

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

(2) プロジェクトの成果

- (a) 業務の要約
- (b) 業務の方法と成果
 - 1) 調査地域の地質
 - 2) 重力測定による地下構造の検討
 - 3) 反射法地震探査による断層形状
- (c) 結論ならびに今後の課題
- (d) 引用文献

(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	蔵下 英司

(c) 業務の目的

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や形状を明らかにするために、稠密重力探査を行う。

(d) 3ヵ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：立川断層南部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する。重力異常によって明らかになった断層トレースについて、二次元反射法地震探査を行い、断層の詳細な構造を明らかにした。
- 3) 平成26年度：立川断層中北部において浅層反射法地震探査を実施し、断層の浅部形状を明らかにした。断層帯周辺の密度構造モデルを作成し、断層の広がりや形状を拘束する資料を提示した。

(2) プロジェクトの成果

(a) 業務の要約

断層の形状・構造を把握するために、立川断層の立川市榎地区で三次元反射法地震探査を実施し、北部から南部まで合計4測線で高分解能反射法地震探査を実施した。北部の金子台・箱根ヶ崎測線では、断層周辺で花卉状構造を示し、表層部まで変形に参加している。榎地区の三次元反射法地震探査では、上総層群中には北西走向の単斜が見いだされるが、イメージングされた青梅礫層の基底面は、この構造には参加しておらず、「立川断層」を挟んだ基底高度の変化は見られない。同様の上総層群の構造を切る反射面は、再解析された東京都(2004)の立川市泉町測線でも認められる。立川市市街地南部の富士見台測線および多摩川南岸の一宮測線では、上総層群中および表層部を通じて系統的な変形構造は認められない。活断層として表層部まで変形構造が認められるのは、立川断層の北部のみである。

断層の広がりや形状を明らかにするため、立川断層周辺の133点で新たな重力測定を行

い、既存データと併せてブーゲ異常、ブーゲ異常値の残差重力異常などを検討するとともに、反射法・屈折法地震探査やボーリング資料も含めて三次元密度構造モデルを作成した。立川断層帯を構成する名栗断層に沿っては、対応する重力異常は認められない。立川断層北部については、断層トレースはほぼ重力の急変帯に位置し、断層に沿った基盤の段差が存在する。南部については、立川断層は、北西から北北西-南南東方向に伸びる基盤の高まりの東縁近傍に位置する。北部の断層トレースの延長には、この構造と斜交する西北西-東南東方向の線状の重力異常が見られる。立川断層の南部、立川市泉町以南では、断層に沿った重力異常は認められない。

(b) 業務の方法と成果

1) 調査地域の地質

立川断層帯（地震調査推進本部地震調査委員会，2003）が位置する関東平野西部から関東山地東縁の地域は、南北方向に伸びる八王子構造（矢部，1920）が位置する。これに沿ってはブーゲ異常の急変帯を形成し、関東平野下には厚い新第三系が分布する（高橋，2008）。関東平野の南東部は伊豆・衝突帯の影響を受け、北西-南東方向の構造方向が卓越する（図 1）。立川断層帯は、南北方向の構造から北西-南東方向に移り変わる領域に位置している。関東山地には、中生代の付加体から構成される秩父帯から四万十帯北帯が分布する。泥質岩・チャート・石灰岩などから構成され、付加体であるため全体として強い剪断変形を受けている。立川断層帯を構成する名栗断層（松田ほか，1975）は、秩父帯の一般走向とほぼ平行して位置している。関東山地は、秩父盆地の新第三系の古地磁気学的検討により、日本海拡大期に右回りに 90 度回転したことが明らかにされている。八王子構造線の形成年代は明らかではないが、八王子構造線は、関東盆地の新第三系の分布を規制することから、中期中新世までは起源を遡る。関東山地の南部は、伊豆衝突帯の影響を受け、北に凸型の形状を示す丹沢ブロックをとりまきように北西-南東方向の構造をとる。丹沢山地の衝突は中期中新世には開始しており（Hyodo and Niitsuma, 1986）、重力異常からも明らかのように（図 3、4）、南北方向の八王子構造線は、北西-南東方向の構造によって切られている。

立川断層帯（地震調査推進本部地震調査委員会，2003）は、北西部の名栗断層とその南東側の立川断層帯から構成され、名栗断層は秩父帯中の断層であり、立川断層の周辺は狭山丘陵には更新統の上総層群が露出するが、概ね段丘堆積物に覆われている。上総層群の上部からは約 170 万年前の年代が報告されている（鈴木ほか，2008）。

フィリピン海プレートの運動方向は、100 万年から 50 万年の間に大きく NNW から NW へと方向を変化させ（Nakamura et al., 1984; Yamaji, 2000）、中央構造線をスラストから横ずれ断層へと変位様式を変化させている（例えば Sato et al., 2015）。とくに伊豆衝突帯の周辺では、70 万年以降も応力状態が変化しており（Ito et al., 1989）、日本列島の中でもとくに第四紀以降めまぐるしく応力状態が変化した地域である。こうしたテクトニックな環境は日本列島でも特異であり、上総層群の変形と第四紀後期以降の構造運動を同様のものと考えすることはできない。

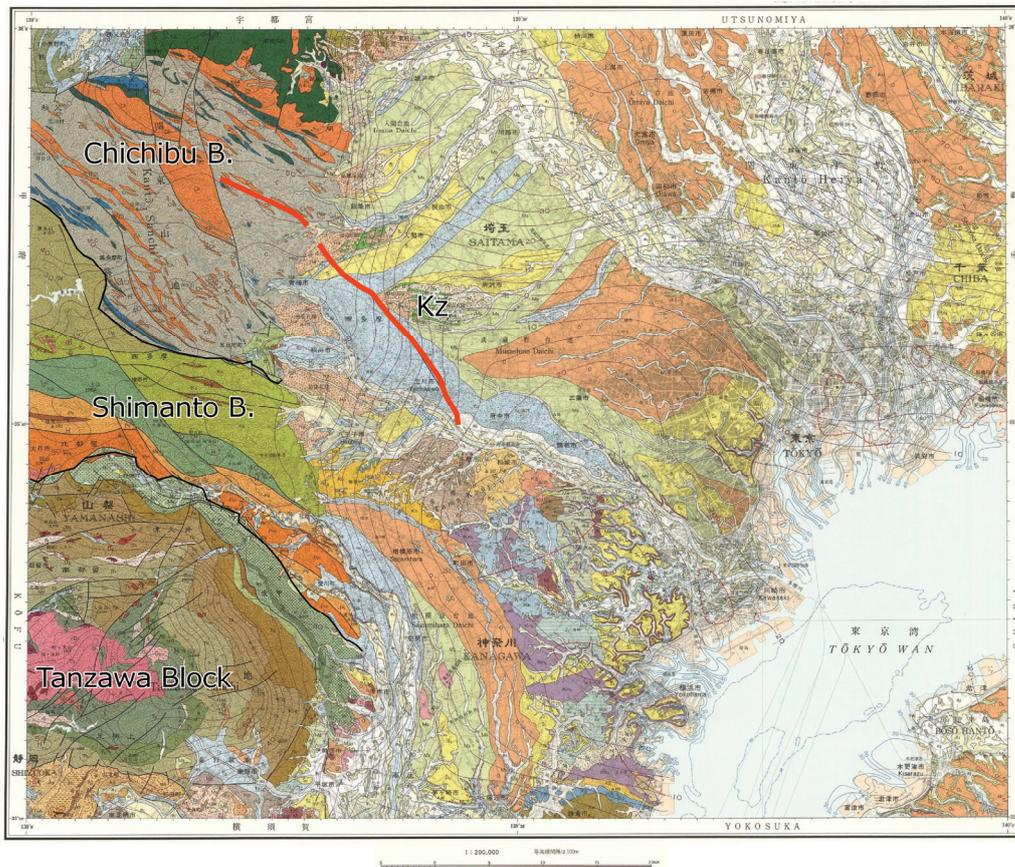


図 1 立川断層帯周辺の地質（坂本ほか，1987 に加筆）。赤線:立川断層帯（地震調査委員会，2003）、Kz: 上総層群。

2) 重力測定による地下構造の検討

a) 研究目的とデータ取得

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。より詳細な断層帯周辺の密度構造を推定するため、新たに133点での観測を行い、既存データと併せて密度構造の検討を行った。既存データについては、産業技術総合研究所がコンパイルした重力データ(地質調査総合センター(編), 2013)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)、産業総合研究所、国土地理院、防災科学技術研究所)の許可を得て使用した。なお、データ編集にご協力を頂いた独立行政法人産業技術総合研究所・伊藤 忍主任研究員をはじめ、データ使用許可を頂いた諸機関に謝意を表す。

立川断層位置周辺地域でデータが不足している 133 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 La-Coste & Romberg 社製 G 型重力計 (G-366) を用いて行われた。既存の重力データを含め、ブーゲー異常を算出し、周波数解析を行い、残差重力値を求めた。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（図 3、図 4、図 5）。また、近傍の制御震源に地震探査データ、ボーリング資料などを参照して、密度構造モデルを作成した。得られた新第三系基盤に相当する密度密度 2.6 g/cm^3 層上面の深度分布図を図 6 に示す。

