

愛鷹火山の地質

地震研究所 { 由井 将雄
藤井 敏嗣

(平成元年7月11日受理)

要 旨

本論はテフロクロロジーの手法に基づき、特異なテクトニクス場にある火山と考えられている愛鷹火山の発達史について述べると共に、富士・箱根などの周辺火山の活動期との関係を検討した。

愛鷹火山の活動は、4噴火ステージに区分され (Fig. 23)、挟在されるテフラ層との関係より、その活動時代は約40万年前より開始し、10万年前に終了したことが明らかになった。4つの活動期のうち、旧期と中期を境に、一連の分化により形成されたアシディックマグマの活動から再びベーシックマグマの活動へと変化する。また、中期の噴出物は南東側に厚く偏在しており、この成因として25万年前から17万年前までの間に、山体が南東側に傾動したと考えると、うまく説明できる。

一方、愛鷹火山の活動期は箱根火山とはほぼ同時期であり、古富士火山の活動以前に終了したと考えられる。

目 次

I はじめに	III 愛鷹火山の発達史
II 地形及び地質	1) 基盤岩の地形
1) 地形概説	2) 旧期の活動史
2) 地質概説	3) 中期の活動史
3) 層序各論	4) 新期の活動史
a) 基盤岩類	5) 最新期の活動史
b) 下部層 (O)	IV まとめ
c) 中部層 (M)	謝辞 文献
d) 上部層 (Y)	
e) 最上部層 (Yst)	
f) テフラ層	

I はじめに

愛鷹火山は、伊豆マリアナ弧の北端部に位置する成層火山である。周辺には富士火山・箱根火山をはじめとする第四紀大型火山が群立しており、日本でも有数の火山密集地域となっている (Fig. 1)。

この地域は、太平洋プレート、ユーラシアプレート、フィリピン海プレートの会合部にあたり、フィリピン海プレートとユーラシアプレートの境界である駿河トラフの延長は、愛鷹火山の南東を通り北北東方向に延びていると考えられている (杉村 1972, 中村, 島崎 1981)。このような特異なテクトニクス場にある火山が、どのような発達をとげてきた

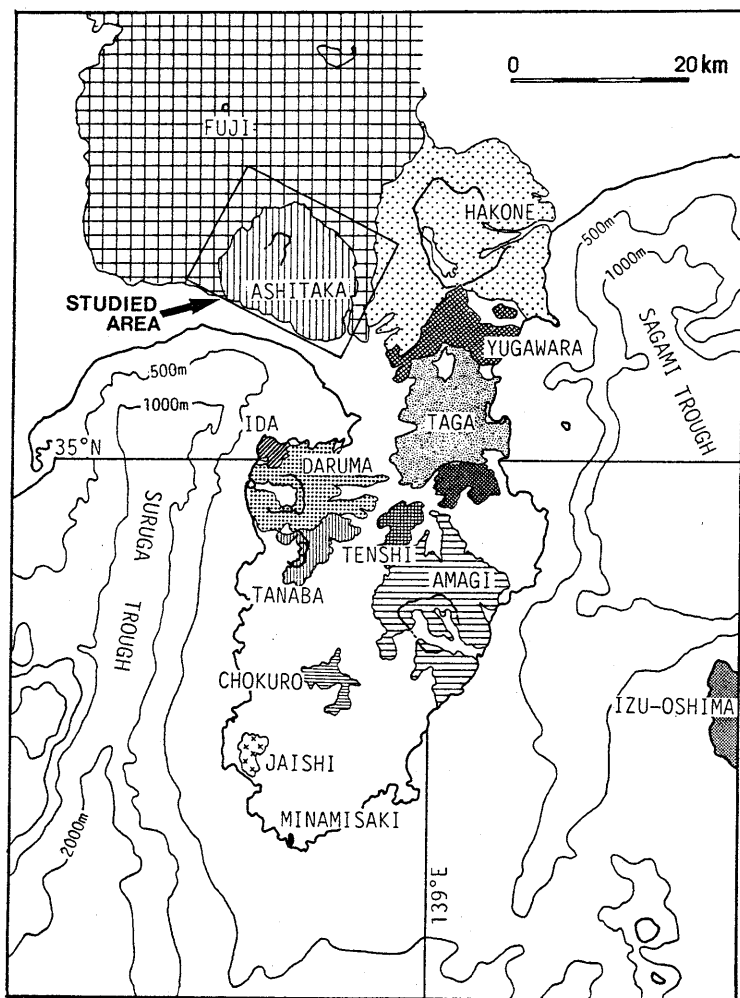


Fig. 1. Index map of studied area. Distribution of Quaternary volcanoes in the northernmost part of the Izu-Bonin arc is also shown. The contour lines for submarine topography are also shown.

かを明らかにすることは、テクトニクスと火山の関係を理解するうえで重要である。富士・箱根火山に関しては、これまで多くの研究がある。しかし、愛鷹火山に関しては、山体が著しく開析され、その内部構造が比較的良く観察できるにもかかわらず、これまでの研究はあまり多くなく、発達史及び岩石学的特徴が十分に理解されているとはいいがたい。特に周辺火山の活動期との関連は不明である。

本論ではテフロクロロジーの手法に基づき、愛鷹火山の発達史を明らかにすると共に、富士・箱根などの周辺火山の活動期との関係を検討する。

愛鷹火山に関するこれまでの研究には、平林(1899)、沢村(1955)、FUKUSHIMA (1977)、小川 (1977, 1986)、石田 (1981) 等がある。平林 (1899) は、愛鷹火山の活動は大量の

集塊岩質泥流を噴出した後、新期溶岩が山頂部を中心に流出したと考えた。また、一連の活動の中心は、須山大沢上流部にあり、磬梯式の噴火により山体北東側に開口する馬蹄形カルデラを形成したと述べている。

沢村 (1955) は、愛鷹火山の噴出物を AV1~AV5 および AVp の 6 部層に区分した。その最下部構成層は、玄武岩質の溶岩を挟在する凝灰角礫岩層 (AV1) であり、現在の熊ヶ谷付近に分布すると記している。この上位には、多量の凝灰角礫岩から成る AV2 があり、さらに AV2 の上位に AV3~AV5 までの新期溶岩が噴出したとしている。最後の活動は、山体北東部における粘性の高い黒岳溶岩 (AVp) の噴出であると述べている。

小川 (1977, 1986) は、愛鷹火山の噴出物を旧期と新期に大区分し、さらに各々を 3 部層に細分している。筆者らの区分とは桃沢溶岩及び柳沢溶岩流を旧期にしている点及び長窪火砕流の層位的な位置づけの点で異なっている。またテフラ層をすべて箱根新期火山の活動に由来する物としている。

II 地形及び地質

1) 地形概説

愛鷹火山は約 240 km² の底面積を有する開析の進んだ成層火山で、その山体は須津川や須山大沢川・桃沢川など山頂より放射状に伸びる谷によって深く浸食されている。いずれの谷においても、谷頭部は 60~70° の急傾斜地となっていて、稜線部へと連続する。稜線部には、越前岳 (1507 m)、呼子岳 (1300 m)、大岳 (1262 m)、位牌岳 (1457 m) 等の複数のピークがある (Plate 1)。これとは対照的に山麓部には 5° 程度の緩傾斜地がひろがる。この地形を構成するものは、山体の崩落物などからなる火山麓扇状地堆積物 (Plate 2) であり、北半分を除けば、ほぼ山体を取り巻くように分布する。

愛鷹火山の地形を空中写真の解析により分類したのが Fig. 2 である。山体中腹部には上部溶岩が緩傾斜地を形成している。また山頂部と山体北側には、袴腰岳、黒岳の溶岩円頂丘地形が見られる。山体中央部には熊ヶ谷と呼ばれる旧火口があり、また北東側の須山大沢上流には馬蹄形の凹地が認められる。全般に火山原面は山体南東部に多く残っており、南西及び北西側斜面とは対照的な地形的特徴をもつ。これは活動後期に山体西部方向への溶岩の流出量が少なかったことと、山体の北半分は富士火山の噴出物 (古富士火山・新富士火山) により、埋積されているためである。

2) 地質概説

愛鷹火山噴出物の層序表を Fig. 3 に、愛鷹火山の地質図を Fig. 4 に示した。愛鷹火山の噴出物を岩相の違い及びテフクロロジーの手法により、下位より下部層 (The lower formation)・中部層 (The middle formation)・上部層 (The upper formation)・最上部層 (The uppermost formation) の 4 部層に区分した。さらに下部層は I~III の 3 つに、中部及び上部層は各々 I~II の 2 つに細分した。以下に地質層序の概略を記す。

愛鷹火山噴出物の最下部を構成する下部層 I の大部分は、全層厚 400 m 以上の凝灰角礫岩からなり、現在の山体中心部 (熊ヶ谷火口) から北西方向に広く分布する。この上位には玄武岩溶岩を主体とする下部層 II の噴出物が整合的に連続する。下部層 III は熊ヶ谷

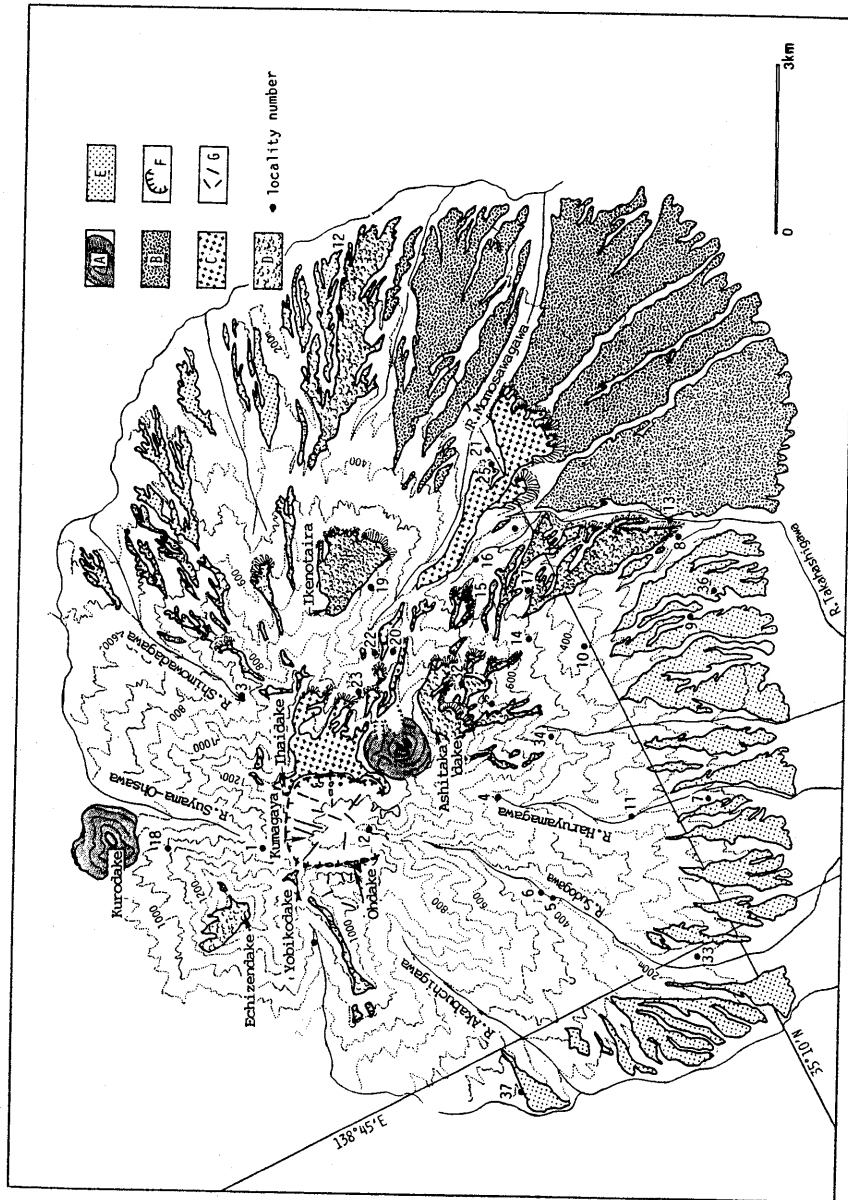


Fig. 2. Geomorphological map of Ashitaka Volcano. Classified land surface from aerial photography. A: Lava dome, B: Surface of Momosawa-gawa pyroclastic flow, C: Surface of the lava flows of the Younger stage II, D: Surface of the lava flows of the Younger stage I, E: Surface of the volcanic fan deposits, F: Crater, G: erosive ridge of intrusive rock. Solid circles and numbers show key localities.

stage	stratigraphy	materials
Youngest Stage	Uppermost formation Kurodake lava (Yst-kr) Hakamakoshidake lava(Yst-hk) Nagakubo p.flow (Yst-ng)	dacite lava flow and pyroclastic flow
Younger Stage	Upper formation Ihaidake lava flows II(Yih-II) Ihaidake lava flows I(Yih-I) Momosawagawa lava flows(Ymo) & p.flow(Ymo-fl) Ohdake lava(Yod) Suyama lava Yobikodake lava(Yyo) (Ysu) Takabasho lava(Ytkb) Takahashi Echizendake lava(Yec) gawa Ikenotaira lava(Yik) lava(Ytk) Ashitakadake lava(Yas) Umenokisawa lava(Yum) Yanagisawa lava(Yyn)	andesite-dacite lava flows & pyroclastic flow basalt lava flow & scoria fall
Middle stage	Middle formation Middle volcanic fan deposit (Mvf) Middle tuff breccia(Mtb)	basalt tuff breccia >>>lava flow
Older stage	Lower formation Kumagaya breccia pipe(Okm) Lower lava flows(Ol) Lower tuff breccia(Otb)	dacite breccia Pumice fall basalt lava >> tuff breccia (scoria fall) tuff breccia >>> basalt lavas

Fig. 3. Stratigraphy of Ashitaka volcano. P. flow indicates pyroclastic flow.

火口付近にみられるパイプ状の岩体である。

中部層はほぼ不淘汰、無層理の凝灰角礫岩（中部層Ⅰ）と、弱層理を持つ亜角礫岩で構成される火山麓扇状地堆積物（中部層Ⅱ）からなる。この部層は愛鷹火山の現存の総噴出物量の約5割を占め、山体の南部～南東部に厚く分布する。山麓部に分布する火山麓扇状地堆積物（中部層Ⅱ）の一部は、中部層Ⅰの凝灰角礫岩層が土石流などとなって移動再堆積したものである。

上部層は、玄武岩質溶岩を主体とする上部層Ⅱと安山岩～デイサイト質溶岩を主体とする上部層Ⅰに細分できる。上部層の溶岩は山頂部から山体南東部にかけて広く分布しており、中部層の凝灰角礫岩類が開析された谷に沿って流下、谷を埋積したと考えられる。

最上部層は、袴腰岳及び黒岳の溶岩円頂丘を構成する溶岩流と袴腰岳付近より噴出した火砕流堆積物である。このデイサイト質溶岩の噴出をもって愛鷹火山の活動は終了したと考えられる。

以上の愛鷹火山本体の噴火活動期に堆積したテフラ層が、山体周辺地域で観察される。これらのテフラ層は愛鷹火山起源のものばかりでなく、周辺の他火山起源のテフラも含んでおり、総層厚約60mに及ぶ。テフラ層は、明瞭な斜交関係により、上位より愛鷹上部ローム(Au)・愛鷹中部ローム(Am)・愛鷹下部ローム(Al)・丹那ローム(T)・三島ローム(M)・下和田ローム(Sm)の6部層に区分されている(由井1983・1986)。鍵層テ

フラを追跡調査した結果、下和田ローム層・三島ローム層が愛鷹火山の下部層の溶岩類と、丹那ローム層が中部層から上部層と、また愛鷹下部ローム層が最上部層と同時代の地層であることが明らかになった。テフラ層と愛鷹火山噴出物との層位的関係及び時代については後述する。

3) 層序各論

a) 基盤岩類

愛鷹火山の基盤岩類は、本火山地域内には露出していない。周辺の地域に於いても厚い第四紀火山の噴出物に覆われているため、わずかに南部の三島・沼津地域に第三系火山岩類が見られるのみである。

富士宮市で行われた石油探査ボーリング（大淵ボーリング）では、富士火山及び愛鷹火山の噴出物の下位に、赤色風化帯（深度 500 m）を挟み、深度 600 m までの間、変質の進んだ緑色凝灰角礫岩層が見出されている。TSUYA (1962) はこれを御坂層群の一部とし、陸上に噴出したものであると記している。また、愛鷹上部層の桃沢川溶岩中の捕獲岩や、下部層に相当するテフラ層（下和田ローム層）中の異質岩片に、石英閃緑岩が見られることなどから、上述の御坂層群の他に、石英閃緑岩等の火成岩類が、愛鷹火山の基盤岩として分布していると推定される。また、御殿場周辺からその南部一帯に分布する小山巨礫層（伊藤ほか、1986）の一部が、本地域に堆積している可能性があり、これも基盤岩の一部を構成していると考えられる。

b) 下部層 (O)

愛鷹火山成層部の最下部を構成し、主に固結の進んだ凝灰角礫岩からなる下部層 I (Ot) と、その上位を構成する玄武岩～玄武岩質安山岩溶岩と同質の凝灰角礫岩の互層からなる下部層 II (Ol) に区分できる。さらにこれらの溶岩類を噴出した後に活動し、現在熊ヶ谷火口付近を中心に分布する火道角礫岩体を、下部層 III (Okm) とした。

・下部層 I (Ot)

基盤岩類の露出が無いため層厚は不明であるが、350 m～400 m 以上である。構成物は玄武岩質（単斜輝石-斜方輝石玄武岩）の角礫 ($\text{SiO}_2=51.68\%$) が主で、同質のスパッターや火山弾なども見られる。マトリックスは硬く固結した黄褐色の火山砂サイズの細粒物質からなる。本層は、山体南西から北西部にかけて広く分布しており、須津川及び赤淵川に沿って模式的に観察できる。両河川に沿った露頭において、各露頭内での火山弾の粒径の上位 3 個を計測し、その平均粒径値を Fig. 5 に示した。粒径値は赤淵川の中流部付近で最大となる傾向がある。一般に火山噴出物の大きさは、噴出中心に向かい増加するから、下部層の凝灰角礫岩の噴出中心は現在の熊ヶ谷火口より北西に位置していたことになる。また、下部層 II の噴出物は、厚い中部層の凝灰角礫岩類に埋積されており、現在は須津川一下和田川を結ぶ NE-SW 線の南東側では確認されず、その北西側だけに分布する。また、下部層 I, II の高度分布図 (Fig. 20) から、これらは熊ヶ谷北西側で高い位置に分布することがわかる。このような下部層 I, II の山体内での分布の偏在は、一部は後述する山体の傾動に起因しているものの、当時の山体が現在の熊ヶ谷火口よりも北西側ない

