

松本盆地北部東縁，大町一池田間の山麓帯

——特に北山田扇状地群について——

山下 昇・小川 勇*

信州大学理学部地質学教室

(1986年4月28日 受理)

は じ め に

長野県の大町市は松本盆地の北端の地域に広がっている。その市街地の東，第三系山地の山麓に，小さいけれども，形の整った扇状地がある。その南斜面に北山田という集落を載せているから，これを「北山田扇状地」と呼ぶことにする。その南にあって，山田町という集落の上半分を載せている斜面を「市民の森扇状地」と呼ぶ。また，その南の大町山岳博物館を載せているものを「大町公園扇状地」と呼ぶ。さらにその南に「大町霊園扇状地」がある。

この四つのうち，ほぼ完全に扇状地の形態を保っているのは北山田扇状地だけであって，残りの三つは不完全である。にもかかわらず，本来は，ほぼ同時期に形成され，ほぼ同じ大きさの扇状地であった，と判断される。そこで，この四つをまとめて，北山田扇状地群と呼ぶ。

ところで，大町公園扇状地の面は，かつて小林国夫（1953）が“大町公園面”というものを提唱したとき，その模式地とした所である。その際，これを，彼は高瀬川の河岸段丘面であるといっている。しかし，筆者らの調査では，これは背後の谷からの小さな扇状地の面である。もう一つ大事なことは，これら北山田扇状地群は，館之内段丘をおおって，その上に載っていることである。小林の“大町公園面”は館之内面より古い，ということになっているけれども，そうではない。

なお，これに付け加えて，いわゆる“大峰礫”についての，山下の調査結果も，ここに報告する。

この研究は山下の発案により，小川が卒業研究として実施したものである。信州大学理学部の小坂共栄助教授は，大峰累層に関連する事項を中心として，現地調査を援助され，また助言を与えられた。小川は，この研究の過程で，野外調査，特に水準測量にあたって，学友の，上田光，中尾武史，増田信吾の諸君の援助を受けた。以上の方々に厚くお礼を申し上げる。

地 形・地 質 の 概 要

調査した地域は，松本盆地の北部の東縁にあたる。東側の山地と西側の盆地との境界を

* 現在の勤務：静岡県下田市立稲生沢中学校

なす山麓線は、大観すると、比較的単純明瞭に、南北に走っている。しかし、やや詳しく見ると、南端の半在家（はんざいけ）から北へ、閨田（うろうだ）までの 5.5km は北20度西、次の閨田から松崎までの 4.5km は南北方向、松崎から三日町までの 2.5km は北15度西の方向、それより北では、弧を画きながらさらに西へ曲がり、信濃木崎駅の付近では、北60度西になる。

東側の山地は、盆地の住民からは、一般に東山と総称され、地質家の間では中山山地と呼ばれている。いわゆる大峰面（小林, 1953）の模式地とされた所で、海拔 1,000m 前後の高さにそろった尾根や山頂が目立つ。特に、南北に長く平坦な大峰のスカイラインは、海拔 1,015~1,030m で、盆地側から眺めるとき、著しく目立っている。

大町の市街地のすぐ東には、北から順に、海拔 1,128.5m の霊松寺山、1,164m の鷹狩山、1,147.3m の南鷹狩山が並んでいる。これらは、大峰面の上に突き出ている残丘である（小林, 1953）。なお、大峰山の尾根の上には、幅はあまり広くないけれども、平坦面~緩斜面があって、牧場や公園となっている。これは、いかにも「大峰面」そのものと受け取られかねないが、小林の論文をていねいに検討してみると、そうではなくて、これもまた大峰面上の残丘ということになっている。

北の霊松寺山から南の大峰に至る尾根は、西側の松本盆地と東側の犀川斜面とを分ける主分水嶺である。この分水嶺より東、すなわち犀川の斜面には、唐花見（からけみ）・相川・三原のような凹地や金熊川の奇妙な流路など、興味深いものがあるが、本稿の主題とは直接の関係がないので、ここでは説明を省略する。

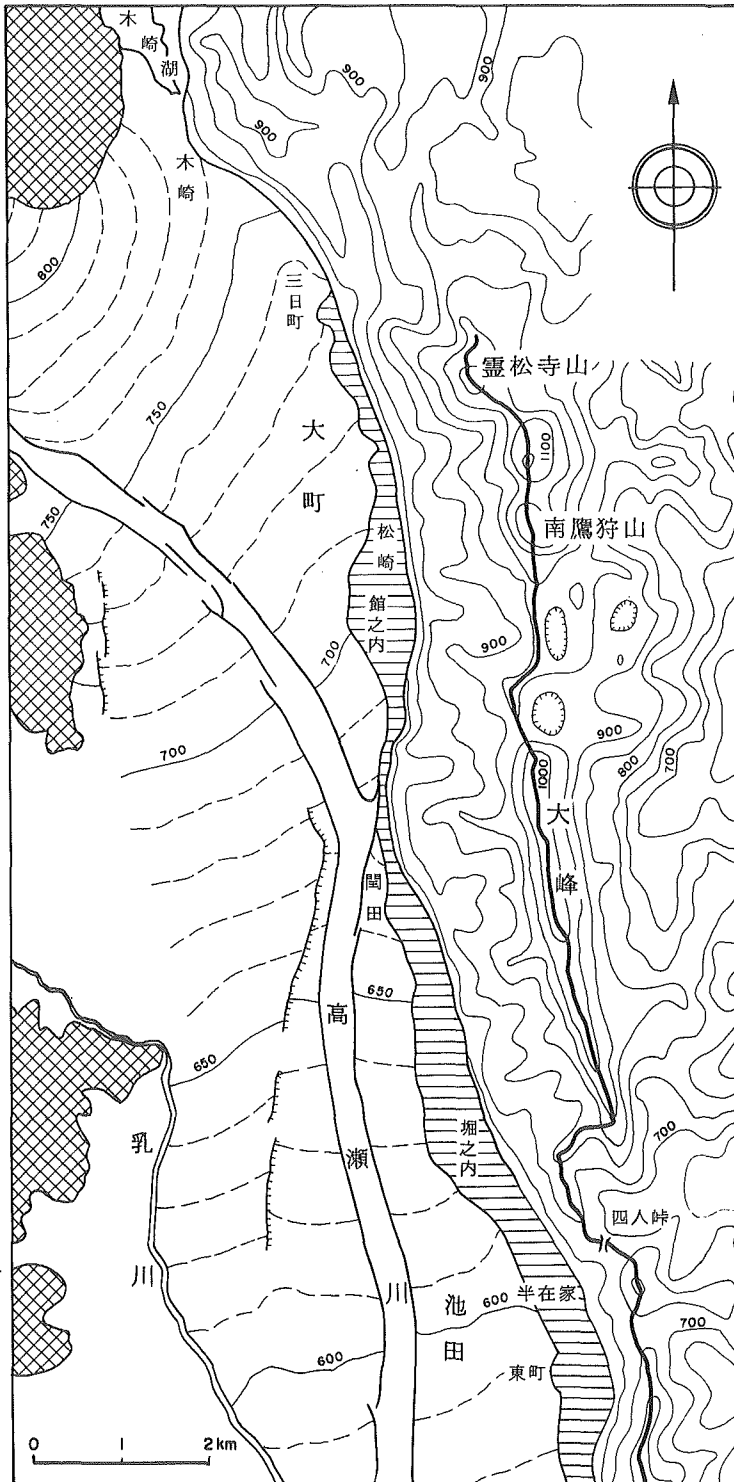
主分水嶺の平面形は比較的単純な線を書いて南北に走っている。しかし、調査地域南端の半在家の東では、その線が西へ大きくえぐり込み、高度も低くなり、鞍部をなして、そこに四人峠（705m）がある。東側の袖沢が、頭部侵蝕によって、分水嶺を西へ移動させている形である。そこはまた、中山山地の中では顕著な境界地域であって、これを境として、南と北で、地形も地質も異なっている。

これより北では、山麓線から分水嶺までの距離はほぼ一定していて、1.5km 前後、最大でも 1.75km である。西側の沖積面の高さは、北の三日町で 730m、閨田で 670m、池田~半在家で 600~610m である。このうち、半在家の東は四人峠の鞍部であるから、比高は 100m に過ぎないけれども、それを別にすれば、比高は 300m 前後、残丘の鷹狩山の所で 450m くらいである。これを山麓線からの距離 1.5km に比べると、盆地に面する斜面の平均勾配は 2/10~3/10 となる。これは、およそ 20 度から 30 度で、かなりの急傾斜である。

盆地に面するこの斜面は、一般に断層崖と見なされているようであるが、よく見ると、それほど単純ではない。すなわち、地形図の上で、幅 500m 以下の谷を埋めて接峰面図を描いてみると、概数でいって、山麓線から幅 250m、高度差 100m までの間と、分水嶺直下の幅 300m、高度差 100~150m までの間との、二つの部分に急斜面がある。そして、両者の間には幅 1km ほどの中間帯がある。

第1図 大町一池田地域の地形の概観

西縁の網紋様は北アルプス前縁の古期岩山地。平行線紋様は山麓帯。東山地域の等高線は、高距 50m 間隔で、幅 500m 以下の谷を埋めたもの。太線は主分水嶺。



二つの急斜面のうち、分水嶺直下のものは、大峰の部分では直線的で断層崖を思わせるが、鷹狩山と南鷹狩山の部分では等高線が同心円状になっている。このことから見ると、この急斜面は大峰累層中の硬い熔結凝灰岩のせいだと考えられる。

一方、山麓につらなる急斜面の走向、したがって山麓線は、中～南部ではかなり直線的で、いかにも断層崖を思わせるものがある。しかし、これもよく見ると、曲率は小さいものの、うねった曲線を描き、北部ではさらに強く曲がっている。この事実と、西方からこの斜面にせまる高瀬川や鹿島川が存在を合わせ考えると、この急斜面は、これらの川による侵蝕崖ではないか、という疑問も生じて、簡単に断層崖と断定するわけにはいかない。

