３．研究報告

３．１　震源断層シナリオ評価のための詳細位置形状・変位量調査及び総合解析

(1) 業務の内容

(a) 業務題目　震源断層シナリオ評価のための詳細位置形状・変位量調査及び総合解析

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人東海国立大学機構 名古屋大学	教授	鈴木　康弘
国立大学法人東海国立大学機構 名古屋大学	客員教授	松多　信尚
国立大学法人東海国立大学機構 名古屋大学	客員教授	杉戸　信彦
学校法人　東洋大学	教授	渡辺　満久
国立大学法人　東京大学地震研究所	准教授	石山　達也
国立大学法人　広島大学	准教授	後藤　秀昭
国立大学法人東海国立大学機構 名古屋大学大学院	技術補佐員	山下　日和
国立大学法人　広島大学大学院	技術補佐員	山中　蛍
国立大学法人　広島大学文学部	技術補佐員	牧田　智大

(c) 業務の目的

複雑な分布パターンを呈する屏風山・恵那山断層帯及び猿投山断層帯について、震源断層の活動区間を如何に想定すべきかが地震発生予測にとって重要である。これを検討するため、変動地形的手法及び試掘調査等を併用して、活断層トレースの詳細な位置・形状と、地点ごとの上下及び横ずれ変位量の分布を定量的に解析してデータベース化する。最終的に断層トレースの連続性、末端・分岐形状、変位量分布、及びサブテーマ２と３の結果を総合解析し、①想定すべき活動区間、②スリップレート、③強震動推定の際のアスペリティの位置、④断層の地下形状等を、信頼度やデータ充足度を検証可能な形で設定できるようにするためのデータベースを整備し、震源断層シナリオを総合的に再検討する。

(d) ３ヵ年の年次実施業務の要約

1) 令和２年度：

活断層認定の確度を上げるため、令和２年度は LiDAR 計測と航空写真測量を実施し、高度な解析を行えるデータを整備した。また、変動地形検討の概査を行い、解明すべき具体的課題を確認した。またサブテーマ１は「総合解析」を担うことから、開始当初から全体会議を企画・実施し、問題意識および情報の共有を行った。実施項目は以下の a.～d.の４項目である。

a. LiDAR 計測及び空中写真測量による高解像度 DEM の作成

既存の LiDAR DEM 整備状況や植生・地形特性を考慮して計測計画を定め、LiDAR 計測と空中写真測量により断層変位地形を詳細に表現できる高解像度 DEM

を整備した。

b. 変動地形学的手法による活断層認定

空中写真判読と高解像度 DEM 解析により活断層トレースの位置・形状を精査し、既存の活断層地図における不一致を分析した。

c. 断層変位量分布の検討

主に南部地域（猿投山北断層及び猿投－高浜断層帯北部）を対象に、詳細標高 DEM を用いて断層変位量計測を行い、変位量の分布を検討した。

d. 総合検討のための全体会議の企画・実施

サブテーマ２と３と連携して震源断層シナリオを絞り込むための重点調査地点を検討した。

2) 令和３年度：

a. 断層トレースの精査

昨年度整備した LiDAR 計測による高解像度 DEM と、１万分の１の航空写真データベースを用いて変動地形学的調査を実施し、活断層の位置・形状を精査した。これにより詳細な断層トレース図を作成した。当該地域において既に公表されている国土地理院及び岐阜県の活断層図を改訂すべき箇所について精査し、その理由を取りまとめた。

b. 累積変位量の計測（精査）

昨年の概査データに加え、上述の断層トレースの見直しに伴い、新たに高解像度 DEM から地形断面図を作成し、断層変位量計測を行った。この結果が断層トレースの判断材料にもなった。

c. 地形面の堆積物調査

断層トレース沿いの概査において、自然露頭で地形面の堆積物を観察し、その風化程度により高位面、中位面、低位面等、地形面編年の大枠を把握することができた。これにより平均変位速度の算出に必要な地形面編年の基礎資料が得られた。

d. 変動地形データベースの整備

活断層評価のための変動地形データのデータベース化を進めるため、サーバー上にデータアーカイブするためのプロトタイプモデルを構築した。

3) 令和４年度：

a. 断層トレース・変位量分布の確定

航空写真および高解像度 DEM の判読を再度実施し、変動地形および現地調査結果を踏まえて、活断層の詳細トレース図・累積変位量分布図を完成させた。

b. スリップレートの解明

ピット調査と群列ボーリングを実施し、採取された堆積物について年代測定と火

山灰分析を実施した。断層沿いに分布する地形面の編年を行って累積変位量からスリップレート（平均変位速度）を推定し、その分布形状を検討した。

c. 起震断層区分案（震源断層シナリオ）の作成

断層トレースの連続性、スリップレート分布から震源断層シナリオを検討した。

d. 変動地形データベースの整備

変動地形および堆積物等の情報は今後も各種調査により更新される可能性があるため、本調査で得られた変動地形データベースを電子情報化してアーカイブした。

e. 総合解析

最終年度の総合解析として、サブテーマ２、３の成果を総合して震源断層シナリオを議論した。その結果をサブテーマ４の取り組みに反映させた。さらにサブテーマ５に対して情報提供し、防災情報の提供のあり方を検討した。

⑵ 令和２～４年度の成果

令和２年度に整備した高解像度 DEM や写真測量結果や、令和３年度に実施した断層トレースの検討結果を受け、令和４年度には活断層長期評価に必要な変位基準地形面の年代決定のための調査とそれに基づく活動性評価を行った。研究計画がこのような構造のため、令和４年度の成果のみを独立させて記述させるのではなく、三ヶ年分をまとめて以下に記載する。

(a) 業務の要約

屏風山・恵那山断層帯及び猿投山断層帯は、相互に近接する複雑な分布パターンを呈し、震源断層としての活動区間を如何に想定すべきかが地震発生予測にとって大きな課題である。既往の活断層図（岡田・他,2017、鈴木・他,2004、宮内・他,2017、鈴木・杉戸,2010）には相違があり、活断層の長さや連続性に関する評価が定まっていない。累積変位量やスリップレートのデータも乏しい。こうした問題を解決するため、令和２年度は主に LiDAR 計測による高解像度 DEM の整備と、断層帯全体の地形概査、一部地域における横ずれ地形の計測等を実施した。令和３年度はコロナの感染防止に留意しつつ現地地形調査を集中的に実施した。地形断面計測を行い、活断層トレース認定の精度を高めた。また自然露頭調査を実施し、変動地形データベースの設計を開始した。令和４年度は変位基準の年代推定のためのピット調査と、比較的新しい地形面の変形を解明するための群列ボーリングを実施し、ａ．断層トレース・変位量分布の確定、ｂ．スリップレートの解明、ｃ．震源断層シナリオの作成、ｄ．変動地形データベースの整備を実施した。さらに他のサブグループの成果も踏まえて、ｅ．総合解析、を実施し、地震発生長期評価に資するデータを整備した。

(b) 業務の実施方法

前年度までの成果をふまえた令和４年度の具体的な調査実施方法は以下の通りである。

a. 断層トレース・変位量分布の確定

令和３年度までに検討した断層トレース図の内容を再確認するとともに、令和４年度は地形面に現れている確実な変位地形の存在を現地調査により確認した。その上で地形断面図を全域にわたり作成し、鉛直変位量を計測した。また、ピット調査により地形面の形成年代を明らかにし、さらに最新活動時期を考察できる比較的新しい地形面の変形を見出して群列ボーリング調査を実施した。

b. スリップレートの解明

ピット調査により堆積物を採取し、年代測定と火山灰分析を令和４年度に実施した。これにより地形面の編年を行い、断層トレース沿いに分布する地形面分類図を作成した。鉛直変位量をここで決定された地形面の形成年代で除することにより、地点ごとの鉛直方向のスリップレートを解明した。これをグラフ化することで、鉛直スリップレートの地域差を検討した。

さらに令和４年度において、完新世の地形面に撓曲が認められる２地点で群列ボーリングを実施して、地層の年代と変形状況を明らかにした。

横ずれ量の分布を明らかにすることで、鉛直変位のみでスリップレートを見積もるべきでない地域の存在を確認し、ネットスリップレートの評価方法を考察した。

c. 震源断層シナリオの作成

令和４年度は３ヶ年の検討結果を総合して、変動地形学的調査結果により活断層のグルーピングを行い、さらにトレンチ調査結果や地下探査等、他のサブグループの成果も考慮して震源断層シナリオを検討した。

d. 変動地形データベースの整備

こうした調査結果は今後も新たな観察事実が得られた際に再解析を行う必要がある。そのため数値地理情報の散逸を防ぐため、令和３年度に作成したプロトタイプを運用し、令和４年度にデータベースを整備した。

e. 総合解析

上記の震源断層シナリオに基づいて、当該断層の過去の活動を取り纏め、活断層長期評価に資するデータとして取り纏めた。

(c) 業務の成果

本サブテーマの成果とサブテーマ２及びサブテーマ３の成果をもとに総合解析を実施し、本事業の成果は上記の実施方法の順にまとめる。ただし、「c. 震源断層シナリオの作成」については「e. 総合解析」の中で述べる。

1) 断層トレース・変位量分布の確定

a)河成段丘面区分

本研究では、高解像度 DEM に基づくアナグリフ画像、国土地理院 70 年代撮影の縮尺約 1 万分の 1 空中写真、米軍撮影の空中写真などを用いて地形判読を実施した。その結果、研究対象地域には複数の河成段丘面が分布しており、これらを変位させる活断層の分布や特性を認定することができた。

研究対象地域に分布する河成段丘面を、現河床との比高や開析の程度などをもとに、H 面・M 面・L 面に大別した（図 1）。さらに、それぞれが細分できる場合は、高位のものから HⅠ面・HⅡ面、MⅠ面・MⅡ面、LⅠ面・LⅡ面・LⅢ面群とした。LⅢ面群と現河床との比高は、数 m 程度以下と小さいことが多い。なお、M 面や L 面が細分できない一部の地域においては、それらの段丘面をとりあえず MⅠ面・LⅠ面と表記している場合があるが、これらはそれぞれ、MⅡ面・LⅡ面である可能性も残された。

HⅡ面、MⅠ面・MⅡ面、LⅢ面群については、面を覆うテフラ層序や段丘面構成層中から得られた ^{14}C 年代測定値をもとに編年した。これらの調査地点は、図 1 に示したが、詳細な位置については、各章での記載を参考にされたい。検討の結果、HⅡ面は約 200 ka、MⅠ面は約 100 ka、MⅡ面は約 60 ka、LⅠ面より下位の段丘面は MIS 2 以降に形成されている可能性が高いことが判明した。なお、ka は千年前を示し、MIS 番号は海洋酸素同位体ステージ番号（偶数が寒冷期、奇数が温暖期）である。LⅢ面群は、現河床との比高が小さい完新世段丘面であり、東野や柿野の LⅢ面は、約 1000 年・約 2000 年前に形成されたことがわかった。これらの編年結果については、「2)スリップレートと最新活動時期」において詳しく述べる。なお、地形面分類作業は国際航業株式会社、地層掘削作業は、日本公営都市空間株式会社に発注した。断層変位および活断層トレースの認定は、調査担当者の合議により実施された。

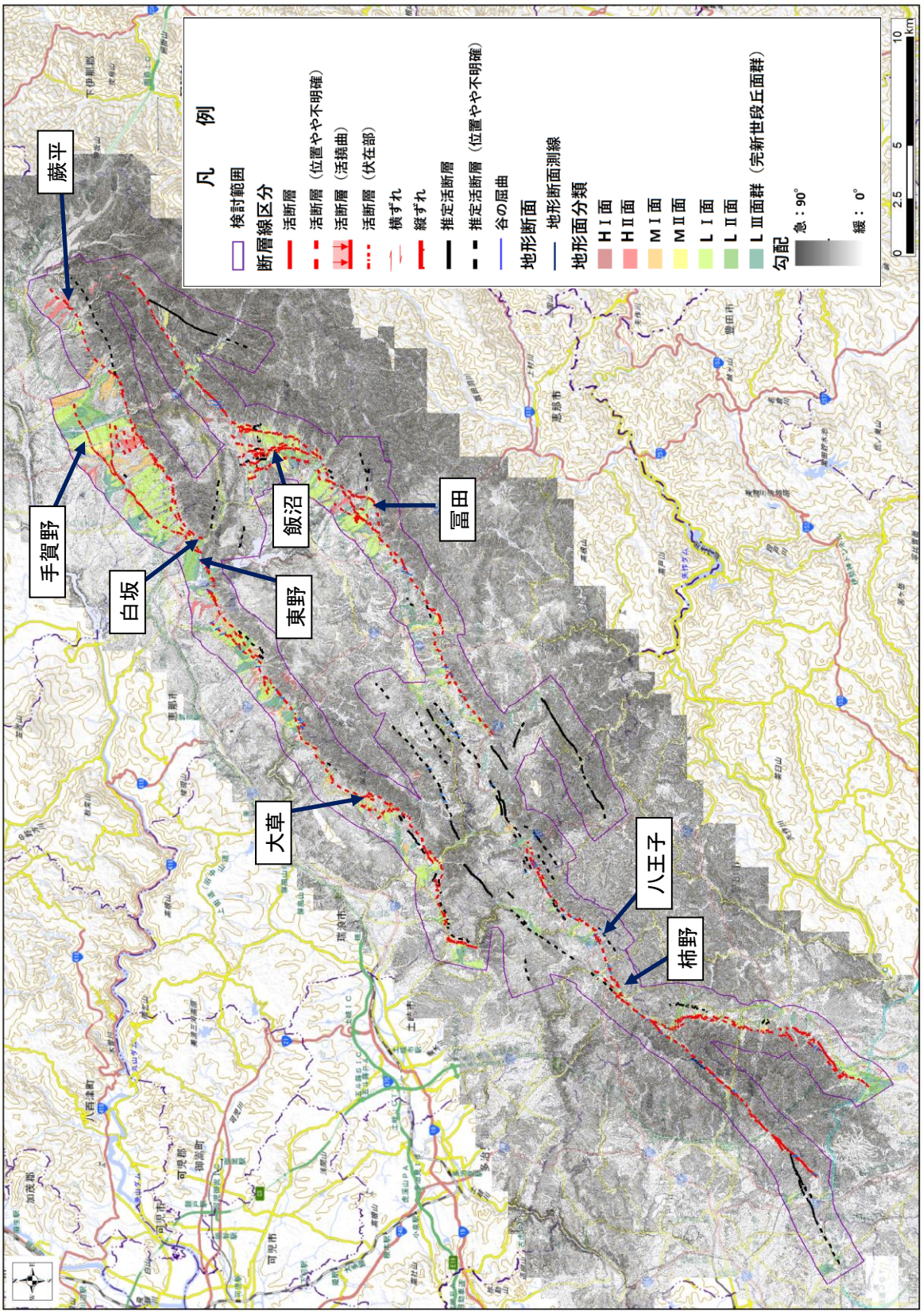


図１　地形面分類と活断層の概要および露頭・ピット調査位置（青矢印）

凡例内の勾配データは令和 2 年度に整備した LiDAR データによる。

b) 屏風山断層の変動地形

b-1) 中津川周辺

中津川盆地を北西方向に流下する温川（ぬるま）・湯舟沢川（ゆぶねさわ）左岸以西には、新旧の河成段丘面を変形・変位させる北向きの撓曲崖・低断層崖が東北東～北東走向で断続的に分布する（図 2）。断層トレースは、いわゆる屏風山断層崖基部に分布する蕨平断層・屏風山断層と、盆地（北西）側に分布する手賀野断層に大別される。これらの断層に沿っては、横ずれ変位を直接示唆する地形は認められず、南東傾斜の逆断層とする従来の見解（宮内ほか, 2017）と整合的である。

手賀野断層は、断層北東端部では屏風山断層の約 2 km 北西側に分布するのに対し、南西端部では屏風山断層に収斂する。手賀野断層の北東端部については、国土地理院の活断層図（岡田ほか, 2017）及び鈴木・杉戸(2010)では中津川左岸に分布する低位段丘面を変位させるとする一方、東郷・池田（2002）は中津川右岸に分布する段丘面まで延びるとした。本研究による地形判読は東郷・池田（2002）の見解を支持し、中津川右岸の ＬＩ面に北向きの低断層崖（位置不明瞭）が存在すると推定され、上下変位量は約 2.5 m である（図 3 の測線 7)。一方、これより東に分布する上位の ＭＩ面には変位は認められず（図 3 の 測線 6)、断層はこれより東には延びないものと推定される。

北に流下する中津川左岸では、ＬＩ・ＭⅡ面上にそれぞれ比高約 2 m・7 m の北向き撓曲崖・低断層崖が分布する（図 3、4 の 測線 8、9)。これらの崖線は湾曲しており、地表近傍では断層面が低角であることを示唆する。また、低断層崖より南の段丘面は上に凸のふくらみを伴い、背斜状変形を受けていると考えられる。撓曲崖・低断層崖で表される断層トレースは、中津川 IC 付近で北東～東西走向・北向きの撓曲崖・低断層崖に収斂する（図 2)。この断層線は、国土地理院の活断層図（岡田ほか, 2017）では推定活断層として記載されていたが、今回米軍撮影の約 1 万分の 1 空中写真を判読した結果、新旧の段丘面を変形・変位させる低断層崖を伴うことが明らかとなった。ただし、これらの多くは著しい人工改変を受けているため、上下変位量の推定は行わなかった。また、中津川左岸に位置する小向地区では、手賀野断層と屏風山断層の間に分布する ＭＩ・ＨⅡ面上に、北側低下の短い活断層トレース（位置不明瞭）が 3 条分布しており、ＨⅡの上下変位量はそれぞれ 18 m、1.5 m、8 m である（図 3 の測線３、４)。これらのうち最も北側のトレースは中津川左岸沿いに分布する ＬＩ面をも変位させており、上下変位量は 7 m である（図 3 の 測線 2)。

手賀野断層の２条の断層線が収斂する深沢地区では、新旧の地形面に累積的な上下落差を伴う変動崖が認められる。土岐砂礫層で構成される丘陵頂部に発達する ＨⅡ面を上下に変位させる低断層崖が発達し、上下変位量は約 22 m と推定される（図 4 の 測線 10)。これより南西側には、ＬＩ・ＭＩ面を上下に変位させる低断層崖・撓曲崖がほぼ連続的に分布し、上下変位量はそれぞれ約 4 m、8.5m と推定される（図 4 の 測線 11、

12)。更に西側では走向を北東に変え白坂地区まで活断層（位置不明瞭、赤破線）が分布する。白坂地区では、ＬＩに約 5 m の上下落差が認められる（図 4 の 測線 15)。

屏風山断層・蕨平断層については、断層トレースの位置は既存の断層図と大局的に一致し、一般に北～北西向きの低断層崖で表現される。ただし、国土地理院の活断層図（岡田ほか, 2017）において屏風山断層崖基部に推定されていた活断層（位置不明瞭）（落合川～四ツ目川の区間）については、新期の変位地形が認められないことから、ここでは推定活断層（位置不明瞭、黒破線）とした（図 2)。一方、屏風山断層崖前縁に分布する土岐砂礫層からなる丘陵部には、蕨平断層から連続する高度不連続が認められることから、これらを一連の活断層（丘陵部は位置不明瞭）と認定した。中津川以西では屏風山断層崖の基部に位置が確実な低断層崖が多く認められ、ＭＩ面に約 18 m の上下落差が認められる（図 3 の測線 5)。また、東野地区では、飯沼川右岸に分布するＬⅡ面上には河川の流下方向と直交する低断層崖が存在し、上下変位量は約５m である（図 4 の測線 16)。また、飯沼川沿いに局所的に分布するＬⅢ面には上下変位量は約 2 m の低断層崖が存在する（図 4 の測線面 17)。このような極新期低断層崖は、比較的最近の断層活動を示唆する。

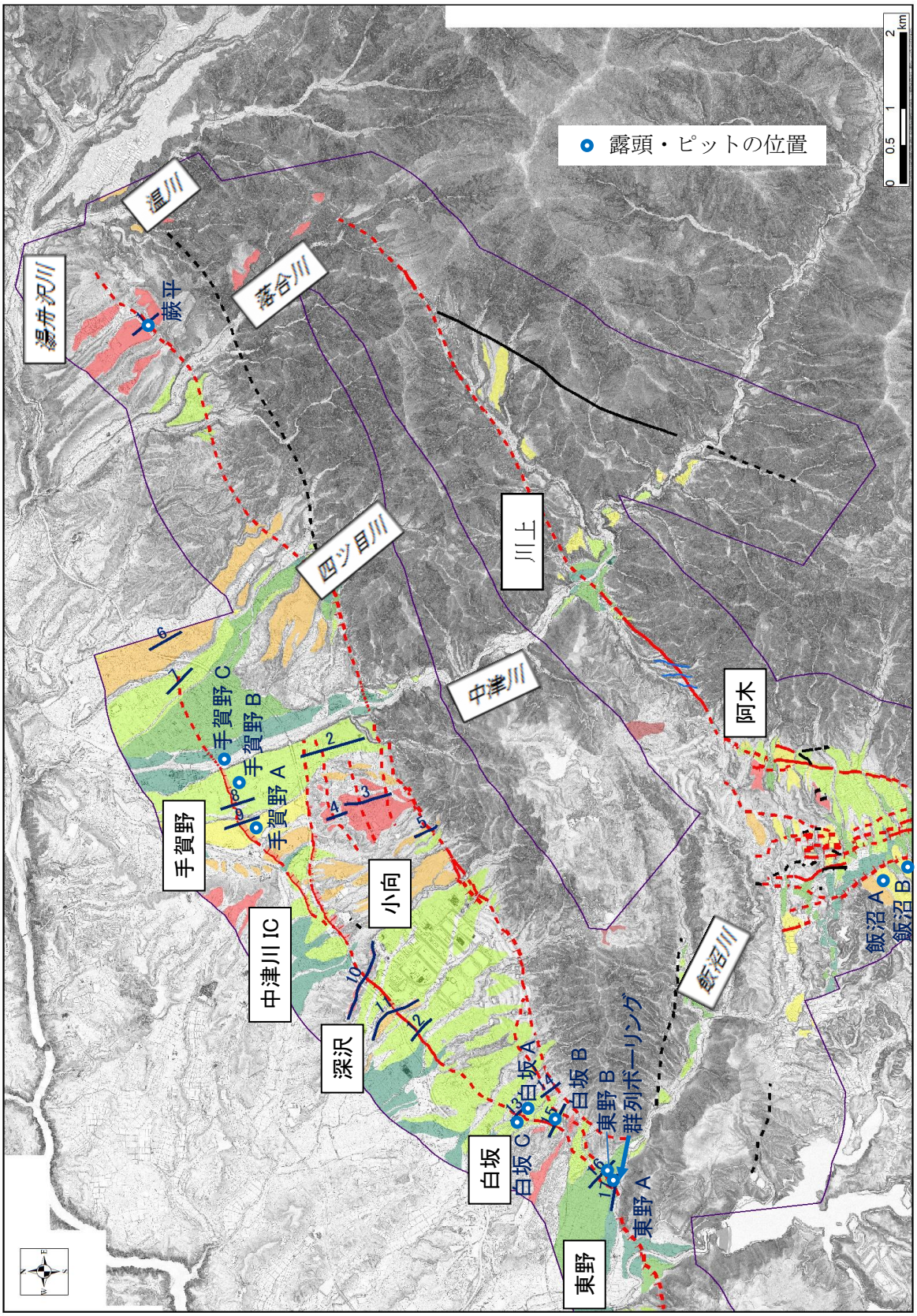


図 2　中津川市～恵那市東部の断層線図（凡例は図 1 を参照）

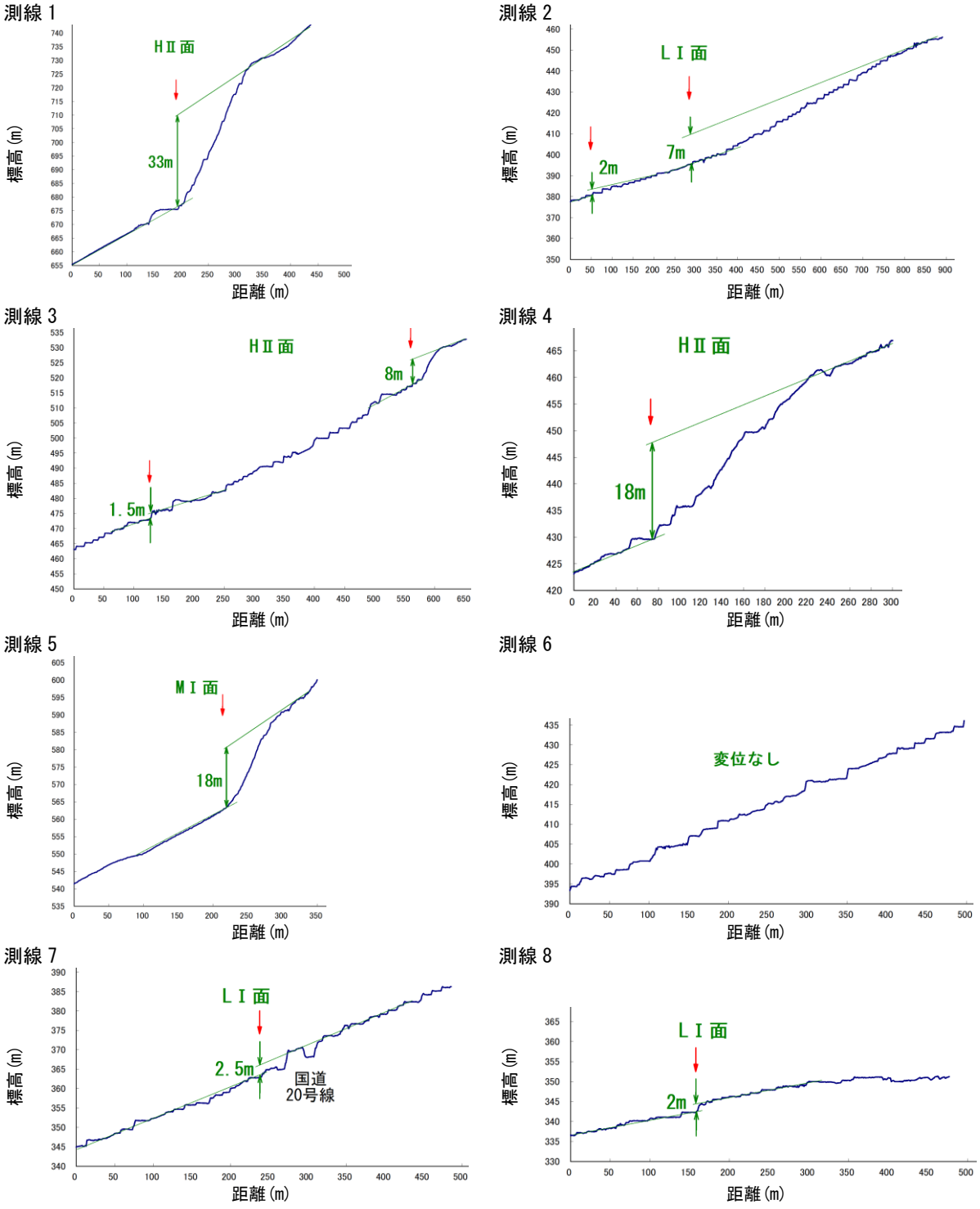


図 3　中津川市～恵那市東部の地形断面図（その 1）

地形断面の位置は図 2 に示す。断面図の向きは、東方が右、西方が左である。（以下同様）

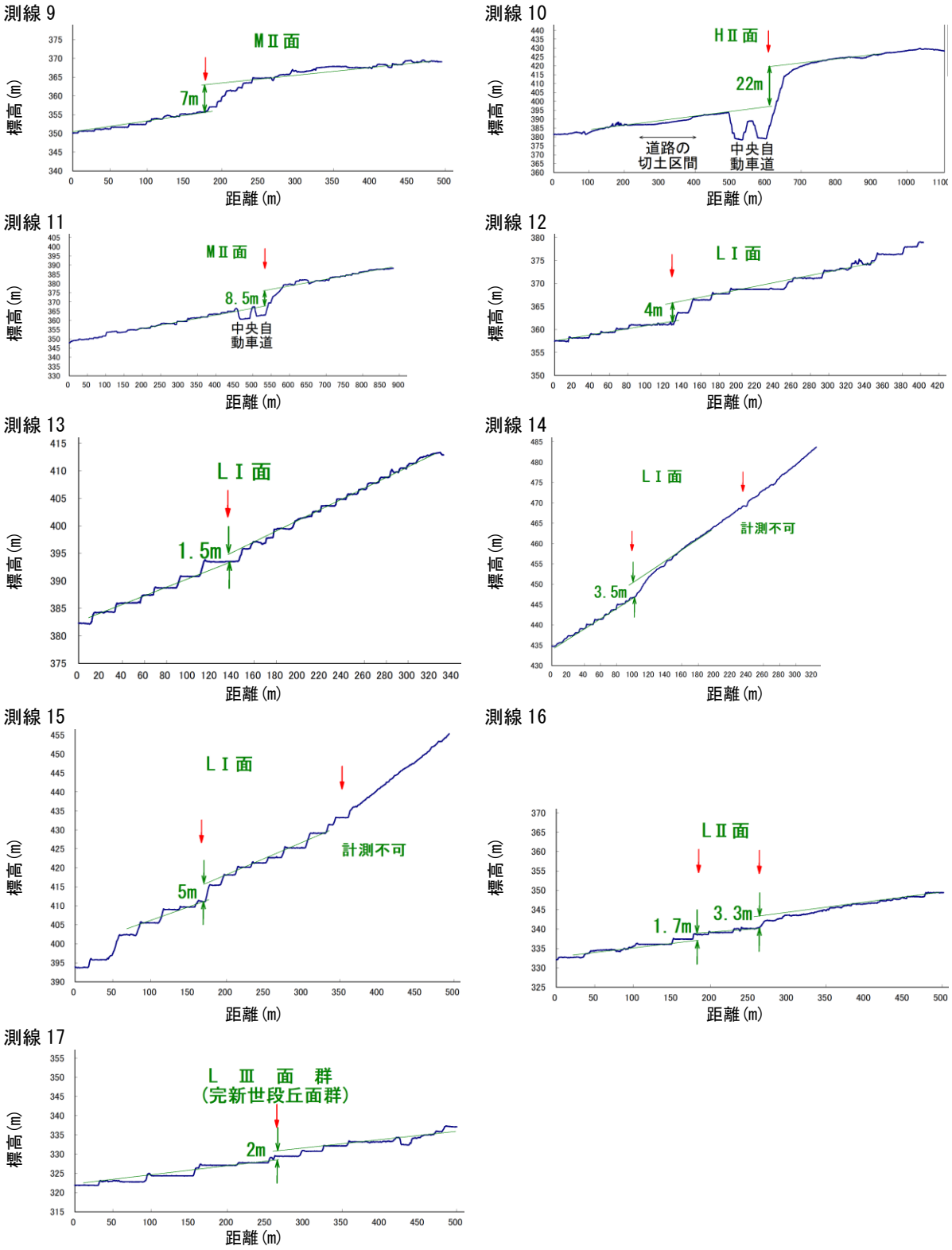


図 4　中津川市～恵那市東部の地形断面図（その 2）

地形断面の位置は図 2 に示す。

b-2) 恵那周辺

阿木川付近から三郷町佐々良木までは、屏風山の山麓に分布する第四紀後期の地形面に断層変位地形が確認できる。横ずれを示す地形的証拠は一部で確認できた。鈴木・杉戸（2010）や宮内ほか（2017）では概ね直線的な活断層トレースが山麓線に沿って表示されているが、本研究では山麓の段丘面の変位・変形をより重視し、山麓線より北西の地形面上に湾曲して分散した活断層トレースを認定した。