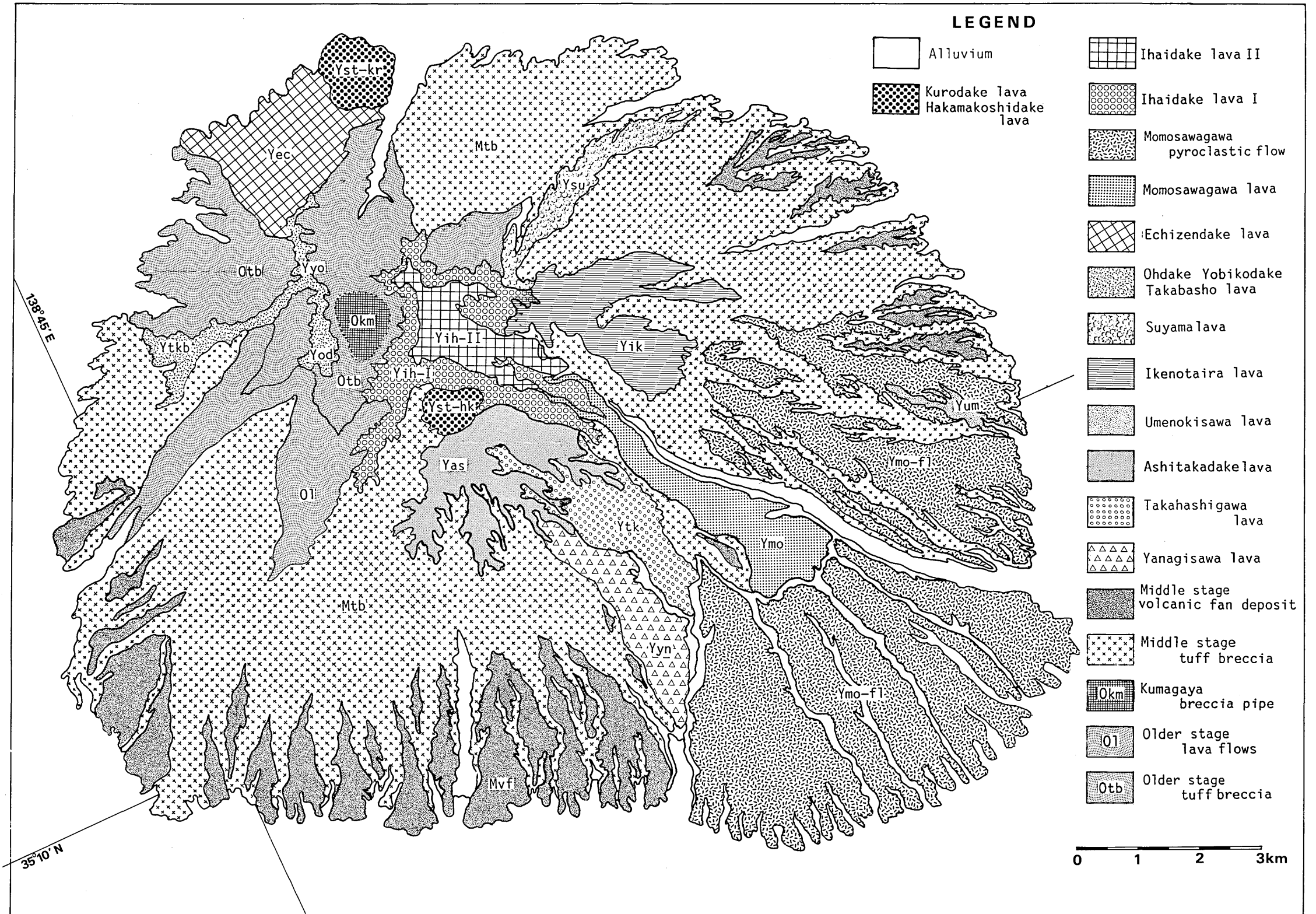


Fig. 4. Geological map of Ashitaka Volcano. Air fall deposits of Ashitaka loam formation are not shown in this figure. Abbreviations for lava flows and pyroclastic flow are the same as Fig. 3.

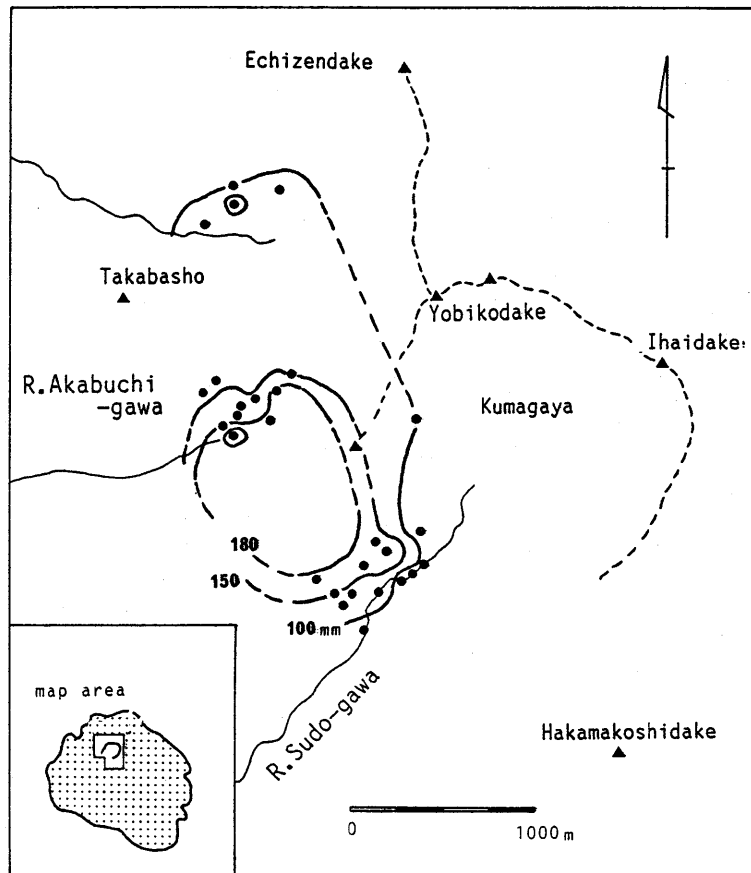


Fig. 5. Dispersal map of the averaged diameter of the three largest ejecta within an outcrop of the tuff breccia of the lower group I. Closed circle indicates the location of outcrop.

しは、北側に成長していたために生じたとも考えることもできる。現在の鋸岳山頂（標高 1296 m）の針峰群が本岩類からなることから、少なくとも標高 1300 m 以上はあったと考えられる。

・下部層 II (O1)

下位の凝灰角礫岩類（下部層 I）との関係は須山大沢（地点 1）及び須津川上流部（地点 2）等でみられるように整合的であるが、構成物質が、溶岩主体となる部分を、下部層 II (O1) とした。Fig. 6 に須津川流域における本層の柱状図と、溶岩の簡単な記載を示した。全層厚は須津川ルートで約 550 m~600 m あり、約 60 枚の溶岩流を含む。下半部 (Su-63~Su-49) はカンラン石—単斜輝石—斜方輝石玄武岩ないしカンラン石玄武岩 ($\text{SiO}_2=50\%$) であるが、上半部 (Su-48~) は磁鉄鉱の微斑晶を含む、カンラン石—単斜輝石玄武岩質安山岩 ($\text{SiO}_2=54\%$) へと変化する。山体東方の下和田川流域や、北東の須

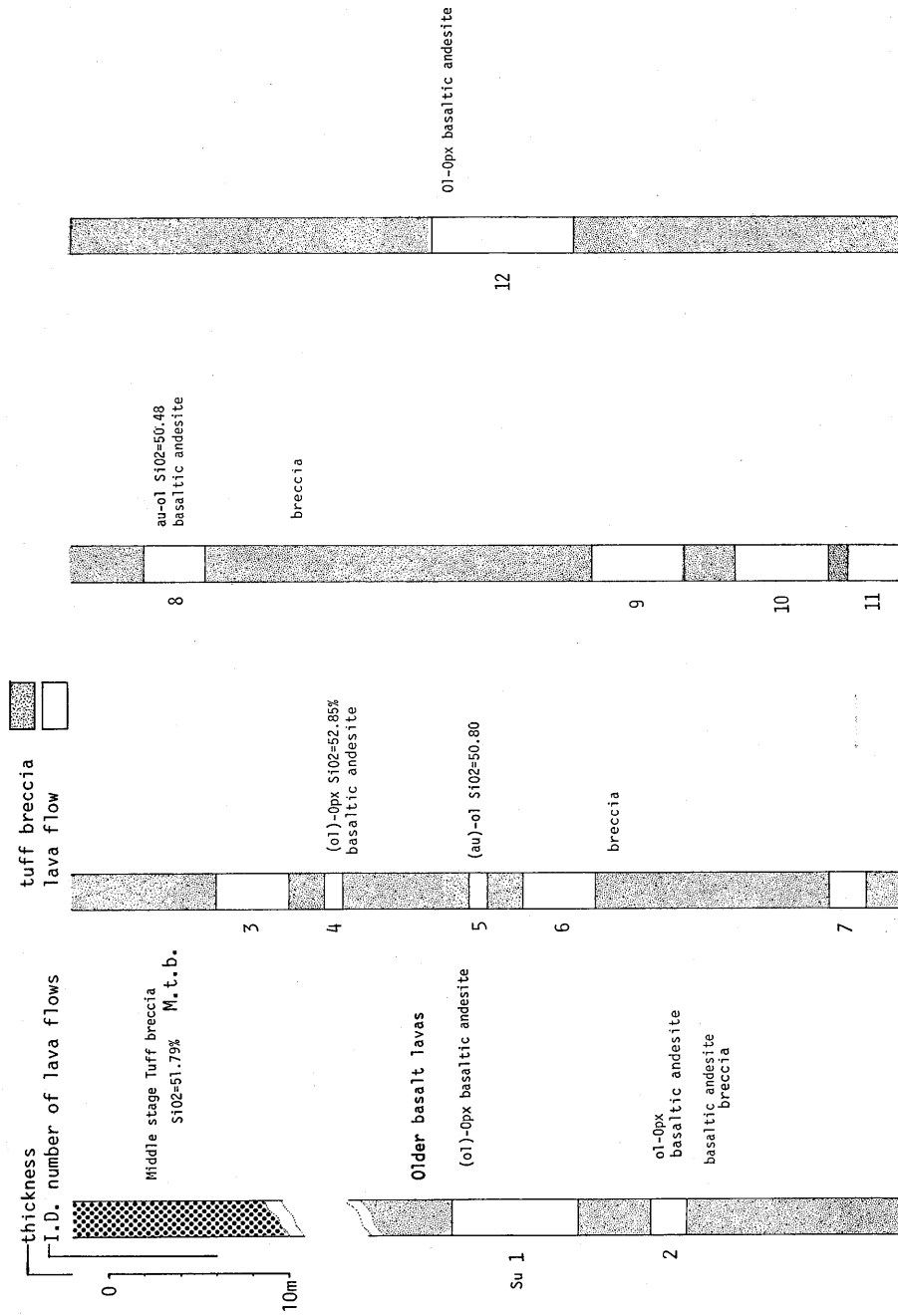


Fig. 6(a)-(d). Columnar section of the Older group along Sudo-gawa river. ol: olivine, Opx: orthopyroxene, au: augite, bas: basalt, ande: andesite. Abbreviations for color are the same as Fig. 12b.

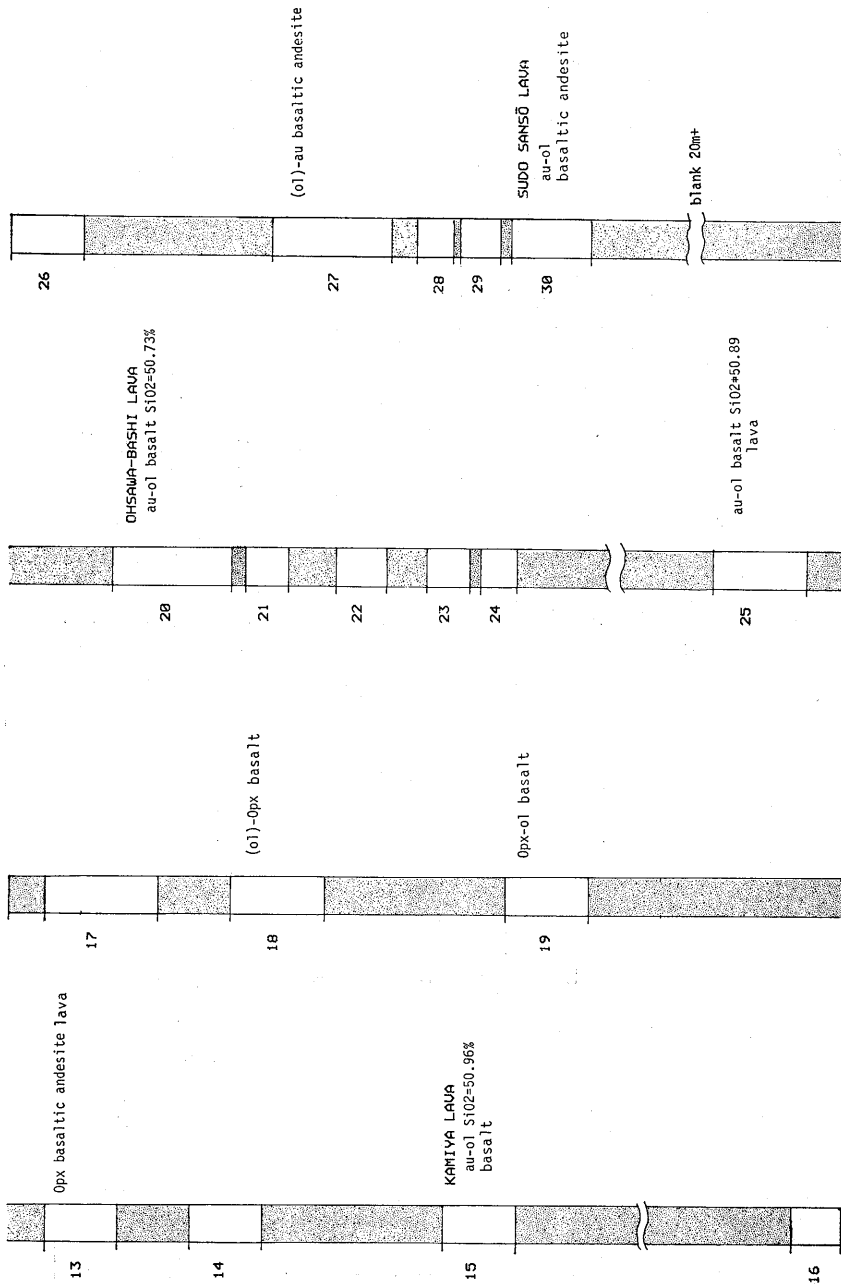


Fig. 6 (b).

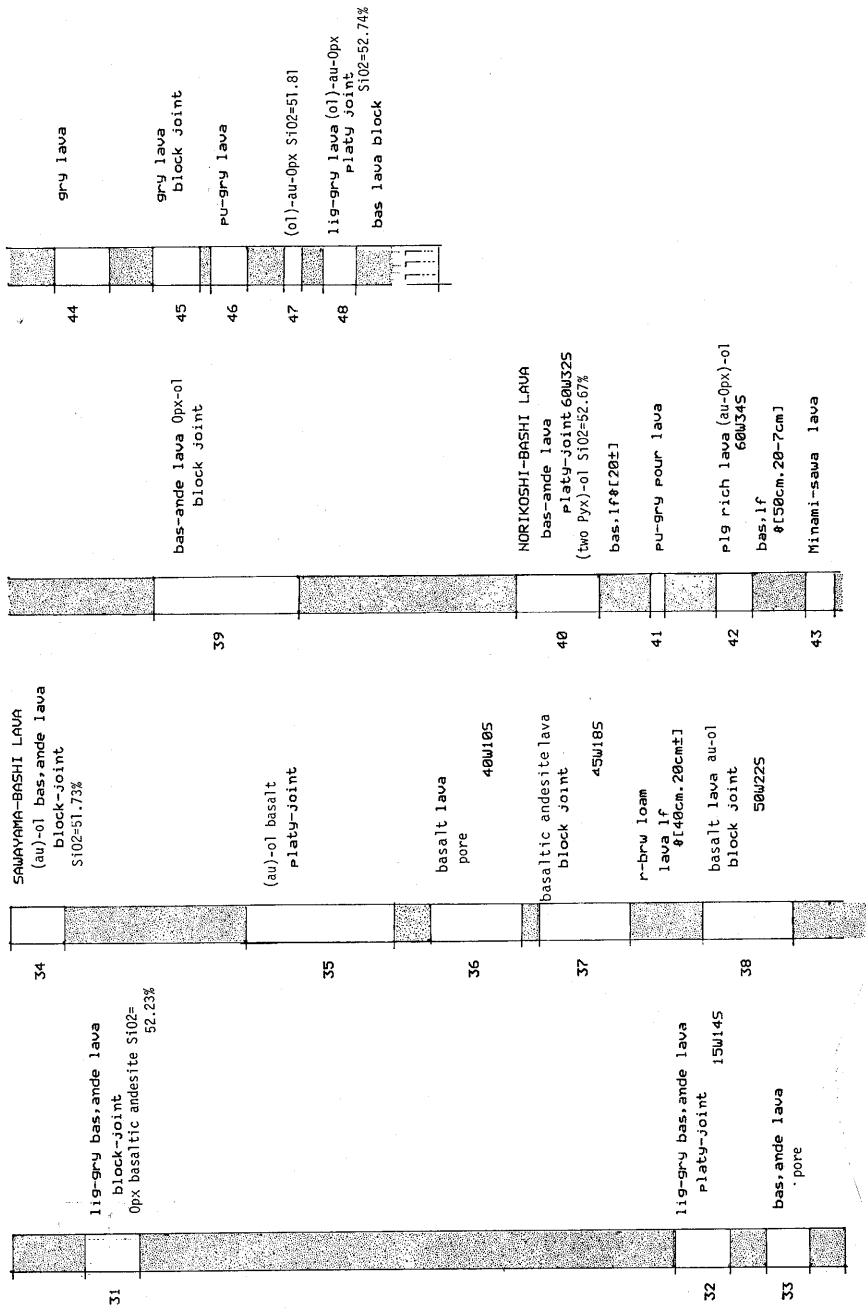


Fig. 6(c).

