

沿岸海域における活断層調査
雲仙断層群北部（海域）及び雲仙断層群南東部（海域）
成果報告書

平成 22 年 5 月

産業技術総合研究所
千葉大学理学部
東海大学海洋学部
地域地盤環境研究所

目 次

1. 雲仙断層群の概要	1
1. 1 テクトニックセッティング及び研究史	1
1. 2 雲仙断層群長期評価の一部改訂（平成 18 年）の概要	1
1. 3 残された主な課題	2
2. 調査目標及び調査項目	2
2. 1 調査目標	2
2. 2 調査項目及び各項目の主な目標	2
3. エアガン・マルチチャンネル調査	3
3. 1 調査仕様及び数量	3
3. 2 調査結果	3
3. 3 エアガン調査のまとめ	9
4. ブーマー・ショートマルチチャンネル調査	9
4. 1 調査仕様及び数量	9
4. 2 調査結果	10
4. 3 ブーマー調査のまとめ	16
5. パラメトリック方式高分解能音源・シングルチャンネル調査	16
5. 1 調査仕様及び数量	16
5. 2 従来の浅海用音波探査システムとの性能比較	17
5. 3 調査結果（1）－反射記録取得状況	17
5. 4 調査結果（2）－音響層序	19
5. 5 調査結果（3）－断層	19
5. 6 パラメトリック方式高分解能音波探査のまとめ	23
6. ピストンコア採泥調査	24
6. 1 調査地点及び調査方法	24
6. 2 調査結果	25
6. 3 コアの対比	38
6. 4 活動時期に関する考察	39
6. 5 ピストンコア採泥調査のまとめ	41
7. まとめ	43
7. 1 断層帯の位置及び形態	43
7. 2 断層帯の過去の活動	44
7. 3 陸域の断層との関係	46
8. その他の資料	46
引用文献	47

1. 雲仙断層群の概要

1. 1 テクトニックセッティング及び研究史

雲仙断層群は雲仙火山を中心とする地溝を形成しており、松本（1979）によって「別府－島原地溝帯」と命名された地域の西端部に当たる。本地域は南北引張の応力場にあるとされ（多田，1985，1993）、東西走向の正断層群が発達する。その成因としては、沖縄トラフの延長（多田，1985，1993）、あるいは中央構造線の横ずれに伴う地溝（佃，1993）と考えられている。

金子（1973）、千田（1979）、堤（1987）は、主に空中写真判読により、陸域の地形分類と活断層の認定を行った。活断層研究会編（1980，1991）や九州活構造研究会編（1989）は空中写真判読及び既存の資料の総括を行い、雲仙断層群及びその周辺の活断層の分布と諸元を取りまとめた。また、松岡・竹村（1993）は、唐比低地のボーリングを行い、千々石断層の平均変位速度を報告している。

海域（橘湾及び島原湾）の活断層については、国土地理院（1982，1988）、海上保安庁水路部（1994，1996）、松岡・岡村（2000）などによる海上音波探査によって、その分布が明らかにされている。また、本田ほか（1995）でも海域の活断層の活動履歴が検討されている。

長崎県（2003，2004，2005）は、雲仙断層群全域にわたる断層変位地形・露頭の記載、沈降域のボーリング調査、海域の音波探査、断層を挟んだコアリング調査などを行い、活動履歴を検討している。

Hoshizumi et al.（1999）、星住・宇都（2000）は、豊富な年代試料を基に、火山地質学的な立場から、雲仙火山の形成史をまとめている。さらに、科学技術振興調整費「雲仙火山：科学掘削による噴火機構とマグマ活動解明のための国際共同研究」の一環として、島原半島中央部で反射法弾性波探査が行われたほか（清水ほか，2002）、断層露頭調査やトレンチ調査が実施され雲仙断層群の活動履歴が検討されている（松岡ほか，2004）。

1. 2 雲仙断層群長期評価の一部改訂（2006年）の概要

雲仙断層群は、島原湾から島原半島を経て橘湾にかけてほぼ東西に分布する断層群であり断層の走向や変位の向きから、雲仙断層群北部、雲仙断層群南東部、雲仙断層群南西部の3つに区分される（図1-1）。

雲仙断層群北部は、長崎県島原市から諫早市南方沖の海域に至る断層群であり、長さは30km程度以上で、主として南落ちの正断層からなる。最新活動時期は約5千年前以後であった可能性があるが、平均活動間隔は不明である。

雲仙断層群南東部は、長崎県南島原市布津町東方沖から雲仙市小浜町に至る断層群であり、長さは23km程度で、主に北落ちの正断層からなる。最新活動時期は、約7300年前以後であった可能性があるが、平均活動間隔は不明である。

雲仙断層群南西部は、過去の活動時期から北部と南部に区分される。

北部は長崎県南島原市西有家町から長崎市南東沖に至る断層群であり、長さは30km程度で、主として北落ちの正断層からなる。平均変位速度は1m/千年程度、最新活動時

期は約 2400 年前以後、11 世紀以前と推定され、平均活動間隔は約 2500-4700 年であった可能性がある。

南部は長崎県雲仙市南串山町西方沖から長崎市南方沖に至る断層群であり、長さは 23km 程度で、主として南落ちの正断層からなる。平均変位速度は 0.3m/千年以上で、約 4500 年前以後、16 世紀以前に最新活動を含む 1~2 回の活動があった可能性がある。平均活動間隔は約 2100~6500 年であった可能性がある

1. 3 残された主な課題

2006 年の雲仙断層群の長期評価の一部改訂では、同断層群を 3 つの断層帯に区分して評価したが、島原湾における断層群北部及び南東部の東方延長、橘湾の断層群の詳細な分布・位置などについては依然として不明な点が多く残されている。特に海域における断層の分布に関する資料をさらに集積するなどし、活動区間等についてさらに検討していく必要がある。

また、雲仙断層群北部と南東部については、平均的なずれの速度、具体的な最新活動の時期、平均活動間隔などに関するデータが得られていないなど、断層群の特性が精度よく求められていない。このため、雲仙断層群全体について、活動時期や平均的なずれの速度及び 1 回のずれの量などに関するより精度のよい資料を集積する必要がある。

2. 調査目標及び調査項目

2. 1 調査目標

1 で指摘した残された課題を踏まえ、本調査の目標を以下のように設定した。

- 1) 島原湾における雲仙断層群北部と南東部の東方延長の位置及び深部形状を明らかにする。
- 2) 橘湾の雲仙断層群北部の詳細な位置と分布を明らかにする。
- 3) 断層群北部と断層群南東部の平均変位速度、最新活動時期、平均活動間隔に関するデータの取得を目指す。

2. 2 調査項目及び各項目の主な目標

この目標を達成するため、調査は以下の 4 項目とし、各調査項目の主な目標を以下のように設定した。

1) エアガン・マルチチャンネル調査（千葉大学）

雲仙断層群北部から南東部までを横断する島原湾の深い地質構造（深さ 1~数 km）と長期的な平均変位速度の解明。

2) ブーマー・ショートマルチチャンネル調査（産業技術総合研究所）

島原湾・橘湾における雲仙断層群北部の位置及び変位センスの解明と雲仙断層群南東部東端の確認。

3) パラメトリック方式高分解能音源・シングルチャンネル調査（東海大学）

橘湾の雲仙断層群北部と島原湾の同断層群北部及び南東部の詳細位置、浅部形状及

び変位量の解明。

4) ピストンコア採泥調査 (地域 地盤 環境 研究所)

島原湾・橘湾の雲仙断層群北部及び島原湾の同断層群南東部の活動時期、活動間隔などの活動履歴と1回の活動による変位量の解明。

3. エアガン・マルチチャンネル調査

3. 1 調査仕様及び数量

(1) 調査測線

島原湾における雲仙断層群の深部構造を解明するため、UM1 (22.8km)、UM2 (24.5km)、UM3 (20.2km)、UM101 (13.7km) 及びUM102 (16.2km) の5本の測線を設定した(図3-1)。雲仙断層群はほぼ東西方向に延びている。そこで、深部構造を把握するため、構造に直交する南北測線(島原半島側からUM1、UM2、UM3)を設定した。さらにこれらの3測線間の層序を直接対比するため、3測線と交差する東西方向の1測線(UM101)を設定した。また、UM101測線は深江町の沖に認められる負の重力異常域の中心を通るように配置した。本調査海域北方の有明海では、新エネルギー総合開発機構(現 新エネルギー産業技術総合開発機構)が1982年から1992年にかけて石炭資源開発基礎調査を実施している。そこで本調査では、1985年に行われた有明海地域物理探査測線と交差する北西-南東方向のUM102を設定した。以上、測線5本、全長97.4kmの島原湾をほぼ網羅する測線配置である。探査実施期間は2009年7月15日から同年7月21日までである。

各測線の詳細を表3-1に示す。

(2) 測定仕様

調査は460立方インチ、12.6MPaのエアガン(水深6m)を12.5m間隔で発振し、チャンネル間隔12.5mの48chストリーマケーブル(データ収録には48chのうち、24chを使用、水深約7m)で受振した。また同時に、音響測深機、DGPSを用いて水深と測位データを取得した。測位データの詳細は千葉大学報告書のショットポイントデータ集を参照されたい。主な測定パラメータを表3-2に、調査の概念図を図3-2に示す。

なお、データ収録は、初動波形を読み取ることが可能なようにトリガーの0.05秒前から収録を行い、初日のUM3測線測定時には3.05秒とした。データを検証したところ、当初想定していた以上に深部までエネルギーが到達している可能性があることが判明したため、その後の測定では収録長を1秒長くし、4.05秒までとした。

(3) 処理・解析方法

データ処理は、図3-3に示す標準データ処理フローに基づいて実施した。なお、データ処理には、株式会社地球科学総合研究所のデータ処理システムSuperXCを用いた。

3. 2 調査結果

各測線の時間断面及び深度断面を図 3-4～3-13 に示す。反射断面は基盤形状、断層の傾斜及び変位を明確に示すため、水平距離：深度比を 1：5（鉛直誇張 5 倍）で表現した。今回の音波探査で得られた区間速度に加えて、地表地質、新エネルギー総合開発機構（現新エネルギー産業技術総合開発機構）による昭和 60 年度有明海地域物理探査測線データ、雲仙火山科学掘削プロジェクト（宇都・星住ほか、2001）などの既往調査データを踏まえて、マイグレーション後時間断面及び深度断面の解釈を行った。島原湾での断層変位量及び基盤深度を明らかにするため、以下では深度を用いて述べる。また、本調査では各発振点（Shot Point）において正確な測位データを取得しているため、以降、Shot Point (SP) 番号で記述する。

（１）基盤の深度及び形状

有明海物理探査の反射断面から、今回得られた 5 測線の反射断面へ反射面の追跡を行った。速度解析により得られた各深度断面の区間速度分布と後述する基盤上面の位置を図 3-14～3-18 に示す。

１）有明海物理探査測線から UM102 測線への追跡

有明海物理探査の反射断面を図 3-19 に示す。この反射断面では、試錐による VSP 調査記録と各反射イベントとの対応関係に基づき、以下の 3 つの主要反射面が認められている。

- I) QB 反射面（第四紀層基底面）
- II) TC 反射面（古第三紀夾炭部層上面）
- III) BS 反射面（基盤面）

この 3 つの反射面と UM102 測線の SP1250 付近の反射面とを比較した。

有明海物理探査の反射断面は時間断面のため、まず UM102 時間断面上において比較検討を行った後、深度断面で追跡を行った。両者の交点付近において以下のことが明らかとなった。

有明海物理探査反射断面

- ・ QB 反射面：0.35sec 付近
- ・ QB 反射面を境に上部では高周波、下部では低周波が卓越
- ・ TC 反射面：0.6sec 付近
- ・ BS 反射面：0.8sec 付近

UM102 測線

- ・ 往復走時 0.35sec 付近に強反射イベント
- ・ 0.35sec を境に上部では高周波、下部では低周波が卓越
- ・ 0.35sec 付近の反射イベントを境に区間速度に約 600～700m/sec のギャップがある

UM102 測線 SP1250 付近（図 3-18）の往復走時 0.35sec 付近の反射イベントは、区間速度から明らかな物性変化を表し、反射波の周波数特性から、QB 反射面（第四紀層基底面）に相当すると考えられる。深度に変換すると約 300m である。この反射面を第四系基盤上面反射面（UB 反射面）とし、UM102 測線全域に追跡を行った。その結果、以下のことが明らかになった。

- ・ UB 反射面は UM102 全体に追跡可能

- ・ SP750～1300 では深度約 300m
- ・ SP1～700 付近にかけて約 5° の緩やかな南傾斜
- ・ UM102 南端で深度約 800m
- ・ UB 反射面を境に上部で高周波（50～90Hz）、下部で低周波（10～20Hz）が卓越

2) UM102 測線から UM1 測線（図 3-14）への追跡

UM1 測線の SP104 付近で交差する両測線について、UM102 から UM1 へ UB 反射面を追跡した。その結果、UM1 測線における UB 反射面について以下のことが明らかになった。

- ・ SP1～1300 付近まで約 5° の緩やかな南傾斜
- ・ SP1 付近で約 400m、SP500m 付近で約 900m、SP1300 付近で約 1700m
- ・ SP1300～1820 までほぼ水平で深さは約 500m
- ・ UB 反射面を境に上部で高周波（50～90Hz）、下部で低周波（10～20Hz）が卓越
- ・ UB 反射面を境に上部と下部で区間速度に約 500m/sec のギャップがある

3) UM1 測線から UM101 測線（図 3-17）への追跡

UM101 測線の SP369 付近で交差する両測線について、UM1 から UM101 へ UB 反射面の追跡を行った結果、UM101 測線の UB 反射面について以下のことが明らかになった。

- ・ SP1～150 付近まで約 8° の東傾斜、SP150～1180 まで約 10 度の西傾斜
- ・ SP1 付近で約 1600m、SP150 付近で約 1900m、SP500 付近で約 1600m、SP700 付近で約 1200m、SP1000 付近で約 900m
- ・ SP150 付近を中心に凹型の形
- ・ UB 反射面を境に上部で高周波（50～90Hz）、下部で低周波（10～20Hz）が卓越
- ・ UB 反射面を境に上部と下部で区間速度に約 500m/sec のギャップがある

4) UM101 測線から UM2 測線（図 3-15）への追跡

UM2 測線の SP746 付近で交差する両測線について、UM101 から UM2 に UB 反射面の追跡を行った結果、UM2 測線の UB 反射面について以下のことが明らかになった。

- ・ SP1300～2000 付近まで約 4° の南傾斜、SP500～1300 付近まで約 6° の南傾斜、SP150～500 付近まで約 6° の南傾斜、SP1～150 付近まで約 5° の西傾斜
- ・ SP2000 付近で約 250m、SP1100 付近で約 1100m、SP600 付近で約 1700m、SP1～500 にかけては約 600～1000m の範囲で変化
- ・ SP1～500 付近までは SP150 付近を中心に凹型
- ・ UB 反射面を境に上部では高周波（50～90Hz）、下部では低周波（10～20Hz）が卓越
- ・ UB 反射面を境に上部と下部で区間速度に約 500m/sec のギャップがある

5) UM101 測線から UM3 測線（図 3-16）への追跡

UM3 測線の SP860 付近で交差する両測線について、UM101 から UM3 に UB 反射面の追跡を行った結果、UM3 測線の UB 反射面について以下のことが明らかになった。

- ・SP1～1150 付近まで約 4° の南傾斜、SP1150～1450 付近まで約 8° の南傾斜、SP1150～1620 付近まで約 10° の西傾斜
- ・ SP1 付近で約 250m、SP600 付近で約 700m、SP 1100 付近で約 1500m、SP1150～SP1620 にかけては約 400～800m の範囲で変化
- ・ SP1150～1620 付近では SP 1450 付近を中心に凹型
- ・ UB 反射面を境に上部では高周波（50～90Hz）、下部では低周波（10～20Hz）が卓越
- ・ UB 反射面を境に上部と下部で区間速度に約 500m/sec のギャップがある

以上の 5 測線における UB 面の追跡の結果、その深度と形状が 3 次元的に明らかとなった（図 3-30）。

雲仙火山科学掘削プロジェクト（宇都・星住ほか、2001）によって明らかにされた雲仙基底面は、その深度及び区間速度が UB 反射面にほぼ一致することから、UB 反射面（第四系基盤上面反射面）の年代は 500ka 前後と考えられる。

（2）堆積層区分と断層の評価

断層評価を行うため各測線において、構造、区間速度、反射特性（強度及び卓越周波数）の観点から、指標となる 3 つの反射面（A 反射面、B 反射面、C 反射面）を設定した。各測線において設定した 3 つの反射面及び UB 反射面の追跡を行い、測線方向においてそれらの連続性が途絶える位置を断層と考えた。

断層の評価を行った時間断面及び深度断面を図 3-20～3-29 に示す。

1）UM1 測線（図 3-20, 21）

i）SP1～800

UB 反射面から海底面までを変位させる多数の小断層が存在。北傾斜と南傾斜が見られ、傾斜角は 80° 以上、各反射面の変位量は数 m～数 10m。

ii）SP800～1100

指標となる反射面を変位させる断層はあまり見られない。SP850、900 付近では反射波が島原湾特有のガスによる影響を受けているため、断層の評価はできないが、ガスは断層に沿って上昇してくることから、この付近に UB 反射面より上位の堆積層を変位させる 2 本の断層が推定される。

iii）SP1100～1300

SP1300 付近に北傾斜約 60° で、UB 反射面を約 1500m 変位させる断層。

iv）SP1300～1820

UB 反射面から海底面までを変位させる多数の小断層が存在。北傾斜と南傾斜が見られ、傾斜角は約 60～80°、各反射面の変位量は数 m～数 10m。

2）UM2 測線（図 3-22, 23）

i）SP2000～900

UB 反射面から海底面までを変位させる多数の小断層が存在。北傾斜と南傾斜が見られ、傾斜角は 80° 以上。各反射面の変位量は数 m～数 10m。

ii) SP900～600

指標となる反射面を変位させる断層はあまり見られない。

iii) SP600～450

SP500 付近に北傾斜約 60° で、UB 反射面を約 1500m 変位させる断層。

iv) SP450～1

UB 反射面から海底面までを変位させる多数の小断層が存在。北傾斜と南傾斜がみられ、傾斜角は約 $60\sim 80^\circ$ 。

3) UM3 測線 (図 3-24, 25)

i) SP1～700

UB 反射面から海底面までを変位させる多数の小断層が存在。北傾斜と南傾斜が見られ、傾斜角は 80° 以上。各反射面の変位量は数 m～数 10m。

ii) SP700～1000

指標となる反射面を変位させる断層はあまり見られない。

iii) P1000～1200

SP1200 付近に北傾斜約 60° で、UB 反射面を約 1500m 変位させる断層。

iv) SP1300～1820

UB 反射面から海底面までを変位させる多数の小断層が存在。主に北傾斜で、傾斜角は約 $60\sim 80^\circ$ 。

4) UM101 測線 (図 3-26, 27)

測線が断層群の走向と平行しているため、断層の評価は行えない。

5) UM102 測線 (図 3-28, 29)

i) SP1～1300

UB 反射面から海底面までを変位させる多数の小断層が存在。北傾斜と南傾斜が見られ、傾斜角は 80° 以上。各反射面の変位量は数 m～数 10m。

以上をまとめると、調査海域の北部では、UB 反射面から海底面までを変位させる南落ちの小断層が発達する中に、ほぼ同じ変位量を持つ北落ちの小断層がいくつも見られる。一方、調査海域南部では、UB 反射面から海底面までを変位させる北落ちの小断層が発達する中に、南落ちの小断層が見られる。堆積物が厚く堆積している調査海域中央部では断層は発達していない。

