

550.85(084.32)(521.61)[1:50,000](083)

5 萬 分 の 1 地 質 図 幅 説 明 書

修 善 寺

(東京 - 第100号)

通商産業技官 沢村孝之助

地 質 調 査 所

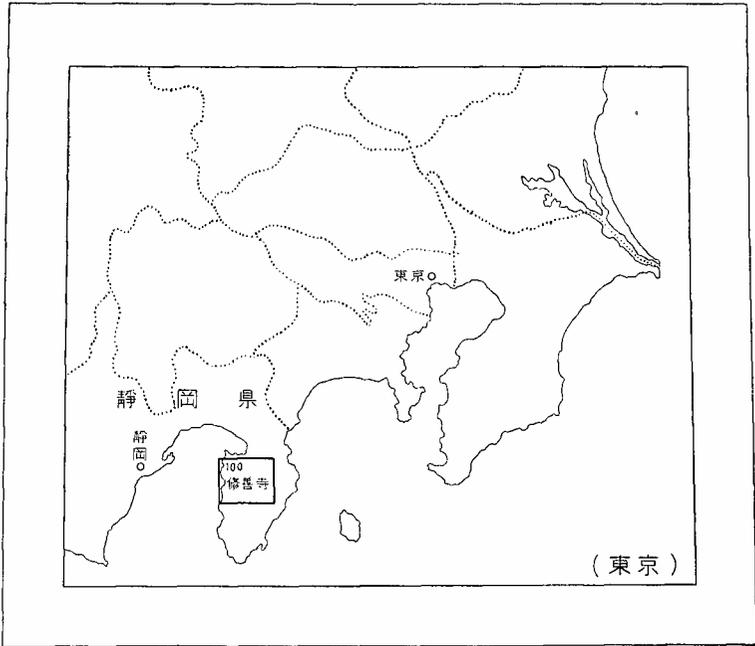
昭和 30 年

正 誤 表

頁	行	誤	正
9	3	c m) 以下	c m 以下)
16	下から 9	第 3 図	第 4 図
17	" 8	第 4 図	第 5 図
19	" 13	今回の調査に当たっても、大沢坑道の入口では、	トル
25	3	陽ヶ鳥	湯ヶ鳥
27	9 図左端	津屋大野	(津屋) 大野

(修善寺図幅)

位置図



()は1:500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	3
II. 1 概 説	3
II. 2 新第三系	8
II. 2. 1 湯ヶ島層群	8
II. 2. 1. 1 湯ヶ島変朽安山岩類	8
II. 2. 1. 2 修善寺白色凝灰岩類	11
II. 2. 1. 3 構 造	14
II. 2. 2 猫越綠色安山岩類	15
II. 2. 3 大見白色凝灰岩類	16
II. 2. 4 猫越石英安山岩類	19
II. 2. 5 内浦安山岩類	21
II. 2. 6 狩野安山岩類	22
II. 2. 7 小下田安山岩類	23
II. 2. 8 大仁安山岩類	25
II. 2. 9 賀茂安山岩類	26
II. 2. 10 城層群	26
II. 2. 10. 1 城 層	26
II. 2. 10. 2 大野層	28
II. 2. 10. 3 下大見玄武岩	28
II. 2. 10. 4 旭滝玄武岩	29
II. 3 第 四 系	29
II. 3. 1 井田火山	29
II. 3. 2 棚場火山	30

II. 3. 3	達磨火山	32
II. 3. 4	天子火山	33
II. 3. 5	多賀火山	34
II. 3. 6	天城火山	34
II. 3. 6. 1	天城火山本体	34
II. 3. 6. 2	寄生火山および側噴火による熔岩	35
II. 3. 7	段丘砂礫層	37
II. 3. 8	沖積層	38
III.	応用地質	39
III. 1	概説	39
III. 2	金鉍鉍	39
III. 3	銅鉍床	42
III. 4	珪石鉍床	43
III. 5	明礬石鉍床	44
III. 6	石材	44
III. 7	温泉	45
	文献	46
	Abstract	1

修 善 寺

(東京一第100号)

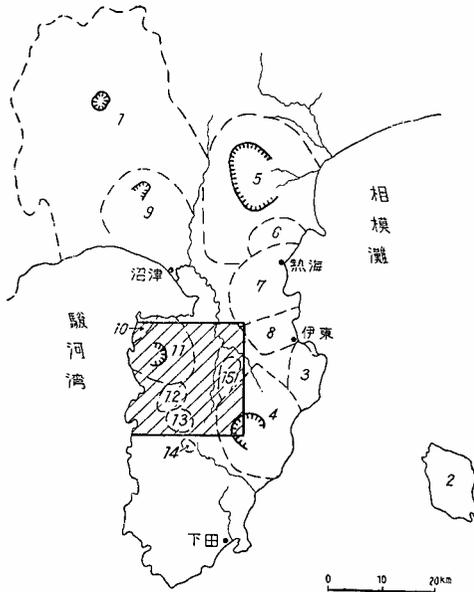
この図幅は昭和27年の初頭から秋までの、約4ヵ月の野外作業により作製した。図幅内の金属鉱山については、本所の高島技官の助言をえた。また野外作業の際には、中外鉱業・土肥鉱業・帝国産金・東海工業の諸会社および湯ヶ島営林署から、調査遂行上各種の便宜をうけた。調査結果については、東京大学久野教授から、種々の助言をえた。

I. 地 形

この図幅は相模灘と駿河湾とを分けて南方に突出する伊豆半島の北西部に位置する。この地域には高さが1,000mを超す山々が多く、半島南部の丘陵状を呈する地形とは著しい差がある。これは図幅地内には第四紀の火山があるためで、その諸火山の基盤の形状は、南部の地形に似て丘陵性のものである。

第四紀火山は半島の両岸沿いに並列し、西側には井田・達磨・棚場の3火山が、東側には多賀・天子・天城の3火山が存在する。そのために図幅内の地形には南北の方向性が著しく現われ、その1例が狩野川である。狩野川の谷は断層谷と考えられたこともあるが、地質図にみられるように、その両側には断層の存在を示すような地質の差がみられないので、少なくとも大規模な断層谷とは考えられない。火山の大部分は更新世のもので、その火口は侵蝕の結果拡大されているが、裾野はなお原形を保ち、緩やかに拡がり、図幅の $\frac{2}{3}$ 近くの面積を覆っている。

火山の基盤岩類はおおむね南に高く、北に低く分布する。この傾向は中新世の湯ヶ島層群によく現われ、その分布高度は、図幅南西端の猫越地域では約900m、その北東の天子火山の南では800m、湯ヶ島・土肥両温泉附近では400m、天子火山の北縁で300m、達磨火山の東麓では200~100mとなり、その北西麓では海面下に没する。これは湯ヶ島層群が平坦化し、南に傾動した結果であろう。しかしこの平坦化



- | | | |
|---------|----------|---------|
| 1 富士山 | 2 大鳥 | 3 大室火山群 |
| 4 天城火山 | 5 箱根火山 | 6 湯ヶ原火山 |
| 7 多賀火山 | 8 宇佐美火山 | 9 愛鷹火山 |
| 10 井田火山 | 11 達磨火山 | 12 棚場火山 |
| 13 猫越火山 | 14 長九郎火山 | 15 天子火山 |

第1図 伊豆半島の第四紀火山と修善寺図幅の範囲

は完全ではなく、天城火山の西麓にみられるように、時に800mの高さに、時には400mと、基盤岩類が著しい起伏を示すこともある。また猫越石英安山岩類の北東縁には、高さ400mの急崖もみられる。中新世後期の大見白色凝灰岩類は、この起伏の凹部を埋めて分布する。

この中新世の岩類を基盤として、独自の火山体を作ったと考えられる鮮新世の火山岩類は、今は侵蝕されて火山形態を全く失っている。この丘陵もおおむね南方が高く、北方が次第に低くなっている。

これらのうちには、なお火

山地形が残存することがある。すなわち猫越石英安山岩類からなる地区には、半円形を描き北東に開口する火口の残骸がある。また西海岸の小下田安山岩類の分布地区には、海拔530m以下の部分に裾野の地形が残り、その表面には往時の熔岩の流れの様子がほとんどそのままの形でみられる。

第四紀火山は、これらの新第三系を基盤として、その上に開析の進んだ形態をもって存在する。その地形については地質の項で述べる。なお、天城火山の寄生火山の一部（玄武岩質）だけは、開析の進んでいない美しい円錐状の形をみせている。

段丘は狩野川およびその支流沿いによく発達し、高低2段が認められるが、海岸には全く存在しない。なお、第2図に示したように、狩野川沿いに高位の平坦面があり、その著しいものとしては、船原温泉入口の260m、湯ヶ島温泉の南に360mの面が、いずれも第三系の岩石上に発達する。また、天城火山の寄生火山の活動によって生じ

た現世の段丘（軽石からなる）が、図幅地域の南東部に存する。

沖積地の発達は少なく、川沿い、あるいは海岸に僅

かにみられるのみである。後者も河川によって、入江が埋め立てられて生じたものである。



第2図 牧之郷から南、猫越山塊を望む

II. 地 質

II. 1 概 説

本図幅地域はいわゆるフオッサマグナの南半中央部に当り、中新世以降現世に至るまでほとんど引き続いて火山活動の行われてきたところで、水成碎屑岩類に乏しい。火山活動は、その初期にはおもに海底で行われたと考えられるが（その一部は海辺におけるものである）、鮮新世以降には陸上あるいはそれに近いところで行われており、この地域が地向斜の中軸部にしばしば存在する背斜部の火山地域にあたることを示している。この地域の基盤として花崗岩の伏在することは、達磨火山の熔岩中に花崗岩が捕獲岩片となって存在することから察せられる。

伊豆半島の地質については、1885年に西山正吾が本邦最初の20万分の1図幅として調査¹⁾して以来、多くの調査・研究が行われている。1898年には石原初太郎により、伊豆の第三系は猫越火山の噴出物の海底に堆積したものとされたが、この考えは現在では否定されている。1931年には田山利三郎・新野弘⁴⁾により半島全般にわたる層序区分が行われたが、疑問の点が多い。今回の調査結果は津屋弘達⁹⁾の概括（第1表）によく一致し、第2表の如くである。以下地史としてその概略を述べる。

古期中新世には伊豆半島全般に亘って大規模な火山活動があり、海底に厚く堆積した碎屑物に富む噴出物は、化石を含有する水成岩類を挾有する。これを湯ヶ島層群とする。活動の初期には玄武岩質あるいは安山岩質の湯ヶ島変朽安山岩類が噴出し、半深成岩（閃緑玢岩）によって貫ぬかれた。これらは変質して緑色を呈する岩石となり、主として図幅地域の南西部に広く現われている。活動の後期には石英安山岩質の岩漿

第1表 第三系の対比表

修善寺 図幅 (沢村, 1959年)		熱海 図幅 (久野久, 1952年)	(津屋弘達, 1937年)
鮮 新城 層 更新 群 世	下大見玄武岩, 旭滝玄武岩		城 層
	大野層	下丹那頁岩	
	城 層		
畑・網代・初島玄武岩類			
鮮 新 世	賀茂安山岩類	天照山玄武岩類	冷 川 層
	大仁安山岩類	丹那トンネル安山岩	
	小下田安山岩類	阿原田安山岩類	
	狩野安山岩類	相の原安山岩類	
	内浦安山岩類	稲村安山岩類	
	猫越石英安山岩類		輝石安山岩
		須雲川安山岩類	輝石安山岩
中 新 世	大見白色凝灰岩類	早川凝灰角礫岩	(白 下 浜 層 群) 田 統
	猫越綠色安山岩類	不動トンネル玄武岩類	
湯 ケ 島 層 群	修善寺白色凝灰岩類		(最 古 層)
	湯ケ島変朽安山岩類	湯ケ島層群	
			角閃石石英安山岩 黒雲母斜長石 石英粗面岩 加里石英組面岩 石英安山岩・輝石安 山岩および凝灰岩 変朽安山岩類 (湯ケ島統) 石英安山岩およびも しくは流紋岩・安山 岩・玄武岩

の爆発性の活動があり、軽石質凝灰角礫岩類を主とする修善寺白色凝灰岩類を生じた。当時の火山体は図幅地域北東端の位置の海面に姿を現わしたもののようで、その一部は侵蝕されて礫層として堆積した。これは現在は石灰質の礫岩となっており、そのなかに *Lepidocyclina* などの化石が含まれている。この初期と後期の活動とは連続して起っており、この活動によって生じた岩類が褶曲し、侵蝕され、平坦化して後に、

第2表 地質総括表（主要火山岩相を示す）

第四紀	現世	沖積層 筏場段丘 天城火山	天城抗火石熔岩(石英安山岩) 玄武岩類(玄武岩p)	断層運動
	更新世	畑段丘 柏久保段丘 達磨火山(安山岩y) 棚場火山(安山岩pまたは石英安山岩質安山岩y) 井田火山(玄武岩・安山岩p)天子火山(安山岩p)		
新第三紀	鮮新更新世	城層群 下大見玄武岩(p), 旭滝玄武岩(p) 城層および大野層		
	鮮新世	賀茂安山岩類(安山岩) 大仁安山岩類(無斑晶安山岩p) 小下田安山岩類(安山岩p) 狩野安山岩類(安山岩y) 内浦安山岩類(安山岩および石英安山岩y) 猫越石英安山岩類(石英安山岩および安山岩y)		
	中新世	大見白色凝灰岩類, (無斑晶質安山岩および石英安山岩y) ? 猫越緑色安山岩類 (安山岩および玄武岩p)		
第三紀	中新世	湯ヶ島層群 修善寺白色凝灰岩類 (無斑晶質安山岩p・石英安山岩・流紋岩) 湯ヶ島変朽安山岩類 (玄武岩, 安山岩p)	閃緑玢岩の貫入?	

