06-06 の掘削点 9001C・D と下北八戸沖石炭層生命圏掘削調査 (IODP Exp. 337) の掘削点 C0020A の 2 つのデータを用いて年代モデルを作成した。掘削地点が三陸沖 3D の範囲外にあり (図 3) , 全ての反射面に正確な年代を与えることが困難であったため, Phillips et al. (2016) の年代を基に, 掘削地点と調査地域の両方で確認できる反射面の年代以外は内挿によって補完した (図 15) 。また, より正確な堆積速度を計算するために, 堆積物コアの孔隙率データを用いて深度ごとに各堆積層の圧密を補正した (Science and Planning Department Center for Deep Earth Exploration, 2007) 。時間から深度への変換の際には, Taira et al., (2005) を基に, 鮮新統で 1,650 m/秒, 第四系で 1,550 m/秒の値を, 各地すべりの間隔や規模の計算などに用いた (図 16) 。

また, 地すべりの発生時期と体積の関係については, 1) 通常の堆積速度はどの時代も概ね一定 (黒柳ほか, 2006; 青池ほか, 2010; 堂満ほか, 2010) , 2) 地すべりによる堆積は通常の堆積速度と比較すると非常に速い, という 2 つの仮定を置いた。調査海域では主に半遠洋性堆積物が堆積しており (Inagaki & Hinrichs, 2010) , 地すべり堆積物と比較すると堆積速度は非常に遅く, C9001C では約 62 cm/1000 年, C9001D では約 17 cm/1000 年である (青池ほか, 2010; 堂満ほか, 2010) 。これらの仮定のもと, 全体の堆積層から地すべりの層厚を差し引く場合と差し引かない場合の 2 つのケースで計算した。その理由としては, 調査地域の外側から堆積物が運搬されてきている場合は地すべりの層厚を差し引いて計算して問題ないが, その場にある堆積物が再移動している場合は層厚分を差し引くべきではないためである。実際には両方のケースが入り混じっていると考えられるため, 両方の仮定を置くことで, 最大値と最小値を見積もった。さらに, すべり面と地すべり発生時の海底面間の厚さを補正することで, より正確な発生時期を得ることができる (図 10) 。

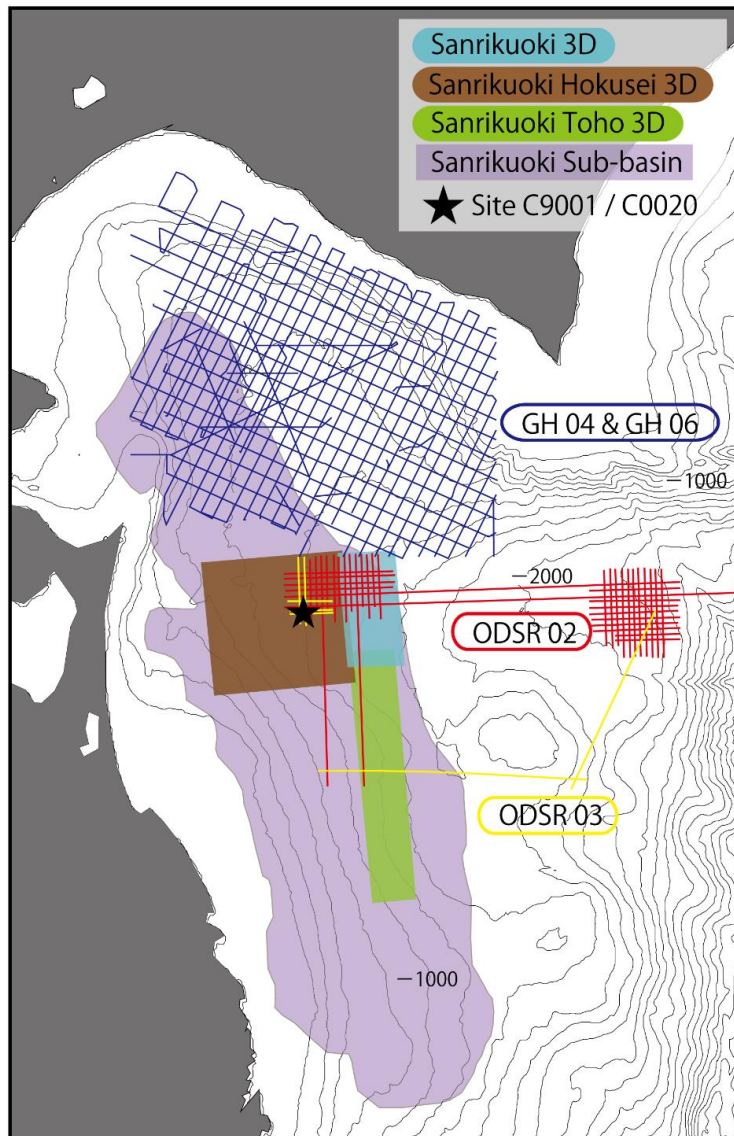


図 7 調査地域周辺で実施された地震探査記録 (GH 04 & GH 06 の航跡図は Noda et al. (2013) を参照)

本研究で用いた地震探査記録. 2008 年と 2010 年に JOGMEC によって取得された三次元の基礎物理探査記録と 2002~2003 年に JAMSTEC によって取得された二次元地震探査記録の解析を行った. また, 調査海域の北方にある日高沖では 2004 年と 2006 年に産業技術総合研究所の地質調査総合センターによって二次元地震探査記録が取得されている.

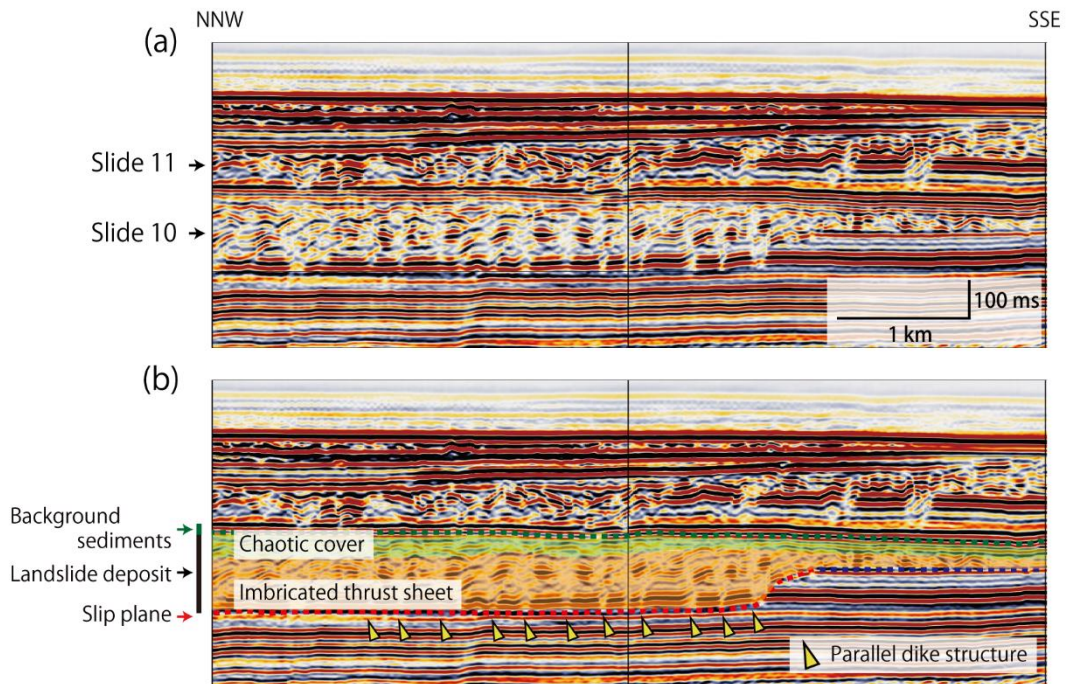


図9 海底地すべりの形成様式1 (Nakamura et al., 2020 を改変)

(a) 三陸沖 3D の Inline C の反射断面図. 地震探査記録中には, 地すべりに関わる典型的な変形構造が認められる. (b) 地すべり体の解釈. ある程度の厚みをもった弱振幅層に特徴づけられるすべり面と, 地すべり堆積物にのし上げられた層が地すべり発生時の海底面との厚さから, 最初に重力滑動に関わった表層堆積層の厚さが求められる. 白抜きの鉛直構造は平行岩脈状構造であり (黄色い三角), 浅部の整然層を貫通しないことから, 地すべり発生時に形成されたと考えられる.

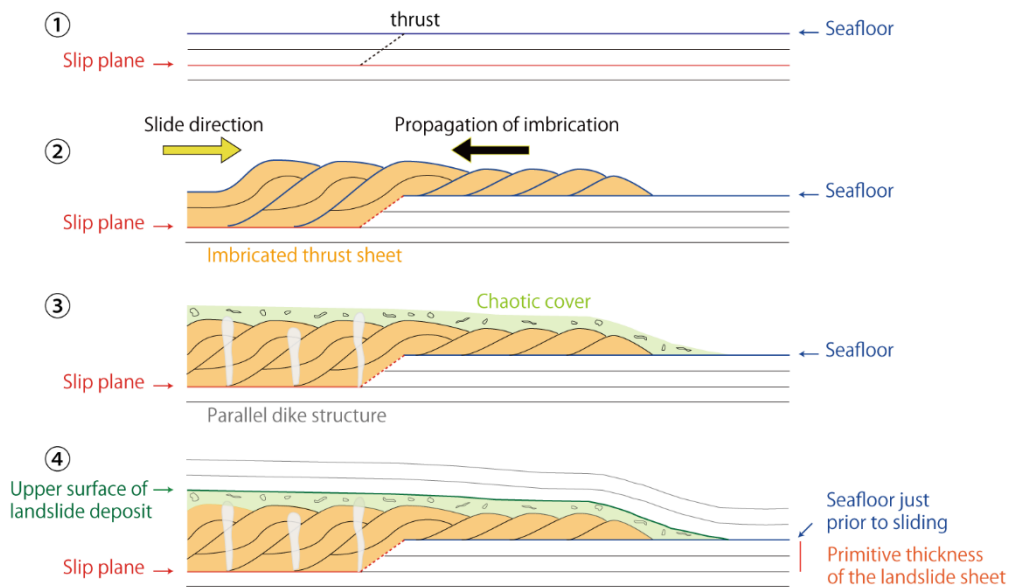


図 10 海底地すべりの形成様式 2 (図 9 の解釈図) (Nakamura et al., 2020)

図 9 (b)の形成過程. 地すべり層の形成様式としては, 初めに地すべりが生じた際にすべり面部において断層ブロックで構成される **Imbrication** が生じ, 前線部ではスラストを起点に上位へのし上がり, その後 **Chaotic** な堆積物が **Imbrication** 構造を覆うように堆積したと解釈できる. 地すべり堆積物にのし上げられた反射面が地すべり発生時の海底面, 整然層に覆われた **Chaotic** な堆積物の最上面が地すべりの最上部と考えられる. のし上げられた堆積物の年代の同定により, 海底地すべりが生じた年代や周期性などの議論が可能となる.

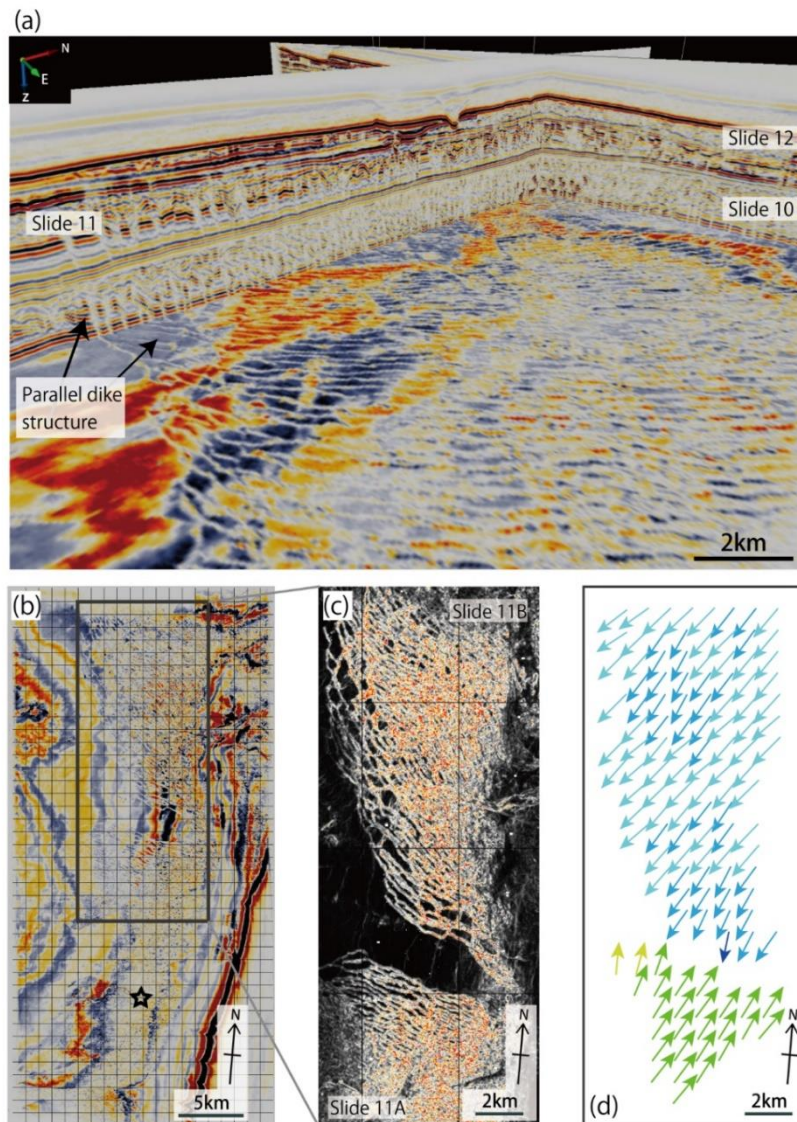


図 11 時間深度断面上における地すべりの滑動方向の推定 1 (Nakamura et al., 2020)

(a) 地震探査記録中の平行岩脈状構造. 地震探査断面において垂直方向に均等に分布する平行岩脈状構造は, 時間深度断面上では縞状に分布して見える. (b) 平行岩脈状構造と滑動方向. 白抜き縞模様に見える平行岩脈状構造を用いて地すべりの滑動方向の推定が可能. 星印周辺は平行岩脈状構造が見られず, chaotic な堆積物に覆われている場と一致する. (c) アトリビュート解析の結果. センブランス処理を b の枠内にかけた結果, 平行岩脈状構造がより鮮明に認識できるようになった (アトリビュート解析については図 14 で詳細な説明を行う). (d) 矢印は各グリッド (1 km 四方) 部における推定される滑動方向を示し, 中央付近で地すべりが向かい合っている.

