

15. 伊豆七島新島の火山

地震研究所 津屋 弘 達

(昭和12年2月16日發表—昭和12年12月20日受理)

緒 言

昭和11年12月27日午前9時14分頃、伊豆七島中の新島附近に局部的の強震が起り、夫に因つて同島を初めとして附近の式根島及び利島に於いて多少の損害が生じた。之等の島々は何れも火山島で、特に新島は有史時代の噴火記録を有し、従つて若し今回の地震が之等の島の何れかの火山の潜伏的活動に關係して起つたものとするれば、其關係を暗示する様な現象が其火山の附近に現れ、或は地震に因る被害、地變等の分布に認められるかも知れないと考へられたので、昭和12年1月末より2月初めの約10日間、筆者は震災の最も甚しかつた新島の地震に因る地變を調査すると共に、同島の火山の構造を全般的に觀察した。其結果、今回の地震が新島の火山の潜伏火山活動或は同島の地下の地質構造に特に關係して起つた事を推定せしめる様な現象は認められなかつた。今回の地震の規模、被害及び地變の程度、分布等は既に萩原、表兩學士¹⁾に依つて報告せられ、又松澤博士其他の諸氏²⁾に依つても論ぜられてゐるから、茲では主として新島の火山の構造に就いて筆者の觀察し得た結果の概要を報告するに止める。

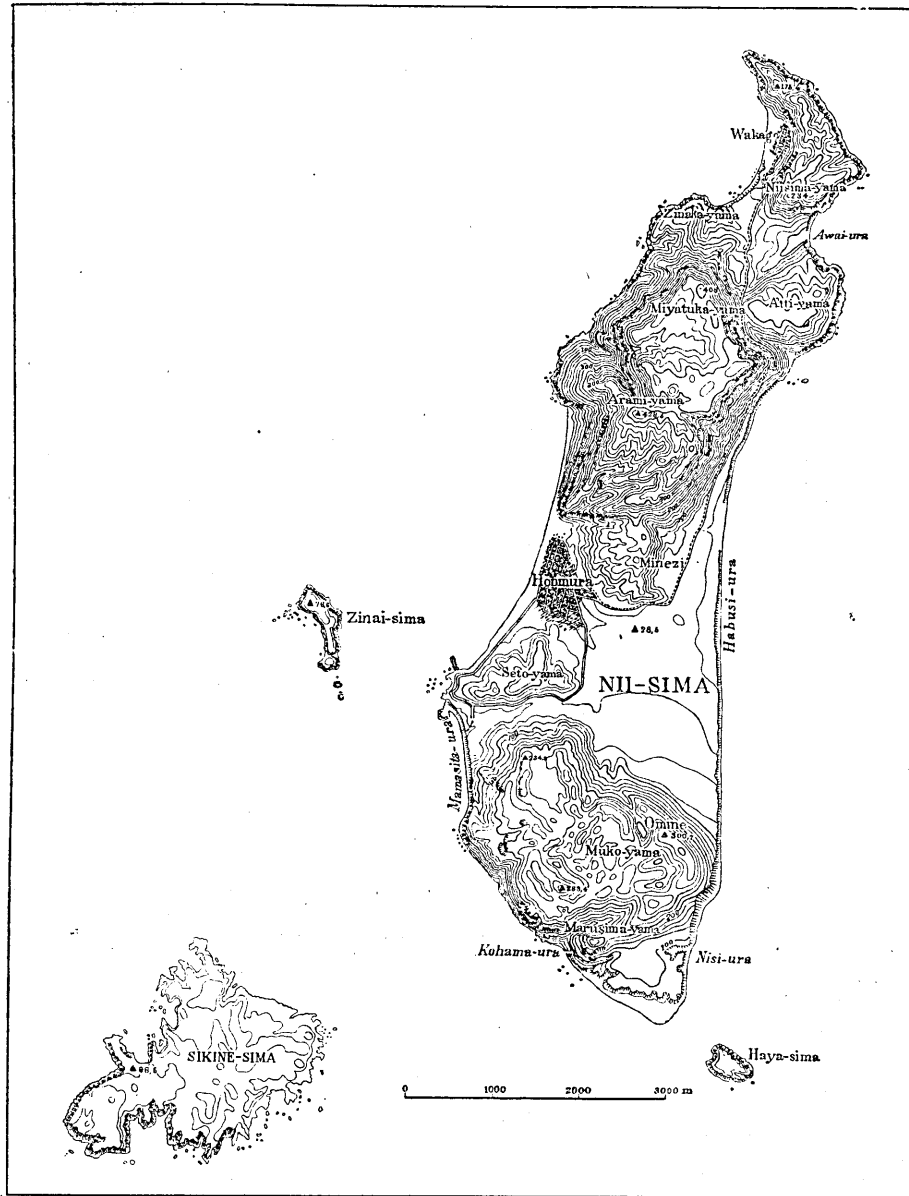
新島の地質

新島は北北東—南南西の方向に約11kmの長さと夫に直角の方向に最も廣い所で約2.5kmの幅とを有する狭長な島で、地形的には宮塚山(海拔408m)及び夫に接續する北部山地、向山(海拔283.4m)及び夫に接續する南部山地、及び南北兩山地を連ねる本村の低地(海拔30~60m)の三部に分たれ(第1圖)、地質的には島の北端近くの若郷附近に見られる玄武岩質火山砂礫層を除けば、全島到る處流紋岩類の熔岩及び同質の火山灰砂層に依つて構成されてゐる。即ち、同島の南北兩山地は何れも流紋岩火山の集合してゐる部分である。此流紋岩火山の大多數は神津島の流紋岩火山と同

1) 萩原尊禮、表俊一郎、震研彙報、15(1937)、561~568.