註 p : ピジョン輝石質岩系 y : 紫蘇輝石質岩系

猫越緑色安山岩類が噴出した。その初期には礫岩・凝灰角礫岩が厚く堆積したが、その後は熔岩と火山砕屑岩の互層が主として堆積した。これらは現在緑色化して、一見湯ヶ島層群中の変朽安山岩に似ているが、変質の程度はそれより弱い。これらは図幅地域の南部に小区域を占めて分布する。これについて、新期中新世にはふたたび石英安山岩質の活動があり、海底に多量の噴出物を堆積した。大見白色凝灰岩類がそれである。本岩類は図幅地域の東部と西部とに別れて分布している。東部区域の本岩類には砂質の部分があり、そのなかに新期中新世に属すると考えられているいわゆる白浜層群中の貝化石に類似した化石が含まれている。大見白色凝灰岩類の堆積後には、特に著しい褶曲運動はなかった模様である。

鮮新世には、主として安山岩質の規模の小さな火山活動が各所に起った。その噴出物の大部分は陸上に堆積したものであって、楯状火山あるいはそれに近い成層火山を作った。これらは特に細粒の火山砕屑物に乏しい特徴をもっているが、そのうちで内浦安山岩類と猫越石英安山岩類とは、中新世に属する疑がある。その理由は、前者には北隣沼津図幅地域内で白浜層群に産する貝化石と同じものを産出し、後者には持越鉦山において鉦脈の一部が存在するためである。熱海図幅と本図幅中とに分布する諸岩類を岩質によって対比すると、第1表の通りである。

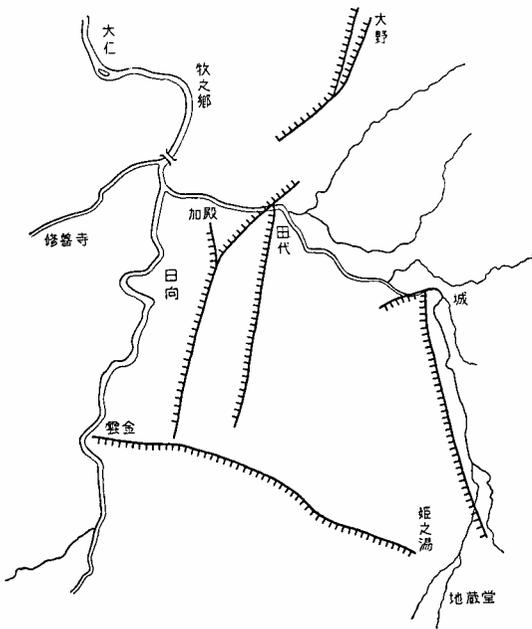
鮮新—更新世には、図幅地域の東半部に入海が生じ、凝灰質の砂岩・礫岩を主とし、貝化石を多量に含む城層群が堆積した。その堆積後期には玄武岩が噴出している。

第四紀には安山岩質の火山活動が激烈となり、達磨・天城の楯状火山、井田・棚場の成層火山、両者の中間型を呈する天子および多賀火山が生じた。これらはほとんど更新世に活動を終り、僅かに天城火山の寄生火山のみが現世にも活動を示した。

久野久はカルクアルカリ火山岩類をピジョン輝石質岩系と紫蘇輝石質岩系の2群にわけた¹⁴⁾。本地域の火山岩をみると、第2表のように中新世前期の岩石はピジョン輝石質岩系に属し、中新世後期および鮮新世の岩石の大部分は紫蘇輝石質岩系に属する。第四紀の火山ではもっぱらピジョン輝石質岩系の岩石がみられるが、達磨火山と天城火山とでは紫蘇輝石質岩系のものが多い。

褶曲運動は中新世の中頃にみられるのみであるが、断層運動はその後にも起り、1930年の伊豆地震の際にも現われている(第3図)。

金属鉦床は断層に沿って生じており、大部分は大見白色凝灰岩類以前に生成したと



第3図 1930年11月26日の地震により生じた断層（伊原1931年による）

思われるが、持越鉾山のみはそれから後に生成している。

本邦の中新世火山岩類一般が蒙っている広域的な変質は、この図幅地域内ではむしろ弱く、その程度はまたところによって異なっている。湯ヶ島変朽安山岩類は全般的に緑色化しているが、その変朽安山岩中に緑簾石・沸石をみることはまれである。修善寺白

色凝灰岩類ではさらに弱く、有色鉱物の変質している程度にすぎず、ガラスが新鮮なまゝに残存することもまれではない。猫越緑色安山岩類では変質の度が強いが、そのなかに含まれる斜長石は新鮮なまゝに残存していることが多い。これは南東方に向かって次第に新鮮となる傾向があり、紫蘇輝石が残存する場合も認められる。また鉾床あるいは火山の火口附近などに、局所的な変質作用がみられる。金属鉾床の附近には、珪化および緑泥石化作用が不均一に行われており、多数の石英脈が生じている。非金属鉾床附近その他には、これと異なって粘土化作用が強く、処によっては現在の硫気孔地帯と同様の状況を呈している。その変質の最も進んだところは、宇久須珪石鉾床周辺であって、こゝでは純粋な多孔質の珪石からなる帯、明礬石の結晶のよく発達する弱い珪化帯、緑色粘土帯を経て母岩へと、内から外に帯状構造を示している。この粘土帯は北東部の天金部落に面する山腹によく発達している。船原明礬石鉾床、持越部落附近の変質帯には、明礬石帯がよく発達するが、珪石帯は少ない。天城火山火口

内・清越鉱山事務所西隣・達磨火山火口底・西豆村小峯附近などでは、脈状を呈する明礬石帯が、時に多孔質の珪石を伴って（天城火山火口内）存在するのみで、珪石帯は全くみられない。その他の変質帯はほとんど粘土からなるのみである。これらの局所的な変質帯はいろいろの時期に生じたものと思われるが、明らかでなく、僅かに湯ヶ島温泉以東の変質帯が、大見白色凝灰角礫岩類以前に生じたことがわかるのみである。

II. 2 新第三系

II. 2. 1 湯ヶ島層群

本図幅地域に露出する岩層のなかで最古のもので、基盤をつくり、広く分布している。安山岩質の湯ヶ島変朽安山岩類と石英安山岩質の修善寺白色凝灰岩類とにわけられる。後者は、修善寺町東方で前者に漸移するが、上位を占め、*Lepidocyclina* その他の中新世初期の化石を含有する¹³⁾。前者にも熱帯魚の化石を産したこと¹¹⁾から、本層群の時代は中新世初期と考えられる。

II. 2. 1. 1 湯ヶ島変朽安山岩類

本岩類は主として変質して緑色を呈する玄武岩・安山岩と、それらの火山砕屑岩との互層からなり、砂岩を伴ない、そのなかに貝化石が含まれることがある。また稀に礫岩・黒色頁岩も介在する。その層序は明確ではない。ただ、熔岩はおおむね塩基性のものが下位を、酸性のものが上位を占めるようである。本岩類の分布地域には、さきに田山・新野⁴⁾が湯ヶ島層群の標式地とした天城街道が含まれる。しかし、こゝは露出が悪いので、湯ヶ島温泉附近から湯ヶ島鉱山に至る間をむしろ標式地としたい。

本岩類は変質をうけ、よく凝結しており、急峻な地形をつくり、一見熔岩に富むかのようであり、天城街道でも路傍には安山岩のみが現われているが、1歩沢に入ると砂岩・凝灰岩が厚層をなして存在することがわかる。湯ヶ島鉱山北方の金山部落における試錐でも、地表から90mまでは安山岩であるが、その下位に約30mの厚さの含貝化石凝灰質砂岩があり、その下には40m以上の厚さの凝灰岩がある。本岩類はこのように砕屑岩類に富むものである。

黒色頁岩は僅かに図幅地域南西部の大久項部落南東で、閃緑玢岩の東側に凝灰岩類

に挟まれ、1m前後の厚さでみられるのみである。

礫岩も稀で、上記頁岩の東方では、変質して一見半花崗岩と見誤まれる石英安山岩の円礫（径20cm以下）を多量に含むものが、約20mの厚さでみられる。また猫越部落附近に安山岩円礫を含むものがある。

砂岩は凝灰角礫岩類に伴なって各所に露われるが、湯ヶ島温泉周辺の地域に特によく発達する。その多くは層理を示さず、緑色塊状を呈する。湯ヶ島温泉北西側の山の中腹には、層理のよく発達した砂岩と凝灰角礫岩との互層があり、第3表に示した貝化石を多産する。

第3表 湯ヶ島産貝化石

Erronea ? sp.
Conus cfr. *tokunagai* OTUKA
Barbatia sp.
Glycymeris sp.
Ostrea sp.
Chlamys sp. 多産
Corbicula cfr. *matusitai* SUZUKI
Pillucina ? sp.
Nemocardium sp.
Umitakea ? sp.
Coral gen. & sp. indet.
Bryozoa gen. & sp. indet.
Brachiopoda gen. & sp. indet.

(本所水野篤行技官による)

凝灰角礫岩と凝灰岩とはよく発達しているが、その露頭は崩土に隠されていることが多い。岩質は粒度が様々であるが、層理を呈することは少ない。変質して角礫も基質もことごとく軟弱となっているために、風化面はきわめて平滑で、他層の凝灰角礫岩類から容易に識別される。

火山岩類は変質程度により、さらに風化程度によってみかけの変化が著しい。一般に風化の進んでいないものは暗緑色を呈し、その斜長石斑晶は不明瞭で基性岩のようであるが、風化が進むとともに淡緑色・褐色となり、斑晶も明瞭となって、酸性岩の

ような外観を呈するに至る。

玄武岩 清越鉱山坑内から西へ、天金部落北端にまで広く厚く分布し、粗粒であり、貫入岩体の疑がある。その中心部は新鮮で、緑泥石化も軽微である。

斑晶：斜長石（An90~80）・普通輝石

斜長石は長さ8mm以下の短柱状を呈する。普通輝石は粒状で、2mm大のものから微斑晶状を呈するものまでである。

石基：斜長石（An85~78）・ピヂョン輝石・鉄鉱・黒雲母・石英

完晶質・粗粒で、輝石粒に富み、斜長石の周辺は常にアルカリ長石によって縁どられている。

玄武岩質安山岩 主として清越鉱山・湯ヶ島鉱山および宇久須村に分布する。変質が著しく、常に緑色を呈し、径5~3mmの粒状黒色輝石が点々と含まれている。

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石（緑泥石化）

石基：斜長石・単斜輝石（?）

間粒組織を呈する。斜長石は大形で短柱状を呈する。輝石は変質しているが、その形態からみれば単斜輝石である。

両輝石安山岩 本岩類の火山岩のなかで最も広く分布している。宇久須村では玄武岩質安山岩の上位を占める。一般に玄武岩質安山岩より明るい緑色を呈する。長柱状の普通輝石が多量に散点し、肉眼では角閃石安山岩と誤り易い。斜長石は曹灰長石に属する。石基は細粒で、ガラス基流晶質の組織をもつ。図幅北部の大仁鉱山附近で、修善寺白色凝灰岩類の下位に露われるものは、他と異なって集斑晶に富む特徴をもち粗粒である。

石英安山岩質安山岩 各所に散在し、それらの一部は岩脈あるいは岩床と考えられる。黄緑色その他の明るい緑色を呈し、長さ2mm程度の細かな斜長石が少量散点するのみであって、斑晶に乏しい。鉄苦土鉱物は微斑晶状を呈するが、すべて変質している。石基はガラスに富み、ガラス基流晶質あるいは珪長質組織を呈する。

本岩類を貫ぬく岩脈として、閃緑玢岩・変朽安山岩・石英安山岩・黒雲母流紋岩および安山岩と石英安山岩とからなる複合岩脈などがみられる。閃緑玢岩と変朽安山岩とは修善寺白色凝灰岩類中には存在しないが、その他のものは修善寺白色凝灰岩類を生じた火山活動に伴ったものと考えられ、同質の岩石が熔岩として、修善寺白色凝

灰岩類中に存在する。なお、変質の弱い両輝石安山岩の岩脈も存在するが、これは鮮新世の火山活動に伴ったものであろう。

閃緑玢岩 宇久須珪石鉱床附近および天城火山の西麓などにみられる。露頭の1つである大久須部落南方では、この岩脈が接触する火山砕屑岩類は変質して、茶褐色の硬いホルンフェルスになっている。おおむね強く変質し、一見両輝石安山岩と誤り易い。天城火山西麓のものはやや新鮮で、長さ2mmの斜長石 (An70およびAn40) と普通輝石・紫輝輝石 (緑泥石化) を斑晶として、粗粒の石英に富む石基をもつ。

複合岩脈 清越鉱山の北東に、ほぼ南北に走る岩脈として存在する。白色の角閃石石英安山岩を中心として、その両側は黒色の両輝石安山岩である。この両者の間には急冷縁はみられず、ともに僅かに変質している。

両輝石安山岩は長さ1.5mm以下の卓状を呈する斜長石 (An83~77)、径0.5mm前後の粒状を呈する紫蘇輝石・普通輝石を斑晶として、斜長石・単斜輝石 (緑泥石化) ・鉄鉱および方珪石 (?) からなる完晶質の石基をもっている。

角閃石石英安山岩は、累帯構造の著しい斜長石 (長さ1.2mm, An68~55) と、長さ0.7mmの柱状を呈する緑褐色角閃石および少量の石英とを斑晶として、優白質の石基をもつ。石基には斜長石・アルカリ長石・石英・鉄鉱・緑泥石などがみられる。

II. 2. 1. 2 修善寺白色疑灰岩類

本岩類は主として軟弱な軽石質の石英安山岩質凝灰岩からなり、湯ヶ島変朽安山岩類の上に整合にのる地層で、その厚さは2,000m以上に達するものであるが、なおその上限は不明である。粗粒の軽石塊 (径15cmに達するものも稀ではない) を多量に含む凝灰角礫岩、種々の大きさの軽石片を含み、層理を呈する粗粒凝灰岩、細粒ガラス質の凝灰岩などの累層であって、黒色ガラス質安山岩塊・石英安山岩塊を多量に含む火山角礫岩あるいは火山円礫岩、白色または青緑色を呈する凝灰質砂岩、白色石灰質砂岩 (*Lepidocyclina* その他の化石を含有する)、凝灰質頁岩などを伴う。また火山岩としては酸性安山岩・石英安山岩および流紋岩が熔岩あるいは岩脈として存在し、玄武岩も岩頸 (?) としてみられる。

本岩類は通常弱い変質作用を蒙り、灰白色を呈しているが、局部的には緑色を呈し、あるいはさらに強く変質して粘土化しているところもある。また全く変質せず、ガラス質のものが、そのまゝ新鮮に残存することもある。修善寺温泉の西方の石切場にみ

られるこの種の新鮮な凝灰岩を、白浜層群（中新後期）に相当するものとする例¹³⁾もあるが、こゝでは、修善寺温泉から距たった所ではおおむね新鮮であること（東方の大野部落附近、南東方の天子火山の北麓、南方の柿木附近、北方の堀切附近など）、新鮮な部分も変質した部分も岩質上は区別し得ないなどのことから、すべて修善寺白色凝灰岩類として一括してある。ただし変質した部分では一般にN-Sに近い走向をもつが、新鮮な部分はほぼE-Wの走向を有するので、さらに詳しい調査が望まれる。

