

別府－万年山断層帯（大分平野－由布院断層帯東部）における重点的な調査観測

平成 27 年度
成 果 報 告 書

平成 28 年 5 月

文部科学省研究開発局
国立大学法人京都大学大学院理学研究科

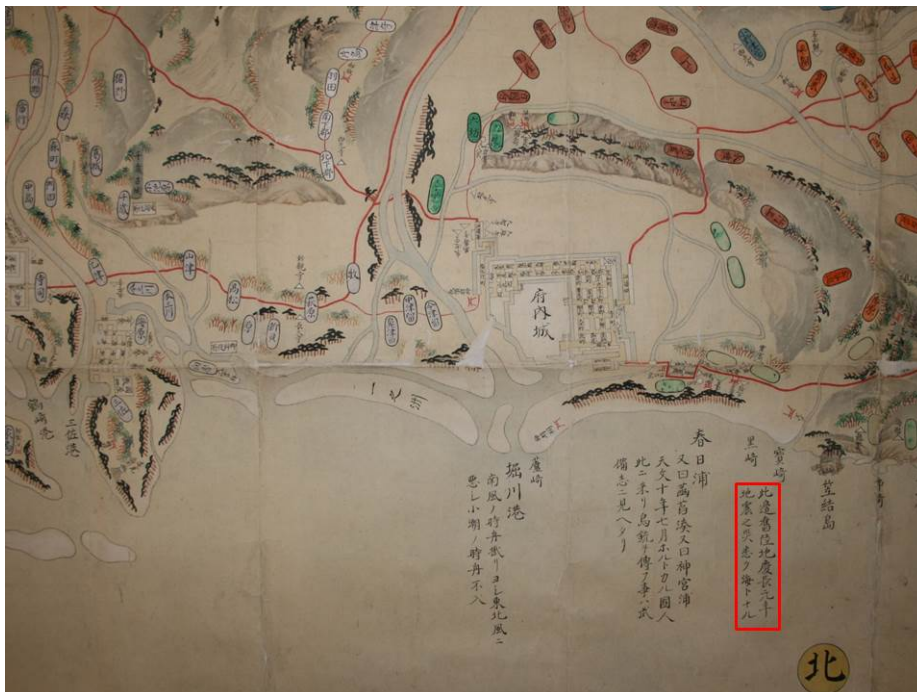
本報告書は、文部科学省の科学技術基礎調査等委託事業による委託業務として、国立大学法人京都大学大学院理学研究科が実施した平成27年度「別府－万年山断層帯（大分平野－由布院断層帯東部）における重点的な調査観測」の成果を取りまとめたものです。

1 活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査及び断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測



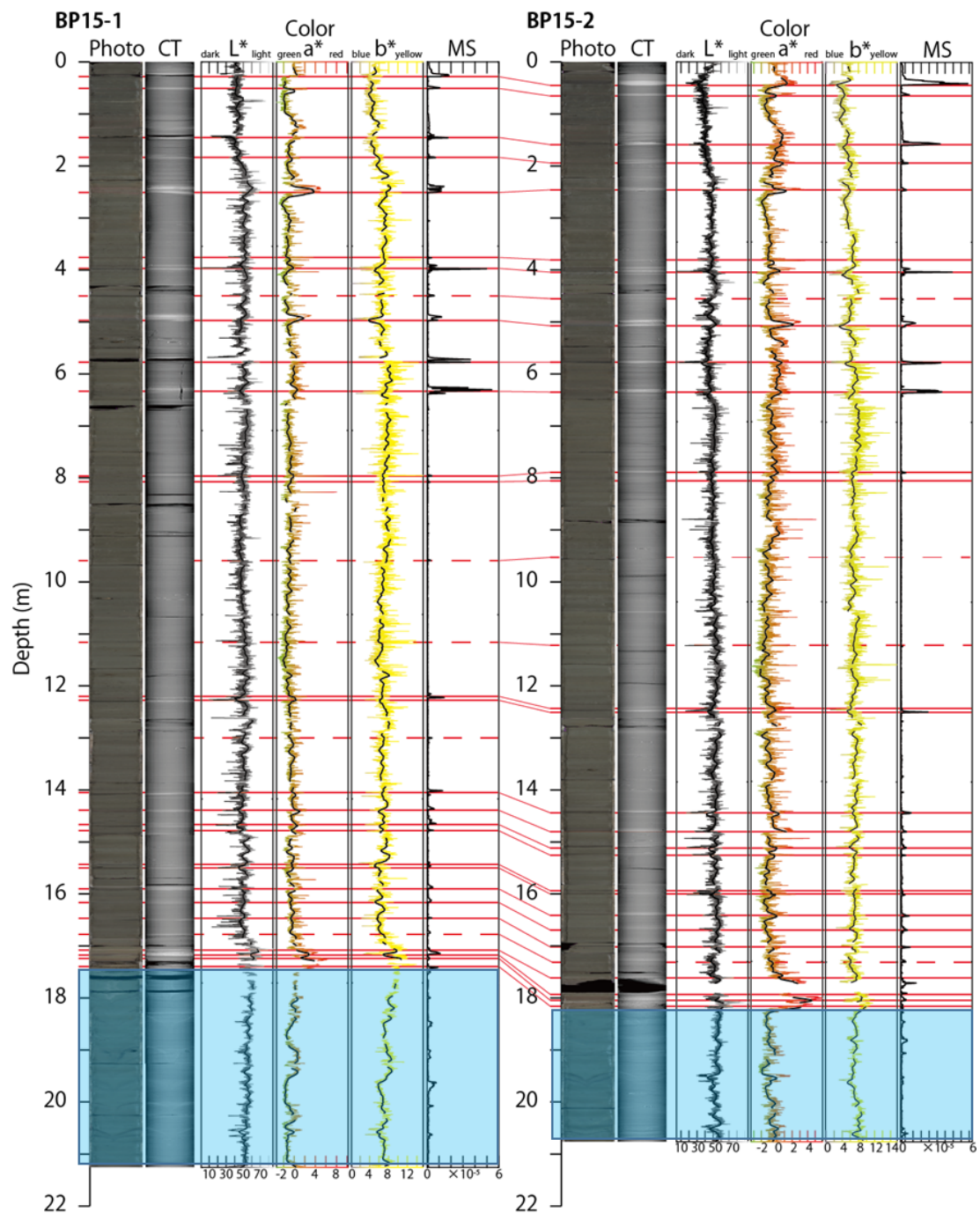
伽藍岳北東のピット調査 (No. 2)

伽藍岳北断層の活動履歴を明らかにするため、伽藍岳北東の逆向き断層崖の基部でピット調査を行った。その結果、岩屑なだれ堆積物と移動土塊の境界部に断層面と推定される構造が認められた。また、移動土塊がアカホヤ火山灰を含む地層に変形を与えていることから、アカホヤ火山灰降下後に断層変位があったことを明らかにした。



「豊後国志 附図」大分郡（部分）

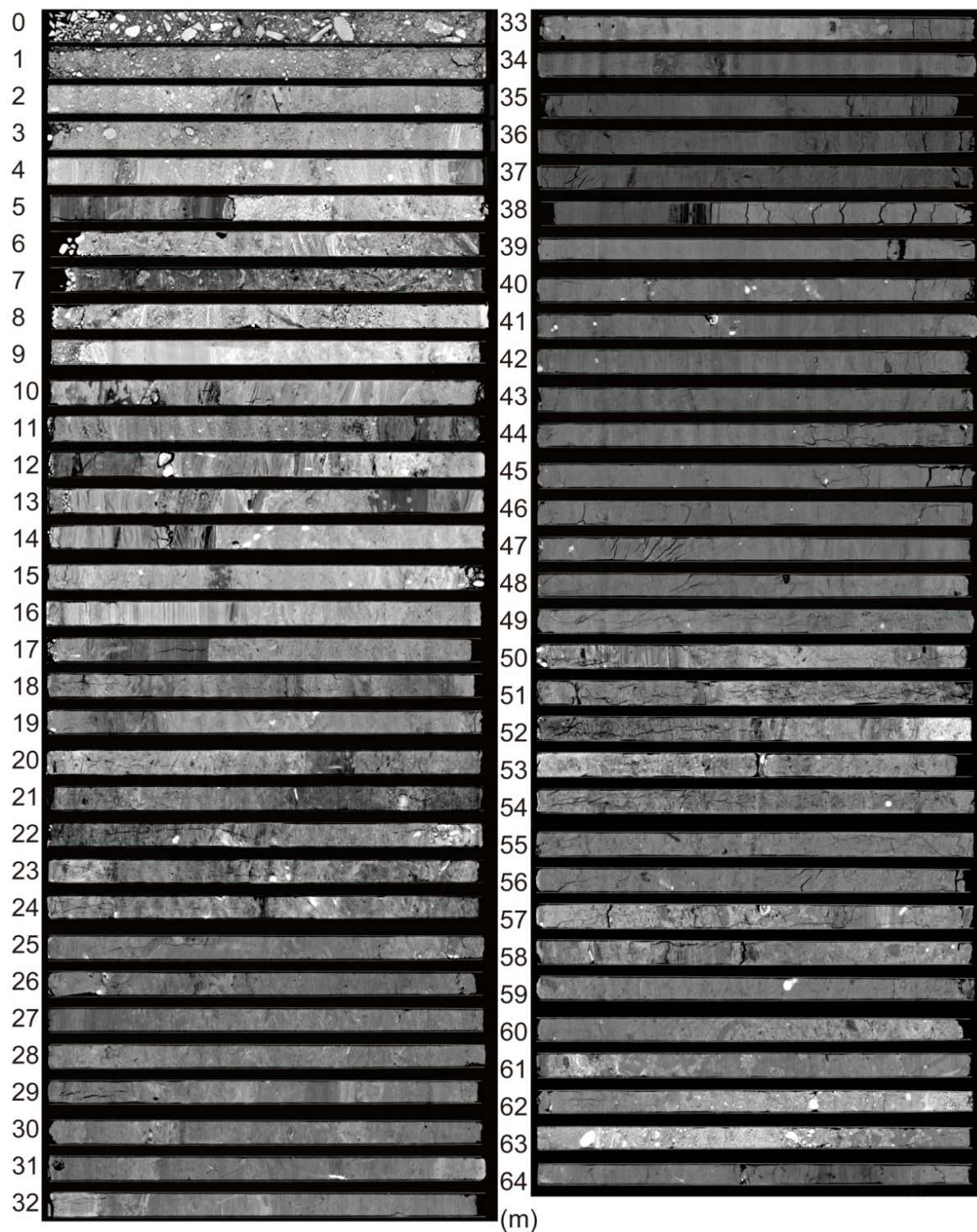
享和4年（1804）に江戸幕府に提出されたもので、図中の記述（赤で囲み部分：此辺旧陸地、慶長元年地震之災、悉ク海トナル）から、慶長元年の地震で大分市沿岸部では陸地が海になったことがわかる。



青枠で示した層準については、コアリング時の影響で乱れが生じた層準を示すので、分析や解析時に注意する必要がある層準である。

27 年度採取の別府湾での海底堆積物

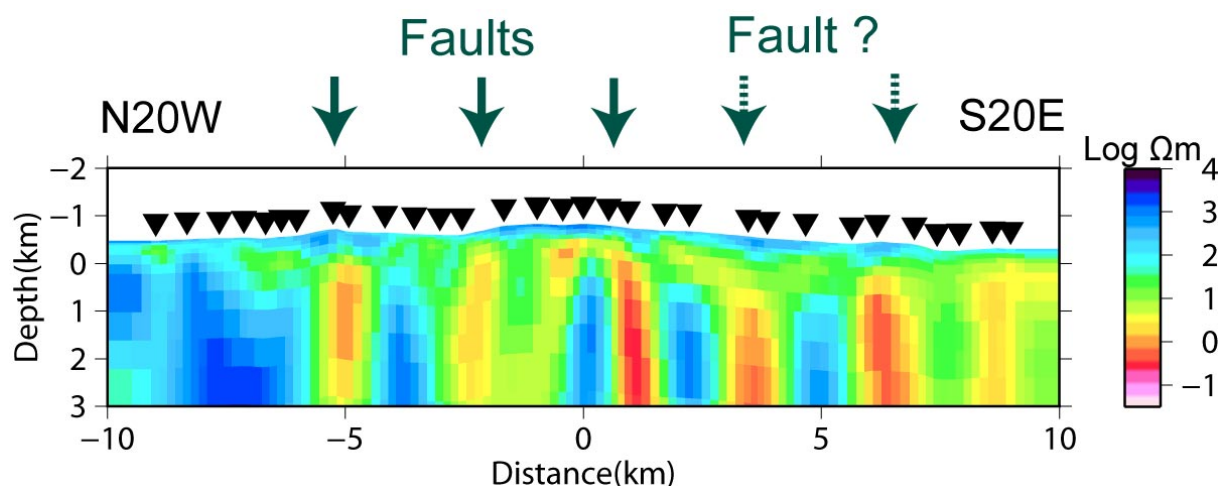
左から BP15-1 及び BP15-2 コアのコア写真、CT 画像、写真から抽出した色情報(L*, a*, b*), 及び帯磁率(MS)を示す。また層相や物性データに基づく、各コア間の主要な対比線を赤線で示す。対比層準は地震時や火山噴火時のイベントを示す可能性がある。



大分市中島町コア（KUO-1 コア）の深度 0～65 m の CT 画像．

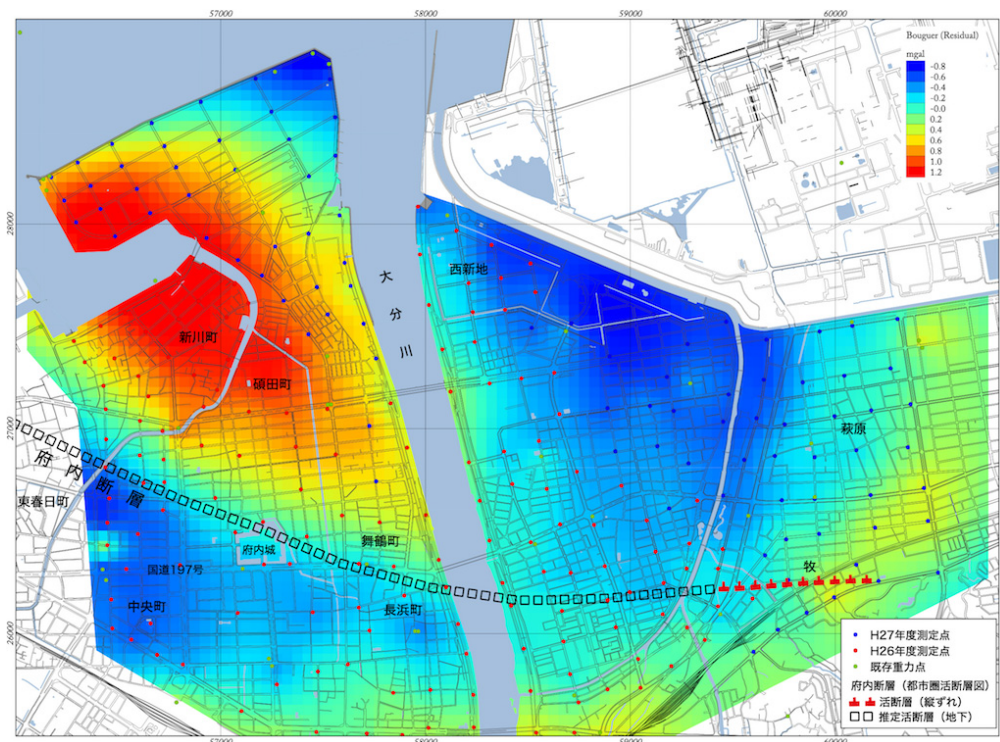
写真では判別が困難な構成物の密度変化や詳細な堆積構造が可視化されている。白色の部分は X 線が透過しづらい砂や礫、コンクリーションを、黒色の部分は X 線が透過しやすい泥や亀裂をそれぞれ示す。断層の活動履歴に関する情報を得るために、今後詳細分析を進める。各コアは 1m 長さで、数字はコアトップの深度（m）を示す。

2 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測

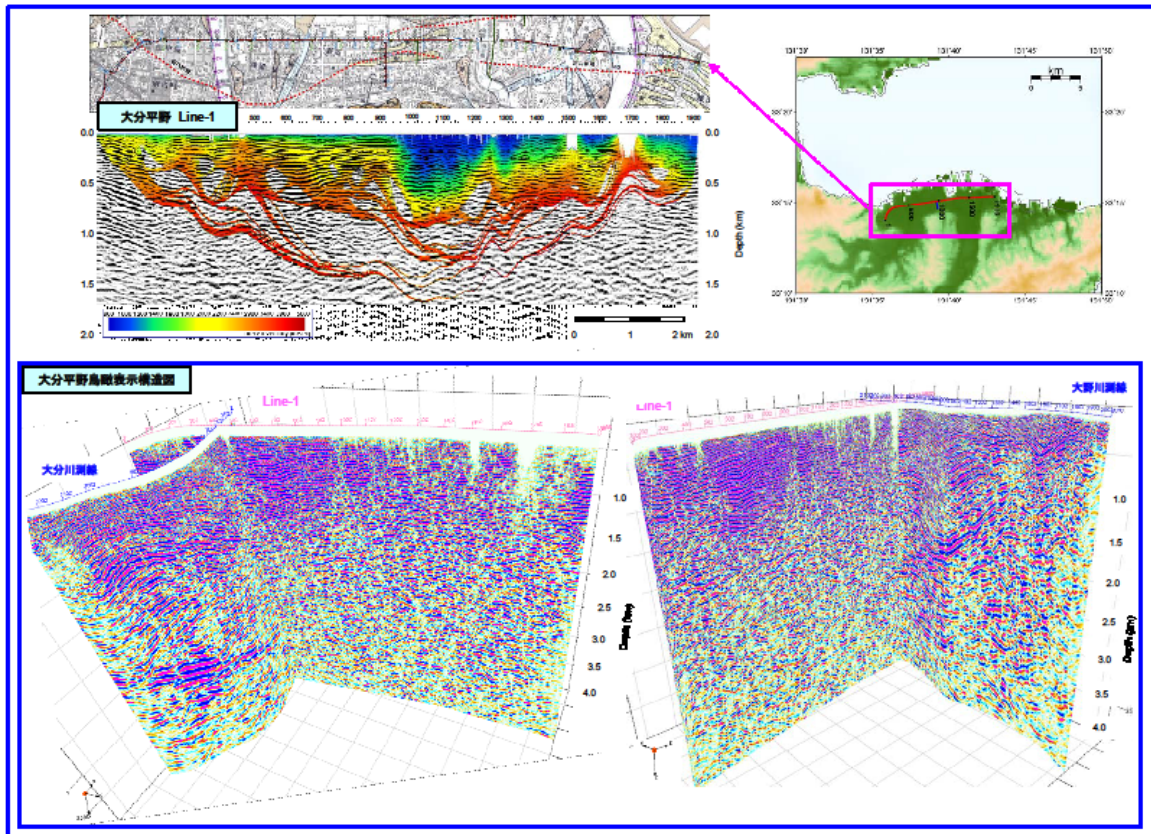


由布岳と鶴見岳の間を N20W-S20E 方向に横切る測線で行われた
広帯域 MT 探査の 2 次元比抵抗構造解析結果。

測線に垂直方向な 2 次元走向を仮定し、測線方向に電流が流れるモード(TM モード)のみを用いて比抵抗構造を推定した。断層直下にほぼ鉛直に伸びる低比抵抗体が複数推定されるとともに、さらに地表に断層が存在しない測線の南部でも、同様の低比抵抗体が推定された。これらの低比抵抗体は断層運動に伴う破碎および粘土化によって低比抵抗となっていると推測される。

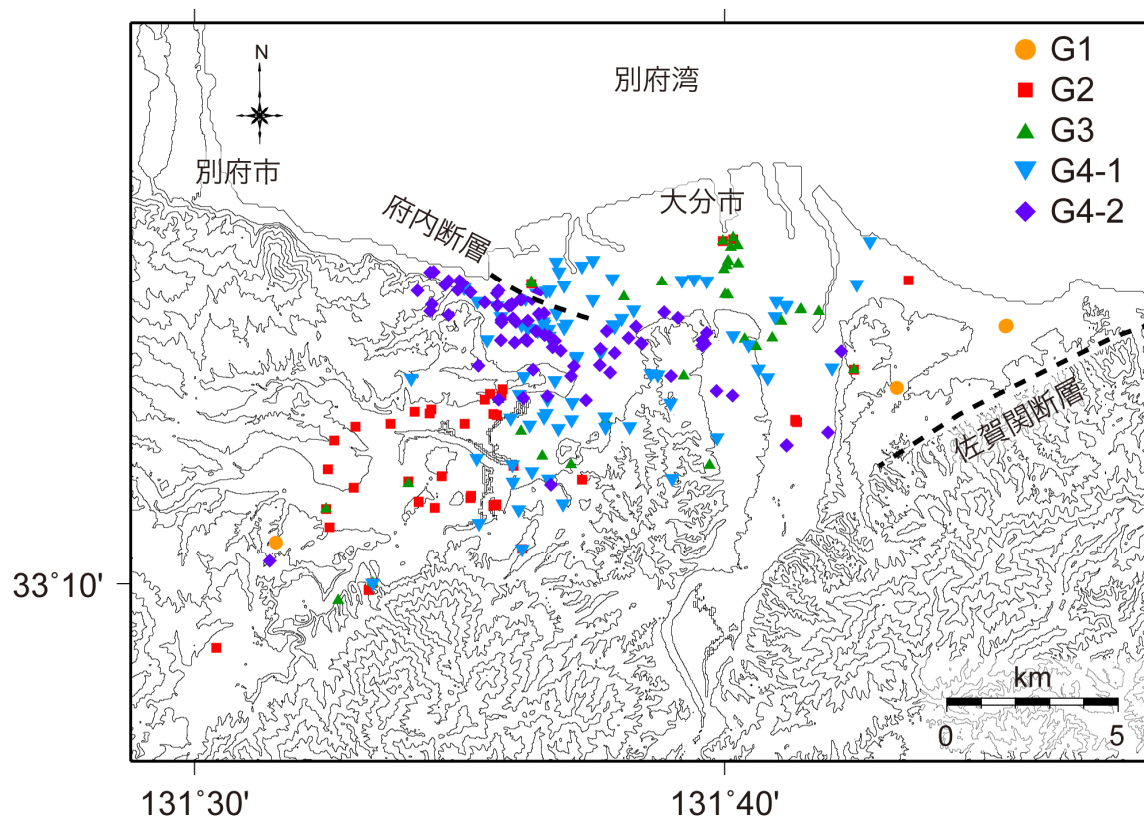


大分市中心部付近の平成 27 年度重力探査結果から得られた重力異常 2 次傾向面残差図。大分市新川町および碩田町を中心に北西方向の高重力異常が見られる。高重力異常とその周辺に見られる低重力異常との落差はあまり大きくないが (約 1.8mgal)、南西側の重力異常の急傾斜部については、府内断層の位置と非常によく対応が見られる。



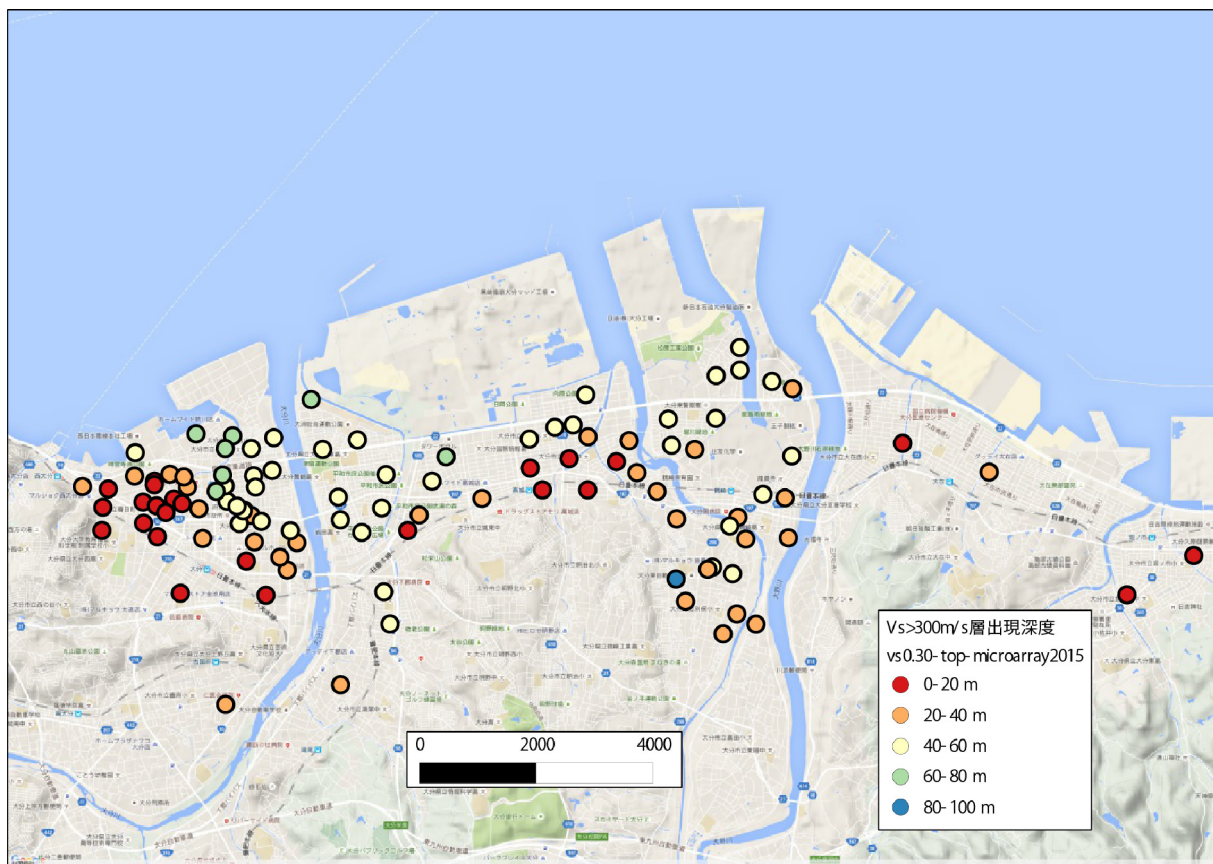
大分平野の反射法地震探査結果

上図は、探査位置図と反射法・屈折法解析結果_統合表示図、下図は大分平野深部構造探査断面_鳥瞰表示図である。本調査の結果、浅層部では、大分市市街地に存在が推定される府内断層、三佐断層について、その位置・形状把握に資する顕著な速度変化及び反射波群の不連続が見出された。また、深部域では、三波川変成岩類から成る基盤構造を把握すると共に、調査測線東西における堆積層内の反射パターン変化が見出され、上位の白亜系大野川層群を中心とする堆積構造の不均質を示唆する結果が得られた。上図左下のカラーバーは地震波速度の大きさを示し、左側が地震波速度が遅いことを示す。



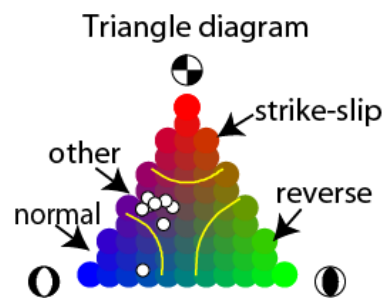
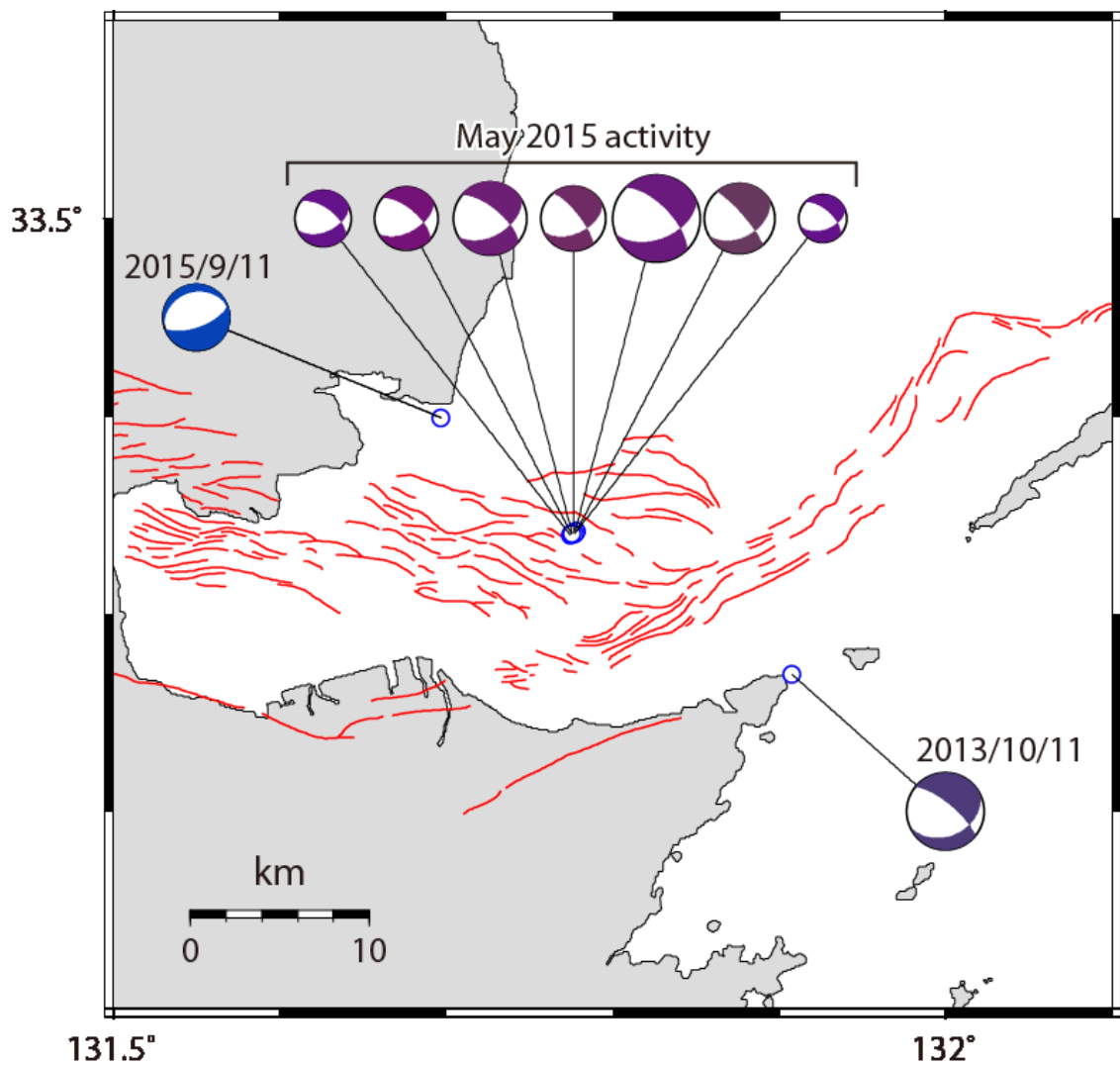
温泉の化学組成により 5 つにグループ分けした大分平野における温泉の分布。
G4-2 に属する温泉は、府内断層に平行して分布していることから、断層に伴う割れ目を使って深部から温泉が上昇していると考えられる。

3 断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究



大分平野における地震波速度構造。

大分平野において小半径微動アレイ観測により地震波速度構造を推定した。図は地震波速度（Vs）300m/s 超の層の出現深度分布。得られた速度構造情報は地震動計算の際の地盤モデル作成資料として用いられる（基図 GoogleMap）。



本重点調査で設置した別府湾周辺連続微動観測網の
記録を用いて決定した発震機構解の空間分布。

発震機構解は横ずれ成分、逆断層成分、正断層成分それぞれの強さの比率に応じて色分けをしている。右下に Flohlich (1992) の三角ダイアグラムのカラー表示を示し、各地震の三角ダイアグラム上での位置を白丸で示す。別府湾周辺で推定された発震機構解はいずれも概ね南北に近い張力軸を持つ正断層型である。ここで得られた応力場の情報は、今後、断層の動的破壊伝播シミュレーションによる断層破壊シナリオの作成に活用される。

目 次

グラビア

1. プロジェクトの概要.....	1
2. 業務の実施体制.....	3
3. 研究報告	
3. 1 活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査及び 断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測.....	5
3. 2 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測....	57
3. 3 断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究.....	181
4. 全体成果概要.....	313
5. 成果の論文発表・口頭発表等.....	317
6. むすび.....	321
7. 運営委員会.....	322

1. プロジェクトの概要

(1) 調査観測の方針と観点

地震調査研究推進本部（以下、「地震本部」という。）では、平成 17 年 8 月に策定した「今後の重点的調査観測について（―活断層で発生する地震及び海溝型地震を対象とした重点的調査観測、活断層の今後の基盤的調査観測の進め方―）」に基づき、活断層帯の重点的な調査観測を推進している。さらに、地震本部では、平成 21 年 4 月に策定し、平成 24 年 2 月に改訂した「新たな活断層調査について」において、新たな基準を全て満たす活断層帯を重点的調査観測の対象候補に追加した。

上記の選定基準に該当する別府―万年山断層帯（大分平野―由布院断層帯東部）で発生する地震に関して、

○地震規模及び長期的な発生時期の予測精度の高度化

○断層帯周辺における地殻活動の現状把握の高度化

○強震動の予測精度の高度化

を目的とした調査観測研究を実施する。

(2) 調査観測の内容

別府―万年山断層帯（大分平野―由布院断層帯東部）は、大分県大分市から別府市に至る断層帯であり、都市部を通過していることから、地震発生時には社会経済活動に大きな影響を及ぼすことが予想される。本断層帯は、これまでの各種の調査により、最新活動時期や平均活動間隔、震源断層形状が提案されているが、活動履歴情報は十分ではなく、また、大分平野付近の伏在断層部分や別府湾海域における分布形状、中央構造線断層系の西端との関連の課題など、不明な点も多い。本研究では既存の調査結果を基礎として、補完するように、ボーリング調査、トレンチ調査、海域音波探査、自然地震観測、人工地震探査、電磁気探査、重力探査、水位変動観測、アレイ微動観測、等を行う。これらの調査観測の成果に基づいて、活断層の基本的な特性である位置や活動履歴、平均変位速度等を断層帯全体の陸域・海域・伏在平野域において包括的に評価することにより、活断層の基本情報の高度化を図る。さらに自然地震探査や電磁気探査によって地震発生層の媒質の不均質性を探り、既往の地下構造観測情報と比較しながら、浅部構造観測調査も含め震源断層形状の高度化を試みる。本対象断層帯に位置し、当該断層が活動した場合に大きな揺れに見舞われる可能性が高い大分平野および別府地域等の地下構造モデルの高度化を図るとともに、その地下構造モデルと震源断層モデルに基づいた強震動予測を行う。

上述をふまえ、本委託研究では具体的に以下に示す(1)から(3)のサブテーマの調査観測研究を実施する。

○サブテーマ 1： 活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査及び断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測

地表踏査・海底地形および堆積物調査と既存及び本事業で行われる各種探査結果をもと

に、陸域・海域・伏在平野域での詳細な活断層調査を実施し、別府一万年山断層帯（大分平野ー由布院断層帯東部）の詳細な断層位置と分布形状を把握する。また、群列ボーリング、トレンチ、海域コアリングなどの調査等を行い、最新活動を含む活動時期とやや長期間の平均変位速度を推定する。

○サブテーマ 2：断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測

これまでの人工地震探査および重力探査結果に加えて、自然地震観測結果や電磁気探査に基づいて、断層帯及び周辺の地殻上部の不均質構造を明らかにするとともに、断層帯の位置形状情報を得るために平野部で人工地震探査を行う。また、重力探査・地下水調査等やボーリング等のデータ解析から、平野基盤形状の推定と断層との関係を探る。小断層解析等も用いて、本地域の応力の時間的推移をシミュレーションも含めて推定する。これらの調査を踏まえて、震源断層形状及び地殻構造を推定する。

○サブテーマ 3：断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究

サブテーマ 3 においては、3 次元地下速度構造モデルと浅部地下速度構造モデルを構築する。このため、S 波速度等の構造情報が不十分である大分平野・別府地域等においてアレイ微動観測等を行うとともに、対象断層帯周辺域の既存の地下速度構造モデルを地震動記録や地震波干渉法、微動観測等によって検証し、より信頼度の高い予測強震動を得るための改良を行う。また、強震動予測に用いる震源断層モデル（地震シナリオ）を、主としてサブテーマ 2 によって得られる震源断層形状、および、サブテーマ 1 によって高度化される断層活動区間等の情報を活かして作成し、強震動予測を行う。

2. 業務の実施体制

この重点的調査観測は、京都大学大学院理学研究科、九州大学大学院理学研究院、産業技術総合研究所が体制を構築し、関係する研究機関（者）の参加・協力を得て実施する。調査観測代表機関は、京都大学大学院理学研究科（研究代表者：竹村恵二）とする。

また、研究を効果的に実施するために、関係する研究機関（者）等により構成する「別府－万年山断層帯（大分平野－由布院断層帯東部）における重点的調査観測運営委員会（事務局は京都大学大学院理学研究科）」を設置する。

調 査 観 測 項 目	担 当 機 関	担 当 者
1. 活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査及び断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測	国立大学法人京都大学大学院理学研究科	竹村 恵二
	国立大学法人京都大学大学院理学研究科	堤 浩之
	国立大学法人大分大学	千田 昇
	国立大学法人広島大学大学院教育学研究科	熊原 康博
	大分県先哲資料館	櫻井 成昭
	公立大学法人大阪市立大学大学院理学研究科	原口 強
	国立大学法人愛媛大学沿岸環境科学研究センター	加 三千宣
	国立大学法人北海道大学大学院環境科学院	山本 正伸
	国立研究開発法人産業技術総合研究所	池原 研
	国立大学法人九州大学大学院理学研究院	下山 正一
	私立大学法人福岡大学	中西 利典
2. 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測	国立大学法人九州大学大学院理学研究院	清水 洋
	国立大学法人九州大学大学院理学研究院	松本 聡
	国立大学法人九州大学大学院理学研究院	松島 健
	国立大学法人九州大学大学院理学研究院	相澤 広記
	国立大学法人九州大学大学院理学研究院	石本 美鈴
	国立大学法人九州大学大学院工学研究院	渡邊 公一郎
	国立大学法人九州大学大学院工学研究院	藤光 康宏
	国立大学法人九州大学大学院工学研究院	西島 潤
	国立大学法人京都大学大学院理学研究科	竹村 恵二
	国立大学法人京都大学大学院理学研究科	大倉 敬宏
	国立大学法人京都大学大学院理学研究科	福田 洋一
	国立大学法人京都大学大学院理学研究科	大沢 信二
	国立大学法人京都大学大学院理学研究科	柴田 智郎
	国立大学法人京都大学大学院理学研究科	鍵山 恒臣
	国立大学法人京都大学大学院理学研究科	宇津木 充

	国立大学法人京都大学大学院理学研究科	佐藤 活志
	国立大学法人東京大学地震研究所	石山 達也
	公立大学法人大阪府立大学学術研究院第2学群	伊藤 康人
	国立大学法人富山大学大学院理工学研究部	楠本 成寿
3. 断層帯周辺における 強震動予測の高度化の ための研究	国立研究開発法人産業技術総合研究所	吉見 雅行
	国立研究開発法人産業技術総合研究所	阿部 信太郎
	国立研究開発法人産業技術総合研究所	今西 和俊
	国立研究開発法人産業技術総合研究所	林田 拓己
	国立研究開発法人産業技術総合研究所	伊藤 忍
	国立大学法人京都大学防災研究所	川瀬 博
	国立大学法人京都大学防災研究所	松島 信一
	国立大学法人岡山大学大学院自然科学研究科	竹中 博士
	国立大学法人福岡教育大学	山田 伸之
	国立大学法人東京大学大学院情報学環	三宅 弘恵
	国立大学法人東京大学大学院理学系研究科	安藤 亮輔

3. 研究報告

3. 1 活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査及び断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査及び断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人京都大学大学院理学研究科	教授	竹村 恵二
国立大学法人京都大学大学院理学研究科	准教授	堤 浩之
国立大学法人大分大学	名誉教授	千田 昇
国立大学法人広島大学大学院教育学研究科	准教授	熊原 康博
大分県立先哲資料館	主任研究員	櫻井 成昭
私立大学法人福岡大学	研究員	中西 利典
国立大学法人九州大学大学院理学研究院	助教	下山 正一
公立大学法人大阪市立大学大学院理学研究科	准教授	原口 強
国立大学法人北海道大学大学院自然科学研究院	准教授	山本 正伸
独立行政法人産業技術総合研究所	主任研究員	池原 研
国立大学法人愛媛大学	准教授	加 三千宣

(c) 業務の目的

別府一万年山断層帯（大分平野－由布院断層帯東部）の地表での詳細な断層位置と分布形状、および変位量分布を把握するため、詳細な変動地形学的調査・海域地形調査を断層帯域で実施するとともに、既存の地形・地質学的調査結果、既存反射法地震探査等の成果を整理し、断層の地表位置、分布、浅部形状等に基づく変動地形・活構造の分布を明らかにする。構成する各断層の最新活動時期を限定するとともに、地震発生 of 長期予測に資する複数回の断層活動履歴を新たに復元するための古地震調査を実施する。さらに、既存の地形・地質情報の再検討および新規取得により、平均変位速度を推定する。

(d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約

1) 平成 26 年度：

国立大学法人京都大学大学院理学研究科は、平成 26 年度は、調査領域を陸域（1－1）、海域（1－2）、伏在平野部（1－3）に分けて調査を実施した。まず、既存の地形・地質情報・歴史資料の収集・整理を行った。別府一万年山断層帯（大分平野－由布院断層帯東部）の詳細な位置や分布を明らかにするために、既存の陸域・海域・伏在平野部の調査情報を整理し、陸域では、空中写真判読、地表踏査およびデジタル地形解析等による数値標高モデルの作成と活断層分布調査を進めた。

海域では、海底地形調査および音波探査を実施して、位置や分布を検討した。伏在平野部では、ボーリングデータ等の既存の資料および本観測研究以前に収集・保管されている堆積物試料を用いた解析を進めた。また断層帯を構成する個々の活断層の複数回の活動時期を明らかにするために、古地震調査適地を選定し、ボーリング掘削調査を行った。あわせて関連の試料分析（火山灰分析・年代測定等）を行った。また、各研究に関する情報交換と議論を行うために、関係者間の打ち合わせ、サブテーマ会議を実施した。なお、調査にあたっては、ボーリング候補となる地点について事前に情報を可能な限り入手するとともに、調査の実施方法等について十分な検討を行い、適切にスケジュール管理を行った。

2) 平成 27 年度：

国立大学法人京都大学大学院理学研究科は、平成 27 年度も、調査領域を陸域（1－1）、海域（1－2）、伏在平野部（1－3）に分けて調査を実施した。まず、既存の地形・地質情報・歴史資料の収集・整理を継続・実施した。別府一万年山断層帯（大分平野－由布院断層帯東部）の詳細な位置や分布を明らかにするために、既存の陸域・海域・伏在平野部の調査情報を整理し、陸域では、空中写真判読・地表踏査により、海域では、海底地形調査および音波探査の解析作業を継続し、位置や分布を明らかにする情報を整理した。また、湾内での堆積物採取を実施し、地震時イベント堆積物の分析・解析を実施し、活動履歴の高度化が図られた。伏在平野部では、ボーリングデータ等の既存の資料および本観測研究以前に収集・保管されている堆積物試料および新規試料を用いた解析を進めた。また断層帯を構成する個々の活断層の複数回の活動時期を明らかにするために、古地震調査適地を選定し、ボーリング掘削調査・トレンチ調査等を行った。あわせてサブテーマ 1 関連の試料分析（火山灰分析・年代測定等）を行った。また、各研究に関する情報交換と議論を行うために、関係者間の打ち合わせ、サブテーマ会議を行った。なお、調査にあたっては、トレンチ・ボーリング候補となる地点について事前に情報を可能な限り入手するとともに、調査の実施方法等について十分な検討を行い、適切にスケジュール管理を行った。

3) 平成 28 年度：

別府一万年山断層帯（大分平野－由布院断層帯東部）の古地震調査（トレンチ、ボーリング等）として試料分析と変位速度の整理を 26 年度・27 年度調査結果を踏まえて、実施する。陸域・海域・伏在平野部を統合した断層帯の活動時期、地震時変位量、平均変位速度、断層帯の地下層序の高度化を行う。また、各研究に関する情報交換と議論を行うために、関係者間の打ち合わせ、サブテーマ会議を行う。なお、調査にあたっては、トレンチ・ボーリング候補となる地点について事前に情報を可能な限り入手するとともに、調査の実施方法等について十分な検討を行い、適切にスケジュール管理を行う。

(2) 平成 27 年度の成果

(a) 業務の要約

平成 27 年度の陸域調査では、平成 26 年度調査で対象とした伽藍岳北断層について、1970 年代に国土地理院が撮影したの縮尺約 2 万分の 1、1948 年に米軍が撮影した縮尺約 1.5 万分の 1 空中写真を用いて、活断層のトレース及び変位様式を再検討・確認した。それらの情報と現地踏査で確認した地点でピット調査を実施した。また、慶長元年(1596)に発生した「慶長豊後地震」に関する、大分県内外の古文書・記録類を収集し地震に関する基本情報の整理を行った。古文書・記録類のうち、地震発生と同時期あるいは時期を隔てたものではないものでは慶長元年閏 7 月 9 日、後世に編纂されたものでは同月 12 日や 13 日と様々である。このことは、別府湾沿岸に被害をもたらした地震が、複数回発生した可能性を示唆する。また、古文書・記録による被害状況の情報整理も実施した。海域調査では海底地形調査および音波探査調査結果を解析した図面作製等を実施した。また、長期間（数千年程度）にわたる地震時イベントの記録を明らかにするために、大分沖や高崎山沖、別府沖の別府湾最深部などで 20m～10m 級の堆積物採取を行い、各種解析を実施した。その結果、30 回程度のイベント層が認定された。伏在部の調査では、大分平野において、府内断層の活動履歴を解明するために同断層の沈降側において新たに一本のボーリングコアを掘削して分析を進めた。同コアは上位から人工盛土、デルタプレーン、デルタフロント、プロデルタ、エスチュアリー、網状河川流路の堆積物で構成されていることが明らかになった。

(b) 業務の成果

1) 陸域の調査（サブ1-1）

a) 伽藍岳北断層ピット調査

i) 伽藍岳北断層の変位地形の概要

1970 年代撮影の縮尺約 2 万分の 1、1948 年に米軍が撮影した縮尺約 1.5 万分の 1 空中写真を用いて、活断層のトレース及び変位様式を検討した。その結果、伽藍岳北東（図

3.1.1)において、北流する河谷に対して逆向き(南向き)の断層崖があること(図3.1.2)、

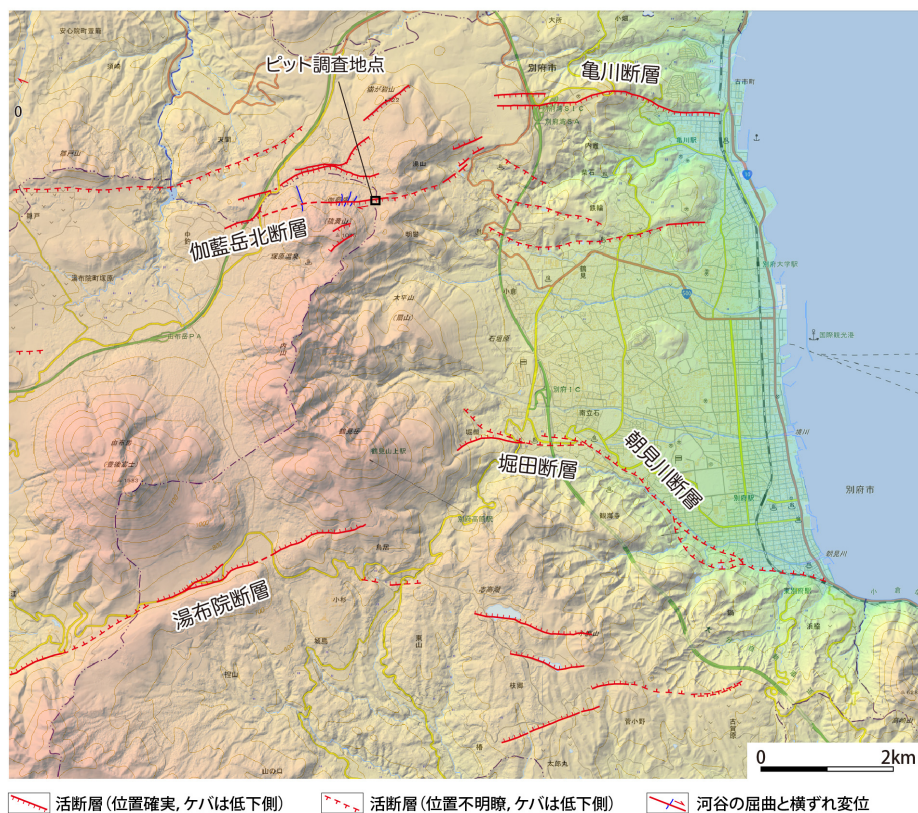


図 3.1.1 別府平野周辺の活断層分布とピット調査地点

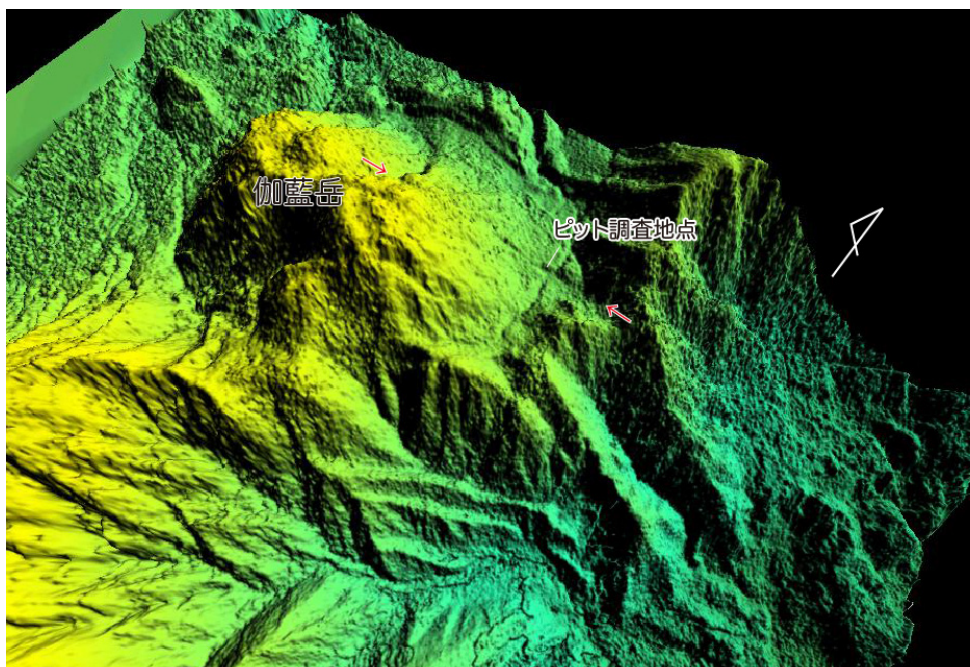


図 3.1.2 ピット調査地点周辺の鳥瞰図(南東からの視角)

断層を境に右横ずれ変位が認められることが明らかとなった。この断層は、都市圏活断層図『別府』(千田ほか、2000)にも記載されているものの、大分県などによる詳しい

調査はこれまで行われてこなかった。なお、この断層トレースの名称がこれまでなかったため、本報告では伽藍岳北断層と命名する。本断層は別府地溝北縁断層帯（大分県、2003）の一部にあたるが、その中で最も南側の断層にあたる。

本断層は、走向は $N80^{\circ}E$ 、南落ちの変位をもつ約 4km の断層である。断層の中より西側は伽藍岳の北麓を横切って、斜面上に断層鞍部が形成されている（図 3.1.3）。



図 3.1.3 逆向き断層崖と伽藍岳北断層トレースの現地写真

山体斜面を構成する伽藍岳溶岩は藤沢ほか（2002）によると、10.5ka より若干古期に形成されたものであることから、少なくともそれ以降に断層変位が生じたといえる。現在認定されている断層の西端は、10.5～7.3ka に噴出した鬼箕山（おにのみやま）溶岩（藤沢ほか、2002）を越えていないが、今後精査が必要である。なお伽藍岳山麓を開析する河谷では 4 本程度に右屈曲が確認できる。ただし、後述するように、ピット調査で露出した地質構造からは明瞭な右横ずれ変位を示す構造は認められなかった。本断層の中央部には、伽藍岳と標高 810m の山の間に、断層より上流側に小盆地地形が広がる（図 3.1.3）。これは、逆向きの断層崖に伴い生じた凹地に堆積物が埋積したと推定される。このあたりは断層崖近傍に道路が敷設されており、人工改変があると判断して掘削調査は実施しなかった。断層トレースは、東へ向かって鞍部を越えて湯山・明礬（みょうばん）地区へ抜ける。ここより東側は明瞭な変位地形は認められないが、地獄めぐりで有名な鉄輪地区の盆地北縁部に連続しており、断層が延長している可能性もある。

ii) ピット調査地点と調査の概要

伽藍岳北断層の活動履歴を明らかにするため、本調査では、伽藍岳北東の逆向き断層崖の基部でピット調査を行った（図 3.1.4、図 3.1.5）。調査地点での盆地



図 3.1.4 ピット調査と逆向き断層崖の現地写真

面と断層崖の頂部との高度差は、7.0～7.5mである。ピットは3箇所掘削した。当初、断層面は、盆地と断層崖の傾斜変換線に沿って現れると予想し、No.1ピットを掘削した。しかし、No.1ピットは深さ2m程度と浅かったため、明瞭な断層変位が認められなかった。そのため、より深い地層を観察するためNo.2ピットを掘削したところ、岩屑なだれ堆積物起源の移動土塊が確認できた。一方、断層崖の基部が埋積された可能性があると予想し、No.2ピットに近接した南側でNo.3ピットを掘削した。しかしNo.3ピット

では断層は露出せず、盆地を埋積する整合的な層序しか確認することができなかった。

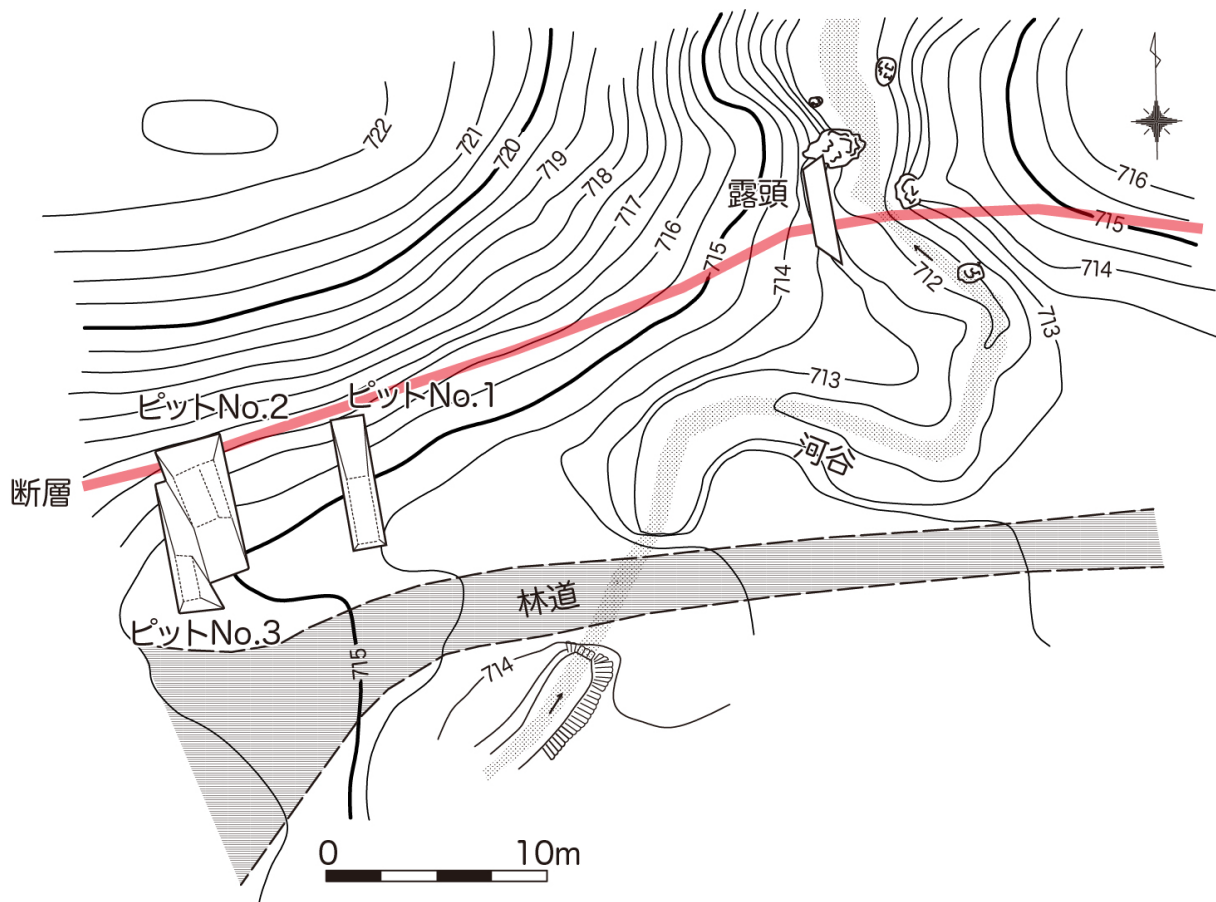


図 3.1.5 ピット調査周辺の詳細地形図

そのため、移動土塊よりも北側に断層面があると考え、No.2 ピットを北側に延伸した。その結果、岩屑なだれ堆積物と移動土塊の境界部に断層面と推定される構造が認められた。さらに、No.2 ピットでは、ピット底をさらに掘り込み、下盤側の岩屑なだれ堆積物の上面高度を明らかにすることができた。以上の経緯から、下記の地層層序や断層構造の記載は No.2 ピットを中心に行う。

また断層崖を横切る河谷の右岸で、未固結堆積物中に断層構造が認められる自然露頭も確認できたのであわせて報告する。

iii) No.2 ピット壁面の地層の層序

ここでは、断層上盤側に堆積した地層および、断層崖から崩落とみられる地層（移動土塊および混濁層）が認められた。地層の区分は、東壁面（図 3.1.6、図 3.1.7）の方が西壁面よりも細分化することが可能であるため、東壁面の層序区分を規準として記載する。以下では、上位の地層から 1 層とし、簡潔に層序の記載を行う。

1 層：地表付近では緩く草木根を含み、下部ではシルト質でやや締まっている、黒色～赤紫灰色表土（黒ボク土）である。

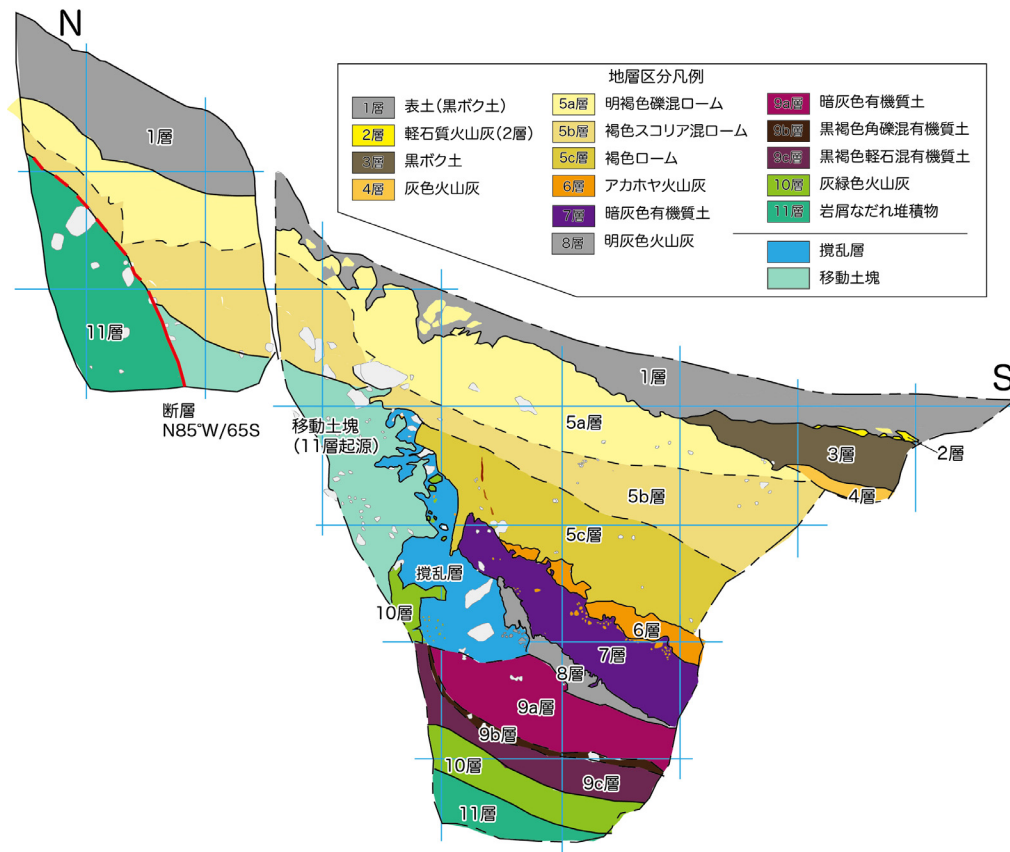


図 3.1.6 ピット No. 2 の東壁面のスケッチ

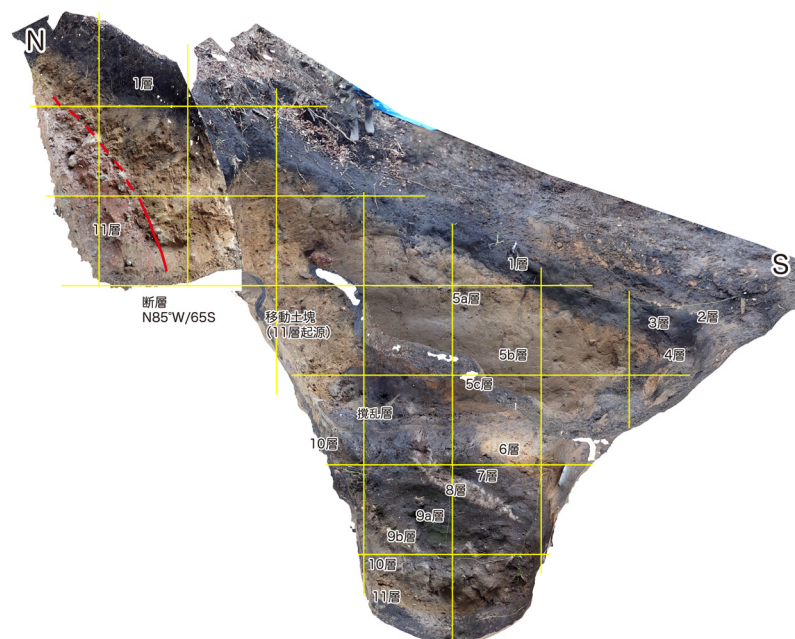


図 3.1.7 ピット No. 2 の東壁面のモザイク写真

2層：軽石質火山灰で2層認められる。層位と層序から伽藍岳の水蒸気爆発の噴出物とみられる。

3層：シルト質で締まっている黒色有機質土（黒ボク土）。

4層：灰色火山灰。

5層：褐色ローム層であり、含有物の違いにより3層に細分できる。それぞれの境界線は漸移的である。5a層は明褐色礫混ローム層、5b層は褐色スコリア混ローム層、5c層は褐色ローム層である。

6層：攪乱層。層相からは11層起源の有機質土壌であると考えられるが、8、10、12層の火山灰がパッチ状に混入する。移動土塊の割れ目等にも充填して堆積している。土塊（7層）の移動によって攪乱されたと見られる。

7層：移動土塊。13層起源のくさり礫と比較的新鮮な礫が褐色のシルト質～粘土質の基質中に混在する。

8層：橙色の火山灰であり、色調や含有する火山ガラスの形状から鬼界-アカホヤ火山灰（K-Ah、7,300年前噴出、（町田・新井，2003））と認定される。

9層：暗灰色有機質土である。上位のK-Ahがパッチ状に混入するが、土塊（7層）の移動の衝撃によって攪乱されたと見られる。10層：シルト質で、かなり締まっている明灰色火山灰である。

11層：暗灰色～黒褐色の有機質土壌であり、含有物の違いにより3層に細分できる。それぞれの境界線は漸移的である。11a層は暗灰色有機質土層、11b層は黒褐色角礫混有機質土層、11c層は黒褐色軽石混有機質土層である。

12層：灰緑色火山灰。

13層：変質した凝灰角礫岩灰色火山灰、くさり礫と比較的新鮮な礫が褐色のシルト質～粘土質の基質中に混在する、岩屑なだれ堆積物である。

iv) 地層構造から推定される断層運動

断層構造は、東壁面(図 3.1.6)では、トレンチ北側の13層と7層の間に認められ、西壁面(図 3.1.8)では、13層と6層の間に認められる。断層の走向・傾斜はN85°W/65Sであり、断層面に沿って、断層面に平行なシルト層が細長く分布する。なお、これより地表に向かっては、13層と5b層との境界は平滑な面であるが、5b層が断層変位を受けたものか、あるいは13層を不整合に覆ったものかは判別できなかった。横ずれ変位を示す構造は認められなかった。

次に7層の移動土塊の成因について検討する。東壁面や北壁面(図 3.1.10)に認められる移動土塊は、もともとピットの位置よりも高いところにあった岩屑なだれ堆積物である。何らかの原因により、断層面に沿って土塊と攪乱層が滑落するとともに、回転して横倒しになり、6、8～12層に変形を与えたと推定される。6層は、層相から11層起源の有機質土壌であると考えられるが、8、10、12層の火山灰がパッチ状に混入する。移動土塊の割れ目等にも充填して堆積している。土塊（7層）の移動によって攪乱されたと見られる。9層はK-Ahの下位にあるにも関わらず、上部のK-Ahがパッチ状に入り込んでいることは、滑落の衝撃の大きさを示していると思われる。西壁面では、K-Ahが見かけ上異常に厚く堆積している。東壁面で認められるK-Ahの層厚が20～25cmであるのに対して、西壁面で認められるK-Ahの層厚は40～60cmに及ぶ。これはK-Ahが移動土塊の押出しにより折り畳まれた結果、堆積当時の層厚よりも約2倍の厚さになったと解

積される。9層は6層の押し出しに伴って上方に曲げられており、K-Ah が地層中に散在している。一方、両壁面とも 5c 層には目立った変形は認められない。なお、西壁面の 5b 層と 5c 層の境界は垂直となっており、断層変位を受けている可能性もあるが、5c 層中に明瞭な剪断面が認められないことから、断層変位ではないと判断した。

西側壁面では、5c 層は 8 層や 9 層の変形を覆う傾斜不整合となっていることから、移動土塊の崩落と攪乱層の形成は、6 層と 5c 層の間である可能性が高い。このような崩落現象は必

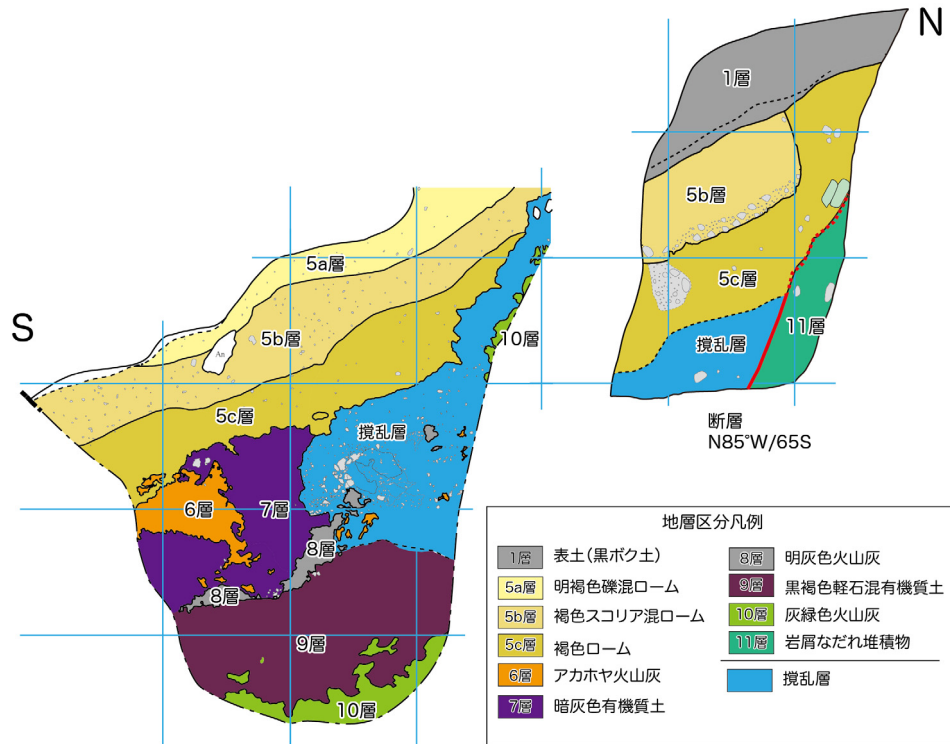


図 3.1.8 ピット No. 2 の西壁面のスケッチ

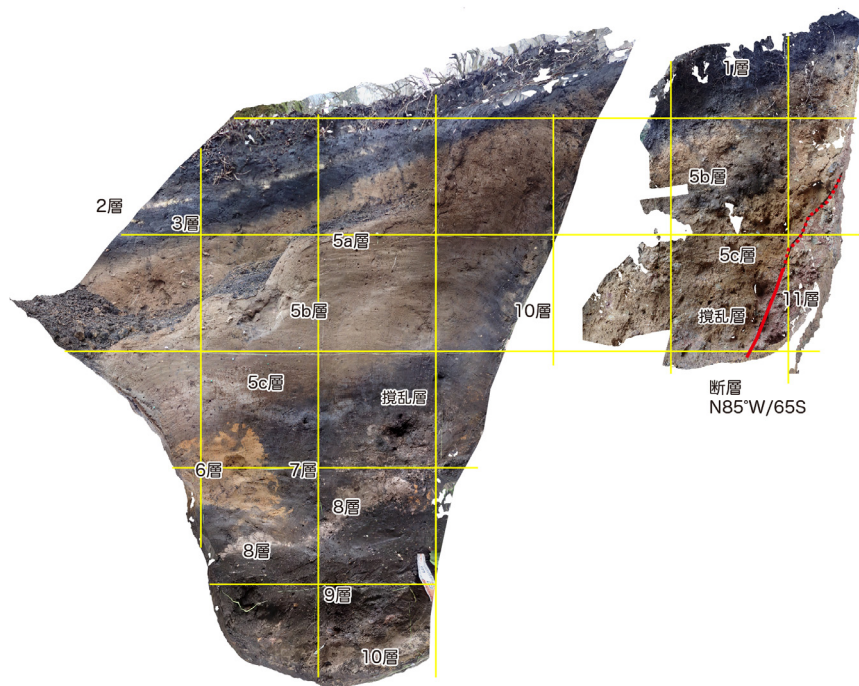


図 3.1.9 ピット No.2 の西壁面のモザイク写真

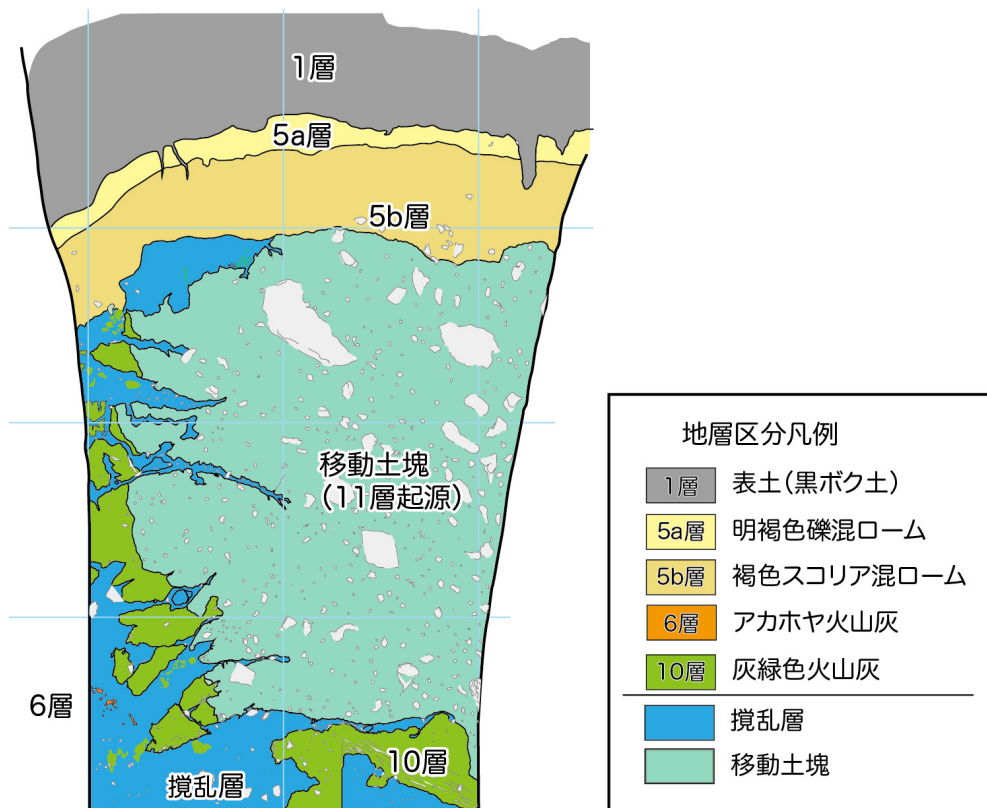


図 3.1.10 ピット No.2 の北壁面のスケッチとモザイク写真

ずしも強い地震や断層運動だけによって生じるものではないが、高さ約 2.5m、東西幅 2.5m 以上、南北幅 2m 程度という非常に大きな土塊が断層面に沿って滑落したというこ

とを考えると、この断層の活動によって土塊の滑落が生じたと考えるのが合理的であろう。

ピット底では、13層の岩屑なだれ堆積物の上面が認められる。下盤側にあたる断層崖の頂部は岩屑なだれ堆積物からなるため、上盤側の岩屑なだれ堆積物の上面と断層崖の頂部の比高は約11mとなる。下盤側には少なくとも1m程度のローム層が堆積していると予想されるため、実際の比高は10m程度と推定される。この比高は、岩屑なだれ堆積物の堆積以降に生じた総変位量といえる。現状では、岩屑なだれ堆積物の年代は不明であり、変位量も不確定な部分も多いが、岩屑なだれ堆積物堆積以降の正確な変位量の計測やスリップレートの算出は今後検討すべき課題と言える。

v) 自然露頭の観察結果

自然露頭は幅4.5m、高さ1mで、ほぼ断層走向に直交した向き(N10°W)の壁面である(図3.1.11)。露頭の位置は、断層崖基部よりも5m程度北側に位置するが、ピットNo.2でも崖の基部よりも7m程度北側を通過していたことと整合的である。ここでは、大きく6層に区分することができる。ピット調査の地層とは必ずしも類似した地層とはいえないため新たにローマ数字の地層番号とした。

I層：黒色／暗紫灰色の黒ぼく土でピット調査の1層に対比される。

II層：明褐色礫軽石混ロームで、層相や層序からはピット調査の5a層に近い。

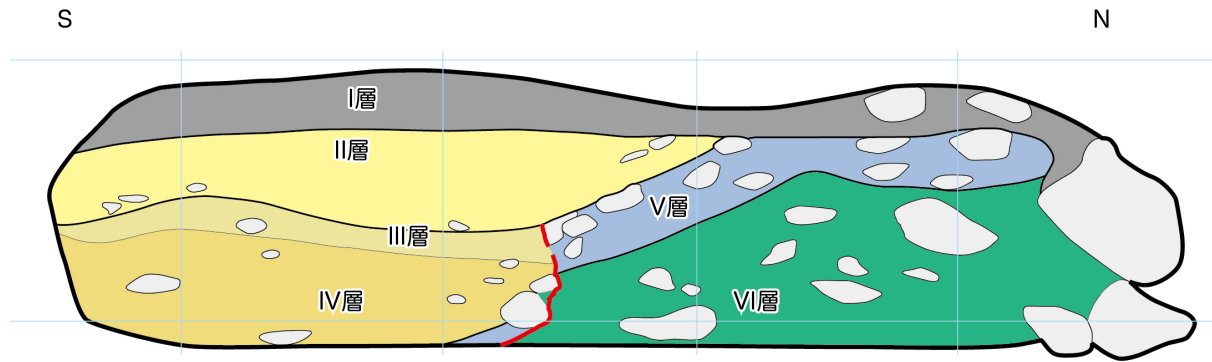
III層：褐色礫混ローム。

IV層：暗褐色有機質土質礫混じりローム。ピット調査の地層に対比するのは難しい。

V層：暗褐色礫質シルト。

VI層：変質した凝灰角礫岩灰色火山灰、くさり礫と比較的新鮮な礫が褐色のシルト質～粘土質の基質中に混在する、岩屑なだれ堆積物である。

本露頭では、ピット調査と同様の層相をもつ岩屑なだれ堆積物が南に向かって、その分布がたたれることから、断層であるといえ、不明瞭ながら露頭下部で傾斜50°Sの断層面が認められる。また、少なくともIV層までは断層変位を受けていると見られるが、III層については不明確である。またI層、II層は断層を覆って堆積しているといえ、断層変位を受けていない地層とみられる。



地層区分凡例			
I層	表土(黒ボク土)	IV層	暗褐色有機質土質ローム
II層	明褐色礫軽石混ローム	V層	暗褐色礫質シルト
III層	褐色礫混ローム	VI層	岩屑なだれ堆積物 (11層)

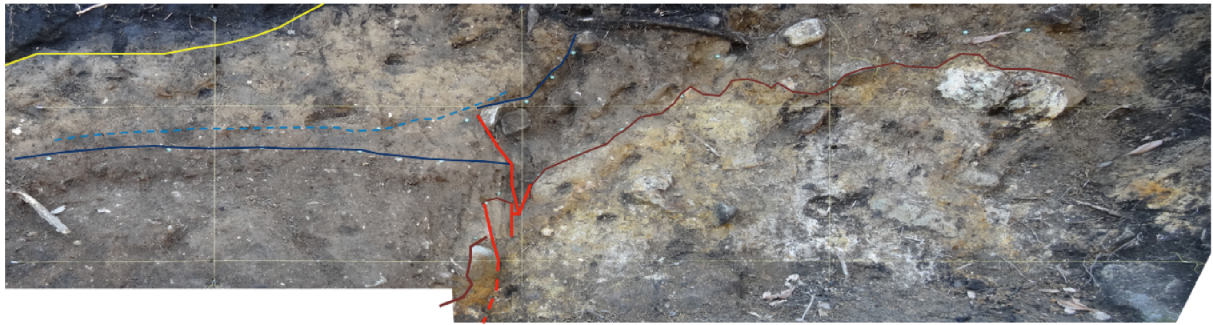


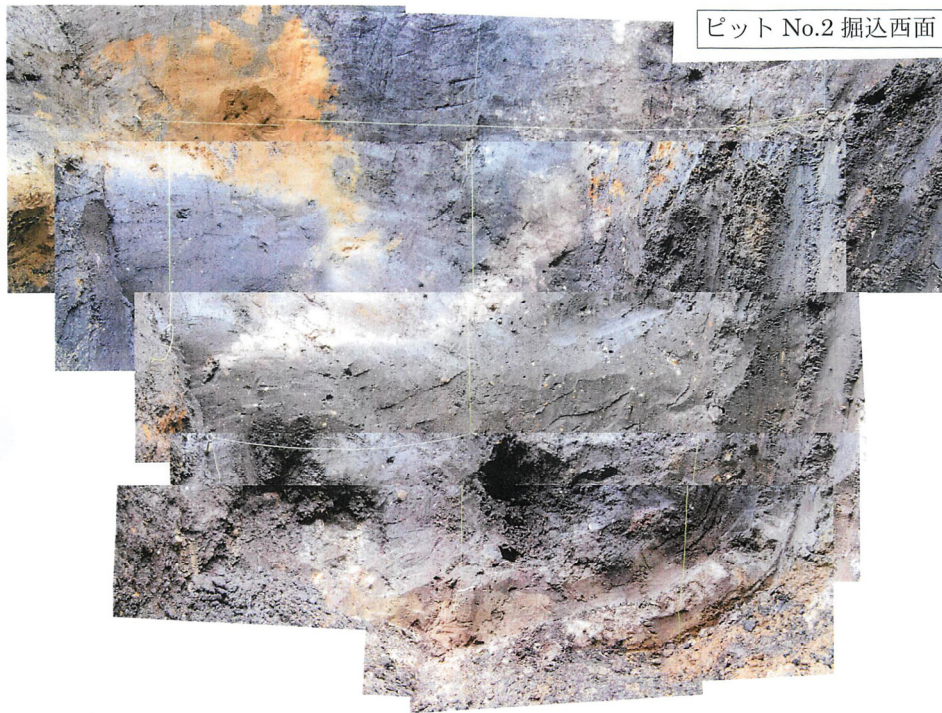
図 3. 1. 11 自然露頭のスケッチと写真

次ページから各ピットの写真

付図：トレンチ写真

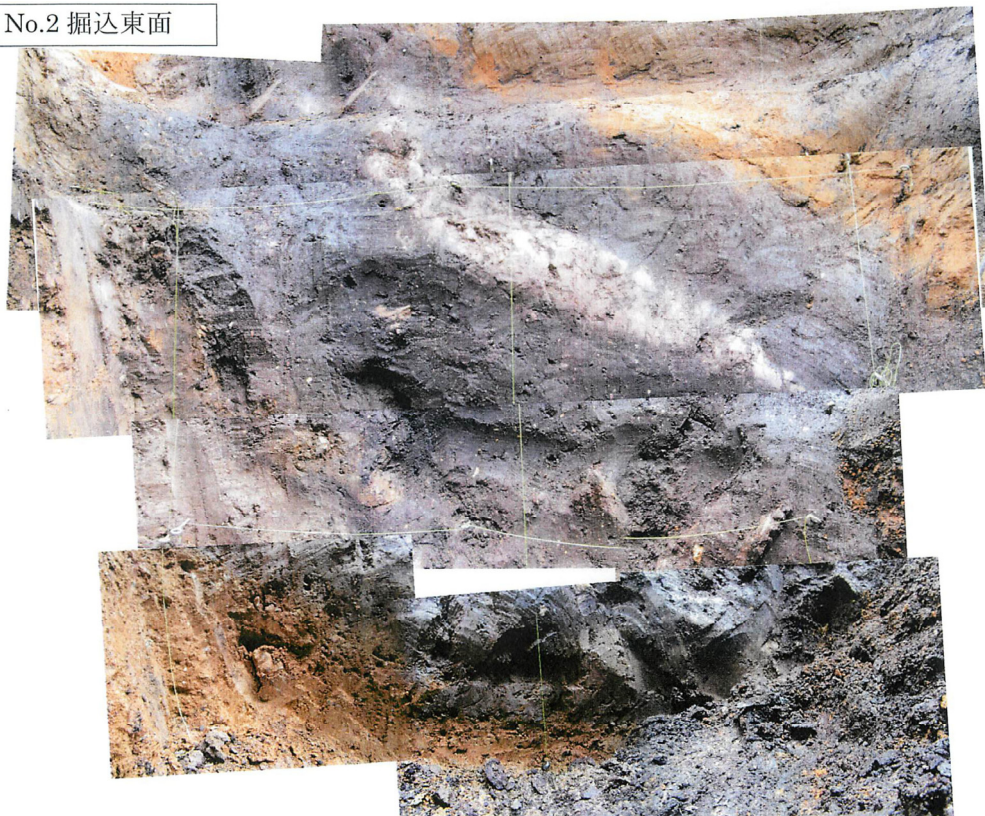
・

- ピット No. 2
- ピット No. 3
- 川沿い露頭

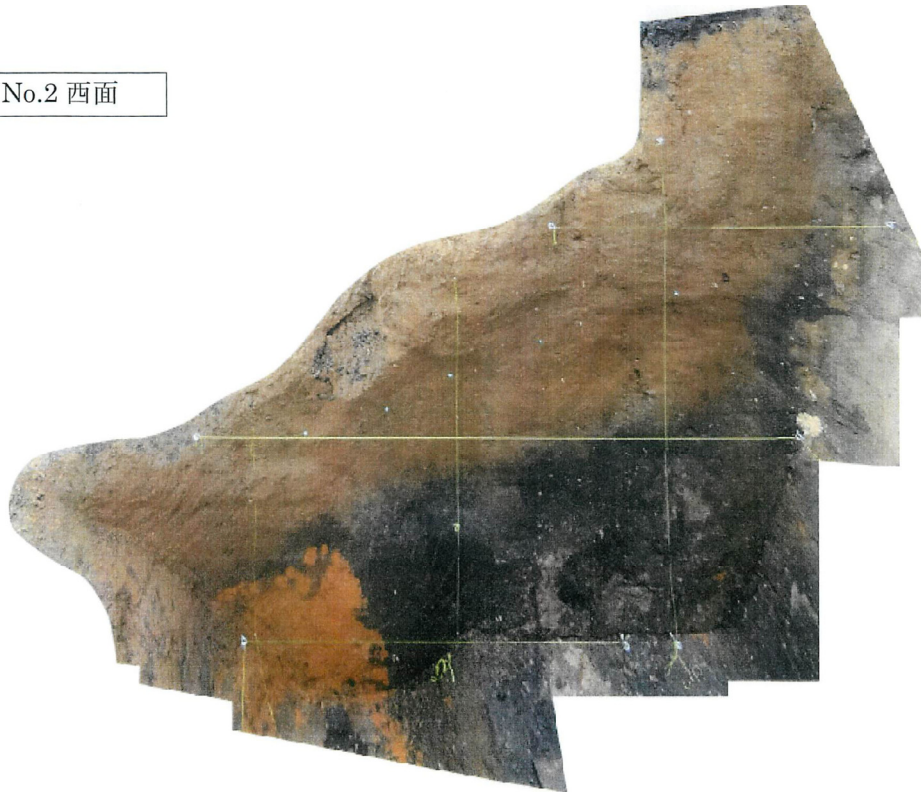


ピット No.2 掘込西面

ピット No.2 掘込東面



ピット No.2 西面



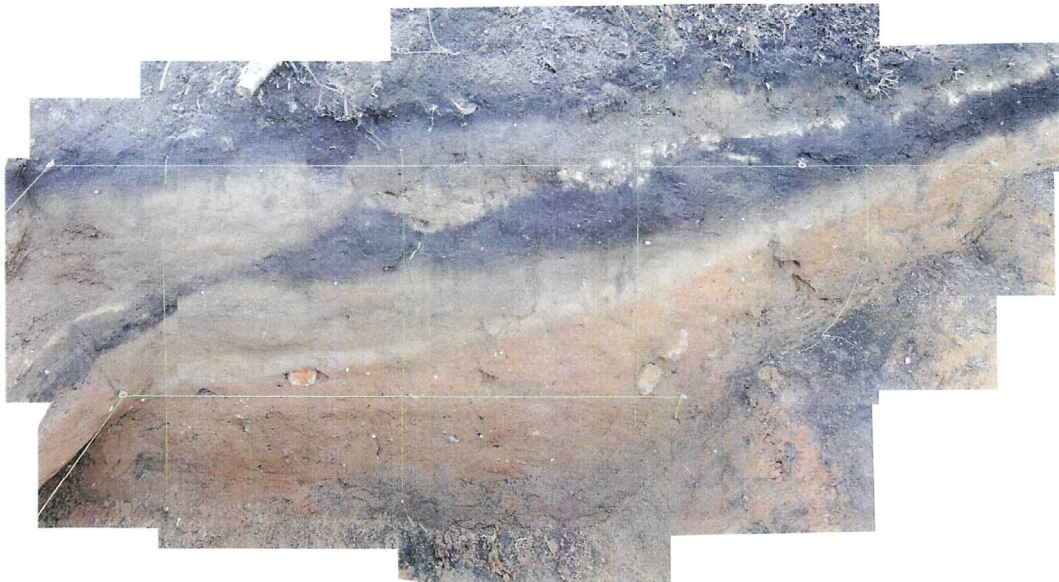
ピット No.2 東面



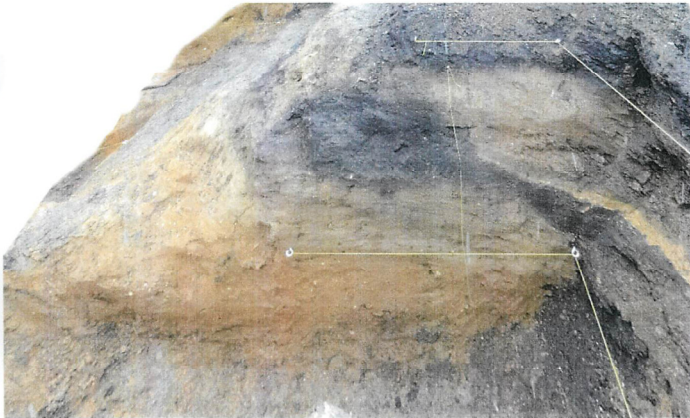
ピット No.3 全体



ピット No.3 西面



ピット No.3 東面



ピット No.3 南面



川沿い露頭



b) 歴史資料調査

平成 27 年度は、光西寺や杵原八幡宮（大分市）の記録を調査し慶長豊後地震の具体的様相を再検討した。ともに、慶長豊後地震については、地震の発生日を閏 7 月 9 日としている。このうち、杵原八幡宮の記録は 12 日にも地震があったことを記している。このことは、地震とほぼ同時代の記録である玄与日記（『群書類従』）に、12 日の地震で大分市佐賀関では大波でさらわれたとあることもふまえると、12 日にも地震があったことを示唆している。

また、慶長 16 年（1611）作成の「国東郡速見郡御検地帳」（熊本大学附属図書館）では、「先年地震」により、由布院（由布市湯布院町）、別府・浜脇・立石・南石垣（以上別府市）で耕地などが復興できないと記されている（図 3.1.12、図 3.1.13）。あるいは、地震から約 50 年後に編纂された「豊後国郷帳」では、地震のため速見郡全体の 5 % 余りの耕地など「滅地」になり、豊後国全体で 1 % 余りの土地が地震による「崩込」や「入込」で「滅地」になったとある。これらの地域名は明確でないが、慶長元年の地震の被害の大きさを物語っているよう。

なお、こうした成果をふまえ、平成 28 年 3 月 11 日に講座「大地の歴史と私たちの暮らし」を豊の国情報ライブラリー（大分県立図書館 2 階視聴覚ホール）で開催した。

文献調査の結果をまとめると以下のようになる。

豊後国では、慶長元年閏 7 月 9 日と 12 日に 2 度地震があり、ともに被害があったことがわかる。

また、被害状況の記録を整理すると、慶長豊後地震は別府湾沿岸だけでなく速見郡由布院付近でも大きな被害をもたらしたことが確認できる。特に速見郡では地震による復興が困難な地が多い。

あるいは、19 世紀初に完成した「豊後国志」の附図では、大分市沿岸部が慶長元年の地震で陸地が海になったと記され、杵原八幡宮の記録では、「府中近辺」（大分市付近）の村は津波で海底になったとある（図 3.1.14）。このような表現は、地震によって沿岸部が海没したことを示唆している。なお、地震後の速見郡での検地帳には、地震や洪水などの災害で荒地となったことを示す「永荒」の記載もあり、地震の被害地範囲を確認することが今後の課題である。また、前述したように、豊後国では閏 7 月 9 日と 12 日に大きな被害をもたらした地震が発生したが、各々の発生時間などの整理も課題として挙げられる。そこで、28 年度は、より多くの情報を得るため、熊本大学附属図書館所蔵の松井氏（細川氏の家臣）の諸史料や愛媛県での史料調査を実施する。

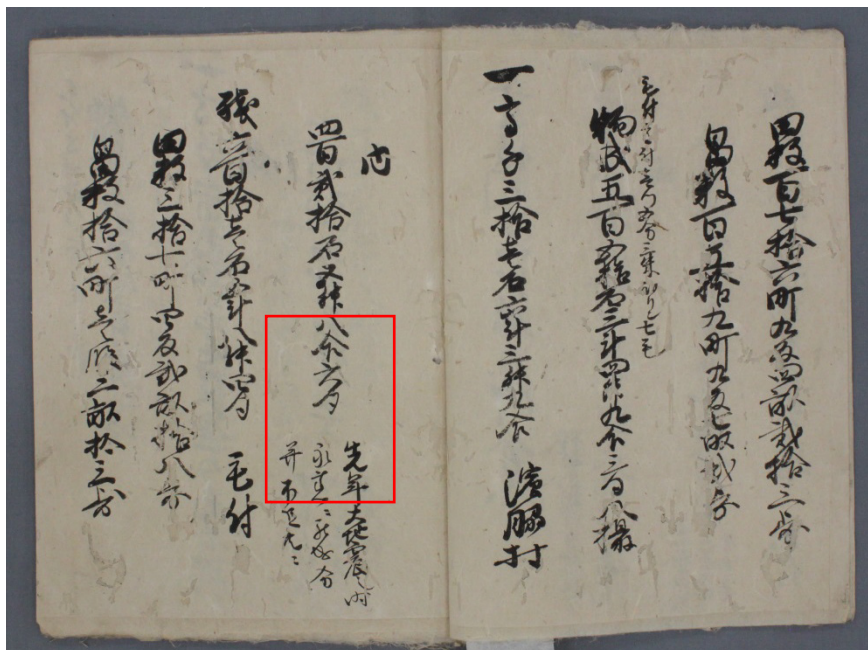


図 3.1.12 国東郡速見郡御検地帳（熊本大学附属図書館蔵）
 囲み部分に、先年大地震で耕地などが復興できていない状況が記される。



図 3.1.13 速見郡域被害箇所概要図

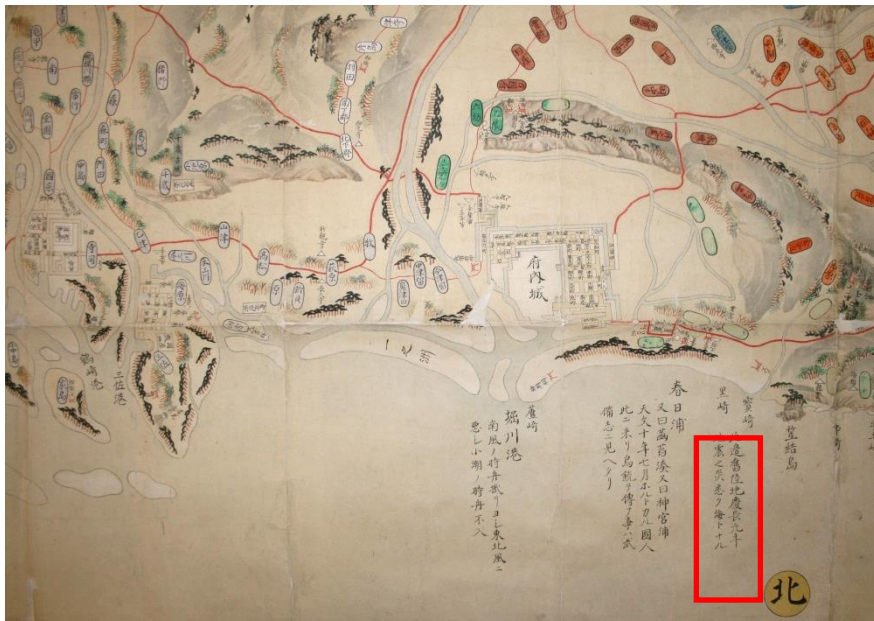


図 3.1.14 「豊後国志」の附図（大分県立先哲史料館蔵）
 囲みの部分に「此辺旧陸地、慶長元年地震之災悉海トナル」とある。

2) 海域の調査（サブ1-2）

活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査及び断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測に関連し、海域では海底地形調査および音波探査による位置・形状の把握を目的とした平成 26 年度調査の解析、堆積物採取と解析を実施した。

a) 海底地形および音波探査結果の三次元可視化

i) 調査内容

26 年度調査データ（詳細海底地形調査および音波探査）およびそれ以前の調査結果の統合と可視化

ii) 調査場所

大分県大分市及び別府市沿岸域（図 3.1.15）

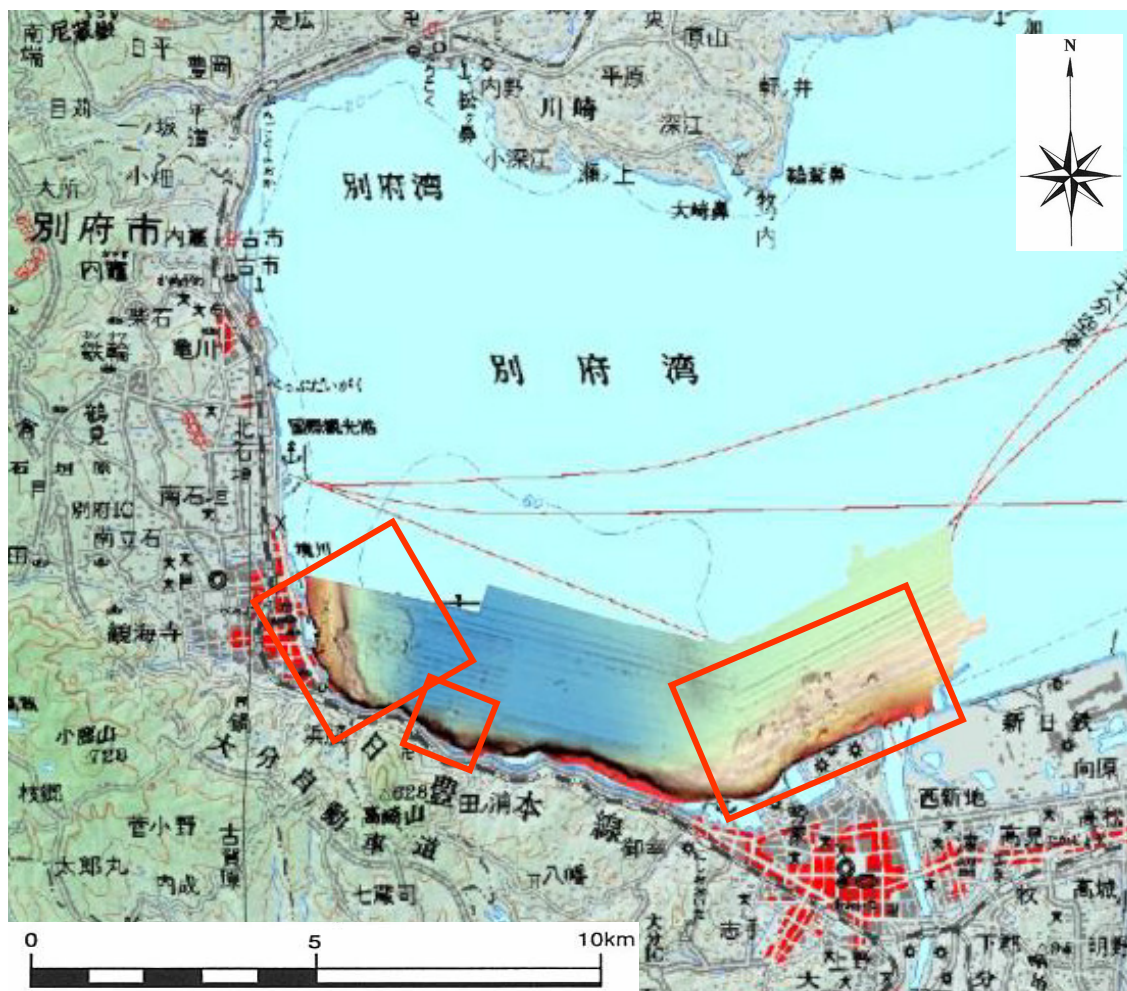


図 3.1.15 海底 3 次元可視化 対象範囲図
赤枠部は実施対象範囲を示す。 対象範囲合計 11 km²

iii) 解析結果

・水深データの 3 次元可視化

本調査では、平成 26 年度調査より取得した 1m メッシュの海底地形データ（マルチビーム方式深淺測量データ）をもとに海底地形図を作成した。

海底地形データは、XYZ 形式のテキストファイルであるため、GIS エンジンを用いて、図 3.1.16 の手順に従って海底地形図を作成した。

図 3.1.17、図 3.1.18 に本調査で作成した海底地形図を示す。

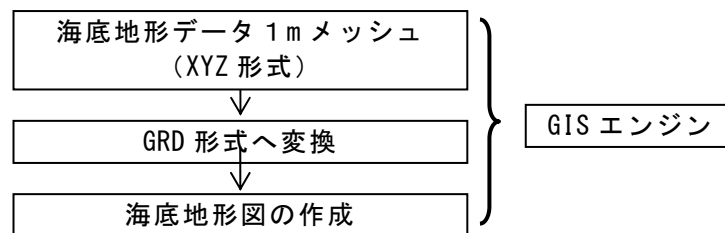


図 3.1.16 海底地形図 作成フロー

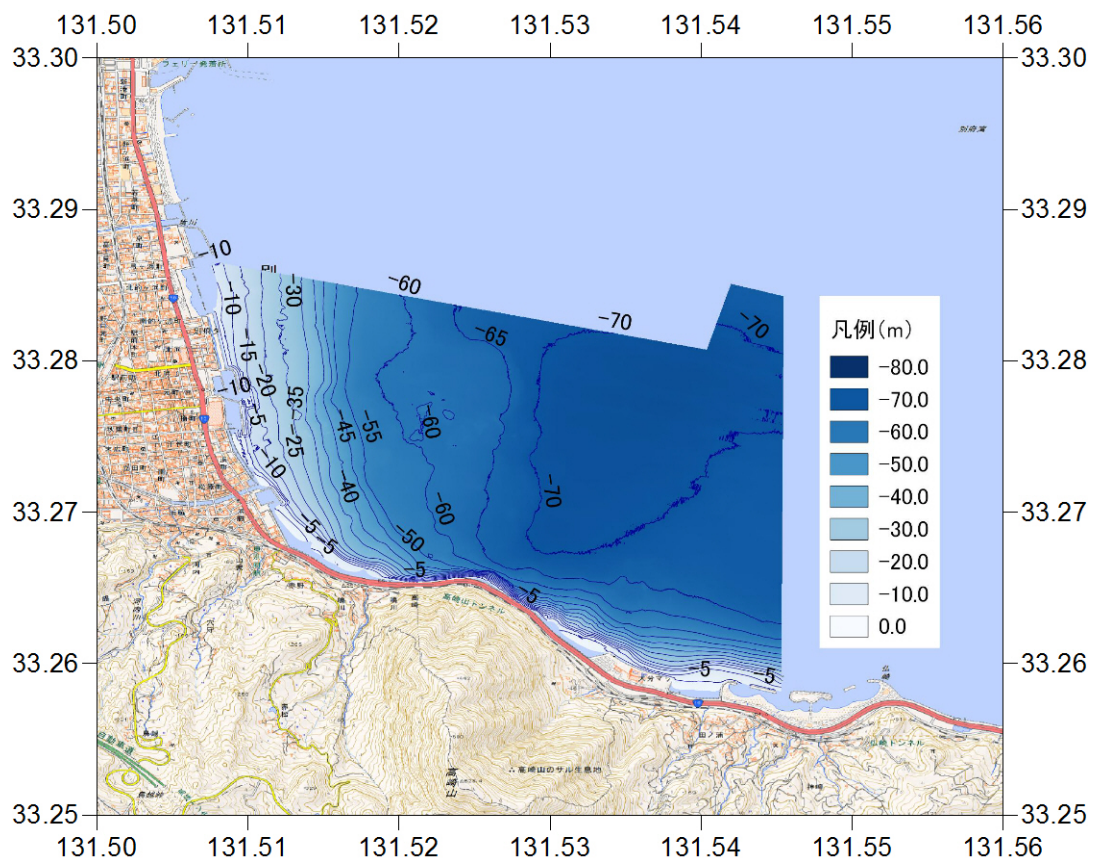


図 3.1.17 別府沖、高崎山沖の海底地形図

1m メッシュの海底地形データ（平成 26 年度調査）より作成

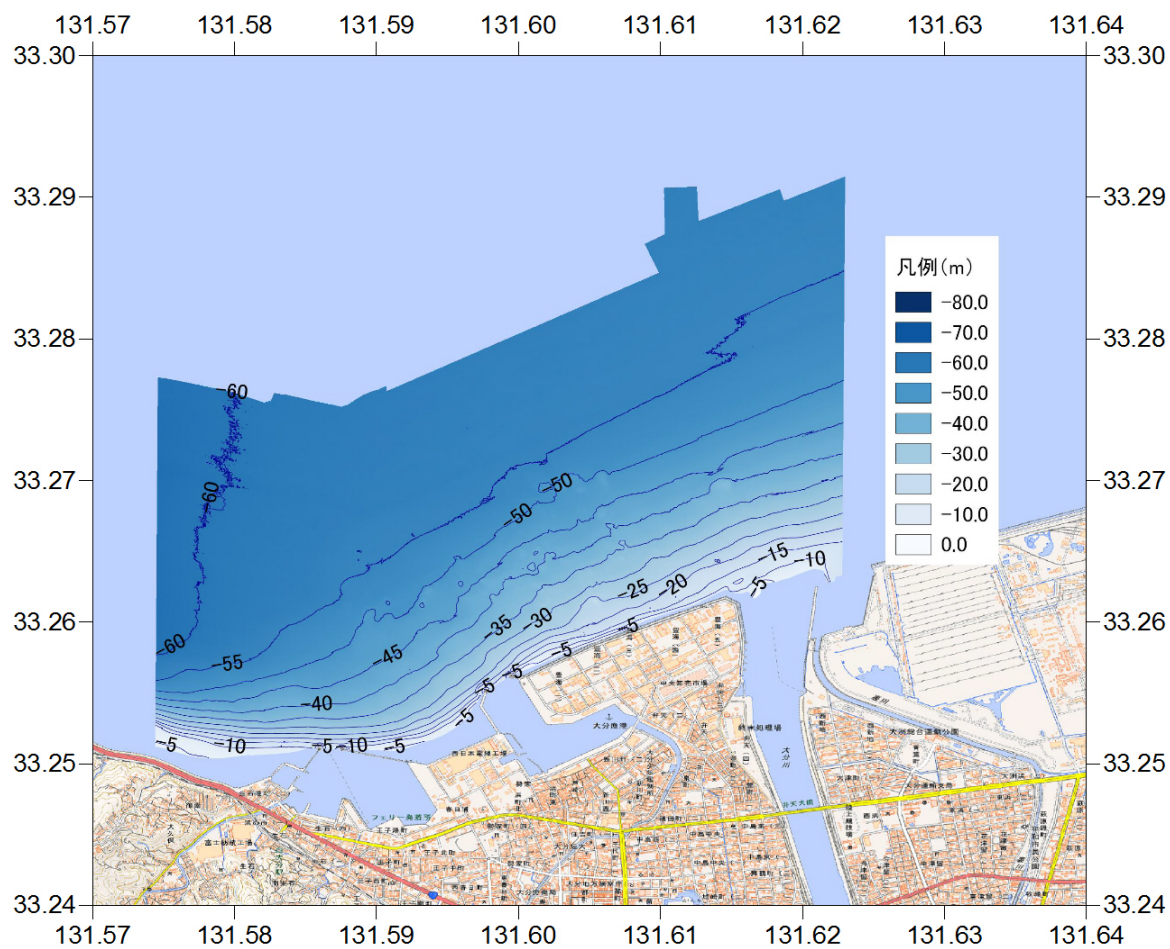


図 3.1.18 大分川沖の海底地形図
1m メッシュの海底地形データ（平成 26 年度調査）より作成

・ 音波探査データの 3 次元可視化

別府湾海域で取得された音波探査波形データと同時に実施取得された GPS 測量記録から、デジタル波形処理プログラムを用いて、整合した距離-深度断面図へ変換した。

図 3.1.19、3.1.20 に音波探査記録の収録状況および発受振 NO. (Ping) -深度断面図、距離-深度断面図の作成フローを示す。また、各種断面図の作成例を図 3.1.10 に示す。

図 3.1.22、図 3.1.23 に別府沖、高崎山沖、大分川沖の音波探査測線を示す。

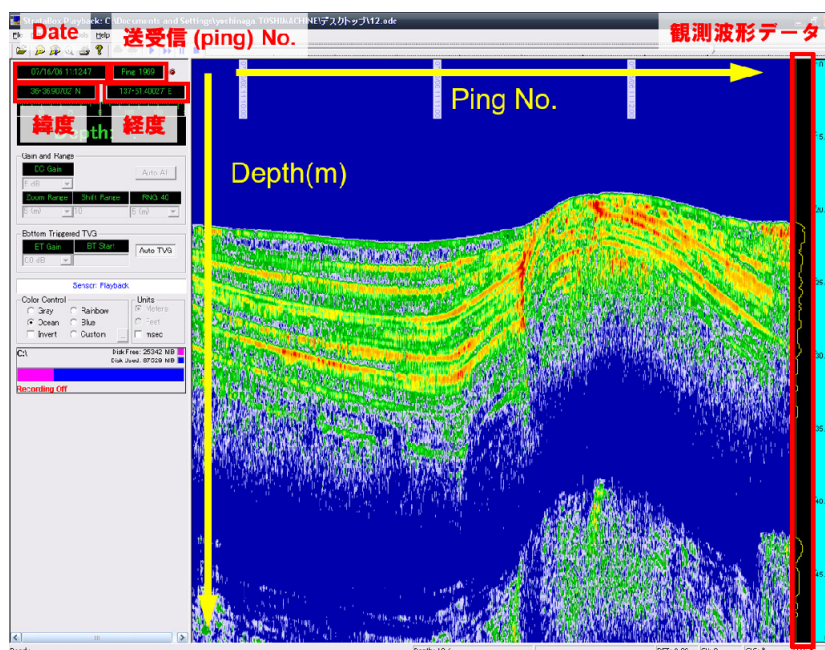


図 3.1.19 音波探査ソフトの探査収録画面表示例
(音波探査機：SyQwest 社製 Strata Box)

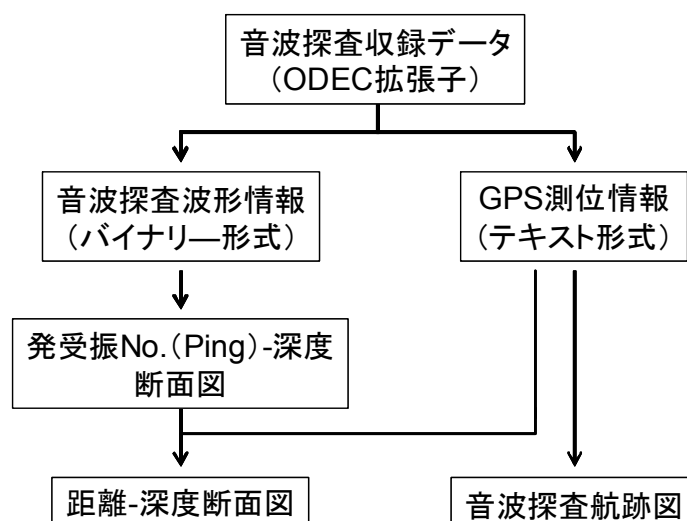


図 3.1.20 音波探査解析フロー図

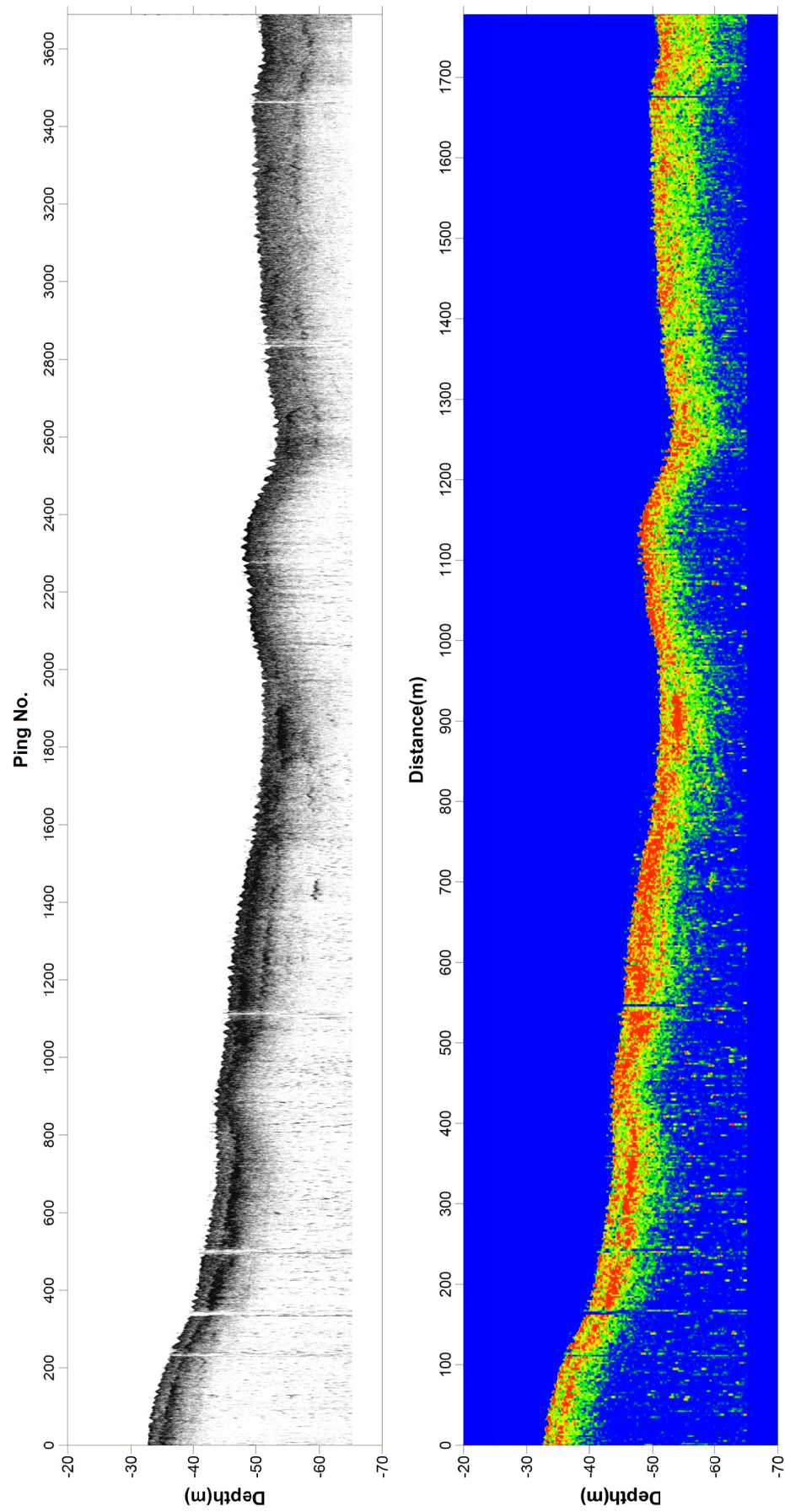


図 3.1.21 発受振 No. (Ping) -深度断面図 (上) および距離-深度断面図 (下) 作成例

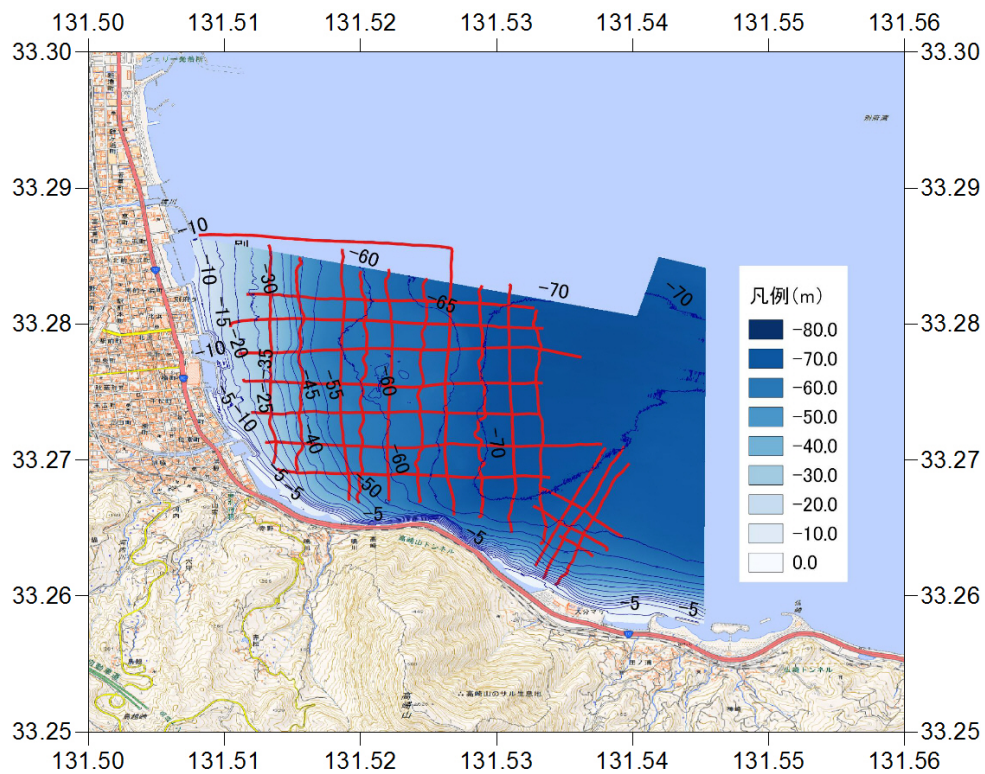


図 3. 1. 22 別府沖、高崎山沖の音波探査航跡図

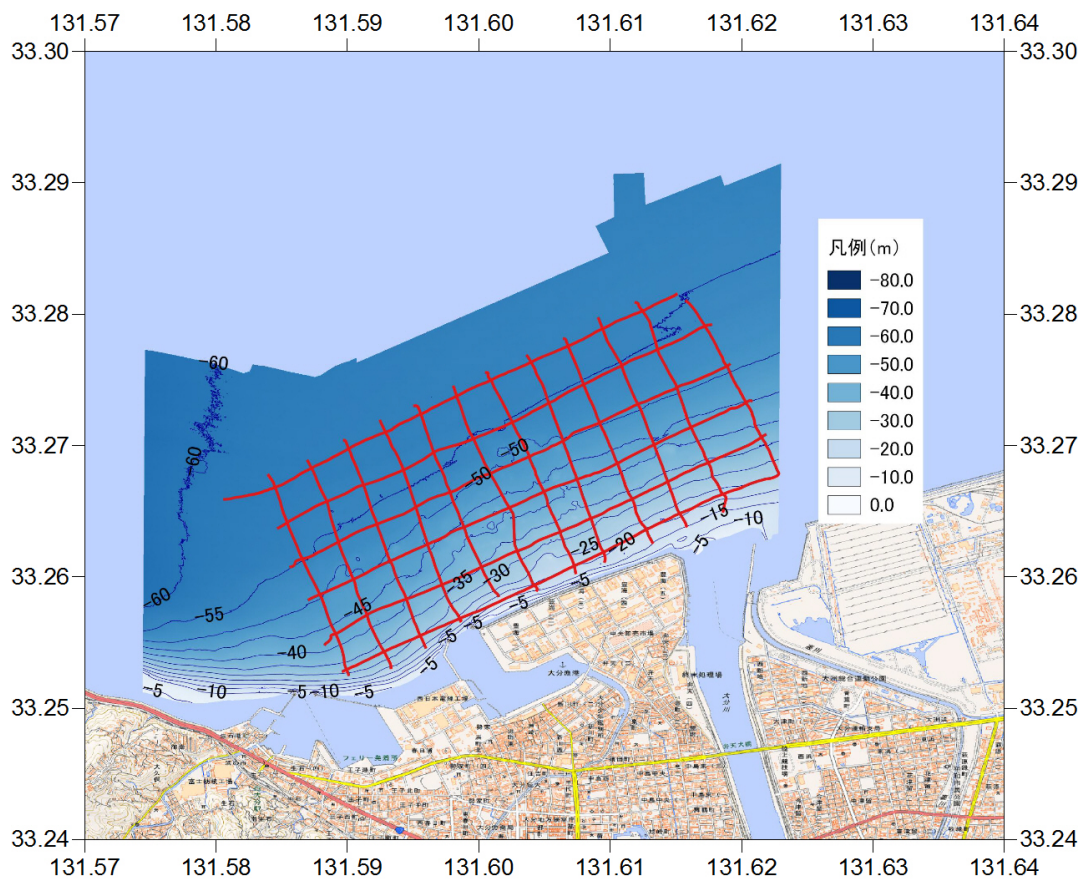


図 3. 1. 23 大分川沖の音波探査航跡図

- ・各種 3 次元データの重ね合わせ

処理した断面図は、パネルダイアグラム法による全測線の 3 次元可視化データを構築し、上記の海底地形データとの重ね合わせを行った。

使用した 3 次元可視化プログラムは QPS 社製の Fledermaus である。

図 3.1.24～図 3.1.26 に別府沖、高崎山沖、大分川沖 3 次元可視化データ表示例を示す。

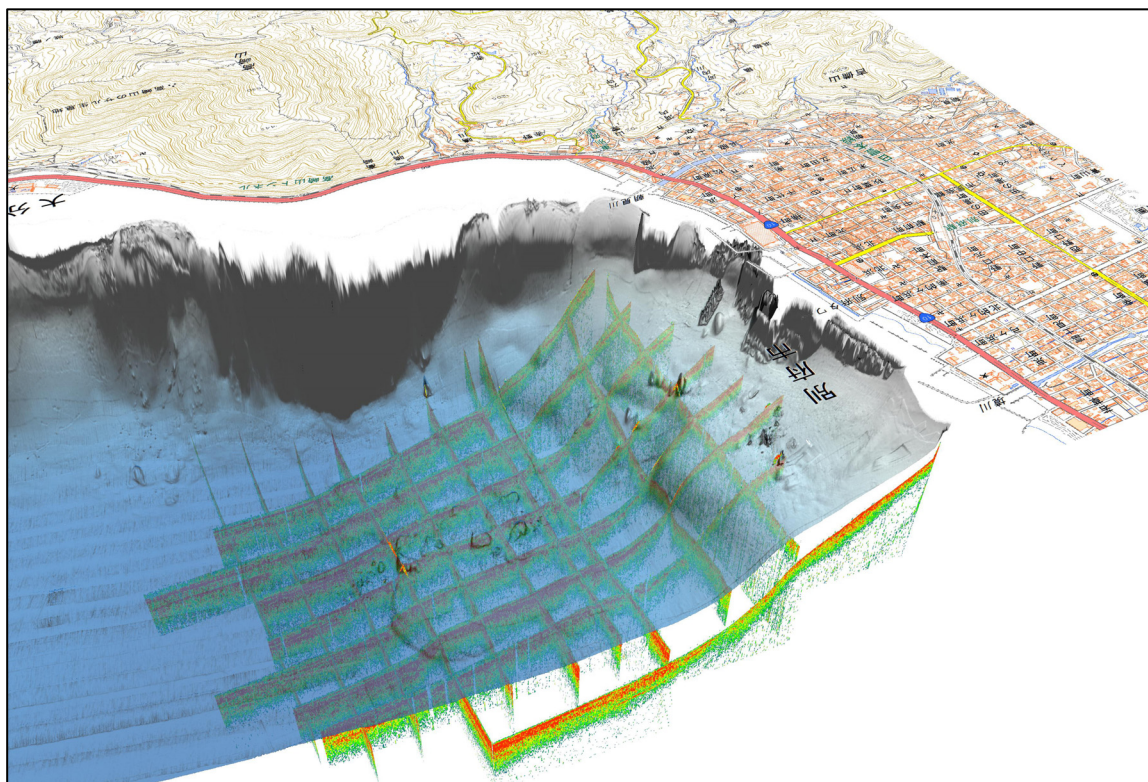


図 3.1.24 別府沖の鳥瞰図（北東から南西へ俯瞰）

地理院地図の標準地図，1m メッシュ海底地形図，音波探査断面のパネルダイアグラムを重ね合わせている。

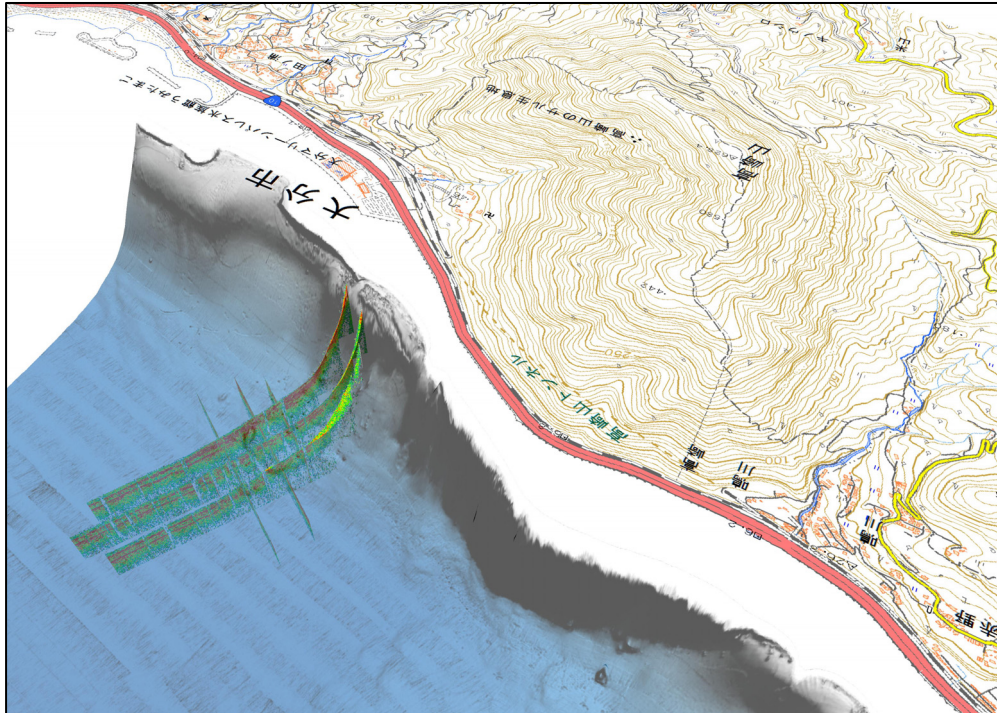


図 3.1.25 高崎山沖の鳥瞰図（北西から南東へ俯瞰）

地理院地図の標準地図，1m メッシュ海底地形図，音波探査断面のパネルダイアグラムを重ね合わせている。

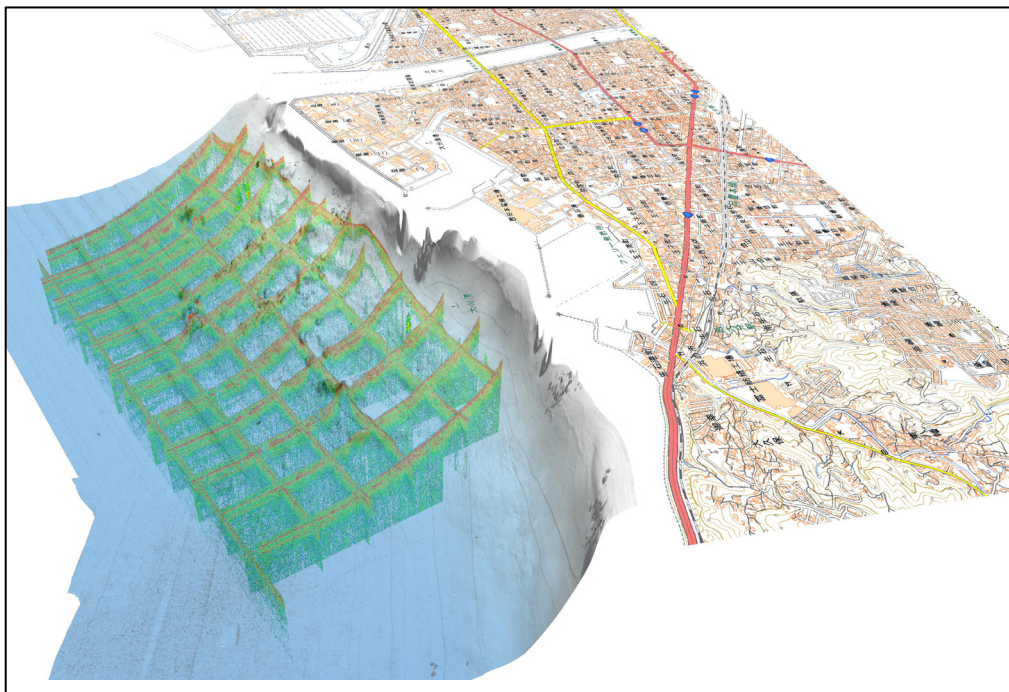


図 3.1.26 大分川沖の鳥瞰図（北西から南東へ俯瞰）

地理院地図の標準地図，1m メッシュ海底地形図，音波探査断面のパネルダイアグラムを重ね合わせている。

b) ピストンコアリング

別府湾に堆積している堆積物記録から、イベント情報を読み解くために堆積物採取を実施した。

i) 調査内容

海底堆積物採取は7地点で実施された（表 3.1.1。）

表 3.1.1 堆積物採取地点と経緯度および掘進長

コアリング地点	緯 度	経 度	掘進長(m)
BP15-1	N33°16'23.97"	E131°32'11.76"	20.0
BP15-2	N33°16'24.02"	E131°32'11.95"	20.0
BP15-3	N33°16'39.97"	E131°31'46.50"	10.0
BP15-4	N33°16'39.95"	E131°31'34.89"	10.0
BP15-5	N33°16'18.38"	E131°36'07.14"	8.0
BP15-6	N33°16'08.29"	E131°36'11.25"	10.0
BP15-7	N33°16'18.94"	E131°36'07.39"	10.0

ii) 調査場所

大分県別府湾南岸沿岸域（図 3.1.27）である。

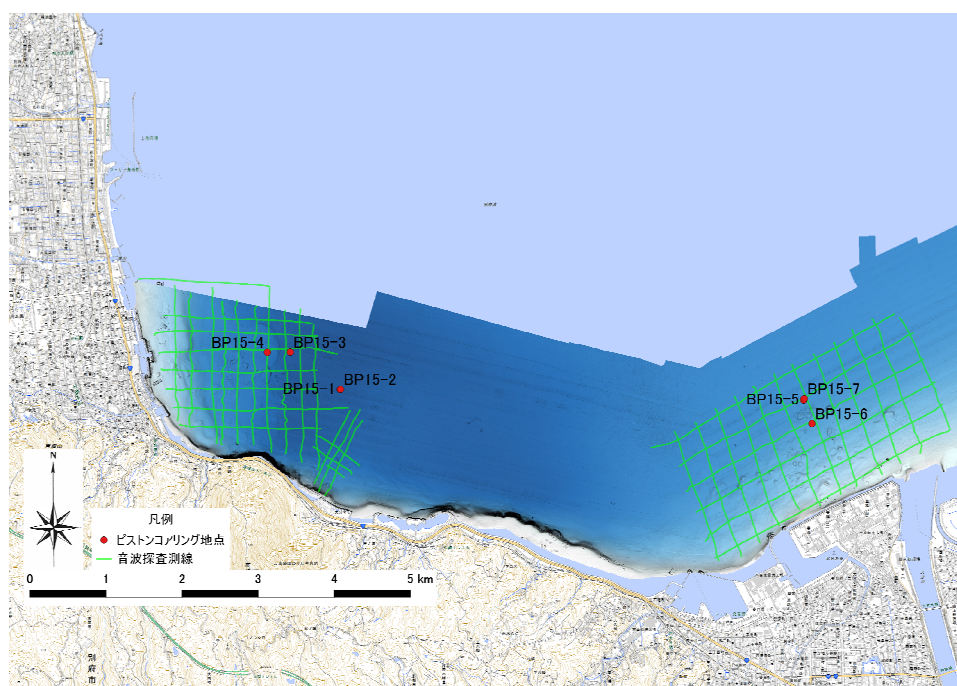


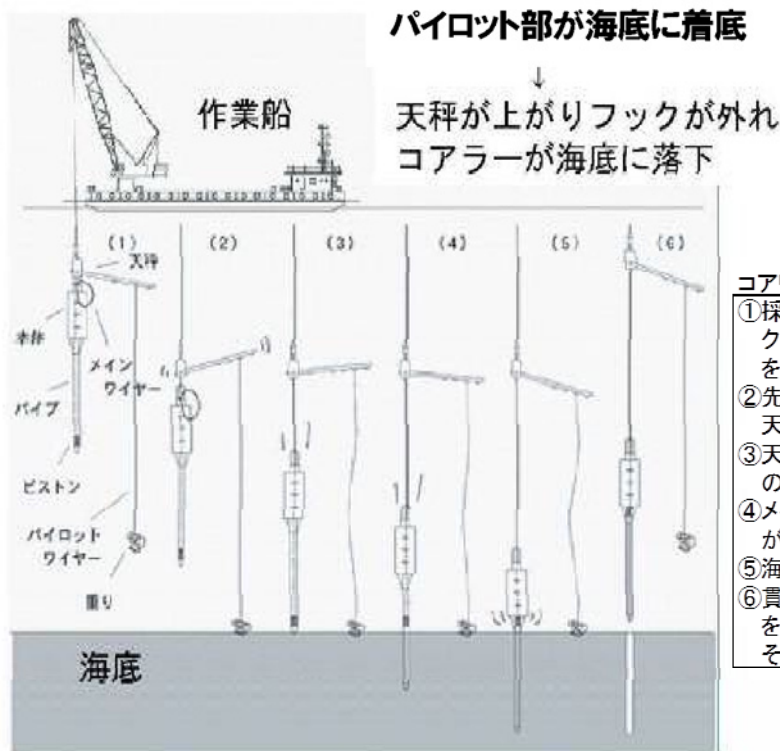
図 3.1.27 ピストンコアリング位置

試料採取（ピストンコアラ法）の目的と方法（図 3.1.28）

地盤内に堆積する軟弱粘性土の地盤情報を得るために、不攪乱（地盤内にあったときと同じ状態）の試料を採取し、地質観察や室内試験に供することを目的とする。なお、今回使用したコアラは、サンプリングパイプ 20.5 m、パイプ内径 82 mm、おもり 1,000kg である。

方法：

- ① コアラを作業船上で組み立てた後、ゆっくり降下させる。
- ② 先端の重りが海底に着くとワイヤーが緩み天秤があがり始める。
- ③ 天秤のフックからパイプがはずれて、ウエイトの重みで堆積物の中に貫入し始める。
- ④ メインワイヤー先端のピストンの作用で、堆積物がパイプ内に採取される。
- ⑤ 海底にパイプが貫入し、停止する。
- ⑥ 貫入後直ちにワイヤーを巻き上げ、コアラを海底から引き抜く。その後作業台船に引き上げる。



コアリング方法

- ①採取器(コアラ)を作業船上で組立した後、クレーン台船のワイヤーを繰り出しコアラを海底にゆっくりと降下させる。
- ②先端の重りが海底に着くと、ワイヤーが緩み天秤が上がり始める。
- ③天秤のフックからパイプがはずれて、ウエイトの重みで堆積物の中へ貫入し始める。
- ④メインワイヤー先端のピストン作用で、堆積物がパイプ内に採取される。
- ⑤海底にパイプが貫入し、停止する。
- ⑥貫入後直ちにワイヤーを巻き上げ、コアラを海底から引き抜く。その後作業台船に引き上げる。



ピストンコアラ



コアラ投入状況

図 3.1.28 ピストンコアリング法の概略図

c) ピストンコア堆積物解析結果 (27 年度分)

採取されたコア (図 3.1.29) を京都大学理学研究科地球熱学研究施設において、各 1 m ずつに切り、梱包し、冷蔵保管した。それらの 1m コアを高知コアセンターに輸送し、平成 27 年 8 月 (BP15-1、および Bp15-2 コア) および 28 年 3 月 (BP15-3~BP15-6 コア) に、試料処理および各種分析試料採取を下記の項目で実施した。

コア半切：コアパイプの両面を平行にカットして、堆積物部分をピアノ線やテグスを用いて半切した。

整形：

写真撮影：

MSCL データ採取：

岩相記載：

試料採取：構造および保存 (1 m スラブおよび 20 cm スラブ) ・古地磁気用 (キューブ) ・有機地球化学 ・花粉 ・年代測定 ・火山灰 ・その他各種試料を採取し、アーカイブ試料は高知コアセンターに保管した。

BP15-1 および BP15-2 の 20m コア 2 本について報告する (図 3.1.29) 。

結果の概要は以下のとおりである。

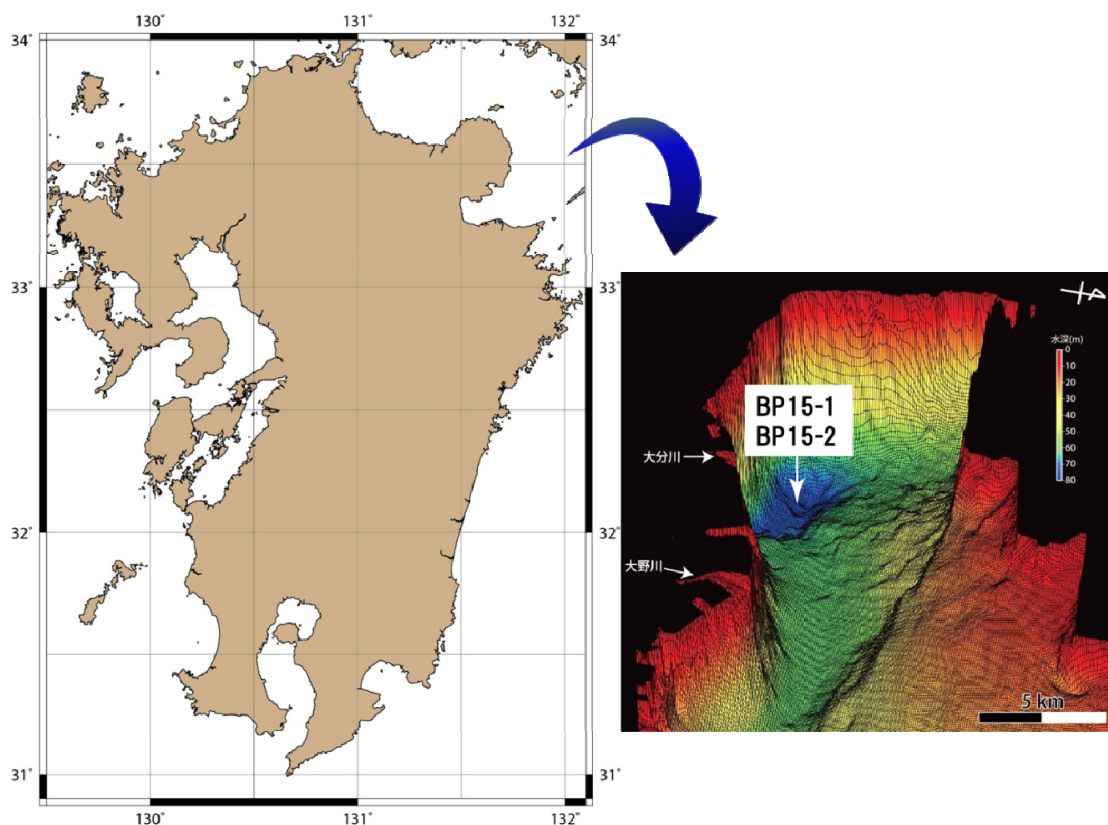


図 3.1.29 BP15-1 及び BP15-2 コアの掘削地点

BP15-1 及び BP15-2 コアは約 20m の長さのコアで、コア写真、CT 画像、写真から抽出した色情報(L*、 a*、 b*)、及び帯磁率(MS)を図 3. 1. 30 に示す。層相や物性データに基づいた主要な対比線が赤線で示される。また、青枠で示した層準については、コアリング時の影響で乱れが生じた層準を示すので、分析や解析時に注意する必要がある層準である。

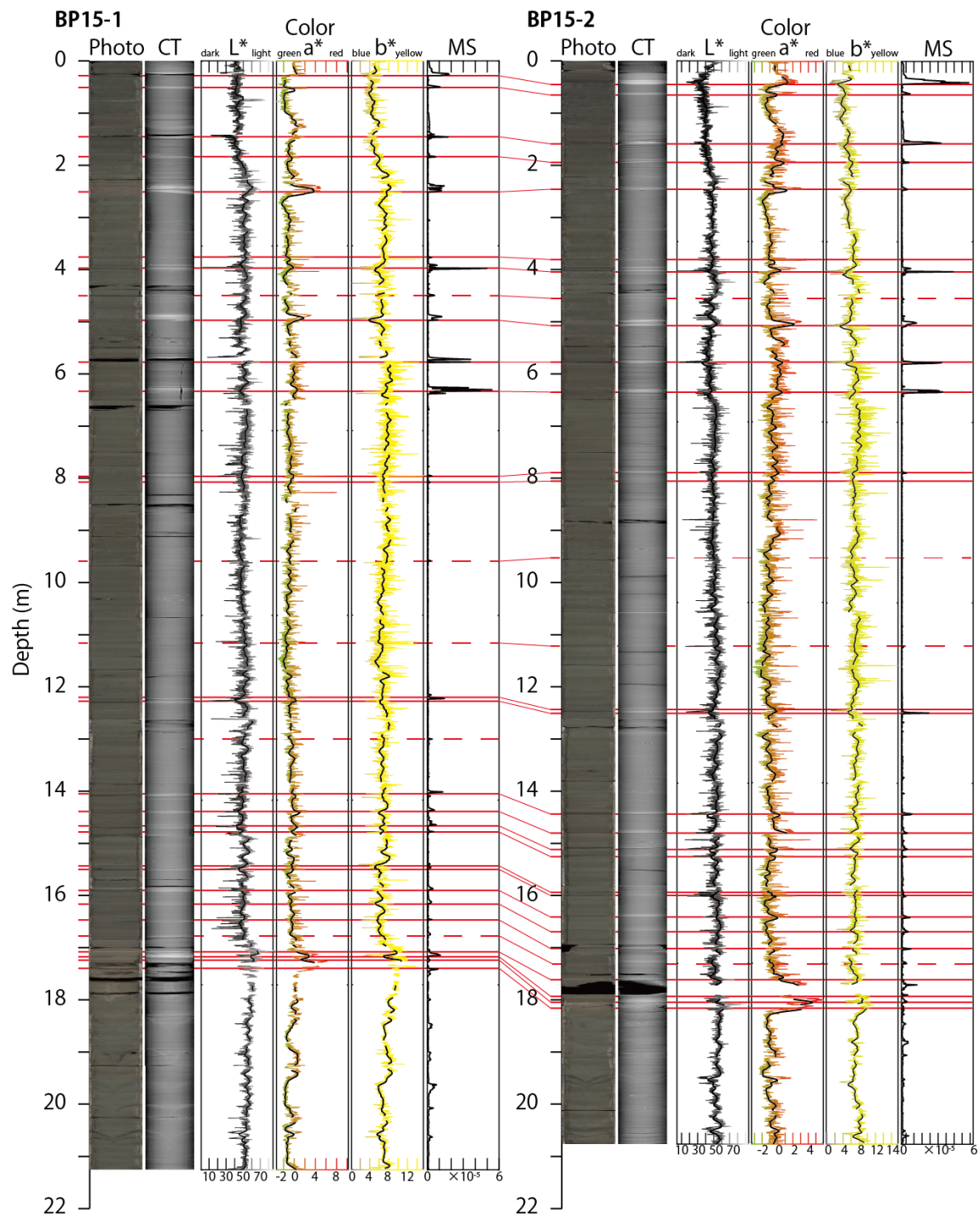


図 3. 1. 30 BP15-1 及び BP15-2 コアのコア写真、CT 画像、写真から抽出した色情報(L*、 a*、 b*)、及び帯磁率(MS)の測定結果

年代測定試料は BP15-1 および BP15-2 から採取した (表 3. 1. 2)

試料の種類は、貝試料と一部植物葉等の試料である。

表 3.1.2 BP15 コア (site1 及び site2) 中の年代測定試料

H27 年度中に測定した試料 (5 試料) については太字で示す

Type	Core	Sec.	Distance (cm)	Depth (cm)
bivalve shell	BP15-1	1-4	11.4	2029.8
bivalve shell	BP15-1	2-1	40.0	1314.1
bivalve shell	BP15-1	2-3	47.0	1522.5
bivalve shell	BP15-1	3-1	43.0	907.5
bivalve shell	BP15-1	3-2	65.0	1029.5
bivalve shell	BP15-1	3-2	68.0	1032.5
bivalve shell	BP15-1	3-2	59.5	1024
bivalve shell	BP15-1	3-3	40.0	1094.3
bivalve shell	BP15-1	4-1	83.1	531.7
bivalve shell	BP15-1	4-1	89.3	537.9
bivalve shell	BP15-1	4-1	92.7	541.3
bivalve shell	BP15-1	4-1	11.1	459.7
bivalve shell	BP15-1	4-1	70.0	518.6
leaf	BP15-1	4-1	6.0	454.6
bivalve shell	BP15-1	5-3	85.0	311.4
bivalve shell	BP15-2	1-3	98.0	1977.4
snail	BP15-2	1-3	34.2	1913.6
snail	BP15-2	1-3	37.5	1916.9
bivalve shell	BP15-2	2-1	84.0	1341.5
bivalve shell	BP15-2	2-1	57.0	1314.5
bivalve shell	BP15-2	2-1	31.5	1289
bivalve shell	BP15-2	2-2	20.0	1378.4
bivalve shell	BP15-2	2-3	8.0	1464.8
bivalve shell	BP15-2	2-3	19.0	1475.8
leaf	BP15-2	3-3	26.0	1066.5
leaf	BP15-2	3-3	40.0	1080.5
bivalve shell	BP15-2	4-1	86.0	524.1
leaf	BP15-2	4-4	61.0	799.2
bivalve shell	BP15-2	5-3	27.0	245.6

このうち、5 試料については、27 年度に測定が完了した (表 3.1.3)。

表 3.1.3 年代測定結果. 測定は AMS 法で行い、暦年較正は Marine13 (Reimer et al., 2013)に基づき、OxCal v 4.2. 4 (Bronk Ramsey, 2009)を用いて較正した. ΔR 値は Kuwae et al. (2013)に基づき 135 ± 20 yrs とした.

