

伊那谷南部，念通寺断層の毛賀沢露頭で観察された 礫層の変形構造と断層運動との関係

村松 武*

Relationship between the drag of gravel and the fault movement in the Kegasawa outcrop
of the Nentuji fault, southern Ina Valley, Central Japan
Takeshi Muramatsu*

*〒395-0034 長野県飯田市追手町2-655 飯田市美術博物館

伊那谷断層帯，中央断層群（前縁断層）の一つである念通寺断層（川路・竜丘断層）の毛賀沢露頭には，西側の花崗岩が東側の段丘礫層の上のし上がる南北走向の逆断層が現れている。断層下盤には変形した礫層が観察される（松島，1995）。この礫層の変形構造を明らかにし，断層運動との関係を考察するために，一つ一つの礫の姿勢を測定した。その結果，礫層の変形構造は3つの剪断帯と4つの変形帯から構成されていることが分かった。剪断帯ではすべての礫は断層面の方向へ回転し再配列していた。一方，剪断帯から派生したと推定される一つの変形帯を除くと，主断層に近い変形帯ほど礫が強く回転していることが示された。これらの各剪断帯および各変形帯で認められた礫の回転は，主断層の条線から推定される断層運動と矛盾がないことが分かった。

キーワード 伊那谷断層帯，念通寺断層，毛賀沢露頭，礫層の変形

1. はじめに

伊那谷は西側を木曾山脈（中央アルプス），東側を伊那山脈に境された南北に細長い盆地である。ここには木曾山脈山麓と盆地中央に南北に伸びる2列の活断層群がある。松島（1992）は前者を西縁断層群，後者を中央断層群，池田（1990）や地震調査委員会（2002）は前者を境界断層，後者を前縁断層と呼んでいる。今回記載する毛賀沢露頭は，盆地中央を走る中央断層群（前縁断層）の一つである念通寺断層（松島，1995）が飯田市松尾と竜丘の境を流れる毛賀沢川沿いに現れたものである（図1）。

念通寺断層の毛賀沢露頭には，基盤の花崗岩が段丘礫層の上のし上がる逆断層が現れていて，礫層中には断層の引きずりによる礫の回転が報告されている（松島，1995）。この礫の回転を伴う礫層の変形構造を記載し，断層運動との関係を明らかにするために，1998年に一つ一つの礫の姿勢を測定した。

なお，この小論は平成10年度飯田市誌自然編の報告書にまとめたものの一部を若干修正して加筆したものである。

2. 念通寺断層の概要

念通寺断層など中央断層帯がつくる崖線は，天竜川に平行しているため，かつては河岸段丘とされてきた（たとえば辻村，1919）。しかしながら，有井（1958）の先駆的な研究によって飯田市毛賀から下條村小松原間の地形変換線が断層地形であることが明らかにされ，川路・竜岡断層と命名された。その後，松島の一連の研究（松島，1968；松島，1995；松島編，1972など）によって毛賀沢露頭などの新しい露頭が発見され，断層線が地形図上で正確にトレースされた。その結果，川路・竜岡断層は2つのセグメントに分けられ，北半分に相当する飯田市八幡八幡神社から飯田市上川路久米川までの北北東-南南西方向の6 kmの区間が念通寺断層と呼ばれるようになった。

松島（1995）によると，念通寺断層は西上がりの高角逆断層で低断層崖の比高は約40m，発生時期が15万年以上前とされている。6～4万年前の地形面の比高から垂直成分の平均変位速度が0.5～0.75/1000年，谷の屈曲から100mの右横ずれ成分をもつとされている。

