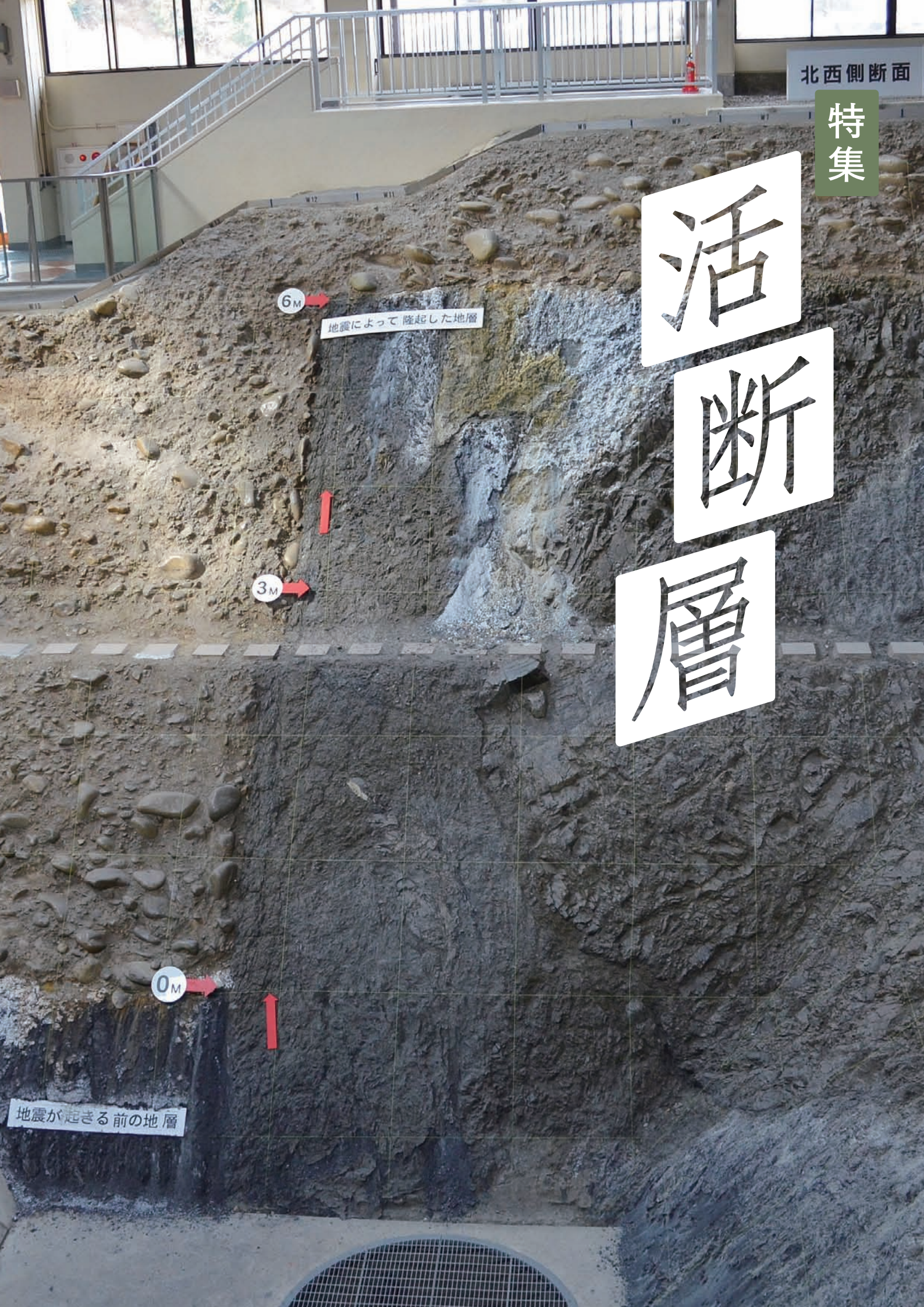


北西側断面

特集

# 活断層



6M

地震によって隆起した地層

3M

0M

地震が起きる前の地層

活断層

# 中部地方の活断層

産業技術総合研究所 活断層・火山研究部門 吾妻 崇

## 1.はじめに

東北日本と西南日本の間位置する中部地方は、過去から現在にかけて地殻変動が繰り返して起こってきたことにより地質構造が複雑になっている。この地域に分布する活断層の特性については、地域的な地質構造に大きく支配されている(図-1、図-2)。例えば、太平洋沿岸地域の地質構造は、南海トラフから駿河トラフにかけて分布しているプレートの沈み込み構造の影響を受けており、富士川河口付近ではプレート境界から分岐した大規模な活断層が分布している。一方、内陸の中部山岳地帯には、尾根や水系を屈曲させる横ずれ断層が分布している。これらの活断層が活動するときには大地震が発生し、中部地方でも被害や地表変位に関する記録がいくつかの地震について残されている。

以下では、中部地方に分布する活断層の特徴とそこから発生した大地震について、これまで実施されてきた調査や国の活断層評価に基づいて紹介する。

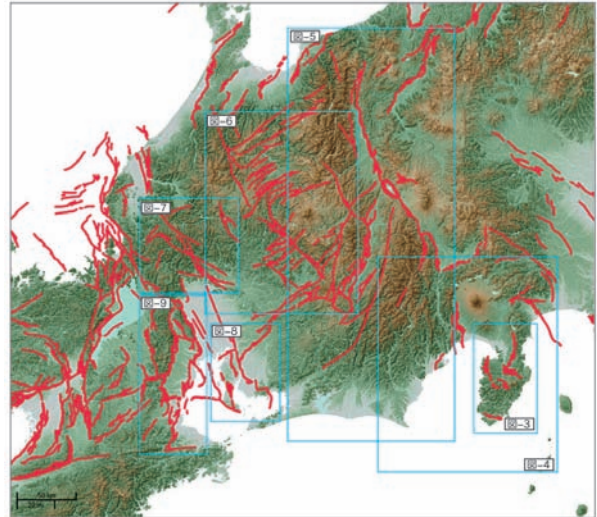


図-1 中部地方に分布する活断層  
産総研の活断層データベース ([https://gbank.gsj.jp/activefault/index\\_gmap.html](https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html)) の位置情報を「川だけ地形地図」の上に表示。水色の枠は図-3から図-9の範囲を示す。

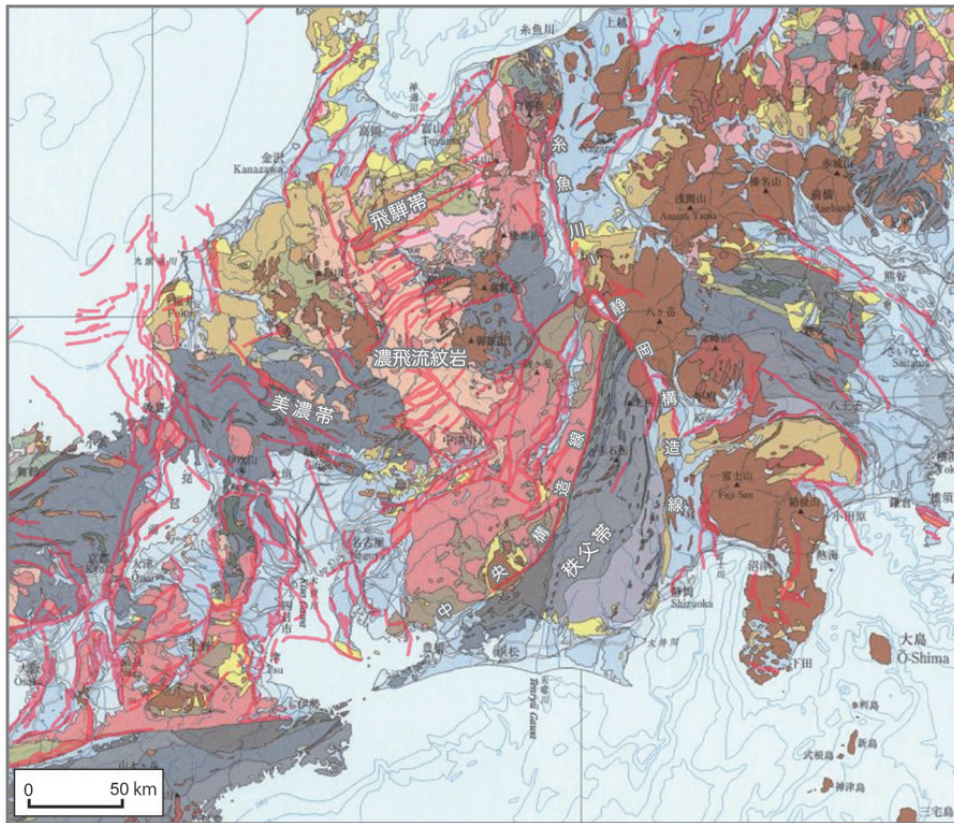


図-2 地質構造と活断層  
産総研の地質図Navi (<https://gbank.gsj.jp/geonavi/>) で活断層データベースの位置情報を200万分の1地質図(鹿野ほか, 2002)上に表示。

## 2.中部地方に分布する活断層

### 2.1 伊豆半島の活断層(図-3)

伊豆半島は、伊豆-小笠原弧の北端部に位置しており、半島内にはいくつかの火山が存在している。この半島では、20世紀に地表地震断層の出現を伴う地震が3回発生した記録がある。

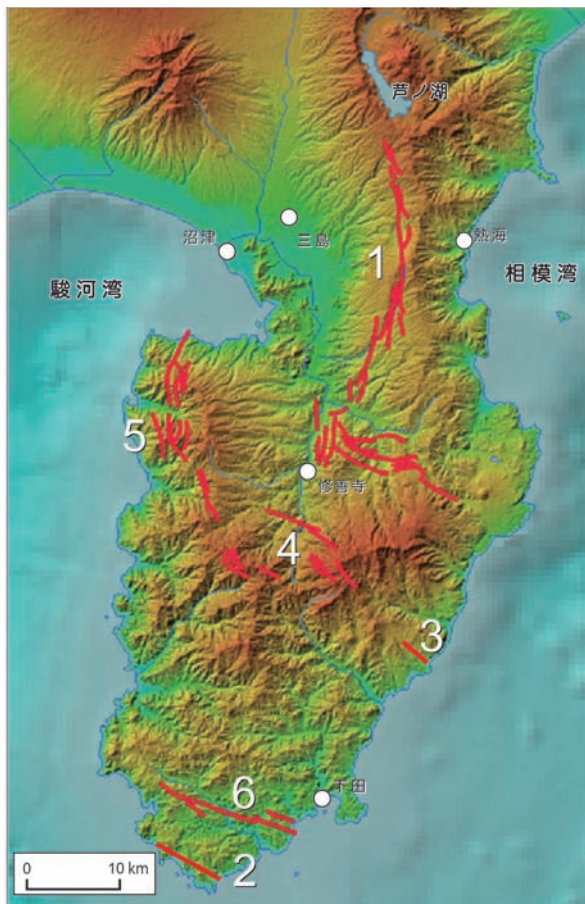


図-3 伊豆半島に分布する活断層  
産総研の活断層データベースの位置情報を国土地理院色別標高図の上に表示(以下、図-9まで同様にして作成)。ただし、2と3の赤線は別途追記した。

1. 北伊豆断層帯 2. 石廊崎断層(垣見ほか, 1977)
3. 稲取断層(小出ほか, 1978) 4. 水抜一与市坂断層
5. 達磨山断層群 6. 上賀茂断層

まず、1930年11月26日に発生した北伊豆地震(M7.3)の震源は、半島北部の箱根火山の南に位置する丹那断層である。この活断層は長さ約30kmにおよぶ南北走向の左横ずれ断層で、平均変位速度は約2m/千年、平均活動間隔は約1,400-1,500年と評価されている<sup>1)</sup>。1930年の北伊豆地震のときには、最大約2mの横ずれが生じた<sup>2)</sup>。この地震による被害は、静岡県と神奈川県を併せて、死者272名、全潰家屋2,165棟、半潰家屋5,516棟であった<sup>3)</sup>。左横ずれの地表変位を伴う主たる丹那断層の南東側には、右横ずれを伴う西北西-東南東走向の共役的な地表地震断層(姫之湯断層)が観察され

ている。北伊豆地震のときのずれの様子を観察することができる施設が、丹那断層公園と火雷神社に設置されている。ほぼ円形をした丹那盆地の南縁に位置する丹那断層公園には、石が並べられた溝や穴が断層のずれによって左横ずれした様子が再現されている(国指定の天然記念物:写真-1)。公園内には断層観察館が設置されており、基盤内にみられる断層の性状を観察することができる。丹那盆地の北に位置し、南北に長い形状をした田代盆地の西縁に位置する火雷神社では、地表地震断層の動きによって神社の鳥居と拝殿へ上がる階段がずれてしまった様子が保存されている(函南町指定の天然記念物:写真-2)。



写真-1 丹那断層公園(静岡県函南町)



写真-2 1930年北伊豆地震に伴う断層変位でずれた火雷神社の鳥居と石段(静岡県函南町)

1974年5月9日に発生したM6.9の伊豆半島沖地震の震源は海域に位置するが、この地震に伴って伊豆半島南端部に位置する石廊崎断層が活動した。石廊崎断層は伊豆半島の南端にあたる石廊崎付近を通過する活断層で、陸上で確認できる長さは約8kmである。地震に伴って最大約40cmの右横ずれが生じたことが観察された<sup>4)</sup>。

1978年1月14日に発生した伊豆大島近海の地震(M7.0)では、半島東岸の稲取周辺で地表地震断層が出現

した。この地震による主な被害は、死者25名、全壊家屋96棟、半壊家屋616棟であった。地表地震断層は、稲取断層および大峰山断層に沿って長さ約3kmにわたって認められ、最大変位は右横ずれが約1mであった<sup>5)</sup>。そのほか、稲取北方の浅間山や西方の根木の田において、副次的な断層変位が認められている<sup>6)</sup>。

## 2.2 プレート境界からの分岐断層(図-4)

伊豆衝突帯の西側に位置する富士川河口断層帯は、駿河トラフによって示される沈み込みプレート境界からの分岐断層と考えられている。この活断層は、走向がほぼ南北で、陸上で確認されている長さは約20kmである。活断層の活動性を示す平均変位速度が7m/千年程度と国内の活断層としては非常に高く、地震時に発生するずれの量は10m程度に達する可能性があると評価されている<sup>7)</sup>。しかし、それだけ大きな断層変位を示す地質学的な証拠はまだ確認されておらず、プレート境界で発生する地震との関係も含めて、活動様式や近い将来における活動の可能性について議論と調査が必要である。いずれにせよ、この活断層は、東海道新幹線や東名高速道路といった主要な交通網を横切っているため、断層変位に関する事前の評価と対策が必要である。

プレート境界からの分岐断層のうちで陸上に現れているものはごく一部であり、駿河湾や遠州灘の海底には多くの活断層が分布している。それらの中には非常に長く連続しており、大地震を発生させる可能性があるものがある。

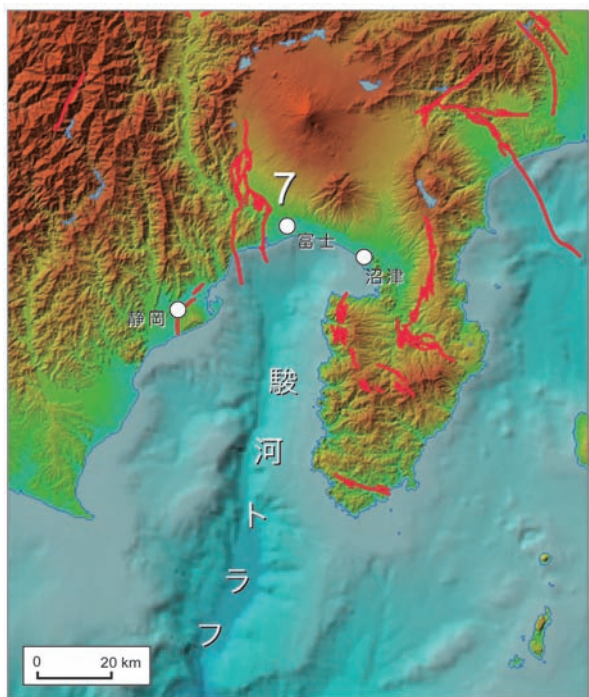


図-4 プレート境界周辺に分布する活断層  
7. 富士川河口断層帯

## 2.3 大規模な地質構造線に沿った活断層(図-5)

中部地方には、糸魚川-静岡構造線と中央構造線という2つの顕著な構造線が走っている。それらの構造線は、一部が活断層として将来活動する可能性があると考えられている。以下では、これらの2つの構造線に沿った活断層の特徴を記載する。

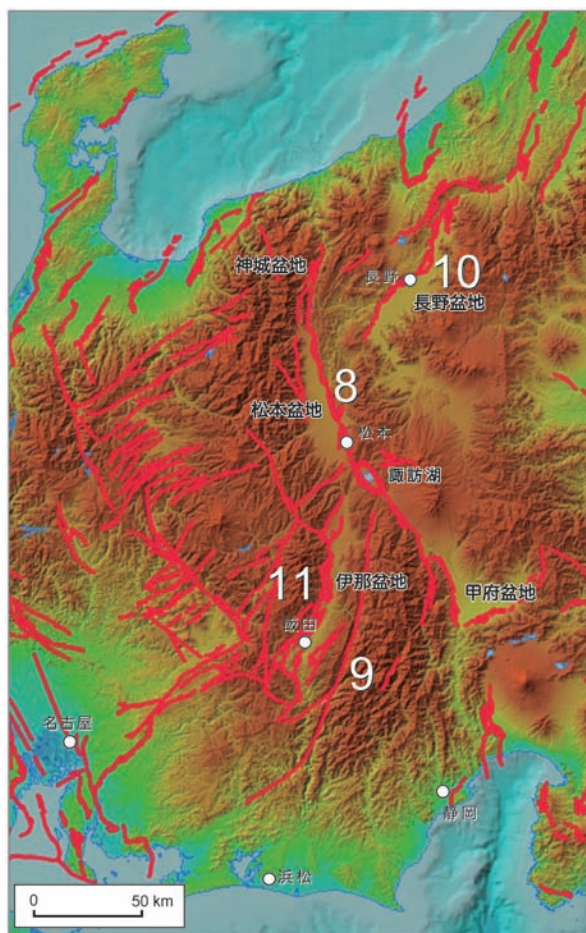


図-5 地質構造境界および盆地縁に分布する活断層  
8. 糸魚川-静岡構造線断層帯 9. 中央構造線  
10. 長野盆地西縁断層帯 11. 伊那谷断層帯

### (1) 糸魚川-静岡構造線

糸魚川-静岡構造線は、新潟県の日本海岸から静岡県の太平洋沿岸に達する構造線である。これらのうち、長野県の神城盆地北方から山梨県の甲府盆地西縁までの区間が活断層であると評価されており、活断層としての区間は総延長が約150kmに及ぶ<sup>8)</sup>。地質構造および活断層の活動様式の違いにより、糸魚川-静岡構造線に沿った活断層は北部、中北部、中南部、南部の4区間に大きく区分される。

北部区間は長野県神城盆地北方から松本盆地付近に至る区間であり、東傾斜の逆断層成分を伴った活断層である。平均変位速度は、上下成分が1~3m/千年程度と算

出されている<sup>8)</sup>。この区間の最北部で、2014年11月22日にM6.7の地震が発生し、長さ約11kmにわたって地表地震断層が出現した。最大変位量は約1mであり、東側が隆起するセンスで左横ずれを伴っていた(写真-3)。この区間では、最大M7.8の地震が発生する可能性があると考えられていたが、2014年の地震はその規模よりかはるかに小さかった。そのため、この地震は糸魚川-静岡構造線の北部区間が持つ固有の地震ではなく、その活動間隔などに大きな影響を与えるものではないと考えられる。一方で、地震発生後に行われた古地震トレンチ調査では、約300年前にも今回と同規模の地表変位を伴う断層活動があったことが確認されている。このことから、この北部区間の活動様式が、従来から評価されていた「1,000年程度の間隔で地震発生時に3~4m程度の変位を伴う」のか、「300年程度の間隔で地震発生時に1m程度の変位を伴う」活動が頻繁に起こっているのか、あるいは両者が組み合わさるように断層活動が発生しているのか、いくつかの考え方が生じる。これまで行われてきた活断層の長期評価では、防災上の安全確保の観点から大きめの地震を想定することが中心であったが、そのことは同時に地震発生頻度を低く見積もることになり、活断層に近接する地域の確率論的な地震ハザードの観点からは過小評価を導くことになる。断層活動の繰り返しモデルにおいては、単一規模の地震像だけを考えるだけでなく、様々な規模の地震が起こることを念頭においたモデル構築が今後の課題となる。