本岩類が漸移帯を介して湯ヶ島変朽安山岩類を整合に覆うところが、修善寺温泉の東の修善寺橋（狩野川にかゝる）の下で認められる¹³⁾。修善寺温泉附近の湯ヶ島変朽安山岩類は、変朽安山岩、緑色を呈する凝灰角礫岩、凝灰質頁岩（大仁鉱山坑口北東側に露われ、保存不良の木の葉の化石を含有する）などの累層である。凝灰角礫岩には、稀ではあるが石英結晶片が含まれ、大仁鉱山の坑底には変質した石英安山岩（あるいは岩脈かもしれない）がみられ、この地域では石英安山岩質の火山活動が、安山岩質の活動に伴ったものと考えられる。修善寺橋の下では、変朽安山岩・安山岩質火山円礫岩と石英安山岩質凝灰岩とが互層している。これより上位（狩野川の東）では、石英安山岩質の火山砕屑岩などの量が圧倒的に多くなる。

修善寺白色凝灰岩類の層序は明らかではないが、修善寺橋から東、牧之郷を経て大野に至る間と、南方の中狩野村柿木附近をみると、下部は石英安山岩質の火山角礫岩を多量に含むこと、中部には斑晶に乏しいガラス質安山岩の熔岩・火山角礫岩がみられること、上部は黒雲母流紋岩の熔岩を含むことが認められる。ガラス質安山岩に伴なって著しい破碎構造をもつ角閃石英安山岩の薄い熔岩流が認められ、また角閃石英安山岩（酸化作用を蒙っていることもある）の円礫を多量に含む石灰岩が牧之郷に産し、桜石と俗称されている。修善寺町の北西方の北隣沼津図幅との境には、緑色を呈する安山岩質凝灰角礫岩が厚く発達する。その下位には石英安山岩の熔岩・火山角礫岩が、上位には無斑晶質安山岩の熔岩がみられ、これらは本岩類の中部に相当するものと考えられる。また持越鉱山附近に、ほかから離れて分布し、貝化石を産する（持越部落の南西端）白色凝灰岩類も、角閃石石英安山岩質火山角礫岩を含んでいることから、本岩類下部と考えられる。

本岩類に含まれる火山岩は一般に変質が弱く、僅かに紫蘇輝石が白色粘土化しているのみである。酸性安山岩は斑晶に乏しく、ガラス質であり、その石基中の輝石は単

斜輝石である。石英安山岩は石英斑晶に乏しく、有色鉱物斑晶としては角閃石のみをもつ特徴がある。

紫蘇輝石安山岩 火山角礫岩として、あるいは白色凝灰岩中の礫としてきわめて豊富に産するが、熔岩流としてはみいだしえなかった。黒色ガラス質の岩石で、肉眼では斑晶を認め難い。

斑晶：斜長石 (An71~66)・紫蘇輝石

斜長石は長さ1.5mm以下の柱状をなし、累帯構造をよく呈するが、清澄である。紫蘇輝石は微斑晶状で、時に細粒の単斜輝石群に包まれている。

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鉱・ガラス、稀には完晶質のものがある。これにはアルカリ長石が多量に含まれ、粗面安山岩質であるが、鱗珪石(?)も存在する。

普通輝石安山岩 下狩野村青羽根に火山角礫岩としてみられる。斑晶斜長石はAn65~59である。鏡下の状況は紫蘇輝石安山岩とほぼ同様である。

紫蘇輝石(?)角閃石安山岩 火山角礫岩の礫として、また大仁町北西方に熔岩として現われるが、稀である。斑晶斜長石はAn65~59、角閃石は緑色種に属する。石基は珪長質組織を呈し、酸性である。輝石は全く緑簾石化している。

無斑晶質安山岩 天城街道から下狩野村大平鉱山への入口に凝灰角礫岩を伴う熔岩流として存在する。累帯構造に乏しい斜長石 (An55~49)のみを斑晶とし、その石基はガラス基流晶質組織を呈し、鉄鉱粒に富む。白色粘土化作用を強く蒙っている。

角閃石石英安山岩 熔岩としては図幅地域の北縁にみられるのみであって、大部分は岩株・岩脈として、あるいは火山角礫岩・火山円礫岩の礫として存在する。熔岩・岩株などは強く変質して変朽安山岩化していることが多いが、角礫は一般にやゝ新鮮である。斑晶・微斑晶に富むが、石英斑晶に乏しい。

斑晶：斜長石 (An62~51)・石英・角閃石

斜長石は径3mm以下の卓状を呈し、その多くは粘土鉱物化している。角閃石は緑色を呈する長さ5mm以下の柱状結晶で、石基の粗粒な岩石に含まれるものでは、その外縁はオパサイト化している。なお、斜長石と角閃石とからなる同源捕獲岩がしばしば存在する。

石基：石英・斜長石・緑泥石・鉄鉱

変質しており、緑泥石の一部は輝石の仮像と思われる。鉄鉱の量は少ない。鱗珪石

が存在するようである。

黒雲母流紋岩 下狩野村柿木に熔岩として、その北東の大平鉱山附近には岩株状をなして存在する。灰青色ないし淡紅色の岩石で斑晶に乏しい。鉱山附近では変質している。

斑晶：斜長石 (An₂₄~9)・石英・黒雲母

斜長石は径2~3mmの卓状を呈し、清澄であって、石英・黒雲母(緑褐色)も自形を示す。

石基：珪長質組織を呈し、黒雲母の細片と球顆とが一面に散在する。

玄武岩 下狩野村柿木にみられる。無斑晶質粗粒の黒色岩であって、方解石に埋められた孔隙に富む。長さ1mm以下の斜長石、累帯構造を呈する普通輝石、蛇紋石化した橄欖石の間を微細な単斜輝石粒・鉄鉱および緑色鉱物化したガラスが埋めている。

II. 2. 1. 3 構造

湯ヶ島層群の示す基本的な構造は、南北性の軸をもつ褶曲構造と考えられ、地層の傾斜は一般に緩く、30°前後である。しかし多くの小断層が存在し、層序も充分には細分できないので、その詳細は明らかではない。

大仁鉱山附近には、南北に走り南に沈下する背斜軸があって、その軸部には湯ヶ島変朽安山岩類が露われ、その両翼には修善寺白色凝灰岩類が分布する。東翼では一様に南東方へ30°の傾斜がみられる。西翼では、その北の部分は N60°E、南の部分は N25°W の走向が認められ、変朽安山岩類を中核とするドーム構造を呈すると考えられるが、これはまた、背斜軸部と東翼とに断層の多いことからみると、この西翼も地塊化して雑多な走向・傾斜を示すとも考えられる。

図幅南西部の土肥鉱山と清越鉱山との間には、ほぼ南北に走る向斜軸が湯ヶ島変朽安山岩類中に存在する。地層は西翼の土肥鉱山附近では東に緩斜し、東翼の清越鉱山西側では北西に緩斜し、その中間の軸部(清越鉱山天金坑内でみられる)ではほぼ水平である。

この褶曲構造を切って、修善寺町の東方には NE-SW 方向の断層群が存在し、図幅地域南西部には NNW-SSE に走り東方に緩斜する断層(清越鉱山坑内で認められる)がみられ、宇久須村深田および湯ヶ島鉱山では南北に走る断層がみられる。なお持越鉱山の北に分布する修善寺白色凝灰岩類は著しく乱れた走向・傾斜を示し、そ

の西縁に沿って断層が存在するものと考えられる。ただし、この断層は持越鉱山の鉱脈を切っていない。

II. 2. 2 猫越緑色安山岩類

本岩類は図幅地域の南部に分布し、湯ヶ島変朽安山岩類を不整合に覆っている。この関係は、猫越峠の南に作られた新道沿いにみられる。新道より下には淡緑色凝灰角礫岩・両輝石安山岩が累重して露われ東方へほぼ 30° の傾斜を示しているが、新道より上には本岩類に属する玄武岩・両輝石安山岩が、凝灰質砂岩・礫岩などを伴ってほぼ水平、時には $N65^{\circ}W$, $10^{\circ}N$ の走向・傾斜で分布している。本岩類のうち変質の強い部分は、肉眼的には湯ヶ島変朽安山岩類と区別し難いので、湯ヶ島変朽安山岩類として地質図に塗色したところにも、なお本岩類が存在するかもしれない。

本岩類の厚さは約300mで、化石を産しない。本岩類の下部は礫岩と砂岩とからなるが、これらは猫越峠の東に厚く、西ではきはめて薄い。礫岩は主として持越川沿いに分布する。あまり固結しておらず、輝石安山岩の礫（時には径30cmに及ぶこともある）に富み、変朽安山岩と輝石岩の礫を伴うもので、その基質は緑色、暗褐色の火山岩質の砂である。層理はほとんど示さない。礫岩の上位は次第に細粒となり、砂岩に漸移する。砂岩は無層理の厚層をなして露われる。褐色を呈し、斜長石片を多量に含み、凝灰質である。本岩類の上部は玄武岩・安山岩の熔岩流と凝灰質砂岩・礫岩および火山砕屑岩類とからなっている。砕屑岩類はいずれも薄層であり、上部の下位に多く、上位ではほとんど認められなくなる。火山砕屑岩としては稀には凝灰岩も認められるが、主として凝灰角礫岩であって、これは白色軽石塊を少量含み雑色を呈する。

本岩類の蒙っている変質はあまり強くなく、斜長石が新鮮であるのみならず、多くの場合、紫蘇輝石もまた残存する。変質の程度は地域的に差異があり、猫越峠の北西では変質が強く、玄武岩は黒緑色を呈し、凝灰角礫岩なども濃い緑色を帯びるが、猫越峠の南東では玄武岩は暗灰色を呈し、光沢を有し、凝灰角礫岩類も淡色を呈する。

玄武岩 猫越峠の南に厚さ約30mの1枚の熔岩として、安山岩の下位に露われる。無斑晶質の緻密な岩石である。

微斑晶：斜長石・普通輝石・橄欖石

斜長石は清澄であるが、累帯の著しいものと、内核が全く緑泥石様鉱物に変わり、

その縁のみ新鮮であるものがほぼ等量に存在する。普通輝石は他形、粒状を呈し、常に石基輝石粒に包まれている。橄欖石は蛇紋石化あるいは磁鉄鈷化しており、その量は少ない。

石基：斜長石・単斜輝石・磁鉄鈷・ガラス

間粒組織を呈するが、少量の緑泥石化したガラスを含む。単斜輝石は常に双晶を示す。

両輝石安山岩 薄い数枚の熔岩として存在する。いずれもその中心部は堅硬で、節理に富むが、その表層の岩滓状部は変質して泥土状を呈する。斑晶に富む岩石で、一般に上位のものほど酸性であり、石基が石英安山岩によくみられる等粒組織を呈するものも時に存在する。

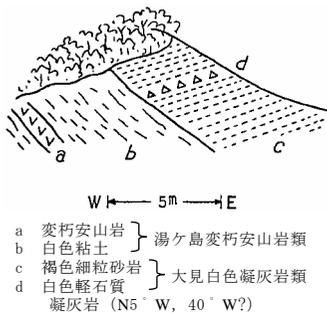
斑晶：斜長石 (An88~80)・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石の内核は熔融しているが、その外縁は変質しておらず、累帯構造をよく示している。普通輝石は常に双晶を示している。紫蘇輝石は僅かに方解石化している。これらは集斑晶としても存する。また斜長石と普通輝石とからなる同源捕獲岩も存在する。

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鈷・アルカリ長石

完晶質で、アルカリ長石は斜長石の周辺に、あるいは他鈷物の間を埋めて存在する。

II. 2. 3 大見白色凝灰岩類



第4図 湯ヶ島変朽安山岩と大見白色凝灰岩類との不整合

本岩類は図幅地域の東部と南西部とに離れて分布し、湯ヶ島変朽安山岩類を不整合(第4図)に覆っている。猫越緑色安山岩類との直接の関係はみられないが、変質の程度から、本岩類が上位の関係にあると考えられる。東部区域では(湯ヶ島温泉の北東方)本岩類中から大形の貝化石、*Patinopecten planicostulatus* (TAYAMA et NIINO) を産する。

東部区域の本岩類は、主として石英安山岩質の凝灰角礫岩あるいは火山角礫からなり、砂岩や泥岩を局部的に挟み、石英安山岩の岩株・岩床に貫ぬかれている。*Pati-*

nopecten を含む砂岩は本岩類の下位にあたり、東方の上大見村姫の湯西の谷に露出する貝化石の破片を含む砂岩は、上位にあたるものと考えられる。おおむね NW—SE の走向をもち、北東に15°前後の緩やかな傾斜を示す。なお地区東端の地藏堂附近に露出するものは緑色砂岩に富み、N30°E, 30°Eの走向・傾斜をもっている。

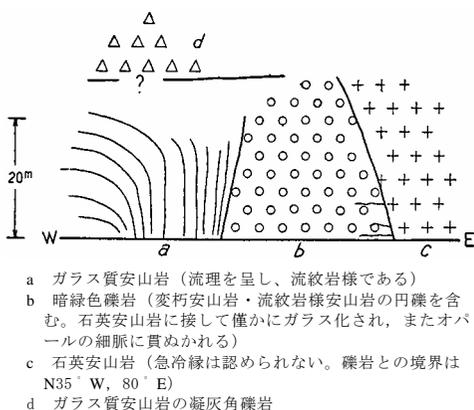
南西区域に分布する本岩類は、その下位には安山岩質の粗粒火山砕屑岩類が存在し、その上には石英安山岩質の凝灰角礫岩類を介して、細粒の水成砕屑岩類がみられる。おおむね南から北に、より上位の地層が露われるが、走向・傾斜は各地区ごとに異なっている。

小峯部落の海岸には、安山岩質の本岩類下部がみられる。これは斑晶に乏しい両輝石安山岩の熔岩をしばしば挟んでいる。その最下位には変朽安山岩が存在するが、これは貫入岩床と思われる。火山砕屑岩類は一般に明瞭な層理をもち、しばしば局所的な傾斜不整合を呈し、火山活動に伴ない急激に堆積したことを示している。本岩類の下半には凝灰角礫岩・火山円礫岩などの粗粒岩が多く、上半は凝灰岩・泥岩などの細粒岩に富む。両輝石安山岩は流理に富み、斑晶に乏しいため、一見流紋岩と誤り易い。凝灰角礫岩に含まれる角礫もこの熔岩と同質のものであり、新鮮な場合には黒色を呈するが、通常は風化して白色を示している。なお、凝灰角礫岩の一部には、炭酸塩により膠結された火山灰が、角礫状を呈して多数存在し、外観が火山角礫岩状を呈するところがある。この場合には、岩石は黄色または淡緑色を呈するが、他の通常の場合には灰白色を呈する。

小峯部落の県道沿いには、石英安山岩質の凝灰角礫岩類が安山岩質火山砕屑岩類と漸移の関係で、その上位を占めて分布する。これには石英安山岩の熔岩が挟まれるが、これは南東海岸では第5図のように、岩株として露われるものである。