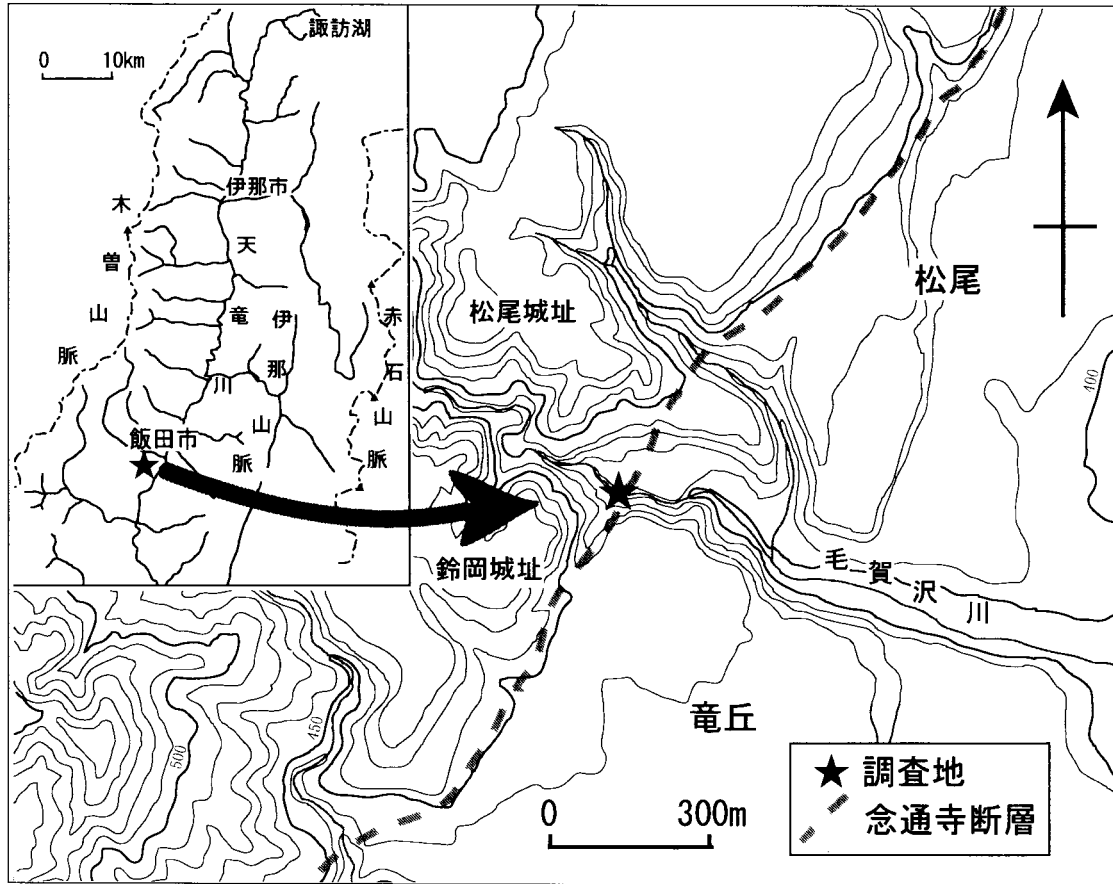


図1 念通寺断層毛賀沢露頭の位置

なお、活断層研究会編(1991)や岡田ほか(2003)は、念通寺断層と川路断層(松島, 1995)を一つにまとめて川路・竜丘断層と呼んでいる。

3. 念通寺断層毛賀沢露頭の記載

毛賀沢川は念通寺断層によって持ち上げられた変位丘陵をV字状に掘り込み、曲流しながら西から東へ流れ、断層線を横切って天竜川に注いでいる。この断層

線を横切る右岸側に毛賀沢露頭が現れている(図1)。毛賀沢露頭の上流(西)側には基盤の花崗岩、下流(東)側には段丘礫層が露出している。

毛賀沢露頭には、西側の花崗岩が礫層に対して中角

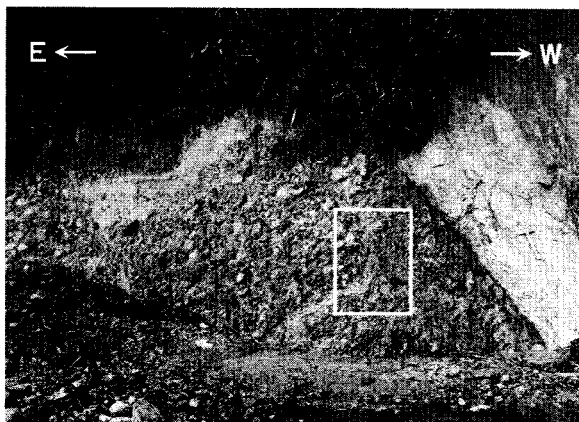


図2 毛賀沢露頭の全景
□は、図3の範囲を示す。