測線 18～測線 19 付近（長島町正家）では、山麓線から約 100 m 北に離れた位置に、L I 面を変位させる北東–南西走向で北西落ちと南東落ちを示す 2 条の活断層を確認した（図 5）。L I 面の鉛直変位量は、北西落ち（山地側の隆起）で約 2.5 m、南東落ち（山地側の沈降）で約 0.5 m であり、全体として山地側が約 2 m 相対的に隆起していると考えられる。いずれのトレースでも開析谷に右横ずれが見られる（図 5 ,横ずれの凡例は図 1 に示されている）。この変位地形の北東にあたる阿木川の谷口周辺には、LII 面上の一部に変位地形の可能性のある低崖がある。

測線 18～測線 19 付近（長島町正家）に見られた断層変位地形のうち、北西落ちのトレースの南西延長では、扇状地起源の段丘面を横切って三郷町野井付近まで連続して確認できる（図 5）。鉛直変位量は、HII 面で約 3.5 m（図 6：測線 20）、約 4 m（図 6：測線 21）、MI 面で約 5m（図 6：測線 22）、約 3m（図 7：測線 26）、約 4m（図 7：測線 27）、LI 面で約 1m（図 6：測線 23）、約 2 m（図 6：測線 24）、約 2 m（図 6：測線 25）である。MI 面と LI 面では、変位量が累積的とみることができるが、HII 面と MI 面は大差がない。このトレースの北、約 300mにも、扇状地起源の段丘面を横切って延びる変位地形が確認でき、一部で段丘開析谷に右横ずれが認められる。LI 面の鉛直変位量は、約 1m（図 6：測線 23）、約 2.5m（図 7：測線 26）、約 2m（図 7：測線 27）、約 1.6m（図 7：測線 28）である。一方、測線 22 から測線 28 付近の山麓にある山地斜面と堆積面との傾斜変換線は直線状を成すものの、地形面に明確な変位が確認できず、地滑りの滑落崖の可能性もあり、推定活断層とした（黒破線、図 5）。

土岐川左岸（三郷町野井）から佐々良木川左岸（三郷町佐々良木）の山麓付近は、地形面に明確な変位が確認できないが、傾斜変換線の連続から考えて活断層が延びているものと思われる（図 5）。この活断層の南西端付近には、右屈曲と解される河谷が複数、認められる。土岐川左岸から測線 31 付近では、LI 面、LII 面を変位させる北落ちの撓曲崖が東北東–西南西方向に延びる（図 5）。LI 面の鉛直変位量は、約 2 m（図 7：測線 29）、約 1.5m（図 7：測線 30）、約 2 m（図 7：測線 31）である。

測線 32 付近（三郷町佐々良木）から西の山麓の傾斜変換線は明瞭で、その北東延長上の LI 面では断層変位が確認できるため、この山麓線に沿って活断層が延びていると考えられる（図 5）。LI 面の鉛直変位量は、約 2 m（図 7：測線 32）である。

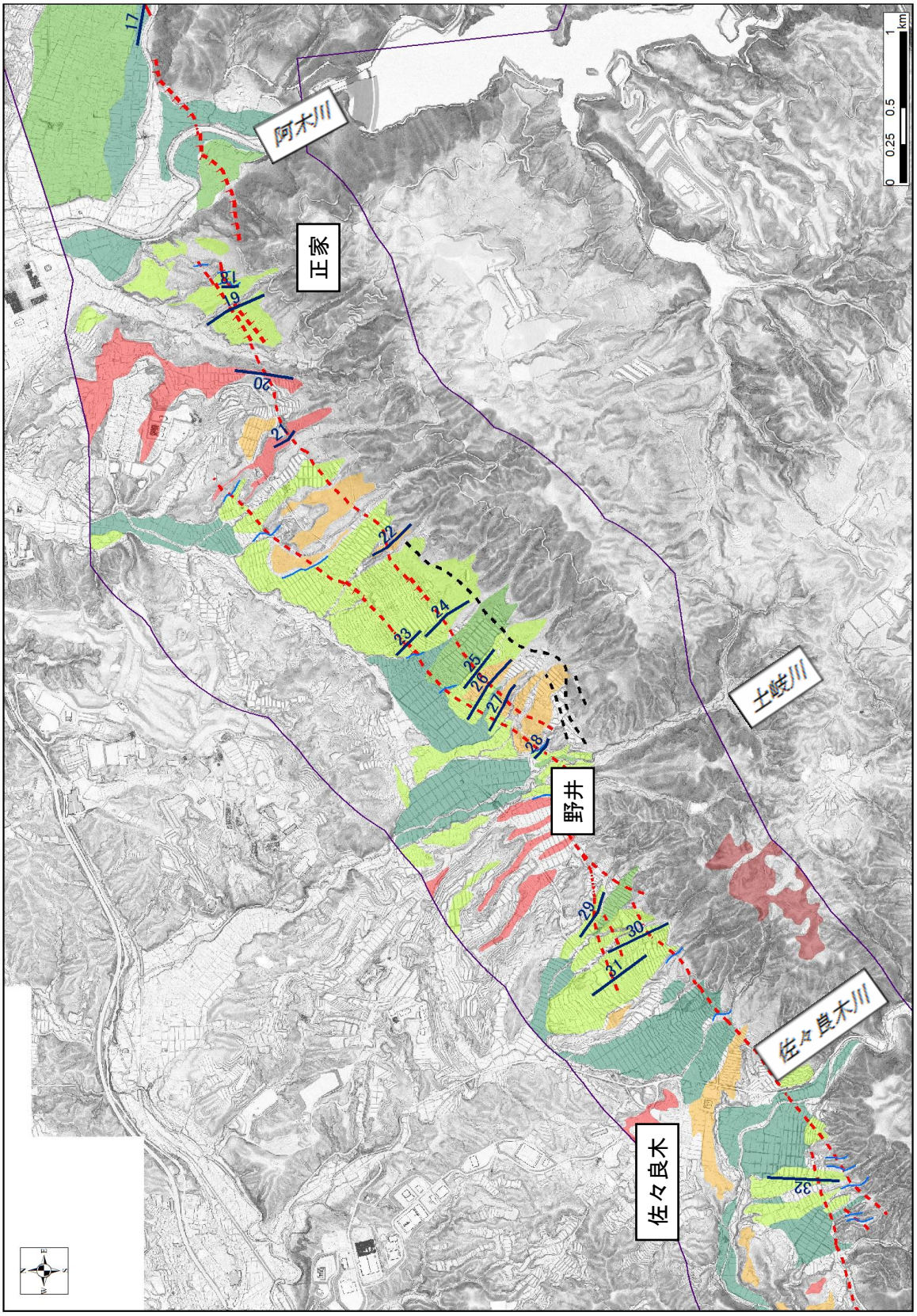


図 5　恵那周辺の断層線図（凡例は図 1 を参照）

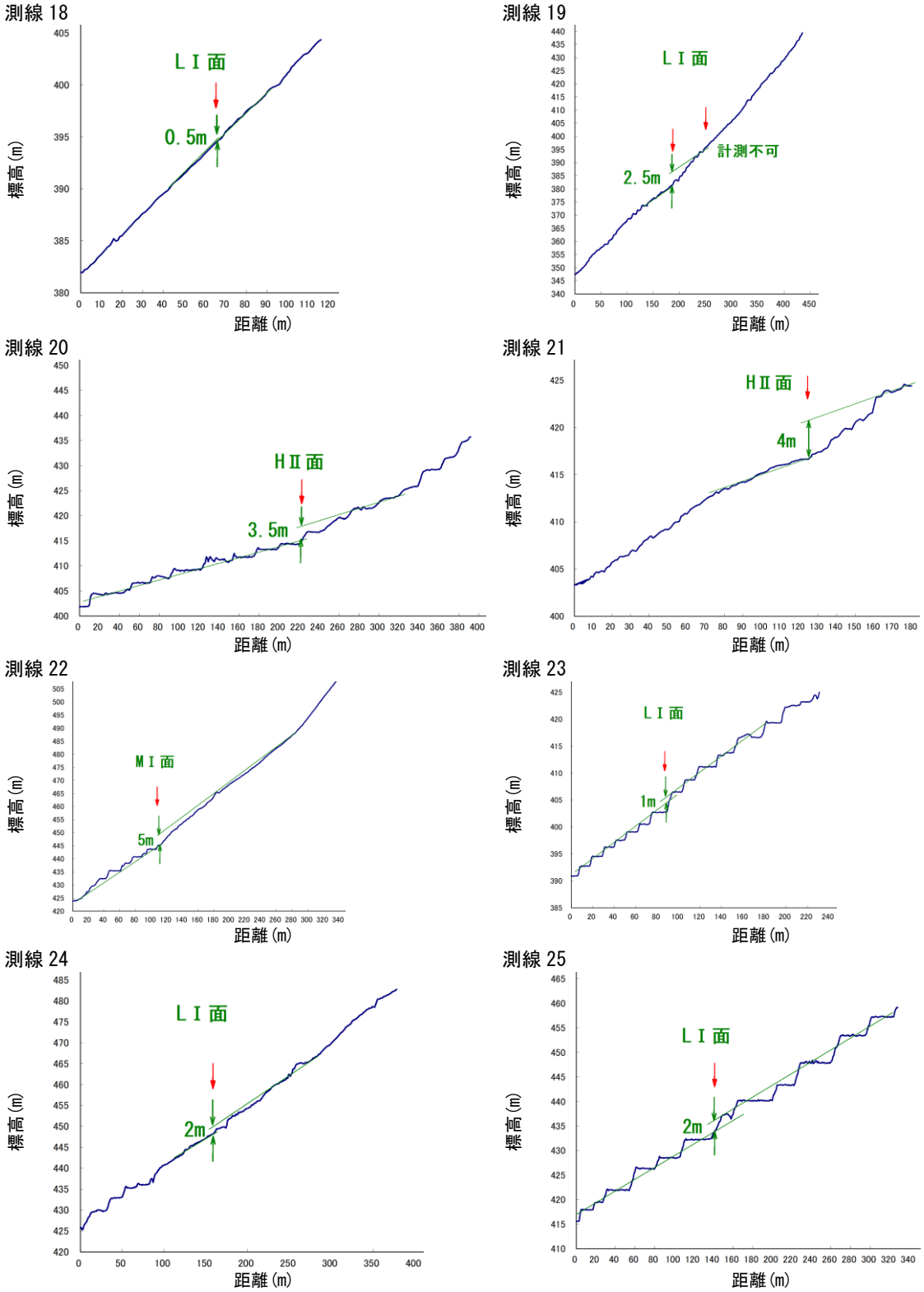


図 6　恵那周辺の地形断面図

地形断面の位置は図 5 に示す。

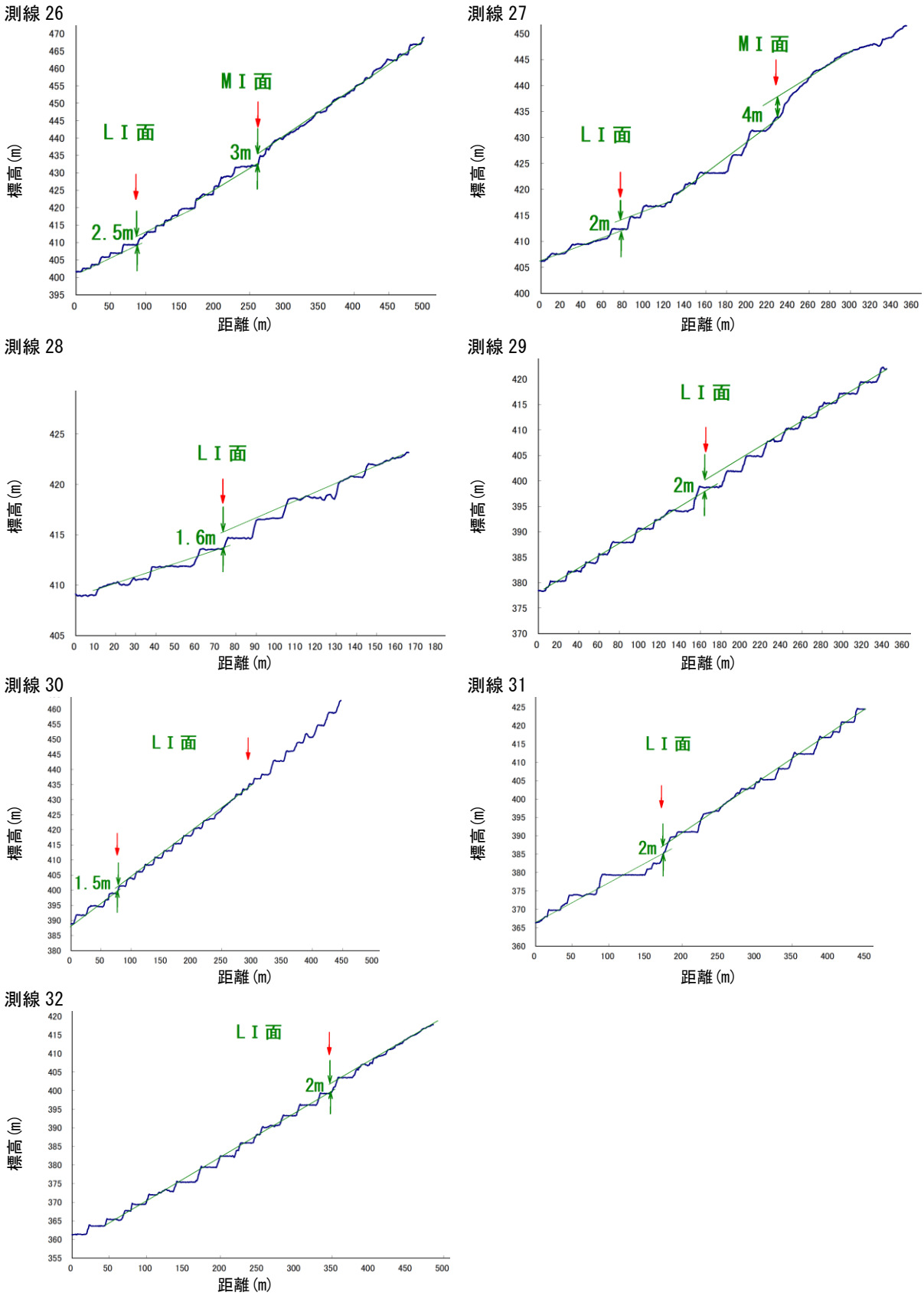


図 7　恵那周辺の地形断面図　地形断面の位置は図 5 に示す。

b-3) 瑞浪東部

山地の北西～西縁付近に高度不連続がほぼ連続して認められ、北西～西落ちの低断層崖や撓曲崖が断続的に認定される（図 8)。鈴木・杉戸（2010）には活断層・推定活断層は表示されていなかった。宮内ほか（2017）には概ね直線的な活断層トレースが表示されているが、山麓の傾斜変換線や低断層崖などの分布をもとに検討すると、トレースは全体として必ずしも直線的ではなく、とくに大草付近以南は屈曲に富むトレースとして認定される。横ずれを示す地形的証拠は認められない。

神徳付近においては、ＭＩ面に約 1m の上下落差が認められる（図 9 の測線 33)。大草付近においては、左ステップする形で２条の活断層トレースが認定される。これらのうち西側のトレースにおいては、ＭＩ面に約 2 m の上下落差が認められ、すぐ南方のＬＩ面には変位は認められない（図 9 の測線 34・35)。東側のトレースにおいては、ＭＩ面に約１ｍの上下落差が認められ、すぐ南方のＬＩ面には約１ｍの上下落差が認められる（図 9 の測線 34・35)。東側のトレースに関しては、測線 34 やや北方のため池北岸付近において断層露頭が確認され（岐阜県，2001)、宮内ほか（2017）はこれを活断層露頭として表示している。大牧付近においては、ＭＩ面に約 5 m の上下落差が認められる（図 9 の測線 37)。大牧付近には、北西－南東～南北方向に延びる南西～西落ちの活断層トレースが、山地西縁付近のやや西方に認められる。ここではＭＩ面に約６ｍの上下落差が認められるが（図 9 の測線 36)、低下側の地形面がＬＩ面に区分されることから、ＭＩ面の上下落差はさらに大きいと推定される。

大草付近には、南北方向に延びる東落ちの活断層トレースが、山地西縁付近のやや西方に認められるが、山地西縁付近に分布する活断層との関係は不明である。

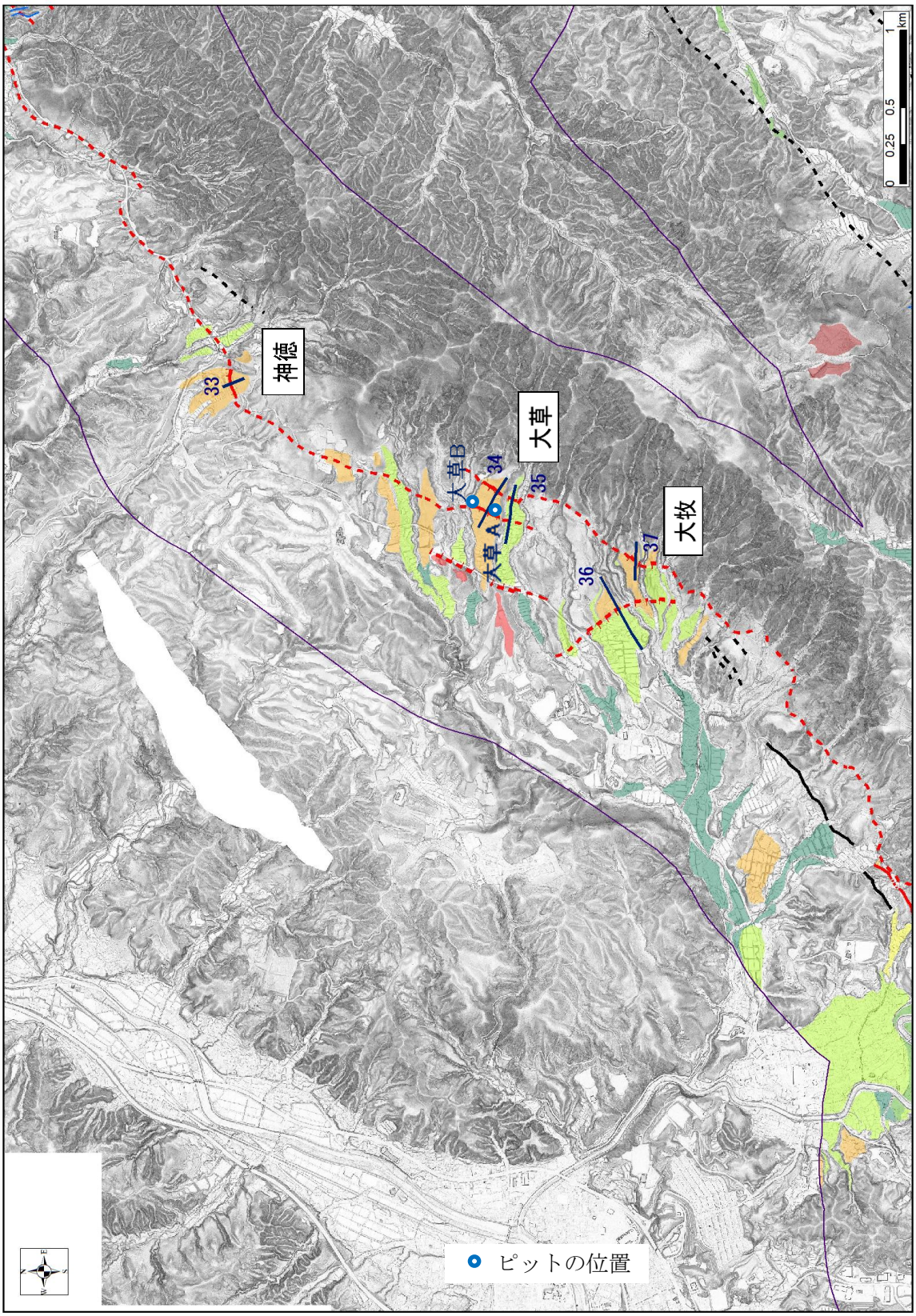


図 8　瑞浪東部の断層線図（凡例は図 1 を参照）

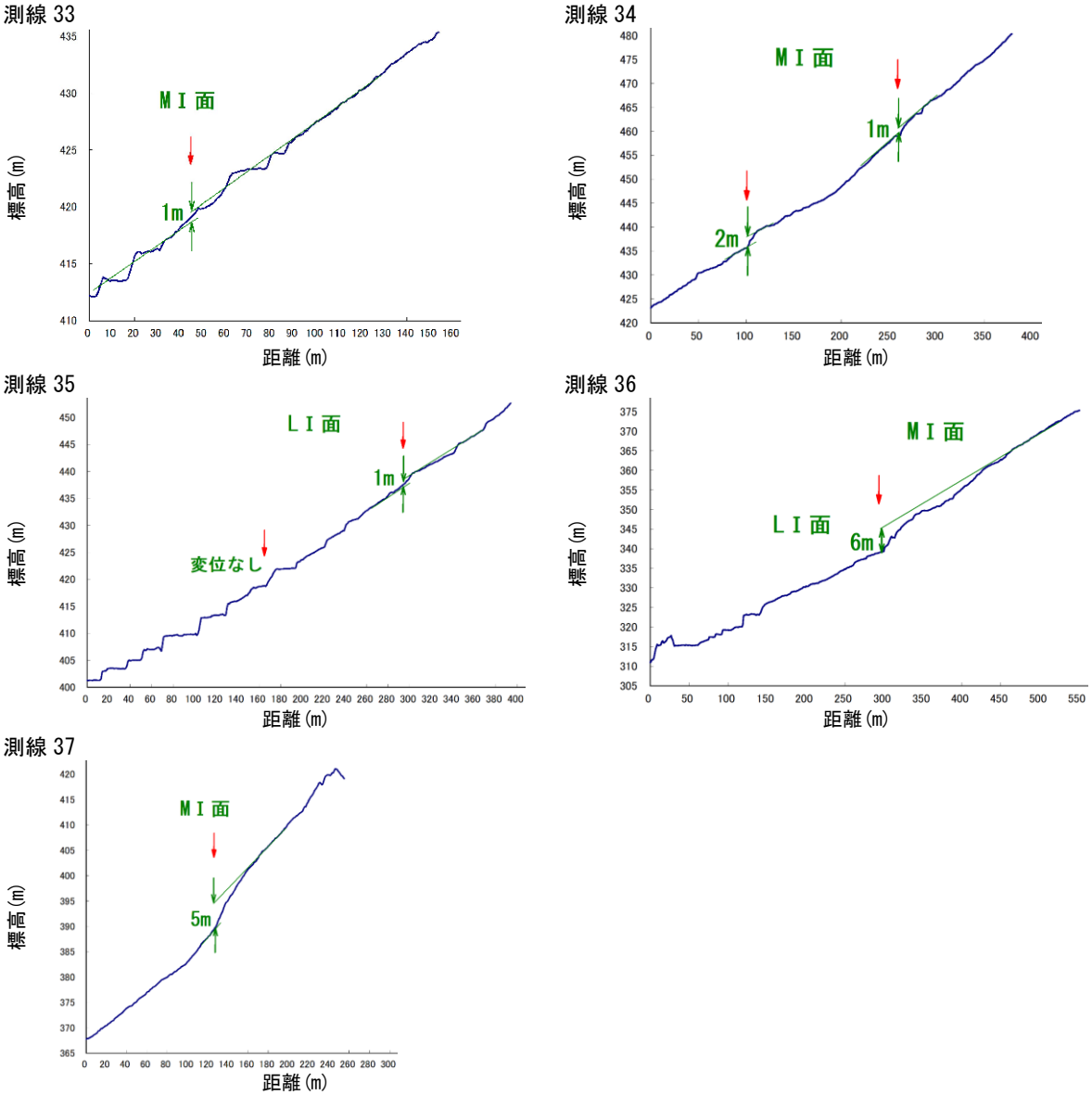


図 9　瑞浪東部の地形断面図

地形断面の位置は図 8 に示す。

b-4) 瑞浪西部～土岐

測線 37（瑞浪市土岐町大草）より南西では、小里（おり）川左岸まで、屏風山の隆起を示す確実な断層変位地形を確認することはできない。しかし、測線 37 と、後述の測線 38（稲津町小里）に断層変位地形が認められることから、それらの間では山麓部に活断層の存在を推定した。宮内ほか（2017）では概ね直線的な活断層トレースが表示されているが、本研究では山麓の傾斜変換線を重視し、屈曲に富む活断層トレースを認定した。鈴木・杉戸（2010）には、活断層・推定活断層は表示されていない。小里川沿いの沖積面には、断層変位は認められない。

山麓の活断層の西～北西方には、推定活断層がいくつか認められる。このうち、小里

川右岸付近で明瞭な逆向きの崖を伴うものを、南東落ちの変位を示す活断層として図示した。ただし、MⅡ面には確実な断層変位は確認できない。山麓の活断層との関係は不明である。

測線 38 付近の山麓から 100～200 m 程度北に離れた位置に、MⅠ面を変位させる、東西走向の活断層を確認した（赤実線、図 10)。MⅠ面（MⅡ面に対比される可能性あり）の鉛直変位量は、約 3.5 m（南側＝山地側の隆起）であるが、0.5 m 程度の鉛直変位を伴うバックスラストも存在する（図 11 の測線 38)。このため、全体として山地側が約 3 m 相対的に隆起していると考えられる。測線 38 より西では、断層変位地形は山麓から 100 m 程度以上離れた位置に認められ、山麓には確実な断層変位地形は確認できない。このため、山麓の傾斜変換部には推定活断層を図示した。なお、測線 38 の東では、山地側が低下するような活断層が存在すると考えられるが、詳細は不明である。

測線 39～測線 41（瑞浪市山田町上山田）付近では、活断層の走向は東北東－西南西方向となり（図 10)、LⅠ面には比高 2～2.5 m 程度の低断層崖が形成され（図 11：測線 39・測線 41)、いずれも山地側（南側）が隆起している。LⅡ面の鉛直変位量は約 1 m である（図 11：測線 40)。なお、上山田付近の LⅡ面は LⅢ面に対比される可能性もある。上山田付近での最新活動時期は LⅡ面ないしは LⅢ面の形成後であり、L1 面には 2～3 回の断層変位が累積している可能性がある。

測線 42～測線 44（土岐市駄知町）では、MⅠ面と LⅠ面に山地側（東側）隆起の断層変位地形が確認できた（図 10)。鈴木・杉戸（2010）や鈴木ほか（2004）では、この活断層は認定されていない。ここでは、活断層の走向は北北東－南南西方向に変化しており、山麓部の推定断層のトレースは上記の上山田付近から連続しているが、段丘面に見られる断層変位が上山田付近まで連続するかどうかは確認できていない。MⅠ面（MⅡ面に対比される可能性あり）には 4～5.5 m の西落ちの上下変位と、1.5 m 程度の東落ちの断層変位が確認され（図 11：測線 42・測線 43)、バルジ状の高まりが形成されている。LⅠ面の上下変位量（西落ち）は約 2.4 m である（図 11：測線 44)。

本図幅内では、山地側が隆起するような断層変位地形と山地側が低下するような活断層の存在が示唆される。このため、屏風山断層の活動には横ずれ変位をともなう可能性が想定される。ただし、横ずれを示すような地形的証拠は確認できない。

