

550.85(084.32)(524)[1:50,000](083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

東京(8)第105号

下 田 地 域 の 地 質

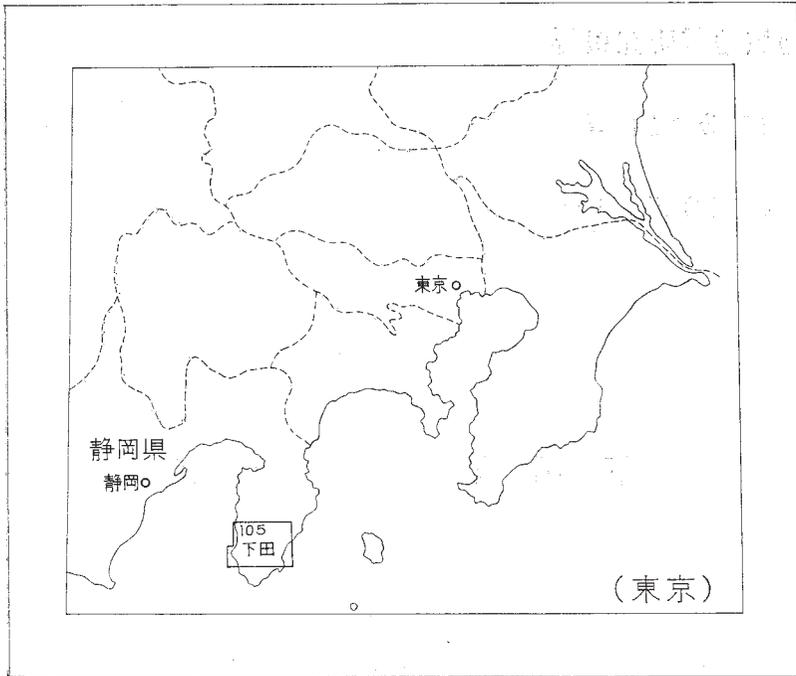
沢村 孝之助・角 清愛

小野 晃司・盛谷 智之

昭 和 45 年

地 質 調 査 所

位置図



() は 1 : 500,000 図幅名

目 次

| | |
|------------------------|----|
| I. 地 形 | 1 |
| II. 地 質 | 2 |
| II. 1 研究史 | 2 |
| II. 2 層 序 | 5 |
| II. 3 湯ヶ島層群 | 7 |
| II. 4 白川玄武岩類 | 11 |
| II. 5 白浜層群 | 13 |
| II. 5. 1 玄武岩類 | 14 |
| II. 5. 2 無斑晶質安山岩類 | 14 |
| II. 5. 3 石英安山岩類 | 15 |
| II. 5. 4 白色凝灰岩類 | 17 |
| II. 5. 5 流紋岩類 | 18 |
| II. 5. 6 石灰岩 | 19 |
| II. 5. 7 凝灰質砂岩類 | 21 |
| II. 5. 8 凝灰質シルト岩類 | 25 |
| II. 5. 9 輝石安山岩類 | 26 |
| II. 5. 10 構 造 | 27 |
| II. 5. 11 湯ヶ島・白浜兩層群の関係 | 27 |
| II. 6 岩 脈 | 28 |
| II. 7 猫越石英安山岩類 | 29 |
| II. 8 長九郎安山岩類 | 30 |
| II. 9 蛇石火山 | 31 |
| II. 10 天城火山 | 31 |
| II. 10. 1 輝石安山岩 | 32 |
| II. 10. 2 稲取泥流 | 32 |
| II. 10. 3 玄武岩類 | 32 |
| II. 10. 4 石英安山岩質軽石 | 33 |
| II. 11 段丘砂礫層 | 33 |
| II. 12 崖 錐 | 34 |
| II. 13 砂 丘 | 34 |
| II. 14 沖積層 | 34 |
| III. 応用地質 | 34 |
| III. 1 浅熱水性鉱脈型鉱床 | 34 |
| III. 2 堆積性マンガン鉱床 | 37 |

| | |
|----------------------|----|
| III. 3 熱水性交代鉱床 | 37 |
| III. 4 石 材 | 38 |
| III. 5 温 泉 | 38 |
| 文 献 | 39 |
| Abstract | 1 |

下田地域の地質

沢村孝之助*・角 清愛*・小野晃司*・盛谷智之*

本地域の野外調査研究は昭和31年1月から3月にかけて行なわれた。その東部については小野晃司，南部については角清愛，その他については沢村孝之助が担当し，採集した貝化石の同定は水野篤行技官をわずらわした。これにより，地質の大勢は明らかとなったものの，湯ヶ島層群と白浜層群の層序関係，また含有貝化石群の解釈に疑問が生じ，さらに担当者の1人の転出のために，結論を得るまでには至らなかった。

昭和40年3月，西部区域に対して沢村と盛谷により，昭和43年11月には東部について沢村が，昭和44年1月には関係者により全域について再検討が行なわれた。この地域は全般的に表土が著しく厚く，また珪化作用に伴う変質が広く生じているために，なお充分検討すべき点が多く残されているが，現在までに得られた知見も，今後の研究の基礎として寄与するところが大きいと考えられるので，ここに発表することとした。このようなまとめについての責任は沢村にある。

なお，沢村により(盛谷・沢村，1965)提唱された“仁科層群”については，その“仁科累層”は湯ヶ島層群の一部とすべきことが明らかとなったので，仁科層群名はここで撤回する。また“白川累層”は白川玄武岩類と改称したことをここに記す。

静岡大学鮫島輝彦助教には，*Lepidocyclina*の新産地について教示戴いた。厚く謝意を表す。

I. 地 形

本地域は伊豆半島南半の中心部を占めており，ほとんどが丘陵性の山地からなっている。稜線はしばしば定高性をよく示し，その山腹は急傾斜して，小河谷に深く刻まれている。その裾は不連続的に沖積地に接し，段丘はほとんど存在しない。山腹は一般に数mにも及ぶ厚い表土に覆われており，岩石の露頭に乏しい。

本地域での最高点は北東部を構成する天城火山の山体にあり，海拔1,050mを示す。天城火山の基盤をなす第三系も，その付近で高く，これから南西に向かって，猿山，長九郎山へと海拔1,000m前後の山稜を形成している。これがこの地域の脊梁となっており，海岸に向かって漸次高度が低くなる。その概形をみると，本地域中央の娑婆羅山を頂点とし，本地城北縁を頂辺とする倒立三角形をなす地区に海拔600m以上の高所が存在し，また500m以上のところは娑婆羅山南方の岩樟園を頂点とする同様の三角形中にあるなど，この地域の地形の概略は伊豆半島の現在の形と調和的である。

河川の流路には著しい方向性が認められる。仁科川，川津川，青野川などのように，北東—南西あるいはこれに直交する方向を示すものと，稻生沢川，岩科川など東西に流れ，ときに南北方

*地質部



第1図 仁科川の溪谷（大沢里から北東を望む）

向を示すものがある。これらの2種類の河川は、ほぼ同程度の規模で発達している。この整然とした流路は断層谷を意味するものと考えられる。地質図上に示した断層もこの方向をとっている。しかし、規模の大きな断層は河川の流路に沿っているという例は少ない。

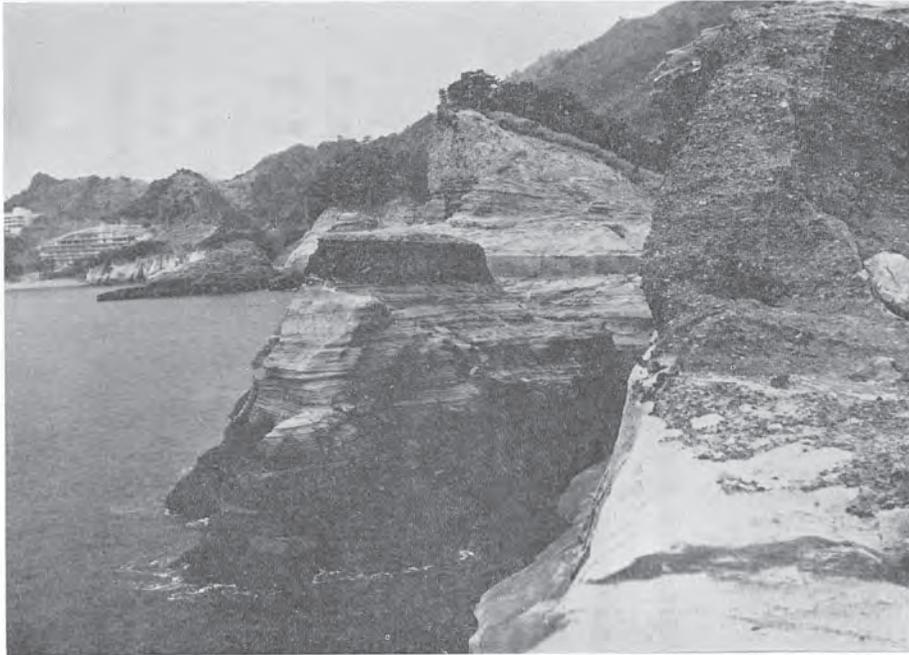
段丘はきわめて貧弱で、川津川沿いの梨本部落付近、下田北方宇土金付近で稻生沢川支流沿いなどにやや広くみられる以外は、ほんの断片にすぎない。

海岸はほとんどが沈降地形を示しており、海食崖がよく発達している。砂浜のみられるのは、下田北東方の白浜海岸にすぎず、ここにのみ砂丘が存在している。各河川の河口部には沖積地がよく発達するが、いずれも幅が狭く、松崎で1kmに達するのみである。

II. 地 質

II. 1 研 究 史

伊豆半島の地質は、本邦最初の20万分の1地質図幅として1885年に西山正吾により調査されて



第2図 仁科海岸の白浜層群凝灰質砂岩がつくる海食地形

以来、多くの調査研究がなされている。この地域の第三系の層序が細分されたのは1931年であって、田山利三郎と新野弘が北伊豆地震の調査に従事して、南伊豆地方の路線地質図を発表し、湯ヶ島統、下田統と城層の不整合関係で重なる3層準を認めて、さらに下田統を白浜層群を含む4層群からなるものとした。この区分は伊豆半島の地質の大綱を把握したものであるが、変質の著しい岩石は湯ヶ島統と判定したこと、貝化石、*Lepidocyclina*を含む地層を白浜層群としたことなどに対して、個々の地域で反論が行なわれるようになった。例えば、徳田・大塚（1936）は下田東方の湯ヶ島層群中の砂岩に産する貝化石が白浜層群のそれと差異のないこと、また、久野・小池（1949）は、修善寺の東方で、下白岩に産する *Lepidocyclina* を含む砂岩が変質安山岩に整合であり、中間に存在する礫岩は基底礫岩ではないとし、*Lepidocyclina* は湯ヶ島層群の時代を示すものとした。その後、斎藤（Sarro, 1963）は、下白岩で *Lepidocyclina* に伴う浮遊性有孔虫を検討して、これが *Globorotalia mayeri zone* に属するものであり、本邦一般の *Lepidocyclina* より若い時代であることを指摘した。南伊豆の各所にも小石灰岩体が散在し、これに *Lepidocyclina* がしばしば含まれていることが逐次明らかとなってきた。盛谷・沢村（1965）は、これらが白浜層群の基底部付近に限られることを述べた。伊豆半島の *Lepidocyclina* が一般よりも若い時代を示すものであるか否かは、多くの議論があり（茂木, 1961；北村・他, 1968；鮫島・他, 1968；松丸, 1968）一致するまでにはいたっていない。

湯ヶ島層群と白浜層群との不整合関係は、渡部・他（1952）が、下田東方で詳細に検討した。彼らはそれまで変質安山岩を挟むことが湯ヶ島層群とされていたものの一部を板見層として白浜

第1表 下田周辺での層序区分と *Lepidocyclina* 層準

田山・新野, 1931
(伊豆南部)

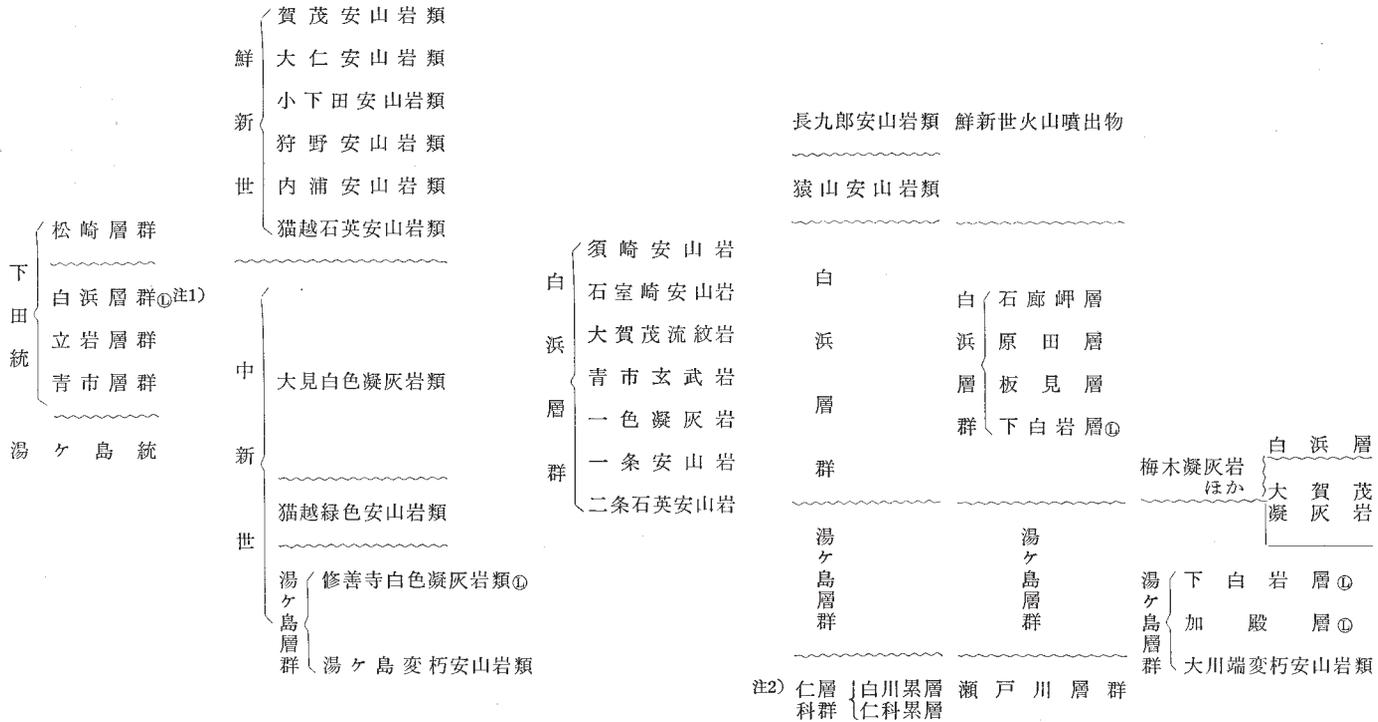
沢村, 1955
(修善寺図幅)

角, 1958
(神子元島図幅)

盛谷・沢村, 1965
(松崎周辺)

鮫島ほか, 1968
(伊豆半島)

北村ほか, 1968
(伊豆半島)



注1) ①は *Lepidocyclina* 含有層準を示す

注2) 仁科層群名は、今回の調査の結果撤回する

層群の下部と認め、その上位を占める原田層（田山らの白浜層群）が著しい追覆関係で湯ヶ島層群に接することを明らかにして、白浜層群の堆積時には、起伏の著しい湯ヶ島層群からなる山地が存在したことを示した。

北村ら（1968）は部分的不整合の考えで“湯ヶ島層群の形成は他のグリンタフ地域と同じ条件下で行なわれ、次の堆積期には火山岩類が隆起地域で活動を続け（不整合関係）その周辺部に浅海一瀬海性の環境があり貝化石を産する地層の堆積を行なっていた（整合関係）もので、伊豆半島のほとんど大半はすでに隆起帯として海面上にあらわれていたものと解される。”と述べている。これに対して鮫島ら（1968）は、湯ヶ島層群と白浜層群との間の全般的な不整合を考えている（第2表）。