(3) 陸域の活断層との連続性

ここでは、島原半島東端付近まで追跡されている雲仙断層群北部の千々石断層と同南東部に含まれる赤松谷断層及び布津断層について、今回データを得た島原湾内の 3 本の南北測線 (UM1、UM2、UM3) との連続性について考える。

調査結果を簡略化した断面を図 3-31 と図 3-32 に、断層位置図を図 3-33 に示す。

1) 千々石断層との連続性

千々石断層の東西の走向を維持して各測線上に延長した場合、UM1 測線の SP500、UM2 測線の SP1200、UM3 測線の SP500 付近に位置することになる。各 SP 付近での断層の特徴は以下のとおりである。

i) UM1 測線の SP500 付近

陸上での規模から考えて、千々石断層は基盤を大きく変位させていることが予想される。しかし、延長部である SP500 を中心とする SP450 ～550 付近に基盤を大きく変位させるような南落ちの正断層は確認できない。

ii) UM2 測線の SP1200 付近及び UM3 測線の SP500 付近

UM1 測線同様に、延長部付近に千々石断層に相当すると思われる断層は認められない。

2) 赤松谷断層との連続性

赤松谷断層のほぼ東西の走向を維持して各測線上に延長した場合、UM1 測線の SP900、UM2 測線の SP800、UM3 測線の SP900 付近に位置することになる。これらの SP 付近での断層の特徴は以下のとおりである。

i) UM1 測線の SP900 付近

SP900 付近の反射波は、前述のように、火山ガスによる影響を受けており評価が難しい。しかし、火山ガスが断層に沿って上昇していることが考えられることから、この付近に赤松谷断層が存在する可能性がある。

ii) UM2 測線の SP800 付近及び UM3 測線の SP900 付近

延長部付近に赤松谷断層に相当すると思われる断層は認められない。

3) 布津断層との連続性

布津断層の海域延長部（布津沖の断層）は、海底地形にもその影響が見られ、UM1 測線の SP1300、UM2 測線の SP500、及び UM3 測線の SP1200 付近にその延長が確認される。各測線での特徴は以下のとおりである。

i) UM1 測線の SP1300 付近

UB 反射面を上下方向に約 1200m、A 層反射面を 300m、B 層反射面を約 100m 変位させる北落ちの正断層。

ii) UM2 測線の SP500 付近

UB 反射面を上下方向に約 1200m、A 層反射面を約 500m、B 層反射面を約 200m 変位させる北落ちの正断層。

iii) UM3 測線の SP1200 付近

UB 反射面を上下方向に約 1200m、A 層反射面を約 400m、B 層反射面を約 100m 変位させる北落ちの正断層。

布津断層は UM1、UM2、UM3 の 3 測線において、各反射面を累積的に変位させており、UB 反射面の累積上下変位量は約 1200m に達する。UB 反射面の年代は 500ka 前後と見積もられることから、過去 50 万年間の平均上下変位速度は約 2.4m/千年 (A 級) となる。島原湾内における支配的な活断層は布津断層であると結論される。

3. 3 エアガン調査のまとめ

本調査の主な結果は以下のようにまとめられる。

- ・500ka 前後と推定される第四紀層基盤上面は、布津断層の海域延長部によって、北落ち約 1200m の累積上下変位を受けている。このことから、布津断層の平均上下変位速度は約 2.4m/千年と算出される。千々石断層延長部付近の第四紀基盤上面には顕著な変位が見られないことから、島原湾における支配的な活断層は布津断層である。
- ・本調査海域には基盤上面から海底面までを変位させる多数の小断層が存在する。調査海域北部では南落ちと北落ちの断層が、同南部では北落ちの断層が主に発達するが、堆積物が厚く堆積している調査海域中央部では断層は発達していない。
- ・基盤深度は調査域北端で深度 300m 前後であり、南に向かって緩やかに深くなり、布津断層延長部を境に北側では深度 1600m 前後、南側～測線南端では深度 500m 前後となる。東西方向では深江沖で深度 1600m 前後であり、東方の熊本平野に向かって深度は緩やかに浅くなる。

4. ブーマー・ショートマルチチャンネル調査

4. 1 調査仕様及び数量

調査対象海域は、島原市沖の島原湾北部（雲仙断層群北部の東方海域）、南島原市沖の島原湾南部（雲仙断層群南東部及びその東方海域）、及び諫早市～雲仙市沖の橘湾北部（雲仙断層群北部及びその西方海域）の 3 海域である（図 4-1）。

雲仙断層群は全体として東西方向に延びているため、調査測線は断層群の延びの方向と直交する南北またはこれに近い方向に、原則として 2km の間隔で設けた。島原湾北部では長さ 6～7km の南北測線を 6 本、島原湾南部では 5～9km の南北測線を 8 本、橘湾北部では 2.5～5km の N10° W 方向の測線を 7 本設けた。また、各測線の反射断面上に認められる反射面の対比・追跡のため、これらと直交する東西方向の測線を島原湾北部と橘湾北部に各 1 本、島原湾南部に 2 本設けた（図 4-2～4-4）。調査測線は合計 25 本、延べ測線長は約 174km である。

音波探査は、公称エネルギー 200J の電磁誘導型音源（ブーマー）を 1.25m 間隔で発振し、チャンネル間隔 2.5m、12 チャンネルのストリーマーケーブル（ミニストリーマー）で受振することによって実施した（図 4-5、表 4-1）。データ収録時間は次の発振までとし（SEG-Y フォーマットへの変換時に 0.6 秒でカット）、サンプリング周波数は 12,000Hz とした。船位測量はディファレンシャル GPS により行い、各測線とも 125m 間隔で測位点（イベント点）を置き、水深測量には音響測深機を用いた。これらの各調査データのデジタル収録と合わせて、調査船に最も近い第 1 チャンネル（船尾後方約 25m、ブーマー音源の後方約 10m）の往復走時 0.2 秒間のデータをモニター記録（反射断面）としてアナログ出力し、測位点を併せ示した。これらの現場作業は平成 21 年 8 月 19 日～平成 21 年 8 月 31 日に実施した。

収録した音波探査データは、米国 Parallel Geoscience Corporation 社製の Seismic Processing Workshop (SPW) を用いて処理し、重合断面を得た。また、島原湾の N3

及び S6 測線と橘湾の T3 測線については、後述するピストンコア調査地点近傍のデータを対象に、地球科学総合研究所に依頼して、波浪補正・重合速度解析・重合後デコンボリューションなどについてより高度なデータ処理を行い、より分解能の高い重合断面を得た。

4. 2 調査結果

(1) 島原湾北部

1) 各測線で確認された断層、地溝状構造など

島原湾北部の測線配置と断層確認位置を図 4-6 に示す。また、各測線のモニター記録（調査船に最も近い第 1 チャンネルの記録断面）と SPW で処理して得られた重合断面の例を図 4-7~4-13 に示す。なお、各測線全域にわたる反射記録は添付の CD-ROM に収納した。

N1 測線では、測位点 9 付近を反射面群の向斜状撓み下がりの中心とする地溝状構造が認められる。北側の測位点 6-7 間には、海底下 10 ミリ秒（往復走時；約 8m）以浅にまで達すると推定される南落ちの正断層が見られ、南側の測位点 11-12 間及び 13-14 間には、海底下 10 ミリ秒付近に達する北落ちの正断層が認められる。その南側の測位点 17, 20, 25, 39 付近には北落ちの正断層が見られ、測位点 18 及び 31 付近には南落ちの正断層が認められる。

N1.5 測線でも、測位点 7 付近を反射面群の撓み下がりの中心とする地溝状の構造が認められる。北側の測位点 3-4 間と 6-7 間には南落ちの正断層が確認され、測位点 3-4 間の正断層の上端は海底下 10 ミリ秒（約 8m）以浅に達していると推定される。一方、南側の測位点 8-10 間と 12 付近には北落ちの正断層が認められ、測位点 8-10 間の正断層の上端は海底下 10 ミリ秒以浅に達していると推定される。その南側では、測位点 15-16 間、25-26 間、28-29 間などに北落ちの正断層が認められ、後 2 者の上端は海底にまで達している。このほか、測位点 17 付近には南落ちの正断層が認められる。

N2 測線では北側から、測位点 9-10 間、14, 20, 21, 22 付近、25-26 間、及び 29 付近などに北落ちの正断層が認められる。このうち、測位点 9-10 間の断層は海底にまで達しており、海底に北落ちの断層崖状の地形が見られる。また、測位点 1 及び 4 付近と 17-18 間には南落ちの正断層が認められる。

N2.5 測線では、北部の N2.5-2 測線の測位点 26 付近を反射面群の撓み下がりの中心とする地溝状の構造が認められる。北側の測位点 29-28 間と同 27 付近には南落ちの正断層が見られ、前者は海底に南落ちの断層崖ないし撓曲崖状の地形を伴う。南側の測位点 25-24 間には北落ちの正断層が見られる。N2.5-2 測線の測位点 15 付近には北落ちの海底崖状の地形が見られ、崖の基部に北落ちの正断層が認められる。そのすぐ北側の測位点 16 付近には南落ちの正断層が認められる。これらより南側では、N2.5 測線の測位点 33（N2.5-2 測線の測位点 13）付近、27-26 間（同 7-6 間）、23-22 間（同 3-2 間）、21-20 間（同 1 の南側）、及び 19 付近に北落ちの正断層が認められる。これらの正断層の多くは、海底下 5 ミリ秒（往復走時；約 4m）以浅にまで達すると推定される。また、N2.5 測線の測位点 23-22 間（N2.5-2 測線の測位点 3-2 間）にある北落ち正断層の北側には、反射面群が向斜状に撓み下がる構造が認められるが、撓み下がりの北半部（向斜

の北翼に相当する部分) には、明瞭な南落ちの断層は認められない。

N3 測線では、測線北端近くの測位点 53-52 間に北落ちの正断層が認められる。その南側の測位点 44 から 38 にかけては 5~6 条の南落ちの正断層が見られ、さらにその南側の測位点 37~33 間には 4 条の北落ちの正断層が認められる。測位点 37-38 付近には、北側の南落ち正断層と南側の北落ち正断層に挟まれた小規模な地溝状の構造が見られる。測線中部の測位点 27-25 間も、北側の南落ち正断層と南側の北落ち正断層に挟まれた地溝状の構造を呈する。その南側では、北から測位点 23-22 間、同 15, 7, 2 付近に北落ちの正断層が、測位点 13-12 間と同 11 付近に南落ちの正断層が認められ、測位点 11-7 間は地溝状を呈する。これらの N3 測線で認められた正断層の多くも、海底下 10 ミリ秒 (約 8m) 以浅に達していると推定される。

N4 測線では、測位点 10~21 間において海底下の地層からの反射波データが得られ、測位点 16, 18, 20 付近に、南落ちの正断層の存在が推定される。測位点 10 以北と同 21 以南では、海底直下の音波散乱層のため、データは得られなかった。

上述した 6 つの測線と直交する N101 測線では、測位点 66, 68-69 間及び 70-71 間に、東落ちの正断層ないし撓曲状の構造が認められた。

2) 断層等の連続性の検討

国土地理院 (1982)、海上保安庁水路部 (1996)、熊本県 (1996)、松岡・岡村 (2000) 及び長崎県 (2005) の既往データを考慮して、各測線で認められた正断層、地溝状構造、断層崖~撓曲崖状の海底地形などの連続性を検討した。

N1 測線の測位点 9 付近を中心とする地溝状の構造は、N1.5 測線の測位点 7 付近を中心とする地溝状の構造に連続すると考えられる。また、N1 測線の測位点 18 付近の南落ちの正断層は、N1.5 測線の測位点 17 付近の南落ちの正断層に連続すると考えられる。

N1.5 測線-N2 測線間では、N1.5 測線の測位点 17 付近の南落ちの正断層は、N2 測線の測位点 17-18 間の南落ち正断層に連続すると考えられる。また、その北側の N1.5 測線の測位点 12 付近の北落ち正断層は、N2 測線の測位点 14 付近の北落ちの正断層に連続する可能性が高い。このような断層の連続を考えた場合、N1 測線及び N1.5 測線に認められる地溝状の構造は、N2 測線では測位点 9 付近にその延長構造の出現が期待される。N2 測線ではこの付近に地溝状の構造は認められないが、測位点 9-10 間に海底にまで達し、海底に断層崖状の地形を伴う北落ちの正断層が存在する。このことから、N1 測線及び N1.5 測線に認められる地溝状の構造がその形状を変えて (北半部の南落ちの断層が不明瞭となり)、測位点 9-10 付近に連続していると推定される。

N2 測線の測位点 9-10 間の海底に断層崖状の地形を伴う北落ちの正断層は、N2.5-2 測線の測位点 15 付近の海底崖基部の北落ちの正断層に連続すると考えられる。両測線間におけるこの断層の平均走向 (単純に二つの断層出現位置を直線で結んだ場合の方向) は約 S75° E で、東西よりもやや北西-南東方向に偏している。N2 測線-N2.5 測線間では、海上保安庁水路部 (1996) 及び長崎県 (2005) の音波探査により、N2 測線の測位点 17-18 間の南落ち正断層の東南東に、南落ちの正断層が確認されており、その走向は S70° ~80° E と推定されている。N2.5 測線では、この断層の延長と考えられる明瞭な南落ちの断層は確認されないが、測位点 26-22 間 (N2.5-2 測線の測位点 6-2 間)

に反射面群が向斜状に撓み下がる構造が認められる。

また、東西方向の N101 測線では、上述のように、測位点 66、68-69 間及び 70-71 間に、東落ちの正断層ないし撓曲状の構造が認められる。これらは N2 測線の測位点 20、21 及び 22 で認められた北落ちの正断層に対応すると考えられる。このように考えた場合、これら 3 つの正断層は、両測線の交点付近では S65~70° E の走向を有すると推定される。

N3 測線では、N2 及び N2.5 測線の海底崖状の地形を伴う正断層をほぼ延長した位置に、再び地溝状の構造が出現する。今回の調査に加えて、熊本県（1996）及び松岡・岡村（2000）により、その北側には南落ちの、南側には北落ちの断層が複数確認されている。これらの調査により確認された断層の位置は一致している。また、N3 測線の測位点 27-25 間には、既述のように地溝状の構造が認められ、この構造は N2.5 測線の測位点 26-22 間に見られる向斜状の撓み下がり構造の東方延長と考えられる。

以上をまとめると、島原市沖から熊本市沖の島原湾北部に、東西～東南東方向に連続し、北傾斜と南傾斜の正断層（前者が卓越）からなる断層群が確認された。断層群は東西約 8km にわたって追跡され、松岡・岡村（2000）によって N3 測線の東側で確認されている断層を含めると、長さ約 10km に達する。さらに、N4 測線で確認された断層も加えると、断層群の長さは約 12km となる。

（2）島原湾南部

島原湾南部の測線配置と断層確認位置を図 4-14 に示す。また、各測線のモニター記録と SPW で処理して得られた重合断面の例を図 4-15~4-21 に示す。なお、各測線全域にわたる反射記録は添付の CD-ROM に収納した。

島原湾南部では、「布津沖の断層」（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2006）をはじめとして、国土地理院（1982）、海上保安庁水路部（1996）、松岡・岡村（2000）及び長崎県（2005）の既往調査で見出されている断層を再確認すると共に、深度 30~80m 程度までの地質構造を解明した。また、宇土半島の宇城市三角町太田尾沖で、新たに複数の活断層（一部は海底に達し、断層崖状の地形を形成）を確認した。しかし、本海域調査の主な目的としていた「布津沖の断層」の東端位置の確認は、音波散乱層に阻まれ、所期の目的を達成できなかった。

1) 「布津沖の断層」

本海域で最も顕著な断層は、「布津沖の断層」（島原半島の布津断層の東方延長）である。本断層は S1 測線の測位点 38-35 間（S1-2 測線の測位点 11-8 間）、S2 測線の測位点 17-18 間、S3 測線の測位点 38 付近、S4 測線の測位点 16-17 間、S5 測線の測位点 38-37 間、及び S6 測線の測位点 33 付近で、それぞれ確認された。しかし、その東側の S7 及び S8 測線では、海底直下の音波散乱層のため、「布津沖の断層」がこれらの測線まで延びているか否か、確認できなかった。なお、東西方向の S101 測線では、測位点 44-43 間（S5 測線の約 500m 東側）に、見かけ上、西落ちの正断層～撓曲が認められた。

「布津沖の断層」は北落ちの正断層であり、各測線とも断層の背後（南側）に顕著な北向きの断層崖～撓曲崖を伴う。S1 測線では、顕著な 2 段の断層崖が認められ、断層

崖の南側には南に傾き下がる地形的な高まりが約 1.6km にわたって認められる。この地形的高まりは、S2 測線では幅 400m 弱の高まりとなり、S3 測線では殆ど認められなくなるが、その東側の S4, S5, S6 の各測線では、幅約 1.7km から 2.1km のプラトー状の高まりが認められる。S5 測線では、北向きの断層崖の前面（北側）の測位点 42-41 間に北落ちの正断層が、また、43-42 間には南落ちの正断層がそれぞれ認められる。海底地形を考慮すると、「布津沖の断層」のトレースは、S1 測線—S3 測線間において、“凹”字形に屈曲していると判断される。

2) 「布津沖の断層」より北側の海域で認められる断層

i) 深江沖の北落ちの断層

S1 測線では、南島原市深江沖の測位点 43-42 間に、「布津沖の断層」と同様に、北向きの海底断層崖を伴う北落ちの正断層が認められる。また、東隣の S2 測線では、この断層確認位置のほぼ真東に当たる測位点 8 付近に、海底下約 30 ミリ秒（約 24m）以深の反射面を北落ちにずらす断層が認められる。海上保安庁水路部（1996）及び国土地理院（1982）は、これらの断層が確認された 2 地点を結ぶように、ほぼ東西方向の北落ちの断層を認定している。この東西方向の断層は、その位置から島原半島の深江断層の東方延長と考えられ、S1 測線—S2 測線間において最近の活動性が大きく低下していると推定される。

ii) 右雁行配列する南落ちの断層

海上保安庁水路部（1996）は、上述した深江沖の北落ちの断層の北東側（S2 測線北端の北方～S4 測線の測位点 3 付近）に、2 条の右雁行する N80° E 走向の南落ちの断層を認めている（図 4-14）。また、熊本県（1996）及び松岡・岡村（2000）は、この 2 条の断層の東方（S5 測線中部の東方～S6 測線の測位点 24 付近）に、N75° E 走向の南落ちの断層を認めている。本調査では、S4 測線の測位点 3 付近と S6 測線の測位点 24 と 25 付近に南下がりの正断層が認められ、上記の既往調査の結果を検証した。このうち、S4 測線の測位点 3 付近の断層は明らかに海底にまで達し、南下がりの崖地形が認められる。また、熊本県（1996）及び松岡・岡村（2000）が示した断層トレースの西南西に当たる S5 測線の測位点 48-47 間には、海底下 20 ミリ秒（約 16m）以深の反射面を南落ちにずらす正断層が認められた。

