

1:25,000 都市圏活断層図
関東平野北西縁断層帯とその周辺

「高崎」

解説書

熊原 康博

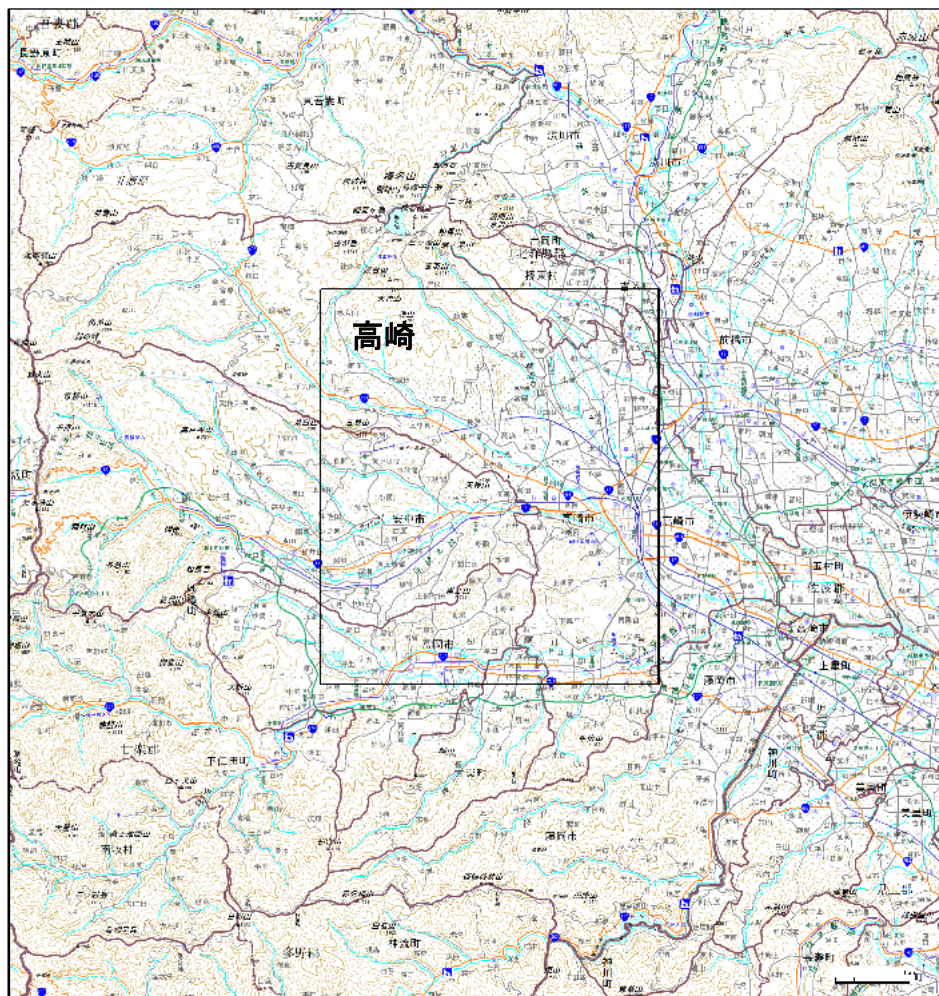
平成 25 年 11 月



編集 国土地理院

目 次

1. はじめに
2. 口絵
3. 従来の研究とその成果
 - 3-1. 深谷断層に関する従来の研究とその成果
 - 3-2. 磯部断層に関する従来の研究とその成果
4. 地形地質概観
 - 4-1. 地形概観
 - 4-2. 地質概観
 - 4-2-1. 中部中新統～下部更新統
 - 4-2-2. 榛名山起源の火山性堆積物
 - 4-2-3. 前橋／高崎泥流堆積物
 - 4-2-4. 段丘堆積物
5. 本図幅で認定した活断層及び推定活断層の解説
 - 5-1. 深谷断層
 - 5-1-1. 岩野谷丘陵東縁
 - 5-1-2. 若田台地北縁
 - 5-1-3. 秋間丘陵北縁
 - 5-1-4. 中里見地区周辺
 - 5-2. 磯部断層
 - 5-3. 鼻高地区の推定活断層群
6. 引用文献
7. 使用空中写真・地形図および作成委員会



都市圏活断層図作成地域図



調査図郭

1. はじめに

平成7年(1995年)1月17日に発生した兵庫県南部地震(阪神・淡路大震災)を契機に、活断層に関する詳細な位置情報の整備及び公開の必要性が高まってきた。国土地理院では、これに応えるため、地震が発生した場合に甚大な被害が予想される都市域及びその周辺を対象に「1:25,000 都市圏活断層図」を作成している。

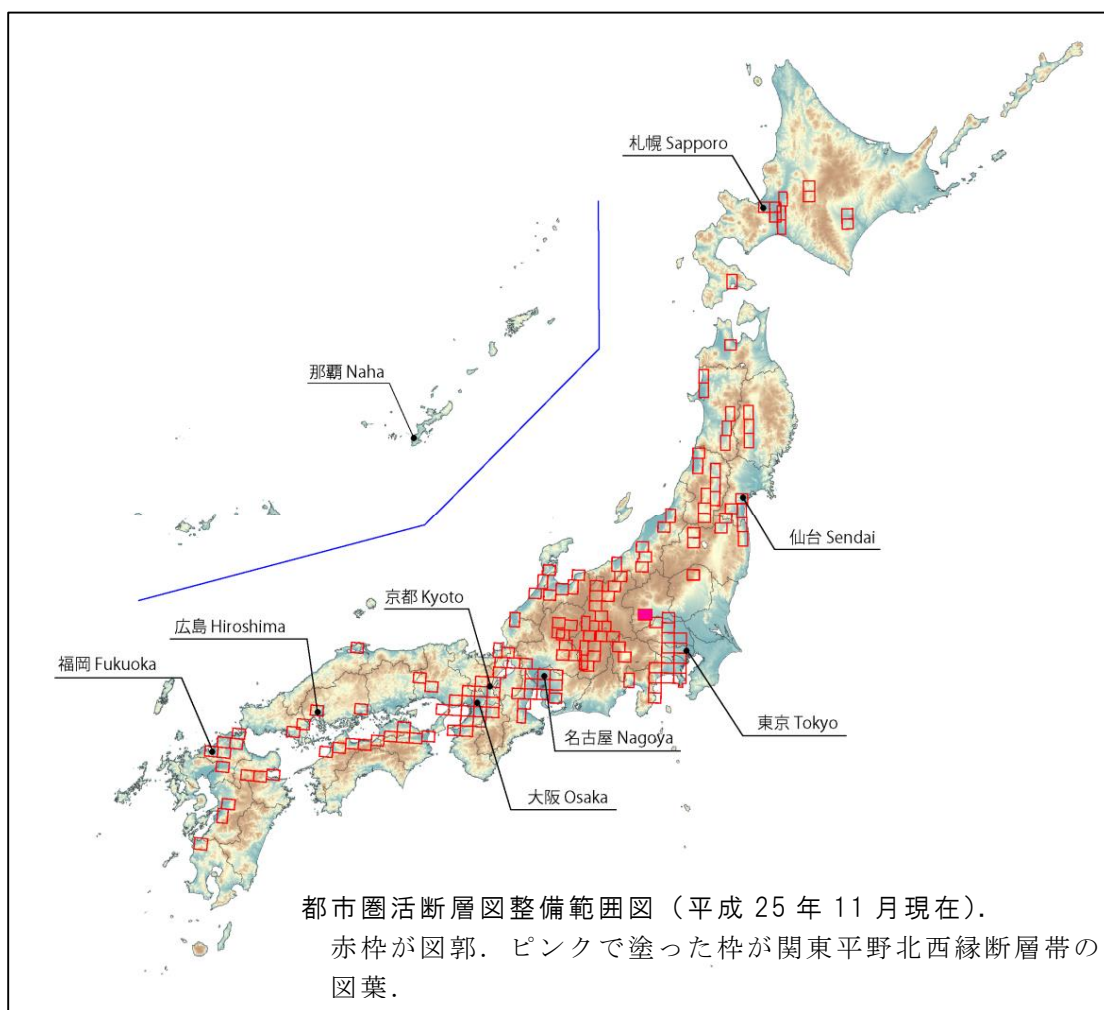
本図では「活断層」を最近数十万年間に約千年から数万年の間隔で繰り返し活動してきた跡が地形に表れているもので、今後も活動を繰り返すと考えられる断層としている。このうち、地形的な証拠から明確な活断層と考えられるものを赤線、活断層の存在が推定されるが現時点では明確に特定できないものの黒線で図示している。そして、風雨による侵食、堆積や人工的な要因などにより改変されているため、活断層の位置を明確に図示できない区間は破線とし、活動の跡が土砂の下に埋もれてしまっている区間は点線で図示している。また、活断層の位置のほか、活断層に関連する段丘地形・沖積低地・地すべり地形などの第四紀後期(数十万年前から現在)に形成された主な地形も図示している。

これにより活断層周辺の地盤状況や、活断層の活動によって地すべりが再活動する可能性のある地域など防災に役立つ情報を読みとることができる。本図1枚に図示されている範囲は、国土地理院刊行の縮尺2万5千分1地形図4枚分相当である。

