

550.8 (084.32) (521.26+521.61) [1 : 75,000] : (083)

熱海図幅地質説明書

嘱託 久野 久

序

当図幅は、東京大学理学部、久野久助教授に地質調査を委嘱し、主として同助教授のこの地方の地質および岩石に関する従來の調査研究結果を基にして、作製したものである。従つて当図幅は、本所刊行の一般の75,000分の1図幅に比して、説明書の記述にやゝ異色があり、とくに地質および岩石については久野助教授の20年の長期に亘る精細な研究成果に據つて記述されてあつて、他の図幅の場合とは自ら精粗の別があることを記しておく。

昭和27年5月

工業技術廳地質調査所長 三 土 知 芳

目 次

	頁
序 言	1
I 緒 論	1
1. 地 形	1
2. 地史概説	4
3. 研 究 史	12
II 岩 石	15
1. 総 説	15
2. 造岩鉱物	16
3. 鉱物組合わせ	24
4. 代表的岩型の記載	26
5. 岩系の成因	29
III 地質 その1 第三紀火山岩類	31
1. 湯ヶ島層群(Y)	31
2. 石英閃緑瑯岩および石英斑礫岩(qdp, qg)	34
3. 不動トネル玄武岩類(B ₁)	35
4. 熱海凝灰岩(T ₁)	36
5. 早川凝灰角礫岩(T ₂)	37
6. 須雲川安山岩類(A ₁)	40
7. 稻村安山岩類(A ₂)	43
8. 相ノ原安山岩類(A ₃)	45
9. 阿原田安山岩類(A ₄)	46
10. 丹那トネル安山岩(A ₅)	47
11. 天昭山玄武岩類(B _{2b} , B _{2d})	47
12. 紫蘇輝石石英安山岩岩脈 (dd)	51
13. 初島玄武岩類(B ₃)	51
14. 網代玄武岩類(B _{4a} , B _{4b})	53

15. 畑玄武岩類(B ₈)	60
IV 地質 その2 箱根火山以前の第四紀火山および堆積物	64
1. 下丹那頁岩(SS)	64
2. 宇佐美火山(UV)	65
3. 多賀火山(TV ₁₋₆)	67
4. 輝石石英安山岩小噴出岩体(D ₁₋₅)	81
5. 湯河原火山(YV ₁₋₂)	85
6. 更新世以後の地殻運動	91
V 地質 その3 箱根火山	96
1. 総説	96
2. 古期外輪山熔岩(OS ₁₋₂)	98
3. 幕山熔岩円頂丘(OS ₃)および金時山—幕山構造線	110
4. 新期外輪山熔岩(YS)	116
5. 軽石流堆積物(P)	121
6. 酸性火山礫凝灰岩	122
7. 中央火口丘熔岩および碎屑岩(CC ₁₋₈)	123
VI 地質 その4 箱根火山以後の第四紀火山および堆積物	132
1. 富士火山玄武岩火山礫および火山灰(HV)	132
2. 巢雲山火山(SV ₁₋₂)	133
3. 湖水堆積物・崖錐・河床礫・火山灰	134
VII 応用地質	135
1. 石材	135
2. 窯業原料	136
3. 温泉	136
文献目録	138

縦行 VI・横行 26
図幅番号 第 123 号

熱海圖幅地質説明書 (昭和25年 3月稿)

久野久*

序 言

当図幅に含まれる地域の大部分は、昭和6年より13年にかけて、筆者が東京大学地震研究所の援助のもとに野外調査を行ったもので、採集岩石の顕微鏡的研究は、昭和6年以来今日に至るまで東京大学理学部地質学教室において引続き行われた。その結果の一部は他の機会にも発表した(Kuno, 1950 a, b)。

しかし「熱海図幅」の南縁部(宇佐美—龜石峠を結ぶ線以南の地域)は全く未調査の地域であつたし、また図幅内の応用地質に関する事項でなお再調査を要する点が少なくなかつた。故に当図幅を完成するために、昭和22年3, 4, 8, 9, 12月に亘り総計約50日間本地質調査所の依頼を受けて野外調査を行い、室内作業は同年より昭和23年にかけて東京大学理学部地質学教室において行つた。

「熱海図幅」および本説明書はこれらの調査研究の結果を綜合、抜萃して作製されたものである。

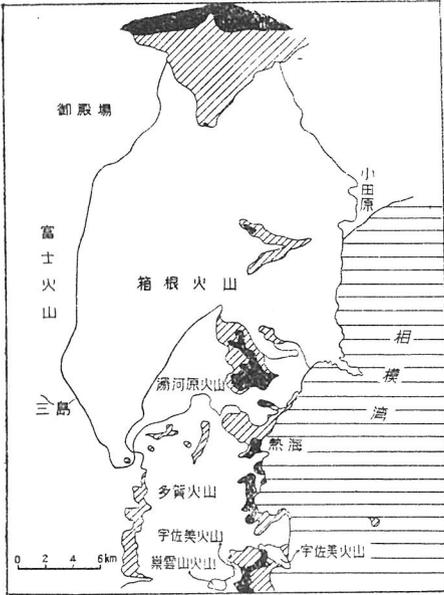
I 緒 論

1. 地 形

図幅内には、いわゆる富士火山帯の一部をなす所の箱根・湯河原・多賀・宇佐美等の諸火山が、南北に連立している。これ等火山体の基盤にも、中新世より鮮新世に至る間に噴出した各種の火山岩の累層が厚く発達している。当図幅内および隣接地域に分布する岩層を時代的に3大別して、その分布を第1図に示した。

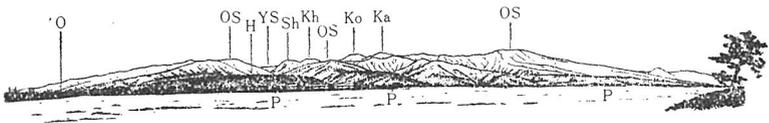
本地域の地形を記述するに当り、地域を1)箱根火山区域と2)湯河原・多賀火山区域とに大別するのが便利である。

* 嘱託員(商工省)



第1圖 古期中新世火山岩(黒色部)・中期中新世乃至鮮新世岩石(斜線部)・更新世火山噴出物(白色部)分布概略圖。

平頂の山によって代表される。この新期外輪山はカルデラの東縁のみに残存しているに過ぎない。古期外輪山はその東部において早川の峡谷によって横断されている。



第2圖 小田原市北東郊酒匂川鐵橋から見た箱根火山。
 OS-古期外輪山, Ka-神山, Ko-駒ヶ岳, Kh-上二子山, Sh-下二子山,
 YS-新期外輪山, H-早川峡谷, P-軽石流堆積物, O-小田原市。

このカルデラ内に7個(中1個は図幅外, 他の1個は南麓のみ図幅内に含まれる)の中央火口丘(多くは熔岩円頂丘)が存在し, それ等は西北-東南方向に配列しているのが見られる。その中の一つである神山は高度1438.5mを有し, 地域内での最高点をなしている。

1) 箱根火山区域(第2図)

この区域の特長は, 以前は巨大な円錐形であつた火山体の中央部に生じた径11kmのカルデラの存在する事である。このカルデラは二重の外輪山によつて囲まれている。

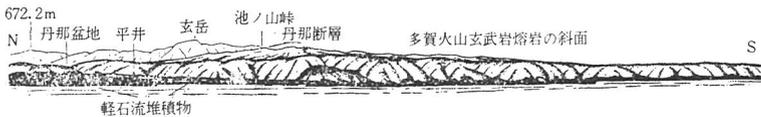
外側の外輪山(古期外輪山と呼ぶ)は, 塔ノ峯(図幅北縁)・明神ヶ岳・金時山・三國山(以上3地点は当区幅外)・箱根峠・白銀山を連ねる平均海拔高度約1,000mの環状の山稜に相当する。この内側に存在する新期外輪山と呼ばれるものは, 900~800mの高度を有し, 碓氷峠(宮城野西縁, 図幅外)・浅間山・鷹ノ巣山・屏風山等の半円形に配列した所の

古期外輪山外側の斜面はその南部において次に述べる湯河原火山体を一部で覆っている。

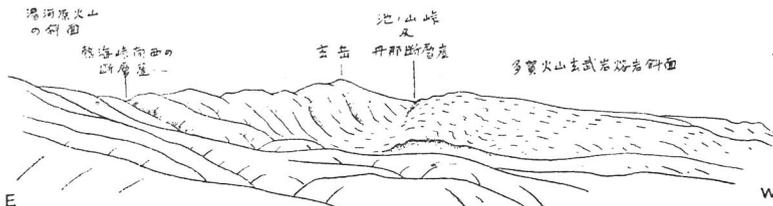
2) 湯河原—多賀火山区域

この区域には2個の解析された円錐形火山体すなわち湯河原・多賀の両火山が南北に相接して存在し、その結果箱根火山古期外輪山の南縁に始まり、図幅の南限に至る所の南北の山稜を形成し、この山稜の東西両側で著しく相違した地形を現出せしめている。この山稜の高度はその北端(鞍掛山)において約1,000mを示すが、南方に向つて漸次減少し、図幅南限で約500mとなる。

山稜の西側は上述の2火山の斜面の合体したもので、20度乃至50度の傾斜をもつて狩野川の平野に下つている(第3、4図)。



第3図 三島市南方から見た多賀火山西側斜面。



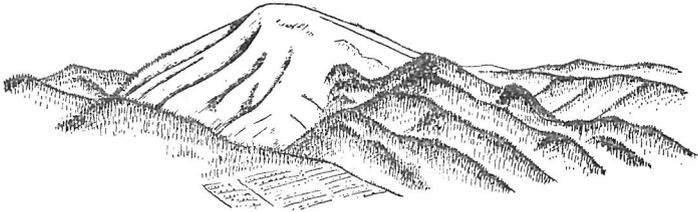
第4図 箱根火山古期外輪山南端附近から見た湯河原・多賀両火山西側斜面と丹那断層崖。

この斜面の最も顕著な地形的特徴は、その中央部に丹那断層が走っている事で、その断層線に沿つて東に面した新鮮な断層崖が発達する(第4図)。

山稜の西側斜面に比して東側はより著しく解析されており、こゝに東方に開いた2個のカルデラ状の凹地が存在する。すなわち湯河原町を中心とするものと、熱海市南方上多賀を中心とするものとのである。これ等の凹地はそれぞれ湯河原火山・多賀火山の旧火口が浸蝕作用によつて拡大されたものである。

前述の山稜の南端附近には、周囲の解析された地形と対照をなして極めて新鮮な円

頂の小火山体が見られる。巢雲山(580.5m)がこれである(第5図)。



第5図 長者ヶ原盆地西縁から見た巢雲山火山。周囲は主として多賀・宇佐美兩火山熔岩より成る劈折された山地。

またこの山稜を横断して西北—東南に走る多数の断層が存在するが、この断層に沿うても小規模ながら新鮮な断層崖の発達が見られる。

2. 地 史 概 説

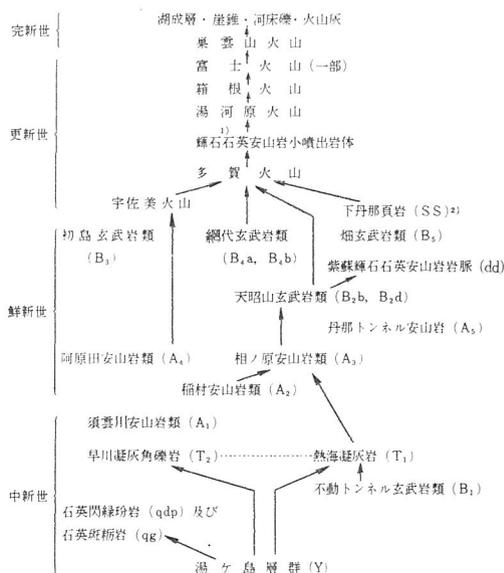
本節では主として当地域内において古期中新世以後に起つた顕著な事件を時代順に記述する。たゞし当地域の地史を述べるに当つて、時には図幅外の地域に関しても言及しなければならない事もある。

当地域内に露出する岩層の層序を第1および第2表に表示したり。表中の矢印は野外で直接の接触から決定された時代関係を示す。いうまでもなく、当地域に発達する如き火山岩層中には化石を産する事は稀である。従つて表中に記入した地質時代の多くは暫定的なものである。たゞし更新世火山噴出物の時代は、それ等が当図幅の隣接諸地域において含化石水成岩層と相重なる関係から、かなり正確に判明している。

古期中新世 当地域内で知られている限りにおいて最も古い事件は、古期中新世に全地域(恐らく伊豆全域)に亘つて行われた海底火山活動である。この際輝石安山岩および玄武岩の熔岩ならびに火山碎屑層より成る厚い累層(湯ヶ島層群(Y))を堆積せしめた。この活動の最末期に石英閃緑玢岩(qdp)および石英斑礫岩(qg)の小貫入岩体が見出した。これ等は当地域北方丹沢山塊における御坂層とこれを貫く石英閃緑岩塊との関係に比較しうる。湯ヶ島層群およびこれを貫く岩体は熱水作用もしくは気成作用を蒙つた結果、どこでも暗緑色の岩石(時にはプロピライト)に変じており、かつ著しい

1) 本説明書においては、火山碎屑層の分類は Wentworth および Williams (1932) の提唱したものにより、その日本語名は雑誌“火山”第4巻、1940、158頁所載のものによる。

第1表 一般層序



地殻変動を受け、また上位岩層との境は常に風化作用のため分解している。これ等の火山岩類は当地域全体の基盤を構成し、浸蝕作用で深く刻み込まれた凹地数カ所に分離して露出している(第1図参照)。

中期中新世—鮮新世 前述の基盤岩を切つた平坦な浸蝕面上に、中期中新世から鮮新世にかけて種々の火山累層が堆積した。

これ等のうちで最も古いものは、現在の熱海市南方に分布する玄武岩熔岩の累層(不動トンネル玄武岩類 B₁)である。

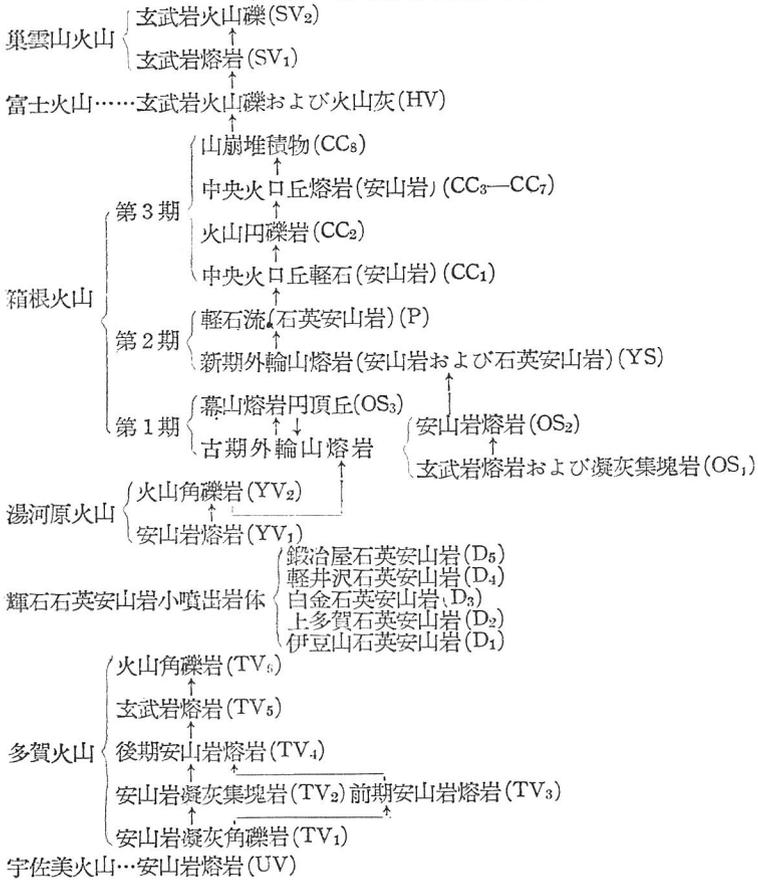
これ等熔岩流出後多少の浸蝕時期を経て、主として酸性岩漿による爆発的活動がかなり広範囲にわたつて行われた。この産物として輝石石英安山岩および角閃石石英安山岩の軽石および火山礫凝灰岩を主要構成物質とし、多量の異質火山岩片を混ざる火山碎屑岩を堆積した。

これ等は浅海性の堆積物として箱根火山の基底(早川凝灰角礫岩 T₂)ならびに熱海市周縁(熱海凝灰岩 T₁)等に分布する。これ等の堆積物中から産する介化石によつて、こ

1) 本説明書では“輝石”を“Pyroxene”の意に、“普通輝石”を“Augite”の意に用い、兩者を常に明瞭に區別して置く。

2) かつこ内の記號は地質圖に用いたものと同じ。

第2表 第四紀火山岩噴出順序



の活動の時代は大体新期中新世である事が判明している。

この活動に引続いて、ガラス質輝石安山岩熔岩の流出が各所に行われた。この熔岩（一部では凝灰角礫岩を伴う）は、箱根火山須雲川流域では前述の酸性火山碎屑岩を整合的に覆い（須雲川安山岩類 A₁）、また熱海市南部の伊東線トンネル内では、酸性凝灰岩中に介在する（地質図上には示してない）。これ等酸性火山碎屑岩と安山岩熔岩とは第三紀末の地塊運動による網状断層群によつて切斷されている。

これ以後第三紀末に至るまでの間に、当地域内に噴出した岩石は主として輝石安山

岩および玄武岩であつた。これ等火山岩に伴つて地表の風化作用の産物たる褐色土壌がしばしば産すること、ならびに水成岩層の欠除している事実より判断すると、この時代に当地域の大部分は水上に露出していらしい。

本活動期の最初の堆積物は、多量の火山碎屑岩を伴う輝石安山岩熔岩の累層であつて、現在熱海市北方の海蝕崖に傾斜した層をなして露出する(稻村安山岩類 A₂)。この後に現在の熱海市附近には、爆発的活動をほとんど伴わない輝石安山岩熔岩の静穏な流出が行われた(相ノ原安山岩類 A₃)。これと岩質の類似した熔岩のみから成立つ累層が函南縁地域にも分布する(阿原田安山岩類 A₄)。これ等両者(A₂および A₄)は広範囲にわたつて温泉作用(あるいは硫気作用 Solfataric action)を受けた結果、白色、灰褐色、または青灰色の粘土質物質に変じている個所が多い。

この後現在の湯河原町附近に大規模な火山活動が起り、玄武岩・輝石安山岩および少量の角閃石輝石石英安山岩の熔岩ならびに火山碎屑岩より成る厚い累層が堆積した(天昭山玄武岩類 B_{2b} および B_{2d})。これ等を貫いて小規模の紫蘇輝石石英安山岩岩脈(dd)も現出した。

鮮新世の末期に至つて、主として流動性の著しい玄武岩質岩漿による活動が起り、熔岩・岩滓・火山弾(かんらん石輝石玄武岩乃至輝石安山岩)等が現在の綱代町附近(綱代玄武岩類 B_{4a} および B_{4b}) および丹那盆地附近(畑玄武岩類 B₆)をそれぞれ中心として堆積した。

興味ある事はこれ等2累層を構成する熔岩の噴出順序が、いずれも規則的に酸性より塩基性への変化を示している事である。すなわち初期には普通輝石紫蘇輝石安山岩(時にかんらん石を含む)を、後期には、かんらん石普通輝石玄武岩を噴出している。

中期中新世から鮮新世に至る間に噴出された火山岩類は、しばしば熱水作用もしくは気成作用によつて暗緑色堅硬岩に変じているとはいえ、湯ヶ島層群の岩石に比較すれば、概して変質程度も微弱であるしまた変動を受けている程度も少ない。たゞこれ等岩石に顕著な現象は、特に湯河原以南の地域において、温泉作用(もしくは硫気作用)の結果いわゆる“温泉余土”と称される白色乃至褐色の珪質または粘土質物質に変じていることである。

更新世一完新世 鮮新世以後当地域の大半は陸化していたため、更新統水成岩としては、極めて局部的なかつ薄い湖底堆積物が存在するに過ぎない(下丹那頁岩 SS)。

さらに新期の水成岩は、現世の沖積原や局部的盆地に堆積したものである。

この時期中の最も顕著な事件は、宇佐美・多賀・湯河原・箱根等の円錐形成層火山・石英安山岩小噴出体および玄武岩より成る巢雲火山等の噴出である。これ等4個の成層火山は、上述した順序に噴出したもので、換言すれば、この時期の主要火山活動の中心は南より北に移動して行つたものである。これ等の火山ならびに石英安山岩体はいずれも主要な活動を更新世内に終結してしまつているが、巢雲火山の活動は完新世に行われたらしい。

既述の第三紀火山岩と相違して、第四紀火山岩は熱水作用および硫気作用（たゞし現在の硫気孔の周囲は例外）をほとんど蒙つていない。

成層火山の最古のものすなわち宇佐美火山は、主として輝石安山岩の熔岩および火山碎屑岩より成り、現在の宇佐美附近に火口を有していたものであるが、火山体の南半部は当図幅外となつている。

次の活動は現在の熱海市の南方上多賀附近に開口した火口に行われ、これによつて多賀火山が出現した。

この活動の最初のもは爆発的なもので、まず現在の魚見岬（熱海市南縁）附近に存在した火口を中心として凝灰角礫岩（普通輝石紫蘇輝石安山岩の熔岩を伴う）(TV₁)が堆積し、次にこの西方に開いた火口を中心としてかんらん石輝石玄武岩および輝石安山岩の凝灰集塊岩および熔岩(TV₂)が堆積した。

つゞいて現在の上多賀附近に開口した主要火口から比較的静かな熔岩流出が行われて、多賀火山の主要部を作り上げた。これ等の熔岩は噴出順序に従つて規則的な成分の変化をたどつた。すなわち最初に普通輝石紫蘇輝石安山岩(TV₄)、次にかんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩乃至玄武岩(TV₄)、最後に普通輝石かんらん石玄武岩およびかんらん石玄武岩(TV₅)が噴出された。またこの時期の初期に本火山熔岩中最も酸性なかんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩(TV₃)が主要火口の北西に開いた側火口から流出した。上述の噴出順序は前に述べた鮮新世末の玄武岩類の活動に見られたものと全く同一である。

多賀火山の活動の最後はガス体による爆発であつて、これによつて主要火口周囲の山体が吹飛ばされ、主として火山の西部から南部の斜面上に飛散堆積した（火山角礫岩 TV₆）。この爆発の結果ならびにそれに引續いて行われた浸蝕作用と地殻変動の

結果、火山体東半部は著しく破壊され、ついに基盤岩が地表に露出するに至った。

この浸蝕期の後に輝石石英安山岩ならびに輝石角閃石石英安山岩の熔岩円頂丘が多賀火山の中心部に1箇所(D₂)、北縁部に2箇所(D₃, D₄)噴出した。もう一つの紫蘇輝石石英安山岩小噴出体(D₅)は、湯河原火山出現後にその東北縁を破つて噴出したものである。伊豆山の石英安山岩(D₁)はこれ等と同期かあるいはもつと古いかも知れない。ついでに塩基性乃至中性岩漿によつて再開された活動は、今度は多賀火山北方すなわち現在の湯河原町を中心とする地域に行われた。かんらん石普通輝石玄武岩乃至普通輝石紫蘇輝石安山岩の熔岩と火山碎屑岩とを交互に噴出して、こゝに湯河原火山を形成した(YV₁)。丁度多賀火山の場合と同様に、この活動の最末期にガス体による爆発が起り、山体の一部を飛散せしめて南西斜面に堆積せしめた(火山角礫岩YV₂)。

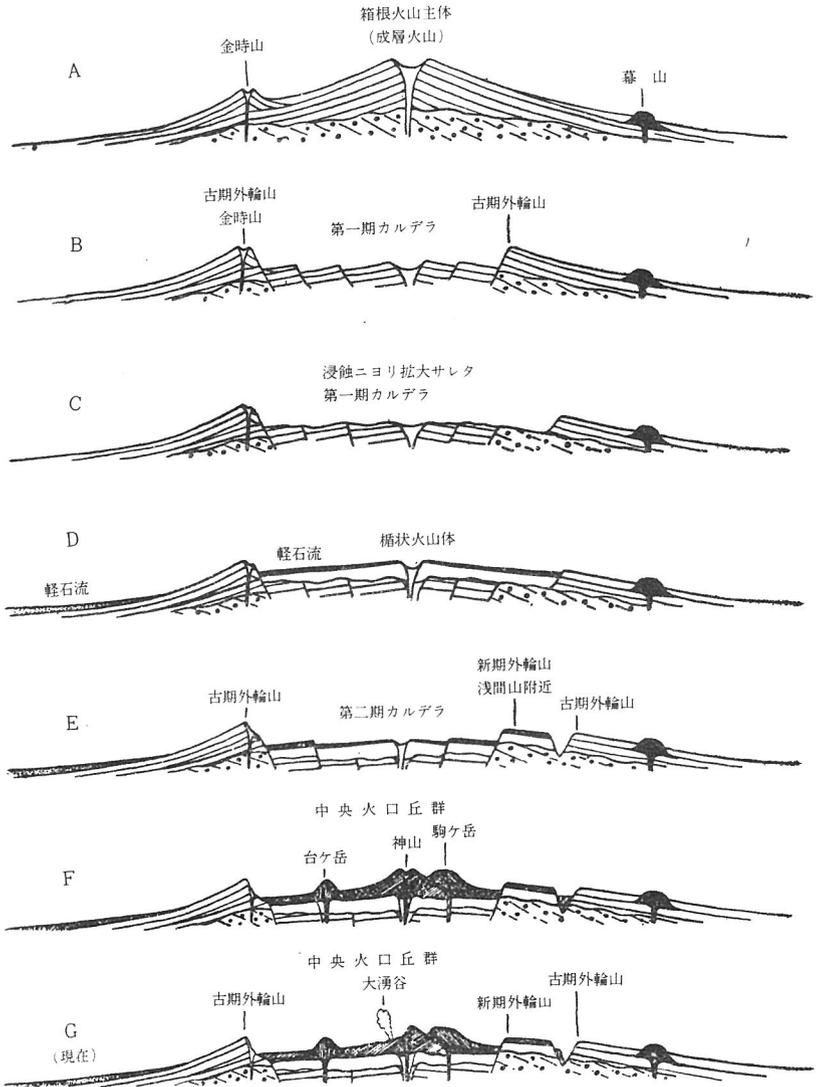
火山活動の中心は再び北方すなわち箱根へと移動し、こゝにおいて中期—新时期更新世の間に多種多様の活動様式を現出した。この興味ある火山は2回のカルデラ陥没とそれに引続く浸蝕期によつてへだてられた3回の活動期に建設せられた。第6図の模式断面図はこの火山の構造ならびに地形発達史を図解したものである。

第1期の活動は主として玄武岩の凝灰集塊岩および熔岩の噴出に始まつた(OS₁)。これに続いて熔岩(主としてかんらん石輝石安山岩および輝石安山岩)とこれよりやゝ多量の火山碎屑岩とがくりかえし噴出され(OS₂)、こゝに最古期の円錐形成層火山体を現出せしめた。これ等の玄武岩質ならびに安山岩質熔岩は、現在の古期外輪山内壁に断崖をなして露出し、全体として厚さ少なくとも700mに達する。これ等を古期外輪山熔岩と呼ぶ。

この活動期の中頃に、円錐体の中心を通る北西—南東方向の線に沿うて一つの変動が起つた(この線を金時山—幕山構造線と呼ぶ)。すなわちこの線の北西部(図幅外の地域)では、北東側の地塊が南西側地塊に対して相対的に上昇したのに反し、南東部(畑宿より新崎川洗路を経て吉浜に至る部分)では北東側は南西側に対して相対的に沈降した。換言すれば一種の蝶番断層の如き変動が行われた事になる。この変動に伴つてこの線上の2箇所(1)に噴出が起つた。すなわちその一つは北西部における金時山(図幅外)の噴出であり、他の一つは南東部における幕山熔岩円頂丘の出現である(第6図A)。

金時山は安山岩質熔岩と岩滓質火山碎屑岩の互層より成る急峻な成層火山である。

幕山(OS₃)は灰色の輝石安山岩と白色の輝石石英安山岩とが竊状構造を呈する特異



第6図 箱根火山の構造ならびに地形發達史を示す模式断面圖

な熔岩から成立つ。これ等の縞状構造は一般に円頂丘の中心に向つて傾斜している。山頂附近では縞状構造は見られず、石英安山岩の不規則な破片が安山岩中に混入して

いるに過ぎない。これ等の事実から推定される所では、安山岩質岩漿と石英安山岩質岩漿(もしくはほとんど固結した石英安山岩塊)とが噴出直前に混合し、地上に噴出して円頂丘を作る際の内方からのふくらみ (Endogenous expansion) の結果上述の如き縞状構造を呈するに至つたものであろう。

この活動期の最後に火山主体の西北斜面を破つて数個の寄生火山 (主として酸性安山岩の熔岩円頂丘) が噴出した。

この活動が終末を告げた後に、主要火山体の中央に階段状陥没が起つて、径南北 11 km, 東西 7 km の卵形のカルデラを生じた(第 6 図 B)。この結果始めて古期外輪山が出現したが、引続く浸蝕作用によつてその東部が破壊された(第 6 図 C)。

第 2 期の活動は第 1 期のそれよりも一層酸性な岩漿によつて起された。この時期には流動性に富んだ熔岩(普通輝石紫蘇輝石酸性安山岩および石英安山岩)が静かに流出したのみで、爆発的活動はほとんど起らなかつた。そしてカルデラの内部に緩傾斜な一種の楕状火山を作つた(第 6 図 D)。これ等の熔岩は全体で約 300m の厚さに達し、現在新期外輪山壁やその外側に連なる平頂丘(前述の楕状火山体の斜面の残存物)を取巻く断崖に良く露出しているので、新期外輪山熔岩 (YS) と呼んで置く。

次の事件は莫大な量の軽石(紫蘇輝石普通輝石石英安山岩あるいは安山岩)の中央火口よりの溢流である。溢流した軽石は楕状火山の斜面を流下し、さらに古期外輪山の低所を乗越えてその外側斜面の麓にまで達し、こゝに堆積して広範囲にわたつて緩傾斜の扇状地形あるいは段丘状地形を現出せしめた(軽石流 P) (第 6 図 D および第 2 圖参照)。この軽石流のあるものは、火口より 25km もへだてた地点にまで達している。

この直後楕状火山の西半が陥没して、新しいカルデラを生じた。この新期カルデラの範囲は古いものと大体一致しており、かつその東縁を限つて新期外輪山が始めて出現したのである。これに引続く時期中に新期外輪山の東部が浸蝕せられ、そこに早川および須雲川の 2 峽谷が深く刻み込まれた(第 6 図 E)。

第 3 期の活動は中性安山岩質岩漿によつて起された。この活動は火山体の中央に再開した火口に起り、まず爆発的噴火によつて黄色の安山岩軽石を抛出し、山体の東部および南東部に堆積せしめた (CC_i)。この軽石の一部は風によつて運搬され、現在の東京舊市内附近にまで到達した。

引續いて 7 個(内 1 個は本区幅外)の中央火口丘が北西—南東方向の一線上に配列し

てカルデラ内に噴出した(第6図F)。この線は既述の裂隙(金時山—幕山構造線)に一致するものである。中央火口丘の内の5個は比較的簡単な熔岩円頂丘であるが、1個(神山)は急傾斜の成層火山であり、他の1個(駒ヶ岳)は平頂な熔岩円頂丘で、かつ最後の2者は火山角礫岩および熔岩より成る緩傾斜面上にのつている。この火山角礫岩は極めて多孔質の安山岩の破片とそれの細粉とより成り、その構造および分布から判断して、神山噴出の間に起つたいわゆる Nuée ardente の堆積物(地質図上には CC₄ 中に含括した)であろう。この Nuée ardente の東端は現在の湯本町と小田原市の中間にまでおよんでいる。

中央火口丘の熔岩は互に極めて類似し、かつ古期火山体の熔岩とは明瞭に区別される。それは含かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩で、輝石斑晶の多い事と多孔質な事が特長である。淡灰色の同源包裹物が少なくない。

この活動の最後は、神山西北斜面に起つた爆發であつて、この山体の北西部は吹飛ばされ、山崩れを生じて北西山麓に堆積し(CC₈) (第6図G)、これによつて河流がせき止められて始めて芦ノ湖を現出せしめたのである。この活動は1888年に起つた有名な磐梯山の爆起を想起せしめる。

本火山には有史時代の噴火の記録は無いが、神山および駒ヶ岳の北および北東山腹に、現在なお二、三の硫気孔が活動している。

箱根火山の活動がほとんど終末に近づいた頃から、その北西隣の富士火山の活動が始つたらしい。この火山の初期の噴出物であるところの玄武岩質火山礫および火山灰(HV) (いわゆる関東ローム層)は図幅内地域のほとんど全体を被つて堆積した。しかし地質図上には比較的完全に保存されている部分のみ記入し、他の部分は省略してある。

この噴出物の堆積の直後に図幅の南縁に近く須雲山火山の噴出が起つた。この火山は最初熔岩を噴出し(SV₁)、つゞいて多量の火山礫・岩滓・火山弾を噴出して(SV₂)円頂の山体を作つた(第5図)。本火山の熔岩はかんらん石玄武岩で、当地域の他の玄武岩類と比較してやゝアルカリに富み珩酸分に乏しいものである。

3. 研究史

当地域は東京から近い関係上古くから多くの人によつて研究された。

最も古いものとしては、和田維四郎(1882)および小藤文次郎(1884)による岩石学的

研究があるが、地質学的研究として最初のもは鈴木敏(1884, 1893)による20万分1「横浜」図幅の調査であろう。鈴木は箱根火山を外輪山および中央火口丘より成る2重式火山として記載した。また箱根地方に広く分布する赤褐色の火山灰に注目し、その起源を富士火山に求めた。

菊地安(1884)は箱根火山の構造に関して鈴木とほとんど同一の見解を発表した。ただし菊地は屏風山(芦ノ湖東南)の平頂丘を中央火口丘の1つに数えた。

これよりやゝ後に石井八万次郎(1897)は特に箱根火山の研究を行い、同火山は2重の外輪山と4個の中央火口丘より成るという卓越した見解を発表した。彼の第1外輪山と呼んだものは、塔ノ峯・明星ヶ岳・金時山・鞍掛山・聖岳を結ぶ山陵であり、第2外輪山は碓氷峠・浅間山・屏風山等の平頂の山に相当する。そして第2外輪山を構成する熔岩は、第1外輪山の熔岩が一部浸蝕を受けた後に流出したものである事も述べている。石井の結論が筆者のそれと根本的に一致している事は注目に値するが、石井はその論文の後半において上の見解を訂正し、後の第2外輪山と呼んだものは実は中央火口丘の一部で、独立した単位ではないとした。石井はさらに早川峡谷に露出する含化石凝灰岩と熱海の南に露出する凝灰岩とは、共に箱根火山活動の最初の海底噴火の産物であり、また熱海および網代附近に発達する熔岩も同じ火山に属するものであるとした。彼はまた熱海・伊豆山・湯河原等現在の温泉の近くに温泉作用によつて生じた白色乃至褐色の粘土状物質の分布している事も記載している。

その後平林武(1898)は震災予防調査会の仕事として行つた箱根・熱海地方の詳細な研究の結果を発表した。彼の研究は最近まで当地域の地質に関する基礎的知識となつていた。平林によれば、箱根火山の活動は第三紀時代の海底噴火に始まり、最初に早川層灰岩を堆積せしめ、続いて須雲川集塊熔岩を噴出し、その後火山主体を作る多量の熔岩を流出した。彼は外輪山に新期と古期とを区別せず、外輪山の東部は明星ヶ岳・浅間山・鷹ノ巣山・屏風山を結ぶ線と一致すると考えた。

平林はさらに箱根火山の南に熱海火山という火山が存在し、その噴出の中心は現在の熱海の附近にあつたと考えた。熱海火山は下位より第三紀層灰岩(熱海周縁およびその南方に分布する)・石英安山岩熔岩(伊豆山および上多賀)・集塊熔岩・安山岩熔岩(この2者は熱海の西方に広く分布する)より成るという。また彼は丹那盆地の呈する特異な地形に注目し、これは熱海火山の斜面に働いた選択的浸蝕作用の結果であると

説明した。

1917年に箱根火山中央部に局部的地震が発生した際、小倉勉(1917)は同地を訪れ、興味ある観察を行つた。彼によれば、箱根火山外輪山の東部は元来明星ヶ岳から白銀山に連続していたもので、浅間山・鷹ノ巣山および湯ノ花沢一小湧谷間の平頂の山は古い中央火口丘の一部であり、神山・駒ヶ岳等は前者より新しい中央火口丘であるという。

さらにその後大井上義近・小林儀一郎(1926)は箱根火山を調査し屏風山と鷹ノ巣山の熔岩は中央火口丘に属するという見解を述べている。

こゝで注目に値することは、今までの研究者達の多くが浅間山・鷹ノ巣山・屏風山等の平頂丘の地形の解釈に苦しんだらしいことである。ある人達はこれ等の平頂丘を外輪山の一部と考え、また他の人達はこれ等を中央火口丘の一部と考え、唯1人(石井)だけが独立したものと考えた。要するにこの地形を如何に解釈するかこの火山の構造を解決する鍵となつたのである。

1918年に鉄道省では熱海より三島に抜ける丹那トンネルの掘さくを開始した。このトンネルは丁度丹那盆地の真下を通過するので、この盆地の構造ならびに成因が地質学者の間で議論の焦点となつた。ある学者は盆地の成因を土地の沈降に帰せしめたとし、またある学者(山崎直方1919)は南北の断層(丹那断層)線上に開口した爆烈火口であると論じた。そこで鉄道省では盆地内4地点に試錐を行つた。その結果に基いて平林武・渡辺貫(1925)はこの盆地が階段状断層によつて沈降した一種の桶状陥没地(Kettle depression)であるという見解を發表した。彼等はまた顕著な南北方向の断層(丹那断層)の存在を強調し、これに沿うて丹那盆地その他類似の地形を呈する盆地が配列している事を指摘した。丹那トンネルが完成した後に久野久(1936)は地表調査ならびにトンネル壁の観察に基いて、丹那盆地は火山岩層が下方に撓曲した事が主因となつて生成したもので、なお盆地の東縁を限る南北性の断層に沿うた沈降も関與していると結論した。

1930年11月26日には北伊豆および箱根地方に大地震が起り、丹那断層の活動その他著しい地変が生じたので、当地域は多くの地質学者ならびに地震学者の興味を呼ぶに至つた。

地震直後田山利三郎・新野弘(1930, 1931)の両者は、伊豆半島全般に亘る地質調査

の結果からそこに発達する岩層の層序を決定し、地震による地変と地質構造との関係を論じた。当図幅内の地域に関しては、箱根早川および蘆海附近の第三紀凝灰岩等に言及している他、地域内諸所の露出を記載している。

田山・新野の研究は伊豆半島全般の地質の概要を明らかにした点で大きな貢献であった。

一方伊原敬之助・石井清彦(1931, 1932)も震災地の地質図を発表し、地質と地変とを記述した。ただし以上の4著者は、当図幅内地域の火山の構造に関しては新しい見解を提唱していない。

また地震直後東大地震研究所の津屋弘達・大塚彌之助の両者も北伊豆地方の詳細な地質調査ならびに岩石学的研究を開始し、筆者も1931年以後この研究に協力した。この研究の結果は地震研究所彙報誌上に数回に亘つて発表されている。その中でも津屋弘達(1937)による伊豆ならびに隣接地域(小笠原諸島・愛鷹火山・富士火山)の火山活動と火山岩の岩石学的研究の総括は、この岩石区の性質を明瞭にした劃期的なものである。津屋の論文中には当図幅内に産する岩石数種の化学分析ならびに記載が含まれている。

大塚彌之助(1934)は早川凝灰角礫岩中に産した介化石を研究し、その時代を新期中新世と推定した。

II 岩 石

1. 總 説

区域内に産する火山岩は かんらん石玄武岩(最も珪酸分の少ないもので $\text{SiO}_2=45.67$)より斜長流紋岩に近い成分の石英安山岩($\text{SiO}_2=76.05$)にまで亘っている。その中輝石安山岩は最も普通な岩種である。この他に極く僅かではあるが深成岩質の岩石(アパライト・ユークライト・斑禰岩・石英閃緑岩)が同源抛造物として産し、また石英斑禰岩・石英閃緑岩が小貫入体として現出する。これ等の火山岩は世界中でも最も過剰珪酸分に富みアルカリに乏しくかつ長石成分において灰長石分に富んだ岩系を形成している。また日本の他の火山地方の岩石に比較してやゝ Na_2O に富み K_2O に乏しい特徴を有する(Tsuya, 1937)。

以上の化学成分上の特質はまた鉱物組成上にも反映している。すなわち当地方では最も基性な玄武岩でも石基に珪酸鉱物を晶出しているのが普通である。また玄武岩類の斑晶斜長石は An_{100} に近い灰長石である事が珍らしくない。石英安山岩では SiO_2 が70%以上に達してもその斑晶斜長石は中性長石であり、加里長石（サニティン・正長石）は全然見出されていない。また黒雲母斑晶の現出しない事実も K_2O の乏しい性質に関係あるのであろう。

またこの他に当地域火山岩が本邦他地方の火山岩と相違する点として、角閃石斑晶を有する岩型が稀なことならびに石基にピジオン輝石を有する岩型が石基に紫蘇輝石を含む岩型に比して多いことの2つを挙げることができる。

当地域の岩石全体を通覧して見て、異なる時代の火山岩類あるいは異なる火山体に属する岩石を通じて造岩鉱物の種類ならびに性質も共通であるし、また全く同様な岩型がくりかえして出現している。すなわち当地方の岩石は同一原岩漿から導かれたものであつて、これ等を一括して記載することに何等の不合理を見出し得ない。故に以下総括的記載を行い、各地質単位毎に行う記載は主として各単位の岩石学的特徴を示すに止める。

2. 造 岩 鉱 物¹⁾

長石 当地方に産する長石は、 An_{100} に近い灰長石から中性長石乃至灰曹長石を経て、アノソクレスに至る連続固溶体を形成する。加里長石（サニティンまたは正長石）は見出されていない。曹長石は二次的鉱物としてのみ産する。斜長石は斑晶としてならびに石基鉱物としてほとんど総ての岩石中に産する。無斑晶岩を除けば、斑晶として斜長石を有しない岩石は極めて稀である。

玄武岩²⁾の斑晶は灰長石乃至亜灰長石を主とし、安山岩のそれは灰長石より曹灰長石にまで変化し、石英安山岩のそれは曹灰長石乃至中性長石であるのが通例である。

玄武岩乃至安山岩中には往々にして径1 cm以上の斜長石美晶を産することがあるが、この種の斜長石は常に An_{100} に近い成分を有し、かつ累帯構造の発達も少ない。

1) 造岩礦物の成分は總て分子百分比で表わす。第3表に化學分析値の擧げてないものの成分は、光學的に推定したものである。

2) 玄武岩・安山岩・石英安山岩の區別に関しては、25頁參照。

第3表 造岩鉱物化学分析表

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
	灰長石		普通輝石		ピジオン輝石		紫蘇輝石			バルガス石	
SiO ₂	43.54	44.24	49.86	48.10	50.40	50.28	52.83	53.24	52.07	44.64	
Al ₂ O ₃	35.66	35.75	5.48	7.29	1.99	2.03	2.42	1.38	1.70	6.34	
Fe ₂ O ₃	0.58	0.64	2.42	2.55	0.13	2.33	1.53	1.05	none	4.02	
FeO	none	n.d.	4.23	3.95	21.30	21.70	18.05	18.70	22.65	16.26	
MgO	0.06	n.d.	15.02	14.78	18.28	14.77	23.05	23.34	21.13	10.95	
CaO	19.53	18.88	22.34	21.58	6.43	8.02	1.45	1.23	1.55	10.33	
Na ₂ O	0.26	0.16	none	none	1.33	n.d.	n.d.		n.d.	4.51	
K ₂ O	tr.	0.04	none	none	0.02	n.d.	n.d.	tr.	n.d.	0.90	
H ₂ O+	0.20	n.d.	0.20	0.54	n.d.		n.d.		n.d.	1.13	
H ₂ O-	0.10	n.d.	0.11	0.20	n.d.	neglig.	n.d.	0.10	n.d.	n.d.	
TiO ₂	tr.	n.d.	0.41	1.34	0.55	0.59	0.29	0.23	0.47	0.91	
P ₂ O ₅	tr.	n.d.	none	n.d.	n.d.	none	n.d.	tr.	n.d.	n.d.	
MnO	tr.	n.d.	0.15	0.12	n.d.	0.38	0.36	0.85	0.48	n.d.	
F	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.68	
Total	99.93	99.71	100.22	100.45	100.43	100.10	99.98	100.12	100.05	100.67 F ₂ =O -0.29	
分子比	Ab ₂ A ₉₈		Wo _{0.48} En ₄₈ Fs ₇		Wo _{0.7} En ₄₆ Fs ₇		Wo _{0.3} En ₆₇ Fs ₃₀		Wo _{0.7} En ₆₇ Fs ₃₀		100.38

