

## 大峯面の形成過程

仁科 良夫\*

(1972. 3. 18 受理)

## I まえがき

飛騨山脈東方には、北部フォッサ・マグナの新第三系の褶曲構造を切って大峯面群が広く発達する。そしてまた、この地域は、第四紀初期以来の隆起量が750~1,500mに達する地域である（第四紀地殻変動グループ、1968）。

北部フォッサ・マグナ地域の高位侵食平坦面の形成過程を究明することは、飛騨山地と大峯面発達地域との隆起の差異、および、その間にはさまれる松本盆地の相対的な陥没という現象を第四紀地殻変動の立場より究明することである。そして、このことは、とりもなおさず、この地域において、グリーンタフ変動から、第四紀地殻変動への転化の過程を知る手がかりを得ることにほかならないと考える。そのため、山砂利等の堆積物や旧河道地形などの侵食平坦面形成期の遺物を手がかりに、大峯面群の細分化をなし、松本盆地側と長野盆地側との対比を試みた。そして、その形成過程を内陸盆地と飛騨山地との関連で考察するのが本論の内容である。

当地域は、主として第三紀層の軟質岩からなり、古い地形面の保存が悪く、その形成期にかかる堆積物はきわめて少ない。したがって、本稿はたぶんに仮説的内容をもつものになっている。とはいって、このような報文はきわめて少ないと思われる所以、あえて報告し、大方のご批判とご叱正をお願いする次第である。

## 〔謝 辞〕

この研究をすすめるにあたり、東京教育大学の藤田至則博士には、教室と現地とで、終始懇切なるご指導を賜わった。また、松本盆地団研の方がた、および豊野団研の諸氏には、それぞれ、ご討論をいただいた。本稿を草するにあたっては、東京教育大学の大森昌衛博士に過分のご教示を得た。なお、長野県教育委員（前大町小学校長）内山一也氏、三郷小学校下里正外校長には研究の機会と激励をいただいた。多くのかたがたのご好意に謝し、ここに、あわせて厚くお礼申しあげる。

本研究の費用の一部に、文部省科学研究費・長野県科学研究費助成金を使用したことを付記する。

\* 長野県三郷小学校

## II 研究史

かつて、本間（1931）は、豊科町田沢東方の花崗岩巨礫の点在から、南方からの旧流系を推定した。また、八木（1920）は、北部フォッサ・マグナ地域の高位侵食平坦面を準平原\*として記載した。これらの高位侵食平坦面を地質構造との関係からはじめにとらえたのは小林（1953）であり、ここで、「上位面、下位面を時間的、空間的限界としてふくまれうるその他の侵食面を大峯面群として一括する」と定義された。その後、小林・平林（1955）によって山砂利（大峯礫層）をともなう大峯面群として、飛騨山地とその間にはさまれる松本盆地との構造関係が論じられた。いよいよ、これらの小起伏面は大峯面群、または、たんに、大峯面として一般に使われてきている。1955年以後は、第四紀学の急速な発展にもかかわらず、大峯面群についての研究はとくにみるべきものがない。

近年では、豊野団研グループ（1969）によって、野尻湖周辺の高位地形面（鼻見面Ⅰ・Ⅱ）と大峯面との対比が試みられ、さらに、小林（1968）により第四紀地殻変動の立場から構造発達史上、この地域におけるスラスト、あるいは、水平ずりの可能性が指摘された。そして、同じく小林・信州研究グループ（1969）によって、大峯面群の形成は豊野期を通じて行なわれており、その間における海面の一時的停滞が再強調されるなど、周辺地域の研究の進展にともない相対的に大峯面に関する資料も増してきた。

## III 大峯面群

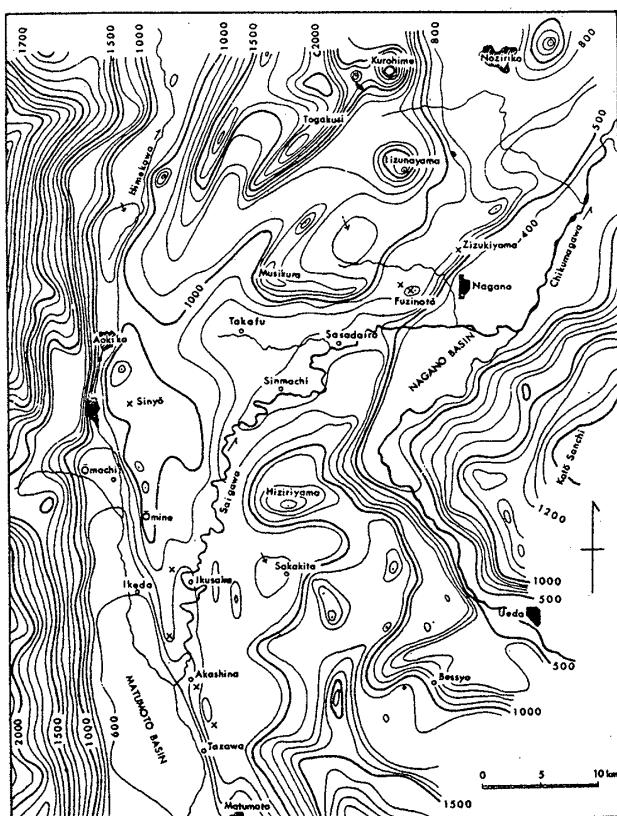
## A 地形概説

## 1. いわゆる大峯面群

松本盆地東方の大峯\*\*をタイプとし、北西部フォッサ・マグナに発達する高位侵食平坦面（高位小起伏面）は、一括して大峯面群とよばれる（第1図）。一般に1,000m以下の平頂峰、1,000mより高い山の900m内外の高さに

\* これは、後に“平坦面”と改められている（八木貞助・八木健三、1958）。

\*\* 5万分の1地形図では「大峰」となっているが慣習により「大峯」の語を使う。



第1図 北西部フォッサ・マグナ地域の切峰面図  
×：山砂利のおもな分布地。

みられる傾斜変換線や肩状尾根 (Spur), 馬の背状尾根, 等高線などに代表され, 遠望すると著しい等高性が示される。とくに保存のよいところには旧河道地形も認められる。高度は松本盆地東縁で750~900m, 減次東方に低下し, 長野市北方では700m前後の平坦面の発達が多い。いずれの場合も盆地面, 現河床との比高は200~300mに達するのがふつうである。分布は中央隆起帯の北西部, とくに犀川両岸の地域に発達がよく, 東西は長野・松本盆地にはさまれる。北部は柵山塊から鬼無里方面によよぶ。また南部は中央隆起帯にかかり, さらに上田方面にその発達を見るようである。分布面積は約4000km<sup>2</sup>におよぶと推定されている(信州研究グループ, 1969)。

また, この地形面上に突出する1000mをこえる残丘は例外なく硬質岩からなる。すなわち, 中山断層以西では大峯山, 鷹狩山, 権見山等は dacite や welded tuff であり, 中央部の岩殿山, 長者山, 大姥山は礫岩砂岩からなる。南東部には玢岩等の貫入岩体からなるものが多い。また, 聖山や北方の柵山塊, 戸隠, 奥西山等は柵累層火山岩類によって構成されている。