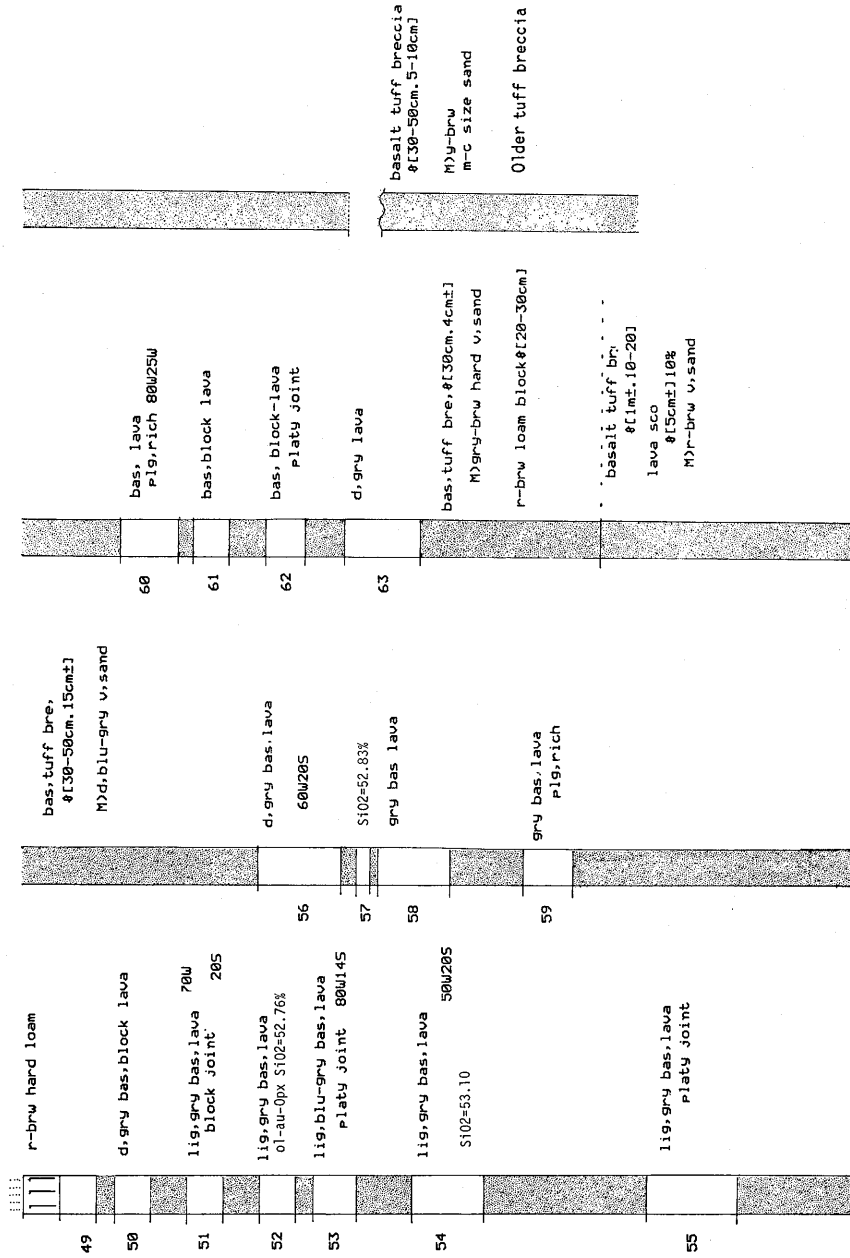


Fig. 6(d).

山大沢でも、須津川流域と同様、玄武岩ないし玄武岩安山岩質の数十枚の溶岩流と、同質の凝灰角礫岩が互層している。山体の南西部から北東部にかけて最も厚く、一部は開析され上位の中部層の凝灰角礫岩（中部層 I）に覆われる。須津川での下部層 II の溶岩類は、 $N50^{\circ}\sim 80^{\circ}W$ 南西傾斜の単斜構造で分布しており、また赤淵川及び勢子辻林道（愛鷹火山北西部）地域には下部層 II の溶岩流に対応する岩脈が、多く分布していることなどより、下部層 II の溶岩類の噴出中心は、現在の越前岳南西付近にあったと考えられる。

上記の溶岩流と凝灰角礫岩層の一部には、水成堆積の下和田ローム層が挟在しており（地点 3）、この部分では溶岩流、ローム層ともに $N60^{\circ}E, 20\sim 30^{\circ}SE$ と南東方向に急傾斜している。この傾斜はローム層堆積時の原地形の傾斜と考えるより、後に議論するように、本層堆積後の南東側への傾動によって生じたものと考えられる。

・下部層 III (Okm)

愛鷹火山のほぼ中央部に位置する熊ヶ谷火口中には、下部層 I の凝灰角礫岩を貫く直径 600 m 程のパイプ状構造が見られる（由井、藤井 1987）。このパイプ状構造の充填物が下部層 III としての熊ヶ谷火口凝灰角礫岩である（Fig. 7）。この凝灰角礫岩は、表面がオレンジ色に風化した 15 cm~25 cm の角礫と少量の細粒物質によって構成されており、角礫は 3 mm 程の角閃石斑晶を多く含むデイサイト（ $SiO_2=65\sim 68\%$ ）である。下部層 I の凝灰角礫岩とはシャープな境界で接しており、この境界線は Fig. 7 に示すようにはほぼ熊ヶ谷火口を中心とし、ほぼ同心円状に分布する。本岩体は、熊ヶ谷火口の稜線部に分布する、上部層 I に相当する玄武岩質溶岩に連続する岩脈に貫かれることから、その噴出時期は上部溶岩類 I の噴出より前であると考えられる。後述する中部層 I の凝灰角礫岩の基底層準には、熊ヶ谷火口凝灰角礫岩と類似する角閃石デイサイトの岩体が見られる（地点

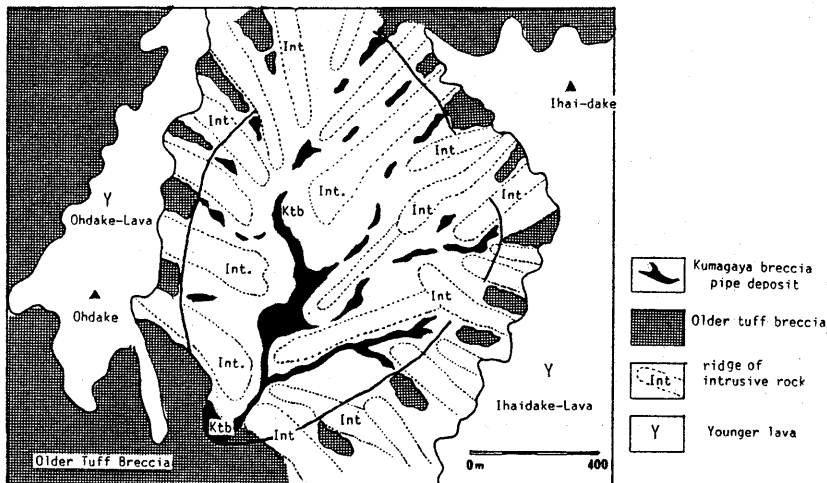


Fig. 7. Geologic map of Kumagaya crater area. The erosive ridges of intrusive rocks are caused by the different durability of Kumagaya breccia pipe deposit (Ktb.) and dikes of the Younger stage.

4). この岩体は中部層の凝灰角礫岩層の活動より前に噴出した溶岩であると考えられることから、この角閃石デイサイトを噴出する活動は下部溶岩類の活動の最終ステージ以降にあったと判断される。

愛鷹火山周辺に分布するテフラ層のうち三島ローム層は、角閃石を多量に含むデイサイト質の軽石を主体としている。その一部には、Fig. 8 に示した M4-6・7・8 軽石層のように、熊ヶ谷火口凝灰角礫岩と同種の岩片を含むなどの特徴をもつテフラ層があることなどから、このテフラ層が熊ヶ谷火口凝灰角礫岩と同時期に形成された可能性が高い。この活動は、溶岩流の噴出が少ないこと、山体近傍では熊ヶ谷付近のみに分布すること、後述する三島ローム層との関係等から、火山灰中心の噴火であったと考えられる。

c) 中部層 (M)

中部層は凝灰角礫岩を主体とし、ごく少量の玄武岩質溶岩からなる。現存する愛鷹火山の全噴出物量に対する中部凝灰角礫岩の量比は約5割に相当する。本層は凝灰角礫岩からなる中部層 I (Mtb) と、それらが2次堆積した中部層 II の火山麓扇状地堆積物 (Mvf) に区別することができる。

・中部層 I (Mtb)

本層は、地質図 (Fig. 4) に示すように山体の南～東の広範囲にわたり分布しているが、現在は多くの谷によって開析され、火山原面を全く残していない。カンラン石、単斜輝石、斜方輝石の他に 1 mm 程度の斜長石の斑晶を含む、発泡度の高い玄武岩質角礫 ($\text{SiO}_2=52\%$) からなり、少量の玄武岩質溶岩 ($\text{SiO}_2=53\%$) を挟在する。一般に不淘汰、無層理であるが、山麓部では弱層理が見られるようになる。また、一部では流水の影響を受けた、土石流堆積物をレンズ状に挟在する (地点5—四目橋)。本層の最下部と下部溶岩類の層位関係は、地点6 (大畑の滝) 及び、下和田上流などで観察される。両者の間には厚さ 1.5 m 程の暗褐色風化帯を挟む。中部凝灰角礫岩層は、開析が著しいこと、本層が火山麓扇状地堆積物や上部溶岩に覆われていることなどから、正確な層厚は不明である。しかし最低でも 200 m 以上の層厚を有する。

Fig. 21 に現存している中部凝灰角礫岩層の分布図を示した。等高線は現在の Mtb の上面高度を参考に接峰面を描いたものである。この図から、中部凝灰角礫岩層の分布が山体の南～東の地域に集中していることがわかる。またその層厚は、南東側に厚くなっている。量的には、須津川と下和田川を結ぶ NE-SW 方向の線を境に、中部凝灰角礫岩類の総体積の70%が南東側に集中することになる。

・中部層 II (Mvf)

愛鷹火山の周囲を取り巻くように分布する山麓緩斜面を構成する。粒径 50~100 cm 程の玄武岩質の垂円礫と細粒物質からなる。流水の影響を多分に受けた扇状地性堆積物や土石流堆積物等であり、巨礫の集合から成る土石流堆なども見られる (地点7—春山川・地点8—柳沢ほか)。本層の分布が明瞭な、山体南～南東山麓部での柱状図を Fig. 9 に示す。山麓部においては、下位の中部層 I の凝灰角礫岩類をわずかに削り込み、不整合関係のように見える (地点9—井出)。しかし、山体中心部方向への連続性は悪く、稜線の標

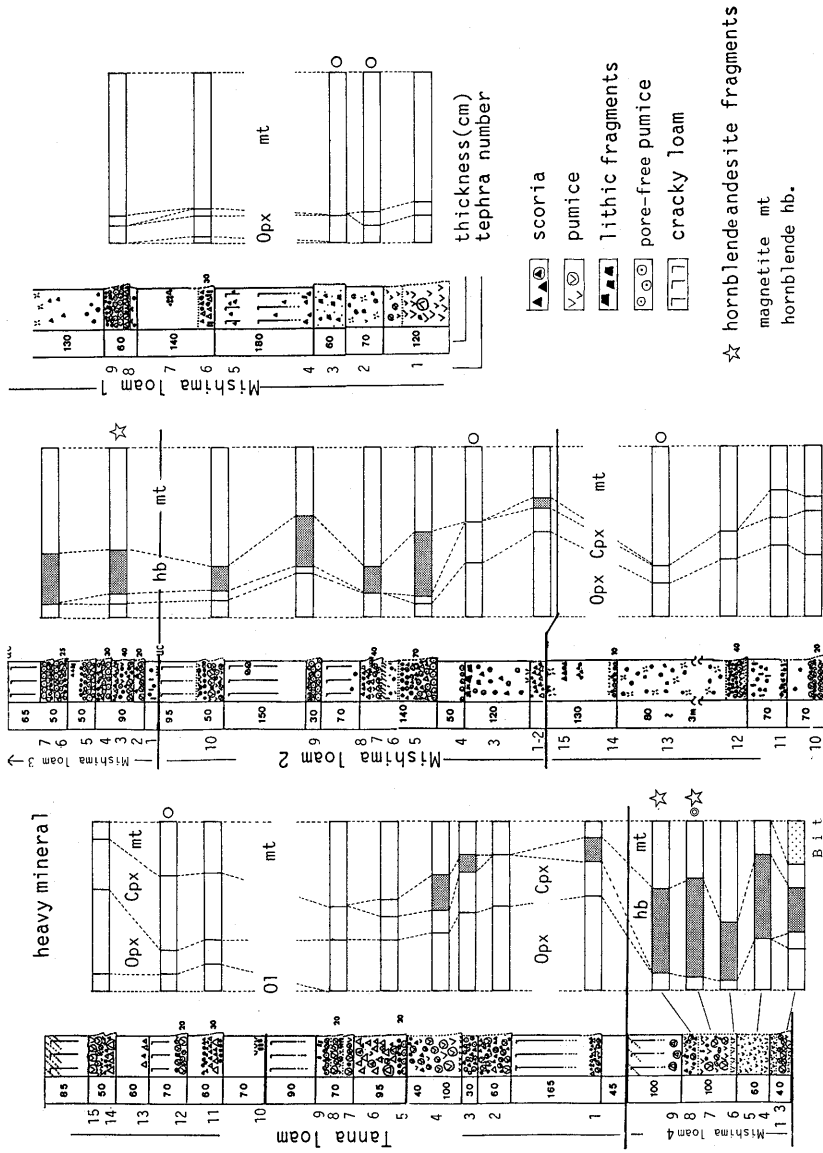


Fig. 8. Columnar sections of the Mishima loam formation and the Tanna loam formation. Heavy mineral assemblages of some tephra layer are shown at the right of the column.

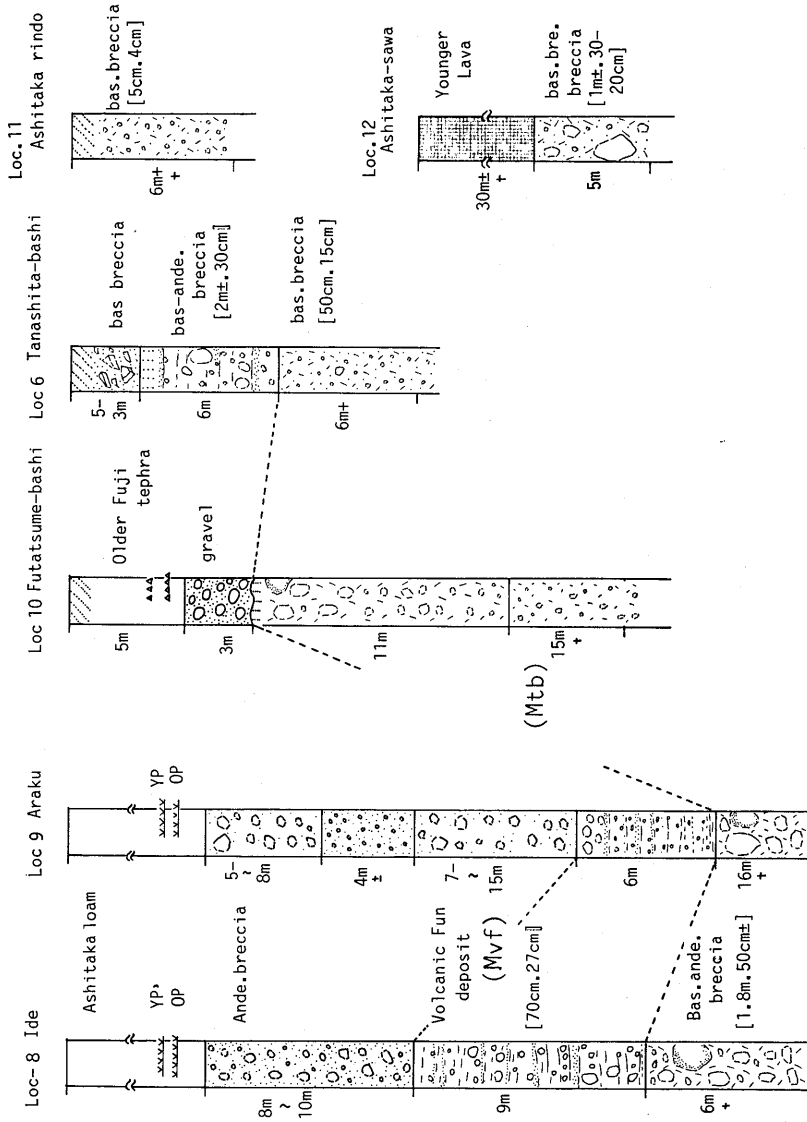


Fig. 9(a)-(b). Columnar sections of the Volcanic fan deposits. Locality numbers are as in Fig. 2.

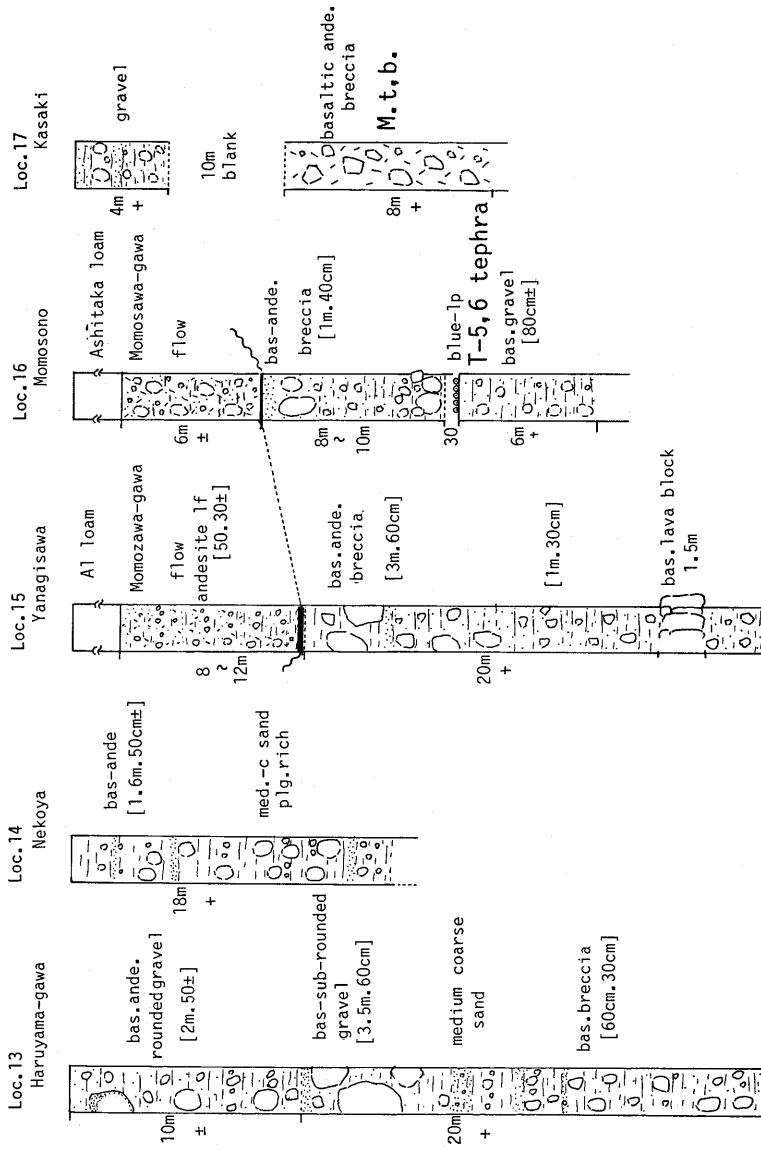


Fig. 9 (b).