以上の既往調査及び今回の調査から、「布津沖の断層」の北側 1.2～2.5km（北緯 32° 42.7′ 付近）の東西幅 8km の海域には、N70-80° E 走向、長さ 1.5～2km 程度の 3 条の右雁行配列する南落ちの正断層が存在すると判断される。これらの断層と「布津沖の断層」の間は、地溝状を呈している。

3) 「布津沖の断層」より南側の海域で認められた断層

i) 「布津沖の断層」の南側約 2km までの断層

「布津沖の断層」の南側約 2km までの海域では、S2 測線の測位点 18-19 間、22-23 間及び 29-30 間、S3 測線の測位点 25-24 間及び 21 付近、S6 測線の測位点 38-39 間及び 43-44 間に、それぞれ北落ちの正断層が認められる。また、S3 測線の測位点 32-31

間と S5 測線の測位点 22 付近には、南落ちの正断層が認められる。このうち、S2 測線に認められる北落ちの正断層は、海上保安庁水路部（1996）が S1 測線及び S2 測線付近に認定している断層群に対応すると考えられるが、断層の認定位置に一部相違が見られる。また、S6 測線の測位点 43-44 間の北落ちの正断層は、国土地理院（1982）及び海上保安庁水路部（1996）が S5 及び S6 測線付近に認めているほぼ東西走向の北落ち断層に当たると判断される。

ii) 宇土半島太田尾沖の断層

宇土半島の宇城市三角町太田尾沖の S6 測線では、測位点 59 付近、72-73 間及び 74 付近に北落ちの正断層が、測位点 70 付近には南落ちの正断層が認められる。このうち、測位点 72-73 間の北落ちの断層は海底にまで達しており、この断層と測位点 70 付近の南落ち断層に挟まれた部分は小規模な地溝状の構造を呈する。

(3) 橘湾北部

橘湾北部の測線配置と断層確認位置を図 4-22 に示す。また、各測線のモニター記録と SPW で処理して得られた重合断面の例を図 4-23~4-28 に示す。なお、各測線全域にわたる反射記録は添付の CD-ROM に収納した。

本調査により確認された雲仙断層群北部の西端は、東経 $130^{\circ} 03' 56.5''$ 、北緯 $32^{\circ} 45' 49.2''$ （T1 測線の測位点 15 付近）である。この位置は地震調査委員会（2006）の西端位置よりも約 400m 西である。また、雲仙断層群北部は、千々石断層を主要構成要素として、主として南落ちの正断層からなるとされているが、調査を行った橘湾北部では、既往調査の結果と整合的に、北落ちの正断層が卓越していることが確かめられた。

1) 各測線で確認された断層等

T1 測線では、測位点 15 付近に、海底下 10 ミリ秒（約 8m）付近にまで達する北落ちの正断層が認められる。この断層は、次章で述べるパラメトリック方式の高分解能音波探査の結果を考慮すると、長崎県（2003, 2005）の F-4' 断層及び地震調査委員会（2006）の F4 断層の西方延長に当たると判断される。このほかに、測線の北側から、測位点 16 付近と同 5 付近に北落ちの断層、測位点 2-1 間に南落ちの断層が認められる。

T2 測線では、測位点 9-10 間、10-11 間、13 付近、19 付近、22-23 間及び 29-30 間に、海底下 10 ミリ秒（約 8m）以浅にまで達する北落ちの正断層が認められる。また、測位点 6-7 間には、海底下 15 ミリ秒付近の不整合面（最終氷期の海面低下期に形成されたと推定される）より上位の地層の変位の有無は明らかでないが、不整合面より下位の反射面に北落ちの変位を与える断層が認められる。さらに、測位点 12 付近、24 付近及び 32 付近には、南落ちの正断層が認められる。

T3 測線では、測線の北側から、測位点 30 付近、29 付近及び 21 付近に、海底下 10 ミリ秒（約 8m）以浅にまで達する北落ちの正断層が認められる。また、測位点 27-26 間には、同様に海底下 10 ミリ秒（約 8m）以浅にまで達する南落ちの正断層が認められる。このほか、測位点 33 付近には、最終氷期の海面低下期に形成されたと推定される顕著な不整合面（谷壁）にアバットする地層の変位の有無は明らかでないが、不整合面

より下位の地層（反射面）に、北落ちの断層変位を示唆する変形が認められる。

T4 測線では、不明瞭ながら、測位点 4 付近において、海底下 20 ミリ秒（約 16m）以深の反射面が南落ちに変位している可能性がある。また、測位点 6 付近には、海底下 10 ミリ秒（約 8m）付近に達する北落ちの断層が確認され、その約 80m 北側には、やや不明瞭ながら、南落ちの断層が認められる。測位点 6 付近より南では、音波散乱層のため、反射波データが得られなかった。

T5 測線では、測線南半部には音波散乱層が広く分布し、反射波データが殆ど得られていない。測線の北半部についても、全般に音波の透過性が悪く、データの質は低い。測位点 24-23 付近には海底にまで達する古期層の高まりが認められ、その北縁に北落ちの正断層、南縁に南落ちの正断層が存在する可能性がある。

橘湾奥の最も東側に位置する T6 測線では、測線の北半部においては概ね反射波データが得られ、北側から、測位点 21 付近、20 付近、20-19 間、19-18 間、及び 16 付近に、いずれも海底下 10 ミリ秒（約 8m）以浅にまで達する北落ちの正断層が認められた。

N80° E 方向に設定した T101 測線では、測線西部の測位点 18 付近以西と測線中部の測位点 35-49 間でのみ、反射波データが得られた。測線西端部の測位点 4-5 間と 6-7 間に東落ちの断層の可能性がある構造が認められるが、その確度は低い。

T1 測線の南側に南北方向に設定した WT2 測線では、南落ちの正断層と北落ちの正断層のペアからなる小規模な地溝状構造が、測線北部より、測位点 17-15 間、10-8 間、5-3 間、及び 3-2 間に認められる。これらの地溝状構造を形成する断層の多くは海底下 10 ミリ秒（約 8m）以浅にまで達している。これらの断層は、地震調査委員会（2006）の雲仙断層群南西部の北部に含まれ、確認された位置は既往調査結果と整合している。

2) 断層等の連続性の検討

国土地理院（1988）、海上保安庁水路部（1994）、松岡・岡村（2000）及び長崎県（2003, 2005）の既往データを考慮して、各測線で認められた断層の連続性を検討した。

T1 測線の測位点 15 付近の北落ちの断層は、既述のように、長崎県（2003, 2005）の F-4' 断層及び地震調査委員会（2006）の F4 断層の西方延長に当たると判断される。

また、T1 測線の測位点 5 付近の北落ちの断層と測位点 2-1 間の南落ちの断層は、それぞれ、N80° E 及び N75° E の方向に、T2 測線の測位点 29-30 間の北落ちの断層、及び同 32 付近の南落ちの断層に連続すると考えられる。これらの断層は既往調査では報告されておらず、今回、新たに確かめられた断層である。

4. 3 ブーマー調査のまとめ

本調査の結果は、以下のようにまとめられる。

- ・島原市沖から熊本市沖の島原湾北部にほぼ東西に延びる断層群が確認された。この断層群は北傾斜の正断層と南傾斜の正断層からなり、調査範囲内では前者が卓越する。断層群は東西約 8km にわたって追跡され、既往研究によって N3 測線の東側で確認されている断層を含めると、その長さは約 10km に達する。さらに、N4 測線で確認された断層も加えた場合には約 12km となる。
- ・布津断層海域延長（布津沖の断層）の東端位置は、音波散乱層のため、確認できな

った。

- ・布津沖の断層の北側 1.2~2.5km の東西幅 8km の海域には、N70-80° E 走向、長さ 1.5~2km 程度の 3 条の右雁行配列する南落ちの正断層が存在すると推定される。これらの断層と布津沖の断層との間は、地溝状を呈している。
- ・宇土半島太田尾沖の S6 測線では、これまで知られていなかった北落ち及び南落ちの正断層が確認された。
- ・長崎県 (2003, 2005) の F-4' 断層 (地震調査委員会 (2006) の F4 断層) は、地震調査委員会 (2006) の西端位置よりも約 400m 西南西方向に延びていることが確認された。

5. パラメトリック方式高分解能音源・シングルチャンネル調査

5. 1 調査仕様及び数量

本調査の対象範囲は、雲仙活断層群北部の分布域である橘湾北部及び雲仙断層南東部の分布域である島原湾の 2 海域である。図 5-1 に調査範囲を示す。

本調査は、高分解能地層探査装置の SES2000 システムを使用して、2009 年 7 月 21 日から 8 月 9 日に実施した。雲仙断層群の主要断層の走向は東西性であることから、測線の方向は南北を基本とした。橘湾の測線の本数は長・短含めて 64 本となり、調査距離は合計 167km 程度となった。島原湾の測線の本数は長・短を含めて 54 本となり、調査距離は合計 162km 程度となった。測線図 (航跡図) を図 5-2~図 5-6 に示す。

SES2000 システムは、100kHz の一次周波数と周波数の異なる音圧の超音波を同時に発信することにより、超音波が互いに干渉し合い、二次周波数 (4・5・6・8・10・12・15kHz) を発生させる。この方法により、精密測深と地層探査を同時に実施することが可能である。また、従来の浅海用音波探査システムがワイドビームであるのに対し、SES2000 システムは 3.6° の狭ビームにより、トランスデューサー直下の探査が可能となる。SES2000 システムの仕様を表 5-1 に、その外観を図 5-7 に示す。

従来の音波探査の記録は、波の振幅の影響を受けると波状の記録がそのまま記録されてしまう。そこで本調査では、良好な記録を取得するために動揺補正装置を採用し、波の動揺 (ヒーブ) 補正を行い、明瞭な記録の取得に努めた。動揺センサーの仕様を表 5-2 に、その外観を図 5-8 に示す。

船舶の誘導及び測位には、Hemisphere 社製の D-GPS (VS100) システムを使用し、船舶の誘導はアカサカテック社製の GPMate-ECHO を使用した。GPMate-ECHO は、計画測線を予め登録し、調査の実施時には計画測線を画面上に表示させ、その測線に沿って船舶の誘導を行うと同時に船舶の航跡を常時表示することができる。本測位システムは、調査で使用する前に陸上の既知点 (四等三角点 鼻穿石) にて精度確認を行い、その後調査で使用した。

5. 2 従来の浅海用音波探査システムとの性能比較

SES2000 システムと同様な浅海用音波探査システムには、代表的な機器としてカイジ

ョー社製ソノプローブや SyQwest 社製 StrataBox がある。本調査で使用した SES2000 システムと他の 2 機種と比較した場合、SES2000 システムは 1) 音波の指向角が非常に狭い、2) 周波数帯が広い、3) 送信レートが高い(発振間隔が短い)、4) 探査精度が高いなどの特徴が挙げられる(表 5-3)。大八木ほか(2007)では、理想的な地層探査システムの要件として、1) 超音波ビームはサイドローブがない、2) リンギングのない短いパルスを送信できること、3) 高い送信レートを維持できること、4) ビームステアリング、ビーム安定化、ヒーブ補正ができることなどを指摘している。これは、SES2000 システムが浅海用音波探査機として非常に優れた性能を持つことを意味しており、特に本調査のような表層の活断層の分布状況等を対象とする音波探査に最適な機種であると考えられる。

動揺センサーがない場合の記録(図 5-9)は、波の振幅の影響を受け海底面や反射面が波状になっており、記録の判別が難しい。赤枠で囲った部分に北落ちの変位があると推定はできるが、海底面付近の表層堆積物の変位の有無を判断するのは困難である。変位量の少ない断層の場合、変位しているか否かの判別が困難である。また、表層堆積物の変位量は、波の振幅の影響により変位量を把握することが困難である。一方、動揺センサーがある場合の記録(図 5-10)は、海底下から 20m 程度まで明瞭な記録を取得することができ、記録中に多数の反射面を確認することができる。赤枠で囲った部分に北落ちの明瞭な撓曲を確認でき、海底面付近の堆積物まで影響を与えていることが分かる。このように動揺センサーがある場合、海底表層部における表層堆積物の変位や断層の分布をより正確かつ明瞭に把握することが可能である。

5. 3 調査結果(1) - 反射記録取得状況

(1) 島原湾

1) 調査域南部

島原湾での調査は調査域南部の熊本県側の測線 S-18 から行う予定であったが、測線 S-15 より東側の測線 S-16~18 は、水深が浅く送受波器を艀装した状態では危険なため調査を実施することができなかった。そのため、調査は測線 S-15 から実施した。

測線 S-14~15 は海底下 4~5m までの記録は取得できたが、それより下の構造は音波が散乱し、それ以深の記録を取得することが困難であった。しかし、測線 S-14 の南側の一部分は海底下 10m 程度まで明瞭な記録を取得することができたが、非常に局地的であり、断層の形状を抽出できるような記録が得られなかった。ここでの記録の特徴は、海底下 1m 程度に明瞭な反射面を確認でき、海底下 7m や 10m 程度の深度にも比較的明瞭な反射面が見られる(図 5-11)。

測線 S-14 より西側の測線 S-1~13 では、音波が海底面や表層から散乱する記録が多く見られた(図 5-12)。表層で散乱した記録では概ね海底下約 5m より以深の記録を取得することが困難であったため、現地調査の記録の状況を考慮して適宜測線間隔の調整を行った。

2) 調査域中部

本調査に先立ち、千葉大学担当のエアガンによる音波探査が実施され、その速報結果

によれば島原湾北部に断層が明瞭に確認された。そこで、本来調査の予定にはなかったが、調査域を北部に移し調査を実施した。調査域を北部に移す際には、エアガンによる調査の航跡（図 5-4 の測線 EX-1、EX2）に沿って、本地域の調査を行いつつ北上した。

本調査域では、調査域南部と同様に海底面や表層から音波が散乱し、表層（海底下約 4～5m）の記録を取得することが困難であった（図 5-13）。

しかし、調査域北部に近い図 5-4 の赤枠で囲った部分に明瞭な記録が取得できたことから、反射面の状況により適宜 250～500m の測線間隔で調査を行った。また、測線 EX-2 の一部や測線 NS の一部に明瞭な記録を確認することができた（図 5-14）。

3) 調査域北部

調査域北部の島原地溝帯北縁部周辺においては、断層の形状を確認できる明瞭な記録を取得することができた。調査域北部では縦・横が 1.2km の調査範囲（1.2km×1.2km）を設定し、測線間隔を 100m として調査を実施した（図 5-5）。

調査域北部で取得できた記録については、表層堆積物の変位も認められ、海底下約 10m まで反射面を確認することができた（図 5-15）。その反射面の下は音波が散乱し、反射面が確認できなかった。測線 NS-L7 の距離程 400m 付近には北落ちと南落ちの正断層があり、表層堆積物が明瞭に変位していることが分かる（図 5-15）。

また、調査域北部と南部の記録を比較すると、調査域南部では表層の堆積物が概ね水平に堆積しているのに対し（図 5-16）、調査域北部では南向きに傾斜して堆積している傾向が見られた（図 5-17）。

(2) 橘湾

調査域中部における明瞭な記録が取得できた例を図 5-18 に示す。測線 T-20+250 の距離程 2600m 付近では、海底下約 14m まで明瞭な反射面が多数認められ、赤枠部に北落ちの撓曲を確認することができた。橘湾中央～西部域にかけては概ね明瞭な記録を取得することができたが、場所によっては海底下約 5m 以深で音波が散乱し、それ以深の記録は不明瞭であった。

また、調査域南西部（向島・前ノ島の沖側）についても明瞭な記録を取得することができた。調査域南西部の明瞭な記録を図 5-19 に示す。赤枠で囲った部分に南落ちの正断層が確認でき、海底下約 5m～8m 明瞭な反射面が多数認められた。

海岸線付近では堆積過程により形成されたオンラップの一種のコースタルオンラップと考えられる記録を確認することができた（図 5-20）。また、海岸線付近や前ノ島・向島周辺では、陸域へと連続する凹凸のある音響基盤を示す強い反射が認められた（図 5-21、5-22）。

5. 4 調査結果 (2) - 音響層序

調査海域の音響層序を確立するため、本調査で取得した音波探査記録と長崎県 (2003) が橘湾北部において採取したコア試料の分析結果との対比を行った。長崎県 (2003) は、有喜漁港沖に分布する長さ約 2km の F-4 断層と呼ばれる東-西方向、北落ちの断層を挟んで合計 2 本のコア試料を採取している。コアの採取地点を図 5-23 に示す。

長崎県（2003）によるコア試料採取地点に近い T-18+250 測線の反射記録とコア試料の帯磁率測定結果とを比較した結果、3つの反射面と3つの帯磁率のピークを対比することができた（図 5-24）。これらの対比を行った反射面をそれぞれ反射面Ⅰ、反射面Ⅱ、反射面Ⅲとした。長崎県（2003）に基づく、各反射面の年代は、反射面Ⅰが約 4697 年前、反射面Ⅱが約 6433 年前、反射面Ⅲが約 7263 年前と推定される。このうち、反射面Ⅲは最も反射強度が強く、南九州の鬼界カルデラから噴出した鬼界-アカホヤ火山灰（K-Ah）に対比される。

5. 5 調査結果（3）－断層

（1）島原湾

1）断層分布の概要

島原湾については、明瞭な記録が得られた調査域北部の記録に関して、断層の連続性を検討した。今回の調査により、調査域北部の各測線において断層を確認した地点の位置図を図 5-25 に示す。また、断層の連続性を検討して作成した断層分布図を図 5-26 に、各断層の走向、変位の向き（低下側）、確認された断層の延長等をまとめたリストを表 5-4 に示す。

今回の調査の結果、調査域北部においては、ほぼ東西に延びる北落ちの断層を主体とする断層群の存在が確認された。これらの断層については、断層の確認位置、水深、見かけの落ち方向、断層の種別（正断層・撓曲・その他 [正断層か逆断層か判別が難しいもの]）等に関する項目を整理し、データベース化を行った。データベースは大部なため、本成果報告書には収納していないが、別冊の東海大学報告書及び同 CD-ROM に断層集として収納した。

2）断層記載

以下に、今回の調査で確認された各断層を記載する。

SH1：調査地域北部に認められる東西走向、北落ちの断層であり、延長は約 600m。海底下 5m 程度までの反射面の変位量は約 0.5～2.0m であり、西に向かって変位量が増加する傾向が認められる。東の末端では撓曲、西に向かうにつれ断層に変化する。

SH2：調査地域北部に認められる東西走向、北落ちの断層であり、延長は約 990m に達する。海底下 5m 程度までの反射面の変位量は約 0.5～1.4m である。東の末端では撓曲、西に向かうにつれ断層に変化する。

SH3：調査地域北東部に認められる東西走向、北落ちの断層であり、延長は約 70m。反射面の変位量は約 0.5m。

SH4：調査地域北東部に認められる西北西-東南東走向、北落ちの断層であり、延長は約 80m。反射面の変位量は約 0.7～0.9m。

SH5：調査地域の中央北部に認められる西北西-東南東走向、南落ちの撓曲であり、断層の延長は約 110m。反射面の変位量は約 0.5～0.9m。

SH6：調査地域の中央北部に認められる東西～東南東-西北西走向、北落ちの撓曲・断層であり、断層の延長は約 200m。中央部では断層であるが、東西の末端では撓曲となる。反射面の変位量は約 0.6～0.9m であり、東に向かって変位が増加する傾向が認め