このように、根本的な点で意見の対立があるのは、露頭が不十分で重要な関係が確認されぬこと、すべて火山性の堆積物で岩相変化の著しいことに加えて、硫黄変質作用が局地的に強く発達しており、しかもこれが種々の時期に生じていることなどが原因となり、地質状況の解明が未だ不十分なためといえよう。

II. 2 層 序

伊豆半島の第三系の層序については、前節で述べたように、大きく対立する見解があるが、今回の調査では、この下田地域に関する限り、基本的には田山・新野（1931）の見解が妥当と考えられる結果を得た。両氏は当地域の第三系を湯ヶ島統と下田統とに2分して、その間には不整合関係とした。ここでもこの見解をとる。しかし、現在では、湯ヶ島層群、白浜層群の名称が一般に使用されているので、ここでも下田統の名は用いないことにした。また両氏は下田統を下位から青市・立岩・白浜・松崎の4層群に区分し、それぞれ含礫集塊岩・白色凝灰岩・含化石砂岩と凝灰岩・輝石安山岩質集塊岩からなるとした。これらは、大局的には“下田統”中の層序的位置をもってはいるけれども、むしろ岩相区分名であり、互いに入組んで明確な境で区分することは不可能なので、ここではそれらの名称は用いないことにした。本地域の層序を第2表に示した。

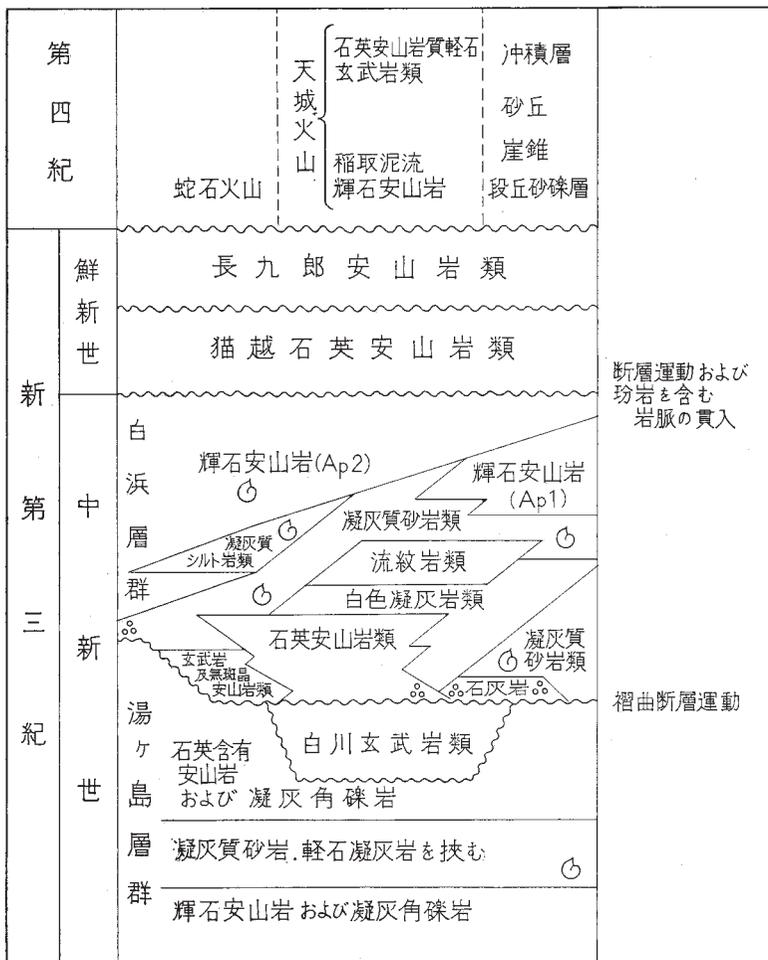
本地域にみられる最も古い地層は湯ヶ島層群である。海底火山活動に伴って堆積したもので、輝石安山岩類が下部を占め、軽石凝灰岩を介在する凝灰質砂岩類を中部として、上部は酸性の安山岩類からなり、全層厚は3,500mを超えている。本地域に産した貝化石群は修善寺図幅地域の湯ヶ島付近に産した化石群集（沢村、1955, p. 8）とは種構成がやや異なり、むしろ白浜層群の化石群と共通する点が多い（第3表）。しかしそれらは時代を明確に指示するものではない。ここでは本層群の時代を中新世前期ないし中期と考える。本層群は、東西性あるいは北西—南東方向の軸をもつ、ゆるやかな褶曲構造をもつが、その後の断層により分離され地塊化している。しかし、地層の傾斜は通常は30°前後の緩いものである。

湯ヶ島層群を不整合に覆って、白川玄武岩類が存在する。その分布は狭いが、厚さは約700mに達する。凝灰質砂岩ないしシルト岩をしばしば挟み、海底に堆積したものと考えられるが、化石はみいだし得なかった。

これらを不整合に覆って白浜層群が広大な面積を占め、分布する。起伏の激しい基盤地形を示

す浅海に堆積したもので、玄武岩から流紋岩にいたる種々の熔岩を伴っている。大局的にみると、下部は主として石英安山岩類からなり、中部は凝灰質岩ないしシルト岩、上部は輝石安山岩類からなり、700m前後の厚さをもつと考えられる。その基底部近くには石灰岩がしばしば存在し、これに *Lepidocyclus* が含まれている。また凝灰質砂岩には貝化石を多産し（第3表）、それらは中新世後期を示す（土, 1965）。*Lepidocyclus* はこれまで中新世前期の示準化石とされてきたが、水野（1957）は貝化石群との共出関係から、白浜層群は中新世中？-後期であると考えた。また斎藤（1963）は浮遊性有孔虫の研究から、*Lepidocyclus* を産する地層に Late Helvetian（中新世中期）のものがあることを示した。以上から、ここでは白浜層群全体の時代を中新世中期から後期にわたるものとする。

第2表 下田地域層序表



⊙ 貝化石
⊙ 有孔虫(*Lepidocyclus*)化石

本層群は断層に切られ地塊化し、断層に接近しては地層は急傾斜を示すことがあるが、全般的には10°前後の緩傾斜をもち盆状構造を繰返すと考えられる。白浜層群中の火山活動の大部分は水中で行なわれたものらしいが、その最後期には陸化していたかもしれない。これより後この地域全体は陸化した。

上記岩類を貫いて、本地域には数多くの多様な岩脈がみられる。閃緑玢岩・石英閃緑玢岩は湯ヶ島層群とともに白浜層群をも貫いている。また、白浜層群の上部を占める輝石安山岩類までも貫いて、巨大な石英安山岩岩体が存在する。これは、その巨大さにもかかわらず、深成岩相を示す部分はまったく認められない。

白浜層群との関係は不明であるが、ほぼ水平に分布し、湯ヶ島層群を不整合に覆う猫越石英安山岩が、ごく狭く存在する。厚さは約400mで、砂礫層を挟在する。時代を示すものはないが、修善寺図幅に従って鮮新世前期と考える。

本地域のほぼ中央に、ひどく開析された火山体の残片である長九郎安山岩類がみられる。石英含有普通輝石安山岩の熔岩からなり、鮮新世後期の生成と考えられる。

南西区域には蛇石火山がみられる。火口状の低地を数カ所にもつ熔岩台地を形成しており、橄欖石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩からなる。第四紀の初期の生成と考えたが、鮮新世後期の可能性も否定されない。

北東区域には天城火山の一部がみられる。輝石安山岩からなる本体と、これが侵食され現地形が形成された後に、周辺部に寄生火山として散点的に生じた玄武岩類が存在する。

II. 3 湯ヶ島層群

北隣の修善寺図幅地域から連続して、この地域の北半に広く分布し、また下田の北方、松崎の東方に、白浜層群に包まれて狭く露われている。

輝石安山岩・石英含有安山岩の熔岩、凝灰角礫岩および凝灰質砂岩からなり、石英安山岩質軽石凝灰岩あるいは凝灰質泥岩などを伴っている。全般的に変質しており、濃緑色ないし淡緑色を呈し、一部では緑簾石・プレーナイトを生じていることもある。また、局地的には珪化作用を強く蒙って白色岩化していることもまれではない。本層群の変質については大口（1968）の研究があり、パンペリイ石の産出が報告されている。

貝化石が凝灰角礫岩の細粒部あるいは凝灰質砂岩の粗粒部に散点的に含まれているが、梨本北西方の沼ノ川部落東端ではやや多量に産する。本層群の化石は第3表（p. 8）にあげてあるが、II. 2項（p. 5）にのべたように、地質時代を明確に指示してはいない。

松崎付近では、本層群の下部は輝石安山岩類からなり、仁科川沿いに八重名野付近によく露われており、中部は凝灰質砂岩・泥岩を主として、松崎東側の桜田付近に、上部は石英含有安山岩類を主としており、松崎東方の明伏東側によく露われている。ここでは下部・中部あわせて、露出している限りで3,300mを超える厚さをもち、明伏付近の上部を加えると少なくとも3,500mを超えるものと考えられる。

なお、桜田付近の沖積地に行なわれた、温泉を目的とする試錐では、地表下450m以下に、緻

第3表 湯ヶ島層群・白浜層群産貝化石表 (同定: 水野篤行技官, 1965年)

| | 湯ヶ島層群 | | | | | 白浜層群 | | | | | | | | | | |
|--|-------|-----|-----|------|-------|------|-----|-------|-----|-----|-----|------|------|------|------|------|
| | 川津川流域 | | | | | 白浜付近 | | 川津川流域 | | | | | 下田西 | 松崎南方 | | |
| | 沼ノ川西 | 沼ノ川 | 梨本北 | 三筋山西 | 三筋山北西 | 板戸 | 原田西 | 原田南西 | 繩地北 | 谷津西 | 峰南西 | 鉢山南西 | 湯ヶ野北 | 大賀茂 | 石部南東 | 石部南東 |
| 862 | 836 | 964 | 827 | 103 | 578 | 625 | 610 | 702 | 775 | 800 | 969 | 970 | 455 | T-1* | I b | |
| <i>Acila schencki</i> KURODA (MS.) | | | | | | | | | | | | | | | | × |
| <i>Portlandia lischkei</i> (SMITH) | | | | | | | | | | | | | | | | cf. |
| <i>Arca</i> ? sp. | | | | | | | | | × | | | | | | | |
| <i>Barbatia</i> sp. | | | | | | | | | × | | | | | | | |
| <i>Bentharca</i> sp. | | | | | | | | | | | × | | | | | |
| <i>Glycymeris rotunda</i> (DUNKER) | | | × | × | | | × | | × | | | | | | | × |
| <i>G. totomiensis</i> MAKIYAMA | | | | | | | × | | | | | | | | | |
| <i>Vollisella</i> ? sp. | | | | | | | | | × | | | | | | | |
| <i>Septifer</i> sp. | | | | | | | | | × | | | | | | | |
| <i>Mytilus</i> sp. | | | | | | | | | | × | | | | | | |
| <i>Amussiopecten praesignis</i> (YOKOYAMA) | | cf. | | | | | | | | cf. | | | | | | |
| <i>Chlamys miurensis</i> (YOKOYAMA) | × | × | | × | | × | | | | | | cf. | | | | |
| <i>C. satoi</i> (YOKOYAMA) | | | | | | | | | | | × | | | | | |
| <i>C. kakisakiensis</i> NOMURA & NIINO | | | | | | | | | | × | | | | | | |
| <i>C. kakisakiensis tokawaensis</i> OZAKI | | × | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>C. shirahamaensis</i> NOMURA & NIINO | | | | | | | | cf. | cf. | | | | | × | | |
| <i>C. sp. 1</i> | | × | | | | | | × | | | × | | | × | | |
| <i>C. sp. 2</i> | | | | | | | | | | | × | | | | | |
| <i>C. sp. 3</i> | | | | | | | | | | | × | | | | | |
| <i>Cryptopecten vesiculosus</i> (DUNKER) | | × | × | × | | × | × | | × | × | × | × | | | | × |
| <i>C. ? javanus</i> MARTIN | | × | | | | | | | × | | | | | | | |
| <i>Decatopecten izuensis</i> NOMURA & NIINO | | | | × | | × | | | × | × | × | × | | | | |
| <i>D. tayamai</i> NOMURA & NIINO | | | | | | | | | × | | | | | | | |
| <i>D. sp.</i> | | | | | | | | | | | | | | | | × |
| <i>Patinopecten planicostulatus</i> NOMURA & NIINO | | × | | | | × | | | × | | | | | | | |
| <i>Spondylus anacanthus</i> MAWE | | | | | | × | × | | × | | × | | | | | |
| <i>Lima zushiensis</i> YOKOYAMA | | | | cf. | | | | | cf. | cf. | | | | × | | |
| <i>Ctenoides</i> sp. | | | | × | | | | | | | | | | | | |
| <i>Ostrea</i> sp. | | | | × | | | | | × | × | | | | | | |
| <i>Venericardia crenulicostata</i> NOMURA | | | | × | | × | | | | | | | | | | |
| <i>Lucinoma</i> sp. | | | | | | | | | | | | | | | | × |

密な黒色硬質頁岩が無斑晶玄武岩を伴って200m以上の厚さで存在している。これに対して、鮫島ほか(1968)は古第三系の可能性をのべているが、その試錐位置からみて、湯ヶ島層群中には含まれるものとも考えられ、なお検討を必要とする。

仁科川沿いにみられる本層群下部は、輝石安山岩質の無層理火山角礫岩ないし凝灰角礫岩を主として、輝石の大型斑晶をもつ安山岩熔岩・凝灰岩・凝灰質砂岩を挟む。凝灰岩もしばしば大型輝石結晶を散点している。松崎付近から一色にかけては、火山角礫岩が大部分を占めており、堅く固結して一様に緑色を呈し、層理は不明瞭である。一色から北東方に火山角礫岩の量を減じ、凝灰岩・凝灰質砂岩の量が増して、層理も明瞭となっている。八重名野では泥岩もわずかではあるが存在し、またその北方では、熔岩上に安山岩の円礫からなる礫岩もみられる。八重名野とその北方、あるいは猿山付近にも本層群下部が分布すると考えられるが、この地域は変質した輝石安山岩からなるものの、仁科川流域にみられるような大型輝石斑晶は認められない。

本層群中部は松崎付近のみならず、各地によく露われている。松崎では、凝灰質砂岩泥岩互層で、単層の厚さ数～30cmの有律互層をなす部分がしばしばみられる。一般に青緑色を呈し、堅硬で、層理は明瞭である。下部では凝灰質砂岩に富み、上部に次第に泥質となるが、桜田付近の試錐コアでみると粗粒の凝灰岩ないし凝灰角礫岩もまたしばしば挟まれている。また、吉田付近および伏倉から岩科にかけては、白色凝灰岩をしばしば挟み、また数層の軽石凝灰岩薄層も挟んでいる。軽石凝灰岩は、斑晶に乏しい石英安山岩の緻密な岩片と圧縮された軽石片とを含んでおり、白色粘土化作用をうけて有色鉱物も緑泥石化している。

軽石凝灰岩は、本地域の北東部でも、川津川沿いの峰付近に、またその北西沼ノ川の西、ある



第3図 湯ヶ島層群の砂岩泥岩互層 (仁科川中流大沢里)

いは沼ノ川の北方に、凝灰質砂岩と漸移し、またはこれと互層して露われている。単層は数m以下の厚さと思われる。粘土化した白色ガラス質凝灰岩、またはゴマ塩状を呈する結晶質凝灰岩を伴っている。