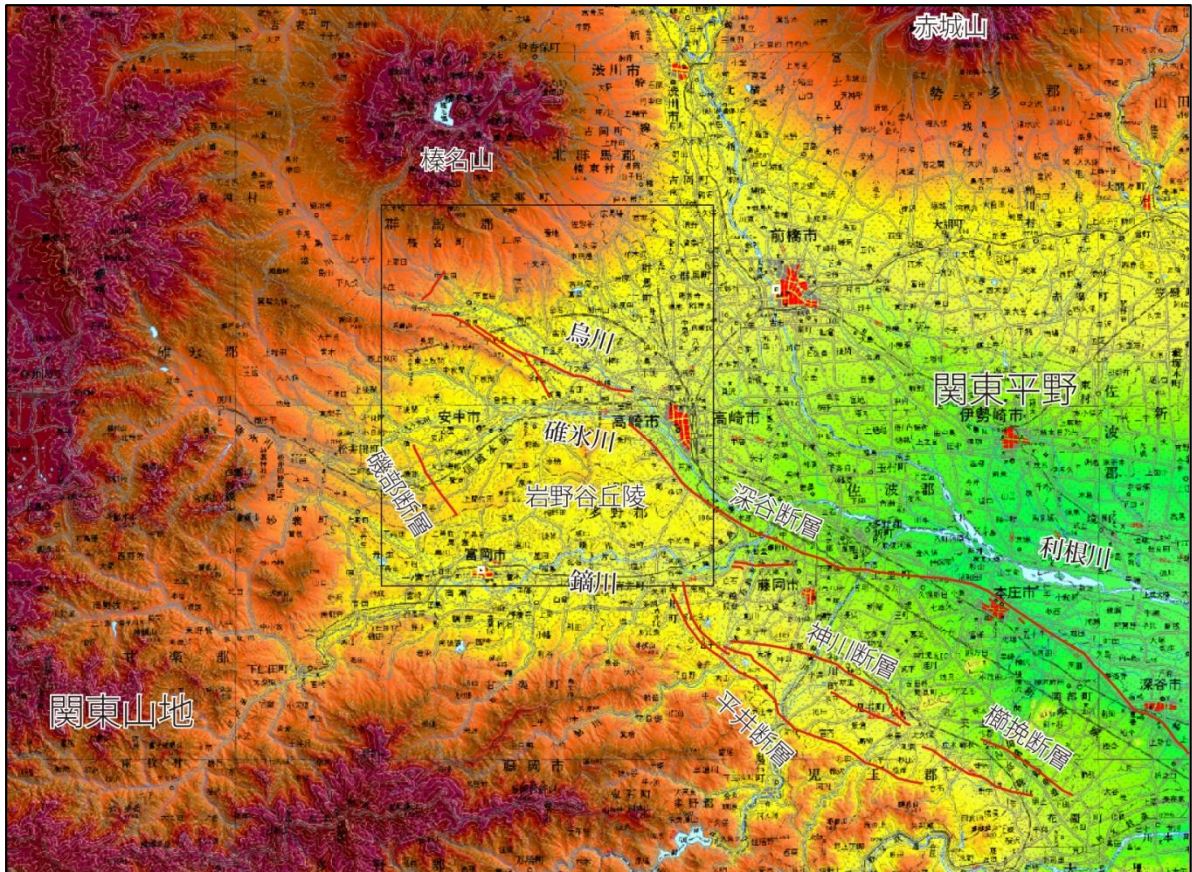
本調査は、各機関の活断層研究者で構成する全国活断層帯情報整備検討委員会において、主に空中写真(縮尺約1万分の1~4万分の1)を用いた地形判読により活断層を抽出し、併せて既存の各種調査結果も参考にして、詳細な位置を1:25,000地形図上にまとめたものである。

現在までの整備状況は、平成16年度までに三大都市圏、政令指定都市、県庁所在都市及びその周辺を中心として124面(約50,000km²)が作成され、平成17年度以降は、地方主要都市域周辺部(山間地域を含む)の主要な活断層について、新たに図示項目を追加し作成されてきた。平成25年11月現在、計163面(約65,000km²)が整備されている。(下図参照)

なお、活断層の模式図(逆断層、右横ずれ断層など)、詳しい整備範囲などは、国土地理院のホームページに掲載されている。



2. 口絵



口絵 1 関東平野北西部の地勢と活断層

基図は、数値地図 50mメッシュ（標高）を用いて作成．岡田篤正京都大学名誉教授による．断層線は、都市圏活断層図「藤岡・本庄」「深谷」を参照．四角は調査図郭．

3. 従来の研究とその成果

本図幅では、深谷断層と磯部断層の2本の活断層が認められている。ここでは断層別にこれまでの研究報告と得られた成果について概説する。

3-1. 深谷断層に関する従来の研究とその成果

深谷断層は、関東平野の北西縁に沿う活断層である(図1)。最初に、この活断層を記載したのは、松田(1974)であり、その後、松田ほか(1975)、貝塚ほか(1977)、松田ほか(1977)、貝塚・松田(1982)、Yamazaki(1984)などにより、変位地形の詳細について検討が加えられてきた。松田ほか(1977)は、深谷駅近くの工事現場の露頭から、ローム層や礫層を切る南傾斜の断層面をもつ逆断層を観察している。活断層研究会編(1980, 1991)では、深谷断層は、北は埼玉県岡部町から深谷市街地を通り、荒川左岸までの長さ10km、活動度B級、西側隆起の活断層として認定している。

深谷断層に関する地球物理学的な研究は1980年代から始まり、多田(1983)、萩原ほか(1987)は、重力異常データから深谷断層やその周辺の断層の変位様式や断層延長部を検出する研究を行っている。その後、反射法地震探査による深谷断層の調査も行われるようになった(例えば、山口ほか, 1997)。

深谷市から熊谷市の周辺では、都市圏活断層図「深谷」(澤ほか, 1996a)、「熊谷」(澤ほか, 1996b)の刊行により、2万5千分の1地形図上に断層線が示された。一方、50万分の1活構造図「東京」(杉山ほか, 1997)では、深谷断層がいくつかのステップを伴いながら、深谷市～熊谷市周辺だけでなく群馬県内の旧榛名町(現高崎市)まで連続していることを図示している。

1995年兵庫県南部地震発生後、各地で実施された全国主要活断層調査の一環で、埼玉県により深谷断層の活断層の変位地形や反射法探査による地下構造に関する調査が実施され、その成果は埼玉県(1999, 2000)で報告されている。さらに、杉山ほか(2000)により、群馬県内の高崎市山名町周辺(鐙川測線)、高崎市根小屋町周辺(根小屋測線)、旧榛名町(現高崎市榛名町)上里見～中里見(里見測線)の3カ所で、反射法地震探査が行われ、根小屋測線と里見測線は本図幅内である。根小屋測線(図1)、里見測線(図2)いずれも、北東～北へ向かって地層が撓曲変形しており、南西～南傾斜の逆断層

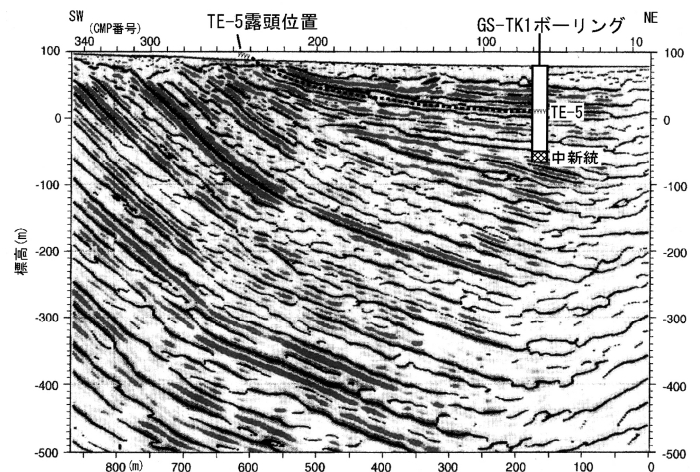


図1 根小屋測線での反射法探査断面とTE-5火山灰の確認標高

測線は図8に示す。反射法探査断面は杉山ほか(2000)。図は水野ほか(2006)より引用。

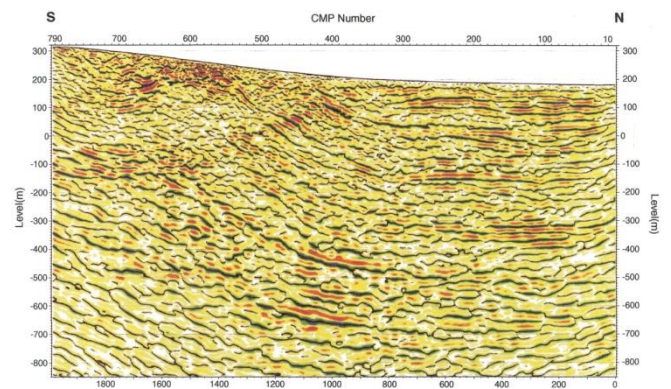


図2 里見測線での反射法探査断面

測線は図13に示す。図は杉山ほか(2000)より引用。

の存在が推定されている。

高崎市根小屋および、深谷市普済寺の2地点において、深谷断層の過去の活動時期や地下構造に関する成果が得られている。根小屋では、40万年前に噴出したTE5aテフラ(町田・新井, 2003)が、断層上盤側の丘陵の露頭と、断層下盤側のボーリングのコアから認められ、両地点のテフラ検出高度には約90mの高度差がある(水野ほか, 2000)。この高度差は深谷断層の活動によって生じたと考え、平均垂直変位量をおおよそ0.2m/千年と見積もっている(水野ほか, 2000, 図1)。また、群列ボーリング調査の結果から約4万年以後に複数回の断層活動があり、最新活動時期は約1,900～6,500¹⁴C yBPの間の可能性があることが示されている(水野ほか, 2001)。普済寺地点では、群列ボーリング調査の結果から、約2～4万年前の礫層が変形していることを明らかにし、より上位の17,000年前や5,500～6,100年前の砂礫層も変形している可能性があることを指摘した(水野