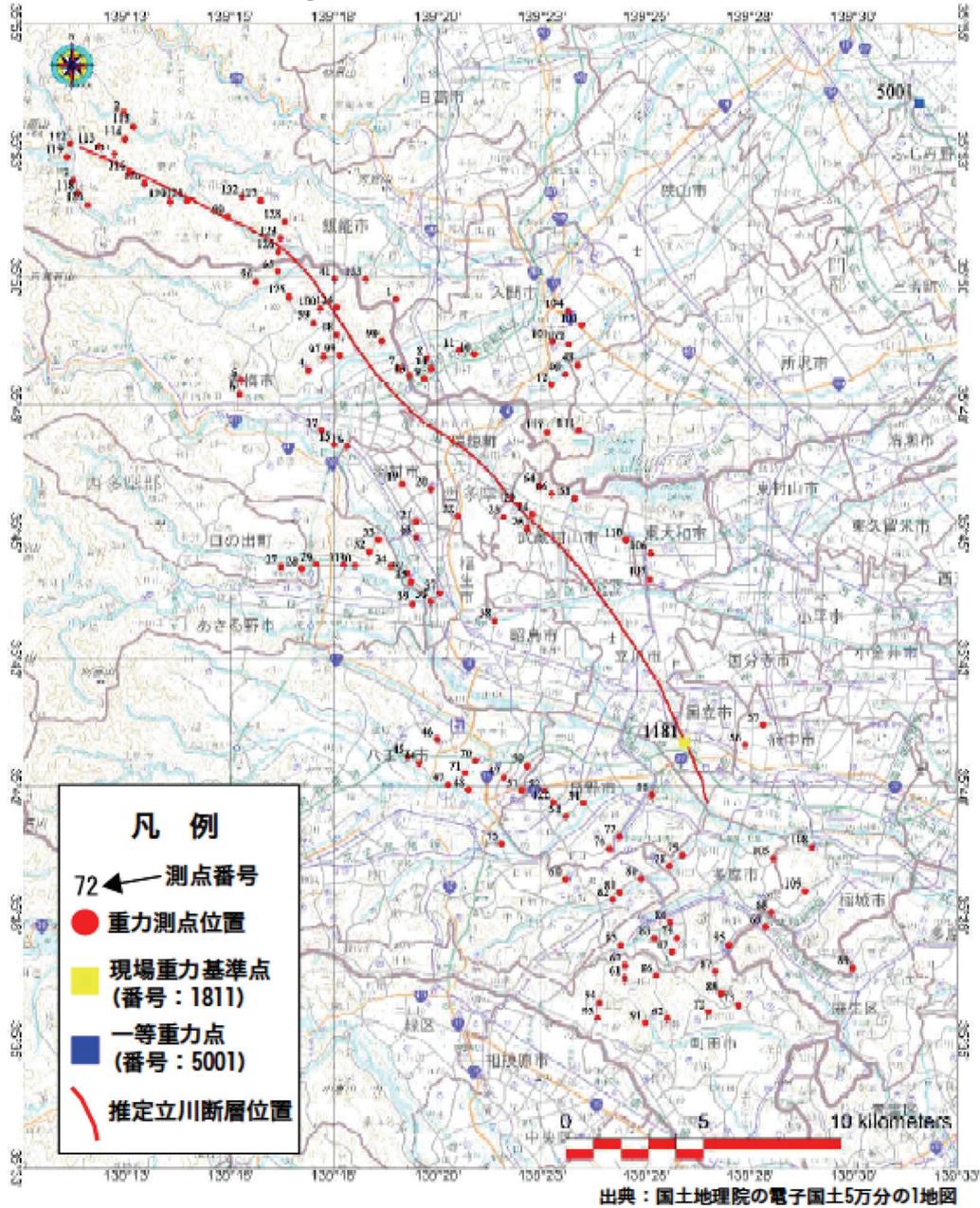


図2 重力測点位置図。佐藤ほか（2014）による。

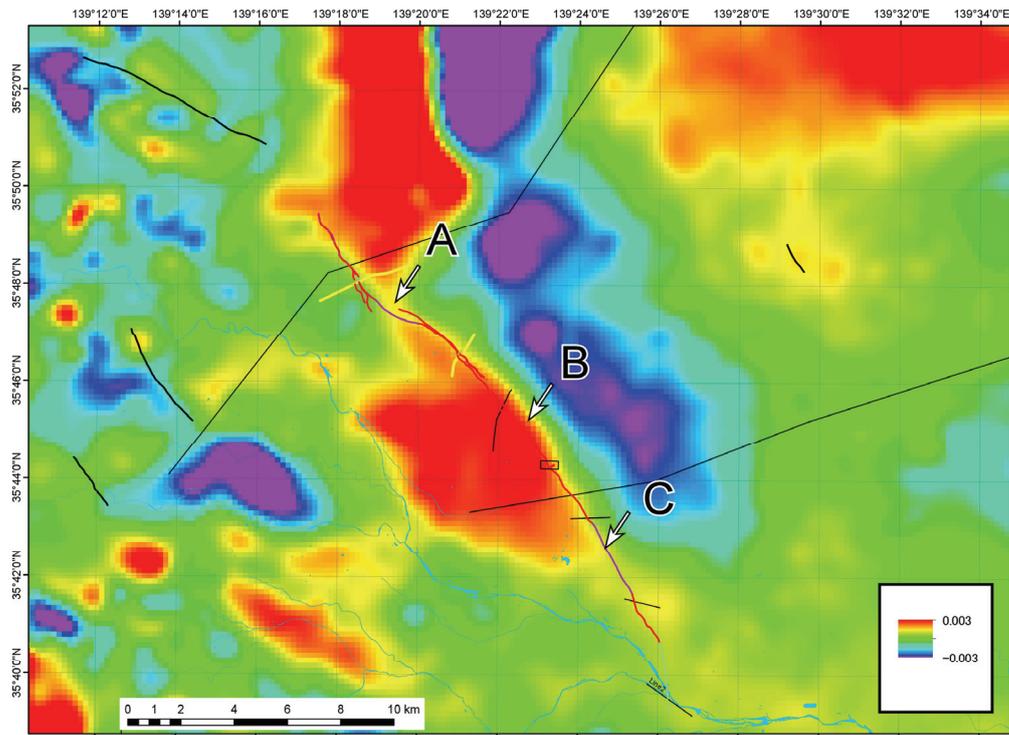


図3 上方接続残差重力異常の鉛直1次微分分布図(仮定密度 2.28g/cm^3)。A,B,C:地点番号(本文参照)、立川断層のトレースは、中田・今泉(2002)による。赤実線:立川断層のトレース、紫実線:立川断層の伏在トレース。黒太実線:周辺の活断層(中田・今泉(2002)による)、黒細実線:反射法地震探査測線。佐藤ほか(2015)による。

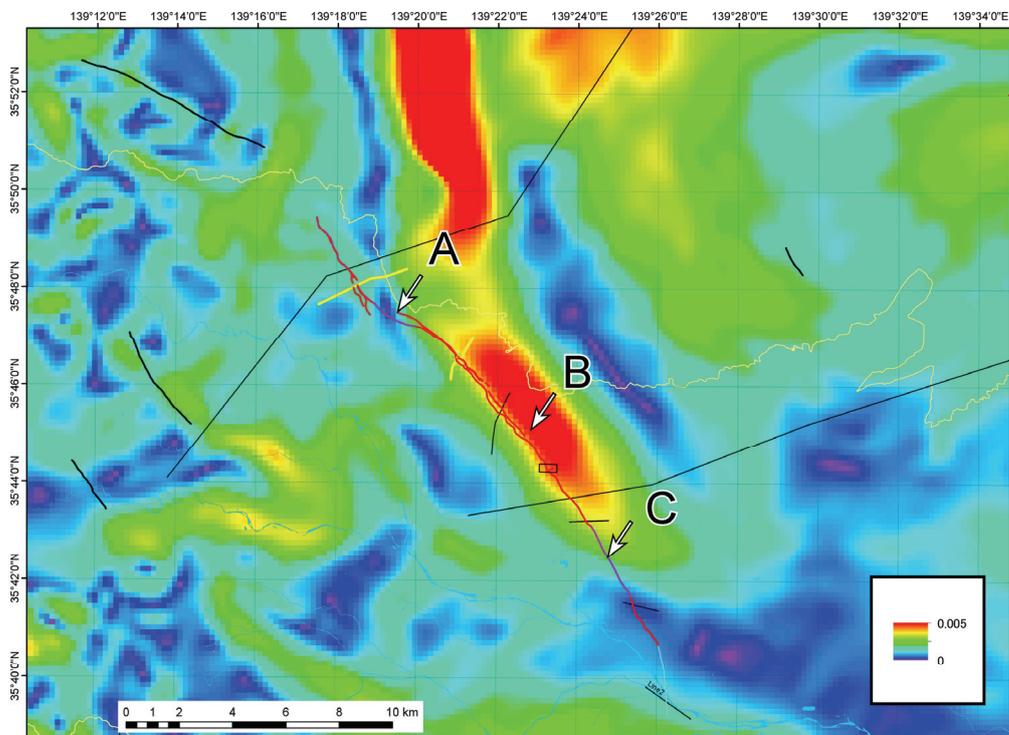


図4 上方接続残差重力異常の水平1次微分分布図(仮定密度 2.28g/cm^3)。凡例は図3と同様。佐藤ほか(2015)による。

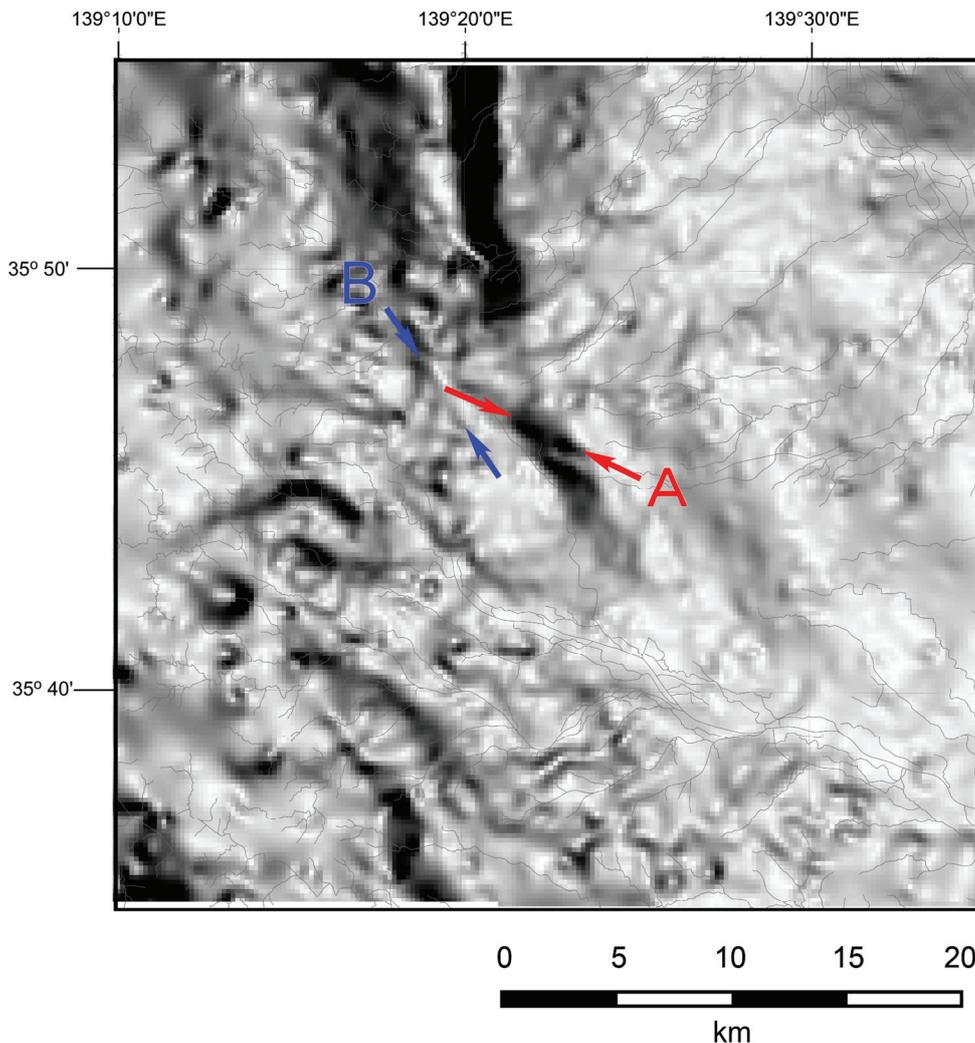


図5 残差重力異常の水平1次微分分布図（仮定密度 2.53g/cm^3 ）グレースケール表示。
 図中の矢印 A, B は、立川断層周辺の線状構造。佐藤ほか（2014）による。