写真-3 2014年長野県北部の地震で出現した地表地震断層 (長野県白馬村)

中北部区間は、松本盆地の明科付近から諏訪湖西岸を経て茅野市付近に至る区間であり、横ずれ変位を主体とする活断層で構成される。平均変位速度は、左横ずれ成分が9m/千年、上下成分が1-2m/千年程度と算出されている<sup>9)</sup>。この区間では、トレンチ調査によって過去6回の活動履歴が求められており、平均活動間隔は約600-800年と非常に短い。最新活動時期は西暦762年もしくは841年の歴史地震であると考えられており、近い将来に

活動する可能性が非常に高い活断層の一つである。

中南部区間は、長野県岡谷市付近から諏訪湖の東岸を経て山梨県北杜市の小淵沢付近に至る区間である。平均変位速度は、左横ずれ成分が5-6m/千年程度、上下成分が2-3m/千年程度と算出されている<sup>8)</sup>。この区間においてもトレンチ調査によって過去6回の活動履歴が求められているが、平均活動間隔は約1,300-1,500年であり、中北部区間と比べてやや長い。最新活動時期は中北部区間と同じ歴史地震であると考えられているので、この区間も近い将来に活動する可能性が非常に高い活断層の一つである。

南部区間は、山梨県北杜市から甲府盆地の西縁を経て山梨県早川町に至る区間であり、西側隆起の逆断層変位を主体とする。平均変位速度は、上下成分が1m/千年程度と算出されている<sup>8)</sup>。甲府盆地西縁の市ノ瀬台地では、段丘面が東へ傾き下がる撓曲変形が顕著である。トレンチ調査の結果から、過去2回の断層活動が認められており、最新活動時期は約2,500年前以降-約1,400年前以前、平均活動間隔は約4,600-6,700年と推定されている<sup>9)</sup>。なお、国の天然記念物に指定にされている山梨県早川町にある新倉の断層露頭は、活断層としての糸魚川-静岡構造線活断層帯よりも西側に位置している。

## (2) 中央構造線

中央構造線は、西南日本の外帯と内帯の境界としてよく知られている構造線であり、地質学的には三波川帯と領家帯との境界を成している。その境界は糸魚川-静岡構造線を越えて東北日本まで伸びているが、西南日本と比べると地形的には明瞭ではないし、活構造ではない。この構造線は四国や紀伊半島西部までは活断層であるが、紀伊半島東部以東では活断層であることを示す証拠はあまり見つかっていない。長野県の一部では活断層とされている区間があるが、平均変位速度は不明である。長野県大鹿村に位置する安康露頭と北川露頭は、2013年に国の天然記念物に指定された。

## 2.4 内陸盆地を縁取る活断層(図-5)

第四紀における断層運動は、山地と盆地という地形の分化に貢献してきた。活断層によって縁取られる中部地方の内陸盆地としては、長野盆地と伊那盆地が挙げられる。

### (1) 長野盆地

長野盆地から飯山盆地にかけて、盆地の西縁に沿って長さ約30kmにわたって西傾斜の逆断層が走っている。平均変位速度は2m/千年前後で、平均活動間隔は800-2,500年程度と算出されている<sup>9)</sup>。この断層は1847年に発生した善光寺地震(M7.4)の震源断層であり、地震発生時に地表に変位が生じたことを記した歴史記録も確認されている。長野市の市街地からみて南西方の小松原

地区では、南北走向の断層崖(写真-4)の麓に地表地震断層に関する説明板が設置されている。



写真-4 長野盆地西縁断層帯(小松原断層)の断層崖  
(長野県長野市)

## (2)伊那盆地

伊那盆地の西縁には、長さ約80kmに及び伊那谷断層帯が存在する。2条の活断層が並走しており、いずれも西側隆起の逆断層である。平均変位速度はおよそ1-2m/千年で、平均活動間隔は約5,200-6,400年と算出されている<sup>10)</sup>。トレンチ調査等によってこの活断層の最新活動時期は14世紀以後-18世紀以前と評価されているので、近い将来に活動する可能性は非常に小さいと考えられているが、この断層活動に対応する歴史地震は知られていない。また伊那盆地の南部よりもさらに南方には、川路・竜岡断層、下伊那竜西断層、新野断層が分布するが、これらの活断層の活動履歴等に関する詳細についてはまだ不明である。

## 2.5 中部山岳地帯の活断層(図-6)

長野県南部から岐阜県にかけての中部山岳地帯には、木曾山脈、飛騨山脈、両白山脈がそびえ、標高2,000mを超える山々が連なる。これらの山岳地帯には、飛騨帯や濃飛流紋岩といった地質が分布している。この地域に分布する活断層は主に横ずれ断層であり、北東-南西走向の右横ずれ断層(牛首断層、跡津川断層など)と北西-南東走向の左横ずれ断層(阿寺断層、御母衣断層など)に大きく分けられる。これらの活断層のうち、跡津川断層と阿寺断層については、歴史地震との関係が論じられている。

### (1)境峠・神谷断層帯

木曾山脈の北部に位置する北西-南東走向の活断層で、長さは約50kmである。左横ずれを主体とするが、平均変位速度は不明である。松本市奈川ソグラ沢で掘削されたトレンチ調査によって、最新活動時期が約4,900年前以降-約2,500年前以前、その前の活動は約7,700年前以降-約4,600年前以前であったことが確認された<sup>11), 12), 13), 14)</sup>。

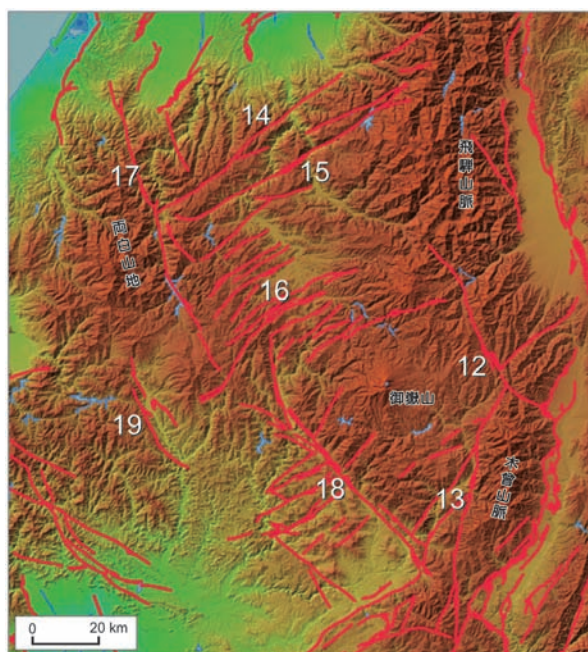


図-6 中部山岳地帯に分布する活断層

- 12. 境峠・神谷断層帯
- 13. 木曾山脈西縁断層帯
- 14. 牛首断層帯
- 15. 跡津川断層帯
- 16. 高山・大原断層帯
- 17. 庄川断層帯
- 18. 阿寺断層帯
- 19. 長良川上流断層帯

### (2)木曾山脈西縁断層帯

木曾山脈の西縁に沿って北北東-南南西走向の活断層が分布する。この断層帯は、上松断層と馬籠峠断層からなる主部のほか、清内路峠断層と神坂神社断層からなる区間とに区分される。いずれの区間も右横ずれの変位を主体とする高角な断層であるが、主部の北半部では上下変位が顕著であり、断層面は東へ傾斜していることが報告されている。平均変位速度は断層帯主部の北部について約0.4m/千年と算出されている<sup>15)</sup>。断層帯の南部および清内路峠断層を含む区間については、平均変位速度を含め、詳細な活動様式はまだわかっていない。

### (3)牛首断層帯

牛首断層は飛騨高地の北部、岐阜県と富山県の県境付近に位置する長さ約54kmの活断層である。走向は東北東-西南西であり、右横ずれを示す。活動度はA-B級と推定されているが、平均変位速度は求められていない<sup>16)</sup>。トレンチ調査等により、過去3回の断層活動時期が明らかにされており、最新活動時期は11世紀以後-12世紀以前であり、平均活動間隔は約5,000-7,100年と算出されている。

### (4)跡津川断層帯

跡津川断層は牛首断層の南側に平行して走る長さ約60kmの活断層であり、1858年に発生した飛越地震の震源断層と考えられている。露頭で観察される断層面は

高角であり(写真-5)、断層トレースは直線的で、その多くの部分は河川に沿っている。平均変位速度は2-3m/千年と算出されている<sup>17)</sup>。宮川地区で掘削されたトレンチ調査では、複数回の断層活動が認められており<sup>18), 19)</sup>、最新活動の年代は飛越地震の発生年代と矛盾しない。平均活動間隔は2,300-2,700年と算出されている。跡津川断層東部の真川地点にある断層露頭は、国の天然記念物に指定されている。



写真-5 跡津川断層の断層露頭  
(岐阜県飛騨市)

#### (5) 高山・大原断層帯

高山・大原断層帯は、跡津川断層の南側に位置する東北東-西南西走向の右横ずれ断層の集まりであり、夏厩断層、滝ヶ洞断層、三尾断層、牧ヶ洞断層からなる国府断層帯、江名子断層、源氏岳断層、ヌクイ谷断層、宮川断層、大原断層、宮峠断層からなる高山断層帯、猪之鼻断層、小坂断層からなる猪之鼻断層帯に区分される<sup>20)</sup>。いずれも右横ずれを主体とする活断層であり、平均変位速度は最も高いもので概ね1m/千年と算出されている。これらの活断層について、断層活動が発生した時期についてはよく分かっていない。

#### (6) 庄川断層帯

庄川断層帯は、石川県から富山県を経て、岐阜県西部に至る長さ約67kmの断層帯である。この断層帯を構成する加須良断層、森茂断層、白川断層、三尾河断層はいずれも左横ずれを主体とする北北西-南南東走向の活断層である。この活断層は、1586年の天正地震の震源断層であった可能性があると考えられている。トレンチ調査で得られた最新活動時期は、11世紀以降-16世紀以前であり<sup>21)</sup>、天正地震の際に活動したと矛盾しない。平均活動間隔は、約3,600-6,900年と算出されている。活動度はB級と評価されているが、平均変位速度は不明である。

#### (7) 阿寺断層帯

阿寺断層帯は庄川断層帯の南東側に位置する活断層帯で、阿寺断層、小和知断層、下呂断層、湯ヶ峰断層、萩原断層などで構成される。走向は北西-南東であり、北部では南北に近くなる。断層帯南部における平均変位速度は、左ずれ成分で4-2m/千年と算出されている<sup>22)</sup>。阿寺断層の中央付近の付知地点では、河川に対して逆向きの断層崖(写真-6)が連続しており、付近には阿寺断層に関する説明板が設置されている。木曾川に面した坂下地区は、河成段丘に上下ずれ変位の累積が、段丘崖に左横ずれ変位の累積がそれぞれ認められ、早い時期から活断層研究の模式的な地点として知られていた<sup>23)</sup>。この断層帯の南部は、1586年に発生した天正地震の震源断層であったと考えられている。なお、阿寺断層の北方で1984年9月14日に長野県西部地震(M6.8)が発生している。この地震の震源は浅い(約2km)が、地表地震断層は出現しなかった。



写真-6 阿寺断層付知地点の断層崖  
(岐阜県中津川市)

#### (8) 長良川上流断層帯

長良川上流断層帯は、岐阜県郡上市に分布する断層帯であり、八幡断層、二日町断層、那留断層、大野断層から構成される<sup>24)</sup>。これらの活断層はいずれも北北西-南南東走向で、左横ずれが卓越する。この断層帯の活動履歴に関する情報は得られていない。

### 2.6 美濃帯に分布する活断層(図-7)

美濃帯は、岐阜県南部に分布するジュラ紀の付加体で構成される地質構造区である。付加体の地質境界は断層であり、その一部は現在の応力場においても活動する可能性があり、河川の屈曲や段丘面を変位させる崖地形の存在などから活断層として認められている。

美濃帯に分布する活断層のなかで最も顕著であり、過去に地震に伴って活動したことが記録されているのが濃尾断層帯の活断層である。この濃尾断層帯は、1891年

10月1日に発生したM8.0の濃尾地震の震源断層である。そのときの地表地震断層は、岐阜県関市付近から能郷白山付近に向かって北西方に約80kmにわたって出現した<sup>25)</sup>。根尾谷断層に加えて、温見断層、梅原断層、三田洞断層が、この地震のときに活動した。断層上における地表の変位は、水鳥と金原において最大で約8mに達した。断層面は高角であり(写真-7)、左横ずれが主たる変位である。水鳥の断層崖は国の天然記念物に指定されており、断層崖上に建てられた「根尾谷断層観察館」では館内で保存されたトレンチを観察できるほか、1891年濃尾地震に関する様々な情報を知ることができる。

根尾谷断層系の周辺には、この断層系と斜交して分布するいくつかの活断層(武儀川断層、揖斐川断層)が分布している<sup>26)</sup>。いずれも根尾谷断層と同様に左横ずれを主体とする活断層であるが、平均変位速度を含めて詳細な

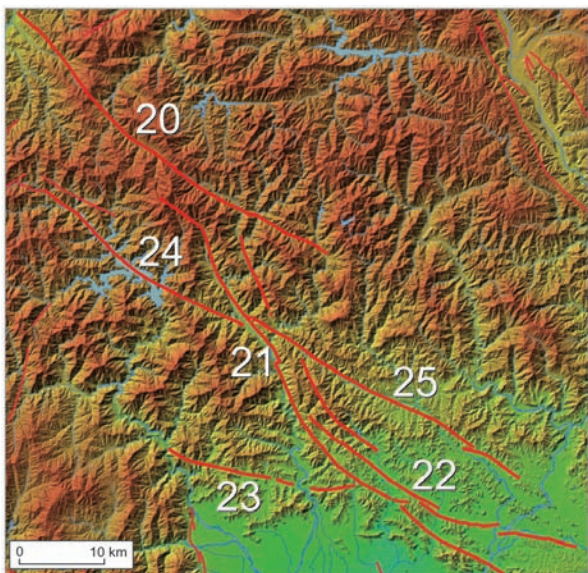


図-7 美濃帯に分布する活断層  
 20. 温見断層 21. 根尾谷断層 22. 梅原断層  
 23. 三田洞断層 24. 揖斐川断層  
 25. 武儀川断層



写真-7 根尾谷断層の断層露頭  
 (岐阜県本巣市)

活動様式や活動履歴については不明な点が多い。

また、岐阜県南部から滋賀県へと抜ける関ヶ原付近には、柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯<sup>27)</sup>と呼ばれる主要な活断層帯が存在する。この活断層帯は、滋賀県からさらに北に向かって福井県の沖合まで続く区間が連動して大地震を起こす可能性があるとして評価されており、全体の長さは約100 kmに及ぶ。

## 2.7 愛知県東部の活断層(図-8)

愛知県東部の地域には、ほかの地域よりも新しい新第三系の堆積岩や第四紀の段丘堆積物が広く分布する。恵那山断層や猿投山・境川断層は、これらの比較的年代が新しい堆積岩と白亜紀の花崗岩との境界をなす北東-南西走向の活断層である。恵那山断層から猿投山北断層へかけての区間の平均変位速度は0.2-0.4m/千年、猿投-境川断層、大府断層を含む区間の平均変位速度は約0.1m/千年と算出されている<sup>28)</sup>。名古屋市街地から南へ伸びる加木屋断層、大府断層、高浜撓曲は、第四紀層の分布域を走る活断層であり、地下では新第三系(常滑層群)や中期更新世の地層(加木屋層)を急傾斜させている。ただし、これらの活断層が最近活動した時期など、活断層の活動特性に関する詳しいことはまだ分かっていない。知多半島には分布する活断層(本宮山撓曲など)は、いずれも長さが短く、地表付近で観察される地層の変形は断層ではなく、撓曲である。これらの活断層に関する詳細は、まだ分かっていない。

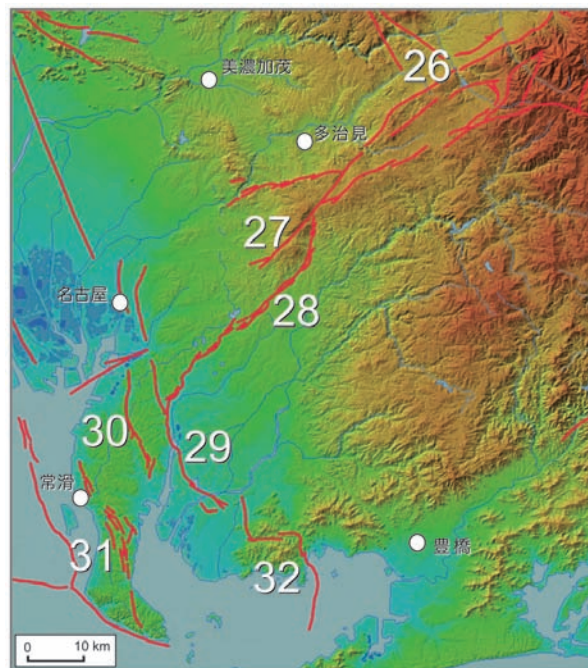


図-8 愛知県東部に分布する活断層  
 26. 恵那山断層 27. 猿投山北断層  
 28. 猿投山・境川断層 29. 大府断層-高浜撓曲  
 30. 加木屋断層 31. 本宮山撓曲ほか  
 32. 深溝断層



高浜撓曲の南東側に分布する横須賀断層と深溝断層は、1945年1月13日に発生したM6.8の三河地震の震源断層である。三河地震は1944年12月に発生した東南海地震の約1か月後に発生しており、戦時中であったことから、当時はその状況があまり知らされていなかった。M6クラスの中規模地震ではあるが、死者数は1,961人に及ぶ<sup>3)</sup>。地表地震断層の分布は、西尾市志籠谷町付近から幸田町深溝を経て蒲郡市形原町付近を通過し、三河湾内まで確認されており、長さは約28kmとされている<sup>29)</sup>、<sup>30)</sup>。この活断層は、愛知県指定の天然記念物になっており、幸田町深溝地区に観察施設が設置されているほか、蒲郡市一色町狭間にある宗徳寺で当時の地割れ(蒲郡市指定の天然記念物)が保存されている(写真-8、写真-9)。



写真-8 1945年三河地震の際に深溝断層に沿って生じた地割れ跡(愛知県蒲郡市)

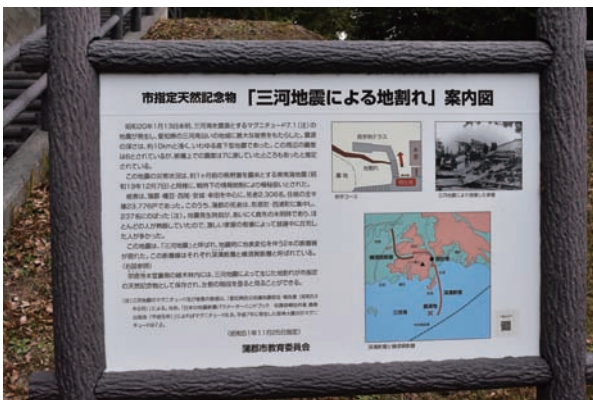


写真-9 1945年三河地震と深溝断層に関する説明板(愛知県蒲郡市)

## 2.8 鈴鹿山地・布引山地の隆起に関係した活断層(図-9)

中部地方と近畿地方の境界には、鈴鹿山地と布引山地が南北に伸びている。これらの山地の東縁には、西傾斜の逆断層が走っており、山地の隆起に関係があると考えられている。また、山地東縁よりも東側の平野内にも、段丘面を変位させる西側隆起の逆断層が分布する。

### (1) 鈴鹿東縁断層帯

岐阜県の関ヶ原市付近から三重県の亀山市付近まで、鈴鹿山地の東縁に沿って、西側隆起の変位地形が段丘面上に認められる。長さは約47kmに達するが、そのうちの一部は約30万年前以降には活動の痕跡がみられない。約30万年前以降に動いた区間の長さは約35kmである<sup>31)</sup>。平均変位速度は上下成分で0.2-0.3m/千年程度と算出されている。

