

財団法人国土地理協会 平成 24 年度助成研究

研究成果報告書

平成 26 年度

研究代表者 山口大学教育学部

楮原京子

## 目次

I. はじめに.....	1
II. 研究地域の地形・地質概要.....	1
III. 研究方法.....	3
1) 変動地形判読-地形解析図の仕様.....	3
2) 変動地形判読-地形面の区分.....	4
3) 断層変位量の計測と平均変位速度の算定.....	7
4) 地下構造データを用いた地下形状の推定.....	7
IV. 北上低地帯の活構造とその特徴.....	8
1) 南昌山断層群.....	9
2) 上平断層群.....	12
3) 天狗森断層および出店断層.....	16
4) 一関-石越撓曲線.....	20
V. 地形・地質の連続性に基づく活構造の区分と平均変位速度分布.....	23
VI. まとめ.....	27
謝辞.....	28
引用文献.....	28

## I. はじめに

「いつ・どこで・どんな」地震が発生するのかを予測する調査研究は、文部科学省地震調査委員会をはじめとして、国を挙げて進められている。このうち時間の予測については、内陸活断層の繰り返し間隔が何千年と長いため、誤差も大きく難しいことは容易に想像できるが、発生場所と規模については、過去の地震像を知ること、ある程度予測できると考えられる。その中でも、地震規模の予測では、「活断層の長さ」の決定が非常に重要となっている。本研究では、この課題に資する知見を獲得するため、逆断層帯を対象に地下の断層形態、地表の断層形態、断層運動によって地形や地層が変位した量との対応関係を明らかにすることを目的とした。それは、どこまでの範囲が1回の地震で動くのか、またどこから割れ始めるのかという、活断層のセグメンテーション（活断層帯の区分）に関わる研究であり、これまでよく知られていない逆断層帯における活断層の分布形態と地震規模、単位変位量分布との関係をより深く理解することに繋がると考えている。

## II. 研究地域の地形・地質概要

研究地域である北上低地帯は、北上山地と奥羽脊梁山脈に挟まれた南北約 100km におよぶ構造性低地である（図 1）。その配置は北上山地の西縁に認められる重力急変帯にほぼ沿う。北上低地と奥羽脊梁山脈の境界には第四紀の逆断層が分布している。この逆断層は「反転テクトニクス」を背景とするものが多い（例えば、佐藤ほか, 2003; Kato *et al.*, 2006）。本地域の場合、日本海拡大期である前期中新世は引張応力場にあったために正断層が形成されており、その後、後期鮮新世以降に現在と同じような東西性の圧縮応力場に変化したことを受けて、それまでの正断層が逆断層として再活動したとする解釈である。このことから、本地域には新第三紀から引き継がれた地質構造が存在し、そうした古傷がセグメントを規制する存在として、地震による破壊の停止・伝播に影響を与え、より多様な断層セグメントが生まれる可能性がある。また、活断層の分布がまばらな磐井丘陵から石巻平野にかけては、2008年に発生した岩手・宮城内陸地震以前も、複数の歴史地震が発生しており、地震活動が活発な地域であった。

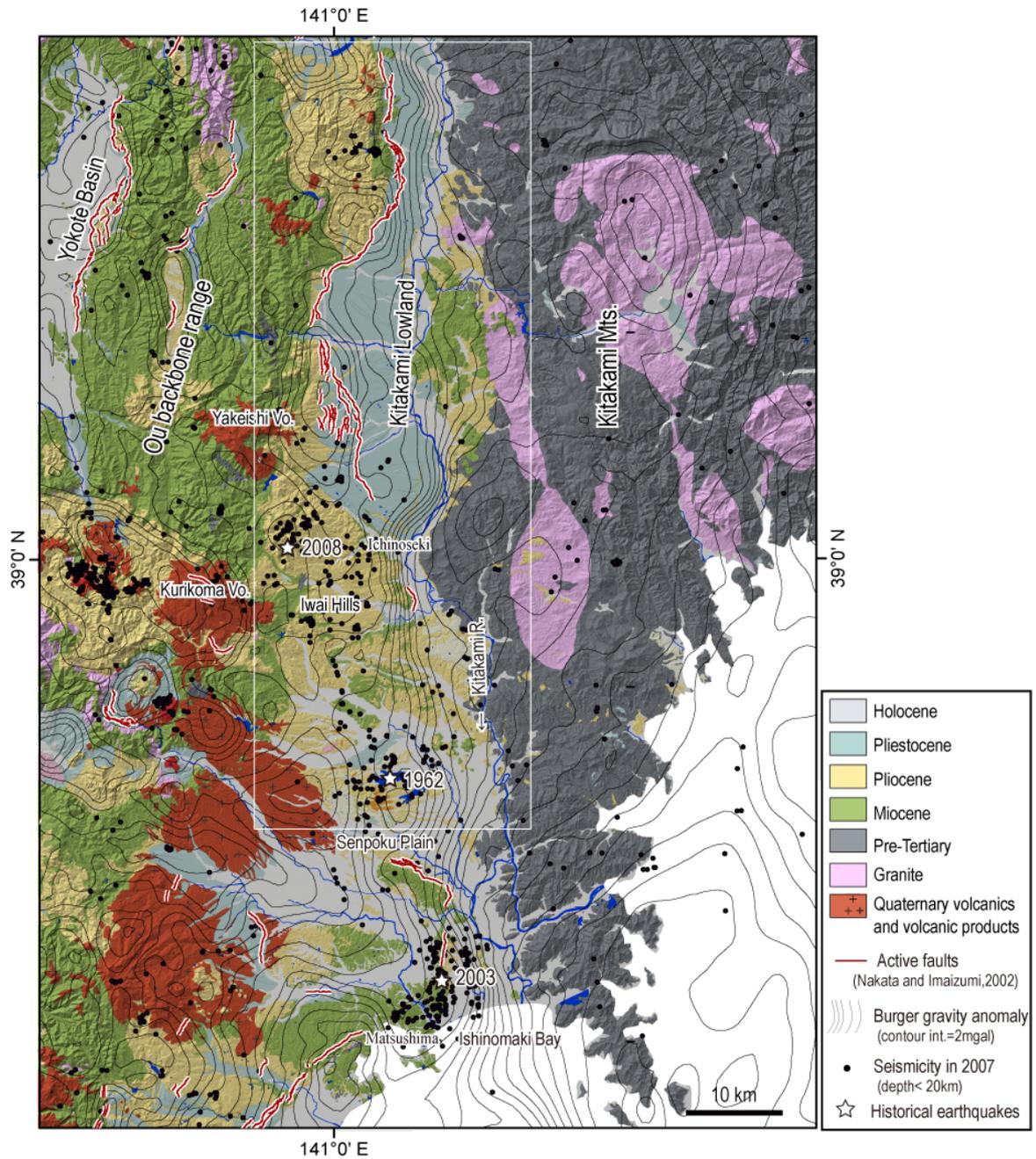


図1 北上低地帯および周辺地域の地形・地質概要図

地質図は脇田ほか (2009) を簡略化し, 重力異常図は地質調査総合センター (2004), 活断層の位置は中田・今泉 (2002), 地震分布は気象庁 (2009) に基づく. 陰影図は基盤地図情報数値標高データ 10m メッシュを基に作成した. 図中の白枠は調査範囲を示す.

### III. 研究方法

本研究では前述の目的を達するため、空中写真や地形解析図を用いた変動地形の抽出、簡易掘削を含む地表地質調査による地形編年の再確認、簡易測量およびデジタル標高データを用いた断層変位量・平均変位速度の算定、地下構造データを用いた地下形状および断層発達史のとりまとめを実施し、これらの情報を GIS を用いて照らし合わせ、互いの空間分布の関連性を検討した。

#### 1) 変動地形判読-地形解析図の仕様

本研究では、数値標高モデル(Digital Elevation Model: DEM)が整備されている範囲において、広域かつ任意の範囲を設定でき、光源(太陽)位置に左右されることのない地形表現が可能であるという理由から、国土地理院撮影 1/2 万空中写真の他に地形解析図を用いた地形判読を行った。地形解析図は、本地域の地形特性が視認しやすい傾斜度図と開度図とし、立体視可能な画像と GIS で取り込み可能な画像を整備した。なお、これらの地形解析図は国土地理院が公開している 10mDEM を用いた。解析方法に関する詳細は Yokoyama *et al.*(2002)を参考いただきたい。図 2 には地形解析図の例を示す。

傾斜度図は DEM から一定領域内の傾斜を算出し、その値を濃淡で表示したものである。そのため斜面の緩急を直接的に視認できる(図 2a)。すなわち、傾斜度図を用いることによって、崖などの勾配遷急部の分布やその程度を読み取りやすくなる。地質や地質構造の違いを反映した組織地形の判読にも優れている。

開度図は、ある地点が周囲よりも地上に突出している程度、周囲よりも地下に凹んでいる程度を数量化し(地上開度では、山頂や尾根で大きな値となり、谷底などでは小さな値となる。逆に、地下開度では窪地や谷底で大きな値となり、山頂や尾根では小さな値となる)、その値を濃淡で表示したものである(図 2b)。そのため尾根線や谷線が鋭く表現されることとなる。すなわち、開度図を用いることによって、丘陵の開析程度や水系網の様子を捉えやすくなる。これらの地形解析図は垂直倍率(距離縮尺に対する標高縮尺の高倍率)が一定値となるようにし、最終的には地形解析図と地形分類図を重ね合わせたアナグリフを作成し、立体的に表現できるデータセットを整備した。またこれらの図を用い、既往の活断層図(池田ほか, 2002; 中田・今泉編, 2002; 宮内ほか, 2002; 今泉ほか, 2002)で断層崖として認定されている場所での現れ方を確認しながら、活断層の判読を行った。

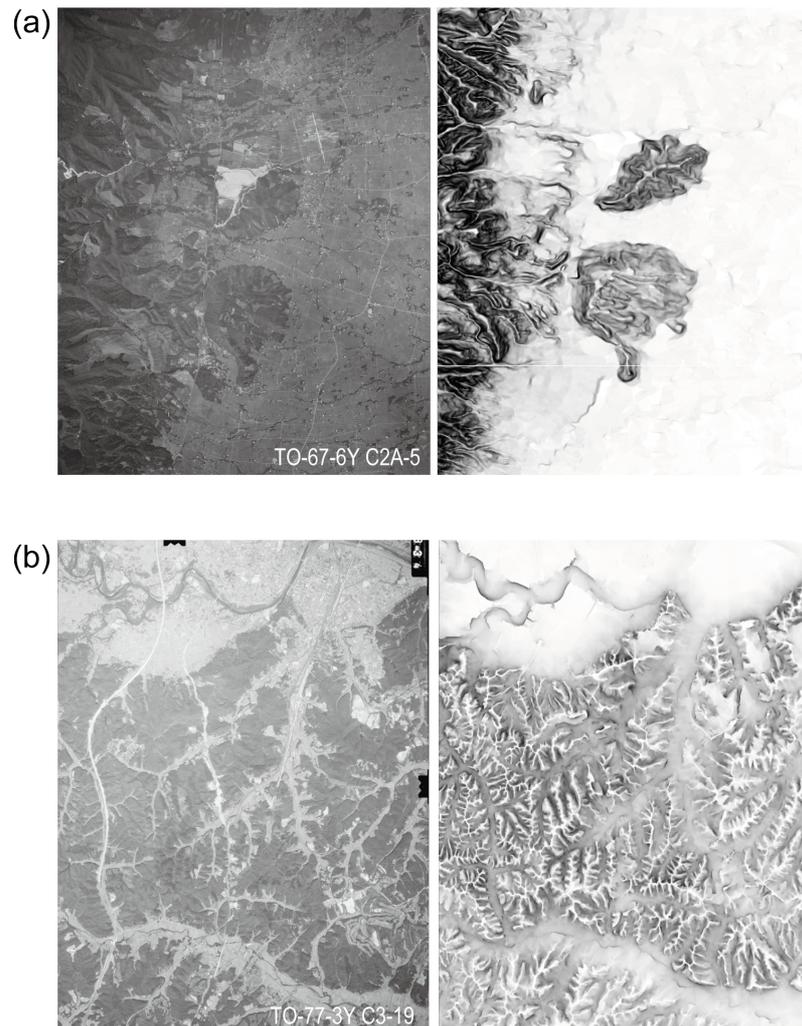


図 2 地形解析図例

(a)は傾斜度図, (b)は地上開度図  
 それぞれ図の左側に同じ範囲の空中写真を並べた。

## 2) 変動地形判読-地形面の区分

本研究では中期更新世～完新世に形成された地形面を変位基準として設定した。本地区における地形面の調査研究は、胆沢台地以北に分布する河成段丘を対象とするものが多く、テフクロロジーによる編年がなされているほか、考古学的・古地震学的なトレンチ調査による構成層や被覆層の報告もある（渡辺, 1991, Norton *et al.*, 2007; 鈴木ほか, 2008; Matsu'ura and Kase, 2010）。本研究では、これらの研究を整理し、合わせて地形面に關