## 2. 大峯面群の区分

筆者は, 本地域の調査において, 大峯面群を第1表のように区分した。

第1表 大峯面群の区分

松本盆地側	長野盆地側
	富士ノ塔上位面
乗越面	富士ノ塔下位面
中島面	地附山面
大倉面	640 m 土面
河岸段丘群	河岸段丘群

ここでいう大峯面群は“猿丸期変動を通じて形成された褶曲構造を切る高位侵食平坦面(小起伏面)であり, かつ高位河岸段丘より古い地形面”という意味で使用する。したがって大倉面は高位河岸段丘の性格をもつものに近づくし, 古いものは戸隠方面で高度をまし山頂に近づくか, 長野盆地北方のように猿丸期変動以後の堆積物におおわれることになる。

### 【区分のめやすと方法】

一般に第四紀前期~中期の地形面は侵食がすすみ, その保存が限られてしまうか, まったくその面影をとどめないであろう。とくに北部フォッサ・マグナのように軟質岩からなり, 隆起量のはげしい地域ではこの影響が大きいことは当然考慮しなければならない。したがってここでは, 北部フォッサ・マグナでも比較的隆起量の一定とみられる犀川流域\*(明科~長野間)を基準にとり, つぎのような方法で面区分をした。

i) 残丘や孤立丘の周辺に残るわずかの平坦面を, 地形や堆積物から, 原面, または, それに準ずるものとして認定する。それらの面がほぼ同一高度にくる場合は河川の停滞期とみなされるので, それを一つの面とする。

この場合に, 原面は旧平坦面の最低所を表わすことになるが, じっさいに乗越面以上は残丘となり, その中間的な面が認めにくいのに反し, 下位の中島面までの間に連続的に中間面がくる場合が多い。したがって, 原面上20~50mをもって乗越面の上限とした。同様にして下限はつぎの原面近くをとつてある。

ii) つぎに原面と原面の間は, 原則として, 巾1kmの谷を埋めて境界線を引いた。

このようにして作成したのが地形区分図(第2図・第4図)である。

したがって, このように区分した一つ一つの面はげん

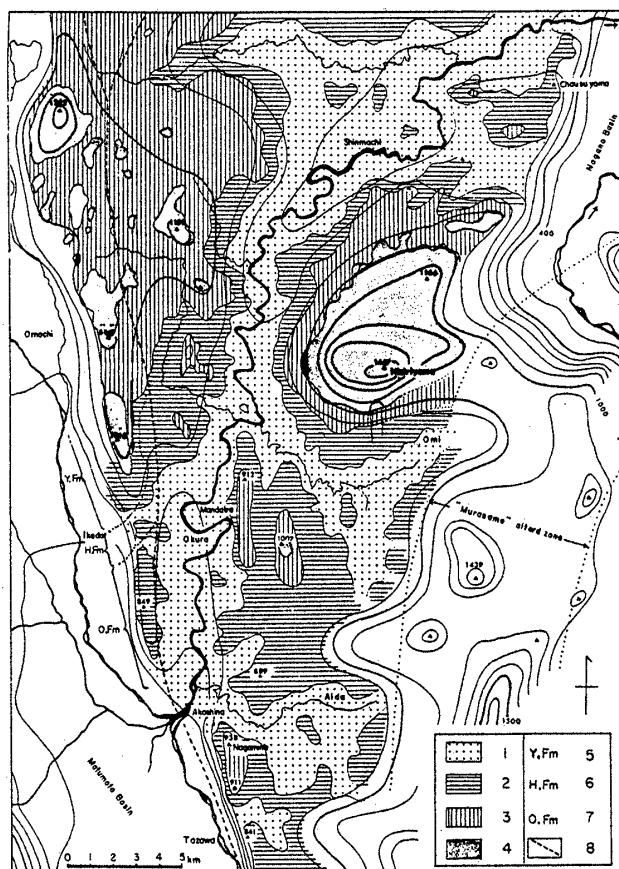
\* 第四紀地殻変動グループ(1968)の隆起量図, 河岸段丘の発達高度と連続性, 現犀川の meander の事実等から考えられる。

みつには中間面を含むので面群ということになる。いっぽう、残丘間にみられる高度の同一性から、復元面の広がりがよりくわしくわかる利点がある。

### B 松本盆地東縁の大峯面群

#### のこし 1. 乗越面 (小林・平林, 1955)

標式地は大町市東方の南鷹狩山(1147m)と大峯ヶヌタとのwind gapを形成している平坦面である。標式地



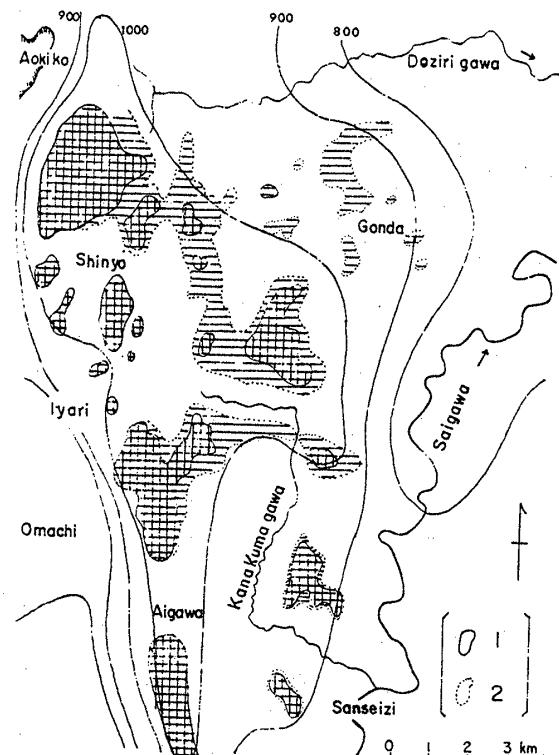
第2図 松本盆地東方地域の地形面区分図

- 1 : 大倉面, 2 : 中島面, 3 : 乗越面, 4 : 残丘, 5 : 社礫岩凝灰岩層, 6 : 日野砂岩礫岩層, 7 : 大穴山砂岩礫岩層, 8 : 中山断層.

での高度は900~960m、じっさいには900~920mの相川・三原の泥炭地ないし湿地を形成する平坦面と、940~960mの唐花見泥炭地や南鷹狩山南麓にみられる平坦地に分かれる。ともにローム層や厚い腐植土におおわれていて、礫層の存在は明確でないが、相川~藤尾間にみられる円礫やかつて小林・平林(1955)によって「山砂利は褐色火山灰層の下位に来る」と報告されていることからもこの面上に山砂利がのる可能性は大きい。いっぽう、山清路の金戸山頂付近から遠望すると、この付近は

相川の侵食間げきから流出した旧扇状地形を呈するほどである。

北方へは鷹狩山の東面に940mのベンチを経て、乗越東方の940~960mの平坦面(メイヌ原)へ達し、美麻高地へ連続する。美麻高地付近はいわゆる河川の影響も少なく、いわゆる準平原的様相を呈する地域であり、北方青木湖東方での960~1000mの平頂稜線へと次第に高度を増していく。美麻高地内の原面は金熊川上流域にみられるように河岸段丘状のスパーとして残り、これらを追跡するとその南端は860~880mとなることからも、乗越面そのものが東に20/1000程度の勾配をもつことが明らかである。第2図では乗越面の東端での上限を900mにとってあるが、この図からも残丘の分布が認められる。さらに同じく東限を880mにすると下位の中島面との境界はさして東進しないのに、残丘の分布はより小さく散在し、多島海的様相を呈するにいたる(第3図)。



第3図 乗越面上の残丘と乗越面の勾配

- 1 : 海拔960m以上の残丘.  
2 : 西端を海拔960m、東端を海拔880mにとった場合の、乗越面上の残丘分布.