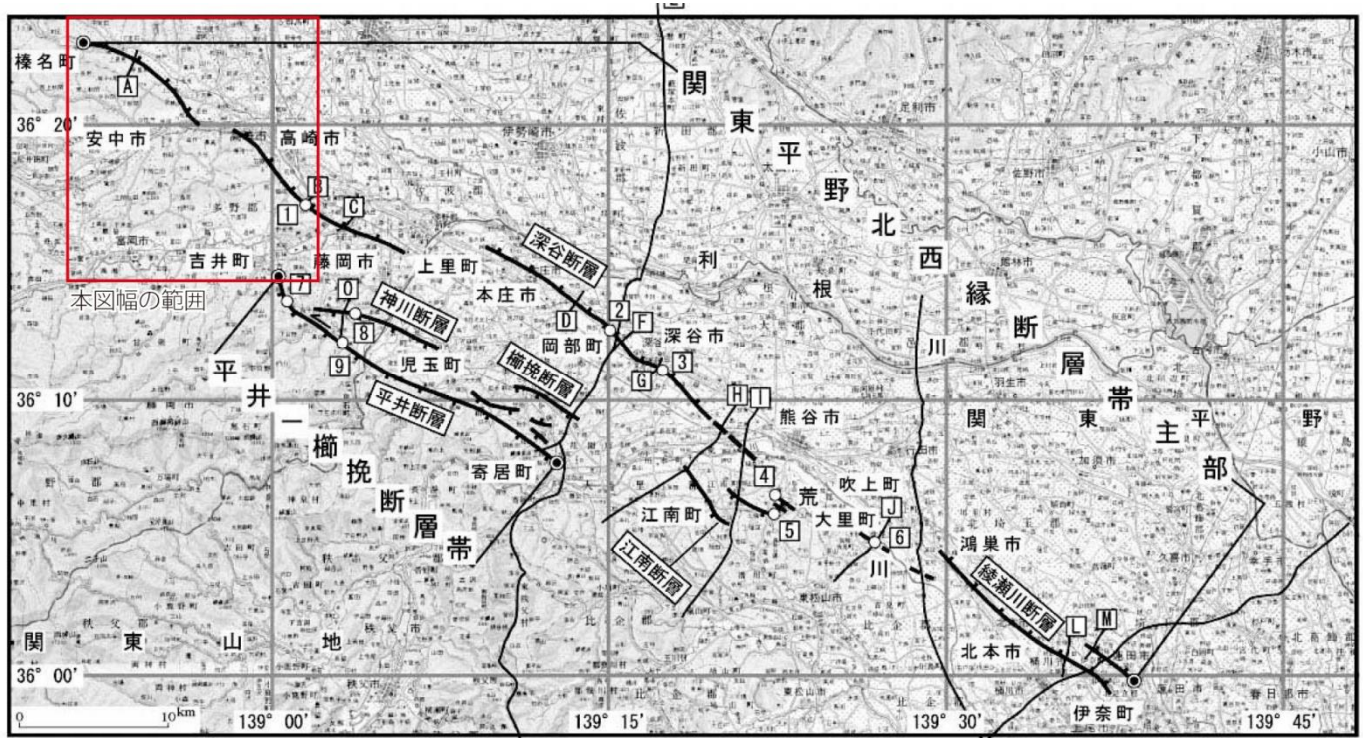


図3 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）が認定した関東平野北西縁断層帯の断層位置
地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）より引用．赤四角は調査図郭．

ほか、2002）。

これらの調査結果に基づき、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）は、南部の綾瀬川断層と深谷断層を含めた関東平野北西部に位置する北西-南東走向の活断層群を一つの主要断層帯と判断し、「関東平野北西縁断層帯主部」と「平井-櫛挽断層帯」に区分して、それらの活動性やそこから発生する地震の規模や発生確率を評価した（図3）。それによると、「関東平野北西縁断層帯主部」は、長さが82kmに達する長大な活断層であり、平均的な上下方向のずれの速度は0.2~0.4m/千年程度、最新活動時期は約6200年前以後、約2500年前以前、平均活動間隔は13,000~3万年程度とされている。断層帯主部全体が1つの区間として活動した場合、地震断層の長さや地震の規模の経験式からマグニチュード8.0程度の地震が発生し、その際には南西側が北東側に対して相対的に5~6m程度高まる段差や撓みが生じる可能性があることを指摘している。

また同時期には、都市圏活断層図「本庄・藤岡」図幅（後藤ほか、2005）により、高崎市南部まで2万5千分1地形図上に断層線が示されている。本図幅は、「本庄・藤岡」図幅から北部の深谷断層の位置や性状を示すものである。

現状では、変形した地層とその年代から断層の活動時期を推定しているものの、トレンチ掘削調査や露頭観察によって断層面や、断層に伴

う地層のずれが明確に報告された事例は、松田ほか（1977）をのぞいてない。特に、最新活動時期については3,000~4,000年弱の年代幅があり、今後最新活動時期や過去の活動時期の解明は重要な課題といえる。

3-2. 礫部断層に関する従来の研究とその成果

礫部断層は、松田（1975）によってはじめてその存在が示された。松田（1975）では、2段の高さの異なる段丘面が断層線上で下流側（北東側）が高くなっていること、高い段丘ほど断層崖の高さが大きいことから累積性があることを示した。その後、活断層研究会編（1980, 1991）では、長さ8km、活動度B~C級、北東側隆起の活断層として認定している。Sugai（1997）は、テフラ層序から碓氷川の段丘面の年代を求めた上で、段丘面の垂直変位量から、この断層の平均垂直変位速度を0.03~0.04m/千年程度と見積もった。そのほか、「活断層詳細デジタルマップ」（中田・今泉編、2002）では、礫部断層の詳細な位置が示されている。

4. 地形地質概観

4-1. 地形概観

本図幅地域では、西部から南部にかけて関東山地から続く丘陵地、北部には榛名火山から南

～南東方向に延びる扇状地，東部には高崎台地が広がり，丘陵地，火山麓扇状地，台地の地形境界を烏川低地が細長く分布している（口絵 2，図 4）。

丘陵地は，碓氷川を境として，北側の秋間丘陵，南側の岩野谷丘陵に区分される．秋間丘陵は，深谷断層に沿って標高 300～500m の細長い尾根が続き，それより西側では，標高 200～300m の定高性のある山地が広がっている．岩野谷丘陵は，山頂部の高度が揃った標高 180～260m の山地で，全体として北東に高く南西に低い（須貝，2000）．秋間丘陵の北縁から岩野谷丘陵の東縁は，比較的滑らかなトレースで烏川低地と接しており，丘陵縁基部に深谷断層が存在している．

榛名火山の火山麓扇状地は，面の開析度や高度分布から榛名白川を境に二つに分けられる．川より西の地域では，扇状地面は標高 150～600 m にあり，原面は残っているものの，適従谷によって 20～30m 程度深く刻まれている．一方，川より東の地域では，西部の扇状地よりも約 30 m 低く，面上に 10m 以下の浅い適従谷が認められるものの，堆積面は広く保存されている．二つの扇状地面の成り立ちは，榛名火山の噴火史と関連しており，榛名白川より西側の扇状地面は，後述する古期火山扇状地堆積物，白川火砕

流堆積物の堆積面，川より東側の扇状地面は新期火山扇状地堆積物の堆積面に相当する．

高崎台地は，後述する前橋／高崎泥流堆積物の堆積面であり，北部は，榛名白川より東部の火山麓扇状地とスムーズに接する．いくつかの大きな開析谷はあるものの，ほとんど平坦な地形であり，西部の烏川低地とは約 10m の比高の崖で接している．

烏川は，高崎台地と岩野谷丘陵の間を流れて狭い谷底平野を形成し，丘陵を開析する谷の出口には小扇状地（沖積錐）が谷底平野の上に形成されている．高崎市街地北部で烏川は支流の碓氷川と合流する．それより上流の烏川は，およそ火山麓扇状地と秋間丘陵の境を流れ，狭い谷底平野を形成する．一方，碓氷川は，秋間丘陵と岩野谷丘陵の境を流れる．秋間丘陵や岩野谷丘陵で最も高い主稜部を横切って西に流れており，これらの丘陵が隆起する以前から流れていた先行性河川と判断できる．岩野谷丘陵の主稜部を越えると，碓氷川やその支流の九十九川沿いには，高さの異なる河成段丘群が広く発達している．これらの河成段丘群は，サイクリックな気候変化に伴う砂礫供給量の変化によって形成されてきたと考えられている（須貝，1992）。

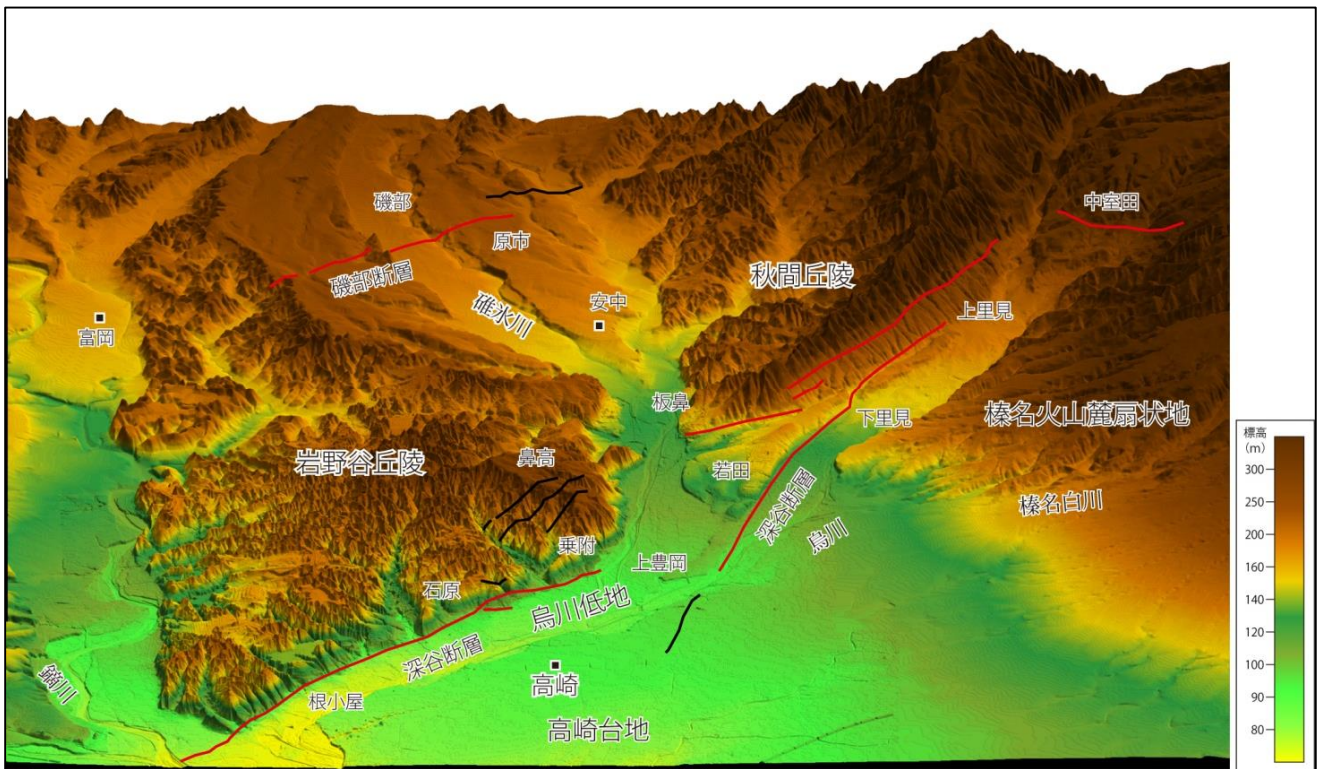


図 4 高崎周辺の鳥瞰図と活断層

高崎市街地上空から西をみる．俯角は 25° 高さを 4 倍に強調．5m 及び 10m メッシュ（標高）データを用いて著者作成．

4-2. 地質概観

本図幅地域の地質は、1) 丘陵を構成する堆積岩・火山岩類からなる中部中新統～下部更新統、2) 前期更新世以降の榛名山起源の火山性堆積物、3) 烏川左岸の台地を構成する前橋／高崎泥流堆積物、4) 段丘堆積物に大きく区分できる(図5, 6)。これらの地層は、活断層の長期の変動様式を認定するための重要な指標となる。

