

# 阿寺断層を追って (その2)

## 付知から飛驒川まで

山田直利 (地質部)

### 6. 付知川から加子母川へ

前号では 恵那山トンネル地域から阿寺断層の追跡をはじめ 付知川の河岸段丘が変位するところまでを紹介した。この断層の北西方への延長が 付知川水系と加子母川水系を境する塞ノ神峠にさしかかるあたりは 濃飛流紋岩とその破碎帯の露出が多くみられ ケルンパット 閉塞丘 断層池 (大平池など) なども観察できる。

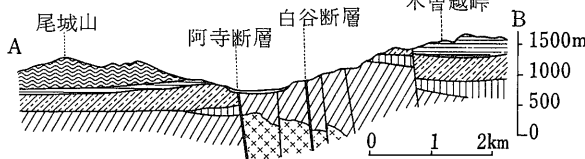
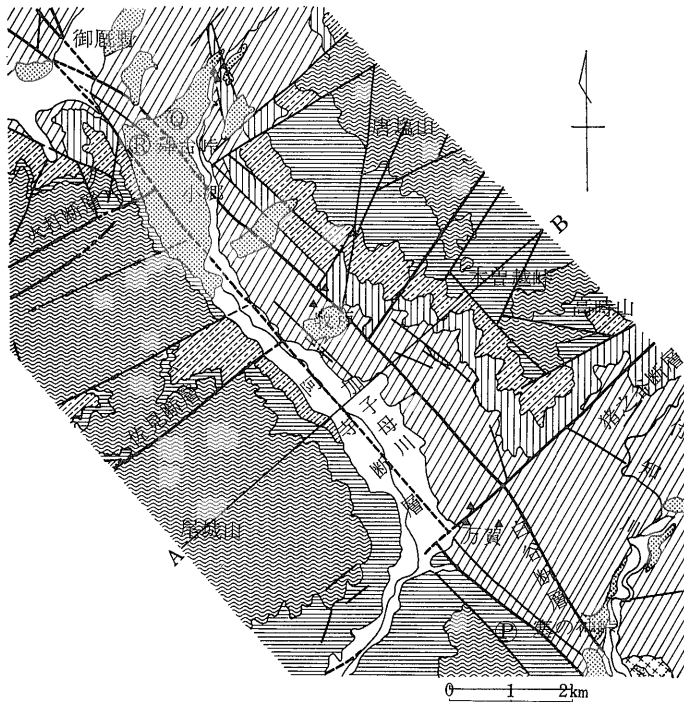
#### 塞ノ神峠周辺

この地域の阿寺断層の観察には 国道157号線を行くよりも 付知町護山橋の手前から林道に入り 旧道の塞

ノ神峠をこえて 加子母村へ入るのがよい。本地域およびその北方の地質図を第12図に また塞ノ神峠周辺のルートマップを第13図に示した。

この地域では 阿寺断層の東側に濃飛流紋岩のステージIIに属する東俣溶結凝灰岩層が分布し 西側には 阿寺層 (結晶片に富む凝灰岩・凝灰質砂岩など) およびその上位 (ステージIII) の高樽溶結凝灰岩層が分布している (濃飛流紋岩の層序・岩相については前号第1表参照)。東俣溶結凝灰岩層の上位には 本来 赤石溶結凝灰岩層 (厚さ100~300m) ・夕森山溶結凝灰岩層 (200~400m) ・阿寺層という順序で重なっていることが 広範囲の地質調査によって分っている。したがってこの断層によって 厚さ300~700m以上の部分が欠除したことになる。しかし これらの溶結凝灰岩や凝灰岩が破碎作用をうけると 原岩相の識別はきわめてむずかしい場合が多い。そこで これらの岩石がうけている熱変成作用に着目すると 阿寺断層の両側で画然とした差があり 断層の東側の岩石はすべて熱変成作用をうけ こまかい黒雲母が二次的に晶出しているが 西側はまったく変成していない。これによっても 東側が隆起して より下位の部分 (伏在する花崗岩体により近接した部分) があらわれたことが たしかめられる。