**おみ**  
麻績盆地や会田盆地付近では、岩殿山や長峰の山頂がほぼ本面に相当するものと考えられ、侵食平頂峯として認められる。現在では中島面上に突出する残丘であるかにみえる。

聖山西腹では大岡村芦ノ尻北方には850~900mにかけて数段の旧河道地形が認められ、さらに、樺内東方、内花見、芦沼、大花見池付近にも旧河道による曲流の跡が残っている。とくに、内花見では巾50~80mで寺の小山をとりまくような曲流跡が認められる。これらの旧河道地形は、いずれも、880m前後の同一レベルにくること、その周辺は小起伏を示す平坦地であること、さらに、これらの旧河道はその西端がシャープに切られ、現犀川との比高400mに達すること等から美麻高地の東端におけるそれと同じく、乗越面に対比される。

犀川ぞいの大姥山の山頂付近には、高度950mにスペースが認められる。

本面はいずれも大峯 dacite・聖山 andesite の硬質岩体をとりまく形で認められ、礫岩、砂岩層からなる山体はほとんど平頂峯になるまでに侵食を受けているのが特徴である。

## 2. 中島面（小林・平林、1955）

大峯ヶヶタ南方の、海拔800m前後に発達する平坦な尾根で代表される侵食平坦面が中島面である。上位の乗越面とは70~100mの比高をもつ。地形区分図では上限を900m付近にとってあるが、じっさいには旧段丘崖といったものは特に認められるわけではなく、一般に、漸移的な平坦面をいくつか経て大倉面に移化する。

この傾向はとくに美麻高地東端において著しく、一見、ひとつづきの平坦面と区別しがたい。とはいって、大峯ヶヶタ以南では本面の発達がよく、800~830mにかけて丘陵性の平坦面がつづき、各所にwind gapを形成して明科にいたる。この丘陵の中ほど、808.1m付近では大穴山礫層（小林、1955）を不整合におおう山砂利が認められる。

明科町南方では、長峰山東方の蟬～高萩間に820m前後の平坦陵が発達する。また、明科東方では天田付近に800m前後の平坦尾根（カソダチ山）があり、国鉄篠ノ井線をはさんで黒坪～峰方へかけての平坦面に連続する。これらの面は現在礫層はみられぬが（チャート礫は青木累層からのぬけ出しである）、その等高性から侵食平坦面であることに問題はなかろう。岩殿山周辺にも切峰面図から本面が広く分布することがよみとれる。

聖山西側では、前述の880m土の旧河川をともなう乗越面との比高70~100mをもって、北小松尾～高市場、中牧～高萩、高萩付近に平坦な尾根の分布をみる。このうち高野～灰原では lake deposit をともない、さらに灰原東方では東西方向の旧河道地形も残っている。

また、灰原付近の延長から茶臼山周辺に発達する平坦

面は中島面に相当すると考えられる。とくに浅野～十二～笛鍋付近にかけては小起伏平坦面の発達をみる。

## 3. 大倉面

標式地は生坂村の大倉（白日）、680~700m高度に礫層をともなって発達する侵食面である。現河床との比高200mに達し、対岸の万平段丘（現河床との比高160m土）のように段丘面をつくらず馬の背状尾根となっている。さらに本面は現河床との比高200~220m高度で犀川ぞいに礫層とともに追跡される。いずれの場合も、段丘面はつくらず、馬の背状尾根とかベンチとして認められる。また、池田町東方や信更村の原でみられるように現河川を切って分布する。と同様に、会田・麻積盆地に広く入りくむことなどから、ここでは高位河岸段丘とは区別して、大峯面群に含めた。区分図における上限は礫層の分布地点より20~30m上限をとってある。巾は1~5kmにおよぶ。もちろん、乗越面や中島面と比較すると、その規模や予想される流路から、高位河岸段丘として扱っても問題はないであろう。つまり、ここでは中島面から河岸段丘へ移り変わる中間的な意味をもつ面であることを強調したい。さらに本面は下流部では2~3面に区分される可能性がある。つまり、標式地付近から北小松尾（700m土の平坦山頂）～信更中学校付近の侵食風隙へつらなるものと、信州新町今泉東方から三水～目洗石～山布施へと、主として、旧河道による曲流跡をともなうものとである。上流へは明科東南方740m高度のベンチをへて、犀川ぞいにほぼ同一高度を保ちつつ、松本市城山へ連続するように思われる。

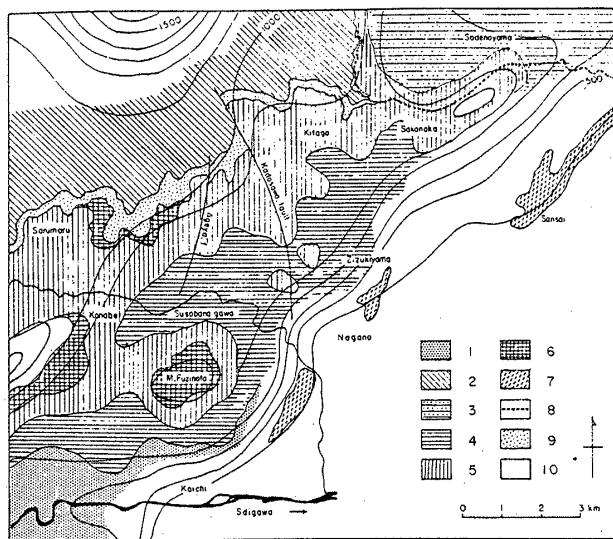
## C 長野盆地北西縁の大峯面群

### 1. 富士ノ塔上位面

標式地は長野市西方富士ノ塔山（961.2）の山頂周辺、930~980m高度のベンチ、および、平坦頂峰である。本面は高度分布から飯綱高原面より低位にくるが、飯綱火碎岩層の一部（泥流）をのせることから、同火碎岩の基底面（一部不整合）に対比される。したがってここでは地形的逆転関係を示していることになる。

西方へは、柵火碎岩層を残丘として同高度にベンチが連なる（小野平、知足院など）。北方では上ヶ屋西方の900m土の平坦面が本面に対比できる。さらに東方へは、飯綱火碎岩層の基底面となってつづき、豊野層におおわれる。このため800~500~400mと急激に高度を減じ一部は長野盆地底に没する。

富士ノ塔山付近では、本面形成以後、現在にいたるまで、500mにおよぶ侵食を受けている。



第4図 長野盆地北西方の地形面区分図

1: 640m土面, 2: 飯綱高原面, 3: 豊野層堆積面(推定), 4: 地附山面, 5: 富士ノ塔下位面, 6: 富士ノ塔上位面, 7: 観音山砂シルト岩層, 8: 飯綱火碎岩の延長, 9: 飯綱火碎岩層, 10: 富士ノ塔上位面上の残丘(柵火碎岩層).

