

御坂山地, 古関—高萩地域の地質および変成作用

島津光夫^{*1}・上村康夫^{*2}・関根一昭^{*3}
山田 守^{*4}

I. まえがき

南部フォッサ・マグナの御坂山地は火山層序, 地質構造, 変成作用の上で種々興味ある問題をかかえている。御坂山地の古関—高萩地域, さらに河口湖に至る地域については, 水野・片田 (1958) の研究があり, 御坂山地と富士川谷のつなぎ目にあたる常葉地域については, 松田・水野 (1955), 松田 (1958, 1960) の研究がある。この報告でとりあげた地域は水野・片田 (1958) の地域の西半分, 層序, 構造に関しては彼等の結論と大局的には変わらない結果になった。

しかし, 本報告ではより詳細に地質層序を検討するとともに, 低度変成作用についても研究した。なお, 南部フォッサ・マグナの丹沢山地の変成作用については, SEKI *et al.* (1969), 島津ら (1971), の研究, 巨摩山地については, 杉山 (1971) の研究, 赤石山地東部の広域については, 松田・栗谷川 (1965) の研究, 富士川中流下部付近については, 関 (1972) の研究がある。しかし, 南部フォッサ・マグナで最初に岩石の変質をとりあげたのは, 松田・水野 (1955) の論文である。

この研究の一つの目的は地質構造の異なっている本地域と丹沢山地の変成作用の比較を行なうこと, また, 玄武岩類の岩石学的性質を明らかにすることであったが, 後者については一部報告した (SHIMAZU *et al.*, 1974) が, 詳細は別に報告する予定である。

なお, この研究をまとめるにあたり, 角田史雄博士から有益な助言を頂いた。図の作製では沢田ヨミ氏の協力を頂いた。また, 研究費の一部として文部省科学

研究費をあてた。記して感謝の意を表する。

II. 地質および地質構造

A. 地質概説

本地域は岩相および構造上三地域に区分することができる。それらは,

①三沢川断層の南側で, 厚い泥岩層と, 玄武岩質安山岩類によって特徴づけられる地域 (南部地域)

②三沢川断層の北側で, 厚い玄武岩層によって特徴づけられる地域 (北部地域)

③久保断層の西側で, 泥岩および凝灰岩類によって特徴づけられる地域 (西部地域)

である。これら三地域に分布する地層は断層で境されるが, 類似した岩相がみられ, 層序の上で対比することができる。それぞれの地域の層序および対比を第1表に示す。また地質図は第1図に示す。以下には各地域ごとに分けて, 地質の概要を述べる。

(1) 南部地域

南部地域は古関累層^{*5}と芦川累層^{*6}とから成る。

古関累層は玄武岩～安山岩質の熔岩および火砕岩からなり, 本調査地域の最下位をなす地層である。古関累層の上位には整合で, 芦川累層が重なる。南部地域の芦川累層は, 主に中屋敷泥岩層と, 三方分山凝灰岩層とからなる。中屋敷泥岩層は塊状, または層理の発達する黒色泥岩を主体とする。三方分山凝灰岩層は, 石英安山岩質の凝灰岩と, 泥岩とからなり, 層理がよく発達している。中屋敷泥岩層と三方分山凝灰岩層は, 水野・片田 (1958) の勝坂泥岩層, および女坂凝灰岩層にあたる。しかし, 勝坂は今回の調査地域に入っていないこと, また, 女坂より三方分山の方が, より代表的な分布地であること, などの理由により, 上記のような新称を用いることにする。

中屋敷泥岩層中の最下部付近, および最上部付近には, 石英安山岩質凝灰岩がはさまれており, 鍵層になっている。中屋敷泥岩層と, 北部地域の主体をなす高萩玄武岩層とは, 指交しているものと思われる。

地質構造は, EW 方向の複背斜がみられるが, 大局

*1 新潟大学理学部

*2 埼玉県立小鹿野高校

*3 埼玉県立秩父東高校

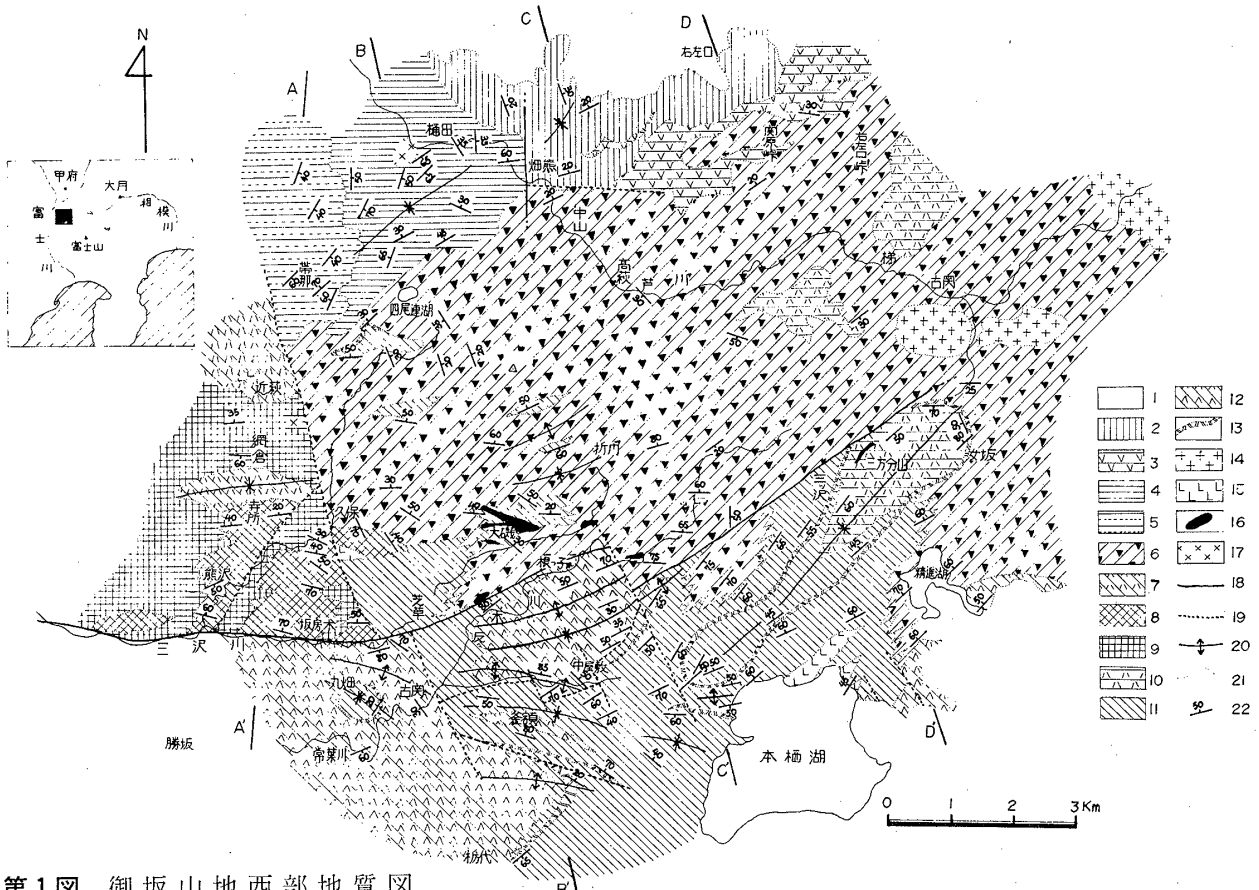
*4 電源開発株式会社

*5 古関累層は水野・片田 (1958) の古関川累層に相当する。しかし現在の5万分の1地形図では, 古関川は常葉川と記されているので, 古関累層と改名した。

*6 水野・片田 (1958) は一之瀬累層としている。しかし, これらの地層は後述のように, 北部の芦川累層と指交関係にあるので, 本論では一括して芦川累層とする。