Type	Core	Sec.	Distance (cm)	Depth (cm)	Age (yr BP)	Error (+/-)	ΔR	Error (+/-)	cal. yr BP (95.4%)
									Av.
bivalve shell	BP15-1	2-3	47.0	1522.5	5890	20 135	20	6181	6096 6266
bivalve shell	BP15-1	3-1	43.0	907.5	3390	25 135	20	3071	2960 3182
bivalve shell	BP15-1	3-3	40.0	1094.3	3970	20 135	20	3784	3686 3881
bivalve shell	BP15-2	1-3	98.0	1977.4	5670	30 135	20	5930	5830 6029
bivalve shell	BP15-2	2-1	57.0	1314.5	4640	20 135	20	4703	4596 4809

堆積物中には、火山灰やそれに関連するイベント層が検出できた。それらの噴出可能性のある火山との対比を鉱物組成や屈折率に基づいて検討できた (図 3.1.31)。

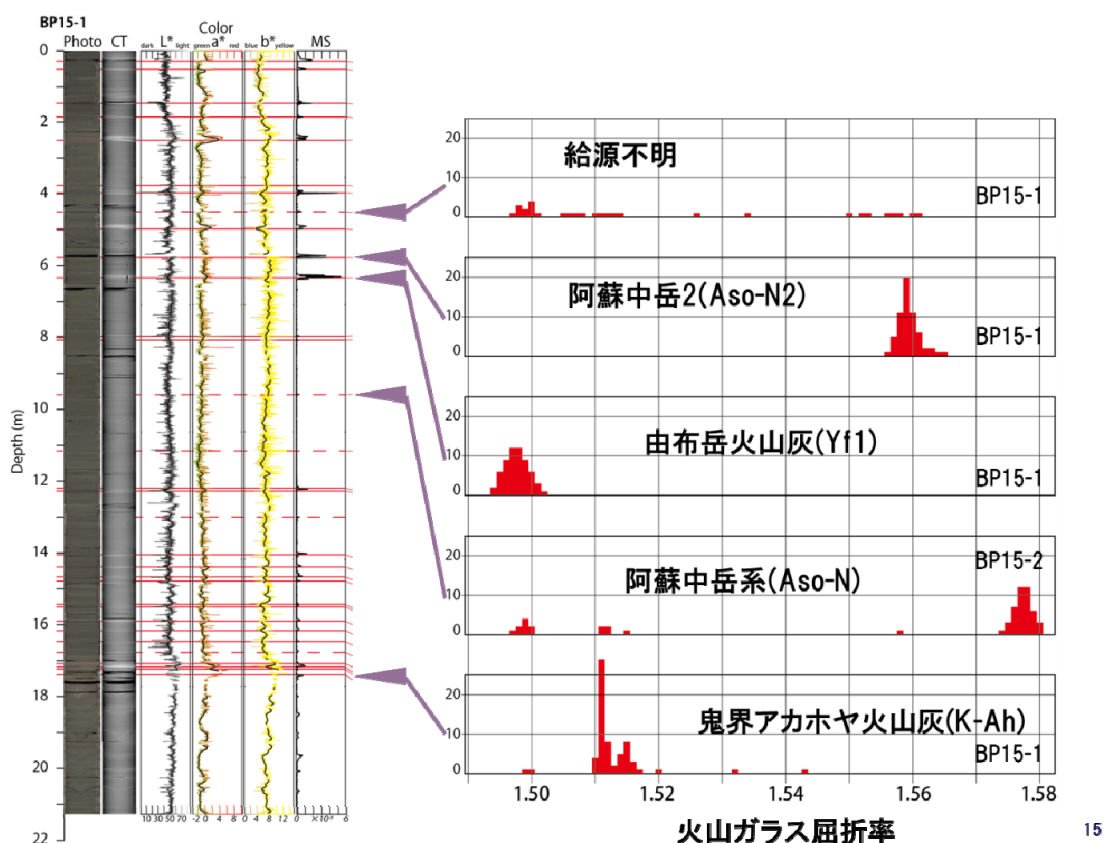


図 3.1.31 BP15-1 及び BP15-2 コア中のテフラの分析結果。今回の分析からは、阿蘇中岳、由布岳に由来する火山灰および鬼界アカホヤテフラ(K-Ah; ca. 7200 cal. yr BP; Smith et al., 2013)に対比される火山灰が検出された。

得られた炭素 14 年代や Kuwae et al. (2013)との対比、火山灰年代等から、BP15-1 及び BP15-2 コアの現時点での年代深度モデルが提案できた (図 3.1.32)。まだ年代測定値が少ないが、概略の年代モデルとして示す。各データ点のうち、ca. 2700 cal. yr BP 以降については Kuwae et al. (2013)に、ca. 2700 cal. yr BP 以前については今回測定した ^{14}C 年代及びテフラ年代(鬼界アカホヤテフラ; Smith et al., 2013)に基づいている。

各データは全体として調和的である一方で、BP15-2 コアの深度 20 m 付近で採取した年代サンプルについては明らかに若い年代値が得られた。本サンプルはコアリング時に乱れた箇所から採取したサンプルであることから、上位層準からのコンタミネーションと考えられ、年代モデルからは除外した。

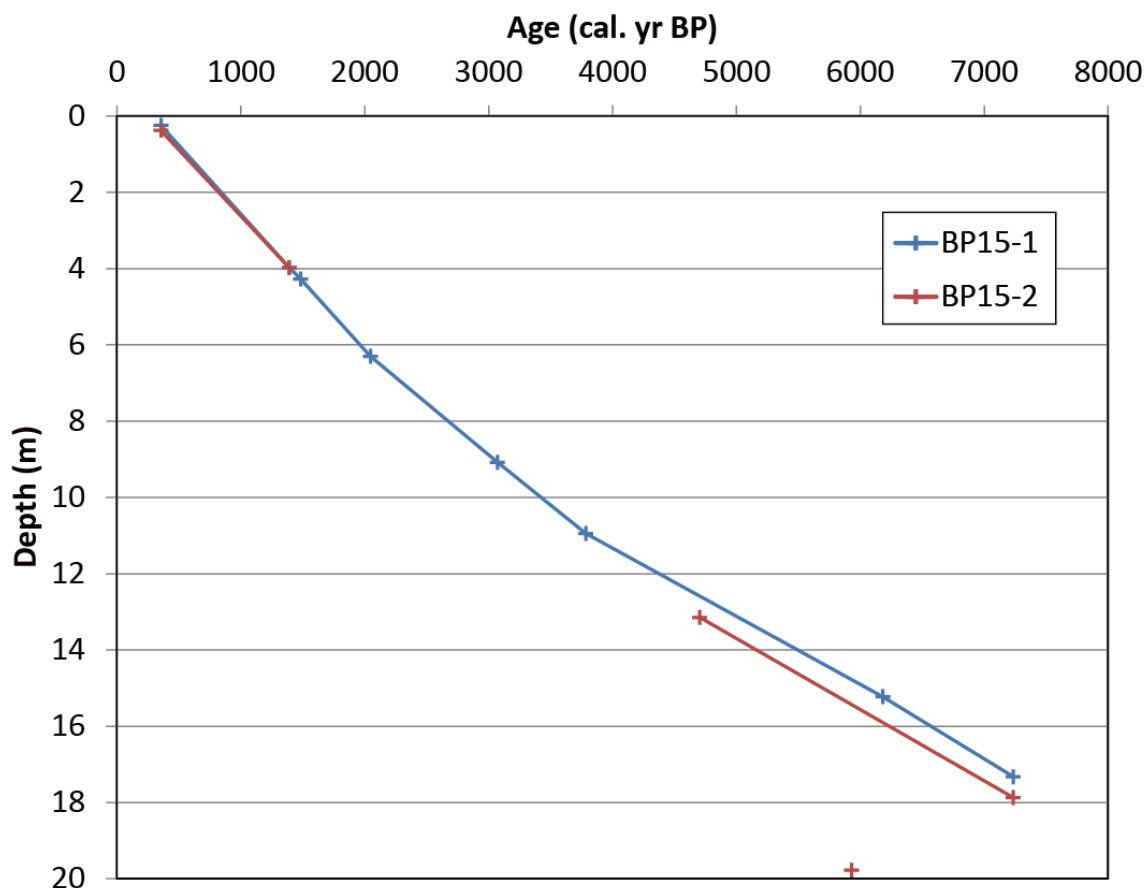


図 3.1.32 BP15-1 及び BP15-2 コアの年代深度モデル. 各データ点のうち、ca. 2700 cal. yr BP 以降については Kuwae et al. (2013) に、ca. 2700 cal. yrs BP については今回測定した ^{14}C 年代及びテフラ年代(鬼界アカホヤテフラ; Smith et al., 2013)に基づく.

BP15-1 及び BP15-2 コアの深度年代モデルと層厚 2 cm 以上の砂質イベント層の層準分布からイベント年代の分布を考察する。深度年代モデルに基づく、それぞれのイベント層の内挿堆積年代(仮)を図 3.1.33 の右側に示す。別府湾の最深部付近では、過去 7000 年間に 10 層の層厚 2 cm 以上の砂質イベント層が認められた。またその周期は必ずしも一定ではなく、時期によってばらつきが認められた。

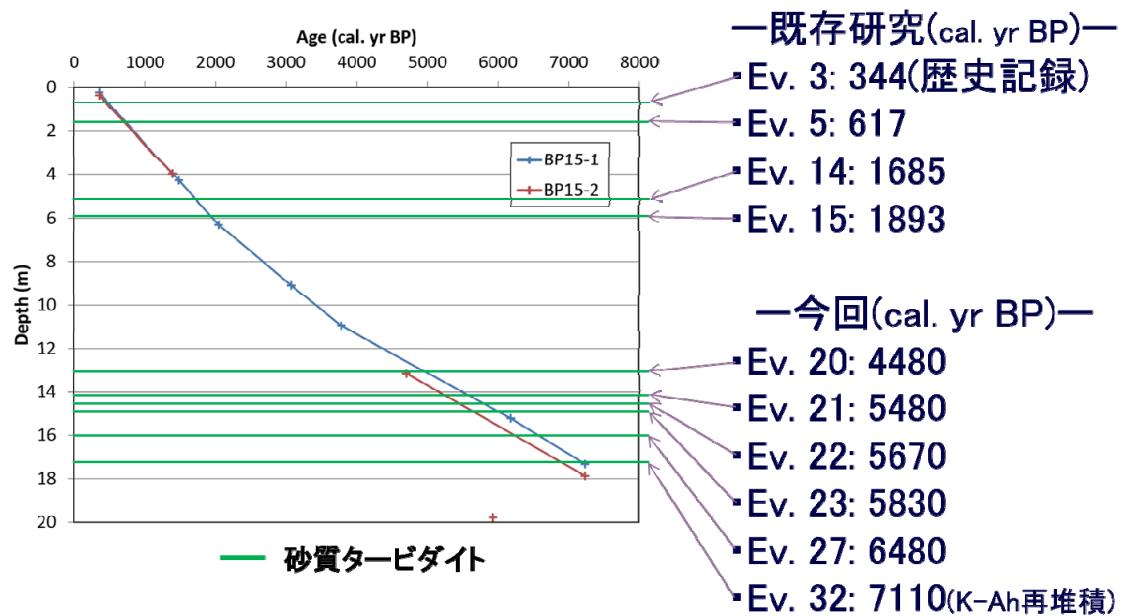


図 3.1.33 BP15-1 及び BP15-2 コアの深度年代モデルと層厚 2 cm 以上の砂質イベント層の層準分布. 深度年代モデルに基づく、それぞれのイベント層の内挿堆積年代(暫定)を右に示す.

3) 伏在部の調査 (サブ 1-3)

大分野西部に伏在する府内断層（図 3.1.34A）の最新活動時期を解明し、将来の地震発生を長期予測するために複数回分の断層活動履歴を復元するため、ボーリングコア掘削を実施して、それらで得られた堆積物試料を分析する。また、府内断層群周辺で得られている既存の堆積物試料の分析を追加して、断層活動の履歴復元に関する解釈の信頼性を高める。

a) 大分市中島西地区のボーリングコア解析

大分平野北西部の大分市中島西地区（33° 14' 33.9"N, 131° 36' 26.6"E, 標高+2.38 m）で KU0-1 コアを掘削した（図 3.1.34B）。この掘削地点は府内断層の沈降側にあたり、西側の砂丘と東側の沖積低地の境界部に位置している（国土地理院、2010）。同コアは岩相、その境界の特徴、堆積構造、粒度、その指示様式、植物片と貝殻片の含有度、貝種および色調の変化を基にして、上位から人工盛土、デルタプレーン、デルタフロント、プロデルタ、エスチュアリー、網状河川流路の堆積物で構成されと考えられる。同コアの堆積柱状図と初磁化率値、植物と貝の含有度を図 3.1.35 に、コア半裁面と軟 X 線による写真を図 3.1.36 に、確認した貝化石のリストを図 3.1.37 に、それらの写真を図 3.1.38 および図 3.1.39 にそれぞれ示す。各堆積物の特徴と堆積環境を解釈した根拠を以下に記載する。

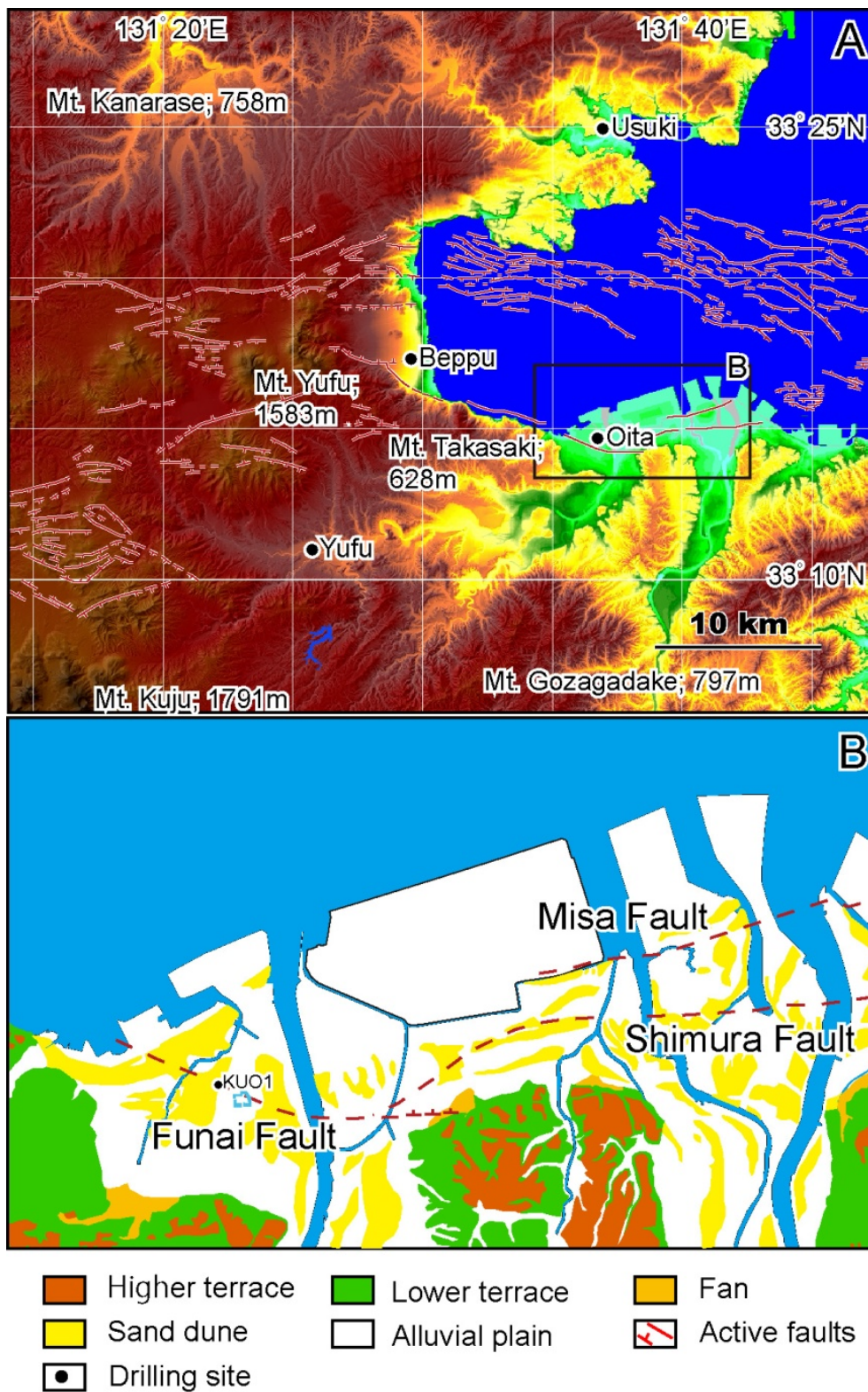


図 3.1.34 調査地域の地形と活断層．A：別府－大分地域の標高段彩図と活断層（地震調査研究推進本部、2005）．B：大分平野の地形分類図と活断層．地形分類は国土地理院（2011）、活断層の分布は岡田ほか（2001）および地震調査推進本部（2005）による．

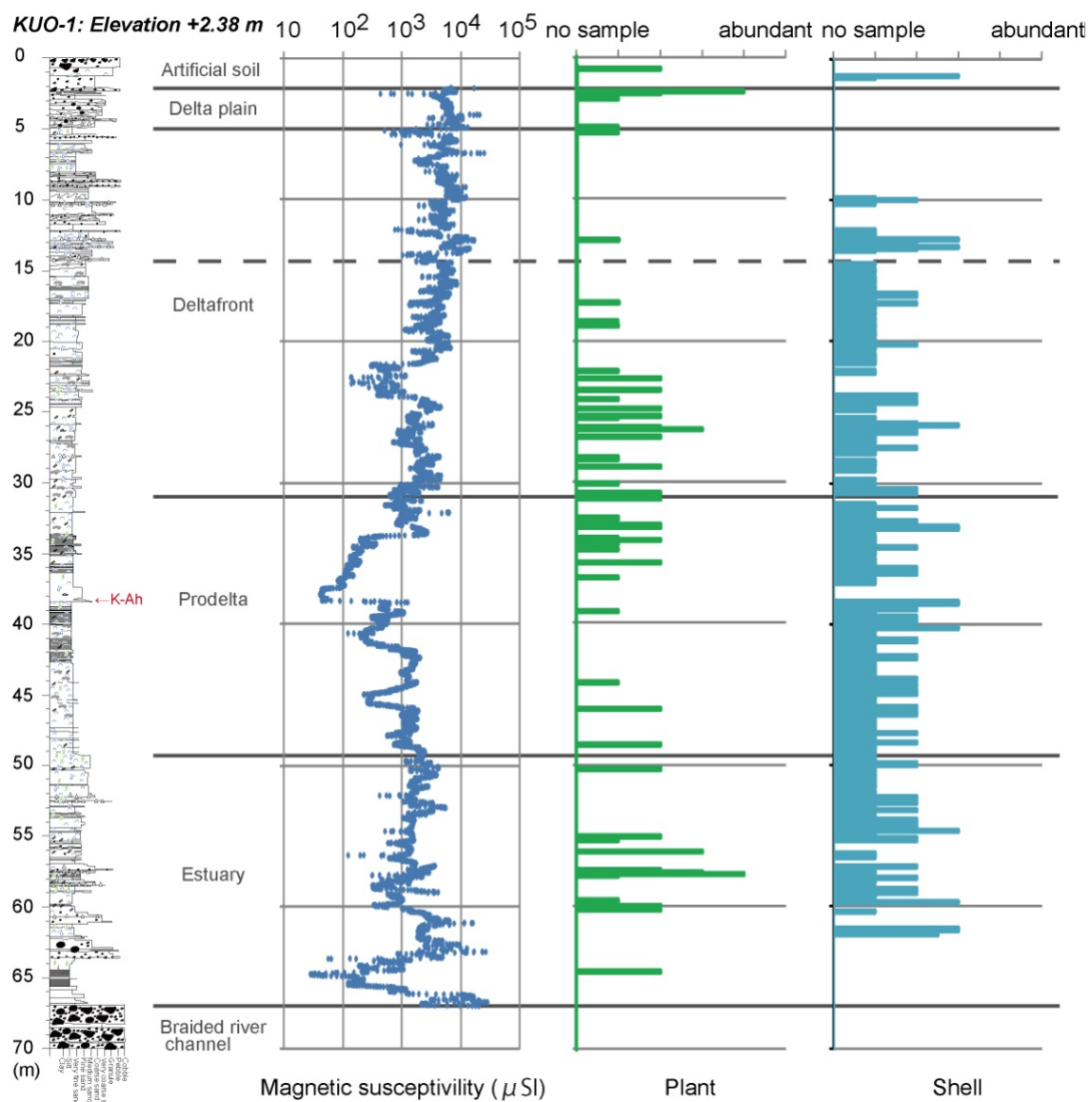
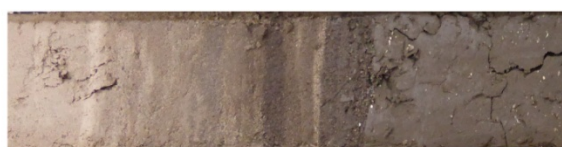


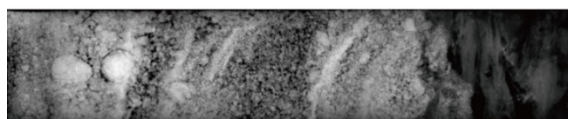
図 3.1.35 KUO-1 コアの堆積柱状図と初磁化率、植物と貝の含有度



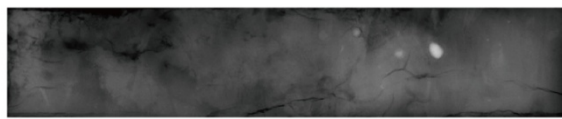
★1; 2.35-60 m; Alternation of sandy mud and sand layers



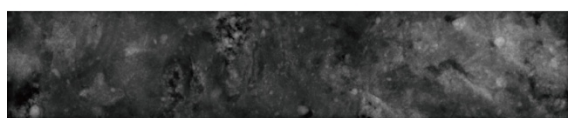
★6; 38.26-51 m; Base of Kikai-Akahoya tephra



★2; 4.75-5.00 m; Gravely sand with cross-laminations



★7; 41.25-50 m; Homogeneous mud bed with concretions



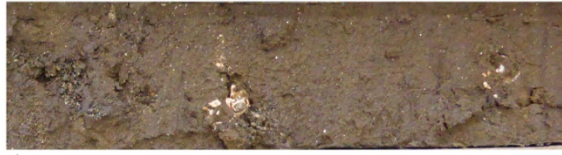
★3; 7.25-50 m; Burrowed sandy mud bed



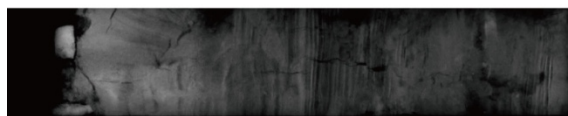
★8; 57.60-85 m; Mud/sand alternation with organic layers



★4; 12.70-95 m; Shelly sand bed



★9; 61.50-75 m; Sandy mud bed with burrows and shells



★5; 17.00-25 m; Mud bed with Parallel-laminations



★10; 69.65-90 m; Alternation of gravel- & matrix- supported conglomerate

図 3. 1. 36 KU0-1 コアのコア半裁面および軟X線写真

人工盛土（深度 0.00～2.37 m）

深度 1.36 m よりも上位の砂質礫層と礫まじり砂層からなる部分と、その下位の中粒～粗粒砂層および砂質礫層とで構成される。上位の砂礫層は陶器片やレンガ片、貝殻片を含み、掘削地点の現標高（+2.38m）を加味すると人工盛土であると考えられる。

デルタプレーン堆積物（深度 2.37～4.95 m）

深度 2.89 m よりも上位の砂質泥層と粗粒砂層の互層からなる部分（図 3.1.36★1）と、下位の砂層と礫層の互層によって構成される。下位の砂層にはクロスラミナがみられ（図 3.1.36★2）、軽石の濃集層が深度 4.16～4.20 m および 4.59～4.60 m に観察される。礫は直径 2～40 mm の亜角～亜円礫が主体で、砂層は主に中粒～極粗粒砂からなる。この層準は全体として上方細粒化を示し、初磁化率値が上方減少する。同様な傾向は中西ほか（2011）などでも報告されている。こうした特徴は蛇行河川流路の側方移動などによって上位に向かって運搬力が減少した堆積物（Miall, 1992）のものと一致する。陸源の植物片を含むが、海水の影響を示唆する貝化石や生物擾乱痕は認められず、本層は現海水面付近に分布するので、デルタプレーン堆積物であると解釈した。

デルタフロント堆積物（深度 95～31.00 m）

深度 14.38 m よりも上位の斜交葉理がみられる砂層と礫層、泥層の互層（図 3.1.36★3, 4）からなる部分と、下位の平行葉理がみられる砂層と泥層の互層（図 3.1.36★5）によって構成される。全体として上方に向かって粗粒な粒子の含有率が増加して、泥層には巣穴（図 3.1.36★3）やコンクリーションが多く観察される。礫は直径 2～50 mm の亜角～亜円礫が主体で、砂層は主に細粒砂～粗粒砂からなり部分的に貝化石が濃集する（図 3.1.36★4）。一方、植物片は深度 14.38 m よりも下位の砂層と泥層の互層に含まれることが多く、それより上位にはほとんど認められない。深度 14.38 m よりも上位にはハマグリやイボキサゴなどの潮間帯種群が、それ以深ではウメノハナガイ、サクラガイ、ムシロガイなどの潮間帯種群およびトリガイやオカメブンブクからなる潮下帯種群が認められる（図 3.1.37、3-1.38、3-1.39）。深度 10.24～10.39 m および 12.84～12.90 m、13.32～13.39 m、14.13～14.38 m には軽石の濃集層が認められる。初磁化率値の上方増大が示すように全体として上方粗粒化がみられるので、上位ほど強い運搬力が及ぶ環境で形成されたことを示唆している。潮間帯から潮下帯に生息する二枚貝や巻貝、棘皮動物の化石群集の変化が上位から下位に向けて認められ、掘削地点は大分川の河口付近に位置しているので、デルタ性の堆積物であると考えられる。外海種のチゴバカガイやイタヤガイも一部に含まれるため、外洋からの流入も示唆される。

プロデルタ堆積物（深度 31.00～49.08 m）

泥層と砂層の互層によって構成される。粒度の変化が不明確なほぼ均質な泥層が主体（図 3.1.36★7）で、部分的に平行葉理がみられる。巣穴やコンクリーションが部分的に観察される。深度 37.40～38.41 m には白色の極細粒～中粒砂層（図 3.1.36★6）がみられ、極細粒砂はバブルウォール型の火山ガラスからなる。千田（1987）も大分平野の

地下において同様の火山灰層を多く報告しており、それらは 7300 cal BP の鬼界アカホヤ火山灰（町田・新井、2003）に対比されている。イセシラガイやヒメムシロガイからなる潮下帯種群およびシヅクガイやオカメブンブクなどの内湾潮下帯種群が認められる（図 3.1.37、3-1.38、3-1.39）。この層準は細粒な泥層で主に構成され、潮下帯および内湾潮下帯に生息する二枚貝や棘皮動物の化石群集が認められるので、河川からの掃流物質が到達しづらいプロデルタの堆積物であると考えられる。深度 37.40～38.41 m の極細粒～中粒砂層は上下の層準よりも顕著に粗粒であり（図 3.1.36★6）、平穏な内湾底においても一時的に運搬力が大きい堆積環境に置かれたことを示唆しており、鬼界アカホヤ火山灰を噴出した巨大カルデラ噴火に伴う津波（Maeno et al., 2006; Maeno & Imamura, 2007; 藤原ほか、2010）によって形成されたと推定される。外海種のヒメムシロガイ、ハナムシロガイ、アラレガイも一部で含まれるため、外洋からの流入も示唆される。

エスチュアリー堆積物（深度 49.08～66.95 m）

砂層と泥層、礫層の互層から構成される。植物片や貝化石、巣穴（図 3.1.38★9）が頻繁に観察される。礫層や砂層から泥層へと上方に向かって細粒化する場合が多く（図 3.1.38★8）、これらの基底付近には軽石の濃集層がみられる場合がある。深度 64.32～64.43 m には植物根が、深度 64.64～65.70 m には暗色の有機質泥層がそれぞれ認められる。ユウシオガイ、シオフキ、ハマグリ、イボウミニナ、ウミニナ、ヘナタリガイ、アラムシロガイなどの潮間帯を主な生息場とする二枚貝および巻貝が含まれる（図 3.1.39、3-1.40、3-1.41）。最下部では陸上や氾濫原の環境を強く示唆する植物根や有機質泥層がみられるが、大半の層準で潮間帯種群の貝化石や巣穴などの生物擾乱痕がみられるので、海水準の上昇に伴って沿岸域で形成されたエスチュアリー性の堆積物であると考えられる。

網状河川堆積物（深度 66.95～70.00 m）

層厚 30～120 cm の粒子支持礫層と層厚 20～30 cm の基質支持礫層の互層からなる（図 3.1.36★10）。最大礫径は 18 cm であり、亜角～亜円礫が主体で、それらを中粒～極粗粒砂が充填する。放射性炭素年代測定が可能な試料は確認されなかった。掃流が卓越する網状河川の流路堆積物（例えば Miall, 1992）であると考えられる。

表 3.1.4 KU0-1 コアから産出した貝化石のリスト

50 samples

NKH27-1

中島西地区H27-1コア

同定数48

生息環境

Depth (m)	Species name	種名(和名など)	完全 or 破片	淡水	汽水	海水(内湾)				海水(外海)				区分
						潮間帯砂泥底	潮間帯岩礁	潮下帯砂底	上部浅海帯	潮間帯岩礁	潮下帯砂底	潮下帯岩礁	浅海帯砂泥底	
9.92-9.95	<i>Meretrix rusoria</i>	ハマグリ	破片			○		○						潮間帯種群6
12.8	<i>Umbonium moniliformis</i>	イボキサゴ	完全			○								
13.25	<i>Meretrix rusoria</i>	ハマグリ	破片			○		○						
13.28	<i>Umbonium moniliformis</i>	イボキサゴ	破片			○								
15.65	<i>Pilucinaa pisidium</i>	ウメノハナガイ	完全					○	○		○		○	堆積環境5
16.87-16.90	<i>Nitidotellina hokkaidoensis</i>	サクラガイ	破片			○		○	○		○		○	
17.42	<i>Niotha livescens</i>	ムシロガイ	完全			○		○						
18.88	<i>Fulvia mutica</i>	トリガイ	破片					○						
25.05	<i>Moerella rutila</i>	ユウシオガイ	完全			○					○			堆積環境4
25.08	<i>Mactra nipponica</i>	チゴバカガイ	破片								○		○	
25.44	<i>Moerella rutila</i>	ユウシオガイ	完全			○					○			
27.71	<i>Pecten albicans</i>	イタヤガイ	破片								○		○	
30.43		不明二枚貝(球状塊)	破片											堆積環境3 外海種混入
30.55-30.60	<i>Echinocardium cordatum</i>	オカメブンブク	破片					○			○			
31.40-31.45	<i>Fulvia mutica</i>	トリガイ	破片					○						
32.00-32.05	<i>Anodonta steamsiata</i>	イセシラガイ	破片					○						
	<i>Reticunassa multigranosa</i>	ヒメムシロガイ	完全								○			堆積環境2
33.29-33.30		不明巻貝(軸柱なし)	破片											
33.82	<i>Niotha variegata</i>	アラレガイ	破片								○		○	
38.58	<i>Zeuxis costus</i>	ハナムシロガイ	破片								○		○	
38.73-38.74	<i>Echinocardium cordatum</i>	オカメブンブク	破片					○			○			堆積環境2
40.25-40.27	<i>Dentalium (Paradentalium) octangulatum</i>	ヤカドツノガイ	破片			○		○	○		○		○	
41.72	<i>Theora fragilis</i>	シヅクガイ	破片			○		○	○		○		○	
41.9	<i>Theora fragilis</i>	シヅクガイ	破片			○		○	○		○			
		不明二枚貝	破片											堆積環境2
43.8		不明二枚貝(球状塊)	破片											
45.55	<i>Theora fragilis</i>	シヅクガイ(球状塊)	破片			○		○	○		○			
45.64	<i>Echinocardium cordatum</i>	オカメブンブク	破片					○			○			
46.25	<i>Macrophthalmus (Mareotis) japonicus</i>	ヤマトオサガニ(球状塊)	完全			○								堆積環境2
46.42	<i>Theora fragilis</i>	シヅクガイ	破片			○		○	○		○			
	<i>Echinocardium cordatum</i>	オカメブンブク	破片					○			○			
47	<i>Macrophthalmus (Mareotis) japonicus</i>	ヤマトオサガニ(球状塊)	破片			○								
49.89	<i>Mactra veneriformis</i>	シオフキ	完全			○								堆積環境1
49.91	<i>Mactra veneriformis</i>	シオフキ	破片			○								
52.11	<i>Moerella rutila</i>	ユウシオガイ	完全			○					○			
52.25	<i>Moerella rutila</i>	ユウシオガイ	破片			○					○			
52.32-52.35	<i>Batillaria multiformis</i>	ウミニナ	完全			○				○				
52.88	<i>Reticunassa festiva</i>	アラムシロガイ	完全			○								
53.08	<i>Nitidotellina minuta</i>	ウズザクラガイ	完全			○		○			○			
53.12	<i>Mactra veneriformis</i>	シオフキ	破片			○								
53.5	<i>Mactra veneriformis</i>	シオフキ(球状塊)	完全			○								
54.49	<i>Batillaria multiformis</i>	ウミニナ	破片			○				○				
54.5	<i>Meretrix rusoria</i>	ハマグリ(球状塊)	完全			○								
54.6	<i>Mactra veneriformis</i>	シオフキ(球状塊)	完全			○								
54.79	<i>Mactra veneriformis</i>	シオフキ(球状塊)	完全			○								
55.15	<i>Mactra veneriformis</i>	シオフキ	完全			○								
55.22	<i>Cerithidea (Cerithideopsisilla) cingulata</i>	ヘナタリガイ	完全	○		○								
55.25	<i>Moerella rutila</i>	ユウシオガイ	破片			○					○			
55.47	<i>Reticunassa festiva</i>	アラムシロガイ	完全			○								
57.55		不明二枚貝(球状塊)	破片											堆積環境1
57.88	<i>Moerella rutila</i>	ユウシオガイ	完全			○					○			
58.9	<i>Batillaria zonalis</i>	イボウミニナ	破片			○								
59.82	<i>Cerithidea (Cerithideopsisilla) cingulata</i>	ヘナタリガイ	破片		○	○								



図 3.1.37 KU0-1 コアから産出した貝化石の写真



図 3. 1. 38 KU0-1 コアから産出した貝化石の写真 2.

(c) 結論ならびに今後の課題

陸域調査(1-1)では、伽藍岳北断層が活断層であること、南落ちの正断層の性格を有することが明らかになった。また、断層を横断するピット壁面に露出した移動土塊や攪乱層の存在は、これをもたらした断層イベントの可能性を示しており、その時期はK-Ah 降下(約7,300年前)より少し新しい時代である、さらに、岩屑なだれ堆積物の上下変位量が少なくとも約10mであることが明らかとなった。

今後、岩屑なだれ堆積物の年代を推定した上で平均上下変位速度を求めることや、より直接的な断層イベントの証拠をピット調査等で明らかにすることが必要であると考えられる。

1-1のうち、歴史資料の調査・解析では、豊後国では、慶長元年閏7月9日と12日に2度地震があり、ともに被害があったことがわかった。また、被害状況の記録を整理すると、慶長豊後地震は別府湾沿岸だけでなく速見郡由布院付近でも大きな被害をもたらしたことが確認できる。特に速見郡では地震による復興が困難な地が多い。あるいは、19世紀初に完成した「豊後国志」の附図では、大分市沿岸部が慶長元年の地震で陸地が海になったと記され、柞原八幡宮の記録では、「府中近辺」(大分市付近)の村は津波で海底になったとある。このような表現は、地震によって沿岸部が海没したことを示唆している。なお、地震後の速見郡での検地帳には、地震や洪水などの災害で荒地となったことを示す「永荒」の記載もあり、地震の被害地範囲を広域で確認することが今後の課題である。

また、前述したように、豊後国では閏7月9日と12日に大きな被害をもたらした地震が発生したが、各々の発生時間などの整理も課題として挙げられる。そこで、より多くの情報を得るため、熊本大学附属図書館所蔵の松井氏(細川氏の家臣)の諸史料や愛媛県での史料調査を実施する。

海域調査(1-2)では、平成26年度の高精度の海底地形調査を実施した、別府沖から高崎山沖を経て、大分平野沖までの範囲で、海底地形の3次元可視化を実施できた。

また、平成27年度に実施したピストンコア堆積物の解析から、過去7000年間にわたる断層周辺のイベント層を検出できた。炭素14年代や火山灰分析により、それらの時系列的な関係を明らかにできる情報がそろいつつある。今後は、年代値の増加を図り、より詳細なイベント層の時系列解析からイベントの再来間隔等の情報を整理して、再来間隔などの情報を高度化することが必要である。

伏在平野部調査(1-3)では、大分平野の府内断層の低下側でボーリングを実施した。

ボーリングコアの岩相6区分は、千田(1987)や千田ほか(2003)の区分と対比すると、(1)人工盛土=盛土・埋土、(2)デルタプレーン堆積物=最上部泥層および上部砂礫層の上部、(3)デルタフロント堆積物=上部砂礫層の中部以深および上部砂層、(4)プロデルタ堆積物=中部泥層、(5)エスチュアリー堆積物=下部砂層および下部砂礫層、最下部泥炭層、(6)網状河川堆積物=沖積基底礫層である。千田(1987)や千田ほか(2003)は大分地域の過去の地形発達の指標として、鬼界アカホヤ火山灰層の下底および下部砂礫層の上面を用いている。KU0-1 コア掘削地点においては鬼界アカホヤ火山灰層の下底

が深度 38.41 m（標高-36.03 m）、標高下部砂礫層の上面が深度 52.50 m（標高-50.12 m）にそれぞれ相当する。これらの深度は、千田（1987）や千田ほか（2003）に記された府内断層の隆起側における鬼界アカホヤ火山灰層の産出高度と比較すると 20 m 以上も深いため、KU0-1 コアの掘削地点が同断層の沈降側に位置していることを示している。平均変位速度は、千年あたり 2.7m 程度と算出されるが、大分平野での他のボーリングコアの情報も整理して、考察を進めたい。

府内断層の活動履歴をさらに解明するために、今後は（A）KU0-1 コアの詳細分析および（B）周辺の追加調査を進めることが必要である。

（A）KU0-1 コアでは堆積年代を詳しく検討するために、放射性炭素年代測定を実施する予定である。また、過去の急激な堆積環境の変化を検討するために、珪藻化石の群集組成解析をおこなう。既往の活動履歴とコアの暫定的な年代から判断して、最新の古地震とそれ以前 1～2 回分を検討するためには、デルタプレーン堆積物およびデルタフロント堆積物の最上部が対象となる。特に別府浜脇地域においては氾濫原堆積物が慶長豊後地震によって沈下した可能性が指摘された（中西ほか、2015）ので、大分地域でもそうした特異な地層の有無を検討したい。また、古地震の周期性を検討するために、エスチュアリー堆積物の堆積環境の変化について詳しく検討する予定である。

（B）周辺の追加調査は KU0-1 コア掘削地点近傍で群列ボーリング調査を実施し、約 10 m 長程度の複数本のコア試料を分析して過去 2～3 回分の古地震の活動履歴を検討する予定である。府内城跡付近での千田ほか（2003）による調査研究結果との整合性の議論は特に重要である。また、同地点の周辺で地中レーダ探査を実施して、浅層の地質構造を面的に可視化することで同断層が浅部地質にもたらした変形構造について検討する予定である。日程的に可能ならば、同探査結果を基にして、前述の追加ボーリングコア掘削の地点を決定する。

d) 引用文献

1) 陸域調査 (1-1)

千田 昇・池田安隆・中田 高・岡田篤正・宇根 寛 (2000) 1:25000 都市圏活断層図『別府』国土地理院技術資料 D・1-No. 375

藤沢康弘・奥野 充・中村俊夫・小林哲夫 (2002) 九州北東部, 鶴見火山の最近 3 万年間の噴火活動. 地質学雑誌, 108, vol.1, 48-58.

大分県 (2003) 別府-万年山断層帯に関する調査成果報告書.

2) 海域調査 (1-2)

Bronk Ramsey (2009) Bayesian analysis of radiocarbon dates. Radiocarbon 51, 337-360.

Kuwae, M., Yamamoto, M., Ikehara, K., Irino, T., Takemura, K., Sagawa, T., Sakamoto, T., Ikehara, M., Takeoka, H., (2013). Stratigraphy and wiggle-matching-based age-depth model of late Holocene marine sediments in Beppu Bay, southwest Japan. Journal of Asian Earth Sciences 69, 133-148.

Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., (2013). IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. Radiocarbon 55, 1869-1887

Smith, V.C., Staff, R.A., Blockley, S.P., Ramsey, C.B., Nakagawa, T., Mark, D.F., Takemura, K., Danhara, T. (2013). Identification and correlation of visible tephras in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronising of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka. Quaternary Science Reviews 67, 121-137.

3) 伏在部調査 (1-3)

千田 昇 (1987) 大分平野西部の完新世における地形発達. 地理学評論, 60(7), 466-480.

千田 昇・竹村恵二・松田時彦・島崎邦彦・池田安隆・岡村 眞・水野清秀・松山尚典・首藤次男 (2003) 大分平野直下に伏在する府内断層の位置と最新活動時期. 活断層研究, 23, 93-108.

藤原 治・町田 洋・塩地潤一 (2010) 大分市横尾貝塚に見られるアカホヤ噴火に伴う津波堆積物. 第四紀研究, 49(1), 23-33.

国土地理院 (2011) 土地条件調査解説書「大分地区」: 20p.

地震調査研究推進本部 (2005) 別府-万年山断層帯の長期評価:

http://www.jishin.go.jp/main/chousa/05mar_beppu/index.htm, 19.1MB.

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, 336pp.

- Maeno, F., Imamura, F. and Taniguchi H. (2006) Numerical simulation of tsunamis generated by caldera collapse during the 7.3 ka Kikai eruption, Kyushu, Japan. *Earth Planets Space*, 58, 1 - 12.
- Maeno, F. and Imamura, F. (2007) Numerical investigations of tsunamis generated by pyroclastic flows from the Kikai caldera, Japan. *Geophysical Research Letters*, 34, L23303, doi:10.1029/2007GL031222.
- Miall, A.D. (1992) Alluvial deposits. In Walker R.G. and James, N.P., eds., *Facies Models: Response to Sea Level Change*: Geological Association of Canada, Waterloo, Ontario, 119-139.
- 中西利典・田辺 晋・木村克己・中島 礼・内山美恵子・柴田康行 (2011) 埼玉県三郷市彦成地区の沖積層ボーリングコア (GS-MHI-1) の堆積相・珪藻化石群集組成・物性・放射性炭素年代値, 地質調査研究報告, 62 (1/2), p.3-46.
- 中西利典・竹村恵二・松山尚典・齋藤武士・柴田康行・香月興太 (2015) 別府市浜脇地区のボーリングコア試料から認定した朝見川断層の完新世における活動, 地形, 36(3), 159-171.
- 岡田篤正・池田安隆・中田 高・千田 昇・宇根 寛 (2001) 2万5千分の1都市圏活断層図「大分」: 国土地理院.

3. 2 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造の解明のための調査観測

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造の解明のための調査観測

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人九州大学理学院	教授	清水 洋
国立大学法人九州大学理学院	准教授	松本 聡
国立大学法人九州大学理学院	准教授	松島 健
国立大学法人九州大学理学院	助教	相澤 広記
国立大学法人京都大学理学研究科	教授	竹村 恵二
国立大学法人京都大学理学研究科	教授	福田 洋一
国立大学法人九州大学工学研究院	教授	渡邊 公一郎
国立大学法人九州大学工学研究院	教授	藤光 康宏
国立大学法人九州大学工学研究院	助教	西島 潤
国立大学法人京都大学理学研究科	教授	大倉 敬宏
国立大学法人東京大学地震研究所	助教	石山 達也
国立大学法人京都大学理学研究科	教授	鍵山 恒臣
国立大学法人京都大学理学研究科	教授	大沢 信二
国立大学法人京都大学理学研究科	准教授	柴田 智郎
国立大学法人京都大学理学研究科	助教	宇津木 充
国立大学法人京都大学理学研究科	助教	佐藤 活志
公立大学法人大阪府立大学学術研究院第2学群	准教授	伊藤 康人
国立大学法人富山大学大学院理工学研究部	准教授	楠本 成寿

(c) 業務の目的

別府－万年山断層帯（大分平野－由布院断層帯東部）の震源断層形状と周辺の地殻構造を解明することを業務の目的とする。

(d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約

1) 平成 26 年度：

本サブテーマは（2－1）深部構造調査（自然地震・MT 比抵抗探査）、（2－2）浅部構造調査（反射法、重力、地震、GPS、ボーリング DB）、（2－3）水理構造調査（地下水調査及び比抵抗構造探査）、（2－4）応力変遷解析（地質解析、断層構造シミュレーションおよび小断層解析）の4つの調査観測を実施した。また、各研究に関する情報交換と議論を行うために関係者間の打ち合わせ、サブテーマ会議を行った。

（2－1）深部構造調査（自然地震・MT 比抵抗探査）

国立大学法人九州大学大学院理学研究院は、サブ（2－1）を担当し、別府－万年山断

層帯下の地震発生層（深さ 20km 程度）までの断層形状と 3 次元不均質構造を明らかにするため、自然地震データおよび断層帯地下深部情報の収集・解析を進めた。また、断層帯およびその周辺に臨時地震観測を設置するための調査を行い、平成 26 年度に整備した速度型地震計を用いて観測を開始した。また MT 法による比抵抗構造探査のための予備調査を実施した。さらに、広域の地震観測網も同時に用いることで地殻活動状況の把握を行った。

（２－２）浅部構造（反射法、重力、地震、GPS、ボーリング DB）

国立大学法人京都大学大学院理学研究科は、既存の地球物理学的資料（反射法地震探査、重力調査など）の収集・整理を進めるとともに、既存データの再解析やデジタル化を実施した。また、断層帯周辺の地震活動や地殻変動の解析高度化のために、GPS および地震観測地点を増強する準備を整えた。さらに、断層帯構造の解明のための稠密重力調査を実施した。あわせて、盆地浅部における地盤構造の高度化に必要な地盤モデル構築に向けてボーリングデータベースを作成するため、既存ボーリングの情報収集整理を実施した。

（２－３）水理構造調査（地下水調査及び比抵抗構造探査）

国立大学法人京都大学大学院理学研究科は、別府・由布院・大分平野等に存在する温泉掘削の情報を整理するとともに、水位観測や水質分析を追加して水理学的解析を行った。また浅層の比抵抗探査を実施して、浅層地下構造との関連を明らかにする調査を開始した。

（２－４）応力変遷解析（地質解析、断層構造シミュレーションおよび小断層解析）

国立大学法人京都大学大学院理学研究科は、野外携行データ記録システム等を活用した小断層解析による応力変化史の解析、および地質調査に基づく断層帯形成のプロセスの解明を進めるとともに、地殻内応力シミュレーション装置を用いた、三次元断層構造形成の解析を開始した。関連して、大分平野において発見された液状化にともなう砂脈の年代や形成時の応力等の推定を実施した。

2) 平成 27 年度：

本サブテーマは（２－１）深部構造調査（自然地震・MT 比抵抗探査）、（２－２）浅部構造調査（反射法、重力、地震、GPS、ボーリング DB）、（２－３）水理構造調査（地下水調査及び比抵抗構造探査）、（２－４）応力変遷解析（地質解析、断層構造シミュレーションおよび小断層解析）の 4 つの調査観測を実施した。また、各研究に関する情報交換と議論を行うために関係者間の打ち合わせ、サブテーマ会議を行った。

（２－１）深部構造調査（自然地震・MT 比抵抗探査）

国立大学法人九州大学大学院理学研究院は、別府－万年山断層帯下の地震発生層（深さ 20km 程度）までの断層形状と 3 次元不均質構造を明らかにするため、自然地震資料および断層帯地下深部情報の収集・解析を進めるとともに、断層帯およびその周辺に臨時地震観測点を設置するための調査、および臨時地震観測を継続実施した。また MT 法による比抵抗構造探査を実施した。探査では由布院断層を横切る測線に加え、周辺でも観測を行い、3 次元比抵抗構造を推定した。

（２－２）浅部構造調査（反射法、重力、地震、GPS、ボーリング DB）

国立大学法人京都大学大学院理学研究科は、既存の地球物理学的資料（反射法地震探査、重力調査など）の収集・整理を進めるとともに、平成 26 年度実施の既存データの再解析やデジタル化を参照して、大分平野で東西方向の反射法地震探査を実施した。また、断

層帯周辺の地震活動や地殻変動の解析高度化のために増強した、GPS および地震観測地点を合わせて、解析システムや収録システムを活用し解析を進めた。さらに、断層帯構造の解明のための稠密重力調査を継続実施した。あわせて、盆地浅部における地盤構造の高度化に必要な地盤モデル構築に向けてボーリングデータベースを作成するため、既存ボーリングの情報収集整理を継続実施した。

(2-3) 水理構造調査(地下水調査及び比抵抗構造探査)

国立大学法人京都大学大学院理学研究科は、別府・由布院・大分平野等に存在する温泉掘削の情報の整理を継続するとともに、水位観測や水質分析を追加して水理学的解析を継続実施した。さらに、フラックスメーターを活用して、平野域での CO₂ の分布調査を開始した。また浅層の比抵抗探査を実施して、浅層地下構造との関連を明らかにする調査を継続実施した。

(2-4) 応力変遷解析(地質解析、断層構造シミュレーションおよび小断層解析)

国立大学法人京都大学大学院理学研究科は、野外探査システム等を活用した小断層解析による応力変化史の解析および地質調査に基づく断層帯形成のプロセスの解明を進めるとともに、地殻内応力シミュレーション装置を用いた、三次元断層構造形成の解析を継続実施した。

3) 平成 28 年度 :

平成 26 年度・27 年度も観測調査結果に加え、各サブテーマ(2-1、2-2、2-3、2-4)ごとに課題調査の追加観測を実施し、解析とまとめを進める。特に震源断層モデルの構築のために各観測調査の精査を実施し、震源断層モデルの構築を行う。また、各解析データのデータアーカイブの作成を実施する。成果として別府一万年山断層帯(大分平野-由布院断層帯東部)の構造評価、震源断層形状モデルの提案、地殻構造モデルの提案を進める。

以下、サブテーマ(2-1、2-2、2-3、2-4)ごとに業務の成果をまとめる。

3. 2 - 1 深部構造（自然地震・MT 比抵抗探査）

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造の解明のための調査観測

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人九州大学大学院理学研究院	教授	清水 洋
国立大学法人九州大学大学院理学研究院	准教授	松本 聡
国立大学法人九州大学大学院理学研究院	准教授	松島 健
国立大学法人九州大学大学院理学研究院	助教	相澤 広記

(c) 業務の目的

別府－万年山断層帯これまでの人工地震探査および重力探査結果に加えて、自然地震・MT比抵抗探査等による震源断層の推定、深部構造把握を目指す。

(d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約

1) 平成 26 年度：

自然地震観測においては臨時地震観測点を展開し、この地域の構造及び力学的な背景を求めるためのデータ蓄積を開始した。また、比抵抗構造推定については本調査の前に人工ノイズの影響を評価するため予備調査を実施した。

2) 平成 27 年度：

自然地震によって震源断層域における地殻構造不均質の抽出と非弾性変形の検出を行った。
また、約 60 観測点での電磁気探査により 3 次元比抵抗構造を推定した。

3) 平成 28 年度：

前年度の補完観測を行うと共に、別府－万年山断層帯（大分平野－由布院断層帯東部）断層形状把握を目指す。

(2) 平成 27 年度の成果

(a) 業務の要約

自然地震によるこの地域の調査においては、過去 20 年余の震源データを再解析し、非弾性ひずみの分布を明らかにした。非弾性ひずみは別府－万年山地域で $10^{-7}/\text{yr}$ のレートを示す。また、変形は活断層と同様な方向で進んでいる。

本研究で実施した地震観測データを中心に用い、断層帯下の不均質構造を推定した結果、断層帯南部や火山体近傍に強い散乱を示すことが明らかになった。

広帯域 MT 調査を行い、断層帯浅部に複数の低比抵抗体が存在していることを明らか

にした。また深さ 3 km から 10km にかけては、地表断層の東西走向に対応する比抵抗構造は見られず、むしろ北東－南西走行の比抵抗構造が卓越していることが明らかになった。

(b) 業務の成果

自然地震観測による調査については、①昨年度決定された地震の震源およびメカニズム解を詳細に解析し、九州全体の構造の中での別府－万年山断層帯の構造の考察、②別府－万年山断層帯下の不均質構造推定を行った。

本学地震火山観測研究センターによって蓄積されているデータのうち、2000 年から 2013 年 7 月までの震源およびメカニズム解、防災科学技術研究所による F-net モーメントテンソル解を用いて、九州における地震発生層の非弾性ひずみ検出を行った。九州全体を緯度経度 0.15° ごとのグリッドで区切り、それぞれでの非弾性ひずみを計算した。解析期間 13.6 年での非弾性ひずみレートは大きいもので $10^{-7}/\text{yr}$ に達することが明らかになった。これは GNSS によって推定されているひずみ速度と同じオーダーになり、地震による変形も無視できないことを示した。別府－万年山地域においては非弾性ひずみレートが大きく、その方向は活断層のタイプと相関がある（図 3.2.1-1）。このように、別府－万年山断層帯における地殻変形は活断層のほか、定常的に発生する中小規模の地震による変形が重要であることが示され、地殻ダイナミクスのモデル化には考慮しなければならないことが示唆された。

本研究において展開された臨時地震観測点および周辺の定常地震観測点で捉えられた自然地震のデータから、別府－万年山断層帯直下の不均質構造を推定した。自然地震の S 波到達時以降に見られる波群のうち、エネルギーが大きい部分を抽出し、その走時と震源・観測点の位置から空間へ投影することで、散乱の強い部分を推定した（図 3.2.1-2）。得られた結果によると、断層帯そのものではなく、断層帯南部の下部地殻（深さ 20km 以深）に強い不均質構造が分布することが示された。また、九重や阿蘇火山の直下には散乱の強い部分がイメージされた。そのほか、下部地殻や上部マントルにおいては強い散乱体がいくつも見られた。火山に関連した散乱体は地震波低速度域浅部に位置するものもあり、マグマ供給系に関連している可能性がある。

広帯域 MT 観測による比抵抗構造調査は 2015 年 8 月から 10 月にかけて 73 点で行われた。このうち 53 点は電場のみの観測とした（図 3.2.1-3）。32Hz サンプリングで連続データを、深夜 1 時間のみ 1024Hz サンプリングデータの取得を行い、得られた電場と磁場の時系列データから、周期 0.005～3000 秒の周波数応答関数を推定した。なお電場のみの観測点では近隣の磁場データを計算に使用した。1 観測点あたり約 2 週間の測定を行ったこと、観測期間中、地磁気活動が活発であったことにより、ほぼ全ての観測点、全ての周期帯で精度のよい応答関数を得られた。比抵抗構造の大局的な特徴を phase tensor (Caldwell, 2004) および平均的な見掛け比抵抗によって考察したところ、大局的な電流の卓越方向は、北東－南西方向であり、地表の断層の東西走向と斜交することが示唆された。さらに Phase tensor の形状、平均的な見掛け比抵抗とも、由布岳と伽藍岳を北東－南西方向に結ぶライン周辺で顕著に変化しており、このラインが比抵抗の構造境界になっている可能性が示唆された（図 3.2.1-4）。

広帯域 MT 観測で得られた周波数応答関数を用い、3次元比抵抗構造を推定した。陸上地形と海底地形を差分法による3次元比抵抗インバージョンコード (Siripunvaraporn and Egbert, 2009) に組み込み、海水を $0.3 \Omega \text{ m}$ 、空気部分 $10^8 \Omega \text{ m}$ 、それ以外の部分を $100 \Omega \text{ m}$ とした初期モデルを用い計算を行った。入力として使用したパラメータはインピーダンステンソル4成分、地磁気変換関数2成分であり、それぞれ10%の誤差を与え10回の iteration を繰り返した結果、RMS は2.8に低下した。得られた比抵抗構造 (図 3.2.1-5) は深さ3 km 以深で北東-南西走行の構造が卓越する一方、地表断層の東西走向に対応する構造は見られない。活火山周辺では低比抵抗体が深部から浅部へ上昇している様子が得られ、マグマ供給系に関連している可能性がある。

前述の3次元比抵抗インバージョンでは、計算メモリの制約のため観測点が密集した領域では観測点を間引いて使用した。さらに電場と磁場が離れた場所で取得した効果を組みこんでいない。そのため断層の詳細な構造を推定するのに不向きであった。そこで、断層帯を北北西-南南東方向に横切る測線を設定し観測点を稠密に配置し、測線方向に電流が流れるモード (TM モード) のみを用いた比抵抗2次元インバージョン (Ogawa and Uchida, 1996) を行った。得られた結果 (図 3.2.1-6) は断層直下にはほぼ鉛直に伸びる低比抵抗体が複数推定された。さらに地表に断層が存在しない測線の南部でも、同様の低比抵抗体が推定された。これらの低比抵抗体は断層運動に伴う破碎および粘土化によって低比抵抗となっていると推測される。

活断層分布との比較

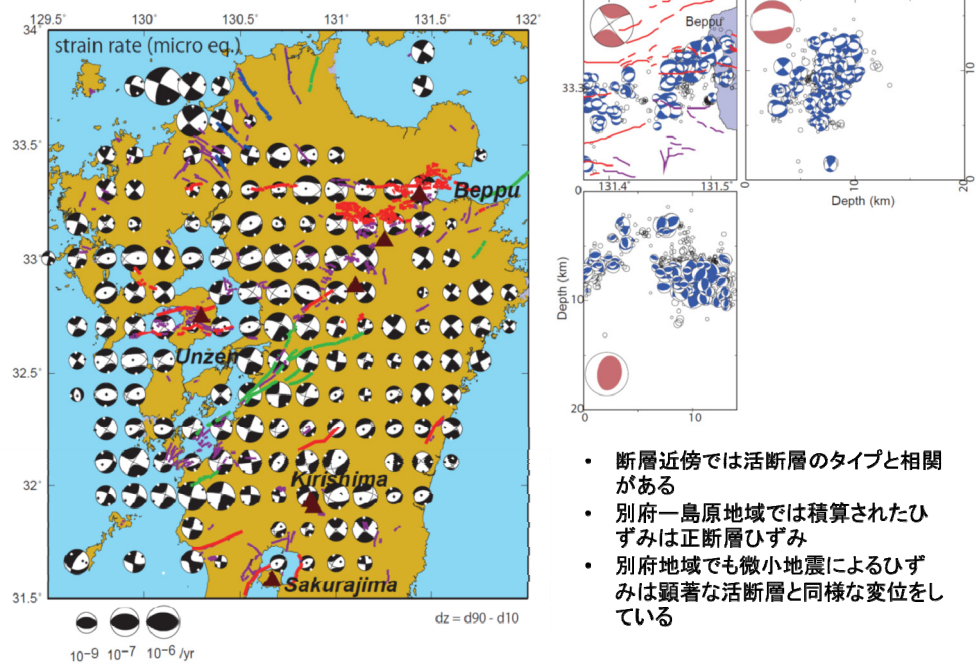


図 3.2.1-1 2000-2013.7 までの地震と F-net CMT 解、Iio et al. (2006) から得られた CMT データ約 9000 個から 0.15 度ずつのグリッドにおける積算モーメント、弾性乗数から求めたひずみレート分布。△は活火山の位置を示す。図中の赤、緑、青、紫実線は活断層のタイプを示し、それぞれ正断層、横ずれ断層、逆断層、不明なものを示している。ビーチボールの大きさ・パターンが非弾性ひずみの大きさ・パターンを示す。別府、熊本などでは 10^{-7} を超えるひずみレートで変形が進んでいる。変形パターンは活断層のタイプと関連があるように見える。右図は別府周辺の活断層、地震のメカニズム解（青）、地震で解放されたひずみのテンソルパターンを示す。

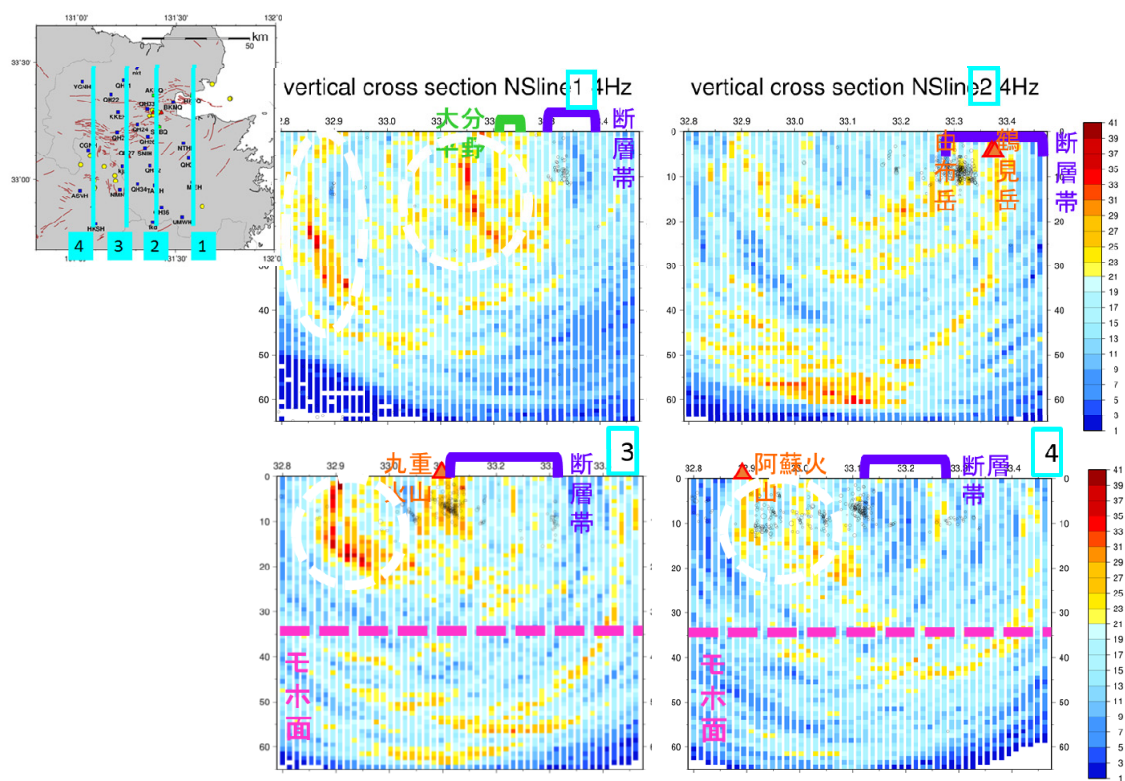


図 3.2.1-2 得られた散乱体分布の南北鉛直断面図。暖色系になるほど散乱強度が相対的に高い場所を示す。左上の挿入図に断面をとった位置を示す。

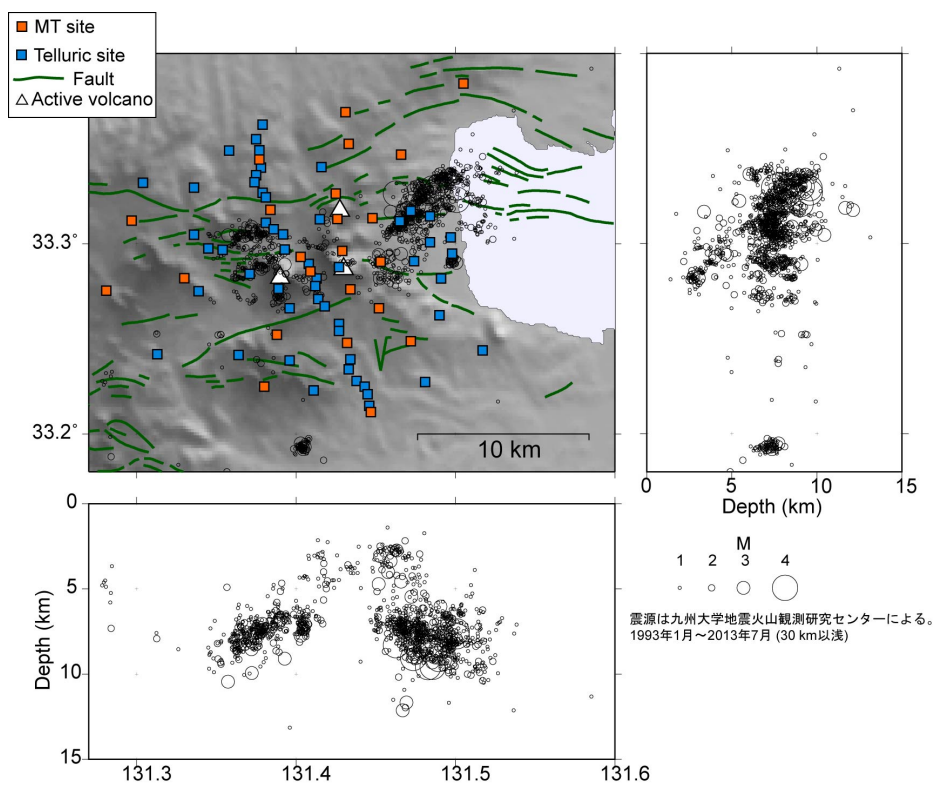


図 3.2.1-3 広帯域 MT 観測点図。赤色の口は電磁場 5 成分の観測点、青色の口は電場 2 成分の観測点を表す。

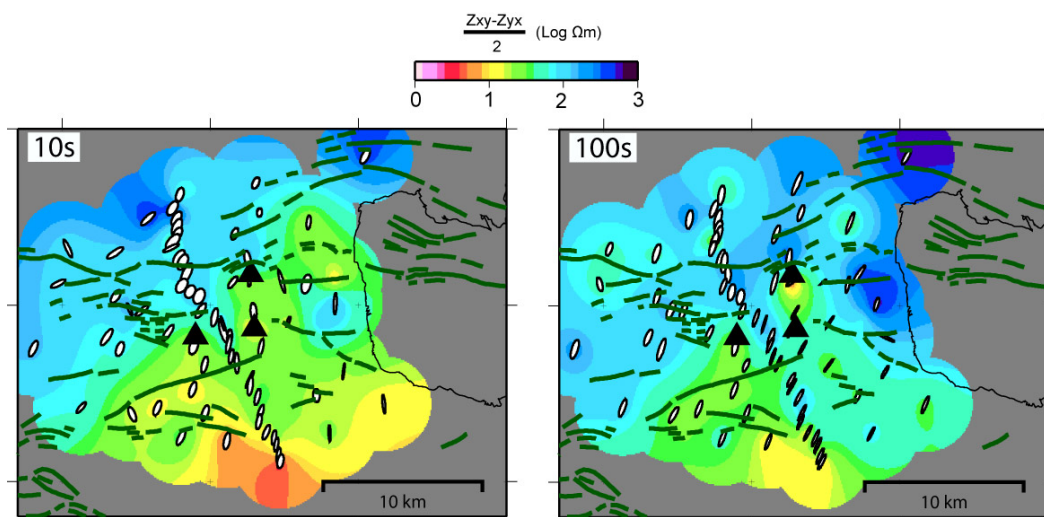


図 3.2.1-4 周期 10 秒および 100 秒の Phase tensor (楕円) と平均的な見掛け比抵抗。Phase tensor の長軸は概ね北東－南西方向であり大局的な比抵抗構造の走向が北東－南西方向であることを示唆している。

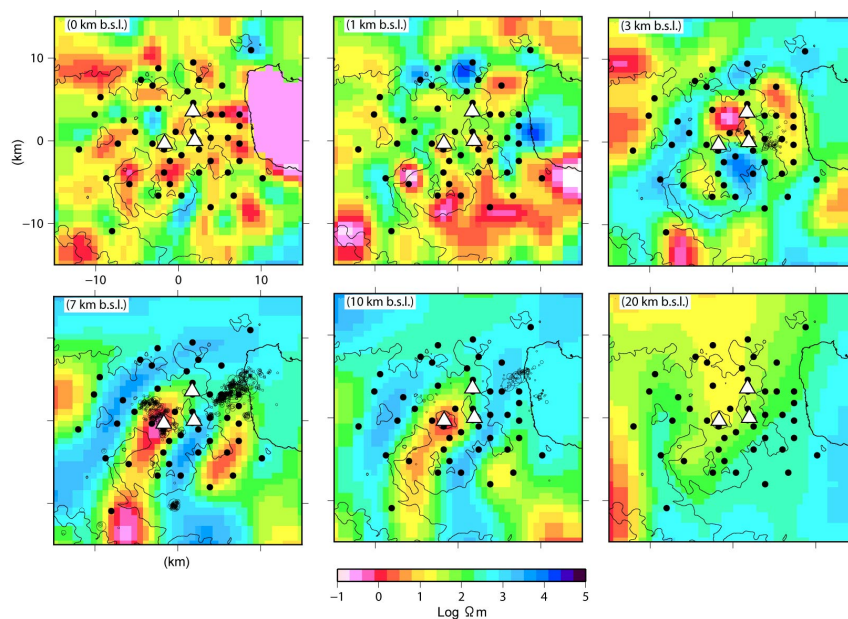


図 3.2.1-5 3 次元インバージョンにより推定された比抵抗構造。海水準からの深さ断面をそれぞれ示す (b. s. l: below sea level)。電場データと磁場データが離れた場所で取得されている効果は計算に組みこんでいない。

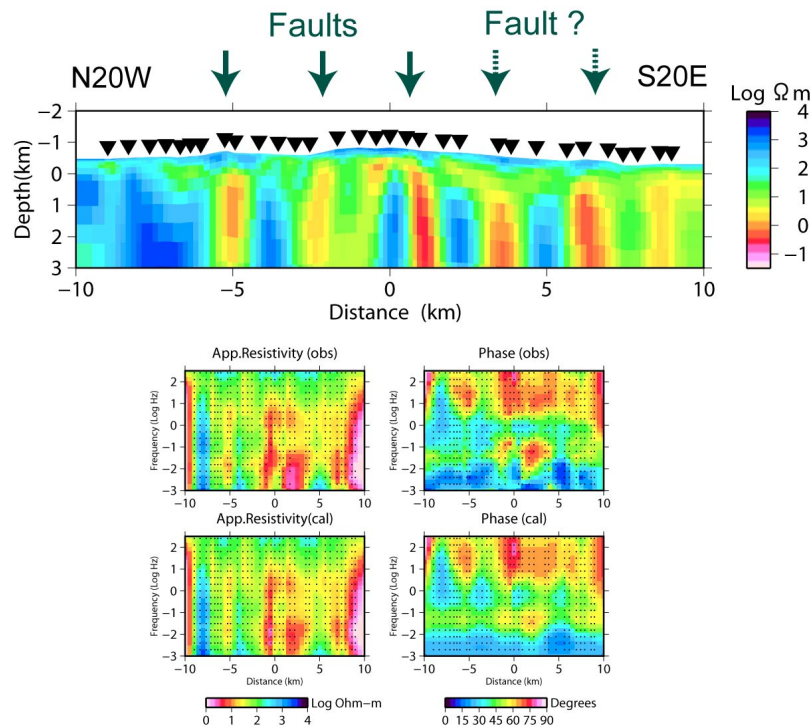


図 3.2.1-6 上段：2次元インバージョンにより推定された比抵抗構造。観測点が密集している測線（図 3.2.1-1）上のデータを全て用い、そのうち測線方向に電流が流れるモード(TM モード)のみを用いて比抵抗構造を推定した。下段：観測値 (obs) および比抵抗構造からの理論値 (cal) との比較。

(d) 結論ならびに今後の課題

従来までに得られたデータを再解析することによって、この地域の力学的背景について調査することができた。今後は、現在蓄積されているデータをさらに解析することにより、別府－万年山断層帯に作用する力とそれに対する応答を、構造の推定とともに調査し、活動に及ぼす影響等を調査していく必要がある。

MT探査の2次元観測によって断層帯浅部に複数の低比抵抗体がほぼ鉛直に存在していることが示唆された。別府－万年山断層帯が純粋な正断層だとすると断層低比抵抗体の傾斜がほぼ鉛直であることと必ずしも一致せず、今後考察が必要である。深部3次元比抵抗構造からは地表断層の東西走行に対応する構造は見られず、むしろそれに斜交する北東－南西方向の走行が卓越することが示唆された。今後、浅部断層の詳細な構造と（東西走行）、深部の断層帯の大局的な構造（北東－南西走行）の関係を明らかにすると共に、この地域の地震活動との関連を検討する必要がある。

(e) 引用文献

Caldwell, T.G., Bibby, H.M. and Brown, C., 2004. The magnetotelluric phase tensor. *Geophys. J. Int.*, 158(2).

Matsumoto, S., S. Nakao, T. Ohkura, M. Miyazaki, H. Shimizu, Y. Abe, H. Inoue, M. Nakamoto, S. Yoshikawa, Y. Yamashita, Spatial heterogeneities of deviatoric stress inferred from the focal mechanisms and its relation to the shear zone in Kyushu,

Japan, submitted to Earth Planets Space, 2015.

Ogawa, Y. and Uchida, T., 1996. A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift. *Geophys. J. Int.*, 126(1): 69-76.

Siripunvaraporn, W. and Egbert, G., 2009. WSINV3DMT: Vertical magnetic field transfer function inversion and parallel implementation. *Phys. Earth. Planet. Int.*, 173(3-4): 317-329.

3. 2 - 2 浅部構造（反射法地震探査・GPS および地震観測・重力調査・ボーリング DB）

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造の解明のための調査観測

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人京都大学理学研究科	教授	竹村 恵二
国立大学法人京都大学理学研究科	教授	福田 洋一
国立大学法人九州大学工学研究院	教授	渡邊 公一郎
国立大学法人九州大学工学研究院	教授	藤光 康宏
国立大学法人九州大学工学研究院	助教	西島 潤
国立大学法人京都大学理学研究科	教授	大倉 敬宏
国立大学法人東京大学地震研究所	助教	石山 達也
公立大学法人大阪府立大学学術研究院第2学群	准教授	伊藤 康人
国立大学法人富山大学大学院理工学研究部	准教授	楠本 成寿

(c) 業務の目的

別府－万年山断層帯（大分平野－由布院断層帯東部）の震源断層形状と周辺の地殻構造を解明することを業務の目的とする。特に、サブテーマ2－2では反射法地震探査・重力探査等やボーリング等のデータ解析から、平野基盤形状の推定と断層との関係を探る。

(d) 3ヵ年の年次実施業務の要約

1) 平成26年度：

国立大学法人京都大学大学院理学研究科は、既存の地球物理学的資料（反射法地震探査、重力調査など）の収集・整理を進めるとともに、既存データの再解析やデジタル化を実施した。また、断層帯周辺の地震活動や地殻変動の解析高度化のために、GPS および地震観測地点を増強する準備を整えた。さらに、断層帯構造の解明のための稠密重力調査を実施した。あわせて、盆地浅部における地盤構造の高度化に必要な地盤モデル構築に向けてボーリングデータベースを作成するため、既存ボーリングの情報収集整理を実施した。

2) 平成27年度：

国立大学法人京都大学大学院理学研究科は、既存の地球物理学的資料（反射法地震探査、重力調査など）の収集・整理を進めるとともに、26年度実施の既存データの再解析やデジタル化を参照して、大分平野で東西方向の反射法地震探査を実施した。また、断層帯周辺の地震活動や地殻変動の解析高度化のために増強した、GPS および地震観測地点を合

わせて、解析システムや収録システムを活用し解析を進めた。さらに、断層帯構造の解明のための稠密重力調査を継続実施した。あわせて、盆地浅部における地盤構造の高度化に必要な地盤モデル構築に向けてボーリングデータベースを作成するため、既存ボーリングの情報収集整理を継続実施した。

3) 平成 28 年度：

平成 26 年度・27 年度の観測調査結果に加え、サブテーマ 2-2 の課題調査の追加観測を実施し、解析とまとめを進める。特に震源断層モデルの構築のために各観測調査の精査を実施し、震源断層モデルの構築を行う。また、各解析データのデータアーカイブの作成を実施する。成果として別府-万年山断層帯（大分平野-由布院断層帯東部）の構造評価、震源断層形状モデルの提案、地殻構造モデルの提案を進める。

(2) 平成 27 年度の成果

(a) 業務の要約

国立大学法人京都大学大学院理学研究科は、既存の地球物理学的資料（反射法地震探査、重力調査など）の収集・整理を進めるとともに、26 年度実施の既存データの再解析やデジタル化を参照して、大分平野で東西方向の反射法地震探査を実施した。また、断層帯周辺の地震活動や地殻変動の解析高度化のために増強した、GPS および地震観測地点を合わせて、解析システムや収録システムを活用し解析を進めた。さらに、断層帯構造の解明のための稠密重力調査を継続実施した。あわせて、盆地浅部における地盤構造の高度化に必要な地盤モデル構築に向けてボーリングデータベースを作成するため、既存ボーリングの情報収集整理を継続実施した。

(b) 業務の成果

(i) 反射法地震探査

本業務では、大分川と大野川に挟まれた大分平野を東西に横断する約 10km の探査測線を設定し、別府湾南岸における別府-万年山断層帯の断層分布及び深部形状の把握と共に、別府湾及び周辺陸域における強震動予測に向けた三次元構造モデル構築に資する基礎資料を提示することが調査目的とされた。

・調査地域

図 3.2.2-1 に、調査測線位置図を示した。本調査では、大分平野を東西に横断する稠密反射法-屈折法測線を Line-1、この東西測線に直交する高分解能反射法測線を Line-A とした。これらの調査測線は、大分平野北部の臨海地域に位置し、西側より、住吉川、大分川、

裏川放水路、原川、乙津川、小中島川及び大野川を横断する。

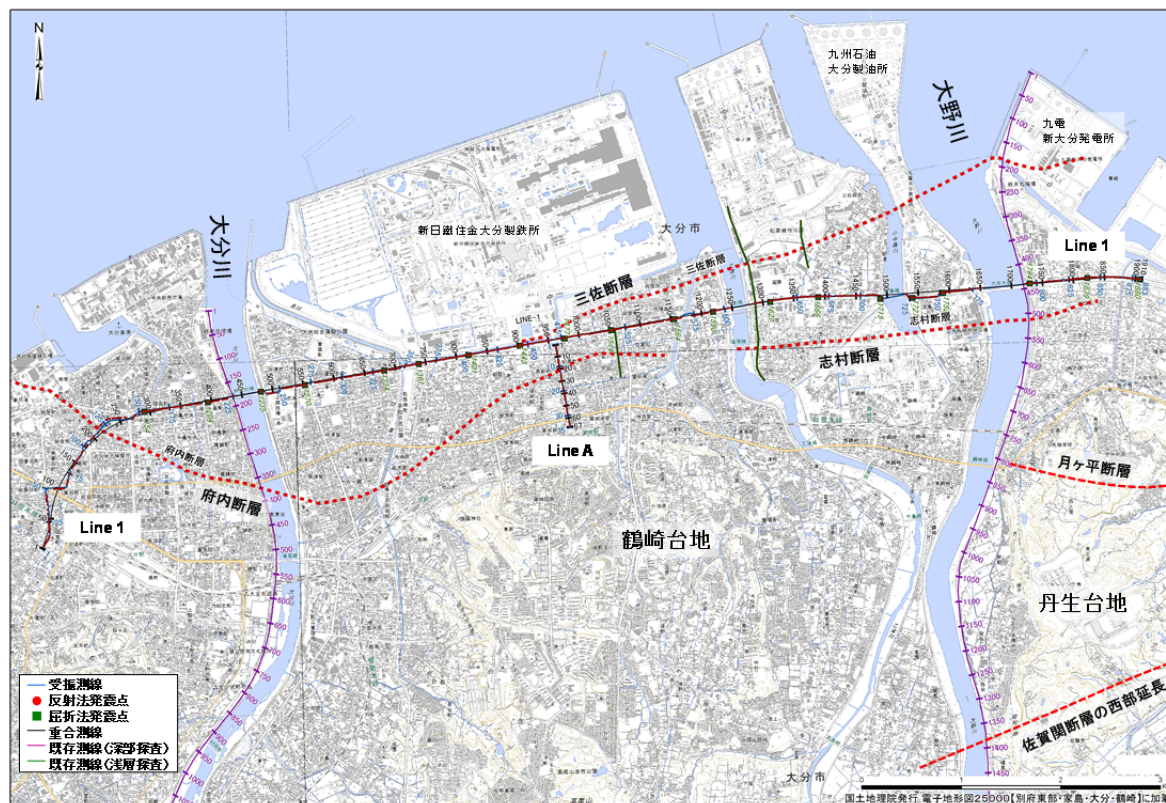


図 3.2.2-1 調査測線及び既存測線位置図
(千田他(2004)及び地震調査研究推進本部、(2005)を参照)

本調査業務では、大分地質図幅(吉岡他(1997))を主に参照し、地質概要及び伏在断層に関わる諸情報を総括し、地震探査データ解析に資する基礎資料とした。

大分平野は主として三角州及び後背湿地として形成され、自然堤防箇所を除いて、地形は平坦である。大分平野に位置する代表的な河川としては、大分川及び大野川であり、大分川は九重火山山麓に、大野川は阿蘇火山外輪山東麓に源流を持つ。両河川共に、広大な流域に第四紀火山が存在するため、火山岩礫を主体とする碎屑物の供給が多い。また、人口改変前の海岸線は比較的直線的であり、両河川の河口では三角洲が発達しているが、新日鐵住金製鉄所を中心とする大規模埋立地によって、旧海岸線は明瞭ではない。この旧海岸線の東部地域は、P波を著しく減衰させるピート層、泥炭層、浅層ガス混在層等の不飽和層の存在、未固結層が極端に深くなる堆積層の急激な層変化を伴う分布域に該当することが、千田他(2004)によって指摘されている。

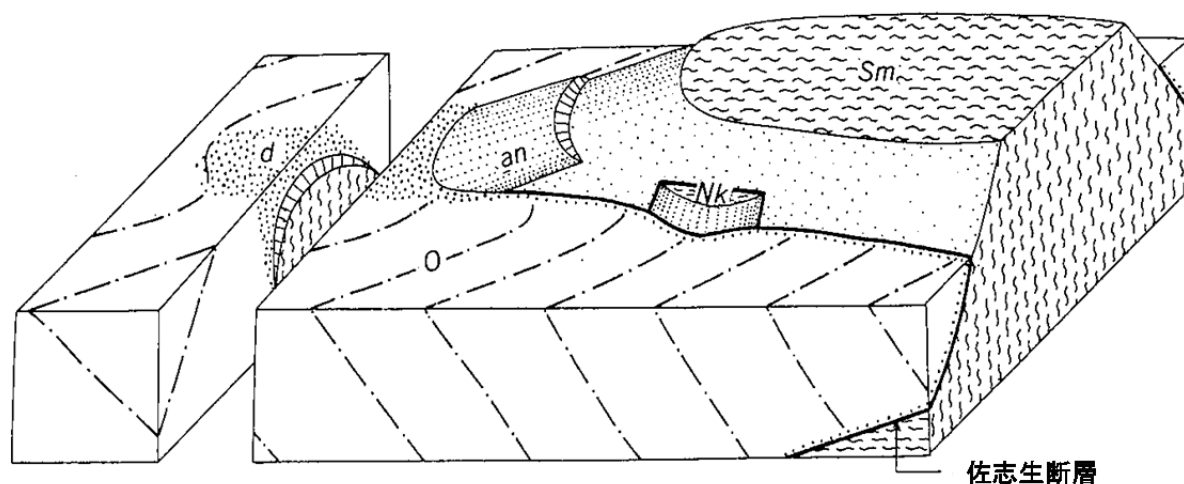
大分平野は別府-島原地溝帯の南縁付近に該当し、地域全体において東西走向の正断層が卓越する。南東部の三波川変成岩類からなる佐賀関山地と、後期鮮新世-前期更新世の碩南層群、前期-中期更新世の大分層群からなる丹生台地は、直線状の崖線で画されているが、これは佐賀関断層の西方延長に該当する。この丹生台地内には、碩南層群-大分層群を階段

状に変位させる正断層が分布し、代表的な月ヶ平断層では丘陵高度に 10-30m の上下変位が確認されている。大分川-大野川に画された鶴崎台地と大野川右岸の丹生台地の段丘面高度差を大野川断層とする指摘(千田(1974))があるが、低断層崖等の変位地形等は明確には確認されていない。一方、大分平野の別府湾岸地域では、首藤・日高(1971)が多数のボーリング資料と鬼界アカホヤ(K-Ah)火山灰層分布から、沖積低地下に伏在する別府湾南岸断層の存在を示唆した。吉岡他(1997)は、K-Ah 層準に 10m 以上の落差が認定できる箇所をトレースし、大分平野地下において完新統を変位させる可能性が高い断層群として、F1、F2、F3 及び F4 の 4 条の断層を示した。また、千田他(2004)は、大分平野において実施された地方交付金による大分県活断層調査結果(1999-2003 年)を総括し、深部反射法地震探査(大分川, 大野川), 浅層高分解能反射法探査(大分川, 大野川, 日岡, 松原及び乙津川)及びボーリング調査結果から、大分層群及び碩南層群相当層中の北傾斜の不連続構造として、三佐断層及び志村断層を定義した。これらの断層群の走向は、東北東-西南西方向であり、三佐断層東部は旧海岸線沿いに存在する。三佐断層東方海域には大在沖断層群が存在するが、変位方向及び K-Ah 火山灰層の上下方向変位量が異なるため、その関係性に関しては様々な議論がある。また、志村断層南側では、完新統が直接大分層群相当層を覆っているが、北側では、完新統の下位に晩氷期-最終間氷期の堆積物が厚く分布する。

別府市市街地の南麓山麓線に沿って朝見川断層が位置する。別府湾南岸地域には東西に軸を持つ水深 50-70m の谷状凹地が存在するが、この南縁部を朝見川断層の海域延長部が通過する。この別府湾南岸断層は、大分市街地では府内断層として、大分川左岸の府内城址を西北西-東南東方向に通過し、大分川を越えて県立芸術会館付近まで延長していることが推測されている(千田他(2003))。さらに、府内断層は、志村断層の西方延長上に位置し、別府湾南岸断層の主たる二条の断層系の内、南側に位置する同系列の断層トレースとして認定されている(地震調査研究推進本部(2005))。こうした別府湾南岸断層(三佐断層, 府内-志村断層)に関しては、浅層反射法構造探査、浅層ボーリング、鬼界アカホヤ(K-Ah)火山灰層の同定を通じて、最新活動時期及び活動間隔が議論されている(同(2005))。

大分平野における強震動予測の高精度化を図る上で、断層位置及び断層形状の把握と共に、基盤構造を含む地下構造モデルの構築が非常に重要な課題である。大分平野に分布する地質系統を概観すると、白亜紀三波川変成岩類、上部白亜系堆積岩類の大野川層群、及び第四紀火山岩-堆積岩類からなる。大分平野における基盤構造を規定する三波川変成岩類は、地表露頭が大野川以東の丹生台地及び佐賀関山地に分布し、北縁部は大分層群に不整合に被覆され、佐賀関山地から北西の大分平野地域へと、大野川層群下に潜り込むドーム状構造が推定されている(寺岡(1970)、図 3.2.2-2 参照)。従って、三波川変成岩類の出現深度は、北西方向に徐々に深くなる傾向を示す。上部白亜系大野川層群は、阿蘇南方から臼杵湾に至る臼杵-八代構造線の北側に広く分布する海成の堆積層であり、七瀬川南側の霊山山地に露頭(霊山層 R1 部層)が分布する(吉岡他(1997))。この R1 部層は、淘汰が良好ではない固結した赤色礫岩から形成され、花崗岩、安山岩、チャート、石灰岩、片麻岩、結晶

片岩他の多様な礫種が認められる。従って、大分平野西部域深部に分布する大野川層群は上位の大分層群-碩南層群とのインピーダンス差はあるものの、様々な礫種から構成される不均質な礫層が主体である可能性が高く、その内部は有意な反射波群の生成は困難であると推定される。



Sm: 三波川変成岩類、Nk: 西川内層、O: 大野川層群(dは擾乱部)、an: かんらん石安山岩

図 3. 2. 2-2 三波川変成岩類と大野川層群の構造関係(寺岡, 1970)

・データ取得作業

① 調査測線

本調査では、大分県大分市田室町から大分市大住北に至る東西方向 12.2 km 区間の調査測線 Line-1 において、反射法及び屈折法地震探査データを取得した。また、新日鐵住金大分製鉄所正門前から JR 高城駅前に至る南北方向 0.8 km 区間の調査測線 Line-A において、反射法地震探査を実施した。図 3. 2. 2-3 に探査データ取得に関する現場状況を示す。



図 3.2.2-3 探査データ取得状況を示す現場写真

大分市田室町交差点を起点として市道を東進し、大分市住吉町新川の交差点に至る 1.5km の Line-1 西端区間（府内断層を横断）は、市街化が進んだ住宅地域に位置し、教育施設及び病院が点在しているため、発震エネルギー調整及び受振器展開（地面等への受振機材固定）における保安対策を講じた。測線屈曲を伴う西部区間以外の測線区間は、大半が県道 22 号線大在・大分港線（臨海産業道路）に位置し、大分市大住北 3 号線入口交差点が東端である。この臨海産業道路では、片側三車線を通行する車両ノイズが卓越し、基底ノイズレベルが極めて高い領域が全域に及んだ。また、調査測線近傍には商業店舗を中心とした中層ビルが散在しているため、発震点位置毎にパイプレータ発震出力の調整を綿密に実施した。一方、Line-A は、大分県大分市新日鐵住金大分製鉄所正門前の交差点を起点として市道高城駅通り線、県道高城停車場線を南進し、JR 高城駅前に至る 0.8 km の区間に設定した。

② 調査内容

本調査では、Line-1 における反射法地震探査及び屈折法地震探査が平成 27 年 8 月 5 日から同年 8 月 11 日の期間に、Line-A の反射法地震探査が平成 27 年 8 月 10 日から同年 8 月 11 日の期間に実施した。本調査測線は、交通量の極めて多い臨海産業道路沿い及び住宅・商業店舗が密集する市街地に位置したため、全区間において独立型受振システムを採用し

た。こうした独立型受振システムは、従来の有線テレメトリー記録装置と比較して可搬性に優れ、交通量の多い幹線道路、河川、標高差を伴う地形変化、ノイズレベル等の測線状況を考慮して、非常に自由度の高い受振点位置の設定が可能であった。本調査で採用された独立型受振システムは、A/D 変換、GPS システム、データ収録装置が一体型となったユニットに加え、受振器からの信号を入力するアナログケーブル及びリチウムバッテリーユニットから構成されており、1 ユニットで 1-3 チャンネルの連続データが収録された。一方、Line-1 の反射法バイブレータ発震では、発震点間隔は受振点間隔と同一の 12.5 m に設定され、受振間中点に発震点を設定する ‘Half-integer’ 発震を採用した。測線西端区間では、近傍の住宅・店舗等の建造物、構築物、路面強度及び埋設管設置状況など保安要件への影響を減ずる観点から、標準的な Linear-up スウィープを用いると共に、発震エネルギーの低減（バイブレータ台数 1 台、制御出力 30%）を行ったものの、発震点確保は困難であり、有効発震点数は受振点数に対して約 61%程度の確保に止まった。一方、臨界産業道路区間では、比較的、発震条件が良好であったため、地下深部へのエネルギー透過を目的として、低周波成分の確保が可能な MD(Maximum Displacement)スウィープを採用した。また、発震点近傍における構造物への影響を勘案し、発震エネルギーの低減調整（制御出力 50%）を実施し、有効発震点として受振点数の約 82%程度を確保した。総発震点数は 690 点である。また、Line-1 測線の屈折法及び広角反射法バイブレータ発震に関しては、中型バイブレータ 2 台（制御出力 90%）を標準とする発震が実施された。この屈折法発震点（間隔 500m）に関しては、住宅・店舗、埋設管などの保安要件に近接せず、十分な路面強度を有する位置を選択した。また、オフセット距離 10 km 以上の屈折初動データ取得を目的として、各発震記録の S/N 向上を図るため、スウィープ周波数 6-30 Hz による MD スウィープによって、各点 20 回の連続発震作業を行った。さらに、Line-A の反射法バイブレータ発震作業では、発震点間隔を 25m とし、MD スウィープによって、有効発震点として全測線区間の約 80%程度を確保した。総発震点は 28 点であった。

③ 調査仕様

本調査の調査仕様及び調査工程実績を表 1 に示す。

表 3. 2. 2-1 データ取得仕様一覧(左)及び調査工程実績(右)

調査測線		大分平野地質構造調査 陸域測線	
測線名	Line-1		Line-A
調査項目	反射法	屈折法	反射法
受振系			
受振点間隔	12.5m		25m
総受振点数	883点		36点
記録システム(独立型)	GSR(Loc.1・410, 471・883) MS2000(Loc.411・470)		GSR
受振器(10Hz速度計)	SM24・3S/GS-one		GS-one
受振点番号	1・883		1・36
展開パターン	片側6.0km以上の 展開長を確保	固定展開	固定展開
サンプリングレート	4msec		
震源系			
震源	中型バイブレータ		
バイブレータ台数	2台(標準)		
スイープタイプ	Linear Up sweep/MD sweep		MD sweep
スイープ長	17sec	20sec	17sec
スイープ周波数	Linear Up sweep...8-80Hz MD sweep...6-80Hz		6-80Hz
バイブレータアレイ	B-B		
発震回数/VP	2回	20回	2回
発震点間隔	12.5m	500m	25m
発震点数	690点	20点	28点

月日	測量 作業	調査 日数	Line-1	Line-A
7月31日	金	↑		
8月1日	土			
8月2日	日			
8月3日	月			
8月4日	火	1	調査要員移動・現地確認・関係機関への調査開始挨拶	
8月5日	水	2	受振器展開(Line-1)	
8月6日	木	3	受振器展開(Line-1)	
8月7日	金	4	受振器展開(Line-1)	
			発震作業(反射法)	
8月8日	土	5	発震作業(屈折法及び反射法)	
8月9日	日	6	発震作業(反射法)	
			受振器撤収(Line-1)	
8月10日	月	7	発震作業(反射法)	受振器展開(Line-A)
			受振器撤収(Line-1)	発震作業(反射法)
8月11日	火	8	受振器撤収(Line-1)	受振器撤収(Line-A)
8月12日	水	9	調査要員移動・関係機関への調査終了挨拶	

④ データ品質

Line-1 反射法データ取得では、測線西端の 1.5km 区間では、中型バイブレータ 1 台（制御出力 30%）による低エネルギー発震の制約があったが、往復走時 0.5-0.8 秒まで反射波列の把握が可能であった。また、臨海産業道路沿いでは、中型バイブレータ 2 台（制御出力 70%以上）による標準出力による発震点を確保したものの、極めて高い基底ノイズレベルに影響を受けると共に、新日鉄住金大分製鉄所の正門以東では、急激な速度低下（800-1200m/sec）領域が出現し、地表近傍における発震エネルギー減衰に伴うデータ品質低下域が顕著となった。この測線東部区間では、分散性表面波のレベルは低いものの、P 波を著しく減衰させるピート層、泥炭層及び浅層ガス混在層等の不飽和層分布に起因する品質低下によって、大分層群及び碩南層群相当の往復走時 0.5-1.0 秒までの反射波列が断片的に見出されたに止まった。こうした条件は、比較的高エネルギー発震を採用した屈折法データに関しても同様であり、アレイフォーミングを適用しない原記録については、屈折初動の到達オフセット距離は約 4.0km が最大であった。図 3. 2. 2-4 に典型的な発震記録例を示す。

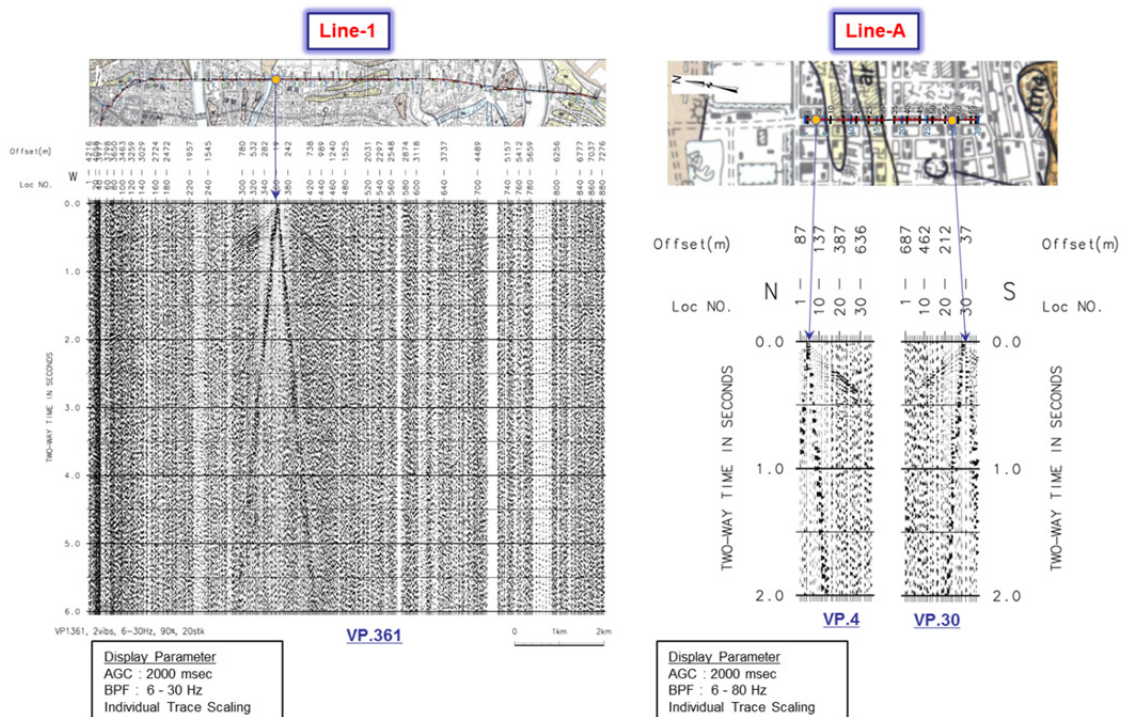


図 3.2.2-4 発震記録例 右図が Line-A 反射法発震記録、左図が Line-1 反射法-屈折法発震記録例

・データ解析

データ解析に関しては、複合型ノイズ抑制処理、屈折波-反射波静補正、ウェーブレット処理、速度推定、MDRS 解析及び重合後マイグレーションから構成されるデータ処理フローを採用した。図 3.2.2-5 に、反射法データ処理フローを示す。また、図 3.2.2-6 には、Line-1 に関する CMP の各種情報(重合数分布、オフセット距離分布、アジマス分布、標高分布及び CMP 偏倚分布)を測線情報の確認のために示した。

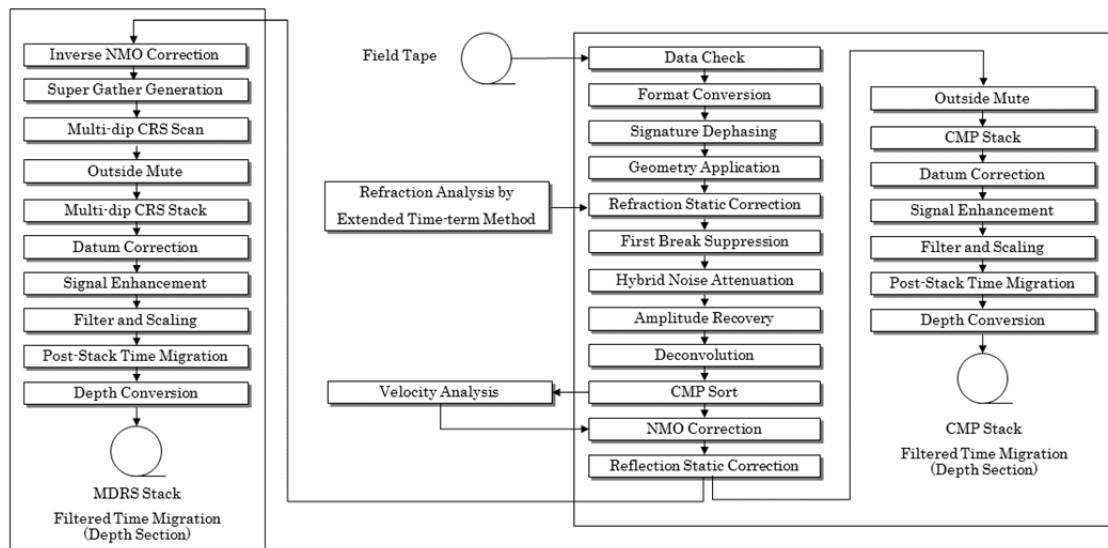


図 3.2.2-5 反射法データ処理フロー

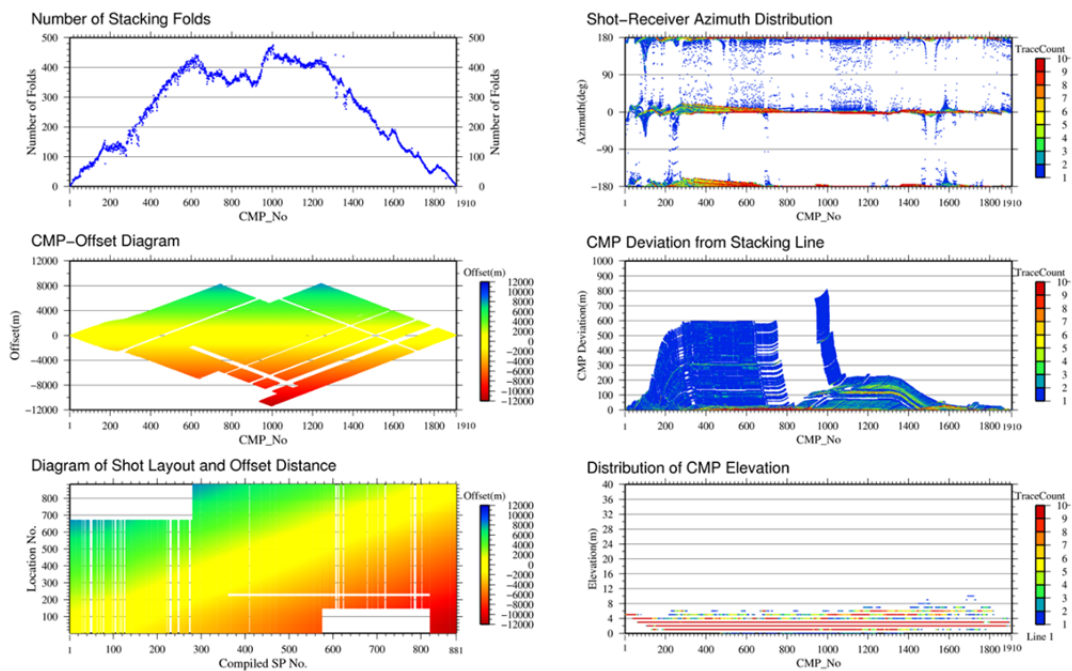


図 3.2.2-6 取得データに関わる CMP 各種ジオメトリー表示結果

① 標準反射法データ解析

本データ再解析において、データ解析フローを構築する際の主たる課題は、多様なノイズを抑制する最適な複合型抑制処理の設計と共に、不均質表層構造に対応する広波長帯域の静補正適用であった。以下に、その概要を記述する。

[1] 各種ノイズに関する複合型抑制処理の適用

解析対象データには、分散性の強い表面波、音波、S 波、側方反射波及び屈折多重反射

波等のコヒーレントノイズ、ランダムノイズに加えて、地表近傍における後方散乱波等の非定常ノイズ、さらに、車両通行等に起因する強振幅一過性ノイズが混入した。こうしたノイズは過大振幅及び空間エイリアジングを伴うため、複層的な各種ノイズの特性を把握し、各種抑制処理手法を選択し、複合適用を図った。こうした各種ノイズの的確な抑制は、速度推定の精度向上、MDRS 解析による微弱な反射波抽出、マイグレーション処理の解像度改善等に帰結する。従って、本解析では、各種ノイズの特性把握を通じて、最適な抑制手法の選択と複合化を実施した。表 3.2.2-2 に各種ノイズ抑制処理手法の一覧を示す。

表 3.2.2-2 各種ノイズ抑制処理手法一覧

分類	種類	適用対象ノイズ	特徴
予測型	F-X予測フィルター	ランダムノイズ	線形イベントを保持
エディット型	Data adaptive time-variant filter	局所的な強振幅ノイズ	コヒーレントノイズ(表面波など)も抑制可能 強振幅反射波を損傷する可能性
	F-Xエディット		連続性を持つ波の振幅を保存 ランダムな強振幅成分を抑制
走時差準拠型	F-Kフィルター	コヒーレントノイズ	不規則ジオメトリへの対応困難
	F-X速度フィルター		不規則ジオメトリへの対応可能
	線型ラドン変換法		
アレイフォーミング型	ビームステアリング法	コヒーレントノイズ ランダムノイズ	到来方向の調整で反射波の損傷低減

この複合型ノイズ抑制処理として、第一に、車両ノイズを含む比較的強振幅の一過性ノイズに対して、エディット型局所的強振幅ノイズ抑制処理を適用した。この処理手法では、細分化した時間ゲート毎に特定の周波数範囲での平均振幅が計算され、指定した閾値を超えるゲートに対して振幅のスケーリング調整が直接適用された。第二に、分散性の強い表面波及び比較的継続時間の長い屈折多重反射波の除去を目的に、線型ラドンフィルターを共通発震記録及び共通受振記録の両領域に対して適用した。さらに、ランダムノイズ抑制を目的として、周波数-空間領域において複素型予測フィルターを設計・適用した。

[2] 広波長帯域の静補正適用

大分平野東部臨海地域におけるピート層、泥炭層及び浅層ガス混在層等の地震波減衰を伴う不飽和表層が存在する地表条件下において、浅層速度構造の把握、さらには短波長から長波長までの広波長帯域における静補正值推定は、極めて重要な課題であった。本解析では、浅層速度構造の把握には、改良型タイムターム法及び屈折トモグラフィ解析を組み合わせた手法を精査し、精密な浅層速度構造を推定し、併せて、中長波長の静補正值を算出する必要があった。従って、中-短波長静補正值の推定については、改良型タイムターム法の適用と共に、低 S/N データ品質に対応可能な 'Global Optimization' 型の 'Surface-consistent' 残差静補正解析を複合適用によって、反射波イメージングの向上を図った。

② 高精度反射法データ解析

本解析では、標準データ解析において、残差静補正までの基本処理を適用したデータを入力として、MDRS (Multi-Dip Reflection Surface) 法による高精度イメージング処理を実施した。本解析では、先ず、MDRS 法の第一段階として CRS (Common Reflection Surface) 法を適用した。CRS 法 (Common reflection surface stack (Jager, 2001; Mann, 2007; Schleicher, 1993)) は CMP に属するトレースだけではなく、その近傍の CMP を集約した

’Super gather’ を重合処理することによって、従来の CMP 重合法と比べて飛躍的に高い重合数を得ることができる。また、反射点の異なるトレースの重合処理について、空間解像度の低下を回避するため、走時補正において、ゼロオフセットセクション上での反射波走時の傾きと曲率といった CMP 間の挙動要素を自動抽出し、複雑な地下構造への適用性が確保される。本調査地域である別府湾及び大分平野北部域には様々な東西走向の断層群が発達し、ゼロオフセット断面上で反射波が交差する状況（コンフリクティング・ディップ）が予想される。こうした状況に対応するため、第二段階として、高精度 CRS 解析として位置付けられる MDRS 法(Aoki et al. (2010))を適用し、複数の交差する傾斜を持つ反射面に関わるイメージングの改善を実施した。MDRS 法の基本原理概念図を図 3.2.2-7 に示す。左上の基本概念図において、上段左側はコンフリクティング・ディップを含んだ CMP 重合記録を表している。上段右側は MDRS 重合記録を示しており、下段左側に示した MDRS サブセクション（range 1、2、3）の重ね合わせによって、S/N 比を改善しながらコンフリクティング・ディップのイメージングを達成することが可能である。MDRS 法では各定速度重合パネル上でゼロオフセット反射波の傾斜と曲率をスキャンし、得られた傾斜スペクトル上でセンブランスピークを検出した後に、これらのピーク値を降順に並べ替え、上位から数枚を選択加算し、MDRS 重合記録が得られる。

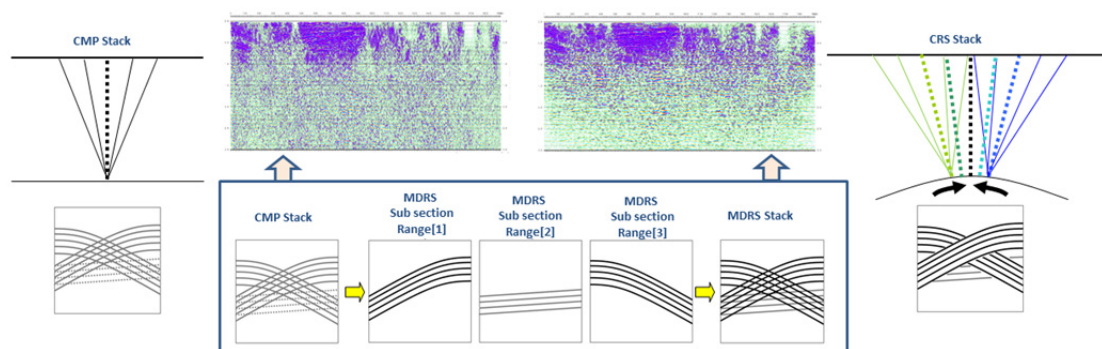


図 3.2.2-7 MDRS 解析に関わるデータ処理概念図

③ 屈折法データ解析

本解析では、稠密反射法及び広角反射法データの屈折初動を入力として、図 3.2.2-8 に示す屈折波トモグラフィ解析を実施した。

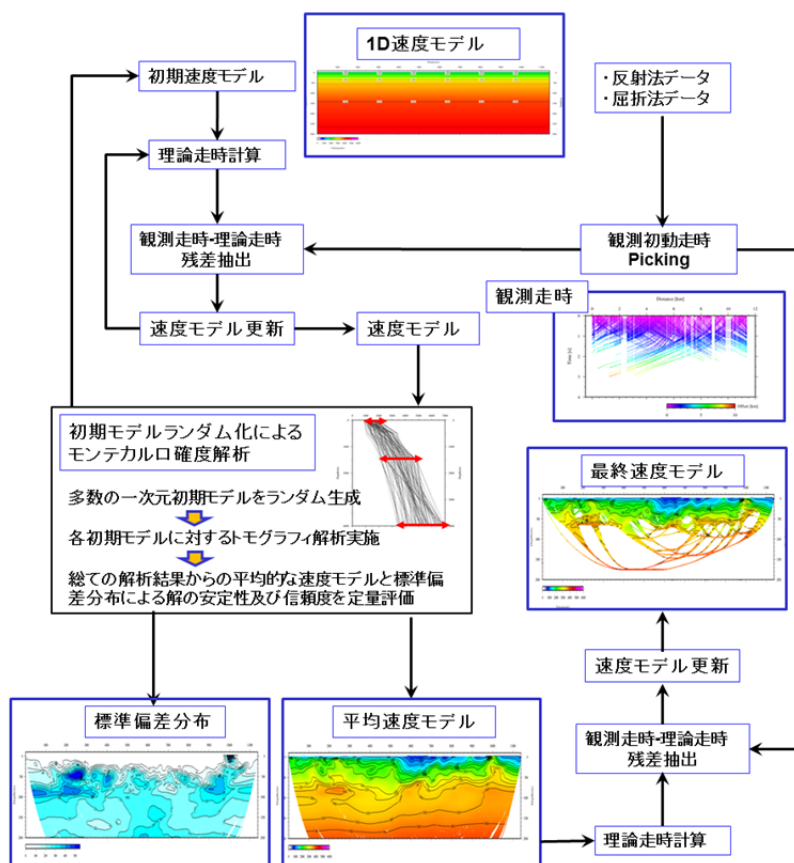


図 3.2.2-8 屈折トモグラフィ解析 処理フロー

今回、屈折トモグラフィ解析の結果に対する信頼性の評価を与える方法として初期モデルランダム化によるモンテカルロ型信頼性評価解析(白石他、2010 ; Zhang and Toksoz、1998)を採用した。この手法では、一定の条件化でランダムに生成した多数の初期モデルに対してトモグラフィ解析を実施し、すべての結果を平均化した速度分布およびその平均値からの偏倚を示す標準偏差分布が得られる。これらの情報は、トモグラフィ解析による最終速度構造モデル及びその確実度に関わる指標として用いられた。本解析では、初期モデルとして線型勾配を持つ一次元速度モデルを100個ランダムに生成した。

・データ解析結果

反射法及び屈折法データ処理を経て、最終的なデータ解析結果を得た。図 3.2.2-9 に Line-A に関わる CMP 標準重合処理による時間-深度断面図を、図 3.2.2-10 及び図 3.2.2-11 に MDRS 反射法解析を適用した Line-1 の時間断面図及び深度断面図を示す。また、図 3.2.2-13 は、重合後マイグレーション処理深度記録(MDRS 解析)に屈折トモグラフィ解析による最終深度速度構造を重複表示した結果である。調査測線西部域は、深度 1000m 程度まで非常に反射波に富む特徴を示す一方、新日鉄住金大分製鉄所の正門以東では、急激な速度低下(800-1200m/sec)及び表層深度(80-100m)が増大する領域が出現すると共に、地表近傍における発震エネルギー減衰に伴うデータ品質低下域が小中島川まで続くことが確認された。特に、乙津川左岸域でこの傾向が顕著である。この要因としては、P 波を著しく減衰させるピート層、泥炭層及び浅層ガス混在層等の不飽和層分布、未固結層自体の不均質変化、さらには、調査測線に雁行する別府湾南岸断層群(三佐断層, 志村断層)による影響が考えられる。今後、浅層ボーリングデータ等の地表地質コンパイル、稠密重力測定結果等の詳細情報との対比を通じて、S/N 低下の主要因を同定することが望ましい。

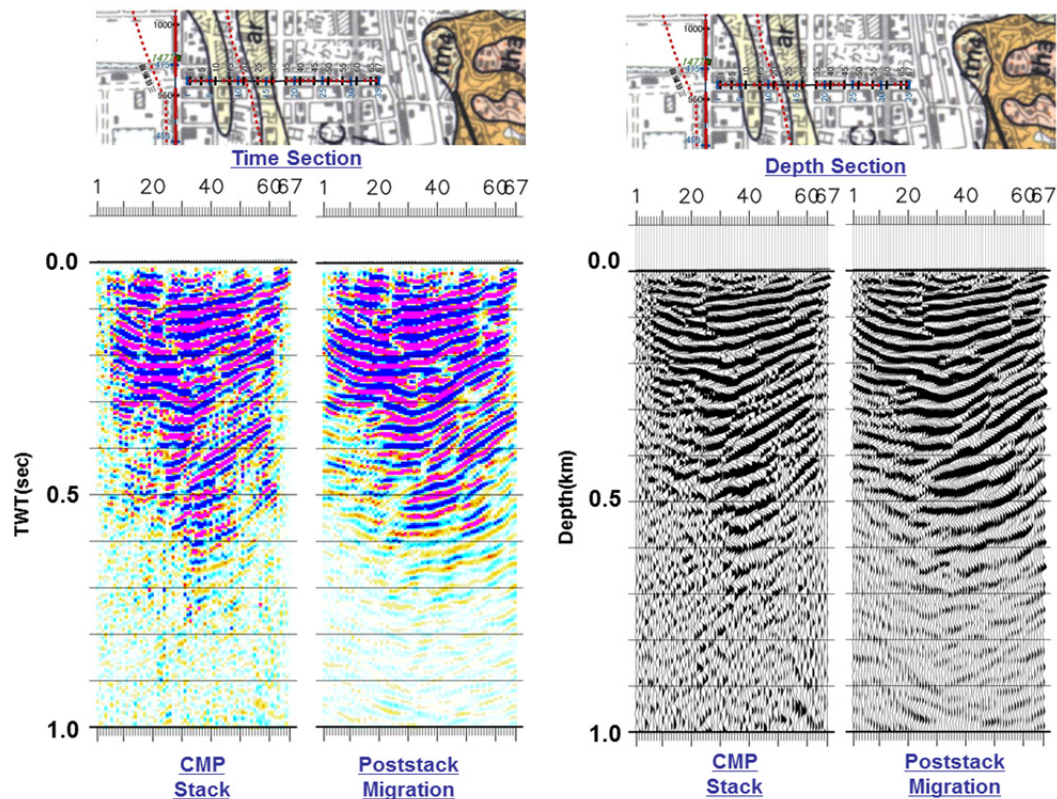


図 3.2.2-9 Line-A データ解析結果

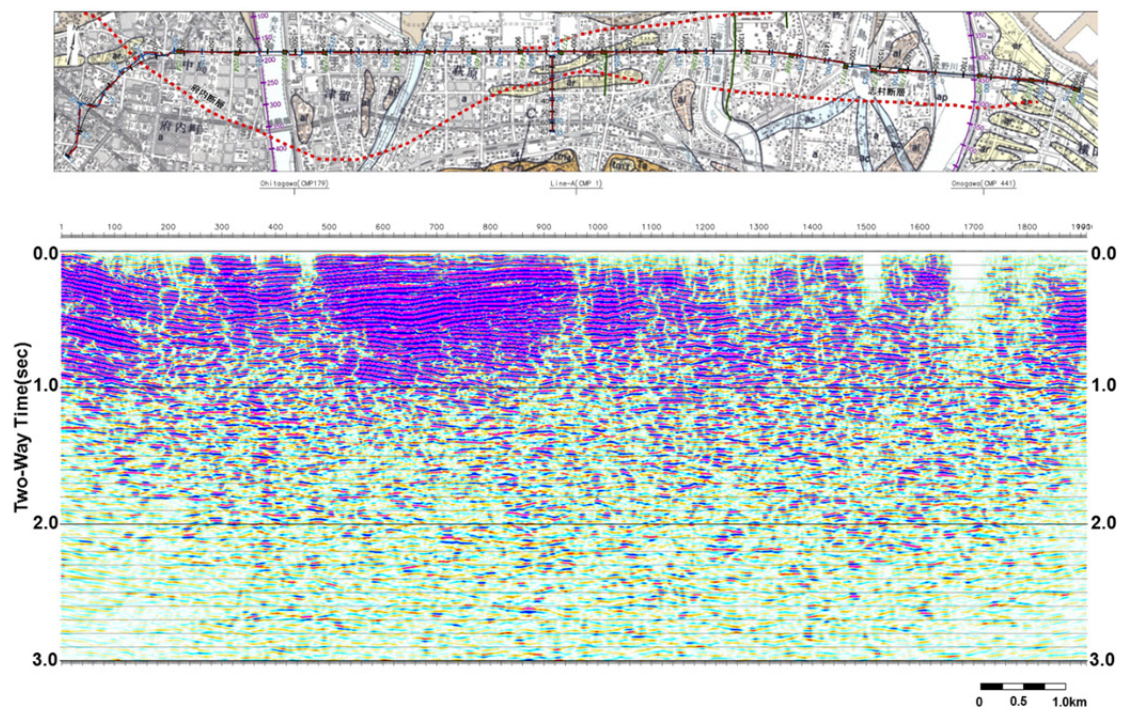


図 3.2.2-10 Line-1 データ解析結果[1] MDRS 解析時間断面図

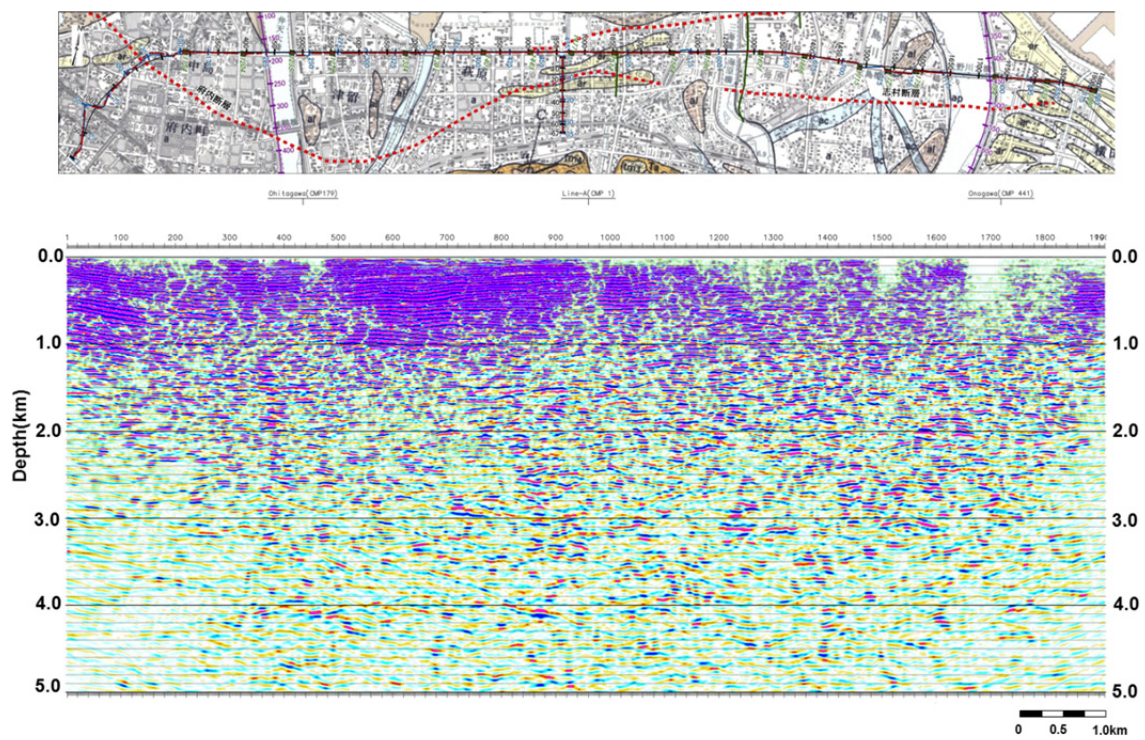


図 3.2.2-11 Line-1 データ解析結果[2] MDRS 解析深度断面図

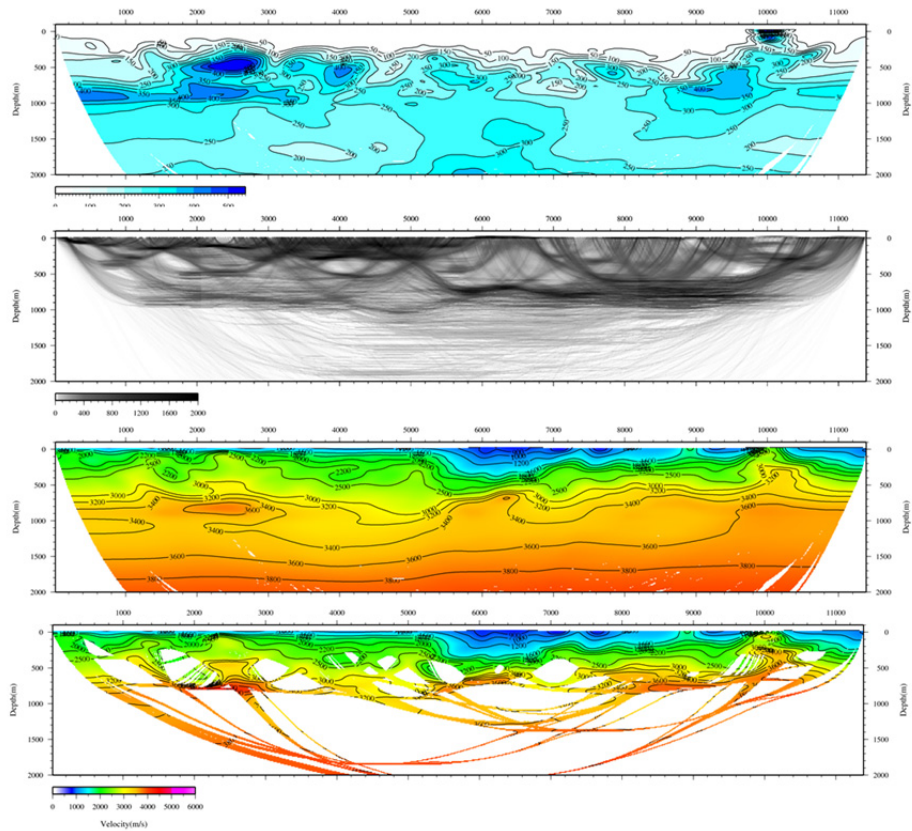


図 3.2.2-12 屈折トモグラフィ解析結果. 上図から順に、100 個の初期モデルから得られた計算結果の平均速度分布、標準偏差分布、波線密度分布、そして、平均化速度モデルを初期モデルとする再解析結果である.

