

海陸境界付近の断層の分布・特徴、 及びその調査・評価技術に関する知見の整理

Compilation of Information on Spatial Distribution and Characteristics of Faults Near Coastline,
and Technologies of Survey and Assessment for Them

丹羽 正和 野村 勝弘 日浦 祐樹

Masakazu NIWA, Katsuhiro NOMURA and Yuki HIURA

核燃料・バックエンド研究開発部門

東濃地科学センター

地層科学研究部

Geoscientific Research Department

Tono Geoscience Center

Sector of Nuclear Fuel, Decommissioning and Waste Management Technology Development

August 2018

Japan Atomic Energy Agency

日本原子力研究開発機構

JAEA-Review

本レポートは国立研究開発法人日本原子力研究開発機構が不定期に発行する成果報告書です。
本レポートの入手並びに著作権利用に関するお問い合わせは、下記あてにお問い合わせ下さい。
なお、本レポートの全文は日本原子力研究開発機構ホームページ (<http://www.jaea.go.jp>)
より発信されています。

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構 研究連携成果展開部 研究成果管理課
〒319-1195 茨城県那珂郡東海村大字白方2番地4
電話 029-282-6387, Fax 029-282-5920, E-mail:ird-support@jaea.go.jp

This report is issued irregularly by Japan Atomic Energy Agency.
Inquiries about availability and/or copyright of this report should be addressed to
Institutional Repository Section,
Intellectual Resources Management and R&D Collaboration Department,
Japan Atomic Energy Agency.
2-4 Shirakata, Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki-ken 319-1195 Japan
Tel +81-29-282-6387, Fax +81-29-282-5920, E-mail:ird-support@jaea.go.jp

© Japan Atomic Energy Agency, 2018

海陸境界付近の断層の分布・特徴、及びその調査・評価技術に関する知見の整理

日本原子力研究開発機構
核燃料・バックエンド研究開発部門 東濃地科学センター
地層科学研究部

丹羽 正和、野村 勝弘[※]、日浦 祐樹[※]

(2018年5月28日受理)

海陸境界における断層の分布や活動性といった情報を得るためには、陸域及び海域の双方における調査技術の適切な組み合わせが重要となる。海域では陸域と異なり、音波探査や海上ボーリングなどの調査技術についてもそれらの適用性を検討することが求められる。特にわが国は四方が海で囲まれており、地層処分の信頼性向上などにおいて、海陸境界付近での断層運動に関する調査・評価技術の整備に加え、わが国の沿岸部における断層の分布や特徴についての情報が十分に整理されていることも重要である。そこで本研究では、海陸境界付近の断層に対する既存の調査技術の適用性評価、及びわが国の沿岸部の断層運動に関わる特徴の整理のための基礎情報とする目的で、海陸境界付近の断層の分布・連続性や活動性・活動時期に関する調査・研究事例と最新技術に関する情報を収集して取りまとめた。

Compilation of Information on Spatial Distribution and Characteristics of Faults Near Coastline, and
Technologies of Survey and Assessment for Them

Masakazu NIWA, Katsuhiro NOMURA[※] and Yuki HIURA[※]

Geoscientific Research Department
Tono Geoscience Center
Sector of Nuclear Fuel, Decommissioning and Waste Management Technology Development
Japan Atomic Energy Agency
Izumi-cho, Toki-shi, Gifu-ken

(Received May 28, 2018)

Suitable combination of survey technology in both inland and coastal areas is important for understanding spatial distribution and activity of faults near coastline. For an assessment of fault activity in coastal area, offshore surveys such as acoustic profiling and boring should be examined as well as inland surveys. In addition to enhancement of the survey technology, adequate understanding spatial distributions and characteristics of faults in the coastal area of Japan will also contribute to safety assessment for geological disposal in such area. In this report, we collected and compiled previous studies focused on spatial distribution, continuity, timing of displacement and recurrence interval of faults near coastline, specifically faults along or across a boundary between land and sea, and technologies of survey and assessment for them.

Keywords: Coastal Area, Fault, Survey Technology, Japanese Islands, Geological Disposal

※ Special Topic Researcher

目次

1. はじめに.....	1
2. 沿岸部の断層分布・断層運動に関わる地形・地質学的特徴.....	3
2.1 北海道東部地域（区分1）.....	4
2.2 東北日本背弧側（区分2）.....	5
2.3 東北日本前弧側（区分3）.....	6
2.4 関東南部三重会合点地域（区分4）.....	6
2.5 西南日本内帯（区分5）.....	6
2.6 西南日本外帯（区分6）.....	8
2.7 伊豆・小笠原弧（区分7）.....	8
2.8 九州西部・南西諸島（区分8）.....	9
2.9 まとめ.....	9
3. 沿岸部の断層分布・連続性・活動時期・活動性などの評価法の整理.....	10
3.1 海底地形調査における断層の平面分布の推定.....	10
3.2 海底地質調査における断層の分布・構造・変位の推定.....	12
3.2.1 音波探査における測線の設定と三次元探査の優位性.....	13
3.2.2 海陸境界付近での海底地質調査.....	15
3.2.3 音波探査の解釈：断層の分布・構造・変位の推定.....	16
3.3 海底堆積物調査による地質層序・地質構造の復元.....	18
3.3.1 試料採取における着眼点.....	18
3.3.2 海底堆積物調査結果と音波探査結果との対比.....	18
3.4 まとめ.....	20
4. 海底地形・地質に係る調査手法の適用性に関する検討.....	21
4.1 海底地形調査.....	21
4.2 海底地質調査.....	21
4.2.1 音波探査における発振方式の選択.....	21
4.2.2 OBC 及び OBS による受振.....	23
4.2.3 音波探査以外の調査手法.....	23
4.3 海底堆積物調査.....	25
5. まとめ.....	27
謝辞.....	27
参考文献.....	28

添付資料1 わが国の沿岸部の断層運動に関わる主な既往研究のリスト（CD）

添付資料2 わが国の沿岸部の断層運動に関わる主な音波探査実施地域の図（CD）

Contents

1. Introduction.....	1
2. Topographical and geological characteristics of coastal faults in Japanese Islands	3
2.1 Eastern Hokkaido	4
2.2 Back-arc area of Tohoku	5
2.3 Fore-arc area of Tohoku	6
2.4 Triple junction area of southern Kanto	6
2.5 Inner zone of southwest Japan.....	6
2.6 Outer zone of southwest Japan.....	8
2.7 Izu-Ogasawara arc	8
2.8 Western Kyushu and Southwest Islands	9
2.9 Summary	9
3. Technology of survey and assessment for such as spatial distribution, continuity, timing of displacement and recurrence interval of coastal faults	10
3.1 Estimation of spatial distribution of faults by undersea topographical survey	10
3.2 Estimation of subsurface structures and displacements of faults by undersea geological survey	12
3.2.1 Set of survey lines on acoustic profiling and advantage of the 3D profiling	13
3.2.2 Undersea geological survey near coastline.....	15
3.2.3 Interpretation of faults distribution, structure and displacement on acoustic profiling.....	16
3.3 Reconstruction of stratigraphy and geological structure by survey for sea bottom sediments	18
3.3.1 Viewpoint on sampling	18
3.3.2 Correlation of data between survey for sea bottom sediments and acoustic profiling	18
3.4 Summary	20
4. Application of undersea topographical and geological surveys.....	21
4.1 Undersea topographical survey	21
4.2 Undersea geological survey.....	21
4.2.1 Selection of oscillation methods on acoustic profiling.....	21
4.2.2 Usage of OBC and OBS	23
4.2.3 Other surveying techniques	23
4.3 Survey for sea bottom sediments.....	25
5. Summary	27
Acknowledgements	27
References	28

Appendix 1 List of previous studies concerning fault activities in coastal area of Japan (CD)

Appendix 2 Map showing areas for acoustic surveys concerning fault activities in coastal area of Japan
(CD)

1. はじめに

高レベル放射性廃棄物などの地層処分においては、天然の岩盤（天然バリア）と人工的なバリア（人工バリア）から構築される多重バリアシステムによって長期的な安全確保がなされる。この処分システムの成立性や安全性に係る信頼性を一層高めていくためには、天然バリアと人工バリアの特性把握と将来変化に係る調査・評価技術の信頼性向上が重要である。特に、沿岸部における地層処分の場合、海水準変動に伴い海岸線や地下水中の淡水／塩水の境界が大きく移動したり、波浪による侵食作用の影響が変化したりするなどといった沿岸部固有の環境の変化を考慮した地質環境の調査技術・工学技術・安全評価技術の高度化が必要である。

沿岸部における地質環境の調査技術のうち、断層運動については、海陸接合部における断層の分布や活動性といった情報を得るため、陸域及び海域の双方における調査技術の適切な組み合わせが重要となる。特にわが国は四方が海で囲まれており、海陸境界付近での断層運動に関する調査・評価技術の整備に加え、わが国の沿岸部における断層の分布や特徴について十分な情報が整理されていることが求められる。

日本列島及びその周辺海域の断層の分布や特徴については、既に網羅的に調査・整理された文献などの情報が複数知られている（例えば、徳山ほか, 2001¹⁾; 阿部・青柳, 2006²⁾）。沿岸部の断層を対象とした調査・解析技術についても、海底地形計測、音波探査、海底ボーリング調査といった調査目的に応じた複数の手法が整備されており、海域においても陸域と同様、活断層分布を確認するための段階的な地質環境調査を実施することが可能である見通しが得られている（沿岸海底下等における地層処分の技術的課題に関する研究会, 2016³⁾）。ただし、その段階的な調査の信頼性の向上という観点から、今後取り組むべき課題の一つとして、わが国の沿岸部における地質構造や変動地形に係る最新の調査・研究や、個別技術の適用条件・適用限界などの詳細についてさらに知見を整理し、調査技術の適切な組み合わせ方を提示していく必要がある。特にここ十数年のうちに、原子力施設の耐震安全評価（電気事業連合会, 2013⁴⁾）や地下資源の賦存状況などに係る調査（資源エネルギー庁, 2017⁵⁾）がわが国の沿岸部においても多数実施されてきたのに加え、二酸化炭素地下貯留の実証試験（Tanase et al., 2013⁶⁾）といった沿岸海域の地質構造調査を伴う新たな事業も実施されてきている。また、地震・津波防災の目的からわが国の周辺海域の断層情報を統一的に整理する取り組みは近年も進められているが（文部科学省研究開発局・海洋研究開発機構, 2015⁷⁾, 2016⁸⁾, 2017⁹⁾）、地層処分におけるサイト選定や安全評価にも反映できるような調査・評価技術の整理まで取り組んでいる事例は知られていない。そこで、本研究では、特にここ十数年の間に拡充された情報を中心に、海陸境界付近の断層などに関する調査・研究事例と調査技術に関する情報を収集・分析し、わが国における沿岸部の断層運動に関わる特徴や、既存の調査技術の適用性について検討を行った。情報収集においては、大学などによって実施された学術的研究や公的機関において調査された国土基盤情報に加え、国内外の原子力施設の耐震安全評価に関連して実施された調査・評価、沿岸部における地下資源探査や二酸化炭素地下貯留の実証試験などにおける事例も対象とした。

本研究ではまず、2章として、わが国の沿岸部における断層分布・断層運動に関わる地形・地質学的特徴に係る調査・研究事例について地域ごとに整理した。3章では、沿岸部の断層分布・連続性・活動時期・活動性などを明らかにするための調査・評価の進め方や調査手法の適切な組み合わせ方について取りまとめた。さらに4章では、個別の調査手法の適用条件・適用限界などの詳細について知見を整理した。

本研究の作成にあたり参考にした資料のリストと、それらに掲載されている各種調査技術の仕様については、添付資料1として取りまとめた。また、このうち、音波探査の実施地域について

は添付資料 2 の日本地図上に示した。なお、海上保安庁や産業技術総合研究所などによる国土基盤情報（海底地形図や海洋地質図）の作成のため日本全域にわたり実施された調査については、沿岸部の断層運動に関わる特筆すべき調査・解析がなされたものを選定して添付資料 1 に含めた（産業技術総合研究所及びその前身である地質調査所が海洋地質図を作成する目的で収集した音波探査プロファイルについては、海域地質構造データベース <https://gbank.gsj.jp/marineseisdb/> や高分解能音波探査断面データベース https://gbank.gsj.jp/sbp_db/pages/cover.html として自由に閲覧可能である）。資源エネルギー庁による基礎物理探査及び基礎試錐調査については、既に広く公開されたものでかつ、沿岸部の断層運動に関わる特筆すべき調査・解析がなされたものについて添付資料 1 に含めた。

2. 沿岸部の断層分布・断層運動に関わる地形・地質学的特徴

日本列島を取り巻く沿岸部における断層分布・断層運動に関わる地形・地質学的特徴について、収集した調査・研究事例などの情報を表 2.1 及び図 2.1 で示す区分ごとに整理して取りまとめた。これは、地域ごとに既存情報の整備の程度を把握するとともに、沿岸部における断層分布や活動性などの傾向の違いが日本列島の基盤地質構造や広域応力場とどのように関係しているかを検討する目的で行ったものである。

地域区分は、現在の日本列島の基盤地質構造に加え、新第三紀中新世以降の地殻変動に着目した地体構造区分の研究（松田・吉川, 2001¹⁰⁾; 垣見ほか, 2003¹¹⁾）を参考にして行った。時間スケールを新第三紀中新世以降としたのは、過去 1 億年程度の日本列島の地史の中で、最も大きいと言ってよい地史イベントと考えられている日本海拡大が中期中新世までに終了したと考えられているためである。そのため、新第三紀中新世以降の地質構造発達史を考慮することにより、日本列島の基盤地質構造に基づく各区分の特徴がより明瞭となる。松田・吉川 (2001)¹⁰⁾ や垣見ほか (2003)¹¹⁾ の地体構造区分の論拠を精査し、その結果に基づいてわが国の沿岸部の新第三紀中新世以降の地殻変動様式を整理すると、日本列島の前弧側と背弧側とでは、地殻変動様式が明瞭に異なっていることが分かる（産業技術総合研究所ほか, 2016¹²⁾）。以上の結果をまとめた区分が表 2.1 及び図 2.1 となる。区分ごとの地殻変動様式の更なる特徴については産業技術総合研究所ほか (2016)¹²⁾ を参照されたい。なお、北海道東部のオホーツク海側と太平洋側との間でも地殻変動様式が異なっていることが示唆されるが、本地域は収集された調査・研究事例の量が全体的に少ないため本研究では便宜的に北海道東部地域として一括して取り扱った。

表 2.1 日本列島の基盤地質構造に基づく各区分の特徴

区分	特徴
1	<ul style="list-style-type: none"> ・北海道東部地域：空知－エゾ帯を西縁とした領域 ・北米プレートに太平洋プレートが沈み込む領域で、圧縮応力場となり逆断層が発達
2	<ul style="list-style-type: none"> ・東北日本背弧側：新潟～東北地方の日本海側と北海道西部 ・日本海側でグリーンタフ以降の堆積岩が主に露出する領域 ・日本海拡大により形成された正断層群が現在の圧縮応力場の下で再活動している逆断層が多く発達
3	<ul style="list-style-type: none"> ・東北日本前弧側：日本海溝沿いの海溝型地震震源域に面する領域 ・陸域では中古生界の基盤岩が主に露出する領域 ・逆断層が主に発達するが、背弧側と比べて陸域の活断層の分布は少ない
4	<ul style="list-style-type: none"> ・関東南部三重会合点地域：南部フォッサマグナ地域及び関東構造盆地 ・フィリピン海プレート及び太平洋プレートが北米プレートに沈み込む領域 ・沈み込むプレートの一部回転を含む圧縮応力場となり、逆断層及び横ずれ断層が発達
5	<ul style="list-style-type: none"> ・西南日本内帯：沿岸部が主に日本海または瀬戸内海に面する領域 ・ユーラシアプレートにフィリピン海プレートが沈み込む領域 ・沈み込むプレートの一部回転を含む圧縮応力場となり、逆断層及び横ずれ断層が発達
6	<ul style="list-style-type: none"> ・西南日本外帯：沿岸部が南海トラフ沿いの海溝型地震震源域に面する領域 ・ユーラシアプレートにフィリピン海プレートが沈み込む領域 ・圧縮応力場となり、逆断層及び横ずれ断層が発達
7	<ul style="list-style-type: none"> ・伊豆・小笠原弧 ・太平洋プレートがフィリピン海プレートに沈み込む領域
8	<ul style="list-style-type: none"> ・九州西部・南西諸島 ・主に沖縄トラフ拡大の影響下で正断層が発達し、地溝帯を形成している領域

区分の番号は図 2.1 で示した番号と共通である。

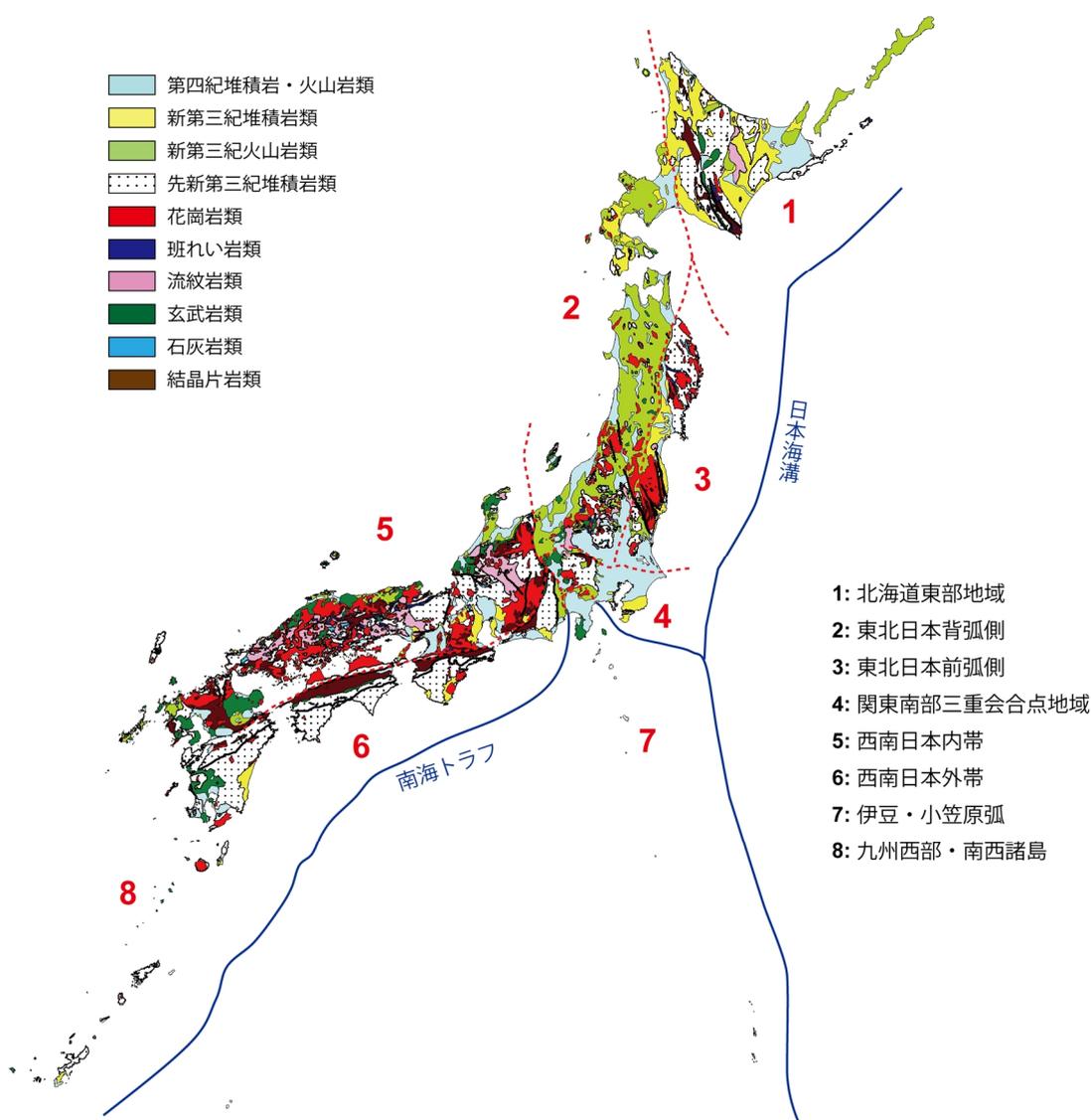


図 2.1 日本列島の基盤地質構造に基づく地域区分
 地質図は Yasue et al. (2014)¹³⁾の海拔 0 m レベルの水平地質断面図に基づき作成。

2.1 北海道東部地域（区分 1）

本地域は基本的には圧縮応力場で逆断層、あるいは地下に逆断層を伏在する fold-and-thrust belt が発達する。本地域では、政府の地震調査研究推進本部で長期評価の対象となっている活断層（以下、推本対象活断層）のうち、サロベツ断層帯、標津断層帯、十勝平野断層帯及び石狩平地東縁断層帯の端部が海域に達しており、このうちサロベツ断層帯（阿部ほか, 2013¹⁴⁾）、十勝平野断層帯（内田ほか, 2015¹⁵⁾）及び石狩平地東縁断層帯（佐藤ほか, 2013¹⁶⁾）については海域延長部の海底地質調査が実施されている。陸域における調査も踏まえると、サロベツ断層帯及び石狩平地東縁断層帯では東から西に向かって fold-and-thrust belt の発達が進行しているのに対し、標津断層帯はその逆で西から東への発達となっている（小椋・掃部, 1992¹⁷⁾；大津, 2010¹⁸⁾）。また、大津・田近（2011）¹⁹⁾は、網走沖の北見大和堆が南北走向・東傾斜のブラインドスラストによるものであ

ることを指摘し、引張場で形成された堆積盆が反転テクトニクスによって東西圧縮に転じて形成された可能性を主張している。この他、海上保安庁「沿岸の海の基本図」や徳山ほか(2001)¹⁾で海域に断層の分布がいくつか示されているものの、推本対象活断層を除き沿岸部を対象とした断層運動に着目した調査・研究事例はあまり知られていない。ただし、資源探査目的での海域地質調査事例は多く、最近でも枝幸沖及び釧路南西の十勝沖といった沖合において三次元物理探査船「資源」による調査実績がある(資源エネルギー庁資源・燃料部石油・天然ガス課, 2016²⁰⁾) ほか、道南沖などでは海域音波探査データに基づきメタンハイドレートの広域的な分布が指摘されている(林ほか, 2010²¹⁾)。また、霧多布沖や浦河沖などでは、陸棚堆積物の詳細な調査に基づく断層・褶曲を伴う地質構造に関する検討が行われている(Noda et al., 2007²²⁾, 2013²³⁾)。

