

## 第4節 跡津川断層の現在の活動と断層構造調査

### 1 微小地震

#### (1) 飛騨地方・富山湾及び能登半島周辺の地震活動

跡津川断層周辺の地震活動が詳細に把握できるようになったのは、京都大学防災研究所・上宝地殻変動観測所に、地震予知計画の一環として、1977（昭和52）年5月、地震・地殻変動テレメータシステムが導入されてから以降である。従来の気象庁による観測では、跡津川断層沿いには、ほとんど地震が観測されなかった。現在、上宝観測所の固有の観測点として、跡津川断層周辺に上宝・天生・楡原・福光の4観測点、富山湾・能登半島周辺に七尾・朝日・宝立の3観測点の計7観測点及び臨時観測点として立山（称名滝下）の1観測点があり、また、隣接する名古屋大学高山地震観測所とのローカルなデータ交換により高山・焼岳・高根の3観測点のデータが加わり、観測が行われている。

これまでに、和田ほか（1979）、三雲・和田（1983）、三雲ほか（1985）によって、観測初期ごろの活動状況やメカニズムについて詳しく報告されており、また、この地域のテクトニクスについても詳しい議論が行われている（Mikumo *et al.*, 1988）。ここでは、まず飛騨地方北部・富山湾及び能登半島周辺の地震活動を概観し、その後で跡津川断層沿いの活動（三雲, 1990）と1990（明治33）年に入ってから飛騨山脈下の活動（京大防災研上宝地殻変動観測所, 1990）について述べる。

図1-9に飛騨地方北部・富山湾及び能登半島周辺の1996（平成8）年から2007（平成19）年まで11年間の約9万5,000個の震央分布図（人工地震を含む）を示す。丸印の大きさはマグニチュード別を表し、6段階に分けてある。震源決定の精度は読み取り誤差や平均走時残差、観測点の配置等を考え合わせると、観測網の中心から25km以内の範囲においては水平方向に1km以内、深さ方向に2km以内、25～50kmの範囲においては水平方向に1.5km以内、深さ方向に3km程度である。

- (a) 図1-9の中央部において北東-南西方向の線状配列が見られるが、これが跡津川断層沿いの活動である。詳しく見ると、活動は一樣ではなく、断層の両端（富山市有峰以東及び飛騨市宮川村菅沼から飛騨市河合村<sup>あもろうとうげ</sup>天生峠）で活発であり、中央部（高原川流域）では低調である（図1-10、図1-11）。断層東部の有峰東方の活動は、隣接する茂住-祐延断層に沿うものも混在する。東端は飛騨山脈沿いの活動（後述）に合流するため、平面図では境界ははっきりしないが、断面図では、深度分布から区別が可能である（図1-12）。
- (b) 一方、跡津川断層の地表トレースは天生峠付近が西端とされているが、震央分布は白川谷を越えて白山に漸近し、地震発生層での断層両端の力学条件が異なることを暗示する（図1-10～12）。

- (c) 跡津川断層東端から南へ飛騨山脈に沿って塊状の分布が見られる。これらの分布は、北から順に立山、烏帽子岳、槍ヶ岳、焼岳、乗鞍岳及び御岳付近に相当し、最近は特に烏帽子岳、焼岳及び乗鞍岳において活発な活動を示している（図1-9、図1-10）。
- (d) 跡津川断層の北に平行して走る牛首断層や両断層間に位置する茂住-祐延断層に沿っても弱い微小地震活動が見られる。牛首断層では断層西端の牛首峠付近、また、茂住-祐延断層では宮川村付近で活発な様相を呈している。
- (e) 跡津川断層及び飛騨山脈によって境されている飛騨三角帯（上宝周辺）での低活動域が非常に目立つ。その南方には、高山東方から久々野、小坂にかけていくつかの塊状の分布が見られるが、阿寺断層に沿っては活動度が低い。

## (2) 跡津川断層沿いの最近の地震活動

跡津川断層沿いの地震活動をさらに詳しく見るために、図1-10上段に1996（平成8）年1月より2007（平成19）年12月まで最近12年間の跡津川断層及びその周辺の震央分布を示す。東部の有峰から立山・黒部湖にかけての地域、西端の菅沼から角川・天生峠にかけての地域では活動が大変活発であり、大多和から東漆山・菅沼にかけての地域においては活動が低調である。菅沼付近の密集は群発活動である。全体的に見て、震央の分布は地質学的な地表面の断層の位置より北側に分布している。断層の北側と南側では、この地域の地殻上部の速度構造に大きい差異は認められないため、この震央分布は、断層面の北傾斜を示唆するものと思われる。