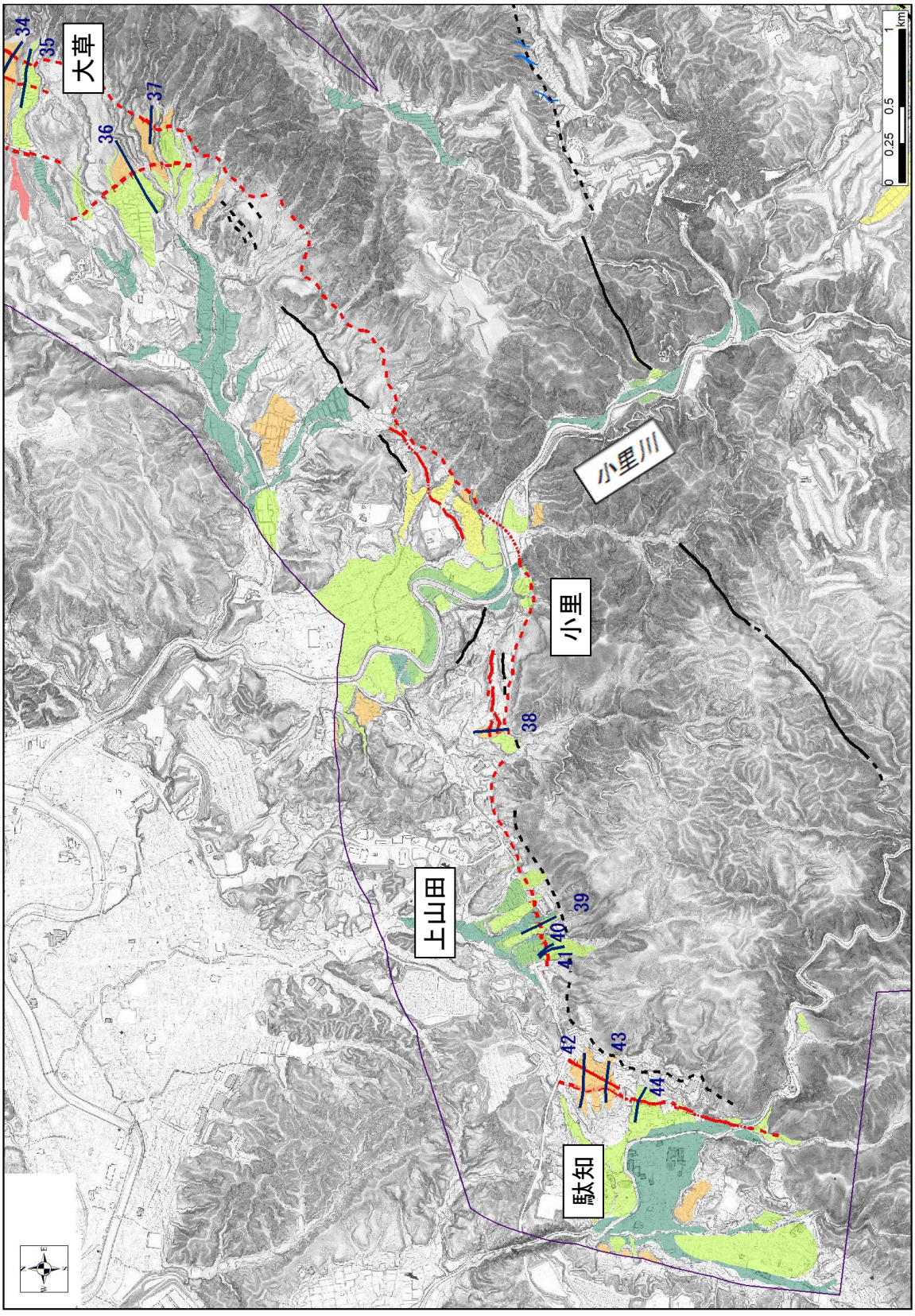


図 10　瑞浪西部～土岐の断層線図（凡例は図 1 を参照）

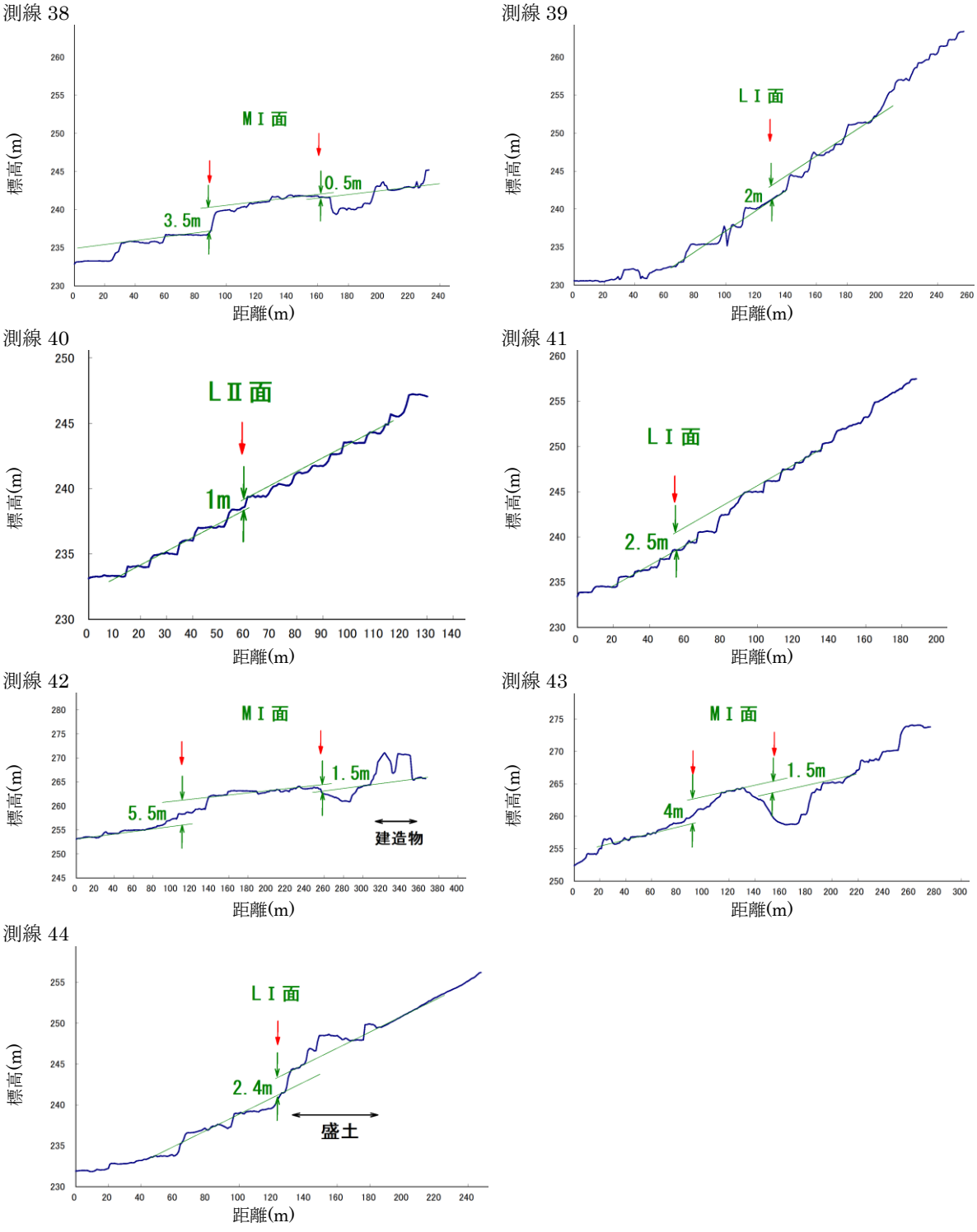


図 11　瑞浪西部～土岐の地形断面図

地形断面の位置は図 10 に示す。

c) 恵那山断層の変動地形

c-1) 川上周辺

この区間は、恵那山断層の北端部に相当し、川上（かおれ）断層とも称される（図２の川上付近、岡田ほか，2017）。大局的には恵那山北麓斜面に分布する南東側低下の急な傾斜変換線沿いに分布する右横ずれ断層である。今回、高解像度 DEM を用いて地形判読を行った結果、岡田ほか（2017）による川上断層北端部よりもさらに北東側に長さ約 1.2 km 推定活断層が確認された（図２）。これらは新期の横ずれ変位地形は伴わないものの、明瞭な南東側低下の急な傾斜変換線を伴う。恵那山（川上）断層の地表位置については、岡田ほか（2017）や鈴木・杉戸（2010）と大きくは変わらない（図２）。ただし、高解像度 DEM により作成したアナグリフ・地形陰影図・等高線図などから、横ずれ量 10m 未満の小規模な鞍部列・水系などの横ずれ地形が恵那山（川上）断層に沿って断続的に認められる。

c-2) 飯沼～岩村町周辺

この区間（図 12）は、恵那山断層帯に属する川上断層、飯沼断層、岩村断層から構成され、川上断層と飯沼断層が大根木付近で南の岩村断層に収斂する（活断層研究会編，1991；岡田ほか，2017 など）。日帰から東に延びる田代山断層は東北東―西南西走向で変位の基準となる地形面や第四紀層は無く，確実な変位地形も伴われないため推定断層である。

川上断層は血洗神社付近で走向が北東―南西方向から南北走向に変化し、盆地と山地を区切る地形境界である。位置は岡田ほか（2017）とほぼ同じである。本年度、地形断面を計測して検討した結果、変位地形がなかったトレースを削除した。測線８（図 13）では LⅡ面に変位が認められないが、測線 10（図 14）では MⅡ面を 1 m 程度変位させているため赤破線とした。また、測線 9（図 14）が横切る崖は地形の傾斜方向などから MⅡ面を 3.5 m 程度変位させていると考えられるため断層崖と判断し、新たに赤実線と認定した。その延長部の黒実線も連続する活断層の可能性がある。川上断層の南側延長は測線 12（図 14）の地点で LⅠ面を 1 m 変位させ、測線 13（図 14）で LⅠ面を 5 m 程度撓曲変形させる。

飯沼断層は北北西―南南東から南北走向の東落ちの変位が認められ、川上断層と斜交する。位置は岡田ほか（2017）および鈴木・杉戸（2010）とほぼ同じで人工改変の影響があるものの、測線 2（図 13）では LⅡ面で 2 m、測線 3（図 13）では MⅡ面で 12 m 以上と、年代の異なる地形面で累積が認められる。北端は、測線 1（図 13）あたりに位置し、大根木付近にかけてこの断層変位の主たる東側低下の断層トレースがある。この東側低下の変位と中尾付近にかけての区間には、南北走行の 10 条近くの変位地形がその測線 1、4、5、6（図 13）で認められる。これらのトレースは M2 面を切るが L 面には変位が認められないものもあり、活動を停止している可能性も考えられるが、少なく

ともM面を変位させているのは確実なので活断層とする。その中で、測線1ではLⅡ面を1 m程度、測線4ではLⅠ面を2.5 m、測線5ではLⅡ面を2 m変位させるトレースが認められる。測線6ではもっとも西側のトレースに向かって地形面が撓曲しており、その撓曲変形上に西側低下の二条の断層変位が認められる。この東側のトレースは岡田ほか（2017）などには示されておらず、昨年度の報告書では黒破線としていたが、断面測量の結果、変位が認められたので、新たに活断層トレースと認定した。測線 12（図14）の西側の断層は地形面が同じではないので変位量は測れないが、西側の断層に向かって撓曲が認められる。測線7（図 13）の北側には円弧上で断層崖とされてきた地形がある。しかし、この地形は正断層的な形態を示しており、その南北で認められる変形とはやや性格を異にするため、これを地すべりの滑落崖と解釈した。測線7で LⅡ面を1.2 m変位させ、測線13（図14）では、人工改変で変動地形は不明瞭になっているが、LⅠ面を3 m程度撓曲変形させている。

阿木川を境に南側は岩村断層となる。岩村断層は北東―南西走向で撓曲変形を伴う西落ちの変形が認められることから南東傾斜の逆断層と考えられる。測線 14 では LⅡ面を1.1 m、測線15ではLⅠ面を1.2 m、測線16ではMⅡ面を5 m変位させ、MⅡ面とLⅠおよびLⅡ面との間に累積が見られる（図 14）。また、LⅠ面と LⅡ面で変位量がほぼ同じであるため、この間に明瞭な地表変形を伴う地震がない可能性が高い。最も東側のトレースは岡田ほか（2017）と同様で、測線 18 ではLⅠ面を 4 m、測線 19 ではMⅡ面を 9 m 変位させており、変位が累積している（図 15）。測線 20（図 15）はHⅡ面が開析されて断片的にしか残っていないが、原地形を推定すると 2 条のトレースの変位の合計が 17 m と見積もることができる。測線 17（図 15）によるとLⅠ面に 2 m の変位が認められ、黒田にかけてトレースが伸びている。鈴木・杉戸（2010）では、黒田以南にトレースは延びないとしているが、測線 20（図 15）では延長部に変位が認められることから、活断層のトレースは地形境界の西側に連続し、その南で富田川付近の LⅠ面を変位させる。とくに富田川の左岸の L1 面は複数のトレースに分岐しもっとも東側のトレースは後述の中央のトレースに収斂する。測線 21（図 15）では MⅡ面上に変位が認められないため、南西側に延長されない。中央のトレースの主トレースは岡田ほか（2017）などのトレースとほぼ一致する。測線 20 はこの断層崖の一部を横断し、鞍部を抜け、富田地域で明瞭な変位として認められる。この区間では測線 21 の MⅡ面を 2 条で13.2 m、測線22のLⅠ面を5.6 m、測線23のLⅡ面で2.5 mと異なる地形面に累積した変位を認めることができる（図15）。

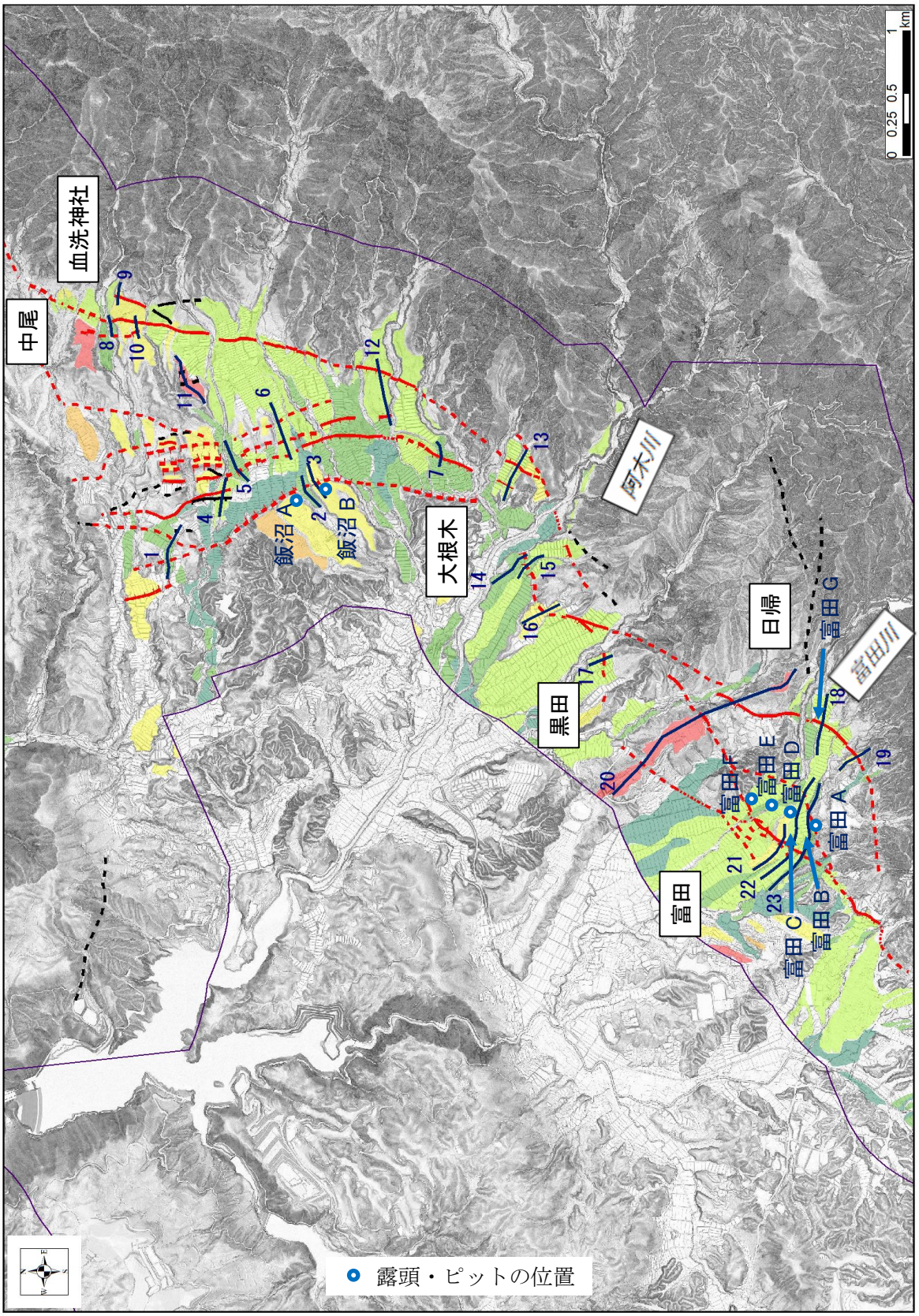


図 12　恵那市飯沼～岩村町周辺の断層線図　　（凡例は図 1 を参照）

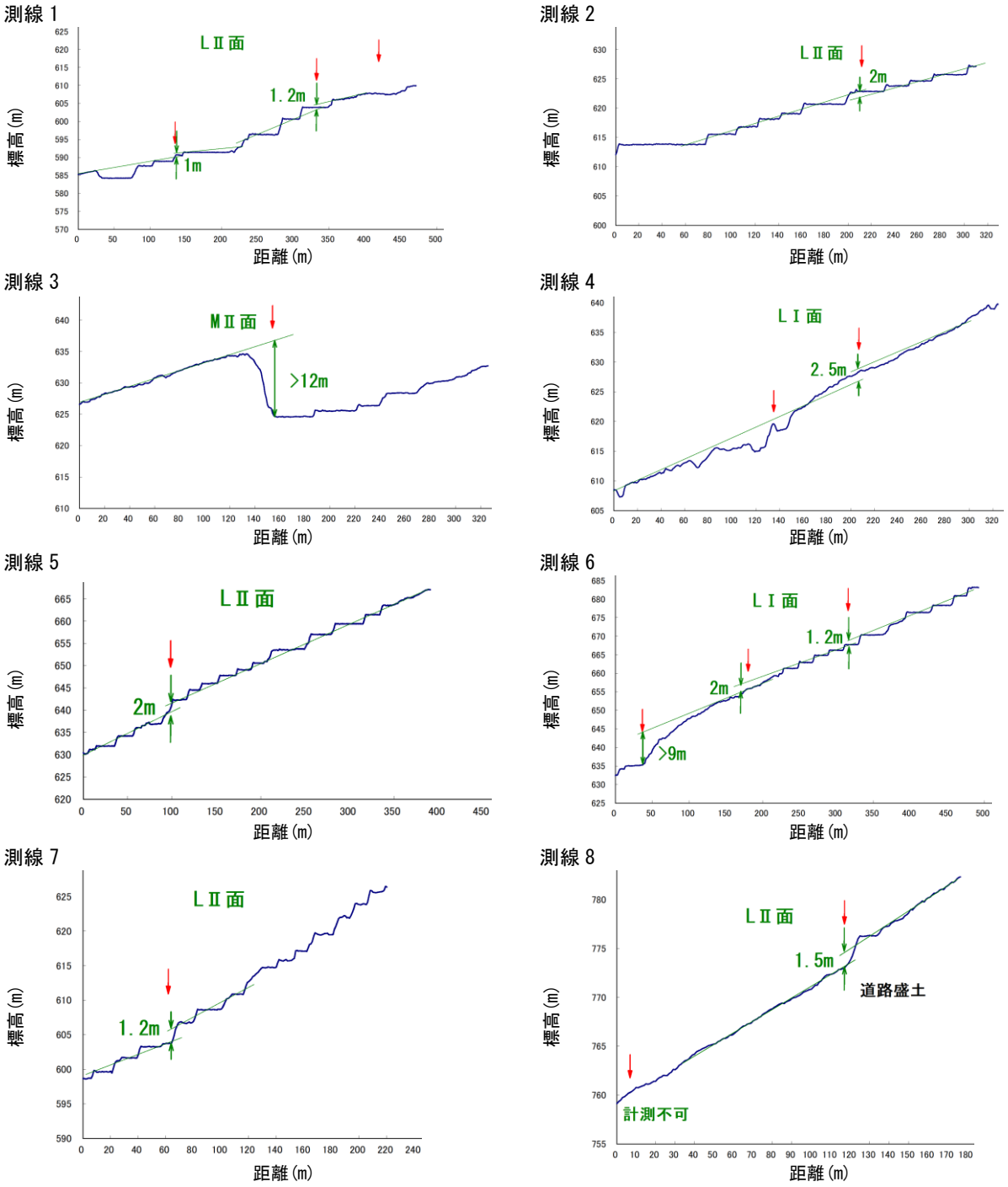


図 13　恵那市飯沼～岩村町周辺の地形断面図（1/3）
地形断面の位置は図 12 に示す。

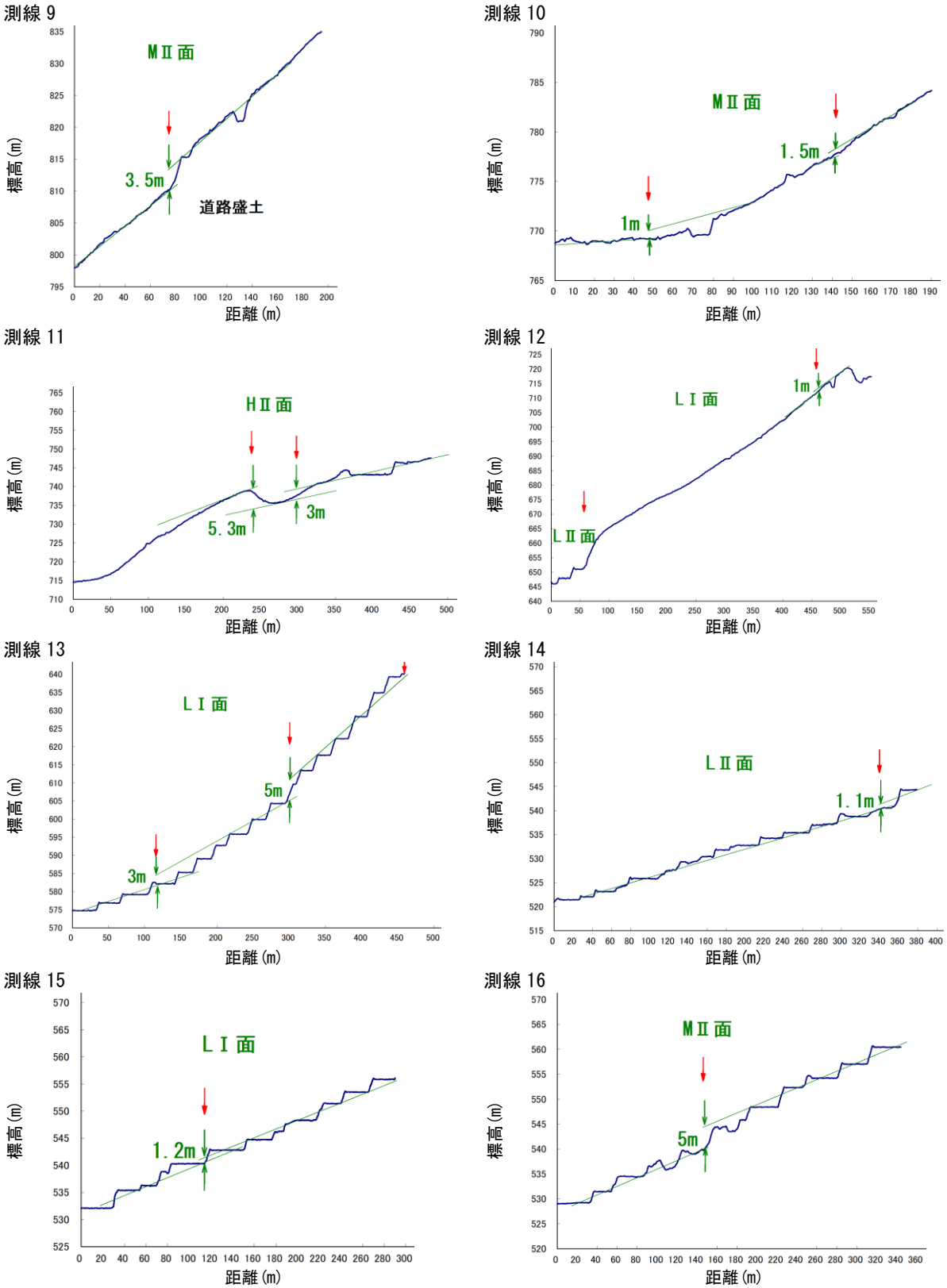


図 14　恵那市飯沼～岩村町周辺の地形断面図（2/3）
地形断面の位置は図 12 に示す。

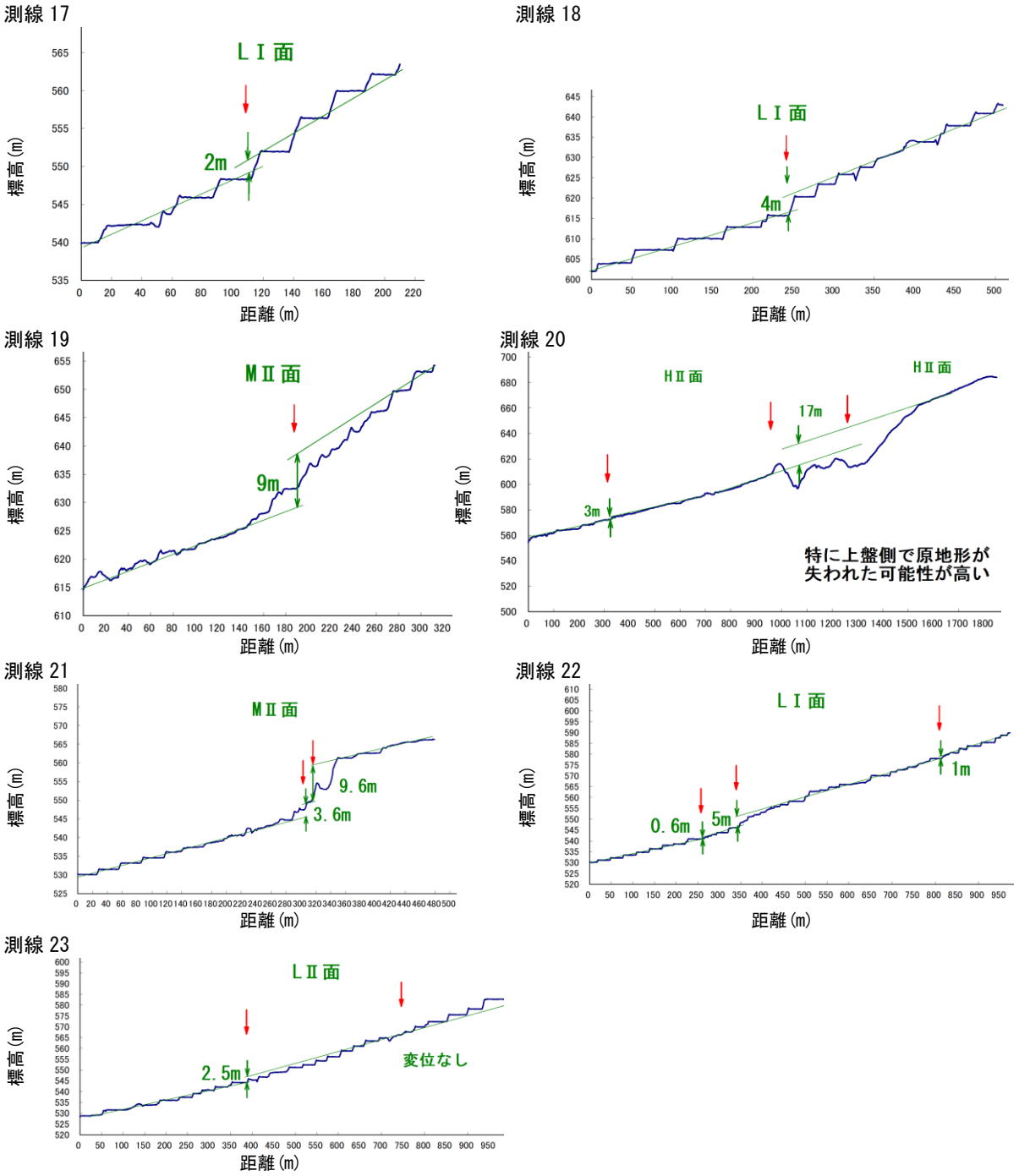


図 15　恵那市飯沼～岩村町周辺の地形断面図（3/3）
地形断面の位置は図 12 に示す。

c-3) 恵那市山岡町付近

山地の北～北西縁付近に高度不連続がほぼ連続して認められ、緑ヶ丘付近には左ステップが、山岡町田沢付近には右ステップがそれぞれ認められる（図 16）。活断層トレースは概ね直線的であり、北～北西落ちの低断層崖や撓曲崖、河谷の右屈曲が一部に認められる。鈴木・杉戸（2010）、宮内ほか（2017）、および岡田ほか（2017）も、山地の北～北西縁付近に活断層を認定している。