2.2 東北日本背弧側(区分2)

本地域の沖合には産業技術総合研究所の海洋地質図や徳山ほか(2001)¹⁾、文部科学省研究開発局・海洋研究開発機構(2015)⁷⁾などで多数の断層が示されており、それらのほとんどは陸域のものと同じく、海岸線とほぼ平行なN-S~NE-SW 走向をなす。推本対象活断層にも含まれている黒松内低地断層帯(杉山ほか, 2011²⁴⁾)、函館平野西縁断層帯(森下ほか, 2002²⁵⁾)；楮原ほか, 2012²⁶⁾)、青森湾西岸断層帯(産業技術総合研究所, 2009²⁷⁾)；根本, 2014²⁸⁾)、北由利断層(秋田県, 2004²⁹⁾)、長岡平野西縁断層帯(石油公団, 1991³⁰⁾)などで沿岸部海域の断層の分布、構造や活動性に関する調査が実施されている。本地域の海域の活断層は陸域と同様に、日本海拡大時に形成された正断層群が現在の圧縮応力場の下で逆断層として再活動しているものを主体とする(大竹ほか, 2002³¹⁾)。これらの中には北由利断層のように、海陸境界に沿って分布する断層を対象とした調査事例も複数存在する(秋田県, 2004²⁹⁾)；楮原ほか, 2011a³²⁾)。

本地域では秋田沖及び新潟沖を中心に古くから石油・天然ガス採掘に係る多数の海底地質調査実績がある(天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1992³³⁾)；猪野ほか, 2016³⁴⁾)。さらに新潟沖は、新潟-神戸ひずみ集中帯(Sagiya et al., 2000³⁵⁾)の分布域にあたり、2004年新潟県中越地震及び2007年新潟県中越沖地震を経験してきたこと、柏崎刈羽原子力発電所が立地することから、海域を含む活断層や活褶曲に係る多くの調査が行われてきた(泉ほか, 2008a³⁶⁾)；楮原ほか, 2011b³⁷⁾)；文部科学省研究開発局・防災科学技術研究所, 2011³⁸⁾)；東京電力, 2013³⁹⁾)；野ほか, 2014⁴⁰⁾)。同様に、津軽海峡~下北沖においても、原子力関連施設の耐震安全評価に係る海域での調査を始め、多くの調査事例がある(阿部・青柳, 2006²⁾)；東北電力, 2014a⁴¹⁾)；電源開発, 2017⁴²⁾)など)。北海道西方沖では、1993年北海道南西沖地震に伴う調査(水路部北海道南西沖地震震源海域緊急調査班, 1994⁴³⁾)や泊原子力発電所の耐震安全評価に係る調査(北海道電力, 2015⁴⁴⁾)事例があるほか、当該地域が東西圧縮のひずみ集中の場にあることに着目した海底地質調査も行われている(阿部ほか, 2011⁴⁵⁾)。

本地域のうち北海道苫小牧沖では、二酸化炭素海底地下貯留の実証試験が進められており(Tanase et al., 2013⁶⁾)、断層などの地下の地質構造を把握するための調査も行われている(例えば、Ikeda and Tsuji, 2015⁴⁶⁾)；Xue et al., 2017⁴⁷⁾)。地質調査のプロジェクト全体における位置づけ(リスク回避・低減の観点で断層の影響を評価)や、調査範囲(数kmスケール)、事業期間(事前調査~操業開始に数年以上要し、操業開始後もモニタリングが実施される。)などを考慮すると、二酸化炭素海底地下貯留に係る海域調査の進め方は、地層処分サイトの選定や安全評価に係る沿岸部での調査を検討する上でも非常に参考になると考えられる。

2.3 東北日本前弧側（区分 3）

東北日本は全体的に太平洋プレートが東から西に沈み込む圧縮応力場であるが、陸域の活断層の分布は、前弧側では背弧側に比べて少ない。既存の文献における海域の活断層の分布も、本地域では海岸線から数 10 km 以上離れたプレート境界付近に集中しており（活断層研究会, 1991⁴⁸⁾）、沿岸部では目立った活断層の存在はあまり知られていない。

三陸沖では、遠洋の大陸斜面にまたがる領域では、広域的な地質構造発達史の解明に係る調査（Itoh and Tsuru, 2006⁴⁹⁾）や、資源探査目的での海底地質調査事例（資源エネルギー庁資源・燃料部石油・天然ガス課, 2016²⁰⁾）があるほか、防災科学技術研究所の日本海溝海底地震津波観測網（S-net）のように海溝型地震・津波観測を目的とした地震計観測網が整備されている。しかし、沿岸部では海上保安庁「沿岸の海の基本図」などで断層の記載があるものの、活動性などに係る詳細な調査はほとんど知られていない。宮城県沖では、海上保安庁による海域音波探査によって仙台湾に NNW-SSE 走向の活断層の存在が指摘されているほか（海上保安庁海洋情報部, 2004a⁵⁰⁾）、女川原子力発電所の耐震安全評価に関連した海域の音波探査やボーリングなどが実施されている（東北電力, 2014b⁵¹⁾）。

常磐沖では、産業技術総合研究所の海洋地質図でいくつかの断層の分布が示されているほか、石油・天然ガス採掘に係る調査においても伏在断層の分布が指摘されている（岩田ほか, 2002⁵²⁾）。また、当該地域沿岸に立地する原子力施設の耐震安全評価に関連した海域調査データも蓄積されている（日本原子力発電, 2015⁵³⁾；日本原子力研究開発機構, 2015⁵⁴⁾など）。当該地域では、2011 年東北地方太平洋沖地震以降、地震活動が活発化しているが（気象庁, 2016⁵⁵⁾）、その中には既存の断層の活動を誘発しているとみられるものが、陸域のみならず海域においても認められる（堤・遠田, 2012⁵⁶⁾；遠田・後藤, 2016⁵⁷⁾）。このような海溝型巨大地震が断層活動を誘発するという観点でも沿岸部の断層活動を評価する必要性がある。

2.4 関東南部三重会合点地域（区分 4）

本地域では三浦半島や房総半島南部に推本対象活断層を含む NW-SE～E-W 走向の断層が密に分布しているが、その延長の沿岸部では複数の海底地質調査が実施されており（阿部・青柳, 2006²⁾；産業技術総合研究所, 2015a⁵⁸⁾, 2015b⁵⁹⁾）、陸域と同系統の活断層が海域にも分布していることが知られている。また、相模湾の国府津－松田断層帯の南方海域への延長についても、相模トラフの構造と合わせた調査がなされている（文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 2012⁶⁰⁾；泉ほか, 2013⁶¹⁾）。房総沖及び相模湾では、近年も海底地質調査が精力的に実施されている（古山・佐藤, 2015⁶²⁾；西田ほか, 2015⁶³⁾；大熊ほか, 2015⁶⁴⁾）。一方、東京湾の北部では、沿岸部に NW-SE 走向の断層や撓曲の存在が指摘されていたが（杉山・遠藤, 1993⁶⁵⁾）、海上保安庁による海域地質調査に基づき、東京湾中・北部には活断層は分布しないと結論されている（岩淵ほか, 1998a⁶⁶⁾）。

2.5 西南日本内帯（区分 5）

本地域のうち、日本海側については、近年大きな地震が発生した能登半島及び福岡県の沿岸部（能登半島：2007 年能登半島地震；福岡県：2005 年福岡県西方沖地震）では、震源分布が連続している沿岸部において海底地形・地質調査が実施されている（岩淵, 1996⁶⁷⁾；岩淵ほか, 1998b⁶⁸⁾；海上保安庁海洋情報部, 2005⁶⁹⁾；井上ほか, 2007⁷⁰⁾；泉ほか, 2008b⁷¹⁾；Yoshimura et al., 2008⁷²⁾；駒澤ほか, 2009⁷³⁾）。このうち 2007 年能登半島地震については、震央付近の沿岸部において震源分布と同じ ENE-WSW 走向の海底活断層の分布が示されている。2005 年福岡県西方沖地震についても、玄界灘の当該地域にやはり震源分布と同じ NW-SE 走向の海底活断層が見出されており、これらは推本対象活断層である西山断層帯や警固断層帯にも含まれている。玄界灘に隣接する響灘では、

推本対象活断層である菊川断層帯が NW-SE 走向で連続しているが、それを対象とした海底地形・地質調査結果も報告されており（伊藤・泉, 2009⁷⁴；阿部ほか, 2010⁷⁵）、プリアパートベーズンやフラワー構造が発達する左横ずれの変動地形が見出されている。

本地域の東端に位置する糸魚川周辺海域では、糸魚川－静岡構造線の延長上に NW-SE 走向の断層が認められている（楠ほか, 1991⁷⁶）。この断層は地形的特徴から左ずれの運動センスが示唆され、新潟沖で一般的に見られる NE-SW 走向に軸を持つ褶曲を切断しているように見える。これらの断層と褶曲はともに、NW-SE 方向の圧縮応力場で形成されたものと考えられる。さらに西の富山湾では、富山平野に複数分布する NE-SW 走向の活断層と同じ走向の断層が海域にも分布し、特に推本対象活断層である呉羽山断層帯は海域にも連続する（富山大学・地域地盤環境研究所, 2011⁷⁷）。

また、福井県～京都府の若狭湾やその周辺では、原子力施設の耐震安全評価に関連した海域調査によって多数のデータが蓄積されているほか（例えば、関西電力, 2013⁷⁸；日本原子力研究開発機構, 2014⁷⁹）、推本対象活断層の海域延長部についての調査も精力的に行われている（地震予知総合研究振興会, 2011⁸⁰；阿部ほか, 2012⁸¹；杉山ほか, 2013⁸²；井上ほか, 2014⁸³；産業技術総合研究所・東海大学, 2014⁸⁴）。特に、若狭湾北東方の福井県嶺北地方の沿岸部では、海陸境界に沿った活断層調査も実施されている（杉山ほか, 2013⁸²）。当該地域の沿岸部は、NW-SE 走向の左ずれ断層、NE-SW 走向の右ずれ断層及び N-S 走向の逆断層が卓越しており、近畿地方陸域の西南日本内帯の活断層分布（道家ほか, 2012⁸⁵）と同様の傾向を示す。

一方、山陰地方の沿岸部では、海上保安庁「沿岸の海の基本図」や文部科学省研究開発局・海洋研究開発機構（2015）⁷などにより断層の分布が示されているが、その構造や特徴に関する主な調査事例は、島根原子力発電所の耐震安全評価に関連した海域調査（中国電力, 2014⁸⁶）などに限られる。この地域は、陸域の一部で発達しているものと同系統の NE-SW～E-W 走向の断層が海域でも複数報告されている。陸域の活断層は、1943 年鳥取地震の震源断層として活動した吉岡－鹿野断層で代表されるように、当該地域の広域応力場を反映した右横ずれの運動を示すが（金田・岡田, 2002⁸⁷）、海域に分布する断層は、従来の調査では明瞭な横ずれ運動を示す証拠は得られていない。当該地域は、中部～近畿地方に比べると地表地震断層が少ない地域であるが、NE-SW～E-W 走向の断層に加え、2000 年鳥取県西部地震の震源分布で示されたような NW-SE 走向の断層やリニアメントも複数分布しており（高田ほか, 2003⁸⁸）、今後海・陸ともに地下の地質構造の情報の充実が望まれる地域である。なお、新潟沖～山陰沖についての海陸をまたぐ広域的な地質構造については、「日本海地震・津波プロジェクト」（文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 2016⁸⁹）による音波探査などにより、近年データの蓄積が精力的になされている。

伊勢湾及び三河湾では、伊勢湾断層帯や深溝断層を対象にした海域の断層調査が実施されている（豊蔵ほか, 1999⁹⁰；岩淵, 2000⁹¹；阿部・青柳, 2006²）。瀬戸内海地域では、1995 年兵庫県南部地震を受けて調査が精力的に行われた大阪湾（岩淵ほか, 1995⁹²；岩淵, 2000⁹¹）、淡路島周辺（栗田, 1996⁹³）、推本対象活断層である安芸灘断層帯や広島湾－岩国沖断層帯が分布する安芸灘（海上保安庁水路部, 2000⁹⁴；丸山, 2011⁹⁵）、中央構造線が海底下に分布する友ヶ島水道及び伊予灘（海上保安庁水路部, 1999a⁹⁶, 1999b⁹⁷）、周防灘断層帯が分布する山口県宇部沖（海上保安庁水路部, 2002⁹⁸；海上保安庁海洋情報部, 2004b⁹⁹）、別府－万年山断層帯が分布する別府湾（島崎ほか, 1986¹⁰⁰；大分県, 2002¹⁰¹）などで断層の分布や特徴を把握するための海底地質調査が行われている。瀬戸内海地域は、沿岸漁業や船舶の航行が盛んな地域のため、通常は海域での地質調査に困難を伴うが、活断層の分布が従来から指摘されている地域については概ね、海底地形・地質調査のデータ取得が進められている。

2.6 西南日本外帯（区分 6）

本地域東部の駿河湾～東海沖は、東海地震の想定震源域であるとともに、富士川河口断層帯さらには駿河トラフが連続していることから、断層の分布、構造や活動履歴に関係した海底地形・地質・堆積物調査の事例は多数存在する（例えば、東海沖海底活断層研究会, 1999¹⁰²）；西田・池原, 2014¹⁰³）；村上ほか, 2016¹⁰⁴）。紀伊半島沖、四国沖、さらには日向灘にまたがる地域は、南海トラフ巨大地震想定震源域に位置することから、海溝型地震のメカニズムの解明を目的とした海底地形・地質調査は精力的に行われており（例えば、朴ほか, 2008¹⁰⁵）；Moore et al., 2009¹⁰⁶）；Tsuji et al., 2014¹⁰⁷）、Ocean Drilling Program（ODP）や International Ocean Discovery Program（IODP）などによる学術目的の海上ボーリングの実績も多数ある。また、当該地域はメタンハイドレートの濃集が指摘されている地域でもあり（林ほか, 2010²¹）、その観点からの海底地質調査も多数実施されている（佐伯ほか, 2005¹⁰⁸）。

南海トラフに沿って発生する巨大地震にはプレート境界付近で発生する地震と、プレート境界から枝分かれした、より陸地に近い低角逆断層（out-of-sequence thrust）の活動による地震がある（Park et al., 2000¹⁰⁹）。室戸半島東岸では大陸棚が極めて狭く、大陸斜面が陸上から前弧海盆に直接落下している。これは半島東部に外縁隆起帯から続く低角逆断層があるためとされており（栗田・杉山, 1989¹¹⁰）、これが out-of-sequence thrust に相当する活断層である可能性が指摘されている（前杢, 2006¹¹¹）。しかし、紀伊半島沖～四国沖～日向灘における海陸境界付近の沿岸部の多くの地域では、海上保安庁「沿岸の海の基本図」などに一部断層の記載はあるものの、これらに対する詳細な調査事例はほとんど知られていない。西南日本外帯は、内帯と比べて内陸の活断層は非常に少なく、海域の活断層も南海トラフに沿って集中するため、当該地域の沿岸部はほとんどの地域で活断層の空白域となっている（活断層研究会, 1991⁴⁸）。ただし、室戸半島や宮崎平野のように隆起速度が約 0.6 mm/y 以上と比較的大きい地域もあり（地質環境の長期安定性研究委員会, 2011¹¹²）、南海トラフ巨大地震のような巨大な営力が既存の地質断層の活動を誘発する可能性も含め、沿岸部の地質データの充実が望まれる地域である。

2.7 伊豆・小笠原弧（区分 7）

本地域では、地震・火山調査や資源探査、大陸棚策定調査などに関連し、数 km ないしそれ以上のスケールでの地殻構造を明らかにするための海底地形・地質・堆積物調査の事例は多く知られている（藤岡ほか, 1989¹¹³）；Kodaira et al., 2007¹¹⁴）；横田ほか, 2010¹¹⁵）；山下ほか, 2013¹¹⁶）；星ほか, 2015¹¹⁷）。個別の島に着目すると、近年活発な火山活動を記録している伊豆大島から三宅島にかけては、周辺海域を対象とした海底地形・地質調査の報告が複数ある（徳山ほか, 1988¹¹⁸）；芝田ほか, 1995¹¹⁹）；植田ほか, 2001¹²⁰）。八丈島から小笠原諸島にかけては、大陸棚策定に関係した海底地形・地質調査が従来から行われている（加藤・池田, 1984¹²¹）；海上保安庁水路部, 1985¹²²）；林田ほか, 1989¹²³）。日本の最東端である南鳥島周辺海域では、大陸棚策定調査に加え（野田ほか, 2007¹²⁴）、マンガノジュールなどを目的とした資源探査に係る研究実績がある（Nakamura et al., 2016¹²⁵）。伊豆半島では、過去の地震の震源分布に基づき海陸境界付近で活断層と推定されている断層（伊東沖断層、稲取断層帯、石廊崎断層）が複数存在するほか（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2015¹²⁶）、沖合では、海上保安庁や海洋研究開発機構などによって蓄積された海底地形・地質データ（例えば、泉ほか, 2013⁶¹）により、NNE-SSW 走向に延びる西傾斜の逆断層帯が活断層として推定されている（金ほか, 2012¹²⁷）。

2.8 九州西部・南西諸島（区分8）

九州西部の沿岸部は、海上保安庁「沿岸の海の基本図」や産業技術総合研究所の海洋地質図、原子力発電所の耐震安全評価に係る調査（例えば、九州電力, 2013¹²⁸）による基礎的な地形・地質データがあるほか、陸域で活断層が集中する別府－島原地溝帯の西方延長の海域に当たる島原湾や八代海（推本対象活断層である雲仙断層群や日奈久断層帯）では比較的豊富な海底地質・堆積物調査の事例がある（本田ほか, 1995¹²⁹; 井上ほか, 2011¹³⁰; 楮原ほか, 2011a³²; 八木ほか, 2016¹³¹）。当該地域は NE-SW～E-W 走向の正断層が卓越するが、一部の断層は陸域の活断層と同じく右横ずれを伴うことが明らかとなっている。NE-SW 走向の正断層は、当該地域より南方での沖縄トラフの拡大トレンドとも整合的である。これとは別に、五島列島の西方では海底谷に沿った NW-SE 走向の断層が分布し、南方の沖縄トラフと、北東方の日本海との地帯構造的な境界部におけるひずみによって生じた弱線である可能性が議論されている（桂, 1992¹³²）。

南西諸島の海域では、資源探査や学術調査の目的で多数の海底地形・地質・堆積物調査が行われており（例えば、堀迫ほか, 2010¹³³; 荒井, 2012¹³⁴; Arai et al., 2016¹³⁵）、琉球島弧背弧域である沖縄トラフ側では NE-SW～E-W 走向の正断層が、フィリピン海プレートが沈み込む琉球島弧前弧域では NE-SW 走向の逆断層が多数分布することが知られているが、それらの活動性や活動履歴についてはほとんど分かっていない（文部科学省研究開発局・海洋研究開発機構, 2016⁸）。琉球島弧上では、NNW-SSE 走向の正断層が特徴的に認められており、その一部は宮古島に露出している。これらは陸上及び海上の地形・地質調査により分布は明瞭に認識できるが、露出する石灰岩が再結晶していて有効な年代指標に乏しく、活動履歴については不明のままである（地域地盤環境研究所・産業技術総合研究所, 2009¹³⁶）。

2.9 まとめ

本研究で収集した情報（添付資料 1）、及び海上保安庁や産業技術総合研究所などによる国土基盤情報の作成のため日本全域にわたり実施された調査データなどを総合すると、断層の分布や特徴に関わる広域的な海底地形・海底地質の概要については、日本列島周辺海域の情報がほぼ把握されていると言える。海域の地質構造調査として最も広く行われている音波探査に着目し、わが国の沿岸部の断層運動に関わるものについて調査実施地域を地図上に示した結果（添付資料 2）を見ても、調査実績の網羅性は概ね認められる。特に、陸域での地形・地質調査により、海域の延長線上に活断層が疑われる地域においては、地震調査研究推進本部などのプロジェクトにより、沿岸部の断層分布や活動性に関する調査が既に実施されていることが確認できた。また、沿岸部の断層分布・断層運動に関わる地形・地質学的特徴について、日本列島の基盤地質構造に基づき区分された地域ごとに整理した結果、断層の分布や断層運動の特徴は同じ地域であれば陸域と沿岸部とで大きな違いはないことも確認できた。

ただし細かく見ると、北海道のオホーツク海沿岸や東北の三陸沖、九州の日向灘沿岸部など、沿岸部の陸域によく知られた活断層が分布しない地域を中心に、断層運動に着目した海域の目立った調査事例が見られない地域も存在することに留意が必要である。

3. 沿岸部の断層分布・連続性・活動時期・活動性などの評価法の整理

海域における活断層調査の流れについては、既にいくつかの文献において解説されている（例えば、加藤・脇田, 2001¹³⁷⁾; 岡村, 2008¹³⁸⁾, 2013¹³⁹⁾）。本研究では、これらの情報を基本としつつ、添付資料 1 で示した主にわが国の沿岸部における断層に関する調査・研究事例と調査技術について収集した情報を参考にしながら、沿岸部の海域を対象とした断層分布・連続性・活動時期・活動性を評価するための概略的なフローを図 3.1 に示すように取りまとめた。基本的には、海底地形調査で得られた情報に基づき海底地質調査が行われ、海底地形調査及び海底地質調査で得られた情報に基づき海底堆積物調査が行われる（海底地形調査、海底地質調査、海底堆積物調査と進めていくごとに断層の分布や特徴に関する情報が精緻化される）。以下、海底地形調査、海底地質調査、海底堆積物調査の順に、調査手法の適切な選択や個々の調査・評価に係る考え方・留意点のうち重要なものについて述べる。