上・下二つの急斜面の中間の地帯は、平坦面が深く開析されたような地形を示す。すなわち、南北に走る主分水嶺から西へ向かって分かれた尾根が、長くかつ平坦に延び、その間に深い谷がある。尾根の高さは北部で850～900m、南部で800～850mである。なお、この中間帯は、北方に行くと消滅し、北の霊松寺山では、上・下の急斜面が一つづきになっている。

この斜面にかかる谷には、二種類——場合によっては三種類——のものが区別される。第一の型は、谷の頭が主分水嶺に達しているもので、北から順にあげると、植沢（乗越峠の沢）、逆川沢（鷹狩山と南鷹狩山との間の沢）、新引沢、思沢、オシ沢（曾根原の沢）、神明沢、堀之内の沢の七つである。その多くは、途中で、二又あるいはそれ以上に分岐している。

第二の型は山麓の急斜面にかかる必従谷で、その最も代表的なものは、館之内の東の常光寺～木船地域に見られる。これらは、主分水嶺から西へ延びて来た尾根が、盆地に直面する所で三角末端面のような地形をつくっていて、その急斜面を刻んでいるものである。いうまでもなく、その長さは第一の型のものより短く、多くは半分以下である。また、平面形は分岐することなく、単線・直線的である。

本稿に取扱った範囲の松本盆地の主要な部分は鹿島川—高瀬川の沖積地である。そのうち、大町の市街地から北～北西では鹿島川の扇状地が顕著で、その等高線はきれいな弧を描いている。大町の市街は、この扇状地の末端に載っている。このあたりから南では、高瀬川の沖積地に移行して、その境界がはっきりしないが、その両者が、“西山”から押し出して来て、木崎湖から来る農具川を盆地の東縁に押しつけている。

高瀬川そのものに注目すると、閼田より上流では、勾配は、1,000分の15.6、それより下流では13.3ほどで、わずかながら緩くなる。それにしても、かなりの急流であって、沖積平野に多く見かける蛇行とはほど遠く、わずかにうねっているだけで、むしろ直線的な奔流といたいほどである。また、1/2.5万の地形図の等高線を見てみると、現在の河床と両側の沖積面との高度差が極めて小さい。さらに、右岸側には高さ数m（等高線から見ると3m前後？）で、現在の高瀬川の流路と準平行な崖が走っている。このような状態を見ると、高瀬川は、“西山”から大量の砂礫を運び出すと同時に、たえず、あるいはしばしば、東側の山麓帯を攻撃したであろう、と推測することができる。

盆地の東縁部には、本論文の主要な対象である段丘と扇状地の地帯が、細長く発達している。段丘の主要なものは、館之内段丘で、その幅は館之内で約0.75km、堀之内で約0.7kmである。扇状地の大部分は、東山の谷から出て、この段丘をおおっているが、一

部のものは，段丘の縁から沖積地の上へ広がっている。

東山の一帯は北部フォッサ・マグナ西縁の大峰帯（小坂共栄，1980，1983，1984）に属し，鮮新統～下部更新統の大峰累層から成る。この地層は，大量の礫岩・砂岩と石英安山岩質の凝灰岩から成り，凝灰岩の一部は熔結している。その部分を除くと，岩層は一般に固結度が低く，軟弱である。

大峰累層は，東山だけでなく，山麓帯においても，館之内段丘の基盤として二・三の地域に露出している。また，最近，高瀬川の河床に大峰累層が露出していることが報告された（平林照雄・木船清・丸山卓哉，1986）ので，筆者らも現地においてその存在を確認した。

館之内段丘

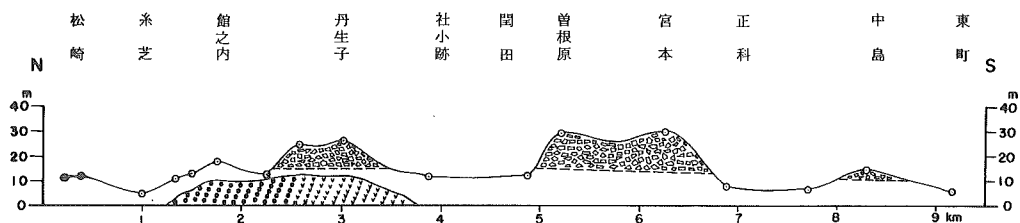
命名 この名称が最初に現れたのは，小林の1953年の論文である。しかし，この場合には Tatenouchi 1. (1. は level の略) という形で Table 2 の中に出て来るだけで，本文の中には何も書いていない。同様に1954年の論文にも，同じ形で Table 1 の中に出て来るけれども，この場合にも，本文中には何も書いてない。それが具体的な内容をもって記述された最初は，小林・平林の1955年の論文で，それは次のようになっている。

「館之内面 大町公園面とはゞ同傾斜にて高瀬川に平行する段丘面で，現河床面との比高は15～20mである。大部分侵蝕面で多少小さい礫の他に多くの粘土を交え，この粘土は現在の高瀬川の運搬物とすることはできない。おそらく後述する下部扇状地層の一部で，それが侵蝕段丘になっているものと思われる。上位に褐色火山灰層のないことから，梓川扇状地の上海渡段丘面ないしそれ以後に形成した段丘面に対比される。」と。

また，平林は，その後1971年と1984年とに，もっと詳しい記述を行っているが，1971年の報文の中では，「比高は10～20mで，……」と，高さについて修正を加えている。

なお，館之内という地名の表記法は，かつての地形図には「館ノ内」となっていたが，その後の文献には「館之内」，「館の内」などの表記も用いられている。本論文では，現地の公民館の表札や記念碑，あるいは現在の地形図に用いられている「館之内」を採用することとした。

分布 この段丘が最もよく発達しているのは，大町市街地の南東にあたる館之内地域



第2図 館之内段丘の高さ

館之内～丹生子地域の下辺に示した紋様は，段丘の基盤をなす大峰累層の礫岩層（北部）と石英安山岩質の熔結凝灰岩層（南部）。上辺の角礫紋様は扇状地堆積物。その基底の不整合面は館之内～丹生子地域の数か所で観察できるが，広域的に見た場合の起伏がよくわからないので，この図には破線で示しておいた。

で、幅は最大 750m である。それより南の木船～閨田地域では 200～100m と狭くなり、最も狭い丹生子（にゅうのみ）の南方では 20～30m となる。それより南では、400～700m と再び広くなり、調査地域南端の池田町半在家で 500m である。

段丘面 沖積面を基準として 17 か所で水準測量を行った結果によると、段丘面の見かけの高さは、最低 5 m から最高 30m までの変化がある。しかし、段丘面の本来の比高は 10～20m と推定され、それより外れるのは、次に述べるように、二次的な理由によるものと考えられる。

まず、低い地域のうち、北部の糸芝東方における 5 m という値は、そこを最低として、その周辺に広く浅く、皿状の凹地をなしているものである。おそらく、ある時期に新引沢の延長部によって削剝されたものであろう。その侵蝕作用が、狭くて深い V 字谷を刻みこむという形でなく、広く浅い面的な削剝となった理由は明確でないが、この面の表層部を構成している段丘礫層が、ほとんど固結していない軟弱なものであることが、原因の一つであろう。

もう一つの低い値は、調査地域南端の池田町東町の 5.5m である。ここでは、その北方の正科から堀之内、中島とたどってみると、段丘崖が一定の割合で次第に低くなって行くのが観察される。これは、多分、削剝によるものではなくて、段丘面そのものが、地殻運動によって傾動したものと推察される。

なお、この段丘面は、これより南では再び高くなっているのであるが、この最低部から西の沖積面へ向かって、最新の扇状地が広がり、その扇頂と上述の段丘面の最低部とが、同じ所になっている。このため、見かけの段差は 1 m 前後（?）になっている。その上、段丘面も扇状地面も、耕地あるいは宅地として人工的な変形が加えられているので、現地ではわかりにくい。ただし、空中写真を立体視すれば、わりあい明瞭である。

館之内面の、この最低部の東側では、大峰一押野の分水嶺もまた最低で、四人峠になっている。

段丘面が高い所、すなわち丹生子付近の 25～26m や宮本付近の 30m など、段丘面の上に扇状地堆積物が重なっているものである。南端に近い中島の 15m という値は、数字そのものは大きくないけれども、東町の最低部へ向かって、段丘面が低下して行く部分にあたり、やはり、段丘面の上に重なる扇状地堆積物の厚さが加わっているものである。

これらの地域では、下部の段丘礫層と上部の扇状地堆積物との境界面を露頭で確認することができなかった。本来の段丘面の高さを測定することもできなかった。したがって、周辺の状態からの推測ではあるが、本来の段丘面の高さは、12～18m、これに多少の幅をもたせてラウンドナンバーにすれば、10～20m ということになる。

段丘面の起状の一つとして、館之内では段差約 2 m の崖が、S 字状にうねりながら、大きく見て東西に近く走っている。その成因はよくわからないが、先にあげた皿状の凹地のことを考え合わせると、これもかつての新引沢による侵蝕崖ではあるまいか。また、宮本や堀之内地域でも、いくつかの低い崖が認められるが、その成因はよくわからない。もしかすると活断層による断層崖であるかもしれないが、これを確定するに足る証拠は得られなかった。

段丘の内容 館之内段丘の内容を構成する主要なものは、基盤をなす大峰累層と、こ

れを覆う段丘礫層との二者である。大峰累層は北方の館之内の西側から丹生子にかけて、段丘崖の中～下部を占めて数か所に露出し、あるいは段丘をえぐって流れ出る木船南方や曾根原などの谷底に露出している。これを構成する岩層は、南部では石英安山岩質の熔結凝灰岩であり、北部では礫岩である。熔結凝灰岩の場合には、上位の段丘礫層との差が明白であるが、礫岩の場合には、いくらかわかりにくい。しかし、大峰累層の礫岩は、段丘礫層のものに比べて、固結の程度がはるかに高く、しばしば垂直に近い崖をつくる。礫はしばしば巨大で、径 0.5～1m のものも稀ではない。また、露頭が湿っている所では緑っぽく、乾燥している所では橙褐色を呈する。