られる。

SH7：調査地域中央部に認められる東西走向、南落ちの断層であり、断層の延長は約 180m。海底下 5m 程度までの反射面の変位量は約 1.1～1.8m であり、東に向かって変位量が増加する傾向が認められる。

SH8：調査地域中央東部に認められる東西から東北東-西南西走向、南落ちの断層であり、断層の延長は約 110m。反射面の変位量は約 0.8～1.3m である。

SH9：調査地域中央に認められる北落ちの断層であり、走向は東側では東北東-西南西、西側では西北西-東南東となり、湾曲したトレースを示す。断層の延長は約 630m である。海底下 5m 程度までの反射面の変位量は約 0.3～2.1m であり、東に向かって変位量が増加する傾向が認められる。

SH10：調査地域中央西部に認められる東北東-西南西走向、北落ちの断層であり、断層の延長は約 110m。反射面の変位量は約 0.5～0.6m。

SH11：調査地域中央に認められる東西走向、北落ちの断層であり、断層の延長は約 140m。海底下 5m 程度までの反射面の変位量は約 1.2～1.8m であり、東に向かって変位量が増加する傾向が認められる。

SH12：調査地域南部に認められる東北東-西南西走向、北落ちの断層であり、断層の延長は約 420m に達する。反射面の変位量は約 0.6～2.0m。

SH13：調査地域の東部に認められる北東-南西走向、北西側落ちの断層であり、断層の延長は約 90m。反射面の変位量は約 0.9～1.8m。

SH14：調査地域南西部に認められる東北東-西南西走向、南落ちの撓曲であり、断層の延長は約 100m。反射面の変位量は約 1.2～1.7m。

SH15：調査地域南部に認められる東北東-西南西走向、南落ちの撓曲・断層であり、断層の延長は約 290m。反射面の変位量は約 0.5～0.9m。

SH16：調査地域中央南側に認められる東西走向、北落ちの撓曲であり、断層の延長は約 110m。反射面の変位量は約 1.0～1.8m。

SH17：調査地域の南東部に認められるほぼ東西走向、北落ちの断層であり、断層の延長は約 160m。反射面の変位量は約 1.5～1.8m である。

SH18：調査地域の南東部に認められる北東-南西走向、南東落ちの断層であり、断層の延長は約 80m。反射面の変位量は約 0.6～1.1m。

(2) 橘湾

1) 断層分布の概要

今回の調査により、各測線において断層を確認した地点の位置図を図 5-27 に示す。今回確認された断層は、調査域中央部や調査域南西部の水深約 30m 以深の平坦面に多く分布する。ここは、明瞭な音波探査記録が取得された地域である。他の地域に断層の分布が認められなかったのは、必ずしも断層がないということではなく、音波散乱層等により確認できなかったためと考えられる。

橘湾海域においては、これまでに国土地理院(1988)、海上保安庁(1994)、長崎県(2003、2004、2005)など、多くの断層調査が実施されている。これらの既往調査結果を参考に、断層の連続性を検討して作成した断層分布図を図 5-28 に示す。また、長崎県(2003、

2005) による断層分布と今回の調査により確認された断層の分布を重ねて表示した図を図 5-29 に示す。断層の分布は既往調査による断層の分布とほぼ調和的であるが、今回、新システムを導入して表層堆積物の分解能が向上したことにより、これまで確認されていなかった断層や既知の断層の末端部において、微細な変位などが確認された。これらの既知及び今回新たに確認された全断層のリストを表 5-5 に示す。

また、橘湾については、既存の柱状試料と対比できたことから、断層の位置、水深、見かけの落ち方向、断層種別（正断層・逆断層・撓曲・その他 [正断層か逆断層か判別が難しいもの]）の他に、変位量、活動度（反射面Ⅰ、Ⅱ、Ⅲを基準）に関する項目を記載し、データベース化を行った。

データベースは大部なため、本成果報告書には収納していないが、別冊の東海大学報告書及び同 CD-ROM に断層集として収納した。

2) 断層記載

以下に、今回の調査で確認された各断層を記載する。断層の名称に関しては、既往調査により認定されている断層と同一のものと判断したものについては、長崎県（2003、2005）による断層名を踏襲した。新規断層に関しては、近傍に分布する断層の名称の後に-1、-2 等をつけ仮称とした。また、反射面の変位に関しては、既存コア試料との対比から年代が明らかとなっている反射面Ⅰ、Ⅱ、Ⅲの変位を記載した。各断層による反射面Ⅲの変位量分布を図 5-30 に示す。

160：単独に確認された撓曲である（図 5-31）。K-Ah 火山灰を示す反射面Ⅲを約 0.9m 変位させ、上位の反射面Ⅰ、Ⅱにおいても変位が確認でき、変位の累積性が認められる。見かけの落ち方向が北落ちであるため、既知断層 160 の極表層部での変位を表現しているものと考えられる。

167：単独に確認された撓曲である（図 5-32）。反射面Ⅲを約 0.4m 変位させるが、上位の反射面Ⅰ、Ⅱの変位は表層付近からの音波の散乱により確認できなかった。見かけの落ち方向が南落ちであるため、既知断層 167 の極表層部での変位を表現しているものと考えられる。

167-1：167 の西側に位置する北落ちの撓曲であり、ほぼ東西に約 490m 連続する。反射面Ⅲを最大約 1.0m 変位させ、上位の反射面Ⅱにも変位が確認できる。近傍の 167 は南落ちの断層であり、この断層とは落ち方向が異なり連続しない。

179：北落ちの撓曲・断層であり、ほぼ東西に約 1520m（推定部を含めると 1780m）連続する。反射面Ⅲに最大約 0.8m の変位が認められる。西部及び東部では撓曲となり、反射面Ⅲが約 0.2~0.4m 変位する。本断層付近では反射面Ⅱは断続的となっており、変位は不明瞭であるが、反射面Ⅰでは約 0.2~0.4m の変位が確認できる。

179-1：179 の西側に分布する北落ちの撓曲であり、ほぼ東西に約 450m 連続する。反射面Ⅲに約 0.2~0.4m の変位が認められ、東部ほど変位が大きい。

179-2：179 の西側に分布する南落ちの撓曲であり、ほぼ東西に約 250m 連続する。反射面Ⅲに約 0.3m の変位が認められる。

195：195 周辺に分布する南東落ちの撓曲であり、北東-南西方向に約 280m 連続する。反射面Ⅲに約 0.6~0.9m の変位が認められる。西側ほど変位が大きくなる傾向が認めら

れる。既存文献では東西走向とされているが、今回の調査により、北東-南西の走向が明らかになった。

195-1 : 195 の南東側に分布する北西落ちの撓曲であり、北東-南西方向に約 310m 連続する。反射面Ⅲに約 0.1m の変位が認められる。

180 : 長崎県 (2003) の F-4 断層に当たる。ほぼ東西走向、北落ちの断層・撓曲であり、今回の調査によって、既知の範囲より約 470m 西方まで枝分かれしながら連続し、全長約 3020m に達することが明らかとなった。反射面Ⅲに約 0.1~1.2m の変位が認められる。西側の枝分かれ部での変位が最も小さく約 0.1m であり、これより西及び東へ向って変位が大きくなる傾向が認められる。断層の東側では反射面 I, II にも変位が及んでいる。

180-1 : 180 の北西に位置する北落ちの撓曲であり、ほぼ東西に約 250m 連続する。反射面Ⅲに約 0.4~0.5m の変位が認められる。東側の記録断面では反射面 I に約 0.3m の変位が確認できる。

180-2 : 180 の南に位置する北落ちの撓曲・断層であり、ほぼ東西に約 680m 連続する。反射面Ⅲに約 0.4~0.5m の変位が認められる。東側の記録断面では反射面 I に約 0.3m の変位が確認できる。

175 : 長崎県 (2003) の F-4' 断層に当たる。既知部分とほぼ同じ分布を示す北落ちの断層・撓曲であるが、今回の調査によってさらに約 810m 西南西方向に連続し、延長約 3900m に達することが明らかとなった。反射面Ⅲに約 0.3~1.9m の変位が認められ、東へ向かって変位が大きくなる傾向が認められる。上位の反射面にも変位が確認される。

193 : 今回の調査によって、既知部分よりさらに東へ 720m、西へ 540m 延長することが明らかとなった北落ちの断層・撓曲である。両端に向かい、断層の走向は北東-南西となり、断層の延長は約 1560m である。反射面Ⅲに約 0.1~0.6m の変位が認められ、東西両側に向かって変位が減少する。

181 もしくは 194 : 194 とほぼ同じ位置から、既往文献の 181 の東西性のトレースと交差するように、東北東方向に延びる南落ちの断層・撓曲である。断層の延長は約 1650m であり、181 の既知部分を基準とすると、約 450m 西に延びる。反射面Ⅲに約 0.4~0.8m の変位が認められる。東側の断層変位が大きいものの、比較的安定した変位量を示す。

178 : 既知 178 の西側に、1870m にわたって新たに確認された東北東 - 西南西方向、南落ちの断層である。178 の既知部分 240m を含む断層の総延長は約 2110m に達する。反射面Ⅲに約 0.2~1.2m、同 II に約 0.4~0.9m、同 I に約 0.1~0.6m の変位が認められ、両端に向かい変位量が減少する傾向が見られる。

178-1 : 178 の西側に分布し、西側で東西、東側で北東-南西の走向を示す北落ちの断層である。断層の総延長は約 490m である。反射面Ⅲに約 0.4~0.6m の変位が認められ、西側に向かい変位量が増加する傾向がみられる。

177 : 東西走向、南落ちの撓曲であり、既知部分よりさらに約 100m 西に延長する。今回確認された長さは約 770m である。反射面Ⅲに約 0.2~0.5m の変位が認められる。

177-1 : 177 の南西側に分布するほぼ東西走向、北落ちの撓曲であり、断層の総延長は約 290m である。反射面Ⅲに約 0.2~0.4m の変位が認められる。

162 : 162 の西側末端部と推定される東西走向、北落ちの断層が今回確認された。これまで考えられていた断層が約 190m 西に延び、断層の総延長は約 4210m となる。反射面Ⅲに約 0.2m の変位が認められる。

186 : ほぼ東西方向、南落ちの断層であるが、東半部では東南東-西北西方向に変化する。断層の西側末端部では、202 及び 202-1 に枝分かれする。今回の調査の結果、これまでよりも西に約 110m 延びる。反射面Ⅲに約 0.6~2.1m の変位が認められ、両端に向かい変位量が減少する傾向がみられる。

202 : 186 の西側末端部に見られる南落ちの撓曲である。走向は、186 からの分岐部付近では北東-南西、その西側では概ね東西である。反射面Ⅲに約 0.1~0.6m の変位が認められ、西に向かって変位量が減少する傾向がみられる。

202-1 : 202 の南側に分布する南落ちの撓曲・断層である。走向は、186 からの分岐部付近では北東-南西、その西側では概ね東西となる。反射面Ⅲに約 0.6~0.9m の変位が認められ、西側では変位が小さい。

185 : 概ね東南東-西北西走向、北落ちの断層であり、西側末端部では 186 に近接しつつ消滅する。今回の調査の結果、従来より西に約 200m 延びる。反射面Ⅲに約 0.2~1.3m の変位が認められる。断層の東側末端部の変位が大きく、そこから西に向かい変位量が減少する傾向がみられる。

185-1 : 185, 186 間に新たに確認された東南東-西北西走向、北落ちの撓曲である。確認された延長は約 800m。反射面Ⅲに約 0.3~0.6m の変位が認められ、西に向かって変位量が増加する傾向がみられる。

185-2 : 202 の西に新たに発見された東西走向、北落ちの撓曲・断層であり、確認された延長は 480m。反射面Ⅲに約 0.1~0.4m の変位が認められ、西に向かって変位量が増加する傾向がみられる。

5. 6 パラメトリック方式高分解能音波探査のまとめ

本調査の結果は、以下のようにまとめられる。

- ・島原湾の調査域南部（布津沖海域）では、布津断層の海域延長の確認を目標としたが、表層の粗粒堆積物による散乱のため、延長を確認できなかった。また、熊本県側においては音波散乱層が広く分布しており、断層の連続を迫る明瞭な記録が得られなかった。
- ・島原湾の調査域北部（雲仙地溝北縁海域）では、断片的に音波散乱層が分布するものの、表層近くまで変位を与えている明瞭な断層の記録が取得された。
- ・本海域に分布する断層は東西から北東-南西の走向を示し、最大約 1km にわたって追跡された。
- ・北落ち正断層と南落ち正断層の両方が分布するが、北落ちの正断層がやや卓越する。
- ・海底下 5m 程度までの反射面の変位量は、0.5~1.5m 程度のもが多く、最大約 2.0m であるが、反射面の年代が不詳なため、平均変位速度は不明である。
- ・橘湾では、雲仙断層群北部の西端部を構成する F-4 断層及び F-4' 断層（長崎県、2003；いずれも北落ち正断層）などが既知の分布域からさらに 1km 程度、西南西方向に延びていることが確かめられた。

- ・また F-4' 断層の沖合にも、1.5km 以上にわたって追跡される東北東-西南西走向の 3 条の断層（北落ち及び南落ち正断層）が確認された。
- ・平均変位速度は K-Ah 火山灰に対応する反射面Ⅲを基準とすると、最大 0.3m/千年、B 級相当である。
- ・本調査で抽出された全断層の確認位置、断層種別、落ちの方向、変位量、活動度などの情報を整理し、データベースを作成した。
- ・上記のような新たな断層の確認は測線を密に設定したこと、新探査システムの導入により分解能が向上したことにより微細な変位・変形が抽出された結果と考えられる。

6. ピストンコア採泥調査

6. 1 調査地点及び調査方法

(1) 調査地点の選定

ピストンコアによる柱状採泥地点は、既往の文献資料並びに深部構造探査、ブーマー探査及びパラメトリック方式高分解能音波探査の結果に基づき決定した。

1) 島原湾

島原湾については、海上保安庁（1996）及び滝川（2002）より、熊本側の概ね水深 20～30m 以浅の地域が採泥に適した底質分布であることを確認した。このなかで、島原湾南部では海砂の浚渫が行なわれていることを確認したため、調査対象地点選定の際に考慮することとした。

島原湾北部では、図 6-1 に示すブーマー探査 N3 測線の測位点 27 付近で、相対的に南落ちの変位を示す断層（北緯 $32^{\circ} 47' 48.88''$ 、東経 $130^{\circ} 29' 18.50''$ ）を挟んで採泥を実施することとした。

島原湾南部では、図 6-1 に示す布津断層とブーマー探査 S6 測線が交差する同測線の測位点 33（北緯 $32^{\circ} 42' 44.0''$ 、東経 $130^{\circ} 29' 7.0''$ ）付近での採泥を計画したが、この地点は水深が 40m 程度の地点に当たり、海上保安庁（1996）及び滝川（2002）に基づくと、底質は砂が卓越することが想定される。S7 測線付近は水深が 20m より浅く底質も泥が多くなることから採泥に適した環境と予想されたが、明瞭な反射面が認識できなかった。そのため、布津断層の通過が想定される延長部からの離隔を取って、水深 30m ライン付近を目安に、北緯 $32^{\circ} 42' 47.92''$ 、東経 $130^{\circ} 29' 43.30''$ 付近と北緯 $32^{\circ} 42' 28.02''$ 、東経 $130^{\circ} 29' 48.10''$ にて採泥を実施することとした。

2) 橘湾

橘湾については、長崎県森山町（2003）による唐比湿地でのボーリング調査結果から、変位の指標として有用な広域火山灰の鬼界-アカホヤ（K-Ah）火山灰の分布が確認されていることから、海上保安庁（1994）による底質分布図及びブーマー探査、パラメトリック方式高分解能音波探査の結果を参考に調査地点を検討した。

橘湾北部では、千々石断層による相対的南落ちの断層変位が海陸境界になっているため、音波探査での断層本体のイメージングが困難である。そのため、図 6-2 に示すブー

ブーマー探査 T3 測線の測位点 30 付近、パラメトリック方式高分解能音波探査の T-17 測線の北部（北緯 $32^{\circ} 46' 57.20''$ 、東経 $130^{\circ} 06' 22.86''$ ）付近で、相対的に北落ちの断層変位を挟で実施することとした。

橘湾南部では、橘湾の南縁を限る大局的な構造のうち、ブーマー探査 WT-2 測線の測位点 16、パラメトリック方式高分解能探査 WT-2 測線の 1050-1200 付近で、相対的に南落ちの断層変位が北緯 $32^{\circ}44'13.67''$ 、東経 $130^{\circ}03'42.70''$ 及び北緯 $32^{\circ}44'11.56''$ 、東経 $130^{\circ}03'42.64''$ の 2 箇所を確認されたことから、これら 2 本の断層を挟む 3 地点（北緯 $32^{\circ}44'16.67''$ 、東経 $130^{\circ}03'42.70''$ ；北緯 $32^{\circ}44'12.62''$ 、東経 $130^{\circ}03'42.70''$ ；北緯 $32^{\circ}44'8.56''$ 、東経 $130^{\circ}03'42.70''$ ）にて採泥を行なうこととした。

なお、採泥地点の名称は、島原湾北部の 2 地点を北側から SN-1、SN-2、同湾南部の 2 地点を同じく SS-1、SS-2、橘湾北部の 2 地点を TN-1、TN-2、同湾南部の 3 地点を同じく北側から TS-1、TS-2、TS-3 とした。

（２）試料の採取方法

底質試料の採取には、ピストンコアリング法を用いた。今回用いたコアラーは、図 6-3 に示すとおり、外部の鉄製コアリングチューブの外径が 89.1mm、その中にアクリル製の内径 76mm のインナーチューブを挿入し、350kg の錘を積載して実施した。

（３）作業手順

島原湾での採泥作業は 2009 年 9 月 27 日に、SN-1、SN-2、SS-1、SS-2 の順で実施した。コアラー長は 8m。

橘湾での採泥作業は 2009 年 9 月 29 日に、TN-1、TN-2、TS-1、TS-3、TS-2 の順で実施した。コアラー長は 12m。

（４）室内分析・測定作業

採取したコア試料については、肉眼観察、炭素同位体年代測定、屈折率測定などの火山灰分析、帯磁率測定、及び湿潤・乾燥重量分析を実施した。帯磁率測定と湿潤・乾燥重量分析の方法・手順及び数量については、次の調査結果の節で述べる。

6. 2 調査結果

（１）採取試料

島原湾及び橘湾での柱状採泥作業の結果、以下の 9 本のコア試料が採取された。

- 1) SN-1 コア 採取長：7.27m 北緯 $32^{\circ} 47' 51.86''$ 、東経 $130^{\circ} 29' 20.28''$
採取時刻：2009.09.27、9:25、採取地点の水深：25.2m
- 2) SN-2 コア 採取長：8.99m 北緯 $32^{\circ} 47' 45.61''$ 、東経 $130^{\circ} 29' 17.86''$
採取時刻：2009.09.27、11:56、採取地点の水深：27.6m
- 3) SS-1 コア 採取長：7.925m 北緯 $32^{\circ} 42' 47.52''$ 、東経 $130^{\circ} 29' 43.01''$
採取時刻：2009.09.27、14:38、採取地点の水深：30.7m
- 4) SS-2 コア 採取長：4.63m 北緯 $32^{\circ} 42' 27.79''$ 、東経 $130^{\circ} 29' 48.21''$
採取時刻：2009.09.27、16:08、採取地点の水深：30.8m