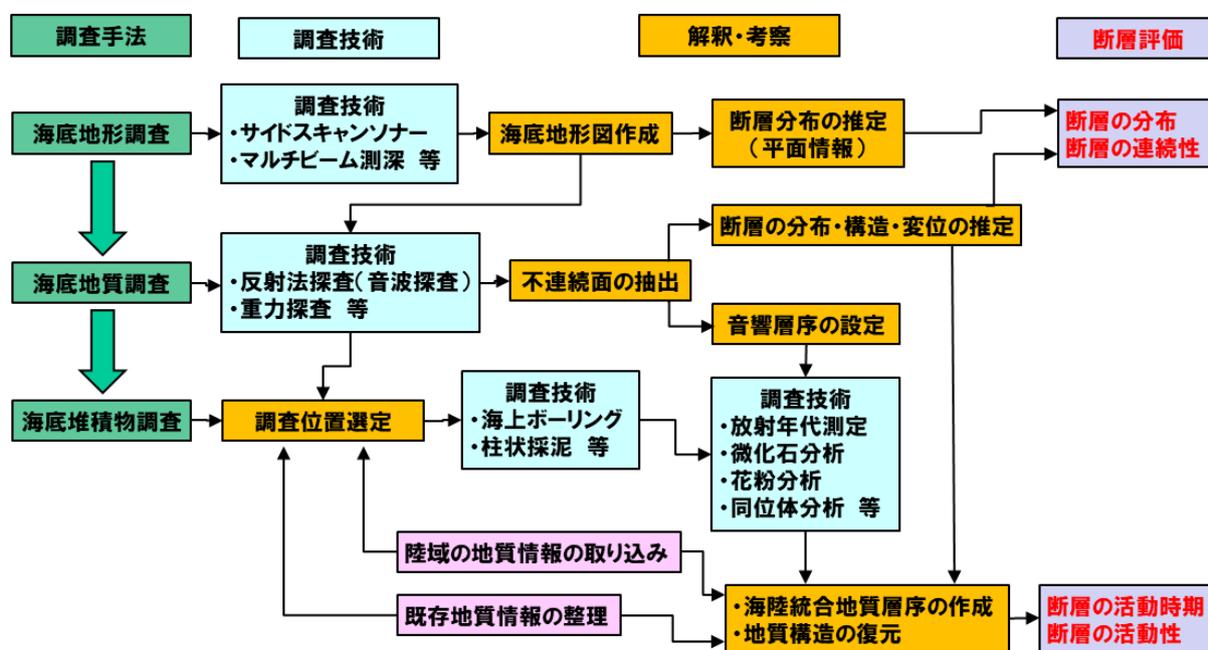


図 3.1 沿岸部における断層の調査・評価の概略的なフロー
個々の調査手法は一例を示している。

3.1 海底地形調査における断層の平面分布の推定

地層処分事業による段階的な調査を考慮すると、まず断層長が 10 km を超えるような規模の大きな断層は、一般に幅数 m～数 10 m 以上の破砕帯を伴っており、地下の水理地質構造に不均質性をもたらし得るという観点から、広域的にその存否や分布を把握しておく必要がある。このような規模の大きな断層は、一般に繰り返しの活動の結果成長していくことから、陸域と同様、岩相境界をなしていることも多いと考えられる。そのため、海底面に連続して現れている地形異常は、規模の大きな断層がその成因となっている可能性がある。既存の海底地形データ（日本水路協会発行の M7000 シリーズなど）では深度や場所によりデータに粗密があるため（後藤, 2013¹⁴⁰⁾、

既存情報で断層などの重要な地形・地質学的特徴の分布が疑われる範囲においては、別途改めて海底地形調査により詳細なデータを取得しておくことが望ましい。

海域では陸域と異なり、地表踏査や空中写真判読に基づく地形調査は困難である。一方、海域では市街地や植生などによる物理的な制約が少なく、広域のかつ面的な調査がしやすいという利点もある(阿部・青柳, 2006²⁾)。海域での地形調査技術としては、サイドスキャンソナーやマルチビーム測深などがある(個別の調査技術の特徴については、4章にて述べる)。陸にごく近い浅海部では、小型船や水上バイクを使用してマルチビーム測深を行うことができるほか(和田ほか, 2004¹⁴¹⁾; 下川ほか, 2013¹⁴²⁾)、海水の透明度が良好であれば航空レーザー測量が可能である(戸澤・岩本, 2004¹⁴³⁾; 岡部ほか, 2014¹⁴⁴⁾)。また、干満の差を利用し、満潮時にマルチビーム測深などの水上での探査を行う一方、干潮時に航空測量(空中写真撮影やレーザー測量)や地表踏査を行い、両者の情報を組み合わせることにより海陸境界部の地形を精度良く把握する手法が考えられる。

海底地形調査技術で最も一般的に採用されているマルチビーム測深の場合、船の進行方向に直交する扇状に音波が発射されるため、隣り合う測線で扇が重なり合うように測線間隔を設定する。扇の弧の長さは水深に依存するので、測線間隔は、一般的なマルチビーム測深機の扇の中心角 120° の場合、通常は水深の約1.73倍となる(図 3.2(a))。したがって、水深が浅いほど測線間隔を密にする必要がある。測線の方向は、海岸線に平行な方向、または既存の調査データや陸域の地形・地質情報から推定される連続的な地形異常(リニアメントなど)と平行に設定することを基本とする(図 3.2(b))。ただし、急峻な斜面では、発射点(扇の中心)と海底面との距離が扇状のビームの中で大きく変化する(図 3.2(c)のX-X')ことを避けるため、できるだけ等深線に直交する方向に測線を設定する(図 3.2(c)のY-Y')。サイドスキャンソナーやサブボトムプロファイラーによる探査の場合も、測線設定の基本的な考え方はマルチビーム測深の場合と同じである。

約2万年前の最終氷期最盛期から現在にかけては海水準が上昇しており、海底が堆積場となっている地域が多いため、最近の断層運動に伴う変位が地形や地層中に保存されている可能性が高い。逆に最終氷期最盛期より前に堆積していた地層は侵食作用を受けており、侵食量には地域差があるため、陸域における活断層地形判読の概念を直接的に海域に適用することは困難である(阿部・青柳, 2006²⁾)。地層処分における処分地選定調査では、断層の活動性評価だけでなく、水理地質構造の不均質性の要因となる規模の大きな破砕帯を伴う断層(活断層でないものも含む)の分布や性状の把握が重要であり、そのためには海底地形調査に加え、次に示す海底地質調査を広域的に行っておくことが不可欠となる。

海底地形調査のその他の目的として、海底の表層地質(軟泥、岩盤など)の把握や、海底に残置されている構造物(沈没船など)の把握がある。これらは、物理探査におけるノイズの除去や、海上ボーリング調査の地点選定などにおいて、非常に重要な情報となる。

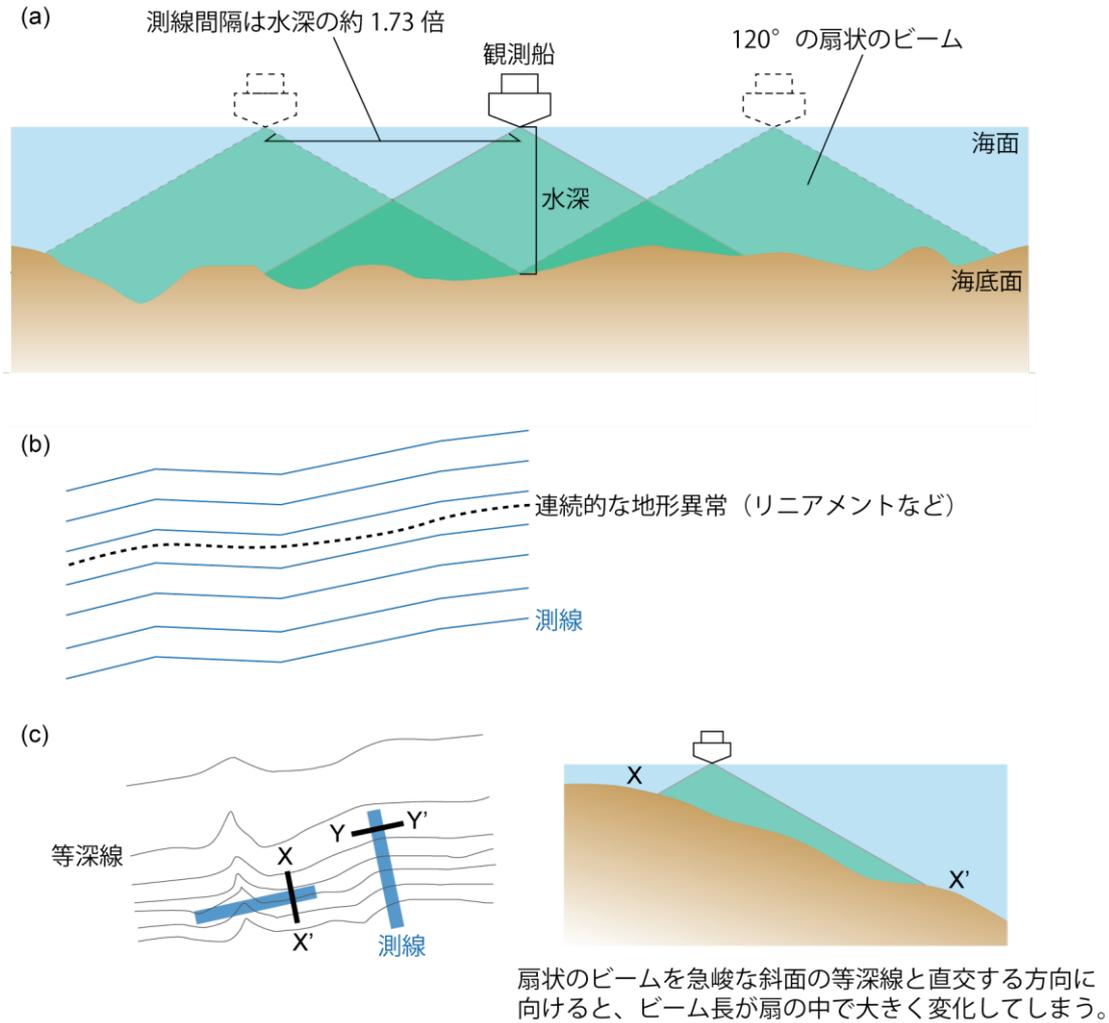


図 3.2 マルチビーム測深における測線設定の考え方

- (a) 測線間隔と水深との関係。(b) 既知の連続的な地形異常に対する調査を目的とした測線設定。
(c) 急峻な斜面における測線設定（Y-Y'のケースの方が望ましい）。

3.2 海底地質調査における断層の分布・構造・変位の推定

海底地形調査では断層の可能性のあるリニアメントの平面的な情報は得られるが、断層の三次元的な分布（傾斜、屈曲、分岐など）や変位（正断層、逆断層、横ずれ）を把握するためには、地下の地質構造を明らかにするための海底地質調査を行う必要がある。人間が直接踏査できない海域での地質調査手法としては、音波探査や地震探査、重力探査といった物理探査が主体となる。海域の物理探査では、前述のように市街地や植生などの物理的な制約が少なく、面的な調査がしやすい点が利点となる。また、陸域では通常、発振点が地表に位置し、地下浅部の風化層によるノイズの大きな影響を受けるが、海域音波探査の場合は発振点が均質な海水中に位置するため、風化層によるノイズはかなり低減される。さらに受振器も、陸域では人間の手で直接設置されるため、受振器ごとの設置状態のばらつきが大きなノイズとなり得る。一方、海域では受振器を連結したケーブルが均質な海水中を曳航されるか、海底ケーブル（Ocean Bottom Cable : OBC ; 図 3.3 ; 文部科学省研究開発局・防災科学技術研究所, 2011³⁸⁾ ; Xue et al., 2017⁴⁷⁾）や自己浮上型海底地震計

(Ocean Bottom Seismograph : OBS ; Bulut et al., 2009¹⁴⁵) ; 文部科学省研究開発局・海洋研究開発機構, 2013¹⁴⁶) といった受振器が海中を静かに沈下して海底に定置し、自然の作用で海底表層の軟泥に埋没するので、設置状態のばらつきが陸域よりも少ないことが多い。ただし、特にケーブルを海水中で曳航させる場合は、波浪の影響によるノイズの補正が必要となる。

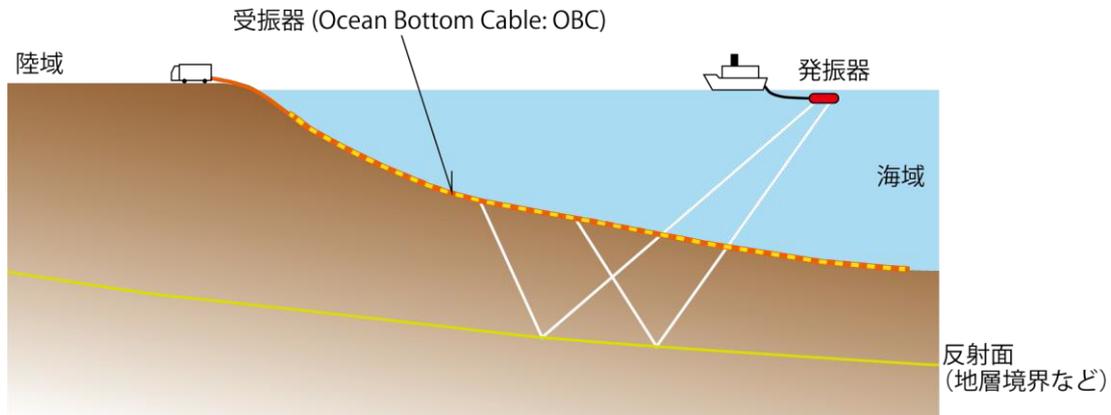


図 3.3 OBC による海底地質調査のイメージ

3.2.1 音波探査における測線の設定と三次元探査の優位性

海域での物理探査で最も広く行われているのは音波を用いた反射法探査である。海域の音波探査では、1 対の発振器・受振器からなるシングルチャンネル方式 (例えば、岩淵ほか, 1995⁹²) と、複数の受振器を連結した 1 本のストリーマケーブルを直線的に海上に伸ばして観測するマルチチャンネル方式 (例えば、横田ほか, 2010¹¹⁵) ; 阿部ほか, 2012⁸¹) ; 日本原子力研究開発機構, 2014⁷⁹) とがある。シングルチャンネル方式は、発振回数を多くできるため、海底下の比較的浅い部分の明瞭な記録を得るには有利な場合もあり、泥質堆積物の卓越する内湾などで利用されている。しかし、外洋に面した砂質堆積物の卓越するような場所では音波の散乱などによるエネルギーの減衰が大きいため探査深度が限られる (岡村, 2008¹³⁸)。そのため、産業技術総合研究所による沿岸海域の地質図作成、文部科学省による海域活断層調査、原子力施設周辺海域の活断層調査では多くの場合、信号対雑音比 (S/N 比) が大きく深度方向に高分解能のデータが得られるマルチチャンネル方式が採用されている (村上ほか, 2016¹⁰⁴)。マルチチャンネル方式では、共通反射点において複数の反射トレースの重合を行うことにより、信号対雑音比を向上させる。

以上の二次元での探査に加え、複数本のストリーマケーブルを用いた同時観測により、三次元で一度にデータプロファイルを得る探査方式が開発されており、資源探査の分野などでは主流となりつつある (例えば、Moore et al., 2009¹⁰⁶) ; Petersen et al., 2010¹⁴⁷) ; Tsuji et al., 2014¹⁰⁷) ; Reitenbach, 2015¹⁴⁸) ; Kluesner and Brothers, 2016¹⁴⁹) ; 猪野ほか, 2016³⁴) ; 図 3.4)。

二次元での調査の場合、(a)海底地形調査の結果や既存文献の情報から推定される断層の傾斜方向に平行な方向に多数の測線を設定してデータを取得し、さらに(b)断層と平行な方向 (断層の傾斜方向に直交する方向) に最低 2 本の測線で探査したうえで、(a)と(b)を組み合わせた格子状の 4 本の測線との間で特徴的な反射波 (連続して強い振幅を持つ反射波で、通常、物性の顕著な違いを示すので、何らかの地質境界となっている可能性が高い) が連結するように調整して三次元の

地質構造を復元する（図 3.5）。(a)の方向の測線は、概査なら断層長の 1/2~1/3 程度の間隔で設定することもあるが、詳細なデータを得る場合は、より高密度に測線を設定する必要がある。したがって、長さが 10 km を超えるような断層の構造を把握するために必要な二次元測線の本数の合計を考慮すると、結果的には三次元で一度に探査した方が時間・費用面で有利な場合が多い。

二次元探査では異なる測線どうしのデータの結合の精度に限界がある一方、三次元探査でのデータ解析技術は近年非常に進歩しており、データの解像度は三次元探査の方が一般的に優れている（Cartwright and Huuse, 2005¹⁵⁰⁾）。例えば、二次元探査では測線上でない位置にある地形・地質異常に起因する反射波（側方反射波）がノイズの大きな要因となるが、三次元探査では、側方反射波を含めたすべての反射波をマイグレーション処理（音波の指向角の広さにより生じる反射面の見掛けの傾斜や位置を移動させ、真の位置に復元する処理）し、等時間面を表示したタイムスライスや、反射面の三次元幾何形状の情報を表示することが可能となっている（高野ほか, 2006¹⁵¹⁾）。また、規模の大きな断層は、しばしば複数の断層が雁行配列して断層帯を形成するなど、複雑な構造を呈していることから（丹羽ほか, 2008¹⁵²⁾）、二次元探査の少ない本数の測線で断層の全体的な性状を解釈しようとするのは、断層のステップや分岐といった局所的な性状を見落とす可能性があり、避けることが望ましい。

音波探査においては、測線の方向に加え、発振点・受振点の間隔も考慮する必要がある。発振点または受振点のそれぞれの間隔は、反射法探査記録断面における水平方向の分解能に影響する。例えば、発振器を曳航させた場合、最初に発振した位置（時間）と次に発振した位置（時間）との間の距離（時間差）が発振点間隔となる。発振点間隔及び受振点間隔が短ければデータ量が増えて分解能が向上する。さらに、最大オフセット距離（発振点と受振点との最大の距離）は探査深度に、最小オフセット距離（発振点と受振点との最小の距離）は浅層部の記録の精度に、それぞれ影響する。なお、発振点の間隔は音源の周波数とも密接に関連しており、4.2.1 で後述するように、採用する音源の周波数によって水平・鉛直両方向の分解能及び探査深度が大局的には規定される。

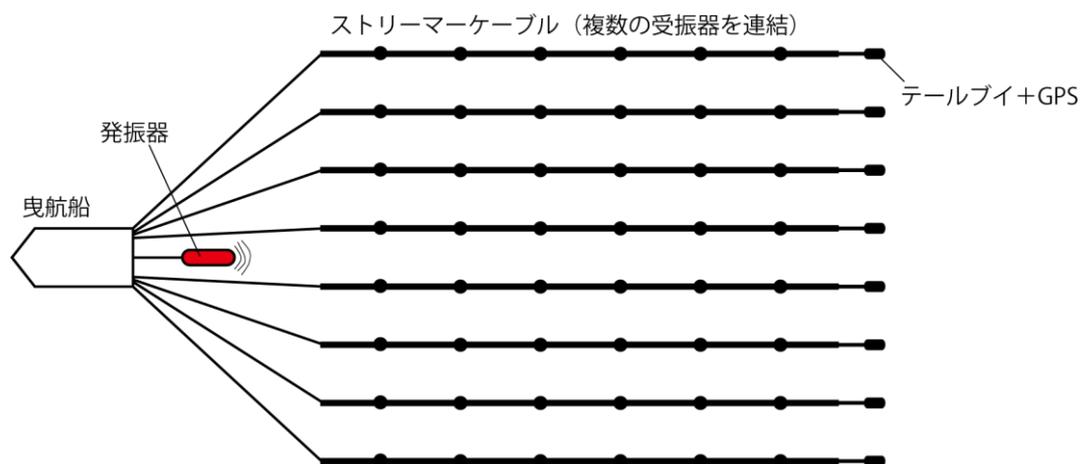


図 3.4 海域における地下地質構造の三次元探査のイメージ
調査船から複数本のストリーマーカーケーブルを連結して受振し、一度に三次元のデータを取得する。

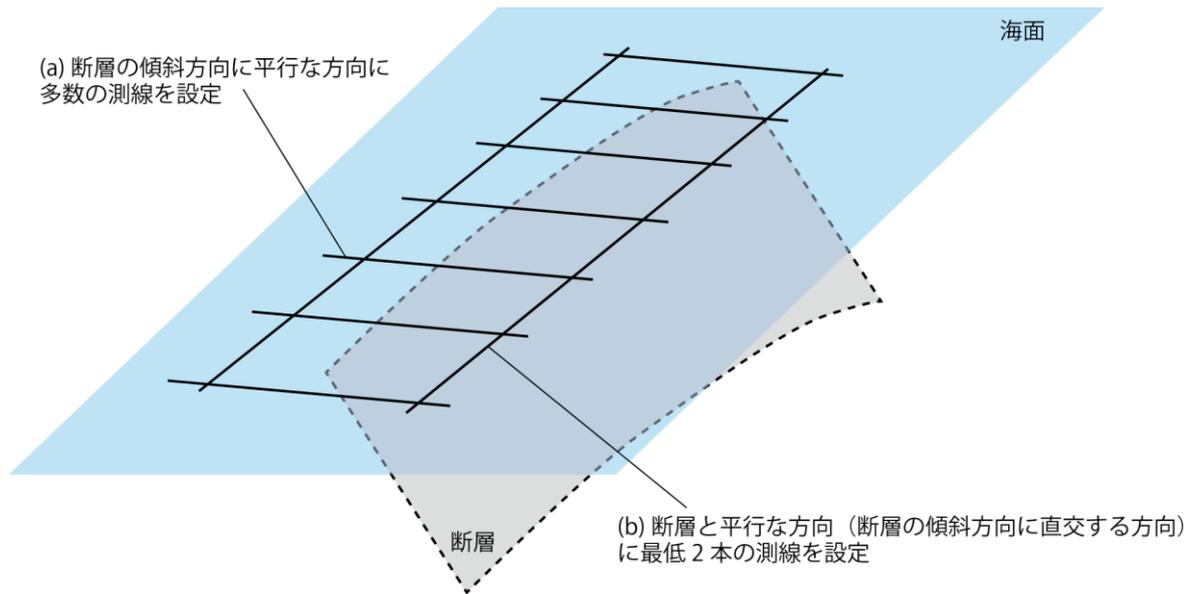


図 3.5 断層を対象とした二次元での反射法探査における測線設定の考え方

3.2.2 海陸境界付近での海底地質調査

沿岸海域での三次元探査の場合、主にストリーマーケーブルの長さ、船の大きさ及び海底地形の複雑さ（凹凸）によって、陸にどこまで接近して調査できるかが決まる。広域の地下構造を把握するような調査の場合は、長いストリーマーケーブルを数百～数千 t 以上の規模の巨大な船で一度に何本も動かすため（例えば、経済産業省資源エネルギー庁所有の三次元物理探査船「資源」：JOGMEC 物理探査船グループ, 2014¹⁵³）、陸に近い浅部では調査が困難である。また、凹凸のほとんどない極めて平らな海底である場合を除き、ストリーマーケーブルを動かすためにはある程度水深が必要となる。なお、浅海部での調査が可能のように、少ない本数ないし長さの短いストリーマーケーブルを小型船で動かして受振する探査技術も開発されている（松村ほか, 2013¹⁵⁴；村上ほか, 2016¹⁰⁴）。