4-2-1. 中部中新統～下部更新統

この地層は、下位から庭谷層・原市層・板鼻層からなる上部～中部中新統の安中層群(高橋・林, 2004)と、上部中新統～下部更新統の火山岩類からなる秋間層(秋間団体研究グループ, 1971)に分けられる。

庭谷層はシルト～砂岩、原市層は主にシルト岩、板鼻層は、下部ではシルト岩や礫を含む砂岩、上部では砂岩や凝灰岩を挟む礫岩からなる(高橋, 2008)。地層中の底生有孔虫化石から、原市層の堆積環境はやや深海であったとされ(金子・野村, 1998)、板鼻層の堆積環境は、化石や堆積層に基づく、浅い海から三角州、河川域へと変化したことが明らかにされている

(下司・竹内, 2012)。有孔虫化石の年代や凝灰岩の放射年代から庭谷層が約1600万年前、原市層が1500～1100万年前、板鼻層が1100～800万年前とされ、東に向かって年代が若くなっている。安中層群は、北北東に向かって一様に10～20°傾斜するが、深谷断層近傍では40°以上と急傾斜となり、深谷断層の影響を受けているとみられる。

秋間層は、板鼻層と緩やかな傾斜不整合で接し、約10°北および北東方向へ傾斜する厚さ約1000mの凝灰質砂岩～凝灰角礫岩であり、近隣の成層火山の噴出物が堆積した火山麓扇状地やその周辺の水域の地層である(下司・竹内, 2012)。堆積年代は、秋間層下部では、後期中新世から鮮新世にあたる約660～410万年前、上部では、前期更新世の240～90万年前である(下司・竹内, 2012)。

地質図をみると、深谷断層が、およそ中部中新統～下部更新統の北東～東端となっているが、実際には、断層東側の地下(榛名山や台地の下)にもこれらの地層は連続している。例えば、高崎市根小屋では、深谷断層よりも東側のボーリング調査で、中新統の地層が地表下130mで認められている(須貝ほか, 2000)。



図5 高崎周辺の地質概観と活断層

下司・竹内(2012)および、群馬県地質図作成委員会(1999)をもとに著者作成。

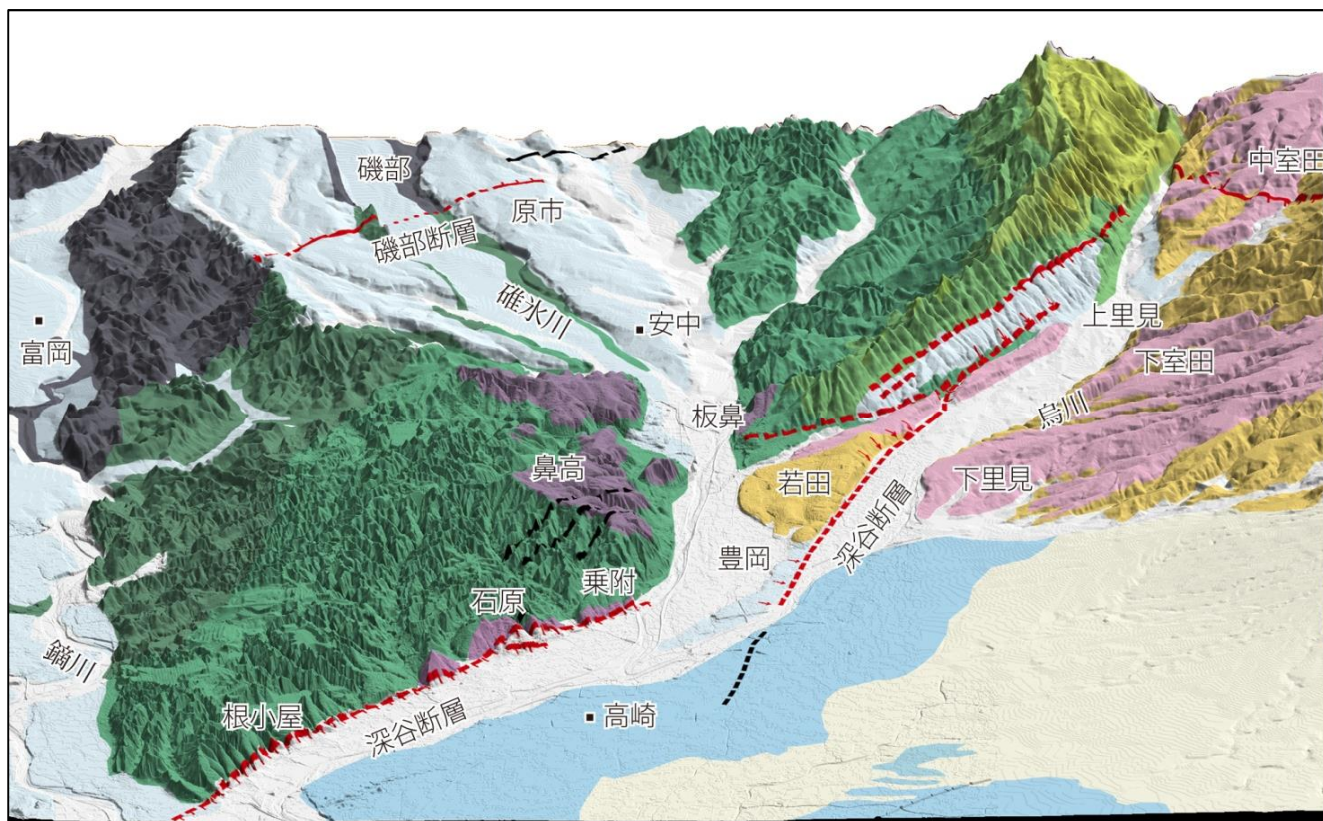


図 6 高崎周辺の地質鳥瞰図と活断層

凡例は図 5 と同じ。地質情報は下司・竹内（2012）および、群馬県地質図作成委員会（1999）による。5 m 及び 10m メッシュ（標高）データを用いて著者作成。

4-2-2. 榛名山起源の火山性堆積物

榛名火山は、中期更新世の約 50 万年前から活動を開始し、約 24 万年前まで活動したと考えられる（下司・竹内，2012）。その後、約 20 万年間の活動休止期を挟み、後期更新世の約 5 万年前から再び活動を開始している。約 50～24 万年前の火山と古期榛名火山と呼び、約 5 万年以降の火山を新期榛名火山と呼ぶ。地質図では、中期更新世の野殿層、古期火山扇状地堆積物の各地層が、古期榛名火山の活動に伴うものであり、白川火砕流堆積物・新期火山扇状地堆積物が、新期榛名火山の活動に伴うものである。

野殿層は、主に泥流堆積物からなり岩野谷丘陵北部や板鼻の近くに点在する。岩野谷丘陵に認められる野殿層は、標高 200 - 270m の起伏の緩やかな地形面を形成している。一方、深谷断層近傍でも標高 100m 付近で局地的に認められ、この高度差は深谷断層の活動の影響によるとみられる。野殿層の中部に含まれるテフラから、約 43 万年前のフィッシュントラック年代が得られている（野村・矢口，1993）。

古期火山扇状地堆積物は、安山岩質の火砕流堆積物や土石流堆積物からなる（下司・竹内，2012）。本層を覆うローム層中には阿蘇 1 テフ

ラ（25～27 万年前，町田・新井，2003），阿多鳥浜テフラに対比できるテフラが挟まっていることから（竹本ほか，1987；矢口，1999），それより古い時代の地層といえる。

新期榛名火山の噴火による白川火砕流堆積物は、榛名カルデラから噴出した、谷沿いでは厚さ 30m 以上の無層理の軽石流火山砂礫層である（新井，1962）。堆積年代は、広域テフラとの層序関係から約 5 万年前と推定される（下司・竹内，2012）。

新期榛名火山扇状地堆積物は、榛名山の主に東・南東山麓に発達し、この堆積物中には、総社砂層（早田，1990）や総社ラハール堆積物（新井・矢口，1994）なども含まれる。白川火砕流堆積物の上位に発達することから、約 5 万年から現在までにいたる地層である。

4-2-3. 前橋／高崎泥流堆積物

前橋泥流堆積物は、約 2 万 3000～4000 年前、浅間火山の黒斑山が崩壊して岩屑なだれが生じ、火山北麓の流れは吾妻川から利根川を通り、前橋から高崎まで広い範囲に堆積したものである（新井，1967；早川，1991）。現在でも、高崎市中心部の聖石橋から烏川の中州にある前橋泥

流堆積物の巨大な岩塊をみることができる。高崎市街地での前橋泥流堆積物の層厚は 15m 程度である（吉田，2004）。また，前橋泥流堆積物の上位には，高崎泥流堆積物（新井ほか，1993）あるいは井野川泥流堆積物（早田，1990）と呼ばれる泥流堆積物が認められている。発生源などの詳細は不明であるが，高崎市街地がのる台地上では，この泥流堆積物が前橋泥流堆積物の上位に約 5m の厚さで堆積している（吉田，2004）。