2) 波江野清藏、河角廣、岸上冬彦、松澤武雄、鈴木武夫、吉山真一、地震、9(1937)、45~55.

様に第四紀に噴出した新しい火山と考へられ、斯る新しい流紋岩火山は本邦に於いて極めて稀であるのみならず、世界に於いても比較的少數知られてゐるのみである。



第1圖 伊豆七島新島地形圖。

第 I 表

福地 學士	辻村 學士
富士岩灰砂層	石山トロイデ
白ママ層	大峰ホマーテ
流紋岩類	白ママ層
I. 雲母流紋岩類	富士岩火山礫
1. 向山式熔岩	完全なるトロイデ…アツチ山
2. 淡井浦式熔岩	原形を有する流紋岩床
3. 羽伏浦式熔岩	新島山
4. 跡見ズノ澤式熔岩	宮塚山
II. 角閃石流紋岩類	早島
5. 地内島式熔岩	峰路
6. 若田式熔岩	最舊期流紋岩床
7. 堂丸式熔岩	地内島
III. 輝石流紋岩類	式根島
8. 西ノ浦式熔岩	
9. 根武崎式熔岩	

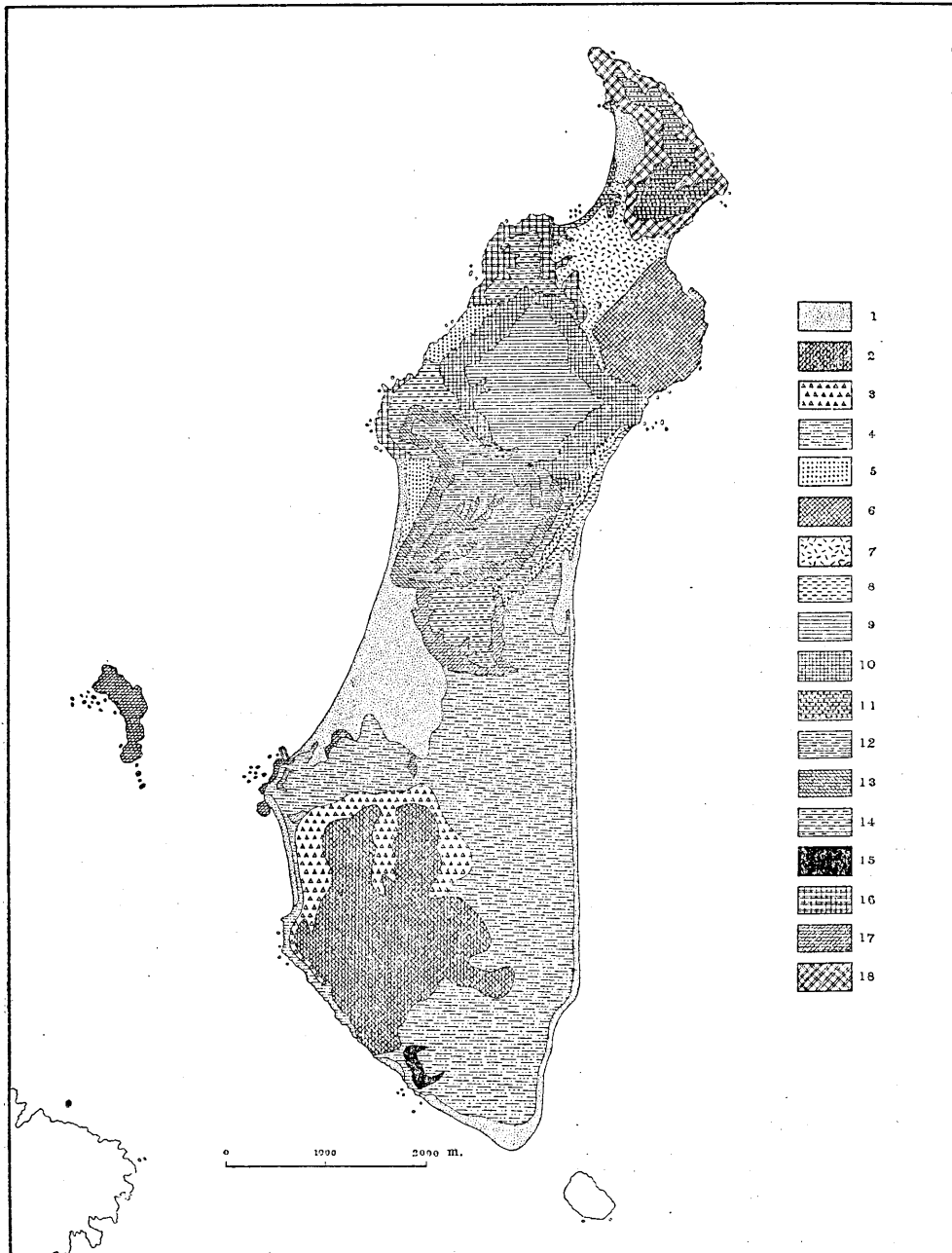
新島は曾て故福地學士³⁾及び辻村學士⁴⁾に依つて夫々地質學的及び地形學的に調査せられた。第I表は兩學士に依る新島の地質的及び地形的區分を示す。筆者も亦先に神津島火山⁵⁾の構造及び岩石を研究するに當つて、兩三度新島の地形及び地質を觀察し、採集した數種の代表的岩石の岩石學的性質を検べた事があるが、當時の觀察は主として福地、辻村兩學士の報告に従ひ、單に新島、神津島兩島の火山構造及び岩石を對比するに必要な程度の局部的の結果を得たに過ぎなかつた。今回の調査の結果新島の地質區分に就いて從來の夫とは多少異なつた事實が判明した。即ち、同島の熔岩類及び堆積層は筆者の觀察に依れば舊より新に順次下記の如く區別される。