する情報の少ない磐井丘陵での現地調査を行い、本地域の地形面を H 面群, M1 面, M2 面, L1 面, L2 面に分けた。以下に各地形面の特徴を記す。

#### ・ H 面群

H 面群は構成層を覆うテフラとの関係から、地域によっては Hh 面, Ha 面, Hb 面に細分される。Hh 面は定高性のある丘陵頂面をなす地形面で、渡辺 (1991) の T1 面および T2 面地形面に相当する。渡辺 (1991) および渡辺ほか (2003) によると、T2 面を覆う A2P テフラの熱ルミネッセンス (TL) 年代値は約 410ka で、T1 面を覆う O2P テフラの TL 年代値は 705ka である。これらの年代測定値から Hh 面の離水時期はおよそ 40~70 万年前であると推定される。磐井丘陵の頂面は高度の連続性から Hh 面に対比されるが、丘陵の東西で構成層が異なる。丘陵東半分の Hh 面は更新統 (主に中山層) が堆積した後侵食された面として存在するが、西半分では中山層より下位の地層を侵食した面として存在する。

Ha 面は主に天狗森付近に分布する地形面で、渡辺 (1991) の T3 面とほぼ等しい。天狗森付近は後背地で焼石岳の山体崩壊や地すべりが発生しており、それらに伴う岩屑が構成層の供給源となっている。構成層は H2P (約 180-220 ka ; 渡辺ほか, 2003), Hn1P テフラ (288 ka ; 渡辺ほか, 2003) に覆われるため、その離水時期は、約 30 万年前と推定されている。

Hb 面は主に胆沢台地の南半部に認められる。構成層直上のローム層は赤色風化を呈し、構成層の礫はくさり礫化している。Hb 面のローム層は、胆沢台地と横森山断層周辺では、Toya, Aso-4 に覆われることから、その離水時期は最終間氷期の一つ前の氷期 (MIS 6 ; 15 万年前頃) であるとした。

#### ・ M1 面

M1 面は胆沢台地の中央付近で扇状に広く分布するほか、北上低地のほぼ中央に後述の L1 面に取り囲まれるように分布する。このような分布をとるのは、M1 面の勾配が L1 面より緩いためであり、M1 面は北上低地の西半部で L1 面下に埋没していると推定される。M1 面の構成層は、胆沢台地以北に発達する扇状地では砂礫層を主とし、厚さ 2~3 m のローム層に覆われる。ロームは H 面群のそれとは異なり、赤色風化が認められず、構成層の最上部あるいは構成層の直上に Toya が検出される (渡辺, 1991)。北上低地中央部で行

った露頭観察と火山灰分析結果もこれを支持しており、段丘構成層直上に Toya や北原 (Kth) が検出された (図 3)。以上のことから、M1 面の離水時期は約 11~12 万年前頃と推定した。

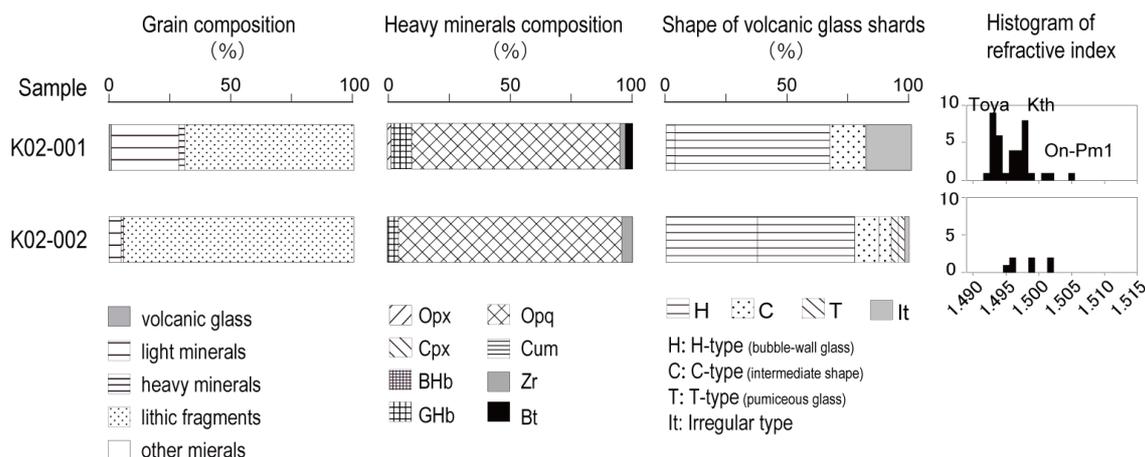


図 3 M1 面の構成層直上における火山灰分析結果

分析は株式会社京都フィッシュン・トラックに依頼した。

#### ・ M2 面

M2 面は、葛丸川や夏油川周辺に比較的まとまって分布するが、全体的にその分布範囲は狭い。胆沢台地では、M1 面を開析して 1 段低くなった地形面で、磐井丘陵では、脊梁山脈に端を発する大きな河川沿いと、丘陵内の開析谷の谷底に分布する。M2 面の構成層は砂礫層を主とし、厚さ 0.5~1m 程度のローム層に覆われる。南部地域の胆沢台地周辺では、約 82 ka の FT 年代値を示す焼石岳起源のテフラ (Yk-Y, Yk-M) に直接覆われることから、M2 面の離水時期は、約 8 万年前と推定された (渡辺, 1991)。

#### ・ L1 面

L1 面は概して山麓から低地に向かって形成された扇状地面であり、北上低地に広く分布する。また、磐井丘陵では北股川や磐井川等の河川の両岸に形成された河岸段丘として分布するほか、北上川東岸および北上川の支流沿いにも分布する。この面の構成層の上には厚さ 0.5~1 m の黒色土、あるいは場所によって厚さ数 10 cm のローム層がのる。L1 面の

構成層は、全体に砂礫層を主とする。奥羽脊梁山脈東麓の丘陵地では、地表から河床まで段丘礫層が露出するところもあれば、段丘堆積物が薄く、鮮新-更新統が露出するところもある。L1面の構成層の放射性炭素 ( $^{14}\text{C}$ ) 年代値として、20~21 ka (岩手県, 1996) が得られ、金流川沿いでは構成層中に始良 Tn テフラ (AT; 26-29ka; 町田・新井, 2003) が検出されている (Norton *et al.*, 2007)。これらのことから L1面の離水時期を約 2 万年前頃と推定した。

#### ・ L2 面

L2面は、主に北上川とその支流に沿って分布する。L2面の構成層は、砂礫層を主とする。渡辺 (1991) は構成層を覆う腐土壌で得られた  $^{14}\text{C}$  年代 ( $2.6 \pm 0.009$  ka) から、L2面の離水時期を 3ka 前後と推定し、鈴木ほか (2008) は L2面の構成層から 5 ka の  $^{14}\text{C}$  年代を得ている。両者の結果に矛盾はないので、本研究は既存研究を踏襲し、L2面の離水時期を約 3 千年前頃とする。

### 3) 断層変位量の計測と平均変位速度の算定

空中写真および地形解析図を用いた地形判読結果に基づき、本地域において約 70 地点の断層変位量を求めた。測定は現地でのハンドレベルによる地形断面測量、地形図・デジタル標高データを用いた地形断面図の作成と図上計測によった。また、得られた断層変位量を変位基準の年代で割った値 (平均変位速度) を見積もり、位置情報と合わせて記録し、GIS データとして保存した。

### 4) 地下構造データを用いた地下形状の推定

本研究では、筆者がこれまでに携わった反射法地震探査のデータと既存研究の反射断面を用いて、地下の断層形状および、それらから推察される断層発達史についてまとめた。また、そのうち 2 つの測線については、反射法地震探査断面から一義的な解釈が困難であったため、重力測定結果も取り入れて、地下の断層形状を求めた。

#### IV. 北上低地帯の活構造とその特徴

北上低地の西縁には，奥羽脊梁山脈との境界にほぼ沿って逆断層型の活断層が認められている．地震調査研究推進本部（2001）は，これらの活断層に対して北から南昌山断層群，上平断層群，横森山断層，浦沢-法量野断層，天狗森断層，出店断層と称している（図4）．

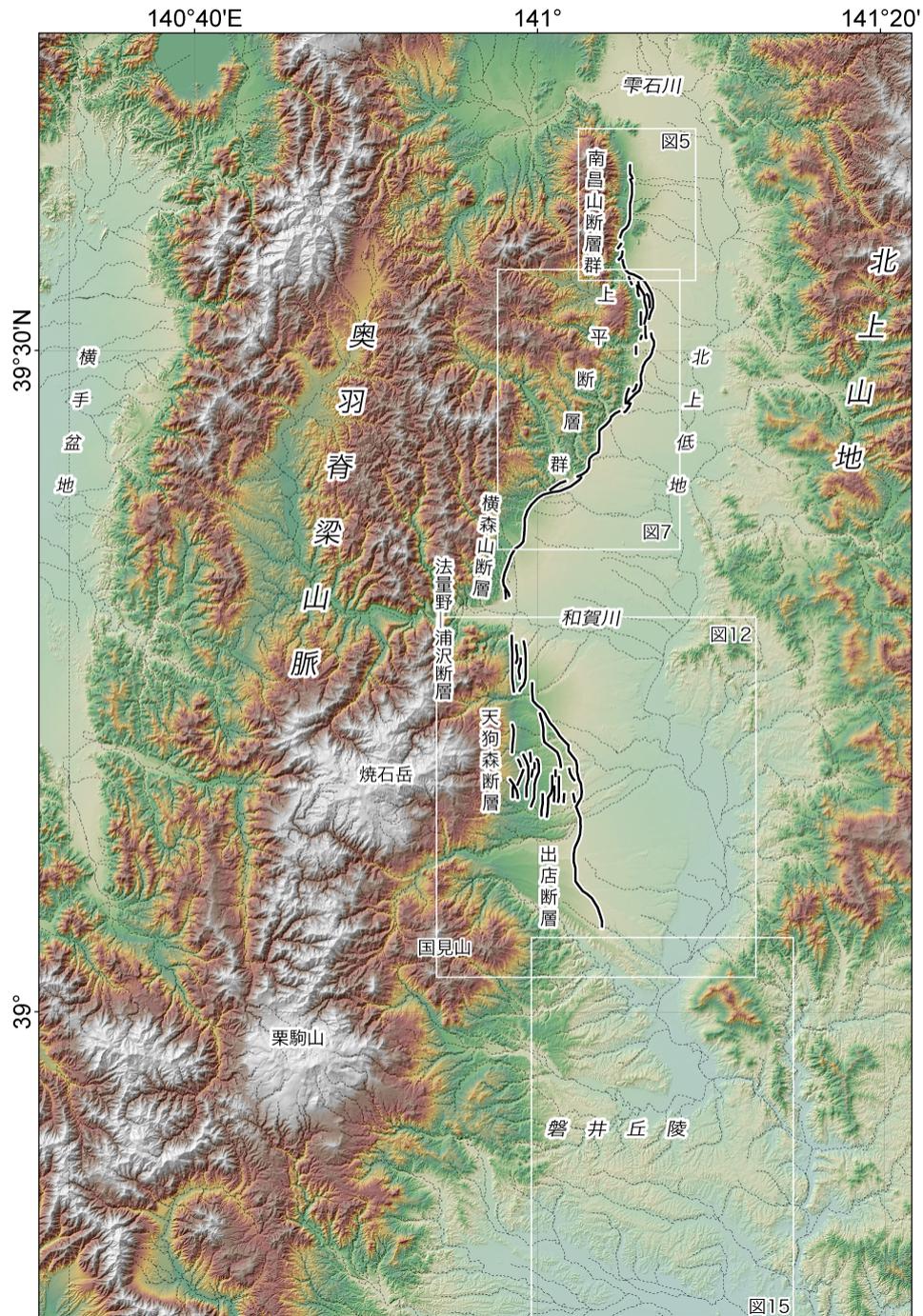


図4 地震調査研究推進本部（2001）による研究地域の活断層分布とその名称  
基図は基盤地図情報数値標高データに基づく標高段彩図．活断層は黒太線で示した．

これらの活断層は中期更新世以降に形成された地形面に変位を与えており，その活動度は B 級 (0.2-0.4mm/yr ; 地震調査研究推進本部，2001) である．一方，更新統・鮮新統に注目すると，活断層の延長付近の山地・丘陵内に変形や分布の偏り，不連続が認められる (図 1)．本報告の活構造図では更新世以後の断層活動を示す地形的証拠がある場合に活断層と記し，鮮新統が変形したり分布に偏在がみられ，それらが第四紀の断層運動を受けたものと判断される場合には，断層と記した．以下では，重点的な調査を行った南昌山断層群，上平断層群，天狗森断層および出店断層，一関-石越撓曲線の断層変位地形，地下の断層形状，平均変位速度，構造発達史について述べる．