## 2. 富士ノ塔下位面

富士ノ塔山の北斜面820~840m高度に発達する平坦面をタイプとする。ここではシルト層および飯綱火碎岩の巨礫をともない、80×30mほどの池が残るなど、全体として旧河川による蛇行地形あるいは本面形成期の湖であったと思われる。

裾花凝灰岩からなる山体と柵火碎岩体との鞍部は明らかに本面形成期の侵食風隙である。

北東方へは、飯綱火碎岩層基底面よりやや下位にもとめられ(門沢東方など)坂中峠付近を境として飯綱火碎岩層を切って高度を減ずる。葛山や大峰山(828.2m)山頂は平坦峰であり、ほぼ、本面の原面に近いものであろう。

## 3. 地附山面

標式地は長野市北方の地附山(727.2)、684.9m高度の湿原を中心とする周辺の小起伏面をタイプとする。ここでは山砂利の分布から本面を2分することもできる。すなわち、地附山頂700~727.2m高度と、地附山と大峰山の鞍部(湿原)を中心とする高度670~700mとの2面である。この2面は緩傾斜でつらなり地形面の識別は困難であるので目下、地附山面として一括している。

大峰山北東方の740m高度のベンチ(火葬場の平坦面)は、N80E・北落ち・落差10m±の断層によって切られている。

本面は主として裾花凝灰岩層を切って分布する。いっぽう、北東部では富士ノ塔下位面との識別も困難となる。南西方へは、葛山の南尾根をへて、小市北方のスパートにつづくようにみえる。

## 4. 640m土面

富士ノ塔山南斜面に発達する640m土の平坦面上は、裾花凝灰岩層の岩屑でおおわれるため山砂利等の堆積物はみられないが、明らかに侵食平坦面と認められるものが分布する。小市北東方では620m土、670m土、680m土と3段の侵食面が識別ができ、660m地点には湿原の発達を見る。

## D 柵火碎岩周辺部の平坦面

陣馬平山頂近くの1,200m高度には、山砂利状の礫層が分布する。これは道路切り割りにそって散在するもので、大峯型の dacite を多量に含む。地蔵峠付近には tuff~sandstone の地層も発達するので、これらの礫は基盤からの抜け出しあかも知れぬ。しかし、柵火碎岩山体の頂部は全体として1,200~1,300mに平頂陵を形成し、猿丸期変動直後の侵食面と思われるので、山砂利の可能性も強い。

陣馬平山、虫倉山の東麓斜面には、小川累層との境界部付近に階段状ベンチの発達がよい。このうち知足院、岩草(920~940m)のそれは小野平とともに富士ノ塔上位面に含まれる。750~850mにかけては、平出、大久保、念佛寺、大崩北方、横道、小手屋等には平坦な尾根、wind-gap 状の凹地、旧河道地形が分布する。これらは、その高度分布、連続状態から富士ノ塔下位面に含まれる。600~750mにかけては南北性のゆるやかな尾根となり、原面として認めるほどのものはない。なお、虫倉山西方、日本記付近では820~970mにかけて5段の面区分が可能である。

## E 中央隆起帯およびそれ以東の高位平坦面

切峰面図からもわかるように、聖山東方には1,000m±の平坦面が、冠着山から青木峠にかけては1,100m±の平坦面がそれぞれ広く発達することがわかる。また、詳細にみると、これらの平坦面中にもそれぞれ100mほど低い平坦面が復元される(たとえば十観山斜面の1,000m±の面は修那ら峠方面へつづく)。いっぽう、会田川上流でみられるように、大倉面の延長は明らかに中央隆起帯へ高度をます。夫神岳、女神岳、明神岳周辺には800~850mにかけて侵食面が認められる。穴平では780m地点に玢岩のクサリ礫層がのっている。上田市東方では、姫小沢東方、長入東方、岩清水にかけて800~900m高度の

平坦面が発達する。これらの面は、いずれも西にゆるく傾斜している。

#### IV 山砂利

##### A 松本盆地東縁の山砂利

松本盆地東縁では、大峯ヶスカ周辺についての山砂利（大峯礫層）の詳細な研究がなされているので、ここでは犀川流域にそゝる山砂利について記載する。ここでいう“山砂利”は大倉面を含めた大峯面群にのる礫層を一括したものである。

###### 1. 明科・長峰山の山砂利

1968年の長峰林道開発工事にともない礫層を観察した。明科駅南方1.5kmの高度720m地点、および、740m地点に分布する。これはとともに大倉面に相当し北西にゆるく傾斜する開析台地（約0.125km<sup>2</sup>）で、5～6本に枝分かれした沢の上流部に当り、20～30mの起伏をもつ。720m地点の礫は径20～30cm大の石英斑岩や花崗岩、および、チャートの小礫からなり、道路ぞいに散在する。

第2表 大峯面群上の山砂利

地形面		大倉面			中島面・地附山面			富士ノ塔下位面	富士ノ塔上位面	1300 m面
場所 (海拔)	礫種	新行 (890 m)	明科 (740 m)	大倉(白日) (700 m)	大町東方 (850 m)	田沢(柏沢) (750～900m)	地附山 (730 m)	富士の塔 (830 m)	富士の塔 (930 m)	陣馬平 (1200m)
火成岩	Granite			10 R, c	13 R, c	8 R, b	60 R, b	3 R, c		2 R, c
	Quart-porphry	85 SR, b-c	5 R, b-c	10 R, c	68 R, b	10 R, b	2 R, c			5 R, c
火成岩	Granite-porphry			6 R, c	10 R, c	8 R, b		1 R, c		1 R, c
	Liparite			8 R, c	2 R, c			5 A-SR, c		1 R, c
火成岩	Porphyrite			5 R, c	5 c			1 R, c	1 R, c	6 R, c
	Dacite	9 R, c-p			16 SR-R, b	10 R, b		1 R, b		26 SR, b-c
火成岩	Andesite			1 R, c	3 R, c			40 SR, b-c	70 SR, b	90 SA, b
	Chert	2 R, p	10 SR, c-p	30 R, c-p				33 R, c-p	15 R, p	3 R, c-p
火成岩	Gray wacke	3 R, p	17 R, b-c	20 SR, b-c				9 R, c	6 R, c-p	2 R, c-p
	Slate	1 R, p	6 R, c	2 R, c				10 SA, b	2 R, c	2 R, p
火成岩	Hornfels			20 SR-A, c	3 R, c-p			10 SA, b	2 R, c	1 R, c
	その他			12 SR, c-p	2 R, c			2 R, c	3 R, p	1 R, c
最大礫(cm)		80×50×45	53×30×25	30×13×8	250×150×150	255×254×240	100×60×45	200×100×100	100×75×45	35×25×40
円磨度(ペデル法)		0.37	0.50	0.35	0.47	0.58	0.63	0.35	0.23	0.40
被覆層		中期ローム	砂質ローム	砂質ローム	—	—	腐植土	—	粘土質ローム	腐植土
層厚		1.5 m	7～10m	2.5 m	—	—	0.5 m	—	3 m+	5 m+
マトリックス		粘土～粗粒砂	中粒砂～中礫	粗粒砂～細礫	—	—	シルト～粗粒砂	—	火碎流	粗粒砂～細礫
基盤		大峯累層	別所累層	青木累層	大峯累層	青木累層	小川累層	小川累層	小川累層	檜累層
移動距離		5 km±	10km+	12km+	2 km+	3 km+	7.5～9 km	4.5～10 km	4.5～10 km	25km±
備考		大倉面ないしそれ以後の堆積			平林(1966)	転石より推定	湖成堆積物あり	シルト層の堆積あり		

・礫種の数値は百分比(%)を表わす。

・R…円礫、SR…亜円礫、SA…亜角礫、A…角礫、p…pebble gravel、c…cobble gravel、b…boulder gravel.