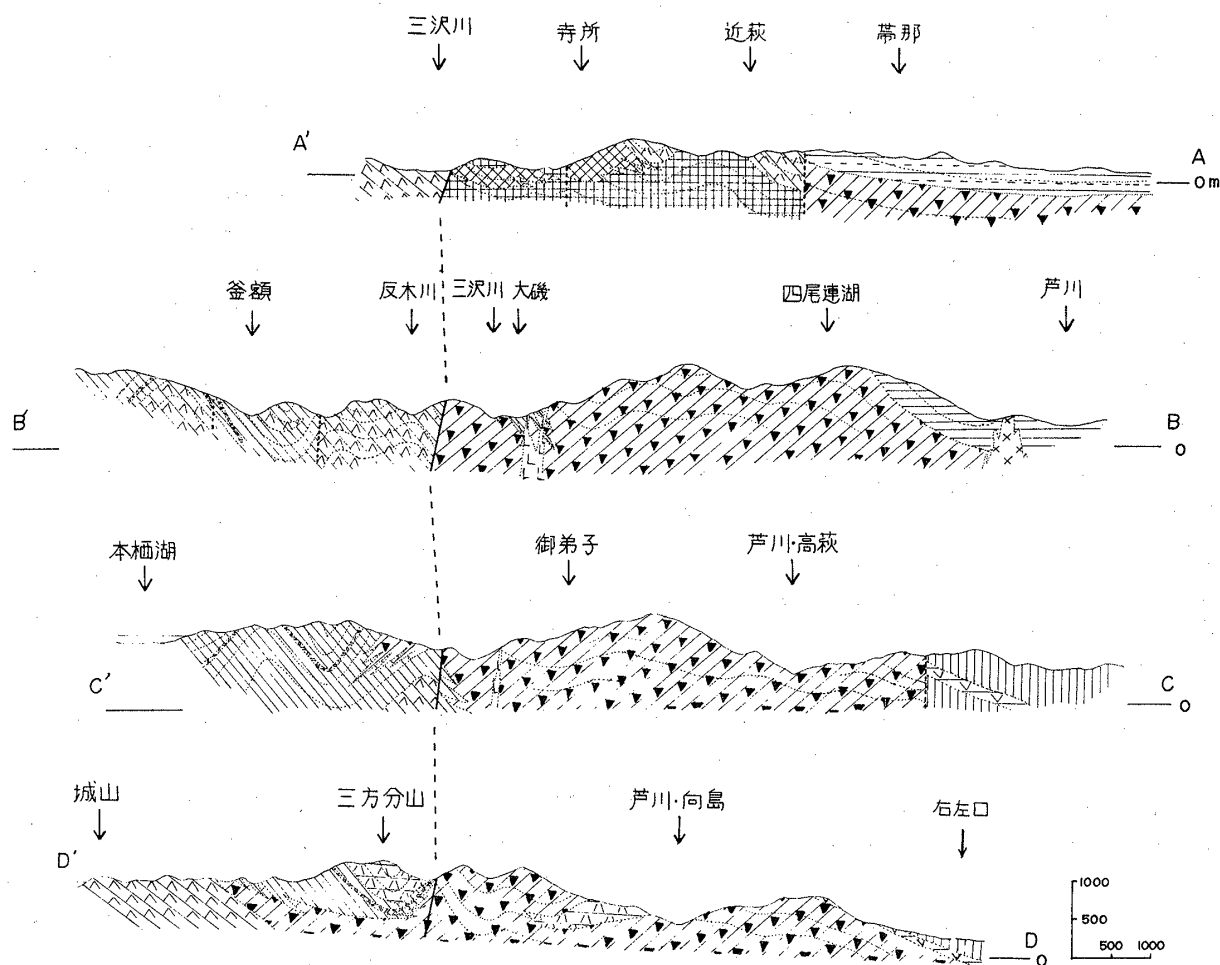
第 1 表 層 序 表

	南 部 地 域	北 部 地 域	西 部 地 域
市川大門累層			右左口石英安山岩層
		近萩凝灰岩層	樋田火山岩層 関原峠安山岩層
芦川累層	三方分山凝灰岩層	熊沢石英安山岩層	帯那玄武岩泥岩層 石英安山岩
	中屋敷泥岩層	山保泥岩凝山岩層	泥岩 高萩玄武岩層
古 関 墨 層			



第1図 御坂山地西部地質図

1. 第四紀層 (富士熔岩を含む) 2. 右左口石英安山岩層 3. 関原峠安山岩層 4. 樋田火山岩層 5. 帯那玄武岩泥岩層 6. 高萩玄武岩層 7. 近萩凝灰岩層 8. 熊沢石英安山岩層 9. 山保泥岩凝灰岩層 10. 三方分山凝灰岩層 11. 中屋敷泥岩層 12. 古関累層 13. 石英安山岩質凝灰岩 14. 石英閃緑岩類 15. 粗粒玄武岩類 16. チタン輝石粗粒玄武岩 17. 斑れい岩 18. 確定断層 19. 推定断層 20. 背斜軸 21. 部層境界線 22. 走向・傾斜



第2図 御坂山地西部地質断面図 (凡例は第1図に同じ)

的にみて、古関附近に最下位層が分布し、東および西へと、より上位層があらわれるような、ドーム状構造をしている。

古関累層最上部付近と、中屋敷泥岩層最上部付近から *Lepidocyclina* sp. を産する。

(2) 北部地域

北部地域は芦川累層と市川大門累層とから成る。

北部地域の芦川累層は主に高萩玄武岩層と、帯那玄武岩泥岩層よりなり、南部地域に隣接した所には、中屋敷泥岩層に相当する泥岩が分布する。高萩玄武岩層は北部地域に広く分布し、玄武岩質熔岩類(枕状熔岩を含む)を主体とするが、同質の火砕岩もかなり含まれている。各所で泥岩を挟在し、上部では石英玢岩様凝灰岩をはさむ。帯那玄武岩泥岩層は北部地域の西端に分布し、玄武岩熔岩と、同質の凝灰岩、および泥岩とが互層をなす地層である。高萩玄武岩層と帯那玄武岩泥岩層とは指交しており、全体として、市川大門累層に整合に覆われる。

市川大門累層は樋田火山岩層・関原峠安山岩層・右左口石英安山岩層からなる。樋田火山岩層は、四尾連湖北方の樋田向斜軸部に分布し、安山岩質凝灰角礫岩、および、安山岩熔岩を主体とする。その他、玄武岩・石英安山岩・凝灰岩・葉理や層理の発達した碎屑岩を多く介在する。関原峠安山岩層は調査地域北部に分布し、安山岩熔岩を主体として、玄武岩・石英安山岩熔岩を伴う。樋田火山岩層と関原峠安山岩層とは、岩相および層序からは同じものと考えられるが、断層によって切断されるため、直接の関係は確認されない。

本地域最北部には、樋田火山岩層・関原峠安山岩層を整合に覆って、右左口石英安山岩層が分布する。これは石英安山岩熔岩を主体とするが、下部には同質火山礫凝灰岩も多く見られる。一部に玄武岩および安山岩を挟在する。

北部地域は玄武岩が主体であるため、走向・傾斜が測定しにくく、地質構造は明らかではない。しかし、いくつかの向斜・背斜をくり返しながら、全体として

ゆるい北傾斜をしているものと思われる。

水野・片田(1958)は、本地域の玄武岩層を、高萩玄武岩層と折門玄武岩泥岩層とに分けているが、これらの間には肉眼的にも、顕微鏡的にも、相違が認められないため、本論では高萩玄武岩層として一括した。

(3) 西部地域

西部地域は久保断層の西側、および、三沢川断層の北側にあたる部分である。芦川累層と市川大門累層とから成るが、北部地域にくらべ、石英安山岩質の火山岩類が顕著に発達する点でちがいがみられる。芦川累層は山保泥岩凝灰岩層と熊沢石英安山岩層とから成り、市川大門累層は近萩凝灰岩層から成る。

山保泥岩凝灰岩層は凝灰岩と泥岩の互層から成る。泥岩は黒色で、凝灰岩との互層部以外では層理の発達がよくない。挟在する凝灰岩は下部では淡緑色の粗粒凝灰岩、上部では優白色の粗粒凝灰岩である。

熊沢石英安山岩層は、石英安山岩熔岩、および、石英安山岩質凝灰岩類を主とし、泥岩を挟在する。分布はきわめて不規則であり、山保泥岩凝灰岩層中に同質の凝灰岩が多く認められることから、熊沢石英安山岩層と山保泥岩凝灰岩層とは指交しているものと思われる。

これらの上位には近萩凝灰岩層が分布する。近萩凝灰岩層は石英安山岩質および玄武岩質の火山礫凝灰岩を主体とし、場所によって若干の泥岩を挟在する。

西部地域には東西性の軸を持った褶曲がみられる。しかし、顕著なものは乏しく、小褶曲をくり返しているものと思われる。

南部地域および北部地域とは、断層で接しているために、対比が困難である。しかし、岩相上の特徴が似ていることから、山保泥岩凝灰岩層は、おおむね、中屋敷泥岩層と同時期のものと考えられる。従って、熊沢石英安山岩層中の石英安山岩類は、中屋敷泥岩層中、および三方分山凝灰岩層中のそれに対比することができる。

B. 地質各論

本地域に分布する地層の詳細については、第2表にまとめて記載する。なお、上記三地域の地層の相互の関係、および、水野・片田(1958)の層序との関係は第1表、および、第3表に示すとおりである。

C. 地質構造

本地域には多くの褶曲および断層が存在する。それらのうち主要なものは、ほぼ北東-南西方向、ないし、東西方向である。このことは調査地域西方の富士川上流地域、および、東方の丹沢山地の地質構造と調和的である。以下にこれらのうち特に重要であると思われる地質構造について記載する。なお、記載する褶曲および断層の名称については、第3図に示す。