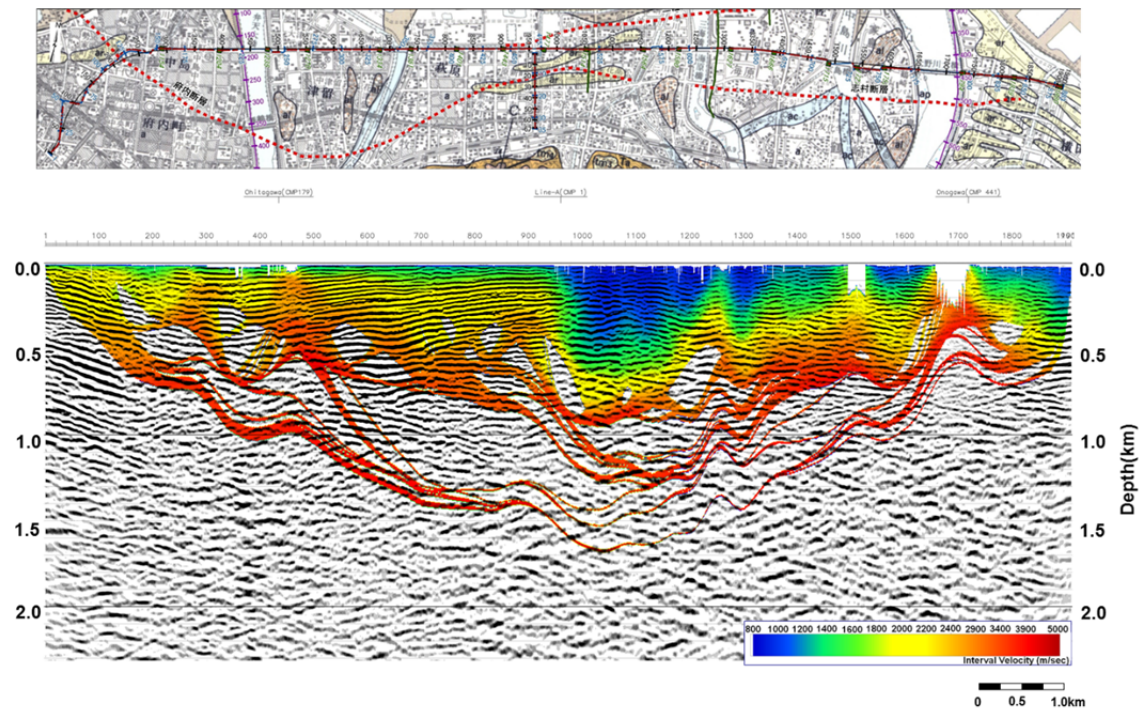


図 3.2.2-13 反射法・屈折法解析結果 統合表示図

千田他(2004)及び地震調査研究推進本部(2005)によると、大分平野北部の別府湾南岸地域においては、大分層群及び碩南層群相当層中の北傾斜の不連続構造として、東北東-西南西の走向を持つ三佐断層、志村-府内断層からなる別府湾南岸断層が議論されている。東西測線 Line-1 において、府内断層は CDP. 220 近傍を横断する。今回の解析結果からは、現在の府内断層は、CDP240~260 の深度 200m 付近の背斜状の反射パターン及び CDP280 の深度 200m 付近の断層上盤側の相対的な高速度領域の存在として、初生的には北落ちの正断層がテクトニック・インバージョンしている形状を持つことが示唆された。また、同じく東西測線 Line-1 において、三佐断層は CDP. 950 近傍で斜交し、反射パターンの不連続及び屈折トモグラフィによって推定された速度の急変箇所に該当する。また、南北測線 Line-A において、志村断層は CDP. 25 で横断するが、反射パターンの不連続として認定され、府内断層と同様の断層ジオメトリが示唆される。

大分平野の堆積構造を規定する上で、白亜系大野川層群を堆積層に含めるか否かに議論がある。泥岩、砂岩及び礫層の交互層から成る大野川層群は、層相の側方不均質が顕著であり、淘汰が良好ではない固結度の高い多様な礫種から構成される(三郡変成岩由来を含む)。前述の様に、三波川変成岩類は、佐賀関山地から北西の大分平野地域へと、大野川層群下に潜り込んでいる。従って、既存反射法測線である大野川測線(2001 年大分県、吉見他(2008))と Line-1 東部域の交点における地震基盤相当の強反射境界深度は 2100m、大分川測線(1999 年大分県、吉見他(2008))と Line-1 西部域の交点では 3200m であり、これらの強反射境界面は、三波川変成岩上面として解釈される。また、Line-1 において比較的データ品

質が良好な測線西部域及び大分川測線との交差域では、深度 1500m 程度から基盤相当層上面まで、区間速度は 3000m/sec 以上を示し、かつ、反射波群に乏しい傾向が強く、不均質性が高く、かつ内部で反射境界を生成しにくい白亜系大野川層群が分布している可能性が高い。一方、大野川以東の Line-1 区間及び大野川測線では、基盤相当深度まで相対的に反射波に富む傾向が強く、大分層群及び碩南層群が厚く堆積するか、あるいは大野川層群内の堆積構造が測線西部と異なり、細礫化、または砂泥互層が卓越傾向にあることを示唆している。

大分平野における強震動予測の高精度化に向けた三次元速度構造モデルの構築では、断層位置及び断層ジオメトリの把握と共に、三波川変成岩による基盤構造の把握が重要な課題である。また、相対的に高速度-高密度である白亜系大野川層群と三波川変成岩類との接合関係と大野川層群の層厚分布の同定が必要である（図 3.2.2-2）。従って、大分平野において広域的に観測された稠密重力データを用いて、測定による三次元重力モデリング-インバージョンを実施することが望まれる。想定する地質構造モデルとしては、沖積層-大分層群-碩南層群で構成される上位堆積層、三波川変成岩類からなる基盤面に加えて、白亜系大野川層群を定義し、その三次元的な層厚変化を推定することが必要である。大野川以東の丹生台地以南に分布する三波川変成岩類について、その北縁部が大分層群に不整合に被覆されることと調和的であることから、大分平野東部域における大野川層群分布域の推定は重要な課題である。

以上の様に、別府湾南岸地域の大分平野を東西に横断する区間において、制御震源を用いた反射法・屈折法地震探査データを用いた統合解析によって、別府湾南岸断層の位置・形態及び地下構造を理解する上で重要な知見が提示できたものと考えられる。これは、稠密固定展開による反射法-屈折法統合データの取得を基本としたデータ取得仕様の決定に負う所が大きい。本調査では、全発震記録に関して固定展開によるデータ取得を実施した結果、反射法及び広角反射法と併せて、稠密発震記録を用いた高精度トモグラフィ解析に資するデータを取得することができた。このトモグラフィ解析は初期モデルランダム化による誤差評価を含むものであり、反射法データとの統合解釈及び速度評価の高精度化に大きく寄与した。また、'Half-integer' 発震を伴う完全な対称サンプリング (Vermeer (1999)) 及びスタックアレイの構築によるデータ取得を実現できたことは、県道 22 号線臨海産業道路周辺における高ノイズ環境において、CMP 重合効果、空間エイリアシングの低減及び共通受振領域を含めたノイズ抑制処理の最適化を図り、浅部構造のイメージング向上に帰結したと考えられる。

図 3.2.2-14 に MDRS 重合深度記録に関する四方向からの鳥瞰表示図を示す。今後、本再解析結果をもとに、スケルトン解析等の反射パターン認識、各種の地震波アトリビュート表示、さらには三次元重力モデリング-インバージョンを通じて、別府湾南岸断層の基本ジオメトリ把握、大分平野速度構造モデルの構築、さらには、Itoh et al. (2014) 等による最近の研究成果を参照し、別府湾及び別府-島原地溝帯の形成過程に関わる統合解釈を進展

させる。

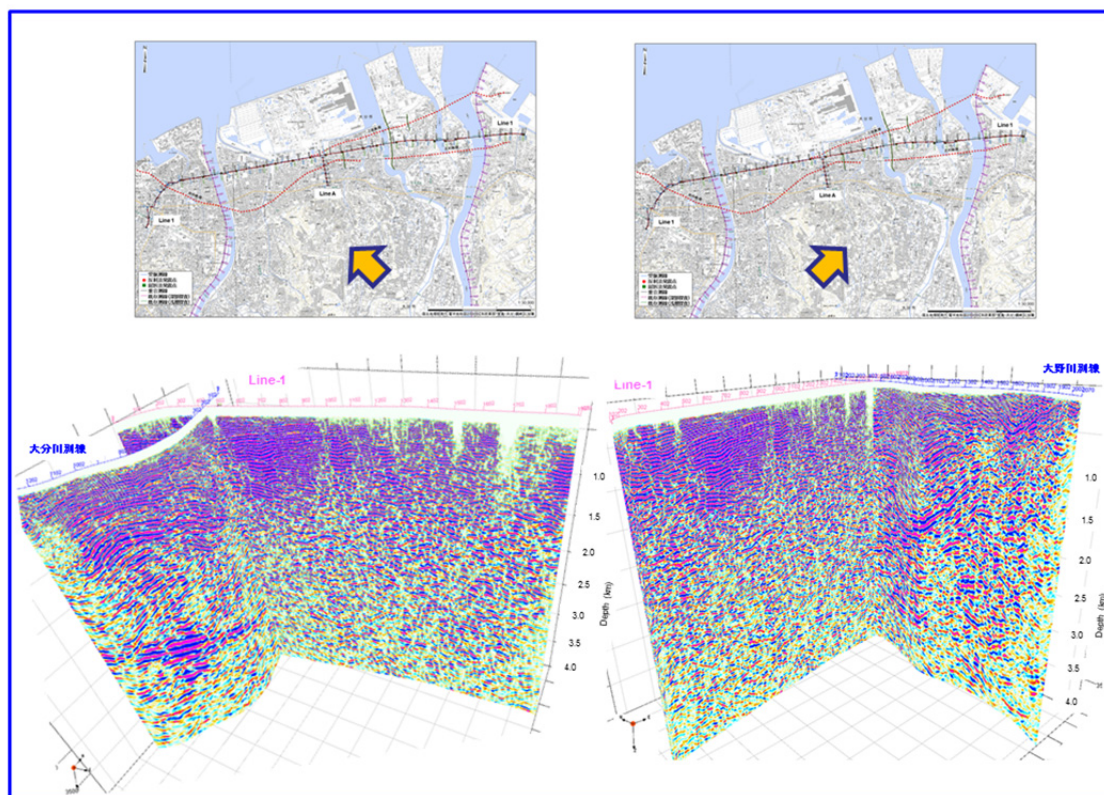


図 3.2.2-14 大分平野深部構造探査断面 鳥瞰表示図

(ii) 別府地域における地震観測および GPS 観測：九州北部地域の地震波速度構造

別府一万年山断層帯（大分平野-由布院断層帯東部）の震源断層形状の高度化を図るためには、断層帯周辺の地殻構造の解明のための調査観測が必要である。そこで我々は、自然地震探査により断層帯及び周辺の地殻上部の不均質構造を明らかにすることを目標とし、地震観測を行っている。ここでは、既往の観測データを用いた地殻構造解析の結果について述べる。

レシーバ関数法による地殻構造解析

我々は、九州地方のモホ面の深度分布を明らかにするために、九州地方に設置されている 120 点の地震観測点 (Hi-net、気象庁、九州大学、鹿児島大学) のデータを用いたレシーバ関数解析を行った。用いたのは、1996 年 8 月から 2010 年 5 月までの間に発生した遠地震 (マグニチュード 5.5 以上、震央距離 $30\text{--}90^\circ$) の地震波形である。これらから、時間拡張型マルチテーパ (Shibutani et al., 2008) を用いてレシーバ関数 (RF) を作成した。次に、作成した RF を Matsubara et al. (2008) が求めた 3 次元速度構造を用いて深さ領域に変換しスタックした。そして、緯度・経度 0.1 度毎に、スタックした RF からモホ面に対応するピークを自動的に読み取り、モホ面深度を決定した。

図 3.2.2-15 には、RF 解析の結果が示されている。大分熊本構造線を境界としてモホ面の深度が大きく異なっていることがわかる。一方、別府周辺地域では、

未だにモホ面深度決定にいたっておらず、別府一万年山断層帯の地殻構造を議論するには至っていない。今後、解析する地震数を増やすとともに、本研究で設置されている観測点のデータなども活用して、別府一万年山断層帯周辺の地殻の厚さを決定することが必要である。

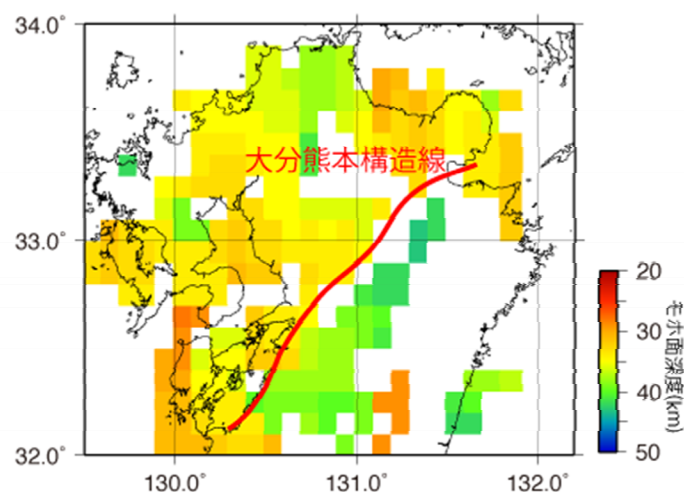


図 3.2.2-15 レシーバ関数解析によって求められたモホ面の深度分布

地震波走時トモグラフィーによる地殻構造解析

九州北中部の定常観測点（九州大学、Hinet、気象庁、京大阿蘇・別府）と 2009 年から 2013 年の間に行われた臨時観測点の地震波形データを統合処理して得られた走時データを用いトモグラフィーを行なった。

トモグラフィーには Rawlinson et al (2006) による FMTOMO が用いられている。FMTOMO では、速度不連続面を考慮することや、遠地地震と近地地震の走時データを同時に使用することが可能である。しかし、今回の解析では、近地地震の走時データのみを用い、また不連続のない構造を仮定している。

2009 年 11 月から 2013 年 3 月に発生した地震のうち 3646 個の地震の P 波、S 波の読み取り値を解析に使用した。最小グリッドサイズは緯度および経度方向に 0.05 度、深さ方向に 6km である。なお、基準の速度構造としては JMA2001 を使用した。一例として、図 3.2.2-16 には深さ 5 km の P 波速度の分布が示されている。

トモグラフィーの結果、別府一島原地溝帯では、表層部に P 波および S 波低速度領域が分布していること、深度 20km の断面では、阿蘇火山から九重火山にかけて、P 波、S 波ともに低速度の領域が広がっていることなどが明らかになってきている。この結果などは次年度に提示する。

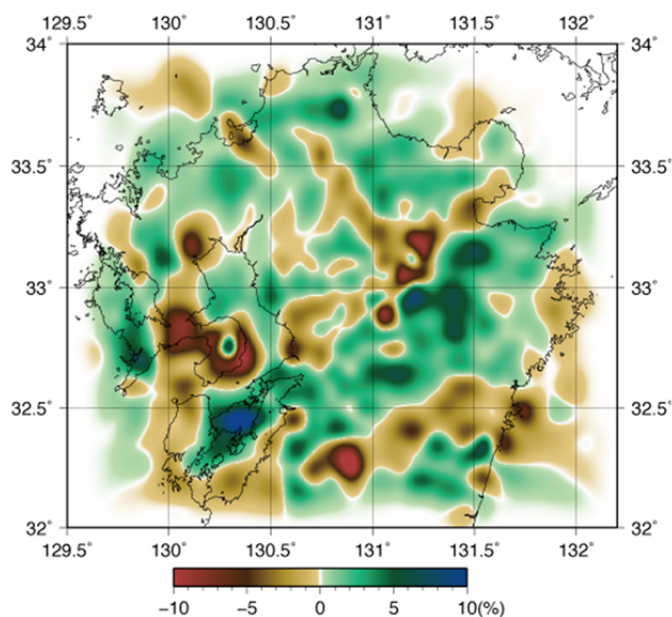


図 3.2.2-16 FMTOMO により求められた P 波速度構造（深さ 5 km の水平断面）標準構造 (JMA2001) からの偏差 (%)

まとめ

既往の観測データを用い、レーシーバ関数法や走時トモグラフィーによる地殻構造解析を実施した。H28 年度には、本計画にて取得されたデータも統合し、大分平野-由布院断層帯東部の地殻上部の不均質構造や断層帯の詳細な構造を明らかにする。

(iii) 重力稠密測定

本年度の調査では、大分駅前を起点にして 95 点で測定を行った（図 3.2.2-17）。使用した重力計はシントレックス社製 CG-3+相対重力計で、昨年度と同様に測定点を数 10 m～100 m 程度の高密度な間隔で配置し、各測定点の座標は GPS と携帯電話回線を利用したリアルタイムキネマティック（RTK）測量により決定した。重力基準値は国土地理院によって重力値が測定されている大分市中央町一等水準点 1935（979541.04mgal）を使用した。重力異常図は今回の重力測定データに既存の重力点 181 点（昨年度の測定点 155 点，産総研地質調査総合センター（編），2013 より 28 点）を加え合計 276 点のデータに対して各種重力補正（器械高補正、地球潮汐補正、ドリフト補正、フリーエア補正、ブーゲー補正、地形補正）を行い作成した（図 3.2.2-18）。重力異常図を作成する際の補正密度は Murata（1993）の方法を用いて 2450 kg/m^3 と決定した。また、高密度に配置した測定点による高分解能な重力探査においては、従来の地形補正で用いられるグリッドサイズ（100 m オーダー）では粗すぎるため、より微小なグリッドサイズによる地形補正が必要になる。そこで西島（2009）の手法により、国土地理院基盤地図情報 50 m メッシュの地形データを用いて地形補正を行った。

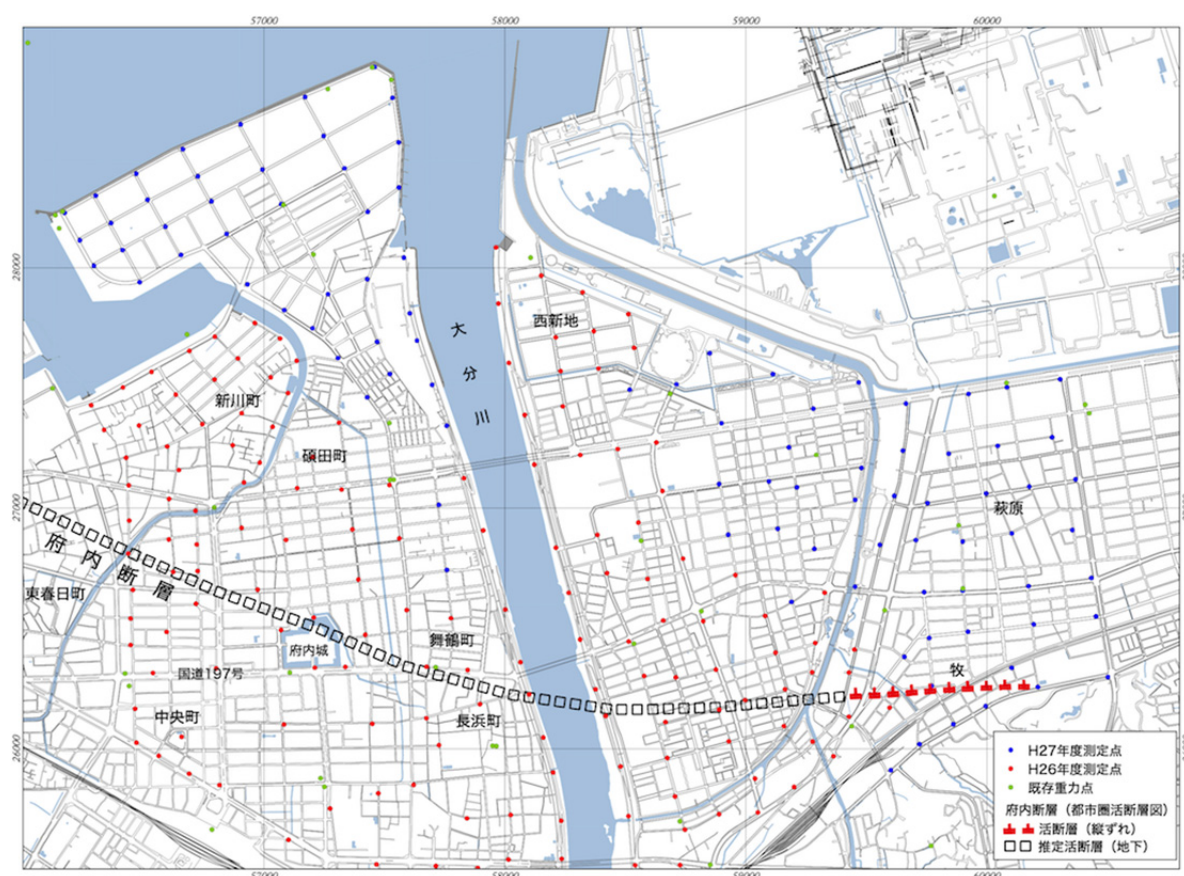


図 3.2.2-17 重力探査測定点配置図（赤点:平成 27 年度重力探査測定点 青点 :既存重力点）

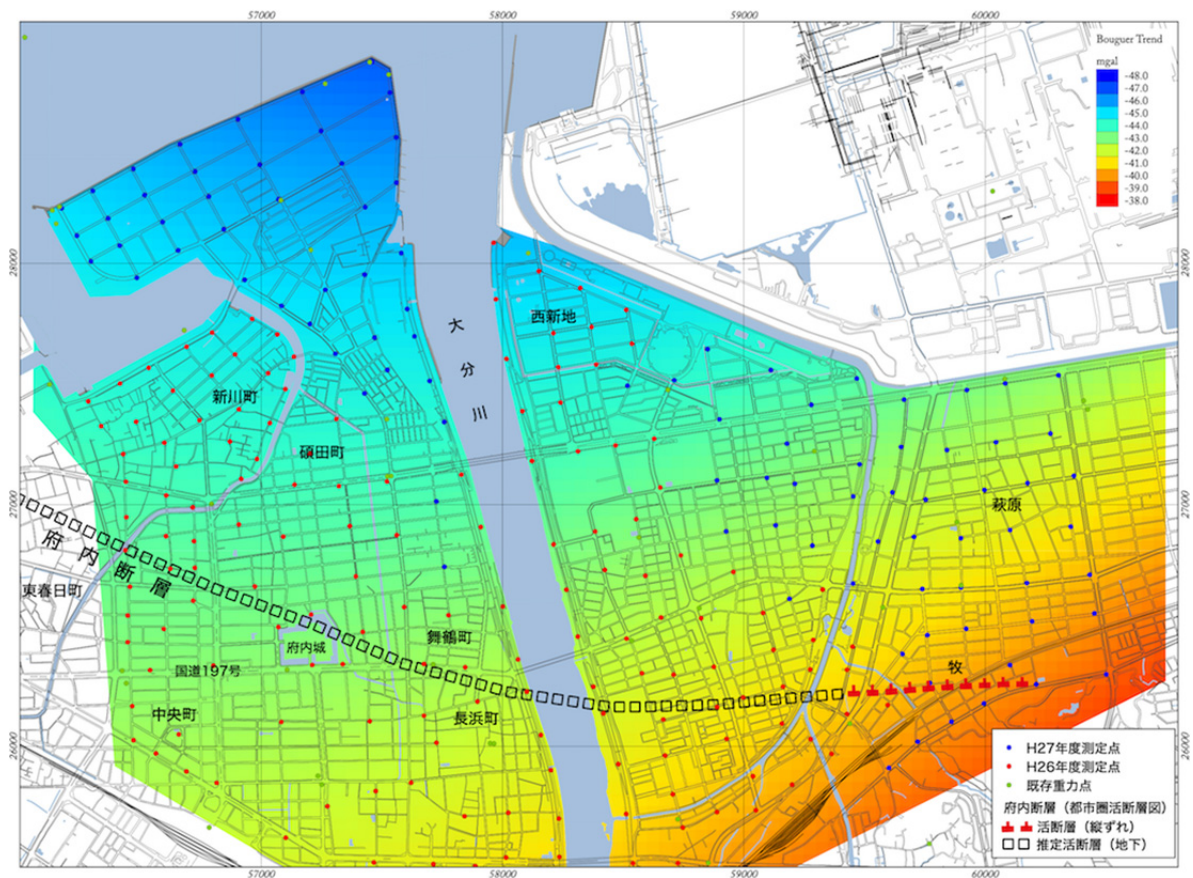


図 3.2.2-18 重力異常図（補正密度 2450kg/m^3 ）

得られた重力異常図には、今回ターゲットにしている断層による重力異常のほかに深部構造を反映した長波長の重力異常が含まれるため、1～3 次の傾向面で検討を行った。この結果、大分市牧付近に大分層群を反映したと考えられる高重力異常が見られることや、重力残差図の重力異常の急傾斜部が本地域に推定されている府内断層と良い対応が見られることから、この長波長成分を 2 次曲面（図 3.2.2-19）で近似して分離し、比較的浅部の地下構造を反映した残差図を作成した（図 3.2.2-20）。2 次傾向面は昨年度とほぼ同じ傾向で大分市牧付近に高重力異常が見られ、北西方向へ国道 197 号線にかけてやや急激に重力異常が低くなり（約 4mgal ）、国道 197 号線以北では比較的傾斜が緩くなっている。この形状は大分層群が調査地域南東部で急激に北落ちし、197 号線以北で緩やかに北に向かって深くなっている構造を反映しているものと考えられる。

2 次傾向面残差図を見ると、大分市新川町および碩田町を中心に北西方向の高重力異常が大分川（舞鶴町）付近まで続いているが、大分川の東側で急激に低異常に転じている。また、この高異常域の南西側には東春日町から府内城南を通り長浜町まで低重力異常が見られ。また、高異常域の北東側にも西新地付近に低重力異常が見られる。これらの高重力異常とその北東および南西側に見られる低重力異常は落差自体あまり大きくないものの（約

1.8mgal)、急激に高重力異常から低重力異常に変化している。特に南西側の重力異常の急傾斜部については、本地域に推定されている府内断層の位置と非常に良く合っている（図3.2.2-20）。一方、大分川の東側は西新地に見られる低重力異常を除くとほぼ平坦であり、大分川の東側と西側で大きく構造が異なっていることが考えられ

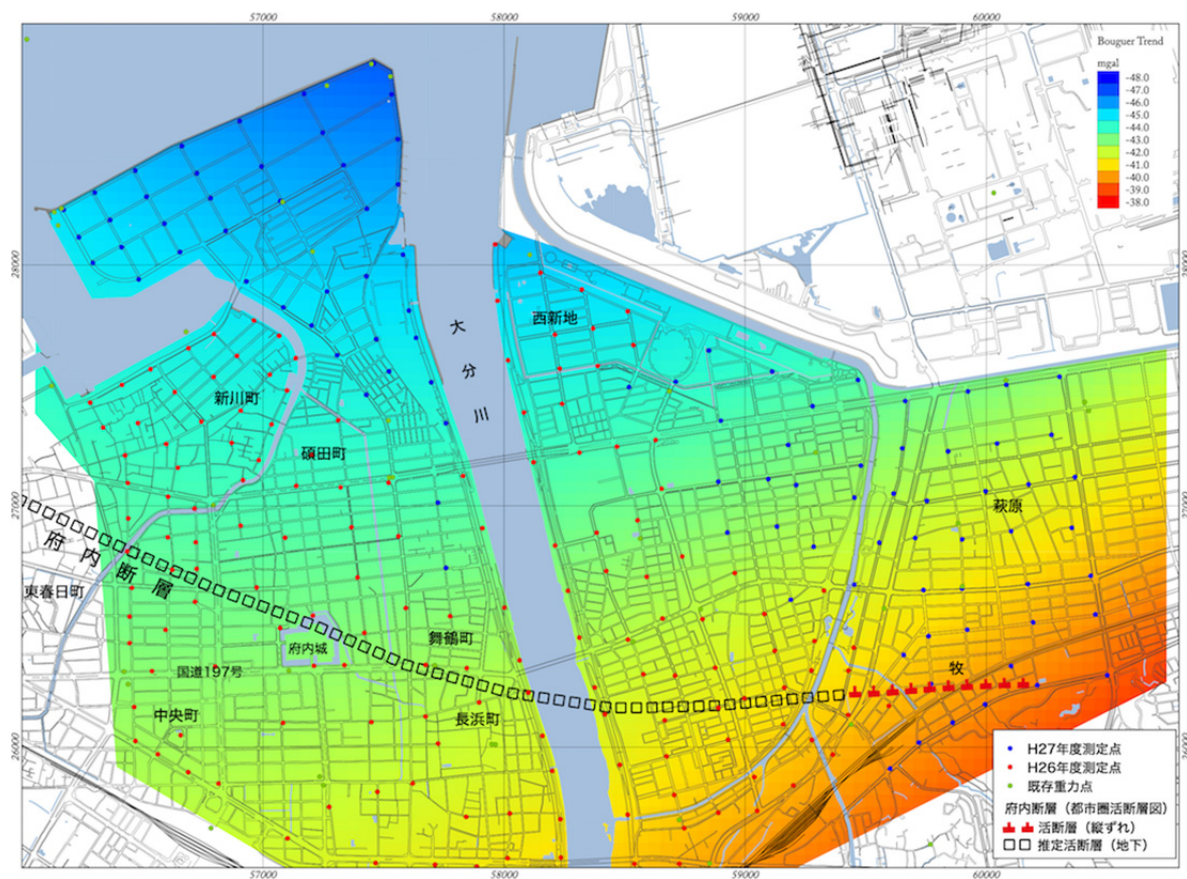


図 3.2.2-19 重力異常 2 次傾向面

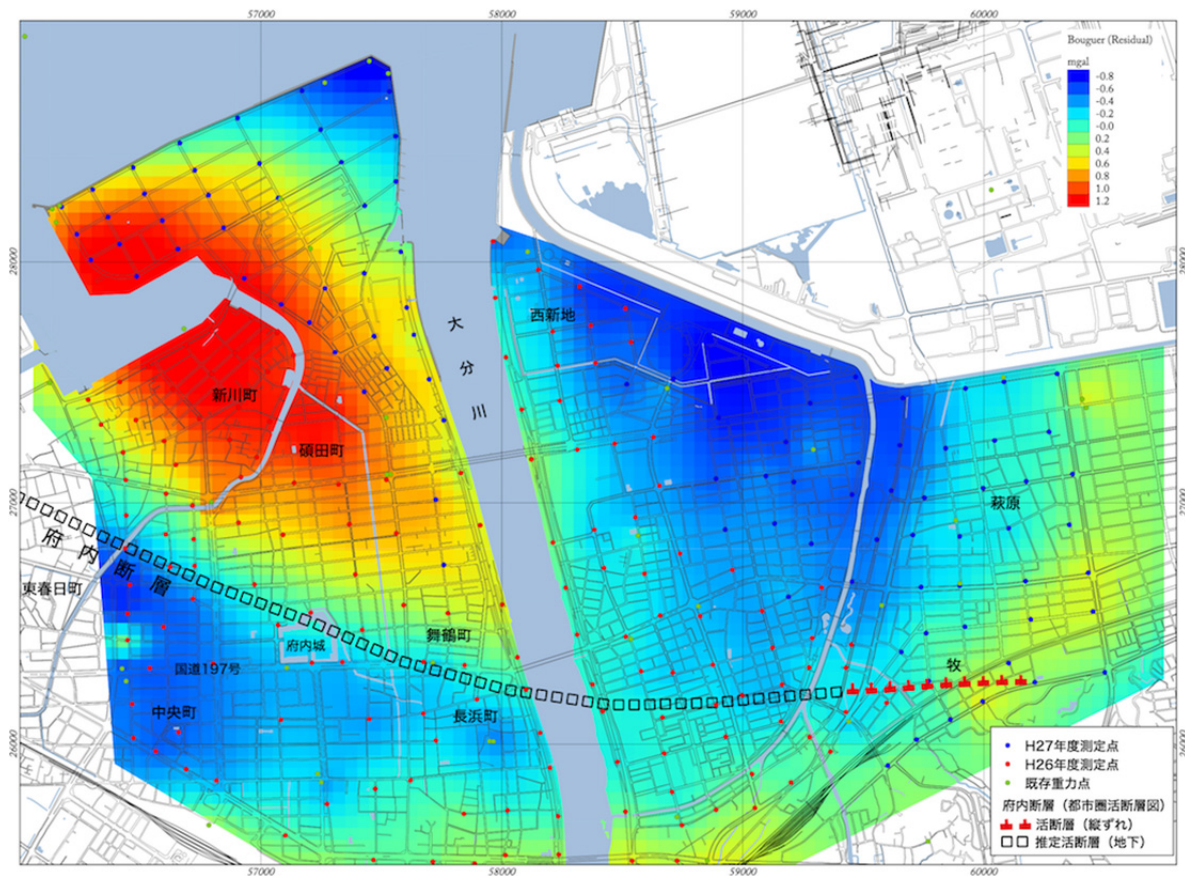


図 3.2.2-20 重力異常 2 次傾向面残差図

る。また、調査地域東部に位置する牧、萩原付近では、2 次傾向面残差異常が東に向かって急激に高くなっている。ただし、この急傾斜は 2 次傾向面の形状によって落差が変化するため、今後は低次の曲面のフィッティングだけでなく、広域の重力データを使用しローパスフィルターを使用して、本地域の広域傾向を検討する必要がある。

重力異常 2 次傾向面残差図より断層構造を反映する重力異常の急傾斜部分を抽出するために鉛直一次微分（図 3.2.2-21）および水平一次微分（図 3.2.2-22）の処理を行った。鉛直一次微分図は黒色と白色の境界部分に断層が位置し、水平一次微分は赤色から橙色の部分に断層が位置すると推定される。図 3.2.2-21、図 3.2.2-22 共に本地域で推定されている府内断層（岡田ほか, 2000）とほぼ一致している。今年度測定点を密に測定した大分川の東側では府内断層の推定位置と異なった傾向になることが明らかになった。

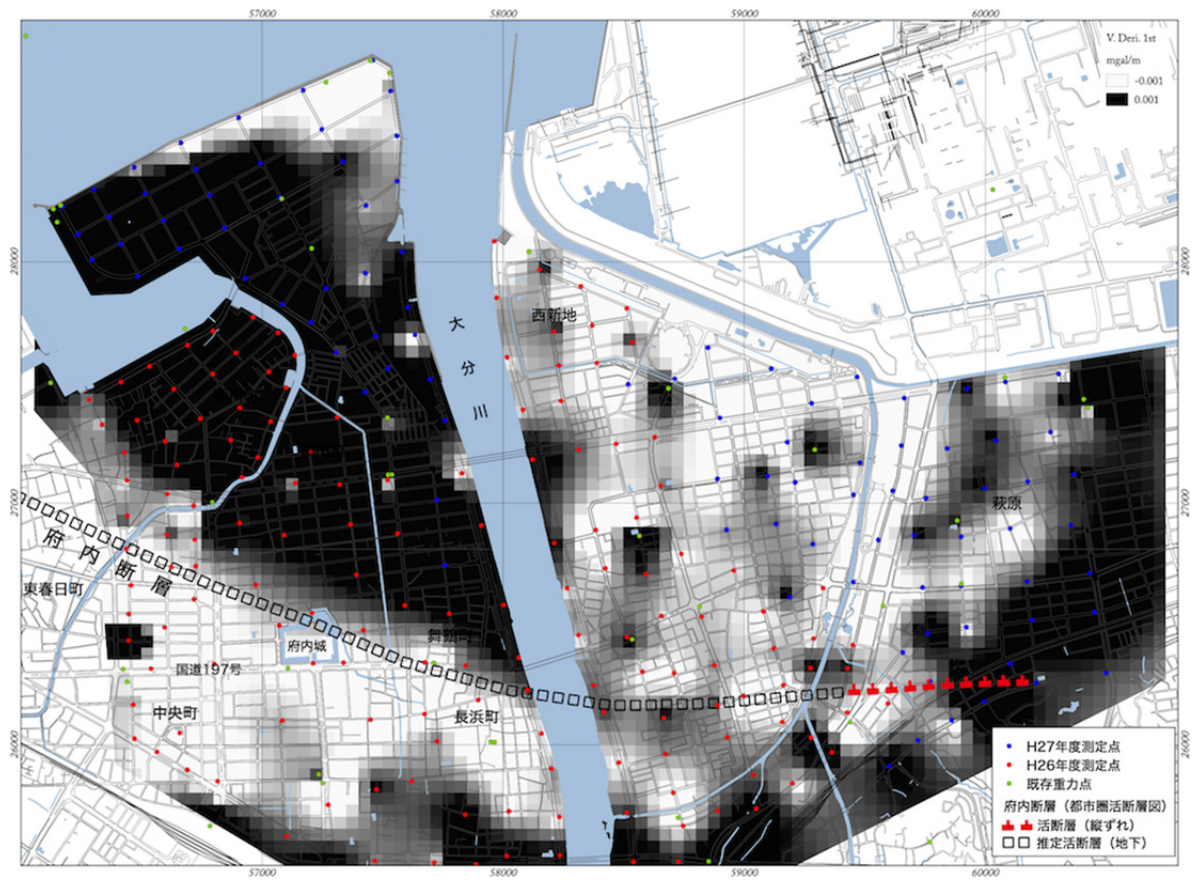


図 3.2.2-21 鉛直一次微分図

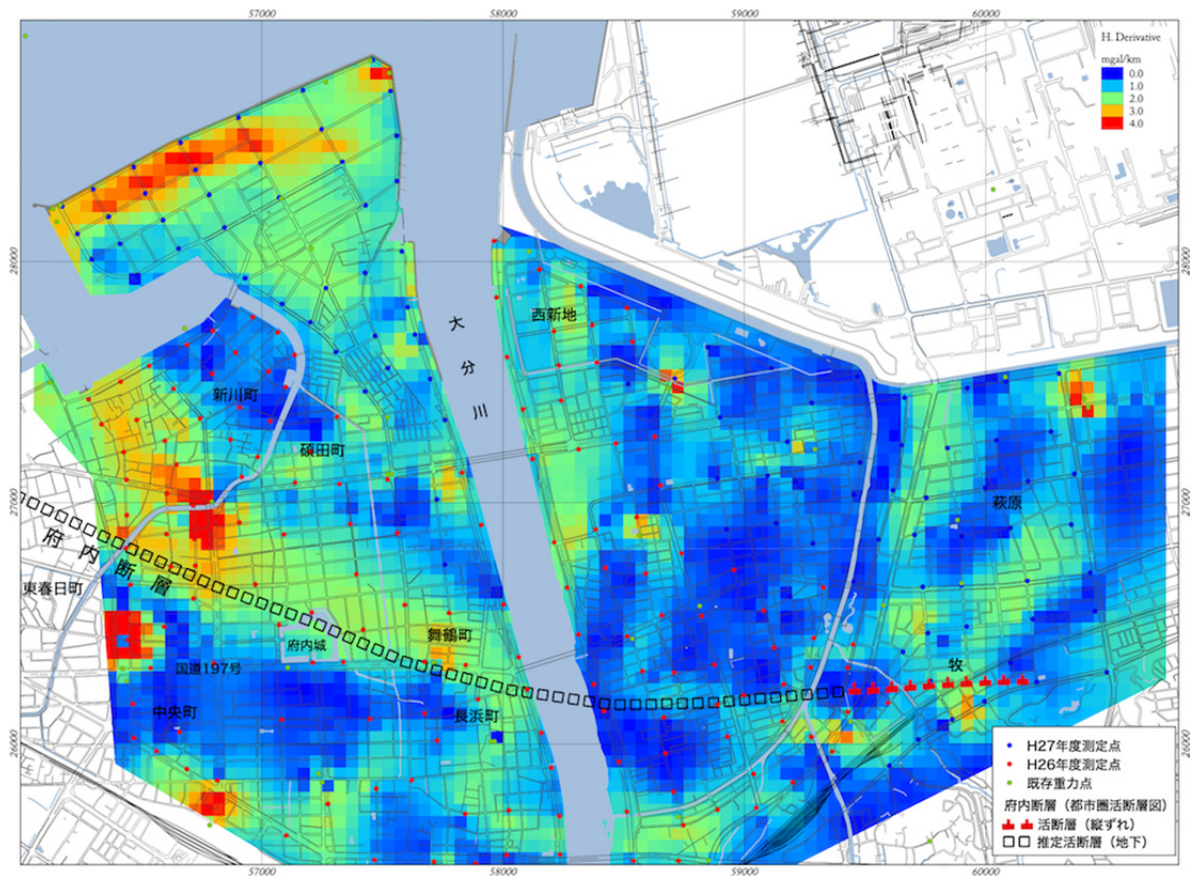


図 3. 2. 2-22 水平一次微分図

昨年度と今年度の測定から得られた 2 次傾向面残差異常から本地域の密度構造推定を行った。計算に用いたインバージョンソフトは、カナダ Geosoft 社の VOXI Earth modeling (GEOSOFT、2016) を使用した。本手法はクラウドサービスであるため、ユーザー側のコンピュータスペックに依存せず、大規模な 3 次元モデルを高速に計算することが可能である。

本解析では、地下を直方体セル (Voxel) に分割し、観測された重力異常を説明する最適な密度構造を探索する。解析範囲は東西方向に 4.4 km、南北方向に 3.5 km の範囲で、深度方向は地表から標高-1597 m までを解析範囲とした。メッシュ数は東西方向 88、南北方向 70、深度方向 26 となっている。メッシュサイズは水平方向 50 m、深度方向には 25 m × 4 ブロック、残りは深くなると共にブロックサイズが大きくなる (27~136 m)。地表標高は SRTM3 秒メッシュ (メッシュサイズ約 90 m) からリサンプリングしたものを使用している。モデルの拘束条件としては、各ブロックの密度の上限 (2550 kg/m³) と下限 (2350 kg/m³) のみを与えている。

本解析から得られた密度分布図 (標高-200 m, -500 m, -1000 m, -1500 m) を図 3. 2. 2-23 ~図 3. 2. 2-26 に示す。大きな特徴としては、2 次傾向面残差異常で見られた楕円状の高異常域に高密度域が存在する。浅部ではこの高異常域の南西部に高密度域が見られ、周辺と

の間に密度の急変部が見られる。この傾向は標高-500 m 以深で楕円状になり、標高-1500 m にかけて密度の急変部が見られる。この南西部の密度の急変部は府内断層の位置とほぼ一致しているが、高密度部分は南落ちしており、府内断層とは落ちの方向が逆になっている。また、東側の密度の急変部は、大分川と一致している。今回拘束条件で与えた密度の上限と下限は、本地域の地質図を基に一般的な値を用いたが、密度の実測より少し大きいことが判明したため、この拘束条件については今後検討を行う必要がある。

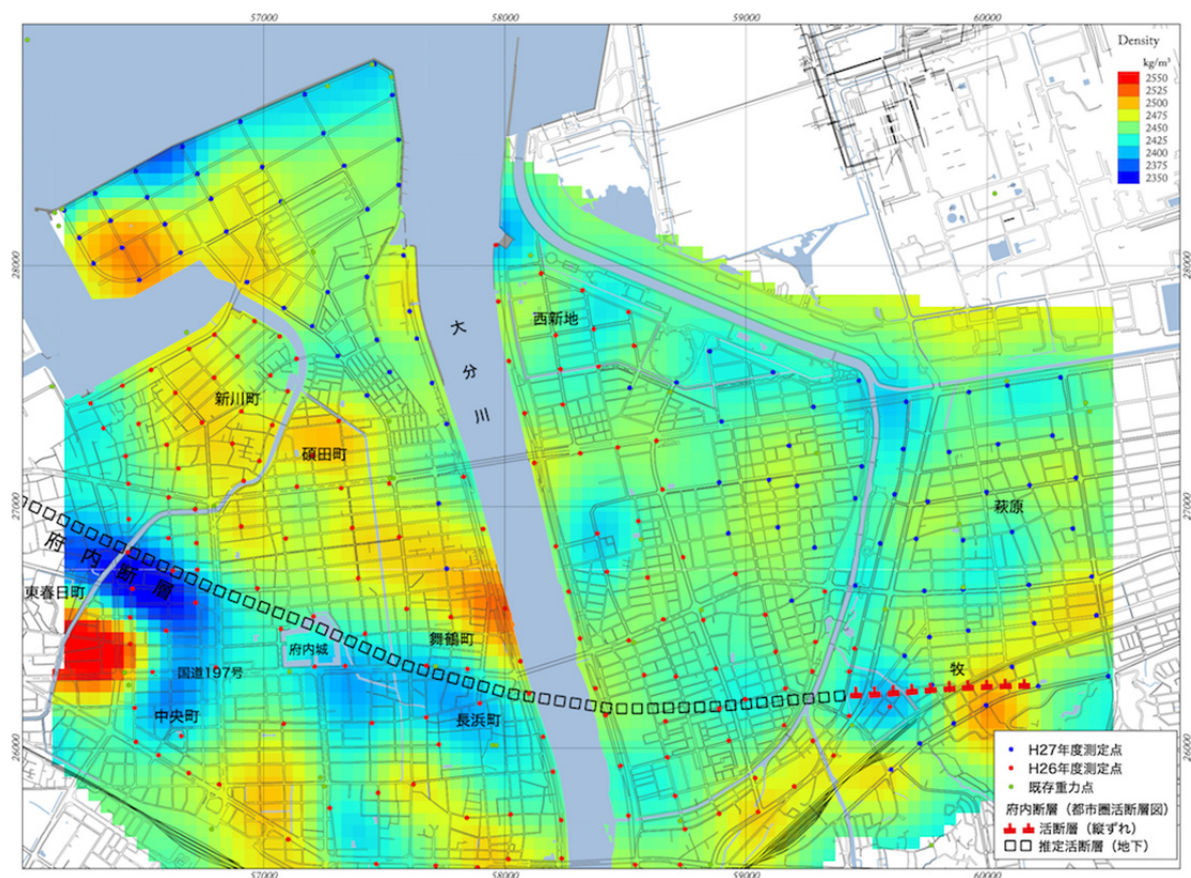


図 3.2.2-23 標高-200m の密度分布図

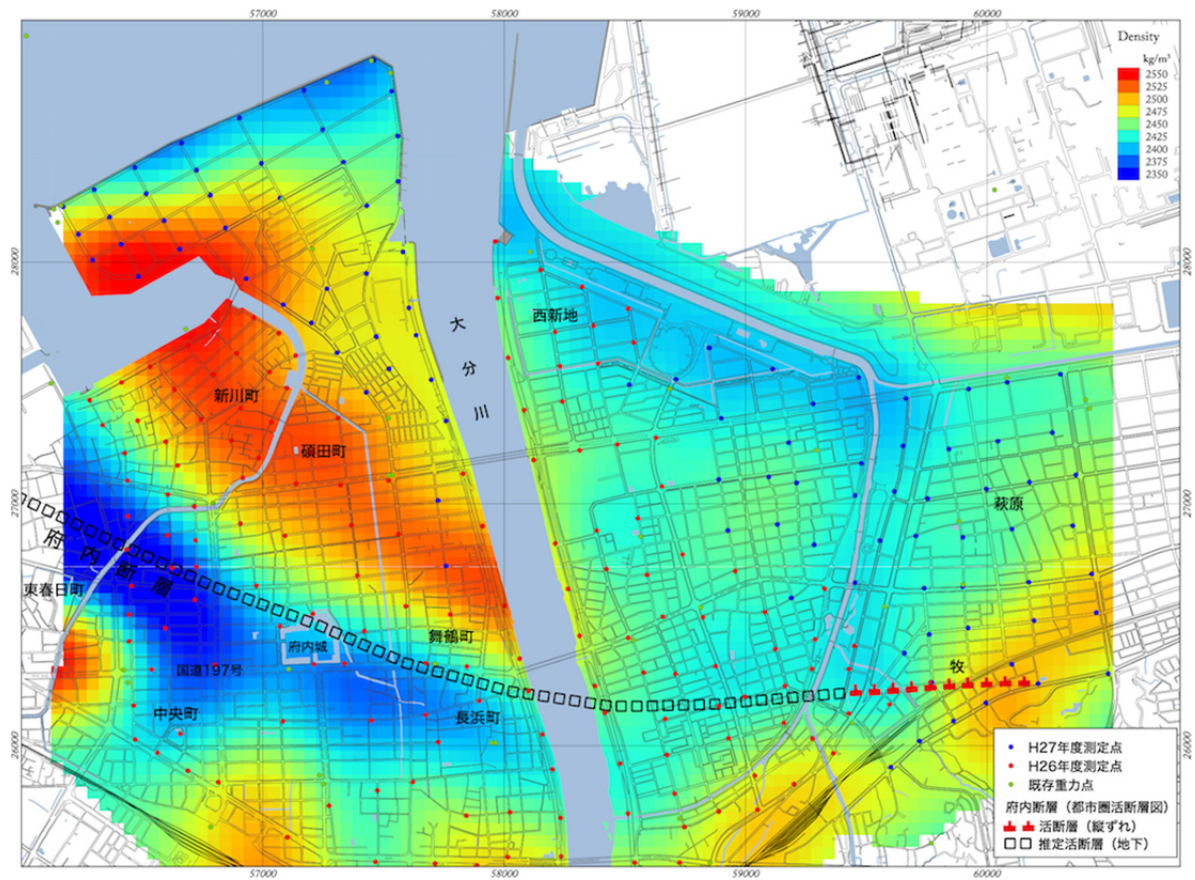


図 3.2.2-24 標高-500m の密度分布図

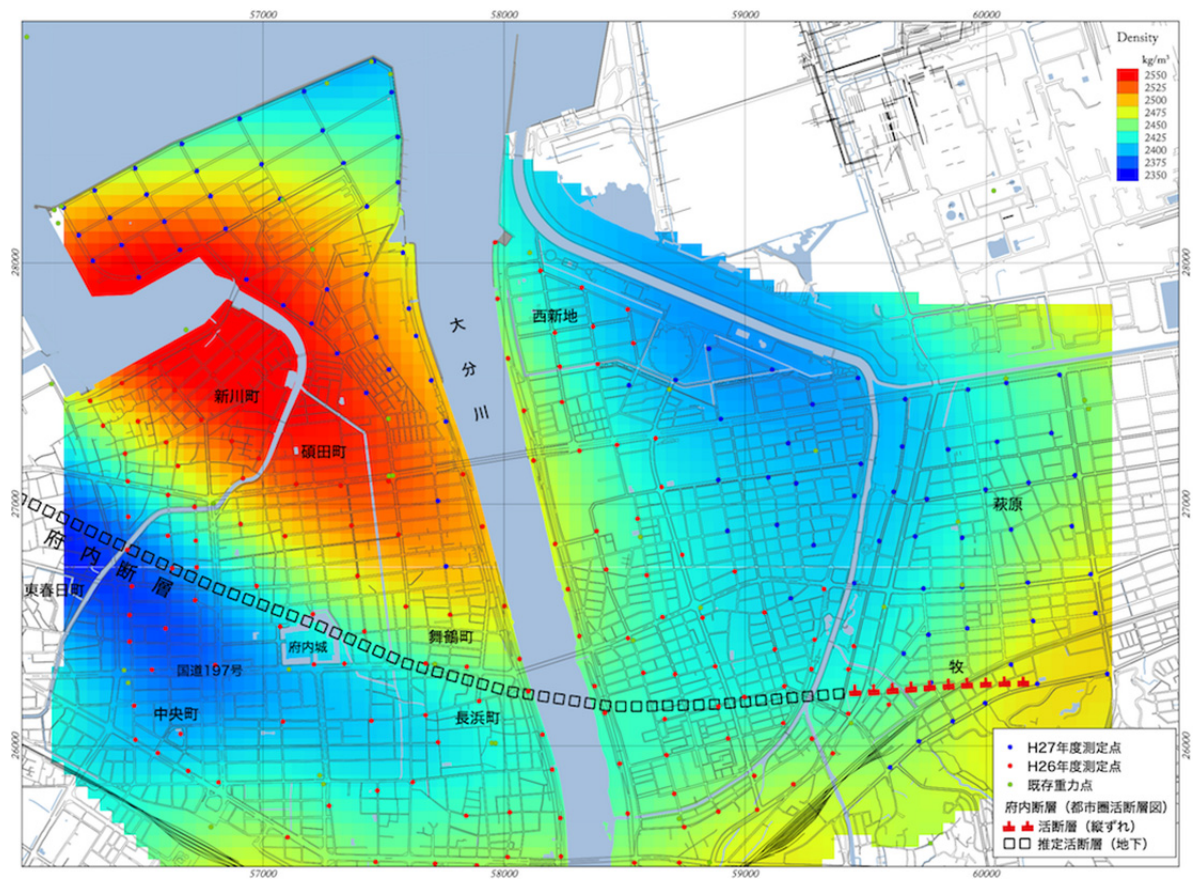


図 3. 2. 2-25 標高-1000m の密度分布図

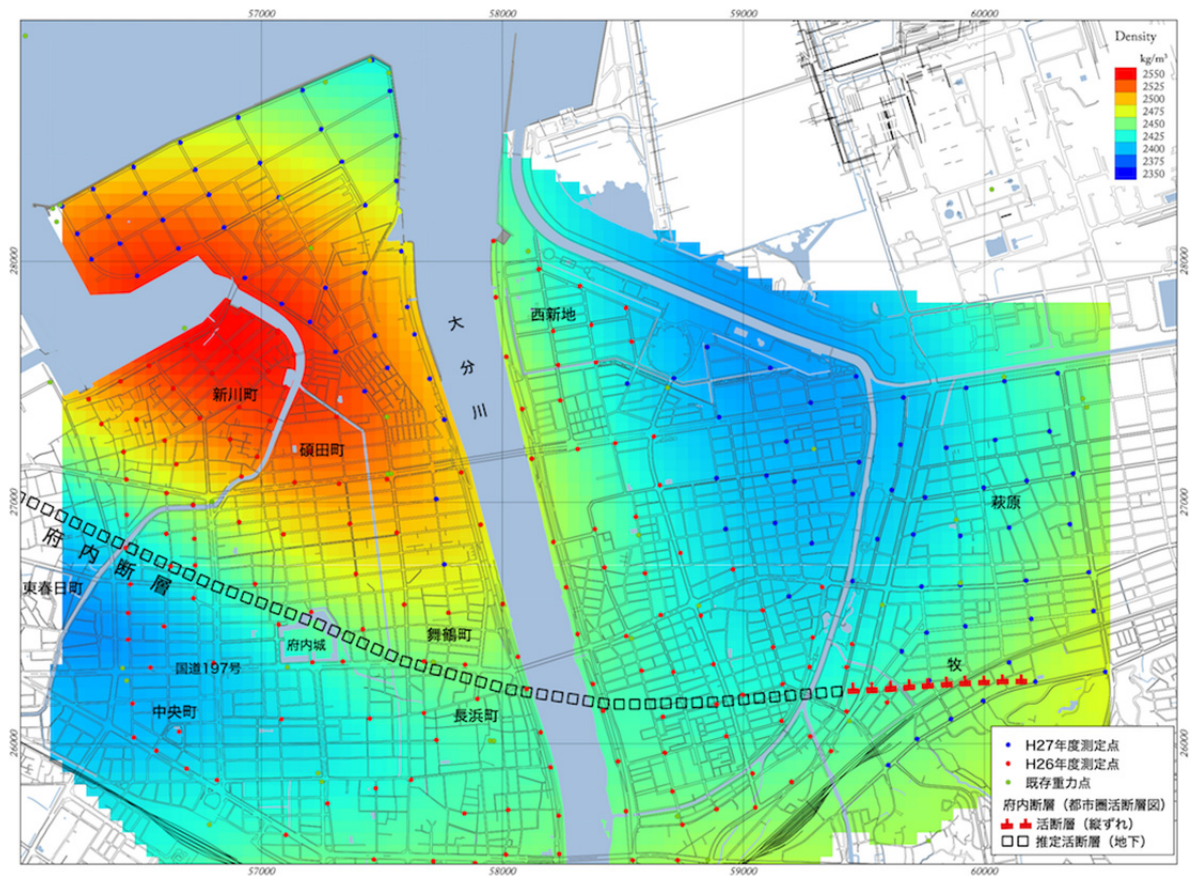


図 3.2.2-26 標高-1500m の密度分布図

結論と今後の予定

今年度行った重力探査 95 点に既存重力データ 181 点を加え合計 276 点で大分市中心部の重力異常図を作成した。重力異常に含まれる広域トレンドを 2 次曲面で近似し、2 次傾向面残差図を作成した。残差異常図には大分川西側に北西方向の重力急傾斜部分が存在し、これまでに推定されている府内断層の位置とほぼ一致することが明らかになった。得られた 2 次傾向面残差異常から本地域の密度構造を推定した結果、次年度は大分川と大野川に挟まれた地域で高密度重力探査を行う必要性が判明し、得られた重力異常から本地域の密度構造を推定する予定である。

(iv) 地盤情報および既往情報の収集と整理

・概 要

平成 26 年度に引き続き別府・万年山断層帯の分布する地域に関するボーリングデータなどの地盤情報や地形・地質に関する既往研究などの文献を収集した。収集した情報は内容に応じて関連情報のアーカイブ化を行い、今後の別府・万年山断層帯における重点的な調査観測（以降、本調査観測とする）において、研究分担者と研究協力者が汎用的に使える抄録を作成した。

・地盤情報の収集・入力

地盤情報のうち、地質関係情報として大分県における表層地質¹⁾、微地形情報²⁾を収集した。図 3.2.2-27 に表層地質、図 3.2.2-28 に微地形分布を示す。また、収集・入力したボーリング情報として、表 3.2.2-3 に平成 26 年度に収集し本年度入力を行ったボーリングデータの数量を示した。

大分平野に関する文献として以下の資料を収集した。なお、文献は巻末資料として添付した。

清水龍来（2015）：大分平野における断層構造を考慮した第四紀後期以降の地形発達，国立大学法人信州大学 教育学部自然地理学研究室『2013年度地理学野外実習報告書Ⅵ 大分』（2015）p. 1-16

表 3.2.2-3 収集・入力ボーリング情報の一覧

媒体	入力本数
柱状図集（紙資料）	610
大分被害想定 CD-ROM	867
合 計	1,477

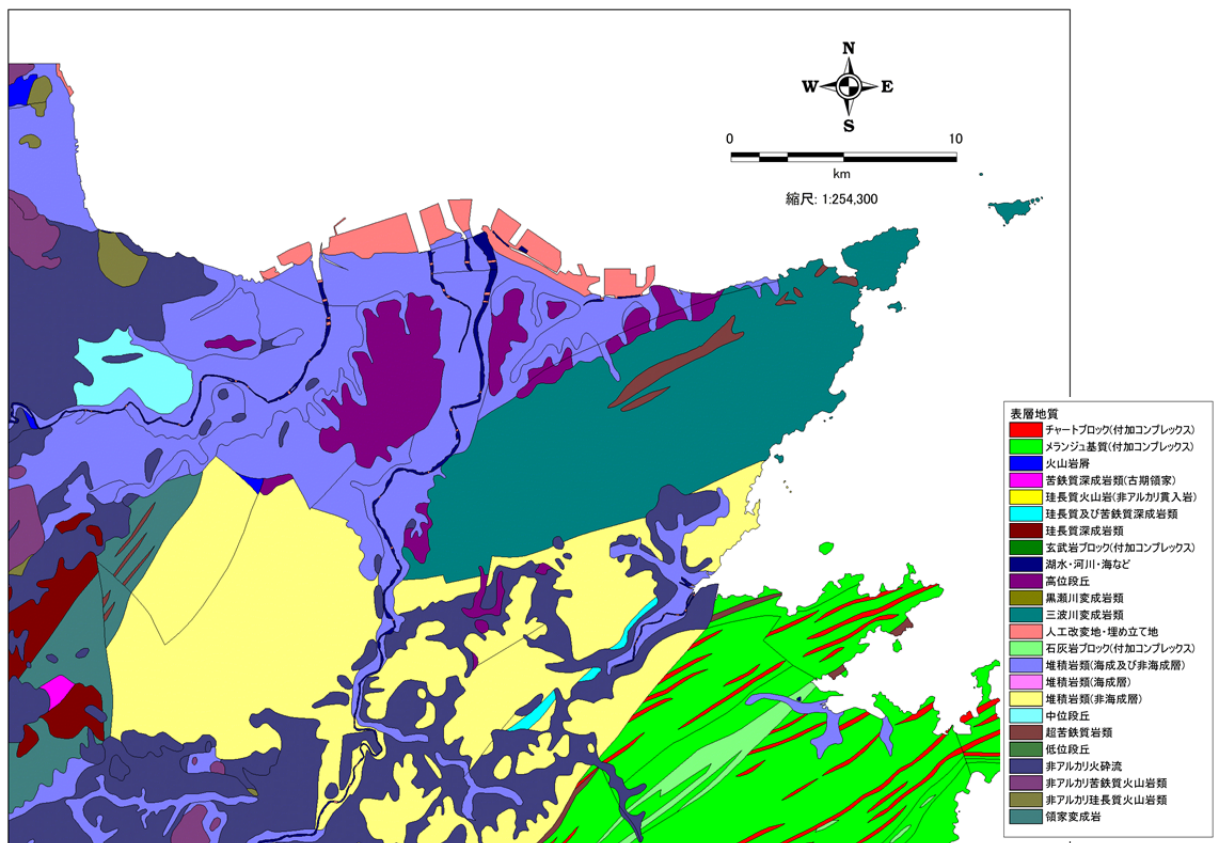
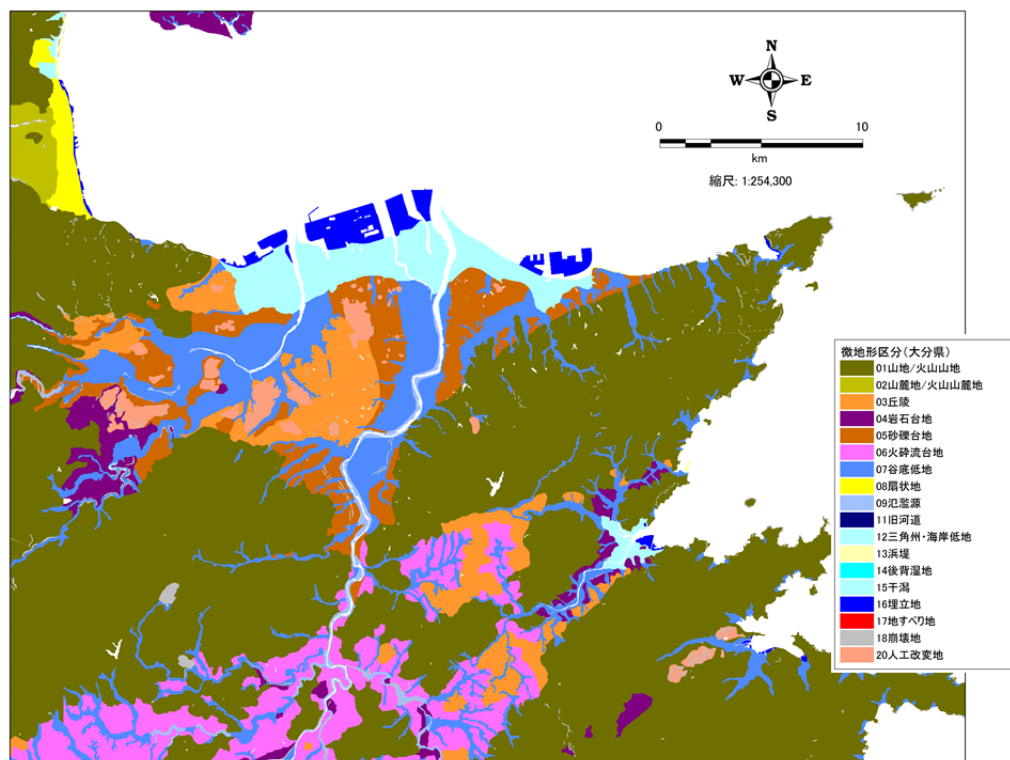
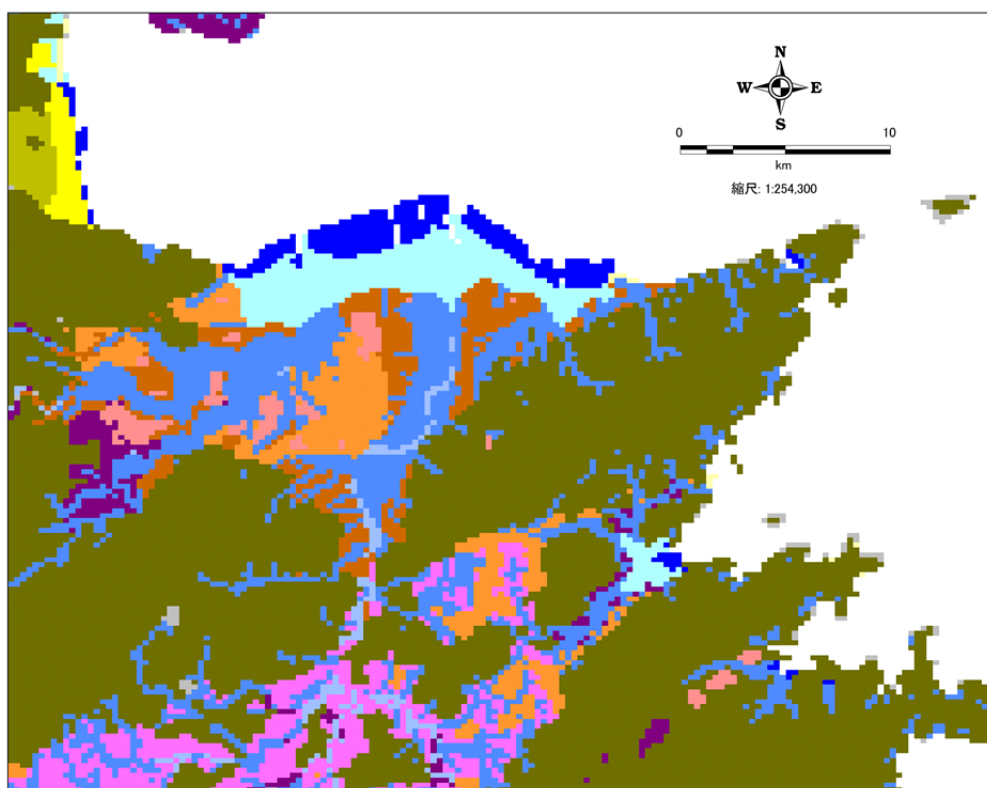


図 3. 2. 2-27 大分平野の表層地質（産業技術総合研究所地質調査総合センター（編）（2012））



(a) ポリゴン



(b) メッシュ

図 3. 2. 2-28 大分平野の微地形 (大分県、2008)

・収集データのデジタル化

「地盤情報および既往成果の収集」において収集した各種情報について、紙媒体等のデータを汎用性の高いデータ記録形式でデジタル化し、本調査観測において活用できるようにした。

ボーリングデータは、地盤モデルを作成するために共通フォーマットにしてデジタル化を行った。入力項目は、以下に示すとおりである。

- 調査基礎データ … 調査年月日、掘進長、孔口標高、孔口水位、位置座標など
- 柱状図データ … 土質、岩相名、混入物、N値など

デジタル化したデータは、データベース形式として、図 3.2.2-29 に示すようなデータ構造にモデル化しており、地盤調査のデータを「調査地域 → 調査地点 → 柱状図・検層（深度） → 試験」の順につなげている。このように各調査データを 4 つのグループに分類して、0～3 のランクで従属関係が定義されている。本調査では、地盤モデル作成のため柱状図と *N* 値の入力を行った。このデータベースは、階層構造で構築されているため今後情報の追加も可能である。

図 3.2.2-30～3.2.2-31 に大分平野においてデータベース化したボーリングの位置を示す。

図 3.2.2-32 と図 3.2.2-33 に昨年度デジタル化を行ったボーリングと本年度デジタル化を行ったボーリングを合わせて、そのボーリングの掘進長の分布とヒストグラムを示した。昨年度と本年度のデジタル化を行ったボーリングは合わせて、約 2,100 本である。その内の約 80%は、掘進長が 30m 以内である。埋立地の海岸付近では沖積層が深く、ボーリングの掘進長が約 70m を超すボーリングも実施されている。

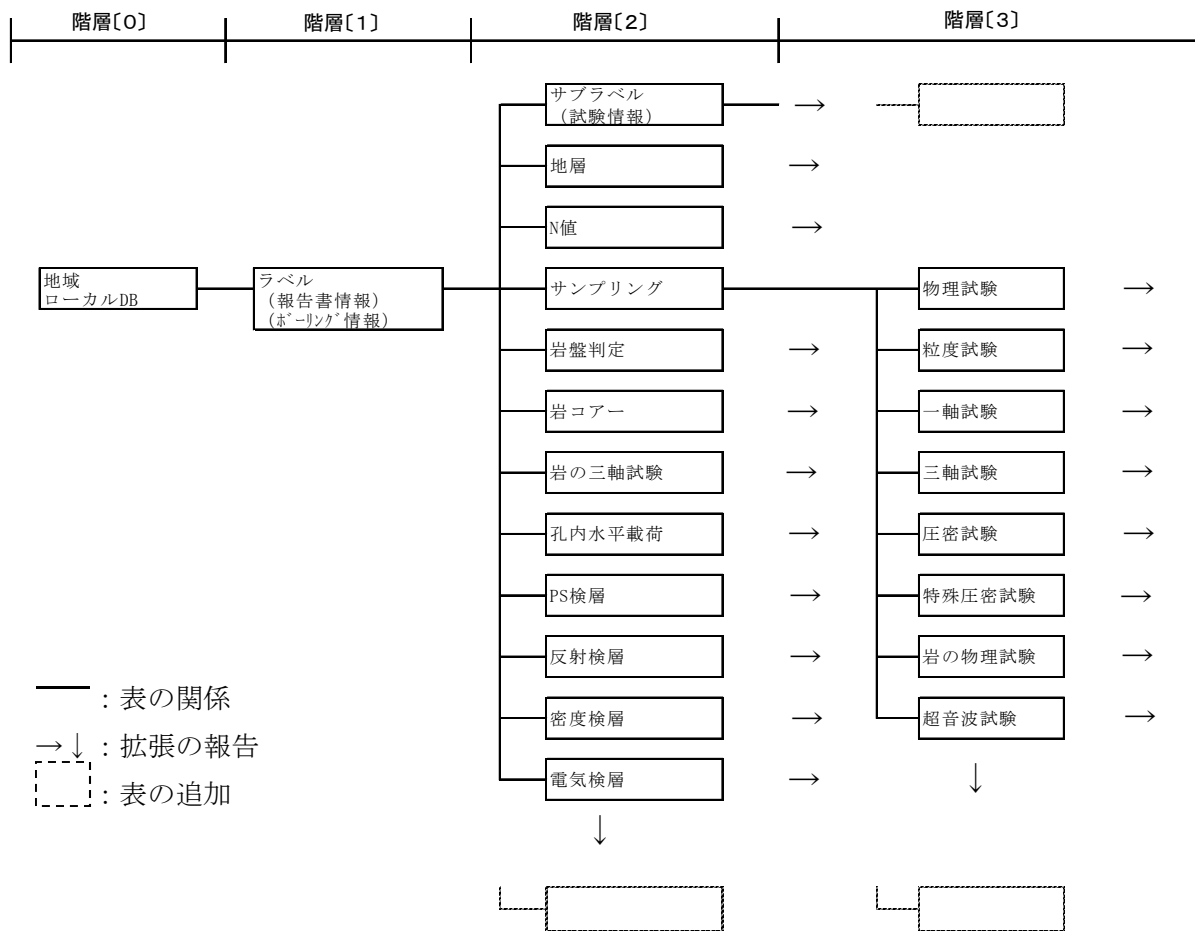


図 3. 2. 2-29 地盤情報データベースのデータ構造

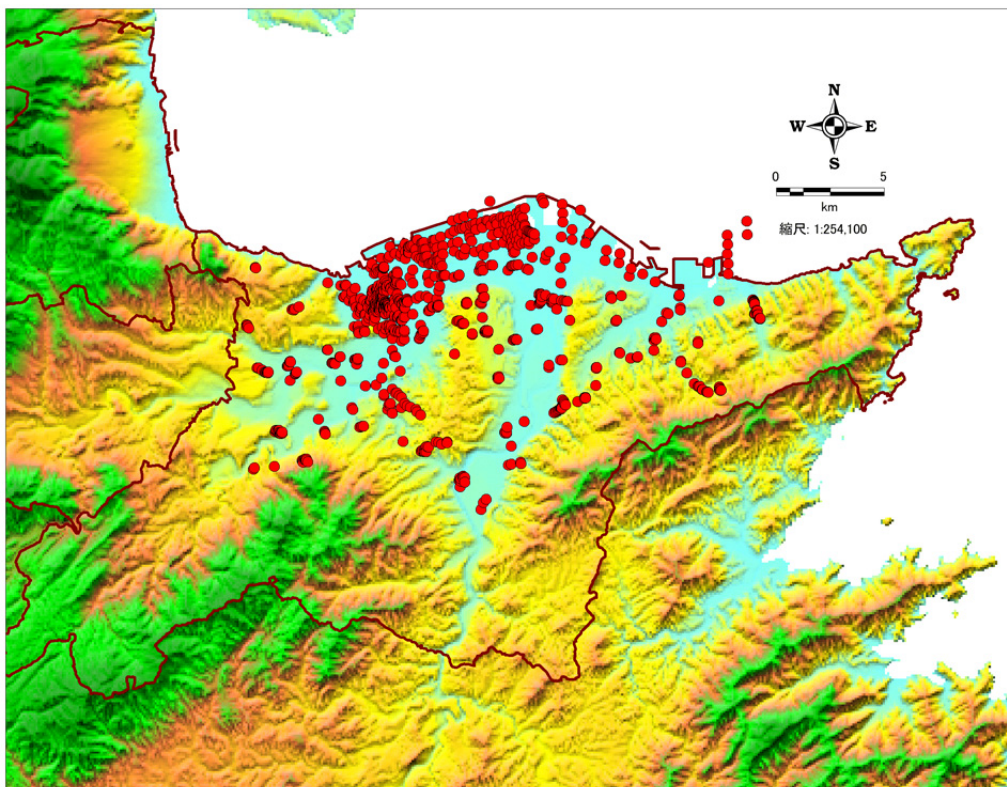


図 3. 2. 2-30 入力ボーリング位置 (紙資料)

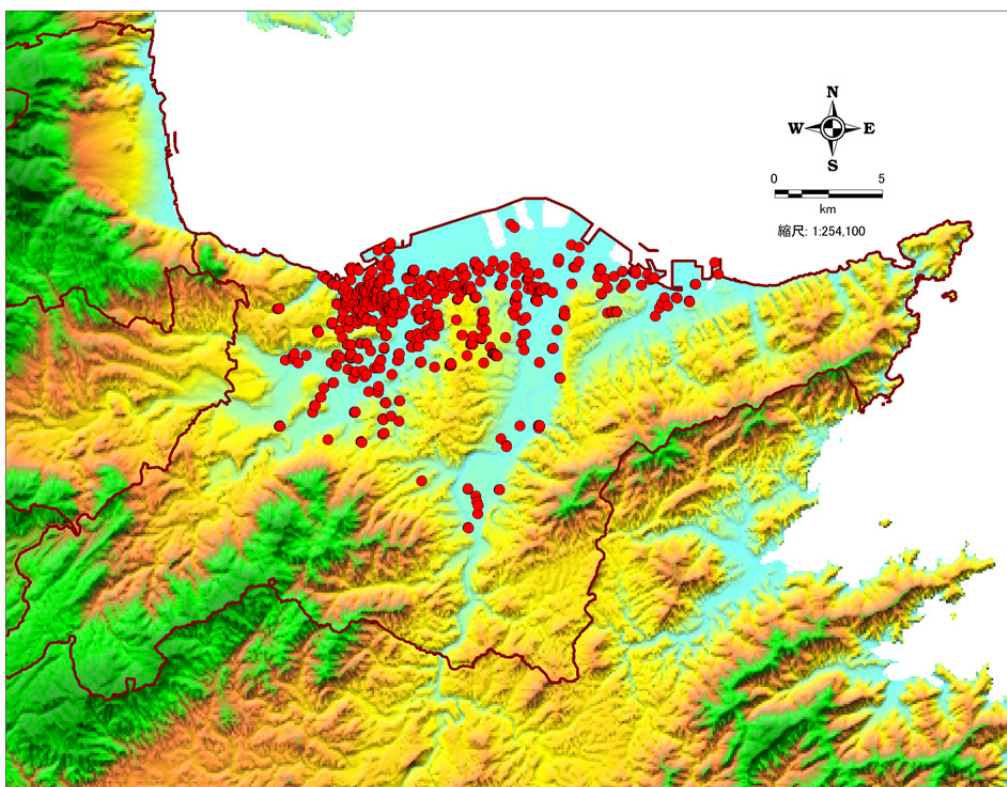


図 3. 2. 2-31 入力ボーリング位置 (大分被害想定 CD-ROM)

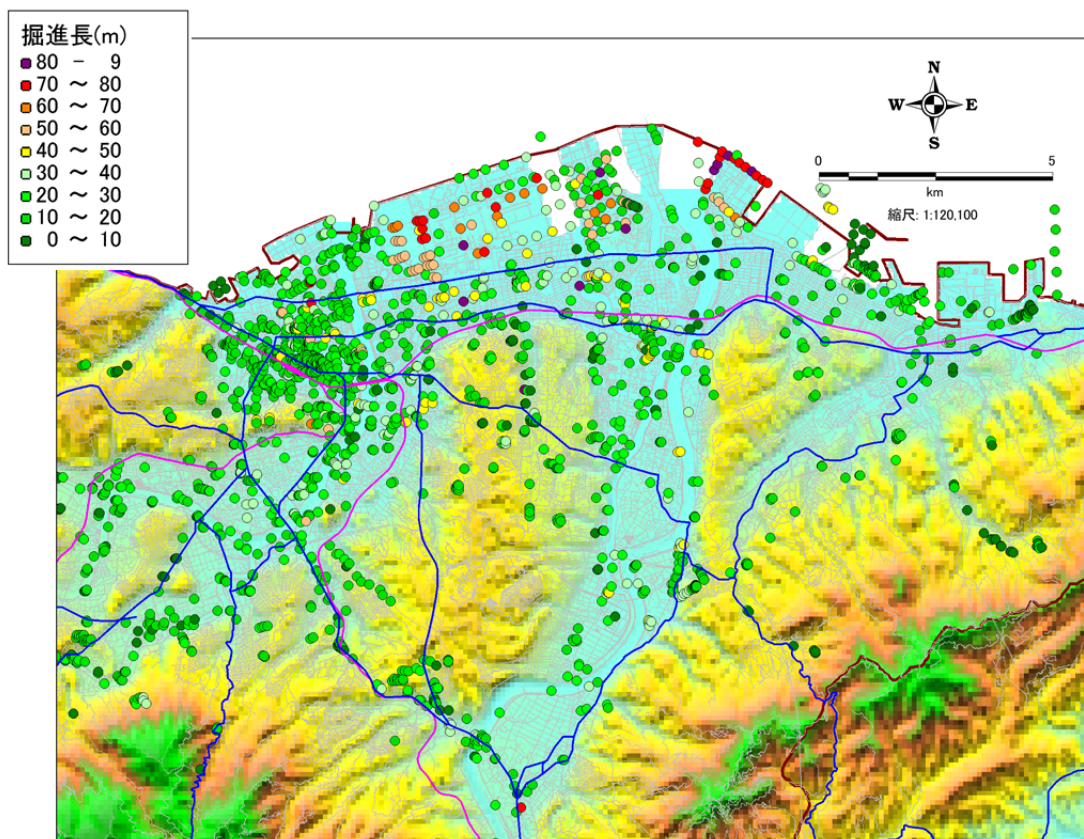


図 3. 2. 2-32 ボーリング掘進長の分布

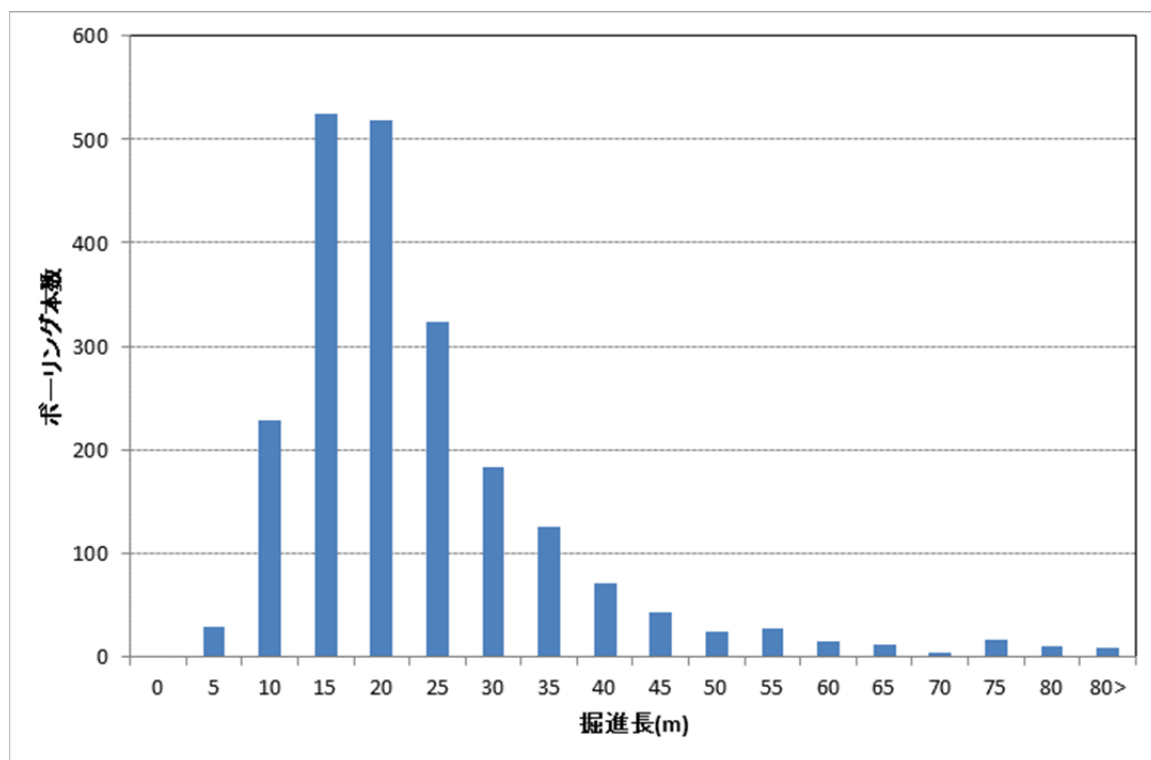


図 3. 2. 2-33 ボーリング掘進長のヒストグラム

- ・ 収集データのアーカイブ化

「収集データのデジタル化」において整理した各種情報について、分野や項目といった大系毎に整理してアーカイブ化し、今後の本観測調査において活用できるようにした。

4.1 地盤情報のアーカイブ化（データベース化）

昨年度入力したボーリングデータから地盤情報データベースを構築した。この地盤情報データベースに本年度デジタル化したボーリングデータを追加し、地盤情報データベースの更新を行った。図 3.2.2-34 に地盤情報データベースによるボーリング位置を示す。構築したボーリングデータ数は約 2,100 本である。

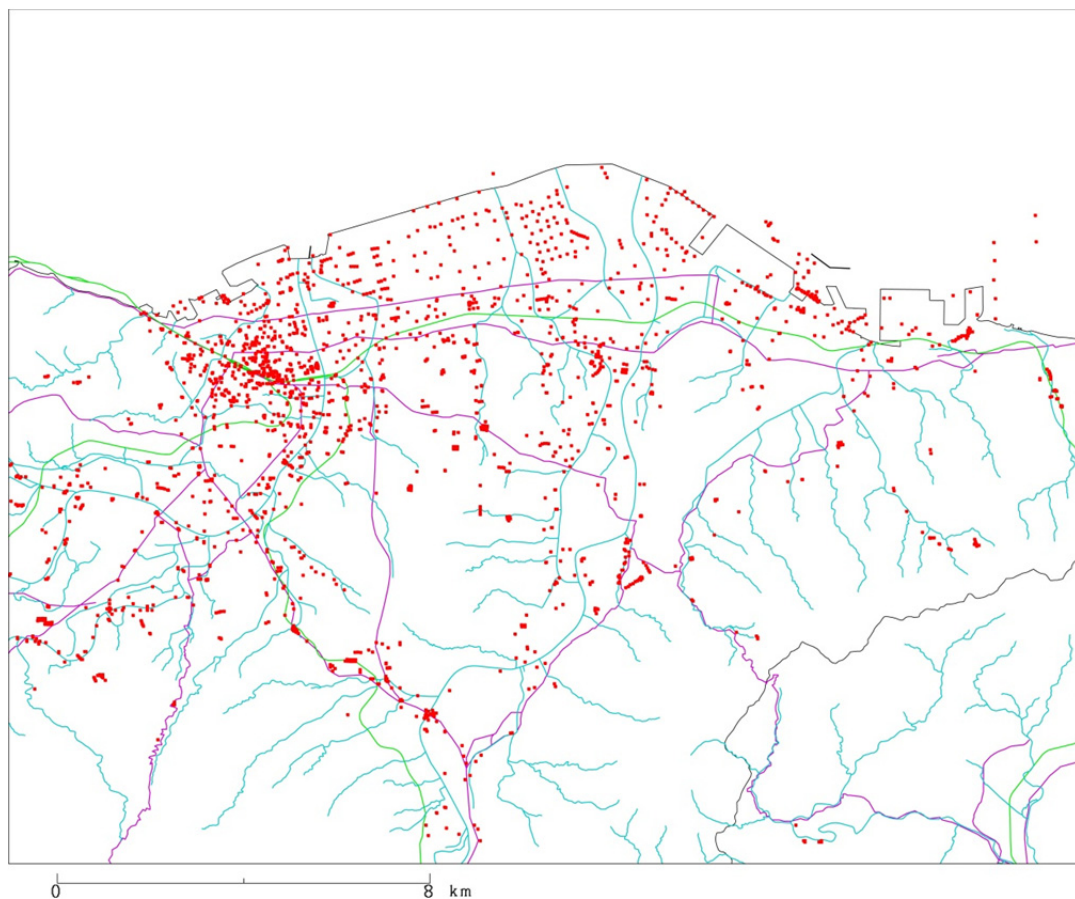


図 3.2.2-34 地盤情報データベースによるボーリング位置

4.2 ボーリング情報による大分平野の地盤状況

構築した地盤情報データベースより、地層層序や N 値から大分平野の地盤概況の把握を行った。

図 3.2.2-36 に大分平野の地区名を示す。以降文章中に記載している地区名は図 3.2.2-36 に該当する。

図 3.2.2-37 に地層の模式平面図（円柱状図）を示す。図では、地表から深度 20m までの土質を円柱状図で示した。円柱状図は円弧の頂点から時計回りに地層の層厚と深度を示している。円になっていない地点（円弧状態）は、掘進長が 20m に達していないボーリングである。別府湾から r22 までの間には、大分鶴崎臨海工業地帯の埋立地がある。表層から数 m までは埋立土である。その下位では、新栄町から別府湾では粘土層、東側では砂層が卓越している。大分川西側の中島西周辺は表層に砂層が堆積している。中島西から西側の R10 付近になると砂層の下位に粘土層の堆積がみられる。また、大分平野の内陸になると砂礫層の堆積が見られる。

図 3.2.2-38～図 3.2.2-45 に地表（GL±0m）から GL-5m 毎に土質と平均 N 値の分布を示した。図の種別は以下のとおりである（表 3.2.2-4）。

表 3.2.2-4 深度別の図の種別

	全 層	粘土層と火山灰層	砂層と礫層
GL±0m～GL-5m	図 3.2.2-38	図 3.2.2-39 (1)	図 3.2.2-39 (2)
GL-5m～GL-10m	図 3.2.2-40	図 3.2.2-41 (1)	図 3.2.2-41 (2)
GL-10m～GL-15m	図 3.2.2-42	図 3.2.2-43 (1)	図 3.2.2-43 (2)
GL-15m～GL-20m	図 3.2.2-44	図 3.2.2-45 (1)	図 3.2.2-45 (2)

※全層：粘土層，火山灰層，砂層および礫層の重書

GL-5m 毎に土質と N 値は次のようにして求めた。まず表層から地層毎に N 値平均を求めるため N 値数がある程度みこめる区間として 5m 毎に各土質の層厚の合計を算出し、その合計値が最も厚い層厚を対象となる 5m 間の代表土質（優勢土層）とした。そして代表土層で測定された N 値を平均した。図では、土質については、粘土層を■、火山灰層を◆、砂層を●および礫層を●で区分し、 N 値についてはそれぞれの土層で各印の大きさに表現した。図のうち、全層は粘土層、火山灰層、砂層および礫層の全てを重ね書きしたものであり、前述の順位で上位から表現している。粘土層と火山灰層および砂層と礫層の各分布は、全層からその 2 層を抽出して分布図として示した。なお、火山灰層は柱状図に火山灰層と明記されている層である。

GL±0m～GL-5m

中島西・大分では砂層の堆積が卓越しており、その砂層の N 値は 10～20 程度である。海岸部においても、砂層が卓越して堆積しており N 値は 10 程度である。ただし表層には埋立土があることに注意が必要である。大分では粘土層が卓越している場所もみられる。R197 より内陸では表層から礫層の堆積がみられ、その層の N 値は 30 以上である。火山灰層の分布は見られない。

GL-5m～GL-10m

中島西・大分では砂層の分布状況は上位の GL±0m～GL-5m とあまりかわらない。ただし、 N 値は若干大きくなり 25～30 程度を示している。大分では上位の GL±0m～GL-5m に比べ、粘土層の出現頻度が多くなっている。その粘土層の N 値は 10～20 程度である。礫層についても上位の GL±0m～GL-5m と同様に国道 197 号線より内陸では表層から礫層の堆積がみられ、その層の N 値は 50 程度を示している。R22 と JR 日豊本線間に火山灰の堆積がみられる。この火山灰はアカホヤ火山灰である。 N 値は 10～20 程度である。

GL-10m～GL-15m

中島西・大分では砂層と粘土層がほぼ同程度の分布状況となっている。埋立地についてみると、新栄町から海岸部では粘土層の堆積が優勢になり、三佐では砂層の堆積が優勢となっている。粘性土および砂層とも N 値は 20 程度である。火山灰層は R22 と JR 日豊本線の間、R10 と JR 肥後本線の間火山灰の堆積がみられる。 N 値は 10～20 程度である。礫層についても上位の GL-5m～GL-10m と同様に R197 より内陸では表層から礫層の堆積がみられ、その層の N 値は 50 程度を示している。

GL-15m～GL-20m

土層の堆積状態は上位の GL-10m～GL-15m とかわらない。火山灰層の分布もみられるの、分布範囲は上位の GL-10m～GL-15m より狭いようである。礫層についても上位の GL-15m～GL-20m と同様に R197 より内陸では表層から礫層の堆積がみられ、その層の N 値は 50 程度を示している。

沖積層とアカホヤ火山灰層の分布範囲を抽出するために、地盤情報データベースに以下の項目を基本として地層の同定作業を行い。地層情報を追記した。

〔沖積層の下端深度〕

- ・ N 値 > 約 50 の砂礫層の上端
- ・ アカホヤ火山灰層より下

〔アカホヤ火山灰層の下端深度〕

- ・ 火山灰層、火山灰混・火山灰質を抽出

柱状図に火山灰や混入物として火山灰が登録されている土層を抽出

大分平野の既存研究（千田(1987)、千田ほか(2004)や大分県(2008)や27年度の本事業によるボーリング調査）などでは、沖積層中には、1層の白色のガラス質で層厚の火山灰が記載されている。これらの火山灰はシラスともよばれ、他の近くから供給される火山灰等とは異なる。今回は、これらのデータの記載からアカホヤ火山灰層としているが、データの精査を進め、アカホヤ火山灰の深度分布の精度を高めることが必要である。

図 3.2.2-46 から図 3.2.2-48 に沖積層の下端深度、下端標高および層厚の分布、図 3.2.2-49～図 3.2.2-51 にアカホヤ火山灰層の下端深度、下端標高および層厚の分布を示す。また、図 3.2.2-52～図 3.2.2-80 に代表的な地層断面を示す。

前述の条件で抽出した沖積層の下端深度は、海岸埋立地周辺で GL-70m～-60m となっており、その下端深度は内陸に向かうに従い浅くなっている。大野川上流部では沖積層の下端深度は GL-20m～GL-10m 程度となっている。大分川西側の中島西・大分付近では、沖積層の下端深度は GL-20m～GL-10m であり、大分川東側の海岸部に比べて浅くなっている。沖積層の層厚は、海岸埋立地では 25m を超えるようであり、内陸に行くに従い層厚は薄くなっている。大分川西側の中島西・大分付近では、沖積層の層厚は 4～10m 程度である。今回は前述の条件で沖積層を抽出したことにより、堆積深度が浅く評価されたと考えられる。今後の課題である。

アカホヤ火山灰層は、r22 と JR 日豊本線間や R10 と JR 肥後本線の間に見られ、大分川に沿って堆積している状況がうかがえる。その下端深度は、GL-20 m～GL-10m であり、その層厚は 2～8m 程度となっている。今回は、柱状図に火山灰層、火山灰質および火山灰混と記載されている地層、火山灰が混入物として記載されている地層を抽出した。柱状図を詳細にみると、粘土層で実施された N 値の深度分布から、上下の N 値より若干高めの N 値を示すものがあつた。この深度の N 値は火山灰層の N 値と推定されるので、今後注意して判断することが必要である。

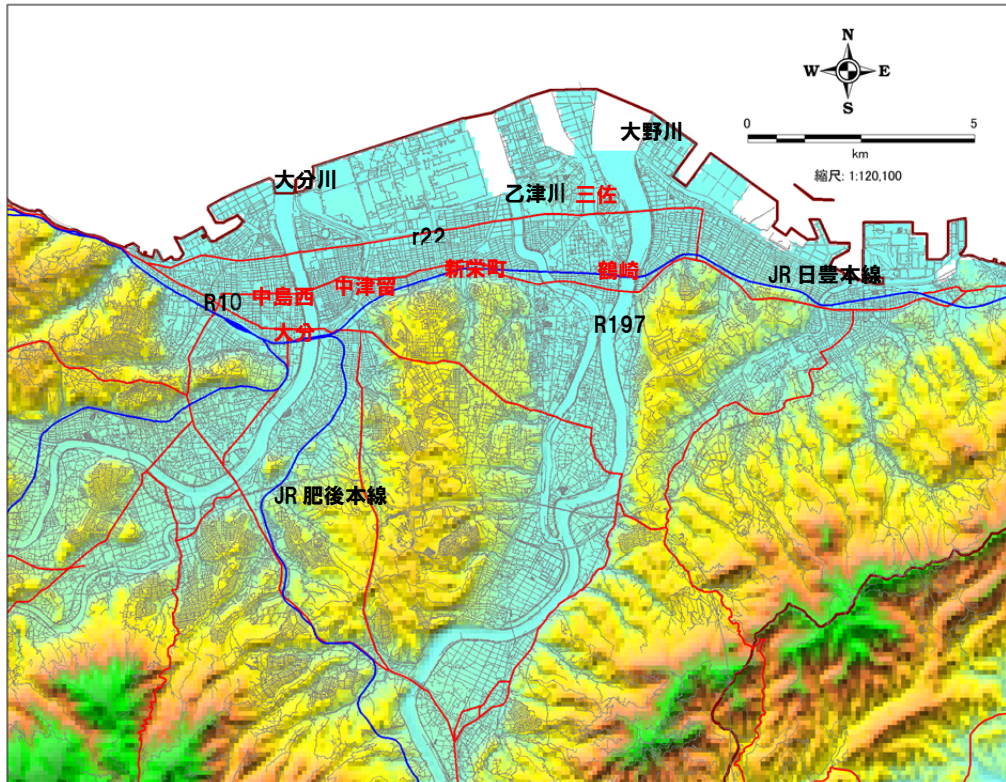


図 3.2.2-36 大分平野における地区概要

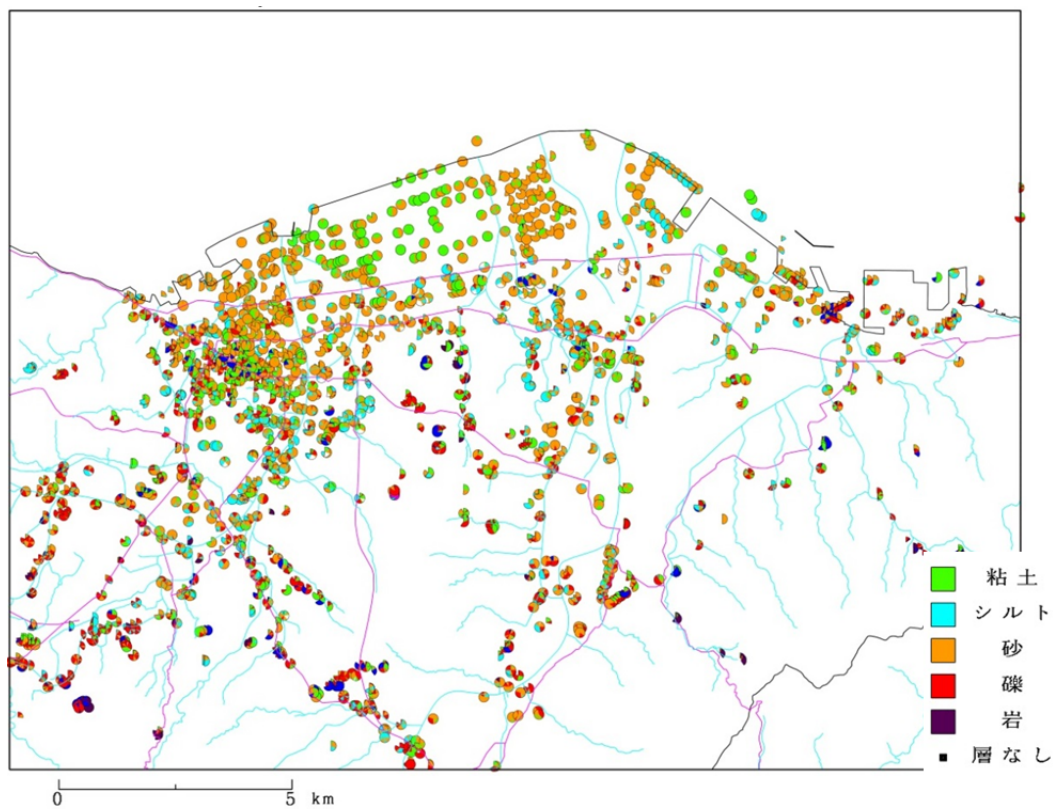


図 3.2.2-37 地層の模式平面分布（円柱状図）

層厚/周 = 20m

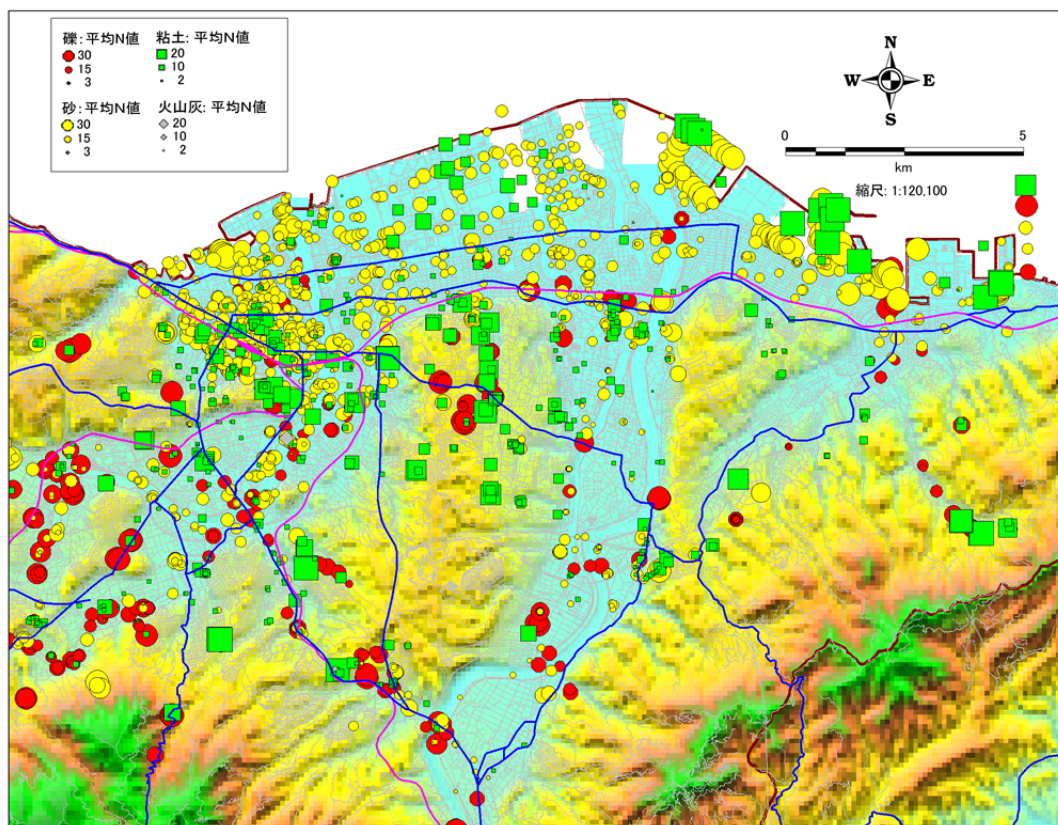


図 3. 2. 2-38 GL0m～GL-5m 間の土質と N 値 (全層)

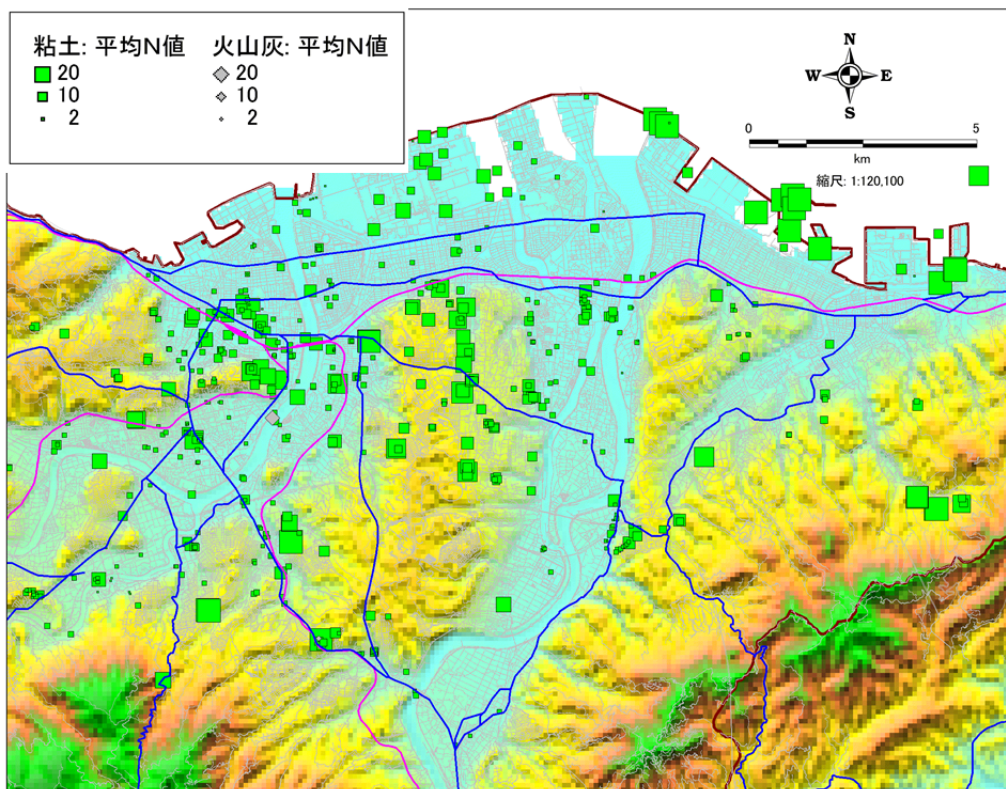


図 3.2.2-39 (1) GL0m~GL-5m 間の土質と N 値 (粘土層と火山灰層)

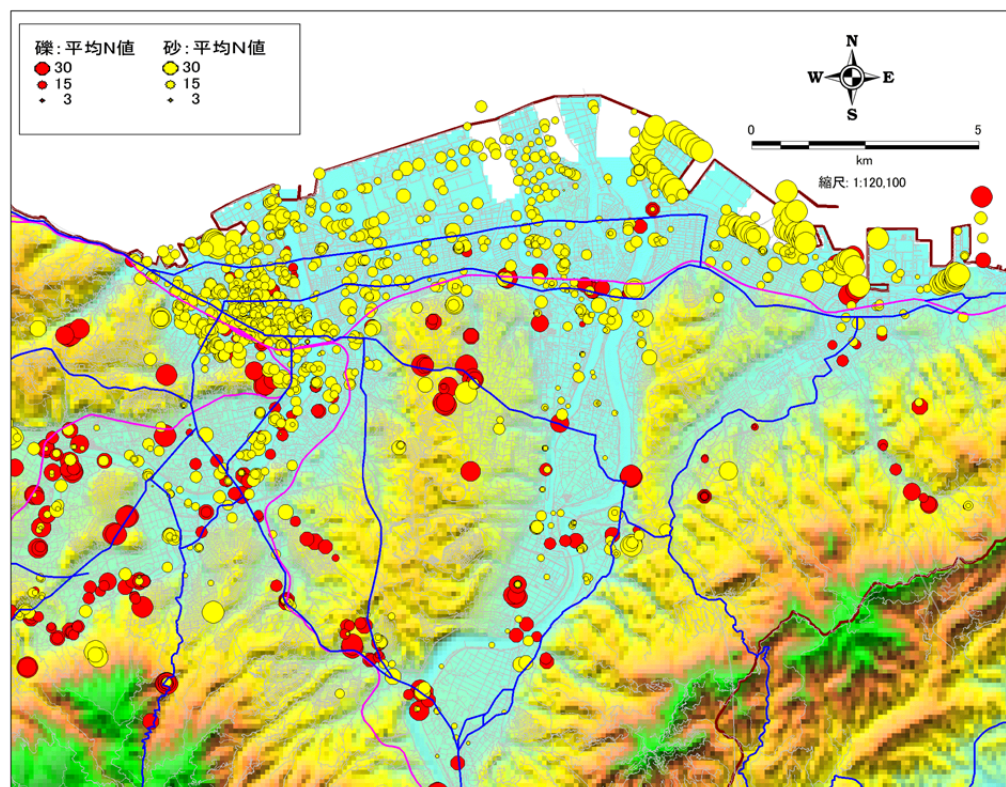


図 3.2.2-39 (2) GL0m~GL-5m 間の土質と N 値 (砂層と礫層)

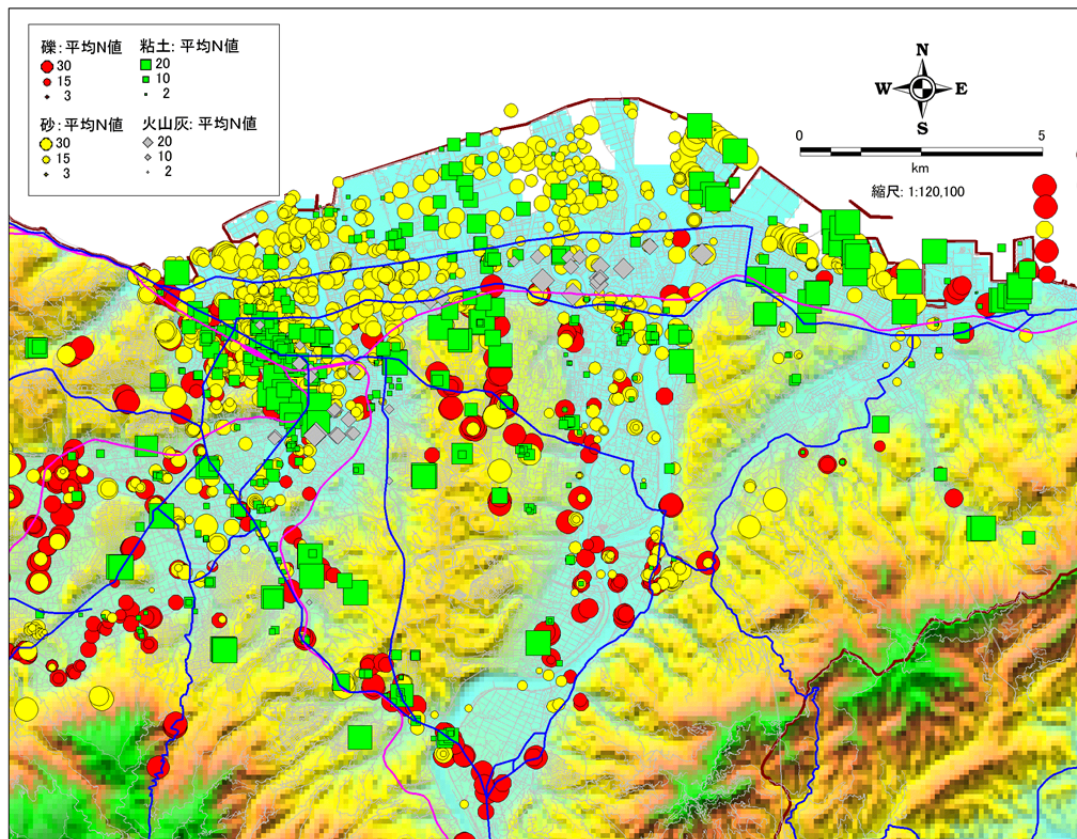


図 3.2.2-40 GL-5m～GL-10m 間の土質と N 値 (全層)

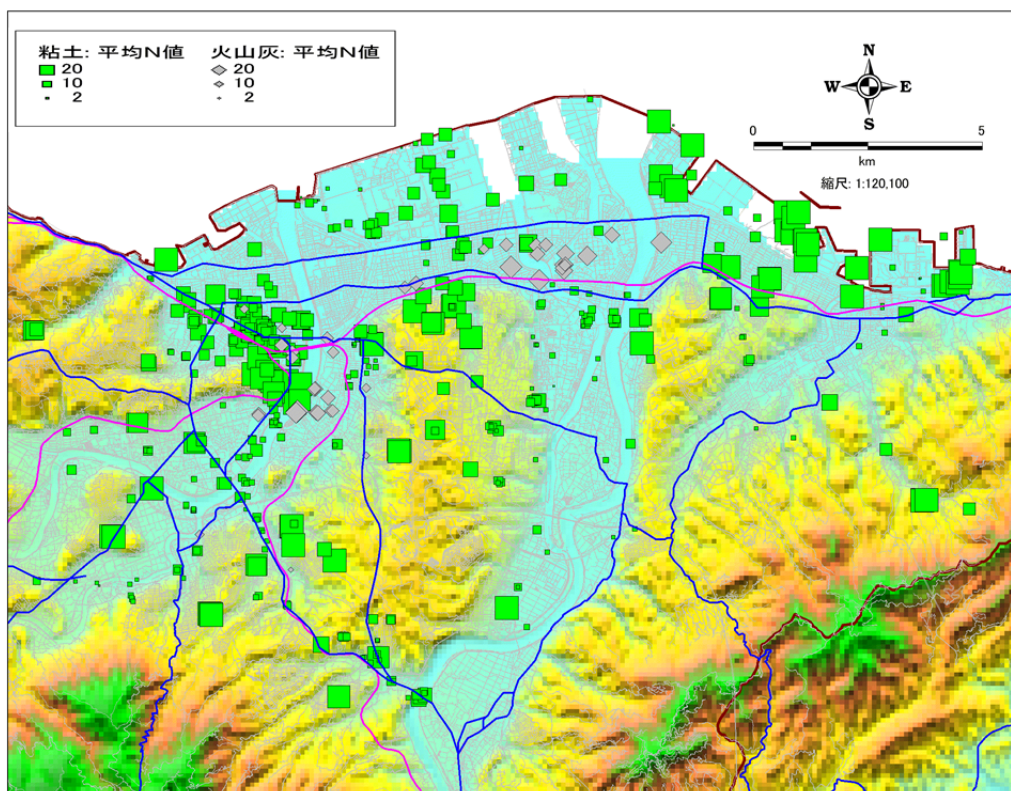


図 3. 2. 2-41 (1) GL-5m～GL-10m 間の土質と N 値 (粘土層と火山灰層)

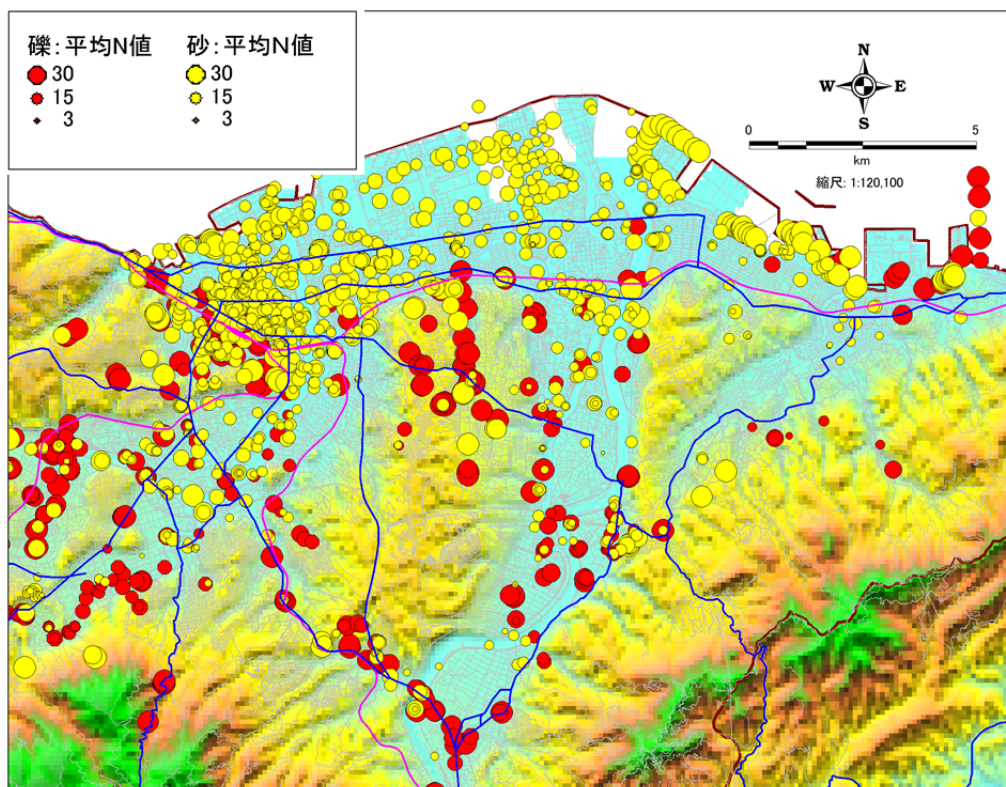


図 3. 2. 2-41 (2) GL-5m～GL-10m 間の土質と N 値 (砂層と礫層)

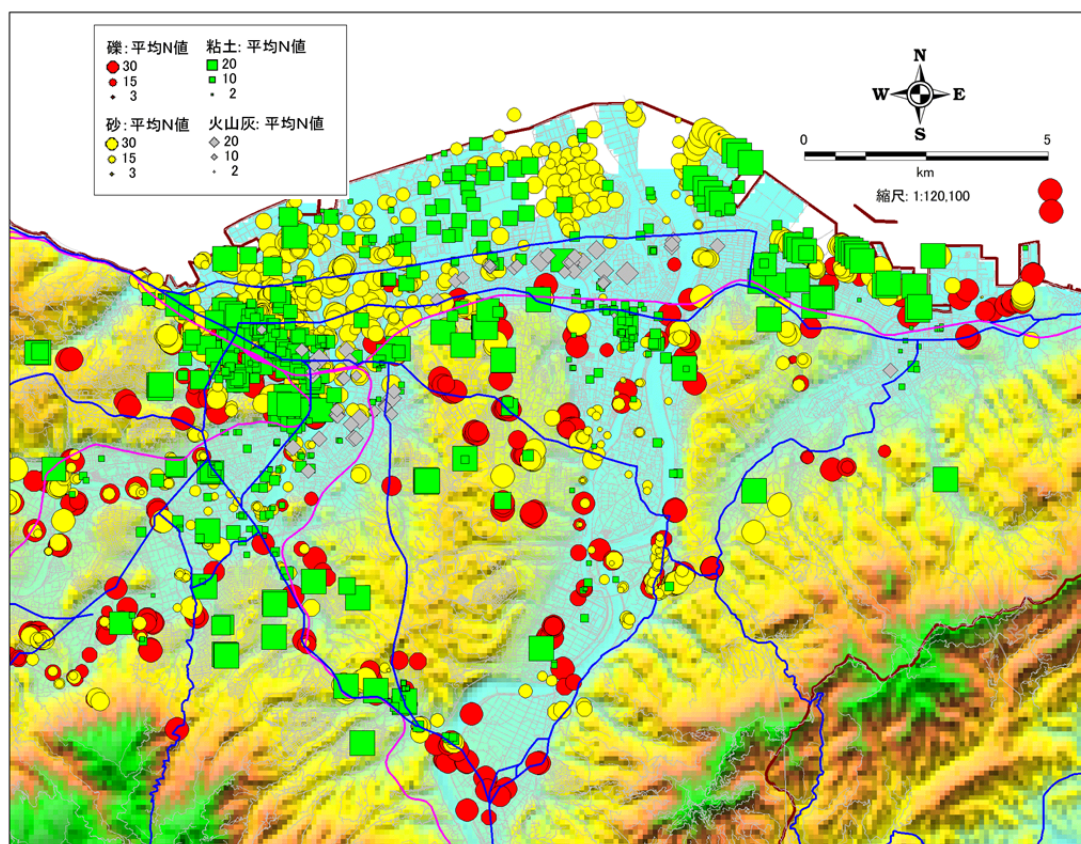


図 3. 2. 2-42 GL-10m～GL-15m 間の土質と N 値 (全層)

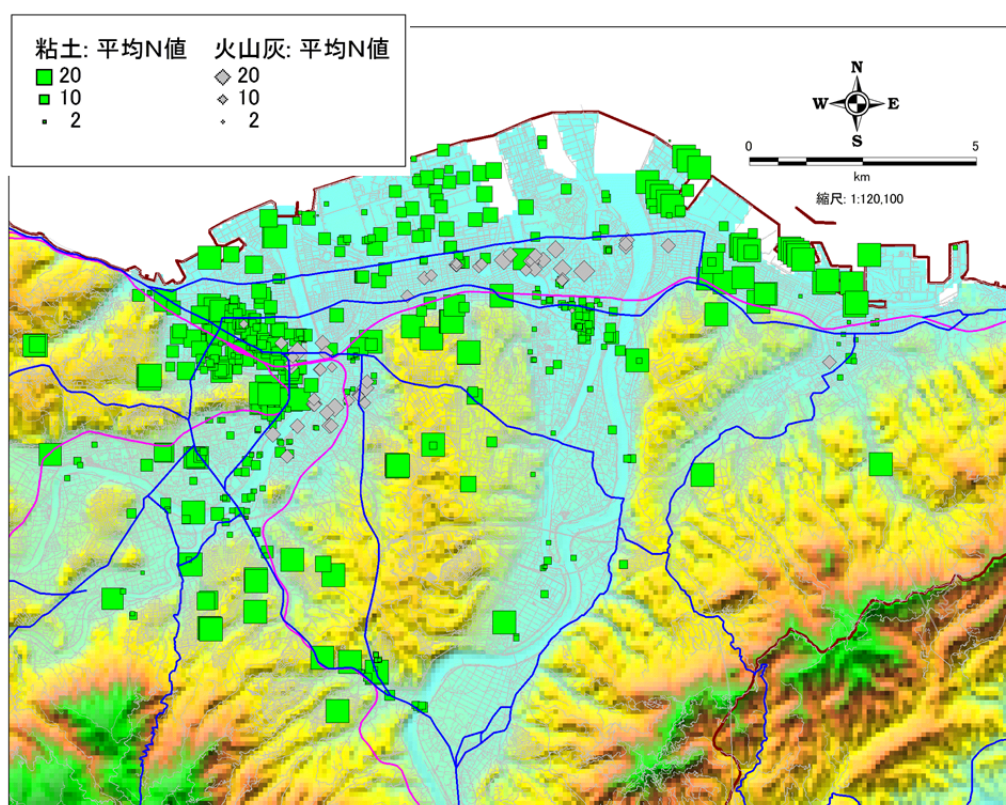


図 3. 2. 2-43 (1) GL-10m～GL-15m 間の土質と N 値 (粘土層と火山灰層)

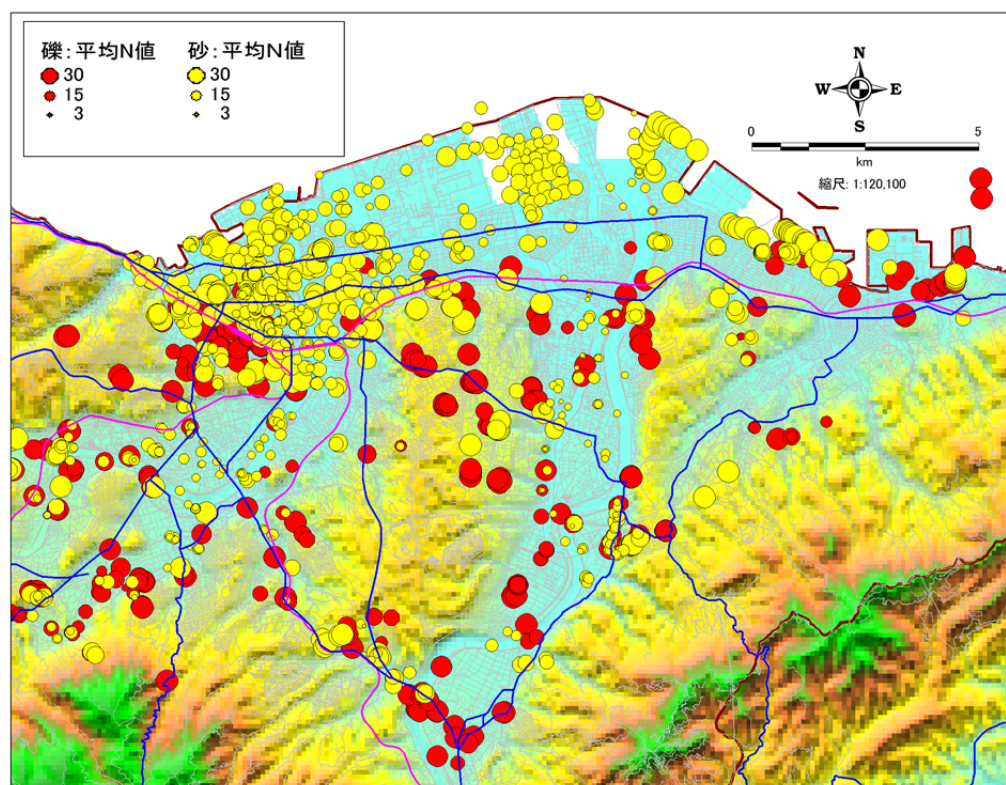


図 3. 2. 2-43 (2) GL-10m～GL-15m 間の土質と N 値 (砂層と礫層)

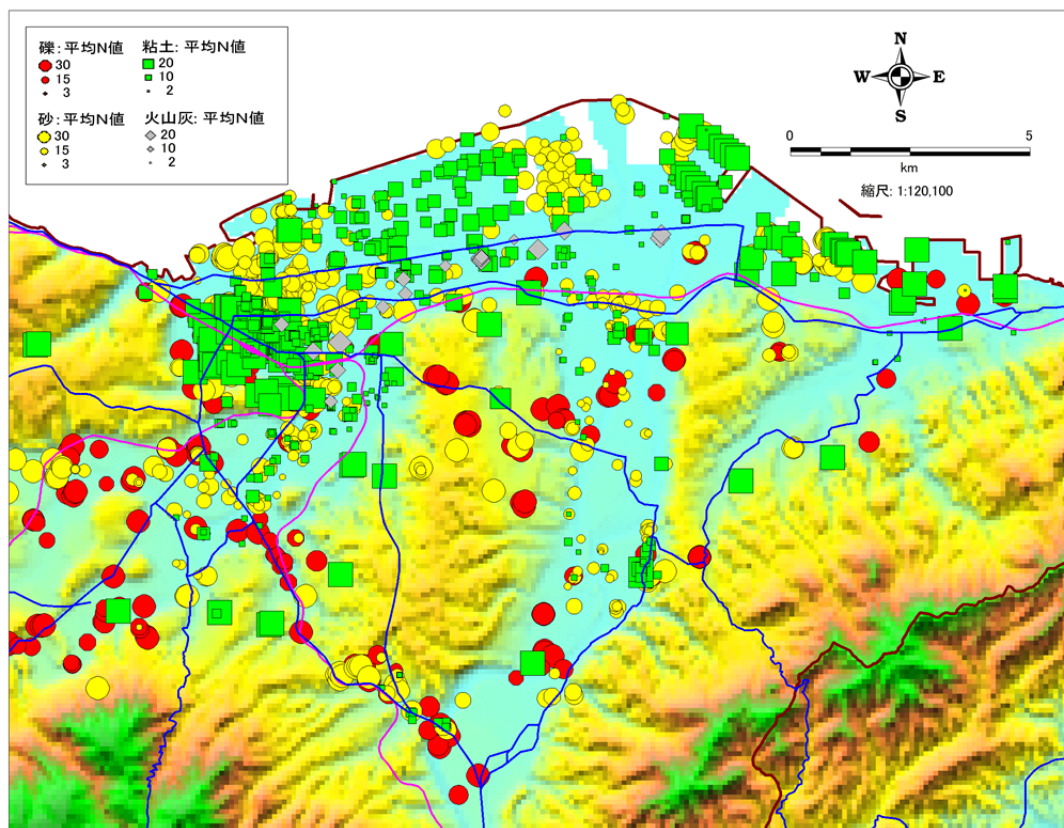


図 3. 2. 2-44 GL-15m～GL-20m 間の土質と N 値 (全層)