高 300 m~400 m 付近 (地点10や地点11) では、中部凝灰角礫岩類と区分できなくなる。このような漸移関係や、本層の構成物が中部凝灰角礫岩類とほぼ同質の玄武岩礫から成ることから、本層は山体中心部で見られる中部凝灰角礫岩層の2次堆積物であると考えられる。山崎ほか (1986) が愛鷹火山南麓より南に 5 km 離れた田子の浦港付近で行った 300 m ボーリング調査では、愛鷹火山の火山麓扇状地堆積物が深度 150 m 付近で検出されていることから、当時の山体は、現在よりも広い裾野を南側に形成していたと考えられる。

地点 8 (柳沢)・地点 12 (桃園) 等では、扇状地堆積物中に青灰色で微小な発泡孔を有する軽石質火山灰層が観察される。この火山灰層は、斑晶鉱物組成より、丹那ローム層中の T-5-6 (軽井沢ラピリ) に対比され、丹那ローム層と愛鷹火山麓扇状地の形成は、ほぼ同時期であると考えられる。

d) 上部層 (Y)

玄武岩質溶岩と凝灰角礫岩を主体とする下位層 (上部層 I), よりアンディック ($SiO_2=55\sim60\%$) で、火砕流も伴う上位層 (上部層 II) に区分できる。上部層の溶岩流は、中部層の凝灰角礫岩層及び火山麓扇状地堆積物が開析された谷に沿って流下しており、地質図 (Fig. 4) に示すように、山頂部及び山体の南~南東麓にかけて広く分布する。溶岩流は、12ユニットあり、各溶岩流の層序関係は Fig. 10 に示した。

・上部層 I (YI)

主にカンラン石-単斜輝石-玄武岩で、($SiO_2=46\sim53\%$) と下部層の溶岩よりもさらにベーシックになる。Fig. 10 に示すように、8つの溶岩流からなり、いずれの溶岩流もカンラン石斑晶に富むのが特徴である。

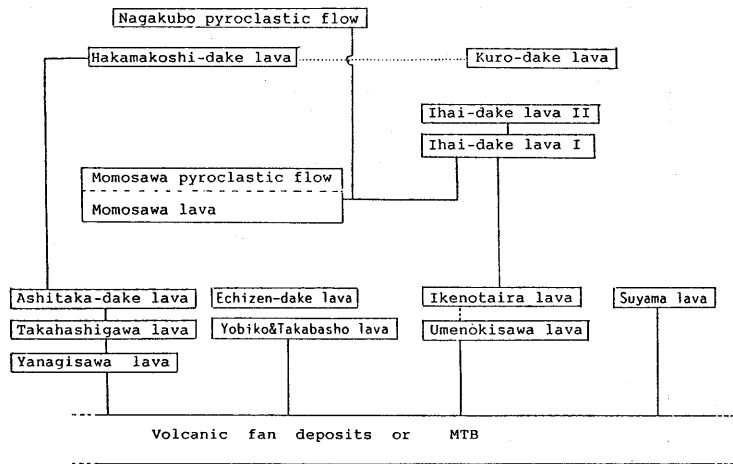


Fig. 10. Block diagram showing the stratigraphic relation of lava flows of the Younger stage.

柳沢溶岩類 (Yyn): 愛鷹火山南麓部に分布する上部層の溶岩流のうち、最下部にあたると思われる。柳沢溶岩類は、層厚 25~30 m のカンラン石-単斜輝石-斜方輝石玄武岩質溶岩 ($\text{SiO}_2=51\sim52\%$) と凝灰角礫岩の互層からなる。本溶岩は、現在の愛鷹岳付近より谷に沿って流下し、東名高速道路付近で停止したと考えられる (地点13-柳沢入口露頭)。また、本溶岩は下位層である中部層 II の火山麓扇状地堆積物を開析した谷にも流れ込み、高温酸化を受けた扇状地堆積物の一部は赤色化している。柳沢溶岩の基底には、丹那ローム層中の T-11 スコリア層を挟在している (地点13)。上位は柳沢上流の地点14などで、同じく上部層 I の愛鷹岳溶岩に覆われるほか、上部層 II の桃沢川火砕流堆積物にも覆われている。

高橋川溶岩類 (Ytk): カンラン石-単斜輝石-斜方輝石玄武岩質溶岩 ($\text{SiO}_2=51\sim53\%$) と凝灰角礫岩の互層から成り、柳沢溶岩と尾根を1つ隔てた隣の沢を流下している。層厚 5 m~8 m のブロック状溶岩が8枚以上あり、何れの溶岩流も非常に発泡度が良い。本溶岩の一部は、地点 15 で愛鷹岳溶岩流に覆われ、地点 16 で下位の 中部層 I の凝灰角礫岩 (Mtb) を不整合関係で覆う。

愛鷹岳溶岩類 (Yas): 愛鷹岳溶岩類は、Fig. 11 に示すように山体の南麓に広く分布

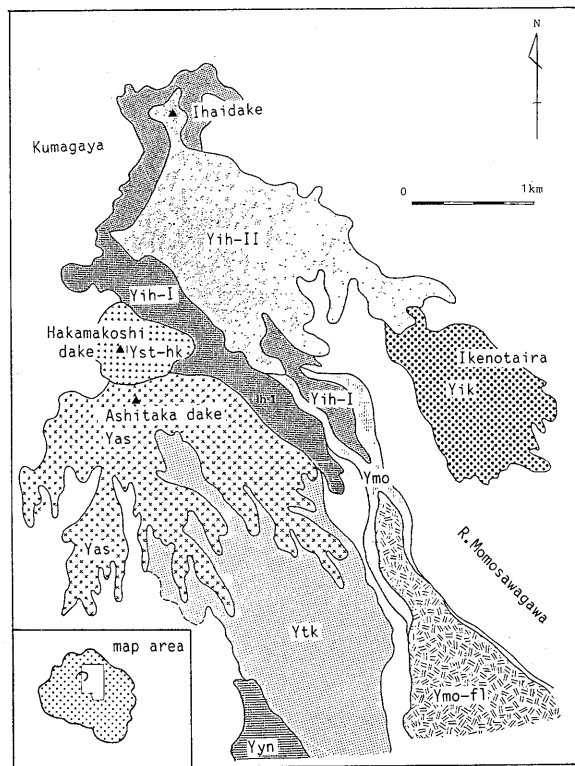


Fig. 11. Geologic map of the lava flows of the Younger stage in southeastern area of Ashitaka volcano. Abbreviations for lava flows and pyroclastic flow are the same as in Fig. 3.

する。中部層 I の凝灰角礫岩 (Mtb) を開析した谷に沿って流下しており、前述の高橋川溶岩、柳沢溶岩流を覆う関係が地点17で観察できる。平均層厚 5 m 前後の溶岩流と凝灰角礫岩の互層であり、全層厚は約 150 m 以上ある。岩質はカンラン石-単斜輝石玄武岩で、 SiO_2 は 49%~50% と上部層 I の溶岩類の中ではやや低い値となる。噴出の中心は溶岩流の分布から、現在の愛鷹岳北方付近と考えられる。

呼子岳 (Yyo)・高場所 (Ytkb)・大岳 (Yod) 溶岩類：呼子岳から大岳にかけての稜線部に分布する溶岩類であり、呼子岳山頂部にわずかに分布する呼子岳溶岩類と大岳山頂に分布する大岳溶岩類に区分した。いずれの溶岩も中部層 I の凝灰角礫岩 (Mtb) 及び下部層 I の凝灰角礫岩を不整合で覆う。岩質はカンラン石-斜方輝石-単斜輝石玄武岩で、 $\text{SiO}_2=51\%$ である。また、呼子岳山頂付近より西に伸びる尾根 (高場所) には、高場所溶岩類が分布する。層厚 3~4 m のカンラン石-単斜輝石玄武岩質安山岩溶岩 ($\text{SiO}_2=53\sim 54\%$) と凝灰角礫岩の互層で、全層厚は 80 m 程ある。本溶岩類と前述の呼子岳溶岩類との層序的關係は、周辺が侵食されているため不明である。また、熊ヶ谷火口の西壁稜線部を構成するカンラン石-単斜輝石玄武岩質安山岩溶岩が大岳溶岩である。これら溶岩の噴出位置は、その分布より越前岳南西の須山大沢谷頭付近と推定される。

越前岳溶岩類 (Yec)：越前岳北側に分布する溶岩と凝灰角礫岩の互層で、岩質はカンラン石-単斜輝石玄武岩 ($\text{SiO}_2=50\%$) である。下部層 I の凝灰角礫岩を不整合に覆う (地点18-須山大沢)。本層は、下部層 I を開析した谷斜面に沿って流下しているため、両者の境界面は $25^\circ\sim 30^\circ$ と急傾斜となる。山体南側に分布している他の上部層 I の溶岩類との関係は不明であるが、岩石の化学組成の類似性から、上部層 I に含めた。本溶岩流は愛鷹火山の最高峰 (1507 m) を構成している。

梅ノ木沢溶岩 (Yum)：愛鷹火山南東方に流下したカンラン石-斜方輝石-単斜輝石玄武岩 ($\text{SiO}_2=52.1\%$) で、梅ノ木沢に沿って見られる。本溶岩は中部層 I の凝灰角礫岩を切って堆積しており、一部桃沢川火砕流 (YII) に覆われる。また、その分布の上限高度が、梅ノ木沢上流に分布する池の平溶岩 (Yik) の分布高度を上回らないことから、その下位の層準に相当すると考えられる。梅ノ木沢の谷に沿って流下した本溶岩流は、末端部において 5 m 以上の層厚を有し、ブロック状の節理が良く発達している。

池の平溶岩 (Yik)：桃沢川中流から上流にかけての左岸のみに分布する溶岩で、中部層 I の凝灰角礫岩 (Mtb) との不整合関係が地点 19 等で確認できる。全層厚は 50 m 程で、カンラン石斑晶に富み、発泡度の良い厚さ 1 m 程の玄武岩質溶岩 ($\text{SiO}_2=51\%$) と、凝灰角礫岩の互層から成る。本溶岩流の前縁部には崖線が発達しており、その分布は地形的に明瞭に区分できる。池の平溶岩は、直接の關係は確認できないものの、その分布より前述の梅ノ木沢溶岩の上位に相当すると考えられる。

須山溶岩 (Ysu)：愛鷹火山の東山麓に分布する溶岩流で、中部層 I の凝灰角礫岩層 (Mtb) を開析した谷に沿って流下しており、裾野市須山付近で標式的に観察できる。カンラン石-斜方輝石-単斜輝石玄武岩質安山岩 ($\text{SiO}_2=53\%$) で、長さ 2~3 mm 程度の斜長石の斑晶に富む。山体東部に分布する上部層 I の溶岩は本溶岩のみであるため、他の地域の上部溶岩との層位關係は不明である。本溶岩流は山体東部に平坦な溶岩堆積原面を残している (Fig. 2)。

・上部層 II (YII)

上部層 II は、下半の上部層 I (YI) よりアンディック ($\text{SiO}_2=55\sim60\%$) な分化の進んだ安山岩質溶岩類及び火砕流からなる。桃沢川溶岩を除けば山頂付近の、より限られた範囲のみに分布する。噴出の様式も上部層 I の溶岩類と異なり、厚い溶岩流のほか、小規模であるが火砕流の噴出も行っている。以下に各溶岩について記載する。

桃沢川溶岩及び火砕流 (Ymo・Ymo-fl): 本溶岩は、位牌岳 (1457 m) の南東方向に伸びる現在の桃沢川に沿って分布する溶岩流である。須津川最上流部付近で後述の位牌岳溶岩 I に覆われる (地点20)。噴出位置は現在の熊ヶ谷火口付近と考えられる。地質図 (Fig. 4) に示すように、桃沢川溶岩の分布はごく限られた範囲であり、熊ヶ谷火口付近より中部層 I の凝灰角礫岩 (Mtb) が侵食され形成された狭い谷に沿って、約 8 km 流下したのち双葉建設砂利採取場 (地点21) 付近に溶岩扇状地状の地形を形成して停止した。岩質は斜方輝石-単斜輝石安山岩で、斜長石の微斑晶に富む。また、石英閃緑岩の捕獲岩を含む。 SiO_2 は 60% で、玄武岩を主とする上部層 I の溶岩類と化学組成は大きく異なる。

桃沢川溶岩の上位には、青灰色の石質火砕流堆積物が存在し、これを桃沢川火砕流 (Ymo-fl) とする。発泡が著しく、斜長石と輝石の斑晶に富む安山岩質角礫と同質の細粒物質から成り、分布は広く山体の南東斜面一帯に及ぶ。桃沢川溶岩とこの火砕流の間には、風化帯が認められないことから、さほど大きな時間間隙があったとは考えられず、ほぼ一連の噴火活動に伴った噴出物であると判断される。両者共に位牌岳溶岩類 I (Yih-I) に覆われる (地点22)。また、この火砕流堆積物は、前述した上部 I の溶岩類の一部 (柳沢溶岩・梅ノ木沢溶岩) を覆っており、東名高速沼津インターチェンジ付近から南側に広がる山麓部に、扇状地を形成している。

位牌岳溶岩類 I (Yih-I)・位牌岳溶岩類 II (Yih-II): 熊ヶ谷火口の東方に分布する安山岩質の溶岩類で、下位のややベーシックな位牌岳溶岩類 I (Yih-I) と上位のアンディックな位牌岳溶岩類 II (Yih-II) に区分することができる。両者の関係は第二桃沢川流域 (地点23ほか) で観察でき、地形的にも溶岩末端崖の分布等で明瞭に区分できる (Fig. 2)。この溶岩類は愛鷹岳・1248 m 峰・位牌岳・池の平に囲まれた約 1.8 km² と、その分布範囲が限られた地域に規制されている。

位牌岳溶岩類 I は、単斜輝石-斜方輝石安山岩 ($\text{SiO}_2=57\sim59\%$) で、少量であるがカンラン石の斑晶も含む。全層厚は約 160~180 m あり、10 m 前後の厚さの溶岩と同質の角礫を含む凝灰角礫岩が互層している。分布は位牌岳 (1457 m) を中心として東方の地域に分布しており、噴出の中心は位牌岳西方と考えられる。

位牌岳溶岩類 II は青灰色の斜方輝石-単斜輝石安山岩質溶岩 ($\text{SiO}_2=59\sim62\%$) で、全層厚は 100 m に及ぶ。前述の位牌岳溶岩類 I、愛鷹岳溶岩、桃沢川溶岩、池の平溶岩を覆う (地点24ほか)。本層の最上層 (Ih-15) は、通称、馬場平と呼ばれる緩斜面を形成しており、その表面上には溶岩流噴出の際、形成されたと考えられるローブ状の微地形が観察できる。

e) 最上部層 (Yst)

愛鷹火山最上部の構成物は、黒岳溶岩 (Yst-kr)・袴腰岳溶岩 (Yst-hk)・長窪火砕流

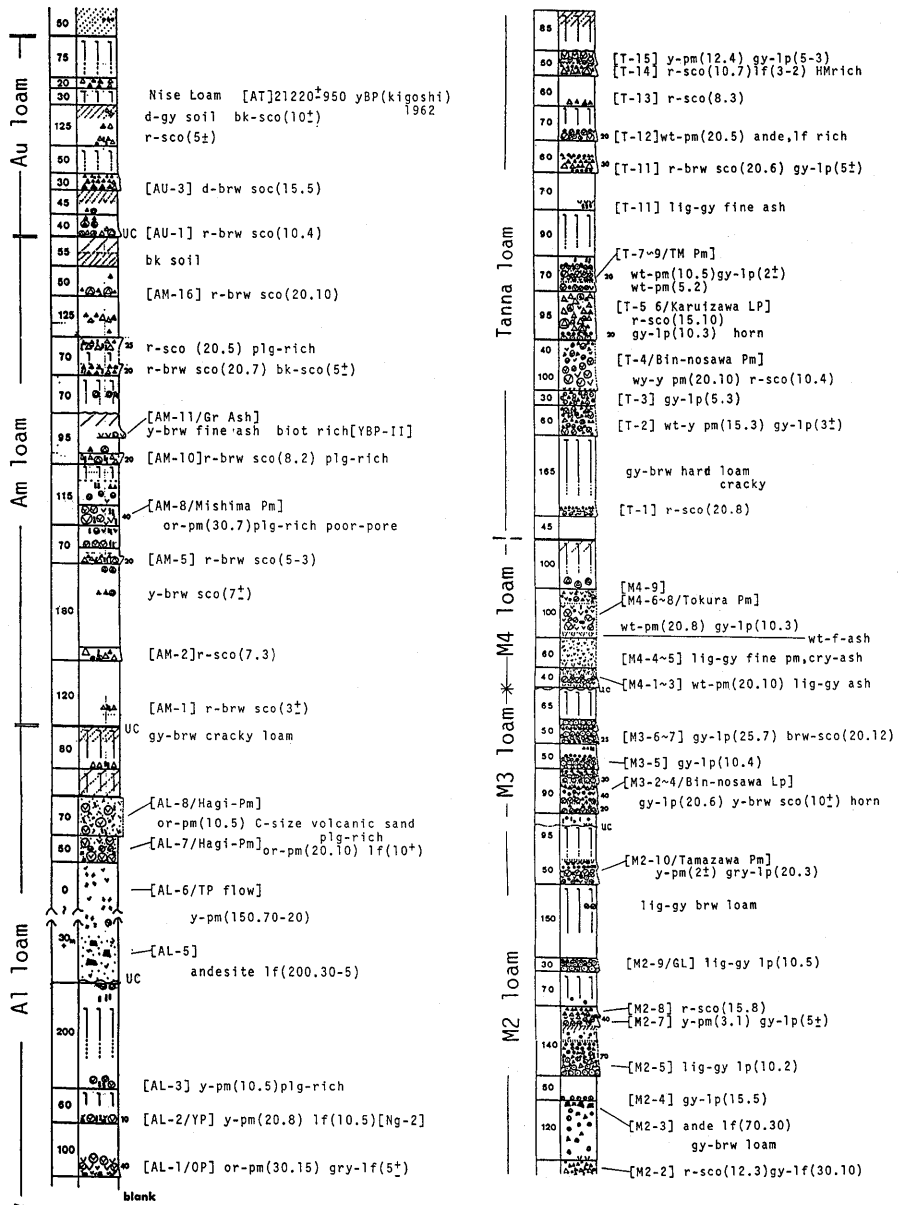


Fig. 12(a)-(b). Generalized stratigraphic section of tephra layers in the southeastern area of Ashitaka volcano.