## 1) 南昌山断層群

南昌山断層群は雫石川以南に分布し，主に 3 条の西上がりの逆断層からなる (図 5)．断層の走向はいずれもほぼ南北で，わずかに東方へ張り出す弧状をなす．本断層群の上盤にあたる和賀山地には，雫石川・滝名川・矢櫃川で囲われた紡錘形の範囲において，低地側の活断層の分布とほぼ並走する背斜軸がみられる．それは東へ急傾斜，西に緩傾斜という非対称性を示し，その形態は山容にも共通する．

活断層の名称を西側から Fn-1 断層，Fn-2 断層，Fn-3 断層と称す．Fn-1 断層は中部中新統と更新統の境界となっており奥羽脊梁山脈東麓と低地との間の傾斜遷緩線として認めることができる．しかし，Fn-1 断層を横断して分布する H 面群には断層変位がみられないことから，後期更新世の活動は低調 (あるいは停止) と推定される．Fn-2 断層は L1 面を上下に約 20m 変位させており，南北に連続する明瞭な断層崖として追跡される．L1 面よりも古い M 面には断層崖と合わせて山側への傾動も認められる．Fn-3 断層は小坂ほか (2011) で指摘された断層であり，Fn-2 断層と並走するような分布をとる．

煙山では，南昌山断層群の明瞭な変位地形がみられる (図 5c)．ここでは M1 面と L1 面，L2 面が Fn-2 断層によって変位し，岩崎川左岸では L1 面に西上がりの低断層崖 (崖高約 6 m) が形成されている (図 5 の P2)．また岩崎川の河岸では傾斜した更新統と，その上位の比較的新しい礫層が剪断されている様子も観察された．対岸の L2 面にも西上がりの低断層崖 (崖高約 1 m) がみられる．M1 面には，西上がりの断層崖 (崖高 20~25m) と西側への逆傾斜が認められる (図 5 の P1)．崖高や傾動に基づくと，この付近における Fn-2 断層の平均上下変位速度はおおよそ 0.1~0.3 mm/yr と見積もられる．

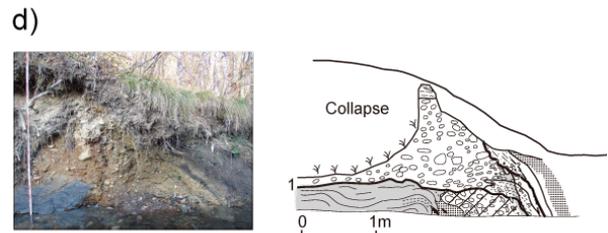
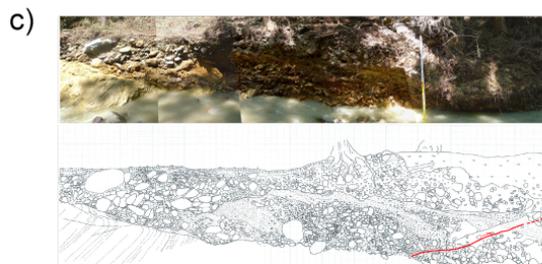
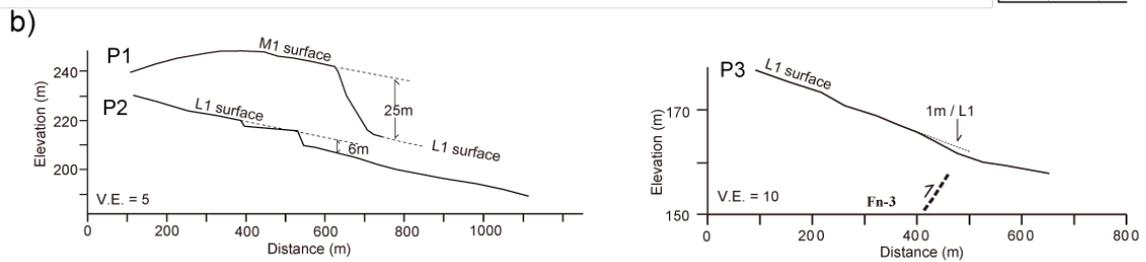
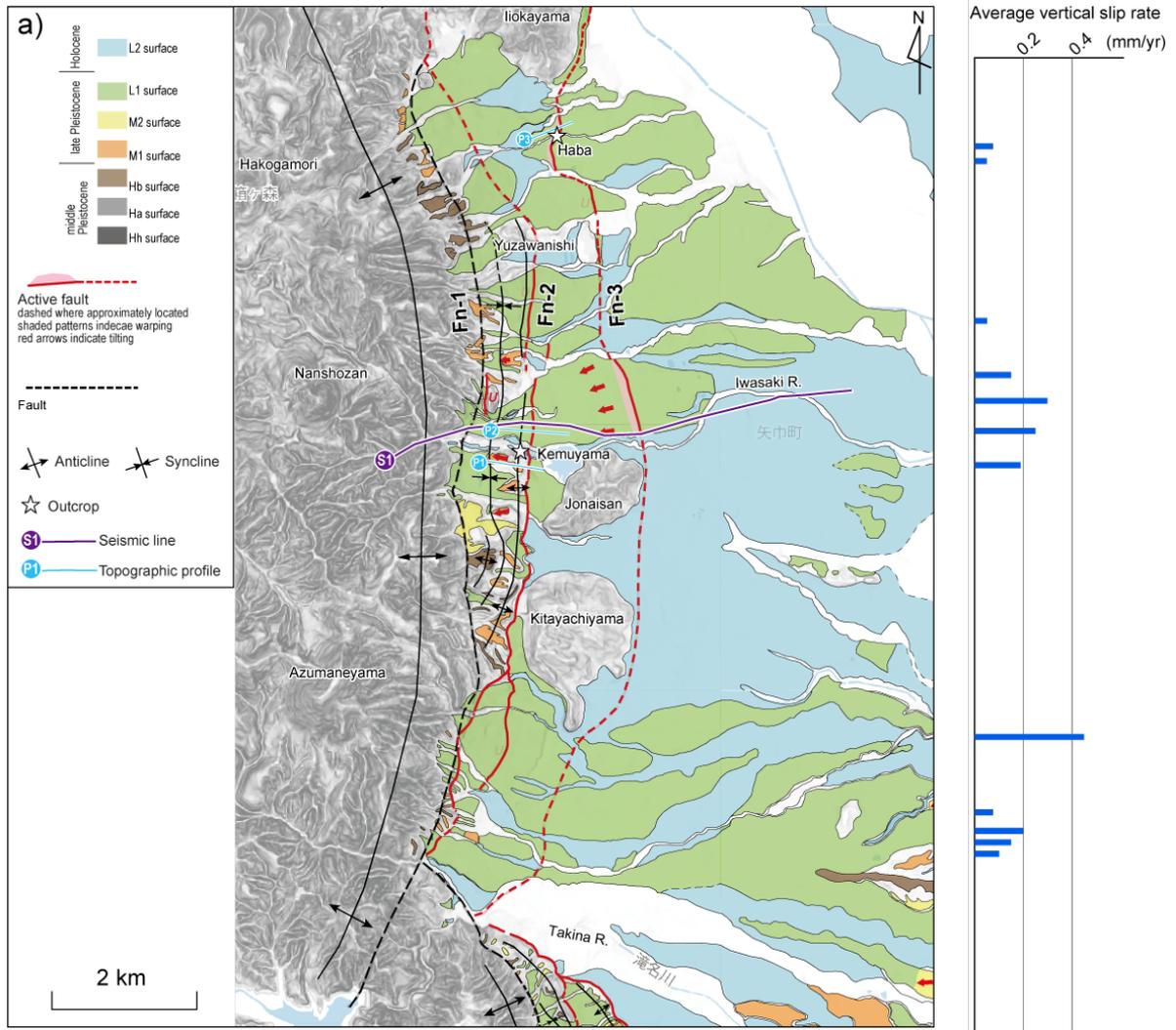


図5 南昌山地域の活構造

a) 地形分類図, b) 地形断面図, c) 煙山の断層露頭, d) 羽場の断層露頭

羽場では、L1 面上にわずかな傾斜変換と撓みが認められる。この変状はほぼ南北方向に連続し、近くの河岸では L1 面構成層が Fn-3 断層によって変位する様子が観察されている (図 5c)。このことから、羽場以南に認められた L1 面の変状は Fn-3 断層による断層変位地形であると判断される。L1 面を横切る撓曲崖の崖高は約 1 m である (図 5 の P3)。前述の通り L1 面の年代が約 2 万年前であるため、上下方向の平均変位速度は 0.05 m/yr と見積もられる。この低断層崖の連続性を検討するにあたり、周囲の地形的特徴を整理すると、地形面の勾配の変化の他にも L2 面や開析谷が系統的に崖基部より下流側で広がったり、微高地や孤立丘 (城内山や北谷地山) が並ぶなど、相対的に西側が隆起したことを示す特徴がみられた。その特徴は湯沢西付近の丘陵東麓から煙山付近まで続く。

楮原ほか (2012) は地下の断層形状について、以下のようにまとめている (図 6)。Fn-1 断層は西へ 60° ~ 45° の傾斜を持った西傾斜の高角逆断層で、Fn-2 断層は断層崖基部から西へ約 35° の傾斜をもって深部へ連続する断層で、深度 600~800m では、断層面の傾斜が著しく緩やかとなり、それ以深では再度傾斜を増す ramp-flat-ramp の形態を呈する逆断層である。Fn-3 断層は西傾斜の逆断層で、断層先端は地表下約 200m に伏在する。これらの断層は Fn-1 断層、Fn-3 断層そして Fn-2 断層と分岐を経て 1 つの断層系を構成するに至る。

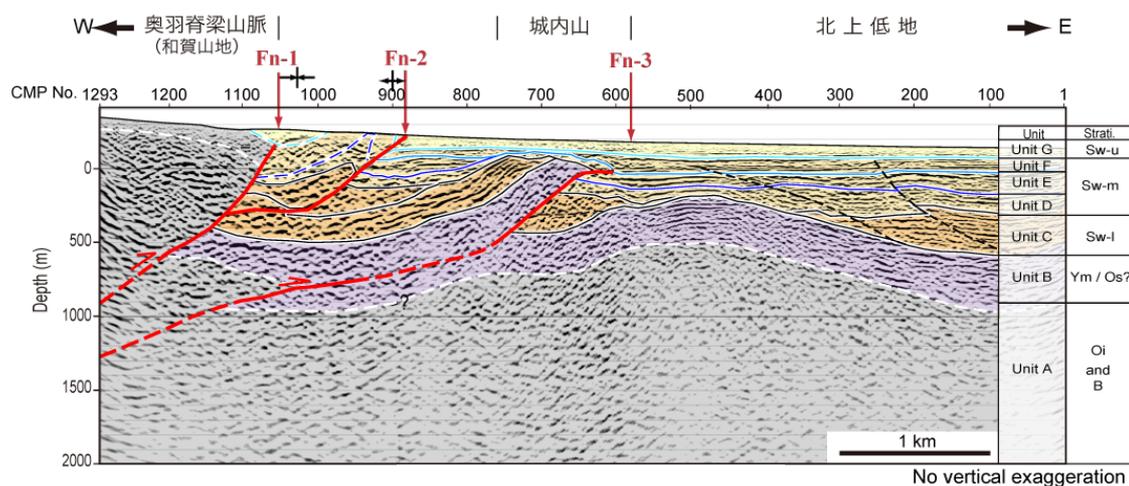


図 6 南昌山断層群を横断する反射法地震探査断面 (S1 測線)

楮原ほか (2012) を改変。測線の位置は図 5 に示す。Sw-u : 志和層上部, Sw-m:志和層中部 Sw-l:志和層下部, Ym : 湯本層, Os : 男助層, Oi : 大石層, B: 基盤岩類

## 2) 上平断層群

上平断層群は、山地・低地境界に分布する数条の逆断層から構成される。南昌山断層群に比べると、その分布形態は大小の湾曲に富み、全体としては低地側に大きく張り出す弧状である（図 7）。断層の延びる方向はおおよそ北東-南西方向となる。この断層群は、前述のとおり、南昌山断層群とその断層関連褶曲である背斜構造が滝名川付近で不明瞭になることから、地質構造としては滝名川を境に北の南昌山断層群と分けられると判断される。

上平断層群の上盤側の山容は、東縁に比較的扁平な頂部をもつ丘陵（上平）と、さらにその背後にそれよりもやや標高の高い山稜が並ぶといった高度の不連続を有する。この高度不連続は北東-南西方向に延びており、地質断層の分布とも良い一致をみせる。さらに、上平の概形は東に急斜面、西に緩斜面で、山麓線にそって活断層が分布する（図 8）。また断層上盤には東へ急傾斜、西へ緩傾斜の非対称な褶曲構造が伴っており、この断層運動と丘陵の形成が一連である事をうかがわせる。以下では山地側から低地側の活断層を Fu-1 断層、Fu-2 断層、Fu-3 断層と称する。

