

立川断層帯における重点的な調査観測

平成 25 年度

成果報告書

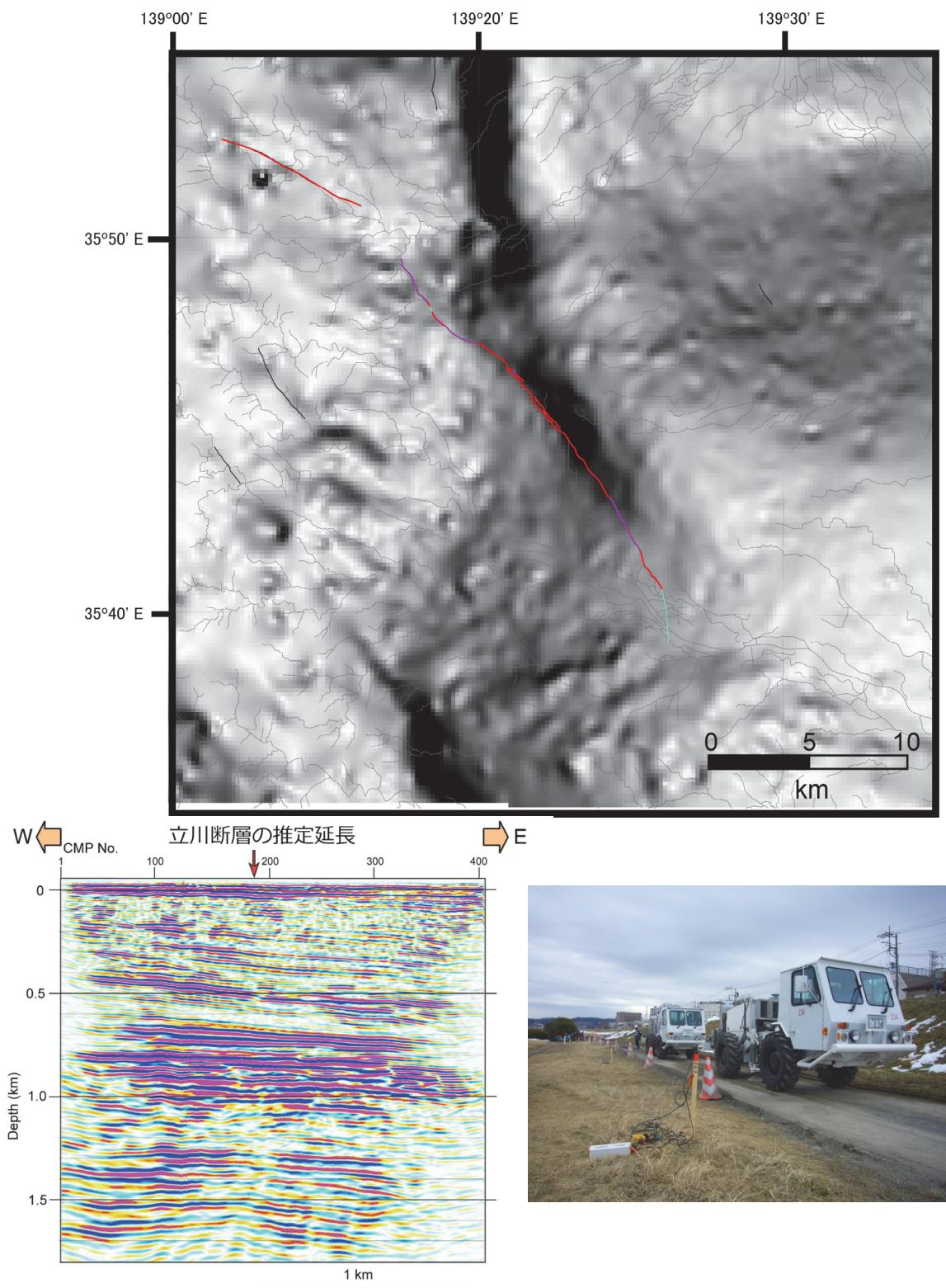
平成 26 年 5 月

文部科学省研究開発局

国立大学法人東京大学地震研究所

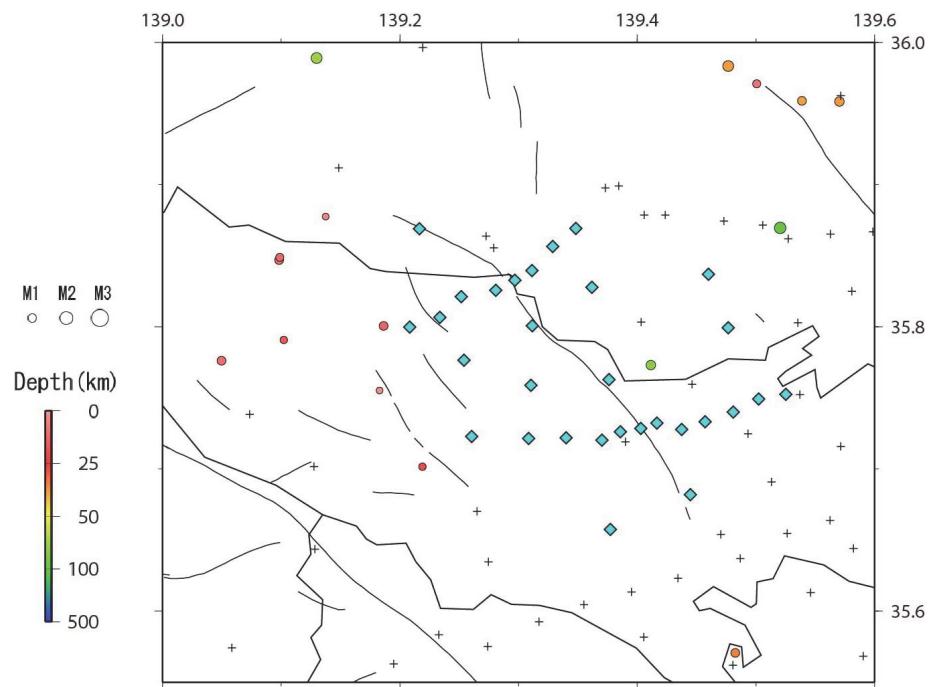
本報告書は、文部科学省の科学技術基礎調査等委託事業による委託業務として、国立大学法人東京大学地震研究所が実施した平成 25 年度「立川断層帯における重点的な調査観測」の成果を取りまとめたものです。

1. 1. 制御震源地震探査等による断層形状の解明



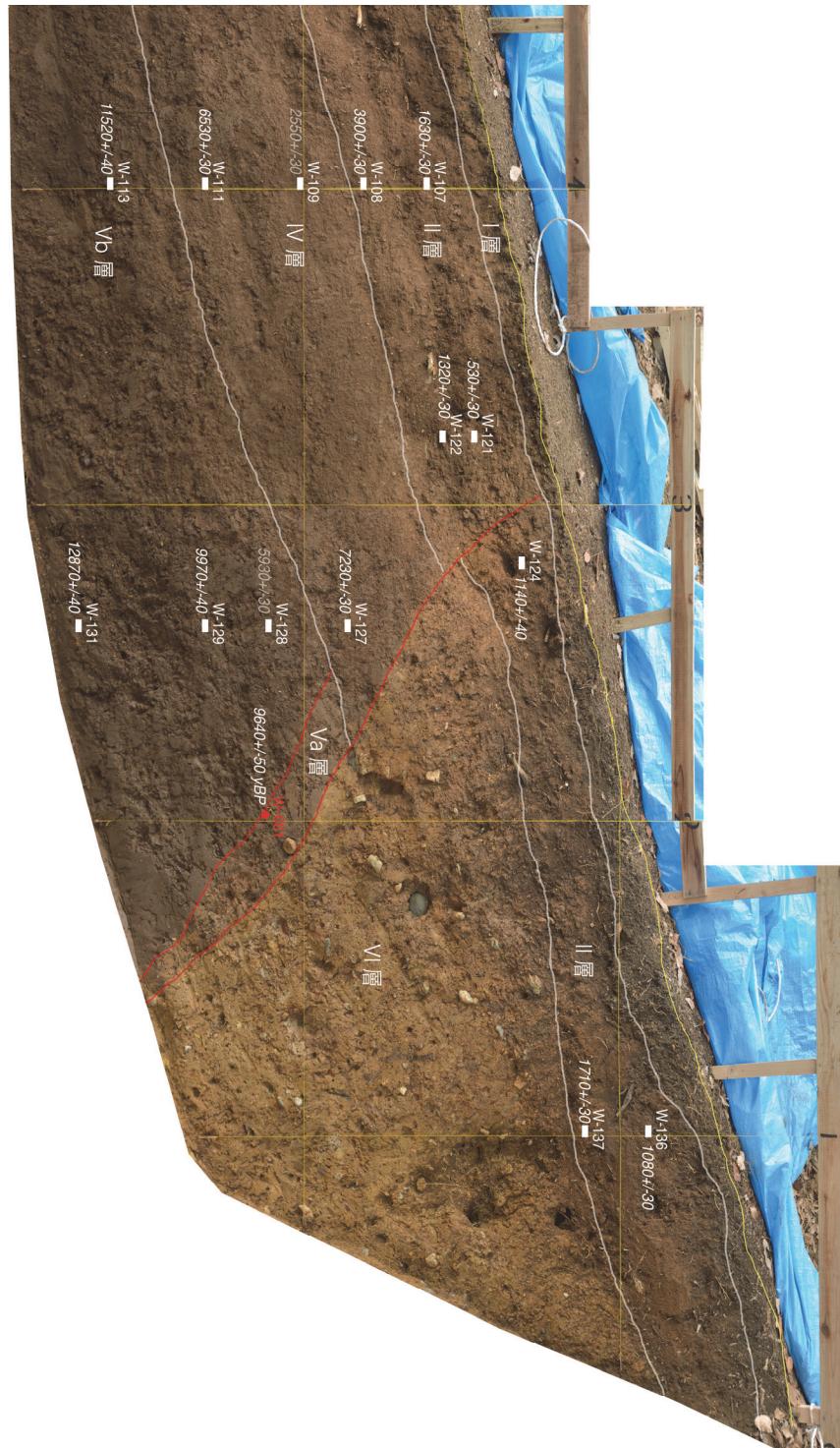
(上図) 立川断層帯周辺地域のブーゲ異常の水平一次微分（赤：活断層、赤紫：推定部、水色：伏在部）、
(左下図) 多摩川南岸の高分解能反射法地震探査断面、(右下図) 中型バイプロサイズ。

1. 2. 自然地震観測に基づく断層周辺の広域的3次元構造調査



震源分布（2013年2月1日～2月9日）。目視によって検知された自然地震の震源（採石発破と思われるものは除外した）。色は深さを、大きさは規模を表わす。◆：臨時観測点、+：既存テレメータ観測点。

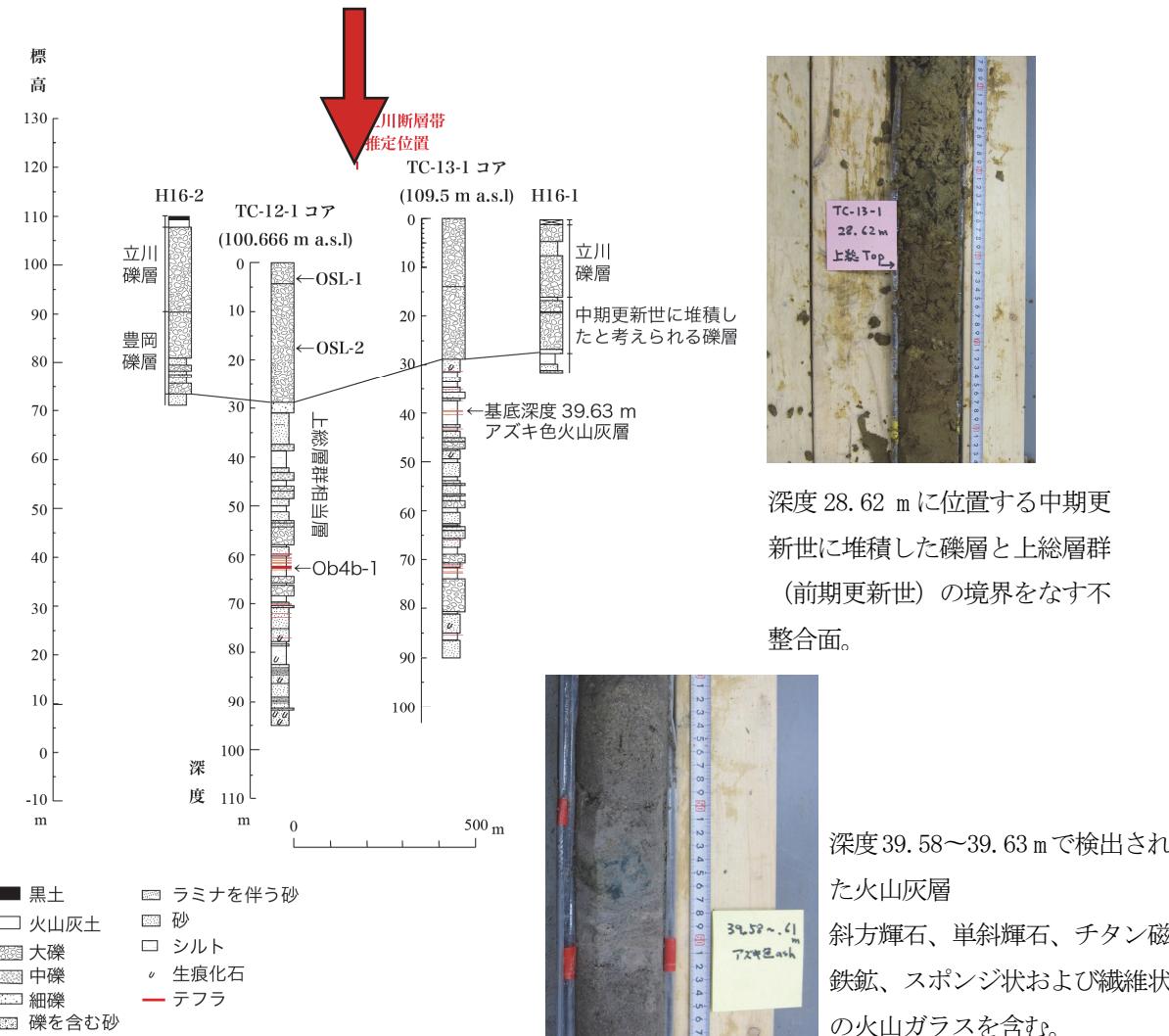
2. 1. 断層帯の詳細位置・形状等および断層活動履歴・平均変位速度 の解明



瑞穂町箱根ヶ崎、狭山神社ピット A 西壁面のモザイク画像。グリッド間隔は 1 m。赤線は断層を、白線はユニット境界を示す。14C 年代値は conventional age (yBP) である。

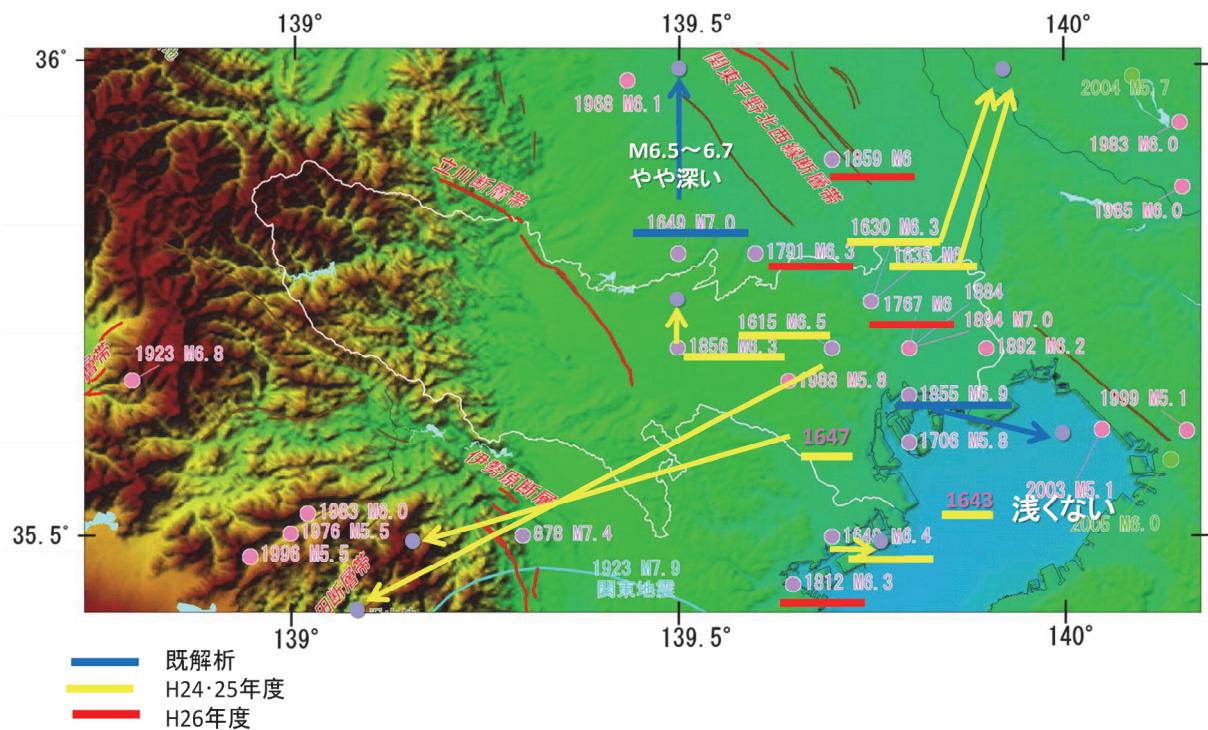
2. 2. 断層帯の平均変位速度・累積変位量の解明のための高精度火山灰

編年調査

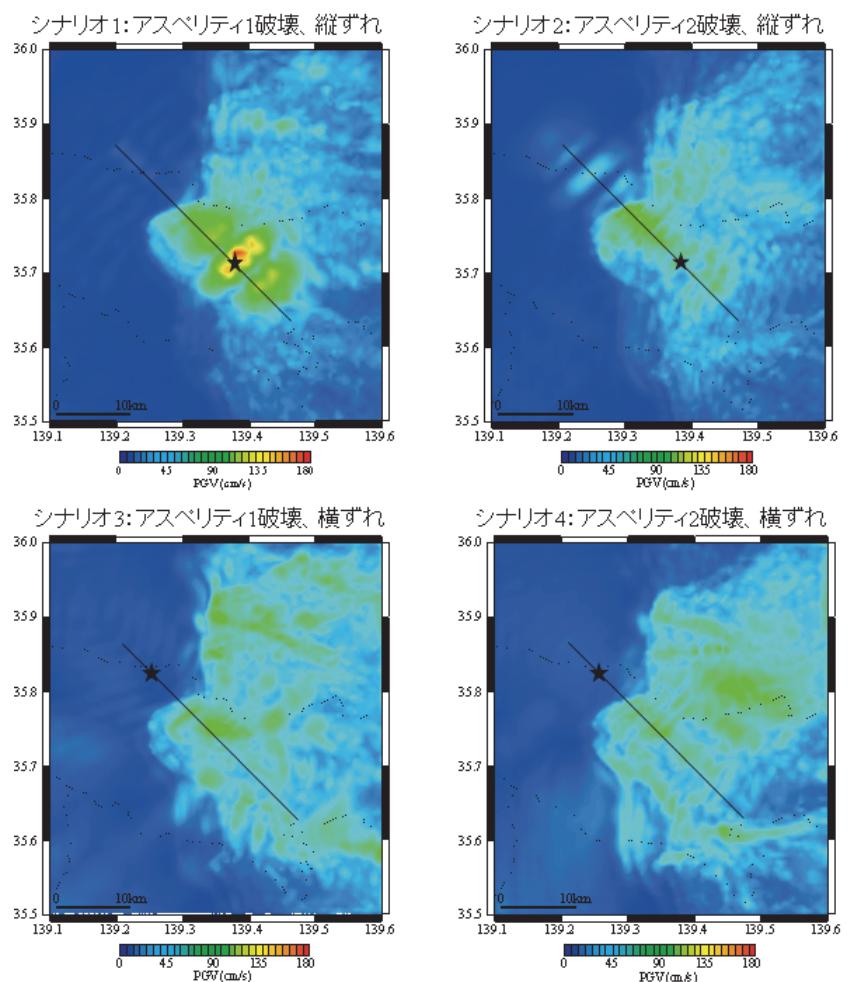
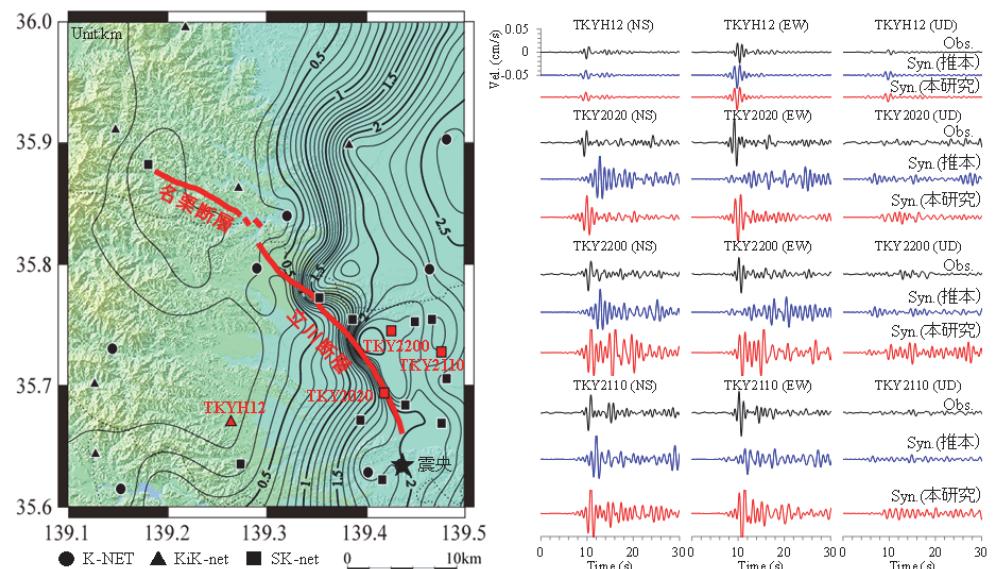


断層帯位置から約 200 m 北東の隆起側（武蔵村山市権）で掘削・回収されたボーリングコア (TC-13-1 コア) の柱状図。断層運動の指標となる不整合面や火山灰層が検出された。TC-12-1 コアは平成 24 年度調査によるもの、H16-1, 2 の柱状図は真如苑（2007）による。

2. 3. 史料地震学による断層帯周辺の被害地震の解明



3. 断層帯周辺における地震動予測の高度化のための研究



上図：3次元深部地盤構造(地震基盤上面深度)と中小地震の3次元シミュレーション結果。
下図：想定シナリオ(4 ケース)による本断層帯の試行的な強震動予測シミュレーション。

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.....	2
3. 研究報告	
1. 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	
1.1 制御震源地震探査等による断層形状の解明.....	5
1.2 自然地震観測に基づく断層周辺の広域的3次元構造調査.....	43
2. 断層帯の詳細位置・形状および断層活動履歴・平均変位速度の解明のための調査観測	
2.1 断層帯の詳細位置・形状等および断層活動履歴・平均変位速度の解明.....	53
2.2 断層帯の平均変位速度・累積変位量の解明のための高精度火山灰編年調査....	75
2.3 史料地震学による断層帯周辺の被害地震の解明.....	95
3. 断層帯周辺における地震動予測の高度化のための研究.....	105
4. 全体成果概要.....	127
5. 成果の論文発表・口頭発表等.....	129
6. むすび.....	133
7. 運営委員会.....	135

1. プロジェクトの概要

立川断層帯は首都圏の人口稠密地域に位置する。2011年東北地方太平洋沖地震後、首都圏の地震活動は活発化しており、本断層帯を震源とする将来の地震発生についても危惧されている。本断層帯については、変化する応力状態に対応した地震発生の評価に重要な震源断層の形状については不明な点が多く、また長期評価に重要な活動履歴の信頼性は低いとされ、過去の活動時期についてさらに精度良く絞り込む必要がある。また、断層帯の走向から相当程度あると想定される横ずれ成分の平均的なずれの速度は全く不明である。さらに想定震源域が人口稠密地に位置することから、より精度の高い強震動予測が必要になる。こうした背景から、本調査観測では震源断層の形状の解明、断層の詳細位置と活動履歴・平均変位速度の解明、強震動予測高度化を目的として、下記の3つのサブテーマを有機的に連携させて実施することとする。

○ サブテーマ1：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

断層形状把握のために、断層の中央部で制御震源による三次元反射法地震探査・二次元深部反射法探査を行い、断層帯の形状・構造を解明する。断層帯南部においては、伏在部を含めて断層の広がりと形状を明らかにするために、稠密重力探査を行う。また、臨時地震観測を行い、首都圏に展開している稠密中感度自然地震観測網（MeSO-net）の観測データと併せて、発震機構などを明らかにするとともに、広域的な三次元構造を明らかにする。尚、このサブテーマで得られた知見は逐次サブテーマ3（地震動予測の高度化）に反映させ、本調査観測全体の進展を図る。

○ サブテーマ2：断層帯の詳細位置・形状および活動履歴・平均変位速度の解明のための調査観測

変動地形学的手法と第四紀地質学、特に高精度火山灰編年に基づき、本断層帯の詳細位置・分布・形状・変位様式・活動履歴や平均変位速度の解明を図る。さらに史料地震学的手法で、歴史時代における本断層帯の活動の有無を検討する。尚、このサブテーマで得られた知見は逐次サブテーマ3（地震動予測の高度化）に反映させ、本調査観測全体の進展を図る。

○ サブテーマ3：断層帯周辺における地震動予測の高度化のための研究

サブテーマ1および2で得られた成果および既存の調査研究の結果を基に、立川断層帯における震源断層モデルおよび地下構造モデルを構築し、本断層帯周辺地域における強震動評価の高精度化を図る。

2. 業務の実施体制

この重点的調査観測は、東京大学地震研究所、首都大学東京、地震予知総合研究振興会、東京工業大学の4機関が体制を構築し、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、東京大学地震研究所（研究代表者：佐藤 比呂志）とする。

調査観測項目	担当機関	担当責任者
研究代表者	国立大学法人東京大学地震研究所	佐藤 比呂志
1. 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		
1. 1. 制御震源地震探査等による断層 形状の解明	国立大学法人東京大学地震研究所 同 同	佐藤 比呂志 石山 達也 蔵下 英司
1. 2. 自然地震観測に基づく断層周辺 の広域的3次元構造調査	国立大学法人東京大学地震研究所 同 同	酒井 慎一 蔵下 英司 平田 直
2. 断層帯の詳細位置・形状および断層活動履歴・平均変位速度の解明のための調査観測		
2. 1. 断層帯の詳細位置・形状等およ び断層活動履歴・平均変位速度の解明	国立大学法人東京大学地震研究所 同 国立大学法人信州大学教育学部 国立大学法人新潟大学理学部地質科学科 国立大学法人東京大学地震研究所	石山 達也 佐藤 比呂志 廣内 大助 小林 健太 中山 俊雄
2. 2. 断層帯の平均変位速度・累積変 位量の解明のための高精度火山灰編年 調査	公立大学法人首都大学東京	鈴木 賢彦
2. 3. 史料地震学による断層帯周辺の 被害地震の解明	公益財団法人地震予知総合研究振興会 同 同 同	松浦 律子 岩佐 幸治 田力 正好 松田 時彦 津村 建四郎
3. 断層帯周辺における地震動予測の高 度化のための研究	国立大学法人東京工業大学 同 同	山中 浩明 佐口 浩一郎 地元 孝輔

また、研究を効果的に実施するために、上記4機関に加えて関係する研究機関（者）等により構成す
る「立川断層帶における重点的調査観測 運営委員会」（事務局は東京大学地震研究所）を設置する。

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）
独立行政法人産業技術総合研究所 活断層・地震研究センター 杉山 雄一

国立大学法人京都大学防災研究所 地震災害研究部門 岩田 知孝
公立大学法人横浜市立大学 大学院国際総合科学研究科 吉本 和生
国立大学法人千葉大学 大学院理学系研究課 宮内 崇裕
東京都総務局企画調整担当部長 村山 隆
国立大学法人東京大学地震研究所 佐藤 比呂志 (研究代表者、サブテーマ①a 代表)
国立大学法人東京大学地震研究所 酒井 慎一 (サブテーマ①b 代表)
国立大学法人東京大学地震研究所 石山 達也 (サブテーマ②a 代表)
公立大学法人首都大学東京 鈴木 肇彦 (サブテーマ②b 代表)
公益財団法人地震予知総合研究振興会 松浦 律子 (サブテーマ②c 代表)
国立大学法人東京工業大学 山中 浩明 (サブテーマ③代表)

3. 研究報告

3. 1. 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. 1. 1. 制御震源地震探査等による断層形状の解明

目次

(1) 業務の内容

- (a) 業務題目
- (b) 担当者
- (c) 業務の目的
- (d) 3カ年の年次実施業務の要約
 - 1) 平成24年度
 - 2) 平成25年度
 - 3) 平成26年度
- (e) 平成26年度業務目的

(2) 平成25年度の成果

- (a) 業務の要約
- (b) 業務の方法と成果
 - 1) 重力測定による立川断層帯周辺の地下構造の検討
 - 2) 立川断層南部の反射法地震探査
 - 3) 浅層三次元反射法探査の解析
- (c) 結論ならびに今後の課題
- (d) 引用文献

(3) 平成26年度業務計画案

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 制御震源地震探査等による断層形状の解明

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人東京大学地震研究所	教授	佐藤 比呂志
国立大学法人東京大学地震研究所	助教	石山 達也
国立大学法人東京大学地震研究所	助教	藏下 英司

(c) 業務の目的

立川断層帯の断層形状把握のために、断層の中央部で制御震源による三次元反射法地震探査・二次元深部反射法探査を行い、断層帯の形状・構造を解明する。断層帯南部においては、伏在部を含めて断層の広がりと形状を明らかにするために、稠密重力探査を行う。

(d) 3カ年の年次実施業務の要約

- 1) 平成24年度：立川断層が通過する真如苑プロジェクト用地(旧日産自動車工場跡地)において、断層の三次元形状・三次元的な変位量を明らかにするために、300 m×660 m領域で、受振・発震点の間隔が約10 mの高分解能三次元反射法地震探査を行った。
- 2) 平成25年度：立川断層帯周辺において重力探査を行い、断層の位置と大局的な地下構造を明らかにした。断層帯南部において高分解能反射法地震探査を行い、断層の存否についての検討を行った。
- 3) 平成26年度：立川断層中北部において反射法地震探査を実施し、断層の形状を明らかにする。断層帯周辺の密度構造モデルを作成し、断層の広がりと形状を明らかにする。

(e) 平成25年度業務目的

断層の位置と大局的な地下構造を明らかにするために、断層帯周辺において重力探査を行う。断層帯南部において高分解能反射法地震探査を行い、断層の存否についての検討を行う。

(2) 平成25年度の成果

(a) 業務の要約

断層帯周辺の既存の重力データのコンパイルとともに、166点において重力値の測定を行い、ブーゲー重力異常値、それらの一次微分を求めることにより、地下の密度構造についての基礎的な検討を加えた。立川断層南部での断層の存否を確認するために、立川市・日野市の富士見台測線と、多摩川河川敷の一ノ宮測線において、10m間隔の受発震での高分解能反射法地震探査を行った。これらの反射法地震探査断面では、明瞭な断層は確認できなかった。

(b) 業務の方法と成果

1) 重力測定による立川断層帯周辺の地下構造の検討

a) 既存研究と研究目的

関東平野のような厚い堆積物に覆われた地域では、断層の広がりや傾斜・変位量を明らかにするために、重力探査が有効である。立川断層周辺においても重力測定に基づいて断層の位置や形状、変位のセンスなどの研究が行われている(萩原ほか(1988), 萩原(1989), 萩原ほか(1997))。日本列島の重力値については、(独)産業技術総合研究所((旧)地質調査所)などの研究グループによってコンパイルされ、立川断層帯周辺のデータについても収録されている(産業技術総合研究所地質調査総合センター編, 2004)。ここでは、より詳細な断層帯周辺の密度構造を推定するための基礎資料として、新たに166点での観測を行い、ブーグ異常値を求め初步的な解析を行った。

b) データ取得

対象範囲は飯能市、入間市、青梅市、所沢市、瑞穂町、武蔵村山市、福生市、あきる野市、東大和、八王子市、立川市、日野市、稻城市、町田市にまたがる立川断層位置周辺地域(図1)である。既存データの観測地点を考慮し、データが不足している166地点で観測を行った(図2)。測定は、三井金属資源開発(株)によって実施された。重力測定にはLa-Coste & Romberg社製G型重力計(G-366)を用いた。各測定点においては、測定回数3回以上、読み取り値が $\pm 10\mu\text{Gal}$ 以内で再現できるまで測定を繰り返して測定を行なった。重力計確認作業として、調査地内の重力基準点において、毎日の測定の開始及び終了時に比較測定を行い、重力計のドリフトや閉塞誤差を求め、その値が許容範囲($\pm 100\mu\text{Gal}$)であることを確認した。調査地周辺で、国土地理院が1970年以降に重力値を測定した水準点の中から、基準点を選定した(重力点(GR1533964-KWG)と一等水準点基準点(第118-1号))。観測された測定値について、潮汐補正、器械高補正、ドリフト補正を実施した。基準点の重力値に、計測された重力差を加算して、本調査地域の各測定点における日本重力基準網に準拠した重力絶対値を求めた。

測定点の位置測量は、GNSS(Global Navigation Satellite Systems)受信機(TOPCON Hiper□GGD)を用いてGNSS測量を行い、10cm以内の精度で測定点の位置を求めた。使用した方式は2周波VRS(仮想基準点方式)-GPS測量である。

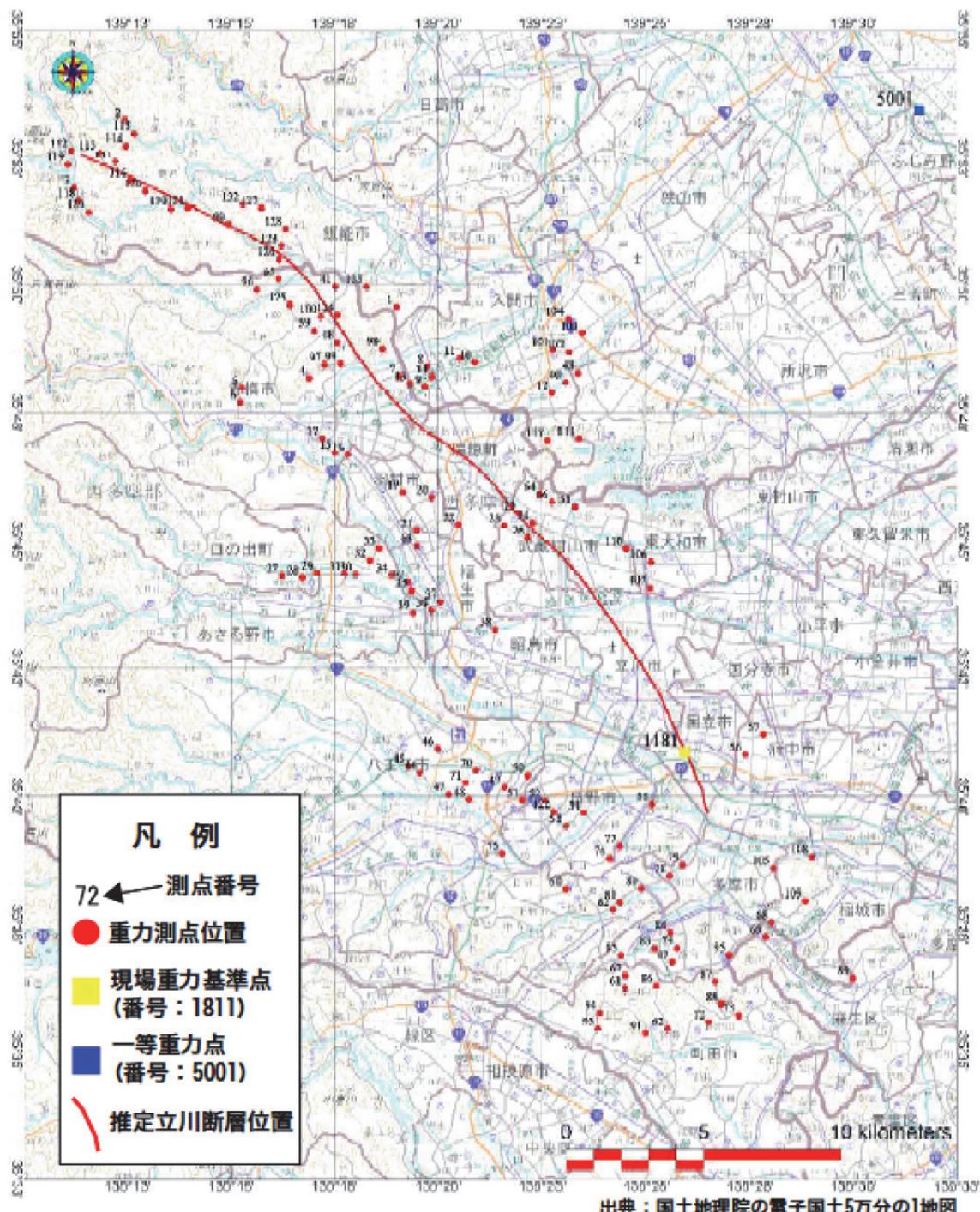
c) 重力データ解析

i) 解析範囲と使用データ

解析範囲は、立川断層帯を含む東経 $139^{\circ}10' \sim 139^{\circ}35'$ 、緯度 $35^{\circ}35' \sim 35^{\circ}55'$ の範囲とした。本調査で収集した166点の他、産業総合研究所がコンパイルした重力データ(産業技術総合研究所地質調査総合センター(編), 2004)に基づき、データ取得者(石油資源開発(株)、国際帝国石油開発(株)、(独)産業技術総合研究所)の許可を得て、産業総合研究所から提供されたものを使用した。これらのデータについては、石油資源開発(株)、国際帝国石油開発(株)、(独)産業技術総合研究所に提供いただき、編集作業については、(独)産業技術総合研究所の伊藤 忍主任研究員の協力を得た。

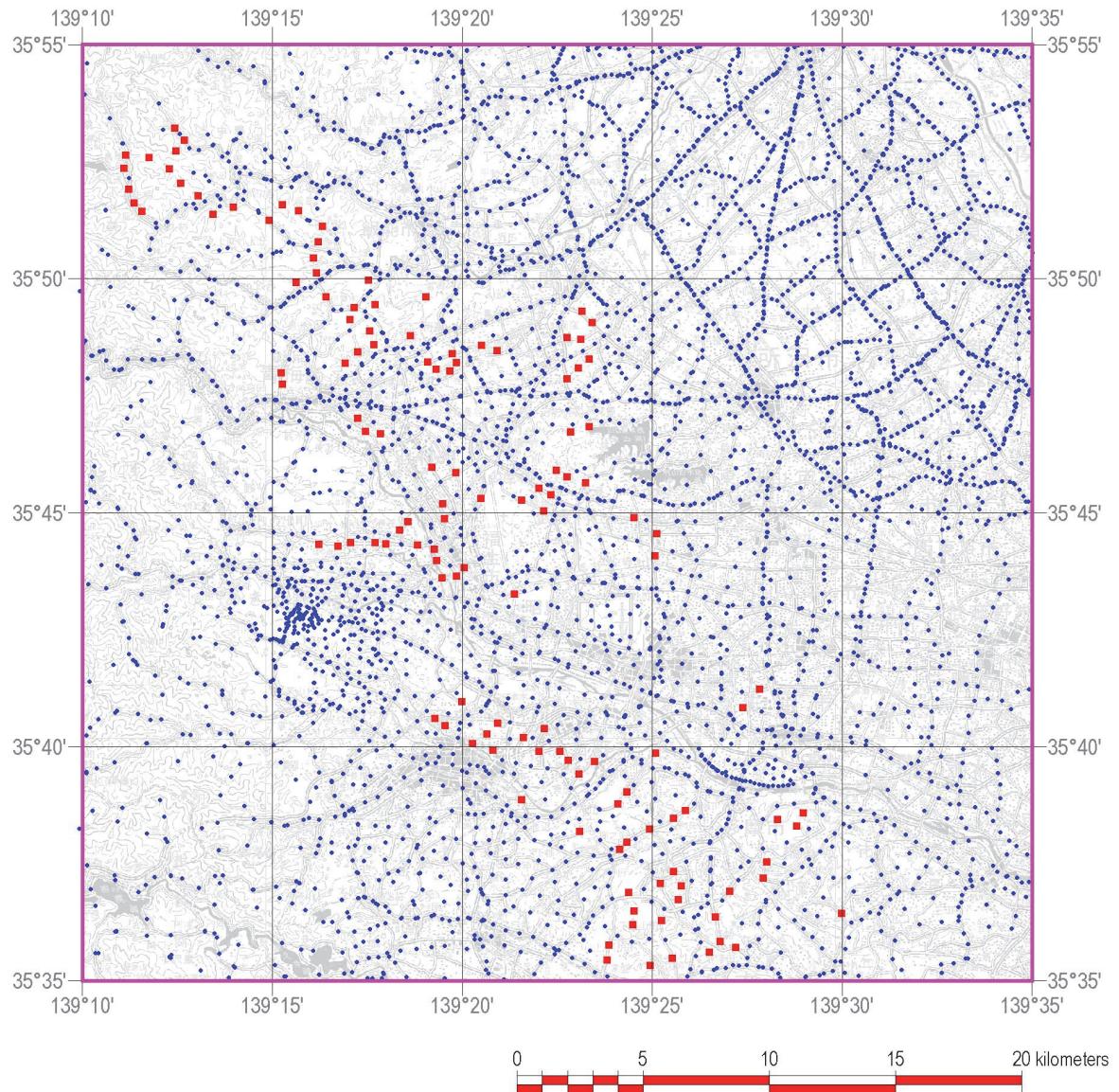
測定データから算出した絶対重力値について、産業技術総合研究所地質調査総合センタ

一(編)(2004)に記載されている既往重力データベース、および(独)産業技術総合研究所



出典：国土地理院の電子国土5万分の1地図

図1 重力測点位置図。断層の位置は中田・今泉編（2002）による。



● : 現場測定点, ■ : 既往重力データ点

図2 対象範囲及び既往重力データ位置と現場測点位置図

より提供された非公開測定データとの整合性を確認し、系統的な誤差の有無を確認した。図3に、既存データベースの絶対重力値と測定データから算出した絶対重力値の分布を示す。測定されたデータはすべて、既存データの範囲内に収まっており測定および絶対重力値への変換の妥当性を示している。

ii) ブーゲ異常図の作成

既往重力データおよび算出された重力絶対値を用いて、以下の手順で適切なブーゲー補正密度を算出した後、グリッドサイズ200mのブーゲー異常図を作成した。

測定点の正規重力値の算出: 測定点の位置から、その地点における正規重力値を計算した。

なお、正規重力値の計算は以下の条件で行った。

- ・測地系：日本測地系2000
- ・座標系：平面直角座標系 第IX系
- ・正規重力値：1980年測地基準系(GRS1980)に基づく値

測定点の地形補正（近傍・遠方地形補正）：近傍・遠方での地形補正量の計算には、Nagy(1966)の手法を用いた。計算には以下の数値標高モデル（DEM）を使用した。

- ・測定点から1kmまで：国土地理院 基盤地図情報数値標高モデル（5mメッシュ）
- ・1km～60kmまで：国土地理院 数値地図（50mメッシュ）

なお、地形補正密度は、次項で述べるブーゲー補正の仮定密度と同じ値を仮定した。

ブーゲー補正の仮定密度の推定：本地域では、上記データを使用して解析対象地域内で実施した。g-H相関法による推定の結果、仮定密度を2.53(g/cm³)とした。Rikitakeの方法(Rikitake et al., 1965)による地形補正密度(ρ_T)と最小自乗法で求めたブーゲー補正の仮定密度(ρ_B)の関係を図4に、またg-H相関図を図5に示す。

ブーゲー異常の算出：産業技術総合研究所地質調査総合センター(編)(2004)に収録されている「利用プログラム」を使用し、解析範囲を含む範囲で、仮定密度(2.53g/cm³)のブーゲー異常の200mグリッドデータを計算した（図6）。

iii) 残差重力異常図の作成

作成されたブーゲー異常図に対して、周波数解析を実施し残差重力異常図を作成した。

周波数解析：ブーゲー異常に対して2次元FFTを用いた周波数解析を行い、除去すべき長波長ブーゲー異常に対応するカットオフ波長を算出した。ブーゲー異常のパワースペクトルからの深度推定図を図7及び図8に示す。深度推定図で約5.6kmで傾斜が変化しており、この深度に対応する波数は、 7.0×10^{-5} (cycle/m)となっている。この波数をカットオフ波数とした。なお、この波数に対応する波長は、 $1/7.0 \times 10^{-5} \text{ km} = 14.3 \text{ km}$ となる。

残差重力異常の算出：カットオフ波数を 7.0×10^{-5} (cycle/m)としたハイパスフィルタリングにより残差重力異常を算出した。残差重力異常図を図9に示す。波数 k (cycle/m)に対するフィルタ関数には以下のものを用いた。

$$\begin{aligned} (\text{ハイパスフィルター}) \quad L(k) &= 0 \quad (k \leq k_1) \\ L(k) &= 1 \quad (k > k_1) \end{aligned}$$

ここで k_1 はカットオフ波数

iv) 浅部異常の抽出

残差重力異常図を対象として、鉛直1次微分、水平1次微分を実施し、構造境界に関する異常図を作成した。残差重力異常の鉛直1次微分を図10に、水平1次微分を図11、12に示す。また、ブーゲー異常の水平1次微分を図12、13に示す。

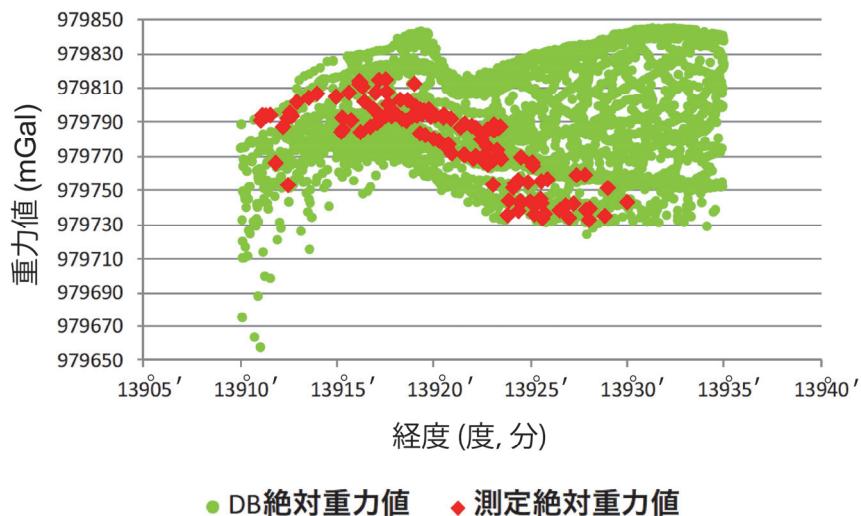


図 3 既往重力データと現場測定データの絶対重力値分布図

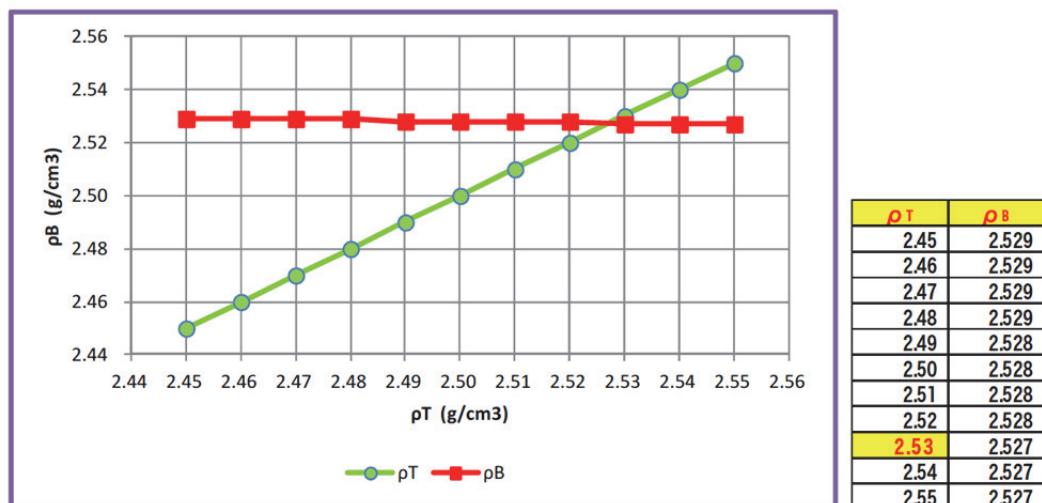


図 4 地形補正密度(ρ_T)と最小自乗法で求めたブーゲー補正の仮定密度(ρ_B)の関係

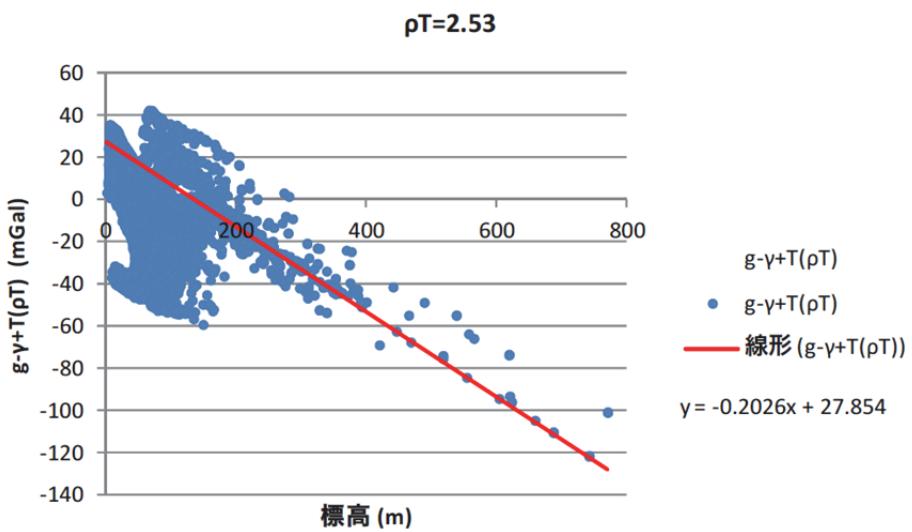


図 5 g-H 相関図

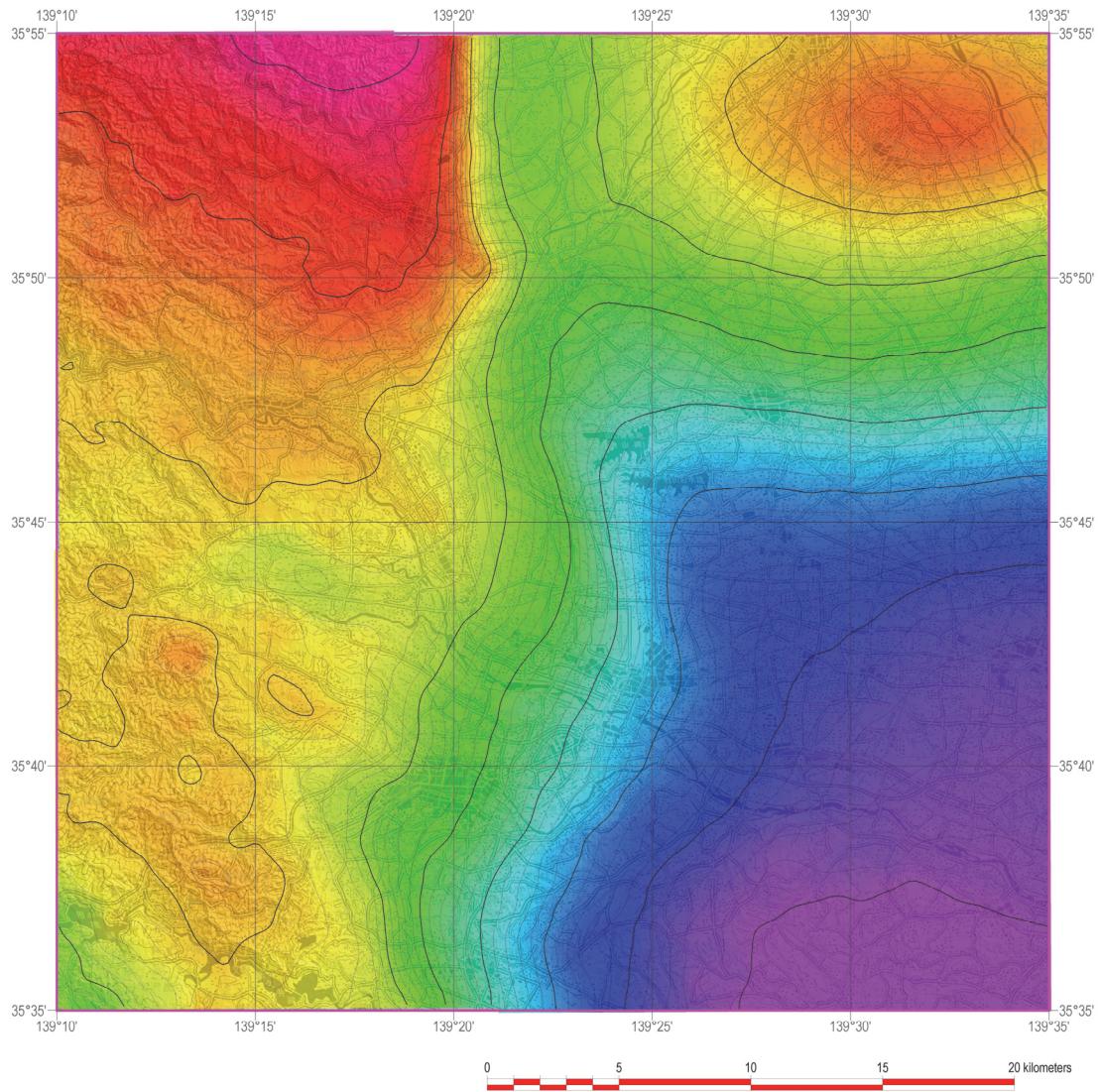


図 6 ブーゲー異常図 (仮定密度 2.53g/cm^3)