### (2) 養老-桑名-四日市断層帯

養老山地の東縁に沿って認められる西側隆起の活断層は、そのまま南へ伸びていき、四日市断層、桑名断層に連続する。この断層は、鈴鹿山地東縁を限る断層から派生した断層と考えられており、後期更新世における活動に関してはこちらの断層帯の方が活発である。平均変位

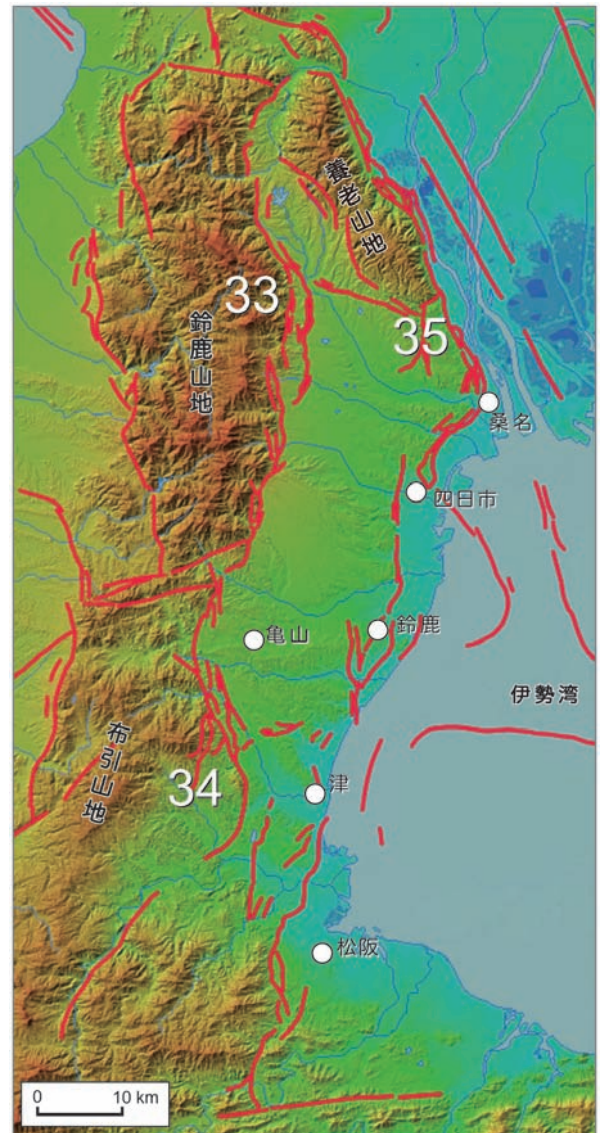


図-9 鈴鹿山地・布引山地の隆起に関係した活断層  
33. 鈴鹿東縁断層帯 34. 布引山地断層帯  
35. 養老-桑名-四日市断層帯

速度は上下成分で3-4m/千年、平均活動間隔は1,400-1,900年程度と算出されている<sup>32)</sup>。トレンチ調査の結果から最新活動時期は13世紀以後-16世紀以前とされているが、この活断層の活動に関連する歴史地震は確認されていない。

### (3) 布引山地断層帯

鈴鹿山地の南方に位置する布引山地の東縁に沿って西側隆起の活断層が分布する。またその一部は、伊勢湾に面した海岸部に沿って伸びている。平均変位速度は約0.1m/千年と算出されている<sup>33)</sup>。ただし、これらの活断層の活動履歴に関する情報は非常に限られており、トレンチ調査結果から認められる最新活動時期は約28,000年前以降-約400年前であり、最新活動時期に関しては情報がないに等しい。トレンチ調査では約5万年前以降に3回の活動があったことが認められ、このことから布引山地断層帯の平均活動間隔は17,000年程度と評価されている。

## 3. 中部地方の活断層の特徴と地震発生確率

活断層が多く分布するといわれる日本の中でも、中部地方はとくに活断層が密に分布する地域である。活断層が近い将来に活動する可能性については、活断層の平均活動間隔と最新活動時期に基づく「地震後経過率」を参照することが有効である。すなわち、平均活動間隔に対して、最後に起こった断層活動から既に経過した割合を見ることによって、次の断層活動への切迫度を知ることができる。「地震後経過率」の値が0.8以上の活断層は「要注意断層」に区分され、1以上になった活断層についてはいつ次の地震が起きてもおかしくないと言える。2016年4月に発生した熊本地震の震源断層である布田川断層帯の長期評価では、「地震後経過率」の最大値は0.9であった。中部地方で「地震後経過率」が1を超えている活断層は、富士川河口断層帯、糸魚川-静岡構造線断層帯(南部を除く)、境峠-神谷断層帯、木曾山脈西縁断層帯(南部)、高山-大原断層帯の国府断層帯、阿寺断層帯の北部、恵那山-猿投山断層帯、布引山地東縁断層帯の西部などがある。

一方、過去の活動履歴の情報をを用いて、時間が経つとともに次の事象発生に近付くという更新過程による確率的な長期評価が行われている。上述した「地震後経過率」が1に近かったり、1を超えていたりするものは、近い将来に活断層が活動する確率が高くなる。活断層の中にはまだ詳しい地質調査が未実施で活動履歴が分かっておらず、近い将来に活動するかどうか評価ができていないものが数多く残されている。そういった活動履歴が不明の活断層にも注意が必要である。

## 4. 断層活動による自然の恵み

活断層の活動は大地震の発生と同義であり、自然災害を引き起こすため、人間社会にとって悪い印象が強い。しかし、中部地方の屋根とも言える荘厳な山地が形成され、見事な自然景観が造られてきたのも、第四紀における断層運動のおかげである。また活断層に沿ってきれいな水が湧いて平野が潤され、その水の一部は温泉となって我々を癒してくれる。山々の尾根を横切り続く断層運動は、鞍部や直線状の谷地形を形成する。そこが人間の移動の際に通やすい道となり、街道として発達してきた例も少なくない。活断層の動きも地球上の自然の営みの一つであり、ときにはその恩恵に与ってきたことも知っておくべきである。

## 5. おわりに

本稿では、中部地方に分布する活断層について、ごく概略的に全体を網羅して取りまとめた。個々の活断層についてより詳細に調べたいときには、国の地震調査研究推進本部から公表されている活断層の長期評価や産総研の活断層データベースを利用して元の学術論文を見つけ出し、それらから詳細な情報を得ることをお勧めする。

### 引用文献

- 1) 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005): 北伊豆断層帯の評価.  
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/38\\_kitaizu.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/38_kitaizu.pdf)(最終確認日:2017年1月25日)
- 2) 松田時彦(1972): 1930年の北伊豆地震の地震断層. 「伊豆半島」, 東海大学出版会.
- 3) 宇佐美龍夫・石井 寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子(2013): 日本被害地震総覧 599-2012. 東京大学出版会.
- 4) 垣見俊弘・衣笠善博・鈴木尉元・児玉喜三郎・三梨 昇(1977): 1974年伊豆半島沖地震に関する地質学的調査. 地調特別報告, No. 6, 1-35.
- 5) 小出 仁・山崎晴雄・佃 栄吉・正井義郎(1978): 1978年伊豆大島近海地震調査速報. 地質ニュース, 284, 1-13.
- 6) 村井 勇・角田信子・辻村芳子(1978): 1978年伊豆大島近海地震の被害・震度と地震断層. 地震研究所彙報, 53, 1025-1063.
- 7) 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2010): 富士川河口断層帯の評価(一部改訂).  
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/43\\_fujikawa\\_2.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/43_fujikawa_2.pdf)(最終確認日:2017年1月25日)
- 8) 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2015): 糸魚川-静岡構造線断層帯の長期評価(第二版).  
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/41\\_42\\_44\\_itoigawa-shizuoka\\_2.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/41_42_44_itoigawa-shizuoka_2.pdf)(最終確認日:2017年1月25日)
- 9) 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2015): 長野盆地西縁断層帯の評価(第二版).  
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/40\\_](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/40_)

- shinanogawa\_2.pdf(最終確認日:2017年1月25日)
- 10)地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004):伊那谷断層帯の評価(一部改訂).  
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/51\\_inadani\\_2.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/51_inadani_2.pdf)(最終確認日:2017年1月25日)
- 11)吉岡敏和・細矢卓志・橋本智雄(2004):境峠-神谷断層帯, 境峠断層の長野県奈川村における活動履歴調査. 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.4, 143-153.
- 12)吉岡敏和・細矢卓志・橋本智雄・水野清秀・穴倉正展・石山達也(2005):境峠-神谷断層帯北部, 境峠断層の完新世における活動履歴. 地質学雑誌, 111, 547-560.
- 13)産業技術総合研究所(2006):境峠-神谷断層帯の活動性および活動履歴調査「基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査」成果報告書 No.H17-7, 9p.
- 14)地震調査研究推進本部地震調査委員会(2006):境峠-神谷断層帯の評価(一部改訂).  
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/46\\_sakaitouge\\_kamiya\\_2.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/46_sakaitouge_kamiya_2.pdf)(最終確認日:2017年1月25日)
- 15)地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004):木曾山脈西縁断層帯の評価.  
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/45\\_kiso-sanmyaku.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/45_kiso-sanmyaku.pdf)(最終確認日:2017年1月25日)
- 16)地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005):牛首断層帯の評価.  
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/49\\_ushikubi.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/49_ushikubi.pdf)(最終確認日:2017年1月25日)
- 17)地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004):跡津川断層帯の評価.  
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/47\\_atotsugawa.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/47_atotsugawa.pdf)(最終確認日:2017年1月25日)
- 18)跡津川断層トレンチ発掘調査団・岡田篤正・竹内 章・佃 為成・池田安隆・渡辺満久・平野信一・升本真二・竹花康夫・奥村晃史・神嶋(竹村)利夫・小林武彦・安藤雅孝(1989):岐阜県宮川村野首における跡津川断層のトレンチ発掘調査. 地学雑誌, 98, 4, 440-463.
- 19)京都大学防災研究所(1983):跡津川断層のトレンチ発掘調査. 地震予知連絡会会報, 30, 376-381.
- 20)地震調査研究推進本部地震調査委員会(2003):高山-大原断層帯の評価.  
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/48\\_takayama\\_oppara.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/48_takayama_oppara.pdf)(最終確認日:2017年1月25日)
- 21)地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004):庄川断層帯の評価.  
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/50\\_shogawa.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/50_shogawa.pdf)(最終確認日:2017年1月25日)
- 22)地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004):阿寺断層帯の評価.  
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/52\\_atera.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/52_atera.pdf)(最終確認日:2017年1月25日)
- 23)Sugimura and Matsuda, 1965 Atera fault and its displacement vectors. Geol. Soc. Am. Bull., 76, 509-522.
- 24)地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004):長良川上流断層帯の評価.  
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/59\\_nagara-gawa.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/59_nagara-gawa.pdf)(最終確認日:2017年1月25日)
- 25)松田時彦(1974):1891年濃尾地震の地震断層. 地震研究所研究速報, 13, 85-126.
- 26)地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005):濃尾断層帯の評価.  
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/60\\_nobi.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/60_nobi.pdf)(最終確認日:2017年1月25日)
- 27)地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004):柳ヶ瀬・関ヶ原断層帯の評価.  
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/61\\_62\\_yanagase\\_sekigahara.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/61_62_yanagase_sekigahara.pdf)(最終確認日:2017年1月25日)
- 28)地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004):屏風山・恵那山断層帯及び猿投山断層帯の評価.  
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/53\\_54\\_byobu\\_ena\\_sanage.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/53_54_byobu_ena_sanage.pdf)(最終確認日:2017年1月25日)
- 29)杉戸信彦・岡田篤正(2004):1945年三河地震の地表地震断層. 活断層研究, 24, 103-127.
- 30)岡田篤正(2006):1945年三河地震断層の変位地形と諸性質. 活断層研究, 26, 163-192.
- 31)地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005):鈴鹿東縁断層帯の評価(一部改訂).  
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/68\\_suzuka\\_e\\_2.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/68_suzuka_e_2.pdf)(最終確認日:2017年1月25日)
- 32)地震調査研究推進本部地震調査委員会(2001):養老-桑名-四日市断層帯の評価.  
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/67\\_yoro\\_kuwana\\_yokkaichi.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/67_yoro_kuwana_yokkaichi.pdf)(最終確認日:2017年1月25日)
- 33)地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004):布引山地東縁断層帯の評価.  
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/71\\_nunobiki-sanchi.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/71_nunobiki-sanchi.pdf)(最終確認日:2017年1月25日)

# 島弧の地殻変動と活断層地震のメカニズム

名古屋大学減災連携研究センター 鷲谷 威

## 1.はじめに

2016年4月に発生した熊本地震(M<sub>JMA</sub>7.3)は、熊本県益城町で2度にわたって震度7の揺れを記録し、死者178名(2016年12月28日現在、関連死を含む)、全壊家屋8,388棟などの多大な被害をもたらした。この地震は布田川・日奈久断層帯の活動によるもので<sup>1)</sup>、活断層で起きる地震の破壊力をまざまざと見せつけた。

一般に、活断層で発生する最大地震の規模はマグニチュード(M)7クラスであり、日本海溝や南海トラフのような沈み込み帯で発生するM8~9の巨大地震と比べればひとまわり小さい。また、同じ場所で最大級の地震が発生する間隔も、沈み込み帯では数十年~数百年であるのに対して、活断層では数千年が普通で、長いものでは数万年という場合もある。そのため、将来の地震の発生時期の推定は不確定性が非常に大きいものとならざるを得ない。また、日本列島には無数と言って良いほど多くの活断層がある(図-1)。そのため、こうした地震に備える上では事前に発生場所を特定することが困難である。その一方、活断層は住宅が密集する都市の直下にも多く存在するため、そうした断層で地震が起きると、局所的に非常に強い揺れを生じて大きな被害がもたらされる。このように、活断層で起きる地震は日本列島で暮らす我々に

とって大きな脅威と言える。

活断層で起きる地震のもう一つの問題は、その発生にいたる仕組みが良く分からないことであった。日本海溝や南海トラフのようなプレートの沈み込み帯で起きる地震については、海洋プレートの沈み込みとプレート境界での固着に伴って蓄積した弾性的な応力がプレート境界の強度に達するとプレート境界を破壊して反発するという弾性反発説<sup>2)</sup>により基本的な理解がなされている。それに対して、内陸部の活断層ではどのようにして応力が高まり地震発生に至るのか、その根本的な仕組みは理解されてこなかった。

最近の研究により、これまで謎であった内陸部の地震発生の仕組みが次第に解明されつつある。そうした進歩をもたらした要因の一つは、GPSをはじめとする精密な測地観測により、1mm/年よりも高い精度で地殻変動を測定できるようになったことである。こうした精密な測地観測によって、活断層周辺の詳細な地殻変動を示すデータが得られつつある。さらに、2011年東北地方太平洋沖地震が活断層地震を理解する上で貴重なヒントをもたらした。東北日本は、この巨大地震の発生前まで東西方向の短縮変形下にあったが、地震時に伴って東西方向に大きく引き延ばされ、地震後は余効変動によって東西方向の伸張変形が生じ、この動きは地震発生から6年になろうとする現在でも続いている。この大地震によって生じた地震時および地震後の地殻変動は、日本列島全体をサンプルとする巨大な岩石変形実験とみなすことが可能である。地震発生前の短縮変形下と地震後の伸張変形下における変形挙動を比較することにより、日本列島の変形特性が明らかにされつつある。一方で、地殻やマントルを構成する岩石・鉱物を対象とした高温高圧下での変形実験によって、地球内部を構成する岩石の流動特性(レオロジー)も明らかにされてきている。こうした流動特性を考慮した数値計算により、地殻の深部やマントルの挙動に対する理解も進んできている。

こうした様々なアプローチを通して、内陸活断層で地震が発生する仕組みに関する理解は深まりつつある。以下では、そうした観点で著者らが行ってきている研究の一端を紹介する。



図-1 日本列島の活断層分布<sup>24)</sup>

## 2.活断層周辺の地殻変動

日本列島では、国土地理院によって1990年代中頃からGPS連続観測網(GEONET)が整備され、連続的な地殻変動の監視が行われるようになった<sup>3)</sup>。GPS観測では、人工衛星から送信される信号を地上の観測局で受信し解析する。固定観測局で得られた24時間分のデータを処理することにより正確な日座標値を求めることができる。日座標値の決定精度(再現性)は水平成分で2~3mm程度、上下成分で10~20mm程度である。こうした観測を毎日実施すると、地殻変動の速度を推定することができる。その推定精度は、2、3年間にわたって連続観測を行うことができれば1mm/年よりも高くなり、地殻変動の精密な議論が可能となる。図-2は、この地殻変動速度を用いて日本列島のひずみ速度分布を求めた結果である<sup>3)</sup>。図-2を見ると、プレートの沈み込みに近い北海道から東北、東海、四国などの太平洋沿岸部でひずみ速度の大きい場所があるのが分かるが、それに加えて内陸部にもひずみ速度の大きい場所の存在することが明らかとなった<sup>4)</sup>。この内陸の変形集中帯は「新潟-神戸ひずみ集中帯」と呼ばれ、日本列島の内陸部の変形や活断層での地震を理解する上での鍵を握るのではないかと注目されてきた。

このように、日本列島で日々生じている地殻変動が分かるようになったが、この観測データは活断層を理解する上では必ずしも十分なものではなかった。その大きな理由は観測点の設置間隔である。現在、国土地理院の

GPS連続観測網は全国で1,300を越える観測点を有しているが、それでも平均的な観測点間隔は20km程度である。一方、活断層に応力が集中する様子を観測しようとする場合、5km程度以下の空間解像度を必要とする。最も単純な鉛直横ずれ型の断層を考えよう。断層が地表からある深さまでの範囲が固着して、深部でクリープ運動をしている時、地表で期待される変位速度およびひずみ速度は図-3のような分布を持つ<sup>5)</sup>。図-3は、地震が起きていない間の地殻変動において、断層の地表トレスから両側にそれぞれ固着深さの1~2倍程度の幅を持った範囲に変形が集中することを示している。すなわち、この地表の断層トレス周辺の地殻変動の様子を詳しく知ることが鍵となる。日本列島の内陸部で起きる地殻内地震の発生の下限はおおむね15km程度であり<sup>6)</sup>、活断層における固着の深さも同程度と考えられる。この場合、活断層周辺の幅30km程度の範囲内で、詳細な地殻変動分布を知る必要がある。それに対して、GPS連続観測点の平均的な設置間隔(20km)は粗すぎ、活断層に関連する地殻変動を十分に知ることができない。こうした理由から、活断層周辺において地震発生につながる地殻変動の情報を得ようとするれば、観測点を数km程度の稠密な間隔で設置し、高精度の観測を行う必要がある。筆者らは、こうした考えに基づいて、中部日本に位置する複数の活断層周辺で稠密なGPS観測を実施してきているが、以下ではその一例として跡津川断層周辺で行った観測の結果を紹介する。

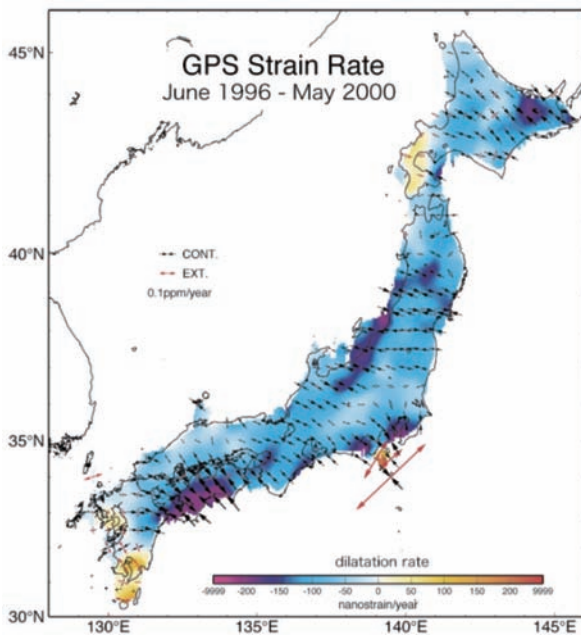


図-2 GPSデータから求めた日本列島の地殻ひずみ速度<sup>3)</sup>。新潟から神戸にかけての内陸部にひずみ速度の大きい場所が帯状に認められ、新潟-神戸ひずみ集中帯と呼ばれている。