- 5) **TN-1 コア** 採取長：11.10m 北緯 32° 47' 0.17"、東経 130° 6' 20.62"
採取時刻：2009.09.29、08:20、採取地点の水深：32.0m
- 6) **TN-2 コア** 採取長：10.51m 北緯 32° 46' 54.17"、東経 130° 6' 23.96"
採取時刻：2009.09.29、09:23、採取地点の水深：33.5m
- 7) **TS-1 コア** 採取長：10.51m 北緯 32° 44' 15.64"、東経 130° 3' 41.84"
採取時刻：2009.09.29、11:50、採取地点の水深：37.3m
- 8) **TS-2 コア** 採取長：9.68m 北緯 32° 44' 12.53"、東経 130° 3' 43.42"
採取時刻：2009.09.29、14:31、採取地点の水深：35.6m
- 9) **TS-3 コア** 採取長：10.36m 北緯 32° 44' 8.15"、東経 130° 3' 41.47"
採取時刻：2009.09.29、13:29、採取地点の水深：38.2m

(2) コア試料観察

採取した柱状コアの肉眼観察結果の概要を以下に記載し、図6-4～6-7に示す。

1) SN-1コア (島原湾北部)

- ①-1：0～18cm：暗灰色を呈する塊状の極細砂。
- ①-2：18～118cm：暗灰色を呈する塊状の極細砂。全体に生物擾乱を被っている。
- ①-3：118～218cm：暗灰色を呈する塊状のシルト～シルト混じり細粒砂。全体に上方細粒化傾向が認められる。マッドクラストが点在する。
- ①-4：218～230cm：暗灰色を呈する細粒砂。マッドクラストを含む。下位との地層境界は明瞭である。230～314cm：暗灰色を呈するシルト。310cm：二枚貝遺骸(ウミタケガイ)9,427±35(cal.yrBP)。
- ①-ex：314-331
- ②-1：331～431cm：暗灰色を呈するシルト。生物擾乱を被っている。
- ②-2：431～531cm：暗灰色を呈するシルト～粘土。全体に生物擾乱を被っている。
- ②-3：531～556cm：暗灰色を呈するシルト～粘土。556～574cm：暗灰色を呈するシルト及び細粒砂。レンズ状層理が認められる。574～631cm：暗灰色を呈する中粒砂主体、シルトを僅かに伴う。
- ②-4：631～727cm：暗灰色を呈するシルト混じり中粒砂。貝殻は含まれない。

2) SN-2コア (島原湾北部)

- ①-4：0～83cm：暗灰色を呈するシルト混じり極細粒砂。
- ②-1：83～183cm：暗灰色を呈するシルト混じり極細粒砂。貝殻片が点在。
- ②-2：183～223cm：暗灰色を呈するシルト混じり細粒砂。下位とは漸移的である。223～283cm：暗灰色を呈するシルト混じり細粒砂～中粒砂。
- ②-3：283～343cm：主に暗灰色を呈する中粒砂。全体に貝殻遺骸を多く含む。φ=5～30mm程度のマッドクラスト点在。343～383cm：暗灰色を呈するシルト混じり中粒砂。マッドクラストを多く含む。
- ②-4：383～483cm：暗灰色を呈する塊状のシルト。生物擾乱が見られる。
- ③-1：483～583cm：暗灰色を呈する塊状の粘土。生物擾乱が見られる。
- ③-2：583～683cm：暗灰色を呈する塊状の粘土。591cm：炭化物 8,720±40(yrBP)
- ③-3：683～713cm：暗灰色を呈する塊状のシルト。生物擾乱が見られる。713～743cm：暗灰色を呈するシルト及び細粒砂。上方ほどシルトが多く、713～738cm付近まではレンズ状層理が見られ、738～743cmではプレーザー状層理へと漸移する。743～783cm：暗灰色を呈する細粒砂。

③-4 : 783~880cm : 暗灰色を呈する細粒砂, 僅かにシルトが含まれる. 849cm : (木炭)
9,380±40(yrBP)
cc : 880-899

3) SS-1コア (島原湾南部)

①-1 : 0~86cm : 暗灰色を呈する塊状の極細粒砂混じりシルト. 生物擾乱を被っている.
①-2 : 86~180cm : 暗灰色を呈する塊状の極細粒砂混じりシルト. 生物擾乱を被っている.
①-3 : 180~280cm : 暗灰色を呈する塊状の極細粒砂混じりシルト. 貝殻遺骸を僅かに含む.
①-4 : 280~380cm : 暗灰色を呈する塊状の極細粒砂混じりシルト. 貝殻遺骸を僅かに含む.
①-ex1 : 380~390cm : 暗灰色を呈する塊状の極細粒砂混じりシルト. 不明瞭な生痕が認められる.
①-ex2 : 390-392.5
②-1 : 392.5~492.5cm : 主に暗灰色を呈する塊状の極細粒砂混じりシルト.
②-2 : 492.5~592.5cm : 主に暗灰色を呈する塊状の極細粒砂混じりシルト.
②-3 : 592.5~692.5cm : 主に暗灰色を呈する塊状の細粒砂. 極細粒砂の薄層を挟む.
②-4 : 692.5~792.5cm : 主に暗灰色を呈する塊状の極細粒砂混じりシルト.

4) SS-2コア (島原湾南部)

①-4 : 0~32cm : 暗灰色を呈する極細砂.
②-ex : 32-58
②-1 : 58~68cm : 暗灰色を呈する極細砂. 68~118cm : 主に暗灰色を呈する極細砂. 118~124cm : 貝殻片, 細砂. 124~138cm : 細砂. 138~158cm : 貝殻片を多く含むシルト混じり砂.
②-2 : 158~183cm : 暗灰色を呈するシルト混じり砂. 貝殻片を多く含む. 183~235cm : 暗灰色を呈するシルト混じり砂の基質よりなり, 火砕岩礫を含む. 基質部分には貝殻片が多く含まれる.
235~258cm : 暗灰色を呈するシルト混じり砂
②-3 : 258~358cm : 暗灰色~灰色を呈する中粒砂の基質よりなり, 半固結状態の火砕物礫を含む. 基質部分には貝殻片が多く含まれる. 258~278cmはシルトの混入が多い.
②-4 : 358~370cm : 暗灰色~灰色を呈する中粒砂基質よりなり, 半固結状態の火砕物礫を含む. 基質中には貝殻片が多く含まれる. 370~453cm : 主に半固結状態の火砕物礫からなる. 基質は暗灰色~灰色を呈する中粒砂からなり, 貝殻片を含む.
b+cc : 453~463cm : 半固結状態の火砕物 (軽石) からなる.

5) TN-1 コア (橘湾北部)

①-1 : 0~83cm : 暗灰色を呈するシルト, 粗砂混じり細粒砂. 全体に貝殻片が点在.
①-2 : 83~96cm : 主にシルト混じり細粒砂, 93~96cm は中粒砂に漸移する.
①-3 : 110~210cm : 暗灰色を呈するシルト混じり細粒砂.
①-4 : 210~310cm : 暗灰色を呈する中粒砂及びシルト混じり細粒砂.
②-1 : 310~410cm : 暗灰色を呈する細粒砂及びシルト混じり極細粒砂.
②-2 : 410~510cm : 暗灰色を呈する細粒砂及びシルト混じり極細粒砂.
②-3 : 510~610cm : 暗灰色を呈するシルト混じり極細粒砂. 561cm : 木炭 6,070±30(yrBP)
②-4 : 610~634cm : 暗灰色を呈するシルト混じり極細粒砂. 634~710cm : 暗灰色塊状シルト.
③-1 : 710~810cm : 暗灰色を呈するシルト. 全体に生物擾乱を被っている.
③-2 : 810~910cm : 暗灰色を呈するシルト. 生物擾乱を著しく被っている.
③-3 : 910~1010cm : 暗灰色を呈する粘土. 生物擾乱を著しく被っている.

③-4 : 1010~1052cm : 暗灰色を呈するシルト。生物擾乱を著しく被っている。1052~1055cm : 貝殻片を多く含む粗粒砂。斜交葉理が見られる。下位との境界は明瞭。1055~1110cm : 暗灰色を呈する粘土。生物擾乱を著しく被っている。1060~1065cm : 軽石を含む。

6) TN-2 コア (橋湾北部)

①-1 : 0~100cm : 主に暗灰色を呈する塊状の細砂~極細砂。29cm : 木炭 2,450±30(yrBP)

①-2 : 100~200cm : 主に暗灰色を呈する塊状の極細粒砂。

①-3 : 200~300cm : 主に暗灰色を呈する塊状の細粒砂。245cm : 木炭 5,020±30(yrBP)

①-4 : 300~400cm : 主に暗灰色を呈する塊状の極細粒砂混じりシルト。

②-1 : 400~500cm : 主に暗灰色を呈する塊状の極細粒砂混じりシルト。455cm : 木炭 6,800±30(yrBP)

②-2 : 500~600cm : 主に暗灰色を呈する塊状の極細粒砂混じりシルト。585cm : 木炭 7,720±30(yrBP)

②-3 : 600~700cm : 主に暗灰色を呈する塊状の極細粒砂混じりシルト。634cm : 二枚貝遺骸 (トリガイ) 6,100±30(yrBP)

②-4 : 700~770cm : 主に暗灰色を呈する塊状の極細粒砂。770~800cm : 主に暗灰色を呈する塊状無層理無構造の極細粒砂混じりシルト。

③-1,2A : 800~803cm : 暗灰色を呈する極細粒砂。803~806cm : シルト混じり細粒砂層。二枚貝遺骸 (ヒラタヌマコダキガイ) が密集。806~868cm : 主に暗灰色を呈する粘土。極細粒砂の薄層を挟むレンズ状層理が見られる。868~883cm : 暗灰~黒色を呈するシルト。

③-2B : 883~885cm : 暗灰~黒色を呈するシルト。885~901cm : 暗灰を呈するシルト。896cm 付近はやや灰色を呈する (火山灰混じり)。

③-3 : 901~931cm : 暗灰色を呈する極細砂。材点在。924cm : 貝殻 8,680±40(yrBP)。931~976cm : 暗灰色を呈する極細粒砂。下位ほど生痕が明瞭。

③-4 : 976~1051cm : 暗灰色を呈する極細粒砂。下位ほど生痕が明瞭。

7) TS-1 コア (橋湾南部)

①-2 : 0~53cm : 暗灰色を呈する極細粒砂。

①-3 : 53~100cm : 暗灰色を呈する極細粒砂。100~153cm : 暗灰色を呈する極細粒砂混じりシルト。上位よりもやや砂分が多くなる。

①-4 : 153~198cm : 暗灰色を呈する極細粒砂。198~253cm : 暗灰色を呈する極細粒砂混じりシルト。上位よりやや砂分が多くなる。

②-1 : 253~303cm : 暗灰色を呈する中粒砂混じり極細砂。棲管 (Thalassinoides sp.) が密集。303~353cm : 暗灰色を呈する極細粒砂混じりシルト。

②-2 : 353~453cm : 暗灰色を呈する極細粒砂混じりシルト。

②-3 : 453~523cm : 暗灰色を呈する極細粒砂。505cm : 木炭 7,610±40(yrBP)。523~553cm : シルト混じり中粒~細粒砂。

②-4 : 553~583cm : シルト混じり中粒~細粒砂。583~603cm : 極細粒砂混じりシルト。603~653cm : シルト混じり極細粒砂。

③-1 : 653~685cm : 粗粒砂混じり細砂。685~753cm : 極細粒砂とシルト。715cm : 貝殻 10,260±40(yrBP)

③-2 : 753~853cm : 極細粒砂とシルト。

③-3 : 853~883cm : 極細粒砂とシルト。883~953cm : 主にシルト。

③-4 : 953~1053cm : 極細粒砂混じりシルト。厚さ 5mm 以下の極細粒砂の薄層を挟む。

8) TS-2 コア (橘湾南部)

- ①-3 : 0~68cm : 暗灰色を呈する細粒砂.
- ①-4 : 68~168cm : 暗灰色を呈する極細粒砂.
- ②-1 : 168~268cm : 暗灰色を呈する極細粒砂.
- ②-2 : 268~278cm : 暗灰色を呈する極細粒砂. 278~279cm : 貝殻片密集. 279~346cm : 暗灰色を呈する極細粒砂混じりシルト. 346~368cm : 極細粒砂とシルトからなるレンズ状層理.
- ②-3 : 368~400cm : 暗灰色を呈する極細粒砂とシルトからなるレンズ状層理. 400~401cm : 暗灰色を呈する細粒砂の薄層が見られる. 401~425cm : 暗灰色を呈する無構造の極細粒砂混じりシルト. 425~429cm : 2~4mm の貝殻片を多く含む粗粒砂. 429~431cm : 2~4mm の貝殻片を多く含む粗粒砂, 430~431cm : やや細粒化. 431~468cm : 暗灰色を呈し, 貝殻片が点在する極細粒砂混じりシルト.
- ②-4 : 468~568cm : 暗灰色を呈する極細粒砂.
- ③-1 : 568~648cm : 暗灰色を呈する極細粒砂. 648~668cm : 暗灰色を呈する細粒砂. 全体として上位よりも砂がち.
- ③-2 : 668~743cm : 暗灰色を呈する極細粒砂. 743~768cm : 暗灰色を呈する極細粒砂. 上位と比べより砂分が多くなる.
- ③-3 : 768~868cm : 暗灰色を呈する細粒砂. 全体に貝殻片が点在. 776cm : 木炭 8,520±40(yrBP)
- ③-4 : 868~968cm : 暗灰色を呈する極細粒砂. 貝殻片は全体に乏しい.

9) TS-3 コア (橘湾南部)

- ①-2 : 0~36cm : 暗灰色を呈する塊状の極細粒砂混じりシルト.
- ①-3 : 36~86cm : 暗灰色を呈する塊状の細粒砂. 86~136cm : 暗灰色を呈する塊状細粒砂. 上位よりもやや砂分が多く, 生痕が明瞭.
- ①-4 : 136~236cm : 暗灰色を呈する塊状の極細粒砂.
- ②-1 : 236~336cm : 暗灰色を呈する塊状細粒砂.
- ②-2 : 336~356cm : 暗灰色を呈する塊状細粒砂. 356~358cm : 細粒砂の薄層を挟む. 358~386cm : 暗灰色を呈する塊状の細粒砂. 376~380cm : 粘土の薄層を挟む (マッドドレイプ状). 391~436cm : 暗灰色を呈する塊状の細粒砂.
- ②-3 : 436~476cm : 主に暗灰色を呈する塊状極細粒砂. 476~479cm : やや粗粒となる. 下位の地層との境界は非常に明瞭. 479~514cm : 暗灰色を呈する塊状極細粒砂. 下位ほど砂質であり, 下位の地層との境界は明瞭. 500cm : 木炭 7,260±30(yrBP). 514~536cm : 暗灰色を呈する塊状極細粒砂.
- ②-4 : 536~636cm : 暗灰色を呈する塊状の極細粒砂混じりのシルト. 628cm : 木炭 7,440±40(yrBP)
- ③-1 : 636~736cm : 主に暗灰色を呈する塊状の極細粒砂. 極細粒砂の薄層を挟む.
- ③-2 : 736~836cm : 主に暗灰色を呈する塊状の細粒砂. 極細粒砂の薄層を挟む.
- ③-3 : 836~936cm : 主に暗灰色を呈する塊状の極細粒砂混じりシルト. 極細粒砂の薄層を挟む.
- ③-4 : 936~996cm : 主に暗灰色を呈する塊状の極細粒砂混じりシルト. 996~1036cm : 主に暗灰色を呈する塊状のシルトと極細粒砂混じりシルト. 上位よりも砂分が多い.

(3) 炭素同位体年代測定

分析は加速器研究所に依頼し、加速器質量分析法 (AMS 法) により行なった。年代

測定に使用した試料は貝殻片、土壌、木片、炭化物である。土壌、木片、炭化物の試料は年代値が12000年程度より若いものについては、Stuiver et al. (1993)によって作成された暦年代への対応を行った。

試料の採取はハンドピックで行った。有機質土はそのまま適量を採取した。採取した試料は110℃のオーブンで24時間乾燥させ、アルミホイルに包んで保管した。

分析数量は島原湾北部3個、橘湾北部7個、橘湾南部5個である(表6-1)。

測定結果を表6-2、暦年較正結果を表6-3に示す。

(4) 火山灰分析

本調査では火山灰洗い出しと火山灰詳細分析を実施した。

火山灰の洗い出しは、本報告書作成時点では完了していないが、TS-1の41試料、TS-2の39試料、TS-3の22試料、合計102試料について実施する予定である。

火山灰の詳細分析は、TS-1、TS-2、TS-3、TN-1について各1試料、SS-2について2試料の合計6試料について実施しており、今後、SN-1及びSN-2の各1試料について分析を追加実施する予定である(表6-4)。

1) 火山灰洗い出し【継続中】

TS-1、TS-2、TS-3 コアの表層～K-Ahの再堆積層準までの粘土～細粒砂程度の地層を対象に、火山灰の洗い出しを行った。全体的に再堆積と考えられる火山ガラスが10～20%程度混入しており、明らかに降灰層準と判断できるようなガラス含有率の顕著なピークは認められなかった。しかし、TS-1では深度204～214cm(①-4 50-60)、TS-2では深度216～226cm(②-1 50-60)・深度296-306cm(②-2 30-40)・深度416～426cm(②-3 50-60)、TS-2では深度246～256cm(②-1 10-20)・深度406～416cm(②-2 70-80)において、前後の層準よりもやや含有率が高い(30～40%程度)傾向が認められた。偏光顕微鏡下では色付きのバブルウォール型の火山ガラスが見られることや、全体的な層序から判断すると、これらのピークのいくつかはアカホヤ火山灰(K-Ah)の濃集層に対応する可能性がある。

2) 火山灰詳細分析【追加分析予定】

肉眼観察で火山ガラスが多く含まれると思われる層準と一部に含まれていたパミスなど合計6試料について、含有物の確認と屈折率の測定を行なった。結果を表6-5に示す。結果の概要は以下の通り。

i) SS-2 ②-2 71cm (深度203cm)

Aso-4起源の再堆積火山ガラスを微量に含むが、火山ガラスの含有量は非常に少ない。

ii) SS-2 ②-4 70-75 (深度402-407cm)

ガラスの含有率は63%でパミスが主体。Aso-4テフラと思われる。

iii) TN-1 ③-4 50-54 (深度1058-1062cm)

ガラスの含有率は92.5%で、A-Os(始良-大隅)テフラの可能性が高い。軽石が主体であること、屈折率やガラスのハイドレーションの点から、ATとは異なる特徴が認められる。A-Osの年代観はATの一連の大噴火(26-29ka)のトリガーイベントと位置づけられていることから、29ka頃と考えられる。

iv) TS-1 ②-3 58 (深度512cm)

ガラスの含有率は19%、Aso-4テフラのガラスが認められる。

v) TS-2 ③-4 70 (深度936cm)

ガラスの含有率は12.5%で、Aso-4テフラのガラスが主体であるが、他のテフラを起源とするガラスも混在している。

vi) TS-3 ③-3 24-26 (深度860-862cm)