(1) 褶曲

泥岩層の発達する南部、および西部地域では、比較的走向・傾斜が測定しやすく、褶曲構造を解析することができるが、玄武岩が大部分を占める北部地域の構造は、必ずしも明らかではない。しかし、これらの玄武岩中にわずかに挟まれる泥岩や凝灰岩の走向・傾斜から高萩玄武岩層は背斜・向斜をくり返していると思われる。

i) 古関復背斜

三沢川断層の南側にあつて、古関累層をドーム状に浮き上がらせている背斜である。背斜軸は東北東-西南西の方向を示す。背斜の翼部は南北とも $50^{\circ}\sim 80^{\circ}$ で、比較的急傾斜をなす。背斜の頂部には、ゆるい傾斜($30^{\circ}\sim 40^{\circ}$)をもつたわみが存在する。従って、全体としてはいわゆる“らくだの背”のような構造をし、おおむね平行した、二本の背斜軸を認めることができる。ただし、このうち南側のものは、断層によって切断されている。全体として、背斜軸は西方へ沈み込んでいる。

ii) 栃代背斜

本地域南部にあり、東西方向の軸をもつた背斜である。南翼は約 60° 、北翼は $80^{\circ}\sim 90^{\circ}$ の傾斜をもち、軸は東方へ沈み込んでいる。

iii) 丸畑向斜

常葉川沿いで見ることができる比較的小さな向斜である。両翼の傾斜は 20° 前後であり、向斜の軸部に中屋敷泥岩層を薄くのせている。向斜軸の方向は北西-南東で、一般の褶曲構造と異なる点が注目される。

iv) 三方分山向斜^{*7}

北東-南西方向の軸をもつ顕著な向斜であり、本地域南東部の地質構造を規定している。両翼の傾斜は約 60° で、向斜軸部までほとんど変化しない。従って、軸部は非常に鋭角的な構造を示すが、この傾向は南西部ほど顕著で、北東部ではややゆるやかになる。全体として、長くのびた盆状構造をなしている。

v) 樋田向斜

本地域の北西端、四尾連湖北方にみられ、北東-南

*7 水野・片田(1958)はこの褶曲を本栖向斜と呼んでいる。しかし地名的に、上記名称の方が適当と思われる。

第 2 表 層序および岩相

南部地域

果層	部 層	模 式 地 ・ 岩 相 お よ び 層 厚
芦川果層	三方分山 凝灰岩層	三方分山へ向う沢。石英安山岩質凝灰岩と泥岩との互層よりなる。石英安山岩質凝灰岩は、厚いもので数10m。薄いもので数10cm程度の厚さをもつ。黄灰色～淡緑色を呈する。粗粒～細粒凝灰岩が多いが、一部は火山礫凝灰岩である。下部には玄武岩～安山岩質凝灰岩も認められる。泥岩は黒色を呈し、やや凝灰質である。北部の女坂付近では、最下部付近に普通輝石玄武岩をはさむ。凝灰岩中に玄武岩礫が認められるが、これらは北部に多い。上限は不明であるが、確認しうるかぎりでは層厚は800mである。
	中屋敷 泥岩層	下部町中屋敷付近。黒色の泥岩よりなる。松田(1955)および水野・片田(1958)の勝坂泥岩層と一連のものである。泥岩は固結度がよく、数10cm巾の層理がよく発達する。最下部には、葉理および級化構造の発達する。黄白色の石英安山岩質粗粒凝灰岩層(厚さ約30m)がはさまれており、これは南部程厚く顕著になる。南部にはその他にも、同質の凝灰岩薄層が多数はさまれている。古関および釜額付近では、古関果層と岩相的に酷似する凝灰角礫岩～火山礫灰層をはさんでいる。上部付近には黄～黄白色の石英安山岩層が2枚存在する。そのうち上位のものは層厚50mにおよび、葉理および級化構造が発達し、顕著な縫層となっている。この中には玄武岩礫が含まれるが、その数は北東部で多く、南西部へ行くに従って数を減らす。三ツ沢付近の石英安山岩質凝灰岩から、多数の <i>Lepidocyclina</i> sp. が産出する。上位層・下位層とはともに整合である。層厚150m。
古関果層		下部町古関付近の常葉川河床。緑～暗緑色を呈する玄武岩～安山岩質火山礫層を主体とし、熔岩を伴う。確認しうるかぎりでは、最下部は、斑状の玄武岩熔岩(普通輝石玄武岩)であり、部分的に凝灰岩をはさむ、中～上部は火山礫凝灰岩を主体とするが、30cm大の礫を有する凝灰角礫岩から、層理の発達する細粒の凝灰岩まで、一般に岩相変化に富む。マトリックスは緑～暗緑色である場合が多いが、礫は緑色・赤色・黒色等の入り混った雑色を呈する場合が多い。全体に塊状・無層理である。本層上部付近には、厚さ数m～数10mの泥岩層がはさまれる。根子付近では本層最上部近くに、厚さ約20mの石英安山岩質凝灰岩層をはさむ。また、精進湖東岸では厚い石英安山岩質凝灰岩をはさむ。三沢川切房木付近の、本層最上部にあたる火山礫凝灰岩中 <i>Lepidocyclina</i> sp. を産する。上位の中屋敷泥岩層とは整合である。下限は不明であるが、確認しうるかぎりでは層厚は750mである。

北部地域

果層	部 層	模 式 地 ・ 岩 相 お よ び 層 厚
市川大門果層	右左口石 安山岩層	中央町右左口付近。石英安山岩熔岩、および同質火砕岩からなり、一部に安山岩熔岩、玄武岩熔岩を挟む。畑熊断層の西では、下部に雑色の安山岩質の礫を含む石英安山岩質火山礫凝灰岩～凝灰角礫岩が分布し、その上位に石英安山岩熔岩が重なる。畑熊断層の東では、ほとんど石英安山岩熔岩からなるが、下部の一部に雑色の石英安山岩質火山礫凝灰岩～凝灰角礫岩がみられる。また、安山岩熔岩、玄武岩熔岩もわずかに認められる。これらの岩石の主な岩質は、普通輝石黒雲母石英安山岩・普通輝石普通角閃石石英安山岩、シソ輝石普通輝石普通角閃石石英安山岩、普通角閃石石英安山岩、シソ輝石普通輝石安山岩である。下位の樋田火山岩層、および、関原峠安山岩層とは整合である。上限は不明であるが、確認しうるかぎりでは層厚は450mである。
	関原峠 安山岩層	右左口南方の沢、関原峠付近。安山岩熔岩を主体とし、下部には玄武岩熔岩、上部には石英安山岩熔岩を比較的多く挟む。熔岩類を主体にするが層相・層厚の変化が激しい。火山岩類の主な岩質は、シソ輝石普通輝石安山岩、普通輝石安山岩、普通角閃石安山岩、シソ輝石普通輝石石英安山岩、無～微斑晶質玄武岩である。下位の高萩玄武岩層には整合に重なるが、両者の間に明瞭な境界はなく漸移的である。上下層との関係および岩相から樋田火山岩層に対比される。層厚は150m～250m。
	樋田火 山岩層	樋田付近の芦川河床。安山岩熔岩、同質凝灰角礫岩を主体とし、玄武岩熔岩、同質火砕岩、石英安山岩熔岩、同質火砕岩、および泥岩を伴い層相変化が激しい。樋田向斜の両翼に分布するが、東翼では安山岩～玄武岩質安山岩の熔岩類が目立つのに対し、西翼では、葉理、層理の発達した火砕岩類が多くなる。また西翼では泥岩も多くなる傾向がある。芦川河床では玄武岩熔岩、安山岩熔岩が多い。火山岩類の主な岩質は、斑状シソ輝石普通輝石玄武岩質安山岩、シソ輝石普通輝石安山岩、普通輝石石英安山岩ないし石英安山岩質安山岩、普通輝石玄武岩ないし無斑晶質玄武岩である。高萩玄武岩層および帯那峠玄武岩泥岩層に整合に重なる。層厚400～950m。
芦川果層	帯那玄武岩 泥岩層	帯那および帯那峠付近。玄武岩熔岩と黒色泥岩を主体とし、玄武岩質火山礫凝灰岩および凝灰岩を介在する。玄武岩は高萩玄武岩層のものと同じ性質をもち、高萩層の周縁部をなすものであると考えられる。泥岩は暗灰色ないし黒色で、玄武岩質の薄層を介在する。下限は不明であるが確認されるかぎりでは、層厚は400mである。
	高萩玄武岩 層	高萩付近。玄武岩類を主とし、泥岩を挟む。玄武岩類は玄武岩の塊状熔岩、枕状熔岩、凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩からなる。下限は不明であるが、確認されるかぎりでは層厚は900m以上である。