1. 瀬戸山熔岩、峰路熔岩、及びヂナーカ山熔岩。
2. 大三山凝灰岩及び同凝灰角礫岩層。
3. 島分澤凝灰岩層。
4. 赤崎ノ峯熔岩及び同灰砂層。
5. 新島山熔岩及び丸嶋山熔岩。
6. 若郷玄武岩砂礫層。
7. 宮塚山熔岩、同灰砂層、及び羽伏浦灰砂層。
8. 淡井浦灰砂層。

3) 福地信世, 震像報告, 39 (1902), 4~40.

4) 辻村太郎, 前同, 89 (1918), 57~95.

5) H. TSUYA, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 7 (1929), 269~334.



第 2 圖 新 島 地 質 圖。

1, 砂丘砂層. 2, 向山熔岩. 3, 向山灰砂層. 4, 白ママ層. 5, 屋錐砂礫層. 6, アツチ山熔岩.
 7, 淡井浦灰砂層. 8, 羽伏浦灰砂層. 9, 宮塚山灰砂層. 10, 宮塚山熔岩. 11, 若郷玄武岩砂礫層.
 12, 赤崎ノ峯灰砂層. 13, 赤崎ノ峯熔岩. 14, 島分澤凝灰岩層. 15, 丸嶋山熔岩. 16, チナーカ山熔岩.
 17, 瀬戸山熔岩 (峰路熔岩を含む). 18, 新島山熔岩.

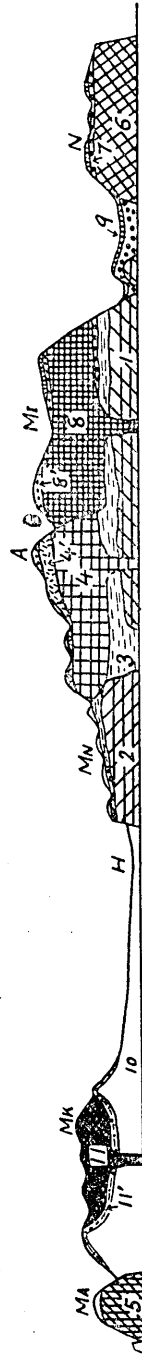
- 9. アツチ山熔岩.
- 10. 白ママ層.
- 11. 向山熔岩及び同灰砂層.
- 12. 崖錐砂礫層.
- 13. 砂丘砂層.

以上列挙した熔岩類及び堆積層の分布は第2圖の地質圖に示されてゐる通りである。次に之等に就いて其分布、構造、岩質等の大要を順次説明し新島の火山の構造を考察する。

1. 瀬戸山熔岩，峰路熔岩，及びヂナーカ山熔岩。

新島の火山は現在の海水面下より聳えてゐるので、火山の所謂土臺と考へられる地層は島内の何處にも露出せず、茲に掲げた種類の熔岩床が、觀察される限りに於いて、同島に於ける最舊の地層を代表し、同島火山の最舊の噴出物である。何れも主として純白色乃至灰白色の浮石質角閃石流紋岩で、長石、石英、及び綠色角閃石の肉眼的斑晶を有する熔岩である。

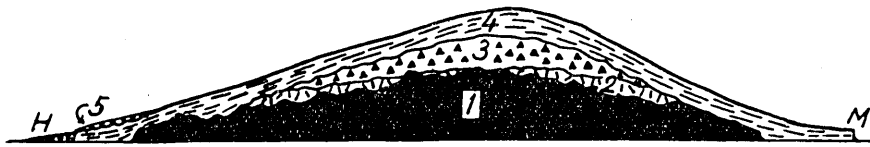
瀬戸山熔岩は本村部落の南側に位する瀬戸山及び大三山（何れも海拔 120 m 内外）の最下部を構成する。大三山の西側の鳥島、鶺ノ根、黒根等の岩礁群に面する海崖の下部は此熔岩である。又、向山から本村前濱に抗火石採石を運搬する軌道に沿つて、瀬戸山の北東麓の二三ヶ處に同一熔岩が露出してゐる。鳥島及び鶺ノ根、黒根等の岩礁群も亦瀬戸山熔岩の一部である。大三山の西方に約 1 km の水道を距て、相對する地内島（長さ 1 km, 幅 200 m, 高さ 76.6 m）は福地學士に依れば、角閃石流紋岩（地内島式熔岩）であつて、恐らく曾ては瀬戸山及び大三山の基部と共に一続きの熔岩



