

跡津川断層 最近の話題から

野 沢 保 (地 質 部)

1. ま え が き

跡津川断層は日本列島の活断層のなかでも長大なもの一つである。それは飛騨山地北部をENE—WSW方向に切り山を崩し人家を埋め発電所の水路をおびやかしている(第1—a b図)。それ故昔から地形学的にも地質学的にも研究がすすみ現在も電力会社や大学などの機関の観測が実施されている。

私は飛騨山地を何年か歩いた。跡津川断層について気になることがいくつかあった。もともと私は活断層などにはしろうとだし活断層にばかりかまっていられない状況にあったのでもう少し勉強してから話をまとめたかった。しかし勉強の機会はなかなかないので少し恥しくてうしろめたいけれども勇気を出してカタルシスのような小文をつづることにした。

これまでの跡津川断層についての研究の多くは跡津川断層そのものに集中していたような気がする。ここでは跡津川断層の周辺をも広域的にあわせて考えながらいくつかの問題をあげてみたい。

2. 跡津川断層のあらまし

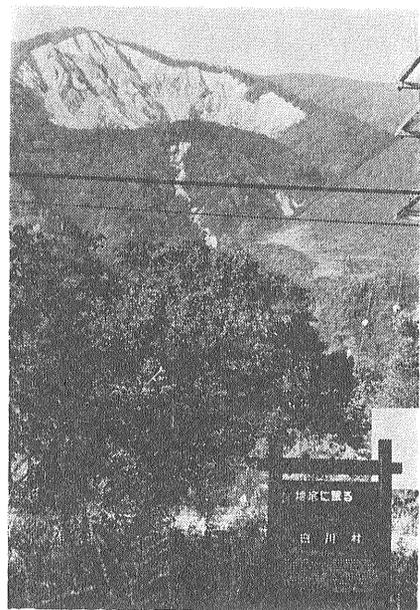
跡津川断層は飛騨山地北部をほぼ立山と白山を結ぶ線にそってENE—WSW方向におよそ70kmにわたって追跡される大断層である(第2図)。この断層は飛騨山地に直線的な河谷をきざみ稜線にきりこみをつくり断層崖をけづり出し大小のガレをつくり破砕帯・粘土帯を出現させている。この断層はその分布地域の基盤岩類飛騨変成岩類・船津花崗岩類および中生代手取層群だけでなく第三紀層やごく若い現世の崖錐や段丘堆積物まで切断・変位させ現在の地形に著しい影響をあたえている(第4—a b図)。

跡津川断層は古く村田柝(1914)によつてはじめて報告されて以来多くの研究の対象になってきた。中でも松田時彦(1966)の研究は有峯湖(東茂住)一白木峯—飛騨古川の3図幅地域にわたって詳細な野外観測と記録の検討をくわえこの大活断層の全貌をくわしくとらえている。跡津川断層そのものの主要な性質についてはこの松田の論文や5万分の1地質図幅および説



第1図a 帰雲城 (白川村保木脇)

山崩れで数百という人命と共に数億円に達しようという財宝も地下に埋れたという。宝さがしに夢を燃やす老人もいた。ひところ週刊紙や新聞に出た。観光に力をそそぐ村では早速看板をたてた。



第1図 災害と夢と

第1図b 帰雲山のあたり

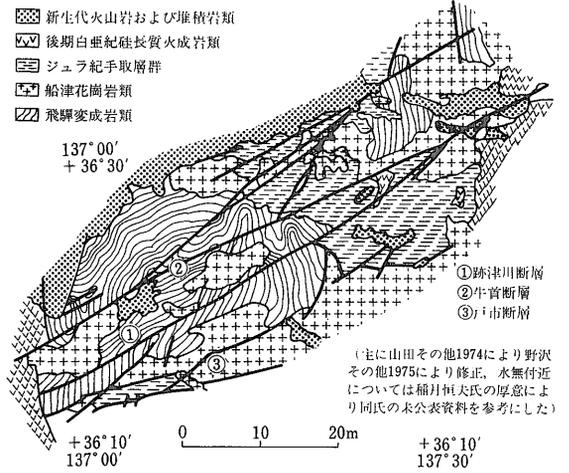
左手の山は帰雲山 白川谷は山の手前を画面に平行に流れる。白川谷の川ぞいの低地は白川花崗岩 高地は濃飛流紋岩である。流紋岩地域に山崩れが著しい。どのあたり帰雲城やら山崩れのある谷に跡津川断層に平行する断層が走る。

明書 船津（磯見博・野沢保 1957） 東茂住（河合正虎・野沢保 1958） 五百石（野沢保・坂本亨 1960） および地域地質研究報告 飛騨古川地域の地質（野沢保 1975）などに記載をゆづりたい。なお 跡津川断層の日本列島中部における位置については 本誌37頁 第1図を参照にされたい。