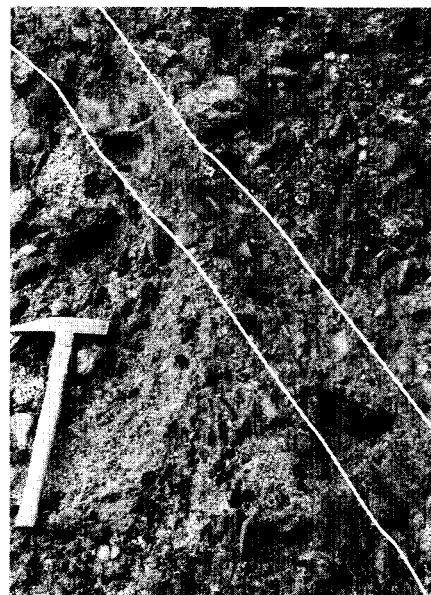


図3 副断層にそって配列する礫
写真左上から右下が副断層にそって剪断帯。

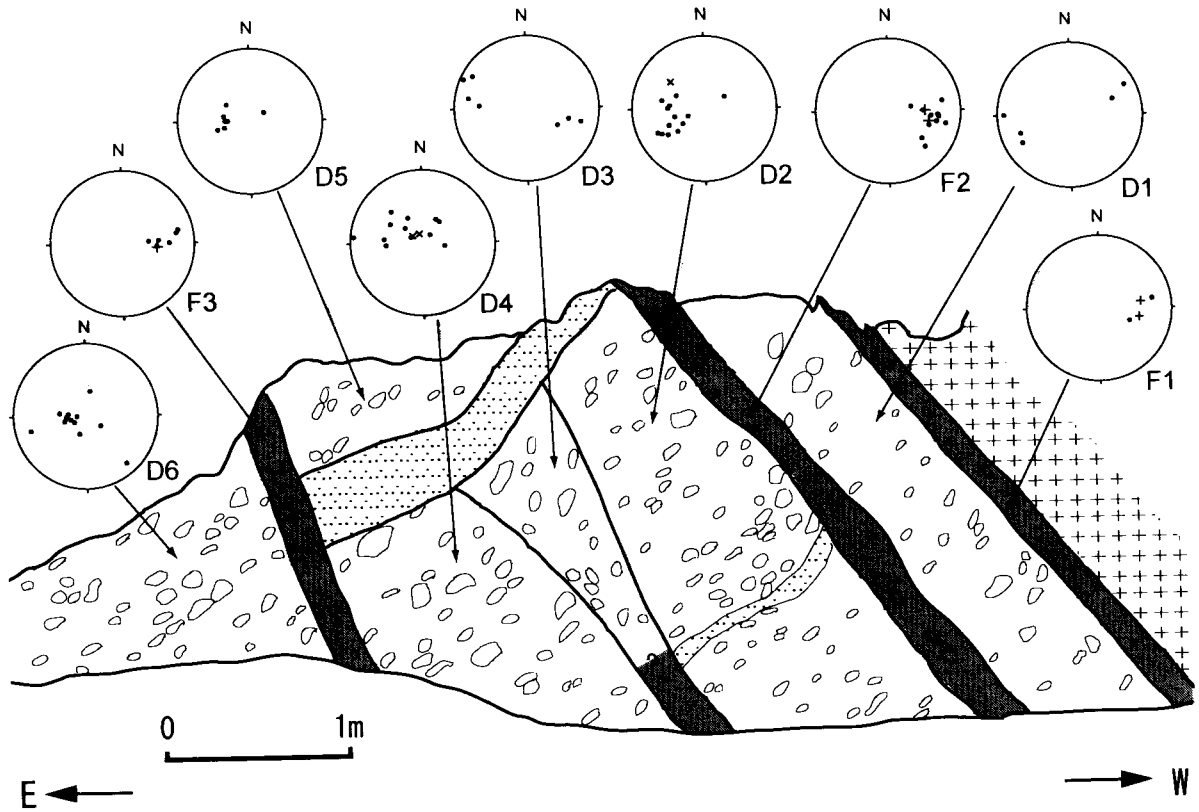


図4 毛賀沢露頭のスケッチと各領域の礫の姿勢（シュミットネット下半球投影）

・：礫，＋：断層，×：砂層の姿勢。ステレオ投影図は Dr. Johann Duyster の StereoNett を利用して作成した（図5・6・7も同様）。

度でせり上がる逆断層が露出している（図2）。礫層中には逆断層と平行する2本の副断層が認められる。これらの断層沿いの礫は見かけの長軸を露頭表面に現れた断層線と平行させて配列している（図3）。上盤の花崗岩は著しく風化している。図5に主断層面上に記された条線の方法から推定される上盤の動きを示した。

