

沿岸海域活断層の
調査手法・地点選定のための調査
成果報告書

平成 23 年 5 月
財団法人 地震予知総合研究振興会
独立行政法人 産業技術総合研究所

I . 沿岸海域活断層の調査手法

I - 1. はじめに

2007年に発生した能登半島沖地震と中越沖地震は、海岸に近い海底に分布する活断層の破壊によって発生し、沿岸域に大きな被害を与えた。このような海底に分布する活断層については、調査手法も確立されていなかったこともあり、十分な調査がされていなかった。2007年能登半島沖地震後に産業技術総合研究所が実施した調査によって（井上ほか，2007）、最近約18,000年間に繰り返し活動した活断層が海底に存在することが明らかになり、海域調査によって活断層の評価が可能であることが示された。その後行われた沿岸海域の活断層調査によって、それぞれの海域の地形・地質条件と調査手法及び得られた成果とを比較検討する材料がそろってきた。

海域の活断層の評価を行うためには、海底での断層の位置形状や活動履歴を明らかにする必要がある。海水中は光がほとんど通らないため、音波を用いて地形や地質構造の調査を行う。そのデータに基づいて、変動地形の確認や地層の変形を明らかにできる。一方、活断層の活動履歴を明らかにするためには、地層の年代を知る必要がある。そのためにピストンコアなどを用いて堆積物を採取し、年代を測定する。これらの情報をえるために、どのような機器を用いるかは、海域の地形及び地質条件を考慮して決める必要がある。本研究では、今までの調査結果なども用いて、どのような地形・地質条件で、どのような調査システムが有効であるかについて取りまとめる。

I - 2. 調査手法

1) 海底地形調査

海底地形調査は、調査船直下だけでなく側方まで測深できるマルチビーム測深が一般的に用いられるようになって、詳細な3次元的地形データを容易に取得できるようになった。このタイプの海底調査システムを用いることによって、航空写真の精度には及ばないが、海底の断層形状を捉えることに成功している。2007年の能登半島地震では震源域に断層に沿った海底の段差が明瞭に捉えられた（泉ほか，2008）。また、2008年には菊川断層でも、明瞭な断層トレースを明らかにしている（伊藤・泉，2009）。堆

積物が厚い海域では、地形調査から正確な位置・形状を明らかにすることは困難であるが、堆積物が分布しないか薄い海域では、活断層の形状の特定には有効な調査手法となる。

2) 音波探査

音波探査は海底下の地質構造を明らかにするために開発された調査手法である。音源の周波数が高いと分解能は高くなるが、探査深度は浅くなる。逆に周波数が低いと分解能は低下するが、探査震度は深くなる（図 I-0）。活断層調査では海底下浅部の構造をできるだけ高い分解能で明らかにしたいので、周波数の高い音源を用いることが望ましいが、海底の地質によって記録の質が大きく変化する。

音波探査に好都合な条件は水深が浅く、泥質堆積物が厚くたまっているところである。堆積物が細粒であるほど音波がよく透過し、海底下の明瞭な構造が見えやすくなる。そのような堆積物の分布域は内湾域に多い。今までに調査した海域では、島原半島の橘湾、島原湾、八代海、瀬戸内海、内浦湾などがこのような条件に当てはまる。このような場所では、SES2000 やソノプローブなどの周波数が数千 Hz の音源を用いる探査装置によって、海底下の地層の変形構造が観察できる反射断面を得ることができる。この場合、分解能は 1m 以下で、断層の活動イベントも識別可能である。SES2000 はシステムがデジタル化されていて、動揺センサーのデータを用いて、波による船の上下動を補正できるうえ、指向性の強い音波ビームを発振することができるので、ソノプローブより精度の高い探査が可能である。

一方、外洋域では、水深が浅くても SES2000 やソノプローブを用いた探査では海底下の構造はほとんど観察できない。これは内湾域に比較して堆積物が粗くなり、堆積速度も遅く含水率が低いことが原因であると考えられる。外洋域で海底下の構造がイメージできる高分解能の音源として、周波数が数百 Hz～3kHz のブーマーが用いられる。特に受信部に 12 から 24 チャンネル程度のマルチチャンネルストリーマを用いて反射データを取得し、重合処理を行うと、反射断面の S/N 比が大きく向上する。ブーマーを用いたマルチチャンネル探査装置は、2007 年能登半島地震の震源域で用いられ、完新統中の明瞭な断層変形構造を明らかにした(井上ほか, 2007)。今のところ、外洋域での活断層調査には、ほとんどの場合ブーマーを用いたマルチチャンネル探査装置(以下ブーマーマルチ探査と呼ぶ)が用いられる。この装置は水深 200m 以浅で用いること

が望ましいが、条件が良ければ 500m 程度の水深でもかなり質の良い反射断面を得ることができる。海底下はせいぜい 100m 程度の構造しか見えないが、分解能は 1m 程度であるので、個々のイベントを検出することは可能である。

それより水深の深い海域での構造調査には、水中放電によるスパーカーか、高圧空気をを用いるウォーターガンやエアガンを音源に用いる必要がある。スパーカーは放電量によって、周波数やエネルギーが異なるが、ブーマーほどの分解能はない。高圧空気をを用いるウォーターガンやエアガンも、空気容量によって音源の周波数が異なるが、周波数は数十～数百 Hz で分解能はブーマーを音源とした場合よりかなり低い。探査深度が大きいことが特徴で、深部構造を探査対象にする場合に用いられる。ストリーマをマルチチャンネルにすることによって、データの質を大きく向上できる。古い探査データにはシングルチャンネルのシステムを用いられていることが多く、同じ音源でもデータの質にかなりの違いが出る。エアガンとウォーターガンは高圧空気を必要するため、コンプレッサーなどを含む探査機器が大規模になり、コストも大きくなる。