Fu-1 断層は山地・低地境界に位置し、中部中新統と更新統との境界をなす。Fu-2 断層は、L1 面上に低断層崖を伴う明瞭な活断層で、丘陵東縁の山麓線にほぼ並走しており、Fu-1 断層から最大 1.8 km 離れて弧状をなす。隆起側には、Hh 面、Hb 面など古い地形面が断片的に残され、M1 面、M2 面には山側への傾動や断層崖が認められる。Fu-3 断層は、L1 面上に低断層崖を伴う明瞭な活断層で、その隆起側の M1 面、M2 面には山側への傾動が認められる。Fu-3 断層は、もっとも低地側に位置する断層で、滝名川付近から葛丸川の間では Fu-1 断層から東へ最大 2 km 離れて弧状をなし、下堰田では Fu-1 断層に収斂するように分布する。

石鳥谷では、Fu-2 断層によって M1 面に崖高 10 m の断層崖、L1 面には崖高約 2 m の低断層崖が形成されている（図 9）。また、Fu-3 断層にそって L1 面に低断層崖（崖高 4 m）、と M1 面に撓曲崖（崖高 19 m）が認められる。地形面の勾配を考慮すると、この M1 面は、Fu-3 断層の低下側において、L1 面の地下に没していると推定される。そのため、M1 面の Fu-3 断層による変位量は 19 m 以上と推定される。この付近における Fu-2 断層の平均上下変位速度は 0.1 mm/yr 程度、Fu-3 断層で 0.2 mm/yr と見積もられる。

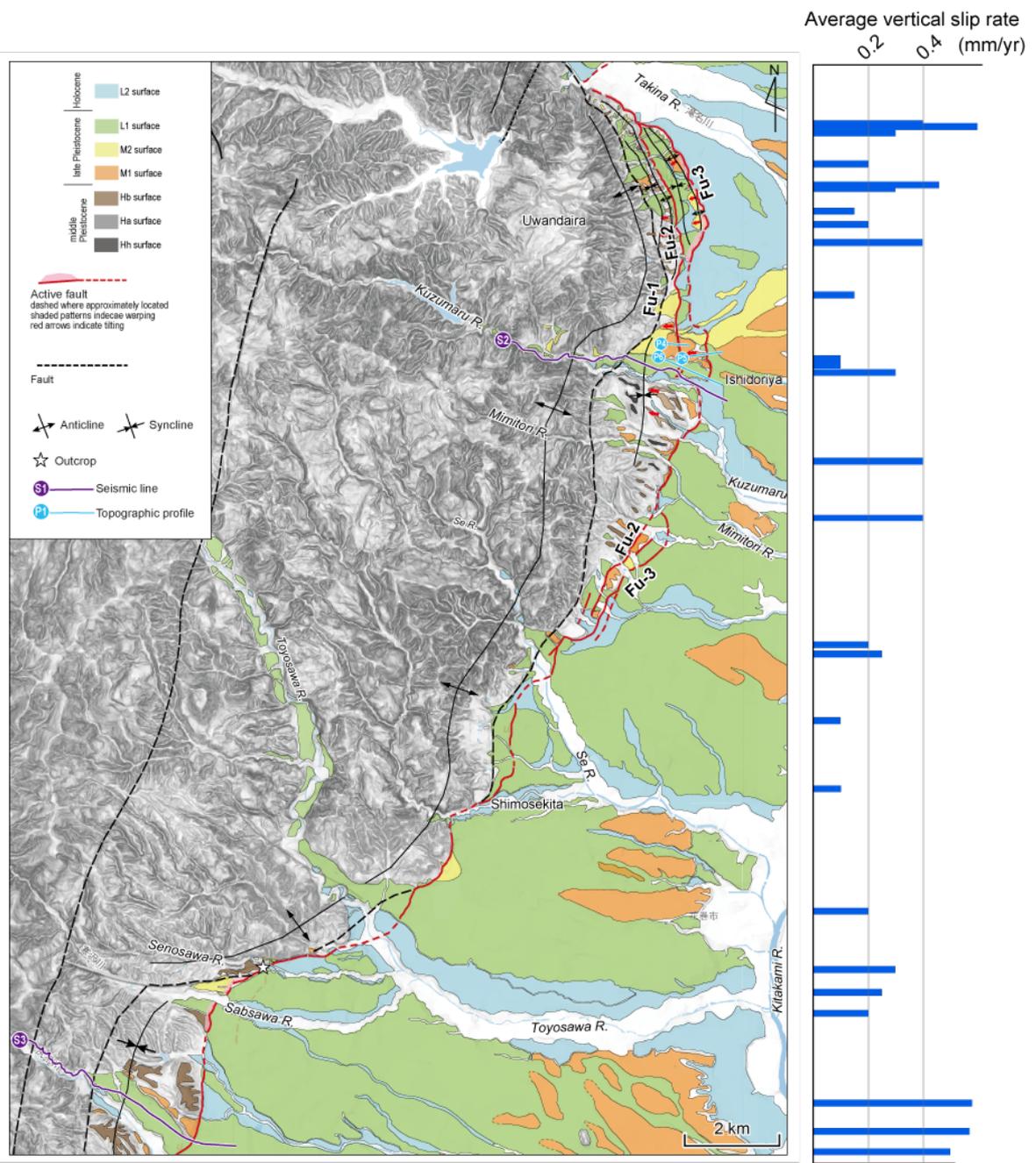


図 7 上平地域の地形分類図

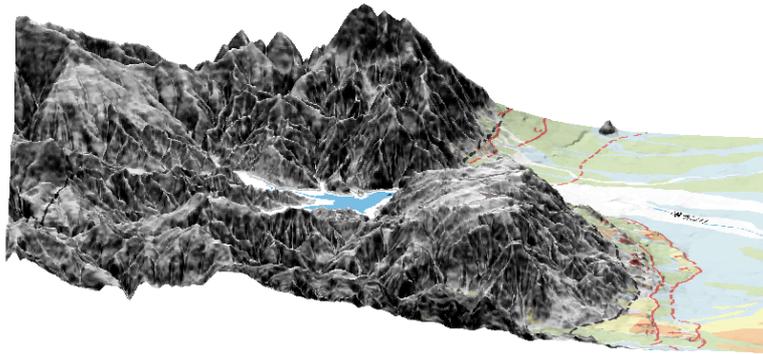


図 8 上平周辺の鳥瞰図 (手前が上平断層群, 奥が南昌山断層群)

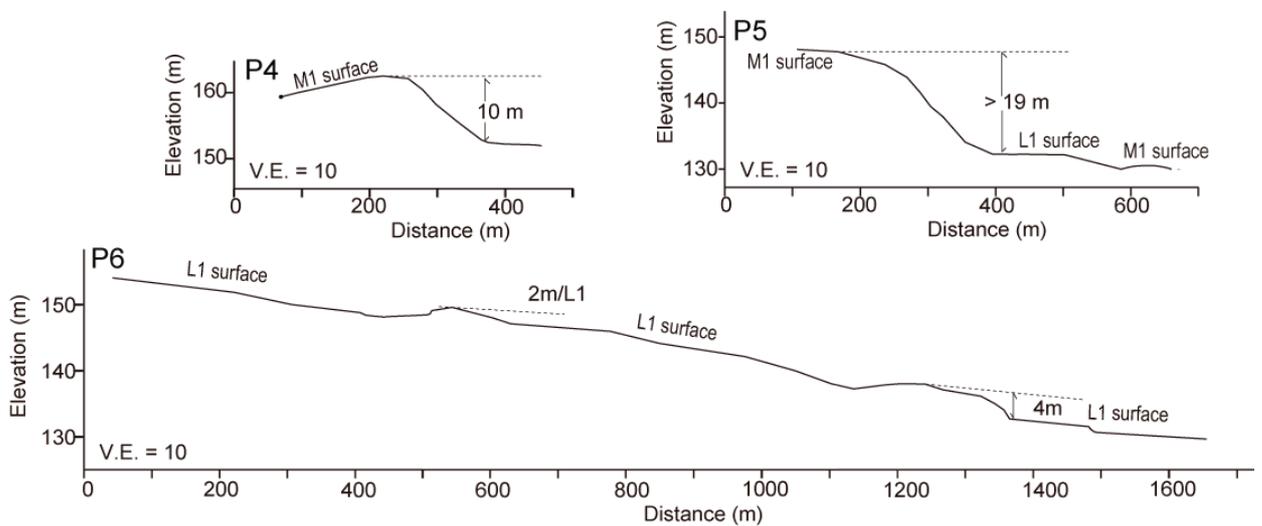


図 9 石鳥谷における地形断面図 (位置は図 7 に示す)

豊沢川 (支流の瀬の沢川) には北側隆起を示す高角な逆断層の露頭が出現している (図 10). 断層面は河川の蛇行によって 2 カ所に現れており, それぞれの走向傾斜は, 露頭東側の断層面で走向  $N88^{\circ} W$ , 傾斜  $86^{\circ} N$ , 露頭西側の断層面で走向  $N68^{\circ} E$ , 傾斜  $48^{\circ} N$  であった. この断層面は露頭上部へいく程低角度となっており, 地表の L2 面上の低断層崖へと延びている. 露頭にみられる堆積物中に, 少なくとも 4 枚の不整合面を認められ, 年代測定の結果を踏まえ, それぞれの堆積物を上位より L2 面, L1 面, M 面の構成層に対比した. そして, この対比に基づけば各地形面の累積変位量は L2 面で 2 m, L1 面で 4.5 m, M 面で 12 m と見積もられ, 平均上下変位速度は L2 面で  $0.1 \text{ mm/yr}$  以上, L1 面で約  $0.3 \text{ mm/yr}$ , M 面で約  $0.3 \text{ mm/yr}$  と算定される.

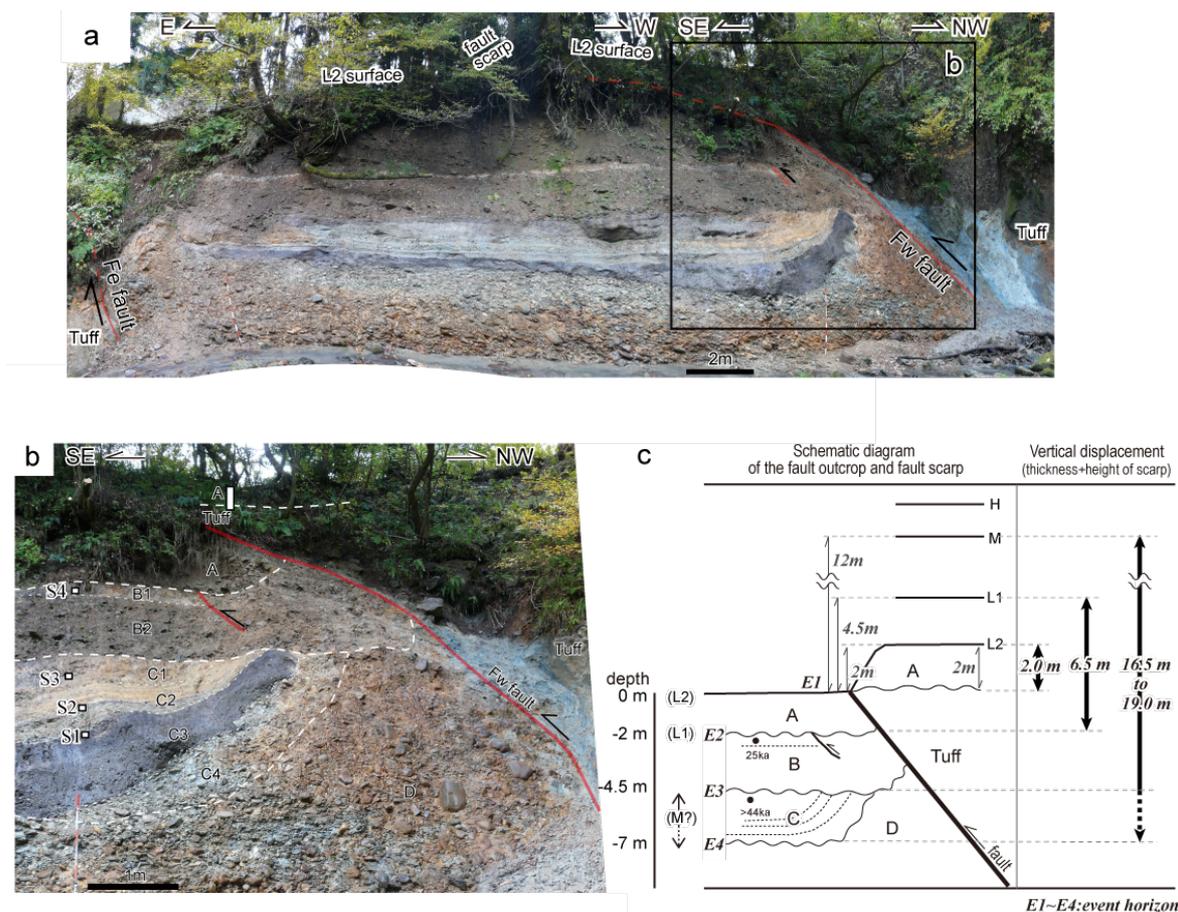


図 10 豊沢川の断層露頭 (小坂ほか, 2013 を改変)

a)断層露頭の全景, b)断層周辺の拡大写真, c)断層上下変位量の見積りに関する模式図. 断層上下変位量は断層隆起側の段丘高度と断層低下側の堆積層の対比から求めた.