次に、断層の走向に平行な断面に投影した深さ分布を図1-10下段に示す。図中AM、SG、AR、KRは天生、菅沼、有峰及び黒部湖の位置を示す。中央部に密集した活動が見られるが、菅沼付近の群発活動であり、震源の再決定をした結果では、深さが15kmまでに限られる（和田ほか、2003）。

跡津川断層に直交する断面に投影した地震活動の深さ分布を断層西部、中央部及び東部に分けて図1-11の(I)、(II)、(III)に示す。この図からも、断層西部及び東部において地震活動が活発で中央部で低調であることが明らかである。なお、図中のAF、MF、UFは跡津川断層、茂住断層、牛首断層の地表面での位置を示す。(I)は断層西部の天生峠から菅沼にかけての分布を示し、跡津川断層(AF)の下では地震はほぼ13kmまで垂直に密集し、この北側にあたる牛首断層下はかなりばらついている。一方、跡津川断層以南は低活動域である。15km付近にはまばらながら別の発生層準が認められる。(II)には断層中央部の菅沼から有峰にかけての分布を示す。この地域は低活動域で地震の個数は少ないが、跡津川断層(AF)の下の分布にやや北西傾斜の傾向が見える。(III)は断層東部の分布である。跡津川断層の下に深さ12kmまで分布している。また、深さ分布は北西方向に傾斜しているようである。全体を通して見ると、跡津川断層沿いに発生する地震の深さの下限は15kmであり、後で述べるように、跡津川断層においてはこの下限以深では脆性破壊が発生しないという境界になっているらしい。

なお、本断層帯付近で発生した地震の発震機構は、東南東－西北西に主圧力軸を持つ横ずれ断層型が多い（図1-13）。

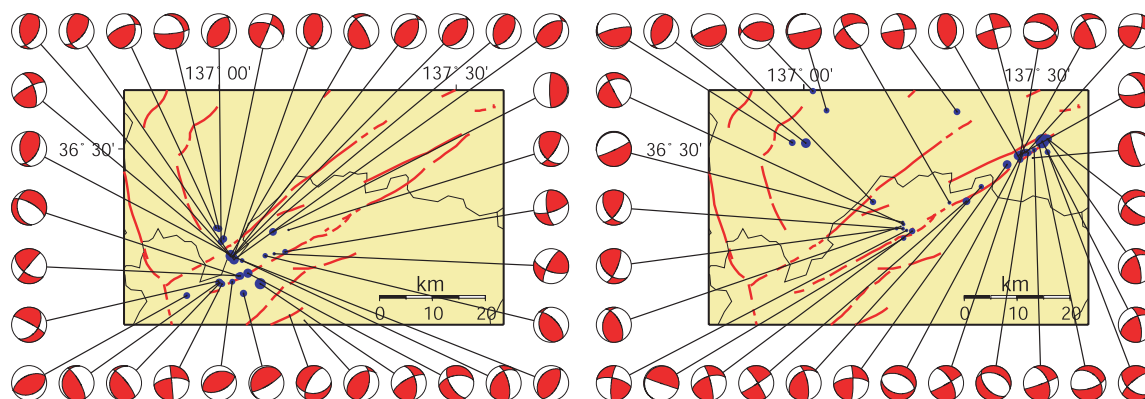


図1-13 跡津川断層とその周辺で発生した微小地震の発震機構  
(左図：断層西部、右図：断層東部)

和田ほか(2003)。青丸が震央位置、赤線が活断層、黒線は県境を表す。各微小地震の下半球投影された発震機構は赤い部分が圧縮、白い部分が引張の領域を表す。跡津川断層全体では横ずれ型が卓越するが、地域全体としては逆断層型も多く存在する。この地域では西南西－東南東の主圧力が卓越しており、横ずれ型、逆断層型ともに概ねそれを反映した傾向を示している。また、跡津川断層に併走する牛首断層や茂住－祐延断層の存在がこの地域の構造と発震機構を複雑にさせていると推定される。

## 2 測地観測結果

跡津川断層帯周辺における1994（平成6）年までの約100年間の測地観測結果では、断層帯周辺で北西－南東方向の縮みが見られ、西部で北東－南西方向のわずかな伸びが見られる。また、1985（昭和60）年からの約10年間では、北西－南東方向のわずかな縮みが見られる。