- 1 多賀火山凝灰岩(TV₄)中に含まれるかんらん石ニュークライト抛出品(HK 33010301e)中の結晶(77頁参照), 網代町近郊和田木南西約2.5kmの渾中, 分析者田中專三郎 (Tsuboi 1933)。
- 2 箱根火山酸性火山凝灰岩中に含まれるアパタイト抛出品(HK 35032504b)中の結晶(123頁参照), 箱根芦ノ湯北東自動車道路, 分析者東京工業試験所分析係。
- 3 1と同一凝灰岩中の結晶(玄武岩斑晶), 産地および分析者1と同じ (Kuno and Sawatari 1934)。
- 4 1と同一岩中の結晶, 分析者鮫島輝彦。
- 5 箱根火山古期外輪山熔岩(OS₂), ピジオン輝石安山岩(HK 33022001)中の斑晶(103頁参照), 箱根町南西, 箱根峠北, 分析者鮫島輝彦, 分析試料中には少量の普通輝石を混ずる。4および5の分析は東京大地理學部地質學教授鮫島輝彦學士の手をわずらわしたものである。同學士の御好意に感謝する。
- 6 箱根火山古期外輪山熔岩(OS₂), 無斑晶安山岩(HK 33031903a)の石基礦物。箱根湯本町南西約2 km 蘆澤中流。分析者岩崎岩次。分析試料はピジオン輝石とピジオン輝石質普通輝石の混合物 (Kuno 1940b)。
- 7 箱根火山古期外輪山熔岩(OS₂), 紫蘇輝石安山岩(HK 34030301)中の斑晶, 箱根塔ノ峯西方, 分析者多田格三・藤本正明, (久野 1941)。
- 8 箱根火山輕石流(P), 紫蘇輝石普通輝石石英安山岩(HK 36032105)中の斑晶, (122頁参照), 小田原市西郊舊小田原中學校下(圖幅北縁のすぐ北), 分析者田中專三郎, (Kuno 1938 a)。

9 5と同一岩中の斑晶，分析者多田裕三・藤本正明。

10 紫蘇輝石石英安山岩(D₅)中の晶洞礦物(84頁参照)，湯河原驛北方鍛冶屋西方の谷上部，分析者飯島輝彦，(飯島 1949)。

一例として箱根塔ノ沢産のものが古くから知られているが，その分析値はやゝ不正確なのでこゝには引用しない(Wada, 1882)。

また当地方の凝灰岩中に深成岩質同源抛出物として産するかんらん石ユークライト・アリバライト中にも，累帯構造のほとんど無い清純な斜長石が存在するが，その2種について分析された結果(第3表1および2)で見ても純灰長石の成分に近い。第3表1の灰長石の光学的諸性質を第4表に示す。

第4表 和田木産灰長石の光学的諸性質

Min.	Max.	Aver.
$\alpha=1.575$?	1.576
$\beta=1.583$	1.585	1.584
$\gamma=?$	1.589	1.588
(-) $2V=76^\circ$	80°	78°

Inclined dispersion very weak with $\rho < \nu$

註 屈折率測定値誤差は總て ± 0.0005

石基斜長石は岩石の成分に應じて亞灰長石から灰曹長石まで変化している。

アノソクレスは安山岩乃至石英安山岩¹⁾の比較的結晶度の高い石基中に間隙充填狀にまたは斜長石(中性長石乃至灰曹長石)の周縁をなして産する。また深成岩質同源抛出物として産するある種の石英閃緑岩では，普通の中性長石から全く漸移的にアノソクレスへと変化して行く累帯構造が見られる。この外帯をなすアノソクレスでは一見微斜長石に類似した微細な格子狀双晶が存在する(久野，1940)。

珪酸礦物²⁾ 石英が時に斑晶をなすことがある以外は，總て石基または晶洞中に産する。クリストバル石は主として玄武岩および安山岩に，時には石英安山岩に見出される。鱗珪石および石英は安山岩および石英安山岩に普通である。

かんらん石 かんらん石には $Fe_{0.5}Fe_{3.5}$ の成分のものから $Fe_{0.2}Fe_{3.3}$ の成分のものまでの連続固溶体を形成する一群と，鉄かんらん石との2種が存在する。

前者は玄武岩および安山岩中に，主として斑晶として，稀には石基鉱物として産する。累帯構造がしばしば発達し，例外なく外側に行くほど鉄分に富んでいる。また通

1) 玄武岩の石基にアノソクレスの産する例は奥雲山火山玄武岩にだけ見出されている。

2) 産状ならびに光學的諸性質の詳細は以前に發表した(Kuno, 1933a)。

常ビジオン輝石または紫蘇輝石の反應縁に囲まれているが、普通輝石に囲まれることはほとんど無い。

鉄かんらん石はある種の石英安山岩（上多賀北方 D₂ および鍛冶屋 D₅）の晶洞中に産する（Kuno, 1940 a）。鱗珪石と密接に伴うことが多い。また紫蘇輝石斑晶の周囲を取巻いて反應縁を形成する例も見出されている。この場合紫蘇輝石は En₅₀Fs₅₀ の成分、鉄かんらん石は Fo₁₁Fa₈₉ の成分を有する。

單斜輝石 これは透輝石の成分に極く近い普通輝石¹⁾から FeSiO₃ に近いビジオン輝石に至る間の連続固溶体を形成する。

普通輝石は通常斑晶として時に石基鉱物として産するが、後の場合には必ず同一石基中にかんらん石または紫蘇輝石を伴う。多賀火山凝灰岩中に遊離結晶として産するもの（玄武岩の斑晶）および同一凝灰岩中のかんらん石ユークライト中のものの化学分析結果を第3表3および4に示す。これ等は当地方普通輝石中でも最も早期に晶出したものを代表していると見ることができる。光学的諸性質は第5表の如くである。

第5表 和田木産普通輝石の光学的諸性質

第3表の3			第3表の4		
Min.	Max.	Aver.	Min.	Max.	Aver.
$\alpha=1.680$?	1.689	$\alpha=1.685$?	1.689
$\beta=1.687$	1.704	1.696	$\beta=1.691$	1.700	1.695
$\gamma=?$	1.723	1.715	$\gamma=?$	1.719	1.714
(+)2V=56.2°	60.9°	59°	(+)2V=57.4°	59.8°	59°
c∧Z=40.5°	44.5°	43°	c∧Z=39°	44°	42°
Pleochroism:			Pleochroism:		
X=pale green			X=pale green		
Y=pale greenish brown			Y=slightly brownish green		
Z=pale brownish green			Z=pale green		
X>Z>Y			X≒Z≤Y		
Dispersion weak with $\rho>\nu$			Dispersion weak with $\rho>\nu$		

斑晶普通輝石はしばしば累帯構造を示すが、これには2つの型が区別される。1つは最も普通な型で、結晶の外帯に行くにしたがつて次第に2Vを減じ(最外帯で40°位になる)かつ屈折率も減ずる¹⁾。もう一つの型は比較的稀に見出されるもので、結晶の最外側を取巻く狭い帯において2Vが0°に近くなり(時には光軸面が010に垂直)屈折

1) 本文中では2V>45°のものを普通輝石、2V=45°から2V=30°のものをビジオン輝石質普通輝石、2V<30°のものをビジオン輝石と呼ぶ。

率は内核より高いことも低いこともある。内核から外帯への変化は急激である。斑晶普通輝石は二、三の石英安山岩中において石基紫蘇輝石の反應線によつて取巻かれることがある。また紫蘇輝石と平行連晶をなすことはしばしば見出されるが、この場合にはほとんど常に紫蘇輝石の方が内側に存在する。たゞし兩種輝石の間に外観だけからは反應關係の存在する様子は無い。

ビジオン輝石質普通輝石乃至ビジオン輝石は石基鉍物として極めて普通であるが、極めて稀に斑晶として(箱根峠北箱根火山古期外輪山熔岩の安山岩中)(H. Kuno, 1936 a)あるいは深成岩質同源抛物体(箱根火山噴出物石英閃綠岩)中に大形に成長した結晶として産する(久野, 1940)。

箱根峠産斑晶ビジオン輝石の化学分析値を第3表の5に、その光学的諸性質は第6表に示す。

第6表 箱根峠産斑晶ビジオン輝石の光学的諸性質

$$\alpha = \beta = 1.704 \quad \gamma = 1.728$$

$$(+)\ 2V = 10^\circ - 17^\circ \text{ (in 010)}$$

$$c \wedge Z = 43^\circ$$

Pleochroism:

X = pale brownish green

Y = pale greenish brown

Z = pale green

石基單斜輝石は同一岩石中でもあるいは同一個体内でも成分の変化が著しい。一般の傾向として、同一岩石中では比較的大形の結晶(早期結晶)ほど2Vが大きく(40°位、すなわちビジオン輝石質普通輝石)たゞもし累帯構造の発達する場合には内部程2Vが大きい。また各種の岩石を比較して見ると基性岩中のもの程普通輝石の成分に近い。酸性安山岩の石基を構成するものは、ほゞ一様に2V=0°のビジオン輝石であるのが普通である。石基單斜輝石の一例として、箱根火山産無斑晶安山岩中のものの分析値を第3表6に、その光学的諸性質を第7表に示す。分析試料はビジオン輝石質普通輝石(A)とビジオン輝石(B)との混合物である。

第7表 箱根湯本町西南方猿沢産單斜輝石の光学的諸性質

$$\text{A) } \alpha = 1.700 \quad \beta = 1.705 \quad \gamma = 1.725(?) \quad (+)\ 2V = 36^\circ - 44^\circ$$

$$\text{B) } \alpha = 1.713 \quad \beta = 1.713 \quad \gamma = 1.738 \quad (+)\ 2V = 0^\circ$$

$$c \wedge Z = 43^\circ$$

Pleochroism:

X = Z = pale green

Y = pale brownish green

for A) and B)

光学的に推定されたA, B 2種の成分の平均値は $W_{0.20}En_{39}Fs_{41}$ となり、また母岩の化学分析から算出したノルム輝石成分は $W_{0.20}En_{41}Fs_{39}$ となり、ともに第3表に示した値と良く一致する。

石基ビジオン輝石の中でも最末期に晶出したものと考えられるものに、箱根火山産石英安山岩の晶洞に産するものがある。その成分は $W_{0.6}En_{29}Fs_{66}$ で、当地方産ビジオン輝石中でも最も $FeSiO_3$ 分に富んだものである。

ビジオン輝石微斑晶(長径0.1~0.5mmの柱状)の中でかんらん石安山岩・かんらん石紫蘇輝石安山岩・紫蘇輝石安山岩等(すなわち斑晶として普通輝石を含まない岩型)に産するものでは、 $2V$ は $0^\circ \sim 10^\circ$ 位でその光軸面は010面に垂直な場合が普通である。一例として箱根火山産安山岩中のものでは $W_{0.12}En_{54}Fs_{34}$ の成分である。この種微斑晶を取囲むより細粒の輝石の成分は、前者より $CaSiO_3$ に富んでいる。

斜方輝石 これは $En_{78}Fs_{22}$ から $En_{50}Fs_{50}$ に至るまでの連続固溶体を形成する。

斜方輝石は斑晶としてならびに石基鉱物として産する。累帯構造はしばしば発達し、たいていの場合外側に行く程鉄分に富んでいる。また石基ビジオン輝石の反應縁に取囲まれていることが多いが、この場合粒状ビジオン輝石が無方位に附着している場合と、片状ビジオン輝石が紫蘇輝石とc軸・b軸を共有して平行連晶をなす場合とが存在する。

斑晶紫蘇輝石3種の化学分析値を第3表7, 8, 9に、その光学的諸性質を第8表に示す。

第8表 箱根火山産紫蘇輝石の光学的諸性質

Min.	Max.	Aver.	Min.	Max.	Aver.	Min.	Max.	Aver.
$\alpha=1.691$?	1.696	$\alpha=1.686$?	1.691	$\alpha=1.699$?	1.702
$\beta=1.698$	1.708	1.703	$\beta=1.696$	1.706	1.701	$\beta=1.709$	1.714	1.712
$\gamma=?$	1.713	1.708	$\gamma=?$	1.710	1.705	$\gamma=?$	1.717	1.715
(-) $2V=58^\circ$	66°	62°	(-) $2V=57^\circ$	64°	60°	(-) $2V=57^\circ$	62°	59°

Dispersion distinct with $\rho > \nu$

Pleochroism:

X=pale reddish brown

Y=pale greenish yellow or brown

Z=pale buff green

$X > Y \geq Z$

角閃石 これにはカミングトナイトより緑色角閃石に至る連続(?)固溶体と、酸化

角閃石およびバルガス石の3種が存在する。カミングトナイト（無色， $2V$ は 90° に近いが常に光学的に正）は箱根火山北方足柄山地に二、三の産出が知られているが（Kuno, 1938 b），図幅地域内ではわずかに箱根火山産深成岩質同源抛出品（石英閃綠岩）中に見出されるのみである。綠色角閃石は酸性安山岩乃至石英安山岩中に斑晶として産する。

酸化角閃石は上述の角閃石が地表噴出後に酸化作用を受けて生じたもので，濃赤褐色のものから帶綠褐色（一部酸化作用を受けたもの）のものまでである。この鉱物は天昭山玄武岩類に伴う石英安山岩（B₂d）（湯河原町北方）および上多賀石英安山岩（D₂）中に斑晶として産する。同一熔岩中で酸化角閃石と綠色角閃石の両者が見られることもある。上多賀石英安山岩では，ガラス質石基の部分（黒耀岩）のは綠色種，結晶質石基の部分のは褐色乃至赤褐色種である。

バルガス石は酸性安山岩乃至石英安山岩中に産する。気孔中に針狀結晶をなしあるいは結晶度の高い石基中に散在して出ることもある。晶洞または気孔中に出る場合には鉄かんらん石，鱗珪石あるいは後述の金雲母質黒雲母を伴う。この角閃石は顯微鏡下では淡褐色乃至褐綠色， μ は1.638から1.671位まで変化し常に光学的に正である。前述のカミングトナイトと相違する点はその光軸角の分散（バルガス石では $\rho > \nu$ about Z，カミングトナイト—綠色角閃石系では $\rho < \nu$ about Z）である。

湯河原北方鍛冶屋西方の石英安山岩（D₅）の晶洞中に鉄かんらん石と共存するバルガス石の分析値を第3表の10に示す。その光学的諸性質は次の通りである（鮫島，1949）。 $\alpha = 1.647$ ， $\gamma = 1.669$ ， $(+) 2V = 75^\circ$ ， $c \wedge Z = 24.5^\circ$ ， $\rho > \nu$ 。このバルガス石は従来知られているものより特に鉄分に富んでいるのが特長である（鮫島，1949）。

金雲母質黒雲母 当地方では黒雲母は斑晶として産出せず，わずかに石英閃綠岩質抛出品中に見出されるのみである。しかしバルガス石と全く同一産状をもつて，かつこれと密接に伴つて色の淡い黒雲母が産することは珍らしくない。これを金雲母質黒雲母として記載する。結晶度の高い酸性岩石基にはかなり普遍的に存在するが，その量は僅少である。しばしば磁鉄鉱の周囲に附着する。その光学的諸性質は次の如くである。 $r = 1.59 \pm$ ， $(-) 2V = 20^\circ \pm$ ， $\rho < \nu$ (strong)，Pleochroism strong: X=pale greenish yellow, Y=reddish brown, Z=yellowish brown, absorption $X < Z \leq Y$ 。

磁鉄礦 磁鉄鉱はほとんどすべての岩石の石基に存在する。斑晶としては玄武岩中

にはむしろ稀で、安山岩・石英安山岩中に普通であり、特に紫蘇輝石斑晶に伴う傾向が見られる。

チタン鐵鏽¹⁾ 本鉱物は二、三の石英安山岩中に斑晶として産する以外は総て石基鉱物である。斑晶として出の場合（一例としては前記鍛冶屋附近の石英安山岩(D₅)）には六角板状で不透明である。石基鉱物としては中性乃至酸性安山岩の結晶度の高い石基(特に石英・鱗珪石・アノソクレス等を産する石基)中に普遍的に存在し、六角または不規則薄板状で半透明、色は褐色である。玄武岩の石基にも稀に産する。

磷灰石 主として中性乃至酸性火山岩中に斑晶(短柱状)をなすが、石基鉱物(長柱状)としてはかなり普遍的に産する。斑晶をなす場合にはしばしば暗褐色鉱物の微細な棒状結晶を包含する。この棒状鉱物は磷灰石のc軸に平行に配列し、綠色より褐色への多色性を示す。また斑晶磷灰石は時に明瞭に二軸性のことがある。

ピコタイト 本鉱物は暗褐色(時にはほとんど不透明)の微粒八面体をなして常に斑晶かんらん石中に包裹物として産する。その産状より推察すれば 本鉱物は岩漿中より最も早期に晶出したものである。

綠色尖晶石 これは二、三の安山岩中の斑晶かんらん石中に包裹された微粒として産する。しかし前述のピコタイトの産状と異り、綠色尖晶石は單斜輝石粒を伴つて常にかんらん石結晶中に包まれた気泡状の部分に産する。この産状は、かんらん石が成長の途中に包裹した岩漿の薄片中に綠色尖晶石と輝石とが生成したことを示している。

ジルコン 二、三の石英安山岩中に円い小結晶として産するのみである。

二次的鑛物 沸石は湯ヶ島層群の岩石中に、細脈状にあるいは石基の間隙をうずめてもしくは気孔中に良結晶をなして産する。

他に二次的鉱物として綠泥石・方解石・曹長石・石英・赤鉄鉱・石膏および滑石様鉱物等が存在する。最後のものはかんらん石および紫蘇輝石を置換して産出し、その晶癖光学方位等は滑石または雲母に極めて類似する。光学的諸性質は次の如くである。 $\alpha=1.51\pm$, $\gamma=1.57\pm$, $(-)\ 2V\approx 0^\circ\sim 30^\circ$, Pleochroism: X_\parallel =pale yellow to almost colourless, $Y\approx Z$ =pale green.

1) 本鉱物の反射顕微鏡による鑑定に関しては、東京大學地質學教室淺達武男教授に貢う所が多い。

3. 鉱物組合わせ

以上に記載した造岩鉱物が互に如何なる随伴関係を以つて現出するかを知るために次のような方法を試みた。

すなわち本地方の斑状火山岩を構成する主要鉄苦土珪酸塩鉱物の組合わせとして考へうるすべての型をまとめると第9表の如くなる。

第9表の左側には斑晶鉱物の組合わせとして10型を示してある。第V型から第IX型までの各型では、かんらん石のある場合と無い場合との両方を含む。このような方法を探つた理由は、実際の観察によると、含角閃石岩(第VI—IX型)ではかんらん石は極めて稀であり、また第V型では本鉱物の出現あるいは消失はやく不規則であり、含かんらん石型と無かんらん石型とを区別する必要がほとんど感じられないからである。

同表の最上段には石基鉱物の組合わせ5型(a—e型)を示した。ただしバルガス石お

第9表 北伊豆および箱根地方火山岩中の鉄苦土珪酸塩鉱物の組合わせの型

斑 晶	石 基	かんらん石 単斜輝石 斜方輝石	かんらん石 単斜輝石	単斜輝石	単斜輝石 斜方輝石	斜方輝石
斜方輝石		Ia	Ib	Ic 3	Id <1	Ie
かんらん石 斜方輝石		IIa <1	IIb	IIc 5	IIe <1	IIe
かんらん石		IIIa <1	IIIb 1	IIIc 7	IIId <1	IIIe
かんらん石 単斜輝石		IVa	IVb 1	IVc 11	IVd <1	IVe
±かんらん石 単斜輝石 斜方輝石		Va <1	Vb <1	Vc 42	Vd 12	Ve <1
±かんらん石 単斜輝石 斜方輝石 角閃石		VIa	VIb	VIc	VIe <1	VIe <1
±かんらん石 斜方輝石 角閃石		VIIa	VIIb	VIIc	VIIe <1	VIIe <1
±かんらん石 角閃石		VIIIa	VIIIb	VIIIc	VIIIe <1	VIIIe <1
±かんらん石 単斜輝石 角閃石		IXa	IXb	IXc	IXd	IXe
単斜輝石		Xa	Xb	Xc	Xd	Xe

および金雲母質黒雲母は除外した。石基鉱物組合わせとして、かんらん石のみ、および、かんらん石+斜方輝石という型(たゞしほとんど完晶質石基)も一應考えうるが、天然の岩石中にはまだ見出されていないから除外した。

斑晶および石基の組合わせが結合して50種の組合せの型ができ上がるが、これ等を Ia, IIb の如き記号で表わす。

同表中の各型のわく内に示した数字は、当地域内に現出する各組合せの型の頻度百分率である。これは次のようにして算出した。すなわち採集標本の各々についてその鉱物組合せを決定し、各組合せの型に属する標本の数を標本全体の数で割つて100倍したものである。故にこの数字は当地域内に産する岩石では如何なる組合せがどの程度に頻繁に現出するかを知るための極く大体の目安となるものである¹⁾。

各標本についてその組合せの型を決定する際に、石基に約10%以上のガラスが存在するものは除外した。また微斑晶は斑晶とも石基礦物ともみなさず全然考慮外に置いた。またある型に属する標本の数が全体の1%に達しない時は<1として表中に記入した。実際に岩石を檢鏡すると、石基の性質がb型からc型へおよびd型からc型への漸移型とみなしうるものが存在することがわかつた。このようなものはそれぞれbとcおよびcとdのわくの間そこにその頻度数を記入して置いた。

第9表を一見してすぐ気付く事實は、斑晶鉱物の組合わせが III, IV, V, VI, VII, VIII と変化するにつれて、すなわち早期鉱物組合わせから漸次晩期鉱物組合わせとなるにつれて、それに伴う石基鉱物組合わせも b→c→d→e と規則的に変化している点である。この変化に伴つて岩石の化学成分も基性より酸性へと漸次変化する。

もう一つの著しい事實は、aおよびbの型に属するものがほとんど存在しない点および VIc, VIIc, VIIIc (すなわち含角閃石岩で石基輝石が単斜輝石のみのもの)の全く欠除している点とである。これ等の型は統計には入れなかつたガラス質岩石にも見られないものである。

同一鉱物組合せに属する岩石は、一定の鉱物学および組織上の特徴を具えているのが普通であるが、化学成分上は比較的限られた範囲を占める場合と、かなり広範囲に亘る場合とがある。故に当地方の岩石を記載するのに上述の鉱物組合せによる分

1) 統計に入れた標本は、筆者の調査地域全體にわたつて採集されたもの(總數1,109個)で、「熱海」圖幅外の地域も含む。圖幅内地域のものだけについて統計をとつても大差ない結果をうることは明瞭であるので、そのまゝの形で第9表を作製した。

類と、通常の化学成分に基く分類法¹⁾とを併用するのが便利である。以下この方法によつて岩石の総括的記載を行う。

4. 代表的岩型の記載

かんらん石玄武岩 IIIb→c 型・普通輝石かんらん石玄武岩 IVb→c 型 これ等は当地域の岩石中で最も基性なものであつて、網代玄武岩類 (B₁b)・畑玄武岩類 (B₂)・多賀火山玄武岩熔岩 (TV₂)・巢雲山火山熔岩 (SV₁)等に普通に見出される。その特長とする所は、石基にかんらん石を含む(その量は石基全体の約5%以上に達することは稀である)ことである。たゞしこのかんらん石は必ず単斜輝石の反應縁で囲まれている。従つてもしこの反應が完結すればかんらん石は消失して次に述べる IIIc・IVc型になる筈である。かんらん石と単斜輝石とが全く孤立して存在し反應縁が見られない場合には、IIIb・IVb型として分類するのであるが、この種の岩石は当地方にはまだ発見されていない²⁾。要するに IIIb→c, IVb→c 型の石基の性質はそれぞれ IIIb・IVb 型のそれより IIIc・IVc 型のそれへの漸移型を代表するものである。

本型の玄武岩の石基輝石は普通輝石かまたはビジオン輝石質普通輝石で、時にはビジオン輝石を伴うこともある。一般に同一石基中でも大形のもが普通輝石質であり、小形のもがビジオン輝石質である。異帯構造の見られる場合はビジオン輝石質のもが常に外側に存在する。石基の組織は Intergranular のことが多く、稀に Subophitic である。間隙を充すクリストパル石の量は他の岩型中におけるよりも少なく、時には痕跡程度のことさえある。珪酸鋁物が全く存在しない唯一の例は、巢雲山火山玄武岩 (IIIb→c 型、完晶質)である。本岩の石基にはかんらん石も多く、かつ間隙充填的に少量のアノソクレスが存在し、当地方としては特異な岩石である。

かんらん石玄武岩 IIIc 型・普通輝石かんらん石玄武岩 IVc 型(両型とも多少の基性安山岩を含む) これ等の岩型に属するものは前記の2岩型に次いで基性なもので

1) 本文中では玄武岩・安山岩・石英安山岩の區別は石基有色礦物の Colour index に基いて行う。すなわち岩石の總化学成分およびモード測定値からその石基成分を算出し、そのノルムの Wo+En+Fs+Mt+Il+Hm の數値を Colour index とみなし、その數が37以上のものを玄武岩、36-10のものを安山岩、9以下のものを石英安山岩とした。石英安山岩としたものには必ずしも石英斑晶を有しない場合もあつてよい。化學分析の行われない場合には、薄片で標準のものと比較し概略の石基有色礦物含量を推定して命名した。

2) 本邦の他の地方に存在する。これは當地方火山岩が特に珪酸分に富んでいる性質に關係するのであつた。

あつて、野外では常に後者と密接に伴つて産するほか、湯ヶ島層群(Y)・不動トンネル玄武岩類(B₁)・天昭山玄武岩類(B_{2b})・箱根火山古期外輪山熔岩(OS₁およびOS₂)等にも産する。石基の単斜輝石はピジオン輝石質のものが優勢であるが、時にピジオン輝石質普通輝石も存在する。これ等兩種輝石の関係ならびに石基の組織は前記の岩型におけると同様である。クリストバル石の量はやゝ増加し、時には石基の10%近くを占める。

Vc型の玄武岩として分類されたものの中には、その斑晶紫蘇輝石が外来結晶らしい場合も存在するから、このような岩石は本質的にはIVc型に属せしめてもよいものである。

紫蘇輝石普通輝石玄武岩および安山岩(稀に石英安山岩)Vc型(かんらん石斑晶を有するものを含む)本岩型は当地方で最も普通なものである。化学成分は極めて広範囲に亘り、組織にも変化が多い。大部分は安山岩の成分を有するが、玄武岩質のものも稀でない。石英安山岩質のものは箱根火山新期外輪山熔岩(YS)の一部に知られているのみである。本岩型の中でも基性岩になるとかんらん石斑晶の量が増加し、それに反比例して紫蘇輝石斑晶の量が減少し、結局IVc型の玄武岩に移化する。中性乃至酸性岩ではかんらん石は消失し、紫蘇輝石が主要な有色鉱物斑晶となる。

石基輝石は通常ピジオン輝石質であるが、稀にはピジオン輝石質普通輝石のこともある。基性岩乃至中性岩では、輝石の成分に変化が著しく、同一石基中でも $2V=40^\circ$ 位のものと $2V=0^\circ$ 位のものとが共存することが稀でない。この場合光軸角の大きいものは小さいものに比較して大形の結晶粒を構成し、あるいは累帯構造の内核を占める傾向がある点は、前に述べた玄武岩類におけるのと同様である。やゝ酸性の安山岩では、ピジオン輝石は一様に $2V=0^\circ$ 位のものとなる。本岩型中の最も酸性な石英安山岩の晶洞中に産するピジオン輝石は極めて FeSiO_3 分に富んだものである(21頁参照)。

かんらん石紫蘇輝石安山岩Iic型・紫蘇輝石安山岩Ic型 これ等の岩型は基性乃至酸性安山岩に見られるもので、主として多賀火山後期安山岩熔岩(TV₄)、湯河原火山熔岩(YV₁)、箱根火山古期外輪山熔岩(OS₂)に産する。Iic型の方がIc型より基性である。

これ等の岩型の最も著しい特徴は微斑晶として極めて石灰分に乏しいピジオン輝石

(光軸面が 010 面に垂直)あるいは紫蘇輝石を有することである(21頁参照)。この微斑晶を取巻く細粒石基の輝石はより石灰分に富んだピジオン輝石またはピジオン輝石質普通輝石である。これ以外の点では本岩型の性質は前述の Vc 型のそれと大差ない。

紫蘇輝石普通輝石安山岩および石英安山岩 Vd 型(かんらん石斑晶を有するものを含む) 本岩型に属する岩石は基性安山岩から石英安山岩までの成分の範囲を有し、その中でも中性乃至酸性安山岩が最も多い。Vc 型に次いで普通に産する岩型である。阿原田安山岩類(A₄)や箱根火山中央火口丘熔岩は全部この岩型に属する。

かんらん石斑晶は基性乃至中性安山岩には大抵の場合存在し、紫蘇輝石斑晶とその消長相反する点は既に Vc 型で述べた所と同様である。本岩型の特長とする所は、石基に紫蘇輝石が存在し、かつ本輝石は単斜輝石の反應縁に取囲まれていないことである。石基単斜輝石は普通輝石であるが、時にはピジオン輝石を伴い、また稀にはピジオン輝石だけのこともある。石基の組織上から見ると輝石類がやゝ長柱状乃至針状の晶癖を有する傾向があり、この点 Vc 型の石基輝石が粒状であることと対照をなしている。

石基の紫蘇輝石と単斜輝石の量比もかなり広範囲に亘つて変化するが、酸性岩になるにつれて単斜輝石は量を減じ、ついに Vd 型の岩石は Ve 型の石英安山岩に移化する。化学分析および光学的測定の結果から判断すると、Vd 型の石基輝石の総成分は、多くの場合 $MgSiO_3 : FeSiO_3 = 1 : 1$ よりも苦土分に富んでおり、大多数の Vc 型の石基ピジオン輝石の成分が $MgSiO_3 : FeSiO_3 = 1 : 1$ より鉄分に富んでいることと著しい対照をなしている。

紫蘇輝石普通輝石安山岩 Vd→c 型(かんらん石斑晶を有するものを含む) この岩型も当地域には極く普通なもので Vc 型および Vd 型に密接に伴う。これはあらゆる点において Vc・Vd 両型の中間の性質を有している。その特長とする所は、石基に紫蘇輝石を有し、かつそれが常にピジオン輝石の反應縁で取巻かれていることである。兩種輝石は c 軸・b 軸を共有した平行連晶の関係となすのが普通である。石基単斜輝石は普通輝石質のものとはピジオン輝石の両者よりなるか、あるいは後者のみかである。兩種単斜輝石を含む場合には普通輝石質のものの方がやゝ大形の結晶をなす。

普通輝石紫蘇輝石角閃石石英安山岩 VId 型 この岩型は早川凝灰角礫岩(T₂)および天昭山玄武岩類に伴う石英安山岩(B₂d)に見られるのみである。この岩型は Vd 型

中に角閃石斑晶の加わつたもので、石基の成分はより酸性となつている。石英斑晶も存在する。石基の性質は Vd 型酸性岩のそれと何等異なる所はない。石基の普通輝石が量を減じてついに消失すると、次に述べる VIe 型・VIIe 型の石英安山岩に移化して行く。

紫蘇輝石石英安山岩・紫蘇輝石角閃石石英安山岩・角閃石石英安山岩 Ve 型・VIe 型・VIIe 型・VIIIe 型 これ等の岩型は早川凝灰角礫岩 (T₂)・須雲川安山岩類 (A₁) に伴う熔岩および小貫入岩体として、ならびに天昭山玄武岩類を貫く岩脈 (dd) として少量産する。これ等は野外でも密接に伴つて産し、また鉱物成分上も組織上も共通点が多いので一括して記述する。Vd 型の岩石が酸性になるにつれて斑晶ならびに石基普通輝石が減少し、ついに石基が紫蘇輝石のみとなる (Ve 型)。一方斑晶角閃石が出現すれば VIId 型を経て VIe 型もしくは VIIe 型となる。さらに紫蘇輝石斑晶を欠く岩型 (VIIIe 型) も稀に見出される。これ等の岩石の石基は主として柱状または板状の酸性中性長石乃至灰曹長石ならびにその間隙を充す石英・鱗珪石・アノソクレスより成り、その中に針状紫蘇輝石・粒状鉄鉱が散在する。

第四紀石英安山岩小噴出岩体 (D₁₋₅) は V・VII 型の斑晶鉱物組合せを有するから、多分上述の岩型に属するのであろうが、その石基はガラス質であるかもしくは紫蘇輝石の代りに金雲母質黒雲母を有する點で上述の岩型の性質と完全には一致しない。

5. 岩 系 の 成 因

以上記載した代表的岩型をその石基輝石の種類によつて 2 大別することができる。その 1 つは石基に紫蘇輝石を含まずピジオン輝石の現出で特長づけられるものであり、他の 1 つは石基に紫蘇輝石を有するものである。これ等両群の各々に属する岩型の間には成分鉱物の消長関係および反應関係等に基づいてその漸移関係のたどれる幾つかの組がある。このようにして各岩型相互の移り変り関係を結び合わせると第 10 表のようになる。表中実線の矢印で示したのは結晶作用の進むにつれてある岩型から他の岩型へ進化して行くことが鏡下でたどれる場合である。なお表の最上段には下方の各岩型の大体の化学成分を示すために従来分類による位置を示した。

このようにして上述の 2 群は各々独立した進化系列を代表していることになるので、それ等をそれぞれピジオン輝石質岩系および紫蘇輝石質岩系と名づけた。

III 地 質

その1 第三紀火山岩類

1. 湯ヶ島層群 (Y)

本層群は当地方の基盤をなすもので、数カ所に分れて谷底または海岸沿いに露出する。その岩質上の特長と層位関係から、伊豆湯ヶ島附近を標式的分布地とする湯ヶ島層群¹⁾ (下部中新統)の連続と考えられるものである。

本層群の主要構成物質は、暗緑色緻密な玄武岩乃至安山岩溶岩・火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩等で、これ等を熔岩と同岩質の岩脈が貫いている。黑色頁岩も極めて稀に介在する。

本層群の岩石が他から区別される最も著しい特長はその変質の程度である。すなわち野外において熔岩および火山碎屑岩類は常に沸石・方解石・石英等の杏子状斑点を有するかまたはこれ等の細脈に網状に貫かれており、また後述の如く鏡下においても造岩鉱物の変質程度は他の岩層のそれに比して著しい。これ等の変質は恐らく本層群形成と同時に Deuteric action 乃至は形成直後の火山作用によるものであろう。岩石の風化も深部まで及んでいるのが普通である。火山礫凝灰岩中の火山礫は赤・紫・灰・緑等各種の色を呈することが多いがこれも本層群を他から区別する標準となる。

火山碎屑岩は主として本層群の上位を、また緻密な安山岩・玄武岩溶岩はその下位を占めているらしい。この関係は湯河原、熱海等における温泉試掘のためのボーリング(地下約400mに達するものがある)によつて明らかにされた。すなわちこの2地域の地表には火山碎屑岩が多少の熔岩に伴つて分布しているのに、地下から出るコアはほとんど熔岩(一部は貫入岩)のみである。

熔岩表層部の多孔質角礫状部が時に火山円礫岩に移化する例のあることから判断すると、本層群の少なくとも一部は比較的浅い水中に堆積したものであろう。

湯ヶ島層群は著しく轉位している。元來本層群には層理の見られる場合が少ないが、

1) 本層名は最初田山利三郎・新野弘(1930, 1931)によつて與えられ、その時代については久野久・小池清(1949)の研究がある。

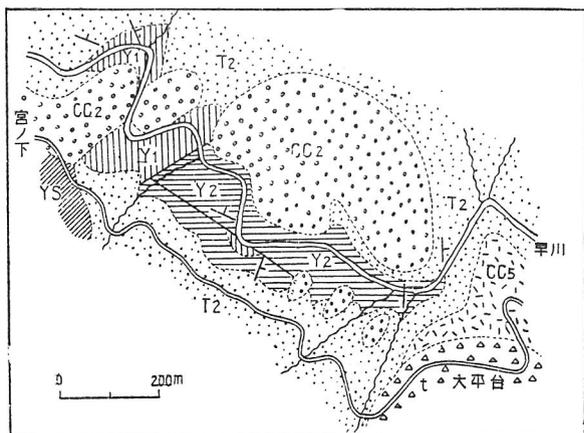
判明している限りでは、走向は一定せず、傾斜角度も種々である。しかしてこの層理面を切つて湯ヶ島層群表面の浸蝕面が発達している。この浸蝕面に接する湯ヶ島層群の岩石は著しく風化しているのが普通であり、またこの面は個々の露出では多少の凹凸があるが、地質図で追跡すればかなり平坦である。かつこの面は箱根火山の中央部やや東寄りの地点から宇佐美の西方に至る南北軸に沿うて隆起部を有している。しかして第四紀火山(箱根・湯河原・多賀・宇佐美)の噴出の中心はほぼこの隆起部に配列している事実から考えると、この平坦面の撓曲運動は第四紀火山活動によつて引き起されたものらしい。

湯ヶ島層群を轉位せしめた運動は主として中期中新世に起つたものらしい。なんとすれば、後述の早川凝灰角礫岩(新期中新世)はこの種の著しい変動を受けていないからである。また湯ヶ島層群を切る平坦面の形成期もこの運動の直後であるように見えるが、この点はまだ決定的でない。

本層群とその上位の岩層との接触状態は、それぞれ上位岩層の項で述べる。

以下湯ヶ島層群の主要露出地の記載をする。

箱根火山東部地域 宮下附近の早川谷底では第7図の如き分布をもつて露出す



第7圖. 箱根宮ノ下-大平台間地質見取圖

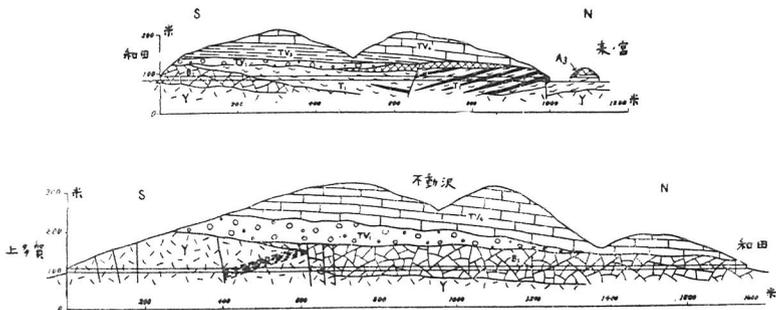
Y₁-湯ヶ島層群下部, Y₂-同上部, T₂-早川凝灰角礫岩, YS-箱根火山新期外輪山礫岩, CC₂-箱根火山中央火口丘火山圓礫岩(泥流堆積物), CC₅-同 Nuée ardente 堆積物, t-崙錐。

る。図中で湯ヶ島層群下部(Y_1)とした部分は雑色火山礫凝灰岩を主とし、多孔質熔岩および火山円礫岩を伴う。火山円礫岩は熔岩表面部の塊状部に移化する。上部(Y_2)とした部分は下部の雑色凝灰岩から漸移する褐色火山礫凝灰岩を主とし、これに凝灰集塊岩(Y_2 の北西端谷底で峡谷を作る)を伴う。凝灰集塊岩は無斑晶安山岩のパン皮火山弾を多数に含む。これらの岩石は層理明瞭で、30度以下の傾斜をもつて種々の方向に傾いている。この湯ヶ島層群を貫く岩脈には変質して暗緑色を呈するものと、やゝ新鮮なものとあり、前者は本層群と同時代、後者は箱根火山古期外輪山熔岩に関係したものらしい。

須雲川下流谷底にも暗緑色凝灰岩・凝灰角礫岩・火山円礫岩・熔岩よりなる本層群の小露出がある。

湯河原附近 湯河原町の附近には暗緑色堅硬な熔岩が露出し、その北西部(広河原附近)では多量の緑色乃至雑色の火山礫凝灰岩および少量の黑色頁岩・緑白色凝灰岩を伴っている。これらの岩石は著しい温泉作用を蒙つて白色の岩石化している所が多い。走向は一般に北西—南東である。本層群を貫いて多数の暗緑色堅硬な岩脈が存在する。その一部は本層群と同時のもの、他は天昭山玄武岩類および湯河原火山に属するものであろうが それらを区別することは極めて困難である。これらの岩脈および本層群を切る断層の多くは北西—南東に走っている。

熱海附近 熱海—上多賀間の海岸沿いに雑色火山礫凝灰岩・類質凝灰角礫岩が



第8圖. 伊東線水口トンネル(上圖)および不動トンネル(下圖).
地質断面圖 Y—湯ヶ島層群, B1—トンネル玄武岩類, T1—熱海凝灰岩(黑色部は凝灰岩中に介在する熔岩層), A3—相ノ原安山岩類(下部熔岩), TV1—多賀火山安山岩凝灰角礫岩, TV3—同火山前期安山岩熔岩, TV4—同火山後期安山岩熔岩。

や、少量の頁岩および暗緑色堅硬な熔岩と不規則に互層して露出する。伊東線不動トンネル南部にも同じ岩石が産出し、その北側の不動トンネル玄武岩類と断層で接する(第8図)。丹那トンネルでも東口から約1,300~1,700mの間に暗緑色火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩・熔岩より成る本層群が露出する(Kuno, 1936c)¹⁾。この地域でも本層群を切る断層は主として北西—南東または東—西に走り、この断層に沿うた部分は温泉作用を受けている。

宇佐美附近 ここでは暗緑色堅硬熔岩が主で、緑色火山礫凝灰岩は稀である。宇佐美トンネル南口から640mまでの部分は本層群に属する灰緑色岩(プロピライト化した安山岩)より成り、640mの点でその北側の網代玄武岩類と断層(走向北80°西)で境されている。この地域でも温泉作用が見られ、特に龜石峠—宇佐美を結ぶ断層線に沿うた部分が著しい。

岩石の記載 本層群を構成する熔岩および粗粒抛岬岩塊はすべてビジオン輝石質岩系に属する基性岩で、かんらん石玄武岩(IIIc型)かんらん石普通輝石玄武岩または安山岩(IVc型)・紫蘇輝石普通輝石安山岩(時にかんらん石を含む)(Vc型)等が区別される。Vc型でも斑晶として紫蘇輝石の量は普通輝石の量より少ない。すなわち岩石全体を通じて紫蘇輝石が斑晶としても少なく; 石基には全然産しない点か、本層群より新期の岩石から区別しうる著しい特長である²⁾。

かんらん石は如何なる場合でも変質し、紫蘇輝石は時に新鮮なまま残る。斜長石は通常変化を受けないが、著しくプロピライト化された岩石では一部または全部が曹長石に変ずる。クリストバル石および鱗珪石も変質のはげしい岩石では石英に置換えられている。二次的鉱物としては方解石・石英・沸石・緑泥石が最も普通で、緑簾石・ぶどう石等はほとんど見られない。

2. 石英閃緑玢岩(qdp)および石英斑靨岩(qg)

これら岩石の露出面積は非常に狭いので、地質図にはそれぞれの符号を付してあるだけである。石英閃緑玢岩は湯河原西方および広河原に、石英斑靨岩は熱海市南西側に産する³⁾。石英斑靨岩産地の南方約500mの地点で行ったボーリングでも地下300m

1) この本文中で湯ヶ島層群は“廣河原層”の名で記載されている。

2) この点は御坂層群構成岩石の特長と共通である。

3) この露出は現在石垣のため覆われている。

附近にやゝ細粒の石英斑禰岩(石英粗粒玄武岩)の存在が確かめられた。

これら貫入岩類と湯ヶ島層群との接触部も見出されているが、常に温泉作用を受けているので、貫入体の形状を明らかにし得ない。

これら貫入岩類は恐らく御坂層群を貫く石英閃緑岩その他の半深成岩類に比較しうるもので、湯ヶ島層群を形成した火成活動の最後の時期を代表するものであろう。

顕微鏡的には造岩鉱物として斜長石・輝石・磁鉄鉱および間隙充填状石英を含み、石英閃緑岩の方は多少斑状組織を示す。石英斑禰岩では普通輝石・紫蘇輝石の両者が識別され、また時々少量のかんらん石も存在する。以上の鉱物の中石英・磁鉄鉱以外は大部分変質している。

3. 不動トンネル玄武岩類(B₁)

本岩層は地表面にほとんど露出がないために、1932年伊東線のトンネル(不動および水口トンネル)が掘さくされるまでは全くその存在が知られていなかった。

本岩層の標式地は不動トンネル北半部であるが、その北部延長は水口トンネル南部にも現われる(第8図)。同様な岩層は丹那トンネル内東口から約1,200mの地点および1,700~2,000mの間に(Kuno, 1936c)および伊東線伊豆多賀駅南小トンネル内にも産する。

これらの地点においては暗褐乃至黒色堅硬な玄武岩が緻密な厚い熔岩をなし時に塊状部(Blocky part)を伴っている。火山碎屑岩層および熔岩層上部に普通な多孔質部を欠いていることは著しい特徴であり、このため個々の熔岩の厚さもしくは走向傾斜を正確に知り得ないが、不動・水口トンネル内で判明した限りでは少なくとも数枚の熔岩が上下に重なり北に緩斜している。温泉作用はほとんど見られない。

水口トンネル内で本岩層とその上位の熱海凝灰岩との不整合が見られる(第8図参照)が、湯ヶ島層群との層位関係を直接に示すような接触点は発見されていない。しかし本岩層の構造および構成鉱物の保存程度が湯ヶ島層群のそれより良好であること、ならびにその分布が全体として見て湯ヶ島層群の上位に来る如き位置にあることから判断して、後者より若いものであることに疑をはさむ余地はない。

岩石の記載 本岩層を構成する岩石はかんらん石玄武岩(IIIc型)・かんらん石普通輝石玄武岩(IVc型)・かんらん石普通輝石紫蘇輝石玄武岩および安山岩(Vc型)で、

多量の斜長石および少量の有色鉱物斑晶が中粒石基中に散在するのが普通である。各種岩型の随伴関係、鉱物組成等は全体として前記の湯ヶ島層群のそれに類似点が多いが、本岩層の変質程度は後者よりはるかに微弱である。かんらん石の新鮮な結晶は稀であるが、他の鉱物(クリストバル石・鱗珪石も含む)はほとんど変化を受けていない。石基中に緑泥石が生成してはいるが、沸石その他の二次的細脈または杏子は存在しない。