4-2-4. 段丘堆積物

段丘堆積物は，碓氷川沿いに広く発達している。これらの段丘面は，高度の違いから 5 面（H，I～IV 面）に区分されている（須貝，1992）。テ

フラ層序から H 面：30 万年前以前，I 面：25 万年前，II 面：15 万年前，III 面：5 万年前，IV 面：1.3～1 万年前にそれぞれ離水したものとされている（須貝，1992）。

5. 本図幅で認定した活断層及び推定活断層の解説

本章では，本図幅に図示した活断層の変動地形学的な特徴（断層の長さ，走向，変位様式など）や，活断層を認定した根拠について，深谷断層，磯部断層，鼻高地区の推定活断層群の順に述べる（図 7）。

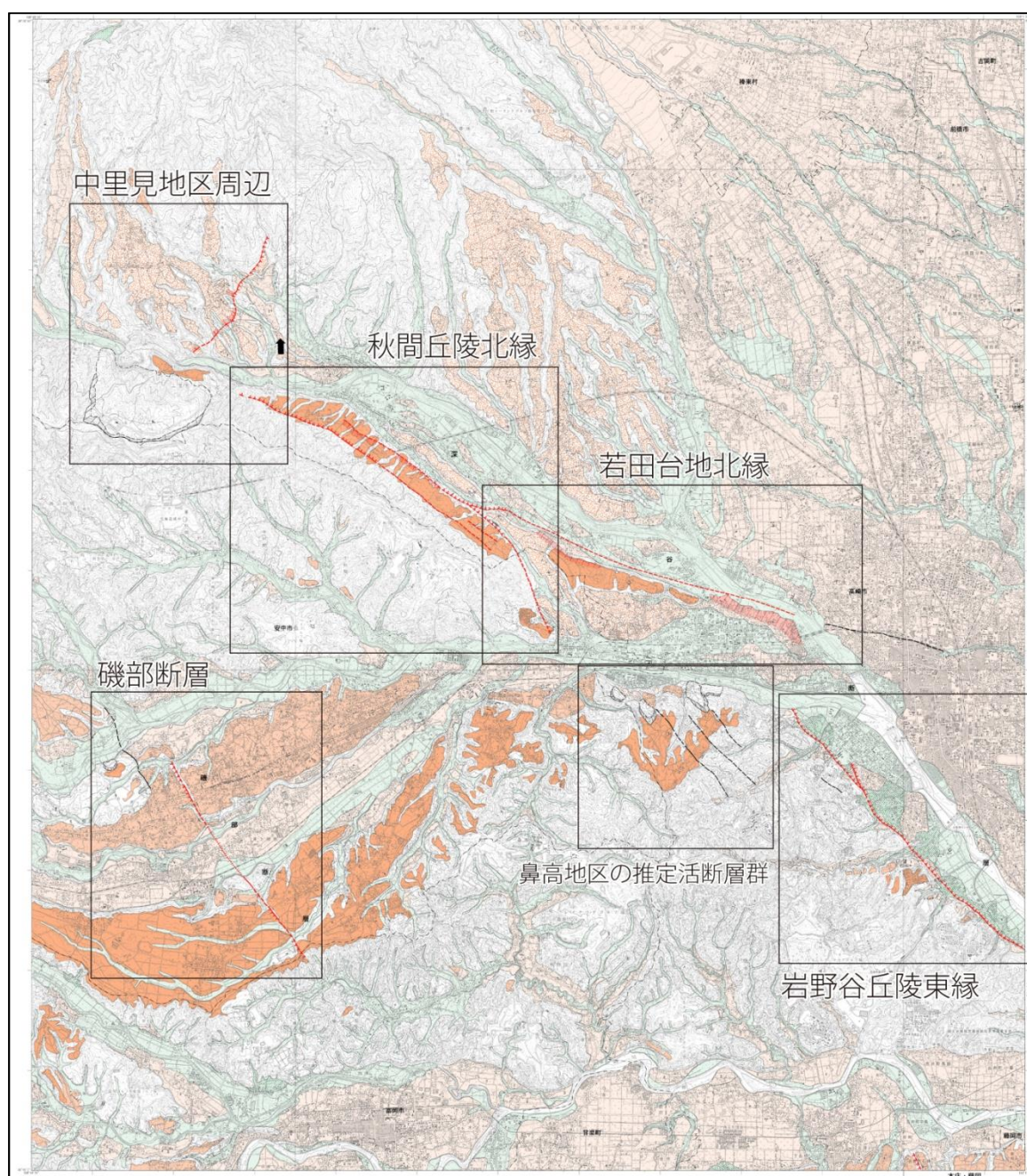


図 7 インデックスマップ

5-1. 深谷断層

本図幅の深谷断層は、連続性・走向の点から大きく3つに分けられる。南部から1)「本庄・藤岡」図幅より続く岩野谷丘陵東縁基部に沿う根小屋から乗附までの北西-南東走向の断層線、2) 秋間丘陵・若田台地の北縁基部の上豊岡から上里見までの東北東-西南西走向の断層線、3) 中里見周辺に認められる北北東-南南西走向の断層線である。以下、断層線ごとに解説を行うが、2)の上豊岡から上里見までの断層線は連続するものの、断層線が長いため、便宜上、若田台地北縁と秋間丘陵北縁にわけて解説する。

5-1-1. 岩野谷丘陵東縁

高崎市根小屋から乗附までの断層は、岩野谷丘陵東縁の基部に沿って認められ、北西-南東走向、南西側が隆起しており(図 8,9,10)、南西傾斜の断層面をもつ逆断層が想定される。

丘陵東縁は、烏川の流向と平行であるため烏川の側方浸食を受けており、明確に断層位置が特定できる地点は限られる。ただし、根小屋駅近くの Loc.1 では、岩野谷丘陵を開析する谷の出口に形成される小扇状地の扇央上に直線的な断層崖が認められる。根小屋周辺では、杉山ほか(2000)により、反射法地震探査が行われて

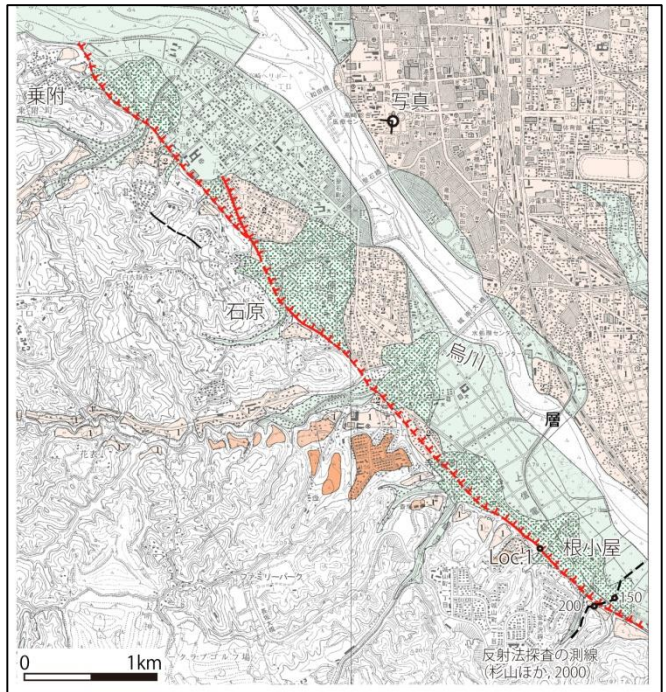


図 8 岩野谷丘陵東縁の活断層図

反射法地震探査の測線上の数字は、断面の地表位置を表す CMP 番号。

いる(図 1 参照)。断層線は、測線の CMP 番号の 200 付近であるが、探査結果もこのあたりを境として、南西側では急傾斜な地層、北東側では水平～緩傾斜な地層に変わっている。したがって、地下構造と地表での断層位置は、おおむね整合しているといえよう。



図 9 岩野谷丘陵東縁の深谷断層の写真

赤線は深谷断層のおおよその位置。矢印は秋間丘陵北縁に沿う断層の位置。丘陵頂部の平坦面は、野殿層の堆積面。高崎市役所(位置は図 8 に示す)展望ロビーから西方を撮影。著者撮影。



図 10 岩野谷丘陵東縁の深谷断層の写真 2

赤線は深谷断層のおおよその位置。高崎市役所(位置は図 8 に示す)展望ロビーから南方を撮影。著者撮影。

根小屋より東の断層線は、都市圏活断層図「藤岡・本庄」(後藤ほか, 2005)で示されており、深谷市まではほぼ連続している。一方、丘陵の北東端にあたる乗附より北については、断層変位を示す地形は認められなかった。

5-1-2. 若田台地北縁

下里見から剣崎までの若田台地(高位段丘面および白川火砕流堆積面)北縁と烏川低地の間は、西北西-東南東走向の直線的な崖で画されている(図 11)。この崖の直接の成因は、烏川の流向と平行することから、烏川の側方浸食と考えられる。ただし、いくつかの地点で、逆断層の上盤側で普遍的に生じる撓曲変形が認められることから、活断層はこの浸食崖より北部を通過していると推定した。b-b'断面(5mメッシュ(標高)データより作成)では高位段丘面が、c-c'断面(10mメッシュ(標高)データより作成)では白川火砕流堆積物が、それぞれ北に向かって撓んでいる構造が認められる(図 12)。

剣崎から上豊岡には低位段丘面が認められるが、段丘面の北半分は、北～北東に向かって傾斜がやや増しており、断層によって変形を受けた痕跡の可能性はある(5mメッシュ(標高)データより作成した a-a'断面)。低位段丘面の变形も、若田台地北縁の变形と同様に、逆断層における断層上盤側の变形としてみなせる。以上のことから、地表における断層線の位置は不明確ではあるが、西北西-東南東走向、西南西傾斜の断層面をもつ低角な逆断層が想定される。