(Yst-ng) に区分できる。この噴出物は、山体北部と南東部に溶岩円頂丘を形成している。岩質はデイサイト質の溶岩が主体で、斑晶鉱物として角閃石を含む点で上部層 II の溶岩類と異なる。また噴出物量も合計で 0.4 km³ と小規模であり、愛鷹火山最後の活動として位置づけられる。

・黒岳溶岩 (Yst-kr)

山体の北端部に位置する側火山、黒岳 (1086 m) の山体を構成する黒岳溶岩は、愛鷹火山には希な角閃石デイサイト溶岩で、SiO₂ 量も63%~64%と高い。本溶岩流の分布は黒岳山頂から山腹部に限られており、山体の周辺には直径 1 m 程の同質の角閃石デイサイトの岩塊が散在する。黒岳は高粘性溶岩が噴出することによって形成された溶岩円頂丘であると考えられる。地形的にほとんど開析されていない。溶岩の化学組成は、後述の袴腰岳と良く似る。

袴腰岳溶岩 (Yst-hk) 及び長窪火砕流 (Yst-ng)

袴腰岳溶岩 (Yst-hk) 及び長窪火砕流 (Yst-ng)

袴腰岳溶岩は、角閃石-斜方輝石-安山岩溶岩 (SiO₂=62.76%) であり、愛鷹岳の北側 500 m に位置する溶岩円頂丘を構成する。この袴腰岳山腹から南東方向に伸びる谷沿いの微高地を構成しているのが長窪火砕流である。この火砕流の角礫及びマトリックスの細粒物質は、袴腰岳溶岩と同質の岩石により構成されている。地点 25 (双葉建設採石場) では、炭化した木片を多量に含んでおり、高温火砕流であったことが推察される。この火砕流の給源は、構成物の共通性や前述のような地形的な特徴が見られることなどから、袴腰岳と判断でき、溶岩円頂丘の形成とほぼ同時に流下したと考えられる。

Plate 3 に示す長窪火砕流の模式露頭 (地点 25) に見られるように、本層は愛鷹下部ローム層の Al-1 (OP) と Al-2 (YP) 軽石層の間に挟まれる。

f) テフラ層

愛鷹火山の東方地域には、約 60 m 厚さのテフラが堆積しており、愛鷹ローム団研 (1969)、町田ほか (1974)、高橋 (1977)、由井 (1983、1986) 等による記載、細分が行われている (Fig.

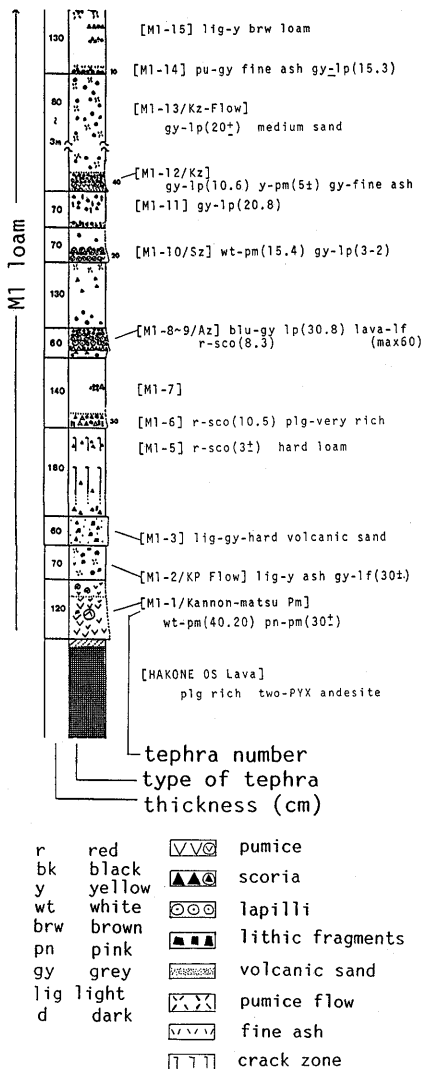


Fig. 12(b).

12). このテフラ層は約40万年前から1万年前までの火山活動に由来するもので(由井, 1983), 愛鷹火山の爆発的噴火史を記録しているものと考えられる. しかし, これらのテフラ層は, 愛鷹火山だけでなく, 箱根火山, 富士火山等の周辺火山の活動に由来するものを含んでいる. ここでは, このテフラ層のうち, 特に愛鷹火山起源のテフラ層と愛鷹火山本体を構成する噴出物との関係に注目し, その層序関係と噴出時期について検討する.

・下和田ローム層 (Sm)

本層はスコリアを主体とするテフラ層と砂質シルトとの互層で, 現在愛鷹火山周辺地域で見られるテフラ層のうち最も下位のテフラ層である. 愛鷹東方の山体内のみ分布し, 箱根火山側ではみられない.

本層の最下部は, 下和田川の地点3dにおいて, Sm-20 溶岩(下部溶岩)のクリンカー部を埋積するように堆積しており, また不整合関係で, 中部層Iの凝灰角礫岩(Mtb), 上部層Iの溶岩類(梅ノ木沢溶岩・池の平溶岩)に覆われる(地点3a, Fig. 13). 下和田ローム層と下部層Iの溶岩との関係を Fig. 13 に示したが, 前述の理由から, 下和田ロ

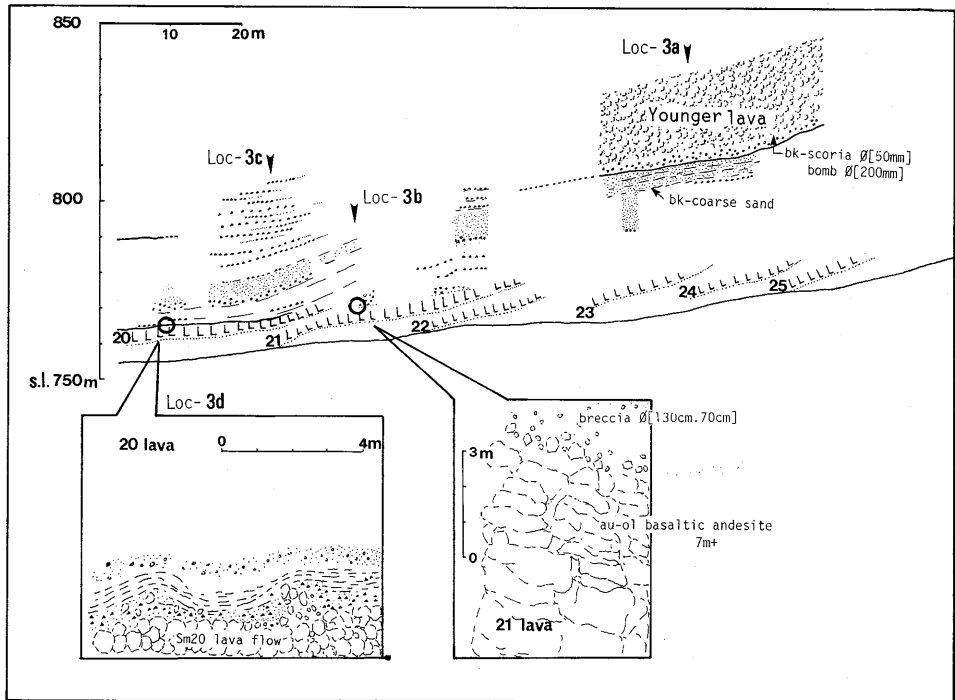


Fig. 13. Schematic section showing stratigraphical relations of the lava flows of the older group, Shimowada-loam formation and the lava flows of the younger stage.

Left inset: Schematic description of the contact between the Sm-20 lava flow and the base of the Shimowada-loam formation. The upper part of the Sm-20 lava flow shows no evidence of erosion.

Right inset: Schematic section showing the relation between the lower massive unit (7 m thick) of the Sm-21 lava flow and the upper pyroclastic layer.

ーム層は下部層 I とほぼ同時期の降下火山灰であると判断できる。

地点 3c における、下和田テフラ層の柱状図と重鉱物組成を Fig. 14 に記した。本層は54枚のスコリア及びスパッター等を主体とする AAW 型テフラ層 (松田・中村 1970) である。本層は、構成物の粒径や類質岩片の違いにより A・B の2つのタイプに分類することができる。最大粒径 40 mm~50 mm で、石英閃緑岩の異質岩片をしばしば含むスコリア層を A タイプとした。粒径が大きいこと及びスパッター等の火口近傍に見られる物質を含むことから愛鷹火山起源のテフラ層と判断できる (Fig. 14 で■印)。一方、最大粒径 7~8 mm 程度のスコリアからなるものを B タイプとした。両者は、粒径及び含有する岩片の質の違いだけでなく、重鉱物の斑晶組み合わせや斜長石とカンラン石の化学組成においても有意に異なる (Fig. 15)。スコリアの粒径から考えると、B タイプのスコリアを噴出したのは比較的近傍の火山であり、当時活動期にあったものとして、小御岳もしくは古期成層火山期の箱根火山が考えられる。小御岳火山のテフラについては現時点においては記載が乏しく不明であるが、溶岩の斑晶組合せは単斜輝石、斜方輝石、斜長石からなり、カンラン石をほとんど含まないという報告がある (浅岡, 1986)。一方、箱根古期成層火山期の溶岩とテフラは共に、カンラン石、単斜輝石、斜方輝石、斜長石の斑晶組み合わせである (上杉 1976, KATO 1984)。従って、カンラン石斑晶に富む下和田ローム層中の B タイプスコリア層は、箱根火山起源の可能性が高い。

下和田ローム層中の Sm-14, 15, 16 層は、愛鷹火山起源とした A タイプのスコリア層で、石英閃緑岩の異質岩片を含む点や上下の赤褐色スコリア層の特徴が、大磯丘陵で記載されている雑色ローム層中の TII-21 層と類似する。

両者ともにカンラン石、斜長石が主な斑晶鉱物であり、まれに単斜輝石を含む点で一致する。また、Fig. 16 に示す下和田ローム層の Sm-16 火山灰と雑色ローム層 TII-21 火山灰層のカンラン石と斜長石斑晶の化学組成でも、カンラン石は、 $Fo=74\sim 72$ にピークがあり、斜長石は $An=80\sim 90$ の間と $An=68\sim 70$ の間の2カ所にピークがあるといった点で共通する。以上のような理由から、下和田ローム層の Sm-16 層と雑色ローム層中の TII-21 に対比した。

TII-21 を含む雑色ローム層 (TII) は、箱根火山の古期外輪山期のテフラ層であり (上杉 1976), TII-9 で $390,000\pm 80,000$ y. B. P. (鈴木・杉原 1983) のフィッシュントラック年代が得られている。以上のことから、愛鷹火山下部層 I の溶岩類及び下和田ローム層の活動期は、箱根火山古期外輪山期とほぼ同時期であり、35万年前~40万年前と推定される。

・三島ローム層 (M)

三島ローム層は玉沢 (地点26・27, Fig. 18 に記入) において、箱根火山古期外輪期溶岩の一部を覆う層厚約 30 m のテフラ層であり、愛鷹火山東麓から箱根火山にかけて分布する。小規模な斜交関係により $M_1\sim M_4$ の4部層に細分できる。本層は、角閃石を含む軽石質のテフラを主体とし、火砕流堆積物も挟在する (Fig. 12)。

三島ローム層は、角閃石斑晶を含むテフラ層が卓越し、中でも、 $M_2-5\sim 8$, M_2-9 , $M_2-2\sim 4$, M_4-2 , $M_4-6\sim 8$ 火山灰は、1 m 前後の層厚を有することや、20 μ m 以上の軽石粒を

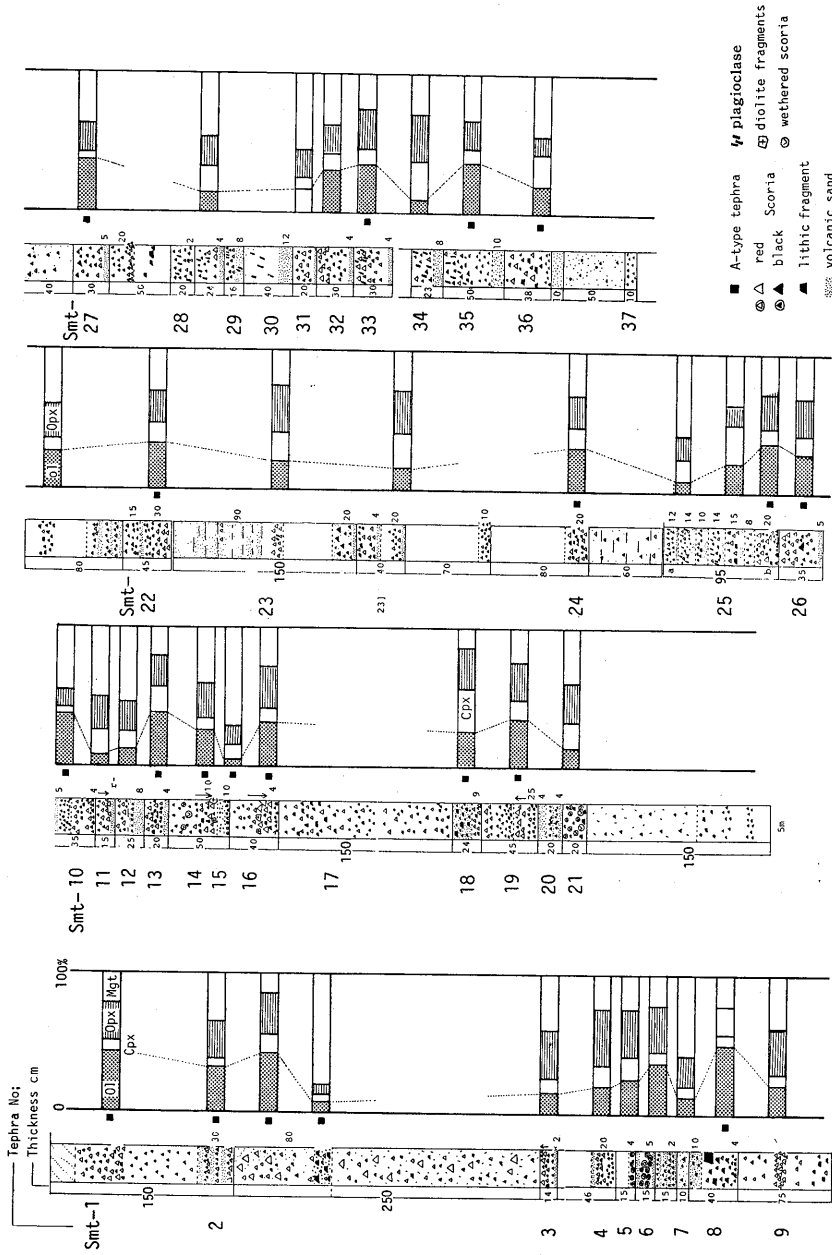


Fig. 14. Columnar section of the Shimowada tephra formation and heavy mineral compositions for some tephra layers. Ol: olivine, Opx: orthopyroxene, Cpx: clinopyroxene, Mgt: magnetite. A type is pyroclastic fall from Ashitaka volcano. B type is from distant volcanoes.

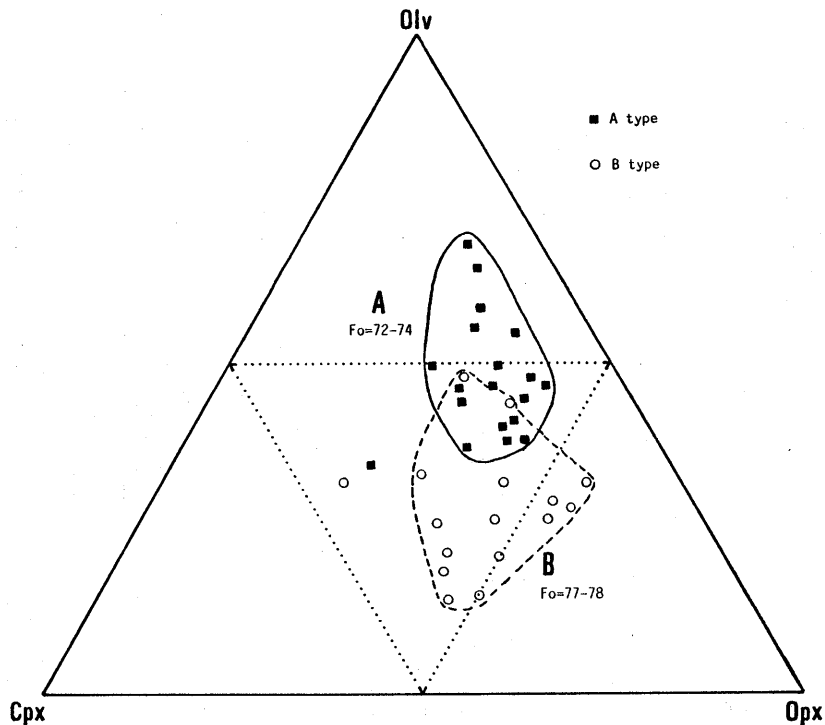


Fig. 15. Heavy mineral composition (Olivine-Clinopyroxene-Orthopyroxene) of Shimowada-loam formation.

含むことなどから愛鷹火山から噴出したものと考えられる。

愛鷹火山本体に分布する噴出物の内、熊ヶ谷火口凝灰角礫岩が角閃石斑晶に富む点及び、同質の岩片を含むなどの点で三島ロームのテフラ層と特徴を同じくする。愛鷹火山周辺には三島ローム層と丹那ローム層の下半部以外に角閃石に富むテフラ層がみられないことから推察して、三島ローム層を噴出、堆積した際の火道に相当するのが熊ヶ谷火口凝灰角礫岩であると考えられる（由井・藤井 1987）。

三島ローム層の下部にある M_1 -12 軽石層は、三島市玉沢～徳倉（地点28, Fig. 18）に分布する、大規模な火砕流を伴った軽石層である。この軽石層から、上位の M_4 -8 軽石層までは、箱根火山南方の真鶴岬（地点29, 30）で記載されている M_1 ~ M_8 （米澤ほか 1980）と各テフラ層が岩相的に類似することや、鉱物斑晶組合せが同様であることなどから、両者を対比した。Fig. 17 に示すように真鶴岬の M_1 が三島ローム層の M_1 -12, 13, に、 M_4 が M_2 -3 に、 M_5 が M_2 -9 に、 M_6 が M_2 -10 に、 M_7 が M_4 -2 に、また M_8 が M_4 -5 にそれぞれ対比される。これら真鶴岬のテフラ層は、大磯丘陵の早田ロームに相当することが分かっている（米澤ほか 1980）。このうち M_6 （三島ローム層の M_2 -10 に相当）は、大磯丘陵の Tm -8（上杉 1976）に相当し、 $246,000 \pm 12,000$ - $235,000 \pm 12,000$ y.B.P. のフィクショナルトラック年代が得られている（磯ほか 1981）。以上の結果より、三島ローム層の形成及び、その給源と考えられる熊ヶ谷火口凝灰角礫岩の噴出期は、約25万

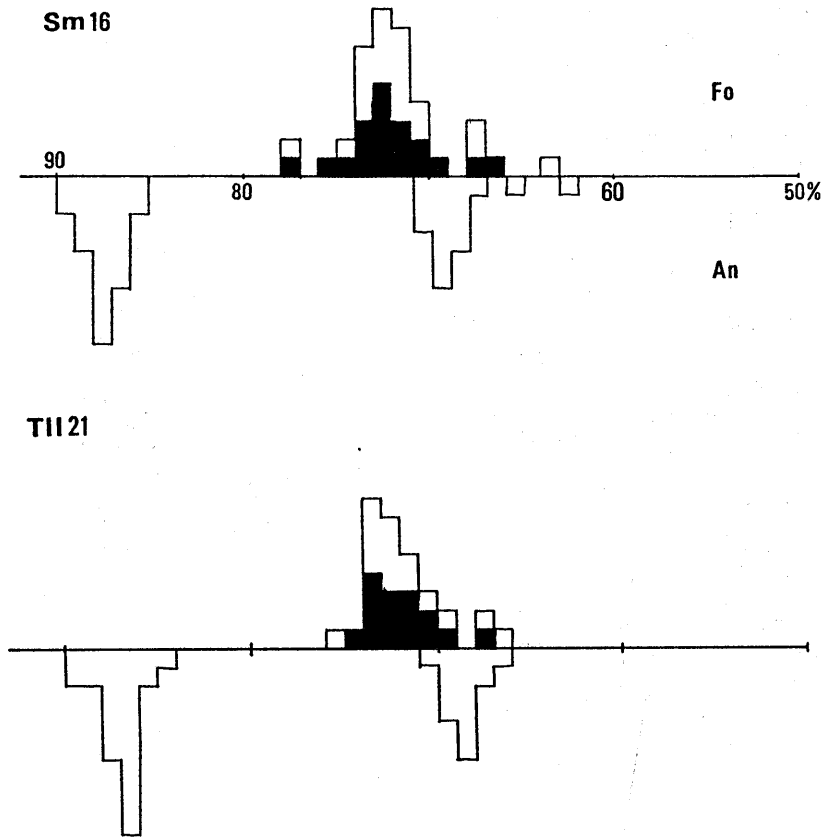


Fig. 16. Histograms of the compositions of olivine and plagioclase phenocrysts in tephra layers, Sm-16 and T11-21. Solid block indicates composition of the core and open block indicates composition of the rim of olivine grain.