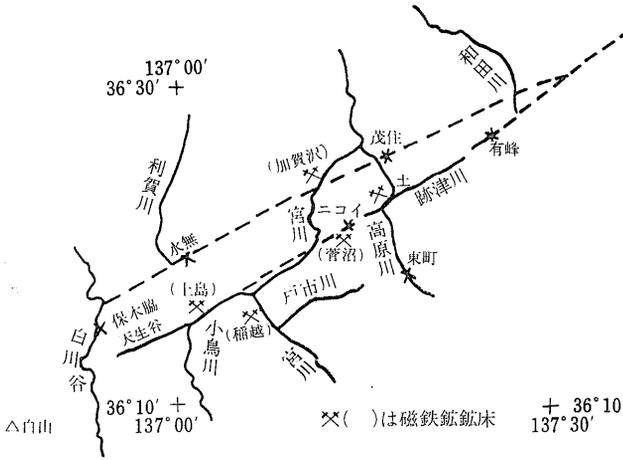
3. 跡津川断層の現在のうごき—変位量の分布と変化

跡津川断層の現在の変位について 多くの研究者の一致している見解は次の通りである。この断層は 少なくとも跡津川から小鳥川中流にいたる部分では 水平変位量 2~3km 右ずれ 垂直変位量 数100m 南おちである。これらの変位量やその運動方向は 河谷・流路の屈曲や現世の堆積物にきざまれた変位 地形の変化

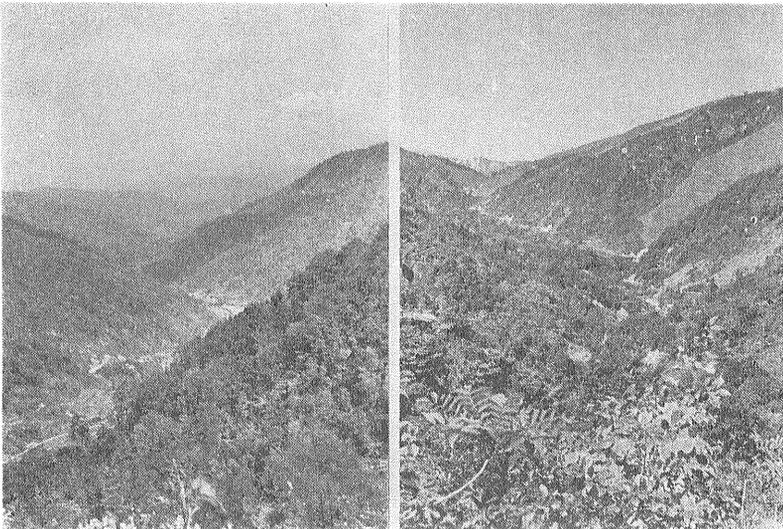
基盤岩のつながりぐあいなどから推定されるもので 多くの研究があるのでここでは説明を省略する。例えば



第2図 跡津川断層地域の地質概図



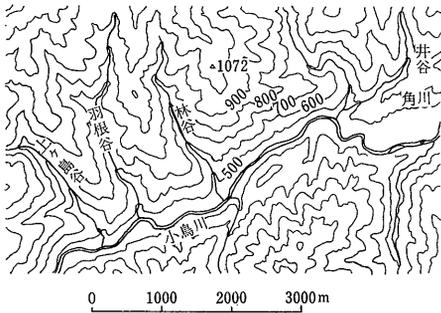
第3図 跡津川断層地域関係地名図



第4図 断層の遠望

a (左)
跡津川断層（河合村天生）
天生から西 小鳥川中流をのぞむ。見とおすかぎり直線的な谷がつづき 小さなガレが点在する。

b (右)
牛首断層（利賀村水無）
あてびお谷から西 水無谷をのぞむ。



第5図 跡津川断層に交差する河川の屈曲
(河合村 小鳥川下流)
跡津川断層は小鳥川にほぼそって走り 北西端では井谷へ入る。北側の支谷は小鳥川に入るところで左にひきづられた形で屈曲する。

水平変位については 断層に交差する河川の屈曲（第5図） 基盤岩のつながりぐあいの変化（第2 9 10図）などの例を参照にされたい。

水平変位

跡津川断層は右ずれとしても 隣接する平行断層の水平変位はどのようなのだろうか。跡津川断層の南側には約 6km をへだてて わずかに方向をかえながら戸市断層が走る（第2図）。戸市断層は連続性がよくなくて一貫した変位方向は明かではないが 飛驒古川・船津・東茂住図幅地域内の基盤岩類のつながりぐあいからみると 右ずれのようである。

跡津川断層の北側には 同じく約 6km をへだててほとんど平行な牛首断層があり さらに北方にも小規模な平行断層が飛驒変成岩類中に配列し 第三紀層に接する部分までつづく。これらの断層は 跡津川より北東部分のわずかな一部で多少混乱もあるが 大半は右ずれである（第2 9図）。

水平変位量についてみると 跡津川断層は小鳥川中流部で約 2.2km（松田 1966）という。牛首断層は水無付近で“利賀バイズン”の軸端を切り 南側は西方にすなわち右ずれ方向に約 4km 移動している（第9図）。

こうしてみると 跡津川断層と牛首断層の合計右ずれ量は少なくとも 6km に達することになる。跡津川断層は 小鳥川中流以西では変位量が急減して 約 7km 西方の白川谷付近ではほとんどみとめられなくなる。牛首断層は 白川谷まではみとめられるがその西方延長はほとんどみとめられない。

跡津川断層は東部へゆくと水平変位量が漸減してゆくらしく 松田（1966）によると 跡津川上流の有峯地域で 1.6km 前後になりさらに東方へ減少してゆくという。事情は牛首断層でも似ていて 水無で約 4km と推定される変位量が 東部の茂住では 飛驒変成岩類と手取層