3) 堆積物の採取

堆積物の採取はピストンコアラーなどの柱状に堆積層を抜き取る装置を用いる。重りのついたパイプを海底面上数メートルから自由落下させることによって堆積物に貫入させる装置で、泥質堆積物の分布域では、厚さ数メートルの堆積物を回収することができる。しかしながら、砂など粗粒の堆積物が厚く分布する場所ではパイプが貫入しにくい上、海面までコアラーを回収する間に砂が流れ落ちるため、堆積物の回収が難しい。そのような場合には、振動を与えてパイプを貫入させるバイブロコアラーを用いることによって、砂質堆積物を回収することができる。バイブロコアラーの方がコストはかかるが、砂質堆積物の分布域では有力な堆積物採取手法である。海底ボーリングはコストが高く、ほとんど実施されていない。海底に分布する地層の年代は、放射性炭素年代を測定するか、年代の知られている火山灰を同定することによって決定している。しかしながら、更新統の地層については、陸域であっても正確な年代を決めることが困難なことが多い。

I - 3. 今までの沿岸海域活断層調査

文部科学省による「沿岸海域における活断層調査」では、過去2年間に10断層が調査されてきた。それらの各海域の地形・地質学的特徴と調査に用いた装置は以下の通りである。

1) 五日市断層帯（海域部）及び岩国断層（海域部）

地形・地質条件：瀬戸内海でも海域の広い所では厚い完新世泥質堆積物に覆われるが、厳島などの島の周辺や海峡部では海流が強いため、堆積物が非常に薄いかほとんど欠如している。また、海水準変動によって堆積場が大きく移動しており、完新世の間、一定の堆積速度であったわけではなく、堆積物が欠如する年代があることに注意が必要である。堆積物が欠如する年代は水深によって異なる。

調査機器と結果：音波探査はソノプローブとブーマーマルチ探査を併用した。前者では完新統中の地層の構造が明瞭に観察でき、後者は完新統だけでなく更新統の構造も見えており、2種類のデータを併用することによって、断層の認定精度を上げることができた。しかしながら、音波探査測線と海岸との間にわずかにデータの空白域ができるため、海岸に沿って分布する可能性がある断層を確認することはできない点が課題である。堆積物採取にはピストンコアラーを用い、堆積物を採取できた。厳島海峡では3次元サイドスキャンソナーを用いて詳細な海底地形を明らかにした。3次元サイドスキャンソナーはマルチビーム測深機より海底の反射強度を精度よく取得でき、測線の側方まで水深データが取得できることから、かなり海岸に近いところまでの情報収集が可能である。しかしながら、堆積物のない場所では、活動時期や活動履歴の解明はできない。

2) 雲仙断層帯（橘湾）

地形・地質条件：橘湾は内湾に近い環境で、厚い泥質堆積物に覆われる。

調査機器と結果：SES2000 で非常に明瞭な反射断面が得られている。また、ブーマーマルチ探査データでは完新統より下位の地層中の断層が明瞭に観察できた。ピストンコアによって泥質堆積物を採取し、年代を測定してSES2000のデータと対比することによって活動履歴を解明することができた。

3) 雲仙断層帯（島原湾）

地形・地質条件：内湾であるが、干満の差が大きく、島原半島の南東側では潮流が早いため、完新世堆積物も必ずしも厚くない上、やや粗粒である。北東部は火砕流の分布域は粗粒であるが、その分布域以外では細粒堆積物が分布する。

調査機器と結果：南東部では堆積物がやや粗粒なため SES2000 では明瞭な反射断面は得られなかった。ブーマーマルチ探査は海底下の地質構造が観察でき、断層が認定できた。熊本側では音波散乱層の影響で海底下の構造がほとんど明らかにできなかった。ピストンコアによって堆積物は取得できたが、断層の活動時期までは明らかにできなかった。エアガンを用いたマルチチャンネル地震探査も実施し、多数の断層群からなる雲仙断層帯が、北落ちの大規模な正断層を主断層としていることが明らかになった。北東部でも SES2000、ブーマーマルチを用いた探査を実施した。SES2000 では海底下浅部では比較的明瞭な構造が観察でき、ブーマーマルチでもやや不鮮明であるが、海底下の断層分布が明らかになっている。ピストンコアによる堆積物採取によって、堆積物の年代決定も行われ、活動履歴が明らかになっている。この海域でも熊本側で音波散乱層の影響で、活断層の延長部の構造は確認できなかった。

4) 布田川-日奈久断層帯（八代海）

地形・地質条件：閉鎖的な海域で泥質堆積物に覆われるが、南部では堆積速度が遅く、完新統は薄い。

調査機器と結果：SES2000 とブーマーマルチを用いた音波探査を実施し、いずれの反射断面も明瞭に断層の位置形状を明らかにし、ピストンコアによる堆積物採取と年代決定によって、活動履歴を明らかにした。ただし、北部の一部で音波散乱層の影響で、断層が追跡できなかった。また、南部では完新統堆積物が薄いため、活動履歴を明らかにできなかった。

5) 菊川断層（海域部）及び西山断層（海域部）

地形・地質条件：日本海の海流の影響を強く受けてきたため、海底に露岩域と砂質堆積物が広く分布する。完新世の砂質堆積物は薄く、最大で 5m 程度である。

調査機器と結果：音波探査はブーマーマルチ探査及びウォーターガンシングル探査を実施した。いずれの探査によっても、断層活動による地層の変形を明瞭に捉えることができた。ブーマーマルチ探査記録では、一部の断面で完新統の活動を確認することができた。