緑ヶ丘付近においては、河谷の右屈曲が 2 地点で認められる（青線）。山岡町田沢付近においては、LⅠ面に約 1 m の上下落差が（図 17 の測線 24）、MⅠ面に約 2 m の上下落差が（図 17 の測線 25）、それぞれ認められる。山岡町釜屋付近においては、河谷の右屈曲が 2 地点（青線）で認められるほか、やや北西を並走する活断層トレースの 2 地点において、LⅡ面に約 2 m の上下落差が認められる（図 17 の測線 26・27）。

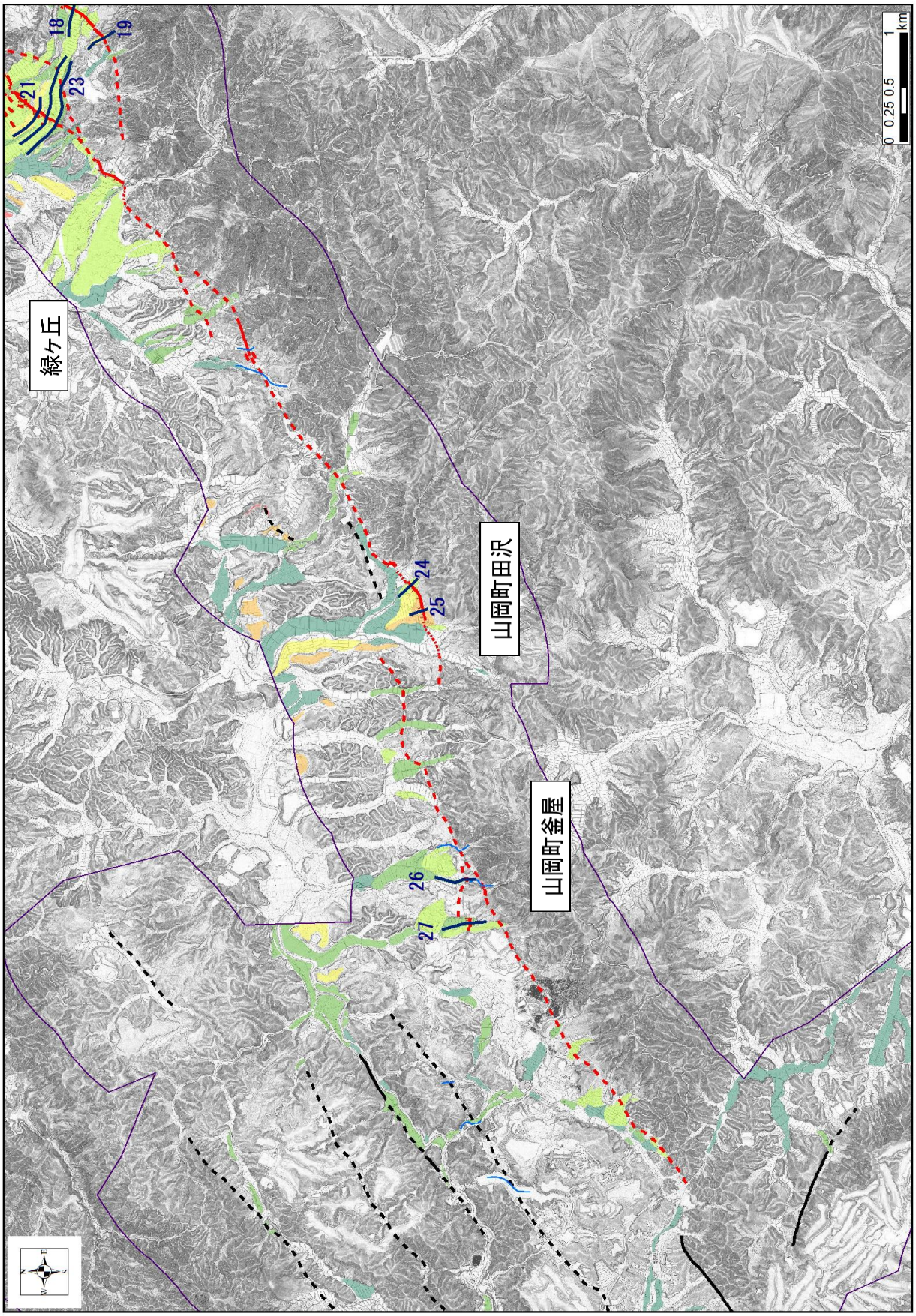


図 16　恵那市山岡町付近の断層線図　（凡例は図 1 を参照）

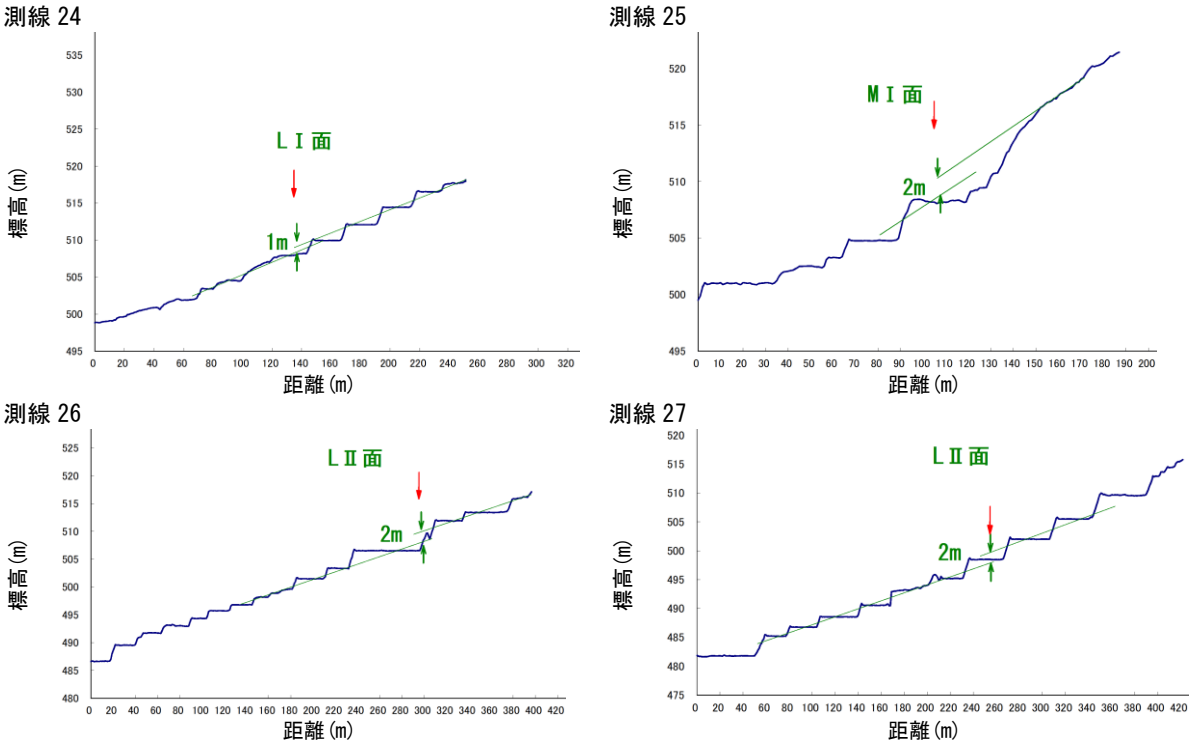


図 17　恵那市山岡町付近の地形断面図
地形断面の位置は図 16 に示す。

c-4) 瑞浪市陶(すえ)町～土岐市白鳥付近

恵那市山岡町原付近では、山地の北西縁に高度不連続が連続的に認められる（図 18)。ここでは活断層であることを示す地形的証拠は見いだせないが、東方への延長部（本図幅の範囲外）には確実な断層変位地形が確認されている。このため、断層の連続性を重視して、山麓部に活断層（位置やや不明確）を図示した（赤破線)。鈴木・杉戸（2010)・宮内ほか（2017）も、同じ位置に活断層を認定している。ただし、これらの研究で表示された河谷の屈曲の中には、今回の検討では認定されなかったものもある。

鈴木・杉戸（2010)・宮内ほか（2017）は、さらに西方、瑞浪市陶町猿爪、陶町水上～陶町大川付近にも活断層を図示している。しかし、高度不連続には明瞭さや連続性が欠けること、河谷などの屈曲を確認できないこと、段丘面に明らかな断層変位地形を見いだせないことなどから、本研究では推定活断層を図示するにとどめた（黒実線、黒破線)。

陶町大川の西方では、多くの河谷に右横ずれ屈曲が確認できる（図 18 中に青線で示す)。このため、東北東－西南西走向の右ずれ活断層を図示した。より西方においては、L 面群に鉛直変位も確認されている（c-5）参照)。本活断層と並走するリニアメントにも河谷の右ずれ屈曲がみられるが、地形的にはやや不明瞭でリニアメントの延長も短い。このため、これらを推定活断層として図示した。

陶町水上付近には、南側が低下する活断層も認定されている（宮内ほか、2017）が、組織地形の可能性があるため、これも推定活断層として認定した（図 18)。また、山岡町原～陶町大川の北西方には、河川の屈曲をともなう複数の推定活断層を図示した。組織地形である可能性が高いものの、今後、現地でその性状を慎重に確認する必要がある。

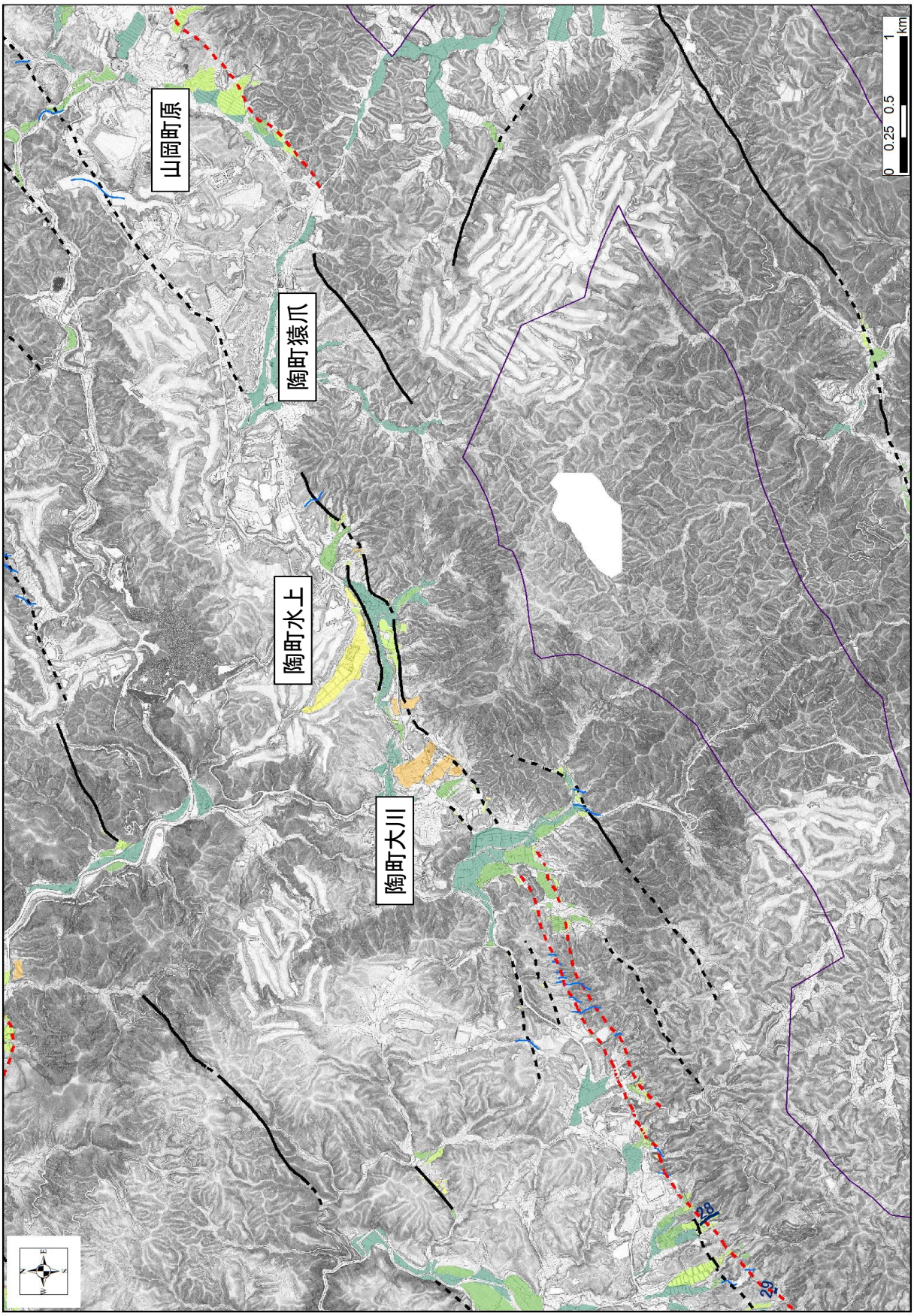


図 18　瑞浪市陶町～土岐市白鳥付近の断層線図（凡例は図 1 を参照）

c-5) 土岐市鶴里町付近

土岐市鶴里町付近の地形面分類と活断層線等を図 19 に、地形断面図を図 20 に示す。従来の国土地理院活断層図では、「恵那」図幅（宮内ほか,2017）において測線 31 付近より東で河川の右屈曲を根拠に活断層が認められていた。これより西の「瀬戸」図幅（鈴木ほか,2004）では確実な変位地形は認められないとして、測線 35～31 間にのみ推定活断層を表記していた。本研究はこの範囲に河川の右ずれを数多く認定するとともに、測線の地点で下記のとおり、地形面に鉛直変位を認めた。この断層は従来の恵那山断層の最西部に当たる。

測線 28～36 において地形面に南上がりの変位が確認される。ＬＩ面の変形は、測線 28,32 に認められ、上下変位量はそれぞれ、1.5～2 m である。ＬⅡ面の変形は測線 29, 30, 31, 34, 35, 36 で認められ、変位量は 0.8～1.5 m である。

測線 37 は柿野群列ボーリング地点であり、前述のとおり測線の東端付近で恵那山断層最西部に沿うＬⅡ面の変形として南上がり 2 m が確認される。またＬⅢ面が東（南）上がりに 1m 程度撓曲している。従来の猿投山北断層と恵那山断層最西部の中間に位置する。

一方、測線 38 は猿投山北断層上にあり、ＬＩ面に西上がり 4 m の変位がある可能性がある。ただし断層トレースの東側はＬⅡ面であることからこの値は参考値として扱う。従来、猿投山北断層は三国峠付近より南は東上がり、北は西上がりと考えられてきたが、西上がりが確認されるのは測線 38 付近のみである。また、測線 38 付近より北には確実な断層変位地形を見出すことはできない。このように柿野付近以北の猿投山北断層の活動性は高くないと判断される。

測線 38 より南では、猿投山北断層沿いに比較的明瞭な右横ずれが多数確認される。図 19 の最南部では断層線が分岐し、西側のトレースが猿投山北断層、東側のトレースが猿投－高浜断層である。この地域については c-6) で詳述する。

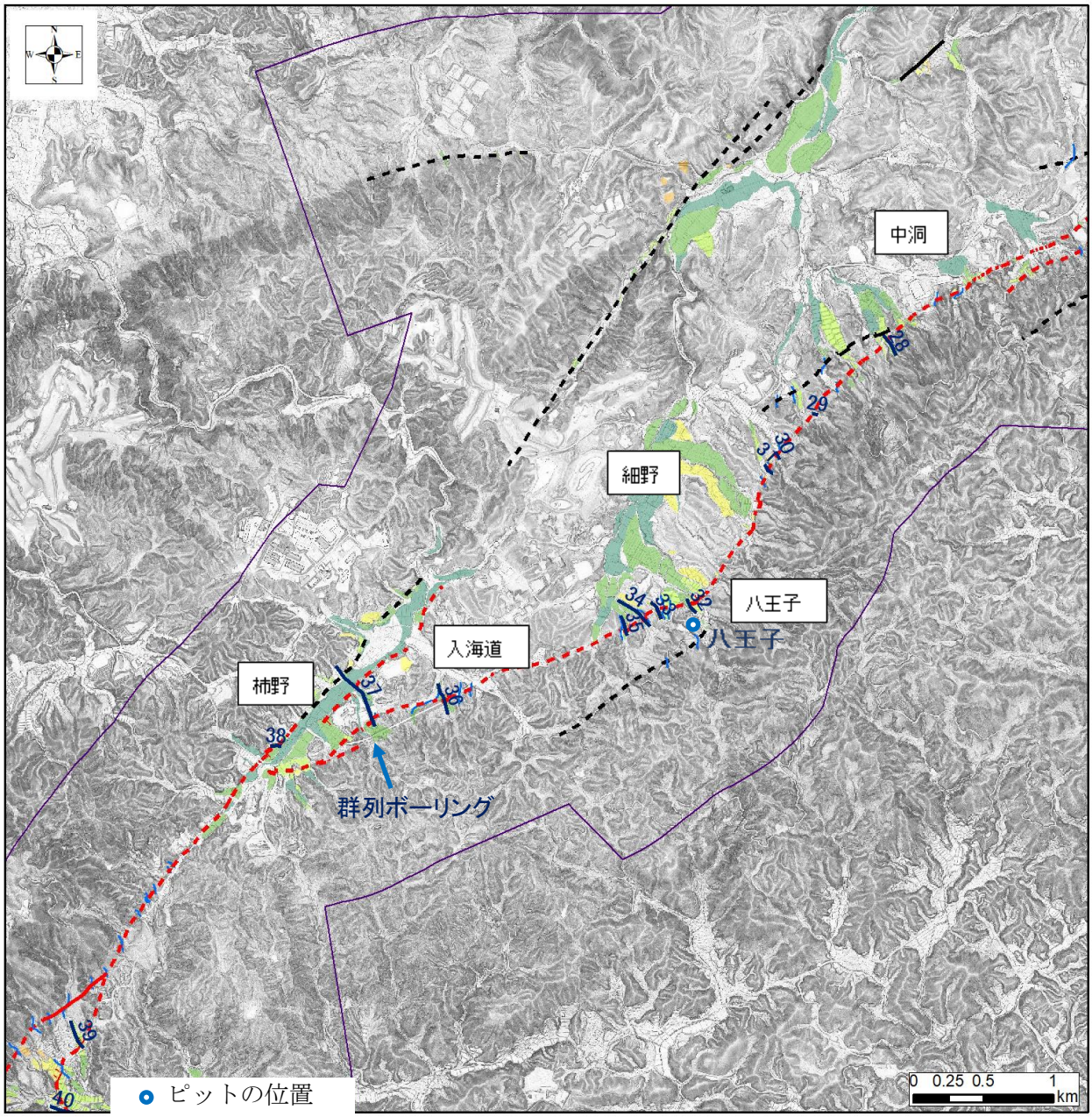


図 19　土岐市鶴里町付近の断層線図（凡例は図 1 を参照）

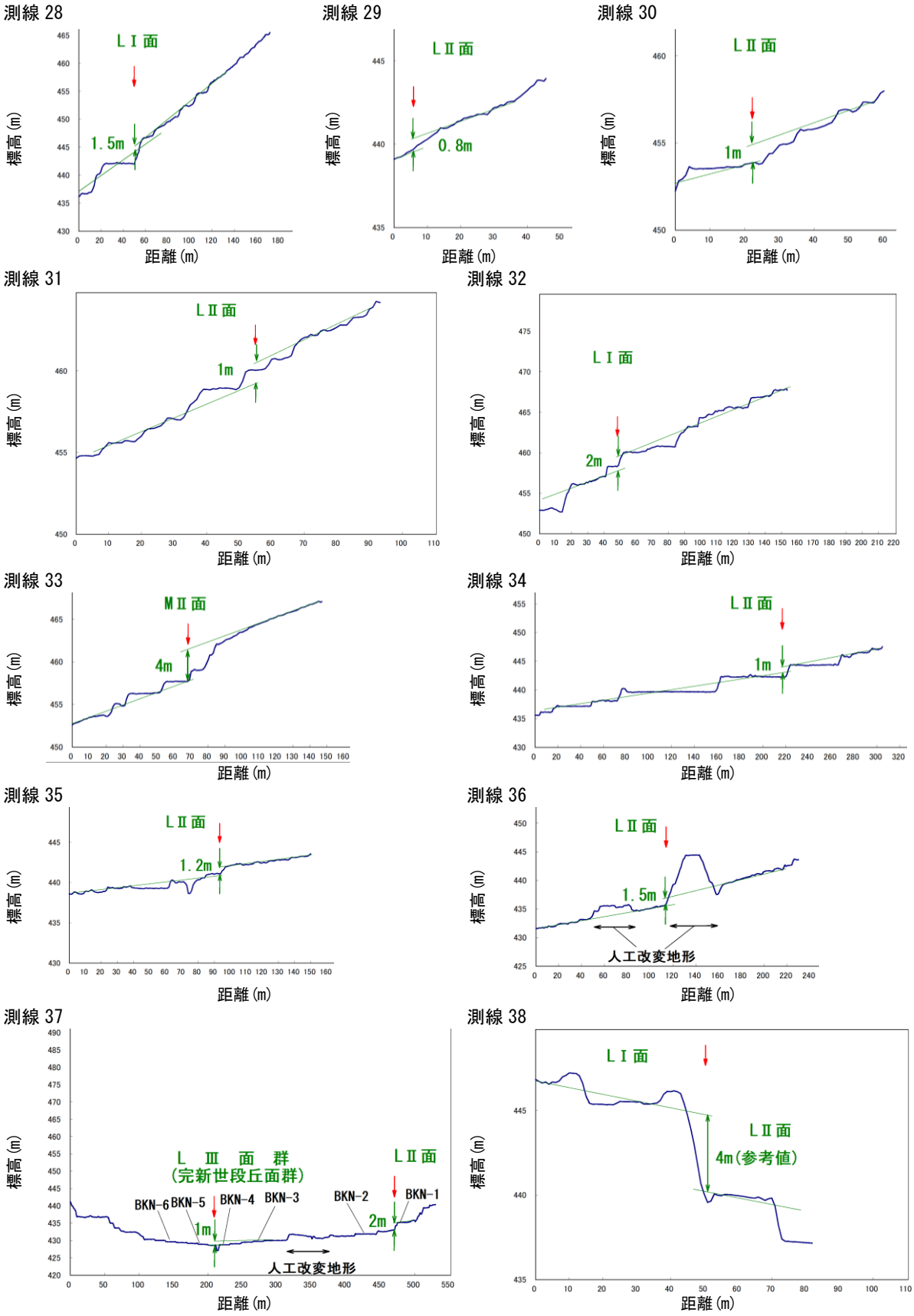


図 20　土岐市鶴里町付近の地形断面図
地形断面の位置は図 19 に示す。

c-6) 豊田市北西部

猿投山北断層は c-5）で解説した柿野地区より南方へのび、サブテーマ 2 がトレンチ調査を実施した東白坂に至る間に、河川の右ずれ地形が多数明瞭に確認される（図 21)。従来この区間は、猿投山を隆起させたものとして東上がりが想定されている。変位地形としてはその動きを確実に示し、変位量を計測できるような低断層崖は見出されない。

一方、豊田市西市野々付近から、猿投－高浜断層が分岐していることが変位地形から確認される（図 21)。測線 39～48 においては地形面に西上がりの変位が確認される（図 22)。東白坂から折平にかけてサブテーマ 3 は反射探査を実施し断層面の形状を確認している。各地形面の上下変位量は以下の通りである。測線 46 においてＭⅠ面に 3.5m、測線 39～42, 44, 45, 47, 48 において L1 面に 1.5～4 m、測線 43 においてＬⅡ面に 1 m と、概ね変位量の累積性が認められる。

測線 47 はかつて愛知県によりトレンチ調査が実施された地点（深見地区）である。この地点より南部（猿投町～加納町）では今回新たに右横ずれが多数認められた。

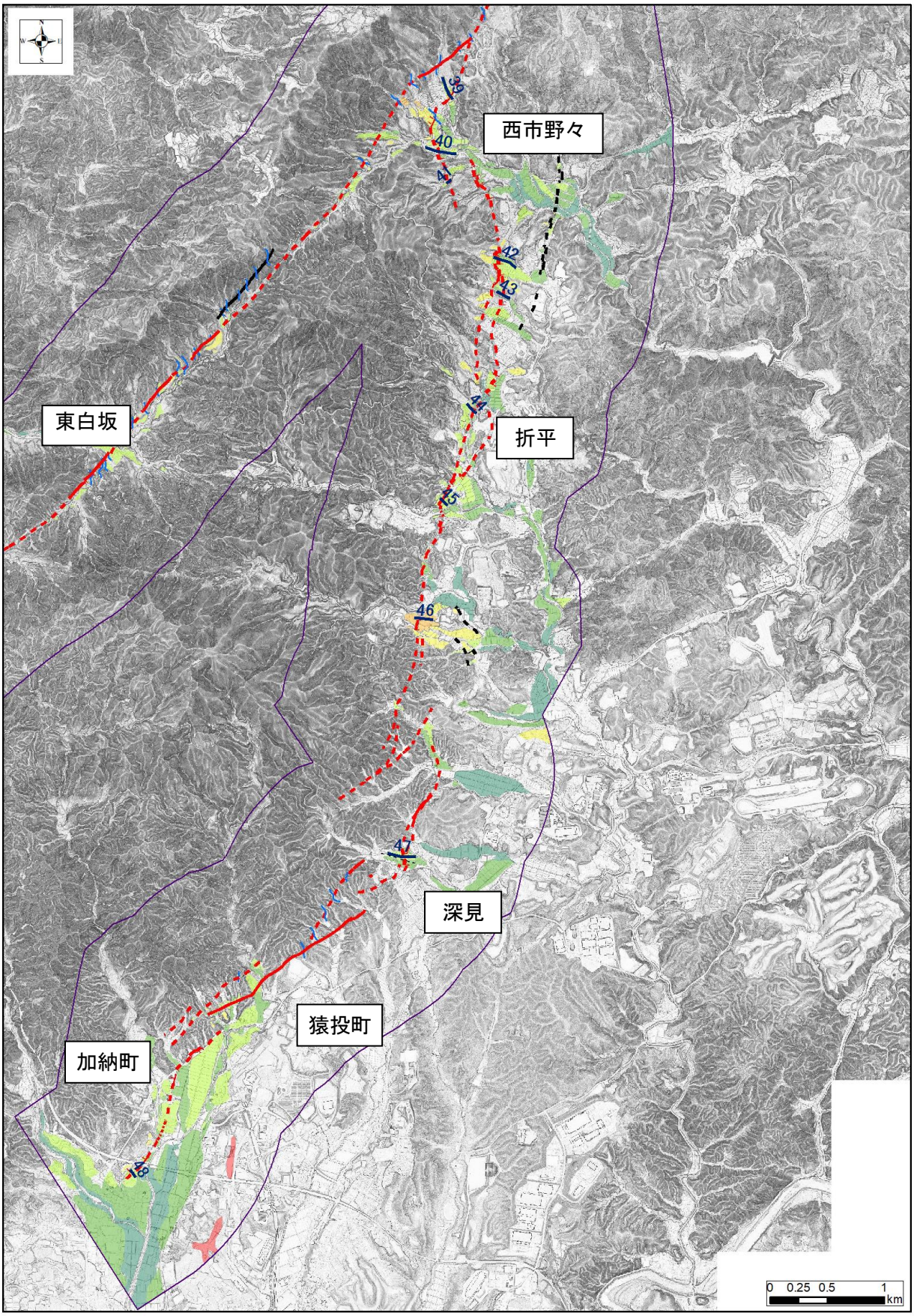


図 21　豊田市北西部周辺の断層線図（凡例は図 1 を参照）

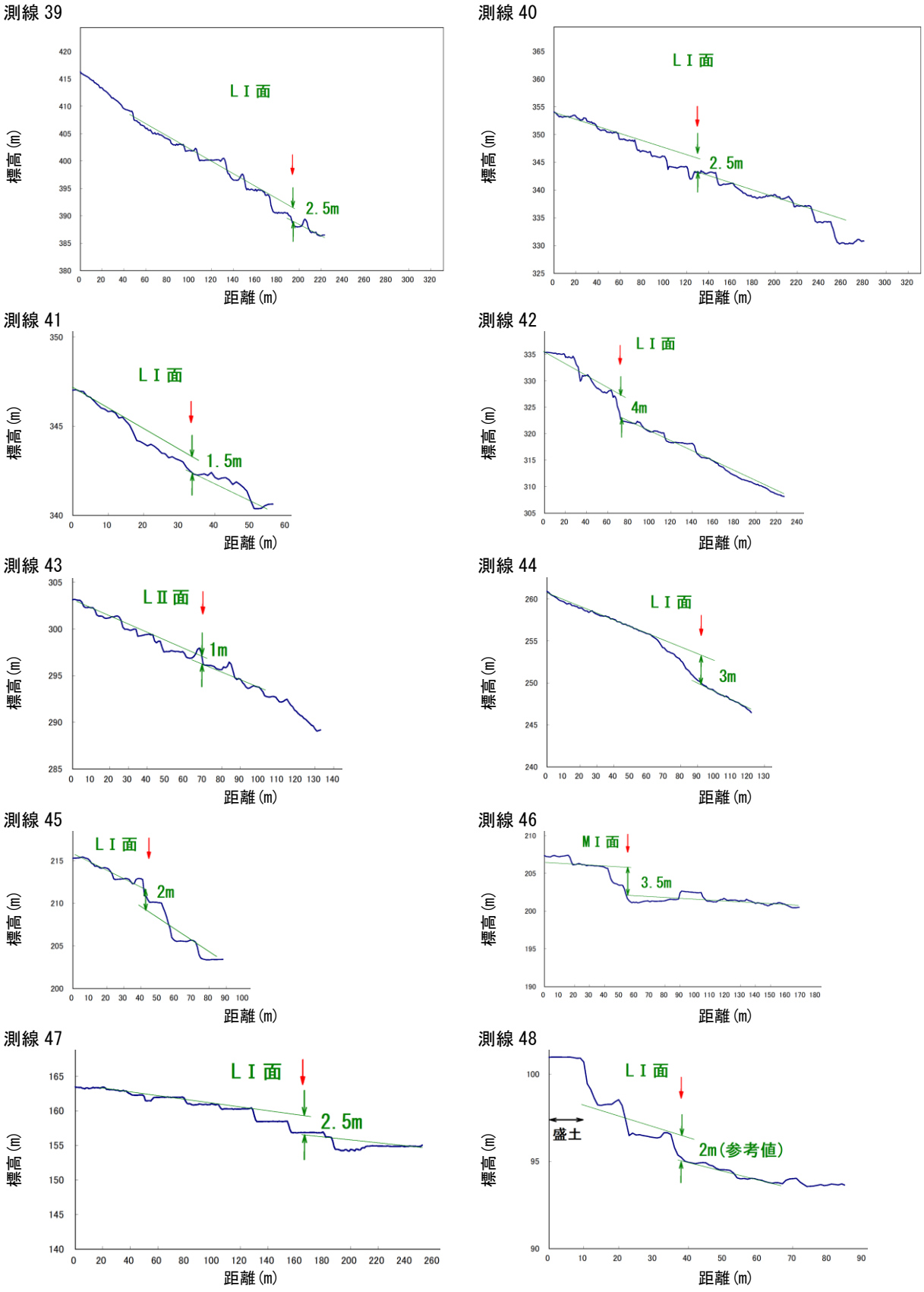


図 22　豊田市北西部周辺の地形断面図
地形断面の位置は図 21 に示す。

c-7) 瀬戸市東部

本地域における猿投山北断層は、北東－南西方向にほぼ直線的に連なる鞍部列や連続した河

谷の右屈曲、直線上の谷地形などから見出すことができる（図 23）。瀬戸市東部、東白坂地点の北東側並びに東白坂地点の周辺においては、複数の横ずれ変位を示す河谷の系統的右屈曲が認められる（青線）。このことから判断して、本地域における猿投山北断層は右横ずれ変位の卓越した断層であり、垂直変位は横ずれ変位に伴う局所的な表現にとどまるものと考えられる。