群の境界のずれも 両者の境が衝上断層であることを考慮に入ると ごくわずかで おそらく数 100m になってしまう。こうしてみると 全体として右ずれといっても 水平変位量は 跡津川—小鳥川中流地域の跡津川断層および付近の平行断層群に偏って大きく 西に急減し 東に漸減していることがわかる。それにしても 跡津川断層と牛首断層が白川谷までわずかに 10km の間に合計 6km に達する水平変位量がなくなってしまうようにみえるのはどうしたことであろうか。

垂直変位

跡津川—小鳥川中流地域における跡津川断層と戸市・牛首の両断層は 南おちである。これらの断層では 地形的にも断層の北側が高い 跡津川断層や牛首断層では 若い現世堆積物の切断されている部分の観察もこれをうらづけている。

ところが 逆方向すなわち北おちの部分もある。跡津川断層についていうと 西部の有峯東方地域では 地形的にも 基盤岩のつながりぐあいからも北おちの部分があられる（第2図および河合・野沢 1958など）。

有峯西方の跡津川地域については現在は南おちであるが問題があるので次章でのべる。牛首断層は 長距離にわたって南おちを維持するが それより北方の平行断層については 水無北方地域についてみると 地形的にも また第三紀層が南側の飛驒変成岩類と断層で接していることから また次章でのべる飛驒変成岩類の内部構造の変化からも北おちである（第9図）。

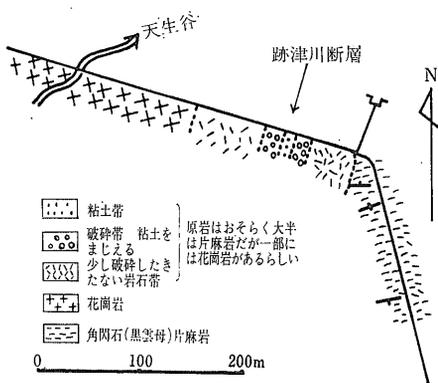
現在の垂直変化を全域についてまとめてみると 跡津川—小鳥川中流地域では 跡津川・牛首両断層についてかなりな変位量のある南おち 牛首断層より北方の地域ではかなりな変位量で北おち 跡津川東方地域では 多少混乱があり 変位量は小さいようである。

ついでにいうと 関西電力の下の小鳥発電所の送水隧道は 小鳥川中・下流地域では 跡津川断層の南約 1km を約 8km の距離にわたって ほぼ平行に走っている。四囲の状況からみても 跡津川断層地域のもっとも変動の著しい部分につくられたことになる。

天生谷取水路隧道

以上かなり巨視的な変位運動の性格についてのべたが断層の個々の露頭はかなり複雑で 水平に近い断層が跡津川断層系の断層面と交差していたり いろいろな程度にもめていたりする。

松田（1966）は“断層面はほぼ垂直 幅 数cm～数 10cmの断層粘土帯をなし その両端に幅 10数m～数10m



第6図 天生谷 隧道 路線 地質 略図
 (河合村天生下小鳥発電所天生谷取水路)
 本図は関西電力下小鳥発電所建設所ならびに工事関係者の協力で 鈴木盛久氏と共に調査したものである。 1971年6月

の破碎帯を伴う”とのべている。小鳥川の支谷で 跡津川断層そのものを横断する隧道があるので簡単にのべておく。跡津川断層は小鳥川中流以西では小鳥川の一支出谷天生谷を走る。この天生谷を下小鳥川発電所天生谷取水路隧道が横断する。ここでの跡津川断層の方向はN62°E 隧道の方向はN72°W 跡津川断層はこの隧道の中ほどを通っている(第6図)。ここでは破碎帯の幅は 北側で35m 南側で20m 中央に約5mの粘土帯をはさむ。破碎帯と粘土帯は漸移し 破碎帯と壁岩は比較的鋭い境界をもち 北側は花崗岩に 南側は変成岩類に接する。壁岩がこの付近で多少破碎し変質しているのは この断層のせいかもしれない。もともと次章でのべるような古い構造運動のあったせいなのかたしかでない。

天生谷の急峻な地形からは 谷底の表土の下にやわらかな粘土のつまった開いた割れ目がこのように幅広く存在することには意外な印象をうける。跡津川断層がどこでもこのように幅広い粘土層をもっているわけではあるまい。変位量の大きい地域ということに関係があるのであろうか。

なお 現在の跡津川断層の変位速度は 松田(1966)によると 第三紀後期からの通算で 1~数m/1,000年という。天生谷の隧道が掘さくされてから6年になるが 現在までのところ変位はほとんどみとめられないようである(電力中央研究所 佐竹義典氏談)。

天生谷の断層粘土をみると色の異なった数cmの層が何層もほぼ垂直に近い傾斜で重りあっている(第7図)。変位運動は 連続的にはなしに不連続的に 何回もくりかえしておきたのであろう。

によると 第三紀後期以後の運動だけで十分説明できるという。現在の水平変位量の“説明”と第三紀中期以前に変位運動がどうであったかという問題はいろいろかちがう内容のように思われる。過去のうごきは現在の変位運動の“前身”として興味がある。

磁鉄 鈇 鈇 床 の 配 列

跡津川下流から小鳥川中流にいたる跡津川断層ぞいには 一群の磁鉄鈇鈇床が分布する(第3図参照)。跡津川と高原川の合流点土の鈇床からWSW方向へ 土・菅沼・稲越および上ヶ島と4つの鈇床が跡津川断層上あるいはそれに近接して分布する(堀田敦史・武田達也 1953)。飛驒山地の磁鉄鈇鈇床は これらの4鈇床をのぞくと小鳥川から約8km 北方の加賀沢に小さな鈇床が一つ知られているにすぎない。これらの磁鉄鈇鈇床は いずれも飛驒変成岩類の石灰岩中あるいはその付近に形成されるものである。