過去20年間の精密辺長測量によると、本断層帯の一部で右横ずれと調和するようなわずかな変化が観測されており、変動がクリープ的に生じていることを示唆している可能性がある（図1-14）。しかし、最近では、断層クリープに否定的な見解が多い（Hirahara *et al.*, 2007）。最近5年間のGPS観測結果では、周辺で北西－南東方向のわずかな縮みが見られ、西部で北東－南西方向の伸びが見られる（図1-15）。

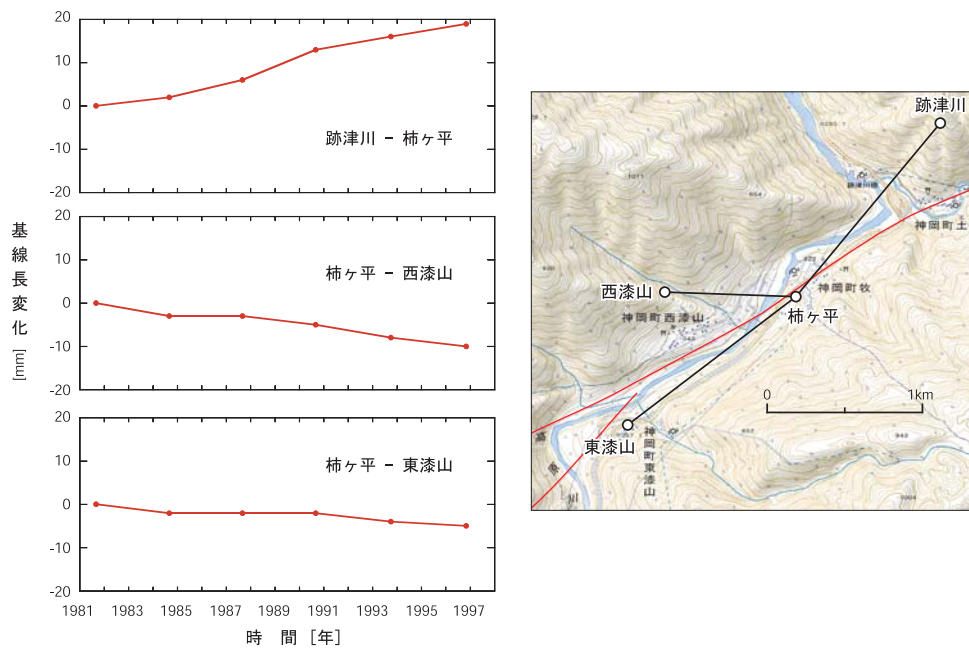


図 1-14 光波測量によって観測された跡津川断層のクリープ現象

多田 (1998)。観測点分布の地図は国土地理院の数値地図25000 (地図画像)、数値地図50mメッシュ (標高) を使用し、カシミール3Dを用いて作成した。地図上の赤線は松田 (1966) を参考にして跡津川断層の分布を表した。図左側のグラフは1981年観測時を基準とした各基線長の相対変化を表す。右横ずれの断層運動と調和的な基線長の変化が認められる。