図3の広域的な傾向面補正を行ったブーゲ異常の上方接続鉛直一次微分では、立川断層は地点A（瑞穂町箱根ヶ崎北西部:図3）より北西では、正の一次微分領域の西側に、A-C（図3）では正の領域の東側に異常値とほぼ平行に伸びる。C地点（立川市泉町）以南では、重力異常との相関は認められない。また、地点B（武蔵村山市三ツ木）-C区間では等微分値をとる領域の走向が北西から北北西に変化する。図4の水平一次微分では、ブーゲ異常値の変化の急な領域は暖色で示され、変化の少ない領域は寒色で示されている。Bを中心として領域で北西方向に変化率の大きな領域がのび、断層は変化率の大きな領域のほぼ西端に位置している。水平微分から見ると、重力異常と整合的に構造が追跡されるのは、C地点よりもやや北西の地点である。また、Aよりも北西の区間については、南端部を除いては、重力異常とよく対応する。以上の特徴を取りまとめると、地表トレースでステップ状の配置を示す断層北西部では、密度構造の上からも重力的な高まりを横断する形状となる。北西部では基盤の高まりの西の急変帯に断層が形成され、南東部では大局的には北西方向に伸びる基盤の肩の部分に断層が位置し、基盤は東側に低下する。南部で走向が北北西-南南東方向に変化するとともに、重力との対応はC地点（立川市泉町）以南では不明瞭となる。

変動地形学的な調査結果によれば、活断層として特徴が認められる区間は、立川断層の北部であり、箱根ヶ崎の東南東方向には断層トレース沿いに顕著な線状の重力異常が認められる（図 5 の A）。また、金子台の北西方向の断層沿いも対応する線状の重力異常が認められる（図 5 の B）。

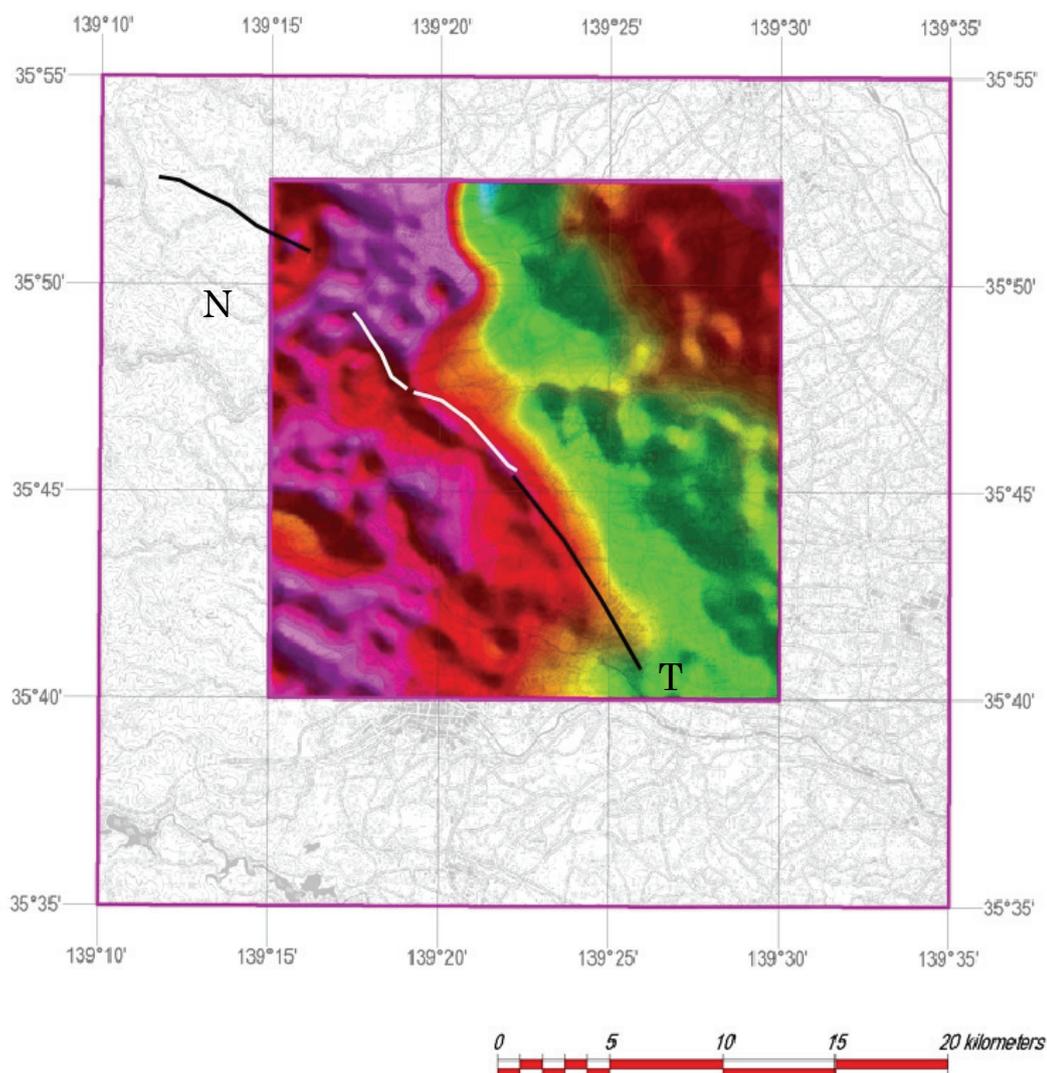


図6 先新第三系基盤上面深度モデルと断層との関係。

白線：立川断層北部（活断層区間）、黒線： N 名栗断層、T: 立川断層（地震調査推進本部地震調査委員会，2003）南部、佐藤ほか（2015）による。

密度構造モデルに基づく新第三系基盤上面に相当する密度密度 2.6 g/cm^3 層上面深度（図 6）では、とくに断層南部の基盤高度との関係が示されている。北西-南東方向に伸びる基盤の高まりの東縁に近い部分に位置している。とくに顕著な線状構造とは一致していない。この基盤の高まりは南東方向にプランジして、断層帯南部で消失する。

3) 反射法地震探査による断層形状

本プロジェクトでは、立川断層（中田・今泉編，2002）のトレースを横切って、北から

金子台 2014, 箱根ヶ崎 2014, 富士見台 2013, 一宮 2013 の二次元探査の他、浅層三次元探査 榎木 3D 2012 を行った (図 7)。関係する既存の調査結果も含めて、反射法地震探査から得られた地下構造について言及する。

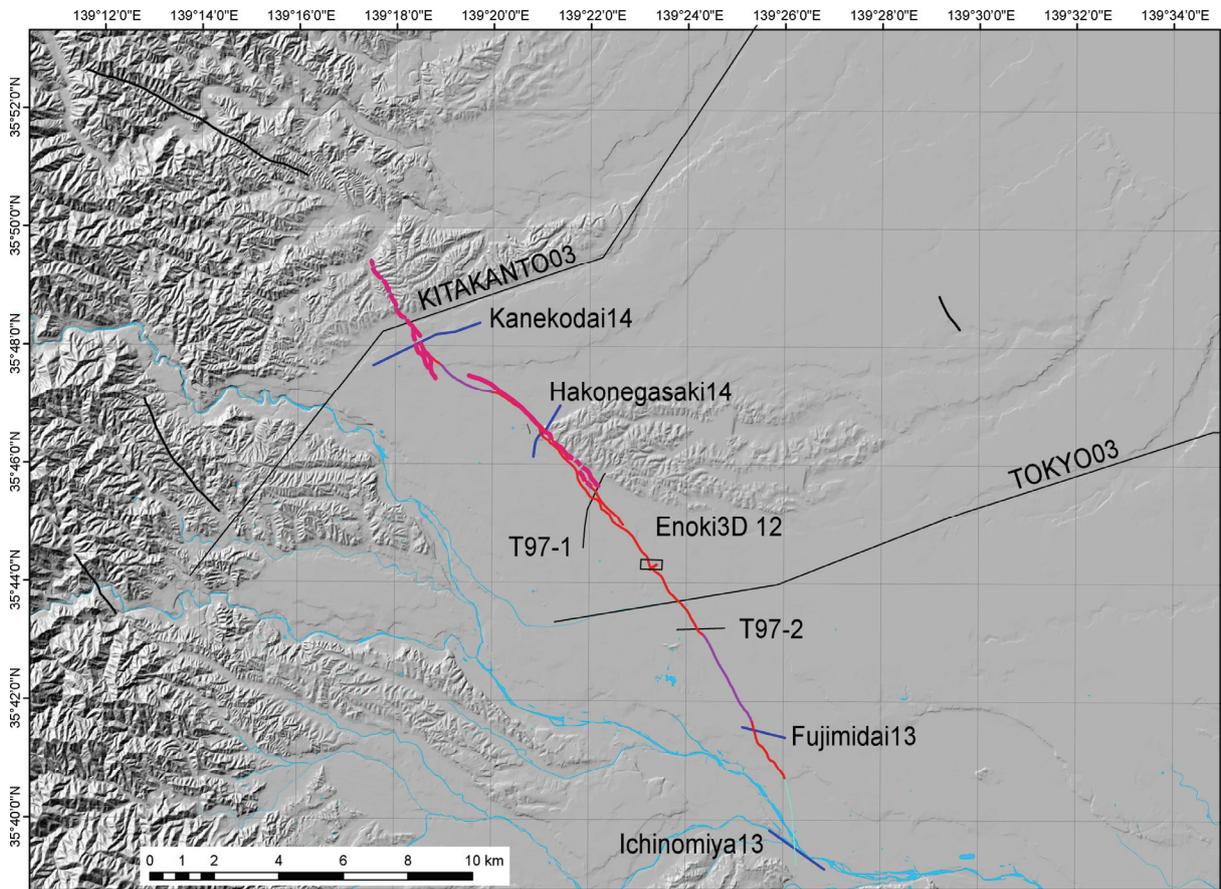


図 7 立川断層のトレースと反射法地震探査測線。マゼンダ実線: 石山ほか (2015)、立川断層のトレースは、中田・今泉 (2002) による。赤実線: 立川断層のトレース、紫実線: 立川断層の伏在トレース、青緑色実線: 立川断層推定トレース。