上位の段丘礫層の主体は砂礫である。礫には花崗岩類と“木崎岩”（石英斑岩様の見かけを呈する酸性熔結凝灰岩）が多く、このほかに安山岩質岩とチャートがある。礫の大きさは、時に 0.6～0.7m、稀に 1m に達するものもあるが、大峰累層に比べると大きいものが少なく、普通は 0.1～0.3m のものが多い。この砂礫層にはまた、砂層・粘土層・泥炭質泥層などが、かなり多く含まれている。全体として固結度が低く、著しく崩壊しやすい。

すでに、小林・平林（1955）が述べているとおり、この段丘には“褐色火山灰層”は認められない。

基盤をなす大峰累層と段丘礫層との境界面は、いくつかの地点で観察されるけれども、その面の起伏の程度はあまり明瞭ではない。また、中～南部における、段丘礫層と上位の扇状地堆積物との境界も、ほとんど観察することができなかった。

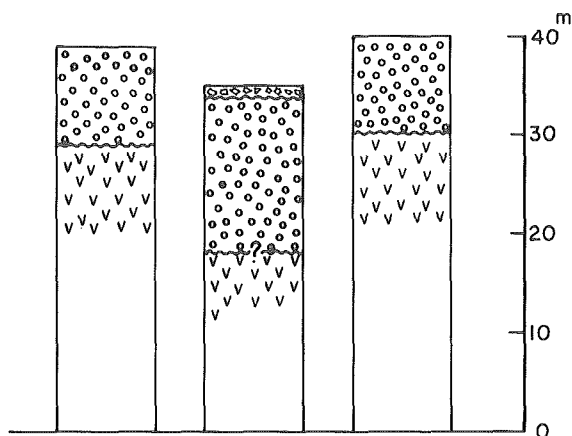
高位の段丘(?) 礫層

館之内段丘より明らかに高い位置にある礫層が、次の三地点において観察される。

第一は、大町市街地の北北東にあたる三日町で、水準点 749.5 の北 120m 前後の所の切り取りの崖に露出している。大峰累層に属する著しく破碎された熔結凝灰岩を不整合に覆っている。径 10～40cm の円礫を含む厚さ 3～5m の礫層である。不整合面の、沖積面からの比高は 19m である。この値は、上述の館之内面の高さ、10～20m の範囲に含まれるが、後で述べるように、この地域は、松崎より南方の地域に比べて約 10m 低下していると考えられるので、これを加算すると 29m となる。

なお、これとは別に、この崖の北東 200～300m、海拔 810m の平坦な尾根や、谷をはさんでその東側の山腹には、大峰累層中の礫岩とは異なり、おそらく中～上部更新統に属すると考えられる礫層がある。しかし、これについては、なお調査不十分で、積極的な判断を述べることができない。

第二は、松崎と常光寺との中間の山麓で、後述の大町霊園扇状地の南に続く所の館之内面より少し高い位置にある用水路の上の崩壊露頭に礫層が露出している。礫の多くは径 10cm 前後の円礫で、水平な砂層と粘土層とを挟んでいる。この礫層の位置は、沖積面から高さ 22.5m 前後である。この露頭の上は崖錐に覆われた緩い斜面で、その南部は“東京都教育公務員弘済会大町山荘”の敷地になっている。現地での観察と空中写真ならびに大縮尺の地形図を合わせて見ると、山麓線に平行で南北に細長く、長さ 300m、幅 50m の段丘面が、薄い崖錐堆積物に覆われているもののように見える。この面の高度は、沖積面から 35m、館之内面から 18m である。



第3図 高位段丘(?)の礫層の高さの比較(左から三日町, 松崎, 丹生子)

いずれも、沖積面を基準にとってあるが、三日町の場合は、実際の高さに10mを加えてある。その理由は、他に比べて、10m沈下していると考えたからである。また、三日町と丹生子における礫層の厚さは不明であるが、かりに10mと見なした。

第三は、丹生子の思沢の出口で、これは平林(1984)によって写真入りで紹介されている。大峰累層の熔結凝灰岩を不整合に覆い、径5~15cmの円礫を主とする礫層である。この不整合面の高さは、沖積面から30mである。

上記の三か所の礫層は、いずれも円礫から成る河岸段丘型の礫層であるが、第二の場合を除いて、明瞭な段丘面は保存されていない。第二の場合、崖錐の下に段丘面がかくされているとすれば、沖積面からの比高は最高でも35mである。また、第一と第三の場合、礫層の厚さをかりに10mと見つめるならば、その上面の高さは、沖積面から39m(19m+10m+10m)と40mとなる。この値は、“大町公園面”の沖積面からの比高が100m+(小林, 1953, 計算では140m)という値にも、館之内面より約70m高い(小林・平林, 1955: 平林, 1984)という値にも、はるかに及ばない。

他方、この三地点の礫層は、いずれも東山山地の山麓にへばりつくようにして残されているものであるが、厳密にいうと、山麓線の東側にある。そして、まだ確認されたことはないけれども、この山麓線に沿って新しい時代の断層が走り、それによって東側(山地側)が隆起している、という可能性が決して小さくないのである。そうだとすると、この三つの礫層は、本来は館之内段丘の礫層につながっていた、ということが、あり得るわけである。

現在のところ、そのいずれとも決定できないので、さしあたり、礫層として、あるいは段丘として命名することを保留しておく。

低位の段丘

糸芝段丘 この段丘は、館之内段丘の西縁に接し、大町市松崎の西方と糸芝との二か所に分かれて分布する。松崎西方のものは、全体として長さ(北北東—南南西)450m、

幅最大 120m であるが，北から 1/3 ほどの所を県道が斜めに横切っているのもので，北部の扇形の部分と，中～南部の台形の部分とに分けられ，両者の連続関係がやや不明瞭である。糸芝のものは南北 150m，幅 25m である。

沖積面からの高さは，松崎西方のものが 4.5m 前後，糸芝のものが約 4.7m である。いずれも段丘崖に露頭がないけれども，表面に散在する礫から判断すると，径 20cm 以下の花崗岩・“木崎岩”・チャートなどの円礫から成っているらしい。

なお，小川は卒業論文の中では，これを松崎段丘あるいは松崎低位段丘と呼んだが，本論文では，小林（1953，1954）や小林・平林（1955）の“糸芝面”を復活して用いることとした。これらの論文では，この名称は，表の中に Itoshiba 1.あるいは糸芝面として出現する。また「……大町面は糸芝面に連続するので，……」といった記述はあるものの，糸芝面そのものについての具体的な記述は全くない。しかし，小林らの論文の記述一般や現地の状態を合わせ考えると，彼らの糸芝面は，小川（MS）の松崎段丘を意味していると判断される。

山田段丘 この段丘は，調査地の北端に近く，後述する北山田扇状地の南縁から，神栄（しんえい）扇状地の北縁まで，南北 700m の間に分布し，幅は最大 150m である。ただし，中央部では，山田複合扇状地がこれを覆っているので，北部と南部とに二分されている。

段丘崖の高さは，北部で 2.5m，中央部で 3.2m，南端で 2 m である。しかし，中央部での 3.2m という値には扇状地堆積物の厚さが加わっていると判断されるので，段丘面そのものの高さは 2.5m～2m と考えられる。

段丘を構成するものは，径 20cm 以下の円礫～亜円礫で，花崗岩・“木崎岩”・チャートなどを主とし，少量の安山岩礫を含む。固結度が著しく低く，段丘崖がしばしば崩壊するので露頭を観察することができる。この礫層は，礫の大きさや組成の点で，後述の北山田扇状地に覆われている礫層に似ている。しかし，後者の方が，よく固結している。

宮本の段丘 この段丘は，宮本において，厚い扇状地堆積物に覆われた館之内段丘の西縁に，細長い段をなしている。北部の 300m×50m と，南部の 100m×25m との二つに分かれ，その間は約 40m 離れている。このうち，北部の北半は宅地，南半は水田として利用されているが，南部は荒地で雑草に覆われている。段丘崖の一部には，沖積面から約 5 m の高さに，ほぼ水平で，厚さ 1.5m の砂礫層が認められる。その中には厚さ 50cm 前後の泥炭質層が挟まれ，石油臭を発する。礫は径 4cm 以下のチャート・“木崎岩”・花崗岩・安山岩などの亜円礫・円礫で，稀には熔結凝灰岩の角礫が，上部に含まれている。泥炭質の部分には湧水がある。

この面の高さは，沖積面から 13m である。この値は館之内面の高さ 10～20m の中に納まっている。しかし，これを館之内面と考えるには形成機構の点で無理がある。すなわち，この面そのものだけでなく，背後の崖の形成機構を説明するためには，“館之内段丘+上に重なる扇状地堆積物”の上面が，30m に達した後，この面が削り出され，背後の崖も同時に形成された，と考えなければならない。したがって，この面が，かりに，埋没していた館之内面が再度洗い出されたもの，であったとしても，形成の時代は扇状地堆積物より後ということになる。

ただし、もう一つの可能性として、段丘崖の縁の部分が、地すべりの頭に見られるような滑落崖をつくって沈下したものの、ということもあり得ることである。南部の段の表面が荒地になっていることは、そのような可能性が小さくないことを暗示しているし、また、この程度の面積のものであれば、人為的に整地されてしまった、ということも、あり得ることである。

北山田扇状地群

はじめに述べたように、北山田扇状地をはじめ、四つの扇状地は多少なりとも破壊され、不完全になっているが、もともとは、よく似た一群のものであった。大きさは、半径400～550m、高さ40～80mであったと考えられる。

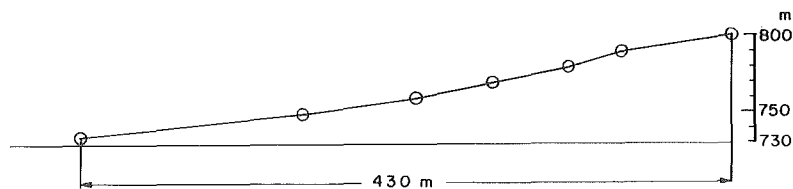
北山田扇状地 この扇状地は、大町市の市街地の北東、大笹と山田町との中間の東山山麓に位置する。海拔971.9mの大笹山から南西へ流下する小谷の出口にある。扇頂は、東山の山麓線よりおよそ150mも山側にあって、海拔約800mである。一方、扇状地末端の西側に広がる沖積平野の面は海拔約730mである。したがって、高さは約70mということになる。ただし、扇状地の末端は、高さ3m前後の崖になっていて、そこに、この扇状地をつくる堆積物とは異なる円礫層が存在するので、この高さ70mのすべてが扇状地堆積物から成るわけではない。この崖の形成の機構を判断するのは難しいけれども、扇状地の半径は、現状で約430mである。