ガラスの含有率は86%でパミス主体。Aso-4テフラの特徴を有している。

以上より、肉眼観察で確認できた火山灰層はAso-4テフラとA-Os (始良-大隅) テフラであることが明らかとなった。

(5) 帯磁率測定

本調査では、火山灰の検出と断層の最近の活動傾向を把握することを目的に帯磁率測定を実施した。

1) 測定方法

測定は以下の方法・手順で実施した。

- ①半割したボーリングコアに U-チャンネル (タテ 20mm×ヨコ 20mm、長さは最大 150cm の溝状のもの) を押し込んで、連続的に棒状コアを採取する。
- ②バーティントン社製の帯磁率計を用いて 2cm 間隔で帯磁率の測定を行う。
- ③試料挿入の前後にバックグラウンドの値を測定してドリフト補正を行う。
- ④データをグラフ化し、ピークを示す深度の部分再度コア上で観察確認を行う。必要に応じてサンプルを超音波洗浄、鏡下観察を行い、火山灰の有無を確かめる。
- ⑤火山灰が確認された場合は、火山灰分析を行って火山灰名を同定する。

分析データ総数は約 3000 個に及ぶ。なお、コア採取状態が悪く乱されている部分で見られるピークなど (コアの端点など) はグラフ化する際には取り除いた。

2) 測定結果

帯磁率測定値を掘削深度に対してプロットしたグラフを図 6-8~6-11 に示す。グラフは $10 \mu \text{SI}$ から対数目盛りで表している。

また、図 6-12~6-15 に島原湾北部と南部、橘湾北部と南部の海域ごとに、帯磁率測定結果に基づく層序区分を示す。以下、各海域・コアの結果を略述する。

i) 島原湾北部 (SN-1 コア・SN-2 コア) (図 6-12)

SN-1 と SN-2 の帯磁率の変化は非常に相似形である。

SN-1 コアでは、深度 0~200cm に向かって測定値が 100 から $600 \mu \text{SI}$ へとゆるやかに増加する。コアは均質であるが、全体にこの深度内では、下位の方が粗粒な細粒砂で上位に向かって極細粒砂に変化する上方細粒化の傾向が見られる。大きなスパイク状のピークは認められないが、10cm 付近で見られる弱いピークなどは全て貝殻片の濃集部である (ゾーン A)。200 から 280cm へは何度かのピークを繰り返しながら減少し、測定値が 600 から $60 \mu \text{SI}$ へと減少する (ゾーン B)。そのうち、200 から 240cm 付近までは、一定ではないが、 $600 \mu \text{SI}$ を平均としたやや高い値が続くが、この部分はシルト質の生痕が多数観察される部分である (ゾーン B-1)。

深度 280 から 420cm 付近までは、測定値が $60 \mu \text{SI}$ で安定しており、コアは泥質で混入物も少なく非常に均質な部分である (ゾーン C)。その後、測定値は急激に上昇し、深

度 420 から 530cm 付近では、500 μ SI 程度の値を示す（ゾーン D）。ゾーン C と D の間には、粒度の明瞭な違いはコア観察では確認できないことから、磁性鉱物の含有量の違いが反映したものと考えられる。変化した理由は、土粒子を供給する後背域の変化が考えられる。ゾーン D には 2 点のピーク（深度 467cm 付近と 504cm 付近）が認められる。いずれもパッチ状に粗粒な部分が認められ、洗い出し、検鏡の結果、深度 467cm には火山ガラスが含まれることがわかった。

深度 530 から 570cm 付近までは測定値が徐々に増加し、500 から 3000 μ SI となる（ゾーン E）。2 箇所確認されるピーク（深度約 537cm 付近と 552cm 付近）はともにパッチ状に粗粒な部分が認められる部分（生痕）であるが、火山ガラスは確認されなかった。深度 570cm から 718cm の端部までは、全体に粗粒となり、中粒砂を含む（ゾーン F）。測定値は 3000 μ SI 程度を示し、値が小さくなる部分には、材片が混入している。

SN-2 コアでは、深度 0~300cm に向かって測定値が 100 から 600 μ SI へとゆるやかに増加する。大きなスパイク状のピークは認められないが、10cm 付近で見られる弱いピークなどは全て貝殻片の濃集部である（ゾーン A）。また、全体的に極細粒砂から細粒砂へと深度を増すごとに変化することから、上方細粒化の傾向が読み取られる。300 から 400cm へは何度かのピークを繰り返しながら減少し、測定値が 600 から 60 μ SI へと減少する（ゾーン B）。そのうち、300 から 340cm 付近までは、一定ではないが、600 μ SI を平均としたやや高い値が続くが、この部分は全体に中粒砂が混入することが観察される部分である（ゾーン B-1）。

深度 400 から 420cm 付近までは、測定値が 60 μ SI で安定しており、コアは泥質で混入物も少なく非常に均質な部分である（ゾーン C）。その後、測定値は急激に上昇し、深度 570 から 680cm 付近では、500 μ SI 程度の値を示す（ゾーン D）。ゾーン C と D の間には、粒度の明瞭な違いはコア観察では確認できないことから、磁性鉱物の含有量の違いが反映したものと考えられる。ゾーン D 中には明瞭なピークは確認されないが、SN-1 で火山ガラスがわずかに混入していた部分には、深度 633cm 付近に相当する弱いピークの部分に対応する岩相を確認すると、パッチ状に粗粒な部分が認められ、洗い出し、検鏡の結果、SN-1 と同様に火山ガラスが含まれることがわかった。

深度 680 から 740cm 付近までは測定値が徐々に増加し、500 から 3000 μ SI となる（ゾーン E）。2 箇所確認されるピーク（深度約 693cm 付近と 710cm 付近）はともにパッチ状に粗粒な部分が認められる部分（生痕）であるが、火山ガラスは確認されなかった。深度 570cm から 718cm の端部までは、全体に粗粒となり、中粒砂を含む（ゾーン F）。測定値は 3000 μ SI 程度を示し、値が小さくなる部分には、材片が混入している。

ii) 島原湾南部 (SS-1 コア・SS-2 コア) (図 6-13)

SS-1 コアでは、深度 0~280cm では測定値が 100~150 μ SI 程度の安定した値を示す。コアは均質なシルトであるが、極細粒砂の混入の割合の変化が測定値の変化と同調する（ゾーン A）。0~90cm の部分はやや極細粒砂の混入の割合が高く、測定値は 150 μ SI 程度（ゾーン A-1）であるが、90cm より深くなると 280cm までの区間は測定値の平均が下がって、100 μ SI 程度である。コアは全体に均質なシルトからなる。深度 280~360cm の区間は深度約 316cm 付近に見られる 600 μ SI のピークに向かって増減をす

る区間である。コア観察では、深度 280 から 316cm に向かって粗粒化し (B-1)、直下では急変してシルト層に細粒砂の混入がほとんど見られない。加えて、316cm 付近の粗粒砂混入部には、火山ガラスが確認される。

深度 360 から 520cm 付近までは、測定値が 150 から 200 μ SI へと緩やかに増加し(ゾーン C)、深度 520 から 640cm までは、ほぼ一定の 200 μ SI 程度の値を示す(ゾーン D)。ゾーン C の緩やかな増加は粒度の粗粒化に対応し、コアは泥質で混入物も少なく非常に均質な部分である (ゾーン C)。ゾーン E では、再び平均 100 μ SI 程度で安定である。

SS-2 コアの深度 0~40cm は 150 μ SI の値を示し、SS-1 の A-1 に対応すると考えられる。深度 40~130cm で測定値は 150 から一気に 6000 μ SI に増加する (ゾーン F)。この部分では火山砕屑物 (特にパミス) が混入し、基質部にも砕屑物起源と思われる自形性の高い角閃石などが多数混入することから、測定値が急激に上昇するものと考えられる。深度 130~420cm までの測定値は 8000 μ SI 程度と今回の測定で最も高い数値を示す (ゾーン G)。この部分はコブシ大のパミスが混入し、基質部も火山砕屑物の混入が非常に多い。発泡したパミスが粘土化した部分は鉱物粒子が少ないので、測定値が低くなるが、角閃石などの有色鉱物を多数含む部分では、平均して高い値を示す。

iii) 橘湾北部 (TN-1 コア・TN-2 コア) (図 6-14)

TN-1 コアでは、深度 0~200cm では測定値が 1200 から 700 μ SI へ緩やかに減少する。90cm 付近の小さなピークは貝殻片や細粒砂の濃集層に該当する。コアは均質な細粒砂主体である (ゾーン A)。深度 200~340cm では安定して 1000 μ SI の値を示す (ゾーン B)。深度 340 から 440cm では、やや小さく 500 μ SI 程度である (ゾーン C)。

深度 440 から 610cm では測定値が 500 から 1200 程度に増加する (ゾーン D)。ゾーン D の上端付近では、火山ガラスが多数観察される。深度 610 から深度 890cm では、ほぼ 1200 μ SI 程度の値からなる (ゾーン E)。深度 610~700cm に見られる緩やかな負のピークは、コアの観察では均質な状態であり、物性の変化というよりも、U-チャンネルへのコア試料の充填が不十分であった可能性も残る。深度 890 から 1110m までは、ほぼ一定の値を示し (1000 μ SI)、有機質な部分である (ゾーン F)。深度 1050cm 付近での著しいピークは火山灰 (パミス) が礫状に入る部分であり、火山灰分析が必要である。

TN-2 コアでは TN-1 孔に比べて全体的に測定値が小さい。深度 0 から 250cm までは、測定値がほぼ一定で 150 μ SI で値は異なるが TN-1 孔の A に類似する (ゾーン A')。深度 250 から 380cm では、少しずつ値が増加し、150 から 220 μ SI へと変化する。下位のゾーンの対比結果と照らし合わせて考えると、TN-2 孔ではやや増加傾向があるが、TN-1 孔の C に類似する (ゾーン C')。

深度 380 から 630cm では、値が増加し、220 から 1000 μ SI 程度になる。増加は一定ではなく、上端の 20cm ほどでブロードなピークを作り、その後、弓型に増加する。上端 20cm 部分では、火山ガラスが多数観察される。弓形の増加傾向は TN-1 孔のゾーン D と類似する (ゾーン D')。

深度 630 から 860cm まで測定値が 1000 μ SI 程度の値となる。ゆるやかな S 字の増減を繰り返すが、ほぼ安定している。上部 70cm ほどは粘土からなり、下部では生痕中に粗粒物が充填することと有機質になることが特徴である。TN-1 孔で類似する傾向を

示す層準はゾーン E から F の部分と考えられ、下部が有機質になるなどの岩相変化も一致する（ゾーン E' + F'）。深度 860cm 以深は再び $150 \mu \text{SI}$ 程度の小さな値を示す（ゾーン G）。TN-1 孔には該当する部分は見当たらず、TN-1 孔の下端より更に深い部分に対比できる部分がある可能性が高い。

TN-1 孔と TN-2 孔は近接しているものの、帯磁率における測定値が大きく異なる傾向が見られる。TN-2 孔の測定値の変化は、後述の TS 孔の値や変化とも非常に整合的であるが、TN-1 孔のみが非常に高い値と異なる変化を示す。岩相とあわせて検討すると、北落ちの断層が海岸線に近接することから、下盤側の TN-1 孔側がチャンネル構造となり、陸からの土粒子を大量にトラップする可能性がその原因である可能性が高い。陸から大量に土砂供給された場合は、南部に届かず、チャンネル内にのみトラップされ、たとえば、帯磁率で検討するとゾーン B のように上盤側では対応しない堆積物が見られる。帯磁率測定を用いて対比する場合は、基本的に堆積物が連続であることが前提であり、対比する複数のコアは同じ堆積環境で堆積していることを前提に対比を行うが、TN-1、2 孔では、コアリングサイトが直近であるにもかかわらず、岩相や堆積条件が大きく異なる可能性が高く、堆積の連続性についても他の手法を用いて慎重に検討する必要がある。

iv) 橘湾南部 (TS-1 コア・TS-2 コア・TS-3 コア) (図 6-15)

TS-1 コアの深度 0~240cm までは、測定値がほぼ一定で $100 \mu \text{SI}$ 程度の値を示す（ゾーン A）。TN-2 と同様に橘湾の沖積層最上部の堆積物は概ねこの値を示すと考えられる。深度 240~310cm では大きなピークが現れる。この部分では火山ガラス（色つきガラスを含む）が濃集していることが確認される（ゾーン B）。深度 310 から 480cm では、値はほぼ一定で $70 \mu \text{SI}$ と小さな値を示し、岩相は均質なシルトからなる（ゾーン C）。

深度 480~670cm は急激に測定値が大きくなり、70 から $4000 \mu \text{SI}$ 程度になる（ゾーン D）。下部の最高値は $10000 \mu \text{SI}$ を超える。深度 590cm 付近で一旦、測定値の増加は停滞するが、この部分と下端の部分は岩相から粒度が粗くなり、削り込みが見られ 2 層に区分される（D-1、D-2）。深度 670~760cm の部分は測定値 600 から $400 \mu \text{SI}$ へと弓形で緩やかに減少する（ゾーン E）。

深度 760 から 890cm では $400 \sim 1200 \mu \text{SI}$ へと台形状に凸になるが、測定値の高い部分は有機質な部分に該当する（ゾーン F）。深度 890 以深は測定値 $800 \mu \text{SI}$ 程度に一定である（ゾーン G）。

TS-2 コアでは、深度 0~390cm までは測定値がほぼ一定で、 $100 \mu \text{SI}$ 程度の値を示す（ゾーン A）。深度 390~440cm は大きなピークが現れ、TS-1 と同様に火山ガラス（色つきガラスを含む）が濃集していることが確認される（ゾーン B）。深度 440~620cm の部分は値がほぼ一定値で $70 \mu \text{SI}$ を示し、岩相は均質なシルトから極細粒砂からなる（ゾーン C）。

深度 620 から 680cm では、測定値が 70 から $500 \mu \text{SI}$ に増加する。増加曲線は TS-1 の D-2 に相似形であるが、下位への削り込みは見られない（ゾーン D'）。深度 680~760cm では、弓形に凸になるが、概ね $500 \mu \text{SI}$ 程度の値を示す。TS-1 層でみられるゾーン D 直下のゾーン E とは変化の傾向が異なるために、これとは別のものと区別した（ゾーン H）。

深度 760～920cm の部分では、大きく弓形の変化をするが最大で 1000 μ SI 程度の値になる。この部分は有機質な細粒砂である。下位では再び値が小さくなる（ゾーン I）。深度 920～960cm では、再び測定値が低くなり、100 μ SI となる。全体の傾向は TN-2 と類似する（ゾーン J）。

TS-3 コアでは、深度 0～380cm で測定値は 100 μ SI 程度の値を示す（ゾーン A）。深度 380～440cm では小さなピークが認められ、火山ガラスが確認されることから、TS-1、2 のゾーン B に対応する（ゾーン B）。深度 440～620cm では、均質なシルト堆積物からなり、70 μ SI 程度である（ゾーン C）。

深度 620 から 680cm では、測定値が 70 から 400 μ SI に増加する。増加曲線は TS-1 の D-2 に相似形であるが、下位への削り込みは見られない（ゾーン D'）。深度 680～760cm では、弓形に凸になるが、概ね 400 μ SI 程度の値を示す（ゾーン H）。

深度 760～940cm の部分では、大きく弓形の変化をするが最大で 1000 μ SI 程度の値になる。この部分は有機質な細粒砂である。下位では再び値が小さくなる（ゾーン I）。深度 940～980cm では、再び測定値が低くなり、100 μ SI となる。全体の傾向は TN-2 と類似する（ゾーン J）。深度 980cm 以深は再び値が大きくなる途中でコアが終了する（ゾーン K）。

TS-1、2、3 の 3 コアを見ると、帯磁率の測定値からいえば、TS-1 孔内のゾーン D とゾーン G 以外は、ほぼ全域で対比可能であり、同じような堆積環境で堆積したものと考えられる。ゾーン D では、下位の地層に削り込み構造を残して上位に堆積しており、土粒子が粗粒なこと、不淘汰層であることから、洪水成のような堆積物であると考えられる。橋湾の北部から西部域から流れてきたと考えられるが、南部の TS-2 孔や TS-3 孔では、粒度変化も堆積構造も非常に弱いが D'(D-2)層として対比可能であるが、下位のゾーン E の地層を削り込んではいない。また、TS-1 層の下部のゾーン E、F、G の地層は TS-2、3 層のゾーン D'層下部の地層とは帯磁率の値から言えば、大きく異なる。

（6）湿潤・乾燥重量分析

1）分析方法及び数量

古地磁気試料採取用のポリカーボネートキューブ（10cc）を用いて、半割したボーリングコアから 5cm 間隔で試料を採取した。採取後すぐに質量を測定し、あらかじめ測定しておいたキューブの質量を差し引いて湿潤重量とした。その後、試料を約 80℃に設定した乾燥機内で 24 時間以上乾燥させ再度質量を測定し、この値からキューブの質量を差し引いて乾燥重量とした。

分析数量は、SN-1：142 個、SN-2：182 個、SS-1：158 個、SS-2：85 個、TN-1：221 個、TN-2：207 個、TS-1：209 個、TS-2：192 個、TS-3：206 個の、合計 1602 個である。

2）分析結果

分析結果を図 6-16 から図 6-24 に示す。各コアの傾向について以下に述べる。

i）SN-1 コア

湿潤重量・乾燥重量の深度方向に対する増減の傾向は、ほぼ一致している。

湿潤重量はおよそ 12～18 g の幅で変化する。深度 300cm 付近までは 14～16 g 程度で

下位に向かって増加する傾向が見られる。深度 300～500cm 付近では 12～14 g 程度で深度方向にほぼ一定である。深度 500cm 以深では再び値が増し、深度 570～680cm 付近では 16～18 g 程度と高くなる。

乾燥重量はおよそ 5～13 g の幅で変化する。深度 300cm までは 6～10 g 程度で下位に向かって増加する傾向が見られる。深度 300～500cm 付近では 6～7 g 程度で深度方向にほぼ一定である。深度 500cm 以深では再び値が増し、深度 570～680cm 付近では 10～13 g 程度と高くなる。

ii) SN-2 コア

湿潤重量・乾燥重量の深度方向に対する増減の傾向は、ほぼ一致している。

湿潤重量はおよそ 13～17 g の幅で変化する。深度 400cm 付近までは 13～16 g 程度で下位に向かって増加する傾向が見られる。深度 400～700cm 付近では 13～14 g 程度で深度方向にほぼ一定である。深度 700cm 以深では再び値が増し、深度 730～820cm 付近では 15～17 g 程度と高くなる。

乾燥重量はおよそ 5～12 g の幅で変化する。深度 400cm 付近までは 13～16 g 程度で下位に向かって増加する傾向が見られる。深度 400～700cm 付近では 6～7 g 程度で深度方向にほぼ一定である。深度 700cm 以深では再び値が増し、深度 730～820cm 付近では 10～12 g 程度と高くなる。

iii) SS-1 コア

湿潤重量・乾燥重量の深度方向に対する増減の傾向は、ほぼ一致している。

湿潤重量はおよそ 12～14 g の幅で変化し、深度方向にほぼ一定である。

乾燥重量はおよそ 5～8 g の幅で変化し、深度方向にほぼ一定である。

iv) SS-2 コア

湿潤重量・乾燥重量の深度方向に対する増減の傾向は、ほぼ一致しているが、乾燥重量の方が変化の幅が大きい。

湿潤重量は深度 400cm 付近まではおよそ 12～18 g の幅で変化する。表層から深度 160cm 付近までは下位に向かって増加する傾向が見られる。深度 160～220cm 付近ではやや低くなり、深度 220～400cm 付近では 14～18 g の幅で変化する。深度 400cm 付近では 10 g 程度と急に低くなる。