礫の姿勢の測定は以下のように行った。まず、主断層および副断層にそって断層方向に明瞭に礫が配列している領域をそれぞれF1, F2, F3とし、それらと砂層によって区分された領域をD1からD6とした（図4）。次に各領域から礫の長軸が5cm以上、礫の短軸と中間軸の長さの比がおおよそ1:2以上の礫を選び、定方位でサンプリングした。次にこれらの礫の長軸と中間軸がつくる面の姿勢を補助板を使ってクリノメーターで測定した。これらの作業はすべて現地で実施した。

測定した礫の総数は76点であり、領域ごと見るとF1が最小で2点、D2およびD6が最大で13点である。これらの測定値を各領域に分けてシュミットネットの下半球にプロットしスケッチに挿入したのが図4で、一つにまとめたのが図6である。図4, 6には主断層

と副断層の姿勢も含めて表示した。また、図4にはD2, D3, D4とD5とを分ける砂層の姿勢を、下位の領域に含めて表示した。

図4および図6から次のことが読みとれる。

- ①F1, F2, F3では、礫の中間軸と長軸がつくる面はそれぞれの領域にある断層面と約30°以内で集中する。
- ②D1とD3では、礫の中間軸と長軸がつくる面は東もしくは西へ高角度で傾斜し、束状分布もしくはガードル分布する。
- ③D2では、礫の中間軸と長軸がつくる面は東へ45°ほど傾斜した地点に集中している。下部に挟まれた薄い砂層は開いた逆S字状を呈し、剪断帯に近い部分ほど変形している。D2とD4との境界をなす砂層の姿勢は、南東へ中角度（46°）で傾斜している。
- ④D4, D5, D6では、礫の中間軸と長軸がつくる面は東へ20~30°ほど傾斜した地点に点集中もしくは束状分布している。D4とD5の境界をなす砂層の姿勢は、南東へ低角度（約10°）で傾斜している。
- ⑤すべての礫の姿勢をプロットした図6は、中心をとる大円上にガードル分布している。

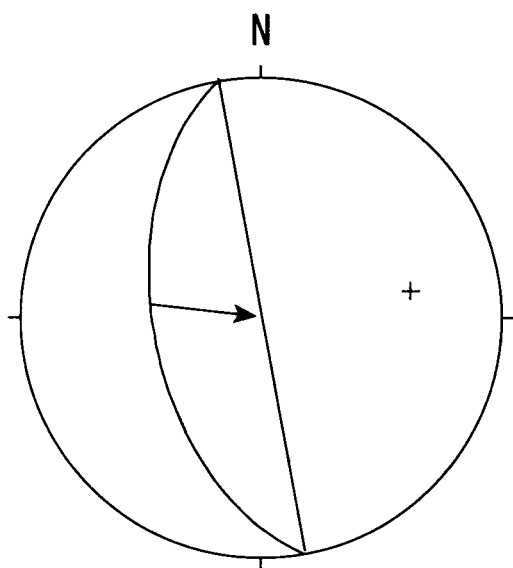


図5 条線から求めた念通寺断層の動き
上盤の動きを矢印で示す。シュミットネット下半球投影。

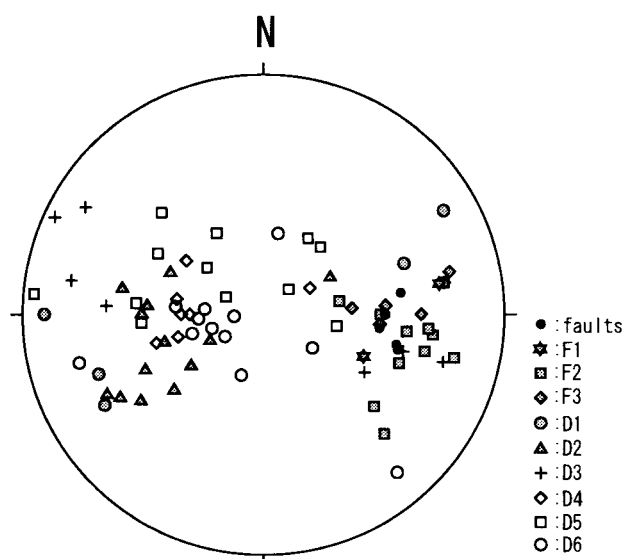


図6 毛賀沢露頭の各領域の礫の姿勢
シュミットネット下半球投影。

4. 考察

(1) 3つの剪断帯と、4つの変形帯から構成される礫層の変形構造

礫の中間軸と長軸がつくる面は、堆積時には水平に近かったと想定されるので、水平面からの傾きは回転量と見なすことができる。ただし、インプリケーションによって初生的に礫が一定方向に低角度で傾いている場合もあるので、水平面からの傾きが低角度の場合には礫の回転量と見なすわけにはいかない。ここでは、30°以上傾いている場合に、礫が回転した、すなわち領域が変形していると思なすことにする。