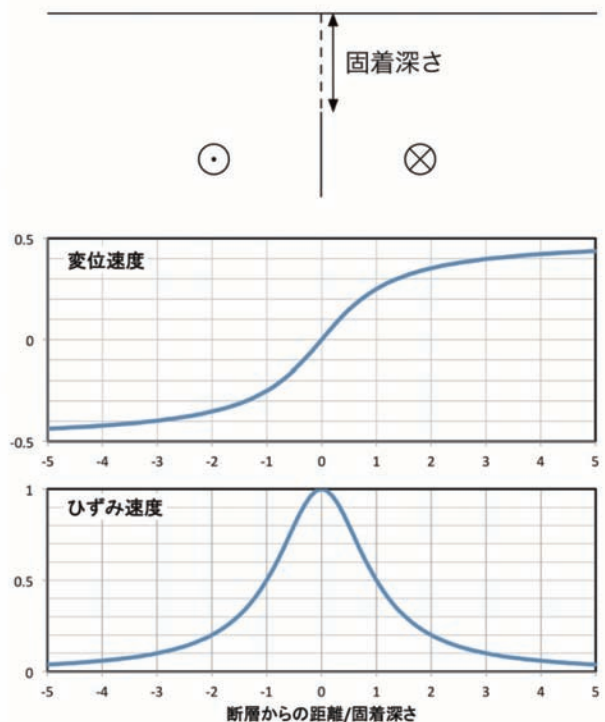


図-3 固着した鉛直横ずれ断層の周辺の変位速度およびひずみ速度の分布。

◎跡津川断層

跡津川断層は岐阜県と富山県の県境付近に位置し、東北東-西南西の走向を持つ、右横ずれを主体とする活断層である。平行して走る牛首断層、茂住-祐延断層と合わせて跡津川断層系と呼ばれることもある。また南側には、高山-大原断層も存在する。これらの断層は新潟-神戸ひずみ集中帯の一部をなしている。この跡津川断層帯周辺の地殻変動の詳細を調べることを目的に、稠密なGPS観測網を構築した。そうして得られた断層周辺の地殻変動速度分布を図-4に示す。

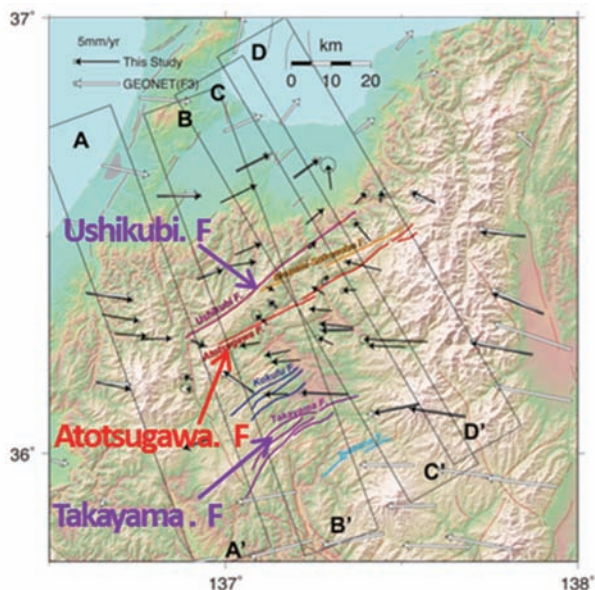


図-4 GPS観測による跡津川断層周辺の速度分布

図-4を見ると、跡津川断層系に沿うように右横ずれの変位が生じていることが分かる。断層の北側と南側との速度差は高々12mm/年程度であるが、それでも明瞭な地殻変動パターンとして認識可能である。さらに、断層北側の東北東向き速度成分が断層トレースに近づくにつれて次第に減少し、断層の南側では反対に西向き速度が次第に大きくなっている様子も見ることができる。こうした地殻変動速度の断層に平行な成分が変化する様子を、図-4中のB-B'方向の速度プロファイルとして表現した結果が図-5である。B-B'は北から順に牛首断層、跡津川断層、高山-大原断層を横切っているが、全体として見れば図-3のモデルと同じように逆正接型の分布をしていることが分かる。さらに、3つの断層帯のところで逆正接型の分布を仮定して求めたモデル計算の結果(図-5中の青い破線)はGPSの観測値を良く再現していることが分かる。このモデルでは、断層の固着深さを10kmとし、牛首断層、跡津川断層、高山-大原断層に、それぞれ3mm/年、7mm/年、3.5mm/年の変位速度を仮定した。このように、活断層の周囲では、断層の長期的な変位のセンスと同じ向きの地殻変動が生じており、こうした

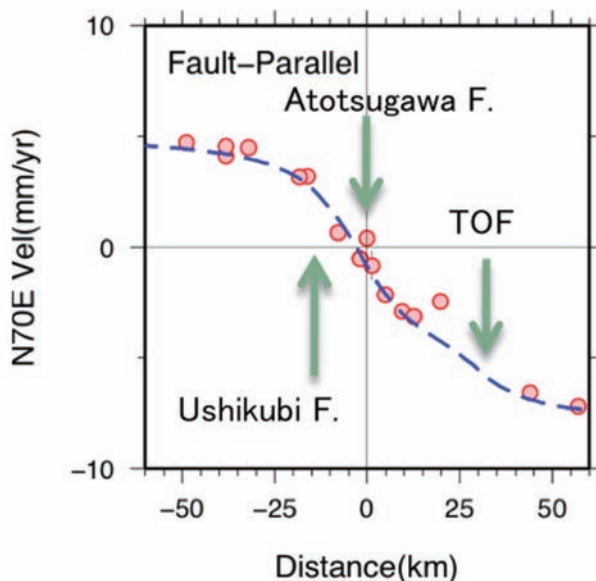


図-5 図-4の断層と平行な速度成分のB-B'における速度プロファイル。青い破線はモデルによる計算値を示す。矢印は牛首断層、跡津川断層、高山-大原断層の位置を示す。

地殻変動で蓄積したひずみエネルギーが活断層地震を起こす原因となっていると考えられる。

一方、こうした観測結果で活断層に関する問題がすべて解決し、十分な理解が得られる訳ではない。例えば、図-5に示したモデル計算の際に仮定した各断層の変位速度は、地質学的に推定されている断層の平均変位速度に対して2~3倍程度大きい。GPS観測と地質学的な推定の間この乖離の原因について、プレート境界起因の弾性変形、主要断層帯以外の断層外変形の寄与、内陸地震の繰り返しサイクルの中での地殻変動パターンの時間変化など、いくつかの可能性が考えられるが、これまでのところ十分に解明できていない。また、図-5で仮定した断層の深部のクリープ運動についても、活断層の下だけになぜ都合良くそうした変形が起きるのか、といった疑問に対して答えることはできない。Savage et al.<sup>7)</sup>は、一様な粘性流体からなる下部地殻の上に載った弾性的な上部地殻で繰り返し地震が起きれば、断層深部のクリープ運動による地表変位パターンをほぼ同等に説明し得ることを示した。従って、深部の断層クリープモデルで地表の地殻変動パターンが説明できるからと言って、必ずしもそのモデルが地下の変形過程を正確に表現しているとは限らないのである。粘性の下部地殻を考える場合、時間の経過とともに地殻変動パターンが変化すると期待されるが<sup>8)</sup>、GPSによる観測の歴史は高々20年程度と短く、現時点では地殻変動の時間変化を捉えるのは困難である。このように、GPS観測は、活断層の活動に関する重要な変形のシグナルを捉えたが、その解釈においては多くの問題を抱えていた。

### 3. 島弧地殻の非弾性変形とひずみ集中帯

前節で紹介したように、活断層周辺の詳細な地殻変動調査によって、主要な活断層においてはその長期的なずれと同じセンスの運動が生じていることが明らかになった。この結果は、各断層の深部延長で非地震性の断層すべりが起きている可能性を示唆するが、大地震の発生サイクルに伴う下部地殻の粘性流動でも説明が可能であり、この観測結果だけではその原因が特定できない。こうした疑問の解消につながる情報は、意外なことに2011年東北地方太平洋沖地震(以下、東北沖地震)によってもたらされた<sup>9)</sup>。

東北沖地震は東北日本全体を大きく東西方向に引き延ばした。弾性反発説に従えば、地震時の変形分布は地

震間の変形分布を裏返した形になるはずである。しかし、図-6に示すように、地震時の東西方向のひずみ変化では新潟-神戸ひずみ集中帯に伴う異常は顕著に見られず、地震前の分布とは非対称である。この結果は、地震時の変形応答が弾性変形成分のみを表すのに対し、地震前の変形応答は弾性変形と非弾性変形の両者を含むものだったと考えれば理解できる。ここで弾性変形というのは、プレート境界における固着に対する島弧地殻の変形のうち、プレート境界での巨大地震発生に伴い反発・解消される分を指す。弾性的なひずみ成分は数百年に一度の割合で発生する巨大地震によって解消され、長期的には累積しない。一方の非弾性変形は、プレート境界の巨大地震によって解消されず、長期的に累積していく変形を意味する。

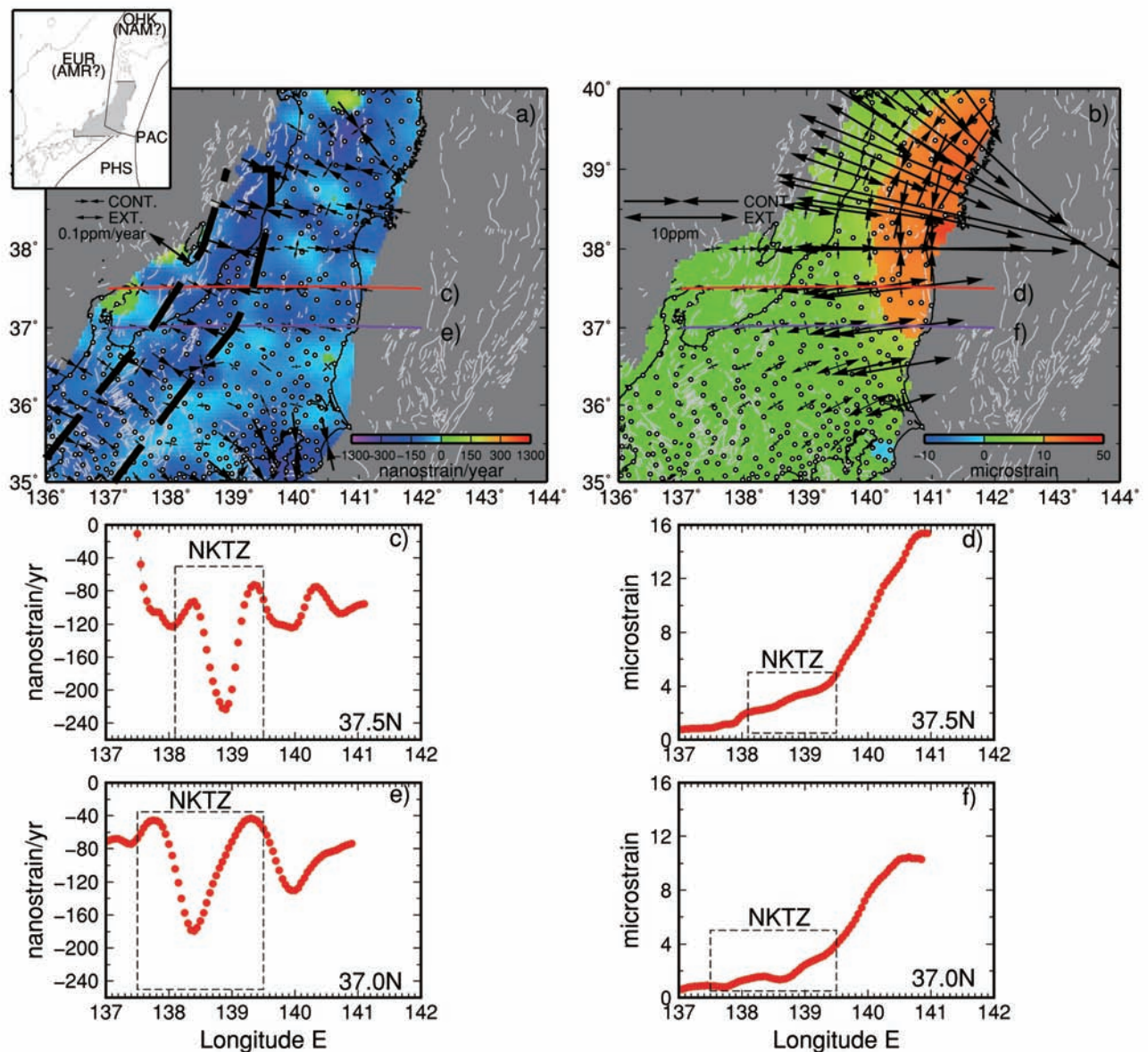


図-6 2011年東北沖地震前の地殻ひずみ速度分布(左)と地震時のひずみ分布(右)<sup>9)</sup>。下のグラフは北緯37.5度および37度に沿った面積ひずみ(速度)の分布を示す。

地震前と地震時の地殻変動分布の比較によって、地震前の変形が非弾性変形の効果を含んでいることは示されたが、これだけでは非弾性変形の性質を知る上で不十分である。物体の変形応答を理解するには、物体に対して短縮と伸張といった異なる変形を加えて応答を見る必要がある。2011年3月11日の東北沖地震以降、東日本の広域で余効変動が生じ、東西方向の伸張変形が継続している。地震時の瞬間的な変形と異なり、余効変動は長時間にわたって継続するため、島弧地殻の弾性応答に加え、非弾性的な応答も反映したものが観測される。地震前と地震後は変形のセンスが逆になるため、非弾性変形のメカニズムに関して重要な知見を得ることができる。

以上のような考えに基づいて、新潟-神戸ひずみ集中帯北部周辺の地殻ひずみ速度分布(東西成分)を東北沖地震前後の期間について比較した。すでに述べてきたように、新潟-神戸ひずみ集中帯では、非弾性変形の効果が局在化していると考えられる。そこで、空間的に移動平均を計算して求めた長波長成分と、元の分布から長波長成分を差し引いた残差として得られる短波長成分とに分離した。これらの結果を図-7に示す。この結果を見ると、長波長成分は地震前に全域で東西短縮、地震後は東西伸張となっている。地震前後で変形のセンスが逆転しており、島弧地殻の弾性応答を表すものと解釈できる。地震後には太平洋岸で東西短縮のひずみが見られるが、プレート境界深部の余効すべりやマンツルの粘性流動の影響と考えられる。一方の短波長成分に注目すると、新潟

-神戸ひずみ集中帯に見られる局所的な短縮変形は地震前後でパターンが変わっていない。すなわち、日本海溝でM9クラスの巨大地震が発生しても、この局所的な短縮変形は殆ど影響を受けていない。この短縮変形はプレート境界の固着や地震発生と関係無く、長期にわたって累積すると考えられる。詳細にひずみ速度の分布を調べてみると、東西方向100km程度の範囲で4~10×10<sup>-8</sup>/年の短縮変形を賄っている。東西方向の短縮量としては年間4~10mmとなる。

新潟-神戸ひずみ集中帯の変形が非弾性的に累積しているとすれば、その変形速度は地質学的に推定される地殻のひずみ速度との比較対象となる。Wesnousky et al.<sup>10)</sup>は、日本列島の活断層データおよび歴史地震データに基づいて、平均的な地殻ひずみ速度を推定した。彼らの結果によれば、東北日本は東西方向に短縮変形しており、その変形速度は2.4×10<sup>-8</sup>/年である。一方、佐藤<sup>11)</sup>は東北日本における後期新生代(1.4~2.3Ma)の地層の短縮量からひずみ速度を推定した。その結果、ひずみ速度は東北日本の日本海側で大きく、累積短縮量は約10%に及ぶ。この値をひずみ速度に換算すると4.3~7.1×10<sup>-8</sup>/年となり、GPSデータから推定された非弾性ひずみ速度の値とほぼ一致する。すなわち、GPS観測に基づく上記の結果は、東北沖地震前後の地殻変動から長期的な地殻ひずみ成分を抽出したものとすることができる。

新潟-神戸ひずみ集中帯では、東北沖地震前の東西短縮変形場および地震後の東西伸張変形場において、とも

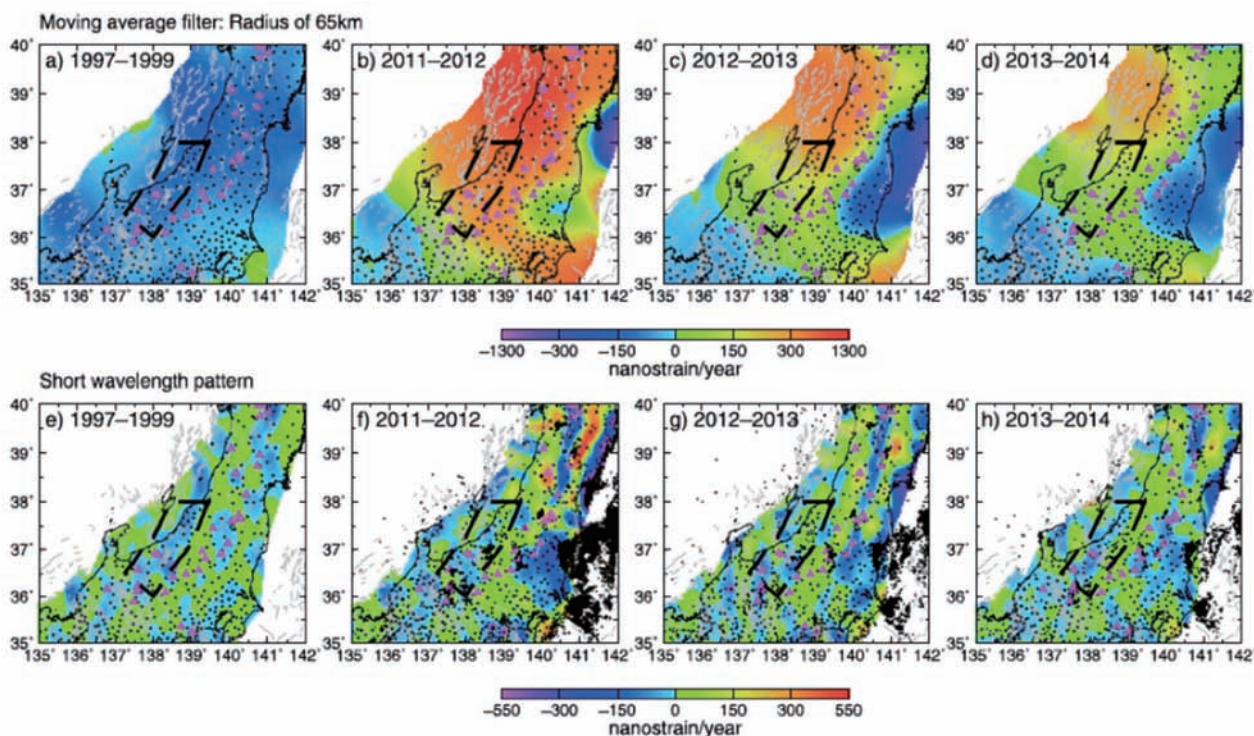


図-7 新潟-神戸ひずみ集中帯周辺における2011年東北沖地震前後の東西ひずみ速度成分の時間変化<sup>9)</sup>。上段は移動平均処理により得られた分布の長波長成分を、下段は短波長成分を示す。長波長成分は地震前後でセンスが逆転するが、短波長成分の変化傾向は地震前後で変わらない。



に局在化した東西短縮変形が見られた。このことはどのような変形メカニズムを示唆するだろうか？新潟-神戸ひずみ集中帯の変形集中の要因として、(1)弾性定数が周囲よりも小さい<sup>12)</sup>、(2)上部マントルの粘性が小さい<sup>13)</sup>、(3)下部地殻の粘性が小さい<sup>14)</sup>、(4)下部地殻内における非地震性の断層すべり<sup>15)</sup>、という4つの要因が考えられてきた。弾性定数の不均質(1)が原因であれば、地震後には周囲より大きい東西伸張をするはずで、観測事実と矛盾する。上部マントルや下部地殻の粘性構造(2, 3)が原因であれば、地震後の時間の経過とともに、東西伸張が顕著になってくるはずである。このように、上記4つの候補のうち3つまでは、地震後も局在化した短縮変形が存在するという観測事実を説明することができない。唯一考えられるのは、下部地殻において非地震性の断層すべりのように変形が局在化している可能性である。そこで、観測されるひずみ速度分布パターンを説明するような断層モデルの推定を行った。その結果、断層の傾斜方向や傾斜角は特定できないものの、地殻の底部