乾燥重量は深度 400cm 付近まではおよそ 5～14 g の幅で変化する。表層から深度 160cm 付近までは下位に向かって増加する傾向が見られる。深度 160～220cm 付近ではやや低くなり、深度 220～400cm 付近では 8～13 g の幅で変化する。深度 400cm 付近では 4 g 程度と急に低くなる。

v) TN-1 コア

湿潤重量・乾燥重量の深度方向に対する増減の傾向はほぼ一致しているが、深度 600cm 付近で乾燥重量に認められるピーク、および深度 1000cm 以深の傾向は両者で異なる。

湿潤重量はおよそ 13～16 g の幅で変化する。細かい変化は見られるが、全体的には深度方向に一定である。

乾燥重量はおよそ 7～12 g の幅で変化し、深度 1000cm 付近までは全体的にほぼ一定の傾向がある。深度 1000cm 付近より下位では値が増す。

vi) TN-2 コア

湿潤重量・乾燥重量の深度方向に対する増減の傾向はほぼ一致しているが、表層から深度 120cm 付近までの傾向が両者で異なる。

湿潤重量はおよそ 13~17 g の幅で変化する。表層から深度 120cm 付近ではおよそ 14~17 g の幅で変化し、深度 120cm 付近で急に低くなる。深度 120~740cm 付近ではおよそ 13~14 g の幅でほぼ一定である。深度 740~900cm 付近ではおよそ 15~16 g で、深度 920cm 付近で急に低くなる。それ以深ではおよそ 13~14 g でほぼ一定である。

乾燥重量はおよそ 6~11 g の幅で変化する。表層から深度 640cm 付近では 6~8 g の幅でほぼ一定である。深度 640~760cm 付近ではおよそ 6~10 g の幅で下位ほど高くなる傾向が認められる。深度 760~860cm 付近でいったん低くなり、深度 900cm 付近で顕著なピークが認められる。深度 920cm 付近で急に低くなる。それ以深では急に低くなり、およそ 6~7 g でほぼ一定である。

vii) TS-1 コア

湿潤重量・乾燥重量の深度方向に対する増減の傾向は、ほぼ一致している。

湿潤重量はおよそ 13~16 g の幅で変化する。深度 280cm 付近まではおよそ 14~15 g の幅でほぼ一定である。深度 280~400cm 付近ではおよそ 13~16 g の幅で変化しながら全体的には深度方向に低くなる傾向がある。深度 400~640cm 付近ではおよそ 13~14 g の幅でほぼ一定である。深度 660~680cm では 16 g 程度と急に高くなり、それ以深ではおよそ 14~15 g の幅でほぼ一定の値を示す。

乾燥重量はおよそ 6~11 g の幅で変化する。深度 280cm 付近まではおよそ 7~9 g の幅でほぼ一定である。深度 280~400cm 付近ではおよそ 6~10 g の幅で変化しながら全体的には深度方向に低くなる傾向がある。深度 400~640cm 付近ではおよそ 6~8 g の幅でほぼ一定である。深度 660~680cm では 11 g 程度と急に高くなる。深度 700~860cm 付近ではやや逆弓形の変化を示し、それ以深ではおよそ 4~5 g の幅でほぼ一定の値を示す。

viii) TS-2 コア

湿潤重量・乾燥重量の深度方向に対する増減の傾向は、ほぼ一致している。

湿潤重量はおよそ 13~16 g の幅で変化する。深度 520~600cm 付近で上位よりやや低くなる。深度 600~780cm 付近ではやや弓形の変化を示し、それ以深ではやや値が高くなる。

乾燥重量はおよそ 5~11 g の幅で変化する。深度 520~600cm 付近で上位よりやや低くなる。深度 600~780cm 付近ではやや弓形の変化を示し、それ以深ではやや値が高くなる。

ix) TS-3 コア

湿潤重量・乾燥重量の深度方向に対する増減の傾向は、ほぼ一致している。

湿潤重量はおよそ 14~16 g の幅で変化する。細かい変化は見られるが、全体的には深度方向に一定である。

乾燥重量はおよそ 7~10 g の幅で変化する。細かい変化は見られるが、全体的には深度方向に一定である。

6. 3 コアの対比

島原湾北部及び南部、橘湾北部及び南部の各海域で採取したコアの各種分析結果の比較を、それぞれ図 6-25、26、図 6-28、29、図 6-30、31、図 6-33~35 に示す。また、島原湾北部と橘湾北部及び南部の断層を挟む音波探査断面とコアの帯磁率測定結果との比較を、それぞれ図 6-27、図 6-32、図 6-36 に示す。

(1) 島原湾北部 (図 6-25~6-27)

SN-1 及び SN-2 コアの特徴として、層相観察では表層から下方に向けて一度粒径がやや大きくなり、粘土層を挟んで下方に向けて粗粒化するという傾向を読み取ることができる。加えて、図 6-27 に示す帯磁率の測定結果を参照すると、測定の絶対値と変化の傾向に非常に良い相関が見受けられるため、後述する活動履歴の検討には、帯磁率に基づくコア間の対比を基本に、一部アカホヤ火山灰の再堆積層準を使って検討を行った。

帯磁率の分析の結果から、双方のコアで A から F までの 6 つのブロックに特徴付けられる。このうち、B ブロック内に鬼界-アカホヤ火山灰の再堆積層が認められることから、これを B-1 サブブロックとした。

(2) 島原湾南部 (図 6-28、6-29)

島原湾南部の SS-1 と SS-2 では、層相の観察結果、帯磁率、乾燥・湿潤重量と、いずれの結果もコア間の対比ができない結果となった。原因としては、平面的には約 600m 離れているため、古地形や堆積環境の背景が異なることが考えられる。

SS-1 では、帯磁率の分析結果によるブロック区分も可能であったが、SS-2 は火砕流の影響を大きく受けて磁性鉱物を多量に含んでいるため、表層の A-1 ブロック以外は、帯磁率の絶対値による比較は困難である。また、変化の傾向を読み取ることも試みたが、SS-1 で認められるような変化は確認できなかった。そのため、活動時期や変位量に関する情報を得ることが出来なかった。乾燥、湿潤重量に関しても、同様に対比は出来なかった。

(3) 橘湾北部 (図 6-30~6-32)

TN-1 ではコアの上方から下方に向けて、粒径が細砂からシルト、粘土と細粒化する傾向が読み取れる。一方、TN-2 では、上方から 800cm 付近までは、下方に向けて細粒化する傾向があるが、TN-1 で認められた粘土層は観察されず、800cm 以深は極細砂が主体である。断層の変位は、陸側が低下する形態になっているため、陸側から供給される堆積物の影響で、帯磁率の測定の絶対値で TN-1 の表層部分が高めとなっている。そのため、活断層の活動時期を検討するための対比線を精度よく設定することは難しい。

活動履歴を検討する対比線の根拠としては、TN-1 の 440cm 付近、TN-2 の 400cm 付近に認められた鬼界-アカホヤ (K-Ah) 火山灰の再堆積物の濃集層と TN-1 の 710cm 付近、TN-2 の 800cm 付近に認められたパラメトリック方式高分解能音波探査による T-17 測線での強反射面、帯磁率の F ブロック基底の TN-1 の 1060cm 付近で検出された A-Os (29ka) について検討した。なお、TN-2 からは、帯磁率のピークは TN-1 の傾向が認められるが、層相観察からは A-Os の分布を直接確認していないため、対比の精度は落ちると考えられる。

(4) 橋湾南部 (図 6-33~6-36)

層相観察では、TS-1、TS-2、TS-3 の 3 本とも、シルト～極細砂の粒径であるが、TS-1 の 540-650cm にかけては、西ないし北西から供給されたと考えられる粗流堆積物が下方のシルト層を削り込むように堆積しており、コア間の対比がやや複雑となっている。一方、TS-2 と TS-3 はパラメトリック方式高分解能音波探査による結果断面と整合的で、層厚の変化も認められない。TS-1 の 300cm で認められる強反射面は、TS-1 と TS-2 の間の A 断層で 100cm 程度の南落ちの変位が認められ、TS-2 と TS-3 の間の B 断層を挟んで TS-3 では 30cm 程度の南落ち変位が認められた。したがって、TS-2 と TS-3 はほぼ同じ層相と物性をもっていると解釈できる。一方、TS-1 の 540cm より下方については、層相観察や帯磁率、乾燥湿潤重量での対比が困難であった。

6. 4 活動時期に関する考察

(1) 島原湾北部

1) イベント 1 (最新活動)

図 6-12 及び 6-27 に示す帯磁率ブロックの A-B から E-F のそれぞれの境界を線で結ぶと、A-B 境界と B-1 はほぼ並行することが確認された。したがって、最新活動の時期は、少なくとも B ブロックの堆積以降で A ブロックの堆積中であったことが考えられる。年代値は B-1 が K-Ah 火山灰の再堆積層であるので、7300 年以降に最新活動があったと解釈される。しかし A ブロック内部の分解能が低いため、最新活動以降に堆積した層準の認定は出来ていない。変位量については、海底地形に特徴的な崖地形などが認識されないことから、コア間の対比に基づく、約 1m の変位が見込まれる。

2) イベント 2

帯磁率ブロックの B-1 と B-C 境界の間では、SN-2 の B ブロックの層厚が 20cm 程度、SN-1 のコアよりも厚いことから、B-1 の対比線よりも B-C 境界の傾斜が大きくなる傾向が読み取れる。このことから、イベント 2 の時期は、C ブロック堆積以降、B-1 堆積以前と読み取ることが出来る。B-1 は K-Ah の再堆積なので 7300 年以降であるため、イベント 2 の新しい年代側を挟み込む指標としては、若干問題がある。変位量は B ブロックの層厚の違いから、少なく見積もって 20cm 程度と見込まれる。

3) イベント 3

帯磁率ブロックの B-C 境界と C-D 境界の間では、SN-2 の C ブロックの層厚が SN-1 よりも 30cm 厚いことから、C-D 境界の傾斜の方が B-C 境界よりも大きくなる傾向が読み取れる。このことからイベント 3 の時期は、D ブロック堆積後、C ブロックの堆積中と読み取ることが出来る。D ブロックからは、炭化物の年代値として 8719 ± 36 (cal. yrBP) が得られていることから、 8719 ± 36 (cal. yrBP) 以降に活動があったと解釈できる。ただし、変位量に関しては、変形後に圧密されて現在の状態に至っている可能性があることから、実際の変位量は 30cm 以上と考えられる。

4) イベント 4

帯磁率の D ブロックはコア間による層厚の違いは確認されず、E ブロックでは SN-2 の方が SN-1 に比べて約 20cm 層厚が厚いことから、E-F 境界の傾斜が D-E 境界よりも

やや大きくなる。これより、イベント4の時期は、Fブロック堆積後、Eブロック堆積中と読み取ることが出来る。Fブロックからは、木炭の年代 9382 ± 36 (cal. yrBP) が得られていることから、 9382 ± 36 (cal. yrBP) 以降、 8719 ± 36 (cal. yrBP) 以前と解釈できる。ただし、変位量に関しては、変形後に圧密されて現在の状態に至っている可能性があることから、実際の変位量は20cm以上と考えられる。

活動時期の読み取りに関しては、最新活動以外は変位量が20~30cmと小さいことから、断層に対して低下側に相当するSN-2の下位層で圧密を受けやすい層準が分布すると、必ずしも断層活動による変形を表していない可能性も考えられる。

(2) 島原湾南部

島原湾南部については、島原半島南部の布津付近から延びる布津断層の活動履歴の解明が目的であった。しかし、SS-1コアとSS-2コアを対比したところ、SS-2のみ340cm付近からAso-4火砕流起源の物質を多量に含む層準が確認された。

SS-1は、図6-13に示すとおり、帯磁率の分析結果によるブロック区分は可能であったが、SS-2は火砕流の影響を大きく受けて磁性鉱物を多量に含んでいるため、表層のA-1ブロック以外は絶対値での比較は困難である。また、変化の傾向を読み取ることも試みたが、SS-1で認められるような変化は確認できなかった。そのため、活動時期や変位量に関する情報を得ることは出来なかった。

(3) 橘湾北部)

1) イベント1 (最新活動)

パラメトリック方式高分解能音波探査によるT-17測線の結果断面に基づく、鬼界アカホヤ(K-Ah)火山灰の再堆積層に相当する深度で中程度の強度の反射面に変位があるように認められる。したがって、最新活動時期は、K-Ahの再堆積後の7300年前以降と判断される。最新活動後に堆積した層準については、音波探査の分解能を超えていることと、図6-6、6-14、及び6-30~32に示すとおり、帯磁率や層相観察による表層付近の対比が難しいことから、明確な年代値を示すことは出来ていない。変位量はおおよそ40cmと考えられる。

2) イベント2

パラメトリック方式高分解能音波探査によるT-17測線の結果断面の中で、最も強い反射面がTN-1では810cm、TN-2では710cmでそれぞれ認識される。層相観察では、若干貝殻片を多く含む程度で、図6-32に示すとおり帯磁率では顕著な特徴は見受けられなかったが、他の要因で強反射面が検出されたと考えられる。イベントの時期については、TN-2の深度936cmの貝片の年代 8680 ± 39 (cal. yrBP) 以降、646cmの貝片の年代 6102 ± 32 (cal. yrBP) 以前と考えられる。変位量は60cm程度と考えられる。

なお、変位量については、イベント後の圧密の可能性があるため、最少の見積値と考えられる。また、年代値については、分析に用いた試料が貝殻片であることから、海洋リザーバー効果を考慮する必要があるが、 ΔR に関する指標が不明なため、補正なしの年代であることに注意が必要である。

3) イベント3

TN-1 の 1060cm 付近で検出された始良-大隅 (A-Os ; 29ka) については、TN-2 で直接分布を確認できていないものの、帯磁率の F ブロックの基底にある帯磁率のピークで対比される可能性がある。現在、TN-2 の 920cm 付近について、火山灰の分析を行なっているが、仮に対比が可能になった場合、A-Os 火山灰の再堆積以降に活動があったと考えられる。変位量は 40cm 程度と考えられる。

なお現時点では、TN-1 と TN-2 の A-Os の対比が未確定であること、変位量についてはイベント後の圧密の可能性が考えられるため、最少の見積値と考えられることなどの問題点があり、イベント 1、2 と比較すると、確実性は低い。

(4) 橋湾南部

1) イベント 1 (最新活動)

A 断層と B 断層が同時に活動したかは不明であるが、A 断層については、少なくとも TS-1 の 506cm から検出された木片の年代値 7614 ± 35 (cal. yrBP) 以降に少なくとも 1 回の活動があり、変位量は最大で 100cm と考えられる。

B 断層については、TS-2 と TS-3 のコアの対比で顕著な層厚の変化が認められないことから、音波探査の断面で認識できる変位が最新の活動で生じ、1 回のイベントだけの変形と考えられる。活動時期については、TS-3 の 500cm から検出された木片の年代値 7259 ± 32 (cal. yrBP) 以降であり、変位量は 30cm と見込まれる。

6. 5 ピストンコア採泥調査のまとめ

本調査によって、雲仙断層群の島原湾北部及び橋湾北部と南部において、過去の地震活動による断層変位を確認し、活動時期に関して以下のような結果を得た。

(1) 島原湾北部

- ・ 9382 ± 36 (cal. yrBP) 以降、4 回の地震活動があった可能性が考えられる。
- ・ 最新活動は 7300 年以降でポストイベント層準は不明。変位量は 1m 程度。
- ・ イベント 2 は C ブロック堆積以降、K-Ah の再堆積 (7300 年以降) より前で、変位量は 20cm 以上。
- ・ イベント 3 は 8719 ± 36 (cal. yrBP) 以降で、変位量は 30cm 以上。
- ・ イベント 4 は 9382 ± 36 (cal. yrBP) 以降、 8719 ± 36 (cal. yrBP) 以前で、変位量は 20cm 以上と考えられる。

(2) 島原湾南部

- ・ コア間の対比を阻害する要素が多かったため、活動時期や変位量に関する情報を得ることは出来なかった。

(3) 橋湾北部

- ・ 鬼界-アカホヤ (K-Ah) 火山灰の再堆積層と帯磁率のピークポイントによる対比、始良-大隅 (A-Os ; 29ka) テフラの層準と音波探査記録から、29,000 年以降 3 回の活動の可能性が考えられる。
- ・ 最新活動は、K-Ah 火山灰の再堆積層後の 7300 年前以降、ポストイベント層準の認定は出来ていない。変位量は 40cm 以上。
- ・ イベント 2 は 8680 ± 39 (cal. yrBP) 以降、 6102 ± 32 (cal. yrBP) 以前と考えられる

が、年代測定の方法が貝殻片のため、海洋リザーバー効果（本調査では未補正）を考慮する必要がある。変位量は 60cm 以上と考えられる。

- ・ イベント 3 は TN-1 の 1060cm 付近で検出された A-Os が今後の分析で TN-2 でも検出された場合、A-Os 火山灰の再堆積以降。変位量は 40cm 以上。

(4) 橘湾南部

- ・ TS-1 下部のコア対比に課題があるものの、最新活動時期に関する情報を得た。
- ・ TS-1、TS-2 間の A 断層の最新活動は、 7614 ± 35 (cal. yrBP) 以降であり、変位量は最大で 100cm と考えられる。
- ・ TS-2 と TS-3 間の B 断層の最新活動は、 7259 ± 32 (cal. yrBP) 以降であり、変位量は 30cm と見込まれる。

7. まとめ

7. 1 断層帯の位置及び形態

(1) 断層帯を構成する断層

i) 雲仙断層群北部の島原湾側延長域

エアガン調査、ブーマー調査及びパラメトリック方式高分解能音波探査の結果、雲仙断層群北部の東方延長に当たる島原湾北部海域からその北方の海域において、ほぼ東西に延びる活断層群が新たに確認された(図 7-1、表 7-1)。

ii) 雲仙断層群北部の橘湾側延長域

パラメトリック方式高分解能音波探査とブーマー調査の結果、長崎県(2003、2005)の F-4' 断層西端付近の南側に、これと並走する数本の断層が新たに確認された(図 7-2)。

iii) 雲仙断層群南東部の島原湾側延長域

エアガン調査及びブーマー調査の結果、島原湾南部にこれまで知られていなかった活断層が新たに確認された。また、エアガン調査の結果、雲仙断層群南東部に含まれる赤松谷断層の延長の可能性のある断層が島原湾中部で見出されたが、反射波が火山ガスによる影響を受けており、その信頼度は低い。

(2) 断層の位置及び長さ

i) 雲仙断層群北部の島原湾側延長域

島原湾北部で新たに確認された断層群は、ブーマー調査の N1 測線から N3 測線まで、8km にわたってほぼ東西に追跡された。また、松岡・岡村(2000)によって N3 測線の東側で確認されている断層を含めると、その長さは約 10km に達する。さらにその東方の N4 測線において、今回確認された断層を含めると、約 12km となる。

仮にこれらを雲仙断層群北部の東端と見なした場合には、同断層群北部の東端は北緯 $32^{\circ} 48' 38''$ 、東経 $130^{\circ} 30' 54''$ 付近(松岡・岡村、2000 に示された断層東端)あるいは北緯 $32^{\circ} 48' 02''$ 、東経 $130^{\circ} 31' 51''$ 付近(N4 測線測位点 16 付近)となる。

