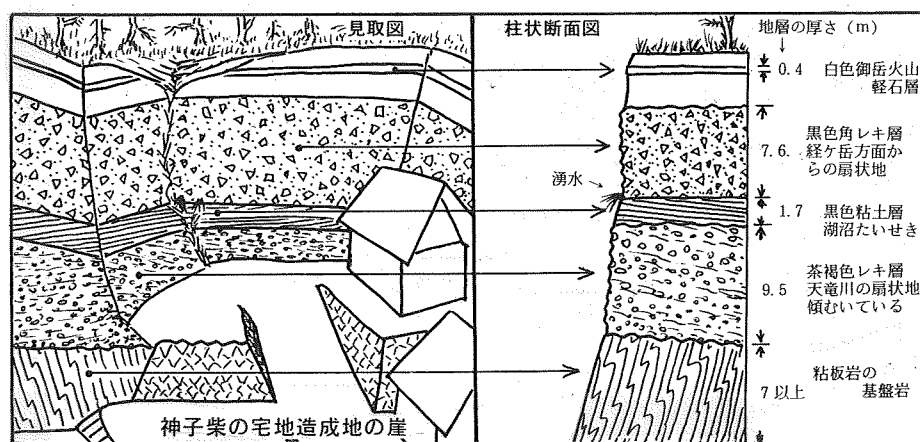


2 大泉川扇状地の生い立ち

(1) 神子柴－田畑間の断層崖で扇状地の地質断面を調べる

神子柴・田畑の集落は、天龍川より15m～16m高い低位段丘面上にある。段丘の背後に比高46m～34mの断層崖（通常は段丘崖とされている）が迫っている。この崖は活断層小黒川断層の断層崖である。13年前ころ、この崖に宅地造成工事がされた。今は数軒の家が建つ。造成工事の後、高さ約30mの崖を登り下りして地層を観察した（地－9図）。

最上部には、御嶽山の火山噴火で飛んできた火山灰と軽石層（これらをテフラ層という）が5m程の厚さで堆積している。そこに、約10万年前ころの白い御岳第1テフラ層がある。テフラ層の下に、約1mの厚さで黒褐色の粘土質古土壌がある。高森古土壌と呼び、約13万年前ころの地層である。これらの地層は、空中を風で運ばれてきて堆積した地層で、風送風成層といわれる。従って、古土壌が堆積した約13万年前より前に、神子柴上段の扇状地はでき上がっていた。



地－9 田畑の断層崖宅地造成地での地質観察図

(2) 大泉川扇状地礫層

古土壌の下に、黒色の礫層が7.6mの厚さで堆積している。粘板岩礫が主で砂質～珪質の粘板岩礫も混じる。これらの岩石は経ヶ岳山塊の岩石と同じで大泉川扇状地礫層である。天龍川が運んだ礫層ではない。礫形は角礫から亜角礫が多く、急速に運ばれてきた土石流扇状地の地層である。

この扇状地ができたのは、約13万年前より古い。そして、大泉川扇状地群の中で最初にできた扇状地である。この扇状地面を大泉面と呼んでいる。

大泉面の大半は水田になっている。しかし、大泉面は経ヶ岳側に向かって緩く傾斜している。もともとは、天龍川へ向かって傾斜していた地形であるが、断層で扇端が隆起して山側へ傾いてしまった。活断層による変位丘陵である。このため、春日街道方面から流れ下っている灌漑用水路は、傾斜が逆向きになる手前から水路を嵩上げして水を流している。当然、高くなっている扇端部まで水が流れない。扇端部は雑木林になっている。

(3) 神子柴粘土層と田畑礫層の存在

大泉川扇状地礫層の下には、黒色で、厚さ1.7mの粘土層があって神子柴粘土層と呼ぶ。粘土層は不透水層だから、扇状地礫層中を伏流してきた地下水が粘土層の上から

滝になって流れ落ちていた。

粘土層の存在は、ここに湖があったと想定される。神子柴粘土層の下には、厚さ 9.5 m で茶褐色の礫層がある。その礫種は、天龍川上流部から運ばれた色々な礫を含む。とくに、諏訪湖周辺から流れてきた安山岩礫や、一部にテフラがあり、フィッシュントラック法で年代測定を試みたが誤差が大きくて失敗だった。しかし、この礫層を堆積させたのは天龍川であり、当時は諏訪方面からの礫が流れてきていたことを示している。今のように、諏訪湖が陥没して湖になっていれば礫が流れてこない。今の諏訪湖は約 60 万年前頃から糸魚川―静岡構造線の活動によって陥没が起こったとされる。諏訪湖陥没以前の礫層であると考えられる。