石灰岩をいたるところに多産する飛驒変成岩類の中で鈇床が跡津川断層周辺に集中している事実は 鈇床が断層に関係して形成されたことを示している。これらの鈇床の形成時期は地質学的に明かではない。しかし類推するなら 飛驒山地の他の金属鈇床の形成時期は 神岡鈇山など鉛・亜鉛鈇床の白亜紀と 中新世を主とする北陸第三系中の鈇脈型金・銀・銅鈇床の後期第三紀の2時期に分れる。いずれにせよ 跡津川断層ぞいの磁鉄鈇鈇床群の分布は 跡津川断層が第三紀後期以前に活動をおこしたことを示唆するものであろう。

岩 脈 群

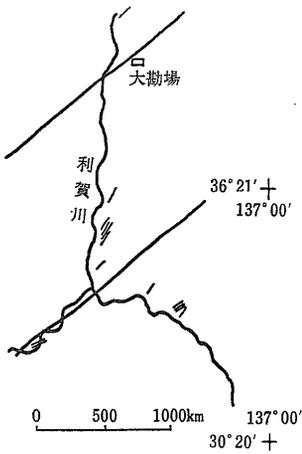
跡津川断層およびその平行断層の周囲の飛驒変成岩類や船津花崗岩類の中には 大小の岩脈が数多くみださ



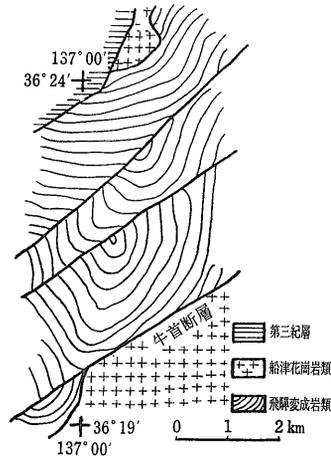
第7図 跡津川断層にそう粘土層
 (天生谷取水路隧道)
 粘土層は幅数cmで色の変った数層からなっている。くりかえし何度も変位運動があったのであろう。粘土のせいここで変位のセンスはよくわからなかった。

4. 跡津川断層の過去のうごき

跡津川断層の現在みられる水平変位量は 松田(1966)



第8図
断層と岩脈
(利賀村水無北方 利賀川ぞい路線)
断層は跡津川断層に平行で岩脈は多少変化するがほぼ断層に平行である。この平行断層帯をはなれると別の方向にかわる。岩脈は中新世の安山岩質岩脈でほとんど直立する。この図の地域は飛驒変成岩類分布地域の北西周縁部で第三紀層から2~3kmはなれている。



第9図
利賀バイズンの構造
(利賀村水無付近)
断層毎に北側の飛驒変成岩類の構造がゆるい傾斜になりひらいた向斜構造になる。
(牛首断層以北については稲月恒夫氏の未公表資料を利用させていただいた)

れている。その中には多少とも変成した岩脈も多数あり船津花崗岩類の深成作用の一部として形成されたものと考えられている(Nozawa 1977など)。この古い岩脈については分布や方向の規則性はみいだされていない。岩石が変成していて岩種別に段階をわけて規則性をみいだすのが困難なせいもある。

その次に古いのは特に神岡鉾山の鉛・亜鉛鉱床に係る珪長質岩脈や鉾脈で有名な栃洞坑のアンコ断層にそう花崗斑岩脈や吉城鉾山 下之本鉾山などの鉾脈で規則性に乏しいがほぼ東西に走るものが優勢のようである。これらの岩脈は白亜紀と考えられている。

これら2時期の古い岩脈と跡津川断層との関係は明かでない。

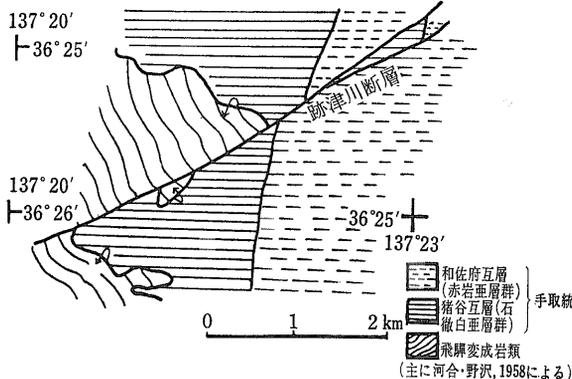
もっとも若い岩脈は第三紀層中にしばしばみいだされるもので飛驒変成岩類の大半の分布地域にはまれであるが第三紀層に近い北西縁では多数みいだされる。大半は安山岩質である。例えば水無北方の利賀川では幅0.5~10mの安山岩質岩脈が牛首断層北方の平行断層の分布地域に多数みいだされる(第8図)。その

貫入方向はN30~50°E付近の平行断層とほぼ同じものが多い。ほとんど直立している。これらの岩脈は個々の岩脈の両側で飛驒変成岩類のくいちがいはほとんどみとめられない。これらの安山岩脈は付近の中新世岩相層層に関係し中新世初期の貫入と考えられている。これらの岩脈の貫入は中新世初期の跡津川断層系の運動を示唆するものと考えられる。