4. 熱海凝灰岩 (T₁)

これは熱海市北縁から西縁にかけて分布する輝石石英安山岩質軽石凝灰岩と頁岩との互層を含む岩層であるが、その標式地は熱海市南西縁伊東線水口トンネル内の露出(第8図参照)に置く。層厚は現在保存されている部分だけで150mに達しない。

標式地では比較的新鮮な灰白色軽石(径最大20cm)を主成分とするもろい凝灰岩と層理明瞭な灰色頁岩の互層より成り、これらの間に介在して暗褐色ガラス質の輝石安山岩熔岩が少なくとも5層存在する。軽石凝灰岩は熔岩層の上盤または下盤に近ずくと該安山岩の岩片を混入するようになり、次第に雑色凝灰岩に移化する。また凝灰岩中には半ば炭化された木片(30cm)を含むことがある。この時期においては石英安山岩軽石が抛出され水中に堆積しつつある間に、これとは恐らく異なる噴火口から安山岩熔岩が流出しかつその前後に多少の岩片の抛出をも伴った結果上述の如き雑色凝灰岩を堆積せしめたのであろう。

丹那トンネルでも東口から800~1,200mの間に標式地と全く同様な岩層が現われているが熔岩は存在しない(Kuno, 1936c)。

トンネル外の地表に露出する岩石は常に風化が著しい。熱海市北縁野中の道路切割に見られるものは淡灰緑色の凝灰岩で層理は不明瞭である。この岩石はトンネル内の軽石凝灰岩と異なり変質が著しく、局部的には湯ヶ島層の凝灰岩に類似する。

野中の岩石はあるいは水口トンネル内のものと別個の岩層で、湯ヶ島層群上部を代表する地層であるかも知れない¹⁾。大塚彌之助(1944)はこの一部を湯ヶ島層群として作図している。

熱海凝灰岩の走向は場所によつて異なるが、傾斜角度は30°を越えることはない。水

1) 伊豆修善寺町東方年川附近に露出する湯ヶ島層群上部の石英安山岩凝灰岩(久野久, 小池清 1949)に類似する。

口トンネル内では第8図に示す如く、2カ所断層で切られ、トンネル中央の断層の南側では地層は北方に10°、その北側では反対方向に15°傾く。

本層と前述の不動トンネル玄武岩類との不整合は水口トンネル内で観察された(第8図)。玄武岩の表面は破碎され風化し、その上に直接する白色凝灰岩中には玄武岩の分解した破片を含んでいる。

熱海市北縁で行われたボーリングでは、地表から海水面近くの深さまで前記の野中附近のと同じ淡灰緑色凝灰岩を産し、この下に直接して湯ヶ島層群の凝灰岩および変質安山岩が存在することが判明した。

本凝灰岩および同時に流出した安山岩熔岩の特長はそれぞれすぐ次に述べる早川凝灰角礫岩(T_2)中の石英安山岩軽石凝灰岩および須雲川安山岩類(A_1)中の熔岩の特長と極めて良く一致している。後2者は引続いて噴出されたものであるが、一部では互層する所もある点は水口トンネル内での白色凝灰岩—安山岩の関係と同様である。以上の事実から、熱海凝灰岩は早川凝灰角礫岩(新期中新世)—須雲川安山岩類と同じ火山活動期を代表するものと考えて差支えなからう¹⁾。

岩石の記載 水口および丹那トンネル内の白色凝灰岩を構成する本質岩片たる軽石は、斑晶として斜長石・石英・紫蘇輝石および少量の普通輝石・磁鉄鉱を有する石英安山岩で、石基は新鮮な多孔質の無色ガラスである。熱海市北縁の淡灰緑色凝灰岩も石英安山岩の軽石凝灰岩乃至 Vitric tuff であるが、斑晶有色鉱物を欠き、ガラス質石基も全く粘土質鉱物化している。こゝでは凝灰岩中にやゝ結晶質の石英安山岩および石英閃緑岩の岩片を含んでいる。

水口トンネルの安山岩熔岩はほとんど一樣な岩質を示し、Vd型に属する普通輝石紫蘇輝石安山岩である。石基は褐色ガラス基地中に長柱状乃至針状の長石・輝石の結晶を有する点が特長で、この種の石基は図幅内では須雲川安山岩類以外には類似するものが見出されない。岩石は断層に近接する部分以外はほとんど変質していない。

5. 早川凝灰角礫岩²⁾(T_2)

箱根火山を訪れる者が最初に印象づけられる景観は早川の峡谷の兩岸にそびえる切

1) 隣接「沼津圖幅」内伊豆半島西海岸江ノ浦附近の白色凝灰岩にも同様な関係が見られ、化石の上からほとんど同時期の堆積物らしい(沢村孝之助口述)。

2) 以前には早川凝灰岩と呼ばれていた。

立つたような岩壁である。これは浸蝕に対して抵抗の強いよくしまつた凝灰角礫岩によつて形成された地形である。箱根火山東部の基盤をなすこの早川凝灰角礫岩は、緑灰色凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩を主要構成岩としているが、その間に灰白色の石英安山岩軽石凝灰岩の層および少量の頁岩・火山円礫岩を挟む凝灰岩は時に偽層を示す。この軽石凝灰岩は本岩層を特長づけるものである。他の火山碎屑岩類を構成する本質火山礫も石英安山岩乃至酸性安山岩質のものである。本岩層の厚さは現在見られる部分だけで約 300m である。

早川凝灰角礫岩は湯ヶ島層群の上に不整合に横たわる(第9図)。一方須雲川の谷では、本層が次記の須雲川安山岩類(A₁)に何等の時間的間隙なしに被覆され、また時には後者に属する粗粒火山碎屑岩に漸移して行く。

要するに本岩層は酸性岩漿によつて引起された爆発的噴火による抛出物が恐らくは浅海中に堆積して形成されたもので、この活動の後期に引続いて中性乃至基性岩漿の活動が起つたのである。須雲川の沿岸にこの火山碎屑岩に関係していると考えても良いような酸性岩脈および熔岩流がしばしば現出している所から判断すれば、早川凝灰角礫岩をもたらした活動の中心はこの方面に存在していたようである。

早川凝灰角礫岩の時代はその中に産する介化石から新期中新世(または古期鮮新世)とされている(大塚, 1934)。これは南伊豆における白浜層群とほぼ同時代であるが、箱根火山の北縁に分布する足柄層群(古期鮮新世)よりは古い。しかし足柄層群ではその含化石層準よりさらに下位に厚い地層が存在し(御殿場線山北駅—松田駅間)、その主要構成岩である灰白色軽石凝灰岩は早川凝灰角礫岩中のそれと類似している。故に早川凝灰角礫岩は足柄層群の下部に相当する可能性がある。

早川凝灰角礫岩は早川沿岸ではほとんど一樣に東または北東に傾斜するが、須雲川沿岸に行くと須雲川安山岩類とともに多数の断層によつて切られ傾斜方向も一定しなくなる。

早川凝灰角礫岩の主要部を構成する碎屑岩は各種安山岩の角ばつた異質火山岩塊とその基地をうずめる淡色の本質火山礫(石英安山岩乃至酸性安山岩)とから成る。またこの中に斑礫岩の岩片(径 10cm)が含まれることがある。これは宮ノ下や、東の早川谷底および須雲川支流堀木沢(二ノ戸沢の一つ東の支流)にやゝ密集して産し他の場所には稀である。多分湯ヶ島層群を貫く深成岩体の一部が破砕さ

れ抛出されたものであろう。

軽石凝灰岩は数mの厚さの層をなし、遠望でも容易に認める所の白色の縞をなして早川北岸山腹に露出する。

須雲川支流二ノ戸沢に露出する火山礫凝灰岩中よりは、大塚彌之助によつて次の如き介化石が識別された(大塚, 1934)。

Glycymeris aff rotunda (Dunker), *Chlamys vesiculosus* (Dunker), *Chlamys kakisakiensis* (Nomura et Niino), *Spondylus* sp., *Lima zushiensis* Yokoyama, *Entigona treuma* (Gould), *Paphia* sp., *Clementia vatheleti* Mabilie, *Pleurotomaria* sp., *Tegula (Chlorostoma)* sp.

彼は以上の化石種から本層を白浜層に対比した。介化石の他に鯨の歯が湯本駅背後の白色凝灰岩中より(平林, 1898), また鯨の歯および *Dentalium* は須雲川部落のすぐ西の川岸より発見されている。

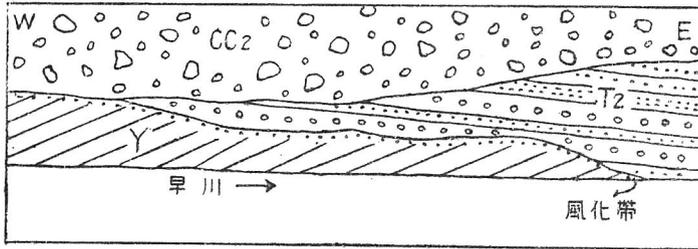
須雲川沿岸では数カ所において酸性安山岩乃至石英安山岩の不規則な形状の岩脈が本岩層を貫いているが、これらは本岩層の火山碎屑岩を噴出した活動に関係したものと見てよい。また畑宿東方(天狗沢と須雲川本流の合流点)では、本岩層の最上位と考えられる附近に石英安山岩の破碎された熔岩 (Autobrecciated lavas) が露出し、その一つ(天狗沢落口のすぐ下流)は輝石角閃石石英安山岩によつて貫かれ、後者は接触部で数cmの幅の急冷相を形成している。他の一つの輝石角閃石石英安山岩岩脈は須雲川下流湯ヶ島層群露出地東方 400mの地点で川の北岸に見出される。

他に多数の安山岩岩脈が早川凝灰角礫岩を貫くが、その一部は須雲川安山岩類の噴出期のものであり、他は箱根火山古期外輪山熔岩に関係したものである。

一般に本岩層は熱水作用および温泉作用をあまり受けていないが、局部的には火山礫凝灰岩が緑色化しかつ沸石・方解石の細脈に貫かれて湯ヶ島層群と区別困難なこともある(湯本町西方猿沢の西の小沢)。

本層群と湯ヶ島層群との接触点は宮ノ下附近の早川谷壁の2, 3カ所で見られる(第9図)。

接触部近くの湯ヶ島層群凝灰岩は風化が著しく、特有の色調を失い、早川凝灰角礫岩と区別ができなくなるが、両岩層の間には常に層面の斜交が存在すること



第9圖. 大平台直下早川北岸谷壁(第7圖の湯ヶ島層群分布地東端)における湯ヶ島層群(Y, 火山礫凝灰岩)と早川凝灰角礫岩(T₂, 軽石凝灰岩と火山礫岩)との不整合, CC₂-箱根火山中央火口丘火山礫岩。

と、後者の凝灰岩中には白色軽石の小破片が混在するかまたは白色軽石層が介在することによつて両者の境界面を指摘することができる。

岩石の記載 火山碎屑岩中の本質抛出品(軽石)およびこれに伴う熔岩・岩脈等は紫蘇輝石質岩系の酸性岩として典型的なものである。同岩系のより基性な岩型は本岩層に引続いて噴出した須雲川安山岩類によつて代表されている。

軽石凝灰岩は斑晶として中性斜長石・石英・普通輝石・紫蘇輝石・綠色角閃石・磁鉄鉍を有し、その基地は往々にして失透した無色の多孔質ガラスでうずめられている。火山礫凝灰岩中の本質火山礫も普通輝石・紫蘇輝石・石英安山岩(Vd型)で時にオバサイト化された角閃石斑晶を含む。

抛出岩塊として産する斑岩は中粒のやゝ色の白っぽい岩石で、斜長石(灰長石一曹灰長石)・普通輝石・紫蘇輝石・少量の磁鉄鉍より成り時に綠色角閃石・石英を伴う。

熔岩・岩脈は灰色緻密岩で普通輝石・紫蘇輝石・石英安山岩(Ve型)・輝石角閃石石英安山岩(VIeおよびVIIe型)に属する。石英斑晶は存在せず、石基は岩脈の急冷周縁相以外では常に完晶質である。これら岩石のSiO₂は61.02から67.83に亘っている。少量の綠泥石・褐鉄鉍等が石基中に滲み込んでいる以外には著しい変質は受けていない。

6. 須雲川安山岩類(A₃)

早川凝灰角礫岩に引続いて噴出した輝石安山岩の累層に対してこの名が與えられた。その標式的露出地は畑宿一湯本町間の須雲川本流およびその支流である。

本岩層は主として灰色乃至褐色の凝灰角礫岩・火山角礫岩・暗褐色ガラス質の熔岩(輝石安山岩および少量のかんらん石輝石玄武岩)より成る。熔岩の大部分は多孔質角礫状で、その内部の少部分のみが柱状節理を示す堅硬緻密岩であるに過ぎない。故に本岩層分布地全般に亘つて無層理角礫状構造の岩石が卓越している。須雲川沿岸で本岩層または早川凝灰角礫岩を貫く岩脈のあるものはその岩質上の類似から判断して本岩層火山岩の噴出口と考えられる。火山碎屑岩は時に褐色泥岩の基地を有し、または泥岩層と互層する所から見ても、本岩層の堆積は早川凝灰岩の堆積当時から引続いて存在した海中に行われたものであることは明らかである。

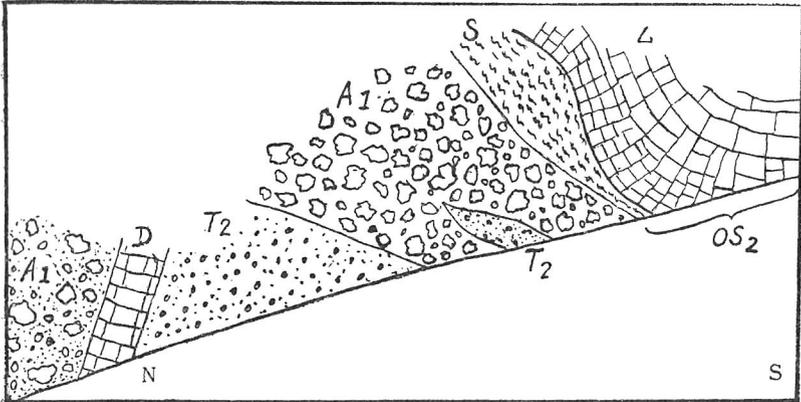
須雲川沿岸で上述の2岩層は多数の断層で切断されている。断層は主に東一西の方向を有するが少数のものはこれに交叉する。野外での精査によると、2岩層はモザイク状に入り込んだ分布を示していることが判明したが、その模様があまりに複雑なので、地質図上には多少模式的に表現せざるを得なかつた。これら断層の大多数は少なくとも箱根火山の活動(中期更新世)以前に、恐らくは鮮新世に形成されたものであることは読図からも明らかである。しかもそのあるものはずっと後にも活動したらしい。なんとなれば箱根火山古期外輪山形成期にこれらの断層面に沿つて上昇した岩脈が再び同じ断層で切られている所が見出されているからである。

須雲川安山岩類(および早川凝灰角礫岩)は上述の断層運動に伴つて海面上に隆起し、箱根火山活動の開始まで地表に露出して浸蝕を受けていたのである。

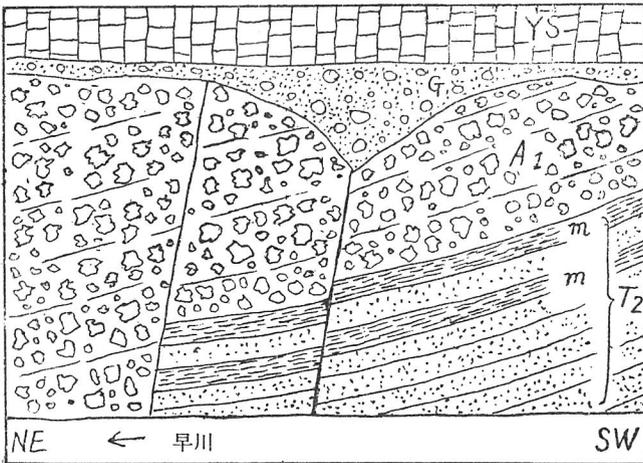
凝灰角礫岩および火山角礫岩中の火山岩塊は随伴する熔岩と同岩質でかつ角ばつたもの乃至多少角のとれたもの等がある。異質火山岩塊は稀である。恐らく粗粒抛物体の大部分は直接熔ゆう岩漿から導かれたものであるがその抛出当時には既に火口内で大体固化していたために火山弾の形状をとらなかつたのであろう。Wentworth および Williams (1932) はこのような抛出岩塊を「本質火山岩塊」と呼んで火山弾と区別したが、本報文ではこのような岩塊を含む碎屑岩を「本質凝灰角礫岩」および「本質火山角礫岩」と呼んで凝灰集塊岩から区別して置く。この種の碎屑岩はしばしばその中の岩塊が不明瞭ながらパン皮状の表面を呈するようになつて凝灰集塊岩に移化する。

安山岩質火山碎屑岩と下位の酸性凝灰岩との境は諸所で見られる。ある場合には前者の基底部が白色軽石または火山礫と混合しまたは後者の不規則なレンズを

挟在したり(第10図)しており、両岩層の境を厳密に指摘し得ない。また他の場合には両岩層の境に褐色泥岩層が介在しその中に安山岩の本質火山岩塊ならびに白色軽石を含み上下に完全な漸移を示す(第11図に示す露出および二ノ戸沢東側支



第 10 圖. 湯本町西方堀木沢(猿橋の西)中流における早川礫灰角礫岩(T₂、石英安山岩火山岩)と須雲川安山岩類(A₁、火山角礫岩)との接觸関係、OS₂-箱根火山古期外輪山熔岩(Lは熔岩Sは岩滓)、T₂とA₁を境する断層面に沿って岩脈(D)が貫入している。



第 11 圖. 塔ノ瀬東縁早川南岸における早川礫灰角礫岩(T₂、火山礫礫灰岩および泥岩mより成る)と須雲川安山岩類(A₁、火山角礫岩)との接觸部、G-礫層、YS-新期外輪山熔岩。

流に見られる)。

塔ノ沢西はずれに輝石かんらん石安山岩(玄武岩質)の不規則な形状をした岩脈が早川凝灰角礫岩を貫いて露出しているが、本岩中には径2 cm位の灰長石斑晶が含まれ、古く和田維四郎によつて記載された(Wada, 1882)。同じ岩石はその少し西寄り早川北岸水力電気西側および塔の沢北蛇喰沢下流にも現出し、後者では箱根火山古期外輪山熔岩で覆われている。本岩脈は須雲川安山岩類と同時期のものと考えられる。同岩質の熔岩も見出されている。須雲川安山岩類はほとんど熱水作用または温泉作用を蒙っていないが、湯本町南部では所々に温泉作用の結果白色粘土化した部分が脈状に存在する。

岩石の記載 本岩層中に最も多い岩石(熔岩および火山碎屑岩の本質火山岩塊)は暗灰乃至暗褐色の多少多孔質なもので、鏡下では普通輝石紫蘇輝石安山岩に属する。その特長とする所は褐色ガラス基地のやゝ多いことと、その中の長石・輝石が多少針状の晶へきを有することである。針状クリストバル石が他の鉱物とともに流理構造に関与していることもある。完晶質石基のものも少なくない。

完晶質のものおよび多小ガラス質のものを通じてこれら安山岩中にはVd型・Vd→c型・Vc型がほぼ同じ位の割合に存在する。かんらん石斑晶はこれら中性の安山岩には稀であるが、石基がより基性になると、本鉱物は主要な斑晶となり反対に紫蘇輝石は減少し(前述の灰長石巨晶を有する岩脈)または全く消失してかんらん石普通輝石玄武岩(IVc型)となる(湯本町一須雲川部落の中間須雲川北岸に産する)。その石基は中粒乃至粗粒完晶質である。

本岩層の岩石中の長石・輝石は完全に新鮮であるが、かんらん石は一部または全部変化している。

7. 稲村安山岩類(A₂)

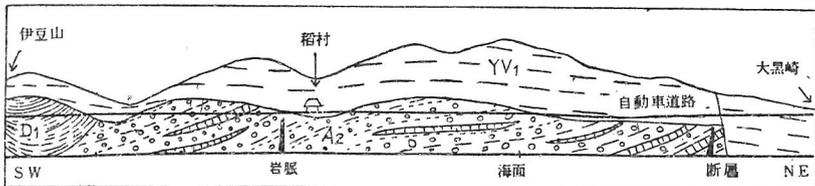
伊豆山北方稲村附近の海崖に標式的に露出する本岩層は、粗粒火山碎屑岩を主とし数枚の熔岩層を伴い一樣に南西方に向つて傾斜する。

碎屑岩は本質および類質凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩・軽石凝灰岩等で、そのに含まれる岩塊の多くは次に述べる熔岩と同質の安山岩であるが、稲村部落下の崖では黒曜石岩片も多量に産する。伊豆山南方自動車道西側にはやゝ酸性の白色軽石・灰色火

山礫を主要構成物質とするものが露出し、この中に径 10cm 以下の石英閃緑岩片を少量含む。この酸性凝灰岩は泥岩および安山岩熔岩と互層する。

熔岩の多くは 10 m 前後の厚さでどれもほとんど一樣な岩質を有し、普通輝石・紫蘇輝石安山岩に属する。その特長とする所はほぼ等方形の輝石斑晶(径 2 mm 位)が灰色緻密な石基中にやゝ多量に散在する点である。

本岩層は平均 30° 位の角度をもつて一樣に南西に傾斜する。従つて伊豆山附近で崖錐下に存在すると考えられる断層の轉移量が著しくない限り、前述の伊豆山南方に出る酸性凝灰岩が見得る限りでの最上層位を代表していることになる。第12図には伊豆



第12図. 伊豆山-大黒崎間海崖見取図(多少模式的に示す),
A₂-稲村安山岩類(6枚の熔岩層を含む), D₁-伊豆山石英安山岩,
YV₁-湯河原火山熔岩。

山以北の海崖面の露出面を多少模式的に示した。この露出面では若干の走向断層が見られ、いずれも見かけ上北落ちであるが、その轉移量は見かけ上著しくないので図には示していない。

本岩層を貫く岩脈も二、三見られるがそれらは湯河原火山に関係あるものらしい。

伊豆山の南縁に露出する熔岩および碎屑岩は温泉作用のため変質して暗黒色を呈するが、他の場所での本岩層岩石は全く新鮮である点は、後述の第三紀火山岩類と著しい対照をなしている。

本岩層と他の第三紀火山岩とが直接に接する箇所は一つも見られない。しかし相ノ原安山岩類(A₃)との上下関係は後述(45頁)の如き資料から判明している。

伊豆山石英安山岩および湯河原火山熔岩との不整合関係は第12図にも示す通りである(81頁および87頁参照)。

岩石の記載 本岩層の熔岩および本質火山岩塊はいずれも大体同一岩型に属し、鏡下ではVc型の普通輝石紫蘇輝石安山岩である。かんらん石は存在しない。石基は中粒乃至細粒で概ね完晶質である。安山岩としては中性の成分に属する。岩石は一般に

新鮮で、極く少数の標本だけに緑泥石の滲潤が見られるに過ぎない。

酸性火山碎屑層中に産する深成岩抛出岩塊は細粒の黒雲母角閃石石英閃緑岩で、斜長石の周縁が次第にアノソクレスに移化し、後者は石英と細粒文象共生をなしている。

8. 相ノ原安山岩類 (A₃)

暗緑色緻密な熔岩が往々著しい板状節理を示して熱海市の北縁から西縁にかけて、ならびに相ノ原附近に露出する。この上にほとんど常に淡黄灰色の同源捕獲岩 (いわゆる autolith) を含有する青灰色の熔岩がのつており、これは熱海市北方から北西方に分布する。これら上下2種の熔岩は共に著しく温泉作用を受けて白色堅硬な岩石にまたは青色粘土化している場所が多く、両者の境界を正確に図示することは困難なので、一括して相ノ原安山岩類として図示した。これら熔岩はほとんど爆発的噴火を伴わずに流出したものである。

下部熔岩 標式的露出地は相ノ原—熱海間の道路である。恐らく少なくとも2, 3枚の熔岩が上下に重つているのであろうが、岩質は大体一様で普通輝石紫蘇輝石安山岩に属する。野外ではその色や堅いことから湯ヶ島層群の岩石と区別し難いことがある。熔岩層の間に火山碎屑層はほとんど存在しない。節理の方向から見て各熔岩は多少の凹凸を示しつつも大体水平に横たわっているらしい。

丹那トンネル東口から800mの地点までの間にも本熔岩と同一の堅硬岩が分布し、以前に平林・渡辺(1925)によつて岩脈として記載された。トンネル外で筆者はこの岩石が熔岩であることを数カ所で確認しているが、二、三の個所では岩脈かと思われる産状を呈することもある。

下部熔岩の基底は來ノ宮駅南西丸山と称する小丘の南麓で見られる。そこでは熱海凝灰岩 (T₁) に属する頁岩を切つた凹凸ある浸蝕面上に分解した熔岩がのつている。下位の稻村安山岩類 (A₂) との新舊関係は熱海—伊豆山間の峠附近で行われた試錐から判明しているが、両岩層の間に不整合があるかどうかは明らかでない。

上位の上部熔岩との関係は平行不整合で、両者の間に多少の時間的間隙があつたらしい。すなわち丹那トンネル東口のすぐ北の露出では、新鮮な上部熔岩が著しく風化した下部熔岩の上のつている。

上部熔岩 丹那トンネル坑口の西の神社のすぐ北に入る小谷に標式的露出地がある。こゝでは上下2枚のかんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩の熔岩(厚さ5m以下)が間に赤褐色凝灰岩層をはさんでいる。熔岩は30度位北西に傾斜し多数の小断層で切られているが、その傾斜は局部的のもので、他の場所では一般に水平に近い。上部熔岩は下部熔岩に比して新鮮で暗緑色を呈せず、黄色かんらん石および白色斜長石斑晶が目立ち、かつほとんど常に同源捕獲岩片(径数cm)を含むことが特長である。

上部ならびに下部熔岩が温泉作用を受けて生じた生成物は熱海北西方の山地に広く分布し、その上に全く新鮮な湯河原火山熔岩が直接にのつている。この事実から上述の温泉作用による変質は第四紀火山熔岩流出前に行われたことが明らかである。

岩石の記載 下部熔岩として産する安山岩にはVd型のもの、Vd→c型のもの、Vc型のもの等があるが、最後のものが最も多い。どの場合でも石基は中粒完晶質で安山岩としては中性の成分を有する。斑晶かんらん石の溶け残りが稀に存在することもある。二次的緑泥石および滑石様鉱物がほとんど常に存在し、石基全体に滲潤しているかまたはかんらん石・輝石を置換えるかしている。ある岩石では輝石・かんらん石は完全に置換えられているのに、斜長石・珪酸鉱物は全く新鮮なまゝでいることもある。

上部熔岩は一樣にVd型に属し、石基は中粒 pilotaxitic 組織で中性安山岩の成分を有する。かんらん石は二、三の標本を除けば常に存在し、かつ新鮮である。他の造岩鉱物も常に新鮮であるが、多少の緑泥石が気孔中に生じていることがある。

9. 阿原田安山岩類(A₄)

相ノ原安山岩類の下部熔岩に良く似た外観の岩石が宇佐美周囲の山麓部に露出している。これは恐らく熔岩をなすものであろうが、火山碎屑岩を全く伴わずかつ多くの場所で温泉作用のため著しく分解しているので、その構造を知り得ない。温泉作用をまぬがれた場所では常に暗緑色緻密堅硬で、すぐ隣接して産する湯ヶ島層群の岩石とも見誤り易い。しかし後者は必ず火山礫凝灰岩を伴いかつ肉眼的にも鏡下でも変質の度が著しい。両岩層の接する地点も見出されていない。

本岩層は宇佐美火山熔岩とはその変質度を著しく異にする点やその分布から見て、第三紀に属するものと考えられる。

本安山岩はすべて Vd 型の紫蘇輝石普通輝石安山岩に属し、時に少量のかんらん石斑晶を有する。石基は安山岩としては中性の成分を有し、粗粒乃至細粒完晶質である。二、三の例外を除けば珪酸鋁物として石英のみが存在するので、鏡下では石基が極めて平滑な感じを與える。かんらん石は常に變化しているが輝石は新鮮である。二次的綠泥石が石基一面に生成している。

10. 丹那トンネル安山岩(A₅)

丹那トンネル東口から2,440m~2,750mの間に産する酸性安山岩は地表にはどこにも見当たらない岩石である(Kuno 1936c)。本岩は淡紫灰色の岩石で温泉作用を蒙っている場所が多い。火山碎屑岩は伴わないが、多少多孔質の部分もあるから熔岩であろう。

2,440 m の地点附近で本岩は畑玄武岩類(B₆)に覆われている如き位置を占めている(地質図添付の丹那トンネル断層図参照)。2,750 m では後者と断層で接する。

本岩は鏡下ではすべて Vc 型に属する紫蘇輝石普通輝石安山岩に属する。斑晶鋁物は極く少量であり石基は細粒完晶質であるが、特に石基斜長石・輝石が長柱状に伸びかつ多くは無方位に散在している点が他の第三紀火山岩にはあまり見られない組織である。二次的鋁物は稀にしか存在しない。

11. 天昭山玄武岩類(B₂b, B₂d)

湯河原町の周囲をめぐる山の中腹部に広い面積を占めて露出するものは、玄武岩・安山岩の熔岩および同質の火山碎屑岩より成る厚さ約 400m に達する累層である。その南部は熱海の西方にまで延びている。湯河原町北方ではこの累層中に輝石角閃石石英安山岩の小熔岩流が介在する。

この累層をその標式的露出地(広河原北方にある天昭山神社附近)の名を取つて天昭山玄武岩類(B₂b)と呼び、石英安山岩は B₂d の記号で表わして置く。

累層中には熔岩と火山碎屑岩がほぼ等量もしくは後者の方がやゝ多量に存在し、それ等はやゝ規則的に互層することもあり、また複雑に混在することもある。玄武岩または基性安山岩の暗綠色堅硬熔岩と暗褐色岩滓質凝灰角礫岩¹⁾とが最も特長ある構成

1) この種の凝灰角礫岩の中で特に均質で割目の少ないものを“釜石”と稱して採掘し、かまどを製造したことがある。場所は新崎川中流藤山南東麓である。

物質である。凝灰角礫岩中には熔岩と同質の本質乃至類質火山岩塊を含む。塊状乃至岩岸状の安山岩熔岩および火山礫凝灰岩も時々見受けられる。

B₂b としたもののの中に含まれる岩型はかんらん石輝石玄武岩乃至安山岩および輝石安山岩で、これ等の多くは径 3 mm 位の等方形輝石斑晶を多量に含む事とほとんど常に暗緑色を呈することとで、他の岩層から区別できる。輝石に伴つて赤褐色に変質したかんらん石斑晶の存在することも少なくない。

天昭山玄武岩類はしばしば明瞭な成層面を示している。その層面の走向は様々で傾斜角は通常 10° 位であるが、地域北部では 50° 位のこともある。

この層面の傾斜方向からはこの厚い火山岩層の噴出の中心位置を推定することはできない。しかしその層厚および本累層と同岩質の岩脈の産出頻度が広河原附近で最大であることから、多分この附近に噴出の主な中心があつたのであろう。

本累層は上位層準に行く程岩石の風化による分解が著しくなる。時には岩石全体が軟弱な褐色土壌化し、その中の所々にやゝ風化をまぬがれた岩塊が残っていることもある(広河原北方および北東方の崖で見られる)。

この烈しく風化された岩石の上に直接に多賀・湯河原・箱根等の火山の新鮮な熔岩がのつていたり、また前者を貫いて湯河原火山に関係した新鮮な岩脈が見られたりする。すなわち天昭山玄武岩類の岩石は第四紀火山の噴出前に長い間地表に露出して風化作用を受けていた事は明らかである。また本累層の岩石がかくも広範囲に分解していることには温泉作用の影響も無視することはできない。本累層は所々でこの作用による生成物たる白色網状脈または塊状体によつて置換えられている。

また熔岩・岩脈の多くは Deuteric 作用またはもつと後の熱水作用によつて暗緑色化しているが、この現象は基底に近い部分程著しく、そこでは沸石の細脈および気孔充填物さえ存在する程になり、したがつて下位の湯ヶ島層群との区別が往々にして困難となる。しかし野外での経験では湯ヶ島層群中の斜長石斑晶は変質して汚濁しているのに反し、天昭山玄武岩類中のそれは新鮮で強い光沢を保存している点が相違する。

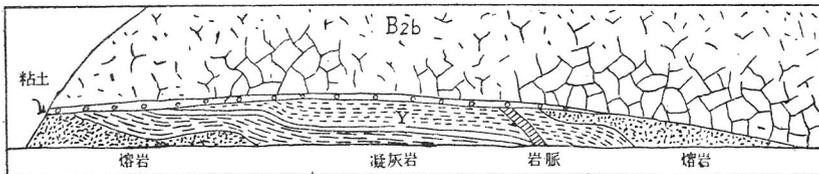
上述の理由および露出の少ないために地質図に示した上記両岩層の境界の位置は非常に正確とはいへないが、この境界が比較的平滑な浸蝕面であることは確かである。また両岩層の間に明瞭な不整合の存在することも、両岩層の蒙っている変動の程度およ

び全体として見た時の岩石の変質度に著しい相違のあることから見て疑問の余地はない。以上のことを裏書きする両岩層の接合点も数カ所で見られるがそれはすぐ後に記載する。

天昭山玄武岩類はその分布を正確に図示して見れば相ノ原安山岩類上部熔岩 (A_3) を覆っている事が判るが、その傾斜方向から見ると両者はほとんど整合で、その間に多少の浸蝕間隙がある程度に過ぎないらしい。

本玄武岩類の地質時代は明らかでないが、第三紀と考えられる多数の火山岩層の上位に来る事と第四紀火山岩に不整合に覆われている事から、仮に鮮新世として置く。

天昭山玄武岩類 (B_{2b}) と湯ヶ島層群 (Y) との標式的接合点は広河原から箱根町に抜ける自動車道路切割 (広河原南東約 1 km の地点) で見られる。第 13 図に示す如く一部分解した B_{2b} の熔岩が Y に属する全く風化分解した多孔質熔岩・淡緑色凝灰岩の上に不整合のついている。凝灰岩を貫く岩脈もこの不整合面で切られている。



第 13 図 広河原南東約 1 km、道路切割 (箱根道) における天昭山玄武岩類 (B_{2b}) と湯ヶ島層群 (Y) との不整合見取図。

B_{2b} と相ノ原安山岩類 (A_3 下部熔岩) との接合点は相ノ原南東約 500 m の二つの谷の合流点のすぐ東の道路北側で見られる。こゝでは板状節理のある B_{2b} の暗緑色玄武岩熔岩が A_3 の熔岩の上のついている。下の熔岩は著しく風化されて大部分土壌化し、その中に風化をまぬがれた岩塊が玉ねぎ構造を示して残存している。

石英安山岩 (B_{2d}) 湯河原北方では厚さ約 50 m の輝石角閃石石英安山岩熔岩が天昭山玄武岩類に属する基性火山岩の間に介在する。本岩は淡灰乃至紫灰色のやゝもろい岩石で流理構造を欠く。

主要露出地は山稜北側 (新崎川の斜面) と南側の 2 カ所であるが、後者のさらに南方にも小露出があり、これは著しく分解していてその産状が明らかでないがあるいは貫

入岩体かも知れない。前2カ所の露出地点の高度を比較すると、この熔岩は約 10° の角度で北方に傾斜していることがわかる(第37図)。この傾斜は下位の玄武岩熔岩のそれと調和している。

下位の玄武岩熔岩 (B₂b) との接合点は前述の山稜北側の露出で見られる。ここでは新崎川谷底から直立する崖の下部に2, 3枚の玄武岩熔岩と凝灰岩との互層が露出し、走向北 80° 東、傾斜北西 10° である。崖の上部は石英安山岩で、前述の玄武岩の上に直接にのるか、またはこれとの間に前記と同じ走向傾斜を示す白色軽石凝灰岩層を挟む。玄武岩の上部はしばしば分解している。

この石英安山岩を西方に追跡すると、このすぐ西の小谷底(慕山南西麓で新崎川に合流する)に現われ、この直上にB₂bの褐色岩質凝灰角礫岩(前記の“釜石“)および基性熔岩が露出する。石英安山岩との接合点の露出はないが、基性熔岩および碎屑岩が石英安山岩を覆っていることは明らかである。

山稜の南側で広河原から箱根への自動車道が石英安山岩を横切る所では、この熔岩は東部で湯河原火山熔岩(YV₁)に、西部で箱根火山古期外輪山熔岩(OS₂)に直接に覆われているのが見られる。石英安山岩の上面は多少凹凸ある浸蝕面である。

岩石の記載 本岩層の構成岩は大部分玄武岩から基性安山岩に亘るもので、酸性安山岩および石英安山岩は量的に極く僅少である。鏡下で識別された岩型はかんらん石玄武岩(IIIc型)・かんらん石普通輝石玄武岩(IVc型)・かんらん石紫蘇輝石普通輝石玄武岩(Vc型)・紫蘇輝石普通輝石安山岩(Vc型・Vd→c型およびVd型で、かんらん石のあるものと無いものがある)・かんらん石紫蘇輝石安山岩(IIc型およびIId→c型)・普通輝石紫蘇輝石角閃石石英安山岩(VId型)等である。統計的に見ればピジオン輝石質岩系の方が紫蘇輝石質岩系(VdおよびVId型)に比してはるかに優勢である。

玄武岩の石基は通常細粒 Intergranular である。ごく少数の玄武岩にのみ多少のガラス基が存在する。安山岩の石基は粗粒から細粒にまで変化し多くは完晶質である。

熱水変質作用はかなり広範囲に亘っており、石基に緑泥石を沈澱せしめたり、かんらん石の一部または全部を緑泥石・炭酸塩鉱物・鉄鉱・または滑石様鉱物に置換えたりしている。輝石および長石は通常変化を受けていない。

石英安山岩の石基は Felsitic, Hyalopilitic または球顆状組織を示す。斑晶は中性長石・角閃石・兩種輝石・石英・磁鉄鉱で、角閃石は綠色種から褐色種を経て赤褐色種(酸化角閃石)にまで変化する。この変化は単一露出(山稜南側のもの)内でもたどることができる。

12. 紫蘇輝石石英安山岩岩脈(dd)

淡灰色乃至淡褐色緻密な石英安山岩の岩脈が広河原西北谷の上流の3箇所て天昭山玄武岩類を貫いている。これは天昭山玄武岩類中に熔岩をなすもの(B₂d)とは著しく岩質を異にするものである。

最も北西寄りにある2本の岩脈は幅3~6m位のもので、その一つではガラス質の周縁相(幅2cm)が岩脈の両側に発達している。所が一番南東寄りのものは約100mの幅を有し、かつ下記の如く貫入に伴う破碎構造を示している。

すなわちこの岩脈に接する安山岩は著しく破碎され、その角礫と混じて岩脈と同質の岩片も存在する。この混合角礫岩が岩脈で貫かれ、岩脈自体は脈盤に平行な、しかしかなり波状を呈する流理構造を示す。岩脈の内部にもまた破碎構造が見られ、この場合にも多少の安山岩片が混在する。

この構造より判断するとこの岩脈の貫入の際に岩漿はかなり粘性に富んだ状態であつたらしい。これ等の岩脈が一部温泉作用を蒙っていることだけからその時代を暫定的に第三紀として置く。

岩石の記載 3個の岩脈はいずれも同一岩型に属する。斑晶としては中性長石・紫蘇輝石およびごく少量の普通輝石・磁鉄鉱・燐灰石がまばらに存在するに過ぎない。ガラス質周縁相以外では石基は完晶質で、灰曹長石・紫蘇輝石の微小長柱状結晶がFelsitic組織の基地中に散在する。本岩石は紫蘇輝石質岩系の最も酸性な岩型を代表し、石英は斑晶として存在しなくてもその石基中に多量に存在するから、含普通輝石紫蘇輝石石英安山岩(Ve型)と呼ぶのが適当である。2個の化学分析値ではSiO₂=72.14, 74.51である。

13. 初島玄武岩類(B₃)

初島の南半の海崖には厚さ数米の堅硬なかんらん石玄武岩および紫蘇輝石安山岩熔

岩が上下少なくとも4枚露出している。各熔岩の間には薄い凝灰角礫岩および岩滓層を介するに過ぎない。熔岩のあるものはDeuteric作用(または Autopneumatolysis)によつて暗緑色化していることもある。熔岩層は一つの向斜構造を示す。

本果層の基底は露出しないし、島の北西端に分布する網代玄武岩類との関係も不明である。本玄武岩類の表面は島の表面をなす海蝕台地で切られており、その上に火山灰層および一部には礫層をのせている。

平林(1898)は初島を熱海火山(筆者の多賀火山がほぼこれに該当する)の一部と考えた。しかし後述の如く岩質上重要な点で多賀火山熔岩とは一致していないことと岩層が変動を受けている点等から多賀火山あるいは他の第四紀火山の一部とは考え難い。こゝでは仮に岩質上および構造上最も類似した網代玄武岩類や畑玄武岩類と大体同時代の噴出物と考えて置く。

島の南東海岸に露出する熔岩の中の最上位のものには美事な柱状節理が発達し、岩石は多少変質して暗緑色を呈する。他のものは不規則な節理を見せ、新鮮で灰色である。4枚の熔岩の中上位の2枚はかんらん石玄武岩であるが、下の2枚は紫蘇輝石安山岩である。これ等熔岩層の間に時代の間隙を示すような現象は存在しない。このような2種岩型が上下に接する例は多賀火山熔岩中には一つも認められない。これ等の熔岩は島の南端に近づくると走向北北西で南西に30°の傾斜を示し、南端を西にまわると今度は走向を変えずに東に傾斜するようになる。

島の南西海岸では普通輝石かんらん石玄武岩の熔岩を産する。この熔岩は径2~3mのやゝ角ばつた暗緑色堅硬な核心部と、それ等の間を充す薄い膜状の灰色基地とから成立つており、あたかも灰色熔岩中に黒色外来岩片を多量に捕獲しているかの如く見える。所が薄片で見ると両部は本質的には全然同一物で、たゞ灰色部は完全に新鮮であるのに反し、暗緑色部は多少変質している。すなわちかんらん石の一部を置換えてならびに石基の間隙を充して多少の緑泥石を生じている点が相違するのみである。この現象は、熔岩固結の最末期に熔岩中の揮発性物質が所々に斑点状に集積(または残存)し、その部分だけに Deuteric の変質作用を起したものと解釈される。

Scotland の Mull 島(Bailey and others, 1924, p.262)では、Pitchstone 熔岩の節理に沿うて揮発成分が逃げ、この部分だけに失透作用を起し、したがつて節

理と節理の間には失透作用をまぬかれたガラス質の部分が核状に残っている現象が報告されている。しかしてガラス質の核の部分には H_2O ($+105^\circ\text{C}$) が、失透部には H_2O (at 105°C) が多いこともわかっている。初島の場合には揮発性物質は節理に沿うた部分では速に逸散して了つて変質作用を起さなかつたのであるが、核心部では後まで残存して緑泥石中の水分を構成したのであろう。

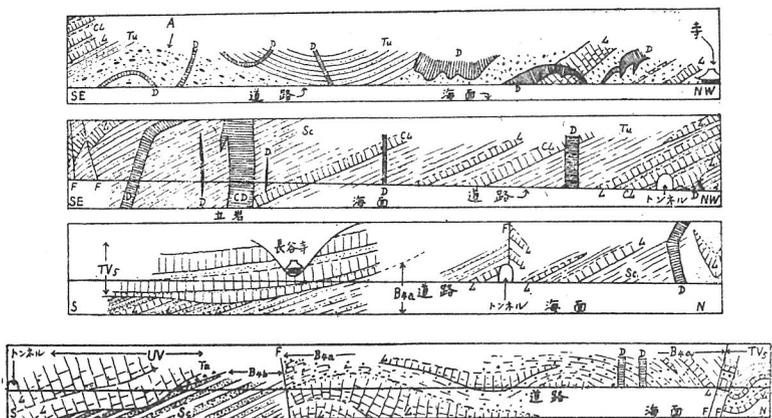
岩石の記載 熔岩全体を通じて斜長石斑晶の多い事が特長で岩石の約40~30%を占めている。したがつて新鮮なものでは肉眼的に淡灰色を呈する。綠色普通輝石・黄色かんらん石斑晶もかなり多く、かつ目立っている。鏡下で識別された岩型はかんらん石玄武岩 (IIIb→c 型)・普通輝石かんらん石玄武岩 (IVc 型)・紫蘇輝石安山岩 (Id→c 型) の3種である。石基は3種のものを通じて粗粒完晶質であり、安山岩と玄武岩とでは組織上は大した差異がない。

14. 網代玄武岩類 (B₄a, B₄b)

第四紀火山噴出の直前に恐らく鮮新世の終りに一図幅内地域南半部において流動性の著しい玄武岩質岩漿の活動が行われた。その噴出物は伊豆半島・箱根地方全体を通じて最も基性な岩石を含んでおり、また多数の岩滓と共に紡錘形火山弾を抛出しているのが目立っている。熔岩の噴出順序も酸性のものから基性のものへと規則的に変化している。少なくとも2個(網代附近と丹那附近)の独立した成層火山を形成したことは疑いないが、その後の浸蝕作用によつて一部は破壊され、かつ大部分多賀火山噴出物によつて覆われて了つているので、現在ではこれ等旧火山の形態・範囲を復源することは不可能である。この旧火山体の噴出物を網代玄武岩類および畑玄武岩類として記述する。両岩層は分布が離れているために時代関係を直接には決定し得ないが、他岩層との層位関係および岩質の類似からほとんど同時代のものであろう。両者ともその構造が大して乱されていないし岩石も新鮮なので、地質学的にならびにそれ以上に岩石学的に種々興味ある問題を含んでいる。