第3圖 新島の模式南北断面圖。1, ヂナーカ山熔岩。2, 峰路熔岩。3, 島分潭凝灰岩層。4, 赤崎ノ峯灰砂層。5, 丸嶋山熔岩。6, 新島山熔岩。7, 若瀬玄武武岩砂礫層。8, 宮塚山熔岩。9, 淡井浦灰砂層。10, 白ママ層。11, 向山灰砂層。II, 向山熔岩。
A, 赤崎ノ峯。B, 峰路。C, 本村低地。MK, 向山。MA, 丸嶋山。N, 新島山。MI, 宮塚山。

床を形成し、其後の海蝕作用に依つて鳥島及び鶉ノ根、黒根其他の岩礁を残して新島本島から切離されたものであろう。瀬戸山熔岩は地内島に於いては海面上 76.6 m に達し、大三山西側の海崖及び岩礁群に於いては海面上 20~50 m の高さに達してゐるから、其實際の厚さは之より更に大である。地形圖に示されてゐる様に、瀬戸山、大三山、及び地内島の何れの部分にも一獨立火山としての形態が残つてゐないから、此流紋岩の噴出の中心地點は明かでない。

瀬戸山熔岩は後に述べる大三山凝灰岩、同凝灰角礫岩、白ママ層等に依つて不整合に蔽はれてゐる。瀬戸山及び大三山の上部一帯は厚い白ママ層であつて、鳥島附近の間々下浦北端に於いては瀬戸山熔岩の上及び海蝕崖に白ママ層が直接接して堆積してゐる（圖版第 1 圖）。又、大三山南麓の温泉場から黒根の船着場又は本村部落に至る通稱海岸道路に沿つた大三山の切取り面に於いては土壌化した瀬戸山熔岩が大三山凝灰岩及び同凝灰角礫岩層に依つて不整合に蔽はれ、更に後者が白ママ層に依つて不整合に蔽はれて露出してゐる（圖版第 2 圖及び第 3 圖）。第 4 圖は大三山西側の海岸附近の瀬戸山熔岩、大三山凝灰岩及び同凝灰角礫岩、及び白ママ層を示す模式断面圖である。瀬戸山の北麓には瀬戸山熔岩の他に之と同じ岩質の浮石層が白ママ層の下に僅



第 4 圖 大三山西部の模式南北断面圖。

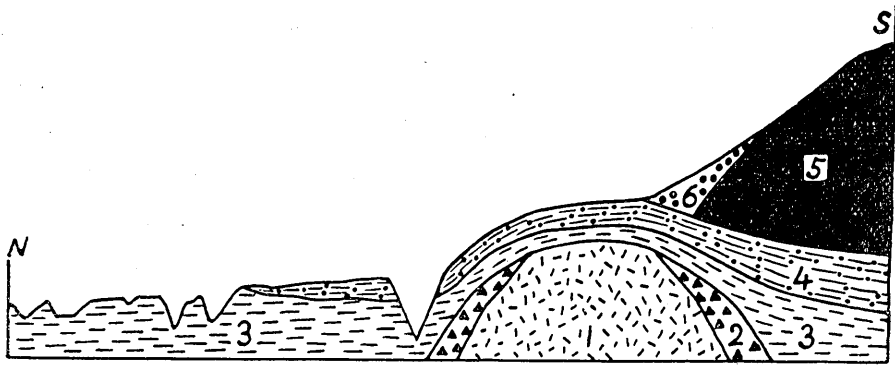
- 1, 瀬戸山熔岩. 2, 大三山凝灰岩層. 3, 大三山凝灰角礫岩層.
4, 白ママ層. 5, 砂丘砂層. II, 本村前濱. M, 間々下浦.

かながら露出してゐる所がある。又、間々下浦の南方に於いても白ママ層及び大三山凝灰角礫岩層に相當する角礫岩層に不整合に蔽はれて同様の浮石層が残つてゐる。従つて瀬戸山熔岩の噴出には浮石質火山砂礫の抛出が伴つたに相違ない。第 5 圖は間々下浦南方に於いて見られる角閃石流紋岩浮石層と之に不整合に接する大三山凝灰角礫岩層及び白ママ層との模式断面圖である（圖版第 17 圖）。

峰路熔岩は本村部落の東側の峰路と呼ばれる小丘（海拔約 150 m）の下部を構成してゐる。此小丘は略正方形の卓狀の臺地をなし、其北側は尙一段と高い赤崎峯及び宮塚山の山地に接続してゐるが、其他の三方向の山側は大部分絶壁を以つて外方の低地に臨んでゐて、辻村學士の指摘した様に、獨立の一火山とも考へられる形態を示してゐる。此絶壁には峰路熔岩がよく露出し、少くとも 30~50 m の厚さを有し、其上部

は一様に純白色乃至灰白色の浮石質であるが、下部には灰色で緻密な部分或は黒色乃至暗褐色で眞珠岩様の割目を多く有する玻璃質の部分がある。

峰路熔岩は島分澤凝灰岩層及び白ママ層に蔽はれてゐて、熔岩の絶壁に取囲まれた峰路の頂上部一帯には之等の地層が相互に不整合に堆積してゐる。之等の地層は比較的軟弱で浸蝕され易く、大小の谷に依つて刻まれてゐる。峰路の頂上部の凹凸は斯様



