

大 峰 帯 の 礫 岩

小 坂 共 栄

(信州大学理学部地質学教室)

(1980年6月14日受理)

I はじめに

糸魚川—静岡構造線（以下糸—静岡線と略称する）は、フォッサ・マグナ西縁の大断層として古くからよく知られている。フォッサ・マグナの形成史を論ずる上では、当然のことながらこの糸—静岡線が重要な意味をもつことになる。断層の形成過程とは、すなわちそれを境にして互いに接する岩体あるいは岩層の相互作用の歴史ということであり、両者の地質構造とその発達史を無視した議論は意味を持たない。

北部フォッサ・マグナ地域では、従来からその西縁部の地質構造が注目され、糸—静岡線やその周辺の地質について論じたものが多い（本間, 1928・1931；笹倉, 1932；大塚, 1946；小林, 1948；小林・平林, 1952；小林, 1957；姫川団研グループ, 1958；平林, 1962・1967・1969；田中・平林・小谷団研グループ, 1972；石井, 1976；小坂・鬼頭・新井, 1976；小坂, 1980）。糸—静岡線沿いの地域が構造的に特異であることを最初に的確に指摘したのは小林（1948）であった。そこに分布する地層の特徴を具体的に明らかにしたのは姫川団研グループ（1958）、田中ほか（1972）、小坂ほか（1976）などである。筆者は、ここ数年来北部フォッサ・マグナ地域の第三系について調査研究を続けているが、糸—静岡線に沿う地帯が小林（1948）の指摘どおり、さまざまな面で特異であることを再確認するとともに、ここがフォッサ・マグナ第三系の構造発達史の中でも相対的に独自性をもつ1つの発展段階を表現しており、独立した構造区として扱うべきであるとの認識を深めている。筆者は、この構造区を「大峰帯」と名づけ、今まで数回にわたり、その層序や構造、他のフォッサ・マグナ地域とのちがいなどについて報告した（小坂ほか, 1976；小坂, 1979 a b；小坂ほか, 1980）。

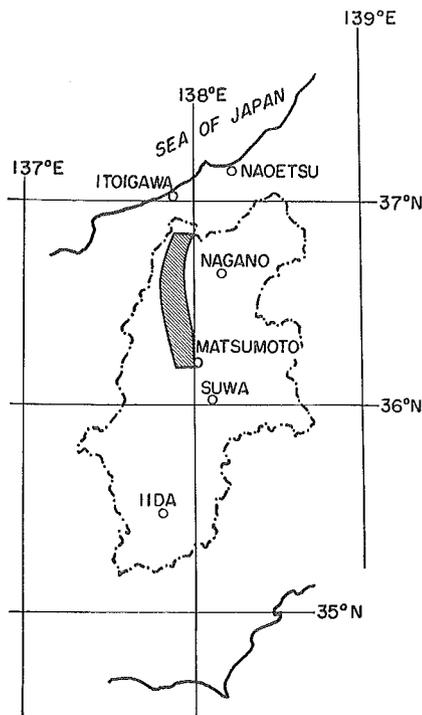
本報告は、大峰帯を特徴づける多量の礫岩について、その基本的な性格を明らかにしたものである。礫岩の礫組成・分級度・淘汰度などの特徴を地域別、層準別に系統的に調査することにより、帯の形成過程、特に後背地の隆起運動、帯独自の沈降運動、火山活動と堆積作用との相互関係などが明らかとなるであろう。また、それを拠りどころにして糸—静岡線、ひいてはフォッサ・マグナの形成史についても何らかの新しい考えを提起できるのではないかと期待している。本論文をまとめるにあたり、信州大学理学部地質学教室の山下 昇教授には粗稿を読んでいただき、多くのご教示を得た。また同教室藤田 敬氏には図表類を清図していただいた。野外調査では、白馬村大志茂さんご一家にお世話になった。これらの方々に厚く御礼申し上げる。

Ⅱ 大峰帯の概要

1 位置と大きさ

大峰帯は、北部フォッサ・マグナの西縁部にあつて、その東西を糸一静線と小谷一中山断層という2本の大規模な断層に境されて南北にのびる地帯である。西の限界である糸一静線は、北部の長野・新潟県境地域から白馬村八方地域まで、かなり明確に追跡できるが、それより南方の大町市木崎湖付近までは露出不良となり、さらにそれより南では松本盆地の沖積層にかくされて、まったく露出してない。わずかに豊科町西方で地震探査によってその位置が推定されているだけである(山田ほか, 1976)。大峰帯の東の限界は、小谷一中山断層である。小谷断層(笹倉, 1932)と中山断層(本間, 1928)との関係については、従来さまざまな考えが表明されているが、筆者はこの2つを一連の断層とみなし、小谷一中山断層と呼んだ(小坂ほか, 1980)。糸一静線にくらべ、小谷一中山断層はかなり明瞭に追跡することができる。北端は小谷村雨中付近にあり、南端は豊科町田沢付近である。従来、この断層の南端は明科町押野付近までしか確認されなかったが、最近豊科町田沢の犀川河床にもその露出するのが観察された(織田, 1977MS; 山下・小坂・織田, 1980)。

上に述べた範囲での糸一静線と小谷一中山断層との間の間隔は5~7kmであり、南北の延長は少くとも65kmに達する。これが現段階で明らかな大峰帯の平面的な広がり(大きさ)である。大峰帯の位置を第1図に示した。