扇状地斜面の傾斜は、これを1/5,000の森林基本図の等高線によって断面図を描いてみると、上部で急、下部で緩になっていて、扇状地の基本的な特徴をそなえていることがわかる。ただし、最上部の海拔800m～790mの部分は、それより下方に比べて緩くなっている。これは、小形の扇状地によく見られるように、二次的な削剝によるものであろう。この部分を別にすると、その下の最も急な部分で、傾斜は15度くらいに達する。

この扇状地の海拔約750mの所に等高線沿いの道路があって、それより下方は主として階段状の水田と畑になっている。他方、道路より上方は主として果樹園となっているが、南半上部には草地～荒地が存在する。

この扇状地の地質構造は二重になっている。すなわち、扇状地そのものを構成している角礫層と、これに覆われ、扇状地末端の崖に露出している円礫層との、二層から成っている。

下位の円礫層は、扇状地末端の崖の中央部の、南北約300mにわたって、用水路の上に



第4図 北山田扇状地の断面（H：L＝1：1）

現存しているのは、半径最大430mの部分で、その末端は比高3～5mの段丘崖となっている。最上部の緩傾斜の部分は二次的に削剝されたものであろう。現存の斜面を滑らかに上方に延長してみると、元来の高さは100m近くになる。

露出している。この用水路は最近に改修されたので、その上の崖には新鮮な露頭が連続して観察される。それによると、これは主として円礫から成り、北部では水平な砂層も認められる。円礫の大部分は径 5~20cm であるが、少数のものは最大 50cm に達する。礫の種類としては、“木崎岩” が圧倒的に多いが、その他に中~粗粒の花崗岩類・チャートおよび安山岩類等がある。マトリックスは粗粒の砂である。円礫層の大部分は赤褐色を呈し、かつかなりよく固結している。

その特徴から見ると、これは河岸段丘の型の礫層であり、扇状地堆積物に覆われて、河岸段丘がかくされていることを示している。上位の角礫層と、この円礫層との境界を露頭において観察することはできなかったけれども、崖の上縁からその上の扇状地斜面にかけては角礫しか発見されないで、境界面、したがって段丘面は、沖積面から、高さ 3 m 前後、最高に見ついても 5 m までと判断される。

他方、後で述べるように、この地域は、北山田扇状地群の形成後に、館之内地域に比べて約 10m 沈降していると考えられるので、この値を加えると、このかくされている段丘面の沈降前の高さは 13~15m と考えられる。このような考察と円礫層の性状とから、この段丘は館之内段丘の北方延長であると判定した。

上位の角礫層については、大きい露頭はない。しかし、扇状地表面の畑の表土とそれに含まれる角礫、ならびに表面中央部の浅い排水路などの露頭によって、その内容は十分に判断できる。また、道路より上の果樹園では、畑から掘り出されたものと判断される大小の角礫が所々に積みあげられている。これらの観察によると、この扇状地を構成しているのは、ほとんどすべて、大峰累層の灰白色の熔結凝灰岩類の角礫である。その大きさは直径数 cm から 50cm 程度にわたる。扇状地の表面には薄い土じょうがあるだけで、火山灰は認められない。

市民の森扇状地 この扇状地は中腹以下が削剝されて無くなり、扇頂に近い部分だけが残存している。その位置は上記の北山田扇状地のすぐ南に続いている。山田集落の主部は、この扇状地の下方に発達した低位の新しい扇状地（山田複合扇状地）の上に載り、上半分が、この上位の扇状地の南半に載っている。東山の中腹にある霊光寺から流れて来る八徳沢が、この扇状地の中央を切り開いて、5 m 前後の浅い谷をなしている。この谷を境として、北半は雑木および一部針葉樹の粗林に覆われ、「市民の森」という公園になっている。

扇頂部は海拔 765m~770m で、そこから半径 100m~150m の部分は扇状地特有の半円錐をなし、海拔約 750m から下は侵蝕崖(?)の急斜面となっている。この崖の上端近くを舗装道路と用水路が通っている。扇状地の表面の傾斜は、現地での概測によると 8.5 度前後である。

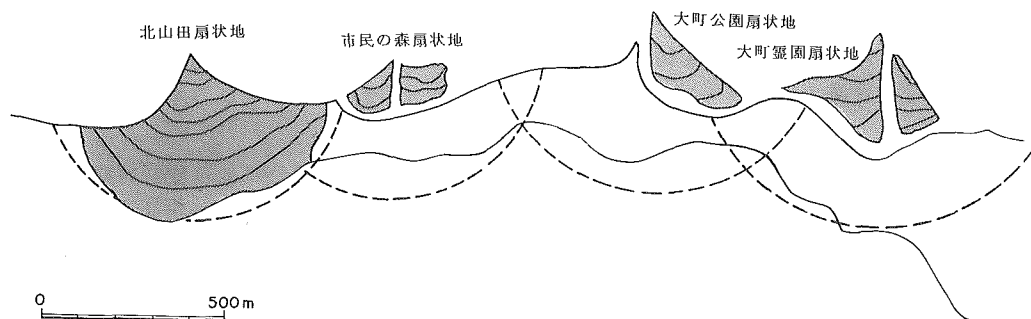
この扇状地を構成している物質は、市民の森公園の表面、それを切り開いている八徳沢の北側斜面、ならびに上記の道路の上の侵蝕崖などで観察される。それによると、主体は角礫・亜角礫・亜円礫・円礫などで、その多くは直径 5~30cm である。角礫と亜角礫とは、ほとんどすべてが大峰累層からの熔結凝灰岩であり、亜円礫と円礫とは、“木崎岩”・花崗岩・チャートである。これらの礫は、すぐ背後の山地に分布する大峰累層の熔結凝灰岩層と礫層から供給されたと判断されるものである。この中の円礫は、大峰累層中に含ま

れていた時に既に円礫になっていたもので、河岸段丘の中の円礫とは意味が異なる。道路の下方には、さらに10~15mの急斜面が続いているが、この部分では露頭を発見することができなかった。

上記のように、この扇状地は、その中~下部を削剝されてしまっているが、作図によって復原してみると、半径約400m、したがって、先に述べた北山田扇状地に近い大きさのものであったと考えられる。また、その高さは、沖積面から45~50mであったと算定される。

大町公園扇状地 大町公園とは、大町市街の真東にあたり、地形図にも「山岳博物館」と註記されている所である。この大町山岳博物館は最近改築されたが、それと長野県山岳総合センターの建物のある部分は階段状に整地されているので、元の微地形を判断するのはかなり困難である。しかし、博物館の前庭になっている部分はある程度、元の斜面を残しているようであるし、階段状の地面をならしてみても、元の地形はかなりの傾斜地であったことがうかがわれる。他方、そこから南あるいは南西に延びる斜面は、明白な扇状地の斜面である。ただし、扇状地とはいっても、扇状地の全体ではなく、その南半分、かつ扇頂に近い1/2あるいは1/3だけが保存され、それより下は削剝されて段丘崖の急斜面となっている。上端は先に述べたような状況で、扇頂の位置を厳密に決めることはできない。上述の明白な扇状地斜面は、公園の西縁および南縁を限る舗装道路を上限として、それより南南西方向に延び、幅50~70m、長さ約100m余、傾斜約10度である。その表面は大部分が果樹（りんご）園になっている。

この扇状地を構成している堆積物は、舗装道路より下の中~北部の急斜面上の歩道といくつかの小径（踏み跡）、上記の果樹園の東縁の小径などで観察され、また博物館の前庭の転石によっても、ある程度のことは見当がつけられる。それによると、角礫・亜角礫・亜円礫および円礫から成る。その性質は、先に述べた「市民の森扇状地」のものとよく似ている。すなわち、角礫~亜角礫は、大部分が大峰累層中の熔結凝灰岩であり、亜円礫



第5図 北山田扇状地群の復原

図の中の網紋様の部分が各扇状地のうち、現存している所。現存部分の等高線または実測値によって断面図を描き、その線を館之内面まで延長して元の半径を求めた。館之内面は、沖積面から比高5mとした。もちろん、誤差はかなり大きいと考えなければならないが、得られた値は、北から、それぞれ、430m, 400m, 450m, 550mであった。

～円礫は主として“木崎岩”，一部は花崗岩やチャートである。礫の多くは径5～20cmであるが，中には50cm程度のものもある。また果樹園から掘り出されてその縁などに積みあげられているものを見ると，大形のものは，ほとんどが大峰累層の熔結凝灰岩である。ただし，稀には径1mに達する安山岩の礫も認められる。

このような礫の特徴を見ると，これは背後の東山に分布し，熔結凝灰岩と礫岩から成る大峰累層から直接に供給された扇状地堆積物であって，農具川―高瀬川の河岸段丘の堆積物ではない。

この扇状地は，その大部分が削剝されてしまっているが，推定するならば，扇頂は植沢の出口にあって，海拔780mより高く，おそらく800mくらいであった。小林は“大町公園面”の高さを「大町付近では標高850m」と述べているが，博物館や山岳センターの位置は海拔770～780mである。他方，その下部はすべて消失しているが，沖積面の高さは約720mであるから，比高約70～80mであったと推定される。

植沢の河岸段丘 東山の分水嶺上にある霊松寺山と鷹狩山との間にある乗越峠から西へ流れ，大町公園のすぐ北に出て来る谷は植沢と呼ばれる。この谷には，小林・平林（1955）がいうとおり，河岸段丘が発達している。この地形は，1/25,000の地形図や，1/5,000の森林基本図にも，ある程度表現されているが，空中写真では，より明白である。これらの資料，特に空中写真によると，谷の上流部では，南岸に，幅50m前後，長さ500mの段丘面が明白であり，その下流では，北岸に，低い細長い尾根をなし，長さ約300mにわたって平坦面が発達している。