・円磨度は、最大礫について、ペデル法により求めた。

主な礫層は740m付近に分布し4カ所の露頭で観察された。基盤の青木層の頁岩を水平に切り、厚さ12mにおよぶ砂まじりの礫層である。礫層の上部10cmほどは赤褐色ロームが混入し、その上に厚さ40cmの細礫まじりの水成ロームがある。表土は灰白色の細礫、ないし、砂からなる。礫種等は第2表に示すとおりである。中部および上部にはレンズ状に偽層の発達する砂層をはさむ。全体としてはルーズな堆積相を示す。最大礫は53×25×30cmに達するも全体として5～20cm大のものがめだつ。

なお、明科町中条東方760m高度の平坦地にも、転石の状態からして同層準の礫層の分布が予想される。また、同町北方サテライト局付近の陵線にも700～740mにかけてチャート礫の点在するのをみる。

###### 2. 大倉の山砂利

生坂村大倉(白日)では680～700mの馬の背状尾根に礫層が分布する。ここは、また、大倉面の標式地でもある。露頭でみるとかぎり層厚は2.5mであるが、周辺での礫の散布状況からおそらく10～20mに達するものと思われる。

れる。礫層基底面を670~680mとしても現河床との比高は200mにおよぶ。礫層の上部30cmは砂まじりロームによっておおわれ、その上部は砂質のロームがのる。円磨度、分布高度からみて明科の礫層に対比されることに問題はない。

対岸の万平段丘(640m)の礫層はこれよりやや大きめとなり、草尾の段丘(620m)では20cm大のチャートがめだつなど、河岸段丘に比し、大倉面上の礫はやや小型化し砂層をともなうのが特徴である。

明科の長峯、および、この大倉で特徴づけられる礫層は“大峯礫”と区別して、“大倉礫層”と呼んだらどうであろうか。

### 3. その他大倉面上の礫層

池田町東方の720m高度のwind gap(通称オコババ)には、基盤の大峯累層を切って礫層が分布し、その堆積面は平坦面をなし(1.5haの畠地)付近の同一高度に連続する。一見、大峯累層とは整合的にみえるが、同礫層が水平に凝灰岩層を切ることから旧河川による堆積物であることは明らかである。礫は大きなものとして50×40×40cmの花崗岩円礫、85×60×50の石英斑岩の亜円礫等がめだつ。マトリックスは凝灰質の砂でかなり硬くしまっている。同礫層の上部1.5mは径10cm大のルーズな礫層からなる。この露頭はかつて小林・平林(1955)も山砂利としたもので、この北方延長は大町公園面へづくといわれている。

山清路の金戸山頂付近には、径13.5×9×5cmのチャート円礫や流紋岩の cobble 大の円礫が点在する(基盤からのぬけ出しの可能性もある)。ここはまた、旧河道地形も認められるところである。

美麻村新行(888m地点)では、大峯累層の溶結凝灰岩上に斜面にそって礫層がみられる。これは85%まで木崎岩とよばれる石英斑岩からなり砂・粘土層をともなう。上部には中期ロームがのることから大倉面以後の堆積によるものであろう。

### 4. 田沢の巨礫

田沢~大口沢間の柏沢には255×254×230cmにおよぶ花崗岩の巨円礫を主とし、石英斑岩・チャート・ホルンフェルスなど飛騨山地起源の巨礫の転石をみる。また、田沢の神明宮南端には径300×160×110cmの棒円状の花崗岩礫(舟石と呼ばれている)がある。この付近の基盤は別所~青木層の泥質岩で外来円礫であることに問題はない。現在、長峰~城山の900m土の陵線にはこれらの巨円礫の分布をみない。大倉面は前述のように比較的こまかい礫層がのる。したがって、ここでは、これらの巨

礫は中島面上にのっていたものと推定する。

## B 長野盆地北西縁の山砂利

### 1. 富士ノ塔山の山砂利

#### 1) 富士ノ塔上位面の泥流

富士ノ塔山の北斜面930m高度に泥流が分布する(駐車場切り割り)。この泥流は、ベンチ状の平坦面にできた谷地形を埋めるように堆積している。基盤は褐花凝灰岩層、厚さ3m土、上部は岩屑および砂質表土におおわれる。泥流中の安山岩は両輝石安山岩で斜方輝石の斑晶がきわめて多く、全体として青灰色を呈する粗しょう質のもので、ときに小豆粒状の両輝石の集斑晶が点在する特徴ある岩石である。また、泥流中の安山岩角礫は100×70×45cm、85×65×50cm、75×65×xcm大のもので、マトリックスは全体にスコリア質であるが一部は粘土化したロームからなる。がいして、essencialな堆積によるものである。この泥流は、以上の特徴と、その分布高度からして飯綱火碎岩(斎藤ら、1960)、または、飯綱凝灰角礫岩火山砂礫層(竹内・竹下、1965)に由来する(同時堆積)ものであることは明らかである。泥流上部にはチャート(15×10×9cm)礫など猿丸層からとりこんできたと思われる円礫が混入する。

富士ノ塔上位面と下位面との間、高度860m地点には同様の礫層群が散在するが、これは上位面からの転石であろう。

#### 2) 富士ノ塔下位面の山砂利

タイプの富士ノ塔下位面には、820~840m高度にシルト層、円礫、泥流状堆積物が分布する。池の西方120m地点には厚さ50cm以上の無層理のシルト層がみられ、安山岩礫はこの上位にくる。安山岩礫は池の西方50mにある200×100×100cmの亜角礫を最大とし、西方の桑畑付近に115×60×65cm・75×55×50cmのものが、北方の凹地には115×70×30cm・80×80×70cm大のものが多数点在する。高度820mの道路切り割りでは、一部泥流状の堆積物も認められる。また、池の北方平坦地には猿丸層起源と思われる小円礫群が散在していた(筆者、1956年の調査)。

これらの堆積物は本面南端にみられるように明らかに上位面からの転石と認められるものをのぞくと、安山岩礫は上位面に比し円磨度が増すこと、円礫層が多量に入ること、シルト層の分布をみるとこと等から本面形成期の堆積によるものであることに問題はない。

### 2. 地附山の山砂利

地附山は観光地として開発されて以来、山砂利の産状

がいっそう明らかとなってきた。ここでの山砂利はその分布高度から二カ所に分かれる。一つは山頂から北斜面ぞいに県道バードライン間に分布するもので、厚さ0.5m土を有し裾花凝灰岩層起源の粗砂まじり礫層として分布する。他の一つは684.9mの湿原を中心に675m以上に分布するものである。下位のものは、岩屑およびシルト層をもない、その上位に山砂利がくる。礫種・大きさ・円磨度等は山頂付近のものと変わりない。シルト層の上位には層理のよいスコリア質の砂層・ローム質の粘土層が1m土の厚さで堆積している。なお、安山岩の巨礫は飯綱火碎岩起源のもので、湿原のまわりに径80~90cm大のものが多数点在し、672m地点には $100 \times 45 \times 65 \times 60 \times 40$ cm大の円礫も認められる。