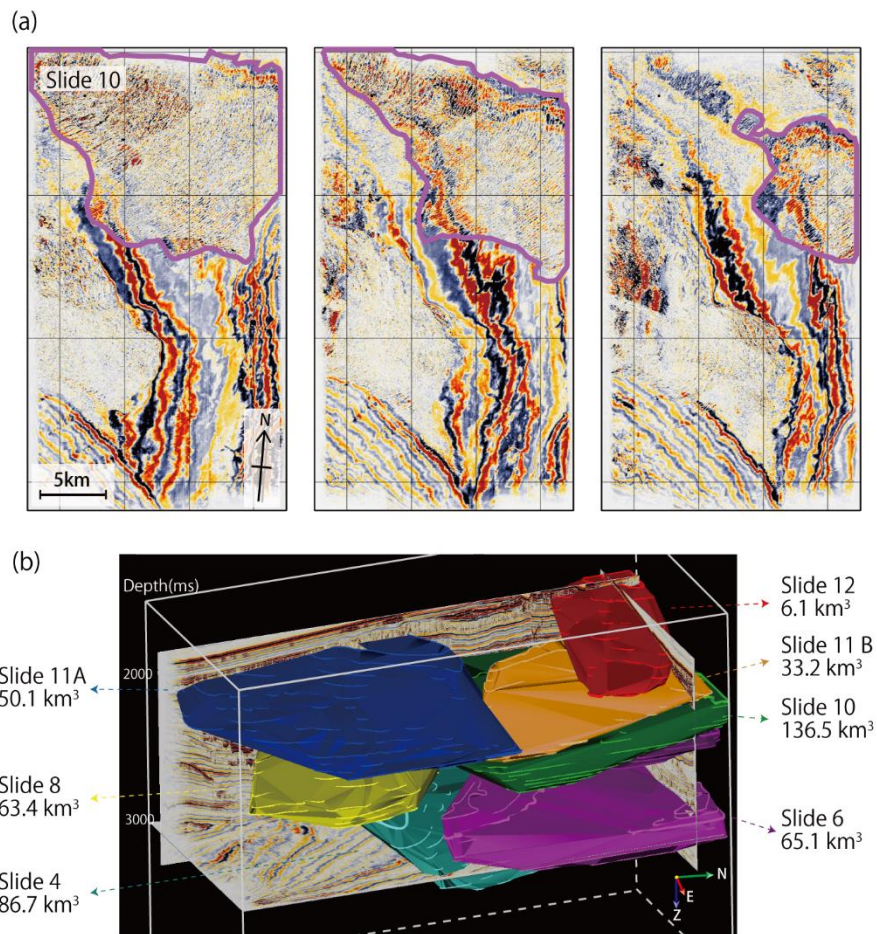


図 13 地すべり堆積物の三次元的分布 (Nakamura et al., 2020 を改変)

(a) 時間深度断面上での地すべり分布. 時間深度断面上の平行岩脈状構造は地すべり堆積物と background sediment の境界も表す. 紫線で示すように, 各深度で平行岩脈状構造の輪郭を捉えることで, 地すべり堆積物の三次元的な分布を認識できる. (b) 地すべり体の三次元的な分布と体積. 各地すべり体の外形から体積を推定した値を示す.

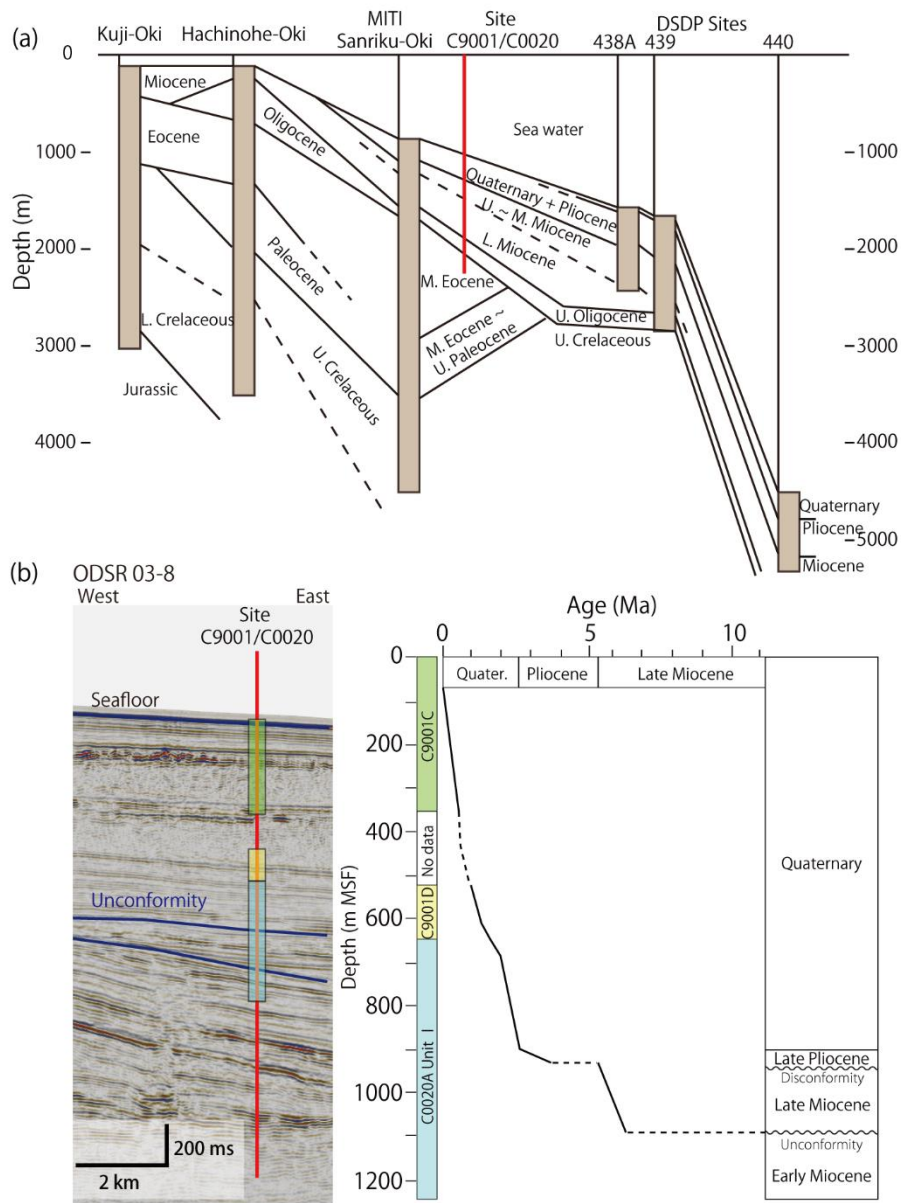


図 15 調査地域周辺の層序と年代モデル (Nakamura et al., 2020 を改変)

(a) 調査地域周辺で行われた基礎試錐「三陸沖」「八戸沖」「久慈沖」，および深海掘削計画 Site 438-440 を基にした層序分布 (Science and Planning Department Center for Deep Earth Exploration, 2007 を基に作成) . 各掘削点の位置については図 3 を参照. (b) Phillips et al. (2016) による C9001/C0020 の年代モデル. 地震探査記録中の青線は層序の境界 (第四系/鮮新統, 鮮新統/中新統) を示す.

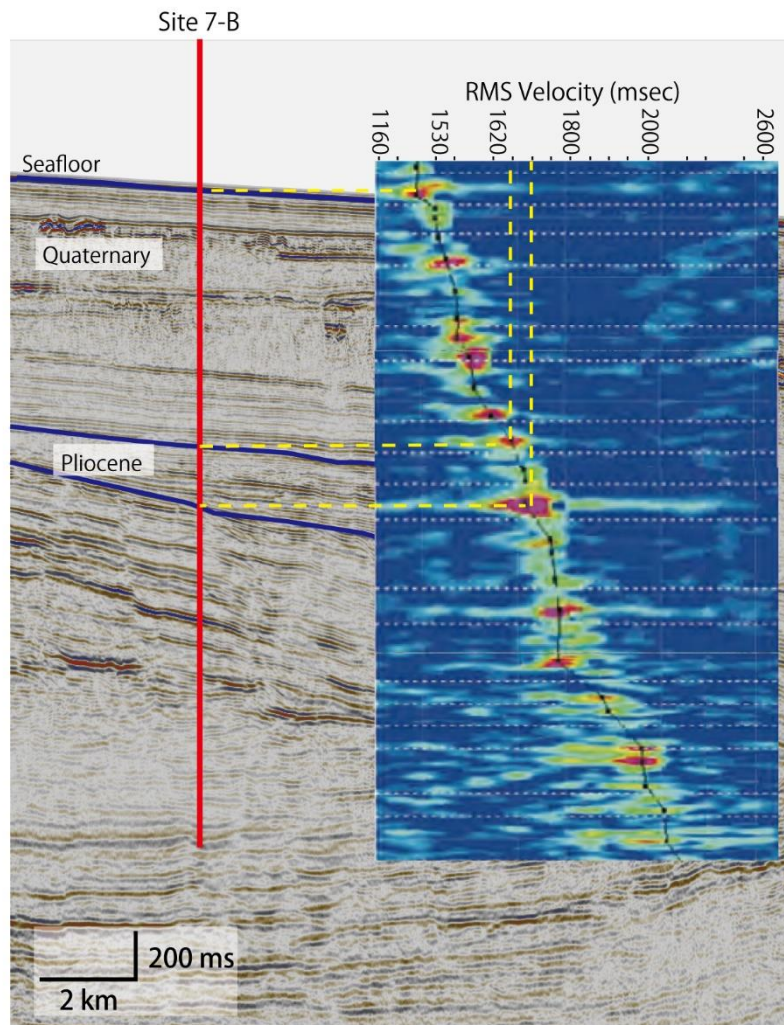


図 16 速度データ (Nakamura et al., 2020 を改変)

速度データは図 3 の測線 ODSR 02-7 と ODSR 02-B の交点 (Site 7-B) で取得された (Taira et al., 2005). 調査地域における平均速度は鮮新統が 1,650m/秒で, 第四系が 1,550m/秒とした.

第3章 結果

本博士論文中、3章（原本の pp. 39-41, 43-67, 69, 74-75）の部分は、Journal of Geophysical Research 誌に掲載等の形で刊行される予定であるため、インターネットでの公表をすることができません。

3-1 反射断面に見られる地すべりの構造

三次元地震探査記録を用いて地すべりの形成様式（すべり面・地すべり体の上面・地すべり発生時の海底面）に関する認定基準を決定し、それを基に地すべり層の抽出を行った結果、鮮新統に4回、第四系に8回の地すべりが発生していることを確認した（Nakamura et al., 2020）（図 17, 47, 表 1）。大規模な地すべりの中には長さや幅が 50 km を上回るものや、厚みが 200 m を上回るものも存在するが、探査範囲外に連続して分布する部分も考慮すれば、実際の地すべりは更に大きい可能性がある（図 18a）。また、冠頂部や滑落崖が発達すると考えられる地点の反射断面を確認したが該当する構造は確認できなかった。地すべりは基本的に整然層に挟まれているが、一部では連続して発生した小さな地すべりが1つの集合体になっているものも見られた。地すべりの始点（滑落部）の識別が困難なことは記したが、地すべりの終点（末端）は、前縁部でスラストを起点に上位への上がった部分が、Chaotic な堆積物に被覆され尖滅を示している。側面部（edge）は、末端のように尖滅するというよりは、同一層準における整然層との境界部分として比較的シャープな構造をしている。各地すべりは Imbrication 構造と Chaotic な堆積物によって構成され、占める割合では前者のほうが多い（図 9c）。また、地すべりの構造のサイズ比（例えば Imbrication の厚み、平行岩脈状構造の厚みや間隔）がイベント間でほぼ一定であるという傾向がみられた。さらに、地すべり堆積物の占める割合は 2 Ma 以前より 2 Ma 以降に多く、地域的に北側に多く堆積している（図 18b）。

地すべり体の堆積物の特徴について検討するため、下北半島東方沖掘削試験 CK 06-06 で得られた掘削点 C9001C コアの堆積物記録を見てみると、ほとんどを clay が占め、silt, sand, volcanic はあまり多くないが、地すべりのすべり面の深度は数 10 cm のシルト層となっている（図 19）。また、ロギング記録を見ると、全体的に値のばらつきが大きいが、磁化率など細かな変動とは別の大きなトレンドの変化も見られる（Science and Planning Department Center for Deep Earth Exploration, 2007）。

「三陸沖 3D」の範囲から連続して分布する部分の地すべりを評価するため、他の地震探査記録の解析も行った（図 20-22）。平成 21 年度基礎物理探査「三陸沖北西 3D」は、三陸沖 3D よりも西側（陸側）に位置しているため、三陸沖 3D と同様に多くの地すべり層が確認できた（図 20）。8 回の地すべりのうち 4 回が鮮新統、4 回が第四系の地層で認められ、8 回のうち 6 回が三陸沖 3D の範囲から連続して分布するイベントの一部と

なっている。平成 22 年度基礎物理探査「三陸沖東方 3D」は、三陸沖 3D の南側に位置しているが、三陸沖東方 3D は三陸沖 3D のように多くの地すべり層を確認することができなかった（図 21）。3 回の地すべりのうち 2 回が鮮新統、1 回が第四系の地層で認められ、3 回のうち 1 回が三陸沖 3D の範囲から連続して分布するイベントの一部となっている。三陸沖 3D 内で見られる地すべりとは独立した地すべりを、それぞれ地すべり#北西 A, 地すべり#北西 B, 地すべり#東方 A, 地すべり#東方 B とした。

地すべり#1（図 23）：三陸沖 3D のほぼ全域に広がる地すべりで、海面下深度は 3,000～4,200 ms である。層厚は 50～500 ms と値の範囲が広く、南から北に向かって厚くなり、平均で 250 ms, 最大で 500 ms ほどである。平行岩脈状構造から推定される滑動方向は南西-北東方向であり、同方向の平均斜面傾斜角は 1.74° , 地すべり体の長さは南西から北東方向に最大で約 24 km, 幅は北西から南東方向に最大で約 29 km である。面積は約 580～1005 km², 体積は約 147～264 km³ と推定されるが、東側は地震探査記録の範囲から連続して分布しており、三陸沖 3D を東西方向に横断する二次元地震探査記録の断面 ODSR 02-5 と ODSR 02-7 をみると、三陸沖 3D の東側に 20 km 以上にわたって地すべりが続いていることが確認できるため、2 倍近い大きさである可能性もある。

地すべり#2（図 24）：三陸沖 3D の中央部に広がる地すべりで、海面下深度は 3,200～3,500 ms である。層厚は 40～100 ms ほどの範囲に集中しており、平均で 70 ms, 最大で 100 ms ほどである。平行岩脈状構造から推定される滑動方向は南西-北東方向であり、同方向の平均斜面傾斜角は 0.81° , 地すべり体の長さは南西から北東方向に最大で約 19 km, 幅は北西から南東方向に最大で約 17 km である。面積は約 235 km², 体積は約 16 km³ と推定される。

地すべり#3（図 25）：三陸沖 3D の中央部に広がる地すべりで、海面下深度は 3,200～3,500 ms である。層厚は 40～90 ms ほどの範囲に集中しており、平均で 60 ms, 最大で 100 ms ほどである。平行岩脈状構造から推定される滑動方向は南西-北東方向であり、同方向の平均斜面傾斜角は 0.77° , 地すべり体の長さは南西から北東方向に最大で約 27 km, 幅は北西から南東方向に最大で約 11 km である。面積は約 174 km², 体積は約 10 km³ と推定される。

地すべり#4 (図 26) : 三陸沖北西 3D の北東部から三陸沖 3D の北側半分にかけて広がる地すべりで、海面下深度は 2,600~3,400 ms である。層厚は 20~200 ms と値の範囲が広く分布しているが、特に 80~160 ms の範囲に集中している、平均で 100 ms、最大で 200 ms ほどであり、北西側に 160 ms 以上の厚みのあるエリアが集中している。平行岩脈状構造から推定される滑動方向は南西-北東方向であり、同方向の平均斜面傾斜角は 0.84° 、地すべり体の長さは南西から北東方向に最大で約 31 km、幅は北西から南東方向に最大で約 48 km である。面積は約 1059 km²、体積は約 156 km³ と推定されるが、地震探査記録の北側と東側にも地すべり構造が連続する。