八木沢部落附近には、石英安山岩円礫を含む礫岩を挟有する細粒の堆積岩が広く分布している。白色凝灰質砂岩・緑色砂岩・軽石質凝灰岩・白色頁岩などがみられ、それぞれ数10cm以下の厚さをもって互層している。なおこの西方の海岸には、やゝ斑晶に富む両輝石安山岩が岩株としてみられる。

土肥鉱山附近には、この互層よりも上位に相当すると考えられる白色凝灰質砂岩と赤褐色凝灰質頁岩とがそれぞれ厚層をなして分布し、無斑晶安山岩を伴っている。この安山岩は西部では30m以上の絶壁をつくり、節理の状況も岩株のようであるが



第5図 大見白色凝灰岩類中の石英安山岩

凝灰岩類とは、この変質の程度と安山岩・石英安山岩の岩質によっても識別される。

変朽安山岩 小峯部落の南の海岸のみに露われ、激しく変質して暗緑色を呈する。

斑晶：斜長石・普通輝石

斜長石は径3mm程度の卓状をなすが、全く変質している。普通輝石は稀に粒状をなして存在する。

石基：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉱・ガラス

変質して緑色鉱物化したガラスに富む。斜長石も紫蘇輝石もともに変質している。普通輝石のみは新鮮で、変質した紫蘇輝石の両側に平行連晶として現われる。

両輝石安山岩 熔岩または岩株として各所にみられる。一般に斑晶に乏しくガラス質、時には無斑晶質であるが、こゝに述べる八木沢西方のものは、斑晶の量がやゝ多く完晶質である。

斑晶：斜長石（An64~55）・普通輝石・紫蘇輝石

斑晶はいずれも径1.5mm以下の小形のもので、その量も少ない。斜長石は清澄であるが、累帯構造を示す。

石基：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉱・黒雲母・アルカリ長石・鱗珪石

完晶質で流理をもつ。黒雲母は細片として少量みられる。アルカリ長石は他鉱物の間を埋めるものであるが、土肥鉱山の本岩では、大きく発達して変状斑晶状をなしている。

東方の土肥鉱山排水坑口では岩床状をなしている。

本岩類はほとんど変質しておらず、土肥鉱山でも安山岩に僅かな緑泥石化がみられるのみであるが、南方の宇久須珪石鉱床附近では珪化・明礬石化作用を強く蒙り、小峯部落の西方では脈状に明礬石化されたところがみられる。修善寺白色

両輝石石英安山岩 岩脈・岩株としてしばしば存在し、また熔岩としてもみられる。石英その他の斑晶に富む岩石で、鏡下でみると間粒組織を呈し、時には橄欖石の残存する玄武岩源と思われる捕獲岩片（径2.5mm以下）を、常に含有する特徴をもつ。

斑晶：斜長石（An50～40）・石英・紫蘇輝石・普通輝石

斜長石には3mm大から微斑晶状を呈するものまであって、多量に存在する。大形のものには汚濁した核が認められる。紫蘇輝石の大形ものは自形を呈し、小形ものは普通輝石粒に取り囲まれている。

石基：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鈦・ガラス

著しくガラスに富み、ガラス基流晶質に近い組織を呈する。

両輝石角閃石石英安山岩 軽石質凝灰角礫岩の角礫としてみられる。褐緑色の角閃石斑晶に富み、その石基はガラス質である。なお東部区域に熔岩として、全くオパサイト化した角閃石を斑晶とし、石基輝石として紫蘇輝石のみを含むものがみられる。

II. 2. 4 猫越石英安山岩類

本岩類は図幅地域の南部に分布し、湯ヶ島層群と猫越緑色安山岩類とを不整合に覆っている。湯ヶ島層群との関係は各所でみられるが、持越鈦山の坑内でも認められる¹²⁾。

本岩類と猫越緑色安山岩類との不整合関係は、猫越峠附近の稜線で新鮮な石英安山岩が変質した安山岩を覆う箇所容易に認められる。なお、持越鈦山附近では本岩類も鈦化作用の影響をうけて変質しているために本岩類の下部が猫越緑色安山岩類に相当するように疑われ易い。

本岩類中には持越鈦山の鈦脈の一部が存在し、本岩類が第三紀に属することは疑いない。しかし、第三紀のものとしては稀な火山地形を僅かながら残存しており、これを津屋⁹⁾は猫越火山と称している。すなわち、猫越峠を含む高度約1,000mの稜線に囲まれる火口状の地形があり、なおその内部には、高度700m前後の急崖を連ねる直径約1kmの侵蝕火口（？）があり、その北西端には比高300mの円頂丘が存在する。また本岩類のつくる山体には階段状の地形がよく発達している。これは侵蝕されたために強調されているが、元来、熔岩が酸性であって、一般に局部的な狭い範囲に厚く分布しているために生じたものであって、本岩類でつくられている山体は、第三紀の火山としては、その原形がむしろよく保存されているものといえる。なお山体の北部に

存在する後藤平山は半弧を描いており、また安山岩を伴ない、寄生火山かと疑われるが明らかではない。本岩類の基盤が呈する起伏は複雑であって、北方に高く、北側の湯ヶ島変朽安山岩類は急峻な山稜をつくっているが、南側では低くなる傾向をもつ。

本岩類は主として石英安山岩および凝灰角礫岩からなり、少量の両輝石安山岩・砂岩・礫岩を伴なっている。一般に新鮮であって、特に北部では第四紀火山の岩石と大差ない外観を呈する。しかし、持越鉾山の鉾脈の存在する附近、あるいは硫黄作用が行われたところでは、黒緑色ないし白色の岩石となっている。なお、凝灰角礫岩類は常に風化して、軟弱となっている。

石英安山岩は50m前後の厚さの熔岩をなし、種々の岩相を呈するが、いずれも両輝石石英安山岩である。おむね下位の熔岩ほどやゝ塩基性で、石英斑晶に乏しく、一般の斑晶も小形である。なお、後藤平山の南腹に露われるものは、著しくガラス質であって、流理がよく発達し、その外観は全く流紋岩である。また、円頂丘を構成するものは著しく変質している。両輝石安山岩は猫越峠の周辺・後藤平山・持越鉾山坑内などに、20~50mの厚さの熔岩として、石英安山岩の熔岩・凝灰角礫岩の間に挟まって露われる。凝灰角礫岩は熔岩のなかにしばしば介在し、40m以上の厚さを有することもまれではない。黄褐色その他の色を呈し、軟弱であり、層理を示さず、軽石質の石英安山岩塊を多量に含んでいる。

礫岩は本岩類が湯ヶ島変朽安山岩類に接する基底部に時に存在する。砂岩は猫越峠から東の区域に凝灰岩と互層して点々と分布する。褐色、無層理のものである。

両輝石安山岩 猫越峠にみられるものは、緻密な石基に少量の斑晶が散点し、外観は玄武岩状である。

斑晶：斜長石（An58~45）・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石は径4mm以下の卓状を呈し、累帯構造をよく示し、その一部には汚濁した帯が存在する。輝石は長さ2.5mm以下の柱状を呈し、多くは斜長石とともに集斑晶を作る。なお、普通輝石には微斑晶状を呈するものもある。

石基：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉾・アルカリ長石・珪酸鉾物

完晶質で填間構造を呈する。アルカリ長石と珪酸鉾物とは、他鉾物の間を填めて少量存在するのみである。なお同源捕獲岩を多くもっている。後藤平山および持越鉾山の坑内に露われるものは斑晶に富み、通常の輝石安山岩の外観を呈している。鏡下に

みると、石基輝石として単斜輝石のみを含んでいる。

両輝石石英安山岩 斑晶：斜長石 (An59~45)・石英・普通輝石・紫蘇輝石
角閃石は全く存在しない。集斑晶に富み、そのなかの普通輝石の核として橄欖石が
残存することがある。

石基：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鈹・アルカリ長石・珪酸鈹物・ガラス
同源捕獲岩が多量に存在する。

II. 2. 5 内浦安山岩類

本岩類は北隣沼津図幅地域に広く発達し、同図幅において内浦火山角礫岩層と呼ば
れるものの延長であって、本図幅地域の北部において、湯ヶ島層群を不整合に覆って
分布している。この区域は、沼津図幅地域にみられる NE-SW 方向の軸をもつ緩い
向斜構造の南東翼に当り、南東に最下位の白色軽石質凝灰岩が、頁岩・安山岩質粗粒
凝灰岩を挾有して露われ、それから北東に順次上位を占めて、火山角礫岩・安山岩が
それぞれ厚層となって分布している。火山角礫岩はやゝ固結しており、風化面では常
に角礫が突出している。角礫はいずれもガラス質の安山岩であるが、その大きさは人
頭大のものから径5cm程度までさまざまである。角礫の間は少量の黄褐色火山灰に
よって埋められている。この上にのる安山岩は茶褐色の斑晶に乏しい岩石で、図幅地
域内では1枚の熔岩としてみられる。なお、山田部落の東には岩床、あるいは幅の広
い岩脈として、同質の安山岩が存在し、また石英安山岩も岩株となって火山角礫岩を
貫ぬき、沼津図幅地域内にその主体をみせている。

両輝石安山岩 斑晶：斜長石 (An83-64)・紫蘇輝石・普通輝石
斜長石は長さ1.5mm以下の短柱状を呈し、累帯構造を著しく示している。輝石は
常に自形を呈する。

石基：斜長石・紫蘇輝石・アルカリ長石・鉄鈹・黒雲母・珪酸鈹物
完晶質であるが、優白質で紫蘇輝石の量も僅かである。アルカリ長石は多量に存在
し、他鈹物を包含して変状斑晶状の斑紋をつくる。

両輝石角閃石石英安山岩 斑晶：斜長石(中性長石)・石英・角閃石・普通輝石・紫蘇輝石
斜長石は汚濁した核あるいは帯をもち、著しい累帯構造を呈する。石英は常に熔蝕
を蒙っているが、大形で径7mmに及ぶものも存在する。角閃石は緑色を呈し、その

外縁部はオパサイト化している。輝石は微斑晶状を呈する。

石基：斜長石・石英・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鈹・燐灰石・ガラス

石英安山岩に多い等粒組織を呈する。なお、本岩は凝灰岩源の捕獲岩片に富む。

II. 2. 6 狩野安山岩類

本岩類は図幅地域の中央で、湯ヶ島変朽安山岩類・大見白色凝灰岩類を覆い、丘陵をつくっている。下位から両輝石安山岩質および角閃石両輝石安山岩質の凝灰角礫岩、同質の熔岩、玄武岩質安山岩の順序に累重している。なお玢岩が船原温泉の北方の山頂に転石としてみられる。おそらく岩脈として、上述の岩石を貫ぬくものであろう。

凝灰角礫岩は吉奈温泉附近に最もよく発達している。青灰色あるいは黒色のガラス質安山岩塊を多量に含んでおり、それらの間はやゝ粘土化した黄褐色ないし青灰色の軟らかい凝灰質泥土によって埋められている。その一部は火山円礫岩質となっている。通常層理を示さないが、吉奈温泉南側の谷沿いでは、種々の粒度の角礫を含み、はっきりした層理を呈している。いずれも、あまり固結していない。

両輝石安山岩と角閃石両輝石安山岩とは、それぞれ100m前後の厚さの1枚の熔岩と考えられる。板状、粒状の節理に富む。多くは新鮮で青灰色を呈するが、局部的には温泉作用により変質して、赤褐色あるいは白色を呈することもある。

玄武岩質安山岩は薄い熔岩流となって、船原温泉北方の丘陵上と矢熊部落の北とに、両輝石安山岩を覆って露出している。種々の外観のものがあって、数枚の熔岩からなるものと思われる。熔岩の間には赤色、緻密質の火山灰、まれには岩滓集塊岩（雲金部落南側の谷）が挟まれている。

玄武岩質安山岩 微細な斜長石が一面に散点するやゝ多孔質の岩石である。酸性のものは少量の斜長石・普通輝石を斑晶として、紫蘇輝石を微斑晶として含むが、塩基性のものには、後述のように紫蘇輝石のかわりに橄欖石が存在する。

斑晶および微斑晶：斜長石（An85～77）・橄欖石・普通輝石・鉄鈹

斜長石は長さ1.5mm以下の柱状結晶で、累帯構造を呈する。その核心部は熔蝕されていることがある。他の鈹物は0.5mm以下の大きさをもっている。なお、橄欖石は常に単斜輝石粒に包まれている。

石基：斜長石・単斜輝石・アルカリ長石・鉄鈹・ガラス

間粒組織を呈するが、少量のガラスを含んでいる。ただし酸性岩は完晶質である。

両輝石安山岩 鉄苦土鉱物の斑晶に富む。津屋の発表した分析⁹⁾によれば、 SiO_2 52.91%を含んでいる。

斑晶：斜長石 (An47~37)・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石は長さ1.5mm以下の短柱状をなし、著しい累帯構造を示す。ときには紫蘇輝石は全く鉄鉱となり、普通輝石も厚く鉄鉱にふちどられていることがある。また石英斑晶を僅かに含むこともある。

石基：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉱・ガラス

ガラス基流晶質で、鉄苦土鉱物に乏しい。

角閃石両輝石安山岩 灰白色のやゝ軟弱な岩石で、船原新田附近のみに分布し、石材として採取されている。斑晶はやゝ大形で、紫蘇輝石が多く、オパサイト化の進んだ褐色角閃石も含まれている。石基は両輝石安山岩よりもさらに優白質で、斜長石・鱗珪石および少量のアルカリ長石・紫蘇輝石・ガラスからなっている。

玢岩 きわめて粗粒の暗黒色を呈する完晶質の岩石である。

斑晶：斜長石 (An90~73)・橄欖石

斜長石は径1~0.5mmの卓状を呈し、著しい累帯構造は示さないが、その縁は常に酸性 (An54?) で石基に漸移している。橄欖石は径0.8mmの粒状を呈し、紫蘇輝石を包含して篩状構造を示している厚い外縁部をもっている。

微斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石

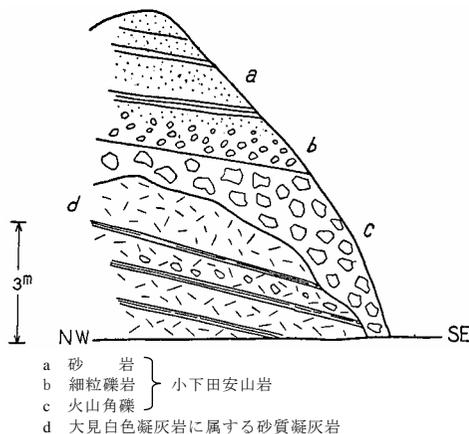
微斑晶はきわめて多量に存在し、いずれも0.3mm前後の大きさである。紫蘇輝石は、その劈開に沿って普通輝石を析出している。普通輝石の核心部には時にビジョン輝石が存在する。