海陸境界をまたぐ断層を対象とした調査の場合は、陸域での物理探査の結果と海域での物理探査の結果とを接合する必要がある。この場合、海陸境界の海側での受振は、OBC を敷設して行うことが多い（例えば、杉山ほか, 1995¹⁵⁵；栗田, 1996⁹³；楮原ほか, 2011b³⁷；文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 2015¹⁵⁶）。ただし、陸域と海域では震源が異なる（陸域では現在のわが国ではパイプロサイズ（非爆薬震源）が主流であるのに対し、海域ではエアガン（圧縮空気を利用する震源）やブーマー（電磁誘導を利用する震源）などが用いられる。）ため、速度構造データを別の方法で取得して基準化するなど、両者を接合する解析には工夫が必要である。偽像を誤って解釈することを避けるため、海陸境界をまたぐ方向に複数の測線で観測することが求められる。OBC による音波探査の場合、発振器を曳航する船はケーブルの敷設方向と直交する方向に進行して探査を行う（発振測線と受振測線を直交させる。）ことが一般的である。陸域で発振した音波を海域で受振したり、またはその逆も可能であるが、前述の通り陸域表層部の風化層の影響のため、海域で発振した音波を海域で受振するのに比べノイズが大きくなる。断層が海岸線と大きく斜交する場合は、海岸に沿って測線を設定した陸域での反射法地震探査も有効な場合がある（山口ほか, 2009¹⁵⁷）。

一方、海岸線に沿って発達している断層の構造を把握することは、物理探査のみでは技術的に困難を伴う。このような場合は、海陸境界の詳細な地形解析、海岸沿いの陸域での地質踏査及び陸上・海上でのボーリングによる調査で断層の性状を明らかにすることが主体となる。ただし、断層破碎帯は周辺岩盤よりも脆弱なことが多く、海岸付近では波食により断層面が海側に位置するようになる可能性が高いと考えられる（図 3.6）。さらに一般的には、海域は堆積場、陸域は侵食場となる傾向があることから、前述のように着底ケーブルや小型船を駆使して海岸線近傍の海域の調査を可能な限り詳細に行うことにより、断層の分布や構造の把握が可能となることが期待される。

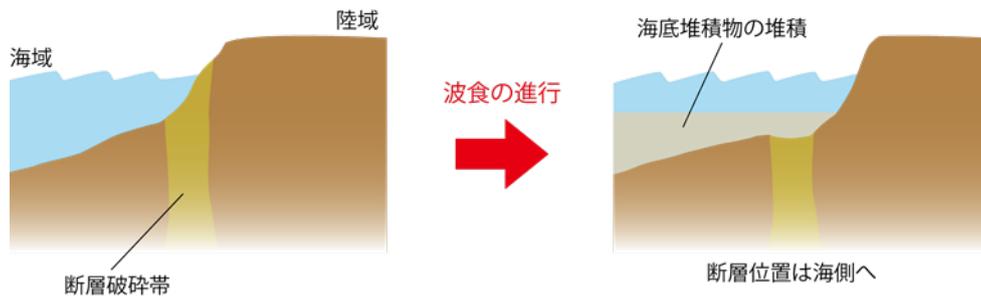


図 3.6 海岸線に沿って発達する断層の波食による位置の変化

3.2.3 音波探査の解釈：断層の分布・構造・変位の推定

反射地地震探査や音波探査では、音響インピーダンス（弾性波速度と密度の積）が大きく異なる反射面ほど反射波の振幅が大きくなり、特徴的な反射波として検出される。火成岩などの塊状の岩体が海底に露出しているような場所を除けば、積層する地層の境界がしばしば特徴的な反射波となり得る。正断層や逆断層であれば、断層の位置で地層境界の明瞭なずれが検出できるため、断層の分布や連続性に加え、運動方向の把握も容易である。検出できるずれの量を決める鉛直方向の分解能は、4.2.1 で後述するように発振器の音源周波数に大きく依存する。

横ずれ断層の場合も、断層を横断する多数の測線でデータを取得していれば、断層を横切る断面ごとに地層境界のずれの量や方向が少しずつ変化することが分かるため、検出は可能である。特にステップ部では、フラワー構造が特徴的に形成される傾向があるので（Woodcock and Fischer, 1986¹⁵⁸；崔ほか, 1999¹⁵⁹）、鉛直断面でも横ずれ断層の存在を認識しやすい（阿部・青柳, 2006²；杉山ほか, 2013⁸²；Huang and Liu, 2017¹⁶⁰）。三次元探査であれば、水平方向のスライス断面をイメージングできるので（Tsuji et al., 2014¹⁰⁷）、横ずれ断層の検出がさらに容易になる。

以上のような地層境界のずれに基づく断層の検出は、第四紀に堆積した新しい軟質な堆積物のみならず、やや硬質な付加体堆積岩（砂岩泥岩互層など）や層状に堆積した火山岩（凝灰岩など）に対しても適用できる（探査仕様にもよる）。しかし、花崗岩のようにマクロスケールで岩石学的に均質な塊状岩体の場合は、岩体中では連続性のよい反射波が得られず、地質学的なずれから断層を検出することは極めて困難である。それでも、規模の大きな破碎帯を伴う断層の場合、破碎帯は母岩と比べて割れ目が密に発達していることなどにより、物質科学的な不均質性を担っていることから、破碎帯と母岩との音響インピーダンスの違いに基づき断層の分布が復元できる可能性がある（例えば、Nguyen et al., 2010¹⁶¹；文部科学省研究開発局・九州大学, 2014¹⁶²）。いずれにせよ、音波探査プロファイルから断層の存在を高い確度と精度で解釈する場合は、反射波のコン

トラストと連続性が明瞭に描像されるようにデータの品質を確保することが重要であり、そのために調査範囲の広さや当該地域の地質、海域の環境などに応じて適切な探査仕様や解析手法を検討する必要がある (Alcalde et al., 2017¹⁶³)。

地震波のうち S 波は水中を伝わらないため、海域音波探査では通常は P 波を扱うが、受振器に着底ケーブルや OBS を採用した場合は、P 波のみならず P-S 変換波も観測できる。S 波は、割れ目の発達などにより物理的な性質が方向により違う (異方性を持つ) 媒質を透過すると、振動方向に直交する二つの波に分離する、といった P 波とは異なる特徴があり、両方の波でデータを比較することによって、地下の物質科学的な不均質性の分布や要因についてより精度の高い評価結果を得ることが期待される (Asakawa and Ward, 2007¹⁶⁴; 松澤, 2007¹⁶⁵)。その他にも、海底面を伝わる表面波の分散曲線を逆解析して S 波速度構造を取得し、地質構造の不均質性を推定する技術や (Ikeda and Tsuji, 2015⁴⁶)、地震波の減衰率 (または Q 値) から岩石の物性、ひいては断層破碎帯の構造を推定する技術 (芦田・佐々, 1989¹⁶⁶; 鶴ほか, 2014¹⁶⁷) も提案されている。また、海上または海岸付近から掘削したボーリング孔に受振器が展開できる場合は、地下に傾斜する断層面から反射する波を利用して断層構造を推定する鉛直地震探査 (Vertical Seismic Profiling : VSP) も適用可能である (El-Hateel et al., 2013¹⁶⁸; Zhu et al., 2013¹⁶⁹)。

着底ケーブルや OBS を用いて海底に複数の固定受振器を展開し、海上で発振器を曳航させて多くの発振点を確保すれば、地下の地震波速度構造を明らかにする屈折法地震探査が可能であるので、陸域での調査と同様、断層 (破碎帯) の検出に有効である (Karastathis et al., 2007¹⁷⁰; 渡辺, 2010¹⁷¹; 文部科学省研究開発局・防災科学技術研究所, 2011³⁸)。

断層の現在の活動性 (最新活動時期) の評価においては、浅層部のずれに着目することが多いが、地層処分の安全評価対象となる数万年以上の時間スケールで断層の発達過程や活動性の変遷を評価するためには、処分場深度として想定される深さ 300 m ~ 1 km 程度の範囲に加え、より深部も含めた広い空間スケールでの地下構造探査も重要である。例えば、音波探査で地層の褶曲が認められた場合、それが活動的かどうか判断するには、その褶曲の波長よりも十分に大きなスケールで地層の連続性や地質構造を探査する必要がある (阿部・青柳, 2006²; 阿部ほか, 2011⁴⁵, 2013¹⁴)。また、断層の深部には将来的な泥火山発生の要因となり得る異常間隙水圧域が潜んでいる可能性もある (Milkov, 2000¹⁷²; Mazzini, 2009¹⁷³)。地形的な凹部に正断層群が発達する地域では、その深部に活発な熱水活動の存在が想定される (堀迫ほか, 2010¹³³; 荒井, 2012¹³⁴)。地下数 km 以深の構造を調査するためには、低周波数の大容量エアガンを用いた音波探査 (山下ほか, 2013¹¹⁶) に加え、4.2.3 で後述するように電磁探査や地震波トモグラフィといった手法が求められる。

花崗岩のような塊状岩体とは別に、ガス層や玉砂利のような礫層が堆積する浅層部においても、P 波の減衰・散乱の影響を大きく受け、解像度の確保された反射断面を得ることが困難となる (伊藤・蜷川, 1982¹⁷⁴; 岩淵ほか, 1998a⁶⁶)。浅層部のガス層は主に有機物起源であるので、内湾や河口部でガス層の存在が問題になることが多い。このような場合は、散乱の要因となる浅層部より深部を通過する波を受振できるように探査領域を広く設定したり、着底ケーブルや OBS を用いて P-S 変換波の解析を行うなどの工夫が必要となる。一方、断層はしばしばガスなど流体の移行経路となるので、音波探査プロファイルからガス層と断層の分布や位置関係が議論される例もある (Riedel et al., 2010¹⁷⁵)。

3.3 海底堆積物調査による地質層序・地質構造の復元

3.3.1 試料採取における着眼点

断層の活動時期を明らかにし、活動性を評価するためには、断層が分布する地域の堆積物や岩石の年代を調べることが必要となる。特に、陸から離れた沖合に分布する断層を評価する場合には、試料採取のため海上ボーリングや柱状採泥のような海域特有の調査技術の適用が求められる。陸域では面的な地質踏査に基づいて広域的な地質構造発達史を復元することにより断層の発達過程を考察するという伝統的な地質学的手法が効果的となることが多いが、海域ではそのような手法の適用は難しい。一方、海底では堆積物が比較的厚く連続している地域が多く、微化石や花粉、テフラ、酸素やストロンチウムなどの同位体比（加藤・中野, 1999¹⁷⁶⁾; Cohen and Gibbar, 2011¹⁷⁷⁾）、岩石磁気学的手法（古地磁気層序や帯磁率；中井, 2004¹⁷⁸⁾）などを用いた層序学的検討は、地層の堆積年代の推定に加え地質構造発達史の復元に非常に有効となる場合が多いと考えられる。したがって海域の調査では、3.1 及び 3.2 で述べた海底地形・地質調査結果に基づき、断層の活動時期・活動性の評価にとって鍵となる試料をいかに良好な状態で採取できるかが重要となる。

海底堆積物に対する微化石や花粉、酸素同位体比、岩石磁気学的手法による層序対比及び年代決定については、日本近海でも多くの調査・研究事例がある。これらの分析では、分析間隔が密になるように乱れない連続した試料の採取が求められる（小泉, 2011¹⁷⁹⁾）。また、堆積直後の海流による二次的な移動の影響を考慮する必要がある。粗粒な堆積物からなる地層は、堆積速度が速く、微化石などの年代指標になるものの含有量が一般に少ないため、高精度の年代決定が難しくなる場合が多い。一方、テフラについては、日本近海の ODP や IODP のコアなどで多数のテフラ層の報告があるにもかかわらず、その同定、対比、編年に係る調査・研究は、日本列島の陸域でのテフラ研究の充実度に比べると未だ少ないと言える（町田・新井, 2003¹⁸⁰⁾）。今後の調査・研究の充実が望まれる。また、陸上の活断層調査では土壤中の炭質物の放射性炭素年代測定が多用されるが、海域において放射性炭素年代測定の主な対象となる有孔虫など生物起源の石灰質物質に対しては、海水のリザーバー効果による年代のずれを補正する必要があるため（Bard, 1988¹⁸¹⁾；中村, 2004¹⁸²⁾）、陸域の試料よりも誤差が大きくなることに注意する必要がある。

放射性炭素年代測定は適用限界が約 5 万年前までであるとともに、堆積速度の速い砂質堆積物の場合、年代測定の対象となる生物起源の石灰質物質に乏しいことがしばしばある。近年、陸上の堆積物のみならず海底の堆積物に対しても光ルミネッセンス年代測定の適用が進められており、石英や長石に富む砂質堆積物の年代測定の有効な手法の一つとして期待される（奥村・下岡, 2011¹⁸³⁾）。海底の堆積物についても、光ルミネッセンス年代測定によって 20 万年前程度までの年代を精度よく把握することができるようになってきている（Sugisaki et al., 2010¹⁸⁴⁾, 2012¹⁸⁵⁾）。

その他、断層を直接観察する手法ではないが、海底に堆積した地震に伴うイベント堆積物・堆積構造（地震性隆起・沈降に伴う堆積パターンの急変、斜面崩壊、液状化、津波堆積物）を観察・分析することにより、地震を引き起こした断層の活動性や活動時期を推定する手法も考えられる（Goldfinger et al., 2003¹⁸⁶⁾；池原, 2000¹⁸⁷⁾, 2012¹⁸⁸⁾）。

3.3.2 海底堆積物調査結果と音波探査結果との対比

ボーリング試料などから得られる情報はあくまで点の情報であるが、音波探査に基づく音響層序区分により、その点の情報をある程度は空間的に拡張することが可能である。音響層序区分は、音波探査で得られた反射記録断面において、連続して強い振幅を持つ反射波（しばしば不整合面などの地層境界を示す。）を連続させるとともに、反射記録パターン（岩相に加え、堆積構造を反映する場合がある。）の類似する部分どうしを区分することを指す（加藤・脇田, 2001¹³⁷⁾）。音響層序区分と、海上ボーリングなどの海底堆積物調査結果または陸上で得られた層序や地質構造に係

る情報とを対比するのが、海域における層序の復元の基本となる。音波探査で検知される断層の多くは、堆積物の変位として認識されるので、変位している堆積物の年代と変位していない堆積物の年代とから断層の活動時期を明らかにすることとなる。3.2.3 で言及したように、地震波の減衰や異方性から基盤岩中の断層破碎帯に起因する物性異常を推定した場合は、音響層序区分と地層のずれから断層の活動時期を明らかにするのは困難であり、破碎帯岩石を直接採取して放射年代測定などの分析を行う必要が出てくる。

なお、堆積物が比較的厚く連続している海底では、反射記録パターンから読み取れる堆積構造の変化から過去の海水準変動を復元し、地層の年代の推定に用いることができる場合がある。海底斜面に陸側からの堆積物の供給が続くと、堆積場が沖合へ向かって発達していき（沖合側へ傾斜する層理面が連続的に発達）、プログラデーション構造が形成される（Eberli et al., 2004¹⁸⁹⁾）。この構造は音波探査でも観察が比較的容易である。氷期に海水準が低下すると、堆積場はさらに沖合に移動する（杉山, 2013¹⁹⁰⁾）。この時、当該地域が隆起域であれば、もともとの堆積場は陸化し、プログラデーション構造は侵食され続けるか、不整合面を挟んで陸成層が堆積する（堆積相が変化する）。再度、間氷期となって海水準が上昇すると、侵食面、あるいは陸成層の上面に新しいプログラデーション構造が形成される（図 3.7 のケース A）。一方、当該地域が沈降を続けている地域で、氷期でもほとんど陸化しない場合、古い時代のプログラデーション構造があまり削剥されない状態でその直上に新しい間氷期のプログラデーション構造が形成される（図 3.7 のケース B）。このようなプログラデーション構造の空間分布から、当該地域の隆起・沈降の地殻変動の変遷が議論できるとともに、海進・海退のサイクルに基づき各音響層序区分の年代の推定にも活用できる。

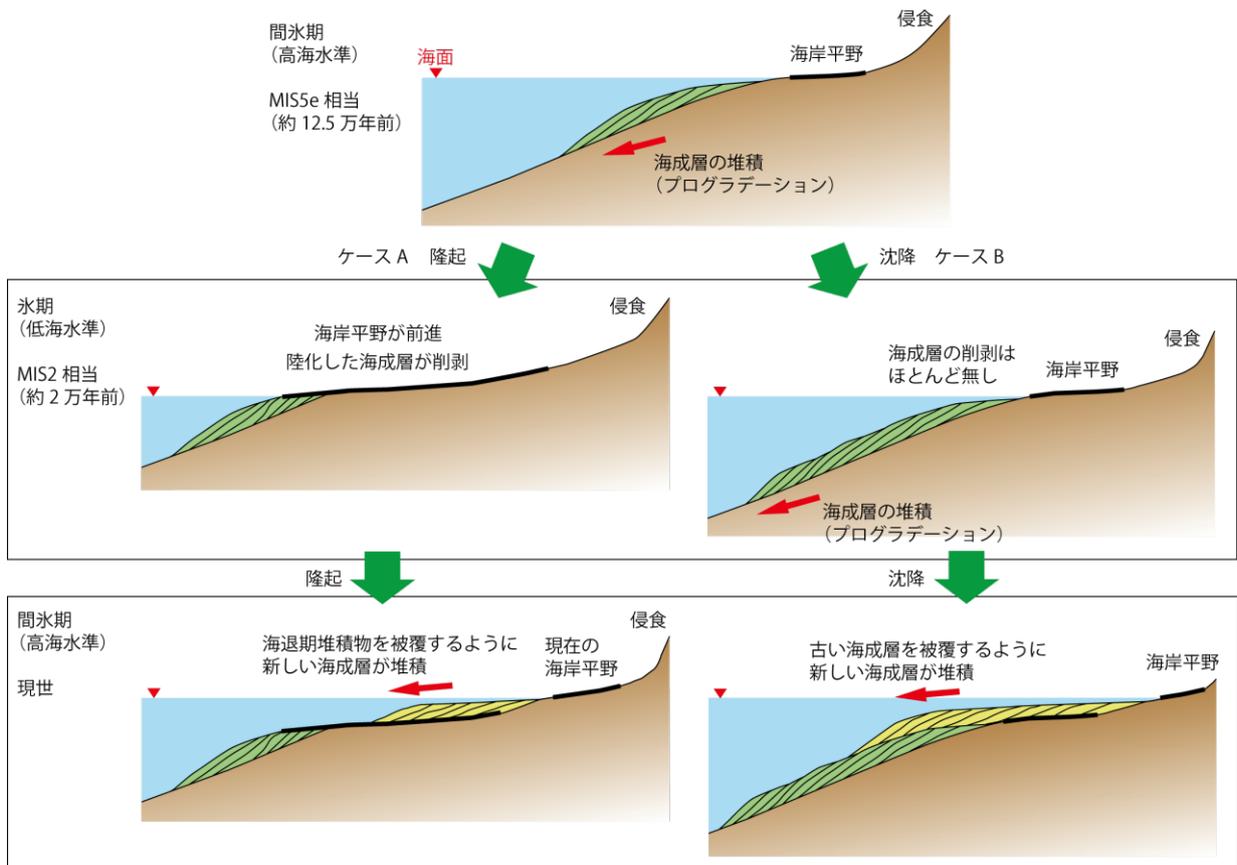


図 3.7 海水準の変化と海底斜面における堆積場の変化との関係

3.4 まとめ

本章ではまず、沿岸部の断層分布・連続性・活動時期・活動性などを評価するための考え方や各種調査手法について、本研究により収集した既存の調査・研究事例に基づき整理し、沿岸部の海域を対象とした調査・評価の概略的なフローを図 3.1 に示すように取りまとめた。さらに、このフローに沿って、海底地形調査、海底地質調査、海底堆積物調査のそれぞれについて、調査手法の適切な選択や個々の調査・評価に係る考え方・留意点について記載した。

海底地形調査については、主要な調査手法の一つであるマルチビーム測深を例として、海底地形に合わせた測線設定の基本的考え方について整理した。海底地質調査については、調査手法として最も広く採用されている音波探査について、測線設定の考え方、三次元探査の優位性、海陸境界部での探査手法、地層境界からの反射波を利用した断層の検知が難しい塊状岩体などを対象とした解析手法といった点について取りまとめた。海底堆積物調査については、試料採取における着眼点や、堆積物の記載・分析結果と音波探査結果との対比について重要な点について言及した。

海陸境界では、調査船の進入が困難なことなどにより、調査技術に一部制約が生じるものの、ケーブルの敷設による浅海部での観測と、陸域沿岸での地質調査・観測とを適切に組み合わせることにより、地層処分実施主体が精密調査までに回避するような規模の大きな断層を検出することは十分可能であると考えられる。

4. 海底地形・地質に係る調査手法の適用性に関する検討

4.1 海底地形調査

船舶を用いた海底地形調査技術としては、主にサイドスキャンソナー及びマルチビーム測深がある。サイドスキャンソナーは、調査船に曳航された送受波器から、曳航方向と直交する方向の扇状に発振された音波が海底で後方散乱した強度を色の濃淡として描画する技術で、海底面の堆積物の概略的な区分や、海底に残置されている構造物の把握が可能である（Johnson and Helferty, 1990¹⁹¹⁾）。色の濃淡は、平坦な面は淡い色、傾斜のある面は濃い色、表層が軟泥質の場合は淡い色、礫や岩盤など反射強度の大きい場合は濃い色となる。受振データはモザイク像として描画されるので、海底面の性状の広域的な概査に有効である。また、精密に補正した音響映像からは、海底に露出する岩盤の走向・傾斜や断層、褶曲などの地質構造が識別できる場合もある（東海沖海底活断層研究会, 1999¹⁰²⁾；泉ほか, 2008a³⁶⁾；伊藤・泉, 2009⁷⁴⁾）。