地すべり#5 (図 27) : 三陸沖 3D の北東側半分にかけて広がる地すべりで、海面下深度は 2,600~2,900 ms である。層厚は 20~100 ms ほどの範囲に集中しており、平均で 40 ms、最大で 100 ms ほどである。平行岩脈状構造から推定される滑動方向は北西-南東方向であり、同方向の平均斜面傾斜角は 0.93° 、地すべり体の長さは北西から南東方向に最大で約 5 km、幅は南西から北東方向に最大で約 13 km である。面積は約 58 km²、体積は約 4 km³ と推定される。

地すべり#6 (図 28) : 三陸沖 3D の北東側半分にかけて広がる地すべりで、海面下深度は 2,500~2,800 ms である。層厚は 20~200 ms と値の範囲が広く、南西から北東に向かって厚くなり、平均で 120 ms、最大で 200 ms ほどである。平行岩脈状構造から推定される滑動方向は南西-北東方向であり、同方向の平均斜面傾斜角は 1.08° 、地すべり体の長さは南西から北東方向に最大で約 15 km、幅は北西から南東方向に最大で約 24 km である。面積は約 259 km²、体積は約 33 km³ と推定されるが、地震探査記録の北側と東側にも地すべり構造が連続する。地すべり層内にメタンハイドレート BSR が確認できる。

地すべり#7 (図 29) : 三陸沖 3D の北東側半分にかけて広がる地すべりで、海面下深度は 2,700~3,100 ms である。層厚は 20~200 ms と値の範囲が広く、平均で 150 ms、最大で 300 ms ほどであり、中央から北部にかけて 160 ms 以上の厚みのあるエリアが集中している。平行岩脈状構造から推定される滑動方向は北西-南東方向であり、同方向の平均斜面傾斜角は 0.02° 、地すべり体の長さは北西から南東方向に最大で約 40 km、幅は

南西から北東方向に最大で約 37 km である。面積は約 990 km²、体積は約 136 km³と推定されるが、地震探査記録の北側と東側にも地すべり構造が連続する。

地すべり#8 (図 30) : 三陸沖北西 3D の中央東側から三陸沖 3D の南東部にかけて広がる地すべりで、海面下深度は 2,100~2,500 ms である。層厚は 20~200 ms と値の範囲が広く、南西から北東に向かって厚くなり、平均で 100 ms、最大で 200 ms ほどである。平行岩脈状構造から推定される滑動方向は南西-北東方向であり、同方向の平均斜面傾斜角は 0.66°、地すべり体の長さは南西から北東方向に最大で約 14 km、幅は北西から南東方向に最大で約 25 km である。面積は約 413 km²、体積は約 50 km³と推定されるが、地震探査記録の南側と東側にも地すべり構造が連続する。

地すべり#9 (図 31) : 三陸沖 3D の北側 1/3 にかけて広がる地すべりで、海面下深度は 2,300~2,500 ms である。層厚は 40~100 ms ほどの範囲に集中しており、平均で 50 ms、最大で 100 ms ほどである。平行岩脈状構造から推定される滑動方向は北西-南東方向であり、同方向の平均斜面傾斜角は 0.33°、地すべり体の長さは北西から南東方向に最大で約 15.5 km、幅は南西から北東方向に最大で約 18 km である。面積は約 203 km²、体積は約 13 km³と推定されるが、地震探査記録の北側と東側にも地すべり構造が連続する。

地すべり#10 (図 32) : 三陸沖北西 3D の北東部から三陸沖 3D の北側半分にかけて広がる地すべりで、海面下深度は 2,100~2,400 ms である。層厚は 40~200 ms と値の範囲が広く、南西から北東に向かって厚くなり、平均で 100 ms、最大で 200 ms ほどである。平行岩脈状構造から推定される滑動方向は北西-南東方向であり、同方向の平均斜面傾斜角は 0.22°、地すべり体の長さは北西から南東方向に最大で約 28 km、幅は南西から北東方向に最大で約 29 km である。面積は約 637 km²、体積は約 87 km³と推定されるが、地震探査記録の北側と東側にも地すべり構造が連続する。平行岩脈状構造が顕著に発達している地すべり層であり、図 10 で示したような地すべり体によるのし上がりが見られる。

地すべり#11 (図 33-34) : 地すべり#11 には同じ層準に 2 層の地すべりが存在するため、

便宜的に#11Aと#11Bと分けた。#11Aと#11Bは三陸沖北西3Dのエリアから三陸沖3Dのエリアに向かって滑動し、末端部において滑動方向が向かい合うという珍しい特徴が見られる(図11b-c)。地すべり#11Aは三陸沖北西3Dの中央付近から三陸沖3Dの南側半分、さらには三陸沖東方3Dの北部にまで広がる地すべりで、海面下深度は1,700~2,200 msである。層厚は20~200 msと値の範囲が広い。平均で100 ms、最大で150 msほどであり、中央部に160 ms以上の厚みのあるエリアが集中している。平行岩脈状構造から推定される滑動方向は南西-北東方向であり、同方向の平均斜面傾斜角は 0.09° 、地すべり体の長さは南西から北東方向に最大で約27 km、幅は北西から南東方向に最大で約35 kmである。面積は約1,078 km²、体積は約104 km³と推定されるが、地震探査記録の東側にも地すべり構造が連続する。地すべり#11Bは三陸沖北西3Dの中央付近から三陸沖3Dの北側半分にかけて広がる地すべりで、海面下深度は1,300~2,200 msである。層厚は20~200 msと値の範囲が広く、北東から南西に向かって厚くなり、平均で100 ms、最大で150 msほどである。平行岩脈状構造から推定される滑動方向は北東-南西方向であり、同方向の平均斜面傾斜角は 0.07° 、地すべり体の長さは北東から南西方向に最大で約60 km、幅は南東から北西方向に最大で約24 kmである。面積は約806 km²、体積は約75 km³と推定されるが、地震探査記録の北側と東側にも地すべり構造が連続する。また、図10で示したような地すべり体によるのし上がりが見られる。

地すべり#12(図35)：三陸沖北西3Dの北西端から三陸沖3Dの北東端まで広がる地すべりで、海面下深度は1,700~1,900 msである。層厚は20~100 msほどの範囲に集中し、北西から南東に向かって薄くなり、平均で50 ms、最大で100 msほどである。平行岩脈状構造から推定される滑動方向は北西-南東方向であり、同方向の平均斜面傾斜角は 0.44° 、地すべり体の長さは北西から南東方向に最大で約33 km、幅は南西から北東方向に最大で約11 kmである。面積は約522 km²、体積は約39 km³と推定されるが、地震探査記録の北側にも地すべり構造が連続する。#1~#12の中では最後に発生した地すべりであるため被覆が少なく、海底チャンネルが侵食している箇所も見られる(図36-37)。

地すべり#北西A(図38)：三陸沖北西3Dの南東部に位置し、三陸沖3Dの南西端に隣接する場所に広がる地すべりで、反射面の深度から#3と同時期に発生したと考えられる。海面下深度は2,500~2,800 msである。層厚は20~100 msほどの範囲に集中し、平均

で 90 ms, 最大で 100 ms ほどである。平行岩脈状構造から推定される滑動方向は南西-北東方向であり, 同方向の平均斜面傾斜角は 1.26° , 地すべり体の長さは南西から北東方向に最大で約 4 km, 幅は北西から南東方向に最大で約 6 km である。面積は約 14 km², 体積は約 1 km³ と推定される。

地すべり#北西 B (図 39) : 三陸沖北西 3D の中央から北西部にかけて広がる地すべりで, 反射面の深度から#4 の後に発生したと考えられる。海面下深度は 2,200~2,500 ms である。層厚は 50~180 ms と値の範囲が広く, 南西から北東に向かって厚くなり, 平均で 130 ms, 最大で 200 ms ほどである。平行岩脈状構造から推定される滑動方向は西南西-東北東方向であり, 同方向の平均斜面傾斜角は 1.26° , 地すべり体の長さは西南西から東北東方向に最大で約 9 km, 幅は南西から北東方向に最大で約 6 km である。面積は約 26 km², 体積は約 3 km³ と推定される。

地すべり#東方 A (図 40) : 三陸沖東方 3D の北東に広がる地すべりで, 反射面の深度から#2 と#3 の間に発生したと考えられる。海面下深度は 2,750~2,900 ms である。層厚は 40~170 ms と値の範囲が広く分布しているが, 特に 40-80 ms の範囲に集中している, 平均で 60 ms, 最大で 100 ms ほどであり, 南東部に 120 ms 以上の厚みのあるエリアが集中している。平行岩脈状構造から推定される滑動方向は南西-北東方向であり, 同方向の平均斜面傾斜角は 1.97° , 地すべり体の長さは南西から北東方向に最大で約 3 km, 幅は北西から南東方向に最大で約 6 km である。面積は約 12 km², 体積は約 1 km³ と推定される。

地すべり#東方 B (図 41) : 三陸沖東方 3D の北部中央に広がる地すべりで, 反射面の深度から#3 と#4 の間に発生したと考えられる。海面下深度は 2,200~2,650 ms である。層厚は 20~180 ms と値の範囲が広く, 南西から北東に向かって薄くなり, 平均で 90 ms, 最大で 200 ms ほどである。平行岩脈状構造から推定される滑動方向は南西-北東方向であり, 同方向の平均斜面傾斜角は 0.75° , 地すべり体の長さは南西から北東方向に最大で約 6 km, 幅は北西から南東方向に最大で約 10 km である。面積は約 63 km², 体積は約 5 km³ と推定される。

地すべり#ODSR(P) (図 42) : 三陸沖 3D のエリアから 80 km ほど東のエリアに広がる地すべりで, #3 と#4 の間に発生したと考えられる. 海面下深度は 3,200~3,800 ms, 斜面傾斜角は 1.97° である. 層厚は 40~140 ms の範囲に集中しており, 平均で 80 ms, 最大で 150 ms ほどである. 二次元地震探査記録では平行岩脈状構造を基にした滑動方向の推定はできない. 長径は北西から南東方向に約 20 km, 短径は南西から北東方向に約 16 km である. 面積は約 342 km², 体積は約 31 km³ と推定される.

地すべり#ODSR(Q) (図 43) : 三陸沖 3D のエリアから 80 km ほど東のエリアに広がる地すべりで, #12 の時期に発生したと考えられる. 海面下深度は 2,800~3,100 ms, 斜面傾斜角は 0.82° である. 層厚は 20~140 ms の範囲に集中し, 東から西に向かって厚くなり, 平均で 80 ms, 最大で 140 ms ほどである. 二次元地震探査記録では平行岩脈状構造を基にした滑動方向の推定はできない. 長径は北北西から南南東方向に約 24 km, 短径は西南西から東北東方向に約 22 km である. 面積は約 334 km², 体積は約 26 km³ と推定される.

JAMSTEC の地球深部探査センターが 2002~2003 年に調査船 Polar Duke と Polar Princess を用いて取得した, 二次元地震探査記録 (掘削孔の直上を通り, 「三陸沖 3D」 「三陸沖北西 3D」を東西に横切る) では, 三陸沖 3D と東側で隣接する部分の他に, 同エリアより 80 km ほど東側 (沖側) において鮮新統と第四系の地形にそれぞれ 1 回ずつ (#ODSR(P), #ODSR(Q)) の地すべり層が認められた (図 3, 21) . また, 北側では日高舟状海盆の浅部において広範囲にわたり海底地すべり堆積物に覆われていることが Noda et al. (2013) によって報告されている (図 44b) . 全体としてみると, 地すべり層は三陸沖 3D のエリア近傍が特に顕著で, 西側は隣接する部分に多くが認められ, 東側と南側ではほとんど認められない (図 17-21, 43) .

3-2 メタンハイドレート BSR の分布

メタンハイドレート BSR は広く分布しており, 特に三陸沖 3D 周辺の海域に分布が集中している (図 45a) . メタンハイドレート BSR は地すべり層の内部で顕著であり, 周囲の整然層においては明瞭なメタンハイドレート BSR はほとんど認められない. これは,

地すべり層中のメタンハイドレート BSR 相当深度において周囲の整然層と比較して音響インピーダンスのコントラストが大きいためである (図 45b-c). しかし, 隣接する三陸沖北西 3D や三陸沖東方 3D では顕著なメタンハイドレート BSR は確認できなかった. その一方で三陸沖 3D のエリアから 80 km ほど東のエリアでは二次元地震探査記録中にメタンハイドレート BSR が認められ, 同様に日高沖の地すべり堆積物について論じた Noda et al. (2013) でもメタンハイドレート BSR が報告されている (図 45a) .

3-3 地すべり体の滑動方向と体積

本研究海域は下北半島沖の陸棚斜面に位置し, 急崖などによって傾斜が大きく変化する場所も少なく, そこで見られる地すべりの斜面傾斜角は 1 度を下回るものが多い. 地すべりの滑動方向は, 一般的には地すべり当時の斜面傾斜方向と一致すると考えられるが, 本研究海域の地すべりは斜面傾斜角が非常に緩やかなためばらつきがある (図 12a). 傾斜角の変化と同じように, 傾斜方向も変化している可能性があり, 注意が必要である. また, 一部の地すべりでは末端部が舌状になっており, それに合わせて平行岩脈状構造も同心円状に広がりを見せている (図 12a) . こうしたことから, 本研究においては大まかな滑動方向の傾向について報告するが, 斜面傾斜方向との明瞭な関係を求めるまでには至っていない.

平行岩脈状構造は識別が容易で (図 12b) , 時間深度断面上では Imbrication に対して直交する特徴を有していることから (図 11a) , 40×20 km のエリアを 1 km メッシュで区切り, 時間深度断面上の平行岩脈状構造に直交する方向を算出することで滑動方向を推定したところ (図 11b-c) , 卓越する滑動方向は南西-北東方向で, 2 Ma 頃から北西-南東方向もそれに加わる (Nakamura et al., 2020) (図 46) . このことは, 第四系以降に北海道沖で地すべりが見られるようになることとも一致する (図 44b) . 平行岩脈状構造は特徴的な構造をしているため, 時間深度断面上でも整然層との区別は容易であり, 地すべり堆積物の輪郭を捉えることが可能である (図 13a) . さらに, 各深度で同様の作業をすることにより, 全体として地すべり体の外形を把握することが可能となることから, 反射法地震探査データ解析ソフトの *OpenTect* (dGB Earth Sciences) を用いて各地すべりの体積を計算した (図 13b) . 平行岩脈状構造が識別できないほどの小規模な地すべりは本研究の対象としておらず, 三陸沖 3D の範囲外に連続して堆積している部分を考慮しき

れていないが、体積は 2 Ma 以前が 8~250 km³ で、2 Ma 以降は 4~140 km³ であり、全体の傾向として 50 km³ を上回るような大規模な地すべりは連続して発生しない (Nakamura et al., 2020) (図 47a, 表 1) . 北西-南東方向に滑る#5, #7, #9, #10, #12 の地すべりの体積は、大小が交互という特徴が見られた。極端に規模が大きな#1 の地すべりは、陸成から海成へと堆積環境が変わった直後に堆積した部分である (Inagaki et al., 2012) (図 5) . 推定した地すべり体の体積を基に、地すべりの発生年代と規模の関係について調べた結果、発生間隔と体積の間に相関は見られないが、発生頻度が上昇して 50 万年以内に各地すべりが発生するようになる 2 Ma 頃を境に発生時期と累積体積との間により高い相関が見られた (Nakamura et al., 2020) (図 47b) . 各地すべりの体積を合算していった累積体積と発生間隔の相関を見てみると、2 Ma 頃を境に明らかな変化が見られる。地すべりによる堆積物供給率は、地すべり#3 から#4 の間の期間 (5.3~4.0 Ma) のデータが欠損しているため、2 Ma 以前の分は過小評価する必要があるが、2 Ma 以前の 9.4 cm/1000 年から 2 Ma 以降は 15.5 cm/1000 年へと増加している (図 47c) .