凝灰質砂岩・泥岩の細互層は松崎付近以外では、長九郎山の北西麓の仁科川支流あるいはその北西大沢里にみられるのみである。この北西麓には、やや粗粒のよく成層した凝灰質砂岩が広く発達する。川津川の流域では、凝灰質砂岩は火山礫凝灰岩ないし細粒の凝灰角礫岩に伴っており、またときには火山円礫岩をも伴う。火山円礫岩は、ときには径15cmに達する安山岩円礫ないし亜円礫からなり、基質とともに変質を蒙って、風化面でも礫が離脱することがほとんどない。その例は、梨本部落北西の川津川川底、またその西方4kmで、断層に接して2股にわかれる川の西支流底にみられる。川津川流域では、凝灰質砂岩は無層理の厚層をなす場合も認められる。その好例は峰付近で沢田石（伊豆石）として採石されたものであって、円磨度は小さいが、均一な粒度の細粒火山岩片からなり、かすかに葉理をもっていて、ときには炭質物の細片も含有している。これと同種のものは、天城峠の南から南西に向かう山道で、10数mの露岩となって露われている。

湯ヶ島層群上部は松崎東方のほか、川津川沿いにもよく露われている。石英含有角閃石輝石安山岩の厚い熔岩を主として、凝灰角礫岩および輝石安山岩を伴っている。すべて変質して緑色を呈し、軟弱となっている。露頭状況が悪く、その詳細は不明である。

湯ヶ島層群は多くの断層に切られて地塊化している。断層の近くでは50~70°の傾斜を示すことがあるが、一般的には30°前後の傾斜を示す。走向は北東-南西、あるいはこれと直交する方向が卓越する。なお、褶曲構造もまた認められる。仁科川沿いの八重名野付近および川津川沿い梨本の西には、ほぼ東西方向をもち東に沈む背斜あるいは向斜の褶曲軸が推定されるが、その褶曲はおだやかである。仁科川上流の大沢里付近には北西-南東方向の向斜軸が推定され、これはやや鋭い褶曲と考えられる。

II・4 白川玄武岩類

本地域の北西部、白川から弥宜畑に至る間と、北東部の三筋山北麓とに分布する。前者は、盛谷・沢村（1965）が白川累層としたものである。両者ともに、無斑晶玄武岩の厚層からなり、火山角礫岩・凝灰質砂岩・シルト岩を伴う。その層厚は露出しているかぎりでは700m前後である。

三筋山北麓ではほとんど玄武岩からなり、わずかに凝灰質砂岩を挟むが、白川では、下位はほとんど玄武岩のみが占め、上位になると砂岩・シルト岩が主でこれに火山角礫岩、熔岩が挟まれる。変質は下部で著しく、濃緑色を呈し、一部には緑簾石も生じ堅く固結して付近の湯ヶ島層群と区別が困難であるが、上部になるに従って緑色化の程度、固結度は弱くなる。

本岩類と湯ヶ島層群との関係は、露頭不良のため、確認されない。しかし、三筋山付近では、その分布から不整合と考えられる。また、白川では、その南西545m峰で、その北東面にある雨裂から山頂にかけて、また東側の尾根はことごとく玄武岩からなるのに対して、南西面は湯ヶ島層群からなり、これも不整合と考えられる。

本岩類は、白浜層群には不整合に覆われている。弥宜畑南側の北東に入る小沢では、断層の北東側に、玄武岩と凝灰質シルト岩が、 15° 前後の傾斜で現われており、直接点はみられないがこれを覆って、ほぼ水平に分布する白浜層群の礫岩がみられる。この礫岩は安山岩を礫として、その間は石英安山岩質の白色凝灰岩からなる。また弥宜畑の西方海拔400m付近では、白浜層群の緑色砂岩・灰緑色凝灰岩と白色凝灰岩からなる地層が、本岩類の玄武岩あるいは凝灰質砂岩頁岩互層を覆い、ほぼ水平に分布している。

本岩類の玄武岩は一般に緑黒色を呈し緻密であるが、また沸石・方解石などに埋められた孔隙に富むこともまれではない。545m峰頂部などでみられるように、軟弱な淡緑色角礫岩状を呈することもある。その変質の少ないものは、蛇紋石化した橄欖石の少量が斑晶として存在し、石基は間粒組願を呈して、曹長石・単斜輝石・鉄鉱および2次鉱物からなっている。

玄武岩に伴って岩滓が存在する。白川部落へ道が分かれる地点の道路切割に厚層をなしており、多孔質の玄武岩塊（径15cm以下）のみからなり、わずかに成層している。凝灰質砂岩は弥宜畑郵便局裏の川底、白川部落西端川底などによく現われている。濃緑ないし淡緑色を呈し、わず



第4図 白川玄武岩類の凝灰質砂岩シルト岩互層（白川）

かに葉理を示し、粗粒岩と細粒岩とがやや不規則に、細かに互層する。シルト岩は白色板状を呈し、よく固結し堅い。赤褐色頁岩も玄武岩に伴っている。

本岩類の凝灰質砂岩あるいはシルト岩に、ときに植物破片らしいものがみられることがあるが、判定できるものはなく、また貝化石もみいだせなかった。

本岩類は白川ではほぼ南北方向の軸をもつ背斜構造を呈し、両翼は25°前後の傾斜を示し、三筋山では南へ20°前後の単斜構造を示すもののようである。

II. 5 白浜層群

白浜層群の名は、田山・新野(1931)により、下田統中の含貝化石砂岩に対して用いられたが、現在では、ほぼ下田統と同義に用いられているので、ここでも、湯ヶ島層群を不整合に覆い、貝化石を含む凝灰質砂岩と一連の関係にある火山岩類を含めて、白浜層群とよぶ。

本層群は本地域の約3分の2に達する広い面積を占める。東海岸側ではしばしば、やや広範囲に珪化・粘土化を蒙り、湯ヶ島層群との識別が困難となっているが、通常はほぼ新鮮であり、多少の沸石化がみられる程度である。とくに最上位を占める輝石安山岩類は新鮮で、ほとんど変質を蒙っていない場合が多い。

岩相変化はきわめて著しく、諸岩相が複雑にいまじり、斜層理の発達も著しい。測定した走向傾斜のほとんどは斜層理を示しているものと考えられる。

本層群はゆるやかな盆状構造を呈し、600m前後の山地を形成するので、その厚さは最大で700m前後と推測される。

概して、下部では石英安山岩とその碎屑岩が玄武岩・無斑晶安山岩・流紋岩を伴い、上部は輝石安山岩類および火山円礫岩・凝灰角礫岩からなり、両者のほぼ中間には含貝化石凝灰質砂岩が発達するという傾向が認められる。

第4表 白浜層群石灰岩産有孔虫化石

| | 1) | 2) | 3) |
|---|----|----|-----|
| <i>Lepidocyclina (Nephrolepidina) nipponica</i> HANZAWA | × | | |
| <i>L. (N.) nipponica</i> var. <i>izuensis</i> HANZAWA | × | | |
| <i>L. (N.) angulosa</i> (PROVAL.) | | | × |
| <i>L.</i> sp. | | | × |
| <i>Miogypsina kotoi</i> HANZAWA | | | × |
| <i>M.</i> sp. | × | × | |
| <i>Amphistegina radiata</i> (FICH. & MOLL.) | × | | cf. |
| <i>Elphidium crispus</i> LINNE | | × | |
| <i>Carpenteria</i> sp. | | × | |
| <i>Lagenidae</i> gen. & sp. indet. | | | × |
| <i>Globigerina</i> sp. | | | × |
| <i>Globorotalia</i> sp. | | | × |

- 1) 梨本石灰岩 渡辺・遠藤(1958)
 2) " HANZAWA(1931)
 3) 池代石灰岩 竹内(1968)

本層群の下部には*Lepidocyclina*を含む石灰岩^{注1)}が散在し、凝灰質砂岩には貝化石が多産する(第3, 4表)。渡部ら(1952)は、下田東方の本層群に産する貝化石から砂岩の堆積環境を海面下50~250mとし、土(1965)は松崎南東方の凝灰質シルト岩の堆積環境をサブリトラル(海深50~250m)とほぼ同様に考えている。本層群中の火山岩には水中熔岩流と考えられるガラス質の角礫岩・自破碎熔岩が非常に多く、また明らかな水中火砕流も認められる。火山岩と成層堆積岩とが密接に伴う例も多く、火山活動のほとんどは水中で行なわれたものと思われる。しかし、下田北方の須郷の谷奥では輝石安山岩質火山円礫岩に、さざえなどの化石が産し、本層群の上部は、ほとんど海面上に姿を現わしていたことを示している。

本層群の地質時代は、II. 2 (p. 6) で述べたように中新世中期から後期にわたるものである。

II. 5. 1 玄武岩類

繩地鉾山の北東菖蒲浜、白浜西方の高根山南東側、また長九郎山の東麓に白浜層群の最下部を占めて存在するほか、長九郎山の北西方あるいは西方に、凝灰質砂岩に伴ってわずかに分布する。

菖蒲浜では、径1cm以下の普通輝石のめだつ斑状の玄武岩熔岩と、径60cm以下の牛糞状火山弾を含む火山角礫岩とからなる。玄武岩熔岩は自破碎熔岩で、火山角礫岩に似た外観を呈している。珪化作用に伴う粘土化をうけ暗緑色を呈するが、新鮮な部分では、斑晶として斜長石・橄欖石・普通輝石および少量の紫蘇輝石があり、石基は斜長石・単斜輝石・磁鉄鉱および少量のガラスからなる。

長九郎山東麓の玄武岩は無斑晶質玄武岩熔岩をまれに伴うが、ほとんどが軟弱な火山角礫岩および火山円礫岩からなる。火山円礫岩も固結しておらず軟弱で粗細さまざまの粒度のものが不規則に成層し崖錐堆積物状を呈している。なおこの下には変質安山岩の細円礫を含む礫質砂岩が現われており、白浜層群の基底をなすものと考えられる。

長九郎山の北西、あるいは西方の玄武岩は1枚の厚い熔岩流としてみられる。黒色緻密の無斑晶質岩で、まれに斜長石斑晶を含むのみで、石基は間粒組織を呈して、斜長石・単斜輝石・鉄鉱およびガラスからなる。

II. 5. 2 無斑晶質安山岩類

本岩類は、松崎付近から南東方にかけて点在する。松崎の北方では石英安山岩類の下に現われるが、一般には凝灰質砂岩に挟まっていて、南東限の一条付近では凝灰質砂岩の上に存在する。本岩類は田山・新野(1931)の青市層群を特徴づける岩石であり、神子元島図幅の一条安山岩に連続する。一条付近では自破碎熔岩と火山角礫岩からなり、約120mの厚さをもつ。ガラス質で灰黒色を呈し、風化して黄褐色となる。斜長石をまれに斑晶として含有し、石基は斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉱とガラスからなる。

松崎の南東、八木山付近には、自破碎熔岩として現われており、少量の斜長石と緑色角閃石と

注1) 静岡大学鮫島輝彦助教授の好意により、下の2カ所の*Lepidocyclina*産地を地質図に示すことができた。その1つは、松崎南東方約1kmの海拔400mの地点3カ所にみられる基底礫岩の基質中であり、他は娑婆羅山東方1.5kmの砂礫質凝灰岩中である。後者では、*Amussiopecten itomiensis*を共産するとのことである。

を斑晶として、石基はほとんどガラスのみからなっている。

松崎の東の南郷部落東縁に現われるものは、小型の斜長石と普通輝石を斑晶として、斜長石・紫蘇輝石・鉄鉱を散点するガラス質の石基からなる。

松崎の北、仁科付近に石英安山岩類に覆われて存在するものは、やや変質して灰褐色を呈するが、緻密な熔岩をなす。石英捕獲斑晶を持つ特徴があり、斜長石・普通輝石・紫蘇輝石の小型斑晶を少量含有し、そのガラス質の石基には、斜長石・普通輝石とともに微斑晶状を呈する紫蘇輝石・鉄鉱が散在する。

II. 5. 3 石英安山岩類

白浜層群の概して下部に発達する。熔岩を主とするが、火山角礫岩・火山円礫岩を伴っている。東海岸の谷津付近では、湯ヶ島層群の変質安山岩を覆うように、石英安山岩が分布するが、その直接するところはみられない。中央部の小杉原西方では、火山円礫岩が明瞭に、変質石英含有安山岩に接し、これが湯ヶ島層群との不整合にあたりと考えられる（盛谷・沢村，1965）。

石英安山岩類は、北西部田子周辺に海拔約700mの山地をつくり、最もよく発達しており、これに次いで南部の馬込周辺、南西部の八木山付近あるいは東部の谷津周辺にやや広く存在する。このように発達の著しいところでは水中火砕流（図には白色凝灰岩類として区分した）を伴っている。堂ヶ島海岸では数枚の水中火砕流堆積物が観察される。1つの火砕流は、基部は火山円礫岩、中部は無層理粗粒軽石凝灰岩で上方に向かい次第に細粒となり、上部の成層ガラス質凝灰岩に移化し、全体として一堆积輪廻をつくる（第5図）、（Fiske, 1969）。基部の火山円礫岩は、下位の泥岩などの同時侵食礫をふくむ。また、上部にはしばしば偽層がよく発達する。



第5図 白浜層群にみられる堆积輪廻（仁科から南に雲見海岸先端を望む）



第6図 白浜層群の基底円礫岩
基質部をマンガングアムめ、付近に石灰岩を伴う（池代鉦山）

石英安山岩は、通常は厚い熔岩流と考えられるが、繩地鉦山の岩体などのように、その一部では第三系に貫入した形を示し、また、梨本東方の岩体、下田付近の万蔵山、上の山岩体のように円頂丘状を呈して、凝灰質砂岩類がこれに追覆する形を示す例もあり、石英安山岩の一部は熔岩円頂丘として、周囲から突出した形態をもっていたものと考えられる。

繩地あるいはその北方の天嶺山の岩体のように、局地的な珪化作用の影響を蒙り変質していることもあるが、一般には比較的新鮮である。通常は、やや大型の石英斑晶を散点し斜長石・普通輝石・紫蘇輝石、ときにはこれとともに角閃石を斑晶として含有する。石基は斜長石・普通輝石（欠くこともある）・紫蘇輝石・鉄鉍・ガラスからなり、斜長石・橄欖石・普通輝石・紫蘇輝石からなる同源捕獲岩片をしばしば含有している。下田東方上の山岩体は、やや特異で、大型石英斑晶を多量に含有する角閃石輝石石英安山岩であり、また繩地鉦山の岩体の一部は、流理構造の著しい、優白質の角閃石石英安山岩で、他と異なる岩相を呈している。両者の中間に位置する高根山の岩体は、石英斑晶に乏しい角閃石石英安山岩で、他と岩相を異にする。これは、その南縁では玄武岩の上に、輝石安山岩・無斑晶安山岩などの径数cmの礫と多量の径5cmの石英安山岩

軽石からなる軽石凝灰岩を間にして存在しており、北縁では輝石安山岩の上に分布する形を示し、他の石英安山岩に較べて、白浜層群内での層序的位置は、やや上部に当たるものと考えられる。

火山円礫岩は松崎北方仁科港付近、その北東野畑付近、松崎東方小杉原付近のほか、熔岩に伴って各所に存在する。径10cm前後の石英安山岩円礫を主とする礫岩であり、ときには巨大な礫からなることもあり、また、梨本北東のように、基質が石灰質で貝化石を含有し、また松崎東方池代のように石灰質礫岩が石灰岩を伴い、これに大型有孔虫化石を含有することもある（盛谷・沢村，1965）。

Ⅱ．5．4 白色凝灰岩類

石英安山岩に伴い、またこれを覆い、あるいは凝灰質砂岩に挟まって存在する。

下田西方に広く分布するもの、松崎南方、あるいは北方に分布するものは、主として水中火砕流堆積物である。径5cm前後ないしはそれ以上の緻密な石英安山岩・ガラス質安山岩岩片とともに、ほとんど発泡していない石英安山岩軽石片を含有し、その間はガラス質砂ないしシルトに埋められている。またこれに、変質安山岩・白色頁岩等の外来岩片もしばしば含まれている。



第7図 白浜層群白色凝灰岩類にみられる堆積輪廻
上部に斜層理の発達ที่著しい（仁科海岸堂ヶ島）

下田とその西方林山との間では、均質で陸上火砕流堆積物に近い形状を示し黒雲母片を多量に含むが、一般には有色鉱物結晶に乏しく、また林山西方でみられるように、無斑晶流紋岩質のこともある。その形状も、松崎南方の峠付近でみられるように、シルトが不規則に発達して乱雑な感をあたえるものから、やや淘汰を蒙り粒度の揃ったもの、例えば長九郎南西腹では、ほとんどガラスのみからなり、少量の緻密な石英安山岩片を含むものがみられ、さらに松崎北方堂ヶ島のように、粗粒部を下に、斜層理の著しい成層粗粒部を上にしてみごとな堆積輪廻を示すもので、種々の岩相がみられる。