垂直変位

跡津川断層の過去のごきについてもっとも大きい問題は基盤岩のつながりぐあいからみいだされる。垂直変位をとりあげてみると跡津川断層の跡津川一小鳥川中流地域ではさきへのべたように現在は無問題なく南おちである。しかし跡津川中流で跡津川断層が飛驒変成岩類と手取層群の境界をきる部分では両側の岩石のつながりぐあいがどうみても北おちなのである(第10図)。すなわち両者は横山衝上断層によって飛驒変成岩類が手取層群の上のしあがる関係にあるが手取層群の上下二層の地層のうち下部層が南側で広く北側でせまい分布を示すからである。

また小鳥川中流地域でみると飛驒変成岩類の構造は跡津川断層の南北で著しく異なっていて北側ではENE-WSW方向の走向ゆるいNNW方向の傾斜でいくらかNNW方向よりのほぼNS方向の軸のゆるやかな褶曲をくりかえすが南側では地層はNS方向に急じたアコーディオン褶曲をくりかえしている(第11図)。この南側部分でも岩相を追跡するとほぼENE-



第10図
跡津川地域の地質概図
(神岡町 跡津)
飛驒変成岩類と手取層群との境界は低角の横山衝上断層である跡津川断層で切られて手取層群の下部の猪谷互層の分布は南側で広く北側でせまい。これで見ると跡津川断層は北おちということになる。

WSW方向につながるの 北側と一連の地層がより強い横圧力をうけた部分と解釈される (第12図)。

同じような関係は 第三紀後期以後の運動もふくまれるが 牛首断層およびその北方の平行断層群についてもみられる。例えば 水無北方地域でみると これらの断層は 飛驒変成岩類の“利賀バイズン”構造を輪切りにする (第9図)。利賀バイズンは ほぼNS方向に走り北に傾く軸をもっていて 各断層で切られると 断層の北側はそれぞれ南側よりゆるく開いた向斜構造になっている。それらの断層の一部は さきにものべたように 北側の第三紀層との境界になっているので 明かに北おちである。これらの関係からみると (第12図) 跡津川断層の小鳥川中流地域の場合も 南側が深部層を示すものと考えてよいであろう。

すなわち 跡津川—小鳥川中流地域では 過去においては現在とは逆に北おちであったらしい。

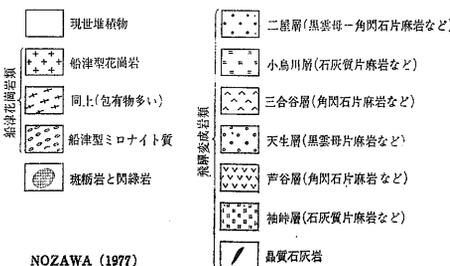
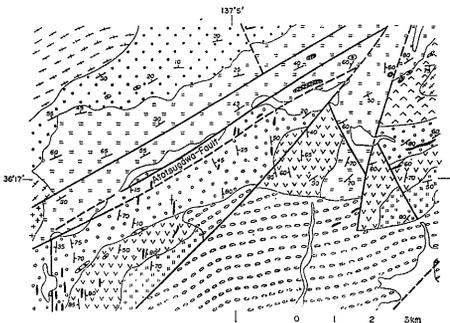
水平変位

水平変位については 船津花崗岩類の中に興味のある事実がある。神岡町東町はほぼ戸市断層の上にある。ここでは船津花崗岩類が飛驒変成岩類に近接していて ミロナイト化がすすんでいる。このミロナイトの片理方向はほぼ N60° E で 戸市断層の方向に一致する。ミロナイト化のもっとも著しい部分は幅 数 cm の美しい縞状構造をつくる。縞状構造は飛驒変成岩類との接触部からはなれる方向へ弱くなり カリ長石の斑晶がめだってくる。カリ長石の斑晶はミロナイトの片理方向

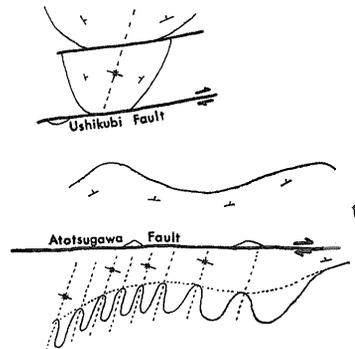
に配列し 部分的にミロナイト化をうけ “眼球片麻岩”を形成する。さらにはなれると カリ長石は眼球状から自形に近づき 岩石の平行構造も圧碎構造も弱くなる。本図の位置からおおよそ 400m 南方では 圧碎構造も平行構造もほとんどない船津花崗岩類になってしまう。また 船津花崗岩類のペグマタイトやアプライトの脈はしばしばミロナイトを切って発達している (第13図)。それ故 このミロナイトは船津花崗岩類の深成作用の終末期に形成されたものと考えられる。

ところで このミロナイト化作用のもつとも著しい縞状構造の部分に 径約 45cm のほぼ円形の断面をもつ閃緑岩質包有物がはさみこまれている (第14—a b c 図)。この包有岩塊はその内部の平行構造の周辺部でのひきづり構造や岩塊外側の strain shadow の構造からみると廻転して しかも右廻りである (Nozawa 1977)。この廻転は両側のミロナイトが右ずれの変位をおこすことによって生じたと考えられる。つまり 現在の跡津川断層と同じセンスなのである。船津花崗岩類の深成作用は 三疊紀—ジュラ紀と考えられている。そうすると 中生代前期にすでに 現在の跡津川断層に近い平行断層の位置で ほぼ同じ変位方向に 同じセンスの水平変位があったことになる。