網代町背後の崖からその南東海岸沿いに連続露出する火山岩層を網代玄武岩類と呼ぶ。これと同一岩層と考えられるものは、網代の南西部・網代一宇佐美の中間の海岸・宇佐美北西方・宇佐美トネル北部・初島北端にも現出し、したがつて網代一宇佐

美地域全体に拡がっていることが容易に推察される。網代—宇佐美間の海岸に露出するものは第14図に示すような構造を呈する。

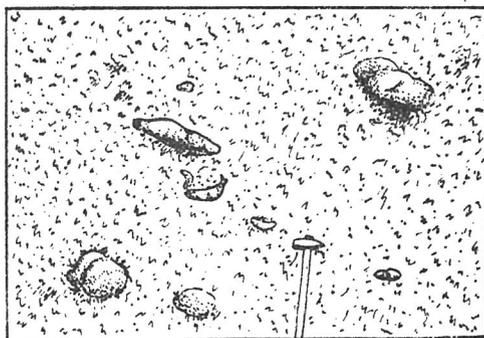


第14図 網代南東海岸(上3段)ならびに宇佐美北東海岸(最下段)における露出面見取図。上3段は互に横に連続する(最上段は最右端、最下段は最左端)。TV₅—多賀火山玄武岩熔岩, UV—宇佐美火山熔岩, B_{1a}—網代玄武岩類中の含紫蘇輝石玄武岩および安山岩, B_{1b}—網代玄武岩類中の玄武岩(紫蘇輝石を缺く), D—岩脈, CD—複合岩脈, L—熔岩, CL—複合熔岩, Tu—凝灰岩, Sc—岩滓, A—岩滓集塊岩, Ta—崖錐, F—断層, 最上段の岩脈は露出面と平行しているために幅廣くなつていたりあるとは彎曲したりしている。

網代玄武岩類の特長とする所は美しく成層した赤褐色岩滓・黄色凝灰岩の互層(網代南東海岸および宇佐美北東海岸南半部で見られる)で、この間に緻密な含斑晶熔岩および無斑晶熔岩が介在する。またこれ等を貫く同質岩の岩脈も少なくない。殊に黑色緻密な無斑晶岩は熔岩あるいは岩脈として目立つて多い。斑状岩と無斑晶岩が同一岩体を構成していわゆる複合熔岩流・複合岩脈(Composite lava flow and dike)をなすものも存在する(第14図)。この種の興味ある岩体は当図幅内では本岩層と畑玄武岩類だけにしか発見されていない。

岩滓中には紡錘形火山弾(長径40cmから1cm位のものまである)を多量に含んでいる所がある(第15図)。この火山弾の間をうずめている岩滓は火山弾の表皮を作る物質の破片であつて、従つてこの碎屑岩は岩滓集塊岩(Agglutinate)として分類するのが適當である。

上述の如き成層した凝灰岩の代りに岩滓と岩滓質本質火山岩塊との混じた無層理の碎屑岩が熔岩と互層し(宇佐美北東海岸北半部), または類質凝灰角礫岩—火山角礫岩が熔岩と互層する場所(網代南西および宇佐美北西)もある。成層した凝灰岩中に介在する熔岩は厚さ數米を越えることが稀でかつ破砕構造を呈しないが, 他の碎屑岩に伴



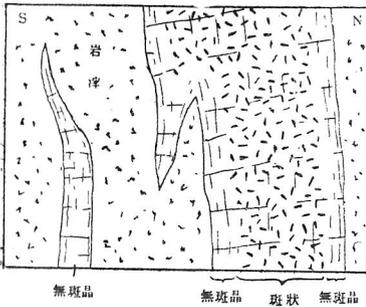
第15圖 網代南東自動車道路(トンネル北口近く)に露出する岩滓集塊岩, 紡錘形火山礫に注意。

うものもつと厚いことが多く, かつ Autobrecciated structure を呈するものや多孔質で塊状(Blocky)のもの等がある。全体として見て熔岩よりも碎屑岩の方が量的にはるかに優勢である。

本岩層を構成する岩石は紫蘇輝石斑晶の有無によつて2群に大別しうる。すなわちかんらん石普通輝石玄武岩の1群と, これよりやや酸性な紫蘇輝石普通輝石かんらん石玄武岩乃至安山岩(時にかんらん石を欠くものもある)の1群とである。しかしこれ等2群は分布上も大体判然と区別せられるので, 地質図上には前者を B_{4b}, 後者を B_{4a} の符号でその分布の大略を示して置いた。前述の無斑晶岩は主に後者に伴つて現出する。両群は恐らく共通な噴出口から噴出されたものであろう。そして B_{4a} の層を岩質上 B_{4b} に属する岩脈が貫いている場所も見出されているから, 多分 B_{4b} が後に噴出したものであろう。

本岩層を貫く岩脈はほとんどすべて本岩層と同じ噴出期のもので, あるものは熔岩と連続している幅數米のものから數厘に至るものまでであり, 主脈から細い支脈を派出することもある(第16圖)。岩脈の最も多く現出しているのは網代南東海岸で, こゝではその走向は一樣に北西—南東である。

以上の構成物質およびその構造から推定すれば, 網代玄武岩類を堆積せしめた火山活動はいわゆる Stromboli 式の噴火を主とし, 多量の岩滓・火山弾を抛出しつつその間に流動性に富んだ熔岩を流出したらしい。熔岩が流動性に富んでいたことは多くの熔



第16図 網代南東立岩海岸
道路に露出する複合岩脈
(位置は第14図参照)。

岩が薄層をなし、かつ塊状部(Blocky part)を伴うことが少ないことや、極めて薄い岩脈の存在すること等から判る。この噴出の中心は岩脈の多い点や火山弾を多産することから考えて恐らく網代南東海岸からさほど遠い所ではなかつたであろう。

網代玄武岩類は堆積後大した変動を受けていないが、第四紀火山岩よりも原構造が破壊されている。地層の最大傾斜は 40° を越えることがないが、走向・傾斜方向は断層で境された地塊毎に変化している。

本岩層の基底はどこにも露出していないが、見られる範囲内で層厚 (B_{4a} , B_{4b} を合して) 少なくとも 400m に達する。

変質作用は局部的にはやゝ著しく、ある熔岩は暗緑色堅硬岩化している。この現象は特に網代南西の谷中および宇佐美トンネル内で著しく、また同所ではこれに加うるに温泉作用・風化作用の影響もあつて、白色乃至褐色の土壌化した部分が少くない。この上に直接に新鮮な多賀火山熔岩がのつている露出も見出される。網代—宇佐美間の海岸では第14図にも示すように、多賀火山および宇佐美火山熔岩が明瞭に網代玄武岩類の層面を切つて流れている。また前述した網代玄武岩類の受けた地塊運動は多賀火山熔岩には及んでいない。したがつてこの運動ならびに上述の変質作用・風化作用は多賀火山噴出前一恐らく鮮新世末か第四紀の始め—に行われたものに相違ない。

網代町背後の崖には B_{4b} に属する多孔質の熔岩が露出するが、この南東の海岸では第14図に示す如く B_{4a} の熔岩が岩滓・凝灰岩・岩滓集塊岩と互層する。この熔岩および岩脈には無斑晶もしくは斑晶の極く少ないものが多い。熔岩の多くは3~5mの厚さを有し、その上部に岩滓質部を欠くことがあり、この場合には一見岩脈・岩床の如き印象を受けるが、後者には必ず両盤に幅1cm位の急冷周縁相(Chilled margin)を伴っているから注意すれば混同されることはない。網代に近い部分の岩脈は概して幅が狭かつ無斑晶岩が多く、南方のものは幅広く斑状のかんらん石普通輝石玄武岩(B_{4b} に属する)である。この南方地域(トンネルの附近)に複合

岩脈および複合熔岩流が存在する(58頁参照)。

宇佐美北東の海岸に露出する網代玄武岩類は一つの断層で境されて2地塊に分れている(第14図最下段)。断層北側では暗緑色堅硬な玄武岩・安山岩(B_{4a})の熔岩が凝灰角礫岩とやゝ不規則に互層する。この一番下層準を代表する所(南側の断層に接する部分)には2枚の厚い熔岩が存在するが、これ等は網代玄武岩類の中で最も酸性な岩石(普通輝石紫蘇輝石安山岩で上のはかんらん石を含む)である。この地塊の北部には2本の岩脈があり、これ等はB_{4a}に属する。この地塊では南側の断層に近づくると地層が著しくもめてくる。断層の南側地塊を作るものは凝灰岩・黒色岩滓の美しく成層したもので、岩滓は極めて塩基性の玄武岩(斑晶かんらん石・普通輝石が多い)(B_{4b})より成る。

両地塊を境する断層面は露出しないが、その面はほぼ垂直らしい。

網代の南西の沢および宇佐美北西方に露出するものは主としてB_{4b}に属する暗緑色玄武岩の熔岩および同質の凝灰角礫岩で、特に後者は赤褐色に変質していることが多い。岩石中には斑晶として約5mm位の円形の普通輝石およびかんらん石(多くは赤褐色)が多く含まれる。

宇佐美トンネルでは南口から640mまで湯ヶ島層群が露出するが、この地点以北は暗緑色堅硬な玄武岩熔岩(主にB_{4a}時にB_{4b})より成りほとんど火山碎屑岩を産しない。両者の境は断層である。岩石は温泉作用を受けて分解した部分が多く、石膏の細脈が網状に貫いているものもある。本トンネル掘進中地熱が高くて作業に困難を生じたのは、この分解生成物中の硫化鉄の酸化熱によるとも解釈されている。北口から702mの附近には東西方向の断層(西はほぼ垂直)数本が見られた。

初島の北西端にはB_{4a}に属する無斑晶玄武岩が露出し著しい流理構造を示しつつゆるく北西に傾斜している。この熔岩は網代南西に出るものと岩質が類似している。

岩石の記載 本岩層を構成する岩石は大部分ピジョン輝石質岩系に属し、そのあるものは当地域内で最も基性な岩型を代表している。本岩層中で最も酸性な岩石は57頁に述べた普通輝石紫蘇輝石安山岩(安山岩としては中性の成分)で、これから前述の基性岩まであらゆる中間の成分のものが見られる。

B₁b に属するものはかんらん石普通輝石玄武岩で IVb→c 型のものと IVc 型のものとがあり、前者が最も基性な成分を代表している(その一つでは SiO₂=45.67)。常に斑晶として灰長石・普通輝石・かんらん石の3者が存在し、ある場合にはかなり多量である。石基は通常細粒乃至中粒で多少の褐色ガラスを含むこともあり、典型的な Intergranular 組織を示すことが多い。

上の IVc 型中に紫蘇輝石斑晶が現われると Vc 型の玄武岩になる(第11表の A の分析値はこの種の玄武岩の成分を代表する)。これが B₁a の最も基性な代表者である。所が紫蘇輝石斑晶が増すにつれてかんらん石斑晶は次第に減少し、ついに消失するかあるいは稀に残存鉱物として含まれる程度になり、これにつれて石基の成分も漸次酸性になり、中性の Vc 型安山岩に移化する。斜長石斑晶の成分も Vc 型の玄武岩では灰長石—亜灰長石、中性安山岩では亜灰長石—曹灰長石である。Vc 型玄武岩・安山岩の石基は細粒のものから粗粒のものまでであり、また完晶質のものもガラスを含むものもある。B₁a に密接に伴って無斑晶岩を産する。この種の岩石は稀に含まれる斑晶の性質からまたは岩石の化学成分から判断しても、Vc 型から斑晶を取去つた如き岩型を代表している(第11表の C にも示す如く、SiO₂ が 55~56%位である)。これ等は中粒 Intergranular 組織のものから、極度に細粒緻密なものまでである。概して磁鉄鉱細粒を多量に含む傾向があるが、これは化学分析値にも現われている(第11表の C)。

以上の他に Vd→c 型および Vd 型の安山岩が少量産する。これ等は石基の鉱物組合せ以外の点では Vc 型安山岩と大差ない。Vd→c 型安山岩のあるものには火山岩としては異常に粗粒な石基のものもある。

岩石のあるものは多少の変質を受けているが、他のものは完全に新鮮である。変質を受けているものでもかんらん石の全部もしくは一部が緑泥石・炭酸塩鉱物・滑石様鉱物に変化しているのみで、輝石・長石が侵されていることは稀である。石基にも多少の緑泥石を生じていることがある。

複合熔岩流および複合岩脈 複合岩脈は網代南東海岸立岩附近(第14図参照)に見られる(第16図)。この岩脈では両側周縁部の幅 10~20cm の部分および枝脈の部分で緻密な無斑晶岩(ごく少量の斑晶を含む)より成り、内部の幅広い部分がやゝ多孔質の斑状岩(斜長石・かんらん石・普通輝石の斑晶を多量に含む)より成る。無斑晶部と斑状部

との境には急冷周縁部 (Chilled margin) が無く、両者はやゝ急激に漸移する。

複合熔岩流はこの岩脈のすぐ北に見られる。この場合には単一熔岩層の下部 30 cm 乃至 1 m の厚さの部分 (熔岩層の約 $\frac{1}{4}$ の厚さに当る) が板状節理の発達した無斑晶岩より成り、その上部がやゝ多孔質の斑状岩より成る。両部の境には岩滓層もまた急冷周縁相もなく、単に両部がやゝ明瞭な線で境されているか、もしくはごく狭い帯の中で漸移するかに過ぎない。

複合熔岩流は既に W. Q. Kennedy (1931) によつて Scotland から報告され、その生成機構も詳しく説明されている。綱代のもも Scotland の例と全く同様な性質を示しており、その生成機構も同じと考えて差支えない。すなわち地下において無斑晶岩漿と斑晶に富んだ岩漿とが共存しており、前者が先に後者が後から同じ通路を通つてしかも両者は全く相ついで上昇して来た。岩脈はこの通路の部分に相当し、最初に上昇した無斑晶岩漿が周縁部および枝脈を形成し、後の斑状岩漿はこの通路の中央部を充し、かつ両者の間には急冷接触が起らなかつた。この順序のまま地表に流出すれば無斑晶岩漿は常に斑状岩漿の最前線をなして流れるから、断面では後者の下層に敷かれた形をとる。しかして無斑晶岩漿と斑状岩漿との境は常に液体の接触面であり一度も空気に露出することはないから、従つて岩滓層も急冷相も形成されない。

世界中の他の例を見ても常に無斑晶岩漿が先立つて上昇していることは極めて重要なことである。この事実から結論されることは、地下の岩漿溜内において早期に晶出した結晶 (綱代の場合には灰長石—亜灰長石・かんらん石・普通輝石・紫蘇輝石) が下部に沈降し、上部に無斑晶岩漿その下に斑状岩漿が相接して存在するような状態となり、これが上位のものから順次に上昇するに至つたと解釈される。¹⁾ もしそうだとすれば単一の複合熔岩流において、上部の斑状岩の石基の部分と下部の無斑晶岩とはほぼ同一化学成分であつて良い筈である。これは第11表の分析値に明らかにされている。本表のAは第14図上から2段目の図最右端の複合熔岩 (トンネル上縁) の斑状部の総化学成分、Bは同岩の石基成分計算値 (Kuno, 1933b)、Cは上と同じ図の右から3番目の複合熔岩 (複合岩脈に接するもの) の無斑晶部の成分である。これでは同一熔岩流の上下部を比較したことにならないが、BとCとは概略一致している。D, E, F は後述の丹下那における畑玄武岩類中に発見された複合熔岩流のそれぞれ上部斑状部の総

1) 同様な解釋は筆者とは獨立にハワイの熔岩についてなされている (Macdonald, 1944)。

第11表 複合熔岩流各部の化学成分

	A	B	C	D	E	F
SiO ₂	51.10	53.4	56.62	50.37	52.2	52.80
Al ₂ O ₃	18.90	14.4	15.49	19.07	14.7	14.60
Fe ₂ O ₃	3.56	5.1	4.58	2.25	3.2	4.30
FeO	6.52	8.4	7.09	8.66	11.6	9.64
MgO	5.03	5.7	3.00	4.19	4.7	4.16
CaO	10.80	8.9	7.33	11.30	9.4	8.75
Na ₂ O	2.14	2.4	2.95	1.96	2.2	2.28
K ₂ O	0.32	0.4	0.55	0.32	0.4	0.47
H ₂ O+	0.50	—	0.35	0.30	—	0.51
H ₂ O—	0.28	—	0.72	0.27	—	0.60
TiO ₂	0.83	1.1	0.96	1.01	1.5	1.40
P ₂ O ₅	0.13	0.2	0.08	0.08	0.1	0.08
MnO	0.13	—	0.22	0.21	—	0.22
Total	100.24	100.0	99.94	99.99	100.0	99.81

分析者 田中專三郎

- A 紫蘇輝石普通輝石かんらん石玄武岩(Vc型) (51227)。網代玄武岩類(B_{4a})の複合熔岩流斑状部。網代南東立岩。
- B 同上 石基成分計算値。
- C 無斑晶安山岩(斜長石・紫蘇輝岩斑晶を少量含む) (HK 31041419)。網代玄武岩類(B_{4a})の複合熔岩流無斑晶部。網代南東立岩。
- D 含紫蘇輝石普通輝石かんらん石玄武岩(Vc型) (HK 37112107b)。畑玄武岩類(B₅)の複合熔岩流の斑状部。下丹那。
- E 同上 石基成分計算値。
- F 無斑晶玄武岩(HK 31082204b)。Dの熔岩の無斑晶部。

化学成分, 同石基計算値, 下部無斑晶部の成分を表わす。これでは全く同一熔岩から得られた標本について比較することができるが, EとFは極めて良く一致する。

15. 畑玄武岩類(B₅)

丹那盆地の東縁ならびに盆地直下の丹那トンネル内から紡錘形火山礫の出ることは以前から注意されており, この事実から盆地を噴火口跡と考える学者も出た位である。しかし火山礫は第四紀火山岩の下位に不整合に横切る所の畑玄武岩類中に含まれるものであることが判明したので, この産出と現在の盆地地形とを関係づけることは

できなくなつた。

如玄武岩類の標式的露出地は上述の盆地東縁畑の背後をなす斜面下半部である。同一岩層は図幅西縁の下丹那以西の地にも小規模に分布する。また丹那トンネル中央部には広く現出している。

構成物質は褐紫色乃至赤褐色の岩滓・赤黄色火山礫凝灰岩・凝灰岩・熔岩(厚さ数m以下)より成り、これ等は通常規則的に成層する。複合熔岩流も見出されている。特に褐紫色岩滓および岩滓質熔岩は本岩層の特長的構成要素であつて、これに伴つて火山弾(長径 60cm に達するものがある)を産し、そのような部分は岩滓集塊岩と名づけてよい。全体として見れば熔岩は火山碎屑岩に比して量かはるかに劣つている。

岩石はかんらん石玄武岩から普通輝石紫蘇輝石安山岩(基性安山岩)まで各種の成分のものを含んでおり、かんらん石玄武岩のあるものは北伊豆・箱根地方を通じて最も基性な岩型を代表している。

丹那トンネル内および盆地東縁の露出を通覧して見ると、本岩層の見られる限りでの最下位の熔岩は紫蘇輝石普通輝石安山岩(時にはかんらん石を含む)であり、その上位に紫蘇輝石普通輝石かんらん石玄武岩が、最上位に紫蘇輝石を含まない普通輝石かんらん石玄武岩およびかんらん石玄武岩が来る。

以上の如き熔岩の噴出順序・構成物質一特に岩滓の多い点や岩滓集塊岩・複合熔岩流を産する点一および岩石の顕微鏡性質等は既述の網代玄武岩類と類似する所が多い。恐らく岩漿の性質・噴火様式等も両者互に類似したものであろう。しかし如玄武岩類の岩石は一般に新鮮で網代玄武岩類における如き変質を受けていない。

岩石学的には網代玄武岩類よりも多賀火山熔岩中の基性岩に類似した点が多く、両者の区別は容易でない。野外では岩層の構造、岩滓の伴い方等からかうじて区別される。

本岩層は丹那盆地東縁からトンネル内に亘る部分が最も厚く、層厚少くとも 500 m に達する。こゝから東方に行くと急激に尖滅し、また盆地西方に行けば次第に薄くなり、下丹那の西(図幅西縁よりわずかに西方)では熱海凝灰岩(Ti)と多賀火山熔岩(TV)との間に薄く介在するに過ぎなくなる。

岩脈は概して少く、盆地東縁で二、三のもの(走向北 30° 西垂直)が見られる。上述の層厚の変化と岩脈の分布から判断して、噴出の中心は恐らく丹那盆地附近乃至その

や、東寄りに存在していたのであろう。

丹那盆地直下およびそれ以东では岩層は北・北西または西に 20° 乃至 40° 傾斜する。断層は全地域に亘つて見られるが、特に盆地東縁をかぎる南北性の断層が著しい。これ等の断層のかなり多くは多賀火山噴出後に活動したもので、特に盆地東縁の断層は1930年の北伊豆地震の際にも動いている。

本岩層の基底は本図幅地域内およびトンネル内では見出されていない。しかし本図幅の西縁下丹那のわずか西方(沼津図幅内)では、熱海凝灰岩(T_1)の表面を切つた凹凸ある浸蝕面上に本岩層がのつていることが分布上から判断される。

上位の下丹那頁岩および多賀火山熔岩(TV_1)との間も明瞭な不整合である(64頁および70頁参照)。構造的に見ても畑玄武岩類の受けた地殻変動は多賀火山熔岩には見られない。

下丹那頁岩の時代は後述の如く最古期更新世とされている。故に本玄武岩類の時代は新期鮮新世から新期中新世の間ということになる。各種の資料を総合してその時代を暫定的に新期鮮新世として置いた。

津屋弘達(1937, 247頁)は本玄武岩類の時代を古期更新世とした。その理由は下丹那頁岩層中に本玄武岩類に類似した岩石が本質抛造物として含まれており、したがつて両層は同時代と考える点にある。筆者はかくの如き玄武岩質の本質抛造物を見ていない。筆者の見た限りでは頁岩中に含まれる畑玄武岩類の破片は後述の如く浸蝕作用の間に漂流して来たものであるから、少なくとも畑玄武岩類は下丹那頁岩よりも時代的に古いものである。たゞしその地質時代が新期鮮新世か古期更新世であるかは畑玄武岩類そのものから化石の出ない限り決定し得ない筈である。

盆地東縁畑の背後の斜面では赤黄色の火山礫凝灰岩が整然とした成層面を示して露出し、一様に北西に 30° ~ 40° 傾斜する。この間に介在する熔岩には斑晶の少ない灰色乃至青黒色の玄武岩もあるが、特に最上位(多賀火山熔岩の直下)には粗粒斑晶(斜長石・普通輝石・かんらん石)を多量に含むものがある。どの熔岩も紫蘇輝石を含まない基性玄武岩である。畑の北方滝沢の背後には暗紫色無斑晶熔岩に伴つて岩滓・火山礫を産する。

丹那トンネル内では東口から約2,000~2,450mの間・2,750~3,900mの間および4,500m以西の3区域に畑玄武岩類が露出する。岩相は地表におけるものと同

様で、赤紫—褐紫色岩滓・黄色火山礫凝灰岩が目立つ。前者中には火山弾を産する。下位岩層との関係を示す地点は筆者が調査を開始した時は既にコンクリート壁で覆われて了っていたので観察し得なかつた。

東口から2,000~2,450mの間および2,750~3,250mの間に出る熔岩は紫蘇輝石普通輝石安山岩(かんらん石を含むものもある)であり、その上位に当る部分の3,250~3,500m間には紫蘇輝石・普通輝石・かんらん石玄武岩が出る。既述の如くこの直上地表面には紫蘇輝石を含まない玄武岩のみが露出するから、後者が本岩層の最上層準を代表することになる。2,700~3,500m間で岩層は約40°の角度で北または北西に傾く。3,500mには著しい断層がある(92頁参照)。この断層以西のトンネル内に現出する熔岩は紫蘇輝石を含まない玄武岩のみで、そのあるものは地表で畑の背後に出る熔岩と全く同一物である。すなわちこれ等は3,500m以東の熔岩の上層準に当る。3,500mの断層に接した所では岩層は西に40°傾斜するが、西に行くにつれて10°にまで変化し、3,900mの一寸手前で急に褶曲して今度は南東に50°傾斜するようになる。この向斜の西翼が浸蝕面で切れられ、その上に多賀火山熔岩(TV₄)がのつている(第19図参照)。この褶曲構造はこのすぐ西の多賀火山熔岩下にかくれてあるかも知れない断層(または4,200mの丹那断層の前身)による局部的な引つり褶曲(Drag folding)の疑いもある。

岩石の記載 岩石はビジオン輝石質岩系に属するもののみで、その成分も極めて基性な玄武岩($\text{SiO}_2=48.10$)から基性安山岩までの比較的狭い範囲を占めている。

本岩層の最下位を代表する熔岩はVc型の安山岩で、かんらん石を有するものも少なくない。石基は中粒乃至細粒で多くは完晶質である。その上位に来るものはVc型の玄武岩(第11表のD)で常にかんらん石を含む。石基の組織・粒度は前者と大差ないが、その成分は前者より基性である。最上位を占めるものはIIIb→c型・IVb→c型・IIIc型・IVc型に属する最も基性な玄武岩である。石基は粗粒 Subophitic 組織のものから中粒 Intergranular 組織のもの乃至は細粒緻密なものまでであり、多くは完晶質乃至ほとんど完晶質である。

玄武岩のあるものはほとんど無斑晶に近いものもある。このような岩石は下丹那における複合熔岩流の下部層として(第11表の分析値F参照)または単独の熔岩として産する。

岩石は一般に極めて新鮮で、かんらん石の周囲が酸化鉄に色どられている程度のこととは稀ではないが、該鉱物が緑泥石化している場合は二、三の例に見られるに過ぎない。

IV 地 質

その2 箱根火山以前の第四紀火山および堆積物

1. 下丹那頁岩(SS)

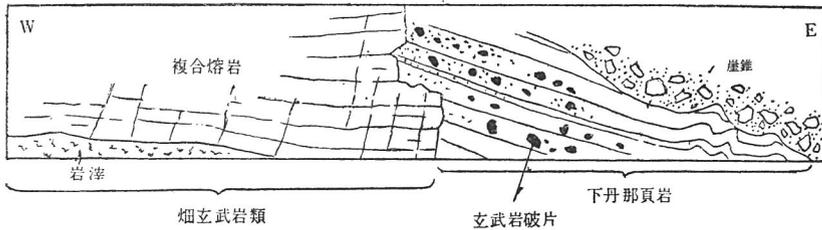
下丹那西方自動車道路に灰色乃至黄色の頁岩が露出する。その分布は限られているが、畑玄武岩類および多賀火山熔岩の時代を限定する水成岩層として重要な意味をもつ。頁岩中には白色軽石および火山礫の層が介在する。軽石は津屋(1931, 361頁)によれば普通輝石・紫蘇輝石・緑色角閃石・石英・曹灰長石等の斑晶を含む石英安山岩であり、これがこの頁岩堆積当時に噴出された岩漿の性質を代表している。

頁岩中には木片、木ノ葉、珪藻等を含み、恐らく湖底堆積物であろう。本層の分布は図幅西縁の僅か西方で終っており、層厚も50mを著しく越えることは無いと考えられる。

この位置の直下に当る丹那トンネル内でも西口から2,150mの地点附近に下丹那頁岩の続きと考えられる凝灰質頁岩・砂岩および火山碎屑岩層が露出する(Tsuya: 1937, p.245)。こゝでも木ノ葉および珪藻を含む。

本層は局部的な轉位を受けている。下丹那では地層は東に40度、その西では東に20度傾斜するが、局部的にさらに急傾斜を示す所もある。丹那トンネル内でも地層は直立に近い所がある。

畑玄武岩類との間の不整合を示す露出は下丹那西方自動車道路北側で見られる(本図幅の西縁より僅か西寄り、沼津図幅内)。こゝでは第17図に示す如く、畑玄武岩類に属する玄武岩の複合熔岩を切つた急な面上に、急傾斜をした下丹那頁岩(軽石層を含む)が堆積している。頁岩が熔岩に近づくにつれて頁岩中に玄武岩の破片(下に接する玄武岩以外の岩種が多いが、これ等はどれも畑玄武岩類に特長的な岩種である)が次第に多量に含まれるようになり、一部では玄武岩質岩滓のみより成る薄層をさえ形



第17圖 下丹那西方道路における畑玄武岩類と下丹那頁岩との不整合。
頁岩は熔岩に接する附近で多量の玄武岩破片および同岩滓を含み、東
方では局部的にもめている。

成するようになる。以上の関係から畑玄武岩類の噴出終了後これに浸蝕が働き、その凹所に頁岩の堆積が行われ、基盤の玄武岩類の岩層がこの堆積湖盆中に流れ込んで来たものと解釈される。

多賀火山熔岩(TV₆)が下丹那頁岩を覆っていることはその分布上から判断される。しかして両者の関係も不整合らしい。なんととなれば頁岩層に見られる局部的に地層が直立している程の変動はこの附近の多賀火山熔岩には見られないからである。

津屋(1937, p.243—245)は下丹那頁岩をその岩質(特に火山噴出物の岩質)および上下岩層との関係の類似から宇佐美火山西南麓に分布する大野層と対比した。しかして大野層は同所近くに発達する城層(最古期更新世)の上部を代表しているから、下丹那頁岩の時代も古期更新世であろうとした。

大野層と下丹那頁岩とは露出地が12kmもはなれており、その対比も決定的なものとはいえないが、現在の所津屋の対比に反対すべき理由はない。

2. 宇佐美火山(UV)

宇佐美村一伊東市間の西方山地を構成する成層火山に対して津屋(1937, p.264)は宇佐美火山の名を與えた。この火山は本図幅最南部の小区域を占めているに過ぎないが、本図幅内第四紀火山中最古のもので、最古期更新世の城層群を覆っているから、第四紀の初期に噴出した火山である。宇佐美村西方龜石峠から南方に向つて走る主尾根は、図幅の南限を少しはずれた所から次第に東方に彎曲し、宇佐美村南方伊東市との中間にのびて海に没する。この半円形の主尾根が宇佐美火山旧火口壁の開析されて後退したものを代表している。しかしこの中心に当る宇佐美附近には現在火口の中心であつたことを示す何らの証跡も残っていない。たと前述の如き半円形の尾根の存在

と、その内側および外側に露出する火山岩層の傾斜が大体前述の中心から外方に向つている事実からこの火口位置が推定されるに過ぎない。

この主尾根の南西側では本火山の噴出物より成る斜面が長く裾野を引いて大見位の谷にまでおよんでいる。主尾根西方の龜石峠—長者ヶ原附近ではこの斜面の上を多賀火山熔岩が覆っている。南方の宇佐美—伊東間の山地では浸蝕が著しく進んで火山斜面の形態を示していない。宇佐美の北部にも本火山の熔岩が小区域に分布する。こゝでは熔岩は3枚以上存在し、碎屑岩を伴わず、南東に傾斜する。

宇佐美火山は輝石安山岩(基性安山岩乃至中性安山岩)の熔岩および凝灰角礫岩より成る成層火山である。熔岩は数mから時には数十mの厚さを有する。火山碎屑岩と熔岩との量はほぼ相等しい。噴出物全体の厚さは300mを越えることはない。岩脈はほとんど見出されない。熔岩の中でも最も特長がありかつ最も広く分布するもの¹⁾は灰色やゝ緻密な岩石で、小形の輝石斑晶の外に径1~3cmの灰長石巨晶を含むものである。他の熔岩も概して新鮮で灰色を呈するが、宇佐美南西方斜面で本火山熔岩の最下位を占める熔岩はやゝ変質して暗緑色を呈し、またその北隣り龜石峠道の南方で前者のすぐ上位に来る斑晶に乏しい熔岩はやゝ酸化して紫褐色を呈する。

下位の第三紀火山岩類との関係は常に不整合である。網代玄武岩類(B_{4b})との直接の接触点は宇佐美北東海岸の崖(自動車道の下)で見られる(第14図最下段左方)。こゝではB_{4b}の岩滓層を切つて形成された浸蝕面上に宇佐美火山熔岩がのつている。両者の走向傾斜には著しい差異がない。阿原田安山岩類(A₄)および湯ヶ島層群(Y)との接触点の一つも見られない。しかしこれ等岩石は常に著しく変質して暗緑色を呈し、もしくは温泉作用を受けて粘土化しているが、その直ぐ上位の宇佐美火山熔岩ははるかに新鮮であるから、これ等の間に時代的間隙のある事は明らかである。

宇佐美火山熔岩は図幅南西隅南方約4kmの城附近において城層群(最古期更新世)を覆っていることは津屋(1937, p.265)によつて報告されている。

上位の多賀火山熔岩および巢雲山火山噴出物との関係はそれぞれの項で記載する。

岩石の記載 熔岩の大部分はかんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩でVc型に属するものとVd型のものと相半ばして現出する。時にかんらん石斑晶を欠くものもある。

1) 図幅内では宇佐美北方の山地を作るのみであるが、図幅外では主尾根の南西部—南部およびその外側にかけて広く分布する。

これ等は大体基性乃至中性の安山岩で、津屋 (1937, p. 267) の発表した化学分析値を見ても SiO_2 は50.57から62.70に亘っている。他に上述の岩型から斑晶を取去つたような無斑晶岩も産する。

石基は粗粒完晶質のものから細粒乃至潜晶質のものまでであるが、通常は中粒完晶質である。最も普通に見られる石基では、長柱状斜長石がやゝ流状配列を示し、その間に細粒輝石・磁鉄鉱が存在する。

変質作用は著しくなく、時にかんらん石が一部または全部変化している程度で、輝石長石まで侵されている場合はほとんど無い。

本火山熔岩の多くのものに灰長石巨斑晶が含まれていることは既に述べたが、これに伴つて灰長石・かんらん石集合体 (Allivalite) をも産することがある。時には両鉱物が一つの中心から放射状に結晶し、または帯状構造を示して一種の球状体 (径最大 5 cm) を形成することがある。

3. 多 賀 火 山 (TV₁—TV₆)

総 説 熱海西方から宇佐美西方までの山地を構成する多賀火山は、他の第四紀火山に比較して緩傾斜の成層火山である。主な噴出中心は大体現在の上多賀附近乃至熱海市南東の海中にあつたものと考えられる。山体は主として玄武岩乃至基性安山岩の流動性に富んだ熔岩より成り、この間にこれよりやゝ少量の火山碎屑岩層が介在する。

熱海西方の玄岳 (799.1 m) から真南にのび山仗峠に至つて東方に彎曲し、さらに北東に彎曲して網代附近に至る半円形の尾根が、多賀火山旧火口壁の開析され拡大されたものを代表している。この尾根の外側にはあまり開析の進まない緩斜面が保存されており (第3・4図)、内側には壯年期に開析された急斜面が海に望んでいる。

火山体の東半部は地殻変動および浸蝕作用によつて現在では海中に去つている。故に本火山の構造・地史に関する消息は現存する西半部から読み取りうるに過ぎない。

上述の半円形尾根の外側斜面は傾斜10度が普通で、斜面上部に至つて20度に達する。熔岩層はこの斜面と平行して露出し、前述の推定火口の位置を中心に外方に傾斜する。この西部斜面の中央を南北に横ぎつて丹那断層が存在し、東面する断層崖を形成している。この斜面の北限および南限はそれぞれ湯河原火山・宇佐美火山の斜面

と接し、地形だけからそれ等の境を引くことは不可能である。

半圓形尾根の内側急斜面には熔岩および凝灰岩の層が一見水平に露出し、熔岩層の形成する横に断続した急崖の列と、その上下に存在する凝灰岩の作る緩斜面とが交互に発達し、成層火山の火口壁に特有な階段状地形を呈する。

この内側斜面に露出する噴出物の層は噴出中心から外方に向つて傾斜するのが普通であるが、上多賀附近から熱海西方地区にかけては東方乃至南東方に向つて20—30度傾くことが珍しくない。

火山体を構成する噴出物は時期を異にする6岩層(TV₁—TV₆)に区別される。それ等の間には岩相および構成岩石の鏡下での性質においても区別が認められる。たゞし上下岩層の間には明瞭な境の引けることもあり、また互に漸移する如く見えることもある。

これ等噴出物層の基盤をなす第三紀岩は諸所に露出しているが、この基底から本火山最上部までの噴出物の全層厚約500mと推定される。

本火山の活動はまず安山岩質岩漿によつて引起された激的な爆発で始まつた(その堆積物がTV₁)。この時の噴火口は現在の熱海南東魚見岬附近であつた。つゞいてここより西方および北西方寄りの地点で活動が起り前者では安山岩質熔岩・集塊岩を堆積せしめ(TV₂)、後者では安山岩熔岩のみを流出した(TV₃)。前者の一部は湖底に堆積した。つゞいて本火山体の主要部が形成された。この時の噴火口は現在の上多賀東方に位置しており、こゝから多量の熔岩・火山碎屑岩を噴出した(TV₄およびTV₅)。この間に熔岩は普通輝石紫蘇輝石安山岩(TV₄下部)→かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩乃至玄武岩(TV₄上部)→普通輝石かんらん石玄武岩(TV₅)の順に噴出され、規則的な成分変化を見せている¹⁾。最後に上述の主要噴火口に激的な爆発が起り、山体の一部を破壊して火山体表面に飛散堆積せしめた(TV₆)。すなわち本火山の活動は爆発を以つて始まり、爆発を以つて終つている。

下位岩層との関係および地質時代 多賀火山噴出物と第三紀火山岩との間には常に何等かの不整合が存在する。ある場合には両者の間に明瞭に地殻運動の時期の介在が推定されることもあるし、またそうでなくても第三紀岩は熱水作用・温泉作用・風化作用等を受けて変質または分解しているのに、直接上位に存在する多賀火山噴出物は

1) 網代玄武岩類および畑玄武岩類にも同様な噴出順序がたどれた(55頁および61頁参照)。

全く新鮮であることが普通である。また下位岩石の風化の著しいことや、水成岩層の欠除していることから判断して本火山は陸上に噴出したことが明らかである。

本火山の噴出物は宇佐美火山噴出物および下丹那頁岩(古期更新世)を覆っており、また後述の如く箱根火山古期外輪山熔岩(中期更新世)より古いことが判明しているから、その活動は更新世の前半期中に終結したのである。

多賀火山の中心部でその基盤をなすものは湯ヶ島層群(Y)である。本層群との境界面は地質図上でも読みうる如くかなり平坦な浸蝕面であり、両者の接触面も二、三の個所で目撃しうる。どの場所でも湯ヶ島層群の緑色火山礫凝灰岩は境界面に近づくにつれて風化されて黄褐色に変じ、その上にのる多賀火山最下位の安山岩凝灰角礫岩(TV₁)と類似した外観(特に色調)を呈するようになる。両者の間に礫層その他の堆積物を介在することはない。

両者間の不整合面が最も良く観察されるのは熱海市南方赤根岬すぐ南の自動車道路切割(西側)である。こゝでは第18図に示す如く風化した火山礫凝灰岩(Y)は接触面近くでやまぐずれて塊状になっており、この上に黄灰色の成層した凝灰

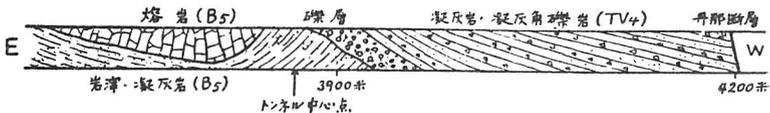


第18図 熱海市南赤根岬南道路切割における湯ヶ島層群(Y)と、多賀火山安山岩凝灰角礫岩(TV₁)および後者と上多賀石英安山岩(D₂)との間の不整合。

岩・凝灰角礫岩(TV₁)がのっている。後者も多少くずれており、その上を石英安山岩熔岩(D₂)が覆っている。TV₁がD₂に接する部分は酸化されて赤色帯を形成する。

熱海市西郊から北西方面にかけて、多賀火山噴出物(TV₁, TV₃, TV₄)が第三紀火山岩(熱海凝灰岩, 相ノ原安山岩類, 天昭山玄武岩類)の上ののっている。両岩層が直接に接する地点は二, 三カ所でしか見られないが(その一つは相ノ原北東自動車道路である(89頁参照)), 両者が数m位の範囲内に露出する地点は諸所に見出される。第三紀岩は常に変質・分解が著しいが, 多賀火山噴出物にはこの現象が全然見られない。

これと全く同様な関係は網代の南西の谷南東斜面において網代玄武岩類とTV₄との間にも見られる。なお前者と多賀火山玄武岩熔岩(TV₅)との間の不整合面は網代南東海岸にも露出するが(第14図), こゝでは両岩層が小角度の斜交不整合を示している。また43頁にも述べた如く網代玄武岩類に見られる地塊運動は多賀火山噴出物には影響を與えていない。



第19図 丹那トンネル東口より3,900mの地点(トンネル南壁)における畑玄武岩類(B₅)と、多賀火山後崩安山岩熔岩(TV₄)に属する火山砕屑岩との間の不整合。

この種の地塊運動はまた畑玄武岩類(B₅)をも轉位せしめているが, 多賀火山噴出物にはおよんでいない。この関係は丹那盆地東側の斜面および丹那トンネル内で見られるが, 特にトンネル内(東口から3,900mの地点)では第19図に示す如き露出が見出された(63頁参照)。すなわちB₅の熔岩および岩滓は褶曲を示し, その西翼が不整合面に切れ, その面上に直接に礫層がのりその上に多賀火山の凝灰岩・凝灰角礫岩等が重なっている。下丹那頁岩(SS)と多賀火山熔岩との間にも不整合関係が推定されることは65頁に述べた。

宇佐美火山噴出物と直接に接する露出は見出されていないが, 網代の南西の谷の上流や龜石峠南地域における分布上から上下関係には疑問の余地がない。両者

間における岩層の走向傾斜の差異は認められない。

多賀火山より新しい岩石との関係はそれぞれの項で記述する。

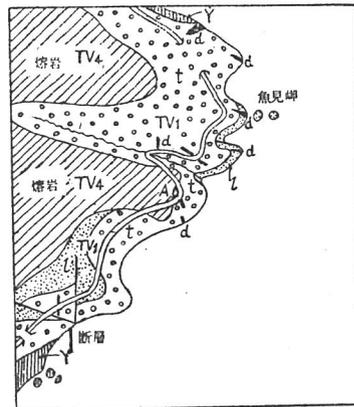
安山岩凝灰角礫岩(TV₁) 熱海市に遊ぶものは必ず同市南縁魚見岬附近の景勝地を訪ずれ、そこに数十mの絶壁が海岸からつき立っているのを見るであろう。この絶壁には黄灰色の粗粒凝灰角礫岩および少量の同色凝灰岩・熔岩等が複雑な構造を呈して露出する。これ等は多賀火山活動の最初の爆発的噴火による噴出物(TV₁)で、この噴火は基性安山岩岩漿の活動によって引き起されたものである。

TV₁の主体をなす凝灰角礫岩は各種の安山岩の角ばった破片を含む。破片は最大径1mにも達し、そのあるものはTV₁に伴う熔岩と同質のものすなわち類質火山岩塊であるが、他に多量の無斑晶安山岩(異質火山岩塊)も存在する。後者は岩質および板状節理に富む点等から考えて網代玄武岩類(B_{4a})に普通な熔岩から由来したものらしい。このように異質火山岩塊を多量に含むことは、本期の活動が全く新しい道を基盤岩中に切開いたことを示すものであろう。

魚見岬で見られる如く、凝灰角礫岩の粒度およびその中の岩塊の密度等は極めて不均一である。

凝灰角礫岩中の岩塊が量を減じ基地をなす粗粒凝灰岩が主体となつて来ると始めて明瞭な成層構造を示すようになる。ある場所では灰色緻密安山岩の類質火山礫のみの集合体が見られ、この中に径2cm位の灰長石結晶を産する。

魚見岬附近では上述の碎屑岩類の上下に普通輝石紫蘇輝石安山岩の熔岩が存在する(第20図)。下位のものゝ魚見岬突端の汀に露出するもので、熔岩は破碎され、無数の大小様々な岩塊とそれ等を膠結する同一物質の細粉基地とより成り、一見火山角礫岩の外観を呈する。これは熔岩がほとんど固結した後に自身の運動によつて破碎され



第20図 熱海市南魚見岬附近地質見取図
Y—湯ヶ島層群, TV₁—多賀火山安山岩凝灰角礫岩(1—熔岩, t—凝灰角礫岩, d—岩脈), TV₄—多賀火山後期安山岩熔岩, Aは第21図のスケッチの地点。

たもので、Autobrecciated lava と呼ぶべきものである。

上位の熔岩は上述の地点の南方 400m 附近の道路に露出し(第20図)厚さ20~10m である。その下部はいつの間にか灰色岩滓質凝灰岩に移化し、さらに普通の黄灰色粗粒凝灰岩に変化する。

魚見岬附近では以上の岩石を貫いて数本の岩脈が見られ(第20図)、大多数は走向北西-南東で垂直である。多くのものはその岩質が熔岩と同一であり、かつそのあるものは後述の如く(第21図および72頁参照)多賀火山後期安山岩熔岩(TV₄)に不整合に覆われているから、これ等の貫入はTV₁の堆積とほとんど同時期であろう。

安山岩凝灰角礫岩は魚見岬附近で最大の厚さ(海上露出部だけで100m)を示し、その南北で薄くなる。南方では網代町の西郊にまでおよんでいる。碎屑岩の粒度も魚見岬附近が最大であり、かつこの附近で熔岩および岩脈を伴うから、本岩層を堆積せしめた噴火の中心もこの附近に存在していたのであろう。