図 47 は反射法地震探査データ解析ソフトの OpendTect (dGB Earth Sciences) を用いて、深度ごとにトレースした地すべり体の輪郭から外形を求め、それを基に体積の計算を行った結果を示す。ただし、地すべり体は三陸沖 3D の範囲外にも広がっているため、隣接する三陸沖北西 3D や東方 3D のデータで補間する必要がある。2-2-2 の「地すべり体の滑動方向と体積の推定」の部分で述べた通り、図 48 は同じく反射法地震探査データ解析ソフトの Petrel (Schlumberger) を用い、地すべり体のすべり面と上面のトレースを行い、その間の体積を求めた。ここでは、#1 から#12 の中で三陸沖北西・三陸沖東方に広がる範囲の体積分を加味し、新たに三陸沖 3D 内の地すべりと連続していない地すべり体 (星印) の記録も追加している。体積の計算方法が異なるので、多少の誤差は生じるものの、傾向として大きな変化は見られなかった。

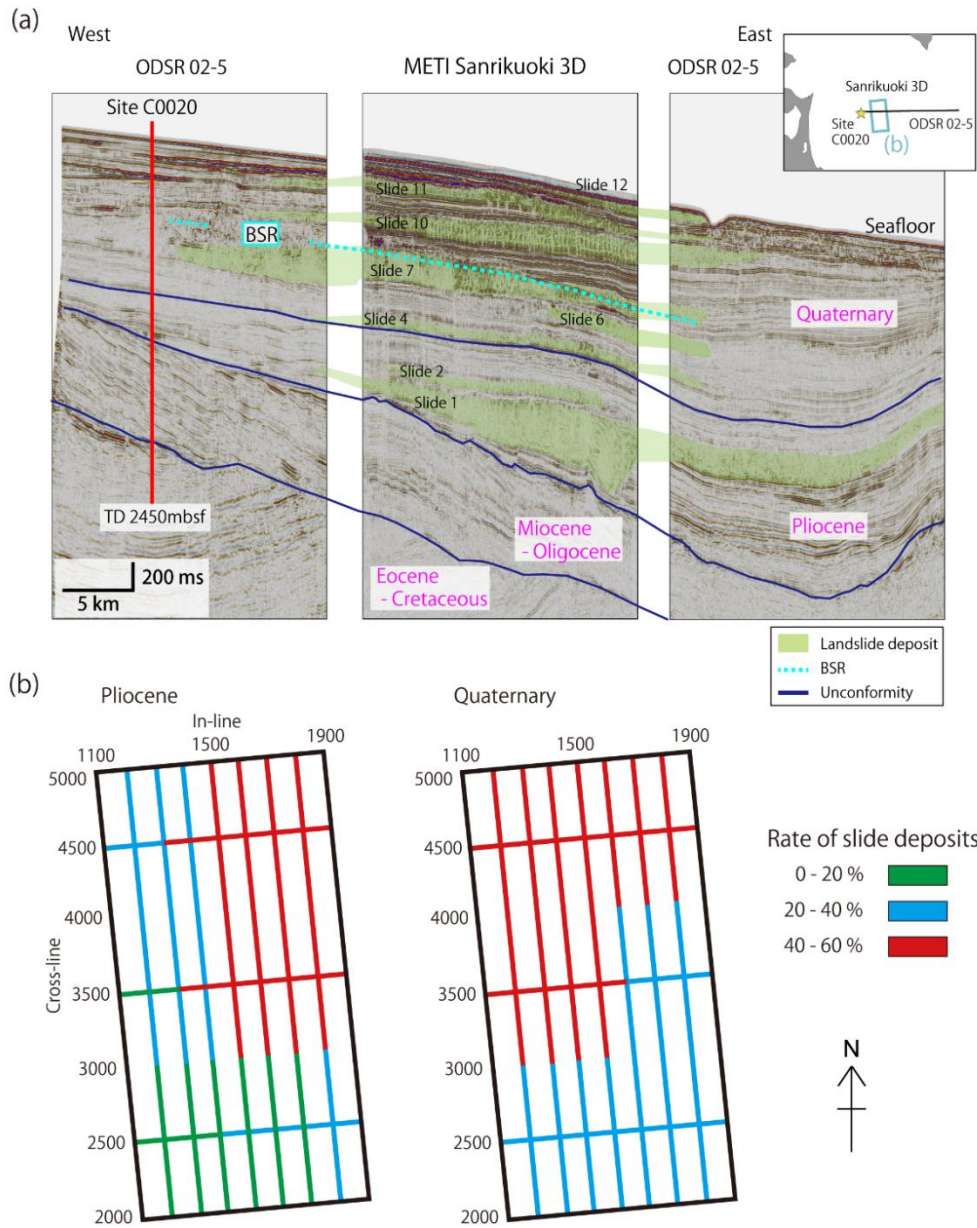
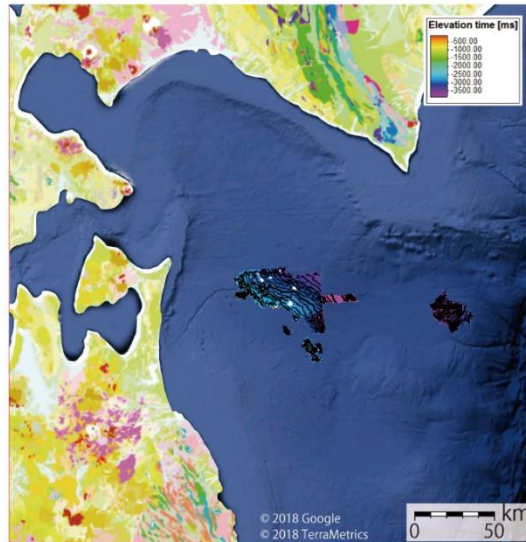


図 18 地震探査記録「三陸沖 3D」周辺の地すべりの分布 (Nakamura et al., 2020 を基に作成)

(a) 地震探査記録「三陸沖 3D」周辺の地すべり分布。鮮新統と第四系の地層に地すべり（緑色）が多く見受けられる。(b) 地震探査記録「三陸沖 3D」の時間深度断面で見える全堆積物に占める地すべり堆積物の割合。地域ごとに地すべり堆積物の割合を調べたところ、第四系は特に割合が高く、鮮新統・第四系ともに南側より北側に多く堆積している。

Pliocene

(a)



Quaternary

(b)

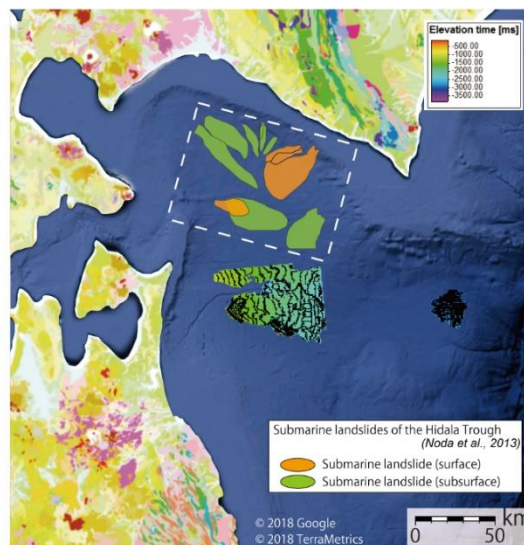


図 44 時代ごとの地すべり分布

Google map に産総研のシームレス地質図を重ね合わせた図（産総研地質調査総合センター，20 万分の 1 日本シームレス地質図，<https://gbank.gsj.jp/seamless/>）．(a) 鮮新統における地すべり分布．(b) 第四系における地すべり分布．日高沖（図 7）では表層付近に多くの地すべりが認められる（Noda et al., 2013）．

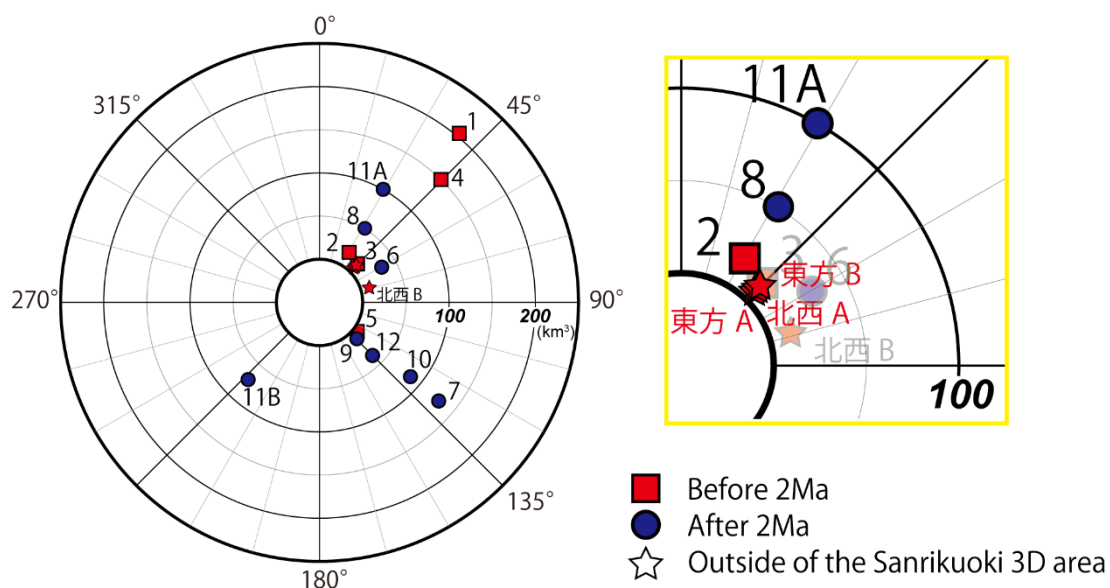


図 46 地すべりの滑動方向と体積および年代の関係 (Nakamura et al., 2020 を基に作成) 三陸沖 3D の範囲外にみられる別個の地すべり体を星印で表している (図 38-41) . また, 右上の黄色い四角で囲っている部分は, グラフの中心付近を拡大している. 卓越する滑動方向は南西-北東方向だけでなく, 2 Ma 頃を境に北西-南東方向も加わるようになり, 50 km³ を上回る大規模なイベントが繰り返し発生している. ODSR(P)と(Q)は二次元地震探査記録なので, 時間深度断面上での平行岩脈状構造を用いた滑動方向の推定は行えなかった.

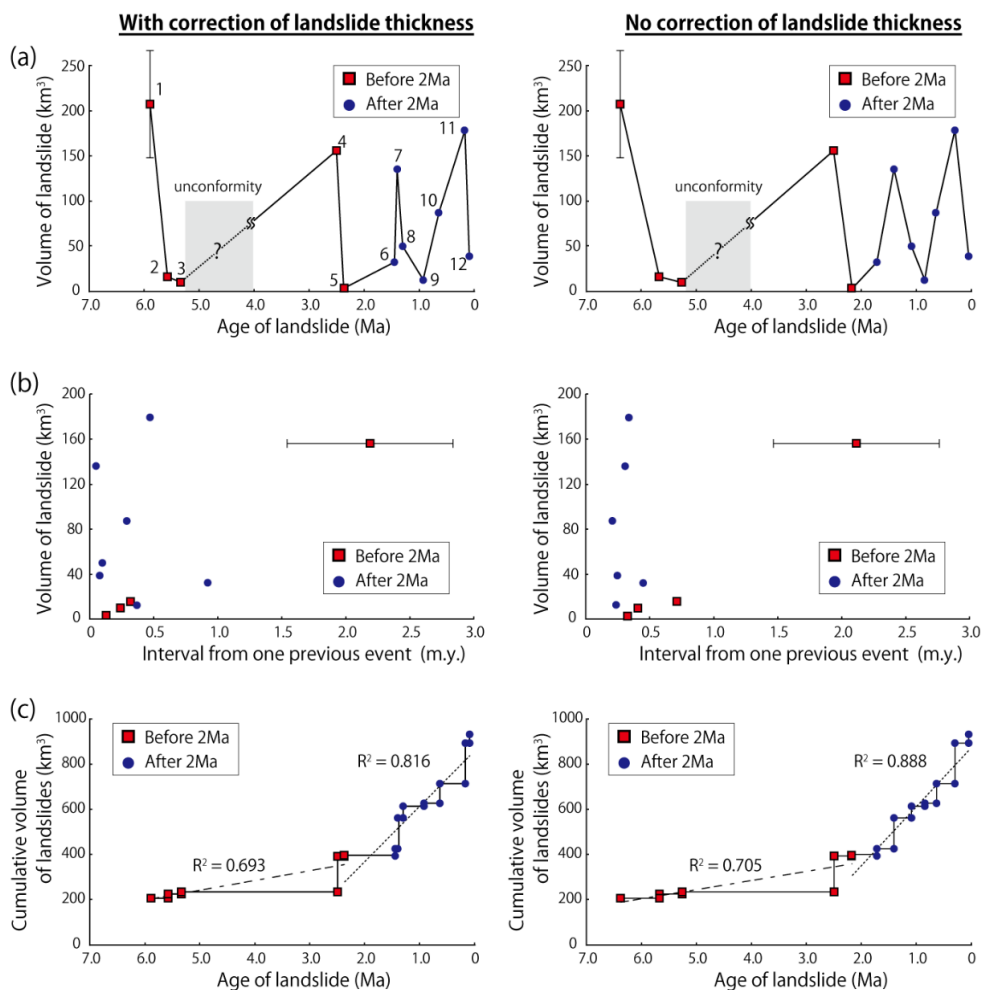


図 47 鮮新統以降の地すべり発生時期と体積の関係 (1) (Nakamura et al., 2020 を基に作成)

鮮新統以降における地すべりの発生時期，地すべり体の体積，発生間隔の関係を示す．地すべり体の体積は OpendTECT を用いて深度ごとにトレースを行い，地すべり体の輪郭から外形を求め算出した．左列と右列の図は，地すべり発生時期と体積の関係を考える際に，地すべり層の厚みを補正有り（左）と補正無し（右）を示す．(a) 各地すべりの発生時期と体積の関係．地すべり#3 と#4 の間の記録が一部欠如している．(b) 1 つ前の地すべりが発生してからの期間と地すべりの体積の関係．地すべり#1 については，それ以前の地すべり記録がないため除外している．また，地すべり#3 と#4 の間の記録が欠如しているため，年代にエラーバーをつけている．(c) 地すべりの発生時期と各地すべりの体積を合計した累積体積の関係．2 Ma 以降は傾斜が大きくなり，相関も特に高い．

表 1 各地すべりの体積

本研究で用いた地すべり体の各種記録. ここで記載している地すべりの番号は, 他の図中の番号と対応している. 年代の誤差は地すべり層の厚みを補正するかどうか(図 48a)の違いを表している. #ODSR (P)と#ODSR (Q)の滑動方向が書かれていないのは, 二次元地震探査記録から抽出した地すべり体であることから, 平行岩脈状構造を用いた滑動方向の推定が行えなかったためである. 三陸沖 3D の範囲の東側に 3D の地震探査記録がなく, #1 は 2 倍ほど大きい可能性があるため, 面積と体積に誤差を設けている(図 23b, 48, 49) .