また、この場合、雲仙断層群北部の長さ(次に述べる西端位置の 0.4km の増加を除く)は、43km 程度以上、または 45km 程度以上となる。

ii) 雲仙断層群北部の橘湾側延長域

パラメトリック方式高分解能音波探査の結果、長崎県(2003、2005)の F-4' 断層は同県の調査結果よりも約 810m 西南西方向に延びることが明らかになり、さらにその延長はブーマー調査の T1 測線測位点 15 付近の断層に連続すると判断される。この結果、雲仙断層群北部の西端位置は、北緯 $32^{\circ} 45' 49''$ 、東経 $130^{\circ} 03' 57''$ となり、地震調査委員会(2006)の西端位置(国土地理院、1983 のデータによる)よりも約 400m 西南西に延びる。

iii) 雲仙断層群南東部の島原湾側延長域

雲仙断層群南東部の東端位置と長さについては、布津沖の断層(布津断層の東方海域延長)の東端が音波散乱層のため、確認できなかったことから、特段の変更はない。宇土半島沖で新たに確認された断層及び赤松谷断層の海域延長の可能性のある断層の位置は、布津沖の断層の東端よりも西に位置している。

(3) 断層面の傾斜と変位の向き

i) 雲仙断層群北部の島原湾側延長域

今回、島原湾北部で確認された断層群は、高角度で北に傾斜する断層面をもち、北側が相対的に沈降する正断層（北落ち正断層）と高角度で南に傾斜する断層面をもち、南側が相対的に沈降する正断層（南落ち正断層）からなる。ブーマー調査及びパラメトリック方式高分解能音波探査を実施した海域では北落ちの断層が卓越している。3種の音波探査のいずれでも、千々石断層の東方延長に当たると考えられる顕著な南落ちの断層は認められず、この点は、主として南落ちの断層からなるとされる雲仙断層群北部とは異なっている。

ii) 雲仙断層群北部の橘湾側延長域

パラメトリック方式高分解能音波探査とブーマー調査の結果、北落ちの正断層及び南落ちの正断層の両方が確認された。3km以上にわたって追跡された F-4 断層及び F-4' 断層を含め、全体としては北落ちの正断層が卓越し、陸上の千々石断層に匹敵するような大規模な南落ちの正断層は認められなかった。

iii) 雲仙断層群南東部の島原湾側延長域

布津沖の断層、深江断層の海域延長などをはじめ、北落ちの正断層が卓越することが確認され、従来の評価と特段の変わりはない。エアガン調査の結果によると、布津沖の断層の傾斜は約 60° と推定される。なお、布津沖の断層の北側 1.2~2.5km には、海上保安庁(1996)の調査結果も考慮すると、右雁行配列する3条の南落ちの正断層が存在すると推定され、これらの断層と布津沖の断層との間は地溝状を呈する。エアガン反射断面では、これらの断層の一部（例えば UM3 測線の SP1100 付近の断層）は、高角度で北に傾斜しているように見えることから、横ずれ成分を伴う断層の可能性はある。

(4) 島原湾及び雲仙断層群の深部形状

エアガン探査の結果、島原湾の基盤が南へ向かって深くなるハーフグラーベン状の構造が明瞭に捉えられた。第四系基盤の深度は、調査地域北端で 300m 前後であり、南に向かって緩やかに深くなり、布津沖の断層を境に北側では 1600m 前後、南側～測線南端では 500m 前後となる。東西方向では深江沖で深度 1600m 前後であり、東方の熊本平野に向かって深度は緩やかに浅くなる。

布津沖の断層の累積上下変位量は 1200m に達し、他の断層に比べて圧倒的に大きい。このことから、島原湾内における支配的な活断層は布津沖の断層（布津断層の海域延長）と結論される。

7. 2 断層帯の過去の活動

(1) 平均変位速度

i) 雲仙断層群北部の島原湾側延長域

ピストンコア採泥調査の結果、ブーマー調査 N3 測線の測位点 27 付近の南落ちの断層を挟んで、約 7300 年前の年代が得られた層準が約 1m の上下変位を被っていることから、この断層の平均上下変位速度は、0.1m/千年以上（B 級）と推定される。他の断

層については、具体的なデータは得られていないが、反射断面上での変位量から、上記断層と同程度の平均変位速度を有すると推定される。

ii) 雲仙断層群北部の橘湾側延長域

パラメトリック方式高分解能音波探査及び長崎県（2003）などの既往調査結果から、平均変位速度は K-Ah 火山灰に対応する反射面を基準とすると、この海域の活断層の平均上下変位速度は最大 0.3m/千年（B 級）と推定される。

iii) 雲仙断層群南東部の島原湾側延長域

エアガン調査の結果、約 50 万年前に形成されたと推定される第四系の基底が布津沖の断層（布津断層の海域延長部）によって、北落ち約 1200m の累積上下変位を受けている。このことから、過去 50 万年間の布津断層の平均上下変位速度は約 2.4m/千年（A 級）と算出される（表 7-2）。

（2）最新活動時期

i) 雲仙断層群北部の島原湾側延長域

上述のように、ピストンコア採泥調査の結果、ブーマー調査 N3 測線の測位点 27 付近の南落ちの断層を挟んで、約 7300 年前の年代が得られた層準が約 1m の上下変位を被っていることから、この断層の最新活動時期は約 7300 年前以降と判断される。活動の上限年代は不明である。

ii) 雲仙断層群北部の橘湾側延長域

ピストンコア採泥調査の結果から、パラメトリック方式高分解能音波探査の T-17 測線で確認された北落ちの断層（長崎県、2003 の断層 179）は、K-Ah 火山灰の堆積層後に最新活動を行ったと考えられるが、その時期については、2006 年の雲仙断層群長期評価の一部改訂（約 5 千年前以後）よりも精度の高い情報は得られなかった。

iii) 雲仙断層群南東部の島原湾側延長域

ブーマー調査の結果によると、布津断層は海底にまで達し、沖積層を変位させていることから、約 1.2 万年前以降に活動したのは確実であるが、2006 年の雲仙断層群長期評価の一部改訂（約 7 千 3 百年前以後）よりも精度の高い情報は得られなかった。

（3）最新活動に先立つ活動及び平均活動間隔

i) 雲仙断層群北部の島原湾側延長域

ピストンコア採泥調査の結果から、ブーマー調査 N3 測線の測位点 27 付近の南落ちの断層は、約 9382 cal. yrBP 以降、最新活動を含めて、4 回活動した可能性がある。このことから、平均活動間隔はおよそ 2 千年～3 千年の可能性はある。但し、最新活動が約 1m の上下変位を伴うのに対して、それより前の活動に伴う上下変位量は 20～30cm 程度と推定されることから、これらの活動イベントの信頼性は低い。

ii) 雲仙断層群北部の橘湾側延長域

ピストンコア採泥調査の結果から、長崎県（2003）の断層 179 では、約 8680 cal. yrBP 以降、約 6102 cal. yrBP 以前に、一つ前の活動があったと推定される。これらの年代は海洋リザーバー効果を補正していない値であるが、活動間隔は少なくとも約 2 千年以上、約 8 千年以下と推定される。

iii) 雲仙断層群南東部の島原湾側延長域

具体的なデータは得られなかった。なお長期評価では、本断層群南東部の全体の長さ(23km程度以上)から、1回のずれの量(上下変位量)は2m程度と推定されている。この値と上述した平均上下変位速度(約2.4m/千年)に基づくと、雲仙断層群の平均活動間隔はおおよそ800年程度以上となる。

(4) 1回の変位量

i) 雲仙断層群北部の島原湾側延長域

ピストンコア採泥調査の結果、ブーマー調査 N3 測線の測位点 27 付近の南落ちの断層の最新活動に伴う上下変位量は約1mと推定される。

ii) 雲仙断層群北部の橘湾側延長域

ピストンコア採泥調査の結果から、長崎県(2003)の断層179のK-Ah火山灰堆積後の最新活動に伴う変位量は40cm以上、その一つ前の完新世前期の活動に伴う変位量は60cm以上と推定される。

iii) 雲仙断層群南東部の島原湾側延長域

具体的な新たなデータは得られなかった。

7. 3 陸域の断層との関係

(1) 雲仙断層群北部とその島原湾側延長域で確認された断層との関係

7.1で指摘したように、今回、島原湾北部で確認された断層群は、北落ち断層と南落ち断層からなり、ブーマー調査及びパラメトリック方式高分解能音波探査を実施した海域では北落ちの断層が卓越している。また、3種の音波探査のいずれでも、顕著な南落ちの断層は認められない。この点は、南落ちの断層を主体とする雲仙断層群北部とは異なっている。今後、長崎県(2005)が指摘しているように、今回確認された長さ10~12kmの断層群を雲仙断層群北部とは異なる断層群(島原沖断層群等)とすることも検討すべきであろう。

雲仙断層群北部とその橘湾側延長域の断層、雲仙断層群南東部とその島原湾側延長域の断層については、7.1及び7.2にまとめた新たなデータ以外、特段、従来の評価を変更すべき情報は得られていない。

8. その他の資料

(1) 地元(都道府県、市町村)等への説明資料

- 1) 2009年6月に実施した長崎・熊本両県等への事前説明資料
- 2) 2010年4月に実施した長崎・熊本両県等への成果報告資料(概要版)

(2) マスコミ等の取材協力状況

特になし

調査担当：杉山雄一(産業技術総合研究所)・伊藤谷生(千葉大学理学部)
坂本 泉(東海大学海洋学部)・越後智雄(地域地盤環境研究所)

文 献

- 千田 昇 (1979) : 中部九州の新时期地殻変動—とくに第四紀火山岩分布地域における活断層について—. 岩手大学教育学部研究年報, 39, 37-75.
- 千田 昇 (1992) : 中部九州の活断層—九州における中央構造線の第四紀活動—. 地質学論集, 40, 39-51.
- 江頭康夫・清水 洋・福井理作・桑原総一 (1987) : 雲仙地溝における垂直変動. 自然災害科学研究西部地区会報, 4, 75-78.
- 本田美智子・岡村 眞・松岡裕美・原口 強・中村俊夫 (1995) : 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, 17, 506-514.
- 星住英夫・尾崎正紀・宮崎一博・松浦浩久・利光誠一・宇都浩三・内海 茂・駒沢正夫・広島俊男・須藤定久 (2004) : 20 万分の 1 地質図「熊本」. 産業技術総合研究所地質調査総合センター
- 星住英夫・宇都浩三 (2000) : 雲仙火山の形成史. 月刊地球, 22, 237-245.
- 星住英夫・宇都浩三・松本哲一・徐 勝・栗原 新・角井朝昭 (2002) : 雲仙火山の形成史—山麓掘削と組織的放射年代測定の結果—. 月刊地球, 24, 828-834.
- Hoshizumi, H., Uto, K. and Watanabe, K. (1999) : Geology and eruptive history of Unzen volcano, Shimabara peninsula, Kyushu, SW Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 89, 81-94.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2006) : 雲仙断層群の長期評価の一部改訂について. (http://www.jishin.go.jp/main/chousa/06may_unzen/index.htm)
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005) : 雲仙断層群の長期評価について. (http://www.jishin.go.jp/main/chousa/06may_unzen/index.htm)
- 金子史朗 (1973) : 火山と広域応力場. 地理, 19, 95-103.
- 海上保安庁水路部 (1994) : 海底地質構造図・海底地形図・海底地形地質調査報告「橘湾」. 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1), 6348 (1), 58p.
- 海上保安庁水路部 (1996) : 海底地質構造図・海底地形 図・海底地形地質調査報告「島原湾」. 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1), 6348 (2) , 60p.
- 唐木田芳文・早坂祥三・長谷義隆 (1992) : 九州地方. 日本の地質. 9, 共立出版.
- 活断層研究会編 (1980) : 「日本の活断層—分布図と資料—」. 東京大学出版会, 363p.
- 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, 437p.
- 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, CD-ROM 3 枚・付図 2 葉・122p.
- 国土地理院 (1982) : 沿岸海域基礎調査報告書 (島原地区). 国土地理院技術資料, D・3-No. 38, 195p.
- 国土地理院 (1988) : 沿岸海域基礎調査報告書 (肥前小浜地区). 国土地理院技術資料, D・3-No. 59, 153p.
- 国土地理院 (1989) : 沿岸海域基礎調査報告書 (長崎東部地区). 国土地理院技術資料, D・3-No. 61, 80p.
- 熊本県 (1996) 平成 7 年度地震調査研究交付金 布田川断層・立田山断層に関する調査成果報告書.

- 栗山 都・松本 聡・松島 健・清水 洋 (2001) : 雲仙火山の地震波反射面. 月刊地球, 23, 535-539.
- 九州活構造研究会編 (1989) : 「九州の活構造」. 東京大学出版会, 553p.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) : 「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.
- 松田時彦・塚崎朋美・萩谷まり (2000) : 日本陸域の主な起震断層と地震の表—断層と地震の地方別分布関係—. 活断層研究, 19, 33-54.
- 松本徭夫 (1979) : 九州における火山活動と陥没構造に関する諸問題. 地質学論集, 16, 127-139.
- 松本徭夫 (1993) : 別府—島原地溝帯の発想とその後の発展および課題. 地質学論集, 41, 175-192.
- 松岡裕美・岡村 眞 (2000) : 中央構造線系海底活断層の分布形態とその特徴. 月刊地球号外, 31, 110-116.
- 松岡 暁・堤 浩之・竹村恵二 (2004) : 雲仙活断層群の第四紀後期における活動—千々石町におけるトレンチ掘削調査と普賢岳北斜面で確認された断層露頭の解析—. 活断層研究, 24, 199-207.
- 松岡 暁・堤 浩之・竹村恵二・星住英夫・松本哲一 (2005) : 雲仙活断層群の変位速度と活動史. 活断層研究, 25, 135-146.
- 松岡数充 (1992) : (コメント) 第四紀後半における雲仙地溝北縁千々石断層の活動. 日本地質学会第99年学術大会講演要旨, 62-62.
- 松岡数充 (2003) : 唐比低地の地形と地質・古生物. 長崎県守山町唐比湿地の自然調査報告書, 1-18
- 松岡数充・伊藤秀三・竹村恵二・原口 強 (1990) : 長崎県唐比低地のボーリング柱状試料. 長崎大学教養部紀要 (自然科学篇), 30, 575-593.
- 松岡数充・竹村恵二 (1993) : 雲仙地溝北縁・千々石断層の過去約6000年間の変位—長崎県唐比低地のボーリング調査結果に基づいて—. 地質学論集, 41, 43-52.
- 永井信夫・小原 昇・小野塚良三 (1982) : 音波探査に現れた雲仙地溝南縁の海底断層. 日本地理学会予稿集, 21, 46-47.
- 長岡信治・松岡数充・武藤鉄司・原口 強・近藤 寛 (1993) : 雲仙岳西方橋湾の海底活断層. 雲仙火山災害長崎大学調査研究グループ, 雲仙火山災害の調査研究 (第2報), 28-43.
- 長岡信治・雲仙活断層研究グループ (2003) : 雲仙活断層群の最近10万年間の活動. 日本第四紀学会講演要旨集, 33, 130-131.
- 長崎県 (2003) : 「平成14年度 地震関係基礎調査交付金 雲仙活断層群に関する調査 成果報告書」. 242p.
- 長崎県 (2004) : 「平成15年度 地震関係基礎調査交付金 雲仙活断層群に関する調査 成果報告書」. 1-1-8-1.
- 長崎県 (2005) : 「平成16年度 地震関係基礎調査交付金 雲仙活断層群に関する調査 成果報告書」. 1-1-10-3.
- 中田 高・今泉俊文編 (2002) : 「活断層詳細デジタルマップ」. 東京大学出版会, DVD-ROM 2枚・付図1葉・60p.
- 岡口雅子・大場裕之 (1980) : 口之津層群における凝灰岩層および竜石層中の安山岩のジ

- ルコンのフィッシュン・トラック年代. 第四紀研究, 19, 75-86.
- 岡村 眞・千田 昇・小川光明 (1992): 雲仙岳西方橘湾の海底活断層群. 日本地質学会第 99 年学術大会講演要旨, 370.
- 小川 清・碓井敏彦・小野山裕治 (1999): 雲仙地溝断層群. 九州地方活断層研究, 1, 51-68.
- 大八木規夫・根元謙次 (2007): 小型パラメトリック地層探査機による高分解地層探査. (社) 海洋調査協会 第 24 回技術発表会予稿集.
- 太田一也 (1971): 島原半島千々石町およびその周辺の地下水. 九州大学理学部島原火山観測所研究報告, 8, 1-33.
- 太田一也 (1987): 雲仙火山の地質構造と火山現象. 地団研専報, 33, 71-85.
- 三納正美・松岡裕美・岡村 眞 (1997): 九州中部の橘湾および島原湾の完新世海底活断層. 日本地質学会第 104 年学術大会講演要旨, 408-408.
- 佐藤博明・清水 洋・中田節也・大見士朗 (1994a): 雲仙島原地溝における火山と活断層分布の関係. 日本地質学会第 101 年学術大会講演要旨, 180-180.
- 佐藤博明・清水 洋・中田節也・大見士朗 (1994b): 地溝幅が活火山付近で狭くなる現象について. 地学雑誌, 103, 471-478.
- 清水 洋・松本 聡・植平賢司・松尾紉道・大西正純 (2002): 雲仙火山における火道探査実験. 月刊地球, 24, 878-882.
- 新エネルギー総合開発機構 (1986): 昭和 60 年度石炭資源開発基礎調査 有明海地域物理探査報告書, 14p., 図 1~図 16.
- 新エネルギー総合開発機構 (1987): 昭和 61 年度石炭資源開発基礎調査 有明海地域物理探査再解析報告書, 15p., 図 1~図 15.
- Stuiver M. and T. F. Braziunas (1993): Sun, ocean, climate and atmospheric $^{14}\text{CO}_2$: an evaluation of causal and spectral relationships, *The Holocene*, 3, 4, 289-30.
- 多田 堯 (1984): 沖縄トラフの拡大と九州地方の地殻変動 地震第 2 輯, 37, 407-415.
- 多田 堯 (1985): 沖縄トラフの拡大と九州地方の地殻変動 (2). 地震第 2 輯, 38, 1-12.
- 多田 堯 (1993): 九州中部地方の地殻変動とテクトニクスー別府ー島原地溝の分裂拡大一. 地質学論集, 41, 1-12.
- 滝川清 (2002) 有明・八代海沿岸域の自然環境評価と環境共生型社会基盤整備に関する研究. 平成 10 年度~平成 13 年度科学研究費補助金 (基盤研究(A)(2)) (研究課題番号 10308026).
- 佃 栄吉 (1993): 中部九州は本当に南北に開いているか?. 地質学論集, 41, 149-161.
- 堤 浩之 (1987): 雲仙火山地域の活断層. 活断層研究, 4, 55-64.
- 馬越孝道・清水 洋・松尾紉道 (1996): 地震活動からみた雲仙普賢岳のマグマ供給システム. 月刊地球号外, 15, 70-75.
- 宇都浩三・星住英夫・中田節也・佐久間澄夫 (2001): 雲仙科学掘削: 概要と火道掘削への展望. 地熱技術, 26, 1&2, 28-36.
- 渡辺一徳・星住英夫 (1995): 2.5 万分の 1 雲仙火山地質図. 火山地質図 8, 地質調査所