本岩層は熱海市一網代間の多賀火山熔岩分布地域全般に亘つてその基部に露出し、地質図上で見られる如く全体としては大体水平な層をなす。層面の見られる部分では通常10度位の角度で西または東に傾く。魚見岬附近では一般に20度位西に傾き、局部的には40度の傾斜を示すが、これは局部的な轉位のためとまた一部には堆積当地の異常傾斜によるものであろう。

魚見岬附近には小規模の断層が数本見られる。

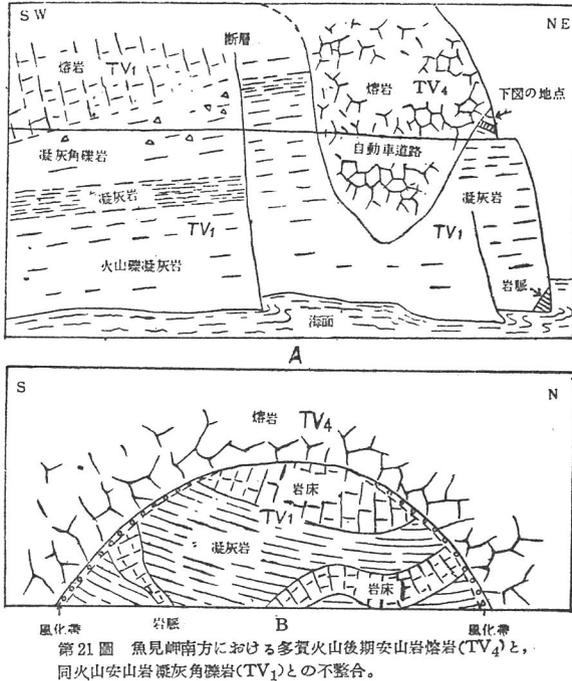
下位の岩層として本凝灰角礫岩に接するものは湯ヶ島層群(Y)・熱海凝灰岩(T₁)・網代玄武岩類(B_{4a})であるが、これについては既に68~70頁に述べた。

多賀火山の他の噴出物(TV₂, TV₃, TV₄)との関係は大体において整合である。たゞし後期安山岩熔岩(TV₄)との間には局部的な浸蝕不整合が見られる。詳細なデータは次の如くである。

安山岩集塊岩(TV₂)とTV₁との境は下多賀南西山の鼻南側川岸に露出する。TV₁は異質火山角礫岩(緻密な無斑晶安山岩の角礫を多量に含みTV₁に特有な岩相を示す)・岩滓・凝灰岩等の互層より成り、西方に10度傾く。この最上位に凝灰岩があり、その表面が焼けて赤色帯を作つている上に全く整合的にTV₂に属する安山岩熔岩がのる。TV₂の熔岩は間に凝灰岩をはさんで上下2枚あり、多少多

孔質でやゝ風化している。TV₁はこの露出のやゝ西方で湯ヶ島層群の上ののりから極く薄いものである。

前期安山岩熔岩 (TV₃) と TV₁ との関係は熱海市西縁の山腹における分布上からその上下関係が決定されるのみである。



第21図 魚見岬南方における多賀火山後期安山岩熔岩(TV₄)と、同火山安山岩凝灰角礫岩(TV₁)との不整合。

後期安山岩熔岩 (TV₄) と TV₁ との関係を地質図上で読めば両者は大体整合的に重なっていることが判る。しかし魚見岬南方約 300m の道路曲角では (第20図の A 点) 第21図 A に示す如く、TV₁ をえぐった急な谷中を TV₄ の最下位の安山岩熔岩 (Autobrecciated lava) がうずめている状態が見られる。この東縁では TV₁ の粗粒凝灰岩を 2 本の岩床と 1 本の岩脈が貫き、これ等を切った急傾斜の面の上に TV₄ が接している (第21図 B)。この境界面に接した所の TV₁ の表面にはやゝ角のとれた礫を含む風化帯 (1~3 cm) が発達し、上位の熔岩のため焼けて多少紫色を呈する。

TV₁ の堆積後 TV₄ の熔岩が流れるまでの間には TV₂・TV₃ の噴出期があつた

のであるから、この期間に局部的に働いた浸蝕作用がTV₁中に谷を刻んだために上述の如き接触関係を生じたのであろう。

安山岩集塊岩(TV₂) 上多賀および下多賀の西方の中流から上流にかけて褐色火山礫凝灰岩を基地とする類質乃至本質凝灰角礫岩および凝灰集塊岩が分布する。これ等の間に介在して少量の暗緑色安山岩・玄武岩の熔岩および一部には灰色頁岩層が存在する。この累層を安山岩集塊岩(TV₂)と呼ぶ。こゝでは他の岩層と区別するために凝灰集塊岩の存在を強調したのであつて、これが主要構成岩であるという訳ではない。

火山碎屑岩の基地を構成するものは、多少岩滓質の本質火山礫の膠結したもので、褐色・黄色・赤色等雑色を呈するのが特長である。この中に0.5 cmに達する普通輝石結晶を多産する。(特に上多賀西方および北西方に多い)。この基地中に散在する本質および類質火山岩塊は後述の熔岩と同岩質のもので、多くは Autopneumatolysisまたは熱水作用を受けて暗緑色化する。本質火山岩塊のあるものが多少円味を帯びかつ岩滓質の殻を被るようになると結局火山礫に移化して行く。

熔岩の多くは多少岩滓質でかつ暗緑色化している。火山礫と同じく普通輝石結晶が目立つ。岩石はかんらん石輝石安山岩を主とし多少の紫蘇輝石普通輝石安山岩および普通輝石かんらん石玄武岩を伴う。

頁岩は下多賀南西地域にのみ見られ、火山碎屑岩の間に介在して20~30mの層をなす。頁岩中にも岩滓・軽石の薄層を有し、また熔岩と同質の火山岩塊を含んでいる。

本岩層の構造は正確に決定し難いが、頁岩その他の成層面を示す部分から判断した所では全体として水平乃至西方に緩斜している。たゞし局部的にはやゝ急傾斜の所もある。

火山碎屑岩を貫く岩脈も多数に存在するが、その大多数は本岩層の堆積とほぼ同時のものらしく、極く一部のものが上位の後期安山岩熔岩(TV₄)に関係したものであろう。これ等岩脈は上多賀西方および北西方の沢の上流に最も多く現出する。

本岩層の厚さは上多賀北西方で最大で約100mに達する。上述の岩脈の分布とも併せ考えると、本岩層をもたらした火山活動の中心は大体现在の上多賀北西約3 kmの地点附近にあつたのであろう。その当時南方には小湖沼が存在し、噴出物の間にこの湖底堆積物が介在する結果となつた。

安山岩集塊岩 (TV₂)が多賀火山の最初の噴出物 (TV₁) の上にくる関係は既に72頁に述べた。同火山前期安山岩熔岩 (TV₃)との接触点は見出されないのでその上下関係は不明である。

上位の後期安山岩熔岩 (TV₄)との被覆関係は多賀西方山伏峠道の中途その他諸所で観察される。両者の間に不整合の証跡は全く存在しない。TV₂の火山碎屑岩の上に直接にTV₄最下位の熔岩がのり、岩相の突然な変化が見られる所もあるし、またTV₂からTV₄へいつの間にか移り変つて了うこともある。

前期安山岩熔岩 (TV₃) 多賀火山の主体を作る熔岩 TV₄ および TV₅の噴出の前に、その主要噴出中心から西および北西に偏した地点から噴出された物質がそれぞれ前述のTV₂とこれから述べるTV₃とである。TV₂は火山碎屑岩を主体としているに反しTV₃は熔岩を主体としている。

またTV₃は多賀火山の他の熔岩とは多少岩質を異にし、Vd型に属するかんらん石輝石安山岩が卓越し、同火山熔岩中最も酸性な成分を有するものの一つである。

熱海市和田からその西方滝地山に至る尾根の南側および北側中腹にはTV₃に属する淡灰乃至青灰色緻密な熔岩(厚さ10m以上)が少なくとも上下2枚露出する。露出不良のため詳細には判らないが、熔岩は火山碎屑岩をほとんど伴わずかつ大体水平に横たわっているらしい。これ等熔岩は大体現在の分布地近くの噴出口からおだやかに流出されたものであろう。

本熔岩は既述の如く安山岩凝灰角礫岩 (TV₁)を覆っている (73頁)。

後期安山岩熔岩 (TV₄)との上下関係は熱海市和田から丹那盆地に越える川沿いの道の上で両者の分布上から決定しうるのみで、直接の接触点は見出されない。

前述の尾根南側山麓ではTV₃の熔岩露出地の下方にTV₄らしい熔岩が露出している。たゞし両者の接触点は見られない。故にTV₃の熔岩の流出前にもTV₄の一部は噴出していたのかも知れない。

後期安山岩熔岩 (TV₄) 以後述べる多賀火山熔岩 (TV₄・TV₅) および火山角礫岩 (TV₆)は本火山の主体をなすもので、これ等は同一火口から四方に流下あるいは抛出されて円錐形の成層火山を形成した。この主要火口の位置は既述の如く現在の上多賀附近であつたらしい。

多賀火山の開析火口壁に当る急斜面の中腹以下を占めて何枚も露出する熔岩は基性

安山岩乃至玄武岩に属し、同じ斜面の上部を占める玄武岩熔岩類とは紫蘇輝石斑晶の有無で区別される。すなわちこの斑晶は後者には全く欠けているが前者にはほとんど常に存在する。前者を後期安山岩熔岩 (TV₄)として一括し、後者を玄武岩熔岩 (TV₅)として記載する。

後期安山岩熔岩は褐色凝灰岩・凝灰角礫岩と互層するが、熔岩に比して碎屑岩の量は少ない。これ等互層の最も厚く発達している上多賀西方では、その全層厚約250 mに達し、熔岩は恐らく上下30枚位は存在するであろう。TV₄は本火山構成単位の中で最大の分布・層厚を有する。

開析火口壁の外側の斜面にも本熔岩の分布は見られるが、特に丹那断層以西ではその大部分が玄武岩熔岩 (TV₅)によって覆われている。

各熔岩の厚さは通常数mで稀に10m以上(魚見岬附近に露出するTV₄の最下位のもの)に達する。塊状熔岩 (Blocky lava) または Autobrecciated lava 等は稀である。各熔岩層が比較的薄くしかも広い分布を示すことから見ても一般に流動性に富んでいられない。岩石は常に新鮮で熱水作用・温泉作用等を受けていない。

TV₄の熔岩を遙望して気付くのはその規則的な噴出順序である。すなわちその最下位にかんらん石をほとんど含まない普通輝石紫蘇輝石安山岩熔岩が2-3枚存在し(魚見岬附近からその西側尾根にかけて分布するものおよび上多賀西方および下多賀西方山伏峠道南側)、その上位に来る熔岩の大部分は上述のものにかんらん石斑晶の加わった岩型である。特にその上位にはかんらん石斑晶のやゝ多い玄武岩が介在する。この玄武岩中には紫蘇輝石斑晶が少なく時にはこれを欠くものもあり、最上位のTV₅への漸移型を代表している。

TV₄の中位の含かんらん石輝石安山岩中には、短柱状乃至円形の大型輝石斑晶(径0.5cm)を多量に含み、長石斑晶の比較的細かい特長ある外観の熔岩が上下2-3枚存在する。網代南西の沢で網代玄武岩類の上に直接のつて来るのはこの熔岩である。

上多賀一玄岳間の地域のTV₄の熔岩は南東に10-30度傾斜することが稀ではない。あたかもカルデラの陥没の場合における如く火山体の中心部が緩かに沈降したかの如き構造を呈する。たゞしこの構造は本火山東半部が海中に陥没してつた地殻運動とも関係あるらしく、直ちにカルデラ式陥没に帰する訳にはいかない。またこの附近に

存在する北西—南東の断層群の運動にも関係しているのであろう。

なお本熔岩層を切る断層については 96 頁に一括して述べる。

後期安山岩熔岩に関係した岩脈は著しく少数で、野外では上多賀北西方の沢の上流に数本認められたに過ぎない。いずれも北西—南東の方向に走る。他に熱海峠南東自動車道路に 1 本見られた。厚さはどれも 3～4 m である。

上位の玄武岩熔岩 (TV₅) との境は下記の如き諸地点で見られるが、両者全く整合的でその間に何等かの時間的間隙の介在した証拠は無い。大抵の場所で TV₄ の最上位にやゝ明瞭な褐色凝灰岩層が存在し、TV₄ と TV₅ との境を示している。すなわち TV₄ の熔岩の流出が終了した後活動力が弱まり、その期間に火山灰のみを噴出し続け、その後再び活動力が回春して TV₅ の熔岩の流出となつたのである。

TV₄ と TV₅ の境をなす凝灰岩層は玄岳東方約 500 m の斜面中腹、山伏峠南東約 500 m の斜面中腹および浮橋北西斜面中腹等で各々数 m ～ 十数 m の厚さを示して露出する。

また網代駅裏から南西の沢を登り浮橋を越える道の中途高度 310 m の地点の川北岸にも成層した褐色本質火山礫凝灰岩乃至凝灰岩が露出する。このすぐ下位には 75 頁に述べた輝石斑晶の大きい熔岩 (TV₄) が、その直接上位には TV₅ の熔岩が出る。後者は凝灰岩を局部的に切つた面の上についでいる。凝灰岩中には光沢のある普通輝石良結晶 (径 0.5～1 cm) ・かんらん石粒・灰長石板状結晶 (0.5～1 cm) 等を多量に産し、特に普通輝石については詳しい研究が行われた (Kuno and Sawatari, 1934) (第 3 表参照)。また他に径 20 cm の結晶火山礫 (かんらん石ユークライト) をも含む (第 3 表参照)。上述の結晶は本凝灰岩を構成する本質抛出品の斑晶をなすもので、これ等抛出品を鏡すると斑晶として上述のもの他に極く少量の紫蘇輝石を含有する玄武岩であることが判る。すなわち本凝灰岩は岩質上 TV₄ から TV₅ への漸移型を代表する。この抛出品とはほぼ同一性質の玄武岩は山伏峠北東で TV₄ の最上位に近く熔岩として現出する。なおこの凝灰岩はさらに南西に続き、龜石峠北東および南東の地点でも TV₄ と TV₅ の境に現出している。熱海市和田から丹那盆地に越える峠道以北の地域において地質図に TV₄ として着色してあるものは、その構造・岩質等がこれ以南の TV₄ と多少相違している。

この地域では火山碎屑岩と熔岩とはほぼ等量に産し、特に熱海峠附近から西方

軽井沢にかけて褐色の本質凝灰角礫岩が広い分布を示す(第23図参照)。本岩は岩滓質火山岩塊がこれと全く同一物質の凝灰岩によつて固く膠結されたもので、塊状熔岩に類似する。

熔岩には南部のTV₄中のものと共通な岩型も産するが、やゝ岩質を異にするものが多く、かつ一般に南部のものより酸性である。特に熱海峠―軽井沢間自動車道路の中途南側にある高度580mの小丘は酸性安山岩熔岩より成る(第23図の2と印した熔岩)。本熔岩は他種火山岩の捕獲岩片を多く含み、かつ熔岩の一部は黒曜石となつている。

熱海峠南の滝池山の東側および西側で熔岩層は一樣に西に20度位傾斜する。同一熔岩は丹那盆地丹那間および丹那トンネル内に現出する。所が熱海峠附近に行くと噴出物の構造は著しく不規則になる(第23図)。

当地域のTV₄とした岩層は多賀火山の主体をなすTV₄とは噴出口を異にするもので、あるいは主円錐体の北西山腹に生じた側火山の噴出物であるかの疑いがある。ただ多賀火山の主体をなすTV₄との間には野外においても検鏡の結果からも明確な境を引くことができない。またこの地域でのTV₄と湯河原火山噴出物との間には後述の如く明瞭な境が指摘しうるし、岩質上はどちらかといえば多賀火山熔岩に類似点が多い。以上の理由から便宜上これ等の噴出物を多賀火山の一部に編入して置いた。

もし上述の如く側火山が存在したとすれば、その主要火口の位置は熱海峠―滝池山の東方あたりであつたであろう。

玄武岩熔岩(TV₆) 玄武岩熔岩は玄岳より丹那断層西側地域にかけて、および山伏峠附近および網代―宇佐美間の3カ所にわかれて分布する。丹那断層西側の地域では10度内外の緩傾斜面を形成している。岩石は後期安山岩熔岩に比べてより緻密のものが多く、斜長石斑晶が多くその代りに有色鑛物斑晶(特に輝石)が少ないために灰色を呈し、一見安山岩状の外観を有する。時に無斑晶岩も産する。

熔岩は上下を通じて著しい成分の変化は見られず、ほとんど一樣な岩より成る。熱水作用温泉作用を受けることもない。

各熔岩の上部には多少の赤色岩滓部を有するが塊状熔岩は存在しない。著しいことは熔岩層の間に稀に褐色凝灰岩の介在することはあつても、粗粒火山碎屑層はほとんど存在しないことである。また岩脈も一つも見出されていない。以上の性質から判断すれ

ば、本熔岩の活動期には主要火口から流動性の著しい熔岩の流出のみが行われたらしい。

個々の熔岩の厚さは3~10mで、どの地域でも10層内外の熔岩が重っている結果全体の厚さは大体100mに達する。

本熔岩と次に述べる火山角礫岩(TV₆)との間には時間的間隙が認められない。

火山角礫岩(TV₆) 多賀火山の主要火口は玄武岩熔岩を流出した直後に著しい爆発を行ってその活動を終了した。この爆発の際にはほとんど新しい岩漿を噴出することなく、既に山体を作っていた岩石を破砕し吹き飛ばしてこれを山腹に散布した。このPhreatic explosionの産物を火山角礫岩(TV₆)として記載する。

この碎屑岩は多賀火山西部および南部の斜面上を一樣に被覆し、厚さ20~30mに達する。主として無層理の粗粒類質火山角礫岩より成り、多少の成層した凝灰岩・火山礫凝灰岩を伴う。最もよく露出しているのは網代一字佐美間の峠道および網代から浮橋へ行く道等である。

主要構成岩片は著しく角ばっており、大きさ様々で最大1mを越える。主として多賀火山熔岩(TV₄およびTV₅)の破片より成る。基地を作るものは上と同質物の細粉でぜい弱である。破片は赤色に酸化されたもの、多少風化されて灰白色粘土化したもの等が混じている結果雑色を呈する。

岩石の記載 本火山の岩石は中性の安山岩から玄武岩までの種々の成分を有し、またその鉱物成分も極めて多種にわたる。たゞし78頁に述べた熱海峠北西方に産する熔岩のみはガラス質の酸性安山岩である。全体として見れば基性安山岩乃至玄武岩が卓越する。これ等岩石の大部分はピジョン輝石質岩系に属するが、前期安山岩熔岩(TV₃)には紫蘇輝石質岩系に属するものが卓越する。

石基は一般に結晶度および粒度高く、ガラスは石基の間隙をうずめて極く少量産するかまたは全く欠除し、粒度も火山岩としては中粒乃至粗粒のものが多くある種の岩石では粗粒玄武岩と云つてもさしつかえない程度に粗粒である。玄武岩質岩石の石基にはOphitic乃至典型的のIntergranular組織が見られる。

変質作用は安山岩集塊岩(TV₂)を構成する岩石以外では極めて軽微であつて、稀にかんらん石が緑泥石化しているに過ぎない。

安山岩凝灰角礫岩(TV₁)を構成する上下2層の熔岩およびこれに伴う岩脈の大部分

は基性の普通輝石紫蘇輝石安山岩 (Vc 型) で、時に少量のかんらん石斑晶を有する。下部熔岩(第20図参照)は中粒、上部熔岩は細粒の石基を有する。魚見崎の鼻を北に廻つた所の海岸に現出する幅の広い岩脈のみは Vd 型に属する酸性安山岩である。

安山岩集塊岩 (TV₂) を構成する熔岩には IIIc 型および IVc 型の玄武岩、Vc 型および Vd→c 型の基性安山岩(多くはかんらん石斑晶を含む)等が認められる。これ等の岩型は後述の TV₄の熔岩中のものと一致しているが、後者と相違する点はやゝガラス質のものが多くことと変質の著しいこととである。TV₂ 中のかんらん石斑晶の多くは変質し、他に石基に緑泥石・褐鉄鉱等が生成している例も少なくない。また石基中にピジオン輝石または紫蘇輝石微斑晶を有するものが多い。

前期安山岩熔岩 (TV₃) の標式的な岩石は淡灰色で、粗粒完晶質石基を有する Vd 型の中性安山岩 (SiO₂=57.85) である。かんらん石斑晶もかなり多量に含まれる。TV₃ 中には他に斑晶鉱物においては上と大差ないが Vc 型に属する暗灰色の安山岩も含まれる。

後期安山岩熔岩 (TV₄) には極めて多様な岩型が含まれる。化学成分は基性安山岩から玄武岩まで変化する (SiO₂=54.00~50.71)。最も普通なものは Vc 型および Vd→c 型に属する基性安山岩乃至玄武岩で全体の過半数を占め、その多くはかんらん石斑晶を含む。次に多いのは IVc 型(時に IVb→c 型)の玄武岩である。

他に IIIc 型(時に IIIb→c 型)の玄武岩・IIc 型および Ic 型の安山岩・Vd 型の安山岩等も産する。特に Vd 型・Vd→c 型の安山岩は 78 頁に述べた熱海一丹那盆地以北の地域に多く産する。

この北部地域のものを除外して考えれば既に述べた如く規則的な熔岩の噴出順序が見られる。すなわち TV₄の最下位に現出する 2~3 層の熔岩はかんらん石斑晶を欠く Vc 型および Vd→c 型の安山岩であるが (SiO₂=54.00)、それ以上のものはほとんど常にかんらん石斑晶を含む Vc 型の基性安山岩乃至玄武岩 (SiO₂=50.71~52.35) で、その間に IVc 型または IIIc 型の玄武岩をはさむ。

玄武岩熔岩 (TV₅) を作る岩石は化学成分上はほとんど一様で (SiO₂=50.17~52.13)、鉱物組成上からは IIIc 型・IVc 型(稀に IIIb→c 型・IVb→c 型)に属する。IVc 型(および IVb→c 型)でもかんらん石斑晶に比して普通輝石斑晶が少ない。なお本熔岩中には Vc 型として記載される岩石も少量産するが、その中の紫蘇輝石は外来結晶と見なしうるもので、かんらん石および普通輝石に取囲まれている。

4. 輝石石英安山岩小噴出岩體(D₁, D₂, D₃, D₄, D₅)

図幅中央部に5個の独立した石英安山岩小噴出岩体が散在する。すなわち伊豆山石英安山岩(D₁)・上多賀石英安山岩(D₂)・日金石英安山岩(D₃)・軽井沢石英安山岩(D₄)・鍛冶屋石英安山岩(D₅)がこれである。これ等はいずれも熔岩円頂丘を形成したものと考えられるが、多くは浸蝕の結果もしくは後期の熔岩に被覆されて円頂丘の原形をあまり明瞭には示さない。

こゝでは單に記載の便宜上これ等を一緒に取扱っているが、それ等全部が同時代に噴出したものでもなく、また岩質も相互に類似している訳でもない。

噴出時期が最も正確に決定されているのは日金石英安山岩(D₃)で、これは多賀火山より若く湯河原火山より古い。他に岩層の被覆関係から決定しうることは、伊豆山石英安山岩(D₁)が湯河原火山より古く、上多賀石英安山岩(D₂)・軽井沢石英安山岩(D₄)は多賀火山より若いということである。故にD₁・D₂・D₃・D₄は同時代であつても差支えない。しかし後述の如くD₁は第三紀に噴出したものかも知れない。鍛冶屋石英安山岩(D₅)は湯河原火山より若く、箱根火山の一寄生火山と見られないこともない。

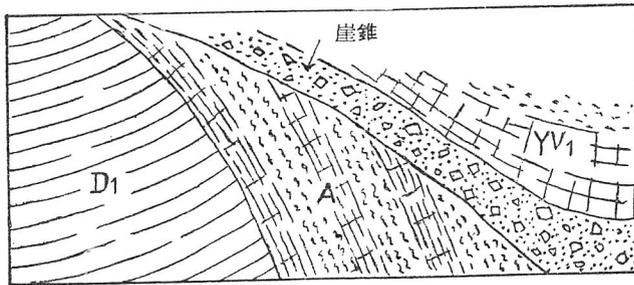
伊豆山石英安山岩(D₁) この岩石は既に1884年に小藤文次郎(Koto, 1884)が石英安山岩(Quartz andesite)として記載しており、恐らく本邦の岩石として最も古く岩石学的記載の行われたものの一つであろう。

岩石は淡灰乃至紫灰色、多少多孔質、やゝもろく、流理構造が著しい。流理の方向は一定しない。熔岩の基底部にはガラス質の部分がある。

稻村安山岩類(A₂)との上下関係は、伊豆山のすぐ北の海岸における両岩の分布状態から決定される(第12図参照)。上位の湯河原火山熔岩(YV₁)との接触点は伊豆山北方自動車道路切割で見られる(第22図)。

石英安山岩(図のD₁)は下方に彎曲した流理構造を示し、それを切つた直線的な面の上に急斜した輝石安山岩(A)が接する。この安山岩は上下に岩滓を伴うことから見て、石英安山岩を切つた浸蝕面上を流れた熔岩であろうが、その所属は不明である。さらにこの安山岩を切つて崖堆積物が存在し、その上に湯河原火山熔岩(YV₁)がのつている。

以上の事実ならびに本石英安山岩が局部的ではあるが温泉作用を受けている点、ま



第22圖 伊豆山北方自動車道路に見られる伊豆山石英安山岩(D₁)・
所屬不明の安山岩(A)・湯河原火山熔岩(YV₁)の関係。

た浸蝕作用をかなり受けて熔岩塊の原形が失われていること等を考え合わせると、その噴出時代も第三紀に属するのかも知れない。

上多賀石英安山岩 (D₂) 上多賀北方 227.2m の丘を作る石英安山岩は淡灰乃至淡赤灰色の多少ぜい弱な岩石で、気孔および Lithophysae の発達が著しい。気孔中には稀に鉄かんらん石の結晶を産する。岩塊全体に亘つて流理構造が発達するが、その方向に規則性は認められない。これは恐らく岩漿の流動様式が複雑であつたためでもあろうし、また本岩塊を切つている断層のための轉位にもよるのであろう。

本熔岩塊の基底には厚さ 1m 位の黒曜石帯が発達する所もあるが（赤根岬南自動車道路、第 18 図の露出の南延長部）、赤根岬北方ではこれを欠きその代りに熔岩の低位に厚さ 2～3m の赤色凝灰岩および火山角礫岩層が存在する。凝灰岩および角礫岩中には石質石英安山岩・黒曜石・軽石および安山岩等の角ばつた破片を含む。

本熔岩は一部では湯ヶ島層群の上を直接に、一部では多賀火山安山岩凝灰岩 (TV₁) の上を覆つている。

石英安山岩と湯ヶ島層群 (Y) との接触点は、赤根岬北海岸で見られる。こゝでは前述の赤色凝灰岩の下に多少風化した湯ヶ島層群の凝灰角礫岩が存在する。

また既に 69 頁に述べた如く両者 (D₂ と Y) の間に TV₁ の凝灰角礫岩の介在する露出は赤根岬南の道路で見られる (第 18 図)。

赤根岬の北では石英安山岩と湯ヶ島層群とが東西の断層で接する。自動車道路では断層面に当る部分の 2～3m の間が露出を欠くが、その北側に接する石英安山岩は破碎されて角礫岩状を呈する。

以上の事実から多賀火山活動終了後長期間にわたる浸蝕作用によりその中心火口近くに積重ついていた厚い噴出物が取去られた後に本石英安山岩が噴出したことが判る。まず石英安山岩漿による小規模な爆発が起り、ついでに熔岩の流出が行われたのである。

もし本岩塊と日金石英安山岩 (D_3) とが同時代であるとする、 D_3 の附近ではその噴出前に多賀火山噴出物はほとんど浸蝕で取去られることなく、それに反して D_2 の附近では基盤岩が露出するまでに著しい浸蝕を受けたことになる。あるいは D_2 は湯河原火山よりさらに若いものかも知れない。

日金石英安山岩 (D_3) 日金の東に淡灰乃至淡赤灰色の流理構造を示す石英安山岩が露出する。本岩塊は第23図に示す如く多賀火山熔岩 (TV_4) と湯河原火山熔岩 (YV_1) と



第23図 熱海沖附近地質見取図

1-6: 多賀火山安山岩質熔岩および火山碎屑岩(1-不整合灰角礫岩
2-捕獲岩に富む酸性安山岩熔岩, 3,4,5,6-各種の熔岩), D_3 : 日
金石英安山岩, YV_1 : 湯河原火山安山岩熔岩, YV_2 : 湯河原火山火
山角礫岩。

の間に介在する。

岩塊の大部分を作るものもろい多孔質の石質石英安山岩であるが、基底部には黒曜石が発達する。日金東方尾根道近くでは気孔中に金雲母質黒雲母の結晶を産する。

軽井澤石英安山岩 (D₄) 熱海峠から軽井沢に下る旧道に灰色の石英安山岩の小露出が見られる。その分布は極めて小区域である。本岩塊は恐らく多賀火山熔岩の斜面上に噴出したものであろうが、湯河原火山熔岩との関係は不明である。

鍛冶屋石英安山岩 (D₅) 湯河原駅北西鍛冶屋と城堀の間の丘には灰白色乃至淡赤灰色石英安山岩の轉石が一面に散乱しているが、露出は一カ所もない。ある部分は著しい流理構造を示し、流理に沿って割目状の気孔が発達する。また他の部分は流理構造を欠き径数 mm の球状気孔を有する。これ等 2 種の気孔中にはたいていの場合鉄かんらん石またはバルガス石またはその両者の結晶を産する。丘の北麓鍛冶屋南縁には緻密な黒曜石の轉石も見出される。他の場所では多量の角ばつた外来岩片を含有する角礫状のものも存在する。

本石英安山岩塊と他の岩石の接点は一カ所も露出していない。しかしこの丘の南麓から東麓(鉄道線路沿い)には湯河原火山熔岩が露出しており、その位置から見て石英安山岩の下位に来るものらしい。ところが一方丘の頂上にも石英安山岩と混じて安山岩の轉石が多量に散乱している。この安山岩は湯河原火山熔岩か箱根火山熔岩かを判定し難いから、とにかく石英安山岩の噴出は湯河原火山活動の中途であつたかもしくは同火山活動終了後箱根火山活動前であつたかのどちらかであろう。

岩石の記載 鏡下における石基の性質および化学分析値より見て、伊豆山および軽井沢の石英安山岩 (D₁ および D₄) はやゝ基性であり (D₁ では SiO₂=69.10, Kotō, 1884), 上多賀・日金・鍛冶屋 (D₂・D₃・D₅) のはより酸性である (D₂ で SiO₂=76.05, D₅ で SiO₂=75.63)。斑晶鈹物も各岩塊に一様ではない。斑晶有色鈹物によつて岩石の名称をつければ、伊豆山・日金・軽井沢のは普通輝石・紫蘇輝石石英安山岩, 上多賀のは紫蘇輝石角閃石石英安山岩, 鍛冶屋のは紫蘇輝石石英安山岩である。

斑晶として中性長石・紫蘇輝石・磁鉄鈹はどの岩石にも存在する。燐灰石も少量ながらたいていの場合存在する。石英は上多賀・日金の岩石では主要な斑晶鈹物であるが、伊豆山には極く稀に見出されるに過ぎず、他の岩石には斑晶として存在しない。普通輝石は伊豆山・日金・軽井沢の岩石に存在し、鍛冶屋には極めて稀に見出されるに

過ぎない。角閃石は上多賀の岩石で主要斑晶をなすが、伊豆山の岩石では痕跡があるのみである。上多賀石英安山岩において黒曜石相では緑色種であるが、他の結晶質相では緑褐色種乃至赤褐色種(Oxyhornblende)である。他にチタン鉄鉱も斑晶として上多賀・鍛冶屋の岩石に少量含まれており、また苦土質かんらん石は日金山石英安山岩の一部に少量残存している。

石基は淡褐色潜晶質(Cryptocrystalline)のこともあり、また完晶質や粗粒のものもある。後の場合にはしばしば球顆構造を呈する。完晶質石基の構成鉱物としては灰曹長石・石英・鱗珪石・鉄鉱・黒雲母等が認められる。黒曜石では無色もしくは淡褐色ガラスが主要部分を占め、その中に針状の灰曹長石・輝石・鉄鉱の微晶が散在している。

晶洞乃至気孔中の鉱物としては上多賀・鍛冶屋の岩石において鉄かんらん石がしばしば鱗珪石に伴って産し(Kuno, 1940a)、バルガス石が日金(岩塊の頂部のみ)および鍛冶屋の岩石に産し(第3表参照)、金雲母質黒雲母が日金(岩塊の頂部)に産する。

5. 湯河原火山 (YV₁, YV₂)

総説 多賀火山の北に隣る湯河原火山は主として基性安山岩より成る成層火山である。その構造・地形は簡単で、ほぼ現在の湯河原町附近を中心とする円錐体をなしているが、その中央火口は開析され、かつ旧火口よりも著しく拡大された低地として残っているに過ぎない。

本火山を構成する噴出物はその性質上丁度多賀火山の後期安山岩熔岩(TV₄)と火山角礫岩(TV₆)に相当する如きものである。すなわち熔岩および火山碎屑岩の互層(YV₁)が主体をなし、その上を薄く覆って最末期の爆発的噴火の産物たる火山角礫岩(YV₂)が存在する。少数の例外的岩石(玄武岩)を除けば熔岩の成分は噴出の前後を通じてほぼ一様で、多賀火山の場合の如き規則的な変化は見られない。また寄生火山と見なしうるものも存在しない。

箱根火山外輪山の南端に接する鞍掛山(1004.3m)より南方に向つてのびた尾根は十國峠(774.4m)附近で2分し、1はさらに南にのびて多賀火山開析火口壁北縁の支岳に連り、他の1は東にのび岩戸山(734.2m)を経て大黒岬附近で海に没する。この鞍掛山—十國峠—岩戸山を連ねる半円形の尾根に取巻かれた部分が旧火口の開析され拡大

されたものに相当し、その中心が大体湯河原町である。この尾根の旧火口壁側には開析の進んだ急斜面が発達しているのに反し、その外側は傾斜20度以下の緩斜面をもつてめぐらされている。

外側緩斜面の北部ではほぼ直線的な境をもつて箱根火山の斜面と接する。この境界線の両側で両火山の斜面は極く僅かながら傾斜方向に相違を示している。しかるに南部で多賀火山の斜面と接する所では両者は地形的に全く連続して区別できない。十國峠西方斜面には丹那断層が南北に走っており、これに沿って東向きの断層崖を生じているが、これも北方に行くにつれて次第に消滅する。

火山体の北から北東にかけての部分においてはその噴出物はわずかに湯河原町北東山地に一部残存するに過ぎない。こゝでは開析が進んでおりかつ箱根火山熔岩に覆われているために湯河原火山の原地形は認められない。湯河原町北方では天昭山玄武岩類が山地高所まで露出しており、恐らくこの方面では湯河原火山噴出物が元来存在しなかつたかもしくは上述の第三紀岩上を極く薄く覆つていたに過ぎなかつたのであろう。

前述の半円形尾根の内側をめぐる急斜面の麓には比較的緩傾斜な面が湯河原町に向つて下つている。同じ地形は同町東北にも見られる。丁度旧火口の位置に不明瞭ながらカルデラ状の盆地地形が発達しているとも形容しうる。

この盆地底には湯ヶ島層群および天昭山玄武岩類が露出しているが、これ等岩石は著しい温泉作用を受けかつ風化して土壌化している部分が多い。この部分は周囲を取巻く堅硬な湯河原火山熔岩に比して容易に浸蝕された結果、旧火口底は著しく拡大され、かつこれ等第三紀岩の部分が周囲の火口壁上部よりも緩傾斜を呈するに至つたものと考えられる。湯河原町四周の緩傾斜面上には厚い崖錐堆積物をのせているが、これはその上方の湯河原火山熔岩の急壁からくずれ落ちて来た岩屑より成るものである。

火口底には旧噴火口の位置を示すような現象は認められない。後述の如く湯河原火山熔岩と同質の岩石より成る新鮮な岩脈も少数しか見出されていない。故に本火山の構成物質は極く少数のかつ狭少な通路を遡つて地表に噴出されたものであろう。あるいはそれ等の通路を充した岩脈の多くは、火山活動末期の熱水作用もしくは温泉作用によつて変質し、周囲の第三紀火山岩と区別がつかなくなつて了つているのかも知れない。広河原南東緑川の南岸に露出する暗緑色輝石玢岩岩脈(幅20m)はこの疑いが濃

厚である。

下位岩層との関係 旧火口内の地域では湯ヶ島層群および天昭山玄武岩類の上に著しい時代的關係をもつて湯河原火山噴出物が接して来る。両基盤岩層は湯河原火山噴出物に比して構造上著しく擾乱を受けており、また温泉作用により青白色の粘土と化し、あるいは風化作用により厚く土壌化しているのに反し、その上の湯河原火山熔岩は全然この種の変化を受けていない。これは本火山噴出前に基盤岩が長期に亘つて温泉作用を受けまた地表に露出して風化を受けていたことを物語っている。また稲村安山岩類および相ノ原安山岩類との間にも明瞭な不整合が認められる。

温泉作用により粘土化した湯ヶ島層群と新鮮な湯河原火山熔岩(YV₁)との著しい対照は湯河原町南方戸山直下の斜面傾斜変換点附近で観察される。

また赤褐色の土壌化した天昭山玄武岩類(B₂b)とYV₁の接触部は湯河原町西方乃至広河原四囲の山腹諸所で見られるが、その中最も容易に観察しうる露出は下記の2地点である。

湯河原町北西端から鞍掛山へ登る尾根道高度430mの地点から山腹を水平に南に廻る小径を約500m行つた地点では、B₂bの風化で生じた土壌(中にB₂bの残留岩塊を含む)を貫いて全く新鮮なYV₁に属する安山岩岩脈(幅2m)が見られる。

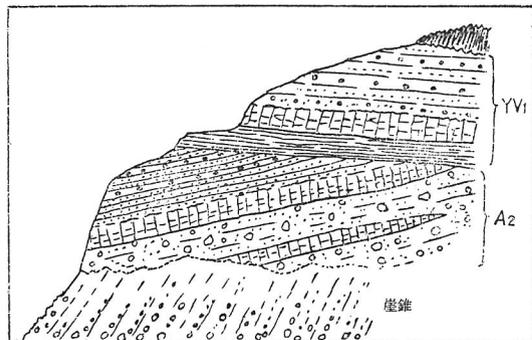
また湯河原町から日金に登る道の高度520mの地点東側の崖では、下部にB₂bの暗緑色玄武岩熔岩(厚さ2~3m)が8枚重なり、その最上部は多少風化して土壌化し、かつ灰色の凝灰質粘土薄層をのせ、その上に新鮮なYV₁の熔岩がのつて来る。こゝではB₂bとYV₁は見かけ上平行に重なる。

伊豆山一大黒岬間で稲村安山岩類(A₂)とYV₁とが明瞭に斜交不整合をもつて接している關係は第12図に示されている。その關係が直接に見られる露出は稲村の南西道路および小黒崎(大黒崎南の岬)突端(第24図)である。

熱海市北方山地では著しく温泉作用を受けた相ノ原安山岩類の上に新鮮なYV₁が流下した關係が見られる。

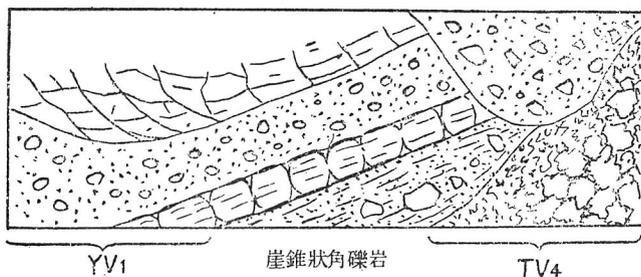
多賀火山噴出物の上に湯河原火山噴出物ののつて来る關係は諸所で観察される。故に前者の活動が大体完了した後に後者の噴出が開始されたことは明らかである。しかし両岩層は大体平行に重つており、その間に著しい時間的間隙は見出されない。

熱海岬附近における各種噴出物の詳細な分布は第23図に示してあるが、本図で



第24圖 小黒崎(大黒崎の南)海岸における湯河原火山噴出物(YV₁)と稲村安山岩類(A₂)との斜交不整合。

現世の崖錐



第25圖 熱海峠北東道路切削に露出する多賀火山熔岩(TV₄)と湯河原火山熔岩(YV₁)との接觸部。

も見られる如く多賀火山噴出物(TV₄)と湯河原火山噴出物(YV₁)との間に著しい斜交不整合は存在しない。両者の直接の境は熱海峠北東約300m自動車道路が最も北方に突出した個所の北側露出に見られる(第25図)。こゝでは最下位にTV₄の黑色岩滓質塊状熔岩(斑晶はあまり目立たない), その上に崖錐状角礫岩の薄層, その上にYV₁に属する2枚の熔岩(これ等は89頁に述べる如きYV₁に最も普通な岩型である)がのつて来る。これ等の最上位に火山角礫岩(YV₂)が来ることは図の西はずれにこれが露出していることから判る。上述の崖錐状角礫岩は褐色土壌中に暗綠色安山岩(第三紀火山岩?)の角ばつた破片が散在するもので, 本層がTV₄とYV₁との間の僅かな時間的間隙を示すものであろう。この土壌と混じて白

色の軽石が見出される。

熱海峠南東 1,500m の道路切割では、相ノ原安山岩類 (A_3) の上に TV_4 の熔岩が、さらにその上に YV_1 の熔岩がのる露出も見られる。 TV_4 と YV_1 との間には薄い粘土層が存在する。

こゝで一言しなければならぬことは、以上の記述中に TV_4 としたものは 77～78 頁に述べた如く多賀火山固有の TV_4 とは多少相違していることである。しかし熱海峠附近の TV_4 としたのも多賀火山固有の TV_4 とほぼ同時もしくはそれよりやや若いものらしいから、どちらにせよ湯河原火山と多賀火山との時代的關係には変りない。なお丹那トンネル西口の南方柿沢川沿岸では(沼津図幅内)多賀火山玄武岩熔岩 (TV_5) の上に YV_1 がのついていると解釈される露出もある。

安山岩熔岩 (YV_1) 湯河原火山の主部を構成する熔岩と火山碎屑岩との互層は、旧火口に望む急斜面に不明瞭ながら階段状地形を呈して露出し、またその外側斜面にも斜面の傾斜と平行して現出する。

火山碎屑岩の多くは褐色の凝灰岩乃至類質凝灰角礫岩であり、量的には熔岩とほぼ等量に存在する。

熔岩の多くは灰色緻密なもので、基性安山岩を主とし、多少の玄武岩および中性安山岩を伴う。個々の熔岩は厚さ数mが普通であるが稀に 20m 以上に達する。塊状熔岩は稀である。熔岩および火山碎屑岩全体の厚さは火口壁のどの方面でも大体 200m を著しく越えることはない。岩石は一般に極めて新鮮である。

熔岩として最も普通に産し本火山熔岩識別の標準となる岩型は、灰色石基中に円形乃至短柱状の輝石斑晶 (5～3 mm) が多量に散在し、他にこれより小形の斜長石斑晶も含まれているものである。丁度多賀火山後期安山岩熔岩 (TV_4) 中に多く見られる型と外観上類似しているが、後者は湯河原火山に接する附近にはあまり分布していない。熱海峠・十國峠附近の湯河原火山熔岩はこの岩型であり、また湯河原駅背後の石切場で採石されたのもこれである。

岩戸山東方 417m の峯を作る熔岩は淡灰色の中性安山岩で厚さ 50m に達し、いわゆる同源捕獲岩 (Autolith) を多く含んでいる。本熔岩は前述の円形輝石斑晶を有する熔岩の上のつており、その分布も狭い。恐らく粘性の強い熔岩として火山体側面を破つて噴出したものであろう。

鞍掛山頂上東側にはかんらん石斑晶の多い基性安山岩を産する。

玄武岩は丹那トンネル西口方面(沼津図幅内)に2, 3カ所見出されている。

本火山噴出物層の最下位近くに現出する熔岩のあるものは軽度の Autopneumatolysis を受けて暗緑色を呈している。湯河原町北方で天昭山玄武岩類中の石英安山岩(Bsd)を覆っているもの等がこの例である。

また十國峠北方火口壁側に露出する熔岩のあるものでは、新鮮な基地中に所々径数10cm位の斑点をなして Autopneumatolysis を受けた部分が存在する。これは丁度初島玄武岩類に見られた現象と同一である(52~53頁)。

これ等熔岩に関係した岩脈は数本しか観察されない。それ等は鞍掛山南東斜面・湯河原町西方の山腹・大黒崎附近・稲村附近等に露出する。

既に86頁に述べた如く、旧火口の位置と想像される附近には本火山熔岩の出口と考えられる岩脈が一つも確認されていないことは興味あることである。しかし噴出物層はこの推定火口の位置を中心として四方に傾斜していることは明瞭な事実であつて、このことから旧火口の位置について疑問をはさむ余地はない。

旧火口へのぞむ急斜面の一部では噴出物層はかえつて火口に向つて緩斜することがあり、火口側が多少沈降していることを示している。これは丁度多賀火山に見られた所と同様である(77頁)。

本火山噴出物を切る断層の多くは北西-南東方向に走り、特に鞍掛山-十國峠間の尾提を横断するものが著しい。これ等は94頁に一括して述べる。

湯河原町東縁宮上の南で、千歳川南岸に YV₁らしい熔岩の露出があるが、その分布が非常に狭いので地質図上では湯ヶ島群に着色してある。この小塊は局部的な断層で落込んでくる低位置にもち来たらされたのか、あるいは宮上北方山地のものが大塊のまま崩れ落ちて来たのかどちらかであろう。