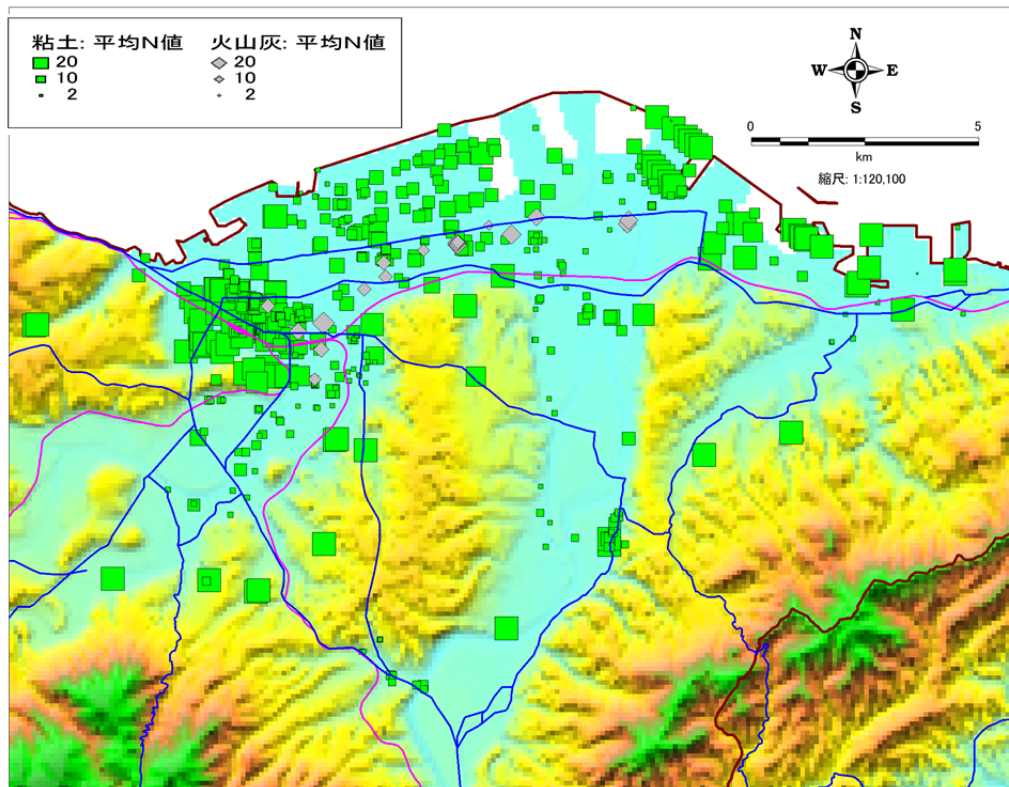


図 3. 2. 2-45 (1) GL-15m～GL-20m 間の土質と N 値（粘土層と火山灰層）

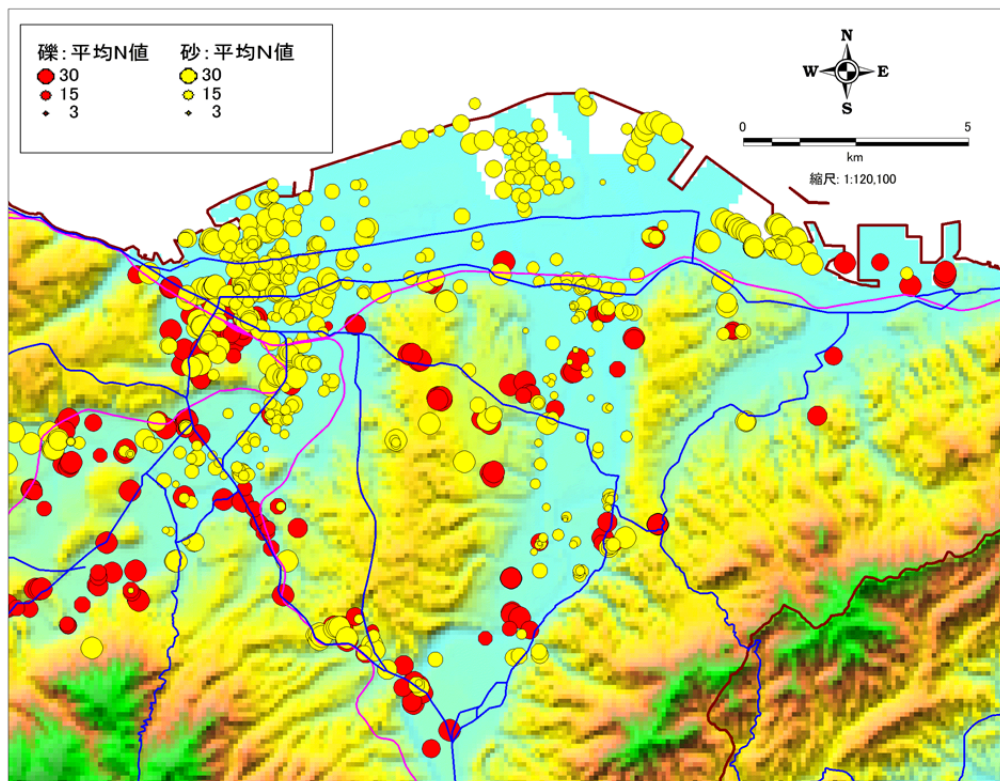


図 3. 2. 2-45 (2) GL-15m～GL-20m 間の土質と N 値（砂層と礫層）

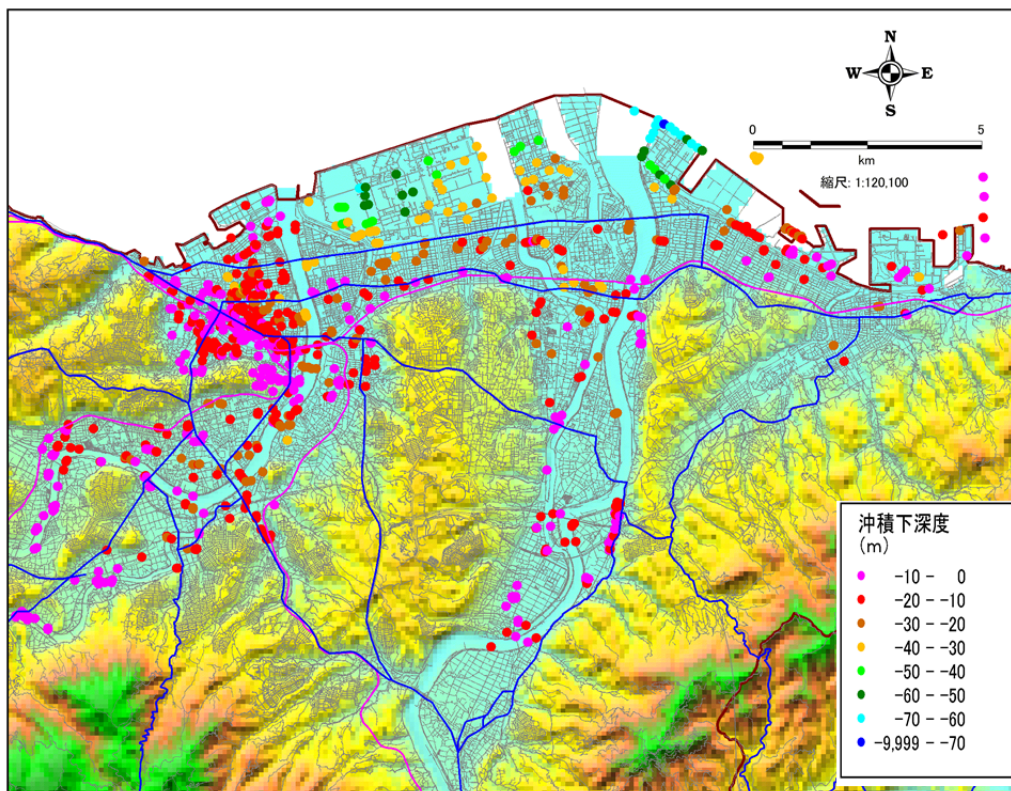


図 3. 2. 2-46 沖積層の下端深度分布

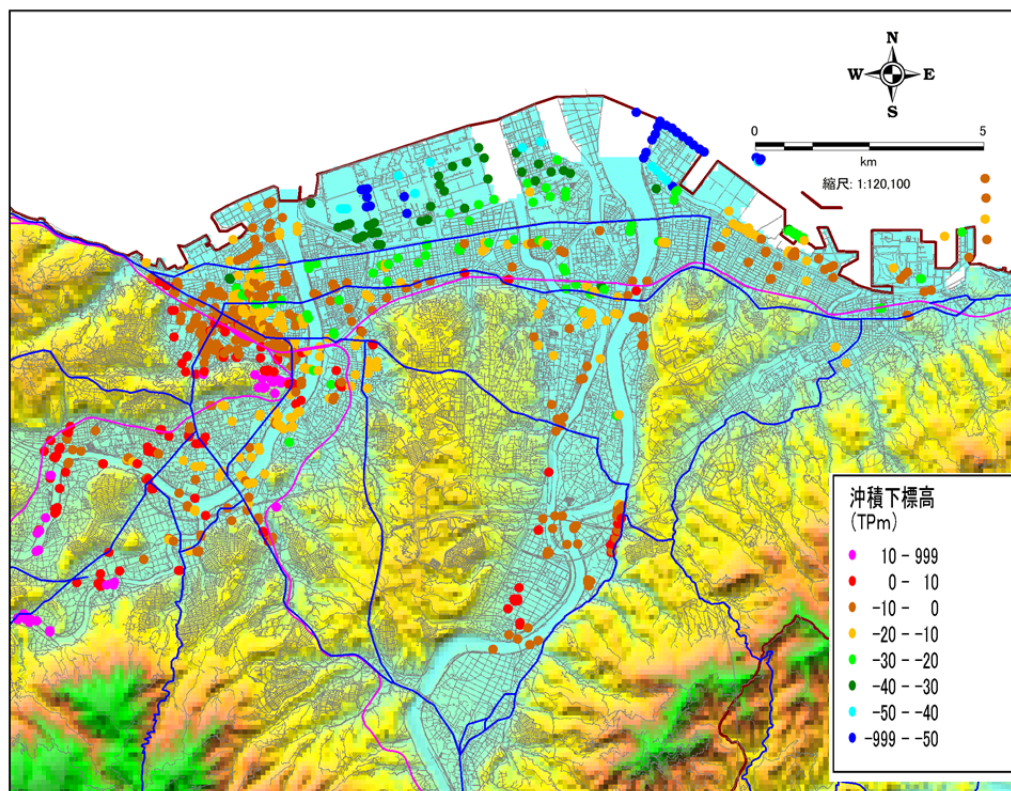


図 3. 2. 2-47 沖積層の下端標高分布

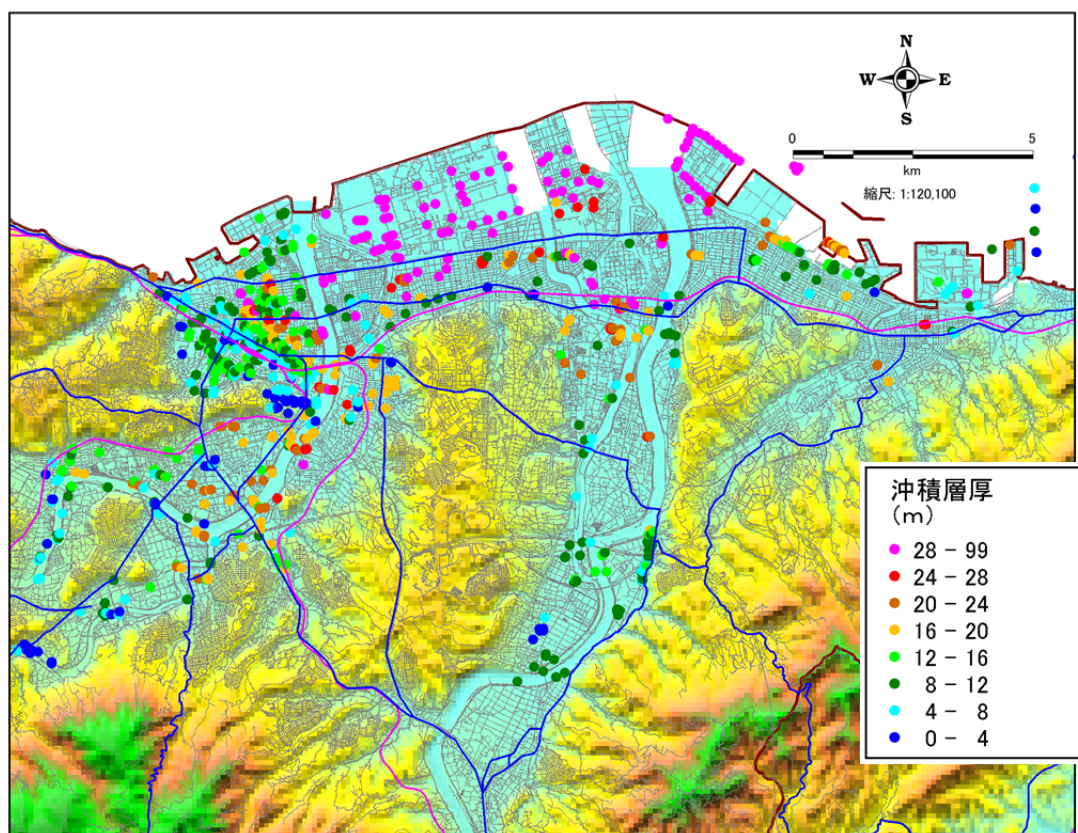


図 3. 2. 2-48 沖積層の層厚分布

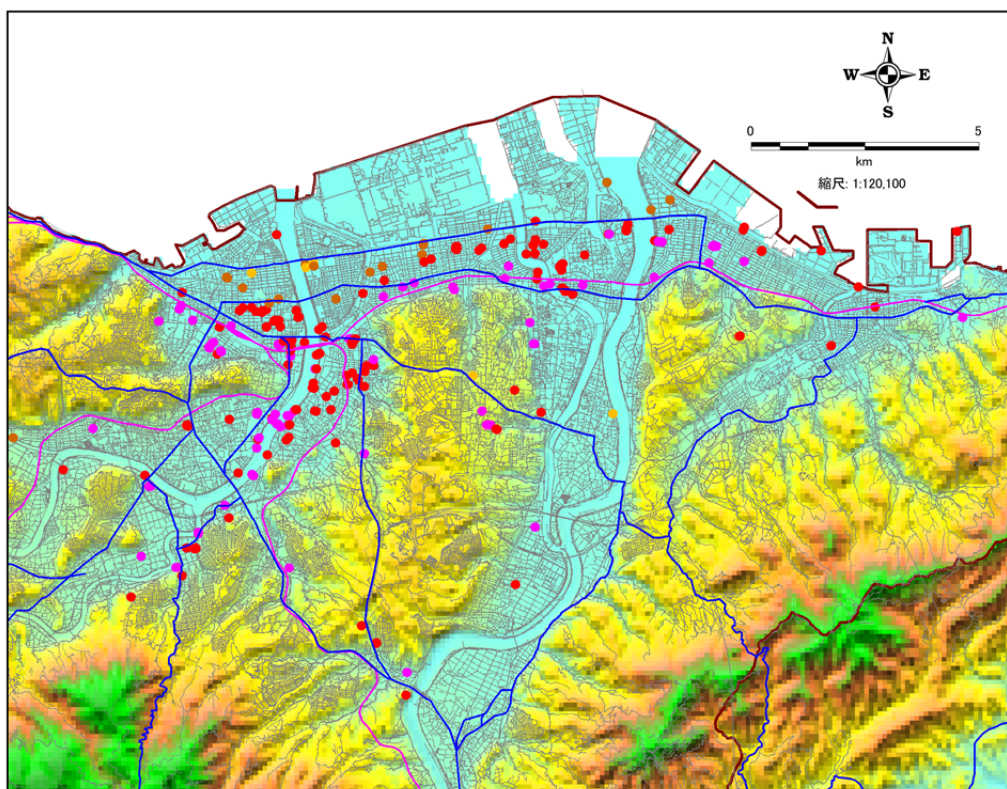


図 3. 2. 2-49 アカホヤ火山灰層の下端深度分布

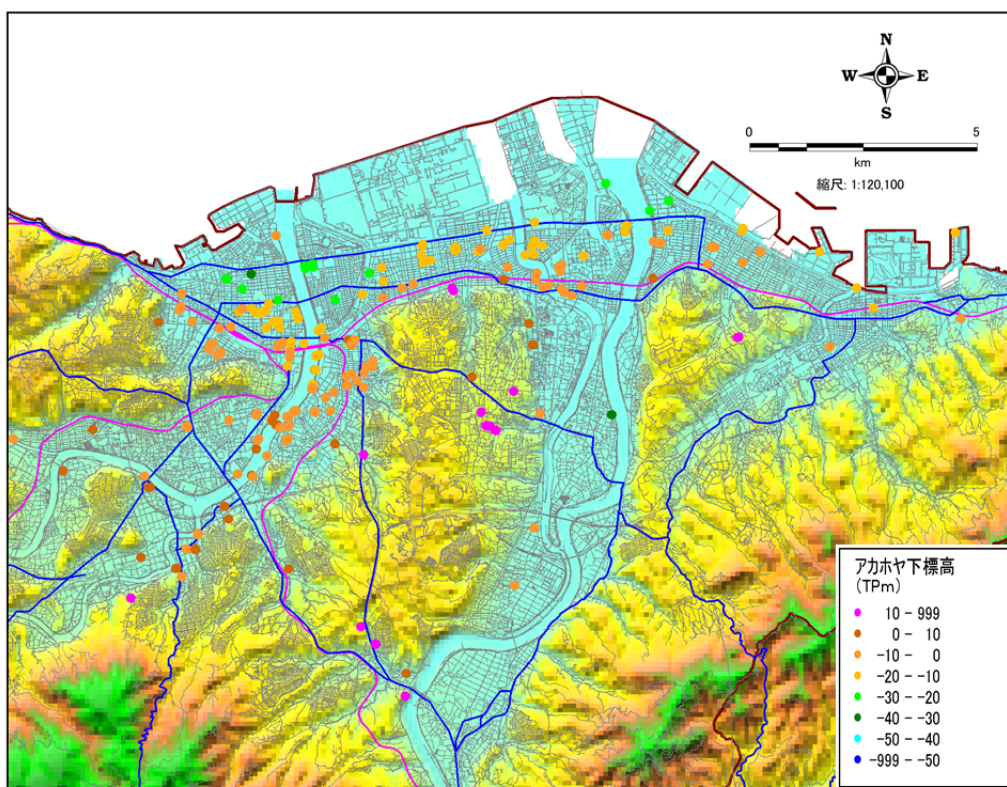


図 3. 2. 2-50 アカホヤ火山灰層の下端標高分布

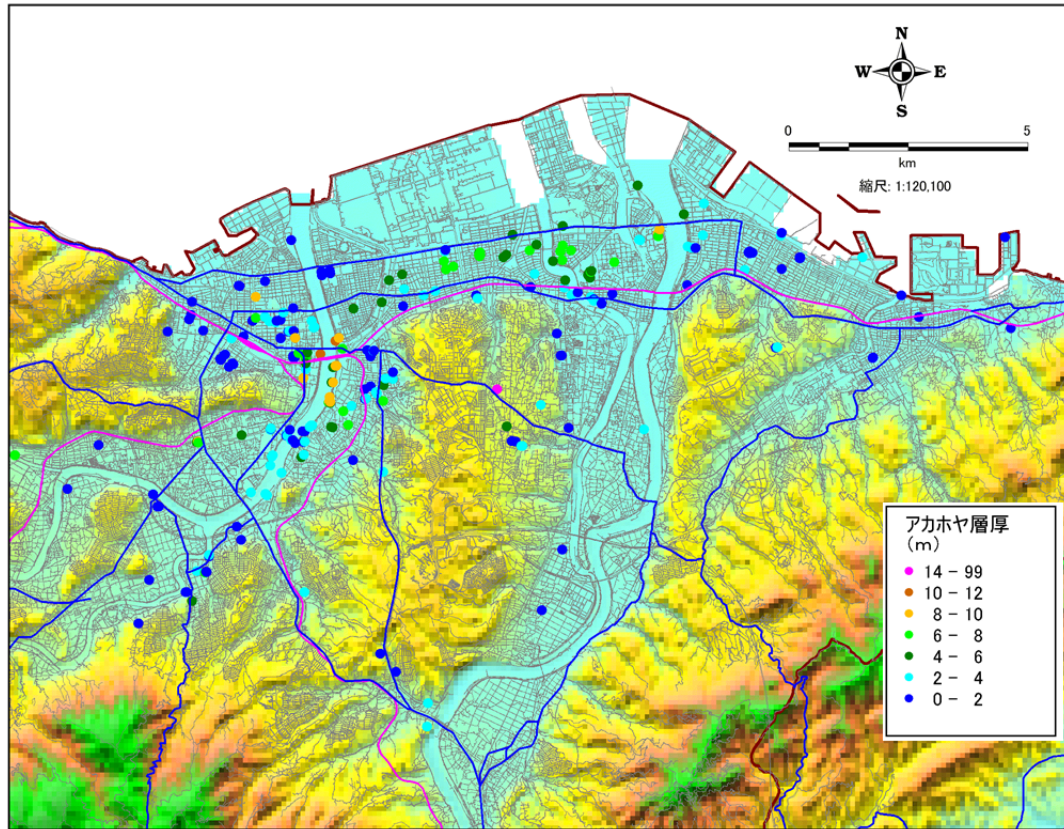


図 3.2.2-51 アカホヤ火山灰層の層厚

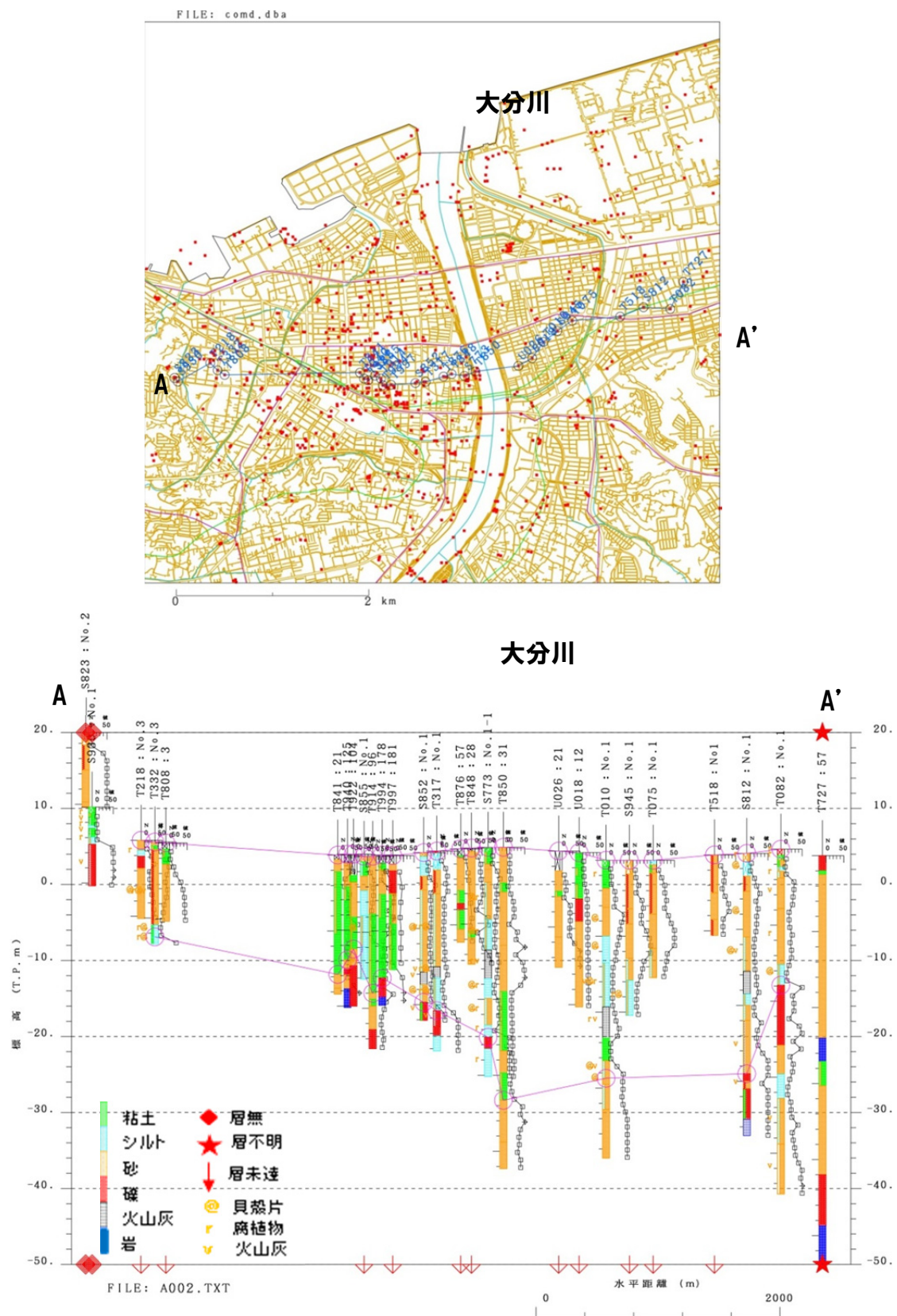


図 3.2.2-52 大分川をはさむ東西断面

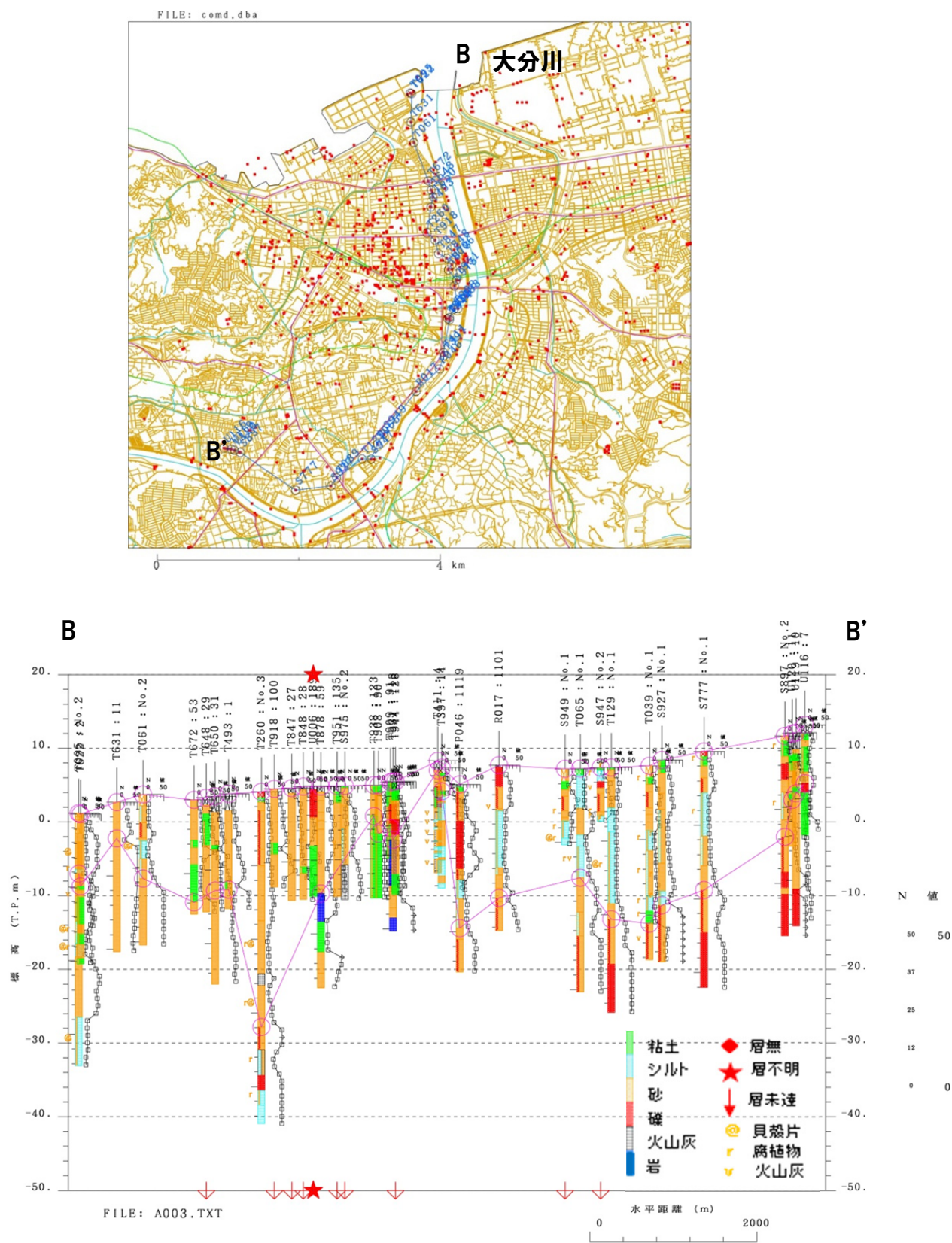


図 3.2.2-53 大分川左岸断面

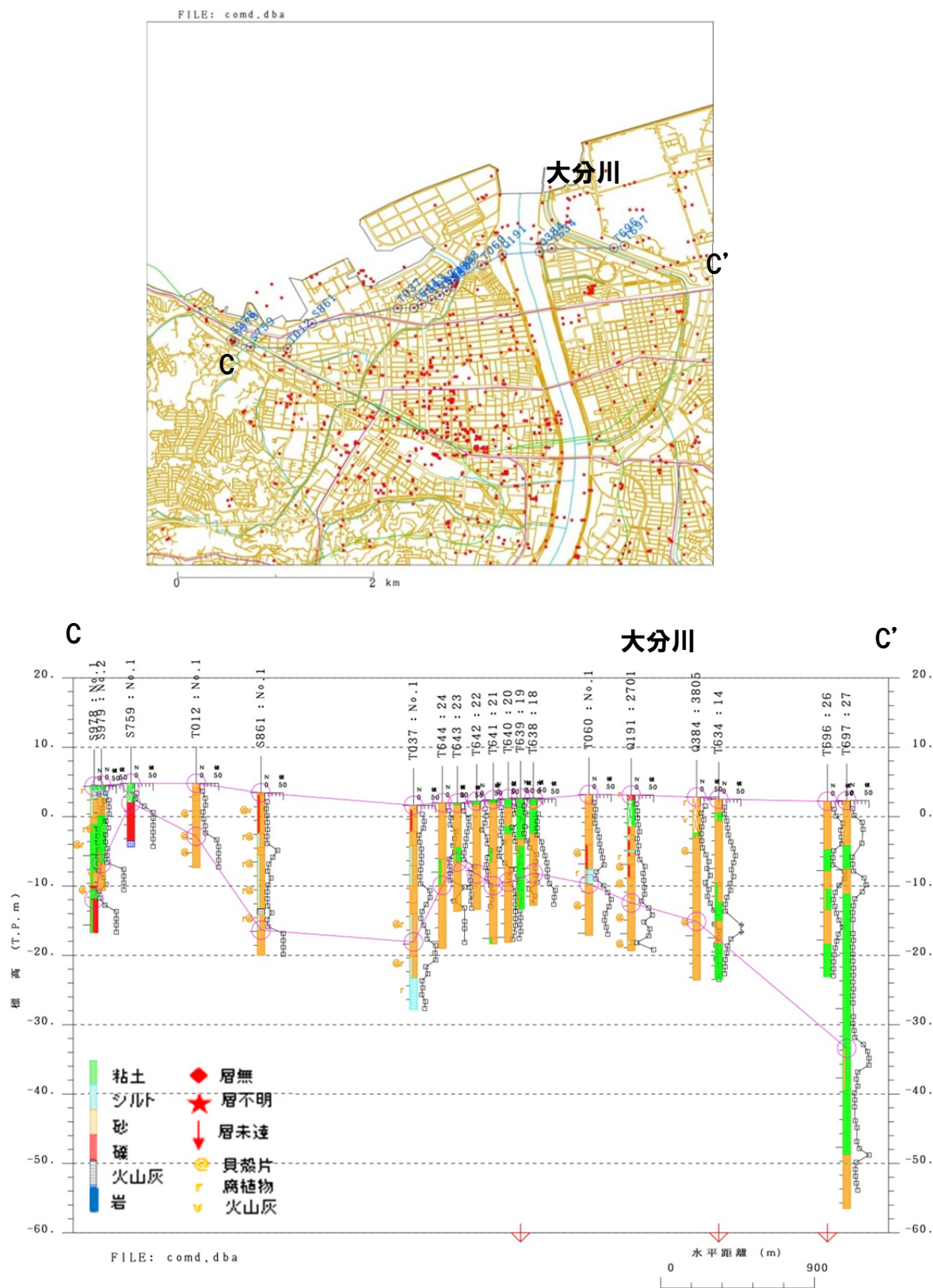


図 3. 2. 2-54 大分川を挟む東西断面

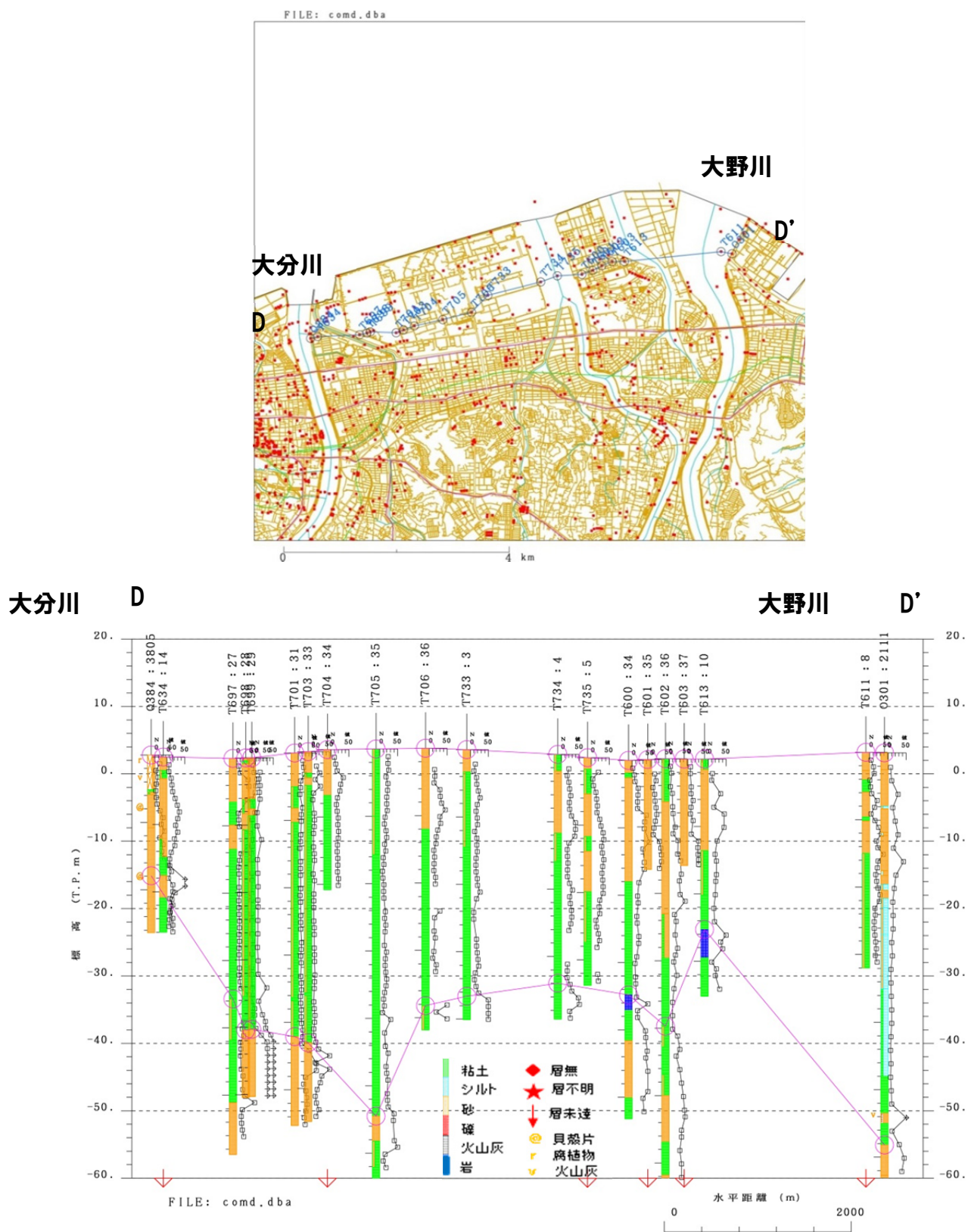


図 3.2.2-55 大分川から大野川断面

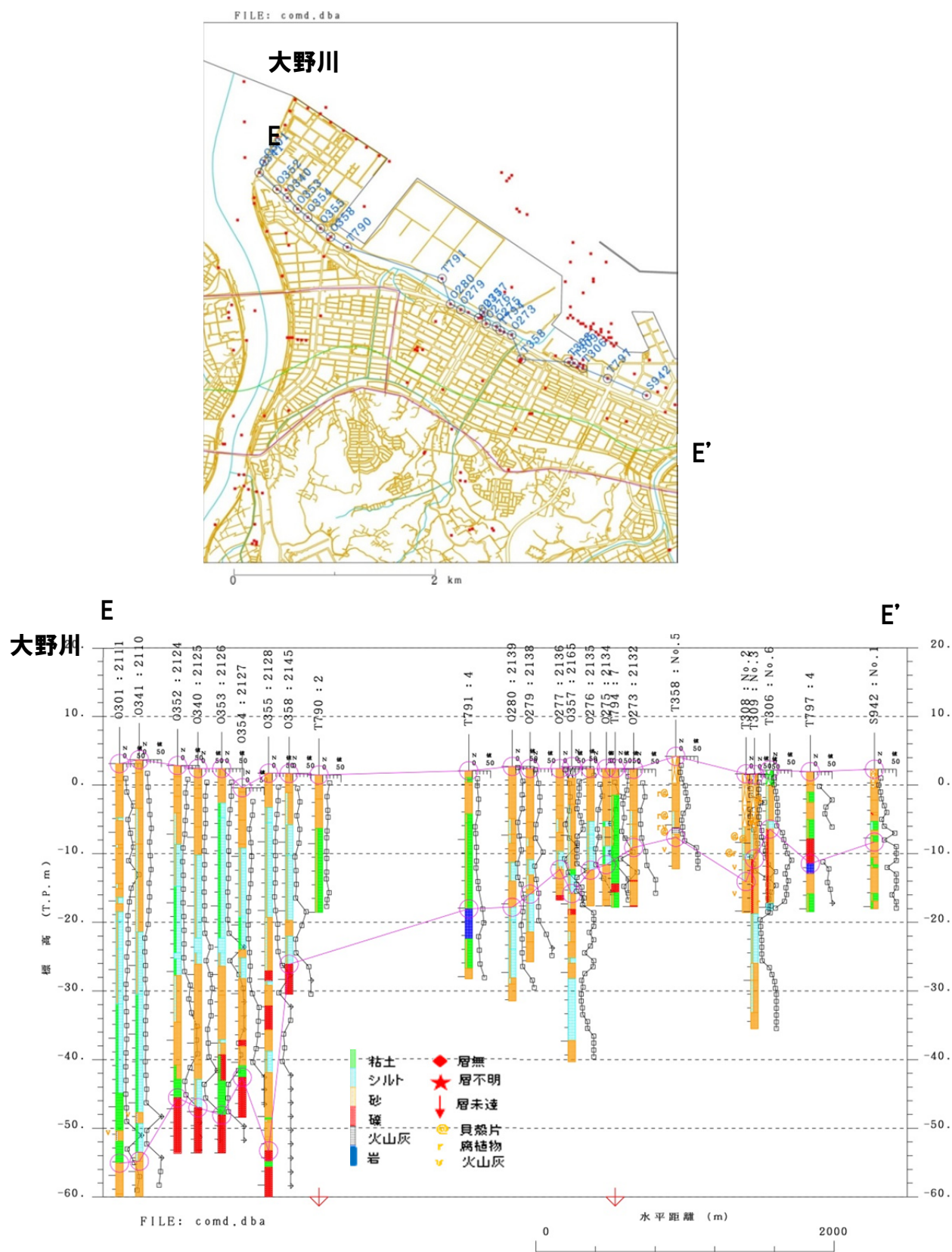


図 3.2.2-56 大野川から海岸沿いの断面

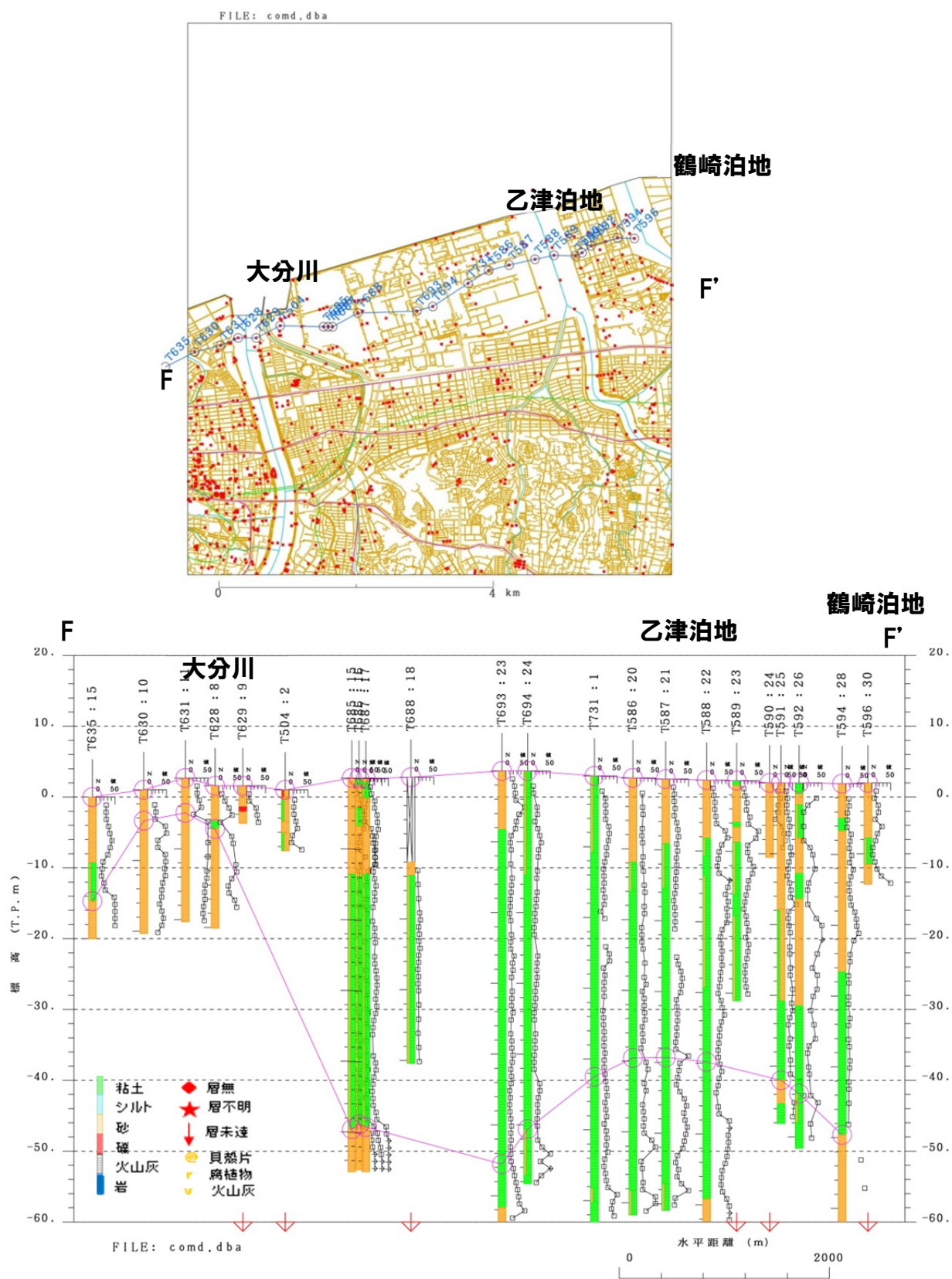


図 3.2.2-57 大分川から鶴崎泊地までの海岸に沿う断面

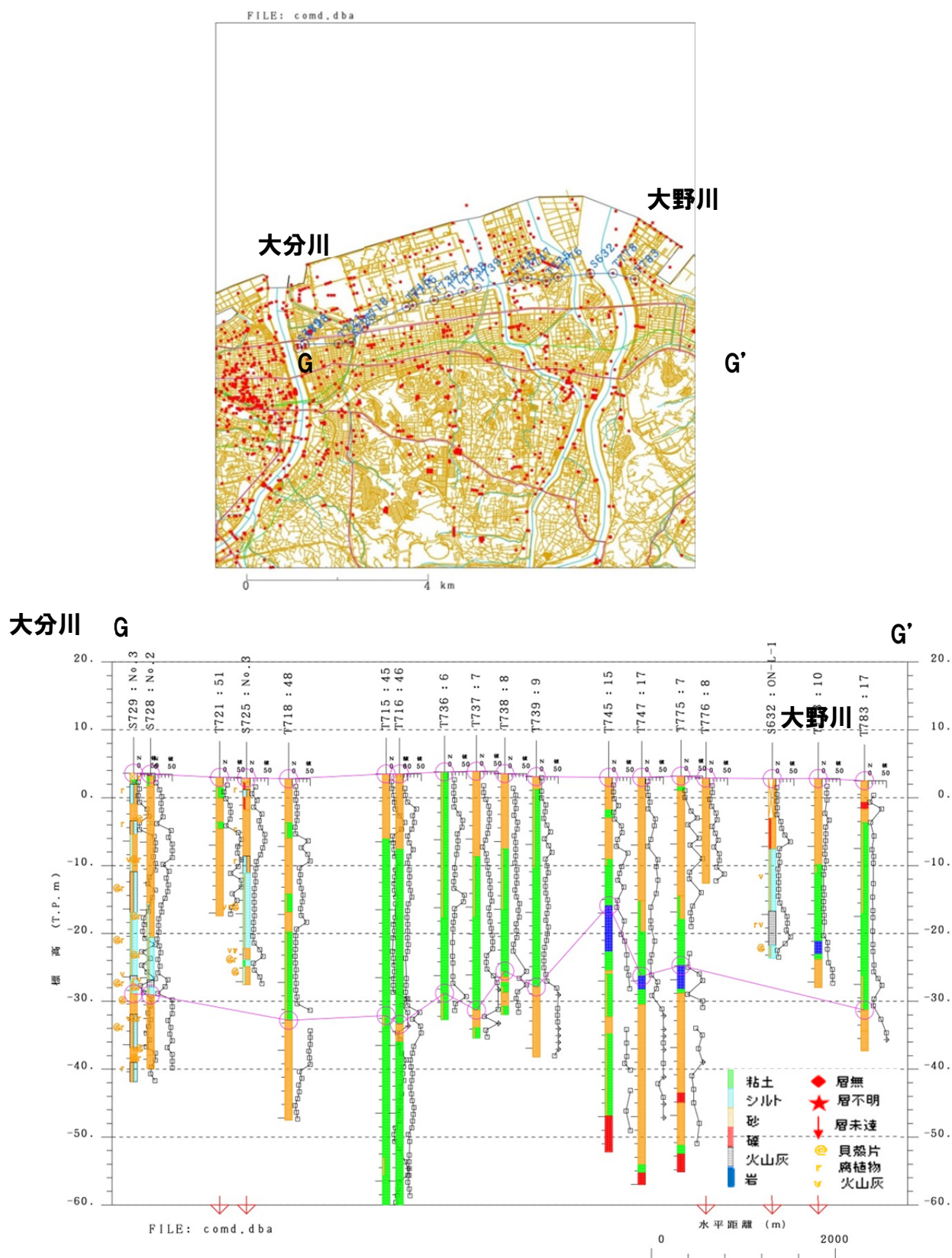


図 3.2.2-58 大分川から大野川までの断面

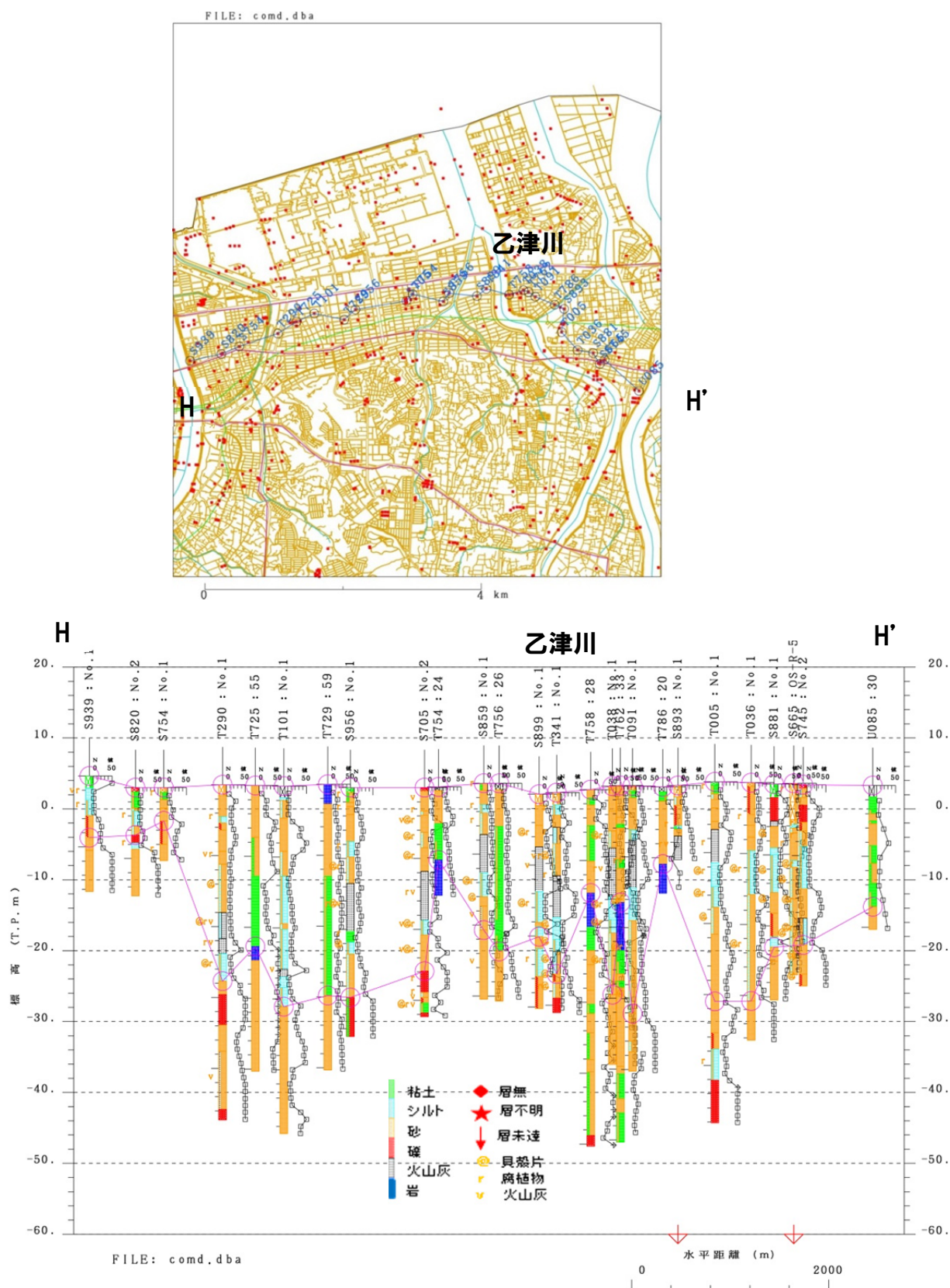


図 3.2.2-59 大分川から大野川までの断面

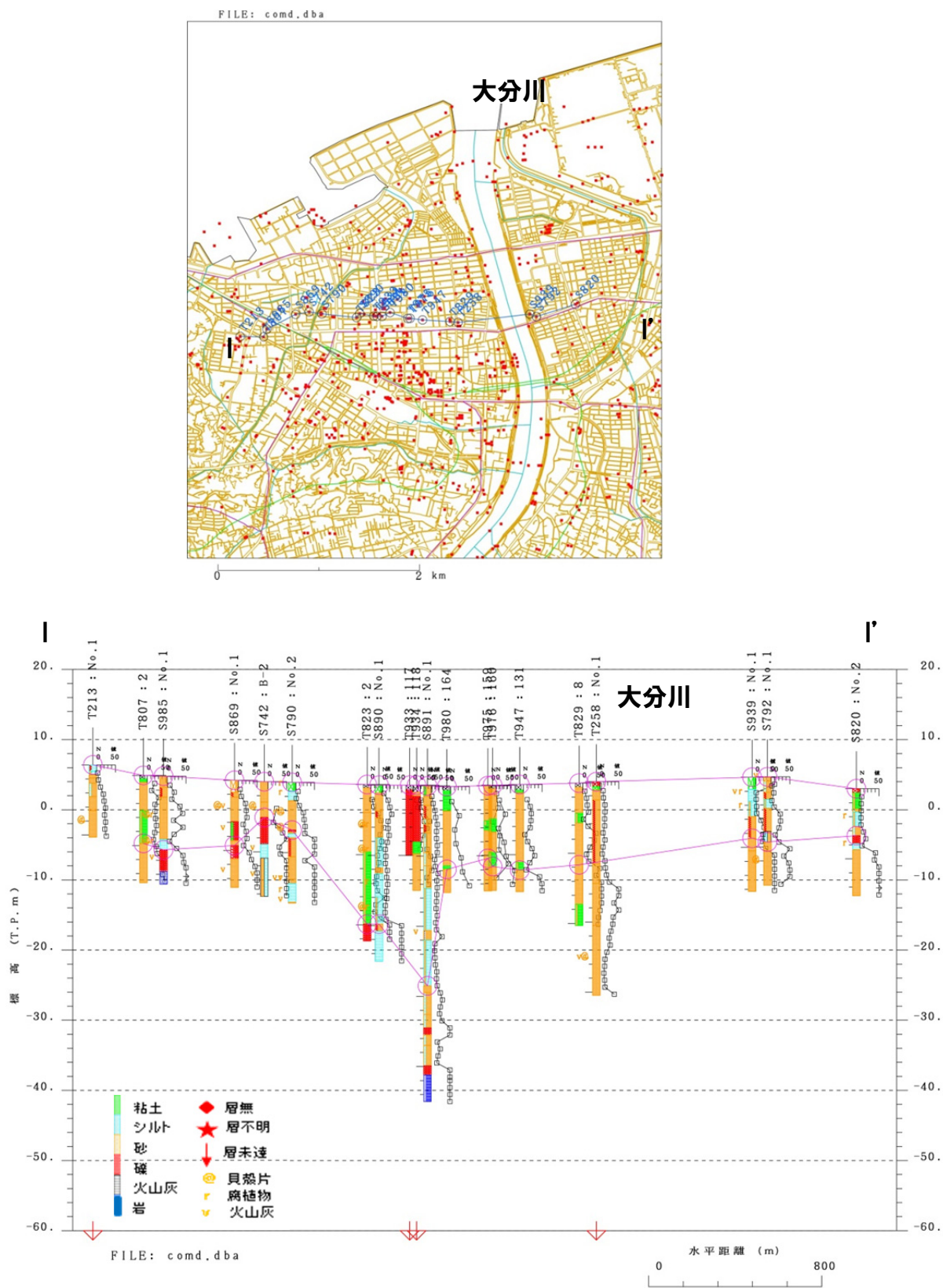


図 3.2.2-60 大分川を挟む東西断面

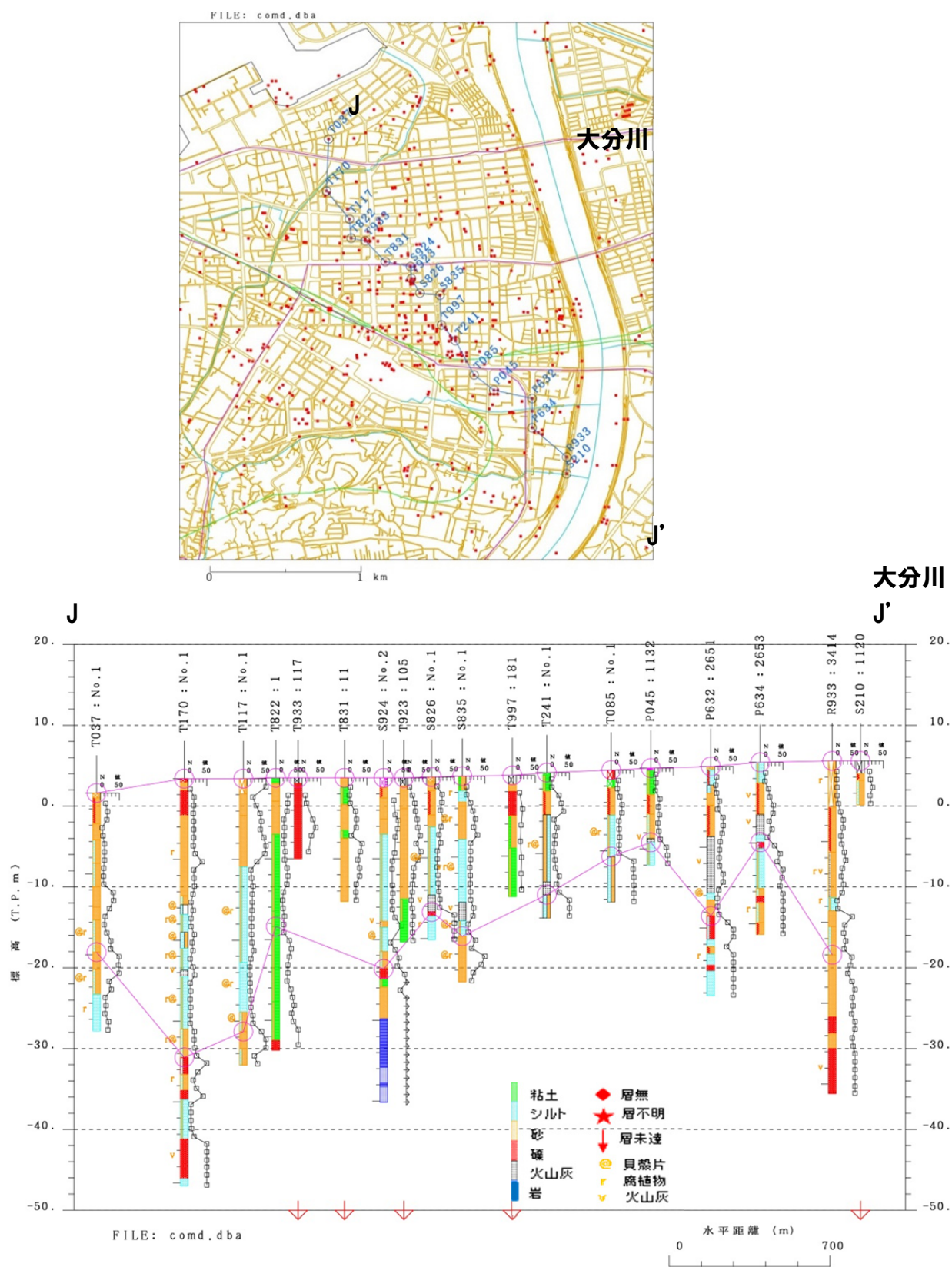


図 3.2.2-61 大分川左岸の海岸から内陸の断面

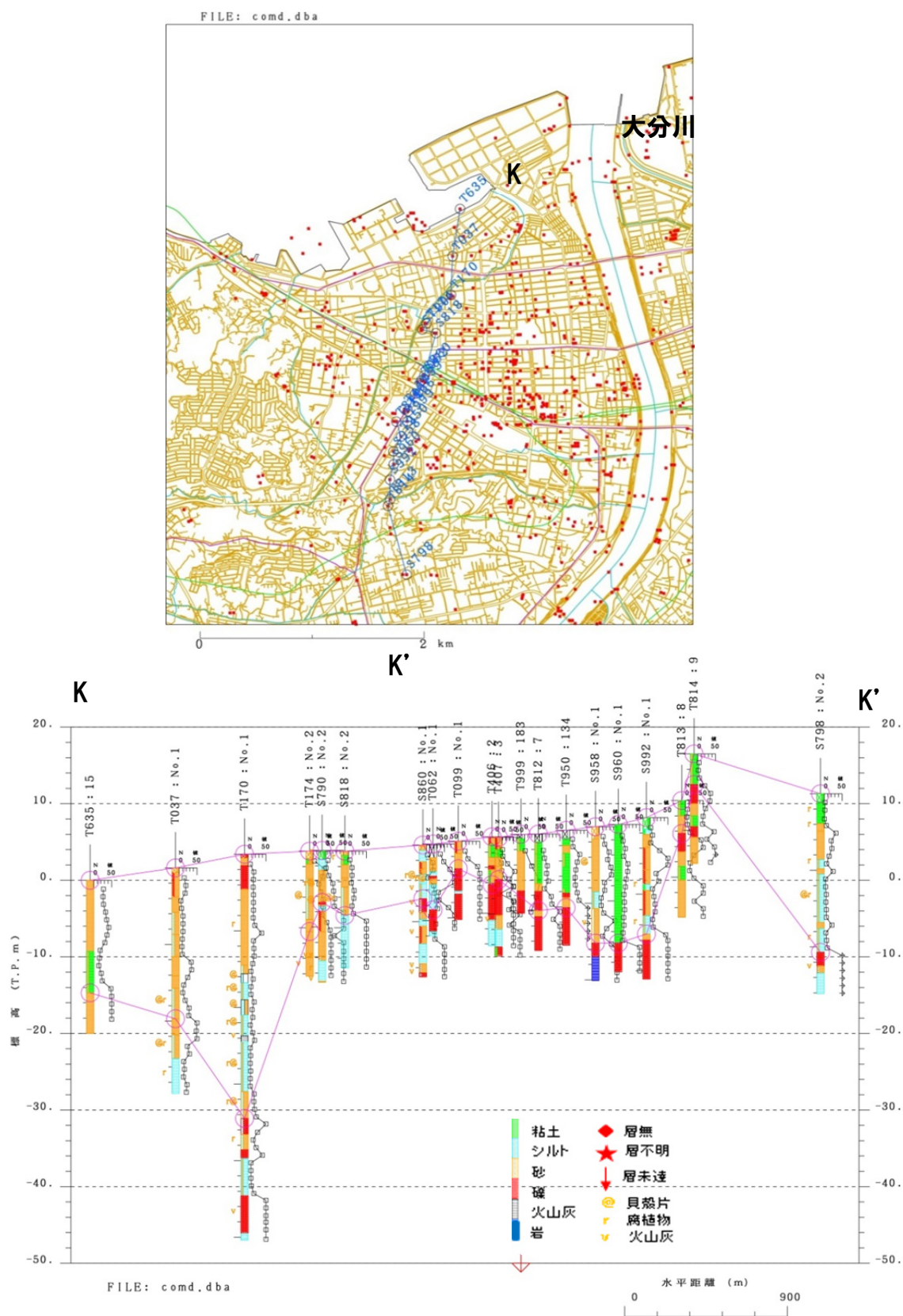


図 3.2.2-62 大分川左岸の海岸から内陸の断面

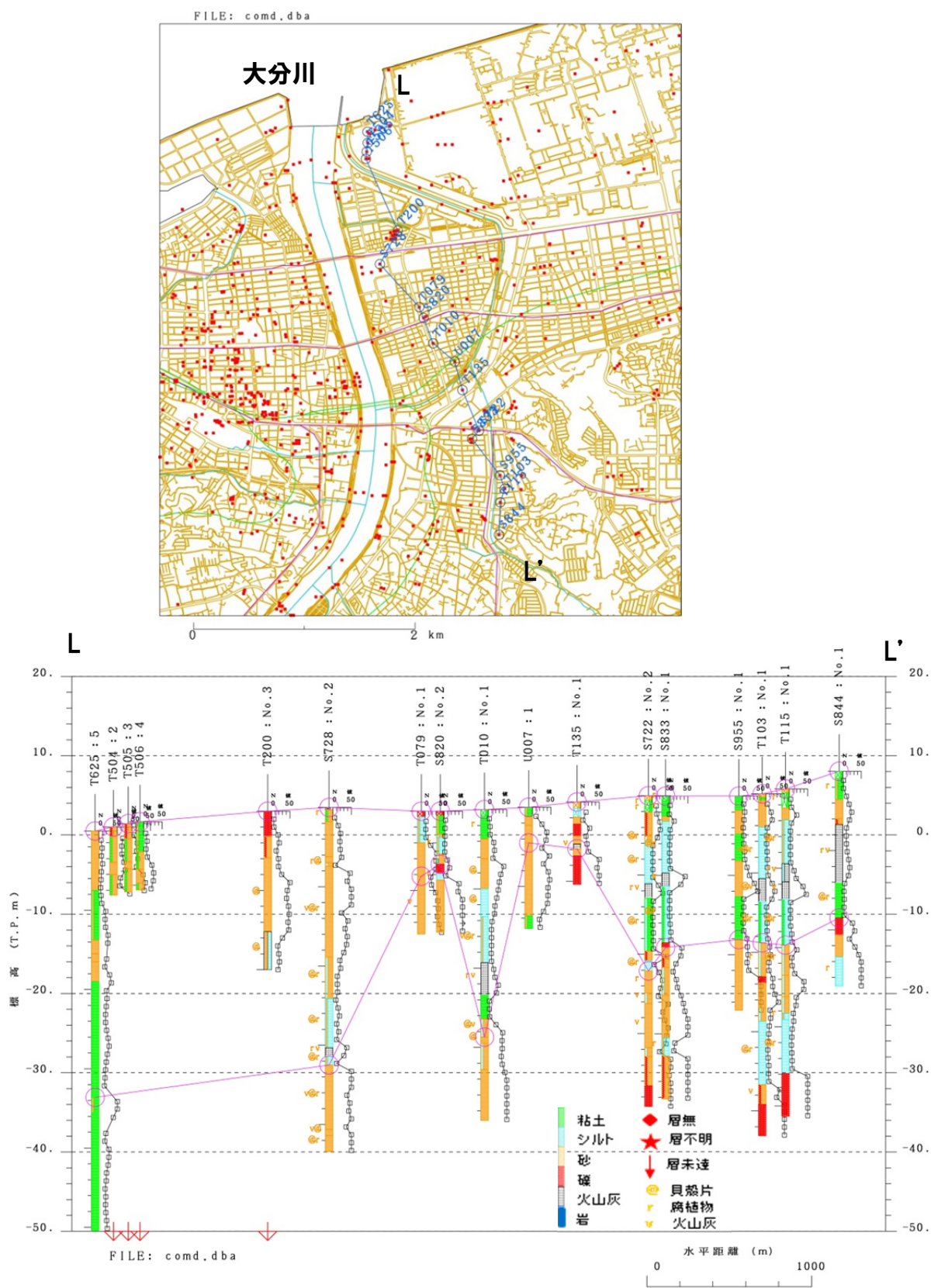


図 3.2.2-63 大分川右岸の海岸から内陸の断面

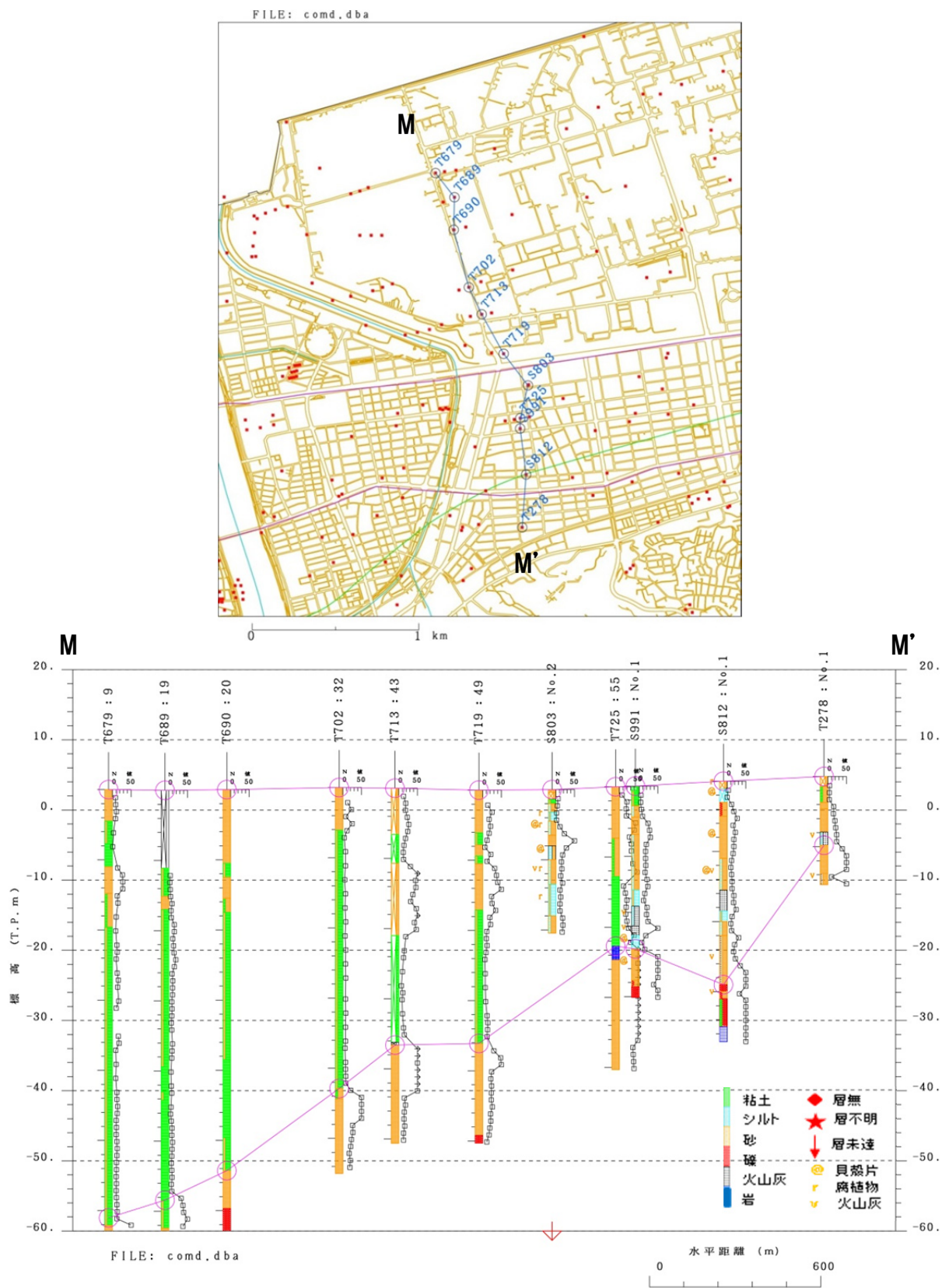


図 3.2.2-64 大分川右岸の海岸から内陸の断面

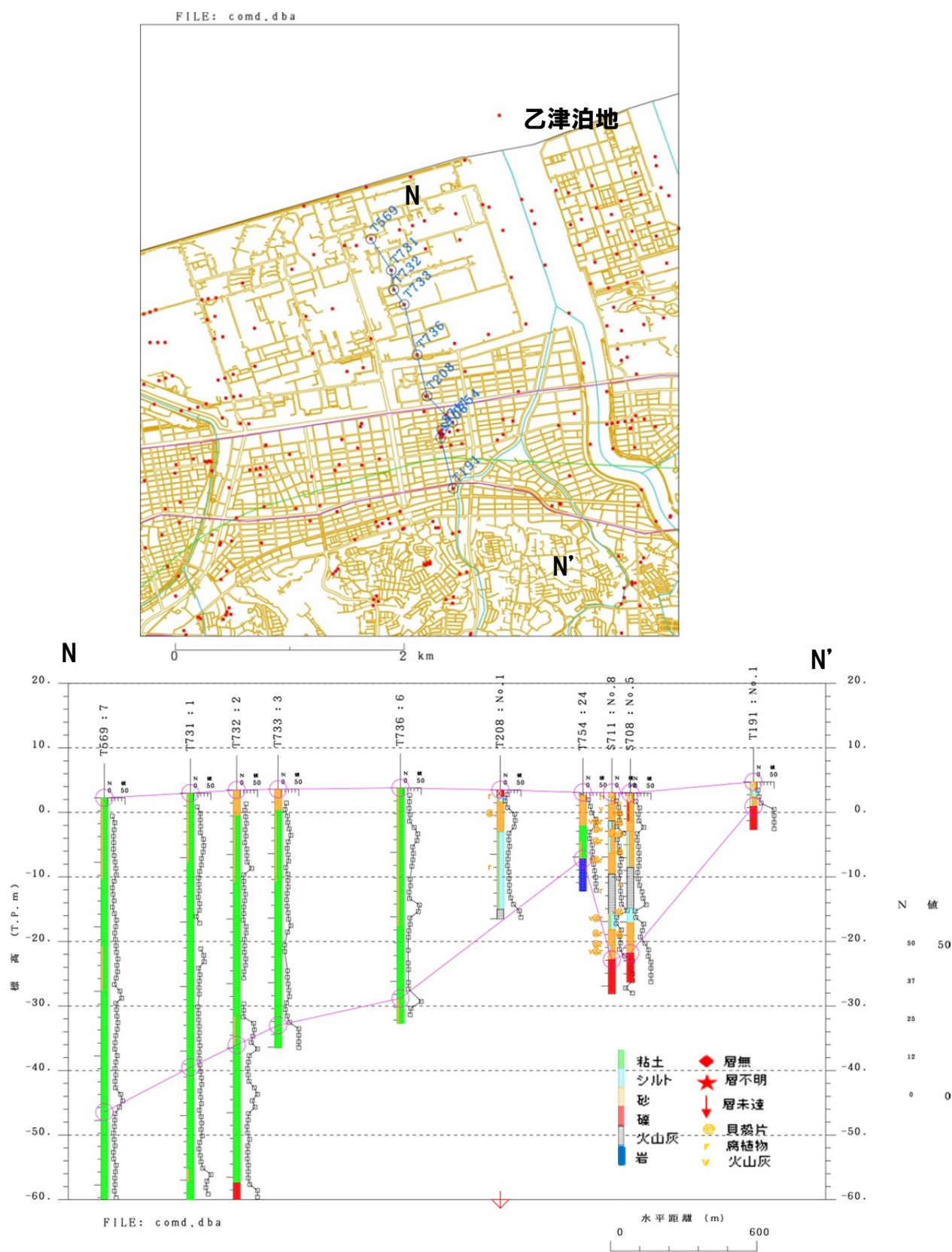


図 3.2.2-65 乙津泊地左岸の海岸から内陸の断面

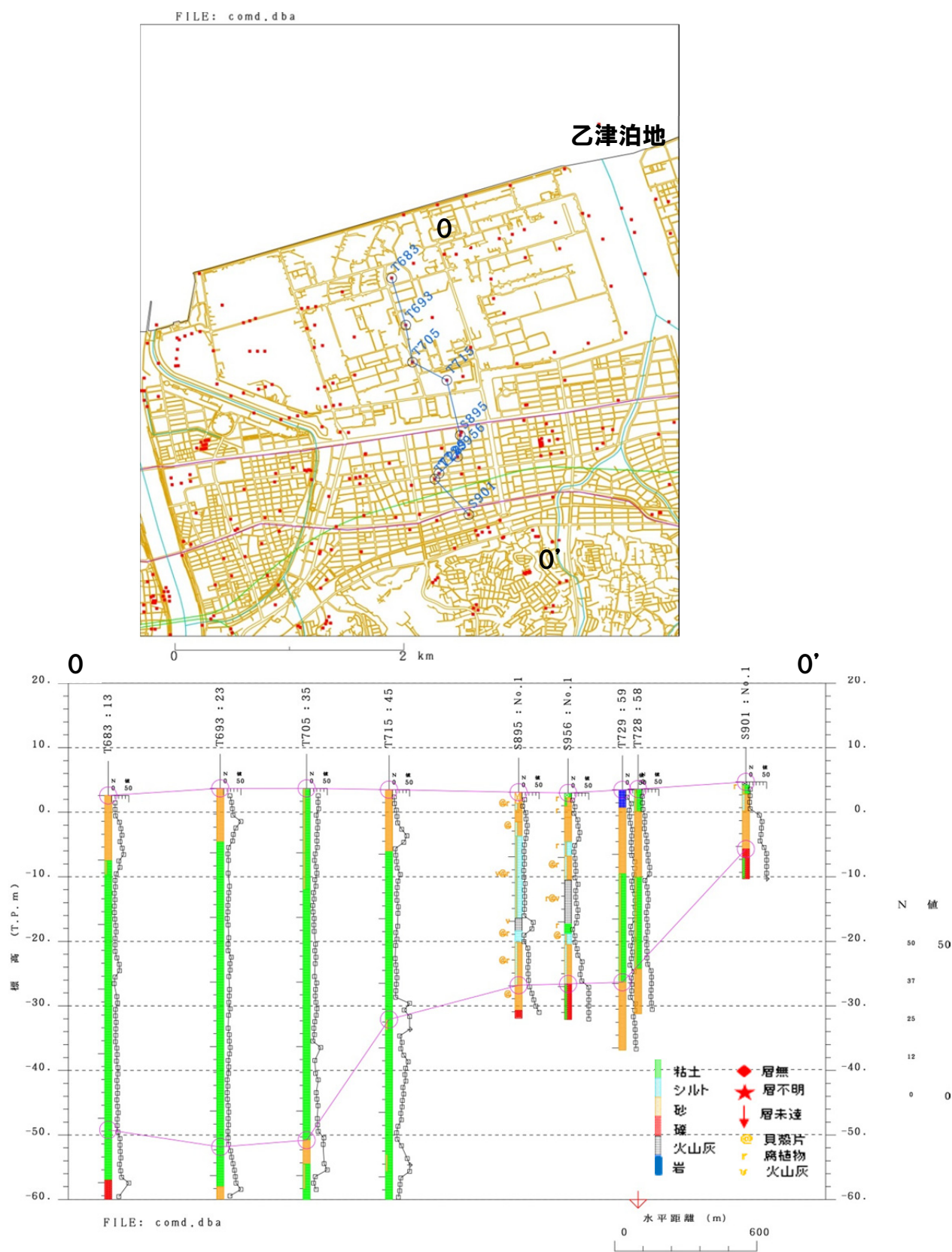


図 3. 2. 2-66 乙津泊地左岸の海岸から内陸の断面

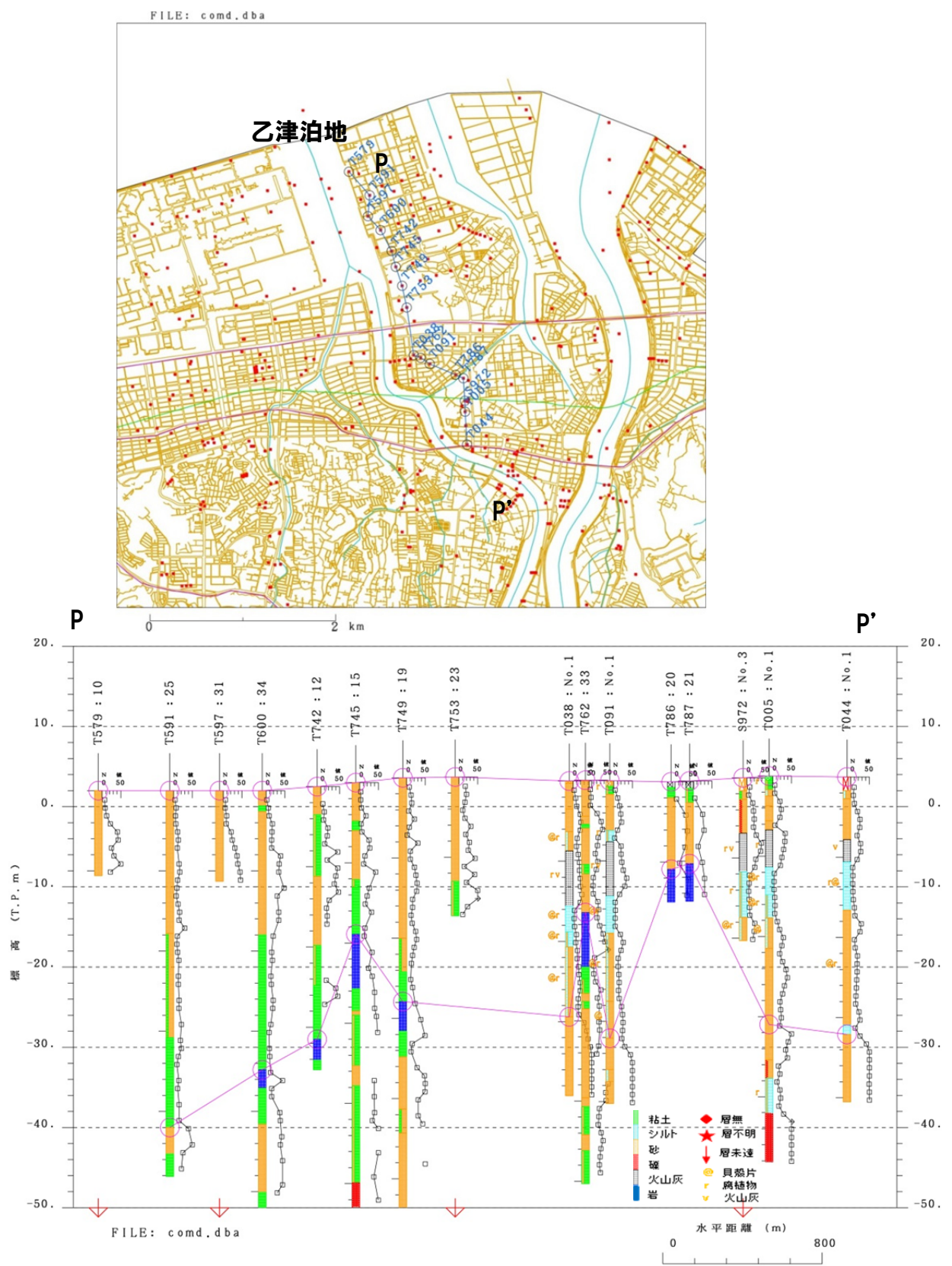


図 3.2.2-67 乙津泊地右岸の海岸から内陸の断面

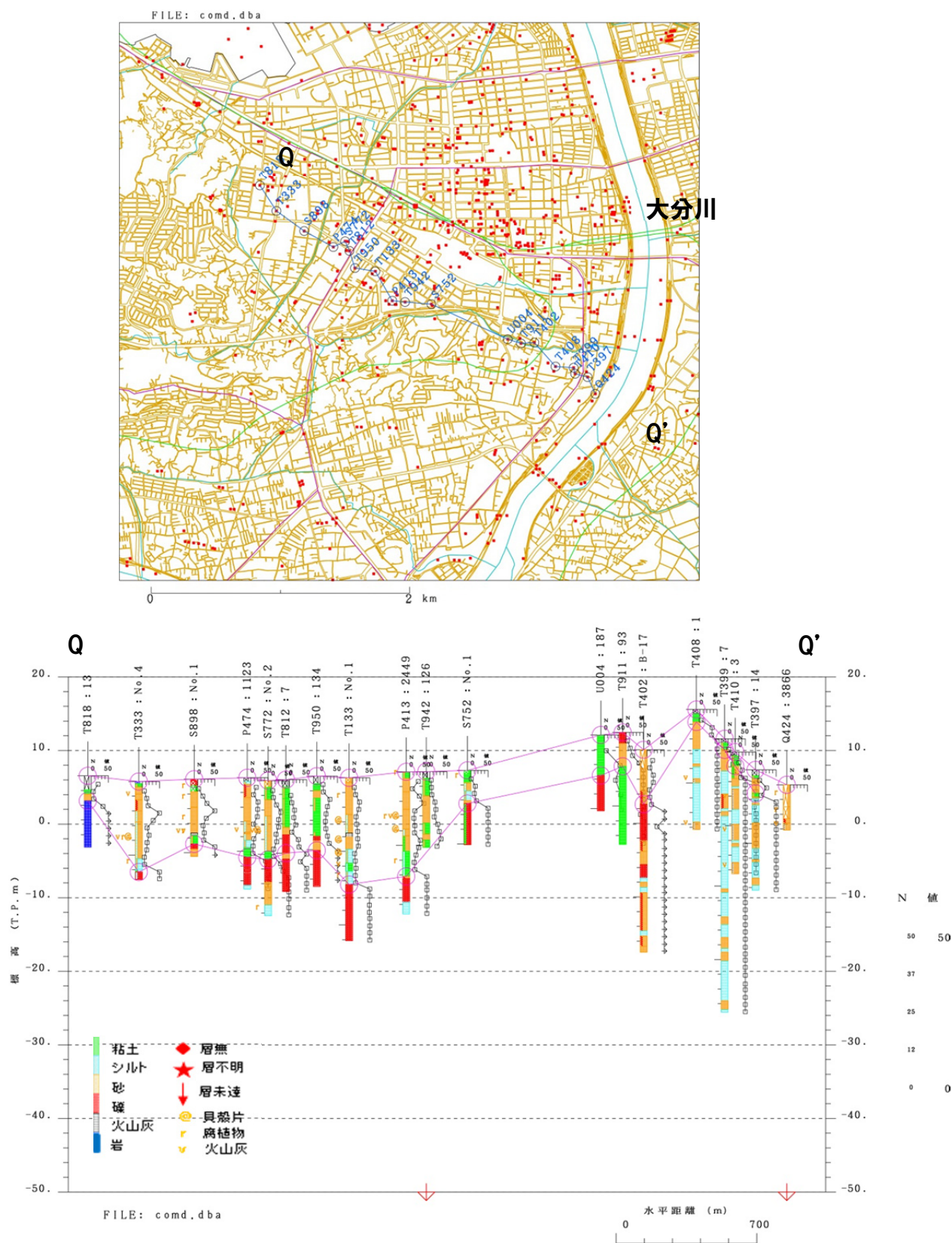


図 3. 2. 2-68 海岸から大分川に直交する内陸の断面

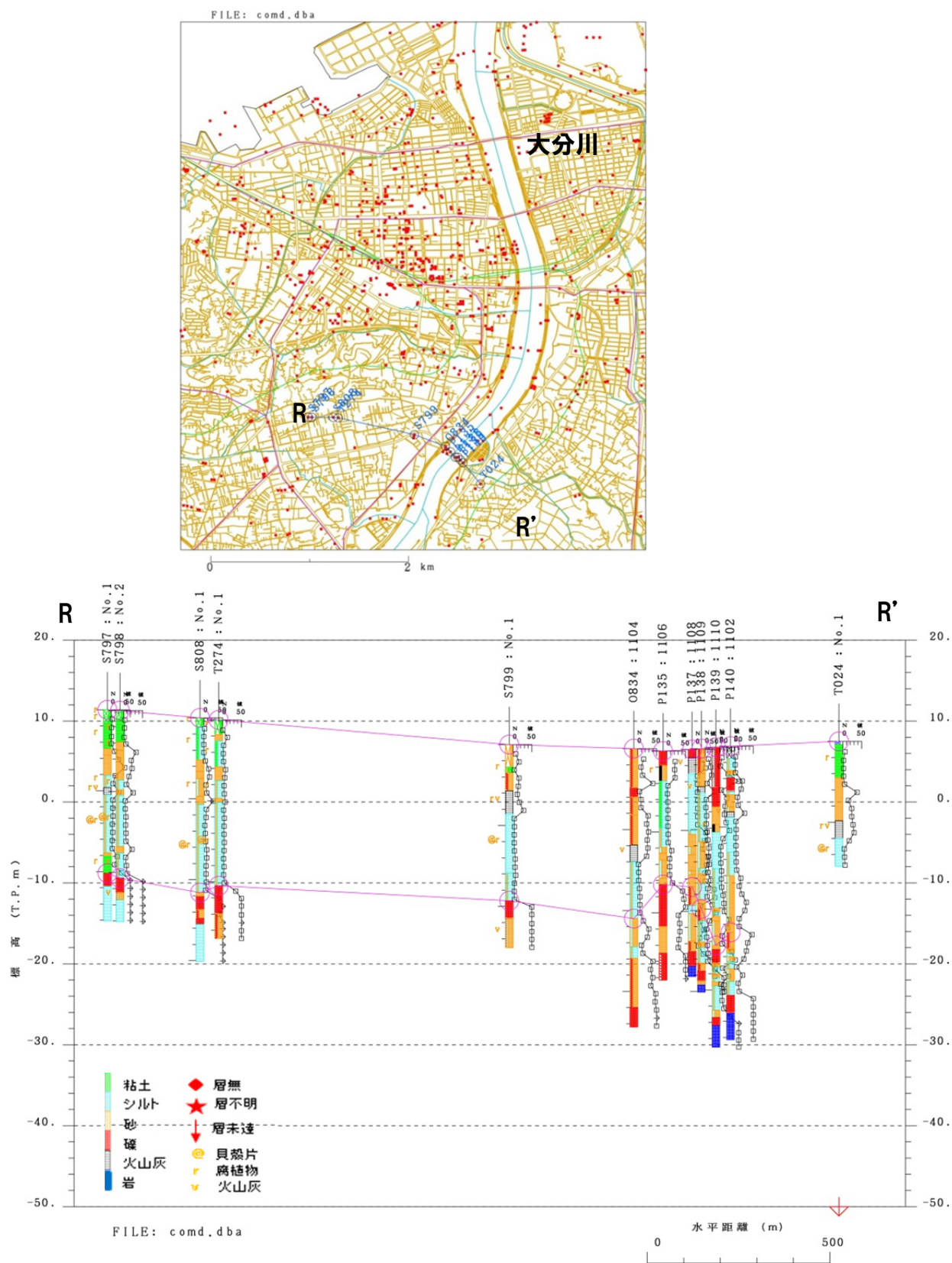


図 3. 2. 2-69 海岸から大分川に直交する内陸の断面

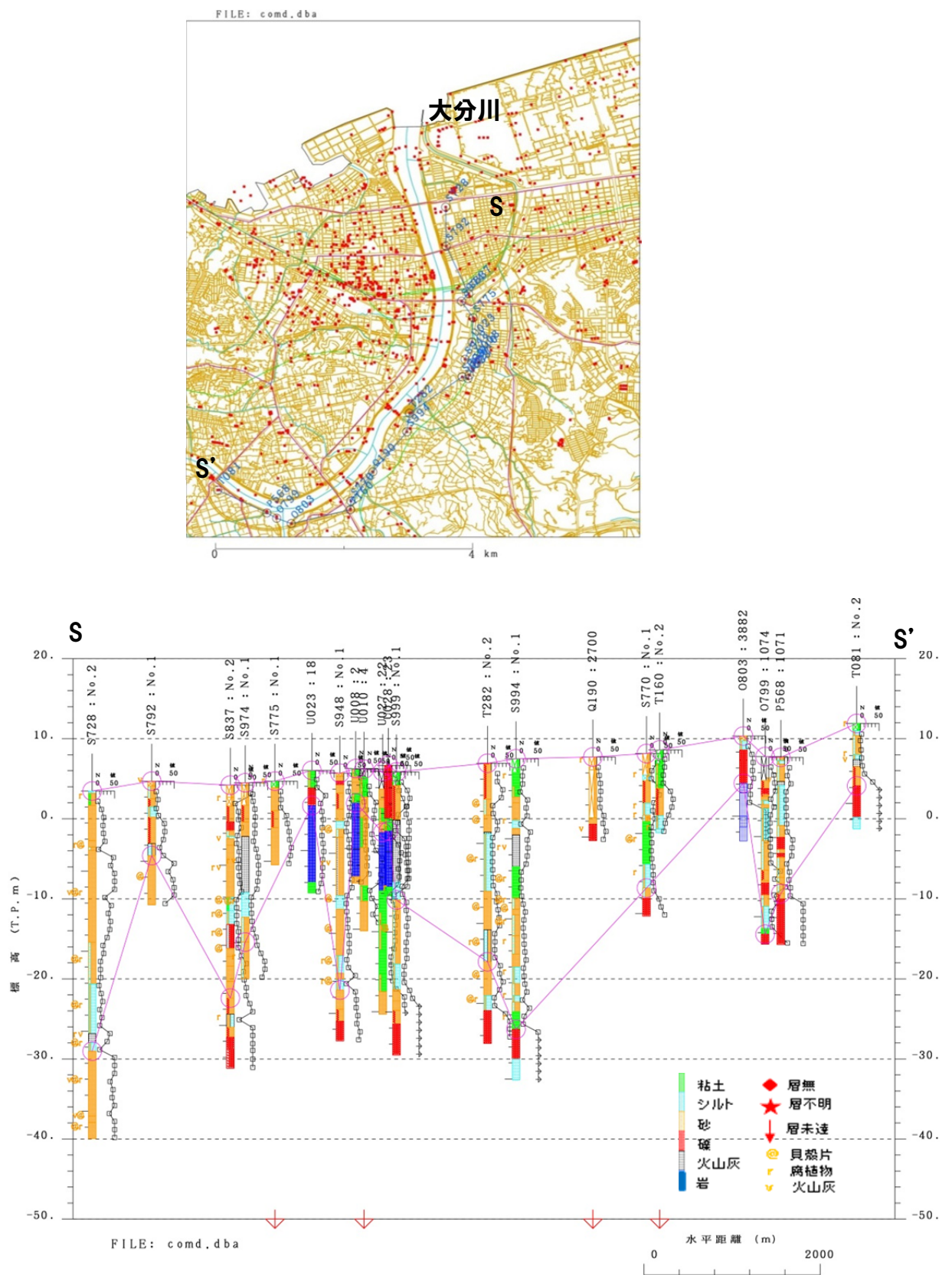


図 3.2.2-70 大分川右岸に沿う断面

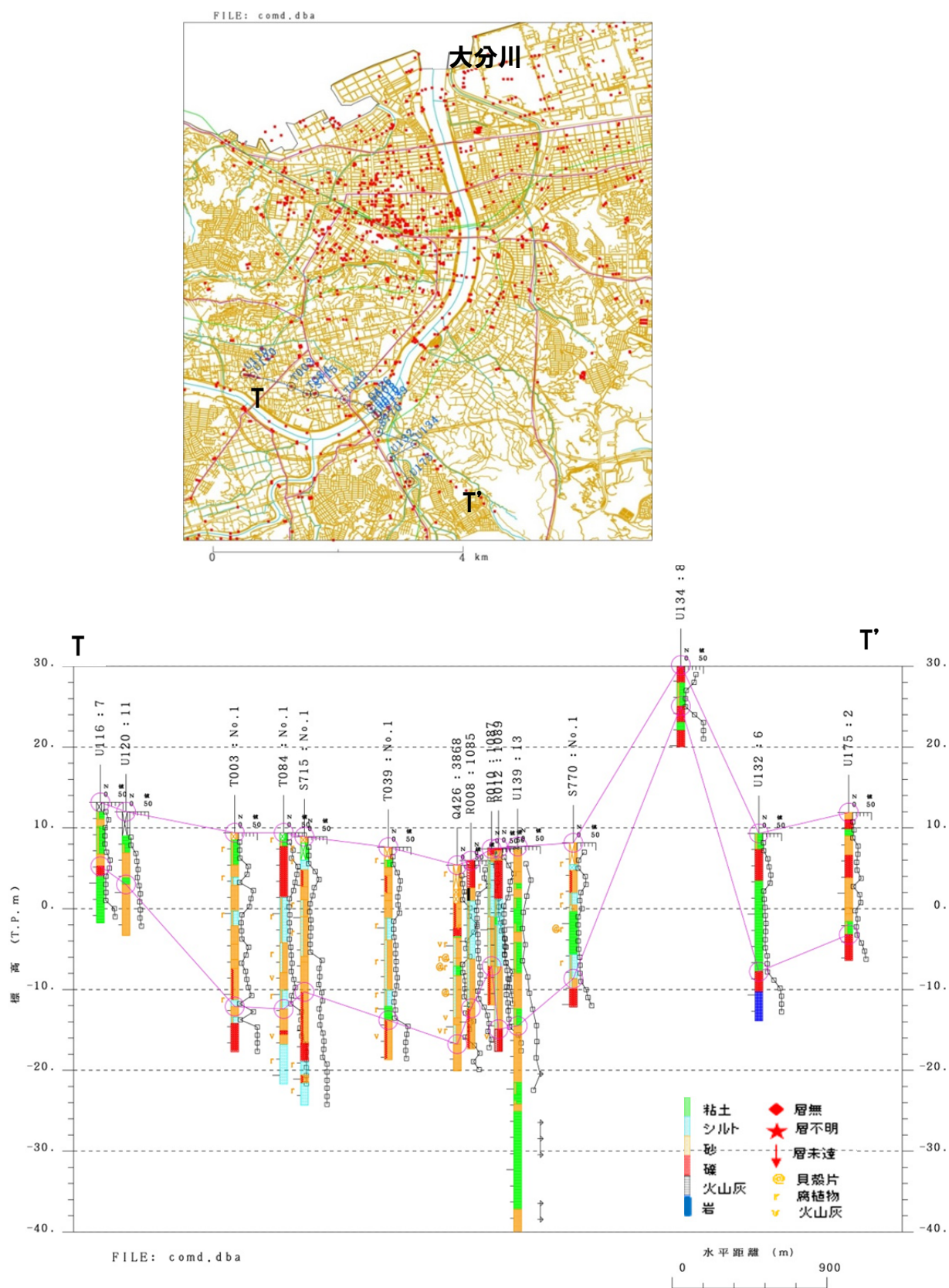


図 3. 2. 2-71 海岸から大分川に直交する内陸の断面

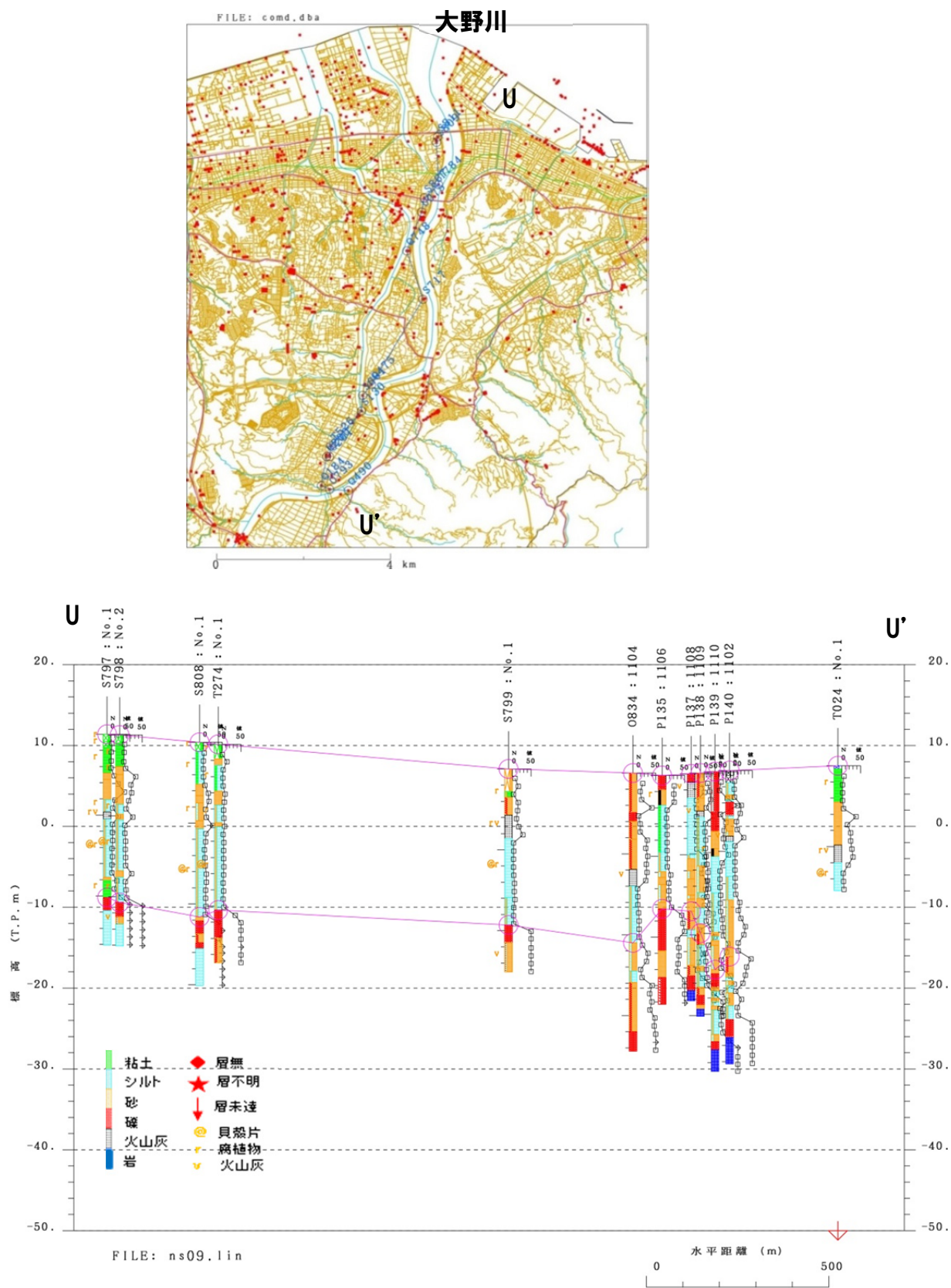


図 3. 2. 2-72 大野川左岸に沿う断面

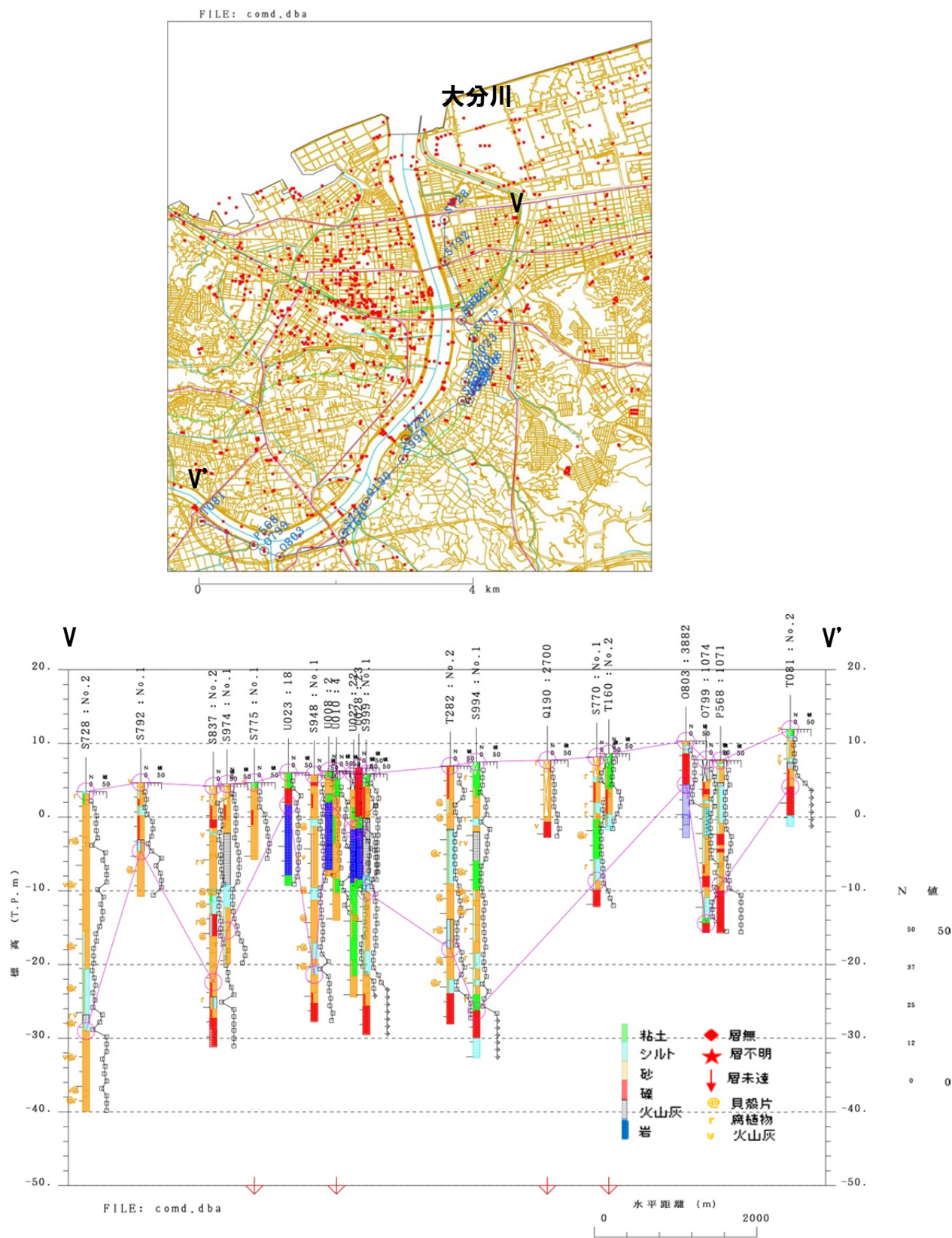


図 3.2.2-73 大分川右岸に沿う断面

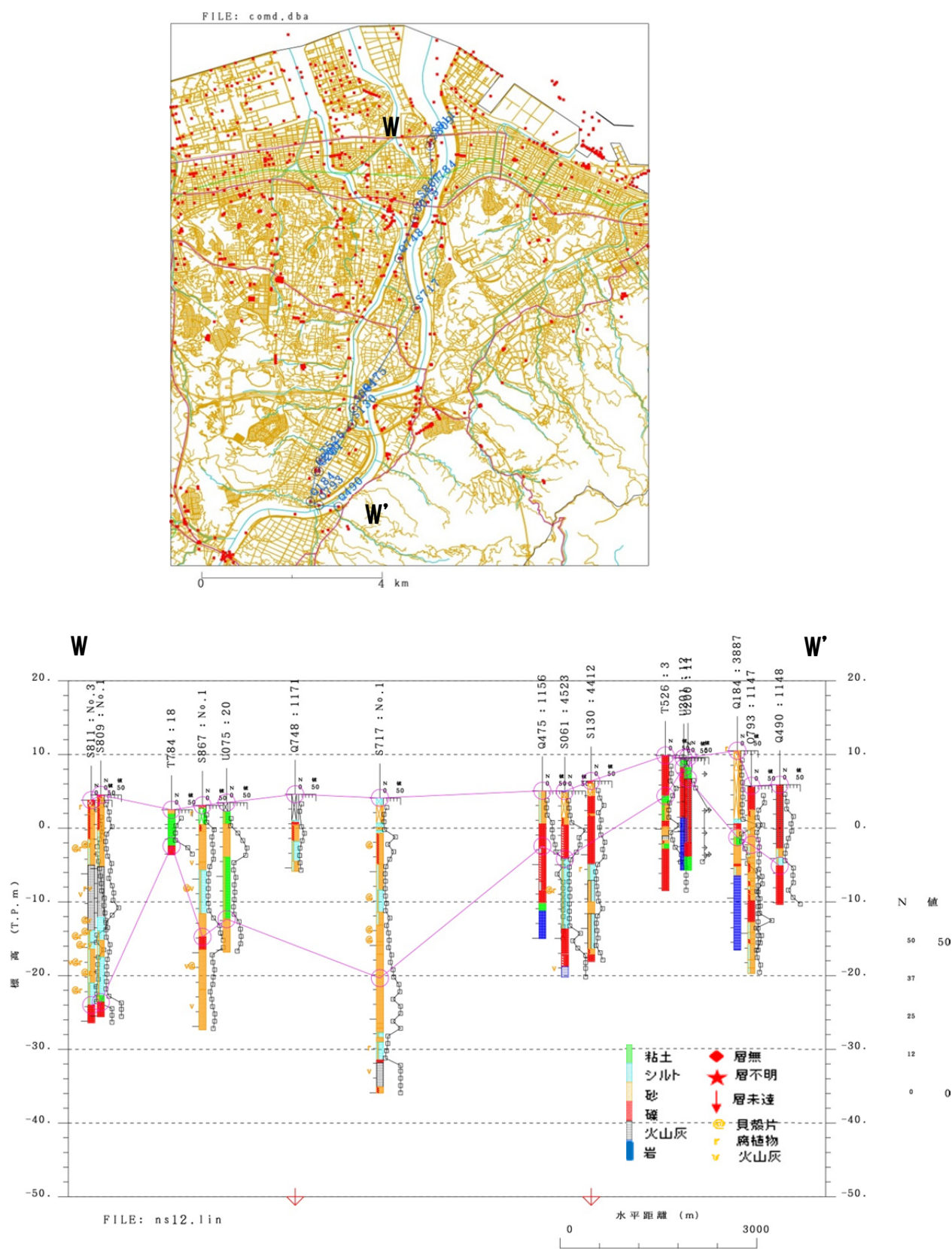


図 3.2.2-74 大野川右岸に沿う断面

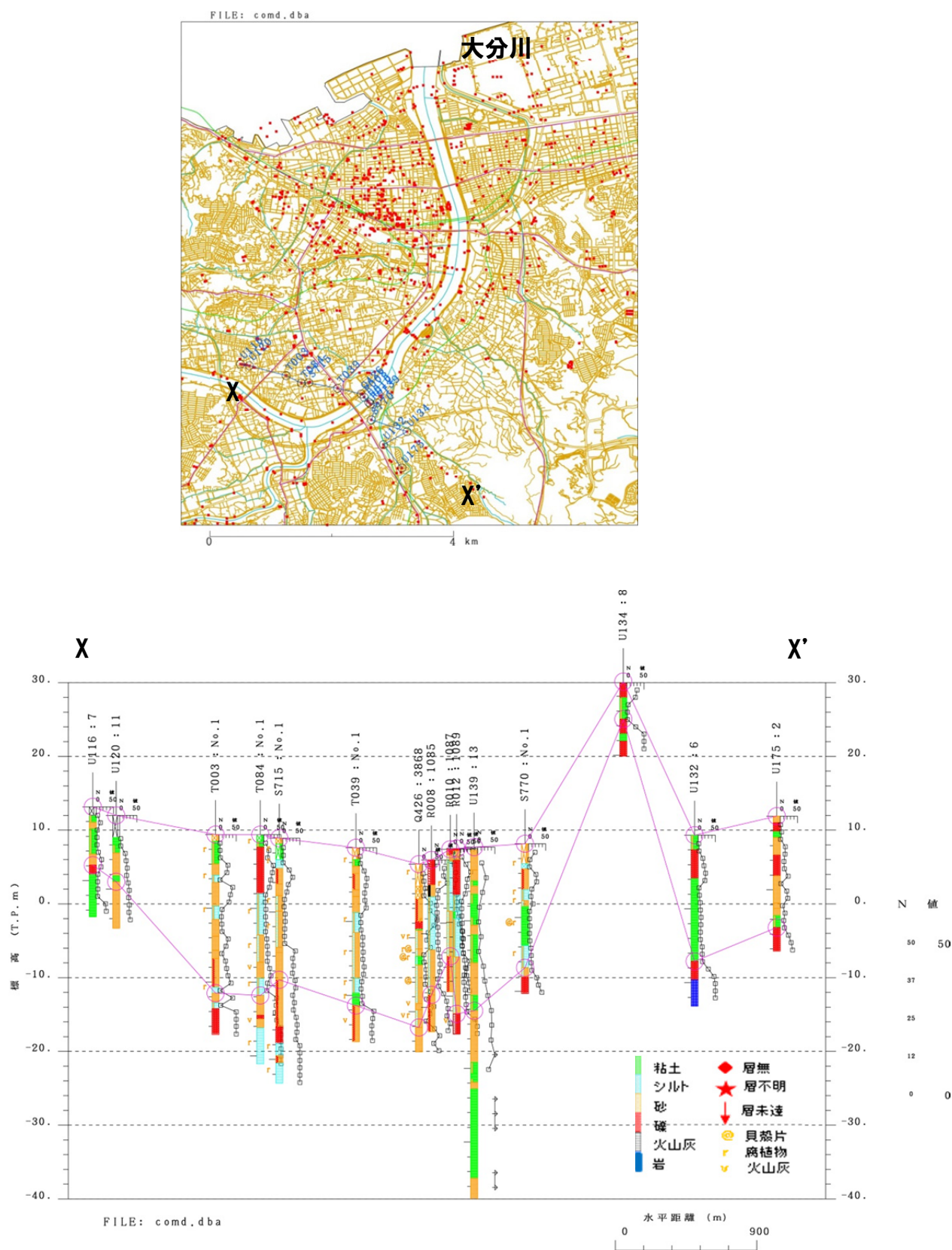


図 3. 2. 2-75 海岸から大分川に直交する内陸の断面

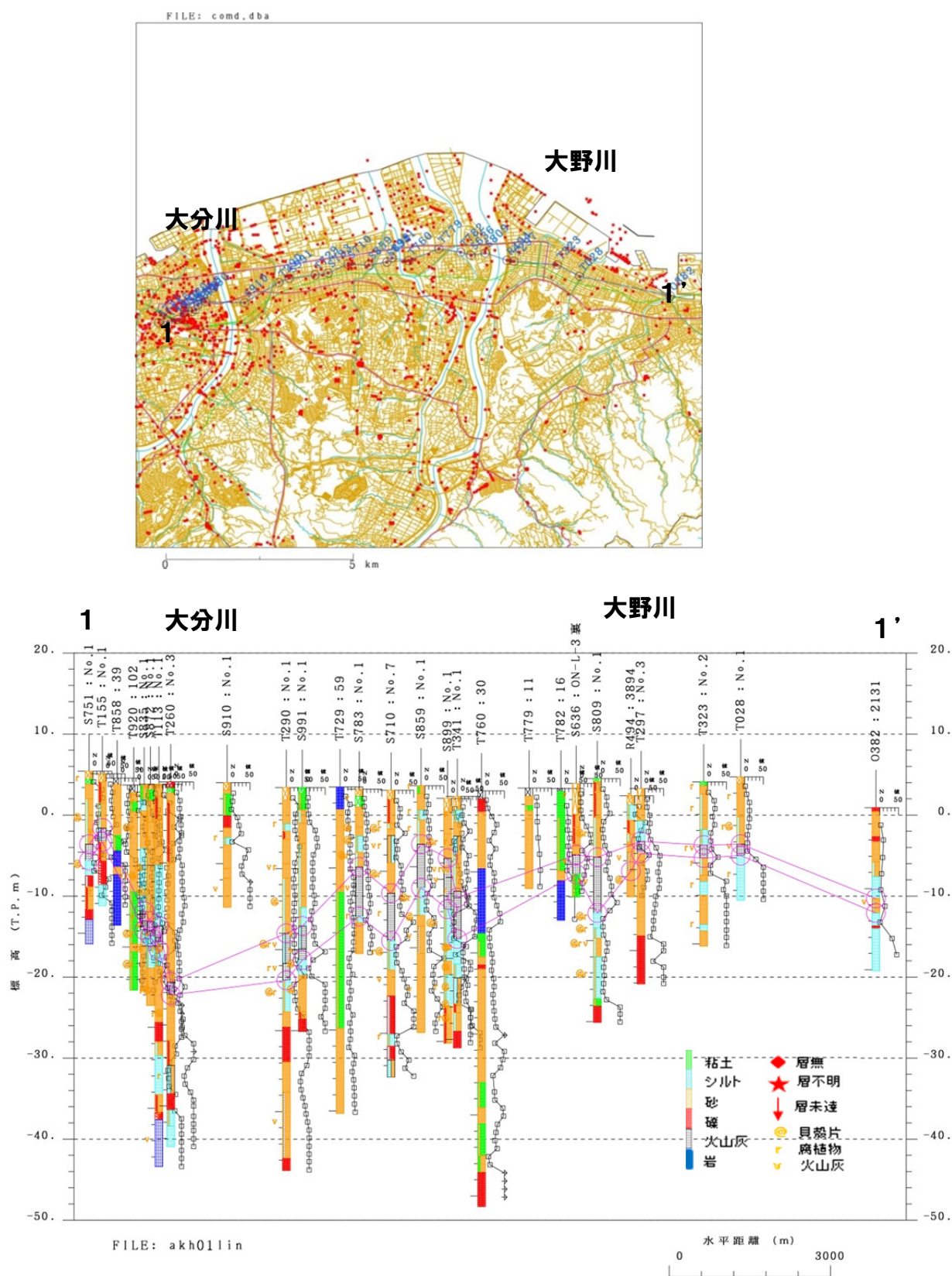


図 3.2.2-76 大分川から大野川までの断面

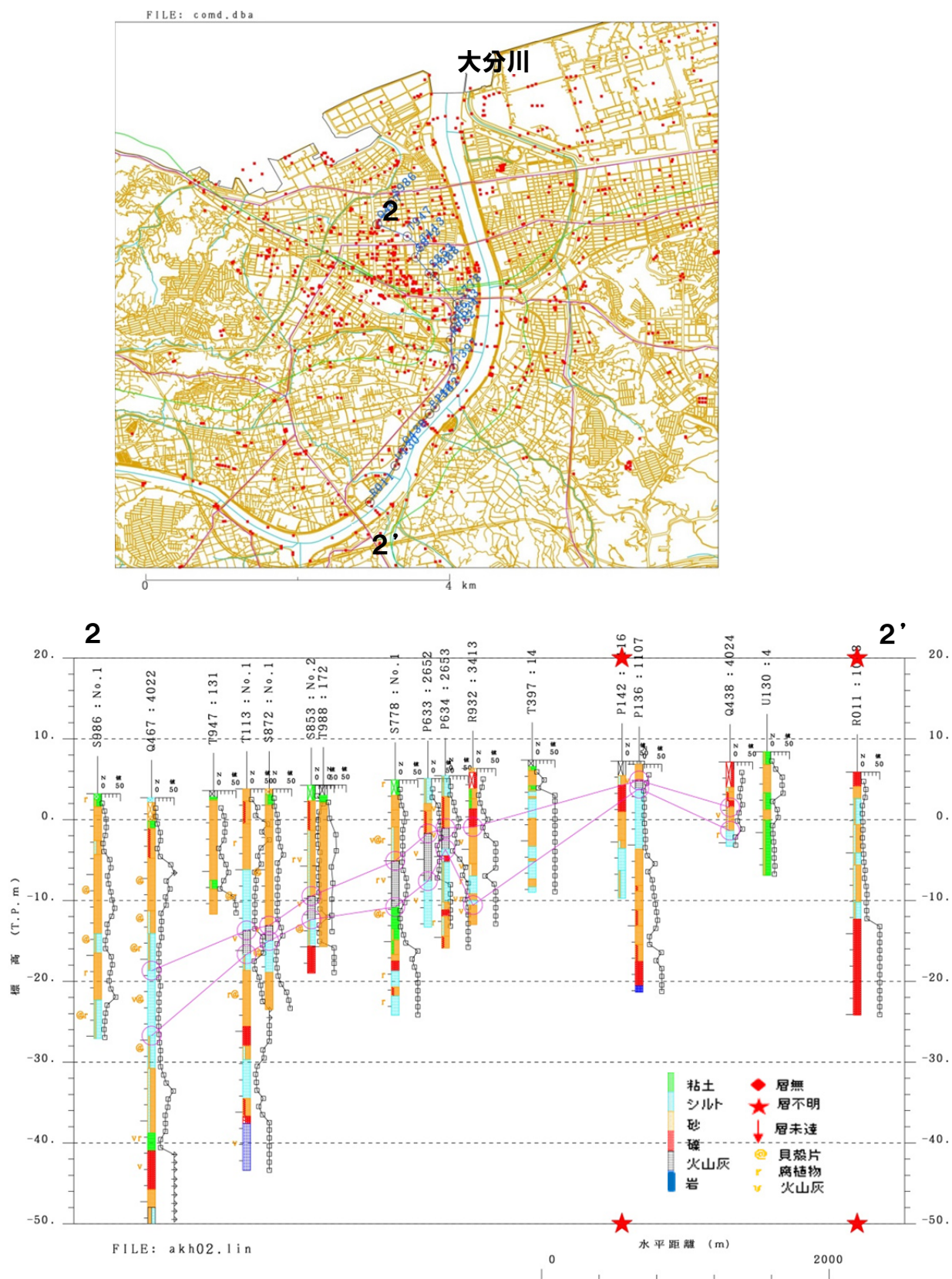


図 3. 2. 2-77 大分川左岸に沿う断面

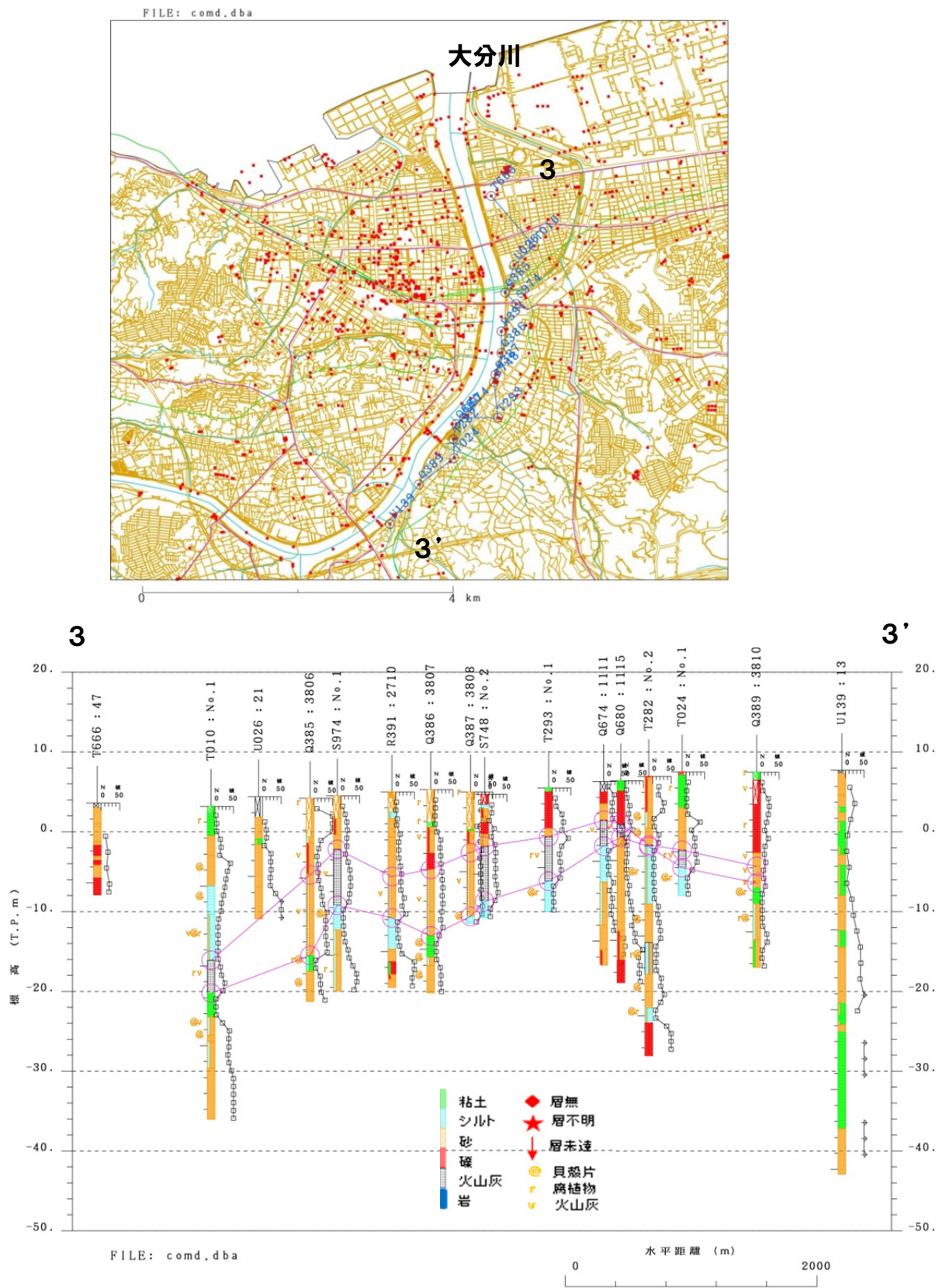


図 3.2.2-78 大分川右岸に沿う断面

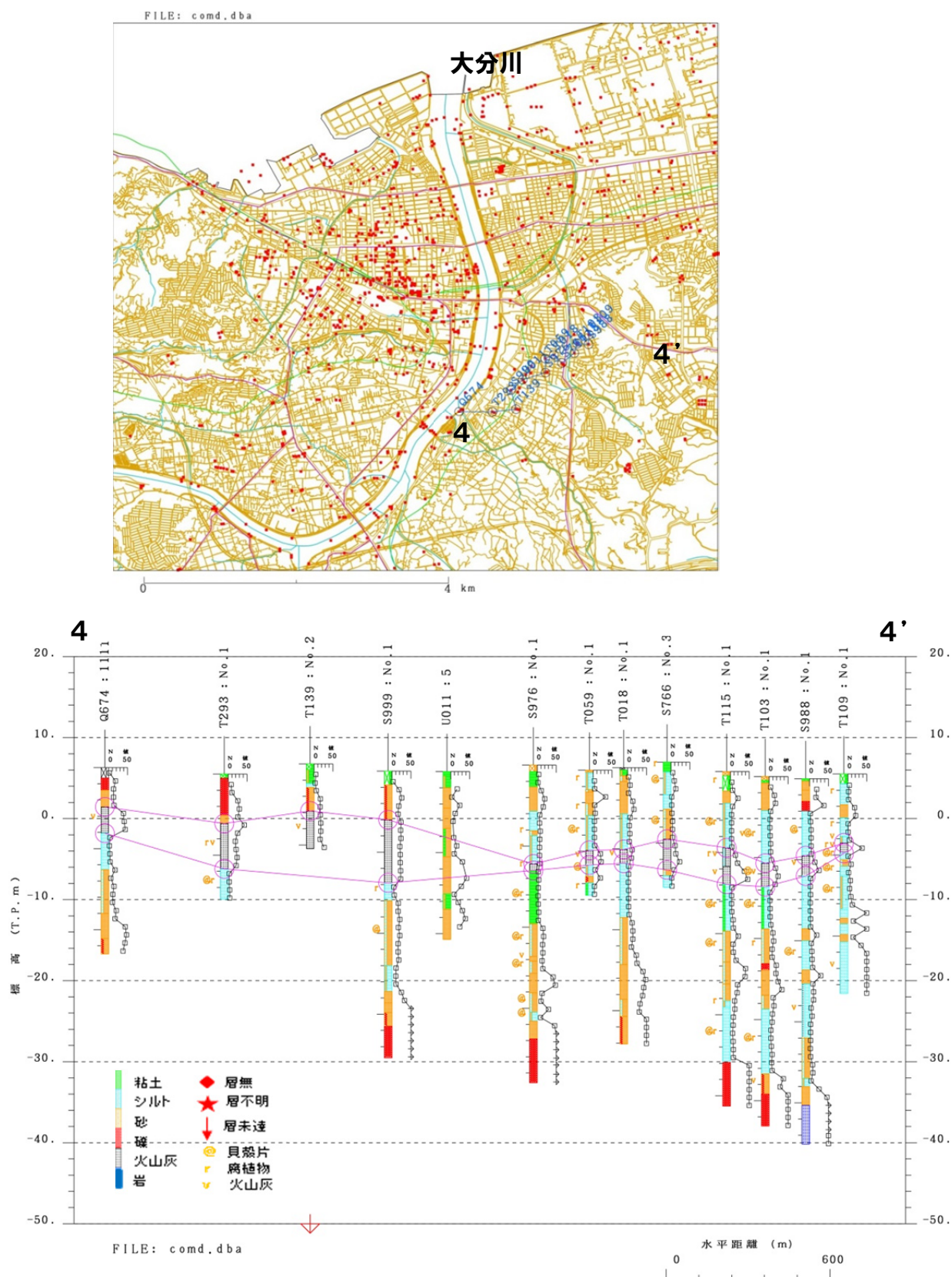


図 3.2.2-79 大分川左岸に沿う断面

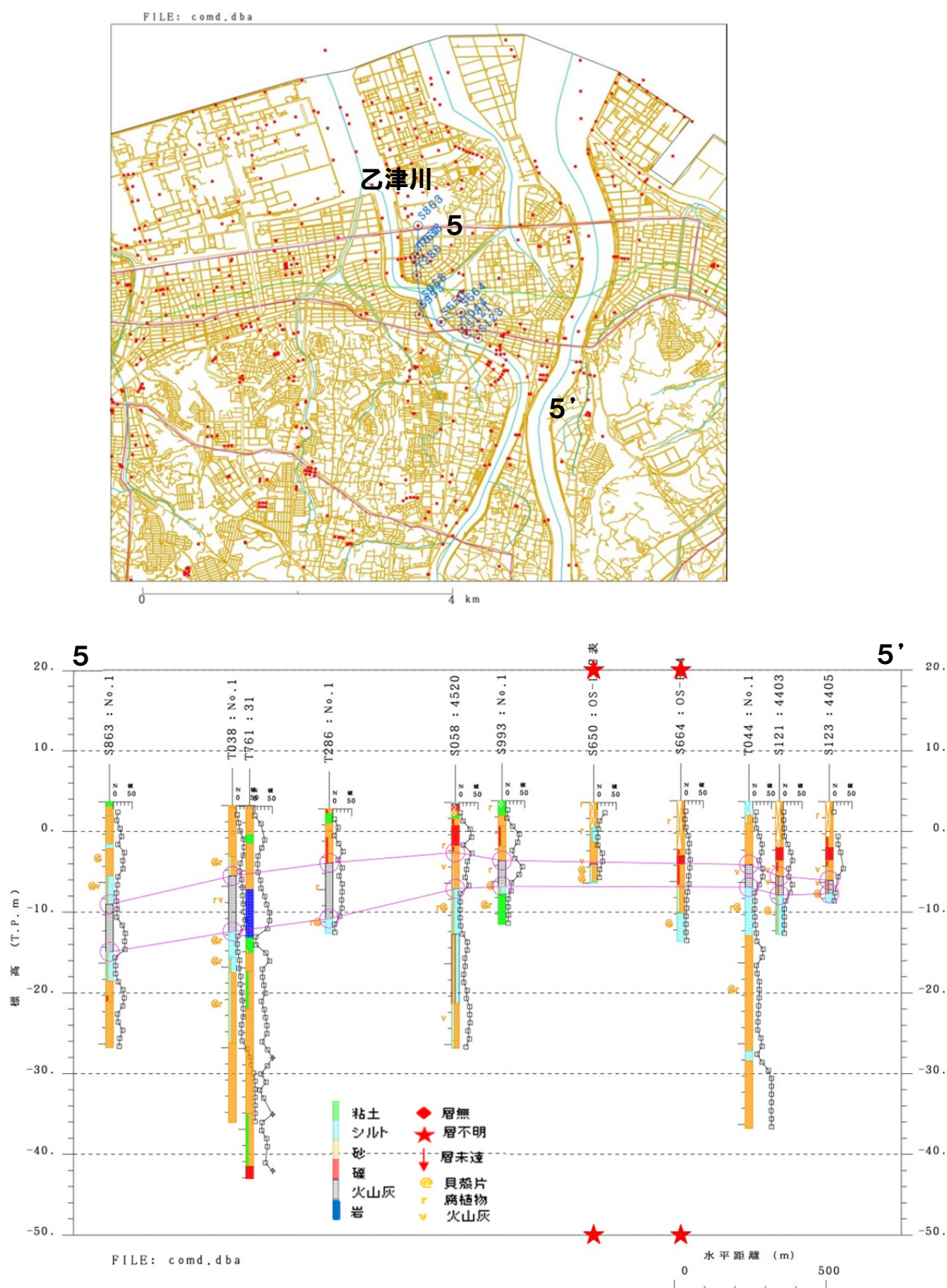


図 3.2.2-80 乙津川右岸に沿う断面

d) 引用文献

(i) 反射法探査再解析

- Aoki, N., Narahara, S., Takahashi, A., and Nishiki, T.: Imaging of conflicting dipping events by the multi-dip reflection surfaces method, SEG Expanded Abstract, 2010.
- 千田 昇: 大分平野の地形発達と地殻変動, 地理学評論, 47-3, 1974.
- 千田 昇, 竹村恵二, 松田時彦, 島崎邦彦, 池田安隆, 岡村 眞, 水野清秀, 松山尚典, 首藤次男: 大分平野直下に伏在する府内断層の位置と最新活動時期, 活断層研究, 23, 92-108, 2003.
- 千田 昇, 竹村恵二, 松田時彦, 島崎邦彦, 池田安隆, 岡村 眞, 水野清秀, 松山尚典, 首藤次男: 大分平野東部に伏在する活断層, 活断層研究, 24, 185-198, 2004.
- Jager, R., Mann, J., Hocht, G. and Hubral, P.: Common-reflection-surface stack: Image and attributes, Geophysics, Vol. 66(1), pp. 97-109, 2001.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会: 別府-万年山断層帯の長期評価, 2005.
- Itoh, Y., Kusumoto, S., and Takemura, K.: Evolutionary process of Beppu Bay in central Kyushu, Japan: a quantitative study of the basin-forming process controlled by plate convergence modes, Earth, Planets and Space, 66-74, 2014.
- Mann, J., Schleicher, J., and Hertweck, T.: CRS Stacking - A Simplified Explanation, In Extended abstracts, 69th Conf. Eur. Assn. Geosci. Eng. B044, 2007.
- Schleicher, J., Tygel, M., dan Hubral, P.: Parabolic and hyperbolic paraxial twopoint traveltimes in 3d media, Geophysical Prospecting, (41):495-5, 1993.
- 白石和也, 阿部進, 岩崎貴哉, 斎藤秀雄, 佐藤比呂志, 越谷信, 加藤直子, 新井隆太, 川中卓: 屈折初動走時トモグラフィ解析における初期モデルランダム化による解の信頼性評価, 物理探査, 63, 4, 345-356, 2010.
- 首藤次男, 日高稔: 大分地方の沖積層-特に別府湾の起源について-, 九大理研報(地質), 11, 87-104, 1971.
- 寺岡易司: 九州大野川盆地付近の白亜紀層, 地調報告, 237, 1970.
- Vermeer, G. J. O., Factors affecting spatial resolution, Geophysics, 64, No. 3, 942-953, 1999.
- 吉見雅行, 吉田邦一, 関口春子, 堀川晴央, 竿本英貴, 松浦旅人: 微動アレイ探査で推定した大分平野のS波速度構造, 活断層・古地震研究報告, 8, 295-315, 2008.
- 吉岡敏和, 星住英夫, 宮崎一博: 地域地質研究報告 5 万分の 1 地質図幅「大分」, 地質調査所, 1997.
- Zhang, J., and Toksoz, M. N., Nonlinear refraction traveltome tomography, Geophysics, 63, No. 5, 1726-1737, 1998.

(ii) 地震活動・GPS

- Shibutani, T., T. Ueno and K. Hirahara, (2008), Improvement in the extended-time multitaper receiver function estimation technique, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 98(2), 812-816, doi:10.1785/0120070226.
- Matsubara, M., K. Obara and K. Kasahara, (2008), Three-dimensional P- and S-wave velocity structures beneath the Japan Islands obtained by high-density seismic stations by seismic tomography, *Tectonophysics*, 454, 86-103.
- Rawlinson, N., Reading, A.M. and Kennett, B.L.N. (2006). Lithospheric structure of Tasmania from a novel form of teleseismic tomography. *Journal of Geophysical Research* 111: doi: 10.1029/2005JB003803. issn: 0148-0227.

(iii) 重力

- 地質調査総合センター(編) 日本重力データベース DVD 版, 数値地質図 P-2, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2013.
- GEOSoft Inc. (2016): “VOXI Earth Modeling”, <http://www.geosoft.com/products/voxi-earth-modelling/> (accessed March 20, 2016).
- Murata, Y., Estimation of optimum average surficial density from gravity data: An objective Bayesian approach, *J. Geophys. Res.*, 98, 12097-12109, 1993.
- 西島 潤, 50m メッシュ標高データを用いた地形補正プログラム, 九大地熱・火山研究報告, 第 18 号, 35-38, 2009.
- 岡田篤正・池田安隆・中田 高・千田 昇・宇根 寛, 都市圏活断層図 大分, 国土地理院技術資料 D.1-No. 375.

(iv) ボーリングデータベース

- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (編), 20 万分の 1 日本シームレス地質図データベース(2012 年 7 月 3 日版). 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB084, 産業技術総合研究所地質調査総合センター、2012.
- 大分県, 大分県地震被害想定調査(平成 20 年 3 月), 2008.
- 吉岡敏和・星住英夫・宮崎一博、大分地域の地質, 地域地質研究報告, 地質調査所, 1997.
- 千田 昇, 大分平野西部の完新世における地形発達, 地理評, 60, pp.466-480, 1987.
- 首藤次男・日高 稔、大分平野の沖積層, とくに別府湾の起源について, 九大理研報(地質), 11 巻, 1 号, pp.87-104. 1971.

3. 2 - 3 水理構造（地下水解析・浅層比抵抗測定）

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造の解明のための調査観測

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人京都大学理学研究科	教授	鍵山 恒臣
国立大学法人京都大学理学研究科	教授	大沢 信二
国立大学法人京都大学理学研究科	准教授	柴田 智郎
国立大学法人京都大学理学研究科	助教	宇津木 充

(c) 業務の目的

別府－万年山断層帯（大分平野－由布院断層帯東部）の震源断層形状と周辺の地殻構造を解明することを業務の目的とする。特に、サブテーマ2－3では水理構造調査（地下水位観測、温泉水データ解析など）や浅層比抵抗調査の解析から、平野基盤形状の推定と断層との関係を探る。

(d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約

1) 平成 26 年度：国立大学法人京都大学大学院理学研究科は、別府・由布院・大分平野等に存在する温泉掘削の情報を整理するとともに、水位観測や水質分析を追加して水理的解析を行った。また浅層の比抵抗探査を実施して、浅層地下構造との関連を明らかにする調査を開始した。

2) 平成 27 年度：国立大学法人京都大学大学院理学研究科は、別府・由布院・大分平野等に存在する温泉掘削の情報の整理を継続するとともに、水位観測や水質分析を追加して水理的解析を行った。さらに、フラックスメーターを活用して、平野域での CO₂ 分布調査を開始した。また浅層の比抵抗探査を実施して、浅層地下構造との関連を明らかにする調査を継続実施した。

3) 平成 28 年度：平成 26 年度・27 年度の観測調査結果に加え、追加観測を実施し、解析とまとめを進める。特に震源断層モデルの構築のために各観測調査の精査を実施し、震源断層モデルの構築に資する。また、各解析データのデータアーカイブの作成を実施する。成果として別府－万年山断層帯（大分平野－由布院断層帯東部）の構造評価、震源断層形状モデルの提案、地殻構造モデルの提案を進める。

(2) 平成 27 年度の成果

(a) 業務の要約

国立大学法人京都大学大学院理学研究科は、別府・由布院・大分平野等に存在する温泉掘削の情報の整理を継続するとともに、水位観測や水質分析を追加して水理的解析を継続実施した。さらに、フラックスメーターを活用して、平野域での分布調査を開始した。また浅層の比抵抗探査を実施して、浅層地下構造との関連を明らかにする調査を継続実施した。

(b) 業務の成果

(i) 地下水理構造調査

温泉の中には、断層などの割れ目を通して湧出するものがある。別府湾周辺には多数の活断層が発達しており、数多くの温泉が湧出している。断層と関係がある温泉の 1 つに、別府温泉がある。別府温泉の活動は、南縁と北縁にそれぞれある朝見川断層と亀川断層の 2 つの断層に沿って発達している (Allis & Yusa, 1989)。一方、別府温泉の東部、別府湾南岸に位置する大分平野では、自然に湧出している温泉は数少ないが、1960 年代後半から温泉開発が進み、平野部や丘陵地帯で数多くの温泉が確認されている。

大分平野の温泉は、これまで数多く研究されており、局所的に高温帯が存在し、鉛直方向に流動する構造が指摘されている (吉川・北岡, 1984; 北岡, 1987; 北岡・川野, 1991)。そこで平成 26 年度から、大分市内の温泉の化学組成に基づき、断層に関連する温泉を抽出し、その分布から深部に伏在する断層の位置を特定することを試みた。大分県がまとめた大分県温泉情報データベース 2014 を使用し、大分市内にある温泉の 303 データのうち、171 データを整理し、アニオンインデックス (野田, 1987) という指標を用い、温泉を分類し、その分布から鉛直方向に流動する構造について調べた。アニオンインデックスとは温泉水中の主要陰イオン濃度から求め、地熱地域で見られる熱水の生成と流動機構を検討するために提案された指標である。このため、深部を掘削して湧出する温泉や海水や化石海水が温泉化したものなどを対象としていないため、適切に分類することができないことが明らかになった。そのため平成 27 年度は、温泉情報データベース 2014 にある大分市内の温泉データのうち、化学組成の陽イオンと陰イオンの当量濃度の差が小さい 286 データを用いて、多変量解析の 1 つである主成分分析法を用いて温泉を分類し、それぞれ分類した温泉ごとの分布状況を調べた。また、平成 26 年度から引き続き、別府市北部の鉄輪温泉にある大分県農林水産研究指導センター農業研究部花きグループと南部の京都大学大学院地球熱学研究施設にある未利用温泉井戸で水位観測を行った。

・大分平野の温泉データの整理・解析

① 温泉井戸の湧出地

使用した大分県温泉情報データベース 2014 では、温泉の湧出地（井戸の位置）が住所表記で記載されており、住所表記の区画内の位置が不明である。そこで、本年度は温泉台帳の井戸位置図を入手し、再度、井戸の緯度・経度を求め直した。

② 地下の温度構造

平成 26 年度に引き続き、温泉井戸により地温勾配を求め、図 3.2.3-1 に示す。地温勾配は地下の温度構造を示す 1 つの指標である。地下の温度構造は地質を構成する岩石と熱の移動を反映している。熱の移動には、地層の熱伝導と地下水流動に伴う運搬の 2 つの機構がある。熱伝導は構成する岩石の熱伝導率で決まり、地下水流動は、地下水が移動することによって地下水自身が持っている温度（熱）が運搬される。一般に、熱伝導より地下水流動の方が熱移動の効率が高い。

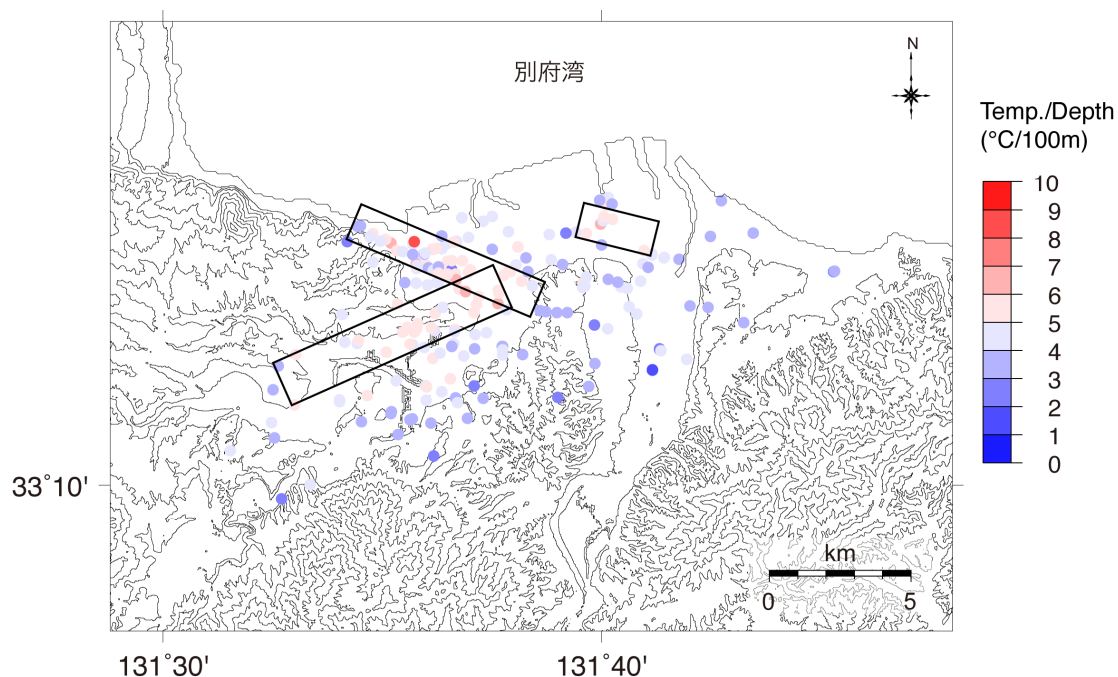


図 3.2.3-1 仮の地温勾配 (λ_p) で示した温泉の分布。地温勾配の高い地域は矩形で囲んだように、大分平野北西部の西北西～東南東に延びる方向、西南西～東北東に延びる方向、北東部の 3 カ所に位置する。

地下の温度構造は、掘削された井戸の坑口から坑底まで連続的に温度を測定する温度検層を行うことで求められる。温度検層は掘削直後や井戸を利用している状態では、掘削中の泥水や汲み上げている温泉の影響を受け、真の地中の温度を示さないため、井戸掘削後十分な時間が経過した後で行われる。このため、温度検層は井戸を掘削した業者が行い、その結果を掘削井戸の柱状図資料とともに記載される場合が多い。吉川・北岡（1984）、および北岡（1987）によれば、大分平野の温度検層の結果は、深さに対しほぼ直線的に温度が増加していることが報告されている。地温勾配（ λ ）は、深さに対する地温の上昇を示しており、地表付近の地温を平均気温に近い 15℃ とすると、

$$\lambda = \frac{T_n - 15}{d_n} \quad (1)$$

で表される。ここで、 T_n は深度 d_n における地中温度である。しかし、今回は温度検層データがないので、深度 d_n に井戸の掘削深度 d_w を、温度 T_n に湧出温度 T_d を代用して、仮の地温勾配（ λ_p ）

$$\lambda_p = \frac{T_d - 15}{d_w} \quad (2)$$

を求めた。温泉は、スクリーンと呼ばれるスリットがある管を通して、対象の帯水層から井戸内に入り、汲み揚げられる。井戸深度が深いと途中で温泉水は冷却されるため、その湧出温度は帯水層中にある時よりも低くなる。そのため、仮の地温勾配は、必ずしも地下の温度構造を正確に示すものではないが、一応の目安として使用することができる。

仮の地温勾配は平野全体で一様な値を示すのではなく、地域により異なる。大分平野北西部の西北西～東南東に延びる方向、西南西～東北東に延びる方向、平野北東部の一群の 3 カ所が明らかに周囲よりも高い（図 3.2.3-1）。データ数が増えたが、平成 26 年度と同様の結果が得られた。

③ 温泉の分類

温泉水の主要 7 成分の塩化物イオン・炭酸水素イオン・硫酸イオン・ナトリウムイオン・カリウムイオン・マグネシウムイオン・カルシウムイオンを変数として主成分分析を行った。得られた第 1 及び第 2 主成分係数と寄与率を表 3.2.3-1 に示す。第 1 主成分（PC1）係数は塩化物イオン、第 2 主成分（PC2）係数は炭酸水素イオンの変数が高い。第 1 主成分係数の寄与率が 93.4% と高く、第 1 主成分係数の影響が大きい。

第 1 主成分（PC1）スコアと第 2 主成分（PC2）スコアの関係を図 3.2.3-2 に示す。主成分スコアは各データの主成分係数に対する大きさを示す。この相関図より、温泉を次の 5 つに分類する。G1 は第 1 主成分スコアが他よりも高いもの、G2 は第 1 主成分スコアと第 2 主成分スコアが比較的高いもの、G3 は第 1 主成分スコアが比較的高く第 2 主成分スコアが低いもの、G4 はそれ以外のものとする。また、G4 には全体の 3 分の 2 のデータが含まれているので、図 3.2.3-2b に示すような第 1 主成分スコアと $\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^-$ 比の関係から、第 1 主成分スコアが大きく、 $\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^-$ 比が低い G4-1 と、第 1 主成分スコアが小さく、 $\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^-$ 比が高い G4-2 とに分けた。

表 3.2.3-1 第 1 主成分係数、第 2 主成分係数とその寄与率.