西部地域

果層	部 層	模 式 地 ・ 岩 相 お よ び 層 厚
市川大門果層	近萩凝灰 岩層	近萩南方の沢。玄武岩質凝灰角礫石。および、玄武岩質火山礫凝灰岩を主体にし、石英安山岩質火山礫凝灰岩を伴う。近萩付近では、下部に石英安山岩質火山礫凝灰岩、または、玄武岩質凝灰角礫岩が目立ち、5～30cm大の礫が含まれている。層理の発達するものもみられる。中部では、玄武岩質火山角礫岩～凝灰角礫岩が分布するが、これらの礫は歪門礫のものが多い。山保層と思われる泥山の小礫を含む。上部は粗粒凝灰岩を主とし、若干の泥岩を挟む。寺所北方では玄武岩質粗粒凝灰岩を主体にし、安山岩質ないし石英安山岩質粗粒凝灰岩が挟まれている。山保泥岩凝灰岩層に整合に重なる。上限が不明であるが、確認しうるかぎりでは層厚は500mである。
芦川果層	熊沢石 安山岩層	寺所東方の沢。石英安山岩熔岩および石英安山岩質凝灰岩ないし凝灰角礫岩を主体とする。石英安山岩は1～2mmの大きな石英の斑晶を含むことを特徴とする。風化しにくく新鮮なものが多いが、風化した所では石英粒の飛びだしているものもみられる。寺所付近では石英斑晶とともに、斜長石斑晶の目立つものも存在する。久保付近では石英安山岩中に、同質の凝灰岩が挟在している。西部では山保泥岩凝灰岩層の上部と指交し、東部で断層によって切られる。層厚は
	山保泥 凝灰岩層	寺所東方の沢。泥岩を主体にし、石英安山岩質凝灰岩を挟む。泥岩は黒色を呈したものが多く、部分的には灰色を呈する凝灰質の部分も存在する。黒色泥岩の部分は、中屋敷層の泥岩と岩相的に酷似する。下部の凝灰岩はやや塩基性のものが目立つが、上部ほど石英安山岩質凝灰岩が目立つ。熊沢付近では淡緑色の細粒凝灰岩に層理の発達する部分が認められる。上部の凝灰岩は単層の厚さが2～20cm程度、厚いものは少ない。これらの凝灰岩層は下部程細粒なものも多く、上部に行くに従って粗粒になる傾向がある。一部に安山岩ないし玄武岩質の火山礫凝灰岩～凝灰角礫岩を伴う。本層上部は熊沢石英安山岩層と指交する。下限が不明であるが、確認しうるかぎりでは層厚は800mである。

第 3 表 対 比 表

富士川上流地域 松田・水野(1955)		御坂山地西部地域					丹沢山地 島津他 (1971)		
		水野・片田(1958)		島津他(1976)					
		北西部	東部	南部	西部	北部			
西八代群	しもべ累層								
	醍醐山累層	屏風岩凝灰岩層	市川大門累層	桜峠凝灰角礫岩層	右左口石英安山岩層	右左口石英安山岩層	煤ヶ谷垂層群		
	一之瀬累層	出口凝灰質砂岩泥岩層		四尾連凝灰角礫岩層	高萩玄武岩層	樋田火山岩層	関原峠安山岩層		
		上一色火山角礫岩層				近萩凝石灰岩層			
		和平凝灰岩層							
古関川累層	勝坂泥岩層	熊沢凝灰角礫岩層		折門玄武岩層	芦川累層	三方分山凝灰岩層	熊沢石英安山岩層	帯那玄武岩泥岩層	大山垂層群
	古関川累層	山保泥岩凝灰岩層			芦川累層	中屋敷泥岩層	山促泥岩凝灰岩層	高萩玄武岩層	
	古関川累層				古関累層				

西方向の軸をもった向斜である。両翼は約30°~60°の傾斜をもつ。向斜の南西部ほど軸付近の傾きが急になる傾向があるが、北東部へ行くに従ってゆるくなる。

(2) 断層

本地域の断層は褶曲構造とほぼ同じ方向をもつ東北東—西南西方向のものと、それらにほぼ直交する、北北西—南南東方向のものとの二群がみられる。しかし、前者のグループも褶曲軸と完全に同じ方向ではなく、褶曲軸を切っている点が注目される。後者のグループは一般に、褶曲軸と前者のグループの断層を切っている。本地域の中央を走る三沢川断層を除いては、断層面を追跡できるものがなく、個々の断層の性質はあまり明らかではない。

i) 三沢川断層

本地域中央を走る顕著な断層で、北部地域と南部地域を境する。断層面あるいは破碎帯が反木川沿いと、それにそそぐ各支流で確認できる。これらはほぼ垂直か、わずかに南に傾斜しており、幅数mの著しい破碎帯をもっている。断層のすぐ北側では、地層は垂直、ないしわずかに逆転している。

ii) 久保断層

北北西—南南東方向をもつ推定断層で、西部地域と北部地域とを分ける。明瞭な断層面を認めることはできないが、久保付近において、泥岩と玄武岩との境が直線的に追跡される。相対的に東側が落ちていると思われる。

iii) 畑熊断層

畑熊東方の芦川河床で断層面を見ることができる。方向は南北で、層相から東落ちであると思われる。

D. 対比 (第3表)

水野・片田(1958)は三沢川断層を境にして本地域を南西部地域と、北西部および東部地域とに分け、南西部には古関川累層と一之瀬累層とが分布し、北西部および東部には芦川累層と市川大門累層とが分布するとした。しかし、今回の調査で、上記の一之瀬累層の泥岩(中屋敷泥岩層)と芦川累層の玄武岩(高萩玄武岩層)とが指交関係にあることが確認できたこと、また酸性凝灰岩が追跡でき対比につかえることなどから両累層を一括して芦川累層としてまとめた。

さらに、水野・片田(1958)によれば芦川累層上部と市川大門累層下部とは同時に堆積し、現在は両者は断層関係にあるとされている。しかし、本地域北部で、芦川累層の高萩玄武岩層と市川大門累層の樋田火山岩層、関原峠安山岩層とは整合関係にあると考えられるので芦川累層の上位に市川大門累層が重なるとした。

一方、松田・水野(1955)によれば、富士川上流地域の新第三紀層は一之瀬累層、醍醐山累層、しもべ累層からなるとされている。

これらのうち、一之瀬累層は勝坂泥岩層および和平凝灰岩層から成るが、これらは岩相的に本地域に分布する中屋敷泥岩層および三方分山凝灰岩層に対比することができる。

丹沢山地南部においては大山亜層群の下部に相当する地層から *Lepidocyclina* の産出が報告されている。島津ら (1971) は丹沢山地東北部の大山亜層群の上部にあたる秋山層および伏馬田層から *Lepidocyclina* の産出を報告している。

今回の調査の結果、古関累層と三方分山層との二つの層準から *Lepidocyclina* がみいだされたことや岩相から考えて、古関累層、芦川累層は丹沢山地における大山亜層群に対比されるものと思われる。

III. 火成岩類

本地域に分布する火成岩類は芦川累層、市川大門累

層中の玄武岩、安山岩、石英安山岩類と粗粒玄武岩および石英閃緑岩である。

玄武岩類は塊状熔岩 (大部分無斑晶玄武岩)、枕状熔岩、火砕岩、岩脈から成る。塊状熔岩は芦川に沿って良く露出している。大部分全体が塊状であるが、中山付近では柱状節理が発達している。また、高萩付近の河床に露出している熔岩は径 30~50 cm、さらに 1 m に達する円~だ円形の断面を示すものがあり、断面では杏仁が同心円状に配列しているものが多い。これは一種の節理とも考えられるが、塊状熔岩と枕状熔岩の中間的なものかもしれない。枕状熔岩は各地に分布するが、最も広く分布するのは右左口峠、大島山中腹で、