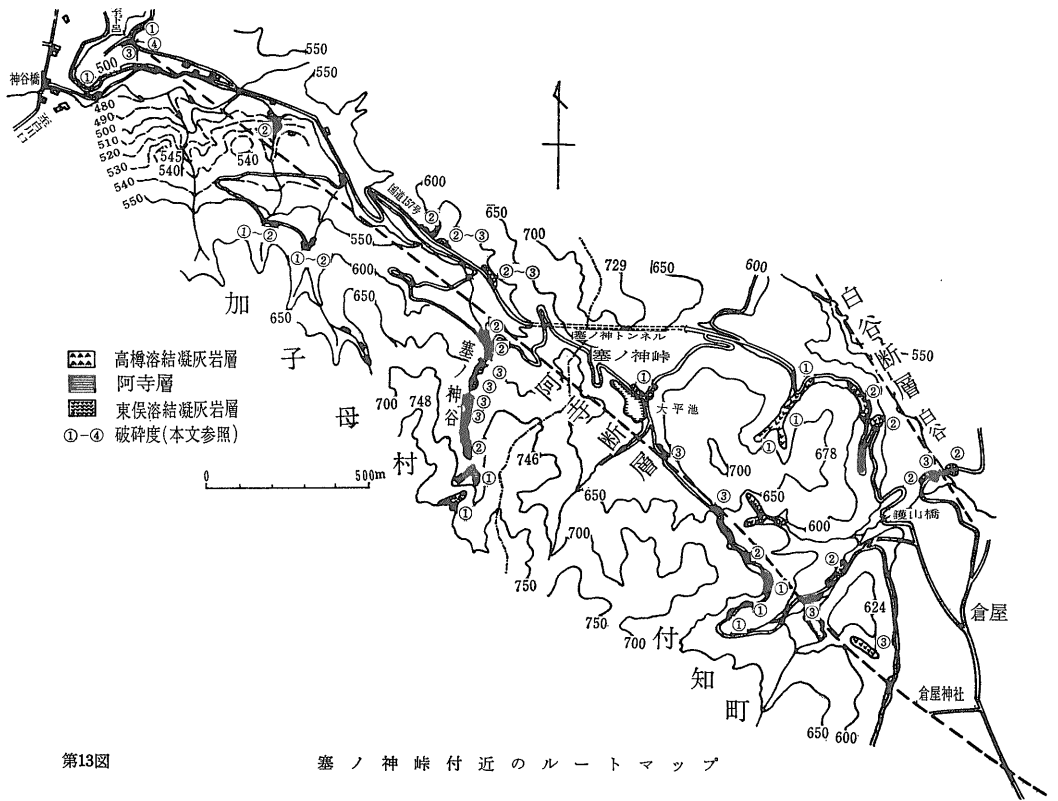
阿寺断層にそう破碎帯の破碎度 (前号参照) をみると破碎度②以上の部分が断層の



- ▲ 銅・亜鉛鉱床
- 冲積層
- 段丘・扇状地堆積層
- ▨ 苗木-上松花崗岩
- ▧ 高樽溶結凝灰岩層
- ▩ 阿寺層
- 夕森山溶結凝灰岩層
- 赤石溶結凝灰岩層
- ▬ 東俣溶結凝灰岩層

山田ほか(1976)による。岩脈類は省略、鉱床の位置は山田(1961)による。

第12図 加子母川流域の地質図および断面図



第13図 塞ノ神峠付近のルートマップ

両側に50~200m程度分布しているがその幅はかならずしも一定でない。たとえば護山橋南西では断層の北東側で破砕帯の幅が広く南西側でせまいが塞ノ神谷では断層の南西側に幅300m以上の強破砕帯が発達する(地点P)。

加子母川にあって

加子母村万賀から小郷までの約7kmの間は加子母川が阿寺断層にそって流下している区域である。大きくみると北東から南西に流下する加子母川(下流部は白川)がこの区間だけ阿寺断層にそって南東方に流れることから加子母川の流路が阿寺断層によって約7kmだけ左ずれ状に変位したといわれている。