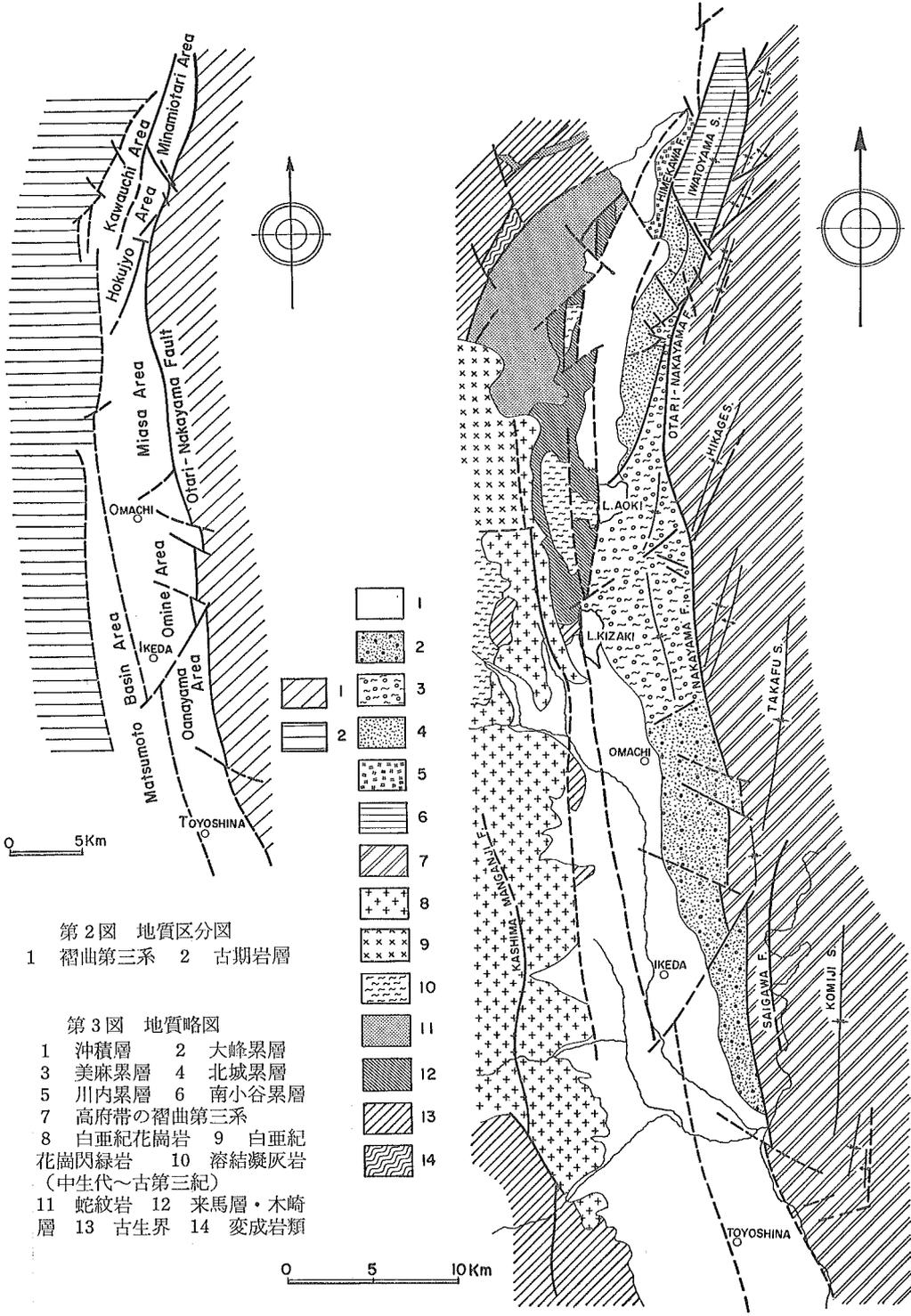
第1図 大峰帯の位置

2 地質の概要

大峰帯を構成する岩層としては、火山噴出物と粗粒の碎屑岩すなわち礫岩が圧倒的に多い。火山噴出物は下半部に中性のものが、また上半部に酸性のものが多い。化石としては、北部に露出する下半部の地層中に海生の貝化石が含まれるが、中~南部地域では海生化石を含まず、粗粒岩相中の細粒部に植物化石、淡水生貝化石を時おり含むようになる。酸性火山噴出物の大部分が溶結凝灰岩であることなどから、大峰帯を構成する岩層の多くは陸成層である可能性が強い。

大峰帯内部の地質構造は、東側の褶曲第三系地帯(高府帯)*といくつかの点できわだった違いを示している。東側の褶曲帯は、北北東一南南西方向の軸をもった大規模な向斜が雁行

* 筆者は、小谷一中山断層の東側に発達する褶曲した第三系の中で、特に日影・高府・込地などの大規模な向斜構造をなす地帯を高府帯とよんだ(小坂, 1979)。



第2図 地質区分図

1 褶曲第三系 2 古期岩層

第3図 地質略図

- 1 沖積層 2 大峰累層
- 3 美麻累層 4 北城累層
- 5 川内累層 6 南小谷累層
- 7 高府帯の褶曲第三系
- 8 白亜紀花崗岩 9 白亜紀花崗閃緑岩
- 10 溶結凝灰岩 (中生代~古第三紀)
- 11 蛇紋岩 12 来馬層・木崎層
- 13 古生界 14 變成岩類

区分される。

雨中部層は、姫川沿い、横根沢沿い、あるいは城ヶ峰周辺によく露出する。砂質泥岩ないし泥質砂岩、中粒砂岩、礫岩などからなり、層厚約 600m 以上である。海生の二枚貝化石を多産する。細貝部層は、雨中部層を整合におおい、岩戸山の中腹に分布する。固結度の良い中～粗粒礫岩が圧倒的に多く、その他にレンズ状の中～粗粒砂岩、よく連続する 3 枚の凝灰岩層などをはさんでいる。全層厚は約 500m である。岩戸山部層は、安山岩質火砕岩、溶岩主体の地層で、細貝層を整合におおっている。

b 川内区

東西両縁を、糸一静線、姫川断層にそれぞれ境されて南北にやや細長い地域である。川内累層（姫川団研グループ、1958）が、ほぼ南北走向で東に単斜した構造をもって分布している。本累層は岩相上、下位から千国、浅間山の 2 部層に区分される。

千国部層は、下里瀬西方から川内付近にかけてよく露出し、安山岩質火砕岩、溶岩主体の地層である。ほかに火山礫岩、礫岩などをはさむがうすい。浅間山部層は、浅間山一帯に広く分布し、前者と同じく安山岩質火砕岩、溶岩を主体とするが、ほかに火山礫岩、酸性凝灰岩などをしばしばはさんでいる。両部層を合わせ、全層厚は約 1300m に達する。

c 北城区

北縁を青鬼断層、また南東縁を一之倉断層（新井、1976M S）によって境された地域である。西縁は北城盆地の新期堆積物におおわれて不明であるが、姫川断層の南方延長部によって境される可能性が大きい。本累層は、断層によるブロック化が著しいが、岩相上、下位から菅、高戸山、立ノ間、通および郷社窪の 5 部層に区分される。