から地殻浅部(深さ2~14km)にいたる断層が定常的な逆断層すべりを起こすことで観測結果と整合的なひずみ速度分布が得られることが分かった。すなわち、下部地殻全体と上部地殻の一部におよぶ断層が定常的にずれることによって東西短縮変形を賄っていると考えられる。以上の結果から得られた島弧の地殻変形概念図を図-8に示す<sup>9)</sup>。

こうした逆断層運動は、日本列島に加わっている東西方向の圧縮応力と整合的である。地震のCMT解から推定された日本列島の応力場は、東北日本においてその間に数十kmの東西短縮変形を起こしたと考えられる<sup>18)</sup>。東北日本の応力場が3Ma以前の中立的な状態から東西圧縮へと変化した原因はよく分からないが、この間の大規模な東西短縮変形そのものが、現在の東北日本を支配している東西圧縮応力の源泉と考えて良いだろう。

上で紹介した断層モデルの推定では、単一の断層面を仮定してパラメータの推定を行ったが、それが下部地殻における変形過程を正確に反映している訳ではない。比較対象としたGPSデータに基づくひずみ速度分布の空間解像度はあまり高くないため、このデータから変形の詳細を明らかにすることはできない。ただ、新潟-神戸ひずみ集中帯が存在する日本海東縁部は、日本海拡大の際にリフティングによってユーラシア大陸から離れてきた場所であり、大陸地殻が引きちぎられる際に複数の正断層が形成されたと考えられる。現在は、圧縮場へと変化した応力によって、かつての正断層が逆断層として活動していると考えられている<sup>18)</sup>。

以上のように、新潟-神戸ひずみ集中帯で見られる変形のはんは、広域的な東西圧縮応力で駆動される地殻内の断層の非地震性すべりによって賄われている。このひずみ集中帯に沿って、多くの活断層や活褶曲が見られるが、こうした活断層で地震を起こす応力は、地殻深部の非地震性すべりによって生じていると考えられる。このように、地殻内で生じている非弾性変形は周囲の地殻に弾性的な応力集中を生じ、この応力が内陸地震の原動力となる<sup>19)</sup>。この考えは、新潟-神戸ひずみ集中帯に限らず、他の活断層にも当てはまる。実際、中部地方の阿寺断層では、稠密なGPS観測によって、東北沖地震後にも断層の長期的な変動傾向と同じ左横ずれの地殻変動の生じていることが見出されており<sup>20)</sup>、下部地殻内の非地震性断層すべりが、多くの活断層に共通の現象であることを示唆している。

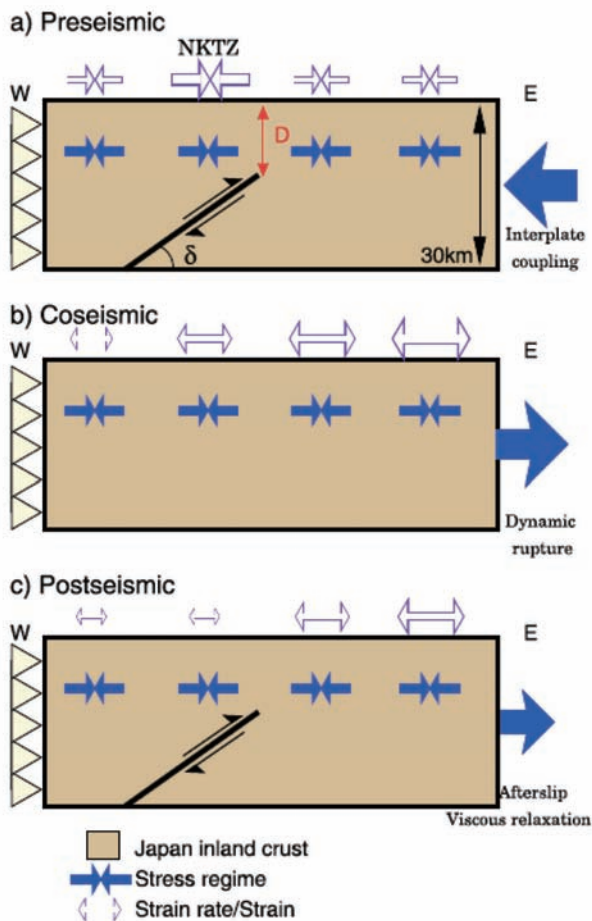


図-8 プレート境界での地震サイクルに伴う島弧地殻変形概念図<sup>9)</sup>。青の矢印は地殻内の応力状態を、白い矢印は地表のひずみ変化を表す。新潟-神戸ひずみ集中帯(NKTZ)の地殻深部では非地震性の断層すべりが常に生じている。

#### 4. 下部地殻における変形集中のメカニズム

前節において、新潟-神戸ひずみ集中帯や活断層の深部延長では、下部地殻内に非地震性の断層すべりが生じている可能性を指摘した。ひずみ集中帯は日本海拡大に伴って形成された正断層の存在が指摘されたが、同様な考えがすべての活断層に適用できる訳ではない。しかし、

多くの活断層で深部の変形集中を示す観測データが得られていることは、そこに何か共通の機構が働いているはずである。そこで、内陸活断層の深部延長で起きる変形について数値実験による検討を行った<sup>21)</sup>。

この数値実験では、上部地殻を貫く鉛直横ずれ断層が一定速度でずれる際に、その直下の下部地殻における物性や変形の様子を求めた。下部地殻は粘性流体として扱い、その構成鉱物を灰長石(anorthite)として、変形実験によって得られたレオロジー法則<sup>22)</sup>を用いた。その結果、内陸活断層の典型的な変位速度(1mm/年)を仮定すると、断層の摩擦発熱および下部地殻の剪断発熱による温度上昇は小さく、変形集中には殆ど寄与しない。一方、下部地殻の岩石の流動機構として重要な転位クリープを考慮すると、ひずみ速度が応力のべき乗に比例する、いわゆるべき乗則クリープの効果により、断層直下では実効粘性係数が低下し、変形集中が生じる(図-9)。

この数値実験は、下部地殻の構成鉱物がべき乗則クリープの性質を有している場合、変形集中の無い様な初期状態から開始しても、上部地殻の断層運動によって自然に剪断変形の集中が生じることを示している。また、ひとたび下部地殻内で剪断変形の集中が生じれば、周囲との間で実効的な粘性係数のコントラストが生じる。その結果、図-3に示した弾性体のモデルと同様な状況が作り出され、下部地殻の変形集中域の直上にあたる活断層に応力が集中し、地震発生にいたることが予想される。島弧地殻内で同一方向の応力場が保たれていれば、それぞれの活断層では変位が累積し、地震が繰り返し発生するだろう。しかし、地球規模でのプレート運動の変化といった基本的なテクトニクスの枠組みが変化すれば、それに伴って応力場も変化し、新たな応力場の下に整合的な活断層へと活動が推移するであろう。日本列島内の活

断層には、古い時代に形成された断層が最近になって再活動するようなケースも見られるが<sup>23)</sup>、上記の概念的なモデルはそうした事例も視野に収めている。また、こうした活断層地震のモデルは、プレート境界ではない島弧地殻内の活断層に対しても、図-3で示すような弾性体のモデルが適用でき、地表の地殻変動分布から推定される固着域の深さが実情を反映したものとなることに対する裏付けともなっている。

GPSにより地表で観測される地殻変動は、3節で述べたようにプレート境界に起因する弾性変形と島弧地殻内部における非弾性変形の効果을合わせたものであり、後者はそれぞれの活断層に応力を集中する役割を担っている。

## 5.おわりに

これまで述べてきたように、GPSによる精密かつ稠密な地殻変動観測や、岩石レオロジーを考慮した数値実験を通して、島弧地殻の変形特性や活断層における応力集中過程に関する理解が進みつつある。その一方で、こうした研究はまだ緒に付いたばかりである。ここまで述べてきた内容も一つのシナリオを仮説として提示したものに過ぎない。より理解を深めていくには、個々の活断層や震源域の内部構造まで考慮できるだけの観測データや知見が必要となる。例えば、プレート境界と活断層の違いの一つとして、活断層には常に断層端が存在するという問題がある。断層端でどのような変形が生じ、それが地震の発生や地殻全体の変形にどのように寄与するのだろうか。また、活断層の挙動を理解するための鍵は下部地殻が握っていると言えるが、下部地殻は地表から15km以上の深さにあり、通常は地震も発生しないため、その

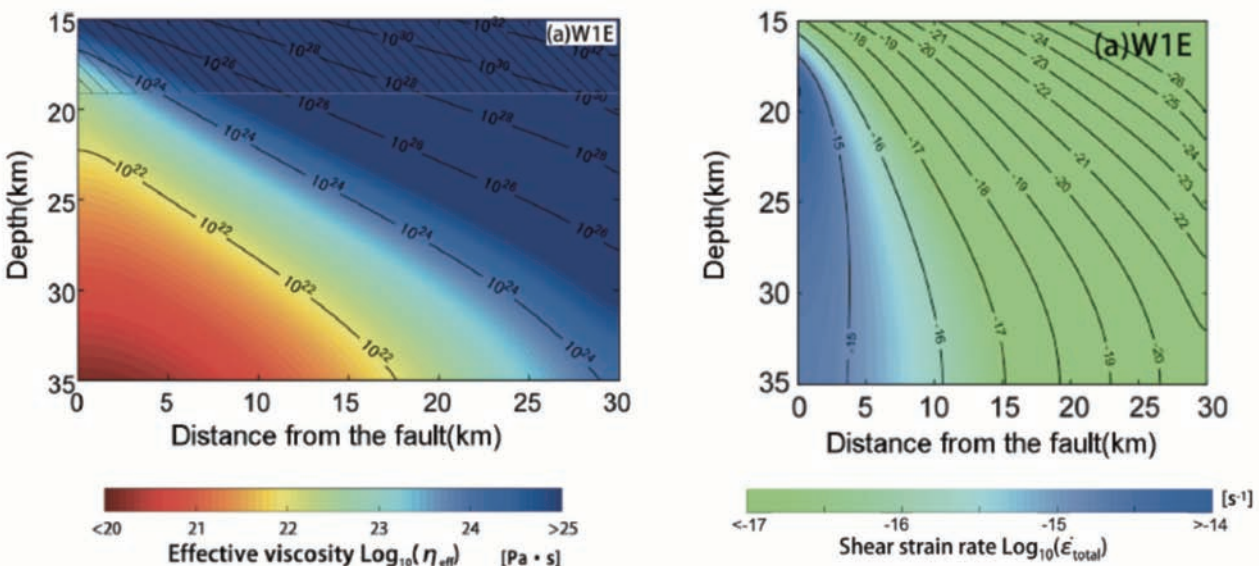


図-9 数値実験により求めた下部地殻内における実効的な粘性係数(左)およびひずみ速度(右)の分布<sup>21)</sup>。

力学状態は間接的に推測するしかない。このように依然として多くの困難が立ちだかっているが、逆に言えば活断層地震発生の仕組みは、それだけ未解明の部分の多い興味深い研究対象であるとも言える。防災面の意義を考えると一層研究を進めていく必要がある。

#### 参考文献

- 1) Shirahama, Y., M. Yoshimi, Y. Awata, T. Maruyama, T. Azuma, Y. Miyashita, H. Mori, K. Imanishi, N. Takeda, T. Ochi, M. Otsubo, D. Asahina, and A. Miyakawa, Characteristics of the surface ruptures associated with the 2016 Kumamoto earthquake sequence, central Kyushu, Japan, *Earth Planets Space*, 68:191, 2016.
- 2) Reid, H. F., *The Mechanics of the Earthquake*, The California Earthquake of April 18, 1906, Report of the State Investigation Commission, Vol.2, Carnegie Institution of Washington, Washington, D.C. 1910.
- 3) Sagiya, T., A decade of GEONET: 1994-2003 –The continuous GPS observation in Japan and its impact on earthquake studies–, *Earth Planets Space*, 56, xxix-xli, 2004.
- 4) Sagiya, T., S. Miyazaki, and T. Tada, Continuous GPS observation and present-day crustal deformation of Japan, *PAGEOPH*, 157, 2303-2322, 2000.
- 5) Savage, J. C., and R. O. Burford, Geodetic determination of relative plate motion in central California, *J. Geophys. Res.*, 78, 832-845, 1973.
- 6) Omuralieva, A. M., A. Hasegawa, T. Matsuzawa, J. Nakajima, and T. Okada, Lateral variation of the cutoff depth of shallow earthquakes beneath the Japan Islands and its implications for seismogenesis, *Tectonophysics*, 518-521, 93-105, 2012.
- 7) Savage, J. C., J. L. Svarc, and W. H. Prescott, Geodetic estimates of fault slip rates in the San Francisco Bay area, *J. Geophys. Res.*, 104, 4995-5002, 1999.
- 8) Savage, J. C., and W. H. Prescott, Asthenospheric readjustment and the earthquake cycle, *J. Geophys. Res.*, 83, 3369-3376, 1978.
- 9) Meneses-Gutierrez, A., and T. Sagiya, Persistent inelastic deformation in central Japan revealed by GPS observation before and after the Tohoku-oki earthquake, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 450, 366-371, 2016.
- 10) Wesnousky, S. G., C. H. Scholz, and K. Shimazaki, Deformation of an island arc: rates of moment release and crustal shortening in intraplate Japan determined from seismicity and Quaternary fault data, *J. Geophys. Res.*, 87, 6829-6852, 1982.
- 11) 佐藤比呂志, 東北本州弧における後期新生界の変形度について, *地質学論集*, 32, 257-268, 1989.
- 12) Ohzono, M., Y. Yabe, T. Iinuma, Y. Ohta, S. Miura, K. Tachibana, T. Sato, and T. Demachi, Strain anomalies induced by the 2011 Tohoku Earthquake (Mw9.0) as observed by a dense GPS network in northeast Japan, *Earth Planets Space*, 64, 1231-1238, 2012.
- 13) Yamasaki, T., and T. Seno, High strain rate zone in central Honshu resulting from the viscosity heterogeneities in the crust and mantle, *Earth Planets Sci. Lett.*, 232, 13-27, 2005.
- 14) Hyodo, M., and K. Hirahara, A viscoelastic model of interseismic strain concentration in Niigata-Kobe Tectonic Zone of Central Japan, *Earth Planets Space*, 55, 667-675, 2003.
- 15) Iio, Y., T. Sagiya, Y. Koji, and I. Shiozaki, Water-weakened lower crust and its role in the concentrated deformation in the Japanese Islands, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 203, 245-253, 2002.
- 16) Terakawa, T., and M. Matsu'ura, The 3-D tectonic stress field in and around Japan deduced from centroid moment tensor data of seismic events, *Tectonics*, 29, TC6008, 2010.
- 17) Yoshida, K., A. Hasegawa, T. Okada, T. Iinuma, Y. Ito and Y. Asano, Stress before and after the 2011 great Tohoku-oki earthquake and induced earthquakes in inland areas of east Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L03302, 2012.
- 18) Sato, H., The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan, *J. Geophys. Res.*, 99, 22261-22274, 1994.
- 19) Noda, A., and M. Matsu'ura, Physics-based GPS data inversion to estimate three-dimensional elastic and inelastic strain fields, *Geophys. J. Int.*, 182, 513-530, 2010.
- 20) Kumagai, K., and T. Sagiya, Tectonic loading of the Atera Fault inferred from dense GNSS observation, *JpGU-AGU Joint Meeting*, 2017.
- 21) Zhang, X., and T. Sagiya, Shear strain concentration mechanism in the lower crust below an intraplate strike-slip fault based on rheological laws of rocks, *Earth Planets Space*, submitted.
- 22) Rybacki, E., M. Gottschalk, R. Wirth, and G. Dresen, Influence of water fugacity and activation volume in flow properties of fine-grained anorthite aggregates, *J. Geophys. Res.*, 111, B03203, 2006.
- 23) 道家涼介・谷川晋一・安江健一・中安昭夫・新里忠史・梅田浩司・田中竹延, 日本列島における活断層の活動開始時期の空間的特徴, *活断層研究*, 37, 1-15, 2012.
- 24) 中田高・今泉俊文, 活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出版会, 2002.

# ノンテクトニック断層 —意味・実例・意義・課題—

ノンテクトニック断層研究会・(有)風水土 永田 秀尚

## 1. ノンテクトニック断層とは

### 1.1 断層再考—そのことばの多義性のなかに

#### 1.1.1 断層とは

「石炭を掘り進んでいたら突然それが消えてなくなってしまった。『失敗だ』。というのが断層 (fault, フォールト) の語源です」と大学の地層学の授業で聞いた。もう40年も前のことだ。居眠りしていることの多かった講義だが、この話だけはなぜか鮮明に覚えている。このとき習ったように、地層あるいは岩体がずれることが断層の本質である。きちんとした定義を示すと「岩石の破壊によって生じる不連続面のうち、面に平行な変位のあるもの<sup>1)</sup>」ということになる。一方、面に沿う変位が認められず、開口(面に垂直な変位)だけが生じるものが節理である。

岩石試験や岩盤試験を経験した方なら実感できると思うが、岩石や岩盤を破壊するためには、多くの場合かなりの力をかけなければいけない。破壊力学という分野があって、そこでは破壊のメカニズムは、引張(モードⅠ)、面内剪断(モードⅡ)、面外剪断(モードⅢ)という3種類しかない(図-1.1.1 「圧縮破壊」というのは微視的には剪断が引張かである)。引張れば比較的楽に壊すことができるが、剪断で壊そうとするとかなり大変である。地山で岩盤を見ても、引張でできた節理の方が、剪断でできた断層よりは圧倒的に多い。

何も傷のない岩石を剪断させようとするれば、ひとつの面というよりある幅で岩石が破壊された帯ができることが多い。これが剪断帯 (shear zone, シアゾーン) で、さまざまに破碎された岩石からなることから断層破碎帯 (fracture zone, フラクチャーゾーン) ともよばれる。

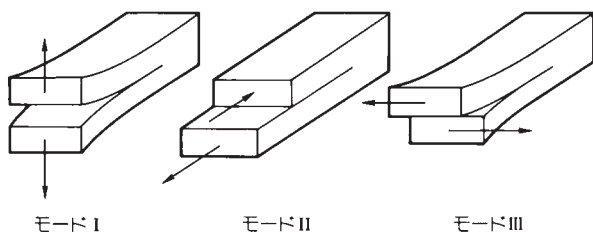


図-1.1.1 破壊のメカニズム

#### 1.1.2 意味のひろがり

この「断層」ということばは地質学の用語だが、専門用語としては珍しく、社会の中で広く使われている。

たとえばお膝元の土木地質-地質調査業界で「断層」といえば、ほとんどの場合「断層破碎帯」のことである。土木の場合、問題になるのは断層の変位そのものというよりは、断層にともなう破碎帯が工学的な劣化帯となっているということだからそのように考えられても致し方ない面もある。堆積岩からなるあるダムサイトで、変位は大きいけれど破碎帯のほとんどない、いわゆるスランプ断層があり、それを地質図に描いたところ、「そんなものは不要だ」という土木屋と結構ケンカした思い出がある。逆に、変位の認められない割れ目に沿って1m幅の変質粘土帯が出てきたときには、それが先行の地質調査会社によってF-x断層と称されており、最終的に網目状であった分布を説明するのに苦労したこともある。

2000年に北海道の有珠火山が噴火したときの研究会で、洞爺湖に向かって押し出すような変位を地質屋が「この断層は…」と説明したところ、同じ席にいた地震屋が「そんなものは断層ではない!」と強弁したことがあった。彼の中での断層は、地震を引き起こす地下のものだ、という観念でしかなかったのだろう。

世間一般にも断層という言葉はしばしば使われる。松本清張に「青のある断層」という短編小説がある。昭和30年の作品で、私の生まれたころにはもう「断層」という言葉が専門家以外にも知られていたのだと思ったのだが、読んでみると、ここでいう断層は断崖のことであった。

ことほどさように「断層」という言葉のもつイメージは多様化しており、また多義的でもある。本家本元の地質屋としてはこのあたりに気をつけなければいけない。

## 1.2 活断層・地震断層

### 1.2.1 定義

活断層には「極めて近き時代まで地殻運動を繰り返した断層であり、今後もなお活動すべき可能性の大きい断層」という多田の古典的な定義があり<sup>2)</sup>、これは今も有効である。ただ、この「極めて近き時代」をどう扱うかについてはいろいろと議論も変遷もあった。