断層の東延長については、烏川左岸の低位段丘上には明瞭な断層変位地形は認められない。ただし、空中写真判読によれば、この断層線の延長にあたる高崎台地上で、推定活断層で示した線より北側(上流側)がやや低くなっている

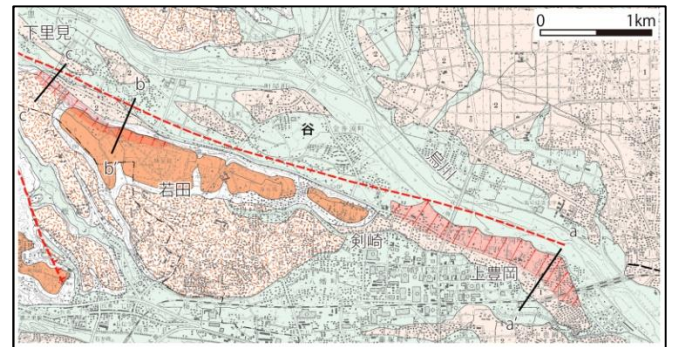


図 11 若田台地北縁の活断層図

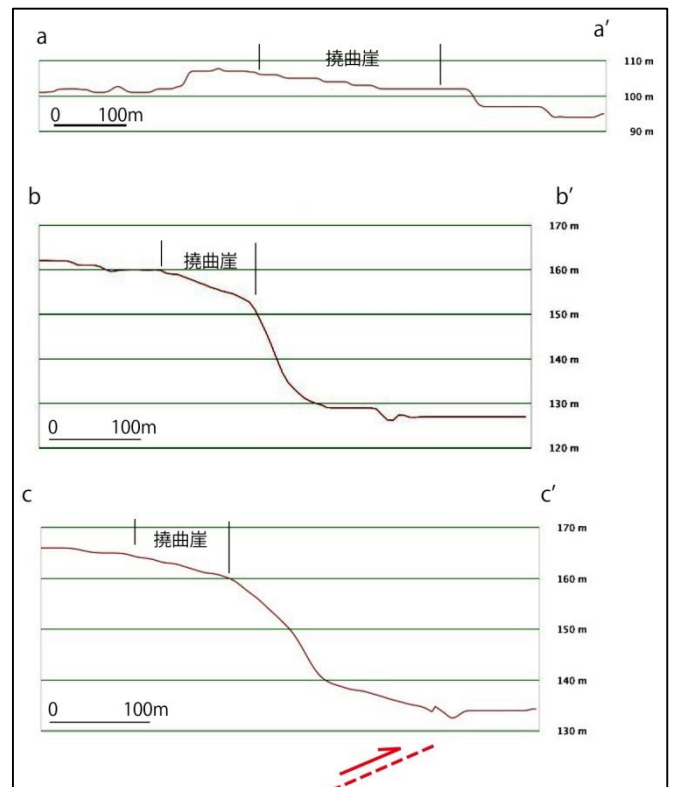


図 12 若田台地北縁の変位地形を横断する地形断面図 a-a', b-b' 断面は 5m メッシュ(標高)データ, c-c' 断面は 10m メッシュ(標高)データより作成。測線は図 11 に示す。著者作成。

ようにもみえる。しかし、この構造は断層活動に起因するものか、あるいは、単なる河川の浸食崖である可能性もある。成因を特定することは地形判読だけでは難しく、現段階では推定活断層としておく。また、図郭外になるが、推定活断層の東延長には、高崎台地が北東へ緩やかに傾斜している部分も認められる。この地形は、活断層の活動に伴う活構造である可能性もあるが、台地を開析する谷の浸食崖である可能性も十分に考えられる。今後、これらの地形の成因を解明するためには、高崎台地の地下構造を詳細に検討することが求められる。

5-1-3. 秋間丘陵北縁

秋間丘陵北縁では、北西-南東走向に平行する 2~4 本の断層線が認められる（図 13, 14, 15）。北東側の断層線は、下里見周辺で南東に開く 2 本に分岐し、一方は若田台地北縁に沿って、他方は、秋間丘陵の東麓沿いに沿って板鼻まで認められる。南西側の断層線は、北東側の断層線より 250 - 300m 離れて、下里見から上里見まで連続的に認められる。これらの断層線は、おおよそ南西側隆起の傾向を示し、高位段丘面上に撓曲崖や断層崖が存在することから活断層と認定した。

10m メッシュ DEM データから作成した e - e', f - f' 断面では、高位段丘面上に 2.8~6.6m の垂直変位が認められる（図 16）。ただし、秋間丘陵北縁の高位段丘面は、平坦な部分がほとんどなく、烏川に向かって傾斜した地形面をなしており、段丘面全体が撓曲変形を受けている可能性もあり、その場合には垂直変位量はさらに大きくなる。

上里見~中里見では、杉山ほか（2000）により、反射法地震探査が行われている（図 2 参照）。大局的に探査結果をみると、北へ傾斜した地層は、CMP 番号の 550 から 350 までであり、そ

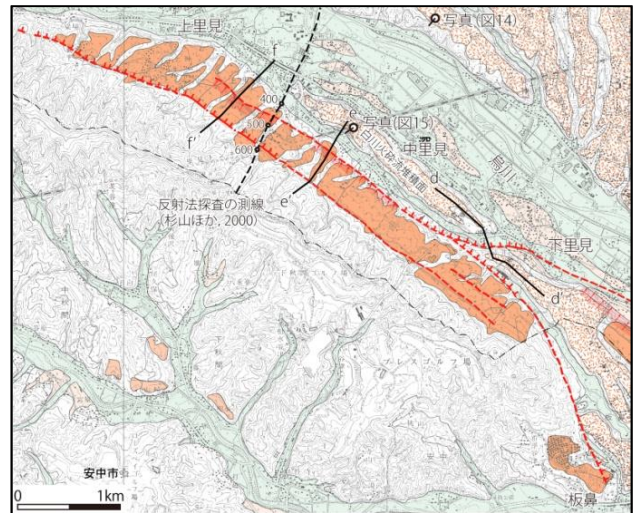


図 13 秋間丘陵北縁の活断層図

反射法地震探査の測線上の数字は、断面の地表位置を表す CMP 番号。

れより北側ではほぼ水平となっている。また CMP 番号 550 より南側では緩い北への傾斜あるいは上方へ膨らんでいる構造にもみえる。ここで、断層線の位置をみると、北東側と南西側の断層線は、それぞれ測線の CMP 番号の 450 付近と 600 付近にあたる。北東側の断層線および変位の向きと、その直下の探査断面の地層の層理面とは調和的であるが、急傾斜の地層がさらに北にも認められることから、別の断層線が北側にある可能性もある。一方、南西側の断層線および変位の向きと、その直下の探査断面の地層の層理面とは関連が認められない。

d - d' 断面（図 16）では、北東側の断層線を境に、下流側（南東側）の白川火砕流堆積面が約 7.0m 高くなっており、この高低差は断層変位によるものと考えられる。

以上の変位地形の特徴からは、秋間丘陵北縁沿いの活断層は、南西傾斜の断層面をもつ逆断層と推定される。横ずれ変位については不明である。



図 14 秋間丘陵北縁の深谷断層の写真 1

併走する 2 本の断層線の内、南西側の断層線を赤で示す。北東側の断層線は、手前にある白川火砕流堆積面があるため見えない。撮影位置は図 13 に示す。著者撮影。



図 15 秋間丘陵北縁の深谷断層の写真 2

併走する 2 本の断層線を赤で示す．北東側(手前側)の断層線より背後の梅林付近は撓曲変形している．高位置撮影装置により 5m 上から撮影．撮影位置は図 13 に示す．著者撮影．

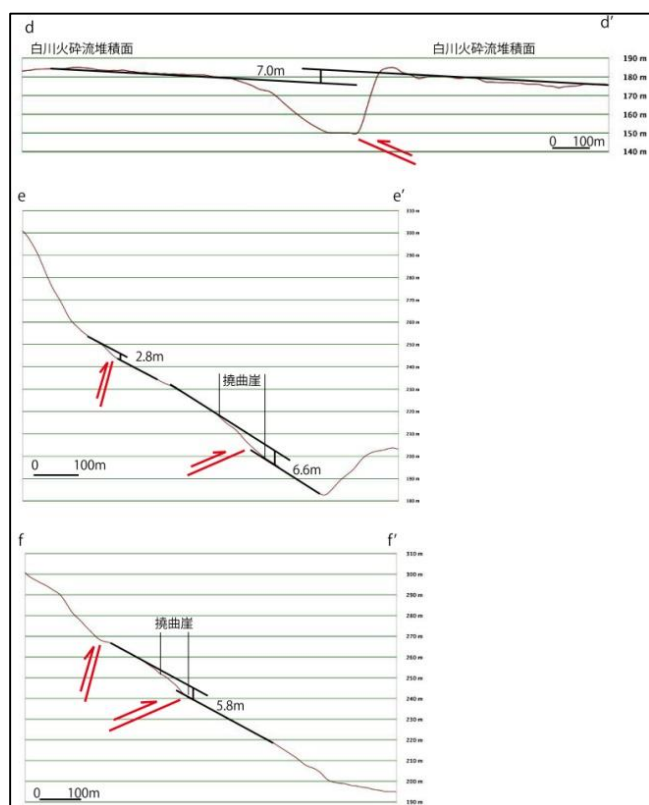


図 16 秋間丘陵北縁の活断層を横断する地形断面図
断面は 10m メッシュ (標高) データより作成．測線は図 13 に示す．

5-1-4. 中里見地区周辺

中里見地区周辺では，秋間丘陵北縁の断層線に対してほぼ直交する北北東-南南西走向，長さ約 2.5km，北北西側隆起の断層が認められる(図 17)．約 5 万年前に噴出した白川火砕流堆積物