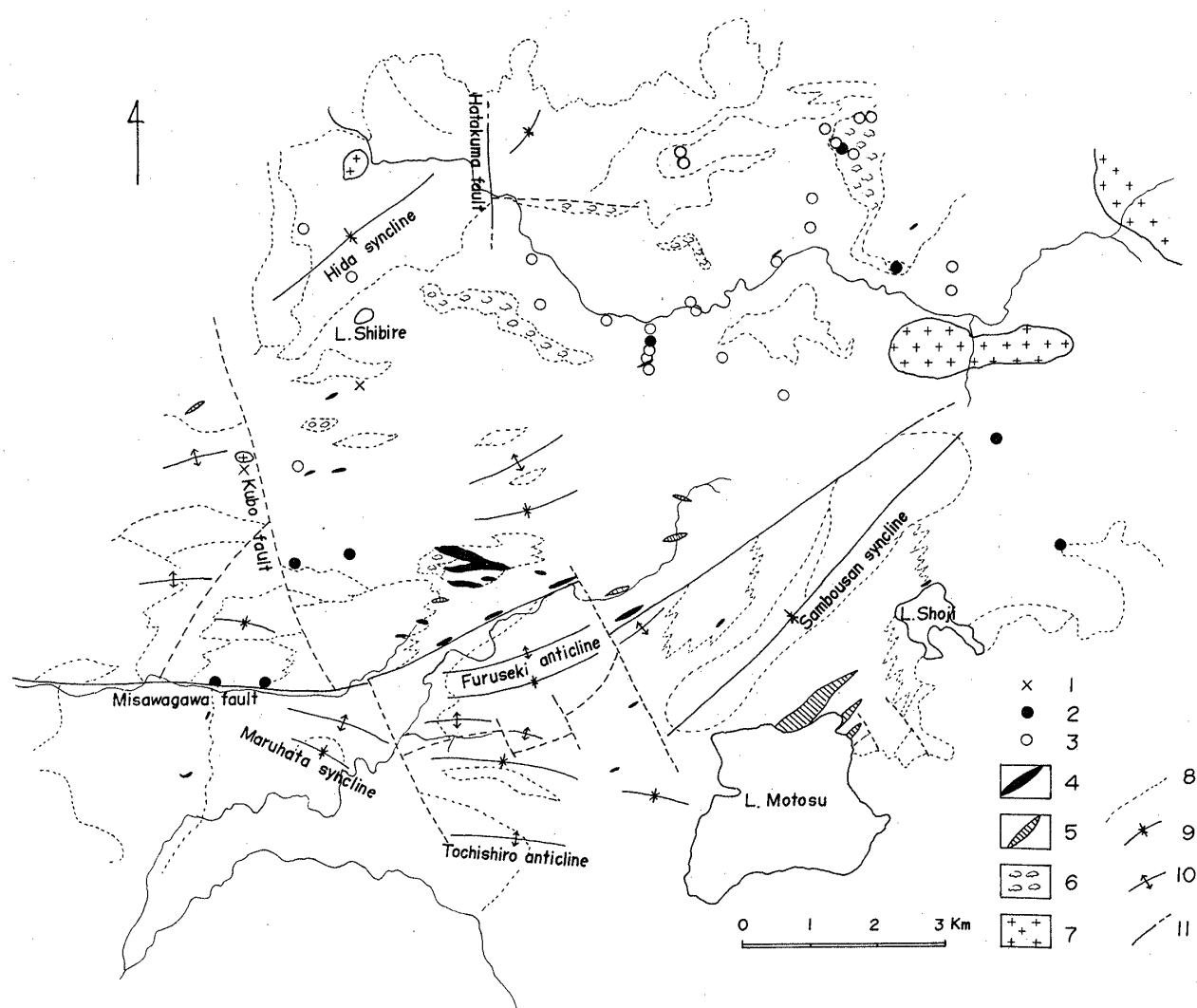


Fig. 3 Structural map with distribution of main igneous rocks.

- | | | |
|------------------------------|------------------------------|-----------------------------------|
| 1. hypersthene-augite basalt | 2. alkali basalt | 1. diopside-bearing augite basalt |
| 4. alkali dolerite | 5. dolerite(tholeiitic) | 6. pillow lava |
| 7. quartz diorite | 8. boundary lines of members | 9. synclinal axis |
| 10. anticlinal axis | 11. fault | |

その他精進湖東岸, 大磯小磯などにも分布している。径 30 cm 前後の円状の断面を示し, 枕の間は普通同質の火砕岩 (ハイアロクラスタイトか) でうめられているが, 泥岩片を混在している場合もある。枕には放射状の節理の発達したものもある。

火砕岩は集塊岩, 火山角礫岩, 凝灰角礫岩, 火山礫凝灰岩, 細粒凝灰岩などから成る。緑色～暗緑色を示し, 霜ふり状に沸石類などを生じているが, 細粒凝灰岩をのぞく大部分はハイアロクラスタイトの変質したものである。玄武岩岩脈は各所で貫入しているが規模の大きなものがない。普通輝石玄武岩が多いが瀬戸から根っ子にかけてはチタン普通輝石玄武岩の岩脈がほぼ三沢川断層に沿って分布している。

安山岩, 石英安山岩類は熔岩, 火山角礫岩～自破砕状熔岩として産する場合が多い。

粗粒玄武岩類は第 3 図に示すように本地域の南部に多く, EW または NE—SW 方向に貫入している。本栖湖北東岸および大磯小磯付近には大きな岩体が産する。泥岩中では岩脈と岩床の区別ができるが, 高萩玄武岩を貫くものは区別ができない。岩床として産するものもあるが, 岩脈が多い。大磯小磯では枕状熔岩を貫く岩脈がみられる。

火山岩類は後述のように低度変成をうけているが, 輝石, 角閃石は比較的新鮮なまま残っている。玄武岩熔岩はソレーアイト質のものが多いが, アルカリ玄武岩もある。粗粒玄武岩はチタン普通輝石を含むアルカリ質のものと同質のものがある。安山岩, 石英安山岩は角閃石を含みカルクアルカリ質である。玄武岩, 安山岩中に透輝石を含む。

A. 玄武岩類

(1) かんらん石—普通輝石玄武岩 (三珠町高萩, 熔岩流)。灰黒色, 斑状で, 鏡下では間粒組織を示す。斑晶は斜長石, 普通輝石で, 斜長石は 0.5~0.8 mm で自形, 曹長石化している場合がある。普通輝石は 0.4~0.7 mm で, やや累帯構造を示すものがある。かんらん石は緑泥石, または混合層に交代され仮像をなす。石基は拍子木状の斜長石, 0.1 mm 程度の普通輝石およびガラスを交代した粘土鉱物, 沸石, 石英から成る。普通輝石玄武岩はかんらん石を含まない他は変化がない。

(2) 透輝石玄武岩 (中道町右左口峠, 三珠町高萩, 熔岩流), 灰緑黒色で, 草緑色～緑黒色の透輝石の斑晶 (最大 8 mm) がめだち, 鏡下では間粒組織を示す。斑晶は斜長石, 透輝石で, 斜長石は 1.5~2.5 mm, 累帯構造を示し, 比較的新鮮である。透輝石は 1~2.5 mm のも

のが多く, 自形～半自形で, 無色, へき開はややあらい。石基は 0.2~0.3 mm の拍子木状斜長石, 0.1 mm 程度の普通輝石から成る。その他ガラスを交代した粘土鉱物, 方解石および杏仁をうめた粘土鉱物, 沸石から成る。

(3) 無斑晶玄武岩 (三珠町高萩, 中道町右左口峠, 市川大門町樋田, 熔岩流)。灰黒色で, 鏡下では填間組織 (やや variolitic) を示す。0.5 mm 以下の微斑晶の普通輝石と 0.2 mm の拍子木状斜長石, 0.2 mm 程度の普通輝石から成り, 石基のガラスは粘土鉱物により交代されている。

(4) チタン普通輝石玄武岩 (下部町瀬戸, 根っ子, 岩脈)。灰黒色で, 鏡下では間粒組織を示す。斑晶は 0.8 mm の斜長石および 0.8~1 mm の長柱状のチタン普通輝石で, 斜長石は部分的に曹長石化し, チタン普通輝石は灰紫色を呈する。石基は大部分 0.5 mm 大の拍子木状斜長石とチタン普通輝石, ガラスから成る。ガラスは粘土鉱物に変化し, また杏仁は粘土鉱物, 方解石でうめられている。チタン普通輝石の化学組成を第 4 表に示すが, TiO_2 1.6~2.6% である。

(5) チタン普通輝石粗粒玄武岩 (下部町大磯小磯, 根っ子, 岩脈)。黒色で鏡下ではオフィチック組織を示す。1 mm 大の斜長石と 1 mm 大の灰紫色のチタン普通輝石から成る。かんらん石の仮像と思われる粘土鉱物の集合を含むものがある。また, さらに粗粒になり, 2.0 mm に達する他形のオフィチック状のやや紫色を帯びた普通輝石を含むものがある (分析値は第 4 表に示す)。

(6) 普通輝石—しそ輝石粗粒玄武岩 (下部町

Table 4 Microprobe analyses of pyroxenes from basalt and dolerite.

No.	1	2	3	4	5
SiO ₂	49.46	50.75	50.12	51.04	52.05
Al ₂ O ₃	5.78	4.47	3.35	1.77	1.10
TiO ₂	2.25	1.43	1.31	0.36	0.28
FeO	10.20	11.19	9.96	10.63	20.13
MgO	12.44	14.10	14.34	17.69	24.78
CaO	20.20	18.34	19.61	18.16	2.03
Na ₂ O	--	0.46	0.41	0.17	0.04
Cr ₂ O ₃	0.18	0.13	1.13	0.10	0.04
Total	100.51	100.87	100.22	99.92	100.45

No. 1. Titan-augite from basalt(032), No.2 and 3. Titan-augite from dolerite(183), No.4. augite from dolerite(090), No. 5. hypersthene from dolerite(090).