	第 1 主成分係数	第 2 主成分係数
塩化物イオン	0.963	-0.266
炭酸水素イオン	0.266	0.963
硫酸イオン	0.00011	-0.00049
ナトリウムイオン	0.029	0.0039
カリウムイオン	0.00056	-0.00023
マグネシウムイオン	0.0018	0.0045
カルシウムイオン	0.0015	-0.0023
寄与率 (%)	93.4	6.5

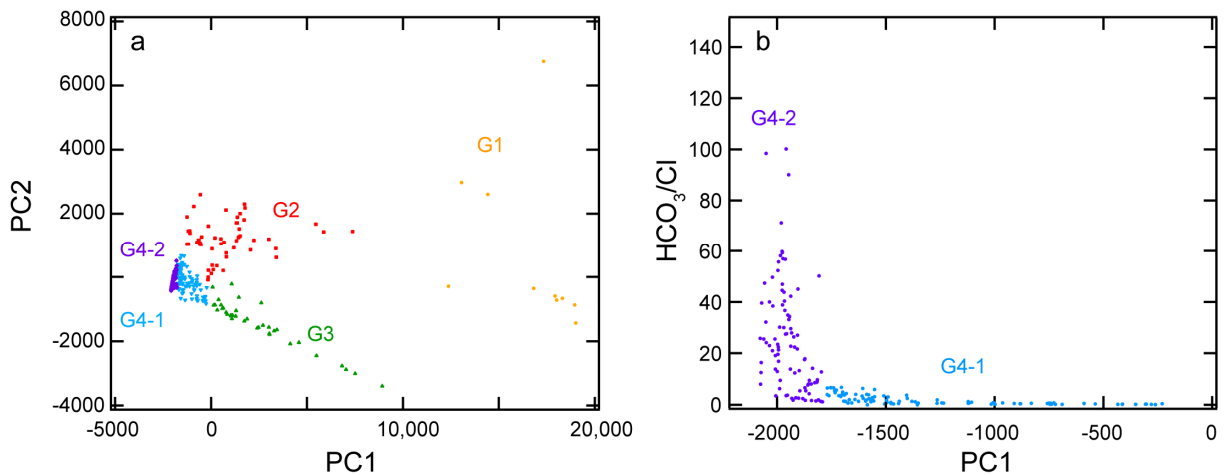


図 3.2.3-2 主成分分析の結果. (a) 第 1 主成分 (PC1) スコアと第 2 主成分 (PC2) スコアの関係、(b) 第 1 主成分 (PC1) スコアと $\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^-$ 比の関係.

④ 温泉の分布

温泉には、堆積層などの地層に貯留する層状温泉と岩盤の中の構造や割れ目に貯留する裂か状温泉がある。層状温泉の分布は、貯留層となる地層の形状によるが、一般的に水平方向に広がっているため、水平分布では等方的になる。一方、裂か状温泉の分布は、貯留している岩盤の構造や割れ目に支配されているため、割れ目に沿った方向を示す。そこで、2 源泉間の水平分布の角度を調べ、分布の異方性の有無から、温泉の貯留機構を推定する。

2 源泉間の角度分布は、源泉間距離が短い場合には局所的な影響を、長い場合には広域的な影響を反映する。そこで、分布の対称・非対称性を示す指標である歪度が、ほぼゼロとなる源泉間距離 (5km 以内) を求め、角度分布を調べた。角度の頻度分布をローズダイアグラムとその分布を図 3.2.3-3 と図 3.2.3-4 にそれぞれ示す。

G4-1 に属する温泉は、あらゆる方向に一樣に広がっていることから、層状温泉である。しかし、G1~3 に属する温泉は、佐賀関断層に平行の東北東-西南西方向に、G4-2 に属する温泉は、府内断層に平行の東南東-西北西方向に卓越していることから、裂か状温泉である。

大分平野では、別府市のように地表面に温泉を湧出するような割れ目は少ないが、深部から温泉を上昇するような割れ目が伏在していることがあきらかになった。この伏在する割れ目は、佐賀関断層や府内断層に関連していると思われる。

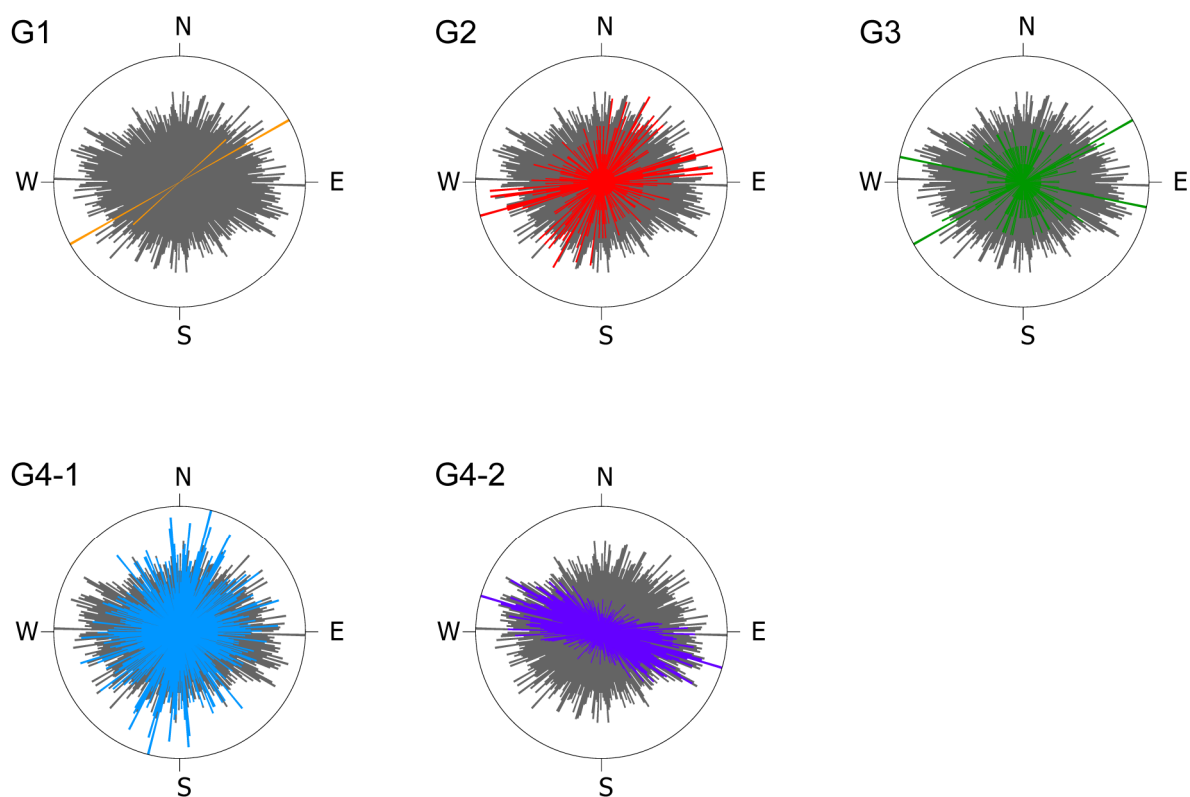


図 3.2.3-3 5 つに分類した温泉の 2 温泉間の角度頻度分布．灰色の背景は全体の分布を示す

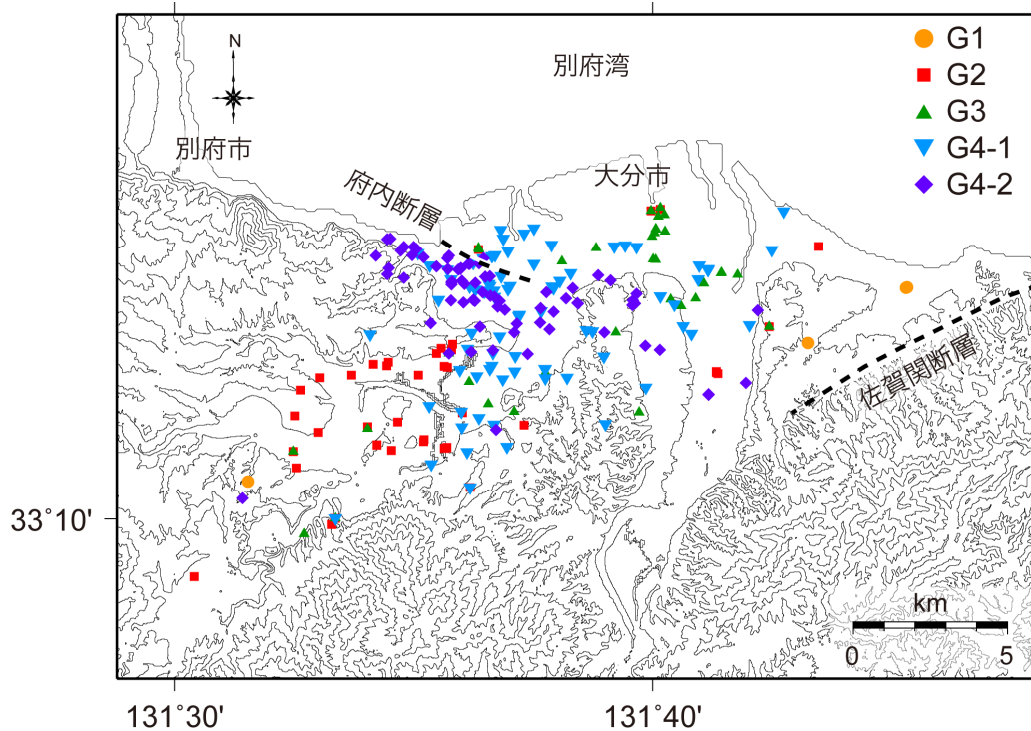


図 3.2.3-4 5 つに分類した温泉の分布

・水位観測

別府温泉は九州中部の張力が発達する地域の東端に位置する。温泉活動は、西側の鶴見火山群から東側の別府湾岸まで続き、火山群から供給される熱水流体がもたらしめている。西側の火山群から供給された熱水流体は、南の朝見川断層と北の鉄輪断層の2つの断層に沿って、東側の海岸方向に流動している。そこで、この2つの断層における水の流動を調べるため、京都大学大学院地球熱学研究施設にある観測点1 (N33.2837°; E131.4850°) と大分県農林水産研究指導センター農業研究部花きグループにある観測点2 (N33.3140°; E131.4724°) の2つの井戸に、現地収録型の水位計 (ノースワン社製 Kadec21-MZPT-C) をそれぞれ設置し、2014年12月24日 (観測点1) および25日 (観測点2) から水位観測を行った。なお、観測点1は朝見川断層地域に、観測点2は鉄輪断層地域に位置している。測定したデータは標高表記に換算して図3.2.3-5に示す。

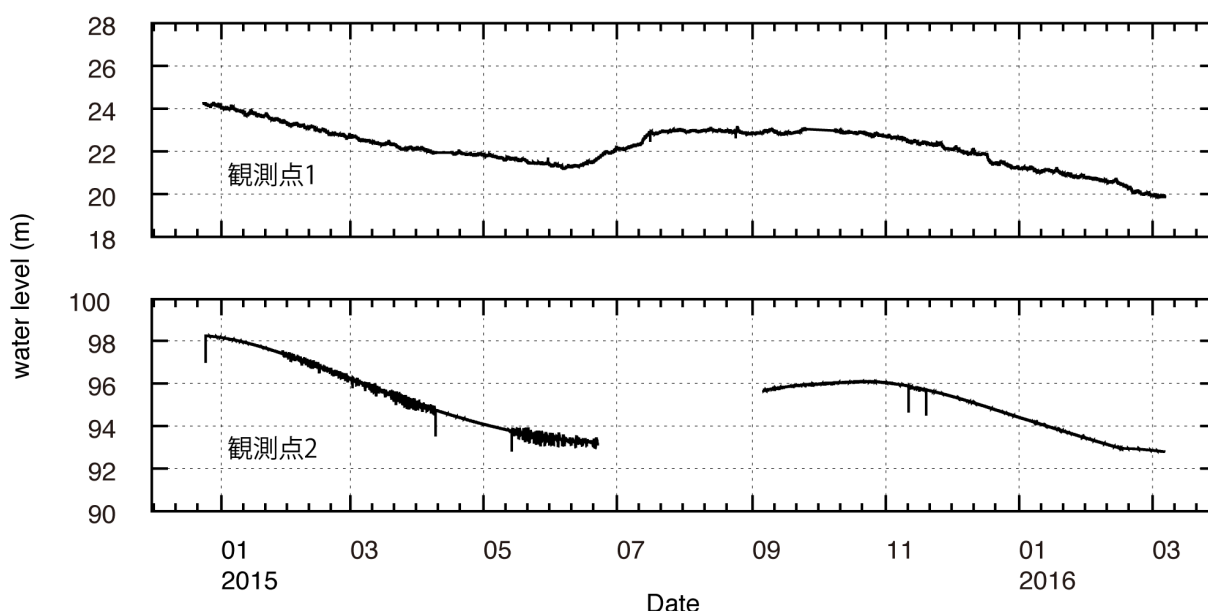


図 3.2.3-5 観測した水位. 鉄輪断層地域に位置する観測点2は、朝見川断層地域に位置する観測点1よりも水位が約75m高い。

観測された水位は、夏季には高く、冬季には低い年周期変化を示している。夏季と冬季の水位差は、観測点1では約3m、観測点2では5mである。2015年から2016年にかけて全体的に水位が1.5~2m低下している。観測点2は観測点1よりも水位が約75m高い。このことから鉄輪断層と朝見川断層の2つの断層に沿って流動する温泉は、それぞれ異なる流動機構であることが示唆される。しかし、同じような年周期変化を示していることから、温泉の起源となる地下水の涵養機構は同じ流系と推測される。

(ii) 比抵抗調査（電気伝導度調査）

・はじめに

VLF-MT は、周波数 20kHz 程度の人工的な電波によって誘導される電場の変化を測定することによって地表から数 10m～数 100m の深さまでの平均的な電気伝導度を測定する手法である。火山地域においては、熱水の広がりやを推定する方法として使用されているが、断層においても断層面に沿って深部流体が上昇するなどが期待されている。平成 27 年度は、中部九州において鶴見岳・伽藍岳、由布岳、九重山などの活火山周辺において過去に実施されてきた表層電気伝導度調査の資料を収集し、同地域の断層に関してどういう傾向が見られるかを検討した。その結果、それぞれの活火山周辺において高電気伝導度領域が分布していることが確認されたが、それ以外にも、何らかの構造線を反映したものと思われる高電気伝導度領域が見られた。たとえば、大分ー熊本構造線に沿う領域、由布院断層から野上川流域に至る領域、由布院川西地区から大分川流域を経て下湯平、湯平温泉、山下池に至る領域、硫黄山から長者原を経て北麓に延びる領域などである。特に、長者原以北の玖珠川以西の領域では、特に電気伝導度の高い領域が西北西ー東南東方向に延びる傾向を示している。この方向は、崩平山ー万年山地溝北縁断層帯とほぼ一致する方向性を持っており、断層の亀裂を通して熱水が上昇し、周辺の岩盤を熱変質させていると思われる。これらの領域が中部九州の活構造を反映したものであるならば、より広域においても同様の関係が見出されると期待される。こうした理由から、より広域の調査、特に大分市周辺の調査を行う必要があると考えられた。

調査は、平成 27 年度中に複数回に分けて行ったが、期間中に VLF の送信局の長期保守が行われたために、人工的な電磁気ノイズの大きい市街地での調査が行えなくなり、より広域の調査を行うように方針を変更した。また、断層が想定されている大分市において、駅周辺にある温泉の水の電気伝導度を測定し、VLF-MT によって測定される電気伝導度との整合性についても検討をおこなった。以下に、調査結果を示す。

・表層電気伝導度分布調査の結果

調査は、図 3.2.3-6 に示すように、東西方向では別府市から佐賀関まで、南北方向では別府市から熊本県高森町までの範囲で行った。なお、東西、南北とも 1 度のメッシュを切り、メッシュ内に複数の測定データがある場合は、その平均値をそのメッシュの電気伝導度としている。この地域の構造線との関係を検討した結果、以下のような点が明らかとなった。

大分市付近の電気伝導度分布に注目すると、別府温泉南側の朝見川断層から海岸に沿って西大分にかけて $1000 \mu\text{S/cm}$ を超える高電気伝導度域が延びている。また、西大分から東側に向けても観測点数が十分ではないが、佐賀関方向に $300 \mu\text{S/cm}$ を超える電気伝導度が測定されている。大分市よりも南側に注目すると、大分駅付近から長湯温泉にかけて、大分ー熊本構造線に沿う領域で、 $100 \mu\text{S/cm}$ を超える高電気伝導度域が延びている。この領域はさらに阿蘇カルデラの方に延びている。しかし、大分ー熊本構造線より南では、すべての地域で $50 \mu\text{S/cm}$ 以下の低電気伝導度域となっているわけではなく、ほかの構造線を反

映していると思われる電気伝導度分布が見られた。

この調査域でもっとも明瞭に見える特徴は、臼杵―八代構造線より南側で $30\ \mu\text{S}/\text{cm}$ 以下の低電気伝導度を示していることである。低電気伝導度と高電気伝導度との境界は比較的明瞭で、臼杵市から西南西に延び、祖母山の西で南に折れている。この構造線と大分―熊本構造線との間における領域では、 $50\sim 100\ \mu\text{S}/\text{cm}$ 程度の低電気伝導度を示しているが、より細かな分布の特徴がみられる。鶴崎駅付近から三重町駅にいたる大野川に沿う地域で $100\ \mu\text{S}/\text{cm}$ を超える高電気伝導度域が延びており、三重町からは臼杵―八代構造線の北側を西南西方向に $100\ \mu\text{S}/\text{cm}$ 以上の高電気伝導度域が延びている。また、大野 IC 付近から竹田市にかけての領域でも $100\ \mu\text{S}/\text{cm}$ 以上の電気伝導度を示している。こうした特徴的な分布は、臼杵―八代構造線、大分―熊本構造線における変動の時間的経過を反映したものである可能性がある。

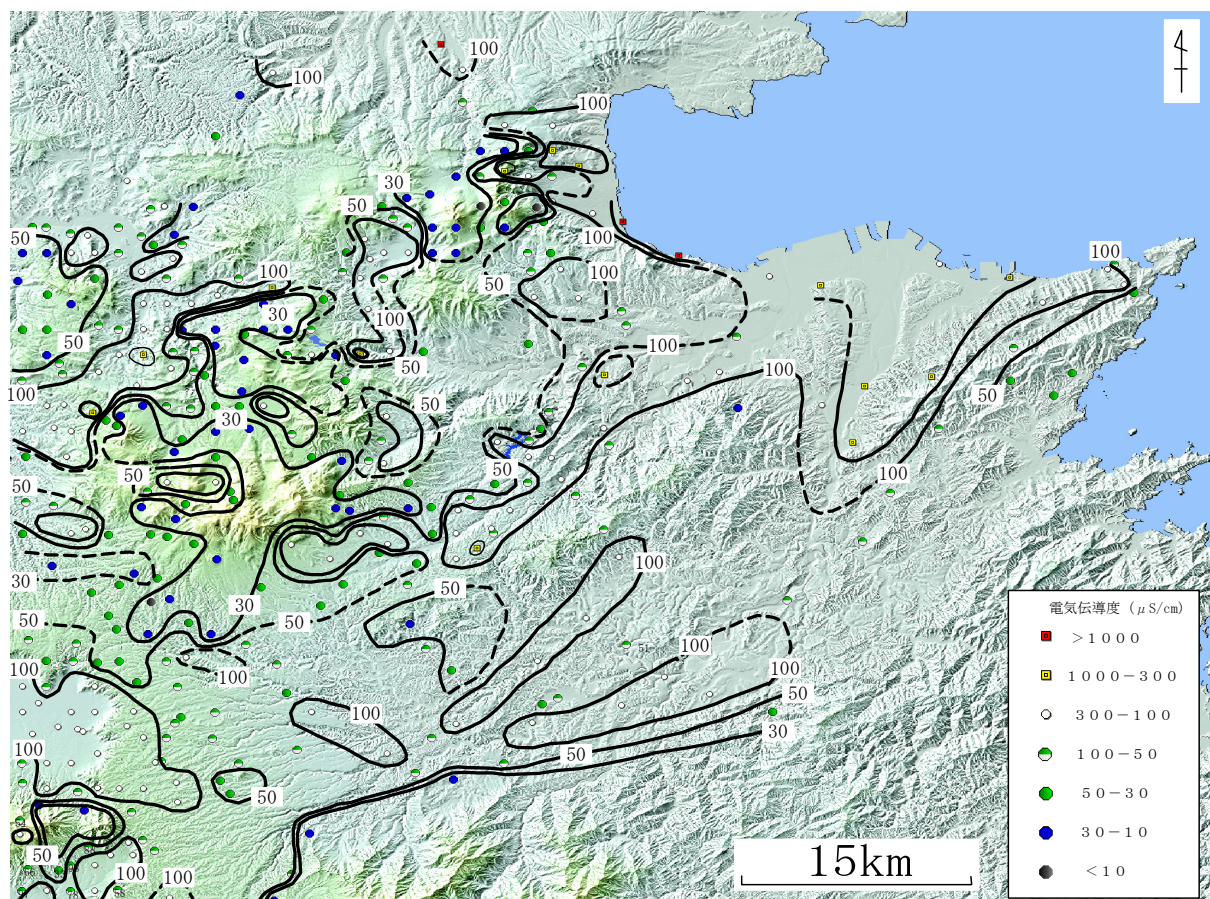


図 3.2.3-6 VLF-MT による中部九州東部の広域表層電気伝導度分布（単位は $\mu\text{S}/\text{cm}$ ）
（地図は、国土地理院のウォッチーズおよびカシミールによる）
点線は任意性の大きい等値線を示す。

・温泉水の電気伝導度との関係の検討

大分駅周辺の温泉水を 500cc 採取し、電気伝導度を測定した。測定は、試料を湯中に置き、温度低下の経過中に 5 分間隔で電気伝導度を測定した。結果を図 3.2.3-7 に示す。電気伝導度は水温に対してほぼ直線的に変化しており、30℃において 206.6 mS/m、25℃において 186.2 mS/m、20℃において 166.7 mS/m、電気伝導度の温度勾配は、2.12 %/℃、pH は、8.05 であった。2%程度の温度勾配は、標準的な温度勾配である。大分駅周辺の他の温泉水を測定した結果でも、25℃において 132～187 mS/m 程度であり、電気伝導度の温度勾配、pH ともほぼ同じ結果となった。

この電気伝導度から、下記のような考察が可能である。変質していない岩石の電気伝導度を 10 mS/m (100 μ S/cm) 程度、岩石の空隙率を 10%程度と仮定し、空隙を海水 (5000 mS/m) が満たしている場合の見かけ電気伝導度は、509 mS/m (5090 μ S/cm) と計算される。この値は、別府温泉から大分駅周辺において VLF-MT によって測定されている見かけの電気伝導度と比べると 1 桁程度大きい。一方、岩石の空隙を 30℃、207 mS/m の温泉水が満たしている場合には、見かけ電気伝導度は 29.7 mS/m (297 μ S/cm) と計算される。この結果は、実際の観測値とほぼ一致している。なお、岩石の電気伝導度が仮定した値よりも小さくなくても、上記の計算結果にはほとんど影響しない。

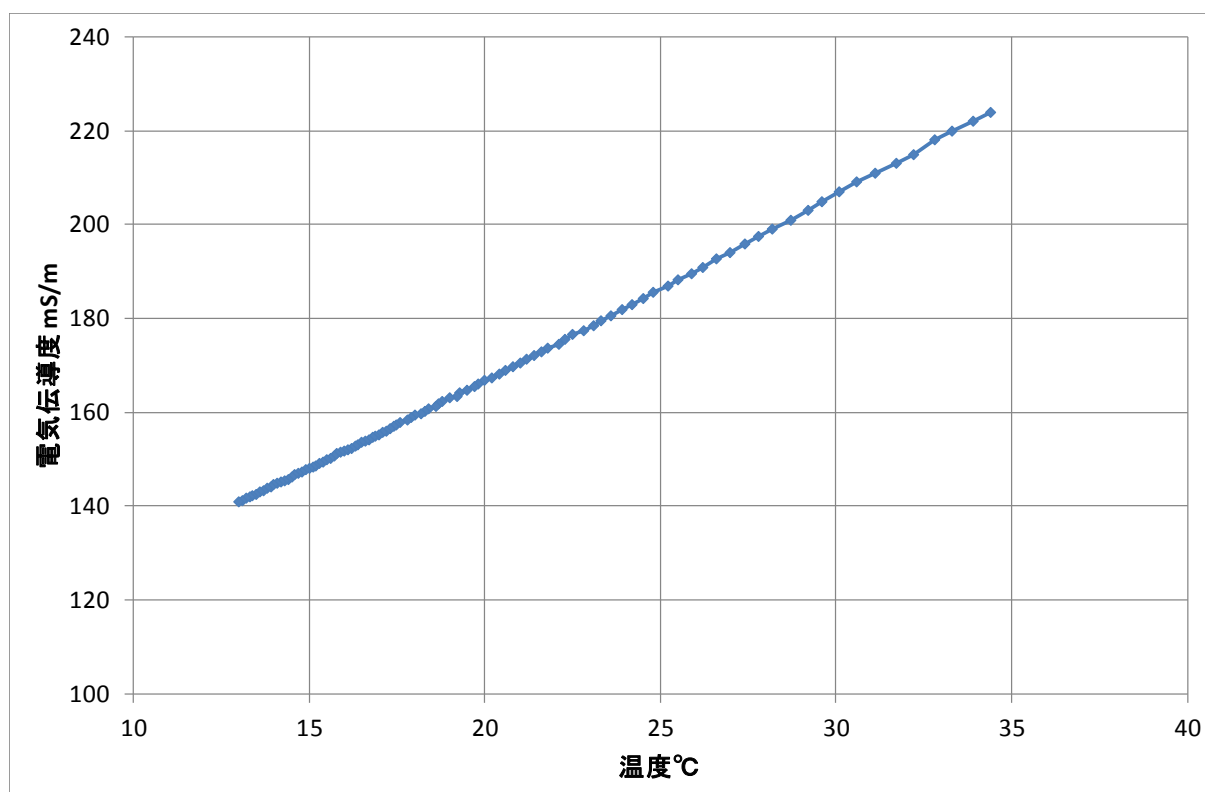


図 3.2.3-7 大分駅周辺の温泉水の電気伝導度と温度との関係

(d) 結論ならびに今後の課題

地下水理構造調査：

大分県温泉情報データベース 2014 を利用し、大分平野にある温泉井戸の温泉データの位置や温度、化学組成などを整理した。温泉の化学組成データを用い、多変量解析の主成分分析を行い、5つのグループに分類した。また、源泉間距離が5 km以内の2源泉の確度分布を求め、佐賀関断層（東北東-西南西方向）や府内断層（東南東-西北西方向）に平行して線状に分布する温泉のグループがある。このことは断層沿いに発達した帯水層と関連していると考えられる。

水位観測を別府市の異なる2つの断層を対象として行った。2つの水位は約75m異なることから、2つの断層に関する温泉は、それぞれ異なる起源と流動機構であることが示唆される。また、2つの水位データが同じように低下傾向を示すことは、広域の水収支の特徴が反映されていると思われるが、28年度の観測結果も含めて、今後の解析を期待したい。

浅層比抵抗調査：

別府の朝見川断層から大分を経て佐賀関にいたる領域で高電気伝導度が測定された。また、大分駅付近から長湯温泉にかけての大分ー熊本構造線に沿う領域、鶴崎駅付近から三重町駅にいたる大野川に沿う地域、大野 IC 付近から竹田市にかけての地域でも $100 \mu \text{ S/cm}$ 以上の電気伝導度域が見られた。こうした特徴的な分布は、臼杵ー八代構造線、大分ー熊本構造線における変動の時間的経過を反映したものである可能性がある。平成28年度は、こうした特徴をより詳細に調べる必要があり、市街地も含めたより高密度の測定を行う必要がある。また、大分駅周辺で測定された表層電気伝導度は、空隙率が10%程度の地層中に温泉水が存在しているとすれば説明が可能な値である。

(e) 引用文献

- Allis & Yusa (1989) Fluid flow processes in the Beppu geothermal system, Japan. *Geothermics*, 18, 743-759.
- Evans J.P., Forster C.B., Goddard J.V. (1997) Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zone. *Jour. Strust. Geol.*, 19, 1393-1404.
- 北岡豪一 (1987) 大分市における地温勾配と深層温泉源の分布. 大分県温泉調査研究報告, 38, 7-22.
- 北岡豪一・川野田実夫 (1991) 大分市温泉の化学成分の分布とその変化. 大分県温泉調査研究報告, 42, 1-10.
- 野田徹郎 (1987) 地熱活動の指標としてのアニオンインデックス. 日本地熱学会誌, 9, 133-141.
- 大沢信二 (1996) 大分平野の温泉水の起源について. 大分県温泉調査研究報告, 47, 34-42.
- Seront S., Wong T.-F., Caine J.S., Forster C.B., Bruhn R.L., Fredrich J.T. (1998) Laboratory characterization of hydrological properties of a seismogenic normal fault system. *Jour. Strust. Geol.*, 20, 865-881.
- 吉川恭三・北岡豪一 (1984) 大分市における温泉減の分布. 大分県温泉調査研究報告, 35, 7-15.
- 吉川恭三・北岡豪一 (1984) いわゆる深層熱水型温泉について. 大分県温泉調査研究報告, 36, 1-12.

3. 2 - 4 応力変遷史（小断層解析・地質構造発達史・応力変遷シミュレーション）

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造の解明のための調査観測

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人京都大学理学研究科	教授	竹村 恵二
国立大学法人京都大学理学研究科	助教	佐藤 活志
公立大学法人大阪府立大学学術研究院第2学群	准教授	伊藤 康人
国立大学法人富山大学大学院理工学研究部	准教授	楠本 成寿

(c) 業務の目的

別府－万年山断層帯（大分平野－由布院断層帯東部）の震源断層形状と周辺の地殻構造を解明することを業務の目的とする。特に、サブテーマ2－4では応力変遷解析（地質解析、断層構造シミュレーションおよび小断層解析）から、平野基盤形状の推定と断層との関係を探る。

(d) 3ヵ年の年次実施業務の要約

1) 平成26年度：

国立大学法人京都大学大学院理学研究科は、野外携行データ記録システム等を活用した小断層解析による応力変化史の解析および地質調査に基づく断層帯形成のプロセスの解明を進めるとともに、地殻内応力シミュレーション装置を用いた、三次元断層構造形成の解析を開始した。関連して、大分平野での砂脈の形成時の応力等の推定を実施した。

2) 平成27年度：

国立大学法人京都大学大学院理学研究科は、野外探査システム等を活用した小断層解析による応力変化史の解析および地質調査に基づく断層帯形成のプロセスの解明を進めるとともに、地殻内応力シミュレーション装置を用いた、三次元断層構造形成の解析を継続実施した。

3) 平成28年度：

平成26年度・27年度の観測調査結果に加え、サブテーマ2－4の課題調査の追加観測を実施し、解析とまとめを進める。特に震源断層モデルの構築のために各観測調査の精査を実施する。また、各解析データのデータアーカイブの作成を実施する。成果として別府－万年山断層帯（大分平野－由布院断層帯東部）の構造評価、震源断層形状モデルの提案、地殻構造モデルの提案を進める。

(2) 平成 27 年度の成果

(a) 業務の要約

国立大学法人京都大学大学院理学研究科は、野外探査システム等を活用した小断層解析による応力変化史の解析および地質調査に基づく断層帯形成のプロセスの解明を進めるとともに、地殻内応力シミュレーション装置を用いた、三次元断層構造形成の解析を継続実施した。

(b) 業務の成果

(i) 別府湾周辺の第四紀の応力変遷史と堆積盆形成機構

・背景と目的

断層の変位方向や滑り易さは、地殻応力状態に強く依存する。したがって、別府湾周辺地域の応力変遷史の解明は、活断層のリスク評価の基礎となる。第四紀の応力変遷史の復元を目的として、更新統碩南層群および大分層群の陸上露頭の地質調査と小断層解析を行った。碩南層群の堆積盆については、右横ずれ断層運動に伴うプルアパート盆地であるとの見解がある（吉岡，1992；Itoh et al., 1998）。この説を検証するため、碩南層群判田層と基盤の大野川層群とを画する境界断層の滑り方向を観測した。

・応力逆解析法の改良

露頭規模の小断層（図 3.2.4-1 a）から古応力状態を復元する手法として応力逆解析法（Sato, 2006）を用いた。しかしながら、この手法では応力をグラフから視認するため、最適応力の認定に任意性を伴うという問題がある。そこで、本研究では自動的に複数の応力を検出する手法を開発した。Hough 変換に基づく応力逆解析法（Sato, 2006）を小断層データに適用すると、5次元偏差応力空間（Sato and Yamaji, 2006）に適合度の分布が得られる。適合度のピークが最適応力を示すので、複数の5次元 Kent 分布を混合した確率分布モデルをピークに当てはめることで最適応力を自動的に検出した。混合する分布の数（応力の数）を特定するため、ベイズ情報量基準を用いた。

・小断層解析結果

別府湾の北岸（図 3.2.4-2）および南岸（図 3.2.4-3）において、主に平成 26 年度に収集した合計 257 条の断層方位データを解析した。小断層の多くは傾斜方向滑りの正断層であったが、斜め滑り断層、横ずれ断層、逆断層も含まれる。

応力逆解析の結果を図 3.2.4-2、3.2.4-3 に示す。上位の大分層群からは北北東～北東引張の正断層型応力が検出された。また、下位の碩南層群からは、北岸と南岸のそれぞれで2種類の正断層型応力が検出された。北岸では北北東引張と北北西引張、南岸では北北東引張と東西引張である。応力比（ $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ ）は中程度から低いものが多く、三軸応力～軸性圧縮応力が多いことを示す。

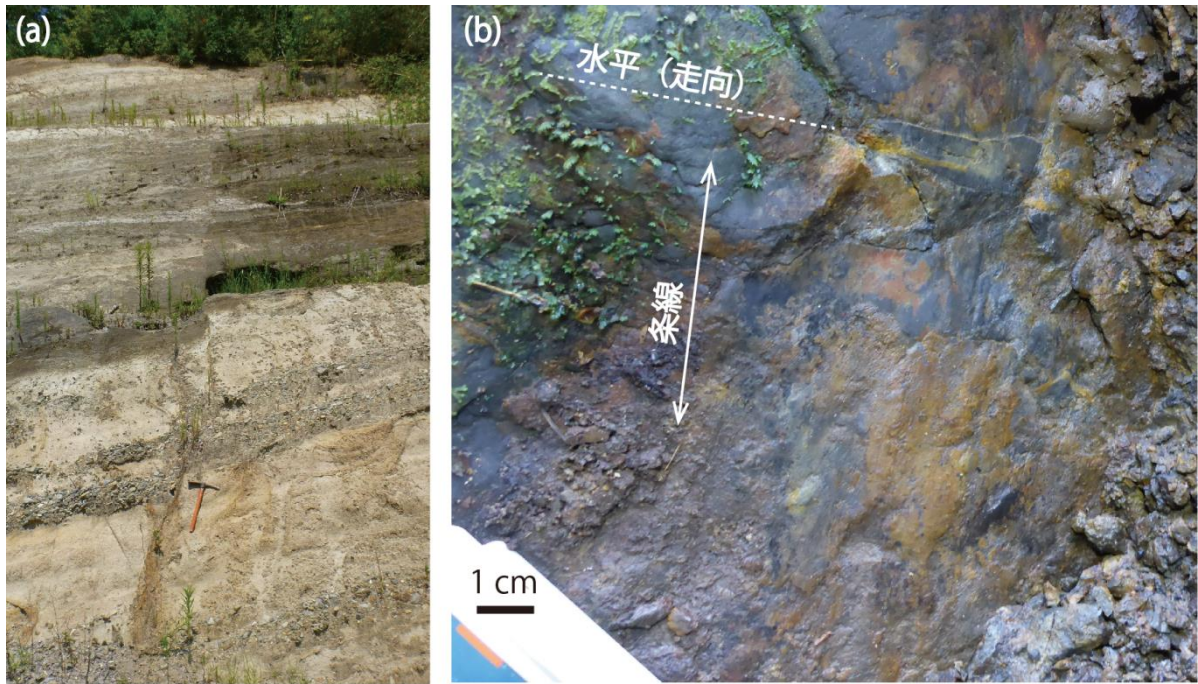


図 3.2.4-1. (a) 大分層群片島層を切る小断層(大分市鶴崎台地). ツルハシの長さは約 70cm. (b) 判田層と大野川層群の境界断層の断層面. 条線は走向にほぼ直交し, 傾斜方向滑りを示す.

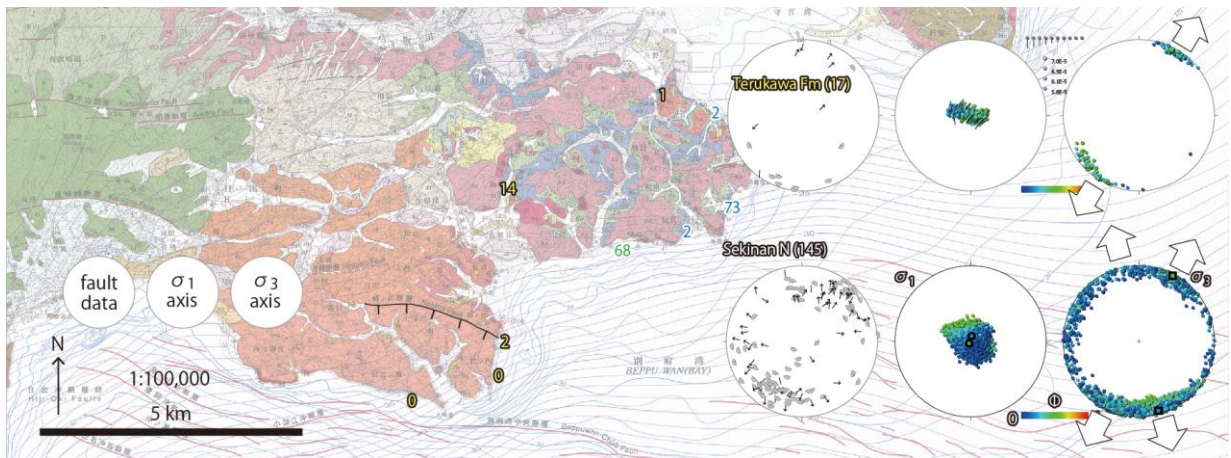


図 3.2.4-2. 別府湾北岸地域(杵築市周辺)の小断層方位データと応力解析結果. 3つずつ組になったステレオ投影図(下半球等積投影)の左列が断層面の極と滑り方向(tangent-lineation diagram), 中列が最大圧縮主応力(σ_1)軸, 右列が最小圧縮主応力(σ_3)軸を示す. 主応力軸の図の色は応力比(寒色が軸性圧縮, 暖色が軸性引張)を示す. 地図中の数字は, 調査地点と小断層数を表す. 背景の地質図は石塚ほか(2005)による.

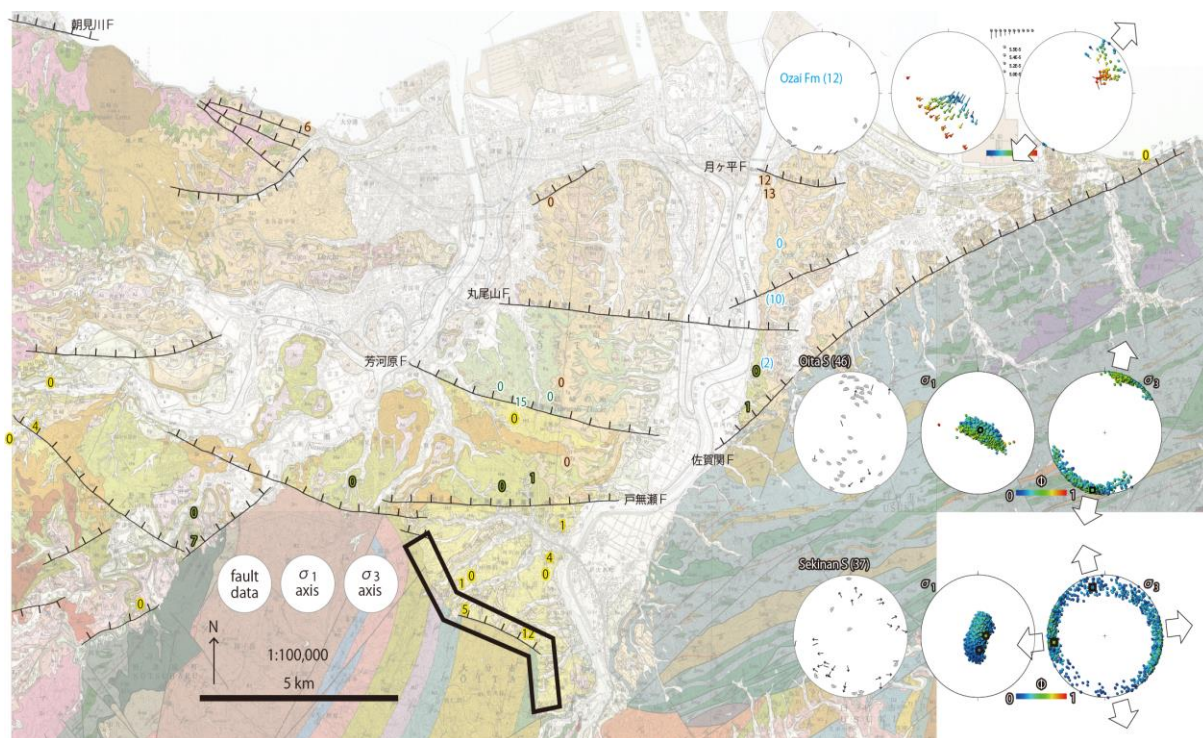


図 3.2.4-3. 別府湾南岸地域（大分市周辺）の小断層方位データと応力解析結果．表示方法は図 3.2.4-2 と同じ．地図中の数字は，調査地点と小断層数を表す．黒太枠は判田層と大野川層群の境界断層（図 3.2.4-5）の観察範囲を示す．背景の地質図は寺岡ほか（1992），宮崎・吉岡（1994），吉岡ほか（1997）による．

碩南層群のみから検出された北北西引張応力は碩南層群の堆積期間中（2.6 Ma? ～約 1 Ma）に、碩南・大分両層群から検出された北北東引張応力は大分層群の堆積開始（約 1 Ma）以降にはたらいた応力だと解釈できる（図 3.2.4-5）。ただし、南岸地域の碩南層群分布域では北北東引張応力ではなく東西引張応力が検出された。この応力は局所的なものと考えられるが、はたらいた時期は不明である。

・ 碩南層群判田層の堆積盆形成機構

碩南層群判田層とその基盤である大野川層群との境界断層の条線（図 3.2.4-1 b）の方位を、10 数地点の露頭で測定した。その結果、傾斜方向滑りが卓越することが分かった（図 3.2.4-5）。

本調査の結果は、判田層の堆積盆が境界断層の右横ずれ運動に伴って形成されたという説（吉岡，1992）に反する。また、前述の小断層解析によって、碩南層群から正断層型応力のみが得られたことも、境界断層の横ずれ運動には不調和である。ただし、判田層の境界断層は大局的に北西走向であり、北東走向の中央構造線に対する引張性屈曲部（正断層形成場）に相当するので、中央構造線が右横ずれ運動を起こしていた（Itoh et al., 1998）との説は否定されない。

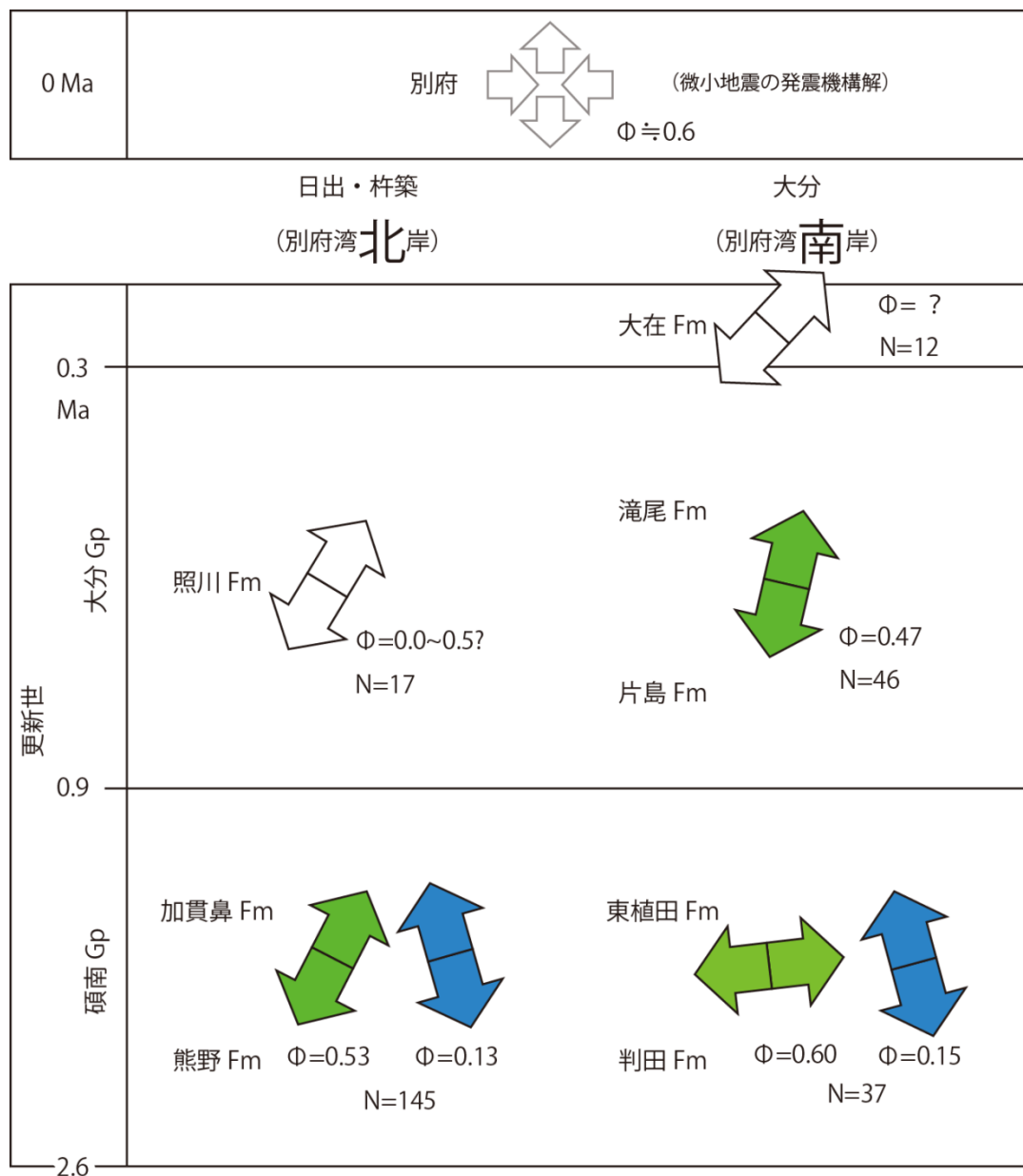


図 3.2.4-4. 各層群の小断層解析によって検出された引張応力の方向および応力比 ($\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$). 碩南層群からは 2 種類の応力, 大分層群からは 1 種類の応力が得られた. 現在 (0 Ma) の応力は, 防災科学技術研究所が公開する高感度地震観測網 (Hi-net) による発震機構解の解析結果 (別府周辺).

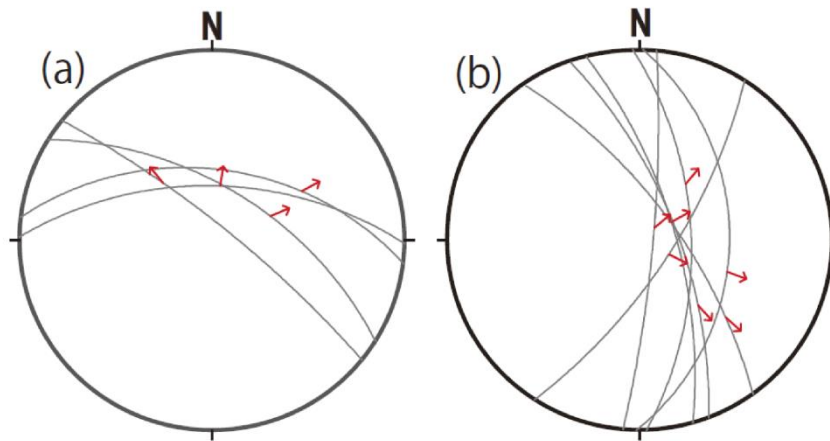


図 3.2.4-5. 判田層と大野川層群の境界断層の姿勢. 位置を図 3 に示す. 大円が断層面, 赤矢印が滑り方向を示す. 傾斜方向滑りが卓越する. (a) 西北西走向部. (b) 北北西走向部. 下半球等積投影.

(ii) 地質構造発達史調査

佐多岬半島部分には、北側に大きな負の重力異常が知られ、第四紀層が佐多岬半島の北向き斜面に、北西方向の大きな傾斜をもって分布していることが知られている。その周辺の古期地層群（特に和泉層群）にどのような変形が被ってきたのかを明らかにすることは重要であり、その現地調査を実施した。

また、本対象活断層帯周辺には多くの火山活動があり、その年代も断層帯周辺の地質構造発達史を検討する上で重要な情報である。この報告では、高崎山火山の年代を報告する。

・高崎山火山の年代

試料は、高崎山北西斜面から採取された。

フィッション・トラック年代は 30 個のジルコンを使用した。 0.2 ± 0.1 Ma (error: 1σ)の結果が得られた。また、U-Pb 年代測定では 0.30 ± 0.06 Ma (error: 2σ)の結果となった。この結果は、既往の報告である 0.24Ma, 0.33Ma, 0.43Ma など（吉岡ほか、1997）と整合的である

(iii) 応力変遷シミュレーション

（万年山断層帯が正断層として活動するために必要とされる応力場と火山活動の関係）

万年山断層帯は、豊肥火山地域(Kamata, 1989a)中央部に分布する正断層帯であり、極近傍に概ね 1Ma 頃に形成された埋没カルデラである猪牟田カルデラ (Kamata, 1989b) が存在する(図 3.2.4-6)。そのため、万年山断層帯の形成や再活動は、テクトニックな応力場だけではなく、火山活動によって形成される応力場にも影響を受けることが想定される。そこで、猪牟田カルデラ形成のようなマグマ溜まりの大規模な収縮・崩壊を伴う火山活動がつくる応力場と、カルデラ形成に至らない火山活動、すなわちマグマ溜まりが膨張する範囲で生じる火山活動が発生させる応力場の評価を行った。マグマ溜まりの膨張・収縮による応力場の計算には、点力源モデルを用いた(図 3.2.4-7)。

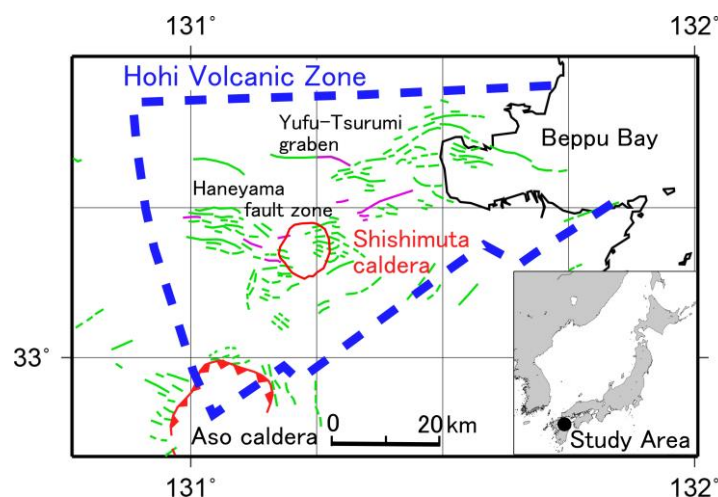


図 3.2.4-6 研究地域の図。青線は豊肥火山地域の輪郭であり、赤線はカルデラの輪郭を示す。緑の線は、活断層を示す(e.g., 活断層研究会編, 1991)。

一般に、カルデラ形成を生じさせるマグマ溜まりの崩壊は、連続体力学にその基礎をおいた点力源モデルではモデル化が困難である。Kusumoto and Takemura (2003, 2005) や Kusumoto and Gudmundsson (2009) は、マグマ溜まりの崩壊を収縮で近似し、カルデラ形成初期に形成される環状断層の形成に必要な収縮量を与える解を求めている。Kusumoto and Takemura (2005) は、数値計算により、地表に環状断層が形成されるために必要なマグマ溜まりの収縮量とマグマ溜まりの深さの関係を導いている。Kusumoto and Gudmundsson (2009) は、同じ問題を解析的に解き、地表に環状断層が形成されるために必要なマグマ溜まりの収縮量は、マグマ溜まりの深さの 3 乗に比例するという関係式を導いている。また、この式を導く途中段階で、カルデラ半径とマグマ溜まりの深さの関係式も導いている。これら一連の研究では、マグマ溜まりの収縮により生

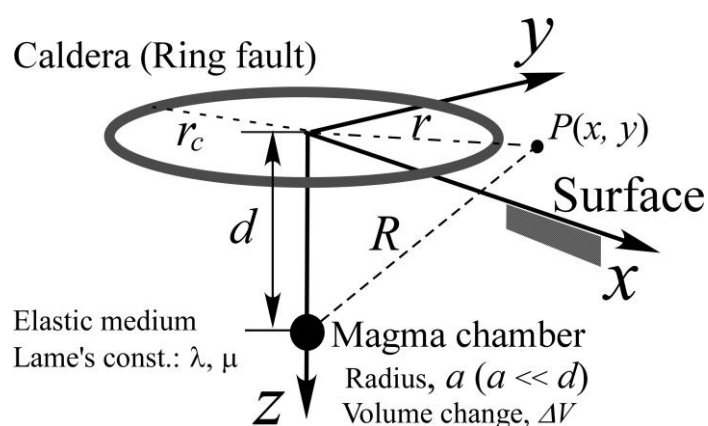


図 3.2.4-7. 深さ d に埋まった点力源モデル。ここで、 r は、マグマ溜まり直上から、地表上の任意の点までの距離であり、 r_c は環状断層までの距離(環状断層の半径)。

じる地表面の応力場を、クーロン破壊基準で評価するという手順で実施してきた。そのため、応力場は平面応力や平面ひずみといった 2 次元近似で得られていた。

本研究では、マグマ溜まりの収縮により生じる地表面の地表面の 3 次元応力場を評価することで、地表に環状断層が形成されるために必要なマグマ溜まりの収縮量を与える式と、環状断層の半径とマグマ溜まりの深さとを関係づける式を導いた。今回は、破壊基準として、中間主応力を考慮できる von Mises 基準 (例えば、Jaeger et al., 2007) を用いた。

まず、環状断層の半径とマグマ溜まりの深さ関係づける式は、以下のように求められた。

$$r_c = \sqrt{\frac{-3(3\nu^2 - 9\nu + 5) + \sqrt{(2 - 3\nu)(135\nu^2 - 273\nu + 137)}}{9\nu^2 - 15\nu + 7}} \cdot d \quad (1)$$

ここで、 ν は媒質のポアソン比であり、 r_c は環状断層の半径、 d はマグマ溜まりの深さである。Kusumoto and Gudmundsson (2009) と同様、両者の間には線形関係が成り立つと仮定した。また、この比例係数を α とおくと、環状断層の形成に必要とされるマグマ溜まりの

体積変化量 ΔV を与える式は、

$$\Delta V = \frac{\pi \sigma_0 (1+\nu) (\alpha^2 + 1)^{\frac{5}{2}}}{E \sqrt{q_1 \alpha^4 + q_2 \alpha^2 + q_3}} d^3 \quad (2)$$

で与えられることが分かった。これも Kusumoto and Gudmundsson (2009)と同様、地表に環状断層が形成されるために必要なマグマ溜まりの収縮量は、マグマ溜まりの深さの3乗に比例する。なお、式(2)中の E はヤング率であり、 σ_0 は降伏応力である。また式中の q_1 、 q_2 、 q_3 は以下のようにポアソン比の関数として与えられる。

$$q_1 = 9\nu^2 - 15\nu + 7 \quad (3)$$

$$q_2 = 18\nu^2 - 48\nu + 26 \quad (4)$$

$$q_3 = 9\nu^2 - 6\nu + 1 \quad (5)$$

猪牟田カルデラ(Kamata, 1989b)の直径は8~10 kmであるため、平均直径を9kmとすると、半径は4.5kmである。研究地域は安山岩質であるため、安山岩の平均的なポアソン比0.20(例えば、Lama and Vutukuri, 1978; Kusumoto and Gudmundsson, 2009)として式(1)を用いると、マグマ溜まりの位置は深さ8.82 kmとなる。これは、Kamata (1989b)で示されるマグマ溜まりの深さ(6~10 km)と調和的である。

安山岩質地殻のヤング率を45.3 GPa(例えば、Lama and Vutukuri, 1978; Kusumoto and Gudmundsson, 2009)、降伏応力として引張強度8 MPa(例えば、Lama and Vutukuri, 1978)を仮定すると、環状断層形成に必要なマグマ溜まりの体積変化量は、式(2)より0.58 km³と推定される。この体積変化量が、マグマ溜まりに生じたとき、地表に発生する主応力場(σ_1 、 σ_2 、 σ_3)を図3.2.4-8に示す。

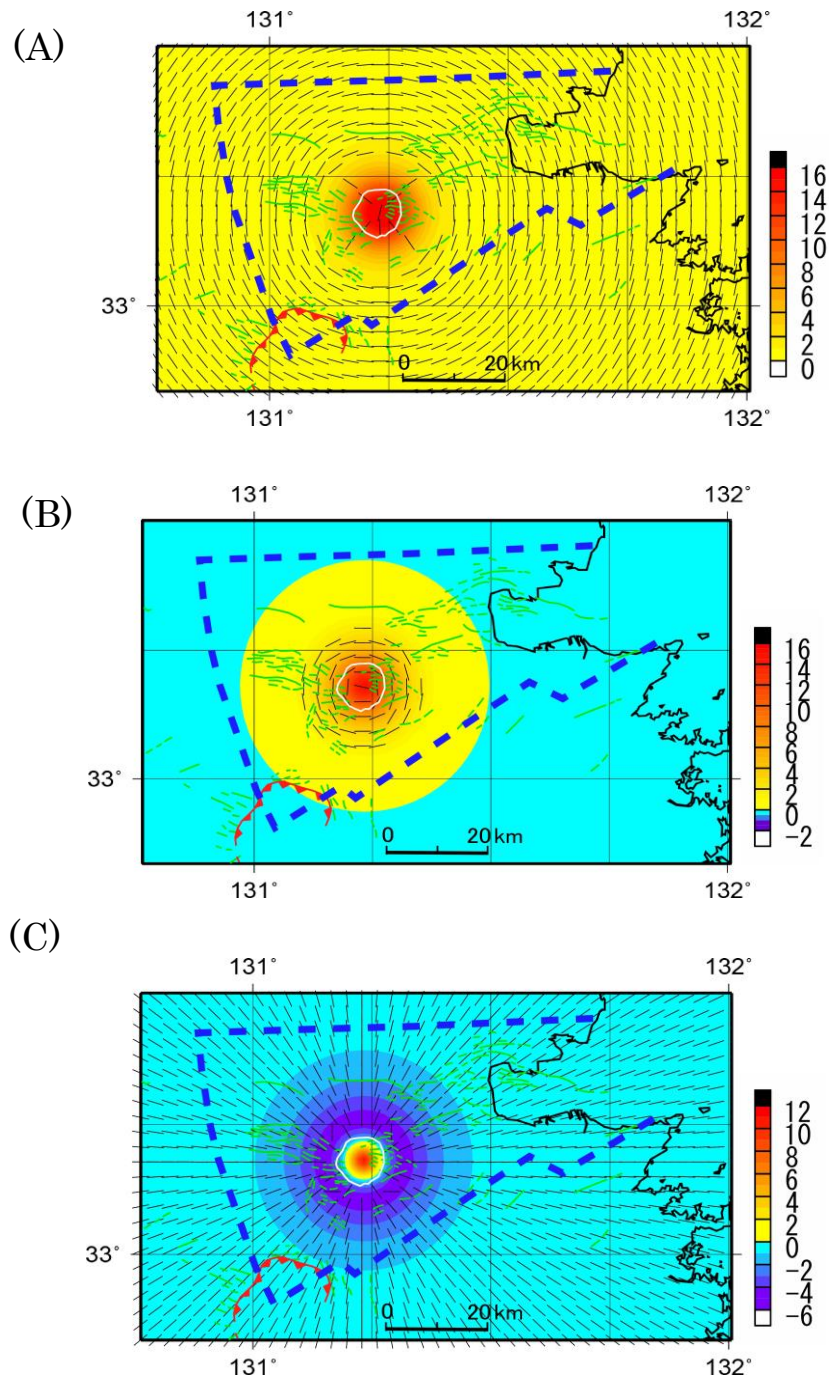


図 3.2.4-8. 猪牟田カルデラ形成期の地表面主応力分布。カラーコンターは応力の大きさを表し、正が圧縮である。短いバー(tick)は主応力の方位を表し、長さは応力の大きさを表すものではない。(A) σ_1 の分布。(B) σ_2 の分布、(C) σ_3 の分布。

図 3.2.4-8 より、伸張場(σ_3)は猪牟田カルデラを中心に放射状に分布するため、この応力軸に直交する σ_1 あるいは σ_2 の軌跡に沿って引張り破壊、ここでは環状断層が形成され

る。万年山断層帯の地表トレースに直交する σ_1 は、圧縮応力であるため、万年山断層帯は正断層運動を起こすことは出来ない。これは、マグマ溜まりが収縮するような火山活動では、万年山断層帯は、正断層として形成、あるいは再活動をするのではないことを示している。

豊肥火山地域は、猪牟田カルデラ形成後も数多くの火山活動があったことが知られている。そこで、猪牟田カルデラ形成で使われたマグマ溜まりにマグマが入り、火山活動が生じる時の地表での応力分布を推定した。体積変化量は、マグマ溜まりの収縮時と同じ量とした。ただし、今回は収縮ではなく、膨張である。

結果を図 3.2.4-9 に示す。

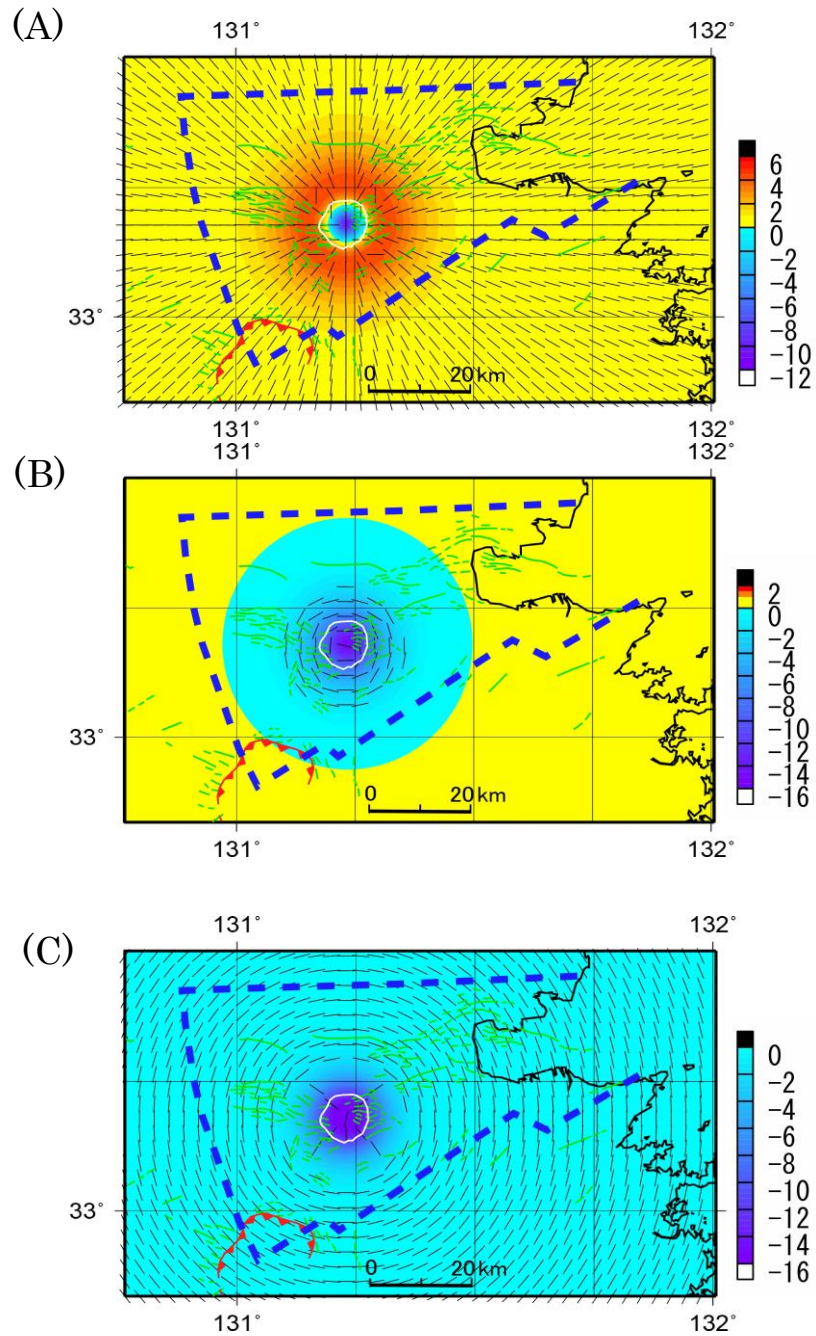


図 3.2.4-9. 猪牟田カルデラ形成後のマグマ溜まりの膨張に起因する地表面主応力分布。
 カラーコンターは応力の大きさを表し、正が圧縮である。短いバー(tick)は主応力の方位を表し、長さは応力の大きさを表すものではない。(A) σ_1 の分布。(B) σ_2 の分布、(C) σ_3 の分布。

図 3.2.4-9 より、圧縮場(σ_1)は猪牟田カルデラを中心に放射状に分布することが分かる。これに直交する伸張場 σ_2 あるいは σ_3 は、万年山断層帯の地表トレースに直交するため、

万年山断層帯に正断層運動を発生させる可能性を高めている。これは、猪牟田カルデラ形成後のマグマ溜まりを膨張させるような火山活動が、万年山断層帯を正断層として形成、あるいは再活動させる可能性があることを示している。

以上より、万年山断層帯を正断層帯として形成、あるいは再活動させる火山活動は、カルデラ形成等、マグマ溜まりを収縮・崩壊させるような火山活動ではなく、より小規模な、マグマ溜まりが膨張源となる通常の火山活動によって引き起こされる可能性の方が高いということが明らかになった。

d) 引用文献

小断層解析：

石塚吉浩・水野清秀・松浦浩久・星住英夫，2005，豊後杵築地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），産総研地質調査総合センター，83p.

Itoh, Y., Takemura, K. and Kamata, H., 1998, History of basin formation and tectonic evolution at the termination of a large transcurrent fault system: deformation mode of central Kyushu, Japan. *Tectonophysics*, 284, 135-150.

宮崎一博・吉岡敏和，1994，佐賀関地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，40p.

Sato, K., 2006, Incorporation of incomplete fault-slip data into stress tensor inversion. *Tectonophysics*, 421, 319-330.

Sato, K. and Yamaji, A., 2006, Embedding stress difference in parameter space for stress tensor inversion. *Journal of Structural Geology*, 28, 957-971.

寺岡易司・宮崎一博・星住英夫・吉岡敏和・酒井彰・小野晃司，1992，犬飼地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，129p.

吉岡敏和，1992，大分県，碩南層群分布南縁部における横ずれ地質構造．地質学雑誌，98，53-55.

吉岡敏和・星住英夫・宮崎一博，1997，大分地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，65p

地質構造発達史：

吉岡敏和・星住英夫・宮崎一博，1997，大分地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，65p

応力シミュレーション：

Jaeger, J. C., Cook, N. G. W., and Zimmermann, R. W. (2007). *Fundamentals of Rock Mechanics*, 4th ed., Blackwell, Oxford.

Kamata, H. (1989a). Volcanic and structural history of the Hohi volcanic zone, central

- Kyushu, Japan. *Bull. Volcanol.* 51, 315-332.
- Kamata, H. (1989b). Shishimuta caldera, the buried source of the Yabakei pyroclastic flow in the Hohi volcanic zone, Japan. *Bull. Volcanol.* 51, 41-50.
- Kusumoto, S., and Takemura, K. (2003). Numerical simulation of caldera formation due to collapse of a magma chamber, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 2278, doi10.1029/2003GL018380, 2003.
- Kusumoto, S. and Takemura, K. (2005). Caldera geometry determined by the depth of the magma chamber. *Earth Plan. Space* 57, e17-e20.
- Kusumoto, S., and Gudmundsson, A. (2009). Magma-chamber volume changes associated with ring-fault initiation using a finite-sphere model: application to the Aira caldera, Japan. *Tectonophysics* 471, 58-66. doi: 10.1016/j.tecto. 2008.09.001
- Lama, R. D., and Vutukuri, V. S. (1978). *Handbook on mechanical properties of rocks - testing techniques and results* - Vol. 2, Trans Tech Publications, Clausthal.
- 活断層研究会（編），1991，新編「日本の活断層」、東京大学出版会。

3. 3 断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 地下構造モデルの高度化及び強震動シミュレーション

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人産業技術総合研究所	主任研究員	吉見 雅行
国立研究開発法人産業技術総合研究所	外来研究員	林田 拓己
国立研究開発法人産業技術総合研究所	グループ長	今西 和俊
国立研究開発法人産業技術総合研究所	主任研究員	伊藤 忍
国立大学法人京都大学防災研究所	准教授	松島 信一
国立大学法人京都大学防災研究所	教授	川瀬 博
国立大学法人岡山大学大学院自然科学研究科	教授	竹中 博士
国立大学法人福岡教育大学教育学部	准教授	山田 伸之
国立大学法人東京大学大学院理学系研究科	准教授	安藤 亮輔
国立大学法人東京大学大学院情報学環	准教授	三宅 弘恵

(c) 業務の目的

既存の大分堆積盆地内外の地震波速度構造モデル（地下構造モデル）を、地震動記録、地震波干渉法によって得られる観測グリーン関数、アレイ微動探査等によって検証し、サブテーマ1～2での探査結果も入れて、より信頼度の高い予測強震動を得るために地下構造モデルを改良する。また、別府-万年山断層帯の特性を考慮した震源モデルを作成する。これらを組み合わせ、別府-万年山断層帯の強震動を予測する。

(d) 3ヵ年の年次実施業務の要約

1) 平成26年度：

大分堆積盆地内外の強震観測点・震度観測点の地震記録の収集、解析、微動アレイ観測、単点微動観測、地震波干渉法による速度構造推定のための連続微動観測を実施し、大分堆積盆地内外の地下構造のモデル化のための情報蓄積を行った。また、短い活断層の集合から成る震源モデル作成のための準備作業を実施した。

2) 平成27年度：

微動アレイ観測、単点微動観測、地震波干渉法による速度構造推定のための連続微動観測を引き続き実施したほか、これらを平成26年度実施分の情報と合わせ、大分堆積盆地ならびに周辺域の地下構造のモデル化のために集約し、既往地下構造モデルの評価・修正を実施した。既往震源モデルを用いて、別府-万年山断層帯の強震動シミュレーションの試計算を実施した。短い活断層の集合から成る震源モデル作成作業を引き続き実施した。

3) 平成 28 年度：

前年度までに集約した情報、および新規探査による情報を用いて、大分堆積盆地内外の地下構造モデルを改良する。また、別府-万年山断層帯の特性を考慮した震源モデルを作成する。両者を組み合わせ、別府-万年山断層帯の強震動を予測する。

(2) 平成 27 年度の成果

(a) 業務の要約

1) 微動アレイ探査による深い速度構造の推定

固有周期 10 秒の 3 成分速度計を用いて別府湾北岸の 3 カ所にて最大半径 1 km 程度の微動アレイ観測を実施し、0.2Hz から 10Hz の範囲で Rayleigh 波の位相速度を得た。平成 26 年度に実施した微動アレイ探査結果とあわせ、速度構造モデルの改良について検討した。

2) 小半径微動アレイ観測による浅部速度構造の推定

大分平野の浅部速度構造を対象に 109 か所にて小半径の微動アレイ探査を行った。概ね 1Hz から 20Hz の範囲で分散性を有する位相速度を得た。位相速度から簡易変換により速度構造を求め、位相速度および H/V スペクトルのピークを再現する速度構造を得た。大分平野の伏在断層および河川流路に規制された速度構造が確認された。

3) 連続微動観測記録を用いた地震波干渉法解析および応力場解析

別府湾を取り囲む全 12 点の広帯域地震計から成る連続微動観測網を引き続き運用し、観測データを蓄積した。遠地地震の長周期帯域波形を用いて観測方位の検討を行った。地震波干渉法および遠地地震の解析により、別府湾を跨ぐ観測点ペアでの群速度および別府湾の平均的な位相速度を推定した。また、同観測網で記録された 2015 年 5 月の別府湾東部での地震記録から震源のメカニズム解を求め、震源域周辺の応力場を推定した。

4) 地震記録の収集・解析

平成 26 年度に引き続き、大分県内の自治体震度計（全 49 点）にて 2014 年 9 月以降に観測された 17 地震の観測記録を収集・整理した。地震記録の主要動部分を用いた H/V スペクトルの算出と、後続波部分を用いた R/V スペクトルの算出を行った。既往の速度構造モデルを修正すべき地点について検討した。

5) 別府湾周辺域の速度構造モデルの作成

別府湾内の深部音波探査データの再解析結果に基づいて既往速度構造モデルの層境界深度を変更し、地震動 R/V および微動アレイ探査による観測位相速度との比較を行った。工学的基盤以浅いの浅部地盤構造モデルの作成のため、大分平野の既往ボーリングデータおよび PS 検層データの収集・整理を行った。別府湾内の浅部音波探査の反射面データと陸域のボーリングデータを基に陸海域の統合浅部地質モデルを作成した。これらを基に、浅部速度構造の初期モデルを作成した。

6) 中小地震の波動計算による既往速度構造モデルの検証

大分県周辺で発生した中規模地震を対象に、別府湾周辺の既往速度構造モデルの検証を行った。2015 年 7 月 13 日大分県南部の地震および 2007 年 6 月 6 日大分県北部の浅い地

震を対象に、3次元差分計算を実施し、速度構造モデルを修正すべき個所について検討した。

7) 強震動シミュレーションの試計算

既往速度構造モデルと地震本部の長期評価に基づく震源モデルを用いて、別府湾周辺域の強震動シミュレーションの試計算を実施した。

8) 震源モデルの作成

境界積分方程式法を用いて、昨年度作成した別府地溝南縁断層の形状モデルを用いて、動的破壊シミュレーションを実行した。さらに、地震発生過程のシナリオを、破壊開始点の違いに注目して、3パターンについて試行的に作成した。また、当該地域の既往の強震動予測の震源モデルを調査すると共に、短い活断層の集合から成る震源モデル作成に向けて、地殻内地震における短い活断層について断層変位ハザードの観点から調査を行った。また、最終年度に着手する別府一万山断層帯（大分平野－由布院断層帯東部）の強震動予測における震源モデルの構築に関して、各サブテーマの成果の活用について考察した。

(b) 業務の成果

1) 微動アレイ探査による深い速度構造の推定

a) 大半径微動アレイ観測

微動アレイ探査とは、表面波の位相速度に見られる分散性を利用して、主に地盤のS波速度構造を推定する手法である（Aki, 1957, Okada, 2003, Cho et al. 2006 など）。地表に多数の地震計を配置して常時微動（地面の微かな揺れ）を同時に観測し、主にレイリー波の位相速度を多くの周波数に対して推定し、地盤のS波速度の1次元構造を逆解析等で求める。深部までのS波速度構造を簡易に推定できる数少ない調査であり、強震動予測に用いる速度構造モデルの作成には不可欠な探査となっている。

別府湾周辺域では、大分平野の8地点において探査が行われ（宮腰ほか、2007；吉見ほか、2008）、本地域の速度構造モデルに反映されているが、探査密度は十分とは言えなかった。平成26年度の本重点調査にて大分平野12地点、別府扇状地5地点および由布院盆地1地点での探査が実施され、大分平野および別府扇状地の深部S波速度構造に関する知見が増加した。本年度は空白域となっていた別府湾北岸地域を対象に、大半径の微動アレイ観測を実施した（図3.3.1-1）。

既往速度構造モデルに基づく、別府湾北岸地域の地震基盤深度は1～2km程度である。地震基盤から地表に至るS波速度構造を求めることを目標とし、前年度と同様に半径20m程度から最大1km程度の複数の半径のアレイ観測を行った。設定したアレイ半径の一覧を表3.3.1-1に示す。アレイ半径、収録設定等の観測諸元は作業性を高めるために地点によらず同一とした。観測点の配置は正三角形の3頂点と重心1点からなる4点アレイとした。大アレイであるLL、L、Mアレイの中心点は可能な限り同一とし、大アレイを構成する12点にて同時に微動を観測した。またSM、S、SSアレイについても同時に微動を観測した。

観測には固有周期10秒の3成分微動計（東京測振製速度計SE-321, 5V/kine）を小型低消費電力データロガー（白山工業製 LS-8800、GPS時刻校正、24bit AD変換）に接続して使用した。これらを12V鉛バッテリーで駆動し、サンプリング周波数100Hz、最小位相フ

フィルター，8 倍アンプをかけて微動データを収録した。なお、微動計は X 方向を磁北に合わせ水平を取った後、プラスチックバケツで覆い風雨等の影響を避けた。

微動アレイ観測地点の緯度経度および観測時刻の一覧を表 3.3.1-2 に示す。観測は 2015 年 5 月 30 日から 2015 年 6 月 23 日にかけて実施した。観測地点は、日出町中心部 (HJI)、日出町大神 (HJO)、杵築市中心部 (KTK) の 3 カ所である。微動アレイの全体配置図および既往探査地点・地質との対応図をそれぞれ図 3.3.1-1、図 3.3.1-2 に、各微動アレイ観測地点の詳細配置図を図 3.3.1-3～図 3.3.1-5 に示す。

大半径のアレイ (LL、L、M アレイ) は、交通振動等に起因するインコヒーレントノイズを低減するため夜間観測とした。観測においては機器を夕方に設置し早朝に撤収することで、8 時間程度の観測時間を確保した。また、観測機器の盗難や事故を防ぐため、できる限り機器は民地に設置すると共に、反射材を施したカラーコーン等を設置した。観測点の選定では、あらかじめ 1 万分の 1 地形図や衛星写真を用いて 4 点の観測候補地を選定した上で、アレイ半径に対する誤差数%の範囲内に位置する民地等の所有者と用地交渉した。機器を夜間に道路上 (歩道など) に設置する場合は道路管理者及び警察の許可を取った。

小半径のアレイ (SM、S、SS アレイ) は、交通量の少ない街路や農道等に観測点を設定し、監視員を置いて昼間に観測した。観測時間は 1 ～ 2 時間である。観測の様子を写真 3.3.1-1、写真 3.3.1-2 に示す。

観測データは平成 26 年度と同様の処理を行い、位相速度を求めた。すなわち、速度時刻歴の上下成分について微動アレイ解析ツール「BID02.0」ソフトウェア (Tada et al., 2010) を用いて解析した。この際、LL、L アレイのデータに対しては 81.92 秒 (データ数 8192) または 163.84 秒 (データ数 16384) を基本区間長さとして波形を切り出した。M アレイについては 40.96 秒または 81.92 秒を基本長さとした。SM、S、SS アレイのデータに対しては、20.48 秒を基本区間長さとした。位相速度はアレイ毎の SPAC 係数を参照しながら選択して統合し、観測地点毎に統合した観測位相速度とした。結果は次節に示す。

表 3. 3. 1-1 アレイ半径一覧

アレイ名	半径 m (辺長 m)
LL	982 (1, 700)
L	491 (850)
M	289 (500)
SM	94 (160)
S	47 (80)
SS	21 (36)

表 3. 3. 1-2 微動アレイ観測地点と観測時刻一覧

地点名	アレイ名	アレイ中心位置		観測開始時刻		観測終了時刻	
		北緯(deg.)	東経(deg.)	年月日	時	年月日	時
HJI (日出町 中心部)	LL	33.3712	131.5347	2015/06/01	19	2015/06/02	5
	L	33.3693	131.5325	2015/06/01	19	2015/06/02	5
	M	33.3693	131.5325	2015/06/01	19	2015/06/02	5
	SM, S, SS	33.3686	131.5329	2015/06/01	12	2015/06/01	14
HJO (日出町 大神)	LL	33.3570	131.5807	2015/05/31	19	2015/06/01	5
	L	33.3571	131.5834	2015/05/31	19	2015/06/01	5
	M	33.3574	131.5817	2015/05/31	19	2015/06/01	5
	SM, S, SS	33.3576	131.5835	2015/05/31	11	2015/05/31	13
KTK (杵築市 中心部)	LL	33.4190	131.6151	2015/05/30	19	2015/05/31	5
	L	33.4189	131.6144	2015/05/30	19	2015/05/31	5
	M	33.4181	131.6147	2015/05/30	19	2015/05/31	5
	SM, S, SS	33.4192	131.6153	2015/06/23	21	2015/06/23	23

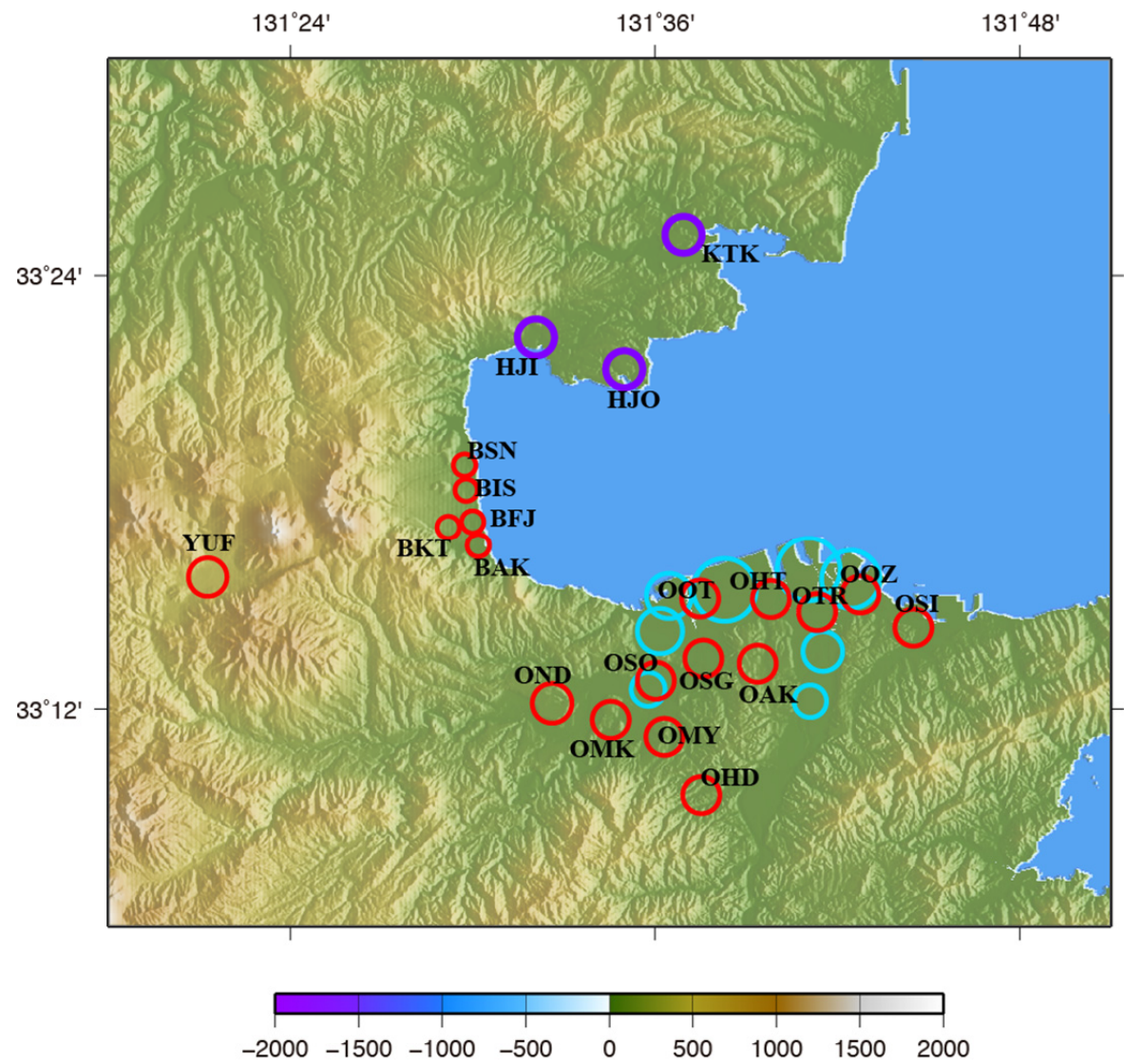


図 3.3.1-1 大半径微動アレイ観測点位置図（紫：平成 27 年度、赤：平成 26 年度、水色：既往研究（宮腰ほか、2007、吉見ほか、2008））

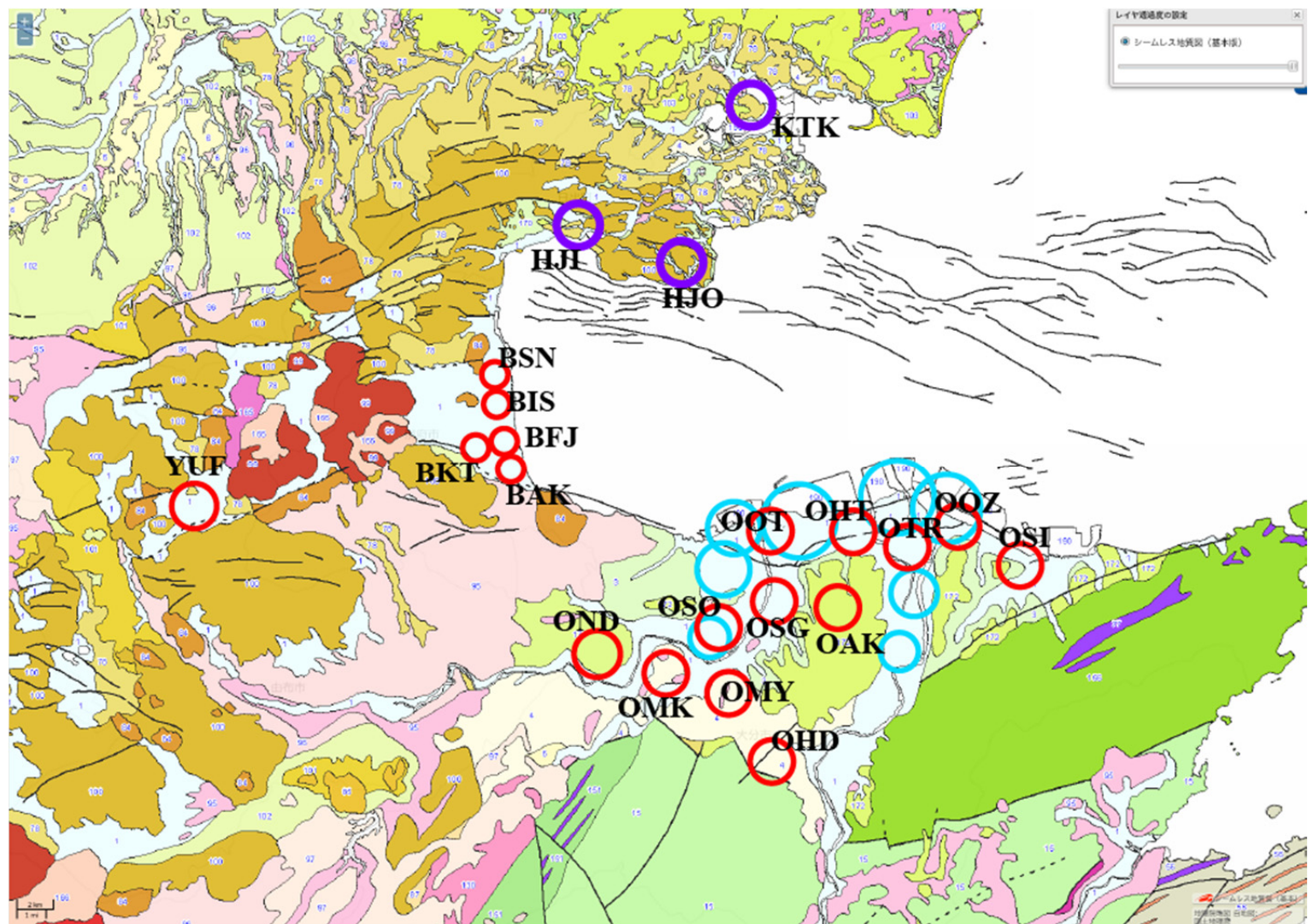


図 3.3.1-2 大半径微動アレイ観測点（紫：平成 27 年度、赤：平成 26 年度、水色：既往微動アレイ観測）と表層地質の関係（基図は産総研シームレス地質図）



大アレイ配置図 (HJI: 日出地区) LLアレイ: 底辺長 1700m、Lアレイ: 底辺長 850m、Mアレイ: 底辺長 500m、
 図 3.3.1-3 HJI (日出町中心部) アレイ観測点配置図 (観測点は三角形の頂点と重心位置)



大アレイ配置図 (HJO : 日出大神地区) LLアレイ : 底辺長 1700m、Lアレイ : 底辺長 850m、Mアレイ : 底辺
 図 3.3.1-4 HJO (日出町大神地区) アレイ観測点配置図 (観測点は三角形の頂点と重心位置)



大アレイ配置図 (KTK: 杵築地区) LLアレイ: 底辺長 1700m、Lアレイ: 底辺長 850m、Mアレイ: 底辺長 500m、
 図 3.3.1-5 KTK (杵築市中心部) アレイ観測点配置図 (観測点は三角形の頂点と重心位置)



写真 3.3.1-1 観測の様子 (HJ0 アレイ M-2 観測点)



写真 3.3.1-2 観測の様子 (HJ0、小アレイ)

b) 微動アレイ観測による位相速度と既往速度構造モデルの理論位相速度の比較

平成 26 年度および平成 27 年度に実施したすべての大半径微動アレイについて、観測位相速度と Rayleigh 波の理論位相速度（J-SHIS-v2 モデル（藤原ほか、2012）および長周期地震動予測地図（JVM）モデル）の比較を示す。観測位相速度が持つ地下構造の情報を視覚的に分かりやすく表現するために、試行錯誤的に決めた次の仮定で簡易的に位相速度から変換（Ballard、1964）した S 波速度構造を同時に示す。簡易な変換でも観測位相速度をよく再現する構造となっている（P 波速度、密度は S 波速度から Ludwig et al.（1970）によって導出）。

- ・ S 波速度は観測位相速度の 1.1 倍
- ・ 観測位相速度は、対応する表面波の波長の $1/2.7$ 倍の深度の速度に対応
- ・ 2.0km/s 以上の位相速度は変換しない
- ・ 最下層に $V_s=3.2\text{km/s}$ 層を置く

微動アレイ探査を今年度実施した 3 地点のうち、日出町の 2 地点（HJI, HJO）は J-SHIS モデルが観測値をよく説明する。一方、杵築地点（KTK）の観測位相速度は、2Hz 以下の帯域にて J-SHIS モデルの理論位相速度よりもやや小さめの傾向がある。

平成 26 年度実施分については既に平成 26 年度報告書（文部科学省研究開発局・京都大学、2015）にて記載済みであるが、ここに簡単に記す。なお、高周波数側（概ね 2 Hz 以上）については浅部の速度構造に対応するものであり、深部地盤構造との関連付けての考察の対象とはしない。

大分平野の北部と中部では観測位相速度と既往モデルに基づく理論位相速度はほぼ整合する（図 3.3.1-7、図 3.3.1-8）。大分平野の南部（OMY、OND、OHD）では観測値と既往モデルの理論値にずれがみられる（図 3.3.1-8）。特に OND はずれが大きく、モデルの基盤深度を大きくする必要があると考えられる。

別府扇状地では、BKT と BSN の観測値と既往モデルの理論値とのずれが顕著である（図 3.3.1-9）。簡易変換 S 波速度構造に示されるように、BSN、BKT の基盤深度は 1 km 程度、S 波速度 1 km/s 以下の層は 0.2km 程度であることが想定される。

由布院盆地（YUF）は観測アレイ半径により位相速度が異なる傾向があり平成 26 年度には統合した位相速度を示さなかったが、全体的な傾向を基に統合した位相速度を示す。1 Hz よりも低周波数側では理論値に比べて観測位相速度が大きい傾向がある。基盤深度が既往モデルよりも浅いか、盆地下の堆積層の S 波速度が大きい可能性がある。

今後はこれらの観測位相速度を参考に、速度構造モデルの改良を進めていく必要がある。

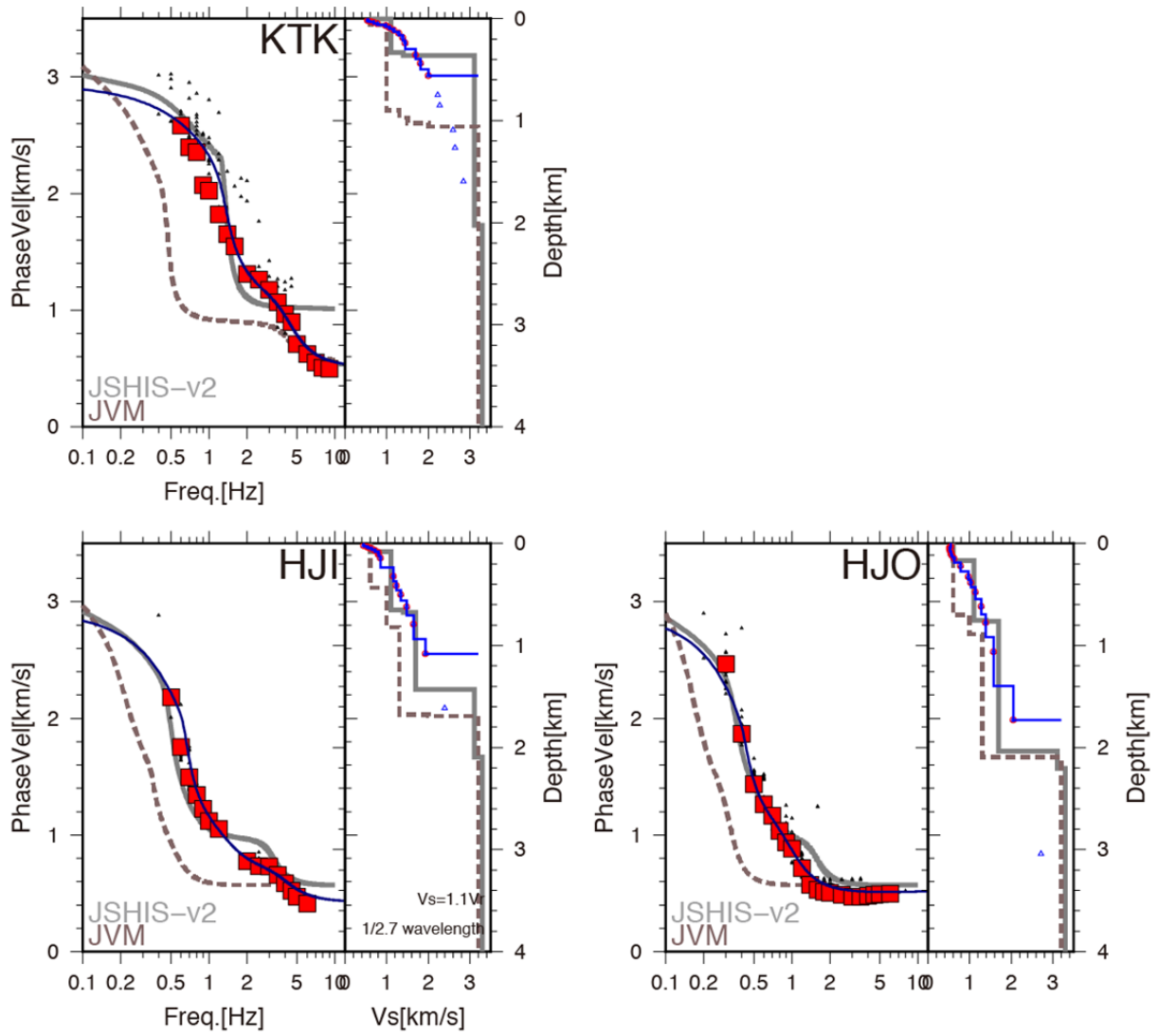


図 3.3.1-6 平成 27 年度に実施した微動アレイ観測の観測位相速度（赤四角）と Rayleigh 波理論位相速度（灰線：J-SHIS-v2 モデル、茶破線：JVM モデル、青線：簡易変換 S 波速度構造）との比較（左パネル）。右側は 1 次元速度構造。

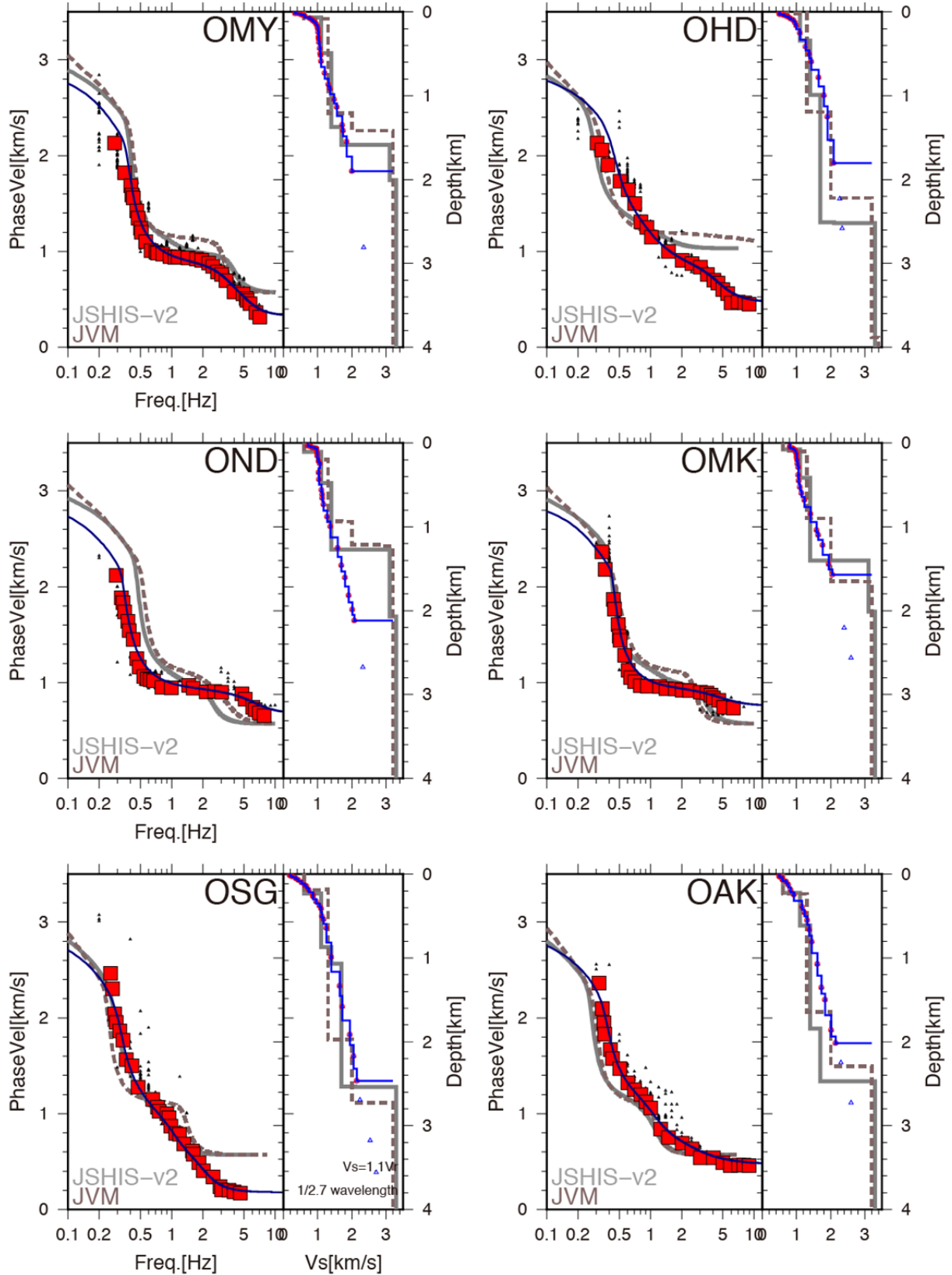


図 3.3.1-8 大分平野における微動アレイ観測（平成 26 年度実施）の観測位相速度（赤四角）と Rayleigh 波理論位相速度（灰線：J-SHIS-v2 モデル、茶破線：JVM モデル、青線：簡易変換 S 波速度構造）との比較（左パネル）。右側は 1 次元速度構造。

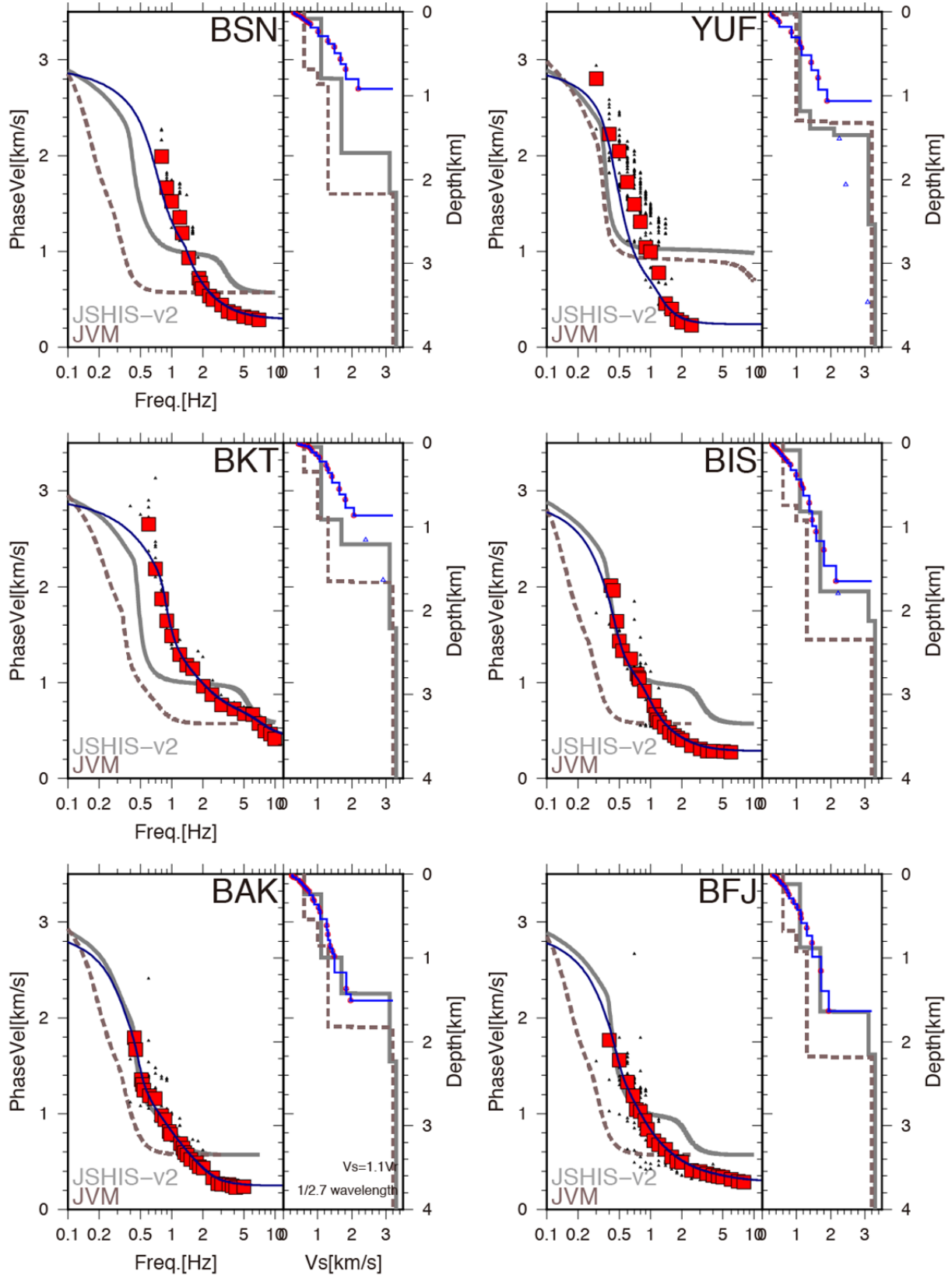


図 3.3.1-9 別府扇状地および由布院盆地における微動アレイ観測の観測位相速度（赤四角）と Rayleigh 波理論位相速度（灰線：J-SHIS-v2 モデル、茶破線：JVM モデル、青線：簡易変換 S 波速度構造）との比較（左パネル）。右側は 1 次元速度構造。

2) 微動観測による浅部速度構造の推定：小半径微動アレイ探査

a) 大分平野における小半径微動アレイ探査

大分平野の工学的基盤以浅の速度構造を明らかにするため、小半径の微動アレイ観測を多数実施した。大分川左岸の大分市中心部ではおよそ250m四方に1地点、それ以外では500m四方に1地点程度の観測密度となるようにした。観測点には基本的に公園を選び、公園がない場合は人員を配置して歩道等で実施した。観測点分布を図3.3.2-1と図3.3.2-2に、観測点座標および観測半径（辺長で表示）の一覧を表3.3.2-1に示す。2015年度の観測点数は109地点である。観測は主に2015年6月2日～10日に実施した。

観測は4点アレイとし、現地の状況が許す場合は2つの半径で観測を行うものとした。観測に用いたセンサーは3成分の速度計（10秒速度計：東京測振、SE-321または20秒速度計：レナーツ社、LE-3D/20s）であり、これに24ビットデータロガー（白山工業社製LS-8800）を接続して観測した。アレイを構成する4点には同一のセンサーを用いた。観測時間は1アレイあたり15分以上とした。観測半径は3.5m程度（辺長6m程度）および15m程度（辺長25m程度）であり、観測点の状況に応じて観測半径を変えた（表3.3.2-1参照）。

時刻歴データのうち上下動成分のみを用い、微動アレイ解析ツール「BID02.0」ソフトウェア（Tada et al., 2010）を用いてV法にて位相速度を解析した。解析結果のうち、位相速度と周波数から求まる波長がアレイ半径の3倍以上で、位相速度がピークとなる周波数よりも高周波数側の解析結果を採用するものとした。なお、0.1Hzから30Hzの間の30程度の周波数値に対して位相速度を抽出し、この際、対数軸上で左右対称となるフィルター（紺野・大町、1995）、

$$G(f) = \left(\frac{\sin(b \log(f/f_c))}{b \log(f/f_c)} \right)^4$$

による平滑化を行った（ $b=10$ とした）。2つの異なる半径での位相速度を統合する際には、SPAC係数等の指標を参照して、滑らかにつながるようにした。統合した位相速度を図3.3.2-3～図3.3.2-8（上パネル）に示す。1Hzから20Hzの周波数帯域で分散性をもつ位相速度が推定された。

次に、観測位相速度から速度構造を推定する。ここでは、次の仮定を置き、経験的な変換式（Ballard, 1964）を用いて位相速度を速度構造に変換した。

- ・ S波速度は観測位相速度の1.1倍
- ・ 観測位相速度は、対応する表面波の波長の $1/\alpha$ 倍の深度の速度に対応

α の値を複数仮定し、変換したS波速度構造のRayleigh波理論位相速度と観測位相速度を比較した（P波速度、密度はS波速度からLudwig et al. (1970)によって導出）。理論位相速度と観測値の一致度が高い $\alpha=2.7$ を採用した。 $\alpha=2.7$ として位相速度から変換した速度構造、理論位相速度と観測位相速度の比較、Rayleigh波の楕円率H/Vと観測H/Vスペクトルの比較を図3.3.2-3～図3.3.2-8に示す。変換した速度構造は、S波速度150m/s～600m/s程度、最大深さ100～200m程度の範囲にわたっており、主に工学的基盤以浅の速度構造とな

っている。速度構造から計算したRayleigh波の理論値は、変換の元データである観測位相速度だけでなくH/Vスペクトルのピーク周波数もよく説明する。小半径微動アレイ探査から求めた速度構造には一定の信頼性があると判断できる。

小半径微動アレイ探査による浅部速度構造を基に、大分平野の工学的基盤深度を検討する。図3.3.2-3～図3.3.2-8にも示されるように、滑らかに変化する位相速度から地盤のS波速度を変換したため、明瞭な速度コントラストにやや乏しい速度構造となっている。一方、既往のS波反射法探査による区間速度は、工学的基盤での速度コントラストが大きい（工学的基盤以浅は $V_s=200\text{m/s}$ 程度の一様な層、基盤以深は $V_s=350\text{m/s}$ 以上の層）。このような差はあるが、微動アレイ探査の位相速度から変換した速度構造から $V_s=300\text{m/s}$ および $V_s=500\text{m/s}$ を超える深度を抽出し図示すると図3.3.2-9および図3.3.2-10のようになる。 $V_s=300\text{m/s}$ を超える速度層の出現深度は0mから80m程度であり（大野川左岸の1地点を除く）、平野の北側で大きな値となる。工学的基盤の深度分布とよい対応を示す（本報告書のボーリングデータ参照）。 $V_s=500\text{m/s}$ を超える速度層の出現深度は最大200mに達するが、この層の実在性を含め実際の地層との関係は不明である。

図3.3.2-11に $V_s=300\text{m/s}$ 以上の速度層出現深度（図3.3.2-9と同じ）と、千田(2004)による大分平野の伏在活断層推定位置との比較を示す。活断層推定位置を境に北側では出現深度が大きく（深度40m以上）、南側では浅い傾向がある。河川（大分川および大野川）沿いでは活断層推定位置の南北での深度の違いは目立たない。この傾向は、ボーリングデータに基づく沖積基底深度分布（たとえば大分地区地盤図；瀬戸ほか、1972）と整合的である。

大分平野の100地点余における小半径微動アレイ探査を行い、1～20Hz程度の周波数範囲の位相速度を得た。経験的關係を用いた位相速度の変換により、深さ100m程度までの概略のS波速度構造を推定した。今後はこのデータを用いて、浅層速度構造のモデル化を進めていく必要がある。

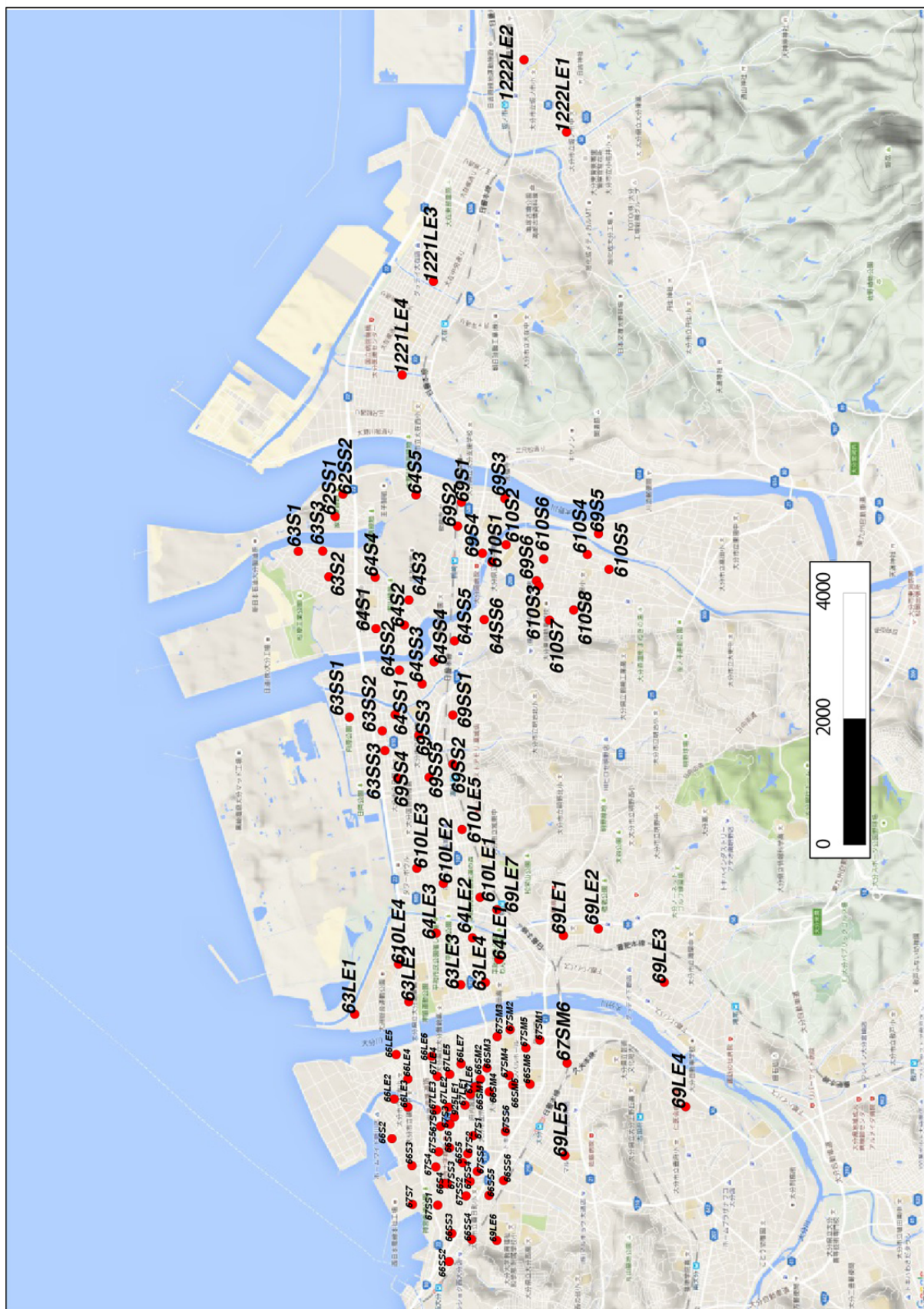


図3. 3. 2-1 大分平野における小半径微動アレイ観測点分布（基図はGoogleMap）

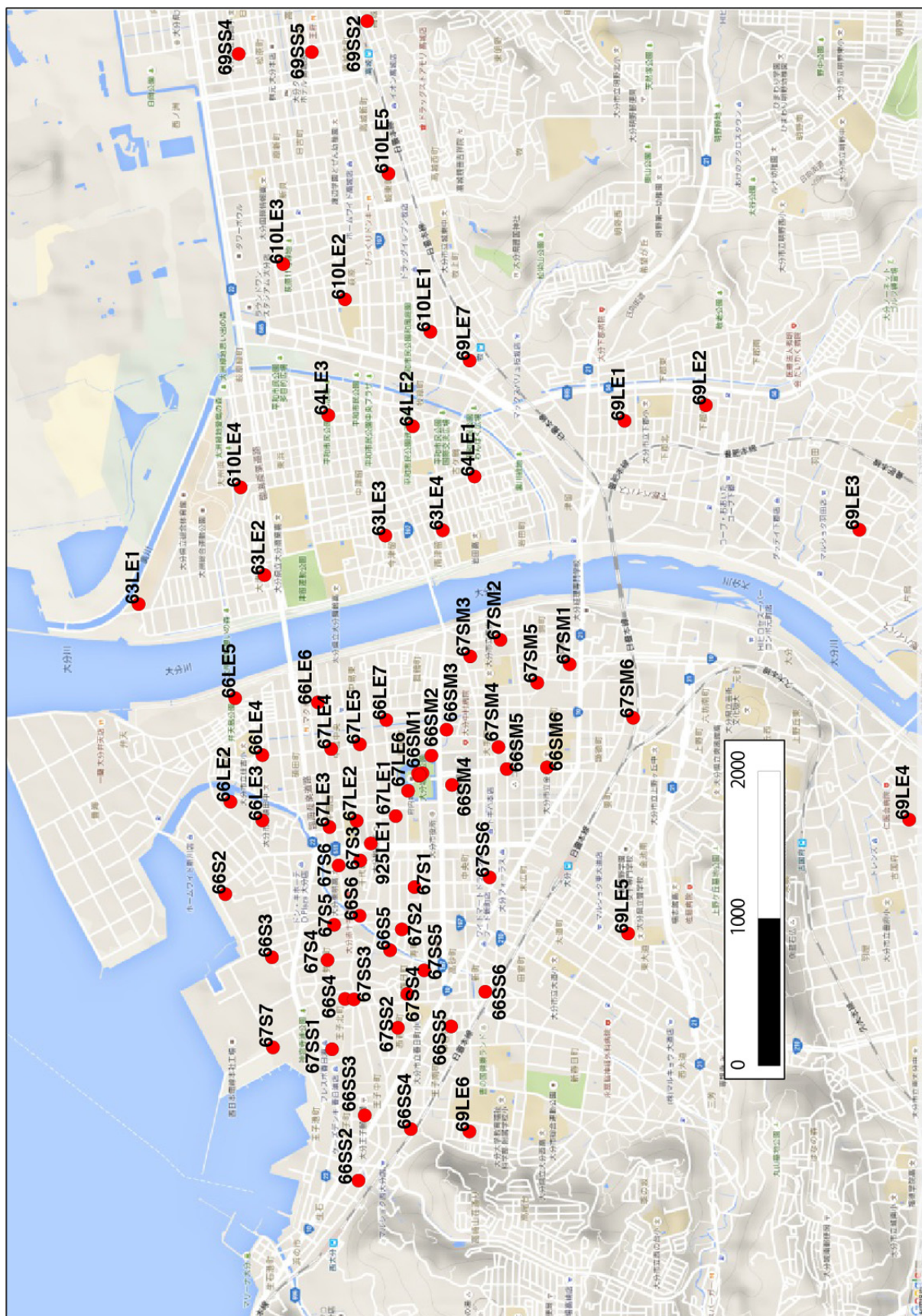


図3. 3. 2-2 大分平野における小半径微動アレイ観測点分布拡大図（基図はGoogleMap）

表3.3.2-1 小半径微動アレイ観測点位置および観測半径（辺長）一覧

名称	緯度	経度	観測辺長	名称	緯度	経度	観測辺長
150602SS1	33.25693	131.6929	35, 6 m	150610S6	33.23215	131.6869	6 m
150602SS2	33.256	131.6961	30, 6 m	150610S7	33.23147	131.6782	22, 6 m
150603SS1	33.25523	131.6643	35, 6 m	150610S8	33.2286	131.6796	25, 6 m
150603SS2	33.25133	131.6623	30, 6 m	150606LE2	33.24992	131.61	25, 6 m
150603SS3	33.25102	131.6595	35, 6 m	150606LE3	33.24829	131.6089	25, 6 m
150603S1	33.2613	131.688	35, 6 m	150606LE4	33.24829	131.6129	25, 6 m
150603S2	33.25768	131.6843	6 m	150606LE5	33.24968	131.6163	25, 6 m
150603S3	33.2584	131.688	20, 6 m	150606LE6	33.24546	131.6161	25, 6 m
150604SS1	33.2498	131.6646	24, 6 m	150606LE7	33.24197	131.615	9 m
150604SS2	33.2493	131.671	18, 6 m	150607LE1	33.24149	131.6091	25, 10 m
150604SS3	33.2466	131.669	30, 6 m	150607LE2	33.24348	131.6088	25, 4 m
150604SS4	33.24517	131.6722	35, 6 m	150607LE3	33.24487	131.6085	18, 6 m
150604SS5	33.24275	131.6752	35, 6 m	150607LE4	33.24478	131.6132	25, 3.5 m
150604SS6	33.23922	131.6783	6 m	150607LE5	33.24332	131.6135	20, 6 m
150604S1	33.25208	131.677	30, 6 m	150607LE6	33.24086	131.6107	20, 6 m
150604S2	33.2487	131.6775	35, 6 m	150606SM1	33.24013	131.6118	25, 6 m
150604S3	33.24817	131.681	35, 6 m	150606SM2	33.23967	131.6128	20, 6 m
150604S4	33.25217	131.6843	28, 6 m	150606SM3	33.2389	131.6144	18, 6 m
150604S5	33.24733	131.696	35, 6 m	150606SM4	33.23862	131.611	25, 6 m
150603LE1	33.2546	131.6221	25, 6 m	150606SM5	33.23583	131.612	6 m
150603LE2	33.24818	131.6238	20, 6 m	150606SM6	33.23378	131.6121	6 m
150603LE3	33.24202	131.6262	25, 6 m	150607SM1	33.23262	131.6184	15, 6 m
150603LE4	33.23909	131.6266	25, 6 m	150607SM2	33.23615	131.6199	6 m
150604LE1	33.23747	131.6298	25, 6 m	150607SM3	33.23769	131.6189	6 m
150604LE2	33.24062	131.6329	25, 6 m	150607SM4	33.23625	131.6133	12, 6 m
150604LE3	33.24493	131.6336	25, 6 m	150607SM5	33.23427	131.6173	25, 6 m
150609LE1	33.22982	131.6332	25, 6 m	150607SM6	33.22938	131.6151	25, 6 m
150609LE2	33.22567	131.6342	25, 6 m	150606S2	33.25018	131.6044	26, 6 m
150609LE3	33.21784	131.6266	25, 6 m	150606S3	33.2478	131.6005	6 m
150609LE4	33.2153	131.6089	25, 6 m	150606S4	33.24408	131.598	30, 6 m
150609LE5	33.22964	131.602	25, 6 m	150606S5	33.24178	131.601	22, 6 m
150609LE6	33.23773	131.5899	25, 6 m	150606S6	33.24333	131.6031	6 m
150609LE7	33.23772	131.6369	25, 6 m	150607S1	33.24053	131.6048	26, 6 m
150609SS1	33.24295	131.6646	28, 6 m	150607S2	33.24118	131.6022	13 m

150609SS2	33.24295	131.6576	30, 6 m	150607S3	33.2433	131.6064	7 m
150609SS3	33.24698	131.6617	30, 6 m	150607S4	33.24497	131.6004	35, 6 m
150609SS4	33.2495	131.6556	30, 6 m	150607S5	33.24463	131.6025	35, 6 m
150609SS5	33.24577	131.6557	30, 6 m	150607S6	33.2444	131.6061	6 m
150609S1	33.24193	131.6949	30, 6 m	150607S7	33.24775	131.595	26, 6 m
150609S2	33.24238	131.6915	30, 6 m	150606SS2	33.24339	131.5869	18, 6 m
150609S3	33.23678	131.6954	22, 6 m	150606SS3	33.24307	131.5909	12, 6 m
150609S4	33.23943	131.6877	30, 6 m	150606SS4	33.24072	131.59	6 m
150609S5	33.22565	131.6905	25, 6 m	150606SS5	33.23866	131.5963	20, 6 m
150609S6	33.233	131.6838	6 m	150606SS6	33.23692	131.5984	18, 6 m
150610LE1	33.23972	131.6387	25, 6 m	150607SS1	33.24474	131.5949	6 m
150610LE2	33.24408	131.6407	25, 6 m	150607SS2	33.24138	131.5962	20, 6 m
150610LE3	33.24723	131.6428	25, 6 m	150607SS3	33.24362	131.598	6 m
150610LE4	33.2494	131.6292	25, 6 m	150607SS4	33.2409	131.5983	6 m
150610LE5	33.24186	131.6483	20, 6 m	150607SS5	33.24004	131.5997	20, 6 m
150610S1	33.2383	131.6864	30, 6 m	150607SS6	33.2367	131.6054	20, 6 m
150610S2	33.23662	131.6889	30, 6 m	150925LE1	33.24276	131.6075	20, 6 m
150610S3	33.23272	131.683	30, 6 m	151221LE3	33.24525	131.7263	25, 6 m
150610S4	33.22697	131.6875	20, 6 m	151221LE4	33.24897	131.713	25, 6 m
150610S5	33.2244	131.6854	23, 6 m	151222LE1	33.22944	131.7475	25, 6 m
				151222LE2	33.2345	131.7577	25, 6 m

(表3.3.2-1 小波形微動アレイ観測点位置および観測半径一覧 つづき)

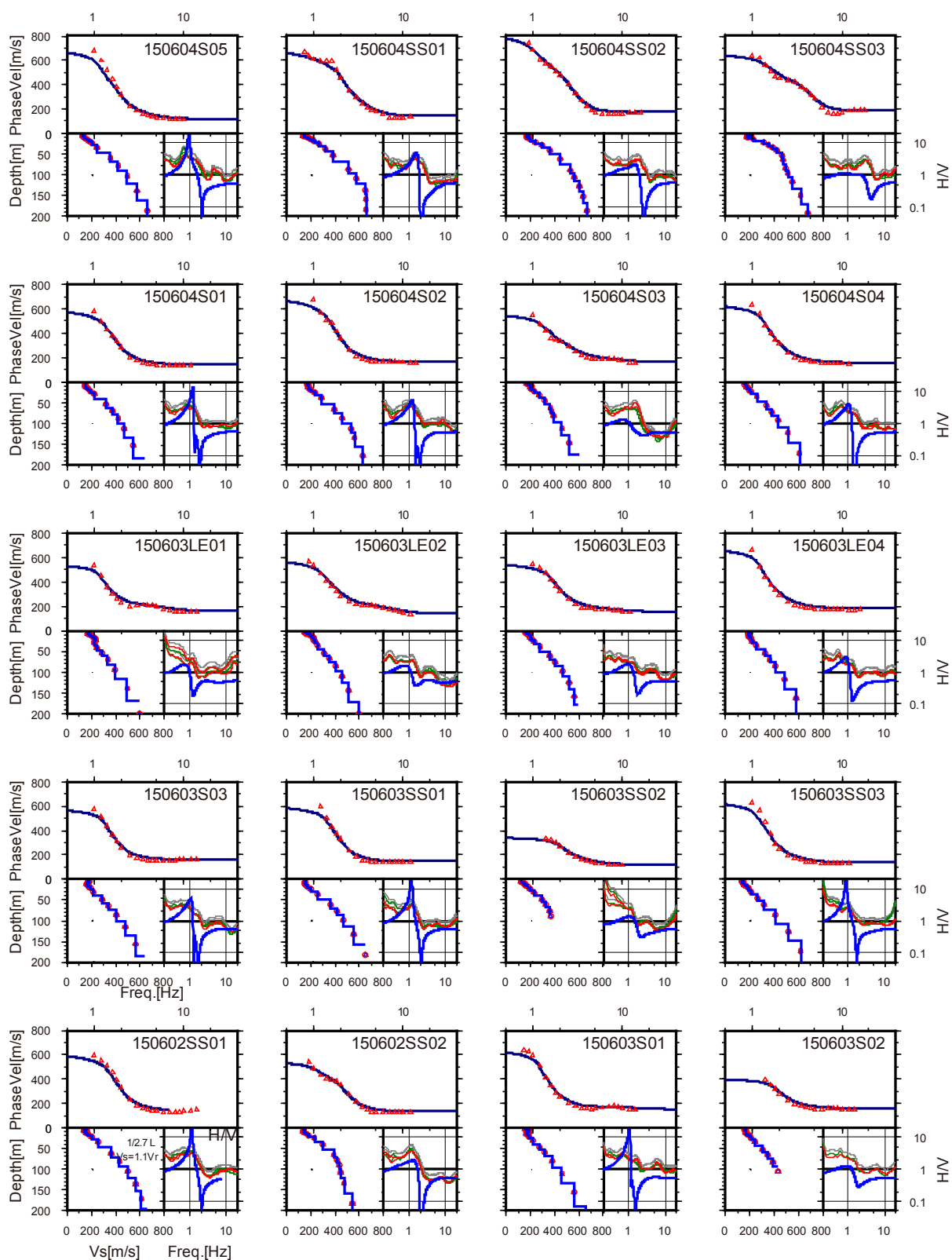


図 3.3.2-3 小半径アレイ観測による位相速度（上段），変換速度構造（左下），H/V スペクトル（右下）（その 1）[位相速度 赤△：観測，青線：変換速度構造からの理論値][変換速度構造 赤丸：観測位相速度からの変換値，青線：位相速度計算に用いた層構造][H/V スペクトル 細線：観測 H/V，青太線：変換速度構造から計算した Rayleigh 波楕円率 H/V]

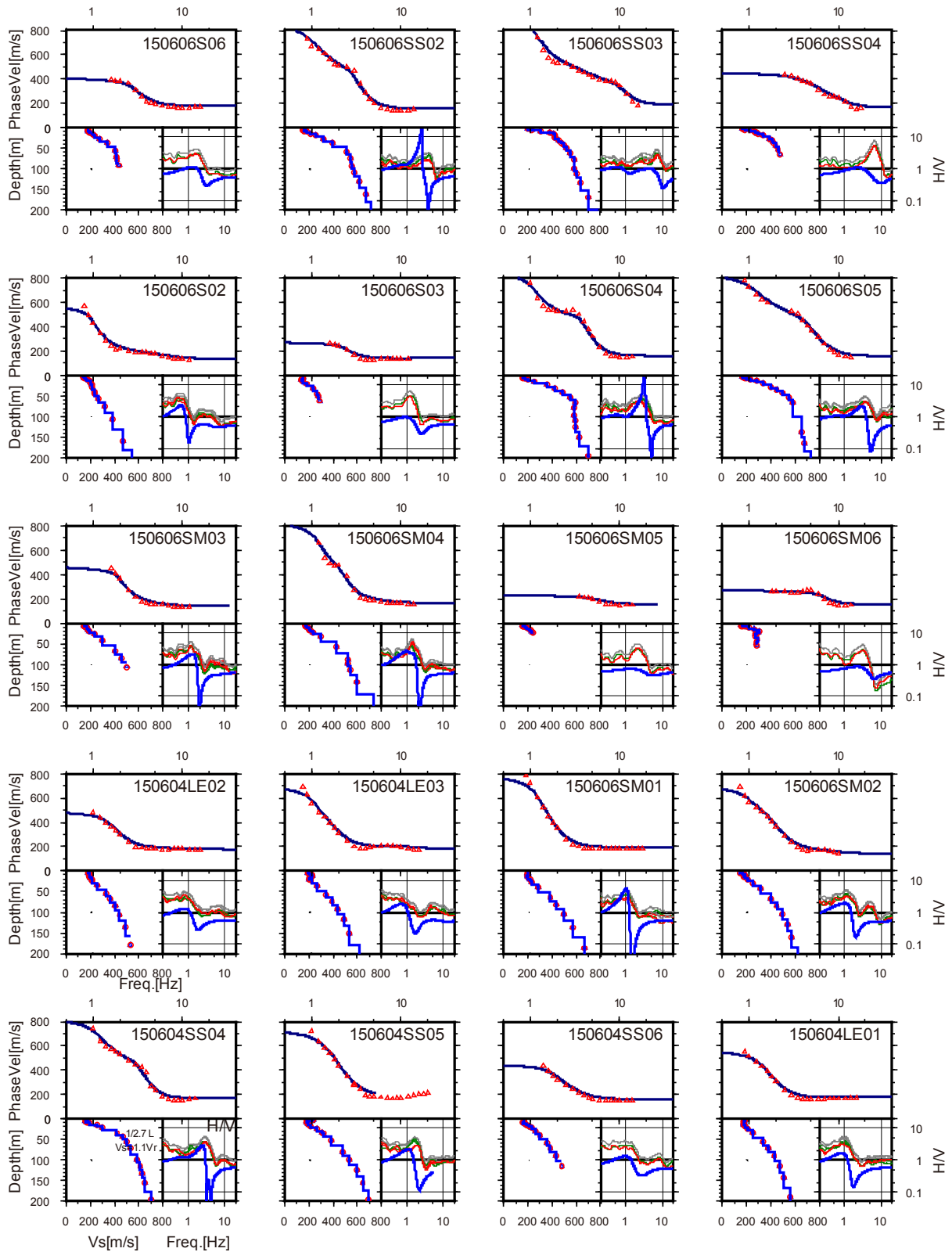


図 3.3.2-4 小半径アレイ観測による位相速度（上段），変換速度構造（左下），H/V スペクトル（右下）（その2）[位相速度 赤△：観測，青線：変換速度構造からの理論値][変換速度構造 赤丸：観測位相速度からの変換値，青線：位相速度計算に用いた層構造][H/V スペクトル 細線：観測 H/V，青太線：変換速度構造から計算した Rayleigh 波楕円率 H/V]

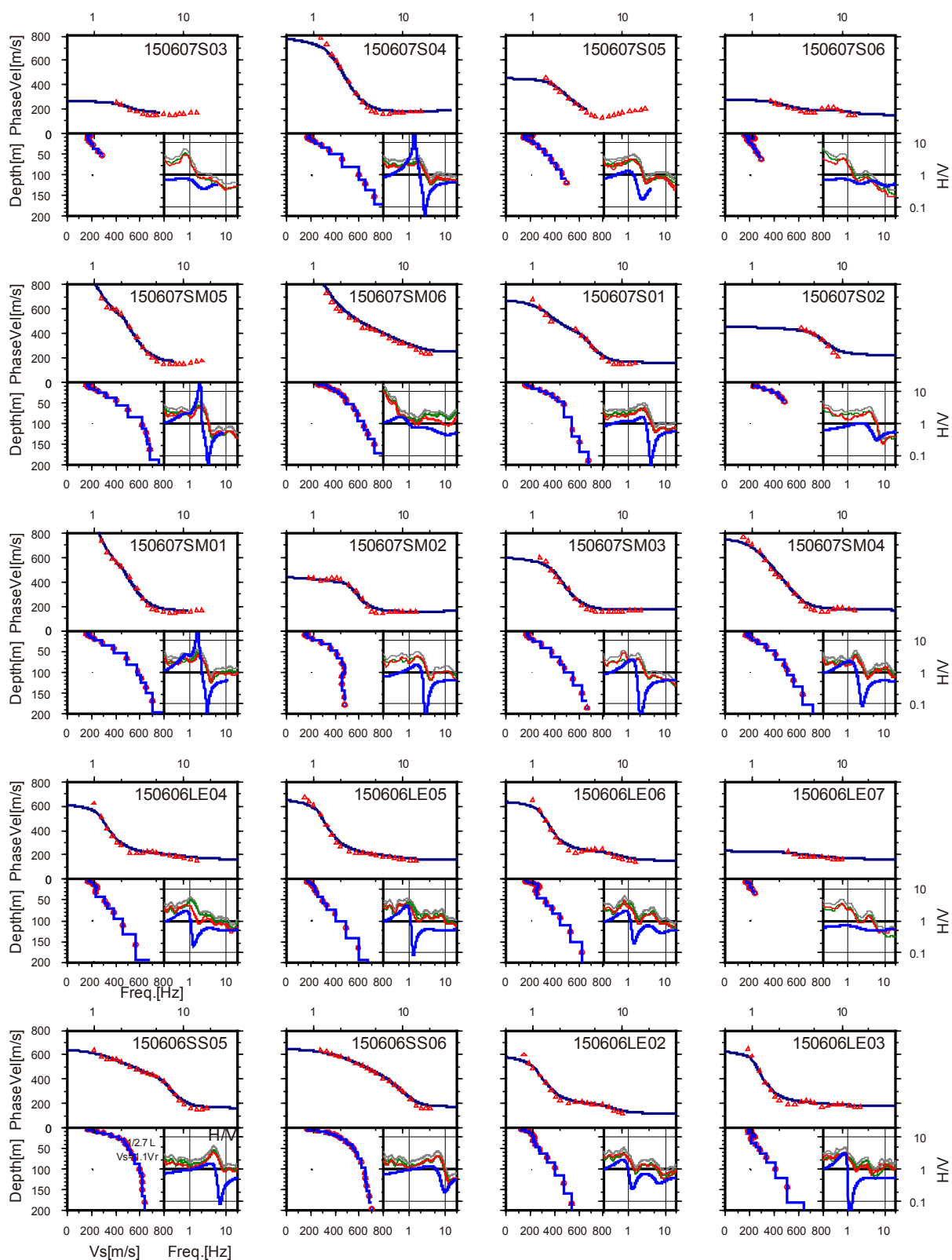


図 3.3.2-5 小半径アレイ観測による位相速度（上段），変換速度構造（左下），H/V スペクトル（右下）（その3）[位相速度 赤△：観測，青線：変換速度構造からの理論値][変換速度構造 赤丸：観測位相速度からの変換値，青線：位相速度計算に用いた層構造][H/V スペクトル 細線：観測 H/V，青太線：変換速度構造から計算した Rayleigh 波楕円率 H/V]