地震断層は、現在「地表地震断層」と呼ばれる方が多い。地震時に地表に出現した断層を指すが、そのすべてを指すのか、地下の起震断層に連続するものだけに限定するのかが議論がある。後で述べるように、このあたりの認定の議論がノンテクトニック断層の検討につながっていったのである。

### 1.2.2 活断層や地震断層の扱い

日本では数年に一度は災害をともなう地震が起きるが、これが発生すると俄然「活断層」だの「地震断層」だのといった言葉が紙面・画面をにぎわすことになる。これらも専門家以外が使っている場合には要注意で、「裏山に活断層があるので見に来てほしい」と地主さんにいわれて行ってみると、ときどき崩壊を起こしていそうな崖だった、という話を聞いたことがある。さらに厄介なのは、たとえば地元の地学愛好家とか地盤工学者とかいった二ワカ専門家で、「〇〇地点で地震断層発見!」といった報告をウェブサイト流すのだが、単純な切土盛土の境界だったりしたことも多い。大半の人が(理学的な研究をしている地質屋を含めて)生の地震断層などほとんど見たこともないのだから、地主さんと同じレベルなのだが、これが権威のある教授だったりすると大変である。

### 1.3 断層の成因

ここまで断層についていろいろ述べてきたが、実はその成因については何も書かなかった。私たちが学生のころに断層について習った時も、それが地殻変動、つまり構造的(テクトニックな)応力によって形成されたと考えることは暗黙の了解であった。

しかし、はじめに書いたように、断層の定義に成因は含まれていない。切土盛土境界に地震で変位が生じたらその面を断層といってもよいのである。定義にたちもどって考えると、どうやら断層にはテクトニックに形成されたもの以外にさまざまな成因のものがあるらしいことがわかってきた。

### 1.4 ノンテクトニック断層

「地震断層」が一筋縄でないことがわかってきたのは1995年兵庫県南部地震が契機であった。淡路島には野島断層という明瞭な右横ずれの地表地震断層があらわれたが、一部左横ずれを示すところがある。神戸側ではあちこちで「地震断層」が報告されたが、行ってみるとどうも怪しい。地表にずれはあるが、詳しく見てみると、単なる構造物のずれや盛土と地山との境界でのすべりだったりするところが多かった。野島断層の左横ずれを示す部分はどうやら地すべりらしい。「そんなものは断層ではないのだから無視」という研究者や技術者も少なくはなかったが、よく考えてみると、ずれという現象そのものは断層の定義にあてはまっている。

これらはいずれもテクトニックな成因の断層ではないという意味で「ノンテクトニック断層 nontectonic faults」と呼ばれる。私たちは日本におけるノンテクトニック断層の事例を集め、テクトニック断層とはどこが違うのか、両者を識別するためにはどのようなことに着目すればいいのか、といった問題について検討してきた。編集には思ったより時間がかかったが、その成果は「ノンテクトニック断層:識別方法と事例」と題して出版することができた<sup>3)</sup>。

## 2. ノンテクトニック断層の例

それでは代表的なノンテクトニック断層の例をいくつか示していこう。

### 2.1 地震動による断層

昨年の熊本地震では阿蘇カルデラ内まで地表地震断層が出現した。崩落した阿蘇大橋付近までは明らかな右横ずれ成分の卓越する地表地震断層だが、さらにその北側にも断層が出現した(図-2.1.1)。断層はカルデラ内を埋めるシルト層や泥炭層を切って東北東-西南西方向に延びるが、鉛直成分がほとんどで北側が低下する断層は最大1.8m程度、南側が低下する断層はそれより小さい変位量を示し、これらが組み合わさって「地溝」状の凹地を形成している。



図-2.1.1 熊本地震で阿蘇市の石地区に生じた地溝状の断層(田近淳氏撮影)

変位が、地震のメカニズム解である右横ずれではなく正断層であること、500mほど北を流れる川にかかる橋付近で河床の隆起や橋桁の地山への衝突が見られることを考慮すると、どうやらこの地溝はほとんど水平なすべり面をもつ地すべりの頭部であるらしい。数値地形画像マッチングという手法によって示される地震前後の変位をみてもこの推定と整合する<sup>4)</sup>。これを「地表地震断層だ」と主張する人もいるが、地下の、地震を引き起こした断層(起震断層)とはおそらくつながっていない。つまり、地溝を形成する断層は、地震動によるノンテクトニック断層である。

### 2.2 重力性の断層

狭い意味での地すべりは、すべり面を境に、その上の地質体が重力的に下方へ移動する現象である。つまりすべり面は重力性の断層だということができる。ほとんどの場所ですべり面は正断層となり、滑落崖は重力性の断層崖ということになる。ただし、地すべりの末端ですべり面が山側に傾斜するようなところでは逆断層だし、移動体の

両側は横ずれ成分の大きい断層となる(図-2.2.1)。地すべりのみならず、今年11月に博多駅前で起きた陥没事故も、工事で引き起こされた断層運動の一種であり、すり鉢状の穴の表面はノンテクトニック断層であるといえる。さらに、地盤の圧密や膨張にともなう変形でもノンテクトニック断層は生じうる。

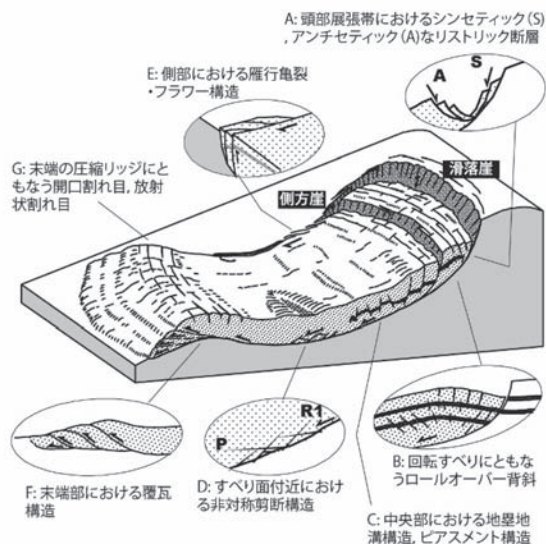


図-2.2.1 地すべりとそれにもなうノンテクトニック断層<sup>3)</sup>

図-2.2.2は阿蘇の外輪山にある降下火山灰の露頭で観察された小断層で、最大20cmほどの正断層変位が認められる。しかしこの断層を下位に追跡してゆくと断層面が徐々に低角度となり、最下位のシルト層では変位がわからなくなってしまう。おそらく、凹凸のある基盤の上で、固結度の小さい火山灰層が圧密されて生じた重力性のノンテクトニック断層であろう。

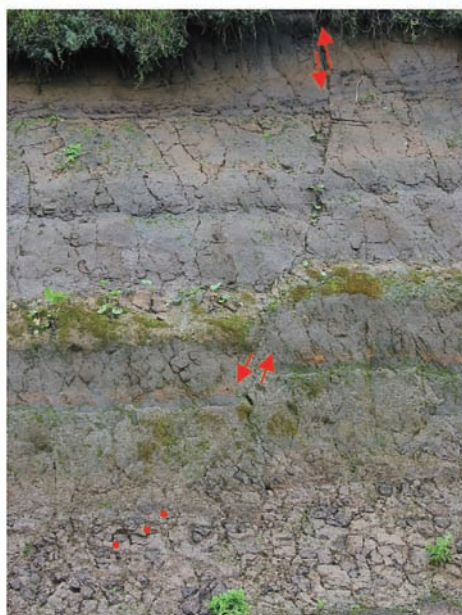


図-2.2.2 降下火山灰層を切るノンテクトニック断層<sup>3)</sup>

### 2.3 火山活動による断層

有珠山2000年噴火にともなう広い範囲で変動が生じた。図-2.3.1は隆起の中心部となった西山の西麓を通っていた国道230号を変位させた断層である。写真ではわかりにくいですが、これらは、谷底の低い位置では地溝の幅が狭く、山の高い位置では幅が広いという特徴をもっていた。このことは正断層群が下方に収束していることを示しており、マグマが地表にきわめて近い位置まで上昇してきたことの結果だと考えられている。



図-2.3.1 有珠火山2000年の活動にともなう生じた断層群<sup>3)</sup>

## 3. ノンテクトニック断層を認識することの意義

断層は工学的に問題を生じることが少なくない。たとえば破碎帯の強度が小さいために構造物の基礎として不適切になったり、難透水性の断層ガウジを掘り抜いて、亀裂の多い部分に賦存していた地下水が突出するといった例である。あるいは、断層変位にともなう地質体の分布が複雑化するために、当初設計の変更を強いられるといった場合もある。さらに活断層は、将来にわたってそれ沿いに変位が生じる可能性があるという点でも問題である。どんな規模のものであろうと、断層を工学的に扱おうとする場合には、その性状について注意深く観察することが大事で、確かな評価や対応はその上に成り立つものである。

目の前にあらわれた断層を「テクトニックだ」「ノンテクトニックだ」と認識するということは、断層の成因を考えることにつながる。その成因がわかれば、たとえば、第四系を切る断層すべてを「活断層だ」と過大に評価することもなく、より適切な対応が可能となるだろう。

同時に、どのような断層も分け隔てなく扱い、「これはノンテクトニック断層だから無視」という態度をとらずに丁寧に見ることでより豊かな断層像をつかむことができるだろう。地すべり末端にみられる覆瓦構造は、プレートの沈み込みで形成される付加体構造の見事なミニチュアモデルであった(図-3.1)。地すべり側が動くか、海洋プレート

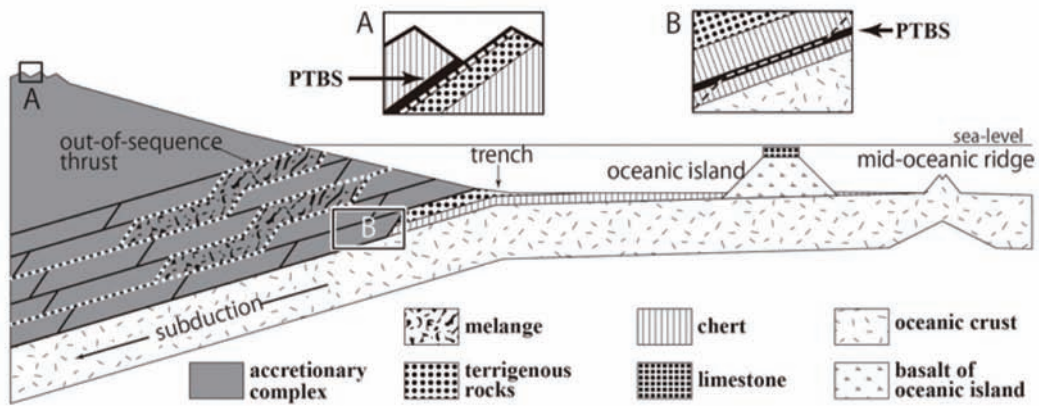
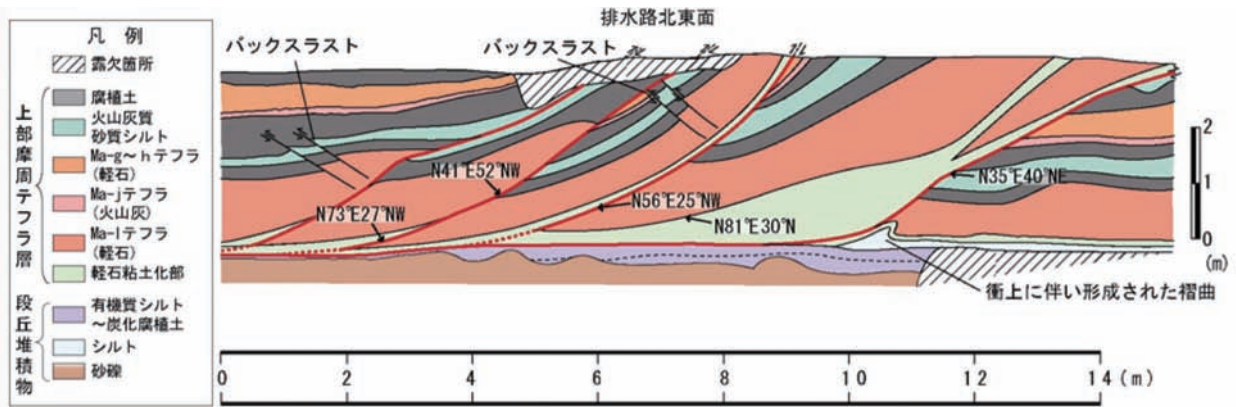


図-3.1 地すべり末端の覆瓦構造<sup>3)</sup>と付加体の構造<sup>5)</sup>

側が沈み込むかという運動の違いはあるがそれは相対的なもので、ものが低角度で接すれば同じようなことが生じることがわかる。実務的にも、断層にともなう微小な構造を理解していれば、点検などで構造物の変状の機構を理解するのに大いに役にたつ。図-3.2は2015年のネパール地震で大きく変形したパシュパティナート寺院の石塔であるが、まるで一軸圧縮試験をしたように側部がふくれて、共役的な亀裂が発生している。



図-3.2 カトマンズ、パシュパティナート寺院の石塔の変形

## 4. ノンテクトニック断層研究のこれから

### 4.1 課題

#### 4.1.1 二分法ではいけない

私たちの本の出版には、構想が立ち上がってからおよそ10年の月日がかかってしまった。これは、仕事が遅かったというのが一番の理由ではあるが、さらに、いざ「何を見たらそれはノンテクトニック断層といえるのか?」と問われるとそれになかなかすっきりと答えることができなかったためでもある。

テクトニックとノンテクトニック、どちらも典型的なもののはわかる。中部地方でいえば、根尾谷断層や阿寺断層をノンテクトニック断層だという人はいない。逆に構造物だけの変形をテクトニックだと判断することもないだろう。

ところが、いろいろな実例を見てゆくと単純な二分法でテクトニック、ノンテクトニックと切り分けていけばよいとはとても言えなくなってきた。ノンテクトニック断層は地表から浅いところの現象だからそれで区別がつかだろうと思いきや、地表地震断層も同じように、地下深くまで続いているのを観察できるのは地表付近だけだから、当たり前だが同じような断層の性状を示すのである。地下深くでの状況をきちんと観察できる機会はほとんどないので、

どちらかに区別することは本質的に難しいものになってしまう。

#### 4.1.2 断層の再活動

さらにテクトニック断層とノンテクトニック断層の識別を難しくするものとして、断層の再活動という問題がある。2011年9月に、台風12号にともなう強雨が紀伊半島を襲い、各地で「深層崩壊」が多発した。その中でも最大級の規模をもつ奈良県五條市の赤谷崩壊(図-4.1.1)を調査してみると、最大深度80mに達するすべり面の主要部が、白亜紀付加体である四万十帯のユニット(沈み込みの単位)境界断層に一致することが明らかとなった。この断層は付加体の形成にともなう衝上断層(スラスト=低角度の逆断層)として数千万年前に形成されたものが、移動体の下底で正断層として現世によりがえったということになる。構造地質学では断層のセンスが変化することを「反転」というが、まさにそれが起きたのである。テクトニックに生まれた逆断層がノンテクトニックな正断層に反転して活動したわけで、私たちはこのような現象を「テクトニック-ノンテクトニック反転」と呼んだ。

断層破碎帯が地すべり面に転化する例は少なくない。赤谷崩壊の隣にある、明治十津川災害の際に崩壊した河原樋崩壊も同じスラストがすべり面となったことが早くから知られていた<sup>6)</sup>、四国秩父帯の地すべりでも、丁寧に採取されて観察されたボーリングコアから、テクトニック-ノンテクトニック反転の証拠となる微細構造が報じられている<sup>7)</sup>。

このような現象に接すると、ノンテクトニック断層の識別がなかなか一筋縄ではいかない難しいものであることを実感する。最終的には、形成から現在までの断層の活動史を明らかにしなければいけないのだろう。



図-4.1.1 赤谷崩壊 矢印で示されたところから下が、すべり面に転化したもとのスラスト面

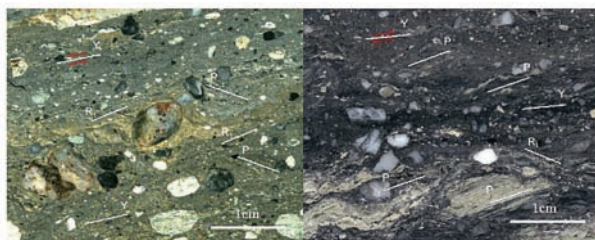


図-4.1.2 近接するボーリングコアで観察されたすべり面(正断層:左)とテクトニックなスラスト(逆断層:右)の微小構造<sup>7)</sup>

#### 4.2 発見の時代から先へ

私たちの本の出版前後から、「ノンテクトニック」ということばはだんだんポピュラーになってきた。今では応用地質学会でも活断層学会でも普通に使われている。そういう意味でノンテクトニック断層「発見」の時代は終わったのだろう。しかしそれでもまだまだこのことばが学会や業界で広く認知されるようになっていないと感じられる。4.1で述べたような、この用語を使うときの悩ましさのようなものも十分理解されているとはいいがたい。これからも、いろいろな場所、いろいろなケースでの断層について、テクトニック、ノンテクトニックを問わず丁寧に検討し、いつどのようにでき、どのような環境や歴史をたどってここにあるのか、といった探究をすすめてゆくことの必要性を実感している。

先に述べたように、「断層」という言葉を技術者が聞くと何か問題が生じるかもしれないと身構えてしまうことは事実である。しかし断層を広く捉え、成因や発達史まで理解しようとする姿勢が問題の解決を容易に、あるいは有効にすることにつながると信じている。ノンテクトニック断層はそのはじめの一歩でありたい。

#### 参考文献

- 1) 狩野謙一・村田明広:『構造地質学』, 朝倉書店, 1998
- 2) 多田文男:活断層の二種類, 地理学評論, vol.3, pp.61-63, 1927
- 3) ノンテクトニック断層研究会(横田修一郎・永田秀尚・横山俊治・田近淳・野崎保):『ノンテクトニック断層:識別方法と事例』, 近未来社, 2015
- 4) 日本応用地質学会2016年熊本-大分地震災害調査団 陥没性亀裂調査班(黒木ほか23名):阿蘇カルデラ内に出現した陥没性断裂とその周辺の地形変位, (一社)日本応用地質学会, [http://www.jseg.or.jp/00-main/pdf/20160716\\_Aso.pdf](http://www.jseg.or.jp/00-main/pdf/20160716_Aso.pdf)
- 5) Kojima, S., Nagata, H., Yamashiroya, S., Iwamoto, N. and Ohtani, T., 2015, Large deep-seated landslides controlled by geologic structures: Prehistoric and modern examples in a Jurassic subduction- accretion complex on the Kii Peninsula, central Japan. Eng. Geol., vol.186, pp.44-56. DOI 10.1016/j.enggeo.2014.10.018
- 6) 木村克己:四万十帯の付加体地質-奈良県南部を例にして-, 京大防災研研究集会12S-3, pp.5-11.
- 7) 山根 誠・山田政典・千石昭栄・脇坂安彦・赤松 薫:すべり面粘土と断層ガウジを識別する複合面構造-秩父帯の地すべりを例として, 応用地質, vol.56, pp.94-104.