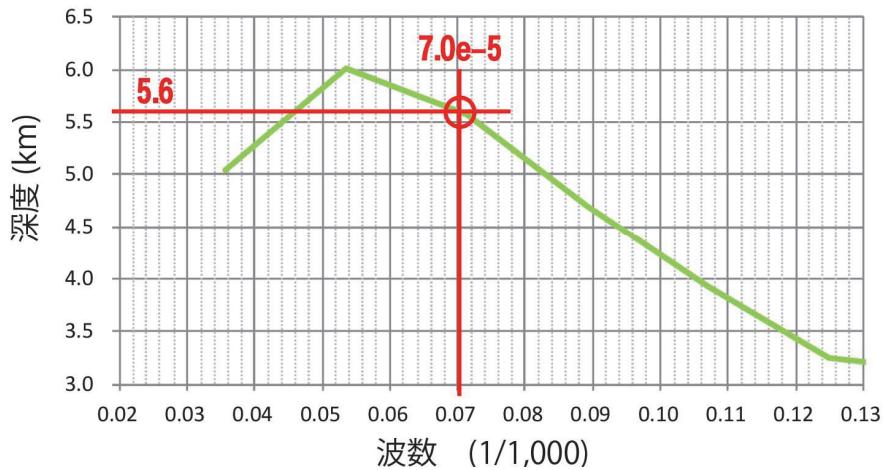


図 7 深度推定図

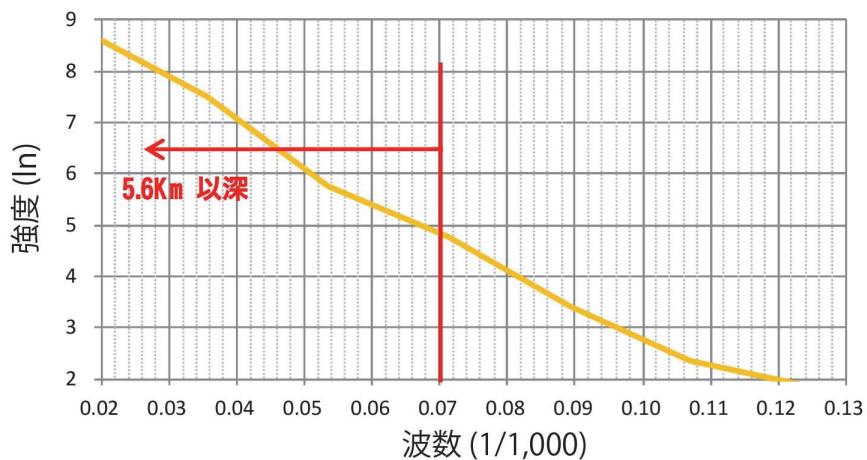


図 8 ブーゲー異常のパワースペクトル

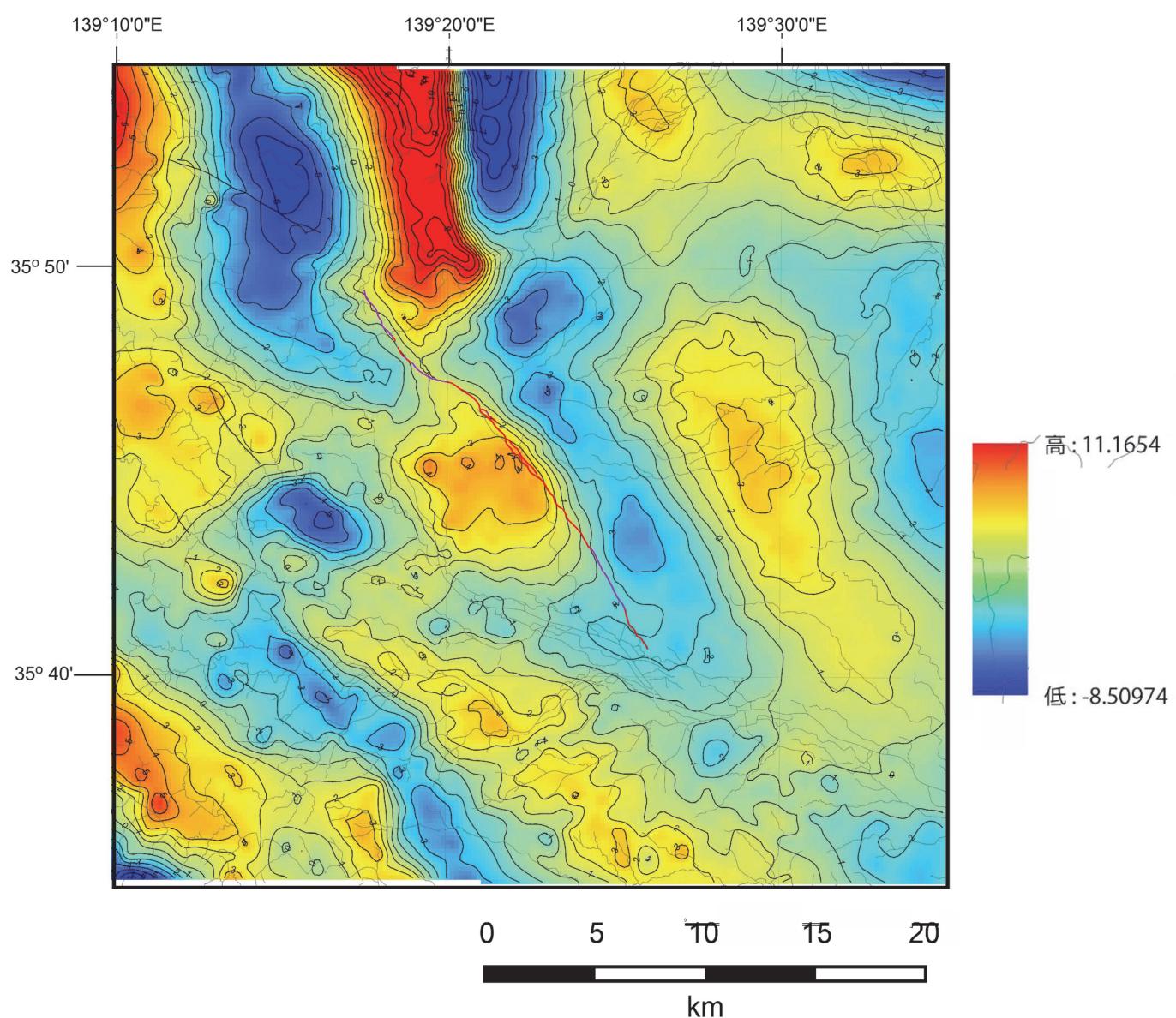


図 9 残差重力異常図 (仮定密度 $2.53\text{g}/\text{cm}^3$)

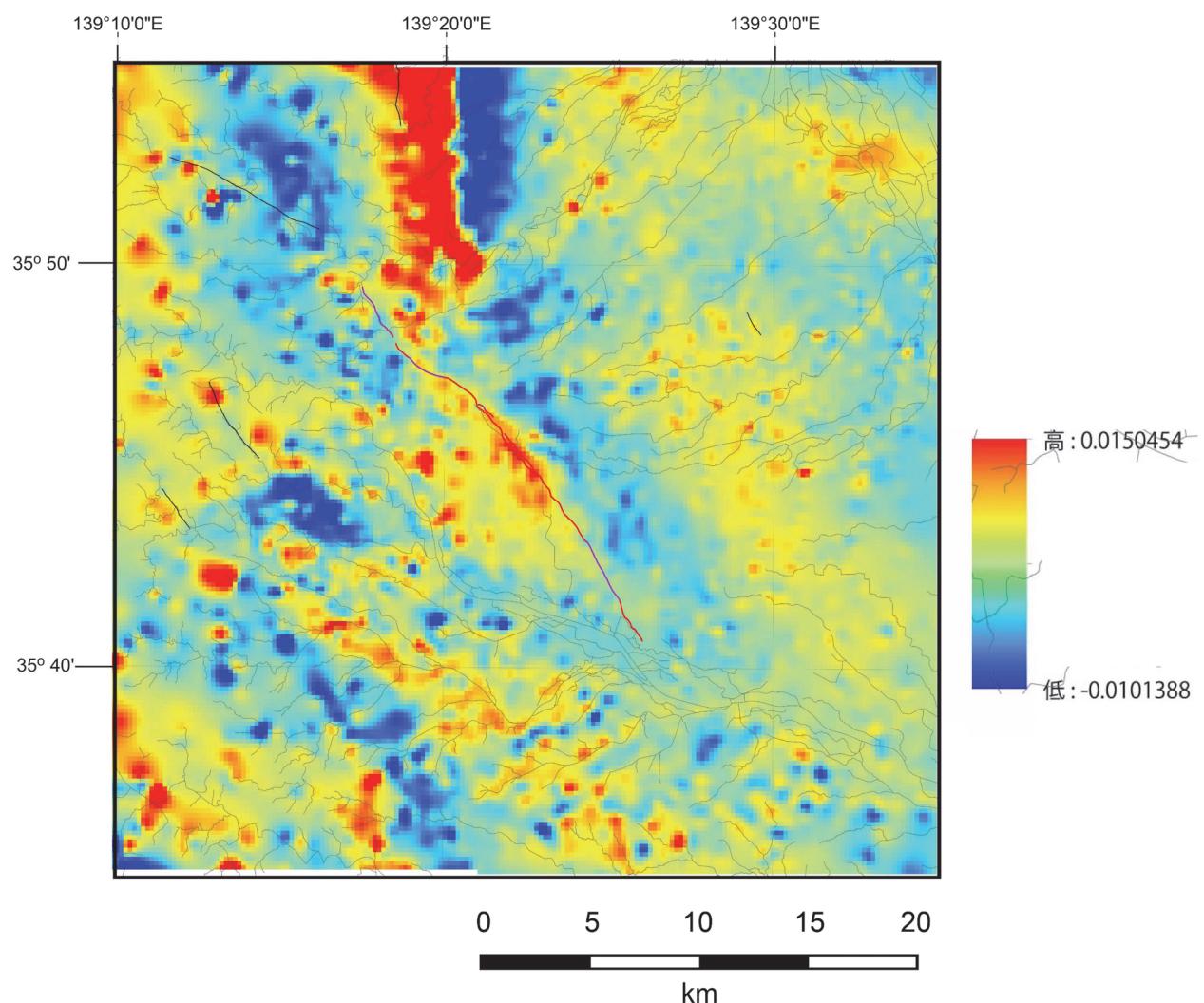


図 10 残差重力異常の鉛直 1 次微分分布図 (仮定密度 $2.53\text{g}/\text{cm}^3$)

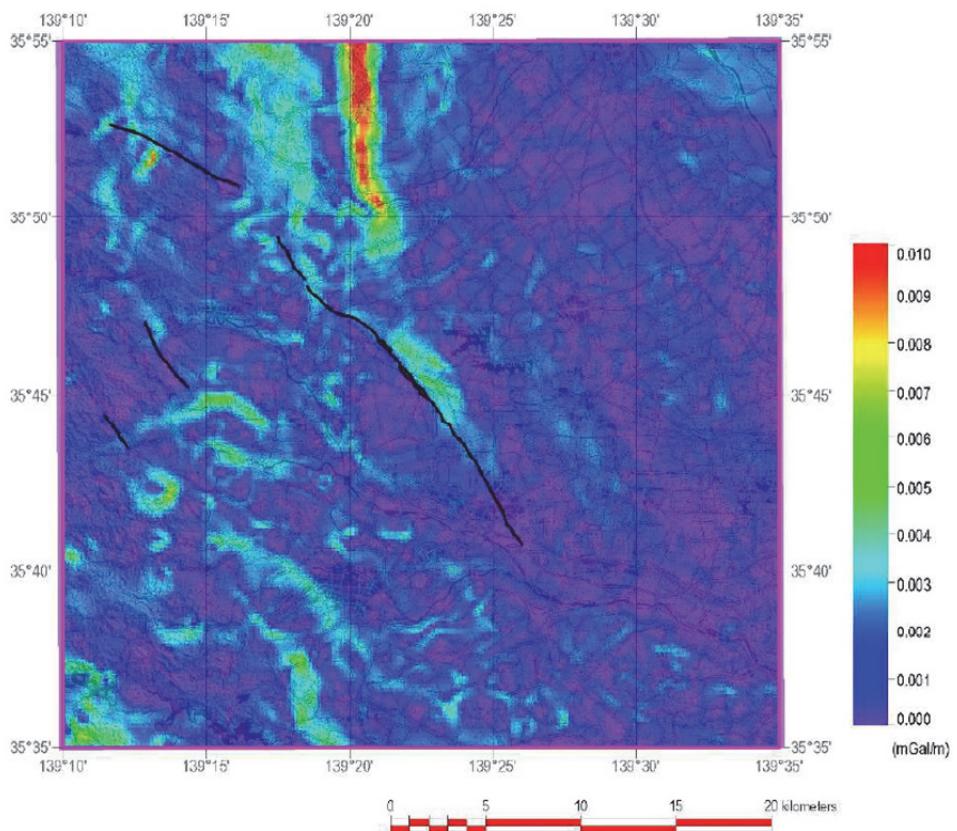


図 11 残差重力異常の水平1次微分分布図 (仮定密度 $2.53\text{g}/\text{cm}^3$)

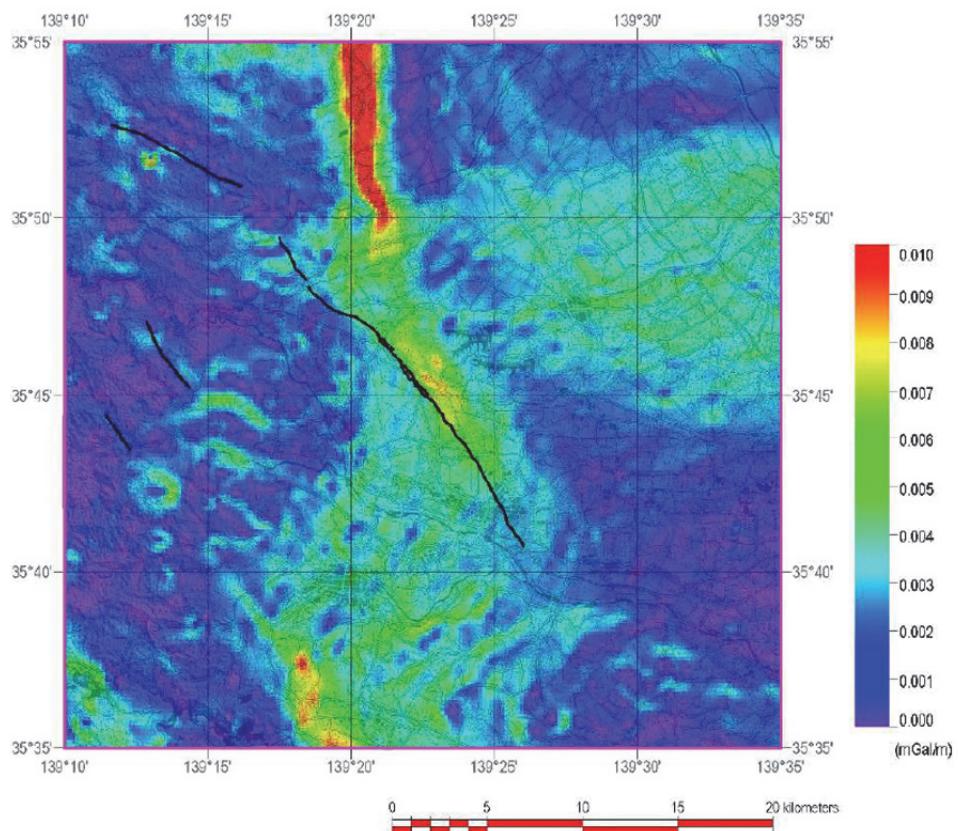


図 12 ブーゲー異常の水平1次微分分布図 (仮定密度 $2.53\text{g}/\text{cm}^3$)

d) 重力解析から見た立川断層帯の構造

対象とした立川断層帯周辺の地域は、関東山地と関東平野の境界部に位置し、境界部には南北走向の八王子構造線(Yabe and Aoki, 1926)が分布する。八王子構造線は対象域北部の最も顕著な密度の急変帯をなしてい、ブーゲ異常図(図 6)、残差重力異常の鉛直一次微分(図 10)では高重力部と低重力域の境界、残差重力やブーゲ異常の水平一次微分(図 11, 12)では、南北に伸びる顕著な急勾配ゾーンとしてマッピングされている。残差重力異常図(図 9)は、基本的な地殻構造のトレンドを示しており、北部で特徴的な南北方向の構造が、立川断層周辺以南では北西・南東方向を示し、伊豆衝突帯の影響を示している。

立川断層は全体としては、この北西・南東方向のトレンドに平行していて、密度構造の方向と調和的である。しかし、詳細に比較すると記載されている断層線は、密度構造とは一致しない部分がある。名栗断層は、ブーゲ異常図(図 6)やブーゲ異常の水平一次微分(図 13)でも、明瞭な線状の構造は認められない。先第三系中の断層であり、顕著な密度構造の異常を示さないことに由来すると判断される。立川断層は、中部ではブーゲ異常の急変帯の西側に位置している。ブーゲ異常の水平一次微分(図 13)では、立川断層中部の図 13 の a から b までは、大局的にはブーゲ異常の急変帯の西側に位置するという点で密度構造と相関がある。しかしながら、b より南方では重力との対応は見られない。この傾向は多摩川流域を含む地域でも同様であり、少なくとも重力異常の観点からは断層が延長している構造は認められない。また、a 地点の北西延長については、重力の急変帯の西側に位置するという構造上の特徴はなくなり、断層線は重力的には尾根状の高まりを横断して北西方向に延長されている。

立川断層周辺の重力構造の詳細を検討するには、残差重力の水平一次微分が適している(図 14)。この図では、より詳細に見ると一つの連續に見える立川断層中部についても、図中の矢印 A で示される WNW-ESE 方向と B の NW-SE 方向の断層から構成されている可能性が読み取れる。この図で示した矢印 A と B の間は、立川断層北部の変動地形的に断層線が不明瞭になる領域と一致しており、立川断層のセグメンテーションを明らかにする上で重要な拘束条件を与えていている。

c) 立川断層帯と重力異常の関係についてのまとめ

立川断層帯と周辺の重力異常の関係は次のように、とりまとめられる。

- ・ 名栗断層周辺では断層を示唆する重力的な特徴は見られない。
- ・ 立川断層中部では、断層は大局的にはブーゲ異常の急変帯の西側に位置している。詳細には、北西・南東方向と西北西・東南東方向の断層から構成されている可能性がある。
- ・ 立川断層の南部では、断層の存在を示す重力的な構造が見られない。

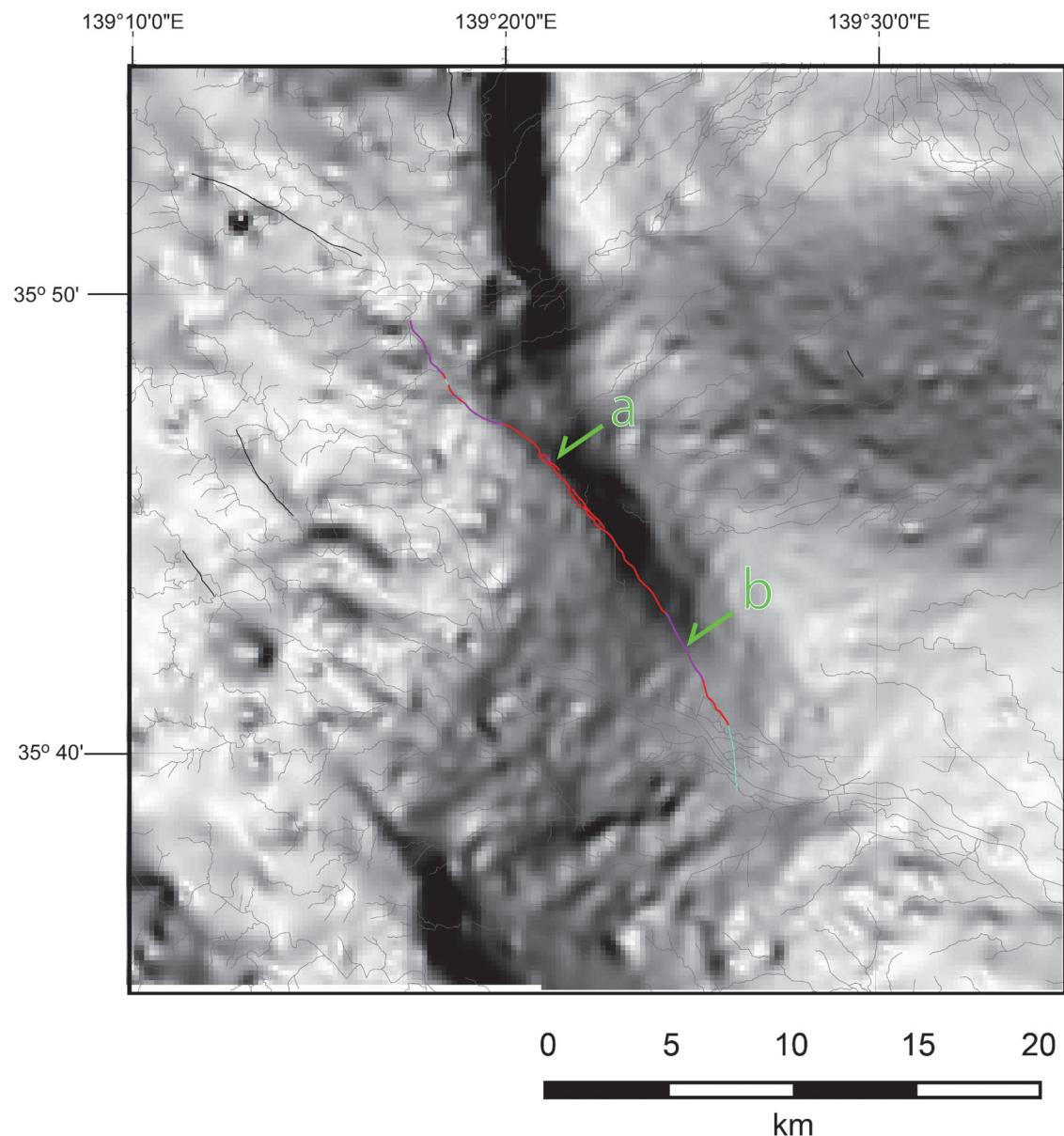


図 13 ブーゲー異常の水平 1 次微分分布図（仮定密度 $2.53\text{g}/\text{cm}^3$ ）グレースケール表示。
図中の a, b の間は急変帯の西側に断層線が位置する。

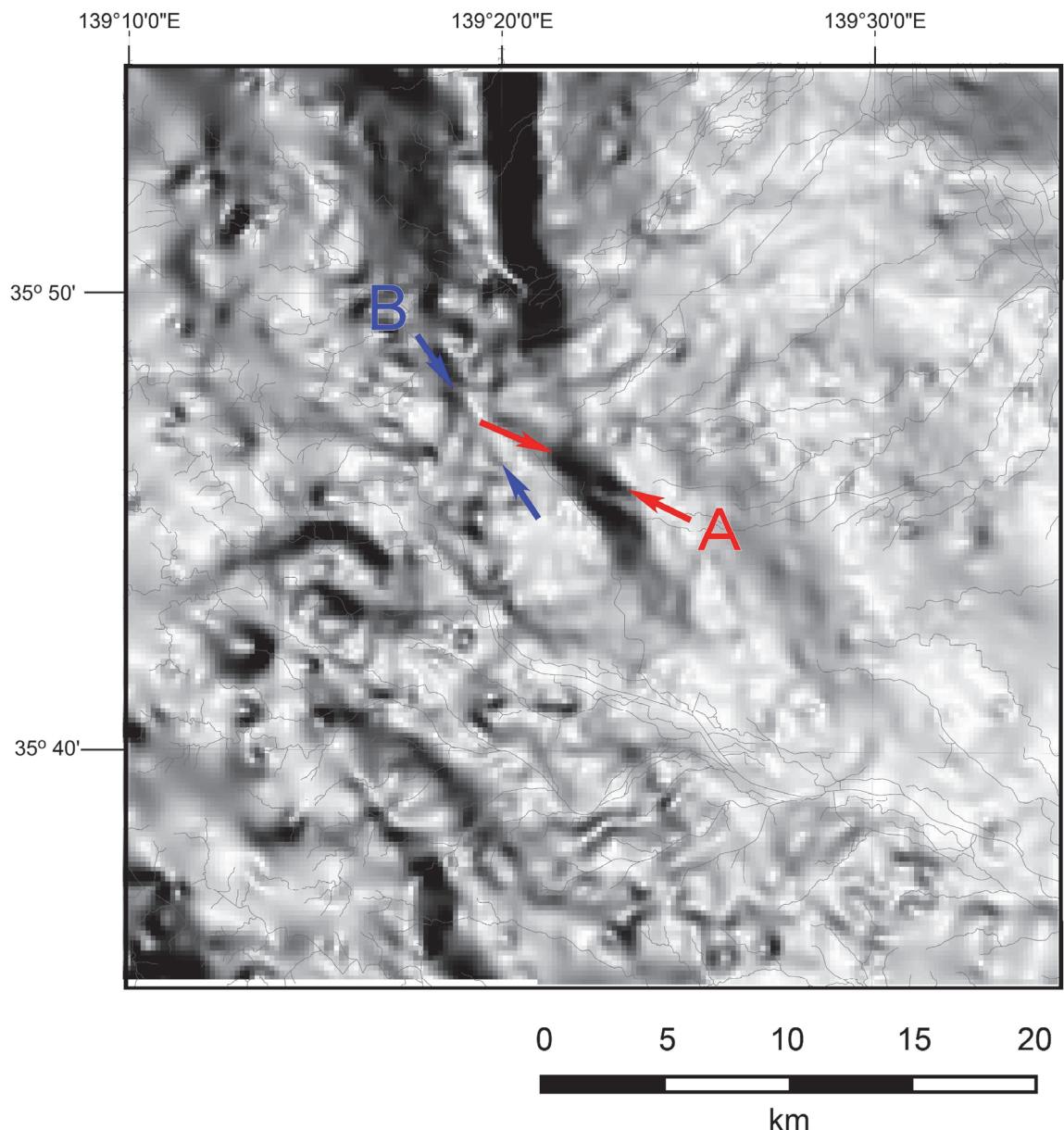


図 14 残差重力異常の水平 1 次微分分布図（仮定密度 $2.53\text{g}/\text{cm}^3$ ）グレースケール表示。
図中の矢印 A, B は、立川断層周辺の線状構造。

2) 立川断層南部の反射法地震探査

a) 調査地域の地質概要

立川断層の南部は、立川面上の変位地形によって断層が認定されている(山崎, 1978、関口ほか, 1996など)。また、この断層から多摩川を隔てた落川・一の宮遺跡において、約1000年前の地層に変位を与える垂直な傾斜の断層露頭が見いだされ、立川断層の南方延長の可能性が指摘されている(東郷ほか, 1996)。しかしながら、これらの断層を示唆する地球物理学的な根拠は得られていない。2013年に実施した立川断層主部に相当するとされてきた真如苑プロジェクト用地における榎トレーナーにおいて、明瞭な断層が現れなかつたことから、立川断層の南部の活断層の存否についても、より厳密な検討が必要となった。このため、断層南部で立川面上に段差がある立川市及び国立市の市街地を通る約1.3kmの富士見台測線と、日野市と多摩市にまたがる約2.1kmの一ノ宮測線において、高分解能反射法地震探査を行った(図15)。富士見台測線(図16)は立川面上に位置し、一ノ宮測線(図17)は沖積面上に位置する。段丘堆積層の下位には、上総層群が分布する(柳沢ほか, 2005)。

b) データ取得

i) 調査測線

調査測線は、北側の富士見台測線と多摩川沿いの一ノ宮測線からなる(図15)。富士見台測線は、立川市及び国立市の市街地をほぼ東西に横断する約1.3kmの区間に設定した。測線西端を立川市錦町3丁目の立川市市民会館として市道沿いに東進し、合同庁舎、立川病院前からJR南武線踏切を横断し、国立市西町に位置する郵政大学校の南側に至る区間である。一ノ宮測線は、日野市と多摩市にまたがる浅川及び多摩川の南岸に設定した。それぞれの測線で、受振点番号は西端の起点番号を1として番号を設定し、発震点は各受振点の中点で行った。両測線で独立型受振システム(GSR)を10m間隔で設置し、固定展開でのデータ取得を行った(表1)。

表1 受振展開仕様一覧

測線名	富士見台	一ノ宮
設置期間	2014年2月19日－2月21日	2014年2月21日－2月24日
測線長	約1.3km	約2.1 km
受振器	ジオフォン SM24(10Hz)	ジオフォン SM24(10Hz)
受振器/点	3個組	3個組
探鉱機	GSR(Geospace inc.)	GSR(Geospace inc.)
受振点間隔	10m	10m
チャンネル数	136	210

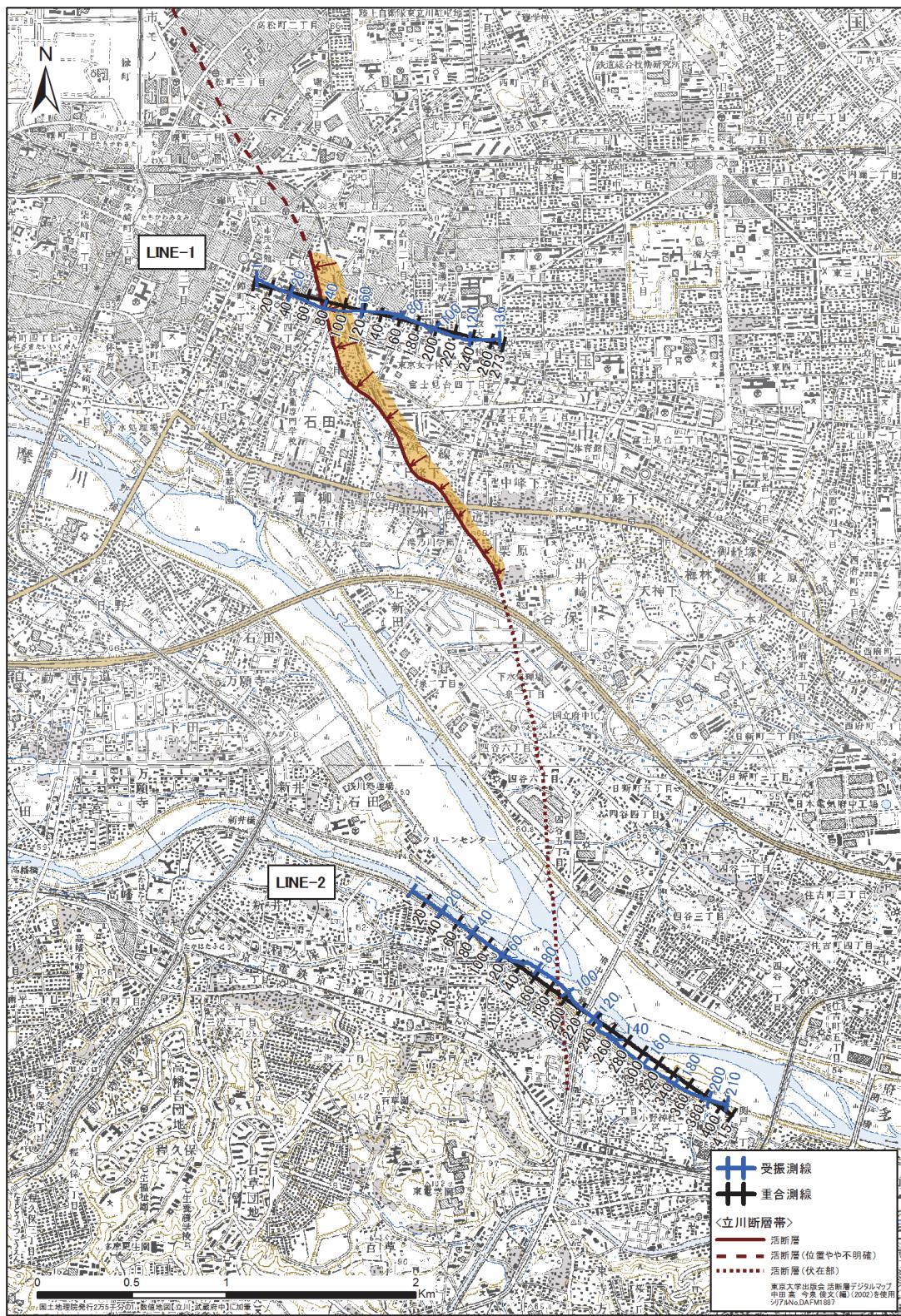


図15 反射法地震探査測線図

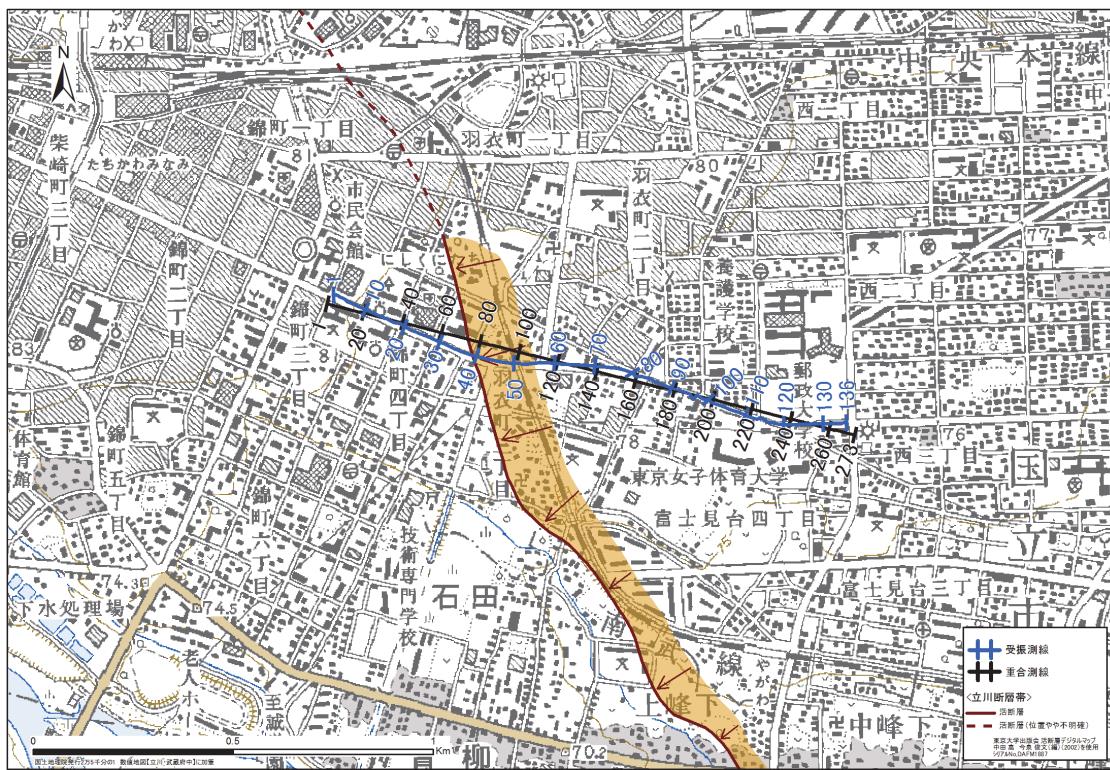


図16 富士見台測線詳細図

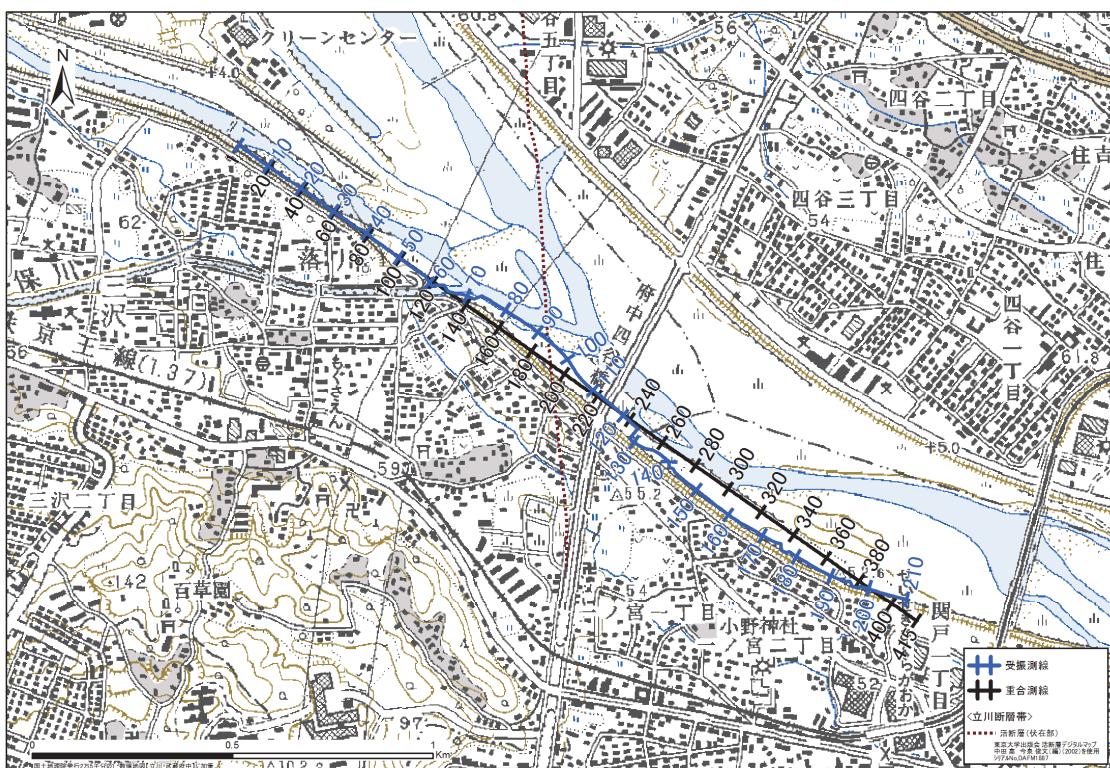


図17 一ノ宮測線詳細図

ii) 測量作業

標準 10 m 間隔で、受振点・発震点の位置を木杭・鉛・マーカースプレーで標示した。受振点、発震点の位置および標高値は RTK-GPS(VRS 方式)により求めた。

iii) データ取得作業

反射法地震探査では、富士見台測線では中型バイブロサイズ車 1 台、一ノ宮測線では 2 台を震源として用いた。受振点間隔 10 m、発震点間隔 10 m、固定展開でのデータ取得を行った。受振器は、Geospace Inc. の単チャネル独立型レコーダーGSR を使用した。受振器は上下動受振器 SM-24 の 3 個組の受振器グループを用いた。データ取得仕様を以下に示す。

発震系仕様

- ・震源 中型バイブロサイズ車(Envirovib)
 - 1 台(富士見台測線)、2台(一ノ宮測線)
- ・発震点間隔 標準10m
- ・スイープ長 12sec
- ・スイープ周波数 8~80Hz(Linear-up スウェーブ,'Taper' 300 msec)
- ・スイープ回数 標準5 回
- ・総発震点数(実績) 118 点(富士見台測線) 311 点(一ノ宮測線)

受振系仕様

- ・受振器(ジオフォン) SM-24(10Hz)
- ・受振器数/受振点 3 個(SM-24..3S)
- ・受振アレイ長 バンチング
- ・受振点間隔 標準10m
- ・展開長 約1.3km(富士見台測線) 約2.1km(一ノ宮測線)
- ・展開パターン 固定展開
- ・総受振点数 136 点(富士見台測線) 210 点(一ノ宮測線)

記録系仕様

- ・探鉱機 GSR(独立型受振システム,連続観測)
- ・サンプル間隔 2msec
- ・記録長 3 sec(相互相関後)
- ・チャネル数 136(富士見台測線) 210(一ノ宮測線)

iv) 取得データ

図18に富士見台測線で取得された発震記録例を、図19 に一ノ宮測線で取得された発震記録例を示す。また、図20 には富士見測線でのバックグラウンドノイズの空間時間変化を示し、図21 には一ノ宮測線でのバックグラウンドノイズの空間時間変化を示す。この図から、富士見測線では比較的交通量も多く、測線全体にわたってノイズレベルが大きいことが分かる。また時間帯によるノイズレベルの変化が小さいことも確認できる。一方、一ノ宮測線では河川敷の道路に設置しており、車道や住宅からの距離も離れているので、ノイズレベルが富士見測線に比べ20-30dB 小さくなっている。

往復走時（秒）

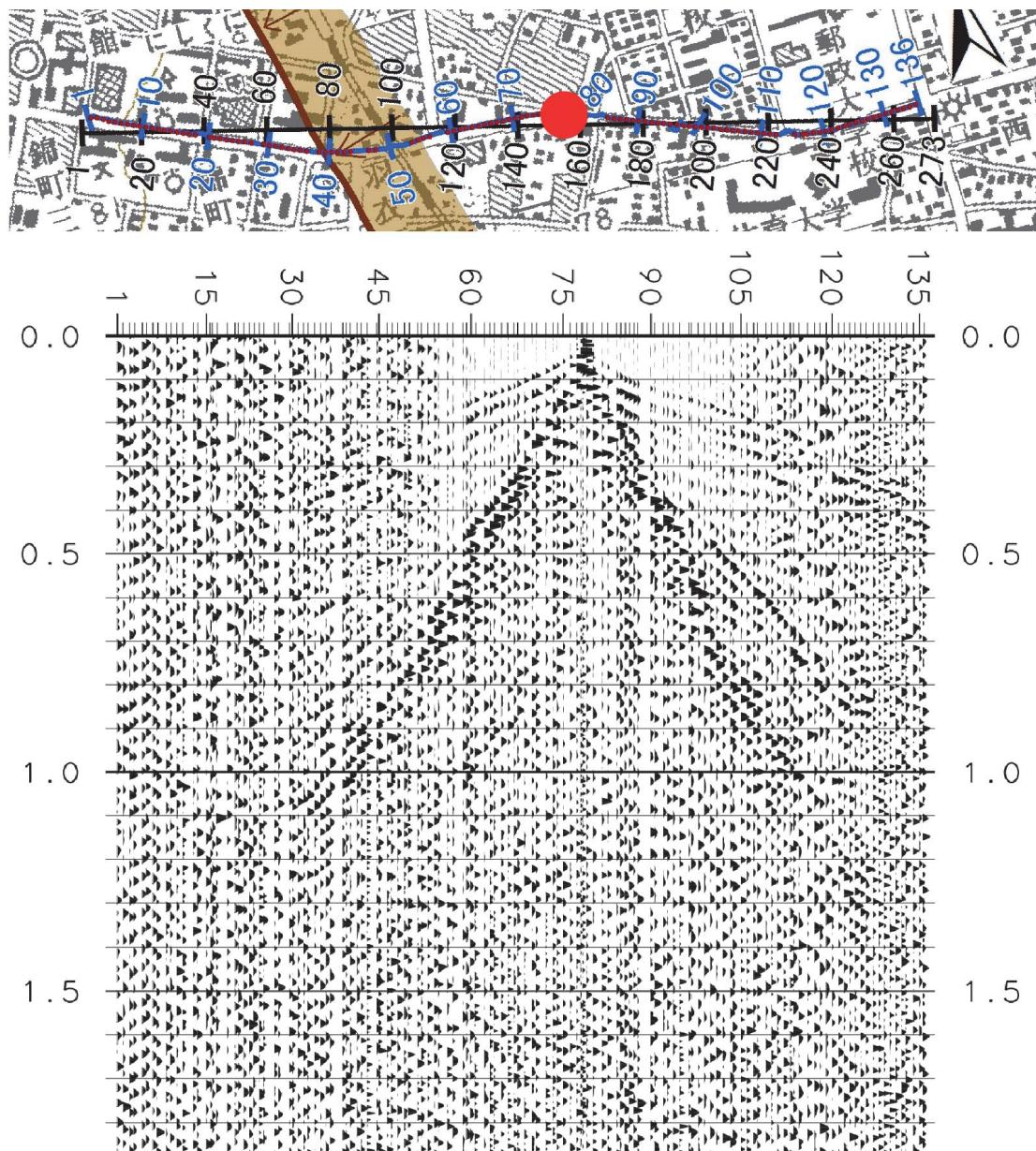


図18 富士見台測線の発震記録例。 VP78.5 AGC: 600 msec バンドパスフィルター
10/12-75/80 Hz

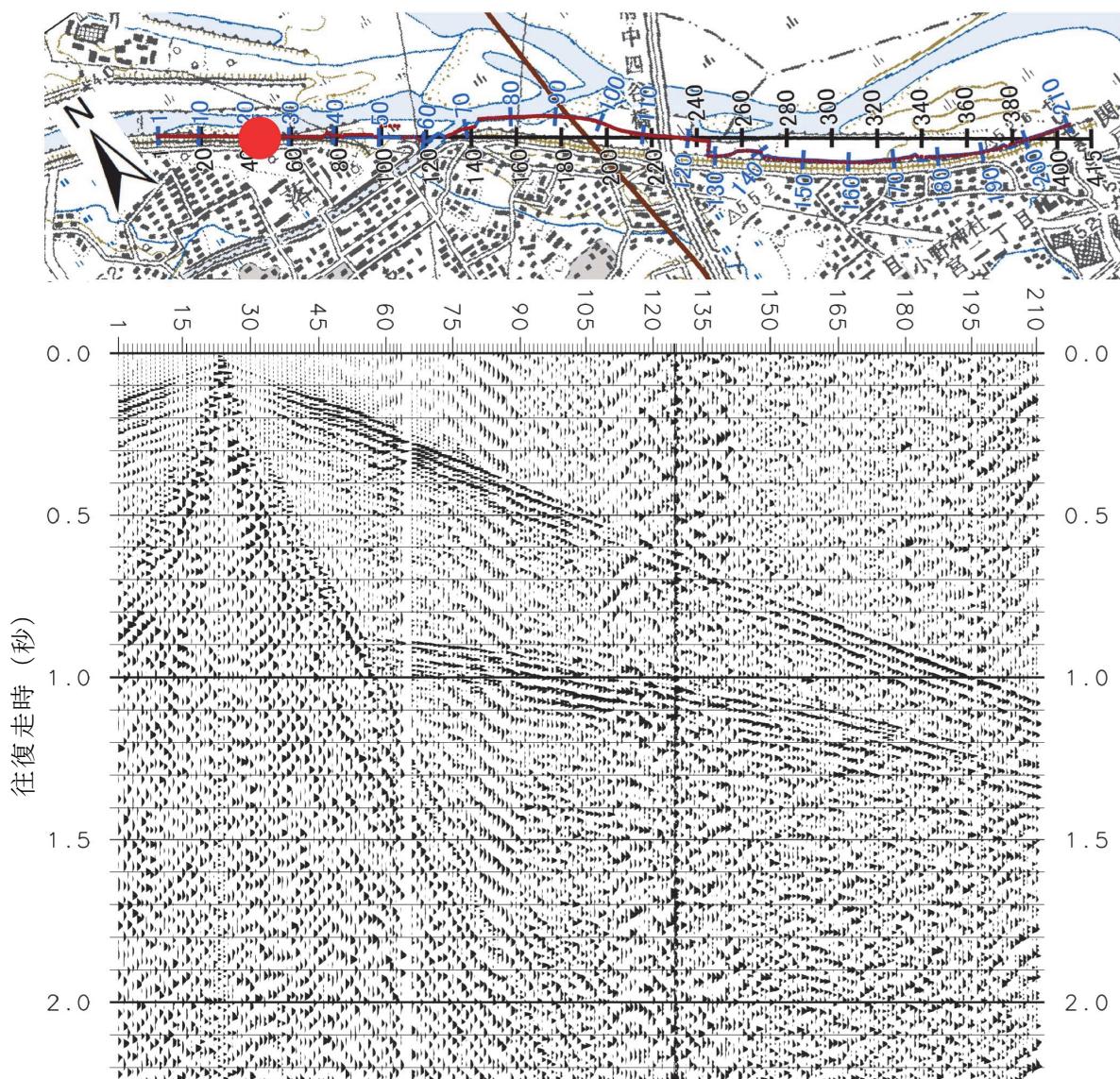


図19 一ノ宮測線の発震記録例。 VP23.0 AGC: 600 msec バンドパスフィルター
10/12-75/80 Hz

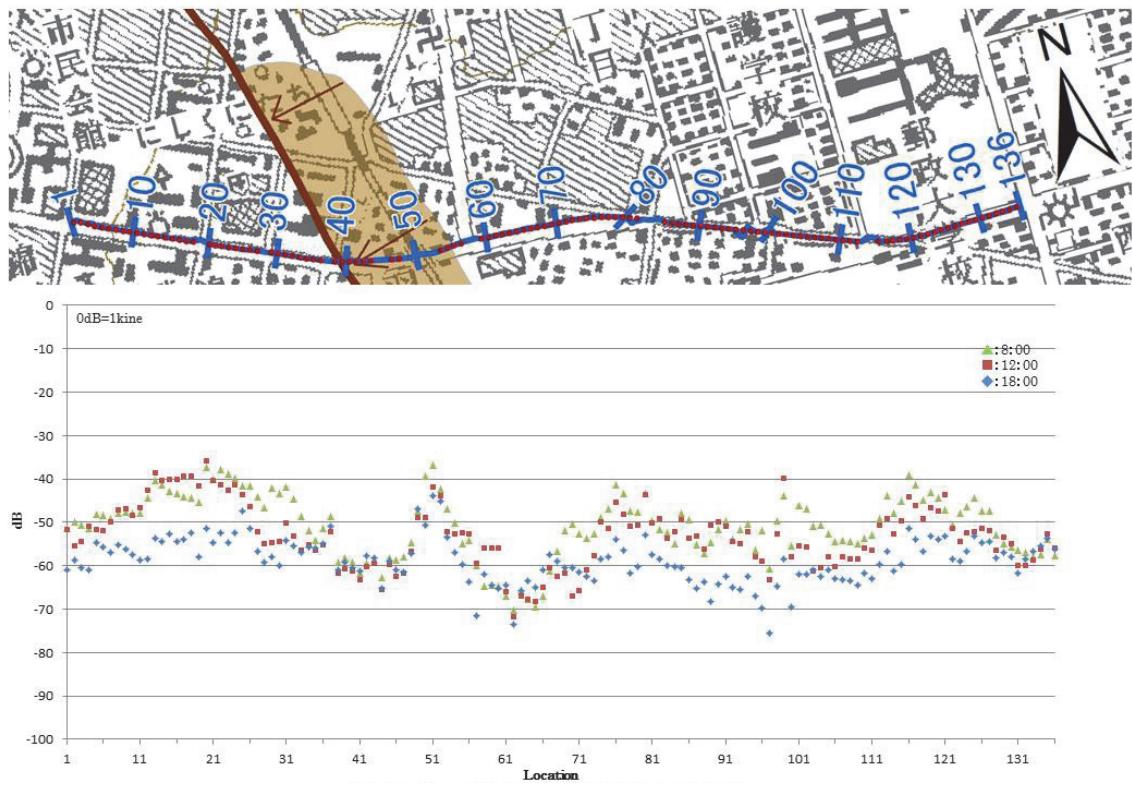


図20 富士見台測線のバックグラウンドノイズの時間空間変化

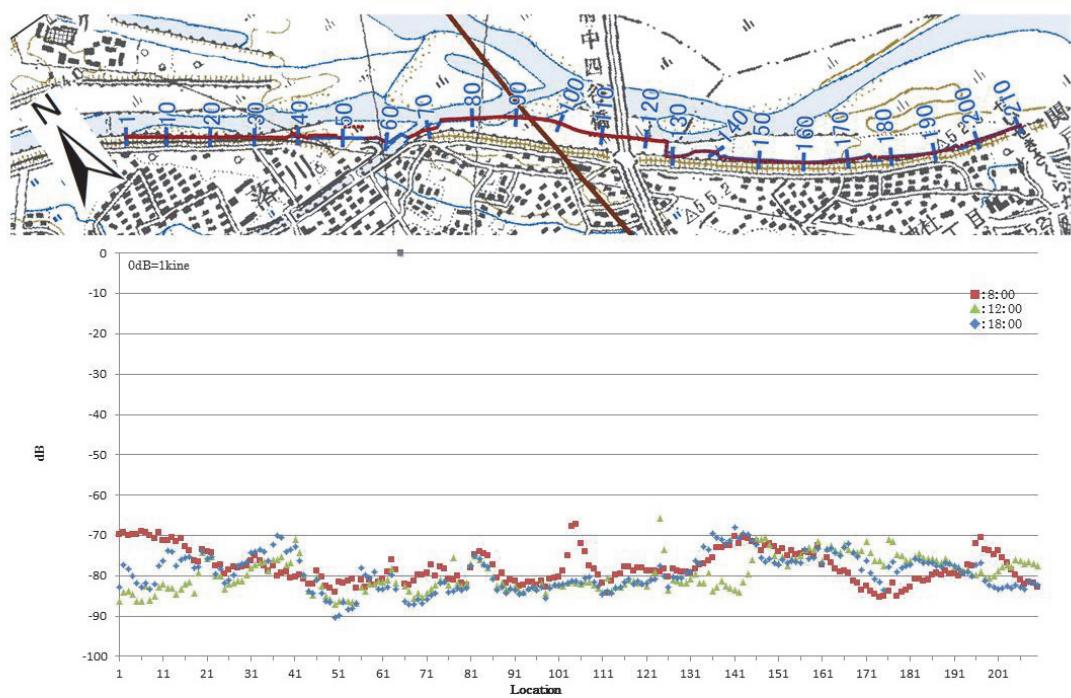


図21 一ノ宮測線のバックグラウンドノイズの時間空間変化

富士見台測線で取得された記録に関しては市街地での発震・受振のため、ノイズレベルが比較的高く、測線全域にわたって初動が到達している発震記録は見られない。また表面波がほぼ全ての発震記録に混入しているのが見られる。この測線では道路と民家などが近接しているため、ほぼ全ての区間でLow-Forceでの発震しか行うことができなかつた。

一ノ宮測線では中型バイブルサイズ車2台での発震作業を行ったことに加え、受振点が民家・車道から離れた位置に設置されていたため、ノイズレベルも低く、ほぼ全発震記録において測線の全域にわたって見かけ速度約1700m/secの初動を確認することができた。また、ほぼ全発震記録で往復走時0.9sec付近に強い反射イベントが見られ、一部の記録では0.4-0.8sec付近にも反射波を確認することができる。

v) データ解析

両測線についてのデータ解析は、一般的な共通反射点重合法により、表2に示したパラメーターを用いて実施した。解析は、(株) 地球科学総合研究所のSuper Xを用いて行った。

フォーマット変換及びデータ編集: フィールドデータに記録された原記録(GSR Original Format)について、SuperX(JGI InternalFormat)フォーマットへ変換を行った。その際、全て発震記録毎にノイズエディットを伴う垂直重合を行い、バイブルータのリファレンス波形との相互相關処理を行った。

トレースヘッダーへの測線情報の入力: SuperX トレースヘッダーに関して、発震点、受振点及び各CMPのインデックス、座標、標高値、オフセット距離、基準面標高値等の測線情報を入力した。データ解析における基準標高面は平均海平面に設定した。

屈折波初動解析: 改良型タイムターム法による屈折初動解析を行い、受振点及び発震点タイムターム値と表層基底層速度を算出した。富士見測線については、図22に示す。表層速度として受振点側及び発震点側共に500m/secを採用した。

最小位相変換: バイブルータ発震記録について、零位相であるバイブルータ震源のスウェーブ波形について、最小位相変換処理を適用した。

ノイズ抑制処理のテスト: 富士見台測線で取得されたデータでは、調査測線全域において見かけ速度の遅い表面波が確認された。これらの除去を目的に、各種のノイズ抑制処理のテストを行った。この結果、重合記録において往復走時1.0sec付近に見られるイベントに関してはノイズ抑制処理による効果が確認できるが、一部では虚像と思われる傾斜したイベントも抽出されたため、本解析作業ではノイズ抑制処理は適用していない。

振幅補償: Instantaneous AGC (自動振幅補正) [ウィンドー長.....400 msec]