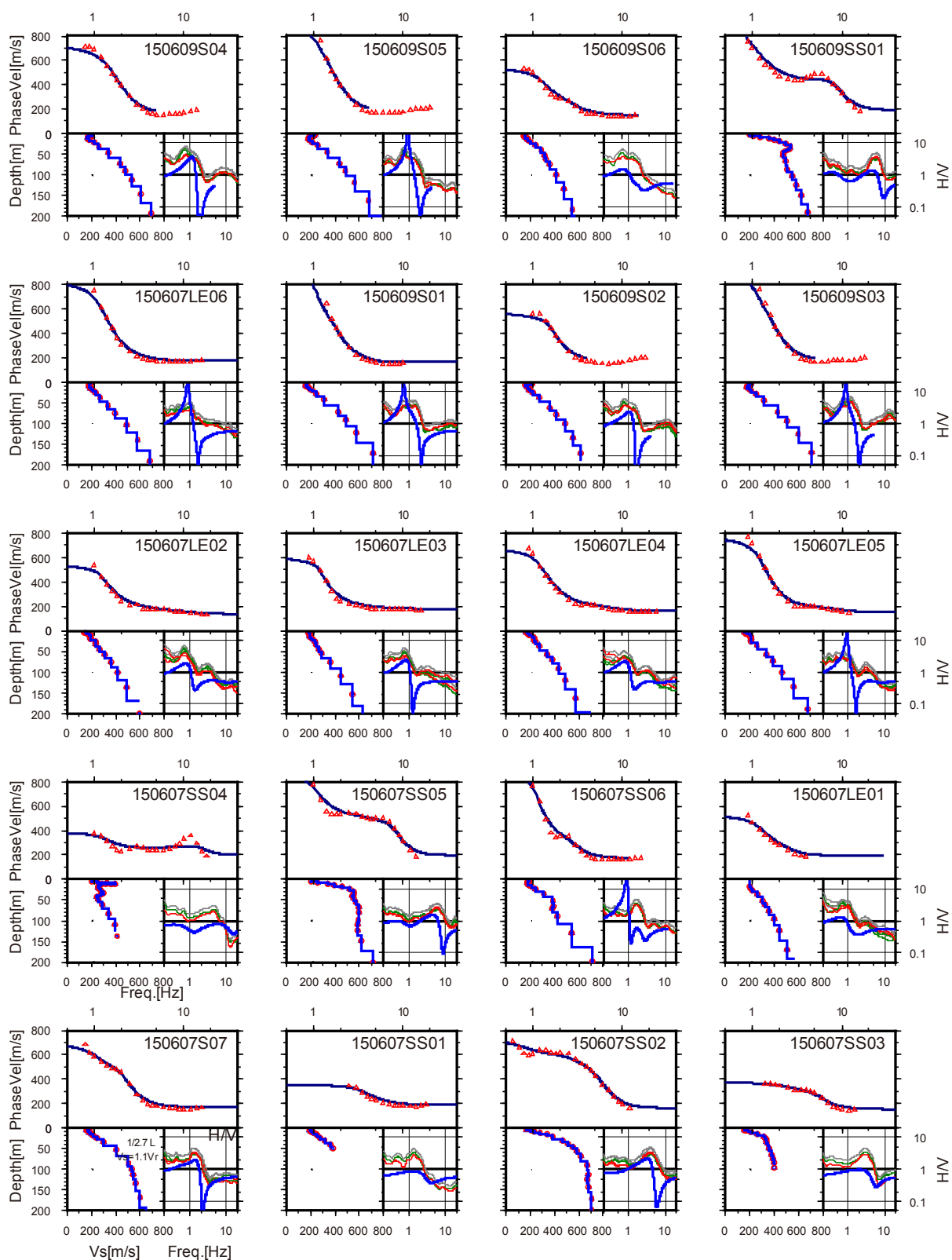


図 3.3.2-6 小半径アレイ観測による位相速度（上段），変換速度構造（左下），H/V スペクトル（右下）（その4）[位相速度 赤△：観測，青線：変換速度構造からの理論値][変換速度構造 赤丸：観測位相速度からの変換値，青線：位相速度計算に用いた層構造][H/V スペクトル 細線：観測 H/V，青太線：変換速度構造から計算した Rayleigh 波楕円率 H/V]

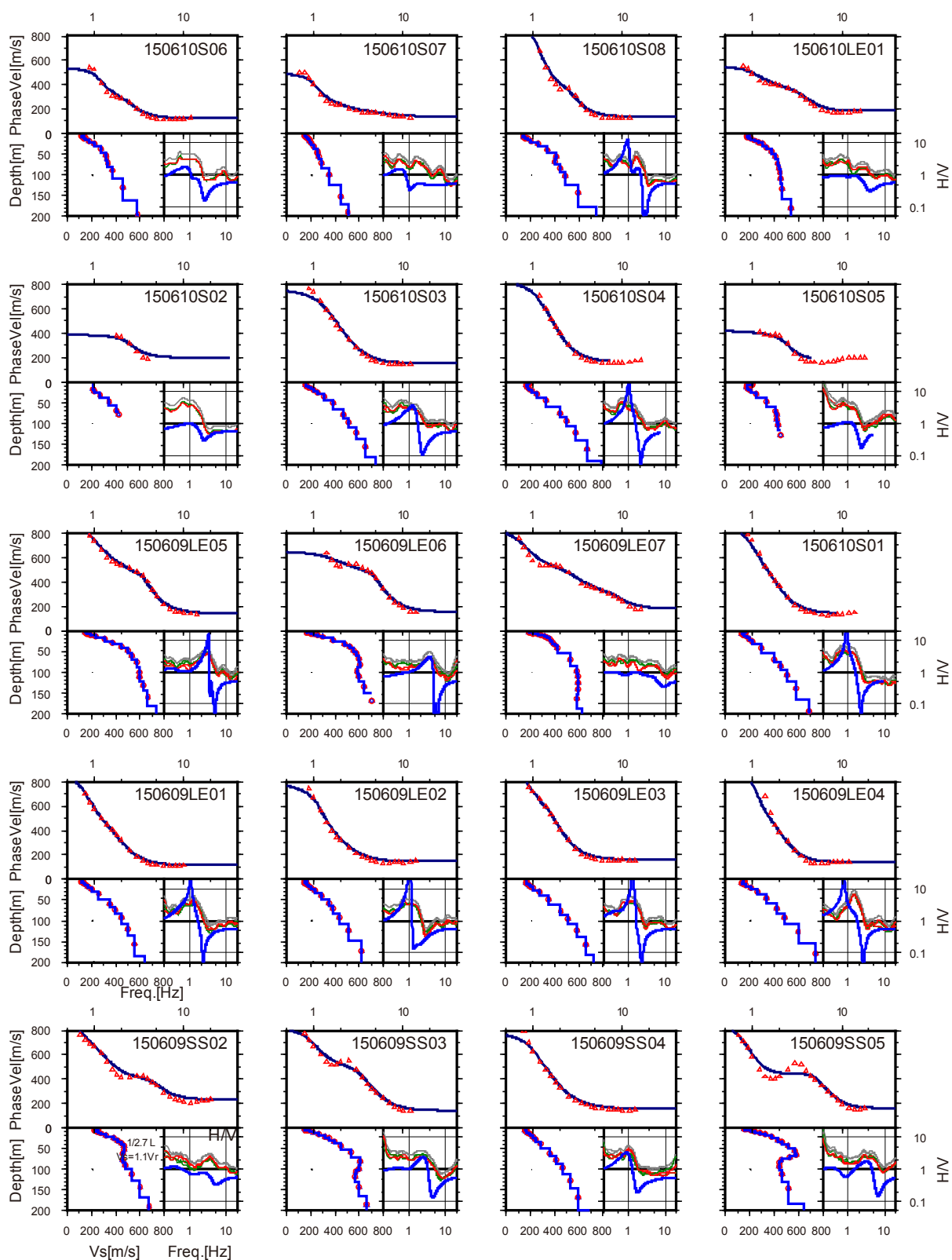


図 3.3.2-7 小半径アレイ観測による位相速度（上段），変換速度構造（左下），H/V スペクトル（右下）（その5）[位相速度 赤△：観測，青線：変換速度構造からの理論値][変換速度構造 赤丸：観測位相速度からの変換値，青線：位相速度計算に用いた層構造][H/V スペクトル 細線：観測 H/V，青太線：変換速度構造から計算した Rayleigh 波楕円率 H/V]

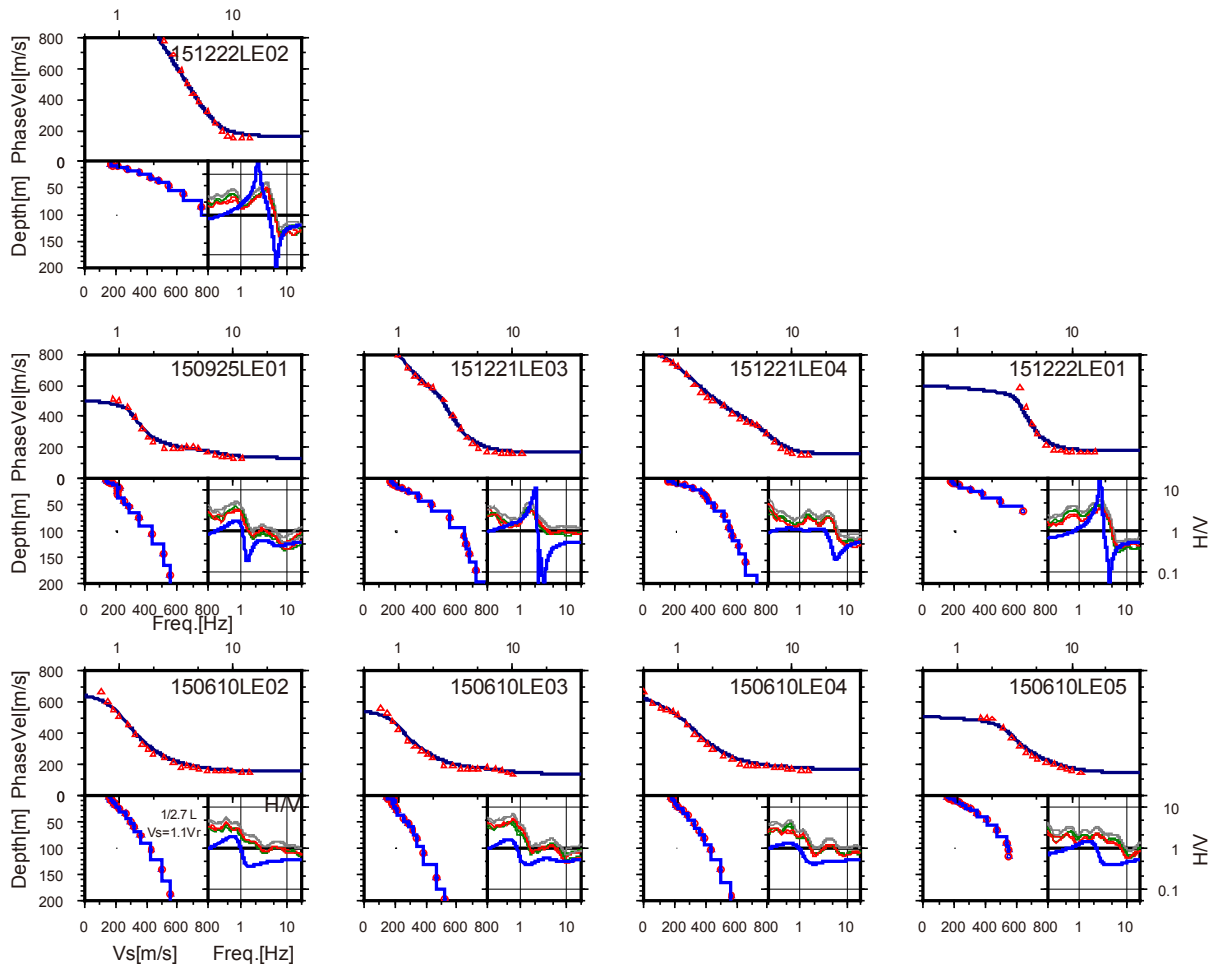


図 3.3.2-8 小半径アレイ観測による位相速度（上段），変換速度構造（左下），H/V スペクトル（右下）（その 6）[位相速度 赤△：観測，青線：変換速度構造からの理論値][変換速度構造 赤丸：観測位相速度からの変換値，青線：位相速度計算に用いた層構造][H/V スペクトル 細線：観測 H/V, 青太線：変換速度構造から計算した Rayleigh 波楕円率 H/V]

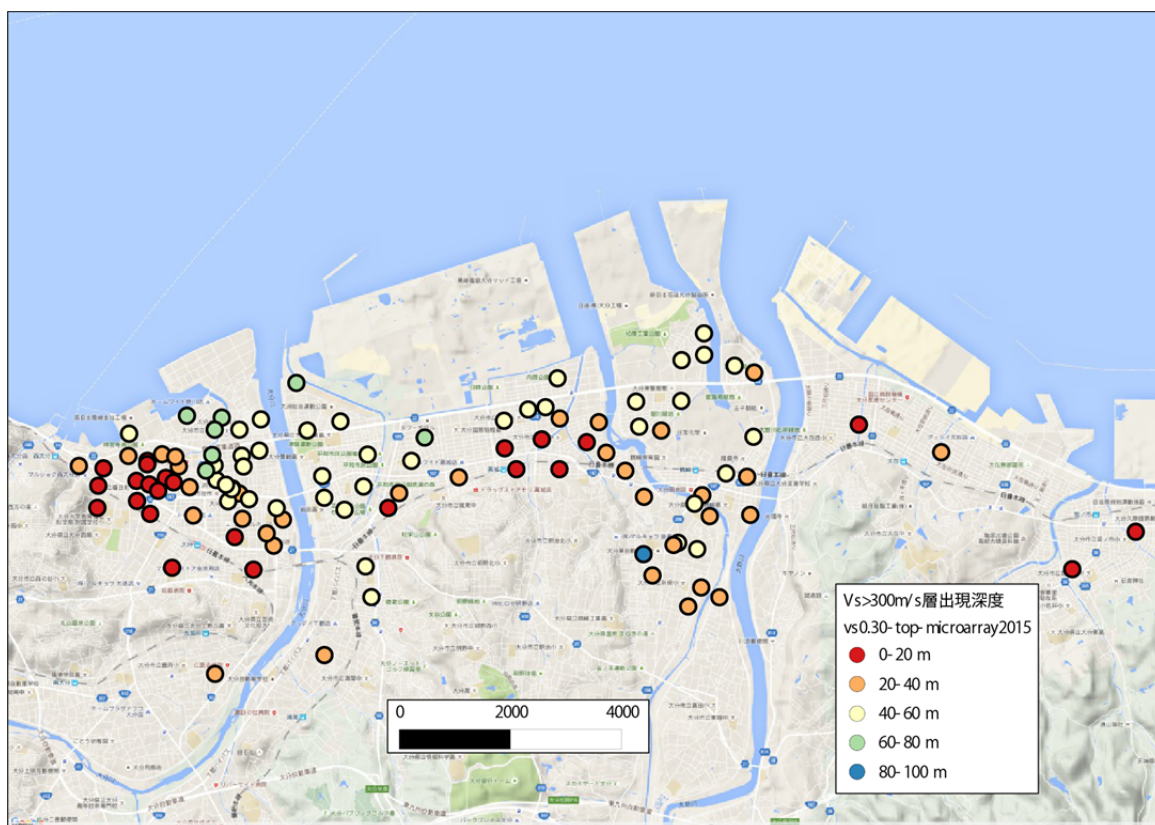


図 3.3.2-9 変換速度構造における $V_s > 300 \text{ m/s}$ 層の出現深度分布（基図 GoogleMap）

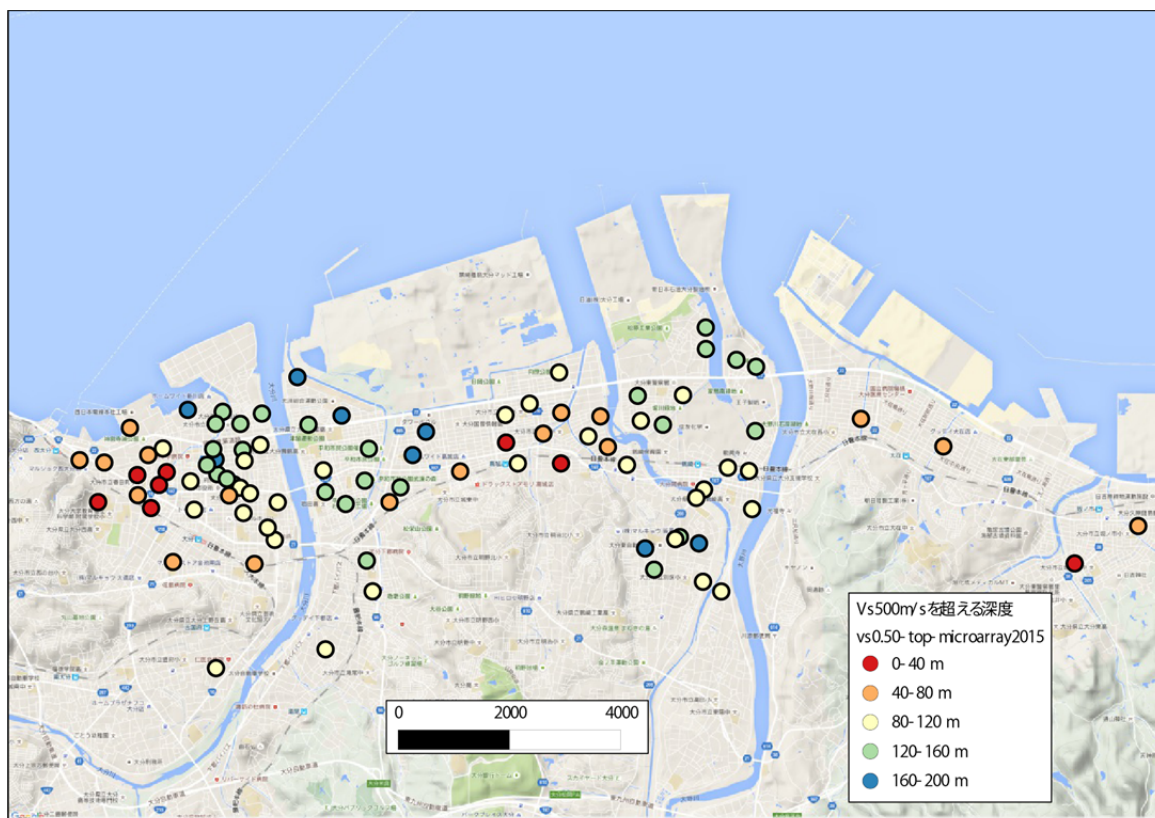


図 3.3.2-10 変換速度構造における $V_s > 500 \text{ m/s}$ 層の出現深度分布（基図 GoogleMap）

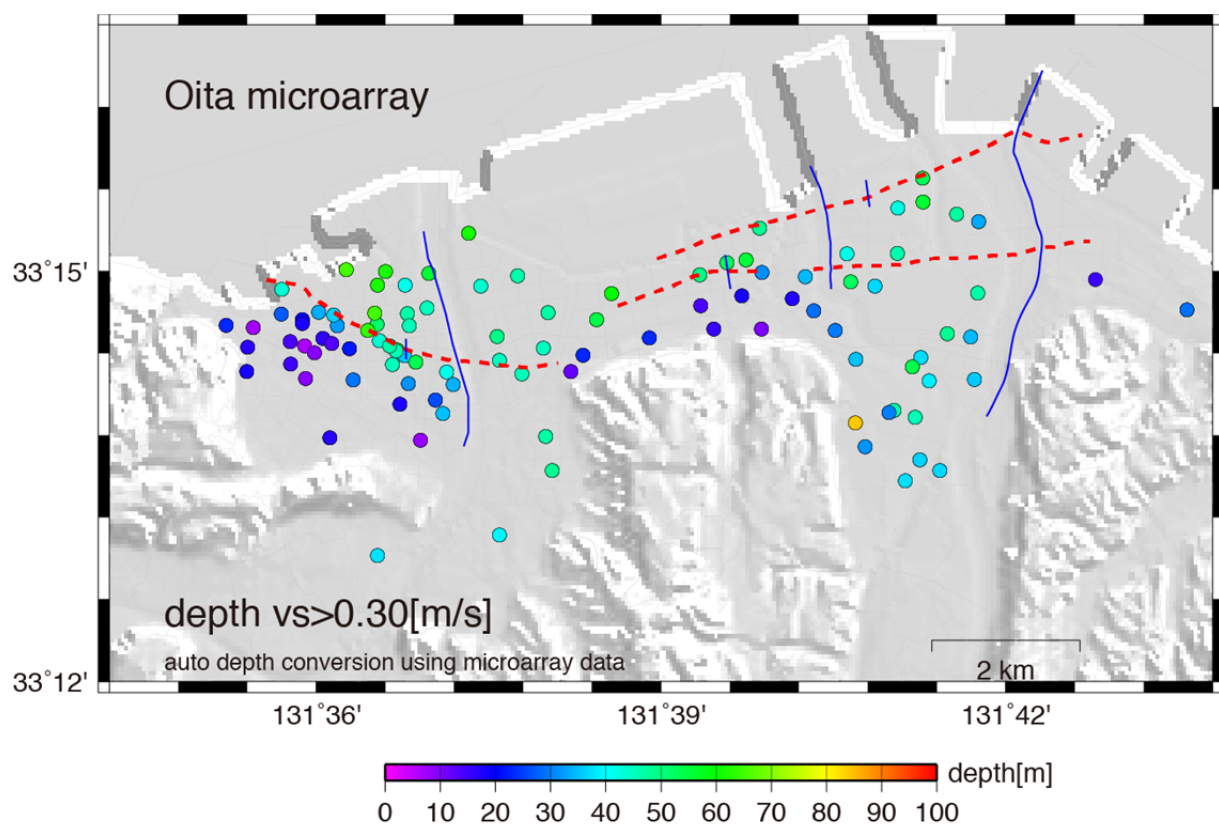


図 3.3.2-11 千田(2004)による活断層位置（赤破線）と $V_s > 300 \text{ m/s}$ 層出現深度。青線は千田(2004)が参照した反射法断面位置

3) 連続微動観測記録を用いた地震波干渉法および応力場解析

a) 別府湾周辺における微動連続観測の実施

平成 26 年度に開始した別府湾周辺地域での 12 地点による微動連続観測（図 3.3.3-1）を引き続き実施した。観測記録は概ね 2 ヶ月に 1 回の頻度で収集し、その都度センサーおよびデータロガーの不具合、バッテリーの充電状態を確認した。バッテリー電圧の低下に伴うデータロガーの作動停止により、観測点 BEP08 では 55 日間にわたる欠測（7 月 11 日 8:57～9 月 3 日 9:50）が生じたが、その他の観測点では、点検作業時間帯を除いて切れ目のない連続観測を実施することができた。

観測期間中には大分県内を震源とする複数の有感地震が発生しており、本観測網においてもこれらの記録を得た。図 3.3.3-2 には 2015 年 12 月 23 日 10 時 00 分到大分県中部で発生した地震（ M_{JMA} 2.9、深さ 9km）の速度波形を示す。震央に最も近い観測点である BEP05、BEP06（それぞれ震央から 10.6km、5.8km 西南西方位）ではダイナミックレンジ制限のため最大振幅が振り切れているが、その他の観測点では全成分においてシグナルを捉えている。別府湾の北側に位置する観測点（BEP01、BEP02、BEP03、BEP04）では P 波と S 波が明瞭に識別できる一方、別府湾の南部に位置する観測点（BEP08、BBEP10）や遠方に位置する観測点（BEP11、BEP12）では S 波部分が不明瞭であり、長い継続時間を伴う後続波群が見られる。なお、観測点 BEP09 はノイズレベルが高く、生波形記録からはシグナルの識別が困難である。2015 年 7 月 13 日に発生した大分県中部を震源とする地震（ M 5.7、深さ 60km）では別府湾周辺の震度観測点で震度 3～4 を記録しているが、本観測網では全地点・全成分において振幅が振り切れている。

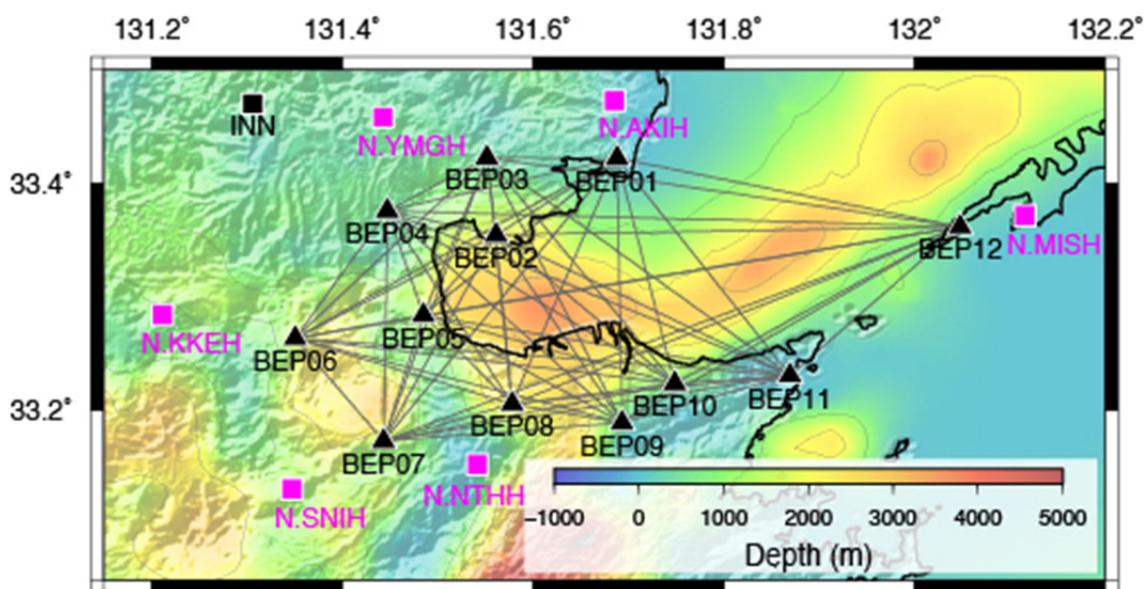


図 3.3.3-1 連続微動観測網（三角）、防災科研 F-net（四角：黒）・Hi-net（四角：紫）の分布および地震波干渉法に用いた全観測点ペアの組み合わせ（背景色は J-SHIS-v2 構造モデルの基盤震度）

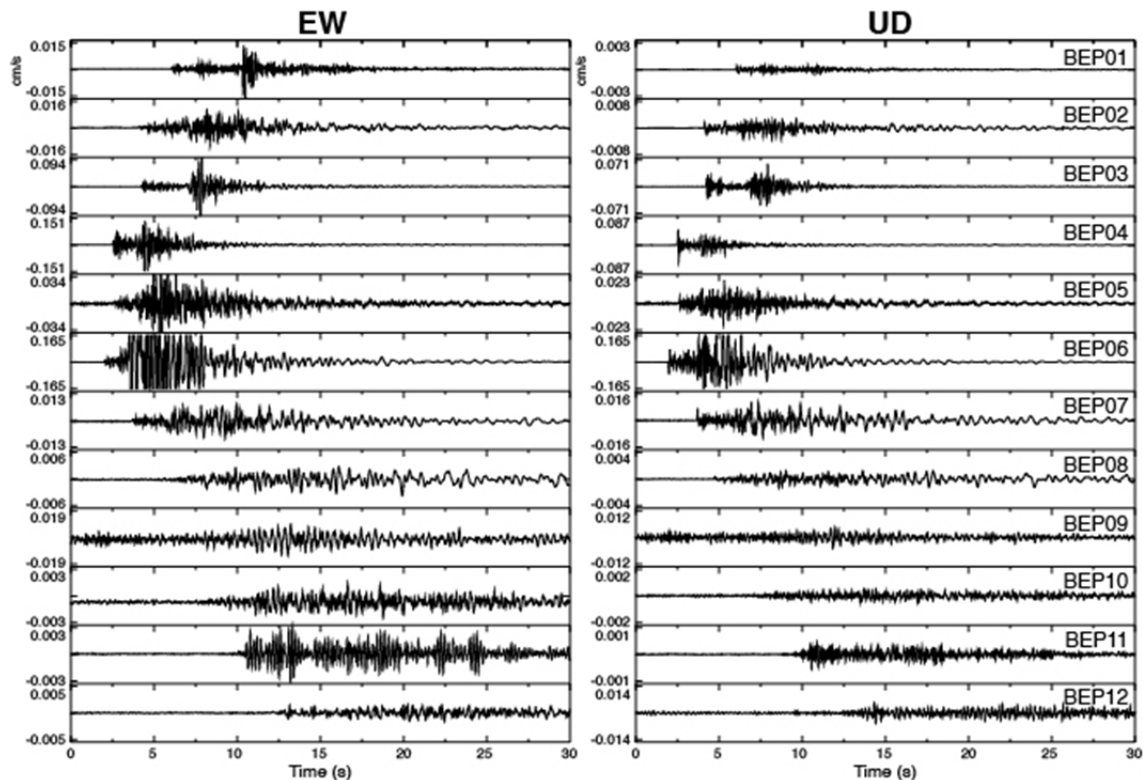


図 3.3.3-2 2015 年 12 月 23 日大分県中部の地震の観測波形（生波形）

b) 地震波形記録を用いた各種予備解析

i) 観測点設置方位の推定

本観測網では 3 成分の波形記録を用いた地震波干渉法および応力場の解析を実施しているが、12 地点の地震計の設置方位がそれぞれ南北、東西方向を正確に向いていると仮定している。水平成分の方位は設置時の方位磁針を用いた目視計測に基づいており、大きな誤差が生じている可能性がある。ここでは予察的な検討として、設置期間内に観測された地震波形記録を用いて設置方位の推定を行った。

本観測網の北西側には、防災科学技術研究所が展開する広帯域地震観測網（F-net）の観測点 INN（中津：N33.4701°，E131.3062°）が位置している（図 3.3.3-1）。観測点 INN では広帯域地震計（STS-2 型）の水平方位が正確に南北、東西方向に設定されている。観測点 INN を基準観測点として、本観測網の観測波形記録との相関解析を行うことで設置方位が推定できる。観測される遠地地震波の長周期成分が実体波（S 波）と表面波からなると仮定すると、これらの波の伝播速度は概ね 3～4km/s であることから、0.005～0.01Hz の帯域フィルタを適用することで 300～800km 程度の波長の信号を、0.01～0.02Hz の帯域フィルタを適用することで 150～400km 程度の波長の信号を捉えることができる。解析周波数帯域での波形の高い相似性を確保するために、汐見ほか(2013)に従って、相関処理を行う観測点の最大間隔を最短波長の 1/4 に抑えることを考えた。帯域フィルタを 0.005～0.01Hz に設定すれば本観測網の全点を対象とした相関解析を行うことが可能となるが、当帯域におけるノイズレベルが高く、S/N の良好な観測波形を得ることが困難であった。このため、

本検討では対象周波数帯域を S/N の良好な 0.01～0.02Hz とし、先ず INN と BEP01～BEP08 (INN から 38km 以内)との相関解析を行い、その後 BEP01 を基準観測点として BEP09～BEP12 (BEP01 から 35km 以内)との相関解析を行うことで、全地点における設置方位を推定した。

本検討では、期間内に発生した遠地地震のうち、震源深さ 50km 以浅かつ震央距離 25°以上 120°以内、マグニチュード 6.8 以上の地震記録を用いた (表 3.3.3-1: 震源情報は米国地質調査所による推定値を使用)。対象周波数帯域における波形が基準観測点の波形と高い相似性を有することを確認した後 (図 3.3.3-3)、対象観測点の水平動成分を -150°～150°の範囲で 0.5°毎に回転させ、基準観測点の波形との相関係数 (南北成分、東西成分の平均値) が最大値を取る回転角を求めた。相関係数の最大値が 0.9 以上となる結果のみを採用し、地震毎に推定した回転角の平均値を最終的な推定値とした。表 3.3.3-2 には各観測点の設置方位のずれ (真北から、磁北から) の推定値を示す。なお、F-net 観測点記録との相互相関解析より推定される値は真北からのずれであるため、磁北からのずれを推定する際には、国土地理院が公表している磁気図 (2010.0 年値) により計算される偏角値に基づく補正を行った。設置方位の磁北からのずれは観測点 BEP12 を除いて僅かであることから、地震計は概ね適切に設置されており、以後の解析結果においても影響を及ぼさないものと考えられる。但し、検討に使用可能な地震数が少なく推定値には誤差を伴うことから、今後、ジャイロ等を用いて現地にて方位測定を行い設置方位を確認する必要がある。

表 3.3.3-1 設置方位の推定に用いた遠地地震 (日時は協定世界時)

年月日	時刻	緯度	経度	深さ (km)	Mw	震央地名
2015/03/29	23:48:31	-4.729	152.562	41	7.5	PAPUA NEW GUINEA
2015/04/25	06:11:26	28.231	84.731	8	7.8	NEPAL
2015/05/12	07:05:20	27.809	86.066	15	7.3	NEPAL
2015/05/22	21:45:19	-11.056	163.696	11	6.9	SOLOMON ISLANDS
2015/05/22	23:59:34	-11.109	163.215	10	6.8	SOLOMON ISLANDS
2015/12/07	07:50:05	38.211	72.780	22	7.2	TAJIKISTAN
2015/12/09	10:21:48	-4.106	129.508	21	6.9	BANDA SEA, INDONESIA

表 3.3.3-2 推定した設置方位 (時計回りを正、上段: 真北からのずれ、中段: 磁北からのずれ、下段: 標準偏差)

BEP01	BEP02	BEP03	BEP04	BEP05	BEP06	BEP07	BEP08	BEP09	BEP10	BEP11	BEP12
4.6	5.0	6.7	7.8	0.4	8.8	5.9	7.9	7.9	11.5	10.9	19.4
-2.4	-2.0	-0.3	0.8	-6.6	1.9	-0.8	1.1	1.0	4.6	4.1	12.6
±1.0	±0.6	±0.9	±0.8	±0.3	±0.7	±0.7	±1.2	±0.8	±1.2	±1.0	±1.2

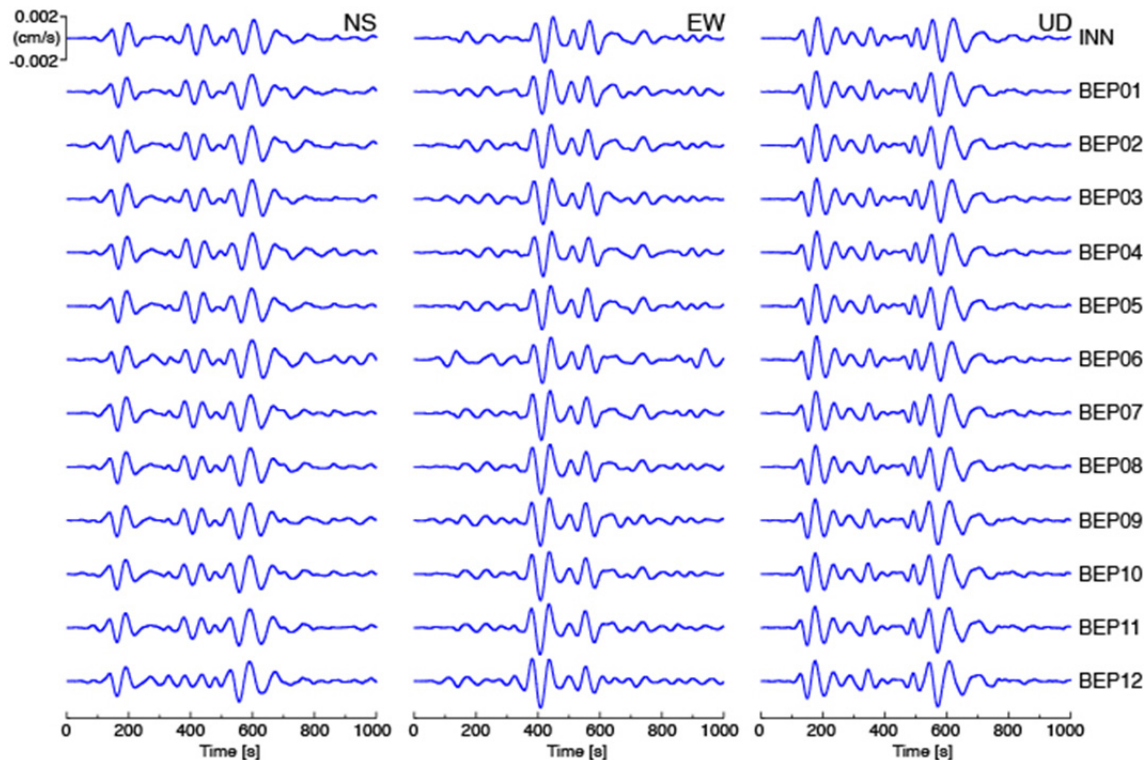


図 3.3.3-3 F-net IIN 観測点および本観測網にて観測された遠地地震波形の例
(2015 年 3 月 29 日パプアニューギニアの地震、0.01-0.02Hz)

ii) 表面波位相速度の推定

連続微動観測網を展開した主目的は地震波干渉法の適用による深部地盤構造モデルの検証であり、対象とする周期は 5 秒程度までを念頭に置いている。一方、本観測網では広帯域地震計を用いており、複数の遠地地震波形や国内他地域で発生した中～大規模地震による波形が明瞭に捉えられている。微動に比べて、長周期成分のパワーを有するこれらの記録を用いることで、より深部の S 波速度構造の検証も可能となることが期待される。本解析では、期間内に観測された 6 地震（表 3.3.3-3）を対象として、センブランス法解析により表面波の位相速度を推定した。ここでは福元ほか（2004）を参考に、観測点 BEP05 を基準点として、周期 5 秒（0.2Hz）から 20 秒（0.05Hz）まで周期 1 秒毎に帯域通過フィルタを施した Radial、Transverse、上下動成分の速度波形を用いてセンブランス値を求めた。ここでは鈴木・中川（2012）と同様、タイムウィンドウを対象周期の 2 倍、波の到来方向および伝播速度を未知パラメータとして、表面波に対応する時刻歴のセンブランス値が 0.95 以上、かつ推定した到来方向が実際の方位角の $\pm 5^\circ$ 以内となる場合の波群の伝播速度を位相速度とみなした。図 3.3.3-4 には各成分において推定した位相速度と、既往の地殻構造モデル（Nishida et al. 2008）に観測点 BEP05 直下の地表から地震基盤までの地震波速度構造（J-SHIS-v2）を付加した際に推定される Rayleigh 波および Love 波の位相速度を示す。Radial 成分において理論値がやや過大評価となるが、センブランス解析による位相速度の推定値と理論値との対応は概して良好であった。なお、J-SHIS-v2 モデルのみでは

0.1Hz 前後で位相速度が頭打ちとなり、より低周波数帯域における位相速度を適切に説明することができない。

表 3.3.3-3 表面波位相速度の推定に用いた地震

年月日	時刻	緯度	経度	深さ (km)	Mw	震央地名
2014/11/22	22:08:17	36.693	137.891	4.6	6.3	長野県北部
2015/02/17	08:06:34	39.872	143.193	12.7	6.7	三陸沖
2015/04/20	10:42:55	23.956	122.427	22.2	6.3	石垣島
2015/04/25	06:11:26	28.231	84.731	8	7.8	NEPAL
2015/05/13	06:12:58	38.863	142.150	46.2	6.8	宮城県沖
2015/12/07	07:50:05	38.2110	72.7800	22	7.2	TAJIKISTAN

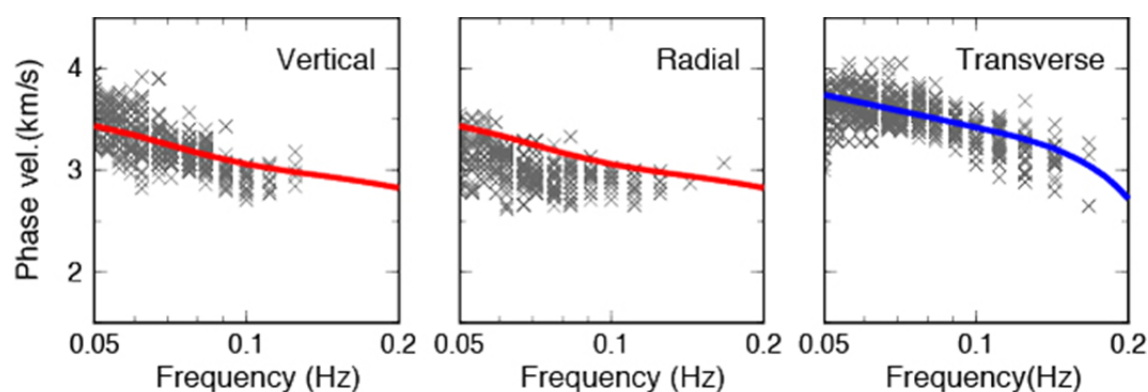


図 3.3.3-4 センプランス法で推定した別府湾周辺域の表面波の位相速度と既往速度構造モデル（Nishida et al. (2008)に J-SHIS-v2 を付加したもの）の理論分散曲線（赤線：Rayleigh 波，青：Love 波）の比較

c) 地震波干渉法による表面波群速度の推定

2014 年 9 月 1 日から 2015 年 12 月 31 日までの 16 ヶ月間に収録された 3 成分の連続観測記録を用いて、2 観測点間（全 66 ペア：図 3.3.3-1 参照）の相互相関関数を導出した。本観測網における観測点間隔の最短距離は 6.4km（BEP09-BEP10）、最長距離は 65.8km（BEP06-BEP12）である。昨年度に実施した解析と同様、毎正時より 1 時間の時間長を持つ微動記録に対して基線補正を施した後に振幅値の正規化（Running Absolute Mean 法：Bensen et al., 2007）を行い、0.2～0.5 Hz の周波数帯域で同時刻に得られた 2 地点の波形の相互相関関数（-500～500 秒）を得た。昨年度の予備解析時には周波数の下限値を 0.1Hz としたが、0.1Hz 前後における表面波の波長は多くの場合で観測点間距離を超えることや、本観測網を設置した 2014 年 9 月以降、阿蘇山直下を振動源とする火山性微動が長期にわたって頻発しており（三反畑ほか，2015；松澤ほか，2015）、0.05～0.2Hz 前後の周波数帯域でその影響が表れることを考慮して下限値を 0.2Hz に変更した。なお、相互相関関数は観

測点ペア毎に N-N（南北-南北成分）、N-E（南北-東西成分）、N-Z（南北-上下動成分）、E-N（東西-南北成分）、E-E（東西-東西成分）、E-Z（東西-上下動成分）、Z-N（上下-南北成分）、Z-E（上下-東西成分）、Z-Z（上下-上下動成分）の 9 種類の組み合わせに対して導出し、成分毎に 16 ヶ月分のスタッキング処理を行った後、水平動成分が含まれる組み合わせ（8 成分）に対しては以下の手順で成分の変換を行った（Lin et al. 2008）。

$$\begin{pmatrix} R_1 R_2 \\ T_1 T_2 \\ R_1 T_2 \\ T_1 R_2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -\cos\phi \cos\theta & -\sin\phi \sin\theta & -\cos\phi \sin\theta & -\sin\phi \cos\theta \\ -\sin\phi \sin\theta & -\cos\phi \cos\theta & \sin\phi \cos\theta & \cos\phi \sin\theta \\ \cos\phi \sin\theta & -\sin\phi \cos\theta & -\cos\phi \cos\theta & \sin\phi \sin\theta \\ \sin\phi \cos\theta & -\cos\phi \sin\theta & \sin\phi \sin\theta & -\cos\phi \cos\theta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} N_1 N_2 \\ E_1 E_2 \\ N_1 E_2 \\ E_1 N_2 \end{pmatrix} \quad (1)$$

$$\begin{pmatrix} Z_1 R_2 \\ Z_1 T_2 \\ R_1 Z_2 \\ T_1 Z_2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos\theta & \sin\theta & 0 & 0 \\ -\sin\theta & \cos\theta & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -\cos\phi & -\sin\phi \\ 0 & 0 & \sin\phi & -\cos\phi \end{pmatrix} \begin{pmatrix} Z_1 N_2 \\ Z_1 E_2 \\ Z_2 N_1 \\ Z_2 E_1 \end{pmatrix} \quad (2)$$

ここで ϕ は観測点 1 から見た観測点 2 の方位角、 θ は観測点 2 から見た観測点 1 の方位角である。R は Radial 成分、T は Transverse 成分を表し、例えば $Z_1 R_1$ と表記した成分は、観測点 1 の上下動成分と観測点 2 の Radial 成分との相互相関関数、すなわち観測点 1 で鉛直方向に点加振を与えた際の観測点 2 の R 成分に対するグリーン関数に対応する。なお、相互相関処理前に水平動成分を R, T 方向に回転して相互相関処理を行う従来の手法と本手法による結果はほぼ一致することを確認している。

図 3.3.3-5 には、観測点間隔がほぼ等しい BEP01-BEP04、BEP01-BEP10 両ペアにおいて得られた Z-Z 成分の相互相関関数の 1 ヶ月毎のスタッキング波形を示す。別府湾の北側を東西方向に結ぶ BEP01-BEP04 では、全期間にわたって類似した形状のスタッキング波形を得た。時刻正方向の波形、すなわち、別府湾 BEP01 を加振点、観測点 BEP04 を受信点とした場合のグリーン関数には 20～30 秒の時刻（Lag Time）において高周波数成分が卓越している。沿岸域近傍の観測記録を用いた地震波干渉法処理において、海側を加振点、内陸側を受信点とした観測点ペアでは同様の事例が見られる（Hayashida and Yoshimi, 2015）が、本調査地域においても沿岸で励起される短周期成分の微動の影響が表れたものと示唆される。また、同じく BEP01-BEP04 の時刻正方向の波形に着目すると、時刻-30 秒前後において主要波群とは独立した定常的な波群が存在する。一方、別府湾を南北に跨ぐ BEP01-BEP10 では高周波数成分の卓越は見られないが、冬場（12 月～2 月）は正の時刻における波群、夏場（5～7 月）は負の時刻における波群が顕著になるなど、波群の形状には季節変動が見られた。別府湾を南北に跨ぐ他の観測点ペアも同様の特徴を有する。

相互相関関数を観測点間の Green 関数と見なした場合、R-R 成分、Z-Z 成分には Rayleigh 波、T-T 成分には Love 波に対応する波群が含まれることが期待される。但し、R-R、Z-Z 成分には実体波成分が含まれる可能性も考えられることから、本解析では Takagi et al. (2014) の手法に倣い、Z-R 成分と R-Z 成分の和および差より Rayleigh 波成分と実体波の

分離を行い、得られた Rayleigh 波成分の波群 $[(ZR-RZ) / 2 \text{ 成分}]$ を用いて Rayleigh 波の群速度を推定することとした。多くの観測点ペアにおいて、 $(ZR-RZ) / 2$ 成分では Z-Z、R-R 成分に比べて波群がより明瞭に見られる (図 3.3.3-6)。

本解析では、上述の処理によって導出した相互相関関数に対して 0.01Hz 毎にマルチプルフィルタ解析 (Dziewonski et al., 1969) を実施し、波群の出現時と観測点間距離から周波数毎の波群の群速度を推定した。なお、別府湾を跨ぐ観測点ペアの多くでは波群が不明瞭かつ継続時間が長く、明瞭な波群の検出が困難であったため、フィルタ処理後の正方向と負方向の相互相関関数に共通の波群がある場合にのみ、推定を行った (図 3.3.3-7)。

図 3.3.3-8 には、全観測点ペアに対して推定した Rayleigh 波と Love 波の群速度を、図 3.3.3-9、図 3.3.3-10 には 0.2Hz、0.3Hz、0.4Hz、0.5Hz における Rayleigh 波、Love 波の群速度推定値の空間分布を示す。参考のため、山中・他 (2010) の手法に倣い、J-SHIS 速度構造モデルにより算出した Rayleigh 波群速度の理論値も重ねて示す。多くの結果で群速度の分散性が認められ、別府湾南部から大分平野に至る領域を跨ぐ観測点ペアで高周波数帯における群速度値が低下するという空間的な特徴を得た。但し、推定値と理論値との対応が良好な観測点ペアが存在する一方で、群速度の推定が困難である事例や、推定値と理論値が大きく乖離する事例も見られる。山中・他 (2010) は、観測点間を結ぶ地震波速度構造の 2 次元断面に基づいて簡易的に理論値を求めているが、別府湾内部では地盤構造が急変しており、実際の群速度には 3 次元的地盤構造の影響が含まれる可能性が高いことから、3 次元地盤構造モデルを用いた理論グリーン関数とスタッピング波形との比較が必要である。

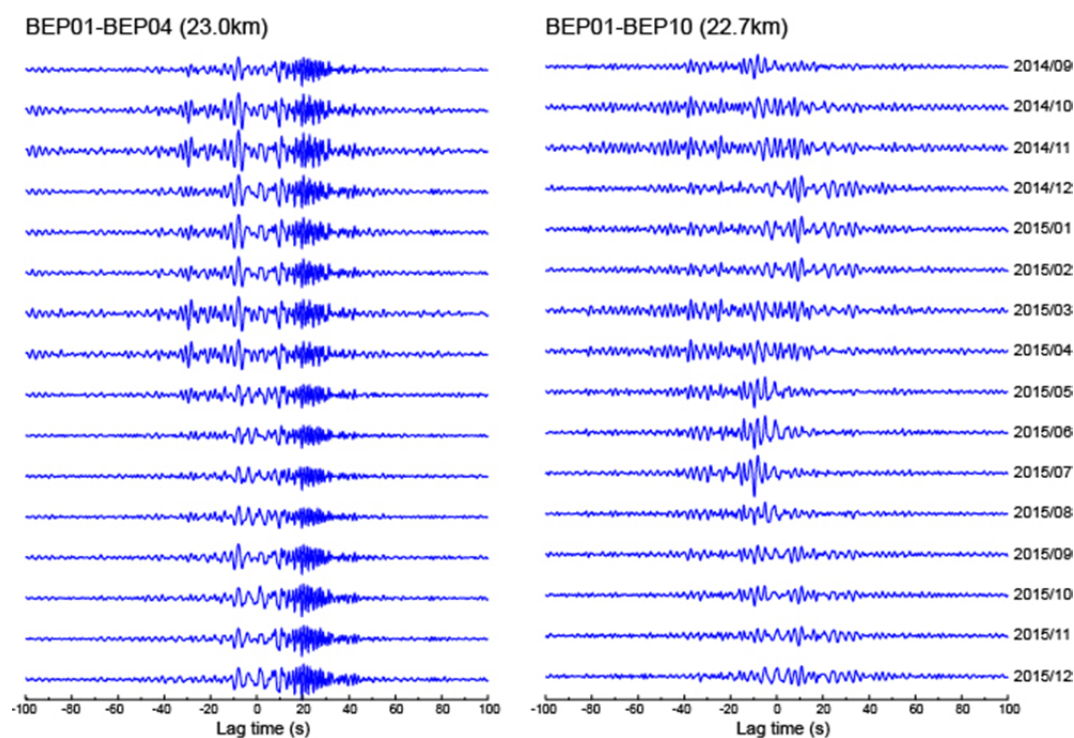


図 3.3.3-5 1 ヶ月毎のスタッピング処理波形の例 (Z-Z 成分)

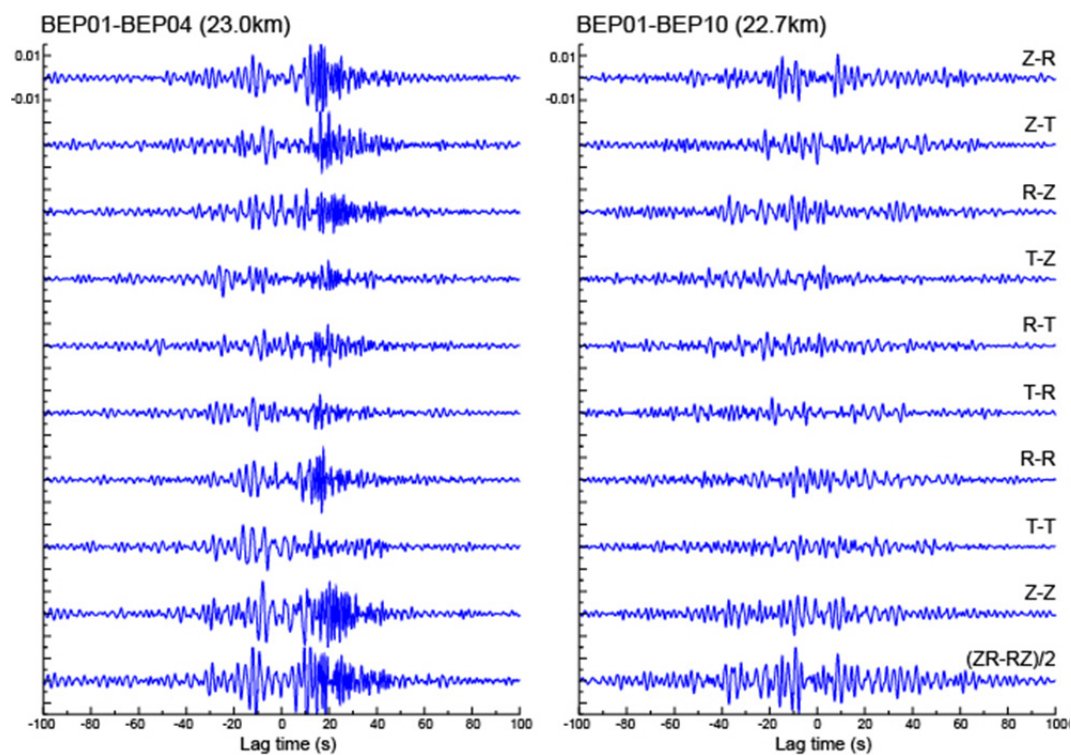


図 3.3.3-6 成分毎の相互相関関数の例

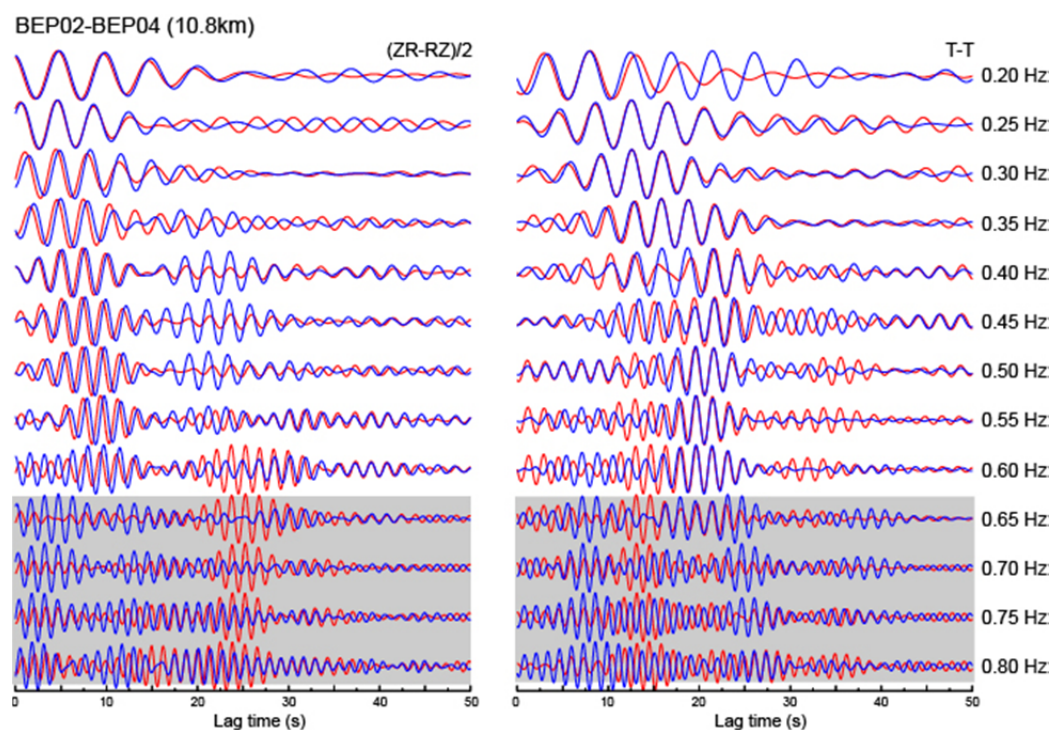


図 3.3.3-7 波群抽出処理の例（赤：時刻正方向、青：時刻負方向）。
0.2～0.6Hz の範囲で共通の波群が見られる。

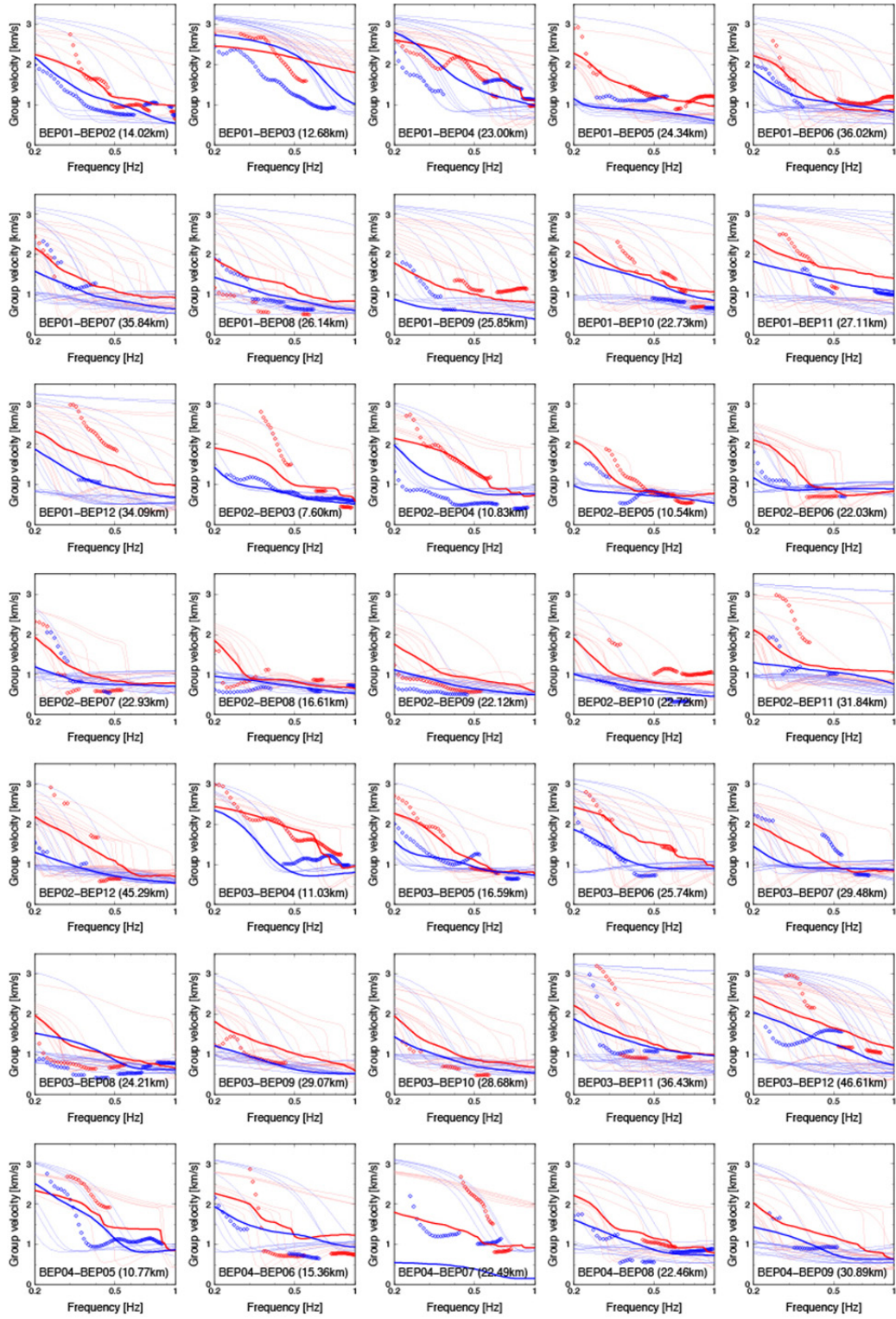


図 3.3.3-8 推定した群速度（赤：Rayleigh 波，青：Love 波）。丸印は相互相関関数からの推定値、実線は J-SHIS-v2 モデルによる理論値（細線は観測点間に位置する各グリッド直下の一次元速度構造を用いて導出した分散曲線）。

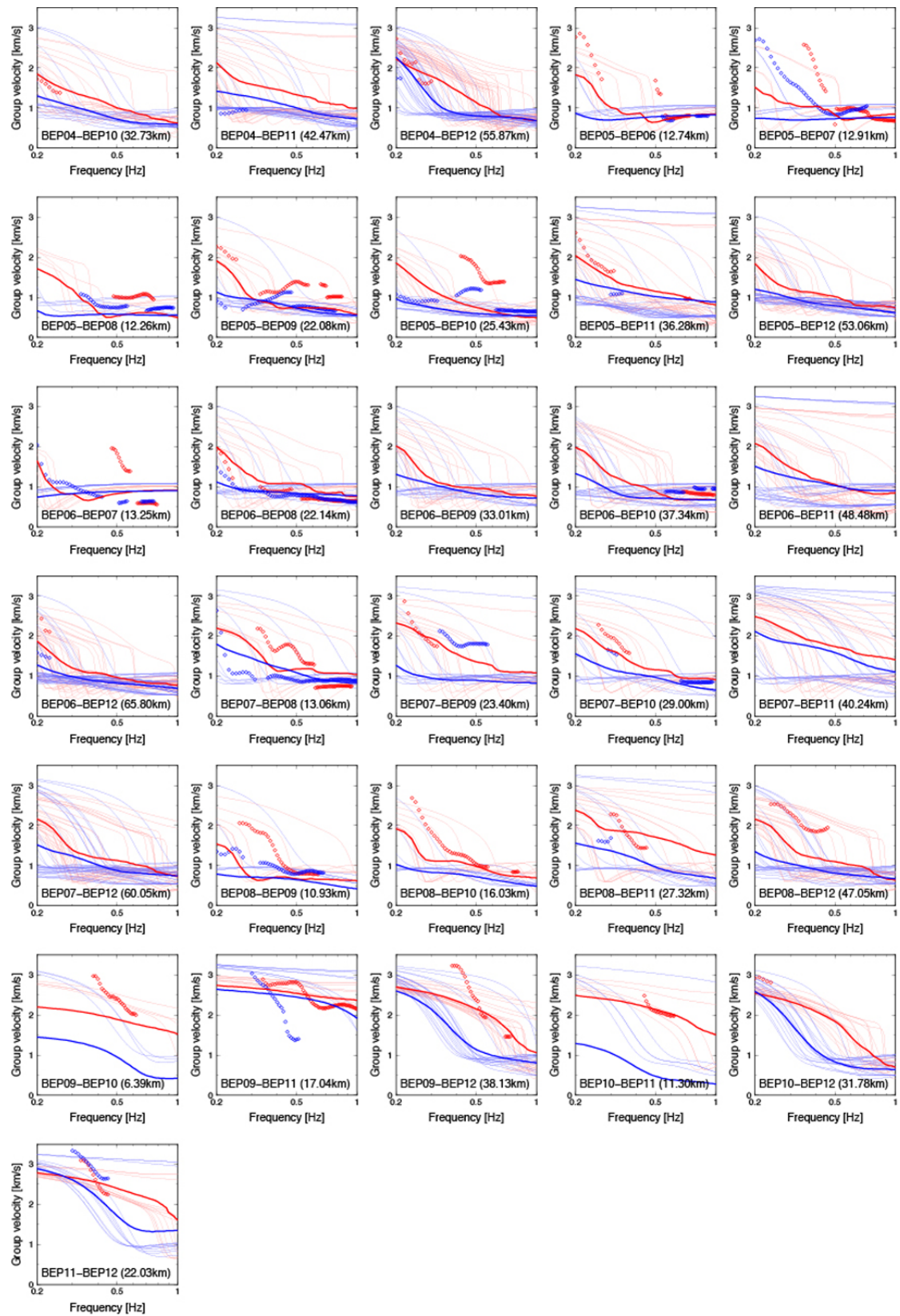


図 3.3.3-8 続き

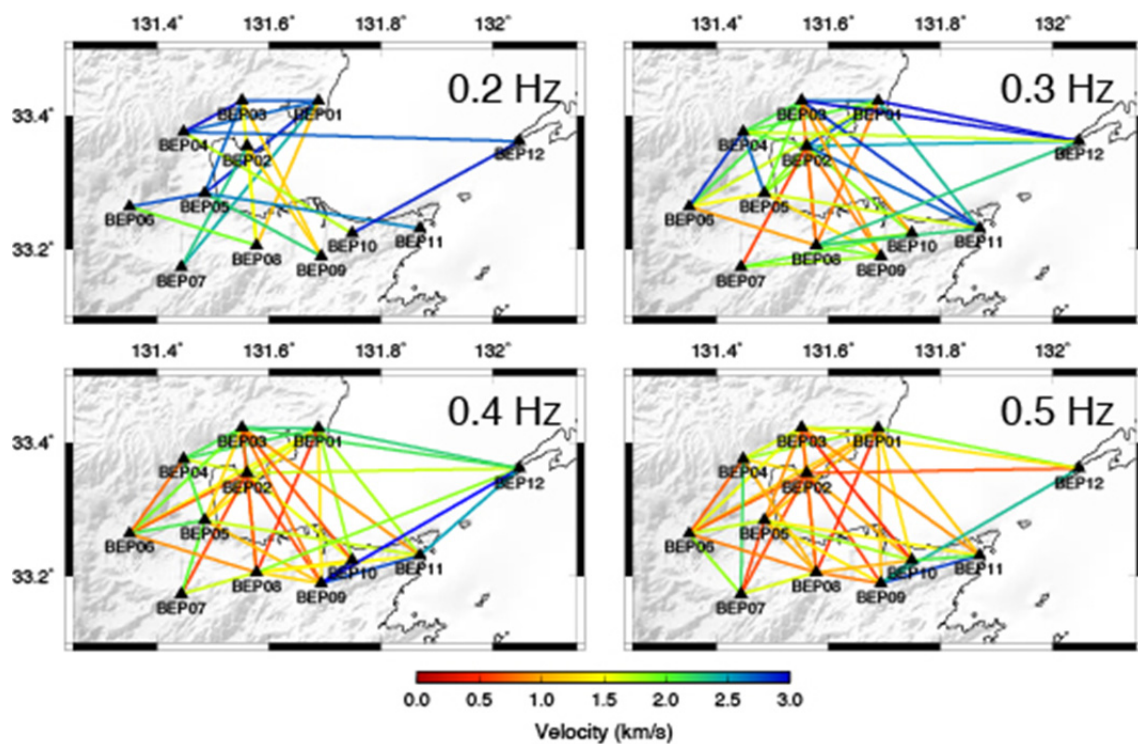


図 3.3.3-9 推定した Rayleigh 波群速度の空間分布

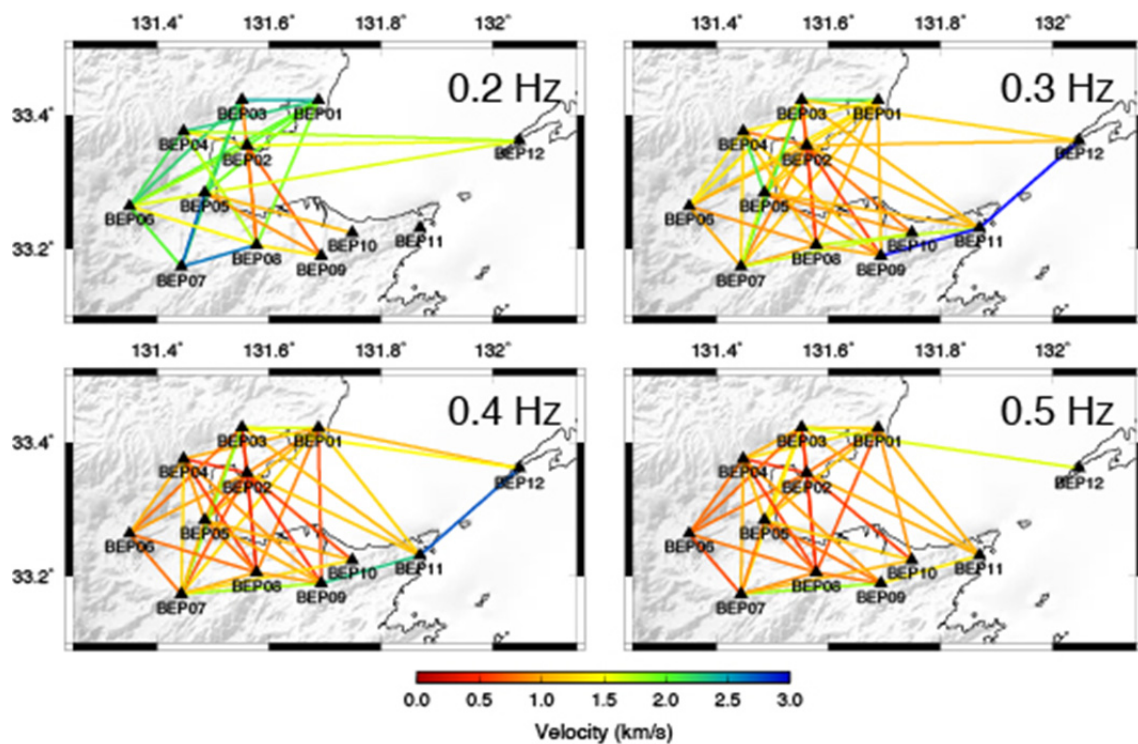


図 3.3.3-10 推定した Love 波群速度の空間分布

d) 別府湾内で発生した地震波形記録を用いた応力場解析

i) 別府湾内で発生した地殻内地震

2015 年 5 月 26 日から 29 日にかけて、別府湾内では珍しいまとまった地殻内の地震が発生した(図 3.3.3-11 の青丸)。気象庁一元化カタログには 22 個の地震がリストされており、マグニチュード (M_j) は $-0.5 \sim 2.4$ 、震源の深さは $8.5 \sim 13$ km である。この地震活動は、本重点調査研究で展開している連続微動観測網により記録することができた。図 3.3.3-12 に 5 月 27 日 2 時 59 分に発生した最大の地震 (M_j 2.4) の波形例 (上下動成分) を示す。連続微動観測網の波形を黒で、周辺の定常観測網の波形を灰色で示す。震源近傍で良質のデータを取得できていることがわかる。連続微動観測網の第一の目的は地震波干渉法解析による別府湾の地下構造推定であるが、観測網の展開中に別府湾内で地震活動が発生したため、これまで明らかでなかった別府湾内の応力場の情報を得るためにも貴重なデータになった。

以下では、2015 年 5 月の活動のうち、イベントが重なって分離が容易でなかった 5 月 27 日 2 時 48 分台の 2 イベント (M_j は未決定のもの 0.7) を除く 20 イベントを解析対象とした。また 2015 年 5 月の活動以外の地震として、連続微動観測網の展開中に同じく別府湾内で発生した 2015 年 9 月 11 日の地震 (M_j 1.4、深さ 8.6 km) も解析対象とした(図 3.3.3-11 の青+)。さらに、連続微動観測網を展開する以前の地震として、2013 年 10 月 11 日に発生した M_j 1.9 の地震 (深さ 10.2 km) も解析対象に加えた (図 3.3.3-11 の青×)。この規模の地震になると、現在の定常観測網の観測点だけでも発震機構解の推定が可能である。以上 24 個の地震について震源決定と発震機構解の推定を行う。解析には図 3.3.3-11 に示す地震観測点を使用する。

ii) 震源決定

別府湾を含む周辺域は厚い堆積層で覆われており、重力探査や反射法地震探査、微動アレイ探査により地下構造が詳しく調べられている (駒澤・鎌田, 1985; 由佐ほか, 1992; Kusumoto et al., 1996; 吉見ほか, 2008)。これらの研究から、別府湾中央部の地震基盤 (S 波速度で 3 km/s 程度以上の地層) は 4 km に達し、陸域でも局所的に 2 km を超える場所があると推定されている。一方、本研究で使用する観測点直下の基盤深度は 1 km 未満のところが多く、また、佐賀関半島や佐多岬半島などのように先第三系の地層が露出している地域にも観測点がある。そこで、震源決定においては堆積層を考慮しない一次元速度構造を仮定した (図 3.3.3-13)。この P 波速度モデルは藤原ほか (2004) が布田川・日奈久断層帯の地震における地震動計算のために使用した伝播経路モデルを基にしており、S 波速度は P 波速度の $1/\sqrt{3}$ とした。P 波と S 波の走時は WIN システム (ト部・東田, 1992) を用いて全て手動検出した。まず初めに、Hirata and Matsu'ura (1987) による hypomh を用いて震源決定するとともに、観測点毎に走時残差の平均値を計算して観測点補正値を求めた。次に、この観測点補正値を導入し、再度震源決定を行うという操作を複数回繰り返した。本研究では走時残差の RMS 値の変化が見られなくなった 3 回目の結果を最終の震源とした。最終的な走時残差の RMS 値は、P 波は 0.14 秒から 0.07 秒へ、S 波は 0.33 秒から 0.14 秒へ減少した。推定誤差は平均して水平方向に 292 m、鉛直方向に 488 m と見積もられた。こ

の時の震源決定の結果を図 3.3.3-14 の緑丸で示す。使用している速度構造、読み取り値、観測点補正值の有無など条件が異なるため直接比較はできないが、気象庁一元化震源（黒丸）と比較すると、やや南東に移動する傾向がみられる。2015 年 5 月の活動に関しては東北東－西南西方向の並びは変わらないが、震源がより集中するようになっている。

次に 2015 年 5 月の活動を対象に、走時データを用いて double-difference (DD) 法 (Waldhauser and Ellsworth, 2000) を適用し、相対震源を決定した。DD を計算する際の地震ペア間の最大距離は 1 km とし、どの地震も 8 個以上の共通の観測点の読み取り値によりリンクさせた。P 波で 625 個、S 波で 908 個の走時差データを使用した。推定誤差は水平方向に約 10m、鉛直方向に約 30m と見積もられる。推定結果を図 3.3.3-14b の赤丸で示す。全体的な特徴は hypomh の結果と変わらないが、より引き締まった分布が得られた。この結果を元に震源分布の傾向を見てみると、東北東－西南西方向の走向を持つ鉛直分布を示し、深さ 10～12km ほどに分布していることがわかる (図 3.3.3-14 (b) の A-B 断面)。分布の広がり は走向方向に約 1km、深さ方向に約 2km である。図 3.3.3-14 (b) の C-D 断面を見ると、東北東方向に約 65° の傾斜を持つ分布が見える。この傾斜角を持った分布がそのまま地表まで延長すると仮定すると、図 3.3.3-14 (a) の × 印の位置に来る。この地震活動と活断層との対応関係は重要であり、今後、本重点調査研究の成果も踏まえて検討していく必要がある。

iii) 発震機構解の推定

本研究では P 波初動の押し引きデータに加えて P 波と S 波の振幅値も同時に使い、発震機構解を推定した。解析手法の詳細は今西ほか (2013) に詳しく述べられているので、そちらを参照されたい。実際の解析では hypomh の震源を仮定し、P 波初動の押し引きデータが 8 個以上ある地震に対して上記手法を適用した。走向、傾斜角、すべり角のグリッドサーチの刻み幅は 5° とした。最終的に推定できた発震機構解は 9 個で、最小の地震は $M_j 0.6$ (発震機構解と同時に推定されるモーメントマグニチュードでは 1.4) である。推定された発震機構解を図 3.3.3-15 に示す。ここでは発震機構解のタイプを視覚的に判断しやすくするために Flohlich (1992) の三角ダイアグラムを使い、逆断層成分、正断層成分、横ずれ成分のそれぞれの比率に応じて色分けを行っている。推定された解は正断層型もしくは横ずれ成分も含んだ正断層型であり、いずれも南北に近い T 軸を持つ。これは別府－島原地溝帯で発生している地震の一般的な特徴と調和的である (Matsumoto et al., 2015)。2015 年 5 月の活動に着目すると、節面の 1 つは東北東方向に 60～70° の傾斜角を持ち、前述の震源分布の特徴とも調和的である。

iv) 応力場の推定

推定した発震機構解に Michael (1984, 1987) の応力テンソルインバージョン法を適用し、応力場の推定を行った。推定されるパラメータは、最大主応力 S_1 、中間主応力 S_2 、最小主応力 S_3 の方位、そして、応力比 $\phi = (S_2 - S_3) / (S_1 - S_3)$ の 4 つである。推定結果を図 3.3.3-16a に示す。 S_1 は鉛直方向から約 43° 傾いており、純粋な正断層場ではない。また、応力比は 0.5 より小さいことから、 S_2 の絶対値は S_1 よりも S_3 に近い値であることがわかる。これは S_2 と S_3 の 95% 信頼区間がオーバーラップしていることとも調和的である。

応力テンソルインバージョンに使用した発震機構解のうち、2015 年 9 月に発生した地震だけが他の地震と少し異なる傾向を持っている。この地震を除いて応力テンソルインバージョンを行った結果を図 3.3.3-16(b)に示す。基本的な特徴は図 3.3.3-6(a)の場合と同じであることから、この地震 1 個による応力テンソルインバージョンへの影響は小さいものと判断できる。

ここで得られた応力場の情報は、今後、動的破壊伝搬シミュレーションによる破壊シナリオの作成に活用される。

謝辞：本研究では気象庁カタログを使用させて頂きました。波形解析においては、産業技術総合研究所のほか、防災科学技術研究所 Hi-net、気象庁、九州大学の定常観測網のデータを利用しました。発震機構解の推定では東京大学の井出哲教授のプログラムを参考にさせていただきました。図は Generic Mapping Tool (Wessel and Smith, 1998) で作成しました。

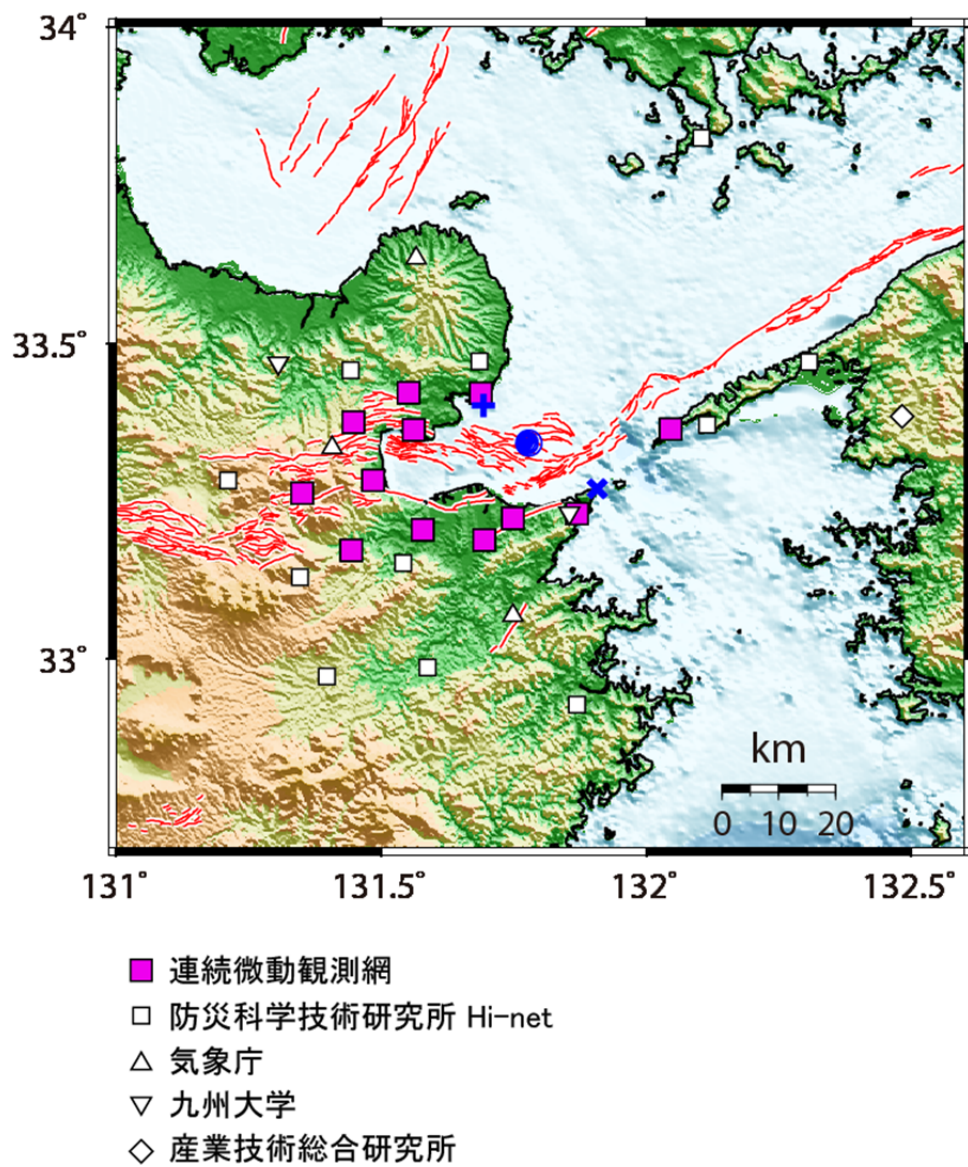


図 3.3.3-11 解析対象の地震（2015 年 5 月の地震活動（青丸）、2013 年 10 月 11 日の地震（青×）、2015 年 9 月 11 日の地震（青+））と観測点分布。

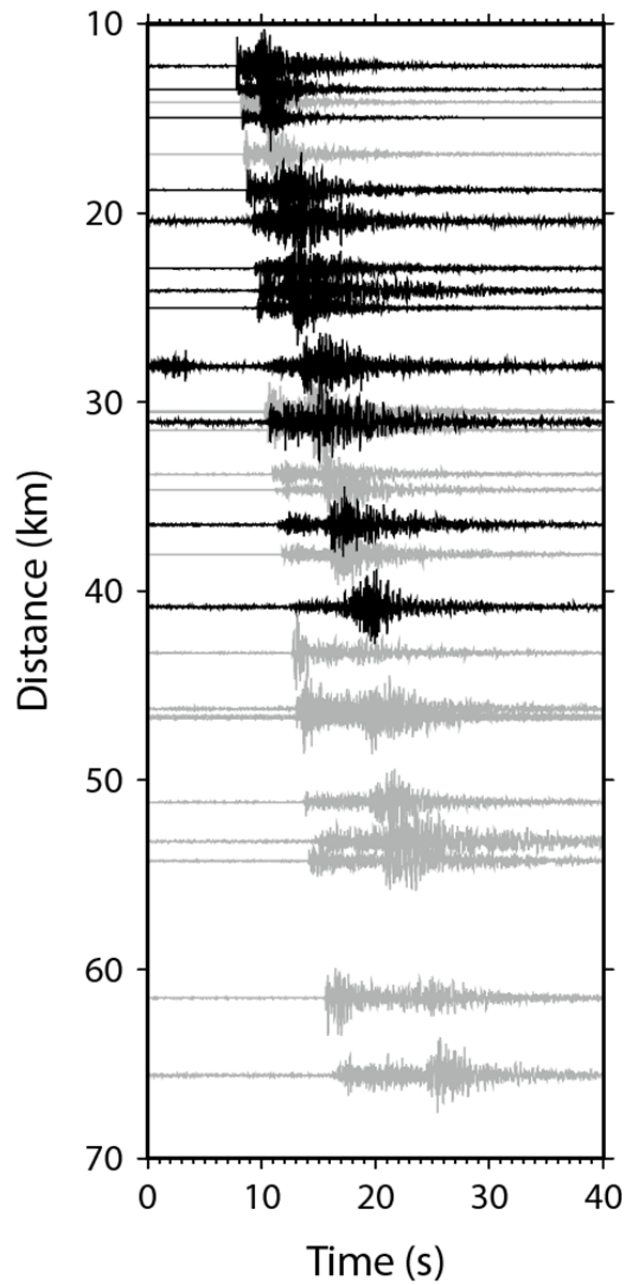


図 3.3.3-12 2015 年 5 月 27 日 2 時 59 分に発生した地震 (M_j 2.4) の波形例観測波形例 (上下動成分)。振幅値は各観測点の最大値により規格化している。時間軸の原点は 2015 年 5 月 29 日 2 時 59 分 50 秒。黒線は本重点調査研究による連続微動観測網の波形記録、灰色線は他の定常観測点の波形記録。

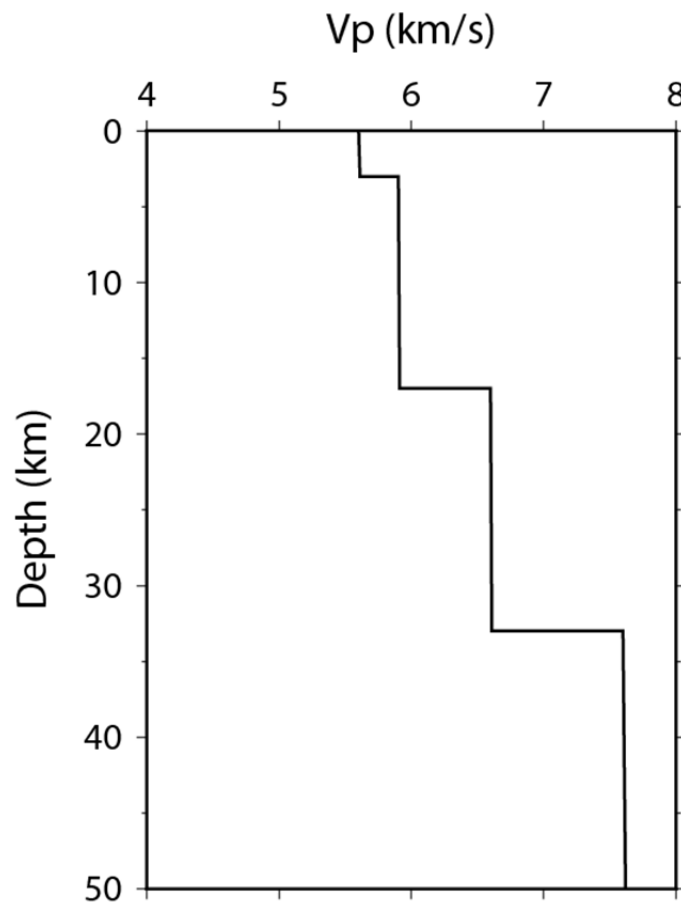


図 3.3.3-13 仮定した P 波速度構造モデル。S 波速度構造は P 波速度の $1/\sqrt{3}$ と仮定した。

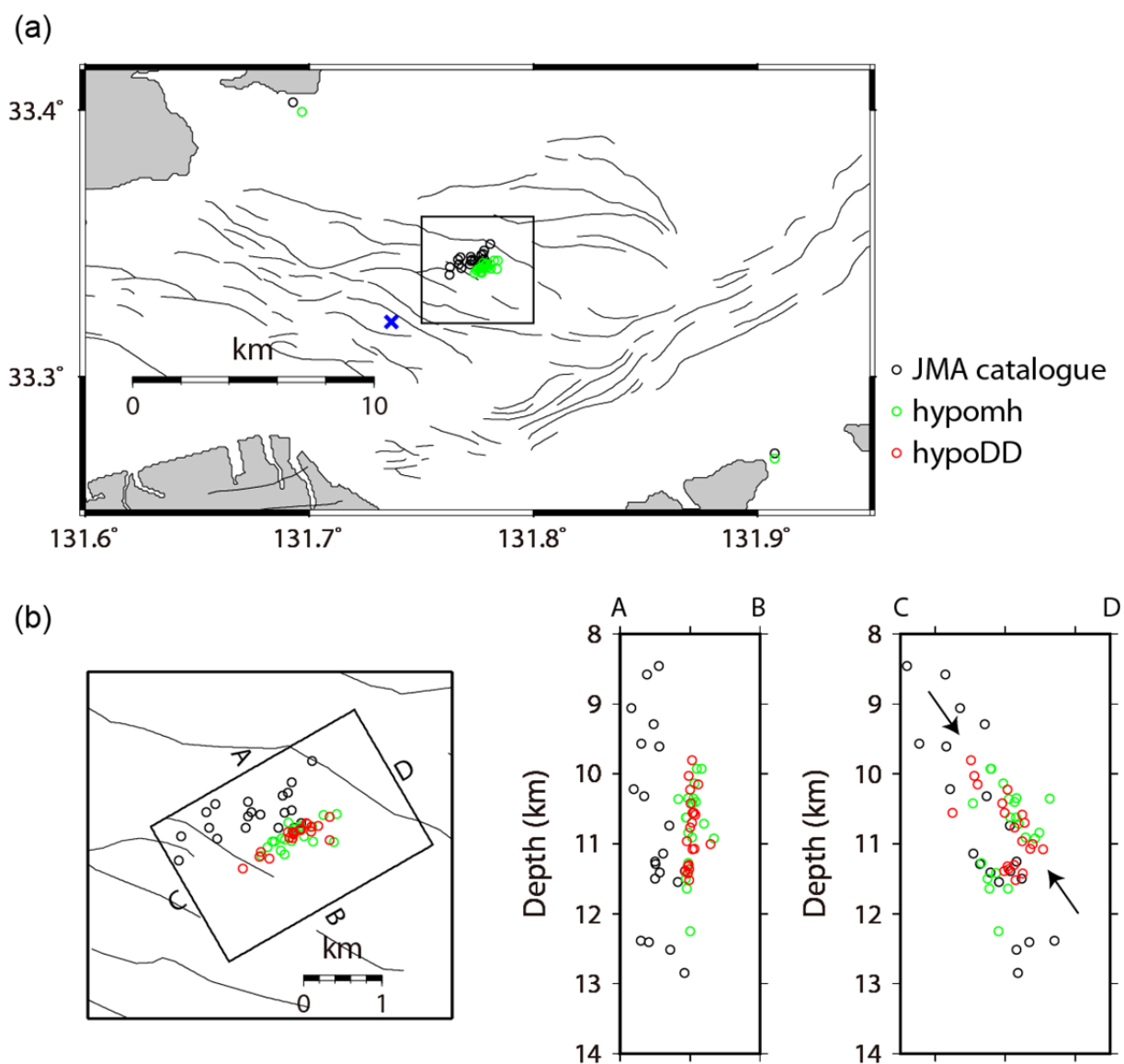


図 3.3.3-14 震源決定結果。黒丸は気象庁一元化震源、緑丸は hypomh (Hirata and Matsu'ura, 1987) による結果、赤丸は hypoDD (Waldhauser and Ellsworth, 2000) による結果をそれぞれ示す。(b)の描画領域は (a) の長方形に対応する。(b) の C-D 断面の矢印は震源分布の傾斜方向を示す。この傾斜角を持った分布の地表延長部を (a) の青×で示す。

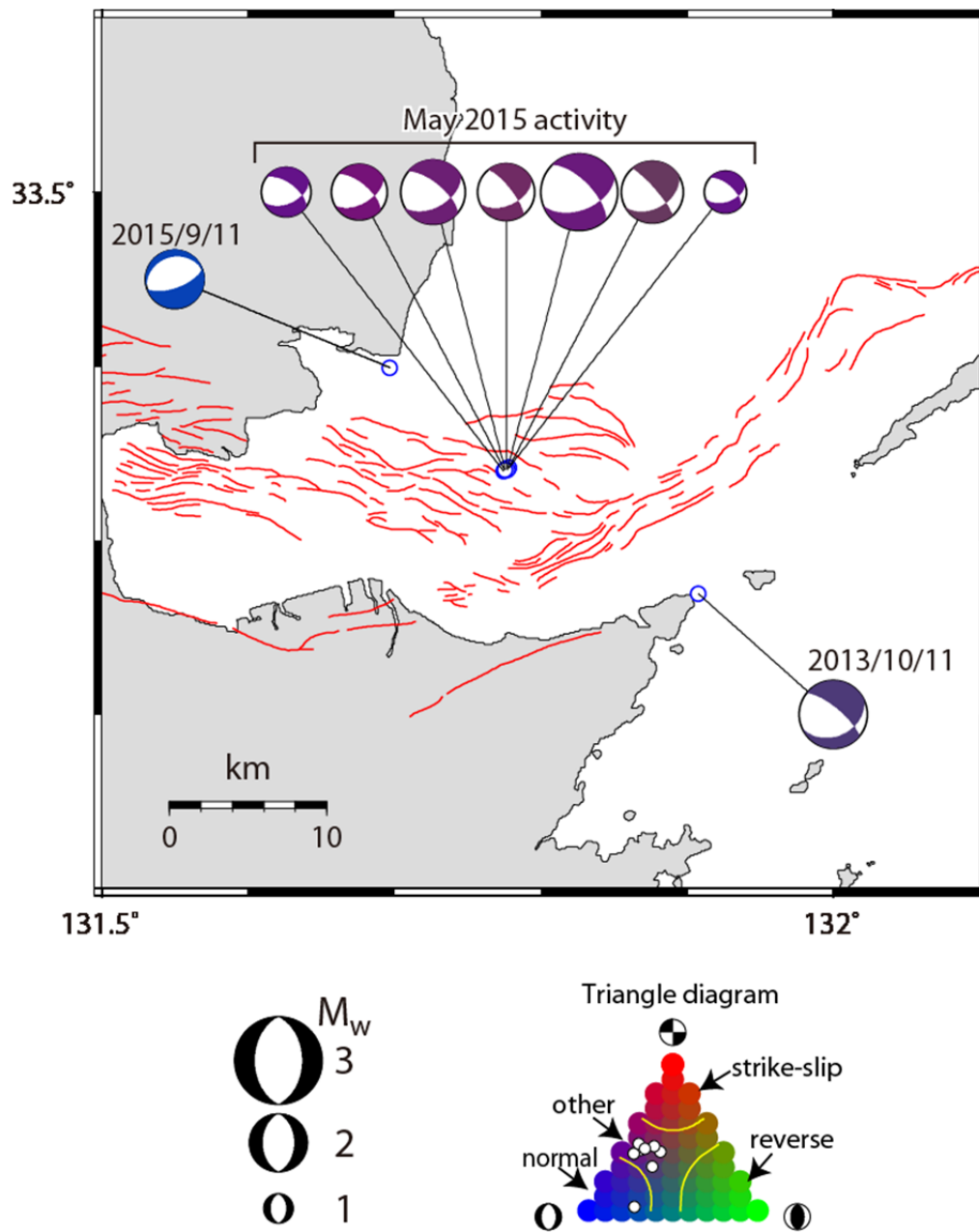


図 3.3.3-15 発震機構解の空間分布。発震機構解は横ずれ成分、逆断層成分、正断層成分それぞれの強さの比率に応じて色分けをしている。Flohlich (1992) の三角ダイアグラムをカラー表示したものを右下に示す。三角ダイアグラム上でのそれぞれの地震の位置を白丸で示す。ビーチボールの大きさはモーメントマグニチュード (M_w) に比例する。

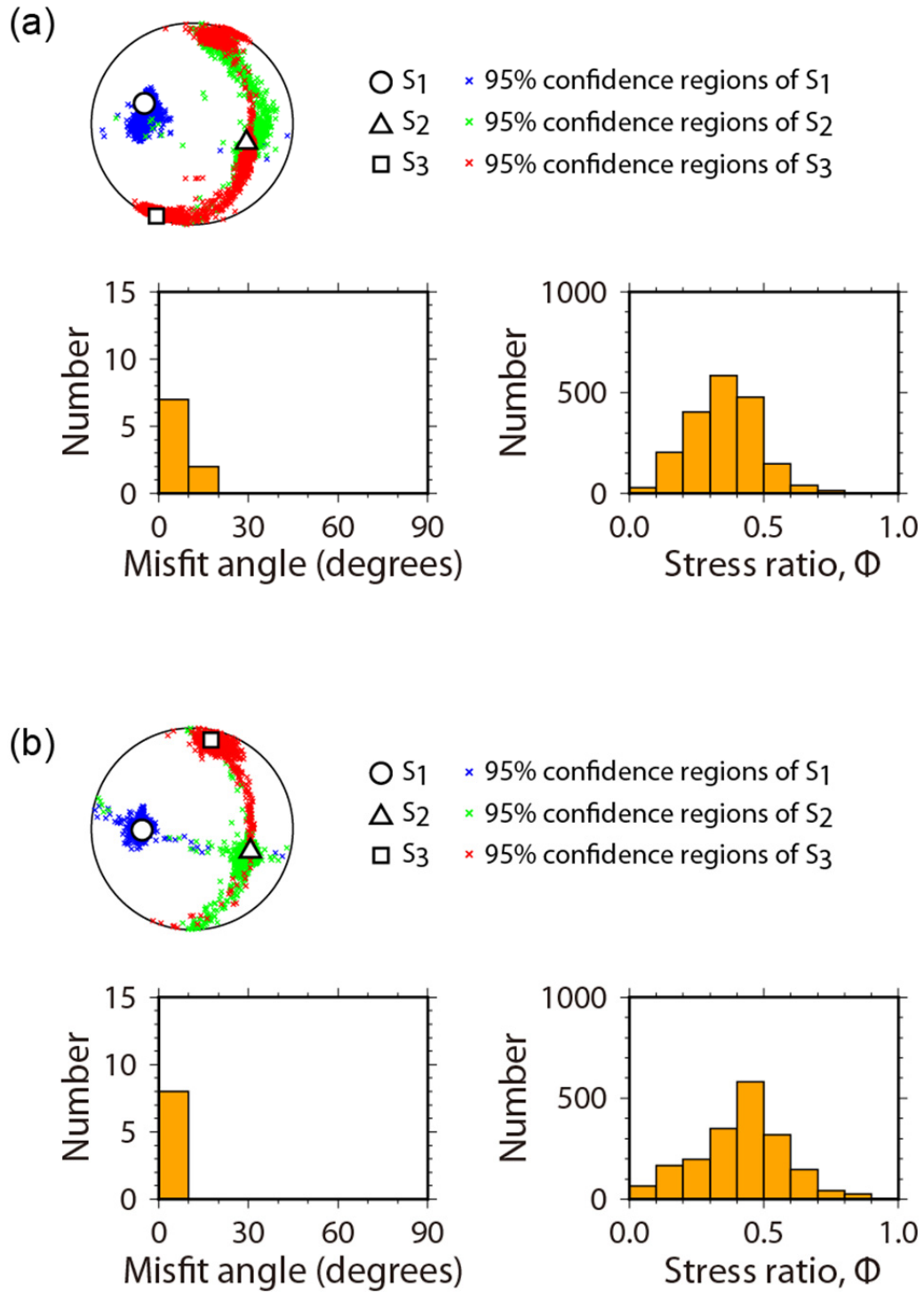


図 3.3.3-16 応力テンソルインバージョン結果。(a) 全ての発震機構解を使った場合。(b) 2015年9月の地震を省いた場合。それぞれ左上に最大主応力軸の最適解と95%信頼区間(等積投影の下半球投影)、左下に最適解に対するミスフィット角(最適解から計算されるせん断応力方向と発震機構解のすべり方向の間の角度)のヒストグラム、右下に95%信頼区間に含まれる応力比 ϕ のヒストグラムを示す。

4) 地震波形記録の収集・解析

a) 大分県内の地震波形記録の収集・整理

大分県内では、国立研究開発法人防災科学技術研究所（以下防災科研）の強震観測網（K-NET）と基盤強震観測網（KiK-net）、気象庁および自治体の計測震度観測点網が展開されている。このうち、防災科研の地震波形記録はウェブサイトから、気象庁の地震波形記録は（財）気象業務支援センターから取得できるが、自治体管理の地震波形記録は公開の仕組みが構築されていない。平成 26 年度に引き続き、今年度も大分県生活管理部防災危機管理課の協力を得て、大分県の自治体震度計の地震波形記録を収集した。

大分県自治体震度計網は全 49 点で構成される。これらは全て加速度計から成り、自治体役場・支所、消防署等の公共施設に設置されている。なお、公共施設設置の防災科研観測点 6 点、気象庁観測点 3 点を大分県震度計に加えた計 58 点の観測点は、大分県震度情報ネットワークとして観測点 ID が振られている。平成 26 年度報告書と同様に、観測点一覧を表 3.3.4-1 に、観測点配置図を図 3.3.4-1 に示す。

平成 27 年度は 2014 年 9 月以降の計 17 地震について、K-NET、KiK-net および自治体震度計の地震波形記録を収集した。収集した地震の一覧を表 3.3.4-2 に、震央分布図を図 3.3.4-2 に示す。日向灘と豊後水道が主な震源域である。2015 年 5 月 30 日の小笠原付近の深発地震の記録も不完全ではあるが収集された。この期間では 2015 年 7 月 13 日の大分県南部の地震（M5.7、D=58km）が最も目立つ活動である。

表 3.3.4-3 に地震毎の地震波形記録の収集状況を、表 3.3.4-4 に同地震における防災科研強震観測網での波形収録状況を示す。なお、観測点コードは表 3.3.4-1、地震コードは表 3.3.4-3 と同一である。自治体震度計の記録のほとんどは継続時間 60 秒のデータになっている。なお、K-NET 観測点のうち 0IT010（大分）観測点は 2015 年 3 月 20 日に全く別の場所へ移設された。移設後の 0IT010 を以前のものと区別するため 0ITb010 と記す。

b) 地震波形記録の解析

i) H/V スペクトルの検討

収集した地震観測記録の主要動部分（後続波含む）を用いて、水平・上下スペクトル比（H/V スペクトル）を算定した。大分県震度計データの H/V スペクトルを図 3.3.4-3 に、防災科研強震観測網データの H/V スペクトルを図 3.3.4-4 に示す。平成 26 年度収集データと平成 27 年度収集データの H/V スペクトルは同じ傾向を示しており、H/V スペクトルが安定して求められていることがわかる。

ii) R/V スペクトルの検討

R/V スペクトルの算定では S 波初動から 20.48 秒以降の後続波部分を用いた。ただし、上述のとおり、大分県の強震観測データは 60 秒間のものが多いため、後続波部分を抽出できる地震を選定する必要があった。平成 26 年度実施分からの追加は 2015 年 7 月 13 日の地震のみとなった。R/V スペクトルを図 3.3.4-5 および図 3.3.4-6 に示す。H/V と同様に R/V も安定して求められている。

iii) 速度構造モデルの修正が必要と考えられる地点

堆積層がある程度（500m）厚い地点では、深部地盤構造モデルの影響は主に 2 Hz 以下の周波数帯域に表れる。こうした地点の中で観測 H/V、R/V スペクトルと既往速度構造モデルに基づく理論値が乖離している地点を挙げると次のようになる。

震度観測点：OITA0001、OITA0004、OITA0009、OITA0011、OITA0013、OITA0025、OITA0029、OITA0031、OITA0035、OITA0042、OITA0050、OITA0055、OITA0057

防災科研観測点：OIT007、OIT008、OITH01

これらの観測点は別府湾周辺および大分県中部の山地に分布している。速度構造モデルの修正に資する探査等を必要に応じて実施することが必要である。

表 3.3.4-1 大分県震度情報ネットワーク一覧（座標は世界測地系）

No	観測点ID	観測点名称 M01EQNAME	気象庁発表名称 M02ZEN_NM	観測点所在地	所属	緯度	経度
1	O1TA0001	大分市	大分市舞鶴町	大分市舞鶴町1-1-1（大分市消防局）	自治体	33度14分24.0秒	131度36分59.5秒
2	O1TA0002	野津原	大分市野津原	大分市大字野津原800（野津原支所）	自治体	33度9分47.0秒	131度31分48.2秒
3	O1TA0003	佐賀関	大分市佐賀関	大分市大字佐賀関1407-27（佐賀関市民センター）	自治体	33度14分57.9秒	131度52分24.9秒
4	O1TA0004	別府市	別府市上野口町	別府市上野口町1-15（別府市役所）	自治体	33度17分5.2秒	131度29分25.8秒
5	O1TA0005	中津市	中津市豊田町	中津市豊田町14-3（中津市役所）	自治体	33度35分53.6秒	131度11分19.8秒
6	O1TA0006	三光	中津市三光	中津市三光原口644-7（三光支所）	自治体	33度33分19.8秒	131度12分4.5秒
7	O1TA0007	本耶馬溪	中津市本耶馬溪町	中津市本耶馬溪町曾木1800（本耶馬溪支所）	自治体	33度29分45.2秒※	131度10分10.9秒※
8	O1TA0008	耶馬溪	中津市耶馬溪町	中津市耶馬溪町大字柿坂138-1（耶馬溪支所）	防災科研	33度27分17.6秒	131度6分51.1秒
9	O1TA0009	山国	中津市山国町	中津市山国町守実130（山国支所）	自治体	33度24分8.7秒	131度2分30.1秒
10	O1TA0010	日田市	日田市田島	日田市田島2-6-1（日田市役所）	自治体	33度19分14.9秒※	130度56分29.3秒※
11	O1TA0011	前津江	日田市前津江町	日田市前津江町大野2189-1（前津江振興局）	自治体	33度12分34.9秒	130度55分5.5秒
12	O1TA0012	中津江	日田市中津江村柳野	日田市中津江村柳野353（中津江振興局）	自治体	33度8分11.2秒	130度56分15.9秒
13	O1TA0013	上津江	日田市上津江町	日田市上津江町川原2710（上津江振興局）	自治体	33度5分41.7秒	130度58分34.4秒
14	O1TA0014	大山	日田市大山町	日田市大山町西大山3545-1（大山振興局）	自治体	33度15分26.9秒	131度58分0.6秒
15	O1TA0015	天瀬	日田市天瀬町	日田市天瀬町桜竹671-2（天瀬振興局）	防災科研	33度15分19.8秒	131度1分13.1秒
16	O1TA0016	佐伯市	佐伯市役所	佐伯市中村南町1-1（佐伯市役所）	自治体	32度57分36.8秒	131度53分57.0秒
17	O1TA0017	上浦	佐伯市上浦	佐伯市上浦大字津井浦1400-3（上浦振興局）	自治体	33度3分11.6秒	131度55分50.9秒
18	O1TA0018	弥生	佐伯市弥生	佐伯市弥生大字上小倉656-1（弥生振興局）	自治体	32度58分5.5秒	131度57分36.7秒
19	O1TA0019	本匠	佐伯市本匠	佐伯市本匠大字波寄2685（本匠振興局）	自治体	32度57分2.5秒	131度47分18.4秒
20	O1TA0020	宇目	佐伯市宇目	佐伯市宇目大字千束1060-1（宇目振興局）	自治体（新設）	32度51分29.1秒	131度39分24.8秒
21	O1TA0021	直川	佐伯市直川	佐伯市直川大字赤木105（直川振興局）	自治体	32度53分46.6秒※	131度46分41.6秒※
22	O1TA0022	鶴見	佐伯市鶴見	佐伯市鶴見大字地松浦2008-6（鶴見振興局）	自治体	32度56分42.5秒	131度52分36.7秒
23	O1TA0023	米水津	佐伯市米水津	佐伯市米水津大字浦代浦1239-2（米水津振興局）	自治体	32度55分16.2秒※	131度58分34.3秒※
24	O1TA0024	蒲江	佐伯市蒲江	佐伯市蒲江大字蒲江浦4491-59（蒲江地区公民館）	気象庁	32度48分6秒	131度55分18秒
25	O1TA0025	臼杵	臼杵市臼杵	臼杵市大字臼杵72-1（臼杵庁舎）	自治体	33度7分32.3秒	131度48分17.9秒
26	O1TA0026	野津	臼杵市野津町	臼杵市野津町大字野津市326-1（野津庁舎）	自治体	33度2分33.9秒	131度41分33.2秒
27	O1TA0027	津久見市	津久見市宮本町	津久見市宮本町20-15（津久見市役所）	自治体	33度04分21.6秒	131度51分39.4秒
28	O1TA0028	竹田市	竹田市金々	竹田市大字金々1650（竹田市役所）	自治体	32度58分25.5秒	131度23分51.8秒
29	O1TA0029	荻	竹田市荻町	竹田市荻町馬場426-20（荻支所）	自治体	32度55分27.1秒	131度17分53.5秒
30	O1TA0030	久住	竹田市久住町	竹田市久住町大字久住6161-1（久住支所）	自治体	33度1分15.6秒※	131度17分39.0秒※
31	O1TA0031	直入	竹田市直入町	竹田市直入町大字長湯8201（直入支所）	自治体	33度4分42.4秒※	131度23分4.5秒※
32	O1TA0032	豊後高田市	豊後高田市御玉	豊後高田市御玉114（豊後高田市役所）	防災科研	33度33分29.9秒	131度26分56.0秒
33	O1TA0033	真玉	豊後高田市真玉	豊後高田市真玉2144-12（真玉庁舎）	自治体	33度36分32.9秒※	131度28分31.4秒※
34	O1TA0034	香々地	豊後高田市香々地	豊後高田市見目118（香々地庁舎）	自治体	33度39分49.8秒	131度31分43.9秒
35	O1TA0035	杵築市	杵築市杵築	杵築市大字杵築377（杵築市役所）	自治体（新設）	33度25分0.9秒	131度36分58.7秒
36	O1TA0036	大田	杵築市大田	杵築市大田石丸445（大田庁舎）	自治体	33度29分44.3秒※	131度33分25.4秒※
37	O1TA0037	山香	杵築市山香町	杵築市山香町大字野原1010-2（山香庁舎）	自治体	33度26分45.7秒	131度30分4.2秒
38	O1TA0038	宇佐市	宇佐市上田	宇佐市大字上田1030-1（宇佐市役所）	自治体	33度31分55.8秒	131度20分58.9秒
39	O1TA0039	院内	宇佐市院内町	宇佐市院内町山城32（院内支所）	防災科研	33度25分27.8秒	131度18分53.3秒
40	O1TA0040	安心院	宇佐市安心院町	宇佐市安心院町下毛2115（安心院支所）	自治体	33度26分20.6秒	131度21分14.7秒
41	O1TA0041	豊後大野市	豊後大野市三重町	豊後大野市三重町市場1200（豊後大野市役所）	気象庁	32度58分42秒	131度35分6秒
42	O1TA0042	清川	豊後大野市清川町	豊後大野市清川町砂田1844（高齢者生活福祉センターみづば苑）	自治体	32度58分2.2秒※	131度30分46.9秒※
43	O1TA0043	緒方	豊後大野市緒方町	豊後大野市緒方町馬場36（緒方支所）	自治体	32度58分13秒	131度28分25.1秒
44	O1TA0044	朝地	豊後大野市朝地町	豊後大野市朝地町朝地891（朝地支所）	自治体	33度0分18.2秒	131度25分51.2秒
45	O1TA0045	大野	豊後大野市大野町	豊後大野市大野町田中81-1（大野支所）	自治体	33度2分18.3秒	131度30分5.1秒
46	O1TA0046	千歳	豊後大野市千歳町	豊後大野市千歳町新殿706-1（千歳支所）	自治体	33度2分25.9秒	131度35分45.6秒
47	O1TA0047	犬飼	豊後大野市犬飼町犬飼	豊後大野市犬飼町犬飼28（犬飼支所）	自治体	33度4分19.1秒	131度38分6.5秒
48	O1TA0048	庄内	由布市庄内町	由布市庄内町柿原302（庄内庁舎）	自治体	33度10分47.4秒	131度25分35.5秒
49	O1TA0049	挾間	由布市挾間町	由布市挾間町向原128-1（挾間庁舎）	自治体	33度11分52.8秒	131度30分47.1秒
50	O1TA0050	湯布院	由布市湯布院町川上	由布市湯布院町川上3738-1（湯布院庁舎）	自治体	33度15分50.4秒※	131度21分27.5秒※
51	O1TA0051	国東市	国東市田深	国東市国東町田深275-1（国東市役所）	防災科研	33度33分59.8秒	131度44分16.1秒
52	O1TA0052	国見	国東市国見町伊美	国東市国見町伊美2873（国見中学校構内）	防災科研	33度40分41.9秒	131度35分37.0秒
53	O1TA0053	武蔵	国東市武蔵町	国東市武蔵町古市684（武蔵総合支所）	自治体	33度30分1.0秒	131度43分9.9秒
54	O1TA0054	安岐	国東市安岐町	国東市安岐町中国100（安岐総合支所）	自治体	33度27分59.9秒	131度41分35.3秒
55	O1TA0055	姫島村	姫島村役場	東国東郡姫島村1630-1（姫島村役場）	自治体	33度43分28.2秒	131度38分42.4秒
56	O1TA0056	日出町	日出町役場	速見郡日出町2974-1（日出町役場）	自治体	33度22分8.9秒※	131度31分56.9秒※
57	O1TA0057	九重町	九重町後野上	玖珠郡九重町大字後野上8-1（九重町役場）	自治体	33度13分41.9秒※	131度11分21.7秒※
58	O1TA0058	玖珠町	玖珠町帆足	玖珠郡玖珠町大字帆足268-5（玖珠町役場）	気象庁	33度17分0秒	131度9分6秒

特記事項 ・ ※印の緯度・経度は、屋内設置のため、屋外にて測定し、離隔距離から換算した推定値を示す。（緯度：1秒=30.8m、経度：1秒=25.9mで換算）

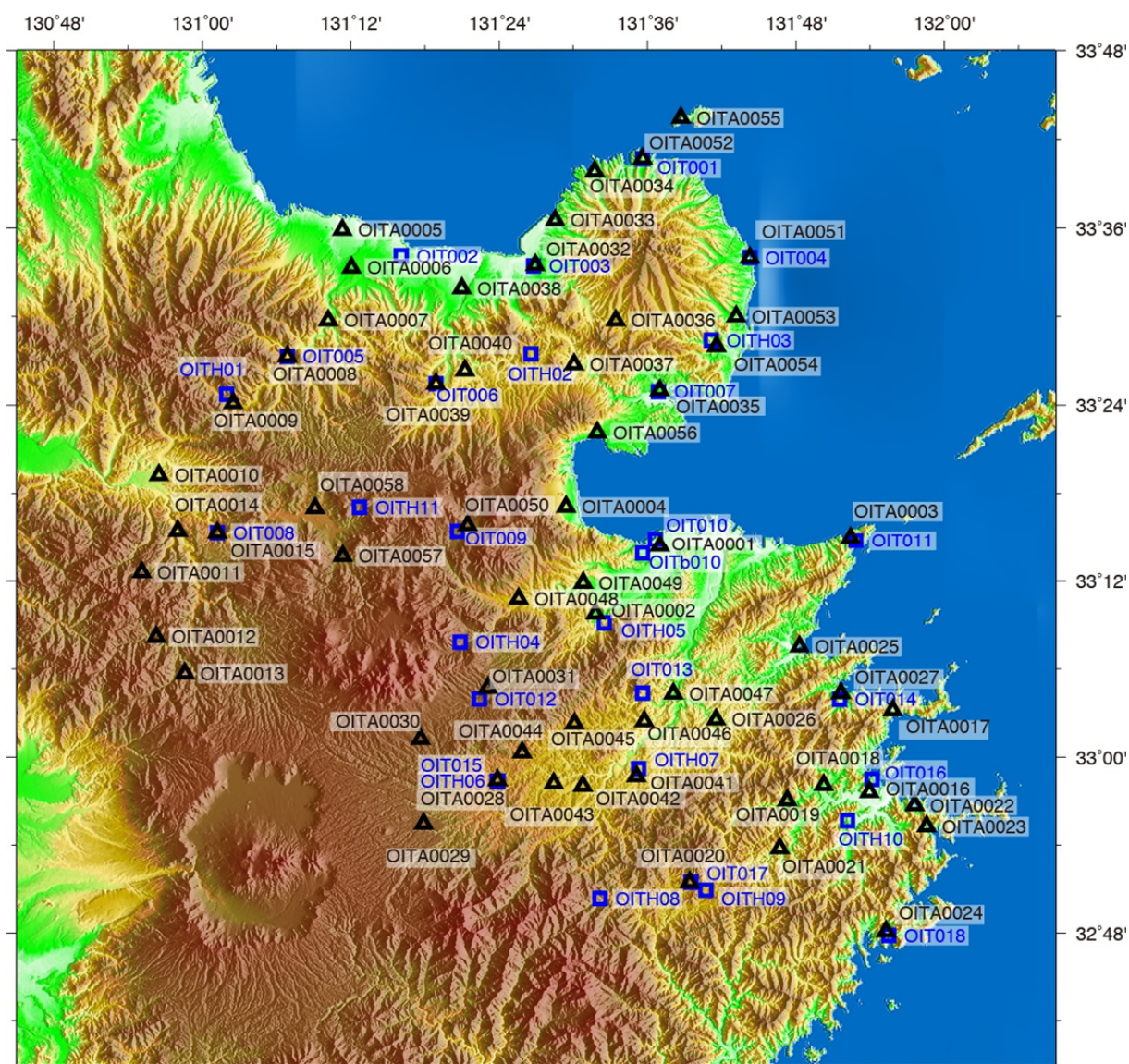


図 3.3.4-1 大分県震度情報ネットワークおよび大分県内の K-NET, KiK-net 観測点分布

表 3.3.4-2 自治体震度計の地震波形記録を収集した地震一覧（気象庁一元化震源）

整理 番号	発震時						緯度		経度		深さ (km)	マグニチュード	震央位置
1	2014	9	16	22	55	3.09	33	6.54	131	12.16	7.57	3.0	NORTHERN OITA PREF
2	2014	10	3	22	12	29.74	32	38.44	132	13.29	35.04	3.9	HYUGANADA REGION
3	2014	10	9	9	16	51.35	33	17.50	131	23.32	8.76	2.4	NORTHERN OITA PREF
4	2014	10	16	4	39	37.07	33	42.33	132	37.34	41.47	4.0	IYONADA SETONAIKAI
5	2014	10	24	21	46	9.84	32	42.84	132	9.87	37.58	3.7	HYUGANADA REGION
6	2014	11	1	19	36	27.75	33	40.86	131	57.50	67.50	4.2	IYONADA SETONAIKAI
7	2014	12	8	14	37	43.82	33	42.77	130	15.14	12.54	3.9	NW OFF KYUSHU
8	2014	12	19	17	49	44.21	33	17.04	131	25.01	8.00	2.6	NORTHERN OITA PREF
9	2015	4	8	8	51	25.61	33	36.14	132	32.07	46.84	4.1	IYONADA SETONAIKAI
10	2015	4	16	17	17	29.09	33	0.92	132	3.46	44.18	4.0	BUNGO CHANNEL
11	2015	5	29	12	57	37.59	32	50.35	132	7.10	39.52	3.5	HYUGANADA REGION
12	2015	5	30	20	23	2.28	27	51.65	140	40.95	681.71	8.1	W OFF OGASAWARA
13	2015	7	13	2	52	5.94	32	59.56	131	51.31	58.04	5.7	SOUTHERN OITA PREF
14	2015	7	24	17	53	35.46	33	23.39	132	23.54	44.27	4.6	BUNGO CHANNEL
15	2015	8	21	16	54	36.99	33	17.34	132	10.49	47.78	4.3	BUNGO CHANNEL
16	2015	8	26	7	51	36.26	32	6.44	131	51.88	34.38	5.2	HYUGANADA REGION
17	2015	11	4	0	55	39.01	32	39.99	132	0.64	35.70	4.0	HYUGANADA REGION

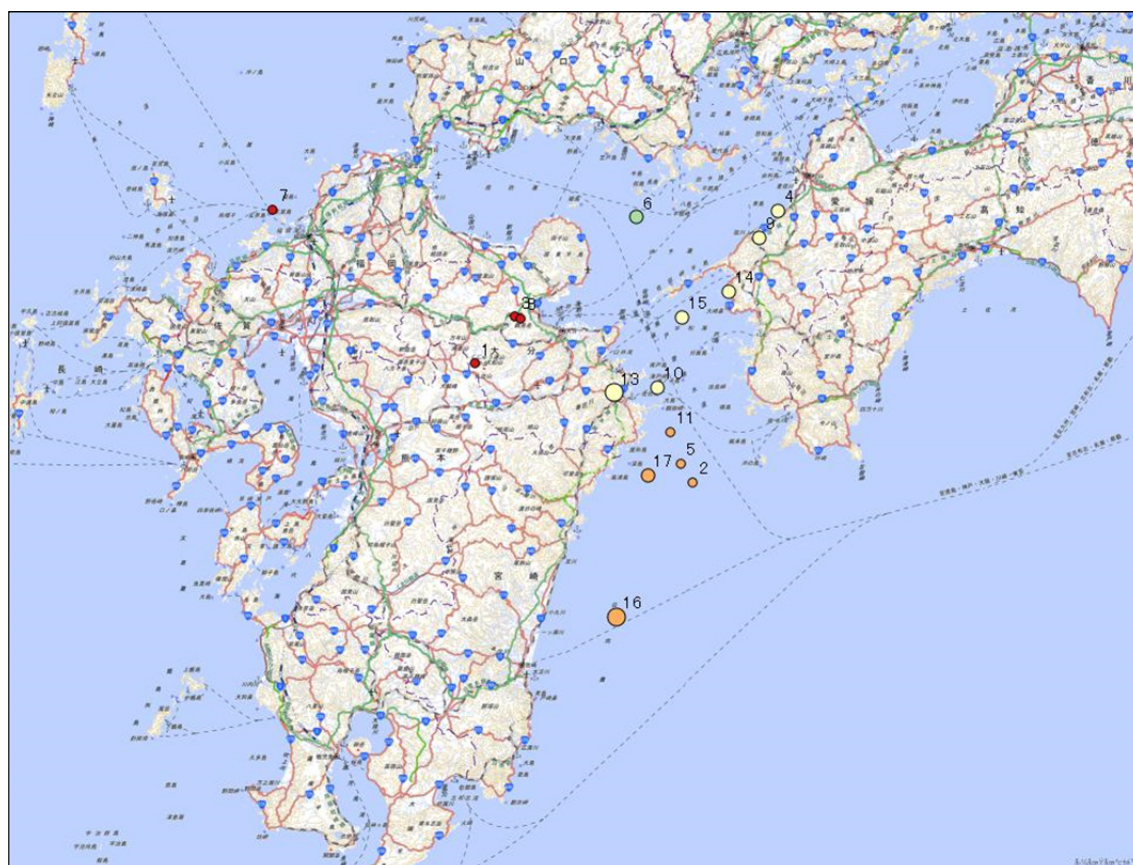


図 3.3.4-2 自治体震度計の地震波形記録を収集した地震の震央分布図（小笠原の深発地震を除く）

表 3.3.4-3 自治体震度計の地震記録収集状況

[illegible]

表 3.3.4-4 防災科研強震観測網 (K-NET、KiK-net) の地震記録状況 (表 3.3.4-3 の地震限定)

[illegible]

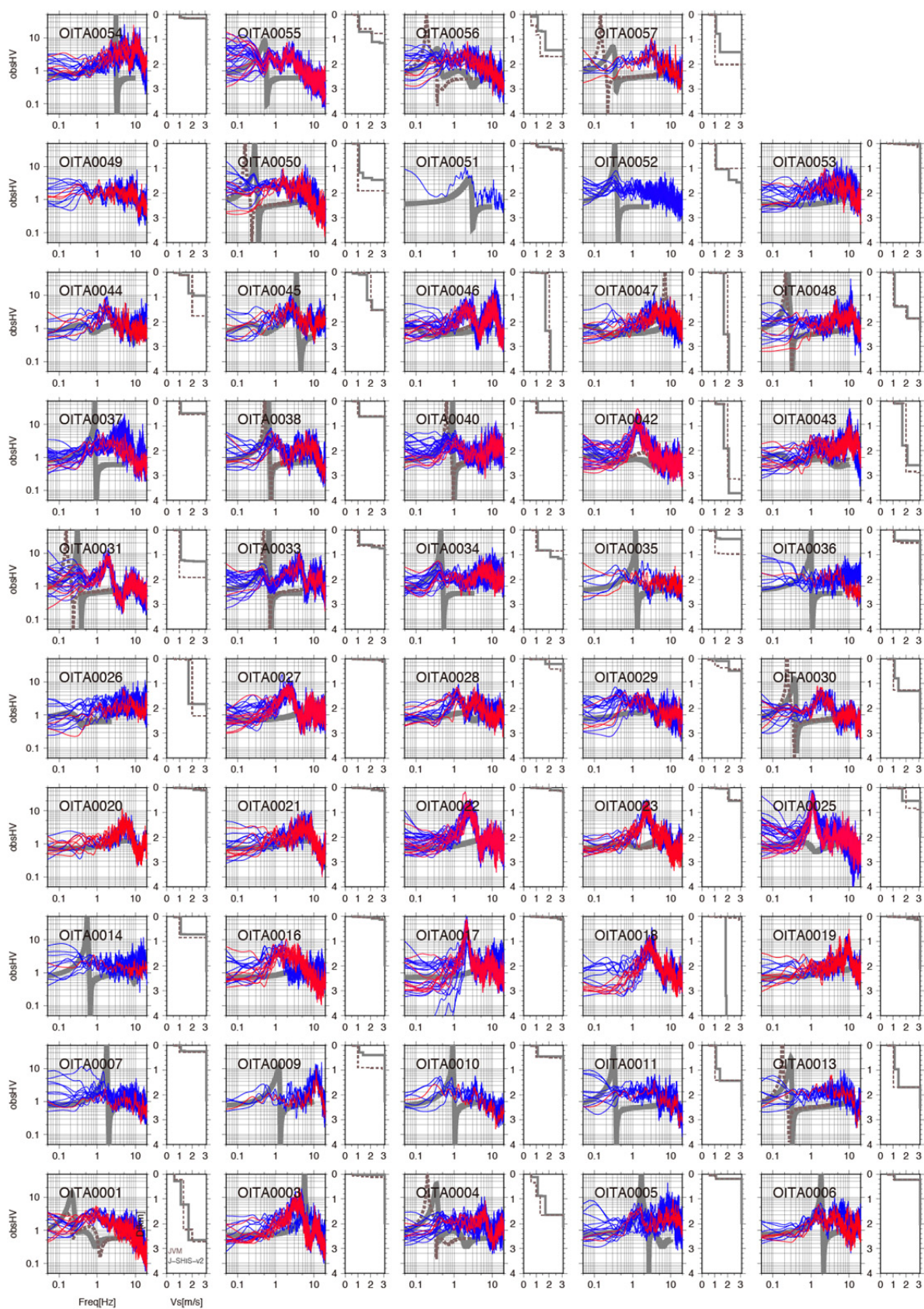


図 3. 3. 4-3 大分県自治体震度計の強震観測記録から求めた H/V スペクトル
(赤：2015 年度収集分、青：2014 年度収集分、灰：JSHIS-v2、茶：JVM モデル)

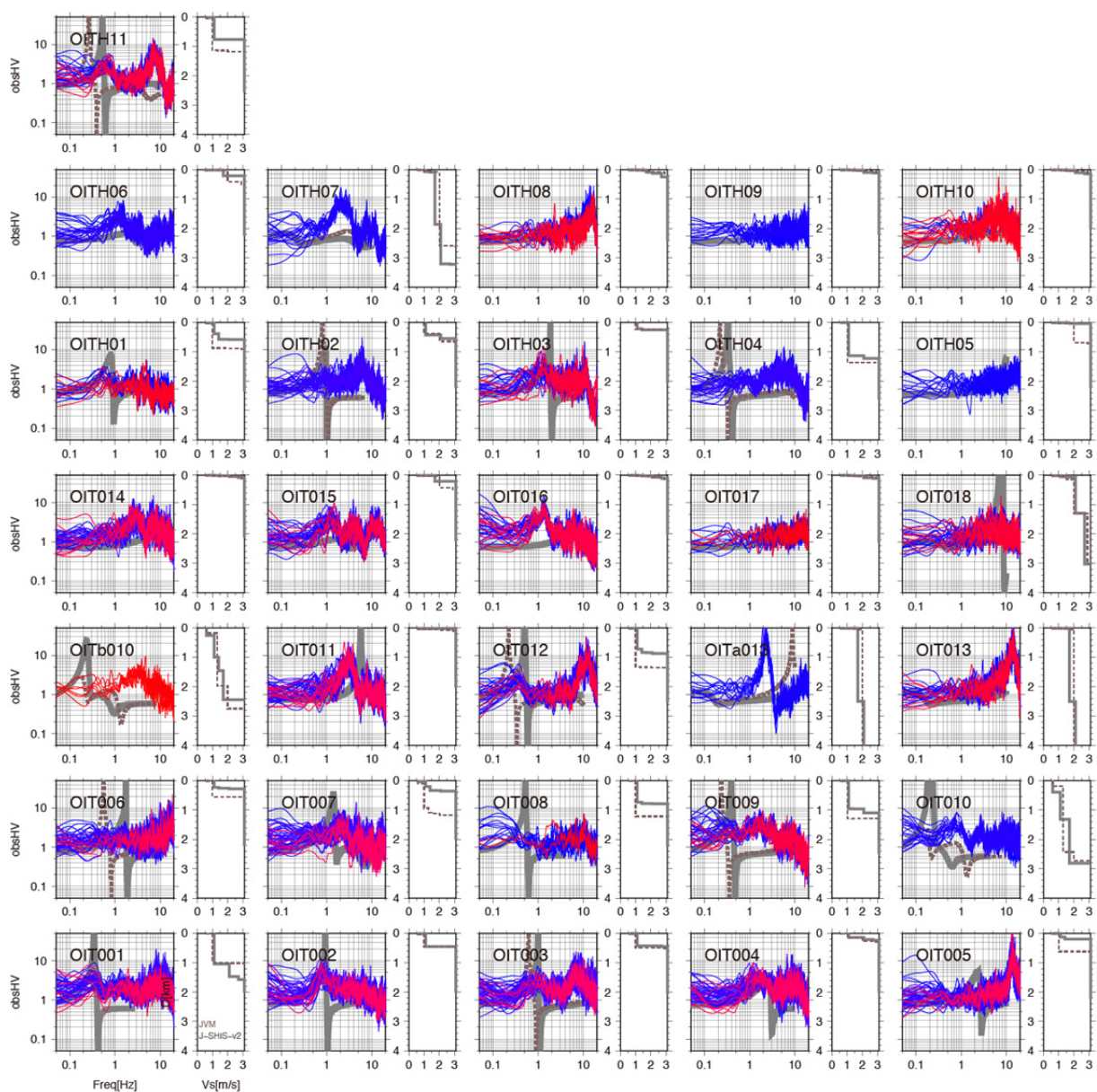


図 3.3.4-4 大分県内 K-NET, KiK-net の強震観測記録から求めた H/V スペクトル
(赤：2015 年度収集分、青：2014 年度収集分、灰：JSHIS-v2、茶：JVM モデル)

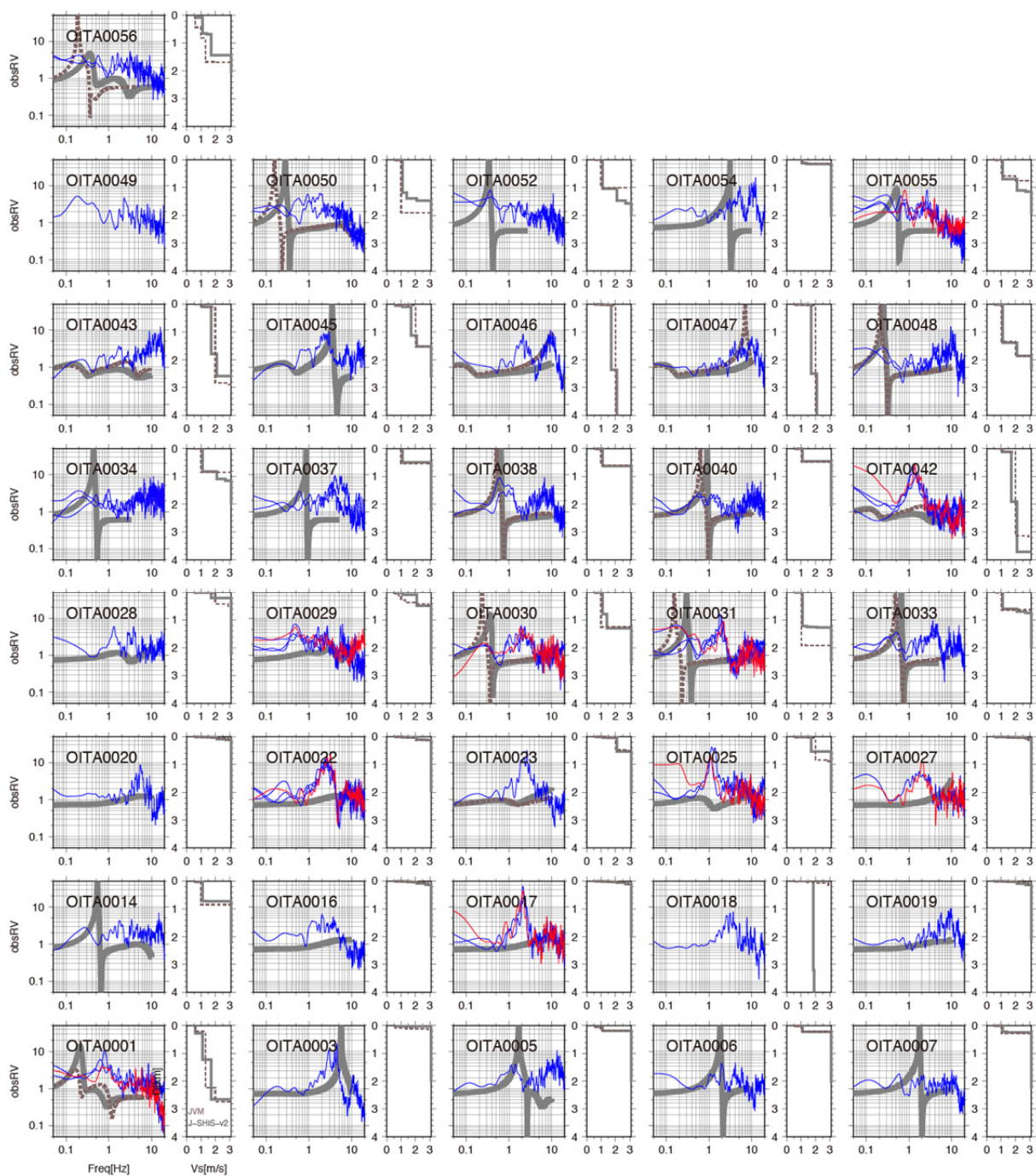


図 3.3.4-5 大分県自治体震度計の強震観測記録 R/V スペクトル

(赤：2015 年度収集分、青：2014 年度収集分、灰：JSHIS-v2、茶：JVM モデル)