東白坂地点以南について、断層は北東－南西方向に分布し、鈴木ほか（2004）の断層線とほぼ一致している。断層を挟んだ地形は、猿投山の主稜が見られる断層より南東側が高く、東山路地点周辺では、猿投山から北西へ延びる尾根を断ち切る鞍部などが北東－南西方向に直線的に連続し、また断層を横切る河谷に右横ずれ変位が複数認められる（図 23）。断層線は南西方向に向かって複数に分岐し、東山路町の南西で分岐した後、最も南側のものは愛知工業大学の南西側野球場付近まで連続する。

一方愛知工業大学の北側に分岐した断層は、東北東－南南西方向に連続する。この猿投山北断層の南西延長部については、東海層群からなる丘陵地に明瞭な上下変位を伴わず、北西方向へ流下する河谷と直交する直線的な谷地形や鞍部列として認識され、活断層としての明瞭な根拠に欠ける推定活断層である。しかしながら愛知工業大学の北側では、東海層群と花崗岩が接する断層露頭も確認されるなど地質構造としては確認できる。

推定活断層の西方延長は、愛知工業大学の北（上ノ山団地）や同西（愛知産業科学技術総合センター敷地内）や愛知高速鉄道（リニモ）の公園西駅付近の試錐コアで断層の存在は確認されている。しかしながら、第四紀後期以降の活動の確実な証拠は得られてない。

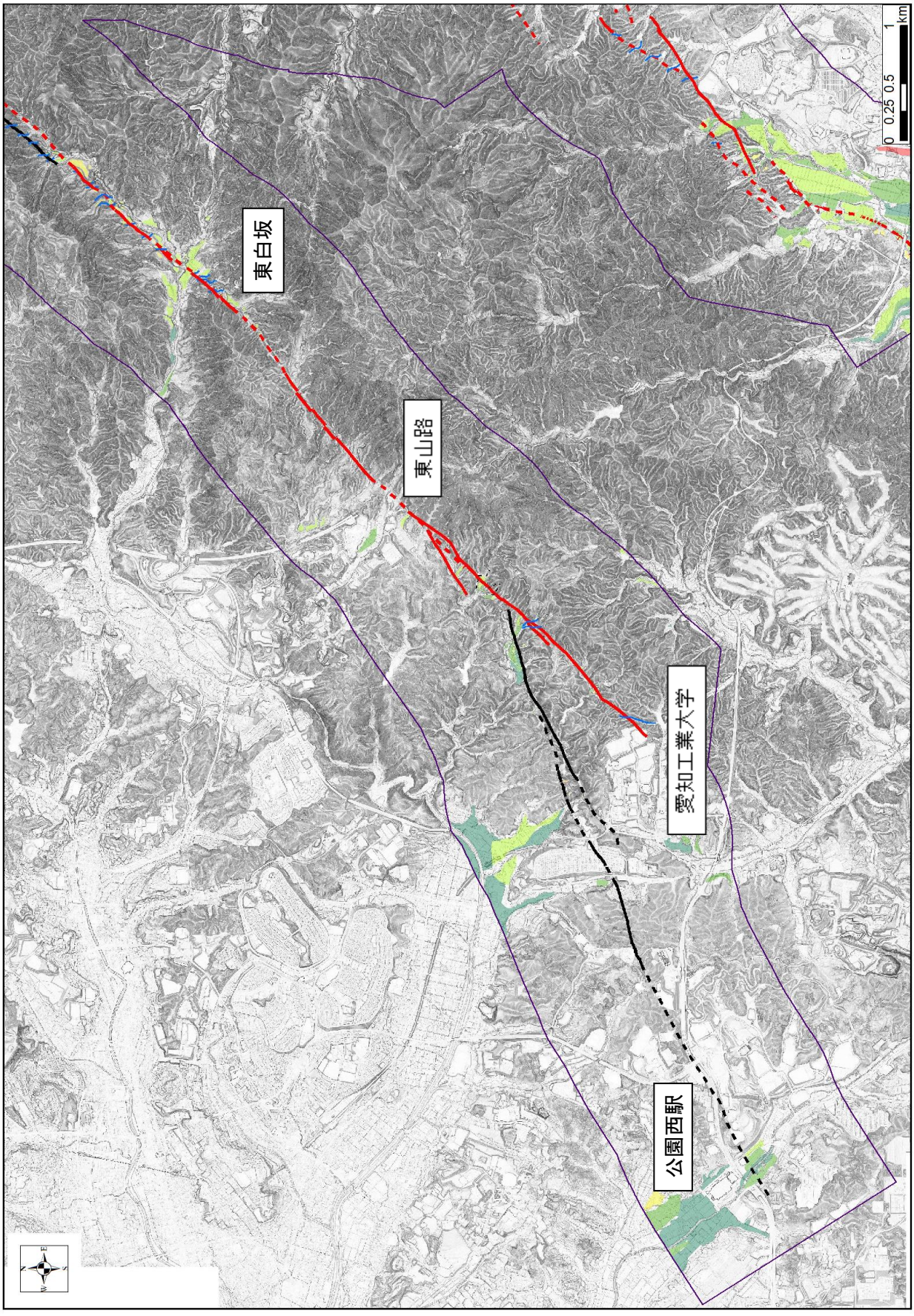


図 23 瀬戸市東部の断層線図（凡例は図 1 参照）

d) 断層トレース図の確定：従来図との比較

本研究の開始時点において、岐阜県活断層図（岐阜県,2010）や国土地理院活断層図（宮内ほか,2017, 岡田ほか,2017, 鈴木ほか,2004）等の間に齟齬があり、主に以下の課題を解決する必要があった。①屏風山断層西部（瑞浪市、土岐市）における活動性（図 24）、②中津川市付近における屏風山断層と手賀野断層の関係（図 25、以下同様）、③瑞浪市陶町付近における恵那山断層の連続性、④土岐市柿野付近における恵那山断層と猿投山北断層の連続性、⑤豊田市西市野々付近における猿投山北断層と猿投－高浜断層の連続性。

本研究は、空中写真による従来の解析に加え、高解像度の LiDAR 及び写真測量に基づく高解像度 DEM を用いた地形判読および計測を行い、これらの問題を解決した（図 26）。主な結論は以下のとおりである。

① 屏風山断層西部（瑞浪市、土岐市）において段丘面に変位が存在し、第四紀後期の活動性を有する。ただし、鉛直方向の変位速度は同断層東部に比べて小さい。

② 中津川市付近において手賀野断層のトレースは屏風山断層のトレースから分岐している。

③ 恵那山断層の陶町付近においては活断層分布に不連続が認められる。

④ 恵那山断層は従来の認定より西へ延伸し、柿野付近において猿投山北断層と連続する。また猿投山北断層の明瞭なトレースは柿野付近より北へは続かない。

⑤ 豊田市西市野々付近において、猿投山北断層と猿投－高浜断層のトレースは合流する。

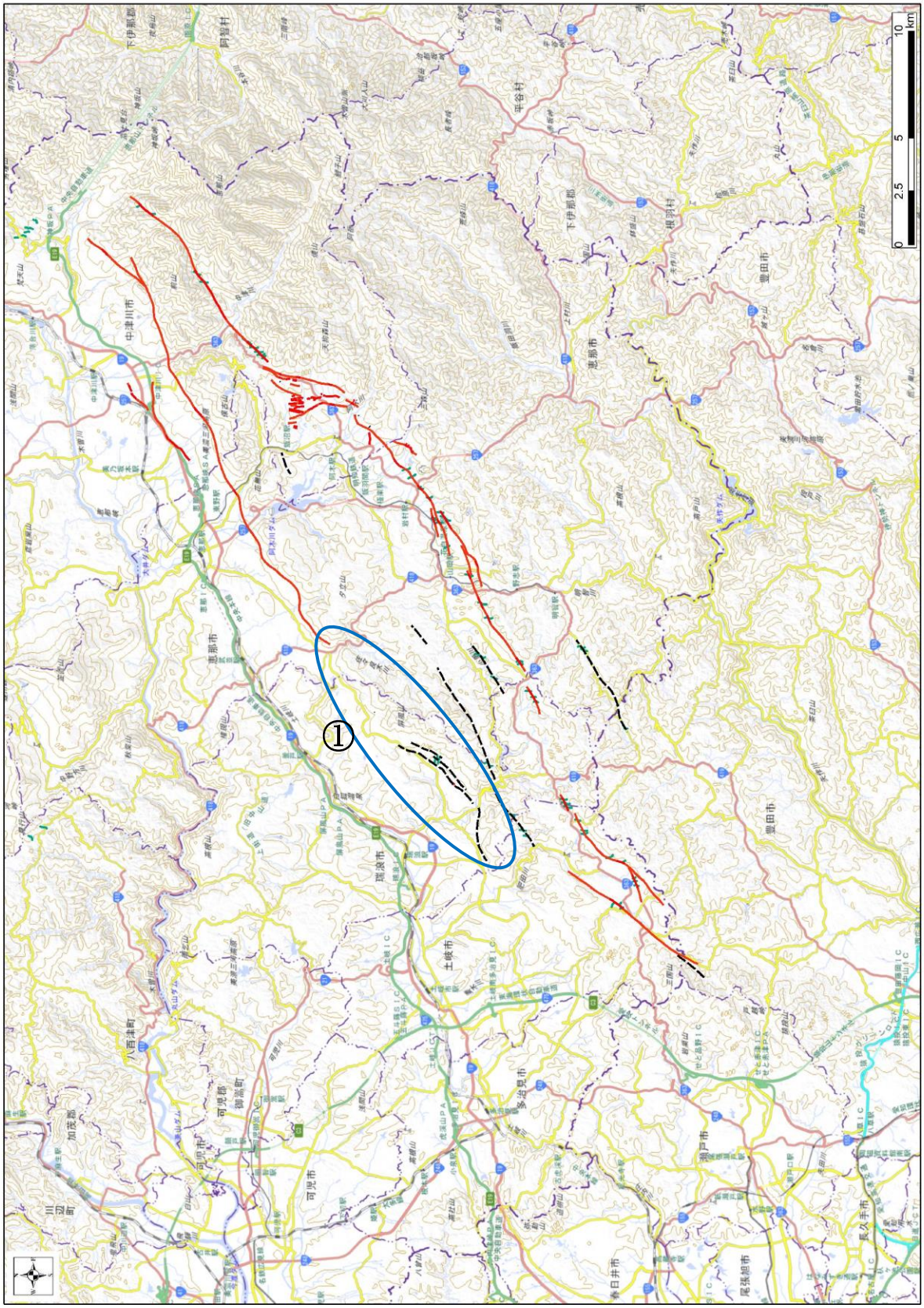


図 24　岐阜県活断層図（鈴木・杉戸,2010）の断層トレース（楕円の範囲が要検討箇所①）

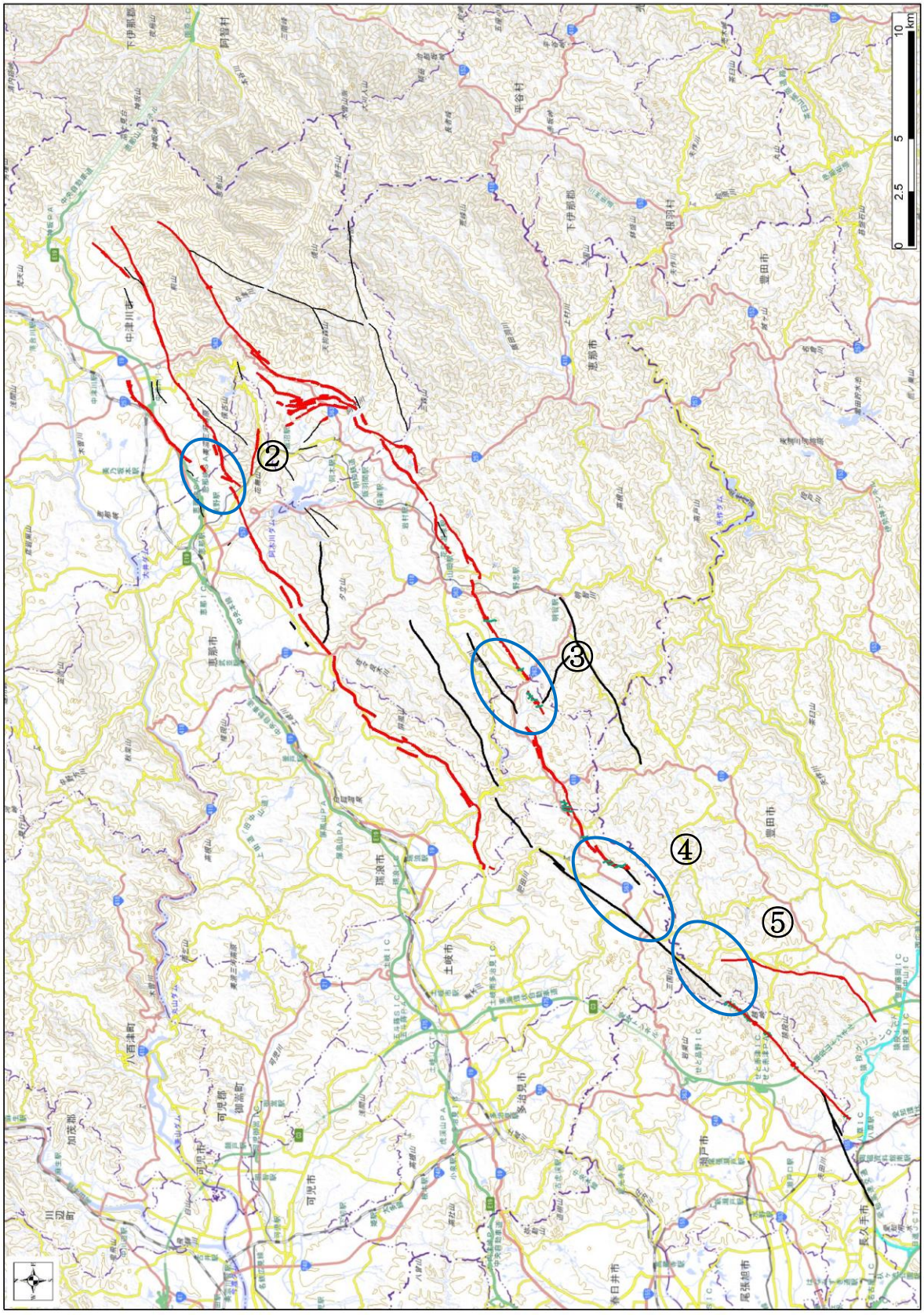


図 25　国土地理院活断層図の断層トレース（楕円の範囲が要検討箇所②～⑤）



図 26　本研究において認定された断層トレース

2)スリップレートと最新活動時期

a) 露頭調査・ピット掘削調査結果

調査地域の河成段丘面はH面・M面・L面に大別される。段丘面の開析度や現河床からの比高などを、これまで日本で知られている河成段丘面と比較すると、H 面は MIS 6 より古く、M面はMIS 5、L面はMIS 2 以降に形成された可能性がある。

活断層の変位基準となる河成段丘面の年代をさらに検討するため、蕨平・飯沼における露頭調査（図 2・図 12）、手賀野・白坂・東野（図 2）、大草（図 8）、飯沼・富田（図 12）、八王子（図 19）におけるピット掘削を実施した。露頭柱状図およびピット壁面の柱状図は、図 27 に示した。火山灰分析は株式会社京都フィッション・トラックに、^{14}C 年代測定は株式会社地球科学研究所に依頼した。火山灰分析結果は図 27 に、年代測定結果は図 27・図 37・図 38、表 1・表 3・表 4 に示す。

蕨平では、H2 面の構成礫層を厚さ 50 cm 程度の褐色風成層が覆っている。この褐色風成層の最下部から、カミングトナイトが検出された（図 27）。本地域においては、カミングトナイトを含むテフラは山郷（ざんごう）テフラ（Zug）しか知られていない（寺平、2000）。Zug は、本地域より西方を起源とするテフラのうち、大山起源の大山奥津テフラ（DOP）に対比される可能性が高い。その年代は 190±60～230±70 ka である（木村ほか、1999）ので、Zug の年代は約 200 ka とする。

手賀野 A では、MⅡ面構成層の上方約 50 cm の位置に、大山倉吉火山灰（DKP）が見いだされた（図 27）。DKP の噴出年代は約 55 ka より古い（町田・新井、2003）。フラッドローム層中の腐植土から得られた ^{14}C 年代測定値は、いずれも MⅡとしては若すぎる年代（2,500～4,200 yBP）となっており、最近の堆積物が混入していると考えられる。

大草 A では、MⅠ面で掘削調査を実施した。その結果、段丘構成層の直上に、高温型石英が付着したバブルウォール型火山ガラスが見いだされた（図 27）。屈折率は 1.497 であり、高温型石英が付着していることも考慮すれば、この火山ガラスは鬼界葛原火山灰（K-Tz）に対比できる。K-Tz の噴出年代は約 95 ka である（町田・新井、2003）。

富田 D では、MⅡ面を覆う褐色風成層ないしはフラッドローム層から、DKP ないしは御岳御岳火山灰（On-Mt）が検出された（図 27）。On-Mt は、DKP の直下に認められるテフラである。この結果は、手賀野 A での分析結果と調和している。

富田 G では、LⅡ面を覆うフラッドローム層中から腐植土を採取して年代測定を行ったところ、約 6 ka という ^{14}C 年代測定値が得られた（図 27）。後述するように、この年代測定値はLⅡ面の形成年代（上限値）を示す可能性がある。

手賀野 B（LⅠ面）・手賀野 C（LⅢ面～沖積面）、白坂 A・白坂 B（いずれも LⅠ面）、富田 C・E（LⅠ面）、八王子（LⅠ面）で得られた ^{14}C 年代測定値は（図 27）、地形発達史とは整合しない可能性が高く、最近混入した腐植土や炭質物などを試料として採取したと考えられる。また、白坂 C（LⅠ面）、東野 A・東野 B（LⅡ面）、大草 B（MⅠ面）、飯沼 A・飯沼 B（MⅡ面）、富田 A（LⅡ面）・富田 B・F（LⅠ面）では、年代を検討するための試料は得られなかった。

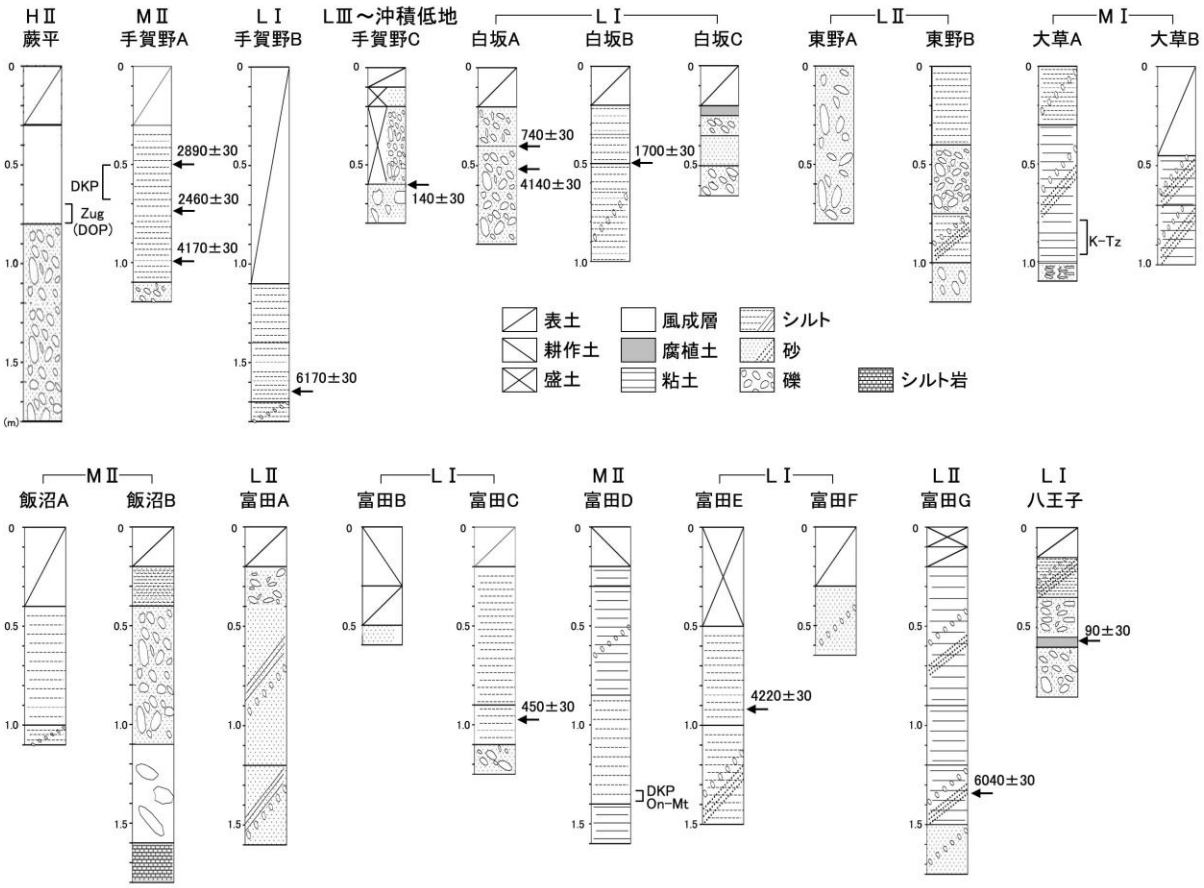


図 27　露頭およびピット壁面の柱状図

表 1　^{14}C 年代測定値（ピット調査）

測定 ID（Beta）	試料名	試料	年代測定結果(CRA)
650419	TeganoA(0.5)	organic sediment	2890±30
650420	TeganoA(0.7-0.8)	organic sediment	2460±30
650422	TeganoA(1.0)	organic sediment	4170±30
650423	TeganoB(1.6-1.7)	organic sediment	6170±30
650421	TeganoC(0.6)	wood	140±30
650424	ShirasaakaA(0.4)	organic sediment	740±30
650425	ShirasakaA(0.5)	charred material	4140±30
650426	ShirasakaB(0.5)	organic sediment	1700±30
657293	Tomita_C	charred material	450±30
657294	Tomita_E	organic sediment	4220±30
657295	Tomita_G	organic sediment	6040±30
650417	H-1	charred material	90±30

b) 河成段丘面の編年

HⅡ面の構成層直上から、約 200 ka の Zug が見いだされたことから、HⅡ面は約 200 ka 前後に形成されたと考えられる。HⅠ面の年代はそれより古いことになる。また、MⅠ面を覆うフラッドローム層中から約 95 ka の K-Tz が検出されることから、MⅠ面の形成年代は約 100 ka 程度であろう。MⅡ面は、55 ka より少し古い DKP に覆われることから、約 60 ka に形成されたと考えられる。

LⅠ面については、形成年代を知るための試料は得られなかった。ただし、LⅠ面は広く分布する段丘面であり開析も進んでおらず、日本各地で確認されている、約 20～30 ka に形成された河成段丘面に対比される可能性が高い。LⅡ面はそれ以降に形成された段丘面であるが、

これについても確実な年代試料は得られてない。ただし、富田 G で得られた約 6 ka という年代測定値は、LⅡ面の形成年代の上限を示唆する可能性がある。約 20 ka 以降～6 ka の間に形成されたと考えられるので、LⅡ面の形成年代は約 10～15 ka とする。なお、LⅢ面の形成年代は、後述するように、約 1～2 ka である。

表 2　河成段丘面の編年

段丘面区分		形成年代
H 面	HⅠ面	> ca. 200 ka
	HⅡ面	ca. 200 ka
M 面	MⅠ面	ca. 100 ka
	MⅡ面	ca. 60 ka
L 面	LⅠ面	ca. 20～30 ka？
	LⅡ面	ca. 10～15 ka？
	LⅢ面	ca. 1～2 ka

c) スリップレート分布（鉛直変位速度分布）

調査地域に分布する河成段丘面に記録されている鉛直変位量は、「1)断層トレース・変位量分布の確定」で記載した通りである。本節では、これらの鉛直変位量分布を示すとともに、河成段丘面の形成年代（表 2）にもとづいて算出される鉛直変位速度分布を提示する。

屏風山断層の鉛直変位量分布を図 28 に示す。塗りつぶされた丸印は、屏風山の山麓に沿って確認される変動崖の比高である。白抜きの丸印は、山麓からは離れた位置にある手賀野断層（図 2）に沿って計測された数値である。小さな上向きの矢印は、変位量の下限の値を示している。

基本的には低位の段丘面より高位の段丘面の方が大きく変位しており、断層変位が累積していることがわかる。ただし、阿木川付近を境に、鉛直変位量は大きく変化する。すなわち、阿木川より南西では LⅠ面に 2～3 m 程度の鉛直変位が認められるに対し、北東側では LⅢ面に約 2 m、LⅡ面に約 5 m の鉛直変位が確認できる。なお、阿木川より北東では、山麓の断層から北方へ離れた位置に手賀野断層が並走するようになる。山麓の断層と手賀野断層による変位を加えた場合、LⅠ面の鉛直変位量は 10 m を超す（図 28 の 2 と 8 の変位量を加えた場合）。

これらの鉛直変位量と HⅡ面～LⅡ面の推定形成年代（表 2）から、鉛直変位速度分布を作成した（図 29）。全体に、若い地形面から求められる鉛直変位速度の方が大きいように見える。L 面の変位量から判断すると、阿木川より南西の地域における鉛直変位速度は 0.05～0.1 m/千年程度であるのに対し、阿木川の北東（東野）での鉛直変位速度は 0.4 m/千年（図 29 の 16）に達し、手賀野付近でも 0.4 m/千年を超える（図 29 の 2 と 8 を加算）。