上流南岸の段丘面は畑として利用され，その谷側（北側）の縁を乗越峠に至る路が通っている。この段丘はほとんど礫層から成り，これをきざむ植沢は深さ20～30mである。この礫層を構成する物質は，上記の畑と道路の転石，ならびに谷の壁の崩壊部の露頭で観察される。それによると，礫は周囲の大峰累層から直接的に供給されたものである。

段丘面の縦断面を，1/5,000の地形図の等高線から計算すると，140/1,000ないし160/1,000，したがって8～9度である。

この段丘が植沢の河岸段丘として明白に認定できるのは，上述のとおり，上流部の南岸と，その下流の北岸の尾根の部分とである。これに対して，大町公園の緩斜面は，北岸の尾根の平坦面とは植沢の谷によって隔てられているだけでなく，谷の縦方向の位置関係についてみても，互いに対岸の位置ではなく，公園の面の方が下流側にずれている。一方，公園の側では，山岳博物館の新しい本館より高い（東方の）所にあって，各種の動物舎が並んでいる部分があるが，この段丘に属するのかもしれない。しかし，そうであったとしても，それと先述の明白な扇状地斜面との境界の所に博物館の建物が存在している。

このような状況であるから，植沢の河岸段丘と大町公園扇状地との，直接の接触関係を解明することはできなかった。しかし，両者の成因は全く異なっているのであるから，これを一連のものと解釈することは妥当でない。

大町霊園扇状地 この扇状地は，大町市街地の東，松崎の北東にある。鷹狩山と南鷹狩山との間の鞍部から西に流れ落ちる逆川沢の出口にあたり，この沢によって北半と南半とに分けられている。扇状地としての諸特徴がよく観察できるのは北半である。これに対して，南半は森林に覆われてわかりにくく，南方では，先にあげた“東京都教育公務員弘

済会大町山荘”を載せている段丘～崖錐斜面と接続している。また、注目すべきことに、逆川沢をはさんで、北半が南半に比べて約10m低い。この意味については後で検討することとして、まず事実の記載を述べる。

北半部の末端の部分は、市民の森扇状地や大町公園扇状地の場合と同様に、侵蝕崖(?)の急斜面となり、その高さは20m前後である。ただし、この崖は、円錐形の斜面(の北半)を直線的に(平面によって)切っているのであるから、その交線(崖縁の線)は理想的には双曲線(の一部)となるわけで、北部で低く、南へ向かって高くなっている。

残存している扇状地斜面は、半径150～200mである。扇頂は谷の奥へ向かってやや細長く入りこみ、その高度は790～800mである。扇状地の裾は上述のとおり削り取られているが、その末端の高度は約750m、その西方の沖積面は海拔約710mである。したがって、この扇状地がかつてそこまで広がっていたとすると、その高さは80～90mとなる。残存している部分の高度750～770mの間の傾斜は、等高線から計算すると約8度であるが、実測では、上部で約11度、下部で約9度である。

この面は、現在、墓地として階段状に整地されているので、その表面の転石によって内容物を知ることができる。それによると、礫の大部分は径5～20cmの角礫・亜角礫・亜円礫・円礫で、その種類は、大峰累層の熔結凝灰岩・“木崎岩”，および花崗岩・チャートなどである。しかし、少量ながら、角礫で30～50cmのものもあり、その大部分は熔結凝灰岩である。墓地内の一か所には、このような巨礫が集められているし、またその近くには径1.6mの花崗岩の巨礫もある。

南縁を限る逆川沢は、この面を3～5m前後掘り下げた浅い谷で、その沢底には1m前後の巨礫が多い。その中でも数個の花崗岩礫が認められる。ただし、これらの沢底の巨礫は、この扇状地から洗い出されたとは断定できないもので、上流に分布する大峰累層中の礫岩層から供給されたという可能性も小さくない。

末端の崖の中ほどには用水路があるが、この部分にも、またその他の部分にも露頭がない。したがって、北山田扇状地の裾に見られるような段丘礫層、あるいはすぐ南にあって先に高位の段丘(?)礫層の第二地点として紹介した“大町山荘”の下の礫層のようなものが、この扇状地堆積物の下にかくされているか否か、観察することはできなかった。

逆川沢の南側では、扇状地と認められるのは、沢に接する幅約50mの部分である。1/5,000の地形図では、この部分が海拔760m、770m、780mの三本の等高線によって表現されている。すなわち、これらの等高線は、沢に近い部分が西に張り出し、沢から南に離れるにつれて東へ、いいかえると山側へ後退している。斜面の傾斜は、等高線によって計算すると、10度くらいである。これを構成している物質は、道路の転石から判断すると、北半のものと同じである。

逆川沢をはさんで、北側が低いことは、空中写真でよくわかるが、地形図の等高線のずれから見ると、その差は約10mである。この高度差を生じた理由として、逆川沢に沿う東西の断層があると推定し、これによって北側が10m沈降したものと解釈した。もちろん、傾いた斜面に10mの高度差を生じさせるためには、横ずれの断層であってもよいし、あるいは中間の斜めずれの断層であってもよい。しかし、水平ずれだけでもって、傾斜10

度の斜面に 10m の高度差を生じさせるためには、57m ほどの水平移動量が必要である。現地の山麓線の平面形から見ても、また完新世の扇状地を切るという現在までの経過時間の長さから考えても、これはありそうにないことである。そこで、厳密なことは別として、鉛直成分 10m という落差の、北側落ちの断層、という判定をくだした。

この推定断層が存在するとすれば、次のようなことも、うまく説明することができる。すなわち、既に述べたように、北山田扇状地に覆われている円礫層の示す段丘は、現状では比高 3~5m であるが、沈降 10m を元にもどすと 13~15m となる。これによって、この段丘は館之内段丘の北方延長である、という判断が確からしくなる。また、この推定断層を境として、段丘や扇状地の発達状態が、全体として異なっていることも、事実である。

いわゆる大町公園面について 大町公園の緩傾斜面は、かつて小林（1953）が“大町公園面”というものを提唱したとき、その模式地とした所である。それが、どのように提唱されたかという次のとおりである。

「大峰面群以後の地形面（大町公園面） 現在の河流にのみ接して分布する最高位の河岸段丘面である。即ち大峰面時代の水系は今日のそれと全く別個であったものと考えられるが、大峰面以後の諸面は全て今日の水系の大勢が決定してから形成されたものである。普通に礫層をみることができる。此の面は大町東の大町公園の面を模式地としたのであるが、必らずしも発達良好ではない。しかし他面との関係が明らかなのでこの名を暫定的には使用する。此の面は大町付近では標高 850m、現河床 710m、比高 100m+ で著しい礫を堆積して池田町東の wind-gap の平坦面に連続する。」と。

この中で、小林は比高「100m+」と述べているが、上・下の面の高さが明示されているのだから、計算すると 140m となる。また、標高 850m というのは何かの間違いで、実際は、既に述べたように、770~780m である。次に、小林・平林は、1955年の論文の中では下のように述べている。

「大町公園面 大峰西面でもっとも顕著なもので、高瀬川・農具川の高位段丘面のように見える。大町付近で館ノ内面より約 70m 高く、円礫を散布しつつ、南方の半在家 700m 面まで続く。本面の傾斜は 16×10^{-3} で館ノ内段丘面及び現河床面のそれと大差ない。大町公園北の乗越への沢および松崎の沢にはかなり急傾斜の段丘面（侵蝕段丘）が発達し、この段丘は大町公園や松崎付近の 850m の段丘面に続く。大町公園や松崎の段丘面には褐色火山灰は存在しないが、上に述べた斜面の一部にはあきらかにみとめられるので、大町公園面は褐色火山灰層の堆積時の形成になるものと予想される。」と。

すなわち、この中では、面の高さが、館ノ内面より約 70m 高いとなっていて、すぐ続いて、館ノ内面は、「現河床面との比高は 15~20m」とされている。したがって、合計すると 85~90m となる。また、それ以上に重大なのは、「褐色火山灰の堆積時の形成になるもの」と考えている点で、つまるところ、館ノ内段丘より古く、当時の年代の尺度でいって du II とされていることである。

“大町公園面”のこのような記述と解釈が誤りであることは、上に述べた北山田扇状地群に関する記載に照らして明白である。したがって、小林が提唱したような意味での“大町公園面”という名称は、これを廃棄しなければならない。

第1表 大町～池田間、東山麓の扇状地群

		北山田扇状地群	常光寺扇状地群 ※ 1 (大)	常光寺扇状地群 (小)	東町扇状地群
分布	南北	北端部 (松崎より北)	館之内～南端 (おもに南半)	全域	南半
	東西	東山山地の西縁、山麓線より東 (北山田扇状地は例外で、館之内段丘帯に及ぶ。)	館之内段丘帯	山麓線に接し、館之内段丘帯の東縁大形 (左) の上位	館之内段丘の西縁直下の沖積地帯
保存状態		大部分は破壊され、一部だけ残存。ただし北山田扇状地だけは完全に近い ※ 2。	一般によく保存されているが、多くは飼養流 ※ 3 自身により下刻されている。一部は館之内段丘と共に裾 (外縁) を切り取られている。	ほとんど完全	完全
大きさ	半径	400 ～ 550 m	500 ～ 650 m	100 ～ 150 m	60 ～ 200 m
	高さ	40 ～ 80 m	? 30 m	? 10 ～ 15 m	5 m ※ 4
後背谷		北山田扇状地の場合は中形谷。他の三つの場合は大形谷 ※ 5	大形谷と中形谷	山麓の急斜面に懸かる必従谷の小形谷	
構成物質		大礫～巨礫を含む。			大礫を含まない ?
形成期		三群の中では最古	二番め。ただし一部はなお成長能力あり。	三番め。多く (すべて ?) はなお成長能力をもっている。	四番め。高瀬川の堤防築造後、著しい成長能力あり。
土地利用		公園・霊園・果樹園。一部は宅地。	水田・宅地 (大集落)	桑畑・宅地	宅地・耕地