が、完新統が薄いため、活動のあった層準を断面上で識別することはできなかった。また、海上保安庁が行ったマルチナロービームを用いた海底地形調査によって、海底面上の明瞭な断層形状が明らかになった。地形図には多数の断層と考えられるリニアメントが認められたが、活断層かどうかを確認できなかった。

堆積物の採取はバイプロコアを用いた。最大で 5m 程度の砂質堆積物が採取でき、最終氷期前後の年代が得られているが、活動履歴や平均変位速度は解明できなかった。

6) 福井平野東縁断層帯 (海域部)

地形・地質条件：菊川断層や西山断層よりは堆積物が厚いが、よく似た地形・地質条件で、

海底に露岩域と砂質堆積物が広く分布する。完新世の砂質堆積物は薄く、大部分で 10m 以下である。

調査機器と結果：音波探査はブーマーマルチ探査及びエアガンマルチ探査を実施した。ブ

ーマーマルチ探査記録では、一部の断面で完新統の活動を確認することができたが、完新統が薄いため、活動のあった層準を断面上で識別することはできなかった。また、沿岸部の露岩域ではマルチナロービームを用いた海底地形調査を実施した。断層は認められなかったが、断層位置を境として隆起側に露岩域が広がっていることを確認した。堆積物の採取はバイプロコアを用いた。最大で 2.5m 程度の砂質堆積物が採取でき、最終氷期前後の年代が得られているが、活動履歴や平均変位速度は解明できていない。

7) 呉羽山断層帯 (海域部)

地形・地質条件：呉羽山断層帯の海域延長部は大陸棚の幅が狭く、すぐ沖合いで急斜面となり水深も数百メートルに達する。

調査機器と結果：このような地形では、ブーマーマルチによる音波探査では良好な反射断

面を得ることは期待できないことから、エアガンを用いたマルチチャンネルとシングルチャンネルの音波探査を実施し、背斜構造が断層延長海域に連続することを確認した。しかしながら、活動イベントを認定するだけの分解能はないため、海域での堆積物採取をあきらめ、沿岸の平野部でボーリングを実施して、活動時期の推定を行った。

8) 黒松内低地断層帯 (海域部)

地形・地質条件：内湾に位置し、泥質堆積物に覆われる。

調査機器と結果：SES2000 とブーマーマルチを用いた音波探査を実施し、いずれの反射断面でも、完新統中に断層活動による変形を確認し、ピストンコアによる堆積物採取と年代決定によって、活動履歴を明らかにした。しかしながら、調査対象海域はホタテの養殖いかだが広く設置されており、調査測線の設定にはかなり制限があった。

I-4. 調査手法まとめ

海岸に近い海域であっても、場所によって地形・地質条件が大きく異なるため、それぞれの海域の海底地形及び分布する堆積物の性質によって、適切な調査手法を選択する必要がある。SES2000 は今まで用いた音波探査機器の中で最も高い分解能をもち、内湾の泥質堆積物に覆われた海域では活動イベント層準を精度よく識別することができる。ソノプローブも SES2000 に近い分解能を持つ。しかしながら、外洋域などの、砂質堆積物分布域では分解能の高い反射断面を得ることは難しい。ブーマーを音源とする音波探査は SES2000 ほどの分解能はないが、外洋域でも水深 200m 以浅の海域では、個々のイベントを識別できる分解能を持つ反射断面が得られる。水深がさらに深くなると、ウォーターガンやエアガンを音源とした反射探査システムを用いなければ、断層活動に伴う変形を捉えることができない。これらのシステムでは、それぞれのイベントを識別することは困難で、条件が良ければ平均変位速度を決めることができる。それぞれの音波探査機器による断面の比較を図 I-0 に示した。

堆積物の採取はボーリングが望ましいが、コストが高く、活断層調査の目的で実施することは不可能である。ピストンコアが最も経済的な堆積物採取手法であるが、泥質堆積物しか採取できない。砂質堆積物の採取にはバイブロコーラーを用いる必要がある。

活動履歴の解明には、完新世の間に堆積物が堆積し続け、20m 以上の厚さを持つことが望ましい。海流の早い海域では、堆積速度が遅い上、砂質堆積物が優勢となるので、活動履歴を決めることは困難なことが多い。また、水深 150m 以深の大陸斜面域でも、活動履歴を決めることは困難である。

最終氷期の浸食面は多くの海域で認められるので、その面を確認することによって平均変位速度は推定できる。ただし、横ずれ成分については反射断面から推定することは困難である。

I-5. ひずみ集中帯における沿岸海域活断層調査

日本海東縁部のひずみ集中帯では、中越地震、中越沖地震などの被害地震が発生している。これらの地震の震源域には活褶曲が発達しているが、今までの文部科学省による「沿岸海域における活断層調査」では、日本海東縁域での活褶曲を伴う活断層の調査は行っていない。そこで、北海道北西部留萌沖をケーススタディ海域として選択し調査を実施した。

1) 調査海域の地質学的背景

調査域は北海道の北西部に位置する。陸域には新第三系が広く分布し（工業技術院地質調査所，1952）、海域には沿岸部数 km の範囲に新第三系が、その沖には広く更新統が分布している（海上保安庁，1993）。

調査海域周辺の陸域には、新第三系の中新世堆積岩とされる鬼鹿層・古丹別層・ユードロ層から構成される丘陵～山地が海岸線に沿って急な海食崖を形成し、その背後に 5e と 7 の 2 段の更新世海岸段丘が分布している（海上保安庁水路部，1993；小池・町田編，2001）。工業技術院地質調査所（1952）によると、新第三系は沿岸部の陸域では概ね西に数十度傾斜しており、調査海域南方には大榎子川半向斜構造がある。