実際には加子母川ぞいには沖積層や崖錐堆積物が広く分布していて基盤岩の情報をうることがむずかしい。しかし周辺の地質状況からみると阿寺断層の主断層はほぼ現在の加子母川の流路に一致していると思われる。というのはこの主断層(推定)の東側は塞ノ神峠付近と同じく熱変成作用を受けた東俣溶結凝灰岩層からなるが西側ではその直上の赤石溶結凝灰岩層を欠いて夕森山溶結凝灰岩および阿寺層(いずれも非変成)が分布しており垂直方向に大きな落差(700~800

m程度)を考えねばならないからである(第12図の地質断面図参照)。

上記の主断層の約1km北東側には山麓にそって付知町の白谷断層の延長部が走りケルンバット地形を示しこれと直交する多くの小河川で破砕帯が観察できる。この断層はおもに東俣溶結凝灰岩層の分布域内にあるが牧戸北方では東俣溶結凝灰岩層(熱変成)と赤石溶結凝灰岩層(非変成)との境界をなしており相対的に北東側が沈降しているようにみえる。これは一般の阿寺断層の垂直変位(東側隆起の逆断層)とはセンスが逆である。さらに牧戸南方や木曾谷では東俣溶結凝灰岩層中に赤石溶結凝灰岩層が白谷断層と平行な断層によって幅せまい地溝状におちこんでいる。これらの断層は水平ずれをとまう逆断層の上盤側に副次的に生じた正断層群に相当するものと思われる。

阿寺断層の両側での阿寺層の厚さのちがいや花崗斑岩岩脈群のずれについては別項でふれたい。また阿寺断層にそって加子母村から下呂町にかけて点々と分布するCu-Zn鉱床群(第2表参照)についてもあらためてふれたい。

第2表 阿寺断層地帯(北部)の金属鉱床 [おもに山田(1961)による]

| 位置     | おもな鉱石            | 産状                       |
|--------|------------------|--------------------------|
| 加子母村万賀 | 黄銅鉱・閃亜鉛鉱・黄鉄鉱     | N-S 70°E 幅5cm内外の鉱脈       |
| 同 牧戸   | 磁硫鉄鉱・黄銅鉱・黄鉄鉱     | N-S 70°Eの断層破碎帯中の鉱染       |
| 同 小郷   | 黄銅鉱・黄鉄鉱          | N10°E~N10°W 直立の断層破碎帯中の鉱染 |
| 下呂町野尻  | 黄銅鉱              | 不明                       |
| 同 乗政   | 黄銅鉱              | 不明                       |
| 同 湯屋   | 方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄銅鉱・黄鉄鉱 | 不明(螢石を伴う)                |
| 同 小川   | 黄銅鉱              | N-S~N20°W 直立の粘土脈を伴う      |
| 同 小川東  | 方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄銅鉱     | 断層破碎帯中の鉱脈                |
| 同 東上田  | 方鉛鉱・黄銅鉱          | N-S~N20°E 直立 幅約1mの鉱化帯    |

### 7. 加子母川から御厩野川へ

#### 加子母村小郷の断層崖(地点Q)

上記の白谷断層を北西に追うと 加子母川(ここでは南流する)をこえて 小郷・小和知の集落をのせた段丘面をよこぎる。岡田(1975)によれば この段丘面(1~2万年前 付知の段丘に対比される)上に NW-S E方向にほぼ一直線状につらなる高さ3~5.5mの低断層崖がみられ 加子母大杉(天然記念物)の北西約150mの地点では この断層崖の直下に小規模な断層凹地が形成され そこに泥炭層(C<sup>14</sup>年代:4,100~4,500年)が堆積している。

#### 舞台峠層(地点R)

加子母川と御厩野川の分水界をなす舞台峠は NNW-SSE方向にのびた標高690mの平坦面(舞台峠面)をつくっている。阿寺断層の主断層は峠のあたりを通

過すると推定される(第12図)。舞台峠面には 礫・砂・シルト・泥炭などからなる舞台峠層が堆積しており その C<sup>14</sup>年代は約26,000年である(岡田 前出)。この地層は上記の段丘礫層より古期で おそらく かつての阿寺断層谷の河床にたまったものが 御厩野川と加子母川の下刻によってとり残されたものであろう。これと類似した地層は 舞台峠北西の初谷峠付近でもみだされている(山田 1961)。