石基：アルカリ長石・ビジョン輝石・鉄鉱

石基は斑晶・微斑晶の間を填めて僅かに存在する。

II. 2. 7 小下田安山岩類

本岩類は図幅地域の南西部において、湯ヶ島変朽安山岩類・大見白色凝灰岩類を不整合に覆い (第6図)、棚場火山の熔岩によって不整合に覆われて分布している。本岩類は棚場火山の熔岩とは本来の性質がことなり、またやゝ変質しているので、両者は



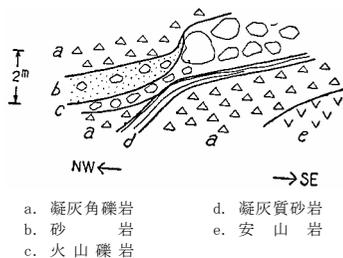
第6図 八木沢西端路上にみられる不整合

状火山の裾野にあたり、緩やかに傾斜する台地となっている。その表面はあまり侵蝕されておらず、熔岩には岩滓状の部分もしばしば残っており、熔岩の間に挟まって稀に露われる火山碎屑岩もほとんど固結していないので、一見第四紀の火山の裾野のようである。この台地の上にある小下田部落東方の小丘などは、ガラス質の不規則な形を呈する火山弾を含んだいわゆる岩滓集塊岩によって構成されるもので、側噴火のあとを示すものと考えられる。

熔岩流は湯ヶ島変朽安山岩類のつくる丘陵をさけて、その西側の大見白色凝灰岩類の台地上を流れ下ったもので、北北西方に緩やかに傾斜して、海岸で停止している（第7図）。

海岸沿いには火山角礫岩が厚く発達しており、火山円礫岩・砂岩などを伴ない、熔岩と互層している。海岸より内部では、このような堆積岩類が見あたらず、当時の海岸は今と変わらぬ位置にあったと考えられる。なお海岸沿いには熔岩と同質の安山岩岩脈がしばしばみられ、また土肥町寄りに次第に上位の熔岩が露われる。

土肥町の北の区域では、熔岩はむしろ北西方より流れ下ったもののようなものであるが、その詳細は不明である。



第7図 土肥町西南の岬にみられる小下田安山岩類

容易に識別されるのであるが、棚場火山の基底部の熔岩が変質している場合が多く、両者の接触部では識別がなかなか困難である。土肥町の北と南とにわかれて露われるが、どちらにも火山角礫岩が火山円礫岩を伴なって多量に存在する。南の西豆村区域は、南東方に活動の中心をもっていた楯

本岩類にみられる変質は、一般的には海岸でやゝ強く(一部には粘土化もみられる)、内陸ではきわめてわずかである。内陸でも時には白色粘土化が局部的に認められ、宇久須珪石鉱床附近のように著しく変質して、湯ヶ島変朽安山岩類との識別が困難なこともある。本岩類の熔岩は、いずれもやや酸性の両輝石安山岩であるが、下位から上位に向かって僅かながら酸性の程度が強くなる。下位の熔岩には板状節理がきわめてよく発達し、斑晶の量が少ないが、上位の熔岩では節理が不明瞭であり、斑晶が多い。一般に石基輝石として単斜輝石のみを含んでいるが、八木沢部落の北方で最も下位に露われる熔岩では、石基輝石が紫蘇輝石のみであり、石基の組織は石英安山岩によくみられる等粒状を呈する。こゝでは小下田部落の北端に露われ、やゝ変質して黒色を呈するやゝ塩基性の完晶質岩について記す。

両輝石安山岩 斑晶：斜長石 (An76~72および62~51)・紫蘇輝石・普通輝石

斜長石は長さ2mm以下の柱状を呈し、その多くは熔蝕して蜂巢状を示す。輝石も長さ2mm以下の柱状を呈し、斜長石とともに集斑晶をしばしばつくっている。紫蘇輝石には普通輝石の核としてみられるものがある。普通輝石は時には複雑な双晶を呈している。

石基：斜長石・単斜輝石・磁鉄鉱・黒雲母・鱗珪石・アルカリ長石

填間組織を呈する。鉄苦土鉱物の量は少なく、著しく優白質である。高倍率に拡大してみると、黒雲母の細片が一面に散点している。鱗珪石とアルカリ長石は他鉱物の間を填めている。

II. 2. 8 大仁安山岩類

本岩類は図幅地域の北東隅に小範囲を占めて分布し、修善寺白色凝灰岩類を覆い、多賀火山の熔岩によって覆われている。層理を示さぬやゝ厚い凝灰角礫岩が本岩類の下部として露われる。これは軟弱な岩石で、やゝ変質しており、赤褐色・黄褐色などを呈する。径15cm以下の無斑晶安山岩の角礫を含んでおり、泥土状の基質をもっている。凝灰角礫岩を覆って斑晶安山岩の熔岩流が存在する。これは比高150mの円頂丘状を呈するが、その下底の凝灰角礫岩と接する部分にみられる流理がほぼ水平であるので、熔岩と考えられる。安山岩は新鮮な場合には暗灰色を呈するが、風化すると黄灰色を呈し、剥理性を有するために頁岩と誤られやすい。

斑晶：斜長石（An55前後）少量存在するのみである。

微斑晶：斜長石（累帯構造なし）・普通輝石

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鈹・方珪石，優白質である。

II. 2. 9 賀茂安山岩類

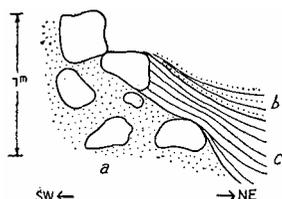
本岩類は天城火山の火口内に分布する。硫気作用により著しく変質した緑黑色を呈する数枚の熔岩があり，八丁池の東の川底の海拔800mの地点で凝灰岩を挟み，南隣図幅地内では砂岩・頁岩の薄層を挟んでいる。砂岩・頁岩はN85°W，20°Nの走向・傾斜を示し，またその附近では天城火山の熔岩は変質していないので，この安山岩類は天城火山の基盤をつくるものと考えられる。

熔岩はやゝ酸性の安山岩で，薄板状節理がよく発達している。斑晶鈹物は全く変質しているが，その形などから斜長石と紫蘇輝石と判定される。石基は粗粒で流理構造を呈し，斜長石・多量のアルカリ長石・紫蘇輝石(?)・鉄鈹・珪酸鈹物からなっている。

II. 2. 10 城層群

伊豆半島の北東部において，第四紀火山の基盤をなして入江の堆積物が散在し，それに伴って玄武岩がみられることは，すでに大塚⁷⁾・津屋⁹⁾が述べているところである。本図幅地域では，中大見村城に城層，北狩野村大野に大野層として露われ，津屋⁹⁾によれば，前者は下位を，後者は上位を占めるものである。今回の調査では両者の関係を確認するに至らなかった。玄武岩は城層を不整合に覆うのであるが，こゝではこれらすべてを一括して城層群とする。

II. 2. 10. 1 城層



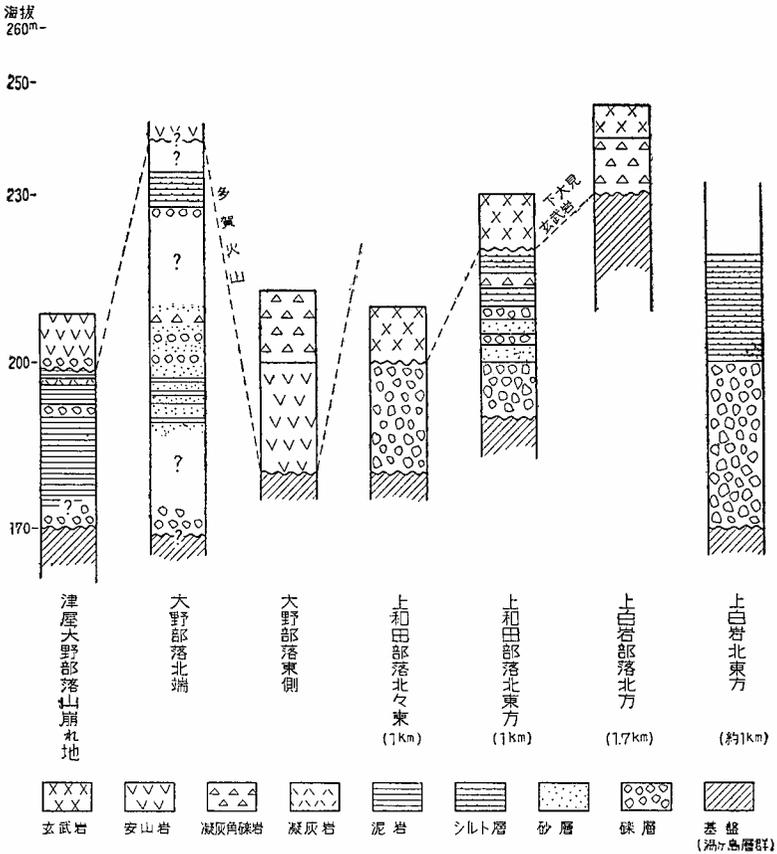
- a 火山角礫岩(大見白色凝灰岩類)
 - b 砂泥互層
 - c 泥層
- } 城層

第8図 筏場西方においてみられる不整合

図幅内では，城附近およびその南方の上大見村筏場附近，上狩野村の東縁および城西方の下狩野村日向などに分布する。この標式地は城から東の東隣図幅地内にある。そこでは砂と泥を主としており，その厚さは200m以上に達する。

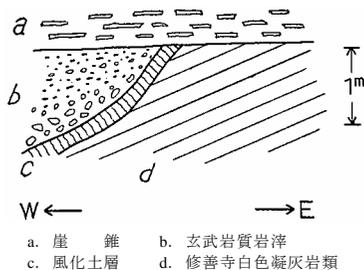
鮮新—更新世を示す貝化石が，城附近の大見川の川底に多産する(大塚⁷⁾)。なお，大見白色凝灰岩類との不整合関係を第8図に示す。

城より北方の区域では礫層が厚く発達しており、無層理、褐色の砂層によって覆われている。この礫層の礫がほとんど安山岩であるために、崖錐との識別が困難な場合があるが、一般には固結度の進んでいること、礫の淘汰がよく、その基質は砂質であって、崖錐のように泥土質でないことによって識別しうる。城の南の梅木附近には、これとやゝ異なり、石英安山岩礫および軽石礫を少量含む砂層を最下位として、それより南により上位の輝石安山岩質火山角礫岩・粗粒の凝灰岩が露われ、軽石砂に富む白色砂岩薄層を介して、貝化石を含有する褐色砂層によって覆われている。



第9図 大見川北岸の城層群

図幅地域の北東隅に城層を不整合に覆う熔岩流として露われる。熔岩の下には、約10mの厚さの凝灰質礫層がみられることがある（上白岩の北北東1.7kmの小谷の谷頭）。これは黒色を呈し、固く凝結して急崖をつくっている。また岩滓層も存在する。これは下狩野村日向で、風化した修善寺白色凝灰岩類上にのり（第12図）、白色凝灰岩の板状礫のみからなる崖錐に覆われている。この崖錐は城層を切る断層後（第11図）に生じたものである。



a. 崖錐 b. 玄武岩質岩滓
c. 風化土層 d. 修善寺白色凝灰岩類

玄武岩の厚さは少なくとも10mあり、

柱状節理に富むがその下部は薄板状節理をもち、ガラス質である。

斑晶：斜長石・普通輝石

斑晶は一般に細かく、斜長石も長さ0.5mm以下の短柱状をなしている。これは常に酸性縁に包まれており、稀に累帯構造が著しい。普通輝石は径0.3mmの粒状を呈し、その核に紫蘇輝石の存在することがある。なお、熔岩下底のガラス質の部分には斑晶として紫蘇輝石があり、その縁には少量の単斜輝石粒が附着している。

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鈹・石英・鱗珪石

II. 2. 10. 4 旭滝玄武岩

修善寺町の南方に分布する。岩質とやゝ変質していることから、城層群の一員とした。その南端の旭滝では粗粒で、柱状節理がよく発達するが、修善寺町寄りではガラス質で薄板状節理に富んでおり、旭滝附近で貫入して修善寺方面に流れたものではないかと考えられる。下大見玄武岩と同じく普通輝石玄武岩であるが、普通輝石の核として鉄鈹に置換された橄欖石が存在する。石基は斜長石・単斜輝石・鉄鈹・鱗珪石および少量のガラスからなる。

II. 3 第四系

II. 3. 1 井田火山

本火山は図幅地域の北西隅に存在し、達磨火山の熔岩によって大部分覆われているが、井田部落附近に、高度約300mの稜線に包まれた侵蝕された火口をもち、それ

から北隣図幅地内にかけてなだらかな山腹を抜けている。またその一部は熔岩と凝灰角礫岩との互層として、達磨火山の火口内に変質して露われ、戸田部落の北端にも、南東方に傾斜して達磨火山の熔岩の下に露われる。

本火山は、北隣図幅地内でみると、火山砕屑岩に富み、黒色ガラス質の薄い熔岩を挟む成層火山体をつくっており、その一部には、偽層理を呈する水底に堆積した火山灰層も存在している。熔岩としては、斑晶に乏しい玄武岩と、径4mmに達する大形輝石が散点する橄欖石普通輝石安山岩、あるいは両輝石安山岩とがみられる。いずれも石基輝石としては単斜輝石のみを含んでいる。

玄武岩 井田部落の東南東、標高250m附近に数枚の熔岩として存在する。斑晶として斜長石 ($An_{90\sim 76}$) を、あるいは橄欖石のみを少量含んでいる。微斑晶としては橄欖石・普通輝石および斜長石を認め、石基には斜長石・単斜輝石・鉄鈦・鱗珪石が存在する。流理のよく発達した細かな間粒組織を呈する。なお、斑晶斜長石には汚濁したものが多い。

橄欖石普通輝石安山岩 井田部落附近・戸田港の北西端などに度く分布する。

斑晶：斜長石 ($An_{82\sim 75}$)・普通輝石・橄欖石

斜長石は累帯構造をもたない。その大きさは普通輝石と同程度で、長さ2mm以下のものが多い。橄欖石は径1mm程度の粒状を示している。

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鈦・ガラス

ガラス基流晶質組織を呈し、ガラスに富む。

両輝石安山岩 達磨火山の火口内に、変質して時には全く変朽安山岩化して存在する。普通輝石とともに紫蘇輝石を斑晶とする。石基輝石は変質しているが、その形から判断すると単斜輝石である。