第四紀の沖積低地は、羽幌川、古丹別川、小平薬川などの下流・河口域に狭長に分布していることが知られている（田村ほか，2005）。活断層としては、苫前町力昼付近に北北東－南南西走向で走る力昼断層、小平町港町付近に北北西－南南東走向で走る広富断層が認定されている。2つはいずれも確実度 I、活動度 B で西傾斜・東落ちの逆向き低断層崖をつくっている（活断層研究会編，1991）。また広富断層の東方約 1.5km に鬼鹿断層が平行して走るが、変位地形は認められていない。褶曲構造としては、活断層である力昼断層の東に隣接し、それに平行な軸を持つ力昼背斜、さらにその東方 3km ほどに平行する丸山向斜がある。

調査海域である留萌沖海域は、鬼鹿漁港周辺の沿岸部浅海域に南北に延びるケスタ状の岩礁域が特徴となっており、陸域の中新世堆積岩に連続している。この南北の延びを切り、現陸上河川に連続するような谷も見られる。その南方、小榎子川河口以南の海域においては、海岸線より水深 5m 付近まではやや急な緩斜面で、その沖合では緩やかな緩斜面となる。沿岸浅海域より沖合の、水深 20-30m 以深より水深 70m までの中

央部海域は、緩やかに起伏した高まりと凹地によって特徴付けられ、さらにその沖合は概して単調な斜面となっている（海上保安庁，1993）。

海上保安庁水路部の沿岸の海の基本図『鬼鹿』（1993）によると、鬼鹿漁港より北の沿岸部には2-3kmの数条の短く延長方向の揃っていない断層が、南には約10kmのほぼ海岸に平行な断層線が報告されている。南部の断層は、新第三系の地層と第四系の地層の境界部に認められる東上がりの逆断層とされているが、北部へは連続せず、北部の断層は必ずしも新第三系と更新統の境界部付近となっているわけではない（図 I-1）。

2) 調査海域の地震学的背景

調査海域一帯は日本海東縁変動帯に属し、池田ほか編（1994）によると東西圧縮のひずみ集中の場にあるとされている。

2004年12月14日には内陸部において留萌支庁南部の地震（深さ9km、Mj6.1）が発生した。この地震は北北東-南南西を軸とする東傾斜・東上がりの逆断層型であると考えられている。また、1910年にごく近傍を震央として発生したM5.3の地震のメカニズムも、2004年の地震と同じ東上がりの逆断層型と推定され、東西圧縮の広域応力場を反映したものである（Maeda and Sasatani, 2009）。2004年の地震に伴う地表地震断層は出現せず、陸上で見られている力昼・広富断層でも、2004年の地震による変位は確認されていない。また、力昼・広富断層はこういった地震のメカニズムと異なり、西側隆起の断層であるので、深部の地震断層につながるものではなく、伏在する東傾斜の主断層系の活動により副次的に生じたものと考えられている（田村ほか、2005）。

この地域における深部構造に関する情報としては、改訂版「日本の石油・天然ガス資源」編集委員会編（1992）に、基礎試錐「留萌」の掘削結果に基づいた力昼背斜を横断する反射法地震探査の地質構造解釈が記載されている。これによれば、地下深部から背斜西翼部に連続する東傾斜の逆断層が示されている。

3) 調査内容

a. 調査手法および数量

本調査では、海上保安庁（1992）に記載された沿岸断層線の性状（形状、活動性）を詳細に把握するため、同一測線上を異なった発震周波数を有する2種類の音源を使用し、音波探査を実施した。一つは、断層のやや深部の地質構造（海底面から数百m程

度までの深さ) を把握するためのウォーターガンを音源とするシングルチャンネル音波探査調査であり、もう一つは断層浅部の変形構造を分解能良く捉えて累積変位や最終活動時期を確認するためのブーマーを音源とする高分解能マルチチャンネル音波探査である。音波探査諸元については、表 I-1 に示す。

調査は、褶曲構造を呈する地質構造に直交する E-W 方向に 6 測線、それらの探査測線間の反射記録を対比することと、地質構造の伸張方向における構造的な変化を知るために N-S 方向に 2 測線を実施した (図 I-2)

ただし、一部測線においては、漁業施設周辺を避けて実施した。また、構造の連続性等を把握するために、必要に応じて補測線を追加した。調査測線数量は、シングルチャンネル音波探査調査が 50km、高分解能マルチチャンネル音波探査が 42km である。

調査船の船位測定等の位置・時間管理はディファレンシャル GPS (DGPS) を用い、調査船の進行方向ならびに GPS アンテナと受発振器の距離を考慮して音波探査における反射点位置を算出している。

b. 音波探査の結果

本調査では、ウォーターガン音源のシングルチャンネル音波探査とブーマー音源のマルチチャンネル音波探査を実施した結果、海底面下 200~300m 程度までの地質構造を把握することができた。

【層序区分】

本調査海域の層序は、海上保安庁 (1993) により I 層~VIII 層に区分されている。本調査では基本的にこの層序区分に従って、反射記録に見られる不整合や顕著な反射面などの内部構造、変形構造、層序関係及び分布範囲に基づいて記録の対比を行い、上位より A~E 層に区分を行った。本調査と海上保安庁 (1993) による層序区分を表 I-2 にまとめた。