石鳥谷の反射断面 (図 11 ; 池田ほか, 2002) では, 上平断層群の地下延長には, 反射面の不連続などが認められ, 地表と同様に 3 条の逆断層が認められる. Fu-1 断層は深度 1.5 km から地表まで連続する  $35^{\circ} \sim 40^{\circ}$  傾斜した断層である. Fu-2 断層と Fu-3 断層の断層面は, 深部から地表に向かって flat-ramp の形状を呈する. また, 大局的には Fu-1 断層からより低下側の断層へと活動の中心が遷移し, 形成された断層系であるとされる. 横森山断層を横断する反射断面では, 連続性のよい反射面群 (UNIT A) が捉えられている (図 12) この反射面群は山地・丘陵地境界付近で東へ約  $40^{\circ}$  傾斜し, 丘陵西の向斜軸から丘陵東縁付近まではほぼ水平, 丘陵東縁で再度東へ  $20^{\circ}$  傾斜し, さらに東側でほぼ水平となっている. この波状構造は断層関連褶曲と考えられ, 横森山層の地下延長に伏在する 2 条の逆断層が推定される.

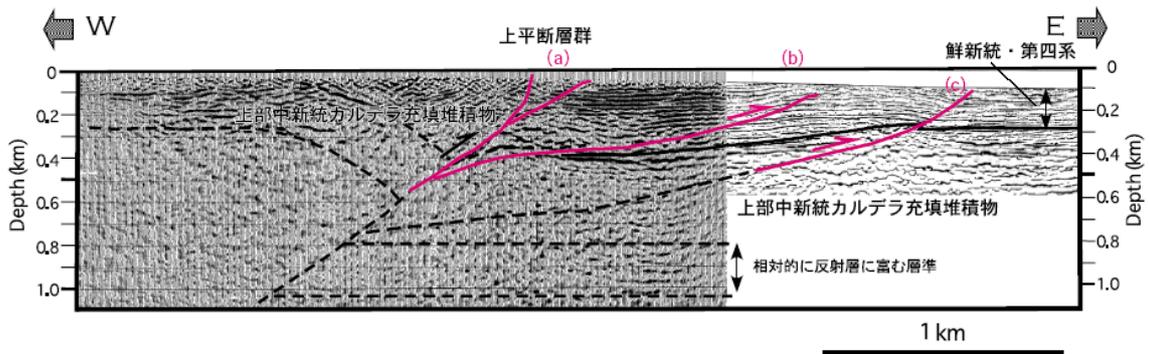


図 10 上平断層群を横断する反射法地震探査断面（池田ほか，2002）

図 7 の S2 測線.

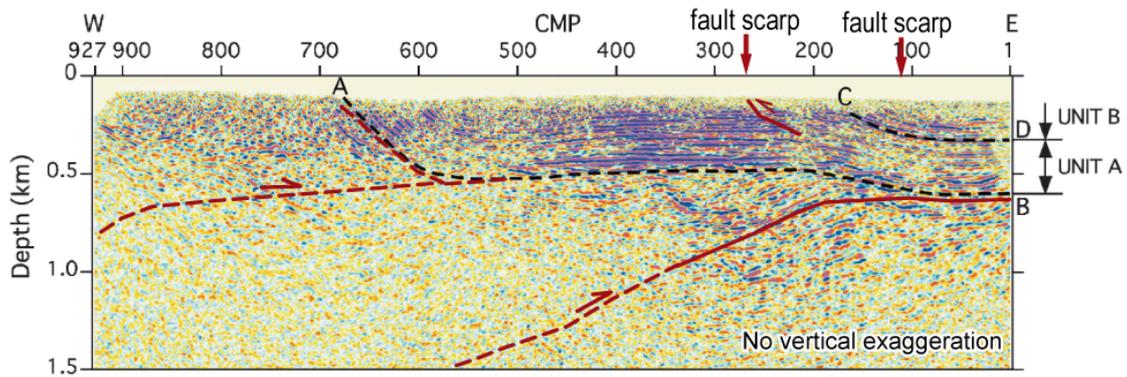


図 11 横森山断層を横断する反射法地震探査断面（越谷ほか，2007 に断層線を加筆）

図 7 の S3 測線

### 3) 天狗森断層および出店断層

天狗森断層および出店断層は前述の 2 つの断層群に比べると，明らかに活断層が山麓線より低地側に位置する．その山麓線からの距離は 5～7 km である（図 12）．また，天狗森には長さ 5 km 未満の連続性の悪い断層がいくつも分布し，北上低地の断層群の中では異様な分布形態をもつ．天狗森断層上盤では著しく解析された丘陵と標高さらに，地質断層の分布もこのあたりから数条に分かれる．

天狗森断層の上盤側の山容は，東縁に解析の進んだ丘陵（天狗森）と，その背後にそれよりも標高の高い山稜が並ぶといった高度の不連続を有する．この高度変換線は北北東-南南西方向に延びており，奥羽脊梁山脈東縁に発達する中新統・鮮新統が参加する急傾斜構造とも一致する．本研究では山地・丘陵境界の急傾斜構造をもたらす断層を BF 断層，天狗

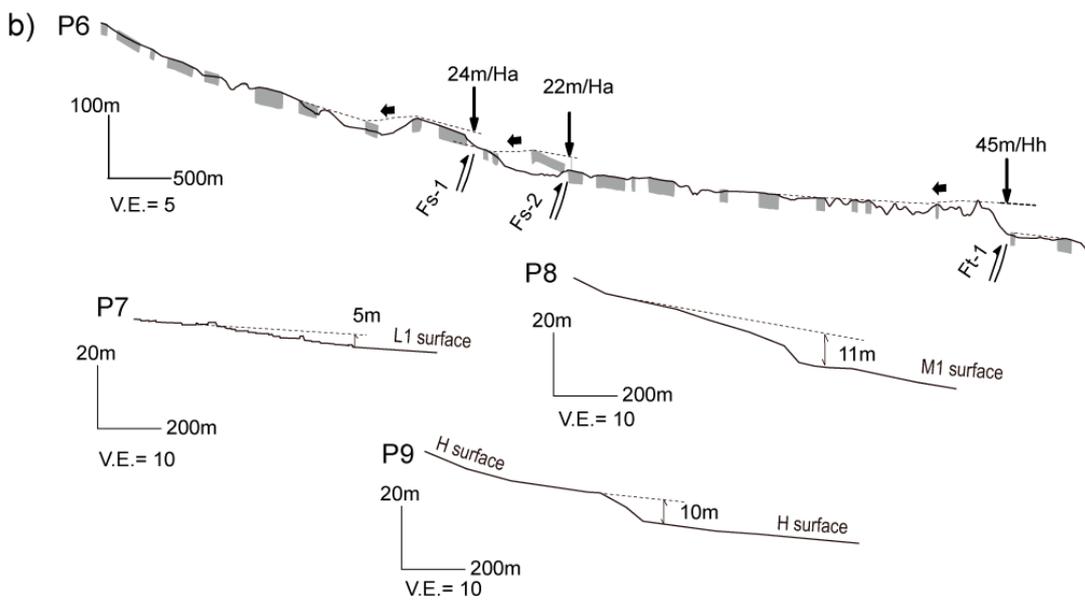
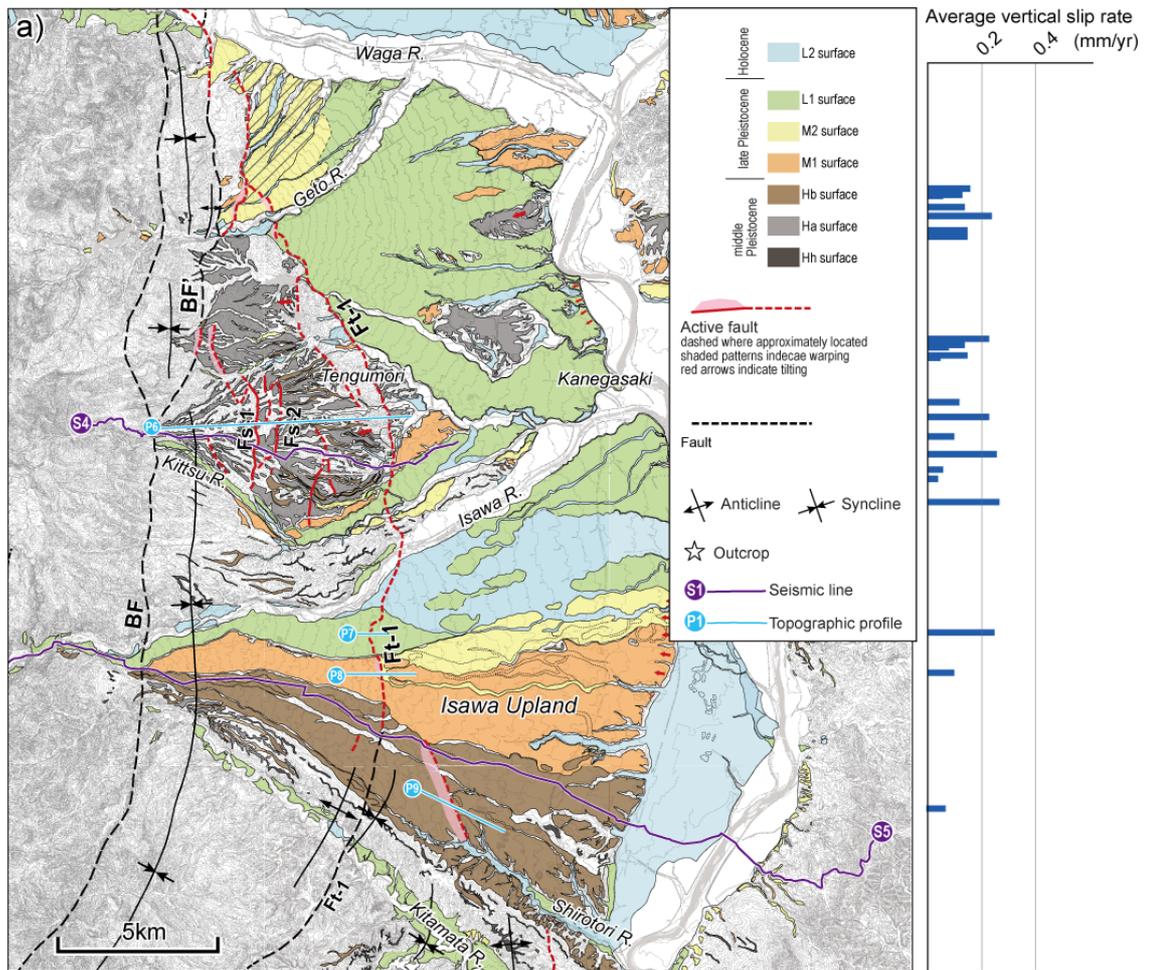


図 12 天狗森～胆沢台地の活構造  
 a) 地形分類図, b)天狗森および胆沢台地を横断する地形断面図.