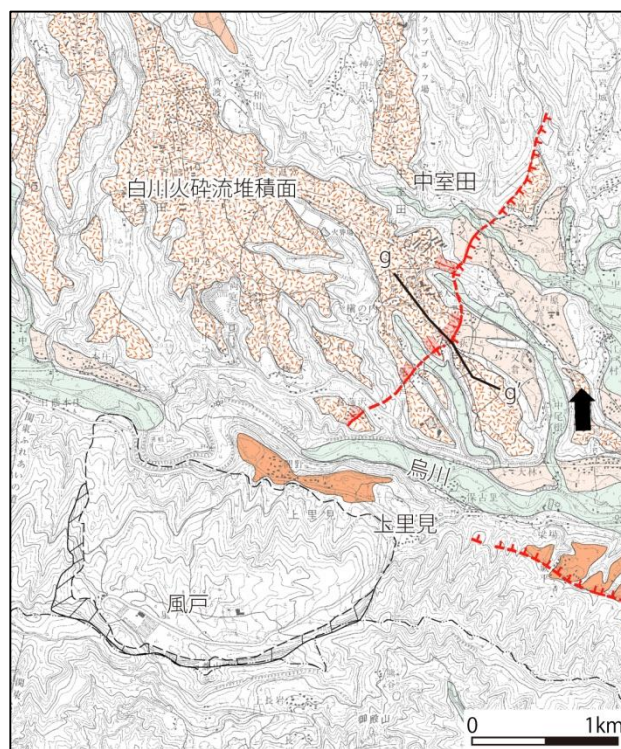


図 17 中里見地区周辺の活断層図

反射法地震探査の測線上の数字は，断面の地表位置を表す CMP 番号．

の堆積面上に，断層崖や撓曲崖があることを指標に活断層と認定した．10m メッシュ DEM データから撓曲崖を横切る g - g' 断面 (図 18) を作成すると，約 25.6m の垂直変位が確認できる．この値は，白川火砕流堆積物堆積以降にあたる 5 万年間の累積垂直変位量の可能性が高い．断層線が等高線に沿って湾曲していることや撓曲

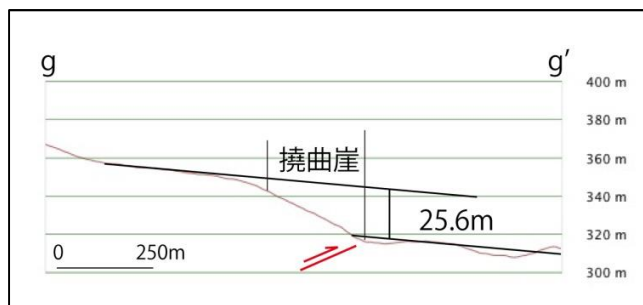


図 18 中里見地区周辺の活断層を横断する
地形断面図

断面は 10m メッシュ（標高）データより作成．測線は図 17 に示す．著者作成．

変形が認められることから，北北西傾斜の断層面をもつ逆断層と推定される．

断層線の南部は烏川左岸まで確認できるものの，それより南の延長となる烏川右岸については不明である．ただし，上里見から風見にかけての烏川右岸には，幅 2km にも及ぶ巨大な地すべりが存在する．深谷断層の走向が著しく変化する地点にこの地すべりが存在することは，この地すべりと断層運動には密接な関連があると推定される．断層線の北部は，古期榛名山扇状地堆積物面と白川火砕流堆積物の境界付近を通るものと推定される．それより北延長については明確な断層変位地形は確認できなかった．

5-2. 磯部断層

本断層は，碓氷川の流路方向に対してほぼ直交する北西-南東走向，長さ約 4.3km，北東側隆起の断層である（図 19，20）．活断層である地

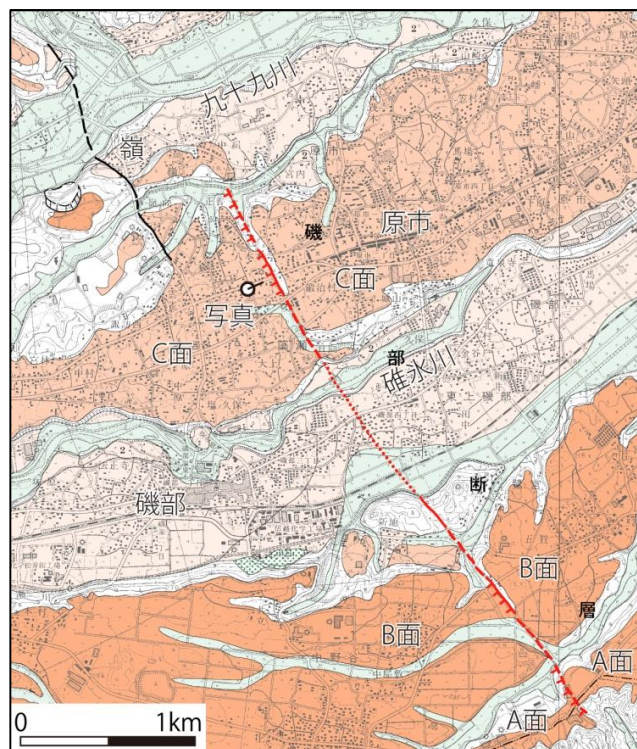


図 19 磯部断層の活断層図

形学的な証拠としては，過去の碓氷川の河床である河成段丘面上に断層崖があることである．図 19 の A 面，B 面，C 面は，碓氷川の段丘面であり，いずれの段丘面も碓氷川の河床勾配と同じく南西から北東に向かって低くなっている．A 面が最も高く，B，C 面の順に低くなり，高い段丘ほど古いので，これら 3 面の中では A 面が一番古く，C 面が最も新しい．なお，A 面は Sugai(1997)の H 面（約 30 万年前以前），B 面



図 20 磯部断層の逆向き断層崖

崖の高度差は約 6m．高位置撮影装置により高さ 5m 上から，北東にむかって撮影．撮影位置は図 19 に示す．著者撮影．

は Sugai(1997)の I 面(約 25 万年前), C 面は Sugai(1997)の II 面(約 15 万年前)と III 面(約 5 万年前) におおよそ対比される。

本断層がこれらの段丘面を横切る地点では、断層の北東側がいずれも高くなっている。このことは、段丘面の勾配とは逆向きに下流側が高くなっていることを意味し、この崖の成因を河川の働きでは説明することは難しく、活断層による変形が想定される。Sugai(1997)の断面測量によると、B 面の垂直変位量は 9.1m, C 面のそれは 6.2m となっている。これは、古い段丘面ほど変形量が大きいことを示し、この断層線上で繰り返し断層変位が生じていることを意味する。

なお、本断層では、横ずれ変位に関する積極的な地形学的な証拠は認められなかったが、本断層の断層線が直線的であることから、横ずれ変位をもつ可能性もある。

磯部断層の北端付近から約 500m 西には、北西-南東走向、東側低下の直線的な崖が、九十九川を越えて約 1.7km 続いており、推定活断層とした。

5-3. 鼻高地区の推定活断層群

鼻高地区には、碓氷川の河床から約 170～190m 高い位置に小起伏の地形面（図では高位段丘面）があり、野殿層の堆積面と見られる（図 21）。この地形面を横切る北東-南西走向の 3 本の線状構造（リニアメント）が認められる。リニアメント上では、リニアメントの走向に平行する細長い窪地が形成され、リニアメントの南西側の地形面がやや高くなっている（図 22）。最

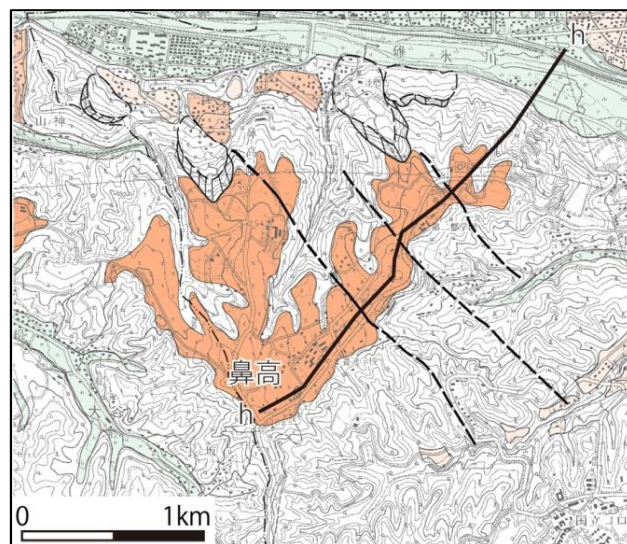


図 21 鼻高地区の推定活断層図

も北東のものから南西に向かって、リニアメントの長さは、それぞれ約 750m, 1.75km, 2km である。野殿層の形成年代が約 43 万年前と古いことや、変位が明瞭ではないことから、推定活断層とした。なお、野殿層は、榛名山側から流れてきたとされているものの、現在では、逆向きの北傾斜となっており、これは深谷断層の長期の断層運動の影響を受けた結果とみられる。