活  
断  
層

## 活断層調査法

(株)ダイヤコンサルタント 中平 啓二・齋藤 勝

## 1.はじめに

原子力発電所やダムなどの重要な構造物を建設する際には、断層の活動によって引き起こされる地震動や地盤のずれによる被害を軽減するために活断層調査が実施される。近年、東日本大震災や熊本地震によって、地震や活断層に対する社会的関心がいっそう高まり、地震防災のための活断層調査が必要視されてきている。

ここでは、活断層調査に関し、活断層の概要、インフラと活断層調査、活断層調査の流れ、調査手法および最近注目されている調査手法に分けて説明する。

## 2.活断層の概要

## 2.1 地震と活断層

1995年1月、野島断層と兵庫県六甲地域の地下の活断層が活動したことにより、兵庫県南部地震が発生し、高度経済社会における未曾有の被害をもたらした。歴史上、日本列島においては、濃尾地震(1891年)、陸羽地震(1896年)、北丹後地震(1927年)、北伊豆地震(1930年)、鳥取地震(1943年)、三河地震(1945年)、伊豆半島沖(1974年)などの規模の大きな地震に伴い、既存の断層に沿って明瞭な地震断層が出現した。一方、阪神淡路大震災以降、鳥取県西部地震(2000年)、中越地震(2004年)、岩手・宮城内陸地震(2008年)、2011年福島県浜通りの地震、長野県北部地震(2014年)、熊本地震(2016年)などの規模の大きい地震が日本の内陸で発生しているが、これらの地震のうち3例(鳥取県西部地震、中越地震、岩手・宮城内陸地震)が、地表地震断層のずれが小さいか、未発見であった断層に沿って地震断層が生じたものであり、事前に位置などは特定されておらず、活断層調査の難しさを示唆している。

地震の成因として、濃尾地震による明瞭な断層崖の出現や1906年のサンフランシスコ地震を契機としたレイドの弾性反発説(Reid, 1911)<sup>1)</sup>のように活断層と地震を関連付ける学説もあったが、その後、日本では、鳥取地震や三河地震などの地震で断層が出現したにも関わらず、学会で活断層が注目されない時期があった。1960年代に入り、阿寺断層の研究(杉村・松田, 1962)<sup>2)</sup>、中央構造線沿いの変位地形の抽出(Kaneko, 1966)<sup>3)</sup>、岡田, 1968<sup>4)</sup>などにより活断層の存在が再発見され、プレートテクトニクス学説の証拠として横ずれ断層が確認された。これ以降、徐々に認識が高まり、1970代後半には鳥取地震でずれた鹿野断層のトレンチ調査(岡田ほか,

1979)<sup>5)</sup>が実施され、1980年には活断層研究会により全国の活断層分布を示した「日本の活断層(活断層研究会, 1980)<sup>6)</sup>」が出版された。さらに阪神淡路大震災以降、全国の主要98活断層を対象として、活断層調査が行われ、活断層に関する知識が深まってきている。

## 2.2 活断層の定義と性質

活断層は、多田(1927)<sup>7)</sup>により、「極めて近き時代まで地殻運動を繰り返した断層であり、今後も尚活動すべき可能性が大いなる断層」と定義されている。定義にある最近の地質時代がいつなのか。その考え方は複数ある。「日本の活断層」(活断層研究会, 1991)<sup>8)</sup>では、約200万年前から現在までの間に動いたとみなされる断層を活断層として扱っている。一方、地質調査所環境地質部地震地質課(1983)<sup>9)</sup>では、おおむね第四紀の後期(およそ中段丘形成期; 最終間氷期以降)に反復して活動した内因性の断層を活断層としている。このような活断層は、これまでの調査研究から、間欠的に活動し(間欠活動性)、最近の地質時代では変位様式が一つの断層でほぼ一定で累積的であり(変位の定向性, 累積性)、若い地形や地層がずれていることが知られている。また、1回の地震で動く量はせいぜい数m程度である。

## 2.3 活断層の活動による被害

活断層の活動は社会に甚大な被害をもたらすが、被害は、揺れによるものと、ずれによるものに大別される。揺れによる被害は、構造物の破損や倒壊、地盤の液状化、斜面崩壊などであり、断層からの距離や地盤状況によりその大きさが異なる。一方、ずれによる被害は、主として内陸の活断層の直上に限られ、断層のずれによる直接的な構造物のせん断破壊として現れる。このほか、津波や地すべりも随伴する場合がある。

## 3.インフラと活断層調査

断層の活動による被害を軽減するために、主として重要構造物建設に際し活断層の存在が考慮され、ずれや揺れの対策が講じられている。

原子力発電所建設に関連しては、1978年に原子力委員会により策定された「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針」により、考慮する活断層に関し耐震設計を施すことが規定されている。耐震設計には、断層の長さを把握し、起震断層として発生する地震の規模を松田式(松田, 1975)<sup>10)</sup>により算定して用いている。「発電用

原子炉施設に関する耐震設計審査指針」は、2006年に全面的に改訂された。活断層と地震動について最新の知見に基づく厳しい評価が求められ、既設の原子力発電所周辺において活断層の見直しが実施された。2011年、新たに原子力規制委員会が発足し、2013年に原子力規制委員会組織や関連法規として新規制基準が制定されている。

ダム建設に関しては、1984年に当時の建設省河川局から「ダム建設における第四紀断層の調査と対応に関する指針(案)」が出され、ダム周辺において、第四紀断層の存否、最新活動時期、長さおよび反復性を評価し、考慮すべき第四紀断層がダムに被害をもたらす可能性がある場合は、ダム位置の変更を含む適切な措置の実施が義務付けられている。

平成に入り、大規模造成の際や線形構造物に対して、活断層調査の事例が散見されるようになった。大規模造成計画地あるいはその近傍に顕著な活断層の存在が知られている場合は、その活動性、変位様式および単位変位量を解明するとともに、分布位置を正確に特定し、活断層を避けた土地利用がなされている。一方、阪神淡路大震災以降、地域防災の気運が高まり、活断層の存在とその実態を地域住民に周知し、地震防災計画につなげるために、全国の主要な活断層帯の調査が実施され、国によって活断層帯の長期評価が行われている。評価結果は地震調査研究推進本部のHPで公開されており、調査に基づいた地震規模と発生確率が公表されている。また、活断層の分布、変位様式、単位変位量、姿勢(走向・傾斜)、地盤条件などから強震動予測が実施されている。さらに、徳島県のように条例によって活断層沿いの土地利用を規制している例もある。

このように、社会資本を守るために、活断層の存否、最新活動時期、長さ、反復性、分布(ジオメトリ)、変位様式、活動性、単位変位量および姿勢などの要素を基に活断層の影響が評価され、耐震設計や土地利用計画により揺れやずれの想定に対処している。

## 4. 活断層調査の流れ

活断層調査の流れは、大局的に図-4.1に示す流れとなるが、細項目は対象の構造物や求める評価要素によって異なる。解析は、活断層の存否とその位置および活動性把握が最も重要な要素となる。これらの評価要素の解明には、まず、文献調査により構造物周辺における既知の活断層に関する情報を整理する。次に変動地形の有無を把握するために周辺の地形判読を行い、判読された地形や既知の活断層に沿って地表踏査や周辺の地形面調査を実施する。活断層の存在が想定される場合は、トレンチ調査や露頭調査などにより断層の位置と活動性を評価する。この際、トレンチ位置選定やトレンチでは対応できない深度の地質構造を把握するために、群列ボーリン

グ調査や反射法地震探査などの物理探査が実施される場合がある。一方、構造物や求める評価要素によっては、調査手法が異なる。原子力発電所やダムサイトなどの重要構造物の敷地は、活断層がないことが条件であるので、基盤となる地盤を全面的に露出させ地質分布と地質構造を把握するいわゆる悉皆調査が実施される。鉄道・道路などの線形構造物に関しては、活断層と交差する位置特定が重要となり、群列ボーリング調査が効果的である。断層変位を柔構造で対応させたり、被災後の早期復旧を図るために、断層位置特定と変位様式および単位変位量の把握が役立つ。さらに地域防災を主眼とした活断層の長期評価のための活断層調査では、強震動予測に供するため活断層の深部構造把握が求められ、浅層反射法地震探査や重力探査などの物理探査が用いられる。

## 5. 調査手法

### 5.1 文献調査

調査地およびその周辺の変動地形、地質および地質構造に関する文献を収集・整理し、既知の活断層や地質断層に関連する情報を得る。活断層の分布を示した資料には、日本の活断層(活断層研究会、1991)<sup>8)</sup>、国土地理院発行都市圏活断層図、活断層詳細デジタルマップ(中田・今泉、2002)<sup>11)</sup>、近畿の活断層(岡田・東郷、2000)<sup>12)</sup>、九州の活構造(九州活構造研究会、1989)<sup>13)</sup>、第四紀逆断層アトラス(池田ほか、2002)<sup>14)</sup>、国研産業技術総合研究所発行の活構造図および地質図幅などがある。文献調査では、文献抄録を作成するとともに、既存資料による活断層の分布と諸元をとりまとめる。抽出する諸元は、活断層の位置、規模、姿勢および活動性、既存調査の位置、方法および結果、地質および地質構造に関する基礎的な情報などである。また、リニアメントや断層線を示した断層分布図を作成する。

### 5.2 地形判読

空中写真および地形図を判読することにより、変動地形や地形面などの分布を把握する。空中写真は、撮影時期により、植生の状況および人工改変の有無などが異なり、太陽光線の方向や撮影高度などの撮影条件によって地形の見え方が変わることから、複数の撮影年次、それも古い大縮尺の写真を用いることが望ましい。地震断層の調査では干渉SARによる地表面変動の把握や、小型無人航空機の空撮による地形の把握が有効になる場合がある。

地形判読では、段丘面、緩斜面、浸食小起伏面、沖積低地などの地形面、地すべり・崩壊地形、変動地形とみられる地形を抽出する。段丘面などの地形面は、面の連続性、河床からの比高、河川の流下方向を考慮して地形面区分を行う。変動地形とみられる地形には、三角末端面、断層崖、低断層崖、撓曲崖、地形面の傾動、尾根・谷の屈

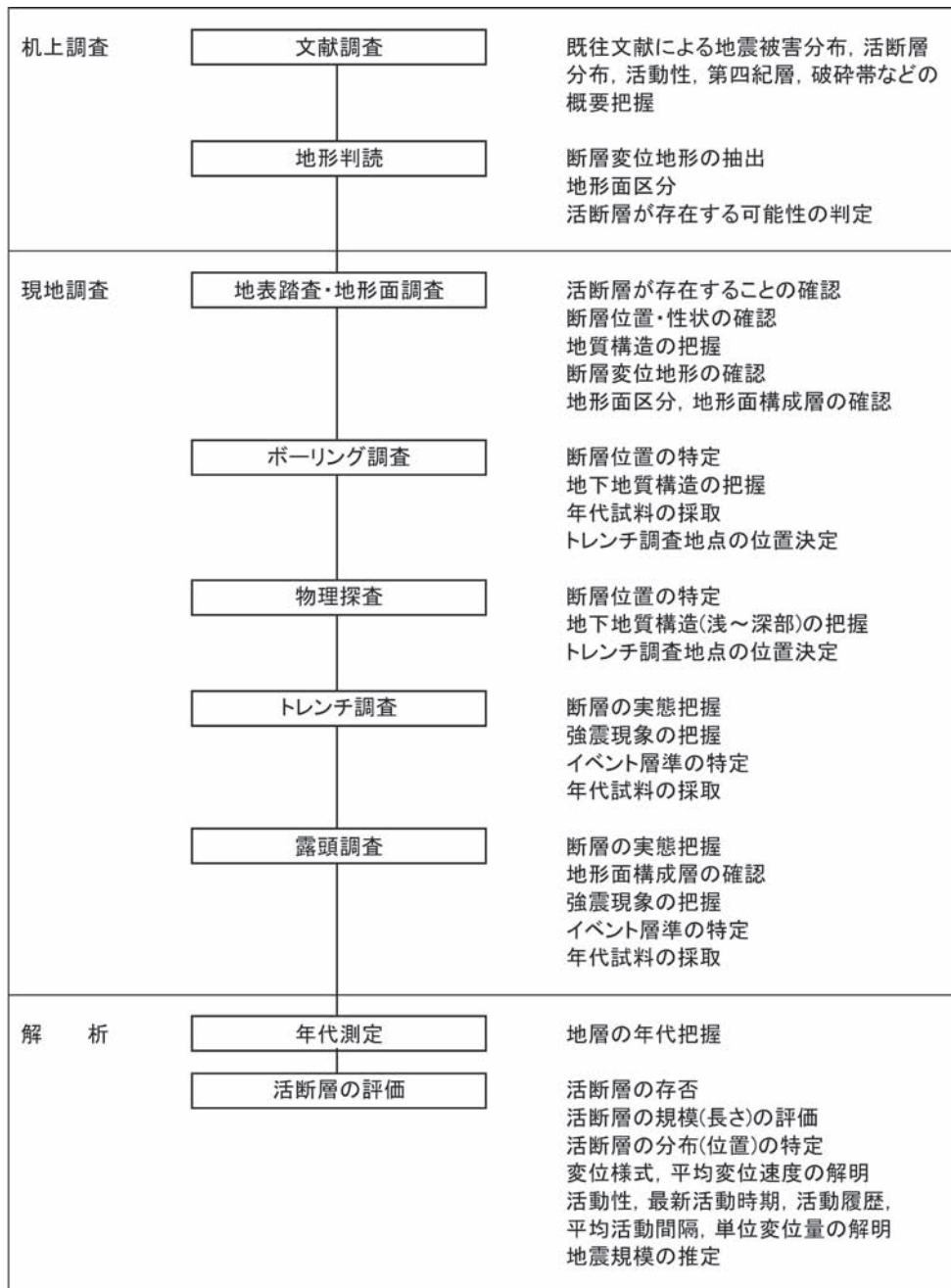


図-4.1 活断層調査の流れ

曲, 段丘崖の食い違い, 閉塞丘, 埋積谷, 風隙, 截頭谷, 傾斜変換線, 鞍部列, 直線谷, 接頭直線谷などがある。

地形判読の要点としては, 平面的あるいは直線的に連続していたと推定される地形面または地形線のずれの有無, 逆向き崖, 逆傾斜, 縦ずれや横ずれによって出現した断層崖による谷の埋積, 閉塞丘, 截頭谷に着目することが挙げられる。判読によって抽出した地形を地形図に転写し地形判読図を作成する。その際, 判読した地形は, 分布範囲や形状を示すか記号を用いて示す。また, 推定される断層線をリアメントとして示す。地形の抽出と表記に関しては, 独立行政法人(現国研)土木研究所(2006)<sup>15)</sup>に詳説されている。

### 5.3 地表踏査・地形面調査

地表踏査では, 空中写真判読で抽出されたりニアメントおよび文献調査で把握されたりニアメントや断層に沿って, 踏査を実施し, 地形・地質および地質構造に関する情報を得る。踏査に用いる基図は, 自治体発行の2,500分の1都市計画図, DEMなどの微地形が反映された大縮尺の地形図を用いることが望ましい。大縮尺の地形図がない場合は, 拡大した地形図や森林基本図を用いる。その際, 空中写真判読で抽出された地形と区分された地形面を地形図に書き入れ, 推定される断層線を予め示しておく。地表踏査では, 判読された地形の状況を確認するとともに, 地質状況, 断層露頭の有無, 地形面の分

布, 地形面構成層を確認し, 放射性炭素年代試料や火山灰分析試料などを採取する。現地では, 逆向き低断層崖, 谷の埋積, 溝状凹地, 風隙, 閉塞丘, 截頭谷, 地形面の分布と地形面を切る崖, 河谷のずれ, 地形面の傾動などに着目する。

露頭で地形面構成層や地形面を覆う風成層が確認できない場合には, 地形面上にピットあるいはボーリングを掘削し, 地形面構成層やその上位の風成層を確認する。また, 地形面の落差や断層変位地形の形状を把握するために, 地形測量が実施されることがある。

### 5.4 ボーリング調査

ボーリング調査の目的は, トレンチ位置の選定, 地質分布と地質構造の把握, 火山灰層などの鍵層の確認, 年代試料の採取などである。トレンチ位置選定や, 地質・断層構造を把握するためには, 群列ボーリング調査が実施される。群列ボーリング調査では, 推定される断層線を横断して測線を設定する。断層の両側に複数本のボーリング孔を掘削するが, 孔間距離は10~20mで, 深度は10~50mが一般的である。深度は変位基準となる地層の深度によって加減する。また, 精度の高い断層位置特定には, さらに孔間を狭くする。

横ずれ断層と縦ずれ断層では, ボーリング位置の設定と掘削順序が若干異なる。横ずれ断層の場合は, 断層の両側でそれぞれ複数本のボーリング孔を掘削し, 孔間の地層を対比する。縦ずれ断層の場合は, 断層近傍と地層の落下側を中心としてボーリング孔を掘削する。いずれも, 断層落下側の方が若い地層が厚く, 年代の分解能が高いのが一般的であるので, 落下側でより深いボーリング孔をまず掘削し, 地層分布の概要を把握する。そこで火山灰層, 腐植質シルト層, 段丘礫層など鍵層となる地層の分布を把握し, 以後の群列ボーリングの深度を設定する。逆断層の場合は, 推定される断層線のやや上盤側

を掘削することにより, 断層を貫くことも視野に入れる。

断層近傍は, 断層崖の存在などによる地層の側方変化がみられることがある。また, 横ずれ断層の場合は, 横ずれにより異なる地層が断層を境にして接していることがある。一方, 縦ずれ断層の場合は, 断層の落下側にのみ堆積する地層がある。このため, 地層の対比には, 地層の年代把握が重要である。年代把握には, 放射性炭素年代測定や火山灰分析が用いられることが多い。特に広域火山灰の純層は鍵層となるので, 地層の対比に有効である。河川成堆積物や斜面堆積物中の火山ガラスなどの含有率とその屈折率から火山灰の降灰層準を推定する場合は, 火山ガラスの再堆積や生物擾乱による下位層への侵入があるので注意を要する。

ボーリング掘削で得られたコアを観察することにより, 地層区分と孔間の地層対比を行い, コアにおける断層や地層の傾斜を計測し, 地層のくりかえしや層厚の変化などに着目して地質断面図を作成する。地層や断層の傾斜は, コアを鉛直方向にコアの中心線をとる2面の分割面で分割し, 分割面の挟角と分割面で確認される2つのみかけ傾斜を基に, ステレオネットを用いて実傾斜を求める。また, 必要に応じボアホールテレビによるボーリング孔壁の観察により断層面の姿勢を計測する。

ボーリング調査では, コア写真, コア観察表, ボーリング柱状図をとりまとめるとともに, 推定される地質断面図を作成する。

図-5.1は, 富士川河口断層帯安居山断層を対象として, 群列ボーリング調査を実施した例である。群列ボーリングと踏査の結果を基に, 約10,000年前に噴出した富士山の溶岩がヒンジ状(ちょうつがい様)に折れ曲がり, 58m程度西側が隆起している状況が確認された。これらにより, 西側隆起約6m/1,000年の平均変位速度が求められた。

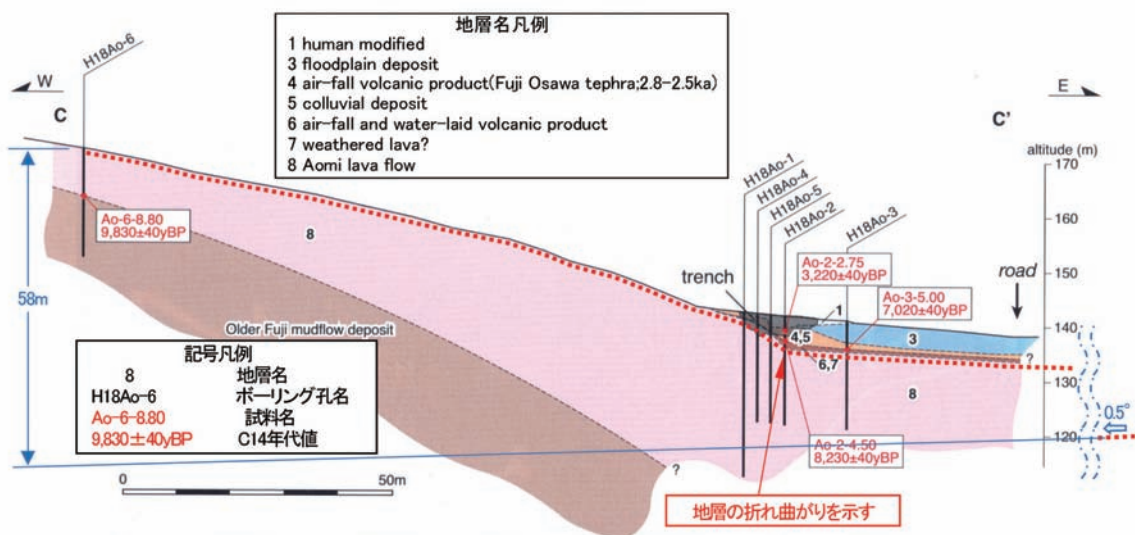


図-5.1 群列ボーリング調査の例(富士川河口断層帯安居山断層, 丸山・齋藤; 2007<sup>16)</sup>に加筆)

## 5.5 物理探査

断層が埋没しており詳細な位置が不明確な場合は、物理探査が有効である。物理探査には浅層反射法地震探査、電気探査、電磁探査、重力探査などがある。これらの探査手法については、紙面の都合で割愛する。