地附山面上の山砂利は、富士ノ塔下位面に比し、安山岩礫がより円みを増すこと、その他の円礫がより多く混入していくことがめだつ。総じて、富士ノ塔下位面とはさして時間的へだたりは認めにくい。

### 3. 茶臼山~篠山付近の堆積物

かつて八木(1949)が信田村小田原から北方につづく砂礫層を旧犀川の河床礫であると記載したが、これらの砂礫層は基盤のものと区別しがたく、河床礫であるとの確証はない。また、高野~灰原~目洗石~十二~笛鍋~茶臼山に分布するという河床礫もほとんどが基盤の凝灰角礫岩層から由来したもので、明らかに外来礫と思われるものは確認できない。しかし、welded tuffや猿丸層に類似する礫岩層の分布する事実から、この地域は、猿丸層→豊野層・社層→大穴山層の堆積過程に、それぞれ、地史的・構造的に対応することに問題はない。はっきりしたものとしては、灰原(720m地点)には粘土質ローム・粘土・スコリア・火山砂等の互層からなる湖成層が分布する。

## V 基盤地質と構造

つぎに、大峯面群の形成過程に直接かかわりをもつと思われる基盤地質および構造についてその概要をのべる。

### A 松本盆地東縁

松本盆地東縁には、中山断層を境として、その西側に小谷累層~大峯累層が分布する。北方より漸次、南方に向かうほど柵層~豊野層へ新しい地層が発達する。北域盆地は小谷累層の地塊化によってもっとも落ちこんだ部分であるといわれる。そして、大峯累層は北部では新行向斜によってゆるく傾くが、以下、社層、日野層、大

穴山層と中山丘陵をつくる部分では東~南東へ単斜構造を呈している。最上部の大穴山層はデルタ層~陸成層といわれ、池田~明科付近に分布し、丘陵を形成している(小林、1957)。

中山断層は第四紀に入ってから動いたという証拠は今のところみつかっていない。いっぽう、青鬼断層(姫川団研グループ、1958)は左水平ずり断層である。

火山活動としては、猿丸期に大峯石英安山岩の活動があり、多量の welded tuff を噴出している。

北方では、小谷隆起区(平林、1969)が猿丸期ころからすでに隆起し、逆に、明科付近にいたる南ほど、第四紀初期~中期までも、海域~半淡水域が残った地域である。

### B 長野盆地周辺

猿丸累層は海退期の堆積相を示し、daciteのtuff( $t_1 \sim t_4$ )をはさむ。このうち $t_1$ の一部は welded tuff となっていて、長野盆地のへりにも分布する(豊野団研グループ、未公表)。さらに堆積盆地は東方へ移動し、豊野累層の堆積をみるといたる。この間、 $t_1$ 凝灰岩層前後に豊野海侵(豊野団研グループ、1969)があった。豊野累層は、とくに観音山砂シルト岩層は砂・シルトのリズミカルな互層で長野盆地のへりに広く分布し、盆地側に急傾斜する撓曲構造を呈する。全体的には長野盆地に対して座屈構造をとっているといえる。裾花凝灰層も小市東方で、同様な構造をとっている。猿丸期変動時に生じたと思われるところに大きな断層はみられないが、門沢断層・上ヶ屋断層は豊野層を切る断層で、南北方向に最大圧縮軸をもつ共やく断層といえよう。

盆地のへり構造についてみると、松本盆地では、松本~明科間と、松崎~閑田間に飛驒山地側にふくらむ弧状の断層地形が認められる。逆に、長野盆地北西縁では河東山地に対してその弧がふくらむ。

## VII 考察

### A 各地形面の性格および対比

大倉面は現河床との比高200m前後とほぼ一定の値をとり、現河川にそろように分布する。また本面上には10mにおよぶ礫層(大倉礫層)をともない、犀川下流部では旧河道による蛇行跡も認められる。いわゆるペディメント状の地形面であり、大峯面群の中ではもっとも基準性の高いものである。犀川下流部ではさらに2~3分される可能性をも含む。その場合に、下位面は河岸段丘的様相をおびてくる(河岸段丘に移行する)。上流部では

礫層、中・下流部では曲流の移動低下によって特徴づけられる本面は河川の一停滞期を示すものである。すなわち隆起の一時的停止ないし隆起運動の弱まりを暗示するものと考える。このように考えると当然、長野盆地周辺に対応する地形面が認められなければならない。じっさい、富士ノ塔山南斜面には海拔620~680mにかけて平坦面の発達を見る。したがって、ここでは、大倉面を長野盆地西縁の640m土面に対比する。大倉面の現河床との比高200m土という値からみると、ここでは230~310mであるからやや高すぎる。しかし後に述べるように長野盆地西縁の隆起傾向の事実から考えると高度差に矛盾はない。

乗越面は残丘周辺部に各種の平坦地形を残すほどに広範囲に形成された侵食面である。分布範囲からは長期にわたる河川の停滞期を示すようにおもえるが、じっさいには乗越面群といえるものが想定される。事実、美麻高地においては第3図からも推定されるように、乗越面形成時における河川の移動、および、それにともなう河川の争奪が認められる。すなわちその河川とは、i) 新行→権田、ii) 居谷里→大塩→左右、iii) 相川→山清路方面にいたるものである。ともに東流河川であり、また、i) ~iii) の順に形成されたものである。この間に2回の河川の争奪がみとめられる。金熊川の流路の原型はこの期を通じて形成されたものであろう。さらに古くは青木湖付近からの東流河川（土尻川の原型）、新しくは中島面以後の池田から法道にいたるものと、さらに明科北方を迂回する河川が認められる。美麻高地における東流河川の迂回の事実は、北部からの陸起→陸起にともなう平坦面の形成→河川の南下の過程を示すものであり、この過程は松本盆地東縁（おそらく明科以北）の大峯面群形成にさいしての一般的陸起運動の方向性を示すものであろう。さらに、この傾向は松本盆地に接する部分において造盆地運動と関連しあい大きく現われ、乗越面の東部への傾動地形を形成したものと推定される。ここでいう乗越面群とはこのような隆起過程中における一時的な隆起の休止期を反映した地形面群である。いいかえれば、隆起帶の周辺部に侵食地区が同心円状に広がっていくといつてもよいであろう。したがって、地形面は一見連続するようにみえるが、その時期がちがうということになる。

中島面は乗越面と大倉面との中間的な性格をもつものであって一部では堆積面であり、一部では乗越面から引きつづく侵食面でもある。すなわち、松本盆地付近では大穴山層の堆積面に対する周辺の侵食面の関係がこれに