年前と判断される。

・丹那ローム層下部 (T)

丹那ローム層は、箱根火山南麓から西麓にかけて分布するテフラ層で、丹那盆地の鬢ノ沢 (地点31, Fig. 18) を模式地とする。発泡の悪い青灰色軽石層を多く挟在する下半部 (T-1~9) 及び、赤色スコリアと軽石からなる上半部 (T10~15) の2部層に細分できる。両者の間には1m余りの埋没土壌層が見られ、時間的間隙があると推定される。下半部の青灰色軽石層は特徴的に角閃石を斑晶鉱物として含む。主な鍵層として、T-2 (鬢ノ沢軽石)・T-5, 6 (軽井沢ラピリ) 等があり、いずれも角閃石斑晶を含む。また Fig. 18 に示す等層厚線図より、丹那ロームの下半部は、愛鷹火山の噴出物であると考えられる。

中部層 II の火山麓扇状地堆積物には、地点13・10 (柳沢/桃園) において、丹那ローム層中の T-5, 6 (軽井沢ラピリ) を挟在する。角閃石を含む青灰色の発泡の悪い軽石層を挟在するテフラ層は、箱根火山北方の矢倉沢、真鶴岬、大磯丘陵の土屋ローム層 (Tu) にも多く見られる。丹那ローム層の T-2 テフラ層から T-9 テフラ層までの各層は、真鶴

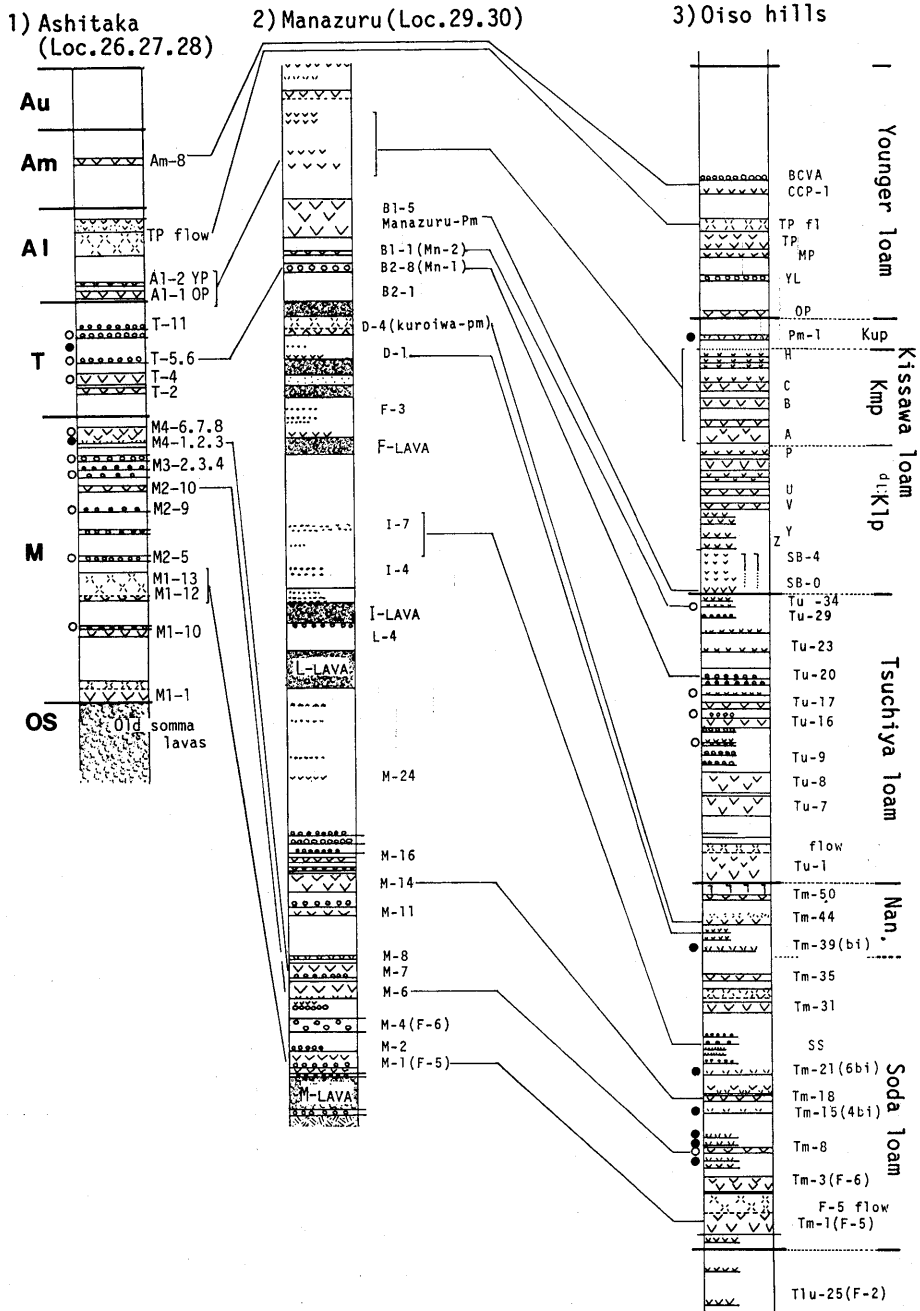


Fig. 17. Correlation of key tephra layers in the southeastern area of Ashitaka volcano, Manazuru peninsula and Oiso hills.

Columnar section in Manazuru peninsula is simplified from YONEZAWA et al. (1980).

Columnar section in Oiso hills is simplified from UESUGI (1976).

Locations of outcrops are shown in Fig. 18.

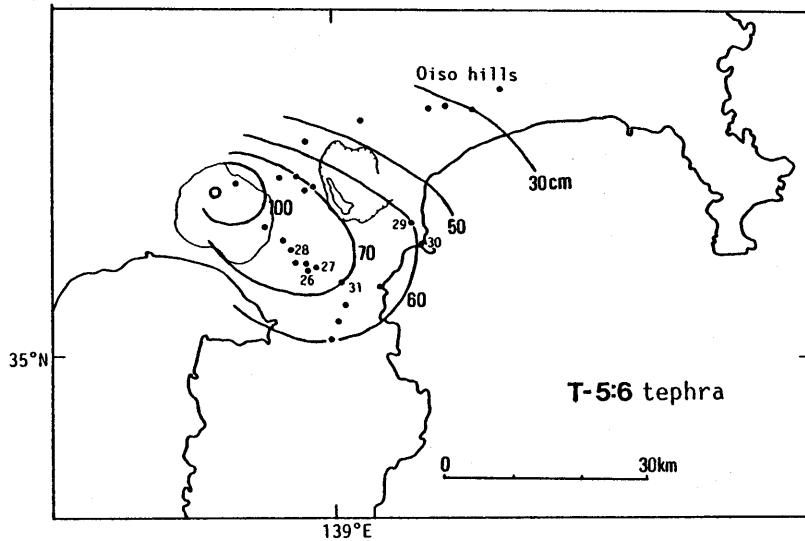


Fig. 18. Isopach map of the T-6 tephra layer. Location of the outcrops are shown as closed circles.

岬でも全層が確認でき、丹那ローム層の T-5, 6 が真鶴岬の B2-8 (米澤ほか 1980) に対比される。さらに本層は大磯丘陵の Tu-18~21 に対比された。

大磯丘陵で Tu-21 の 2 枚上位のテフラ層である Tu-23 で、 $160,000 \pm 11,000$ y.B.P. の年代値が、下位の Tu-7 では $210,000 \pm 30,000$ y.B.P. フィッショントラック年代が測られていることから、Tu-18~21 に相当する T-5~6 (軽井沢ラピリ) は、約 17 万年~20 万年前に噴出したと考えられる。従って T-5~6 を挟在する愛鷹火山の中部層 II の扇状地堆積物は、約 17 万年~20 万年前の堆積物であると判断される。

・丹那ローム層上部

上部層 I の溶岩類と丹那ローム層との関係が地点 8 (柳沢) で確認できる。柳沢溶岩流 (Yyn) 直下には、流下の際に溶岩流の熱によって高温酸化した部分を持つ、厚さ 5 m ほどのテフラ層が見られる。この中には、カンラン石、単斜輝石を斑晶鉱物として含むスコリア層が 4 枚 (Yn-T1~4) 認められる。このスコリア層は、丹那ローム層の T-11 以上のスコリア層と岩相及び斑晶鉱物の組成の点が類似することから、両者を対比した。丹那ローム層上半部のテフラ層に関しては、年代を示すデータが得られていないが、先に述べたように、下位の T-5~6 テフラが 17 万年~20 万年、また、次に記述する上位の A1-1 テフラが 10 万年前であることから、約 15~13 万年前と推察される。

・愛鷹下部ローム (A1-I)

愛鷹ローム団研 (1969) のオレンジ軽石 (OP) を最下部の鍵層として、箱根新期軽石流の上面より 5 m 程上位の埋没土壤層までのテフラを愛鷹下部ロームと呼んだ (由井 1983)。その後の調査により箱根新期軽石流の基底より 6 m 下位に、発達した暗色埋没土壤層 (厚さ 2 m 以上) があり、時間の間隙があることが判明したので、この埋没土壤層を境に

下半部を Al-I, 上半部を Al-II として細分した (Fig. 12). 埋没土層の発達する以前には, 御岳第1 軽石 (Pm-1, 81, 000 y. B. P.) を含むより多くの火山灰層が堆積していたと考えられるが, 侵食によって失われた現在は残っていない. また愛鷹下部ローム層の基底についてもその一部が欠如している可能性がある. 本層は箱根火山南麓部方向に厚さを増し, 丹那盆地からその南の浮橋・伊東方面にも分布する. 主な鍵層としては Al-1 (OP) と Al-2 (YP) があり, 前述のように, 両者の間には袴腰岳起源の長窪火砕流が挟在する.

OP・YP の2枚の軽石層は, 北伊豆地域に追跡することが可能で, 白尾 (1981) の DP4 に, また葉室 (1978) のオレンジパミス, 杉原 (1981) の城ノ平軽石 (SP) に対比される. 本軽石層は, 箱根新期軽石流の下位にあたり両者の間には 2 m 以上の埋没土層を挟むことや, 下位の丹那ローム層が, 多摩上部相当層であるなどの関係から, 下末吉ロームに対比される可能性が高い. 杉原 (1981) は, 斜方輝石の屈折率から, 城の平軽石を大磯丘陵の Kmp の一部であると述べている. 分布する鍵層の枚数が少ないため, Kmp グループのいずれに対比できるか特定できないが, 層位的には矛盾しない. Kmp グループは, 箱根新期溶岩 (YS) に対比されており (町田 1968), Kmp-1 で 98, 000±12, 000 y. B. P. のフィッシュントラック年代が得られている. 以上の結果から愛鷹火山の長窪火砕流を噴出した活動は, 約10万年前であると考えられる.

III. 愛鷹火山の発達史

愛鷹火山の活動は, 先に述べてきたテフラ層との関係より明らかになった噴出時代, 岩質および構成物の違いに基づいて4つの噴火ステージに区分できる (Fig. 19). すなわち, これまで下部層 I・II・III として区分してきた凝灰角礫岩層と溶岩類, 熊ヶ谷火口凝灰角礫岩層を旧期ステージに, 中部層 I の凝灰角礫岩層と中部層 II の火山麓扇状地堆積物を中期ステージに, また, 上部層 I・II のを新期ステージに, 最上部層を最新期ステージとして区分した. 以下に愛鷹火山の発達史について記す.

1) 基盤岩の地形 (49万年前)

愛鷹火山の最初の噴出物は確認されておらず, 活動開始時における, 基盤岩の地形等の復元をするためのデータは少ない. 伊藤ほか (1986) は, 伊豆半島北端地域の過去 100 万間の古地理復元をおこなっている. これによれば, 当時の愛鷹火山地域は東西に伸びる凹地に丹沢山地より供給された小山巨礫層が堆積した. 小山巨礫層は, 下位ほど急傾斜になっており, 最上位層が堆積した頃 (約50-60万年前) には, この盆地を形成した足柄層群の傾動は終わっていたと記している. TSUYA (1962) は, 愛鷹火山北東麓のボーリングの記載で, 愛鷹火山噴出物の下に直接御坂層群の一部と考えられる変質凝灰岩層が厚い風化帯を挟み存在することを記載している.

以上のことから, 現在の愛鷹火山北部地域一帯には, 第三紀の御坂層群が東西性の盆地を形成し, これな埋積するように小山巨礫層が分布していた. この盆地の南縁に当たる陸上に, 愛鷹火山が噴出したと考えられる.

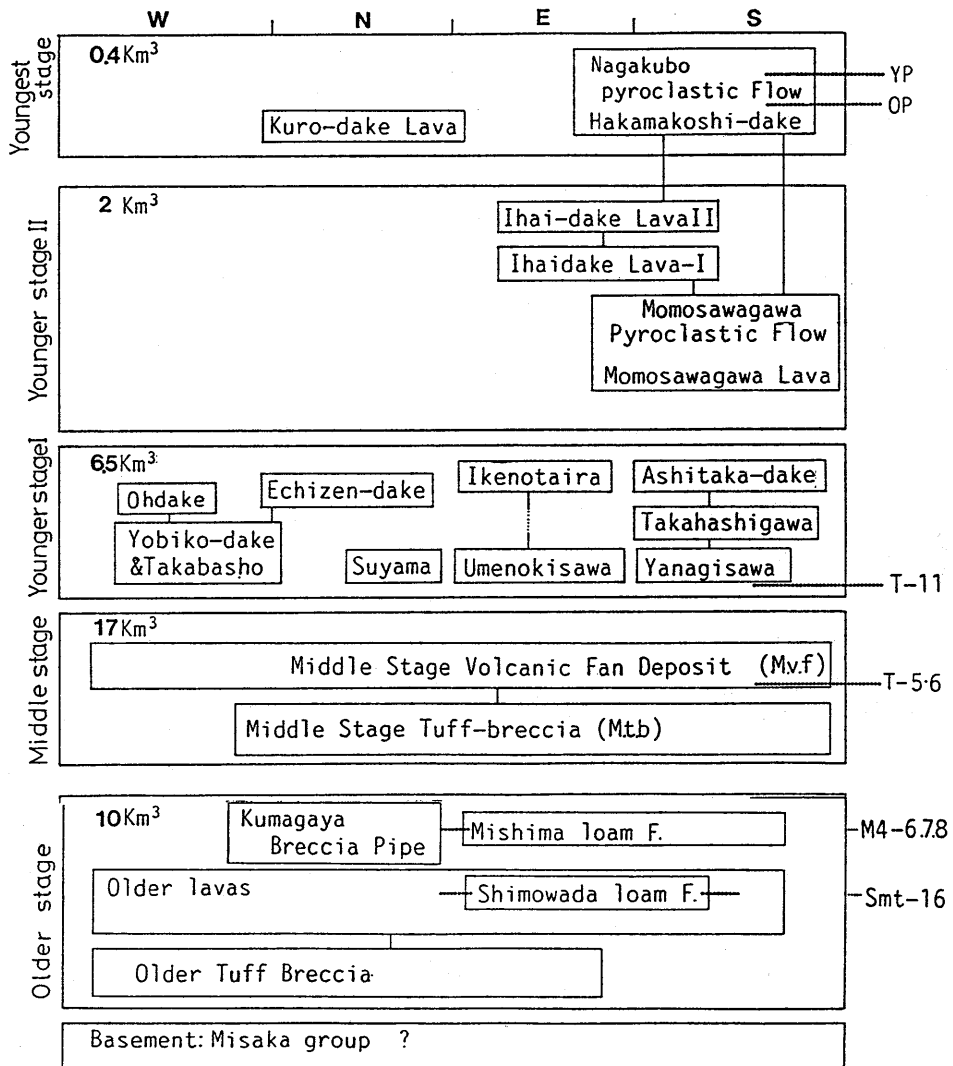


Fig. 19. Block diagram showing the development of Ashitaka volcano. Solid lines indicate confirmed stratigraphic succession, dotted line indicates stratigraphic relation of tephra layer. The number on the left side indicates the volume of erupted materials in each stage.

2) 旧期 (OI, OII, OIII) の活動史

旧期の活動は、構成物の違いにより 上部層 I の凝灰角礫岩類・上部層 II の溶岩類・熊ヶ谷火口凝灰角礫岩体を構成する 上部層 III, の各々を形成した 3つのサブステージに区分できる。旧期噴出物の分布を Fig. 20 に示した。

およそ40万年前に愛鷹火山の活動は開始したと考えられるが、当時の噴出物は、一部に

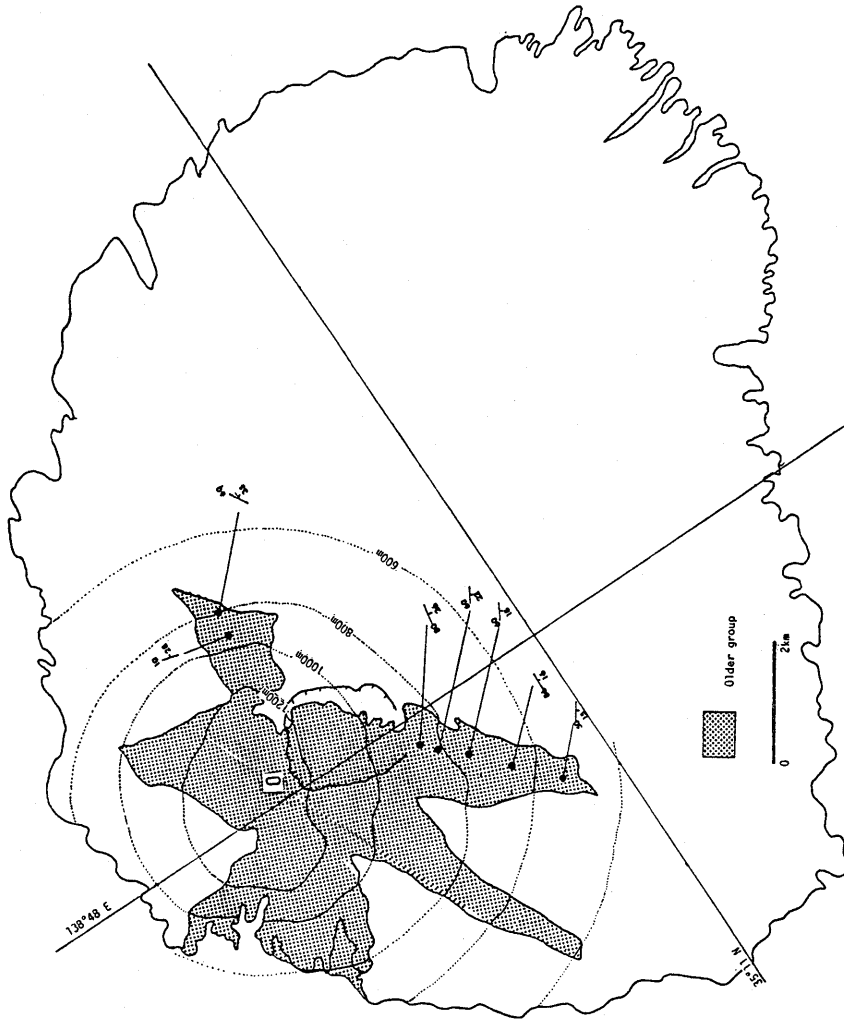


Fig. 20. Distribution of the products in the older stage. The contour lines (200 m interval) are for the volcanic edifice at the older stage inferred from the upper levels of the older stage products.