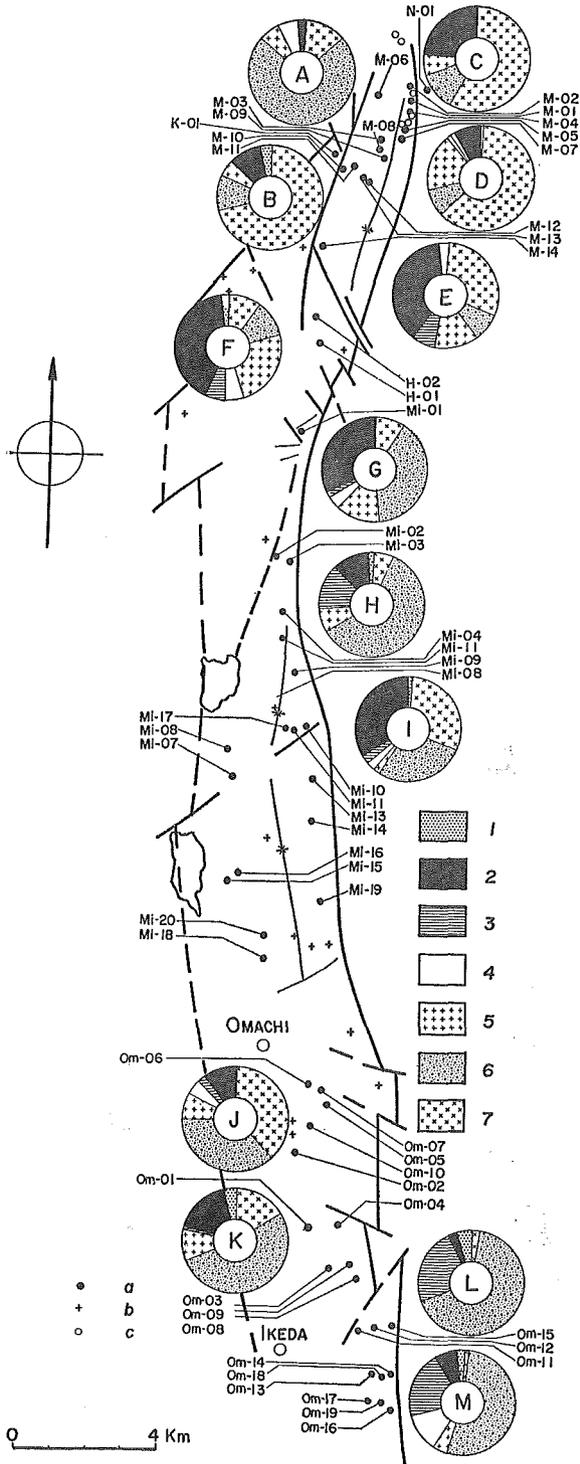
菅部層は、菅西方に分布し、酸性凝灰岩、溶結凝灰岩主体の地層である。層厚 250m に達する。ほかに礫岩をはさむ。高戸山部層は、野平、高戸山および幸田付近にかけて分布し、安山岩質火砕岩、溶岩主体の地層である。層厚 1400m 以上に達する。立ノ間部層は、立ノ間から青鬼および高戸山西方に分布し、凝灰質礫岩、礫岩を主体とする地層である。上部に砂岩が卓越する傾向を示す。全層厚約 150m である。通部層は、通から大出東方にかけて分布し、安山岩質火砕岩、溶岩を主体とする地層で、全層厚 1000m 以上に達する。郷社窪部層は、郷社窪山塊一帯に分布し、安山岩質火砕岩、溶岩を主体とする地層であるが、ほかに酸性凝灰岩、溶結凝灰岩などをしばしばはさむ。全層厚約 1200m である。

d 美麻区

東縁を小谷一中山断層、北西縁を幸田・一之倉断層によって境され、くさび状の形をとった地区である。本地域には美麻累層が分布する。本層は岩相上、下位から幸田、峠および新行の 3 部層に区分される。幸田部層は、花園西方から長峰西方にかけて分布する。礫岩、泥岩を主体とし、ほかに凝灰岩層をよくはさむ地層である。層厚約 600m に達する。峠部層は、峠方から日向大左右、峠付近にかけて分布し、下部は細粒砂岩・泥岩主体でほかに凝灰岩、礫岩および砂岩の挟在する地層である。全層厚 100 m 以上におよぶ。新行部層は、青木湖南東の加蔵、太郎山、権現山および美麻村新行にかけて分布し、酸性溶結凝灰岩、凝灰岩を主体としてほかに礫岩、シルト岩などを多量に含む地層である。全層厚 1000m に達する。

e 大峰区

大町市東方の霊松寺をおよそ北縁として、それ以南の中山山地を大峰区とする。本地域に



第4図 礫調査地点および層準別
礫組成

- M-(01~14) : 南小谷累層
 - H-(01~02) : 北城累層
 - K-01 : 川内累層
 - Mi-(01~21) : 美麻累層
 - Om-(01~19) : 大峰累層
- 1 第三系綠色變質岩 2 第三系火山岩 3 第三系堆積岩類
 4 變成岩・蛇紋岩 5 花崗岩類 6 古期堆積岩類(ss, sl, ch)
 7 石英斑岩
- A 兩中部層下部 B 兩中部層上部 C 細貝部層下部 D 細貝部層中部 E 細貝部層上部
 F 北城累層 G 幸田部層 H 峠部層 I 新行部層 J 新引沢部層下部 K 新引沢部層上部 L 大穴山部層下部 M 大穴山部層上部

は大峰累層が分布する。本層は、岩相上、下位から新引沢、大峰および大穴山の3部層に区分される。新引沢部層は淘汰不良の中～粗粒礫岩を主体とし、しばしば凝灰岩、砂岩などをはさむ地層である。全層厚約500mに達する。大峰部層は、鷹狩山、南鷹狩山さらに大峰など、中山山地の主稜をなす山地をつくっている。大部分が酸性溶結凝灰岩からなっている。全層厚約700mに達する。大穴山部層は、登波離橋、大穴山さらに押野山など中山山地の南端部を占めて分布する地層である。最南端は、明科町田沢付近の犀川河床にみられる(山下・小坂・織田, 1980)。大部分が淘汰の不良な、固結度の低い中～粗粒礫岩からなり、ほかに砂岩、凝灰岩をよくはさんでいる。全層厚約950mに達する。