デコンボリューション: 表2示すデコンボリューションを適用した。

共通反射点編集: 浮動基準面に対する静補正: 浮動基準面に対する静補正を実施した。

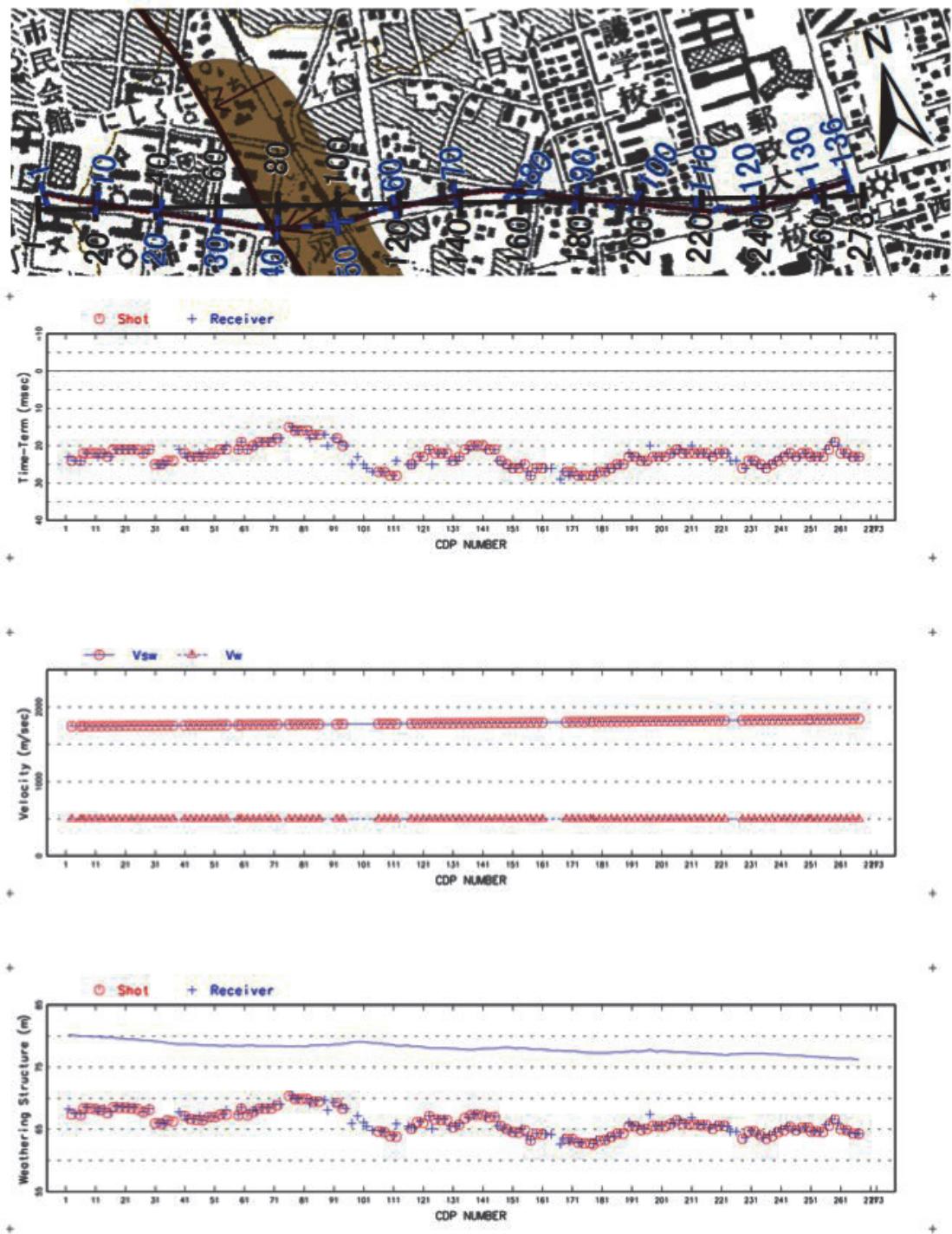


図22 改良型タイムターム法により推定された富士見台測線沿いの表層構造図

表 2 富士見台測線・一ノ宮測線のデータ解析パラメーター。

富士見台測線

一ノ宮測線

フォーマット変換及びデータ編集		
解析対象の発震点範囲	VP.1-VP.135	VP.1-VP.210
有効発震点数	高分解能反射法発震点 118点	高分解能反射法発震点 311点
トレースヘッダーへの測線情報の入力		
CMP間隔	5.0m	5.0m
CMP範囲	1 - 273	1 - 415
重合測線からの最大許容偏倚	制限無し	制限無し
屈折初動解析		
屈折初動読み取り位相	正のピーク位置	正のピーク位置
屈折波インバージョン実施オフセット範囲	30 - 220m	30 - 220m
表層基底速度を求める際の空間ブロック長	500m	500m
振幅補償		
幾何減衰補償	-	-
AGC適用ゲート長	400msec	400msec
デコンボリューション		
バイプレータスウェーブ波形位相処理	最小位相変換	最小位相変換
アルゴリズム	時間領域トレース単位デコンボリューション	時間領域トレース単位デコンボリューション
前提とするウェーブレット位相	最小位相	最小位相
予測距離	2msec	2msec
零オフセット位置におけるゲート開始時刻	0msec	0msec
ゲート長	2000msec(Non-TV)	2000msec(Non-TV)
オペレータ長	120msec	120msec
プリホワイトニングファクター	0.5%	0.5%
浮動基準面に関する静補正		
補正内容	表層補正及び標高補正	表層補正及び標高補正
浮動基準面の定義	長波長標高変化	長波長標高変化
速度解析		
解析内容	重合速度	重合速度
解析点間隔	50m	100m
解析速度数	50(1200-3300m/sec)	50(1400-3300m/sec)
残差静補正		
アルゴリズム	Linear Traveltime Inversion	Linear Traveltime Inversion
時間シフトの最大許容値	4msec	4msec
時間ウインドー	40 - 400msec	50 - 1200msec
CMP重合		
NMOストレッチファクター	2.0	2.0
重合前振幅調整	AGC 100msec	AGC 100msec
Outer Mute	Space Variant	Space Variant
トレースバランス	tsgm scaling	tsgm scaling
周波数・空間領域予測フィルター		
空間オペレータ長	5CMPs	5 CMPs
空間ウインドー長	35CMPs	30 CMPs
時間ウインドー長	500msec	500msec
オーバーラップ長	250msec	250msec
帯域通過フィルター		
オペレータ長	400msec	400msec
周波数通過帯域	0 - 50msec : 30/35 - 70/80Hz 50 - 150msec : 25/35 - 70/80Hz 150 - 450msec : 20/30 - 70/80Hz 350 - 3000msec : 18/25 - 50/70Hz	0 - 50msec : 22/25 - 70/80Hz 50 - 150msec : 20/25 - 70/80Hz 150 - 350msec : 18/22 - 70/80Hz 350 - 3000msec : 12/20 - 50/70Hz
時間・マイグレーション		
アルゴリズム	時間・空間領域差分法マイグレーション	時間・空間領域差分法マイグレーション
下方接続ステップ幅	2msec	2msec
最大アバチャーフ範囲	-	-
反射面最大傾斜角度	45度	45度
速度モデル	重合速度スケーリング:なし	重合速度スケーリング:なし

重合速度解析: 速度重合法による速度解析を実施した。尚、残差静補正後に再解析がなされている。

NMO 補正: 速度解析によって求められた重合速度-時間の関数を時間-空間方向に内挿し、その速度テーブルに従ってNMO 補正を適用した。同時に、下記のストレッチミュートを実施した。

重合前振幅調整: トレース間の振幅バランスを調整するため、自動振幅調整による振幅補償を行った。

残差静補正:

時間シフトの最大許容値.....2 msec

時間ウィンドー..... 40-400msec

ミュート: NMO 補正に伴う波形の伸長及び'Far'オフセット側に残留する屈折波初動部分を抑制する目的で、ミュート処理を全CMP アンサンブルについて設計して、適用した。

共通反射点重合: NMO 補正及び残差静補正適用後の共通反射点アンサンブルに関して水平重合処理を実施した。

周波数-空間領域予測フィルター: 周波数-空間領域において複素型予測フィルターを設計、適用して、ランダムノイズを抑制し相対的にS/N を向上させるF-X 予測フィルター処理を実施した。

重合後時間マイグレーション: 時間断面上の反射点位置を実際の位置に移動させ、回折波を回折点に復元することを目的として、重合後時間マイグレーションを適用した。差分マイグレーションを用いた。

帯域通過フィルター: 反射波の有効周波数帯域が周波数成分解析によって決定され、零位相帯域通過フィルターを採用した。

基準面補正: 浮動基準面から基準面への、時間補正が適用された。

深度変換 :重合速度プロファイルから、時間及び空間方向に平滑化した平均速度分布を用いて、'Vertical Stretch'法による深度変換を実施した。

以上の処理を逐次経ることによって、図23・26のCMP重合処理断面図を作成した。また、マイグレーション処理後に深度変換を実施した結果を、図24・27に示した。

vi) 断面の地質学的解釈

富士見台測線は、ノイズレベルが高く、また発震も制限されたため、反射法による地下のイメージングについては、多摩川南岸の一ノ宮測線に比べ充分な解像度が得られていない。ノイズ抑制フィルターを適応した断面では、深度 900m 程度のほぼ水平な反射面が認められる(図 25)。この反射面は、ノイズ抑制フィルターを施さない深度変換断面でも、微弱ではあるが測線を通じて認められる(図 24)。この反射面は、周辺のボーリング資料などから判断して(柳沢ほか, 2005; 鈴木ほか, 2008)、上総層群の堆積層と判断される。反射断面の質から、断層の存否について高い精度での判断は難しいが、積極的に断層の存在を示唆する根拠に乏しい。極浅層部では、地形的に推定された撓曲帶の周辺で傾斜が乱れている部分が存在する。しかし、極浅層部の反射面の傾斜から判断して、表層部の構造は CDP75 から東に傾斜しており、この付近から CDP150 付近までは、低下したような構造

を示している。タイムターム法から求めた表層の構造は、この区間で表層の低速度層が厚いことを示していて、立川断層の変位から推定される東側隆起の構造とは、調和しない。

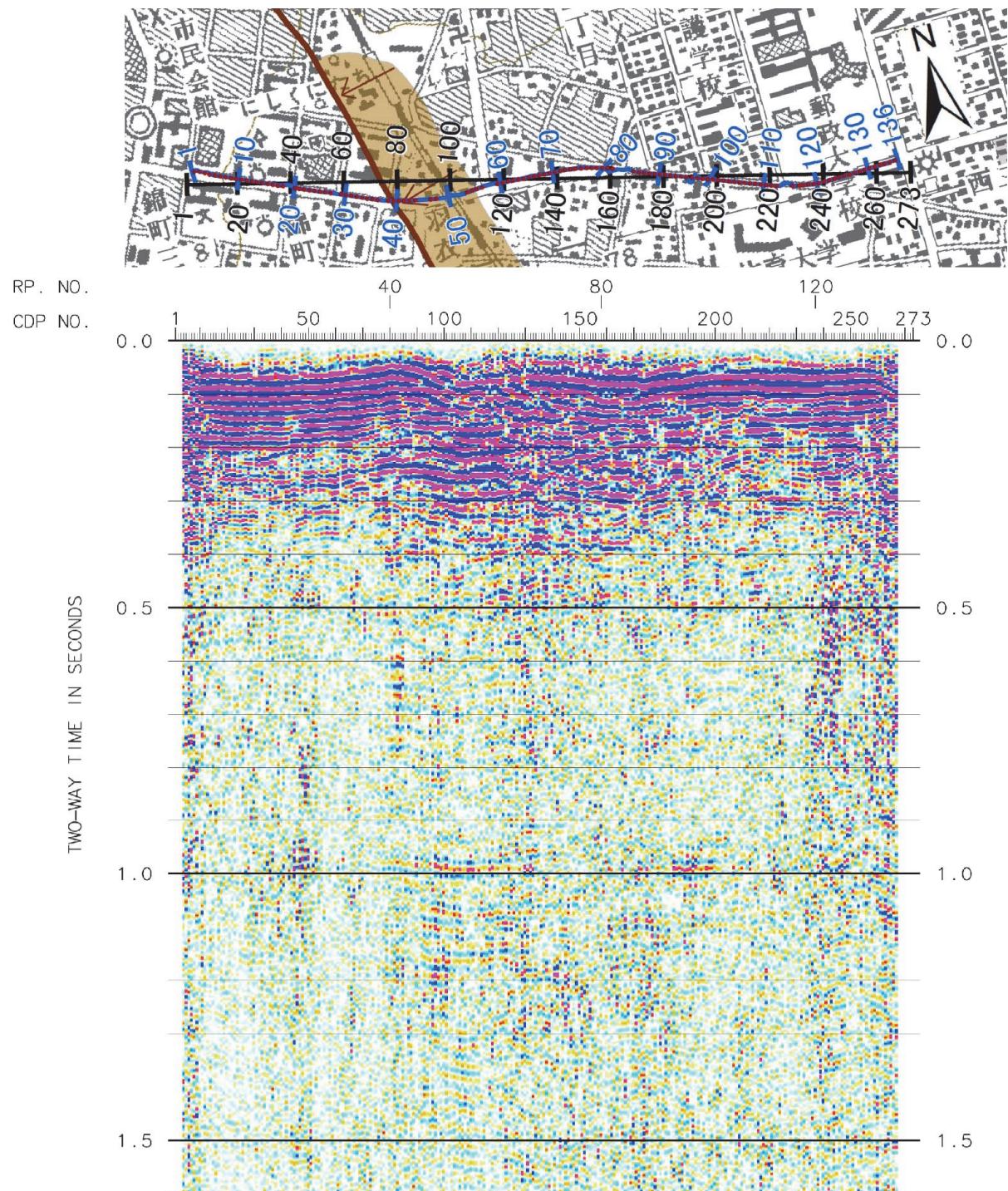


図 23 富士見台測線の重合反射法時間断面

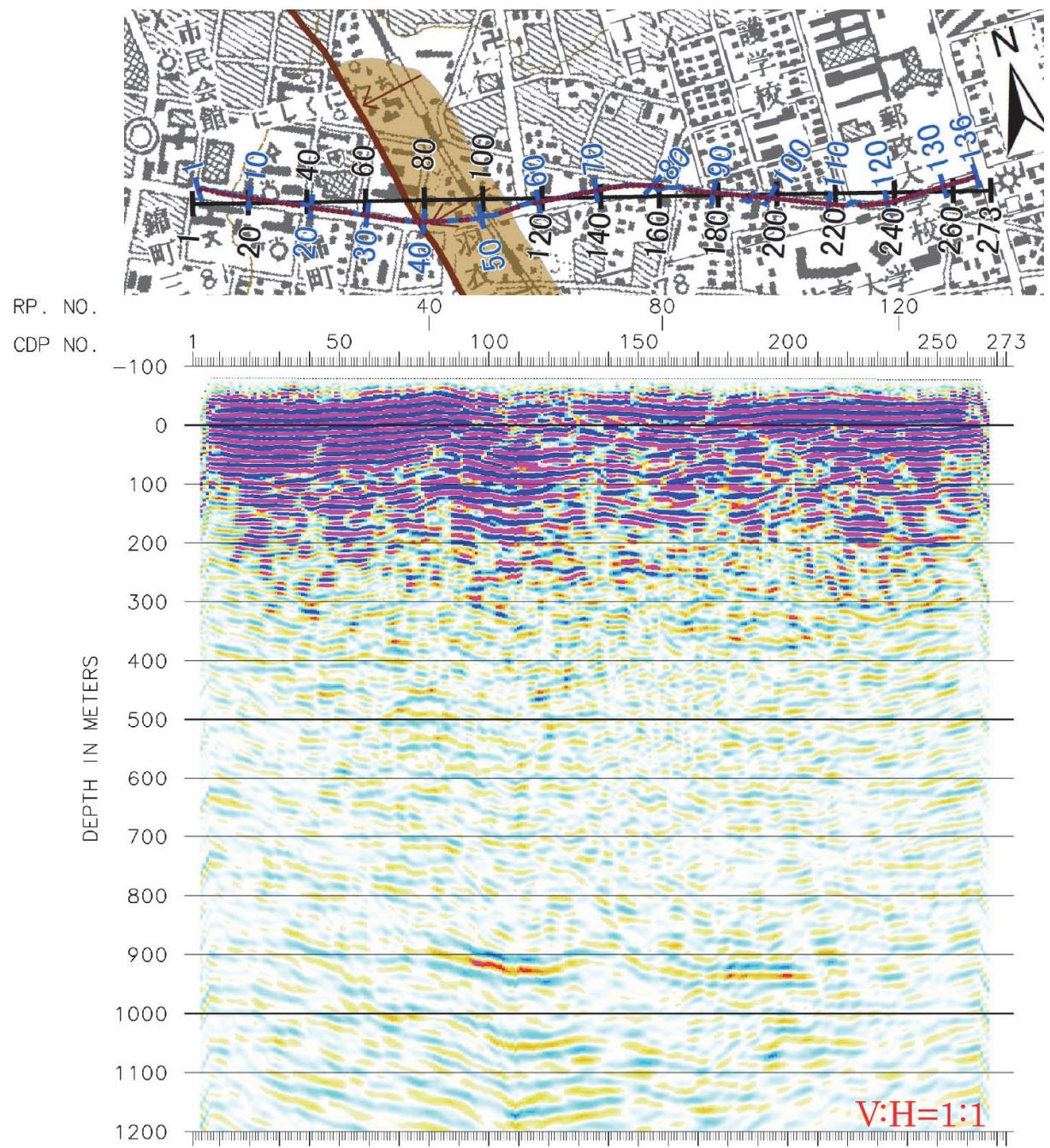


図 24 富士見台測線の重合後マイグレーション深度変換断面

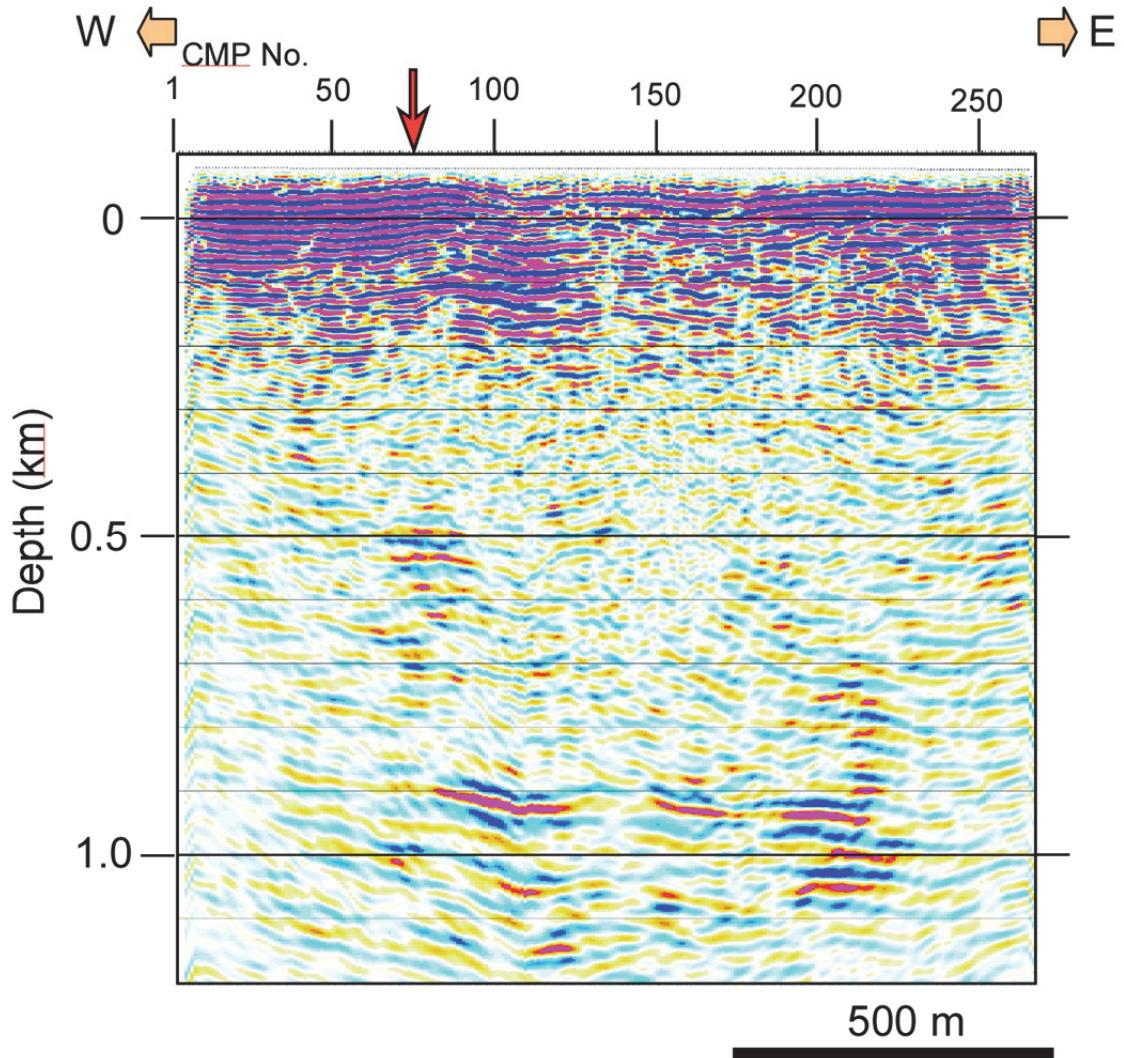


図 25 富士見台測線マイグレーション深度変換断面(ノイズ抑制フィルター適応)

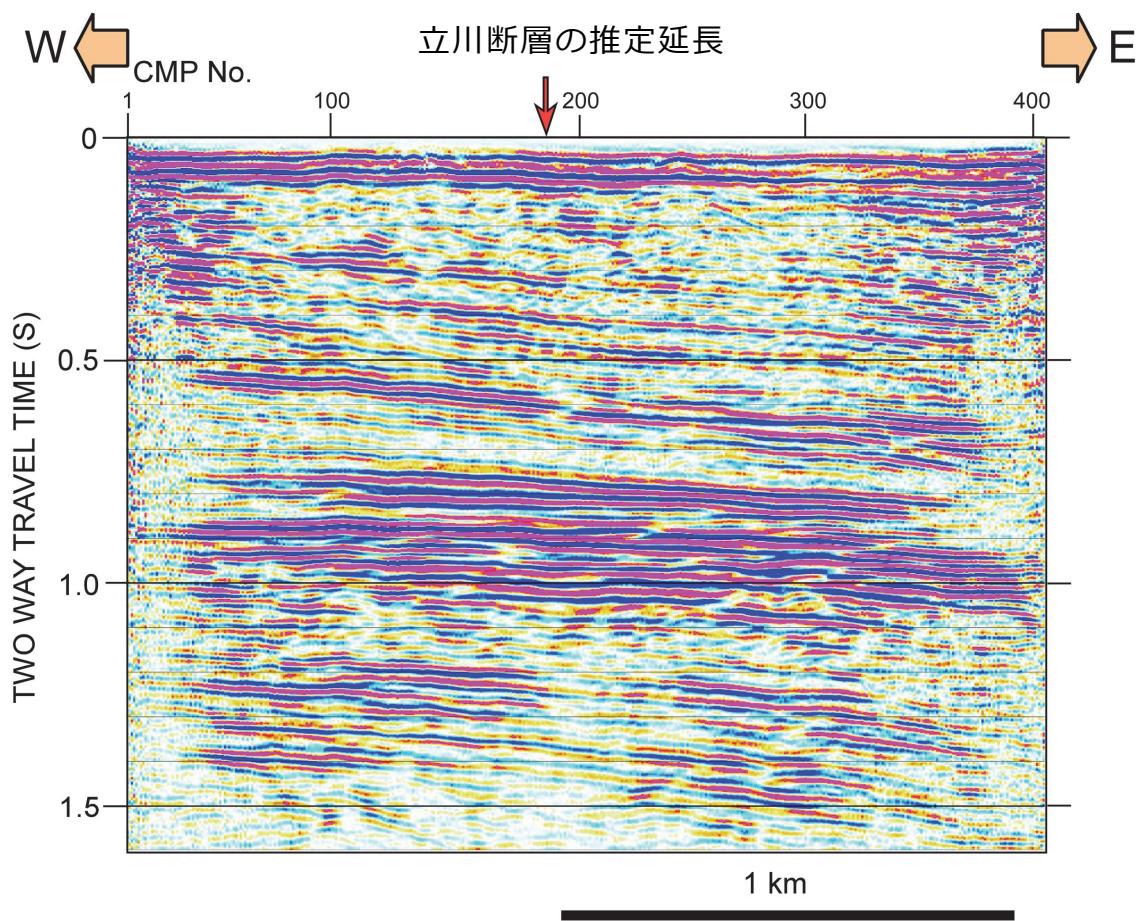


図 26 一ノ宮測線重合時間断面

一ノ宮測線では、良好な記録が得られており、地下 1.5 km を越える深さの地下構造が明瞭に示されている。とくにこの断面では、上総層群に相当する多数の反射面群が得られている。柳沢ほか(2005)では、測線近傍の府中観測井のボーリング資料を解析し、深度 1km 付近に層準にほぼ 180 万年前に相当する CN13a/b 境界が位置することを明らかにしている。この測線の範囲内では反射面が連続しており、反射面を食い違わせるような規模の大きな断層を推定することは困難である。他方、測線の近傍では落川・一の宮遺跡において、1000 年前の放射年代を示す堆積物に高角度の断層が報告されている（東郷ほか、1996）。発掘された断層の走向は、本測線に交わることから、発掘された断層は表層の現象である可能性が高い。原因を特定することは困難であるが、大規模な液状化による側方移動などが、この断層の要因として推定される。

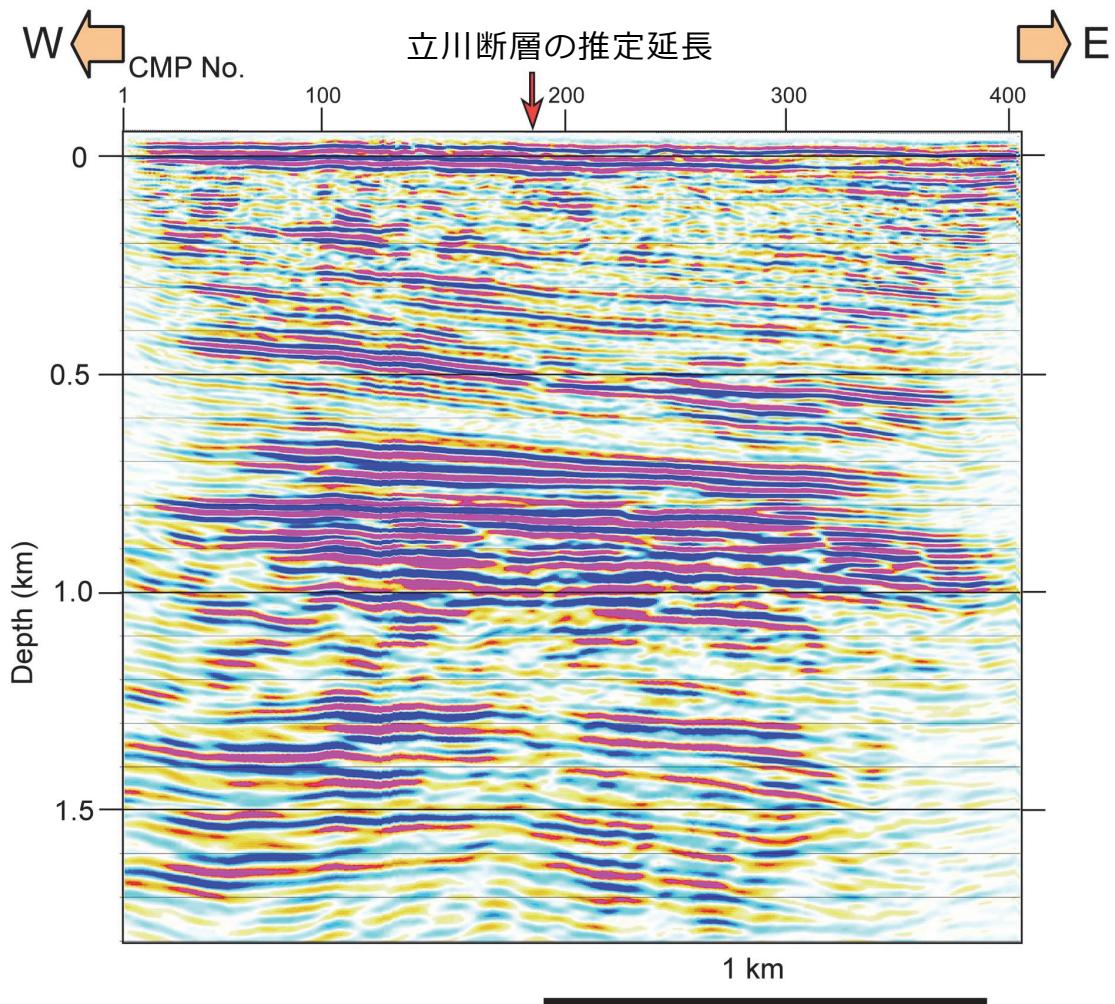


図 27 一ノ宮測線の深度変換断面

3) 浅層三次元反射法探査の解析

H24 年度に東京都立川市と武蔵村山市に跨る真如苑プロジェクト管理地（旧日産村山工場跡地）内の、立川断層が通過すると推定される $300\text{ m} \times 660\text{ m}$ 領域においてバイブルサイスを震源とする浅層三次元反射法探査および浅層二次元三成分反射法探査を実施した（図 28）。以下では、このうち浅層三次元反射法探査について、取得したデータの解析と解釈について述べる。なお、データ取得については H24 年度報告書で述べたので、ここでは省略する。

浅層三次元反射法探査の処理のフローを図 29 に、処理パラメータを表 3 に示す。展開範囲全域の 1931 点にて P 波発震を実施し、展開した全受振点にて良好なデータを得た。解析は通常の共通反射点重合法に基づき、3D F-k filter など三次元データの利点を生かした解析を行い、三次元の seismic cube を作成した（図 30）。処理の結果、地表から深さ 1000 m 程度まで、比較的連続性のよい複数の反射波が捉えられており、地下地質構造を検討する良好なデータセットであると考えられる。

Seismic cube は 3 次元反射法解釈支援ソフトウェア上であらゆる方向の切断面を作成することが出来るため、断層やホライゾンの 3 次元的な形状や分布を検討することができる。以下では、航測図化によって復元された地形（石山ほか、2013）や H24 年度に真如苑プロジェクト管理地内で掘削されたボーリング（鈴木、2013）や既存ボーリング資料とともに、地下地質構造を予察的に検討した結果を述べる。

図 31 に、榎トレンチが位置する測線南端部の 2 次元スライスを示す。反射断面では、見かけ上西向きの単斜構造が認められる。また、地表面から 40m ほどの深さに、単斜構造を横断する強い反射面が認められる。敷地内の既存ボーリングや、榎トレンチの底面から掘削したボーリング（鈴木、2013）によれば、このほぼ水平な反射面群の深度は、立川礫層より下位に分布する中部更新統相当の砂礫層の基底面深度にほぼ一致する。また、撓曲構造が認められる反射面群はこれより下位に分布する上総層群と対比される。上総層群と中部更新統相当の砂礫層は不整合関係にあると考えられる。このような上総層群が参加する単斜構造と、上総層群および中期更新統の間の不整合面に相当する構造は、今回得られた 3D seismic cube から得られる垂直断面に共通して確認出来る。すなわち、この不整合面は 3D seismic cube を解釈する上で有力な鍵層となりうる層準であり、その構造は中期更新世以降の単斜構造の活動性を議論する上で有力な手がかりとなり得る。

また、図 32 には 3D seismic cube の 2 次元スライスと航測図化により復元した地形の比較を示す。地形断面と反射断面を比較すると、立川断層の撓曲崖地形とされてきた崖地形基部は、上総層群の参加する単斜構造西翼の中部あるいは上部に位置しており、上総層群が参加する撓曲構造の向斜軸の位置は、必ずしも一致していないように見える。すなわち、立川断層の撓曲崖地形とされてきた崖地形は上総層群の単斜構造の成長に寄って形成されたものとは考えにくい。

今後は、H25 年度に掘削されたボーリングや OSL 年代測定の結果（鈴木、2014, 本報告）を考慮して、3D seismic cube と上総層群および中期更新統の対比を行い、不整合面の面的な分布・構造を明らかにして、中期更新世以降の単斜構造の活動性について検討を行う予定である。

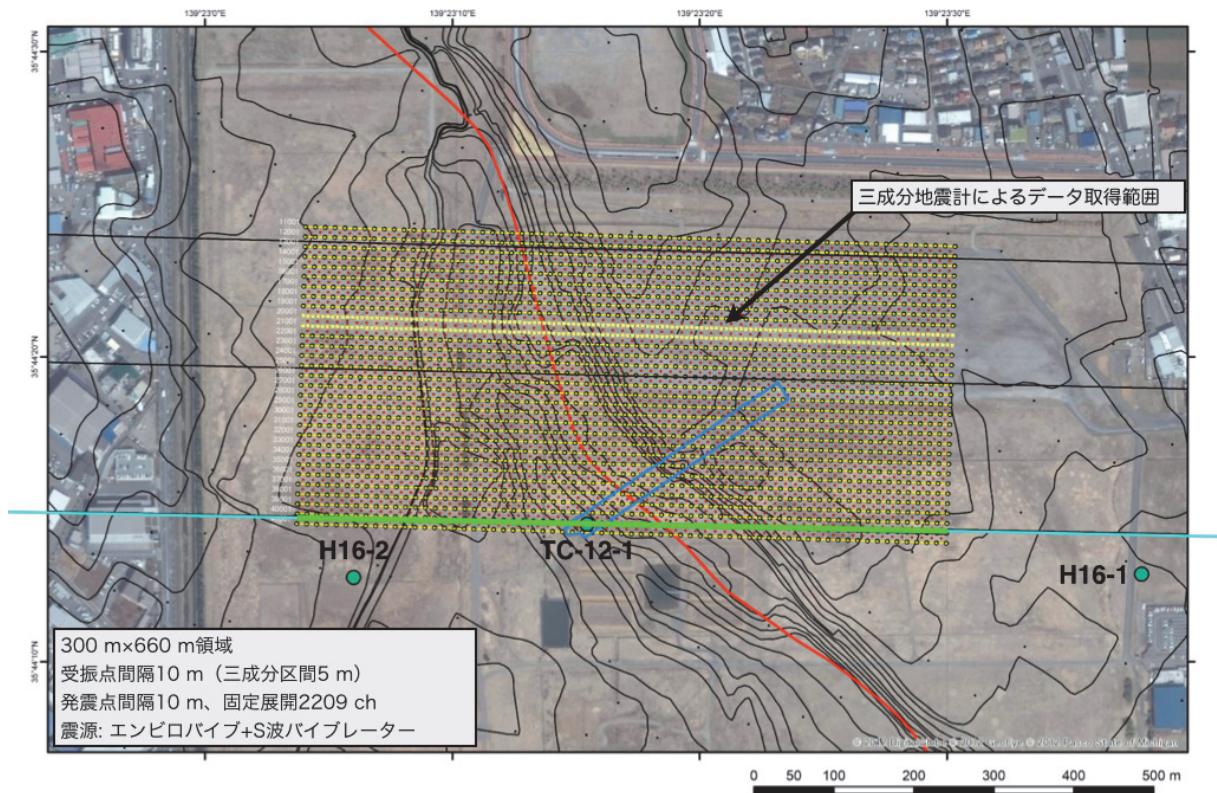


図 28 浅層三次元反射法探査および浅層二次元三成分反射法探査の測線配置。黄色の点は受振点位置を示す。青い枠線は榎トレンチの位置。赤線は中田・今泉編(2002)による断層線、黒線は航測図化によって求めた地形改変前の等高線を示す。

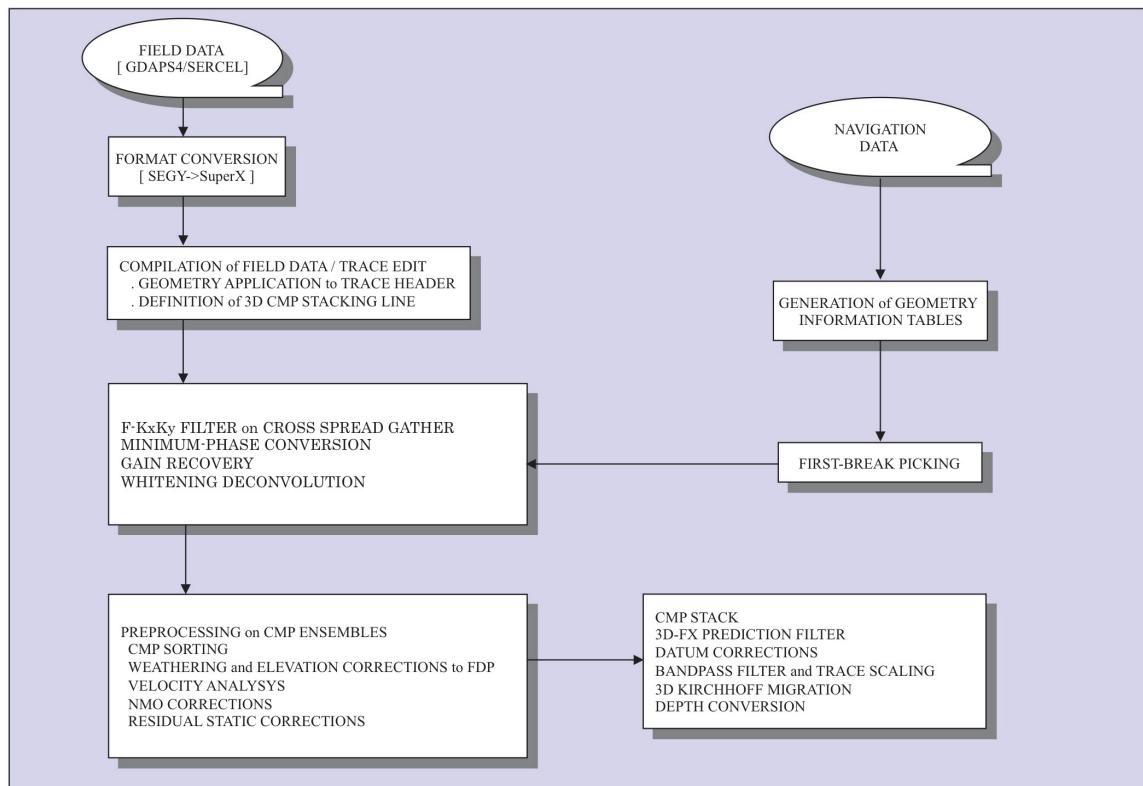


図 29 浅層三次元反射法探査の処理フロー。

表 3 浅層三次元反射法探査の主な処理パラメーター。

3次元浅層反射法測線	
1 フォーマット変換及びデータ編集	
受振点数	2077チャンネル(31ライン x 67チャンネル)
有効発震点数	バイブレータ発震 1931点
2 トレースヘッダーへの測線情報の入力	
CMP 3D bin size	inline x crossline : 5m x 5m
CMP範囲	1 - 7920
	inline CDP...60
	crossline CDP...132
3 屈折初動解析	
屈折初動読み取り位相	正のピーク位置
屈折波インバージョン実施オフセット範囲	50 - 180m
表層底速度を求める際の空間ブロック長	500m
4 初動ミュート	-
ミュート開始位置	-
データー長	-
5 コヒーレンスノイズ抑制処理	
アルゴリズム	3D F-K Filter
適用帯域	NMO補正後 0-500m/sec
6 振幅補償	
幾何減衰補償	-
AGC適用ゲート長	1000msec
7 デコンポリューション	
バイブルータスウェーブ波形位相処理	最小位相変換
アルゴリズム	Whitening Deconvolution
前提とするウェーブレット位相	最小位相
予測距離	2msec
零オフセット位置におけるゲート開始時刻	50msec
ゲート長	1600msec
ゲートタイプ	Non-TV
オペレータ長	120msec
プリホワイトニングファクター	0.5%
8 浮動基準面に関する静補正	
補正内容	表層補正及び標高補正
浮動基準面の定義	長波長標高変化 (CDP平均)
9 速度解析	
解析内容	重合速度
解析点間隔	inline : 100m, crossline : 100m
解析速度数	40(1400-6000m/sec)
10 残差静補正	
アルゴリズム	Linear Traveltime Inversion
時間シフトの最大許容値	12 msec
時間ウインドー	50 - 700 msec
11 CMP重合	
NMOストレッチファクター	1.5
重合前振幅調整	AGC 300msec
NMO後ミュート	-
12 周波数・空間領域予測フィルター	
空間オペレータ長	5 CMPs
空間ウインドー長	35 CMPs
時間ウインドー長	1500msec
オーバーラップ長	1000msec
13 帯域通過フィルター	
オペレータ長	500msec
周波数通過帯域	20/22 - 58/60 Hz
14 時間マイグレーション	
アルゴリズム	3次元キルヒ霍夫型 マイグレーション
Aperture距離	500 m
速度モデル	重合速度スケーリング 0 - 5000 msec : 100%
15 深度変換	
深度変換サンプリング間隔	1m

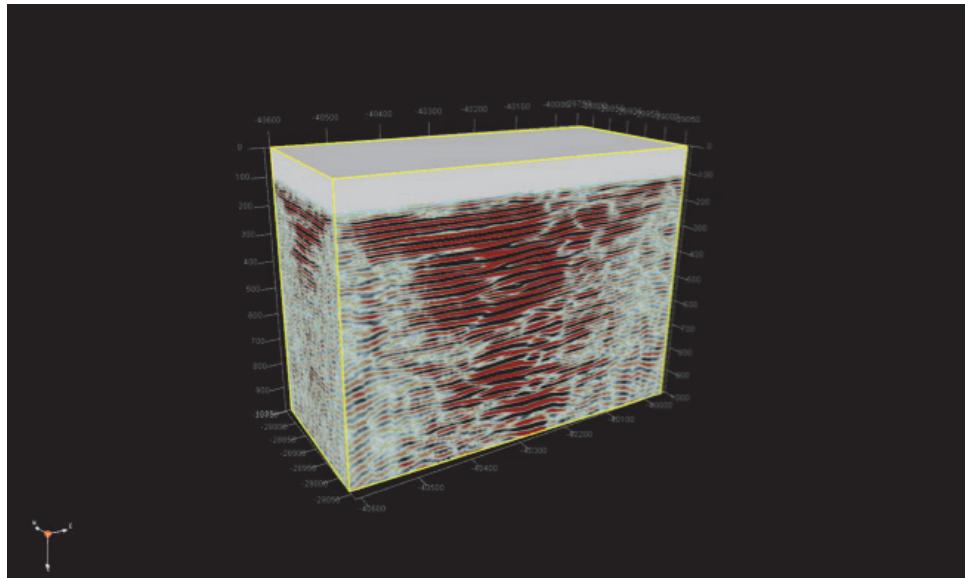


図 30 浅層三次元反射法探査の 3D seismic cube。

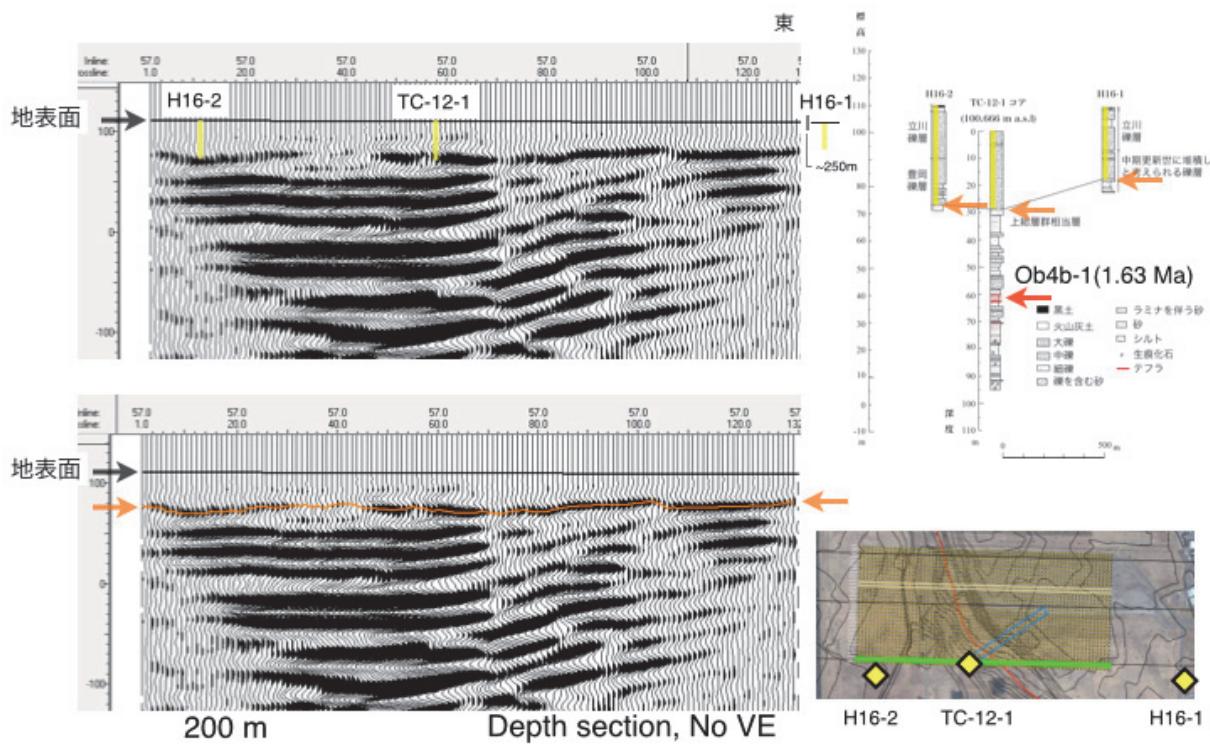


図 31 測線南端付近、トレント近傍における 3D seismic cube の 2 次元スライスとボーリングの比較。右下測線図の黄緑線が反射断面の位置にあたる。右上のボーリングは鈴木 (2013) による。

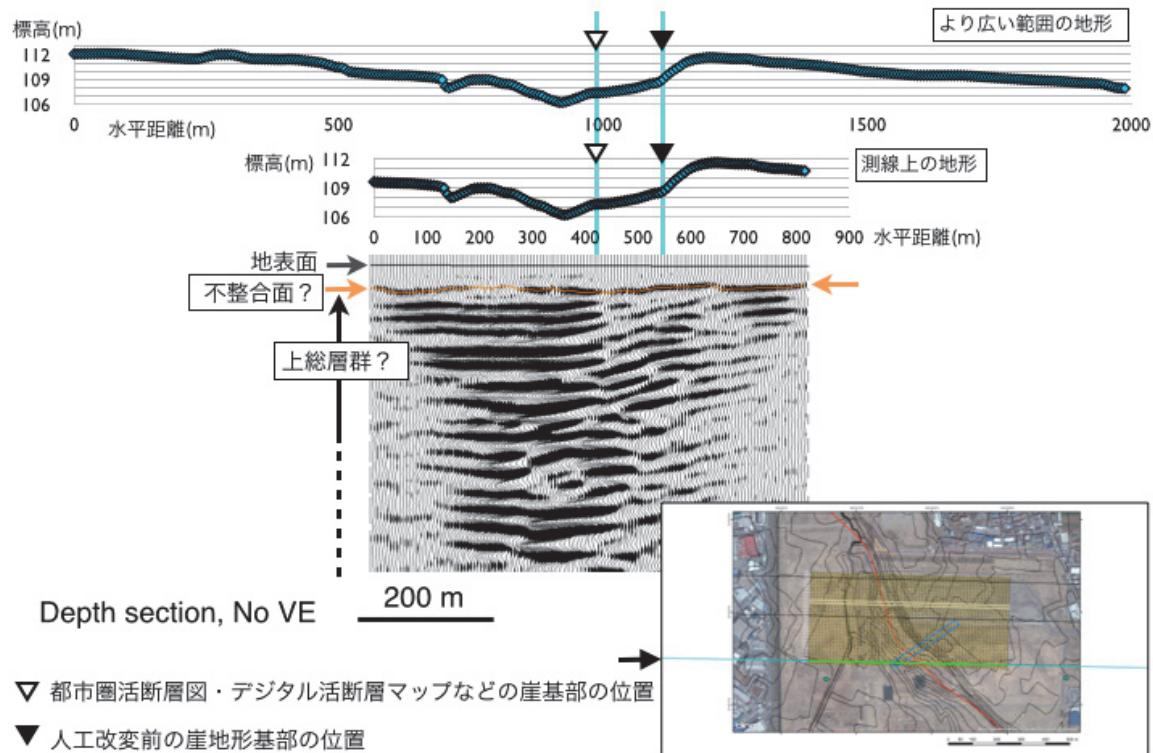


図 32 測線南端付近、トレント近傍における 3D seismic cube の 2 次元スライスと航測図化により復元した地形の比較。右下測線図の黄緑線が反射断面の位置にあたる。

(c) 結論ならびに今後の課題

立川断層帯周辺の重力値のコンパイルと166点での計測を行い、得られたデータを基に断層帯周辺の地下構造を推定した。立川断層中部では、ブーゲー異常の急傾斜帶の西側に断層が位置するが、詳細には二つの異なる方向の断層から形成されている可能性が高い。断層帯南部では、断層に対応する重力的な構造は見い出されなかった。

立川断層南部の二測線において、高分解能反射法地震探査を実施した。富士見台測線と多摩川沿いの一ノ宮測線のいずれにおいても、断層に対応した地下構造を認識することができなかった。上総層群中を含め、明瞭な断層が存在しない可能性が高い。

今後は、重力異常や H25 年度・H26 年度に取得される反射断面および既存資料を総合的に検討し、断層帯の地下形状を明らかにする。

また、昨年度実施した浅層三次元反射法探査の解析を行うとともに、既存ボーリング資料や航測図化の結果との比較検討を試みた。その結果、ボーリングで認められる上総層群と中部更新統の砂礫層との境界面に対応する反射面が認められることや、変動地形学的な検討から推定されてきた崖地形と、上総層群の撓曲構造が必ずしも一連の構造運動によって形成されたものとは言えないことがわかった。今後は、H25 年度に掘削されたボーリングの結果を考慮して、上総層群と中部更新統の砂礫層の間の不整合面の 3 次元的な形状を推定するほか、H24 年度に取得した浅層三成分二次元反射法探査についてもデータ解析を進め、中期更新世以降の構造の成長について検討を行う。

(d) 引用文献

萩原幸男:立川断層は左横ずれか, 活断層研究, 6, 37-41, 1989.

萩原幸男・村田一郎・長沢 工・井筒屋貞勝・小竹美子・大久保修平: 活断層の重力調査 (4)－立川断層の検出－. 地震研究所彙報, 63, 115 ~ 129, 1988.

萩原幸男・糸田千鶴・大木裕子・北村行範: 重力異常からみた名栗断層の左横ずれ, 活断層研究, 16, 7-12, 1997.

石山達也・東郷正美・佐藤比呂志・廣内大助・中山俊雄・長谷川 均・磯谷達宏・小野 勇: 断層帯の詳細位置・形状等および断層活動履歴・平均変位速度の解明, 立川断層帯の重点的な調査観測 平成25年度成果報告書, 22-34, 2013.

Nagy, D. : The gravitational attraction of right rectangular prism: Geophysics, 31, 362-371, 1966.

中田 高・今泉俊文編:活断層デジタルマップ, 東京大学出版会, 2002.

Rikitake, T., H. Tajima, S. Izutuya, Y. Hagiwara, K. Kawada and Y. Sasai, Gravimetric and geomagnetic studies of Onikobe area, Bull. Earthq. Res. Inst., 43, 241-267, 1965.

産業技術総合研究所地質調査総合センター編:日本重力CD-ROM第2版, 数値地 質図P-2, 地質調査総合センター, 2004.

関口辰夫・津沢正晴・中島秀敏・渡辺満久・今泉俊文: 都市圏活断層図「青梅」, D1-No. 333, 国土地理院, 1996.

鈴木毅彦・村田昌則・大石雅之・山崎晴雄・中山俊雄・川島眞一・川合将文, テフラ編年による立川断層活動史の復元, 第四紀研究, 47, 103-119, 2008.

鈴木毅彦：3.2.2. 断層帶の平均変位速度・累積変位量の解明のための高精度火山灰編年調査，立川断層帶の重点的な調査観測 平成 25 年度成果報告書，35-49，2013.

東郷正美・佐藤比呂志・池田安隆・松多信尚・増淵和夫・高野繁昭：立川断層の最新活動について，活断層研究，15，1-8，1996.

Yabe, H. and Aoki, R.: The great Kwanto earthquake of September 1, 1923, geologically considered. Annual Report Work of Saito Ho-Onkai, 1, 70-83, 1926.

柳沢幸夫・渡辺真人・高橋雅紀・田中裕一郎・木村克己・林 広樹: 3.2.4. 大深度ボーリング資料による地質年代調査，大都市大震災軽減化特別プロジェクト 1 地震動（強い揺れ）の予測「大都市圏地殻構造調査研究」（平成 17 年度）成果報告書，355-381, 2005.

山崎晴雄：立川断層とその第四紀後期の運動，第四紀研究，16，231-246, 1978.