赤淵川でみられるような玄武岩質の溶岩が含まれるものの、パン皮状火山弾を含む凝灰角礫岩が主体であった。また、この凝灰角礫岩の分布が須津川-赤淵川-須山大沢までの現在の山体北西部に限られていること、火山弾の分布が偏在すること (Fig. 5) から、熊ヶ谷火口の北西側赤淵川中流付近を噴出中心として、ブルカノ式の噴火を行ったと考えられる。その総噴出量は、 4 km^3 以上あったと推察できる。

初期の火砕物を主体とする噴火に引き続き、玄武岩質溶岩の噴出を主体とする活動が始まった。溶岩流の噴出と同質の角礫岩からなる凝灰角礫岩層を堆積させ、山体を成長させた。現在確認できる総噴出量は、 6.2 km^3 、噴火の様式は、ストロンボリ式～ブルカノ式噴火であったと考えられる。このような一連の活動は、下和田ローム層との関係より約40～35万年前であると考えられる。

約25万年前になると、火山灰の噴出を中心とするプリニー式噴火へと活動の様式が変化する。前述のように、噴火の中心は熊ヶ谷火口跡にあり、三島ローム層の角閃石を特徴的に含む火山灰は、この時期の活動にもなって形成された。総噴出量は約 1 km^3 である。

旧期 II と旧期 III の間には約10万年の間隔があるが、その間にどれくらいの休止期があるか限定できない。

3) 中期 (M) の活動史

中期の活動については、不明な点が多く、当時の活動様式等の復元は難しい。記載の項で述べたように、中期の噴出物は現存する愛鷹火山構成層の中で、量的に最も多くを占め、そのほとんどが凝灰角礫岩から成るという特徴がある。しかし、一部には土石流堆積物や、マトリックス分に富んだ粉体流の特徴を有する堆積物などが認められる一方で、量的には少ないものの、玄武岩質溶岩等の本質物質も認められる。このような事実から、山体を成長させるようなマグマ噴出活動を行うと同時に、その一部を崩壊する活動を行ってきたと推察できる。また、先にも述べたようにこれら凝灰角礫岩が山体の南東部に偏在し (Fig. 21)、かつその層厚も南東側に厚くなるという事実は、この時期に山体が南東方向に傾動したと考えることにより説明できる。旧期の下和田 AW 型ローム層から推定された山体の南東方向への傾動がこの時期に起こったため生じたと考えられる。つまり、中期には山頂部を中心に、わずかながらも玄武岩溶岩等の本質物質を噴出していたが、山体の南東半分は、沈降を続けていたため、旧期の山体を構成していた物質の一部が、低い南東側に崩落し、その高さを減じていき、凝灰角礫岩類が南東側に分布していったと考えられる。旧期の下和田ローム堆積物の南東への急傾斜も、この時期の傾動により形成されたと考えることにより、説明可能となる。また、先に述べた旧期噴出物が須津川下和田川を結ぶ線より南東側で確認できない一方で、北西側では旧期の噴出物が、高い高度に分布している (Fig. 20) 事実も、中期に山体が南東方向に傾動したと考えると、調和的である。

中期の活動の後半 (約17～20万年前) に至って、火山麓扇状地が形成された。中期の活動期間は、その開始期を示すテフラ層が見いだされていないことから、明確に示すことはできない。旧期の最後とした熊ヶ谷火口凝灰角礫岩の時代が約25万年前であり、火山麓扇状地堆積物が約17～20万年前であることから、中期の活動は25～17万年前の間、最大限8

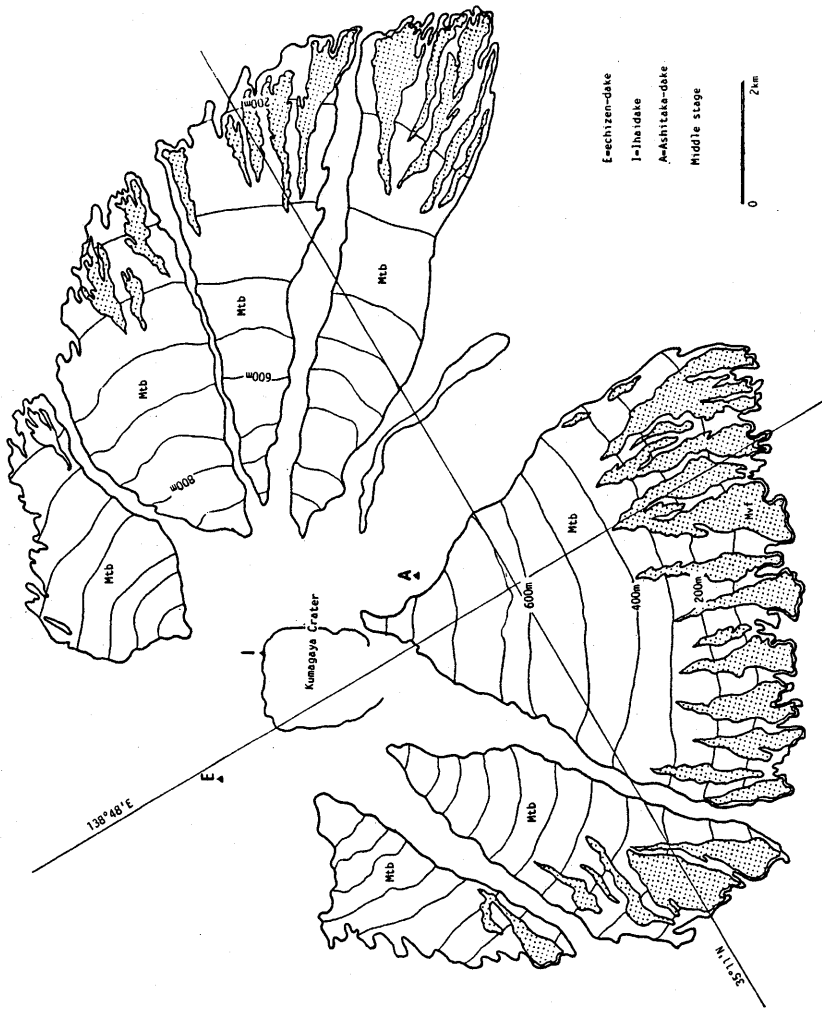


Fig. 21. Distribution of the middle stage tuff breccia and volcanic fan deposits. The contour lines are for the volcanic edifice at the middle stage inferred from the upper level of the middle tuff breccia.

万年間であり、この間にテフラを含め、 17.2 km^3 の噴出物もしくは、崩壊物を生産したことになる。

4) 新期 (YI・YII) の活動史

新期の活動はベーシックなマグマの活動からなる新期 I (YI) ステージと、それに引き続くアンディックマグマを噴出した新期 II (YII) ステージに区分できる。

a) 新期 I ステージ

カンラン石-単斜輝石-斜方輝石玄武岩を主とする溶岩類 (須山・梅ノ木沢・池の平など) が噴出した。これらの溶岩のうち初期の物 (須山, 柳沢, 高橋川など) は、中期の凝灰角礫岩 (Mtb) を開析する谷に沿って流下している。愛鷹岳溶岩・池の平溶岩・越前岳溶岩などは、山頂部付近より噴出し山体中腹付近まで流下し、停止した。以上のような新期ステージの噴出物の分布を Fig. 22 に示した。各溶岩流が集束する山頂部付近 (熊ヶ

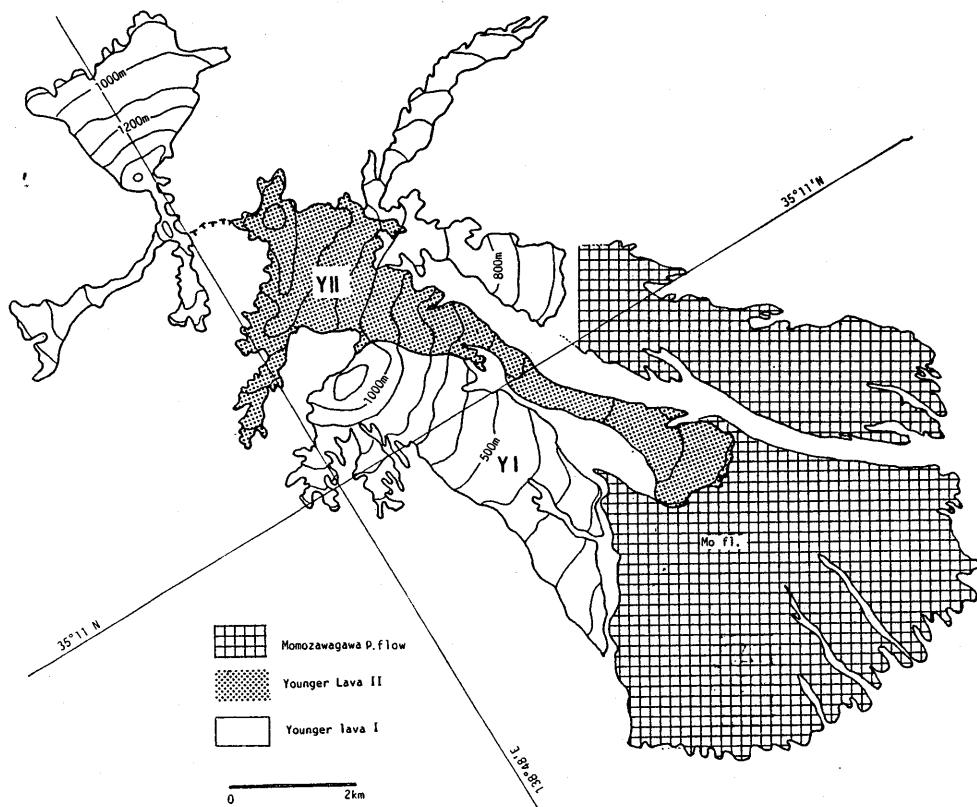


Fig. 22. Map showing distribution of lava flows which are subdivided into YI and YII stages. The contour lines are inferred from the upper level of lava flow units.

谷火口～越前岳)に噴火口があったと推定できる。山頂部地域には新期の岩脈が多く分布し、地点32の愛鷹林道には、岩脈がスコリアへ連続的に移化する露頭もあり、噴出口が存在したことを裏付けている。新期Iステージの火口は必ずしも固定した1カ所の火口であったとは限らず、複数カ所存在した可能性が高い。その火口の配置はほぼNW-SE方向のライン上に存在したと考えられ、そのためにFig. 22示したように、各溶岩流の集束帯が北西-南東方向に分布したと解釈できる。

新期Iステージの活動は以上のような溶岩流の噴出のみでなく、スコリアを噴出する活動もあり、丹那ローム層(T)上半部のスコリア層を形成した。活動開始期を示すテフラ層が検出されていないが、17万年前の中期の火山麓扇状地堆積物を、深く開析する谷を埋積するように新期溶岩類Iが分布していること、丹那ローム層のうち、上半部と下半部との間には約2mの風化土壌層が存在すること、などの事実から約15万年前頃から活動を開始したと考えられる。新期Iステージの総噴出量は約 6.5 km^3 である。

b) 新期IIステージ

後半の新期IIステージ(YII)には、安山岩質溶岩からデイサイト質溶岩の噴出を行っている。この時期の溶岩として最も早く噴出したのが、桃沢川溶岩であり、これまでの活動とは異なり火砕流の噴出を伴っている。この溶岩は位牌岳南付近より噴出して、南南東方向に伸びた谷に沿って約4km流下している。また、新期Iステージのものと異なり、この溶岩流は地形的にも明瞭な堆積原面を残している。これは新期Iステージの溶岩より SiO_2 に富むため、粘性が高くなり、これが地形面形成の違いに現れたものと考えられる。

これに引き続き現在の位牌岳周辺に位置する火口から位牌岳溶岩I-IIが噴出したと考えられる。位牌岳溶岩の分布は、池ノ平から位牌岳愛鷹岳を囲む範囲に限られているが、新期IIステージの溶岩噴出以前に山体の一部が崩壊し、南東側に開口する馬蹄形の地形が形成されていたため、生じた可能性がある。

新期IIステージの総噴出量は約 2 km^3 程度で、噴火の様式はブルカノ式噴火であったと考えられる。噴火の時期は約13～15万年前と推定される。

5) 最新期の活動

約10万年前になると角閃石デイサイト溶岩が噴出し、袴腰岳及び黒岳の溶岩円頂丘が形成された。山体の北部及び中央部の数カ所から上記の溶岩と火砕流を噴出した。この活動以降、愛鷹火山は大規模な噴出活動を行った証拠は確認されていない。この時期の総噴出物量は約 0.4 m^3 程である。

米澤ほか(1982)は、大磯丘陵の吉沢ローム層の給源火山として箱根・富士の両火山がその大部分を占めるとしたが、角閃石斑晶を含むテフラ層は、他の火山に由来すると述べている。この吉沢ローム層の時代は、愛鷹火山の最新期に相当しており、大磯丘陵で認められている角閃石斑晶を含むテフラ層は、黒岳及び袴腰岳の噴出物である可能性がある。しかし、愛鷹火山周辺では、最新期に相当する愛鷹火山起源のテフラ層は長窪火砕流以外見いだされていない。

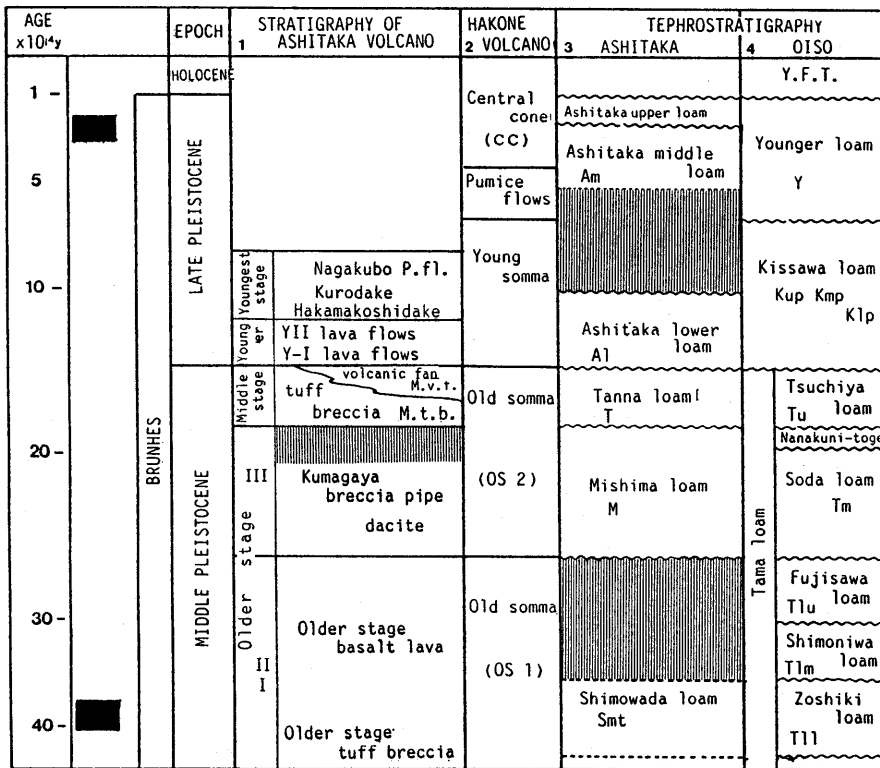


Fig. 23. Correlation of the lavas of Ashitaka volcano and tephra layers.

1) After YUI and FUJII (1985,1987) 2) After KUNO (1951) and MACHIDA et al. (1968, 1971) 3) After YUI (1983,1986) 4) After UESUGI (1976).