あたる。

したがって、つぎに、乗越面と中島面が果して長野盆地のどの地形面に対比されるかが問題になる。乗越面は北に高くなる傾向があり、土尻川の北では1000mさらに蕎麦粒山付近で1050m、柳沢峠南方で1100mとなる。一方、富士ノ塔下位面は横道付近から高度をまし日本記付近で900~1000m、さらに柳沢峠南方の1100m面に連続するように推定される。もちろん、土尻川およびその支流によってこれら三地区は大きく分断されているため、侵食地形面による確実な対比は望めない。つぎに、堆積物についてみると、大穴山礫層は豊野層に対比されることから、大穴山礫層の推定堆積面は豊野層の推定堆積面にはほぼ等しいと考えると、中島面は大穴山礫層堆積面でもあるから、豊野層の堆積面につづく富士ノ塔下位面の一部ないし地附山面に対比されることになる。さらに大倉面を基準にしてその高度差からみると、それぞれの標式地で大倉面と乗越面との比高は200~250m土、640m土面と富士ノ塔下位面との比高は160~200mとなる。

以上、3点を考慮して大まかに対比すると大倉面は640m土面に、中島面は富士ノ塔下位面の一部および地附山面に、乗越面は富士ノ塔下位面になる。そして富士ノ塔上位面に対するものは大峯ケスタ面ないしは、大峯累層上部中に埋没するものと思われる。

#### B 山砂利の供給源と運搬過程

1) 大倉礫層は大峯礫にくらべて大きさや礫種が現犀川のものに似ている。したがってこれは飛驒山地から供給されたもので、運搬距離も現在とほぼ同じ程度とみなされる。大倉面でも、やや上位の池田東方のwind gapでは高瀬川系の礫が卓越する。

大穴山礫層は日野礫層からひきつづいて堆積したもので、しだいに大きさを増し明科に近づくと径40cm土のものもめだつようになる。一般には、単斜構造であるが上部になると構造的みだれが認められる。そのようなことから、大穴山礫層そのものは中島面形成期の山砂利に相当するものであろう。この場合に、権見山(1200m土)~鷹狩山(1100m土)~大峯ケスタ(1050m-)の山頂面をつなぐ推定侵食面（ほぼ、堆積面に近いものであろう）は日野礫層基底面あたりにもぐるのではないかかかる。

つぎに問題となるのは“大峯礫”や田沢の巨円礫である。これらの巨礫はもともと盆地東端のヘリ付近にあったとみなされる。そして、運搬の過程についてはつぎのように推論したい。日野層から大穴山礫層堆積期には急

激な海退が起こり一部は内海となる。さらに大穴山層の推定堆積面（中島面）が形成されたころこの海退をもたらした隆起（広域圧縮をともなう）はその極に達し内陸盆地の陥没を生じさせた。この陥没により大穴山礫層は構造的変形を受ける（中山断層にそって）。と同時に、この陥没による飛騨山地の相対的隆起量は増し、多量の巨礫を堆積させた。現在、巨礫の分布するのは大町東方の盆地内側のへりと田沢付近であり、ともに中島面上にのるとみなしてもさしつかえない。このうち大町東方ではすでに乗越面の隆起がすみ中島面は盆地内側のへりにすでにできていたであろう（明科付近で最大と思われる陥没はこの付近にもおよび乗越面と中島面との差をさらに大きくした可能性もある）。したがって、乗越面にはほとんど巨礫は分布しない。分布の東限については中山断層以西に限られるようと思える。このことは明科～田沢付近では中山断層=陥没の東縁の断層という形で陥没が推定されることと合せて興味あることである。

さらに陥没の盆地底をうめるように堆積した巨礫群は引きつづく陥没によりいっそうその厚さを増すと同時に礫も小さくなってくるものと思われる。盆地東縁のへりに残された巨礫群は初期のものであり、陥没の進行とともに盆地東縁のへりにとり残されることになる。

盆地底に沈んだ巨礫群の下限は山田（1968）によって地震探査の結果もとめられた第2速度層のスムーズな基底面（320～450m）に対応するのではなかろうか。

2) 同様に構造運動の急変期という観点から地附山と富士ノ塔下位面にみられる巨礫について考察してみたい。地附山の山砂利分布高度は富士ノ塔のそれとくらべると100～130m低い。しかしこれを水平距離からみると5kmであるから、もし、この2つの面を同一期とすればその勾配は約20/1000となり、美麻高地の傾動とほぼ等しくなる。また、地形区分図からも判るように地附山の場合はすぐ近くに大峯山があり両面の近似性はより高い。また堆積区の坂中以東においても両面をげんみつに分けることは困難である。したがってここでは富士ノ塔下位面の一部は地附山に連続すると考えたい。すると標式地においては両面ともにシルト層をともなうことと、わずかの火碎物をともなうことと共通性がありこれは豊野層の堆積物に対応する。また、巨礫の円まどのちがいはその距離のちがいから考えても当然であり、下流の地附山はより多種類の円礫をとりこむことになる。もちろん、この場合タイプの富士ノ塔下位面とタイプの地附山面が同一河川でつながっていたと断定するわけではない。以上、まとめてつぎのように推論する。富士ノ塔上位面形

第3表 大峯面群を中心とする第四紀地史（試案）

	松本盆地側		造構運動		長野盆地側	
	地層	地形面	松本盆地陥没	全般的長野盆地隆起	地形面	地層
SQ.						
新期ローム						
中期ローム	大町E型	河段丘	岸群		河段丘	岸群
古期ローム	P1 Dテラ	Cフ				
BP A	大倉面				640m土面	
大倉礫層						
積	SQ.					
巨礫層	中島面		陥没	沈降	飯高原面	地山礫層（巨礫層）
乗越面	半海水域	S			地附山面	
大穴山層			盆地北西縁化		富士ノ塔下位面	平出層
世	SQ. 峰	日野層	大ヶ原峰面	盆地面層の堆積盆地活動	NE	観音山層
累	社層		海水域	堆積盆地の分化・移動	富士ノ塔上位面	飯綱火碎岩層
PP,B	-?層		N	中山断層の活動	1300m面	猿丸層
鮮新世						上部猿丸層
						下部猿丸層

成後に飯綱火碎岩の活動があり、ひきつづき侵食と堆積は同時におこなわれる。すなわち北西からの隆起（傾動）によって飯綱火碎岩周辺部が侵食を受けていく。と同時に、南西方向からの隆起（その軸は裾花凝灰岩層中にもとめられる）によって、全体としては北東に沈下する。この傾向は猿丸層の堆積盆地形成時からすでに認められることである。つまり、隆起部の波曲的移動ともいえるべきこの一連の変動は、豊野層堆積後にもっとも大きくなり、長野盆地の陥没的沈降をひきおこす。と同時に、その境界部においては豊野層や基盤の裾花凝灰岩層に橈曲構造等の特異な変形を与え、一部には巨礫の移動をもたらす。また、門沢断層はこの期に前後して活動したものであろう。