II. 3. 2 棚場火山

本火山は図幅地域の中央に、達磨火山の熔岩に覆われて存在する。両者の境は、構成岩石が肉眼では識別し難いため不正確である。なお、井田火山との前後関係は不明である。

本火山は低平な安山岩質の成層火山体をつくっている。噴出物の分布をみると、清越鈦山を中心として、達磨火山と同程度の大きさに侵蝕された火口が推定され、また

清越鉾山の東には、直径1.5kmの美しい円形を呈する爆裂火口も存在する。爆裂火口附近は733mを最高点とする平坦な山頂をつくっている。本火山体の南部には、上位を占めて岩質のやゝ異なった熔岩からなる大洞山（海拔920m）がのっている。本火山の山体は東方によく発達しているが、開析は進んでおり、傾斜のやゝ急な広く展開した斜面には、比高約100mの谷が刻みこまれている。

本火山の基盤としては、西部では湯ヶ島変朽安山岩類が海拔400m前後に平坦面をつくり、東部では狩野安山岩類が、300mあるいはそれ以上の高さに起伏に富む丘陵をつくっている。また、南部では湯ヶ島変朽安山岩類・猫越緑色安山岩類などが高く露われ、こゝでは本火山の噴出物は800m以下にはみられない。

本火山は火山砕屑岩に富んでいる。これは熔岩の間に挟まって、数m～数10mの厚さを示し、また、清越鉾山附近では基底部に特に厚く発達して、基盤の細かな凹凸を埋め込んでいる。凝灰岩・凝灰角礫岩あるいは火山角礫岩などの種々の岩相を呈するが、いずれもやゝ変質して軟弱となり、雑色を呈する。湯ヶ島変朽安山岩類のものと同様に岩相が似ることもあるが、角礫が基質と常に分離し易い点で識別される。

熔岩は一般にやゝ酸性の両輝石安山岩、あるいは紫蘇輝石安山岩で、ガラス質であり、石基輝石として単斜輝石のみを含む。ただし、大洞山をつくる熔岩は石英安山岩に近い酸性の両輝石安山岩であり、石基輝石として普通輝石と紫蘇輝石とを含んでいる。

両輝石安山岩 斑晶：斜長石（An88～79）・普通輝石・紫蘇輝石、時には橄欖石・石英も存在することがある。

斜長石には累帯構造が認められない。紫蘇輝石（および橄欖石）は自形を呈するが、常に単斜輝石粒に包まれている。石英は火口底にみられる最下位の熔岩のみに含まれ熔融している。

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鉾・ガラス

ガラス基流晶質組織を呈し、ガラスに富む。単斜輝石としては、ピジョン輝石とともに少量の普通輝石が存在する。

紫蘇輝石安山岩 大洞山の東側の山腹、海拔660m附近に存在する。斑晶斜長石はAn90～79で、両輝石安山岩中のものと同じであるが、石基はやゝ塩基性でガラスに乏しい。石基には鱗珪石がある。普通輝石斑晶は認められない。

両輝石安山岩（大洞山をつくるもの） 紫蘇輝石安山岩の上位に分布する。斑晶斜長

石 (An70~52) も石基も前項の両輝石安山岩に比べてやゝ酸性である。石基はガラスに富み、斜長石および少量の普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉱からなる。なお微斑晶として、蛇紋石化した橄欖石がみられる。また同源捕獲岩に富んでいる。

II. 3. 3 達磨火山

本火山は図幅地域の北西部に、井田火山および棚場火山を覆って、981.9mの高さに聳える安山岩質の楯状火山で、ほとんど熔岩のみからなっている。

山麓部にしばしばみられる集塊岩様のものも、すべて熔岩として流れたものである¹⁰⁾。頂上には、西に開いた径4.5kmの侵蝕された火口をもち、火口内には、ほかの火山と異なって、いわゆる火道集塊岩 (Vent agglomerate) があり、また南北に走る珪化帯が脈状をなして存在する。また、本火山体の西麓には、地形からみて爆裂火口と考えられる戸田港がある。

山腹は深い谷に刻まれるが、その間に挟まる尾根がなだらかに延びて、東方には特に単調な裾野を展開している。山体北西部の真城山附近は、井田火山にさえぎられて凹凸に富む地形を呈し、南西部はさらに複雑な地形を示している。この南西部には海岸に火山灰類がしばしば存在すること、また、舟山部落の北西海岸には厚く重なる熔岩の下に、岩脈を伴う岩滓層が小規模ではあるが存在することから、古い寄生火山の活動があったために複雑な地形を呈するものと考えられる。

しかし、現在の地表部はほとんど戸田新田方面から流れてきた熔岩によって構成されており、例えば、戸田と船山との間の峠でも、その東・西両側は同一の熔岩からなっており、峠はこの熔岩が侵蝕されてできたものである。

本火山の基盤は井田火山・棚場火山および第三系であって、南では700m、東では200mとまちまちの高さを示している。本火山西側海岸の厚さ100mに及ぶ断崖は、すべて本火山の噴出物からなっている。なお、火口内に分布する変質して暗緑色を呈する安山岩類は、凝灰角礫岩の厚層を挟むこと、これを貫ぬく火道集塊岩が新鮮であること、達磨火山の熔岩が新鮮であるためにその境が概してはっきりしていることから、基盤をつくるものであって、その岩質から井田火山に属するものとした。

本火山の噴出した熔岩は約500mの厚さをもち、その下部は両輝石安山岩、上部は橄欖石普通輝石安山岩で、その間にはこれらの中間型の熔岩がみられる。井田・棚場

火山の岩石とは、石基輝石として普通輝石と紫蘇輝石とを有する点で明瞭に識別される。斑晶斜長石は An85~71 である。斑晶はいずれも3mm以下の大きさを持ち、微斑晶状を呈するものが多い。石基は斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉱・ガラスからなる。なお土肥町北方海岸にみられる熔岩には、稀ではあるが黒雲母花崗岩片を包含するものがある。火山碎屑岩類はきわめて稀にみられる。火口底に存在する火道集塊岩（不規則な岩塊のみからなる）、海岸において熔岩中に介在する朱色ないし灰色を呈する凝灰岩、舟山部落の寄生火山から噴出された岩滓層（一部は凝灰角礫岩であって、後期の熔岩および崖錐に覆われる）などのほかに、東方山麓一帯の海拔200m前後の高さに、基盤に直接して必ず露われるところの火山円礫岩・凝灰角礫岩・火山灰の厚さ数mの互層があり、また東方山腹の自動車道路上、海拔400m附近に露われる凝灰角礫岩（安山岩巨礫を含む礫層を伴う）が認められるのみである。

II. 3. 4 天子火山

本火山は図幅地域東部の天城火山北麓に存在し、城層を覆っている。最高海拔608mの小規模な火山で、北西方に開く直径約600mの火口（5万分の1地形図には適切に表現されていない）をもっている。山体は図幅地内の第四紀の火山としては、最も著しく開析されており、1930年の地震のときには断層が現われている（姫之湯—雲金断層、第3図）。

基盤の高さはおおむね300~200mであるが、時には480mに達する。

本火山の噴出物は安山岩質の熔岩を主として、その下部に凝灰角礫岩の厚層を挟んでいる。東麓の戸倉野には火山円礫岩も存在する。一般にやゝ変質しており、凝灰角礫岩は特に軟弱となっている。概して下部には両輝石安山岩、上部には橄欖石両輝石安山岩の熔岩が存在し、すべて板状節理のよく発達した数10mの厚さの熔岩である。肉眼的には井田火山の安山岩によく似ており、4mm大の普通輝石斑晶を含んでいる。稀に、著しく斑晶に富み、長さ1cm余の灰長石を含むものがある。なお、石基輝石は単斜輝石のみである。

両輝石安山岩 斑晶：斜長石（An85~75）・紫蘇輝石・普通輝石

斜長石には長さ10mm前後のものとは0.5mm以下のものがあるが、いずれも卓状を呈し、弱い累帯構造をもつ。酸性縁が厚く発達している。多くは熔蝕し、汚濁し

ている。紫蘇輝石（長さ0.5mm以下）は単斜輝石粒に厚く包まれている。普通輝石は微斑晶の集合体として露われる。

石基：斜長石・単斜輝石・鉄鉱・アルカリ長石・ガラス

間粒組織を呈するが、斜長石は短柱状を呈し、通常みられる長柱状は示さない。アルカリ長石は斑紋状を呈し、多量存在する。ガラスの量は僅かである。

橄欖石両輝石安山岩 斑晶においては橄欖石を有し、斜長石がやゝ基性（An90～78）であること以外は前者と同じである。石基ではアルカリ長石に乏しく、鱗珪石を含む点で異なる。また石基は粗粒で、ピジョン輝石も聚片双晶をなしている。

II. 3. 5 多賀火山

本火山は北東隣の熱海図幅地内にその主体があり、本図幅地域にはその後期に噴出した橄欖石両輝石安山岩（久野のTV₄）¹⁶⁾・普通輝石橄欖石玄武岩（同TV₅）、およびこれらを覆う凝灰角礫岩（同TV₆）が僅かに分布する。安山岩はSiO₂を52.85%含むもので⁹⁾、大野部落周辺に、城層群および修善寺白色凝灰岩類を覆って露われている。玄武岩は大野部落の西方に、安山岩を覆ってやゝ広く分布する。凝灰角礫岩は大野部落の東方稜線に露われ、風化して軟弱な黄褐色泥土となっている。

II. 3. 6 天城火山

本火山は図幅地域の南東隅にその約¹/₄の姿をみせる。伊豆半島で最も雄大な火山であって、安山岩質の熔岩のみからなる楯状火山である。その山腹には多数の寄生火山（その一部には側噴火によって生じた熔岩も含まれる）があり、鈴木³⁾はこれらを安山岩質の第1次、玄武岩質の第2次、石英安山岩質の第3次、の3活動に区分している。

II. 3. 6. 1 天城火山本体

東隣図幅地内に、1,406.8mの最高峯と、その南側の広大な侵蝕された火口とがあり、本図幅地域内には、その西に並んで一段低く、約1,200mの稜線に包まれる第2の侵蝕火口がある。この火口も約3kmの直径を有する。火口内の岩石は硫黄作用のため激しく粘土化され、その一部は珪化している。火口底の西側の海拔930mの地点には、変質粘土上に厚さ約3mの褐鉄鉱化した崖錐が存在し、現在の谷がこれらを深

くえぐっているところがみられる。本火山体はなおよく原形が保存されているが、山腹では侵蝕が進んでおり、深い峡谷が発達している。基盤は南に高く（900m）、北に低い（400m）が、一様ではない。北麓では天子火山を覆っている。

本火山の噴出物は、図幅地内では全く安山岩熔岩からなり、火山碎屑岩はほとんど含まれていない。その厚さは400～600mである。各熔岩は100m以下のやゝ厚いもので、その心部は緻密で不規則な板状節理を示すが、底部は黒色ガラス質であり、また表層部は厚く岩滓状を呈する。

この部分は通常淡黄色の粘土または暗褐色の粘土に化して、火山碎屑岩の風化したものと誤られ易い。熔岩は両輝石安山岩および橄欖石両輝石安山岩を主とし、紫蘇輝石安山岩・角閃石両輝石安山岩も伴なわれる。それらの噴出順序は明らかではない。全般的な特徴としては、集斑晶および微斑晶に富み、石基輝石が普通輝石および紫蘇輝石、あるいは紫蘇輝石のみであることが挙げられる。

橄欖石両輝石安山岩 斑晶：斜長石（An66～59）・普通輝石・紫蘇輝石・橄欖石
斜長石は径2mm以下の卓状を呈し、著しい累帯構造を示し、あるものは熔蝕している。紫蘇輝石は時に単斜輝石粒に厚く包まれている。

石基：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鈦・ガラス

ガラスに富み、ガラス基流品質組織を呈する。なお集斑晶には、熔蝕した斜長石と変質した普通輝石とを核として、その外側には新鮮な累帯構造のない斜長石と輝石とが連続的に生長して、通常の集斑晶の形態を示すものがある。

両輝石安山岩 橄欖石斑晶をもたず、石基が優白質である点を除いて前項と同様である。

角閃石両輝石安山岩 前項両輝石安山岩よりもさらに優白質で、石基には黒雲母が存在する。角閃石は斑晶として、あるいは集斑晶の中心部に、全く磁鉄鈦化して存在する。

紫蘇輝石安山岩 前者とやゝ異なり、石基輝石は紫蘇輝石のみである。斜長石斑晶は累帯に乏しい。普通輝石も微斑晶としてはみとめられる。

II. 3. 6. 2 寄生火山および側噴火による熔岩

両輝石安山岩 火口縁の西部に、径約200mの八丁池がある。八丁池熔岩はこれを火口として流れ出したものと考えられ、その西方に限られて分布する。これは本体の

両輝石安山岩と大差ないが、黒色ガラス質で、斑晶が小さく微斑晶に富むために、やゝ異なった外観をもっている。斑晶斜長石はAn64~54である。石基はやゝ基性で、単斜輝石粒に富む。単斜輝石の核として紫蘇輝石が存在する。

玄武岩類 東隣図幅内の大室山火山群と前後した活動によって噴出したと考えられ、岩滓状部も新鮮なまゝにみられる玄武岩で、岩滓をしばしば伴っている。主として天城火山麓に存在するが、天城火山南西端の海拔900mの稜線にも（岩滓のみであるが）、また天城火山から離れて、その北西方の船原温泉附近にもみられる。

天城火山西麓の鉢窪山は、図幅地内では玄武岩として最大の円錐丘で、その比高は約200mであり、その頂上には径150mの火口が残存する。その火口から流出した熔岩は天城街道沿いに分布し、その下位の斑状玄武岩は浄簾の滝をつくり、上位の無斑晶玄武岩は裾野面を構成している。円錐丘は主として岩滓からなるが、その南面では薄い熔岩流（無斑晶玄武岩）を伴っている。

船原温泉でも比高約100mの岩滓からなる円錐丘がみられる。その頂上は僅かに凹むのみで、火口は残存していない。熔岩はその南に分布し、段丘様の平地地をつくっている。なお、その噴出した岩滓は附近にきわめて不規則に（当時の凹所を埋めたために）分布し、これは明らかに棚場火山の熔岩を覆っている。

岩滓丘らしいものとしては、なお鉢窪山東方の丸山、長野部落北側の小丘などがあるが、いずれも露出がなく不明である。谷間を埋めて分布する玄武岩は、新鮮な岩滓を伴ってはいないが、その噴出した所は全く不明である註1)。なお鉢窪山北方の与市阪に崖をつくる斑状玄武岩は、鉢窪山熔岩⁹⁾ではなく、与市阪の東の谷間から流れ出したものであり、ここでは無斑晶