a) 金子台 2014 測線

変動地形学的な特徴と、箱根ヶ崎のトレンチ調査から立川断層北部は横ずれ断層と推定されている (石山ほか, 2014)。変動地形学的な特徴が把握できる河岸段丘面上で、断層浅部の高分解能イメージングを目的として、3.6 km の区間 (図 8) で反射法地震探査を実施した。震源は中型バイブレータ (IVI社 EnviroVib) 2台を使用し、10 m の受発震間隔でデータを取得した。解釈を施した断面を図 9 に示す。

金子台測線では、断面中央部で段丘面上に見られる地溝状凹地を限る崖地形の直下には、高角な反射面の不連続が連なり、断層面と推定される (図 9)。さらに、この地溝状凹地を含む広い範囲で、上総層群を切断する複数の正断層が分布し、全体として断面中央部が構造的低所を形成していることが分かる。これは、従来考えられてきた東傾斜の逆断層によって形成されると期待される、断面北東側が構造的な高所をなすような褶曲構造とは様相

を異にする。断面中央部、段丘面を変位させる崖地形に沿っては河谷の左横ずれが認められることから、反射断面で見られる構造は横ずれ断層に沿って発達する花卉状構造であると考えられる。

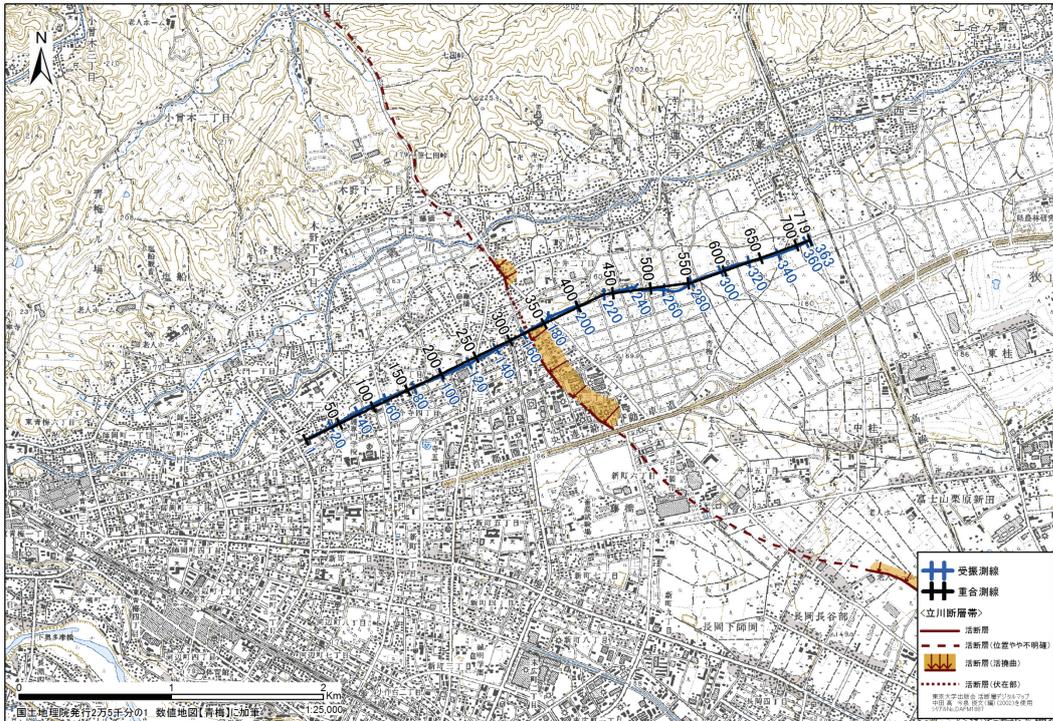


図8 金子台測線の位置図。断層線は中田・今泉編(2002)による。

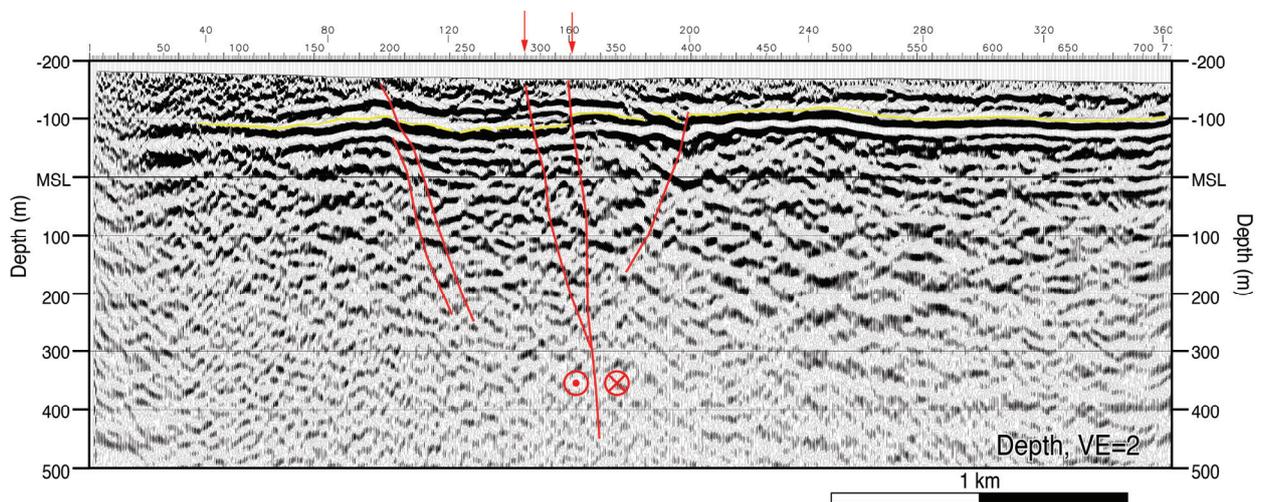


図9 金子台測線の解釈深度断面。赤矢印は地表における変位地形の位置を示す。

b) 箱根ヶ崎 2014 測線

この測線は、トレンチ調査によって断層面の性状が明らかになった狭山神社のトレンチサイトに隣接した測線で、断層の地下形状を明らかにするために実施した。西多摩郡瑞穂町の市街地を北東-南西方向に横切る約 1.8 km の測線である（図 10）。金子台 2014 測線と同様に、受振・発震点間隔 10m で中型バイブレーター2 台を震源として、データを取得した。