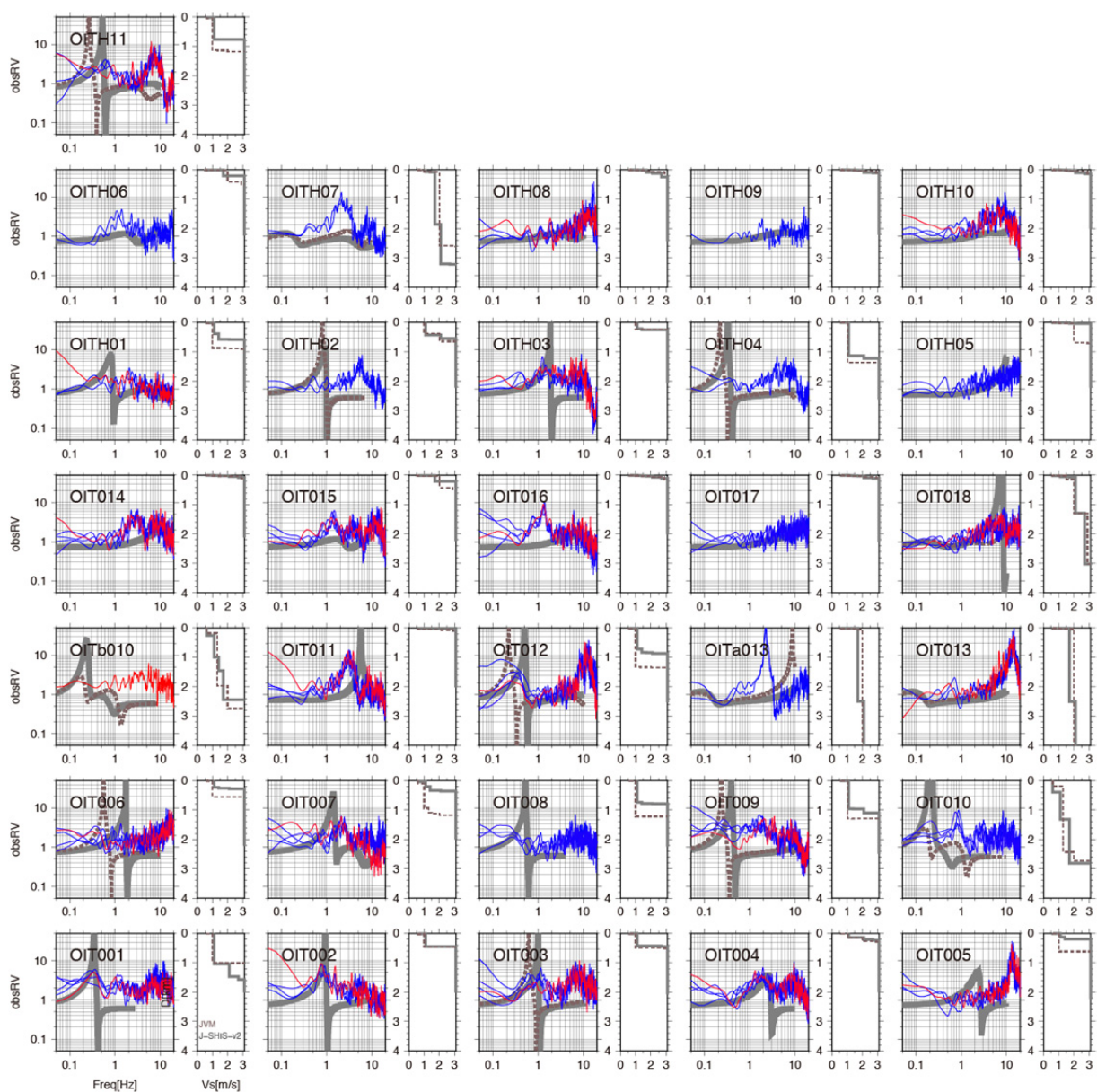


図 3.3.4-6 大分県内 K-NET, KiK-net 観測点の強震観測記録 R/V スペクトル
(赤：2015 年度収集分、青：2014 年度収集分、灰：JSHIS-v2、茶：JVM モデル)

5) 別府湾周辺域の速度構造モデルの作成

a) 深部地盤モデルの修正

別府—万年山断層帯の地震動予測の高度化のため、別府湾周辺の地盤構造モデルを改良する。別府湾を含む大分県域の地盤構造モデルは、大分県(2008)で作成されたのち、地震本部モデルとの接続を考慮して大分県(2012)で地震基盤の S 波速度に変更が加えられた。表 3.3.5-1 に J-SHIS-v2 モデル（藤原ほか、2012）の地盤物性値一覧および大分県モデルで用いられている物性値を示す。大分県域の地盤構造の S 波速度は、地震基盤相当 3.2km/s, 付加体 2.7 km/s, 大野川層群下部 2.1 km/s, 大野川層群上部 1.7 km/s, 碩南層群 1.4 km/s, 大分層群 1.1 km/s, 大分層群上部および段丘礫層 0.6 km/s となっている。

表 3.3.5-1 大分県(2012)による深部地盤モデルの物性値一覧

No	Vs(km/s)	Vp(km/s)	$\rho(\text{g/cm}^3)$	地質との対応
1	0.35	1.7	1.8	
2	0.5	1.8	1.95	
3	0.6	2	2	大分層群（上部），段丘礫層
4	0.7	2.1	2.05	
5	0.8	2.2	2.07	
6	0.9	2.3	2.1	
7	1	2.4	2.15	
8	1.1	2.5	2.15	大分層群，豊肥火山岩類相当
9	1.3	2.7	2.2	
10	1.4	3	2.3	碩南層群相当
11	1.5	3	2.25	
12	1.7	3.2	2.3	大野川層群（上部）相当
13	1.8	3.6	2.35	
14	1.9	2.7	2.35	
15	2	3.5	2.35	
16	2.1	4	2.4	大野川層群（下部）相当
17	2.1	4	2.4	
18	2.4	4.2	2.45	
19	2.7	5	2.5	付加体
20	2.9	5	2.6	
21	3.1	5.5	2.6	三波川変成岩類、領家変成岩・花崗岩類
22	3.2	5.5	2.65	三波川変成岩類、領家変成岩・花崗岩類

大分県(2008)では、基盤を 3.1 km/s としていたが、J-SHIS v2 との接続を考慮し、地震基盤を 3.2 km/s としている。

Itoh et al. (2014) は別府湾の音波探査データを再解析し、別府湾域の主要な地質境界深度を求めた（図 3.3.5-1）。この地質境界深度を深部地盤モデルに反映する。この際、基盤岩類は $V_s=3.2$ km/s 層，碩南層群は $V_s=1.4$ km/s 層，日出火山岩類は $V_s=1.1$ km/s 層に相当するとして、各速度層の上面深度を修正した（図 3.3.5-2）。深度を修正した地盤構造モデルの検証のため、別府湾周辺の K-NET 観測点における地震動の R/V スペクトルおよび本重点調査による大半径微動アレイ探査の観測位相速度と理論値の比較を行った（図 3.3.5-3～図 3.3.5-6）。大分平野内は観測結果と理論値が概ね整合する。一方、別府扇状地および別府湾北部域は地盤モデルの更なる修正が必要であることがわかった。

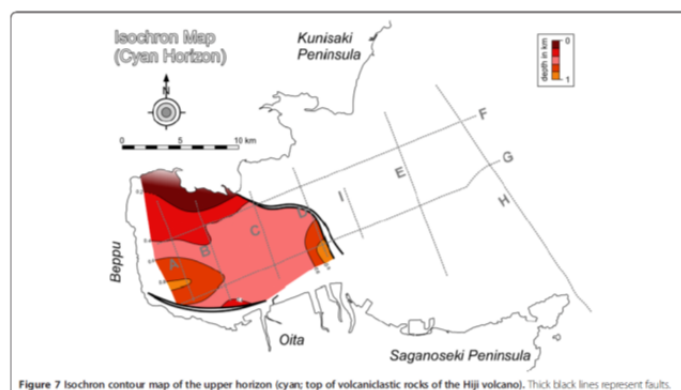
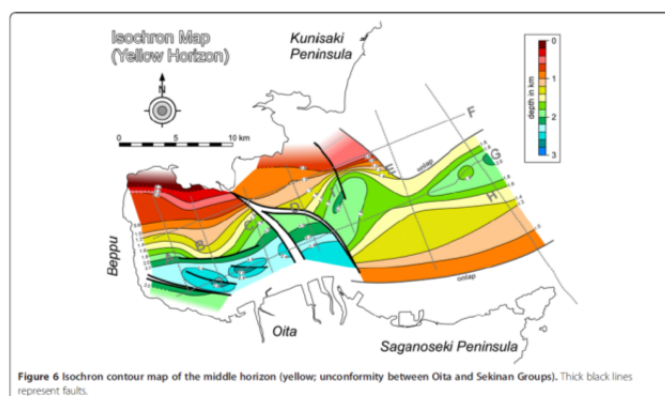
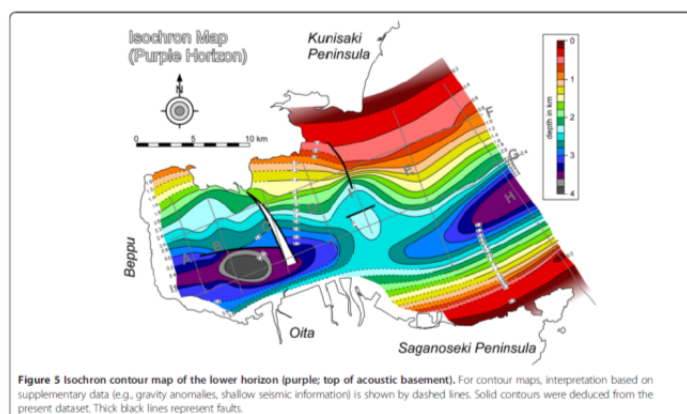


図 3.3.5-1. Itoh et al.(2014)による地質境界深度
(上から、基盤岩類，碩南層群，日出火山岩類上面深度)

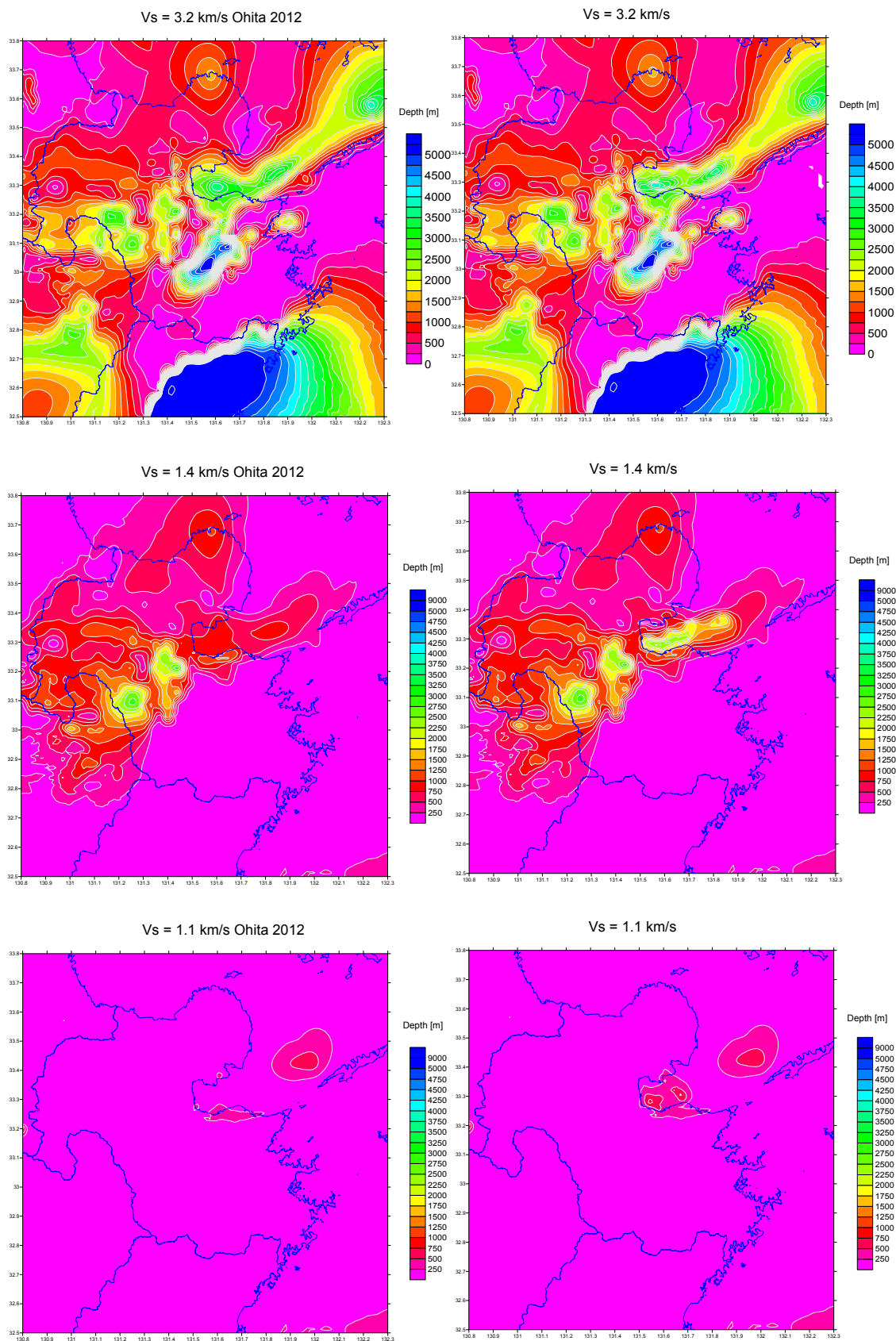


図3.3.5-2 修正した上面深度分布（左：修正前，右：修正後）
（上からVs=3.2km/s, Vs=1.4 km/s, Vs=1.1km/s層上面深度）

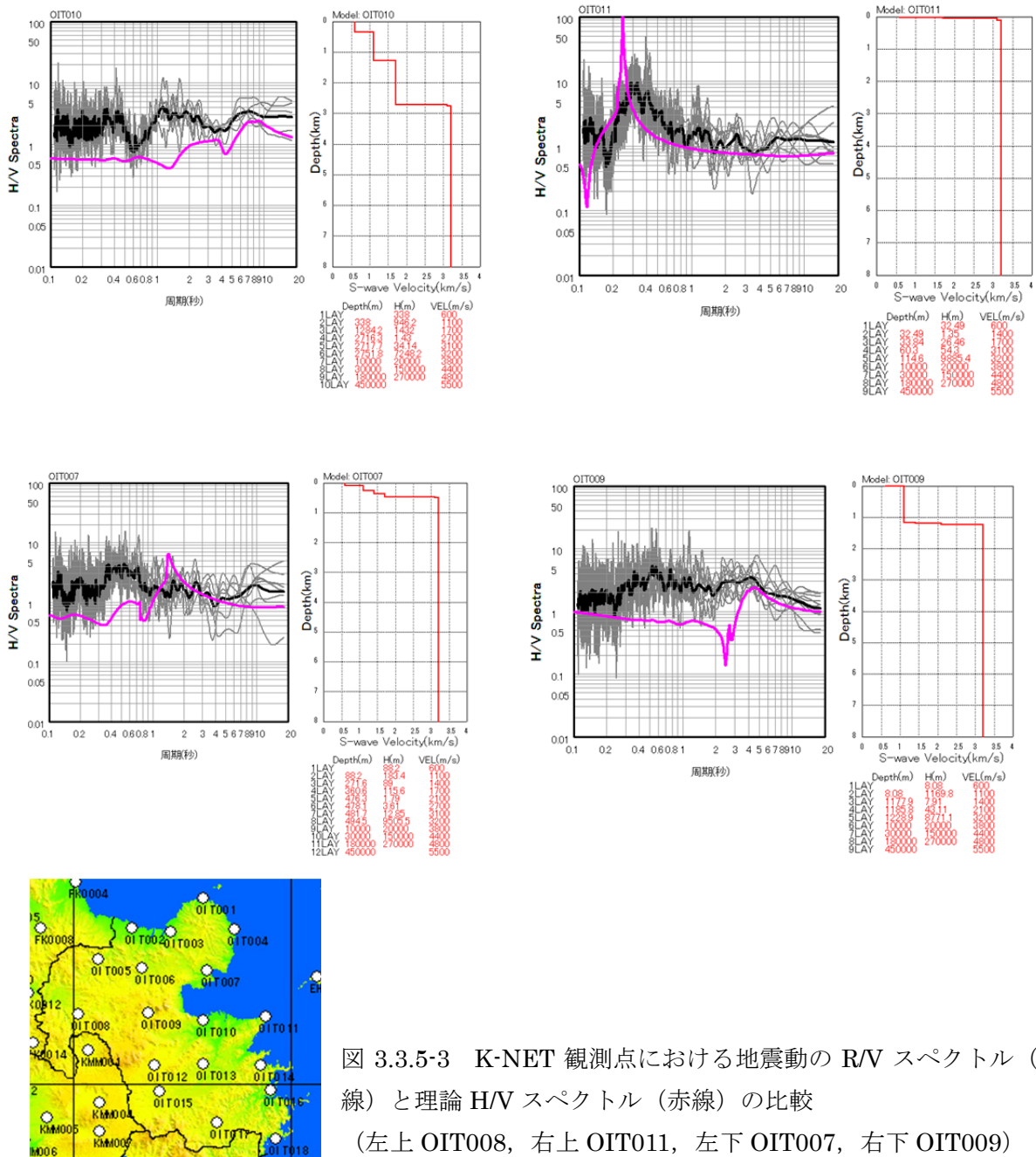
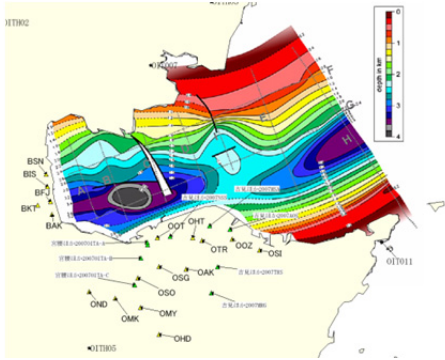


図 3.3.5-3 K-NET 観測点における地震動の R/V スペクトル (灰色・黒線) と理論 H/V スペクトル (赤線) の比較
(左上 OIT008, 右上 OIT011, 左下 OIT007, 右下 OIT009)



245

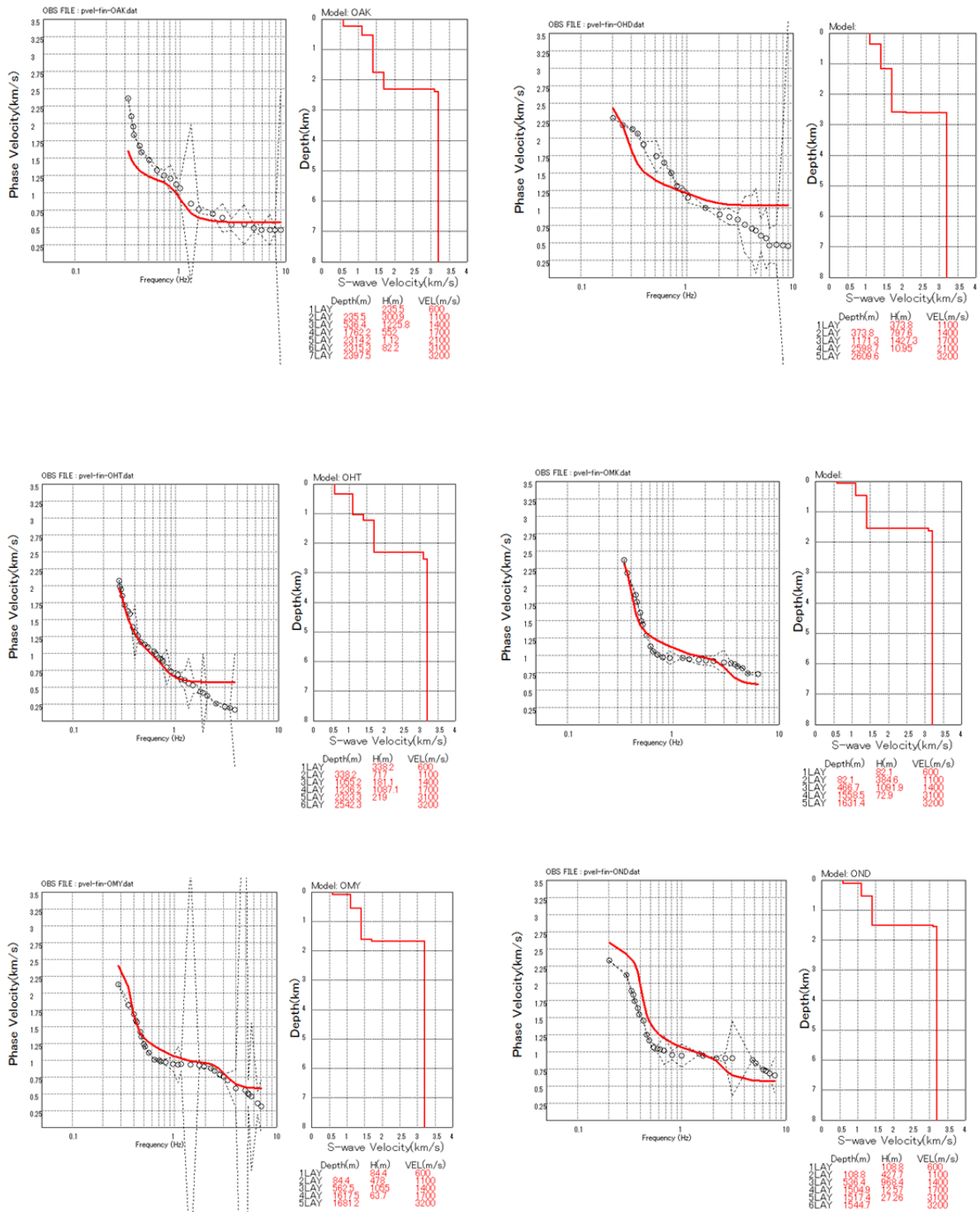


図 3.3.5-5 大分平野における観測位相速度と理論位相速度の比較（その 1）
 （1 段目：OAK，OHD，2 段目：OHT，OMK，3 段目：OMY，OND）

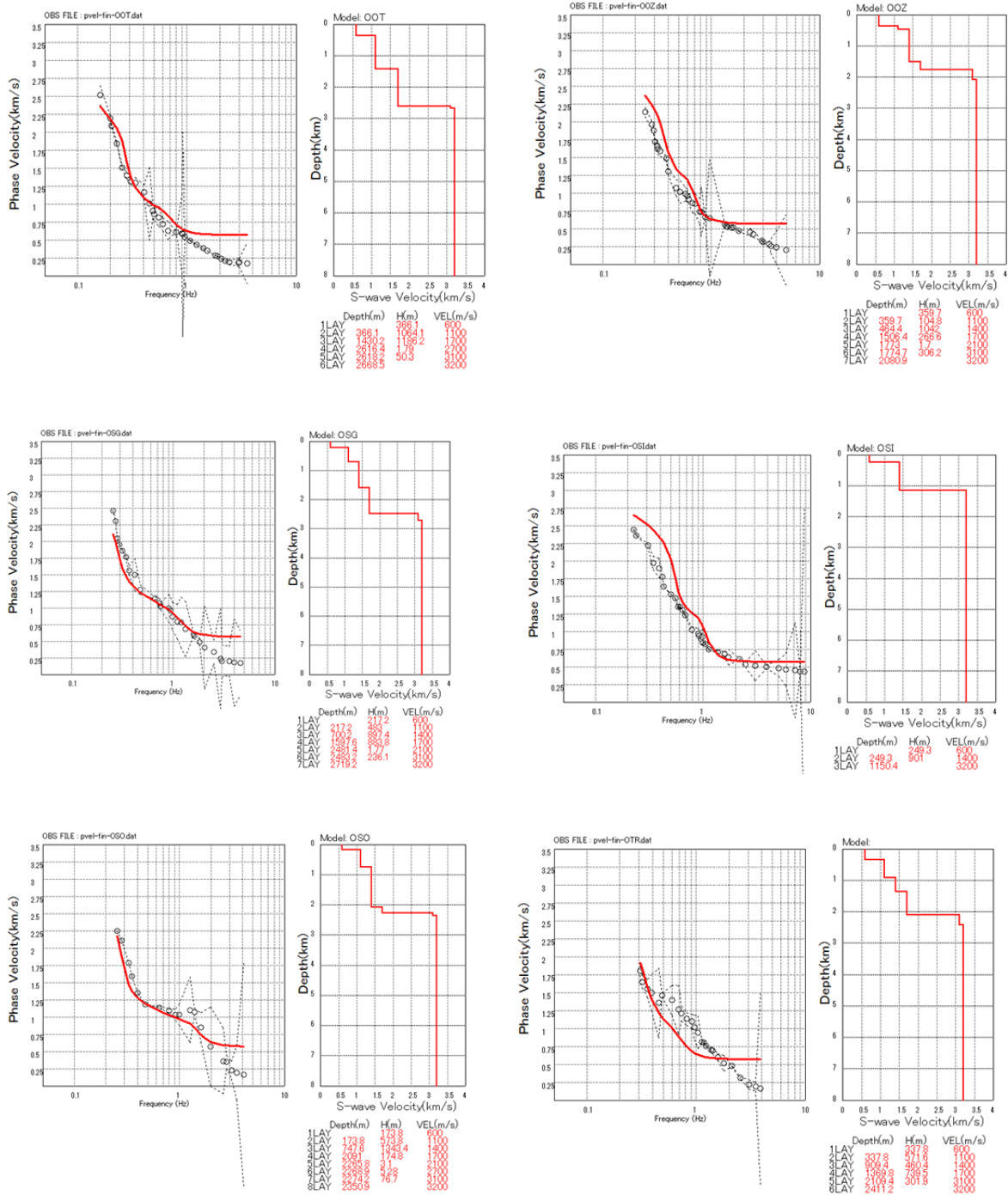


図 3.3.5-6 大分平野における観測位相速度と理論位相速度の比較（その 2）
（1 段目：OOT, OOTZ, 2 段目：OSG, OSI, 3 段目：OSO, OTR）

工学的基盤の地質構成については、既往文献や大分県による活断層調査（大分県、2001、2002）により、以下の点が明らかになっている。

・大分川西側では、府内断層を挟んで断層低下側では、沖積層下位に碩南層群（固結した砂岩・シルト岩）が出現する。断層隆起側では、これより形成時代の新しい大分層群が出現する（図 3.3.5-8）。このような地質時代の異なる地層の分布は、平成 26 年度の重点調査で得られた府内断層両側での精密重力異常分布からも読み取れる（図 3.3.5-9）。一方、大分川の東側では、沖積層下位に更新統が厚く分布することが確認されている（図 3.3.5-10）。

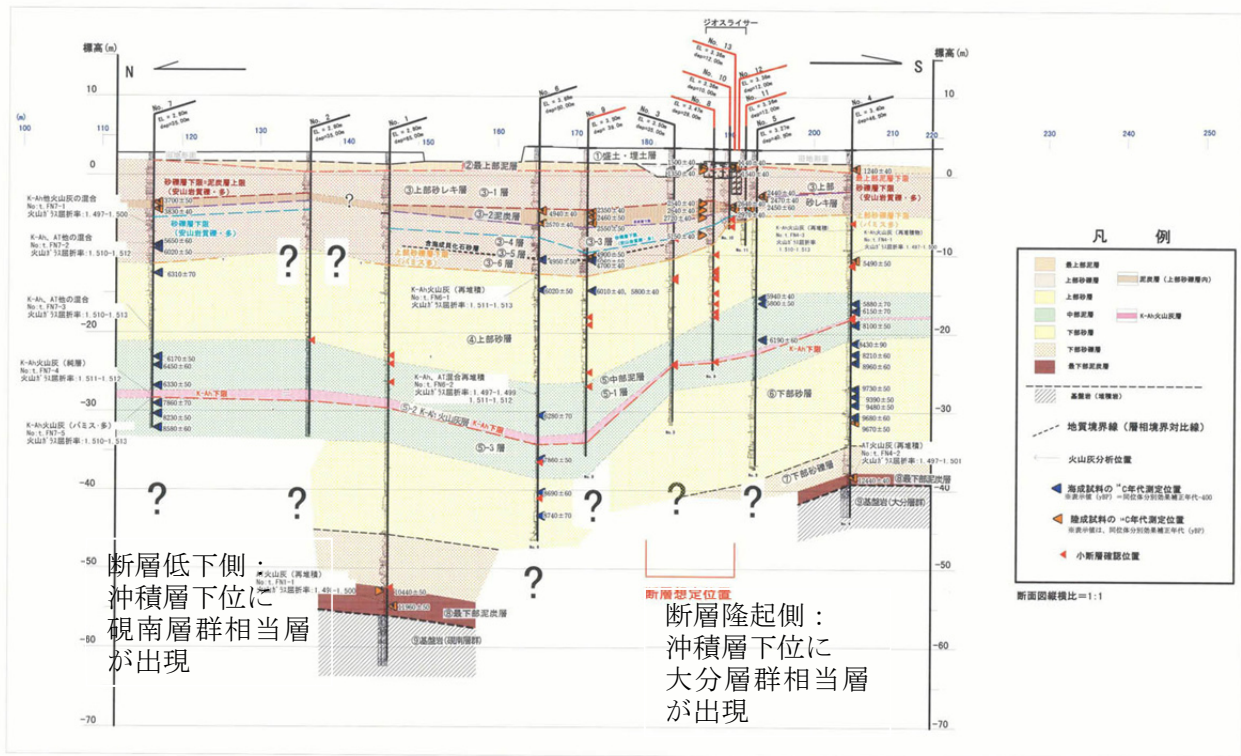


図5-2-2. 大分平野の層相区分断面図（府内城測線）

図 3.3.5-8 府内城址公園における府内断層を横断する地質分布断面（大分県、2001）

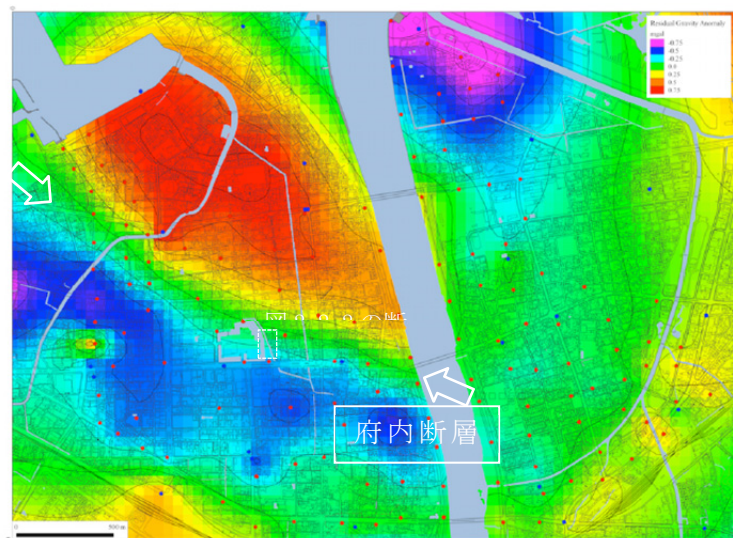


図 3.3.5-9 重力異常の2次傾向面残差の分布（本重点平成 26 年度報告書）

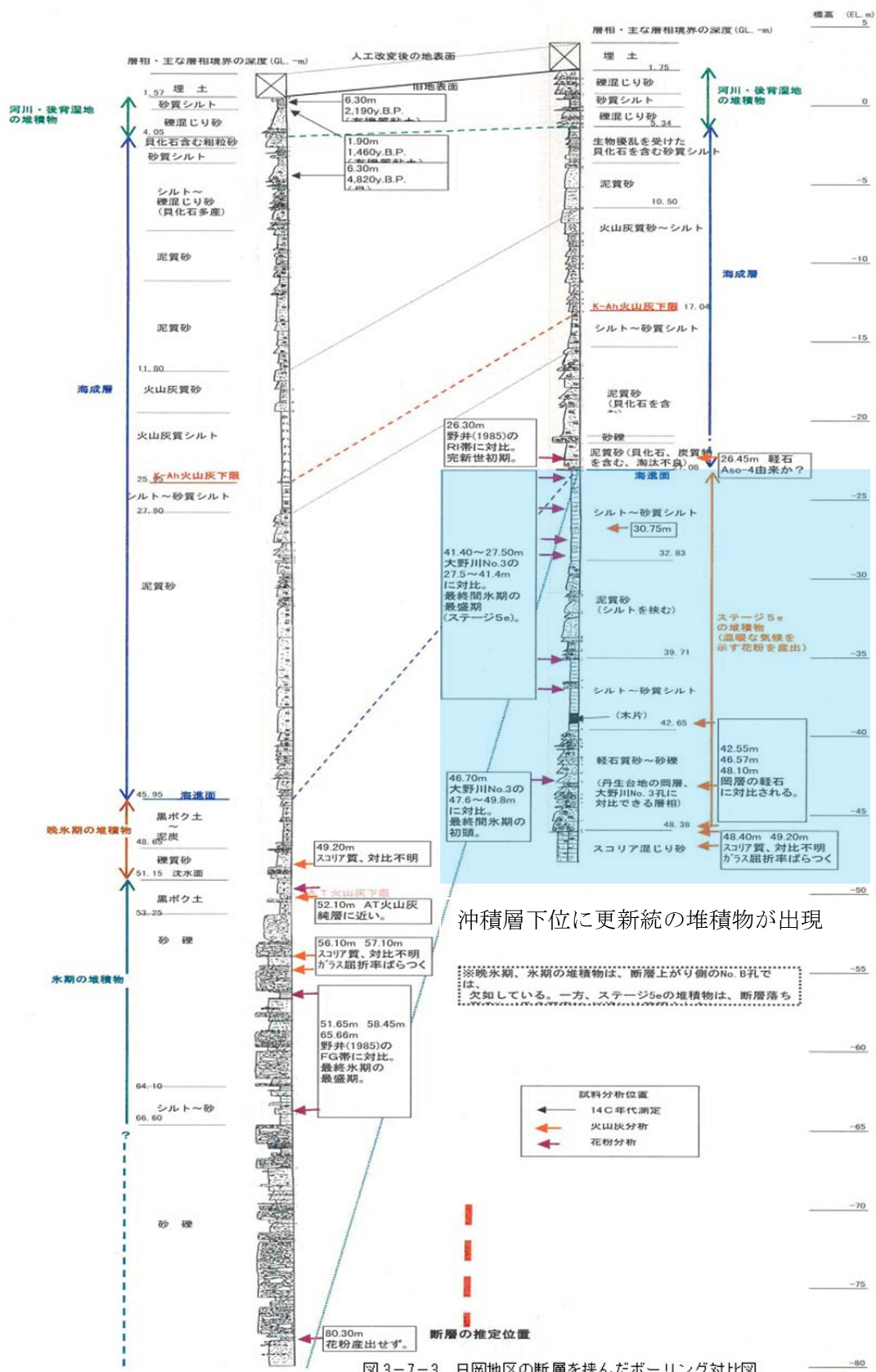


図 3.3.5-10 日岡地区における三佐断層を横断するボーリングの対比 (大分県,2002)

イ) モデル化に使用するデータ

地盤モデル作成には、本重点調査で収集・整理した既往ボーリングデータ（図 3.3.5-11）と既往の地質解析資料（後述）を用いる。

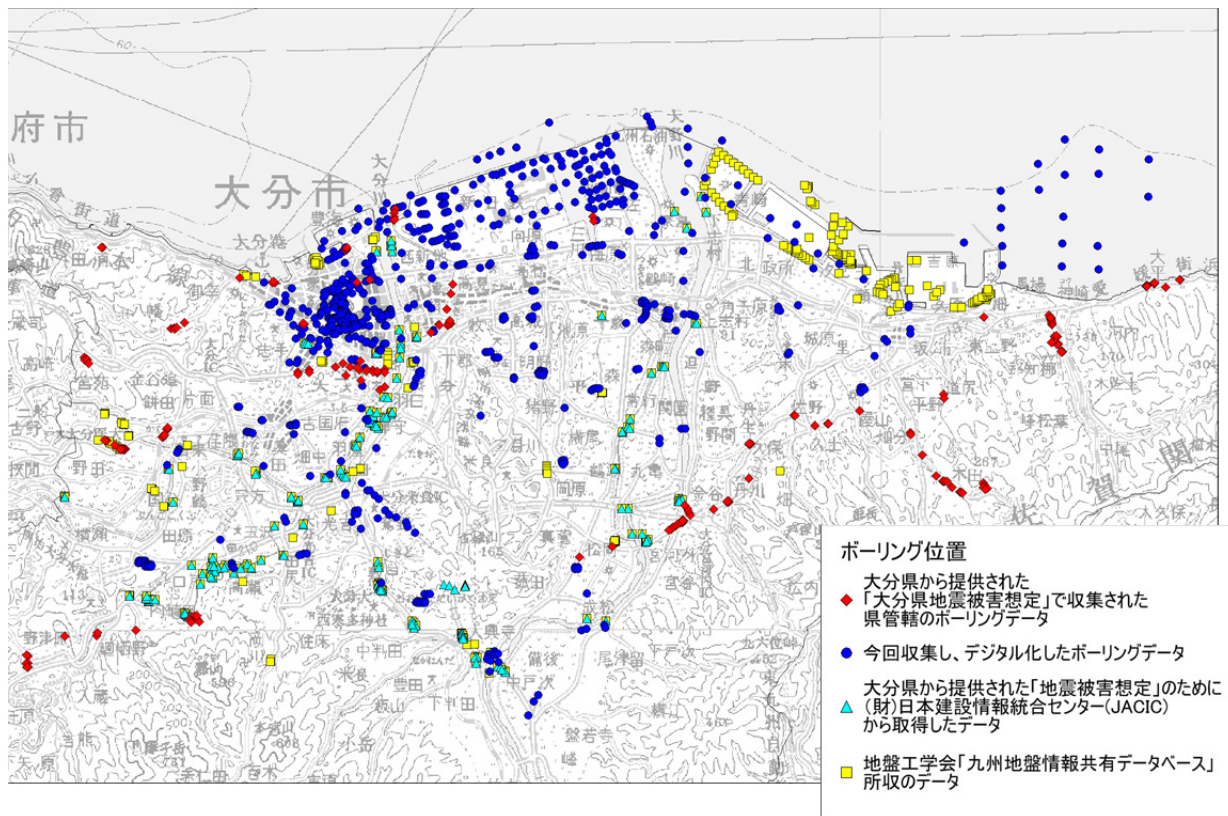


図 3.3.5-11(1) 大分平野における既往ボーリングデータの位置図（大分県、2013）

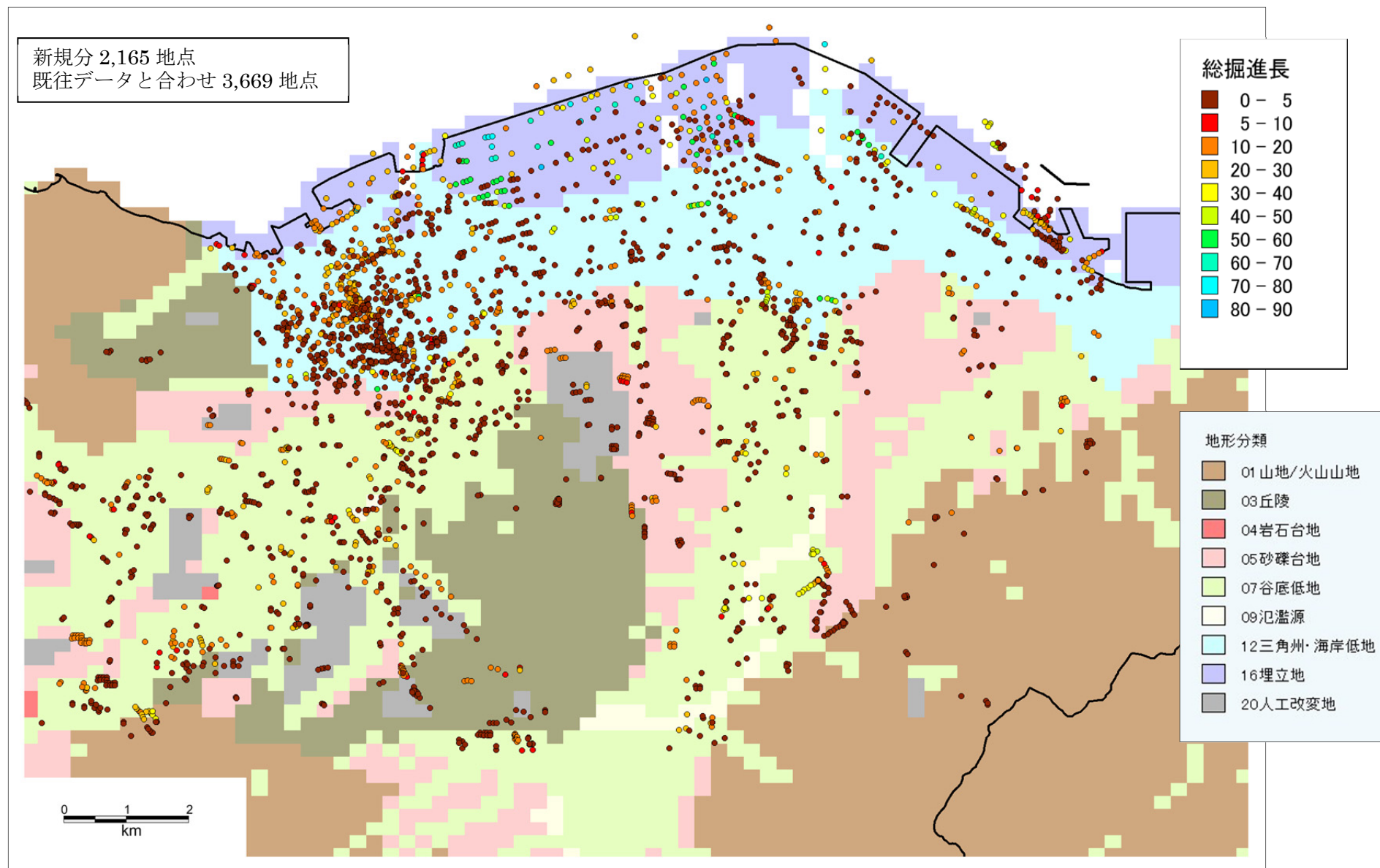


図 3.3.5-11(2) 今回収集したデータを含む大分平野のボーリング地点（掘進深度別）と地形分類（大分県、2013）

ウ) K-Ah 火山灰層のモデル化

K-Ah 火山灰層（鬼界-アカホヤ火山灰層）は、約 7,300 年前の九州南方の鬼界カルデラから噴出し、九州一円を覆った火山灰層であり（町田・新井,2003）、大分平野では海成粘性土層中に明灰色の層として挟まっている（図 3.3.5-12）。ボーリング柱状図では、「シラス」として記載されていることが多い。この層については、大分県による活断層調査（大分県、2000）において、ボーリング柱状図を基にした下面標高のコンター図が作成されている。この深度コンター図をモデルに取り込んだ（図 3.3.5-13）。

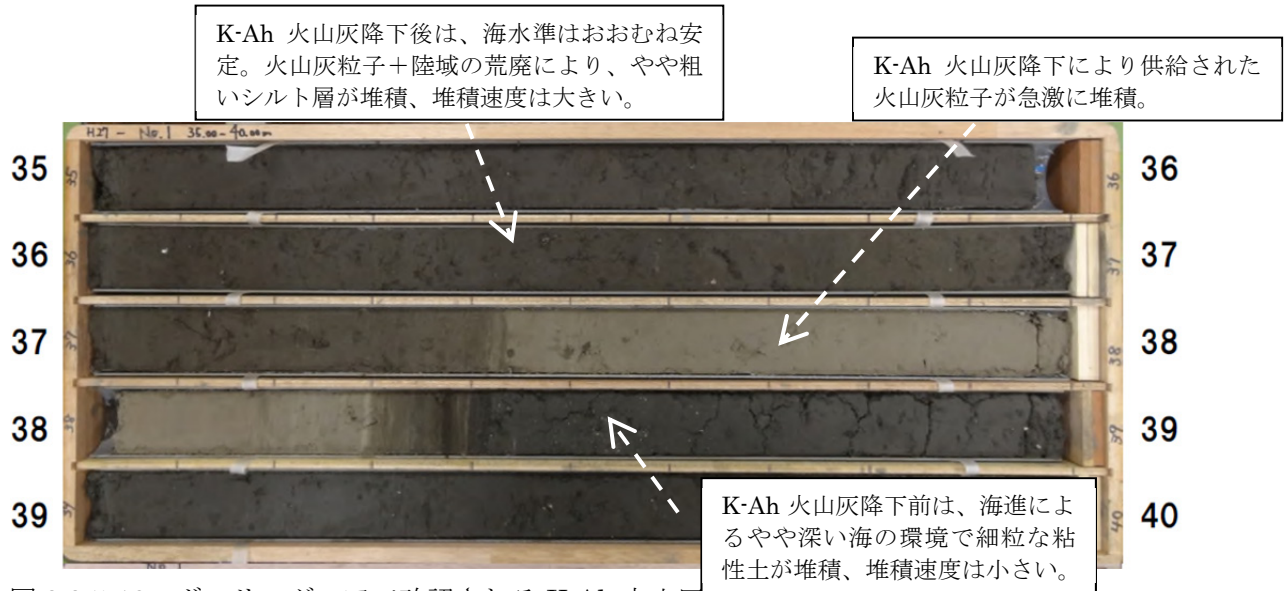


図 3.3.5-12 ボーリングコアで確認される K-Ah 火山灰層
(今年度重点調査で得られたコア：大分市中島地区)

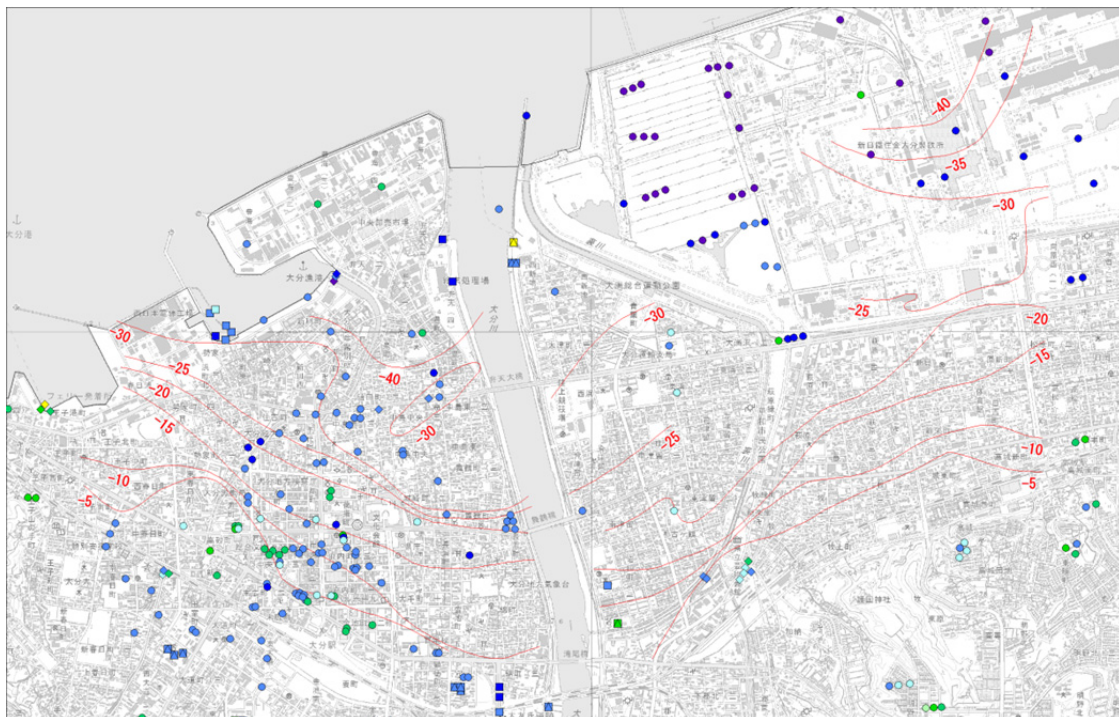


図 3.3.5-13 K-Ah 火山灰層の標高コンター図（大分県、2000）

エ) その他の地層の区分

既往のボーリング柱状図を層相とN値をもとに層区分し、さらにボーリング地点間を地質的な連続性を想定して補間して、連続した層構造を作成した。層構造の作成イメージを図 3.3.5-14 に示す。

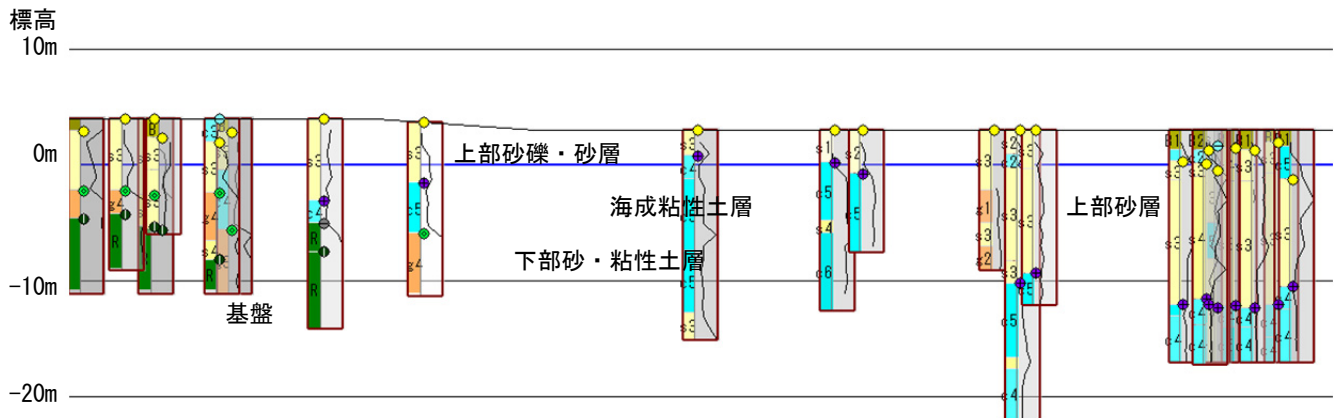


図 3.3.5-14 既往の柱状図をもとにした地層の区分例
(柱状図横の色丸は今回読み取った各層の上面)

オ) 各地層の N 値

地層区分毎のN値の深度分布、深度区分ごとのN値のヒストグラム（図 3.3.5-15(1)～(3)）および各層の平均N値の分布図（図 3.3.5-16(1)～(8)）を示す。大分平野における各層のN値の特徴は次のとおりである。

・沖積層

上部砂礫・砂層：深度増加に伴いN値が増加する傾向がある。深度 25m 以深ではN値 50 程度のデータもかなり多い。地域的なばらつきがみられる。

海成砂・粘性土層：N値はおおむね 20 以下であるが、深度増加に伴いN値が増加する傾向がある。地域的なばらつきはあまりない。

K-Ah 火山灰層：N値はおおむね 40 以下であり、上下の層位の海成粘土層よりも大きい。

下部砂・粘性土層：層相変化が大きく、N値もばらつく。深度が大きい場合でも小さいN値を示すことがある。

基底礫層：深度によらずおおむねN値 50 程度ないしそれ以上であり、地域的なばらつきは小さい。海岸付近の埋立地の一部でN値が小さい地域もある。

・更新統・段丘礫層：深度によらずおおむねN値 50 程度ないしそれ以上であり、地域的なばらつきは小さい。

・岩盤（鮮新統ないし更新統および以前の基盤岩）：深度によらずほぼN値 50 ないしそれ以上であり、地域的なばらつきは小さい。

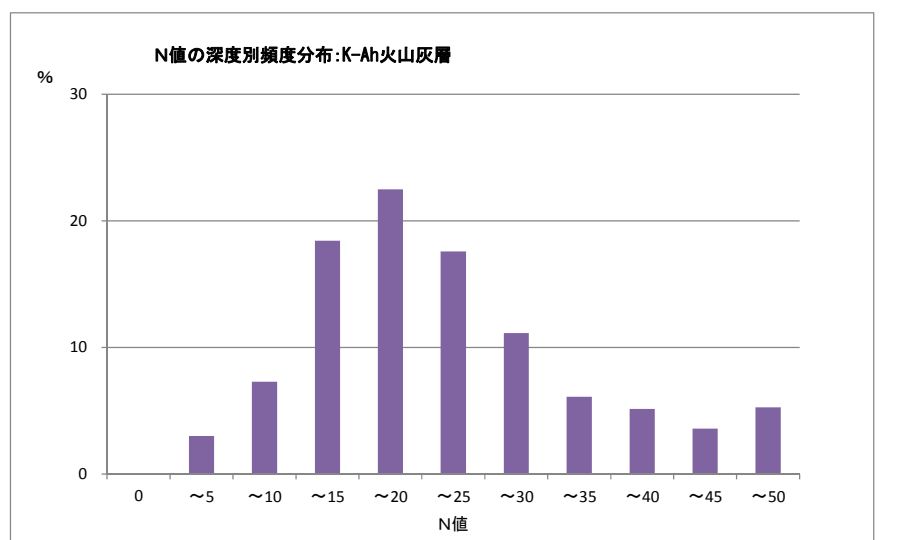
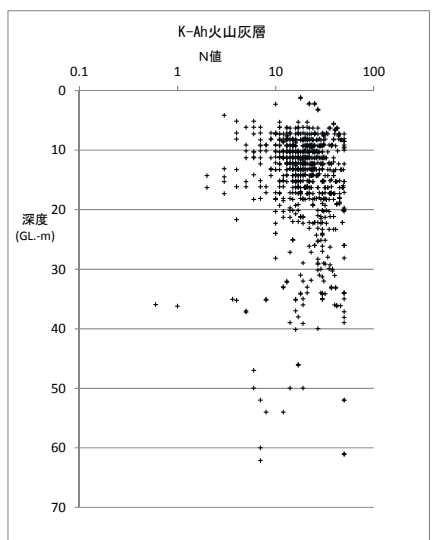
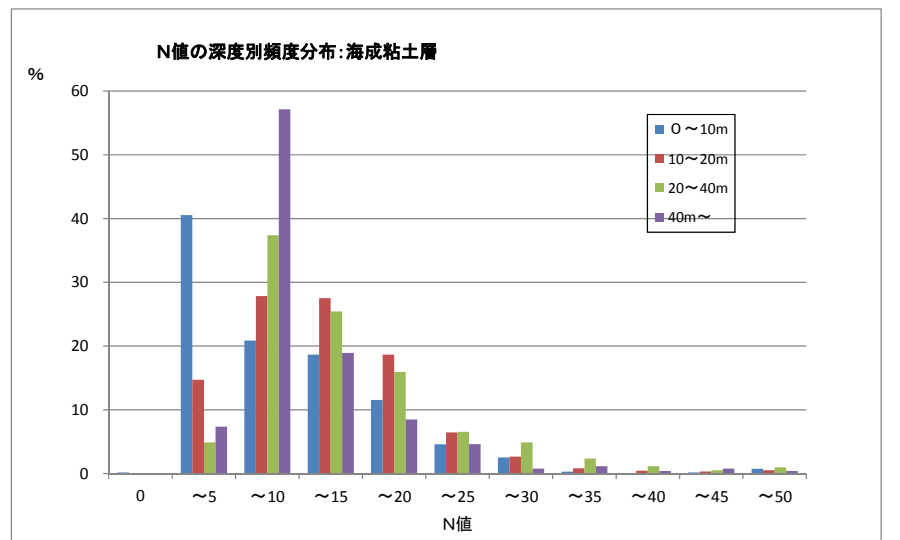
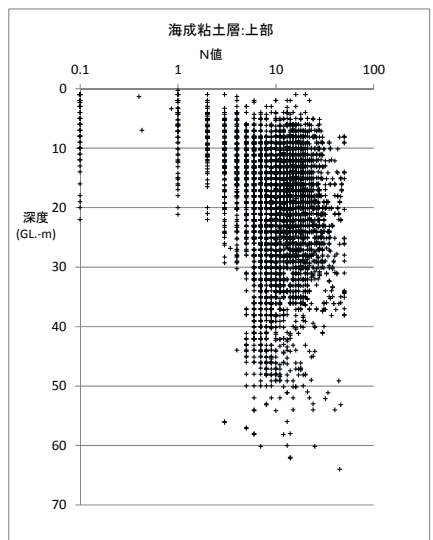
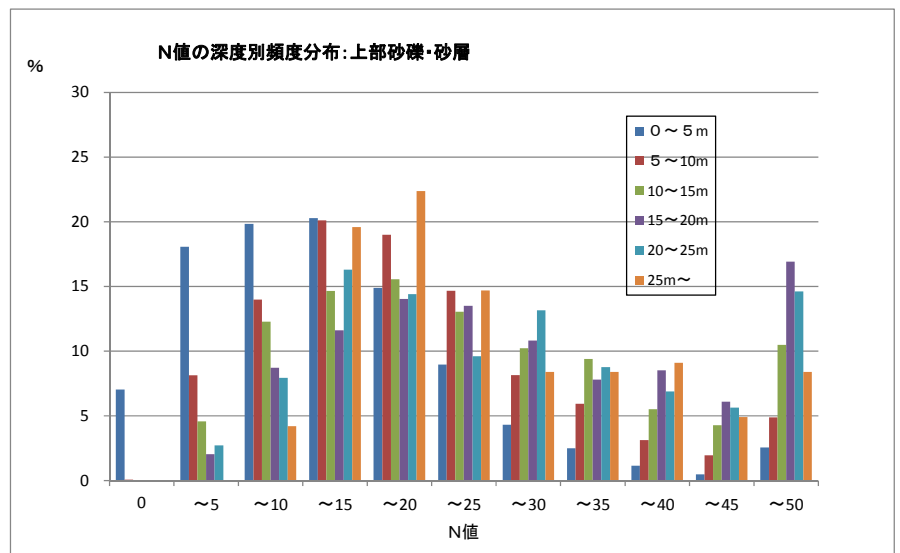
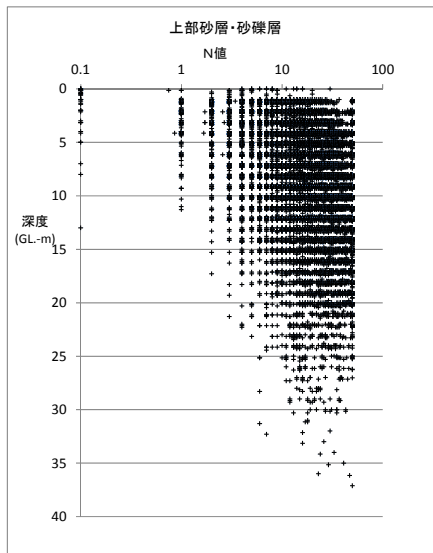


図 3.3.5-15(1) 地層区分毎のN値の深度分布と深度毎のN値ヒストグラム：沖積層

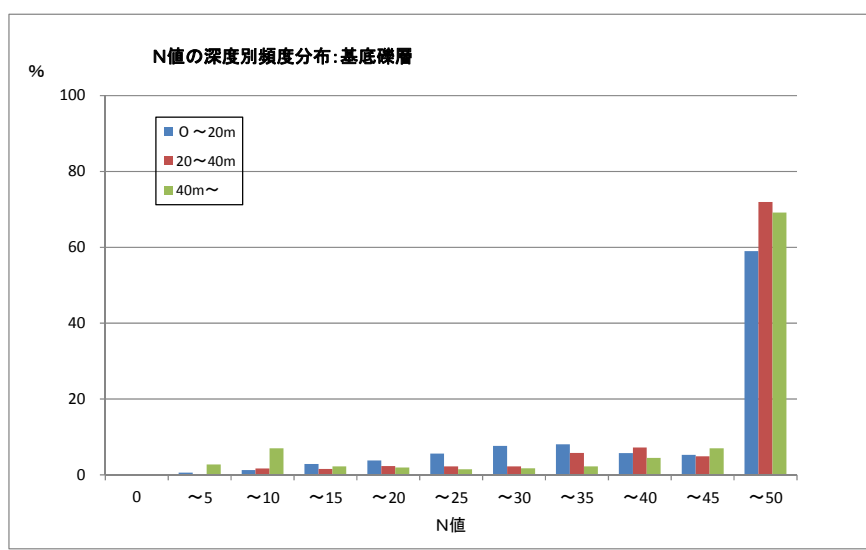
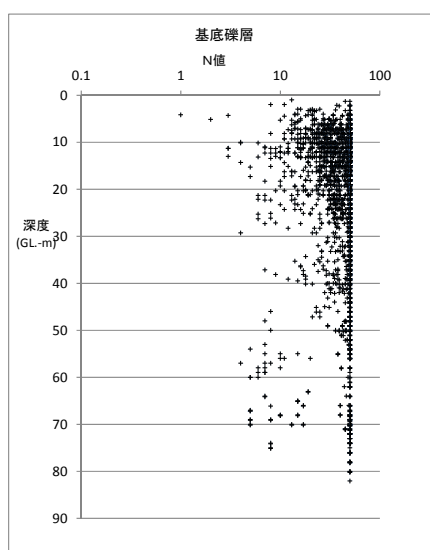
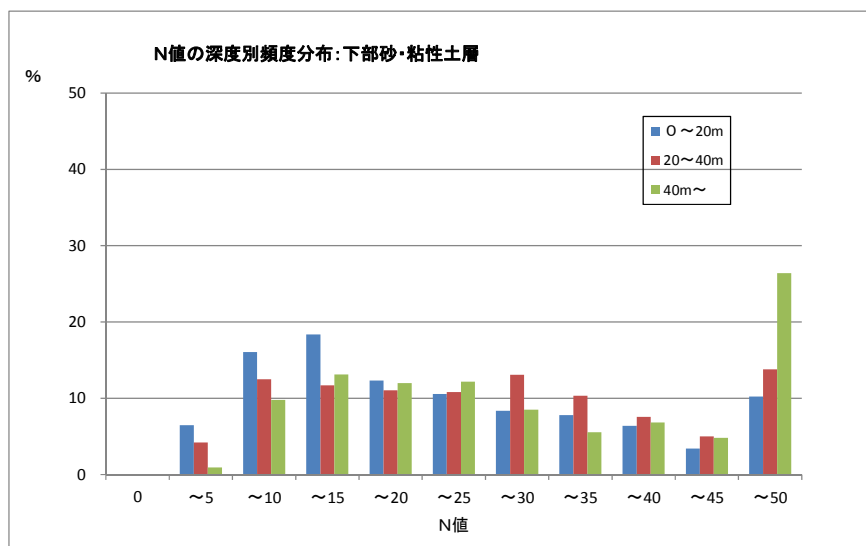
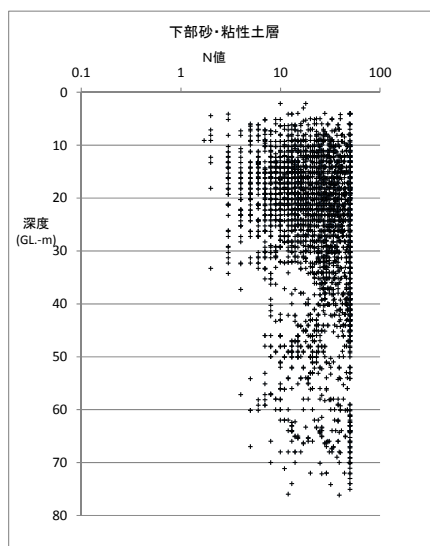
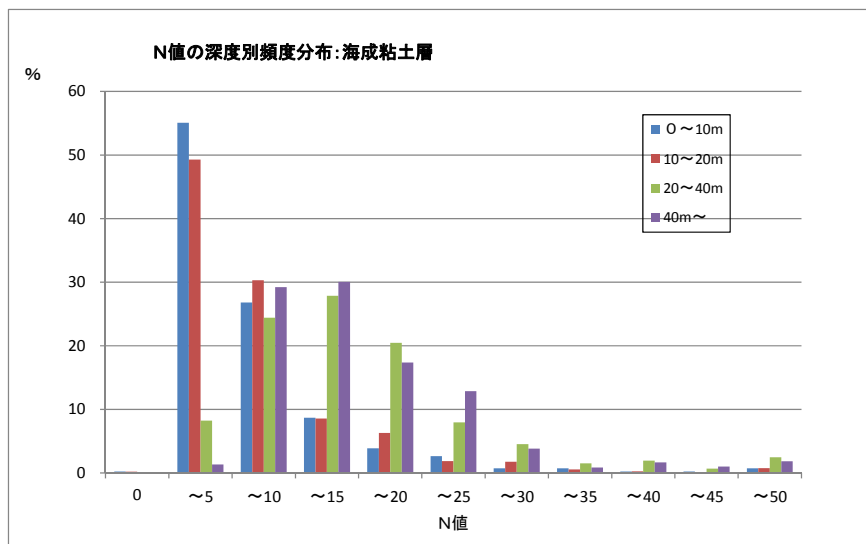
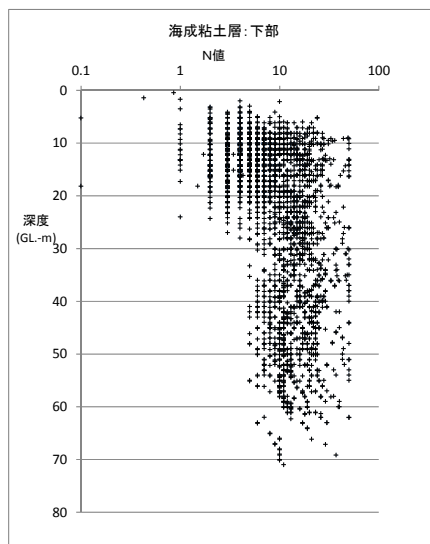


図 3.3.5-15(2) 地層区分毎のN値の深度分布深度毎のN値ヒストグラム：沖積層

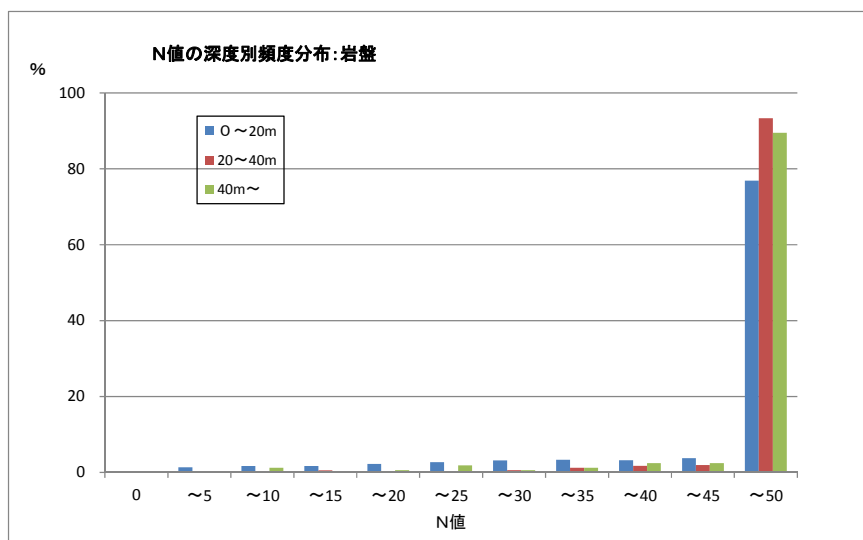
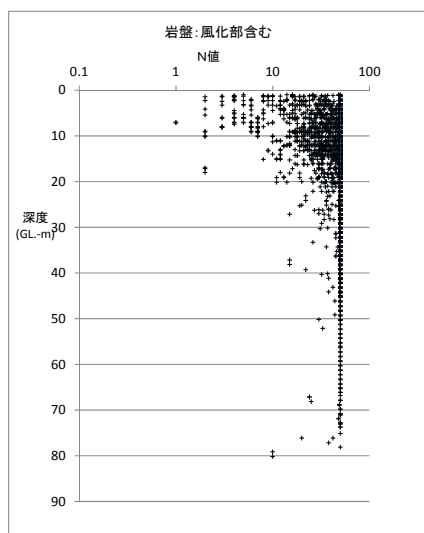
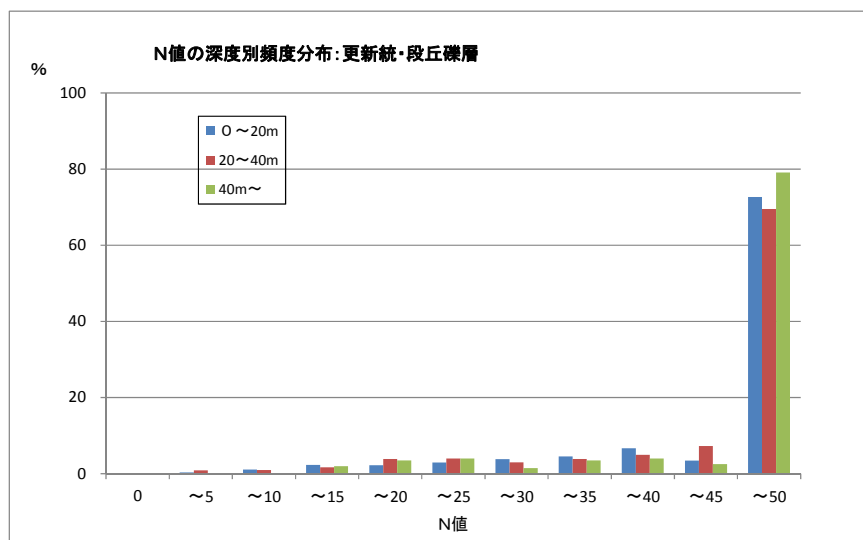
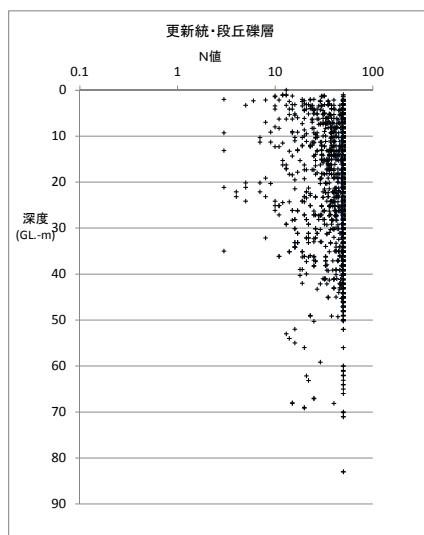


図 3.3.5-15(3) 地層区分毎のN値の深度分布深度毎のN値ヒストグラム：沖積層以外

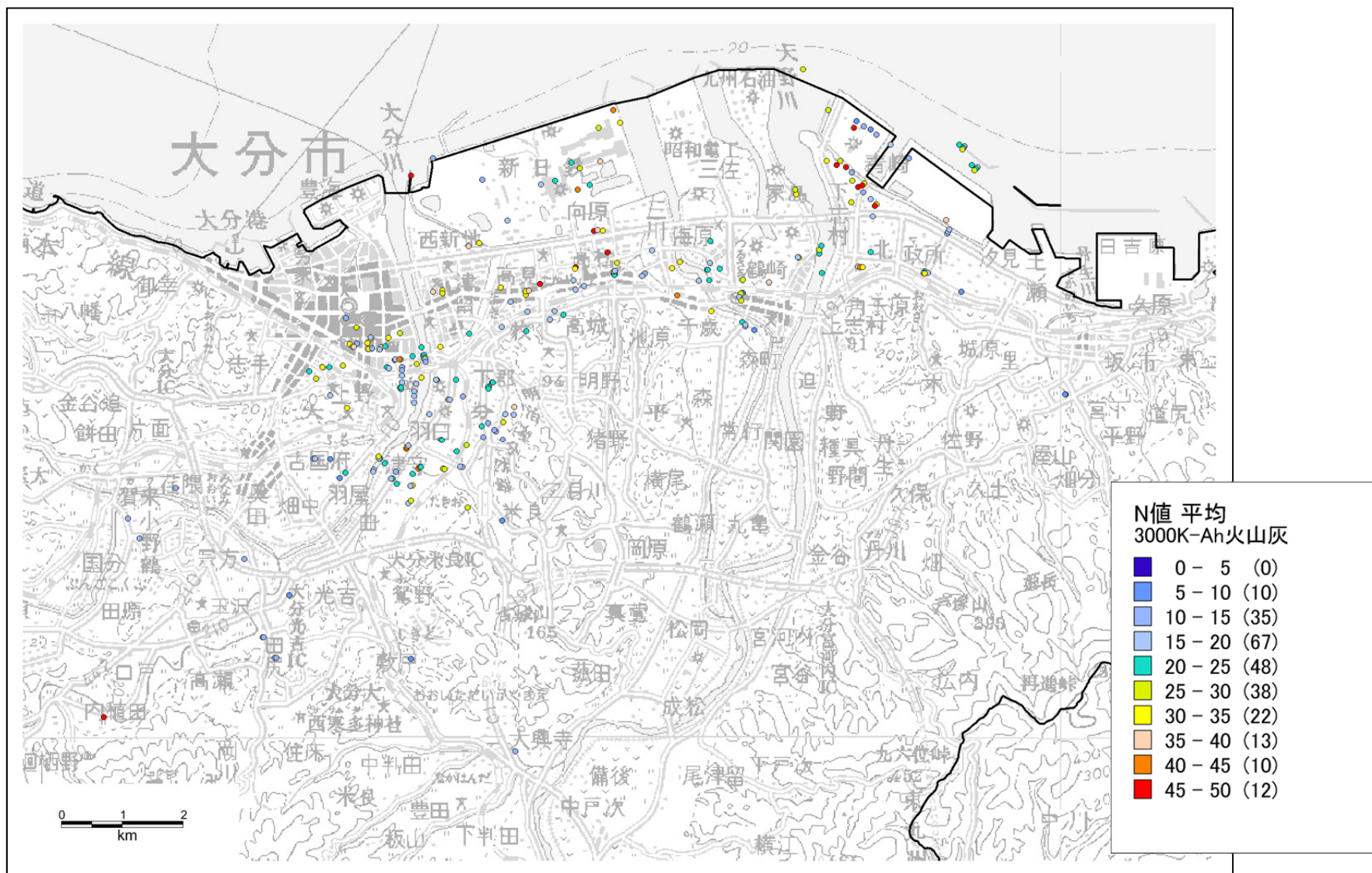


図 3.3.5-16(3) ボーリング地点の地層区分毎の平均N値の分布：K-Ah 火山灰層（厚さ 1 m以上）

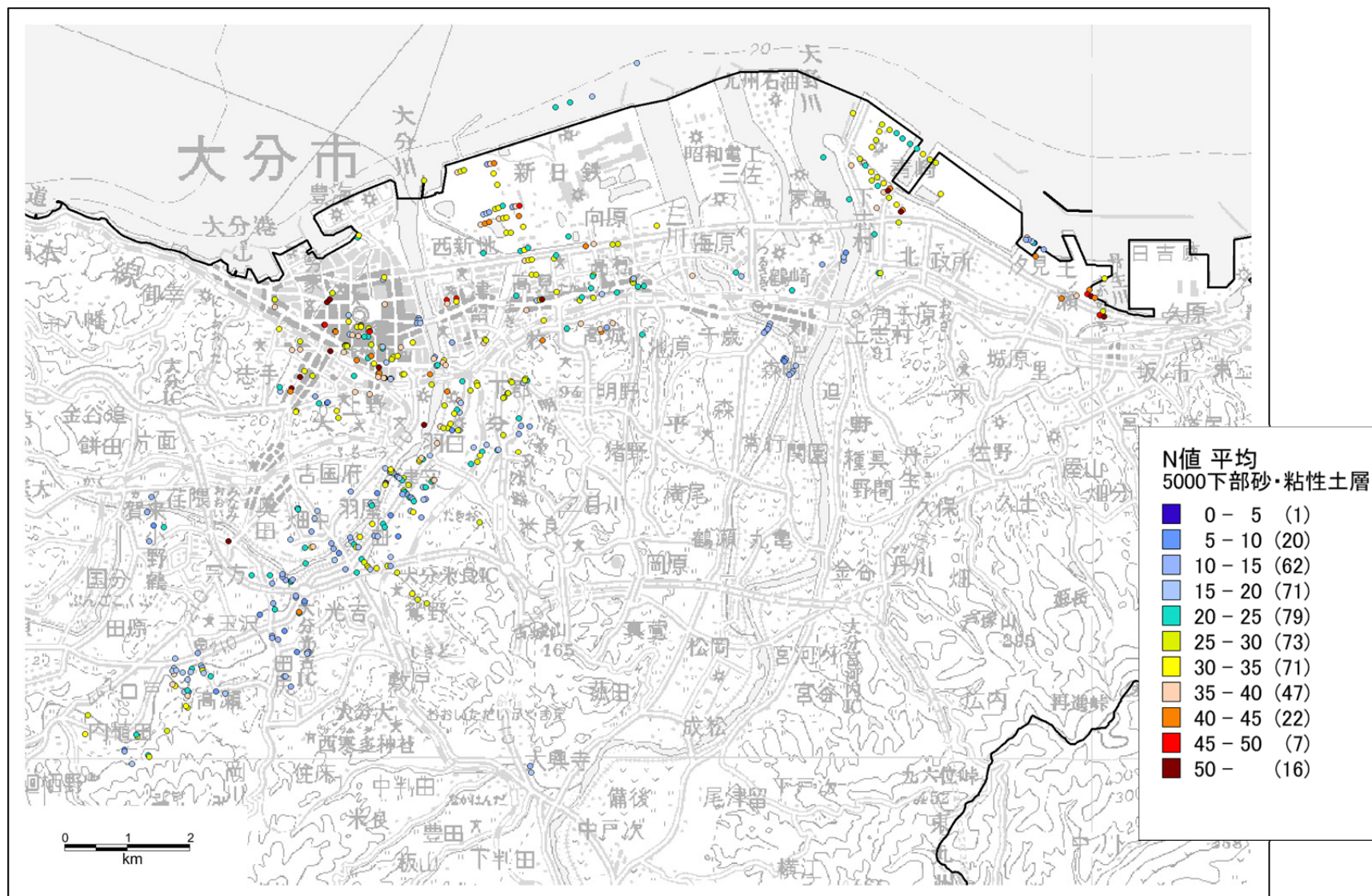


図 3.3.5-16(4) ボーリング地点の地層区分毎の平均N値の分布：下部砂礫・粘性土層

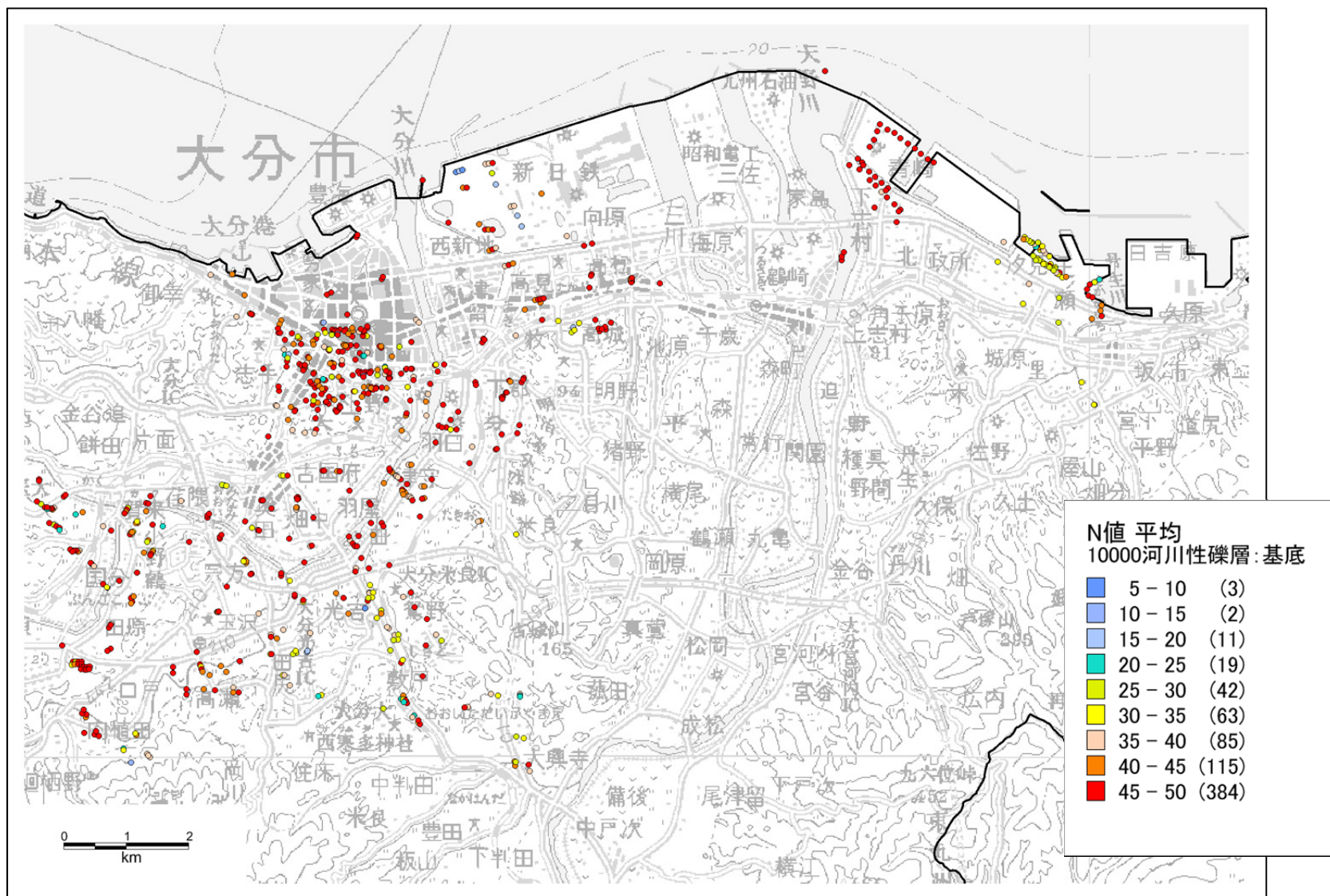


図 3.3.5-16(5) ボーリング地点の地層区分毎の平均N値の分布：基底礫層

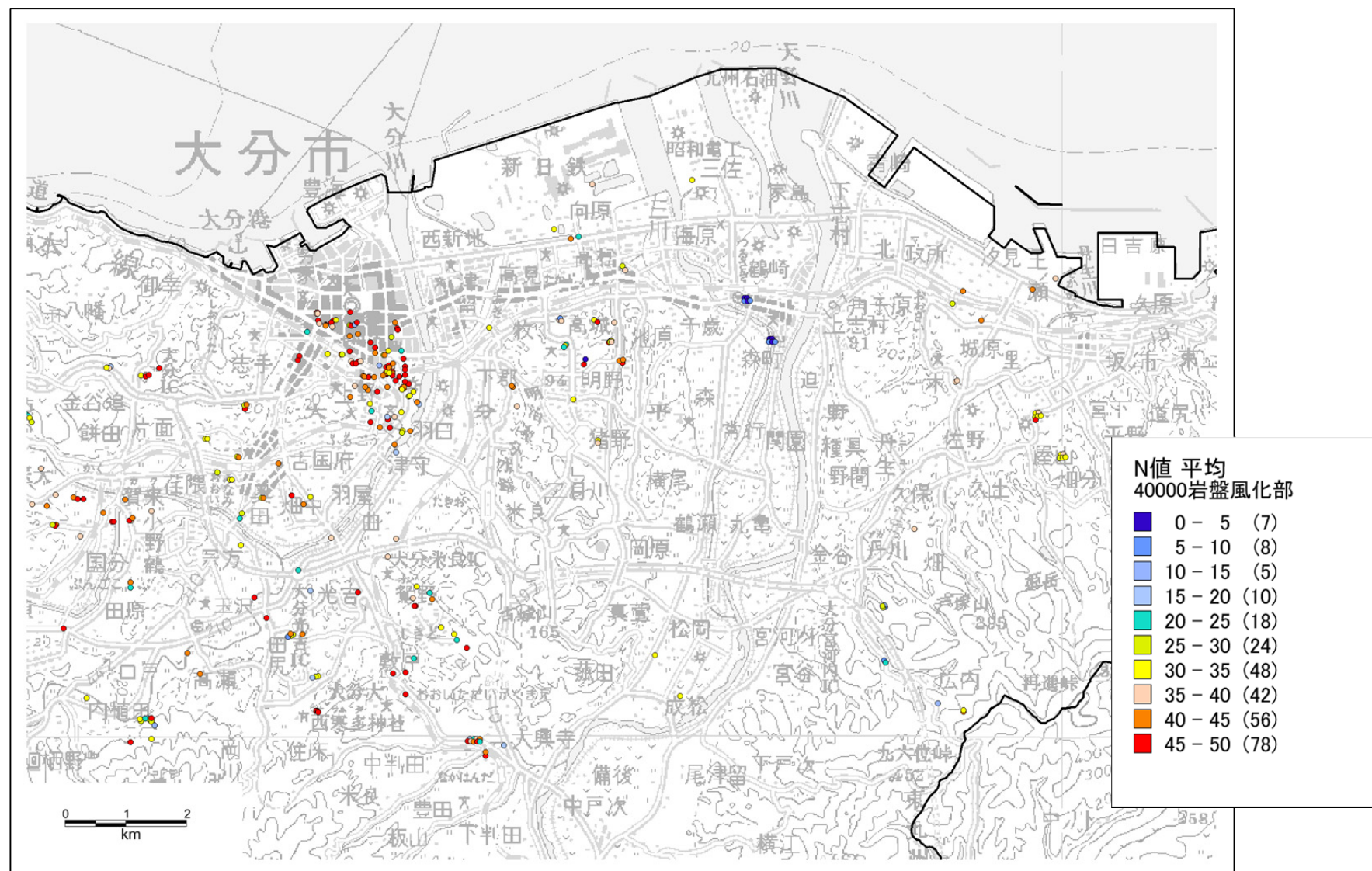


図 3.3.5-16(7) ボーリング地点の地層区分毎の平均N値の分布：岩盤の風化部

大分平野の沖積層を構成する地層はN値の変化が大きく、かつ一部の地層ではかなり不規則な変化を示す。地震動予測に用いる地盤モデルを構成する際は、これらの地層を慎重に取り扱う必要がある。今後、各層の層厚、分布深度、N値の分布傾向等を総合的に考慮してモデル化を進める予定である。分布やN値からみて、大分平野の浅層地盤のモデル化で注意すべき層は、次の2つであると考えられる。

- ・上部砂礫・砂層　：下位の海成砂・粘性土層よりもN値が大きく、いわゆる「逆転層」を成す。おおむね深度 20mより浅い深度に分布する（図 3.3.5-17(1)）。
- ・工学的基盤　：工学的基盤相当の沖積層中の基底礫層、更新統・段丘礫層および「岩」の上面は、おおむね深度 40m以浅であるが、最も深い場合には 70m付近まで達する場合がある（図 3.3.5-17(2)）。

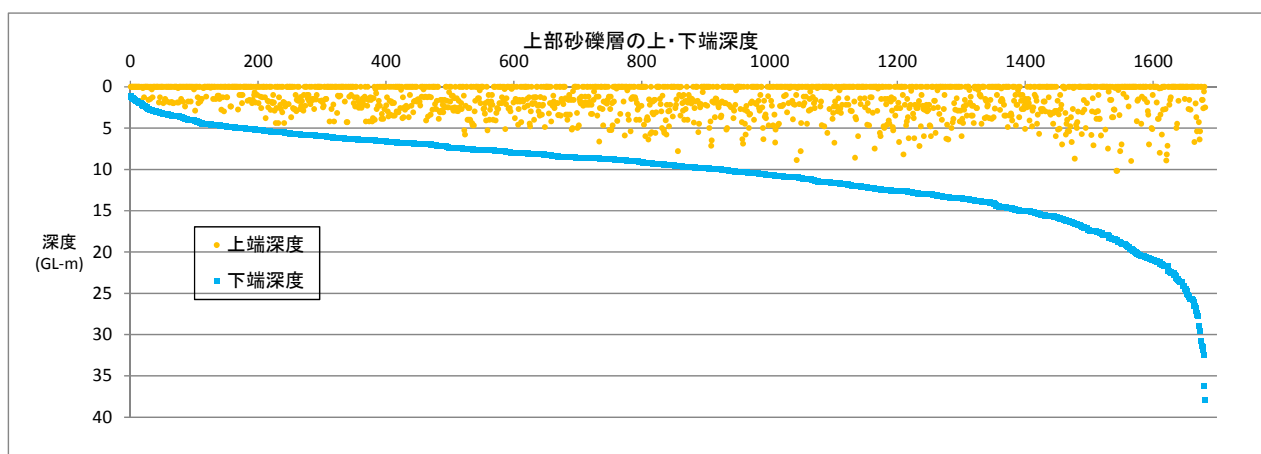


図 3.3.5-17(1) 上部砂礫・砂層の分布深度（下端深度が浅い順に並べてプロットした分布）

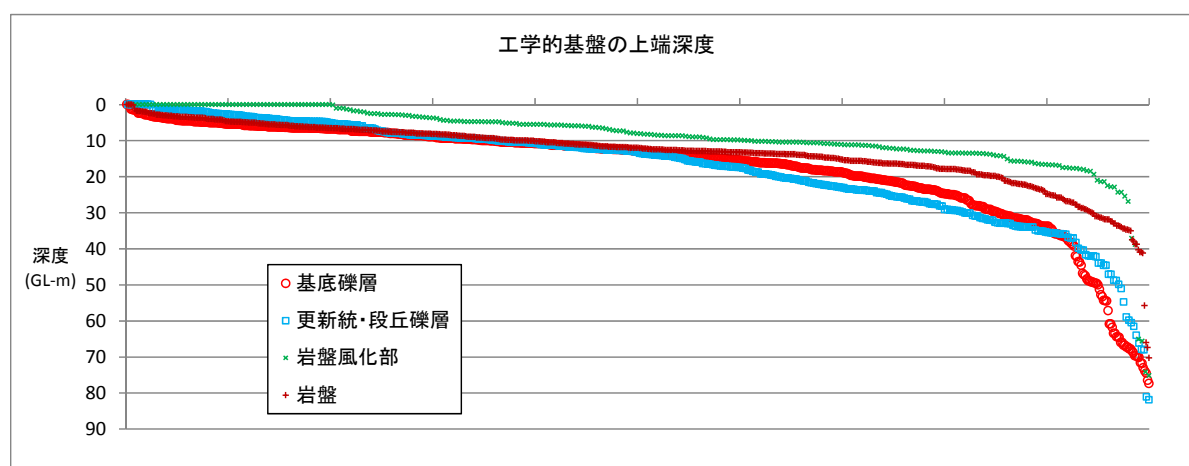


図 3.3.5-17(2) 工学的基盤相当層の分布深度（下端深度が浅い順に並べてプロットした分布）

ii) 別府湾海域の初期モデルの作成

別府湾海域については、本重点調査で実施された音波探査のデータを用いて、海底面や主要な反射面の標高分布がまとめられている（山田ほか,2015；図 3.3.5-18）。

このデータを基に、陸域の大分平野の地質分布と整合するように海域の沿岸部の地質構造を推定した（図 3.3.5-19, 図 3.3.5-20）。陸域と海域の地質区分は、表 3.3.5-2 のように対応させた。これをもとに陸域から海域にかけての地盤構造モデルを作成した。

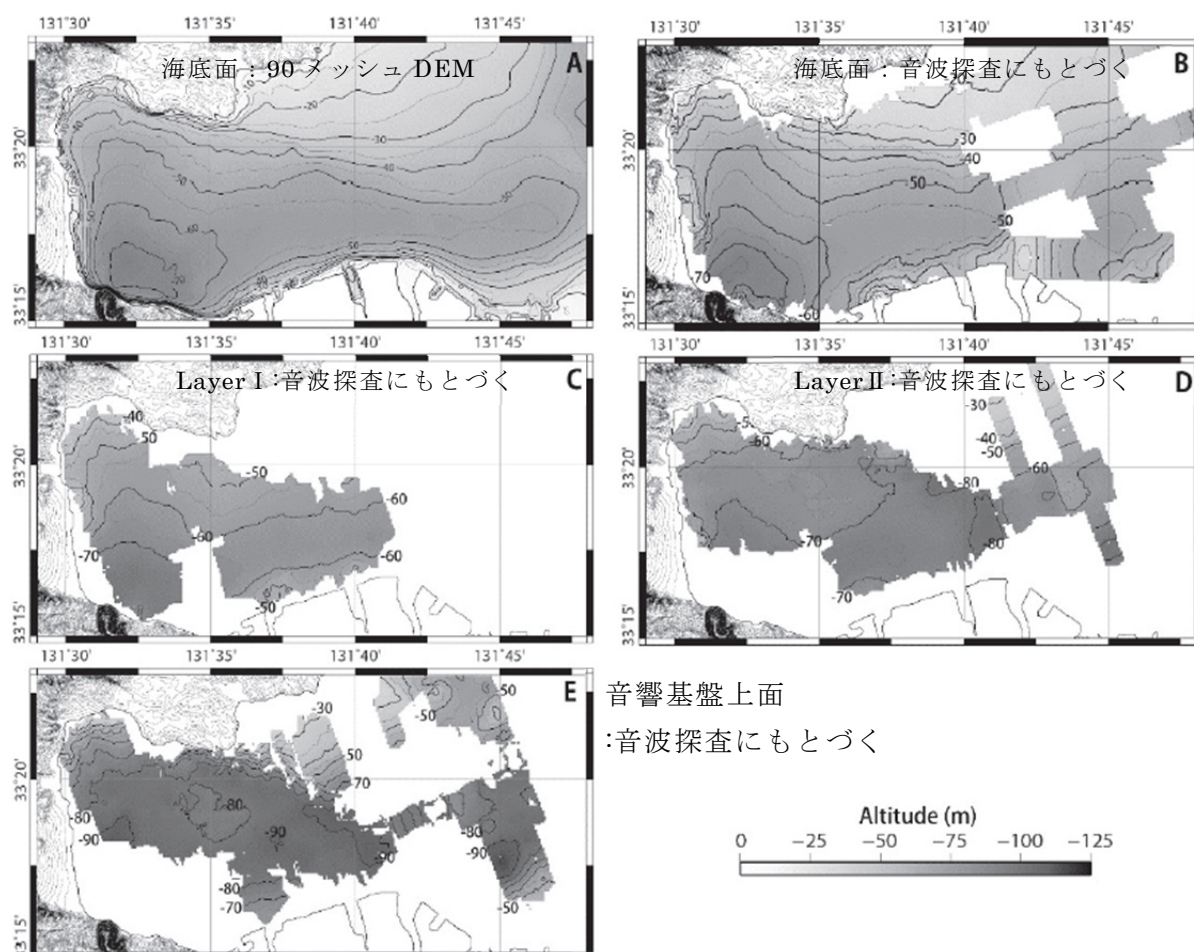
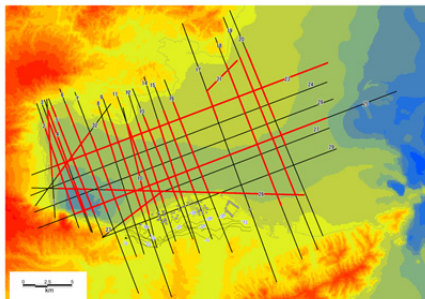


図 3.3.5-18 別府湾の海底地形・地層境界の標高分布（山田ほか,2015）

表 3.3.5-2 大分平野と別府湾の浅層地質構造のモデル化に使用する情報

モデル化の対象	大分平野	別府湾
地形面	DEM データ	音波探査に基づく海底面標高
上部砂層／海成粘土層境界	ボーリングデータ	データなし
K-Ah 火山灰層	コンターデータ	LayerII の標高
下部砂層／下部砂礫層境界	ボーリングデータ等	データなし
沖積層基底	ボーリングデータ等	音響基盤上面



測線位置図（背景は地形のDEMデータ）

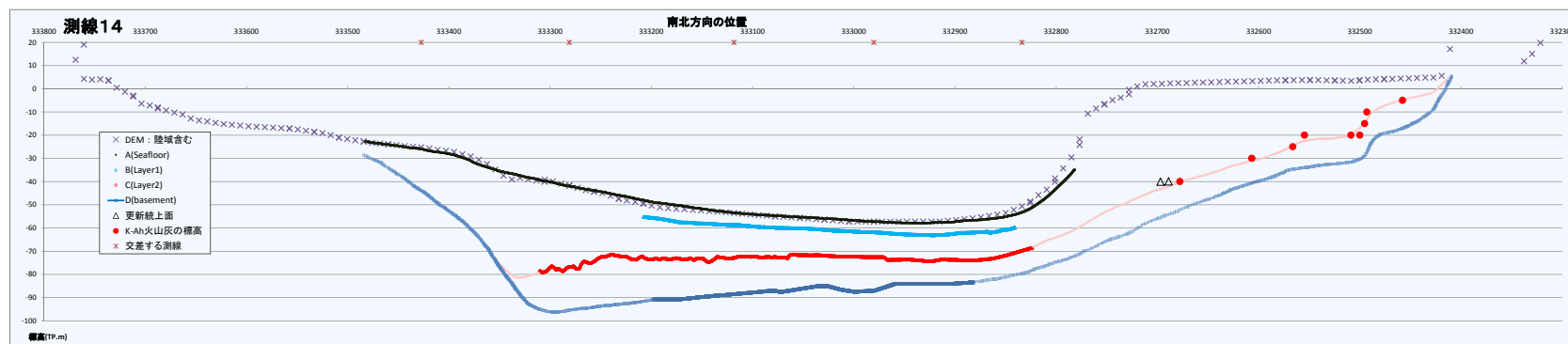
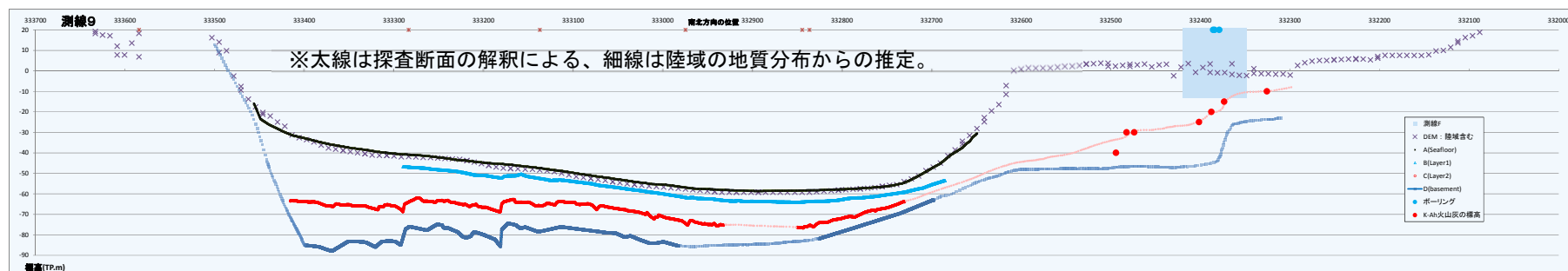


図 3.3.5-19 別府湾海域の音波探査測線断面図（図の左側が北）

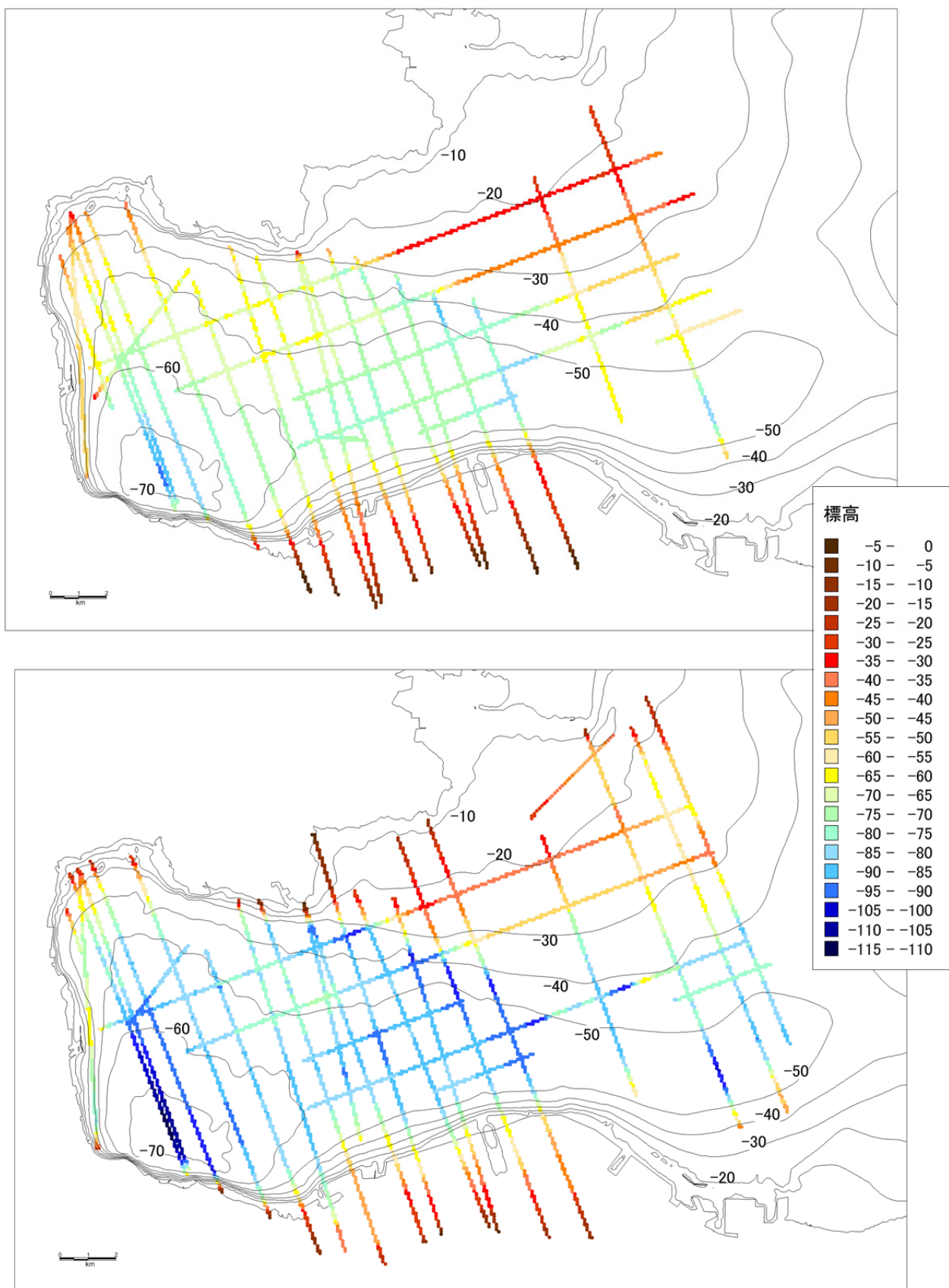


図 3.3.5-20 別府湾の層境界標高分布(上：K-Ah 火山灰層，下：沖積層基底)
 90mDEM から作成した地形標高コンターを重ねて示す(数字は標高)。
 大分市内陸域の標高データは暫定値。

iii) 層構造のモデル化

各層境界の位置、深度を用いて各層の境界面を作成した。データのないメッシュについては、周辺のデータを用いて補間（海域部については線形補間法、陸域と海陸接合部についてはクリギング法を適用）を行い、大分平野・陸域と別府湾・海域のデータを接合して、K-Ah 火山灰層と工学的基盤上面（沖積層基底礫層，更新統・段丘礫層，「岩」を統合）の標高分布図を作成した（図 3.3.5-21）。これらの図は、最終的に地震動予測計算に用いることを想定し、250mメッシュ（総務省の「基準地域メッシュ」を分割した「4分の1地域メッシュ」）で表現している。ただし、データが不足している地域やさらに地形的な影響の考慮が必要な地域等についての検討が十分ではないため、現時点では暫定的なものである。

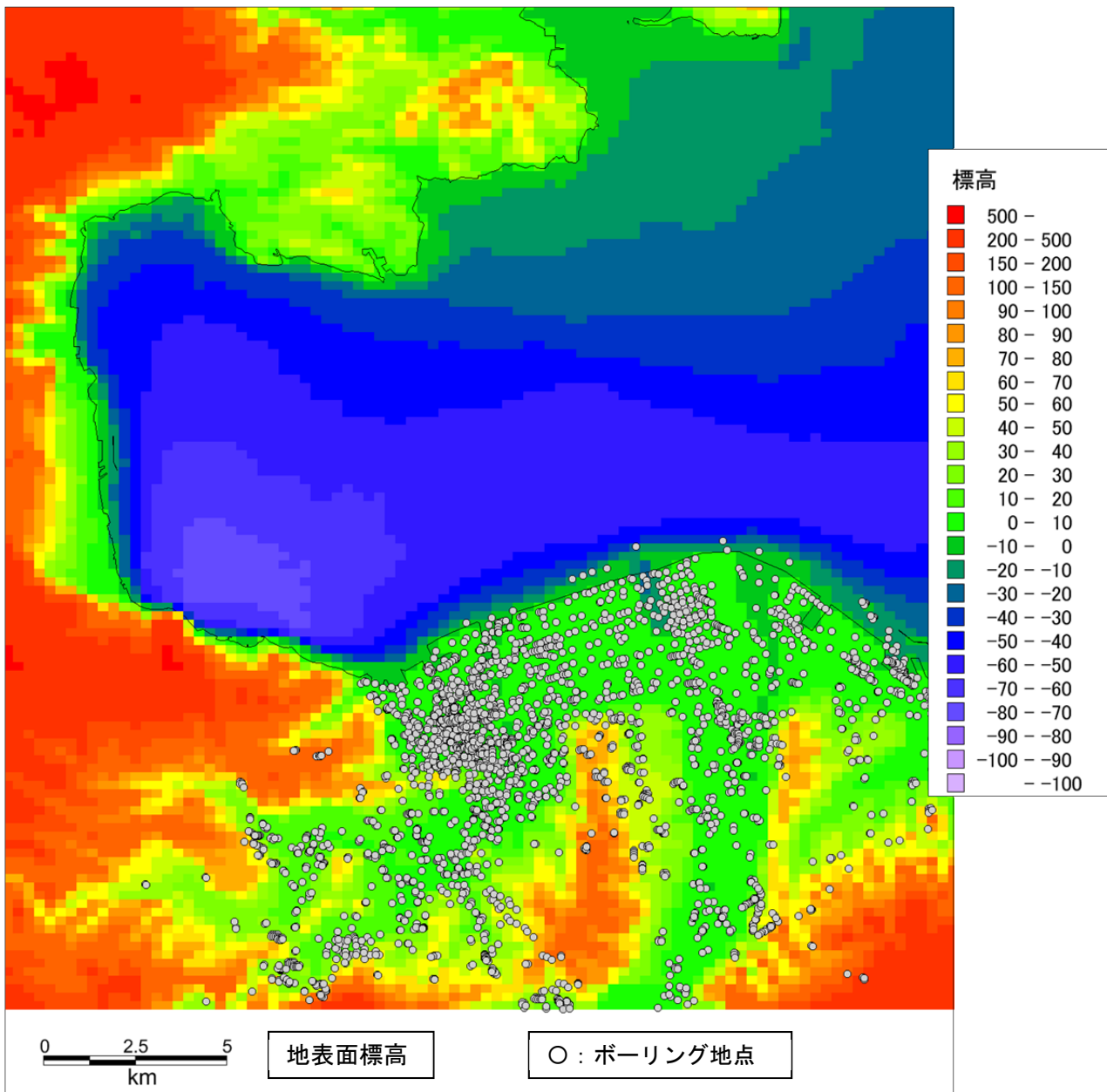
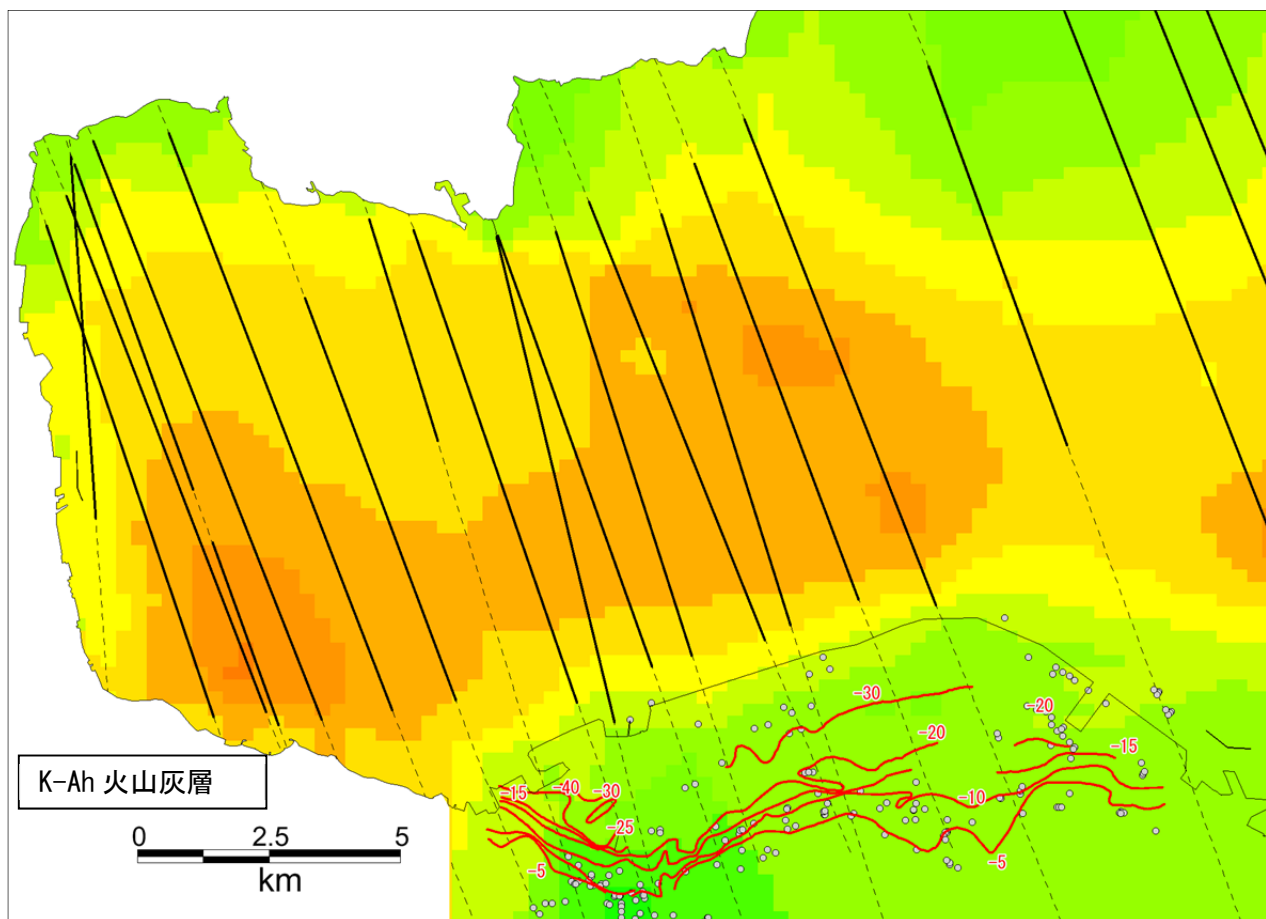


図 3.3.5-21(1) 地層境界面の標高分布（暫定）



— K-Ah火山灰の等標高線
(交付金活断層調査)

○ K-Ah火山灰を確認した
ボーリング地点

— 音波探査測線

----- 地質構造推定線

標高	
500 -	
200 - 500	
150 - 200	
100 - 150	
90 - 100	
80 - 90	
70 - 80	
60 - 70	
50 - 60	
40 - 50	
30 - 40	
20 - 30	
10 - 20	
0 - 10	
-10 - 0	
-20 - -10	
-30 - -20	
-40 - -30	
-50 - -40	
-60 - -50	
-70 - -60	
-80 - -70	
-90 - -80	
-100 - -90	
- -100	

図 3.3.5-21(2) 地層境界面の標高分布 (暫定)

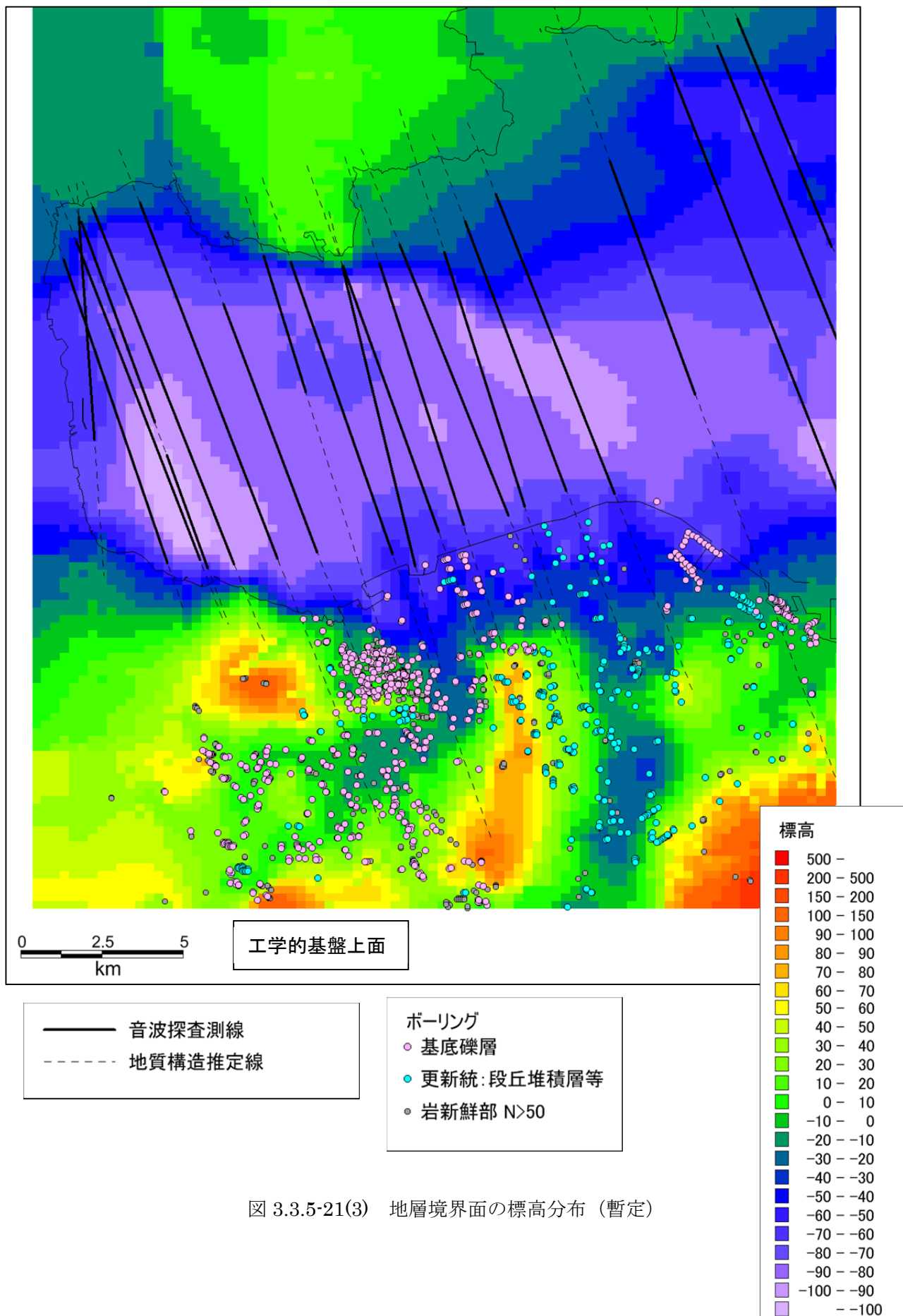


図 3.3.5-21(3) 地層境界面の標高分布 (暫定)

iv) 初期モデルの速度構造設定

本重点調査で実施されている沖積層における PS 検層結果を参照して、弾性波速度の深度方向の変化傾向、層相別の P 波速度と S 波速度の相関、N 値と S 波速度の相関等をまとめた。また、既往の調査データ（PS 検層、浅層反射法探査等）も用いて、沖積層および工学的基盤の弾性波速度について検討した。

S 波速度と地質との対応について、本重点調査で掘削された大分市中島地区ボーリングの PS 検層結果および既往ボーリングの柱状図の対比を図 3.3.5-22 に示す。上部砂層の S 波速度は下位の砂・シルト層よりも大きい。K-Ah 火山灰より下位の砂混りシルト層の S 波速度はやや大きい傾向がある。また上方細粒化の層相変化に対応して S 波速度は上方に向かって小さくなる。

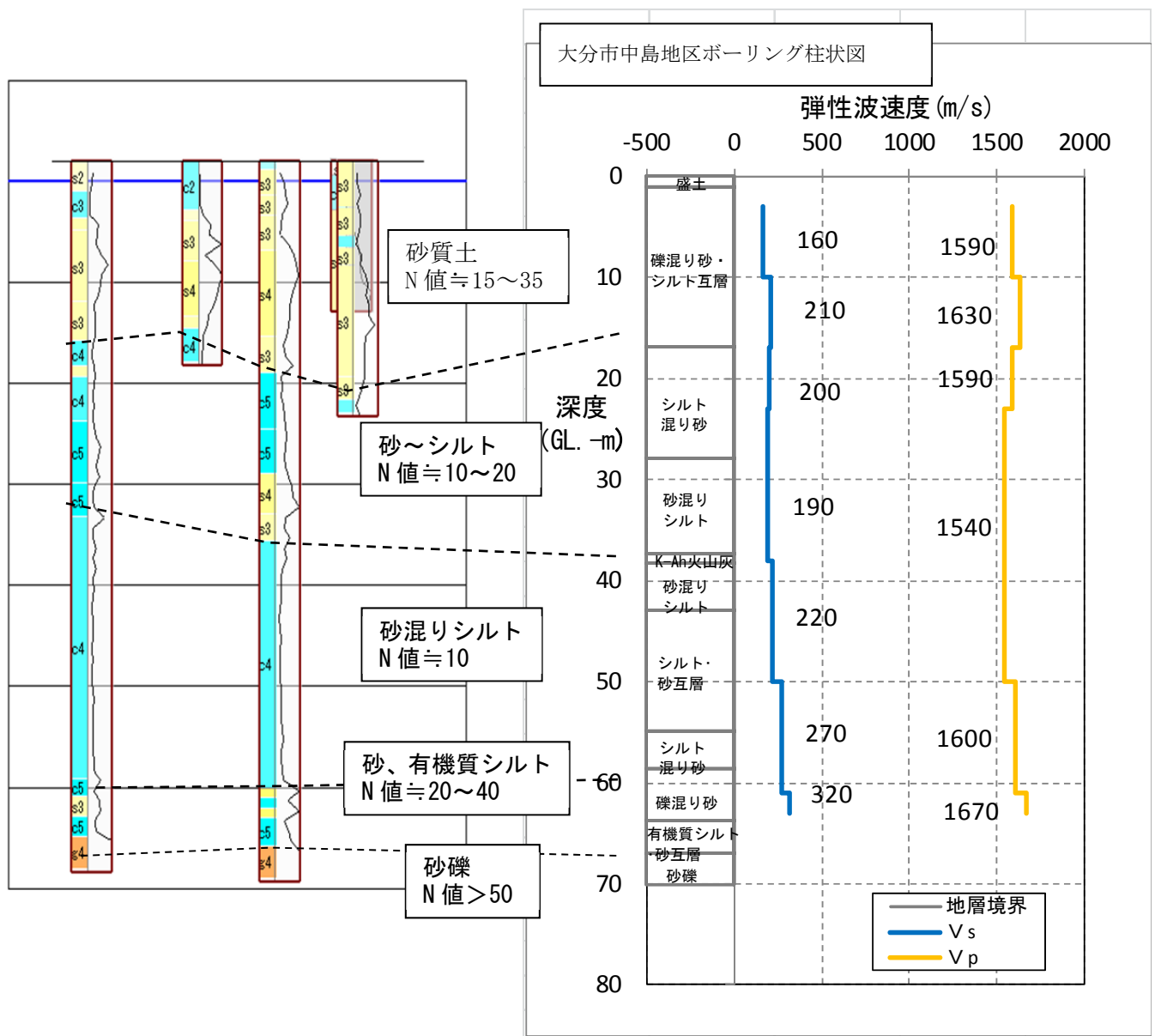


図 3.3.5-22 P S 検層データと周辺の既往ボーリングの対応

既往 PS 検層結果および大分県交付金調査による S 波反射法探査の区間速度を図 3.3.5-23、表 3.3.5-3 および表 3.3.5-4 に示す。これらから大分平野の沖積層および工学的基盤の弾性波速度について次のようにまとめられる。

ア) 沖積層

・層相変化との対応

火山灰層の下位：最下部の礫質土から上へ、砂質土、粘性土という上方細粒化の層相変化に対応して上方へ S 波速度が小さくなる。

火山灰層の上位：火山灰混りの砂質シルトから上へ砂層、礫質層へ粗粒になるにつれて S 波速度が大きくなるが、最上部では粘性土層の割合が多くなり、S 波速度がやや小さくなる。

・層準による相違

同様の層相でも、K-Ah 火山灰層の下ではその上と比べて、S 波速度が大きい。粘性土層については、堆積後の圧密の効果と考えられる。最下部の礫が優勢な層では、工学的基盤ないしそれに近い S 波速度（≒350m/秒）を示す。

一方、粘性土層の N 値についてみると、より圧密が進行している K-Ah 火山灰層より下の部分において、火山灰層より上のやや砂質な部分に比べて値が小さく、S 波速度の傾向と一致しない。すなわち、両者の相関は明瞭ではない。

イ) 工学的基盤

大分川西側：断層低下側は硯南層群、断層隆起側は大分層群

大分川東側：更新統が厚い。

以上の結果をもとに、浅層地盤モデルを構成する各層について暫定の S 波速度値を設定した（表 3.3.5-5）。今後は、微動アレイ探査による位相速度や H/V スペクトルを用いて、浅層速度構造モデルを検証することが必要である。また、強震動が作用した場合の非線形特性についても検討を進める必要がある。

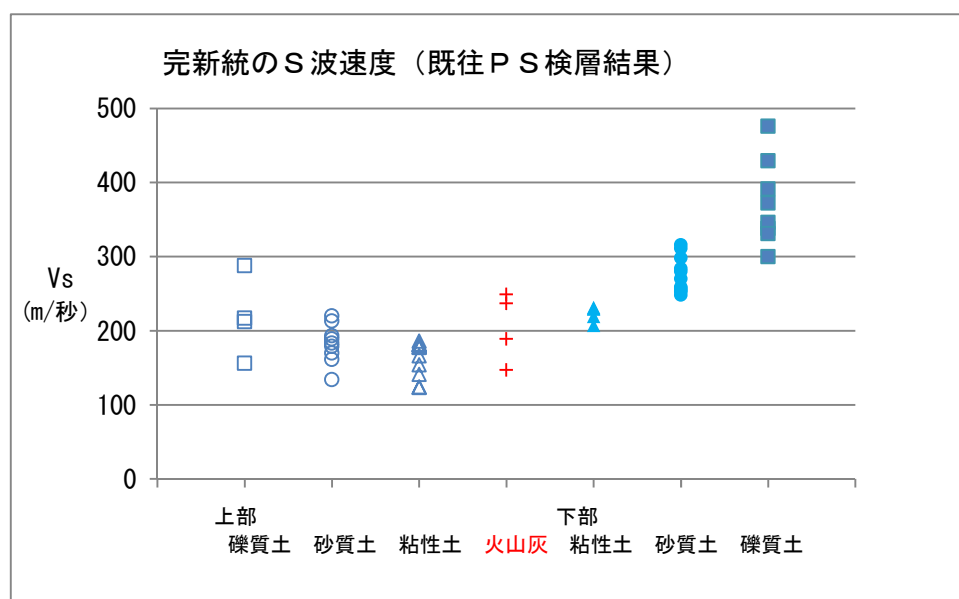


図 3.3.5-23 既往 P S 検層結果（ダウンホール法）による地質区分毎の S 波速度

表 3.3.5-3 既往 P S 検層結果（ダウンホール法）による地質区分毎の S 波速度のまとめ

地域:大分川東側		沖積層						
		←上位			下位→			
層相		礫質土	砂質土	粘性土	火山灰	粘性土	砂質土	礫質土
S 波 速 度 (m/秒)	平均値	218	182	163	206	223	275	368
	範囲	156-288	134-220	123-186	147-249	207-231	248-311	300-429

表 3.3.5-4 既往の反射法探査解析で得られた S 波の区間速度

地域	沖積層					工学的基盤	
	最上部 礫質土 主体	上部 砂質土 主体	中部 粘性土 主体	下部 粘性土～ 砂質土	最下部 礫質土 主体	断層落ち側	断層上り側
大 分 川 西 側		190-20 0	130-19 5	155-195	340	410-475	380
大 分 川 東 側	140-16 0	200-29 5	180-23 0	240-300	310-41 0	400-490	

※平成 11～12 年度に実施した極浅層の S 波反射法探査で得られた区間速度

表 3.3.5-5 浅層地盤モデルの S 波速度の設定（暫定）

地盤モデルにおける層区分と S 波速度の設定		
地層区分		S 波速度 (m/s)
扇状地性三角州 の礫質層	6 m 以浅	150
	6 m より 深	220
海成層：砂質層(上部)		200
海成層：粘性土質層	K-Ah 以浅	
	K-Ah より 深	220
海成層：砂質層(下部)	50m 以浅	270
	50m より 深	
河川性礫質-砂質層		320
河川性礫質層	基底礫層	350
工学的基盤		400-500

6) 中小地震の波動計算による既往速度構造モデルの検証

a) 地形、海底地形を考慮した地震動計算による地下構造モデルの検証

図 3.3.6-1 の領域を対象に、陸上地形・海底地形と海水を含む地下構造モデルを用いて 2015 年 7 月 13 日 2 時 52 分（日本時間）に発生した大分県南部地震（ $M_{JA}5.7$ ）における長周期地震動のシミュレーションを行い、既存の地下構造モデルの検討を行った。

使用した地下構造モデルの物性値および陸上地形・海底地形を表 3.3.6-1 に示す。陸上地形は 50 m メッシュ数値地図（国土地理院）、海底地形は JTOPO30v2（海洋情報センター）と別府湾周辺の 90 m メッシュ DEM（大分県、2013）を用いた。地下構造の地盤は、防災科学技術研究所の J-SHIS 深部地盤モデルより、大分県周辺で層厚を持つ全 7 層（地震基盤を含む）を用いた。図 3.3.6-2 に各層の境界面の標高を示す。地盤第 7 層は S 波速度が 3.1 km/s の地震基盤で、その上面の標高を図 3.3.6-2(f) に示す。島弧地殻・島弧マントル・フィリピン海プレートには、地震調査研究推進本部による全国 1 次地下構造モデル（暫定版）を使用した。図 3.3.6-3 に各層の境界面の標高を示す。フィリピン海プレートは九州西部に向かって沈み込んでおり、海洋性地殻第 2 層、第 3 層および海洋マントルからなっている。フィリピン海プレートの各層の物性値は、馬場・他（2006）による深さ依存の以下の式を使用した。海洋性地殻第 2 層では、

$$V_p = 5.4 + 0.0055z, \quad (1)$$

$$V_s = V_p/1.94. \quad (2)$$

海洋性地殻第 3 層では、

$$V_p = 6.5 + 0.0055z, \quad (3)$$

$$V_s = V_p/1.87. \quad (4)$$

海洋性マントルでは、

$$V_p = 8.1 + 0.0053z, \quad (5)$$

$$V_s = V_p/1.76. \quad (6)$$

ここで、 V_p は P 波速度、 V_s は S 波速度、 z は海面からの深さである。

$$\rho = 1.6612 \times V_p - 0.4721 \times V_p^2 + 0.0671 \times V_p^3 - 0.0043 \times V_p^4 + 0.000106 \times V_p^5 \quad (7)$$

フィリピン海プレートの密度は、どの層も Brocher（2005）の式を使用した。地盤、島弧地殻、島弧マントル、フィリピン海プレートの各層において、S 波の Q 値 Q_s は J-SHIS 及び全国 1 次地下構造モデルで設定されているものを用い、P 波の Q 値 Q_p の 1.5 倍とした。

図 3.3.6-4 に図 3.3.6-1 の震央を通る東西断面における S 波速度構造を示す。A が西で A' が東である。A から東へ 20 ～ 40 km 付近に地盤の厚い地域が見られるが、ここは大野川層群に当たる。

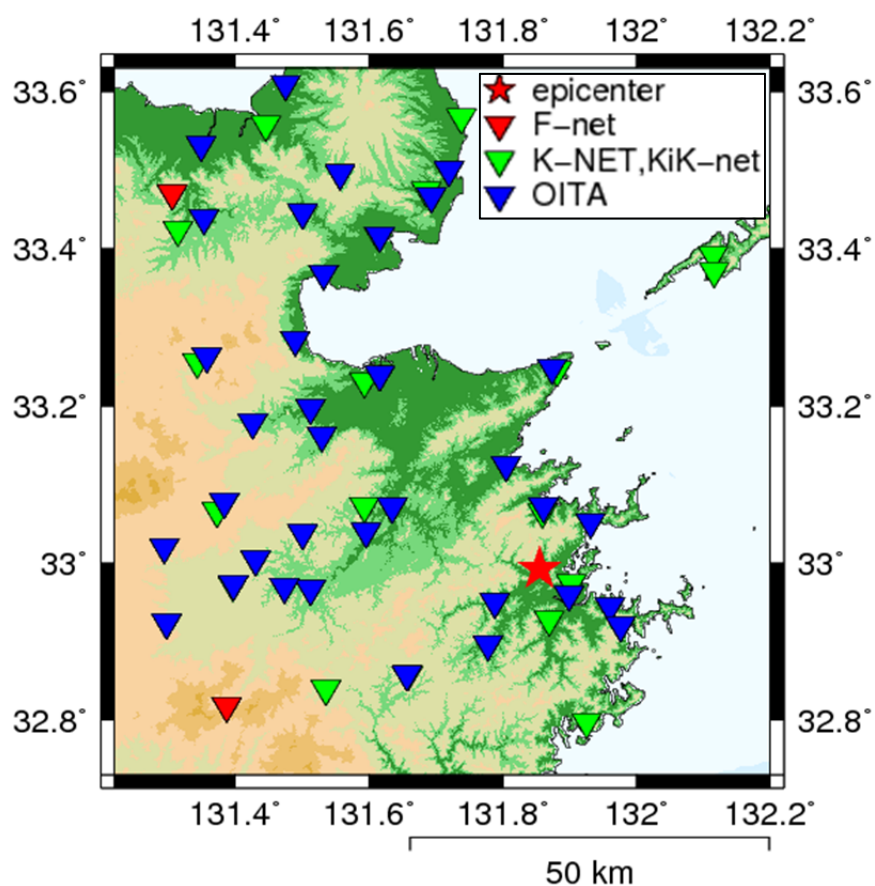


図 3.3.6-1 本研究の対象領域（計算領域）及び震央と強震観測点。星印が震央、逆三角形が観測点を表す。観測点は赤が F-net（広帯域地震観測網）、緑が K-NET, KiK-net（全国強震観測網、基盤強震観測網）の強震観測点であり、以上は防災科学技術研究所による。青は大分県の震度情報ネットワークの震度観測点を表す。

表 3.3.6-1 本研究で用いた地形と地下構造の物性値

地形						
陸上地形		50 m メッシュ 数値地図（国土地理院）				
海底地形		JTOP030v2（海洋情報研究センター）				
		別府湾周辺 90 m メッシュ DEM(大分県)				
地下構造		Vp (km/s)	Vs (km/s)	ρ (g/cm ³)	Qp	Qs
地盤	第 1 層	2	0.6	1.9	150	100
	第 2 層	2.5	1.1	2.15	225	150
	第 3 層	3	1.4	2.25	225	150
	第 4 層	3.5	1.7	2.3	225	150
	第 5 層	4	2.1	2.4	300	200
	第 6 層	5	2.7	2.5	300	200
	第 7 層（地震基盤）	5.5	3.1	2.6	450	300
島弧地殻	上部	5.8	3.4	2.7	600	400
	下部	6.4	3.8	2.8	600	400
島弧マントル		7.5	4.5	3.2	750	500
フィリピン海プレート	海洋性地殻第 2 層	5.7 [※]	2.9 [※]	2.7 [※]	300	200
	海洋性地殻第 3 層	6.8 [※]	3.6 [※]	2.9 [※]	450	300
	海洋性マントル	8.4 [※]	4.7 [※]	3.4 [※]	750	500

※標高－58 km（深さ 58 km）での値。

地震動シミュレーションを実施する地震は、2015 年 7 月 13 日午前 2 時 52 分 5.9 秒に大分県南部（32.9917°N, 131.8556°E）で発生した $M_{JMA}5.7$ 、震源の深さ 58 km（気象庁一元化処理震源）の地震である。表 3.3.6-2 に防災科学技術研究所の広帯域地震観測網（F-net）により得られた CMT 解の走向、傾斜、すべり角、図 3.3.6-5 にその震源球を示す（<http://www.fnet.bosai.go.jp/event/tdmt.php?ID=20150712175100&v=update2&LANG=ja>）。震源メカニズムは北北西－南南東方向と東北東－西南西方向に節面を持つ **strike-slip** である。これより、直達 S 波については、震央から東北東－西南西方向では NS 方向の地震動が大きくなり、北北西－南南東方向では EW 方向の地震動が大きくなることが予想される。

震源の深さは、気象庁一元化震源では 58 km、F-net のセントロイド震源の深さは 59 km と推定されており、ともにフィリピン海プレートの海洋性マントル内に位置している。しかし、実際にはそれよりも浅い場所で起こっている可能性も考えられるので、震源の深さを検討する必要がある。そこで、震源の深さを海洋性マントル内の 59 km、海洋性地殻第 3 層内の 50 km と 48 km、海洋性地殻第 2 層内の 46 km、島弧マントル内の 42 km と 40 km の計 6 通りを仮定して地震動シミュレーションを行い、観測波形と計算波形を比較し

た。比較には相関相互係数を用いて波形の一致度を定量的に評価し、震源の深さを決定した。図 3.3.6-6 は震央を通る東西断面図であり、星印が今回地震動シミュレーションを行った震源の深さである。なお、震源は点震源を仮定した。

地震動シミュレーションには、スタガード格子の時間領域差分法コード HOTFDM (Nakamura et al., 2012)を用いた。モデルサイズは大分県を中心に南北 100 km、東西 90 km、深さ 68 km の領域（図 3.3.6-1 参照）とし、差分の空間格子間隔は 50 m とした。震源時間関数は幅 1.78 秒のベル型関数とし、時間間隔は 0.0025 秒ごとに 20000 ステップ、合計 50 秒間の地震動を計算した。震源時間関数の時間幅は菊地（2003）によるマグニチュードと破壊継続時間との経験式を用いて決めた。

図 3.3.6-7 はシミュレーション結果の例で、OIT011（佐賀関）における地動速度 3 成分の観測波形と計算波形を並べたものである。長周期地震動成分に着目するために各波形には周期 2～20 s のバンドパスフィルタを施している。上から、観測波形、震源の深さ 40 km、42 km、46 km、48 km、50 km、59 km の各場合における計算波形の順に並んでおり、いずれも各波形の最大振幅でノーマライズしている。なお、各波形の右上に示した最大振幅値（絶対値）は、F-net CMT 解の地震モーメントの値 1.97×10^{17} Nm を用いた場合の値である。

波形の一致度の評価には相互相関係数（以下、相関係数と記す）を用いて定量的に評価した。相関係数 $r(\tau)$ は以下の式で定義される。

$$r(\tau) = \frac{\int_0^T x(t)y(t-\tau)dt}{\sqrt{\int_0^T [x(t)]^2 dt} \sqrt{\int_0^T [y(t)]^2 dt}}. \quad (8)$$