III 大峰帯の礫岩

1 礫岩調査の方法

大峰帯全体の礫岩の特徴をつかむため、調査地点や層準に偏りがないように配慮した。また、礫の組成やその変化を定量的に明らかにするため、各調査地点では1m²のグリッド中から無作為に100ヶ以上の礫を取り出し礫種を調査した。また、礫種鑑定と同時に礫径(長軸、中間軸、短軸)を測定し、礫の円磨度を調べた。また、方向性のある礫についてはその方位も測定し、地層面との関係も調べたが、試料不足のため、その結果は本報告から省いた。

2 調査地点

各累層ごとに符号を付し、第4図に示した。南小谷累層から大峰累層まで、総計56地点、中土・鬼無里累層まで含めると62地点である。

3 調査結果

a 大峰帯の礫岩の量

大峰帯の堆積物中に礫岩がどの程度含まれているかを調べてみた。

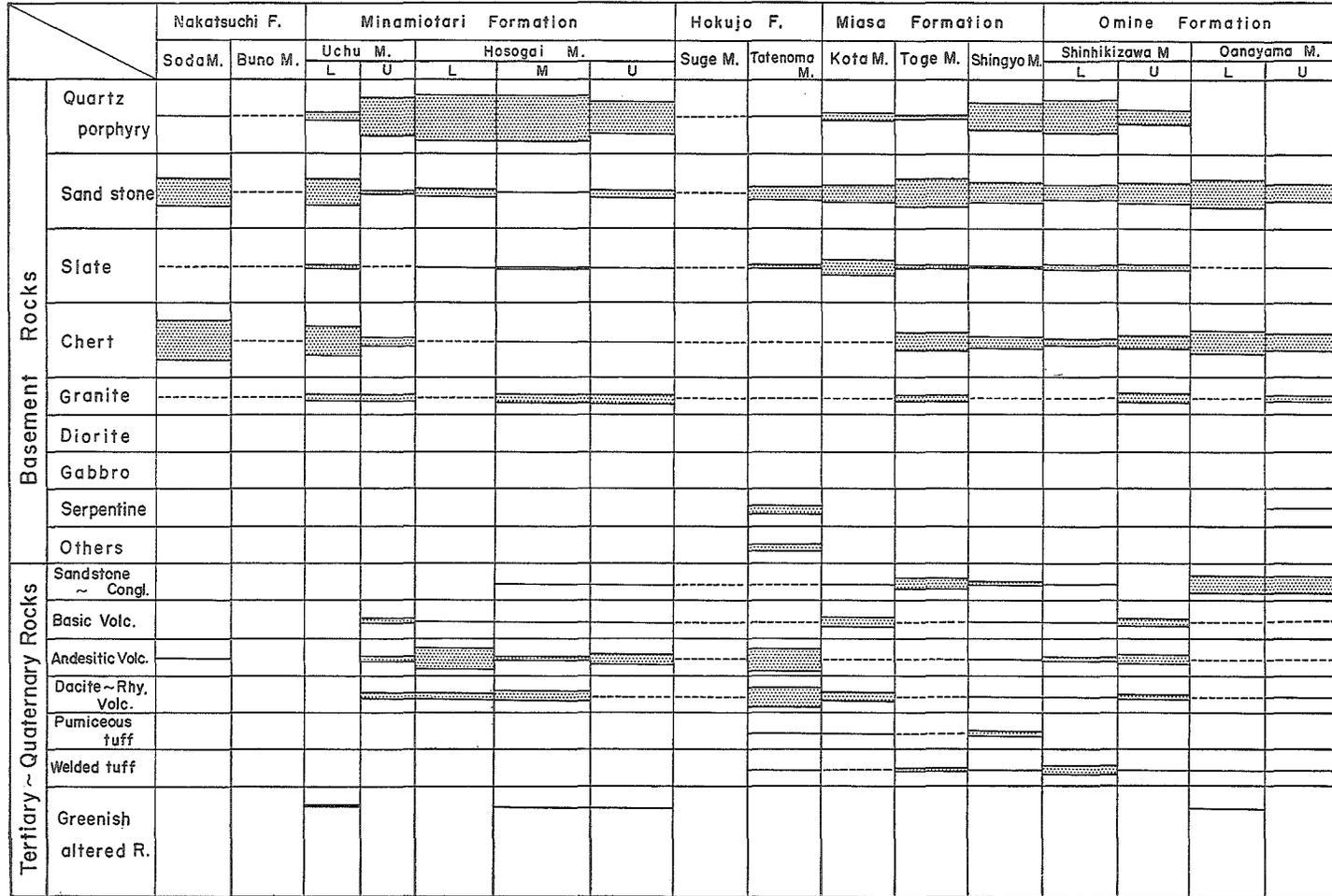
本報告で扱った地域において、大峰帯の地層が露出する部分の総面積は約105km²である。そのうち、礫岩や粗粒砂岩など比較的粗粒な岩相を呈する地層が占める面積は約46km²で、全体の約44%にも達している。また、地層の平均層厚と分布面積から、各累層、部層ごとにその総量を求め、その中で粗粒岩相の占める割合を求めてみた。それによると礫岩は全体の約36%を占めており、絶対量としてもかなりの量が堆積していることになる。各累層別に礫岩の占める量をグラフで表わすと、南小谷累層から大峰累層までサイクリックな変化をとっているのが明らかである(小坂, 1980)。

b 層準別礫組成とその変化

各層準ごとの礫組成を円グラフで表わした(第4図)。これは、各地点ごとの組成を層準ごとにまとめ、その平均値で表わしてある。古期岩類の中で、硬砂岩、チャート、スレートを一括して示してある。また、各礫種別にその含有率が時代とともにどう変化しているかを第5図で示した。

これらにより、大峰帯の礫岩は層準(時代)や地域の違いによって組成が著しく異なることが明らかである。礫組成とその変化について認められる特徴を列挙すると次のようである。