(3) 平成 26 年度業務計画案

反射法地震探査よって明らかにされている先第三系上面深度のデータも合わせて、得られている重力値を元に、三次元密度構造モデルを作成し、断層の位置・形状の推定精度を向上させる。立川断層の中北部で、反射法地震探査を実施し、断層の変位構造を明らかにし、断層の広がり・変位様式についての拘束条件を明らかにする。これらの成果をもとに震源断層の形状モデルを作成する。

3. 1. 2. 自然地震観測に基づく断層周辺の広域的3次元構造調査

目次

(1) 業務の内容

- (a) 業務題目
- (b) 担当者
- (c) 業務の目的
- (d) 3カ年の年次実施業務の要約
 - 1) 平成24年度
 - 2) 平成25年度
 - 3) 平成26年度
- (e) 平成25年度業務目的

(2) 平成25年度の成果

- (a) 業務の要約
- (b) 業務の方法
- (c) 業務の成果
 - 1) 臨時観測点の選定および設置
 - 2) 観測データの回収および品質確認
- (d) 結論ならびに今後の課題
- (e) 引用文献
- (f) 学会等発表実績
- (g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

(3) 平成26年度業務計画案

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 自然地震観測に基づく断層周辺の広域的3次元構造調査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
東京大学地震研究所観測開発基盤センター	准教授	酒井 慎一
東京大学地震研究所地震予知研究センター	助教	藏下 英司
東京大学地震研究所地震予知研究センター	教授	平田 直

(c) 業務の目的

立川断層帯周辺地域において、30台の高感度地震計からなる臨時観測点を設置し、自然地震観測を行う。臨時観測点で得られるデータと既存の基盤的地震観測網のデータおよび首都圏地震観測網(MeSO-net)（平田ほか, 2009）のデータを統合し、高精度な震源決定処理を行う。この処理に用いられた臨時観測データ、基盤的地震観測網データおよびMeSO-netデータを利用して、地震波速度トモグラフィ解析を行い、立川断層帯周辺地域における詳細な広域的3次元速度構造を得る。高精度な震源分布と3次元速度構造を比較する。

(d) 3カ年の年次実施業務の要約

- 1) 平成24年度：立川断層帯周辺地域において、30台の高感度地震計からなる臨時観測点を選定し、観測機器を設置し、自然地震観測を開始した。臨時観測点で得られるデータの品質確認を行った。統合処理を行うため、既存の基盤的地震観測網のデータおよび首都圏地震観測網(MeSO-net)のデータ収集を開始した。
- 2) 平成25年度：立川断層帯周辺地域に設置された30台の高感度地震計からなる臨時観測を継続し、自然地震を観測した。臨時観測で得られたデータは、既存の基盤的地震観測網のデータおよびMeSO-netのデータと統合し、高精度な震源決定処理を行った。
- 3) 平成26年度：高精度な震源決定処理に用いられた臨時観測データ、基盤的地震観測網データおよびMeSO-netデータを利用して、地震波速度トモグラフィ解析を行い、立川断層帯周辺地域における詳細な広域的3次元速度構造を得る。高精度な震源分布と3次元速度構造を比較する。

(e) 平成25年度業務目的

立川断層帯周辺地域に設置された30台の高感度地震計からなる臨時観測を継続し、自然地震を観測する。臨時観測で得られたデータは、既存の基盤的地震観測網のデータおよびMeSO-netのデータと統合し、高精度な震源決定処理を行う。

(2) 平成25年度の成果

(a) 業務の要約

立川断層帯周辺地域において、前年度に設置した 30ヶ所の高感度地震計による臨時観測を継続し、2013年7月に撤収した。臨時観測点で得られたデータは、周辺の基盤的地震観測網のデータおよび首都圏地震観測網(MeSO-net)（平田ほか, 2009）のデータと統合し、処理を行った。得られたデータから地震波形を切り出し、読み取りを行い、高精度震源情報等を得た。

(b) 業務の方法

立川断層帯周辺地域における詳細な広域的3次元速度構造を得るために、自然地震観測を行った。立川断層周辺域は都市部であるため、人工的な雑振動が多く地震観測には不向きな地点が多いが、臨時観測点を稠密に設置することで、解析に耐えうる信号を捉えることを目指した。前年度に設置した30ヶ所での観測を継続し、2013年7月に撤収した。臨時観測点で得られた記録は、周辺の基盤的地震観測網のデータおよび首都圏地震観測網(MeSO-net)のデータと統合処理を行った。それらから、地震波形を切り出し、読み取りを行い、震源決定および地震波トモグラフィー解析を行った。

(c) 業務の成果

1) 臨時観測点の保守と観測データの回収

今年度は、前年度に設置した臨時観測点の全30点に対して、電池交換およびデータ回収を行った(図1)。臨時観測点の地震計は、固有周期1秒の速度型地震計LE-3D(レナーツ社製)で、収録装置はSDカードに連続して記録するDAT5(クローバーテック社製)である。GPS信号に同期してデジタル変換するため、記録の時刻精度は1m秒以下である。おおむね観測状況は順調であったが、データ収録が止まっていた観測点が1ヶ所(TC30)あった。データレコーダを交換して調査したところ、データを収録するSDカードの不具合であることが判明した(田中・西本, 2013)。それ以外の観測点では順調にデータ収録が行われ、予定どおり2013年7月末には、全観測点の観測を終了し、機器を撤収した。これらの観測データは、周辺の首都圏地震観測網(MeSO-net)や東京大学地震研究所、神奈川県温泉地学研究所、気象庁、防災科学技術研究所の既存観測網のデータと統合させ、その後の処理に用いられた。

2) 高精度震源処理と地震活動

臨時観測は、2013年1月23日から7月24日まで行われたため、その間に発生した地震のカタログを用いて、地震波形の切り出しを行った。切り出す地震は、気象庁一元化震源カタログに基づき、以下の基準で選んだ。

- ・北緯34.85度～36.60度、東経138.8度～140.8度、マグニチュード2.5以上

これら224個の地震に対し、各観測点のP波到着時刻、S波到着時刻、最大振幅、P波初動振動方向を読み取り、震源決定を行った(図2)。読み取り数はP相が47,900個、S相が27,836個、最大振幅が50,227個、初動振動方向が28,382個である。震源決定には、

東京大学地震研究所の通常処理で用いる一次元 P 波速度構造を使用した。またポアソン比を 1.73 として求めた S 波速度を用いた。

この期間（2013 年 1 月 13 日～7 月 24 日）の気象庁一元化震源の分布を見ると、立川断層帯周辺の直下には、地震活動が無かった。都市部の雑音が多く、地震の検知能力が低いことも考えられるため、比較的ノイズレベルの低い観測点（例えば TC10、飯能市名栗）の連続波形記録を目視で観察し、地震波形と思われるものの抽出を試みた。2013 年 2 月 1 日から 2 月 9 日の 9 日間を調べたところ、立川断層帯周辺で気象庁一元化震源カタログに含まれていない地震を 55 個検知することができた。それらの読み取りを行い、震源決定した所、その多くは採石発破による振動であった。その中で、明らかに自然地震とわかつたものは、16 個で、それらは立川断層帯の活動によるものとは考えられない地震であった（図 3）。まだ、9 日間の波形を調査したにすぎないが、立川断層帯での地震活動は、見出されていない。

一方、臨時観測点は、基盤岩上ではなく関東平野の堆積層上に設置していて、その厚さは地域によって大きく異なる。そのため、震源決定に用いた一次元速度構造からのずれを補正することによって、震源決定精度を向上させる必要がある。そこで、最初の震源決定後、観測走時と計算走時の差の平均値を基に観測点補正值を決定した。観測点補正值を求めるために使用した地震は、今年度の処理データに加えて昨年度の処理データを合わせたものの中から、東経 138 度から 141 度、北緯 34 度から 38 度、深さ 150km 以浅で発生した地震のうち、P 相、S 相ともに 50 個以上の読み取りのある 103 イベントである。観測点補正值の分布を図 4 に示す。この観測点補正值は、立川断層帯の東西で顕著な違いが見られる。ただし、その境をなすものは、立川断層帯というよりも東経 139.35 度付近であると思われる。浅部の地盤構造だけでなく、地殻深部の構造を比較することが必要であると考えられる。立川断層を挟んで直線状に配置した臨時観測点（TC19～TC29）を並べてみると、走時遅れの差が明らかになる（図 5）。P 波初動の振幅も、西側の観測点に比べて東側の観測点は、数倍大きく増幅していることが明らかになった。

3) 地震波トモグラフィ解析による速度構造

臨時観測で取得したデータ及び既存のデータを用いて、二重走時差トモグラフィ法（Double-difference tomography）（Zhang and Thurber, 2003）による走時データ・インバージョン解析を行い、立川断層帯周辺の地震波速度構造の推定を試みた。解析グリッドの水平位置は、東西方向と南北方向に基本的には 10km 間隔（外周部は一部 20km 間隔）となるようにグリッドを配置した。また、深さ方向は、深さ 10km から 60km までは 5km 間隔に、それ以深は 70、80、100、150km にグリッドを配置した。インバージョン解析用の初期速度構造および初期 V_p/V_s として、防災科学技術研究所高感度地震観測網がルーチン処理で用いている構造（鵜川ほか、1984）を採用した。インバージョン解析に使用した地震は、2013 年 1 月 23 日から 7 月 24 日の期間に発生した 224 個で、気象庁一元化処理震源カタログのうちマグニチュード 2.5 以上の地震に相当する。

その結果、他のプロジェクトで得られた速度構造（平田, 2013）と矛盾しない結果が得られた（図 6）。その過程で得られた震源情報は、三次元速度構造による震源である。そこで、一元速度構造による震源と比較したところ、両者には水平方向に約 1.9km（標準偏差

1.3km) の差があり、深さ方向には約 1.2km (標準偏差 2.3km) 浅くなつた。まだ、粗い格子点間隔であるため、得られた速度構造も茫洋としているが、今後は、もっと分解能を上げた解析を行う予定である。

(d) 結論ならびに今後の課題

立川断層帯周辺地域において、30ヶ所に高感度地震計による臨時観測点を設置して自然地震の観測を行つた。臨時観測点で得られたデータは、周辺の地震観測網のデータおよび首都圏地震観測網(MeSO-net)のデータと統合処理を行つた。これらのデータから、地震波形を切り出し、P 波、S 波等の読み取りを行つて、詳細な震源分布や発震機構解の分布を求めた。

次年度はこれらの情報を元にして、立川断層周辺の震源クラスターの特徴を抽出する。さらに、地震波トモグラフィーの解析を進め、得られた地震波速度構造から立川断層帯の深部延長や南部延長における地震活動との関係を明らかにする。

(e) 引用文献

- 平田直・酒井慎一・佐藤比呂志・佐竹健治・纒纒一起: 「首都直下地震防災・減災特別プロジェクト」サブプロジェクト①「首都圏周辺でのプレート構造調査、震源断層モデル等の構築等」の概要、地震研究所彙報, 84, 41-56, 2009.
- 平田直: 「都市の脆弱性が引き起こす激甚災害の軽減化プロジェクト」サブプロジェクト①2012 年度成果報告書, 2013.
- 田中伸一・西本太郎: 「コンパクトフラッシュの脆弱性によるオフライン地震観測データの消失事例」、東京大学地震研究所技術研究報告, No.19, 25-30, 2013.
- 鵜川元雄、石田瑞穂、松村正三、笠原敬司: 関東・東海地域地震観測網による震源決定方法について、国立防災科学技術センター研究速報, Vol. 35, pp. 1-88, 1984.
- Zhang, H. and C. Thurber: Double-difference tomography: The method and its application to the Heyward fault, California, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 93, pp/1875-1889, 2003.

(3) 平成 26 年度業務計画案

臨時観測データ、基盤の地震観測網データおよび MeSO-net データを基に、高精度震源再決定、発震機構解再解析、トモグラフィー解析を行う。地震クラスターの特徴を抽出するとともに、高分解能地震波トモグラフィー解析等を実施し、立川断層帯深部延長、南方延長域等での性状を明らかにする。

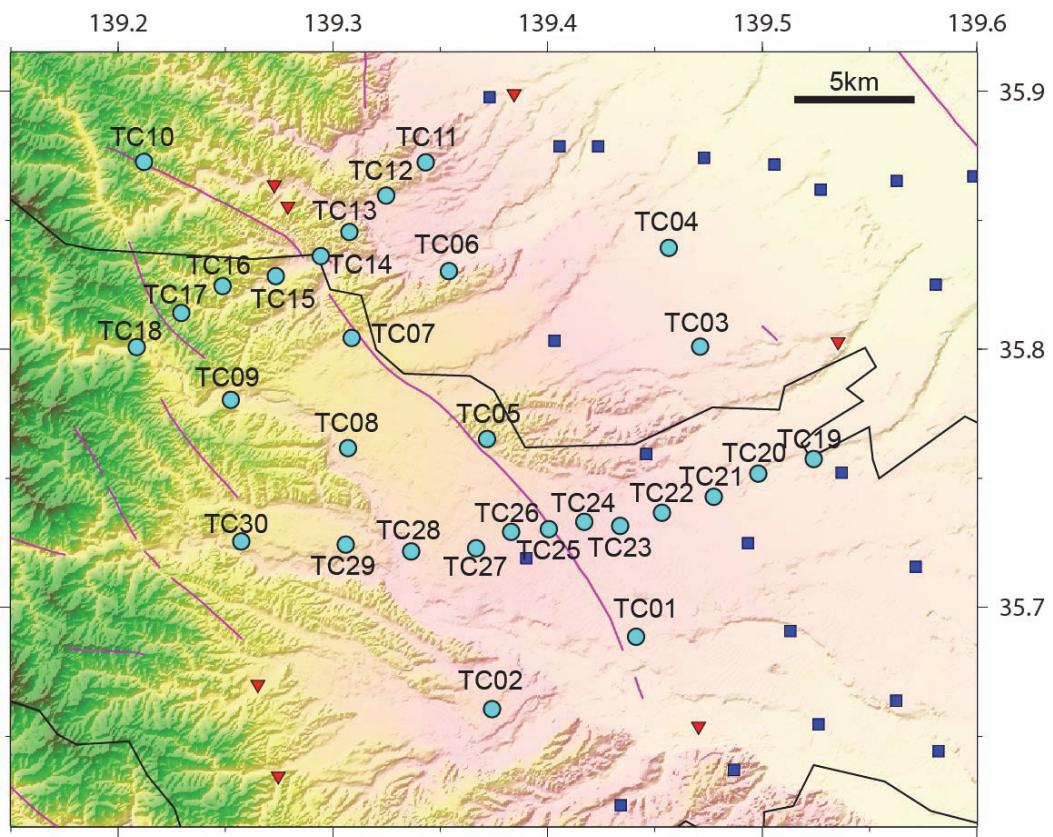


図 1 地震観測点分布。●：臨時観測点、■：MeSO-net、▼：既存観測点。

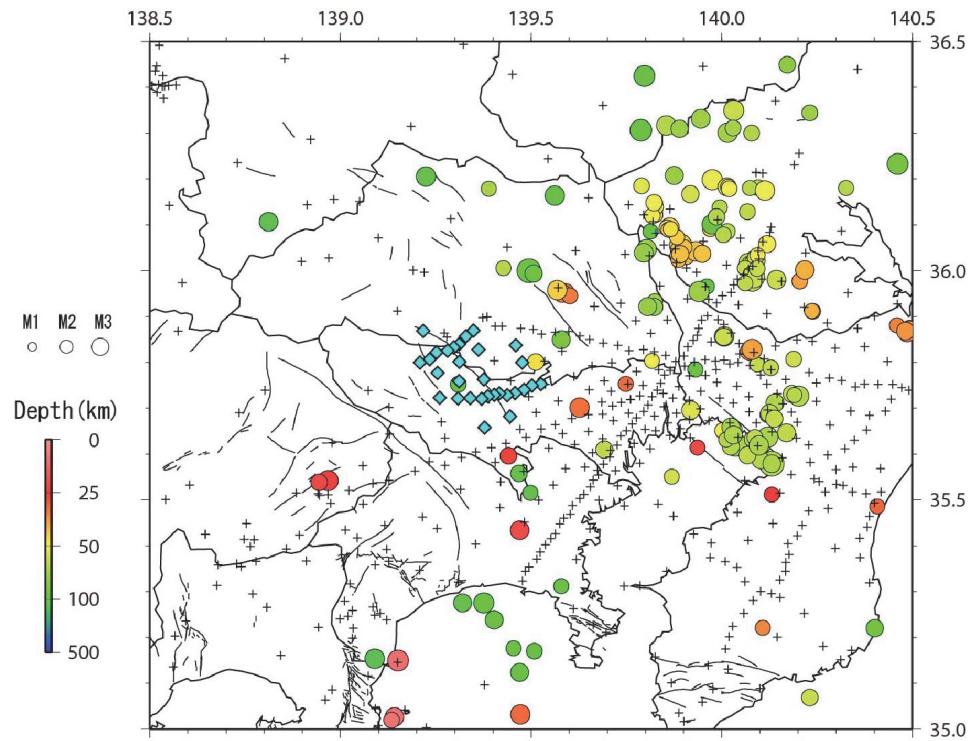


図 2 震源分布（2013 年 1 月 12 日～7 月 27 日）。気象庁一元化震源による M2.5 以上の地震を選び、本研究で震源再決定した。色は深さを、大きさは規模を表わす。◆：臨時観測点、+：既存テレメータ観測点。

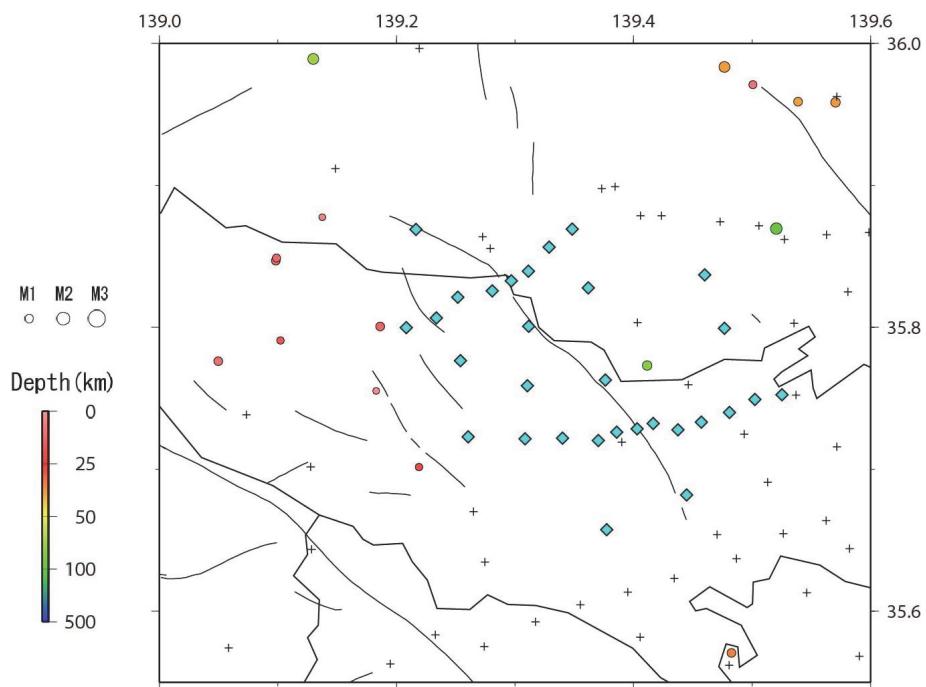


図3 震源分布（2013年2月1日～2月9日）。目視によって検知された16個の自然地震の震源（採石発破と思われるものは除外した）。色は深さを、大きさは規模を表わす。◆：臨時観測点、+：既存テレメータ観測点。

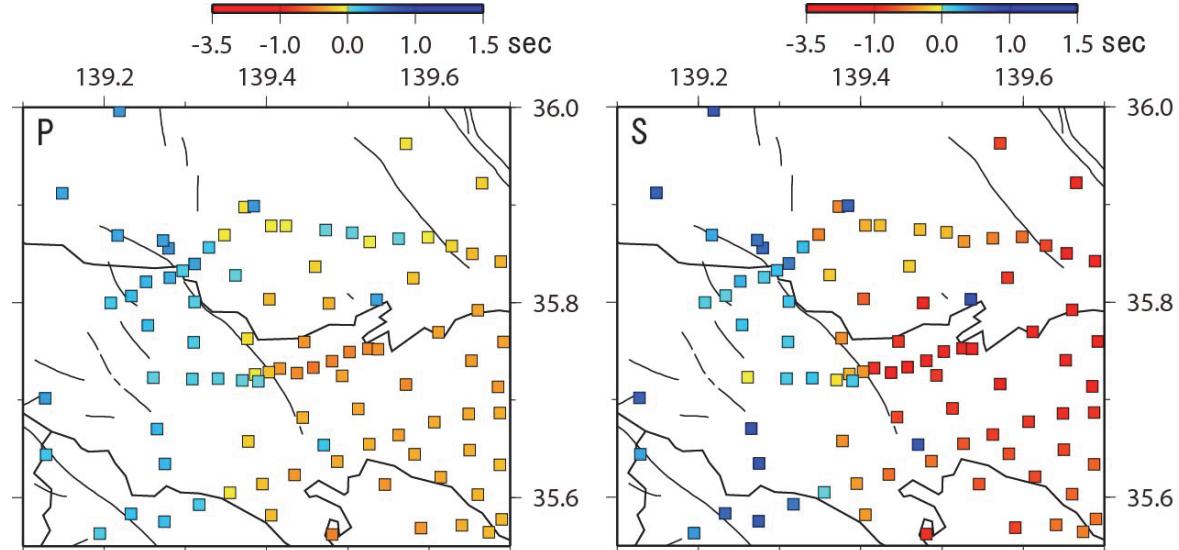


図4 P波（左）とS波（右）の観測点補正値。暖色は、遅く到達する観測点。

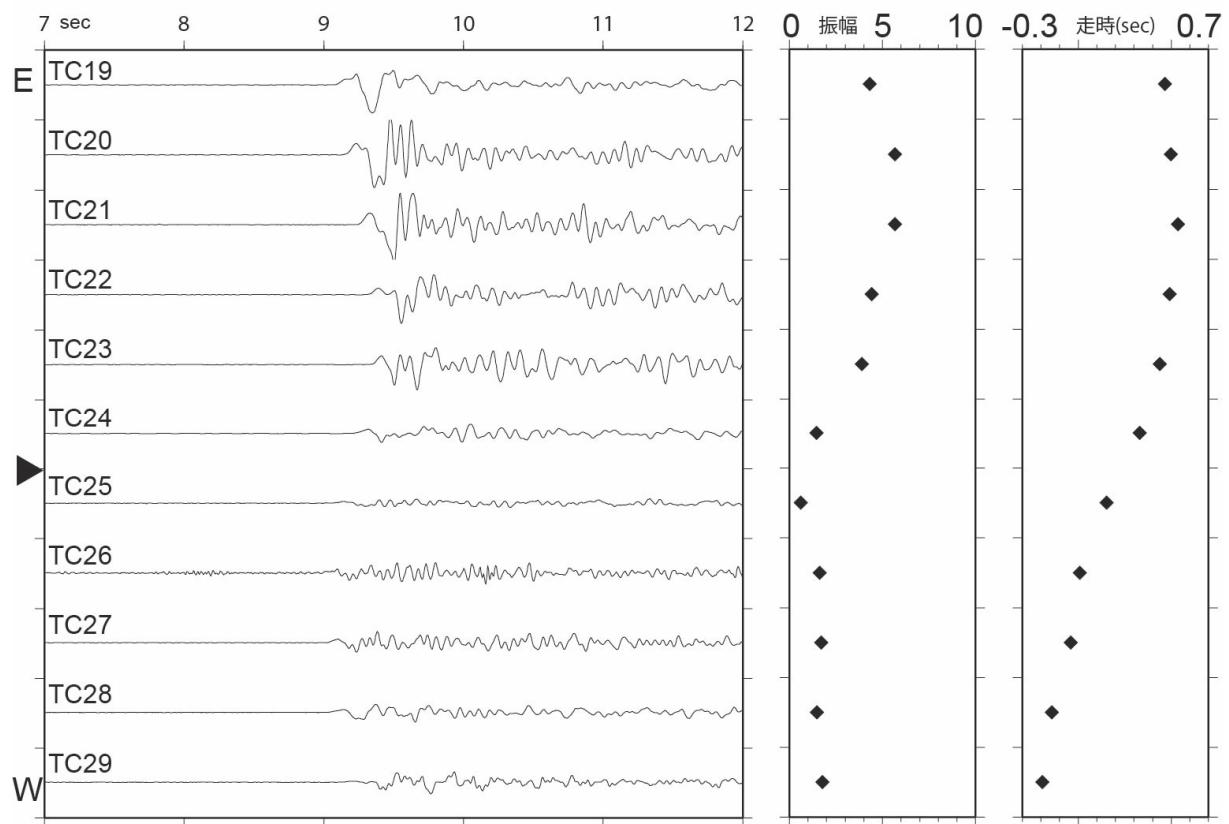


図 5 立川断層(▼印)を挟んで配置された観測点における地震波形の違い。左図：P 波初動部分の拡大。上が東に位置する観測点 (TC19) で下が西に位置する観測点(TC29)。中図：P 波初動部分の振幅 (TC11 を 1 とした時の倍率)。右図：走時残差 (TC11 を 0.0 とした時の値)。立川断層を挟んで東に位置する観測点の方が、振幅が大きく、走時は遅い。

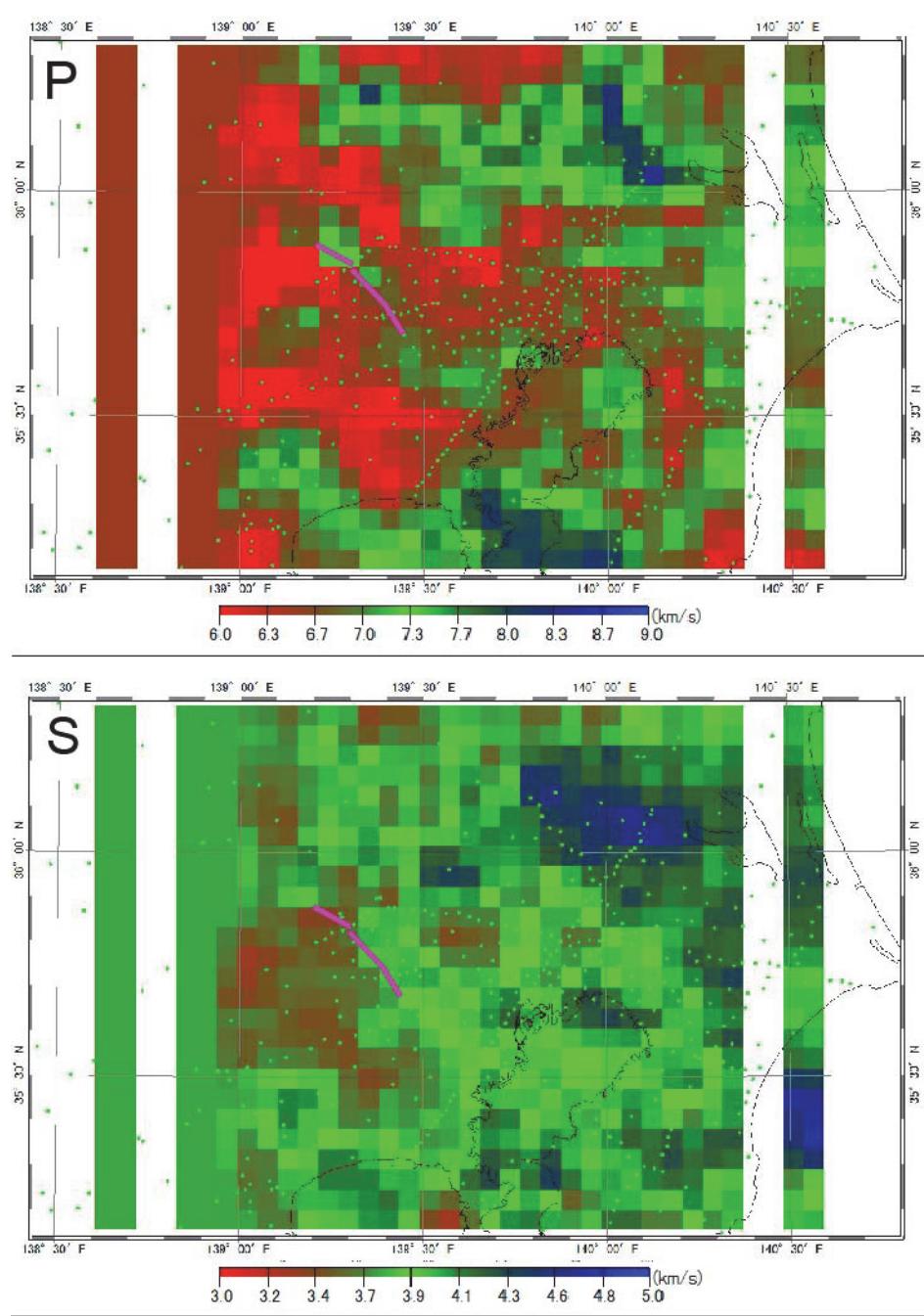


図6 地震波トモグラフィー解析によって得られた深さ 20 kmにおける P 波速度構造（上）と S 波速度構造（下）。桃色線：立川断層帯、+：観測点。

3. 2. 断層帯の詳細位置・形状および断層活動履歴・平均変位速度の解明のための調査観測

3. 2. 1. 断層帯の詳細位置・形状等および断層活動履歴・平均変位速度の解明

目次

(1) 業務の内容

- (a) 業務題目
- (b) 担当者
- (c) 業務の目的
- (d) 3カ年の年次実施業務の要約
 - 1) 平成24年度
 - 2) 平成25年度
 - 3) 平成26年度
- (e) 平成25年度業務目的

(2) 平成25年度の成果

- (a) 業務の要約
- (b) 業務の方法
- (c) 業務の成果
 - 1) 狹山神社ピット調査
 - 2) 阿豆佐味天神社トレンチ調査
 - 3) 極浅層反射法地震探査
- (d) 結論ならびに今後の課題
- (e) 引用文献

(3) 平成26年度業務計画案

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層帯の詳細位置・形状等および断層活動履歴・平均変位速度の解明

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人東京大学地震研究所	助教	石山 達也
国立大学法人東京大学地震研究所	教授	佐藤 比呂志
国立大学法人信州大学教育学部	准教授	廣内 大助
国立大学法人新潟大学理学部地質科学科	准教授	小林 健太
国立大学法人東京大学地震研究所	特任研究員	中山 俊雄

(c) 業務の目的

変動地形学的手法と第四紀地質学、特に高精度火山灰編年に基づき、本断層帯の詳細位置・分布・形状・変位様式・活動履歴や平均変位速度の解明を図る。尚、このサブテーマで得られた知見は逐次サブテーマ（3）（地震動予測の高度化）に反映させ、本調査観測全体の進展を図る。

(d) 3カ年の年次実施業務の要約

- 1) 平成24年度：立川断層帯全体を対象にして既存資料を収集するとともに、地形・地質調査および空中写真判読等に基づく変動地形学的な調査観測を実施し、活断層・変動地形の位置・分布・変位様式について検討を行った。また、断層帯の活動履歴と、特に変位様式を明らかにすることを目的とした大規模トレンチ調査・ボーリング調査などの掘削調査を、旧日産自動車工場跡地を主な候補地点として実施した。
- 2) 平成25年度：引き続き立川断層帯全体を対象にして既存資料を収集するとともに、地形・地質調査・航測図化および空中写真判読等に基づく変動地形学的な調査観測を実施し、活断層・変動地形の位置・分布・変位様式について検討を行った。また、断層帯の活動履歴と、特に変位様式を明らかにすることを目的としたトレンチ調査・ボーリング調査・極浅層反射法地震探査などの調査を実施した。
- 3) 平成26年度：前年度までの調査成果に基づき、立川断層帯を対象にして変動地形学的な検討を行い、その結果に基づいて、特に断層帯北部の名栗断層について断層帯の変位様式・形状および活動履歴を明らかにすることを目的としたトレンチ調査・ボーリング調査などの掘削調査を実施する。以上の結果を他のサブテーマ等で得られたデータと総合的に検討し、立川断層帯の活動履歴と三次元分布形等を明らかにする。また、断層帯の地表位置については3年間の調査観測の成果をふまえた詳細なマップを作成し取りまとめを行う。

(e) 平成25年度業務目的

引き続き立川断層帯全体を対象にして既存資料を収集するとともに、地形・地質調査・航測図化および空中写真判読等に基づく変動地形学的な調査観測を実施し、活断層・変動

地形の位置・分布・変位様式について検討を行う。また、断層帶の活動履歴と、特に変位様式を明らかにすることを目的としたトレンチ調査・ボーリング調査・極浅層反射法地震探査などの調査を実施する。

(2) 平成25年度の成果

(a) 業務の要約

立川断層北部の活断層としての性格を明らかにすることを目的として、瑞穂町においてピット調査およびトレンチ調査を実施した。このうち、狭山神社地点では、断層が新旧の斜面堆積物を切断する明瞭な断層構造が認められた。断層はほぼ地表面直下まで到達しており、歴史時代の活動を含んで、完新世に複数回の断層運動があったと推定される。また、底面に露出した断層の微細構造を詳細に検討した結果、左横ずれ断層に特徴的な構造が認められた。これは同地点で認められる、尾根線および崖線の左屈曲および南向き斜面の傾斜変換線といった地形的特徴と整合的であり、立川断層が左横ずれ成分を伴う断層であることを示す。

(b) 業務の方法

立川断層帶は、名栗断層と立川断層から構成され、埼玉県飯能市から東京都青梅市、立川市を経て府中市に至る、長さ 33 km、北西走向の断層帶である。立川断層は、北西走向で長さは 20 km 余、首都圏にあってごく近い将来に活動するおそれのある活断層として注視されている（地震調査委員会, 2003; 2011）が、その活動履歴はもとより活断層としての性格についても未だ不明な点が多く残されている。それらを解明するため、本調査では、①空中写真判読と航測写真図化により変位地形の検討を行い、②その結果、左横ずれに伴う断層変位地形と推定される二箇所で、ピット（狭山神社地点）およびトレンチ（阿豆佐味天神社地点）調査を実施した。③また、変位地形の極浅部の地質構造を解明するために、極浅層反射法地震探査を実施した。

(c) 業務の成果

1) 狹山神社ピット調査

立川断層は、多摩西部にあって北西—南東方向にほぼ一直線状に走る長さ 20 km 余の活断層である（図 1）。北西延長部に存在する名栗断層を含めた立川断層帶（総延長約 33 km）の主部を占め、北は阿須山（あずやま）丘陵の笛仁田峠付近から、霞川・金子台を横切り、狭山丘陵西端・箱根ヶ崎、三ツ木・砂川・旧立川飛行場、谷保・矢川付近を経て多摩川沖積低地まで延びる。立川断層は、1970 年代にその存在が明らかにされ（松田・羽田野, 1975；松田ほか, 1975）、初期の調査研究により北東側を隆起させる縦ずれ断層（逆断層）とみなされるようになった（山崎, 1978）。ここでは、形成期を異にする地形面群を、崖向きを同じくして横断する一連の小崖地形の存在が、立川断層認定の手がかりとなり、その崖地形の形態が、膨らみを伴い撓曲崖状をなすことがこれを逆断層とする主な根拠とされてきた。以来、このような見解を基本として調査研究が進められた（東京都, 1998, 1999,

2000 など)。これらの成果に基づき、地震調査委員会(2003)は、立川断層帶の活動性についての評価作業を試み、過去の活動については「立川断層帶の平均的な上下方向のずれの速度は、0.2-0.3 m/千年程度と推定される。本断層帶の最新活動時期は約2万年前以後、約1万3千年前以前で、平均活動間隔は1万-1万5千年程度であった可能性がある」とした。加えて、その将来の活動について「①将来マグニチュード7.4程度の地震が発生すると推定され、②その際に北東側が相対的に2-3 m高まる撓みや段差が生じる可能性がある。③今後30年の間に地震が発生する可能性は、我が国の活断層の中ではやや高いグループに属する。」とした。さらに、地震調査委員会(2011)は2011年東北地方太平洋沖地震の発生に関連して次の大地震発生確率が高まった活断層の一つとして立川断層帶の名を挙げている。その一方で、市街地域での調査研究は制約が多く、立川断層の将来の活動性を予測するためのデータの質・量が著しく進展するには至っていない。立川断層帶の断層型の確定、変位累積過程の定量的把握、最新活動を含む活動履歴の明確化などにつながり、最終的には人口密集地での精度の高い強震動予測につながる、豊富で質の高い基礎資料の収集を急ぐことが必要であると言える。

この様な背景を踏まえて、昨年度は武藏村山市榎地区において、立川断層の中央部において、断層によって形成された撓曲崖地形とされてきた小崖地形を横断する巨大トレンチ調査(榎トレンチ)を実施した。今年度は、これに引き続き、立川断層北部の変位様式や活動性を明らかにする目的で、東京都西多摩郡瑞穂町箱根ヶ崎地区、狭山神社南東側の斜面中腹部においてピット掘削調査を実施した(図1)。本調査地は狭山丘陵西端部の南向き斜面を構成する孤立した小丘に位置し、立川段丘面を変位させる南西側落ち撓曲崖(山崎、1978)の南東延長にあたる(図2)。従来は、この小丘の南向き斜面基部に断層が通過するとされてきた(関口ほか、1996)。今回、米軍撮影の大縮尺空中写真の判読や、同様の空中写真を用いた航測図化による地形の復元を行い、改めて検討を行った。その結果、立川段丘面を変位させる撓曲崖の南東延長は、小丘南東斜面基部に延びるのではなく、小丘斜面中腹部に存在する、尾根線と直交方向に延びる南落ちの高度変換線に延びることが分かった(図2および図3)。この高度変換線は、小丘の両側に分布する新期の変動崖地形とほぼ一直線に連なる位置にあたる。加えて、斜面の高度変換線に沿っては、小丘の尾根線に見かけ上左ずれが認められるほか、小丘の西側斜面基部、すなわち立川段丘面との交叉線にも左ずれが認められる。このように、箱根ヶ崎地区では、立川段丘面および狭山丘陵南西斜面の小丘地形という、異なる形成時代および分布高度の地形が、ほぼ連続的な一線をもって系統的に左方向に食い違い、かつ北東側が高まるという現象が観察される。また、崖上の立川段丘面上に旧流路跡が分布し、崖線付近で風隙地形をなしている(山崎、1978)。このような変動地形の予察的な観察結果は、立川断層が、高角の左横ずれ成分をともなう断層であること、また、立川断層が立川段丘面離水期よりも更に新しい時代に活動したことと示唆する。

このような変動地形の観察事実に基づき、小丘南向き斜面に認められる高度変換線と直交方向に、小規模なピットを掘削した。なお、ピット掘削に際しては、事前に新旧の航空写真を比較し、大規模な人工改変が調査地で行われていないことを確認した。掘削に際しては、小型のバックホーを用いて表土を剥ぎ取り、調査溝を掘削の後、壁面整形・板打ちを行った。その後、壁面のレーザー測量と写真撮影を行い、壁面全体のモザイク写真を作

成した。その後に壁面観察を行った。これに基づき、地層の層相・分布について詳細に記載を行い、地層を I 層から VI 層に区分した。これらの結果を考慮し、年代測定試料の採取を行い、(株) 地球科学研究所に放射性炭素同位体年代測定の実施を依頼した。

図 4 にピット壁面の写真・地層区分・構造および年代値を示す。トレンチの壁面には、新旧の斜面堆積物（上位より I ~ VI 層）と、これらを切断する衝上断層が露出した。I 層は丘陵斜面最上部を構成する暗茶褐色シルト質中粒砂層であり、礫を含まず、現世の植物根を多く含むほか、ルースで多孔質であり、細粒部は土壤化していることから、現世の土壤層と考えられる。II 層は、暗赤褐色を呈し、東面・北面・西面で I 層の下位に、斜面とほぼ平行に分布する泥質の基質支持の砂礫層であり、細礫を含むほか、炭化植物を稀に含む。堆積構造は不明瞭であり、斜面堆積物と考えられる。IV 層と V 層は暗オリーブ色の有機質分を含む火山灰質シルト・細砂層であり、礫は殆ど含まず、塊状を呈し、全体としてはほぼ斜面と平行に分布している。ローム層起源の斜面堆積物と考えられる。両者の境界面は不明瞭であるが、テクスチャの違い（IV は光沢のあるテクスチャ）を手がかりにすると斜面とほぼ平行な境界面を推定することが出来る。VI 層は風化したチャート・砂岩主体の亜円・亜角礫を含み、基質支持の不淘汰な風化砂礫層である。基質はシルトから粗粒砂であり、風化による粘土化が進行し、かつ固結している。VI 層は狭山丘陵の背面を形成する芋窪礫層（植木・酒井、2007）の再堆積による更新統の砂礫層と考えられる。III 層および Va 層は断層帶に挟み込まれた地層であり、Va 層と III 層上部は IV 層ないしは V 層と類似した暗オリーブ色火山灰質シルトからなる。III 層下部は VI 層と岩相の類似した砂礫層を含む乱雑な構造を呈している。

断層面は北傾斜であり、底面近傍で 70-80 度程度と高角であるが、上方に向かって顕著に低角となる。いずれの壁面でも、断層は IV 層のみならず上位の III 層および II 層も切断し、上端はほぼ地表面付近まで到達していると見られるが、露頭最上部は現世の地表面を構成する現世の土壤層（I 層）に覆われる。このことから、断層は II 層堆積終了後に活動したと考えられる。東壁面では断層で切断される III 層を不整合に II 層が覆っていることから、III 層堆積以降・II 层堆積前に断層活動が推定される。また、西側壁面では断層に挟み込まれた Va 層は IV 層に覆われていることから、Va 層堆積以降・IV 層堆積以前に断層活動が推定される。今回測定した 14C 年代の結果を考慮すると、狭山神社地点での立川断層の最新活動は 530 ± 30 yBP 以降、一回前の活動は 3900 ± 30 yBP と 4170 ± 30 yBP の間、二回前の活動は 7230 ± 30 yBP と 9640 ± 50 yBP の間となる。このように、狭山神社ピットの結果は、立川断層が歴史時代の活動を含み、完新世に複数回活動したことと示唆する。ただし、一回前と二回前の活動時期については、14C 年代に多少のばらつきが見られることから、今後さらに 14C 年代測定を増やし、一回前・二回前の活動についてさらに検討を進める。

また、底面には断層の走向方向に非対称な延性剪断帯が露出し、その微細構造を観察すると、以下のことが分かった（図 5、6）：剪断帯の主たる延び方向（Y 面）とは時計回りに斜交して、破碎岩片（礫）の定向配列（P 面）が含礫層中に認められる。また、Y 面と反時計回りに斜交して、暗色ローム層中に開口裂縫（れっか）（T 面）が形成され、含礫層が狭長に入り込んでいる。さらに、Y 面と反時計回りに斜交して、岩相境界（Y 面）に左ずれの変位を与える小断層（R1 面）が形成されている。一部の R1 面は、T 面の縁や含礫

層中にも認められる。以上の断層微細構造の観察事実から、この剪断帯は左横ずれ成分が卓越すると考えられる。このことは、上述した変動地形学的な特徴と整合的であり、本地点での立川断層が縦ずれ成分のすべりを有する左横ずれ断層であることを示す。

今後は、更なる堆積物の年代測定や火山灰分析などに基づいてトレンチ壁面に露出した地層の層序を確立し、詳細な断層の活動時期についてさらに検討する。また、断層の微細構造についても更に詳細に解析を進める予定である。

2) 阿豆佐味天神社トレンチ調査

瑞穂町殿ヶ谷地区では、狭山丘陵南斜面を流下する沖積扇状地面群に、上流側が低下する「逆向き」低崖地形が分布する（図7）。沖積扇状地面群は開析度や分布高度などの特徴から新旧の面に区分することができる。このうち最も低位の面は立川段丘面上の開析谷に連続する現世の地形面である。一方、これより上位の扇状地面群は離水しており、このうち最下位の面はその南端部で立川段丘面に収斂しており、簡易掘削の結果によれば地形面は立川ローム層で直接構成される。このことから、離水した扇状地面群は、最終氷期末期から完新世にかけて、立川ローム層と同時あるいはこれを切って発達したとみられる。このように立川段丘面形成期以降に形成された新旧の扇状地面群に、上流側が低下する「逆向き」低崖地形が分布する。すなわち、初生的には下流側、すなわち南に向かって高度を下げる扇状地面が、ある一線をもって、下流側が膨らみを伴って持ち上がる、異常な地形が存在する。加えて、崖高は古い地形面ほど大きく、新しい地形面ほど小さく、累積性が認められる。この低崖地形は、箱根ヶ崎地区で認められる左横ずれを伴う撓曲崖地形にはほぼ連続し、崖地形に沿ってはいくつかの地点では小河川の左屈曲が認められる。

以上の地形的な特徴をふまえて、瑞穂町殿ヶ谷地区・阿豆佐味天神社南東側でトレンチ調査を実施した（図8）。調査溝はほぼ南北方向に長さ約30m、深さ約3mにわたり掘削した。ここでは、北向き小崖地形が、調査敷地北端部と南の2条が調査溝を横断するとみなして掘削を行った。しかし、調査溝には断層に伴う明瞭な変形構造は出現しなかった（図9）。壁面は上位から耕作土、シルト質中流砂礫層、玉石混じりの砂礫層からなる。玉石混じりの砂礫層は立川礫層と考えられるが、立川段丘面と異なり、ここでは立川ローム層は欠落し、河川成の砂礫層が累重する。これらの地層にはいずれも断層変位ないしは変形を被った痕跡は認められない。ただし、最下位に分布する玉石混じりの砂礫層の上面は緩やかに南に向かって高度を上げており、この構造は初生的な扇状地面の構造に反して南上がりとした地形の観察と一致する。

3) 極浅層反射法地震探査

地形と対応するスケールでの地下数10mまでの詳細な地質構造を明らかにするために、武藏村山市榎地区（Line A）および瑞穂町殿ヶ谷地区（Line B）において極浅層反射法地震探査を実施した（図8および図10）。両地区とも、P波震源として小型油圧インパクター（JMS-65-2）を、S波震源として小型電磁式バイブレーター（Geomatrix社製ELVIS-III）を用いた（図11）。主な探査仕様は以下のとおりである：

Line A（P波）：

震源：小型インパクター 1台

スタック数：5回

発震間隔：1.5 m

チャンネル数：300

受振点間隔：1.5 m

サンプリングレート：1 msec

レコード長：2 sec

Line A (S 波)

震源：ELVIS-III 1台 (一部ミニインパクター)

スタック数：2-3回

発振周波数: 15-200Hz

スイープ長: 14sec.

発震間隔：1.5m

チャンネル数：300

受振点間隔：1.5 m

サンプリングレート：1 msec

レコード長：2sec

Line B (P 波)

震源：ミニインパクター 1台

スタック数：5回

発震間隔：1.5 m

チャンネル数：209

受振点間隔：1.5 m

サンプリングレート：1 msec.

レコード長：2 sec.

Line B (S 波)

震源：ELVIS-III 1台

スタック数：2-3回

発振周波数: 20-200Hz

スイープ長: 14sec.

発震間隔：1.5m

チャンネル数：209

受振点間隔：1.5 m

サンプリングレート：1 msec

レコード長：2 sec

探査仕様の特色としては、独立型レコーダーを多数展開し、全測線固定展開で受振・発

震を実現したことである。これにより、重合数を最大限高めることができるほか、表面波の領域外の反射波を捉えて処理することができるようになり、より高精度のイメージングが期待される。図 12 および図 13 にショット記録の例を示す。Line B の一部区間は交通ノイズにより記録の劣化が認められるが、それ以外は概して良好な記録が得られている。今後は、共通反射点重合法による反射法解析を進めて地下数 10 m までの詳細な地質構造のイメージングを行い、ボーリングデータなどを利用して変動地形との対応関係などを詳細に検討する。

(d) 結論ならびに今後の課題

空中写真判読と航測写真図化により変位地形の検討を行い、その結果に基づき、左横ずれに伴う断層変位地形と推定される二箇所で、ピット（狭山神社地点）およびトレーンチ（阿豆佐味天神社地点）調査を実施した。また、変位地形の極浅部の地質構造を解明するために、極浅層反射法地震探査を実施した。このうち、狭山神社地点では、断層は新旧の斜面堆積物を切断する明瞭な断層構造が認められた。断層はほぼ地表面直下まで到達しており、完新世に複数回の活動が認められる。また、底面に露出した断層の微細構造を詳細に検討した結果、左横ずれ断層に特徴的な構造が認められた。これは同地点で認められる、尾根線および崖線の左屈曲および南向き斜面の傾斜変換線といった地形的特徴と整合的であり、立川断層が左横ずれ成分を伴う断層であることを示唆する。同様に、同町殿ヶ谷にてトレーンチ調査を実施し、地形と調和的な南上がりの構造が堆積物に認められたが、明瞭な断層構造は出現しなかった。

今後は、年代測定などを更に実施し、堆積物の年代推定を行い、過去の断層活動時期を詳細に推定する。また、周辺で得られている古地震のデータ（宮下ほか、2005; 2007）と比較検討を行い、立川断層の過去の活動時期や再来周期について検討を行う。また、今年度に取得した極浅層反射法地震探査のデータ解析を進め、これらを合わせて立川断層の位置や活動性などその実態について、更に詳しく検討を進める予定である。

謝辞

瑞穂町役場は、ピット調査用地の使用および極浅層反射法地震探査の道路使用を快くご許可頂きました。狭山神社・阿豆佐味天神社の関係者やピット・トレーンチ掘削地点の土地所有者の皆様にも多大なご協力を賜りました。宗教法人真如苑におかれましては、極浅層反射法地震探査に際して調査用地の使用を快くご許可頂きました。また、変動地形および掘削地点の選定に際しては、東郷正美氏（法政大学）と議論させて頂きました。壁面の観察については、今泉俊文（東北大学）・杉山雄一（産総研・活断層・地震研究センター）・宮内崇裕（千葉大学）・越谷 信（岩手大学）の各氏に貴重な意見を賜りました。改めてここに記して厚く御礼申し上げます。

(e) 引用文献

地震調査研究推進本部：立川断層帯の長期評価について、

http://www.jishin.go.jp/main/chousa/03aug_tachikawa/index.htm, 2003.

地震調査研究推進本部:東北地方太平洋沖地震後の活断層の長期評価について-地震発生確率が高くなっている可能性がある主要活断層帯-,
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/11sep_chouki/chouki.pdf, 2011.

松田博幸・羽田野誠一:関東平野西辺の線状構造, 日本地理学会予稿集, 8, 76-77, 1975.

松田時彦・山崎晴雄・金子史朗:西関東の活断層, 東京直下型地震に関する調査(その2), 東京都防災会議, 75-105, 1975.

宮下由香里・田中竹延・市川清士, 立川断層の活動履歴調査: 瑞穂町箱根ヶ崎におけるトレンチ及びボーリング調査結果, 活断層・古地震研究報告, 5, 39-50, 2005.

宮下由香里・田中竹延・市川清士, 立川断層の最新活動時期: 東京都西多摩郡瑞穂町箱根ヶ崎におけるトレンチ調査結果, 地学雑誌, 116, 380-386, 2007.

中田 高・今泉俊文編:活断層デジタルマップ, 東京大学出版会, 2002.

関口辰夫・津沢正晴・中島秀敏・渡辺満久・今泉俊文:都市圏活断層図「青梅」, 技術資料 D 1-No.333, 国土地理院, 1996.

東京都:立川断層(帯)に関する調査, 第2回活断層調査成果報告会予稿集, 科学技術庁, 335-344, 1998.

東京都:立川断層(帯)に関する調査, 第3回活断層調査成果報告会予稿集, 科学技術庁, 59-68, 1999.

東京都:立川断層(帯)に関する調査, 第4回活断層調査成果報告会予稿集, 科学技術庁, 59-68, 2000.

東京都:関東平野(東京都)地下構造調査(北多摩地区弹性波探査), 26p, 2003.

植木岳雪・酒井 彰, 青梅地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 189p, 2007.

山崎晴雄:立川断層とその第四紀後期の運動, 第四紀研究, 16, 231-246, 1978.