火山角礫岩(YV₂) 地質図に示す如くこの角礫岩の分布は熱海峠附近の小区域に限られている。外観は多賀火山の火山角礫岩(TV₆)と全く同様で、主として角ばつた類質安山岩片より成り、その間を褐色凝灰岩が充している。

本岩は全く無層理でその中の岩片は本火山に最も普通な岩型より成る。熱海峠ではこの下部は明瞭に成層した火山礫凝灰岩乃至角礫岩が存在する。

これ等の碎屑岩は火山活動の最末期に中央火口に起つた著しい爆発的噴火によつて

火口壁を構成していた岩石が破碎され飛散されて堆積したものである。この噴火は主として Phreatic explosion で新しい岩漿は噴出したにしても極く少量であつたらしい。

多賀・湯河原両火山とも火山角礫岩が山体の南西部にのみ分布しているのは多少意味があるように思われる。両火山において角礫岩はかつては山体全部を覆っていたのが、南西部のみ浸蝕からまぬがれて残つたとも考えられるし、また爆発を行つた火口が南西に向つて開口していたためこの方面にのみ噴出物を飛散せしめたとも考えられる。

岩石の記載 本火山の熔岩はその鉱物組成・組織・岩型の随伴関係等において多賀火山後期安山岩熔岩と極めて類似している。これ等熔岩の90%近くはビジオン輝石質岩系に属する。

最も普通の岩型は Vc 型の安山岩でしばしば少量のかんらん石斑晶を有する。既述の輝石斑晶に富む熔岩もこの型である。これ等は中粒ほとんど完晶質の石基を有し、時にビジオン輝石の微斑晶を含む。

これについて多いのは Vd→c 型の安山岩、ついで Vd 型の安山岩である。

他に IVc 型の玄武岩質安山岩乃至玄武岩も少量産する。

6. 更新世以後の地殻運動

本節では主として多賀・湯河原両火山体に作用した地殻運動について述べる。こゝで問題とする運動は箱根火山カルデラの陥没に関係した運動や同火山の中心を通る北西—南東の裂線の如く直接火山活動と結びついたものとは一應区別されるべきもので、むしろ地域的な地殻運動と解されるものである。また以下に述べる断層の中のあるものは昭和5年11月26日の伊豆地震の際にも活動したもので、現在でもなお活動性のある点は特に注目に値する。

撓曲および傾動 丹那盆地附近は緩い凹地形を示すが、こゝで多賀・湯河原両火山噴出物層はこの地形に平行して凹んでいるから、単に浸蝕による地形ではなく、火山斜面が撓曲によつて凹んだものと解される (Kuno, 1936c)。

多賀・湯河原両火山体では同一層準に属する熔岩が各火山の北西で高く、南東で低い位置に存在する。例えば多賀火山玄武岩熔岩(TV₆)は玄岳では高度800mにも達する

のに網代一字佐美間では海面近くの下つている。この事実は各火山体が北西が高まり南東が低まるような傾動を受けたことを示している。

南北性の断層 多賀・湯河原両火山体を切る断層は南北性の一帯と北西—南東性の一帯とに大別しうる。

南北性の断層は丹那断層およびこれに接近して存在するものである。

丹那断層は田代盆地北端から田原野南縁まで12kmにわたつて東向き断層崖を連続せしめている。断層崖は池ノ山峠と浮橋の中間で200mの最大高距を示し、そこから北および南に離れるにつれて次第に高距を減ずる。田代盆地北方では断層崖は消滅しその代りに Echelon 状に配列した北西—南東方向の小断層の群に移行する。

工事中の丹那トンネル壁において観察された所によると、断層に沿うて数mの幅に断層角礫帯が発達している。北伊豆地震の際の運動によつてこの角礫帯中に北45°西の走向に断層鏡面が現出した。この位置とその直上の地表に現われた地震断層の位置とを結び、断層面は全体として約80度西に傾斜していることが判る。

池ノ山峠南方の谷底でも本断層に沿うて多賀火山熔岩中に著しい角礫帯の発達しているのが見られる。

本断層両側地塊における川の流路や多賀・湯河原両火山噴出物の境界線を比較すると本断層による地塊の変位量を推定することができる。これに関しては既に他の機会に詳論した(久野, 1936a, Kuno, 1936b)から、こゝにはその結論だけで要約する。すなわち本断層は丹那盆地附近の撓曲沈降作用以後に運動し、今日までの運動量の総和としてその西側地塊は東側地塊に対して1km 約南方に水平移動を行いつつ池ノ山峠—浮橋間の地点では約100m (もしくはそれ以上) 相対的に隆起した結果となつている。

北伊豆地震の際における本断層の運動も上述の地質時代における運動と全く同様な傾向をとつている事は興味あることである。

丹那盆地東縁に沿うて走る南北性の断層は2本ある。その中西側のものは丹那トンネル内(東口から3,500mの地点)にのみ現出し、地表では崖錐に覆われて露出しないので地質図には示してない。北伊豆地震の際本断層は僅かながら活動し、滝沢部落背後に地割れを生じた。東側のもの(地質図上に示してあるもの)はトンネル内で東口から3,400mの地点に現出し、また地震の際滝沢部落背後に生じた山崩れの個所にその断層

鏡面を見せた。

丹那盆地北東縁における南北性の小断層群は地形的に推定されるのみである。

北西—南東性の断層 これ等は丹那断層と海岸とに挟まれる地塊中に多数存在し、東西性に近いものをも含む。

これ等の断層は共通した特長を有する。すなわち多くは北東に向つて凹面を向けた弧状を呈し、また地質学的にあるいは地形学的に確められている限りにおいて断層の北東または北側が外観上落ちている¹⁾。水平移動も恐らく存在するのであるが、これは地質学的には確められていない。唯後述の如く地形上からは多くの断層においてその北東地塊が南東方向に移動しているかの如き印象を與える。断層面が直接に観察された例は僅かに6個に過ぎないが、どの場合でも面は垂直であるかあるいは南西または北東に急斜している。

以上の如くこれ等の断層がいずれも同一運動様式を示していることは、それ等のすべてが同一の力によつて形成されたことを示している。たゞし丹那断層その他の南北性断層を生じた機構との関係は明らかでない。

これ等の断層にはなお次の如き地形的特長が認められる。

- 1) 断層の多くは北東乃至北に面した断層崖を形成し、また断層が尾根を切断



第26圖 十國峠北西斜面における断層地形。

- 1) 水平移動をも考慮すると眞に落ちているのかどうか判らない場合もあるので、“外観上”という語を用いた (Kuno, 1936 b, p. 630参照)。

する場所にはケルソルの地形を生じている。前者の例は玄岳北東麓の2断層であり、後者の例は十國峠附近に見られる(第26図)。これ等の地形はいずれも断層の北東側が落ちていることを示している。

2) 鞍掛山—龜石峠を結ぶ南北性の主尾根がこれ等の断層に切られる地点ではその方向を局部的に北東—南西にすなわち断層線に対して直角な方向に変えるのが常である。この地形は断層の北東側が南西側に対して南東方向に移動した結果とも見ることができる。

辻村太郎・淡路正三(1934)は鞍掛山—玄岳間の断層について筆者とは独立に上述(1と2)した所と同様な観察を行いつつ同じ運動様式を結論している。

3) 断層が尾根を横断する地点および断層角盆地(Fault angle basin)には湧水を見ることが極めて普通であり、しばしばそこに湿地もしくは小池を生じている。湿地の例は龜石峠西側およびその北東800mの小断層角盆地等であり、小池の例は玄岳北麓および十國峠北方約2kmの地点(イモリヶ池)等で見られる。丹那断層に沿う池ノ山峠の小池も顕著な例である。

この事実は断層面に沿うて形成せられた粘土帯が地下水の滞水層としての作用をなし、これに沿うて水が上昇して地表に湧出して来たものと解釈しうる。

これ等の断層の中で地質学的にも確認されたものは比較的少数であるが、その主なものを北から順次に記述する。

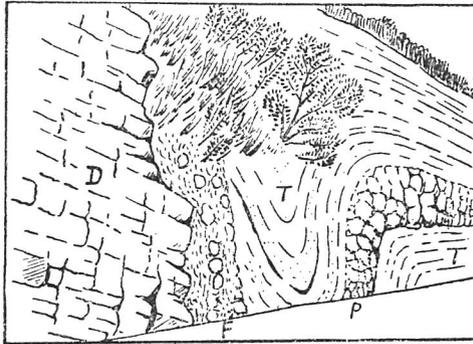
1) 熱海峠を通る断層。第23図に示したような詳細な作図によつてその存在および運動様式が確認された。断層面は1カ所も露出しないが峠のすぐ南東で道路と交叉する地点は正確に指摘しうる。

2) 相ノ原を通る断層。第23図の作図からも熱海峠の一つ南の峠を通る北東落ちの断層の存在が認められた。この南東延長部は丹那トンネル東口より300mの地点および水口トンネル北口近く(第8図)に現出する。丹那トンネルでは断層に沿つて岩石に著しい温泉作用が認められ、水口トンネルではほとんど垂直の断層面が観察された。

3) 網代—宇佐美間海岸御石ヶ沢の南の断層。この東西性の断層は海岸自動車道で地質図に示した如く網代玄武岩類(B_{1a})と多賀火山熔岩(TV₅)の一つである粗粒玄武岩質熔岩とを境している(第14図最下段右端)。こゝでは丁度谷になつた

部分約 10m の間が露出なく、断層面は見られないが、道路上と海岸とで断層の位置を比較すれば断層面は垂直に近いことが判る。

この地点から道路上を約 40m 北東に行つた地点で前者と平行した一断層が露出する。第 27 図に示す如く断層の南側では前記の粗粒玄武岩質熔岩のつき (図の



第 27 図 網代-宇佐美間御石ヶ澤南自動車道路切割に露出する断層、D-粗粒玄武岩質熔岩、F-断層角礫、T-凝灰岩、P-斑状玄武岩熔岩、全部多賀火山噴出物(TV₅)。

D)が露出し、その北で幅 3m の断層角礫帯(F)をへたて、多賀火山(TV₆)の他の一つの熔岩(斑状玄武岩(P))が上下に凝灰岩層(T)を伴つて接して来る。この凝灰岩および斑状玄武岩熔岩は断層に近い部分で Drag folding を示す。粗粒玄武岩質熔岩は断層の北側では斑状玄武岩熔岩の数 m 下位に来るもので、道路下の崖に露出する。故にこの断層の見掛け上の落差は数 m に過ぎない。断層面は約 70 度南に傾くからこの断層は逆断層である。この断層が前記の B_{4a} と TV₅ を境する主断層と同じ機構でできたものだとすれば、後者も逆断層であろう。

V 地 質

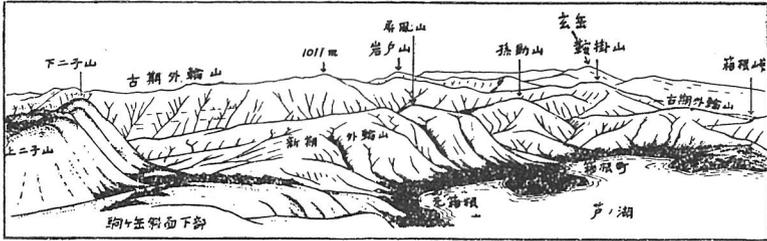
その3 箱 根 火 山

1. 總 説

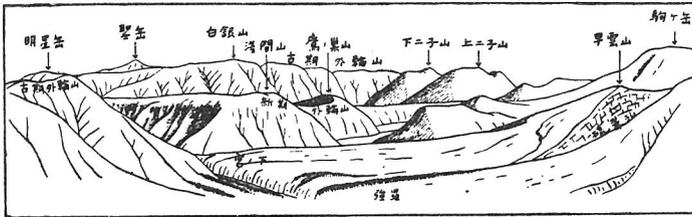
箱根火山は直径 11km のカルデラを囲む古期外輪山と、その内側(カルデラ東部)に存在する新期外輪山と、さらにその内部に北西—東南の線上に配列する 7 個 (中 1 個は図幅外) の中央火口丘とから成る三重式火山である。

地形 古期外輪山は図幅北縁の塔ノ峯から始まり、図幅外の明神ヶ岳・長尾峠・三國山を経て再び図幅内に至り、箱根峠から白銀山に至る稜線で代表される (第 28, 29 図)。このカルデラ側の急斜面には古期外輪山熔岩 (OS₁ および OS₂) が数十枚露出する。これ等は斜面上に岩壁または急傾斜帯を作り、それと互層する凝灰岩の作る緩傾斜帯によつて階段状地形を形成している。

箱根峠附近の地形を良く観察すると、古期外輪山は同峠から真東にのび孫助山との



第 28 圖 駒ヶ岳頂上から南東を望む。



第 29 圖 明神ヶ岳頂上から南東を望む。

間の小谷で断絶し、その東方須雲川源頭南東1,011mの峯で再び明瞭となり白銀山に続くことが判る。鞍掛山—孫助山は決して外輪山の地形にはつながらず、これは地形的にも湯河原火山の斜面の一部である(第28図)。地質調査の結果でもこゝは湯河原火山熔岩より成り、その東方天昭山玄武岩類より成る983mの峯とともに元来箱根火山熔岩で被覆されなかつた場所である。

古期外輪山の外側には同噴出物の作る斜面が展開し、そこに多数の放射谷が刻み込まれている。この南東側斜面中腹(新崎川中流)には側火山の一つである暮山(615m)の熔岩円頂丘が存在し、またその北方には地下の貫入体によつて地表の岩層が押し上げられてできた聖岳(838m)(107頁参照)がそびえている。

新期外輪山は古期外輪山よりやや低い位置にある。それは図幅内では宮ノ下南東の浅間山から鷹ノ巣山にかけての稜線と芦ノ湖南東の屏風山とで代表されている(第28, 29図)。図幅外でも浅間山の北西宮城野北西縁にこの断片が見出され、これ等を結べば西方に突出した弧を画く。このカルデラ壁は急傾斜ではあるが、不規則な凹凸があり、古期外輪山における如くその形は明瞭でない。

上述の浅間山—鷹ノ巣山を結ぶ稜線の外側にあまり浸蝕の進んでいない緩斜面が発達している。新期外輪山熔岩はその最下部に少量の火山碎屑岩を伴う以外はほとんど全部堅硬な厚い熔岩のみから成立つているので、古期外輪山における如くカルデラ壁に階段状地形を呈していない。上述の緩斜面および屏風山の周囲はどこも急崖を以つてめぐらされ、所によつては100~200mに達する岩壁を生じている(第29図)。

新期外輪山で囲まれたカルデラ内および一部は新期外輪山上にまたがつて中央火口丘が存在する。上下二子山および台ヶ岳(図幅内にはその南麓の一部が入るのみである)は簡単なドーム形の山であるが、神山・1325の峯・駒ヶ岳はその裾野に緩斜面をめぐらしている(第29, 43図)。台ヶ岳・神山はやゝ浸蝕を受けまた後者は爆発によつて山体の一部が破壊されているが、他の火山体は全く新鮮な地形を呈する。

本図幅内には箱根火山体の一部が含まれるのみであるから、その構造発達史については既に9~12頁に述べた以上に詳細に論ずることはさける。

地質時代 箱根火山の基底およびその周囲には各時代の含化石層が発達し、かつそれ等が詳細に研究されているため、それ等と本火山噴出物との野外における関係から本火山活動時期の上下限をかなり詳細に決定しうる。

本火山の基底をなす早川凝灰角礫岩および足柄層(図幅外)はその化石からそれぞれ上部中新統(38頁)および下部鮮新統(Otuka, 1931)に属することが知られている。箱根火山はこれ等の第三紀層が著しい変動を受けかつ浸蝕を受けた後に噴出されたものである(地質図参照)。なお本火山噴出物と基底岩との接触関係は99頁および118頁に述べる。

また100頁に述べる如く本火山古期外輪山熔岩(OS₂)は湯河原火山より新しく、かつ後者は既に87頁に述べた如く多賀火山より新しい。多賀火山熔岩は宇佐美火山熔岩とともに古期更新世水成岩(下丹那頁岩および城層)を覆っている(65頁および66頁参照)。

箱根火山の北東、大磯地塊は大塚彌之助(1929, 1931)および津屋弘達(1931)によつて層位学的にも岩石学的にも詳しく研究されている。筆者は國府津駅背後に露出する黒岩礫層(中下部更新統, 大塚, 1931)中から多数の特徴ある箱根火山古期外輪山熔岩の破片を見出した。これ等は熔岩噴出中にまたはその直後に泥流状に流れて来たものが堆積したものであろう。

以上の事実から箱根火山古期外輪山熔岩の噴出の始まつたのは古期乃至中期更新世であることが判る。

また筆者の調査によれば箱根火山軽石流の北東末端部は大磯地塊において高尾層(中上部更新統, 大塚, 1931)の軽石となつている。

次に本火山全体を被つて富士火山初期の噴出物たる玄武岩質火山礫および火山灰の層が分布するが、本層は大磯地塊およびその以東地域におけるいわゆる「関東ローム」(上部更新統)と同一物である(久野, 1936b)。箱根火山最後の活動の産物たる山崩堆積物(CC₆)は薄く本層によつて覆われ、また中央火口丘最初期噴出物たる軽石層(CC₁)は本層の下部近くに介在している。故に中央火口丘の活動は関東ローム堆積の初期に開始されその途中で終結したと考えられる。

以上を要約すると箱根火山の活動は古期乃至中期更新世に始まり、新期更新世に終結したことになる。

2. 古期外輪山熔岩(OS₁, OS₂)

須雲川北西側斜面の高所に立つてその対岸の古期外輪山壁を眺めると、そこには数

十枚の熔岩が火山碎屑岩と互層して階段状に露出しているのを見ることができる。堅硬な熔岩によつて作られた岩壁が数 100m 乃至 2 km にも亘つて水平に連続する状態は壯観である。

古期外輪山熔岩累層の最下位もしくは最下位に近い層準には暗緑色玄武岩質熔岩の薄層が厚い暗褐色凝灰集塊岩乃至本質凝灰角礫岩と互層して数枚現出する。この部分を玄武岩熔岩および凝灰集塊岩 (OS₁)として他の一般の安山岩熔岩(火山碎屑岩を伴う)(OS₂)と区別して地質図上に着色した。ただし両者の間は多くの場合漸移的であつてそこに何等時代的間隙が存在する訳ではない。また OS₁とした部分にも多少の安山岩を交えるし、OS₂とした部分にも時に玄武岩を産する。

古期外輪山熔岩全体を通じこの熔岩噴出順序とその成分変化との間の関係はかなり複雑のようである。唯次の如き傾向だけは認められる。すなわち最も基性な玄武岩は最下位近くに現出し、その他の OS₁の大部分は基性乃至中性安山岩でそのやゝ上位の層準に酸性安山岩乃至石英安山岩が介在している。もう一つ著しいことは OS₂に属する軽石凝灰岩または火山礫凝灰岩にはしばしば白色の一見石英安山岩質のものが産し、その上下の安山岩熔岩とはかなり成分を異にするかの如く見えることである。

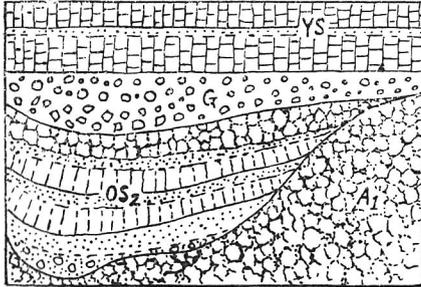
古期外輪山熔岩として総括された噴出物(OS₁および OS₂)全体の厚さは現在見うる限りで最も厚い所(須雲川中流南岸)で約 700m に達する。外輪山壁の他の場所では 500m 位が普通である。そしてこの噴出物累層全体の約¹/₃は熔岩が占め他は火山碎屑岩によつて占められている。

下位岩層との関係 早川凝灰角礫岩 (T₂)および須雲川安山岩類 (A₁)と古期外輪山熔岩との間に著しい不整合の存在することは地質図上でも読むことができる。すなわち前 2 者が多数の断層で切断されその上を切つた平面上を古期外輪山熔岩が覆つている。ただしこれ等断層のあるものは古期外輪山熔岩噴出後も多少は動いている形跡もある。

上述の第三紀岩層と箱根火山古期外輪山熔岩(OS₁および OS₂)との接触面は諸所で観察されているが、これ等を通覧して判ることは北方早川流域および須雲川下流地域では後者の基底に礫層および偽層を示す凝灰岩を伴うことがあることである。故に古期外輪山熔岩に属する最初の噴出物は少なくとも一部は浅い水中に堆積したものであるらう。

T_3 と OS_1 および OS_2 との間の斜交不整合はそれぞれ大平台北方（宮城野一塔ノ峯間新道）および湯本駅東方電車線路の切割で観察される。

A_1 と OS_2 の接触面は湯本一塔ノ沢間の函嶺洞門直上の崖（第30図）および堀木



第30図 湯本町一塔ノ沢間函嶺洞門直上に露出する須雲川安山岩類の火山角礫岩(A_1)・古期外輪山熔岩(OS_2)・新期外輪山熔岩(YS)の間の不整合, G は礫層。

沢（須雲川支流二ノ戸沢北東）中流（第10図）で見られる。前地点では A_1 の褐色火山角礫岩（時には凝灰岩を混ざる）をえぐつた深い凹みの中を OS_2 の暗緑色熔岩3枚と赤色凝灰岩の互層がうずめている。 OS_2 の最上部の熔岩は著しく風化分解し、円味を帯びた岩塊に分割されその間を褐色土壌が充している。この上に礫層（これは第11図の礫層のつゞき）を経て新期外輪

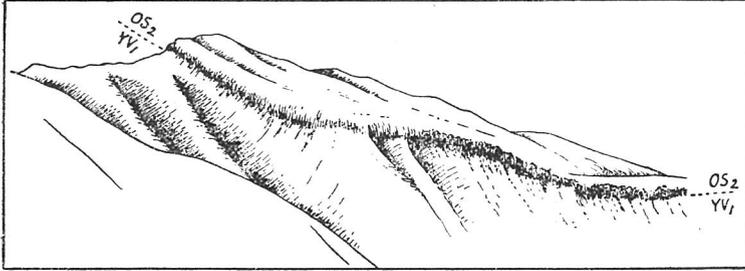
山熔岩がのる。

天昭山玄武岩類 (B_2b) と古期外輪山熔岩 (OS_2) との間にも著しい時間的間隙が存在する。すなわち前者の上部ははげしく風化分解して土壌化しているのに、その上に直接にのる古期外輪山熔岩は全く新鮮である。この著しい対照は天昭山北方に広く岩壁を作つて露出する OS_2 の熔岩の基部で見られる。

早川凝灰角礫岩・須雲川安山岩類と古期外輪山熔岩との境界面はかなり平坦な面であるのに反し、後者と天昭山玄武岩類との境界面は起伏に富んでいる。このことは須雲川上流から天昭山にかけての地域で両岩層の境を地質図上で追跡すれば判る。須雲川にのぞむ斜面では OS_2 に属する熔岩が上下3種類区別されるが、その反対の天昭山の側では最上部の1種だけが直接に B_2b にのっている。これは既に97頁にも述べた如く、古期外輪山熔岩噴出期にこの地域では天昭山玄武岩類がかなり高峻な山を作つており、熔岩は初めのうちはこの山地で止められていたが、噴出物が積重さなるにつれてその最上部の熔岩のみは山地の一部を覆つて南東に流下したのであろう。

湯河原火山熔岩 (YV_1) と古期外輪山熔岩との接触面は下記の如き地点で観察されるが、両者の間に著しい時間的間隙の存在を示す証拠はない。

熱海市北方の岩戸山は OS_2 に属する 1 枚の熔岩の Outlier であるが(第31図),



第31圖 西方から見た岩戸山
 YV_1 —湯河原火山熔岩, OS_2 —箱根火山古期外輪山熔岩。

こゝで熔岩は15~50mの厚さを有しその下位に同質岩の破片を含む赤色凝灰角礫岩が存在する。その下に接して数枚の YV_1 の熔岩が見られるが、これ等は OS_2 と全く平行に重なりまた大して風化していない。この関係は岩戸山頂上南西の崖で見られる。

須雲川上流では OS_2 と YV_1 の接触面は草木に覆われているが、両者は30m位の距離内に露出しており、その位置の関係から上下関係だけは決定しうる。しかしてこの両者の上方に新期外輪山熔岩基底の凝灰角礫岩およびその上位の厚い熔岩が崖を作つて水平に横たわつている。

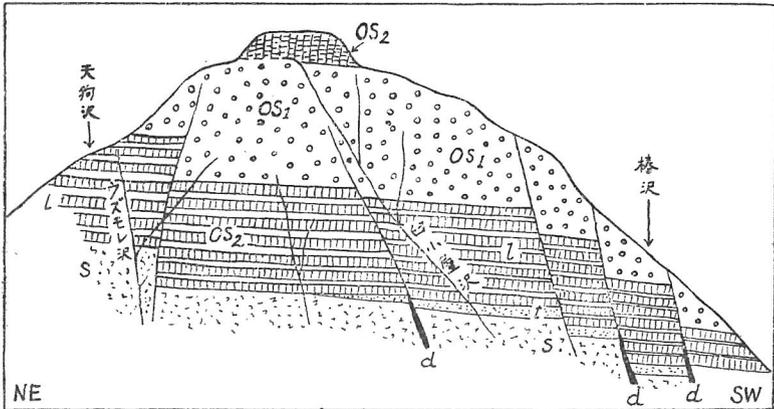
玄武岩熔岩および集塊岩 (OS_1) この層は厚い暗褐色凝灰集塊岩乃至本質凝灰角礫岩とその間に介在する暗緑色玄武岩質熔岩とを特長としており、これに類似した岩相は他の古期外輪山熔岩 (OS_2) 中にはほとんど見られない。

本層の厚さは最大200mに達し、特に火山碎屑岩は浸蝕に抗して急崖を作る傾向が著しい。凝灰集塊岩および凝灰角礫岩の構成岩片は熔岩と同岩質のものである。熔岩は通常数mの厚さを有し、かんらん石普通輝石玄武岩および紫蘇輝石かんらん石普通輝石玄武岩を特長的岩型とするが、輝石安山岩も決して稀ではない。特に径数mmの短柱状乃至円形の普通輝石斑晶が目立つ。本層中には全体として上下数枚の熔岩が含まれるに過ぎない。

早川北岸では早川凝灰角礫岩上に直接のつており¹⁾、褐色凝灰岩・黄灰色火山礫凝

1) 大平台北東では本層の下に極く局部的に安山岩熔岩が一枚存在する。

灰岩・褐色頁岩等を伴い、凝灰集塊岩はむしろ少ない。須雲川中流では本質凝灰角礫岩と熔岩とが急崖を作つて露出する。こゝでは本層と基盤の須雲川安山岩類 (A_1) との間に 10 枚近くの基性安山岩熔岩薄層より成る帯(全層厚約 100m) が介在する(第 3 図)。この帯は地質図上では他の古期外輪山熔岩 (OS_2) と同一に着色して置いた。



第 32 図 畑宿部落から須雲川対岸に古期外輪山熔岩最下部の露出を見る。 OS_1 —玄武岩熔岩および凝灰集塊岩(ここでは褐色岩滓質凝灰角礫岩を主とし、その間に数枚の熔岩を介在する)、 OS_2 —安山岩熔岩(山頂のものは一次の粗粒の安山岩熔岩、L は 10 枚近くの基性安山岩熔岩薄層より成る部分、t は火山礫凝灰岩、S は OS_2 最下位の岩滓で基性安山岩熔岩の薄層 2-3 枚を介在する)、d—岩脈(断層面に沿い、また岩脈自身も同じ断層によって多少破碎されていることがある)、本露出面の高距約 300m、水平距離約 500m。

畑宿南須雲川岸に露出する褐色凝灰角礫岩はやゝ不規則な形状をした本質火山岩塊を多少岩滓質な凝灰岩基地中に含むものである。こゝから南西に向つてすなわち須雲川の上流に行くにつれて凝灰角礫岩は類質火山岩塊を多く含むようになり、また一部は火山円礫岩となり、火山礫凝灰岩と互層する。本岩層分布地域の南端では凝灰岩・頁岩の互層が現出しこの中に植物化石を含む(地質図参照)。ただし個体数も少なく保存も良好ではない。

早川北岸および畑宿南方に見られる火山礫凝灰岩は早川凝灰角礫岩中のそれとかなり類似する。熔岩は大抵の場合多少の Autopneumatolysis を受けて暗緑色堅硬岩になっている¹⁾。

1) 箱根以南の諸火山でも最下位の熔岩がこの種の變質を受けている例多く、したがって基底の第三紀火山岩との區別に困難を感じる場合が少なくない。

OS₁とした帯はその上下の OS₂とした噴出物に対し岩相上や急激ではあるが漸移するのが普通で、野外でも明確な境を指摘し得ない。すなわち OS₁と OS₂の間には何等時間的間隙は見出されない。たゞ畑宿南方椿沢附近では OS₁と OS₂との間に著しい局部的浸蝕作用のあつたことがわかつているがこれについては 115 頁に述べる。

安山岩熔岩(OS₂) 各熔岩の厚さは 2～3 m のものから 100m におよぶものまでであるが、数m乃至 10数m のものが最も普通である。熔岩の多くは堅硬なものであるが、しばしば塊状(Blocky)なものや岩滓質のものも産する。

岩石としては玄武岩から石英安山岩質のものまで含まれている。その中でも普通輝石紫蘇輝石安山岩乃至玄武岩質安山岩(かんらん石を含むものも少なくない)が最も多く、これに次いで紫蘇輝石安山岩・かんらん石安山岩・かんらん石紫蘇輝石安山岩(玄武岩質)が多い。かんらん石玄武岩も往々にして見出される。これ等の岩石は灰色のもの(結晶度高き場合)から黒色のもの(細粒乃至ガラス質)まであり、斑晶の量および形等も種々で、したがって古期外輪山熔岩(OS₂)に共通した特長というべき性質を指摘し得ない。岩石は一般に新鮮である。上述のかんらん石玄武岩も本質的には OS₁の中に含まれるものと差異がないが後者の如く Autopneumatolysis を受けている場合は極く稀である。

典型的な石英安山岩は本図幅内には産しないがそれに近い安山岩は大平台の北方、早川北岸斜面上部および湯河原駅北方(白石丁場と称する石切場)等に熔岩として産する。

また安山岩の中には無斑晶岩がしばしば見出される。特に須雲川南東壁に多く、また長尾峠附近にも存在する。

熔岩と互層する火山碎屑岩は凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩・凝灰岩等で凝灰集塊岩はほとんど見出されない。全部岩滓のみから成る層も見られる。淡灰緑色の多少軽石質な火山礫を主成分とする火山礫凝灰岩および灰白色の軽石凝灰岩は OS₂に極く普通なものであつ特長的な構成物質である。これ等は基底の早川凝灰角礫岩と局部的には区別し難いこともある。

早川および須雲川に面する斜面に露出する凝灰岩中には頁岩を介在することがある。早川沿岸では OS₂の基底に近い所に、また畑宿南方(115 頁参照)では OS₁のすぐ上位に火山円礫岩を産する。しかしこれ等の岩相は火山の東方外側斜面には発達していない。

以下便宜上安山岩熔岩(OS₂)の分布地域を 1)早川北岸・2)須雲川南東壁・3)外輪山南東外側斜面・4)箱根峠附近の四つにおいて地域別に主要事項の記載を行う。

1) 早川北岸：一この地域では噴出物の構造も比較的簡単であり、岩脈もあまり多くない。前にも述べた如く大平台北東では OS₁と早川凝灰角礫岩との間に中性の普通輝石紫蘇輝石安山岩熔岩が1枚介在し、岩質上からは OS₂に属するが、地質図上には OS₁中に含めて着色してある。また塔ノ沢北方斜面上部(OS₂の中層準)にはかんらん石玄武岩熔岩を産する。

2) 須雲川南東壁：一この地域は成層火山の構造を観察するのに好適な露出を有している点で恐らく本邦にも他にその比を見ないであろう。殊に筆者が調査を行つた1933年頃は関東地震・北伊豆地震によつて多数の山崩れを生じ、かつこれ等の復旧のため砂防工事中であつたので、ほとんど全山岩石を露出していたが現在では再び樹木に覆われ始めて来た。

前述の如く畑宿の南東では OS₁と須雲川安山岩類(A₁)との間に岩滓および10枚近くのやゝ岩滓質熔岩薄層より成る厚さ100 m程の累層が介在する(第32図参照)。熔岩はかんらん石安山岩乃至紫蘇輝石かんらん石安山岩(共に玄武岩に近い)で、その鉱物組成・組織・現出状態等から見て一般の OS₂と多少相違しこの地域だけに特有なものであるが、地質図上には OS₂と同一に着色してある。

これ以外の OS₂は全部安山岩質のもので、須雲川上流では熔岩と火山碎屑岩とが整然と互層し、かつ熔岩はかなり長い距離に亘つて外観上水平に連続露出する。この整然さは外輪山の他の如何なる場所でも見られない程であり、須雲川支流椿沢(畑宿南方)以東では多少乱されて来る。

須雲川上流の流路は極めて直線的でこの方向に断層の存在を思わせる。ところがこの部分で川の兩岸に露出する熔岩層は川を横切つて連続しており、したがつてこの流路に沿うた断層は存在しない事が確認される。

椿沢以東でも熔岩と碎屑岩との互層の厚さや分布が不規則になるだけで、走向傾斜に著しい変化がある訳ではない。

OS₂に関係した岩脈は須雲川流域には極めて多いが、これ等も椿沢以東に多く、以西にはごく稀である。岩脈は多く数mの厚さを有し、熔岩とほぼ同岩質である。その方向は北西―南東のものが多く、これ等は第三紀岩層を貫くことは勿論、

OS₂のかなり上の層準のものまでも貫くことが少なくない。また須雲川中流北西側では、新期外輪山熔岩の下位にOS₂に関係したやゝ厚い貫入岩体の頭がモナドノック状に残っていることがある(119頁参照)。

3) 外輪山南東外側斜面:— 本地域は成層火山の側噴出(Flank eruption)機構を研究するのに好適な場所である。

当地域内で注目すべき事項は a) 金時山—幕山構造線による地層の変動, b) 幕山の構造, c) 聖岳の構造, d) 眞鶴岬の軽石層, e) OS₂の各種熔岩の性質およびその噴出機構等であるが、これ等の中 a)と b)は110頁に、c)は107頁に、d)は108頁に述べる。

当地域に分布する熔岩のあるものは前述の須雲川南東壁上部に露出するものから連続して来たものであるが、他のものはこの斜面中途に噴出して流下したものである。

岩石の大部分は輝石安山岩であるが、新崎川中流幕山北西麓には天昭山玄武岩類を直接に覆つてかんらん石輝石玄武岩熔岩が現出する。この熔岩は Autopneumatolysis を受けて暗緑色化していることおよび褐色の岩質本質凝灰角礫岩を伴うことから、その下の天昭山玄武岩類との区別が容易でない。またこの玄武岩熔岩および碎屑岩は畑宿南東に露出する OS₁に類似しているが、その露出高度や岩質を比べた結果では両者は別個のものらしい。

この地域で最も広く分布している熔岩は白銀山(992.9m)頂上から吉浜および岩村にかけての斜面を覆っているもので、紫青色乃至黒色の無斑晶乃至一極く斑晶の少ない安山岩である。しばしば赤紫色の岩滓を伴いかつ流理構造が著しい。恐らく上下数枚の熔岩から成るもので、流動性に富んでいた結果極めて平滑な斜面を作っている。平林武(1898, 20頁)は岩村附近に繩状熔岩の産出を報じているが、それは本熔岩を指すものらしい。

星ヶ山(814.4m)からその南東にかけて上述の平滑な斜面の上になまこ形の丘をのせた如き地形が見られる。これは上述の斜面を破つて噴出した粘性に富んだ厚い1枚の安山岩熔岩が作った地形であり、その噴出口は星ヶ山西方830mの山である。この熔岩の末端は眞鶴駅北方で急斜面を作っており、この附近の多数の石切場において本熔岩を「本小松」と称して採掘している。

根府川駅附近で採掘されている「根府川石」は美事な板状節理の発達をもつて有名である。本熔岩は根府川部落西方白糸川中流高度 340m の地点でこの川を横切る北西—南東方向の岩脈から流出したもので、この地点から海岸まで扇形に分布している。前述の無斑晶安山岩熔岩よりも下位を代表している。

白糸川の上流高度 570m の地点にはビジオン輝石斑晶を有する安山岩熔岩が露出する。層準から云えば前述の根府川石の熔岩と無斑晶安山岩熔岩との中間に来る。本岩は後述の箱根峠附近に産するビジオン輝石安山岩と全く同一岩石で、したがってこの両地点における各種熔岩の層準を対比する上に最も確実な基準となるものである。

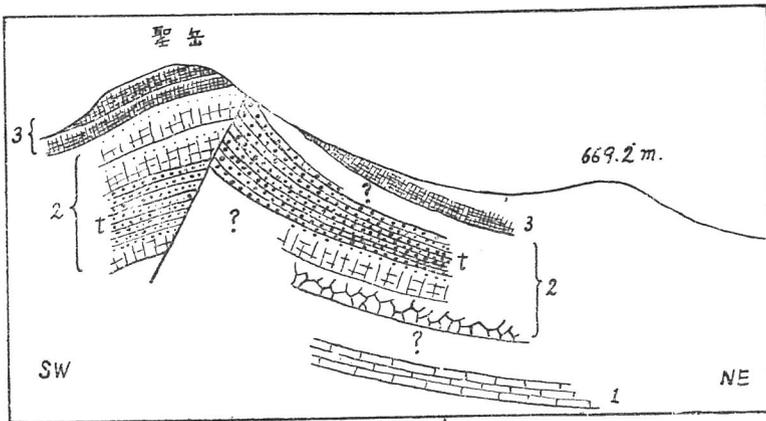
真鶴半島は全く 1 枚の安山岩熔岩から成立っている。その厚さは数十 m に達し、同半島の凹凸に富んだ外形はこの熔岩流の現形を代表している。本熔岩も斜面中腹から噴出されたものらしく、前述の無斑晶安山岩熔岩の直ぐ下位に当る。真鶴半島では後述の如く軽石層に覆われる。この岩石は“新小松”と称して採石されている。

湯河原—新崎川間の尾根頂部(城山 562m 附近)に分布する安山岩熔岩は浸蝕によつて 3 か所に分離している。この地域は後述の金時山—幕山構造線の運動によつて持上げられた結果、他の場所より浸蝕が進んだのである。本熔岩は前述のビジオン輝石安山岩と根府川石との中間の層準を占めるもので、上下 2・3 枚の熔岩層より成る。その中の 1 枚は 100 頁に述べた岩戸山頂上で Outlier をなすものに続く(第 31 図)(岩戸山型安山岩と呼んで置く)。したがって本熔岩流出期には湯河原火山は現在の如く中央部を深谷で刻まれていながつたに相違ない。前記城山の東麓鍛冶屋部落近くに白石丁場と称する石切場があるが、こゝで採石されている白色の安山岩は城山頂上のものに多少類似した所もあるが同一熔岩か否か明瞭でない。厚さ 100 m に達する熔岩塊で、石英安山岩に近い成分を有し、中に多量の Autolith および各種の Xenolith を含んでいる。

4) 箱根峠附近:— この地域で特記すべきことはビジオン輝石安山岩熔岩の産出である。本熔岩は箱根峠北方および南方の自動車道路に露出し(kuno, 1c36a の地質図参照)、さらに南西方および西方にのびて図幅外の市山新田および境川岸にまで及んでいる。厚さ 10~20m の同質熔岩が少なくとも上下 2 枚存在する。箱

根峠の南には火山斜面を横切る新しい断層が2本存在し、明瞭なケルンコルの地形を示している。

聖岳の構造 小田原市南西部から南西方に外輪山を望むと斜面上にこぶの如く突起した小山のあるのに気付く(第29図)。この地形だけから見れば聖岳(838m)は寄生火山の如き印象を與える。所が山の南東および北西面において山崩れによつてできた露出面を詳しく観察した結果、下記の如く特異な構造を有することが明らかになつた(第33図)。

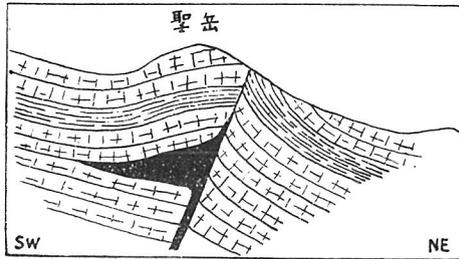


第33図 聖岳の構造を示すスケッチ。1-根府川石炭岩、2-斑状安山岩熔岩および凝灰角礫岩(t)、3-無斑晶安山岩熔岩。

地質図にも示した如くこの小山を横切つて1本の断層(層面は走向北 60° 西傾斜南西 60°)が走っている。山の北西および南東の露出面で見られる所ではこの断層面に沿つて薄い粘土層が生じており、下盤に鏡肌がある。粘土層に接する両側の岩層は多少破碎されてはいるが、火山ガス等の作用による変質は認められない。断層両側で全く同一の層序が見られる。断層の南西側では岩層はほぼ一様に走向北 50° 西、傾斜南東 30° であるが、北東側では断層から遠ざかるにつれて次第に傾斜を減ずる。すなわち走向は北 30° 西であるが、下方谷底では傾斜は北東に 10° で谷を登つて断層に近づくにつれて次第に急傾斜となり、断層に接する所で北東に 40° となる。すなわち断層によつてその南西側地塊が持ち上げられ、それに引ずられて北東側地塊の岩層がまくれ上つた如き形である。この構造は極めて局部的なもので断層も遠方まで連続しない。また第33図で最上位に来る無斑晶安山岩熔

岩は105頁に述べた如くこの附近一体に平滑な斜面を作る特長のあるものであるが、聖岳の部分に限って周囲の斜面の水準から60m程も高く盛上っている。

以上の事実から見て聖岳は地下からのある力によつて局部的に持上げられた山であることが明らかである。既に105頁に述べた如く須雲川中流下流地域に見られる岩脈の多くは北西—南東方向であり、上述の聖岳の断層の方向と一致する。故に聖岳の地下でこの方向の割目に沿うて岩漿が貫入し、比較的浅所に来て岩層に平行に侵入してふくれ上つた結果上位の岩層を持上げ、かつこの割目に沿うて局部的のずれを生じ、一方の側はおし上げられ他方はこれに引ずられたのであろう(第34図)。



第34図 聖岳の模式断面。地下の貫入岩體を示す。

1910年の北海道有珠火山北麓における噴火および1944年以來の同火山東麓における昭和新山の出現等も聖岳の生成機構と共通点がある。殊に1910年の噴火では東西方向の断層を境にしてその北側地塊が隆起し、かつ断層に沿うて多数の新噴火口列を生じた点等は上述の聖岳下部における岩漿の貫入と同様な現象が有珠火山にも起つた如く見られる。

眞鶴岬の軽石層 地質図上には省略してあるが眞鶴岬から眞鶴駅附近にかけて灰白色の輝石石英安山岩軽石層が分布する。たゞしその分布は連続的でなく斑点状である。本層の最も厚い場所は半島突端で約5mに達する。こゝでは層の上半部が無層理の軽石層より成り下半部がやや黄色を帯びた細粒軽石質凝灰岩より成り時に頁岩と互層する。軽石は径最大10cm位でしばしば緻密安山岩火山礫および炭化した木片が混在する。鏡下では基性の中性長石斑晶を少量含み、他に極めて稀に紫蘇輝石・石英斑晶をも伴うことがあり、石基は無色の多孔質ガラスより成る。

本層の下位には既に述べた本半島を構成する熔岩が存在するが、熔岩の上部の岩滓

が軽石と混じている点から見ても両者の間に著しい浸蝕が働いたようには見えない。軽石層の上には関東ローム層がほとんど整合的に重っている。

本軽石層はその構造や安山岩片を含んでいる点から見ても抛物体が直接に降り積つたもので、他から流されて来たものではなからう。しかしその噴出口の位置は不明である。

岩石の記載 古期外輪山熔岩全体(OS₁ および OS₂)を通じて岩石は玄武岩から石英安山岩質のものまでかなり広範囲の成分に亘っているが、その大部分は中性の安山岩である。今までに化学分析の行われたものだけでも SiO₂=49.60(OS₁ の IIIb→c型玄武岩)から SiO₂=64.72(OS₂ の Vd 型安山岩)まで含まれている。岩石の大部分はビジオン輝石質岩系に属する。

OS₁ を特徴づける岩石は IVc 型のかんらん石普通輝石玄武岩であるが、これに極く少量の紫蘇輝石斑晶の加わつた Vc 型の玄武岩乃至基性安山岩・IIIc (稀に IIIb→c) 型のかんらん石玄武岩が密接に伴つて来る。他に少量の含かんらん石輝石安山岩 (Vc 型) も産する。少数のものを除いて常に Autopneumatolysis を受けて暗緑色化し、鏡下ではかんらん石斑晶の一部または全部が二次的鉱物に置換えられた石基中にも緑泥石を生じている。輝石・斜長石は新鮮である。石基は細粒乃至中粒で一般に完晶質であるが時に多少のガラスを含むものもある。OS₁ の中には無斑晶岩を産しない。

OS₂ に属する岩石としては Vc 型の輝石安山岩(時にかんらん石斑晶を含む)が全体の²/₃近くを占めている。これに伴つてかなり頻繁に無斑晶(またはほとんど無斑晶)安山岩および有色鉱物斑晶を欠く安山岩が産するが、これ等の多くは上述の Vc 型安山岩と共通な性質を有している。同じ Vc 型ではあるが紫蘇輝石斑晶が極く少量で IVc 型に近い玄武岩も少量産する(新崎川中流幕山西麓および塔ノ沢北方斜面上部)。