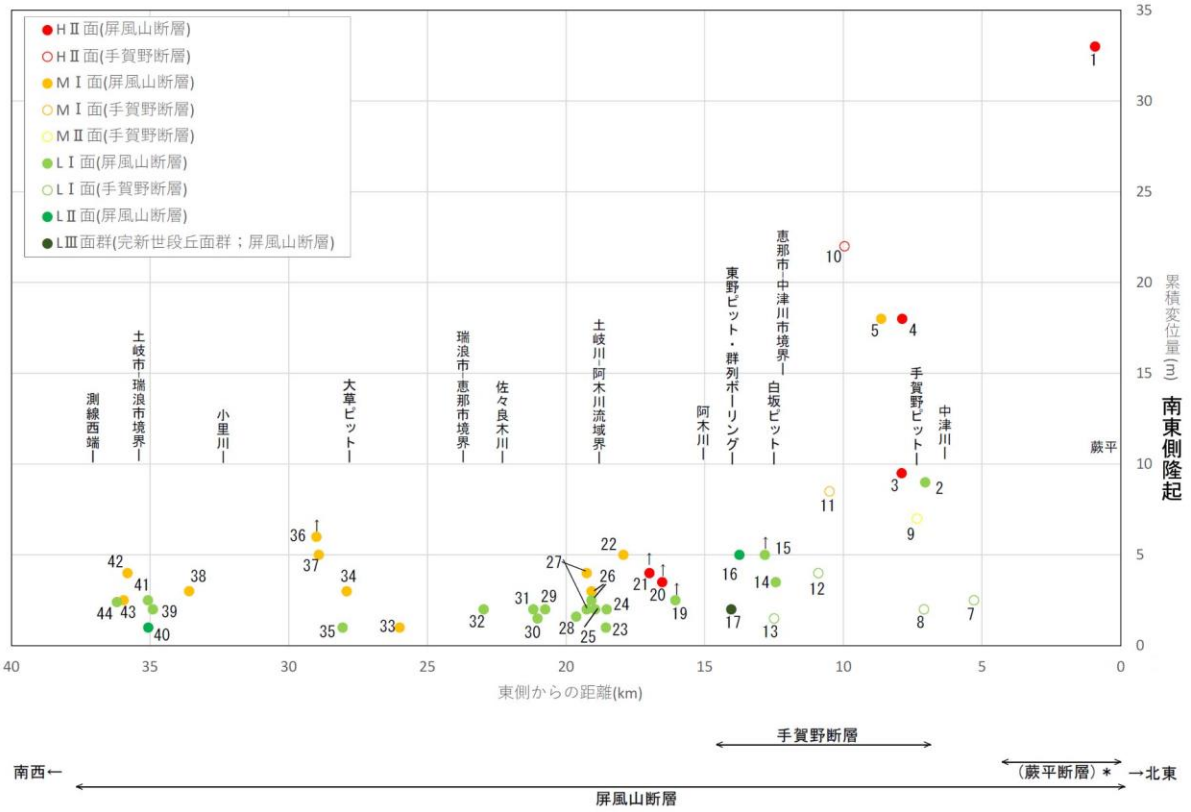


図 28 鉛直変位量分布（屏風山断層）

図中の数字は地形断面の番号である（以下同様）。

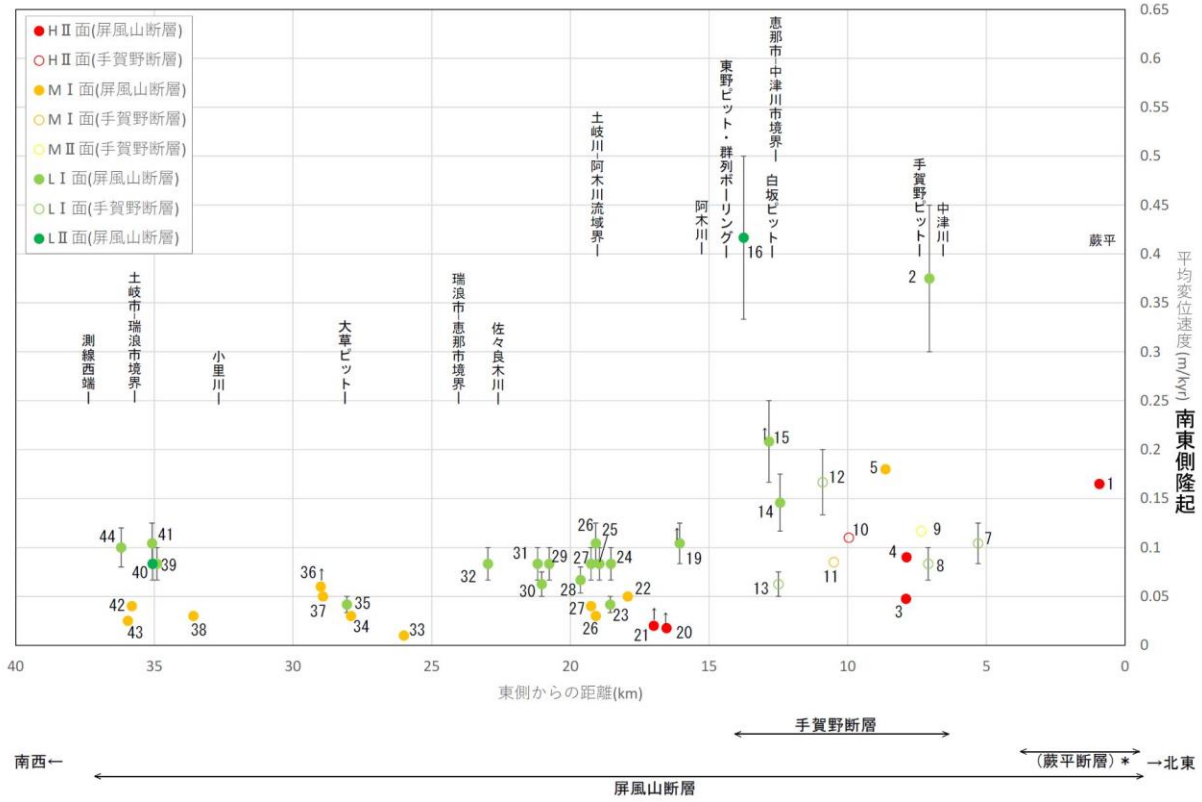


図 29 鉛直変位速度分布（屏風山断層）

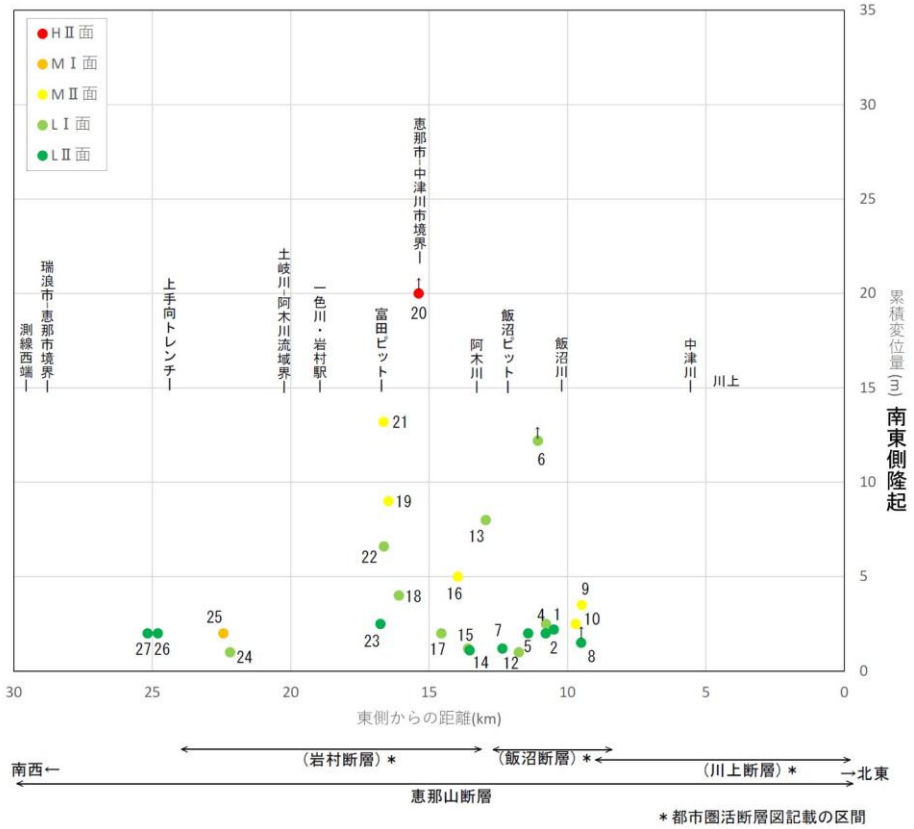


図 30 鉛直変位量分布（恵那山断層）

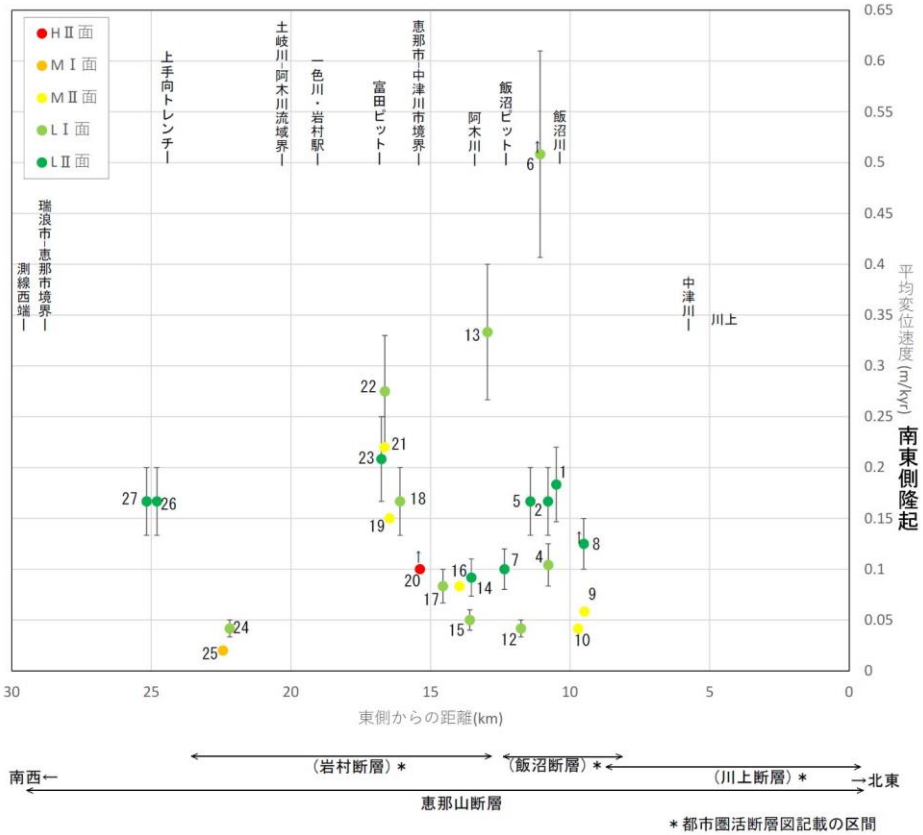


図 31 鉛直変位速度分布（恵那山断層）

恵那山断層に沿っては、L 面の鉛直変位量は 2 m 程度のことが多い（図 30）。断層中央部の

富田付近では、HⅡ面～LⅡ面の鉛直変位量に明瞭な累積性が読み取れる。全体として、富田付近で鉛直変位量が大きいように見えるが、複数の活断層トレースが確認できる北東の飯沼付近（図 12）では、LⅠ面の変位量を加算すると富田付近より大きくなる（図 30）。各段丘面の推定形成年代（表 2）に基づくと、富田付近における鉛直変位速度は 0.2～0.3 m/千年、北東の飯沼付近における鉛直変位速度は 0.5 m/千年程度以上となる（図 31）。

恵那山断層南西端付近では、LⅠ面に 2～4 m 程度の、LⅡ面に 1～2 m 程度の鉛直変位（南東側隆起）が確認でき、南西ほど大きくなる（図 32）。また、柿野においてはLⅢ面に 1 m の鉛直変位が見られるが、これについては後述する。LⅠ面の形成年代を 20～30 ka 程度とすれば（表 2）、鉛直変位速度（図 33）は、断層南西端では 0.15 m/千年を超すような値となり、北東方向へ減じて 0.1 m/千年以下となる。

猿投－高浜断層に沿っては、北西側隆起の断層変位がみられ、L 面に 2～4 m の鉛直変位が生じている（図 34）。鉛直変位速度は全域で 0.1～0.2 m/千年程度であるが、北部の猿投山北断層との接合部付近で大きい傾向がある（図 34）。

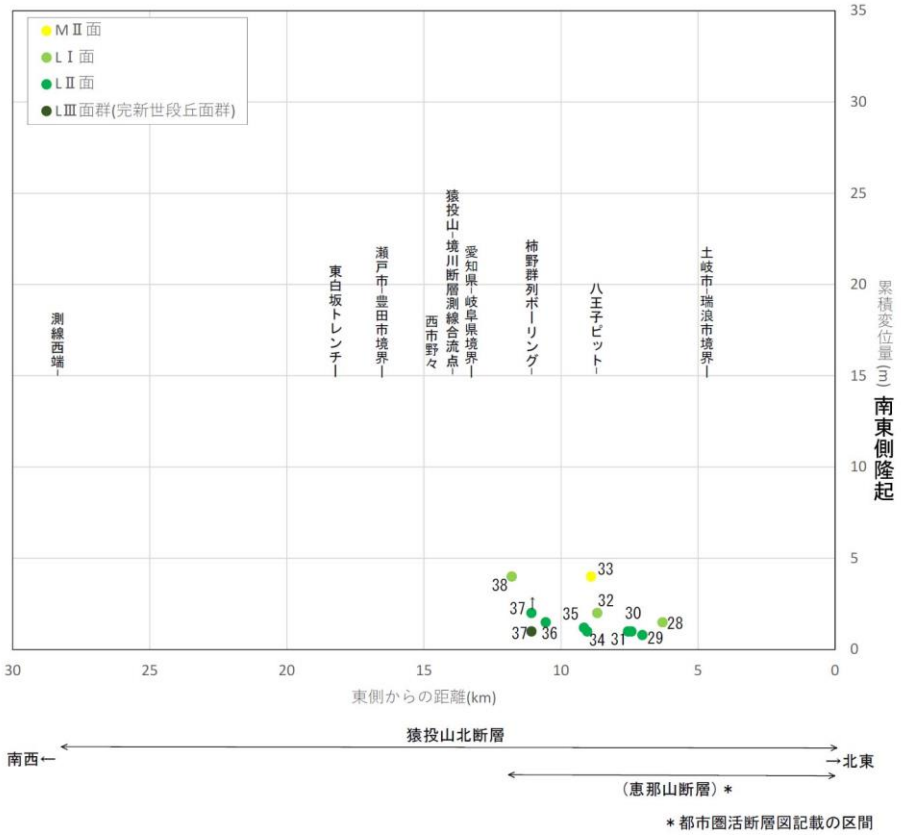


図 32 鉛直変位量分布（恵那山断層南西端付近）

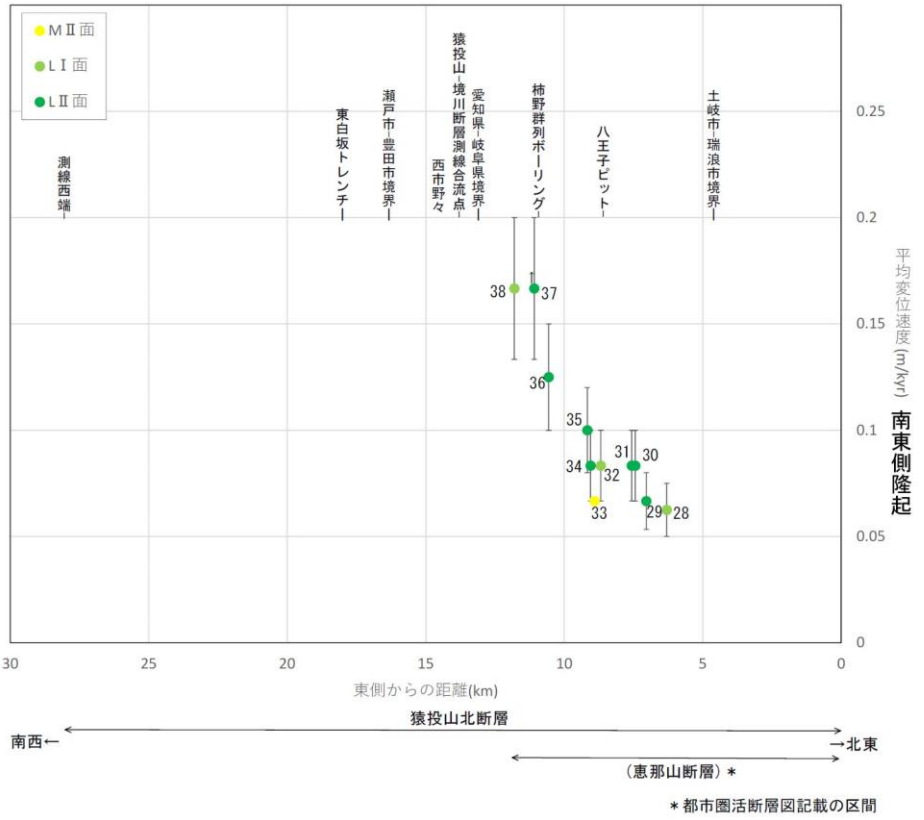


図 33 鉛直変位速度分布（恵那山断層南西端付近）

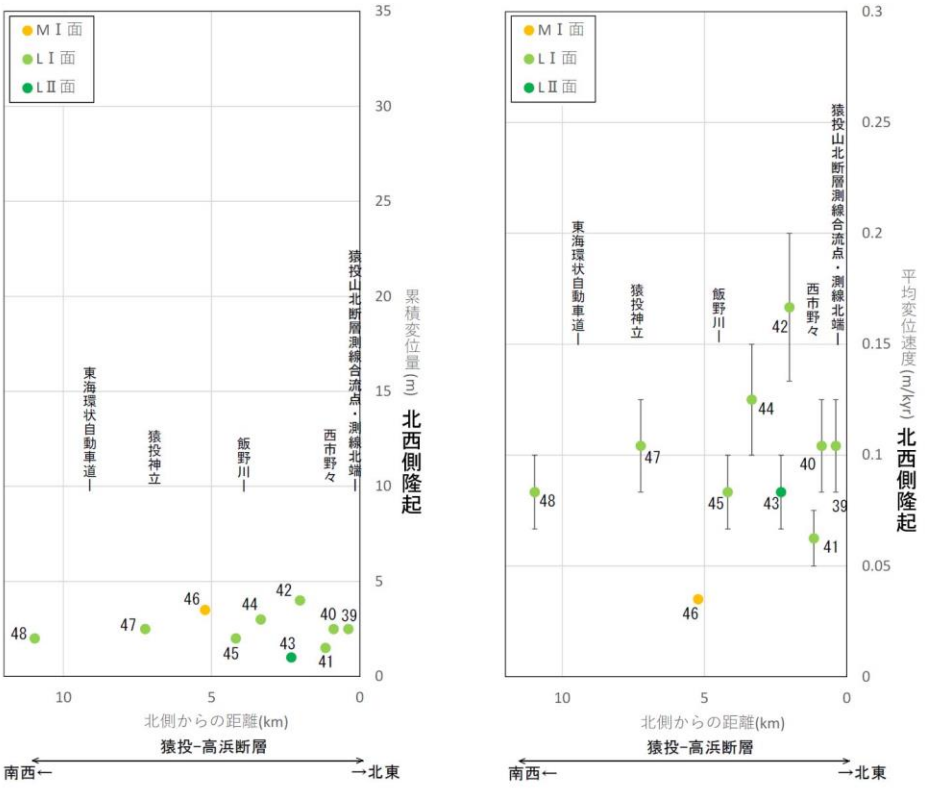


図 34 鉛直変位量・変位速度分布（猿投－高浜断層）

d) 水平方向の変位量分布と変位速度の議論

本研究においては多数の地点で横ずれ変位地形が見出され、水平方向の変位量分布を明らかにした（図 35、36）。屏風山断層においては中央部において横ずれが明瞭に確認される。そ

の値は 10～80 m であり、10～20 m、40～70 m 程度の変位を示す頻度が高い（図 36 内の表参照、以下同様）。10 m 未満は確認されない。恵那山断層陶町以東においては 10～120 m の値であり、20～70 m の頻度が高く、川上以外では概ね 10 m 未満は確認されない。恵那山断層陶町以西および猿投山北断層においては、横ずれ地形の密度が高く、10 m 未満の横ずれ地形も存在する。10～20 m の頻度が最も高く、さらに 20～70 m 程度の変位も多く確認される。最大値は 180 m 程度である。猿投－高浜断層の北部においても一部区間に横ずれが計測され、その値は 20～40 m 程度である。

以上の事実から、本研究対象地域の活断層は全域において右横ずれを伴っている可能性が高い。なお、恵那山断層の北東部（川上断層）では確実な縦ずれ断層変位は認められず、猿投山北断層では一部を除いて縦ずれ変位の確実な証拠は見出されていない（鈴木・野澤、2006）。このため、これらの活断層の変位速度は、前節の変位速度分布図には示されていない。しかし、それは、これらの活断層のスリップレートが低いことを意味するわけではない。

当地域における横ずれ変位については年代推定可能な変位基準が見出されない。例えば段丘崖や段丘面形成後に開析を始めた直線的な河谷等があれば、地形面形成期との関係から横ずれ地形の年代がわかるが、本地域においてはそのような地形が見出されなかった。

累積変位量の特徴として、恵那山断層陶町以西および猿投山北断層において 10 m 未満の比較的新鮮な横ずれが多数確認されることは、相対的に新しい時期に活動したことを示している可能性はあるが、確実な議論は困難である。

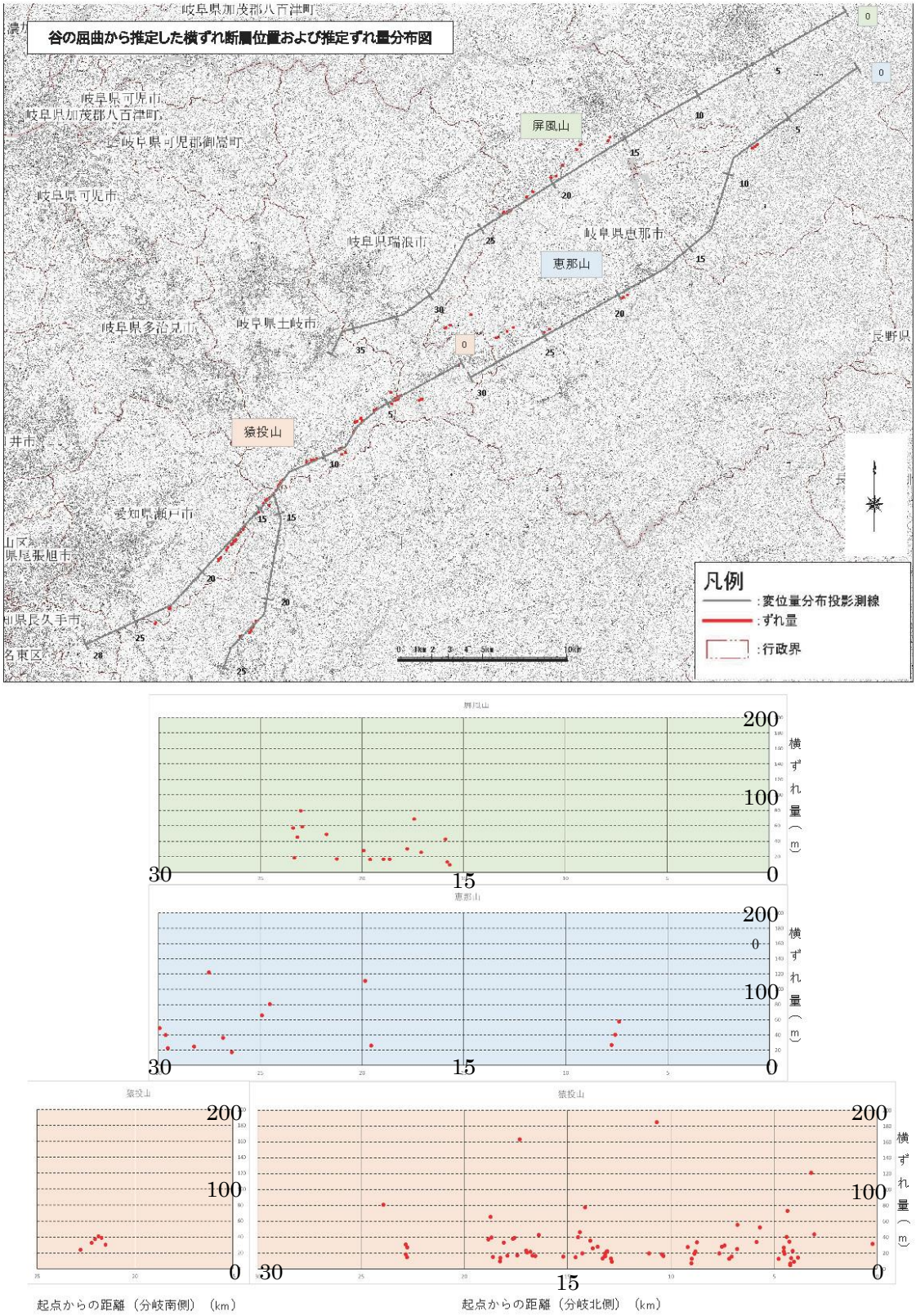


図 35 累積横ずれ変位量の分布（グラフ上は屏風山断層、中は恵那山断層、下は猿投山断層）

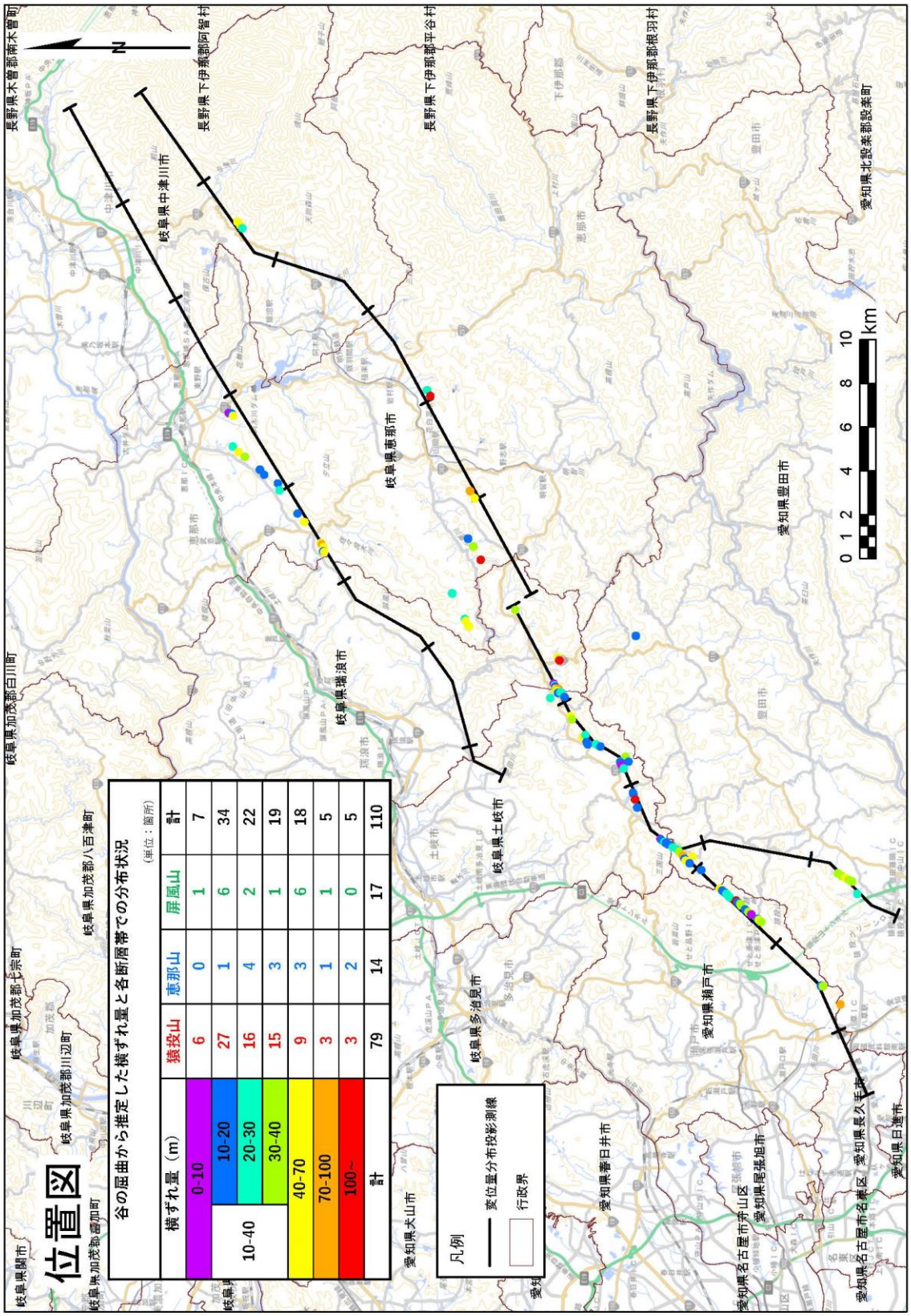


図 36：累積横ずれ変位量の頻度分布

e) 群列ボーリング調査と最新活動時期

岐阜県恵那市東野（図 2）と土岐市鶴里町柿野（図 19）では、完新世段丘面と考えられるLⅢ面にも断層変位が認められる。これらは、それぞれ、屏風山断層と恵那山断層西端部の最新活動時期を示していると考えられる。このため、両地域において群列ボーリング調査を実施して、最新活動時期の特定を試みた。東野における検討結果を図 37 に、柿野における調査結果を図 38 に示す。

東野では、ドローンによって撮影した写真を用いて DSM（Digital Surface Model：地表面だけではなく建物などの高さを含む）を作成し、撓曲崖の比高を明らかにした（図 37）。屏風山断層は LⅡ面を鉛直方向に約 5 m 変位させており（A-B 断面）、LⅢ面の鉛直変位量は約 2 m である（C-D 断面）。LⅢ面上において、4 ヶ所（BHG1～BHG4）でボーリング調査を実施し、地形と地下構造を対応させるとともに、複数の ^{14}C 年代測定値を得た（表 3）。なお、BHG-4 は、人為的に削剥された地点で掘削せざるを得なかったため、参考資料とする。