第4表 天城火山玄武岩類の主要鉱物組み合わせ

熔岩名	斑 晶			石基		註
	斜長石	橄欖石	普通輝石	橄欖石	単斜輝石	
與市阪(上位)	× (An85 ^{±0.5} An49~42)		×		×	普通輝石斑晶の核に紫蘇輝石あり
長野	×	×	×		×	
地藏堂	× (An92~82)	×			×	
鉢窪(上位)	×	×	×	×	×	汚濁した斜長石斑晶あり
丸山		×	×	×	×	
與市阪(下位)	× (An81~77 ^{±0.5} An52~46)	×	×	×	×	汚濁した斜長石斑晶あり
鉢窪(下位)	×	×	×	×	×	
滑沢	× (An82~77)	×	×	×	×	
舟原	×	×	×	×	×	斜長石斑晶を欠く

註1) 久野久によれば、その一部は天城火山本体の基底熔岩であるとのことである。

玄武岩の熔岩が岩滓層とともに、この斑状玄武岩上に分布している。

玄武岩はすべて石基に少量のガラスを含んでいる。アルカリ長石はほとんど認められない。肉眼的には、斑晶斜長石に富むもの、微斑晶のみを有するものなど、さまざまである。各熔岩の鉱物成分を第4表に表示した。

石英安山岩 火口縁の北側にある径600mの凹地、カワゴ平を火口とするもので、山腹を約1kmの幅で、延々4km流れ、その末端では60m以上の高さの急崖となつて終っている。その厚さは20mといわれる¹⁵⁾。

熔岩はガス成分がきわめて豊富であった石英安山岩で、その主体は現在気泡に富み、白色を呈する軽石であるが、その底部の急冷したところは黒曜石となっている。熔岩の表面には現在なお軽石の巨塊が累々としており、灌木に覆われている。この活動に伴ない抛出された軽石は、主として天城火山の西方に分布し、猫越火山の北腹には、径10cm前後の軽石が約1mの厚さに堆積している。両火山の中間の与市阪附近では、軽石は玄武岩の岩滓層を覆っている。

熔岩は紫蘇輝石角閃石石英安山岩で、河野の報告¹⁵⁾によれば、 SiO_2 71.36%である。その特徴は石英斑晶を含まず、玄武岩質捕獲岩に富んでいることである。

斑晶：斜長石 (An55~43)・褐色角閃石・紫蘇輝石

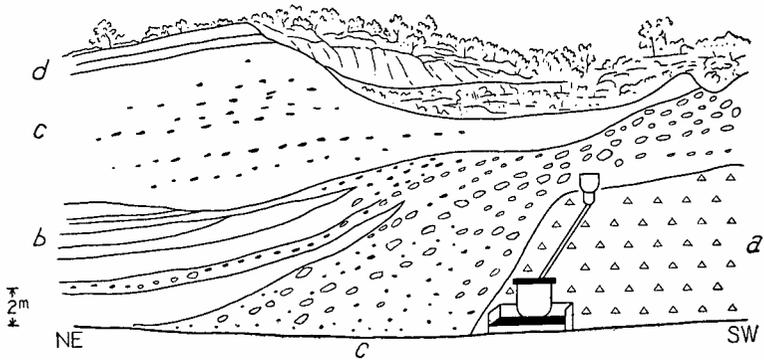
石基：ガラス

なお、玄武岩質捕獲岩は拍子木状斜長石と柱状褐色角閃石（時に普通輝石を内包する）からなり、間粒組織を残存しており、無斑晶玄武岩の変質したものである。

II. 3. 7 段丘砂礫層

狩野川およびその支流沿いには、柏久保・畑の2段丘があり⁷⁾、さらに天城火山の北麓には、軽石質の砂礫からなる筏場段丘がみられる。ほかに段丘地形はつくっていないが、更新世の砂礫層としては、すでに述べたように、達磨火山の東麓にその噴出した火山砕屑岩を伴なつて礫層が存在し、また大仁町東側には海拔60m以上の高さに砂礫層がみられる。この砂礫層は、大仁町北東部の運動場裏手に第13図に示したように露われ、また牧之郷南側の谷底にも点々と分布する。これは修善寺白色凝灰岩類を削った谷を埋めたもので、炭化木片を埋蔵する泥層を挟んでいる。

柏久保段丘は狩野川および大見川沿いによく発達し、その分布の高度は修善寺町で



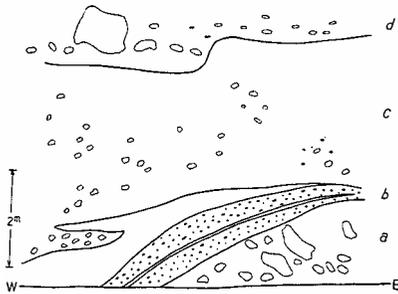
a. 修善寺白色凝灰岩類 b. 粘土層 c. 礫層および砂層 d. ローム

第13図 大仁町大仁高校運動場における砂礫層

60m, それから南方では160mの高さにまで次第に高くなる。その比高は約30mで, 粗大な砂礫を主として, 砂・泥を挟み, 偽層理をよく示すことがある。

畑段丘は狩野川下流によく発達し, 本地域では僅かに大仁町附近に, 柏久保段丘より一段低い比高20mの段丘として認められるのみである。主として粘土からなる。

後場段丘は大見川の上流に, 比高80mに及ぶ平坦面をつくり, 北方へ順次低くなり, 姫之湯附近で柏久保段丘に連続する形で終わっている。その下部には安山岩そのほ



a 旧礫層 b 細粒礫層と粘土層 c 軽石質砂礫層 d 崖錐

第14図 後場段丘堆積物(礫層と軽石質砂礫層)

かの礫に富む通常の礫層が薄くみられるが, 主体は無層理の軽石層である(第14図)。この境附近に横倒しになり,

あるいは立木のまゝ埋もれている有名な“神代杉”がある。この砂礫層は岩質からも, 天城火山の軽石質の石英安山岩熔岩の流出に伴なって形成されたものと考えられ, 熔岩の末端と段丘との間の天城火山の斜面にも, 同様

の砂礫層が薄く存在するところがみられる。

II. 3. 8 沖積層

本地域における沖積層としては, 海岸平地あるいは川原をつくって砂・粘土層がみ

られ、また火山の裾野そのほかに崖錐となって粗大な礫層が分布している。

Ⅲ. 応 用 地 質

Ⅲ. 1 概 説

本地域の変朽安山岩類中には優秀な金鉱脈が多数賦存し、古くから開発されている。鉱脈はほとんど金銀鉱を含むのみで、黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・マンガン鉱は局部的に伴なわれるのみで、後者が独立した脈をなすことは稀である。黒鉱型の鉱床もみられない。その生成の時代は湯ヶ島層群（中新世初期）の褶曲に伴ない、中新世中頃と考えられる。たゞ、持越鉱山は例外で、これは鮮新世と考えられる石英安山岩類中に存在する。

当地域には火山活動に伴ない、地表近くで起った変質（交代）作用が各所にみられ、その1つとして、日本有数の大規模な宇久須珪石およびその周辺の明礬石鉱床があげられる。

温泉は狩野川沿いに多数存在し、西海岸にもみられ、後者ではさらに発見される余地がある。石材は良材が多いが、搬出の関係から採石はあまり盛んでない。

Ⅲ. 2 金 鉱 床

大仁鉱山（修善寺町瓜生野、帝国産金株式会社）

図幅地域の北端にあり、慶長年間に開発されたという古い歴史をもつ。湯ヶ島層群の背斜軸部の湯ヶ島変朽安山岩類中に、背斜軸と平行して走る2條の鉱脈がみられる。いわゆる裂罅充填含金石英脈である。鉱脈の北部は黄銅鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱などに富み、露頭においてもこれらがみられる。現在開発している瓜生野坑内をみると、高品位部は塊状またはレンズ状を呈し、あるいはそれに接する母岩の粘土化の激しい部分に不規則に存在する。

なお、下5番坑には石英安山岩（岩株?）があり、その割目から温泉が湧出している。

大平鉱山（下狩野村大平）

大仁鉱山の南約4kmにある。黒雲母流紋岩中に存在し、昭和19年まで採鉱し、以後休山中である。この流紋岩は修善寺白色凝灰岩類中に貫入したものと思われ、一

般に珪化しているが、その北西端では新鮮で、黒雲母も残存する。この流紋岩体の北東部および南部はガラス質で流理も著しいが、ほかは塊状でやゝ粗粒である。

鉱床はこのガラス質と粗粒の部分との境に沿って発達する網状の小裂隙に形成された浅熱水性鉱床で、NW—SEに延びて賦存する。鉱石をみると、中心部には多孔質の珪石があり、その外側には淡黄色を呈し、閃亜鉛鉱結晶が鉱染状に散点する緻密な珪石がある。金は多孔質の珪石中に含まれ、特にその中心の白色緻密石英脈部に濃縮されて存するということである。

湯ヶ島鉱山（北狩野村金山，土肥鉱業株式会社）

湯ヶ島温泉の西約3kmにある。湯ヶ島変朽安山岩類中に存在する。こゝでは熔岩と凝灰角礫岩類とが互層して、10～40°NEに傾斜している。鉱脈はこれを切って、NW—SEに走る平行脈で、その主要なものは第5表の通りである。いずれもマンガンを伴う含金銀石英方解石脈からなり、鉱脈の西端部では閃亜鉛鉱・方鉛鉱を伴う。

第 5 表

名 称	走 向	傾 斜	鍾 幅 (m)	走 向 延 長 (m)	傾 斜 延 長 (m)	品 位 (g/t)	
						An	Ag
280 尺 鍾	N20° W	80° W～E	1.0	350	120	10.0	80.0
330 "	N30° W	80° E	0.8	300	120	4.0	80.0
210 "	N20° W	80° E	0.5	300	40	4.0	33.0
30 "	N80° W	70° N	2.0	100	70	50.0	600.0

浄簾鉱山（下狩野村与市阪）

湯ヶ島温泉の南、浄簾の滝の西方山頂附近、およびその北方湯ヶ島温泉側の2ヵ所に旧坑がみられる。約30年前に休山したという。附近は湯ヶ島変朽安山岩類からなる。

地表部に優良な鉱石を産したが、その下底を探鉱し、着脈しなかったという。

持越鉱山（下狩野村持越，中外鉱業株式会社）

湯ヶ島鉱山の西方4kmに存在し、大正年間から採掘され、最盛期の昭和11年には金635kgを産したが、昭和18年金山整備令のため休山、現在復旧が計画されている。

鉱山附近の地質は複雑で、修善寺白色凝灰岩類・猫越緑色安山岩類・猫越石英安山

岩類などからなり、鉍脈はこれらを切ってNW-SEにのびている。その最富鉍部は猫越石英安山岩類の熔岩と凝灰角礫岩との互層中(僅かに北東に傾斜する)に賦存する。

鉍脈は長大な1條の含金石英脈で、N60°Wに約1km連続し、南西に急斜して300m以上の深所にまで達する。地表から-50m(海拔670m)附近までは鉍脈は分散しているが、地表下100mで急激に肥大し、時に10mの鍾幅を示したという。

なお本鉍脈は鮮新世に属すると考えられる猫越石英安山岩類中に存在し、著しく新しいものである。木下¹²⁾も安山岩類の下位に不整合的に凝灰角礫岩類の存在することを指摘した。坑内から産したという貝化石はこの凝灰角礫岩中からのものであり、これは湯ヶ島変朽安山岩類の一部と考えられる。また、修善寺白色凝灰岩類は著しく変動を蒙り、鉍脈の生成前に断層運動のあったことを示している。なお本鉍山の南南東約4kmの地点に、本鉍山で探鉱した金鉍脈が湯ヶ島変朽安山岩類中に存在する。

清越鉍山(土肥町土肥新田, 中外鉍業株式会社)

持越鉍山の支山で、西海岸側に存在する。地表には稼行価値のある露頭はなかったが、昭和9年以来の大規模な探鉍によって発見されたもので、わが国有数の高品位鉍を産する。

附近は湯ヶ島変朽安山岩類およびこれを覆う棚場火山の噴出物からなり、鉍脈は前者の火山岩類(粗粒玄武岩・玄武岩質安山岩)の厚く発達した所のみ賦存し、凝灰角礫岩類の挟まれる部分では貧鉍化する。なお鉍脈の東側にはNW-SE方向で、北東に緩斜する断層があり、それより東側では鉍脈は発見されていない。

鉍脈は含金銀石英脈で第6表の通りである。

第 6 表

名 称	走 向	傾 斜	鍾 幅 (m)	走 向 延 長 (m)	傾 斜 延 長 (m)	品 位 (g/t)	
						An	Ag
1 号 鍾	N30°E	70~80°E	0.7	290	160	4.0	150
2 号 鍾	N25°E	70°W	1.9	360	90	20.0	700
3 号 鍾	N30°E	70°E	1.0	230	80	13.0	520
4 号 鍾	N35°E	70°E	0.9	40	30	—	—

土肥鉍山(土肥町, 土肥鉍業株式会社)

西海岸中部に、土肥温泉に接して存在する。大仁鉍山と同じく古来から稼行された

鉱山であり、坑内の一部に温泉が湧出している。

附近は湯ヶ島変朽安山岩類・大見白色凝灰岩類、および小下田安山岩類からなり、鉱脈は湯ヶ島変朽安山岩類中のみ賦存する。大見白色凝灰岩類は坑口にも露われているが、変質はわずかで、鉱脈の生成時代はそれ以前、すなわち中新世中期前後と考えられる。変朽安山岩類はN20°Eの走向で東に緩斜する熔岩と凝灰角礫岩との互層で、鉱脈はこれを切っているが、清越鉱山に比べて、母岩の相違による脈勢の変化は著しくない。

鉱脈は次にかゝげのように多数存在するが、いずれもN20°W前後の走向を示す平行脈である。現在探鉱中の北東部では、清越鉱山に似たN25°Eの鉱脈も存在する。

いずれも含金石英脈で、一部には黄鉄鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・方解石を含む。

現在までに稼行された鉱脈は第7表の通りである。

第 7 表

名 称	走 向	傾 斜	鍾 幅 (m)	走 向 延 長 (m)	傾 斜 延 長 (m)	品位 (g/t)	
						An	Ag
前 鍾	N20°W	70°E	0.8	500	270	8.2	163
一 脈	N40°W	70°W	0.5	350	310	8.2	80
三 脈	N15°W	80°W	0.4	200	90	8.1	79
蛭 山 鍾	N30°W	70°W	0.7	1,100	330	8.5	124
1030 "	N30°W	65°W	0.5	900	60	13.9	108
竹 藪 "	N20°W	60°W	0.9	1,100	230	13.1	218
竹藪前 "	N15°W	80°W	0.4	200	90	8.1	79
新 盛 "	N20°W	45°W	0.4	350	90	10.3	211
大 成 "	N10°E	70°W	1.2	200	90	18.0	25
大成下盤 "	N30°E	65°W	1.5	200	90	36.7	139