第5圖(a) 向山西麓(間々下浦南部)の模式南北断面圖。

- 1, 角閃石流紋岩浮石層. 2, 大三山凝灰角礫岩層. 3, 白ママ層.
4, 向山灰砂層. 5, 向山熔岩. 6, 向山熔岩崖錐堆積層。



第5圖(b) 向山西麓(間々下浦南部)の模式東西断面圖。

- 1, 角閃石流紋岩浮石層. 2, 大三山凝灰角礫岩層. 3, 白ママ層.
4, 向山灰砂層. 5, 向山熔岩. 6, 向山熔岩崖錐堆積層。

M, 間々下浦海岸。

な谷の發達に依つて生じた浸蝕地形であつて、峰路熔岩の表面の原地形ではない。後に述べる赤崎ノ峯、宮塚山、新島山等の頂上部の地形も同様であつて、熔岩の表面の原地形を残してゐるのはアツチ山及び向山のみである。第2圖の地質圖には峰路の頂

上部に存在する白ママ層は省略されてゐる。峰路熔岩と瀬戸山熔岩とは顕微鏡的に全く同一の熔岩と見られるが、恐らく夫々の噴出孔を有する別の火山體であろう。

ヂナーカ山熔岩は宮塚山の北麓に接するヂナーカ山（海拔約 170 m）の基部に代表的に露出してゐる。即、若郷前濱の南隅から堂丸崎を経て宮塚山の西麓アカマの海岸に至る間、ヂナーカ山を巡つて高さ 100m に及ぶ海崖を形成してゐる熔岩は此熔岩である。ヂナーカ山の東側に於いては宮塚山から若郷に降る急峻な坂道の中途以下及び其兩側の山腹に同じ熔岩が點々と露出してゐる。本村前濱の北隅若田から北方に島分澤の出口に至る間の海崖及び其附近の高根、大磯等の岩礁群も亦同じ熔岩である。更に本村から若郷に至る本道の略中間に當つて、宮塚山の南東部と其南の赤崎ノ峯との間の澤の出口の附近に同じ熔岩の小露出が見られる。斯様な露出から、ヂナーカ山熔岩は宮塚山火山の下に廣く分布してゐるものと考へられるが、各露出相互の間の實際の連絡が見られないから、之等が單一の火山を形成してゐるか或は夫々別の火山を形成してゐるか明かでない。何れにしても各露出に於ける熔岩の厚さは少くとも 100m に達し、熔岩の上部は浮石質であるが、下部に至るに従ひ灰色乃至黒色の緻密な岩質に移り變つてゐる。ヂナーカ山の北西岸の堂丸崎附近の熔岩には流理構造が見られ、又板狀或は柱狀の節理が發達してゐる。上部の浮石質の部分では瀬戸山熔岩及び峰路熔岩と同じく有色鑛物として角閃石の斑晶のみが現れてゐるが、下部の緻密な岩質の部分では此角閃石斑晶の縁の部分或は全部が單斜輝石に變じて角閃石の外形のみを止めてゐるのが普通である。福地學士が此ヂナーカ山熔岩を輝閃流紋岩（堂丸式熔岩）と呼んだのは恐らく斯様な輝石を觀察した結果であろう。

ヂナーカ山熔岩は島分澤凝灰岩層、若郷玄武岩砂礫層、其他の後期の噴出物に蔽はれてゐるから、瀬戸山熔岩及び峰路熔岩と共に新島の火山活動の初期の噴出物である。

2. 大三山凝灰岩及び同凝灰角礫岩層。

大三山凝灰岩及び同凝灰角礫岩層は、既に述べた様に、大三山の西側の海岸道路に沿つた切り取り面に瀬戸山熔岩の上に不整合に載つて僅かに露出してゐる（圖版第 2 圖）。又、間々下浦の南方に於いて瀬戸山熔岩に伴ふ浮石層の上に之に相當する凝灰角礫岩層の小露出がある（第 5 圖及び圖版第 17 圖）。之等の他には、觀察した限りでは、新島内の何處にも同様の地層は見出されなかつた。

第 3 圖又は圖版第 2 圖の露出に於いて、土壤化した瀬戸山熔岩の凹凸面上に 50 cm 内外の粘土層があり、其上に大三山凝灰岩層及び同凝灰角礫岩層が載つてゐる。大三山凝灰岩層は灰黄色の稍軟弱な地層で、微粒の凝灰岩の部分と其中に直徑 5 cm 内外

の火山岩片を含む凝灰角礫岩の部分とがある。凝灰岩は、顕微鏡観察に依ると、變質した種々の火山岩の微粒と斜長石、單斜輝石、磁鐵礦等の破片とから成る。火山岩の微粒の中には輝石安山岩、橄欖石玄武岩、角閃石・複輝石安山岩等が識別される。凝灰角礫岩中の角礫も亦之等の火山岩類である。

大三山凝灰岩層の上には更に明瞭な不整合關係をもつて大三山凝灰角礫岩層及び火山灰層が載つてゐる。此凝灰角礫岩層は5m内外の厚さを有し、上に述べた凝灰岩層に伴ふ角礫岩とは稍趣を異にし、其中に角礫の他に直徑10cm内外の圓礫を含んでゐる。之等の礫及び礫の間を充たす砂には、瀬戸山熔岩と同じ角閃石流紋岩の破片が見出されるが、他に此島に於いては全く見られない岩石の礫が多量に含まれてゐる。即ち、顕微鏡をもつて観察し得たもののみでも、黒雲母花崗岩、黒雲母石英斑岩、變朽安山岩類、綠色凝灰岩、凝灰質頁岩、輝綠岩、角閃岩等が擧げられる。凝灰質頁岩の礫の中には多數の有孔虫化石を含むものがある。間々下浦の南方に露出する凝灰角礫岩も同様に上に擧げた様な種々の岩片を含んでゐる。