※ 1 常光寺扇状地群には、このほかに中間的なものや、不明確なものがある。

※ 2 北山田扇状地群に属する四つのうち、北山田扇状地だけが特に保存がよい。その理由の一つは、その後背谷が、他の三つの場合に比べて小さいこと、にあるのであろう。

※ 3 扇状地には、必ず、それを構成する物質を供給した水流がある。これを飼養流 (feed-stream, または単に feeder) と呼ぶことにする。またその水流を納めた谷地形を後背谷 (back valley, Hintertal) と呼ぶことにする。

※ 4 東町扇状地の表面の勾配 $2/100 \sim 3/100$ という値は、このような小さい扇状地としては著しく小さい。これは、扇頂の高さが段丘崖の高さより高くはなり得ない、という制約があるからである。このことは、扇状地の半径が小さいものほど表面の勾配が大きい、という周知の一般的傾向について、その原因をよく考えてみる必要があることを示している。

※ 5 本文の「地形・地質の概要」に述べた第一の型、すなわち谷の頭が主分水嶺に達しているものを、ここではかりに大形谷、第二の型、すなわち山麓の急斜面に懸かる必従谷を小形谷、それらの中間的なものを中形谷と呼んでおく。

常光寺扇状地群

館之内段丘の表面は多数の扇状地に覆われている。面積の点から見ると、むしろ扇状地の部分の方が多いくらいである。その半径は最大 650m から最小 60m まで、さまざまであるが、500m 以上の大形のものと 100~150m 前後の小形のものが多く、もしかしたら二群に分ける方がよいかもしれない。ただし、これらの扇状地は、一般にほとんど露頭がなく、かつ大きいものほど傾斜が小さいので、末端の位置を確認するのが困難である。したがって、半径の値にはかなりの誤差があると考えなければならない。

半径 500m 以上のものは、北部では常光寺扇状地だけであるが、曾根原から南では、“曾根原”、“宮本”、“山ノ寺北”、“山ノ寺南”、“堀之内”、“中島”、“中島南”の七つの扇状地が相ついで発達している。そのうち、“宮本”と“山ノ寺北”、“中島”と“中島南”の二組は、互いに相接し、その境界が不明瞭であるから、むしろ“宮本―山ノ寺複合扇状地”および“中島複合扇状地”と呼んだ方がよいかもしれない。

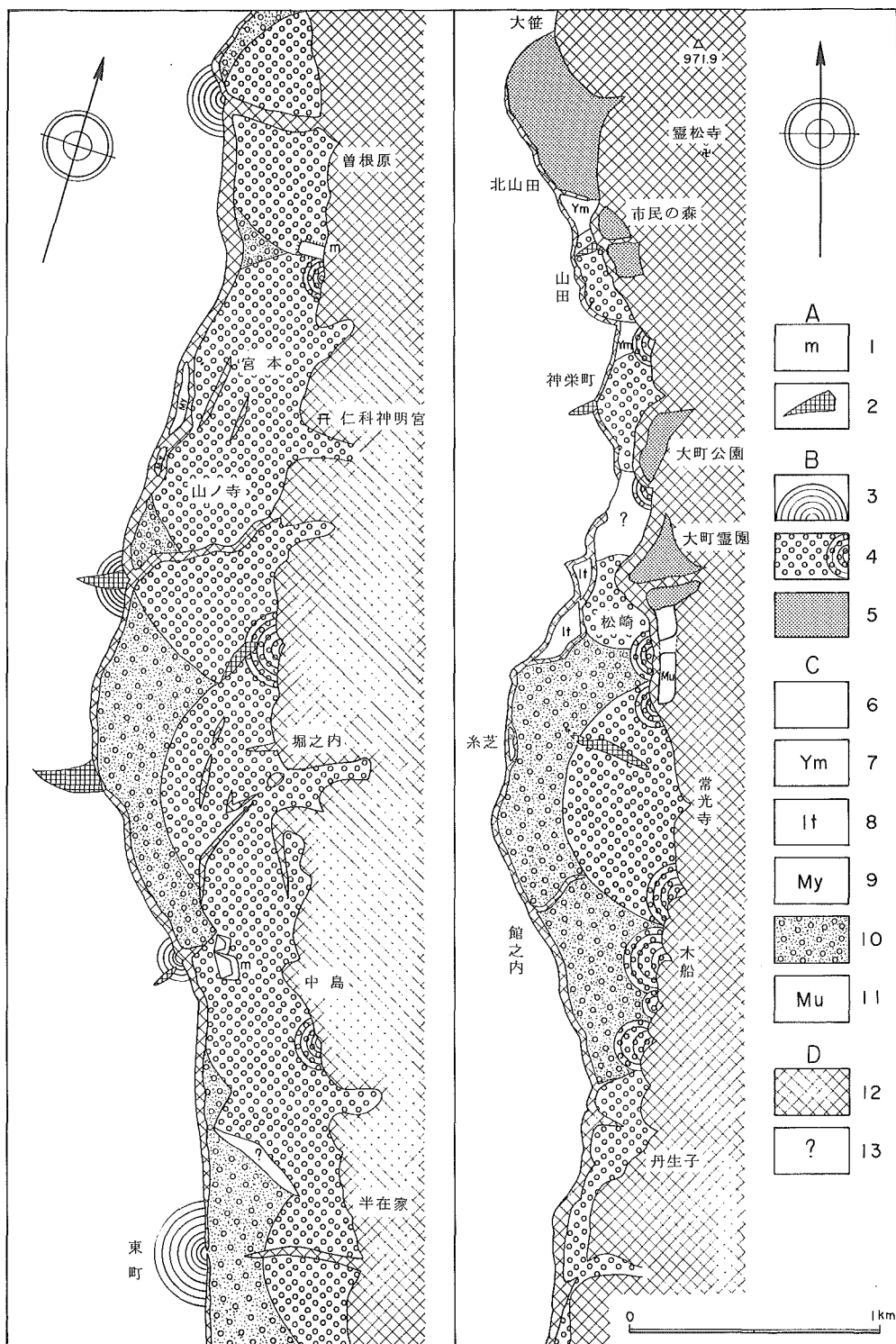
常光寺扇状地群については、水準測量を行っていないので、厳密・詳細なことはわからないが、およそ次のようなことが認められる。すなわち、大形のものは、半径の点では北山田扇状地群のものとほぼ同じであるが、高さが低く、したがって傾斜が小さい。その多くは比較的によく保存されているが、南部のものは先端部が館之内段丘とともに削り取られている。なお、丹生子付近では、館之内段丘が深く削り取られて狭くなり、それに応じて、その上に重なっている扇状地も大きく削り取られている。したがって、この地域の扇状地の大きさは、判定が困難である。

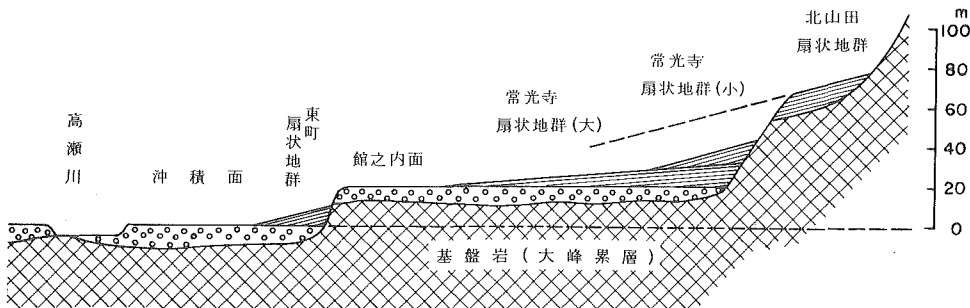
大形のものと小形のものとを比べると、小形のものの方が急傾斜であるのはもちろんであるが、また、そのうちのいくつかは、大形のものの上に重なっているように見える。前後関係の点から見ると、大形のものの多くは、既に成長が止まっている。たとえば曾根原扇状地では、かつてこの扇状地をつくり出したはずの背後の谷（オン沢）は、現在ではこの扇状地とその下にかくされていた館之内段丘をえぐっていて、それが運び出した砂礫は、さらに下流の、段丘の下に最新の扇状地を形成している。大形の扇状地の多くは、これと似たような状態を示しているが、常光寺扇状地の場合は、少し違った様子が見られる。すなわち、ここでは、この扇状地をつくり出した新引沢が、扇状地斜面の中腹から天井川を形成し、その長さは 350m 以上で、扇状地末端を越え、館之内段丘面まで延びていた。この段丘面上の部分の長さ約 50m は、1985年の春の改修工事で削り取られ、水田にされた。いずれにしても、天井川が存在するという事実は、人による管理がなければ、現在でも、この扇状地が成長を続けるはずであることを示している。

小形の扇状地のすべては、先にあげた“第二の型の山麓の急斜面にかかる必従谷”の出口に存在している。その最も見事な例は木船地域で、ここには四つの小形の扇状地が並んでいる。

土地利用の点から見ると、大形扇状地の斜面には広く水田が開かれているのに対して、小形のものの表面は桑畑として利用されていることが多い。

北部の山田複合扇状地は、ほぼ同じ大きさの二つのものが接合している。これは、その南の神栄扇状地や松崎扇状地とともに、北山田扇状地群のそれぞれの下方に、段丘崖を隔





第7図 東山山麓帯の図式的な断面

てて形成されている。このことは、これら下位のものが、北山田扇状地群より新しいことを示している。これらの新しい扇状地は、大きさの点では中間的である。いずれも密集した集落を載せていて、人為的な変形も著しいように見える。

東町扇状地群

館之内段丘の縁から、西側の沖積地の上へ展開している扇状地が、調査地域内で五つ認められる。北から順に、閨田、曾根原、堀之内、中島、半在家の五か所である。小川は、卒業論文の中では、それぞれの地名の後に“下位扇状地”という共通語をつけ、まとめて曾根原下位扇状地群と呼んだ。その多くの地域に適当地名がなかったからである。しかし、南端のものが広く宅地化され、そこが東町と呼ばれているので、改めてこれを東町扇状地と名づけ、あわせて、これをもってこの扇状地群の代表とすることとした。

この扇状地群の半径は60～200mで、表面の勾配は3/100～12/100である。もちろん半径の小さいものほど、表面の勾配は大きい。内容を観察できる機会はほとんどないが、わずかな転石から見ると、礫の直径はあまり大きくないらしい。