岩脈). 黒色で, 鏡下ではオフィチック組織を示す. 斑晶状の普通輝石は2.5mmで, 斜長石は0.8~1.0mmの自形である. 0.3mm大の普通輝石と連晶する長柱状のしそ輝石を含んでいる.

B. 安山岩類

(1) 普通輝石-しそ輝石安山岩 (豊富村関原峠, 熔岩流). 灰褐色で, 流理構造が発達している. 斑晶は1.0~1.5mmの斜長石と0.4mm以下の普通輝石, しそ輝石である. 石基はほとんどガラスから成るが, 粘土鉱物, 石英, 沸石などにより交代されている.

(2) 角閃石-普通輝石安山岩 (中道町右左口峠, 熔岩流). 灰褐色で, ハイアロピリチック組織を示す. 斑晶は0.7mmの斜長石, 1.0mmの普通輝石および1.0mm以下の角閃石で, 角閃石は緑褐色を示す. 石基はガラスから成り, 粘土鉱物に交代されている. 最大1cmに達する透輝石を含むものがある.

C. 石英閃緑岩および斑れい岩

石英閃緑岩は古関付近の岩体が本地域の主なものである. 古関東方には甲府盆地をとりまく大きな岩体の一部〔加藤祐三(1968)による芦川型〕が露出している. 閃緑岩, 斑れい岩は小岩体をなし, 光勝寺, 近萩などに分布するが, その一部は粗粒玄武岩と類縁のものである.

石英閃緑岩は中粒で, 岩体の周縁では斑状となる. 鏡下ではモンゾユ岩組織に近いが, カリ長石は含まれない. 斜長石, 石英, 角閃石(一部黒雲母)を主とし, 磁鉄鉱, 燐灰石を伴っている. 斜長石は自形~半自形で, 1mm前後のもの, 0.2~0.3mm前後のものがある. 石英も1mm前後の斑晶状のもの, 間をうめる0.2mm前後のものがあり, 前者は自形の斜長石と文象組織をなしている. 角閃石は長柱状の半自形~他形の結晶で緑褐色を示し, 緑泥石化しているものもあり, 緑閃石に変化しているものもある. その他変質鉱物として緑れん石, スフェンを生じている.

斑れい岩は細粒で, 斜長石, 普通輝石からなる. 斜長石は2mm前後の自形の結晶で, 曹長石化しているものもある. 普通輝石は他形で, やや紫色をおびたものもあり, サポーナイトに変化しているものがある. その他間をうめて粘土鉱物または石英, 沸石を生じている.

D. 玄武岩の化学組成

高萩玄武岩の化学組成およびそれに特徴的に含まれる透輝石についてはすでに述べた (SHIMAZU *et al.*, 1974). 分析した4個の無斑晶玄武岩の化学組成(水を

除いて再計算した値)は, $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ダイアグラムにプロットすると, 2個はアルカリ玄武岩, 他の2個はソレーアイトのフィールドにおちる. しかし, 構成鉱物からは区別できない. 分析値はないが, 上述のようにチタン普通輝石を含むアルカリ玄武岩も認められる. 粗粒玄武岩も含めておもな岩型を第3図に示した. 特に示さないものの大部分はソレーアイトである.

IV. 変成作用

A. 変成分帯

本地域の各種火山岩類は, ほとんどが低度変成を受け, 沸石類, ぶどう石, パンペリー石, 緑れん石, 粘土鉱物などを生じている. これらの鉱物は火砕岩類の火山ガラス, 斜長石, 有色鉱物を交代したり, 杏仁をうめたり, 脈状に産したり, 種々の産状を示している.

ときには火山ガラスを交代して濁沸石の量が岩石の70%を占めるものもある.

変成鉱物の産地を地図上にプロットするとそれらの鉱物の分布はいくつかに区分される(第4図). なおこの分布図には, 一つの岩石あるいは一枚の薄片中に含まれる鉱物(粘土鉱物を除く)をできるだけ一緒に示した.

このような分布のグルーピングと鉱物の共生関係をもとに分帯すると, I~IVの4帯に区分される(第5図). なお, 沸石種の共生は錯綜しているので, II帯はII_a, II_bの亜帯に, III帯はIII_a, III_bの亜帯に細分した.

I帯は沸石類, とくに輝沸石で特徴づけられる. II帯はII_a, II_bの2亜帯にわけられるが, III帯との境はパンペリー石の出現による. II_a帯はモルデン沸石, 方沸石で特徴づけられる. II_b帯は濁沸石の出現で, III_a帯はパンペリー石の出現で特徴づけられるが, 濁沸石は共存する. III_b帯はパンペリー石, ぶどう石で特徴づけられる. IV帯は接触変成域で, 緑れん石, 角閃石を生じている.

II帯を2亜帯に区分したのは地域により鉱物の共生が異なり, 一括することができないためである.

これらの分帯は, 丹沢山地東北部のもの(島津ほか, 1971)と共通している点が多いが, ぶどう石-パンペリー石相に相当するIII_b帯はきわめて範囲が限られ, 沸石相に相当する帯の範囲が広く, 沸石の種類も多く複雑な様相を呈している. IV帯(接触変成域)は角閃岩相に相当する.

B. 各帯の変成岩



Fig. 4 Distribution of metamorphic minerals and metamorphic zoning superimposed on the geological map in the western part of the Misaka Mountains.

a. quartz diorite b. boundary lines of members c. fault d. metamorphic zone boundary e. zone I ~ IV

Metamorphic zoning of Furuseki-Takahagi area

	I	IIa	IIb	IIIa	IIIb	IV
Heulandite						
Mordenite						
Analcime						
Laumontite						
Stilbite						
Epistilbite						
Thomsonite						
Gyrolite						
Truscottite						
Prehnite						
Pumpellyite						
Wairakite						
Yugawaralite						
Epidote						
Actinolite						
Hornblende						
Saponite						
C/M mixed layer						
Chlorite						
Calcite						
Green mica						
Quartz						
Albite						

(1) I帯の変成岩

I帯に分帯される岩石は高萩玄武岩および帯那層の玄武岩で、とくに熔岩の部分である。

沸石類は杏仁または孔隙をうめ、サポーナイトは杏仁をみたすかガラスを交代している。斜長石は曹長石化し、その他方解石を生じている。

沸石鉱物は、輝沸石、モルデン沸石、東沸石、剝沸石、トムソン沸石で、II帯と共通している点が多いが、剝沸石が多いのが特徴である。

(2) II_a帯の変成岩

II_a帯の変成岩は地域の西部および高萩のやや東部に限られる。熊沢石英安山岩、近萩安山岩、高萩玄武岩の部分である。石英安山岩質凝灰岩では浮石（ガラス）を交代しているが、玄武岩、安山岩では杏仁または孔隙をうめ、また一部斜長石を交代して沸石類、サポーナイト、緑泥石とモンモリロナイトの混合層、石英、方解石を産している。ガイロライト、ツルスコット石を一部に産している。

沸石鉱物はモルデン沸石、方沸石、輝沸石で、とくに前の二つが多いが、これは原岩の岩質（石英安山岩質）によるものと思われる。

(3) II_b帯の変成岩

II_b帯の変成岩は本地域内で最も広い分布を占めている。高萩玄武岩、古関層、関原峠安山岩などの部分

である。

変成鉱物は沸石類、ぶどう石、粘土鉱物が主であるが、パンペリー石、方解石、石英も一部に産している。沸石鉱物は濁沸石が主で、その他、輝沸石、方沸石、モルデン沸石、東沸石、剝沸石も認められ、また一部にはワイラケ沸石、湯河原沸石も産している。これらは杏仁、孔隙をみたすか、ガラスを交代している。安山岩中の輝沸石には斜長石を交代しているものがある。

ぶどう石は杏仁、孔隙をみたすか、斜長石を交代している。粘土鉱物はサポーナイト、緑泥石とモンモリロナイトの混合層および緑泥石で、杏仁をうめるか、ガラスを交代している。一般に個々の杏仁を一種の鉱物がみたすが、濁沸石、ぶどう石、混合層が共生しているものもある。