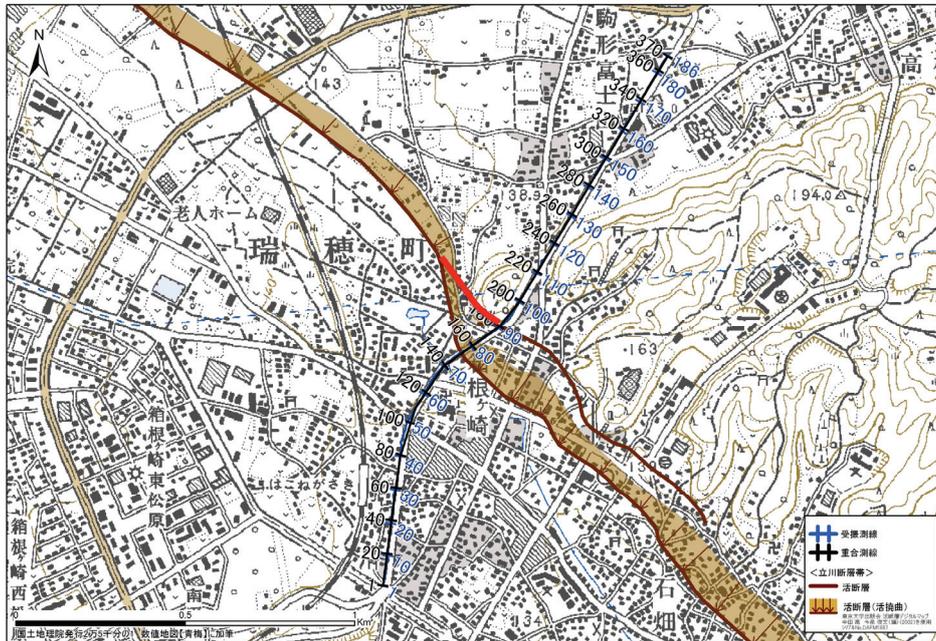


図 10 箱根ヶ崎測線の位置図。断層線は中田・今泉編(2002)による。

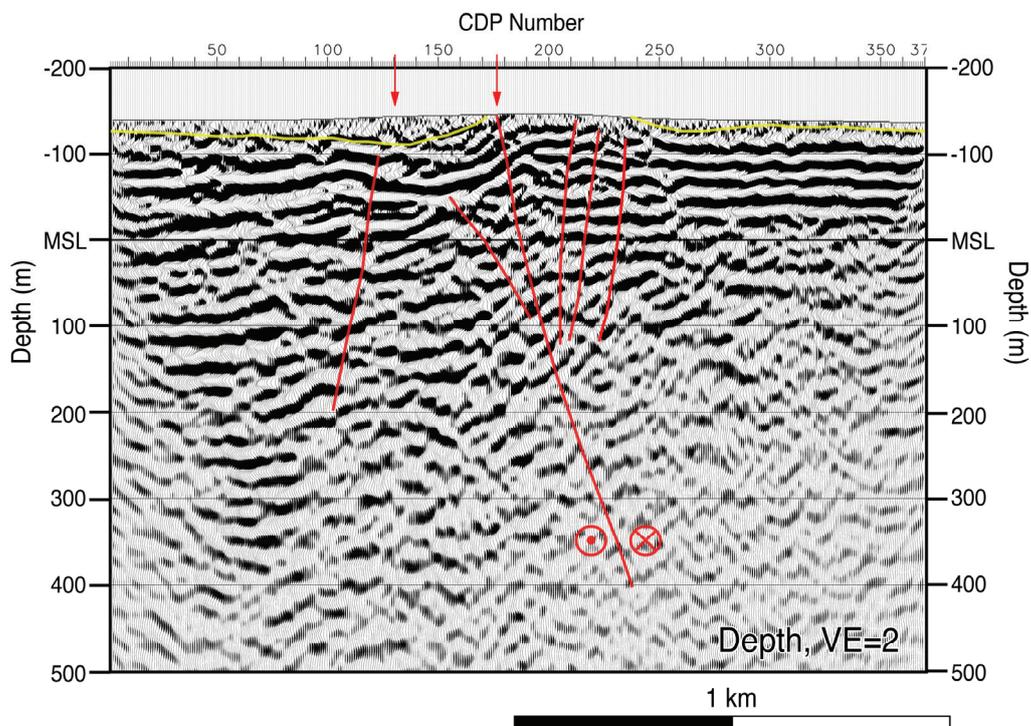


図 11 箱根ヶ崎測線の解釈深度断面。赤矢印は地表における変位地形の位置を示す。黄色線は上総層群の上面に対比される。

得られた反射法地震探査断面に基づく解釈断面を図11に示す。箱根ヶ崎測線は、狭山神

社南で実施されたピット調査で新期の堆積物を切断する断層が確認された箇所直ぐ南側を横断する。得られた深度断面では、露出した断層の直下に、高角で北に傾斜する反射面の不連続が連なり、断層面と推定される（図11）。また、その北側にはこの断層面と斜交する断層面が認められる。断面を見る限り、中央部は構造的な高所を形成している。一方、CDP130-160付近は狭山ヶ池の凹地にあたるが、上総層群に対比される反射面で表される構造は、この地形的な凹地に対応して構造的な低所を形成していることが分かる。このような浅部の変形構造は、横ずれを主とする断層運動によって形成されたと判断される。

c) 榎地区の三次元反射法地震探査

立川断層が位置する立川市・武蔵村山市にまたがる、真如苑プロジェクト用地(旧日産自動車工場跡地)において三次元高分解能浅層反射法地震探査（榎 3D 2012）を行った（図12）。この探査は大規模トレンチ調査（石山ほか、2013）の敷地を含んだ三次元構造を高い分解精度で明らかにし、断層の特性を明らかにすることを目的とした。反射法地震探査では、中型バイプロサイズ 1 台および S 波バイプロサイズ 1 台を震源として用いた。浅層三次元反射法調査では、受振点間隔 10 m（三成分区間 5 m）、発震点間隔 10m、固定展開 2209 チャンネルのデータ取得を行った。浅層二次元三成分反射法調査では、受振点間隔 5 m、発震点間隔 5m、固定展開三成分 798 (各成分 266) チャンネルのデータ取得を行った。

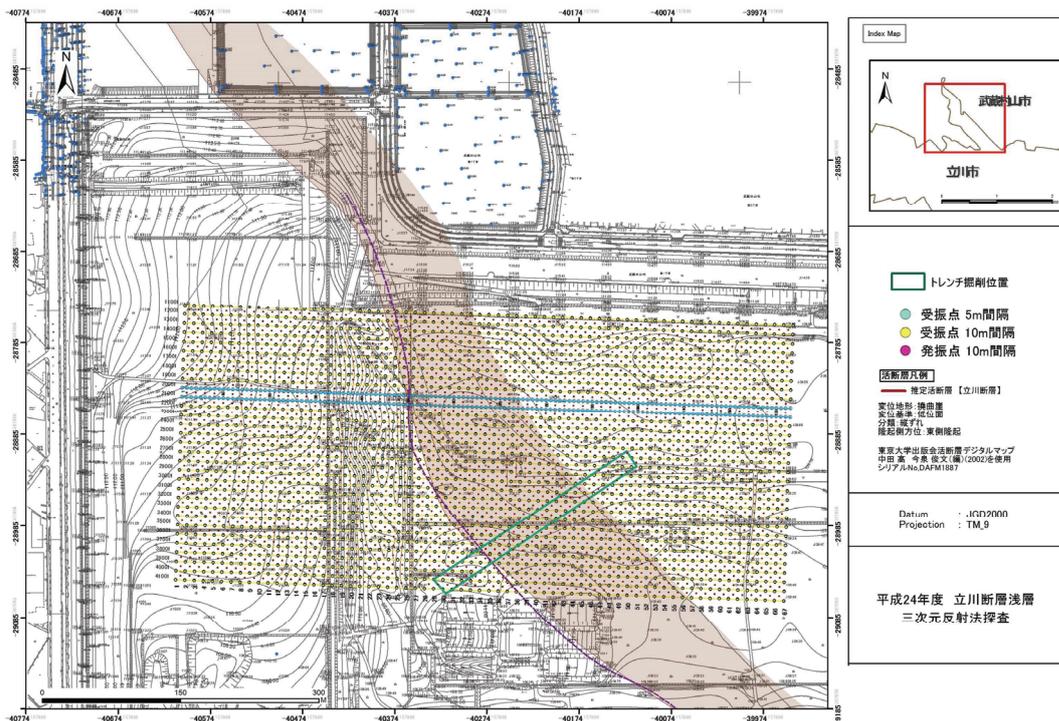


図 12 榎地区における三次元反射法地震探査の調査測線図。
断層トレース（赤紫）は中田・今泉（2002）による。

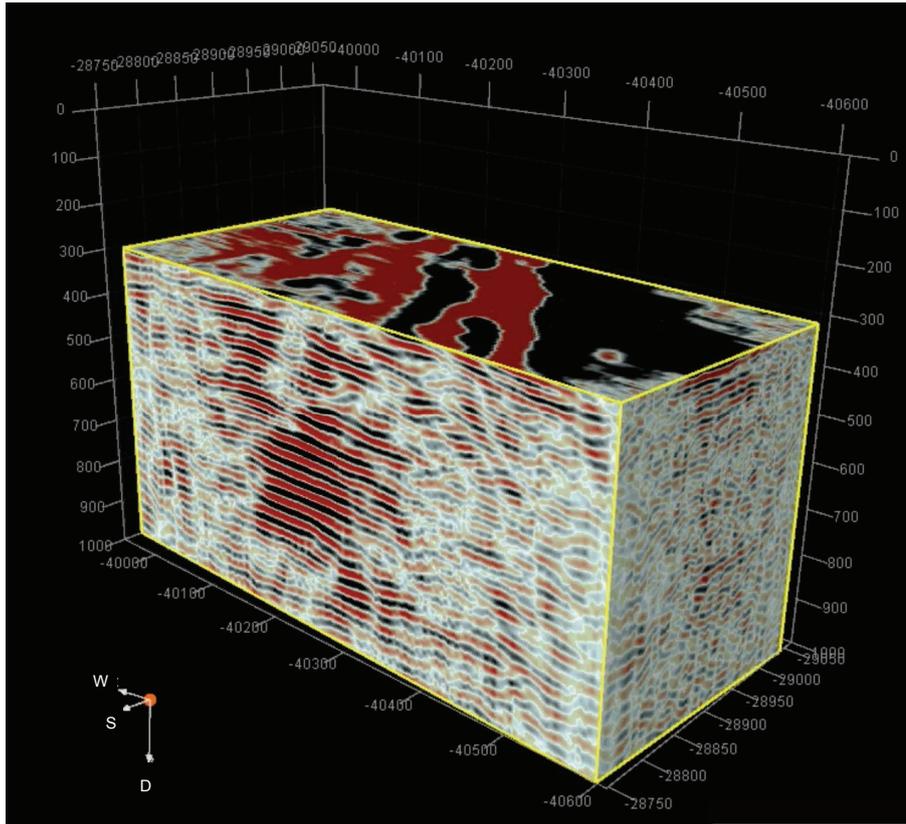


図13 複3D 2012によって得られたサイスミック・キューブ。
立方体内の任意の断面を切り出し、反射面を表示することが可能。水平方向では北西-南東方向の走向を示す反射面が卓越する。

解析は通常のコモン反射点重合法に基づき、3D F-k フィルターなど三次元データの利点を生かしたデータ処理を行い、三次元のサイスミック・キューブを作成した(図13)。この反射法地震探査では地下1 km程度までの反射面が得られている。この領域は、地表下30~40 m以深では概ね上総層群が分布し、この領域内では単斜構造を示す。この単斜は西に傾斜し、サイスミック・キューブの水平断面では北西-南東の走向を示す。

立川断層の活動性を明らかにする上で、上総層群を不整合で覆う青梅砂礫層(寿円, 1964; 寿円・奥村, 1970)との不整合面の形状が重要である。このため三次元地震探査データと、同地点で掘削されたボーリングデータを対比し、青梅砂礫層基底面(上総層群との不整合面)を面的に追跡した。青梅砂礫層基底面とサイスミック・キューブの反射面を面的に対比した結果を図14に、東西断面(Inline 17, 50)を図15-16にそれぞれ示す。