以上とりまとめてみると 跡津川断層およびその平行断層群については 最近のうごき以前に ほぼ同じ方向の変位運動があったらしい。少なくとも 三疊紀—ジュラ紀には 戸市断層の一部に同じ方向 同じセンスの水平変位をもつ運動があったし 時代は確実でないが おそらく第三紀中—後期には 跡津川—小鳥川中流地域およびその北方で 跡津川断層やその北方の平行断層に

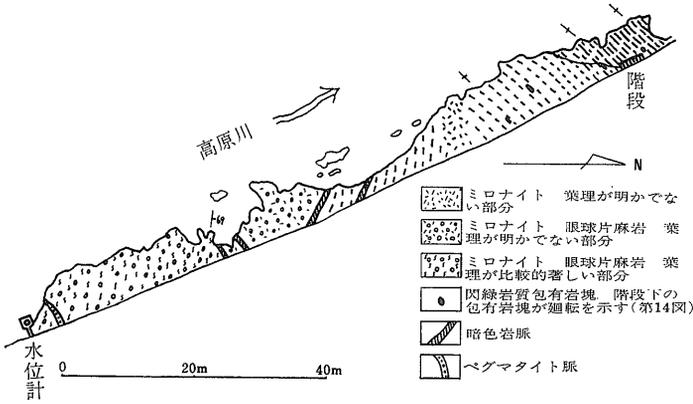


第11図 小鳥川地域の地質概図 (河合村跡津川) 断層の南側でアコーデオン褶曲 北側でゆるく開いた褶曲のくりかえしが対照的である。



第12図 水無および小鳥川中流地域の飛驒変成岩類の構造の模式概念図

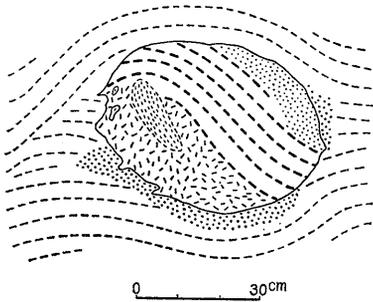
上半は水無 下半は小鳥川中流地域で 両地域とも牛首断層や跡津川断層あるいはその平行断層に切られて 北側がゆるく 南側が急立した構造になる。跡津川断層の南側の構造の解釈については議論のあるところであるが 含黒鉛層など地層の岩相をおいかけると 地層の走向とほぼ直交するので 本図のように 南側は北側と一連の地層が強い横圧力をうけて変形したものと解釈した (野沢その他 1975)



第13図 船津花崗岩類のミロナイト
(神岡町東町体育館前)

この図の地域の右方には飛驒変成岩類が分布し 左方にはミロナイト化のほとんどみとめられない船津花崗岩類(船津型花崗閃緑岩)があって移行する。ミロナイト化は この地域で右側ほど著しい。

ついて 同じ方向ながら現在の南おちとは逆の北おちの垂直変位をもった運動があったことはたしかである。これらの運動には それぞれ垂直・水平変位がともなったであろうし また 運動はセンスをかえながら 何回もくりかえしたかもしれない。



第14図 a
東町の廻転包有岩塊のスケッチ
閃緑岩質包有岩塊は 右まわりの廻転をしている。したがって周囲のミロナイトは右ずれである。
(Nozawa 1977)



第14図 b 東町の廻転包有岩塊の北東側の端部

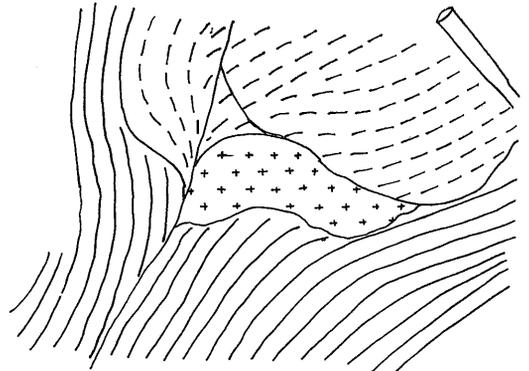
5. ふしぎなニコイ円丘

跡津川断層にまつわる現象の中には わけのわからないものもある。その一つ ニコイ円丘を紹介しよう。

高山から宮川ぞいに飛驒街道を北上すると宮川村種蔵で跡津川断層にそって東へきれこむけわしい谷がわかる。その谷をおよそ4km さかのぼると 急に地形がひらけてニコイの平坦面にする。ニコイの谷はここで左へ すなわち北へまがり ゆるやかな峠をこえると目の前に南北約1km 東西約700mの湿原がひらける。湿原は北にせまい出口があって 谷はさらに大きなカーブをえがいて北西へ下ってゆく。飛驒山地には こういう平坦面が海拔1,000m以上の高位にしばしば発達している。その一部に湿原や池があって 水芭蕉の産地になっていることもめずらしくない。しかしニコイで著しいのは その湿原の中ほどにこつ然と頭をもたげているまんじゅう型の円丘である(第15-a b c図)。

円丘は底面ではいくらかNE-SW方向 すなわち跡津川断層方向に長く いくらか角ばっていて NE-SW方向で約100m NW-SE方向で約65mである。上部はほとんど半球に近くなり 遠くからみると どの方向からみても円丘に見える(第14-c図)。その湿原からの高さは約40m まわりのけわしい男性的な壮年期地形の中で ゆるやかな女性的な老年期地形を示している。