A 層：調査範囲の最上位層で、層厚が 10m 以下と非常に薄く、海岸線から約 2km より沖合に分布する。沿岸部においては、一部の谷地形に薄く堆積が見られるところがある。下位層とは不整合関係にあり、ほぼ水平に覆っていることから、最終氷期以降の堆積物と推定される。

B層：A層の基底を成す形で、海岸線より約 2km より沖合に分布し、沖に向かって厚みを増していく。内部の反射面によって、B1～B3 に区分した。最終氷期以前の更新統に対比される。

C層：沖に向かって傾斜する地層で、下位層に緩くダウンラップしている。地質構造図による分布域の比較により、鮮新統～更新統に対比した。

D層：沿岸部浅海域で海底に露出しているが、沖合では緩い傾斜で記録上の最下層あるいは、その1つ上の層として認められる。ウォーターガンを用いた探査では内部に沖に向かい傾き下がる非常に急傾斜な層理面が見られる。地質構造図による分布域の比較により、新第三系の地層に対比した。

E層：本調査で認められる最下層であり、沿岸部浅海域で海底に露出している。ウォーターガンを用いた探査では内部に沖に向かい傾き下がる非常に急傾斜な層理面が見られる。地質構造図による分布域の比較により、中新統に対比した。

【音波探査記録】

以下に、測線毎に認められた地質構造についてまとめる。測線名の後ろに“B”が付いているものはブーマー音源のマルチチャンネル音波探査（図 I-3～図 I-9(c)）、“W”が付いているものはウォーターガン音源のシングルチャンネル音波探査（図 I-10～図 I-17(b)）の測線を表す。

(1) RMI1 測線

全体に地層は沖に向かって傾斜する。特に B2 層以下の地層の傾斜がやや大きい。RMI1W 測線のショット No（以下、SP と記載する）1345 付近に地層の傾斜が急変する構造が認められる。それより陸側の SP1500 付近までは地層の急傾斜が反射断面図で確認できるが、さらに陸側では反射面が不明瞭になる。

この傾斜変換点の深部では E 層上面に変位が生じている可能性が高く、断層による変形によって地層が急傾斜したものと考えられる。RMI1B 測線では、断層による地層の変形は B1 層には認められない。

(2) RMI2 測線

全体に地層は沖に向かって傾斜する。RMI2W 測線の SP1200 付近に地層の傾斜が急変

する構造が認められる。それより陸側の SP1300 付近までは地層の急傾斜が反射断面図で確認できるが、さらに陸側では反射面が不明瞭になる。

この構造は RMI1W 測線で認められる構造と同様であり、本測線でも断層による変形によって地層が急傾斜したものと考えられる。RMI2B 測線では、RMI2W 測線で確認される地層の傾斜変換点に対応するあたりでは反射面が不明瞭であるが、A 層内にはこの変形は及んでいない。

(3) RMI3 測線

本測線のシングルチャンネル音波探査は漁具等の障害物の影響で RMI3W 測線と RMI3W-2 測線の 2 測線に分かれており、両測線は連続していない。そのため、連続した地質構造は判らないが、RMI1W 測線、RMI2W 測線に比べて、沖への地層の傾斜が緩い。RMI3W-2 測線の SP130 付近に地層の傾斜が急変する構造が認められる。それより陸側の SP250 付近までは地層の急傾斜が反射断面図で確認できるが、さらに陸側では反射面が不明瞭になる。

この傾斜変換点において、C 層以下の地層は断層により連続性が断たれている。

RMI3B 測線では、RMI3W-2 測線で確認される地層の傾斜変換点に対応するあたりでは反射面が不明瞭であるが、A 層内にはこの変形は及んでいない。

(4) RMI4 測線

本測線では、地層が沖に向かって緩く傾斜している。RMI4W-2 測線の SP70 付近に地層の傾斜が急変する構造が認められる。それより陸側の SP200 付近までは連続的に地層の急傾斜が反射断面図で確認できる。さらに陸側では反射面が不明瞭になるが部分的に傾斜した反射面が認められる（例えば、RMI4W-2 測線の sp450 付近）。

この傾斜変換点において、C 層以下の地層は断層により連続性が断たれている。

RMI4B 測線では、RMI4W-2 で確認される地層の傾斜変換点に対応するあたりでは反射面が不明瞭であるが、A 層内にはこの変形は及んでいない。

(5) RMI5 測線

本測線では、地層が沖に向かって緩く傾斜している。RMI5W 測線の SP1000 付近に地層の傾斜が急変する構造が認められる。それより陸側の SP1250 付近までは連続的に地

層の急傾斜が反射断面図で確認できる。さらに陸側では反射面が不明瞭になるが部分的に傾斜した反射面が認められる

この傾斜変換点において、B2層以下の地層は断層により連続性が断たれている。

RMI5B 測線では、RMI5W 測線で確認される地層の傾斜変換点に対応するあたりでは反射面が不明瞭であり、断層変形の影響がどの地層まで及んでいるかは不明である。ただし、海底地形には変形は及んでいない。

(6) RMI6 測線

本測線では、地層が沖に向かって緩く傾斜している。RMI6W 測線の SP1000 付近に地層の傾斜が急変する構造が認められる。それより陸側では連続的に地層の急傾斜が反射断面図で確認できる。

RMI6B 測線では、RMI6W 測線で確認される地層の傾斜変換点に対応するあたりでは、断層変形の影響は B1 層内部には認められる。また、海底地形にもわずかな段差が認められる。しかし、A 層基底の不整合面にはそのような明瞭な段差や変形が認められないことから、この地形が断層活動に起因したものか、A 層の堆積によるものであるか、はっきりと区別できず、A 層内に変形が及んでいるとは断言できない。