上述の岩型よりはるかに少量であるが Vd 形の輝石安山岩 (稀には石英安山岩に近いものもある。例えば大平台北方斜面上部および湯河原駅北方白石丁場等に産するもので、殊に後者は Ve 型に近い)、Vd→c 型の輝石安山岩および IIIc・IIc・Ic 型の基性安山岩等も時々見出される。104 頁に述べた畑宿の南東で OS₁ の下位に存在する岩滓質熔岩の大部分は IIIc・IIc 型の基性安山岩に属し、石基中に微斑晶として紫蘇輝石またはビジオン輝石または両者を含むことが著しい特徴である。

これ等岩石の石基の粒度・結晶度・組織等は様々で、粗粒完晶質のものから岩石全

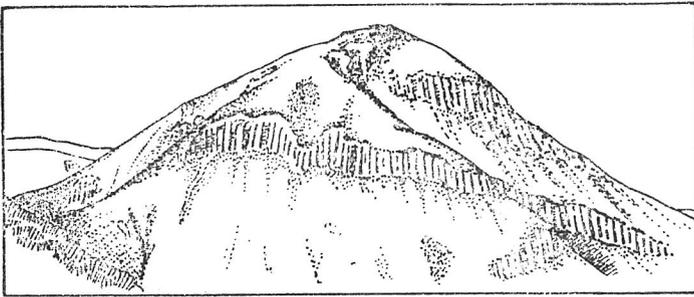
体の半分以上も褐色ガラスが占めているものまでである。一般に変質を受けていないが、前述の幕山西麓に産する Vc 型玄武岩および 畑宿南東の IIIc・IIc 型安山岩等ではかんらん石の一部または全部が変質し、また石基に緑泥石を生じている。

3. 幕山熔岩圓頂丘(OS₃)および金時山—幕山構造線

箱根火山活動中に行われた種々の火山現象の中で、火山の構造上最も興味のあるものは金時山—幕山構造線の運動とそれに伴う幕山熔岩円頂丘の噴出であろう。

幕山の地形と構造 東海道線の列車が湯河原駅のすぐ北東で新崎川の鉄橋を渡るが、この時川の上流を望めばドーム形の山が谷の奥真正面に立ちはだかつているのを見ることができる。これが幕山である。

新崎川の谷底から幕山の南壁および西壁を見上げるとそこには2～3段の大岩壁が水平に連らなっているのが見られる。岩壁にはたてに柱状節理が入り、あたかも太い材木を山腹に並べて立てかけたような観を呈する(第35図)。したがって遠望だけでは



第35図 南西より見た幕山熔岩圓頂丘。

2～3枚の熔岩層が上下に相重なつてこの山を作っているかの如き印象を與える。

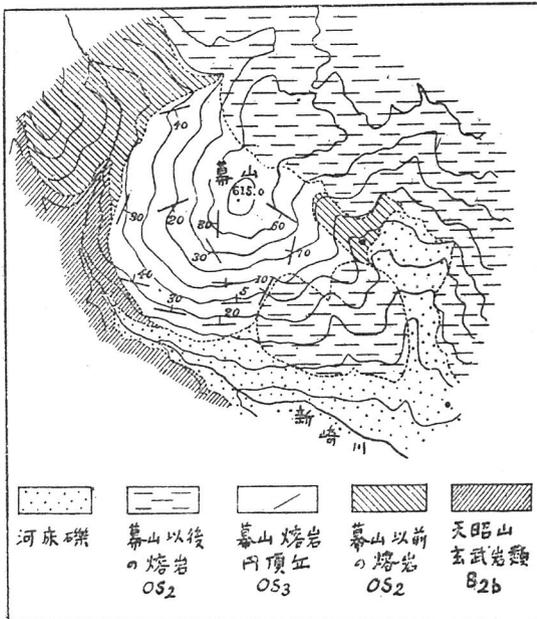
岩壁に近ずいて見るとこれ等の柱は互に直交する2組の節理で形成された大まかな四角柱であり、普通の六角柱とは異なるものであることが判る。節理の一方は山腹面と直交する垂直面であり、従つてこの円頂丘の中心を通る垂直軸から四方に放射する如きものであり、他方は山腹面にほぼ平行な面であるが前者ほどに明瞭ではない。

さらに著しいことは、この山を構成する岩石には上述の2組の節理面にはほぼ直交する細かい縞状構造が発達していることである。この構造は青灰色の部分(輝石安山岩)

と灰白色の部分(輝石石英安山岩)とが縞状に入り組んでできたもので、各縞の幅は10 cm位のものから1 cm 位のものまでが普通であるが、時には糸状のものも存在する。各縞の境は劇然としていてもまた漸移的のこともある。また安山岩自身中にもやゝ緻密な部分とやゝ多孔質な部分とが縞状をなすことがある。両者の境が劇然としている場合には石英安山岩の部分が安山岩によつてゆう蝕されて湾入した形が見られる。

前述の如く段をなす岩壁と岩壁との間に火山碎屑岩層は存在せず、多少節理の方向を異にする上下2岩層が直接に接しているのみである。この接触点で両岩層の境は劇然としており、貫入接触の如き感を與える。時には下層の縞状構造を20度位の角度で切つて上層の縞状構造が発達する。

幕山の山腹を取巻く岩壁には至る所一様に縞状構造が発達しているが、山頂ではこの構造が消失しその代りに安山岩中に不規則な形状を呈する石英安山岩の捕獲岩片が含まれる。この捕獲岩片が引伸ばされて次第に細くなり、山腹における美事な縞状構



第36図 幕山附近地質図
幕山附近四頂丘における縞状構造の走向傾斜を示す。

造に成るまでのあらゆる段階が見られる。

縞状構造は前述の如く柱状節理に直交しかつ後者は円頂丘に寄りかゝつた如き方向に発達しているのであるから、従つて縞状構造の方向は大體円頂丘の中心に向つて傾斜することになる。幕山の四周で縞状構造の走向傾斜を実測した結果は第36図にその推定断面は第37図に示す。第36図を見ると縞状構造の求心的傾斜が明らかに認められ、かつ山の上部程傾斜度を増す傾向がうかがわれる。

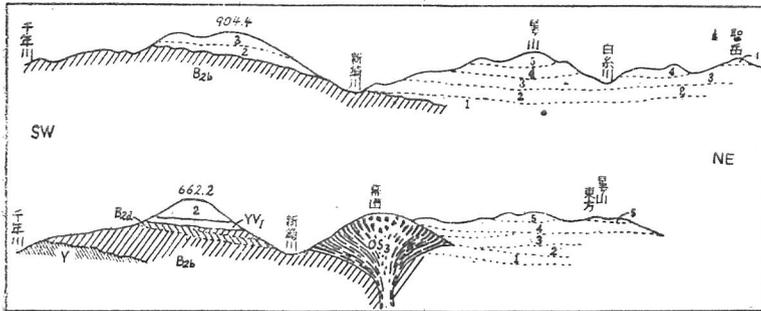
幕山熔岩 (OS₃) とその下位の玄武岩質熔岩 (OS₂) (105頁) との境は山の西腹小谷底で見られる。両者は極めて劃然とした境で接触し、OS₃ が玄武岩質熔岩の層面にほぼ平行に貫いている如き状態を示す。しかして前者中の縞状構造もこの境界面に平行である。

OS₃ と上位の無斑晶安山岩熔岩 (OS₂) (105頁) との境は露出していないが、分布から見て上下関係だけは確実に決定しうる (第37図参照)。

噴出機構 上述の如き縞状構造は地下において安山岩岩漿中に石英安山岩塊 (あるいはまだ多少粘性を保つていたもの) が捕獲され、噴出に伴う岩漿の流動の結果後者が引伸ばされて生じたものであることは明らかである。故に縞状構造によつて岩漿流動の状態を推定することができる筈である。

幕山円頂丘の生成機構はその縞状構造から考えて明らかに内生的ぼうちよう (Endogenous expansion) によるものである。すなわち比較的狭い出口から押し出された粘性の高い岩漿は地表でろう斗状に拡がり、後から続いて出て来た岩漿は以前のものを上下左右に押しつけ、次第に円頂丘は外方にふくれて行つた。この結果安山岩岩漿は石英安山岩塊を引伸ばして縞状構造を作つたが、頂上附近では流動が大して起らなかつたために石英安山岩塊は引伸ばされずに残つた (第37図)。しかして熔岩の噴出は極く僅かではあるが多少時期を異にして2, 3回行われたために、前述の如く2・3段の岩層とそれにおける縞状構造の斜交とを生じたのであろう。

熔岩円頂丘 (または Quellkuppe, Staukuppe) の生成機構については E. Reyer (1888) の模型実験がある。彼は種々の色に染めたパテを順次に細孔から押し出してドーム状の山を作り、後にそれを切断して見てそこにできている縞状模様からその生成機構を明らかにしているが、Reyer の図示した模様は第37図の縞状構造によく類似している。



第37図 幕山北西(上図)および幕山(下図)を通る新崎川に直角な断面図。Y-湯ヶ島層群, B_{2b}-天照山玄武岩類, E_{2d}-天照山玄武岩類に伴う石英安山岩熔岩, YV₁-湯河原火山安山岩熔岩, OS₃-幕山熔岩圓頂丘, 1-5-箱根火山古期外輪山熔岩 (1-玄武岩質熔岩, 2-岩戸山型安山岩熔岩, 3-2の上位の熔岩, 4-無斑晶安山岩熔岩, 5-星ヶ山西方から噴出した熔岩)。

熔岩円頂丘における縞状構造は他の多くの火山でも認められている¹⁾。ただし幕山の如く2種の異なる岩石による縞状構造は他に例がなく、たいていは一見単一成分の岩石中における流理構造に過ぎない。しかしてこれ等の流理は幕山の場合と同様山麓で緩く山頂近くで急傾斜となるのが普通である。

幕山の噴出時期 前述の如く幕山熔岩は北西麓の玄武岩質熔岩より新しく無斑晶安山岩熔岩より古い。玄武岩質熔岩は後述の如く45°近くの急傾斜を示すまでに轉位しているが、幕山はこの轉位後に噴出して出来たと考えるのが最も適当である。所が新崎川中流西側では玄武岩質熔岩の上位の岩戸山型安山岩熔岩(106頁)も同じ轉位を受けているから、幕山の噴出はこの熔岩流出後であろう。これは丁度次に述べる金時山-幕山構造線の運動とほぼ同時期になる。

幕山熔岩が地下で行った混合作用はこの構造線の運動が岩漿溜をかく乱したことによつて起されたと考えることができる。

なお2種岩漿の混合は岩戸山型安山岩のすぐ後に流出したビジオン輝石安山岩(9頁)にも見られる(Kuno, 1936a,)ことは興味深い。

岩石の記載 縞状構造を作る青灰色の部分にはVc型に属する酸性の安山岩

1) 日本でも樽前火山の中央火口丘、鴨子火山、浅間火山の小浅間、菅間幅内上多賀石英安山岩(D2)(81頁)等で見られる。また California の Lassen Peak でも石英安山岩圓頂丘に幕山と同様な構造が記載されている(Williams, 1932, p. 293)。

であるが、時には Vd→c 型また極めて稀には Vd 型に属するものもある。斑晶として中性斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鉱が存在し、石基は一般に細粒完晶質で時には多少ガラスを含むものもある。

灰白色の部分は安山岩よりはるかに酸性の岩石で、斑晶として酸性中性長石乃至灰曹長石・石英・紫蘇輝石・少量の普通輝石・磁鉄鉱が存在し、石基は中粒完晶質のものから潜晶質のものまでである。完晶質のものでは灰曹長石・石英・アノソクレスが主要構成鉱物で、極く少量の輝石・鉄鉱も存在する。

石英安山岩の部分が幅 1 mm 以下の縞状に安山岩中に入っている場合でも、両者の境は割合にはつきりしている。一般に両者が漸移している如き場合は認め難い。

金時山—幕山構造線¹⁾ 本構造線の存在は箱根火山体の北西および南東斜面における地形・噴出物の分布と構造等から推定されたもので、本図幅内にはその南東部が含まれているのみである。

新崎川流域において各種熔岩の分布を精査した結果次のことが明らかになった²⁾。

すなわちこの川の南西側では岩戸山型安山岩熔岩が尾根の頂上部にあつてかなりの高度に分布するのに反し、川の北東側では上流地域を除きこの熔岩は地表下に没して露出しない。またこの熔岩の上位に来る無斑晶安山岩熔岩の分布は川の北東側に限られかつ前述の川の南西側での岩戸山型安山岩より低位置を占めている(第37図参照)。

次に幕山北西方では玄武岩質熔岩およびその上位の岩戸山型安山岩がかなり広範囲に亘つて北東に 45° 傾斜する(地質図参照)。この傾斜方向および角度は熔岩の原構造としては異常過ぎる。

以上の事実は次の如く解釈することができる。すなわち岩戸山型安山岩熔岩の流出直後新崎川に沿う北西—南東の線を境にしてその北東側地塊は南西側に対し相対的に沈降し、その後に噴出した無斑晶安山岩熔岩は低所を選んで流下した結果その分布は新崎川北東側に限られたのである。

新崎川の流路に沿う推定構造線を北西に延長すると丁度下二子山南東麓で須雲川と出会うことになるが、この附近の古期外輪山熔岩の構造にも局部的じょう乱が明瞭に

1) 本項に関しては既に他の機会に論じた(久野 1937)。

2) 熔岩分布の詳細については“Geologic Map of the Eastern Part of Hakone Volcano”(Kuno, 1950)参照。

見られる。

畑宿部落から須雲川對岸を望むと(第32図参照)、天狗沢と椿沢との間の岩壁には6本の小断層(いずれも北西—南東方向)が通り、古期外輪山熔岩(OS₁およびOS₂)の層が階段状に見かけ上り南西落ちになつているのが見られる(第32図には6本の中の西端のものは見えていない。また地質図にはこれ等の両端のもののみを图示してある)。さらに椿沢からキワダ沢(地質図で植物化石産地の印をした所の支流)までの間にも少なくとも6本の小断層(いずれも北西—南東)が見られる(地質図には示していない)。すなわち約1.5kmの間に少なくとも12本の平行断層が通つていることになる。しかしこれ等断層運動は古期外輪山熔岩の上位のものにはおよんでいない。またこのように断層の密集した場所は外輪山壁の他の如何なる場所にも見出されない。

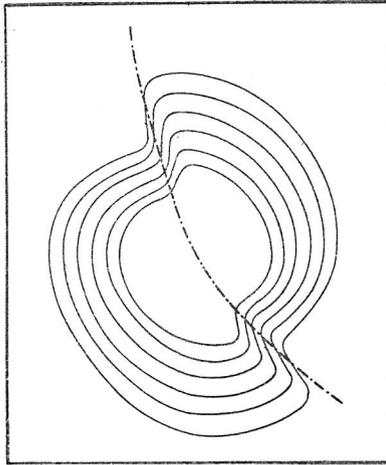
畑宿南方では玄武岩熔岩および凝灰集塊岩(OS₁)の層が南西に45°傾斜する。この傾斜方向および角度もこれ等噴出物が局部的に変動を受けた結果としか考えられない。

前述の椿沢—キワダ沢間ではOS₁に属する噴出物とその上位のOS₂の熔岩との間に局部的浸蝕不整合が見られる。すなわちこゝではOS₁を所々で深い溝が刻んでおり、その中を火山円礫岩がうずめ、その上にOS₂の熔岩がのつている。椿沢以北ではOS₁とOS₂の間は全く整合的である。この事実は当地においてOS₁が堆積直後多少の変動を受け、そのじょう乱帯に沿うて局部的に浸蝕が行われ、火山円礫岩の堆積を見たものとして解釈される。なお火山円礫岩は椿沢—キワダ沢間ではさらに上位のOS₂中にも見られる所があるが、外輪山壁の他の場所では基盤の第三紀岩とOS₁の境以外には存在しない。

須雲川岸に見られる噴出物の構造から推定される運動様式は北西—南東方向の断層群によつてその北東側が南西側に対し相對的に隆起したかの如くである。あるいは北東側が相對的に南東に水平移動したのでもよい。この運動方向は新崎川中流以下の地域での運動方向と反對である。故にこの構造線の運動は一種の蝶番断層(Hinge fault)に類するものであるらしい。この構造線の北西部(図幅外金時山附近)でも北東側が隆起している(久野, 1937)。

以上のことを総合すると、古期外輪山熔岩の噴出によつて成長しつゝあつた火山円

1) こゝで「見かけ上」と書いたのは岩層が多少傾斜しているから、水平移動だけでも第32図に見られた構造を生じうるからである。



第38図 金時山-幕山構造線の運動によって生じた箱根火山體の變形。

錐体が本構造線の運動によつて變形され一時的に第38図に等高線で示した如き形体となり、その後の噴出物(古期外輪山熔岩 (OS₂)および金時山火山熔岩)によつて凹所がうずめられ、再び單調な円錐体となつたと考えられる。

4. 新期外輪山熔岩 (YS)

既に14頁に述べた如く、浅間山・鷹ノ巣山・屏風山等を構成する熔岩が外輪山の一部であるか中央火口丘熔岩の一部であるかあるいは 両者とは 独立した 単位であるかは、昔から研究者によつて見解を異にした所である。これ等見解の相違は結局箱根火山が二重式火山であるか三重式火山であるかを決定する分岐点となるのである。

これ等の地域に見られる平頂な台地狀地形(第28, 29図)は極めて特異なもので、その表面が緩傾斜なことおよび解析度の小さい点において一見したゞけでも古期外輪山外側斜面の地形とは相異することが判る。これ等熔岩は第1期カルデラ沈降後にその凹地をうずめて流れたもので、その高度も古期外輪山壁より低くかつ分布も古期外輪山内に限られたのである。またこれ等熔岩は古期外輪山熔岩とは岩石学的にも明瞭に区別されるものである。

新期外輪山熔岩の作る台地はいずれも急斜面でかこまれた卓狀地である。この急斜

面には堅硬な熔岩の厚層が露出するが、古期外輪山壁における如き階段状地形は呈しない。殊に屏風山南東縁には須雲川を見下して唯1枚の熔岩層より成る、高さ約150m、傾斜70度以上の岩壁が連続している。これ等の熔岩分布地はかつては一連の広大な斜面をなしていたものが、後の浸蝕その他の作用で分離したものであることは疑ない。

新期外輪山熔岩は古期外輪山熔岩の多くのものより酸性な成分を有する。それ等は中性および酸性の輝石安山岩および輝石石英安山岩に属する。これ等熔岩の最も著しい特徴は最下位を占める石英安山岩を除いてほとんど火山碎屑岩を伴わないことである。また各熔岩の上下にも岩滓質の部分が極めて少い。熔岩の多くは（特に最上部のもの）は流動性に富んでいた結果上述の如き緩斜面を作つたのである。

各熔岩層の厚さは数mのものから150m（屏風山を作るもの）のものまでである。全部で5種の異なる岩型が区別され、1枚の熔岩が単一岩型を代表することもあるし、また上下数枚の熔岩が同一岩型に属することもある。故に全体で15枚近くの熔岩層が存在することになる。噴出物全体の厚さは最大300mに達する。

新期外輪山熔岩に関係した岩脈が一つも見出されていないことも著しい特長である。

また熔岩を切る断層は極めて稀にしか発見されない。故に本熔岩流出後は第2期のカルデラの沈降以外にこの種の変動は起らなかつたのであろう。

以上の如く火山碎屑岩に乏しく流動性の著しい熔岩を主とする扁平な火山錐は楕状火山として記載される。地形から判断すればその中心火口は現在の分布地よりはるか西方にあつたに相違ないが、第2期カルデラの生成に伴い沈下して地表には見られない。

楕状火山は本邦内にはその例が少い。また外國の楕状火山の多くは玄武岩質熔岩によつて構成されている点で箱根火山新期外輪山熔岩の作る楕状火山とは多少異つている。

新期外輪山熔岩は比較的良く露出しているので次の如き熔岩を識別し得た。

最下位に来るものは石英安山岩の熔岩および火山碎屑岩である。熔岩は鷹ノ巣山の基部から山頂までを作り、また畑宿の北、西の沢中流・箱根町東縁にも露出する。熔岩は細孔質で流理構造が著しく紫灰色乃至灰白色を呈する。鷹ノ巣山東面

および畑宿西方では黒曜石を伴う。小湧谷東方の山麓では流理面はほとんど直立する。畑宿および箱根町のもは Autobrecciated structure を呈する部分が多い。

畑宿西方では上述の熔岩の上に白色の軽石凝灰岩（厚さ最大50mで黒曜石を含む）がのりその上を後述の中性安山岩熔岩が覆っている。屏風山の南東斜面では前述の150mに達する厚い熔岩と古期外輪山熔岩との間に石英安山岩の凝灰角礫岩層（厚さ最大50m）が介在する。この凝灰角礫岩の基地は淡黄色の軽石でその中に安山岩および石英安山岩の角礫を含む。

これ等の火山碎屑岩は石英安山岩熔岩の噴出に伴って堆積したものである。

石英安山岩の直ぐ上位に来るものは畑宿—須雲川部落間の北西山地最下部に分布する無斑晶安山岩熔岩（厚さ20～30m）である。

さらにその上位には斜長石および輝石斑晶のやゝ多い中性安山岩熔岩（5～30mの厚さの熔岩が上下に2枚乃至5枚以上重なる）が来る。これは畑宿西方から宮ノ下・湯本北東方まで拡がっている堅硬な熔岩で、畑宿西方の飛竜ノ滝および須雲川部落西方空滝等を作っている。芦ノ湯北東自動車道に露出するものは灰長石巨晶（1cm）およびアリバライト・ユークライト質團塊および頁岩起源の Xenolith を含む。

この上位に淡青灰色で板状節理の著しい堅硬な熔岩（厚さ100m位）が来る。これは斑晶のまばらな酸性安山岩で、畑宿と浅間山との間の斜面を構成する。最上位の熔岩は色や節理の点ですぐ下位の酸性安山岩熔岩に類似するが、斑晶の極めて少いかつ細かい酸性安山岩である。新期外輪山熔岩中で最も広い分布を有し、浅間山—湯本間の斜面・湯本町南から北東へかけての台地・屏風山全部を作っている。浅間山—湯本間では熔岩が2枚重なっているが、他の場所では100～150mの1枚の厚層より成る。

下位岩層との関係 箱根火山の地史をたどる上に最も重要な鍵となりしかも最も説明に困難を感ずる点は、早川と須雲川に挟まれた地域において新期外輪山熔岩が基盤の第三紀岩（T₂およびA₁）を直接被覆している、著しい事実である。このように新期外輪山熔岩の下に古期外輪山熔岩を欠除していることが以前の研究者をして前者を後者の一部と考えさせた原因の一つではなかつたらうかとさえ想像される。

上のような関係を生じたのは第1期カルデラ陥没後の長い浸蝕時期の間にカルデラ

内の水が東方にのみ排水された結果、この地域に特に浸蝕が著しく作用して古期外輪山熔岩をほとんど完全に除去つて了つた結果とする以外に説明のしようが無い。しかしこのように広範囲に亘つて古期外輪山熔岩をはぎ取つて了つた作用はかなり異常なものでなければならぬ。

地質図上で新期外輪山熔岩と第三紀岩との境界線をたどればそれはかなり平滑なものであることが判る。しかしこの熔岩下の不整合面そのものが全般に亘つて平坦であるかどうかは疑問であつて、むしろこの中央部すなわち鷹ノ巣山と湯本を結ぶ線に谷状の凹みがあるのではなからうか？ そうだとすれば早川・須雲川に沿うて見られる新期外輪山熔岩下の境界線は上述の化石谷の谷壁を代表していることになる。このように考えれば新期外輪山熔岩流出直前の浸蝕地形も不自然でないものが想像できる。また後述の如くこの熔岩と第三紀岩との境には湯本附近に限つて厚い礫層が存在し、これ以西には見られない事実や、本熔岩下の伏流が湯本町南西縁で上述の礫層中から噴出して玉簾ノ滝を形成している事実等も上の考えを支持している。

第三紀岩層(早川凝灰角礫岩 (T_2)および須雲川安山岩類 (A_1))と接するのはほとんど常に斑晶の多い中性安山岩熔岩 (118 頁)である。この接触面は宮ノ下—湯本間および須雲川部落—湯本間の諸所で見られる。

塔ノ沢以西および須雲川部落と湯本の間以西では T_2 および A_1 の風化帯の上をYSの堅硬熔岩が直接に覆うのが常で、場所によつては T_2 が焼けて赤くなつてゐることもある。これ等の地点以東では両者の境に厚さ10mまたはそれ以上の粗粒礫層が発達する。第三紀岩層とYSとの間に古期外輪山熔岩が介在する場所は後述の塔ノ沢—湯本間の1箇所しか知られていない。しかし畑宿の西方および北方では古期外輪山熔岩に関係した岩頸(Neck)状の貫入岩体が T_2 を貫きその頭部が浸蝕に抗して周囲から突出し、その上をYSの熔岩が覆つてゐる所がある。

宮ノ下町東端の自動車道路切割では斑状安山岩熔岩(YS)のやゝ破碎されたものが T_2 の上につてゐる。両者の間には極く薄い粘土層を介在するのみである。この破碎された熔岩のすぐ上には破碎されていない厚い熔岩が来る。全く同様な關係は大平台西端大沢と称する谷の西側道路切割その他宮ノ下—塔ノ沢間電車線路切割の諸所にも露出する。

ところが塔ノ沢東端早川にかけられた橋の南側早川南岸の崖では第11図に示す

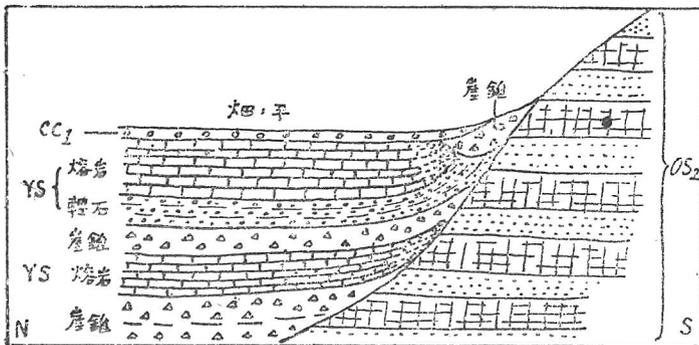
如く傾斜し、かつ断層で轉位した A_1 の層を切つて水平に礫層が堆積し、この上に柱状節理の著しい斑状安山岩熔岩が流れている。この礫層および熔岩はさらに東につつて前地点の約 200m 東方函嶺洞門上の崖の露出に現われ (第30圖)、ここでは A_1 および古期外輪山熔岩 (OS_2) の残存部を不整合に覆っている。同じ礫層は湯本町南西縁 (須雲川北岸) 玉簾ノ滝にも厚く発達し A_1 を覆う。この滝は本礫層中を流れて来た地下水が湧出して生じたものである。

湯本南西地質図に湯ヶ島層群の Inlier を記入してある地点では YS の斑状熔岩は須雲川谷底近くの低位置に存在するが、これは上方の崖から大塊として崩壊して来たものらしいので地質図上には記入していない。こゝでも YS の下には礫層が発達する。

この地点以西の須雲川北岸では斑状安山岩熔岩もしくは YS 最下位の石英安山岩の火山角礫岩が直接に T_2 または A_1 を覆っている。

以上述べた早川と須雲川との間の地域以外では新期外輪山熔岩 (YS) は著しい浸蝕不整合を以つて古期外輪山熔岩 (OS_2) に接して来る。両者の境には厚い礫層を介する。

湯本町南西猿沢東側支沢を登ると、同町南の畑ノ平を作る YS 最上部の酸性安山岩熔岩が OS_2 の急斜面に接する関係が見られる (第39圖)。 OS_2 の熔岩を急角度で切つた面の上に礫層が堆積し、その上に2枚の酸性安山岩熔岩が礫層および白



第39圖 湯本南西猿沢東側支沢に露出する新期外輪山熔岩 (YS) と、古期外輪山熔岩 (OS_2) との間の著しい浸蝕不整合を示す模式見取図。
CC₁—中央火口丘軽石。

色軽石凝灰岩と互層して水平に横切り、熔岩の南縁は急に尖滅する。

屏風山南東面では至る所で YS と OS₂ の不整合が見られる。最下位(須雲川底)には OS₂ の 2, 3 の熔岩が露出し火山礫凝灰岩および軽石凝灰岩と互層する。この凝灰岩層を凹凸ある浸蝕面が切りその上に厚さ数 m の礫層がのる。礫層は上方に行くとも YS 最下位の石英安山岩凝灰角礫岩に移行する。この上に既述の厚い酸性安山岩熔岩(YS の最上位)がのり岩壁を作っている。

岩石の記載 新期外輪山熔岩はすべてビジオン輝石質岩系に属し、しかも最も分化の進んだ岩型を代表している。すべて Vc 型の安山岩および石英安山岩で既述の斑状安山岩のみには稀にかんらん石斑晶を有する。石英安山岩のあるものおよび無斑晶安山岩には斑晶鉱物を欠除しているものやまた石基がガラス質のもの(黒曜石)もある。SiO₂ は最下位の石英安山岩で 75.24~75.85% の間にあり、斑状安山岩で 62.83, その他のもので 65.59~67.37% の間にある。石基は一部の石英安山岩を除いて完晶質でかつ細粒である。一般に新鮮である。新期外輪山熔岩の中の個々のものについて古期外輪山熔岩中の特別なもの(特に酸性岩)と比較すればやゝ類似したものが皆無では無いが、總括的に見れば両者は明瞭に異っている。

5. 軽石流堆積物(P)

本岩層は箱根火山の裾野およびカルデラ内部に亘つて非常に広い分布を有するものであるが、本図幅内では数個所に分離して小区域に分布するに過ぎない。

新期外輪山熔岩および古期外輪山熔岩と直接に接する露出は図幅内では見出されていないが湯本町南東畑ノ平や浅間山南の尾根上および箱根町東の峠附近に分布する点から見ても、本軽石流が新期外輪山熔岩流出直後に凹所を選んで流下しそこに堆積したものであることは明瞭である。軽井沢(丹那盆地北)における本岩層の産出はその位置の上から特異なものであるが、これは多分箱根峠を越えて三島方面に流れたものの分派したものであろう。

畑ノ平・浅間山・軽井沢等では本軽石の上を中央火口丘軽石(CC₁)が覆っている。前者は暗黒乃至淡灰色であるに反し、後者は常に黄色乃至黄赤色であるので区別は容易である。また後者は主として軽石のみの集合体であるのに前者は緻密な火山岩の破片を混じあるいは基地として軽石の細粒粉末を有する点等も顕著な相違点である。

軽石流堆積物を構成する軽石は径最大 15cm である。大塊の内部は暗黒色であるが表層部は次第に淡灰色になり、また細粒のものは常に淡灰色である。多分風化作用のために変質して色が淡くなつたのであろう。

堆積物全体として見ると軽石破片の他に常に緻密な火山岩(主に箱根火山熔岩)の小種々な破片および時には早川凝灰角礫岩に由来するらしい凝灰岩・頁岩等を混じり、それ等を取巻いて軽石の細粉または土壤様物質のきわめてもろい基地が存在する。基地および緻密岩片と軽石との割合は場所によつて極めて変化が著しい。浅間山附近では緻密岩片および土壤基地の混合物の中に極く少量の軽石が入っているに過ぎない。箱根町東方および小田原附近では逆に軽石の量が著しく多い所がある。箱根町東方では軽石層の下位に軽石の細粉を含む偽層の発達した部分が見られる。一般に層理は不明瞭である。小田原一湯本間の入生田北東(風祭)では本堆積物の一部にいわゆる阿蘇熔岩に類似した Welded tuff が存在する。土地の人はこれを加工してかまどを作っている位にしまつた岩石である。本岩は黒色や、緻密なガラス質の部分と灰色や、多孔質の部分とが流理構造を呈して混合した岩石で、この岩石から通常のもろい軽石集合体に至るまで完全に漸移するのが見られる。

本堆積物の厚さは図幅内では最大 40m 位である。

岩石の記載 軽石は紫蘇輝石普通輝石石英安山岩乃至酸性安山岩 ($\text{SiO}_2=63.06$) に属する。斑晶石英は存在しない。輝石はやゝ大形でかつ良結晶を作りその量も多い。故に本軽石分布地内では軽石の石基が分解した結果輝石が多量に地表の砂中に混じていることがある。小田原駅西方小田原高等学校下(図幅北縁すぐ北)で採集した分解した軽石中の紫蘇輝石の化学分析値は第 3 表に示した。

石基は常に淡褐色乃至無色の多孔質ガラスより成り、その中に少量の針状斜長石および単斜輝石(時には紫蘇輝石を伴う)・磁鉄鉱粒が散在する。

軽石中にはしばしば外来岩片が含まれているが、これ等を顕微鏡で見ると多くは安山岩の破片で、周囲の岩漿の影響を受けていない。

6. 酸性火山礫凝灰岩

火山の中心から南西三島方面にかけて灰白色乃至淡緑灰色の本質火山礫凝灰岩および軽石凝灰岩の層が分布する。本層は厚さ 2~0.5m で、しかも分布が散点的なので地

質図には省略してある。

本図幅内では芦ノ湯北東自動車道路および屏風山南東須雲川にのぞむ崖の北部に露出するのみである。前地点では新期外輪山熔岩中の斑状安山岩熔岩 (118 頁参照) を、後地点では同最上部熔岩を覆い、共に中央火口丘軽石 (CC_T) で覆われている。なお図幅外の三島市東縁では軽石流堆積物 (P) を多少の浸蝕不整合を以って覆っている。故に本層は軽石流噴出直後—恐らく第 2 期カルデラ沈降直前に中央火口から噴出されたものである。その岩質が中央火口丘熔岩とは著しく相違し、むしろ新期外輪山熔岩に類似していることも、本噴出物が新期外輪山熔岩活動期に関係あることを暗示している。

本層は粒度の比較的一様な多少多孔質な本質火山礫 (2~3 cm) および軽石を主要構成物質とし、多少の緻密な類質火山礫 (その中には新期外輪山熔岩最上部熔岩をも含んでいる) を混ざる。基地をなす細粒物質は少量で、常に成層構造が明瞭である。芦ノ湯北東に産するものは多少粗粒の軽石中に多量の安山岩岩塊 (10~20 cm) およびアリバライト・石英閃緑岩等の抛出物をも混じている。このアリバライト中の灰長石の化学分析値は第 3 表に示した。

7. 中央火口丘熔岩および碎屑岩 (CC₁—CC₈)

第 2 期カルデラの陥没後しばらくの間火山活動が休止し、この間にカルデラ内の水は東方に流れて新期外輪山熔岩の作る斜面と古期外輪山壁との境に沿って現在の早川・須雲川の両峡谷を刻んだ。

この時にカルデラ内に再び活動が起り、主として粘性の強い熔岩を噴出して 7 個 (中 1 個小塚山は図幅外) の急峻な山を形成した。この際岩漿は既述の金時山—幕山構造線を利用して上昇した結果これ等の中央火口丘はほぼ北西—南東線上に配列している。この間中央の火口附近に源を發した泥流および熱雲 (Nuée ardente) は早川の谷を流下し同峡谷の深さの半ば近くをうずめつくしたが、その後再び浸蝕が働いて現在の峡谷となつた。

台ヶ岳・神山・1,325 m の峯は深い森林に覆われているが、駒ヶ岳・上下二子山は草地乃至灌木地で岩石の露出が著しい。

本活動の最末期には神山北西部を破壊した爆発が起り、その後は著しい活動もなく

現在わずかに硫気孔の活動が見られるのみである。

熔岩はいずれもほとんど一様な岩質を有し、したがって各火山丘を構成する熔岩同志の区別は野外でも鏡下でも非常に困難である。岩石は紫蘇輝石普通輝石安山岩に属し、しばしば散点的にかんらん石斑晶を含む。特に暗緑色普通輝石および暗褐色紫蘇輝石(1~5mm)を多量に含むことが著しい特長で、この種の岩石は箱根火山の他の熔岩中には全く見出されない。色は灰色乃至黒色で多孔質なことが普通であるが、神山熔岩の一部には板状節理の著しい堅硬緻密なものも産する。

熔岩円頂丘を作る岩石には流理構造は全く見られず、すべて均一なやゝ多孔質な熔岩より成る。円頂丘の外形と関係した規則的な節理の発達も二子山以外には見られない。

本活動期に属すると考えられる岩脈は唯1カ所でしか見られないが、これはまだ火山丘の開析が進んでいないためであろう。唯一の例は畑宿西方の須雲川支流(飛竜ノ滝下流)南側で灰白色の石英安山岩軽石層(新期外輪山熔岩最下位)を貫く厚さ0.5mの岩脈(走向北60°西)である。これは岩質上の類似だけから中央火口丘熔岩に関係した岩脈と判断した。

中央火口丘噴出物を切る断層も見られない。

噴出物相互の新舊関係 浸蝕が進んでいない結果中央火口丘噴出物同志の被覆関係の見られる場所は極めて少ない。

知られている限りで最も古い噴出物は軽石(CC₁)である。これは早川をうずめて流れた泥流の堆積物(火山円礫岩(CC₂))の作る段丘面上には分布していないから、泥流の方が後の噴出物である。

台ヶ岳(CC₃)は最も浸蝕が進んでおりまた神山熔岩がその山麓をめぐって流下した如き地形を呈するから一番古く出現したらしい。次が神山(CC₄)であるらしいが、この山のように大きい火山体の形成はやゝ長期間に亘っていたかも知れないから、神山の最初の噴出物は必ずしも台ヶ岳より若くはないかもしれない。1,325mの峯(CC₅)および駒ヶ岳(CC₆)は開析の程度やその裾野の展開の状態より推定すれば神山よりは若そうである。上下二子山(CC₇)は地形が極く新しい点から見て神山より若そうであるが駒ヶ岳との関係は判らない。

以上を要約すると 大体において 北西のもの程古く、南東のもの程新しいことに

なる。

中央火口丘軽石 (CC₁) 湯本・小田原方面の斜面上に分布する本軽石は黄褐色乃至赤褐色の色を特徴とする。岩質は中央火口丘熔岩類と同様でたゞ石基が鏡下でも黄色のガラスのみから成立っている点が異なる。軽石表皮のやゝ水分を含んで変化した部分は黄色であるが、内部の新鮮な部分になるにつれて褐色から黒褐色に変ずる。

本軽石層が一樣に分布する区域は地質図上に示してある。この他に同様な軽石が屏風山の表面および三島市方面(主として図幅外)にかけて斑点状に分布する。

また熱海西方から丹那盆地・浮橋にかけて所々に見られるものも同一物らしい。これ等は地質図上には省略してある。湯本・小田原方面の軽石層はあまり明瞭な成層面を示さず、層厚および粒度は火山の中心より遠ざかるにつれて規則的に減少する。すなわち鷹ノ巣山頂上では軽石の粒度60cm以上で、時には3mに達する同質の岩滓質破片を混じり、層厚は3~4m、湯本町南東畑ノ平では粒度10~30cm、層厚2~3m、小田原市附近では粒度5~10cm、層厚0.3~0.5mとなつている。分布は軽石流堆積物のそれ(121頁)と著しい対照をなし現在の浸蝕谷以外の地表面を一樣に覆っている。

本層中には緻密岩片も少量混じている。特に畑ノ平では新期外輪山熔岩最上部熔岩の小破片も多量に見出される。

以上の事実から判断して本軽石層は中央火口から抛出され空中高く飛散したものが降下して地表一面を覆つたものであることは明らかである(Kuno, 1941)。

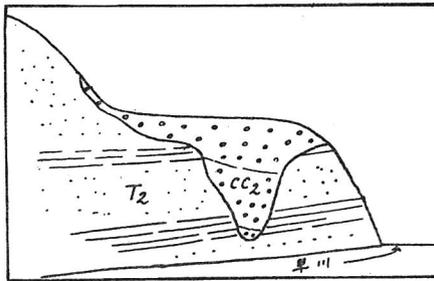
湯本西方および南東山地では本層は新期外輪山熔岩および軽石流堆積物を直接に覆い、富士火山の玄武岩火山礫および火山灰(HV)(関東ローム層)によつて覆われている。この関係は浅間山南の鞍部や畑ノ平西部の道で見られる。所が小田原市附近では下位の軽石流堆積物の表面が風化して粘土層を形成しその上に本軽石層(CC₁)その上に関東ローム層(HV)がのつている露出も見られるし、またHV層の下部のある層準にCC₁の層が介在している露出もある。故に富士火山の火山灰が降下しつゝある間の短期間に箱根火山の軽石が堆積したのであろう。

本軽石層は箱根火山よりはるかにはなれた神奈川県下から東京附近にまで分布し、常に関東ローム層の下部に薄層として介在している。

原田正夫(1933)および中尾清蔵(1942)はそれぞれ独立に関東地方南部の関東ローム層中の軽石層の分布・層厚および粒度の変化・鉱物組成を調査した結果、その起源が

箱根火山方面にあることを結論している。

火山円礫岩 (CC₂) 中央火口丘の活動の初期に現在の神山附近から泥流が発生し、既に形成せられていた旧早川峡谷をうずめて湯本町まで流下した。その後再びこの谷沿いに浸蝕が行われて現在の早川が形成された。故にこの泥流堆積物 (火山円礫岩 (CC₂)) は現在の早川谷壁の所々に表面の平坦な段丘状の地形を作つて残つているに過ぎない (第7・40 図)。宮ノ下や大平台の人家はこの平坦地上にのつているのである。

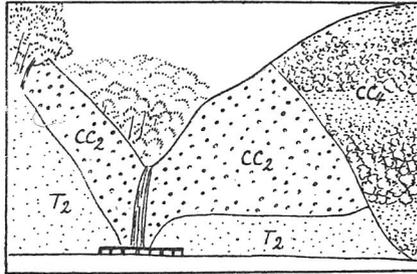


第40図 大平台東早川北壁に見られる火山円礫岩(CC₂)が早川礫灰角礫岩(T₂)をえぐつた峡谷(舊早川)をうずめている状態。

この火山円礫岩は径最大3mにも達する大き不そろいの岩塊とその間を膠結するゆるい砂および粘土とより成る。岩塊の大部分は中央火口丘熔岩であるが古期外輪山熔岩および新期外輪山熔岩も含まれている。多少は水磨されて角がとれているのが普通であるが、宮ノ下附近のものはかなり角ばつたものもある。一般に下流域程礫は小形になり、かつ円味を帯びて来る。またある特定の層だけが円礫を多く含んでいることや砂のみから成立していることもある。成層面は不明瞭でかつ泥流堆積物に特長的な混沌たる構造を呈している。

火山円礫岩がうずめた旧早川谷と現在の谷とはその流路が諸所で交叉しているので、谷壁の所々に火山円礫岩で充塞された旧峡谷の断面を見ることができ、これを追跡することによつてその流路・谷形等を推定することができる。それによると旧峡谷は現在の谷よりやや急な側壁を持つた典型的なV字谷で(第40, 41図)多少屈曲した流路を流れていた。またその谷底の位置は現在の早川の谷底よりも宮ノ下附近ではやや低く(第7図参照)塔ノ沢附近では約20m高い。しかしてこのV字谷をうずめた泥流堆積物

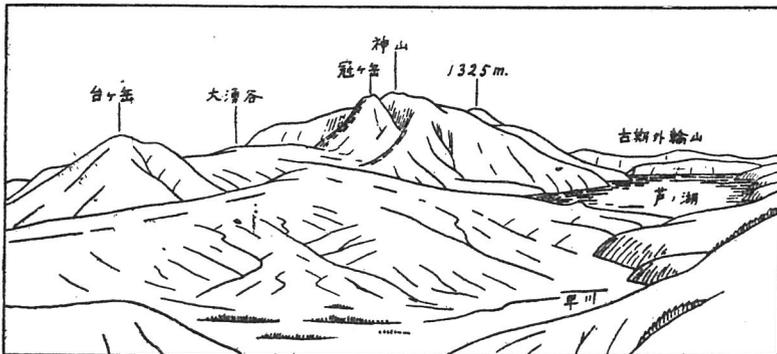
の厚さは宮ノ下附近で約 130m で下流に行くにつれて薄くなる。



第41図 大平台東麓ノ麓における火山円礫岩(CC₂)と、Nuée ardente の堆積物(CC₄)との関係。T₂-早川凝灰角礫岩。

火山円礫岩の上位には暗紫色の岩滓質角礫岩の層がのつている(第41図)。これは泥流と同じく旧早川峡谷を流下した熱雲(Nuée ardente)の堆積物(CC₄)である(128頁参照)。

台ヶ岳(CC₃) この山は中央火口丘の中でも最も浸蝕の進んだ地形を呈する(第42図)。灰色の熔岩より成り露出は良好でない。山の周囲は神山から流下した塊状熔岩で取巻かれ、台ヶ岳出現後にこの熔岩が洗れたように見える。



第42図 長尾峠から見た神山方面および山崩堆積物(中央の傾斜面)の地形。冠ヶ岳の岩類および山崩堆積物によって芦ノ湖が形成せられている状態に注意。

神山(CC₄) この山の主体は傾斜20~40度の急峻な成層火山である。山体の北および東の山麓にはこの主体の斜面とは不連続な緩い裾野が展開する(第29図)。この裾野

は主として各種の碎屑物質より成る。山体の西斜面は山麓まで熔岩によつて構成され、下方に行くにつれて次第に緩傾斜となり芦ノ湖に没する(第43図)。

主体をなす成層火山には放射谷が刻まれており、また北および北東山腹には大湧谷および早雲地獄(第29図)の硫気孔が存在し、そこには馬蹄形の凹みが山麓に向つて開口している。これ等の硫気孔壁には上下2~3枚の熔岩が露出し、その間に成層した凝灰岩および火山礫凝灰岩の層が介在する。これ等の岩層は斜面と平行して30—40度の角で傾斜する。熔岩の中には板状節理の著しい灰色緻密なものがある。また大湧谷下方谷底に露出する最下位の塊状熔岩は Autopneumatolysis または熱水作用を受けて暗緑色化している。硫気孔の近くでは岩石は全く分解して灰白色に粘土化しているのが常である。