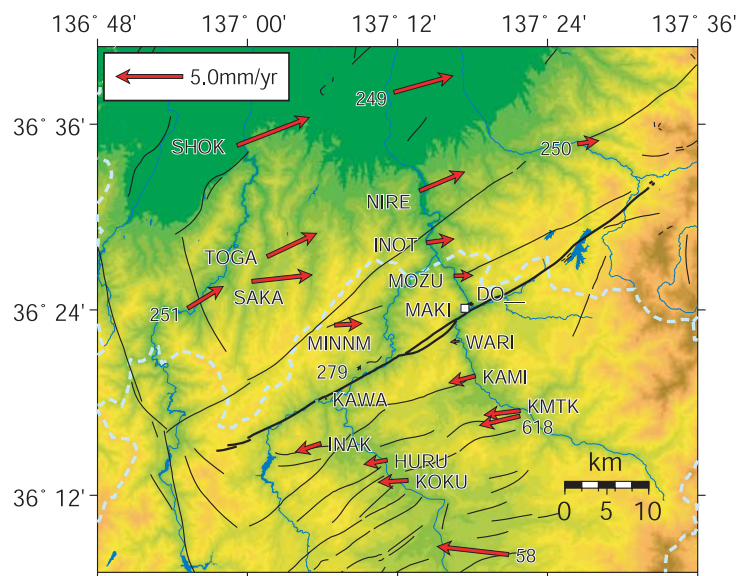


図 1-15 GPS測量により捉えられた跡津川断層周辺の地殻変動

Hirahara *et al.* (2007)。1998年から2005年までのGPS測量結果を基に、MAKIを基準点とした相対的な地殻変動の水平速度ベクトルを矢印の長さで表した。跡津川断層 (太実線) を跨いだ南北で地殻変動の方向がほぼ逆転する。南北間の地殻変動速度の変化は断層付近でも連続的で、断層クリープを示唆させる不連続な変化は見いだせない。このことからGPS測量を行った時点ではクリープは生じておらず、断層面は固着していると考えられる。

### 3 跡津川断層総合観測の結果

Kato (2008)、岩崎 (2008) は、跡津川断層総合観測による地震波トモグラフィーの結果から、断層中央部の低速度体を挟んで断層沿いの北東・南西両側にそれぞれ長さ30km、厚さ20kmの高速度体を検出した(図1-16)。特に、南西側の高速度体は、安政飛越地震で倒壊率が高かった地帯に対応し、本震時のすべり量が大きかった断層面(アスペリティ)と考えられた(Kato, 2008)。一方、北東部については、もともと人家の分布に乏しかったことから、倒壊率との対応は統計的に有意とは言えず、現在の地震活動を余震と考えれば、南西部と同様のアスペリティと考えることができる。また、断層中央部の低地震活動に対応する低速度異常域は、測地観測で検出されたクリープ活動域(図1-14)とも合致し、アスペクト比1:300のクラックに流体が充たされていると解釈できる(Kato, 2008)。

しかし、比抵抗から見た跡津川断層の構造は、地震波によるそれとは趣が少し異なっている。吉村ほか(2006)、Yoshimura *et al.* (2007)は、跡津川断層の走向及び直交方向について比抵抗構造探査を行った。その予備的な解析の結果、地震活動が不活性な断層中央部に高比抵抗な領域を見出している(図1-17)。比抵抗は主として岩石の含水率を反映し、地下における高比抵抗体は乾燥した緻密な岩盤の存在を示唆している。つまり、断層走向の中央部では断層面が強く固着し剛性を保っているため、微小地震が低調であると解釈することができる。このことは、GPS観測から示唆された結果(図1-15)を支持している。断層の直交方向における比抵抗構造は、相対的に断層の北側で高比抵抗、南側で低比抵抗という断層を挟んだ構造の強いコントラストが確認されている。地震活動は図1-11において断層の北側で活発であり、高比抵抗体と良く対応している。

他方で、断層深部の下部地殻の構造については、地震波トモグラフィー、比抵抗構造ともに調和的な結果が得られている(吉村ほか, 2006; Nakajima and Hasegawa, 2007)。ここで、これらの成果を踏まえて、アスペリティモデルに基づく安政飛越地震の破壊過程(双子地震説)を提起する。すなわち、安政飛越地震では、断層中央部地殻下部の低速度低比抵抗体における歪集中と直上地震発生層における応力集中で破壊核が形成され、初期破壊が開始された。破壊は、両側の高速度域(アスペリティ)への双方向破壊によって伝播し、双子地震が発生した。

いずれにせよ、多分野から跡津川断層の構造に対してアプローチすることはそれぞれで得られた結果を相互に検証しあえることになり、構造に対する信頼性を著しく向上させることになる。地震波トモグラフィーにおいて検出された低速度体と、比抵抗構造探査において検出された高比抵抗体が必ずしも異なる物性を捉えているわけではないかもしれないが、現時点の地震波トモグラフィーと比抵抗構造における解釈の相違を埋めるには、より多くの観測データの集積を待たなければならないようである。