(7) RMI101 測線、RMI102 測線

本調査の解析にあたっては、RMI1～6 測線にほぼ直交する RMI101 測線および RMI102 測線を用いて、各測線間の層序の連続性を追跡した。RMI101 測線については、ウォーターガン音源のシングルチャンネル音波探査、およびブーマー音源のマルチチャンネル音波探査の両方を実施した。RMI102 測線についてはウォーターガン音源のシングルチャンネル音波探査のみを実施した。

RMI101B 測線において、断層位置周辺では海底地形及び A 層基底面に変形は認められなかった。RMI101W および RMI102W において、褶曲の走向方向における地質構造としては、測線中央部に向かって基盤が盛り上がり、海底面に露出する性状が認識された。

c. 留萌沖における沿岸活構造の活動性

本調査の海域では海岸線から 2～3km 離れた辺りに地層の傾斜急変換点が存在する。これより西側では地層は緩く沖に向かって傾斜するが、東側では傾斜変換点の近傍か

ら陸にかけて急傾斜を示す。陸上地質（工業技術院地質調査所：1952）を考え合わせると、沿岸海域のこの急傾斜帯の大部分は陸上で数十度の傾斜が確認されている新第三系の地層に相当すると考えられる。

各測線で認められる傾斜変換点では更新統に明瞭な変形が認められることから、この変形構造は活構造であり、断層が地下に存在するものと解釈される。この変形構造は本調査海域における主要な地質構造であり、その形態的な類似性から一連のものであると考えられる。南部の RMI4～RMI6 測線で認められる傾斜変換点は海上保安庁（1993）で指摘されている断層と位置が一致することから、この断層はさらに北側へ連続する構造であることが明らかになった。その全長は、調査測線の北端から海上保安庁の地質構造図に示された断層線の南端を結ぶ約 16km となる（図 I-18）。

また、断層変形は B1 層内部にまで認められるので更新世以降の活動が推定される。しかし、最終氷期以降の堆積物である A 層は、断層付近において極めて薄いため、断層近傍における層厚の変化が断層活動によるものなのか、堆積構造の違いによるものかは明確には判断できず、本調査の結果のみでは、最新活動時期についての議論はできない。

4) 留萌沖調査のまとめ

「北海道北西部留萌沖」沿岸海域は、以下 1) ～ 3) の特徴を有する地域である。

- 1) 過去の地殻変動が示唆される海成段丘等の変動地形が発達
- 2) 沿岸部に変動地形との関連が示唆される海岸線に並行な地質構造が分布
- 3) 断層の活動性との関連が示唆される中規模の地震が発生

この地域における既存資料に基づく従来の知見では、断層の分布と地質構造の関係が必ずしも整合的でなかったため、活構造の全長について明確な判断ができなかった。本調査では、活構造の端部付近について、断層分布、連続性が明瞭な反射記録断面により詳細に把握され、全長を明らかにすることでこの活構造の地震規模評価に資するための調査結果を得ることができた。

本調査では、海底試料のサンプリング等を実施しておらず、音響学的層序への地質年代の対応については不確定要素がある。したがって、最新活動時期については、最

終氷期以降の活動を絞り込めるまでの明確な答えを導き出せるだけのデータは得られていない。一般的には、M7 以上の内陸地震であれば、地表地震断層が出る可能性は高い。一方、2004 年に発生した留萌の地震は M6.1 であり、大規模な地殻変動に伴うような地表変位は確認されていない。したがって、本調査で把握された活構造と 2004 年の留萌の地震との直接的な関連性は不明である。しかしながら、地震のメカニズムと活構造の性状については、両者とも逆断層を示唆するものであり、テクトニクスの観点では整合的といえる。

本調査を踏まえれば、上記 1)～3) のような条件がそろっているところであれば、少なくとも 2004 年に発生した留萌の地震と同程度の地震規模が想定される可能性がある。と推定され、沿岸海域の活断層調査を実施する地点選定の条件として考慮する必要がある。

II. 沿岸海域活断層の調査地点選定のための調査

II-1. 調査の目的と概要

これまでの沿岸海域の活断層調査は、「新たな活断層調査について」（地震調査研究推進本部政策委員会調査観測計画部会，2009）で掲げられた、陸上で認定されている主要活断層帯の海域延長部を対象としている。しかし、それらの断層は陸地から連続する断層だけで、沿岸海域の地質構造に関する情報に基づいて選定されたものではない。2007年能登半島地震や中越沖地震を見ても明らかなように、海域にしか分布しない断層でも沿岸域に大きな被害が発生することから、海域のみに存在し、その活動によって陸域に大きな被害を与える可能性のある断層を調査することが重要である。

本調査は、今後調査が必要な沿岸海域の活断層を選定するための基礎資料を提供することを目的として実施した。

II-2. 既存文献情報の整備状況

日本列島の沿岸海域の海底地形及び海底地質に関する調査は、主に海上保安庁、産業技術総合研究所、国土地理院などが実施してきた（図II-1）。

海上保安庁は海底地形調査を実施して日本周辺海域の海底地形図を刊行しているが、調査時に音波探査も合わせて実施し海底地質構造図も刊行していることが多い。沿岸海域についてはスパーカーを音源とする探査が中心で、ブーマーよりは分解能が低いため、断層位置を特定することは可能であるが、活動度を評価するのは困難である。

産業技術総合研究所は大陸斜面から外側大陸棚までをカバーする20万分の1海底地質図を出版している。エアガンを音源とする音波探査に基づいた地質図で、断層分布を確認することはできるが、活動度の評価はできない。