ここで、 $x(t)$ は観測波形、 $y(t)$ は計算波形、 τ はラグタイム、 T はタイムウィンドウの長さである。一致度の評価には相関係数の正の最大値 $\max r(\tau)$ を用いた。 $\max r(\tau)$ が 1 に近いほど一致度が高く、0 に近いほど低い。

成分ごとに全観測点の結果から相関係数の正の最大値 $\max r(\tau)$ の平均値を求めた（表 3.3.6-3）。表 3.3.6-3 より全成分において $\max r(\tau)$ の平均値が最も高かったのは震源の深さを 48 km とした場合であることから、震源の深さを海洋性地殻第 3 層内の 48 km と決定した。図 3.3.6-8 は、観測波形と震源深さ 48 km の場合の計算波形を震央距離に沿って並べたものである。上図が観測波形で、下図が計算波形である。左から NS 成分、EW 成分、UD 成分の順に並んでいる。横軸は時間であり、地震発生時刻を 0 秒にしている。波形には周期 2～20 秒のバンドパスフィルタを施しており、幾何減衰効果を補正するために震源距離をかけている。この結果を見ると、厚い地盤構造の影響を強く受けたと考えられる地震動継続時間の長い後続波が卓越する観測波形を概ね再現できている。

次に、各観測点の相関係数の空間分布を図 3.3.6-9 に示す。左が NS 成分、右が EW 成分である。NS 成分は、震央から南南西方向および北北東方向にかけて、EW 成分は西北西－東南東方向において一致度が高い観測点が見られる。これは S 波の放射パターンが顕著に現われることにより、主に振幅の大きい直達波による影響を強く受けているためであ

ると考えられる。観測波形と計算波形の一致度が低い地域は、大分平野周辺，別府湾南西の火山山麓地・火山性丘陵及び震央周辺の谷底低地に見られる。山麓部であるが、J-SHIS のモデルで非常に厚い深部地盤となっている大野川層群からなる豊後大野市周辺でも一致度が低かった。この結果は、これらの地域周辺の特に地盤モデルの改良の必要性を示唆している。

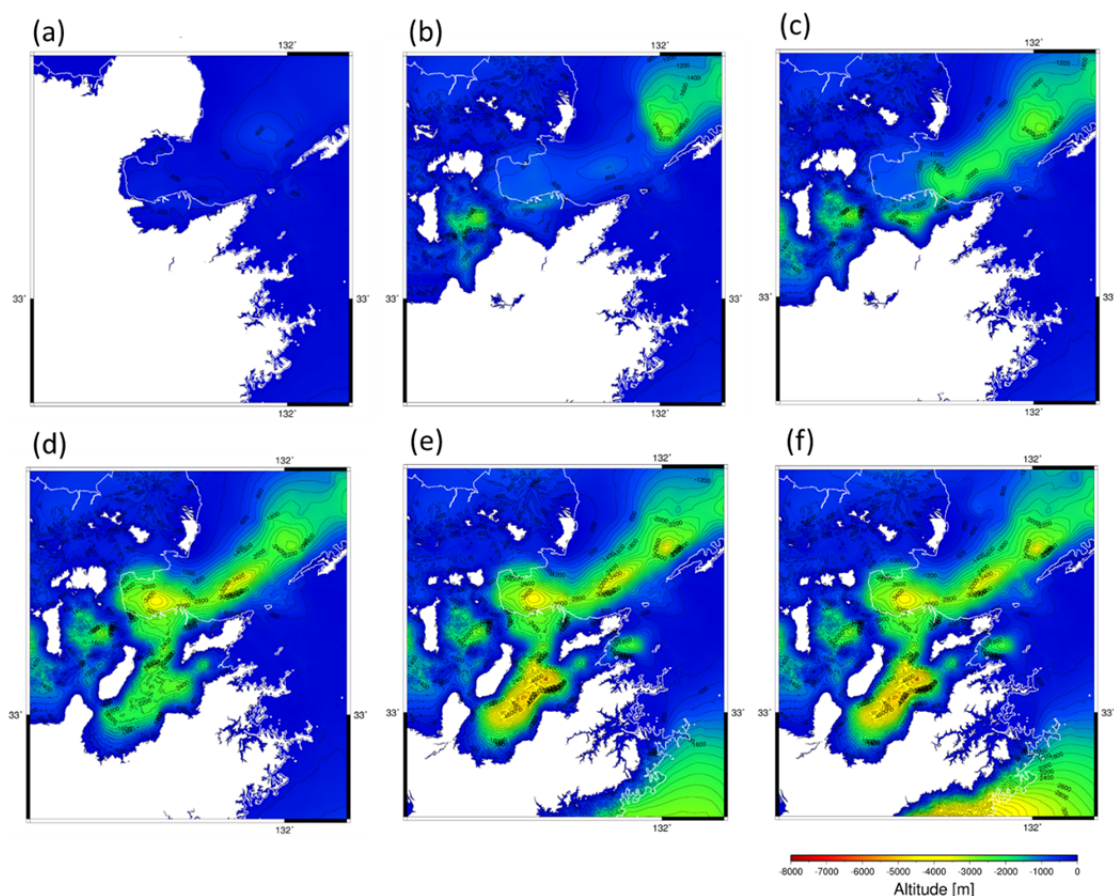


図 3.3.6-2 地盤構造モデルの層境界の標高。(a)第 1 層(V_s 0.6 km/s)下面、(b)第 2 層下面(V_s 1.1 km/s)、(c)第 3 層(V_s 1.4 km/s)下面、(d)第 4 層(V_s 1.7 km/s)下面、(e)第 5 層(V_s 2.1 km/s)下面、(f)地震基盤(V_s 3.1 km/s)上面。白線は海岸線を表す。

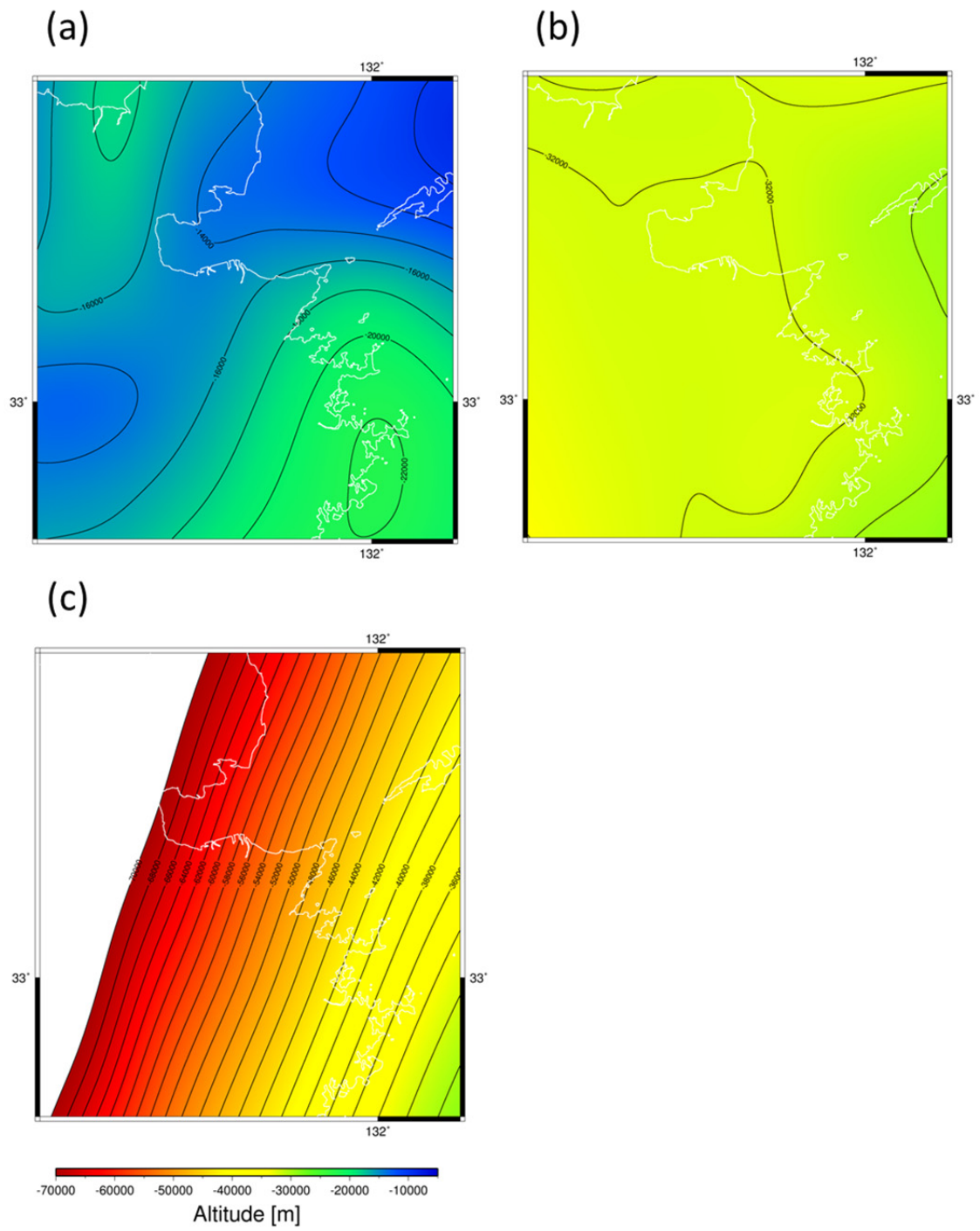


図 3.3.6-3 (a)島弧コンラッド、(b)島弧モホ、(c)フィリピン海プレート上面の標高。白線は海岸線を表す。

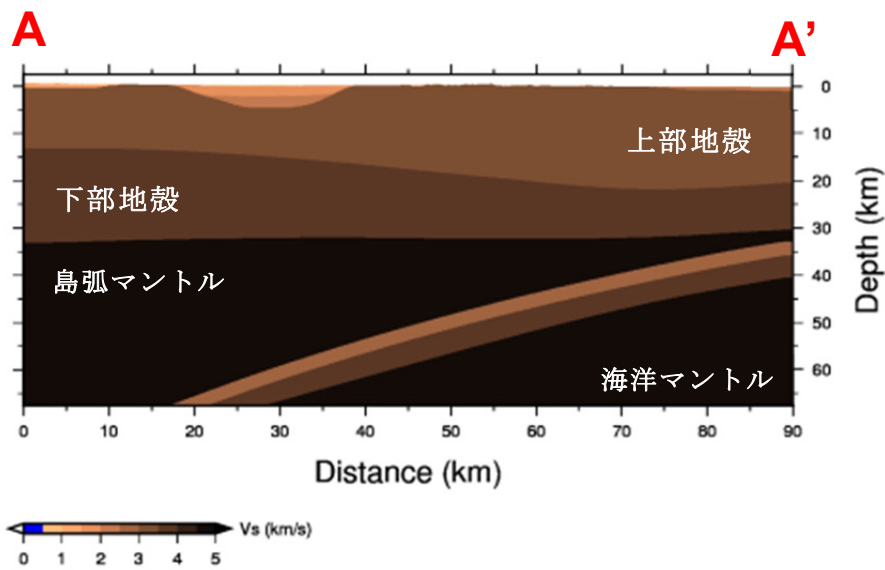


図 3.3.6-4 図 3.3.6-1 の震央を通る東西断面における S 波速度構造

表 3.3.6-2 F-net の CMT 解による大分県南部地震の走向、傾斜、すべり角

走向 1	傾斜 1	すべり角 1	走向 2	傾斜 2	すべり角 2
345°	78°	153°	81°	64°	13°

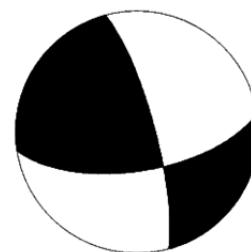


図 3.3.6-5 F-net による CMT 解の震源球（下半球投影）

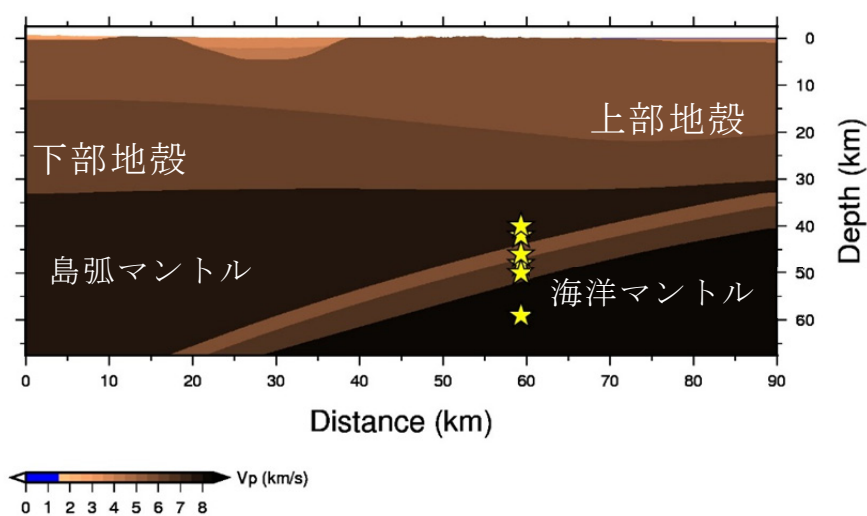


図 3.3.6-6 震源を通る東西断面の P 波速度構造と仮定した 6 通りの震源位置（星印）

OIT011 佐賀関 (K-NET)

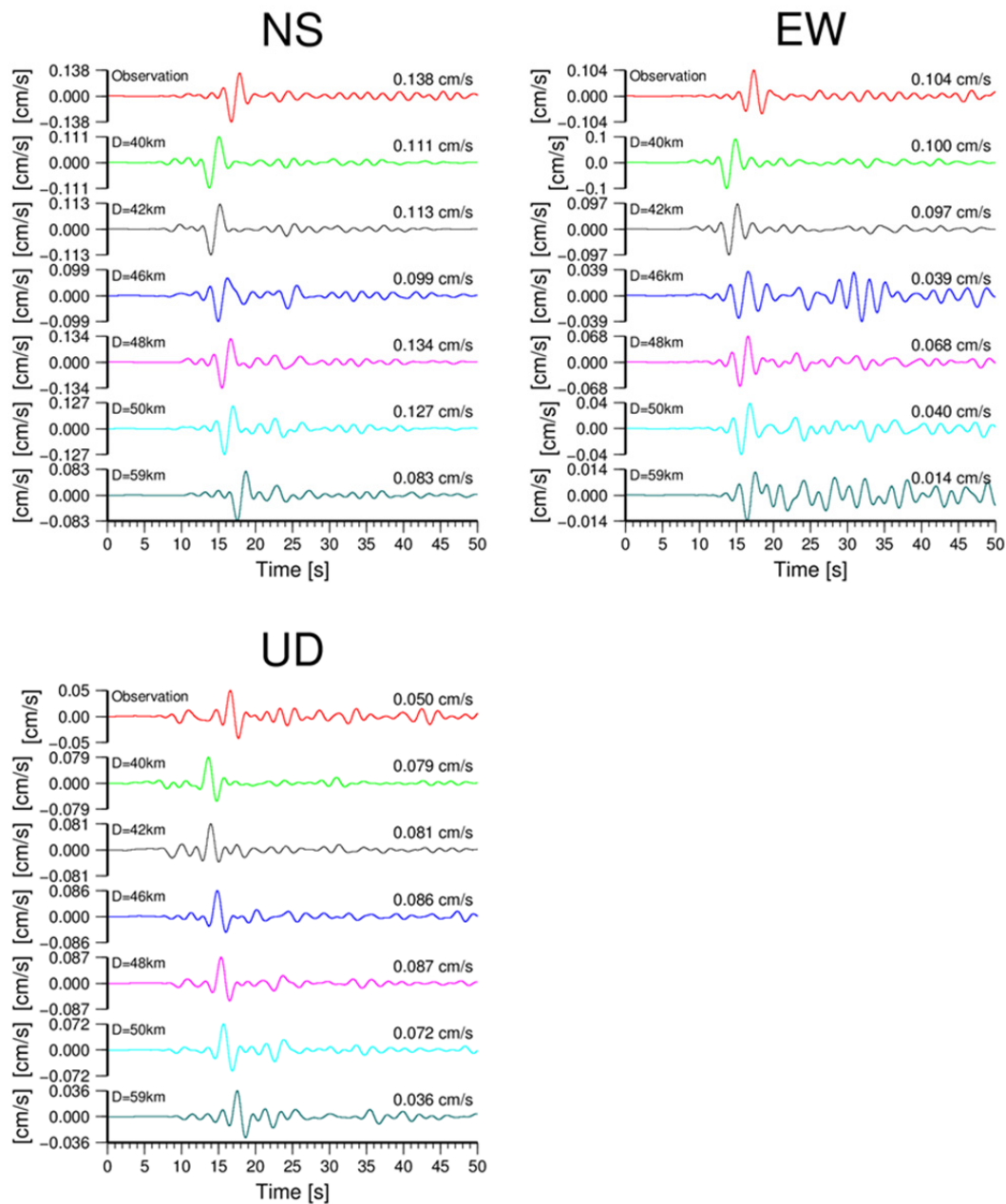


図 3.3.6-7 OIT011（佐賀関）における観測波形と各深さの計算波形の比較。波形にはいずれも周期 2～20 s のバンドパスフィルタを施している。D は震源の深さ。各波形の右上に最大振幅値（絶対値）を示す。

表 3.3.6-3 成分毎の、各深さにおける相関係数の正の最大値 $\max r(\tau)$ の平均値
(赤字は最大値を表す)

	59 km	50 km	48 km	46 km	42 km	40 km
NS 成分	0.559	0.567	0.576	0.573	0.549	0.546
EW 成分	0.611	0.627	0.632	0.607	0.615	0.606
UD 成分	0.443	0.454	0.456	0.450	0.430	0.436

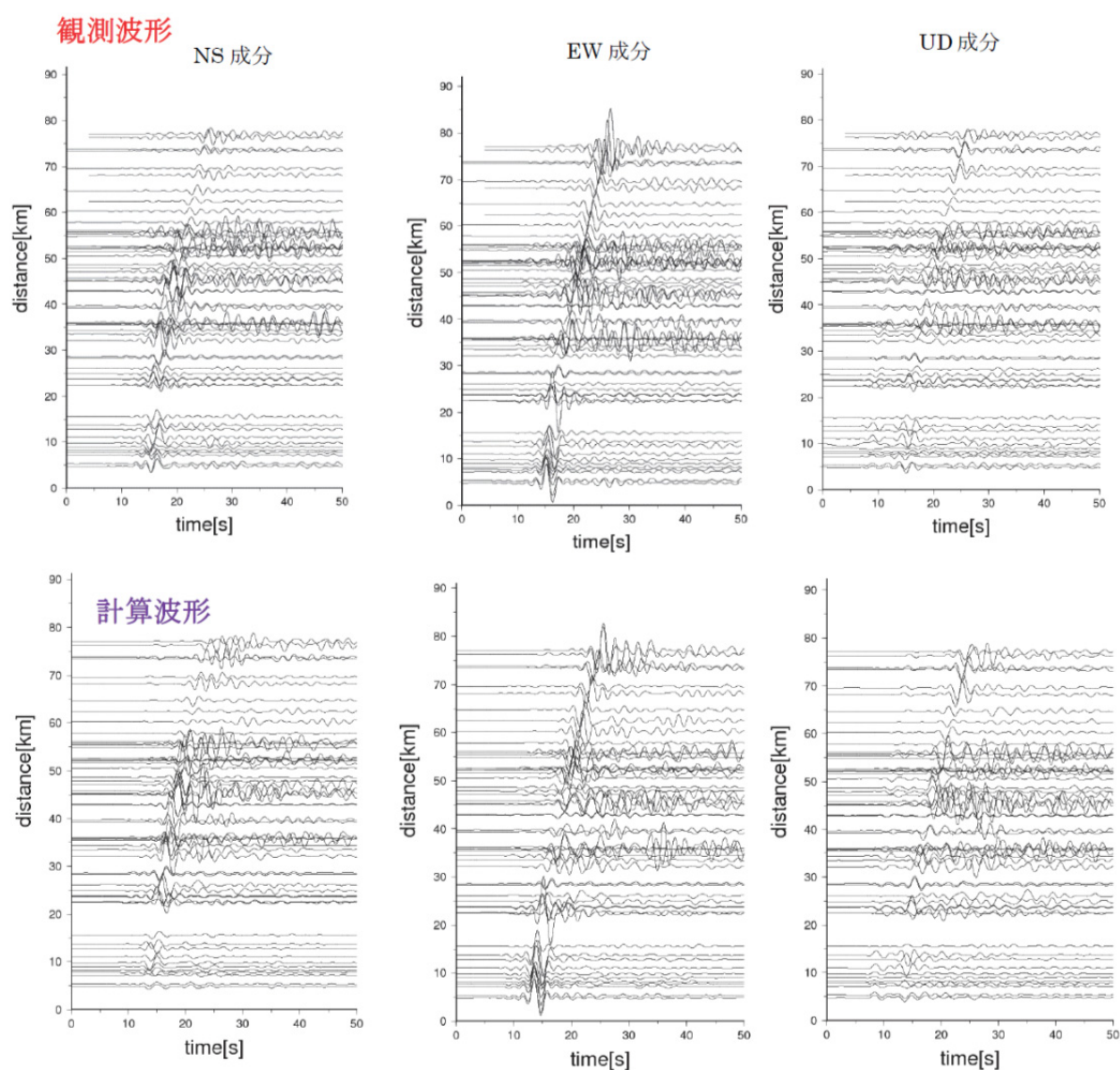


図 3.3.6-8 観測波形と計算波形（震源の深さ 48 km）の比較。上段が観測波形、下段が計算波形であり、左から NS 成分、EW 成分、UD 成分の順に並ぶ。波形には周期 2～20 s のバンドパスフィルタを施し、振幅に震源距離をかけている。

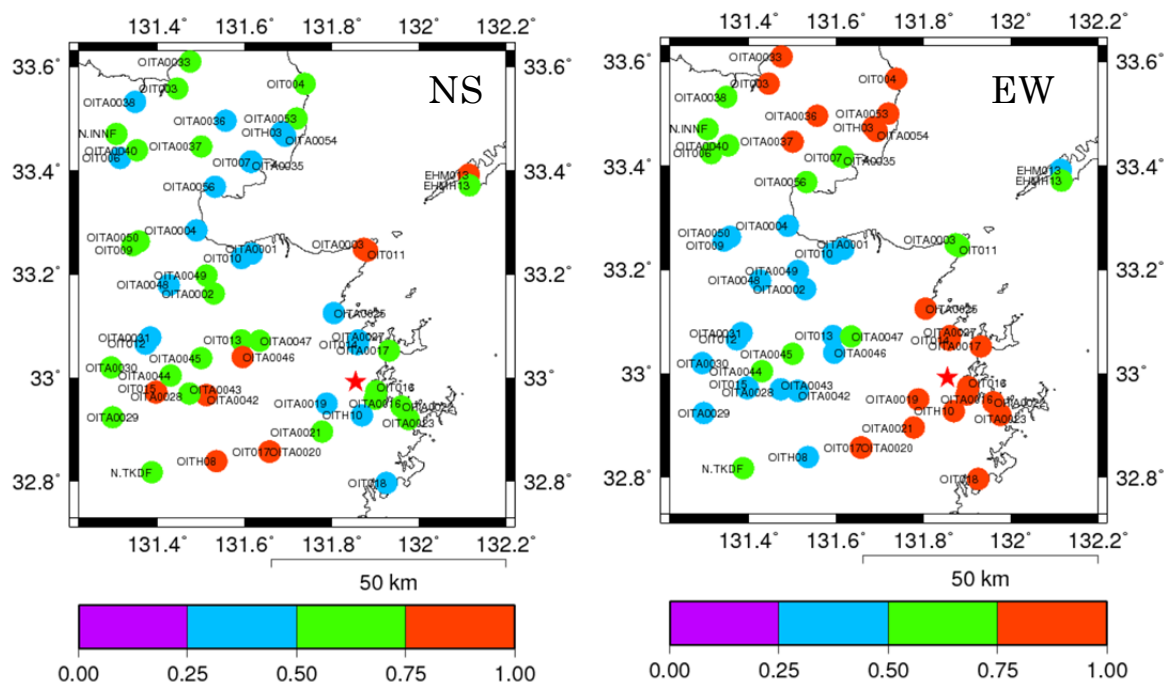


図 3.3.6-9 各成分における相関係数の空間分布

b) 上部地殻以浅の既往地下構造モデルの検証

既往地下構造モデルのうち、上部地殻以浅について検証することを目的として、防災科学技術研究所が地震ハザードステーションJ-SHISで公表している深部地盤構造データJ-SHIS V2を用いて、大分県内で発生した中規模地震による地震動のシミュレーションを行った。シミュレーションには、防災科学技術研究所の地震動計算ツールGMS²⁾を用いた。GMSはAoi and Fujiwara (1999) の不連続格子を用いた差分法によって3次元波動伝播解析を行う計算モジュールと計算するためのモデル作成および計算結果の描画などを行うプレポスト処理モジュールから構成されるツールである。

対象とした2つの地震の震源の諸元を表3.3.6-4に示す。諸元は防災科学技術研究所の広帯域地震観測網F-netによるが、2015年7月13日大分県南部の地震の震源深さのみ、本重点研究での検討に基づき48kmとした。震源時間関数の継続時間は M_{JMA} に応じて調整し、 $M_{JMA} \approx 6$ の場合は1秒、 $M_{JMA} \approx 5$ の場合は0.5秒とした。図3.3.6-10にシミュレーションに用いた地下構造モデルの範囲および中規模地震の震央位置（断面図には震源位置）を示す。モデルサイズは南北約133km、東西約153kmとし、深さは中規模地震の震源深さに応じ、約30kmまたは約80kmとした。差分格子のグリッドサイズについては、2007年6月6日大分県北部の地震については50mメッシュとしグリッド数は $2664 \times 3054 \times 61$ （深部は $888 \times 1018 \times 181$ ）、2015年7月13日大分県北部の地震については100mメッシュとしグリッド数は $1332 \times 1527 \times 61$ （深部は $444 \times 509 \times 247$ ）とした。50mメッシュの場合に有効周波数はおおよそ2.0Hzより低周

波数、100mメッシュの場合は1.0Hzとなる。図3.3.6-10の描画はGMSによる。

2つの地震の地震動シミュレーションを行った大分県強震観測網58観測点のうち、大分観測点（OITA001）、三光観測点（OITA006）、杵築観測点（OITA007）、犬飼観測点（OITA047）でのシミュレーション結果を示す。観測点の諸元は表3.3.6-5に示す。図3.3.6-11～図3.3.6-14に2007年6月6日大分県北部地震の地震動シミュレーション結果を示す。それぞれの図に、速度時刻歴波形と速度フーリエスペクトルについて、観測と計算結果の比較を示す。観測が実線、計算波形が点線である。図3.3.6-15～3.3.6-18には同様に、2015年7月13日大分県南部地震の地震動シミュレーションの結果を示す。

OITA001では大分県北部の地震の初動は概ね再現できたが、後続動を合わせるには表層地盤の考慮をする必要があると考えられる。OITA004では、大分県南部の地震では震源深さを48kmにしたことで再現性は良くなったが、振幅が合わないのは、計算モデルにプレート構造が含まれていない影響の可能性がある。OITA006では、大分県北部の地震では観測に見られない1～2Hzが計算波形に卓越しているが、大分県南部の地震では顕著ではない。OITA047では、2つの地震とも計算波形の振幅が過大であり、地下構造モデルの修正の必要があることが示唆される。

表3.3.6-4 F-netによる中規模地震の諸元

地震発生時刻(JST)	緯度(N)	経度(E)	震源の深さ(km)	マグニチュード(Mj)	震源地	走向	傾斜	すべり角	モーメント(Nm)
2007/06/06, 23:42:50.52	33.3338	131.4952	11.24	4.9	大分県 北部	244	63	-140	1.49E+16
2015/07/13, 02:52:05.94	32.9927	131.8552	48.00*	5.7	大分県 南部	345	78	153	1.97E+17

*本重点研究での検討に基づき48kmに設定

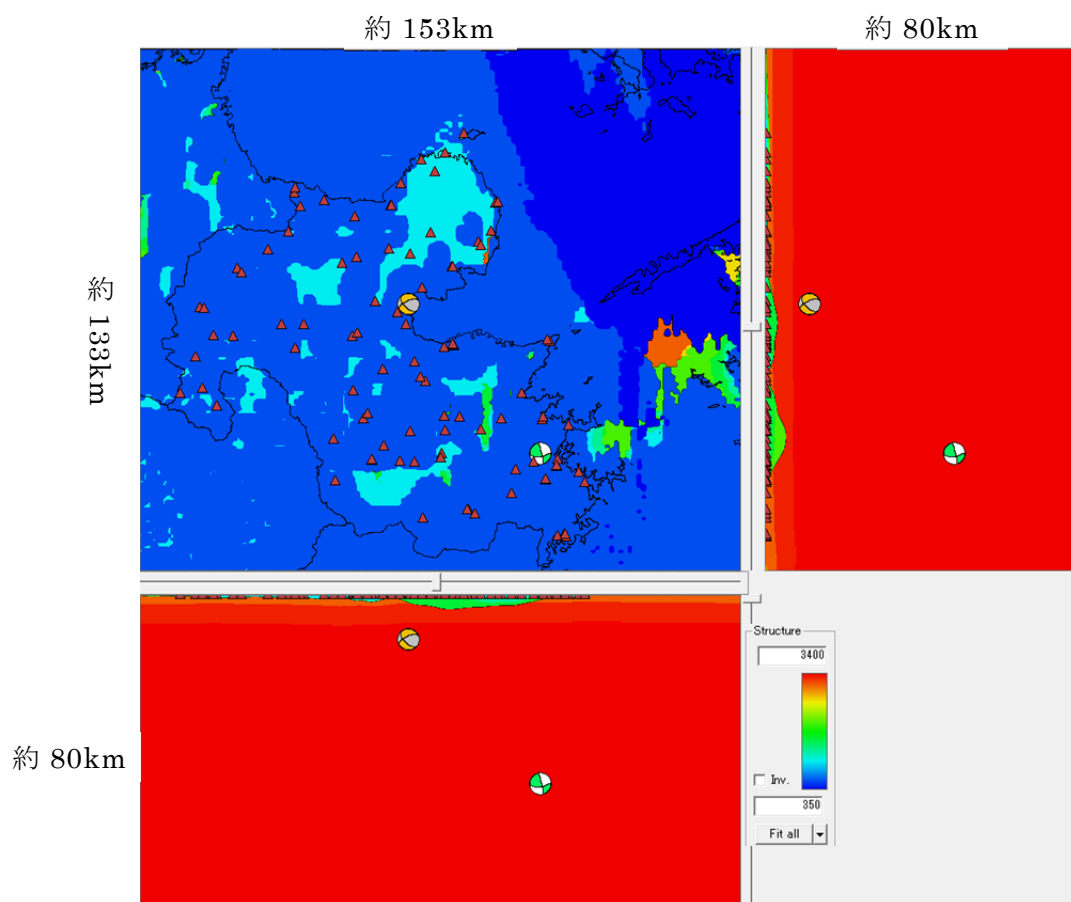
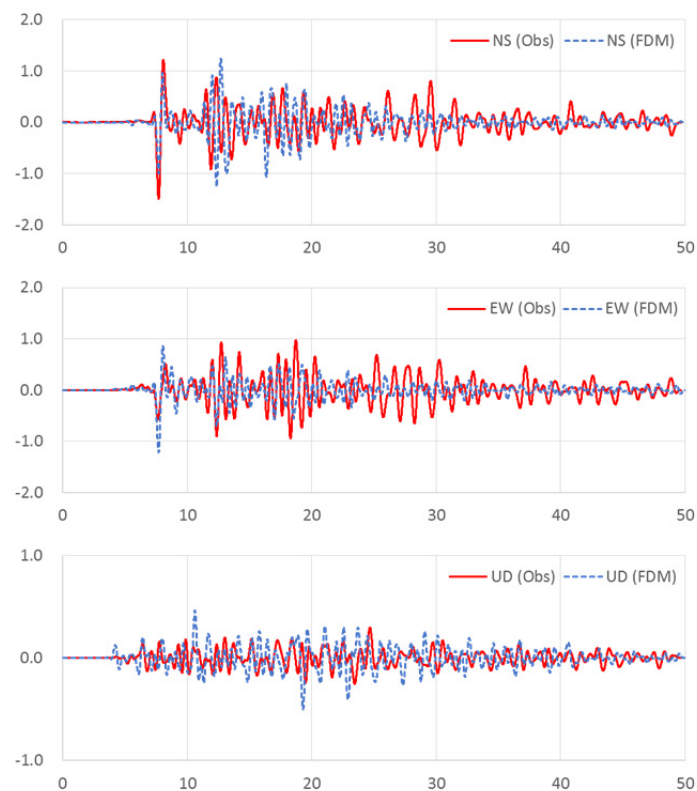


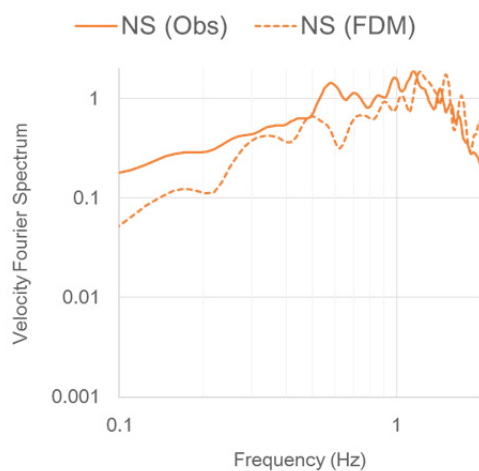
図3.3.6-10 シミュレーションに用いた地下構造モデルの範囲および計算対象とした中規模地震の震央位置（断面図には震源位置）

表3.3.6-5 地震動シミュレーションを行った地点の諸元

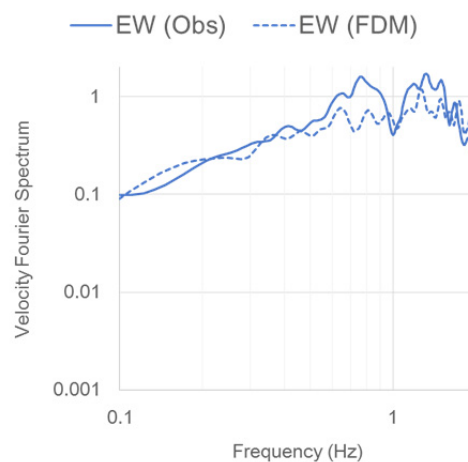
観測点 ID	観測点 名称	気象庁発表 名称	観測点所在地	所属	緯度	経度
OITA0001	大分市	大分市舞鶴町	大分市舞鶴町 1-1-1 (大分市消防局)	自治体	33.24	131.617
OITA0006	三光	中津市三光	中津市三光原口 644-7 (三光支所)	自治体	33.5555	131.201
OITA0047	犬飼	豊後大野市犬飼町犬飼	豊後大野市犬飼町犬飼 28 (犬飼支所)	自治体	33.072	131.635
OITA0056	日出町	日出町役場	速見郡日出町 2974-1 (日出町役場)	自治体	33.3691	131.532



(a) 速度波形

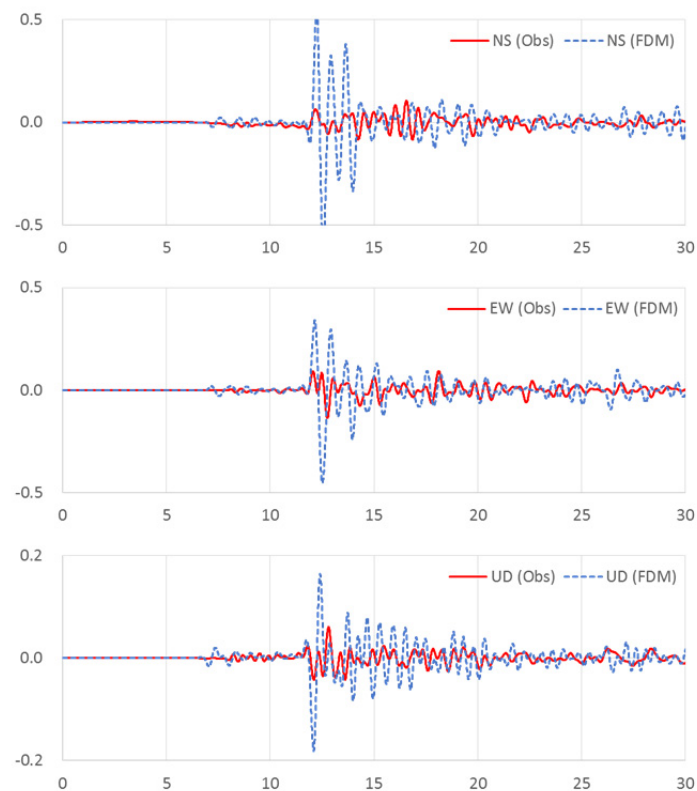


(b) フーリエスペクトルNS成分

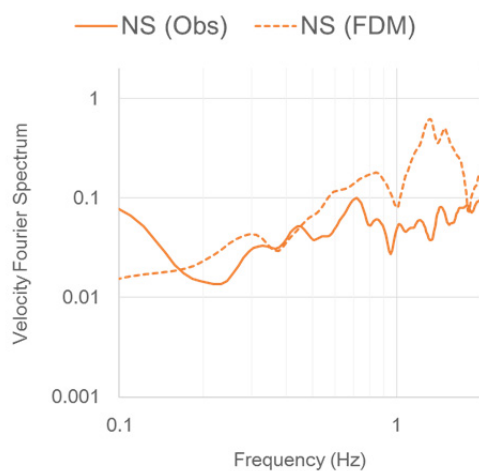


(c) フーリエスペクトルEW成分

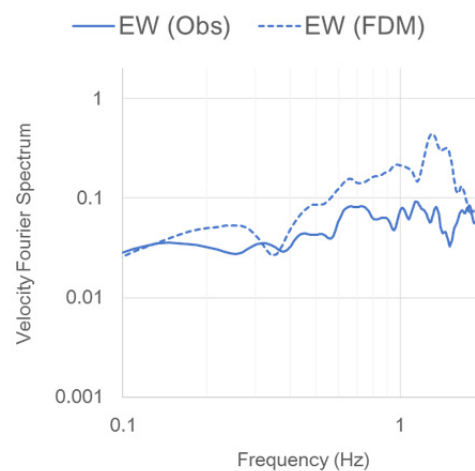
図3.3.6-11 2007年6月6日大分県北部の地震による地震動の比較
大分観測点 (OITA001) での比較 (Obs : 観測、FDM : 計算)



(a) 速度波形

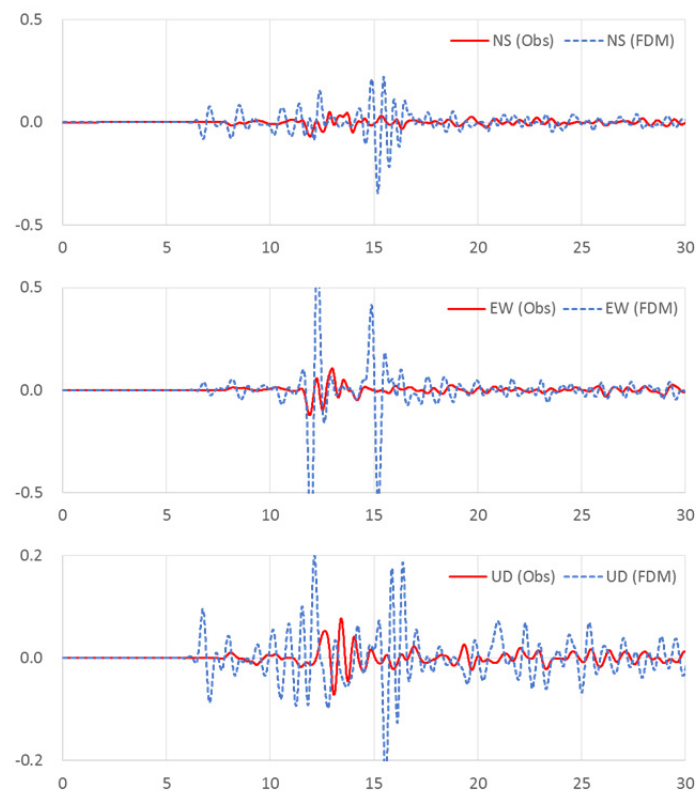


(b) フーリエスペクトルNS成分

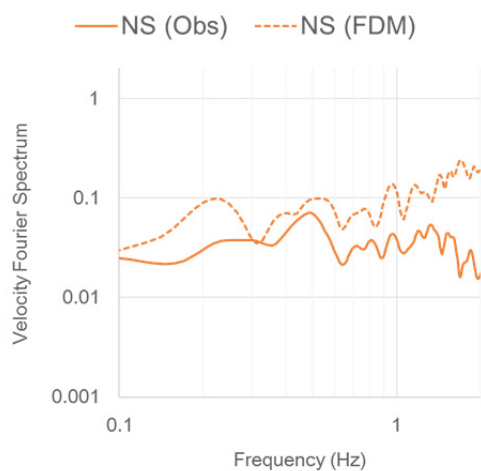


(c) フーリエスペクトルEW成分

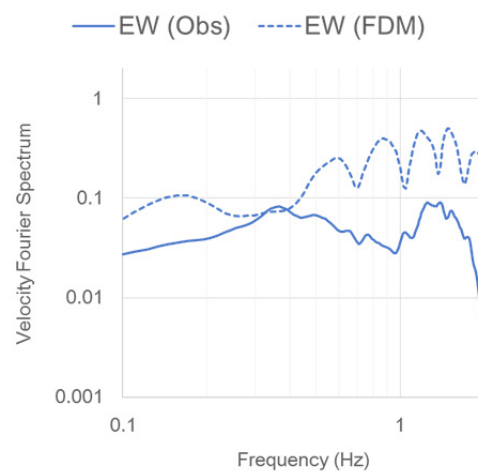
図3.3.6-12 2007年6月6日大分県北部の地震による地震動の比較
三光観測点 (OITA006) での比較 (Obs : 観測、FDM : 計算)



(a) 速度波形

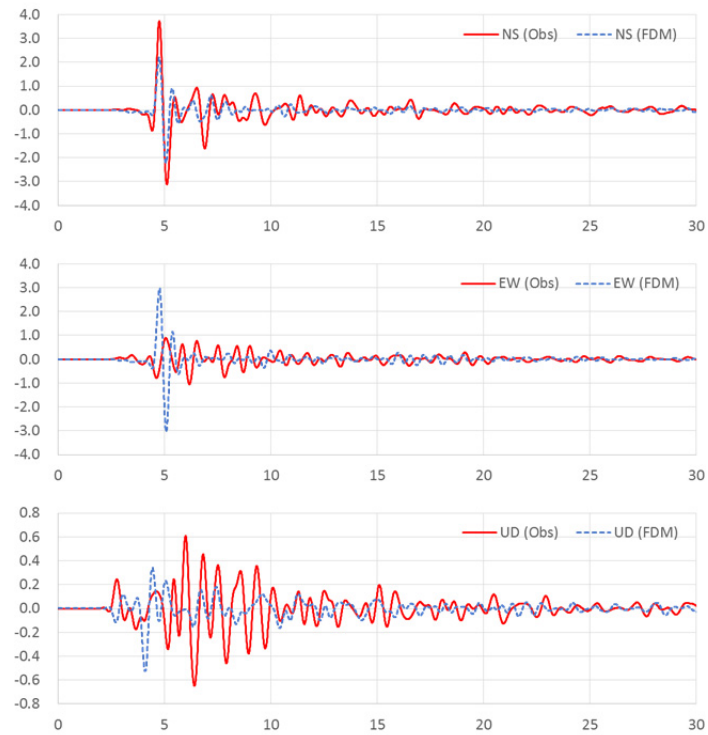


(b) フーリエスペクトルNS成分

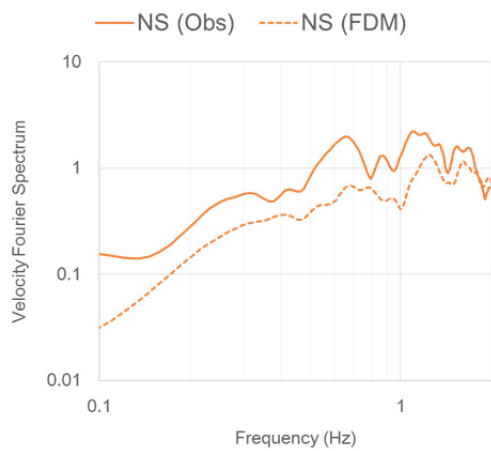


(c) フーリエスペクトルEW成分

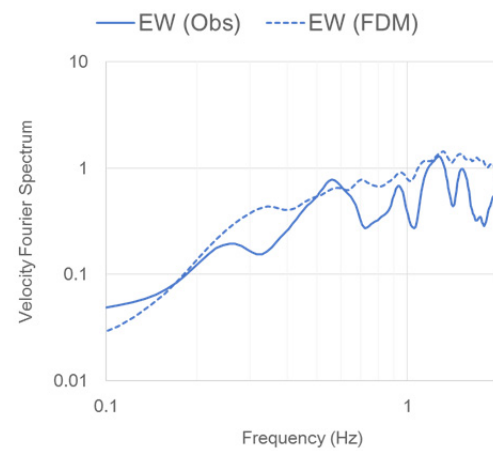
図3.3.6-13 2007年6月6日大分県北部の地震による地震動の比較
犬飼観測点 (OITA047) での比較 (Obs : 観測、FDM : 計算)



(a) 速度波形

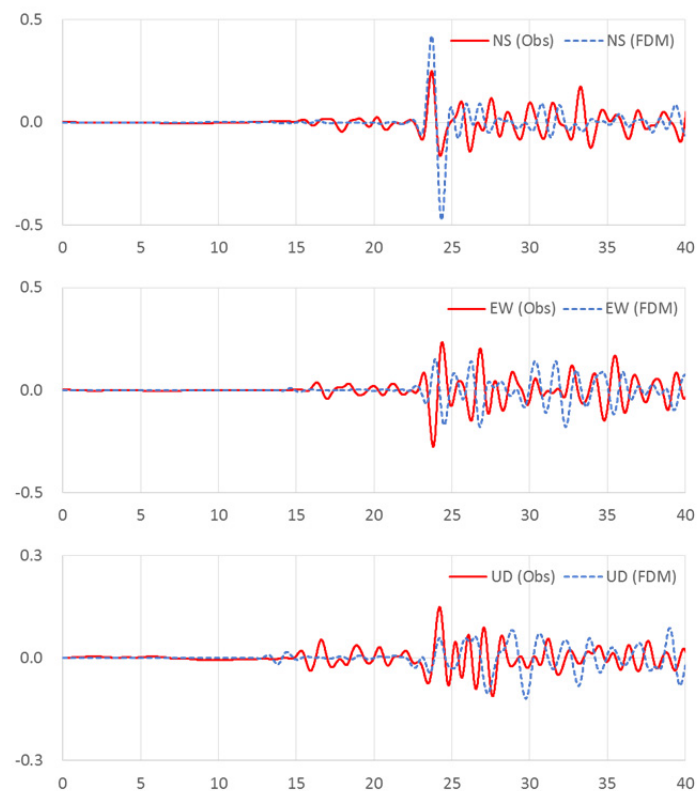


(b) フーリエスペクトルNS成分

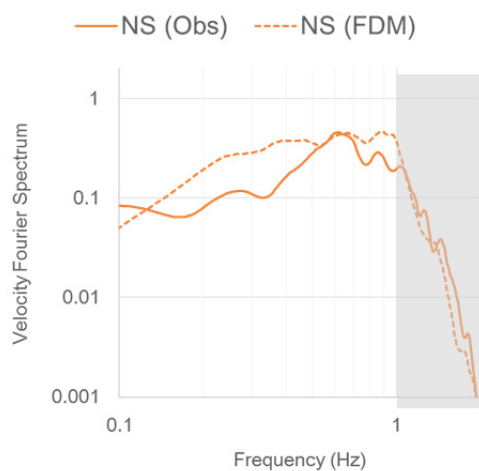


(c) フーリエスペクトルEW成分

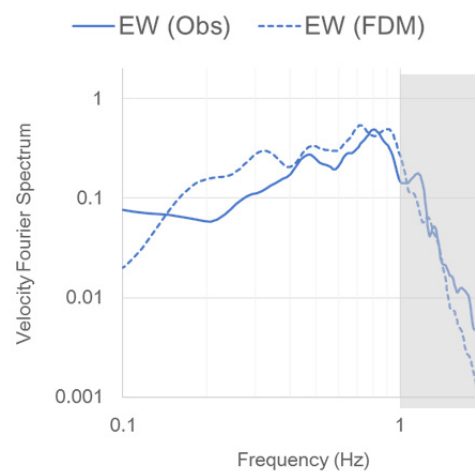
図3.3.6-14 2007年6月6日大分県北部の地震による地震動の比較
日出観測点 (OITA056) での比較 (Obs : 観測、FDM : 計算)



(a) 速度波形

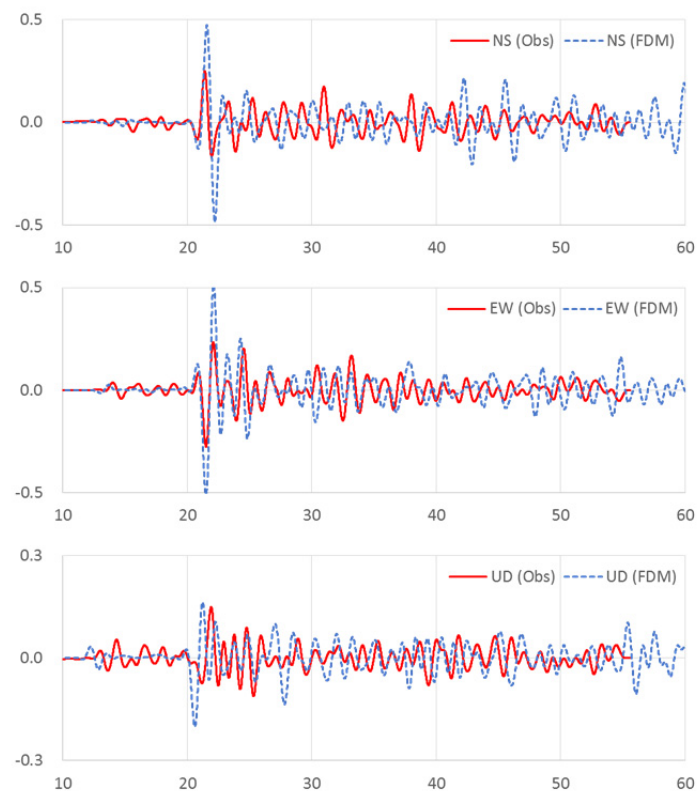


(b) フーリエスペクトルNS成分

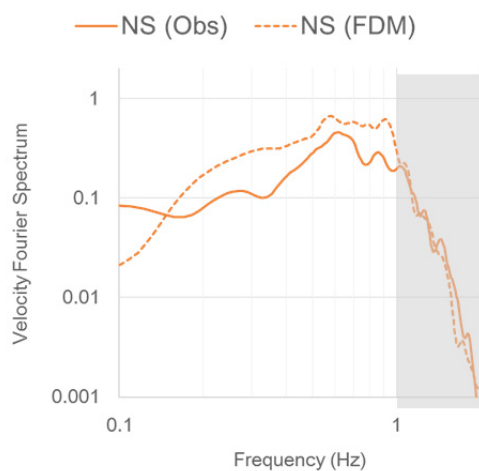


(c) フーリエスペクトルEW成分

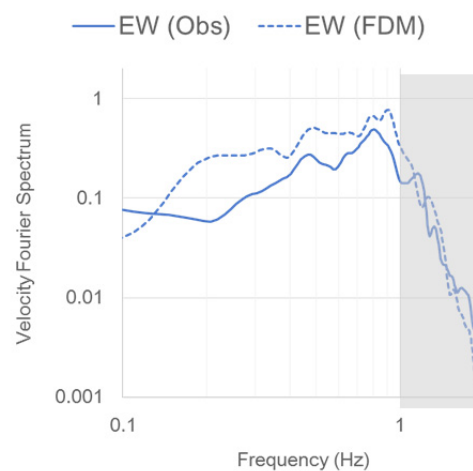
図3.3.6-15 2015年7月13日大分県南部の地震による地震動の比較
大分観測点 (OITA001) での比較 (obs : 観測、FDM : 計算)



(a) 速度波形

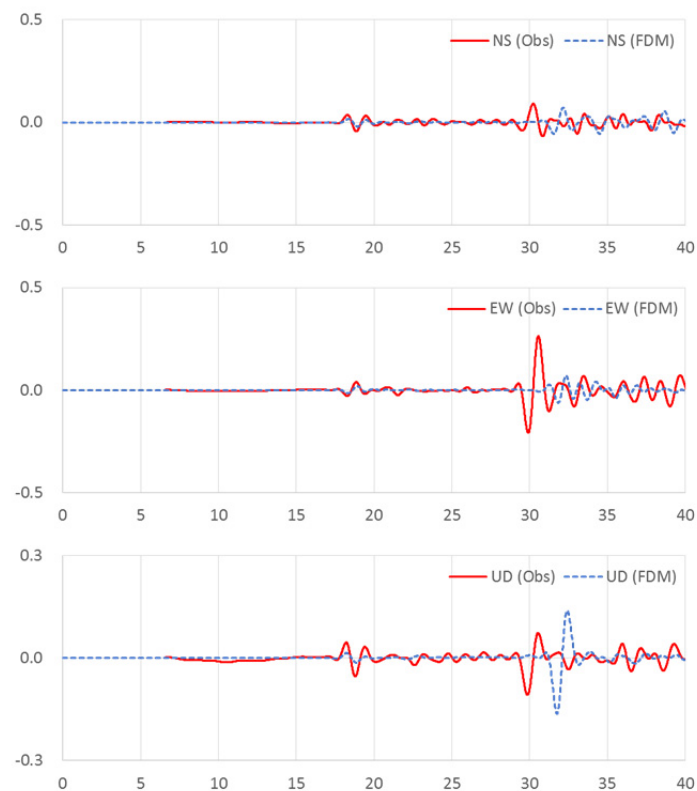


(b) フーリエスペクトルNS成分

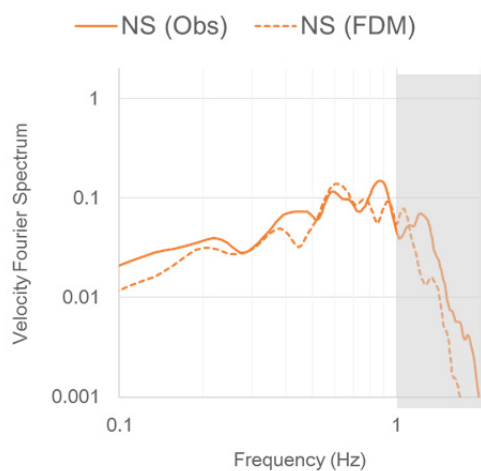


(c) フーリエスペクトルEW成分

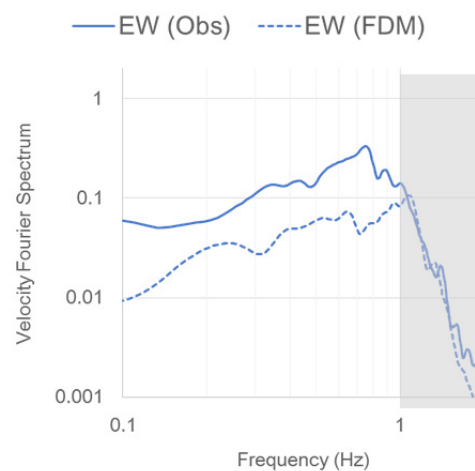
図3.3.6-16 2015年7月13日大分県南部の地震による地震動の比較
別府観測点 (OITA004) での比較 (Obs : 観測、FDM : 計算)



(a) 速度波形

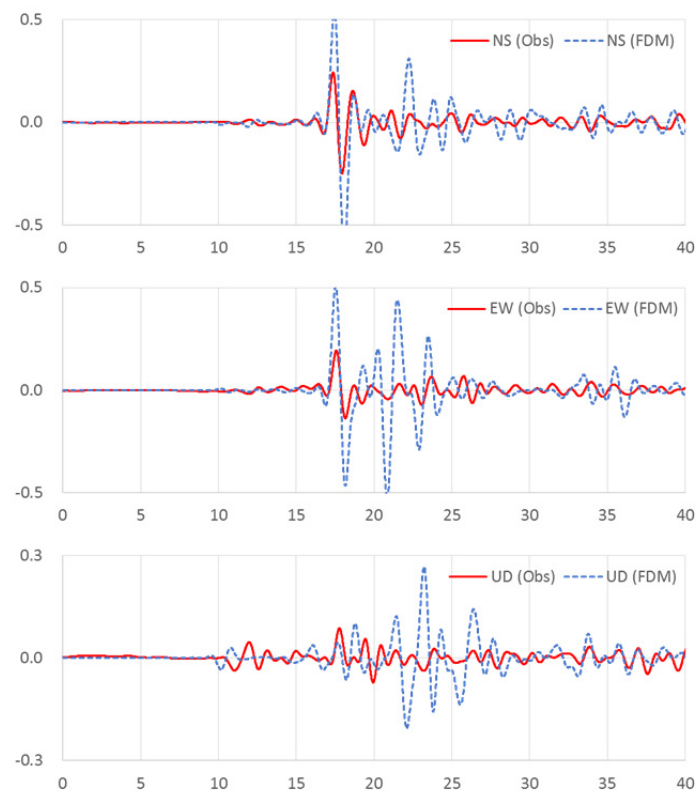


(b) フーリエスペクトルNS成分

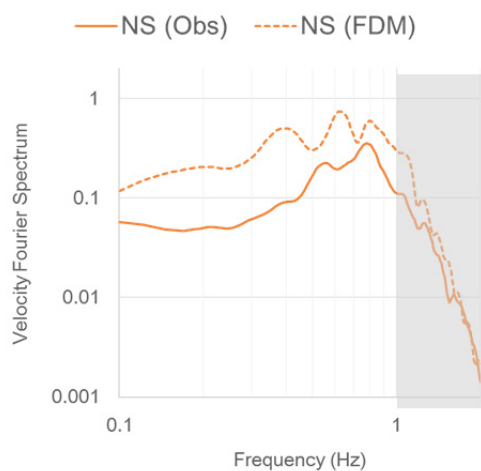


(c) フーリエスペクトルEW成分

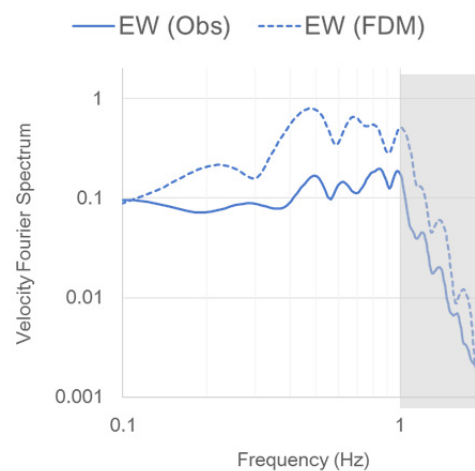
図3.3.6-17 2015年7月13日大分県南部の地震による地震動の比較
三光観測点 (OITA006) での比較 (Obs : 観測、FDM : 計算)



(a) 速度波形



(b) フーリエスペクトルNS成分



(c) フーリエスペクトルEW成分

図3.3.6-18 2015年7月13日大分県南部の地震による地震動の比較
犬飼観測点 (OITA047) での比較 (obs : 観測、FDM : 計算)

7) 強震動シミュレーションの試計算

地震調査研究推進本部が公表している長期評価に基づく活動セグメントによる強震動シミュレーションを行った。対象とした活動セグメントは、大分平野ー由布院断層帯東部（12803）と別府湾ー日出生断層帯東部（12801）とした。表3.3.7-1～2、図3.3.7-1～2にそれぞれの断層パラメータと断層モデルを示す。地下構造モデルは、中規模地震の地震動シミュレーションと同様にJ-SHIS V2を用いた。モデルサイズは南北約133km、東西約153kmとし、深さは約30kmとした。差分格子のグリッドサイズについては、100mメッシュとしグリッド数は $1332 \times 1527 \times 61$ （深部は $444 \times 509 \times 81$ ）とし、計算はGMSを用いて行った。

大分平野ー由布院断層帯東部（12803）のケース1の計算結果を図3.3.7-3～4に示す。図3はNS成分の最大速度分布のスナップショットである。破壊開始から3.5秒、6.5秒、9.5秒の時間である。図3.3.7-4は震度分布を示す。図3.3.7-5～6には同様に、大分平野ー由布院断層帯東部（12803）のケース3の計算結果を示す。図3.3.7-7～8および図3.3.7-9～10には別府湾ー日出生断層帯東部（12801）のケース1およびケース2の計算結果を示す。

別府湾周辺では、震源直上であることと別府堆積盆における地震動増幅の2つの影響により、大きな地震動となることがわかる。

表 3.3.7-1 地震調査研究推進本部の長期評価に基づく大分平野－由布院断層帯東部
(12803) の断層パラメータ (藤原ほか、2009)

大分平野－由布院断層帯東部 (12803)

	長期評価	設定値	
		平均ケース	最大ケース
平均活動間隔	約2300－3000年	2650年	3000年
最新発生時期	約2200年前以後、6世紀以前	1805年前	2200年前
30年発生確率	0.03%－4%	1.0%	4.0%
50年発生確率	0.06%－7%	1.8%	7.1%
断層帯原点	(東端) 北緯 33°15′ 東経 131°43′ (西端) 北緯 33°18′ 東経 131°26′	—	—
活断層長さ L	約 27 km	27 km	
マグニチュード M	7.2 程度	7.2	
巨視的震源パラメータ	設定方法		
断層モデル原点	地中の上端における東端	北緯 33.261° 東経 131.747°	
走向 θ	長期評価の端点を結ぶ方向	N281.9°E	
傾斜角 δ	「主として高角度北傾斜」	60°	
すべり角 γ	「南側が隆起する正断層」	-90°	
断層モデル上端深さ	微小地震の発生と地震基盤深さを参考	3 km	
断層モデル長さ L_{model}	手続き化の方法に従い設定	32 km	
断層モデル幅 W_{model}	手続き化の方法に従い設定	14 km	
断層モデル面積 S_{model}	$S_{\text{model}} = L_{\text{model}} \times W_{\text{model}}$	448 km ²	
地震モーメント M_0	$\log M_0 = 1.17M + 10.72$	1.47E+19 Nm	
モーメントマグニチュード M_w	$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$	6.7	
静的応力降下量 $\Delta\sigma$	$\Delta\sigma = 7/16 \cdot M_0 / R^3$	3.8 MPa	
平均すべり量 D_{model}	$D_{\text{model}} = M_0 / (\mu \cdot S_{\text{model}})$	1.0 m	
短周期レベル A	$A = 2.46 \cdot 10^{17} \times M_0^{1/3}$	1.30E+19 Nm/s ²	
微視的震源パラメータ		ケース 1～2	ケース 3
全面積 S_a	$S_a = \pi r^2, r = 7\pi/4 \cdot M_0 / (A \cdot R) \cdot \beta^2$	113.1 km ²	
平均すべり量 D_a	$D_a = \gamma_D \cdot D_{\text{model}}, \gamma_D = 2.0$	2.0 m	
実効応力 σ_a	$\sigma_a = \Delta\sigma_a = 7/16 \cdot M_0 / (r^2 \cdot R)$	15.0 MPa	
地震モーメント M_{0a}	$M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a$	7.06E+18 Nm	
ベリ1面積 S_{a1}	$S_{a1} = S_a \cdot (2/3)$ or S_a	75.4 km ²	113.1 km ²
平均すべり量 D_{a1}	$D_{a1} = (\gamma_1 / \sum \gamma_i^3) \cdot D_a$	2.2 m	2.0 m
実効応力 σ_{a1}	$\sigma_{a1} = \sigma_a$	15.0 MPa	15.0 MPa
計算用面積	2km メッシュサイズ	80 km ²	112 km ²
ベリ2面積 S_{a2}	$S_{a2} = S_a \cdot (1/3)$ or 0	37.7 km ²	—
平均すべり量 D_{a2}	$D_{a2} = (\gamma_2 / \sum \gamma_i^3) \cdot D_a$	1.6 m	—
実効応力 σ_{a2}	$\sigma_{a2} = \sigma_a$	15.0 MPa	—
計算用面積	2km メッシュサイズ	36 km ²	—
背景領域面積 S_b	$S_b = S_{\text{model}} - S_a$	334.9 km ²	334.9 km ²
平均すべり量 D_b	$D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b)$	0.7 m	0.7 m
実効応力 σ_b	$\sigma_b = (D_b / W_b) \cdot (\pi^{1/2} / D_a) \cdot r \cdot \sum \gamma_i^3 \cdot \sigma_a$	2.9 MPa	3.0 MPa
地震モーメント M_{0b}	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	7.60E+18 Nm	7.60E+18 Nm
計算用面積	2km メッシュサイズ	332 km ²	336 km ²

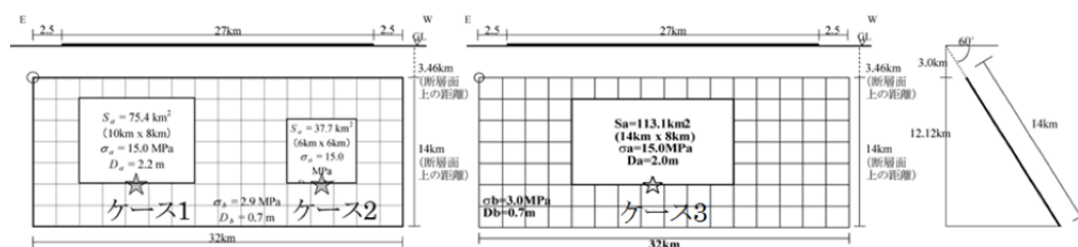


図 3.3.7-1 地震調査研究推進本部の長期評価に基づく大分平野－由布院断層帯東部
(12803) の断層モデル (藤原ほか、2009)

表 3.3.7-2 地震調査研究推進本部の長期評価に基づく別府湾一日出生断層帯東部(12801)の断層パラメータ (藤原ほか、2009)

別府湾一日出生断層帯東部 (12801)

	長期評価	設定値	
		平均ケース	最大ケース
平均活動間隔	約1300～1700年	1500年	1300年
最新発生時期	1596年(慶長元年)の慶長豊後地震	413年前	413年前
30年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
50年発生確率	ほぼ0%	ほぼ0%	ほぼ0%
断層帯原点	(東端) 北緯 33°21' 東経 131°58' (西端) 北緯 33°19' 東経 131°31'	—	—
活断層長さ L	約 43 km	43 km	—
マグニチュード M	7.6 程度	7.6	—
巨視的震源パラメータ	設定方法		
断層モデル原点	地中の上端における西端	北緯 33.299° 東経 131.492°	
走向 θ	長期評価の端点を結ぶ方向	N85.0°E	
傾斜角 δ	「主として高角度南傾斜」	60°	
すべり角 γ	「北側が隆起する正断層」	-90°	
断層モデル上端深さ	微小地震の発生と地震基盤深さを参考	3 km	
断層モデル長さ L_{model}	手続き化の方法に従い設定	48 km	
断層モデル幅 W_{model}	手続き化の方法に従い設定	14 km	
断層モデル面積 S_{model}	$S_{\text{model}} = L_{\text{model}} \times W_{\text{model}}$	672 km ²	
地震モーメント M_0	$\log M_0 = 1.17M + 10.72$	3.64E+19 Nm	
モーメントマグニチュード M_w	$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$	7.0	
静的応力降下量 $\Delta\sigma$	$\Delta\sigma = 7/16 \cdot M_0 / R^3$	5.1 MPa	
平均すべり量 D_{model}	$D_{\text{model}} = M_0 / (\mu \cdot S_{\text{model}})$	1.7 m	
短周期レベル A	$A = 2.46 \cdot 10^{17} \times M_0^{1/3}$	1.76E+19 Nm/s ²	
微視的震源パラメータ		ケース1～2	
全面積 S_a	$S_a = \pi r^2, r = 7\pi/4 \cdot M_0 / (A \cdot R) \cdot \beta^2$	254.5 km ²	
平均すべり量 D_a	$D_a = \gamma_D \cdot D_{\text{model}}, \gamma_D = 2.0$	3.4 m	
実効応力 σ_a	$\sigma_a = \Delta\sigma_a = 7/16 \cdot M_0 / (r^2 \cdot R)$	13.4 MPa	
地震モーメント M_{0a}	$M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a$	2.70E+19 Nm	
ベリ1面積 S_{a1}	$S_{a1} = S_a \cdot (2/3)$	169.7 km ²	
平均すべり量 D_{a1}	$D_{a1} = (\gamma_1 / \Sigma \gamma_i^3) \cdot D_a$	3.8 m	
実効応力 σ_{a1}	$\sigma_{a1} = \sigma_a$	13.4 MPa	
計算用面積	2km メッシュサイズ	160 km ²	
ベリ2面積 S_{a2}	$S_{a2} = S_a \cdot (1/3)$	84.8 km ²	
平均すべり量 D_{a2}	$D_{a2} = (\gamma_2 / \Sigma \gamma_i^3) \cdot D_a$	2.7 m	
実効応力 σ_{a2}	$\sigma_{a2} = \sigma_a$	13.4 MPa	
計算用面積	2km メッシュサイズ	80 km ²	
背景領域面積 S_b	$S_b = S_{\text{model}} - S_a$	417.5 km ²	
平均すべり量 D_b	$D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b)$	0.7 m	
実効応力 σ_b	$\sigma_b = (D_b / W_b) \cdot (\pi^{1/2} / D_a) \cdot r \cdot \Sigma \gamma_i^3 \cdot \sigma_a$	2.3 MPa	
地震モーメント M_{0b}	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	9.34E+18 Nm	
計算用面積	2km メッシュサイズ	432 km ²	

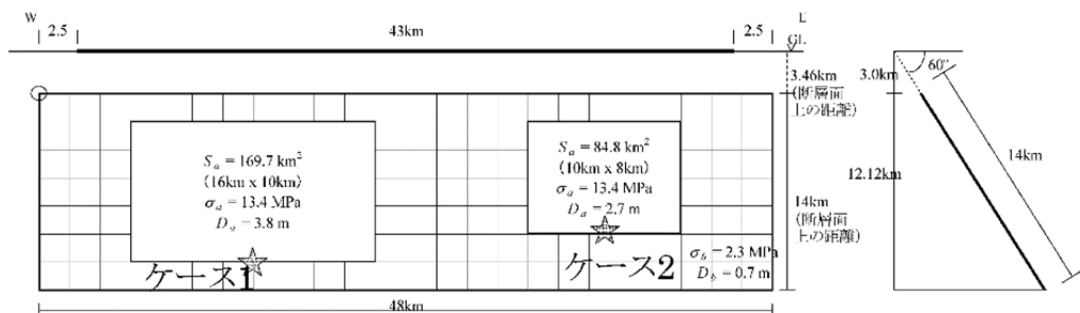


図 3.3.7-2 地震調査研究推進本部の長期評価に基づく別府湾一日出生断層帯東部(12801)の断層モデル (藤原ほか、2009)

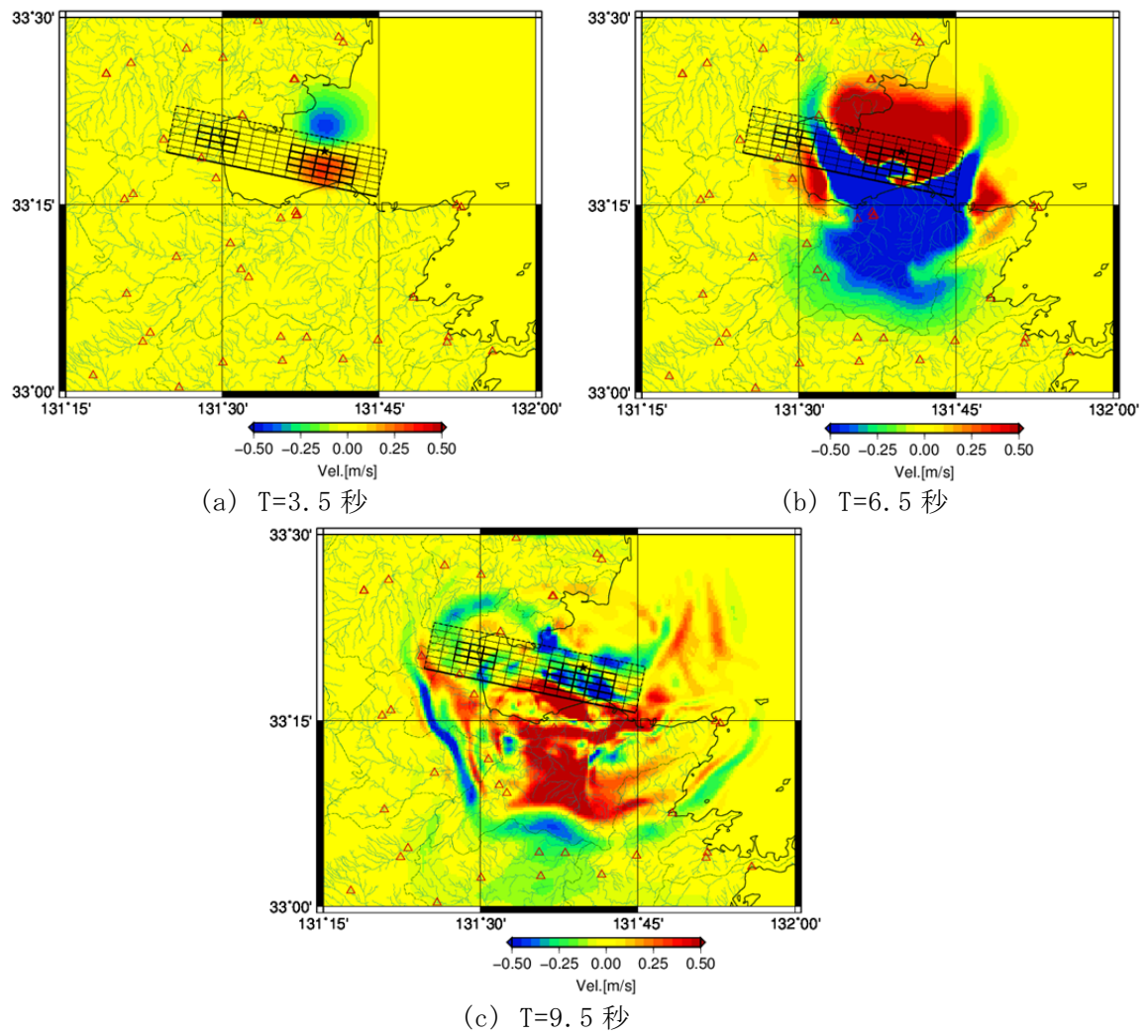


図 3.3.7-3 大分平野－由布院断層帯東部 (12803) のケース 1 の NS 成分の最大速度分布のスナップショット

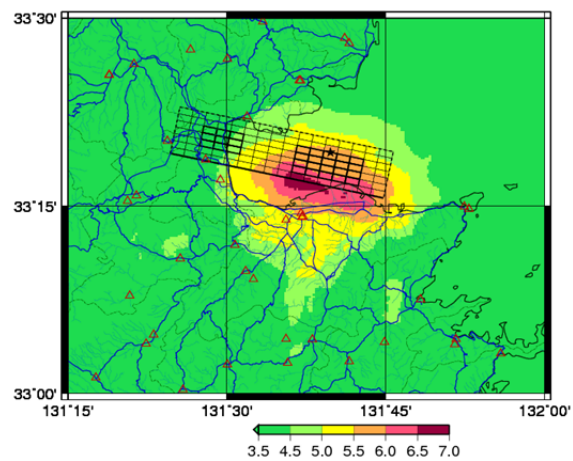


図 3.3.7-4 大分平野－由布院断層帯東部 (12803) のケース 1 の震度分布

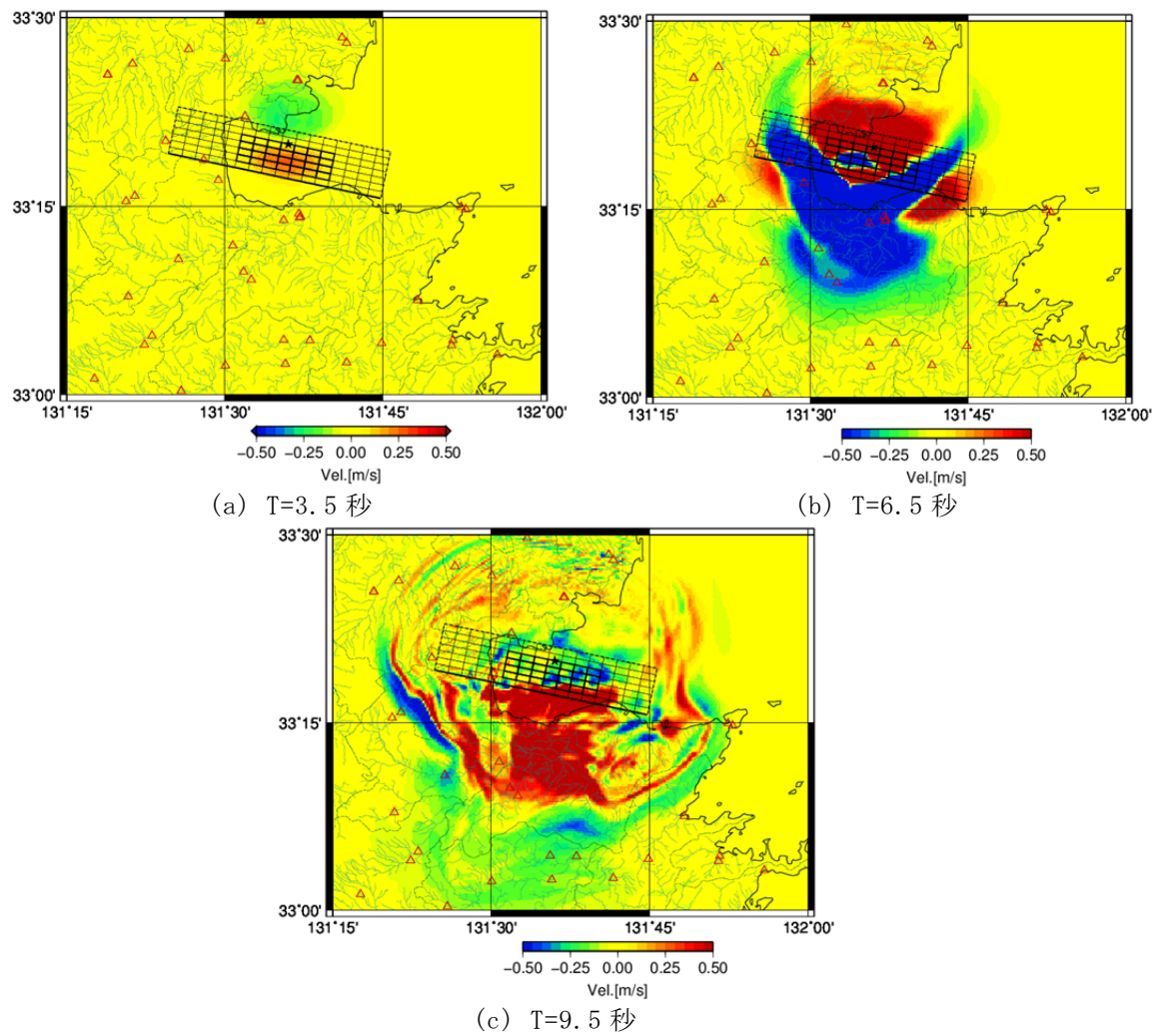


図 3.3.7-5 大分平野ー由布院断層帯東部 (12803) のケース 3 の NS 成分の最大速度分布のスナップショット

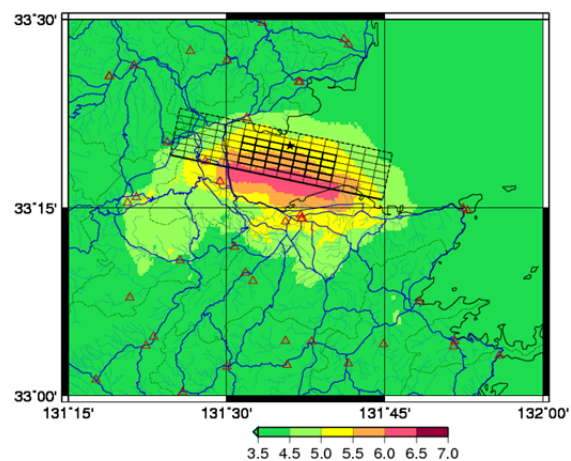


図 3.3.7-6 大分平野ー由布院断層帯東部 (12803) のケース 3 の震度分布

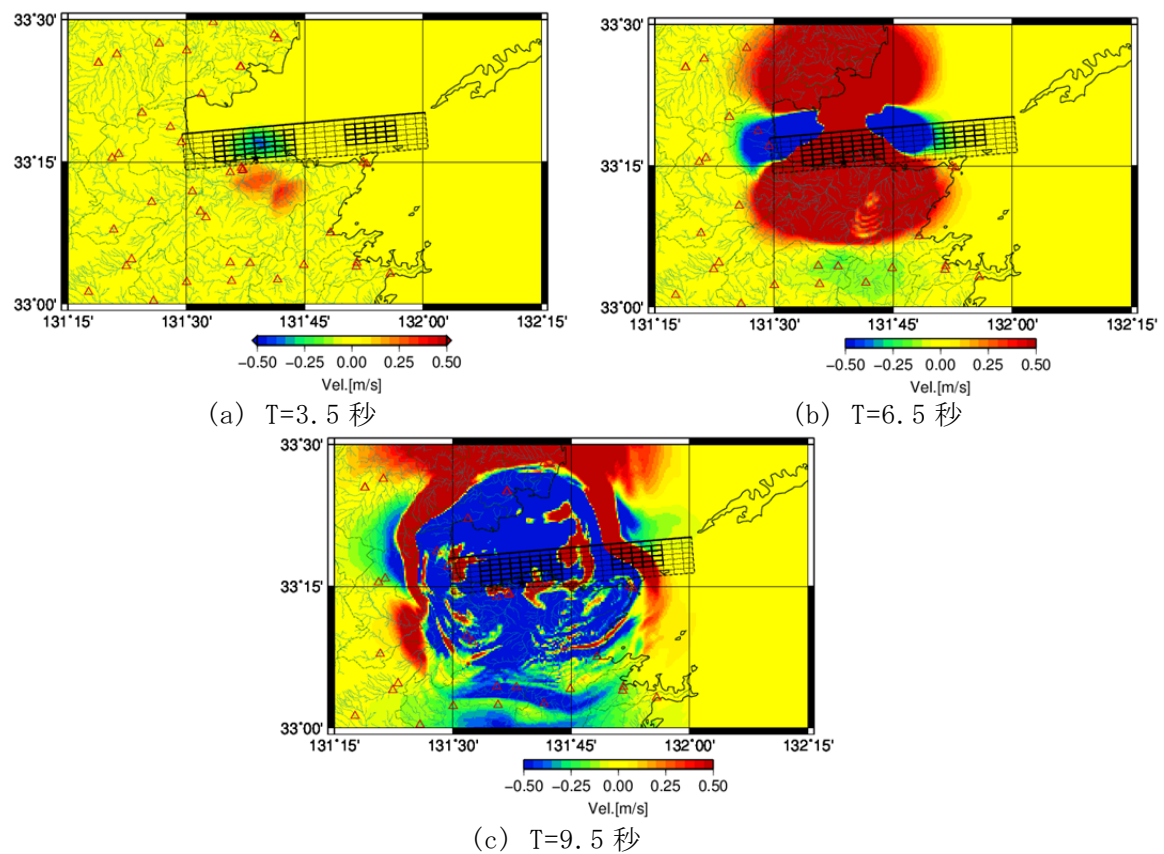


図 3.3.7-7 別府湾―日出生断層帯東部 (12801) のケース 1 の NS 成分の最大速度分布のスナップショット

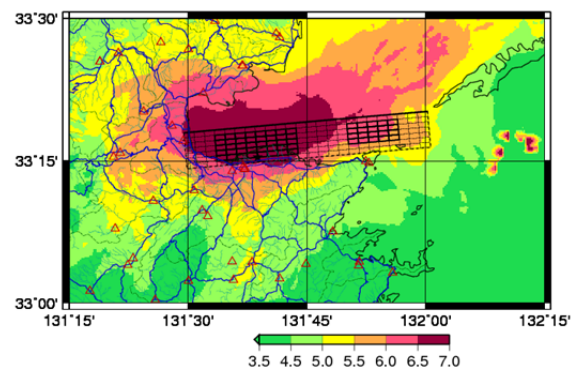


図 3.3.7-8 別府湾―日出生断層帯東部 (12801) のケース 1 の震度分布

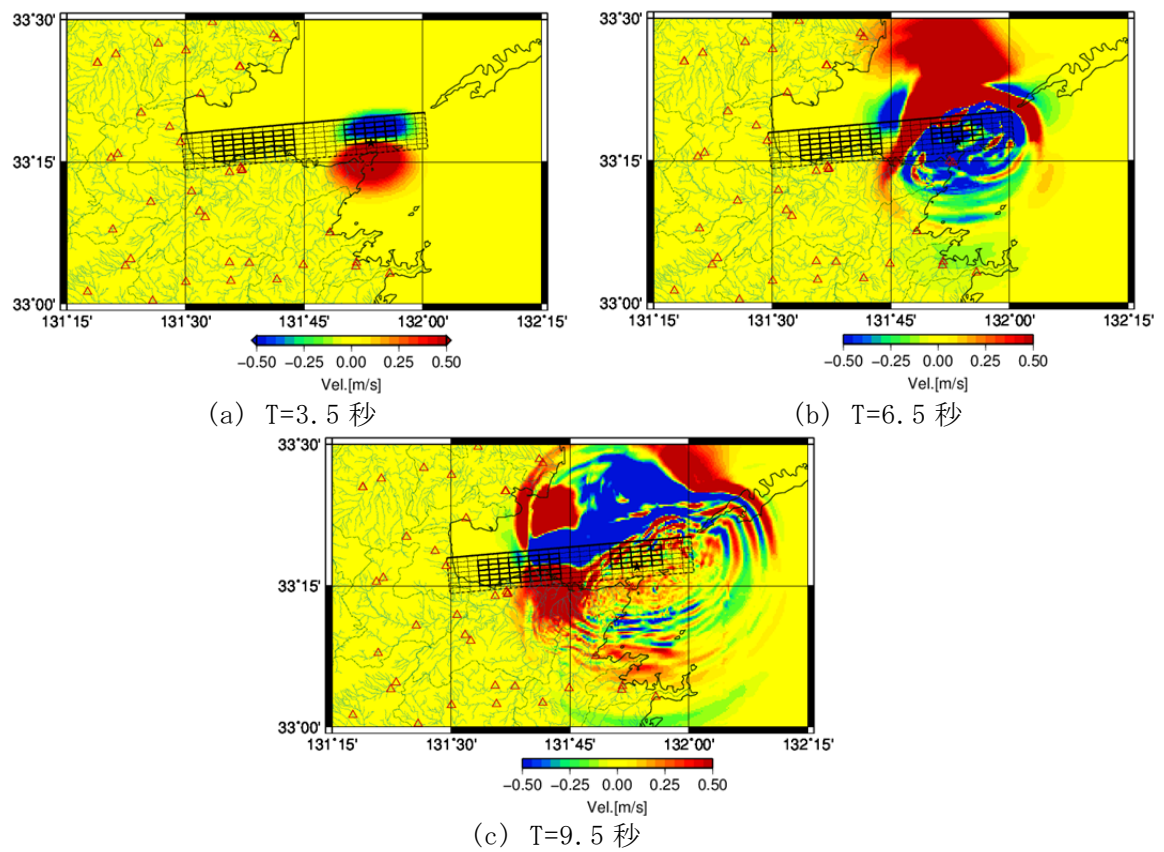


図 3.3.7-9 別府湾一日出生断層帯東部 (12801) のケース 2 の NS 成分の最大速度分布のスナップショット

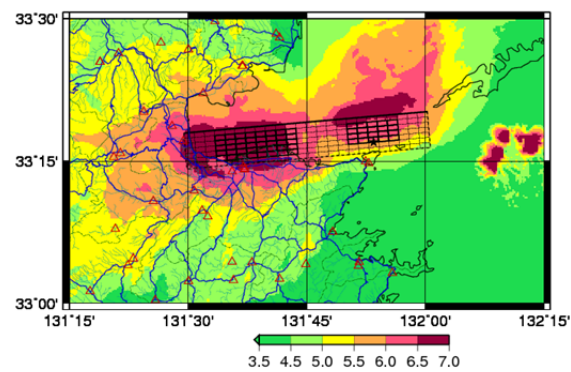


図 3.3.7-10 別府湾一日出生断層帯東部 (12801) のケース 2 の震度分布

8) 震源モデルの構築

a) 動的破壊伝播シミュレーションによる破壊シナリオの検討

平成26年度に作成した断層モデルの離散化グリッドの間隔は約1kmであったが、平成27年度はこれを500mにあげて精細化をはかった。この精細化により、計算コストは32倍となったが、現状で使用可能な計算機環境において実行可能であることを確認した。なお、断層モデルは大分県(2013)を参考にしており、断層面・地表面は、任意形状に対応するため、非構造の三角形メッシュを用いて離散化している。図3.3.8-1に、作成した1kmおよび500km解像度の断層モデルを示す。数値計算には、平成26年度までに整備した高速化動的境界積分方程式法コード(Ando, 2015)を用いた。

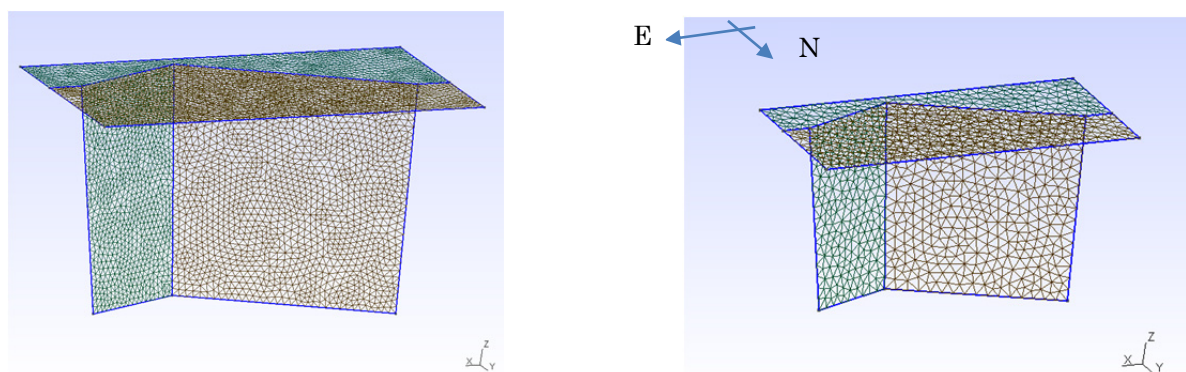


図 3.3.8-1 モデル化した断層面と地表面の形状を北東上空からみたところ。(左) 平成27年度計算に用いた500m解像度のモデル。(右) 平成26年度の1km解像度のモデル。境界要素法における離散化に用いた三角形非構造メッシュを併せて示す。

シミュレーションによって求めたモーメント速度関数を、スペクトル解析することで、震源スペクトルが ω^{-2} に従っていることを確認した。また、モデルの精細化により、解析可能周波数の向上を確認した。さらに、3つの破壊シナリオを作成した。その計算例を、断層滑り速度および地表変位速度のスナップショットとして図3.3.8-2に示す。破壊開始位置は、断層面の西端、中央、東端にそれぞれ仮定した。その結果、どの破壊開始点を仮定した場合でも、断層面全体を破壊するようなパターンとなった。これは、一様な応力場を仮定していることと、本断層のような正断層では、破壊がMode IIIで断層走向方向に進行するため、断層屈曲の影響を受けにくいことが要因と考えられる。一方で、波動の放射パターンや破壊継続時間は、破壊開始点の違いに依存して、各シナリオで異なっている。

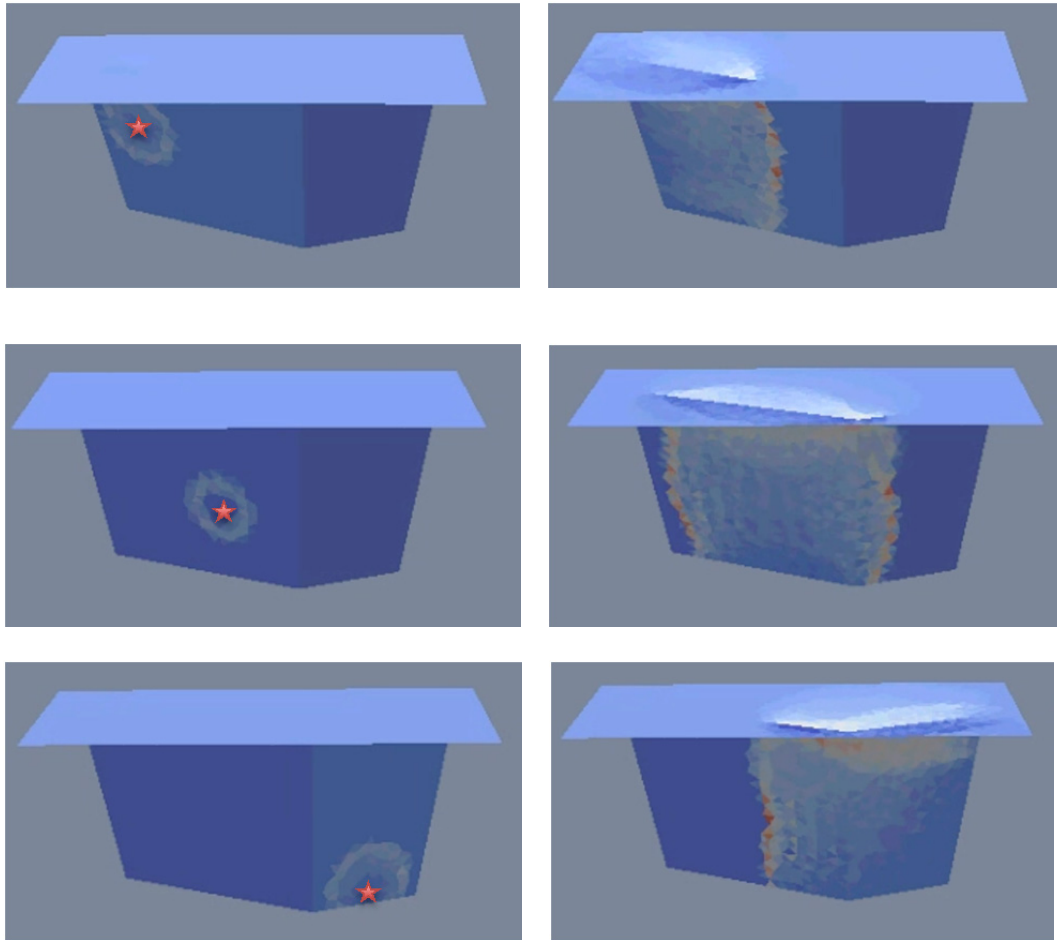


図 3.3.8-2 3つのシナリオによる動的破壊過程のスナップショット。断層と地表面を南上空から見たところ。左側のパネルは破壊開始直後、右側のパネルはある程度破壊が進行した時点、色は滑り速度を示し、暖色系が高速。破壊開始点のおよその位置を星印で示す。(上)シナリオ1：西からの破壊、(中)シナリオ2：中央からの破壊、(下)シナリオ3：東からの破壊。

b) 短い活断層の震源特性調査

別府-万年山断層帯は、地表では長さ 20km 以下の正断層の集合であるという特徴がある(地震調査研究推進本部、2005)。一方、震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)(地震調査研究推進本部、2009；入倉・三宅、2001)では、既往地震の震源パラメタの統計解析(Wells and Coppersmith、1994；Somerville et al., 1999 など)に基づいて巨視的パラメタが設定されているが、主に長さ 20km 以上の横ずれ断層もしくは逆断層の震源パラメタに基づいている。したがって、「レシピ」に基づく断層モデルが別府-万年山断層帯に適しているかどうかは検討の余地がある。ここでは、短い活断層の震源特性調査について引き続き調査を行った。

最近、断層長さの検討にあたっては、地震発生前の事前推定の活断層長さと、地震発生後の事後推定の活断層の長さの違いに留意する必要性が指摘されている(島崎、2015)。短い活断層の場合、この留意事項に加えて、主断層および副断層の地表出現長さ、さらに、

震源断層長さに対する主断層の地表出現長さの割合も必要とされている(高尾・他, 2013)。これらの指標は、確率論的断層変位ハザード評価に活用されている。

国内の地震において、事後推定の震源断層長さに対する、事後推定の主断層の地表出現長さの割合は、M6.8 (～Mw 6.5) を境に変動することが武村(1998)によって指摘されており、高尾・他(2013)によって確認されている。この境となる地震規模は、松田式における事後推定の地表断層長さ 15km にほぼ相当する。一方、国外の地震では、この境となる地震規模が異なり、Mw 6.0 程度とされている(Youngs et al., 2003)。

予備的検討を行ったところ、近年の国内の地震において、事後推定の震源断層長さが 20km 未満の場合、火山付近で発生した 1998 年岩手内陸北部の地震を除き、事後推定の主断層の地表出現長さの割合はほぼゼロとなることが確認された。一方、地震発生後に断層が地表に出現した場合、断層が孤立しているかしていないに関わらず、事後推定の震源断層長さと定数倍で関係づけることは極めて困難であることが分かった。また、使用文献によって、断層の地表出現長さの事後推定値に幅があるため、統計的優位性を追加して、引き続き検討を行う。

最終年度に着手予定の別府－万年山断層帯(大分平野－由布院断層帯東部)の強震動予測における震源モデルの構築に際しては、地震調査研究推進本部で採用されているレシピに加え、サブテーマ 1 の成果を生かした断層幾何形状と傾斜角の設定、サブテーマ 2 および 3 の成果を生かした応力場解析からすべり角の設定、サブテーマ 3 の動力学的解析から提示される破壊シナリオ、などの活用が期待される。ただし、地震活動が活発ではない断層帯に対する震源モデルの構築は、国内ではこれまでに例が少なく、地震発生層やアスペリティ位置の設定について、今後のさらなる検討が必要である。

c) 結論ならびに今後の課題

1) 微動アレイ探査による深い速度構造の推定

別府湾北岸の 3 カ所にて最大半径 1 km 程度の微動アレイ観測を実施し、0.2Hz から 10Hz の範囲で Rayleigh 波の位相速度を得た。これまでに実施した微動アレイ探査による観測位相速度と既往速度構造モデルの理論値の比較を行い、別府扇状地および大分平野南部の速度構造モデルの修正について検討した。今後は、本調査結果を使用した深部速度構造モデルの改良が課題である。

2) 小半径微動アレイ観測による浅部速度構造の推定

大分平野の 109 か所にて小半径の微動アレイ探査を行い、概ね 1Hz から 20Hz の範囲で分散性を有する位相速度を得た。位相速度から簡易変換により速度構造を求め、位相速度および H/V スペクトルのピークを再現する速度構造を得た。大分平野の伏在断層および河川流路に規制された速度構造が確認された。今後、本調査結果を使用した浅部速度構造モデルの作成、および他地域での同様な検討が課題である。

3) 連続微動観測記録を用いた地震波干渉法解析および応力場解析

別府湾周辺の連続微動観測網を引き続き運用し、観測データを蓄積した。遠地地震の長周期帯域波形を用いて観測方位の検討を行った。地震波干渉法および遠地地震の解析により、別府湾を跨ぐ観測点ペアでの群速度および別府湾の平均的な位相速度を推定した。ま

た、同観測網で記録された 2015 年 5 月の別府湾東部での地震記録から震源のメカニズム解を求め、震源域周辺の応力場を推定した。

本観測網の運用期間は 1 年間を超え、当初の目的であった別府湾直下の速度構造の検討に資するデータの蓄積が進んだ。今後は、群速度と位相速度を用いた速度構造モデルの検証・改良、ジャイロ等を用いた設置方位測定が課題である。また、観測網を南北に広げ、既往データの少ない領域の速度構造の検証のためのデータ蓄積を行うことが必要である。

4) 地震記録の収集・解析

大分県内の自治体震度計（全 49 点）の 2005 年以降の観測記録を収集・整理し、H/V スペクトル、R/V スペクトルの算出を行った。別府湾周辺域および大分県中部地域について、観測と既往速度構造モデルからの理論値にずれがみられることが分かった。これらの地域については、微動観測等の機動的観測を行い、速度構造の検証のためのデータを取得し、適宜モデルを改良することが課題である。

5) 別府湾周辺域の速度構造モデルの作成

別府湾内の深部音波探査データの再解析結果に基づいて既往速度構造モデルの層境界深度を変更し、地震動 R/V および微動アレイ探査による観測位相速度との比較を行った。工学的基盤以浅の浅部地盤構造モデルの作成のため、大分平野の既往ボーリングデータおよび PS 検層データの収集・整理を行った。別府湾内の浅部音波探査の反射面データと陸域のボーリングデータを基に陸海域の統合浅部地質モデルを作成した。これらを基に、浅部速度構造の初期モデルを作成した。

今後は、本重点調査で蓄積したデータを用いた深部速度構造モデルおよび浅部速度構造モデルの作成と検証が課題である。特に、沖積低地についてのデータ収集をさらに進める必要がある。

6) 中小地震の波動計算による既往速度構造モデルの検証

大分県周辺で発生した中規模地震を対象に、3 次元差分計算を実施し、速度構造モデルを修正すべき個所について検討した。今後は深部速度構造の改良モデルについて同様な検討を実施することが必要である。

7) 強震動シミュレーションの試計算

既往速度構造モデルと地震本部の長期評価に基づく震源モデルを用いて、別府湾周辺域の強震動シミュレーションの試計算を実施した。

8) 震源モデルの構築

平成 27 年度は動的破壊伝播シミュレーションのメッシュサイズを小さくし数値精度を上げるとともに、より短周期の地震動を計算できるようにした。また、典型的な破壊シナリオとして、断層の両端及び中央に破壊開始点を仮定した 3 つのシナリオを試作した。平成 28 年度は、微小地震を用いて推定した応力情報を利用することにより、より現実的なモデル設定とする。さらに、モデル領域を拡大して、現状の対象領域から東部につながる中央構造線断層を考慮することが課題である。また、震源モデルの構築に際しては、地震発生前の事前推定の活断層長さと、地震発生後の事後推定の活断層長さの関係に留意する必要があることを確認した。さらに、別府一万山断層帯（大分平野一由布院断層帯東部）の震源モデル構築に際して、断層幾何形状・傾斜角・すべり角・破壊シナリオは、各サブ

テーマの成果の活用が見込めるが、地震活動が活発ではないため、地震発生層やアスペリティ位置の設定の検討が課題である。

最終年度である平成 28 年度は、本重点調査の成果に基づく別府一万年山断層帯の震源モデルの作成、改良速度構造モデルの構築、ならびにこれらを用いた広帯域の強震動計算が課題である。

(d) 引用文献

- Aki, K., Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, Bull. Earthq. Res. Inst., 35, 415-456, 1957.
- Ando, R., Fast Domain Partitioning Method for Dynamic Boundary Integral Equations Applicable to Non-planar Faults Dipping in 3-D Elastic Half-space, Submitted, 2015.
- Aoi, S. and H. Fujiwara, 3-D finite difference method using discontinuous grids, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 89, pp. 918-930., 1999.
- 青井真・早川俊彦・藤原広行, 地震動シミュレータ:GMS, 物理探査, Vol. 57, pp. 651-666., 2004.
- 馬場俊孝・伊藤亜妃・金田義行・早川俊彦・古村孝志, 制御地震探査結果から構築した日本周辺海域下の 3 次元地震波速度構造モデル, 日本地球惑星科学連合 2006 年大会, S111-006, 2006.
- Ballard, R.F. Jr. : Determination of soil shear moduli at depths by in-situ vibratory techniques, Miscellaneous paper, No. 4-691, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, 1964.
- Bensen, G.D., M.H. Ritzwoller, M.P. Barmin, A.L. Levshin, F. Lin, M.P. Moschetti, N.M. Shapiro, and Y. Yang, Processing Seismic Ambient Noise Data to Obtain Reliable Broad-band Surface Wave Dispersion Measurements, Geophys. J. Int., 169, 1239-1260, 2007.
- 防災科学技術研究所 : 地震ハザードステーション J-SHIS、
<http://www.j-shis.bosai.go.jp/map/>
- 防災科学技術研究所 : 広帯域地震観測網 F-net、<http://www.fnet.bosai.go.jp>
- Brocher, T. M., Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust, Bull. Seism. Soc. Am., 95, 2081-2092, 2005.
- 千田昇・竹村恵二・松田時彦・島崎邦彦・池田 安隆・岡村眞・水野清秀・松山尚典・首藤次男, 大分平野東部に伏在する活断層, 活断層研究, 185-198, 2004.
- Cho, I., T. Tada, and Y. Shinozaki, A new method to determine phase velocities of Rayleigh waves from microseisms, Geophysics, 69, 1535-1551, 2004
- Cho, I., T. Tada, and Y. Shinozaki, Centerless circular array method: Inferring phase

- velocities of Rayleigh waves in broad wavelength ranges using microtremor records, *J. Geophys. Res.*, 111, B09315, doi:10.1029/2005JB004235, 2006.
- Dziewonski, A., S. Bloch, and M. Landisman, A Technique for the Analysis of Transient Seismic Signals, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 427-444, 1969.
- Flohlich, C., Triangle diagrams: ternary graphs to display similarity and diversity of earthquake focal mechanism, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 75, 193-198, 1992.
- 藤原広行・河合伸一・青井 真・功刀 卓・石井 透・早川 譲・森川信之・本多 亮・小林京子・大井 昌弘・先名重樹・八十島 裕・奥村直子, 布田川・日奈久断層帯の地震を想定した地震動予測地図作成手法の検討, 防災科学技術研究所研究資料, No. 256, 2004.
- 藤原広行・河合伸一・青井真・森川信之・先名重樹・工藤暢章・大井昌弘・はお憲生・若松加寿江・石川裕・奥村俊彦・石井透・松島信一・早川譲・遠山信彦・成田章, 「全国地震動予測地図」作成手法の検討, 防災科学技術研究所研究資料、第 336 号, 2009.
- 藤原広行・河合伸一・青井真・森川信之・先名重樹・東宏樹・大井昌弘・はお憲生・長谷川信介・前田宜浩・岩城麻子・若松加寿江・井元政二郎・奥村俊彦・松山尚典・成田章, 東日本大震災を踏まえた地震ハザード評価の改良に向けた検討, 防災科学技術研究所研究資料 第 379 号, 2012.
- 福元俊一・山中浩明・翠川三郎・入江紀嘉, 微動と地震動の水平アレー観測によるやや長周期帯域地震動の評価ー京葉臨海地域における S 波速度構造と表面波の波動特性ー, 日本地震工学会論文集, 第 4 巻, 87-106, 2004.
- Hayashida, T., and M. Yoshimi, Verification of Green' s Function Approximation from Ambient Noise Cross-correlation using Three-year Continuous Seismic Data in South Niigata Prefecture, Japan, AGU Fall Meeting, S41B-2723, 2015.
- Hirata, N. and M. Matsu' ura, Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 47, 50-61, 1987.
- 今西和俊・武田直人・桑原保人, 2011 年東北地方太平洋沖地震の発生後に活発化した霞ヶ浦南端直下の正断層型地震活動, *地震* 2, 66, 47-66, DOI:10.4294/zisin.66.47, 2013.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵, シナリオ地震の強震動予測, *地学雑誌*, 110, 849-875, 2001.
- Itoh, Y., Kusumoto, S., and Takemura, K., Evolutionary process of Beppu Bay in central Kyushu, Japan: a quantitative study of the basin-forming process controlled by plate convergence modes., *Earth, Planets and Space*, 66, 1-14, 2014.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 震源断層を特定した地震の地震動予測手法(「レシピア」), http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_yosokuchizu/g_furoku3.pdf, 2009.
- 紺野克昭・大町達夫: 常時微動の水平／上下スペクトル比を用いる増幅特性の推定に適した平滑化とその適用例, *土木学会論文集*, No. 525, 247-259, 1995.
- 駒澤正夫・鎌田浩毅, 豊肥地域の重力基盤構造, *地質調査所報告*, 264, 305-333, 1985.
- 菊地正幸, リアルタイム地震学, 東京大学出版会, pp. 222, 2003.
- Kusumoto, S., Y. Fukuda, S. Takemoto, and Y. Yusa, Three-dimensional subsurface

- structure in the eastern part of the Beppu-Shimabara graben Kyushu, Japan, as revealed by gravimetric data, *J. Geodetic Soc. Japan*, 42, 167-181, 1996.
- Lin, F. C., M. P. Moschetti, and M. H. Ritzwoller, Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps, *Geophys. J. Int.*, 173, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03720.x, 2008.
- Ludwig W. J., J. E. Nafe and C. L. Drake, Seismic Refraction, in the Sea, Vol.4, part 1, 53-84, edited by Maxwell, A., Wiley-Interscience, New York, 1970.
- 松田時彦, 活断層から発生する地震の規模と周期について, *地震* 2, 28, 269-284, 1975.
- Matsumoto S., S. Nakao, T. Ohkura, M. Miyazaki, H. Shimizu, Y. Abe, H. Inoue, M. Nakamoto, S. Yoshikawa, and Y Yamashita, Spatial heterogeneities in tectonic stress in Kyushu, Japan and their relation to a major shear zone, *Earth Planets Space*, 67, 172, doi:10.1186/s40623-015-0342-8, 2015.
- 松澤孝紀・松本拓己・棚田俊, F-net 広帯域地震計を用いた matched filter 解析による阿蘇山長周期振動のモニタリング, 日本地球惑星科学連合 2015 年大会予稿集, SVC45-P30, 2015.
- Michael, A. J., Determination of stress from slip data: faults and folds, *J. Geophys. Res.*, 89 (B13), 11,517-11,526, 1984.
- Michael, A. J., Stress rotation during the Coalinga aftershock sequence, *J. Geophys. Res.*, 92 (B8), 7963-7979, 1987.
- 宮腰研・岡田廣・凌甦群, 微動探査法における推定可能な微動中の表面波位相速度の波長範囲, 物理探査学会第 94 回学術講演会論文集, 178-182, 1996.
- 文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学大学院理学研究科, 別府一万年山断層帯(大分平野一由布院断層帯東部)における重点的な調査観測 平成 26 年度成果報告書, 235pp, 2015.
- Nakamura, T., H. Takenaka, T. Okamoto, and Y. Kaneda, FDM simulation of seismic-wave propagation for an aftershock of the 2009 Suruga Bay earthquake: Effects of ocean-bottom topography and seawater layer, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 102, 2420-2435, 2012.
- Nishida, K., H. Kawakatsu, and K. Obara, Three-dimensional crustal S-wave velocity structure in Japan using microseismic data recorded by Hi-net tiltmeters, *J. Geophys. Res.*, 113, B10302, doi:10.1029/2007JB005395, 2008.
- Okada, H., The Microtremor Survey Method (translated by Koya Suto), Geophysical Monograph Series, No.12, Society of Exploration Geophysicists, 2003.
- 大分県, 大分県津波浸水予測調査結果(確定値)について, 2月, 2013.
- 大分県, 大分県地震津波被害想定調査, 2013
- 大分県, 大分県地震被害想定調査報告書, 230pages, 2008.
- 大分県, 平成 11 年度地震関係基礎調査交付金「別府一万年山断層帯(トレンチ・ボーリング調査編)に関する調査成果報告書」, 2000.

- 大分県，平成 12 年度地震関係基礎調査交付金「別府一万年山断層帯（極浅層反射法探査・ボーリング調査—総合解析編）に関する調査成果報告書」，2001.
- 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」，2002.
- 三反畑修・小原一成・前田拓人・高木涼太・佐竹健治，阿蘇山における長周期微動の規模別頻度分布にみられる段階的变化，日本地球惑星科学連合 2015 年大会予稿集，SVC45-09，2015.
- 瀬戸充・村田茂雄・堀田信俊，大分地区地盤図，九州建設施工管理研究会，196pages，1972.
- 島崎邦彦，活断層の長さから推定される地震モーメント：日本海「最大」クラスの津波断層モデルについて，日本活断層学会 2015 年度秋季学術大会，0-13，2015.
- 汐見勝彦，防災科研 Hi-net 地中地震計設置方位情報推定方法の改良，防災科学技術研究所研究報告，第 80 号，1-20，2013.
- Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada, Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, 70, 59-80, 1999.
- 鈴木晴彦・中川博人，Hi-net 地震記録を用いた表面波位相速度の推定，物理探査学会学術講演会講演論文集，127，45-48，2012.
- Tada, T., I. Cho, and Y. Shinozaki, Beyond the SPAC method: exploiting the wealth of circular-array methods for microtremor exploration, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 97, 2080- 2095, doi:10.1785/0120070058, 2007.
- Tada, T., I. Cho, and Y. Shinozaki, New horizons in the utility of horizontal-motion microtremors, *Proc. 7th International Conference on Urban Earthquake Engineering*, Center for Urban Earthquake Engineering, Tokyo Institute of Technology. (http://www.cuee.titech.ac.jp/Japanese/Publications/Doc/conference_7th.pdf), 2010
- Takagi, R., H. Nakahara, T. Kono, and T. Okada, Separating body and Rayleigh waves with cross terms of the cross-correlation tensor of ambient noise, *J. Geophys. Res.*, 119, 2005-2018, doi:10.1002/2013JB010824, 2014.
- 高尾誠・土山滋郎・安中正・栗田哲史，確率論的断層変位ハザード解析手法の日本における適用，日本地震工学会論文集，13(1)，17-36，2013
- 武村雅之，日本列島における地殻内地震のスケーリング則，*地震* 2，51，211-228，1998.
- ト部卓・束田進也，WIN 微小地震観測網波形検出支援のためのワークステーション・プログラム（強化版），*地震学会予稿集*，no. 2，331，1992.
- Waldhauser F. and W. L. Ellsworth, A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward fault, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, 1353-1368, 2000.
- Wells, D.L. and Coppersmith K.J., New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seis.*

- Soc. Am., 84, 974-1002, 1994.
- Wessel, P. and W.H.F. Smith, New, improved version of the Generic Mapping Tools released. EOS Trans. AGU, 79, 579, 1998.
- 山田圭太郎・竹村恵二・原口強, 別府湾の表層堆積物構造の時系列変化, 大分県温泉調査研究会報告, p. 9-15, 2015.
- 山中浩明・地元孝輔・諸井孝文・池浦友則・額綱一起・坂上 実・中井正一・関口 徹・小田義也, 南関東地域における微動の長期連続観測記録の地震波干渉法処理による表面波の群速度の推定, 物理探査, 63, 409-425, 2010.
- 吉見雅行・山田浩二・秋永康彦, 大分平野南部における反射法地震探査, 日本地震学会 2007 年秋季大会講演予稿集, P2-066, 2007.
- 吉見雅行・吉田邦一・関口春子・堀川晴央・竿本英貴・松浦旅人, 微動アレイ探査で推定した大分平野の S 波速度構造, 活断層・古地震研究報告, 8, 295-315, 2008.
- Youngs, R.R., W.J. Arabasz, R.E. Anderson, A.R., Ramelli, J.P. Ake, D.B. Slemmons, J.P. McCalpin, D.I. Doser, C.J. Fridrich, F.H. III Swan, A.M. Rogers, J.C. Yount, L.W. Anderson, K.D. Smith, R.L. Bruhn, L.K. Knuepfer, R.B. Smith, C.M. dePolo, K.W. O' Leary, K.J. Coppersmith, S.K. Pezzopane, D.P. Schwartz, J.W. Whitney, S.S. Olig, and G.R. Toro, A methodology for probabilistic fault displacement hazard analysis (PFDHA), Earthquake Spectra, 19, 191-219, 2003.
- 由佐悠紀・竹村恵二・北岡豪一・神山孝吉・堀江正治・中川一郎・小林芳正・久保寺 章・須藤靖明・井川 猛・浅田正陽, 反射法地震探査と重力測定による別府湾の地下構造, 地震 2, 45, 199-212, 1992.

4. 全体成果概要

別府一万年山断層帯は大分県玖珠町万年山付近から別府湾周辺域まで続く長大な活断層帯である。この断層帯では様々な調査が実施されてきたが、このうち別府一万年山断層帯（大分平野一由布院断層帯東部）は由布院盆地から大分平野に続く断層帯で、この区間が活動した場合、大分市、別府市などの都市や周辺地域に甚大な影響を及ぼす断層帯であることがわかっている。この活断層が活動した場合の社会的インパクトの高さに加えて、地震調査委員会の別府一万年山断層帯の長期評価では、大分平野一由布院断層帯東部で発生する地震の規模はマグニチュード7.2程度で、今後30年以内の地震発生確率は最大4%と評価されている。また、地震後経過率は最大1.0であり、地震発生の可能性が高いと推定されることに加え、全国の活断層帯と比較して、平均変位速度が大きく、平均活動間隔も短いことから、活動度が相対的に高いと考えられる。また、別府一万年山断層帯の東端は、中央構造線断層帯に連続している可能性があることから、両断層帯の関係について検討が必要とされている。

この断層が活動した場合の地震災害の軽減をめざして、断層帯の地表付近の詳細な位置・形状、過去の活動履歴と平均変位速度といった活断層基本情報の高度化と、地下の震源断層の形状評価、及びそれに基づく震源域での強震動評価の高度化を達成するための総合的な調査研究を行う。当該断層帯は別府一万年山断層帯の東部分として調査観測が行われてきたが、陸域・海域・伏在平野にまたがり、断層の分布・形状が複雑であり、また中央構造線断層帯西端部との関係も重要な課題である。本研究では既存の調査結果を基礎として、それらを補完するため、ボーリング調査、トレンチ調査、海域音波探査、自然地震観測、人工地震探査、電磁気探査、重力探査、水位変動観測、アレイ微動観測、等を行う。これらの調査観測の成果に基づいて、活断層の位置や活動履歴、平均変位速度等を断層帯全体で評価することにより、活断層の基本情報の高度化を図る。さらに自然地震探査や電磁気探査によって地震発生層の媒質の不均質性を探り、既往の地下構造観測情報と比較しながら、浅部構造観測調査も含め震源断層形状の高度化を試みる。本対象断層帯に位置し、当該断層が活動した場合に大きな揺れに見舞われる可能性が高い大分平野および別府扇状地等の地下構造モデルの高度化を図るとともに、その地下構造モデルと震源断層モデルに基づいた強震動予測を行うことを課題とした。

これらの課題に取り組むために、1)活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査及び断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測、2)断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測、3)断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究、についての調査観測、研究をすすめた。平成27年度の成果概要は下記のとおりである。

1) 活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査及び断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測：

平成27年度の陸域調査では、平成26年度調査で選定された伽藍岳北断層について、1970年代撮影の縮尺約2万分の1、1948年に米軍が撮影した縮尺約1.5万分の1空中写真を用いて、活断層のトレース及び変位様式を再検討・確認した。それらの情報と現地踏査で確認した地点でピッ

ト調査を実施した。慶長元年(1596)に発生した「慶長豊後地震」に関する、大分県内外の古文書・記録類を収集し地震の発生日に関する基本情報の整理を行った。古文書・記録類のうち、地震発生と同時期あるいは時期を隔てたものではないものでは慶長元年閏7月9日、後世に編纂されたものでは同月12日や13日と様々である。このことは、別府湾沿岸に被害をもたらした地震が、複数回発生したことを示唆する。また、古文書・記録による被害状況の情報整理も実施した。海域調査では海底地形調査および音波探査調査結果を解析した図面作製等を実施した。また、長期間（数千年程度）にわたる地震時イベントの記録を明らかにするために、大分沖や高崎山沖、別府沖の別府湾最深部などで20m～10m級の堆積物採取を行い、各種解析を実施した。その結果、30回程度のイベント砂層が認定された。伏在部の調査では、大分平野において、府内断層の活動履歴を解明するために同断層の沈降側において新たに一本のボーリングコアを掘削して分析を進めた。同コアは上位から人工盛土、デルタプレーン、デルタフロント、プロデルタ、エスチュアリー、網状河川流路の堆積物で構成されていることが明らかになった。

2) 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測：

(2-1) 深部地殻構造調査：自然地震によるこの地域の調査においては、過去20年余の震源データを再解析し、非弾性ひずみの分布を明らかにした。非弾性ひずみは別府－万年山地域で $10^{-7}/\text{yr}$ のレートを示す。また、変形は活断層と同様な方向で進んでいる。

本研究で実施した地震観測データを中心に用い、断層帯下の不均質構造を推定した結果、断層帯南部や火山体近傍に強い散乱を示すことが明らかになった。

広帯域MT調査を行い、断層帯浅部に複数の低比抵抗体が存在していることを明らかにした。また深さ3kmから10kmにかけては、地表断層の東西走向に対応する比抵抗構造は見られず、むしろ北東－南西走行の比抵抗構造が卓越することが明らかになった。

(2-2) 浅部地殻構造調査：既存の地球物理学的資料（反射法地震探査、重力調査など）の収集・整理を進めるとともに、平成26年度実施の既存データの再解析やデジタル化を参照して、大分平野で東西方向の反射法地震探査を実施した。また、断層帯周辺の地震活動や地殻変動の解析を高度化するために増強した、GPSおよび地震観測地点を合わせて、解析システムや収録システムを活用し解析を進めた。さらに、断層帯構造の解明のための稠密重力調査を継続実施した。あわせて、盆地浅部における地盤構造の高度化に必要な地盤モデル構築に向けてボーリングデータベースを作成するため、既存ボーリングの情報収集整理を継続実施した。

(2-3) 水理構造調査：国立大学法人京都大学大学院理学研究科は、別府・由布院・大分平野等に存在する温泉掘削の情報の整理を継続するとともに、水位観測や水質分析を追加して水理学的解析を継続実施した。さらに、フラックスメーターを活用して、平野域での分布調査を開始した。また浅層の比抵抗探査を実施して、浅層地下構造との関連を明らかにする調査を継続実施した。

(2-4) 応力変遷史解析調査：野外探査システム等を活用した小断層解析による応力変化史の解析および地質調査に基づく断層帯形成のプロセスの解明を進めるとともに、地殻内応力

シミュレーション装置を用いた、三次元断層構造形成の解析を継続実施した。

3) 断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究：

(1) 微動アレイ探査による深い速度構造の推定

固有周期 10 秒の 3 成分速度計を用いて別府湾北岸の 3 カ所にて最大半径 1 km 程度の微動アレイ観測を実施し、0.2Hz から 10Hz の範囲で Rayleigh 波の位相速度を得た。平成 26 年度に実施した微動アレイ探査結果とあわせ、速度構造モデルの改良について検討した。

(2) 小半径微動アレイ観測による浅部速度構造の推定

大分平野の浅部速度構造を対象に 109 か所にて小半径の微動アレイ探査を行った。概ね 1Hz から 20Hz の範囲で分散性を有する位相速度を得た。位相速度から簡易変換により速度構造を求め、位相速度および H/V スペクトルのピークを再現する速度構造を得た。大分平野の伏在断層および河川流路に規制された速度構造が確認された。

(3) 連続微動観測記録を用いた地震波干渉法解析および応力場解析

別府湾を取り囲む全 12 点の広帯域地震計から成る連続微動観測網を引き続き運用し、観測データを蓄積した。遠地地震の長周期帯域波形を用いて観測方位の検討を行った。地震波干渉法および遠地地震の解析により、別府湾を跨ぐ観測点ペアでの群速度および別府湾の平均的な位相速度を推定した。また、同観測網で記録された 2015 年 5 月の別府湾東部での地震記録から震源のメカニズム解を求め、震源域周辺の応力場を推定した。

(4) 地震記録の収集・解析

平成 26 年度に引き続き、大分県内の自治体震度計（全 49 点）にて 2014 年 9 月以降に観測された 17 地震の観測記録を収集・整理した。地震記録の主要動部分を用いた H/V スペクトルの算出と、後続波部分を用いた R/V スペクトルの算出を行った。その結果を用いて、既往の速度構造モデルを修正すべき地点について検討した。

(5) 別府湾周辺域の速度構造モデルの作成

別府湾内の深部音波探査データの再解析結果（平成 26 年度実施）に基づいて既往速度構造モデルの層境界深度を変更し、地震動 R/V および微動アレイ探査による観測位相速度との比較を行った。工学的基盤以浅の浅部地盤構造モデルの作成のため、大分平野の既往ボーリングデータおよび PS 検層データの収集・整理を行った。別府湾内の浅部音波探査の反射面データと陸域のボーリングデータを基に陸海域の統合浅部地質モデルを作成した。これらを基に、浅部速度構造の初期モデルを作成した。

(6) 中小地震の波動計算による既往速度構造モデルの検証

大分県周辺で発生した中規模地震を対象に、別府湾周辺の既往速度構造モデルの検証を行った。2015 年 7 月 13 日大分県南部の地震および 2007 年 6 月 6 日大分県北部の浅い地震を対象に、3 次元差分計算を実施し、速度構造モデルを修正すべき個所について検討した。

(7) 強震動シミュレーションの試計算

既往速度構造モデルと地震本部の長期評価に基づく震源モデルを用いて、別府湾周辺域の強震動シミュレーションの試計算を実施した。

(8) 震源モデルの作成

震源モデルを高度化するため、平成26年度に作成した1km解像度の別府地溝南縁断層の形状モデルを500m解像度に高度化した。これを用いて、境界積分方程式法による動的破壊シミュレーションを実施した。さらに、破壊開始点の違いに注目して、3パターンの地震発生過程のシナリオを試行的に作成した。

引用文献

地震調査研究推進本部，別府－万年山断層帯の長期評価, 2005.

5. 成果の論文発表・口頭発表等

(1) 活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査及び断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表 年月日
竹村恵二・ 別府－万年山断層帯重点 観測研究グループ	別府－万年山断層帯（大分平 野－由布院断層帯東部）にお ける重点的な調査観測.	地球惑星科学連合 大会（幕張）	平成27年 5月
Takemura, K. Haraguchi, T. Yamada, K. Yoshinaga, Y	Paleoseismological Analysis on the Basis of Precise Sea bottom Topography and Sonic Prospecting along the Normal Fault in the Beppu － Haneyama Fault Zone in Kyushu, Japan.	American Geophysical Union (San Francisco)	平成27年 12月

(b) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(2) 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表 年月日
Matsumoto,S. T. Ohkura, M. Miyazaki, H. Shimizu, Y. Abe, H. Inoue, M.Nakamoto, S. Yoshikawa and Y. Yamashita	Spatial Heterogeneities of Deviatoric Stress in Kyushu, Japan, Inferred from the Focal Mechanism and Their Implication for Seismic Activity	IUGG 26th General Assembly	平成27年 4月
志藤あずさ・松本聡 大倉敬宏	九州地方の散乱減衰と 内部減衰	地球惑星科学連合 大会（幕張）	平成27年 5月
松本聡・大倉敬宏 宮崎真大・清水洋 安部祐希・井上寛之 中元真美・吉川慎 山下裕亮	発震機構解から推定した 九州内陸の応力場（2）	地球惑星科学連合 大会（幕張）	平成27年 5月
相澤広記・上嶋誠 高村直也・宇津木充 井上寛之・塩谷太郎 内田和也・塚島祐子 若林翌馬・藤田詩織 松島健・小山崇夫 神田径・吉村令慧 山崎健一・小松信太郎 志藤あずさ	地電位差計を用いた 大分県中南部の広帯域MT 観測	地球惑星科学連合 大会（幕張）	平成27年 5月
神薗めぐみ・松本聡 中元真美・宮崎真大	別府－万年山断層帯下の 不均質構造に関する研究	地球惑星科学連合 大会（幕張）	平成27年 5月
志藤あずさ・松本聡 大倉敬宏	九州地方における地殻の 内部減衰と散乱減衰2	日本地震学会2015 年度秋季大会	平成27年 10月

著書	題名	発表先	発表 年月日
Matsumoto,S. S. Nakao, T. Ohkura, M. Miyazaki, H. Shimizu, Y. Abe, H. Inoue, and M. Nakamoto	Spatial Heterogeneities in Tectonic Stress in Kyushu, Japan and Their Relation to a Major Shear Zone	Earth, Planets and Space	平成27年 10月
楠本成寿	重力勾配テンソルの固有ベ クトルを用いた断層あるい は構造境界の傾斜角の推定	物理探査, 68, 277-287.	平成27年
Kusumoto,S., Takemura, K., and Itoh, Y.,	Caldera Formation and Post-Caldera Activity Influencing Fault Distributions: A Case Study of the Hohi Volcanic Zone, Central Kyushu, Japan	Frontiers in Volcanology.	平成28年

(b) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表 年月日
吉見雅行・林田拓己 徳丸哲義・杉山長志	別府湾周辺域（大分平野および別府扇状地）における 微動アレイ探査	地球惑星科学連合 大会（幕張）	平成27年 5月
林田拓己・吉見雅行	地震波干渉法による 別府湾および周辺地域の表面波群速度の推定ー広帯域 稠密地震観測記録に基づく 検討	地球惑星科学連合 大会（幕張）	平成27年 5月
林田拓己・吉見雅行	別府湾周辺地域の広帯域稠密地震観測記録を用いた表面波群速度および位相速度の推定	地震学会秋季大会 （神戸）	平成27年 10月
吉見雅行・林田拓己 松島信一・川瀬博 竹中博士・山田伸之 徳丸哲義・杉山長志	大分平野における 稠密小半径アレイ微動探査	地震学会秋季大会 （神戸）	平成27年 10月

(b) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

6. むすび

地震調査研究推進本部の「今後の重点的調査観測について（－活断層で発生する地震及び海溝型地震を対象とした重点的調査観測、活断層の今後の基盤的調査観測の進め方－）」（平成17年8月策定）に基づき、活断層帯の重点的な調査観測の推進として、平成26年度より「別府－万年山断層帯（大分平野－由布院断層帯東部）の重点調査観測」を3カ年計画で開始した。

具体的には、活断層の活動区間を正確に把握するための詳細位置・形状等の調査及び断層活動履歴や平均変位速度の解明のための調査観測、断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測、断層帯周辺における強震動予測の高度化のための研究を行うサブテーマ研究チームを構成し、各々の調査観測研究を進めるとともに、サブテーマ間での情報共有を進めながら、地震規模及び長期的な発生時期の予測精度の高度化、断層帯周辺における地殻活動の現状把握の高度化、及び強震動の予測精度の高度化を目的としている。

対象断層帯においては、地震調査委員会や大分県による活断層の長期評価や強震動評価のための周辺地域の地下構造モデルが構築されており、これらの情報を踏まえた効果的な調査観測研究の進展が望まれる。平成26年度および27年度は各研究テーマにおける既往研究の情報整理に基づいて調査観測研究を計画・実行し、本報告書にあげることができた。平成28年度においては、26年度・27年度にあげた課題を解決するとともに、サブテーマ間での成果の情報共有をすすめて、各サブテーマでの調査観測研究に活用していくことが必要である。また、各サブテーマの最終目標を見据えた調査観測研究を実施する業務計画を立てて、観測研究の進展を図る予定である。

本報告をまとめる過程で、2016年度熊本・大分地震が発生し、内陸活断層の活動による地震の破壊力をまざまざと感じさせられた、本対象断層帯においても、直下型の地震が多発している現状であり、本重点観測研究を充実させていく責務を感じている。

最後になりましたが、今年度の本重点調査観測を行うにあたり、調査対象地域である大分県、大分市、別府市と大分地方気象台など関連機関の皆様、ボーリング調査および現地観測調査に協力いただいた皆様に記してお礼申し上げます。

7. 運営委員会

7. 1 活動報告

平成 27 年度

第 1 回「別府－万年山断層帯（大分平野－由布院断層帯東部）に関する重点的な調査観測」
運営委員会議事概要

日時 平成 27 年 10 月 29 日（木） 13 時 30 分～17 時 15 分
場所 大分県社会教育総合センター（ニューライフプラザ）第 2 セミナー室
議事 1. 運営委員会の構成及び運営委員長の選任について
2. 全体計画と平成 27 年度の調査観測計画・進捗状況について
1) 全体計画の説明
2) 平成 27 年度の調査観測計画と進捗状況
3. その他

第 2 回「別府－万年山断層帯（大分平野－由布院断層帯東部）に関する重点的な調査観測」
運営委員会議事概要

日時 平成 28 年 3 月 17 日（木） 13 時 30 分～17 時 20 分
場所 大分県社会教育総合センター（ニューライフプラザ）第 2 セミナー室
議事 1. 平成 27 年度の調査進捗状況と平成 28 年度の調査計画について
2. その他

「別府－万年山断層帯（大分平野－由布院断層帯東部）における重点的な調査観測」
運営委員会規則

平成 26 年 10 月 27 日制定

（趣旨）

この規則は、文部科学省委託研究業務「別府－万年山断層帯（大分平野－由布院断層帯東部）における重点的な調査観測」（以下「本プロジェクト」という。）の研究を効果的に推進するため、「別府－万年山断層帯（大分平野－由布院断層帯東部）」運営委員会（以下「委員会」という。）の組織及び運営について定めるものとする。

（目的）

第 1 条 委員会は、本プロジェクトに関する重要事項を審議し、関係研究機関（者）間の連携を緊密にし、もってその有効な推進を図ることを目的とする。

（任務）

第 2 条 前条に定める目的を達成するため、委員会は、次の各号に掲げる事項について審議し、決定する。

- （１） 本プロジェクトに関わる研究計画
- （２） 委員会の構成員
- （３） その他、研究推進に関わる事項

（構成）

第 3 条 委員会の委員は、次の各号に掲げる者の中から京都大学大学院理学研究科が委嘱する。

- （１） 本プロジェクトに参加する者 若干名
- （２） 上記以外の有識者 若干名

2 必要に応じて、オブザーバーの参加を認める。

（委員長）

第 4 条 委員会に委員長を置く。

2 委員長は、委員会の会務を総括する。

3 委員長は、必要に応じてオブザーバーの出席を求めることができる。

4 委員長に事故があるときは、あらかじめ委員長の指名する委員が、その職務を代理する。

（任期）

第 5 条 委員の任期は、1 年とする。ただし、再任を妨げない。

2 補欠による委員の任期は、前任者の残任期間とする。

(会議)

第6条 委員会は、必要に応じ、委員長が招集する。

(研究支援組織)

第7条 研究の円滑な推進と機能的な連携関係を保つため、京都大学大学院理学研究科内に研究支援組織を持つものとする。

(庶務)

第8条 委員会の事務は、京都大学大学院理学研究科において処理する。

(委員会の期限)

第9条 委員会の期限は本プロジェクトの終了までとする。

(補則)

第10条 この規則に定めるもののほか、委員会の運営に関して必要な事項は、委員会の定めるところによる。

附 則

1. この規則は、平成26年10月27日から施行する。

2. この規則の施行によって委嘱される最初の委員の任期は、第5条の規定にかかわらず、平成27年3月31日までとする。

7. 2 運営委員会構成員

○ 委員

1. 委託・再委託機関の研究者

国立大学法人京都大学大学院理学研究科	竹村 惠二（研究代表者）
国立大学法人九州大学大学院理学研究院	清水 洋
国立研究開発法人産業技術総合研究所	阿部 信太郎
国立大学法人京都大学大学院理学研究科	柴田 智郎
公立大学法人大阪市立大学大学院理学研究科	原口 強
国立研究開発法人産業技術総合研究所	吉見 雅行

2. 有識者

国立大学法人東北大学大学院理学研究科	今泉 俊文（委員長）
国立大学法人京都大学防災研究所	岩田 知孝
国立大学法人京都大学防災研究所	飯尾 能久
国立研究開発法人産業技術総合研究所	水野 清秀

○ オブザーバー

1. （委託元） 文部科学省研究開発局地震・防災研究課
2. （事務局） 国立大学法人京都大学理学研究科附属地球熱学研究施設事務担当
3. （関係機関） 気象庁大分地方气象台
大分県生活環境部防災危機管理課
大分市防災危機管理課
別府市防災危機管理課
4. （研究者、有識者等） サブテーマ1からサブテーマ3の分担研究者