大三山凝灰岩及び同凝灰角礫岩層は共に白ママ層に依つて不整合に蔽はれてゐる。

大三山凝灰岩及び同凝灰角礫岩層は、以上の様な構造から考へると、瀬戸山熔岩が噴出して或程度浸蝕されて後、其附近の流紋岩火山の活動が行はれてゐなかつた時期に其當時の陸上或は海岸近くに堆積した地層である。之等の地層を構成する物質は大部分現在の新島以外の地域から供給されたものに相違ないのであつて、凝灰角礫岩中の變朽安山岩類、綠色凝灰岩、有孔虫化石を含む凝灰質頁岩等は伊豆半島の各地に分布してゐる第三紀中新世を代表する地層を構成する岩石と全く同一である。此事實は新島の流紋岩火山の活動時代を定める上に役立つ一つの重要な材料であつて、此事實から、少くとも瀬戸山熔岩が噴出し、其後の流紋岩類が未だ噴出しない時代に、現在伊豆半島に見られる様な中新世の地層が新島附近の陸上に在つて浸蝕されつつあつたと言ふ事が出来る。此時代に伊豆半島から新島附近まで陸地が続いてゐたかどうかは直ちに斷定されないが、伊豆半島の南端沖に在る神子元島及び神津島の南西40kmの距離に在る錢洲礁の岩礁群が伊豆半島の第三紀層に相當する岩石から成立つてゐる事實は此種の第三紀層が伊豆半島から新島、神津島等の附近の現在の海底地域に迄擴がつてゐる事を示すものであろう。

3. 島分澤凝灰岩層.

島分澤凝灰岩層は宮塚山の南西麓の島分澤、佛ノホラ附近に最も代表的に發達してゐる地層であるが、峰路及びデナーカ山に於いては夫々前に述べた角閃石流紋岩の熔

岩の上に載つて居り、峰路と宮塚山との間に位する赤崎ノ峯の東側の絶壁にも亦赤崎ノ峯熔岩の下に露出してゐる。

此凝灰岩層は極めて整然たる水平層理を示す地層で、島分澤に沿つた一露出に就いて見ると、厚さ約 20 cm の赤褐色粘土層を最下として、よく固まつた凝灰岩、砂質凝灰岩、凝灰角礫岩等の互層より成り、50 m 以上の厚さに達し、若田から島分澤の出口迄の海岸に露出するヂナーカ山熔岩類の角閃石流紋岩熔岩及び其集塊岩の上に載つてゐる（圖版第 5 圖及び第 6 圖）。凝灰岩は流紋岩玻璃の他に長石、石英、角閃石、黒雲母、單斜輝石等の結晶片を含む。又、凝灰角礫岩中の礫は流紋岩と大三山凝灰角礫岩中に見出された様な第三紀火山岩類とである。

島分澤凝灰岩層は赤崎ノ峯熔岩、宮塚山熔岩、白ママ層等に依つて蔽はれてゐるが、此凝灰岩層と大三山凝灰岩及び同凝灰角礫岩層との直接の野外關係は明かでない。其構成物質から考へると、島分澤凝灰岩層は大三山凝灰角礫岩層に對比されるか或は後者より多少後期の堆積物であろう。

4. 赤崎ノ峯熔岩及び同灰砂層。

赤崎ノ峯熔岩は宮塚山と峰路との間に在る赤崎ノ峯、大峯、アラミ山（海拔 428.5 m）等の山地の主要部を構成する角閃石流紋岩熔岩である（圖版第 4 圖）。同山地の四周には此熔岩が至る所に絶壁をなして露出してゐるが、特に同山地の東西兩側の熔岩崖は著しい。即、本村から若郷に至る本道の略中央部の西側に、赤崎ノ峯の東側を限つて聳ゆる高さ約 300 m の絶壁の中位に露出する熔岩、本村部落の北端のカサモリ稻荷祠附近を突端として北方及び東方に夫々アラミ山の西側及び南側を限つて絶壁をなす熔岩は何れも茲に言ふ赤崎ノ峯熔岩の一部である。

此熔岩は其噴出地點を明かに示さないが、熔岩の底面が赤崎ノ峯から南西方向に次第に低下し、本村部落北端附近では海面近くに達してゐる事實から、北東部に於いて噴出して南西方向に多少流れ下つた事が推定される。

赤崎ノ峯熔岩は 150 m 内外の厚さを有し、其上部は灰白色、浮石質であるが、下部は暗灰色乃至黒色で、緻密で堅硬であるか或は眞珠岩狀の割目に富んで脆い。福地學士が若田式熔岩と稱して記載した熔岩は峰路の熔岩の大部分を含んでゐるが、赤崎ノ峯熔岩と峰路熔岩とは時代の異なつた別の噴出物である。赤崎ノ峯熔岩は石英、長石及び赤褐色の多色性の著しい角閃石斑晶を含み、此角閃石は時に一部或は全部單斜輝石に變じてゐる。