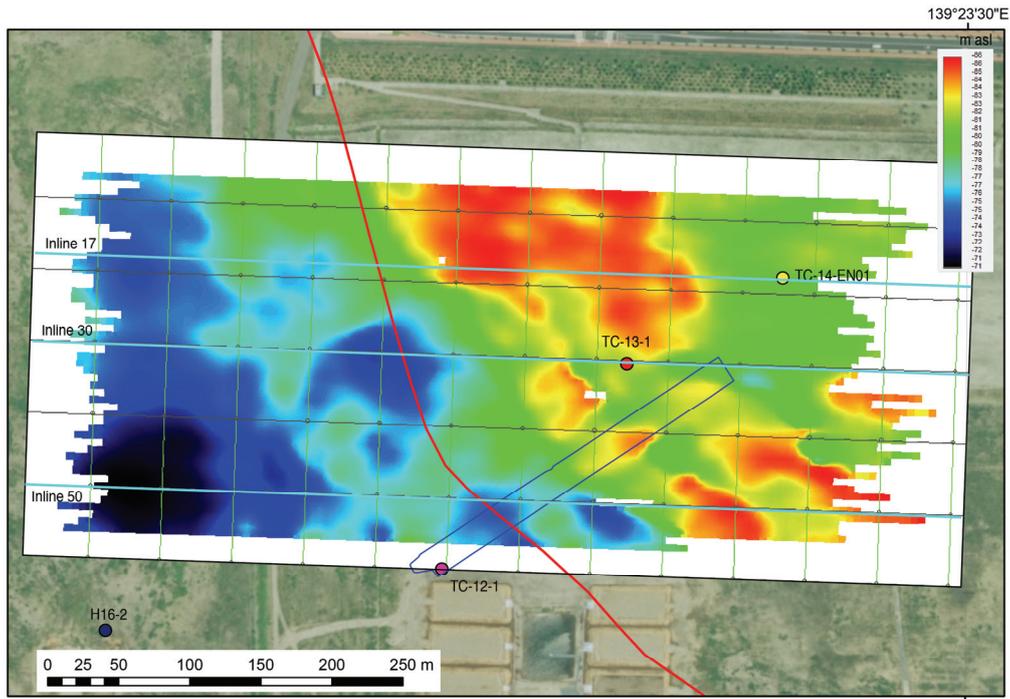


図 14 ボーリング層序と 3 次元反射法地震探査の結果得られたサイスミック・キューブを対比して得られた青梅砂礫層基底面の高度分布。
赤線は中田・今泉編（2002）による立川断層の地表位置。

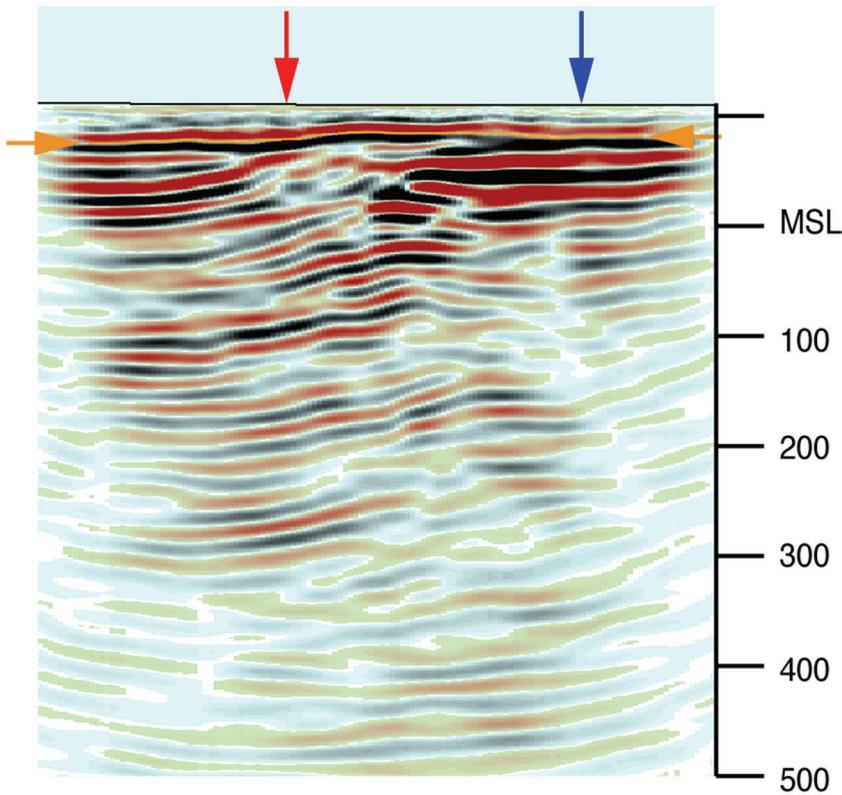


図 15 ボーリング層序と 3 次元反射法地震探査の断面スライスの対比の結果（Inline 17; 位置は図 14 に示す）。オレンジ色の線が青梅砂礫層基底面との対比線。赤矢印は中田・今泉編（2002）による立川断層の地表位置。青矢印はボーリング TC-EN14-01 の位置。断面の縦横比は 1:1。

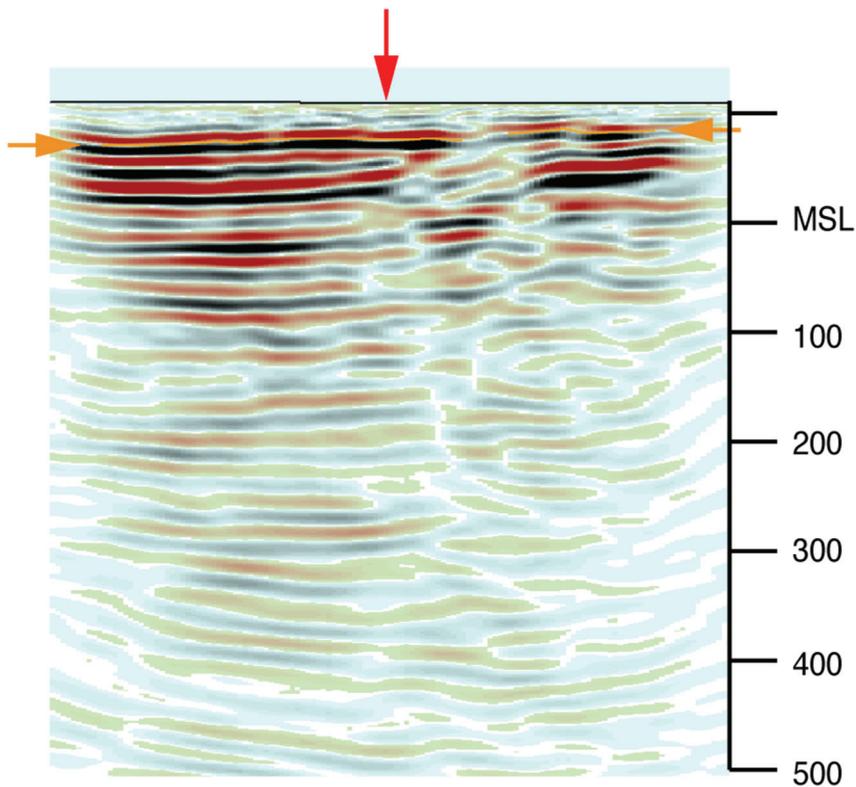


図 16 ボーリング層序と 3次元反射法地震探査の断面スライスの対比の結果 (Inline 50; 位置は図 14 に示す)。オレンジ色の線が青梅砂礫層基底面との対比線。赤矢印は中田・今泉編 (2002) による立川断層の地表位置を示す。断面の縦横比は 1:1。

これらの図を見ると、青梅砂礫層基底面の高度差は、Inline 17 で 5 m、同 50 で約 10 m となり、3次元探査の北半分では鈴木 (2013; 2014) の報告した高度差よりも小さくなっている。また、青梅砂礫層基底面は、上総層群の撓曲構造を不整合に覆い、全体として東から西に向かって高度を減ずることがわかる。ただし、立川断層の地表位置 (中田・今泉編、2002) で急に高度を減ずるのではなく、緩やかに西に傾き下がっており、崖地形基部の東側に急勾配の区間は認められず、上総層群の撓曲構造の成長を示唆する構造は青梅砂礫層基底面には見受けられない。また、上記の青梅砂礫層基底面の高度差は、山崎 (1978) で Tc2 面の上下落差量として推定された本調査地周辺の立川断層の上下変位量 (約 5 m) とほぼ等しい。鈴木 (2014) によれば、本調査地で掘削されたボーリングコアで推定した青梅砂礫層の堆積年代は 24 万年前より古い。このことは、同一地点において明らかに異なる形成年代の変位基準の間に明確な変位の累積性が認められないことになる。このように、3次元反射法地震探査とボーリング層序との対比および地形との比較検討からは、上総層群の撓曲変形が青梅砂礫層基底面の形成以降に成長した明確な痕跡および変位の累積性は認められず、活断層である「立川断層」は、ここでその明確な根拠を失うことになる。

d) 立川市泉地区における東京都（1987）の反射法地震探査断面の再検討

平成9年度に東京都が立川市泉町で実施した反射法地震探査では上総層群中に西傾斜の撓曲が認められ、この構造には極浅層部まで参加している（東京都, 1987）。このデータについて、極浅層部に特化した表層静補正を施した（図17）。この断面では、地表下30-50 m付近に反射面があり（図17の赤矢印）、下位の構造を不整合で覆っており、榎3Dの結果と同様である。また、タイムターム法によって求めた表層構造は、隆起側で厚い低速度層の分布を示し、構造と非調和である。