		Slide Number	Age	Dip angle	Direction	Length	Width	Area	Volume
Quaternary	After 2 Ma	ODSR(Q)	0.05~0.09	0.82	-	24	22	334	26
		Slide 12	0.05~0.09	0.44	130	33	11	522	39
		Slide 11B	0.17~0.30	0.07	220	60	24	806	75
		Slide 11A	0.17~0.30	0.09	30	27	35	1078	104
		Slide 10	0.64	0.22	130	28	29	637	87
		Slide 9	0.85~0.93	0.33	135	15.5	18	203	13
		Slide 8	1.09~1.30	0.66	30	14	25	413	50
		Slide 7	1.40~1.41	0.02	130	40	37	990	136
		Slide 6	1.45~1.72	1.08	60	15	24	259	33
		Slide 5	2.17~2.37	0.93	130	5	13	58	4
Pliocene	Before 2 Ma	北西 B	2.34~2.44	1.26	75	9	6	26	3
		Slide 4	2.5	0.84	45	31	48	1059	156
		ODSR(P)	3.88~3.92	1.97	-	20	16	342	31
		東方 B	3.88~3.92	0.75	45	6	10	63	5
		北西 A	5.3	1.26	45	4	6	14	1
		Slide 3	5.3	0.77	45	27	11	174	10
		東方 A	5.45~5.47	1.97	45	3	6	12	1
		Slide 2	5.57~5.67	0.81	30	19	17	235	16
		Slide 1	5.89~6.38	1.74	40	24	29	580 ~1005	147~266
				(Ma)	(°)	(°)	(km)	(km)	(km ²)

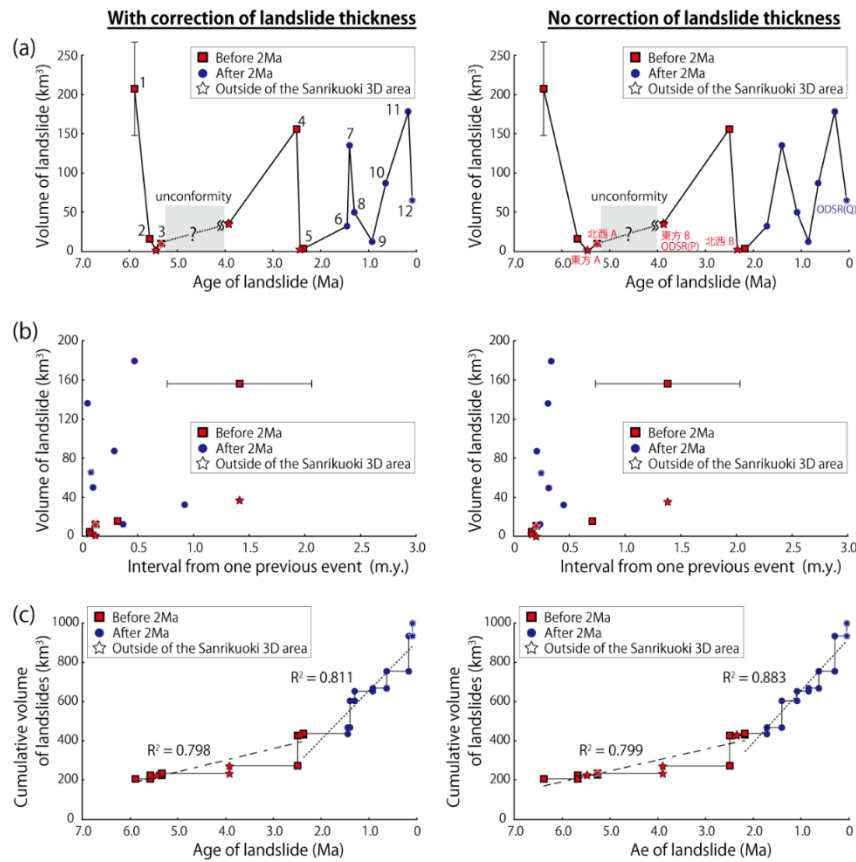


図 48 鮮新統以降の地すべり発生時期と体積の関係 (2)

鮮新統以降における地すべりの発生時期、地すべり体の体積、発生間隔の関係を示す。図 47 に三陸沖北西・三陸沖東方に広がる範囲の体積を加味し、三陸沖 3D 内の地すべりと連続していない地すべり体 (星印) の記録も追加している。地すべり体の体積は、Petrel を用いて地すべり体のすべり面と上面のトレースを行い、その間の体積を算出した。また、星印の地すべりについては詳細な年代は不明なので、地すべり体の層序を基に同時期あるいは中間としている。体積の計算方法を変更し、複数のデータを追加したものの、図 47 と比較して全体的な傾向に大きな変化はない。(a) 各地すべりの発生時期と体積の関係。地すべり #3 と #4 の間の記録が一部欠如している。補正の仕方によって倍ほどの大きさに膨らむ可能性があるため、#1 にはエラーバーをつけている (図 23b)。(b) 1 つ前の地すべりが発生してからの期間と地すべりの体積の関係。(c) 地すべりの発生時期と各地すべりの体積を合計した累積体積の関係。

第4章 考察

本博士論文中、4章(原本の pp. 82-83, 88)の部分は、Journal of Geophysical Research 誌に掲載等の形で刊行される予定であるため、インターネットでの公表をすることができません。

4-1 地すべりの発生メカニズム (素因)

4-1-1 構造運動

下北半島沖の海底地すべりに付随してみられる平行岩脈状構造は特徴的な構造をしているため、本研究では地すべりの滑動方向や体積の推定に用いた。その結果、卓越する滑動方向は南西-北東方向で、2 Ma 頃から北西-南東方向もそれに加わるようになったことが判明した。また、体積については 50 km³ を超えるような規模の地すべりが頻発しているが、探査範囲外に連続している地すべりも多いことから、実際にはより大きな規模である可能性が高いと判断された。しかしながら、地すべりが連続している北側と北東側では水深が浅くなっていき、南東側には地形的な高まりがあり、edge 部分も厚みがないことから、地すべりの規模は現在の最小見積もりよりも少し大きくなるものの、全体の傾向に大きな影響を与えるほどではないと考えられる。さらに、体積と発生間隔との間に相関は見られないものの、発生頻度が上昇して 50 万年以内に各地すべりが発生ようになる 2 Ma 頃を境に、発生時期と累積体積との間により高い相関が見られるようになった。

こうした 2 Ma 頃に生じた滑動方向の変化や発生頻度の上昇は顕著である。その要因として、まずは構造運動との関係について検討を行った。東北日本のテクトニクスは、鮮新世以前は中間的な応力場だったが、鮮新世の終わりから第四紀にかけて逆断層を伴う短縮変形が顕著になる (Taira, 2001 など) (図 50)。そうした東西圧縮は東北日本ではおよそ 3~2 Ma 頃から発達したとされ (Okamura et al., 1995)、それに伴う局地的な隆起も生じたとされる (Nakajima et al., 2006)。これらの地殻変動は、地殻歪速度の増大や圧縮応力成分の増大 (高橋, 1986; Sato, 1992) によって生じたと考えられ、1) フィリピン海プレートの運動方向の変化 (徳山ほか, 2001)、2) 北米 (あるいはオホーツク)・ユーラシア (あるいはアムール) プレート境界の転移 (中村, 1983)、3) アムールプレートの東進 (Tamaki & Honza, 1985) などが原因と考えられる。8 Ma 頃から、現在の奥羽脊梁山脈付近を中軸としてバイアス型カルデラを伴う珪長質火山活動が活発化していたが、2 Ma 頃を境に火山活動も玄武~安山岩質の成層火山へ変化したとされる (Takahashi, 1986)。また、東北全体で考えると 8 Ma 以降は火山フロントの顕著な移動は生じていない (<20 km) と言われているが (大口ほか, 1989; 梅田ほか, 1999)、範囲を限定して『“第四紀”に活動した火山岩体および、“第四紀”に貫入・固結し、その後の隆起・侵食作用によって地表に露出した貫入岩体 (Nishiki et al., 2012)』の記録を見ると、2 Ma を境界とした火山活動の変化が見られる (図 51)。カナリア諸島のよう

な火山起源の地すべりの例もあるが (Krastel et al., 2001) , 本地域の場合は火山活動が地すべりの直接的な発生原因となったのではない。もともと緩傾斜で地すべりが発生していた場であったため, 火山活動の範囲に変化をもたらした地殻変動が, 地層の傾斜方向にも影響を与え, 地すべりの滑動方向も変化したと考えられる。

4-1-2 物理特性

本博士論文中、4章（原本の pp. 77-78）の部分は、**Journal of Geophysical Research** 誌に掲載等の形で刊行される予定であるため、インターネットでの公表をすることができません。

4-2 地すべりの発生メカニズム (誘引)

本博士論文中、4章(原本の pp. 78-81)の部分は、*Journal of Geophysical Research* 誌に掲載等の形で刊行される予定であるため、インターネットでの公表をすることができません。

4-3 世界における下北半島沖地すべりの位置づけ

日本は地震や津波、火山の噴火などが数多く発生するだけでなく、周辺海域にメタンハイドレートが大量に存在している。これらはどれも海底地すべりと関わりがあると考えられることから、海底地すべりが「なぜ起きるのか」「次いつ起きるのか」「どの程度の規模なのか」を知ることは我々にとって重大な関心事である。北大西洋の縁辺部における地すべりの斜面傾斜角・規模・崩壊エリアなどの関係をデータベース化した Hühnerbach et al. (2004) と下北半島沖の海底地すべりを比較してみると、「地すべり体の長さと同面積」「地すべり体の幅と体積」の関係については同様の傾向を示す (図 55a-b) が、「斜面傾斜角と地すべり体の長さ」「斜面傾斜角と体積」の関係については低角の割に規模が大きいという特徴が見られる (図 55c-d)。同じ日本国内で発生している南海トラフ (Strasser et al., 2011; Moore & Strasser, 2016) や日本海 (池原ほか, 1990; Abe et al., 2008) の地すべりと比較すると、傾斜の緩やかさや層面すべりという形式、平行岩脈状構造をはじめとする特徴的な構造など、下北半島沖の海底地すべりは非常にユニークであることがわかる。こうしたユニークな特徴に加え、C9001C 孔では均質な泥が約 80 万年近く連続して堆積するなど全体的に泥質な地質であるため (堂満ほか, 2010)、600 万年間にわたって継続的に発生する地すべりの記録が詳細に観察できる。この特徴を用いて科学掘削を行い、地すべりがあった場所と無い場所の両方のデータを比較することで、すべり面の物理特性などを把握することも可能となる。スケールこそ大きく異なるが、日南海岸沿いで見られる砂岩脈 (石原ほか, 2014) (図 56) や、液状化時の水膜生成に関する実験 (Kokusho, 2000) も、これらの特徴を理解するためのアナログとしては有効であると考えられる。

4-4 本研究の新規性について

先行研究 (森田ほか, 2011; Morita et al., 2011) によって、下北半島沖で取得された三次元地震探査「三陸沖 3D」の解析結果から、鮮新統以浅の地層に複数の大規模な地すべり構造が認められた。同海域の地すべりは、円弧すべりではなく層面すべりの形態をとる。底面では逆断層が繰り返し覆瓦構造が発達し、地すべりに付随する特異な岩脈状構造も認められる。すべり面はある程度の厚みを持った弱振幅層に特徴づけられる。平行岩脈状構造の特徴を用いれば滑動方向の推定が可能、といった特徴が報告されている。しか

し、先行研究では産状の報告までで、具体的な地すべりの発生回数、発生年代、規模、滑動方向、原因などは不明であった。

そこで本研究では、「三陸沖 3D」だけでなく、その周辺海域で取得された三次元地震探査記録「三陸沖北西 3D」と「三陸沖東方 3D」や二次元地震探査記録「八戸沖 2D」まで含む広範囲の地震探査記録の観察を行い、鮮新統に 4 回、第四系に 8 回の大規模な地すべりが発生していることが明らかとなった。

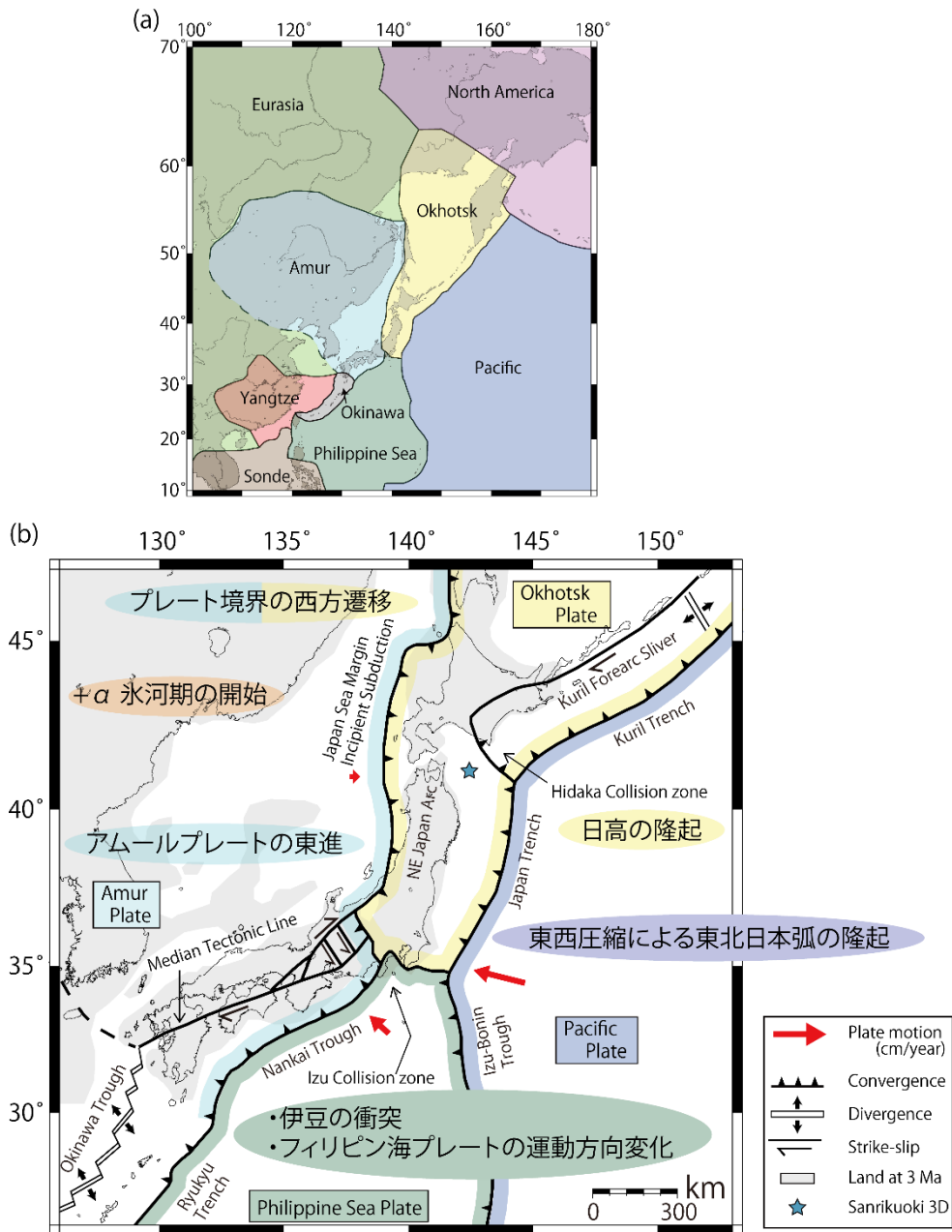


図 50 プレートの配置と 2 Ma 頃の地殻変動

(a) 日本周辺のプレートの配置 (Wei & Seno, 1998 を参考に作成) . (b) 地すべりの頻度や滑動方向に変化が見られる 2 Ma 頃にどのようなテクトニックな変動があったのかを示す図. プレート沿いの配色は a と対応している (Taira, 2001; 鎌田, 2016 を参考に作成) .