マルチビーム測深も音波探査手法の一種であるが、発振される音響ビームが調査船の左右両舷方向に広がる扇状であるのに対し、底面に反射して受振される音響ビームは調査船の前後方向に長い形状で多数形成される。本手法では面的な測量による三次元的な可視化が可能である。崖地形や堤防などの急傾斜部の探査にも対応できるよう、機種によっては、発振される音響ビームを斜めに傾けることができるものもある。マルチビーム測深によって高解像度の水深分布のデータが得られれば、海底下の地表地震断層の分布や地形的特徴を鮮明に表現することも可能である（Brothers et al., 2018¹⁹²⁾）。わが国における大陸棚画定調査においても、後述する重力探査や地磁気探査と併せて、マルチビーム測深による海底地形調査が活用されている（藤沢, 2009¹⁹³⁾）。マルチビーム測深やサイドスキャンソナー探査における適応水深は概ね発振器の周波数に依存しており、周波数の高いものは浅海部、低いものは深海部に対応する。なお、塩水と淡水が混合する河口部では水中音速度が変化するため、探査に支障をきたす場合がある。

この他、マルチビーム測深やサイドスキャンソナー探査の一般的なものと比べ非常に低い周波数帯域（約 0.5～15 kHz）の音波ビームを用いるサブボトムプロファイラーによる底質調査もある（棚橋・本座, 1983¹⁹⁴⁾）。この手法の場合、水深 50 m 程度までの浅海部に限っては、数 cm 程度の非常に高い分解能の地質構造断面図を得ることができる。

船舶以外の手法による海底地形調査技術として、最近では航空レーザー測深機（Airborne Laser Bathymetry : ALB）の技術が進展してきている（戸澤・岩本, 2004¹⁴³⁾；岡部ほか, 2014¹⁴⁴⁾）。ALB では、近赤外と緑色の二つの波長帯のレーザーを同時に照射し、水面で反射する近赤外レーザーと水中を透過し海底で反射する緑色レーザーとの間の受信する時間差に基づき水深を計測する。最近の技術では ALB により最大で水深 50 m 程度まで測深可能とされているが（小野・柴田, 2012¹⁹⁵⁾）、測深精度は水質や波浪の状態に大きく依存する。茶色の濁りが激しいと緑色光が吸収され、測深が困難となる。波浪については、白波が立つような激しい波の状態で不利なのは言うまでもないが、全く波がない場合も、水面での鏡面反射が深く、不利な場合がある。適度に水面が弱く揺れた場合の方が良好に測定できるとされている。

以上の海底地形調査における留意点は、定常的な位置基準となる三角点が広く設置されている陸地と異なり、海域ではそのような位置基準がないことである。そのため、調査範囲の中の何点かにおいて、GPS や音響測深などにより高精度で定点測量を行う必要がある。

4.2 海底地質調査

4.2.1 音波探査における発振方式の選択

3.2.1 で前述したように、海域での物理探査で最も広く行われているのは音波探査であり、とり

わけ三次元探査（図 3.4）でのデータ取得が優位となってきた。わが国の海域でも、様々な機関が海上音波探査を行い、データが蓄積されてきているが、特に海洋研究開発機構が実施したマルチチャンネル音波探査・OBS による地震探査データの多くは「地殻構造探査データベース」（木戸ほか, 2005¹⁹⁶）に収録され、自由に閲覧することが可能である。海外でも、米国西海岸 (Bohannon et al., 2004¹⁹⁷) ; Maloney et al., 2015¹⁹⁸) ; Sahakian et al., 2017¹⁹⁹)、地中海沿岸 (Déverchère et al., 2005²⁰⁰)、スマトラ沖 (Ghosal et al., 2012²⁰¹) など、沿岸部の断層調査において、マルチビーム測深などの海底地形調査とエアガンやスパーカーなどを用いた海域音波探査とを組み合わせた断層分布・構造などの把握が広く実施されている。海上音波探査では、発振方式の違いにより、分解能や可探深度が変化する。鉛直分解能は Rayleigh 基準により、発振器の卓越波長の 1/4 と見なされることが多い。水平分解能は、前述した発振点、受振点それぞれの間隔に加え、発振器の周波数や探査対象深度にも依存する。発振器の周波数が低いものほどショットエネルギーのチャージに時間がかかるため、発振点間隔が長くなり、分解能が大きく（悪く）なる傾向がある。したがって、鉛直・水平分解能ともに、定性的には、発振器の周波数の高い順に分解能が小さく（良く）なる。可探深度については、マルチビーム測深などにおける適応水深と同様の傾向で、発振器の周波数が低いものほど音波エネルギーが大きいため、地下深部の探査にも対応できる。以上の傾向に基づき、発振器の種類と周波数、分解能、可探深度との大局的な関係をグラフ化すると図 4.1 のようになる（高智, 2001²⁰² ; 岡村, 2008¹³⁸ ; 2013¹³⁹）。

本研究で収集・整理した情報に基づく、2000 年代以前は 1) ソノプローブやチャープソナーによる海底からの深度約 100 m 以浅の浅部地下構造探査、2) スパーカーを用いた複数測線を設定して行うやや広域的な地質構造を把握するためのシングルチャンネル探査、3) ウォーターガンやエアガンによる深部（海底からの深度約 100 m 以深）の地下構造を把握するためのシングルチャンネル探査が主体であったが、2000 年代以降は、4) ブーマーによる海底からの深度約 200 m 以浅の地下構造を主な対象としたマルチチャンネル音波探査、及び 5) ウォーターガンやエアガンを用いたより深部の地下構造まで把握するためのマルチチャンネル探査が主流となってきた。また、海底からの深度約数十 m までの極浅部の地下構造の詳細な探査には、4.1 で述べたパラメ

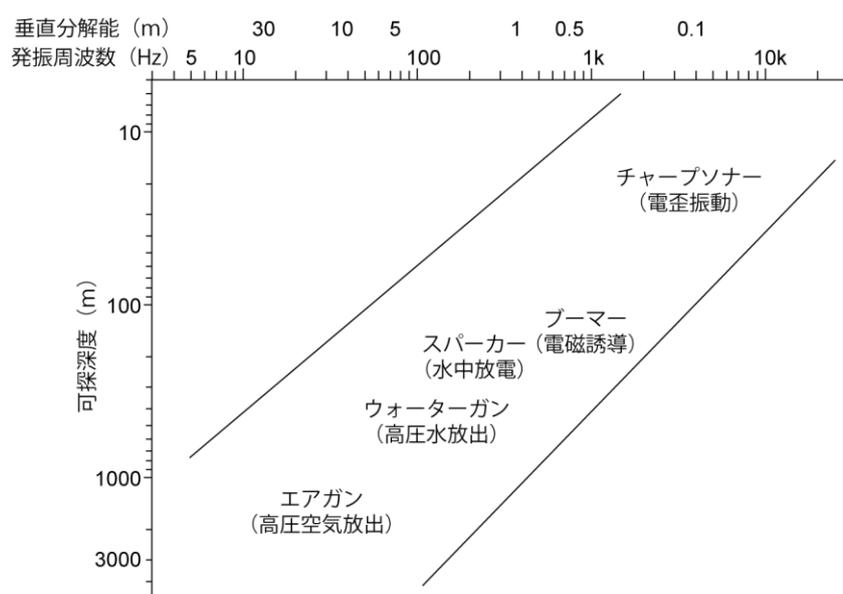


図 4.1 音源周波数と分解能、可探深度との関係

トリック方式音源のサブボトムプロファイラーなどの新しい機器が用いられるようになってきた。

海域での資源探査、あるいは地殻構造をイメージングするような学術研究においては、地下深部の探査に対応できるエアガンやウォーターガンが利用される（朴ほか, 2008¹⁰⁵）； Moore et al., 2009¹⁰⁶）； JOGMEC 物理探査船グループ, 2014¹⁵³）； Arai et al., 2016¹³⁵）。これらの場合、コンプレッサーなどの大型機材が積載できる大型の船舶が必要となる。一方、地震防災や原子力施設の耐震安全評価に関連した沿岸部の活断層調査では、ブーマーによるマルチチャンネル方式が多用されている（阿部ほか, 2011⁴⁵, 2012⁸¹, 2013¹⁴）； 岡村, 2013¹³⁹）； 杉山ほか, 2013⁸²）； 井上ほか, 2014⁸³）； 日本原子力研究開発機構, 2014⁷⁹）。地層処分のように概要調査、精密調査の順に段階的な調査スケールを絞っていく場合は、エアガンやウォーターガンによる広域的な探査と、ブーマーによる局所的な探査とを組み合わせる実施することが望ましいと考えられる。

4.2.2 OBC 及び OBS による受振

音波探査における受振側は、前述したように受振器を連結したケーブルを曳航させるか、OBC や OBS を着底させて受振する。OBC は 3.2.2 で述べたように海陸境界部の調査に非常に有効であるが、直径は通常、2~3 cm 程度であり、着底時に潮流の影響を受けることによる位置精度の不確かさが音波探査記録の分解能を下げる要因となり得る。逆に、岩礁などでケーブルが引っ掛かった場合に潜水士の作業によって位置を修正することができるという点では融通が利く。基本的には、地形の起伏が少なく、波の渦がない場所を測線としてケーブルを敷設することが望ましい。

二酸化炭素地下貯留実証試験サイトにおいては、OBC を常設型として設置する試みが進められている（Aoki et al., 2013²⁰³）； Xue et al., 2017⁴⁷）。常設型とすることにより、ケーブル着底位置の高精度での特定が可能になるとともに、海底表層堆積物中へのケーブルの埋没が年々進行するごとにノイズが低減していくという効果もある。さらに、自然地震を長期間モニタリングできるため、自然地震データを用いた地下深部の構造の推定にも応用できる。地層処分のサイト選定調査においても、概要調査から精密調査まで含めると 10 年以上に及ぶ期間が想定されることから、常設型 OBC の適用が有効であると考えられる。また、操業段階から閉鎖後の一定期間のモニタリングの手段としても活用できることが期待される。

OBS については、受振点の密度を増やすという観点からは、ストリーマーカーケーブルや OBC を採用するのに比べ設置の手間がかかるが、最近では 13 インチ程度の小型の OBS も開発されており（清水ほか, 2013²⁰⁴）、機材の運搬がしやすくなってきているほか、受振点の設定における地形的な制約も低減されてきている。

4.2.3 音波探査以外の調査手法

音波探査以外の物理探査手法としては、重力探査、電磁探査、地震波トモグラフィなどが挙げられる。重力探査については、船上の重力計で測定する方式（植田ほか, 1987²⁰⁵）； 笹原ほか, 2006²⁰⁶）； 藤岡・熊川, 2014²⁰⁷）、海底重力計を船から下ろして測定する方式（藤本ほか, 2009²⁰⁸）； 駒澤ほか, 2009⁷³）； 図 4.2）、航空機を用いた空中重力偏差法による測定方式（千葉・Cevellos, 2016²⁰⁹）がある。海底重力計による測定では、測定点の密度が重力分布図の精度に直接的に反映されるが、測定点ごとの精度は波揺れの影響が大きい船上重力計よりも 2 桁程度高い。空中重力偏差法による測定では、面的に連続的なデータの取得により微細な構造を捉えやすいが、一方で地形の影響を受けやすいとも言えるため、より厳密な地形補正が要求される。重力データの処理の流れは、潮位の補正が必要な点を除けば、基本的には陸域での重力探査と同じである。陸域での観測に比べると、海底重力計の測定点密度を高めることに労力を伴うことと、地形補正の元となる海底地形

データが充実していない地域があることが違いと言える。ただし、音波探査が得意とする地層のずれに基づく断層の評価が困難な基盤岩が広く分布する地域においては、海底地形調査と組み合わせ重力探査を実施し、破碎帯などの物性異常を検出する取り組みも有効であると考えられる。

海底電磁探査や地震波トモグラフィは、一般に反射法地震探査よりも解像度は劣るが、地下数 km 以深のより深い領域のデータを取得することができるため、断層の深部（震源付近）の地下構造を把握する上では有効である。地層処分実施主体による段階的な調査の比較的初期の段階（概要調査の前半）での実施が望まれる調査手法である。

電磁探査のうち、自然の地磁気と地電流を観測する MT（Magneto-Telluric：地磁気地電流）法は、地下数 km 以深の深部比抵抗分布の把握が可能である。大陸棚より沖合の深海部では、地殻構造のイメージングなどの学術研究や海底資源探査において電磁探査が多く活用されてきたが、浅海部での MT 法の適用は、海底に設置した磁場センサーが波浪によって振動して生じるノイズが大きい、海水中では地下数 km 以浅の構造に対応する短周期成分の減衰が激しい、などといった理由で、事例は多くない（産業技術総合研究所, 2008²¹⁰）。最近では、浅海部におけるこれらの問題を克服するための技術開発も進められている（吉村ほか, 2004²¹¹, 2006²¹²；産業技術総合研究所, 2013²¹³）。MT 法の場合はイメージングする領域が広いため、陸域での観測から海陸境界部の断層の構造を推定する試みもある（Yoshimura et al., 2008⁷²）。

地震波トモグラフィなどによる地震波解析を行う上で利用される公的機関による定常観測点は、日本列島の太平洋側では防災科学技術研究所の S-net などが整備されつつあるが、日本海側では海域の観測点が現状ほぼ皆無であり、日本列島の沿岸部全体に網羅的に整備されているわけではない。気象庁や防災科学技術研究所などにより定常地震観測点が広く整備されている陸域と異なる点と言える。

また、海陸境界の地下構造探査であれば、人工的に発生させた電磁波を利用する電磁探査法である CSAMT（Controlled-Source Audio-frequency Magneto-telluric）法、複数の地震計で微小な地盤振動を同時観測して地下構造を推定する微動アレー探査、地下に分布する岩盤の残留磁化の影響による地磁気異常を観測する地磁気探査などを活用する方法も考えられる。人工信号を用いる

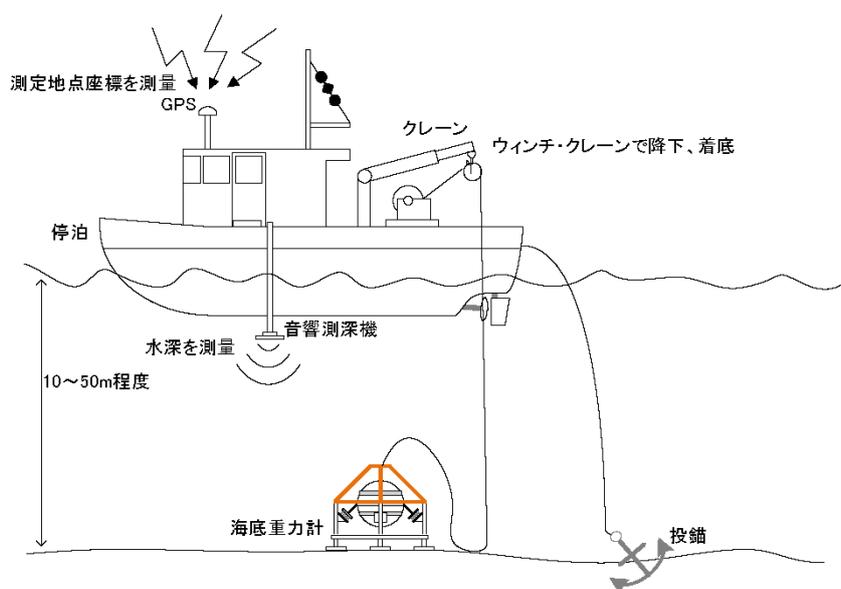


図 4.2 海底重力計による測定の模式図

CSAMT 法は自然信号を用いる MT 法よりも可探深度は浅いが、海岸沿いの陸域に測線を設定して海陸境界部の断層を検出する調査事例が知られている (Unsworth et al., 2000²¹⁴) ; 越智ほか, 2014²¹⁵)。微動アレー探査は地下の S 波速度構造を推定するため、断層のような地質構造の把握のみならず地震動予測の基礎データ取得の手段として陸域で利用されているが、内海の海底で適用された事例もある (井上ほか, 2001²¹⁶)。海域の地磁気探査は、航空機による空中からの観測、船上からの観測及び無人探査機による海底での観測があるが、磁性の大きい火山岩や変成岩などの分布、磁化の強度や方向から海底下の地質構造を推定し、断層分布の把握のための基礎情報とする (例えば、藤岡・熊川, 2014²⁰⁷) ; Ponce et al., 2016²¹⁷)。

以上の物理探査とは別に、自律式無人探査機 (AUV) や有索式無人探査機 (ROV) により海底の地形や地質を直接観察・計測する手法も考えられる (脇田ほか, 2010²¹⁸) ; Wynn et al., 2014²¹⁹) ; Geersen et al., 2016²²⁰) ; 産業技術総合研究所ほか, 2016¹²)。

4.3 海底堆積物調査

海底に分布する断層の活動時期の推定や活動性の評価において必要となる、海底下の地層、あるいは断層破碎帯物質そのものを対象とした各種分析や年代測定を行うための試料採取には、大別して海底表層試料の採泥・採岩とボーリングとの二つの方法がある。

海底表層試料の採泥・採岩手法としては主に、柱状採泥、ドレッジ (表層採岩)、グラブサンプラによる採泥がある。柱状採泥は、金属パイプのような柱状の採泥容器を重力や振動、油圧によって海底面に貫入させ、未固結～半固結の試料を採取する方法である (西田・池原, 2014¹⁰³)。本方法はドレッジやグラブサンプラに比べ、採取時に試料の擾乱が少ないため、海底下数 m 以内の深度における連続的な地質記載や鉱物・化学・微化石などの分析を行うのに適している。また、未固結層の厚い地域では、柱状採泥を同じ地点で繰り返すことにより、海底下数 10 m 程度まで試料を採取できる場合もある (成田, 2016²²¹)。

ドレッジは、バケツ状の金属製容器を用い、海底を掻き取るように試料採取する方法で、柱状採泥では採取困難な硬質な岩石や礫も未固結～半固結の試料と合わせて採取することが可能である (桂, 1992¹³²)。ただし、調査船からワイヤーを伸ばして海底に下ろした容器を引きずるため、水深が深いほど採取位置の正確な特定が難しいのと、採取された試料は多くの場合擾乱して元の堆積構造が復元できないことが多い。

グラブサンプラは、調査船から吊り下げたグラブバケットで海底の土砂を掴むように採取する方法である。柱状採泥と同様に底質が未固結～半固結の場合に用途が限られるのと、ドレッジのように採取時の試料の擾乱が避けられないのがあるが、柱状採泥よりも一度に広範囲の試料が得られることから、柱状採泥や海上ボーリングを行う前の底質状況の確認や、海底表層の地質概要を効率良く把握する上では有利な場合がある (西田ほか, 2015⁶³)。

海上でのボーリングは、対象地点の水深、海底地形、海底表層地質及び掘削深度などにより、作業足場の形式を使い分けて行う (表 4.1)。ただし、陸上でのボーリングに比べ、海上でのボーリングは足場の固定、資材の運搬、排水処理など多くの面で難易度が高く、海陸境界部であれば陸上からの斜め掘り、またはコントロールボーリング (木方ほか, 2006²²², 2009²²³) などにより海底下の地質調査を行う方が有利な場合も多いと考えられる。実際、わが国の沿岸部の石油や LPG の地下備蓄に係る地質調査 (蒔田, 1991²²⁴) ; 大竹・皆川, 2001²²⁵) では、主なボーリング調査は陸上ないし坑道内からなされている。

海上ボーリングの場合、海底地盤の条件に加え、水圧、潮流、波力、風力といった外力が足場の安定性に大きく影響する (全国地質調査業協会連合会, 2003²²⁶)。さらに、掘削期間が長くなる程、潮位や気象の変化への対応を十分に検討する必要がある。3.3.1 で述べた年代決定のため

の試料採取の考え方及び 3.3.2 で述べた音響層序区分に対し実年代を決定していくことを考慮すると、浅部から深部まで連続して乱れないコアを採取することが求められるため、動揺が可能な限り小さくなるように足場の形式を検討する必要がある（例えば、福富ほか, 1992²²⁷⁾; 高橋, 2008²²⁸⁾）。

水深が 100 m を超えるような外洋での掘削は、資源掘削で利用されている大水深に対応した掘削リグや、科学掘削で利用されている「JOIDES レジリューション」や「ちきゅう」といった深海掘削船を使用する必要がある。海上ボーリングに関しては、技術としては整備されつつあるものの、日本の沿岸部で掘削～試料採取まで行われ、学術的な検証が可能な形で公表されている実績は、資源エネルギー庁による基礎試錐調査などを除くとあまり多くないのが現状である。

表 4.1 海上ボーリングにおける主な足場形式と適応性

足場形式	仮設方法	適用	適用水深 (目安)
係船法・いかだ式 (フロート式)	ボーリング機材全部を搭載した船(又はいかだ)をアンカーとロープを用いてボーリング位置に固定	・簡素な方法であるが、振動に弱いため、表層地質の概略を把握する程度の適用にとどまる。	数 m 以内
やぐら式 (パイプ、木)	足場丸太やパイプを現地で組み立てて架台を作成	・組立・解体は簡便であるが、水深が深くなると強度に問題が生じる。 ・潮流や風の弱い内湾で主に適用される。	数 m 以内
スパッド台船 (SEP)	ボーリング作業用の架台(台船)を通常 4 本のスパッド(高さ調整可能な支柱)で固定	・海底に多少の傾斜・起伏があっても適用可能。 ・移動が簡単なので、同じ調査領域内で複数地点ボーリングを行う場合有利。 ・鋼製やぐらに比べると潮流や波浪には弱い。	通常は 20 m 程度まで (大型の SEP なら 50 m 程度まで可能)
やぐら式 (鋼製)	鋼材を現地で塔式に組み立てて架台を作成	・外海の調査では使用頻度が高いが、資材運搬のため大型のクレーン船が必要。 ・傾斜の大きい、または起伏の激しい海底では適用困難。	30 m 程度まで
傾動自在型	ケーシング、ロッド、サンブラなどを通すガイドパイプと、ボーリング機材を搭載したクレーン付台船が別々の機構となっており、それぞれアンカーとワイヤーにより仮設	・海底に多少の傾斜・起伏があっても適用可能。 ・ガイドパイプの長さを変えられるので、水深変化にも対応可能。 ・荒天時はガイドパイプを残して台船のみで避難できる。 ・動力は大きくないので、硬岩の採取には不利。	50 m 程度まで
スパーバイ型	やぐらの一部をなすセンタパイプの途中に取り付けた浮力体を水中に引き込み、これが発生する浮力を利用して足場全体を自立	・潮流、波浪、風力による足場の動揺が生じないようにバランスがとられているシステム。 ・水深、海底地形の変化にもある程度対応可能。	数 10 m 程度