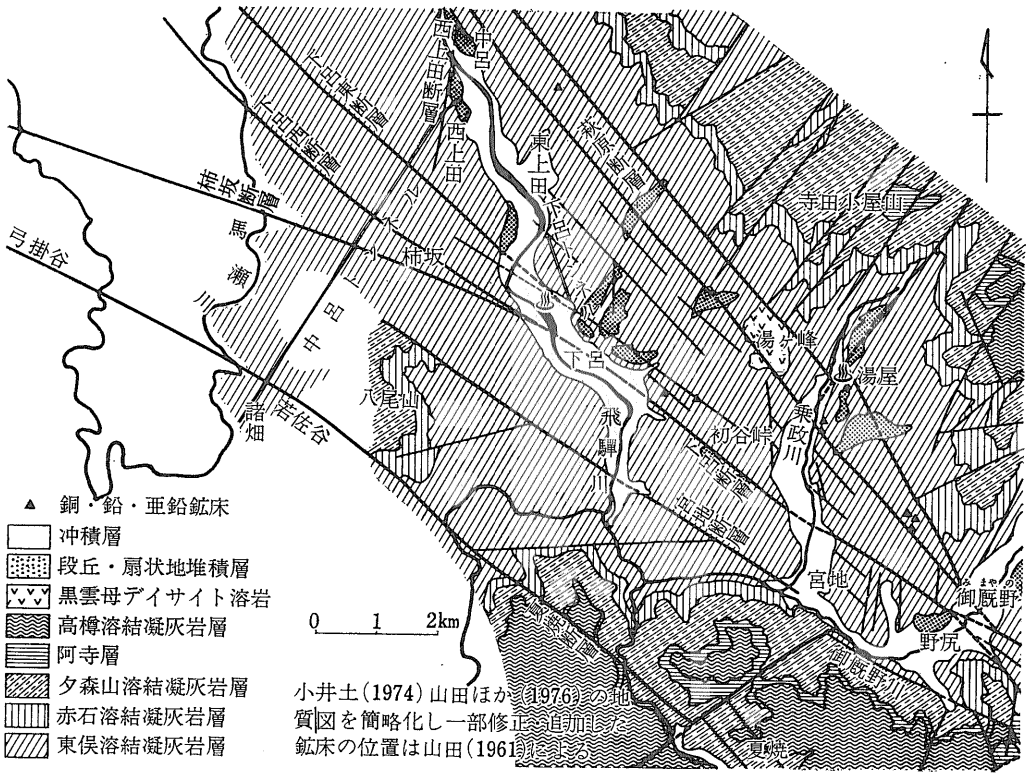
### 8. 御厩野川から飛騨川へ

恵那山トンネル付近から下呂町御厩野までの約40kmの区間を ほぼN45°W方向の一直線状につづいてきた阿寺断層(平行する断層群をふくむ)は 御厩野付近からN40°~70°W方向のいくつかの断層に分岐しはじめ飛騨川に達する(写真14)。この地域の地質図を第14図に示す。

飛騨川水系では その支流馬瀬川に水資源開発公団の岩屋ダムが完成しており 現在 飛騨川上流の水を岩屋ダムに導くための放水路トンネル(中呂トンネルと略称)の工事がおこなわれている(第15図)。中呂トンネルは益田郡萩原町西



写真14  
下呂町舞台峠から北西方をのぞむ(白波瀬輝夫氏提供)  
手前の集落が御厩野 後方のゆるい峠が初谷峠  
A: 宮地断層  
B: 下呂断層  
C: 萩原断層  
D: 湯ヶ峰火山



第14図 下呂町周辺地域の地質図

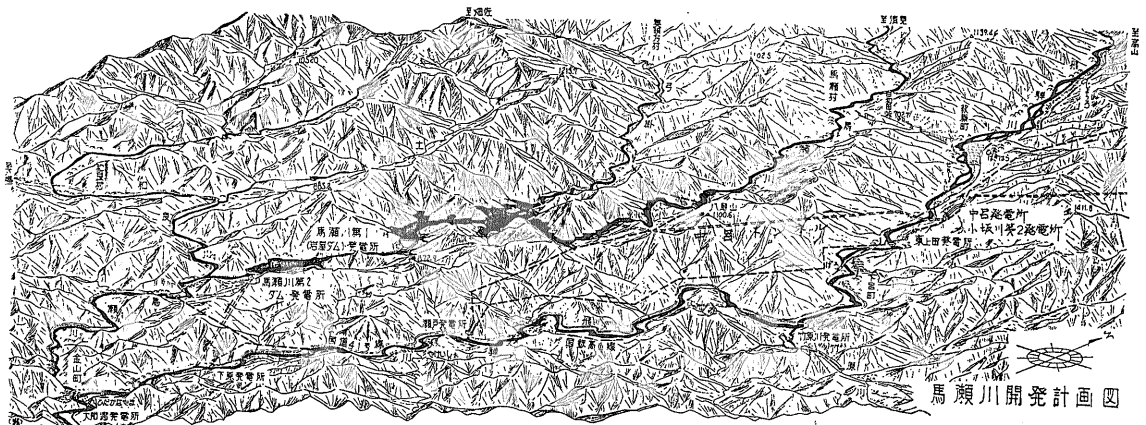
上田地区から同郡馬瀬村諸畑地区にいたる延長約6,600 mのトンネルであり 1973年に両側から着工した。当初は 萩原側坑口から1~2km のところで阿寺断層を通過するものと予想されていたが それよりも馬瀬川寄りの地点で何度も断層破砕帯に遭遇し 難工事の末 ようやく1977年12月に貫通した。筆者は 工事中の破砕帯の切羽を何度か観察する機会があり(山田・河田 1976) その他の資料をもあわせて 第14図のような断層の分布