国土地理院は沿岸域の水深50m以浅の海域や瀬戸内海などの内湾域で地形及び地質調査を行い、沿岸海域土地条件図を公表している。

また、石油公団（現 独立行政法人 石油天然ガス・金属鉱物資源機構）はエアガンを音源とする大規模なマルチチャンネル地震探査を実施している。海域地質構造マップワーキンググループは、これらの既存の情報を用いて日本列島周辺海域の第四紀地

質構造図を編纂しているが、海域によってデータの質や精度が異なっているため、沿岸海域の活断層が網羅的に記載されているとはいえない。

原子力発電所の周辺は電力会社によって詳しい活断層調査がされている。最近ではブーマーマルチ探査も積極的に実施され、精度の高い情報が整備されつつあるが、全ての発電所周辺でそのような調査が実施されているわけではない。また、原子力発電所の安全審査は後期更新世以降の活動の有無を判断するために実施されているが、活動履歴や変位速度の評価はできない。

活断層の活動イベントを識別するためには、音源としてブーマーかそれより高い周波数の音源を用いる必要がある。既存の海底地質図や海底地質構造図を整備するための調査では、それほど高い分解能の機器は用いられていないことが多く、断層の最近の活動時期も判読できないことがある。しかしながら、海底下の構造が明瞭に見えている場合には、断層位置を特定することが可能である。活断層は断層変位量に累積性が認められることが多いので、地下ほど変位量が大きく、断層を認定しやすい。

以上のように、沿岸海域の海底地形や地質に関する既存の情報は、活断層の分布を推定するための貴重な資料となるが、活断層評価に用いるためには不十分な点が多い。

II-3. 今後の調査計画策定に向けた提案

本調査においては、「新たな活断層調査について」（地震調査研究推進本部政策委員会調査観測計画部会，2009）で選定された主要活断層帯の海域延長部及び今までの活断層評価の中で調査が不十分であると指摘された断層について情報を収集・整理した。さらに既存の海域調査結果から、重要と考えられる沿岸域の断層を選定し、地形・地質に関する情報を整理した（表 1～4）。

1) 「新たな活断層調査について」で選定された主要活断層帯の海域延長部

平成 21 年度より開始された沿岸海域の活断層調査は、「新たな活断層調査について」（地震本部政策委員会調査観測計画部会，2009）で選定された主要活断層帯の海域延長部を対象として実施してきた。これらの活断層の沿岸海域の延長部の位置、長さ、活動履歴の把握を目的とする調査である。調査対象として選定された断層を図 II-2 に赤枠、もしくは赤字で示す。

沿岸海域における活断層調査事業としては、平成 21 年度に西山断層帯、菊川断層帯、雲仙断層群、五日市断層帯、岩国断層帯、平成 22 年度に黒松内断層帯、呉羽山断層帯、福井平野東縁断層帯（主部）、布田川・日奈久断層帯の調査が実施され、その調査方法と成果については、述べた通りである。

また平成 23 年度には、函館平野西縁断層帯、青森湾西岸断層帯、浦底断層帯、郷村断層帯の調査を実施することとしている。それ以外に神縄・国府津－松田断層帯は重点的調査観測の対象活断層帯として調査が継続中である。また、長岡平野西縁断層帯は平成 21 年度に産業技術総合研究所が調査を実施した。さらに、石狩低地東縁断層帯及び富士川河口断層帯についても、今後産業技術総合研究所が調査を計画している。

上記の断層に関する情報は、巻末資料Ⅲ－1 にまとめた。

2) 地震調査研究推進本部の評価で更なる調査が必要とされた断層

地震調査研究推進本部の評価において、海域延長部の更なる調査の実施が必要とされた主要活断層帯は、サロベツ、北由利、高田平野、伊勢湾、布引山地東縁、大阪湾、別府－万年山と中央構造線との関係の 6 海域である。

北由利海域、高田平野の沖合は、近年、進められている研究プロジェクトである「ひずみ集中帯」の位置に該当しているが、具体的な調査計画はない。

6 海域に分布する各断層に対する地震調査研究推進本部の評価と、その参照とした調査とその諸元、地形・地質の状況、解釈等、実施計画策定のための基礎資料を巻末資料Ⅲ－2 にまとめた。

3) 主要活断層帯延長部以外、その他の海域における調査地域の候補

上記活断層の大部分は陸域から海域へ延長するが、海域にしか分布しない活断層であっても、その活動が陸域に大きな被害を及ぼすことは、2007 年能登半島沖地震及び中越沖地震による被害を見れば明らかである。一方で、海域の活断層に関する情報は現在でも充分とは言えない。ここでは、今までに各機関によって公表されている海域の地形及び地質構造を参照し（図Ⅱ-3）、海岸に比較的近い断層で、活断層である可能性が高いものを選んだ（図Ⅱ-4）。ただし、各機関の原記録までさかのぼって解析したのではなく、また沿岸からの距離や断層の長さについて明確な基準を設定したわけではない。今後は基準を明確にし、原記録も含めた詳細な検討が行われることが望まし

い。

海域で活断層調査を適切な調査機器を用いて行っている例は限られる。その中でも、既存の調査の中で、高分解能の音波探査装置を用いた調査によって、断層の位置と形状は精度よく明らかになっているが、活動履歴についてはほとんど明らかにされていない海域がある。これらの断層は、「新たな活断層調査について」の「Ⅱ-2-3.3 位置・形状は明らかになっているが、活動履歴が明らかになっていない活断層」に区分した。