(4) III_a帯の変成岩

III_a帯の変成岩は地域の東部（石英閃緑岩体を取りまくように）、およびII_b帯中に島状に産する。原岩は高萩玄武岩、古関層などの岩石である。

変成鉱物はぶどう石、パンペリー石、が主で、濁沸石、ワイラケ沸石、湯河原沸石、緑れん石も一部に認められ、粘土鉱物は緑泥石、緑色雲母である。ぶどう石、沸石類は杏仁、孔隙をみたすか、ガラスを交代し、一部は斜長石を交代している。パンペリー石、粘土鉱物もほぼ同様な産状を示す。次のような共生関係が認められる。

ぶどう石—パンペリー石 } 緑泥石
ぶどう石—パンペリー石—濁沸石 } 石英、方解石

(5) III_b帯の変成岩

III_b帯の変成岩は石英閃緑岩体のまわりに小範囲に分布する。原岩は高萩玄武岩である。

変成鉱物はぶどう石、パンペリー石、緑れん石、緑泥石、石英、方解石、緑色雲母で、共生関係は次のとおりである。

ぶどう石—パンペリー石 } 石英±緑色雲母
パンペリー石—緑れん石 }

パンペリー石、ぶどう石は杏仁をうめるか、ガラスを交代し、ぶどう石はまた斜長石を交代している。

(6) IV帯の変成岩

IV帯の変成岩は石英閃緑岩体のまわりに分布する接触変成岩で、変成鉱物は緑れん石、角閃石を主とするが、ぶどう石、パンペリー石が残存している場合もある。緑れん石はガラスを交代し、比較的大きな結晶となっている。角閃石は淡青緑色～緑色の普通角閃石で、

緑れん石, 斜長石と共生する. 輝石の仮像をなすもの, 石基のガラスを完全に交代するものなどもある.

C. 二, 三の変成鉱物

多くの変成鉱物が産しているが, 新第三紀層を原岩とする低度変成岩では産出が限られている鉱物, 変成度を示す上で重要と思われるものにしばって記述する.

(1) 剝沸石

この沸石は丹沢山地では産出しない. 本地域には多産し, 高萩玄武岩中で, I, II_b 帯に産する. 杏仁, 孔隙をうめるものが大部分で, 屈折率, 複屈折は輝沸石, 束沸石と変わらないが, 葉片状, 縫合状の集合をなしているのが特徴で, 針状のトムソン沸石を置換していると思われるものもある. X線粉末データーは第5表の通りである. 剝沸石は輝沸石, 束沸石とアルカリを含まない点とやや H₂O が少ない点が異なっている. しかし, いずれも, I, II_b 帯に産し, 安定条件は同じと思われ, 何故本地域に剝沸石が多いかは明らかでない.

Table 5 X-ray powder date of epistilbite from the Takahagi basalts.

d(Å)	I	d(Å)	I
8.95	100	8.9	23
6.95	10	6.92	14
4.92	25	4.914	39
4.67	5		
4.46	10	4.484	10
4.35	10	4.353	10
3.95	8		
3.88	30	3.867	40
3.83	5		
3.75	5	3.731	14
3.466	40	3.453	34
3.290	5	3.209	20
2.978	10		
2.925	20	2.921	16
2.876	10		
2.706	5		
2.691	5	2.698	8
2.557	5	2.557	6
2.430	10	2.430	11
2.217	5		
1.873	15		

Takahagi

synthetic epistilbite
Koizumi and Roy(1960)

(2) ガイロライトおよびツルスコット石

これらの鉱物はII_a 帯の中に一ヶ所でみいだされた. 杏仁をうめ鏡下ではせんい状である. この岩石の他の杏仁を方沸石がうめている.

ガイロライトは溝田 (1969) により山形県五十川お

よび新潟県小手茂からみいだされ, ツルスコット石は MINATO and KATO (1967) により静岡県土肥鉱山から報告されている. 五十川のガイロライトは粗粒玄武岩の孔隙中に方沸石と共生して産し, 土肥鉱山のツルスコット石は石英脈中に氷長石, 菱マンガン鉱と共存している. ツルスコット石のX線粉末データーを第6表に示す.

ガイロライトは Ireland の第三紀熔岩中の杏仁をうめて産することが報告されている (WALKER, 1960). そこではガイロライトは, WALKER の束沸石-輝沸石共生, 方沸石-ソーダ沸石共生および菱沸石-トムソン沸石共生のいずれにも伴っている. そして魚眼石とよく共生している. 現在の所唯一ヶ所の産地であるが, Ireland の場合と同じ生成環境で生じたものと考えられる.

Table 6 X-ray powder date of truscottite from the Takahagi basalts.

hkil	d(Å)	I	d(Å)	I
0001	19.0	40	18.8	60
0002	9.6	70	9.45	100
1011			7.69	5
0003	6.37	10	6.28	25
1013	5.10	15	5.03	2
0004	4.77	20	4.70	25
1121				
1122	4.37	5	4.33	2
2020	4.25	20	4.21	10
2021			4.12	5
1123				
0005	3.82	40	3.84	5
			3.77	70
2023	3.53	20	3.50	10
1015	3.49	10	3.44	10
1124			3.35	20
2024	3.17	10	3.14	60
2132	3.03	20	3.02	2
1125	3.00	20	2.98	2
1016	2.98	20	2.942	20
2133	2.85	40	2.839	20
3030			2.805	1
0007	2.73	10	2.690	20
1126				
	2.67	40	2.639	25

Takahagi

Toi mine
Minato and Kato(1967)

(3) パンペリー石

パンペリー石はII_b, III_a, III_b 帯に分布している. II_b, III_a 帯ではぶどう石, 濁沸石と共生し, III_b 帯ではぶどう石または緑れん石と共生している. 黄色, 草緑色, 緑褐色を示し, 丹沢山地や北秋田の玄武岩中のものと同様に鉄に富むものである (SEKI *et al.*, 1969; 島津ほか, 1971; 島津・佐藤, 1966).

D. 変成作用についての二・三の考察

(1) 変成分帯と地質構造

地質の項で述べたように、本地域の地質構造は東西ないし東北東—西南西方向の断層で南部と北部にわけられ、また、南北方向の断層で、それより西部の地域とは構造が異なっている。南部には古関層の火山岩類と中屋敷泥岩が分布し、背斜、向斜をくり返している。それに対し、北部および東部には高萩玄武岩が広く分布し、さらに北端部には安山岩、石英安山岩が玄武岩の上に重なっているが、南部とちがいはゆるい褶曲構造を示している。

このような地質構造と変成分帯の関係は対応していない。IV、III_b帯は石英閃緑岩体を取りまき、それとの関係が深いことを示している。III_a帯は東北部では石英閃緑岩体を取りまいているが、南部の古関付近などではII_b帯の中に島状になっている。古関付近のII_b帯は古関層の複背斜ないしドーム構造の部分にあたり、ドーム状隆起に伴う温度の上昇か、深成岩体の伏在を示すものと思われる。大磯付近に局所的な分布を示すIII_a帯も小貫入岩体の伏在を示すものと考えられる。精進湖東部のIII_a帯もそのようなものかもしれない。すくなくともIII_a帯以上の分帯をみると、層序と変成度の対応はない。また、分布からは南北をわける断層生成後にIII_a帯をつくる変成作用を生じたものと考えられるが、前後関係はさらに検討を要する。

最も広く分布するのはII帯である。すなわち、II帯の変成岩が形成された後にIII_a帯以上の帯の変成岩が深成岩体の侵入などによる温度上昇により、それに規制されて形成されたと考えるのが妥当と考えられる。そしてII帯の変成作用は続成作用(後火山作用を含む)～埋没変成作用の性格をもつものと思われる。

つぎにII帯とI帯の関係について検討する。I帯は高萩付近に分布し、原岩はほとんど玄武岩質岩で、南側のII_b帯と変わりが無い。地表地質からは明らかでないが、II_b帯の中におちこみ状にI帯が分布している。その原因はこの部分だけが温度が低かったのか、原岩の性質(大部分が塊状熔岩)のちがいによるのか明らかでない。I帯の岩石は埋没変成というよりは続成作用だけでも生じ得る沸石類を含み、新潟県の間瀬の玄武岩(SHIMAZU and KAWAKAMI, 1967)、北アイルランド(WALKER, 1960a)、東アイスランド(WALKER, 1960b)、の玄武岩や、北秋田の玄武岩の外側の部分(島津・佐藤, 1966)の沸石類の種類や産状と共通している点が多い。

したがって、本地域の変成岩は堆積後I帯の岩石が形成され、その後埋没に伴う全般的な温度上昇でII_b帯の岩石に変化し、侵入岩の近傍でIII_a、III_b、さらにIV帯の変成岩になったものと考えられる。

(2) 丹沢山地の変成岩との比較

丹沢山地の変成岩は、SEKI *et al.* (1969)、島津ら(1971)により研究されているが、ここではおもに島津ら(1971)の研究と比較する。両地域の変成分帯を対比すると、