本地域のほぼ中央を占める娑婆羅山の付近や縄地付近その他で凝灰質砂岩に伴うものの多くは、成層した凝灰岩ないしは凝灰質砂岩であり、また松崎東方の南郷付近では、長径3mmの角閃石結晶片を多量に含有しているなど、岩質、岩相がやや異なっている。

II. 5. 5 流紋岩類

下田周辺に白色凝灰岩類を覆って、またこれに伴って存在する。下田北西方では、その厚さは200mに達する。ここでは主として粗粒の火山角礫岩からなり、斜長石流紋岩の熔岩流を挟み、その上部は粗粒凝灰岩と白色凝灰質砂岩との互層となっている。東半の下田寄りの部分では変質し粘土化しているが、西半ではきわめて新鮮である。

下田東側の万蔵山岩体は、約100mの厚さをもつ単一の斜長石流紋岩からなり、変質を蒙ってきわめて不規則にカリの濃集が生じており、この部分がカリ石英粗面岩と呼ばれたこともある。その新鮮な部分は、前述下田北西方にみられる熔岩と酷似して、少量の斜長石斑晶とガラスとからなっている。周辺の凝灰質砂岩とは断層で接することが多く、関係不明であるが、その岩体の



第8図 下田東方の万蔵山を柿崎から望む

巨大な点からみてその一部では貫入関係をもつことが推定される。

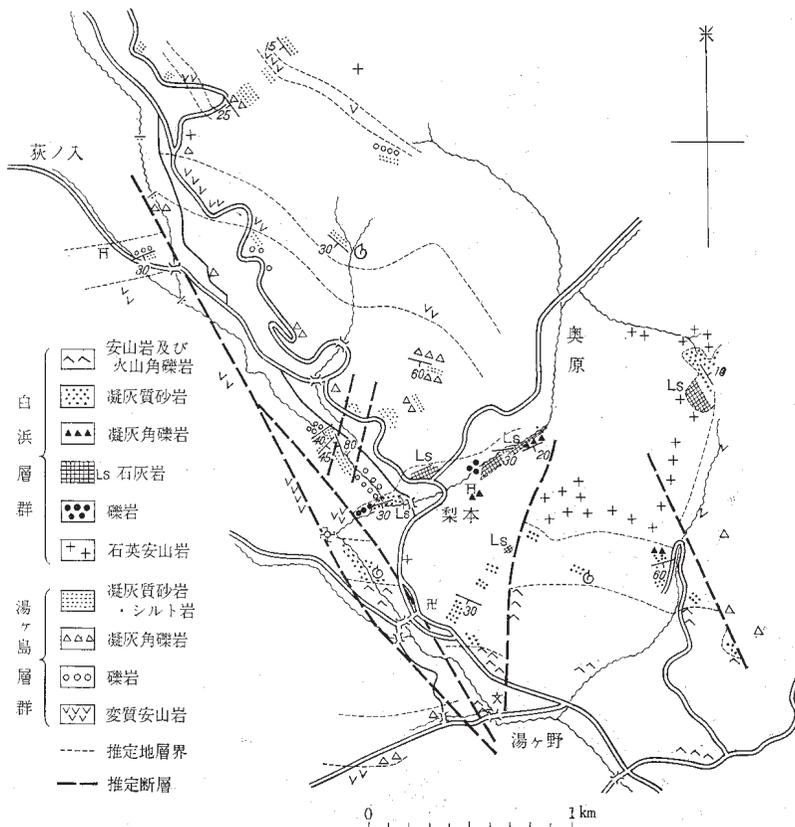
下田南西方の岩体も単一の黒雲母流紋岩からなる。東西に約3kmの延長を有し、一般に板状節理がよく発達する。その北東部では凝灰角礫岩状の岩相を呈するが、一般的には周囲の砂岩および白色凝灰岩に対して、明瞭な接触変質を与えていることからみると、熔岩円頂丘に近い、浅所貫入岩体と考えられる。これは、大型の斜長石・石英および黒雲母を斑晶として散点し、石基はほとんどガラスのみからなる。この岩体もその西半部は著しい変質を蒙っている。

II. 5. 6 石灰岩

白浜層群の下部には、石灰岩の小岩体が、石灰質礫岩・石灰質砂岩を伴って、各地に現われる。その最も規模の大きなものは、梨本にみられ、その他松崎の北東で白川の南、松崎東方の池代、その南東小杉原にも存在し、最近には、松崎南西方、婆娑羅山東方にもみだされたとのことである（鮫島・他、1968）。

梨本の石灰岩はみごとに板状節理を示し、厚さ約10m、延長700mで、その東西両端で凝灰質砂岩中に薄化、消滅している。この下には、石灰岩細礫を含む火山円礫岩があり、これが白浜層群の基底礫岩と考えられる。石灰岩の上には、緑色を呈する凝灰質粗粒砂岩が発達する。

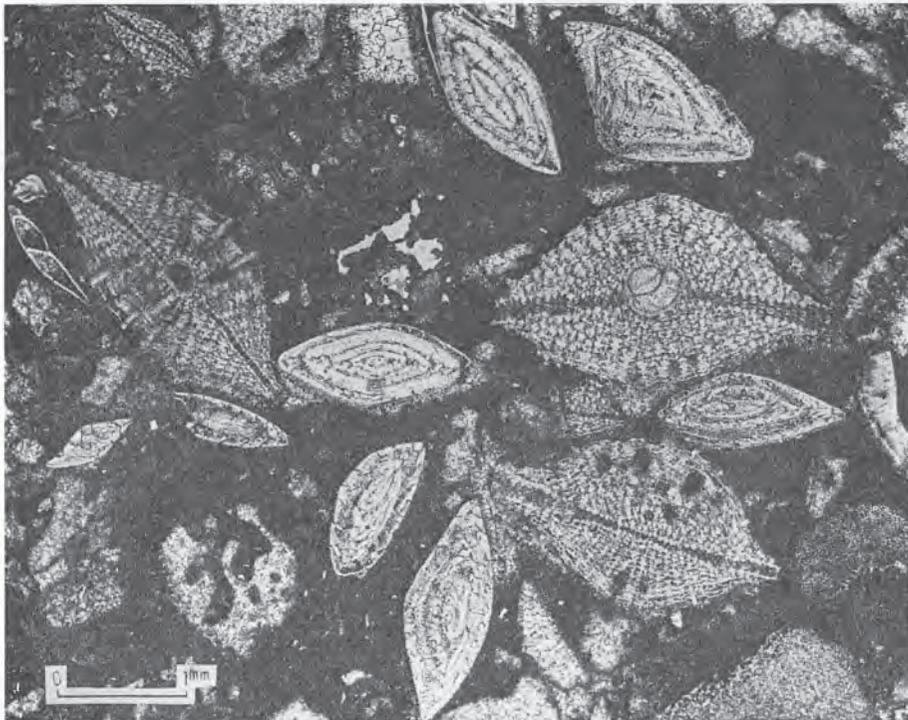
梨本の石灰岩の西方延長にあたる、川津川西岸発電所付近にも、比較的厚く石灰質砂岩がみら



第9図 梨本付近路線地質図（除天城火山玄武岩類）



第10図 白浜層群の板状石灰岩（梨本）



第11図 池代鉾山産含 *Lepidocyclus* 石灰岩の顕微鏡写真

れ、東方延長では、鉢山との中間の位置に、石英安山岩質火山円礫岩の基質が石灰岩からなるものがみられ、この北東には凝灰質砂岩と互層して石灰質砂岩が存在する。また大久保（1961）によれば鉢山北北東約1kmの小沢にも石灰質砂岩がみられ、梨本の南東500m、慈眼院裏の小沢海拔200mの位置に石灰岩小岩体が存在するとのことである。梨本の石灰岩に*Lepidocyclina* *Miogyopsina*が含まれる。

池代の石灰岩は、角礫状マンガン鉱の基質をなすとともに、火山円礫岩中に厚さ2mのレンズとして挟まれる（盛谷・沢村，1965）。火山円礫岩は白浜層群の基底礫岩と考えられて、石灰岩には*Lepidocyclina*が含まれている。

小杉原でも、同様な火山円礫岩の上部に貝殻石灰岩のレンズを含み、またマンガン鉱床を伴っている。ここでは、円礫岩は湯ヶ島層群の変質石英含有安山岩を不整合に覆っている（盛谷・沢村，1965）。

白川では、その南南西約1kmの、山道から約3km下った斜面に3m大のレンズ状岩体が存在し、その付近は白色凝灰岩からなっているものと推定される。この石灰岩にも*Lepidocyclina*が認められる。この南500mには、厚さ約2mの貝殻石灰岩が現われる。緑色を呈する角礫質火山礫岩の間に挟まっており、変質安山岩・輝石安山岩の亜角礫と火山砂を少量含むほかはすべて貝殻破片からなっている。なお、この地点の西の川底には、石灰岩塊が転石としてみいだされる。石灰質砂岩は、白浜海岸など凝灰質砂岩中の貝化石を多量に含有する部分にしばしばみられる。

II. 5. 7 凝灰質砂岩類

本岩類は白浜層群の中部によく発達して、広く各地にみられるが、また上部の輝石安山岩類に



第12図 白浜層群の安山岩質緑色砂岩（白浜海岸 板見）



第13図 白浜層群の石灰質白色砂岩（白浜海岸 原田）

挟まり、または下部の石英安山岩類に伴ない、ときには礫質砂岩、火山円礫岩として基底部にも現われる。緑色安山岩質、あるいは白色石英安山岩質の中粒砂岩を主とするが、火山礫凝灰岩ないし細粒凝灰岩礫岩にしばしば移化し、また、その厚く発達するところでは、含礫砂岩、白色軽石質凝灰岩、凝灰岩礫岩あるいは火山円礫岩を挟んでおり、層相の変化が著しい。一般に粒度を異にする薄層の細互層であり、層理はよく発達するが、明瞭な斜層理を示すところも少なくなく、測定される走向傾斜の多くは斜層理の疑いが濃い。

その最もよく発達するのは、田山・新野（1931）が模式地とした、下田北東の白浜海岸である。渡部・他（1952）はこの付近を精査して、下部を板見層、上部を原田層とした。板見層は、変質した輝石安山岩の上に、約100mの厚さで発達し、粗粒碎屑岩を主として斜交葉理の著しい緑色砂岩をはさむもので、原田層は白色砂岩からなり約125mの厚さを持ち、板見層とは漸移関係にある。両層ともに貝化石を多産する。

板見層は、白浜南方の海岸でみると、輝石安山岩の流出直後に堆積をはじめたものと考えられ、熔岩に接する付近には巨大な角礫が含まれているが、約50m離れる間に急激に巨礫は消滅している。原田層は板戸の海岸で石英安山岩を覆うが、ここでは石英安山岩の生成後、ある時間において堆積した状況を示している。基盤の起伏が著しく、追覆関係が各所に存在することを示す例と考えられる。なお、板見層にも、上の山岩体に酷似した石英安山岩円礫が含まれている。渡部ほかは下田北東で原田層が湯ヶ島層群の変朽安山岩に著しく追覆すると考えたが、白浜層群内でも、輝石安山岩・石英安山岩の岩体に対しては砂岩は一般的には追覆するものと考えらるべきであろう。

徳田・大塚（1936）によって貝化石の記載された柿崎の含化石石灰質砂岩は弁天島およびその南東の小さな岬に現われ、石英安山岩凝灰角礫岩褐色砂岩互層に、一見、不整合にのっている。これも、堆積環境が不安定なために、局地的な小侵食面上に異常堆積したものと解される。

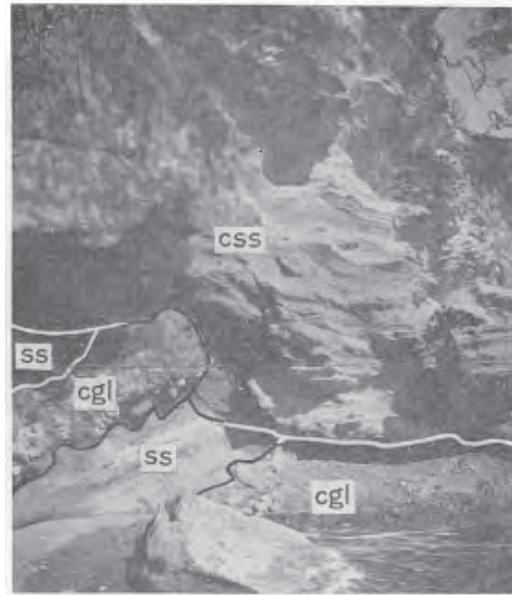
渡部らが板見層としたものの下部に、輝石安山岩をへだててさらに凝灰質砂岩があり、また、西方の大賀茂付近では白色凝灰岩類の下にも、含貝化石砂岩が存在するなど、各地に現われる砂岩の層序的關係は、なお今後詳細に検討されるべきである。とくに、白浜海岸

では緑色（安山岩質）砂岩は下位を、白色（石英安山岩質）砂岩は上位を占めるが、他地域ではこのように単純ではなく、むしろ白色砂岩は白色凝灰岩類の発達地に多い傾向があり、また緑色砂岩にも、しばしば軽石片が含有されており、岩質による区分は必ずしも適当ではないと考えられる。

湯ヶ島層群との不整合が推定されるころには、しばしば火山円礫岩が存在する。前節に述べた梨本石灰岩下の礫岩、池代の石灰岩を含む礫岩あるいは小杉原の礫岩もその例であり、他にも長九郎山の東側にもまた数例がみられる。いずれも湯ヶ島層群との直接の關係はみられない。

長九郎山の北東方では、径30cmに及ぶ巨礫をもつ火山円礫岩が海拔730mの山道沿いに現われ、輝石安山岩に覆われる。断層をへだてたその東では、石英安山岩体の北に接して小断層にかままれて同様の火山円礫岩が砂岩などの基底部として約10mの厚さで存在する。ここでは、湯ヶ島層群および石英安山岩が著しい珪化作用を蒙っているにもかかわらず、礫岩は全く変質しておらず、固結度は低く、一見段丘礫層状を呈している。礫は主として変質安山岩からなる。礫岩上には約25mの厚さで、よく成層した凝灰質砂岩が重なる。これには石英安山岩円礫が散点する。その上位は新鮮なガラス質石英安山岩とその火山円礫岩の互層（厚さ15m以上）となっている。この南方には玄武岩類が軽石凝灰岩を挟んで厚く発達し、その下に変質安山岩細円礫を含む粗粒緑色凝灰質砂岩が存在する。北の山道沿いの礫岩から300mもの低所に位置するのであるが、これは湯ヶ島層群からなる基盤が著しい起伏を示し、これに白浜層群は追覆したものと解すべきであろう。