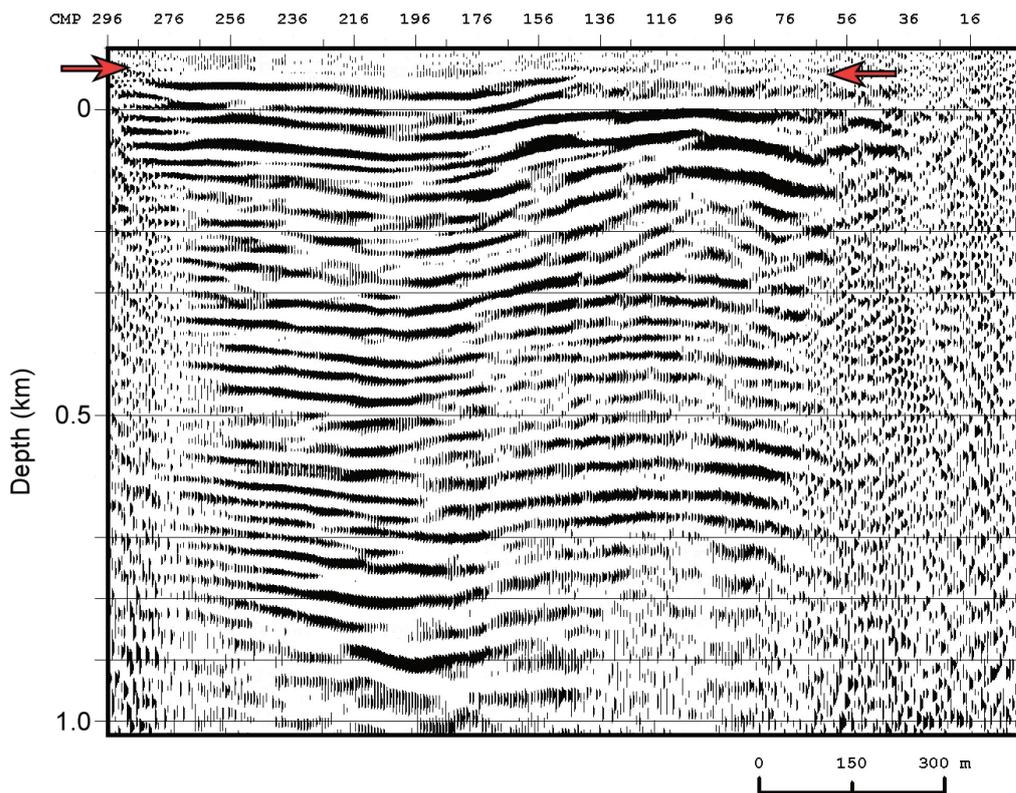


図17 極浅層部に焦点を当てた静補正を施した東京都（2004）のT97-2測線反射法地震探査深度変換断面。赤矢印は、極浅層部の反射面。

e) 富士見台地区反射法地震探査（富士見台2013測線）

立川断層のトレースは、変動地形的には立川市街地で一旦不明瞭になり、富士見台周辺の2 kmで再び追跡されている（山崎, 1978; 関口ほか, 1996）。立川断層南部での断層の存否も含め地下構造を明らかにするために、浅層反射法地震探査を実施した。測線長1.3 km、受振点および発震点間隔は10 m、震源は中型バイプロサイズ車1台である（図18）。

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、良好な解像度が得られていない。深度断面では深さ900 m程度のほぼ水平な反射面が認められ、積極的に断層の存在を示唆する根拠に乏しい（図19）。極浅層部では、推定された断層の位置に緩い高まりをつくり、表層部の構造はCDP75からCDP150付近までは、東に向かって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20）。また、測線近傍の断層の通過位置で実施した小型電磁式バイブレータ

一による 1 m 間隔の受振点・発震点の極浅層反射法地震探査では、標高 30 m 付近に水平な反射面が明らかになり（石山ほか，2015）、断層の存在を示唆する資料は得られていない。

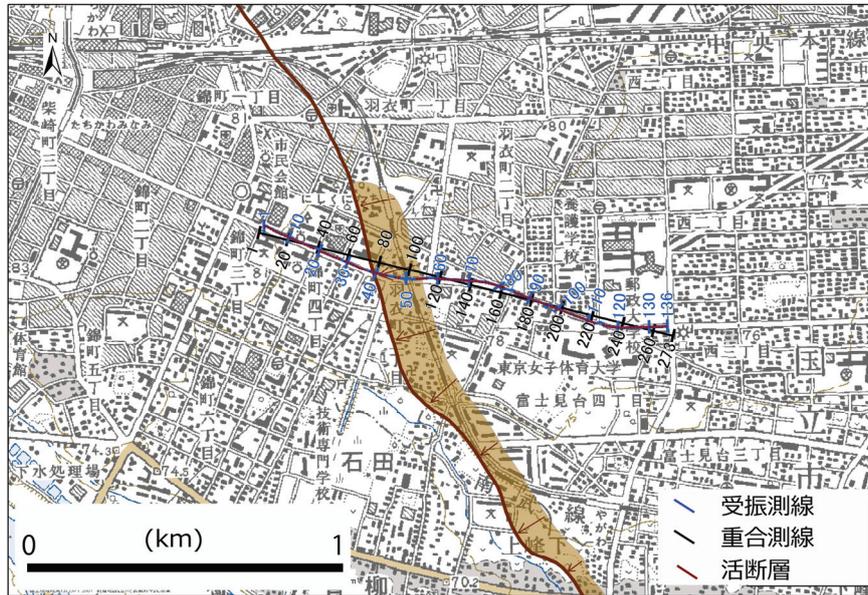


図18 富士見台測線詳細図

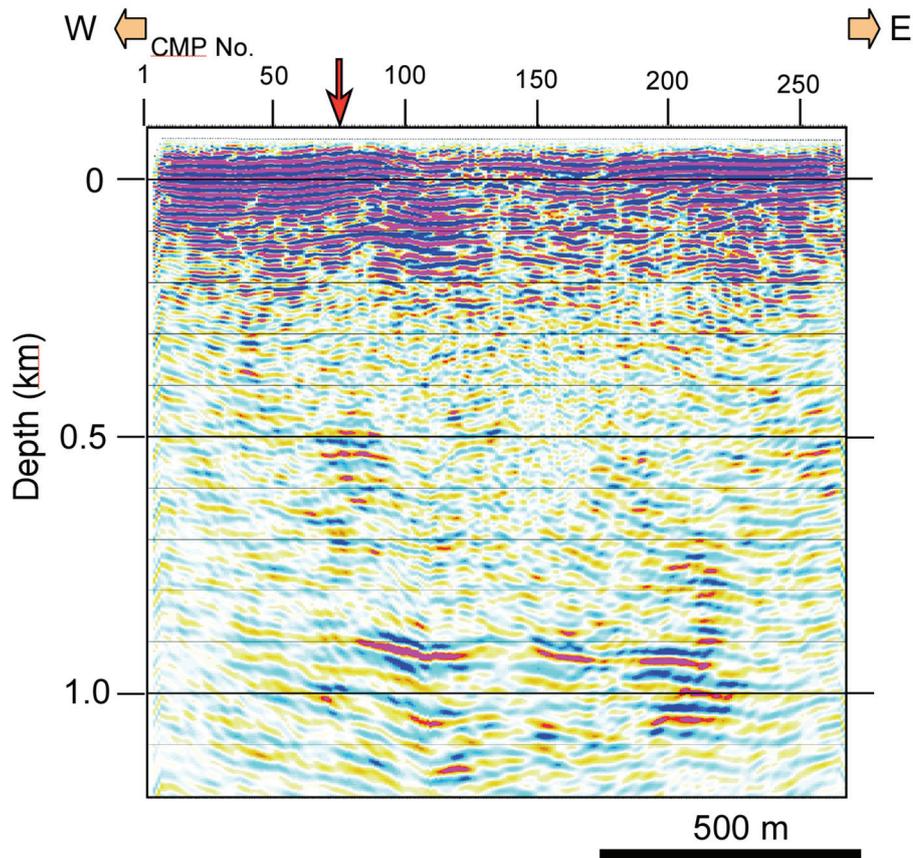


図19 富士見台測線マイグレーション深度変換断面。

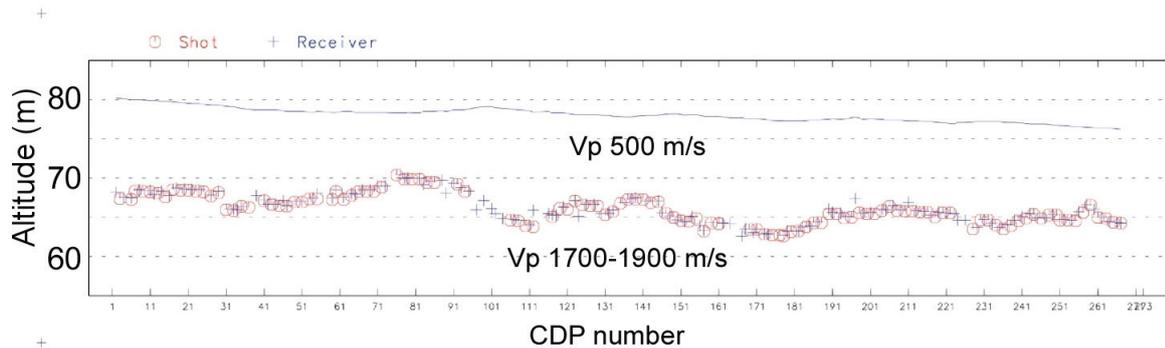


図20 改良型タイムターム法により推定された富士見台測線沿いの表層構造図

f) 一宮測線反射法地震探査（一宮 2013 測線）

多摩川右岸に位置する落川一宮遺跡において、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形的・地球物理学的な根拠は得られていない。このため遺跡の近傍に位置する多摩川沿いの約 2.1 km の一宮測線において、高分解能反射法地震探査を行った(図 21)。一宮測線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)。受振点および発震点間隔は 10 m、震源は中型バイブロサイズ車 1 台である。