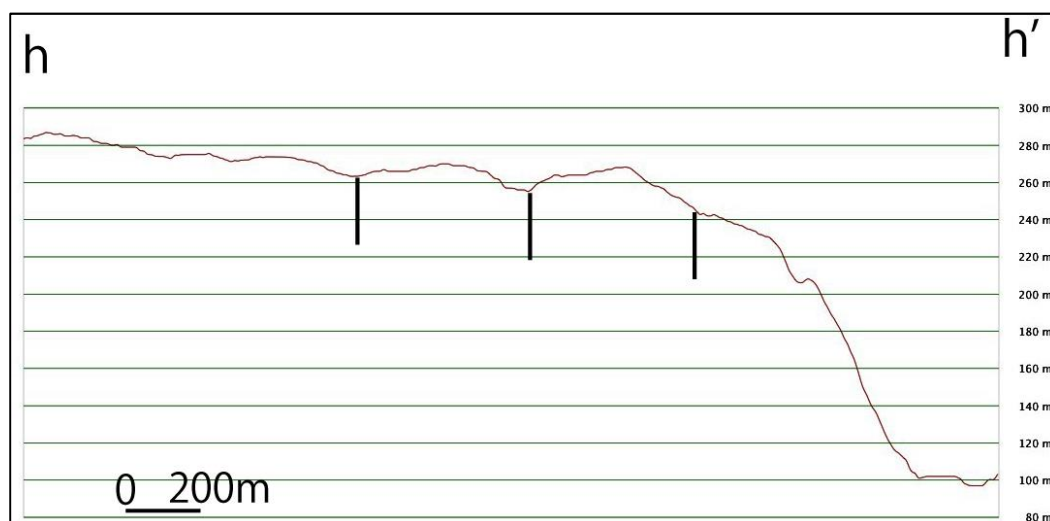


図 22 鼻高地区の推定活断層を横断する地形断面図

断面は 10m メッシュ（標高）データより作成。測線は図 21 に示す。著者作成。

6. 引用文献

- 秋間団体研究グループ (1971) : 群馬県安中市北部の新第三系. 地球科学, 25, 219-226.
- 新井雅之・矢口裕之 (1994) : 榛名火山の後期更新世末から完新世の噴火誌. 日本第四紀学会講演予稿集, 24, 174-175.
- 新井房夫 (1962) : 関東盆地北西部地域の第四紀編年. 群馬大学紀要自然科学編, 6, 1-79.
- 新井房夫 (1967) : 前橋泥流の噴出年代と岩宿 I 文化期. 地球科学, 21, 46-47.
- 貝塚爽平・松田磐余 (1982) : 首都圏の活構造・地形区分と関東地震の被害分布図 20 万分の 1. 内外地図株式会社.
- 貝塚爽平・松田時彦・町田 洋・松田磐余・菊地隆男・丸田英明・山崎晴雄・村田明美 (1977) : 首都圏の活構造. 東京都直下地震に関する調査研究 (その 4), 東京都防災会議, 165-220.
- 活断層研究会編 (1980) : 「日本の活断層一分布図と資料一」. 東京大学出版会, 363p.
- 活断層研究会編 (1991) : 「新編日本の活断層一分布図と資料一」. 東京大学出版会, 437p.
- 群馬県地質図作成委員会 (1999) : 「群馬県 10 万分の 1 地質図」内外地図株式会社, 114p.
- 後藤秀昭・中田 高・今泉俊文・池田安隆・越後智雄・澤 祥 (2005) : 1:25,000 都市圏活断層図「本庄・藤岡」. 国土地理院技術資料, D.1-No. 449, 国土地理院.
- 下司信夫・竹内圭史 (2012) : 榛名山地域の地質. 「地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)」. 産総研地質調査総合センター, 79p.
- 金子 稔・野村正弘 (1998) : 群馬県富岡・安中地域の原市層. 板鼻層最下部の有孔虫化石と古環境. 群馬県立自然史博物館研究報告集, 2, 57-66.
- 埼玉県 (1999) : 「平成 10 年度地震関係基礎調査交付金 関東平野北西縁断層帯 (深谷断層) に関する調査 成果報告書」. 102p.
- 埼玉県 (2000) : 「平成 11 年度地震関係基礎調査交付金 関東平野北西縁断層帯 (深谷断層) に関する調査 成果報告書」. 83p.
- 澤 祥・渡辺満久・八木浩司 (1996a) : 1:25,000 都市圏活断層図「深谷」. 国土地理院技術資料, D.1-No. 333, 国土地理院.
- 澤 祥・渡辺満久・八木浩司 (1996b) : 1:25,000 都市圏活断層図「熊谷」. 国土地理院技術資料, D.1-No. 333, 国土地理院.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005) : 関東平野北西縁断層帯の長期評価について.
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/05mar_kanto/
- 須貝俊彦 (1992) : 利根川支流, 碓氷川における中期更新世以降の河成段丘形成史. 地理学評論, 65, 339-353.
- Sugai T. (1997) Quaternary Movement of the Isobe fault, the Northwestern Margin of the Kanto Plain, Central Japan. 地形, 18, 131-137.
- 須貝俊彦 (1992) : 5-3. 関東平野北西部. 「日本の地形 4 関東・伊豆小笠原」東京大学出版会, 191-200.
- 須貝俊彦・水野清秀・杉山雄一 (2000) : 深度 145m ボーリング (GS-TK1) に基づく群馬県高崎市における深谷断層系の活動性評価. 地質調査所速報, no. EQ/00/2 (平成 11 年度活断層・古地震研究調査概要報告書), 61-76.
- 杉山雄一・佐竹健治・駒沢正夫・須貝俊彦・井村隆介・水野清秀・遠藤秀典・下川浩一・山崎晴雄・石田瑞穂・広島俊男・長谷川功・村田泰章 (1997) : 50 万分の 1 活構造図「東京」(第 2 版) 説明書. 活構造図 8, 地質調査所, 34p.
- 杉山雄一・水野清秀・須貝俊彦・伏島祐一郎・遠藤秀典・宮下由香里・山崎晴雄・山口和雄・伊藤久男 (2000) : 群馬県下における深谷断層系の反射法地震探査. 地質調査所速報, 平成 11 年度活断層・古地震研究調査概

- 要報告書, 43-59.
- 早田 勉(1990):第一章 群馬県の自然と風土. 群馬県史編さん委員会編「群馬県史 通史編1 原始古代1」, 37-129.
- 高橋雅紀(2008):3.2.1 富岡地域, 日本地質学会編「日本地方地質誌3 関東地方」, 135-143.
- 高橋雅紀・林 広樹(2004):群馬県富岡地域に分布する中新統の地質と複合年代層所. 地質学雑誌, 110, 175-194.
- 竹本弘幸・米澤 宏・由井将雄・小池一之(1987):中之条湖成層の層序とフィッシュ・トラック年代. 駒沢地理, 23, 93-108.
- 多田 堯(1983):関東平野の基盤構造と重力異常(2)ー活断層の地球物理学的研究ー. 地震第2輯, 36, 359-372.
- 野村 哲・矢口裕之(1993):火山地域における火砕流流域河川の地質学的研究. 河川整備基金助成事業報告書, 群馬県, 38p.
- 萩原幸男・長沢 工・井筒屋貞勝・小竹美子・大久保修平(1987):活断層の重力調査(2)ー関東山地北東縁における断層群の検出ー, 地震研究所彙報, 62, 311-327.
- 早川由紀夫(1991)火山で発生する流れとその堆積物-火砕流・サージ・ラハール・岩なだれ. 火山, 36, 357-370.
- 町田 洋・新井房夫(2003):「新編火山灰アトラス-日本列島とその周辺」. 東京大学出版会, 336p.
- 松田時彦(1974)東京付近の活断層について.「東京直下型地震に関する調査(その1)」. 東京都防災会議, 57-61.
- 松田時彦・山崎晴雄・金子史朗(1975):西関東の活断層.「東京直下型地震に関する調査(その2)」. 東京都防災会議, 75-108.
- 松田博幸(1975):磯部付近の活断層. 地理 20 (1), 116-117.
- 松田博幸・羽田野誠一・星埜由尚(1977):関東平野とその周辺の活断層と主要な構造的線状地形について. 地学雑誌, 86, 92-109.
- 水野清秀・須貝俊彦・杉山雄一(2000):群列ボーリングとトレンチ掘削による深谷断層系(群馬県域)の活動性調査. 地質調査所速報, no.EQ/00/2(平成11年度活断層・古地震研究調査概要報告書), 77-87.
- 水野清秀・須貝俊彦・杉山雄一・細矢卓志・黒澤秀樹・吉田英嗣(2001):群列ボーリングによる群馬県高崎市の深谷断層系の活動性調査. 活断層・古地震研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, No.1(2001年), 77-86.
- 水野清秀・伏島祐一郎・須貝俊彦・杉山雄一・細矢卓志・山崎晴雄(2002):埼玉県岡部町及び江南町における深谷断層系の活動履歴調査. 活断層・古地震研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, No.2(2002年), 25-40.
- 矢口裕之(1999):群馬県北西部のテフラとローム層の層序. 群馬県埋蔵文化財調査事業団研究紀要. 16, 61-89.
- 山口和雄・加藤直巳・横田俊之・横倉隆伸・木口 努(1996):反射法地震探査で見た埼玉県榑挽地域の地下構造. 地震第2輯, 49, 327-335.
- Yamazaki H. (1984): On the Relationships Between Active Faults and Basin-forming Movement. Geographical Report Tokyo Metropolitan Univ., 19, 67-78.
- 吉田英嗣(2004):浅間火山を起源とする泥流堆積物とその関東平野北西部の地形発達に与えた影響. 地理学評論, 77, 544-562.
- 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, 60p.

7. 使用空中写真・地形図および作成委員会

1) 使用空中写真・地形図

a. 空中写真

米軍 4 万 : M406, M407, M626-B

米軍 1 万 : R1847-A, R256-No1

国土地理院 2 万 : KT-64-7X

国土地理院 1 万 (カラー) : CKT-74-18, CKT-75-12

b. 地形図

1/2.5 万地形図

「高崎」: 渋川, 前橋, 高崎, 伊香保, 下室田, 榛名湖, 三ノ倉, 富岡, 松井田

2) 全国活断層帯情報整備検討委員会

a. 委員会の開催

第 1 回委員会 平成 24 年 8 月 31 日 (金) ダイヤ八重洲ロビル あすか会議室

第 2 回委員会 平成 24 年 12 月 14 日 (金) ダイヤ八重洲ロビル あすか会議室

第 3 回委員会 平成 25 年 2 月 22 日 (金) ダイヤ八重洲ロビル あすか会議室

b. 「関東平野北西縁断層帯とその周辺」の作成委員 (平成 24 年度)

図 名	氏 名	所 属
高崎	○熊原康博	群馬大学教育学部准教授
	石村大輔	千葉大学大学院理学研究科特任研究員
	石山達也	東京大学地震研究所地震予知研究センター助教
	岡田篤正	立命館大学グローバル・イノベーション研究機構教授
	宮内崇裕	千葉大学大学院理学研究科教授

○全体のとりまとめを担当した委員

c. 国土地理院

防災地理課長 関崎 憲一

課長補佐 倉田 一郎

技術専門員 小野 康・尾崎 豊彦

専門職 岩橋 純子

係長 湯本 景一

連絡先

国土地理院応用地理部防災地理課

〒305-0811 茨城県つくば市北郷 1 番

電話 : 029(864)1111 (代表)

この解説書を引用する場合の記載例

熊原康博 (2013) : 1:25,000 都市圏活断層図関東平野北西縁断層帯とその周辺「高崎」解説書. 国土地理院技術資料 D1-No.644, 19p.