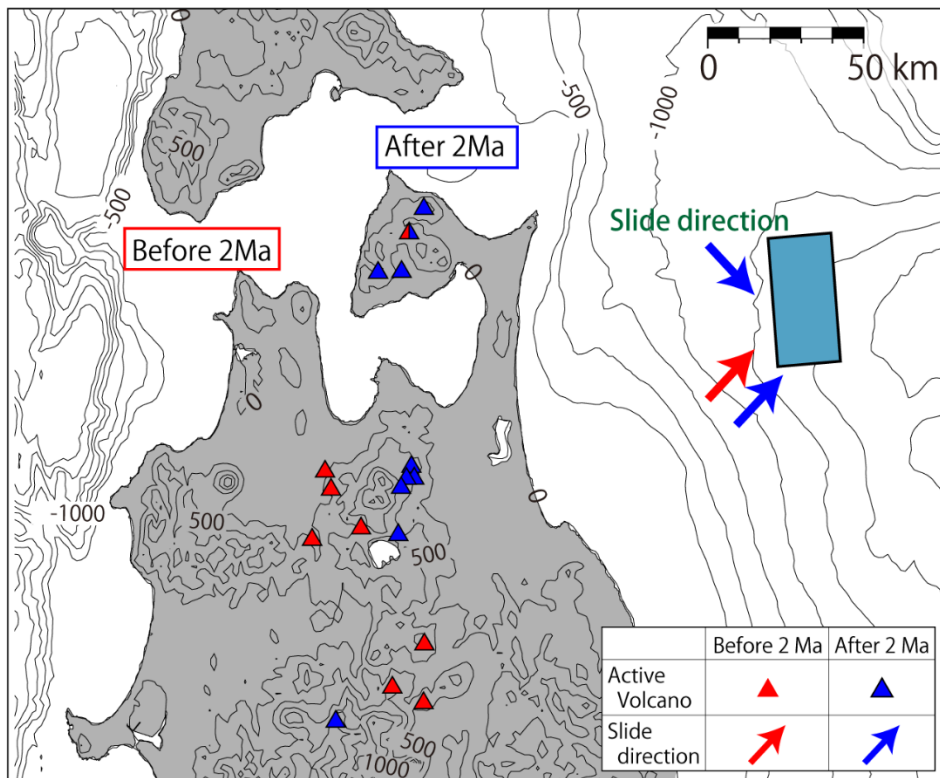


図 51 火山活動と地すべりの滑動方向 (Nakamura et al., 2020 を改変)

火山の分布を Nishiki et al. (2012) を基に作成した。2 Ma 以前の火山の配列は、下北半島を除くと北北西-南南東方向であるのに対して、2 Ma 以降は北北東-南南西方向が卓越する。図 50 で示したように、2 Ma を境に多地点で地殻変動の変化が報告されており、2 Ma における地すべりの滑動方向の変化と関係している可能性がある。

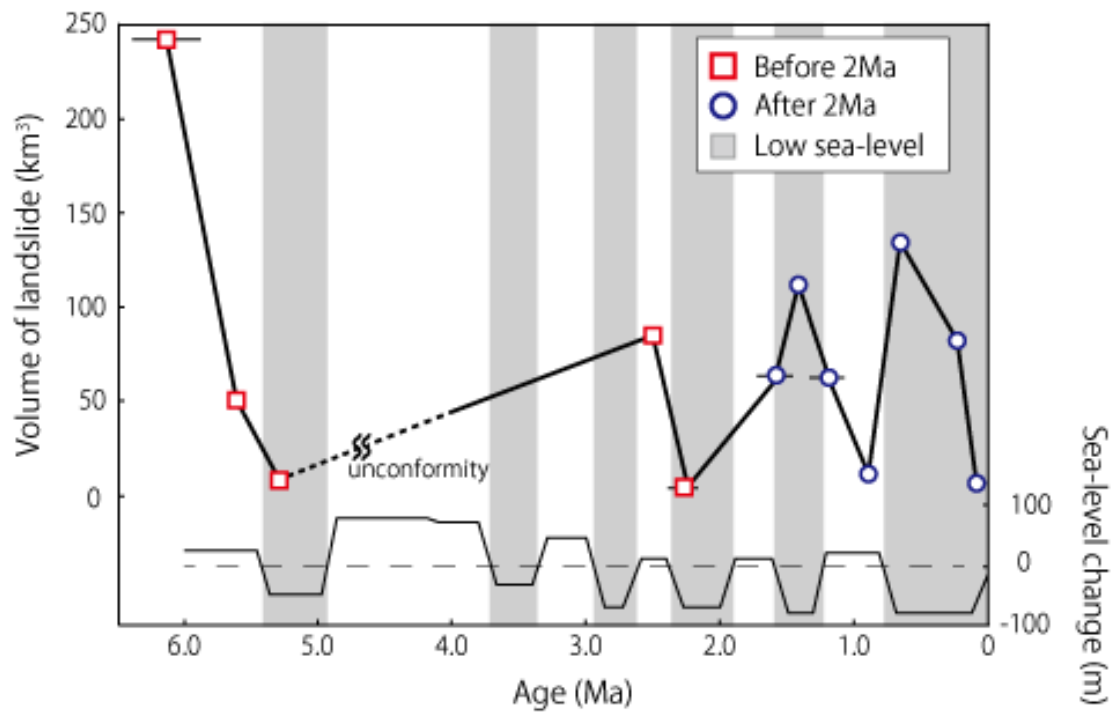
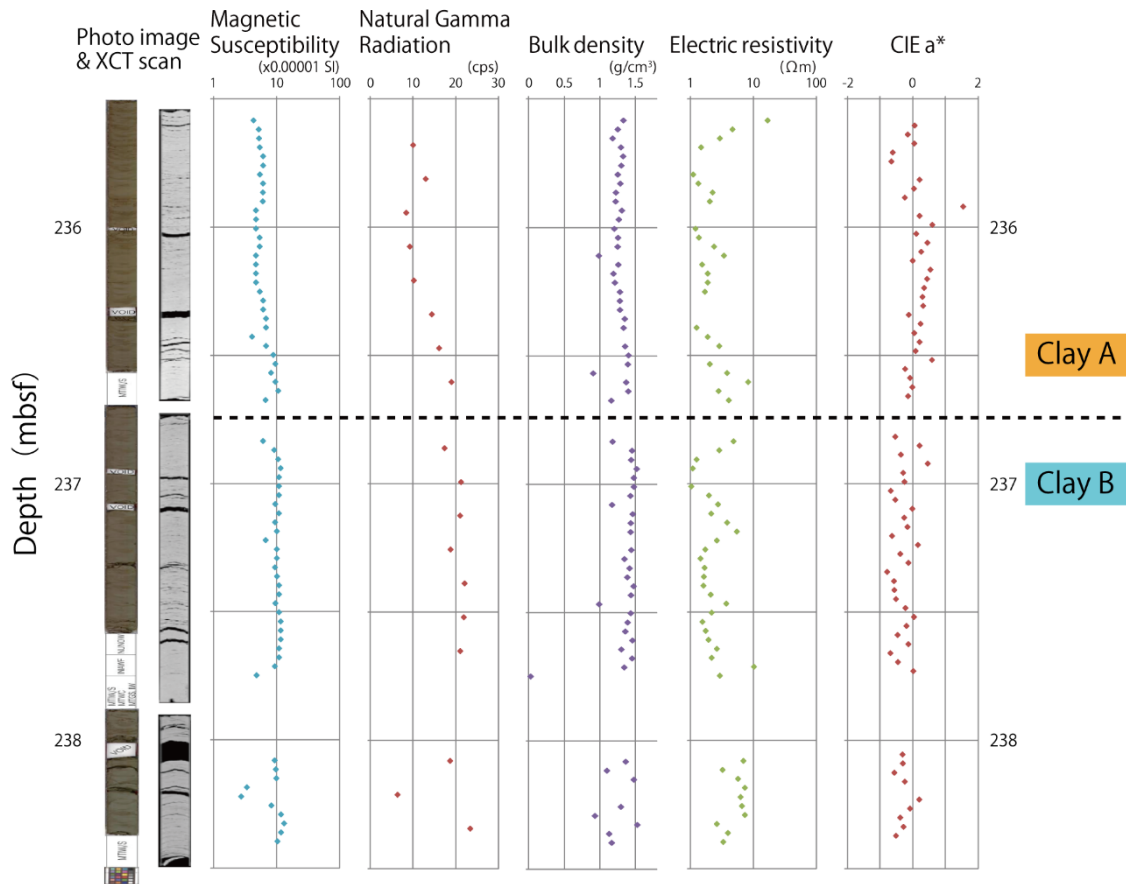


図 52 地すべりと海水準変動

地すべりの体積とユースタシーの海水準変動（サードオーダー）を比較した図（Haq et al., 1988; Quinn, 1991）。2 Ma 以降は、大規模な地すべりが海退期および低海水準期に発生している。



Clay A		Clay B
珪藻	構成物	石英など
Low	磁化率	High
Low	ガンマ線	High
High	色調	Low

図 53 2 種類の Clay の岩相および物理的特性の違い (Science and Planning Department Center for Deep Earth Exploration, 2007 を基に作成)

慣熟航海 CK 06-06 で得られた掘削点 C9001C コアのロギング記録 (図 45) . 構成物の異なる 2 種類の Clay は, ロギングの記録においても磁化率・ガンマ線・色調において明瞭な違いが見られた. 色調は高いと赤みがかかり, 低いと緑がかかる.

表 3 歴史地震

三陸沖から十勝沖にかけての歴史地震をまとめた表。発生年や規模、死者数については宇津徳治「世界の被害地震の表」に準拠（宇津，1990；Utsu, 2002；宇津，2004）。

発生年	場所	規模	死者数	名称
869	三陸沿岸	M 8.3	1000人	貞観地震
1454	東北地方	Mw > 8.4		享徳地震
1611	会津	M 6.9	3700人	会津地震
	三陸沖	M 8.1	5000人	慶長三陸地震
1677	三陸沖北部	M 8.0	540人	延宝八戸沖地震
1741	北海道西南沖	M 6.9	2033人	寛保津波
1763	三陸沖北部	M 7.0-7.7		宝暦八戸沖地震
1766	弘前	M 7.3	1335人	津軽地震
1793	三陸沖南部	M 8.2	39人	寛政地震(宮城県沖地震)
1835	宮城沖	M 7.0		宮城県沖地震(仙台地震)
1843	十勝沖	M 8.0	46人	天保十勝沖地震
1856	三陸沖北部	M 7.7	38人	安政八戸沖地震
1861	宮城沖	M 7.3		宮城県沖地震
1896	三陸沖	M 8.2	22000人	明治三陸地震
	秋田, 岩手	M 7.2	209人	陸羽地震
1897	宮城沖	M 7.4		宮城県沖地震(仙台沖地震)
1933	三陸沖	M 8.1	3064人	昭和三陸地震
1968	三陸沖北部	M 7.9	52人	十勝沖地震
1994	三陸沖北部	M 7.6	3人	三陸はるか沖地震
2011	三陸沖南部	M 9.0	15889人	東北地方太平洋沖地震

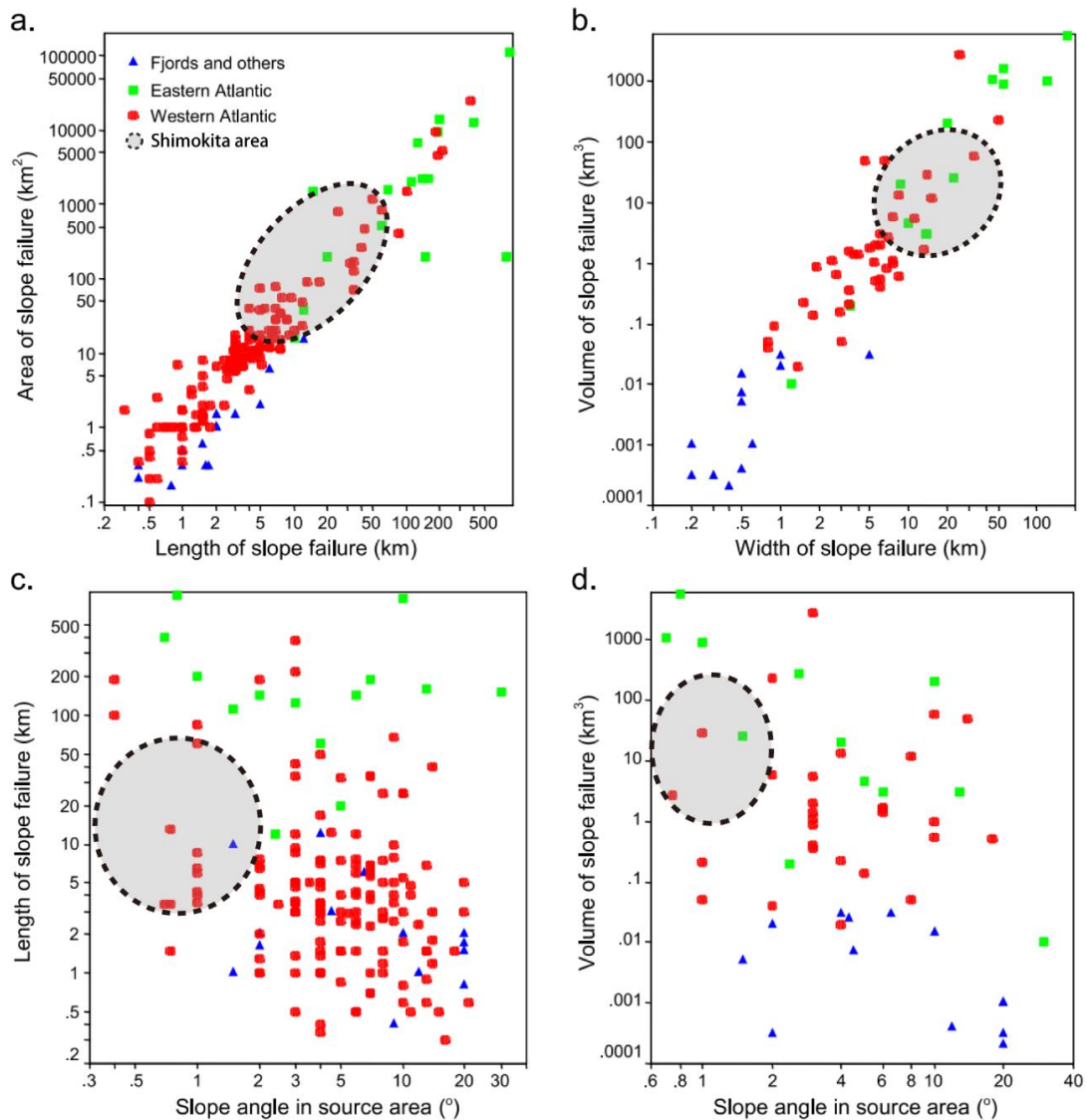


図 55 下北半島沖地すべりの世界における位置づけ (Hühnerbach et al., 2004 に加筆)