を明らかにすることができた。

さて 御厩野付近で分岐する阿寺断層は 大きく萩原断層と下呂断層に分けられ 後者はさらに下呂温泉付近からいくつかの断層に分岐する。これとほぼ平行して宮地断層と夏焼断層がある(写真14参照)。

萩原断層(山田ほか 1976 命名)

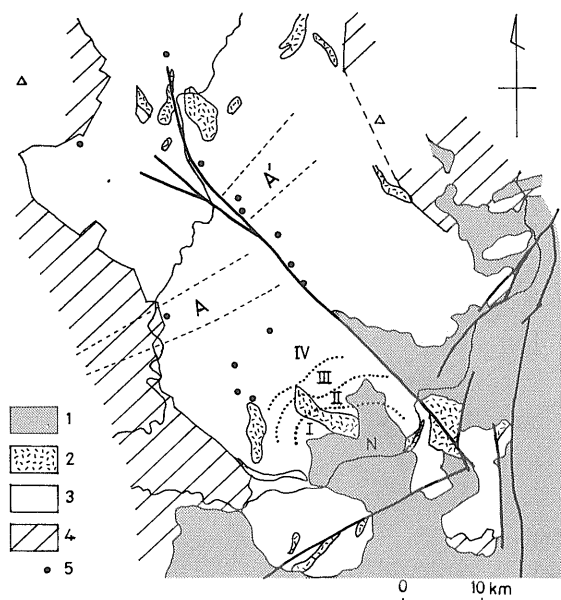
御厩野付近から N40°W 方向へ湯ヶ峰(デイスイト溶



第15図

馬瀬川開発計画図

(中部電力株式会社の資料から転載)



第16図 濃飛流紋岩中の花崗斑岩岩脈群集中帯(A-A')および苗木鉱床区(I～IV)

1. 後濃飛流花崗岩類
  2. 花崗閃緑斑岩～花崗斑岩(岩株状)
  3. 濃飛流紋岩
  4. 先濃飛流岩類(おもに古生層)
  5. Cu-Pb-Zn 鉱床
  - I. ペグマタイト-晶線帯
  - II. W-Sn-Bi 帯
  - III. W-As-Bi 帯
  - IV. Cu-Pb-Zn-As 帯
  - N. 苗木
- (鉱床区分図は 坂巻ほか 1961による)

岩からなる火山)・萩原町中呂をへて さらに北方につづく。ケルンバット地形が明瞭で 破砕帯も100～200 mの幅をもつ。東俣溶結凝灰岩層(熱変成)を切っている。この断層の破砕帯中には 野尻北方・乗政・湯屋・東上田などの地区でCu-Pb-Zn 鉱床が発達している(第2表参照)。湯屋温泉は 萩原断層とこれに直交する若栃断層(小坂町若栃山へのびる)とが交わる付近から湧出している。

#### 下呂断層(岡田 1975 命名)

御厩野から N55°W 方向に 宮地北東の緩傾斜地(下呂ゴルフ場)・初谷峠・下呂町小川をへて下呂温泉市街地にいたり この付近から 下呂東断層(N50°W)・下呂西断層(N55°W)および柿坂断層(N70°W)に分岐し 飛驒川をこえて馬瀬村地域へつづく。

下呂断層はおもに東俣溶結凝灰岩層分布地域に発達しているが 飛驒川以東では断層の東側は熱変成をうけ西側は非変成なので 東側がより深部をあらわしている。しかし 飛驒川以西ではすべて非変成岩である。これ