円丘の表面は草と灌木におおわれ かなりあつい表土におおわれる。構成岩石は 地石に達したかどうかたしかでないが 透輝石・斜長石・石英片麻岩が多い。湿原をとりまく飛驒変成岩類も石灰質で 透輝石・(角



第14図 c 写真(b)の説明図 包有岩塊の北東端 a図の左端。岩塊の内部構造は右まわりの廻転のひきづり構造を示す。strain shadowが右よりにできて 白い色の花崗岩質物質があつまっている

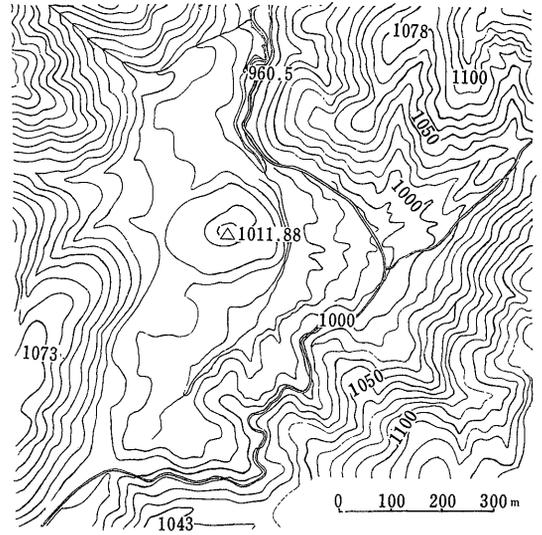
閃石)・斜長石石英片麻岩を主とし 石灰岩や角閃石・黒雲母・斜長石・石英片麻岩などをともなう。透輝石・斜長石・石英片麻岩の片理はあまり明瞭でない。無理にはかってもばらつくのは 飛驒変成岩類の石灰質片麻岩の通性である。

跡津川断層は この円丘の南東をNE—SW方向にかすめて通る。この湿原の北西と南東には ゆるやかな湿原の景観とは対照的に ナイフのような脊をけづりたせた山稜が跡津川断層の方向にのびている。

この円丘は何だろう。

跡津川断層にまきこまれた地塊だろうか。たしかに跡津川断層はこの付近で少なくとも 2km の水平変位がある。航空写真でみると(第15—b図) 円丘の北西にも跡津川断層に平行な断層らしい線形がみえる。断層運動で廻転してまくなつたのだろうか。残念なことに円丘も湿原の周囲の飛驒変成岩類も片理が明確でないので 片理で廻転をたしかめることはむづかしい。

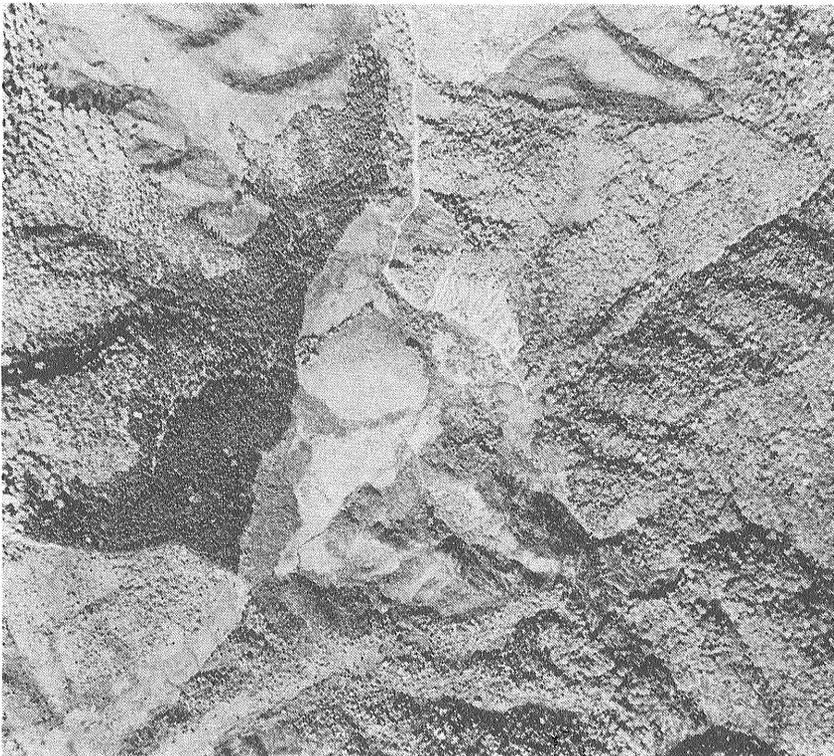
湿原と円丘は昔の蛇行河川の残存物だろうか。たしかに飛驒山地では 急峻な地形の中で河川はしばしば蛇行し 馬蹄形の河谷をつくる。しかし 円丘の高度はおよそ 1,000m で大きな河川があったとは考えにくい。しかも 湿原と円丘は 小さな水系ではあるが ほとんど分水嶺に近い位置にあって 流量の大きな河川があつ