北大西洋の縁辺部における現世の約 260 点分の地すべりの斜面傾斜角・規模・崩壊エリアなどの関係をデータベース化したものに、新たに本研究海域の地すべりの大まかなデータ (黒い破線で囲っている部分) を追加した図 (図 49, 表 1)。(a) 地すべりの範囲 (縦軸) と長さ (横軸) の関係。(b) 地すべりの規模 (縦軸) と幅 (横軸) の関係。(c) 地すべりの長さ (縦軸) と斜面傾斜角 (横軸) の関係。(d) 地すべりの規模 (縦軸) と斜面傾斜角 (横軸) の関係。

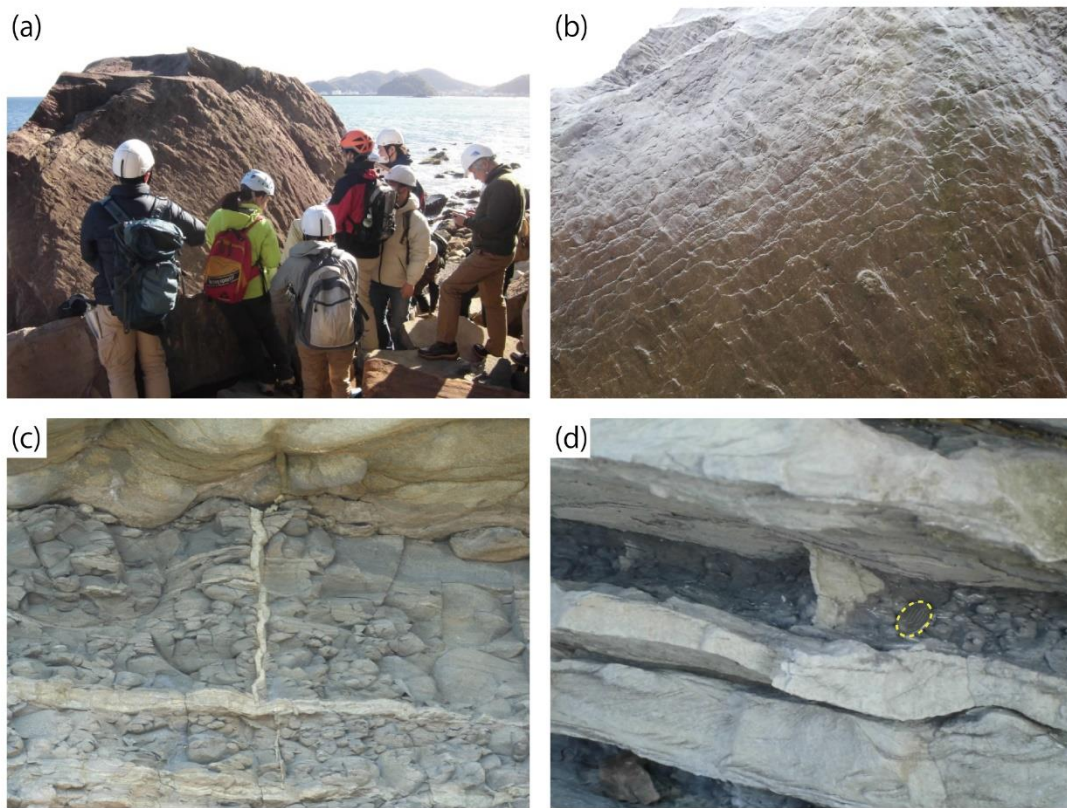


図 56 日南海岸沿いで見られる砂岩脈

下北半島沖の海底地すべりと類似の流体循環と変形を経験したと考えられる海底地すべり層と脱水構造が存在する日南層群を観察し，そのすべり面形成と流体移動に関するイメージ共有と議論を進めるための巡検が 2012 年 9 月および 2014 年 3 月に行われた．a-d はその際に撮影した写真だが，地震探査記録中に見られる平行岩脈状構造あるいは脱水構造とはスケールが大きく異なる．(a-b) 本研究における時間深度断面場に写る平行岩脈状構造に類似する構造．b は a の手前側を向いている部分を拡大した図．(c-d) 本研究における脱水構造に類似する構造．d にはスケールとして 100 円硬貨（黄色い破線）を置いている．

第5章 まとめ

三次元地震探査記録を用いて地すべりの形成様式(すべり面・地すべり体の上面・地すべり発生時の海底面)に関する認定基準を決定し、それを基に地すべり層の抽出を行った結果、下北半島沖において鮮新統以浅の地層に複数の海底地すべり層が認められた。また、地震探査記録中には、地すべり層内に鉛直方向に発達する岩脈状構造が認められるが、この岩脈状構造は時間深度断面上において均等な間隔で平行に配列しており、これらの特徴的な構造を用いて地すべり体の滑動方向と体積を推定した。卓越する滑動方向は2 Ma 頃を境に南西から北東方向に加えて、北西から南東方向のイベントも発生するようになり、50 km³を上回る大規模なイベントが繰り返し発生している。さらに、地すべりの体積と発生間隔の関係について考察を行ったところ、同海域では大小様々な地すべりが発生してきたが、長期にわたって見れば一様な堆積物供給が行われてきたと言える。地すべりの発生間隔と体積の間に相関は見られなかったが、2 Ma 付近を境に地すべりの頻度が上昇し、累積体積と発生時期の間により高い相関が見られるようになった。

地すべりの規模は時間とともに幅広い変化を示すが、それらは高いメタンフラックスや繰り返し発生する沈み込み帯の地震と関連していると推測される。どちらも間隙水圧の上昇に寄与し、非常に緩やかな傾斜にも関わらず不安定な地盤を形成する。地すべりの発生間隔と比べると地震の周期は非常に短いため、地震のたびに地すべりが生じているとすると、過剰間隙水圧状態になるほど堆積物が供給源に溜まりきらない。このことから、地震が地すべりの直接的なトリガーである可能性は高いが、前提条件として間隙水圧が上昇していること(地盤不安定化)と、堆積物が溜まっている状態である必要があると考えられる。2 Ma 以降の地すべりの頻度上昇は、周辺での地殻変動の活発化だけでなく(内的要因)、気候変動や海水準変動の周期と一致したためであると考えられる(外的要因)。これらの条件を満たす場合にのみ、大規模海底地すべりの発生に繋がり、その発生間隔が数10万年となるのだと考えられる。

およそ600万年間にわたって継続的に発生する地すべりの記録が詳細に観察できる例は世界的にも珍しく、様々な条件が重なったことで本研究海域における地すべりの滑動史が明らかとなった。その条件として、第一に、泥質堆積物が主体の地層であることが挙げられる。本研究海域は中期中新世に陸成から海成に堆積環境が変化して以降、岩相に大きな変化はなく、80万年近く泥質の地層が連続したことがある(堂満ほか, 2010)など、

長期にわたる記録が保存されている。これほど連続的に泥質な堆積物が堆積する理由としては、陸源性碎屑物の主要な供給経路がないためであると考えられる。第二に、特異な岩脈状構造の存在が挙げられる。平行岩脈状構造によって地すべり体の認定が容易となっただけでなく、規模や滑動方向の推定まで可能となった。第三に、円弧すべりではなく層面すべりタイプの地すべりであることが挙げられる。層面すべりは比較的単純な形態なので、形成様式の復元や発生年代の推定に寄与した。これらの海底地すべりに関する基礎データを集積することは緩傾斜での堆積物移動のプロセスを理解するために有益であると同時に、同海域における将来的な減災へも貢献しうると考えられる。

謝辞

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丁寧で熱心なご指導を賜った指導教員の芦寿一郎准教授には心から御礼申し上げます。筆者の未熟さや至らなさから研究が遅々として進まず、多大なご迷惑をおかけいたしました。就職後に学位論文を執筆する機会を頂戴し、常に暖かい激励をいただきました。

東京大学大気海洋研究所の沖野郷子教授、朴進午准教授、東京大学新領域創成科学研究科の須貝俊彦教授、小口高教授には、副査として大変有意義な議論をしていただくと同時に、本論文に対して多くの助言をいただきました。

産業技術総合研究所の森田澄人博士には本研究を行うきっかけを与えていただいただけでなく、投稿論文の作成にあたり、様々なご指導やコメントをいただきました。また、産業技術総合研究所の後藤秀作博士や中嶋健博士をはじめとする地圏資源環境研究部門燃料資源地質研究グループの皆様には、筆者が契約職員として在籍している際に多くの有意義な議論をしていただきました。

現在の勤務先である総合地質調査株式会社の皆様には、就職後の学位取得に対してご理解をいただき、業務工程など様々な面でご協力をいただきました。

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。山口飛鳥准教授には研究に対しての様々なご意見をいただき、金原富子氏には研究生生活の面で大変お世話になりました。先輩、同期、後輩の皆様には、常日頃から多くの刺激をいただきました。

本研究で用いたデータの提供および公表の許可をいただいた石油天然ガス・金属鉱物資源機構にも厚く謝意を表します。

最後に、博士課程への進学を許可し、学位取得を信じて支援し続けてくれた家族にも感謝いたします。

本論文を作成するにあたり、様々な形で協力していただいた皆様へ心から感謝とお礼を申し上げたく、ここに謝辞として代えさせていただきます。

引用文献

- Abe, I., Goto, K., Imamura, F., & Shimizu, K. (2008). Numerical simulation of the tsunami generated by the 2007 Noto Hanto Earthquake and implications for unusual tidal surges observed in Toyama Bay. *Earth, planets and space*, 60(2), 133-138.
- 姉川学利, & 宮田雄一郎. (2001). 未固結砂泥互層における流体の移動過程: 宮崎県日南層群の砂岩泥岩互層中にみられる流体噴出構造. *地質学雑誌*, 107(4), 270-282.
- 青池寛, 西弘嗣, 坂本竜彦, 飯島耕一, 土屋正史, 平朝彦, 倉本真一, & 眞砂英樹. (2010). 地球深部探査船「ちきゅう」の下北半島沖慣熟航海コア試料: 物性変動から予測される古環境変動. *化石*, 87, 65-81.
- Ashi, J. (1999). Large submarine landslides associated with decomposition of gas hydrate. *Landslide News*, 12(3), 17-23.
- Assier-Rzadkiewicz, S., Heinrich, P., Sabatier, P. C., Savoye, B., & Bourillet, J. F. (2000). Numerical modelling of a landslide-generated tsunami: The 1979 Nice event. *Pure and Applied Geophysics*, 157(10), 1707-1727.
- Borrero, J. C., Dolan, J. F., & Synolakis, C. E. (2001). Tsunamis within the eastern Santa Barbara Channel, *Geophysical Research Letters*, 28(4), 643-646.
- Brunsdon, D. (1973). The application of system theory to the study of mass movement, *Geologia Applicata e Idrogeologia*, 8, 185-207.
- Bull, S., Cartwright, J., & Huuse, M. (2009). A review of kinematic indicators from mass-transport complexes using 3D seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, 26(7), 1132-1151.
- Bünz, S., Mienert, J., Bryn, P., & Berg, K. (2005). Fluid flow impact on slope failure from 3D seismic data: a case study in the Storegga Slide. *Basin Research*, 17(1), 109-122.
- Carlson, P. R. (1978). Holocene slump on continental shelf off Malaspina Glacier, Gulf of Alaska. *AAPG Bulletin*, 62(12), 2412-2426.
- Carson, M. A., & Kirkby, M. J. (1972). Hillslope form and process.
- Canals, M., Lastras, G., Urgeles, R., Casamor, J. L., Mienert, J., Cattaneo, A., De

- Batist, M., Haflidason, H., Imbo, Y., Laberg, J. S., Locat, J., Long, D., Longva, O., Masson, D. G., Sultan, N., Trincardi, F., & Bryn, P. (2004). Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project. *Marine Geology*, *213*(1), 9-72.
- Crandell, D. R., Miller, C. D., Glicken, H. X., Christiansen, R. L., & Newhall, C. G. (1984). Catastrophic debris avalanche from ancestral Mount Shasta volcano, California, *Geology*, *12*(3), 143-146.
- Chaytor, J. D., ten Brink, U. S., Solow, A. R., & Andrews, B. D. (2009). Size distribution of submarine landslides along the US Atlantic margin. *Marine Geology*, *264*(1-2), 16-27.
- Dingle, R.V. (1977). The anatomy of a large submarine slump on a sheared continental margin (SE Africa). *Journal of Geological Society*, *134*(3), 293-310.
- 独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構, ジャパンエナジー石油開発株式会社. (2009). 平成 20 年度国内石油・天然ガス基礎調査, 基礎物理探査「三陸沖 3D」データ解釈報告書
- 独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構, ジャパンエナジー石油開発株式会社. (2012a). 平成 20 年度国内石油・天然ガス基礎調査, 基礎物理探査「三陸沖北西 3D」データ解釈報告書
- 独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構, ジャパンエナジー石油開発株式会社. (2012b). 平成 20 年度国内石油・天然ガス基礎調査, 基礎物理探査「三陸沖東方 3D」データ解釈報告書
- 堂満華子, 西弘嗣, 内田淳一, 尾田太良, 大金薫, 平朝彦, & 青池寛. (2010). 地球深部探査船「ちきゅう」の下北半島沖慣熟航海コア試料の年代モデル. *化石*, *87*, 47-64.
- Fine, I. V., Rabinovich, A. B., Bornhold, B. D., Thomson, R. E., & Kulikov, E. A. (2005). The Grand Banks landslide-generated tsunami of November 18, 1929: preliminary analysis and numerical modeling. *Marine Geology*, *215*(1-2), 45-57.
- Fritz, H. M., Mohammed, F., & Yoo, J. (2009). Lituya bay landslide impact generated mega-tsunami 50 th anniversary. In *Tsunami Science Four Years after the 2004 Indian Ocean Tsunami* (pp. 153-175). Birkhäuser Basel.
- Grall, C., Henry, P., Westbrook, G. K., Çağatay, M. N., Thomas, Y., Marsset, B.,

- Borschneck, D., Saritas, H., Cifçi, G., & Géli, L. (2014). Mass transport deposits periodicity related to glacial cycles and marine-lacustrine transitions on a ponded basin of the Sea of Marmara (Turkey) over the last 500 ka. In Krastel, S., et al. (Eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences: 6th International Symposium* (pp. 595-603). Springer International Publishing.
- Hampton, M. A., Lee, H. J., & Locat, J. (1996). Submarine Landslides. *Reviews of Geophysics*, 34(1), 33-59.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., & Vail, P. R. (1988). Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. c., Posamentier, H. W., Ross, C. A., & Van Wagoner, J. C. (Eds.), *Sea-Level Changes: an Integrated Approach*, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Special Publication, 42, 71-108.
- Heezen, B. C., & Ewing, M. (1952). Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks earthquake. *American Journal Science*, 250(12), 849-873.
- 本座栄一. (1999). オホーツク海, 北海道南海域における堆積盆地の後期中新世以降の構造発達史 (特集 日本周辺海域の地質構造マッピング-2-). *地質ニュース*, (542), 11-22.
- Hsu, S. K., Kuo, J., Lo, C. L., Tsai, C. H., Doo, W. B., Ku, C. Y., & Sibuet, J. C. (2008). Turbidity currents, submarine landslides and the 2006 Pingtung Earthquake off SW Taiwan. *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences*, 19(6), 767-772.
- Hühnerbach, V., Masson, D. G. & partners of the COSTA-Project. (2004). Landslides in the North Atlantic and its adjacent seas: an analysis of their morphology, setting and behaviour. *Marine Geology*, 213(1), 343-362.
- Hunt, D. G. (1984). Creep trajectories for beech during moisture changes under load. *Journal of materials science*, 19(5), 1456-1467.
- Hutchinson, J. H. (1988). General report, morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. In *Landslides, Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides, 1988*.
- 池原研, 佐藤幹夫, & 山本博文. (1990). 高分解能音波探査記録からみた隠岐トラフの堆積作用. *地質学雑誌*, 96(1), 37-49.