- 1) 東側の褶曲第三系地帯に属する鬼無里累層、中土累層と、兩中部層の最下部層は、硬



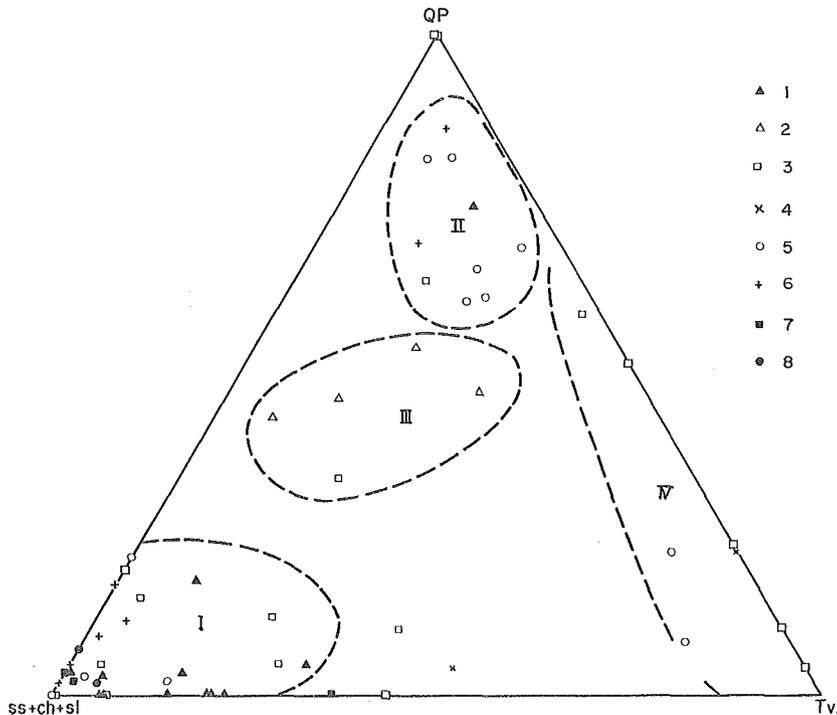
第5図 層準別礫含有率とその変化 (Quartz porphyry 1ますの幅が100%を示す)

砂岩、チャートなどの基盤岩礫が圧倒的に多い。

- 2) 礫組成が変化に富むようになるのは、雨中部層上部以降である。
- 3) 雨中部層上部以降から第三系火山岩礫が含まれるようになる。
- 4) 雨中部層上部～細貝部層は、QP 礫が多量に含まれることで特徴づけられる。
- 5) 北城累層立ノ間部層は、QP, 硬砂岩、チャートなどの基盤岩礫がきわめて少なく、蛇紋岩や結晶片岩礫がよく目立つ。また、第三系火山岩礫の多いことも特徴である。
- 6) 美麻累層の各部層は、全体的に QP, 硬砂岩、チャートなど基盤岩礫の多いことで特徴づけられる。
- 7) 峠部層中には第三系の軟い砂岩円礫や溶結凝灰岩礫がかなり含まれている。
- 8) 新行部層南部の礫岩は、大部分が大峰帯の溶結凝灰岩礫からなり特異である。
- 9) 大峰累層新引沢部層は、QP, 硬砂岩、チャートなどの礫が目立ち、ほかに第三系火山岩礫をよく含む。下部に溶結凝灰岩礫が目立つ。
- 10) 大峰累層大穴山部層は、QP 礫を含まず、硬砂岩、チャート、花こう岩などの礫を含むほか、第三系砂岩礫をかなり多量に含むことが特徴である。

c QP-(ss+sl+ch)-Tv 相関

大峰帯の礫岩を構成するさまざまな礫の中で、どの層準にも含まれかつ層準や地域によっ



第6図 QP 礫, 古期岩類礫 (ss+sl+ch) および第三系火山岩礫 (Tv) の相関

- 1 大峰累層大穴山部層
- 2 大峰累層新引沢部層
- 3 美麻累層
- 4 北城累層
- 5 南小谷累層細貝部層
- 6 南小谷累層雨中部層
- 7 中土累層
- 8 鬼無里累層

てその割合が大きく異なるのは、QP 礫、基盤岩の硬砂岩、スレート、チャートなどの礫、それと第三系火山岩礫である。大峰帯各地の礫岩の基本的な性格は、これらの礫の量比によって規定されているともいえる。

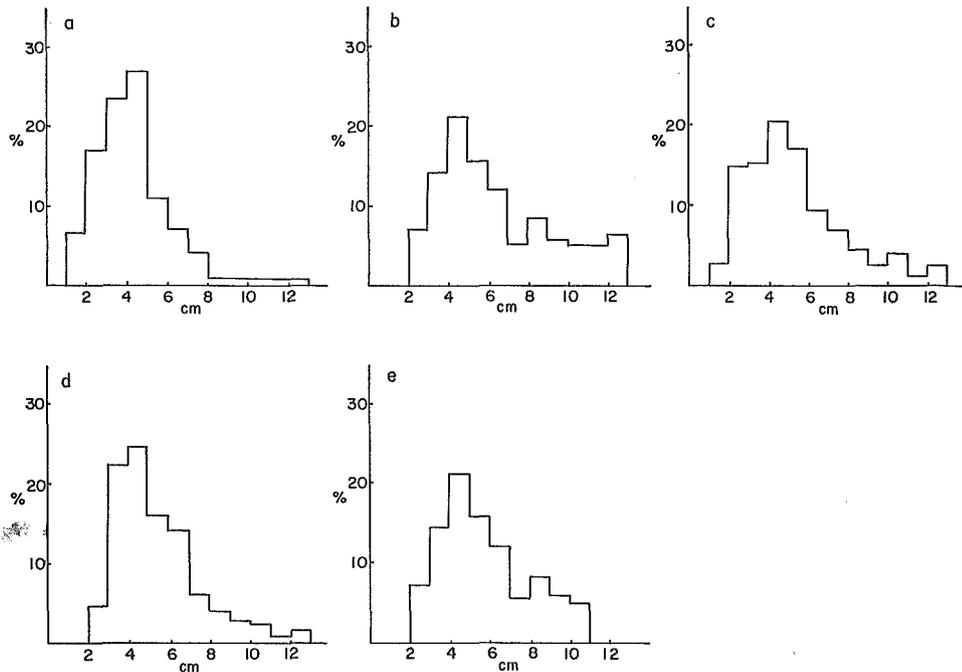
基盤岩の硬砂岩、スレート、チャートを一括し、これと QP 礫、第三系火山岩礫の量比を各地点で求め、それぞれを端成分とするダイアグラムを描いてみた(第6図)。これによると、大峰帯の礫岩はその礫組成からみるとⅠ～Ⅳ型に大きく分類できる。各型の特徴は次のとおりである。