LⅢ面構成層の最上部の礫層には、地形と調和的な変形が認められる。その中から得られた試料からは、約 950 yBP の ^{14}C 年代測定値を得た。また、この礫層の下位の砂層からは約 1300 yBP の ^{14}C 年代測定値が得られた。

以上のことから、屏風山断層の最新活動時期は約 1 ka 以降であり、その時の鉛直変位量は約 2 m であったと考えられる。LⅡ面には LⅢ面の 2～3 倍の鉛直変位が記録されているため、屏風山断層は LⅡ面形成後に 2～3 回の活動を行っていることになる。今後、LⅡ面の形成時期や、屏風山断層の最新活動と歴史地震との関連を検討してゆく必要がある。

柿野では、測量によって地形断面を作成し、LⅢ面の変形を図示した（図 38）。さらに 6 ヶ所でボーリングを実施し、LⅢ面の変形と地下構造との関係を検討した。

LⅢ面は BKN-3 と BKN-4 との間で撓曲しており、1 m 程度の高度差を生じている。基盤（花崗岩）の高度はこれと全く調和的に変化している。断層は BKN-1 と BKN-2 の間にもあると考えられる。BKN-4 と BKN-5 の間に想定される活断層の隆起側の LⅢ面構成層中からは約 2000～2700 yBP の、低下側からは 2700～4300 yBP の ^{14}C 年代測定値が得られた。隆起側の 130±30 yBP という非常に若い年代を除けば、大きな矛盾はない年代であると考えられる。また、低下側の方が沖積層は厚く、より古い年代が得られていることは、断層活動によるものと考えて矛盾はない。ただし、高度差は小さいので、横ずれ変位が卓越する可能性がある。

このように、柿野においては約 2 ka 以降に最新活動時期があったと考えられる。鉛直変位量は 1 m 程度であるが、横ずれを伴っている可能性がある。なお、この地点は、これまでに恵那山断層と呼ばれてきた活断層の西端部に位置する。ただし、恵那山断層自体は、恵那市山岡町原付近より西方の陶町付近では活動的には見えない（図 18）。この地域の活断層は、むしろ、猿投山北断層と連続するようにも見える（図 19）ので、活断層の連続性を再検討する必要があるように思われる。

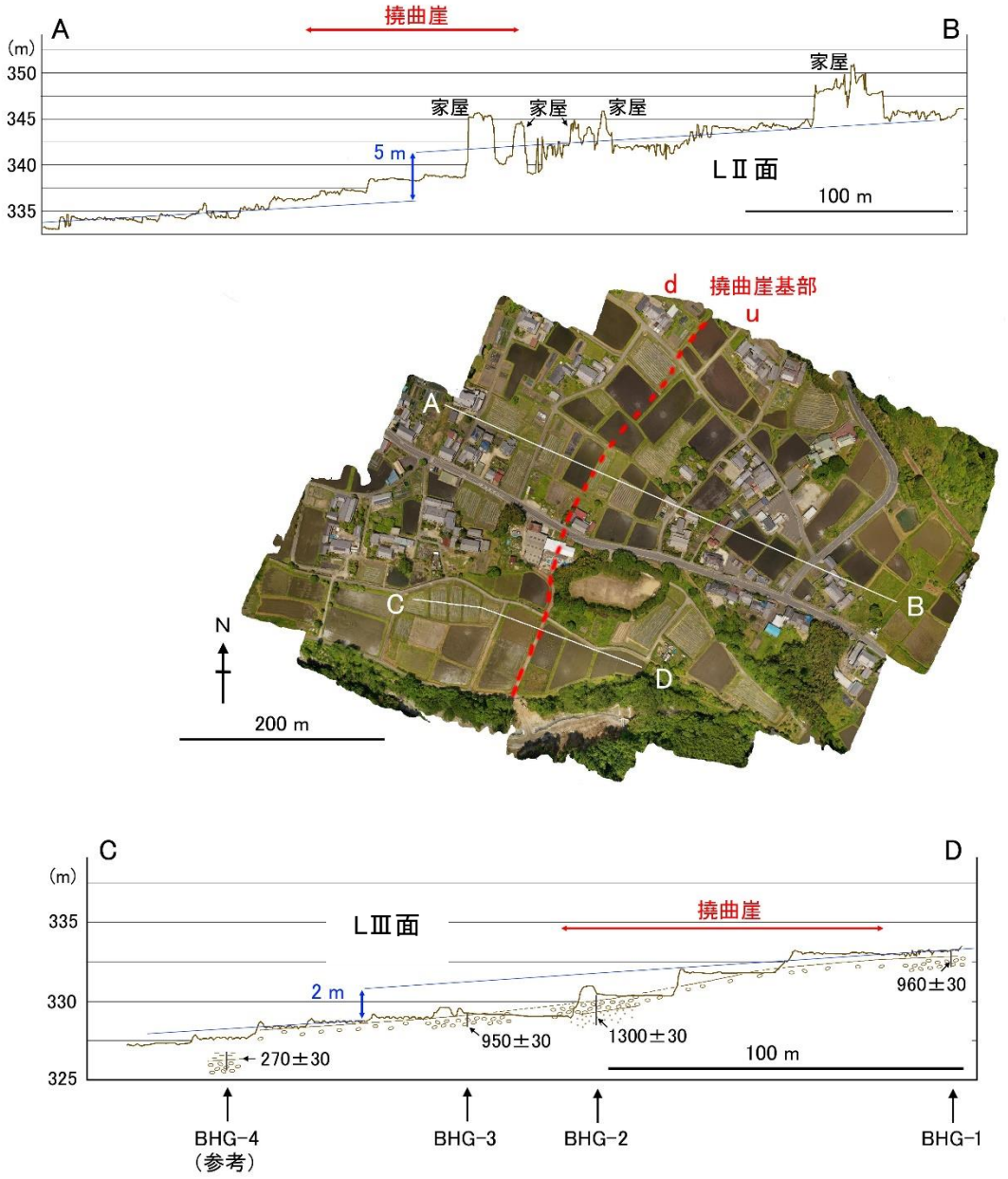


図 37　東野の変動地形と群列ボーリング調査結果（屏風山断層）

表 3 群列ボーリング年代測定結果（東野）

測定 ID（Beta）	試料名	試料	年代測定結果（CRA）
657296	BHG1	organic sediment	960±30
657297	BHG2	organic sediment	1300±30
657298	BHG3	organic sediment	950±30
657299	BHG4	charred material	270±30

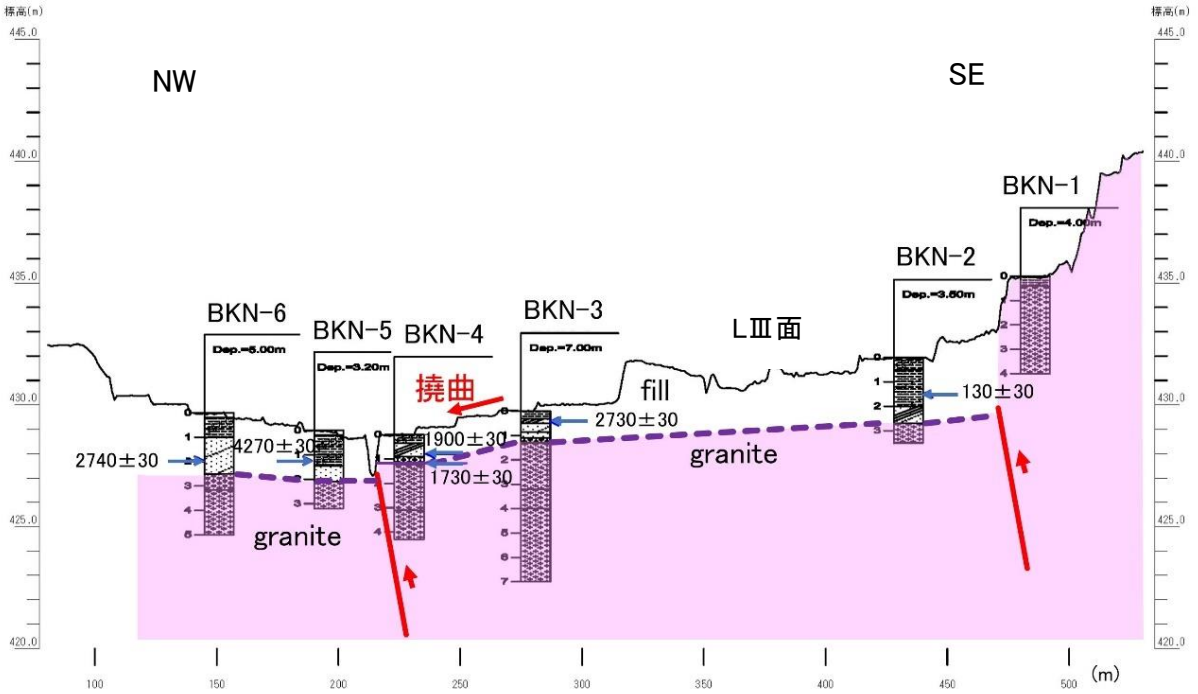


図 38　柿野における群列ボーリング調査結果（恵那山断層西端部）

表 4 群列ボーリング年代測定結果（柿野）

測定 ID（Beta）	試料名	試料	年代測定結果（CRA）
657300	BKN2	plant material	130±30
657301	BKN3	charred material	2730±30
657302	BKN4-1	organic sediment	1900±30
657303	BKN4-2	organic sediment	1730±30
657304	BKN5	charred material	4270±30
657305	BKN6	wood	2740±30

3)変動地形データベースの整備

a) データベースの概要

a-1) データベースの構成

本研究では、活断層の評価と今後の継続的な検証と更新、研究成果の普及啓発に役立てるため、研究成果として得られた変動地形に関する情報を格納した変動地形データベースを構築した。屏風山・恵那山断層帯及び猿投山断層については、令和 3 年度の研究成果として、WebGIS を使用したデータベースシステムのパイロットモデルを作成している。令和 4 年度は、このパイロットモデルを基本としたシステムに、確定した変動地形の情報を格納した。パイロットモデルの作成は株式会社ファルコン、データの搭載は国際航業株式会社に発注した。

データベースに格納した情報は、表 5 のとおりである。

表 5　データベースに格納したコンテンツ一覧

	情報コンテンツ	GIS 数値データ*	画像データ
①	LiDAR DEM（データ格納） （陰影図＋アナグリフで閲覧可能）	○	
②	活断層線（既存研究および本研究による判読成果）	○	
③	地形断面測線（変位基準面上の地形断面取得位置）	○	

④	地形断面図（変位基準面上の地形断面図）		○
⑤	地形面分類（変位基準面として区分された地形面）	○	
⑥	地表浅部堆積物確認地点 （ピット掘削地点および属性情報）	○	
⑦	トレンチ地点（および属性情報）	○	
⑧	トレンチ壁面スケッチ図		○
⑨	露頭地点（および属性情報）	○	
⑩	地下探査測線	○	
⑪	地下探査断面図		○
⑫	シナリオ型地震動分布（複数ケース）	○	
⑬	深部地下構造モデル（地震基盤面高度分布など）	○	

＊GIS 数値データは目的に応じて line・polygon・point 表示が可能。

a-2)データベースの特徴

構築したデータベースの特徴は下記のとおりである。既存の研究によってまとめられたデータ集や活断層図等との顕著な違いは、従来よりも高解像度の地形情報に基づいて認定した断層トレースなどの変動地形情報を、高解像度の地形図を基図として描画すると共に、変動地形を認定した箇所ごとに根拠となる詳細なデータを提示することができること、および断層帯全域の深部地下構造モデルや地震動分布などを詳細な変動地形の位置情報と共に参照できることである。

① WebGIS システムにより複数の情報を参照しながらデータの閲覧ができる。
② 必要に応じて公開用/非公開用に利用制限を設け、専門家による研究作業用データのアーカイブとしての利用ができる。
③ 変動地形の情報を表示する背景地図には、基本図として国土地理院の整備する電子国土基本図（地図情報）の地図タイルを用いるほか、主題図として、航空レーザ測量（LiDAR 計測）による高解像度の数値標高モデル（本報告書では LiDAR DEM と呼称）から作成した地図画像が選択できる。これらの主題図は、傾斜量陰影図やアナグリフなど地形の立体的な特徴を可視化した地図画像であり、これらに変動地形の情報を重ね合わせることにより、断層トレースの分布や形状を位置精度よく描画できるとともに、視覚的にリアリティをもつ情報を提供することによって変動地形についての理解の促進が図られている。
④ 変動地形が認められた地点ごとに、詳細な地形区分、地形断面計測結果、および現地における試掘調査や物理探査結果が参照でき、判断の根拠が明確にわかる。このことにより、将来の調査により新たなデータが得られた場合などに対応して、新旧データの比較検証と更新が的確かつ容易にできる。
⑤ 地表の変動地形の情報と共に、断層帯全域に対して検討された深部地下構造モデルや地震動分布などが参照できる。

b) WebGIS システムの概要

b-1) WebGIS システムの特徴

本研究では、研究成果の利用の便を図るため、WebGIS システムに、調査成果のデータベースを搭載した。この WebGIS システムは、防災科学技術研究所が「災害リスク情報プラットフォームの研究開発」の一環として開発した e コミュニティ・プラットフォームの成果に基づいて構築したものである。e コミュニティ・プラットフォームの基本設計は、調査研究成果をアーカイブデータとして格納し、閲覧・更新するだけでなく、自治体業務の支援、住民組織の平常時及び災害時の情報共有などにも運用できるものであり以下の特徴をもつ。

① インターネットに接続された PC、スマートフォンから利用可能
インターネットに接続して利用することができ、特別なソフトウェアは不要。地図の閲覧に加えて、情報の登録や写真の投稿が可能。さらに、GNSS 機能による利用者の位置情報との照合が可能である。
② 地理院地図をはじめとして各種背景地図をベースマップとして参加型で地図作成が可能
PC、スマートフォンからインターネットに接続しログインして、複数のユーザにより、参加

型で地図を作成することが可能である。

③ オープンデータとして公開された外部公開地図を組み合わせることが可能
利用者が外部で公開された地図を組み合わせて利用できる。

④ 作成したマップの公開/非公開の設定が可能
外部に公開しないマップは、ID とパスワードにより利用制限ができるため、専門分野の研究者に限定したデータの共有や研究成果の閲覧などが可能である。

⑤ 地図の印刷が可能
任意の範囲を指定した紙地図と同等のデザインの印刷出力が可能である。

⑥ 地図公開機能と外部システム連携のための API 対応
作成した地図は、国際標準の共有方式（WMS, WFS）に準拠した公開が可能。加えて、他の情報システムから API（アプリケーションやプログラムの一部を共有するためのインターフェイス）を使ってアクセスできるため、各種ウェブシステムと連携することが容易である。

本研究成果で構築したシステムは、上記の特徴を生かし、一般向けと専門家向けのメニューを備えることができる。各々のメニューの目的は、「一般向けメニュー」では変動地形の分布と基本的な情報がリアリティのある画像表現のもとに表示されること、「専門家向けメニュー」では研究者等が位置精度の高い変動地形情報のアーカイブを共有し、情報の確認・更新が行える研究環境が整備されることになる。今後は、活断層を含めた地震予測情報発信のあり方に関する調査研究の成果を踏まえ、メニューの構成とアクセス制限の範囲などについて検討した上で、データベースを公開する。

b-2) WebGIS 機能の概要

WebGIS システムでは、PC のモニター画面に表示された地図を参照しながら主にボタン操作によって簡便に情報にアクセスができる。コンテンツの表示、情報の検索およびデータの解析を行うことができる。

(ｉ) 表示機能（コンテンツ表示、重ね合わせ）

本研究による成果（判読した断層トレースの位置およびその属性・断面線および断面図・変位量・現地調査位置・採取資料年代測定値、断層モデルなど）をコンテンツとして地図上に表示する。画面左のウィンドウで表示するコンテンツを選択し、各々のコンテンツを単独に、または重ね合わせて表示することができる。また画面上でそれぞれのコンテンツをクリックすることにより、その属性を表示することができる。また、表示中のコンテンツと関連する資料を格納されたデータベースから呼び出して表示させることができる（図 39、40）。

地図の表示は、背景地図として基本地図と各種の主題図を選択することができ、画面中の地図操作ボタンで地図の移動および拡大縮小を行うことができる（図 41～44）。

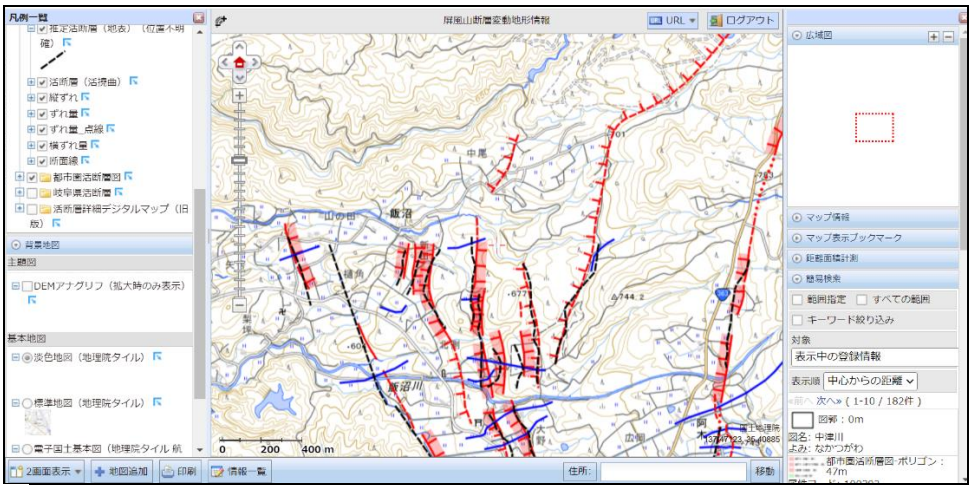


図 39　データベースのコンテンツの表示例（各研究の変動地形情報の重ね合わせ）

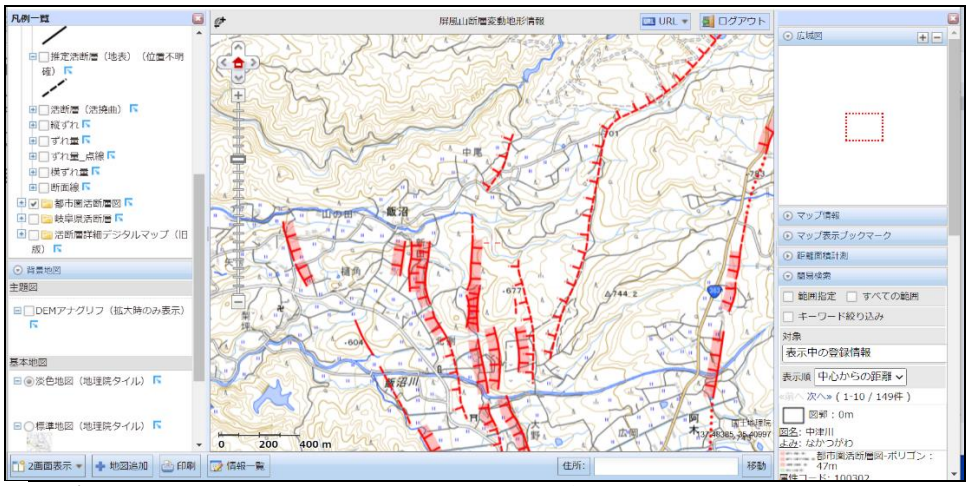


図 40　データベースのコンテンツの表示例（都市圏活断層図による変動地形情報）

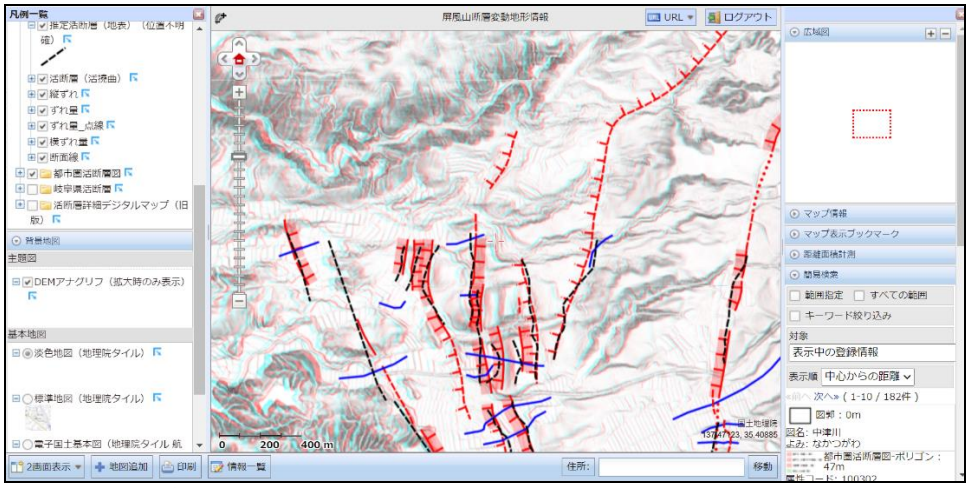


図 41　背景図に高解像地形情報から作成したアナグリフを選択したコンテンツの表示例

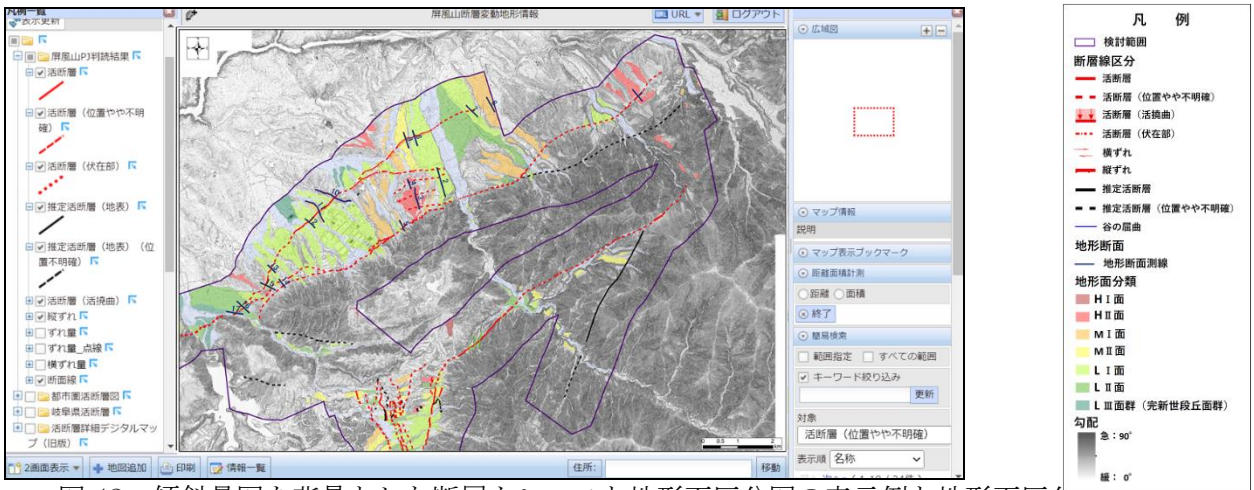


図 42　傾斜量図を背景とした断層トレースと地形面区分図の表示例と地形面区分の凡例

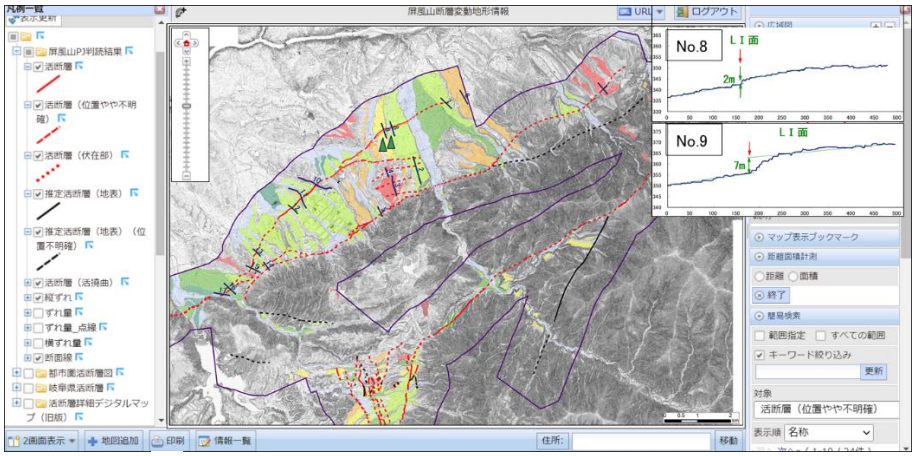
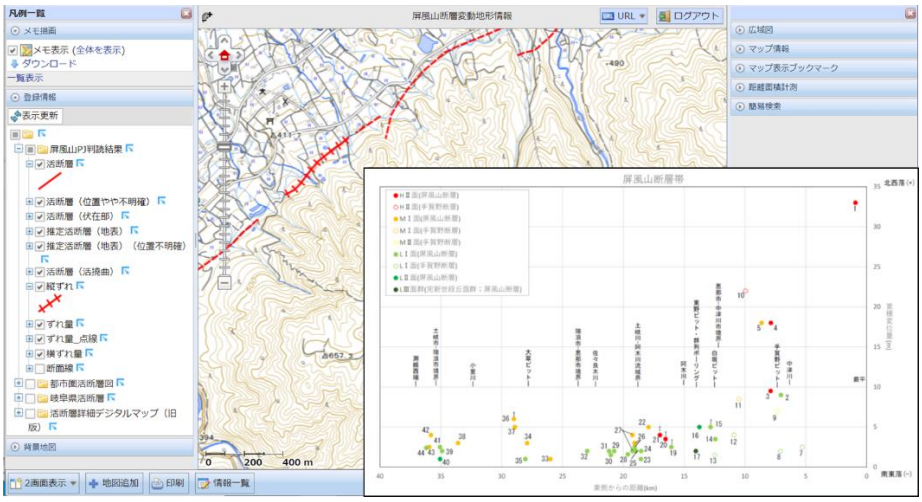


図 43　断層トレース上の指定箇所の地形断面の表示例


図 44　断層沿いの鉛直変位量の分布図を合わせて表示した画面の例

（ⅱ）検索機能

研究対象地域全域もしくは確認したい範囲を指定し、キーワード絞り込みが可能である。操作は画面右手のウィンドウで行い、検索結果は登録情報毎に、名称・指定した地点からの距離・更新時を選択して各々の順位毎に表示される（図 45～47）。



図 45　断層の横ずれ量を指定した検索結果の表示例

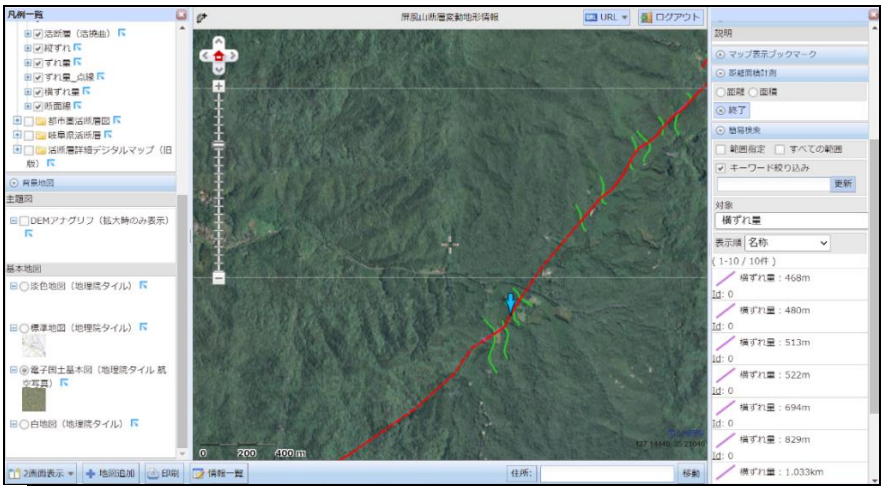


図 46　断層の横ずれ量の検索結果を背景図に航空写真を選択して表示した例

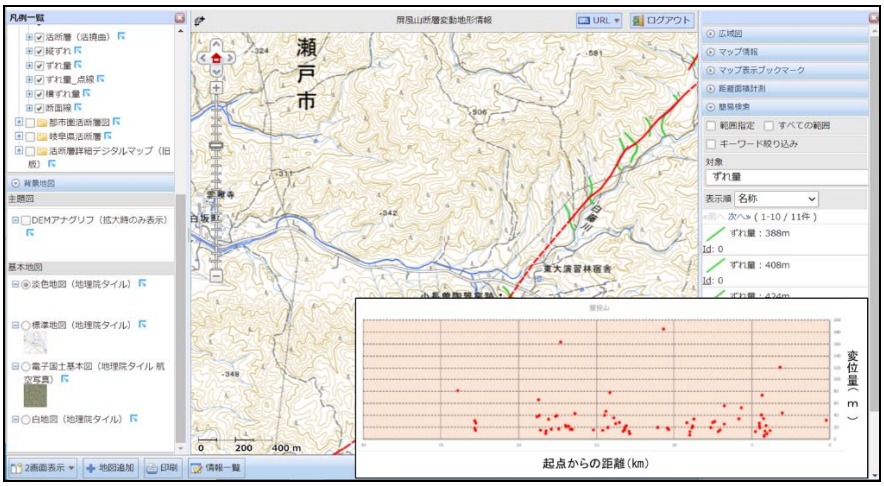


図 47　断層沿いの横ずれ量の分布図を合わせて表示した画面の例

（iii）解析機能（計測・集計）

画面上での距離計測、面積計測が可能である。操作は画面右手のウィンドウで行う。また別ウィンドウで、登録情報毎に個所数や延長を集計し、統計情報を出力することができる。さらにデータベースから基本的なデータを取り出して、別個のシステムにおいてより高度な解析を行うこともできる（図 48）。