## 5.6 トレンチ調査

トレンチ位置は、地形判読結果、周辺の踏査結果、断層露頭位置、群列ボーリング調査結果、反射法地震探査などの物理探査の結果を総合的に検討して選定する。地形のずれや露頭における断層位置、および鞍部列などの断層変位地形を正確に把握し、活断層の地表トレースを可能なかぎり明確にした上で、分解能の高い比較的若い地層が堆積していると推定される場所でトレンチを掘削することを基本とする。適地としては、谷底低地、縦ずれや横ずれによって出現した断層崖による谷の埋積箇所などがある。活断層によっては、最新活動時期が古いものがあり、その場合は、段丘面上や鞍部など比較的古い地層が堆積している場所を選定する。事前に市町村の教育委員会に問い合わせて、トレンチ掘削地点が遺跡指定地や遺物包含地に含まれているか否かを確認する。指定地に含まれている場合は、教育委員会の指導に基づき、遺跡調査を実施する。トレンチ掘削時に、遺物および遺構を発見した場合は、教育委員会に届出、その指示に従う。

選定された位置で、断層を露出させ直接的に観察するためにトレンチを掘削する。断層の不実在を確認するためにトレンチを掘削することもある。断層の不実在を確認するためには、ある範囲に断層がないことを証明するために規模の大きいトレンチとなる。トレンチの掘削は、バックホウを用いるが、山地など重機搬入が困難な箇所は、人力による掘削もある。

トレンチ掘削の際は、掘削範囲をスプレーや石灰で示し、地層を確認しながら壁面の勾配を設定する。地層の連続性が途絶するか否か、地層の傾斜が変化するか否かに着目しながら掘削を進める。必要に応じ、掘削途中で壁面を整形し地層および地質構造を確認する。

トレンチ壁面にみられる地質を、粒度、色調、構成礫、堆積構造、浸食の有無、連続性などから単層に区分し、地層分布と地質構造を観察する。スケッチは20分の1が一般的であるが、トレンチの規模が大きい場合や、精密なスケッチが要求される場合は、スケッチの縮尺を50分の1～10分の1程度に変える。

単層における観察事項は、層厚、側方への連続性、構成礫の礫径、礫の風化度、円磨度、礫種、インプリケート構造、礫率、基質、浸食構造、基質支持か礫支持か、淘汰状況、級化状況、年代試料の有無などである。また、年代の若い地層は遺物や遺構を包含することがある。出土した考古遺物は地元教育委員会に連絡し、その鑑定を受けることも重要である。地質構造は、断層・変形構造の有

無、地層の走向・傾斜、どの層準まで断層が切断しているのか、どの地層に覆われるのか、液状化現象の有無、地割れ、礫の再配列などを観察する。断層構造は、断層面の走向・傾斜、破碎帯や断層岩の性状（色調、構成物、厚さ、固結の程度など）、条線の有無・姿勢を把握する。

トレンチ壁面は、整形後、数日間は壁面の水洗いを欠かさないようにし、構成礫の表面に付着した細粒分を洗い流す。礫表面の細粒分が流されると、堆積構造がより明瞭になり、地質・地質構造の解析が正確になる。地層、地質構造および壁面の走向・傾斜を測定し、年代試料を採取する。壁面の写真は、トレンチと地形状況との関係が把握できる全景、各壁面の全景、モザイク写真を撮影する。

トレンチ調査結果は、トレンチ周辺の測量図、壁面写真、スケッチ図をとりまとめる。調査地周辺の地形・地質を説明し、壁面にみられる地質・地質構造、地層・地形面の年代を一覧表にまとめる。スケッチ図には、礫・砂などの構成物や、地層境界、断層構造、変形構造を示し、年代値、火山灰層の名称、遺物の時代を入れた壁面解釈図を作成する。

図-5.2は、砺波平野断層帯西部法林寺断層を対象として、トレンチ調査を実施した例である。この調査で、西傾斜の低角逆断層が地表付近まで延び、断層の上盤側が大きく変形している状況が確認された。上盤側では始良Tn火山灰を挟む扇状地堆積物がほぼ直立しており、西傾斜の低角逆断層から分岐する層面すべりの曲げ断層が多数分布する。

## 5.7 年代測定

### (1) 放射性炭素年代測定

炭化物、木片、泥炭層および腐植土などは、放射性炭素年代測定に供するために試料を採取する。採取した試料はアルミホイルで包みチャック付きのビニル袋に入れ、冷暗所で保管する。

### (2) 火山灰分析

火山灰試料は、消しゴム程度の量を採取し分析に供する。その際、予備の試料を採取するとよい。風成層や斜面堆積物などの広域テフラ降灰層準を特定するために、柱状連続試料を採取する場合は、上下に10cm間隔で採取することが一般的である。この際、火山ガラスの混入を防ぐため下位層準から順に採取する。また、地層境界をまたいだ試料は採取しない。

### (3) 考古遺物

遺物および遺構は地層の年代を知る重要な手がかりになる。遺物の包含層は、人工的な攪乱などを除き遺物の時代と同じかそれより新しい。遺物、遺構の時代は基本的に教育委員会に鑑定を依頼する。

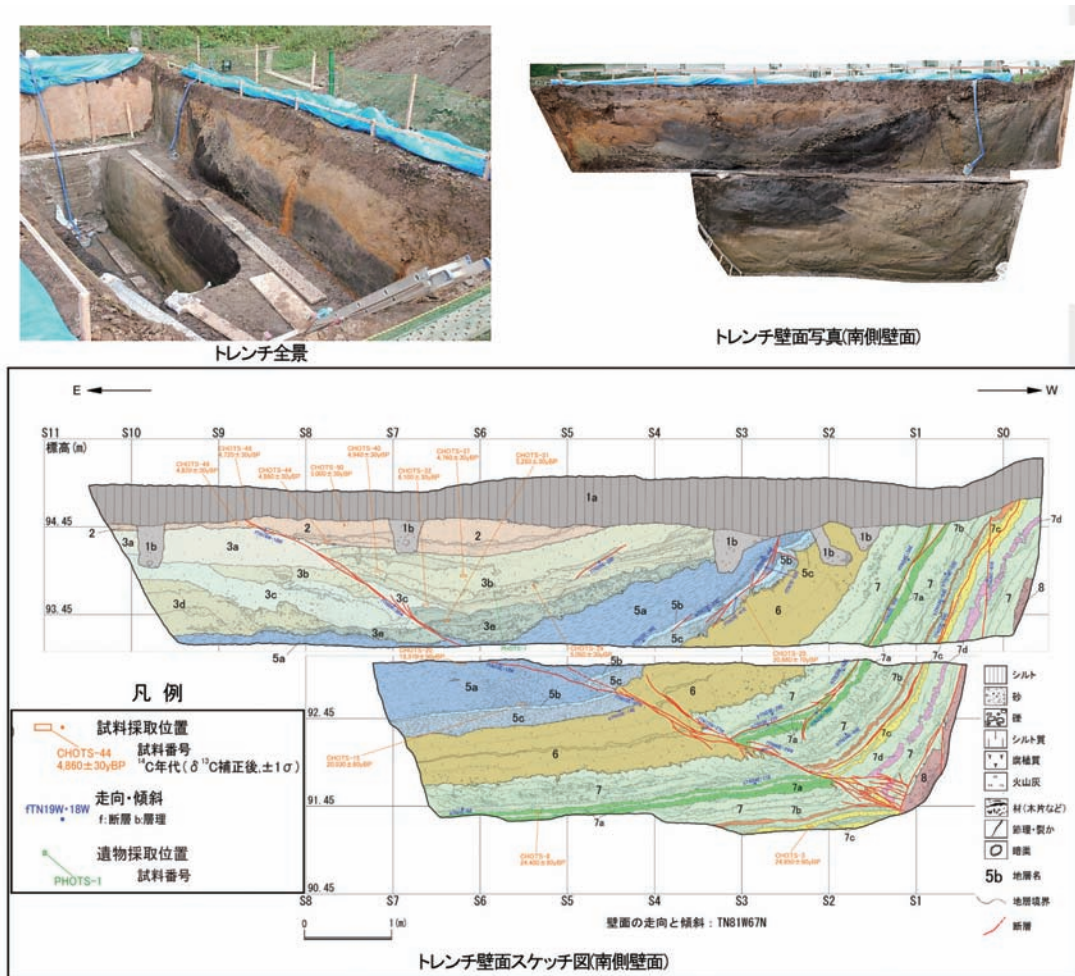


図-5.2 トレンチ調査の例(砺波平野西縁断層帯法林寺断層, 丸山ほか, 2012<sup>17)</sup>)

## 5.8 解析

### (1)活断層の存否

明確な断層変位地形, 活断層の露頭, トレンチ調査で活断層が確認されている場合などは, 活断層の実在が確定である。リニアメントのうち, 活断層である明確な証拠がない場合は, リニアメントを横断する露頭の剥ぎ取りやトレンチ調査, 群列ボーリング調査などを実施し, 活断層の存否を検討する。

### (2)活断層の規模

断層末端の位置を, 地形判読, 地表踏査, 露頭調査, 必要に応じてトレンチ調査によって求める。断層末端では, 変位・変形が分散して解消されることから断層が分岐することが多い。また, 横ずれ断層末端の圧縮側では, 地表面がふくらむことがある。近年は, 活断層の連動の議論があり, 隣接する活断層が同時に活動するか否かの合理的な判断が問われている。また, 活断層の長さから起震される地震の規模が求められていることから, 連動の問題は地震規模の算定に大きく関与する。さらに, 単位変位量の把握も, 地震規模との相関があることから重要である。

### (3)活断層の分布

大規模な造成地における活断層調査の場合は, 活断層の詳細な分布を把握する必要がある。地表踏査, 斜めボーリングを含むボーリング調査, トレンチ調査の結果から大縮尺の活断層分布図を作成する。その際, 確認された活断層の位置を測量により正確に把握する。なお, 断層は一本の明瞭な線で示されることもあるが, 雁行配列や分岐なども空中写真で想定されることもある。また, 盛土および切土により宅盤の高さが変わる場合は, 断層面の傾斜から, 造成後の断層位置を求めて図示する。

### (4)変位様式, 平均変位速度

断層変位地形を検討し, トレンチ調査, ボーリング調査, 地表地質踏査, 地形面調査などから, 活断層の変位様式を求める。変位様式とは, 例えば右ずれの卓越した西側隆起の逆断層成分をもつ断層などといった変位のセンスを示した断層の種別をいう。基準地形や地層の分布と年代, 断層活動による累積変位量を把握し, 平均変位速度に関する知見を得る。

### (5) 活動履歴, 平均活動間隔, 単位変位量

トレンチ調査, ボーリング調査, 露頭調査などから, 活断層の最新活動時期をはじめとする活動履歴を解明し, 平均活動間隔, 単位変位量に関する知見を得る。

トレンチ調査では, トレンチ周辺の断層変位地形の検討を行い, トレンチ壁面に出現した断層との関係を把握する。また, トレンチ壁面にみられる地質および地質構造を解釈する。地層および地形面の年代と, それらの変位基準が断層によってずれているか否かを判定し, 古地震イベントを特定することにより, 最新活動時期をはじめ活動履歴を解明する。その際は, 地割れ, 液状化跡などの強震現象である可能性がある事象との関係も把握する。

### (6) とりまとめ

トレンチ壁面や露頭の解釈, 断層の存否, 分布(ジオメトリ), 変位様式, 地層や地形面の変位量とその年代, 平均変位速度, 最新活動時期, 活動履歴, 平均的活動間隔, 単位変位量, 断層の地下構造(姿勢)などをとりまとめ, 想定される地震の危険度の評価資料とする。

## 6. 最近注目されている調査手法

### 6.1 航空レーザー計測による地表形状の表示

空中写真判読による実体視は地形判読調査の基礎であるが, 高木などの植生により地形が被覆されていて, 詳細な地形形状の情報が不足していることが, 根本的な制約としてある。

最近, 航空レーザー計測により, 高木の樹間を通過して地表面まで到達したパルスを用いて作成した三次元地

形データ(DEM)から, 地表面の精細な形状が得られるようになった。DEMからコンピュータ処理により出力した立体陰影図の一例を図-6.1に示す。

立体陰影図や鳥瞰図を用いることによって, 文章や言葉だけの説明だけでは, イメージしづかった地形の形状や様子を, 容易に理解してもらえる利点もある。また, 任意の等高線間隔の地形図を出力でき, 詳細な地質図などの表現に便利である。

### 6.2 破碎部性状調査

原子力発電所の耐震設計のための断層の活動性調査では, 対象とする断層の後期更新世以降の活動の有無を, 一般的に「上載地層法」と呼ばれる方法で直接確かめることが最善であるが, 断層のトレース上に後期更新世の地層が分布しないなどの難しい調査条件の場合がある。

これを補完する調査として, 断層に付随する破碎部が, 断層活動の度に被ってきた変形の履歴に関するデータを取得する方法がある。断層運動に伴う破碎部は形成された深度(封圧条件)に応じた性状を示すため, それらの切断・重複などの相互関係が明らかになることが期待されている。また, 「活断層は未固結の断層ガウジを伴う平滑な断層面を伴う(狩野・村田, 1988)<sup>18)</sup>」とされており, 最近では, 断層の活動性と色調に注目した研究もなされている(小林ほか, 2006)<sup>19)</sup>。さらに, 周囲の組織を切断して最新の活動を示している破碎部の変位センスから復元される応力場と, 現在の広域的な応力場との比較から, 活動性を論じる調査もなされている。これらの調査の一例を図-6.2に示す。

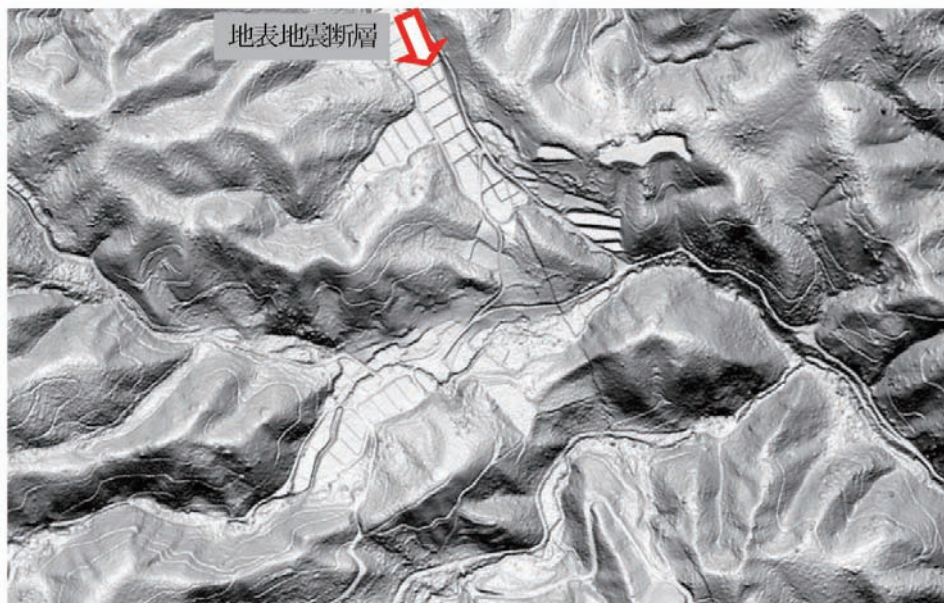


図-6.1 DEMによる立体陰影図(いわき市塩ノ平付近)  
東北地方太平洋沖地震後のDEM画像(朝日航洋株式会社から提供)

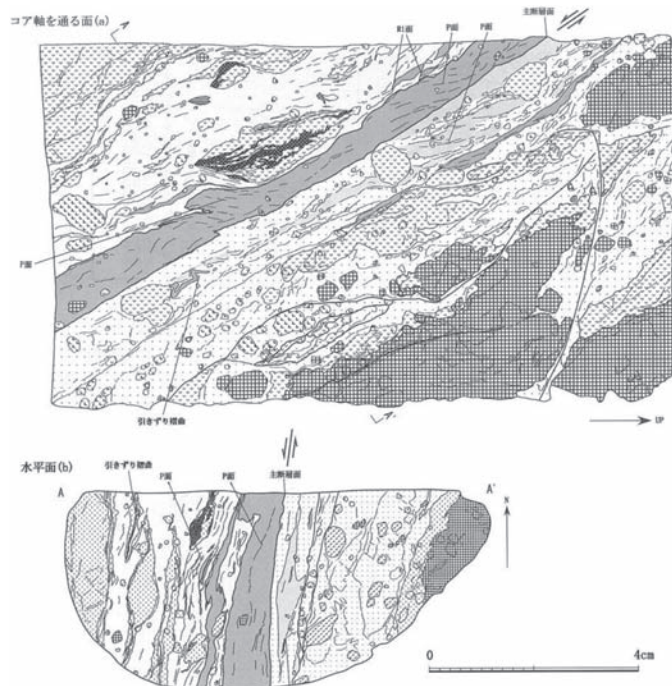


図-6.2 破碎部性状調査の一例 (日本原子力発電株式会社, 2009<sup>20</sup>)

## 7.まとめ

従来の知見では、日本列島の周辺は、大きな範囲のひずみが分割して放出される傾向があり、アラスカ地震(1964年)、チリ地震(1960年)、スマトラ地震(2007年)などのように巨大地震は起こらないとされてきた。それが、2011年東日本太平洋沖地震の発生でくつがえり、想定外の巨大地震となった。また、鳥取県西部地震(2000年)、中越地震(2004年)、岩手宮城内陸地震(2008年)もそれまでの経験則(断層の長ささと地震規模の相関など)を再検討させる要素をいずれも含んでいる。今後、研究が進む過程で、活断層に関する知見が深まり、断層活動の実態が解明され経験則がより充実するものと考えられる。このため国・学会などの研究動向・報告に留意して活断層調査を行うことが必要である。

### 引用・参考文献

- 1) Reid, H.F. (1911): The elastic-rebound theory of earthquakes. Univ. Calif. Publ. Bull. Dept. Geology, 6, 413-444.
- 2) 杉村 新・松田時彦 (1962): 断層運動の軌跡. 科学, 32, 433.
- 3) Kaneko, S. (1966): Transcurrent displacement along the Median Line, south-western Japan, New Zealand J. Geol. Geophys., 9, 45-59.
- 4) 岡田篤正 (1968): 阿波池田付近の中央構造線の新期断層運動. 第四紀研究, 7, 15-26.
- 5) 岡田篤正・安藤雅孝・佃為成 (1979): トレンチ発掘による活断層の調査. 月間地球, 1, 608-615.
- 6) 活断層研究会 (1980): 日本の活断層—分布図と資料—. 東京大学出版

- 会, 363p.
- 7) 多田文男 (1927): 活断層の二種類. 地理学評論, 3, 61-63.
- 8) 活断層研究会 (1991): 新編日本の活断層—分布図と資料—. 東京大学出版会, 437p.
- 9) 地質調査所環境地質部地震地質課 (1983): 50万分の1活構造図シリーズについて. 地質調査所月報, 34, 27-37.
- 10) 松田時彦 (1975): 活断層から発生する地震の周期と規模について. 地震, 28, 269-283.
- 11) 中田 高・今泉俊文 (2002): 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会, 68p.
- 12) 岡田篤正・東郷正美 (2000): 近畿の活断層. 東京大学出版会, 395p.
- 13) 九州活構造研究会 (1989): 九州の活構造. 東京大学出版会, 553p.
- 14) 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 (2002): 第四紀逆断層アトラス. 東京大学出版会, 254p.
- 15) 独立行政法人土木研究所 (2006): 活断層の位置および規模の定量的認定法に関する研究(4). 独立行政法人土木研究所共同研究報告, 338, 52p.
- 16) 丸山 正・斎藤 勝 (2007): 富士川河口断層帯の古地震調査. 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, 7, 129-155.
- 17) 丸山 正・吉岡敏和・斎藤 勝 (2012): 富山県西部、砺波平野断層帯(西部)の完新世の活動. 地球惑星科学連合2012年大会要旨, SSS35-P1.
- 18) 狩野謙一・村田明広 (1998): 構造地質学. 朝倉書店, 298p.
- 19) 小林健太・宮下由香里・阪啓惟・窪島光志・大川直樹・大橋聖和・小山敦子 (2006): 鳥取県西部地域に分布する断層ガウジの色解析. 日本地質学会第113年学術大会講演要旨, 204.
- 20) 日本原子力発電株式会社 (2009): 敦賀発電所原子炉設置変更許可申請書(3号及び4号原子炉の増設)