神山頂上部には北西に凹面を向けた半月形の山稜が走つており、この北西側は急傾斜をもつて仙石原のカルデラ底にのぞんでいる。この山稜にかこまれたような位置に冠ヶ岳の尖峯がそびえる。この峯は垂直に節理の入つた一大岩塊より成り、基底から頂上まで約300mの絶壁が起立している(第42図)。この半月形の山稜は神山の頂上火口壁の南東部を代表するもので、冠ヶ岳はその火道(Vent)を充して固結した岩漿の柱が周囲のやゝ軟弱な部分よりも浸蝕に抗して突出したのである。火口壁北西部は後述の爆発のため崩壊したのである。

半月形山稜の北東部道路(高度1,330mの地点)には成層した黄褐色の粘土・砂の互層が露出する。これは恐らくかつて存在した火口湖の堆積物であろう。

前述の如く神山の北および北東斜面は高度900~800m位から急に傾斜を減じ、緩い裾野となつて早川の谷に下る。この斜面を作る物質は早川谷壁の露出で見ると灰色乃至暗紫色の大小様々な岩滓質岩塊のゆるい集合体より成る。恐らく神山の急峻な円錐体を流下した熔岩の末端が塊状に破れて轉落したものおよび後述の Nuée ardente の形をとつて流下したものが堆積したものを含んでいるらしい。

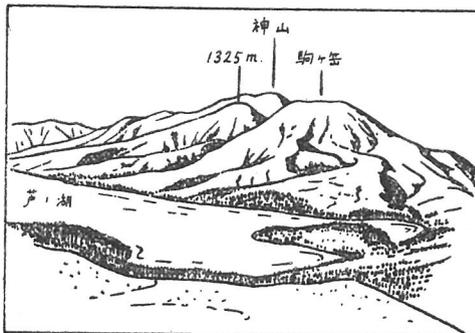
宮ノ下附近の早川谷壁に露出する上述の如き岩滓質角礫岩は上下3層あり、それらの間に火山円礫岩(CC₂)が挟まる。宮ノ下北直下の谷底に露出する黒色の岩滓質角礫岩(または塊状熔岩)は見られる限りでこの附近での最古期の噴出物である。

これ等3層の中の最上位にある暗紫色の岩滓質角礫岩はこゝから早川の流路に沿うて延び、湯本一小田原の中間にまで達している(地質図にはCC₄として着色)。これは

常に火山円礫岩 (CC₂) を覆い、その境は水平なことが多いが時には CC₂ をえぐった谷中を CC₄ が充していることもある (第41図)。本層は全く均質な岩滓質安山岩 (岩質は他の神山熔岩と本質的に差異がない) の大小様々な角ばった岩塊 (最大 2m) とその間をうずめる多量の同質物の細粉とから成り、成層面は一般に不明瞭である。緻密岩片はほとんど含まれていない。岩塊の種類および基地を構成する物質の点で火山円礫岩とは著しく相違している。

本層は神山熔岩噴出中にその中心附近に発生した Nuée ardente が旧早川の峡谷を流下して堆積したものであろう。その時期は火山円礫岩 (CC₂) 堆積後多少の浸蝕を受けている間である。岩塊の間を充す細粉状物質は岩塊同志の衝突によつて生じたもので、これが多量のガス体と混合して一種の Emulsion を形成し、これが滑剤の役目をして非常な流動性を生じかくの如き遠距離にまで達したのであろう。Nuée ardente の構成岩塊が大小にかゝらず多孔質であることは、一度固結した熔岩が二次的に崩壊して流下したものであるとしては説明困難である。これは Mac Gregor (1938) も論じている如く、極めてガスに富んだ岩漿がほとんど固結はしたが、まだ高温のままで抛い出され斜面を轉落しつつある間にも絶えずガスを放出しつづけたと解釈されるものである。

1325mの峯 (CC₅) 芦ノ湖方面から神山を見上げるとその山腹上部にこぶのように附着したドーム形の山を見出す (第43図)。この山は神山熔岩とは極く僅かながら外観を異にする熔岩より成る。この熔岩は芦ノ湖まで流下している。



第43図 箱根峠附近から見た神山および駒ヶ岳。

駒ヶ岳 (CC₆) 駒ヶ岳は急な側面をもつた平頂な山形を有し、丁度金だらいを伏せた如き形を呈する(第43図)。山頂の平坦地には北西—南東にのびた浅い凹地が存在するが、これは円頂丘の頂部に生じた割れ目に起因するもので火口とは考えられない。

この山の下半部には熔岩の滑らかな緩斜面が北西方向以外の三方に展開している。この緩斜面は下方に行くにつれて平になり場所によっては外方に向つて高まつている所もある。緩斜面の末端は再び急傾斜面をもつて終つている。これは粘性の著しい熔岩流の前面によく見られる地形で、小湧谷背後の丸山(959m)の如きは著しい例である(第29図)。これ等の地形の出来方は丁度ろうそくからたれ落ちたるう滴の固まる時の状態に比較することができよう。

円頂丘および裾野の緩傾斜地を作る熔岩はともに一樣な暗灰色乃至黒色のやゝ多孔質のものであり、表面には塊状(Blocky)な部分の発達が著しい。火山碎屑岩の層は全く見出されない。

以上の地形および構造から判断すると、駒ヶ岳の最初の熔岩は四方に流下してその末端にいわずゆる熔岩舞台(Lava coulée)を形成し、つゞいて頂上部に粘性の著しい熔岩が噴出して円頂丘を作つたらしい。

駒ヶ岳の東麓では神山の場合と同様熔岩の末端が塊状に破碎されて轉落し、芦ノ湯—畑宿間の谷を流下して須雲川の谷に達している。畑宿東方の露出では褐色の凝灰岩層をへだてて上下2層の岩滓質角礫岩が存在するが、このどちらかゞ二子山から来たものかも知れない。たゞしこの点は肉眼的にも顯微鏡的にも決定し得ない。

上・下二子山 (CC₇) 上二子山および下二子山はほとんど全く同形の山容を呈する(第28, 29図)。

これ等の山は駒ヶ岳と異り、とつこつとして幾多の小峯に分れた頂上を有し¹⁾、ここから直線的な急斜面(平均傾斜30度)が山麓まで下つている。急斜面の直下には山体を作る熔岩の破片が轉落してできた崖錐堤(Talus bank)が僅かに発達している場所があるのみで、裾野の発達を欠いている。この崖錐の一部は須雲川の谷になだれ落ち、畑宿部落附近に至つている。

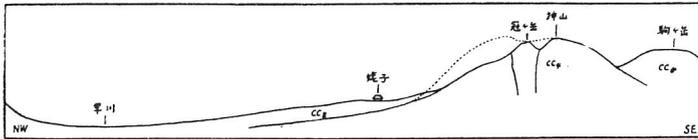
兩二子山とも岩石の露出が著しく、兩山全く同質の暗灰色多少多孔質の熔岩より成

1) この地形については田中龍秀三が記載した(1933)。

る。頂上附近の一部には節理が発達し、約 70° の角度で円頂丘の中心に向つて傾斜している。

山崩堆積物 (CC_s) 神山火山壁急斜面の直下から仙石原のカルデラ底にかけて扇状の緩斜面が展開している(第42図)。この表面には樹木がなく草原をなし周囲の森林地帯から明瞭に区別される。

この斜面は神山の活動の末期にその北西中腹(大湧谷附近)に起つた爆発の結果山体北西部が崩壊し山崩れとなつて転落してできたものである(第44図)。この際新しい岩



第44図 神山頂上を通る北西-東南断面図。上下と水平の階尺は同一。爆発によつて崩壊する以前の神山火山體の形、Dを點線て示す。

漿が噴出した証拠はなく、純然たるガス爆発 (Phreatic explosion) である。この堆積物は大きさおよび形状極めて不同の神山熔岩の破片より成る。岩片にはかなり緻密なものもあり、表面は滑かで、かつ相互の衝突によつて生じた擦痕を有していることが多い。また岩片の表面部には温泉余土の附着していることがあり、硫気孔壁を作つていた岩石が崩壊して来たことを示している。岩片の間は少量の褐色砂または温泉余土によつてうずめられているが、時にはこれさえ無く、岩片の間は空隙として残つていることもある。

本堆積物の西端は図幅外の地点で古期外輪山壁にまで達し、こゝで水流をせき止めて芦ノ湖を現出せしめた地形がよく見られる(第42図)。

この爆発は1888年に起つた磐梯山の爆発に極めて類似している。磐梯山では山体の北半が崩壊して北麓に転落し三つの湖水を現出せしめた(Sekiya and Kikuchi, 1889) 神山の爆発は磐梯山のそれに比較すればやゝ小規模であつたらしい。

岩石の記載 新期外輪山熔岩がすべてビジオン輝石質岩系の分化の進んだ時期を代表する岩型であるのに反し、中央火口丘熔岩はすべて紫蘇輝石質岩系の中性安山岩 (Vd型) に属する。どの火山体の熔岩も肉眼的にも鏡下にもほとんど同じ性質を有し、その化学成分も大体一様であろう(下二子山熔岩で $\text{SiO}_2=57.07$)。最も著しい特徴は

紫蘇輝石および普通輝石の柱状斑晶(1~5 mm)が多量に含まれていることと、石基がほとんど常に多少なりともガラス質であることである。神山熔岩の一部には稀に完晶質のものも存在するが、他の岩石では最も結晶度の高いものでも間隙充填状に褐色ガラスが存在する。かんらん石斑晶も往々にして少量存在する。

また中央火口丘熔岩中には母岩よりやゝ淡色の Autolith が含まれていることが多い。特に神山熔岩の中で宮ノ下附近に轉落して来たものに著しい。

宮ノ下一湯本間に分布する Nuée ardente の堆積物を構成する岩石も他の神山熔岩と本質的には大差ないが、石基が特にガラス質でやゝ多孔質なことと、石基中に針状かんらん石微晶が存在する点で異つている。このかんらん石は Nuée ardente の流動中にガスの放出により一時的に岩漿の物理化学的條件の変化(温度の上昇?)を来たした結果晶出したものと考えられる。

VI 地 質

その 4 箱根火山以後の第四紀火山および堆積物

1. 富士火山玄武岩火山礫および火山灰(HV)

本層は図幅内全地域に分布しているが、地質図上には小区域にかつ多少模式的にその分布状態を示してあるに過ぎない。これは本層をあまり広く図示すると他岩層間の関係を表現し得なくなるからである。

本層は褐色の火山灰層で厚さは数 m 以下である。図幅内の北部に行く程厚さを増す。層理は一般にあまり明瞭ではない。いわゆる関東ロームと全く同じ外観を呈する。

本層の構成物質は一般には細粒の火山灰であるが、箱根火山地域に入ると火山灰に混じて火山礫が見出されるようになり、図幅の北縁近くでは径 1 cm 大の暗褐色火山礫だけから成る層が火山灰と互層するようになる。山陵では細粒部が逸散してつて火山礫だけが散乱していることがある(駒ヶ岳頂上)。

本層は箱根火山最末期の活動の産物たる山崩堆積物(CC₃)の上をも薄く覆い、また神山・駒ヶ岳頂上にも散布する。その他中央火口丘軽石(CC₁)や真鶴岬附近の軽石層(108頁参照)をも覆うが、丹那盆地中央部を充す砂礫層や現世の河床礫は覆っていない

い。

本層中の火山礫は鏡下で輝石かんらん石玄武岩に属する。斑晶として斜長石・かんらん石は常に存在するが、紫蘇輝石・普通輝石は時に欠除していることもあり、あつても少量である。石基は褐色のガラスより成る。

本層が富士火山の噴出物でありかついわゆる関東ロームと同一層であることは既に他の機会に論じた(久野久, 1936b)。

2. 巢雲山火山 (SV₁, SV₂)

巢雲山 (580.5m) はドーム形の山谷を呈し、全山草原をなし開析もほとんど行われていない。周囲の宇佐美火山・多賀火山の斜面が樹木に覆われかつかなり開析を受けているのと著しい対照をなしている(第5図)。

本火山の主体は暗灰色・堅硬なかんらん石玄武岩 (SV₁) から成立っているらしく、山の北西中腹から山麓にかけて露出している。不明瞭ながら北西に25度位傾斜している状態が見られるから、山体の内部にはなお何枚かの熔岩が存在するのであろう。津屋弘達 (1937, p. 265) はこの熔岩がさらに岩脈によつて貫かれていることを記載しているが筆者には見出されなかつた。

この熔岩の上位に来るものは暗褐色の玄武岩火山礫 (SV₂) である。これは山体全面を覆い、かつ長者ヶ原盆地南西 422m の山頂にも分布している。火山礫は熔岩と同質の岩石より成り、多少岩滓質である。しばしば 10~20cm の牛糞状火山礫を混じている。422 m の山頂西側では本火山礫は美事な成層面を示し、稀に宇佐美火山熔岩の破片を混じている。この火山礫を噴出した火口は巢雲山の頂上にあつたのであろうが、噴出物でうずめられて現在凹地は存在しない。

本火山の噴出物が多賀・宇佐美両火山の上につけていることはその分布だけからも明瞭である。一方この地方に広く分布する富士火山火山灰(HV)は巢雲山噴出物(SV₂)の上には存在しない。これ等の噴出物同志が直接に重なる露出は頂上の東北東分水嶺南面の崖に見られる。こゝでは最下位に宇佐美火山熔岩(UV)がありその上部には著しく風化して土壌化している。その上に富士の火山灰(HV)が2~3mの厚さに存在し、その間に黄色の箱根火山中央火口丘軽石(CC₁)の薄層を挟んでいる。その上に明瞭な境をもつて巢雲山の火山礫および岩滓の層(SV₂)がのつて来る。本層は褐色乃

至暗灰色で美事に成層し、成層面は西方に30度傾く。

以上の事実から本火山は更新統最上部を代表する富士火山火山灰(HV)(関東ローム層)より新しい事は明らかで、その地形からも想像される如く現世に属するものであろう。

岩石の記載 本火山の岩石は伊豆地方火山岩として極めて特異な化学成分鉍物組成を有するかんらん石玄武岩(IIb→c型)である。

巢雲山北西麓に露出する熔岩は完晶質石基中に少量の小形かんらん石斑晶を有する岩石で、肉眼的に稀に石英の外來結晶を含んでいる。石基は長柱狀斜長石の間をうずめて普通輝石・かんらん石・磁鉄鉍の細粒が存在し、Intergranular組織を示す。かんらん石は單斜輝石の反應縁を有する。著しいことは斜長石結晶の外縁をなしたまたは間隙充填狀に少量のアノソクレスが存在し、珪酸鉍物は全然存在しないことである。

この鉍物組成上の特異性は化学分析値にも反映している。本岩は伊豆地方無斑晶岩中で最も珪酸分に乏しく $\text{SiO}_2=49.10$ であるが、アルカリは比較的多く $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=2.97$ である。ノルムには12%もノルムかんらん石が現われる。

すなわち本岩は一般伊豆地方玄武岩が珪酸分に飽和し、アルカリに乏しい特質を有するのに対して、珪酸分に不飽和でやゝアルカリに富んでいる。

3. 湖水堆積物・崖錐・河床礫・火山灰

丹那盆地底には砂質粘土と礫より成る厚さ約50mの湖水堆積物が存在することがボーリングの結果から判明している(平林・渡辺, 1925)。本層が丹那断層のために局部的に著しく轉位されている様子が盆地中央の小丘の切割で見られる。

同様な湖水堆積物は田代盆地・浮橋盆地・田原野盆地・長者ヶ原盆地等にも存在するらしい。田原野盆地では現在の一般盆地底より1~2m高位に砂および礫の層が段丘狀地形を作つて分布する。これ等の上には富士の火山灰は分布しない。

崖錐は至る所の急斜面下に存在するが、特に著しいのは湯河原周囲の山麓に分布するものである。この堆積物の一部には多少流水で水磨を受けたものも混じている。厚さは50~100mである。これは湯河原火山の火口が浸蝕によつて拡大されている間に周囲の火口壁の崩壊によつて轉落して來た岩層が堆積したものであろう。現在の谷はこの堆積物を深く刻んで基底の岩石にまで達している。この堆積物の上には富士の火

山灰(HV)がついているから、その堆積の時代は更新世である。

現在の河の流れに沿って河床礫が分布する。これも前述の湖水堆積物と大体同時代の堆積物である。

初島の表面には時代不詳の火山灰(黄褐色や Δ 粗粒)が分布し、また同島北縁の部落附近には礫層が露出する。

VII 應用地質

1. 石材

図幅内の地下資源として最も顕著なものは石材である。以下1947年の調査による。

本小松:— 眞鶴駅北方から北西方にかけて22個所の石切場で採石している。目が細かく、安山岩としては最高級の石材で主に墓石に用いる。本岩は105頁に述べた如く屋ヶ山西方に噴出した粘性の強い熔岩である。

新小松:— 眞鶴半島一帯の地域に17個所の石切場があり、また岩村の北海岸にも1個所ある。目が荒くや Δ 低級品で、価格は本小松の半分である。主に墓石・建築材に用いる。本岩は106頁に述べた眞鶴半島を作る熔岩であるが、岩村北方の石切場のものだけは別の熔岩である。

根府川石:— 根府川駅附近からその西方白糸川中流および米神附近にかけて9個所の石切場がある。本岩も高級品に属し碑石・敷石として用いられる。本岩の特徴は良く発達した板状節理によつて相当大形の板がとれることである。特に板状節理には Δ 直交する彎曲した節理が発達しているものでは自然に形のよい碑石が得られる。根府川石は105頁に述べた如く白糸川中流の地点に露出する岩脈から流出した熔岩である。

富士小松:— 小田原一湯本間の入生田・風祭附近に3個所の石切場があり、箱根火山古期外輪山を採石している。

白石:— 106頁に述べた湯河原駅北方鍛冶屋西方の石切場で採石している白色の酸性安山岩で、前記の諸岩石に比較してや Δ 軟質である。建築石材として用いられる。

その他湯河原火山熔岩のあるものを湯河原駅附近および湯河原駅—伊豆山間で採石していたが、現在では休止している。

熱海—上多賀の中央自動車道路端では、曾我石と称して湯ヶ島層群の火山礫凝灰岩を採石している。本岩は加工が容易なものと割目が少ないのが特徴である。

2. 窯業原料

戦時中代用セメントの原料として風化した火山岩および火山灰を調査した際、当図幅内にも極めて良質なものが見出された。それは眞鶴駅より根府川に行く自動車道路で131.54の水準点(岩村北方)のすぐ北の道端に露出する熔岩の岩滓部である。これは赤褐色を呈しほとんど粘土状に分解している。本岩中には1 cm位の斜長石が散在する。

宇佐美駅背後の山麓に露出する温泉余土(原岩は阿原田安山岩類(A₄), 46頁参照)は主としてカオリンより成り、これを原料として現地でかまどを焼いている。次に掲載する分析表でも明らかな如く白色のものは鉄の含有量が少ない。同様な温泉余土は網代にも産する。これ等の分析も次表に示す。

第12表 宇佐美および網代温泉余土分析表

産地	1 2		3	4 5	
	宇佐美駅裏			網代	
色	白	紅・白混合	褐	褐・白混合	白
SiO ₂	40.04	67.52	39.80	42.96	39.50
Al ₂ O ₃	44.16	23.16	28.93	28.03	31.14
Fe ₂ O ₃	0.34	3.09	8.93	8.58	6.86
H ₂ O	—	—	—	—	—
Ig. l.	12.97	5.38	20.79	18.17	21.23
SO ₃	—	—	—	—	—
Total	97.51	99.15	98.45	97.74	98.73
分析者	地質調査所				

3. 温泉

図幅内の温泉は地質学的に見て二つの群に大別することができる。その1は箱根火山中央火口丘の山腹から湧出するもので、図幅内での最新の火山活動に直接関係したものである。その2は第三紀火山岩中に湧出するもので、更新世火山活動に直接関係

のあるものか、または第三紀火山活動の名残りと考えべきものか明らかでない。

その1に属するものは姥子・大湧谷・早雲地獄・小湧谷・湯ノ花沢・芦ノ湯等で、古くから自然に湧出していたものである。仙石原・上湯・下湯・強羅等の湯泉は大湧谷から引いて来たものである。その他に昭和10年頃駒ヶ岳南西中腹蛸川上流でボーリングによつて得られた温泉がある。これは元箱根まで引いて利用されていたが、昭和20年以後は利用されていない。これ等の温泉は大部分硫黄泉であるが、姥子のみは明礬泉である。姥子温泉は元来温度低く、かつ冷水と混ずるため冬期には人工的に加熱して始めて入浴に適する程度であつた。所が昭和20年頃から大湧谷硫気孔の活動が南部の冠岳北麓の地点に移るにつれて姥子温泉の温度が著しく上昇して了つた。この事実から見てもこれ等の温泉は硫気孔の活動と密接な関係があることが判る。

その2に属するものの典型的な例は広河原・湯河原・伊豆山・熱海・網代等である。箱根の湯本・塔ノ沢・宮ノ下・堂ヶ島・底倉・木賀等も恐らくこの群に属するものであろう。広河原・源河原・熱海・堂ヶ島等はいずれも湯ヶ島層群中に湧出している。網代温泉は昭和10年頃ボーリングによつて得られたものであるが、ボーリングの下限は恐らく湯ヶ島層群に達しているのであろう。他の温泉も直接湯ヶ島層群中から湧出していなくても、湧出地のすぐ下位には本層群が存在する如き場所に限られている。温泉湧出地点が湯ヶ島層群の分布とこのように密接に関係しているのは、同層群を構成する岩石の不透水性に原因するものと考えられる。すなわち本層群を構成する岩石中には既述の如く各種の二次鉱物が密に生じており、極めて空隙に乏しい。故に地下から上昇した熱水は僅少の割れ目だけを通つて地表に到達し、岩石中に拡散することがない。所が湯ヶ島層群以外の岩石、特に更新世火山岩類中には気孔・割れ目が多数に存在し、上昇した熱水は容易に広範囲に亘つて拡散し、地下水と混合して了う。故に熱水のまゝでまともまつて地表まで到達し難いのであろう。

その2に属する温泉の湧出地点近くの岩石は温泉作用を受けて著しく変質しているのが普通である。またこれ等湧出地点は断層線上またはその近くに存在する傾向も認められる。

以上の理由から将来図幅内またはその近接地域においてボーリングによつて温泉を得ようとする場合には、湯ヶ島層群分布地内もしくはできるだけ地表近くに同層群が存在する如き地点を選ぶ必要がある。また本層群分布地域内でも温泉作用の著しい地

点または断層線を選ぶ方が有利であろう。

文 献 目 録

本地域に関係ある文献

- 1) 原田正夫(1933) 関東南部浮石土の分布ならびに層序について, 土壤肥料学雑誌, 第7巻, 383頁。
- 2) 平林武(1898) 箱根熱海両火山地質調査報文, 震災予防調査会報告, 第16号。
- 3) 平林武, 渡辺貫(1925) 丹那盆地地質調査報告(鉄道省)。
- 4) 伊原敬之助, 石井清彦(1931-2) 北伊豆地震地域の地形および地質, 地学雑誌, 第43巻, 645頁, 第44巻, 77頁。
- 5) 石井八万次郎(1897) 箱根火山研究録, 地質学雑誌, 第1巻, 323頁, 384頁, 437頁, 491頁。
- 6) 菊地安(1884) 箱根旧火山記, 東洋学藝雑誌, 第4巻, 113頁。
- 7) Kotō, Bunjirō (1884) Studies of some Japanese rocks, Quart. Jour. Geol. Soc., Vol. 40, p. 431.
- 8) Kuno, Hisashi (1933a) On silica minerals occurring in the groundmass of common Japanese volcanic rocks, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 11, p. 382.
 " (1933b) Preliminary note on basalt from Aziro, Izu, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 11, p. 391.
- 9) 久野久(1936a) 最近の地質時代における丹那断層の運動について, 地理学評論, 第12巻, 18頁。
 " (1936b) 神奈川県西南部におけるいわゆる「関東ローム」の起源について, 地質学雑誌, 第43巻, 225頁。
 " (1936c) 伊豆および箱根地方火山岩の化学成分について, 火山, 第3巻, 53頁。
- 10) Kuno, Hisashi (1936a) Petrological notes on some pyroxene-andesites from Hakone volcano with special reference to some types with pigeonite phenocrysts, Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol. 13, p. 107.
 " (1936b) On the displacement of the Tanna fault since the Pleistocene, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 14, p. 619.
 " (1936c) The geologic section along the Tanna tunnel, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 14, p. 92.
 久野 久 (1937) 箱根火山を横断する「金時山—幕山構造線」について,

地理学評論, 第13巻, 836頁。

- 11) Kuno, Hisashi (1933a) Hypersthene from Odawara-mati, Japan, Proc. Imp. Acad. Tokyo, Vol. 14, p. 218.
 " (1933b) On the occurrence of a primary cummingtonitic hornblende in some dacites from Japan, Proc. Imp. Acad. Tokyo, Vol. 14, p. 221.
 " (1940a) Occurrence of fayalite in some dacites from north Izu and adjacent area, Jour. Geol. Soc. Japan, Vol. 47, p. 228.
 " (1940b) Pigeonite in the groundmass. of some andesite from Hakone volcano., Jour. Geol. Soc. Japan, Vol. 47, p. 347.
- 12) 久野久(1940) 箱根火山産ビジョン輝石石英閃緑岩抛出岩塊について, 地質学雑誌, 第47巻, 175頁。
 " (1941) 本邦産斜方輝石の研究, 地質学雑誌, 第48巻, 277頁。
- 13) Kuno, Hisashi (1941) Characteristics of deposits formed by pumice flows and those by ejected pumice, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol.19,p.144.
 " (1950a) Geology of Hakone volcano and adjacent areas, Jour. Fac. Sci. Tokyo Univ., Sec. II., Vol. 7, p. 257.
- 14) Kuno, Hisashi (1950b) Petrology of Hakone volcano and adjacent areas, Bull. Geol. Soc. Amer., Vol. 61, p. 957.
- 15) 久野久, 小池清(1949) 伊豆修善寺附近の湯ヶ島層群について, 地質学雑誌, 第55巻, 28頁。
- 16) Kuno, Hisashi and Sawatari, Mititaka (1934) On the augites from Wadaki, Izu and from Yoneyama, Etigo, Japan, Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol. 11, p. 32.
- 17) 中尾清藏(1942) 機械的組成分ならびに鉱物組成分より見たるいわゆる「関東ローム」, 第8報「関東ローム」層中に挟在する黄色浮石層について, 地質学雑誌, 第49巻, 426頁。
- 18) 小倉勉(1917) 箱根火山鳴動について, 地質学雑誌, 第24巻, 140頁。
- 19) Oinouye, Yoshichika, and Kobayashi, Giichirō (1926) Geological guide to Hakone district, Pan-Pacific Sci. Congress, Tokyo, Guide-book. Exc. B-2, p. 42.
- 20) 大塚彌之助(1929) 大磯地塊を中心とする地域の層序について, 地質学雑誌, 第36巻, 435頁, 479頁。
- 21) Otuka, Yanosuke (1931) Early Pliocene crustal movement in the outer zone of South-west Japan and in the Naumann's Fossa Mogna, Bull.

Earthq. Res. Inst., Vol. 9, p. 340.

- 22) 大塚彌之助(1934) 身延山北麓の化石と箱根早川層石灰岩の貝化石, 地質学雑誌, 第41巻, 562頁。
 " (1944) 静岡縣熱海温泉と地質構造との關係—考察, 地震研究所彙報, 第21号, 414頁。
- 23) Otuka, Yanosuke and Kuno, Hisashi (1932) On two boring near Atami-machi, Izu peninsula, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 10, p. 472.
- 24) 鮫島輝彦(1949) 光学性正の角閃石について, 地質学雑誌, 第55巻, 138頁。
- 25) 鈴木敏(1884) 20万分ノ1「横浜」図幅説明書, (地質調査所)。
 " (1893) 箱根駒ヶ岳四辺の地質と應用鉱物, 地学雑誌, 第5巻, 381頁。
- 26) Tanakadate, Hidezō (1933) Hutagoyama twin dome on the Hakone volcano, Bull. Volc. Soc. Japan, Vol. 1, p. 61.
- 27) 田山利三郎(1931) 北伊豆地震と地質構造との關係, 齋藤報恩会学術研究報告, 第11号。
- 28) 田山利三郎, 新野弘(1930) 伊豆半島地質概報, 齋藤報恩会学術研究報告, 第13号。
- 29) Tsuboi, Seitarō (1935) Petrological notes (1-10), Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol. 12, p. 111.
- 30) 辻村太郎, 淡路正三(1934) 新期の運動による断層地形, 地理学評論, 第10巻, 1116頁。
- 31) Tsuya, Hiromichi (1931) Petrographic notes on sedimentary rocks of southwest Sagami Province (Part II), Bull. Earthq. Res. Inst., Vol.9, p. 353.
 " (1937) On the volcanism of the Huzi volcanic zone, with special reference to the geology and petrology of Izu and Southern Islands, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 15, p. 215.
- 32) Wada. Tsunashirō (1882) Notes on Fujiyama, Trans. Seis. Soc. Japan, Vol. 4, p. 33.
- 33) 山崎直方(1919) 丹那盆地の地形につきて, 地質学雑誌, 第26巻, 165頁。

一般文献

- 1) Baily, E. B and others (1924) Tertiary and post-Tertiary geology of Mull, Lock Loch Aline, and Oban, Mem. Geol. Surv. Scotland.
- 2) Kennedy, W. Q.(1931) On composite lava flows, Geol. Mag., Vol. 68, p. 166.

- 3) Macdonald, G. A. (1944) The 1840 eruption and crystal differentiation in the Kilauean magma column, *Am. Jour. Sci.*, Vol. 242, p. 177.
- 4) Mac Gregor (1938) Volcanic history and petrology of Montserrat, with observations on Mt. Pelé in Martinique, *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, Ser. B, Vol. 229, No. 557, p. 30.
- 5) Reyer, E. (1888) *Theoretische Geologie*, p. 88.
- 6) Williams, H. (1932) Geology of the Lassen Volcanic National Park, California, *Bull. Dep. Geo. Sci., Univ. Calif.*, Vol. 21, p. 195.
- 7) Wentworth, C. K. and Williams, H. (1932) The classification and terminology of the pyroclastic rocks, *Bull. Nat. Res. Council*, No. 89, p. 43.

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1:75,000

ATAMI

Zone 26 Col. VI

Sheet 123

By

HISASHI KUNO

(Written in 1950)

(Abstract)

PETROGRAPHY

Rocks occurring in the area of the present map include olivine-basalts, olivine-pyroxene-basalts and -andesites, pyroxene-andesites and -dacites, and pyroxene-hornblende-andesites and dacites, besides a little quartz-gabbro and quartz-diorite-porphyrites. The olivine-pyroxene-basalts and -andesites and pyroxene-andesites are the most predominant types, while hornblende-bearing rocks are comparatively rare. The most mafic type has silica percentage of 48.10 while the most silicic one 76.05. These rocks constitute probably the most calcic and siliceous rock suites of the world.

GEOLOGY

Older Miocene. The oldest recorded events in the history of the region date back to older Miocene, when submarine eruptions took place over the entire region. The eruption gave rise to a thick series of lavas and pyroclastics of pyroxene-andesites and basalts (**Yugashima group, Y**) which was intruded by small masses of **quartz-diorite-porphyrites (qdp)** and **quartz-gabbro (qg)**, possibly representing the latest phase of this activity. All of these rocks were affected by hydrothermal or pneumatolytic action which converted them into dark green rocks, or into propylite where the action was more advanced. Subsequently, these rocks were highly disturbed by crustal movements and uplifted to undergo subaerial weathering and denudation.

Middle Miocene to Pliocene. Upon the erosion surface of the Yugashima group were accumulated volcanic rocks erupted from various centres during the period from middle Miocene to Pliocene. Deposition of sediments took place in a limited time interval (younger Miocene).

The oldest of these rocks is a series of massive basalt lavas now exposed immediately south of Atami city (**Fudo tunnel basalt group B₁**).

After a short period of erosion following the effusion of the basalts, explosive eruptions from acid magmas took place probably at widely scattered vents. The products of these eruptions were chiefly pyroxene- or hornblende-dacite pumice and lapilli, associated with more basic and compact ejecta of accidental origin; these pyroclastics, having been deposited in a shallow sea, covered an extensive area throughout north Izu and Hakone (**Atami tuffs T₁** and **Hayakawa tuff breccias T₂**). Chiefly on palaeontological grounds, the age of this volcanism is inferred to be younger Miocene. In a latest age of this eruptive period, effusions of glassy pyroxene-andesites occurred at various centres, some of

them being located near the present Sukumo-gawa valley in Hakone. These andesite lavas, together with associated tuff breccias, covered concordantly the acid pyroclastics already mentioned (**Sukumo-gawa andesite group A₁**), or were interbedded with the latter (andesite lavas associated with Atami tuffs T₁). Both the acid pyroclastics and the andesite lavas are traversed by a network of faults, formed during the pre-Pleistocene crustal movement.

During the Pliocene, repeated eruptions caused by basaltic and andesitic magmas took place in the central and southern parts of the region. The alternate layers of lavas and pyroclastics accumulated around many different centres and in several separate periods. The frequent occurrence of brownish soils resulting from weathering of these Pliocene volcanics, and also the non-existence of intercalated sediments, strongly indicate the subaerial conditions prevailed during this period in the southern part of the region.

The oldest volcanic activity of the Pliocene was rather of an explosive nature, the products of which (lavas and coarse pyroclastics of pyroxene-andesites) are now exposed as tilted strata along the coastal cliffs north of Atami city (**Inamura andesite group A₂**): This activity was succeeded by gentle effusions of lavas of pyroxene-andesites which are now exposed near the same city (**Ainohara andesite group A₃**). Quite similar andesites are also exposed around the village of Usami (**Awarada andesite group A₄**), which may be of the same general age as Ainohara andesite group. An acidic andesite occurring in a limited area within Tanna tunnel (**Tanna tunnel andesite A₅**) is of uncertain age but possibly older than the basalt complexes to be mentioned below.

Then large-scale eruptions occurred at the centres located near the present town of Yugawara, which gave rise to a thick accumulation of lavas and pyroclastics ranging in composition from olivine-augite-basalt, through intermediate pyroxene-andesite, to

hornblende-pyroxene-dacite (**Tensyo-zan basalt group** B_{2b}, B_{2d}). Small intrusive masses of **hypersthene dacite** are also associated with this series (dd).

At the close of the Pliocene, eruptions were caused chiefly by fluidal basaltic magmas. Lavas, scorias, and bombs from these eruptions were piled up around vents located near the present town of Ajiro (**Ajiro basalt group** B_{4a}, B_{4b}) and also near the present site of Tanna basin (**Hata basalt group** B₅) **Hatsu-shima basalt group** B₃ may have been formed also during this period of activity.

It is interesting to note here that these basalt groups (B₄ and B₅) show a regular succession of lavas from acidic to basic, beginning with augite-hypersthene-andesites (with or without olivine) and ending with olivine-augite-basalts or olivine-basalts.

Although some of the post-older Miocene to pre-Pleistocene volcanic rocks have been altered to dark green, compact rocks, due to hydrothermal or pneumatolytic action, they are still preserved generally in a fresher condition and in a less disturbed state than those of the older Miocene complex. Another feature common to all the Tertiary volcanics exposed in the central and southern parts of the area is the development of "solfataric mud"—a whitish flinty or bluish clayey substance produced when the rocks were affected by the action of solfataric vapours or of hot spring solutions.

Pleistocene to Holocene. Since older Pliocene the greater part of the region has been raised above the sea, so that the Pleistocene sediments are lacustrine or fluvial deposits of limited lateral and vertical extent (**Shimotanna shales SS**). Still younger sediments are found in the recent alluvial plains and local basins.

The more notable events of the Pleistocene and Holocene were the eruptions of the great strato-volcanoes, Usami, Taga, Yugawara, Hakone, and Fuji, together with a minor basaltic mass of sukumo-yama and some satellitic effusive bodies of dacites.

The first four volcanoes were built up in the order just named; in other words, the center of eruption migrated from south to north. In contrast to the Tertiary volcanic rocks already mentioned, the rocks of these cones are almost free from hydrothermal and solfataric alteration except around recent solfataras.

The oldest andesitic volcano, **Usami** (UV), the major part of which lies outside the map, was constructed around a vent probably situated near the present village of Usami.

The next activity, which gave rise to the **Taga** volcano, took place at some vents lying between the present city of Atami and the town of Ajiro, the main vent having been situated near the present village of **Kami-tagu**.

The earliest phase of this activity was explosive; first, **andesite tuff breccias** (TV₁), accompanied by a few lavas of augite-hypersthene-andesite, accumulated around a vent situated near the present site of Uomisaki, and second, a series of agglomerates and lavas of olivine-pyroxene-basalts and pyroxene andesites (**andesite agglomerates** TV₂) were piled up around another vent west of the main vent.

The succeeding phase consisted of gentle effusions of lavas chiefly from the main vent. These lavas, which built up the major part of the volcano, were poured out in a regular sequence as follows: first, augite-hypersthene-andesite (**late andesite lavas** TV₄), second, olivine-hypersthene-augite-andesites and basalts (also included in TV₄), and third, augite-olivine basalts and olivine-basalts (**basalt lavas** TV₅). At some earlier stage of this phase, however, the most acidic lavas of the volcano, olivine-hypersthene-augite-andesite (**early andesite lavas** TV₃), were extruded from a flank opening northwest of the main vent. It is worthy of note that this succession of lavas is precisely the same as those found in the younger Pliocene basalt groups already mentioned.

The last phase of the activity was a phreatic explosion by which the pre-existing rocks around the main vent were blown off and strewn over the flank of the cone (**volcanic breccia TV₆**). This explosion, coupled with denudation and crustal movement immediately following, destroyed the eastern half of the volcano so completely that the basement rocks of the area were exposed at the earth's surface.

After this period of destruction, lava domes of **pyroxene-dacites** and **hornblende-pyroxene-dacite** protruded at three separate points, one near the centre (D₂) and the other on the northern flank of the Taga volcano (D₃, D₄). There are still two extrusive masses of pyroxene-dacites, one of which (D₁) is possibly of younger Tertiary age but the other (D₅) protruded through the north-eastern flank of Yugawara volcano to be mentioned below.

A renewal of activity of basic to intermediate magmas then took place at a vent north of the Taga volcano, near the present town of Yugawara. Alternate eruptions of lavas and pyroclastics of augite-hypersthene-andesites (with or without olivine) built up the Yugawara volcano (**andesite lavas YV₁**).

As in the case of the Taga volcano, a phreatic explosion occurred at the close of this activity, blowing off the pre-existing mass around the central vent and scattering the fragments over the southwestern flank of the cone (**volcanic breccia YV₂**).

Then the centre of the main volcanic activity migrated again northward, namely to Hakone, where volcanic phenomena in great variety occurred during the period from middle to younger Pleistocene. This interesting volcano was built up in three distinct stages, separated by intervening periods of cauldron subsidence and denudation.

The first stage began with the formation of a series of agglomerates interbedded with lavas, predominantly of basaltic compositions (olivine-augite-basalts and olivine-augite-hypersthene-andesites, **basalt lavas and agglomerates OS₁**). This was succeeded

by alternate pyroclastic eruptions and effusions of a great quantity of andesitic lavas (chiefly augite-hypersthene-andesites with or without olivine, **andesite lavas OS₂**). These basaltic and andesitic lavas, together with pyroclastics associated with the former in slightly greater amount, made up the major part of the oldest cone, only the south-eastern part of which is included in the map. They are now best exposed along the precipitous inner wall of the old somma, where they attain about 700 m in aggregate thickness. They are referred to here as **old somma lavas**.

Sometime during this stage, a dislocation occurred along a line that cut the cone through its centre from NW to SE (“Kintoki-san—Maku-yama dislocation line”). Along the northwestern part of this line, the northeastern block was elevated relative to the southwestern block, while along the south-eastern part, the former was depressed relative to the latter; in other words, there was a dislocation like that of a hinge fault. This dislocation caused eruptions of particular interest, from two separate vents that opened on this line. On the south-eastern flank of the cone there protruded a lava dome, Maku-yama, while on the northwestern flank there arose a steep cone, Kintoki-san, which lies outside the map.

Maku-yama lava dome(OS₃) consists of a peculiar rock showing fine alternating bands of grey pyroxene-andesite and white pyroxene-dacite. Generally speaking, these bands or streaks incline toward the centre of the dome. Near the top of the dome, however, the rock is a massive andesite carrying irregular-shaped inclusion of the dacite without flow banding. It is inferred that a mixing of andesitic and dacitic magmas (or of andesitic magma and almost solid dacite) occurred just before the extrusion and that the above-mentioned structure is the result of endogenous expansion of this mixed magma during the domical protrusion.

At a slightly later period, an oval-shaped caldera measuring about 11 km. by 7 km. was formed by stepwise downfaulting of

the centre of the main strato-volcano. The old somma, which then made its appearance, was breached on its eastern side during the succeeding period of denudation.

The activity of the second stage was caused by a more acid magma. In this stage a gentle outpouring of fluid lavas (first, augite-hypersthene-dacite, and second, acidic augite-hypersthene-andesites), accompanied by very little explosive activity, gave rise to a sort of gentle-sloped shield volcano within the caldera already formed. These lavas, attaining some 300 m in aggregate thickness, are now exposed along the wall of the young somma and also along the precipices that border the flat-topped mountains outside this somma (the remnants of the former shield volcano). These lavas are referred to here as **young somma lavas (YS)**.

The next event of this stage was an outpouring of a huge mass of pumice (hypersthene-augite-dacite or andesite) from the central crater of the shield volcano, which, in the course of descending the flank, overflowed the old somma through its lower parts, and finally spread over the skirt of the oldest cone where it formed gentle-sloped fans or terraces of great lateral extension (**pumice flows P**). Only a small part of this deposit is included in the map.

At a slightly later period, the western part of the shield volcano was down-faulted to form a new caldera, largely overlapping the old one in areal extent. The young somma, which then made its appearance along the eastern margin of the new caldera, was breached at a few points during the succeeding period of denudation. The gorges of Haya-kawa and Sukumo-gawa cut down the shield volcano approximately along its junction with the wall of the old somma.

Finally, activity of the third stage was caused by an intermediate andesitic magma. It began in a re-opened central vent with a violent explosive eruption by which pumice of hypersthene-augite-andesite was thrown out and scattered over an extensive

area chiefly east but partly southwest and west of the crater **central cone pumice** (CC₁). Some of the pumice was wafted by wind as far as the present site of Tokyo city.

Immediately following this, seven central cones rose up within the caldera through vents aligned in the direction NW-SE, namely, along the old dislocation line already mentioned (**central cone lavas**). One of these lies outside the map, and four of them (CC₃, CC₅, CC₇) are comparatively simple lava domes, while one (Kami-yama CC₄) is a steep-sided strato-volcano, and the other (Komagatake CC₆) a flat-topped dome. The latter two rest on a base formed by a gentle slope of lava coulées and one of volcanic breccia consisting of angular fragments of highly vesicular andesite and comminuted fragments of the same material. Probably a great mass of hot fragmentary material was ejected from the central vent during or slightly before the formation of the main body of Kami-yama, rolling down the slope in the form of nuée ardente (volcanic breccia included in CC₄, partly accompanied by mud flows (**volcanic conglomerates** CC₂)). The eastern end of this nuée ardente, passing through the gorge of Haya-kawa, reached a point between Yumoto and Odawara, about 10 km. distant from the centre.

The lavas of the central cones are quite similar to one another, but differ distinctly from those of the older cones. They are olivine-bearing hypersthene-augite-andesite, characterized by a vesicular glassy groundmass and abundant phenocrysts of pyroxenes. Light grey cognate inclusions are common in these rocks.

The last phase of the activity was a destructive explosion, by which the northwestern part of Kami-yama was blown off and carried down as an avalanche toward its northwestern foot (**avalanche débris** CC₈). The débris dammed up the drainage of the caldera, resulting in Lake Ashi (Ashino-ko). This activity reminds one of the explosion of Bandai-san in 1888, though it was slightly less violent.

Although no historical record of an eruption of this volcano is available, solfataric activity still persists at several places on the northern and northeastern flanks of Kami-yama and Komagatake.

The next volcanic activity was that of the famous volcano Fuji, the centre of which, however, lies far from the limit of the map. We are concerned here only with a comparatively early phase of its eruption by which a great mass of dark brownish scoriaceous **basalt lapilli and ash** (HV) was thrown out from a crater. This material covered an extensive area east and southeast of Fuji, including the whole of the region now under consideration. It reached as far as a point east of the present Tokyo city, supplying an essential part of the so-called "Kwanto Loam" which covers the terraces and low hills surrounding the cities of Tokyo and Yokohama. This ash bed is believed to be uppermost Pleistocene.

Post-Pleistocene erosion formed valleys cutting through the bed of the lapilli and ash, along which Recent gravel and sand were laid down.

The underground resources in this region are kaolin deposit replacing the Awarada Andesite Group at Usami, andesite quarried chiefly for tomb-stone at several places on the eastern foot of the Hakone volcano, and hot springs scattered throughout the region. Most of the hot springs are found within the area where the Yugasima Group is exposed or lies at a shallow depth, but a few of them are found on the flank of the central cones of the Hakone volcano and are obviously related to the youngest volcanic activity.

昭和27年8月25日印刷
昭和27年8月30日発行
昭和41年3月15日 第2版印刷
昭和41年3月20日 第2版発行

工業技術院
地質調査所

第2版印刷者 田中春美
第2版発行所 田中幸和堂印刷株式会社

© 1966 Geological Survey of Japan