赤崎ノ峯熔岩の上には之と同じ岩質の浮石灰砂層が載り、赤崎ノ峯、大峯、アラミ

山等の上部に廣く分布してゐる。従つて、赤崎ノ峯熔岩の流出に次いで浮石質火山灰砂の噴出が行はれたと考へられる。

赤崎ノ峯熔岩及び同灰砂層は島分澤凝灰岩層の上に載り、宮塚山火山の噴出物及び白ママ層に依つて蔽はれてゐる。赤崎ノ峯熔岩と宮塚山熔岩とは島分澤に依つて距てられてゐるが、宮塚山灰砂層は島分澤上流の南側の赤崎ノ峯頂上部附近に於いて赤崎ノ峯灰砂層の上に不整合に載つてゐる。

5. 新島山熔岩及び丸嶋山熔岩.

新島山熔岩は新島の北端に近い若郷部落の背後に聳ゆる新島山（海拔 234 m）の下部を構成する熔岩で、同山を取圍む北、東、南東の三方面の海崖及び若郷部落背後の絶壁に續いて露出し、海面上のみでも 100~150 m の厚さを有する（圖版第 9 圖）。其上部と下部とが相異なる岩質を示す事は他の熔岩の場合と同様である。下部には淡井浦の北隅の露出に見られる様に、集塊熔岩の状態を示す所があり、又球顆狀構造を有する部分も少くない。此熔岩は長石、石英、黒雲母、角閃石等の斑晶を有する角閃石・黒雲母流紋岩で、稀に角閃石流紋岩の岩片を捕獲してゐる。角閃石斑晶は多くの場合一部或は全部單斜輝石に變化してゐる。

福地學士は此熔岩を頑火流紋岩（根武崎式熔岩）と稱し、新島に於いて最も舊い熔岩と見做したが、頑火流紋岩といふ名稱は適當でなく、最も舊い熔岩であるといふ事實も無い。新島山熔岩は後に述べる若郷玄武岩砂礫層及び淡井浦灰砂層に蔽はれてゐるから、之等の地層より確かに舊い。新島山熔岩とデナーカ山熔岩との前後關係を示す直接に相接する露出は見られないが、上に述べた様に、前者は角閃石流紋岩の破片を捕獲してゐるから、角閃石流紋岩熔岩より後期の噴出物に相違ない。新島山熔岩と其南方に夫々の火山を形成する宮塚山熔岩及びアツチ山熔岩との直接に相接してゐる露出も見られないが、新島山熔岩は若郷玄武岩砂礫層及び淡井浦灰砂層より舊期の噴出物であり、宮塚山熔岩及びアツチ山熔岩は若郷玄武岩砂礫層より後期の噴出物であるから、兩者の前後關係は自ら明白である。従つて、新島山の角閃石・黒雲母流紋岩はデナーカ山其他の角閃石流紋岩類の噴出期と宮塚山、アツチ山等の黒雲母流紋岩類の噴出期との中間の一時代に噴出した熔岩で、恐らく夫自身の噴出中心を有する一火山であろう。然し、現在の新島山の形態からは此火山の生成當初の大いさ並びに噴出中心を知る事は出来ない。

丸嶋山熔岩は新島の南端に近く、向山火山の南麓に小突起をなす丸嶋山又は丸山（海拔約 230 m）を構成し、此山の北、西、南の三方面の絶壁に高さ 150 m 内外の熔

岩崖をなして露出してゐる（圖版第8圖）。山の頂上部及び東側は白ママ層に蔽はれ、白ママ層の噴出中心である大峯火山に接続してゐる。北、西、南の三面の熔岩崖の麓にも、白ママ層が熔岩壁に接して残つてゐるのであつて、曾て丸嶋山熔岩の山體が白ママ層の下に埋もれてゐた事を示す。

丸嶋山を取圍む絶壁に露出する熔岩の上部は灰白色浮石質であるが、中部以下は板狀節理と柱狀節理とを有し、灰色緻密石質であるか或は眞珠岩様割目を多く有する黒曜石質で、集塊岩狀を呈する部分もある。山の西側の絶壁には明瞭な流理構造が見られ、山體の中心部に當る所には殆ど垂直の流理、外側に當る所には中心部に向つて約60°の傾斜を示す流理が發達し、同熔岩が一の熔岩圓頂丘の構造を有する事を示してゐる。

丸嶋山熔岩は上に述べた新島山熔岩と同じく、長石、石英、黒雲母、角閃石等の斑品を含む角閃石・黒雲母流紋岩で、角閃石斑品の一部或は全部は單斜輝石に變化してゐる。丸嶋山熔岩は白ママ層より舊く、従つて向山熔岩より舊い事勿論である。恐らく丸嶋山熔岩と新島山熔岩とは略同期の噴出物で、夫々別の噴出中心を有する火山體であらう。

福地學士は丸嶋山の大部分を向山熔岩と見做し、丸嶋山の東南麓海岸近くに露出する熔岩の一部を輝石流紋岩（西ノ浦式熔岩）と稱して區別してゐるが、向山熔岩は丸嶋山に迄擴がつてゐるのでなく、丸嶋山に露出する熔岩は一続きの角閃石・黒雲母流紋岩である。又、同學士は丸嶋山の南麓の稍東方に於いて白ママ層の下に輝雲流紋岩（跡見ズノ澤式熔岩）の露出を記載してゐるが、之は白ママ層の下に埋もれてゐる丸嶋山熔岩の大きい岩塊を誤認したものと思はれる。

新島南端の神渡鼻の沖に在る早嶋は一枚の熔岩より成る小島であるが、此熔岩は如何なる種類に屬するか未だ明かでない。

6. 若郷玄武岩砂礫層.