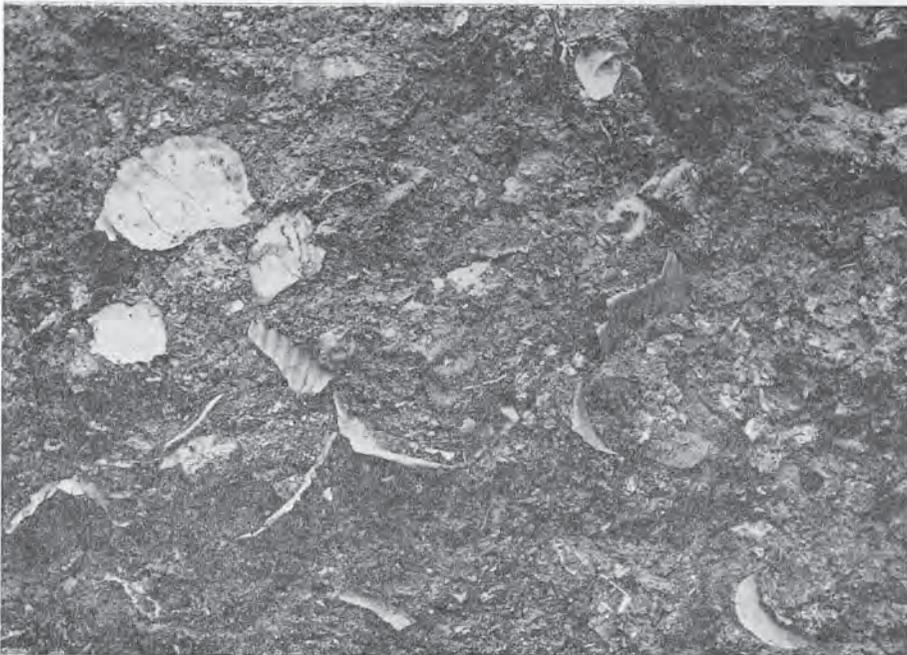
猿山南西腹の沼ノ川—白川林道沿い、あるいは天城峠南の天城新道沿いに現われる碎屑岩類を、変質が著しい点から湯ヶ島層群と判定したが、これらは火山円礫岩をしばしば挟む粗粒岩層で、



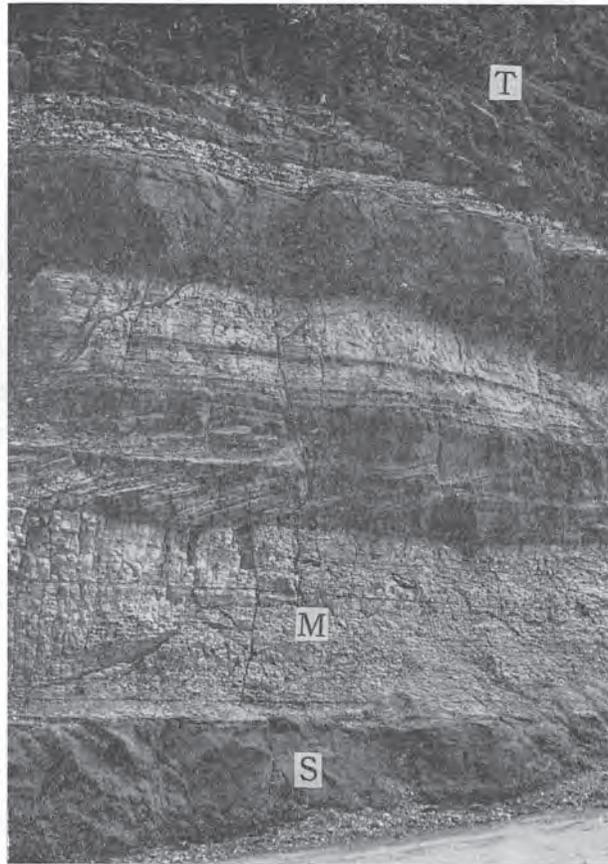
第14図 柿崎弁天島南東の岬でみられる含化石石灰質砂岩の異常堆積
 css : 含化石石灰質砂岩
 ss : 褐色砂岩
 cgl : 石英安山岩質礫岩



第15図A 白浜層群の石灰質白色砂岩（白浜海岸 板戸）



第15図B 白浜層群石灰質白色砂岩中の化石の産状（白浜海岸 板戸）



第16図 白浜層群の砂岩 (S) 泥岩 (M) 互層と上部の不整合状を呈する安山岩凝灰角礫岩 (T) (松崎一岩地間道路側崖)

岩相変化が著しい。これらはあるいは白浜層群に属するもので、その高い位置における堆積相と解すべきものとも考えうる。なお充分検討すべきである。

これら凝灰質砂岩には各所で貝化石を産する。みいだされた所は、すべて地質図上に示したが、鑑定にたえるものは少ない。同定し得たものは、第3表に示した。この群集の示す地質時代は、中新世後期で、鮮新世にまでは及ばないと考えられる。

II. 5. 8 凝灰質シルト岩類

白浜海岸の原田付近に狭く分布するとともに、南西部の蛇石火山周辺に広く存在する。原田では約6mの厚さで凝灰質砂岩の上にいる。暗灰色を呈し、層理がよく発達している。下部は炭質物に富む褐黒色泥岩薄層をはさみ、一般に緻密でよく固結しているが、上部は凝灰質で軟弱である。この西方の稜線にも薄層として存在するが、凝灰質砂岩に覆われており、これらは全体としてレンズ状を呈するものと考えられる。蛇石火山周辺では、凝灰質砂岩類の上位を占めて層理の明瞭でない白色シルト岩がよく発達しており、その間に、軽石凝灰岩・白色砂岩・青色塊状砂岩などをひんばんに挟んでいる。その北端岩地では互層がレンズ状に存在する。

松崎の南方では、凝灰質砂岩にのるシルト岩から、土（1965）は第3表に示した貝化石を報告し、その時代を中新世後期としている。

II. 5. 9 輝石安山岩類

主として白浜層群の上部を構成し、広く凝灰質砂岩類を覆いそのよく発達するところでは200m前後の厚さをもっている。その一部は凝灰質砂岩類中に挟在し、ときには石英安山岩類に伴っている。火山角礫岩・凝灰角礫岩および火山円礫岩の不規則は互層でしばしば熔岩を挟む。長九郎山の南東方の須郷部落の奥には、“さざえ”，“ばていら”などの岩礁にすむ貝類が化石となって火山円礫岩に多量に含まれている。

本地域の中央から東半では、その下部は玄武岩質安山岩ないし橄欖石輝石安山岩に占められ、上部は普通輝石紫蘇輝石安山岩からなっている。その他の地域は、ほとんど後者のみからなるが、南西部では、子浦東方の本岩類下部および子浦付近からその北西にかけて砂岩中に介在するもの、宇留井島を構成するものは酸性の輝石安山岩であって、南隣の神子元島図幅の石室崎安山岩類の延長に相当する。地質図上には前記の玄武岩質安山岩・橄欖石輝石安山岩をSp₁とし、その他の輝石安山岩はすべてSp₂として示した。

玄武岩質安山岩は、梨本の南東の湯ヶ野付近に凝灰質砂岩を覆い厚く発達するほか、川津川口付近で石英安山岩と白色凝灰岩との間に挟まって存在する。なお湯ヶ野では、凝灰質砂岩の上部に、玄武岩質安山岩片がしばしば含まれており、また娑婆羅山の東方の加増野から池代に至る山道では、砂岩中に多量の灰長石巨晶（3cm大）、あるいは灰長石を含有する岩薄片が含まれている。玄武岩質安山岩は、斜長石（灰長石）・普通輝石および橄欖石の大型斑晶を多量に含み、肉眼的にも他と容易に識別される。その石基は粗粒で、斜長石・ピジオン輝石・鉄鉱からなり、微斑晶状の橄欖石を散点する。

橄欖石輝石安山岩は蓮台寺の北方ないし北西方に広く分布する。肉眼的には、上位を占める輝石安山岩に較べ、斜長石斑晶がやや大型である点で識別される。斜長石・普通輝石・橄欖石およびまれに紫蘇輝石を斑晶として、石基は斜長石・単斜輝石・鉄鉱およびガラスからなる。蓮台寺付近からその北方では、珪化作用に伴う変質を蒙り、湯ヶ島層群との識別が困難となっている。なお、蓮台寺北西方の、海拔250m前後の高さで山腹をぬう道路沿いでは、上位を占める輝石安山岩は変質を全く蒙っていない。これは、珪化作用が橄欖石輝石安山岩の活動期と同時期に行なわれたことを示すものであろう。

酸性の輝石安山岩は、南西海岸の子浦付近に限って存在する。灰白色を呈し、不均質な岩相を示す。斜長石・普通輝石・紫蘇輝石とともに、まれに角閃石・石英を斑晶とする。石基には斜長石・紫蘇輝石とともに普通輝石あるいはこれに代わって角閃石があり、常にクリストバル石が存在する。

これらの上部を占めて、広く分布する輝石安山岩は、神子元島図幅の須崎安山岩類に相当している。下田付近では凝灰質砂岩中に挟まり、この付近では、他より早期に活動を開始したものと考えられる。砂岩中に介在するものには、緻密な熔岩のほか、凝灰角礫岩状を呈する、自波砕熔岩がしばしば認められる。下田付近あるいは、その北方須原周辺では広く変質を蒙り、湯ヶ島層

群との識別が岩相的には困難となっているが、通常はきわめて新鮮であり、灰黒色を呈し、ガラス質で、破面は樹脂光沢をもっている。斜長石・普通輝石および単斜輝石反応縁をもつ紫蘇輝石を斑晶とし、石基は斜長石・単斜輝石・鉄鉱およびガラスからなる。微斑晶状を呈する紫蘇輝石がときには存在するが、これは常に単斜輝石反応縁に包まれている。

II. 5. 10 構造

白浜層群の構造は、斜層理が多く、適当な鍵層も認められないので、不明確であるが、大局的には、 10° 前後のゆるい傾斜で盆状構造を繰返すものと考えられる。本層群もまた多くの断層で切られ、その大規模のものに接しては、 50° ときには 80° の急傾斜を示す。

II. 5. 11 湯ヶ島・白浜両層群の関係

湯ヶ島層群は一般に変質しており、白浜層群は通常は未変質である。その差の著しい場合、例えば、修善寺図幅地域湯ヶ島北方の市山部落北東縁のように、前者が粘土化が著しく、後者（大見白色凝灰岩類）が新鮮なときには斜交不整合関係が容易に認められる。しかしこの下田地域、とくに東海岸寄りの地区では、白浜層群もまた、珪化作用に伴う変質を広くうけているので、両者の識別はきわめて困難となる。たとえば白浜北方の板戸では、白浜層群の含化石砂岩（原田層）が石英安山岩を覆っている（p. 22）。ここでは両者はともに新鮮であるが、北方の縄地鉱山付近の変質帯に向かい、著しい珪化岩に急激に移過する。しかしこの珪化岩中からも貝化石の残存が確認された。また、湯ヶ島層群の上部には石英安山岩質の熔岩が存在し、また石英安山岩質軽石凝灰岩あるいは火山円礫岩もまた、下田地域には存在するので、白浜層群の下部を占める石英安山岩類との識別が困難となっている。この地域のほぼ中央、小杉原部落南西縁で、マンガン鉱山跡（“谷坑一号”）でみられる火山円礫岩の石英安山岩との不整合（盛谷・沢村，1965）（II. 5. 3節）も、後者が湯ヶ島層群に属するという確実な根拠は、必ずしも充分とはいえない。

白浜層群の凝灰質砂岩類は、渡部（1952）が示しているように、湯ヶ島層群に下田東方で著しい追覆をなし、白浜層群堆積時の基盤地形が著しい起伏を示していたと推定される。また、II. 5. 7節で述べたように、砂岩堆積時に、白浜層群の安山岩・石英安山岩が凹凸に富む地形を呈し、局地的な不整合が各所に発達していることを推測させる。

したがって、湯ヶ島・白浜両層群の不整合は、両層群が大きな構造差で接する際に明瞭となる。第9図に示した、梨本付近はその一例であるが、ここでも両者の直接する露頭はみられず、また両者の構造を確定するためには、露頭があまりにも少ないうらみがあり、なお、今後の十分な精査を必要としている。

長九郎山の東北東では、断層にかこまれた小地塊で、白色粘土化の著しい湯ヶ島層群上に、未変質の火山円礫岩、凝灰質砂岩が存在し、その西でも同様の礫岩が山道に沿って、湯ヶ島層群の走向を切って、その上に広く分布しており、これはほぼ確実に不整合を示すものと考えられる（II. 5. 7節）。

白浜層群上部を占める輝石安山岩類は、各所で湯ヶ島層群を覆う分布を示すが、これも不整合の露頭はほとんどみられない。しかし東海岸の縄地の西側では、変質した湯ヶ島層群は起伏に富む丘陵地形を呈し、これを覆う輝石安山岩類凝灰角礫岩は急崖を作って1km以上にわたり連続

し、不整合の存在は確実である。

以上のように、湯ヶ島層群と白浜層群とは大局的には不整合の関係にあり、後者は著しい追覆を示すものであり、白浜層群の基底近くには、*Miogypsina*、あるいは*Lepidocyclina*を含む火山円礫岩が存在するものと判断される。

なお、個々の地域での湯ヶ島あるいは白浜層群の判定、とくに砕屑岩類に関しては、困難な場合が多い。ここでは、湯ヶ島層群では岩相の変化、あるいは互層形態が比較的大まかであり、白浜層群では乱雑に変化するという差が認められるようである。この観点からみると、湯ヶ島層群中部層としたものの一部では、例えば天城峠南の新道沿いにみられるもの、猿山南西腹の林道沿いのもの、また長九郎山北西腹に広く分布するものの一部などは岩相変化がやや著しく、白浜層群の疑いもあり、再検討の余地がある。さらに、東海岸の縄地から板戸にかけて、また蓮台寺付近の湯ヶ島層群と白浜層群は、両者とも珪化作用の影響を蒙っているために、両者の境界はいささか不確実である。このような地区では、変質鉱物などの解析が有効であろうと考えられる。

また、この地域で湯ヶ島層群に産する貝化石は、白浜層群と共通する点が多く、中新世前期を指示するものの産出しない点も興味もたれる。この点の検討も今後に残された問題である。

II. 6 岩 脈

本地域の湯ヶ島層群および白浜層群は、ひんぱんに岩脈に貫かれており、地質図にはその一部が示されているにすぎない。それらの多くは白浜層群の生成に伴うものと考えられる。閃緑玢岩は石英閃緑玢岩とともに湯ヶ島層群と白浜層群とを貫いている。白浜層群上部を貫き巨大な岩体をなす石英安山岩、また猫越石英安山岩類を貫くものなど、白浜層群とは関係のないものも数多く存在する。

閃緑玢岩は北縁部その他、主として北東部に散在する。主として湯ヶ島層群を貫き、これとときには数mにわたり硬化させている。変質して緑色を呈する粗粒岩で、斑晶として斜長石・普通輝石および紫蘇輝石を、石基として斜長石と石英・普通輝石、変質した紫蘇輝石および緑泥石などの変質鉱物を含有する。

石英閃緑玢岩は湯ヶ島層群とともに白浜層群を貫いている。ときには長径2kmに達する大規模なものも存在する。斑晶は斜長石と普通輝石で、紫蘇輝石はまれに存在する。石基は斜長石・石英・普通輝石・紫蘇輝石などからなる。石基斜長石が長径0.1mmの板状を呈し、その間を多量の石英が埋める粗粒岩から、細粒のものまで種々の岩相がみられる。

細粒石英閃緑岩は沼ノ川部落付近で湯ヶ島層群を貫く。帯緑白色を呈する粗粒岩の小岩体である。鏡下では長径0.7mm程度の斜長石とそのあいだを埋める少量の石英とからなる等粒状組織を呈する。有色鉱物は少量の普通輝石とそれよりも多量の2次鉱物であるアクチノライト（ウラル石）・絹雲母・緑泥石・緑簾石・方解石・鉄鉱とからなる。

玄武岩は、湯ヶ島層群中および白浜層群の凝灰質砂岩・白色凝灰岩をしばしば貫いている。通常は斑晶の少ない普通輝石橄欖石玄武岩であるが、婆娑羅山の南1.5kmなどには、橄欖石斑晶の著しく多い斑状玄武岩もみられる。

第 5 表

| | 1 A† | 2 A | | 1 B | 2 B |
|--------------------------------|--------|-------|----|-------|-------|
| SiO ₂ | 50.23 | 49.49 | Q | 4.84 | 7.39 |
| TiO ₂ | 0.93 | 0.93 | or | 1.60 | 2.56 |
| Al ₂ O ₃ | 17.59 | 20.39 | ab | 18.02 | 16.83 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.44 | 3.74 | an | 37.64 | 45.42 |
| FeO | 6.69 | 5.31 | wo | 5.42 | 1.87 |
| MnO | 0.27 | 0.14 | en | 14.54 | 9.96 |
| MgO | 5.84 | 4.00 | fs | 9.24 | 5.12 |
| CaO | 10.28 | 10.28 | mt | 3.54 | 5.43 |
| Na ₂ O | 2.13 | 1.99 | il | 1.77 | 1.76 |
| K ₂ O | 0.27 | 0.43 | ap | 0.14 | 0.44 |
| P ₂ O ₅ | 0.06 | 0.19 | | | |
| H ₂ O+ | 2.12* | 1.03 | | | |
| H ₂ O- | 1.25 | 1.72 | | | |
| Total | 100.10 | 99.64 | | | |