は 熱変成作用をもたらした潜在花崗岩体の上面が北西方向に急に深くなっているためであろう。

下呂断層による破砕帯は きわめて広範囲におよんでおり 下呂町市街地では破砕度②-③の部分が全体で幅500m にもおよぶ。下呂温泉がこの強破砕帯から湧出する温水を利用していることは いうまでもない。下呂町小川およびその東方のCu-Pb-Zn 鉱床もこの破砕帯中に形成されている(第2表)。

中呂トンネル坑内では 萩原側(北東側)坑口から1,460～1,760mの範囲が 下呂東断層破砕帯に相当する。ここでは 全面的に破砕され粘土化した破砕度②-③の軟弱な岩盤(しばしば石英脈をともなう)と多量の出水によってたびたび切羽が崩壊し この間の掘さくだけで 優に1年半を要したのである。

下呂西断層と柿坂断層は 上記にくらべればやや小規模で 破砕帯の幅も20～50m程度である。しかし 地形的にはこの2つの断層の方が 直線状谷地形・ケルンバットなどが明瞭であり より新期に活動した可能性が大きい。

なお 中呂トンネル坑内にみられる濃飛流紋岩は ほとんどすべて東俣溶結凝灰岩(非変成)であるが 下呂西断層の周辺にのみ切越峠溶結凝灰岩層に対比されるやや優白質な岩石がみられた。

#### 宮地断層(岡田 1975 命名)

下呂町宮地付近から N55°～60°W 方向に 筑後・大淵間の標高640m の峠をこえ 飛驒川をよこぎっている。一般に破砕帯は小規模であり 中呂トンネル坑内でもこの断層の延長を確認していない。

#### 夏焼断層(新称)

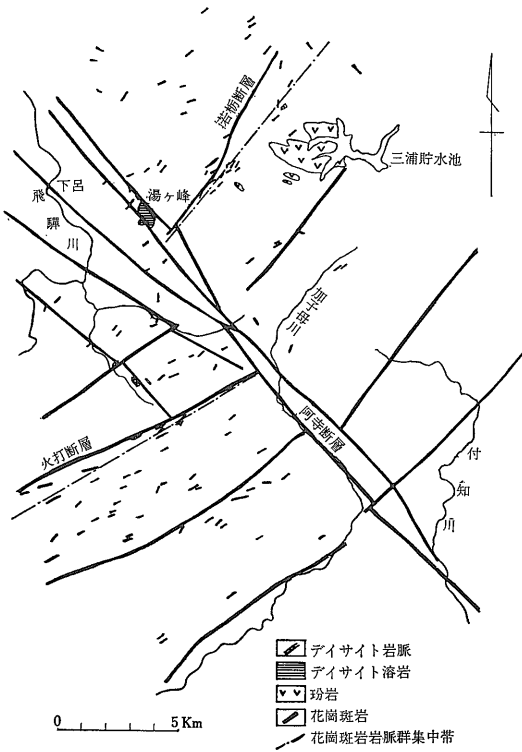
下呂町夏焼付近から N50°W 方向にのび 飛驒川を横切り 馬瀬村若佐谷をへて 金山町弓掛谷につづく。中呂トンネルの馬瀬側(南西側)坑口から約850～920mの間に遭遇した破砕帯がこれに相当する。

#### 9. 阿寺断層の水平変移量の見積り

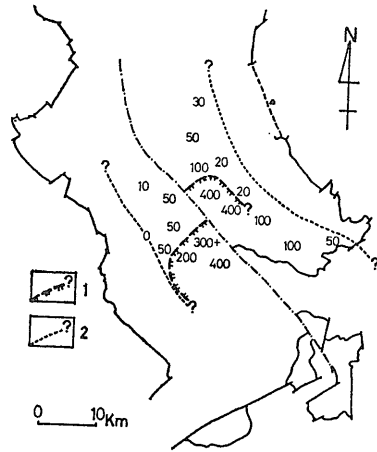
—地質学的方法による—

断層によって地質境界線がずれていても それがおもに水平的変位によったのか おもに垂直的変位によったのかをきめるのは 思ったほど容易ではない。

たとえば 前号にのべたように 坂下と付知の間は 阿寺断層によって 東側の苗木-上松花崗岩と 西側の濃飛流紋岩とが画然と境され 濃飛流紋岩の分布はみかけ上 東側が北へずれているようにみえる(第9図)。そして このような分布状況が 阿寺断層の左ずれの証