この礫層を田畑礫層と呼んだ。注目したいのは、礫層が西へ傾いていることである。伊那谷の古い礫層は、軽微に（平均で約 6 度）西傾斜することが一般的である。天龍川の堆積層であること、西へ傾く変動を受けている礫層は、70 万年前頃より古い礫層であることが多くの年代資料から分かっている。田畑礫層は 70 万年前より古い礫層である（前期更新世の地層にあたる）。70 万年前ころの地盤の傾動によって湖の形成があったと考えられる。

JR 飯田線田畑駅の西側段丘崖を造る礫層も田畑礫層である。特徴は、良く固結した礫層で地下水が染み出ていること、礫を固結する粘土分が火山灰質であること、安山岩礫を含むことなどが共通している。

（４）断層崖下に現れている基盤岩

宅地造成地の最下部に、7 m の高さまで基盤岩が露出している。岩石は、粘板岩質の弱変成岩で経ヶ岳山塊を迫る岩石と同じである。小黒川断層崖の基部に基盤岩が露出している原因は、断層である。小黒川断層は断層の西側（山側）が隆起する逆断層であるから、隆起によって基盤岩が顔を出した注目すべき露頭である。

（５）南箕輪地域の古い扇状地面

大泉面と同様に古い扇状地面は、北殿や久保に小分布している。北殿の中部保育園のある場所から里宮神社跡が大泉面に相当する。里宮神社跡の地形がわずかに高くふくれており、ふくれた部分に御岳第 1 テフラが確認された。下側に住宅団地が迫成されており、造成地の奥に厚いテフラ層が露出している。

久保の中心集落は天龍川に面する低位段丘上にある。その背後には段丘崖が迫り、斜面には西念寺跡と観音堂があり、最上段には神明宮がある。神明宮の建つ段丘崖上部には、厚いテフラ層が堆積している。今回の調査で、4 m 下まで掘削調査ができて御岳伊那テフラまで確認した。以前、この斜面の宅地造成で御岳第 1 テフラも現れていた。

3 最新期の大泉川扇状地

（１）大泉川左岸に新露頭が見つかる

伊那谷自然友の会は、伊那谷北部の観察会を実施してきた。竹節 巖会員（南箕輪村

在住) から「大泉川左岸にテフラ層と礫層とが見えるよ」と知らされた。その場所は南殿で、国道の大泉川橋から750m上流の左岸側の崖である。役場環境課により地権者への了解をいただき、崖に沿ってブッシュを取り去って調査した。

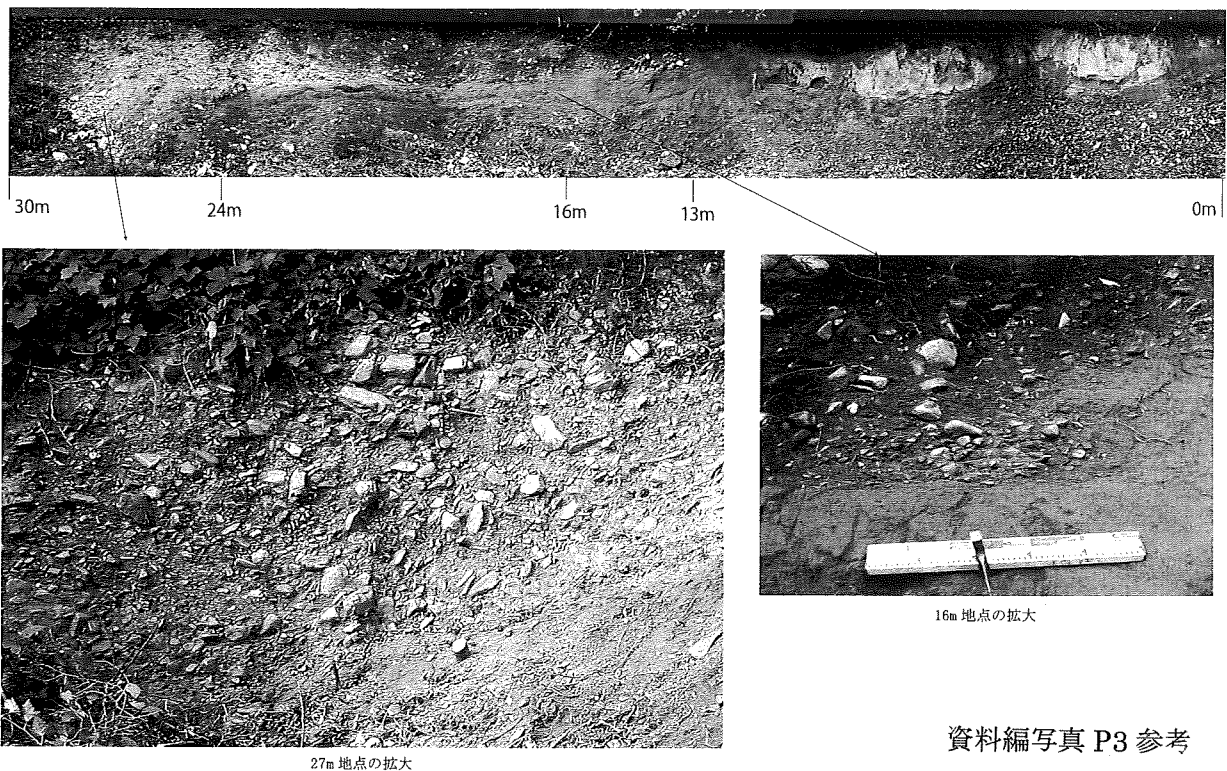
露頭は、長さが30mで、高さ3m前後の細長い段丘崖である。下流側(東側)から13mまではテフラ層が露出しており、それより上流側(西側)はテフラ層を覆って扇状地礫層が載っている。