分析者 1. 田中専三郎
2. 大森 貞子(地質調査所化学課, 新分析)

† TSUYA (1937) p. 240 の No. 25, diabase-porphyrite

* 原著者によって訂正された値

天城峠トンネル北口に露出する岩脈は、斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・(変質した)橄欖石・鉄鉱からなる粗粒玄武岩である。TSUYA (1937) による化学分析値とノルムとを第5表1A・1Bに示す。蓮台寺西方の沢の奥のものは斜長石・輝石の斑晶をもつ輝石玄武岩である。これの化学分析値・ノルムを第5表2A・2Bに示す。

安山岩は、短小な岩脈としてしばしば存在する。変質の著しいものも多いが、また新鮮な普通輝石紫蘇輝石安山岩・普通輝石安山岩も存在する。

石英安山岩は、しばしば広大な面積を占めて存在し、また短小な岩脈もみられる。角閃石石英安山岩・輝石石英安山岩など種々の岩相のものがみられる。なお、長径8kmにも及ぶ岩体でも、深成岩相は全く示さない。

流紋岩はやや幅の広い岩脈としてみられる。下田北方落合付近では湯ヶ島層群を貫く角閃石流紋岩が散在し、松崎の南方の蛇石火山西側では角閃石流紋岩が白浜層群シルト岩類を貫き、下田西方馬込付近では黒雲母流紋岩が輝石安山岩・石英安山岩を貫いている。

II. 7 猫越石英安山岩類

北隣の修善寺図幅地域の延長が、本地域の中央北縁近くの猿山にみられる。湯ヶ島層群を不整合に覆う分布を示し、石英安山岩と輝石安山岩との互層からなり、砂岩・シルト岩をわずかに挟んでいる。ほとんど水平に分布し、厚さは約400mである。化石はみいだされていない。盛谷・沢村 (1965) の猿山安山岩類である。

下部および上部を占める石英安山岩は、それぞれ約100mの厚さを持ち、湯ヶ島層群に接する

基底部には、凝灰角礫岩状を呈する自破碎部が存在し、これに石英細脈が発達している（宮ヶ原東北東）。径1cmに達する大型斑晶に富む斑状岩であるが、石英はまれに認められるのみである。同源捕獲岩に富む。変質して青緑色を呈している。無斑晶質安山岩岩脈にしばしば貫かれる。斑晶は斜長石・石英・普通輝石および紫蘇輝石である。石基は斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・アルカリ長石・ガラス等からなる。

中部を占める安山岩は数枚の熔岩からなり150～200mの厚さをもつ。宮原の東では、石英安山岩を直接覆うが、他では火山円礫岩が介在する。猿山西腹では、礫岩の下部に約1.5mの石英安山岩質砂岩があり、その上に約2mの厚さの、淘汰不良の礫岩がみられる。礫岩の礫は変質石英安山岩・変質安山岩で、その間は緑色砂に埋められる。熔岩はやや変質して暗褐色を呈するが、下位の石英安山岩に似た外観を呈する、普通輝石紫蘇輝石安山岩で、石基にもこの両種の輝石が存在する。

安山岩を覆って、各所に礫岩があり、その厚さはときに60mに達する。猿山の北北西部には、下位から礫岩、灰色凝灰質砂岩、凝灰角礫岩、礫岩と累重し、石英安山岩に覆われている。これらはいずれも固結度が低く、淘汰不良である。礫岩の礫は径30cmの亜円礫であり、凝灰角礫岩にも径5cmの亜円礫が含まれている。なお、猿山の北腹、南西腹には無層理の暗褐色頁岩が存在する。

上記岩類を貫いて少量の斜長石・角閃石を斑晶とする無斑晶質安山岩の岩脈がある。

II. 8 長九郎安山岩類

この地域の中央北寄りの長九郎山付近に分布する。長九郎山の頂上（海拔995.7m）は湯ヶ島層群に由来すると考えられる珪化岩からなり、その東と西に分かれて、海拔600mから900mの高所に本岩類が約160mの厚さで存在する。東では白浜層群上部の輝石安山岩類も覆っている。

長九郎山の南では、変質した湯ヶ島層群上にやや固結した礫層がみられる。これは、ガラス質の未変質安山岩のよく円磨された巨礫からなり、その間は火山砂、白色粘土に埋められている。しかし、その末端、すなわち、池代の北東稜線では白色粘土化した基盤岩を直接安山岩が覆い、また、長九郎山と池代とのほぼ中間の地点で、沢の壁に同様な直接部がみられ、礫層の分布が局地的であることを示している。

本岩類は石英含有普通輝石安山岩の数枚の熔岩からなっており、火山砕屑岩を全く挟んでいない。またきわめて新鮮で、変質した基盤岩に直接する部分でも、節理に沿ってわずかに粘土化が生じているにすぎない。

熔岩は板状節理がよく発達しており、その下底部には、岩滓状部が小規模に存在するのみである。灰青色を呈する中粒の緻密な岩石で、肉眼でも輝石斑晶がめだつ。斑晶として斜長石・普通輝石およびやや多量の石英を含有し、石基は優白質で、斜長石・紫蘇輝石および無色ガラスからなる。

本岩類の時代を指示するものはなにもないが、小規模な陸上火山体の開析された残片と考えられるので、ここでは一応鮮新世の後期と考える。

II. 9 蛇石火山

この地域の南西部に、白浜層群のシルト岩類および輝石安山岩類を覆って、やや広い地域を占めている。石原（1898）によって蛇石火山と命名されたものである。SAMESHIMA and MUTSUURA（1954）による研究がある。



第17図 南方からみた蛇石火山大池の凹地

低平な熔岩台地を作るが、長者原、大池（第17図）および一町田でみられるような凹地があり、長者原でみられるように、厚さ50cmの砂礫層の下に褐鉄鉱と黒色マンガン土とからなる薄層が存在し、温泉作用のあったことを示す例からみても、これらの凹地は火口ないし爆裂火口の跡と考えてよいようである。

数枚の熔岩から構成されており、200m前後の厚さをもつが火山碎屑物はほとんど挟んでいない。熔岩は一般には、柱状節理がよく発達しているが、その末端にあたる海岸部では、塊状ないし自破碎熔岩になっている。きわめて新鮮であるが、岩滓状を呈する部分は風化して泥土化している。

岩石は橄欖石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩で、斑晶は斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鉱および橄欖石からなり、石基は主として、斜長石・紫蘇輝石・普通輝石および鉄鉱からなり、燐灰石・クリストバル石・鱗珪石・金雲母を伴う。常に黄色同源捕獲岩片を包有し、長者原付近でとくに多量にみられる。なお一町田付近で採取した標本中には、モザイク状斜長石・斜方輝石・緑色スピネルおよび鉄鉱（？）の集合からなる捕獲岩片がみられる。

II. 10 天城火山

天城火山は伊豆半島でもっとも雄大な火山であり、修善寺・伊東・稲取・下田の4図幅地域にまたがる。

この地域の北東部には本火山の山体の一部がみられる。古期熔岩・新期熔岩に2分されるが、ともに緻密な輝石安山岩の熔岩流の累重からなり、火山碎屑物はほとんど挟んでいない。この本体の活動末期に生じた稲取泥流は本地域にまで、川津川の西岸に台地をつくっている。本体に侵食が進み、ほぼ現在の地形が完成してから、これを取りまくように、各所に散点的に玄武岩熔岩が岩滓丘を伴って生じている。またその後には噴出した石英安山岩質軽石も本地域にみられる。

本火山の全体または他の図幅地域内の記載はTSUYA（1937）、沢村（1955）、小野・角（1959）、

倉沢（1959）などにある。倉沢（1959）には本体と、とくに周囲の玄武岩についての多数の化学分析値があげられている。

II. 10. 1 輝石安山岩

天城火山の本体をつくる輝石安山岩は中性ないしやや酸性にわたるが、互によく似ている。青灰色または灰白色、緻密で、そのなかに淡色のオートリスを含むことが多い。斑晶として、斜長石・紫蘇輝石・普通輝石をほとんど常に有し、しばしば、橄欖石と石英あるいは角閃石を含む。

角閃石はほとんど常に、完全に細粒の輝石と磁鉄鉱からなるオパサイトとなっている。石基は斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉱・ガラスからなり、ときにアルカリ長石・珪酸鉱物も認められる。なお酸性の安山岩では、石基に普通輝石を欠くこともある。

この地域の北縁には、本体の主要部を構成した新期熔岩があり、これは主として中性の輝石安山岩（ときに橄欖石または角閃石斑晶を含む）からなる。これに先立って生成した古期熔岩からなる登尾山は、400m前後の厚さを持ち、やや塩基性の橄欖石輝石安山岩の数枚の熔岩からなる。登尾山と前後して生成したと考えられる三筋山の古期熔岩は、東隣稲取図幅で浅間山熔岩としたものの連続であり、全体としてやや酸性の安山岩、すなわち紫蘇輝石安山岩・角閃石輝石安山岩からなり、これも300m前後の厚さをもっている。

II. 10. 2 稲取泥流

稲取図幅地域に主として分布し、その一部が川津川沿いに海拔140m以下の台地を構成している。天城火山の輝石安山岩の径数m以下さまざまな大きさの礫とその間を埋める泥土とがきわめて不規則に混合している。白田川上流地域の爆発により生成したものと考えられる。なお稲取図幅地域内の本層中から産出した樹木片の¹⁴C年代は24,950±1250であった（笠原，1964）。

II. 10. 3 玄武岩類

伊東図幅地域内の大室山火山群の活動と前後して天城火山の周辺に散点的に形成されたものの一部である。この地域で最も大規模なものは、比高250m、直径1.5kmの岩滓丘鉢山を構成し、その西麓と南麓から、2kmの距離まで熔岩を流し出している（第18図）。鉢山の北北西2kmには比高10m、径50m程度の低平な小噴石丘があり（第18図）、南方に熔岩が流下している。鉢山の



第18図 鉢山岩滓丘（右中景）と鉢山北北西の小噴石丘（左端下）。登尾山東面から南南東をみる

南東、大池・小池付近には、中間に風化・侵食面をはさんだ2枚の岩滓層が分布する（小野・角、1959, p. 21）。その北端にある小凹地（小池）はこの岩滓層の一つの噴出口であろう。全体の地形からは、この付近の岩滓層の噴出は鉢山よりも古いと考えられる。鉢山西方、登尾山の南面から流出した熔岩は川津川の谷に入り、谷沿いに梨本付近まで流下して、途中で河津七滝とよばれる多くの滝をつくっている。さらに西方沼ノ川付近とその北西にも、山腹から谷へ流下している3つの熔岩流がある。これらのものは噴出口の所在が不明で、さらに古い時期のものらしい。以上の諸事実から、この地域の玄武岩は、断続的に、ある程度の時間にわたって生成したものと考えられる。

鉢山の西麓・南麓にみられるものは橄欖石玄武岩で斜長石と橄欖石を斑晶として、石基は斜長石・橄欖石・普通輝石・鉄鈹およびガラスからなり、少量の紫蘇輝石を含有している。

鉢山の南東川津筏場には、斜長石斑晶に富み、石基も粗粒で粗粒玄武岩に近い普通輝石橄欖石玄武岩がみられる。鉢山の北東の白田川沿いの普通輝石橄欖石玄武岩は、その石基は細粒であるが、筏場の玄武岩と同様石基に多量の橄欖石・普通輝石および少量の紫蘇輝石が存在する。

その他の玄武岩は、いずれも普通輝石橄欖石玄武岩であるが、石基には橄欖石の量が少なく、紫蘇輝石が普通輝石とともに常に存在する。ときには梨本北西方のもののようにクリストバル石が比較的多く認められる。

II. 10. 4 石英安山岩質軽石

北縁部を流れる白田川沿いに、よく淘汰され、成層する軽石層が存在する。地質図には表現していない。国有林界の南側では珪化した湯ヶ島層群上に約3mの厚さでみられ、また玄武岩熔岩の北側に、ほぼ同じ厚さで現われ、長さ15cmの炭化木片を含有している。修善寺図幅地域のカワゴ平から噴出した軽石の2次堆積物であろう。軽石はときには径10cmのものもあるが、通常は2cm前後の大きさである。

なお、沼ノ川付近でみられるように、玄武岩岩滓の下部が白色軽石からなることも、その例は少ないが、存在する。

II. 11 段丘砂礫層

本地域には段丘の発達がきわめて悪く、ごく狭く、以下にのべる比高も小さい数例が認められるだけで地質図上には表現していない。

松崎の東方、大沢温泉の北側には、比高30mの段丘が存在し、巨礫層からなる。

蓮台寺の北約4kmの宇土金には、比高20mの段丘が約600mの間に存在する。亜炭薄層を介する、よく成層した砂層とこれを覆う砂礫層からなる。

蓮台寺の北東側の河内には、稻生沢川沿いの両岸に比高5mの段丘がある。よく円磨された巨礫層からなる。

なお、川津川沿い、湯ヶ野から梨本にかけて海拔120mの段丘面がみられるが、これは鉢山の玄武岩熔岩によるせきとめの結果生じたものと考えられ、同様の例は、その上流萩ノ入部落入口でもみられる。

Ⅱ. 12 崖 錐

本地域には、一般に表土がきわめて厚く発達しており、比較的安定した地域のごとくであって、変質帯が広く発達し、山腹の傾斜も急であるにもかかわらず、山崩れの発生は比較的が少ない。

しかし、過去の大規模な山崩れのあととみられる崖錐は、北西部の大城部落、一色部落北西、門野部落付近、また北東部では鉢山北側などにみられる。いずれも後背地を構成する岩石からなる淘汰不良の礫層からなっている。

Ⅱ. 13 砂 丘

下田の東方の白浜海岸にのみ存在する。白浜神社の南西方に、ほぼ南北方向に200mの間断続し、比高は約10mである。よく固結した砂層からなり、40°を超える急傾斜の斜層理を呈し、貝殻片を多量に含有する。白色を呈し、団結しているために、白浜層群の砂岩と見誤られ易い。しかし、淘汰がきわめて良好な、均一の砂からなっている。

Ⅱ. 14 沖 積 層

松崎、仁科、下田あるいは河津など、規模のやや大きな河川の河口には、平坦な沖積地が存在する。松崎東方の温泉試錐では約50mの厚さで均質な海成砂層からなり、貝殻片を多量に含有している。各地の沖積地も同様な海成砂層からなるものであろう。

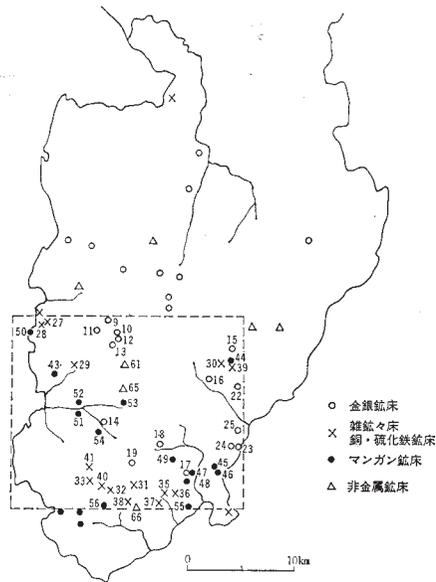
Ⅲ. 応 用 地 質

本地域には、17世紀初頭にすでに隆盛を極めた縄地鉱山をはじめとして、古くから開発された鉱山が少なくない。その多くは、金・銀を主として、銅・鉛・亜鉛・マンガンを伴う浅熱水性鉱脈で、湯ヶ島層群中に、あるいは白浜層群の珪化変質帯に密接して存在する。そのほかには、堆積性マンガン鉱床、珪石・明ばん石・硫黄などを産する熱水交代性鉱床およびいわゆるカリ石英粗面岩がある。また、凝灰質砂岩の一部は、古くは伊豆石とよばれて建築石材として著名であった。変質安山岩の一部は現在碎石として採取されている。温泉は川津川沿いに古くから知られているが、現在では、各地で試錐によりみいだされ、利用されている。