Ⅰ型：硬砂岩、スレート、チャートなどの基盤岩礫が、平均すると60%以上に達し、QP 礫、第三系火山岩礫が非常に少ないもの。南小谷累層雨中部層、美麻累層峠部層、大峰累層大穴山部層などがこのような特徴をもっている。

Ⅱ型：QP 礫が平均すると60%以上にも達し、硬砂岩、スレート、チャートなどの基盤岩礫、第三系火山岩礫が30%以下と少ないもの。雨中部層最上部～細貝部層がこの特徴をもっている。

Ⅲ型：硬砂岩、スレート、チャートなどの基盤岩礫、QP 礫がほぼ等量ずつ含まれ、第三系火山岩礫が10～30%程度含まれる礫岩である。大峰累層新引沢部層がこのような特徴をもっている。

Ⅳ型：基盤岩礫が少なく、逆に QP 礫や第三系火山岩礫が非常に多い礫岩。川内累層、北



第7図 層準別の礫径頻度分布

- a 南小谷累層雨中部層 b 南小谷累層細貝部層 c 美麻累層
d 大峰累層新引沢部層 e 大峰累層大穴山部層

城累層あるいは美麻累層などの厚い火砕岩層にはさまれる礫岩が、しばしばこのような特徴をもっている。

d 礫径とその変化

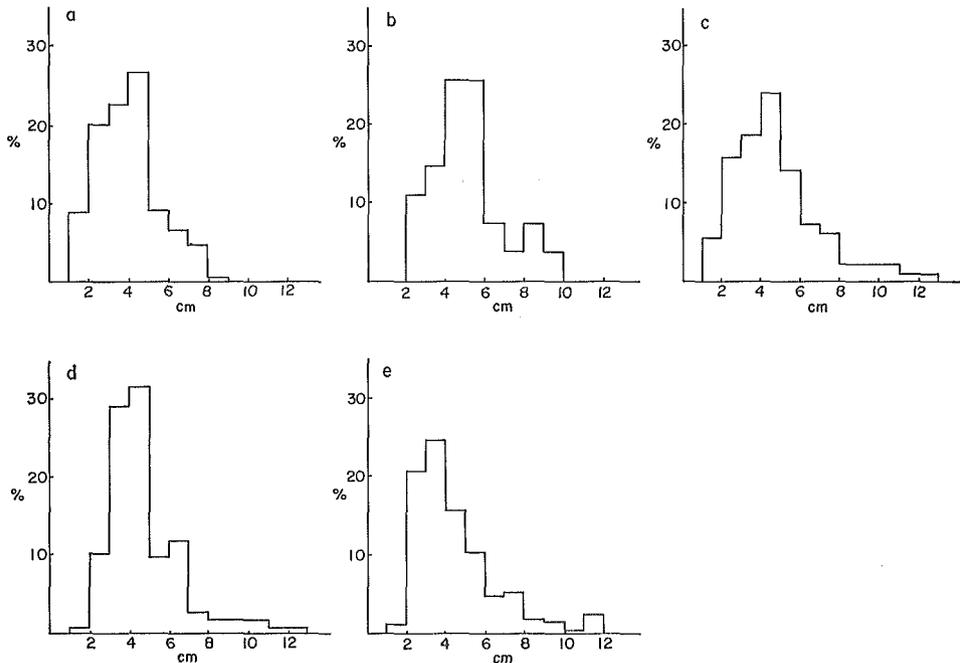
層準別、礫種別にみた礫径の頻度分布を第7, 8図(ヒストグラム)で示した。これによって、各層準別および礫種別の礫径変化の特徴をまとめると次のようになる。

d-1 層準別にみた礫径変化

第7図は、QP・古期堆積岩(硬砂岩, スレート, チャート)・花崗岩のほか、第三系火山岩・堆積岩などの礫も含めた層準別の頻度分布図である。これによれば、南小谷累層雨中部層、大峰累層新引沢部層は比較的礫径の集中度が高く、いずれも径4~5cm大の礫が卓越している。それに対し、南小谷累層細貝部層、美麻累層、大峰累層大穴山部層などは、モードMoを中心として変量の値のパラツキが大きい。

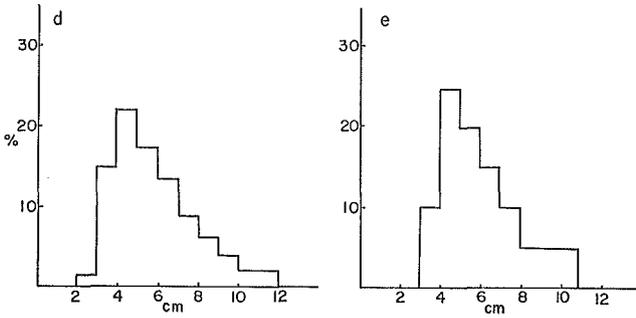
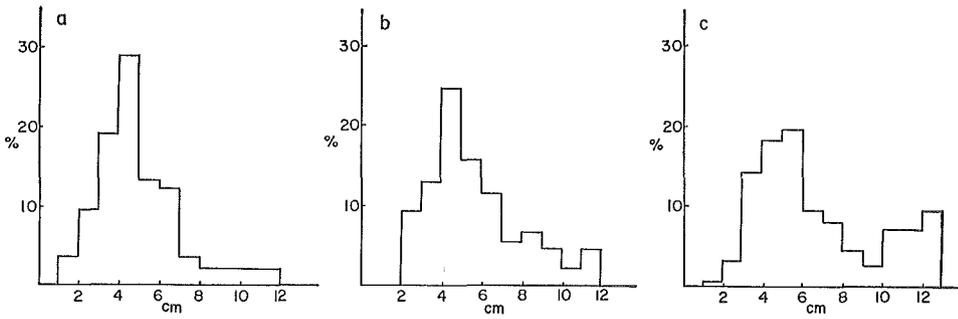
d-2 礫種別にみた礫径