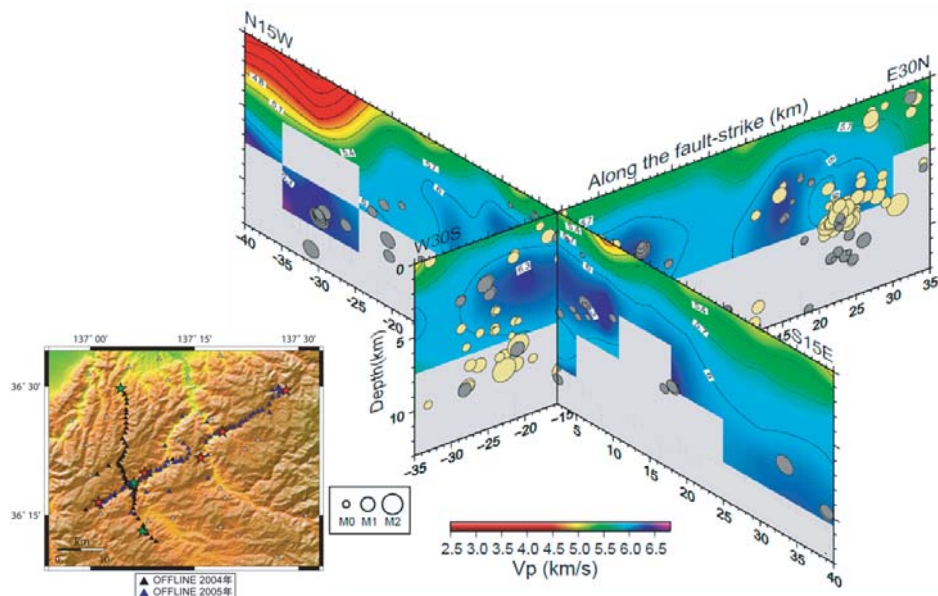


図 1-16 跡津川断層の地震波速度構造

Kato *et al.* (2007)。交差したパネルは、跡津川断層総合観測の結果を図示している。断層に平行なW30S-E30N方向の断面図では、断層中央の低速度体（淡色部表示）を挟んで断層の北東と南西の両側にそれぞれの高速度部（濃色）が検出された。高速度部はアスペリティと呼ばれ、ここに集中して地震が起きている。N15W-S15E断面では、同断層の高速度体は供え餅のような形状がわかり、N15Wの文字付近は超低速度体で、第三紀堆積盆に該当する。左下の小さな地図は、地殻速度構造を解析するために実施した人工地震実験のときの地震観測点（△印）の配置を示す。

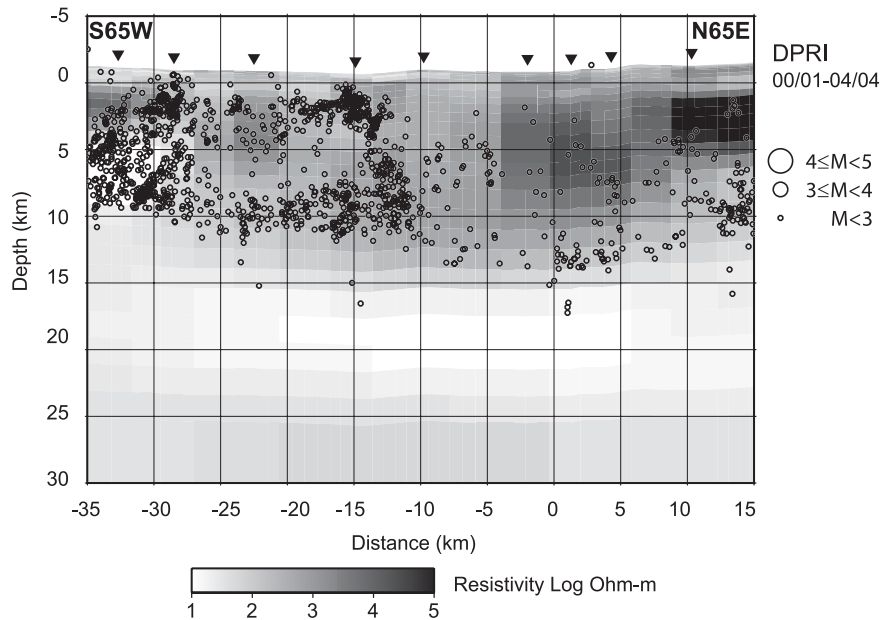


図 1-17 跡津川断層沿いの比抵抗構造

吉村ほか（2006）。丸印は京都大学防災研究所の観測による微小地震の深さ分布を表している。相対的に低比抵抗な領域で地震活動が活発化し、高比抵抗な領域で低調となっている。この結果からは、高比抵抗の領域では断層が固着し強い剛性を保っているため地震活動が低調なのだと解釈することができるが、同領域は図 1-16における地震波速度の低速度領域であると解釈され、物性にみた跡津川断層の構造については、まだ一致を見ない。