第17図 加子母村・下呂町地域の濃飛流紋岩中の岩脈分布図



第18図 阿寺層の層厚変化(単位m)  
 1. 阿寺層堆積前に推定される陥没盆地の縁  
 2. 阿寺層の拡がり  
 鎖線：阿寺断層  
 (濃飛流紋岩団体研究グループ 1966から転載)

る地区のくわしい岩脈分布図を第17図に示した。

第16図および第17図にみられるように この岩脈群は阿寺断層により左ずれ状に変位している。その集中するゾーンは 断層の西側では火打断層付近 東側では若柘断層付近にあり 両者をくらべると阿寺断層の付近で約 7km ずれている。第16図のようなおおまかな図からは 変位量は 5~10km 程度と見積られる。

第17図には 新期のデイサイト岩脈や溶岩(第四紀はじめごろ?)の分布も示されている。とくに火打断層ぞいには 破碎帯中に貫入した黒雲母デイサイト~玢岩岩脈(貫入角礫岩をとまう)がいくつか分布している(山田 1961)。一方 阿寺断層の東側には 同種のデイサイト岩脈のほかにも 湯ヶ峰火山およびこれらに関連した貫入岩と思われる三浦貯水池周辺の玢岩(デイサイトをともう)が分布している。これら断層両側のデイサイトおよび関連する岩石の分布も 上記の花崗斑岩と同様なオーダーの(あるいはそれよりやや少ない)水平変位量(5~7km)の左ずれ断層で説明することができそうである。

白亜紀後期の濃飛流紋岩と第四紀はじめごろのデイサイトが ほぼ同じオーダーの変位量を示しているということは 阿寺断層による変位が 少なくとも水平成分に関するかぎり 第四紀に入ってからのはじまったことを物語るのではないだろうか。

ただし 前号にものべたように 坂下一付知地域ではデイサイト岩脈のあるものは阿寺断層にそって分布し そこでは周囲の岩石にくらべると破碎度が著しく低い。

拠の1つにされることが少なくない。しかし 花崗岩とその上のループペンダント状の濃飛流紋岩の境はおおまかにみると 水平あるいは北へ緩傾斜であるから 東側地域のわずかな隆起・侵食によっても このような配置は十分に説明できるのである。

岩層の分布状況から水平ずれを証明するには 断層を横切って分布する岩層で 垂直あるいはそれに近い構造をもったものか あるいは 水平層でも厚さ・岩相などが側方に著しく変化するものを基準とせねばならない。

阿寺断層の南端部近くに分布する岩株状の花崗閃緑斑岩の断層による変位量は 2~3km(左ずれ)と見積られる(前号第8図)。それでは 阿寺断層中央部・北部ではどの程度の変位量であろうか。

### 花崗斑岩岩脈群のずれ

濃飛流紋岩中には その活動の末期に貫入したと思われる花崗斑岩の岩脈が 各地に分布する。そのうちでも 濃飛岩体のほぼ中央部を NE-SW方向に横切る岩脈群集中帯(第16図)に注目してみよう。この岩脈群は 北は小坂町大洞川上流から 南は濃飛流紋岩地域をこえて 古生層中の岩脈(武儀部上之保村高岡山付近)にまでつづいている。この岩脈群が阿寺断層と交差す

もしすべてのデイサイトが阿寺断層の主要な破碎作用のあとで貫入したのだとすると上記の推論は成立しないことになる。デイサイトに種々の時期のものがあるという可能性も残されている。

#### 阿寺層の層厚変化からみただれ

阿寺層は濃飛流紋岩のステージIIとステージIIIとの間の時期に堆積した湖成層で厚さはふつう50m内外である。ところが濃飛岩体中央部の加子母村一付知町一東白川村地区では厚さ200~400mと急激に厚くなっている(第18図)。このような厚さの急変は阿寺層堆積の直前にステージIIの火砕流堆積物地域に第18図に示したような陥没運動が発生し阿寺層はこの陥没盆地に堆積してそれを埋めさらに盆地の周辺地域にも広く薄く広がって堆積したためと考えられている(濃飛流紋岩団体研究グループ 1976)。阿寺層の厚さが急変するところを陥没盆地の縁と仮定すると盆地の北縁線は明らかに阿寺断層の両側でくわがっており阿寺断層による5~10km程度の左ずれの水平変位を考えねばならない。この水平変位量の見積りは上記の岩脈群によるものと同じオーダーであって相互に矛盾しない。