F1, F2, F3 ではすべての礫の中間軸と長軸がつくる面が中～高角度で西へ傾き、断層面の方向に対して30°以内で集中している。また、花崗岩礫は粉砕されてマトリックスと同化している(図3)。これらのことから、礫は断層運動による剪断作用を受けて強く変形したと思なせるので、F1, F2, F3は剪断帯と思なすことができる。

D1~D6では礫の中間軸と長軸がつくる面の集中域が水平面からはずれ、断層面の方向とも斜交している。この内、D1, D2, D3は礫の中間軸と長軸がつくる面が中～高角度で西もしくは東へ傾斜しているので、明らかに礫が回転しており、変形帯と思なせる。D4, D5, D6については、礫の中間軸と長軸がつくる面の集中域が水平面と30°以上ずれていないので、これらの領域は礫の姿勢からだけでは変形していると思なすことができない。一方、F2とF3に挟まれた区間には

砂層が挟まれているので、これをマーカーとして各領域の変形の度合いを推定できる。砂層はD4の上方では南東へ10°ほど傾斜し、D3の上方で屈曲して、D2の上方で南東へ46°傾斜する。砂層はもともと水平であったと推定されるので、これらの領域、すなわちD4, D3, D2はすべて変形していると思なすことができる。さらに、D3については、上方に向かって幅が広がっていること、下部ではD2で認められる薄い砂層を切っていること、上位の砂層の屈曲部が開いたS字状をしていること、断層面の方向へ並ぶ礫が見られること、などから地下では剪断帯に移化している可能性が高い。よって、この変形帯は地下にある剪断帯先端の撓曲部分に相当するのかもしれない。砂層をマーカーとして得られたこれらの議論は、それぞれの領域で測定された礫の姿勢と矛盾しない。

以上のことから、毛賀沢露頭の礫層の変形構造は、3つの剪断帯(F1~3)と4つの変形帯(D1~4)で構成されていることが分かった。D6については変形に参加しているのかどうか不明である。

(2) 礫層の変形構造と断層運動との関係

礫の姿勢をすべてプロットした図6が大円上にガードル分布していることから、南北方向の水平軸のまわりに礫が回転したことが推定される。これは、主断層面上の条線から求めた断層運動(図5)と調和的である。

各変形帯で認められた礫の回転の度合いは、D3を除いて、主断層から離れた領域ほど小さく、主断層に近づくにつれて大きくなる(図7)。これは剪断領域を除くと、礫層は主断層に近づくにつれて強く変形し