東町扇状地は、この中の最大で、半径約200m、表面の勾配は2/100～3/100である。この場合は水準測量を行ったので、細かい数字をあげるならば、高さは4.5～5.5m、したがって、22.5/1,000～27.5/1,000となる。しかし、そのあたりは水田と宅地で、人為的に階段化されているので、實際上、1mあるいはそれ以内の高さを見きわめることは、困難であり、また意味がうすい。

この扇状地は、利用できたかぎりの大縮尺の地形図においても、等高線から読みとることは不可能で、現地での野外観察によっても、その場で全容をのみこむことはほとんどで

第6図 大町―池田間の山麓帯の地形面区分

図の右が北半，左が南半。ただし，中間の閨田地域は欠如。凡例は次のとおり。

- A. 人工的地形面 1. 切り取り・遺構。 2. 天井川。
- B. 扇状地斜面 3. 東町扇状地群。 4. 常光寺扇状地群。 5. 北山田扇状地群。
- C. 水平な平坦面 6. 沖積地。 7. 山田段丘。 8. 糸芝段丘(?)。 9. 宮本の段丘(?)。 10. 館之内段丘。 11. 松崎の上位段丘(?)。
- D. その他 12. 急傾斜地(主として山地斜面と段丘崖)。 13. 正体不明の地形面。

きなかった。ただし、空中写真を立体視すると、高さが誇張されているので、比較的明確に認識することができた。

これらの扇状地は、館之内段丘面の上に載っているものよりさらに新しいはずである。すなわち、次のとおりである。段丘崖の下に広がる沖積地は、人による管理が行われるより前には、高瀬川の氾濫原であった。いいかえると、高瀬川の流路が西へ東へと移動するのに応じて、そこにあった砂礫・泥土は繰り返して洗い流され、また堆積し、それを繰り返したはずである。段丘崖に開口した谷から供給された砂礫・泥土は、一時的に、その出口を中心として、小さな扇状地を形成したかもしれないが、いずれは洗い流されたはずで、安定した扇状地が保存されたはずはない。

その砂礫・泥土が保存され、次々と積み重なるようになったのは、高瀬川の流路が、堤防によって、一定の流路内におさえこまれ、その他の部分が氾濫をまぬがれるようになって以来のことである。そのような堤防ができたのは、いうまでもなく人手によるものであり、しかも極めて最近の近世になってからのことである。

天井川 その他

すでに述べた常光寺扇状地の上にあるもののほか、いくつかの天井川がある。天井川は、元来、扇状地が形成されるような条件の地域において、その表面を流れる流水が、流路を自由に変更しようとするのに対して、人間が両側に堤防を積みあげ、流水を一定流路におさえこもうとする、そのような、自然と人間との闘争の過程で、発達・成長するものである。その結果として、天井川は、中軸の稜線の部分に人工的な水路をもち、その両側に向かって低くなり、またその平面形は下流に向かって細くなり、沖積面の上で消滅する。

この地域のものも、その例外ではないが、北部の神栄扇状地から西へ延びている天井川では、その稜線の部分が山岳博物館への道路になっている。これは、天井川が現在の大きさにまで成長した後、おそらく人為的に、流路がつけ変えられたのであろう。

また、上述のような形成過程から理解できるように、天井川には扇状地が必然的に接続しているものである。ところが、堀之内の西には、段丘崖の下から西へ延びる天井川があって、基部での幅が100m、長さ230mにもなっているのに、これに先行したはずの扇状地が存在しないように見える。あるいは、その下に小さい扇状地が覆いかくされているのかもしれないが、もしそうだとすると、生みの親の扇状地に比べて、子どもの天井川が著しく大きいことになり、近隣の他のものに比べて異常というほかない。その理由をよくわからないが、これを生み出した段丘上の水路は、比較的最近、人為的に、突然開かれたのではあるまいか。

いわゆる活断層について

この地域には、まだ成因のよくわからない小地形がいくつかある。たとえば、神栄町と松崎との間にあって薬師寺を載せている面もその一つで、もしかすると人為的なものかもしれない。

しかし、それよりも気になるのは線状の低い崖で、これは宮本と堀之内地域に認められ

る。集落地域にあって石垣などに覆われているのも，わかりにくい原因の一つである。そのうちのいくつかは走向が南北に近く，いわゆる活断層の断層崖であるのかもしれない。

その南方では，館之内段丘の段丘崖が，東町扇状地の扇頂を通して，ほぼ南北に，著しく直線的に走っている。そして，上述の堀之内の南北方向の崖の一部は，ほぼこの線の延長上にある。これもまた活断層の断層崖であるのかもしれない。しかし，いずれの場合も，それが断層であるという確実な証拠を見出すことはできなかった。

(付) いわゆる“大峰礫”について

小林・平林（1955）の「松本盆地周辺のいわゆる“山砂利”について」という論文は，この付近の地質に興味をもつ者の間では有名な論文である。その趣旨は簡単にいうと，次のようにまとめることができるであろう。

大町～松本間の東側山地，すなわち北部フォッサマグナ西縁の地域の所々に，最大径2 mを超える巨礫が存在する。その大部分が松本盆地をはさんで西側の北アルプスの花崗岩の礫である。これらの巨礫は明確な「礫層」をなしているわけではなく，点々として，時には山の尾根の上にポツンと孤立して存在している。「かような2つの地形面『大峰面群の乗越面と中島面』上に散在する礫を便宜上“大峰礫”と呼ぶことにする。……大峰礫とは勿論，予想される“大峰礫層”の分解したものである。」そして，その由来について，小林・平林は，現在の松本盆地が陥没するより前の時代に，いいかえると，西の北アルプスから東の第三系山地にかけて，斜面が直接的に一続きであった状態のときに，激流によって北アルプスから運ばれたものである，といっている。

山下はこの問題に強い関心をいただき，数年来，次のような調査を行ってきた。すなわち，この種の巨礫が最も多く報告されている乗越峠～相川間の分水嶺の両側から西側斜面について，谷底と尾根すじ，および可能なかぎりの山腹を踏査し，存在する巨礫のうち，直径1 mを超えるものを探索した。1 mという値を選んだのは，小林・平林（1955）が，基盤岩（大峰累層）中の礫とそうでない“大峰礫”とを識別するのに，「3）礫の大きさは基盤岩のそれが，がいして30cm以下であるのに50cm以上3 mに及ぶものがあることで区別する以外に方法がない。」といっていることに注目したからである。また，これ以外の地域でも，小林・平林の第1図に山砂利の分布域とされている所，特に大峰の山稜の東側山腹などの地域について，その“山砂利”の産状を検討した。その結果の要点は次のとおりである。

巨礫 大峰累層中に直径およそ1 mを超える巨礫が含まれている露頭を，三か所で確認した。

第一は鷹狩山と南鷹狩山との間から西へ流れ落ちる逆川沢の上流右岸で，鷹狩山の独立標高点1164を基準にとると，南49度西の方向に520～530mの地点である。崩壊の著しい林道沿いの山側に，高さ5～10mの露頭が100m以上も続いている。その大部分は灰白色の凝灰岩～凝灰質砂岩から成り，その中に厚さ約13mの巨礫岩層が挟まれている。礫岩中に挟まれている砂岩の薄層によると，走向・傾斜は北20度西，28度東である。礫の大部分は灰白色～帯青灰色の石英安山岩類で，おそらく“木崎岩”の類と考えられるが，一部は大峰累層中の熔結凝灰岩と認められるものもある。礫の最大は2 mを超え，亜角礫が多

い。花崗岩礫は、数は少ないが、明色で目だつ。径1 m以上のものは、2 mが2個、1.5 mと1 mがそれぞれ1個ずつである。これらは著しく粗粒、優白質の黒雲母花崗岩である。径1 mに満たないものには細粒の角閃石花崗岩も存在する。

第二は松崎の南東の湯沢の下流で、三角点859.1の南南東にあたり、海拔約800mである。ここでは、沢の北岸を通る道路の上に、長さ約40m、高さ最大10mの大露頭がある。礫の最大は径1.8mに達するが、これは石英安山岩であるから、大峰累層そのものから供給された可能性が強い。その他の礫では、“木崎岩”が多く、これに次いで花崗岩が多い。

この露頭の周辺には、転石あるいは産状不明の巨礫が極めて多い。すなわち、この露頭のすぐ西には明らかな転石で、長径2.5mの花崗岩礫があり、谷底にもいくつか存在する。また、大露頭の左手上方約40mの山腹には2.5mおよび1.8mなど、三個の花崗岩巨礫が、かたまっているが、斜面に埋まったような産状であるから、根のあるものか、転石であるのか不明である。大露頭の対岸（南側）では、山稜から山腹斜面にかけて巨礫が点々と存在し、確認できたものだけでも七個が認められた。この地域の巨礫には、上にあげた露頭の石英安山岩のようなものもあるが、これは稀な例で、多くは“木崎岩”または花崗岩で、2 m前後の特に巨大なものは、すべて花崗岩である。

確認された巨礫岩露頭の第三は、松崎から相川へ越える新引沢で、地形図の註記の「引」の字と「沢」の字の中間くらいの所である。水田のそばの細い水路の底であるから見落とされやすい所であるが、1 m前後の花崗岩礫が粗粒砂をマトリックスとして埋まっているのが観察される。なお、この谷には、小林・平林によって三個の巨礫の位置が図示されているが、谷底を歩いてみると、「引」の字より下流だけで、1 m以上の花崗岩巨礫が約50個存在する。ただし、下流の清音の滝から下流では、巨礫の大部分が、この滝をつくっている熔結凝灰岩である。

博物館の北の植沢では中流以下で14個、逆川沢では七個の花崗岩巨礫がある。湯沢と新引沢との間の尾根の上には、小林・平林が、写真（第2c図）で紹介した2.5mの花崗岩巨礫があるが、その周辺には、尾根から山腹斜面にかけて、なお数個が存在する。新引沢の南の三角点926.7から、新引沢の谷口へ向かって北西に延びる尾根にも、少なくとも四地点に、計五個の巨礫がある。