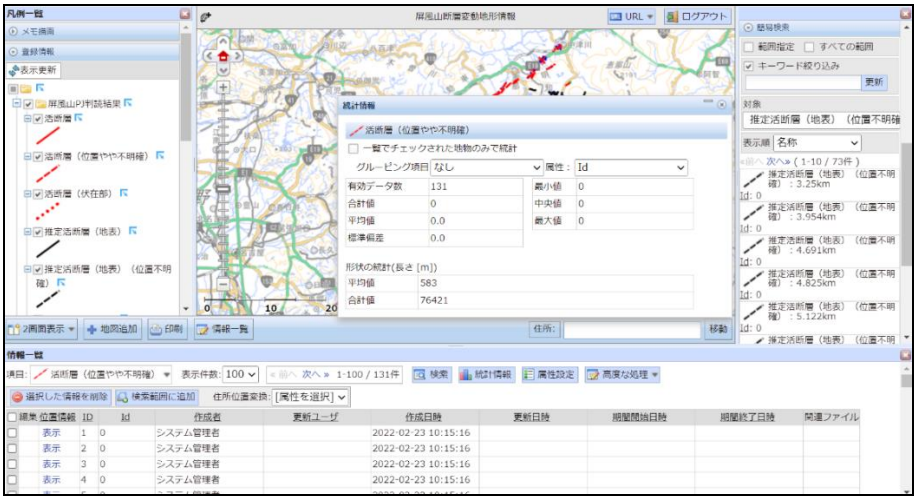


図 48　データの解析結果の表示例（位置やや不明確な活断層についての集計画面）

4)総合解析

最終年度の総合解析として令和４年度に、サブテーマ２、３の成果を総合して震源断層シナリオを議論した。その結果をサブテーマ４の取り組みに反映させた。さらにサブテーマ５に対して情報提供し、防災情報の提供のあり方を検討した。

a)震源断層シナリオの推定

上述の変動地形の特徴から、震源断層のシナリオを以下のように推定した。これまでの長期評価においては、「屏風山断層帯」と「恵那山断層帯（恵那山断層および猿投山北断層）が主な起震断層として想定されてきた。本研究においてはこの枠組みを踏襲して考える。ただし前者においては手賀野断層を分岐断層として活動性評価において合算すべきこと、また後者においては①陶町付近の不連続、②柿野付近での接合、さらに③猿投－高浜断層との接合、など本研究で明らかになった事実に基づいて見直す。

a-1)屏風山断層

屏風山断層は総延長 36 km で北東端は中津川市の温川・湯舟沢川左岸、南西端は土岐市駄知に位置する。断層の一般走向は約 N57.1° E、南東側を隆起させる逆断層であり、中央部（長島～三郷付近：8 km）では右横ずれ変位を伴う。鉛直変位速度は北東部（恵那市の阿木川付近以東：14 km）で急激に大きくなり、分岐して手賀野断層を伴う。南西部（三郷～駄知付近：13 km）では断層トレースは山麓線に沿い、屈曲に富む。

以上の特徴から屏風山断層は阿木川および三郷を挟んで３区分される可能性もあり得るが、断層線に顕著な不連続はないため、震源断層モデルとしては総延長 36km を想定することが妥当である。明瞭な右横ずれ地形が確認される範囲は中央部に限られるが、北東部において派生する手賀野断層のトレースはミ型を示すため、これは右横ずれ変位に伴う逆断層の派生と解釈することもできる。また、三郷以西においても、山地側が低下するような断層も認められるなど、断層トレースの連続性は複雑であり、横ずれ変位を伴うことを否定できない。さらに、駄知付近の走向が折れ曲がる逆断層の発生も断層線の形状から圧縮性のジョグと解釈できることから、右横ずれ変位の末端と考えられる。以上のことから、全域にわたって右横ずれを伴うと判断することが可能であろう。なお、上下方向の変位速度分布図に基づくと、強震動予測の際のアスペリティ（相対的に大きくずれる範囲）は北東部に想定することが妥当である。また、断層線の配列はほぼ全域にわたって北東方向へ分岐する形状を示すことから、破壊開始点は西端付近にあり、北東へ破壊が進行するものと考えられる（中田ほか,1998)。

a-2)恵那山－猿投山北断層

従来の恵那山－猿投山北断層帯について断層トレースを見直したところ、土岐市柿野付近で両断層が連続することが明らかとなった。このため恵那山付近から豊田市八草までの総延長 56 km に及ぶ。ただし北東端はこれ以上延びないが、南西端については推定断層としてさらに更に 4.5 km 以上続く。そのため推定断層を含めた総延長は 60 km を超える。また、断層トレースは従来の猿投－高浜断層とも連続する。今回の調査はその仕様において猿投－高浜断層帯の全体を含まず、連続性の確認に留められているため、猿投－高浜断層帯を含む断層帯の総延長は不明である（今回は 56km 以上と表記する)。

断層形状は南東へ傾く逆断層が推定され、全域にわたり右横ずれ変位が明瞭に確認される。大局的に主な断層トレースの配列を見ると三国山付近に明瞭な分岐形状が確認されることから、この付近を震源としてバイラテラルに破壊が伝播する可能性が考えられる(中田ほか,1998)。上下方向の変位速度分布図によれば、富田～飯沼にかけて値が大きく、柿野付近がその次に大きくなっている。横ずれ変位量に関してはその地形の形成年代を特定できないため、スリップレートに置き換えることはできず、地域毎の活動性に読み替えることはできないが、少なくとも現象として、恵那山断層と猿投山北断層の接合部付近で大きな横ずれ変位の累積が確認される。

ところで、従来の恵那山断層について、瑞浪市陶町付近で断層トレースの不連続が確認された。この付近には雁行配列をなす推定活断層は認められるが、連続性が明瞭ではない。丘陵地

内であるため、もしも連続する断層があれば鞍部配列などの痕跡が見られることが自然であるが、それらを見出すことができない。このことはむしろ断層活動の何らかの不連続を反映する可能性が高い。このため本研究は以下のとおり、陶町付近を境に活動区間が分割される可能性が高いと考える。

① 恵那山断層（陶町以東）

恵那山断層（陶町以東）に沿っては、基本的に右横ずれ変位を伴う南東側隆起が確認される。ただし、飯沼付近の複雑な断層の配列は、主断層の右横ずれ変位に伴って生じたと考えられるもののその成因は不明である。鉛直変位速度は、富田から飯沼において大きい。累積横ずれ量分布は 20m を超えるものが大半で、より小さい変位を示す横ずれが確認されない。その理由は不明である。断層線の分岐形状は、岩村以東で概ね東に、以西では概ね西に開く形状を示していると見ることもできる。そのため地表における破壊開始点の候補として岩村付近を挙げることが可能である。

②恵那山断層西部（陶町以西）～猿投山北断層

陶町以西の恵那山断層西部は従来の知見より西へ延伸し、土岐市柿野付近で猿投山北断層に連続する。従来、猿投山北断層は右横ずれ変位を主とするものの、三国山以南は南上がり、以北は北上がりの逆断層成分があると考えられてきた。しかし三国山以北の断層変位地形は不明瞭でその活動性が疑われる。今回見出された恵那山断層西部とのトレースの連続性を念頭に置くと、基本的に南上がりの変位と右横ずれ変位が、両トレースに共通することになる。接合部である柿野付近には南上がりの完新世における変位も明瞭に確認される。以上のことから、恵那山断層西部と猿投山北断層南半分が一連のセグメントである可能性が高い。

この断層に沿う鉛直変位速度分布は柿野付近が最大である。ただし鉛直変位を確実に計測できる箇所が限られているため、確実なことは言えない。横ずれ変位は全域にわたって確認され、最大は 100m を超え、10m 未満の箇所も多い。こうした横ずれ変位が確認されることは本断層の特徴であり、比較的新しい時期に断層活動が生じた可能性を示唆する。

なお、本研究の調査範囲を超えて南方へ続く猿投－高浜断層は、本断層と連続することが明らかとなった。サブテーマ３による解析結果でも、猿投山北断層と猿投－高浜断層はそれぞれ東、西に傾下する逆断層の形状を示し、地下数キロで交わる可能性が示唆された。こうした点からも、猿投－高浜断層を含めて地震発生を考える必要がある。猿投－高浜断層のみならず知多半島にも多くの活断層があり、従来の定義では一連の活断層帯を形成している。広域な地震防災に影響する可能性があるが、現時点では調査未了のため、断層長や連動性・活動性についてこれ以上評価することはできない。

b)ネットスリップレートの推定

活断層の活動性評価においてネットスリップレートの推定は重要である。本研究においては、①まず鉛直変位速度を分布形状と共に明らかにし、②横ずれを考慮して、求めた鉛直変位速度をネットスリップ速度に換算するという方法を目指した。①については 2)c)に記載した。

②については二つの方法があり得る。第１の方法は、横ずれ変位量を谷の屈曲や崖の屈曲等から計測し、それらの地形の形成年代を推定して横ずれ変位速度を推定し、縦ずれと横ずれ双方を考慮したネットに換算する方法である。しかし、本地域においては 2)d)で述べた通り、横ずれ速度を評価できなかった。

第２の方法は、断層露頭において条線の向きを観察し、スリップベクトルの方向によりネット量を推定する方法である。サブテーマ２の検討から、恵那山断層中部の山岡付近における条線において観察された値にはばらつきがあるものの、レイク角 20 度が代表値であると判断された。この場合、見かけの鉛直変位量の 2.7 倍をネットスリップ量と推定することになる。

第３の方法は応力場の方向と断層形状の関係から予測される断層のずれ方向（スリップテンデンシー）によりネットスリップを計算する方法であるが、本研究においてはこの値を計算しておらず、将来の課題として残された。

本研究においては、第２の方法により、恵那山断層陶町以東について、最大 1.5m/千年程度のネットスリップを有すると推定した（屏風山断層および猿投山北断層については、変位の縦

横比が不明であるためネットスリップに換算することができないが、もしも恵那山断層と同程度の場合には、それぞれ最大 1.0m/千年、0.5m/千年の可能性がある)。

ただし恵那山断層北東部（川上断層）や猿投山北断層のように横ずれ主体の場合、上下方向の確実な低断層崖の存在から評価する方法ではそもそもネットスリップを評価しきれないことには注意を要する。

なお、従来の断層評価における、断層長から単位変位量を計算してそれを平均変位速度で除して再来間隔を求める方法についても注意を要する。変位量が鉛直成分のみかネット量かを区別する必要があり、両者を混同して計算することは避ける必要がある。

c)最新活動時期および一回変位量に関する総合的検討

今回の研究においては屏風山断層の恵那市東野で重要な成果が得られた。ここでは、形成年代が 1-1.5 万年前と推定される LⅡ面に鉛直方向に 5m、約 1,000 年前に形成された LⅢ面に 2 m の鉛直変位（おそらく一回の変位）が確認された（図 37)。LⅢ面の形成年代は断層活動の再来間隔に比べて短すぎるためスリップレートの算出には適さないが、LⅡ面の鉛直変位速度（0.3-0.5m/千年）は採用可能である。すなわち同一地点で一回変位量とスリップレートが確認され、かつ双方とも鉛直成分の評価であるため、前者を後者で除した値として、活動間隔約 4,000 年が得られる。

同様の考察は恵那山断層の富田地区でも行うことができる。ここでは LⅡ面に現れた 2.5m の上下変位(図 15、測線 23)を一回のずれの鉛直成分と見なし、同地点付近の MⅡ面の平均変位速度 0.22m/千年との関係から最新活動は 1-1.5 万年以降、再来間隔 1-1.1 万年が得られる。仮に LⅡ面の変位が二回の地震によるずれとすれば、活動間隔は 5,000 - 5,500 年となる。また最新活動時期は 1-1.5 万年前以降の比較的新しい時期ということになろう。

また従来の恵那山断層最西部（本研究においては猿投山北断層の一部に含められる）柿野においては約 2,000 年前以降の活動の可能性が認められている。

後述のサブテーマ 2 は猿投山断層および恵那山断層の最新活動時期と活動間隔を議論し、以下の結果を得ている。もし仮に両者が同時に活動していると仮定した場合には、最新活動は 7,600-7,200 年前、平均活動間隔は 7,200-7,500 年（地震本部の長期評価では、約 7,200-14,000 年)。一方、別々に活動すると仮定すると、猿投山北断層の最新活動時期は 8,500-5,900 年前、平均活動間隔は 6,750-8,150 年。恵那山断層の最新活動時期は 7,600-7,200 年前、平均活動間隔は 7,200-13,400 年前であるとした。ただし、両断層ともより新しい時期に最新活動がなかったという証拠はない。

d)断層の地下形状

断層の傾斜については後述のサブ２による露頭観察の結果、以下の値が得られている。
屏風山断層：55 度程度、恵那山断層：60 度程度、猿投山北断層：70 度程度、いずれも南東傾斜

また、サブ３の探査の結果からは以下のとおりである。

・猿投山北断層と猿投－高浜断層はともに高角。
・恵那山断層（富田地点）では猿投山北断層ほどは高角ではない。

e)長期評価への反映の可能性

e-1)屏風山断層帯

従来の評価では、「断層長 15 km、上下方向の平均変位速度 0.1-0.3 m／千年、経験式による単位変位量と、平均変位速度の関係式から求めた平均活動間隔は４千-１万２千年程度」とされていた。

今回の調査結果によってこの妥当性を見直すと以下の問題がある。①横ずれが考慮されていないためネットスリップが過小評価である。②経験式から計算される一回変位量は、横ずれを含むべきだが鉛直成分のみ評価されており、単位変位量と平均変位速度の関係式には適用できない。③断層長が著しく過小評価になっている。

今回の調査結果によれば以下のとおり修正する必要がある。

・断層長 36km。平均鉛直変位速度は中津川で最大 0.5 m/千年。ネットでは 1 m/千年を超える

可能性が高い。
・最新活動時期：約 1,000 年前以降の可能性がある。
・平均活動間隔：約 4,000 年程度の可能性がある。

e-2)恵那山－猿投山北断層帯
従来の評価では、「断層長全体で 51 km（東半分 37 km、西半分 22 km)、平均変位速度 0.2-0.4 m／千年（東半部では上下成分、西半部では右横ずれ成分主体)、最新活動時期は約７千６百年前以後、約５千４百年前以前。平均活動間隔は約７千２百-１万４千年」とされていた。
今回の調査結果は以下のとおりである。
・断層長全体で 56km 以上に達する(60km 以上の可能性あり)。
・平均鉛直変位速度の最大値は富田～飯沼付近で、トレースが併走する箇所は足し合わせると 0.4～0.5 m/千年、ネットでは 1.5 m/千年と推定される。
・全域一括活動を仮定した場合のトレンチ調査の解釈は、最新活動時期は 7,600-7,200 年前、平均活動間隔は 7,200-7,500 年。ただしトレンチ調査で一括活動か分割活動かを判断することは困難である。

本調査においては、陶町以東の恵那山断層と、以西の恵那山断層西部～猿投山北断層と、活動区間が二分される可能性が高いと判断した。
【恵那山断層（陶町以東)】
・断層長は約 29km である。
・平均鉛直変位速度は富田～飯沼付近が最も大きく 0.4-0.5 m/千年、ネットでは 1.5 m/千年と推定される。
・ＬⅡ面に 2.5m の鉛直変位が認められる。ただしこれが一回の変位かどうかは不明である。そのため活動間隔を地形から推定することは難しい。
・本断層が分割活動を仮定した場合のトレンチ調査の結果の解釈は、最新活動時期は 7,600-7,200 年前、平均活動間隔は 7,200-13,400 年。ただし、上記の最新活動よりもより新しい時期に活動がなかったという確実な証拠はない。

【恵那山断層西部～猿投山北断層】
・断層長は 27km 以上である。
・平均鉛直変位速度は、柿野付近で最大 0.15-0.2 m/千年である。縦ずれ横ずれ比が恵那山断層と同様と仮定すると柿野付近では 0.5 m/千年である可能性が高い。猿投山北断層沿いでの数値の詳細は不明である。
・最新活動時期は、柿野の群列ボーリングの結果によれば、約 2,000 年前以降である。
・分割して活動すると仮定した場合のトレンチ調査の結果の解釈では、最新活動時期は 8,500-5,900 年前、平均活動間隔は 7,250-8,150 年である。ただし、より新しい時期に最新活動がなかったという確実な証拠はない。

e-3)猿投－高浜断層帯
従来の評価では、平均鉛直変位速度は 0.1 m／千年程度、最新活動時期は約１万４千年前頃であると考えられてきた。１回のずれ量と平均変位速度に基づき、平均活動間隔は４万年程度と算出されていた。
これを今回の調査に基づいて再検討すると以下の問題がある。①横ずれを考慮していないため平均変位速度が過小評価になっている。②断層長を 51km としているが、分割して活動を起こす可能性もあるため、一回の変位量を過大評価している可能性がある。①と②はいずれも活動間隔を長く見積もることにつながり、地震発生確率が過小になっている可能性が高い。
すでに指摘したように、本活断層トレースは猿投山北断層から分岐すること、猿投山北断層とは断層面が地下で収斂する可能性があることを考慮すると、新称「猿投山断層帯」の一部であるとみなして再調査を行い、その結果から長期評価を見直す必要がある。

f)まとめと課題

地震本部はこれまで、屏風山断層帯、恵那山－猿投山北断層帯、および猿投－高浜断層帯と分けて活断層評価を行ってきた。本研究により、震源断層としては①手賀野断層を含む屏風山断層、②恵那山断層（陶町以東）、③恵那山断層（陶町以西）～猿投山北断層と大別される可能性が示された。なお、②と③については一体で地震を起こす可能性も残される。一方、猿投－高浜断層についてはそのトレースが猿投山北断層に連続し、地下構造においても断層面が収斂する可能性が高いことが明らかになったため、上記の③（あるいは②と③の一体型）と連動する可能性が高く、その活動性の評価については今後の課題として残された。本研究の成果は表6および表7のとおり整理される（端点の位置は図26参照）。

表６　屏風山断層帯の特性

項　目	特　　性	信頼度	根　拠	地震調査研究推進本部地震調査委員会2004年の長期評価[注]
１．位置・形状				
（１）構成する断層	蕨平断層、手賀野断層、屏風山断層	◎	断層トレースの連続性	蕨平（わらびだいら）断層、手賀野（てがの）断層、屏風山（びょうぶやま）断層北東部
（２）位置・形状	（北東端） 35.5004 137.5716 （南西端） 35.3228 137.2353 長さ約36km	◎ ◎	断層トレース	地表における断層帯の位置・形状 （北東端） 北緯　35°30′　東経137°35′ （南西端） 北緯　35°26′　東経137°26′ 長さ　約　15km
	地下における断層面の位置・形状 長さ及び上端の位置 地表での長さ・位置と同じ 上端の深さ　０km 一般走向　N57°　E 傾斜　高角、南東傾斜 （地表付近） 幅　17km	○	露頭情報および反射記録の再解析 当該地域において微小地震活動が認められる深さ16 kmを地震発生	地下における断層面の位置・形状 長さ及び上端の位置 地表での長さ・位置と同じ 上端の深さ　０km 一般走向　N60°　E 傾斜　高角、南東傾斜 （地表付近） 幅　不明

				層下端とし、傾斜角を 70 度と設定したことによる。	
	（３）断層のずれの向きと種類	南東側隆起の逆断層（右ずれを伴う）	◎		南東側隆起の逆断層
２．断層帯の過去の活動					
	（１）平均的なずれの速度	鉛直成分として、中津川市付近で最大 0.5m／千年（恵那市～土岐市では0.1m／千年 横ずれを考慮すると 3 倍程度（最大 1.5m／千年）になる可能性あり	○	地形面の変位	0.1－0.3m／千年（上下成分）
	（２）過去の活動時期	1000 年前	○	東野における郡列ボーリング	不明 （５万年前以後複数の断層活動が認められるが、個々の活動時期は不明。）
	（３）１回のずれの量と平均活動間隔	鉛直方向に約 2m（横ずれは数倍の可能性あり） 平均活動間隔 4000 年	○	東野地点における群列ボーリング結果および地形面の累積変形	１回のずれの量　１ｍ程度（上下成分） 平均活動間隔　４千－１万２千年程度
	（４）過去の活動区間	断層帯全体で一区間（ただし阿木川を境に活動性が異なる可能性あり）	○	断層トレースの連続性	断層帯全体で１区間
３．断層帯の将来の活動					
	（１）将来の活動区間および地震の規模	活動区間 断層帯全体で１区間 地震規模 マグニチュード 7.4 程度 ずれの量２ｍ程度（上下成分）ネットでは数倍	○	経験式	活動区間 断層帯全体で１区間 地震規模 マグニチュード 6.8 程度 ずれの量　１ｍ程度（上下成分）

表７　恵那山－猿投山北断層帯の特性

項　目	特　　性	信頼度	根　拠	地震調査研究推進本部地震調査委員会 2004 年の長期評価
１．位置・形状				
（１）構成する断	恵那山断層、奥平断層、川上断層、飯沼断	○		恵那山（えなさん）断層、奥平断層、川上

	層	層、猿投山北断層			（かおれ）断層、飯沼断層、猿投山北（さなげやまきた）断層
	（２）位置・形状				地表における断層帯の位置・形状 断層帯の位置
		全体： （北東端） 35.4712 137.5793 （南西端） 35.1725 137.0747 A 区間：恵那山断層（陶町以東）： （北東端） 35.4712 137.5793 （南西端） 35.3109 137.3262 B 区間：猿投山北断層―恵那山断層西部（陶町以西）： （北東端） 35.3183 137.3206 （南西端） 35.1725 137.0747 長さ 全体：56km 以上 A 区間：29km B 区間：27km 以上 （「以上」とする２つの理由：①猿投山北断層の南西端が不明瞭なため、②猿投－高浜断層に連続すると考えるべきため）	○	猿投－高浜断層が調査未了なため南西端は△	全体： （北東端）北緯 35°27′東経 137°33′ （南西端） 北緯 35°11′東経 137°06′ 東半部： （北東端） 北緯 35°27′東経 137°33′ （南西端） 北緯 35°16′東経 137°13′ 西半部： （北東端） 北緯 35°19′東経 137°17′ （南西端） 北緯 35°11′東経 137°06′ 長さ 全体：約 51km 東半部：約 37km 西半部：約 22km
		地下における断層面の位置・形状 長さ及び上端の位置 地表での長さ・位置と同じ		反射法地震探査および露頭情報	地下における断層面の位置・形状 長さ及び上端の位置 地表での長さ・位置と同じ

		上端の深さ　0km 一般走向 全 体：約N55°　E A 区間：N52°　E B 区間：N54°　E 傾斜 A 区間：やや高角（反射法探査による） B 区間：高角（反射法探査による） 幅 A 区間：17km B 区間：17km			上端の深さ　0km 一般走向 全 体：N55°　E 東半部：N55°　E 西半部：N45°　E 傾斜 東半部：30－50°　南東傾斜（地表付近） 西半部：高角（地表付近） 幅 東半部：不明 西半部：20km 程度
	（３）断層のずれの向きと種類	A 区間：南東側隆起の逆断層 （右横ずれを伴う） B 区間：右横ずれ断層 （南東側隆起を伴う）		変位地形	東半部：南東側隆起の逆断層 （右横ずれ成分を伴う） 西半部：右横ずれ断層 （上下成分を伴う）
２．断層帯の過去の活動					
	（１）平均的なずれの速度	A 区間：最大 0.5m／千年（鉛直成分）、ネットでは 1.5m／千年 B 区間：鉛直成分のみで最大 0.2m／千年、ネットで 0.5m／千年。横ずれ主体区間は不明	○	地形面の変位	0.2－0.4m／千年 （東半部は上下成分、西半部は右横ずれ 成分を主体とする。）
	（２）過去の活動時期	一括型の場合： 活動１は約 7600～7200 年前 活 動 2 は約 21000 ～ 20000 年前 A 区間のみが活動したと仮定すると、活動１は約 7600～7200 年前、活動２は約 21600～11000 年前 B 区間のみが活動したと仮定すると、活動１は 5900～8500 年前、活動２は約 20000 年前	○	トレンチ調査	活動１（最新活動） 約７千６百年前以後、約５千４百年前以前 活動２（１つ前の活動） 約２万１千年前以後、約２万年前以前 活動３（２つ前の活動） 約３万４千年前以後、約２万２千年前以前
	（３）１回のずれ	１回のずれの量 一括活動の場合は計算	○	経験式およびトレンチ	１回のずれの量 ２－３m程度

	の量と平均活動間隔	上4.2m程度 平均活動間隔はトレンチの結果から約 7200～7500 年 A 区間のみが活動したと仮定すると計算上 2.4ｍ、平均活動間隔はトレンチの結果から 3400～13400 年 B 区間のみが活動したと仮定すると計算上 2.1ｍ、平均活動間隔はトレンチの結果から約 7250～8150 年		調査	（東半部は上下成分、西半部は右横ずれ成分を主体とする。） 平均活動間隔 約７千２百－１万４千年
	（４）過去の活動区間	断層帯全体で１区間の可能性と、分割される可能性の２通りあり	○	断層トレースの連続性	断層帯全体で１区間
３．断層帯の将来の活動					
	（１）将来の活動区間および地震の規模	活動区間 断層帯全体で１区間 地震の規模 マグニチュード 7.7 程度以上 ずれの量 ４-５ｍ程度 （南東隆起に加えて右横ずれが生じる。ただし猿投－高浜断層は西側隆起）	○	経験式 （ただし南端は未調査）	活動区間 断層帯全体で１区間 地震の規模 マグニチュード 7.7 程度 ずれの量 ２－３ｍ程度 （東半部は上下成分、西半部は右横ずれ成分を主体とする。）

注：地震調査研究推進本部地震調査委員会、平成 16 年 10 月 13 日『屏風山・恵那山断層帯及び猿投山断層帯の長期評価について』表１及び表４より引用

(d) 結論

断層トレースの分布が複雑なため震源断層を想定することが難しい屏風山・恵那山断層帯および猿投山北断層帯について、断層トレースの連続性を精査した。山地域内では地形判読が容易でないため、LiDAR-DEM を整備した。これにより変位の有無および位置の認定精度が飛躍的に向上し、既存資料間の認定の不一致を解消することができた。

これにより従来の評価を見直す必要があることがわかった。具体的には、屏風山断層は手賀野断層と一体であり、さらに西方の土岐市駄知まで連続する。恵那山断層と猿投山北断層は地表トレースが連続し、一連の構造を成している。ただし瑞浪市陶町付近に不連続部分があるため、これを境に東西が別のセグメントである可能性もある。さらに猿投－高浜断層は猿投山北断層と連続するため、一体で地震を起こす可能性を考慮する必要がある。また、横ずれがほぼ全域に見出されることから、本断層帯は横ずれが地形的に確認されない箇所も含めて右横ずれ変位があることを想定する必要がある。そのことによりネットスリップレートはより大きくなり得る。

断層に沿う変位の変動地形学的証拠が整理され、鉛直変位速度分布およびネットスリップレートの分布が明らかとなった。その分布は不均一であり、地点ごとの一回変位量や、強震動計算におけるアスペリティの位置の推定に重要なデータを提示した。また、完新世の地形面に現れた変形は、最新活動時期および一回変位量の推定に役立った。

以上により、変動地形学的調査が活断層の活動性評価および震源断層推定に有効であることが改めて示された。

なお、猿投－高浜断層は本研究の対象範囲外の知多半島方向へさらに長く続くため、現時点では地震規模等を評価することができておらず、今後の課題として残されていることを明記する。

(e) 引用文献

岐阜県：平成 12 年度屏風山・恵那山断層帯に関する調査成果報告書，2001.
地震調査研究推進本部地震調査委員会：屏風山・恵那山断層帯及び猿投山断層帯の長期評価について，2004.
活断層研究会編:「新編・日本の活断層－分布図と資料－」，東京大学出版会，437 p.，1991.
木村純一・岡田昭明・中山勝博・梅田浩司・草野高志・麻原慶憲・館野満美子・檀原　徹，大山および三瓶火山起源テフラのフィッショントラック年代とその火山活動史における意義，第四紀研究，38，145-155，1999.
町田　洋・新井房夫:「新編 火山灰アトラス」，東京大学出版会，360p.，2003.
宮内崇裕・岡田篤正・杉戸信彦・鈴木康弘・吉田英嗣：1:25,000都市圏活断層図「恵那」（国土地理院），2017.
中田　高・島崎邦彦・鈴木康弘・佃　栄吉：活断層はどこから割れ始めるのか？―活断層の分岐形状と破壊の伝播方向―．地学雑誌，Vol.107，pp.512-528，1998.
岡田篤正・廣内大助・松多信尚・宮内崇裕：1:25,000 都市圏活断層図「中津川」（国土地理院）2017.
鈴木康弘・岡田篤正・熊原康博・東郷正美；1:25,000 都市圏活断層図「瀬戸」（国土地理院），2004.
鈴木康弘・野澤竜二郎：猿投山北断層のトレンチ調査－横ずれ断層の活動認定と議論－．月刊地球, 号外, No.54, 171-179，2006.
鈴木康弘・杉戸信彦編：1:25,000 岐阜県活断層図，岐阜県，2010.
寺平　宏：伊那谷のテフラ－露頭記録を中心に－，伊那谷自然史論集，1，1－9，2000.
東郷正美・池田安隆: 第 1 部 2. 第四紀逆断層帯の地表表現とその時空間変化，池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編，「第四紀逆断層アトラス」，3-4，2002.