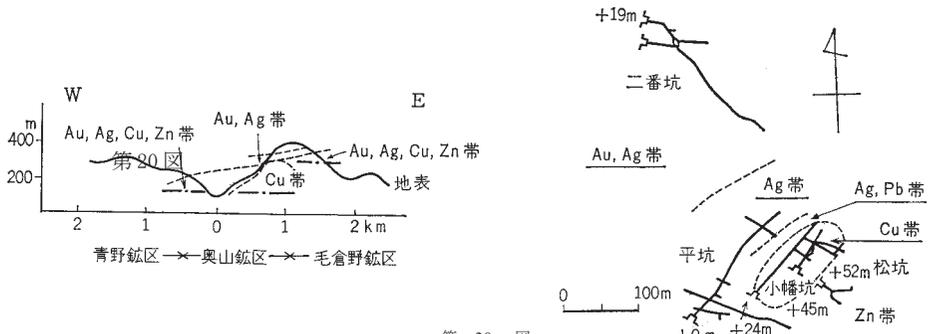
Ⅲ. 1 浅熱水性鉱脈型鉱床

この型の鉱床は、主要鉱物によって分類すると、金銀鉱床、銅鉱床、雑鉱鉱床と黄鉄鉱鉱床に区分され、これにマンガン鉱床が加わるが、一般に鉱脈中の硫化物の晶出順序は、黄銅鉱→閃亜鉛鉱→方鉛鉱→輝銀鉱→自然金の順であって、一つの鉱脈の下部が黄銅鉱、末端は閃亜鉛鉱・方鉛鉱、上部は金・銀という変化もみられ（奥山）、また、黄銅鉱を主とする鉱脈を中心として、閃亜鉛鉱脈、含銀脈、含金脈がそれぞれ別脈をつくり至近に存在する例（佐賀野）もみられ、これらはすべて成因的には密接な関係をもっている（竹内、1968）。

- 鉱山名 (地名)
- | | |
|--------|--------|
| 金銀鉱床 | 雄鉦々床 |
| 9 天城 | 27 粟金崎 |
| 10 宮原 | 28 安良里 |
| 11 祇直池 | 29 堀坂 |
| 12 昌平 | 30 湯ヶ野 |
| 13 丸山 | 31 穴道 |
| 14 光明 | 32 毛倉野 |
| 15 佐賀野 | 33 青野 |
| 16 湯ヶ野 | 35 小松野 |
| 17 蓮台寺 | 36 三倉 |
| 18 三金 | 37 白金 |
| 19 加増野 | 38 青市 |
| 22 沢田 | マンガン鉱床 |
| 23 繩地 | 43 野池 |
| 24 蓮上山 | 44 佐賀野 |
| 25 大松 | 45 高根山 |
| 鋼鉱床 | 46 白浜 |
| 39 佐賀野 | 47 蓮台寺 |
| 40 奥山 | 48 大沢 |
| 黄鉄鉦々床 | 49 横川 |
| 41 岩科 | 50 安良里 |
| 非金屬鉱床 | 51 南郷 |
| 61 仁科 | 52 埴輪 |
| 65 池代 | 53 池代 |
| 66 一条 | 54 小杉原 |
| | 55 相ノ山 |
| | 56 伊豆 |



第19図 伊豆半島の鉱床分布と下田地域の鉱山名 (竹内, 1968による)



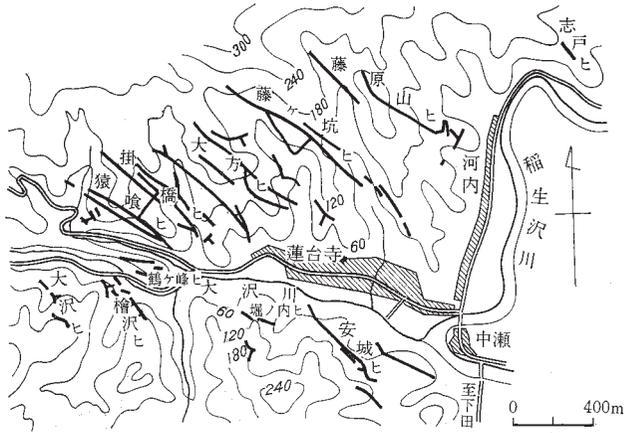
奥山鉱床の帯状配列。破線は最低採鉱水準をしめす (竹内, 1968による)

佐賀野鉱床の帯状配列 (竹内, 1968による)

金銀鉱床のうち、主要なものは蓮台寺および繩地鉱床である。

蓮台寺鉱床は下田の北西4kmの蓮台寺温泉周辺に、湯ヶ島層群中にあるが、鉦化作用は白浜層群にも及んでいる。16世紀末に発見されていたといわれ、その盛んに採掘されたのは1915年頃からであり、1943年に休止して以後回復が試みられたが、海拔11m以下は65℃の温泉にみだされているためもあって、現在は休山となっている。

鉱床は多くの平行脈群からなる(第21図)。おおむね北西-南東の走向を示し、多くは南に75°の急傾斜をなし、走向延長は200~900m、脈幅は30~200cmで変化に富み、ときには10mに膨大する。昭和30年後半の精鉦品位はAu4.2gr/t、Ag28gr/tであったが、一般に含銀量が著しく高く、銀金比は60に達する点の特徴である。また南西端の大沢ヒトと桧沢ヒトはテルル鉦物を産し、



第21図 蓮台寺地鉄脈分布図（竹内，1968による）

その北側の珪化帯のほぼ中心にある鶴ヶ峰ヒおよび猿喰ヒは銅鉱に富んでおいて、これより北東方に併列する掛橋ヒ、大方ヒ、藤ヶ坑ヒなどは、いずれもマンガン鉱を伴う特徴を示している。

縄地鉱床は東海岸中部の縄地周辺を占めている。北東部の天嶺山付近は大松山鉱山、南東部を縄地鉱山、南西部は運上鉱山とよばれて、運上鉱山は17世紀に隆盛を極め、大松山鉱山は明治年間に稼行され、縄地鉱山は昭和年間に探鉱され、現在も小規模に採掘されている。

運上鉱山は湯ヶ島層群の変質安山岩中であって、他は白浜層群の石英安山岩中にある裂カ充填石英脈で、運上山にはほぼ東西に走る平行脈が3本、大松山にはほぼ北西 - 南東に走る多数の平行脈があり、そのうちの5本が稼行され、縄地には多数の鉱脈があり、そのうち銀一ヒが現在おもに稼行されている。銀一ヒの平均品位は、 $\text{Au}5.4\text{gr/t}$ 、 $\text{Ag}89\text{gr/t}$ で含銀量が著しく高い。

銅鉱床としては、佐賀野および奥山の2鉱床がみられる。

佐賀野鉱床はこの地域の北東縁に近く存在する三筋山の西麓に、湯ヶ野から約4kmの地点にある。付近は湯ヶ島層群に属する緑色砂岩、緑色凝灰角礫岩を主として変質安山岩、火山円礫岩を挟む地層が分布し、これを貫いて数本の無斑晶質安山岩岩脈が存在する。この安山岩岩脈に沿う青色粘土中に、含金石英脈および黄銅鉱を含有する赤鉄鉱石英脈が発達している。石英脈の幅は10～50cmで、規模は小さいが、銅品位は高い。

奥山鉱床はこの地域の南縁の中央より西によった岩樟園から青野にかけての地域を占めており、延長8km、幅2kmにも達する巨大な石英安山岩と、これを貫く、多くの輝石安山岩および閃緑玢岩の岩脈から構成されている。これらは熱水作用のために、珪化、粘土化、緑泥石化等を受け、かなり広い変質帯が形成されている。

鉱脈は含金銀銅石英脈で $\text{N}50\sim 70^\circ \text{W}$ のほぼ一定した走向をもって平行配列している。最も大きい梅ヒは延長900m、平均脈幅は94cmである。鉱石鉱物は黄銅鉱、黄鉄鉱を主として閃亜鉛鉱がこれに次ぎ、少量の方鉛鉱、微量の自然金、輝銀鉱が伴われている。

雑鉱鉱床は、鉄、銅、鉛、亜鉛等の硫化物からなる複雑な鉱物組成をもつ鉱脈からなっており、湯ヶ野鉱山（川津川流域の鉢山南西麓）のように重晶石を多く伴い、黒鉄式鉱床に近いものがあるが、いずれも規模は小さい。

黄鉄鉱鉱床は、北西部の仁科川上流にあつて、黄鉄鉱石英脈からなるが規模は小さい。

マンガン鉱床としては、この地域には次節にのべる堆積性鉱床が多いが、蓮台寺鉱山にみられるように脈石として多量に産する例があり、また下田北方の万蔵山には、流紋岩岩体中に微量の金を含有するマンガン石英脈があり、かつて稼行されたという例もまた存在する。

III. 2 堆積性マンガン鉱床

この型の鉱床としては、石英安山岩質火山円礫岩の中に、層理と調和的に介在する型（池代鉱山、小杉原鉱山）と、石英安山岩あるいは輝石安山岩中の割れ目を埋めて、または団塊状をなして存在する型（峯輪、安良里、野畑鉱山など）とがある。後者は鉱脈と漸移する型とも考えられるが、そのほとんどが石英安山岩類ないし白色凝灰岩類中に存在すること、鉱石は脈石を伴わぬこと、母岩に変質のみられぬことから、この項に含めた。いずれも小規模のものである。

池代鉱山は松崎の東約8kmの池代部落の北に、輝石安山岩脈の北に接して谷の両側に存在する。白浜層群の基底をなすと考えられる火山円礫岩の基質として、また層状をなして存在している。谷の西の道路では、輝石安山岩に貫かれて堅硬となっている。その東側の坑道内では45cmの厚さの赤色チャート上に約20cmの厚さで黒色マンガン鉱があり、白色軽石凝灰岩に覆われる。なお、鉱層の厚さの変化は著しく、ときには1mに達した。谷の東側では、円礫岩中に礫を膠結する物質として、または団塊鉱として産し、ときには礫岩上部にはよく円磨された礫、すなわち漂積鉱としても産する。ここには繊維状を呈するトドロキ石がセピオライト ($2\text{MgO}\cdot 3\text{SiO}_2\cdot 2\text{H}_2\text{O}$) とともに産する（竹内、1968）。なお鉱層は $\text{N}70^\circ \text{W}$ 、 25°N で分布する。

小杉原鉱山は、池代の南西約2kmの小杉原部落西側にあり、池代と同様石英安山岩質火山円礫岩中に礫の間を埋めており、トドロキ石も産する（盛谷・沢村、1965）。

III. 3 熱水性交代鉱床

この地域には、硫黄変質作用によって生じた珪化帯、粘土化帯が広く発達し、その一部が非金属鉱床となっている。

珪石鉱床としては、一般には鉄、アルミナの溶脱が不十分で品位不良であるが、北東隅の白田川上流、あるいは長九郎山山頂にやや品位良好のものが、小露頭をなして存する。

明ばん石鉱床は長九郎山北腹で、アルミナ資源として昭和10年代に採掘されたことがある。強珪化帯の周辺にやや広く存在する。

硫黄は、白田川上流の珪化岩の孔隙を埋めて少量存在する。

絹雲母質粘土は、南縁中部に存在する一条部落付近で、黒雲母流紋岩が熱水作用によって変質交代されて、生成している。古くは金銀等の金属鉱山として一条鉱山の名で稼行された。粘土の採掘は一条坑で行なわれている。鉱体はその走向 ($\text{N}80^\circ \text{W}$) 延長は150m以上、傾斜延長60m以

上で脈幅30cm以上のレンズ状をなしている。

絹雲母質粘土の鉱物学的諸性質についてはHASHIMOTO (1952) の報告がある。

鉱石は多量の絹雲母、少量のカオリン、石英からなり硫化鉱物を伴い、製紙用となる。

カリ石英粗面岩は、下田の東側の万蔵山にみられる。その新鮮な部分は斜長石流紋岩であるが、その岩体の大部分はきわめて不規則に変質作用を蒙り、カリが濃集して、時には10%にまで富化している。

Ⅲ. 4 石 材

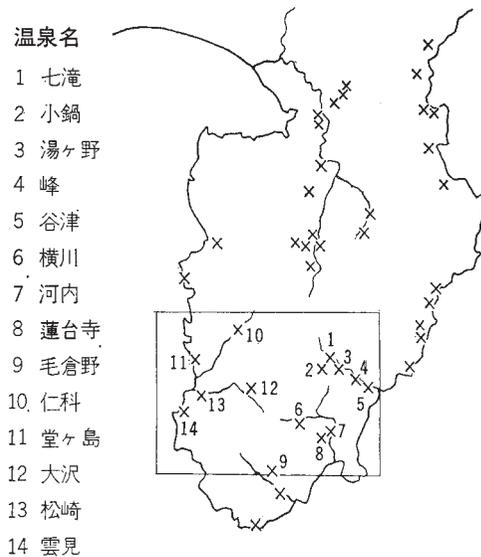
湯ヶ島層群の緑色凝灰質砂岩および凝灰質シルト岩、および白浜層群の凝灰質砂岩の一部は、伊豆石として、明治から大正にかけて、盛んに切出された。川津川下流で、沢田から田中にかけて坑道が通じており、大量採石の跡を示し、また縄地付近、蓮台寺南西稜線、松崎・仁科付近などにも採石の跡があるが、現在ではほとんど利用されていない。

現在は、松崎東方の小杉原付近で湯ヶ島層群の変質石英含有安山岩類、峰温泉北西方、下田西側の輝石安山岩脈などが、碎石としてやや大量に採取されている。

Ⅲ. 5 温 泉

温泉は、第22図に示したようにきわめて豊富であり、西海岸の堂ヶ島、松崎、雲見のように、1,000m以内の試錐によって新しく開発が盛んに行なわれている。

泉質は単純泉あるいは弱食塩泉であり、その温度は、峰、湯ヶ野が90°以上、仁科、横川、あるいは毛倉野に30°以下のものがみられるが、他は50°前後である。湯量は峰・谷津地区で毎分



第22図 伊豆半島温泉分布図

7t, 蓮台寺で毎分3t, なお蓮台寺鉦山坑内, 峰温泉の大噴湯は毎分1tの大量を湧出している。

文 献

I. 地質関係

- FISKE, R. S. (1969): Recognition and Significance of Pumice in Marine Pyroclastic Rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 80, p. 1 ~ 8.
- HANZAWA, S. (1931): On Some Miocene Rocks with *Lepidocyclina* from the Izu and Boso Peninsulas. *Tohoku Univ. Sci. Rep. Ser. 2*, vol. 12, no. 2a, p. 159 ~ 170.
- 星野通平(1965): 伊豆半島西側の大陸斜面から採集された軟体動物化石と伊豆半島の地質構造, *地球科学*, no. 80, p. 23 ~ 28
- 茨木雅子(1961): 静岡県田方郡中伊豆町白岩産レピドシクリナについて, *地学しづはた*, no. 25, p. 19 ~ 30
- 石原初太郎(1898): 伊豆半島火山地質調査報文, 震予調報告, no. 17, p. 3 ~ 49
- 伊藤通玄・岩橋 徹・鮫島輝彦・土 隆一(1967): 伊豆半島の第三系, *静大地研報*, vol. 1, p. 5 ~ 10
- 笠原芳雄(1964): 稲取泥流の絶対年代—日本の第四紀層の¹⁴C年代X V—, *地球科学*, no. 75, p. iii
- 北村 信・高柳洋吉・三井 忍(1968): フオッサマグナにまつわる第三紀問題, *地質学会総合討論会資料*, p. 62 ~ 71
- 神津俣祐(1913): 伊豆国南部地質略説, *地調報告*, no. 38
- 久野 久・小池 清(1949): 伊豆修善寺付近の湯ヶ島層群, *地質雑*, vol. 55, p. 28 ~ 32
- 倉沢 一(1959): 伊豆・天城火山群の岩石学のおよび化学的性質, *地球科学*, no. 44, p. 1 ~ 18
- 松丸国照(196): 南部フオッサマグナの *Lepidocyclina* に関する 2, 3 の問題, *地質学会総合討論会資料*, p. 93 ~ 98
- MIKAMI, K. (1952): On the So-called Potash-liparites from Manzoyama, Shimoda, Izu Peninsula. *Sci. Rep. Yokohama National Univ.*, Ser. 2, no. 1, p. 55 ~ 67.
- 水野篤行(1957): 日本の新生代の堆積区とその変遷(3)—西南日本太平洋側地域の第三紀地史, *新生代の研究*, no. 24 ~ 25, p. 28 ~ 41
- 盛谷智之・沢村孝之助(1965): 伊豆半島松崎付近の第三系, *地調月報*, vol. 16, p. 535 ~ 545
- 望月勝海(1956): 20 万分の 1 静岡県地質図および解説, 静岡県
- 中島謙造(1887): 20 万分の 1 地質図幅「静岡」, 地質調査所
- 西山正吾(1886): 20 万分の 1 地質図幅「伊豆」, 地質調査所
- 大久保純男(1961a): 伊豆半島河津町梨本・奥原および上佐ヶ野の石灰岩について, *地学しづはた*, no. 24, p. 14 ~ 17