礫径分布が分散している層準で、その原因となっている主な礫が何であるかを、礫種別の頻度分布図によって検討してみた(第8図)。基盤岩の硬砂岩, スレート, チャートなどは、どの層準も礫径分布の集中度が高い。QP礫は、雨中部層, 新引沢部層および大穴山部層などが比較的集中度が高いのに反し、細貝部層, 美麻累層などはバラツキが大きい。特に美麻累層は、ヒストグラムのピークが5~6cmと12cm以上の部分にみられ、特異である。花崗岩礫は南小谷累層雨中部層から大峰累層大穴山部層まで、どの層準も礫径分布は分散してい

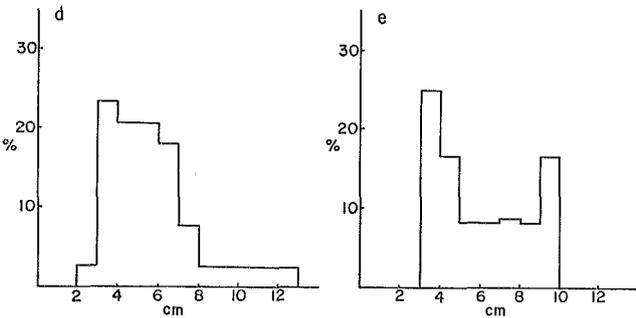
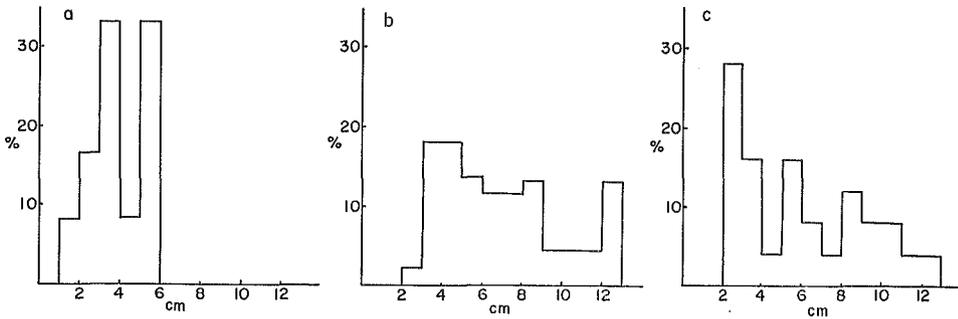


第8図 礫種別の礫径頻度分布(a~eは第7図と同じ層準を示す)。

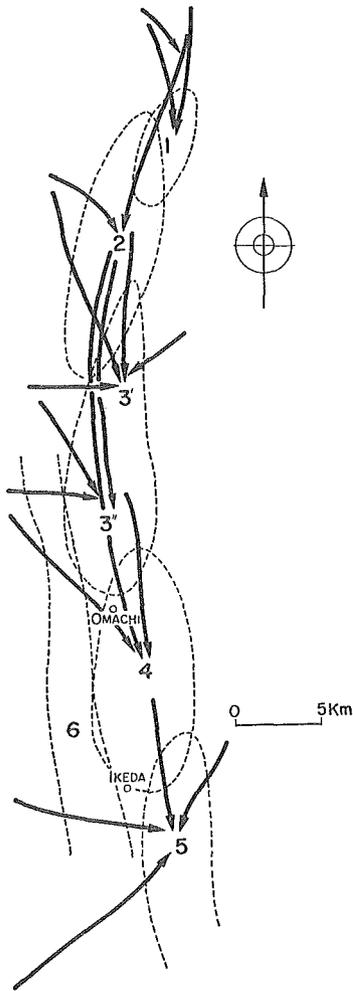
I 基盤岩類礫(硬砂岩・スレート・チャート)



II QP 礫



III 花崗岩礫



第9図 大峰帯各地区の礫の後背地
 1 岩戸山地区 2 北城地区 3 北部美麻地区 3'' 南部美麻地区 4 大峰地区 5 大穴山地区 6 松本盆地地区 矢印は各地区への堆積物(礫)の供給方向を概略的に示している。

るが、中でも著しいのは細貝部層、美麻累層、大峰累層大穴山部層である。

これらのことから、次のようなことが考えられる。

1) 細貝部層の礫径分布の分散は、主にQP礫、花崗岩礫の不淘汰による 2) 美麻累層の礫径分布の分散もQP礫、花崗岩礫の不淘汰による 3) 大穴山部層の分散は主に花崗岩礫の不淘汰による。

e 礫の供給地

これまで述べたことから、大峰帯の礫岩が各累層単位で比較的良好な性格をもつことが明らかとなった。このことは、累層単位で堆積環境が変化し、その後背地にもう一つかわりがあったことを示している。各時期ごとの礫組成をもとにその後背地を予測し、その結果を第9図で示した。後背地として糸一静線以西の古期岩類地帯、小谷一中山断層以東の褶曲第三系地帯および、大峰帯それ自身が考えられる。

f 礫岩の堆積と断層運動

大峰帯の礫岩の堆積作用が、帯の形成初期段階から連続的に進行したものでないことは、多量の火砕岩の発達からみて明らかである。礫岩が火砕岩をはさんで間欠的に堆積していることは、後背地が間欠的に隆起したか、または大峰帯自身が間欠的に沈降したかのいずれかであることを示している。帯の東西両縁が糸一静線、小谷一中山断層という2本の大規模な断層に画されている事実は、後背地の間欠的な隆起あるいは沈降が、即これらの断層の間欠的な運動に関連したものであることを強く示唆している。言葉をかえていえば、大峰帯の形成史は即ち、糸一静線、小谷一中山断層の形成史ということにもなる。

IV ま と め

本論で述べた、大峰帯の礫岩の諸特徴を要約すれば以下のようになる。

- 1) 大峰帯の礫岩は、帯全城の面積の約44%を占めて分布し、量的には堆積物総量の約36%を占めている。
- 2) 礫岩の発達する層準は、大きくみると3つである。1つは南小谷累層細貝部層、他の1つは美麻累層、そして大峰累層大穴山部層である。
- 3) 前記3層準以外でも、厚い火砕岩層に挟まれて各累層中に礫岩層が発達している。