一方、それ以外の海域では、活断層調査に適した仕様での調査はほとんど実施されていない（表Ⅱ-1）。そのため、分解能が高くないデータに基づいて活断層の可能性を判断する必要がある。ここでは、既存データに基づいて、第四紀に活動した可能性のある断層を選んだが、活断層であるかどうかを判断するための十分な情報がそろっているわけではない。これらの断層は、「新たな活断層調査について」の「Ⅱ-2-3.4 存在が把握されているが、形状や活動履歴が明らかになっていない活断層」に区分した。

これらの断層帯については、巻末資料Ⅲ—3にまとめた。

「新たな活断層調査について」で選定された活断層

- 標津断層帯（未調査）（資料番号Ⅲ-1-A1）
- 十勝平野断層帯／光地園断層（未調査）（資料番号Ⅲ-1-A2）
- 黒松内低地断層帯（南側のみ調査済み）
- 石狩低地東縁断層帯／南部（産総研調査予定）（資料番号Ⅲ-1-A3）
- 函館平野西縁断層帯（調査中）（資料番号Ⅲ-1-A4）
- 青森湾西岸断層帯（調査中）（資料番号Ⅲ-1-A5）
- 鴨川低地断層帯（未調査）（資料番号Ⅲ-1-A6）
- 三浦半島断層群／南部（未調査）（資料番号Ⅲ-1-A7）
- 長岡平野西縁断層帯（調査済み）（資料番号Ⅲ-1-A8）
- 柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯／北部（未調査）（資料番号Ⅲ-1-A9）
- 野坂・集福寺断層帯／野坂断層帯（未調査）（資料番号Ⅲ-1-A10）
- 三方・花折断層帯／三方断層帯（未調査）（資料番号Ⅲ-1-A11）
- 柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯／浦底－柳ヶ瀬山断層帯（調査中）
- 福井平野東縁断層帯／主部（調査済み）
- 神縄・国府津－松田断層帯（調査済み）
- 富士川河口断層帯（産総研調査予定）
- 砺波平野断層帯・呉羽山断層帯／呉羽山断層帯（調査済み）
- 山田断層帯／郷村断層帯（調査中）
- 岩国断層帯（調査済み）
- 五日市断層帯（調査済み）
- 菊川断層帯（調査済み）
- 西山断層帯（調査済み）
- 布田川・日奈久断層帯／中部・南西部（調査済み）
- 雲仙断層群／北部（調査済み）
- 雲仙断層群／南東部（調査済み）

地震本部の評価で更なる調査が必要と指摘された断層

北由利断層（資料番号Ⅲ-2-B1）

サロベツ断層帯（資料番号Ⅲ-2-B2）

高田平野断層帯（資料番号Ⅲ-2-B3）

伊勢湾断層帯（資料番号Ⅲ-2-B4）

布引山地東縁断層帯（資料番号Ⅲ-2-B5）

大阪湾断層帯（資料番号Ⅲ-2-B6）

別府 - 万年山断層帯と中央構造線断層帯との関係（資料番号Ⅲ-2-B7）

位置・形状は明らかになっているが、活動履歴が明らかになっていない活断層

甌島南東沖（資料番号Ⅲ-3-C1）

仙台湾（資料番号Ⅲ-3-C2）

若狭湾（資料番号Ⅲ-3-C3）

存在は把握されているが、形状や活動履歴が明らか になっていない活断層

積丹半島沖（資料番号Ⅲ-3-D1）

津軽海峡西方（資料番号Ⅲ-3-D2）

男鹿半島北方（資料番号Ⅲ-3-D3）

男鹿半島南方（資料番号Ⅲ-3-D4）

佐渡海嶺（資料番号Ⅲ-3-D5）

佐渡海盆北西縁（資料番号Ⅲ-3-D6）

富山トラフ西縁（資料番号Ⅲ-3-D7）

魚津-高田沖（資料番号Ⅲ-3-D8）

鳥取沖（資料番号Ⅲ-3-D9）

室戸岬沖（資料番号Ⅲ-3-D10）

福島・茨城沖（資料番号Ⅲ-3-D11）

参考文献

- 池田 安隆・今泉 俊文・東郷 正美・平川 一臣・宮内 崇裕・佐藤 比呂志編（2002）：
第四紀逆断層アトラス、東京大学出版会、260pp.
- 井上卓彦・村上文敏・岡村行信・池原 研（2007）2007年能登半島地震震源域の海底活
断層．東京大学地震研究所彙報，82，pp. 301-312
- 伊藤弘志・泉 紀明（2009）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，31，27-31.
- 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（2008）
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，v. 26, p. 57-62.
- 海上保安庁（1993）：沿岸の海の基本図「鬼鹿」（1/50,000），海洋情報部．
- 対馬坤六・松野久也・山口昇一（1952）：5万分の1地質図幅「鬼鹿」及び説明書，地域
地質研究報告，地質調査所．
- 田村慎・川上源太郎・鈴木隆広・岡崎紀俊・岡孝雄（2005）：平成16年12月14日に
留萌支庁南部で発生した地震の現地調査報告－地質被害・地震動・温泉への影響
－、北海道立地質研究所報告、第76号、113-128.
- 改訂版「日本の石油・天然ガス資源」編集委員会編（1992）改訂版 日本の石油・天然
ガス資源，天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会，520p.
- 活断層研究会編（1991）：新編 日本の活断層－分布図と資料、東京大学出版会、437pp.
- 小池一之・町田洋編（2001）：日本の海成段丘アトラス、東京大学出版会、105pp.
- Maeda, T. and Sasatani, T. (2009) : Strong ground motions from an Mj 6.1 inland
crustal earthquake in Hokkaido, Japan: the 2004 Rumoi earthquake、Earth
Planets Space,、61、689-701.