5. まとめ

沿岸部の断層分布・断層運動に関わる地形・地質学的特徴については、日本列島の基盤地質構造に基づき区分された地域ごとに整理した結果、1) 断層の分布や断層運動の特徴は同じ地域であれば陸域と沿岸部とで大きな違いはないこと、2) 広域的な海底地形・海底地質の概要については、資源探査分野などを中心とした調査により日本列島周辺海域の情報がほぼ把握されていること、3) 陸域での地形・地質調査により、海域の延長線上に活断層が疑われる地域においては、地震調査研究推進本部などのプロジェクトにより沿岸部の断層分布や活動性に関する調査が既になされていることが確認できた。さらに、断層分布・連続性・活動時期・活動性などを評価するための考え方や各種調査手法について既存の調査・研究事例に基づき整理した結果、地層処分実施主体が精密調査までに回避するような規模の大きな断層は、既存の調査技術の適切な組み合わせにより、沿岸部においても多くの場合、陸域と同様に検出できることが分かった。海陸境界では、調査船の進入が困難なことなどにより、調査技術に一部制限があるものの、ケーブルの敷設による浅海部での観測と、陸域沿岸での地質調査・観測とを組み合わせることなどにより、規模の大きな断層を検出することは十分可能であると考えられる。

海岸線はしばしば、陸から海に向かっての地形勾配が局所的に大きく変化している部分に位置する。この局所的な地形勾配の増大の原因については、日本列島のような第四紀の地殻変動が活発な地域では、断層運動が主に影響している可能性を検討する必要がある。従来から活断層の存在が疑われている地域や、原子力発電所などの特別な構造物が立地している地域以外では、沿岸部の詳細な地形・地質情報が十分に整備されているわけではない。実際に、日本列島の沿岸部を対象とした海底地形の網羅的な地形判読（産業技術総合研究所ほか、2017²²⁹⁾）からは、従来活断層の分布が知られていない地域にも変動地形の可能性のある地形的変状の存在が示唆されている。既存の調査・研究において活断層の存在が明瞭でなくても、隆起速度が速い地域などでは、陸域～海域を跨ぐ範囲の詳細な地形判読・解析、音波探査データの新規取得・再解析、海岸沿いの岩石や堆積物の詳細な年代・堆積環境のデータの取得などにより、海水準変動を踏まえた沿岸部の地形・地質学的特徴を把握することが、隆起・侵食に関する評価とともに、海陸境界付近の断層の評価においても今後の重要な課題の一つである。

一方、断層長が数 km を下回るような規模の小さな断層に対しては、海域音波探査などでは、最新の技術を駆使したとしても、それらの分布や活動性を全て把握するのは多くの場合困難を伴う。しかしこのような小規模の活断層の性状を把握することの困難さは、市街地や植生などによる地質調査の制約がある陸域でも同様である。これについては、基盤岩中のボーリングコアや地下坑道掘削中に遭遇した断層のように、断層を被覆する年代既知の上載地層が確認できない場所での調査・評価技術の開発（例えば、浅森ほか、2012²³⁰⁾；安江ほか、2014²³¹⁾）で取り組んでいくべき課題である。

謝辞

本研究の内容は、経済産業省資源エネルギー庁から受託した平成 28 年度～平成 29 年度「沿岸部処分システム高度化開発」の成果の一部である。日本原子力研究開発機構の雨宮浩樹氏、株式会社大林組の戸田亜希子、水落幸広の両氏には、情報収集や取りまとめにご助力いただいた。ここに記して御礼申し上げます。

参考文献

- 1) 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, 「日本周辺海域の中新世最末期以降の構造発達史」付図 日本周辺海域の第四紀地質構造図, 海洋調査技術, vol.13, pp.27-53, 2001.
- 2) 阿部信太郎, 青柳恭平, 日本列島沿岸海域における海底活断層調査の現状と課題－海底活断層評価の信頼度向上に向けて－, 電力中央研究所報告, N05047, 26p., 2006.
- 3) 沿岸海底下等における地層処分の技術的課題に関する研究会, 沿岸海底下等における地層処分の技術的課題に関する研究会とりまとめ, 17p., 2016,
http://www.meti.go.jp/committee/kenkyukai/energy_environment/engan_kaiteika/pdf/report01_01.pdf (2018年6月28日最終閲覧) .
- 4) 電気事業連合会, 原子力の安全性向上に向けた取り組みについて, 17p., 2013,
http://www.fepc.or.jp/library/pamphlet/pdf/14_genshiryokuanzenseikojo.pdf (2018年6月28日最終閲覧) .
- 5) 資源エネルギー庁, 平成28年度エネルギーに関する年次報告, 367p., 2017.
- 6) Tanase, D., Sasaki, T., Yoshii, T., Motohashi, S., Sawada, Y., Aramaki, S., Yamanouchi, Y., Tanaka, T., Ohkawa, S. and Inowaki, R., Tomakomai CCS Demonstration Project in Japan, Energy Procedia, vol.37, pp.6571-6578, 2013.
- 7) 文部科学省研究開発局, 海洋研究開発機構, 海域における断層情報総合評価プロジェクト 平成26年度成果報告書, 208p., 2015.
- 8) 文部科学省研究開発局, 海洋研究開発機構, 海域における断層情報総合評価プロジェクト 平成27年度成果報告書, 266p., 2016.
- 9) 文部科学省研究開発局, 海洋研究開発機構, 海域における断層情報総合評価プロジェクト 平成28年度成果報告書, 339p., 2017.
- 10) 松田時彦, 吉川真季, 陸域のM \geq 5地震と活断層の分布関係－断層と地震の分布関係－その2, 活断層研究, vol.20, pp.1-22, 2001.
- 11) 垣見俊弘, 松田時彦, 相田 勇, 衣笠善博, 日本列島と周辺海域の地震地体構造区分, 地震第2輯, vol.55, pp.389-406, 2003.
- 12) 産業技術総合研究所, 日本原子力研究開発機構, 原子力環境整備促進・資金管理センター, 電力中央研究所, 平成27年度 地層処分技術調査等事業 沿岸部処分システム高度化開発 報告書, 139p., 2016.
- 13) Yasue, K., Ishimaru, T., Kobori, K., Umeda, K., Nakatsuka, N., Subsurface geological mapping of the Japanese Islands, Journal of Geological Society of Japan, vol.120, XIII-XIV, 2014.
- 14) 阿部信太郎, 内田康人, 荒井良祐, 岡村行信, サロベツ断層帯海域延長部における活構造の分布・性状と活動性について, 活断層・古地震研究報告, no.13, pp.39-74, 2013.
- 15) 内田康人, 仁科健二, 高見雅三, 高分解能音波探査による十勝平野断層帯南部, 光地園断層海域延長部の浅部構造調査, 日本地球惑星科学連合2015年大会予稿集, SSS28-12, 2015.
- 16) 佐藤智之, 内田康人, 興水健一, 片山 肇, 池原 研, 石狩低地東縁断層帯の海域への延長, 活断層研究, no.39, pp.17-28, 2013.
- 17) 小椋伸幸, 掃部 満, 天北・羽幌地域の石油地質－深部構造特性と炭化水素ポテンシャル－, 石油技術協会誌, vol.57, pp.32-44, 1992.

- 18) 大津 直, 北海道の変動地形－活断層と活構造, 日本地質学会編, 日本地方地質誌 1 北海道地方, 朝倉書店, 664p., 2010.
- 19) 大津 直, 田近 淳, オホーツク海南西縁, 北見大和堆を形成した断層関連褶曲, 北海道地質研究所報告, vol.83, pp.87-91, 2011.
- 20) 資源エネルギー庁資源・燃料部石油・天然ガス課, 平成31年度以降の国内石油天然ガス基礎物理探査海域の検討状況について, 本邦における資源開発の在り方に関する検討会 (第1回) 資料5, 2016,
http://www.meti.go.jp/committee/kenkyukai/energy_environment/shigen_kaihatsu/pdf/001_05_00.pdf (2018年6月28日最終閲覧) .
- 21) 林 雅雄, 稲盛隆穂, 佐伯龍男, 野口 聡, 日本周辺海域におけるメタンハイドレートに起因するBSRの分布, 石油技術協会誌, vol.75, pp.42-53, 2010.
- 22) Noda, A., and TuZino, T., Characteristics of sediments and their dispersal systems along the shelf and slope of an active forearc margin, eastern Hokkaido, northern Japan, *Sedimentary Geology*, vol.201, no.3-4, pp.341-364, 2007.
- 23) Noda, A., TuZino, T., Joshima, M., and Goto, S., Mass-transport-dominated sedimentation in a foreland basin, the Hidaka Trough, northern Japan, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, vol.14, no.8, pp.2638-2660, 2013.
- 24) 杉山雄一, 内田康人, 村上文敏, 津久井朗太, 黒松内低地断層帯南方延長部 (内浦湾) の地質構造と活動性, 活断層・古地震研究報告, no.11, pp.21-53, 2011.
- 25) 森下泰成, 渡辺一樹, 富田輝勝, 田中喜年, 藤澤 豪, 函館湾の海底断層, 水路部研究報告, vol.38, pp.59-70, 2002.
- 26) 楮原京子, 内田康人, 村上文敏, 仁科健二, 大津 直, 岡崎紀俊, 函館平野西縁断層帯海域延長部の地下構造と活動性, 活断層・古地震研究報告, no.12, pp.1-43, 2012.
- 27) 産業技術総合研究所, 青森湾西岸断層帯の活動性および活動履歴調査, 「活断層の追加・補完調査」成果報告書 No.H20-3, 38p., 2009.
- 28) 根本直樹, 津軽半島における新第三紀以降のテクトニクス, 第四紀研究, vol.53, pp.205-212, 2014.
- 29) 秋田県, 平成15年度 地震関係基礎調査交付金 北由利断層に関する調査成果報告書, 秋田県, 2004, <http://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Akita8frm.htm> (2018年6月28日最終閲覧) .
- 30) 石油公団, 平成2年度国内石油・天然ガス基礎調査 海上基礎物理探査「新潟～富山浅海域」調査報告書, 28p., 1991.
- 31) 大竹政和, 平 朝彦, 太田陽子, 日本海東縁の活断層と地震テクトニクス, 東京大学出版会, 201p., 2002.
- 32) 楮原京子, 愛甲崇信, 足立幾久, 坂本 泉, 滝野義幸, 井上直人, 北田奈緒子, 布田川・日奈久断層帯海域部における高分解能マルチチャンネル音波探査, 活断層・古地震研究報告, no.11, pp.273-294, 2011a.
- 33) 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 改訂版 日本の石油・天然ガス資源, 520p., 1992.
- 34) 猪野 滋, 菊地秀邦, 浅川栄一, 蛭田明宏, 大川史郎, 松本 良, 高分解能三次元反射法地震探査 -SoundArray 3D- 新潟県上越沖での実施例, 物理探査学会第135回 (平成28年度秋季) 学術講演会講演論文集, no.32, 2016.
- 35) Sagiya, T., Miyazaki, S. and Tada, T., Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan, *Pure and applied geophysics*, vol.157, pp.2303-2322, 2000.

- 36) 泉 紀明, 長野勝行, 及川光弘, 西澤あずさ, 小野寺健英, 伊藤弘志, 2007年新潟県中越沖地震震源域における海底地形及び変動地形について, 海洋情報部技報, vol.26, pp.63-67, 2008a.
- 37) 楮原京子, 加野直巳, 山口和雄, 横田俊之, 反射法地震探査からみた新潟海陸境界部の地質構造, 物理探査, vol.64, pp.345-357, 2011b.
- 38) 文部科学省研究開発局, 防災科学技術研究所, ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究(平成22年度)成果報告書, 430p., 2011.
- 39) 東京電力, 柏崎刈羽原子力発電所原子炉設置変更許可申請書(6号及び7号原子炉施設の変更), 2013.
- 40) 野 徹雄, 佐藤 壮, 小平秀一, 高橋成実, 石山達也, 佐藤比呂志, 金田義行, 日本海東部におけるマルチチャンネル反射法地震探査, JAMSTEC Report of Research and Development, vol.19, pp.29-47, 2014.
- 41) 東北電力, 東通原子力発電所敷地周辺～敷地の地形, 地質・地質構造について(震源として考慮する活断層の評価)(コメント回答), 原子力規制委員会第407回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合資料1-1, 2014a, <http://www.nsr.go.jp/data/000166238.pdf> (2018年6月28日最終閲覧)。
- 42) 電源開発, 大間原子力発電所 敷地周辺及び敷地近傍の断層評価(その2)及びリニアメント, 原子力規制委員会第432回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合資料2-2, 286p., 2017, <https://www.nsr.go.jp/data/000175727.pdf> (2018年6月28日最終閲覧)。
- 43) 水路部北海道南西沖地震震源海域緊急調査班, 北海道南西沖地震震源海域の緊急調査結果, 水路部研究報告, vol.30, pp.395-412, 1994.
- 44) 北海道電力, 泊発電所の発電用原子炉設置変更許可申請書(3号発電用原子炉施設の変更), 2015.
- 45) 阿部信太郎, 関根真弓, 荒井良祐, 北海道留萌沖における活褶曲とその活動性について, 活断層・古地震研究報告, no.11, pp.1-14, 2011.
- 46) Ikeda, T. and Tsuji, T., Advanced surface-wave analysis for 3D ocean bottom cable data to detect localized heterogeneity in shallow geological formation of a CO₂ storage site, International Journal of Greenhouse Gas Control, vol.39, pp.107-118, 2015.
- 47) Xue, Z., Toshioka, R., Aoki, N., Kawabe, Y. and Tanase, D., Research and development of a permanent OBC system for time-lapse seismic survey and microseismic monitoring at the offshore CO₂ storage sites, Energy Procedia, vol.114, pp.3778-3785, 2017.
- 48) 活断層研究会, 新編日本の活断層—分布図と資料, 東京大学出版会, 437p., 1991.
- 49) Itoh, Y. and Tsuru, T., A model of late Cenozoic transcurrent motion and deformation in the fore-arc of northeast Japan: Constraints from geophysical studies, Physics of the Earth and Planetary Interiors, vol.156, pp.117-129, 2006.
- 50) 海上保安庁海洋情報部, 仙台湾の断層分布, 地震予知連絡会会報, vol.71, pp.339-344, 2004a.
- 51) 東北電力, 女川原子力発電所 敷地周辺海域の活断層評価について, 原子力規制委員会第106回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合資料2-1, 68p., 2014b, <http://www.nsr.go.jp/data/000035699.pdf> (2018年6月28日最終閲覧)。
- 52) 岩田尊夫, 平井明夫, 稲場土誌典, 平野真史, 常磐沖堆積盆における石油システム, 石油技術協会誌, vol.67, pp.62-71, 2002.
- 53) 日本原子力発電, 東海第二発電所 敷地周辺及び近傍の地質・地質構造について(海上音波探査記録集), 第194回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合机上配布資料, 140p., 2015, <https://www.nsr.go.jp/data/000096262.pdf> (2018年6月28日最終閲覧)。

- 54) 日本原子力研究開発機構, 原子力科学研究所 (JRR-3) 大洗研究開発センター (HTTR) 敷地周辺・敷地近傍の地質・地質構造, 原子力規制委員会第48回核燃料施設等の新規制基準適合性に係る審査会合資料2-1, 96p., 2015, <http://www.nsr.go.jp/data/000099054.pdf> (2018年6月28日最終閲覧) .
- 55) 気象庁, 「平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震」の余震活動, 気象庁報道発表資料(平成28年3月8日), 2016, <http://www.jma.go.jp/jma/press/1603/08a/1602offtohokueq.pdf> (2018年6月28日最終閲覧) .
- 56) 堤 浩之, 遠田晋次, 2011年4月11日に発生した福島県浜通りの地震の地震断層と活動履歴, 地質学雑誌, vol.118, pp.559-570, 2012.
- 57) 遠田晋次, 後藤秀昭, 平成28年11月22日福島県沖の地震(M7.4)を引き起こした活断層を特定, 東北大学災害科学国際研究所報道発表資料, 2016, http://irides.tohoku.ac.jp/media/files/earthquake/eq/2016_fukushima_eq/20161122_fukushima_eq_activefault_toda.pdf (2018年6月28日最終閲覧) .
- 58) 産業技術総合研究所, 沿岸海域における活断層調査 三浦半島断層群(海域部) 成果報告書, 52p., 2015a.
- 59) 産業技術総合研究所, 沿岸海域における活断層調査 鴨川低地断層帯(海域部) 成果報告書, 52p., 2015b.
- 60) 文部科学省研究開発局, 東京大学地震研究所, 神縄・国府津-松田断層帯における重点的な調査観測 平成21~23年度 成果報告書, 239p., 2012.
- 61) 泉 紀明, 西澤あずさ, 堀内大嗣, 木戸ゆかり, 中田 高, 後藤秀昭, 渡辺満久, 鈴木康弘, 150 m グリッドDEMから作成した相模トラフから三重会合点周辺の3D海底地形, 海洋情報部研究報告, vol.50, pp.126-139, 2013.
- 62) 古山精史朗, 佐藤智之, 房総半島東部沿岸における反射法音波探査結果概要, 地質調査総合センター速報No 68, 平成26年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, pp.1-8, 2015.
- 63) 西田尚央, 味岡 拓, 池原 研, 房総半島東方沖海底堆積物調査の概要, 地質調査総合センター速報No 68, 平成26年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, pp.9-18, 2015.
- 64) 大熊茂雄, 駒澤正夫, 押田 淳, 相模湾北部沿岸域における海底重力調査, 地質調査総合センター速報No.68 平成26年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, pp.107-114, 2015.
- 65) 杉山雄一, 遠藤秀典, 音波探査により発見された首都圏の潜在活断層, 地質ニュース, no.466, pp.33-41, 1993.
- 66) 岩淵 洋, 西川 公, 野田直樹, 田賀 傑, 雪松隆雄, 東京湾北部の海底断層調査, 水路部技報, vol.16, pp.85-88, 1998a.
- 67) 岩淵 洋, 九州北岸, 大島沖の海底活断層, 地質学雑誌, vol.102, pp.271-274, 1996.
- 68) 岩淵 洋, 西川 公, 田賀 傑, 宮寄 進, 福岡湾付近の断層分布, 水路部技報, vol.16, pp.95-99, 1998b.
- 69) 海上保安庁海洋情報部, 福岡県西方沖地震の震源域における海底調査速報(海底地形調査と反射法探査), 地震予知連絡会会報, vol.74, pp.501-504, 2005.
- 70) 井上卓彦, 村上文敏, 岡村行信, 池原 研, 2007年能登半島地震震源域の海底活断層, 地震研究所彙報, vol.82, pp.301-312, 2007.
- 71) 泉 紀明, 長野勝行, 及川光弘, 西澤あずさ, 小野寺健英, 伊藤弘志, 笹原 昇, 2007年能登半島地震震源域における海底地形及び変動地形について, 海洋情報部技報, vol.26, pp.57-62, 2008b.

- 72) Yoshimura, R., Oshiman, N., Uyeshima, M., Ogawa, Y., Mishina, M., Toh, H., Sakanaka, S., Ichihara, H., Shiozaki, I., Ogawa, T., Miura, T., Koyama, S., Fujita, Y., Nishimura, K., Takagi, Y., Imai, M., Honda, R., Yabe, S., Nagaoka, S., Tada, M. and Mogi, T., Magnetotelluric observations around the focal region of the 2007 Noto Hanto Earthquake (Mj 6.9), Central Japan, Earth Planets Space, vol.60, pp.117-122, 2008.
- 73) 駒澤正夫, 大熊茂雄, 金澤敏彦, 藤本博己, 能登半島北部沖における海底重力調査, 地質調査総合センター速報 No.49, 平成 20 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, pp.71-80, 2009.
- 74) 伊藤弘志, 泉 紀明, 菊川断層帯の延長海域で発見された変動地形, 活断層研究, vol.31, pp.27-31, 2009.
- 75) 阿部信太郎, 荒井良祐, 岡村行信, 菊川断層帯海域延長部における断層分布と活動性について, 活断層・古地震研究報告, no.10, pp.81-118, 2010.
- 76) 楠 勝浩, 菊池真一, 沖野睦登, 穀田昇一, 渡辺義和, 糸魚川周辺海域における変動地形・地殻構造調査, 水路部研究報告, no.27, pp.133-143, 1991.
- 77) 富山大学, 地域地盤環境研究所, 沿岸海域における活断層調査 呉羽山断層帯 (海域部) 成果報告書, 40p., 2011.
- 78) 関西電力, 大飯発電所発電用原子炉設置変更許可申請書 (3号及び4号発電用原子炉施設の変更), 2013.
- 79) 日本原子力研究開発機構, 高速増殖原型炉もんじゅ 敷地内破碎帯の追加地質調査 全体とりまとめ報告, 2014, <https://www.jaea.go.jp/04/turuga/jturuga/press/2014/03/p140328.pdf> (2018年6月28日最終閲覧) .
- 80) 地震予知総合研究振興会, 沿岸海域における活断層調査 福井平野東縁断層帯 (海域部) 成果報告書, 19p., 2011.
- 81) 阿部信太郎, 山本博文, 荒井良祐, 高分解能マルチチャンネル音波探査記録に基づく郷村断層帯海域延長部の断層分布・性状について, 活断層・古地震研究報告, no.12, pp.195-240, 2012.
- 82) 杉山雄一, 山本博文, 村上文敏, 宇佐見琢哉, 畑山一人, 島崎裕行, 柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯主部北方延長域 (坂井市沖～福井市沖) における活断層の分布と活動性, 活断層・古地震研究報告, no.13, pp.145-185, 2013.
- 83) 井上卓彦, 杉山雄一, 村上文敏, 坂本泉, 滝野義幸, 永田高弘, 細矢卓志, 宇佐見琢哉, 福井県美浜町日向沖, 三方断層帯海域部 (A 断層系) の更新世末期以降の活動, 活断層・古地震研究報告, no.14, pp.109-156, 2014.
- 84) 産業技術総合研究所, 東海大学, 平成25年度 沿岸海域における活断層調査 野坂・集福寺断層帯/野坂断層帯 (海域部) 成果報告書, 30p., 2014.
- 85) 道家涼介, 谷川晋一, 安江健一, 中安昭夫, 新里忠史, 梅田浩司, 田中竹延, 日本列島における活断層の活動開始時期の空間的特徴, 活断層研究, no.37, pp.1-15, 2012.
- 86) 中国電力, 島根原子力発電所 敷地周辺海域の活断層評価, 原子力規制委員会第95回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合資料3-1, 180p., 2014, <https://www.nsr.go.jp/data/000035514.pdf> (2018年6月28日最終閲覧) .
- 87) 金田平太郎, 岡田篤正, 1943年鳥取地震の地表地震断層—既存資料の整理とその変動地形学的解釈—, 活断層研究, vol.21, pp.73-91, 2002.
- 88) 高田圭太, 中田 高, 野原 壯, 原口 強, 池田安隆, 伊藤 潔, 今泉俊文, 大槻憲四郎, 鷺谷 威, 堤 浩之, 震源断層となりうる活断層とリニアメントの検討 —中国地方を事例として—, 活断層研究, no.23, pp.77-91, 2003.