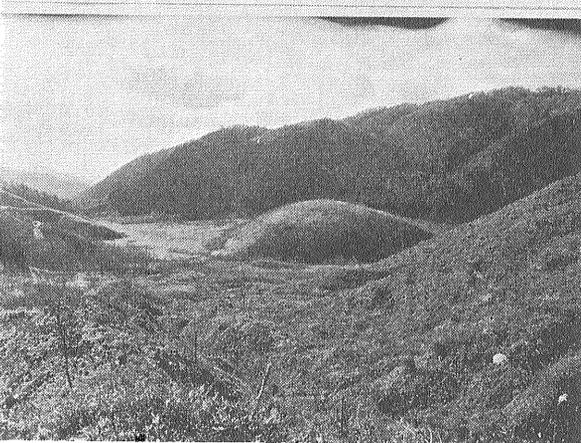
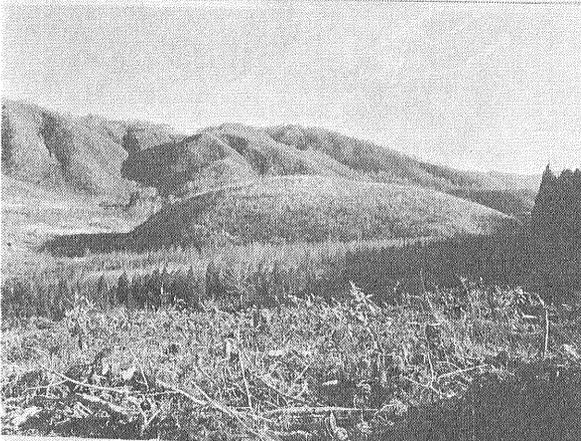
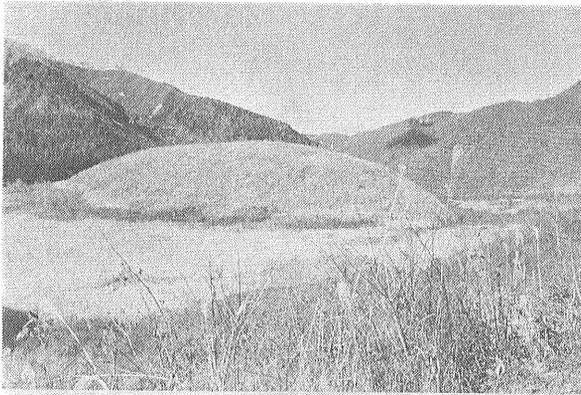
第15図a ニコイの円丘 地形図
(宮川村ニコイ)
中央のニコイ円丘の南東をNE—SW方向に跡津川断層が走っている。

たとはますます考えにくい。

湿原は陥没地形だろうか。かつて飛驒山地には準平原の時代があり 現在 その名残りが山頂・山稜部の平坦面だという考え方は支持者が多い。湿原はその準平



第15図b
航空写真
中央右下よりを斜に走る谷は跡津川断層。円丘をはさんで左上にも平行する断層がみとめられる。



第15図c ニコイの円丘の遠景
上：南側から

中：東側から

下：北側から

つまりどちらからみてもほぼ丸いのである。下図の左半には写真をとっている位置からはるかに南西にのびる跡津川断層のつくる谷がのぞまれる。

原の一部の陥没で 円丘はその準平原の突起だったのだろうか。 飛驒山地の準平原の残存地形は ふうとう山頂部に発達する。 この円丘の位置は山頂部ではない。このような局所的な陥没地形があるものだろうか。 飛驒山地全体をみわたしても 私の見聞でも 地形図や航空写真からも他に同種の地形はみいだされていない。

要するにわからないのである。 この湿原は何なのか。 円丘は何なのか。 周囲が壮年期地形なのになぜ湿原だけが老年期地形なのか。 これらの湿原と円丘の形成は 跡津川断層の変位運動と本当に関係があるのだろうか。

あとがき

跡津川断層のような大きな構造運動が その前の段階のどういう運動を継承し発展させているのか という疑問が興味の出発点であった。 これからも 専門家の意見をききながら データをあつめたいと考えている。

ニコイのふしぎな円丘については 構造地質や飛驒変成岩類の研究をしている人々に 現地をみせたり 写真をみてもらったりしたけれども はかばかしい解答がかえってきていない。 問題を広く紹介して 諸賢の御教示をおおぎたい。

この小文をつづるにあたって しろうとの私にいろいろ御教示下さった各位や最新のデータをお教えいただいた電力中央研究所の佐竹義典氏 調査資料の使用を許された広島大学鈴木盛久氏・北海道大学稲月恒夫氏その他の方にあつく感謝する。

参考文献

- 堀田敦史・武田達也 1953：岐阜県吉城郡神岡町 坂上村 河合村 跡津断層沿線地域鉱産資源調査報告 地下資源調査報告 第3輯 P.31—36 岐阜県
- 磯見博・野沢保 1957：5万分の1地質図幅「船津」および同説明書 43P. 地質調査所
- 河合正虎・野沢保 1958：5万分の1地質図幅「東茂住」および同説明書 76P. 地質調査所
- 松田時彦 1966：跡津川断層の横ずれ変位 震研彙報 No.44 P.1179—1212
- 村田柝 1914：跡津の大断層 地質雑 vol.21 P.206—208
- 野沢保・坂本亨 1960：5万分の1地質図幅「五百石」および同説明書 68P. 地質調査所
- ・その他 1975：飛驒古川地域の地質 79P. 地域地質研究報告 地質調査所
- T. Nozawa 1977：Hida Belt and Hida Marginal Belt in Central Hida Mountains, in N. Yamada et al. ed., Mesozoic felsic igneous activity and related metamorphism in central Japan P. 61—84, Geological Survey of Japan
- 山田直利・その他編 1974：50万分の1地質図幅「金沢」(第2版) 地質調査所