これらの巨礫は、調査した植沢・逆川沢・湯沢・新引沢の地域に特に多く、確認しただけでも100個ほどになる。この地域内で巨礫岩の露頭を確認できたのは上記の三地点だけであるが、山腹の急斜面にあるものなどについても、なぜ谷底まで転落しないで急斜面の途中に止まっているのか——それも一つや二つの稀少例ではない——と逆の疑問を立ててみると、それらは根のあるもの——礫岩中に含まれたままの礫という意味で——である可能性が小さくない、といえよう。

山砂利 小林・平林（1955）の第1図に、山砂利の分布域として示されている地域を検討したところ、観察できたかぎりの地域において、基盤の大峰累層のものでない別個の若い礫層であると認められるところはなかった。むしろ、ほとんどすべての場合、大峰累層中の礫が洗い出されたもの、と解釈しても少しも不自然ではない、という状態であった。

火山灰層の基底 北方の美麻村新行の南東約 900m（独立標高点925の北西の峠）の地点、相川―三原間の新道の西側、ならびに大峰牧場の三角点1015.6の北北東 250m の路傍、の三地点に、褐色火山灰層が大峰累層の熔結凝灰岩を覆う露頭がある。第一と第二の地点では不整合線の長さは約 50m、第三地点では約 10m である。いずれの場合も、不整合面（線）はほとんど水平かつ平坦で、火山灰層に直接に覆われ、その間に円礫や砂、あるいはその層といったようなものは介在していない。第一の地点では、火山灰層の中に角礫層が挟まれているが、それは崖錐堆積物のようなもので、期待される“大峰礫”あるいは“大峰礫層”の類ではない。なお、第一と第三の露頭では、火山灰層を切る断層があって、第一の地点では変位量も小さくない。

大峰の南東方で、松尾鉱泉の北西 450m の東西尾根の路傍にも、一見よく似た露頭がある。ただし、ここでは、下位層は垂直に近い含礫泥岩層で、上位層は褐色の泥様の堆積物である。この含礫泥岩層は大峰累層に属するかどうか疑わしいけれども、この場合、それは別問題で、その位置と高さ（約 860～870m）は、小林のいう大峰面の中心的な場所に位置している

上記の四地点のうち、大峰牧場の露頭は、小林の考えでも大峰面の上に出ている残丘の上面であるから、そこに“大峰礫”がないのは当然であろう。しかし、第一の露頭は海拔約 910m、第二の露頭は 890～900m、第四の露頭は 860～870m であるから、“大峰礫”が存在することが大いに期待できる所である。その三か所のうちの一か所でも、その不整合面に礫あるいは礫層が挟まれていれば、それこそ、いわゆる“大峰礫”あるいは“大峰礫層”の動かぬ証拠ということになるであろう。しかし、実際には、そういう礫は介在していない。

まとめ ある事がら、あるいは物、が存在する、ということを証明するには、場合によっては、ただ一つの事例があればよい。しかし、ある事物が存在する、と主張されているのに対して、存在しない、ということを証明するのは大変である。理くつの上では、これは不可能ではないのであるが、そのためには、この場合、この地域の全表面を、あます所なく観察しなければならない、しかし、これは実際上できないことで、たとえ最大限の努力をはらったとしても、森林を切りはらい、表土や火山灰層を取り除く、などということが、できるわけではない。

だから、現段階でいえることは、小林・平林が主張したような、巨礫を一つの特徴とするような“大峰礫”あるいは“大峰礫層”というものは、ほとんどありそうにない、という表現になる。しかし、われわれは、同一範囲内では、小林・平林が発見したより数倍も多くの巨礫を発見し、また根のある巨礫岩層を三か所で確認した。また、彼らが全く取り上げていない事項の一つとして、火山灰層基底の不整合面をも検討した。その結果として、これらの巨礫の転石は、大峰累層中の礫岩層から洗い出され、あまり遠くへは流されていないもの、と推定するのが最も自然である、と考える。

なお、しらみつぶしの踏査を行ったのは、上記のとおり、北の植沢から南の新引沢とその南の尾根までの間であるが、その他の地域についても、ある程度の調査は行って来た。その経験から見ると、巨礫が分布する範囲は、ほぼ大峰帯の内部で、かつ大峰累層中の礫岩が巨礫を多く含む地域に限られている。

この一般的状態から外れるのは、松本市に近い、豊科町の大口沢の巨礫である。これについては、今後さらに検討を加えるつもりである。

お わ り に

北山田扇状地群を追求する過程で、この地域の扇状地が、少なくとも三群に分けられることがはっきりした。北山田扇状地群、常光寺扇状地群、東町扇状地群の三つである。この三つは、大きく見て、この順に古い。しかし、はっきりと三つの時期に分かれているかというと、そうともいいきれない。常光寺扇状地群の中の大形のもの多くは、もはや成長を止めているけれども、中には現在も成長を続けている——少なくとも成長の能力をそなえている——ものもある。

ここに取上げた段丘や扇状地の地質年代については、新しいデータは得られなかった。すなわち、館之内段丘には、これを覆う火山灰層は認められない。したがって、常識に従って完新世のものと考えられる。他方、三つの扇状地群は、すべてそれより新しいのであるが、それ以上の詳しいことはわからない。

常光寺扇状地群の中に、大・小二つの亜群を区別できるであろうことは、およそ見当がついたけれども、中間的なものもありそうである。この点をもっと明確にするには、これらの扇状地の形態と内容を、もっと正確かつ詳細に測定したり観察したりしなければならぬ。そういう意味では、調査の不十分さが気になってしかたがないけれども、ここで一区切りつけて、次に進むことにしよう。

それにしても、これらの扇状地の発達史が、段丘の形成史とからんでいることも、何か意味がありそうである。もし段丘がなかったとしたら、扇状地の識別は、はるかに困難であつたに違いない。

最も新しい形成物である天井川は、単に人間が一役かっている、という点で興味深いだけではないであろう。それは、扇状地の多くが、今も生きていることを、如実に物語っている。同時にまた、ちっぽけな水路ではあっても、それを制御したつもりが、天井川という予期しない鬼子を生み出すことになってしまっている、ということなのだが。

文 献

- 平林照雄 (1971): 第1編, 地形地質. 「北安曇誌」, 第1巻, 23-247.
 平林照雄 (1984): 大町市の地形地質. 「大町市史」, 3-332.
 平林照雄・木船清・丸山卓哉 (1986): 糸魚川—静岡線に沿う松本盆地内に基盤発見. 地質学雑誌, 92巻, 319-321.
 小林国夫 (1953): フォッサ・マグナ西部における洪積世侵蝕面群. 地理学評論, 26巻, 291-307.
 Kobayashi, K. (1954): A short report on the geomorphic history and the Pleistocene geology of the Matsumoto Basin and its adjoining mountains (1). *Jour. Fac. Liberal Arts, Shinshu Univ.*, No. 4, 87-98.
 小林国夫・平林照雄 (1955): 松本盆地周辺のいわゆる「山砂利」について. 地質学雑誌, 61巻, 30-47.
 小坂共栄 (1980): 大峰帯の礫岩. 信州大学理学部紀要, 15巻, 1号, 31-46.

- Kosaka, T. (1984) : A facies model for the sedimentation in the Marukirizawa Syncline, central Omine Belt, Nagano Prefecture. *Jour. Fac. Science, Shinshu Univ.*, Vol. 18, No. 2, 75-102.
- 小坂共栄 (1985) : 信越方向，大峰方向ならびに津南—松本線。信州大学理学部紀要，19巻，2号，121-141.
- 小川勇 (1986) : 松本盆地北部東縁，大町一池田間の山麓の地形と地質。信州大学理学部地質学科，卒業論文，220. (手書)

**The Piedmont Zone Between Omachi and Ikeda Along
the East Margin of the Northern Matsumoto Basin,
Especially on the Kitayamada Fans**

N. YAMASHITA and I. OGAWA

Department of Geology, Faculty of Science,
Shinshu University

(Received 28 April, 1986)

The piedmont zone at the foot of the East Mountains of the Matsumoto Basin between Omachi and Ikeda is differentiated into the following river-side terrace and alluvial fans.

The most conspicuous terrace, the Tatenouchi Terrace, is the river-side terrace of the Nogugawa-Takasegawa river system. It is 10 meters to 20 meters high above the alluvial plain, and is 20 meters to 750 meters wide. In the Itoshiba area of Omachi it is 5 meters high probably as a result of denudation, and is 5.5 meters high at the southernmost Hanzaike-Higashimachi area of Ikeda, where the terrace, probably, is down-warped. The larger heights of the terrace, attaining 30 meters at the maximum in several areas, are the sum totals of the terrace heights and the thicknesses of overlying fan deposits. The Tatenouchi Terrace Surface was formed probably during the earliest Holocene or in the latest Pleistocene age.

The Kitayamada fans are the oldest of the fans of this area. They are badly destroyed. Only small parts near the apices of conical surfaces are now preserved. Kitayamada Fan, the best preserved of the group, is about 430 meters in half a diameter, and lies on a formation with round gravel which represents a river-side terrace equivalent to the Tatenouchi Terrace. One of this group, Omachi Park Fan, was once taken as the type of Omachi Park Level, which Kobayashi (1953) regarded as the oldest river-side terrace of the Takasegawa system.

The Jokoji fans lie on the Tatenouchi Terrace, and generally have nearly complete fan morphology of low cones. Among the larger fans of this group Jokoji Fan is still in growing stage, while others are dormant or are being denuded. The smaller fans

with half diameters from 100 meters to 150 meters are found at the mouths of short, consequent valleys. Some of them are younger than the larger fans, because they lie on the larger ones.

The Higashimachi fans are the youngest, and are found on the alluvial plain at the foot of the Tatenouchi Terrace. They have been built since the alluvial plain became free from floods of the Takasegawa owing to the man-made embankments.

写真図版 I 北山田扇状地群

- 1: 北山田扇状地。ほぼ真西から。
- 2: 北山田扇状地。南西から。
- 3: 大町公園扇状地。右手の明かるい斜面が、ほぼ原初の扇状地斜面が保存されている所で、リソゴ畑になっている。左手高台の四角の屋根は長野県山岳センターの建物。博物館はその右の林の中。
- 4: 大町公園扇状地。北半の部分を北東から眺めたところ。残雪の白く輝く斜面が扇状地の面。