森東縁から胆沢台地へつづく断層を Ft-1 断層と称す。

BF 断層は急傾斜構造の追跡より、夏油川から胆沢川の間では奥羽脊梁山脈と北上低地との地形境界にほぼ一致し、胆沢川より南方では、国見山を通過し、磐井川付近まで連続するとみられる。また、BF 断層は扇状の広がりをもつ Hh 面や Ha 面の西縁を限っており、

このことから H 面群が形成される頃には、BF 断層の活動に伴って奥羽脊梁山脈が山地として成長していたと推定される。したがって、BF 断層の活動開始は少なくとも H 面群形成前にあったと推定される。なお、胆沢川に沿う Hb 面以降の地形面には BF 断層による変位地形が認められないことから、BF 断層の活動は Hb 面形成以降に低調となったと推定される。

Ft-1 断層は、夏油川付近から天狗森東縁、胆沢台地に至る活断層である。胆沢台地では M1 面や Ha~Hb 面に西上がりの断層崖がみられ、夏油川や胆沢川が形成した L1 面など新期の扇状地面上にも明瞭な低断層崖が確認される。また、夏油川から胆沢川付近にかけては、上部中新統（巖美層）や鮮新統（有賀層、油島層）が Ft-1 断層近傍にみられ、その分布範囲は Ft-1 断層に沿った帯状あるいは紡錘状となっている。一方、鮮新統の上部にあたる統金沢層は Ft-1 断層よりも山地側に広く面状に分布している。このことから夏油川から胆沢川にかけては Ft-1 断層上盤側に、東に急傾斜、西に緩傾斜の非対称褶曲が形成されている事が読み取れる。

Ft-1 断層の平均変位速度については、天狗森では L1 面が Ft-1 断層によって変位し比高 4.5~5 m の断層崖が形成され Ha 面にも断層を挟んで約 45 m の高低差が認められる。この比高が断層変位とみなすとその平均上下変位速度は、0.15 mm/yr となる。

天狗森の南方の胆沢台地では、Hb 面、M1 面、M2 面、L1 面、L2 面と、北へ向かって低位の地形面が分布している。このうち L1 面と M2 面には南北に連続する断層崖が形成されている。その比高は L1 面で約 5 m、M2 面で約 10 m である。さらに、これよりも南方に分布する Hb 面には北西—南東に延びる撓曲崖が認められ、ここでの Hb 面上の撓曲崖の比高は約 10 m であった。以上の地点で得られた変位量に基づくと、この付近の平均変位速度はそれぞれ L1 面で 0.25 mm/yr、M2 面で 0.10 mm/yr、Hb 面で 0.07 mm/yr となり、胆沢台地南方へ向かって小さくなる傾向が見られる。

他方、天狗森に分布する連続性の悪い活断層については、変位が顕著な活断層を Fs-1 断層および Fs-2 断層と称し、Ha 面に形成された断層崖の落差を測ると Fs-1 断層で 24 m、Fs-2 断層で 22 m であった。また平均変位速度は Fs-1 断層で 0.08 mm/yr、Fs-2 断層で

0.07 mm/yr, Fs-1 断層と Fs-2 断層とを合わせても 0.15 mm/yr 程度であった。

天狗森を横断する反射法地震探査の結果 (図 13) から, Ft-1 断層は全体的にはやや高角な西傾斜の逆断層として, 天狗森の断続的な断層 (Fs-1 断層, Fs-2 断層など) は, 地下へ連続する低角な逆断層として捉えられた。ただし, 地図にあるような多数の断層は捉えられておらず, 地表で確認された活断層のいくつかは根なし断層であると考えられる。BF 断層は地図上に記した断層 (高度不連続部) の位置から直接地下へ連続する断層面が捉えられていないが, より低地側 (CMP1630 付近) に断層面上端が伏在している様子が捉えられた。BF 断層の崖として認定した高度不連続は断層伝播褶曲の前翼部であると推定される。なお, 出店断層はインバージョンテクトニクスで説明される代表的な逆断層であり, その正断層とその short-cut branch によって地表の断層崖が形成されているとの解釈されている (Kato *et al.*, 2006 ; 図 14)。

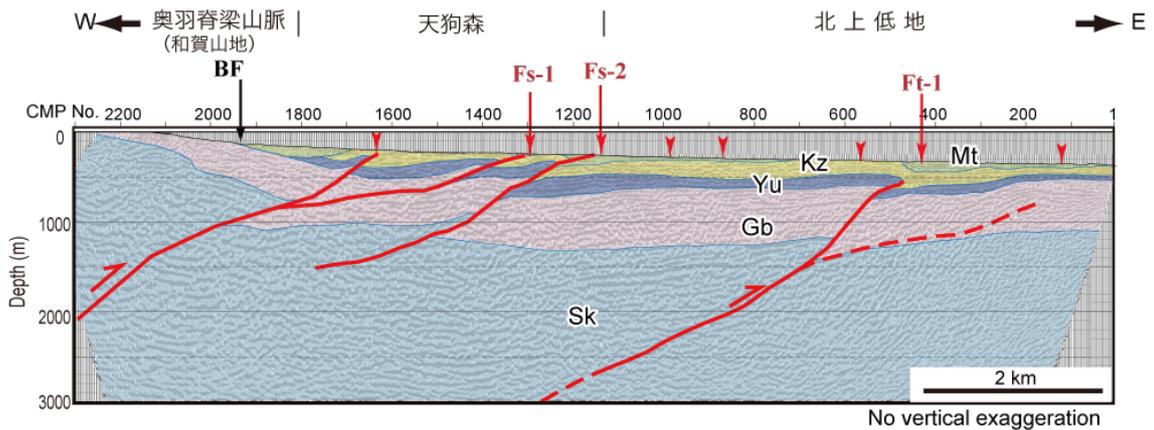


図 13 天狗森断層を横断する反射法地震探査断面図 (S4 測線)

測線の位置は図 12 示す。Mt:真滝層, Kz: 金沢層, Yu: 湯島層, Gb: 巖美層, Sk: 下黒澤層および下位層

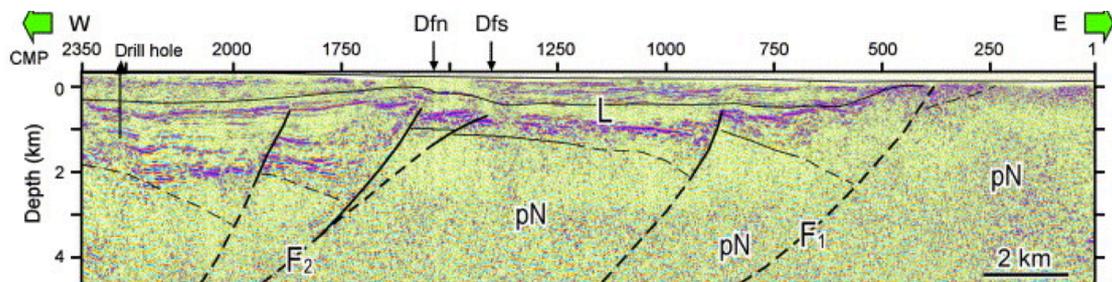


図 14 胆沢台地 (出店断層) を横断する反射法地震探査断面図 (Kato *et al.*, 2006 より)

測線 (S5 測線) の位置は図 12 に示す。L: lower Miocene, pN: pre-Neogene.

#### 4) 一関-石越撓曲線

一関-石越撓曲線は、磐井丘陵を縦断する様に連続する地質構造で、JR 東北本線沿いの限られた範囲にみられる東方への急傾斜構造である（図 15）。これまで一関市街地の断層崖が第四紀の活断層として認められてきたが、本研究では、早川ほか（1954）、松野（1967）および林ほか（1995）の既存研究を踏まえながら鮮新統の変形構造を追跡し、活構造として認定した。一関-石越撓曲線は、その北端を出店断層によって切られる。一関-石越撓曲線は、白鳥川から一関にかけて北北西-南南東走向を保ち、一関付近から有壁までの間では方向をわずかに変えて南北走向になる。有壁から花泉にかけては大きく向きを変えて北東-南西走向となり、花泉から石越にかけては再度南北走向へと変化する。このように一関-石越撓曲線は、ほぼ南北走向をもつものの、有壁から石越にかけてやや東へ張り出す弧状を呈する。ただし、上平断層群等のように曲率の高い湾曲は有しない。

白鳥川では一関-石越撓曲線近傍の油島層と金沢層は共に約  $20^{\circ}$ ~ $35^{\circ}$  東に傾斜し、さらにその上位を真滝層が傾斜不整合で覆っている。その傾斜はわずかに（ $20^{\circ}$ 未満）東傾斜を示し、真滝層と金沢層の間の傾斜不整合を境に上方ほど地層の傾斜は緩くなる。白鳥川と衣川に挟まれた丘陵では、一関-石越撓曲線付近で丘陵高度が急激に東側に低下し、衣川左岸側では L1 面に東側低下の撓曲崖が認められる。一関付近では磐井川左岸の L1 面に比高 1m 以下の低断層崖が確認できる。更に金流川沿いの L1 面には東方への傾動が認められる。

地形面の分布に注目すると、丘陵頂面である Hh 面の残存状況はや谷密度が一関-石越撓曲線を挟んだ東西で大きく異なる。有壁付近の地形断面図から、Hh 面が一関-石越撓曲線を挟んで上下に約 40m 食い違っている（図 15c）。また、衣川や磐井川沿いでは、低断層崖を挟んで上盤にあたる西側には離水した低位面群、東側には氾濫原が広く分布するという特徴がみられる。衣川や磐井川は一関-石越撓曲線より西側で著しく蛇行している。金流川沿いの M2 面は、一関-石越撓曲線を挟んで、隆起側では沖積低地と明瞭な侵食崖で境されるのに対し、低下側では侵食崖の比高が小さく、氾濫原下に埋没する形態をとる。L1 面も M2 面と同様特徴を持つが、その分布にも一関-石越撓曲線付近を境に、西側では発達がよくのに対し、東側では分布が疎らである。以上の地形的特徴は一関-石越撓曲線を挟んで西側が隆起するという地殻変動が生じた結果と読み取れる。Hh 面の上下変位量から推定される平均変位速度は、 $0.10\sim 0.08$  m/mm である。磐井丘陵南部を横断する反射法地震探査と重力探査の結果、一関-石越撓曲線の地下構造は、西傾斜の折れ曲がりのない

(少なくとも地表付近においては) 高角逆断層と解釈された (図 16). さらに低下側の CMP280, 深度 100m 以下に, 反射面の不連続 (食い違い) が見られ, その地表延長には 凝灰岩の高度が不連続を認めることができるため, この食い違いが断層と解釈される. また, 重力探査の結果, 各種補正を行った後の重力異常値は, 反射断面の地質解釈に基づいた密度構造では説明する事ができず, 観測値と計算値に乖離を解決するためには,

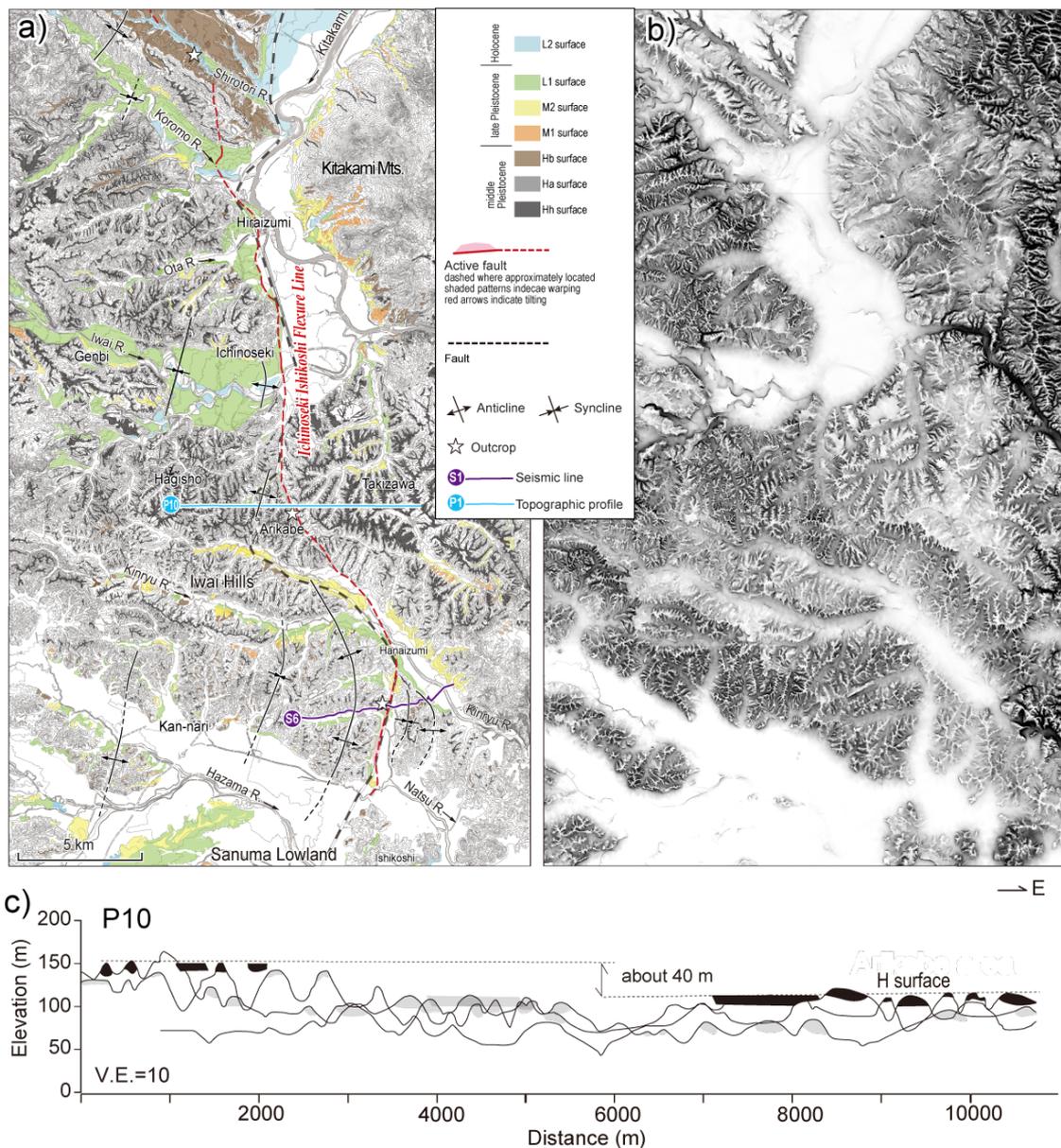


図 15 磐井丘陵の活構造

a) 地形分類図, b) a と同範囲の地上開度図, c) 有壁付近の地形断面図.