(2) 最新期の扇状地拡大は最終氷河期の直後だ

寺平 宏によるテフラ分析では、テフラ層の最上部から約3万年前の始良T_nテフラ(AT)が確認された。始良T_nテフラの上には土壌もある。礫層はこれらの地層を覆って堆積していることから、礫層を堆積させた土石流が流下したのは2万年前後になる。

最寒冷気候を記録した最終氷河期は、2万2千年前ころ(海洋酸素同位体ステージ)とされている。その当時は、森林限界が900m付近まで降下していた。大泉川扇状地の上流域の環境は大きく変化して、草地や裸地が拡大した。活発な凍結融解作用により岩屑生産が増大し、谷間は大量の砂礫で埋め尽くされた。最寒冷期を過ぎると温暖化に伴って降水量が増加した。頻発する土石流が山地から大量の礫を盆地内へ氾濫させて新しい扇状地の拡大が活発になった。

テフラ層を覆っている礫層の様子を地-10図から説明する。27m付近を拡大すると、テフラ層の上に礫がのし上がっている。礫の配列の乱れが写真から分かる。礫層の先端部は捲れ上がっている。テフラ層へ、のし上げた礫は無秩序に散在している。



地-10 南殿の大泉川左岸段丘崖での露頭観察

(3) 合成する大泉川扇状地

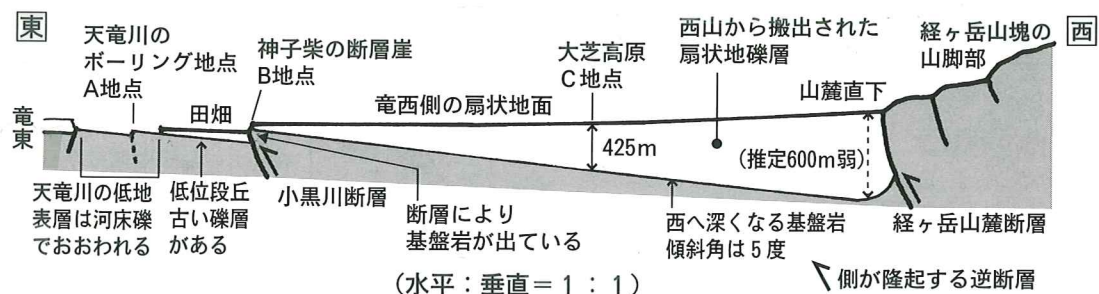
南殿、殿村八幡宮の小高い丘は小黒川断層で変位した古い扇状地である。八幡宮西側の扇状地は、露頭観察地でテフラを載せた扇状地へ続く。最新期の扇状地にはテフラが載っていない。南殿で、新旧三つの扇状地の合成が確認できた。断層変位した扇状地が最も古く、テフラを載せる扇状地はやや新しく、最新の扇状地には、テフラが載らない。形成期が異なる扇状地が重なり合っているのが合成扇状地という。役場前の東西線道路は最新期の扇状地である。村の広大な水田地帯は、構造改善事業で原地形が均されてしまい新旧の扇状地の解析はできない。古い地図や図面の発掘が期待される。

4 盆地の底は西へ傾動している

(1) 三地点で確認された基盤岩の標高

国道153号線バイパス道路は、JR飯田線北殿駅の東側で天龍川を渡る。架橋工事によるボーリングで、天龍川兩岸の河床礫直下に基盤の花崗岩が確認された。標高は約660mである。田畑の断層崖では、標高約685mで粘板岩が現れている。標高785mの大芝高原では、深さ1500mの温泉ボーリングで、深さ425mで基盤岩に到達した。