III. 3 銅 鉱 床

宇久須鉱山 (宇久須村宇久須)

図幅の南西端、宇久須部落の南西約1kmの海岸に露頭がみられる。附近は湯ヶ島変朽安山岩の熔岩と凝灰角礫岩との互層で、区域南部では石英安山岩に貫ぬかれ、北部では硫気作用により粘土化している、鉱脈は石英安山岩体の北縁において、変朽安

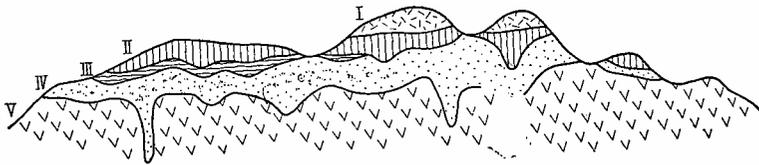
山岩・石英安山岩中に賦存する。鉍脈の方向には $N30^{\circ}W$ 、 $N10^{\circ}W$ 、 $N60^{\circ}W$ の3種があり、前2者のものが優勢である。鍾はいずれも含黄銅鉍閃亜鉛鉍黄鉄鉍石英脈である。

III. 4 珪石鉍床

宇久須鉍床

図幅の南西部、宇久須部落の北約3kmに存在し、昭和14年から旭硝子株式会社により本格的な採掘が行われ、現在もなお東海工業株式会社により盛んに採掘されている。

附近は湯ヶ島変朽安山岩類・大見白色凝灰岩類および棚場火山の噴出物からなり、鉍床は前2者を交代して生じているが、その変質作用は棚場火山にも及んでいる。



I 珪石鉍床 II 明礬石鉍床 III 多孔質珪石（褐鉄鉍で汚染） IV 粘土帯岩石 V 変朽安山岩その他

第15図 宇久須における明礬石珪石鉍床理想断面図¹⁴⁾

鉍体は第15図に示したように、塊状をなす6鉍体からなり、それぞれの下底は脈状をなして消滅する。鉍体を包んで、明礬石帯、褐鉄鉍に汚染された珪石帯、粘土帯・原岩と累帯構造を示し、後述する明礬石鉍床はこの明礬石帯中に賦存する。珪石には多孔質で脆弱なものと、隠微晶質で緻密なものがあり、前者が一般に品位が高い。高品位のものは純白であるが、不純物を含むと青白色・灰色・赤褐色を帯びてくる。鉍床量は130万tに及ぶ。

天城鉍床

天城火口内の白田峠道に岩脈状をなして2ヵ所みられる。多孔質の鉄分に富む珪石が明礬石を伴ない数mの幅で存在するが、稼行には耐えぬものと考えられる。珪石鉍床の下底部のみが残存するものであろう。なおその西の谷底（八丁池径路沿い）には、緻密な明礬石塊が長さ約10mのレンズ状を呈して存在する。

Ⅲ. 5 明 礬 石 鉱 床

深田鉱床

宇久須村深田において、宇久須珪石鉱床の西端に存在する。なお宇久須珪石鉱床の周辺には、例えば八木沢部落・天金部落に面する山腹、大洞山西南麓の金山沢などにも同様のものがみられる。

これらの明礬石鉱床は珪石鉱床の生成に伴ない、変朽安山岩・凝灰角礫岩その他を変質交代して生じたものである。一般に粗晶をなすが、特に網状細脈をなすものには径1cm大の巨晶もある。このような大晶は K_2O 3.74%、 Na_2O 4.60%を含み、細晶は K_2O 5.84%、 Na_2O 2.92%含むという⁸⁾。鉱床は地表部のみに賦存し、30m以深は母岩となる。平均品位 Al_2O_3 13~16%で、鉱量は数千tに達する。

舟原鉱床

図幅のほぼ中央、中狩野村船原に、船原温泉と吉奈温泉との間の山稜にある。附近は湯ヶ島変朽安山岩類の安山岩・凝灰角礫岩・砂岩・石英安山岩および狩野安山岩類からなり、いずれも強く変質しているが、鉱床は湯ヶ島変朽安山岩類中へのみ賦存するもようである。

鉱床は不規則な塊状をなし、稜線では連なるが、深部では分離し、その間は粘土化した岩石によって埋められている¹⁴⁾。船原温泉側には、鉱床下底に行った探鉱坑道があり、坑内には黄鉄鉱と石英との微粒により全く置き換えられた砂岩が存在する。この坑内で試錐を行ったが、金属鉱脈には逢着しなかったという。

Ⅲ. 6 石 材

抗 火 石

天城火山の第3次の寄生火山活動のため生じた軽石質の熔岩が“抗火石”と呼ばれ採石されている。下大見村筏場新田の南約2kmに採石場が2ヵ所ある。熔岩の表層部は岩滓状を呈し、あるいは不規則な裂目に富み、下底部は黒曜岩質となり、その中間の心部のみが採石される。気泡に富む灰白色の軽石で、容易に任意の形に採石しうる。

船 原 石

下狩野村船原の西方で、狩野安山岩類に属する角閃石両輝石安山岩が“船原石”と呼ばれ採取されている。やゝ軟弱な灰白色を呈する熔岩で、その厚さは100mに達し、棚場火山の噴出物下になお広く分布するものと思われる。

安山岩および玄武岩

第四紀火山である達磨火山の安山岩と、天城火山の寄生火山が流出した玄武岩とが採取されている。前者は戸田部落の西方で“けんち”と呼ばれて大規模に採石され、後者は下狩野村与市阪でバラス用に採石されている。

変朽安山岩および変質凝灰角礫岩

変朽安山岩は僅かに土肥町水ノ口でバラスとして採石され、大仁町西方で柱状節理に富む岩株が、角材として採石されたことがあるのみである。凝灰角礫岩は、大仁町の西方で湯ヶ島層群に属するものがやゝ大規模に採石され、また井田火山に属する変質して緑色、軟弱となったものが、達磨火口の火口内で小規模に採石されている。

凝 灰 岩

修善寺町の西方およびその北方の堀切部落、あるいは北狩野村牧之郷の東方で、修善寺白色凝灰岩類に属する白色軽石質凝灰岩あるいは凝灰質砂岩が大規模に角材として採取されている。

Ⅲ. 7 温 泉

本地域は温泉に富むが、その分布は狩野川沿いと、西海岸とに限られ、湯ヶ島・持越・清越などの諸鉱山では、海水準近くまで掘り下っているにもかかわらず温泉は湧出していない。西海岸の温泉は現在土肥温泉のみであるが、西豆村米崎にはやゝ暖い地下水が海浜に湧出しており、また宇久須でも各所で試掘された例もあり、処々に温泉徴候が存在する。第8表に各温泉について一括表記する。

第 8 表

温 泉 名	所 在 地	性 質	温 度° C
土 肥	土 肥 町	石 膏 性 苦 味 泉	50~60
大 仁	大 仁 町 大 仁	弱 食 塩 泉	73
修 善 寺	修 善 寺 町	”	60~75
矢 熊	上 狩 野 村 矢 熊	食 塩 泉	50
船 原	中 狩 野 村 上 船 原	弱 苦 味 泉 お よ び 芒 硝 性 苦 味 泉	49~51
月 ケ 瀬	上 狩 野 村 田 沢	含 炭 酸 単 純 重 曹 泉	43
吉 奈	” 吉 奈	芒 硝 性 苦 味 泉	55
嵯 峨 沢	” 門 野 原	食 塩 泉	60
湯 ケ 島	” 湯 ケ 島	重 曹 性 食 塩 泉	48~55

文 献

- 1) 西山 正吾：20万分の1伊豆図幅，1886
- 2) 石原初太郎：伊豆半島火山地質調査報文，震災予防調査会報告，No. 17，1898
- 3) 鈴木 醇：伊豆天城火山附近の地質，地質学雑誌，Vol. 28，1921
- 4) 田山利三郎・新野 弘：伊豆半島地質概報，斎藤學術報恩会報告，No. 13，1930
- 5) Kato, T. : Mineralization Sequence in the Formation of the Gold- Silver Veins of the Toi Mine, Idu Province, Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol. 9, 1931
- 6) 伊原敬之助・石井 清彦：北伊豆震災地調査報文，地質調査所報告，No. 11，1932，および地学雑誌，Vol. 43，1931
- 7) Otsuka, Y. : The Geomorphology and Geology of Northern Idu Peninsula, the Eastquake Fissures of No. 26, 1930, and the Pre- and Post-Seismic Crust Deformation, Bull. Earthq. Rese. Inst., Vol. 11, 933
- 8) 加賀屋文次郎：伊豆宇久須村明礬鉱床について，日本鉱業会誌，Vol. 51，1935
- 9) Tsuya, H. : On the Volcanism of the Fuji Volcanic Zone, with Special Reference to the Geology and Petrology of Idu and the

- Southern Island, Bull. Earthq. Rese. Inst., Vol.14, 1937
- 10) Kuno, H. : A Note on the Daruma Volcano, Idu, Japan, Bull. Earthq. Rese. Inst., Vol.16, 1938
 - 11) Tokunaga, S. : A Fossil Pomacetruid Fish from the Miocene of Idu, Japan, Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol.15, 1938
 - 12) 木下 亀城・森本伊佐夫：静岡県持越金山の鉍化作用，九州大学地質学教室研究報文，1939
 - 13) 久野 久・小池 清：修善寺町附近の湯ヶ島層群について，地質学雑誌，Vol. 58, 1949
 - 14) 岩生 周一：日本の明礬石鉍床調査報告，地質調査所報告，No.130, 1949
 - 15) 河野 義礼：本邦産玻璃質岩石の研究，地質調査所報告，No.134, 1950
 - 16) 久野 久：7万5千分の1熱海図幅，地質調査所，1952
 - 17) 高島 清：静岡県湯ヶ島鉍山金銀鉍床調査報告，地質調査所月報，Vol.3, 1952

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

SHUZENJI

Tōkyō, No. 100

By

KŌNOSUKE SAWAMURA

(Written in 1954)

(Abstract)

GEOLOGY

The sheetmap area is located in the west side of the Izu peninsula, which occupies the central part of the southern "Fossa Magna", a great Tertiary orogenic zone, traversing the mainland of Japan. The area mapped is covered almost with the volcanic rocks of younger Tertiary and Quaternary ages.

The oldest strata of this area are the Yugashima group (older Miocene). It is a product of violent submarine eruptions which took place all over the area. At the earlier phase of the activity, thick beds of basaltic and andesitic lavas and pyroclastic

stics were formed (Yugashima propylites). The beds were intruded by small masses of diorite porphyrite. At the later phase, explosive activity of acidic magma gave rise to thick bed of pumice tuffs (Shuzenji white tuffs). The bed contains *Lepidocyclina* and other foraminiferal fossils which indicate the age of older Miocene. The Yugashima group is altered by hydrothermal solutions, especially the rocks of the lower bed are altered to propylites. Andesites belonging to pignitic rock series as stated by H. Kuno¹⁾, are intercalated in both beds.

After a short period of the disturbance by crustal movement and denudation, eruptions of rather basic magma gave rise to the Nekko green andesitic bed. At the basal part of the bed, tuffaceous conglomerate and sandstone are accumulated, but the upper part consists almost wholly of andesitic lava flows. The basalt and andesite of the bed belong to pignitic rock series. They were affected locally by alteration, but no crustal movement such as folding.

Perhaps following the activity of this basic magma, violent explosive eruptions of acidic magma accumulated Omi white tuffs in the shallow water. The molluscan fossils contained in this bed are considered to indicate the age of younger Miocene. The lavas and dikes of acidic andesite or dacite erupted by this activity, belong to hypersthenic rock series. The dacite contains abundant inclusions of basaltic rocks.

During the Pliocene, subaerial eruptions of andesitic and dacitic magma constructed many shield volcanoes or strato-volcanoes which contain a little amount of pyroclastics. Most of them are eroded and leave no volcanic form at present. But the Nekko dacites form so-called Nekko volcano with enlarged crater by erosion. Also the Koshimoda andesites are a vestige of the skirt of an old volcano. The distribution of conglomerate

and sandstone intercalated in the Koshimoda andesites suggests the coincidence of the Pliocene shore line with that of the present time. The rock type of these Pliocene volcanic rocks belongs for the most part to hypersthentic rock series.

At the late Pliocene or early Pleistocene, Jyō group was deposited in a narrow inland sea which invaded the east side of the Izu peninsula. The strata are rich in tuffaceous sediments and they contain many molluscan fossils. At the later phase of the deposition, basalts were extruded.

Following the upheaval of this area, activities of andesitic magma constructed many large Quaternary volcanoes which show beautiful cones with enlarged craters by erosion. Among them, the Daruma and the Amagi volcanoes belong to shield volcano, Ida and Tanaba belong to typical strato-volcano while the Tenshi and the Taga volcanoes are the transitional type in their structure. The lavas of the volcanoes belong for the most part to pigeonitic rock series, except the Daruma and the Amagi volcanoes which are rich in lavas of hypersthentic rock series. Almost whole of the activities of the volcanoes ceased in the Pleistocene. At the Holocene, many paracitic cones and lava flows of basalt were formed at the foot of the Amagi volcano, and following that, a flank eruption at the rim of the eroded crater of Amagi, flowed out dacite lava, which was rich in volatile and now presents pumice like appearance.

ECONOMIC GEOLOGY

The Izu peninsula is famous as a field of gold mining in Japan, and 4 mines are now under working in the mapped area. They are all fissure-filling epithermal vein type. Most

of the mines work three or more parallel veins which were found in the older Miocene propylites. The veins seem to be formed at the time of folding in the middle Miocene, while the vein of the Mochikoshi mine - a single but very large vein - is found in the Nekko dacites of Pliocene age.

In many places of mapped area, rocks have been replaced to clay, allunite rock or silica rock by the post-volcanic activities. The Ugusu mine - the most productive silica mine in Japan - is formed also by the severe replacement on the Miocene rocks of the Yugashima group and the Omi white tuffs.

The Izu peninsula is also famous as the area of hot springs, and many hot springs are clustered in 9 district of the mapped area. Most of them are found along the river Kano, which runs from south to north at the centre of the area. The exceptional one is situated at the west coast of the peninsula.

昭和30年9月25日印刷

昭和30年9月30日発行

工業技術院
地質調査所
著作権所有

印刷者 田 中 春 美

印刷所 田中幸和堂印刷所