図 15a に断面をとった P10 の中心位置を示す

一関-石越撓曲線より東側の地下浅部に、北上山地の岩石よりも少し岩石密度の低い層を挟在する密度構造を想定する必要があった。その密度は  $2.30 \text{ g/cm}^3$  である。この値から北上帯の風化部や新第三系安山岩類が伏在していると推察した。すなわち、ここでは累積変位量の小さな高角な断層面をもつ逆断層が 2 条解釈され、大局的には盛岡-白河構造線と言われる重力異常の急変帯に位置しながらも、基盤岩類に顕著な正断層による落差は認められず、インバージョンテクtonクスを積極的に支持する地質構造は認められなかった。

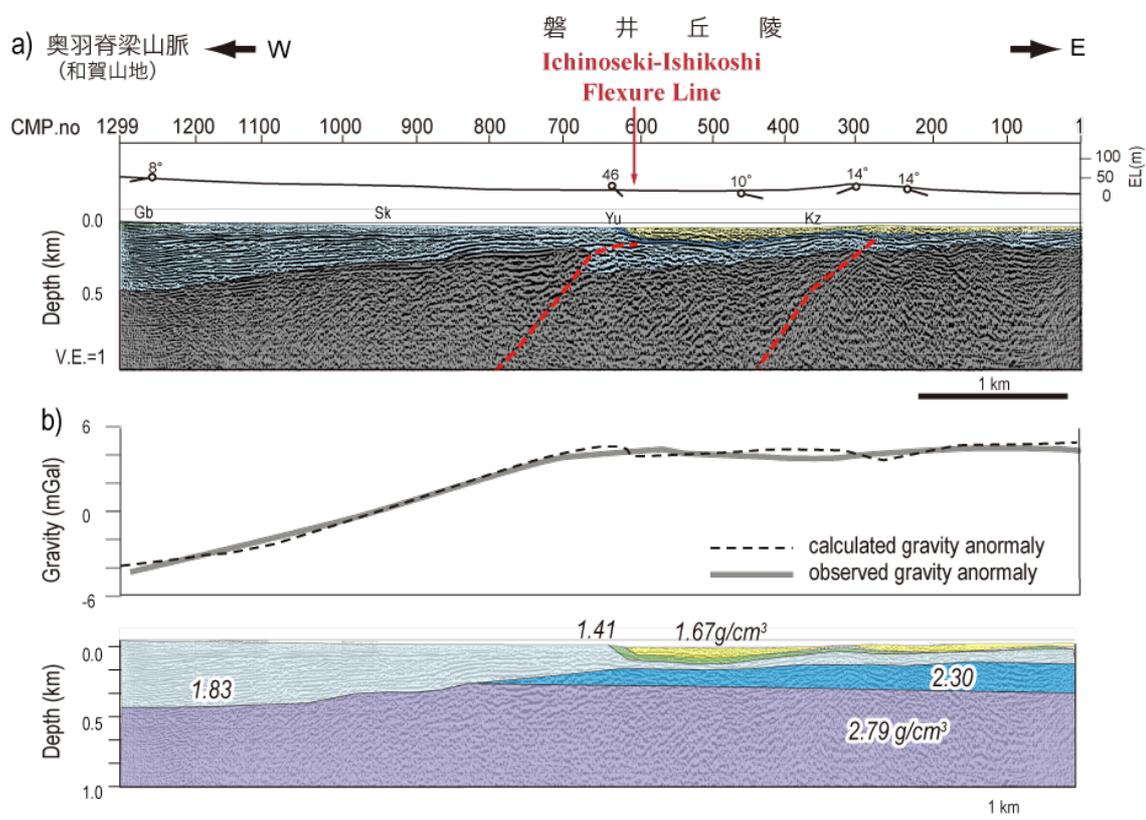


図 16 一関-石越撓曲線を横断する地下構造図

a) 反射法地震探査断面図, b)重力断面と密度構造図

測線 (S6 測線) の位置は図 15 に示す。

## V. 地形・地質の連続性に基づく活構造の区分と平均変位速度分布

本地域の活構造と平均変位速度との関連性について議論する。まず、北上低地の活構造について整理すると、変動崖は磐井丘陵より北側の地域において発達がよく、それらは奥羽脊梁山脈東縁の山地・低地境界に沿うものと、北上低地内に張り出すものと大きく分かれる（図 17）。山地・低地境界の活断層は地形境界（高度の不連続）として明確に追跡できるものの、活動性は全体の活断層の中でも低い傾向が強い。この点は千屋断層や養老断層などで知られているような逆断層の発達過程を参考にすれば、山地・低地境界の逆断層は発達が進んだ結果として、活動域が低地側へと遷移したためと理解される。

一方、低地側に張り出す活断層は、後期更新世以降に形成された段丘面を変位させ、B 級程度の活動性を持つものが多い。平面形状は東側に弧状に張り出すような形状を繰り返す。上平断層群には開析谷の発達に応じた出入りに富む湾曲が認められ、天狗森断層群には断続的な短い断層が数多く並走するという特異な特徴が認められる等、平面形態は多様であり、地域性を持つ。

北上低地の鮮新統-更新統の分布および構造に注目すると、鮮新統の西縁は概ね山麓線に沿う逆断層によって限られる。そして前-中期更新統は、夏油川以北では低地帯の西側に偏在し、その層厚は西側程厚い傾向が強い。このことは、夏油川以北の北上低地は西側へ緩く傾斜し、沈降域の中心は低地の西側に偏在していることを示す。一方、夏油川以南では、このような偏在が認められない（ほぼ水平～若干西へ傾斜して分布）。また、地形面の発達程度に注目すると、奥羽脊梁山脈から流下した諸河川により形成された扇状地と北上川の河成段丘の配置は、北上低地北部では比較的新しい扇状地や氾濫原が、南部では複数段におよぶ古い扇状地が分布するなど、おおよそ和賀川を境に南北で様子が異なる。さらに、磐井丘陵では地形面の分化が極端に不良となる。

これに対して平均変位速度の分布は、巨視的には北上低地西縁の北半部が大きく、南半部で小さく、磐井丘陵に至ってははっきりとした崖地形がない為に値そのものが計測できた箇所が少ない。また、平均変位速度の変化は北から南へ漸減するのではなく、和賀川付近を境に明確に低下している。これらのことから鮮新統以降の地層や地形面の発達程度から推定される累積変位量の分布は、平均変位速度の分布とも調和的であり、断層運動に伴って地盤の落差が大きい、言い換えれば平均変位速度が大きいところでは断層下盤の相対的沈降が著しいために更新統が西方へ厚く堆積したり、古い地形を覆うように新しい地形が形成されたりしていると理解される。このように北上低地の活構造は南北に大きく 2 分

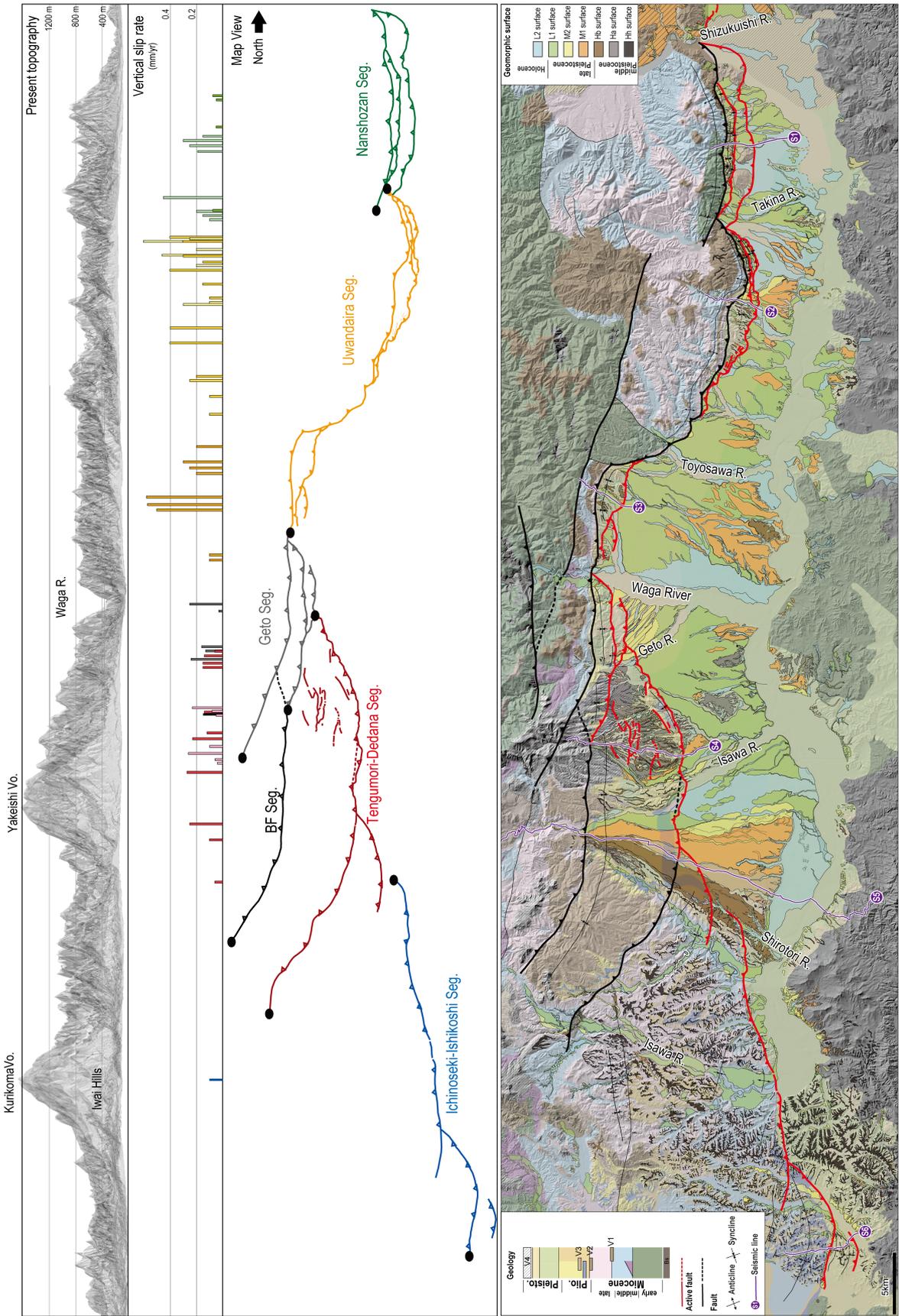


図 17 北上低地帯の活構造区分

される。このような北上低地内を大きく 2 分する地質学的な特徴としては、北部が非火山地域、南部が火山地域であるということや、南部程インバージョンテクトニクスで説明される逆断層が多いことが挙げられる。

一方、個別の断層群レベルの活構造区分については、断層崖や断層関連褶曲の連続性、山地や丘陵・地形面・河川の形態に認められた系統性、平均変位速度分布に基づき、北から 1)南昌山断層群を支配する活構造（南昌山セグメント）、2)上平断層群と横森山断層を支配する活構造（上平セグメント）、3)法量野-浦沢断層を支配する活構造（夏油セグメント）、4)BF 断層を支配する活構造（BF セグメント）、5)天狗森-出店断層群を支配する活構造（天狗森-出店セグメント）、6)一関-石越撓曲線を支配する活構造（一関-石越セグメント）の 6 区分を提案する。