- 大久保純男(1961b): 南伊豆河津川流域の地質, 地学しづはた, no. 25, p. 12 ~ 17
- 大口健志(1968): 湯ヶ島層の変質について(演旨), 岩鉱, vol. 59, p. 171
- 小野晃司・角 清愛(1959): 5 万分の 1 地質図幅「稻取」, 地質調査所
- SAITO, T. (1963): Miocene Planktonic Foraminifera from Honshu, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. 2*, vol. 35, p. 123 ~ 209.
- 鮫島輝彦(1955): 伊豆半島南部の地質, 地学しづはた, no. 8, p. 15
- 鮫島輝彦(1966): 伊豆半島の地学案内, 静岡県地学会
- SAMESHIMA, T. and MUTSUURA, M. (1954): Jaishi Volcano, South Izu. *Rep. Lib. Arts Fac. Shizuoka Univ. Natural Sci.*, no. 5, p. 43 ~ 45.
- 鮫島輝彦・松井孝友(1960): 静岡県賀茂郡南伊豆町差田付近の地質, 地学しづはた, no. 23, p. 16 ~ 18
- 鮫島輝彦・岩橋 徹・土 隆一・伊藤通玄・黒田 直(1968): 伊豆半島の地質に関する諸問題, 地質学会総合討論会資料, p. 87 ~ 92
- 沢村孝之助(1955): 5 万分の 1 地質図幅「修善寺」, 地質調査
- 静岡県(1951): 伊豆半島, 伊豆国立公園候補地学術報告
- 角 清愛(1958): 5 万分の 1 地質図幅「神子元島」, 地質調査所
- 鈴木 醇(1921): 天城火山付近の地質, 地質雑, vol. 28, p. 431 ~ 448
- 田山利三郎・新野 弘(1931): 伊豆半島地質概報, 斎藤報恩会報告, no. 13, p. 1 ~ 30
- 高島 清(1953): 静岡県伊豆半島中部の緑色岩類について, 地調月報, vol. 4, p. 137 ~ 142
- 田村彰司(1953): 伊豆半島における *Lepidocyclina* の産地, 地学しづはた, no. 1, p. 19 ~ 21
- 徳田貞一・大塚弥之助(1936): 南伊豆須崎・白浜付近の化石, 地質雑, vol. 43, p. 623 ~ 626
- TSUCHI, R. (1965): A Note on Mollusca from "Shirahama" Group near Matsuzaki, West Coast of Izu Peninsula. *Rep. Fac. Shi. Shizuoka Univ.*, vol. 1, p. 47 ~ 51.
- TSUYA, H. (1937): On the Volcanism of the Huzi Volcanic Zone, with Special Reference to the Geology and Petrology of Idu and the Southern Islands. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 15, p. 215 ~ 357.
- 渡部景隆・見上敬三・鈴木 信(1952): 白浜層群の堆積状況, 地質雑, vol. 58, p. 93 ~ 100
- 渡部景隆・遠藤正夫(1958): 伊豆天城山南部の湯ヶ島層群, 地質雑, vol. 64, p. 310 ~ 311

II. 応用地質関係

- 福地信世(1907): 伊豆半島鉱床, 地質雑, vol. 14, p. 149 ~ 155, p. 180 ~ 187
- 遠藤正孝(1964): 伊豆半島奥山産テルル鉱物ならびに近接鉱山産の鉱石の組織について, 岩鉱, vol. 51, no. 98 ~ 107
- HASHIMOTO, S. (1952): On the Clay Deposit of Ichijo, Studies on the Rock Alteration in Ore Deposits No. 3. *Misc. Rep. Ins. Nat. Res.*, no. 28, p. 70 ~ 77.
- KATO, T. (1924): Penwithite from Kawadzu Mine in the Province of Idzu. *Jour. Geol.*

Soc. Jap., vol.31, no.19 ~ 22

- Kato, T.(1930): Inesite as a Characteristic Gangue Mineral of Tertiary Gold-Silver Veins Found in the Province of Idzu. *Jour. Geol. Soc. Jap.*, vol.37, p.35 ~ 38
- 加藤武夫(1933): 伊豆国蓮台寺鉱山産酸化テルル鉱(tellurite), 地質雑, vol.40, p.227
- 加藤武夫・柴田秀賢・中本 明(1933): 伊豆国蓮台寺鉱山の含テルル金銀鉱脈特にその中に産する酸化テルル鉱(tellurite)に就いて, 地質雑, vol.40, p.234 ~ 241
- 川崎重太郎(1903): 伊豆の鉱山の地質および鉱脈, 地質雑, vol.10, p.150 ~ 160, p.193 ~ 206, p. 231 ~ 238
- 増井靖也(1958): 伊豆地代マンガン鉱床について, 地学しづはた, no.16, p.45 49
- 中本 明(1933): 伊豆河津鉱山桧沢産テルル鉱について(訂正), 地質雑 vol.40, p.812 ~ 813
- 岡田家武(1931): 静岡県蓮台寺イネス石, 岩鉱 vol.5, p.213 ~ 214
- 桜井欽一・高須新一郎(1957): 静岡県地代鉱山産トドロキ石類似鉱物, 鉱物雑, vol.3, p. 241 ~ 243
- 柴田秀賢(1930): 伊豆河津産イネスサイト, 地質雑 vol.37, p.181
- 静岡県商工部(1958): 伊豆半島におけるマンガン鉱床調査報告
- Takasu, S.(1955): On inesite form Rendaiji. *Miner. Jour.*, vol.1, p.242 ~ 249
- 竹内正辰(1960): 伊豆佐賀野鉱床の鉱化作用, 静大教研報, no.11, p.152 ~ 160
- 竹内正辰(1961): 伊豆半島における鉱脈の方向, 静大教研報, no.12, p.187 ~ 199
- 竹内正辰(1964): 伊豆奥山銅鉱床の概要, 静大教研報, no.16, p.99 ~ 112
- 竹内正辰(1966): 伊豆半島の酸化マンガン鉱床, 静大教研報, no.16, p.50 ~ 66
- 竹内正辰(1966): 静岡県池代マンガン鉱床について, 静大教研報, no.16, p.67 ~ 91
- 竹内正辰(1967): 伊豆半島の Todorokite 鉱床にともなう Sepiolite について, 静大教研報, vol.1, p.11 ~ 16
- 竹内正辰(1968): 静岡県の鉱床とその鉱物, 静岡県地学会資料 no.3, p.16 ~ 24
- 坪谷幸六(1937): 南伊豆の地質及び鉱床, 地質雑, vol.44, p.545
- 渡辺万次郎(1934): 蓮台寺鉱山産紫赤色テルル銅鉱について, 岩鉱, vol.12, p.79 ~ 86
- 渡辺武男(1935): 静岡県河津鉱山桧沢脈産自然テルルの結晶, 岩鉱, vol.13, p.125 ~ 129
- 山岸忠夫(1960): 伊豆半島における温泉の地理的分布と地質構造との関係, 山岸教授退官記念会

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Tokyo (8) No. 105



GEOLOGY OF THE SHIMODA DISTRICT

By

Kōnosuke SAWAMURA, Kiyoshi SUMI, Kōji ONO

&

Tomoyuki MORITANI

(Written in 1969)

(Abstract)

GEOLOGY

The area surveyed covers the southern part of the Izu peninsula which constitutes the core of "Southern Fossa Magna", the southern part of a great Neogene depression traversing the Japanese mainland from north to south at the central part. Along this tectonic depression, a violent submarine volcanism took place and accumulation of its products went on throughout the Neogene. The area emerged in the late Pliocene but volcanism has continued active through Quaternary and formed many subaerial volcanic cones. A summary of the stratigraphic sequence is given in Table 1.

The oldest formation of this area is the Yugashima group, which is a thick volcanic complex of more than 3,500m in thickness. Geologic age of the formation is probably early or middle Miocene, although it is not precisely determinable

Table 1 Stratigraphic Sequence

| Period | Unit | Thickness | Notes |
|------------|-------------------|--------------------------------|--|
| Quaternary | Amagi Volcano | Basalts | Alluvium, Sand dune, Detritus Terrace deposit |
| | | Inatori mudflow | |
| | | Main body of pyroxene andesite | |
| Pliocene | Jaishi Volcano | 200m | |
| | Chōkurō Andesites | 160m | |
| | Nekko Dacites | 400m | |
| | Shirahama Group | 700m ± | Pyroxene andesites Tuffaceous siltstones Tuffaceous sandstones Limestone Rhyolites White tuffs Dacites Aphyric andesites Basalts |
| Miocene | Shirakawa Basalts | 700m ± | |
| | Yugashima Group | 3,500m ± | Quartz andesites Tuffaceous sandstones and pumice tuff Pyroxene andesites |

because of the lack of leading fossils.

The group in this area is divided roughly into three parts: the lower part is composed of lava and tuff breccia of pyroxene andesite and basaltic andesite; the middle part is a thick accumulation of marine pyroclastic sediment intercalated with a few beds of pumice tuff, and contains shallow-sea shell fossils; the upper part is made up of lava and coarse-grained pyroclastic rocks of quartz andesite and pyroxene andesite.

The rocks of the group have been subjected to the low-grade metamorphism to form zeolites, chlorite and sometimes epidote. The principal structure of the group is gentle folding with the axes trending E-W or NW-SE directions and the dip of strata is about 30° at the wings, but the later faults cut this group to form many separate blocks.

The Shirakawa basalts cover the Yugashima group unconformably. It consists of aphyric basalt and intercalated well-bedded tuffaceous sandstone and siltstone. The thickness of this formation is about 700m, but no fossil has been found.

The Shirahama group overlies the Shirakawa basalts and the Yugashima group with unconformity. It occupies more than half of this area, while its thickness

is rather small being 700m at most. The most characteristic feature of the group is the variety of rock facies interfingering each other. Generally speaking, they are grouped into three parts : the lower, the middle and the upper. The components of the lower part are predominant dacite lava and its thin white tuff, a lot of thin layers of basalt and aphyric andesite intercalated in the former, and a thick pile of rhyolite volcanic breccia found at the top of this part. Dacites are well developed along the northwestern and southern peripheries of the area, and especially in the latter there are found thick massive beds of pyroclastic flow deposit formed in the shallow water. The middle part is composed predominantly of tuffaceous sandstone and siltstone, which are highly variable in their grain size both laterally and vertically, and are rich in cross lamination. The sandstone contains the fossil shell fauna of the late Miocene age, and the faunal composition indicates the depth of 50 to 150m. The upper part consists mainly of pyroxene andesite lava, volcanic breccia and volcanic conglomerate. However, at the base are also partly developed other facies, such as basaltic andesite or olivine-pyroxene andesite in the northeastern area and acidic pyroxene andesite in the southern end.

As a particular facies in the group, there are several lenses of limestone or volcanic conglomerate with calcareous matrix at or near the base. Although small in size, they are very important, because in some of them are found such leading fossils as *Lepidocyclina nipponica* (HANZAWA), *L. angulosa* (PROVAL) and *Miogyssina kotoi* HANZAWA. These foraminifera are generally believed to be of early Miocene in the other places of Japan so far, but this common view does not seem to fit here, because the shell fossils found in the same group are all of late Miocene. Judging from the above-mentioned facts, the geologic age of the Shirahama group seems to be middle to late Miocene.

The rocks of the group is usually very fresh except in the areas of solfataric activities, along which the rocks are altered to silica stone, alunite-bearing clay or green earth. In some places such peculiar phenomenon as concentration of potash in rhyolite is also found.

Dikes or intrusive rocks occur abundantly in this area. Rock species of dike are usually of basalt, andesite and rhyolite. Some small masses of diorite porphyrite or quartz diorite porphyrite are found in the Yugashima and Shirahama groups. Dacites in gigantic mass are not a few in this area, and some of them intrude the upper part of the Shirahama group. They always show volcanic texture instead of plutonic features regardless of the size of the bodies.

The Nekko dacites are composed of thick lava flows of pyroxene dacite and pyroxene andesite, and partly of intercalated thin layers of loose sandstone or conglomerate. They sit flat unconformably on the Yugashima group. Although no fossils are found in the formation, it is supposed to be Pliocene from its lithologic characters.

The Chōkurō andesites are the remains of a deeply dissected subaerial volcano, made up of quartz andesite lava. The rocks are very fresh as compared with the silicified ones of underlying Yugashima group. The age of this volcano is presumably of late Pliocene.

The Jaishi volcano is situated in the southwestern part of this area. It is made up only of lava flows of olivine-pyroxene andesite, lacking in pyroclastic intercalations. It forms a flat plateau as a whole with a few small depressions on the surface, which seem to be remains of pit crater or explosion crater. It seems to have been active during early Quaternary.

The Amagi volcano is situated at the northeastern corner of this district and only southwestern part of the volcano is distributed in it. The main body is composed of lava flows, without pyroclastics, of pyroxene andesite, which sometimes carries phenocrysts of olivine or hornblende. The main body seems to be constructed in Quaternary and at its final stage of the activity there occurred an explosion resulting the outflow of the Inatori mudflow deposited along the west side of the Kawazu river. Activity of parasitic basalt volcanoes took place in Holocene after a long period of erosion of the main body. They are located on the foot of the main volcano all around, and some of them compose beautiful scoria cones. The lavas are olivine basalt or augite-olivine basalt.

Detritus or Alluvium are poorly developed in this area, occupying only restricted narrow places.

ECONOMIC GEOLOGY

One of the most important natural resources in the Izu peninsula is gold, and it is said that the dawn of its fullscale exploitation goes back to the end of the 16th century, when the Rendaiji and Nawaji mines in this area were first worked. But these mines are now almost worked out and closed. The Rendaiji mine was famous for the occurrence of telluride gold ore.

The above-mentioned gold deposits are of epithermal veins, in which silver, copper, zinc, and lead are contained in addition. Another type of metallic deposit in this area is sedimentary and related manganese deposit and some of them contains radial aggregates of todorokite, a manganese dioxide. Most of them occur on a small scale near the basal part of the Shirahama group, especially being accompanied with *Lepidocyclina* limestone at the Ikeshiro mine.

All the non-metallic deposits are the product of hydrothermal replacement by solfataric activities. They are sericitic clay, silica stone, alunite, sulphur and potash rhyolite. Only the sericitic clay is now mined at the southern end of this area as raw material for the paper industry.

Hot springs of this area seem to be clustered along the three zones running parallel to the NW-SE direction. Most springs are natural spring, while those at the west coast are discovered by drilling about 700m deep.

昭和45年7月17日 印刷
昭和45年7月24日 発行

工業技術院
地質調査所

印刷者 田 中 実
印刷所 田中幸和堂印刷株式会社

© 1970, Geological Survey of Japan