天龍川・田畑の断層崖・大芝高原の3地点で確認された基盤岩の深さから南箕輪村を東西に横断する地質断面図を作成した(地-11図)。断面図から伊那谷北部の盆地構造が見える。盆地内の基盤岩は西へ緩く傾斜して深くなり、その傾斜角は5度である。



地-11 南箕輪地域の東西地質断面図

(2) 伊那谷の盆地構造

伊那谷の基盤岩は、竜東で浅く、竜西へ向かって深くなっていく。下伊那竜東地域に広域分布する古期礫層は、西へ向かって平均6度傾斜している。伊那谷を東西に切る地質断面は非対称で、竜西に分布する扇状地礫層は木曾山脈(南箕輪村では経ヶ岳)の山麓に向かって厚くなっていく。だから、地震時のゆれは山麓で大きくなる。

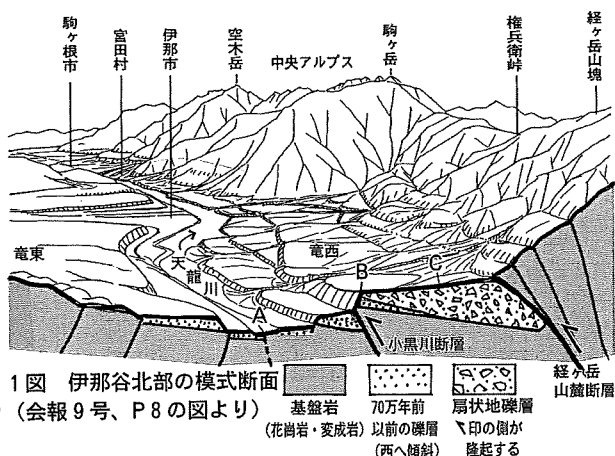
経ヶ岳の山麓部には、経ヶ岳山麓断層を伴って山地側が隆起している。山地の隆起によって発生した山麓部の断層は逆断層であり、断面図から推定した断層による落差(隆起量)は約600mである。経ヶ岳側が隆起するのに伴って、山地は侵食され、生産された岩屑は土石流によって盆地を埋め、大泉川扇状地を形成してきた。

竜西側の土石流扇状地の始まりは、70万年前ころから開始している。その頃から木曾山脈は、急速な隆起が起こっている。基盤岩が西へ傾動する動きも70万年前から開

始した。経ヶ岳の標高を約2300mとし、山麓直下の礫層は、推定600mの厚さだから2300m+600m=2900mだ。これが全隆起量であるから、隆起に要した時間の70万年で割ると、約4mm/年の隆起速度になる。これは伊那谷での一般的な隆起速度に調和している。

伊那谷の盆地の形は、赤石山地地塊（南アルプス）が西へ傾動しながら木曾山脈地塊（中央アルプス）側へ衝突している。地球規模から見ると、東西方向からの圧縮力（東からの力は太平洋側のプレートが押す力で、西からはユーラシア側のプレートが押し返す力）を受けている。伊那谷の盆地底は赤石山地側の地塊に属しており、中央アルプスは、東西方向からの圧縮力を受けて、しぼり出されるように隆起してきた。

伊那谷は、西側の縁が断層（伊那谷西縁断層）によって限られ、東側からの傾動する地塊によって非対称の断面を示す。（会報9号、P8の図より）
こうした形の盆地を断層角盆地という。



地-12 伊那谷北部の模式断面図

5 山地の地質と岩石

南箕輪村の山岳域は広い。大泉川流域は、吹上付近上流から全域で黒沢山から経ヶ岳の主稜線部までを占め、大泉所山と称する。続いて、経ヶ岳から権兵衛峠までの主稜線から小沢川の南沢合流点右岸までも南箕輪村地籍である。これらの流域に抱かれる山麓側に大清水川流域がある。この部分は伊那市西箕輪地籍で、大清水川流域を蔵鹿山と呼び、小黒川左岸の耳や沢流域を御射山と呼んで西箕輪に属する。

今回は、一年間という短期調査の為に大泉山所林道と大泉川下流部での調査しかできなかった。なお、権兵衛トンネル掘削時の地質資料と長野県地質図作成資料から2万5千分の1地質図にまとめた。

本地域の地質はジュラ紀付加体の美濃帯に属する。おもな岩相は、泥質岩起源の粘板岩を主体とし、諸処でシルト質から砂質の岩相に変化する。また、含礫泥質岩や礫岩が介在する。一方、遠洋性堆積物ないし半遠洋性堆積物である緑色岩・石灰質岩・チャート・珪質粘板岩などのレンズ状岩体を含む。