南昌山断層群から上平断層群にかけては、活断層の平面形は、東へ張り出す 2 つの弓が連なるような分布をしており、その 2 つの弓の端が奥羽脊梁山脈から流下する河川（雫石川、滝名川、豊沢川）と山麓線との交点になるような配置をとっている。そして、断層群上盤に形成された背斜構造（断層関連褶曲）は、山麓線にほぼ沿って認められ、滝名川付近で走向を変えて 2 条に分岐するので、地質学的には滝名川付近で 2 つの断層群は切り離す事が可能である。つまり、幾何学的（活断層の平面形状）にも、地質学的にも滝名川付近を境界とする断層区分が可能である。また、南方の上平断層群と横森山断層との境界は断層線の走向の変化から判断すれば豊沢川付近である。他方、上平断層群と横森山断層の上盤に形成された山地は北北東-南南西方向に延びる紡錘状の高まりを形成しており、高まりの東縁を限る高度不連続線の連続も良い。これらの点を加味すると、上平断層群と横森山断層（特にその地下深部）は一続きの断層とも判断できる。

ここで断層に沿った平均変位速度の値の変化をみると、南昌山断層群で得られた平均変位速度の値は断層群の中央付近で最も高く、端部に向かって低下している。それに対して、上平断層群の平均変位速度分布は並走する Fu-1 断層と Fu-2 断層の間が開いている程、すなわち Fu-2 断層の低地側への張り出しが大きい所程、値が大きくなる傾向があり、北端では端部に向かって急激な低下がみられる。しかし、南端に近い瀬の沢川の断層露頭で見積もられた平均変位速度は上平断層群の中央付近で得られた値と同等であった（小坂ほか、2013）。逆断層帯では、ずれ量（ネットスリップ量）が同じであっても断層面の傾斜との兼ね合いで、地表の断層崖の高さに違いが生じることがあるが、この地点ではネットスリップを計算してみても同じ傾向であった（小坂ほか、2013）。

このように活断層の平面形態からセグメントを定義しても、調和的な平均変位速度の分布形態が得られるとは限らない。今泉（1989）は活断層線の平面形態に関して、陸羽地震（1986年、M7.2）の地表地震断層である千屋断層を例に、活断層線の湾曲が、一つは堆積層内に複数の断層が形成されることによって、もう一つは地下の断層面の形状が走向方向に変化することによって生じていると論じた。この2つの成因と本地域での状況を照らし合わせると、南昌山断層群から横森山断層にかけての断層線の湾曲のうち、滝名川付近の湾曲は断層面の傾斜が同じ程度で出現位置（水平方向）が異なる前者の例、一方、高村山荘付近の湾曲は、断層面の傾斜が大きく変化していることから後者の例である。すなわち、豊沢川付近はセグメント境界ではなく、上平断層群の南端はより南方にあり、豊沢川付近で上平断層群と横森山断層がつながっていると推察される。そして、こうした断層面の連続性の有無が平均変位速度に現れ、豊沢川付近で低下しなかったのではないかと考えられる。以下のセグメント区分についても上記のような考え方を採用した。

3)の夏油セグメントは、幾何学・地質学的には北端は和賀川付近、南端は天狗森の西方にある。活断層線の南北端に向かった平均変位速度の減少がみられ、北端の平均変位速度は横森山断層のそれより明らかに小さい。また、この夏油セグメントより南ではセグメントが並走するようになる。

4)のBFセグメントは、北北東走向・西傾斜のBF断層を指す。BF断層の連続性は上盤の褶曲構造とそれに調和的な山地高度の不連続から推定した。北端は夏油川付近、南端は胆沢川付近にあり、2008年岩手・宮城内陸地震の震源断層（北部）に対応する。東京大学地震研究所・東北大学大学院理学研究科・岩手大学工学部（2008）によれば、BF断層はインバージョンテクトニクスによる逆断層と解釈されている。

5)の天狗森-出店セグメントは、北上低地南部において最も低地側に張り出した断層（Ft-1断層）で既知の天狗森断層および出店断層を指す。Ft-1断層はKato *et al.* (2006)の断面図から、少なくとも既知の出店断層部分はリフト期の正断層であると解釈されている。この正断層の構造は重力異常にも現れており、重力異常の急変部はそのまま天狗森断層へと連続している。よって、Ft-1断層は地表のトレースと同様に、地下においても連続する断層であると推定した。さらに、平均変位速度は南北端にむかって減少する傾向があり、胆沢台地ではその傾向が顕著である。このような平均変位速度の傾向と断層上盤側に形成されている褶曲構造の連続性から、本セグメントの北端は夏油川付近、南端は白鳥川付近にあるとした。

6)一関-石越セグメントは、白鳥川以南に発達する一関-石越撓曲線に対応する。磐井川付近では局所的に込み入った褶曲構造が発達し、合わせて断層線も湾曲するので、この点を考慮すると2つ以上のセグメントに細分される可能性がある。

## VI. おわりに

活断層の平面形態において、一つの弓形が収まろうとする場所は、幾何学的にセグメントの端部とみられる。断層変位量や平均変位速度についても一般に変位量分布は地下のすべり量分布を反映するように、破壊点から遠ざかるにつれて小さくなるので、原則的には台形や山型の変位量分布がみられれば、小さくなる所は端部とみられる。そして逆断層運動は垂直変位もさることながら、水平短縮も生じさせるため、弓なりという平面形状と断層変位量分布が調和的になり易い。しかし、本研究ではそのような両者の一致をすべての断層において認めることはできなかった。

前述の今泉ほか(1989)での断層の湾曲に関する研究のほか、Magistrale and Day(1999)では、雁行するような断層同士において、その境界に両者をつなぐ構造 (tear fault や lateral ramp) が形成されている場合には破壊が伝播しやすいというシミュレーション結果が得られている。このような既存研究を踏まえ、幾何学的なセグメント境界とみなされる場所であっても平均変位速度や断層変位量に変化がみられない、あるいは境界付近で大きな変位が認められるようなであれば、個別の断層をつなぐ構造が発達し、過去に両者が連動して活動した可能性が高いと推察した。そして、その場合には、それらの断層を一つのセグメントとみなした。

個々のセグメントが、単独で地震を起こす可能性も、複数が連動して地震を起こす可能性もあり、そうした1回の地震の規模を推定するには、やはり古地震情報の蓄積が欠かせない。また、この区分が正しいかどうかは、実際に地震が起きてこそ実証されるのであるが、少なくとも断層面の形状と断層運動の繰り返しによって形成された地形 (断層崖等の変位地形のみならず、山容、地形面や河川の形態を含め) をおおよそ説明できる区分であると考えている。そして、本研究に取り組み、地下構造が非常に変化に富むような逆断層地域のセグメンテーションを考慮する際には、地形・地質を基に、幾何学的なセグメント境界を認定した後、その幾何学がどのような断層面の姿勢からもたらされているのかを把握すること、さらに平均変位速度や断層変位量分布とつきあわせて、幾何学的なセグメン

ト境界でどのような変化が起きているのかを捉えることがきわめて重要であることが分かった。

## 謝辞

本研究では株式会社京都フィッシュン・トラックに火山灰分析を依頼した。傾斜度図ならびに地上開度図では、株式会社横山空間情報研究所の横山隆三氏、白澤道生氏にご協力いただき、地形表現の手法に関するご助言をいただいた。また、東北大学大学院理学研究科の今泉俊文教授、応用地質株式会社の三輪敦志氏、阿部恒平氏、株式会社環境地質の小坂英輝氏と行ってきた現地調査や議論は、本研究を進めていくにあたり大変有意義であった。以上の方々に記して感謝申し上げます。

## 引用文献

- 地質調査総合センター（2004）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
- 早川典久・舟山裕士・斎藤邦三・北村信（1954）：岩手縣北上山地西縁より脊梁山地に亘る地域の新第三系の地質.岩手縣地質説明書 I，岩手縣.
- 林 広樹・柳沢幸夫・鈴木紀毅・田中裕一郎・斎藤常正（1999）：岩手県一関市下黒沢地域に分布する中部中新統の複合微化石層序. 地質学雑誌，**105**，480-494.
- 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（2002）：「第四紀逆断層アトラス」. 東京大学出版会，260p.
- 今泉俊文・平野信一・松田時彦（1989）：千屋断層のボーリング調査-断層線の湾曲を説明する断層面の形態-. 活断層券キュ，**7**，32-42.
- 今泉俊文・後藤秀昭・宮内崇裕・八木浩司・渡辺満久（2002）都市圏活断層図「北上」，国土地理院，国土地理院技術資料 D・1-No.396.
- 岩手県（1996）：「平成 7 年度地震調査研究交付金 雫石盆地西縁断層帯，花巻断層帯及び北上西断層帯に関する調査 成果報告書」. 174p.岡田ほか，2010
- 地震調査研究推進本部（2001）：北上低地西縁断層帯の評価  
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/01jun\\_kitakami/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/01jun_kitakami/index.htm) (cited 2014/5/18)

- 楮原京子・小坂英輝・三輪敦志・今泉俊文・儘田 豊 (2012) : 北上低地西縁断層帯・南昌山断層群の変動地形と地下構造. 地学雑誌, 120, 910-925.
- Kato, N. Sato, H. Umino, N. (2006) : Fault reactivation and active tectonics on the fore-arc side of the back-arc rift system, NE Japan. *Journal of Structural Geology*, 28, 2011-2022.
- 気象庁 (2009) : 地震年報. 気象業務支援センター.
- 北村 信 (1965) : 5 万分の 1 地質図幅「焼石岳」及び説明書. 地質調査所.
- 小坂英輝・楮原京子・今泉俊文・三輪敦志・吉田春香・斎藤華苗・儘田 豊 (2011) : 北上低地西縁断層帯・南昌山断層群の断層変位地形と断層露頭, 活断層研究, 34, 13-22.
- 小坂英輝・楮原京子・今泉俊文・三輪敦志・阿部恒平 (2013) : 北上低地西縁断層帯・上平断層群南端付近の断層変位地形と断層露頭, 地理学評論, 85, 493-504.
- 越谷 信・森下裕介・野田 賢・佐藤比呂志・蔵下英司・荻野スミ子・武田哲也・加藤直子・平野信一・加藤 一・池田安隆・井川 猛・村上文俊・北上低地帯西縁断層帯研究グループ (2007) : 奥羽脊梁山脈東縁部, 北上低地帯西縁断層帯花巻地域の反射法地震探査. 東京大学地震研究所彙報, 82, 1, 3-11.
- 町田 洋・新井房夫, (2003) : 新編 火山灰アトラス. 東京大学出版会.
- Magistrale, H., and Day, S. (1999): 3D simulations of multi-segment thrust fault rupture, *Geophysical Research Letters*, 26, DOI: 10.1029/1999GL900401.
- 松野久也 (1967) : 若柳地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 24p.
- Matsu'ura, T., Kase, Y. (2010) : Late Quaternary and coseismic crustal deformation across the focal area of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake, *Tectonophysic*, 487, 13-21.
- 宮内崇裕・今泉俊文・後藤秀昭・八木浩司・渡辺満久 (2002) : 都市圏活断層図「花巻」, 国土地理院, 国土地理院技術資料 D・1-No.396.
- 中田 高・今泉俊文編 (2002) : 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会.
- Norton, J.C., Hasegawa, Y., Kohno, N., Tomida, Y. (2007): Distinguishing archeological and paleontological faunal collections from Pleistocene Japan: taphonomic perspectives from Hanaizumi. *Anthropological Science*, 115, 91-106.
- 大沢 穠・舟山裕士・北村 信 (1971) : 5 万分の 1 地質図幅「川尻」及び説明書. 地質調

査所.

佐藤比呂志・加藤直子・今泉俊文・池田安隆・岡田真介・楮原京子・荻野スミ子・川中 卓・笠原敬司（2003）：2003年宮城県北部地震震源域北部での反射法・屈折法地震探査，平成15年度科学研究費補助金(特別研究促進費) (1) 2003年宮城県北部の地震による地震災害に関する総合的調査研究（研究課題番号 15800009 研究代表者 源栄 正人）研究成果報告書，5-20.

東京大学地震研究所・東北大学大学院理学研究科・岩手大学工学部（2008）：2008年岩手宮城内陸地震震源域北部の稠密アレイ観測による余震分布と地殻構造．第191回地震調査委員会資料.

鈴木康弘・渡辺満久・中田 高・小岩直人・杉戸信彦・熊原康博・廣内大助・澤 祥・中村優太・丸島直史・島崎邦彦（2008）：2008年岩手・宮城内陸地震に関わる活断層とその意義——関市巖美町付近の調査速報——，活断層研究，29，25-34.

脇田浩二・井川敏恵・宝田晋治（2009）20万分の1日本シームレス地質図 DVD版，数値地質図 G-16，産業技術総合研究所地質調査総合センター.

渡辺満久（1991）：北上低地帯における河成段丘面の編年および後期更新世における岩屑供給．第四紀研究，30，19-42.

渡辺満久・檀原 徹・藤原 治（2003）：北上低地帯南部における第四紀テフラの FT年代と河成段丘面の編年．日本地理学会発表要旨集，63，111.

Yokoyama, R., Shirasawa, m., Pike, R., (2002): Visualizing topography by openness: A new application of image processing to digital elevation models. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 68, 257-256.