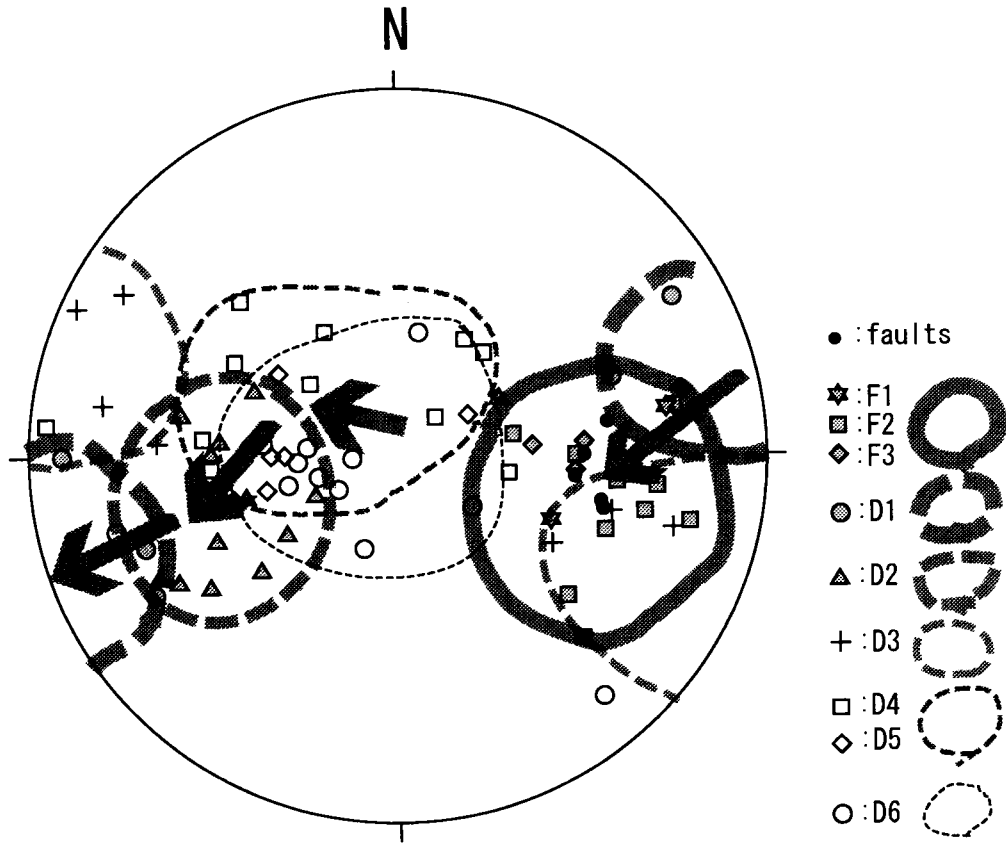


図7 各領域の礫の変形経路

礫の変形は、D6→D4・5→D2→D1→F1・2・3へと強くなっている。シュミットネット下半球投影。

高角度に立つようになることを意味する。主断層に近い変形帯ほど、歪み量が累進的に大きくなっていることから、図7に示した矢印は変形経路と見なすことができる。変形経路の最終点にF1, F2, F3の剪断帯が位置していることから、変形帯はさらに同じ方向の断層運動(剪断変形)を受け続けていたとすれば剪断帯へ移化していたと予想される。変形帯から剪断帯への移り変わりは、一度に剪断帯へ移化するというよりも、D2の薄い砂層で観察されたように両側の剪断帯の引きずりを受けて剪断帯に沿った部分から少しずつ移化するものと予想される。

D2, D3, D4の上位の砂層の屈曲が北東-南西の水平軸のまわりに回転していること、および図7に示したD3が変形経路とややはずれた領域に集中していることから、礫層に変形をもたらした断層運動は、複数のイベントからなり、イベント毎にその方向を若干変化させている可能性がある。松島(1995)は、主断層に近い領域ほど礫層の変形が強いことから、複数の断層運動による変形が重複しているとし、新しい副断層が前(東)へ派生していく4回の断層運動のステージを考えた。今回の結果は、この考えと矛盾しない。

5. まとめ

伊那谷断層帯の中央断層(前縁断層)の一つである念通寺断層の毛賀沢露頭には逆断層運動によって変形を受けた礫層がある。この礫の姿勢を計ることにより、剪断変形により礫が著しく回転し断層面にそって並ぶ領域(3つの剪断帯)と、各剪断帯に挟まれて礫が回転している領域(4つの変形帯)とに区分することができた。これらの礫は、南北方向の水平軸のまわりに回転している。これは主断層面上の条線から求めた断層運動と調和的である。変形帯は主断層に近づくにつれて礫の回転の度合いが強くなるため、主断層に近い変形帯は複数の断層運動による変形が重複している可能性がある。

引用文献

- 有井琢磨, 1958, 伊那谷西南部の構造地形. 地理学評論, 31, 346-362.
池田安隆, 1990, 断層による山脈の隆起. 米倉伸之・岡田篤正・森山昭雄編「変動地形とテクトニクス」, 東大出版会, 45-59.

地震調査委員会, 2002, 伊那谷断層帯の評価.
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/02jul_ina/.
活断層研究会編, 1991, 新編日本の活断層—分布図と資料—.
東大出版会, 437p.
松島信幸, 1968, 伊那谷における段丘の形成と地盤の動き.
地質学雑誌, 74, 122.
松島信幸, 1992, 伊那谷における活動的中央低地帯について.
飯田市美術博物館研究報告, 3, 117-146.

松島信幸, 1995, 伊那谷の造地形史—伊那谷の活断層と第四
紀地質—. 飯田市美術博物館調査報告書, 3, 145p.
松島信幸編, 1972, 10万分の1 下伊那地質図. 下伊那誌編纂
会.
岡田篤正・鈴木康弘・中田 高, 2003, 1:25,000都市圏活断
層図「時又」. 国土地理院技術資料D・1, 416.
辻村太郎, 1919, 信州伊那の山間盆地と段丘並に天龍峡の峡
谷(五), 地質学雑誌, 26, 433-446.