本地域の堆積岩類は広域変成作用を受け、泥質岩には黒雲母が晶出している。また、花崗岩質岩の小岩体の貫入があり、新期に貫入した輝緑岩岩脈も稀に存在する。

権兵衛トンネルの切り羽での観察では、境峠神谷断層とそれに並走する曳きずり系の断層による広域破碎帯を掘り進んだ。硬質岩（硬砂岩・縞状チャート）は稀で、粘板岩が優勢する付加体特有の擾乱が激しかった。大泉所ダム上流の粘板岩帯で見かけが西傾斜の破碎帯がある。この破碎帯は大泉所山林道から右岸の四之沢へと続く。破碎帯の走向はN40度東で、地層の一般走向と一致する。しかし、地形から読んだ傾斜は、高角の東傾斜になる。権兵衛トンネル内での破碎帯の傾斜も高角に東傾斜していた。



13・1 大泉所山林道 粘板岩に挟まれる砂岩層



13・2 大泉所山林道 粘板岩と断層



13・3 大泉所山林道 粘板岩と断層 (断層部拡大)



13・4 大泉所山林道 珪質の粘板岩



13・5 大泉所山林道 チャートを含む珪質粘板岩



13・6 大泉所山 一之沢と本谷の分岐点
珪質粘板岩



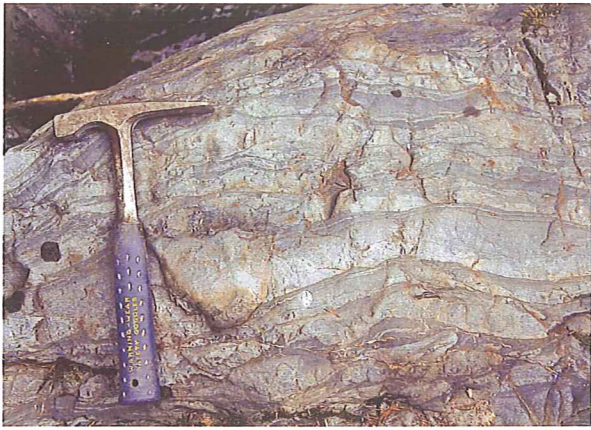
13・7 大泉川上流左岸 珪質粘板岩と断層破碎帯



13・8 左写真の破碎帯部分の拡大

資料編写真 P 4 参照

大泉所山の地質 (地質図に地点を示す)



18・1 一之沢 粘板岩（泥と砂の級化構造）



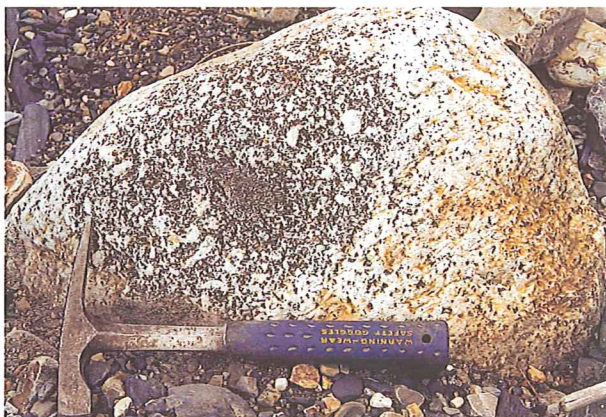
18・1 一之沢 含礫粘板岩



18・1 一之沢 石灰岩とチャートの互層



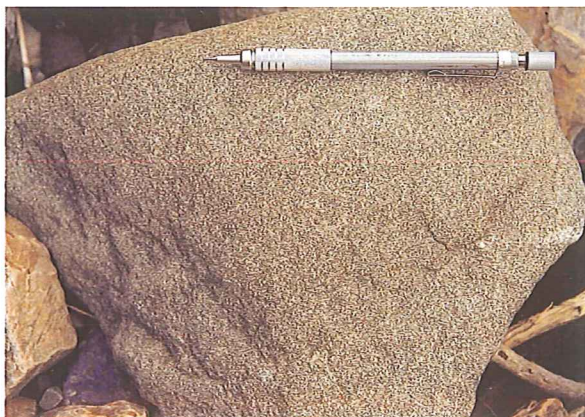
18・2 大泉所ダム 緑色岩



18・2 大泉所ダム 花崗岩（黒色部は捕獲岩）



18・2 大泉所ダム はんれい岩



18・2 大泉所ダム 輝緑岩



18・2 大泉所ダム チャート

大泉所山の岩石