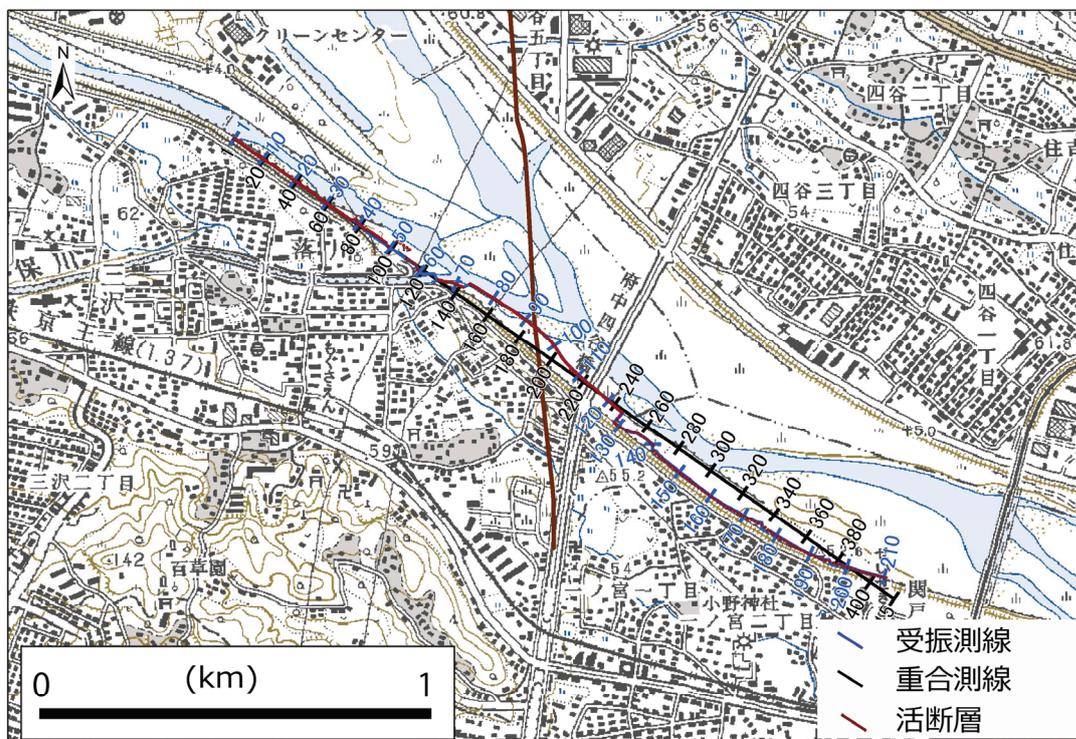


図21 一宮測線詳細図

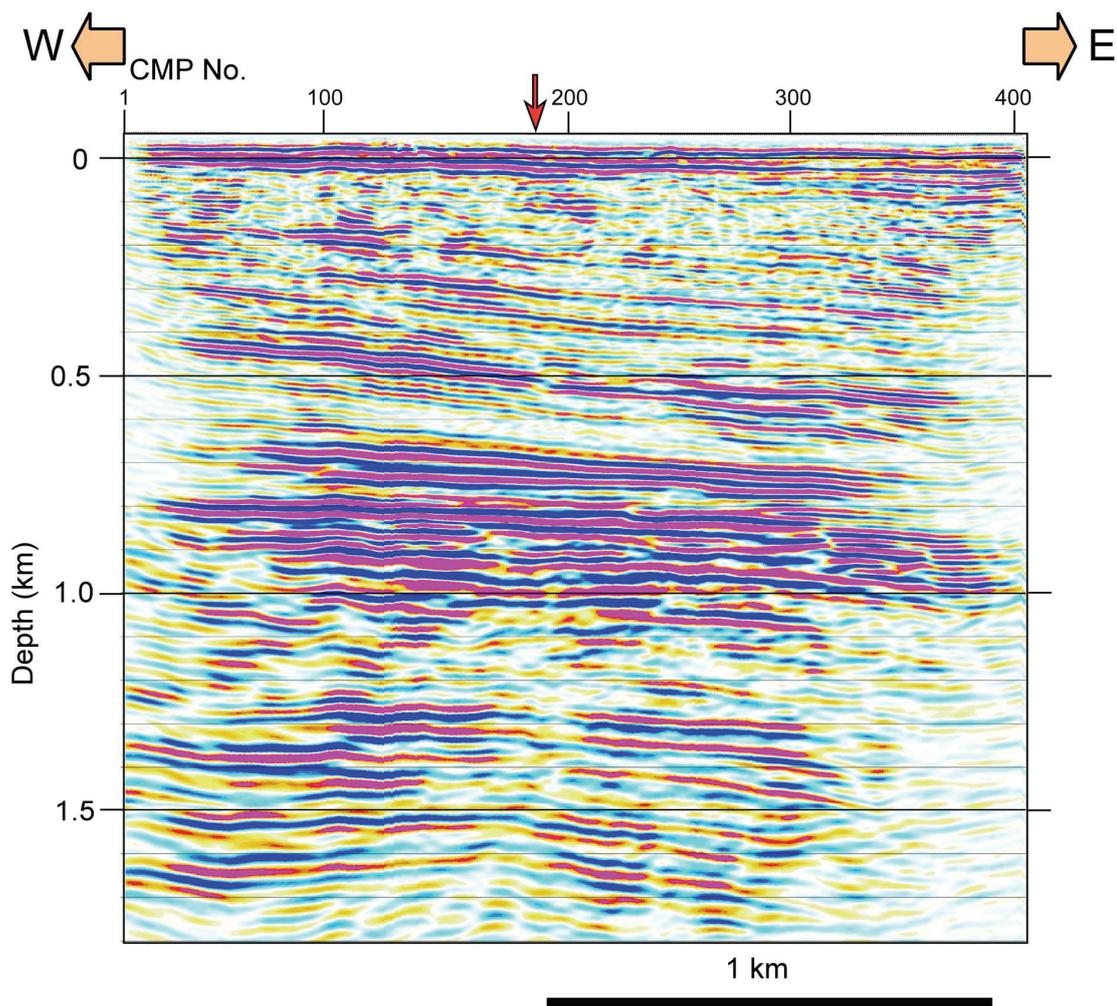


図 22 一宮測線の深度変換断面。

一宮測線では、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(図 22)。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 1 km 付近にほぼ 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、規模の大きな断層を推定することは困難である。一宮-落川遺跡において見出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。断層の成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、その成因として推定される。

(c) 結論ならびに今後の課題

断層の形状・構造を把握するために、立川市榎地区で三次元反射法地震探査を実施したほか、北部から南部まで合計4測線で高分解能反射法地震探査を実施した。北部の金子台・箱根ヶ崎測線では、断層周辺で花卉状構造を示し、表層部まで変形に参加している。榎地区の三次元反射法地震探査では、上総層群中には北西走向の単斜が見いだされるが、イメージングされた青梅砂礫層の基底面は、この構造には参加しておらず、立川断層を挟ん

だ基底高度の変化は見られない。同様の上総層群の構造を切る反射面は、再解析された東京都（1998）の立川市泉町測線でも認められる。立川市市街地南部の富士見台測線および多摩川南岸の一宮測線では、上総層群中および表層部を通じて系統的な変形構造は認められない。活断層として表層部まで変形構造が認められるのは、立川断層の北部のみである。

立川断層帯を構成する名栗断層に沿っては、対応する重力異常は認められない。立川断層北部については、断層トレースはほぼ重力の急変帯に位置し、断層に沿った基盤の段差が存在する。南部については、立川断層は、北西から北北西-南南東方向に伸びる基盤の高まりの東縁近傍に位置する。北部の断層トレースの延長には、この構造と斜交する西北西-東南東方向の線状の重力異常が見られる。立川断層の南部、立川市泉町以南では、断層に沿った重力異常は認められない。

本プロジェクトでは、活断層としての断層の特徴を抽出するため、浅層高分解能に集中した反射法地震探査を実施した。このため、当初計画していた震源断層の形状を拘束するための深部反射法地震探査が実施できなかった。関東平野には厚い新第三系が分布しており、伏在する活断層について、より地下構造についての資料を充実させていく必要がある。

(d) 引用文献

地質調査総合センター(編): 日本重力データベース DVD 版, 数値地質図 P-2, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2013.

Hyodo, H. and Niitsuma, Tectonic Rotation of the Kanto Mountains, related with the opening of the Japan Sea and Collision of the Tanzawa Block since Middle Miocene, *Jour. Geomag. and Geoelectricity*, 38, 5, 335-348, 1986.

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, 立川断層帯における重点的な調査・観測 平成 24 年度成果報告書, 22-34, 2013.

石山達也・佐藤比呂志・廣内大助・小林 健太・中山俊雄: 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, 立川断層帯における重点的な調査・観測 平成 25 年度成果報告書, 53-74, 2014.

石山達也・佐藤 比呂志・廣内大助・近藤玲介・中山俊雄: 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, 立川断層帯における重点的な調査・観測 平成 26 年度成果報告書, 75-94, 2015.

Ito, T., K. Kano, Y. Uesugi, K. Kosaka, T. Chiba : Tectonic evolution along the northernmost border of the Philippine Sea plate since about 1 Ma. *Tectonophysics*, 160, 305-326, 1989.

地震調査研究推進本部地震調査委員会: 立川断層帯の長期評価について, 1-17, 2003.

寿円晋吾: 武蔵野台地の各段丘礫の大きさについて (演旨), *地理学評論*, 37, 272, 1964.

寿円晋吾・奥村 清: 武蔵野・多摩・相模野地域に発達する洪積世礫層と段丘地形 (演旨), *地理学評論*, 43, 104-106, 1970.

松田時彦・山崎晴雄・金子史朗: 西関東の活断層. 東京直下地震に関する調査 (その 2) - 活断層及び耐震工法等に関する考察-. 東京都防災会議, 75-108, 1975.

- 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.
- Nakamura, K., K. Shimazaki, and N. Yonekura: Subduction, bending, and eduction – Present and Quaternary tectonics of the northern border of the Philippine Sea plate, *Bulletin Societe Geologique de France*, 26, 221-243, 1984.
- 坂本 亨・酒井 彰・秦 光男・宇野沢 昭・岡 重文・広島俊男・駒沢正夫・村田秦章：1:200,000 地質図 東京. 地質調査所，1987.
- 佐藤比呂志・石山達也・蔵下英司・坂 守・森 健彦・渡邊篤志・中島 剛・増田正孝：制御震源地震探査等による断層形状の解明，立川断層帯における重点的な調査観測平成 24 年度報告書，3-15, 2013.
- 佐藤比呂志・石山達也・蔵下英司：制御震源地震探査等による断層形状の解明，立川断層帯における重点的な調査観測平成 25 年度報告書，6-41, 2014.
- 佐藤比呂志・石山達也・蔵下英司：制御震源地震探査等による断層形状の解明，立川断層帯における重点的な調査観測平成 26 年度報告書，1-58, 2015.
- Sato, H., N. Kato, S. Abe, A. Van Horne, T. Takeda: Reactivation of an old plate interface as a strike-slip fault in a slip-partitioned system: Median Tectonic Line, SW Japan, *Tectonophysics*, 644-645, 58-67, 2015.
- 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：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，立川断層帯における重点的な調査観測平成 24 年度報告書，3-15, 2013.
- 鈴木毅彦：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，立川断層帯における重点的な調査観測平成 25 年度報告書，75-94, 2014.
- 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.
- 高橋雅紀：関東平野の深部地下地質構造の解釈．*日本地質学会編，日本地方地質誌 3 関東地方*，朝倉書店，48-61, 2008.
- 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.
- 東京都：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>, 2004.
- 東京都：立川断層に関する調査（反射法弾性波探査），
<http://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Tokyo2Bfrm.htm>, 1998.
- 矢部長克：関東山地北東部の地質構造（3）．*地質学雑誌*，27，243-251, 1920.
- Yamaji, A.: Multiple inverse method applied to mesoscale faults in mid Quaternary sediments near the triple plate junction off central Japan. *J. Struct. Geol.* 22, 429–440, 2000.
- 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(4)，231-246, 1978.
- 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.