本地域	丹沢山地東北部	COOMBS の区分
I, II _a 帯	I帯	輝沸石ステージ } 沸石相
II _b , III _a 帯	II _a , II _b 帯	濁沸石ステージ } 沸石相
III _b 帯	III _a , III _b 帯	ぶどう石— パンペリー石相
	IV帯	緑色片岩相
IV帯	V帯	角閃岩相

となり、分帯の境には若干のちがいがある。とくに次のように沸石相に相当する帯でくいちがいがみられる。(1)輝沸石の安定範囲が広い、(2)方沸石が濁沸石だけでなく、ぶどう石とも共生する、(3)剝沸石が広く分布し、ぶどう石とも共生する、ことなどである。このことは両地域の変成条件、または変成史のちがいを反映している。また、玄武岩が大部分という原岩の問題に関連があるかもしれない。

つぎに、両地域の変成分帯のパターンをみると、これは地質構造に大きく作用されているとはいえ、大きなちがいがみられる。すなわち、丹沢山地東部では沸石相に相当する帯は比較的幅がせまいが、本地域は広い範囲を占める。ただし、丹沢山地でも北部では広く、本地域と同じパターンを示す。南部ではこれに相当するものが足柄層群にもおよんでいるので複雑である(SEKI *et al.*, 1969)。

このことは丹沢山地東部では地層の厚さが数倍で埋没深度が大きかったこと、さらに中央部の隆起が著しく、石英閃緑岩体も大きく、それらに伴う熱の供給(温度の上昇)が広域におよんだためぶどう石—パンペリー石相以上に相当する帯が広域におよんだものと考えられる。

これに対し、本地域は上述のように部分的な隆起、石英閃緑岩の小岩体の侵入のため、ぶどう石—パンペリー石相以上に相当する帯がせまく、沸石相に相当する帯が広い範囲を示しているものと考えられる。これについては前にもふれた(島津ら, 1971)が、初期(沈降期)の変成作用(埋没的)と後期(隆起期)の変成

作用(温度の上昇)の2段階の変成作用により現在みられる変成岩が形成され、変成分帯のパターンにあらわれているものであろう。

文 献

- COOMBS, D. S., 1961 : Some recent work on the low grades of metamorphism. *Austr. Journ. Sci.*, **24**, 203—215.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. and ZUSSMAN, J., 1963 : *Rock-forming Minerals*, 4. Longmans.
- KUNO, H., 1957 : Chromian diopside from Sano, Yamanashi Prefecture. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **63**, 523—525.
- 松田時彦, 1958 : 富士川地域北部第三系の褶曲形成史. 地質雑, **64**, 325—345.
- ・水野篤行, 1955 : 富士川上流地域の西八代層群の層序. 地質雑, **61**, 258—273.
- ・栗谷川幸子, 1965 : 赤石山地東部の変成作用. 震研彙報, no. 43, 209—235.
- MINATO, H. and KATO, H., 1967 : Truscottite from the Toi mine, Shizuoka Prefecture. *Mineral. Journ.*, **5**, 144—156.
- 水野篤行・片田正人, 1958 : 西八代層群(中新統)について. 地球科学, no. 39, 1—14.
- 溝田忠人, 1969 : 山形県五十川および新潟県小手茂産ガイロライトについて. 岩鉱, **62**, 329—338.
- 関陽太郎, 1972 : グリーンタフ地域の温度構造. 伊豆半島, 185—187, 東海大出版会.
- SEKI, Y., OKI, Y., MATSUDA, T., MIKAMI, K. and OKUMURA, K., 1969 : Metamorphism in the Tanzawa Mountains, central Japan. *Jour. Japan Assoc. Min. Pet. Econ. Geol.* **61**, 1—75.
- 島津光夫・田淵章敬・楠田 隆, 1971 a : 丹沢山地東北部の地質構造. 地質雑, **77**, 77—89.
- ・———・———, 1971 b : 丹沢山地東北部の変成作用. 地質雑, **77**, 701—722.
- 島津光夫・佐藤 彬, 1966 : 秋田県北部, 相内および陣陽付近の火山岩類の変質. 新潟大学理学部地鉱研究報告, no. 7, 59—95.
- SHIMAZU, M. and KAWAKAMI, T., 1967 : Distribution of zeolite and other minerals in the Maze basalts, Niigata Prefecture, Japan. *Sci. Rept. Niigata Univ.*, Ser. E, no. 1, 17—32.
- SHIMAZU, M., KOMATSU, M. and YAMADA, M., 1974 : Chrome-diopside from the Miocene basalts and andesites in the Misaka Mountainland, Yamanashi Prefecture, central Japan. *Memoirs Geol. Soc. Japan*, no. 11, 59—67.
- 杉山 明, 1971 : 山梨県西部巨摩山地の新第三系の変質. 地質雑, **77**, 497—505.
- WALKAR, G. P. L., 1960a : The amygdale minerals in the Tertiary lavas of Ireland. III. Regional distribution. *Min. Mag.*, **32**, 503—527.
- , 1960b : Zeolite zones and dike distribution in relation to the structure of the basalts of eastern Iceland. *Jour. Geol.*, **68**, 515—528.

Geology and Metamorphism in the Western Part of the Misaka Mountains, Yamanashi Prefecture (Furuseki-Takahagi Area)

Mitsuo SHIMAZU, Yasuo KAMIMURA, Kazuhiro SEKINE and Mamoru YAMADA

(Abstract)

The Neogene strata developed in the Furuseki-Takahagi area of the Misaka Mountains are divided into the following three formations; Furuseki, Ashigawa and the Ichikawadaimon formations, in ascending order. The surveyed area is also subdivided into three areas by the Misawagawa and Kubo faults. These areas are the southern, northern and western parts. Although the strata, which are distributed respectively in the above-mentioned three areas, show different rock facies and are separated by the faults, some of the strata can be correlated by their characteristic rock facies, and the stratigraphic succession mentioned above can be established.

The Furuseki formation is chiefly composed of basaltic and andesitic pyroclasts. The Ashigawa formation includes several members as follows; the Nakayashiki mudstone and Sambousan tuff member

in the southern part, the Takahagi basalt and Obina basalt and mudstone member in the northern part, and the Kumazawa dacite member in the western part. The Takahagi basalt member is composed of massive lava, pillow lava and pyroclasts of tholeiitic and alkali basalt composition.

The Ichikawadaimon formation includes several members as follows; the Hida volcanic rock, the Sekihara-toge andesite and the Ubakuchi dacite members in the northern part, and the Chikahagi tuff member in the western part.

Many dolerite dykes and some quartz diorite-gabbro bodies occur in this area. Some of the dolerites are alkalic, and others are tholeiitic or calc-alkalic. These dolerite dykes are intruded in directions of EW or NE-SW, which are the main structural trend in the area. Several anticlines and synclines of NE-SW direction develop in the southern part, but the structure of the northern part is monoclinical except the Hida anticline.

The rocks of this area are regionally metamorphosed into altered rocks ranging from the zeolite facies to the green schist facies through the prehnite-pumpellyite facies. Moreover, they are thermally metamorphosed by the quartz diorite mass in the eastern margin of this area, and are transformed into the hornfels of the amphibolite facies.

The following six zones of progressive metamorphism are established in this area on the basis of stability relation of some metamorphic minerals;

- Zone IV : epidote-hornblende zone
- Zone IIIb : prehnite-pumpellyite-chlorite zone
- Zone IIIa : prehnite-pumpellyite-laumontite-chlorite zone
- Zone IIb : laumontite-heulandite-prehnite-mixed layer zone
- Zone IIa : analcime-mordenite-heulandite-mixed layer zone
- Zone I : heulandite-mordenite-saponite zone

Wairakite and yugawaralite occur locally in the zones IIb and IIIa. Gyrolite and truscottite occur locally in the zone IIa. These minerals occur rarely in Japan. Epistilbite occurs in many localities of the zones I and IIb. This mode of occurrence is different from that in other low-grade metamorphic terrains in Japan. The rocks of the zones IIa and IIb are widely distributed in this area. The rocks of the zone IIIa, which belongs to the transitional facies between the zeolite and prehnite-pumpellyite facies, show an isolated distribution. The zone I is restricted, being found in the Takahagi area.

From the pattern of distribution of these zones, the following scheme may be drawn concerning the metamorphic history of this area.

- 1) Deposition of submarine basaltic and dacitic rocks and mudstones.
- 2) Formation of the rocks of the zones I to IIb ascribed to regional burial metamorphism.
- 3) Formation of the zones IIa and IIIb ascribed to local rising of temperature (upheaval and / or quartz diorite intrusion).
- 4) Formation of the zone IV due to contact metamorphism.

The rocks of the zone I, however, may have been transformed by diagenesis after the eruption of basalt such as is known in the case of the Mase basalts (SHIMAZU and KAWAKAMI, 1967) and Ireland basalts (WALKER, 1960).