(3) 平成26年度業務計画案

立川断層帯全体を対象にして既存資料を収集するとともに、地形・地質調査・航測図化および空中写真判読等に基づく変動地形学的な調査観測を実施し、活断層・変動地形の位置・分布・変位様式について検討を行う。また、断層帯の活動履歴と、特に変位様式を明らかにすることを目的としたトレンチ・ボーリング・極浅層反射法地震探査等の調査を実施する。以上とほかのサブテーマの結果に基づき、三年間の調査観測の成果をふまえた断層帯の地表位置の詳細な位置情報や平均変位速度などについて取りまとめを行い、強震動計算に必要な断層の位置・形状などに関する情報を提供する。

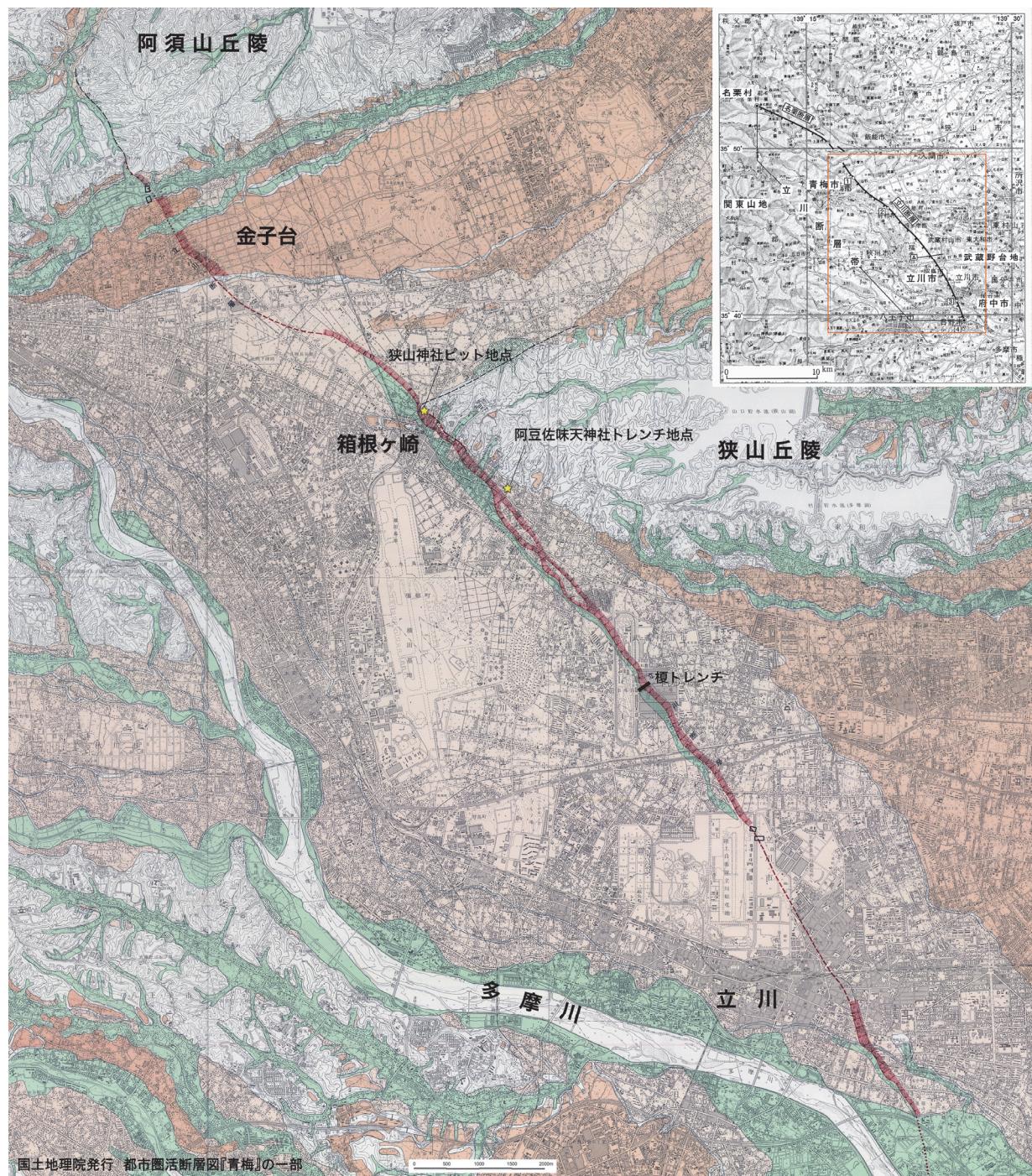


図 1 立川断層の位置図（関口ほか、1996 を改変）。右上図は立川断層帯の位置を示す（地震調査研究推進本部、2003）。



図2 狹山神社ピット地点の位置図（黄色）。背景は2013年撮影の航空写真。赤実線は中田・今泉編（2002）による立川断層の地表位置、赤破線は本研究で推定した立川断層の地表位置を示す。

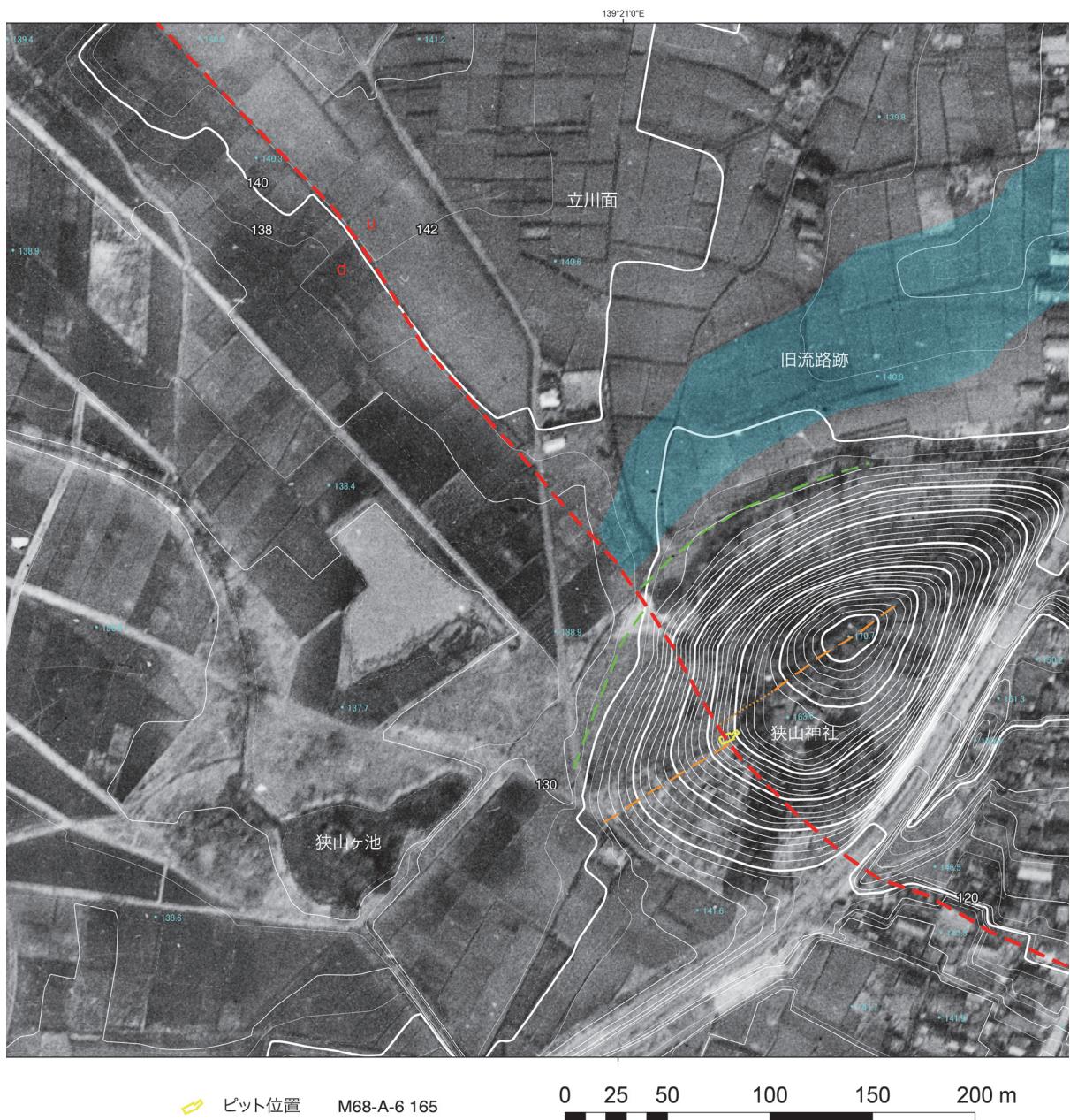


図 3 狹山神社ピット地点の位置図（黄色）。白線は 1946 年撮影米軍空中写真の航測図化により作成した等高線を示す。等高線の間隔は 1 m。背景は等高線の作成に使用した空中写真の一部 (M68-A-6 165) である。赤破線は本研究で推定した立川断層の地表位置。オレンジ色の破線は丘陵の尾根線、黄緑色の破線は丘陵北西向き斜面基部の崖線を示す。また、薄青色は撓曲崖線より北東側に認められる立川段丘面上の旧流路跡の概略位置を示す。

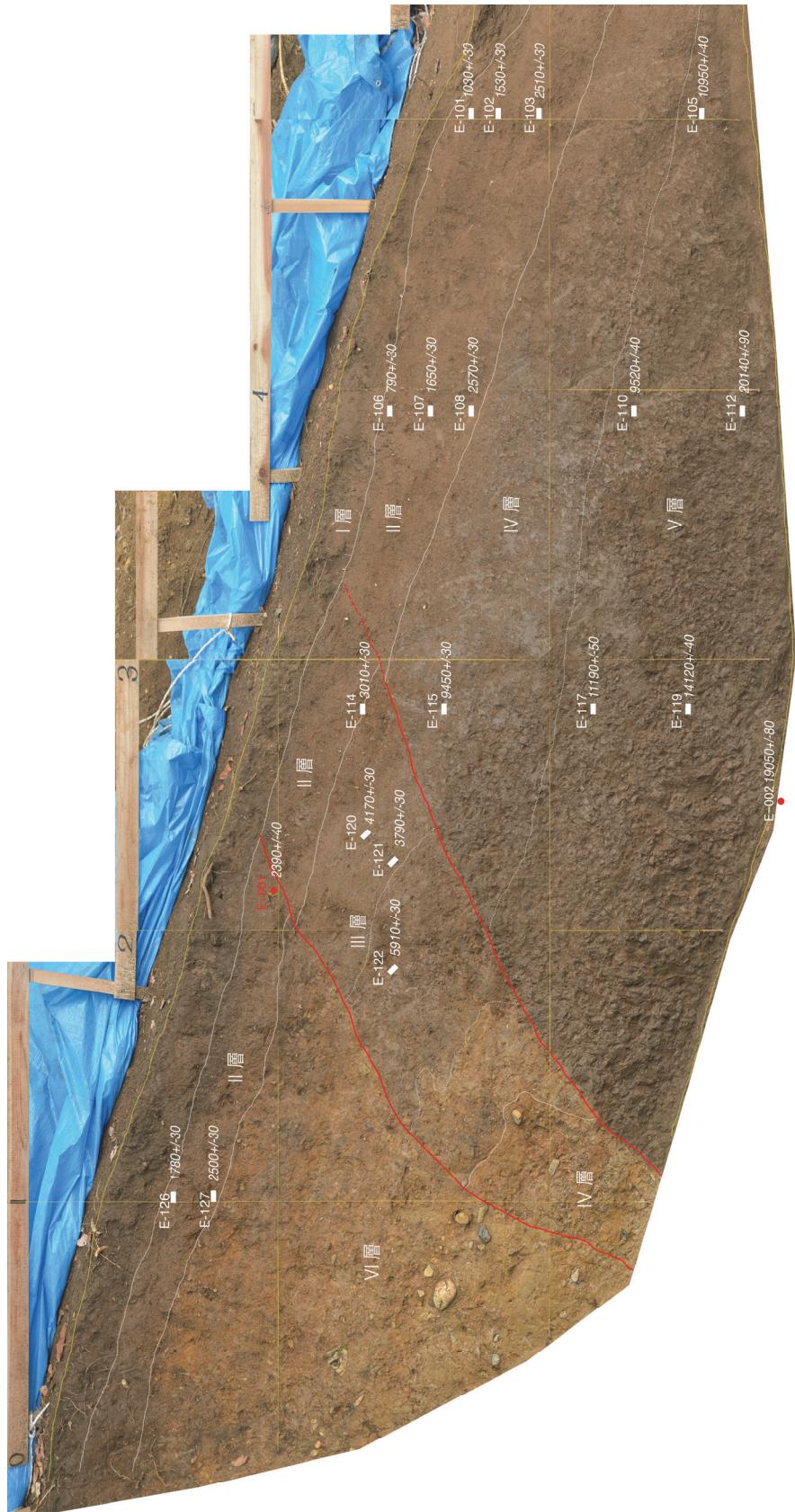


図 4(a) 狹山神社ピット A 東壁面のモザイク画像。グリッド間隔は 1 m。赤線は断層を、白線はユニット境界を示す。14C 年代値は conventional age (yBP) である。

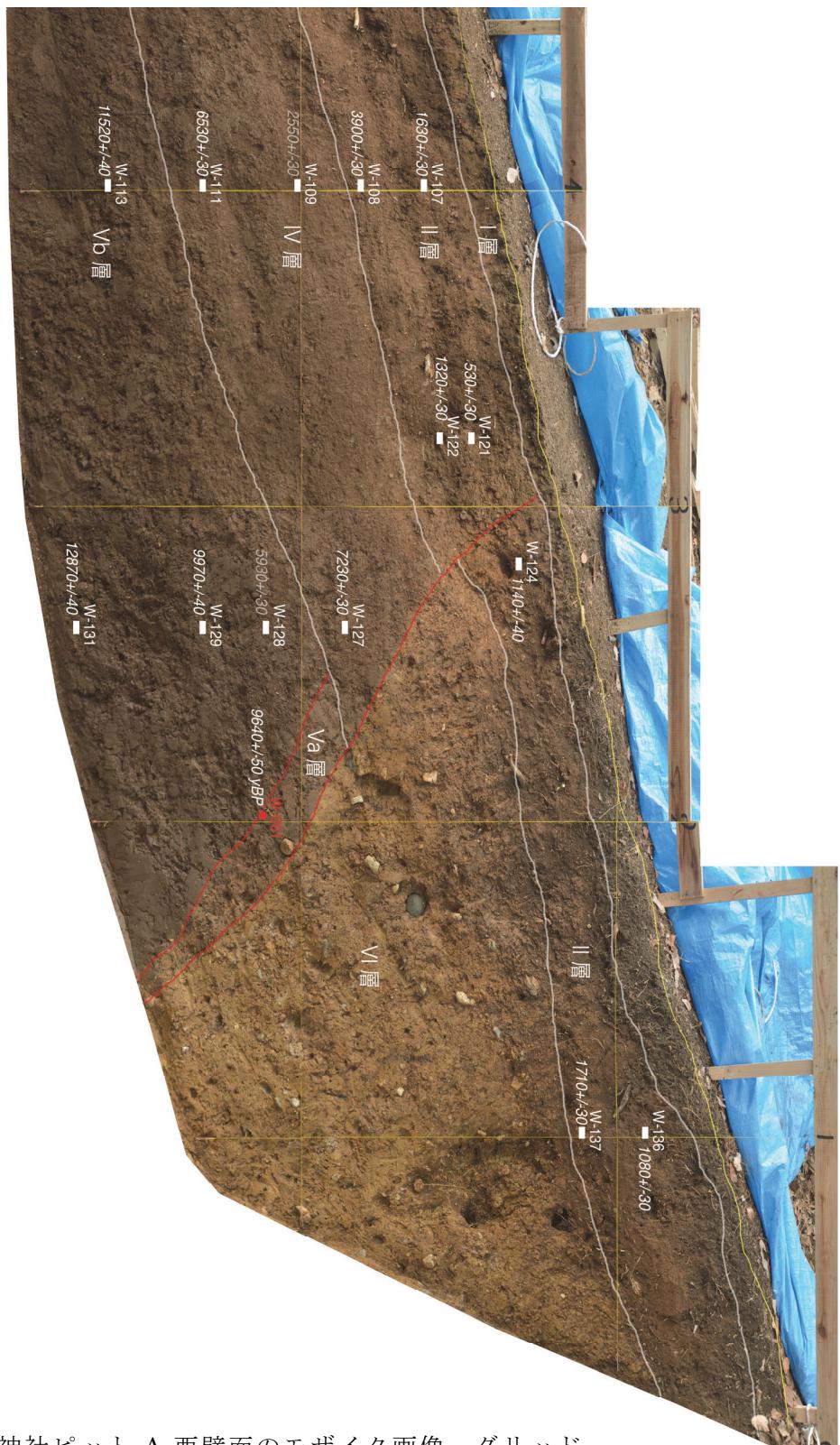


図 4(b) 狹山神社ピット A 西壁面のモザイク画像。グリッド間隔は 1 m。赤線は断層を、白線はユニット境界を示す。14C 年代値は conventional age (yBP) である。

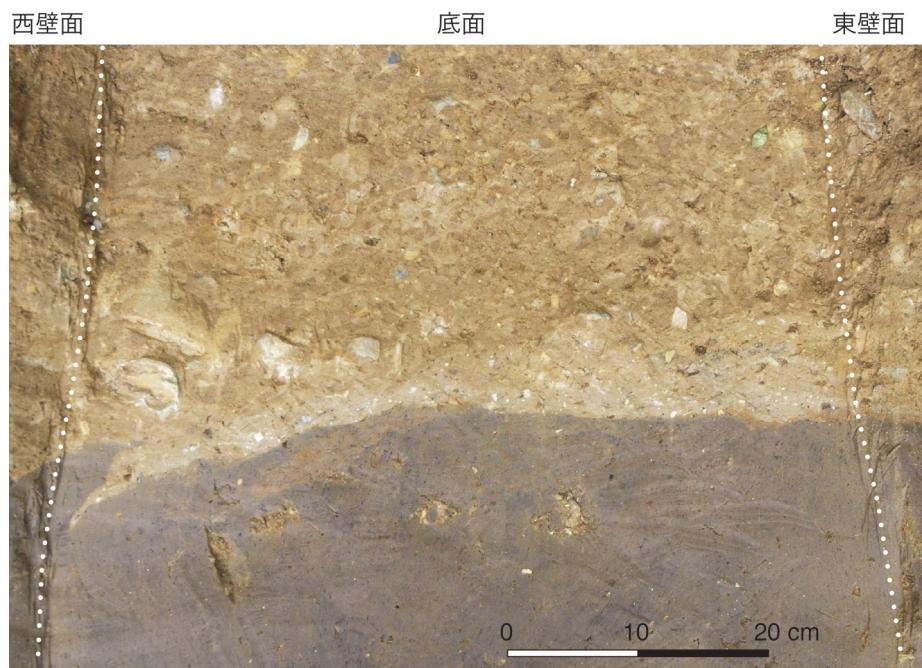


図 5 狹山神社ピット A 底面に見出された断層構造。

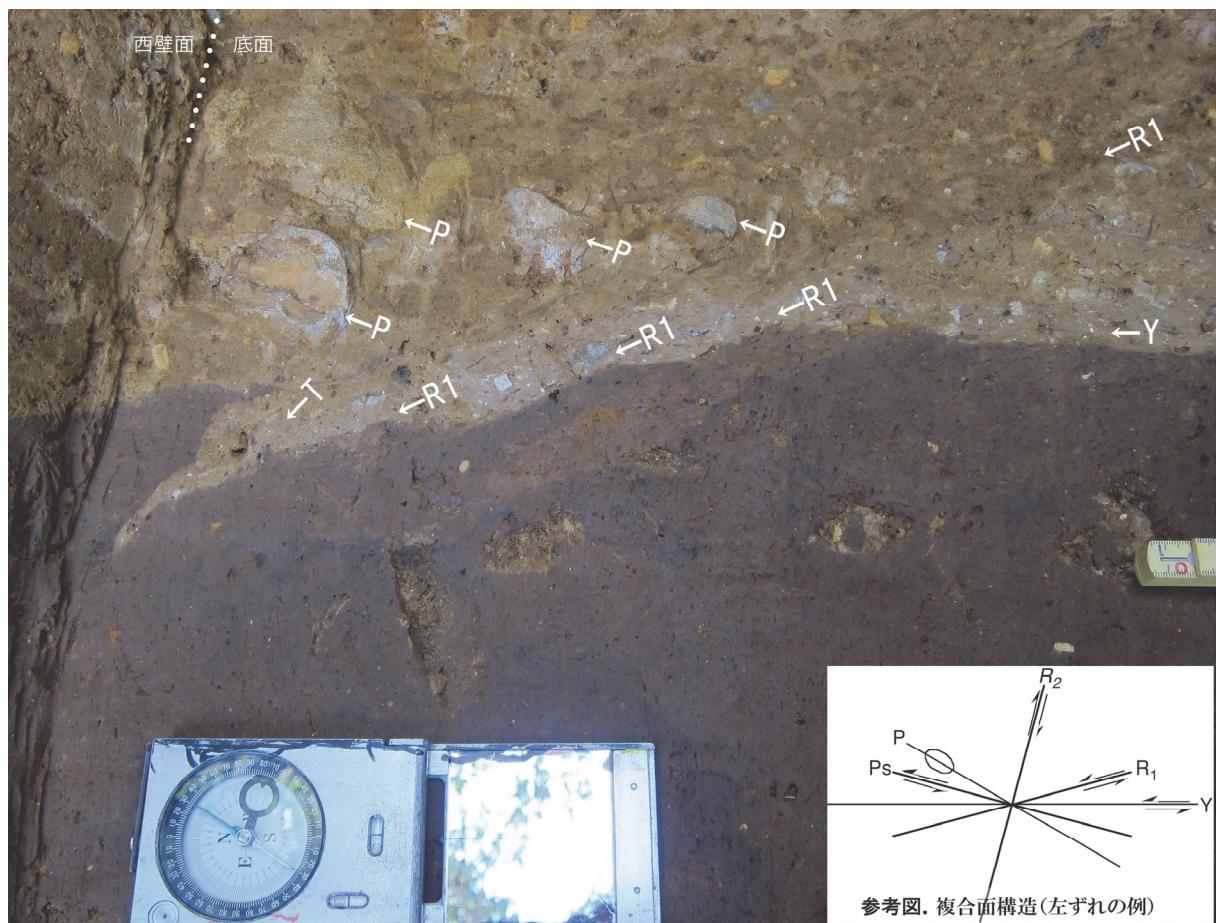


図 6 狹山神社ピット A 底面に見出された断層微細構造の解釈。左手が西壁面。右下には左横ずれ断層に見られる複合面構造の模式図を示す。

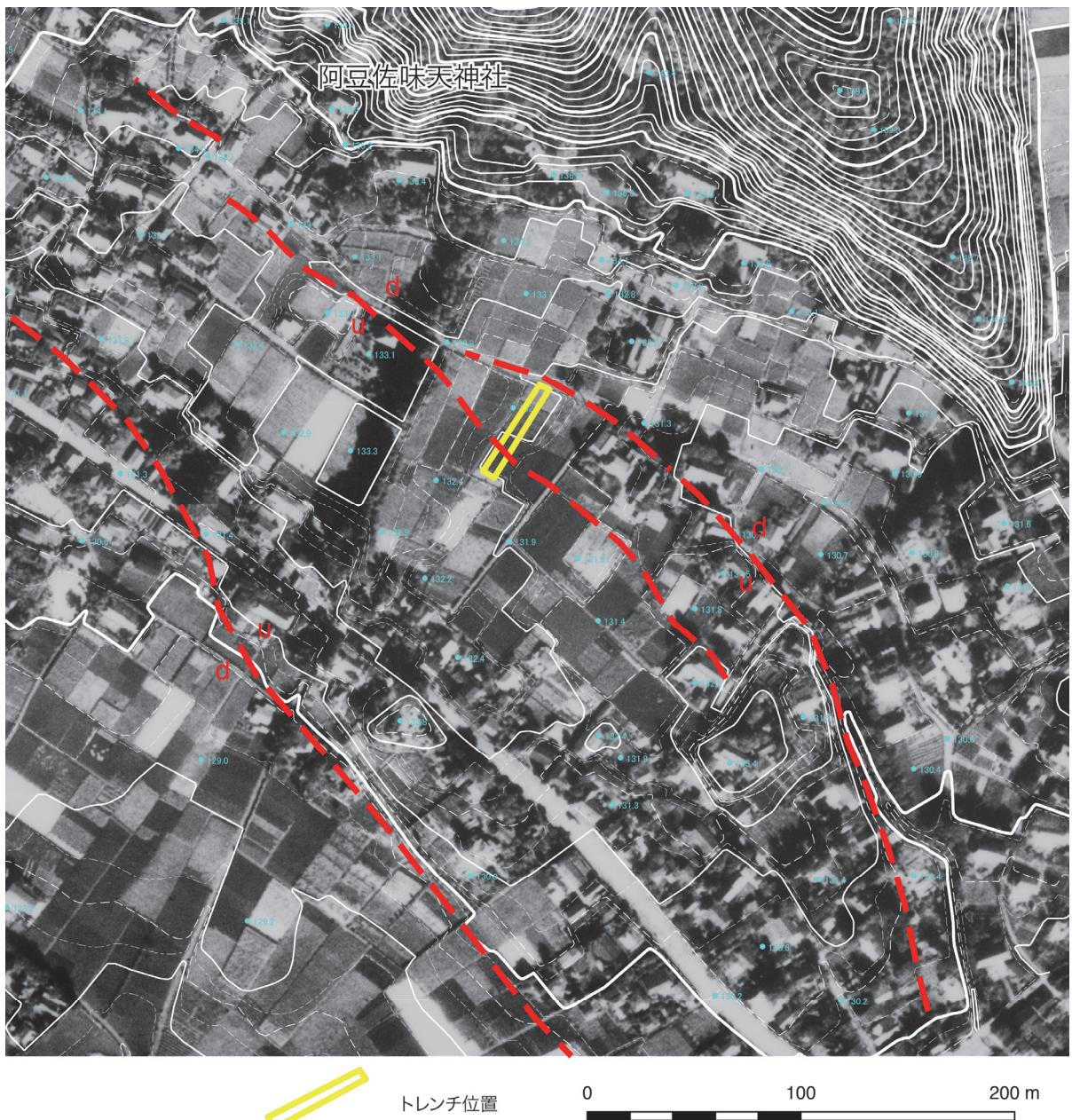


図 7 航測図化により復元した阿豆佐味天神社トレンチ地点周辺の地形。トレンチの位置は黄色の矩形で示す。赤破線は変位地形の推定地表位置を示す。



図 8 阿豆佐味天神社のトレーンチ調査地点と反射法地震探査測線位置図（重合測線）。
トレーンチの位置は赤色の矩形で示す。白線は航測図化により復元した阿豆佐味天神社ト
レーンチ地点周辺の地形を示す。



図 9 阿豆佐味天神社トレンチ東壁面のモザイク
画像。



図 10 極浅層反射法地震探査・榎測線の位置図（重合測線）。青い枠線は榎トレンチの位置を、黄色線は三次元反射法地震探査測線を示す。背景の黒線は航測図化によって復元した人工改変前の地形を示す。



図 11 極浅層反射法地震探査の作業の写真。(左上) 檻トレーニチ測線における小型 S 波バイブレーター (Geomatrix 社製 ELVIS) による発震。(右上) 檻トレーニチ測線における小型 P 波インパクターによる発震。(左下) 阿豆佐味天神社測線の展開風景。(右下) 使用した独立型収録機器 (Geospace 社製 seismic recorder GSR-1)。

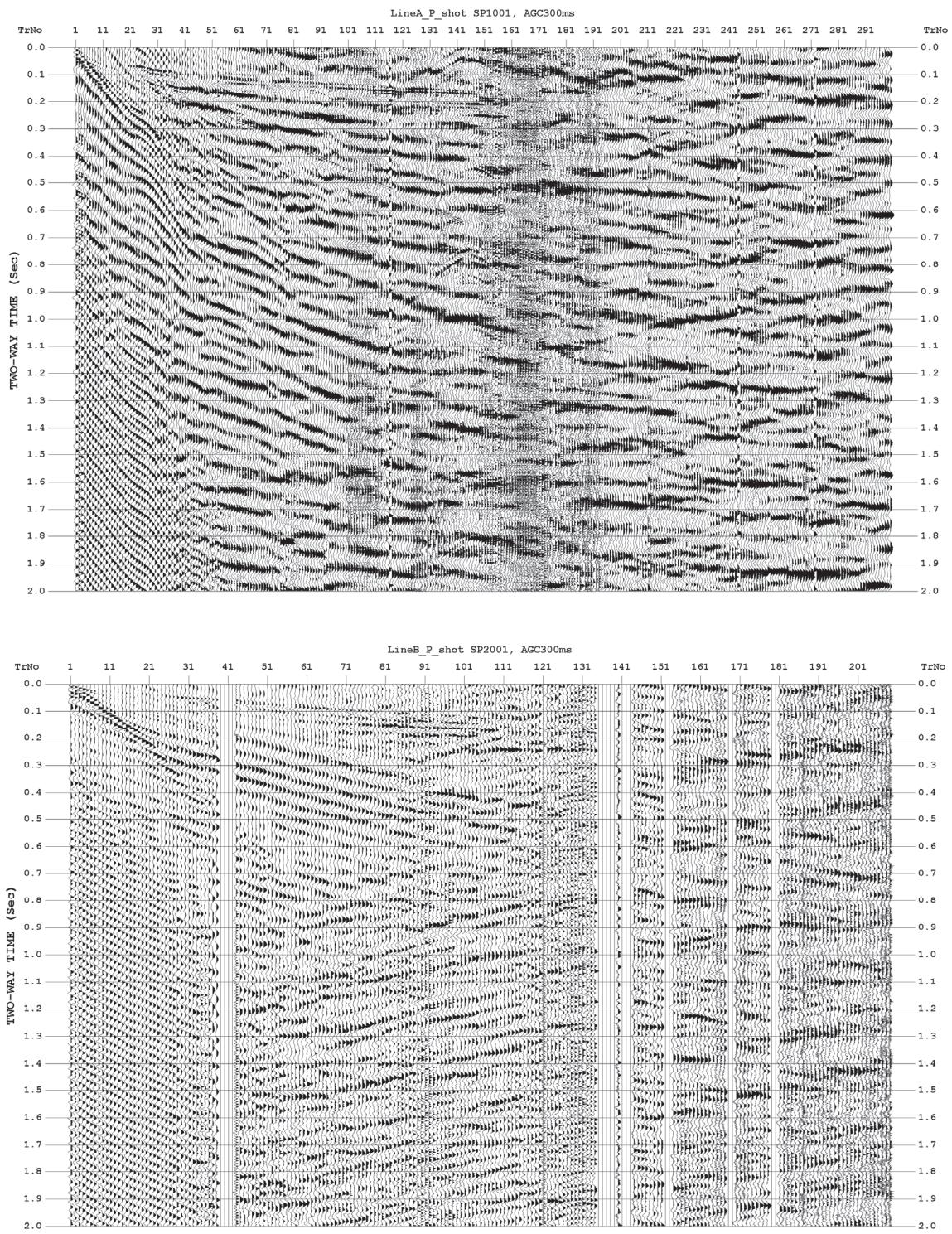


図 12 P 波極浅層反射法地震探査のショット記録。(上) 榎トレンチ測線、(下) 阿豆佐味天神社測線。

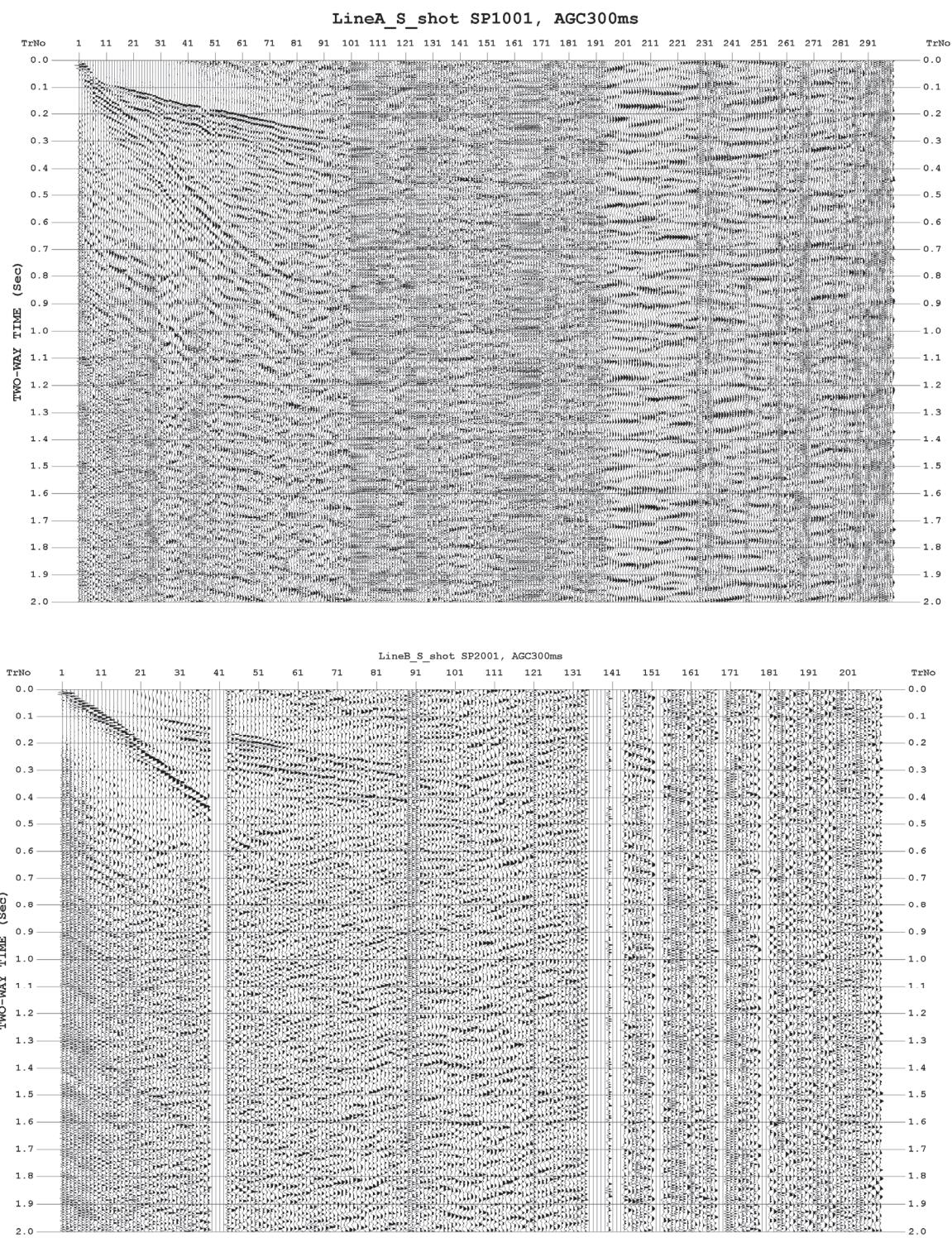


図 13 S 波極浅層反射法地震探査のショット記録。(上) 梶トレンチ測線、(下) 阿豆佐味天神社測線。

3.2.2. 断層帯の平均変位速度・累積変位量の解明のための高精度火山灰編年調査

目次

(1) 業務の内容

- (a) 業務題目
- (b) 担当者
- (c) 業務の目的
- (d) 3カ年の年次実施業務の要約
 - 1) 平成24年度
 - 2) 平成25年度
 - 3) 平成26年度
- (e) 平成25年度業務目的

(2) 平成25年度の成果

- (a) 業務の要約
- (b) 業務の方法
- (c) 業務の成果
 - 1) オールコアボーリングから得られた武蔵村山市榎における地下地質層序
 - 2) 榎トレンチ壁面で採取した関東ローム層連続試料の分析結果とその解釈
 - 3) 榎トレンチ壁面で採取した火山灰土ブロック試料の分析結果とその解釈
 - 4) 武蔵村山市榎における中期～後期更新世礫層の細分とOSL年代測定
- (d) 結論ならびに今後の課題
- (e) 引用文献
- (f) 学会等発表実績
- (g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

(3) 平成26年度業務計画案

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層帶の平均変位速度・累積変位量の解明のための高精度火山灰編年調査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
公立大学法人首都大学東京 都市環境学部地理環境コース	教授	鈴木 育彦

(c) 業務の目的

立川断層帶による下・上部更新統の累積変位量の解明・長期的な平均変位速度の算出・反射断面との対比などを目的として、反射法地震探査・トレンチ調査が実施される真如苑プロジェクト用地（旧日産自動車工場跡地）周辺においてボーリング調査を実施し、指標テフラを検出し、既存のコアにより明らかにされているテフラと対比する。加えて、断層帶の新期の変位基準の形成年代を明らかにするために、後期更新世の段丘面の編年調査を行う。また、3.2.1で行う掘削調査で得られる火山灰分析を行い、堆積物の年代を高精度で決定する。

(d) 3 カ年の年次実施業務の要約

上記目的を達成するため、3 カ年の前半では反射法地震探査・トレンチ調査が実施される断層帶北半部にてボーリング調査とトレンチ調査に関わる火山灰分析を、後半では前半の調査結果を踏まえたボーリング調査を実施し、火山灰分析を行う。

平成 24 年度：断層帶の累積変位量の解明・長期的な平均変位速度の算出・反射断面との対比などを目的として、反射法地震探査・トレンチ調査が実施される真如苑プロジェクト用地（旧日産自動車工場跡地）周辺においてボーリング調査を実施し、指標テフラを検出し、既存のコアにより明らかにされているテフラと対比することにより、立川断層帶による中・上部更新統の累積変位量を明らかにする。加えて、断層帶の新期の変位基準の形成年代を明らかにするために、後期更新世の段丘面の編年調査を行なった。また、3.2.1で行うトレンチ調査・ボーリング調査などの掘削調査で得られる火山灰分析を行い、堆積物の年代を高精度で決定した。

平成 25 年度：前年度の調査結果を考慮して、反射法地震探査・トレンチ調査が実施される地点周辺でボーリング調査を実施し、指標テフラを検出するとともに、既存のコアにより明らかにされているテフラと対比し、立川断層帶による中・上部更新統の累積変位量を明らかにした。加えて、断層帶の新期の変位基準の形成年代を明らかにするために、後期更新世の段丘面の編年調査を行なった。また、3.2.1で行うトレンチ調査・ボーリング調査などの掘削調査で得られる火山灰分析を行い、堆積物の年代を高精度で決定した。

平成 26 年度：前年度までの調査結果を考慮して、反射法地震探査・トレンチ調査が実施される地点周辺でボーリング調査を実施し、指標テフラの検出と既存のコアにより明らかにされているテフラとの対比を行い、立川断層帶による中・上部更新統の累積変位量を明らかにする。加えて、断層帶の新期の変位基準の形成年代を明らかにするために、後期

更新世の段丘面の編年調査を行う。また、3.2.1で行うトレンチ調査・ボーリング調査などの掘削調査で得られる火山灰分析を行い、堆積物の年代を高精度で決定する。

(e) 平成 25 年度業務目的

断層帶の累積変位量の解明・長期的な平均変位速度の算出・長期的な平均変位速度・反射断面との対比などを目的として、ボーリング調査を実施する。得られたコアから指標テフラを検出し、既存のコアにより明らかにされているテフラと対比する。また、トレンチ調査などの掘削調査で得られる火山灰分析を行い、堆積物の年代を高精度で決定する。

(2) 平成 25 年度の成果

(a) 業務の要約

断層帶の累積変位量・長期的な平均変位速度・反射断面との対比などを目的として、真如苑プロジェクト用地(旧日産自動車工場跡地)でオールコアボーリング調査を実施した。掘削地点は平成 25 年度のボーリング調査とは断層帶の想定位置を挟んで反対側であり、北東側の相対的隆起側に位置する。コアから礫層や指標テフラを検出し、既存コアにより明らかにされている礫層・テフラや地表に露出するテフラとの対比を検討し、立川断層帶付近における更新統の堆積年代や高度分布に関するデータを得た。また、平成 25 年度に榎トレンチ壁面から採取した関東ローム層と礫層中に産出する火山灰土(ローム)ブロックに含まれるテフラを分析し、ローム層と礫層の形成年代について検討した。さらに平成 25 年度のボーリング掘削で得たオールコア中の礫層について OSL 年代測定を実施した。以上をもとに、真如苑プロジェクト用地における断層帶の累積変位量・長期的な平均変位速度を考察した。

(b) 業務の方法

平成 25 年 10 月 23 日～平成 26 年 2 月 10 日を工期(現地作業は平成 25 年 12 月 9 日～平成 26 年 1 月 23 日)として、東京都武蔵村山市榎 1 丁目(真如苑プロジェクト用地)において、延べ 90 m のオールコア(深度 0.00～17.00 m で ϕ 116 mm(コア径 93 mm)、深度 17.00～90.00 m で ϕ 86 mm(コア径 68～70 mm); 以下、TC-13-1 コアとよぶ)を得るためのボーリングを実施した(図 1)。掘削業務の担当業者は株式会社サンコアである。TC-13-1 コアの観察は首都大学東京にて実施し、堆積物の記載、テフラ試料を採取した。また、榎トレンチにおいて平成 25 年度に採取した、壁面に現れた礫層を覆う関東ローム層のテフラ連続試料および礫層中のローム層ブロックのテフラ試料の分析を実施した。テフラの分析は、株式会社火山灰考古学研究所に依頼し、記載岩石学的特徴(鉱物組みあわせ・屈折率・火山ガラスの主成分)を明らかにした。

(c) 業務の成果

1) オールコアボーリングから得られた武蔵村山市榎における地下地質層序

断層帶中央部の武蔵村山市榎において、予想される断層帶位置から約 200 m 北東側(隆

起側) 地点 (標高 109.50 m、図 2) にて、深度 90 m のオールコアボーリング (TC-13-1 コア) を実施した。得られた堆積物の柱状図を図 3 に示すが、本図には平成 24 年度実施の TC-12-1 コアおよび真如苑プロジェクト用地において以前実施されたボーリング調査による柱状図 (真如苑, 2007) も示す。また、図 4 には榎トレンチ北西 2.7 km 付近の武藏村山市三ツ木付近で実施されたボーリング調査による柱状図 (鈴木ほか, 2008) も示す。

地表面から深度 28.62 m (標高 80.88 m) までは大礫からなる礫層であり、粒径 15 cm 以上の亜円礫を含む。明確な境界は確認できないが、深度 13~15 m 付近を境に礫の風化度が異なり、特に礫層下半部の砂岩礫は風化が進んでいる。上位の礫層がさらに細区分できるかは不明であるが、上位の礫層の一部か全てはボーリング掘削地点周辺に広がる立川面の段丘構成層と考えられる。一方の礫層下部は、後述の上総層群との関係からみてこれまで低下側コア (TC-12-1) で中期更新世堆積物としてきた礫層に対応すると思われる。

この礫層の基底 (深度 28.62 m、図 5) は標高 80.88 m であり、相対的沈降側の TC-12-1 で得られた標高 71.97 m と比べて約 9 m 高い。TC-13-1 掘削地点の約 500 m 東南東側の相対的隆起域側の H16-1 地点 (真如苑, 2007) においては、同礫層基底標高は 82.04 m である (図 3)。このため昨年度の報告書でも相対的沈降側の TC-12-1 地点の礫層の基底高度と比較して H16-1 地点のそれが有意に高いことを指摘した (文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所, 2013)。これについては、立川断層帶の北西側を隆起させる活動か、本礫層が埋谷性でありその基底が凹凸に富むということに由来する、という 2 つの解釈を示した。今回の掘削結果は断層帶の東側において同礫層基底高度が系統的に高いことを示唆し、前者の説明がより説得力を持つ。

深度 28.62 m 以深では深度 90.00 m (標高 19.50 m) までシルト (泥岩)、砂、砂礫、礫の互層からなり、周辺域の狭山丘陵や多摩丘陵における上総層群の層相との類似性から本互層は第四紀前半に堆積した上総層群相当層と考えられる。深度 28.65~31.55 m が細粒砂、深度 31.55~34.95 m がシルト、34.95~36.60 m が礫混じり細粒砂、36.60~37.05 m が砂礫からなる。それ以深では深度 80.40 m まで 5 つの堆積サイクルが認められ、それぞれ上位が層厚約 2.35~7.65 m の固結シルトないし泥岩 (一部細粒砂)、下部が層厚 1.9~6.3 m の礫層からなる。深度 80.40 m 以深では最深部までは 9.6 m の泥岩~砂層からなる。また深度 67.15~68.00 m の泥岩部に貝殻を多く含むこと、深度 30.5、33.5、34、48、84.4 m 付近のシルト~砂層中に生物擾乱が確認された。その他シルト~砂層中で凝灰質な部分が 10 層準存在することが確認された。このうち深度 39.58~39.63 m の火山灰層 (図 6) と深度 43.22~43.31 m の細粒軽石層の 2 層準が明瞭な層構造を保っているが、他はパッチ状構造を呈する場合や、ラミナが発達する砂層中に散在するなどしており、保存状態が悪い。

深度 39.58~39.63 m の火山灰層は全体的にアズキ色を帶び、下部 2 cm は斑晶鉱物が目立つ中粒砂サイズの火山灰層、上部 3 cm はそれよりもやや細粒なガラス質火山灰層である。上部・下部ともに斑晶鉱物として斜方輝石、単斜輝石、チタン磁鉄鉱を多く含み、スポンジ状と纖維状の火山ガラスを含む。斜方輝石の最大屈折率 γ は 1.724~1.727、火山ガラスの屈折率 n は 1.506~1.508 であった。本テフラの認定・対比する際に、本地点から北西約 3 km 地点の断層帶北東側で掘削された MTB2 コア (鈴木ほか, 2008) 中のテフラと昨年度得た TC-12-1 中のテフラが参考となる。MTB2 コアでは深度 75.90~76.00 m に

噴出年代が 2.0 Ma とされる Tmg-R4 テフラが検出されている。TC-12-1 中では深度 62.42 ~ 62.89 m に噴出年代が 1.63 Ma とされる Ob4b-1 (第 1 堀之内テフラ) が検出されている (文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所, 2013)。

断層帯北東側に位置する TC-13-1 コア地点と MTB2 コア地点における深度と年代の関係がほぼ等しいとすると、TC-13-1 コアの深度 39.58~39.63 m に位置する火山灰層は、深度 75.90~76.00 m に位置する Tmg-R4 テフラよりも古いとは考えにくい。一方、MTB2 コア地点付近では Ob4b-1 相当層の狭山ゴマシオ火山灰層は立川断層帯の活動により約 125 m 北東側隆起の変位を受けている (鈴木ほか, 2008)。TC-13-1 コア地点付近でも同様な累積変位量を仮定すると、TC-13-1 コア地点での Ob4b-1 相当層の高度は現在の地表高度よりも高い、すなわち侵食で失われている可能性がある。この様に考えると、TC-13-1 コアの深度 39.58~39.63 m に位置する火山灰層は Ob4b-1 よりも下位に位置し、その噴出年代は 1.63 Ma 以前となる。以上から同火山灰の年代を 1.63~2.0 Ma と仮定することができ、この年代のテフラから対比候補を検討した。上総層群中テフラの模式地となる千葉県屏風ヶ浦の犬吠層群で同層準のテフラとしては、狭山ガラス質火山灰層 (1.706~1.763 Ma: Suzuki et al., 2011) の約 9m 下位に類似のテフラ (斜方輝石の最大屈折率 γ は 1.724~1.728、火山ガラスの屈折率は 1.505~1.507) が検出されている。今後これらが対比できるか、対比できた場合、上総層群が受けた累積変位量にどの様な制約条件となるか検討する必要がある。

2) 横トレーンチ壁面で採取した関東ローム層連続試料の分析結果とその解釈

横トレーンチ壁面に現れた礫層を覆う関東ローム層の連続試料を分析した。分析内容は、実体双眼顕微鏡を用いた構成粒子の観察と温度変化型屈折率測定装置 (RIMS2000: 京都フィッシュントラック製) による屈折率測定である。連続試料の採取層準は、南側壁面においては SC-1 (S), SC-2 (S), SC-5 (S) の 3 断面で上下方向にそれぞれ 1.8, 1.7, 1.2 m の区間、北側壁面においては SC-3 (N), SC-4 (N) の 2 断面で上下方向にそれぞれ 1.5, 0.7 m の区間である。これら 5 区間には黒土層、火山灰土層、スコリア層などが露出し、鉛直方向に 10~25 cm 区間毎に採取したものからなる。これらの試料採取位置を図 7 に示し、採取層準と検鏡結果を図 8 に示す。また今回は礫層堆積年代決定のため、肉眼で確認できないローム層中に混在する火山ガラスに着目した。このため SC-3 (N)においては、黒土から礫層にかけての約 1 m 部分を 9 層準にかけて火山ガラスの含有率(個数比)を求めた(表 1)。以下分析結果を記す。

- ① SC-2 (S)断面では黒土層と礫層の間に層厚約 110 cm の黒土~火山灰土層ないしは褐色火山灰土層が挟まれ、黒土層の下限から 30~40 cm の部位 (試料番号 SC2 (S) -J) に纖維状軽石型の火山ガラスがやや多く認められる。その下位の層準にもごく微量の火山ガラス (バブル型で 1 回の検鏡で 1 ~ 2 個程度) が確認できたが、SC2 (S) -J と比べると極めてまれである。SC2 (S) -J で検出された火山ガラスの屈折率 n はほとんどが 1.501~1.503 を示すがごく少量 1.496~1.500 の値が得られた。本火山ガラスはその産出層準 (黒土層下限の数 10 cm 下位) から UG (Tachikawa Upper Glass Ash) (山崎, 1978) に由来するものと考えられる。UG は浅間火山起源の浅間板鼻黄色テ

フラ (As-YP、町田・新井, 2003, 15~16 ka) 直上の火山灰層（おそらく一連の噴出物）に連続するテフラと考えられており（鈴木, 1991）、屈折率も町田・新井 (2003) に示された As-YP の屈折率 1.501~1.503 によく合う。SC2 (S)-J の下位は礫層の約 10 cm 上位に断片的にスコリア層が存在するが、それ以外は火山ガラスの集中は認められない。

- ② SC-3 (N) 断面でも SC-2 (S) 同様に、黒土層と礫層の間に層厚約 110 cm の黒土～火山灰土層ないしは褐色火山灰土層が挟まれ、黒土層の下限から 20~60 cm の部位（試料番号 SC-3(N)-E, SC-3(N)-F）に纖維状軽石型火山ガラスがやや多く認められる。その割合は、0.25~0.063 mm の粒子を対象にチタン磁鉄鉱と斜方輝石など磁性を帶びた鉱物を除去した後の 100 粒子中に含まれる火山ガラスの個数としては 3~5 個の割合で認められ、上下の層準に比べて明らかに大きい（表 1）。また、SC-3(N)-E で検出された火山ガラスの屈折率 n は 1.500~1.503 を示し、SC-2 (S) 同様に UG 由来の火山ガラスと考えられる。SC-3(N)-E の下位の層序も SC-2 (S) に類似し、礫層直上に断片的にスコリア層が存在する。なお SC-3 (N) で礫層の上面に凹凸がありこのスコリア層を西に追跡するとその下位に 30 cm 程度の火山灰土層を介して礫層となる。この部位については砂粒子を多く含むのでフラッドロームと考えられ、離水後の安定した火山灰土の堆積はスコリア降下以後と考えられる。
- ③ SC-4 (N) では黒土層あるいは黒土～火山灰土層と礫層の間に層厚約 150 cm の褐色火山灰土層が挟まれ、その最上部 15 cm の部位には粒径 5 mm 程度のスコリアが散在し、中下部には黒雲母を多く含むオリーブ色のシルト質火山灰土層を特徴的に含む。またその下位 20 cm の部位にも青色や橙色のスコリア粒子（最大径 10 cm）が多く認められる。黒土層直下のスコリア散在層準では纖維状軽石型が含まれ、シルト質火山灰土層と礫層間の火山灰土中にはわずかながらバブル型火山ガラスが含まれる。
- ④ SC-5 (S) 断面付近は、ローム層の堆積状況からみて、本来の地表部が削剥された部分に人工的に盛土された場所と判断できる。このため本来地表付近にあると思われる黒土層を欠き、約 1.2 m の褐色火山灰土層が露出する。このうち盛土直下 10~30 cm の部位に粒径 2~3 mm のスコリアが散在するのが確認でき、盛土の下 40~50 cm には黒雲母を多く含むオリーブ色のシルト質火山灰土層を特徴的に含む。シルト質火山灰土層を除くと全体的にバブル型火山ガラスが含まれており、SC-5 (S)-H より得たガラス粒子では 1.498~1.501 の屈折率が得られた。火山ガラスの形状・屈折率、また本地点が立川面上に位置することから、本ガラスは始良カルデラ起源の始良 Tn テフラ (AT: 約 30 ka: 町田・新井, 2003; Smith et al., 2013) に由来すると考えられる。ガラスの含有率変化に明確なピークは認めにくいが、下位ほどわずかに多くなる傾向があることから AT 降灰はこの地点における礫層堆積終了直後と考えられる。

榎トレンチにあらわれた礫層を覆うローム層は所々人工的な擾乱を受けているため、礫層とそれを覆うローム層の関係、とくに離水層準をトレンチ壁面に沿って連続的に追跡す

ることは難しい。ここでは岩相、スコリア濃集層準や SC-4 (N)と SC-5 (S)に認められた黒雲母を多く含むシルト質火山灰土層、火山ガラスの産出状況から図 9 のように解釈した。この断面は、断層帶に沿う撓曲崖とされる地形に対して直角方向（ほぼトレントの伸長方向）に観察断面を投影したものであり、便宜的に開口ほか（1996）により断層線とされている位置も示した。図に示すように断層線よりも西側に位置する SC-1 (S)、SC-2 (S)、SC-3 (N)では共通して上位から、黒土層、黒土～火山灰土層、下部にスコリア濃集部を伴う層厚 1 m 弱の火山灰土層、礫層が累重する。そして SC-2 (S)と SC-3 (N)では礫層上面から 40 ～70 cm 上位（黒土層下限から数 10 cm 付近）の黒土～火山灰土層中に、UG に由来する火山ガラスが検出されている。このようにこの 3 断面では離水層準に大きな違いはない。これに対して断層線よりも東側では西側に比べて離水層準がより下位にある。SC-5 (S)では黒土層が失われているが SC-4 (N)では黒土層あるいは黒土～火山灰土層が存在し、その直下にスコリアが散在する。この部分には纖維状軽石型が含まれることから SC-3 (N)-G 層準のスコリア散在部に相当する可能性が高く、その下位にはシルト質火山灰土層を含む 140 cm の火山灰土層が存在する。このシルト質火山灰土層と対応するものは SC-5 (S)でも認められ、それと礫層との間は 70 cm の火山灰土層が存在する。そしてこの層準には AT 由来の火山ガラスが含まれており、テフラからも断層線よりも東側では西側に比べて離水層準が下位となる。SC-4 (N)でも火山灰土層最下部には SC-5 (S) 同様にバブル型火山ガラスを含む。したがって④で述べたように SC-4 (N)も含め断層線よりも東側では礫層堆積終了直後に AT が降灰したと考えられ、その年代は 30 ka 頃と考えられる。これに対し断層線よりも西側では AT 降灰（30 ka）以降で UG 降灰（15～16 ka）前となる。すなわち断層線にそって地形面が異なる可能性があり、AT の被覆の有無により立川面を Tc1 面と Tc2 面に細分した久保・小山（2010）に従えば東側が Tc1 面、西側が Tc2 面となる。

久保・小山（2010）による段丘区分図では本調査地点一帯は Tc2 面とされているが、その根拠は本地点から 1 km 以上北東～東に離れた地点でのハンドオーガー調査によるものである。むしろ本地点から南東に約 5 km 立川市街地付近で立川断層帶が Tc1 面と Tc2 面の境界に一致するという久保・小山（2010）の分類からすると、立川市街地から本調査域までの立川断層帶が Tc1 面と Tc2 面の境界に一致する可能性がある。

山崎（1978）は本調査地点付近の南方および南西方 1 km 付近の断層帶西側において立川礫層の上位に AT 由来の火山ガラスを検出し（同論文の Loc.17 と 18）、このガラスの産出層準は段丘化直前の洪水堆積物であるフラッドローム中にあると解釈している。一方、本地点付近の断層帶東側となる北方 1 km 付近（Loc.15）では AT のガラスを検出していない。AT ガラスが検出されたとしてもそれが段丘化前の降灰によると考えれば断層帶を挟む東西は同地形面と解釈可能であり、付近は断層帶を挟み東西が Tc2 面としている。そして山崎（1978）は AT の降灰を 21,500 年と仮定した上で Tc2 面の形成年代を約 1.6 万年前と推定している。しかし本調査により検出された断層帶東側で検出された AT ガラスはフラッドロームを示唆する黒雲母等とは多く共存しないので、既に述べたように段丘形成後に AT 降灰があったと考えた。したがって榎トレント付近では少なくとも立川断層帶が Tc1 面と Tc2 面の境界に一致する可能性を指摘する。しかし山崎（1978）による本調査地点付近の南方および南西方 1 km 付近の AT ガラスを離水後の降灰によるもの考えれば榎トレント付近での立川断層帶が Tc1 面と Tc2 面の境界に一致するという制約はなくなり、

今回断層帶西側で AT が検出されないのは、その付近が残堀川の浅い谷の存在により東側に比べて相対的に離水のタイミングが遅れているだけという解釈も成り立つ。

3) 横トレーニチ壁面で採取した火山灰土ブロック試料の分析結果とその解釈

横トレーニチに現れた礫層は中部付近に特徴的に火山灰土からなるブロックを含む。火山灰土ブロックの幾つかは軽石粒やスコリア粒子を含む。そこで軽石粒や火山灰土ブロックの由来を確かめるため、軽石粒や火山灰土試料を採取した。試料採取は南側壁面で 6 地点、北側壁面の 4 地点、合計 10 地点で得たもの（図 7）で、それぞれのブロックを TB-1 (S)・TB-2 (S)・TB-3 (S)・TB-4 (S)・TB-6 (S)・TB-7 (S)、TB-5 (N)・TB-8 (N)・TB-9 (N)・TB-10 (N) とよぶ。以下はこれらの記載と分析結果である。

TB-1 (S) は壁面では $55\text{ cm} \times 18\text{ cm}$ の楕円形を呈し、少なくとも 4 つの黄～橙色の粗粒な軽石粒が確認できた（図 10）。このうち粒径 20 mm の軽石粒 (TB-1-A) はチタン磁鉄鉱、斜方輝石、単斜輝石を含み斜方輝石の最大屈折率 γ は $1.704\sim1.714$ 、粒径 17 mm の軽石粒 (TB-1-B) はチタン磁鉄鉱、単斜輝石、斜方輝石を含み斜方輝石の最大屈折率 γ は $1.704\sim1.708$ であった。TB-2 (S) は $62\text{ cm} \times 25\text{ cm}$ の角が円くなった三角形を呈し粒径 18 mm の橙色軽石粒を含み、斑晶鉱物はチタン磁鉄鉱、単斜輝石、斜方輝石であり、斜方輝石の屈折率 γ は $1.704\sim1.710$ であった。これら 3 つの軽石粒の特徴は互いに類似し、同一の軽石層を起源とする可能性が高い。比較的粗粒であること、ブロックをなす火山灰土は多摩ローム層のようには粘土化が進んでいないこと、また斜方輝石の最大屈折率の値から、軽石の起源候補として約 6.6 万年前に噴出した箱根東京テフラ（軽石）(Hk-TP、町田・新井, 2003; 青木ほか, 2008) を挙げることができる。Hk-TP は多摩地域ではおよそ層厚 10 cm で最大粒径約 10 mm 程度である。今回検出された軽石粒はブロックをなす火山灰土中で集中するものの明確な層をなさないことや Hk-TP 起源としてはやや粗粒であるが、軽石粒が Hk-TP 起源である可能性が高い。この場合以下のことが考えられる。礫層中の火山灰土ブロックは礫層堆積期間中に現地性のものとして降下堆積したとは考えにくい。おそらく近傍の段丘が側方侵食を受け、段丘面上に存在していた Hk-TP を含むローム層（層位としては武蔵野ローム層）が偽礫として取りこまれたと考えられる。調査地点の北東 2 km には立川面と Hk-TP に覆われる武蔵野面が接する段丘崖（国分寺崖線）が発達する。武蔵野面離水直後の多摩川の位置は不明であるが、横トレーニチ付近よりも南西側で武蔵野面離水後の多摩川の下刻が始まり、その後立川礫層堆積期間中の側刻による段丘崖の北東側への移動過程において、横トレーニチ付近を通過する頃に礫層中にロームブロックが取りこまれる可能性はある。この様な仮定にたてば、ロームブロックの層準の年代は Hk-TP のブロックを含むことからその降下年代である約 6.6 万年前を遡ることはない。

4) 武蔵村山市横における中期～後期更新世礫層の細分と OSL 年代測定

トレーニチおよびボーリングコアから上総層群と立川ローム層間の礫層は 3 層準に細分できる（図 11）。トレーニチに露出する礫層は H24 年度本重点的調査観測報告書（文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所, 2013) では 4 層とよばれ、立川礫層とされたものである。本層は 4a 層、4b 層に細分されており、このうち 4b 層は、2 区分できる TC-12-1 コア上部の礫層の上部（深度 4.44 m まで）に続く。その下位は TC-12-1 コアの

深度 28.80 m まで風化礫からなる礫層が続くが、これを 4c 層と呼ぶ。これら 4b 層と 4c 層の堆積年代を決めるためにそれぞれ図 11 で示した OSL-1,-2 の 2 層準で OSL 年代測定を進めている。

(d) 結論ならびに今後の課題

以下、平成 25 年度の調査結果と今後の問題を項目毎に記す。

1) 旧日産自動車工場跡地において実施した 90 m オールコアボーリング (TC-13-1 コア) を用い、立川断層帯の相対的隆起側の地下地質層序を高精度火山灰編年調査により検討した。1.63~2.0 Ma のテフラと対比の可能があるテフラを検出した。今後このテフラ対比の信頼性を確認し、対比可能であれば上総層群が受けた累積変位量にどの様な制約条件を与えるか検討する必要がある。

2) 中期更新世の堆積物の基底高度に立川断層帯の活動を示唆する高度変化を確認することができた。本堆積物基底が断層帯活動の指標として信頼性があるかを検討するための、周辺域における同礫層相当の分布や基底高度の調査と、現在進めている礫層の OSL 年代測定の完了が今後の課題となる。断層帯活動の指標として信頼性が得られれば、OSL 年代値により、累積変位量や平均変位速度とその時間変化を復元することが可能となる。

3) 平成 25 年度に榎トレント壁面から採取した関東ローム層と礫層中に产出する火山灰土ブロックに含まれるテフラを分析した。その結果、断層帯よりも東側では AT の火山ガラスの存在から、礫層堆積終了直後に AT が降灰したとみられ、その年代は 30 ka 頃と考えられる。これに対し断層線よりも西側では礫層堆積終了が AT 降灰 (30 ka) 以降で UG 降灰 (15~16 ka) 前となる。すなわち断層線にそって地形面が異なる可能性を指摘でき、久保・小山 (2010) の段丘区分法に従えば東側が Tc1 面、西側が Tc2 面となり、立川市街地から本調査域までの立川断層帯が Tc1 面と Tc2 面の境界に一致する可能性がある。しかし断層帯西側で AT が検出されないのは、その付近が残堀川の深い谷の存在により東側に比べて相対的に離水のタイミングが遅れているという解釈も成立する。今後周辺域の地形面形成年代に関する情報を収集する必要がある。

4) 武藏村山市榎における中期～後期更新世礫層を 4a 層、4b 層、4c 層の 3 つに細分した。4a 層の堆積終了年代は上記の通りであり、上記の礫層が含むロームブロックの層準の年代は Hk-TP のブロックを含むことからその降下年代である約 6.6 万年前を遡ることはない。4b 層、4c 層（本層基底は 2）で記述したもの）の年代については現在進行中の OSL 年代測定が今後の課題となる。

(e) 引用文献

- 青木かおり・入野智久・大場忠道：鹿島沖海底コア MD01-2421 の後期更新世テフラ層序。
第四紀研究, 47, 391-407, 2008.
- 久保純子・小山善雅：多摩川左岸における立川段丘面区分の再検討，早稲田大学教育学部
学術研究（地理学・歴史学・社会科学編），58, 2341, 2010.
- 関口辰夫・津沢正晴・中島秀敏・渡辺満久・今泉俊文：都市圏活断層図「青梅」，技術資
料 D 1-No.333, 国土地理院, 1996.
- 真如苑：村山境内地の地質補足調査業務（H18 第二次地層補足ボーリング調査）報告書,

真如苑, 50p, 2007.