IV. ま と め

1) 愛鷹火山の活動は、旧期・中期・新期・最新期の4ステージに大別できる (Fig. 23)。旧期の活動は約40万年前より古い時期に始まり、赤淵川上流付近を中心として、多量の玄武岩質凝灰角礫岩を噴出する活動であった。山体は現存する山体よりもやや北西側に成長したと考えられ、西端部は、富士市西部までその山麓が及んでいたと考えられる。これに引続き玄武岩ないし玄武岩質安山岩溶岩を噴出する活動へと推移し、成層火山体を成長させた。この時代は下和田ローム層との関係から約40万年前であると判断される。その後、約25万年前迄の間に、活動はデイサイト質テフラを噴出する活動へと変化し、三島ローム層を周辺地域に堆積させた。

中期の活動時期は、玄武岩質の溶岩及び凝灰角礫岩の噴出と同時期に山体の一部が崩壊し山麓部に火山麓扇状地形を形成した。挟在するテフラ層との関係から約17万年前であると推定される。

新期Iステージの溶岩は、中期の山体を開析した谷に沿って流下し山体の南東から北西部にかけて広範囲にわたり分布する。新期溶岩後半の新期IIステージの溶岩は山体の南

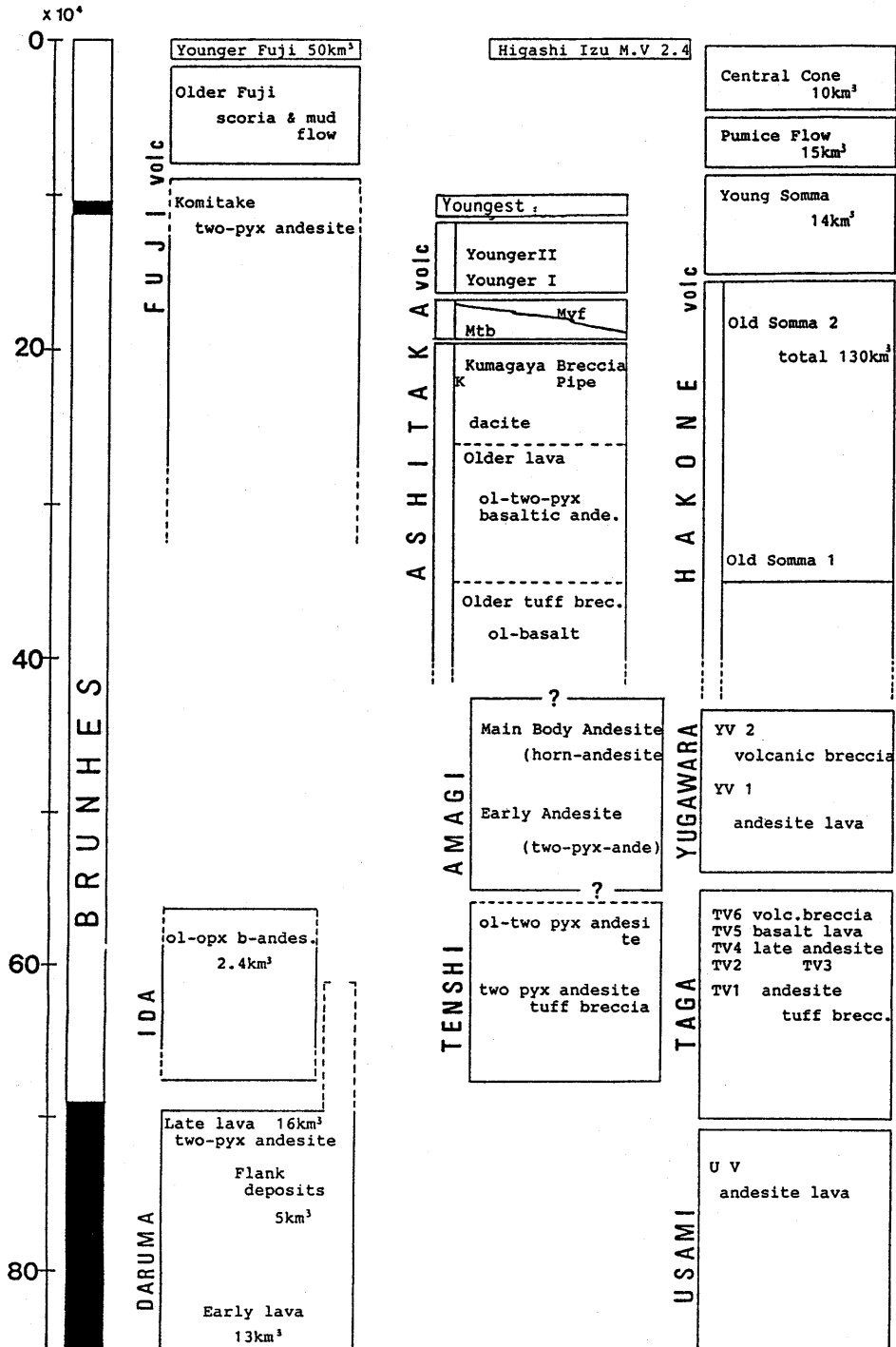


Fig. 24. Correlation of volcanic activity in the northernmost part of the Izu-Bonin arc (after KUNO 1951; KURASAWA 1955b 1959; KURASAWA et al. 1976; KANEOKA et al. 1983).

東部に片寄った分布をする。これは、新期 I ステージと新期 II ステージの間に、南東部に開口する馬蹄形カルデラが形成されていたと考えられる。

約10万年前には、黒岳溶岩・袴腰岳溶岩を噴出し、円頂丘を形成した。またこの時期小規模な火砕流を噴出し、活動を停止した。

2) 周辺火山の活動史との関係が明らかになった。Fig. 24 に示すように愛鷹火山は箱根火山の活動期とほぼ一致し、活動はやや早い約10万年前に終了した。小御岳火山の活動との関係は直接対応するテフラ層が見られないために不明であるが、下和田ローム層中に小御岳起源のテフラを挟在しないことから、少なくとも愛鷹火山旧期（約40万年前）には小御岳火山はテフラ層を噴出していなかったと推察される。これまで明らかにされている伊豆半島に分布する火山群との関係はほぼ図示した通りになる (Fig. 24)。

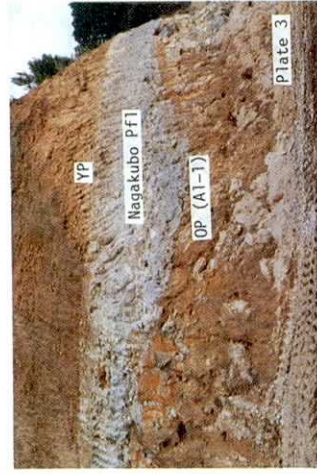
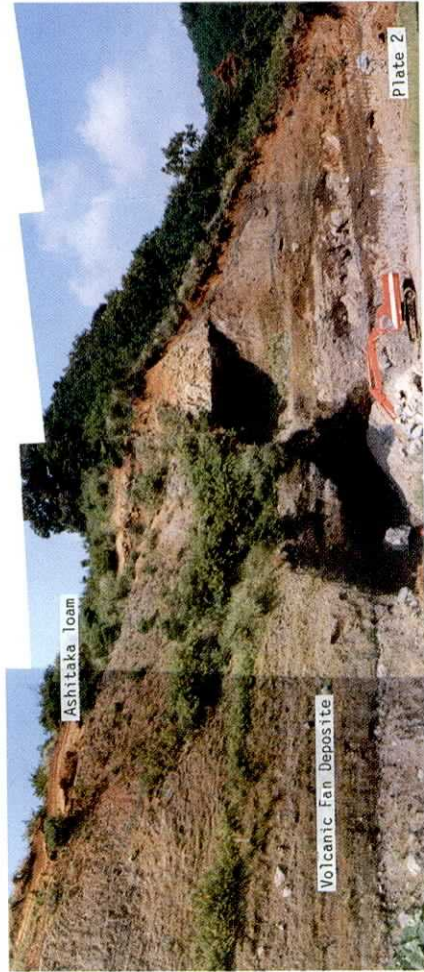
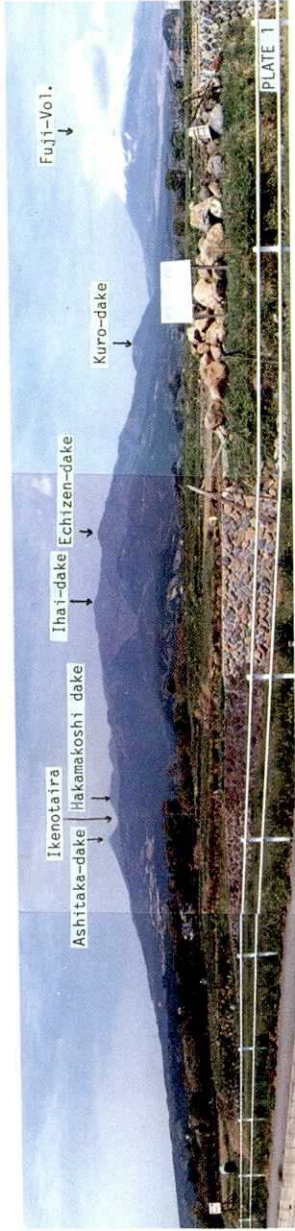
3) 愛鷹火山は山体構成物中、凝灰角礫岩類の占める割合が高い。その成因については不明な点が多いが、噴出物の各ステージ毎の分布範囲及び、その高度分布等を検討した結果、旧期以降、中期迄の間に山体が南東方向に傾動したことにより説明できる。しかし、傾動量を示す定量的な証拠の検討及び、断層系の確認等は今後の課題として残される。

謝 辞

本論をまとめるにあたって、東京大学地震研究所松田時彦教授、林愛明氏、故中村一明教授、九州大学教養学部酒井治孝助教授には地質部勉強会等の席上、内容について討論していただいた。また都留文化大学上杉陽教授及び東京大学伊藤谷生博士、トーコー地質染野誠氏、金沢大学守屋以智雄助教授には現地討論をしていただいた。また独協学園米澤宏氏にはテフラ層について御教示いただいた。静岡大学小山真人博士には古地磁気関係を御教示いただいた。査読者の方々には有益なコメントを数多く頂いた。以上の方々に深く感謝する。

地名和英対照表

Kurodake	黒岳	Echizendake	越前岳
Yobikodake	呼子岳	Kumagaya	熊ヶ谷
Ihaidake	位牌岳	Ohdake	大岳
Ashitakadake	愛鷹岳	Ikenotaira	池の平
Nagakubo	長窪	Takabasho	高場所
Hakamakoshidake	袴腰岳	Kamiya	神谷
Sudo sanso	須津山荘	Sawayama-bashi	沢山橋
Norikoshi-bashi	乗越橋	Tanna loam	丹那ローム
Mishima loam	三島ローム	Ide	井出
Araku	荒久	Futatsume-bashi	二ツ目橋
Tanashita-bashi	棚下橋	Nekoya	根古屋
Momosono	桃園	Kasaki	桑崎
Manazuru	真鶴岬	Oiso	大磯
R. Akabuchigawa	赤淵川	R. Sudogawa	須津川
R. Haruyamagawa	春山川	R. Momosawagawa	桃沢川
R. Suyama-osawa	須山大沢	Takahashigawa	高橋川
Umenokisawa	梅ノ木沢	Yanagisawa	柳沢
Shimowadagawa	下和田川		



Fuji volcano	富士火山	Daruma volcano	達磨火山
Amagi volcano	天城火山	Tenshi volcano	天子火山
Hakone volcano	箱根火山	Yugawara volcano	湯河原火山
Taga volcano	多賀火山	Usami volcano	宇佐美火山
Tanaba volcano	棚場火山	Chokuro volcano	長九郎火山
Jaishi volcano	蛇石火山	Minamisaki volcano	南崎火山

文 献

- 新井房夫・町田 洋・杉原重夫, 1977, 南関東における 後期更新世の示標テフラ層, 第四紀研究, 16, 19-40.
- 荒牧重雄・葉室和親, 1977, 東伊豆単成火山群の地質—1975-1977 中伊豆の異常地殻活動に関連して—, 地震研彙報, 52, 235-278.
- 浅岡伸之, 1986, 小御岳火山の地質と岩石, 火山 2, 31, 282.
- 愛鷹ローム団研グループ, 1969, 愛鷹山麓のローム層, 第四紀研究, 8, 10-21.
- 藤井敏嗣・由井将雄, 1985, 愛鷹火山の岩石学的特徴, 火山 2, 30, 120.
- 藤井敏嗣・由井将雄, 1985, 愛鷹火山の岩石学的特徴, 月刊地球, 7, 622-627.
- FUKUSHIMA, T., 1977, Geology and petrography of the Ashitaka volcano, Shizuoka prefecture. Master thesis, University of Tokyo.
- 葉室和親, 1978, 大室山火山群の地質, 地質学雑誌, 84, 433-444.
- 平林 武, 1899, 富士及び愛鷹火山調査報文, 震災予防調査会報告, 24, 49-59.
- 磯 望・福岡 久・遠藤邦彦・上杉 陽, 大磯丘陵中期更新世テフラの F.T. 年代と鉱物特性, 日本第四紀学会講演要旨集, 11, 83.
- 石田 高, 1981, 愛鷹火山における岩脈群の放射状パターン, 日本地質学会講演要旨, 239.
- 伊藤谷生・上杉 陽・狩野謙一・千葉達朗・米澤 宏・染野 誠・本間睦美, 1986, 最近 100 万年間における足柄—大磯地域の古地理変遷とテクトニクス, 月刊地球, 8, 630-636.
- KANEOKA, I., KIKAWA, E., KINOSHITA, H., 1983, K-Ar ages of volcanic rocks of Daruma and Ida volcanoes in the Izu Peninsula, central Japan. Bull. Volcanol. Soc. Japan, 33, 37-41.
- KATO, T., 1984, Geology and petrology of the north and west old somma of Hakone volcano, Japan. Master thesis, University of Tokyo.
- 小山真人, 1986, 伊豆半島の地史と足柄—大磯地域の更新世, 月刊地球, 8, 743-752.
- KUNO, H., 1951, Geology of Hakone Volcano and adjacent areas, Part II, *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, sec., II*, 14, 225-230.
- 倉沢 一, 1955b, 天城火山の地質, 地質学雑誌, 61, 339-340.
- 倉沢 一, 1959, 伊豆・天城火山群の岩石学および化学的性質, 地球科学, 44, 1-18
- 倉沢 一・道野 郁, 1976, 伊豆半島西・南部地域火山岩類の岩石学および化学的性質, 火山 2, 21, 11-29.
- 町田 洋, 1986, 富士, 愛鷹, 箱根火山及び大磯丘陵の第四紀火山灰, 日本地質学会第75周年学術大会地質見学案内書, 30.
- 町田 洋・森山昭雄, 1968, 大磯丘陵の Tephrochronology とそれに基づく富士及び箱根火山の活動史, 地理学評論, 41, 241-257.
- 町田 洋, 1971b, 火山灰からみた箱根火山の一生—テフロクロロジー—, 箱根火山, 日本火山学会, 77-102.
- 町田 洋・鈴木正男, 1971, 火山灰絶対年代と第四紀後期の編年—フィッシュントラック法による試み—, 科学, 41, 263-270.
- 町田 洋・新井房夫・村田明美・袴田和夫, 1974, 南関東における第四紀中期のテフラの対比とそれに基づく編年, 地学雑誌, 83, 302-338.
- 松原彰子, 1984, 駿河湾奥部沖積平野の地形発達史, 地理学評論, 57, 1.
- 松田時彦・中村一明, 1970, 水底に堆積した火山性堆積物の特徴と分類, 鉱山地質, 20, 29-42.
- 中村一明・島崎邦彦, 1981, 相模—駿河トラフと沈みこみ, 科学, 51, 490-498.

- 小川賢之輔, 1977, 愛鷹火山の地形地質, 富士市の自然, 1-126, 富士市.
- 小川賢之輔, 1986, 富士市域の地質及び地形, 富士市の自然, 3-560, 富士市.
- 沢村孝之介, 1955, 7.5万分の1 沼津図幅及び同説明書, 地質調査所.
- 島津光夫, 1984, 南部フォッサ・マグナ地域の新生代火成作用と島弧会合問題, 地質学論集, 24, 233-249.
- 白尾元理, 1981, 伊豆半島達磨火山周辺の地質, 地質学雑誌, 87, 641-655.
- 杉原重夫, 1981, 静岡県, 熱海沖初島の海成段丘と断層地形, 明治大学人文科学研究所紀要, 19, 1-25.
- 杉村 新, 1972, 日本付近におけるプレートの境界, 科学, 42, 192-202.
- 鈴木正男・杉原重夫, 1983, フィッシュオントラック年代からみた上総層群の鮮新/更新境界, 日本第四紀学会講演要旨集, 13, 69-70.
- 高橋 豊, 1977, 環境保全からみた箱根山西麓の地形・地質・土質, 箱根山西麓調査報告, 24-35.
- TSUYA, H., 1962, Geological and petrological studies of volcano Fuji, VI. 6. geology of the volcano as observed in some borings on its flanks., *Bull. Earthg. Res. Inst.*, 40, 767-804.
- 上杉 陽, 1976, 大磯丘陵のテフラ, 関東の四紀, 3, 28-37.
- 山崎晴雄・水野清秀・衣笠善博, 1986, フィリピン海プレート北端部の地震テクトニクスに関する総合研究 ポーリングによる地質構造調査, 科学技術庁研究調査局, 94-102.
- 米澤 宏・森 慎一・山口伸弥, 1980, 火山灰層位学からみた箱根古期外輪溶岩(その1) 一真鶴半島周辺のテフラと溶岩一, 関東の四紀, 7, 23-58.
- 米澤 宏・森 慎一・市川礼子, 1982, 大磯丘陵のテフラ I 吉沢下部ローム層一岩石学的特徴とその起源一, 平塚市博物館研究報告, 「自然と文化」, 5, 1-24.
- 由井将雄, 1983, 箱根火山西麓のテフラ層序, 関東の四紀, 10, 21-32.
- 由井将雄, 1985, 愛鷹火山噴出物の層序, 火山 2, 30, 119.
- 由井将雄・藤井敏嗣, 1985, 愛鷹火山山体東部に分布するテフラ層について, 火山 2, 30, 320.
- 由井将雄・藤井敏嗣, 1987, 愛鷹火山熊ヶ谷火口付近の地質, 火山 2, 32, 336-337.

Geology of Ashitaka Volcano, Central Japan

Masao YUI and Toshitsugu FUJII

Ashitaka volcano, situated at the south foot of Fuji volcano, central Japan, is a stratovolcano, dissected intensively.

The eruptive products of Ashitaka volcano are divided into four stratigraphical groups: Older group, Middle group, Younger group and Youngest group. The Older group is mainly composed of many thin flows of basaltic lava ($\text{SiO}_2=49-53\%$) and voluminous tuff breccia. These lava flows are interstratified with Shimowada loam formation. The upper unit of the Older group consists of breccia pipe deposits in Kumagaya crater, and some tephra layers of Mishima loam formation east of Ashitaka volcano are air-fall deposits from the pipe. The middle group is composed of voluminous tuff breccia (Mtb), occupying more than half of the volume of the main body. The volcanic fan deposits are secondary deposits derived from Mtb. It is interstratified with a T-6 tephra layer which erupted from Ashitaka volcano 170,000 y. B. P.

The younger group is mostly composed of thin lava flows ranging from 3 to 6 meters. Lower units (YI) of the younger group are composed of basalt to basaltic andesite. Upper units (YII) are composed of andesite lava flows and pyroclastic flow. The Youngest group includes two lava domes at the summit and the northern end of the main body, respectively. Hakamakoshi-dake, one of those lava domes, issued a small volume of pyroclastic flow (Nagakubo pyroclastic flow). It is interstratified with *OP* and *YP* tephra layers.

The growth history of Ashitaka volcano is as follows:

1) Older stage (400,000-250,000 y. B. P.)

Subaerial eruption started producing a huge amount of volcanoclastic materials and formed several cones in the northern area of the present main body. This activity was followed by strombolian eruption; many basaltic lava flows were issued. The plinian eruption at the Kumagaya crater in the last part of this stage (about 250,000 y. B. P.) resulted in deposition of the Mishima loam formation in the eastern area of the main body.

2) Middle stage (200,000-170,000 y. B. P.)

The Middle stage is characterized by a large amount of tuff breccia (Mtb) deposition covering the older products. The mode of eruption is not known but thin lava flows are intercalated with Mtb. Distribution of Mtb occupied the eastern and southern parts of the main body. The volcanic fan deposits were formed during this stage. This stage was followed by the activity of the younger stage after an erosional interval of about 20,000 years.

3) Younger stage (about 150,000-100,000 y. B. P.)

More than 12 lava flows erupted from the summit area. This stage may be subdivided into two substages; the Younger stage I and the Younger stage II. During Younger stage I, thin basaltic lava flows erupted from the summit area and buried the erosive valleys within Mtb. In Younger stage II, dacitic lava flows and pyroclastic flows erupted down toward the southeast.

4) Youngest stage (100,000 y. B. P.)

This is the last eruptive stage of Ashitaka volcano. Hakamakoshi-dake and Kuro-dake domes and dacitic lavas were formed. The Nagakubo pyroclastic flow issued from the foot of Hakamakoshi-dake dome and descended southeastward.