- Inagaki, F., & Hinrichs, K. U. (2010). Integrated Ocean Drilling Program Expedition 337 Scientific Prospectus Deep Coalbed Biosphere off Shimokita Microbial processes and hydrocarbon system associated with deeply buried coalbed in the ocean.
- Inagaki, F., Hinrichs, K.-U., Kubo, Y., & the Expedition 337 Scientists. (2012). Deep coalbed biosphere off Shimokita: microbial processes and hydrocarbon system associated with deeply buried coalbed in the ocean. IODP Preliminary Report, 337. Integrated Ocean Drilling Program Management International. (2011). Illuminating Earth's Past, Present, and Future: Science Plan for 2013-2023, 54.
- 石原与四郎, 高清水康博, 松本弾, & 宮田雄一郎. (2014). 日南海岸沿いの深海堆積相と重力流堆積物. *地質学雑誌*, 120(Supplement), S41-S62.
- Itaki, T. (2016). Transitional changes in microfossil assemblages in the Japan Sea from the Late Pliocene to Early Pleistocene related to global climatic and local tectonic events. *Progress in Earth and Planetary Science*, 3(1), 11.
- Japan Natural Gas Association and Japan Offshore Petroleum Development Association. (1992). Petroleum and natural gas resources in Japan, Revised edn. Japan Natural Gas Association and Japan Offshore Petroleum Development Association, Tokyo, 520.
- Kakuwa, Y., Nakajima, T., & Matsumoto, R. (2014). Submarine landslide identified in MD179 cores, off-Joetsu area, eastern margin of the Sea of Japan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 90, 218-227.
- 鎌田浩毅. (2016) *地球の歴史 下 - 人類の台頭*. 東京, 中公新書.
- Kanamatsu, T., Kawamura, K., Strasser, M., Novak, B., & Kitamura, Y. (2014). Flow dynamics of Nankai Trough submarine landslide inferred from internal deformation using magnetic fabric. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(10), 4079-4092.
- Kennett, J. P., Cannariato, K. G., Hendy, I. L., & Behl, R. J. (2003). *Methane hydrates in quaternary climate change: the clathrate gun hypothesis* (pp. 1-9). American Geophysical Union.
- Kenyon, N. H. (1987). Mass-wasting features on the continental slope of Northwest Europe, *Marine Geology*, 74, 57-77.

- 木村学. (1985). 白亜紀北海道の沈み込み様式. *科学*, *55*, 24-31.
- Kimura, G. (1994). The latest Cretaceous - early Paleogene rapid growth of accretionary complex and exhumation of high pressure series metamorphic rocks in northwestern Pacific margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *99*(B11), 22147-22164.
- Kimura, G. (1996). Collision orogeny at arc - arc junctions in the Japanese Islands. *Island arc*, *5*(3), 262-275.
- Kokusho, T. (2000). Mechanism for water film generation and lateral flow in liquefied sand layer. *Soils and Foundations*, *40*(5), 99-111.
- 小谷亮介, 松本良, 石田泰史, 蛭田明宏, & 町山栄章. (2007). 下北半島沖における異常BSR とメタン活動, *堆積学研究*, *64*, 117-120.
- Krastel, S., Schmincke, H. U., Jacobs, C. L., Rihm, R., Le Bas, T. P., & Alibes, B. (2001). Submarine landslides around the Canary Islands. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *106*(B3), 3977-3997.
- Kremer, K., Usman, M. O., Satoguchi, Y., Nagahashi, Y., Vadakkepuliambatta, S., Panieri, G., & Strasser, M. (2017). Possible climate preconditioning on submarine landslides along a convergent margin, Nankai Trough (NE Pacific). *Progress in Earth and Planetary Science*, *4*(1), 20.
- Kuroyanagi, A., Kawahata, H., Narita, H., Ohkushi, K., & Aramaki, T. (2006). Reconstruction of paleoenvironmental changes based on the planktonic foraminiferal assemblages off Shimokita (Japan) in the northwestern North Pacific. *Global and Planetary Change*, *53*(1), 92-107.
- Lastras, G., Canals, M., Urgeles, R., Hughes - Clarke, J. E., & Acosta, J. (2004). Shallow slides and pockmark swarms in the Eivissa Channel, western Mediterranean Sea. *Sedimentology*, *51*(4), 837-850.
- Lowe, D. R. (1982). Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, *52*(1), 279-297.
- 丸山茂徳, & 瀬野徹三. (1985). 日本列島周辺のプレート相対運動と造山運動 (変動帯日本列島の基盤--沈み込み・衝突・造山運動<特集>). *科学*, *55*(1), 32-41.

- Maruyama, S., & Send, T. (1986). Orogeny and relative plate motions: example of the Japanese Islands. *Tectonophysics*, 127(3-4), 305-329.
- Masson, D. G., Watts, A. B., Gee, M. J. R., Urgeles, R., Mitchell, N. C., Le Bas, T. P., & Canals, M. (2002). Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth-Science Reviews*, 57(1-2), 1-35.
- McAdoo, B. G., Pratson, L. F., & Orange, D. L. (2000). Submarine landslide geomorphology, US continental slope. *Marine Geology*, 169(1), 103-136.
- Middleton, G. V., & Hampton, M. A. (1973). Sediment gravity flows: Mechanics of flow and deposition. In Middleton, G. V., & Bouma, A. H. (Eds), *Turbidites and Deep-Water Sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, Short Course Notes*, 1-38.
- Moore, G. F., & Strasser, M. (2016). Large mass transport deposits in Kumano Basin, Nankai Trough, Japan. In *Submarine Mass Movements and Their Consequences* (pp. 371-379). Springer, Cham.
- 森田澄人, 中嶋健, & 花村泰明. (2011). 海底スランプ堆積層とそれに関わる脱水構造: 下北沖陸棚斜面の三次元地震探査データから, *地質学雑誌*, 117(2), 95-98.
- Morita, S., Nakajima, T., & Hanamura, Y. (2011). Possible ground instability factor implied by slumping and dewatering structures in high-methane-flux continental slope. In Yamada, Y., et al. (Eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences: 5th International Symposium* (pp. 311-320). Springer Science & Business Media, Dordrecht.
- Mulder, T., & Cochonat, P. (1996), Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research*, 66(1), 43-57.
- Mulder, T., & Alexander, J. (2001). The physical character of subaqueous sedimentary density currents and their deposits. *Sedimentology*, 48(2), 269-299.
- 内閣府 (2019) . 南海トラフの巨大地震による津波高・浸水域等 (第二次報告) 及び被害想定 (第一次報告) について, 報道発表資料 (平成 24 年 8 月 29 日発表) .
- 中村一明. (1983). 日本海東縁新生海溝の可能性. *東京大学地震研究所彙報*, 58(3), p711-722.
- Nakajima, T., Danhara, T., Iwano, H., & Chinzei, K. (2006). Uplift of the Ou Backbone

- Range in Northeast Japan at around 10 Ma and its implication for the tectonic evolution of the eastern margin of Asia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *241*, 28–48.
- Nakamura, Y., Ashi, J., & Morita, S. (2020). Change in slide direction of submarine landslides in the Pliocene - Quaternary deposits near the Shimokita Peninsula, northeast Japan, using 3D seismic data. *Island Arc*, *29*(1), e12365.
- Nardin, T. R., Hein, F. J., Gorsline, D. S., & Edwards, B. D. (1979). A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Special Publication, *27*, 61-73.
- National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience (2019), J-SHIS, National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience , <https://doi.org/10.17598/nied.0010>
- Nishiki, K., Itoh, J. and Ueno, T. (Eds.) (2012) Database of Quaternary volcanic and intrusive rock bodies in Japan. Geological Survey of Japan Interim Report no. 60, Geological Survey of Japan, AIST.
- Noda, A., TuZino, T., Joshima, M., & Goto, S. (2013). Mass transport - dominated sedimentation in a foreland basin , the Hidaka Trough , northern Japan. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *14*(8), 2638-2660.
- Ohguchi, T., Yoshida T., and Okami K. (1989). Historical change of the Neogene and Quaternary volcanic field in the Northeast Honshu arc, Japan. The memoirs of the Geological Society of Japan, *32*, 431-455.
- Okamura, Y., Watanabe, M., Morijiri, R., & Satoh, M. (1995). Rifting and basin inversion in the eastern margin of the Japan Sea. *Island Arc*, *4*, 166–181.
- 大澤正博, 中西敏, 棚橋学, & 小田浩. (2002). 三陸～日高沖前弧堆積盆の地質構造・構造発達史とガス鉱床ポテンシャル. *石油技術協会誌*, *67*(1), 38-51.
- Phillips, M. P., Harwood, D. M., & Harrington, G. J. (2016). Neogene and Early Pleistocene diatom biostratigraphy and age synthesis of Site C9001/C0020 , Northwest Pacific. *Marine Micropaleontology*, *128*, 39-49.
- Prior, D. B., & Coleman, J. M. (1978). Disintegrating retrogressive landslides on

- very-low-angle subaqueous slopes, Mississippi delta. *Marine Georesources & Geotechnology*, 3(1), 37-60.
- Quinn, T. M. (1991). The history of Post - Miocene sea level change: Inferences from stratigraphic modeling of Enewetak Atoll. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B4), 6713-6725.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (編) (2018) 20 万分の 1 日本シームレス地質図, 2018 年 10 月 11 日版. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- Sato, H. (1992). Late Cenozoic tectonic evolution of the central part of Northern Honshu Japan. *Bulletin of Geological Survey of Japan*, 43, 119-139.
- Sato, T., Saito, T., Yuguchi, S., Nakagawa, H., Kameo, K., & Takayama, T. (2002). Late Pliocene calcareous nannofossil paleobiogeography of the Pacific Ocean: evidence for glaciation at 2.75 Ma. *Revista Mexicana de Ciencias Geologicas*, 19(3).
- Science and Planning Department Center for Deep Earth Exploration. (2007). CK06-06 D/V Chikyu Shakedown Cruise Offshore Shimokita Laboratory Operation Report, in Aoike, K. (Eds.).
- Shanmugam, G. (1996). High-density turbidity currents: are they sandy debris flows?: PERSPECTIVES. *Journal of Sedimentary Research*, 66(1), 2-10.
- Sharpe, C. F. S. (1938). Landslides and Related Features: A Study of Mass Movements of Soil and Rock. Columbia University Press, New York. pp. 137.
- Shipley, T. H., Moore, G. F., Bangs, N. L., Moore, J. C., & Stoffa, P. L. (1994). Seismically inferred dilatancy distribution, northern Barbados Ridge decollement: Implications for fluid migration and fault strength. *Geology*, 22(5), 411-414.
- Skempton, A. W., & Hutchinson, J. N. (1969). Stability of natural slopes and embankment foundations. In Proceedings of the Seventh International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Sociedad Mexicana de Mecanica de Suelos, Mexico City, State of the Art Volume, 291-340.
- Strasser, M., Moore, G. F., Kimura, G., Kopf, A. J., Underwood, M. B., Guo, J., & Screatton, E. J. (2011). Slumping and mass transport deposition in the Nankai fore arc: Evidence from IODP drilling and 3 - D reflection seismic

- data. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(5).
- Sultan, N., Cochonat, P., Foucher, J. P., & Mienert, J. (2004). Effect of gas hydrates melting on seafloor slope instability. *Marine geology*, 213(1-4), 379-401.
- Taira, A. (2001). Tectonic evolution of the Japanese island arc system. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 29(1), 109-134.
- Taira, A., Curewitz, D., Yohroh, T., Hashimoto, T., Ibusuki, A., Murayama, T., Okano, T., Sasakawa, S., & Tanaka, H. (2005). *Shimokita Area Site Survey: Northern Japan Trench Seismic Survey, Northern Honshu, Japan. CDEX Technical Report Vol. 2.*
- 高橋正樹. (1986). 東北日本の第四紀火山活動-時間的变化とテクトニクス. *月刊地球*, 12, 729-733.
- Tamaki, K., & Honza, E. (1985). Incipient subduction and deduction along the eastern margin of the Japan Sea. *Tectonophysics*, 119(1-4), 381-406.
- Taner, M. T., Koehler, F., & Sheriff, R. E. (1979). Complex seismic trace analysis. *Geophysics*, 44(6), 1041-1063.
- Taner, M. T. (1992). Attributes revisited; Internal paper (Revised May 2003), Rock Solid Images, Houston, Texas.
- Tappin, D. R., Grilli, S. T., Harris, J. C., Geller, R. J., Masterlark, T., Kirby, J. T., Shi, F., Ma, G., Thingbajam, K. K. S., & Mai, P. M. (2014). Did a submarine landslide contribute to the 2011 Tohoku tsunami?. *Marine Geology*, 357, 344-361.
- Ten Brink, U. S., Geist, E. L., & Andrews, B. D. (2006). Size distribution of submarine landslides and its implication to tsunami hazard in Puerto Rico. *Geophysical Research Letters*, 33(11).
- 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会. (1992). 改訂版 日本の石油・天然ガス資源.
- 徳山英一, 本座栄一, 木村政昭, 倉本真一, 芦寿一郎, 岡村行信, 荒戸裕之, 伊藤康人, 徐垣, 日野亮太, 野原壯, 阿部寛信, 坂井眞一, & 向山建二郎. (2001). 日本周辺海域中新世最末期以降の構造発達史. *海洋調査技術*, 13(1), 27-53.
- 辻健, 松岡俊文, 中村恭之, 徳山英一, 倉本真一, & Bangs, N. (2004). 自己組織化マ

- ップを用いたアトリビュート解析による南海トラフ沈み込み帯におけるプレート境界面の物性評価, *物理探査*, 57, 121-134.
- Umeda, K., Hayashi, S., Ban, M., Sasaki, M., Ohba, T., and Akaishi, K. (1999). Sequence of the volcanism and tectonics during the last 2.0 million years along the volcanic front in Tohoku district, NE Japan. *Bulletin of the Volcanological Society of Japan*, 44, 233-249.
- United States Geological Survey, <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>
- 宇津徳治. (1990). 世界の被害地震の表 (古代から 1988 年まで). 宇津徳治, 東京, 243.
- Utsu, T. (2002). A list of deadly earthquakes in the World: 1500-2000, in International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology Part A, edited by Lee, W.K., Kanamori, H., Jennings, P.C., and Kisslinger, C., pp. 691-717, Academic Press, San Diego.
- 宇津徳治. (2004). 世界の被害地震の表 (古代から 2002 年まで). 宇津徳治先生を偲ぶ会, 東京, 電子ファイル最終版.
- Varnes, D. J. (1978). Slope movement types and Processes. In Shuster, R. L., & Krisek, R. J. (Eds.), Landslides, Analysis and Control. National Academy of Sciences, Transportation Research Board, Special Report, 176, 11-33.
- Von Huene, R., Langseth, M., Nasu, N., & Okada, H. (1982). A summary of Cenozoic tectonic history along the DSDP Japan Trench transect. *Geological Society of America Bulletin*, 93, 829-846.
- Weaver, P. P. E., & Kuijpers, A. (1983). Climatic control of turbidite deposition on the Madeira Abyssal Plain. *Nature*, 306(5941), 360-363.
- Wei, D., & Seno, T. (1998). Determination of the Amurian plate motion. *Mantle dynamics and plate interactions in East Asia*, 27, 337-346.
- Wynn, R. B., Weaver, P. P., Masson, D. G., & Stow, D. A. (2002). Turbidite depositional architecture across three interconnected deep-water basins on the north-west African margin. *Sedimentology*, 49(4), 669-695.