### C 大峯面群の形成過程

今までの知識を整理し、地史的に大峯面群の形成過程をとらえるとつぎのようになる。

- 1) 豊野層堆積前にはすでに柵火碎岩類の一部は陸化していた。その周辺に富士ノ塔上位面が形成される。大峯累層の一部も北部から陸化しはじめる。→堆積盆地の移動。

- 2) 乗越面の形成される過程は、北から南へ（東方へ）と陸化していく広域隆起の過程である。→堆積盆地の縮少～内陸堆積盆地の形成。
  - 3) 隆起の進行につれて、乗越面の前面に中島面が形成されていく。→内陸堆積盆地の縮少～消滅。  
中島面成期は広域的な隆起と圧縮の強まる過程でもある。→乗越面の傾動など。
  - 4) 圧縮・隆起が一定のアクメに達して内陸盆地の陥没（沈降）が生じる。→巨礫の移動。それと同時に、隆起と陥没の境界部に構造的変形をもたらす。→中山断層（田沢～明科付近）の再活動、豊野層・大穴山層の変形（この期に前後しての横ずれ断層）。
  - 5) 陥没（沈降）によって生じた内陸盆地に礫層が堆積する。
  - 6) ひきつづくおだやかな隆起のもとに、ペディメントを形成する。→大倉面の形成、犀川曲流の原型の形成。
  - 7) それ以後は、主として、一方的隆起による侵食がつづく。→河川の固定、段丘の形成。  
と同時に、内陸盆地の相対的な沈降もつづく、→盆地のへりの断層崖の成長。
- · · · ·

以上のような、大峯面の形成をもたらした一連の地殻変動（1)～7) ) を、“大峯変動”と呼びたい。4)をもってそのアクメ（最盛変動期）とする。

なお、この大峯変動の特徴は、つぎのようにとらえることもできる。

飛騨山地と北部フォッサ・マグナ地域とのブロック隆起の差が、古い構造線に現われ、そこに、松本・長野盆地を陥没させた変動である。この変動は、猿丸期変動以後の一般的隆起の過程で認められ、そのアクメは洪積世中期ごろである。そして、この変動は、隆起と同時に回転圧縮をともなうものと推定される。なお、この大峯変動は、“島弧変動”（藤田、1970）における一環の地殻変動と考えたい。

## 文 献

- 第四紀地殻変動グループ(1968)；第四紀地殻変動図。第四紀研究, vol. 7, no. 4, p. 182—187.
- 藤田至則(1969)；グリーンタフ変動と島弧。グリーンタフに関する諸問題（日本地質学会第76年学術大会総合討論会資料），p. 23—30.
- (1970)；北西太平洋の島弧周辺における構造運動のタイプとそれらの相関性。島弧と海洋（星野・

- 青木編），p. 1—30.
- 姫川団研グループ(1958)；糸魚川—静岡線北部にそぐ地帶の第三紀層。地質雑誌, vol. 64, no. 756, p. 431—444.
- 平林照雄(1966)；松本盆地周辺の第三系の礫岩についての地質学的研究。地質雑誌, vol. 72, no. 4, p. 191—203.
- (1969)；北部フォッサ・マグナの松本—長野線と小谷隆起帯について。グリーンタフに関する諸問題（日本地質学会第76年学術大会総合討論会資料），p. 117—122.
- 本間不二男(1931)；信濃中部地質誌。古今書院。
- 飯島南海夫(1969)；北部フォッサ・マグナの中央隆起帯における問題点。フォッサ・マグナ（日本地質学会第75年秋季学術大会総合討論会資料），p. 21—24.
- 他4名(1969)；千曲川上流地方の第四紀地質。地球科学, vol. 23, no. 2, p. 63—73.
- 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。地理評, vol. 26, no. 7, p. 291—307.
- (1955)；北安曇郡池田東方の地質。長野県地質調査報告書, p. 263—277.
- 平林照雄(1955)；松本盆地周辺のいわゆる“山砂利”について。地質雑誌, vol. 61, no. 712, p. 30—47.
- (1957)；フォッサ・マグナ地域の構造発達史。地団研松本支部。
- (1962)；第四紀（上）。地学双書 17.
- (1968)；フォッサ・マグナ地域内陸部の第四紀地殻変動。地質学論集, no. 2, p. 33—38.
- 仁科良夫他9名(1959)；北部フォッサ・マグナの第四系一とくに豊野累層の層序と地質構造（演旨）。地質雑誌, vol. 65, no. 766, p. 432.
- (1970)；大峯面上の山砂利について（演旨）。地質雑誌, vol. 76, no. 2, p. 84—85.
- 犀川団研グループ(1965)；七二会村・信更村・篠ノ井市地域の地質。地質雑誌, vol. 71, no. 835, p. 173—184.
- 斎藤 豊(1955)；長野県上水内郡豊野村付近の地質。信州大学教育学部研究論集, no. 5.
- 他8名(1960)；長野市北東部の新生代層。地球科学, no. 46, p. 19—29.
- (1968)；長野地域の新第三系に関する2, 3の新事実。フォッサ・マグナ, p. 15—20.
- 信州研究グループ(1969)；中部地方山間盆地の第四系。

日本の第四系(地団研専報 no. 15), p. 217—262.  
 竹内順治・竹下寿(1965);後期猿丸階における火山活動, とくに古飯繩火山活動について. 地球科学, no. 78, p. 1—10.

富沢恒雄(1962);長野県篠ノ井市茶臼山付近の新第三系について. 地質雑誌, vol. 68, no. 797, p. 53—64.

———(1963);長野盆地周辺の地質構造. 長野県の地学, no. 4, p. 1—21.

豊野層団体研究グループ(1969);信濃川流域の第四系.

日本の第四系(地団研専報 no. 15), p. 201—216.  
 八木貞助(1920);信州地方第三紀後の準平原について. 地質雑誌, vol. 27, p. 125—127.

———(1949);犀川の流路とその曲流はいかにして生じたか. 長野県地学会誌, no. 2.

———・八木健三(1958);上水内郡地質誌. 古今書院.

山田哲夫(1968);松本市北方の地震探査によって探られた糸魚川—静岡線. フォッサ・マグナ, p. 41—44.

### Development of the "Omine Erosion Surface"

#### in the Northern Part of Fossa Magna

Yoshio NISHINA

#### (Abstract)

In the northern part of Fossa Magna, the "Omine erosion surface" develops across the structure of Neogene Tertiary. The Omine erosion surface has been formed under a condition near sea level during the course of up-warping through the early Pliocene and middle Pliocene.

The writer considers that the Omine erosion surface was made across a folded structure produced by "Sarumaru movement", and that it is the older topographical plane than the higher terrace, in these districts. Judging from the relation of mountain gravels with this plane, he classified the Omine erosion surface into as follows.

Matsumoto basin district	Nagano basin district
Nokkoshi plane	Huzinoto upper plane
Nakazima plane	Huzinoto lower plane
Okura plane	Zizukiyama plane
	640 m ± plane

Huzinoto upper plane might be correlated with the basal plane of the Toyono formation in the side of Nagano basin.

Nokkoshi plane has been gradually formed from the northern part to the southern and eastern ones during the course of wide regression in these areas. Huzinoto lower plane should be correlated with the Nokkoshi one.

The Nakazima plane is a erosion surface formed in front of the Nokkoshi plane, and might be correlated with the fill-top of the Omine formation. Zizukiyama plane was formed following the Huzinoto lower plane, and have boulder gravels.

After the formation of the Nakazima plane, depression of the inland basin was occurred and resulted structural deformation of the upper part of the Omine formation and the Toyono formation with displacement of boulder gravels.

Strike-slip faults, such as the Kadosawa faults should be acted in this period. I would like to name this movement, which occurred during the formation of the Omine erosion surface, "Omine movement". This movement can be considered to show a process of change from the Green-tuff movement to the Quaternary one, in the northern part of Fossa Magna.