大峰帯全体からみると、礫岩層と火砕岩層の組み合わせからなる堆積—火成サイクルが2度認められる。

4) 大峰帯の礫岩は、層準や地域の違いによって礫組成が著しく異なっている。

5) 礫組成とその変化で最も特徴的なことは、① 組成が複雑で変化に富むようになるのは、南小谷累層中部層上部以降であること。② 礫種としては、大峰帯西側の古期岩類だけではなく、東側の第三系褶曲帯の堆積岩類、大峰帯の火山岩類なども含まれること。以上の2点である。

6) 礫種の主なものは、古期堆積岩類（硬砂岩、スレート、チャートなど）、古期火成岩類（大部分がQP、花こう岩）、および第三系ないし第四系火山岩類（玄武岩～流紋岩、凝灰岩～溶結凝灰岩）である。

7) 大峰帯の礫岩を、古期堆積岩類、QP、第三系火山岩類の礫の量比によって比較してみると、それらは大きく4つのタイプに分けることができる。

8) 礫径の特徴を層準別にみると、礫岩が厚く発達する南小谷累層、細貝部層や美麻累層、大峰累層はいずれも礫径分布が分散しており、淘汰度が良くないことを示している。

9) 同じく礫径の特徴を礫種別にみると、礫径の分布が分散する主な原因となっているのはQP礫、花こう岩礫であることが明らかである。

10) 大峰帯に多量の礫を供給した後背地としては、糸—静岡線以西の古期岩類地帯、小谷—中山断層以東の褶曲第三系地帯および、大峰帯そのものが考えられる。

11) 大峰帯の形成過程は、鮮新世以降の糸—静岡線あるいは小谷—中山断層などの活動に密接に関連している。

V 文 献

- 新井 健司 (1976) : 長野県北安曇郡白馬村東部の地質. 信州大学理学部卒論 (手記).
- 姫川団体研究グループ (1957) : 糸魚川—静岡線北部にそう地帯の第三紀層. 地質雑, 64, 431—444.
- 平林 照雄 (1962) : 糸魚川—静岡地質構造線北部の地形・地質 (概報).
- (1967) : 糸魚川—静岡線北部の地質構造. 長野県教育センター研究紀要, 1集, 51—75.
- (1969) : 北部フォッサ・マグナ地域の地質構造. 長野県教育センター研究年報, 第3集, 33—44.
- 本間不二男 (1928) : 信濃中部第三紀層の分類(一)～(四). 地球, 9, 423—432.
- (1931) : 信濃中部地質誌. 古今書院, 1—331.
- 石井 久夫 (1976) : 長野県, 姫川中流域の石坂流紋岩層と糸魚川—静岡構造線. 大阪自然史博物館紀要, 30号, 49—60.
- 小林 国夫 (1948) : 姫川中流に於ける糸魚川・静岡地質構造線. 地質雑, 54, 171.
- ・平林 照雄 (1952) : フォッサ・マグナ西部のいわゆる大峰火山と第四紀区分について. 地質雑, 58, 293.
- (1957) : ファッサ・マグナ地域の構造発達史. 地団研松本支部.
- 小坂共栄・鬼頭一博・新井健司 (1979) : 北部フォッサ・マグナ西縁部の第三系～第四系 (1)—長野県姫川中流域の第三系～第四系の層序と構造一. 地質学論集, 16号, 169—182.
- (1979b) : 北信第三系の帯状構造—高府帯と荒倉帯一. 島弧変動総研研究報告, No. 1, 41—50.

- (1979c) : フォッサ・マグナ西縁, 「大峰帯」の礫岩. 日本地質学会第86年学術大会講演要旨.
- (1980)・大峰帯の礫岩(概報). 島弧変動総研研究報告, No. 2, 61—68.
- ・新井 健司(1980): 北部フォッサ・マグナ西縁部の第三系〜第四系(2)—長野県姫川上流地域の第三系〜第四系の層序と構造—(投稿中).
- 織田 聡子(1978): 長野県, 明科—松本間の山麓の地質と地形. 信州大学理学部卒論(手記).
- 大塚弥之助(1946): 温故知新. 日本叢書, 84, 生活社刊.
- 笹倉 正夫(1932): 姫川中下流沿岸の地質構造的意義. 地球, 17, 1—16.
- 田中邦雄・平林照雄・小谷団研グループ(1971): 糸魚川—静岡線北部地域の地質構造. 信州大学教養部紀要, 5号, 49—71.
- 山田哲雄・藤田至則・武内俊昭(1976): 松本市北方安曇平における地震探査. 地質学論集, 13号, 51—60.
- 山下 昇・小坂共栄・織田聡子(1980): 松本盆地東縁, 明科—田沢間の山麓の地質と地形. 島弧変動総研研究報告, No. 2, 77—92.

Conglomerates in the Omine Belt

By TOMOYOSHI KOSAKA*

*Department of Geology, Faculty of Science,
Shinshu University
(Received June 14, 1980)

Abstract

The Omine Belt, on the western border of the Northern Fossa Magna, is about 65 km long from north to south, and is from 5 to 7 km wide from east to west. Its Western limit is the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line(I-S TL), while the eastern limit is the Otari-Nakayama Fault(O-N Fault). The Belt is one of the important zones of the Northern Fossa Magna region, and its tectonic history is related intimately to that of the I-S TL and of O-N Fault. The Omine Belt is underlain by the Pliocene to early Pleistocene sediments, in which conglomerates and pyroclastic rocks of andesitic to rhyolitic series are characteristic.

From the sedimentological studies on the conglomerates the following results are obtained. The most remarkable conglomerates occur at three horizons in the Pliocene-Pleistocene succession, i. e. in the Hosogai Member of the Minamiotari Formation, in the Miasa Formation, and in the Oanayama Member of the Omine Formation. They are polymictic, and contain such various kinds of pebbles as graywacke sandstone, slate, chert, quartz porphyry, granites, metamorphic rocks, serpentinite, and clastic sediments and volcanic rocks from the Tertiary formations nearby. The facies of the conglomerates vary remarkably not only from horizon to horizon but also from place to place within the same horizon.

The analytical studies on the pebble compositions of these conglomerates have led the author to the following conclusions. The source areas of the sediments were present not only to the west of the Omine Belt, but also to the east, i. e. in the Tertiary areas. And the analyses suggest that even the areas of the Omine Belt itself had become source areas several times since the early Pliocene time. It suggests that upheaval and erosion repeated one after another since the beginning of the Pliocene, and that the fault movements took place several times during the Pliocene and Pleistocene times.