Smith, V.C., Staff, R.A., Blockley, S.P.E., Bronk Ramsey, C., Nakagawa, T., Mark, D.F., Takemura, K., Danhara, T., and Suigetsu: Project Members (2013) Identification and correlation of visible tephras in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: Chronostratigraphic markers for synchronising of east Asian/west Pacific Pacific palaeoclimatic records for 150ka. *Quaternary Science Reviews*, 61, 121-137, 2006.

鈴木正章：立川ローム層最上部 UG 火山灰の層序と岩石化学的特性，道都大学短期大学部紀要, 25, 87-97, 1991.

Suzuki, T., Obara, M., Aoki, T., Murata, M., Kawashima, S., Kawai, M., Nakayama, T., and Tokizane, K.: Identification of Lower Pleistocene tephras under Tokyo and reconstruction of Quaternary crustal movements, Kanto Tectonic Basin, central Japan, *Quaternary International*, 246, 247-259, 2011.

鈴木毅彦・村田昌則・大石雅之・山崎晴雄・中山俊雄・川島眞一・川合将文：テフラ編年による立川断層活動史の復元，第四紀研究, 47, 103-119, 2008.

中田 高・今泉俊文編：活断層詳細デジタルマップ, 60p, DVD2枚, 付図1葉, 東京大学出版会, 2002.

町田 洋・新井房夫：新編火山灰アトラス, 336p, 東京大学出版会, 2003.

文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所：立川断層帯における重点的な調査観測平成24年度成果報告書, 79p, 文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所, 2013.

山崎晴雄：立川断層とその第四紀後期の運動，第四紀研究, 16, 231-246, 1978.



図1 ボーリング掘削の状況

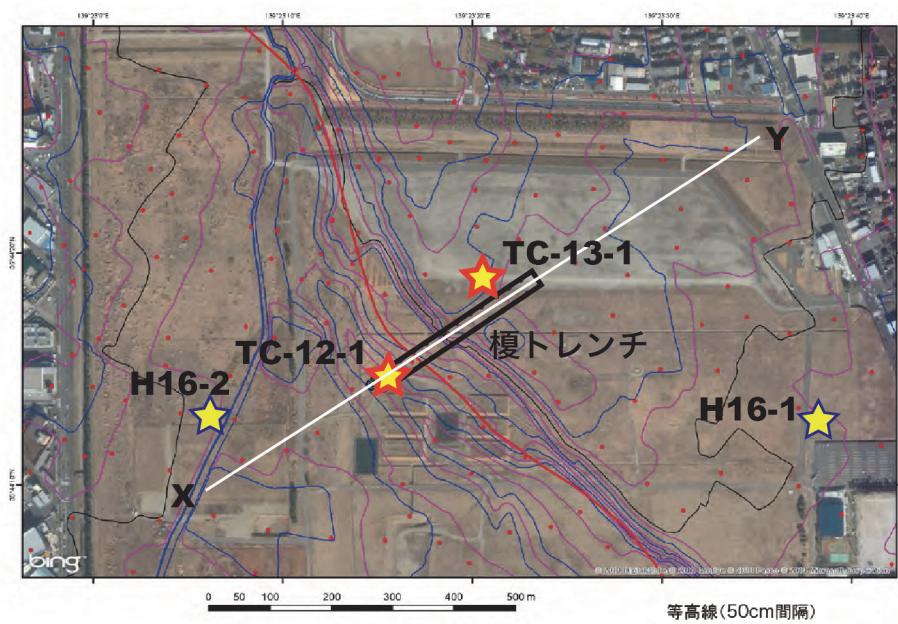


図2 榎トレンチおよびボーリング掘削地点の位置
赤線は中田・今泉（編）（2002）に基づく活断層の位置。

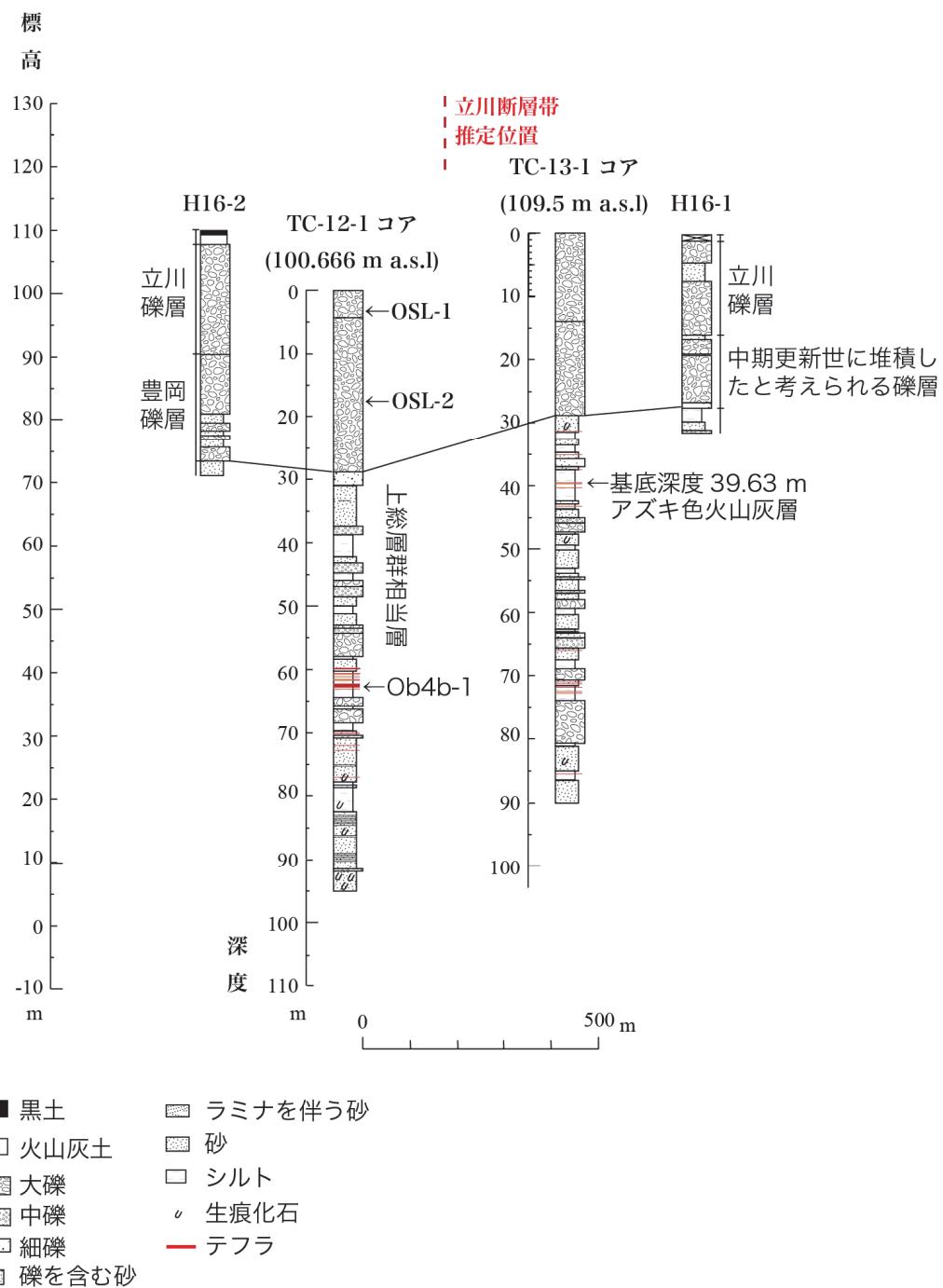


図3 真如苑プロジェクト用地で実施されたボーリングの柱状図

TC-12-1、TC-13-1は本調査観測により、H16-1とH16-2の柱状図は真如苑（2007）による。各柱状図の水平方向の間隔は、図2に示したX-Y測線（断層帯の走向にほぼ直交）に投影した際の水平方向の距離による。立川断層帯の推定位置を示す赤破線は関口ほか（1996）に示された地表位置に基づく。

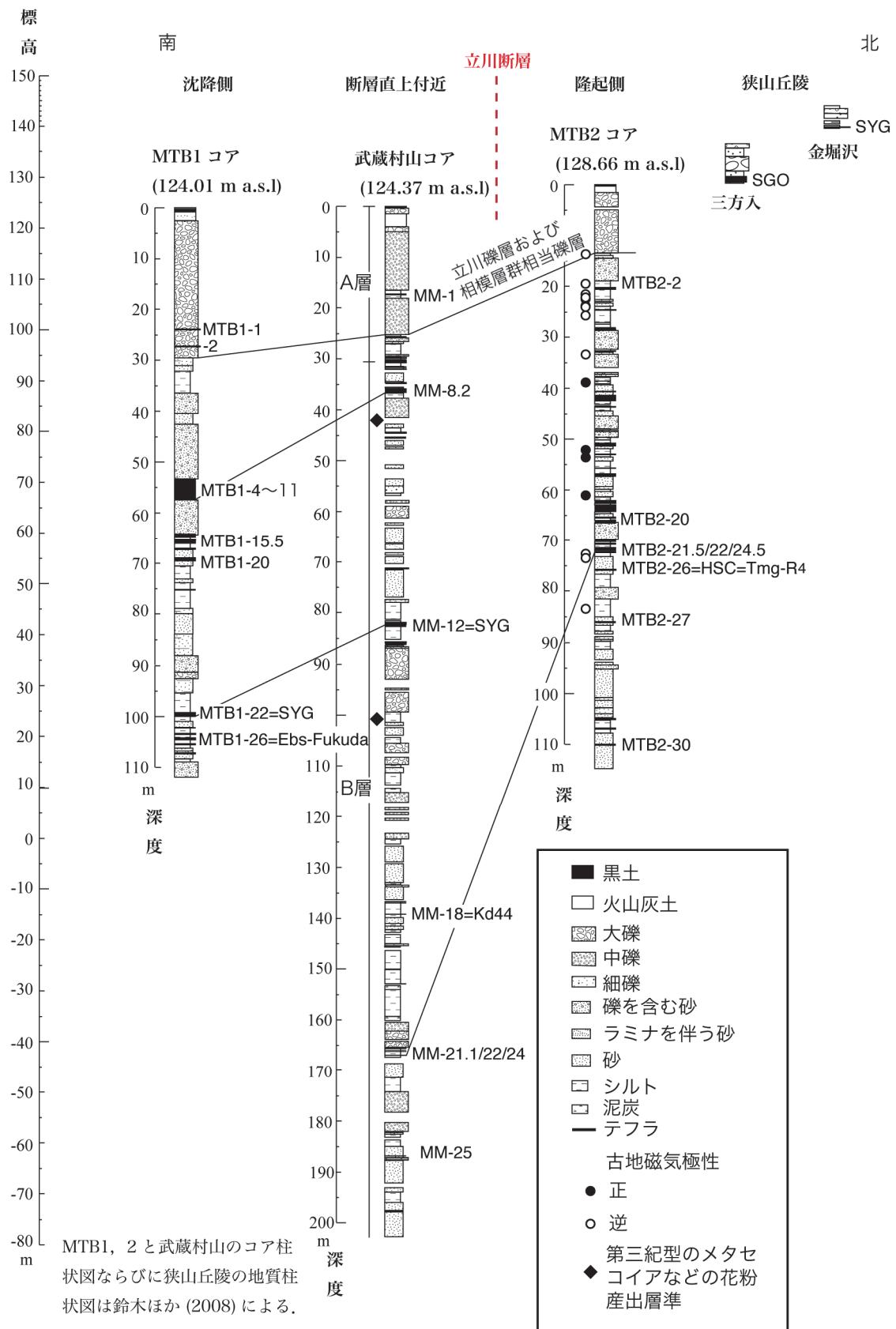


図 4 横トレーンチ北西 2.7 km 付近、武藏村山市三ツ木付近のボーリング柱状図



図 5 TC-13-1 コア中で確認された礫層の基底（深度 28.62 m、標高 80.88 m）
礫層の下位には上総層群が存在する。



図 6 TC-13-1 コア中で検出された深度 39.58～39.63 m の火山灰層

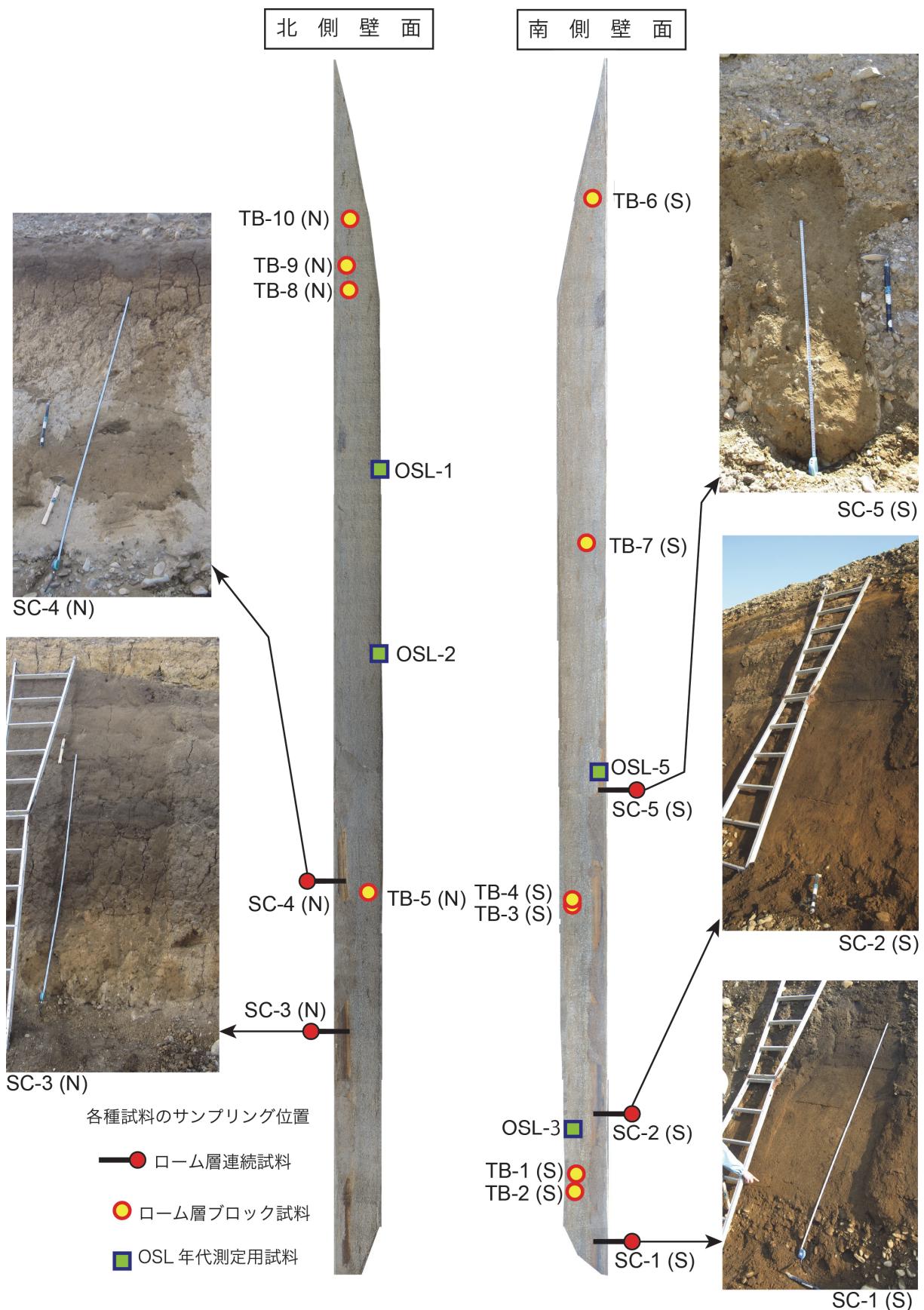
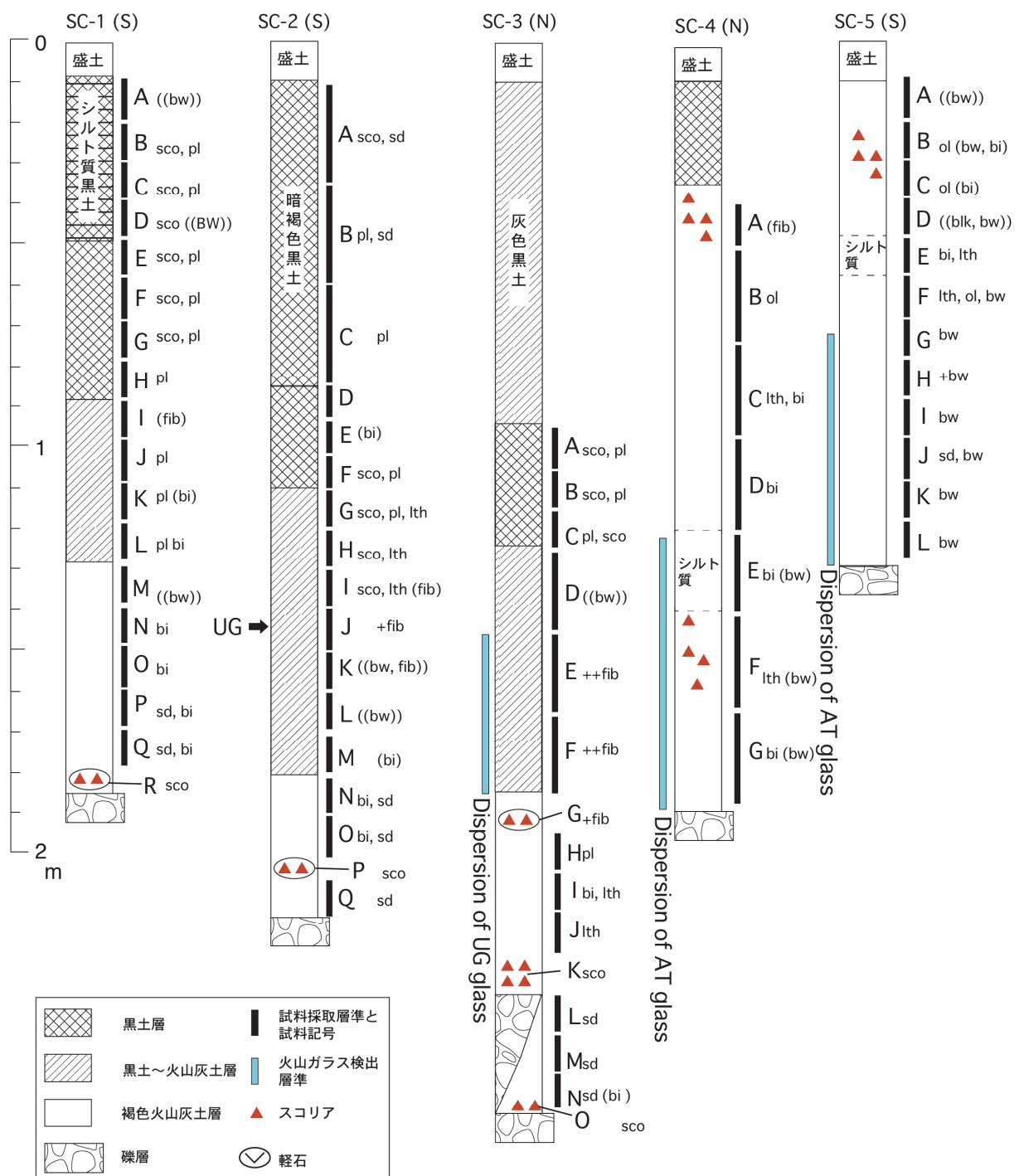


図 7 檻トレンチ壁面で採取した試料の採取位置



試料記号の右側には顕微鏡観察により認められた特徴的な構成粒子の所見を示す。
 以下は鉱物の略号：
 bw: バブル型火山ガラス fib: 繊維状軽石型火山ガラス sco: スコリア粒子
 pl: 斜長石 bi: 黒雲母 ol: カンラン石 lith: 石質岩片 sd: 砂粒子
 ++: 多く認められるもの ++: 比較的多く認められるもの (): 微量 (()): 極微量

図 8 関東ローム層連続試料の採取層準と検鏡結果

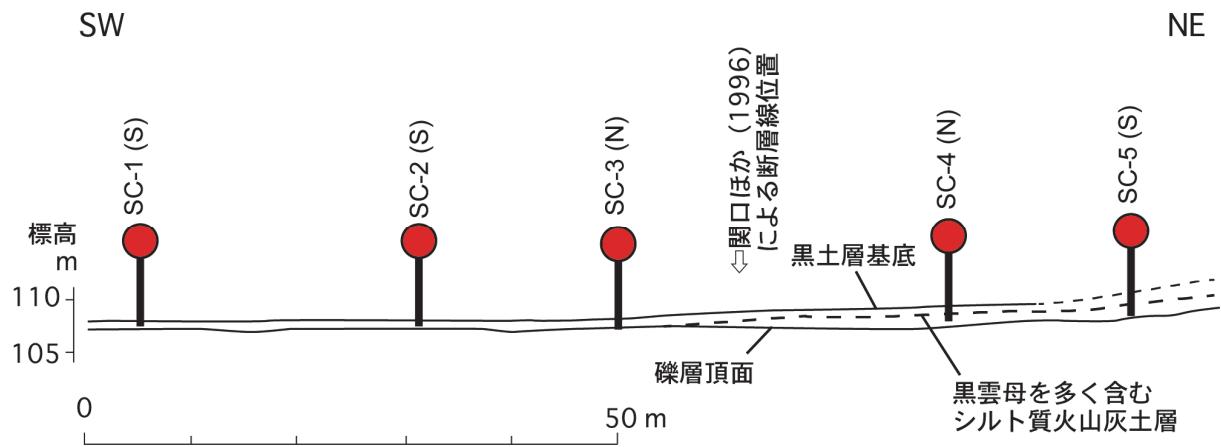


図 9 トレンチ壁面に沿った離水層準の違い



図 10 檻トレンチ壁面で採取した火山灰土ブロックとその中に含まれる軽石粒子

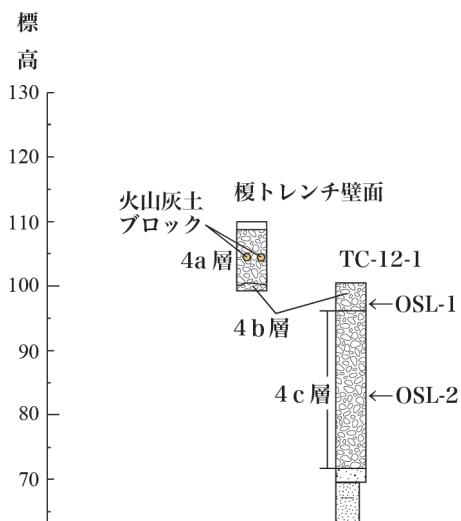


図 11 武藏村山市榎における中期～後期更新世礫層の細分

表 1 榎トレーニチ壁面で採取した関東ローム層連續試料の分析結果

試料番号	火山ガラスの割合 (%)	火山ガラスの形態
SC-3(N) A	1	—
SC-3(N) B	3	spg>fib
SC-3(N) C	3	spg>fib
SC-3(N) D	1	spg>fib
SC-3(N) E	3	fib>spg
SC-3(N) F	5	fib, spg
SC-3(N) G	2	fib, spg
SC-3(N) H	0	—
SC-3(N) I	1	(bw)

0.25~0.063 mm の粒子を対象に分析。火山ガラスの割合は、チタン磁鉄鉱と一部の斜方輝石など磁性を帯びた鉱物を除去した後、100 粒子中に含まれる火山ガラスの個数から求めた。

bw : バブル型, spg : スポンジ状軽石型, fib : 繊維状軽石型。

(3) 平成 26 年度業務計画案

平成 25 年度の調査結果を考慮して、反射法地震探査・トレンチ調査が実施される地点周辺でボーリング調査を実施し、指標テフラを検出するとともに、既存のコアにより明らかにされているテフラと対比し、立川断層帯による中・上部更新統の累積変位量を明らかにする。加えて、断層帯の新期の変位基準の形成年代を明らかにするために、後期更新世の段丘面の編年調査を行う。また、3.2.1 で行うトレンチ調査・ボーリング調査などの掘削調査で得られる火山灰の分析や OSL 年代測定を行い、堆積物の年代を高精度で決定する。

3. 2. 3. 史料地震学による断層帯周辺の被害地震の解明

目次

(1) 業務の内容

- (a) 業務題目
- (b) 担当者
- (c) 業務の目的
- (d) 3カ年の年次実施業務の要約
 - 1) 平成24年度
 - 2) 平成25年度
 - 3) 平成26年度
- (e) 平成25度業務目的

(2) 平成25年度の成果

- (a) 業務の要約
- (b) 業務の方法
- (c) 業務の成果
 - 1) 6地震の解析結果
 - 2) 周辺の近代以降の地震活動の検討
- (d) 結論ならびに今後の課題
- (e) 引用文献
- (f) 学会等発表実績
- (g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

(3) 平成26年度業務計画案

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 史料地震学による断層帯周辺の被害地震の解明

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
公益財団法人地震予知総合研究振興会		
地震調査研究センター解析部	部長	松浦 律子
地震調査研究センター解析部	主任研究員	岩佐 幸治
地震調査研究センター解析部	主任研究員	田力 正好
地震調査研究センター解析部	副主席主任研究員	松田 時彦
地震防災調査研究部	副主席主任研究員	津村 建四朗

(c) 業務の目的

立川断層帯がある関東地方では様々な深さで多数の被害地震が過去発生してきた。しかしながら、浅い地震は大変少なく、古い地震の震源深さを適切に判断することは大変難しい地域である。立川断層帯の活動履歴の判断に有効となるよう、断層帯周辺の近世以降の被害地震を史料地震学的手法で系統的に検討し、浅い地震の可能性のあるものが存在するかを検討する。また、得られた震度分布は各地点の地盤構造条件を反映するので、サブテーマ3（地震動予測の高度化）の検証データとして活かす。

(d) 3カ年の年次実施業務の要約

- 1) 平成24年度：安政三年(1856年)に発生した西東京の地震を解析し、安政江戸地震など既に解析した地震から判る西東京地域の構造的な震度分布の影響を考慮した上で立川断層帯との関係を考察した。
- 2) 平成25年度：17世紀に東京都と周辺部に被害をもたらした地震のうち、系統的解析を行っていない 1615 年元和元年、1630 年寛永七年、1635 年寛永十二年、1643 年寛永二十年、1647 年正保四年、1649 年慶安川崎の六地震に関する史料を検討して、立川断層帯との関係や 1931 年西埼玉地震との比較を行った。
- 3) 平成26年度：1767 年、1791 年、1812 年、1859 年と近世後期に關東地方で局的に被害が生じた地震の中で、浅い地震である可能性が残る地震があるか、史料から検討する。

(e) 平成25年度業務目的

17世紀に現在の東京都と周辺部に被害をもたらした地震のうち、系統的解析を行っていない 1615 年元和元年、1630 年寛永七年、1635 年寛永十二年、1643 年寛永二十年、1647 年正保四年、1649 年慶安川崎の 6 地震に関する史料を検討した。既解析の 1649 年慶安川越の地震などを加えて、立川断層帯との関係を検討する。東京都周辺で近代以降に浅い被害地震が有ったか、網羅的に調査する。

(2) 平成25年度の成果

(a) 業務の要約

史料地震学的な手法を用いて 17 世紀に東京都と周辺部に被害をもたらした地震のうち、系統的解析が行われていない 1615 年元和元年、1630 年寛永七年、1635 年寛永十二年、1643 年寛永二十年、1647 年正保四年、1649 年慶安川崎の六地震に関する史料を検討して、いずれの地震も神奈川県西部や茨城県南西部、あるいは首都圏の下に沈み込んでいるフィリピン海プレート内あるいは、その上面境界の二十数 km 以深の地震であり、立川断層帯とは直接的な関係がない地震であるという結論を得た。また、南関東で発生した近代以降の地震の中で、昨年度見いだした 1887 年 1 月 15 日に秦野付近で発生した M6.2 の地震以外には 1923 年 11 月 5 日の地震に、浅い可能性が残ることが判った。但しこの地震は 1923 年関東地震の発生によって被害がマスクされている可能性が高く、確定的な解析には困難が予想される。

(b) 業務の方法

機器観測がない或いは十分でない時代の地震は、史料地震学的検討による深さも含めた震源位置と規模とを被害等史料による情報から推定することが有効である。手法の詳細は松浦(2001)、地震予知総合研究振興会(2005)に詳しいが、本研究と従来の史料地震学の手法の大きな違いは、1. 現代の稠密計測震度分布や明治以降の震度分布、現在の地震活動情報を系統的に参照して規模と深さを推定する、2. 震度センターや震度領域面積から規模は求めない、3. 有感記録記述を機械的に震度数値に変換しない、4. 小字程度（数百 m 精度）から可能な場合にはピンポイント（数十 m 精度）で史料に記述されている地点を特定して地盤条件を加味する、5. 史資料中の記述に対する震度判定も地震予知総合研究振興会(2005)の表 1 を利用して判定基準を明記する、の五点である。震度の判定基準は東京都(1980)に基づいたもので、計測震度より前の気象庁震度階（気象庁、1949；1978）と同等の震度を判定する標準的基準と等価である。尚、家屋倒壊率等の判定対象には、筋交いや面基礎がない戦前の建物を想定している。また、震度をプロットする際、元の史資料の信憑性や信頼性も考慮している。こうして対象地域の現在の地震活動も考慮して過去の地震と立川断層帯との関連を検討する。今年度解析した地震に関しては、田山(1904)、文部省(1941)、東京大学地震研究所（1982, 1989, 1993）、宇佐美(1998, 2012)に公表された史料を用いた。

(c) 業務の成果

1) 6 地震の解析結果

1615 年元和江戸の地震は、江戸と小田原だけで震度が推定できた（図 1）。この地震が発生したのは大阪夏の陣が終結して 2 ヶ月も経っていない時期である。小田原と江戸とで被害のあった城の石垣などに関する情報以外は史料がない。この地震に限らず 17 世紀前半までは、徳川政権がいまだ安定したと見なされて居らず、中程度の地震被害や、地震の有感記録は史料に残され難い時代が続いていたと推測される。それでも江戸に関しては徳川の本拠地であるので、江戸城の石垣被害などが史料に残されるようになっていた。被害程度は小田原の方が大きく、フィリピン海プレートに沿って現在でもしばしば発生するいわゆる山梨県東部～神奈川県西部に発生する二十数 km の深さの地震であったと推定した。

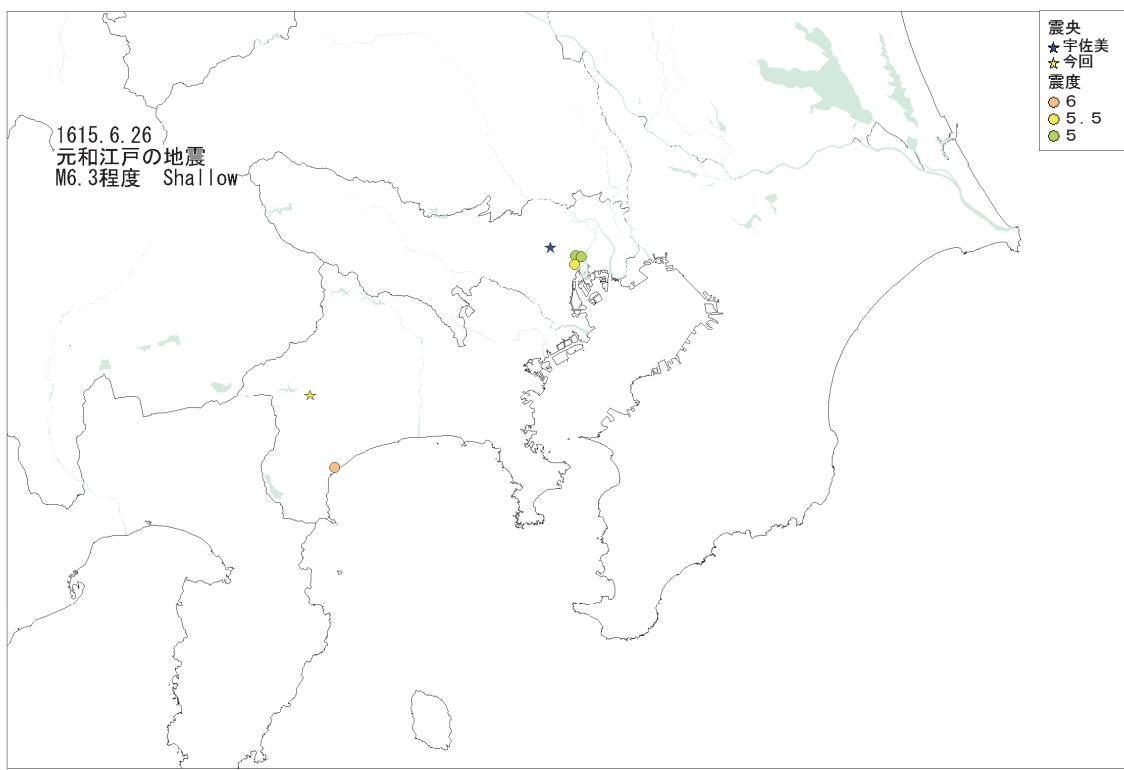


図 1 1615 年元和江戸の地震の震度分布図



図 2 1630 年寛永江戸の地震の震度分布図

1630年寛永江戸の地震は、江戸での被害しか判らない（図2）が、被害程度から、茨城県南西部の深さ50～60kmでしばしば発生する地震の一つと推定した。1635年寛永江戸の地震も、こちらは日光でも有感記録がある（図3）が、やはり江戸での軽微な被害から、茨城県南西部のやや深い地震であると推定した。

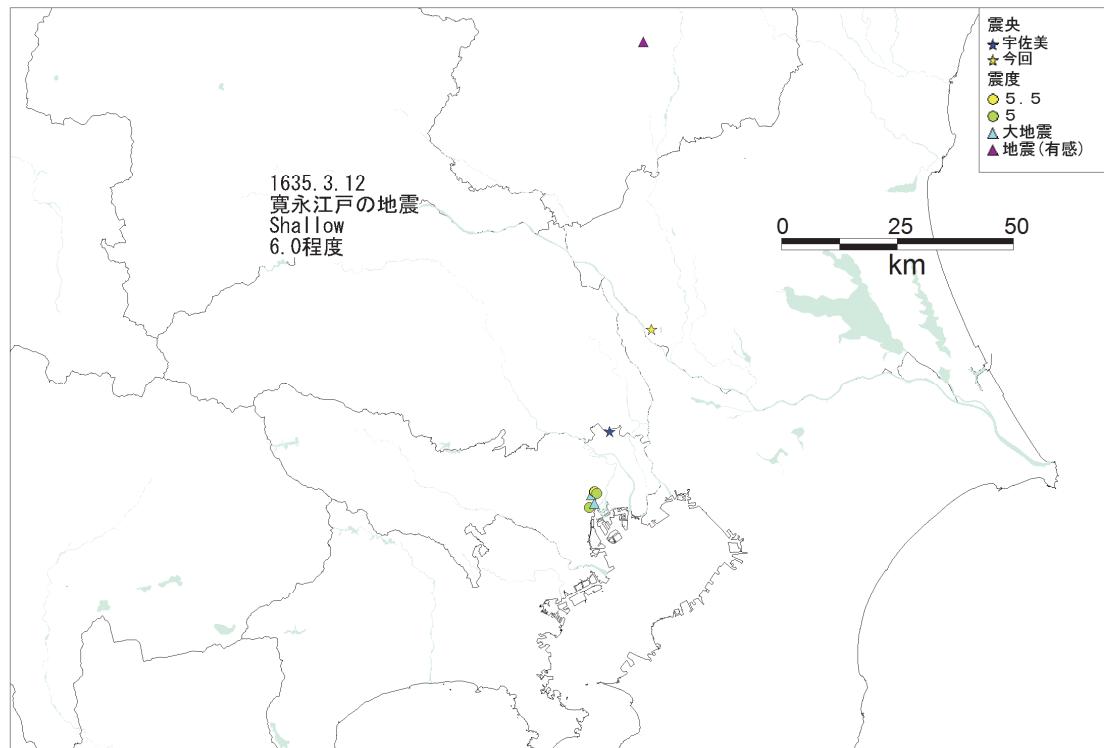


図3 1635年寛永江戸の地震の震度分布図

1643年寛永江戸の地震に関しては江戸で震度4以上の地震としか判らない。江戸市中の家屋被害が軽微であるので、やはりM5程度の茨城県南西部あるいは千葉県北西部のやや深い地震と推定した。

1647年正保相模の地震は、馬入川の橋の被害、小田原の被害など神奈川県に被害が生じた（図4）。それよりやや軽い絵江戸での被害を考え合わせ、神奈川県西部のやや深い地震と推定した。

1649年慶安川崎の地震は、同年の慶安川越の地震と同様、従来は最も被害が大きかった川崎付近の浅い地震という見解もあった。川崎宿の被害は確かに大きいが、江戸にも被害が及んでおり、しかも地盤条件で変わっていることから、浅い地震ではないと推定される（図5）。1926年8月3日に発生したM6.3深さ57kmの川崎沖のやや深い地震（図6）では、羽田で恐らく液状化による沈降が生じた他、横浜・横須賀で崖崩れ、東京や横浜で埋設管の破損が生じた。これに類似してやや大きい地震としておく。

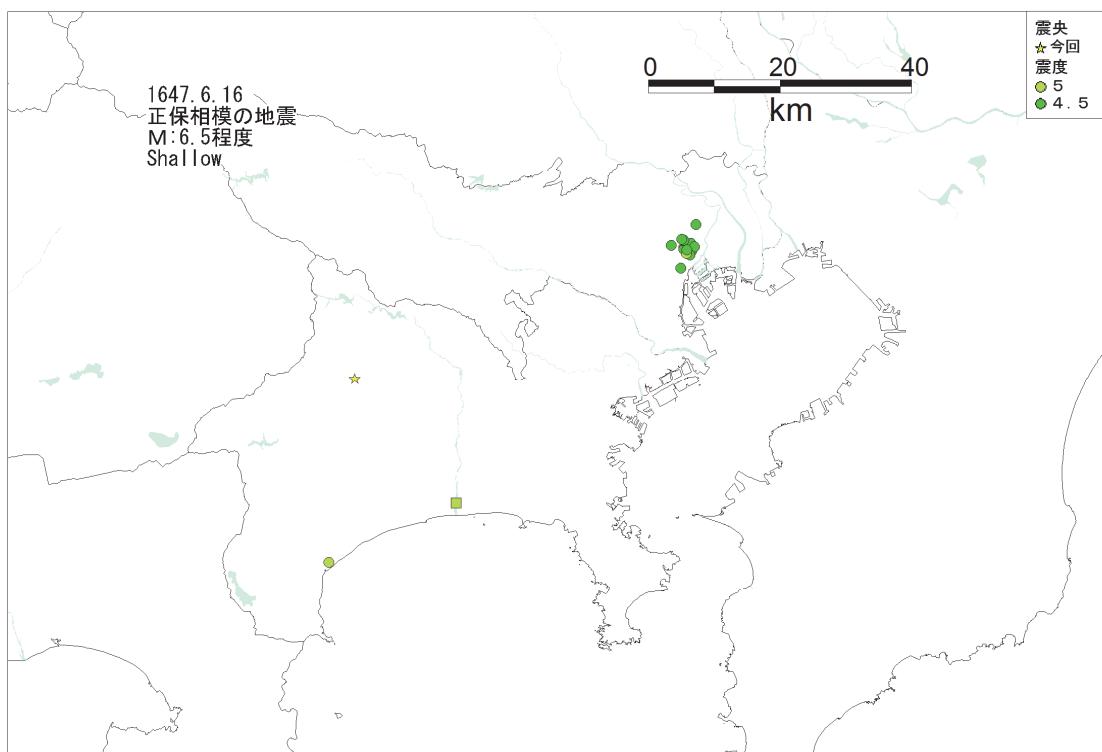


図 4 1647 年正保相模の地震の震度分布図

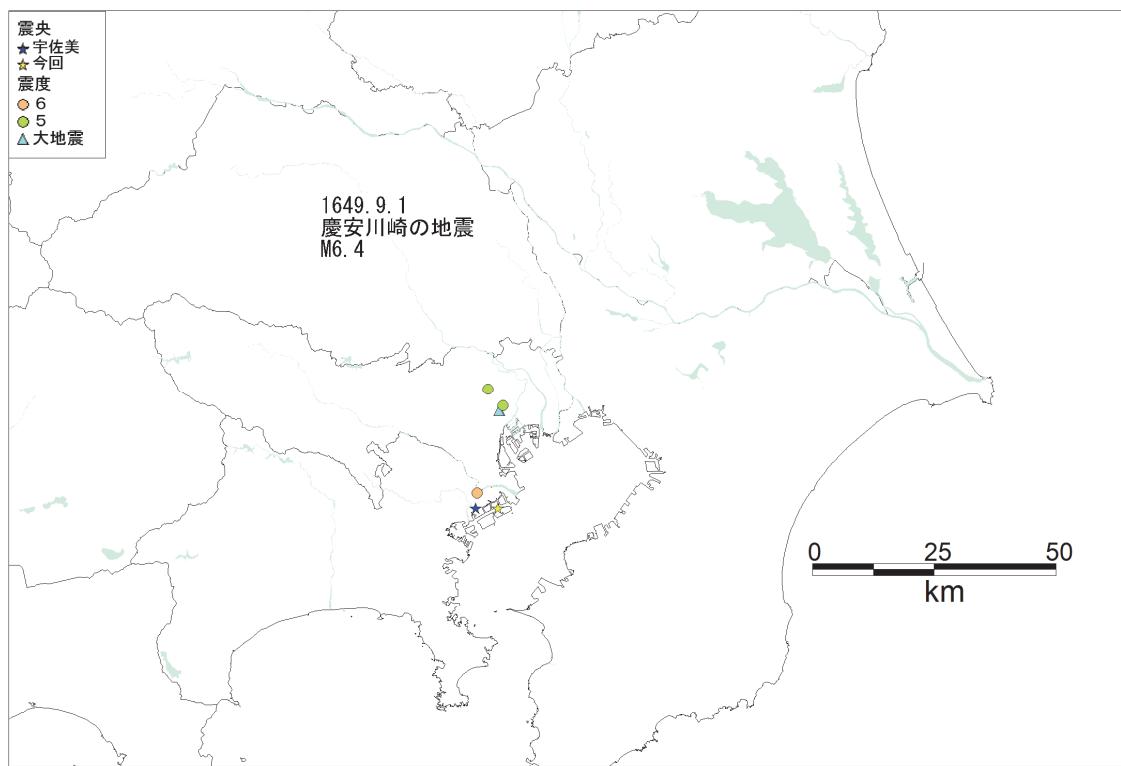


図 5 1649 年慶安川崎の地震の震度分布図

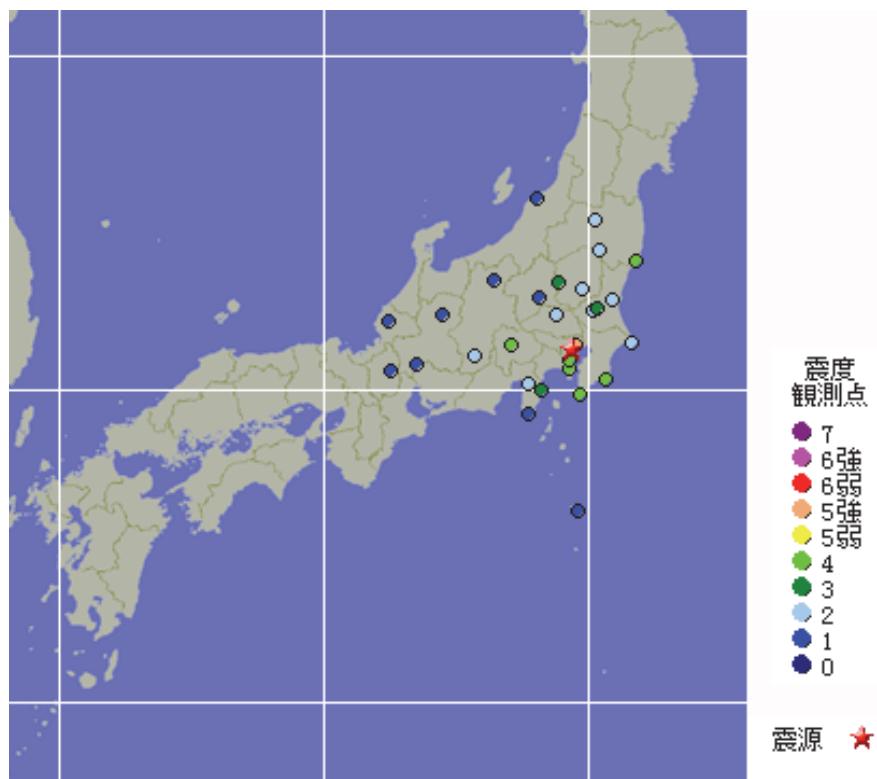


図 6 1926年8月3日東京湾のやや深い地震の震度分布図

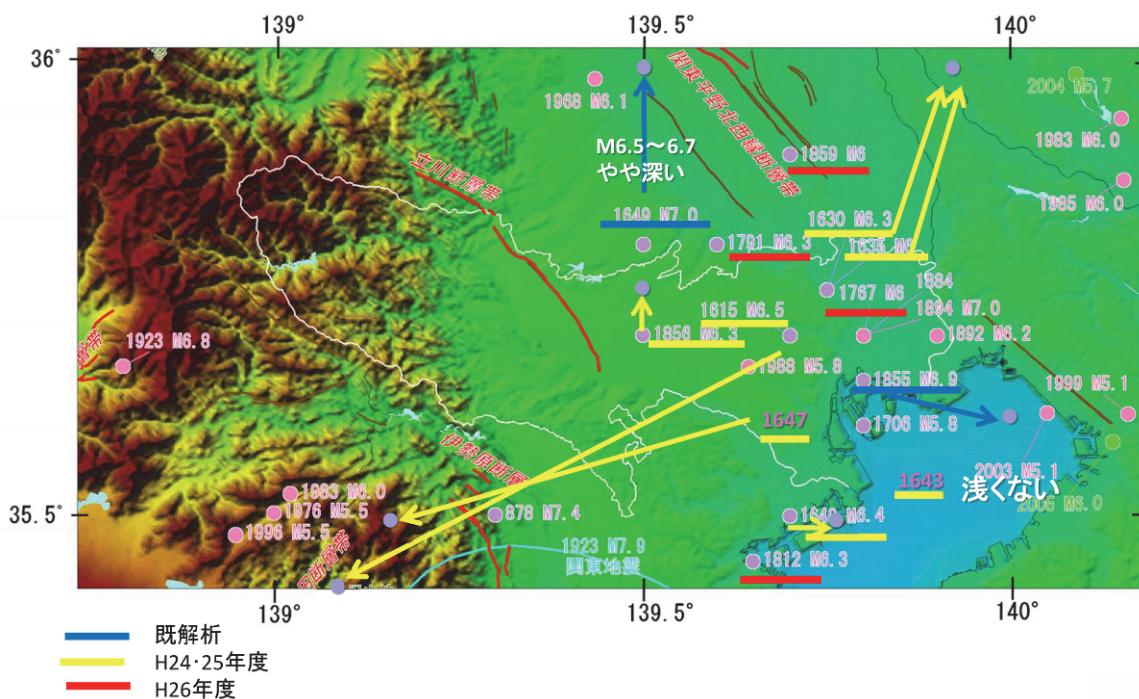


図 7 立川断層周辺の被害地震の震央分布

矢印は本プロジェクトおよび松浦・ほか(2006)等の解析によって震央位置が宇佐美(2003)から動いた場所を示す。

表1に6地震の震度推定に用いた史料をまとめた。地震予知総合研究振興会(2005)等で広く利用されている情報種別毎の判定基準に従った。

表 1 6 地震の震度判定根拠一覧

地震	場所	情報種別	推定震度	史料名
1615	江戸	C E	-	駿府記,慶長日記,譜譜余録後編,玉露叢,續史愚抄,坂上池院日記
	千代田区	H I	5.0	桑原文書日向兵乱并大慶驚動記
	中央区	A E	5.0	桑原文書日向兵乱并大慶驚動記
	港区	A E	5.5	桑原文書日向兵乱并大慶驚動記
	小田原市	E	6.0	桑原文書日向兵乱并大慶驚動記
1630	江戸	N	-	本光國師日記,視聽日錄,江城年錄,武江年表,寒松日記,岡崎史
	千代田区	E H N	5.5	細川家記,梅津政景日記 十八,部分御旧記 災変部全,大猷院殿御実記
	千代田区	E N	5.5	細川家記
	横浜市戸塚区	N	-	横浜歴史年表
1635	宇都宮市	N	e	(中原)職忠日記
	江戸	N	-	寛永日記,資勝卿記抄,大内日記,萬年記,江城年錄,永祿以來大事記
	千代田区	N	E	江戸幕府日記(西丸)
	千代田区	H	5.5	(中原)職忠日記
	千代田区	N	5.5	細川実記
	千代田区	E N	5.0	細川実記,細川家史料 六
	港区	B	5.0	細川実記
	港区	N	E	貞山公治家記録,伊達治家記録
	横浜市戸塚区	N	-	横浜歴史年表
1643	江戸		-	出島蘭館日誌,モンタヌス日本誌,長崎オランダ商館の日記 第一輯
	千代田区		-	紀伊記,寛永日記
	文京区		-	水戸記
1647	日光市	B F	-	榎原日記
	江戸	A B E F H I N	-	正保錄,大猷院殿御実紀,寛政重修諸家譜 他19史料
	千代田区	F	4.5	正保錄,人見私記,江戸幕府日記(西丸),大猷院殿御実紀,寛政重修諸家譜
	千代田区	H I	4.5	正保錄,人見私記,江戸幕府日記(西丸),大猷院殿御実紀,寛政重修諸家譜
	千代田区	H	-	大猷院殿御実紀,公儀日記
	千代田区	H	4.5	大猷院殿御実紀,本多家記録
	千代田区	H	4.5	正保錄,人見私記,江戸幕府日記(西丸),大猷院殿御実紀,寛政重修諸家譜
	千代田区	H	4.5	正保錄,江戸幕府日記(西丸)
	千代田区	H	4.5	正保錄,江戸幕府日記(西丸)
	千代田区	H	4.5	大猷院殿御実紀
	千代田区	H	4.5	正保錄,大猷院殿御実紀,渭水聞見録,公儀日記
	千代田区	H	4.5	正保錄,渭水聞見録,江戸幕府日記(西丸),大猷院殿御実紀,寛政重修諸家譜,寛政呈譜
	千代田区	E	5.0	伊達治家記録
	千代田区	A N	4.5	永代日記抜書
	港区	B	4.5	正保錄,人見私記,酒井家史料 日記
	台東区	B	4.5	万之覚 榎本弥左衛門,家乘略,武江年表
	平塚市	C	>5	大猷院實記
	小田原市	E H	5.0	稻葉氏永代日記,永代日記抜書
1649	江戸	N	-	山鹿素行先生日記,江戸日記(御取次所)別本 他8史料
	千代田区	N	E	江戸幕府日記(西丸)
	千代田区	N	E	源敬様御代御記録
	千代田区	E	-	人見私記,酒井家史料 日記
	千代田区	E	5.0	人見私記,酒井家史料 日記
	文京区	E	5.0	江戸幕府日記(西丸),江戸幕府日記(浅草),慶安年錄
	川崎市川崎区	E	6.0	人見私記,江戸幕府日記(西丸),大猷院殿御実紀,江戸幕府日記(浅草)

今年度解析した地震は、すべて関東地方の下に沈み込むフィリピン海プレート、或いはその下にある太平洋プレートの地震であるやや深い地震である可能性が高い。既解析の地震を加えても、17世紀に立川断層付近でM6.5以上の浅い地震が発生しなかったことが相当確実である。特に、慶安川崎の地震は、慶安川越の地震と同様、やや深い地震の可能性が高い。

これまでの解析結果で立川断層付近の過去の被害地震の分布を見ると（図7）、従来東京都の領域に震央があった地震がほとんど都外へ移動した。赤下線の4地震に関して次年度に解析を実施する予定であるが、近世に立川断層でM6.5以上の浅い地震が発生した可能性は極めて低いと予想される。

2) 周辺の近代以降の地震活動の検討

関東地方では、地殻内の浅いM7程度以上のいわゆる活断層の固有地震規模の地震は1923年の関東地震以降、深谷断層の近傍に震央が位置するM6.9の1931年西埼玉地震くらいしか見当たらない。昨年度指摘した、秦野付近で発生した1887年1月15日M6.2の地震の様に、M6以上と考えられ、極めて浅い地震の特徴を示す地震が、立川断層付近で近代以降においては、1923年11月5日のM6.3の地震以外には全く候補がないことが宇津(1989)などから判った。1923年のこの地震は、大正関東地震の発生から2ヶ月しか経って居らず、被害の程度が不明である。宇津(1989)では浅い地震とされているが、気象庁の最近のカタログでは深さ48kmとされている。しかし、震度分布図の特徴は、浅い地震の特徴を示している。他の情報がないか検討に値する地震である。

(d) 結論ならびに今後の課題

立川断層帶付近で中規模の浅い地震が発生した可能性が近世以降にあるか、確認するために、昨年度に引き続いて、江戸に被害をもたらして17世紀のM6程度以上の地震で未解析の6地震に関して、史料の系統的検討を行って深さや震央を推定した。その結果、6地震全てが関東地方の下に沈み込むフィリピン海プレートと太平洋プレートとに起因するやや深い地震と推定された。現時点では、立川断層帶付近に極めて浅い被害地震が最近400年間に発生した可能性がほとんどない。次年度は、さらに江戸時代の立川断層周辺部で系統的解析を行っていない地震についても解析を蓄積するとともに、大正関東地震から程なく発生したために被害状況から深さが推定できない1923年11月の地震に関して波形記録が残されていないかなどのさらなる検討が必要である。

(e) 引用文献

- 地震予知総合研究振興会:江戸時代の歴史地震の震源域・規模の再検討作業中間報告書－42件の解析結果について－, 地震予知総合研究振興会, 53p. w/143 plates, 2005.
気象庁: 震度階級, 地震津波業務規則別表第四付表, 1949.
気象庁: 参考事項, 地震観測指針(観測編), 1978.
松浦律子: 江戸時代の歴史地震の震源域位置および規模の系統的再検討作業について, 歴史地震, 17, 27-31, 2001.
松浦律子・中村操・茅野一郎・唐鎌郁夫: 江戸時代の歴史地震の震源域位置および規模の

- 系統的再検討作業—7年間の成果中間報告—, 歴史地震, 21, 255-256, 2006.
- 文部省: 増訂大日本地震史料第一巻, 945p., 1941.
- 田山實: 大日本地震史料, 震災予防調査会報告, 46甲, 606p., 1904.
- 東京大学地震研究所: 新収日本地震史料第二巻, p.575, 1982.
- 東京大学地震研究所: 新収日本地震史料補遺, 1222p., 1989.
- 東京大学地震研究所: 新収日本地震史料続補遺, 1043p., 1993.
- 東京都: 地震の震度階解説表, 東京都総務局災害対策部, 1980.
- 宇佐美龍夫: 日本の地震史料拾遺, 512p., 1998.
- 宇佐美龍夫: 日本の地震史料拾遺五ノ上, 1874p., 2012.
- 宇津徳治: 日本付近のM6.0以上の地震および被害地震の震度分布図(1901年~1926年), 278p., 1989.