- 89) 文部科学省研究開発局, 東京大学地震研究所, 日本海地震・津波調査プロジェクト 平成27年度成果報告書, 432p., 2016.
- 90) 豊蔵 勇, 岡田篤正, 牧野内猛, 堀川義夫, 長谷川淳, 「中部国際空港」海域(知多半島常滑市沖)の海底地形・地質, 地学雑誌, vol.108, pp.589-615, 1999.
- 91) 岩淵 洋, 大阪湾と伊勢湾の活構造, 第四紀研究, vol.39, pp.303-314, 2000.
- 92) 岩淵 洋, 春日 茂, 穀田昇一, 沖野郷子, 志村栄一, 長田 智, 大阪湾西部の活断層, 海洋調査技術, vol.7, no.2, pp.11-19, 1995.
- 93) 栗田奏夫, 平成7年度活断層調査研究報告No.7 淡路島北部のベイケーブル方式音波探査による浅部地層構造調査, 地質調査所研究資料集, no.231, 80p., 1996.
- 94) 海上保安庁水路部, 広島湾堆積物採取作業及び解析処理作業 報告書, 89p., 2000.
- 95) 丸山 正, 広島湾における五日市断層帯延長部の活動性調査, 活断層・古地震研究報告, no.11, pp.197-226, 2011.
- 96) 海上保安庁水路部, 友ヶ島水道南方の海底地質構造, 地震予知連絡会会報, vol.61, pp.501-504, 1999a.
- 97) 海上保安庁水路部, 松山港周辺の海底地質構造, 地震予知連絡会会報, vol.61, pp.511-514, 1999b.
- 98) 海上保安庁水路部, 平成13年度 宇部南部 堆積物採取作業及び解析処理作業 報告書, 107p., 2002.
- 99) 海上保安庁海洋情報部, 平成15年度 周防灘東部深層音波探査 報告書, 70p., 2004b.
- 100) 島崎邦彦, 中田 高, 千田 昇, 宮武 隆, 岡村 眞, 白神 宏, 前杵英明, 松木宏彰, 辻井 学, 清川昌一, 平田和彦, 海底活断層のボーリング調査による地震発生時長期予測の研究－別府湾海底断層を事例として－, 活断層研究, no.2, pp.83-88, 1986.
- 101) 大分県, 平成13年度地震関係基礎調査交付金 別府一万年山断層帯に関する調査 成果報告書〔海上調査編〕, 65p., 2002.
- 102) 東海沖海底活断層研究会, 東海沖の海底活断層, 東京大学出版会, 174p., 1999.
- 103) 西田尚央, 池原 研, 駿河湾沿岸域の海底堆積物と堆積プロセス, 地質調査総合センター速報 No.65, 平成25年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, pp.13-27, 2014.
- 104) 村上文敏, 古谷昌明, 高智英二郎, 丸山かおる, 畑山一人, 武田伸勝, 佐藤正良, 馬場久紀, 浅海用高分解能三次元音波探査システムの開発とそれによる駿河湾北部沿岸海域の活断層調査, 活断層研究, vol.44, pp.29-40, 2016.
- 105) 朴 進午, 鶴 哲郎, 野 徹雄, 瀧 薫, 佐藤 壮, 金田義行, 紀伊半島南東沖南海トラフでの高分解能3次元反射法地震探査と重合前深度マイグレーション処理, 物理探査, vol.61, pp.231-241, 2008.
- 106) Moore, G.F., Park, J.-O., Bangs, N.L., Gulick, S.P., Tobin, H.J., Nakamura, Y., Sato, S., Tsuji, T., Yoro, T., Tanaka, H., Uraki, S., Kido, Y., Sanada, Y., Kuramoto, S. and Taira, A., Structural and seismic stratigraphic framework of the NanTroSEIZE Stage 1 transect, In Kinoshita, M., Tobin, H., Ashi, J., Kimura, G., Lallement, S., Sreaton, E.J., Curewitz, D., Masago, H. and Moe, K.T., Expedition 314/315/316 Scientists, Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program, vol.314/315/316, 46p., 2009.
- 107) Tsuji, T., Kamei, R. and Pratt, R.G., Pore pressure distribution of a mega-splay fault system in the Nankai Trough subduction zone: Insight into up-dip extent of the seismogenic zone, Earth and Planetary Science Letters, vol.396, pp.165-178, 2014.

- 108) 佐伯龍男, 林 雅雄, 及川信孝, 小林稔明, 稲盛隆穂, 東部南海トラフ海域における三次元地震探査, 月刊地球, vol.27, pp.949-953, 2005.
- 109) Park, J.-O., Tsuru, T., Kodaira, S., Nakanishi, A., Miura, S., Kaneda, Y., Kono, Y. and Takahashi, N., Out-of-sequence thrust faults developed in the coseismic slip zone of the 1946 Nankai earthquake (Mw=8.2) off Shikoku, southwest Japan, *Geophysical Research Letter*, vol.27, pp.1033-1036, 2000.
- 110) 栗田泰夫, 杉山雄一, 南海トラフ沿いの巨大地震に伴う右横ずれ逆断層構造, 地震 第2輯, vol.42, pp.231-233, 1989.
- 111) 前杵英明, 室戸半島の第四紀地殻変動と地震隆起, 地質学雑誌, vol.112, pp.17-26, 2006.
- 112) 地質環境の長期安定性研究委員会, 地質リーフレット4, 日本列島と地質環境の長期安定性, ISSN 2185-8543, 日本地質学会, 2011.
- 113) 藤岡換太郎, Taylor, B., 西村 昭, 小山真人, 海保邦夫, 田崎和江, Janecek, T., 第126節乗船研究者一同, 伊豆・小笠原弧の横断掘削—ODP126節成果報告—, 地学雑誌, vol.98, pp.886-910, 1989.
- 114) Kodaira, S., Sato, T., Takahashi, N., Miura, S., Tamura, Y., Tatsumi, Y. and Kaneda, Y., New seismological constraints on growth of continental crust in the Izu-Bonin intra-oceanic arc, *Geology*, vol.35, pp.1031-1034, 2007.
- 115) 横田華奈子, 勝又勝郎, 山下幹也, 深尾良夫, 小平秀一, 三浦誠一, 地震音響海洋学: 反射法地震探査データを用いた海洋物理研究, 海の研究, vol.19, pp.317-326, 2010.
- 116) 山下幹也, 三浦誠一, 羽角華奈子, 深尾良夫, 勝又勝郎, 小平 秀一, 海洋微細構造イメージングにおける反射法地震探査データ取得仕様の比較, 物理探査, vol.66, pp.111-118, 2013.
- 117) 星 一良, 柳本 裕, 秋葉文雄, 神田慶太, 反射法地震探査解釈による伊豆・小笠原弧堆積盆の地質構造と発達史, 地学雑誌, vol.124, pp.847-876, 2015.
- 118) 徳山英一, 末広 潔, 渡辺秀文, 大西正純, 高橋明久, 井川 猛, 浅田正陽, 藤岡換太郎, 芦寿一郎, 倉本真一, 徐 垣, 小川勇二郎, 伊豆大島南部海域のマルチ・チャンネル音波探査記録, 火山, vol.33, pp.67-77, 1988.
- 119) 芝田 厚, 梶村 徹, 渡辺一樹, 熊川浩一, 牛島 学, 神津島周辺の海底地形調査, 水路部技報, vol.13, pp.113-119, 1995.
- 120) 植田義夫, 加藤幸弘, 三宅島西方海域調査班, 三宅島西方・群発地震発生海域の地殻構造と銭州海嶺北部のテクトニクス, 水路部研究報告, vol.37, pp.37-56, 2001.
- 121) 加藤 茂, 池田 勉, 硫黄島周辺の海底地形, 水路部研究報告, vol.19, pp.59-73, 1984.
- 122) 海上保安庁水路部, 八丈島南方の海底地形・地質構造, 地震予知連絡会会報, vol.33, pp.200-202, 1985.
- 123) 林田政和, 長岡信治, 加藤幸弘, 瀬田英憲, 加藤 茂, 井本泰司, 小川正泰, 「父島」の大陸棚調査速報, 水路部技報, vol.8, pp.98-104, 1989.
- 124) 野田直樹, 松本正純, 小澤誠志, 田中喜年, 及川光弘, 阿部則幸, 丸山章子, 杉村哲也, 小山あずさ, 南鳥島北西方海域における精密地殻構造探査～2005年度第13-15次大陸棚調査～ Mtr6 測線, 海洋情報部技報, vol.25, pp.23-32, 2007.
- 125) Nakamura, K., Machida, S., Okino, K., Masaki, Y., Iijima, K., Suzuki, K. and Kato, Y., Acoustic characterization of pelagic sediments using sub-bottom profiler data: Implications for the distribution of REY-rich mud in the Minamitorishima EEZ, western Pacific, *Geochemical Journal*, vol.50, pp.605-619, 2016.

- 126) 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 関東地域の活断層の長期評価 (第一版), 2015, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/15apr_chi_kanto/ka_honbun.pdf (2018年6月28日最終閲覧) .
- 127) 金 幸隆, 吉田明夫, 小林昭夫, 伊豆東方沿いの活断層帯, 神奈川県温泉地学研究所報告, vol.44, pp.9-16, 2012.
- 128) 九州電力, 川内原子力発電所の発電用原子炉設置変更許可申請書 (1号及び2号発電用原子炉施設の変更) , 2013.
- 129) 本田美智子, 岡村 眞, 松岡裕美, 原口 強, 中村俊夫, 九州北西部の橘湾における音波探査とピストンコアリングによる海底活断層活動履歴の復元, 月刊地球, vol.17, pp.506-514, 1995.
- 130) 井上直人, 北田奈緒子, 越後智雄, 久保尚大, 一井直宏, 林田 明, 坂本 泉, 滝野義幸, 楳原京子, 布田川・日奈久断層帯海域部におけるピストンコア調査, 活断層・古地震研究報告, no.11, pp.295-308, 2011.
- 131) 八木雅俊, 坂本 泉, 田中博通, 藤巻三樹雄, 根元謙次, アイダンオメル, 沿岸域に分布する活断層を対象としてSeismic Trenchingへの試みー日奈久断層帯海域延長部の例ー, 日本地質学会第123年学術大会講演要旨, R7-O-3, p.89., 2016.
- 132) 桂 忠彦, 対馬〜五島列島周辺海域の海底地質, 水路部研究報告, vol.28, pp.55-138, 1992.
- 133) 堀迫順一, 道順 茂, 田中喜年, 音成陽二, 橋本崇史, 沖縄島北西海域における海底地形調査速報, 海洋情報部研究報告, vol.46, pp.87-91, 2010.
- 134) 荒井晃作, 東シナ海沖縄トラフ海域の海洋地質学的研究 平成23年度研究概要報告書ー北部沖縄トラフ海域ー, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.58, 191p., 2012.
- 135) Arai, R., Takahashi, T., Kodaira, S., Kaiho, Y., Nakanishi, A., Fujie, G., Nakamura, Y., Yamamoto, Y., Ishihara, Y., Miura, S. and Kaneda, Y., Structure of the tsunamigenic plate boundary and low-frequency earthquakes in the southern Ryukyu Trench, Nature Communications, 7:12255, doi:10.1038/ncomms12255, 2016.
- 136) 地域地盤環境研究所, 産業技術総合研究所, 宮古島活断層帯の活動性および活動履歴調査, 「活断層の追加・補完調査」成果報告書 No.H20-1, 46p., 2009.
- 137) 加藤碩一, 脇田浩二, 地質学ハンドブック, 朝倉書店, 696p., 2001.
- 138) 岡村行信, 海域における活断層調査ー現状と課題ー, 活断層研究, vol.28, pp.31-39, 2008.
- 139) 岡村行信, 海域における活断層調査の現状と課題, 地質と調査, vol.136, pp.8-11, 2013.
- 140) 後藤秀昭, 等深線データから作成した日本列島周辺の海底地形アナグリフー解説と地図ー, 広島大学大学院文学研究科論集, no.73, 特輯号, 74p., 2013.
- 141) 和田雅昭, 宮川健三, 山岡 誠, 天下井清, 木村暢夫, 岩森利弘, 水上オートバイを用いた測深システムの開発, 水産工学, vol.41, pp.1-12, 2004.
- 142) 下川大介, 太田史朗, 坂上敏彦, 佐藤祥昭, 半場康弘, 津波による海岸堤防の被災状況調査, 大地 (東北地質調査業協会誌) , no.53, pp.33-35, 2013.
- 143) 戸澤 実, 岩本暢之, 航空レーザー測深機による水路測量ー航空レーザー測量ー, 水路, vol.33, pp.5-10, 2004.
- 144) 岡部貴之, 坂下裕明, 小澤淳眞, 下村博之, 蒲恒太郎, 宮作尚宏, 川村 裕, 浅沼市男, ALBの河川縦横断測量への適用性の研究, 河川技術論文集, vol.20, pp.55-60, 2014.
- 145) Bulut, F., Bohnhoff, M., Ellsworth, W.L., Aktar, M. and Dresen, G., Microseismicity at the North Anatolian Fault in the Sea of Marmara offshore Istanbul, NW Turkey, Journal of Geophysical Research, vol.114, B09302, doi:10.1029/2008JB006244, 2009.

- 146) 文部科学省研究開発局, 海洋研究開発機構, 平成20~24年度 東海・東南海・南海地震の連動性評価のための調査観測・研究, 東海・東南海・南海地震の連動性評価研究プロジェクト, 平成20~24年度成果報告書, 397p., 2013.
- 147) Petersen, C.J., Bünz, S., Hustoft, S., Mienert, J. and Klaeschen, D., High-resolution P-Cable 3D seismic imaging of gas chimney structures in gas hydrated sediments of an Arctic sediment drift, *Marine and Petroleum Geology*. vol.27, pp.1981-1994, 2010.
- 148) Reitenbach, G., Seismic Hazard Resiliency at U.S. Nuclear Power Plants, *POWER*, April 1, 2015.
- 149) Kluesner, J.W. and Brothers, D.S., Seismic attribute detection of faults and fluid pathways within an active strike-slip shear zone: New insights from high-resolution 3D P-Cable™ seismic data along the Hosgri Fault, offshore California, *Interpretation*, vol.4, SB131-SB148, 2016.
- 150) Cartwright, J. and Huuse, M., 3D seismic technology: the geological ‘Hubble’, *Basin Research*, vol.17, pp.1-20, 2005.
- 151) 高野 修, 荒戸裕之, 中西健史, 松岡俊文, 佐伯龍男, 三次元反射法地震探査技術の進展がもたらす地質学, とくに堆積学分野へのインパクト, *物理探査*, vol.59, no.3, pp.225-231, 2006.
- 152) 丹羽正和, 島田耕史, 黒澤英樹, 三輪敦志, 圧縮性ステップにおける破砕帯の構造 —岐阜県飛騨市の跡津川断層西部の例—, *地質学雑誌*, vol.114, pp.495-515, 2008.
- 153) JOGMEC物理探査船グループ, 三次元物理探査船「資源」による調査活動についての報告, *石油・天然ガスレビュー*, vol.48, pp.69-86, 2014.
- 154) 松村謙一, 鴨下智裕, 宮本賢治, 海上3次元反射法探査システムP-Cableの特長と適用性, *応用地質技術年報*, no.32, pp.77-87, 2013.
- 155) 杉山雄一, 遠藤秀典, 廉沢 宏, 下 泰彦, 大容量エアガン・ベイケーブル方式の音波探査による首都圏の潜在活断層調査, *物理探査学会学術講演会講演論文集*, no.92, pp.260-264, 1995.
- 156) 文部科学省研究開発局, 東京大学地震研究所, 日本海地震・津波調査プロジェクト 平成26年度成果報告書, 365p., 2015.
- 157) 山口和雄, 住田達哉, 加野直己, 大滝壽樹, 伊藤 忍, 横田俊之, 横倉隆伸, 海陸接合の物理探査 越後平野西部の沿岸陸域における浅部地下構造調査, 平成20年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, *地質調査総合センター速報*, no.49, pp.37-44, 2009.
- 158) Woodcock, N.H. and Fischer, H., Strike-slip duplexes. *Journal of Structural Geology*, vol.8, pp.725-735, 1986.
- 159) 崔 鈺坤, 登坂博行, 小島圭二, セグメント構造を考慮した断層破砕帯の形態解析—久慈地下石油備蓄基地の断層破砕帯データを例として—, *応用地質*, vol.40, pp.207-219, 1999.
- 160) Huang, L. and Liu, C.-y., Three types of flower structures in a divergent-wrench fault zone, *Journal of Geophysical Research*, vol.122, doi:10.1002/2017JB014675, 2017.
- 161) Nguyen, H.N., Nguyen, Q.Q., Hoang, N.D., Pham, H.L. and Tran, N.H., Application of “From Seismic Interpretation to Tectonic Reconstruction” Methodology to Study Pre-Tertiary Fractured Granite Basement Reservoir in Cuu Long Basin Southeast Vietnam Offshore, *AAPG Search and Discovery Article #40507*, 2010.
- 162) 文部科学省研究開発局, 九州大学, 警固断層帯(南東部)における重点的な調査観測 平成23—25年度 成果報告書, 378p., 2014.
- 163) Alcalde, J., Bond, C.E., Johnson, G., Ellis, J.F., Butler, R.W.H., Impact of seismic image quality on fault interpretation uncertainty, *GSA Today*, vol.27, doi:10.1130/GSATG282A.1, 2017.

- 164) Asakawa, E. and Ward, P., Data processing of marine multicomponent seismic —A case study of 4-component 2D OBC data, offshore Norway—, BUTSURI-TANSA (Geophysical Exploration), vol.60, pp.155-170, 2007.
- 165) 松澤進一, S波を利用した貯留層解析技術 —P-S変換波地震探査の最新技術動向—, 石油・天然ガスレビュー, vol.41, pp.91-103, 2007.
- 166) 芦田 譲, 佐々宏一, 反射法地震記録に基づく地層による弾性波減衰特性の推定, 資源・素材学会誌, vol.105, pp.427-431, 1989.
- 167) 鶴 哲郎, 佐々木亮, 占部滋之, 反射法地震探査データの減衰特性を利用した断層シール能力評価の試み, 石油技術協会誌, vol.79, pp.54-62, 2014.
- 168) El-Hateel, M.S., Ahmad, P., Ismail, A.H., Ashraf, A. and El-Fadeel, M.A., High Resolution Seismic Imaging and Fault Detection using Walkabove and Rig VSPs in Ras Budran and Ras Fanar Fields in The Gulf of Suez, North Africa Technical Conference and Exhibition, 15-17 April, Cairo, Egypt, Society of Petroleum Engineers, 9p., 2013.
- 169) Zhu, J., Perkins, R., Sen, P., Howe, S., Hiller, E. and Clough, J., Evaluation and joint inversion of TTI velocity models with walkaway VSP in deep-water offshore Angola, Leading Edge, vol.32, pp.194-198, 2013.
- 170) Karastathis, V.K., Ganas, A., Makris, J., Papoulia, J., Dafnis, P., Gerolymatou, E. and Drakatos, G., The application of shallow seismic techniques in the study of active faults: The Atalanti normal fault, central Greece, Journal of Applied Geophysics, vol.62, pp.215-233, 2007.
- 171) 渡辺俊樹, 屈折法地震探査の地球科学分野における適用, 物理探査, vol.63, pp.281-288, 2010.
- 172) Milkov, A.V., Worldwide distribution of submarine mud volcanoes and associated gas hydrates, Marine Geology, vol.167, pp.29-42, 2000.
- 173) Mazzini, A., Mud volcanism: Processes and implications, Marine and Petroleum Geology, vol.26, pp.1677-1680, 2009.
- 174) 伊藤福夫, 蜷川親治, 海底音波探査技術 (3), 日本鉱業会誌, vol.98, pp.129-132, 1982.
- 175) Riedel, M., Collett, T.S. Kumar, P., Sathe, A.V., Cook, A., Seismic imaging of a fractured gas hydrate system in the Krishna-Godavari Basin offshore India, Marine and Petroleum Geology, vol.27, pp.1476-1493, 2010.
- 176) 加藤 進, 中野孝教, 石油探査におけるストロンチウム同位体層序, 石油技術協会誌, vol.64, pp.72-79, 1999.
- 177) Cohen, K.M. and Gibbard, P., Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy), Cambridge, England, 2011.
- 178) 中井睦美, ジオロジストのための岩石磁気学 帯磁率・古地磁気からAMSまで, 地学団体研究会, 178p., 2004.
- 179) 小泉 格, 珪藻古海洋学, 東京大学出版会, 211p., 2011.
- 180) 町田 洋, 新井房夫, 新編 火山灰アトラス 日本列島とその周辺, 東京大学出版会, 336p., 2003.
- 181) Bard, E., Correction of accelerator mass spectrometry ^{14}C ages measured in planktonic foraminifera: Paleooceanographic implications, Paleooceanography, vol.3, pp.635-645, 1988.
- 182) 中村俊夫, ^{14}C 年代の暦年代較正と海洋リザーバー効果, 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書 (2003年度), vol.15, pp.103-112, 2004.