#### 10. 阿寺断層と鉍化作用

—阿寺断層はいつごろからはじまったか—

すでにのべたように阿寺断層にそって小規模ではあるが多くのCu-Pb-Zn鉍床が分布する(第16図)。これらの産状を一括して第2表に示した。山田(1961)によるとこれらの鉍床は濃飛流紋岩に胚胎する鉍脈状または鉍染状鉍床で石英脈・緑泥石脈・粘土脈などをともない鉍床付近の母岩は珪化作用・緑泥石化作用・緑れん石化作用などの変質をうけている。しかし鉍脈や粘土脈の方向は必ずしも阿寺断層の方向には一致せずむしろN-Sの方向をとることが多い。

濃飛流紋岩南部地域の金属鉍床については坂巻ほか(1961)がまとめている。それによると苗木一上松花崗岩の貫入にともなって形成された苗木鉍床区は第16図のように苗木岩体を取りまく同心円状の帯状配列を示し花崗岩に近い方からペグマタイト-晶線帯 W-Sn-Bi 帯 W-As-Bi 帯 Cu-Pb-Zn-As 帯に分けられる。そして鉍床の生成を規則した構造線として阿寺断層とそれに平行する断層(赤河断層)のほかにNE-SW方向の断層群(白川口-加子母線)およびE-W性の小弱線群が挙げられている。

阿寺断層にそう上記の鉍床群は苗木鉍床区のもっとも外側の帯に相当するものであろう。その分布は現在の苗木一上松花崗岩の分布地域よりかなり北方にまで

広がっているがかりにいまより侵食レベルが1km程度下ったとすれば阿寺断層東側地域の大半は花崗岩によって占められるにちがいない(既述)。したがって苗木一上松花崗岩の固結末期に現在の阿寺断層地域に弱線が生じ母岩の破碎・変質をともなった鉍化作用がおこなわれたという推定はさほど不自然ではあるまい。これは第四紀の阿寺断層の先駆的活動といえるであろう。

#### 11. おわりに

以上 恵那山トンネルから飛驒川中呂トンネルまで延々約55kmにわたって阿寺断層を追跡してきた。阿寺断層はその南端部の屏風山断層と交差するあたりで急速に消滅するが北端は多くの断層に分岐しそれぞれがどこまでつづくのかも分っていない。地形的に推定された阿寺断層の水平変位量は地質学的手法によってもほぼ同程度でありおもに第四紀の変動によることが明らかとなった。しかしすくなくとも白亜紀末期にまでさかのぼるその先駆的運動の実態はほとんど未知である。阿寺断層にまつわるテクトニクスについてはすでに多くの研究があり筆者の能力に余る問題でもあるのでほとんどふれられなかった。小論は「阿寺断層地誌」の1つと理解して頂ければ幸いである。

最後に中呂トンネルに関する資料を提供して頂いた中部電力株式会社・飛島建設株式会社・大日本土木株式会社・矢作建設株式会社の関係各位ならびに写真を提供して頂いた地質調査所白波瀬輝夫氏に心から御礼申上げたい。

#### 参 考 文 献 (前号と重複するものをのぞく)

- 小井土由光(1974): 岐阜県下呂町東部地域の濃飛流紋岩。地質学雑誌 vol. 80 p. 307-322。  
 岡田篤正(1975): 阿寺断層中北部 舞台峠周辺の地形発達と断層変位地形。地理学評論 vol. 48 p. 72-78。  
 坂巻幸雄・浜地忠男・五十嵐俊雄(1961): 苗木地方の花崗岩類とこれに伴う含ウラン鉍床。地質調査所報告 no. 190 (日本におけるウランの産状 その1) p. 56-68。  
 山田直利(1961): 5万分の1地質図幅「加子母」および同説明書。地質調査所。  
 山田直利・河田清雄(1976): 馬瀬川ダム中呂発電所新設工事第3工区工事がい道掘削地域の地質調査報告(受託報告)。地質調査所。

なお前号の文献リストに下記の文献が脱落していたので補足したい。

- 丹治耕吉・山田直利・斎藤友三郎(1977): 岐阜県東部の23の更新世火山岩類の自然残留磁気について。地質調査所月報 vol. 28 p. 687-695。  
 また前号46頁の第9図に縮尺が脱落しているがこれは約10万分の1の縮尺である。