(3) 平成26年度業務計画案

18世紀から幕末の間に東京都と周辺部に被害をもたらした地震のうち、系統的解析を行っていない 1767 年明和四年九月江戸の地震、1791 年寛政蕨の地震、1812 年文化神奈川の地震、1859 年安政岩槻の地震の 4 地震に関する史料を検討して立川断層との関係や関東地方の浅い地震およびやや深い地震との比較を行う。プロジェクトのまとめとして、多摩地域周辺の近世以降 400 年間の地震活動と立川断層との関係を検討する。

3.3. 断層帯周辺における地震動予測の高度化のための研究

目次

(1) 業務の内容

- (a) 業務題目
- (b) 担当者
- (c) 業務の目的
- (d) 3カ年の年次実施業務の要約
 - 1) 平成24年度
 - 2) 平成25年度
 - 3) 平成26年度
- (e) 平成25年度業務目的

(2) 平成25年度の成果

- (a) 業務の要約
- (b) 業務の方法
- (c) 業務の成果
 - 1) レイリー波位相速度とレシーバー関数の同時逆解析による立川断層帯周辺の深部地盤構造の推定
 - 2) 立川断層帯近傍における微動H/Vスペクトルの観測と卓越周期分布
 - 3) 立川断層帯周辺における3次元深部地盤構造モデルの構築
 - 4) 立川断層帯周辺における表層地盤のS波速度構造モデルの推定
 - 5) 中小地震を用いた3次元地震動シミュレーションによる構築モデルの検討
 - 6) 立川断層帯による強震動予測シミュレーション
- (d) 結論ならびに今後の課題
- (e) 引用文献

(3) 平成26年度業務計画案

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層帯周辺における地震動予測の高度化のための研究

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人東京工業大学	教授	山中 浩明
国立大学法人東京工業大学	産学官連携研究員	佐口 浩一郎
国立大学法人東京工業大学	助教	地元 孝輔

(c) 業務の目的

サブテーマ 1 および 2 で得られた成果および既存の調査研究の結果を基に、立川断層帶における震源断層モデルおよび地下構造モデルを構築し、本断層帯周辺地域における強震動評価の高精度化を図る。

(d) 3 カ年の年次実施業務の要約

- 1) 平成 24 年度：立川断層帯周辺の地下構造や地盤増幅特性に関する既存の資料の収集と整理を行った。さらに、本断層帯周辺において微動観測を実施すると同時に地震観測点で得られている地震記録の分析を行い、その結果に基づいて本断層帯周辺の地下構造モデルを構築した。
- 2) 平成 25 年度：初年度で収集した資料と追加で実施した微動アレイ観測の結果から、本断層帯近傍における 3 次元深部地盤構造モデルの構築を行った。また、構築したモデルを用いて中小地震の 3 次元シミュレーションを実施した。さらに、「長周期地震動予測地図」（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2012）によるモデル（以下、「推本モデル」）を用いて地震動予測を試行的に実施した。
- 3) 平成 26 年度：サブテーマ 1 および 2 による成果を考慮して本断層帯の震源のモデル化を行う。さらに、微動観測を補足的に行い、地下構造モデルの精度を高め、最終的に 100 ケース程度のシナリオを対象とした地震動予測を実施する。

(e) 平成 25 年度業務目的

初年度で収集した資料を考慮し、本断層帯近傍における 3 次元深部地盤構造モデルの構築を行う。また、構築したモデルを用いて中小地震の 3 次元シミュレーションを実施する。さらに、「推本モデル」を用いた地震動予測を試行的に実施する。

(2) 平成 25 年度の成果

(a) 業務の要約

本業務では、立川断層帯周辺地域における強震動予測のための 3 次元深部地盤構造モデルの精度向上を目的として、微動アレイ探査結果と微動単点観測記録の H/V スペクトルを

用いて昨年度の結果に統合することにより、昨年度より詳細な3次元深部地盤構造モデルの構築を行った。また、最終的に実施するハイブリッド法による強震動予測のための資料を得ることを目的として概ねS波速度500m/s未満の表層地盤を対象とした微動アレイ探査を65地点において実施し、地表から30mの平均S波速度（以下、「AVS30」）を得ることが出来た。さらに、立川断層の北部地域（青梅～入間および福生～所沢測線）で得られたS波速度構造から表層地盤は立川断層を挟んで北東側隆起であるという既往の研究と調和的な結果が得られた。次に、構築した3次元地下構造モデルを用いて3次元差分法による中小地震の地震動シミュレーションを行った結果、計算波形は観測波形と概ね調和的であり、本業務で構築した3次元地下構造モデルに一定の妥当性があることが示された。最後に、推本モデルを用いて地震動予測を試行的に実施し、本断層帯周辺地域において工学的地盤上の最大速度分布を明らかにした。

(b) 業務の方法

まず、既往の微動アレイ探査と昨年度の微動アレイ観測から得られたレイリー波位相速度と、同じく昨年度に得られた強震観測点のレシーバー関数を用いた同時逆解析を実施し、本断層帯周辺における深部地盤構造の推定を実施した。次に本断層帯近傍における単点微動観測結果であるH/Vスペクトルの卓越周期と上の同時逆解析結果である深部地盤構造より、立川断層帯近傍の空間的な地下構造を明らかにした。以上の結果と昨年度にレシーバー関数を用いて構築した深部地盤構造モデルと統合することにより、昨年度より詳細な3次元深部地盤構造モデルの構築を実施した。また、表層地盤を対象として、本断層帯周辺地域においてアレイ半径2～30mの微動アレイ観測を65地点において実施した。各観測地点の観測には上下動成分の速度計7台を1組とし、10～20分間による観測を実施した。得られた地盤モデルを用いて3次元差分法による中小地震のシミュレーションおよび試行的な強震動予測シミュレーションを行った。3次元地下構造モデルのグリッド間隔は100mとし、解析時間は中小地震では60秒間とした。強震動予測シミュレーションでは解析時間は120秒間とし、4シナリオによるシミュレーションを実施した。

(c) 業務の成果

1) レイリー波位相速度とレシーバー関数の同時逆解析による立川断層帯周辺の深部地盤構造の推定

図1に示す立川断層を挟んで実施した9地点の微動アレイ観測から得られたレイリー波位相速度と、昨年度に得られた同図に示すK-NET、KiK-netおよびSK-netの地震記録のレシーバー関数を用いた同時逆解析により本断層帯周辺における深部地盤構造の推定を行った。微動アレイ観測では各観測点における観測は大アレイおよび小アレイをそれぞれ半径1.5～2km程度と0.4～0.5km程度の2つの円内において3成分による地震計を配置して実施した。大アレイで60分間、小アレイで30分間の微動のデータを0.005秒間隔で記録した。得られたアレイ記録の上下動成分をノイズの少ない81.92秒間のデータに区分して、それぞれに対して周波数－波数スペクトル法解析（F-K法解析）により、レイリー波の位相速度を推定した。F-K法解析の結果、図2に示す周期0.5秒～5秒の間で概ね0.5km/s～2.5km/sの分散性を有する位相速度が得られた。また、立川断層の西側の観測点

では東側の観測点に比べ位相速度は全体的に速くなっているとされる。立川断層の東側の観測点では、HNO 地点を除いてほぼ同程度の位相速度が得られた。レイリー波位相速度とレシーバー関数の同時逆解析では、図 1 に示す強震観測点が微動アレイ観測のアレイ半径内に位置する観測点を対象とした。また、同じく図 1 に示す山中・山田 (2002)、松岡・白石 (2002)、岡嶋ほか (2000) による既往のアレイ観測点も対象としている。同時逆解析には焼きなまし法を用いており、逆解析における評価関数は Kurose and Yamanaka (2006) と同様とした。探索パラメータを V_p (P 波速度)、 V_s (S 波速度) および H (層厚) とした。探索範囲は各層の V_p および V_s は表 1 に示すとおりであり、 H は推本モデルの 1 ~ 150% とした。同時逆解析結果の例として FUS 地点 (TFD591910 : SK-net) および HYT 地点 (TKY2200 : SK-net) におけるレイリー波位相速度とレシーバー関数を図 3 に示す。同図には推本モデルによる理論値も示しており、逆解析結果が推本モデルによる理論値よりも観測値を再現できていることがわかる。同様に同時逆解析により推定した立川断層近傍の観測点における深部地盤構造を図 4 に示す。立川断層帶近傍では、概ね 4 層の堆積層と V_s 3.2km/s の地震基盤で構成されており、同図に示すように、立川断層中央部の西側と東側にそれぞれ位置する観測点における堆積層の厚さは AKS で 0.7km、HYT では 3.3km であり、したがって、立川断層を挟んで東西で最大で 2.5km 以上違うことになる。これに対して、立川断層南部の西側と東側にそれぞれ位置する HIN と KNT から 0.4km 程度しか堆積層の厚さに違いは見られないため、立川断層の中央部で基盤深度差が最も大きくなることが明らかになった。

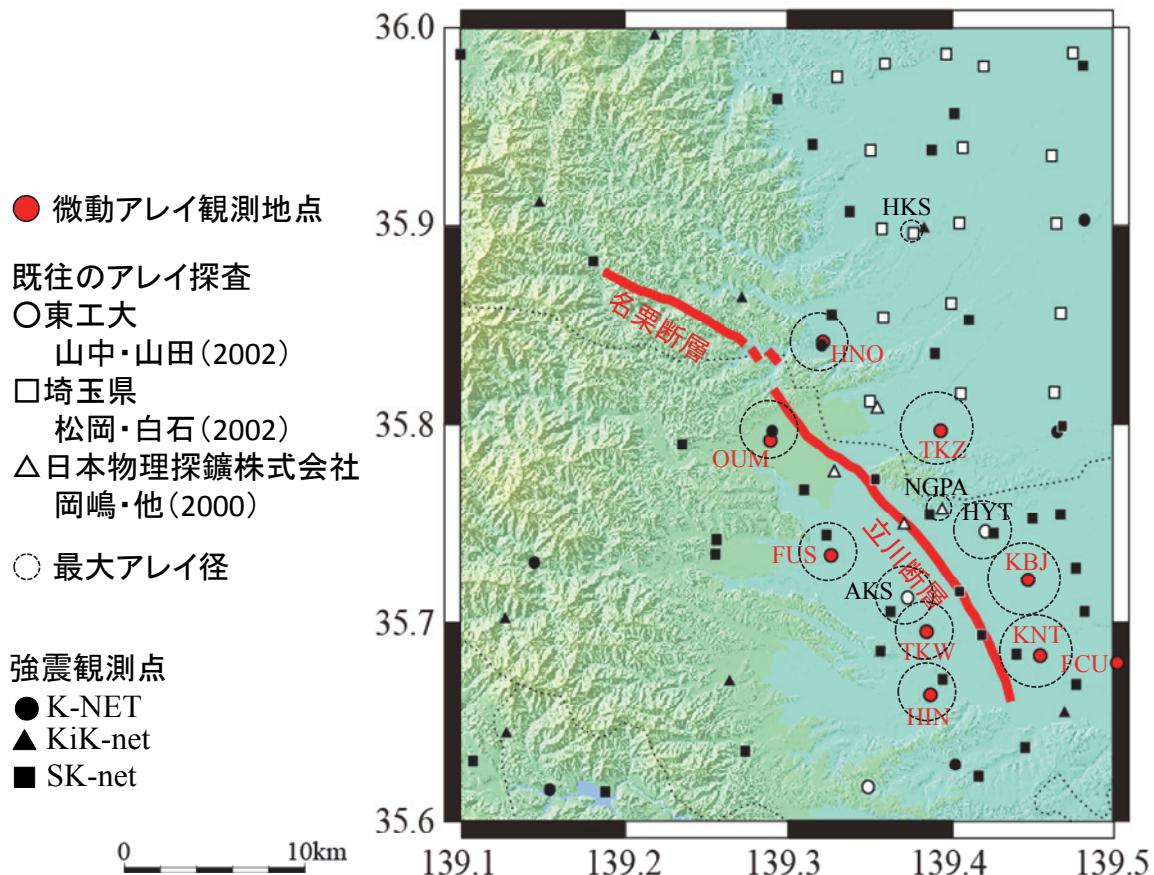


図 1 立川断層帶周辺における強震観測点および微動アレイ観測点

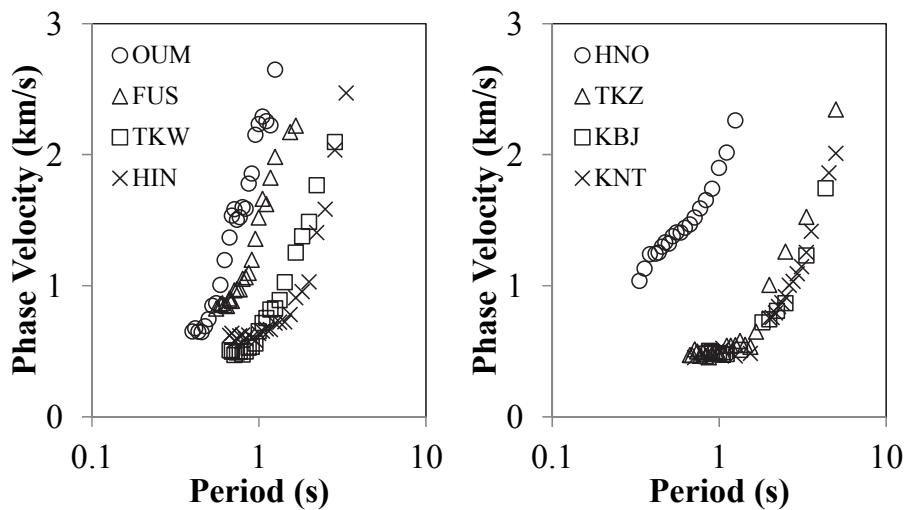


図 2 微動アレイ観測から得られた各観測点におけるレイリー波位相速度
(左 : 立川断層西側の観測点 右 : 断層東側の観測点)

表 1 同時逆解析におけるパラメータと探索範囲

Layer	$\rho(\text{g/cm}^3)$	$V_p(\text{km/s})$	$V_s(\text{km/s})$	Q_p	Q_s
1	1.95	1.7-2.0	0.4-0.7	170	100
2	2.10	2.2-2.6	0.8-1.2	306	180
3	2.25	2.7-3.2	1.3-1.7	510	300
4	2.45	3.5-4.1	2.0-2.5	680	400
5	2.65	5.5	3.2	680	400

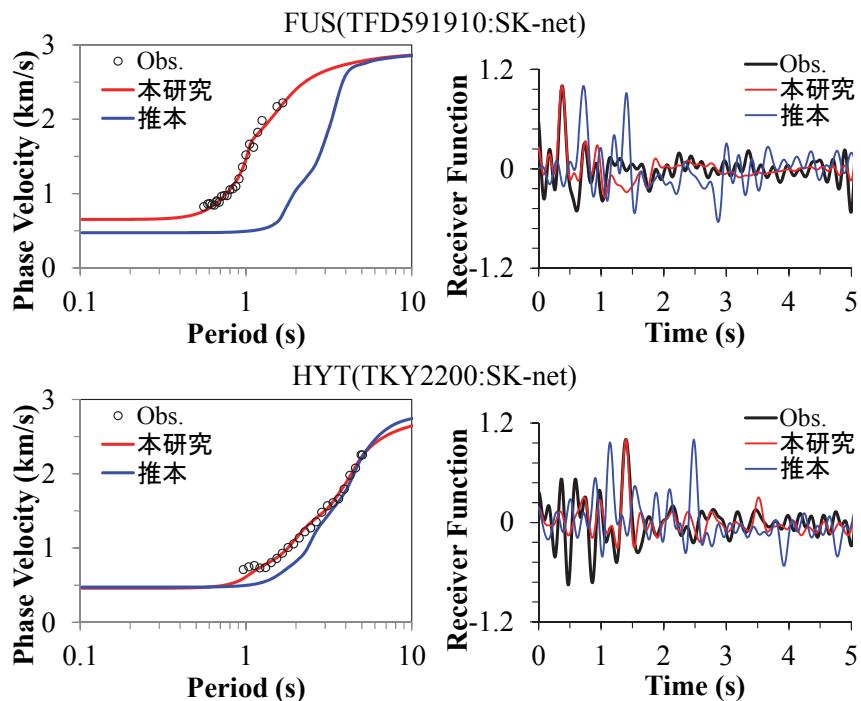


図 3 FUS および HYT 地点における同時逆解析結果
(左 : レイリー波位相速度 右 : レシーバー関数)

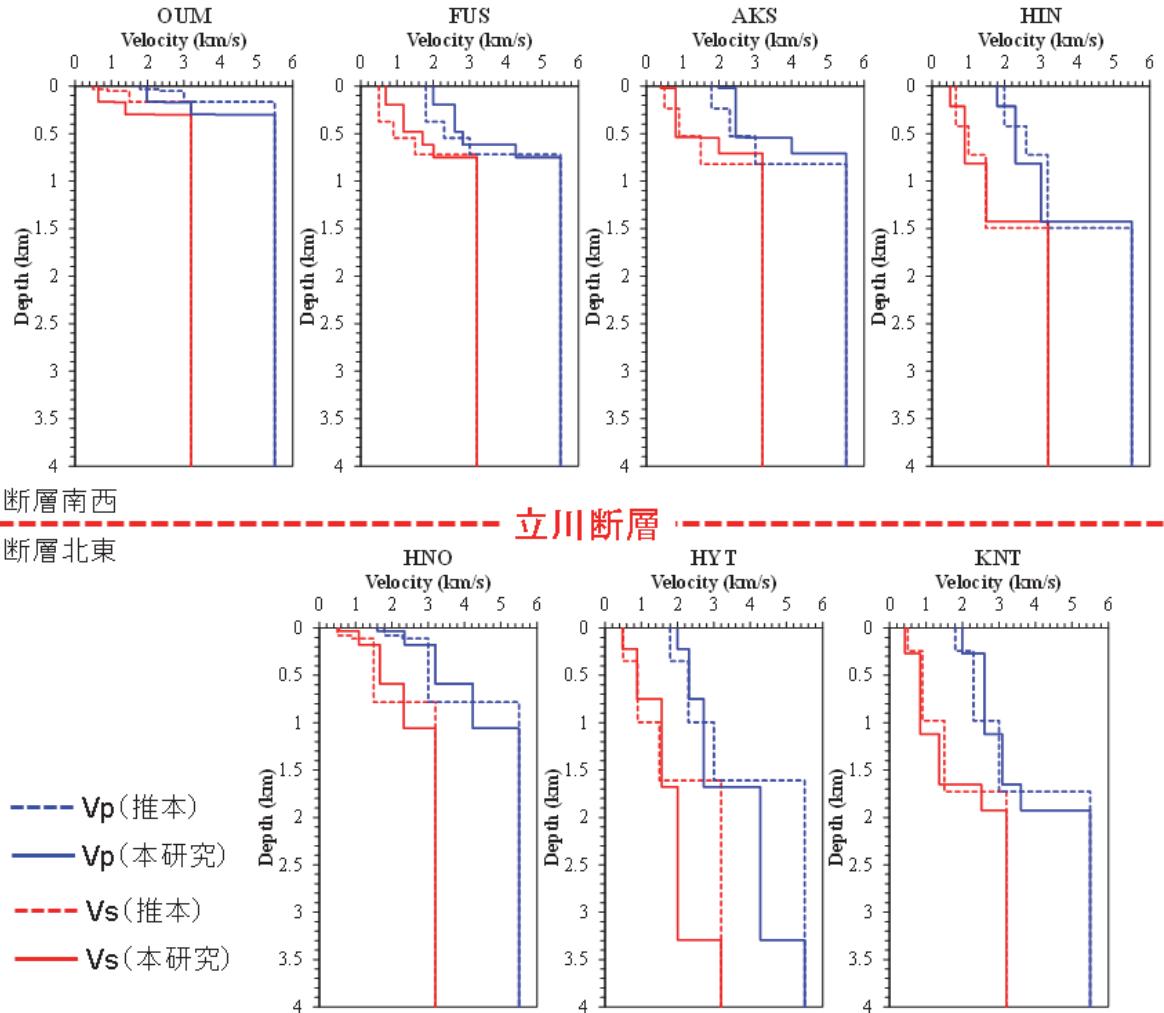


図 4 同時逆解析により推定した立川断層近傍の各地点における深部地盤構造

2) 立川断層帯近傍における微動 H/V スペクトルの観測と卓越周期分布

断層帯近傍における微動の H/V スペクトルの卓越周期分布を明らかにすることを目的として図 5 に示す立川断層帯を横切るような 9 測線において微動の単点観測を実施した。L1 測線は 8 地点、L2 ~ L4 測線は各 30 地点、L5 ~ L9 測線では各 34 地点からなる測線である。また L1 測線を除き、各測線で断層近傍の 1 km 以内では 100m 程度の間隔による高密度な観測を行った。各観測地点における観測には 3 成分の加速度計を使用し、サンプリング周波数は 200Hz、観測時間は断層近傍の 1 km 以内の観測点では 10 分間、その他の観測点では 5 分間の観測を行った。立川断層帯近傍での観測結果の一例として図 6 に L6 測線における各観測点の微動 H/V スペクトルを示す。図 6 に示すように立川断層の西側に位置する観測点では H/V スペクトルの卓越周期は 2 ~ 3 秒程度であるのに対し、断層の東側の観測点では卓越周期は 7 秒以上と長くなっている。さらに立川断層のごく近傍 1km 以内の観測点では西から東に向かって H/V スペクトルの卓越周期が 3 秒から 10 秒へと長周期側に急激に推移していくことがわかる。したがって、断層のごく近傍の 1 km の範囲内で急激に地下構造が変化していることが推測される。図 7 に各測線において得られた微動の H/V スペクトルの卓越周期分布を示す。図 7 が示すように、立川断層の中央部の測線 (L5 ~ L7 測線) では断層から東へ 1 ~ 1.5km において急激に卓越周期が変化してい

ることがわかる。したがって、立川断層の中央部では急激に地下構造が変化していると考えられる。これに対して、立川断層の南北両端の測線（L8、L9およびL3測線）や名栗断層上の測線（L2測線）では断層を挟んで卓越周期に明瞭な変化は見られない。また、L2～L4測線では卓越周期は概ね0.5秒以下となり、L5～L7測線と比較して小さいため、表層地盤も含めて堆積層が非常に薄く堆積していると考えられる。なお、L1測線では周期0.1秒以上ではH/Vスペクトルにピークは認められない。

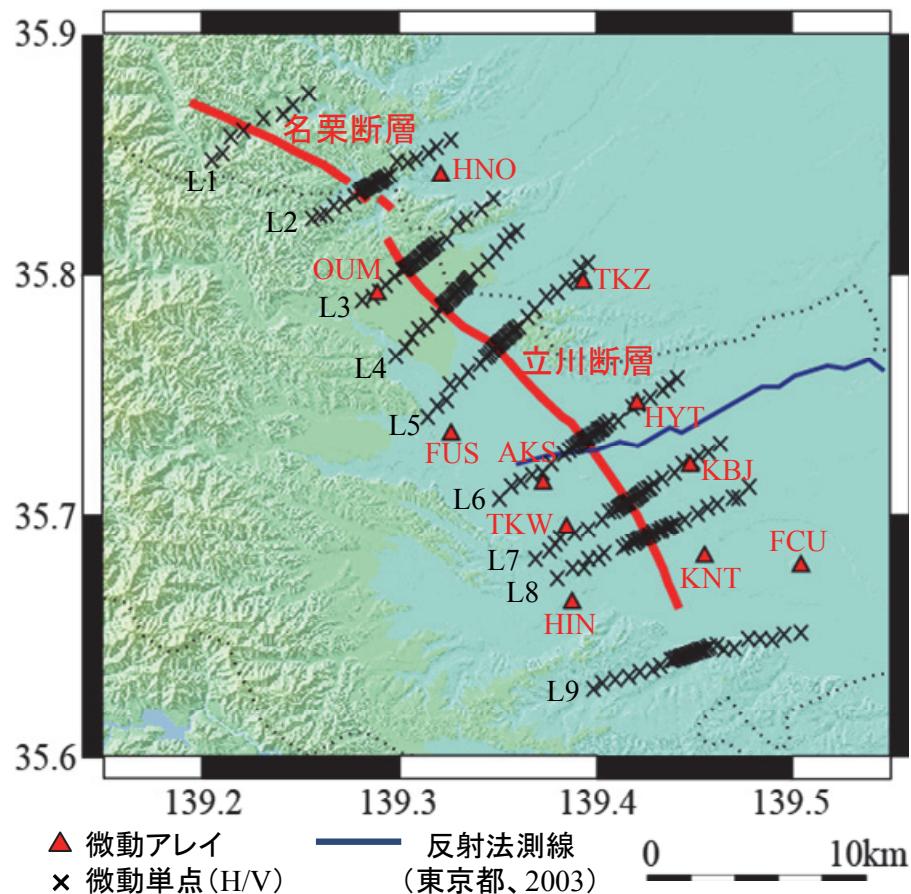
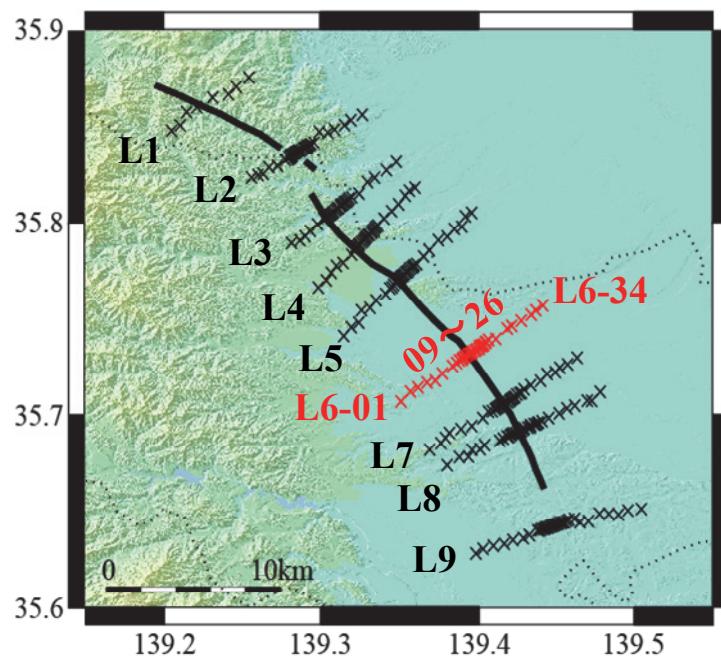
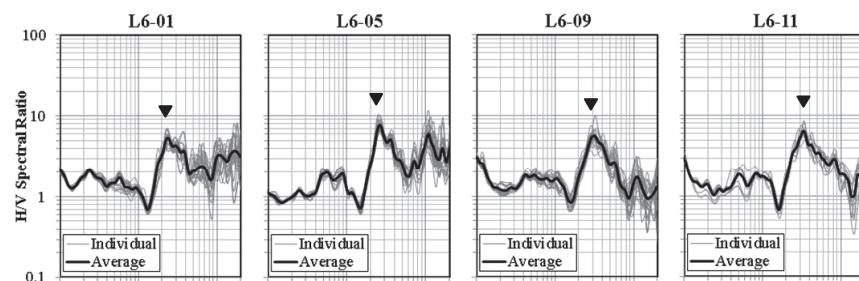


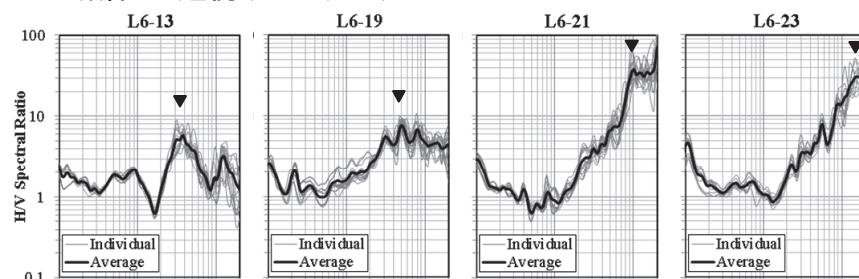
図5 立川断層帯近傍における微動アレイおよび微動単点観測点



立川断層南西部(卓越周期:2~3秒程度)



立川断層ごく近傍(1km以内)



立川断層北東部(卓越周期:7秒程度以上)

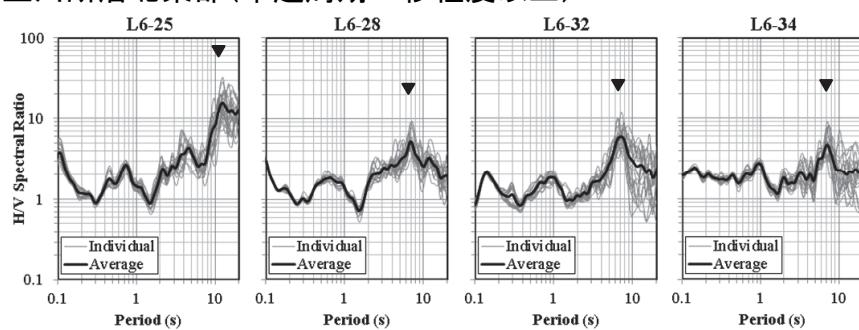


図 6 L6 測線における H/V スペクトル

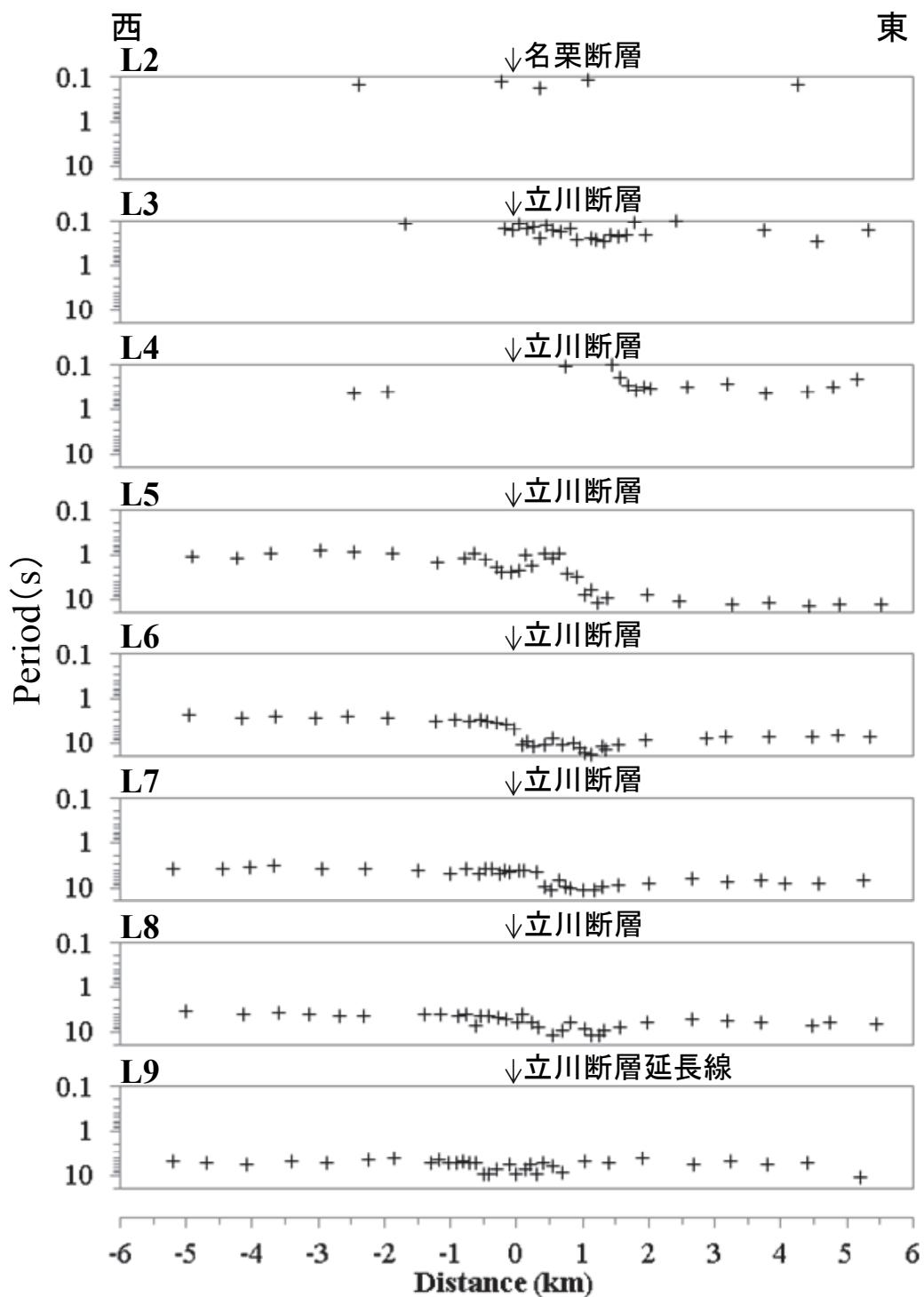


図 7 各測線における H/V スペクトルの卓越周期分布

3) 立川断層帯周辺における3次元深部地盤構造モデルの構築

立川断層帯周辺における3次元深部地盤構造モデルの構築のために、まず、微動アレイ観測点における深部地盤構造と、H/Vスペクトルを用いて立川断層帯近傍の空間的な地下構造を明らかにする。そのためには微動アレイ観測点における微動の観測H/Vスペクトルと観測点直下の深部地盤構造（以下、「1次元深部地盤構造」）との対応についての検討が必要であり、レイリー波位相速度とレシーバー関数の同時逆解析結果および昨年度のアレイ探査結果から図5に示すL6測線上に位置するAKSおよびHYT地点、L7測線上に位置するTKWおよびKBJ地点における微動の観測H/Vスペクトルと観測点直下の1次元深部地盤構造との対応についての検討を行った。図8に各観測地点における観測H/Vスペクトルと既往のアレイ探査結果および推本モデルによる1次元深部地盤構造を用いて算出した理論H/Vスペクトル（時松・新井、1998）の比較を示す。なお、理論H/Vスペクトル算出の際にはLove波/Rayleigh波の振幅比は0.7とし、3次モードまで考慮している。図8が示すように本研究モデルによる1次元深部地盤構造を用いて算出したH/Vスペクトルにおける卓越周期は推本モデルによるそれよりも観測値と良い対応を見せており。したがって、微動アレイ観測点における1次元深部地盤構造と、H/Vスペクトルを用いて各測線における深部地盤構造を求めることが可能であると考えられる。そこで、各測線に近い微動アレイ観測点における観測H/Vスペクトルの卓越周期に対する各観測点の卓越周期の比を、微動アレイ観測点の1次元深部地盤構造の層厚に乗じることによりL3およびL5～L7測線における1次元深部地盤構造を推定した。なお、各測線上の観測点における1次元深部地盤構造を用いて理論H/Vスペクトルを算出し、その卓越周期が観測H/Vスペクトルのそれと概ね一致していることは確認している。図9に上述した方法により推定したL3およびL5～L7測線における1次元深部地盤構造より地震基盤上面の深度分布を示す。同図には推本モデルによる地震基盤上面の深度分布も示してある。図9が示すように、L3測線では本研究と推本モデルにおける深度分布は概ね調和的である。L5～L7測線においては推本モデルでは地震基盤は西から東に向かって緩やかに傾斜しているのに対して、本研究における地震基盤は立川断層の東側1km程度の箇所で急激に深くなっていることがわかる。また、この地域においては、地震基盤の落差は1.5km～2kmとなっており、図5および図10に示す既往の反射法探査（東京都、2003）の結果とも整合性は良い。以上の結果（同時逆解析、微動アレイ探査およびH/Vスペクトル）により推定した各観測地点の1次元深部地盤構造を、昨年度にレシーバー関数を用いて構築した3次元深部地盤構造モデルに統合することにより、昨年度より詳細な3次元深部地盤構造モデルの構築を実施した。図11に統合した3次元深部地盤構造モデルを示す。構築した3次元深部地盤構造モデルでは、立川断層の中央部から南部にかけた地域では、地震基盤は立川断層を境として南西から北東に向かい急激に深くなっている。特に立川断層の中央部においては2km程度の地震基盤の落差を有している。

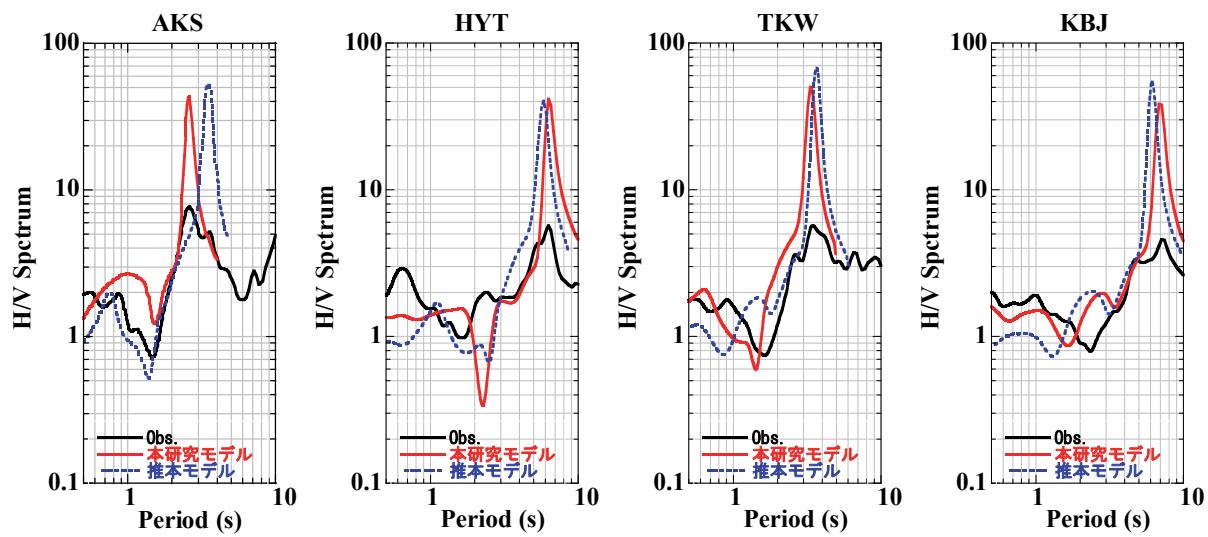


図 8 アレイ観測地点における微動 H/V スペクトルと理論 H/V スペクトルの比較

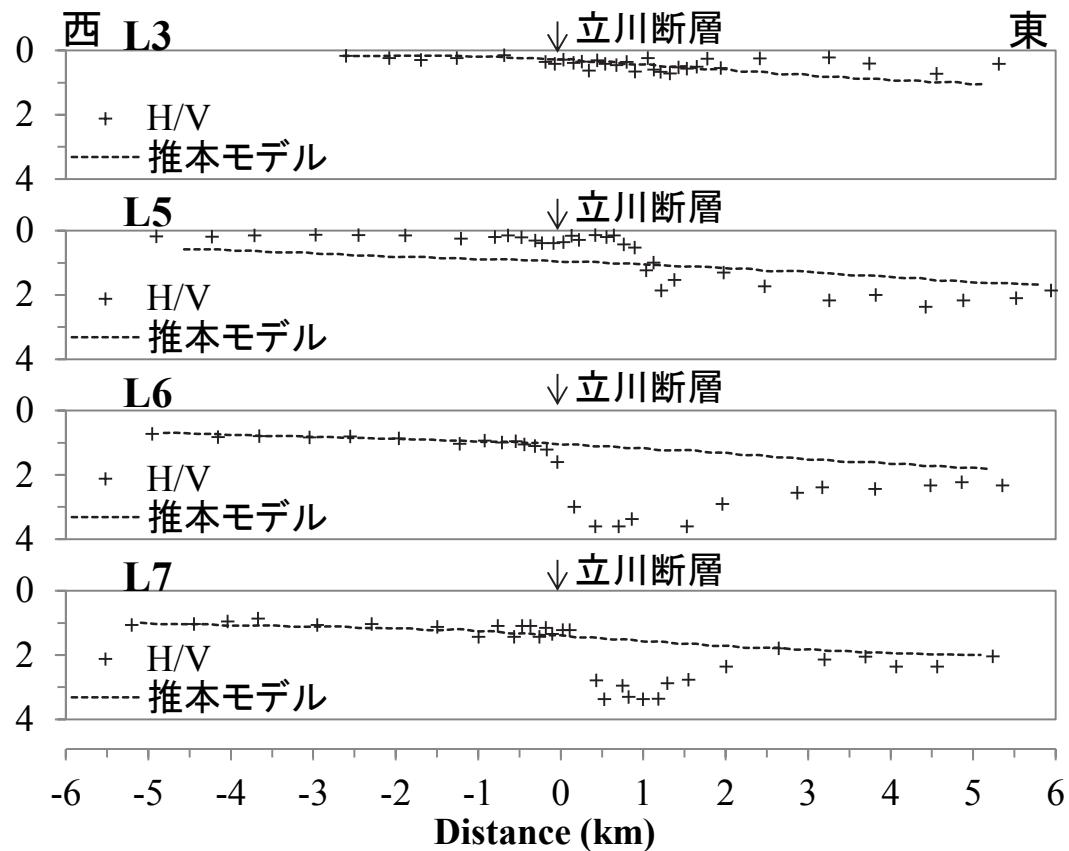


図 9 微動 H/V スペクトルと既往のアレイ探査結果による地震基盤上面の深度分布

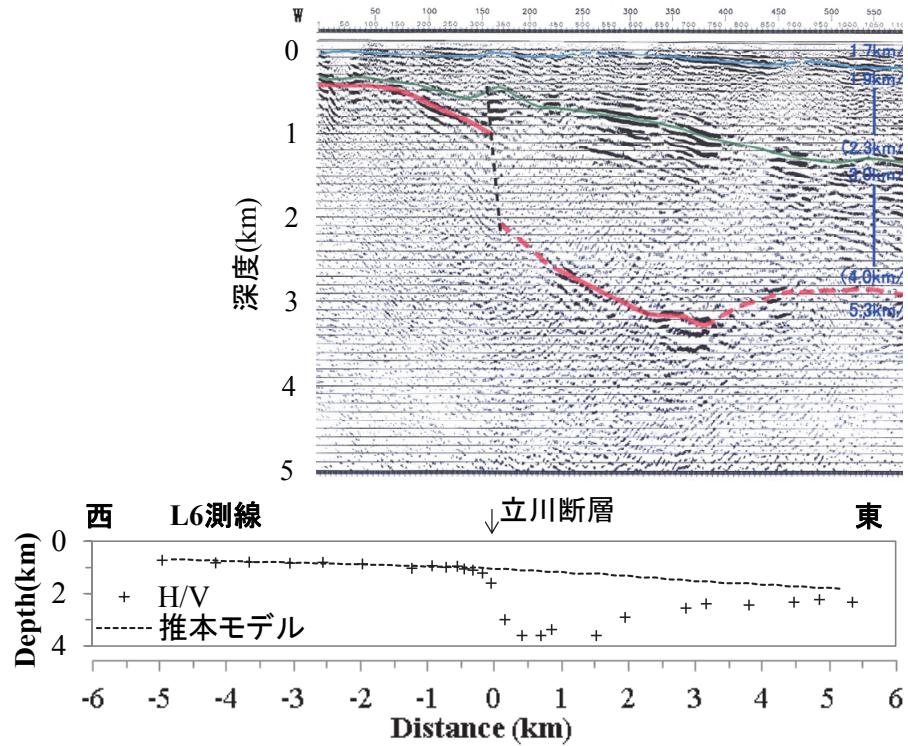


図 10 本研究で推定した L6 測線における地震基盤上面の深度分布と既往の反射法探査結果（東京都、2003）との比較

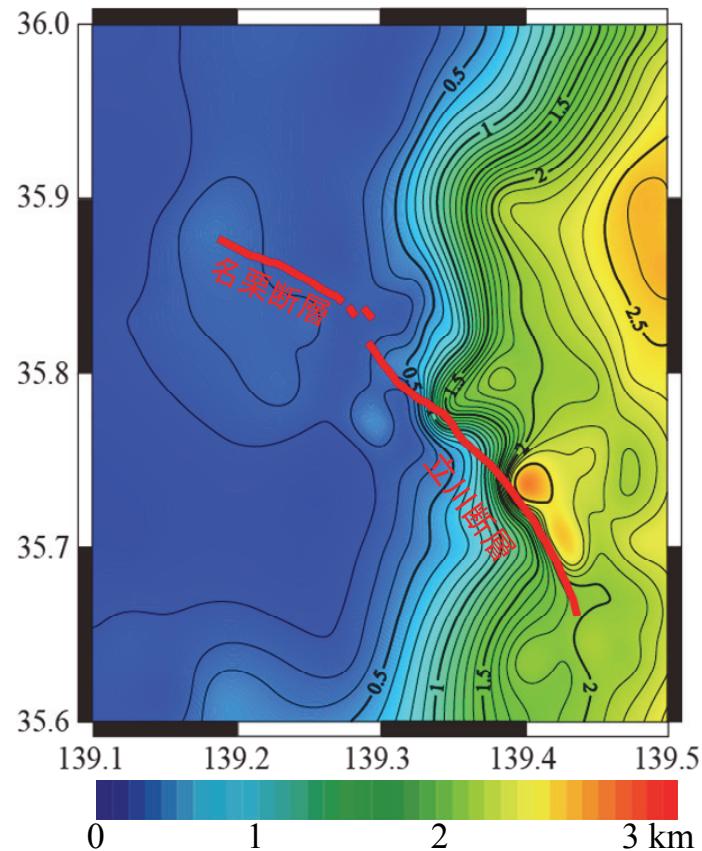


図 11 構築した 3 次元地盤構造モデルにおける地震基盤上面の深度分布

4) 立川断層帯周辺における表層地盤の S 波速度構造モデルの推定

最終年度に実施する強震動予測では概ね周期 1 秒の長周期帯域については差分法による理論的手法を、それ以下の短周期帯域においては半経験的手法を用いたハイブリッド法による評価を実施する予定である。そこで、図 12 に示す立川断層帯周辺地域の 65 地点において概ね S 波速度 500m/s 未満の表層地盤を対象とした微動アレイ探査を実施した。各観測点では最大アレイ径が 30~12m の 2 つの三角形で構成する 7 点のアレイによって微動の同時観測を 10~15 分程度行い、さらにその後約半分の大きさのアレイを構成し、10 分程度同様に観測した。各観測点で得られた上下動の微動アレイ観測記録を用いて、SPAC 法によりレイリー波位相速度を推定した。図 13 に示すように、位相速度は全地点で概ね周期 0.03 秒~0.3 秒の間で 100m/s~600m/s とそれぞれ分散性を示している。位相速度の逆解析においては、焼きなまし法と遺伝的アルゴリズムを併用したハイブリッドヒューリスティック法（山中、2007）を用いた。逆解析結果から得られた浅部地盤構造から図 14 に示す AVS30 を求め、既往の微地形区分（若松ほか、2005）による AVS30 との比較を図 15 に示す。図 15 に示すように、観測による AVS30 の方が微地形区分による AVS30 に比べて大きく、立川断層帯周辺地域では微地形区分による AVS30 の推定は適応できない可能性があるため、今後はこの地域用に微地形区分から AVS30 を算出する際には別途定式化の必要があると思われる。さらに、立川断層の北部地域（青梅～入間および福生～所沢測線）で得られた S 波速度構造から図 16 に示すように概ね Vs500m/s 未満の表層地盤は立川断層を挟んで北東側隆起であることが明らかとなった。このことは既往の研究（松田ほか、1977、山崎、1978）と調和的な結果と言える。また、立川断層ごく近傍において得られたレイリー波位相速度および浅部地盤構造を図 17 に示す。図 17 より立川断層の南東に位置する NS 1 と NS 4 では著しい分散性が確認できる。逆に断層の北東に位置する NS 2、NS 3、NS 5 および NS 6 では緩やかな分散性をもっていることがわかる。また、断層の南東（NS 1、NS 4）では明らかに 200m/s 以下の層が数 m 存在するのに対して、断層の北東（NS 2、NS 3、NS 5 および NS 6）では 200m/s 以下の層は存在しない。以上のように、立川断層を挟んで東西では地層の変化があることが示唆された。