- 183) 奥村 輔, 下岡順直, ルミネッセンス年代測定を開始するための心得ー日本における年代研究の現状ー, 地質技術, no.1, pp.5-17, 2011.
- 184) Sugisaki, S., Buylaert, J.-P., Murray, A., Tsukamoto, S., Nogi, Y., Miura, H., Sakai, S., Iijima, K., Sakamoto, T., High resolution OSL dating back to MIS 5e in the central Sea of Okhotsk, *Quaternary Geochronology*, vol.5, pp.293-298, 2010.
- 185) Sugisaki, S., Buylaert, J.P., Murray, A.S., Harada, N., Kimoto, K., Okazaki, Y., Sakamoto, T., Iijima, K., Tsukamoto, S., Miura, H., Nogi, Y., High resolution optically stimulated luminescence dating of a sediment core from the southwestern Sea of Okhotsk, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, vol.13, doi:10.1029/2011GC004029, 2012.
- 186) Goldfinger, C., Nelson, C.H. and Johnson, J.E., the Shipboard Scientific Party, Deep-water turbidites as Holocene earthquake proxies: the Cascadia subduction zone and Northern San Andreas Fault systems, *Annals of Geophysics*, vol.46, pp.1169-1194, 2003.
- 187) 池原 研, 地震性堆積物を用いた地震発生年代と発生間隔の解析, 地質調査所月報, vol.51, pp.89-102, 2000.
- 188) 池原 研, 地震/津波による浅海域での粒子輸送・堆積現象: 過去の地震/津波イベントの理解のための海底堆積物研究の現状と課題, 堆積学研究, vol.71, pp.141-147, 2012.
- 189) Eberli, G.P., Masferro, J.L. and Sarg, J.F., *Seismic Imaging of Carbonate Reservoirs and Systems*, AAPG Memoir, no.81, 376p., 2004.
- 190) 杉山雄一, 沿岸海域の活断層ー柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯の海域延長部の例, 地震予知連絡会会報, vol.89, pp.399-407, 2013.
- 191) Johnson, H.P. and Helferty, M., The geological interpretation of side-scan sonar, *Reviews of Geophysics*, vol.28, pp.357-380, 1990.
- 192) Brothers, D.S., Haeussler, P., East, A., ten Brink, U., Andrews, B., Dartnell, P., Miller, N. and Kluesner, J., A closer look at an undersea source of Alaskan earthquakes, *Eos*, vol.99, pp.22-26, 2018.
- 193) 藤沢美幸, 2003年から2008年度にかけて大陸棚調査で実施された精密海底地形調査, 海洋情報部技報, vol.27, pp.135-140, 2009.
- 194) 棚橋 学, 本座栄一, 西村清和, 村上文敏, 20万分の1海底地質図「房総半島東方海底地質図」, 地質調査所(現 地質調査総合センター), no.24, 1983.
- 195) 小野智三, 柴田 遥, 被災地における航空レーザー測量, 海洋情報部研究報告, vol.49, pp.118-129, 2012.
- 196) 木戸ゆかり, 樋泉昌之, 鶴 哲郎, 金田義行, 2003年9月十勝沖地震前後の海底地形変動の検出の試みー地球内部変動研究センター機動的観測データ解析公開サイトの構築と利用ー, 情報地質, vol.16, pp.17-26, 2005.
- 197) Bohannon, R.G., Gardner, J.V. and Sliter, R.W., Holocene to Pliocene tectonic evolution of the region offshore of the Los Angeles urban corridor, southern California, *Tectonics*, vol.23, TC1016, doi:10.1029/2003TC001504, 2004.
- 198) Maloney, J.M., Grupe, B.M., Pasulka, A.L., Dawson, K.S., Case, D.H., Frieder, C.A., Levin, L.A. and Driscoll N.W., Transpressional segment boundaries in strike-slip fault systems offshore southern California: Implications for fluid expulsion and cold seep habitats, *Geophysical Research Letters*, vol.42, pp.4080-4088, 2015.

- 199) Sahakian, V., Bormann, J., Driscoll, N., Harding, A., Kent, G., and Wesnousky, S., Seismic constraints on the architecture of the Newport-Inglewood/Rose Canyon fault: Implications for the length and magnitude of future earthquake ruptures, *Journal of Geophysical Research*, vol.122, pp.2085-2105, 2017.
- 200) Déverchère, J., Yelles, K., Domzig, A., Mercier de Le'pinay, B., Bouillin, J.-P., Gaullier, V., Bracène, R., Calais, E., Savoye, B., Kherroubi, A., Le Roy, P., Pauc, H. and Dan, G., Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake, *Geophysical Research Letters*, Vol.32, L04311, doi:10.1029/2004GL021646, 2005.
- 201) Ghosal, D., Singh, S.C., Chauhan, A.P.S. and Hananto, N.D., New insights on the offshore extension of the Great Sumatran fault, NW Sumatra, from marine geophysical studies, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, vol.13, Q0AF06, doi:10.1029/2012GC004122, 2012.
- 202) 高智英二郎, 音波探査, 地盤工学への物理探査技術の適用と事例編集委員会編, 地盤工学への物理探査技術の適用と事例, 地盤工学 実務シリーズ 14, pp.365-370, 2001.
- 203) Aoki, N., Takahashi, A. and Xue, Z., Development of a permanent OBC system for CCS monitoring in shallow marine environments, *Energy Procedia*, vol.37, pp.4174-4181, 2013.
- 204) 清水 賢, 渡邊佳孝, 高橋成実, 畠山 清, 前川拓也, 木村忠勝, 次世代海底地震計の開発と実海域試験, ブルーアース2013, BE13-P44, 2013.
- 205) 植田義夫, 中川久穂, 平岩恒広, 朝尾紀幸, 久保田隆二, 東京湾・南関東周辺の重力異常と深部構造, 水路部研究報告, vol.22, pp.179-206, 1987.
- 206) 笹原 昇, 塩原 健, 矢吹哲一朗, 船上重力データの精度評価及び誤差補正について, 海洋情報部技報, vol.24, pp.89-93, 2006.
- 207) 藤岡ゆかり, 熊川浩一, 新たに導入した海上磁力計及び海上重力計の紹介, 海洋情報部研究報告, vol.51, pp.113-115, 2014.
- 208) 藤本博己, 野崎京三, 河野啓幸, 伝法谷宣洋, 押田 淳, 小泉金一郎, 三石 晋, 岩本鋼司, 金沢敏彦, 海底重力計の改造と沿岸域における海底重力測定一陸海域シームレス精密重力調査に向けて一, 測地学会誌, vol.55, pp.325-339, 2009.
- 209) 千葉明彦, Cevellos, C., 空中重力偏差法探査の概要と現状, 物理探査, vol.69, pp.5-17, 2016.
- 210) 産業技術総合研究所, 沿岸域塩淡境界・断層評価技術高度化開発 平成19年度成果報告書, 256p., 2008.
- 211) 吉村公孝, 山根一修, Constable, S., Orange, A., 浅海域での電磁法調査の問題点と対策試案, 物理探査, vol.57, pp.383-394, 2004.
- 212) 吉村公孝, 大久保修一, 山根一修, 海底電磁法探査による伏在断層や地下水理情報の取得可能性について, 地学雑誌, vol.115, pp.400-415, 2006.
- 213) 産業技術総合研究所, 沿岸域塩淡境界・断層評価技術高度化開発 平成24年度成果報告書, 521p., 2013.
- 214) Unsworth, M.J., Lu, X., Watts, M.D., CSAMT exploration at Sellafield: Characterization of a potential radioactive waste disposal site, *Geophysics*, vol.65, pp.1070-1079, 2000.
- 215) 越智亮太, 田中和広, 鈴木浩一, 徳増 実, CSAMT法を用いた西条平野における地下構造と地下水流動, 日本応用地質学会中国四国支部平成26年度研究発表会, no.4, 6p., 2014.
- 216) 井上佳也, 風嵐健志, 吉田武志, 三好達明, 海底微動アレー探査, 応用地質, vol.42, pp.231-237, 2001.

- 217) Ponce, D.A., Denton, K.M. and Watt, J.T., Marine magnetic survey and onshore gravity and magnetic survey, San Pablo Bay, northern California, U.S. Geological Survey Open-File Report 2016-1150, 14p., 2016.
- 218) 脇田典英, 広川 潔, 市川卓示, 山内由章, 海洋資源の調査に貢献する自律型深海巡航探査機 (AUV) への取組み, 三菱重工技報, vol.47, pp.37-44, 2010.
- 219) Wynn, R.B., Huvenne, V.A.I., Le Bas, T.P., Murton, B.J., Connelly, D.P., Bett, B.J., Ruhl, H.A., Morris, K.J., Peakall, J., Parsons, D.R., Sumner, E.J., Darby, S.E., Dorrell, R.M. and Hunt, J.E., Autonomous Underwater Vehicles (AUVs): Their past, present and future contributions to the advancement of marine geoscience, Marine Geology, vol.352, pp.451-468, 2014.
- 220) Geersen, J., Scholz, F., Linke, P., Schmidt, M., Lange, D., Behrmann, J.H., Völker, D. and Hensen, C., Fault zone controlled seafloor methane seepage in the rupture area of the 2010 Maule earthquake, Central Chile, Geochemistry Geophysics Geosystems, vol.17, pp.4802-4813, 2016.
- 221) 成田尚史, 海底堆積物採取, 日本海洋学会編, 海洋観測ガイドライン 第五巻 底質分析, vol.5, G501JP:001-003, 2016.
- 222) 木方建造, 新 孝一, 鈴木浩一, 宮川公雄, 岡田哲実, 増原康布, 井ヶ田徳行, 小早川博亮, 山本真哉, コントロールボーリングによる掘削・調査技術の開発 (フェーズ1), 電力中央研究所報告, N01, 98p., 2006.
- 223) 木方建造, 新 孝一, 大津正士, 宮川公雄, 鈴木浩一, 岡田哲実, 須永崇之, 小早川博亮, 末永弘, 井ヶ田徳行, 山本真哉, コントロールボーリングによる掘削・調査技術の開発 (フェーズ2) -掘削・調査システムの高度化と断層への適用-, 電力中央研究所報告, N03, 97p., 2009.
- 224) 蒔田敏昭, 岩盤タンクによる石油の地下備蓄について, 圧力技術, vol.29, pp.78-87, 1991.
- 225) 大竹健司, 皆川宗仁, 周辺環境に配慮したLPガスの水封式地下岩盤貯槽方式-岡山県倉敷地点-, 石油・天然ガスレビュー, vol.34, pp.56-72, 2001.
- 226) 全国地質調査業協会連合会, ボーリングポケットブック (第4版), オーム社, 505p., 2003.
- 227) 福富幹男, 横峯光昭, 中澤 斉, 鈴木楯夫, 吉野敏夫, スーパーバイ型海上ボーリング足場櫓の実用例, 新潟応用地質研究会誌, vol.39, pp.28-33, 1992.
- 228) 高橋周作, 傾動自在型試錐工法による海上ボーリング施工事例, 全地連「技術e-フォーラム2008」高知, no.34, 2p., 2008.
- 229) 産業技術総合研究所, 日本原子力研究開発機構, 原子力環境整備促進・資金管理センター, 電力中央研究所, 平成28年度 地層処分技術調査等事業 沿岸部処分システム高度化開発 報告書, 372p., 2017.
- 230) 浅森浩一, 丹羽正和, 花室孝広, 山田国見, 草野友宏, 幕内 歩, 高取亮一, 國分 (齋藤) 陽子, 松原章浩, 石丸恒存, 梅田浩司, 地質環境の長期安定性に関する研究 年度報告書 (平成23年度), JAEA-Research 2012-024, 132p., 2012.
- 231) 安江健一, 浅森浩一, 丹羽正和, 花室孝広, 國分 (齋藤) 陽子, 末岡 茂, 幕内 歩, 生田正文, 松原章浩, 田村 肇, 小堀和雄, 石丸恒存, 梅田浩司, 地質環境の長期安定性に関する研究 年度報告書 (平成24 年度), JAEA-Research 2013-047, 109p., 2014.

国際単位系 (SI)

表1. SI基本単位

基本量	SI基本単位	
	名称	記号
長さ	メートル	m
質量	キログラム	kg
時間	秒	s
電流	アンペア	A
熱力学温度	ケルビン	K
物質량	モル	mol
光度	カンデラ	cd

表2. 基本単位を用いて表されるSI組立単位の例

組立量	SI組立単位	
	名称	記号
面積	平方メートル	m ²
体積	立方メートル	m ³
速度	メートル毎秒	m/s
加速度	メートル毎秒毎秒	m/s ²
波数	毎メートル	m ⁻¹
密度, 質量密度	キログラム毎立方メートル	kg/m ³
面積密度	キログラム毎平方メートル	kg/m ²
比体積	立方メートル毎キログラム	m ³ /kg
電流密度	アンペア毎平方メートル	A/m ²
磁界の強さ	アンペア毎メートル	A/m
量濃度 ^(a) , 濃度	モル毎立方メートル	mol/m ³
質量濃度	キログラム毎立方メートル	kg/m ³
輝度	カンデラ毎平方メートル	cd/m ²
屈折率 ^(b)	(数字の)	1
比透磁率 ^(b)	(数字の)	1

(a) 量濃度 (amount concentration) は臨床化学の分野では物質濃度 (substance concentration) ともよばれる。
 (b) これらは無次元量あるいは次元1をもつ量であるが、そのことを表す単位記号である数字の1は通常は表記しない。

表3. 固有の名称と記号で表されるSI組立単位

組立量	SI組立単位			
	名称	記号	他のSI単位による表し方	SI基本単位による表し方
平面角	ラジアン ^(b)	rad	1 ^(b)	m/m
立体角	ステラジアン ^(b)	sr ^(c)	1 ^(b)	m ² /m ²
周波数	ヘルツ ^(d)	Hz		s ⁻¹
力	ニュートン	N		m kg s ⁻²
圧力, 応力	パスカル	Pa	N/m ²	m ⁻¹ kg s ⁻²
エネルギー, 仕事, 熱量	ジュール	J	N m	m ² kg s ⁻²
仕事率, 工率, 放射束	ワット	W	J/s	m ² kg s ⁻³
電荷, 電気量	クーロン	C		s A
電位差 (電圧), 起電力	ボルト	V	W/A	m ² kg s ⁻³ A ⁻¹
静電容量	ファラド	F	C/V	m ² kg ⁻¹ s ⁴ A ²
電気抵抗	オーム	Ω	V/A	m ² kg s ⁻³ A ⁻²
コンダクタンス	ジーメン	S	A/V	m ² kg ⁻¹ s ³ A ²
磁束	ウェーバ	Wb	Vs	m ² kg s ⁻² A ⁻¹
磁束密度	テスラ	T	Wb/m ²	kg s ⁻² A ⁻¹
インダクタンス	ヘンリー	H	Wb/A	m ² kg s ⁻² A ⁻²
セルシウス温度	セルシウス度 ^(e)	°C		K
光照射量	ルーメン	lm	cd sr ^(c)	cd
放射線量	グレイ	Gy	J/kg	m ² s ⁻²
放射性核種の放射能 ^(f)	ベクレル ^(d)	Bq		s ⁻¹
吸収線量, 比エネルギー分与, カーマ	グレイ	Gy	J/kg	m ² s ⁻²
線量当量, 周辺線量当量, 方向性線量当量, 個人線量当量	シーベルト ^(g)	Sv	J/kg	m ² s ⁻²
酸素活性化	カタール	kat		s ⁻¹ mol

(a) SI接頭語は固有の名称と記号を持つ組立単位と組み合わせても使用できる。しかし接頭語を付した単位はもはやコヒーレントではない。
 (b) ラジアンとステラジアンは数字の1に対する単位の特別な名称で、量についての情報をつたえるために使われる。実際には、使用する時には記号rad及びsrが用いられるが、習慣として組立単位としての記号である数字の1は明示されない。
 (c) 測光学ではステラジアンという名称と記号srを単位の表し方の中に、そのまま維持している。
 (d) ヘルツは周期現象についてのみ、ベクレルは放射性核種の統計的過程についてのみ使用される。
 (e) セルシウス度はケルビンの特別な名称で、セルシウス温度を表すために使用される。セルシウス度とケルビンの単位の大きさは同一である。したがって、温度差や温度間隔を表す数値はどちらの単位で表しても同じである。
 (f) 放射性核種の放射能 (activity referred to a radionuclide) は、しばしば誤った用語で"radioactivity"と記される。
 (g) 単位シーベルト (PV, 2002, 70, 205) についてはCIPM勧告2 (CI-2002) を参照。

表4. 単位の中に固有の名称と記号を含むSI組立単位の例

組立量	SI組立単位		
	名称	記号	SI基本単位による表し方
粘力のモーメント	パスカル秒	Pa s	m ⁻¹ kg s ⁻¹
表面張力	ニュートンメートル	N m	m ² kg s ⁻²
角速度	ニュートン毎メートル	N/m	kg s ⁻²
角加速度	ラジアン毎秒	rad/s	m m ⁻¹ s ⁻¹ = s ⁻¹
熱流密度, 放射照度	ラジアン毎秒毎秒	rad/s ²	m m ⁻¹ s ⁻² = s ⁻²
熱容量, エントロピー	ワット毎平方メートル	W/m ²	kg s ⁻³
比熱容量, 比エントロピー	ジュール毎ケルビン	J/K	m ² kg s ⁻² K ⁻¹
比エネルギー	ジュール毎キログラム毎ケルビン	J/(kg K)	m ² s ⁻² K ⁻¹
熱伝導率	ジュール毎キログラム	J/kg	m ² s ⁻²
体積エネルギー	ワット毎メートル毎ケルビン	W/(m K)	m kg s ⁻³ K ⁻¹
電界の強さ	ジュール毎立方メートル	J/m ³	m ⁻¹ kg s ⁻²
電荷密度	ジュール毎立方メートル	V/m	m kg s ⁻³ A ⁻¹
電表面電荷	クーロン毎立方メートル	C/m ³	m ⁻³ s A
電束密度, 電気変位	クーロン毎平方メートル	C/m ²	m ⁻² s A
誘電率	クーロン毎平方メートル	C/m ²	m ⁻² s A
透磁率	ファラド毎メートル	F/m	m ³ kg ⁻¹ s ⁴ A ²
モルエネルギー	ヘンリー毎メートル	H/m	m kg s ⁻² A ⁻²
モルエントロピー, モル熱容量	ジュール毎モル	J/mol	m ² kg s ⁻² mol ⁻¹
照射線量 (X線及びγ線)	ジュール毎モル毎ケルビン	J/(mol K)	m ² kg s ⁻² K ⁻¹ mol ⁻¹
吸収線量率	クーロン毎キログラム	C/kg	kg ⁻¹ s A
放射線強度	グレイ毎秒	Gy/s	m ² s ⁻³
放射輝度	ワット毎ステラジアン	W/sr	m ⁴ m ⁻² kg s ⁻³ = m ² kg s ⁻³
酵素活性濃度	ワット毎平方メートル毎ステラジアン	W/(m ² sr)	m ² m ⁻² kg s ⁻³ = kg s ⁻³
	カタール毎立方メートル	kat/m ³	m ³ s ⁻¹ mol

表5. SI接頭語

乗数	名称	記号	乗数	名称	記号
10 ²⁴	ヨタ	Y	10 ¹	デシ	d
10 ²¹	ゼタ	Z	10 ²	センチ	c
10 ¹⁸	エクサ	E	10 ³	ミリ	m
10 ¹⁵	ペタ	P	10 ⁶	マイクロ	μ
10 ¹²	テラ	T	10 ⁹	ナノ	n
10 ⁹	ギガ	G	10 ¹²	ピコ	p
10 ⁶	メガ	M	10 ⁻¹⁵	フェムト	f
10 ³	キロ	k	10 ⁻¹⁸	アト	a
10 ²	ヘクト	h	10 ⁻²¹	ゼプト	z
10 ¹	デカ	da	10 ⁻²⁴	ヨクト	y

表6. SIに属さないが、SIと併用される単位

名称	記号	SI単位による値
分	min	1 min=60 s
時	h	1 h=60 min=3600 s
日	d	1 d=24 h=86 400 s
度	°	1°=(π/180) rad
分	'	1'=(1/60)°=(π/10 800) rad
秒	"	1"=(1/60)'=(π/648 000) rad
ヘクタール	ha	1 ha=1 hm ² =10 ⁴ m ²
リットル	L, l	1 L=1 l=1 dm ³ =10 ³ cm ³ =10 ⁻³ m ³
トン	t	1 t=10 ³ kg

表7. SIに属さないが、SIと併用される単位で、SI単位で表される数値が実験的に得られるもの

名称	記号	SI単位で表される数値
電子ボルト	eV	1 eV=1.602 176 53(14)×10 ⁻¹⁹ J
ダルトン	Da	1 Da=1.660 538 86(28)×10 ⁻²⁷ kg
統一原子質量単位	u	1 u=1 Da
天文単位	ua	1 ua=1.495 978 706 91(6)×10 ¹¹ m

表8. SIに属さないが、SIと併用されるその他の単位

名称	記号	SI単位で表される数値
バール	bar	1 bar=0.1MPa=100 kPa=10 ⁵ Pa
水銀柱ミリメートル	mmHg	1 mmHg=133.322Pa
オングストローム	Å	1 Å=0.1nm=100pm=10 ⁻¹⁰ m
海里	M	1 M=1852m
バイン	b	1 b=100fm ² =(10 ¹² cm) ² =10 ²⁸ m ²
ノット	kn	1 kn=(1852/3600)m/s
ネーパ	Np	SI単位との数値的関係は、 対数量の定義に依存。
ベレル	B	
デシベル	dB	

表9. 固有の名称をもつCGS組立単位

名称	記号	SI単位で表される数値
エル	erg	1 erg=10 ⁻⁷ J
ダイン	dyn	1 dyn=10 ⁻⁵ N
ポアズ	P	1 P=1 dyn s cm ⁻² =0.1Pa s
ストークス	St	1 St=1cm ² s ⁻¹ =10 ⁻⁴ m ² s ⁻¹
スチルブ	sb	1 sb=1cd cm ⁻² =10 ⁴ cd m ⁻²
フオト	ph	1 ph=1cd sr cm ⁻² =10 ⁴ lx
ガリ	Gal	1 Gal=1cm s ⁻² =10 ⁻² ms ⁻²
マクスウェル	Mx	1 Mx=1 G cm ² =10 ⁸ Wb
ガウス	G	1 G=1Mx cm ⁻² =10 ⁻⁴ T
エルステッド ^(a)	Oe	1 Oe _e =(10 ³ /4π)A m ⁻¹

(a) 3元系のCGS単位系とSIでは直接比較できないため、等号「△」は対応関係を示すものである。

表10. SIに属さないその他の単位の例

名称	記号	SI単位で表される数値
キュリー	Ci	1 Ci=3.7×10 ¹⁰ Bq
レントゲン	R	1 R=2.58×10 ⁻⁴ C/kg
ラド	rad	1 rad=1cGy=10 ⁻² Gy
レム	rem	1 rem=1 cSv=10 ⁻² Sv
ガンマ	γ	1 γ=1 nT=10 ⁻⁹ T
フェルミ	f	1 フェルミ=1 fm=10 ⁻¹⁵ m
メートル系カラット		1 メートル系カラット=0.2 g=2×10 ⁻⁴ kg
トル	Torr	1 Torr=(101 325/760) Pa
標準大気圧	atm	1 atm=101 325 Pa
カロリ	cal	1 cal=4.1858J (「15°C」カロリ), 4.1868J (「IT」カロリ), 4.184J (「熱化学」カロリ)
マイクロ	μ	1 μ=1μm=10 ⁻⁶ m