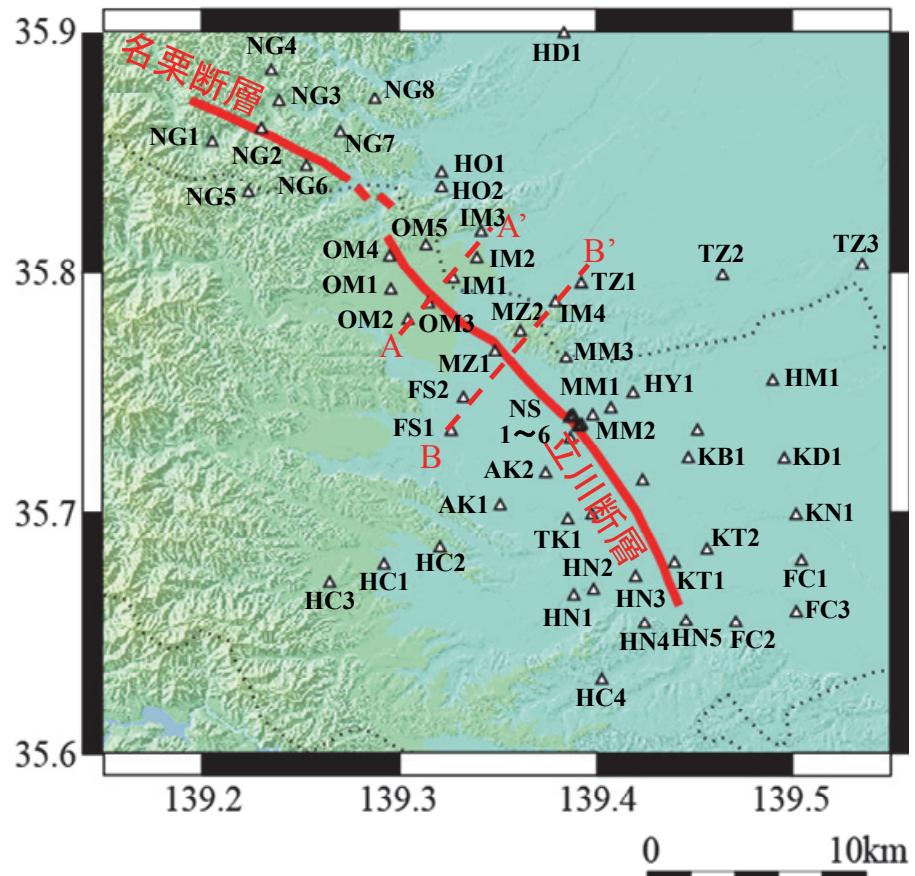


図 12 表層地盤を対象とした微動アレイ観測地点

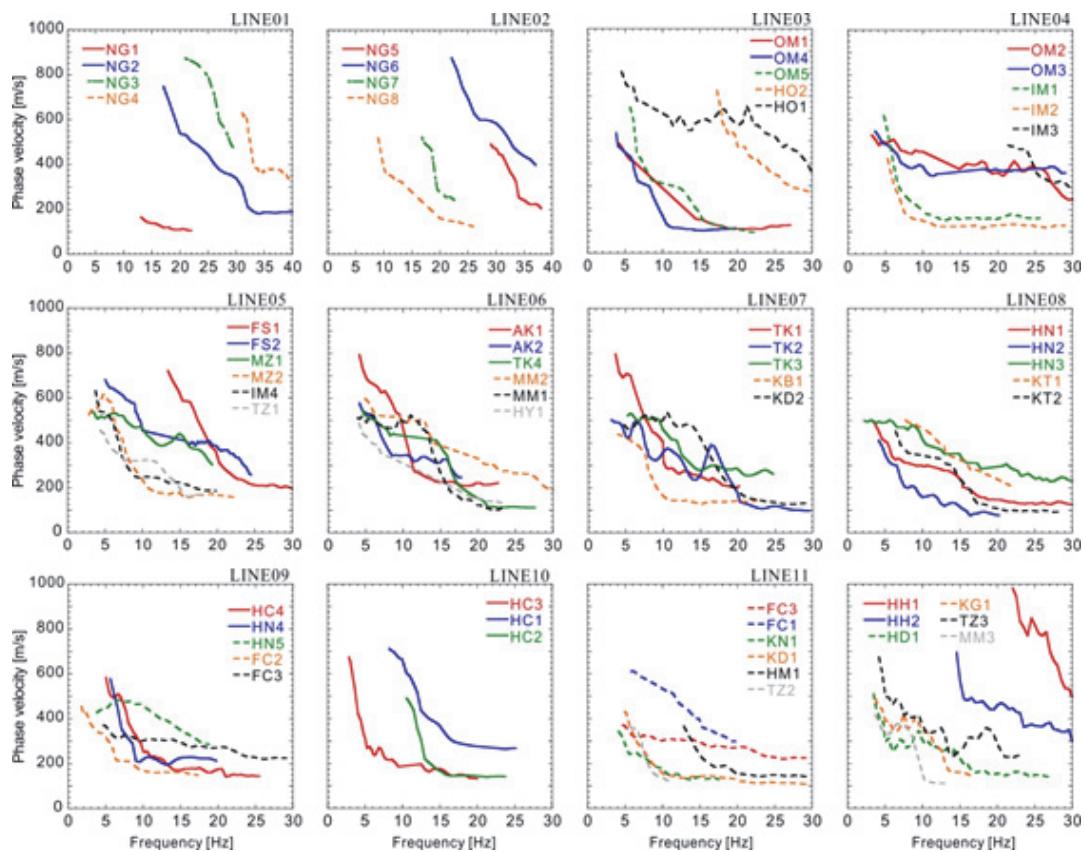


図 13 各観測地点において推定された位相速度

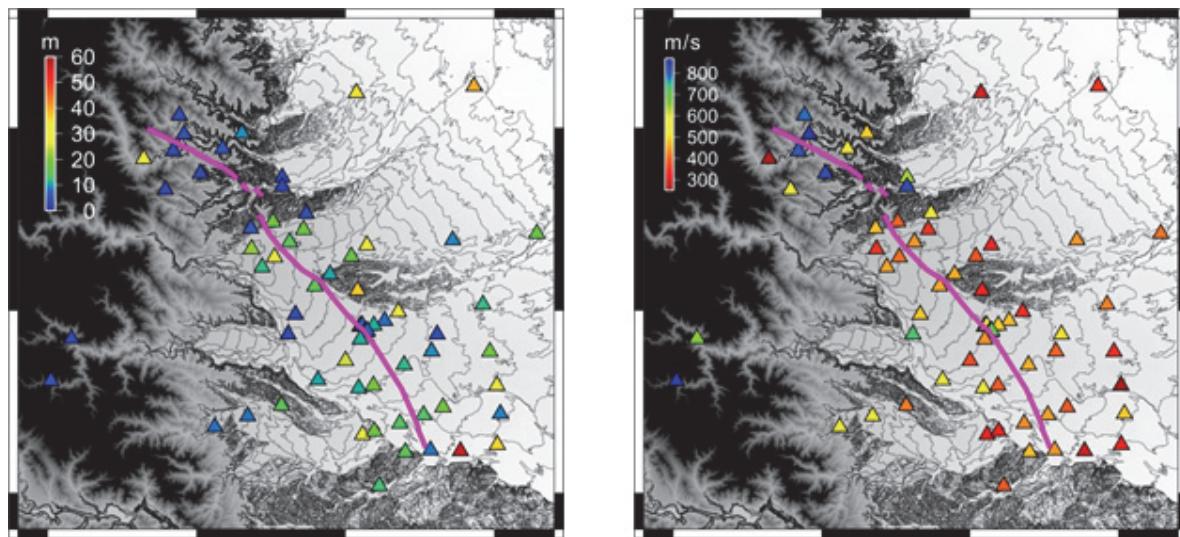


図 14 逆解析結果による立川断層帯周辺の浅部地盤構造
 (左 : 工学的基盤 (V_s 400m/s 以上) 深度分布 右 : AVS30 分布)

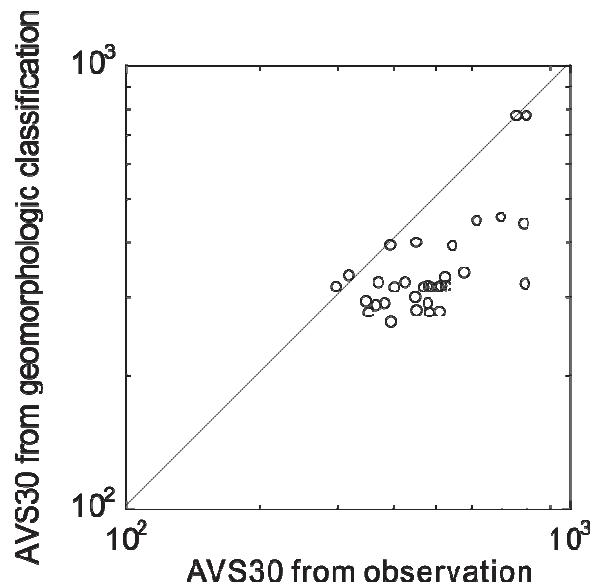


図 15 観測による AVS30 と微地形区分 (若松ほか、2005) による AVS30 との比較

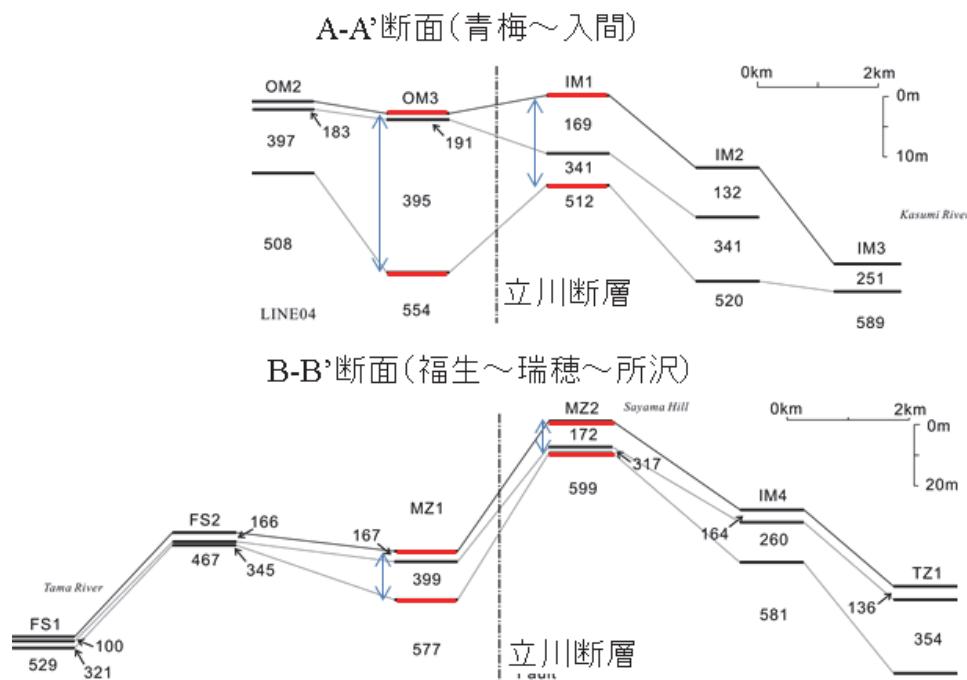


図 16 微動アレイ探査より推定した立川断層北部地域における各測線の S 波速度分布図

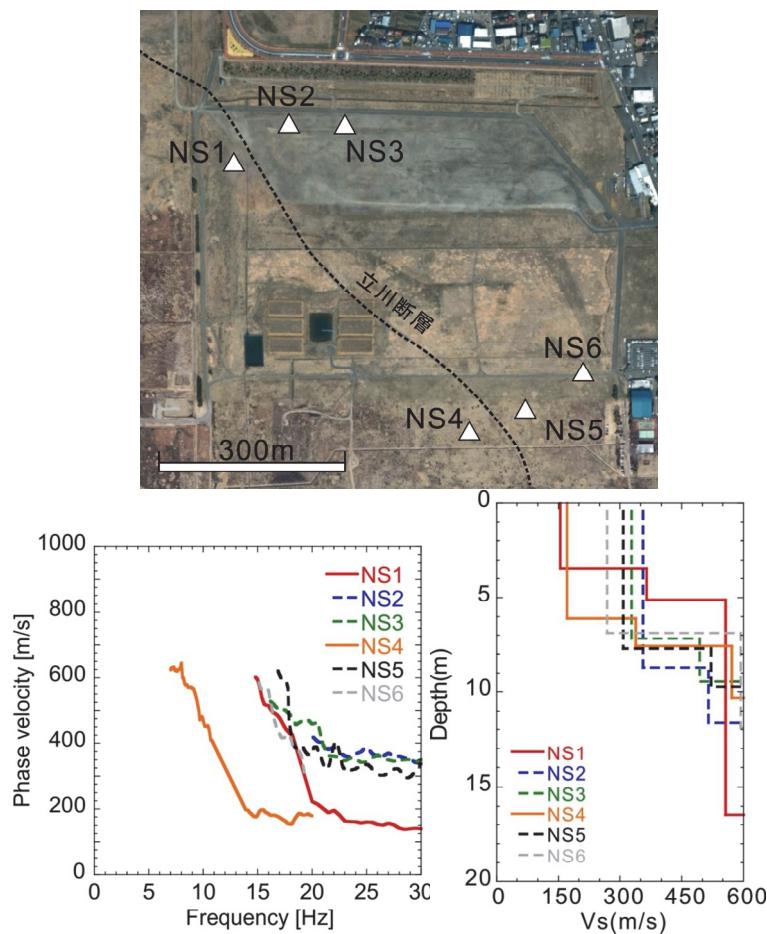


図 17 立川断層ごく近傍における微動アレイ観測より得られた
レイリー波位相速度と浅部地盤構造

5) 中小地震を用いた3次元地震動シミュレーションによる構築モデルの検討

図18に示す2005年5月7日の東京都多摩東部を震源とする地震($M_j=4.2$, 深さ 32km)は、立川断層帯のほぼ直下で発生しており周辺のK-NET、KiK-netおよびSK-netによる強震観測点において比較的多くの地震動が観測されている。したがって、これまでに構築した3次元深部地盤構造モデルの妥当性を検証するために、3次元差分法による地震動シミュレーションを実施した。3次元シミュレーションでは、図18に示す震源を含む南北55km×東西45km×深さ55km程度を対象として、100m格子によりモデル化した。表2および図19にシミュレーションにおける各層の物性値および各層下面の深度分布を示す。なお、10km以深における地殻・マントルの構造は推本モデルをそのまま使用している。また、3次元解析の対象範囲は周期1秒以上とした。解析の結果を図20に示す。同図には推本モデルをそのまま用いて計算した解析結果も合せて示す。図20に示すように各観測点における観測記録との整合性は概ね調和的であり、特に推本モデルでは再現できていないS波の立ち上がり部分で地震動が大きくなる現象を再現することができている。さらに、解析結果の最大速度およびフーリエスペクトルに対して観測値との整合性に関する検討を行った。検討には次式で示されるgof(goodness-of-fit)(Yadab P. D., and Yamanaka, H., 2013)を用いた。

$$gof = 1 - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^z e^{-x^2} dx, \quad z = 2 \frac{|obs - syn|}{obs + syn}$$

図21が示すように本研究において構築したモデルによる結果の方が推本モデルによる結果と比較して観測値に対して調和的であることから、本研究において構築した3次元深部地盤構造モデルに対して一定の妥当性を持っていることが示唆された。

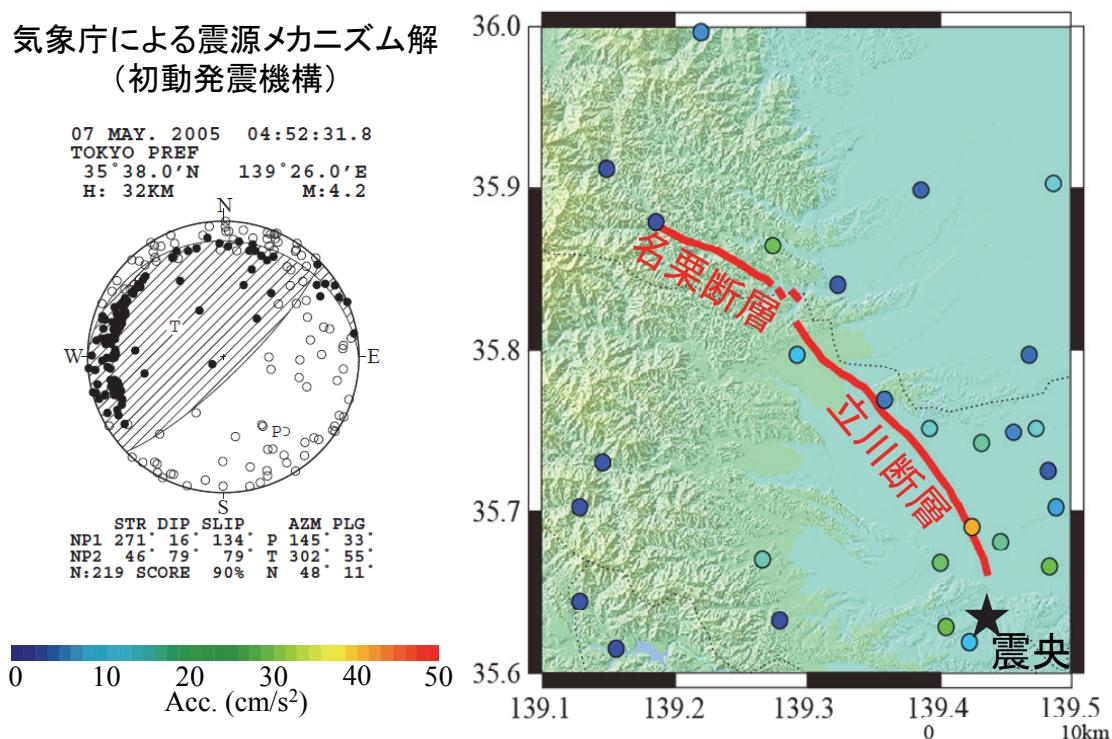


図18 2005年5月7日の東京都多摩東部を震源とする地震と立川断層帯周辺地域で観測された最大加速度分布

表 2 3 次元シミュレーションに用いた地下構造モデル（推本モデル）

Layer	ρ (kg/m ³)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Q
1	1950	1800	500	100
2	2100	2300	900	180
3	2250	3000	1500	300
4	2650	5500	3200	400
5	2700	5800	3400	400
6	2800	6400	3800	400
7	2400	5000	2900	200
8	2900	6800	4000	300
9	3200	8000	4700	500

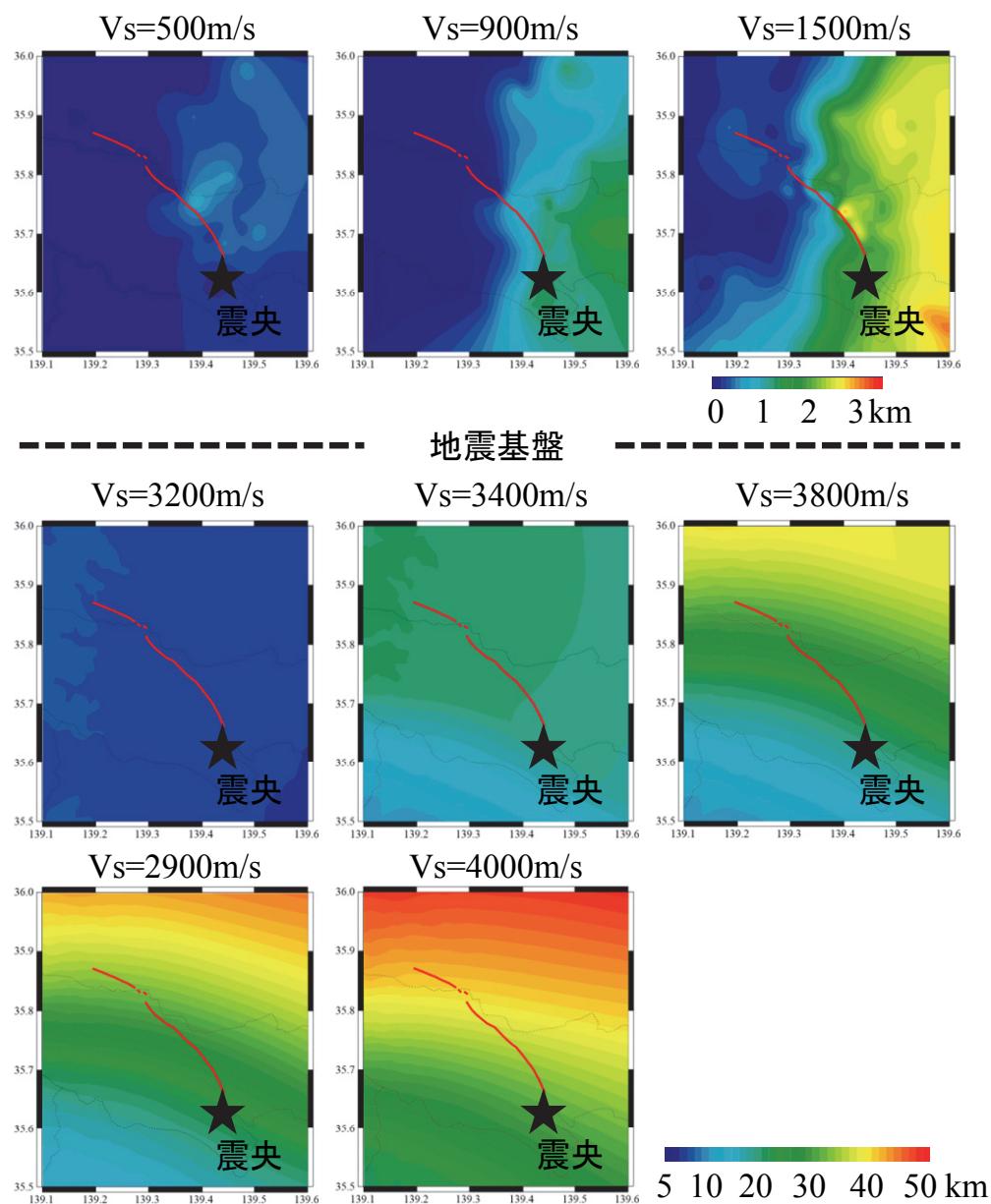


図 19 3 次元シミュレーションに用いた地下構造モデル（各層下面深度分布）
震源はフィリピン海プレート(Vs=4000m/s)とマントル(Vs=4700m/s)の境界面に位置

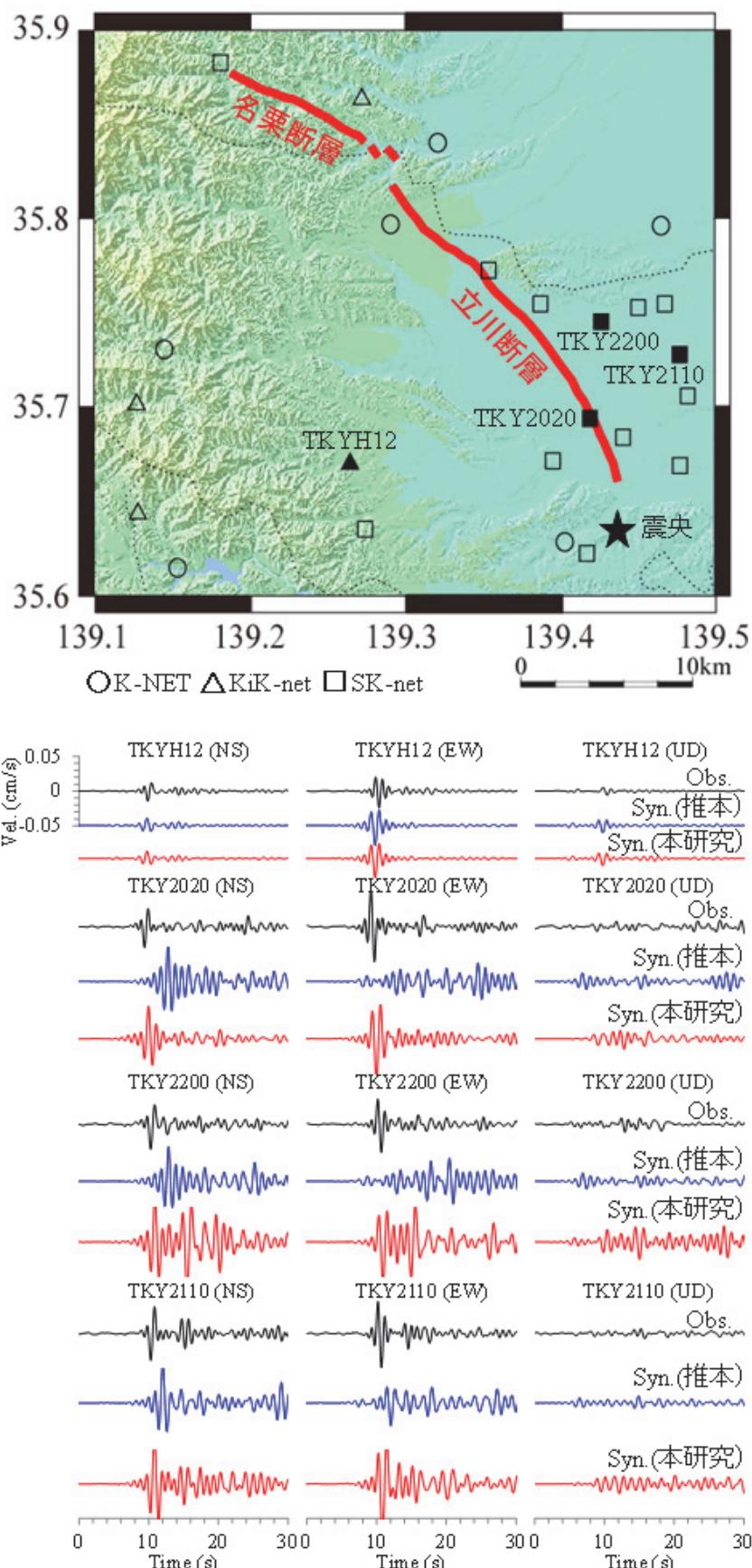


図 20 3 次元差分法による地震動シミュレーション結果の比較
 (黒: 観測波形 青: 推本モデルによる計算波形 赤: 構築モデルによる計算波形)

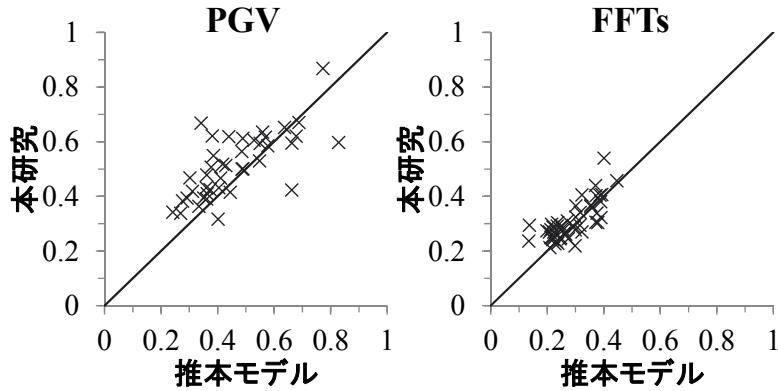


図 21 本研究モデルと推本モデルによる解析結果と観測値との整合性 (gof) の比較

6) 立川断層帯による強震動予測シミュレーション

本年度は、本断層帯周辺地域における試行的な強震動予測シミュレーションを行い、シナリオ（破壊開始点やすべり角）の違いによって本断層帯周辺地域における最大速度分布を算出した。震源断層モデルは図 22 に示す「全国地震動予測地図」（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2010）における立川断層帯の地震動シミュレーション用の震源断層モデルと同じとした。同図には巨視的および微視的断層パラメータから算出した震源時間関数（中村・宮武、2000）も示してある。また、3次元モデルは表 2 に示す推本モデルを用いた。想定シナリオは図 22 に示す断層モデルのアスペリティ 1 から破壊が開始（破壊開始点）する場合とアスペリティ 2 からそれぞれ破壊が開始（破壊開始点）する場合の 2 ケースと断層のすべり角がそれぞれ 90° （縦ずれ）および 0° （横ずれ）2 ケースによる計 4 ケースによるシナリオを想定して強震動予測シミュレーションを実施した。図 23 に各シナリオにおける本断層周辺の最大速度分布を示す。図 23 からシナリオの違いによって本断層帯周辺地域において最大速度分布に明確な差異が現れることが確認できる。

(d) 結論ならびに今後の課題

立川断層帯周辺地域における強震動予測のための3次元深部地盤構造モデルの精度向上を目的として、微動アレイ探査結果と微動単点観測記録の H/V スペクトルを用いて昨年度の結果に統合することにより、昨年度より詳細な3次元深部地盤構造モデルの構築を行った。構築した3次元深部地盤構造モデルを用いた中小地震による3次元シミュレーションを行い、地下構造モデルの検証を行った結果、推本モデルよりも本研究で構築したモデルによる結果の方が観測波形と調和的であり、構築したモデルに対する妥当性が確認できた。また、概ね S 波速度 500m/s 未満の表層地盤を対象とした微動アレイ探査から AVS30 を得るとともに、立川断層の北部地域（青梅～入間および福生～所沢測線）で得られた S 波速度構造から表層地盤は立川断層を挟んで北東側隆起であるという既往の研究と調和的な結果が得られた。さらに、推本モデルを用いて地震動予測を試行的に実施し、本断層帯周辺地域において工学的地盤上の最大速度分布を明らかにした。今後はサブテーマ 1・2 による成果とこれまでの資料を考慮し、本断層帯の震源断層モデルの構築を行い、最終的には断層パラメータを変えた複数のシナリオによるハイブリッド法により短周期まで考慮した強震動予測を実施する予定である。

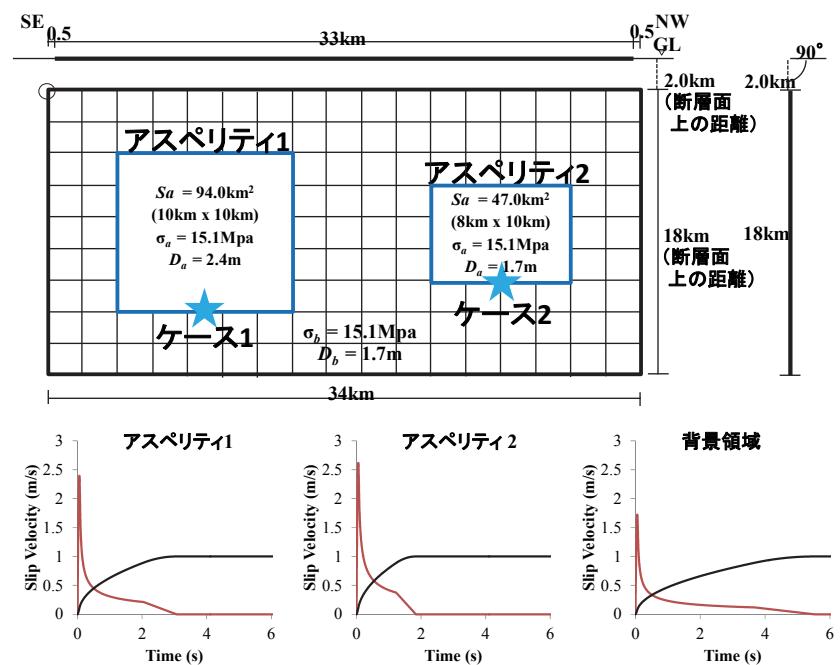


図 22 立川断層帯の震源断層モデルと震源時間関数

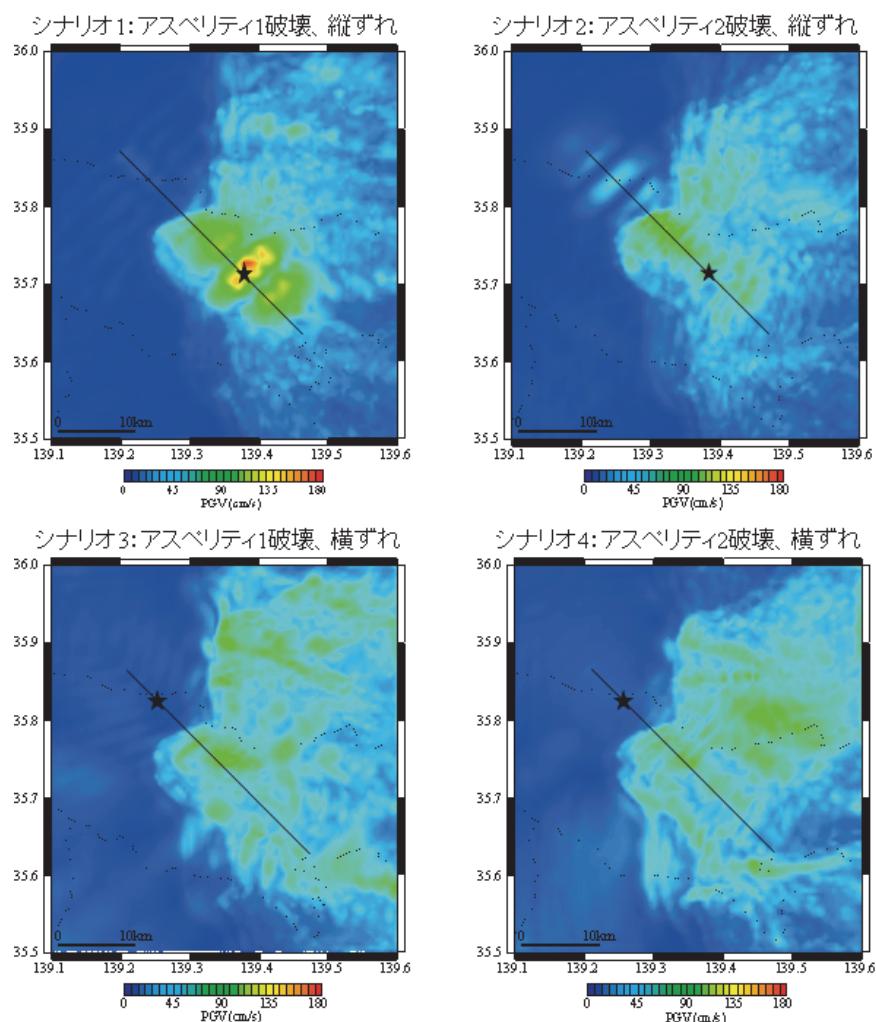


図 23 各シナリオにおける強震動予測シミュレーション結果（最大速度分布）

(e) 引用文献

- 地震調査研究推進本部地震調査委員会:「長周期地震動予測地図」2012年試作版,
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/12_choshuki/index.htm
- Kurose, T., and Yamanaka, H. : Joint inversion of receiver function and surface-wave phase velocity for estimation of shear-wave velocity of sedimentary layers, Exploration Geophysics,37, 93-101,2006.
- 中山浩明・山田伸之:微動アレイ観測による関東平野の3次元S波速度構造モデルの構築, 物理探査,55,1,53-65,2002.
- 松岡達郎・白石英孝:関東平野の深部地盤構造の精査を目的とした微動探査法の適用性－埼玉県南部地域の三次元S波速度構造の推定－,物理探査,55,2,127-143,2002.
- 岡嶋眞一・吉田武志・中山浩明・中山俊雄・中村正明:微動アレイ観測による立川断層北部周辺の基盤構造の推定、日本地震学会講演予稿集(2000年度秋季大会),A79, 2000.
- 時松孝次・新井洋:レイリー波とラブ波の振幅比が微動の水平鉛直スペクトル比に与える影響, 日本建築学会構造系論文集,511,69-75,1998.
- 東京都:平成15年度関東平野(東京都)地下構造調査(北多摩地区弾性波探査)に関する調査成果報告書,<http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Tokyo8Afrm.htm>
- 若松加寿江・久保純子・松岡昌志・長谷川浩一・杉浦正美:日本の地形・地盤デジタルマップ(CD-ROM付),東京大学出版会,2005.
- 中山浩明:ハイブリッドヒューリスティック探索による位相速度の逆解析,物理探査,60, 265-275,2007.
- 松田博幸・羽田野誠一・星埜由尚:関東平野とその周辺の活断層と主要な構造性線状地形について,地学雑誌,86,92-109,1977.
- 山崎晴雄:立川断層とその第四紀後期の運動,第四紀研究,16,231-246,1978.
- Yadab P. D., and Yamanaka, H. : An evaluation of 3-D velocity models of the Kanto basin for long-period ground motion simulations, J Seismo,17,1073-1102,2013.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会:「全国地震動予測地図」2010年版,
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/10_yosokuchizu/k_dansomodel.pdf.
- 中村洋光・宮武隆:断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, 地震 2,53,1-9,2000.

(3) 平成26年度業務計画案

サブテーマ1および2による成果を考慮して本断層帯の震源のモデル化を行う。さらに、必要に応じて微動観測を補足的に行い、地下構造モデルの精度を高め、断層モデルのパラメータを変化させて、複数のシナリオによるハイブリッド法により広帯域強震動予測を実施する。

4. 全体成果概要

平成 25 年度においては、サブテーマ 1：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、サブテーマ 2：断層帯の詳細位置・形状および活動履歴・平均変位速度の解明のための調査観測、サブテーマ 3：断層帯周辺における地震動予測の高度化のための研究、の 3 つのサブテーマについての調査観測・研究を進めた。

サブテーマ 1：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のうち、1. 1. 制御震源地震探査等による断層形状の解明（3. 1. 1 参照）では、断層帯周辺の既存の重力データのコンパイルとともに、166 点において重力値の測定を行い、ブーゲー重力異常値、それらの一次微分を求ることにより、地下の密度構造についての基礎的な検討を加えた。立川断層南部での断層の存否を確認するために、立川市・日野市の富士見台測線と、多摩川河川敷の一宮測線において、10m 間隔の受発震での高分解能反射法地震探査を行った。これらの反射法地震探査断面では、明瞭な断層は確認できなかった。

また、1. 2. 自然地震観測に基づく断層周辺の広域的 3 次元構造調査（3. 1. 2 参照）では、立川断層帯周辺地域において、平成 24 年度に 30ヶ所に設置した高感度地震計による臨時観測点にて自然地震の観測を行った。臨時観測点で得られたデータは、周辺の地震観測網のデータおよび首都圏地震観測網(MeSO-net)のデータと統合処理を行った。これらのデータから、地震波形を切り出し、P 波、S 波等の読み取りを行って、詳細な震源分布を求めた。次年度はこれら的情報を元にして、立川断層周辺の震源クラスターの特徴を抽出する。さらに、地震波トモグラフィーの解析を進め、得られた地震波速度構造から立川断層帯の深部延長や南部延長における地震活動との関係を明らかにする予定である。

サブテーマ 2：断層帯の詳細位置・形状および活動履歴・平均変位速度の解明のための調査観測のうち、2. 1. 断層帯の詳細位置・形状等および断層活動履歴・平均変位速度の解明（3. 2. 1 参照）では、空中写真判読と航測写真図化により変位地形の検討を行い、その結果に基づき、左横ずれに伴う断層変位地形と推定される瑞穂町箱根ヶ崎付近と同町殿ヶ谷の二箇所で、ピット（狭山神社地点）およびトレーナー（阿豆佐味天神社地点）調査を実施した。また、変位地形の極浅部の地質構造を解明するために、極浅層反射法地震探査を実施した。このうち、狭山神社地点では、新旧の斜面堆積物を切断する明瞭な断層構造が認められた。断層はほぼ地表面直下まで到達しており、完新世に複数回の活動が認められた。また、底面に露出した断層の微細構造を詳細に検討した結果、左横ずれ断層に特徴的な構造が認められた。これは同地点で認められる、尾根線および崖線の左屈曲および南向き斜面の傾斜変換線といった地形的特徴と整合的であり、立川断層が左横ずれ成分を伴う断層であることを示唆する。同様に、同町殿ヶ谷にてトレーナー調査を実施し、地形と調和的な南上がりの構造が堆積物に認められたが、明瞭な断層構造は出現しなかった。今後は、年代測定などを更に実施し、堆積物の年代推定を行い、過去の断層活動時期を詳細に推定する。また、周辺で得られている古地震のデータと比較検討を行い、立川断層の過去の活動時期や再来周期について検討を行う。また、今年度に取得した極浅層反射法地震探査のデータ解析を進め、これらを合わせて立川断層の位置や活動性などその実態について、更に詳しく検討を進める予定である。

2. 2. 断層帯の平均変位速度・累積変位量の解明のための高精度火山灰編年調査（3. 2. 2 参照）断層帯の累積変位量・長期的な平均変位速度・反射断面との対比などを目的として、真如苑プロジェクト

ト用地でオールコアボーリング調査を実施した。掘削地点は平成 25 年度のボーリング調査とは断層帶の想定位置を挟んで反対側であり、北東側の相対的隆起側に位置する。コアから礫層や指標テフラを検出し、既存コアにより明らかにされている礫層・テフラや地表に露出するテフラとの対比を検討し、立川断層帶付近における更新統の堆積年代や高度分布に関するデータを得た。また、平成 25 年度に榎トレント壁面から採取した関東ローム層と礫層中に産出する火山灰土（ローム）ブロックに含まれるテフラを分析し、ローム層と礫層の形成年代について検討した。さらに平成 25 年度のボーリング掘削で得たオールコア中の礫層について OSL 年代測定を実施した。以上をもとに、真如苑プロジェクト用地における断層帶の累積変位量・長期的な平均変位速度を考察した。次年度は OSL 年代測定を完了させるとともに、上総層群および立川段丘面の形成年代に関する情報を収集し、断層帶の平均変位速度の推定に役立てる。

2. 3. 史料地震学による断層帶周辺の被害地震の解明（3. 2. 3 参照）では、立川断層付近で中規模の浅い地震が発生した可能性が近世以降にあるか確認するために、昨年度に引き続いて、江戸に被害をもたらして 17 世紀の M6 程度以上の地震で未解析の 6 地震に関して、史料の系統的検討を行って深さや震央を推定した。その結果、6 地震全てが関東地方の下に沈み込むフィリピン海スラブと太平洋スラブとに起因するやや深い地震と推定された。現時点では、立川断層付近に極めて浅い被害地震が最近 400 年間に発生した可能性がほとんどない。次年度は、さらに江戸時代の立川断層周辺部で系統的解析を行っていない地震に関しても解析を蓄積するとともに、大正関東地震から程なく発生したために被害状況から深さが推定できない 1923 年 11 月の地震に関して波形記録が残されていないかなどのさらなる検討が必要である。

サブテーマ 3：断層帶周辺における地震動予測の高度化のための研究では、立川断層帶周辺地域における強震動予測のための 3 次元深部地盤構造モデルの精度向上を目的として、微動アレイ探査結果と微動単点観測記録の H/V スペクトルを用いて昨年度の結果に統合することにより、昨年度より詳細な 3 次元深部地盤構造モデルの構築を行った。構築した 3 次元深部地盤構造モデルを用いた中小地震による 3 次元シミュレーションを行い、地下構造モデルの検証を行った結果、推本モデルよりも本研究で構築したモデルによる結果の方が観測波形と調和的であり、構築したモデルに対する妥当性が確認できた。また、概ね S 波速度 500m/s 未満の表層地盤を対象とした微動アレイ探査から AVS30 を得るとともに、立川断層の北部地域（青梅～入間および福生～所沢測線）で得られた S 波速度構造から表層地盤は立川断層を挟んで北東側隆起であるという既往の研究と調和的な結果が得られた。さらに、推本モデルを用いて地震動予測を試行的に実施し、本断層帶周辺地域において工学的地盤上の最大速度分布を明らかにした。今後はサブテーマ 1・2 による成果とこれまでの資料を考慮し、本断層帶の震源断層モデルの構築を行い、最終的には断層パラメータを変えた複数のシナリオによるハイブリッド法により短周期まで考慮した強震動予測を実施する予定である。

5. 成果の論文発表・口頭発表等

(1) (サブテーマ1. 1)

- (a) 成果の論文発表・口頭発表等
なし
- (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) (サブテーマ1. 2)

- (a) 成果の論文発表・口頭発表等
なし
- (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) (サブテーマ2. 1)

- (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
石山達也・佐藤比呂志・東郷正美・鈴木毅彦・廣内大助・川崎慎治・阿部進・郡谷順英・小俣雅志	立川断層の巨大トレンチ調査と3次元反射法地震探査	日本地震学会 2013年秋季大会（横浜市）	2013年10月8日

- (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

(4) (サブテーマ2. 2)

(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
鈴木毅彦・斎藤はるか・村田昌則	立川断層帯ボーリング調査で検出された前期更新世テフラとの対比に基づく周辺域の地下構造.	日本地球惑星科学 2013 年大会	2013 年 5 月 24 日
鈴木毅彦・笠原天生・植村杏太・村田昌則・青木拓・斎藤はるか・川島眞一・川合将文	テフラに基づく武蔵野台地西部における第四紀地下地質層序: 昭島・八王子・立川・武蔵村山・武蔵村山榎・東大和コアによる検討.	日本第四紀学会 2013 年大会	2013 年 8 月 23 日

(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

(5) (サブテーマ2. 3)

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

なし

(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) (サブテーマ3)

(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
Saguchi, K. Chimoto, K. and Yamanaka, H.	Estimation of 3-D Subsurface Structure around the Tachikawa Fault Zone using Joint Inversion of Rayleigh Wave Phase Velocities and Receiver Functions	Proceedings of the 11th SEGJ International Symposium	2013 年 11 月 18 日
佐口浩一郎・ 山中浩明	レイリー波位相速度とレシーバー関数の同時逆解析による 立川断層近傍の深部地盤構造 の推定	日本地球惑星科学連合大会 2013 年大会	2013 年 5 月 21 日
佐口浩一郎・ 地元孝輔・山 中浩明	微動アレイ探査による立川断 層周辺地域の深部および浅部 S 波速度構造の推定	物理探査学会第 128 回学術 講演会	2013 年 6 月 5 日
佐口浩一郎・ 地元孝輔・山 中浩明	微動アレイ探査による立川断 層周辺地域の深部地下構造 の推定	2013 年度日本建築学会大 会	2013 年 8 月 31 日
佐口浩一郎・ 地元孝輔・山 中浩明	微動アレイ観測による立川断 層周辺における地下構造の 推定	日本地震学会 2013 年度秋 季大会	2013 年 10 月 8 日
山中浩明・地 元孝輔・佐口 浩一郎	関東平野西部における鉛直ア レイで得られた S 波スペクト ル比の逆解析による深部地盤 の減衰構造の推定	物理探査学会第 129 回学術 講演会	2013 年 10 月 23 日
佐口浩一郎・ 地元孝輔・山 中浩明	立川断層周辺における微動 H/V スペクトルの観測と地下 構造の推定	物理探査学会第 129 回学術 講演会	2013 年 10 月 23 日
地元孝輔・佐 口浩一郎・山 中浩明	立川断層周辺における表層 地盤の S 波速度構造モデルの 推定	日本地震工学会・年次大会 2013	2013 年 11 月 11 日
佐口浩一郎・ 地元孝輔・山 中浩明	微動 H/V スペクトルによる立 川断層周辺の深部地盤構造 の推定	日本地震工学会・年次大会 2013	2013 年 11 月 11 日
山中浩明・地 元孝輔・佐口 浩一郎	立川断層周辺地域における 深部地盤の減衰特性のモデル 化	日本地震工学会・年次大会 2013	2013 年 11 月 11 日

(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（一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ー）」（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24年度より「立川断層帯における重点的な調査観測」が3ヶ年計画で開始し、本年度は2年目にあたる。

立川断層帯は首都圏の人口稠密地域に位置する。2011年東北地方太平洋沖地震以降、首都圏の地震活動は活発化しており、本断層帯を震源とする将来の地震発生について危惧されている。本断層帯については、変化する応力状態に対応した地震発生の評価に重要な震源断層の形状については不明な点が多く、また長期評価に重要な活動履歴の信頼性は低いとされ、過去の活動時期についてさらに精度良く絞り込む必要がある。また、断層帯の走向から相当程度あると想定される横ずれ成分の平均的なずれの速度は全く不明である。さらに想定震源域が人口稠密地に位置することから、より精度の高い強震動予測が必要になる。こうした背景から、本調査観測では震源断層の形状の解明、断層の詳細位置と活動履歴・平均変位速度の解明、強震動予測高度化を目的として、調査観測を継続している。

初年度の平成24年度は、サブテーマ1の「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」では、東京都立川市と武蔵村山市に跨る真如苑プロジェクト管理地でバイプロサイズを震源とする浅層三次元反射法探査および浅層二次元三成分反射法探査を実施するとともに、立川断層帯周辺地域の30ヶ所に観測機器を設置して自然地震の観測を開始し、周辺の地震観測網のデータおよび首都圏地震観測網(MeSO-net)のデータを収集した。サブテーマ2の「断層帯の詳細位置および活動履歴・平均変位速度の解明のための調査観測」では、立川断層帯主部を構成する立川断層の活断層としての性格を明らかにすることを目的として、武蔵村山市榎地区において長さ250m・幅30m・深さ10mにおよぶ巨大トレーナー調査(榎トレーナー)と95mオールコアボーリング(TC-12-1コア)を実施した。また、史料地震学的な手法を用いて1856年安政三年多摩の地震を検討し、深さは下部地殻あるいはフィリピン海プレート上面境界の二十数kmと、同断層帯とは直接的な関係がない地震である可能性が高いという結論を得た。サブテーマ3「断層帯周辺における地震動予測の高度化のための研究」では、本断層帯周辺地域において観測された2011年東北地方太平洋沖地震の本震記録のフーリエスペクトル解析より長周期地震動特性の評価を行い、立川断層帯を挟んで振幅および卓越周期などその地震動特性には明確に差異が現れ、当該地域における強震動特性には立川断層帯の段差構造が大きく寄与していることが示唆された。また、レシーバー関数法を用いた解析の結果、基盤深度は北東に向かって急激に深くなり、その段差は概ね2.3km程度であることが示唆された。さらに、地下構造モデルの精度向上のため、微動アレイ観測および微動単点観測を実施し、地震動記録を含む地盤情報に関する実測資料が得られた。

この様な成果を踏まえて、平成25年度はサブテーマ1では断層帯周辺の既存の重力データのコンパイルとともに重力値の測定を行い、地下の密度構造についての基礎的な検討を加えた。また、立川市・日野市の富士見台測線と、多摩川の河川敷において、10m間隔の受発震での高分解能反射法地震探査を行ったが、明瞭な断層は確認できなかった。また、前年度に設置した30ヶ所の高感度地震計による臨時観測を継続し、得られたデータを周辺の基盤的地震観測網のデータおよび首都圏地震観測網(MeSO-net)のデータと統合し処理を行うとともに、得られたデータから地震波形を切り出し、読み取りを行い、高精度震源情報等を得た。

サブテーマ2では、瑞穂町においてピット調査およびトレーナー調査を実施し、狭山神社地点では、断層は新旧の斜面堆積物を切断する明瞭な断層構造が認められた。断層はほぼ地表面直下まで到達しており、完新世に複数回の活動が認められる。また、底面に露出した断層の微細構造を詳細に検討した結果、

左横ずれ断層に特徴的な構造が認められた。また、断層帯の累積変位量・長期的な平均変位速度・反射断面との対比などを目的として、真如苑プロジェクト用地でオールコアボーリング調査を実施し、コアから礫層や指標テフラを検出し、既存コアにより明らかにされている礫層・テフラや地表に露出するテフラとの対比を検討し、立川断層帯付近における更新統の堆積年代や高度分布に関するデータを得た。また、平成 25 年度に榎トレーンチ壁面から採取した火山灰土ブロックに含まれるテフラを分析し、ローム層と礫層の形成年代について検討した。また、史料地震学的な手法を用いて、1615 年元和元年、1630 年寛永七年、1635 年寛永十二年、1643 年寛永二十年、1647 年正保四年、1649 年慶安川崎の六地震に関する史料を検討して、いずれの地震も神奈川県西部や茨城県南西部、フィリピン海プレート内あるいは、その上面境界の二十数 km 以深で発生した、立川断層帯とは直接的な関係がない地震であるという結論を得た。また、南関東で発生した近代以降の地震の中で、1923 年 11 月 5 日の地震が、震源が浅い可能性があることが判った。

サブテーマ 3 では、立川断層帯周辺地域における強震動予測のための 3 次元深部地盤構造モデルの精度向上を目的として、微動アレイ探査結果と微動単点観測記録の H/V スペクトルを用いて、より詳細な 3 次元深部地盤構造モデルの構築を行った。また、最終的に実施するハイブリッド法による強震動予測のための資料を得ることを目的として表層地盤を対象とした微動アレイ探査を 65 地点において実施し、地表から 30m の平均 S 波速度を得ることが出来た。また、3 次元地下構造モデルを用いて 3 次元差分法による中小地震の地震動シミュレーションを行い、構築した 3 次元地下構造モデルに一定の妥当性があることが示された。最後に、推本モデルを用いて地震動予測を試行的に実施し、本断層帯周辺地域において工学的地盤上の最大速度分布を明らかにした。

過去二年間の調査で、立川断層帯の北部と南部ではその性格が大きく異なることが明らかになりつつある。北部は縦ずれ成分を伴う左横ずれ断層であること、歴史時代に断層活動があったことがわかりつつある。これに対して、南部については地下構造が不明瞭なほか、変位速度もかなり小さいらしいことが次第に明らかになりつつある。最終年度である平成 26 年度は未だ未解明である名栗断層について変動地形・古地震学的な調査研究を行うとともに、本質的には左横ずれ断層であることが明らかになった断層帯北部の地下構造についても調査を実施する。加えて、本プロジェクトで得られた三年間のデータと過去の既存研究を総合的に検討し、立川断層帯の分布・形状・変位速度や過去の活動、地下構造に関するデータを取りまとめ、立川断層帯の最新の知見に基づく強震動予測を実施する予定である。

7. 運営委員会

7. 1 活動報告

第1回（平成25年度第1回）「立川断層帯における重点的な調査観測」運営委員会 議事概要

日時 平成25年9月6日 13時30分～16時30分

場所 東京大学地震研究所 1号館会議室

議事 1. 平成25年度の調査計画

2. その他

第2回（平成25年度第2回）「立川断層帯における重点的な調査観測」運営委員会 議事概要

日時 平成26年3月24日 13時30分～16時30分

場所 東京大学地震研究所 1号館会議室

議事 1. 平成25年度の調査進捗状況と平成26年度の調査計画

2. その他

立川断層帶調査研究運営委員会規則

平成 24 年 6 月制定

(趣旨)

第 1 条 この規則は、「立川断層帶における重点的な調査観測を効果的に推進するため、立川断層帶調査研究運営委員会（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 2 条 委員会は、本プロジェクトの研究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 3 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 4 条 委員会の委員は、次の各号に掲げる職員の中から地震研究所長が委嘱する。

- (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 5 条 委員会に委員長を置く。

2 委員長に事故あるときは、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 6 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 7 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 8 条 研究の円滑な推進と機能的な連携関係を保つため、地震研究所に研究支援組織を持つものとする。

(庶務)

第9条 委員会の事務は、地震研究所において処理する。

(委員会の期限)

第10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11条 この規則に定めるもののほか、委員会の運営に関する必要な事項は、委員会の定めるところによる。

附則

1. この規則は、平成24年6月1日から施行する。
2. この規則の施行によって委嘱された最初の委員の任期は、第6条第1項の規定にかかわらず、平成25年3月31日までとする。

立川断層帶調査研究運営委員会の構成

○委員

1. コア4機関の研究者

国立大学法人東京大学地震研究所 佐藤 比呂志 (研究代表者、サブテーマ①a代表)

国立大学法人東京大学地震研究所 酒井 慎一 (サブテーマ①b代表)

国立大学法人東京大学地震研究所 石山 達也 (サブテーマ②a代表)

公立大学法人首都大学東京 鈴木 肇彦 (サブテーマ②b代表)

公益財団法人地震予知総合研究振興会 松浦 律子 (サブテーマ②c代表)

国立大学法人東京工業大学 山中 浩明 (サブテーマ③代表)

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)

独立行政法人産業技術総合研究所 活断層・地震研究センター 杉山 雄一

国立大学法人京都大学防災研究所 地震災害研究部門 岩田 知孝

公立大学法人横浜市立大学 大学院国際総合科学研究科 吉本 和生

国立大学法人千葉大学 大学院理学系研究課 宮内 崇裕

東京都総務局企画調整担当部長 村山 隆

○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) 東京大学地震研究所

3(研究者、有識者等)

制定理由

平成 16 年 7 月に地震調査研究推進本部(政策委員会調査観測計画部会)調査観測計画部会は、「今後の重点的な調査観測計画」について(中間報告)」を策定し、長期評価等の結果、強い揺れに見舞われる可能性が相対的に高い地域において、特定の地震を対象とした重点的な調査観測体制のあり方を示し、以下の 3 つの目標を提示した。

目的 I 長期的な地震発生時期及び地震規模の予測精度の向上させること

目的 II 地殻活動の現状把握を高度化すること

目的 III 強震動の予測精度を向上させること

これに基づき、文部科学省(研究開発局)は平成 24 年度から三ヵ年計画として、立川断層帯における重点的調査観測」を実施することとした。本調査観測は、(1) 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) 断層活動履歴や平均変位速度の解明のため調査観測 (3) 断層帯周辺における地震動予測の高度化のための研究から成るサブテーマで構成され、東京大学(地震研究所)、東京工業大学(総合理工学研究科)、首都大学東京(都市環境学部)、地震予知総合研究振興会(地震調査研究センター解析部)の 4 機関で体制を構築し、関係する研究機関(者)の参加・協力を得て研究を実施する。これを受け、本調査研究を効果的に推進するため、地震研究所に研究運営委員会を設置することとし、立川断層帯調査研究運営委員会規則を制定しようとするものである。

7. 2 運営委員会構成員立川断層帶プロジェクト委員会名簿

○ 委員

1. 委託・再委託機関の研究者

国立大学法人東京大学地震研究所	佐藤 比呂志（研究代表者）
国立大学法人東京大学地震研究所	平田 直
国立大学法人東京大学地震研究所	酒井 慎一
国立大学法人東京大学地震研究所	石山 達也
公立大学法人首都大学東京	鈴木 賀彦
財団法人地震予知総合研究振興会	松浦 律子
国立大学法人東京工業大学大学院 総合理工学研究科	山中 浩明

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
独立行政法人産業技術総合研究所 活断層・地震研究センター	杉山 雄一
国立大学法人千葉大学大学院理学研究科	宮内 崇裕
国立大学法人京都大学防災研究所	岩田 知孝
公立大学法人横浜市立大学大学院 国際総合科学研究科	吉本 和生
東京都総務局総合防災部防災管理課	村山 隆

○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) 国立大学法人東京大学地震研究所研究支援チーム
3. (関係機関) 東京都総務局総合防災部
　　国立市総務部防災課
　　青梅市防災安全部防災課
　　武藏村山市総務部防災安全課
　　立川市役所防災課
　　多摩市総務部防災安全課
　　瑞穂町住民部地域課
　　埼玉県危機管理防災部危機管理課