若郷玄武岩砂礫層は新島山頂上の平坦部及び若郷部落南方の臺地の下部を構成する地層で、若郷前濱の南半の臺地を削つて出來た海蝕崖及び若郷部落背後に聳ゆる新島山熔岩の絶壁の上端によく露出してゐる（圖版第9圖）。又、同じ地層はデナーカ山の頂上部にも見出されるが、宮塚山及びアツチ山の上には全く存在しない。

此地層は厚い所で約50mの厚さを有し、略水平の層理を示し、主として暗灰色の玄武岩砂礫及び火山灰より成り、少量の流紋岩礫を雜へてゐる。玄武岩砂礫は稍鏡滓狀で、殆ど斑品の無い單斜輝石・橄欖石・亞灰長石玄武岩である。玄武岩礫には流紋

岩の小片を捕獲してゐるものがある。此地層の中に雜つてゐる流紋岩の礫は角閃石流紋岩及び角閃石・黒雲母流紋岩で、ヂナーカ山熔岩、新島山熔岩等の如く此地層の堆積前に既に噴出してゐた種類に屬する流紋岩である。

若郷玄武岩砂礫層がヂナーカ山熔岩及び新島山熔岩より新しい事は前者が後者の上に載つてゐる事實から疑ひない。若郷前濱の南端ではヂナーカ山熔岩の海蝕崖の前面に玄武岩砂礫層が附着して居り、曾て此海蝕崖が 30 m 或は夫以上の高さまで玄武岩砂礫層に依つて埋められてゐた事を示してゐる（圖版第 7 圖）。前濱の北端では新島山熔岩の海蝕崖と玄武岩砂礫層との間に同様の關係が認められる。

玄武岩砂礫層が流紋岩熔岩に依つて蔽はれてゐる事を示す露出は見られないが、新島山の頂上部及び若郷部落南方の臺地上に於いて玄武岩砂礫層は淡井浦灰砂層に蔽はれ、又後に述べる様に、玄武岩砂礫層に蔽はれてゐない宮塚山熔岩及びアツチ山熔岩が共に多數の玄武岩礫を捕獲してゐる事實は玄武岩砂礫層が淡井浦灰砂層、宮塚山熔岩、アツチ山熔岩等より舊い事を示すものである。

若郷玄武岩砂礫層は玄武岩火山の噴出物が直接堆積した地層で、玄武岩火山に前以つて存在してゐた玄武岩が浸蝕されて二次的に堆積したものではない。又、此地層は若郷の低地のみならず新島山及びヂナーカ山の上にも存在し、且つ新島山熔岩及びヂナーカ山熔岩の海蝕崖に接して堆積してゐるから、陸上堆積物と考へなければならぬ。此地層に材料を供給した玄武岩火山の中心が何處に在るかは興味ある問題であつて、I. Friedlaender⁶⁾ は新島の北方 3 km の距離に在る鵜渡根島に之を求め、辻村學士は宮塚山の北東麓即ち若郷部落から本村に至る道路を南方へ 1.5 km 程行つた所の路傍に見られる小凹地を其噴火口であろうと推定した。若郷玄武岩砂礫層中の玄武岩は鵜渡根島の玄武岩に岩石學的には可なりよく似てゐるが、前者が鵜渡根島火山から供給されたとは考へられない。若郷前濱に露出する玄武岩砂礫層は北から南へ多少厚さを増し、且つ中に含む砂礫の大いさを増してゐる様であるから、其噴出點は南方に在るものと考へられる。又、同層中には流紋岩の岩片のみならず、斯る岩片を捕獲する玄武岩礫が見出されるから、同層を構成する玄武岩砂礫の噴出は流紋岩の地域を破つて行はれたに相違ない。辻村學士に依つて指摘された宮塚山北東麓の窪地は東西、南北の直徑夫々約 100 m, 200 m の橢圓形をなし、西側の宮塚山の絶壁と東側の高さ 30 m 内外（窪地の中央底部から）の半月狀に連なる尾根に依つて圍まれてゐる（圖版第 11 圖）。此尾根の外側は北方に漸次低くなつて若郷部落南方の臺地面に續いて

6) I. FRIEDLAENDER, *Mittel. d. Deutch. Gesell. f. Natur-u. Völkerkunde Ostasiens*, 12 (1909), 76.

るが、其内側は外側より急傾斜を以つて窪地の底の平坦地に降り、噴火孔跡たる地形を示してゐる。窪地の内部及び東壁の外側は一帶に流紋岩灰砂層（淡井浦灰砂層）に依つて蔽はれてゐるが、其西壁をなす宮塚山の絶壁の下部及び東壁の一部にはデナーカ山熔岩が露出する。玄武岩砂礫層は窪地の北壁の上部に露出し、宮塚山の絶壁の中部にもデナーカ山熔岩と宮塚山熔岩との間に挟まれて同層らしい地層が遠望される。斯様な事實から、此窪地は玄武岩砂礫を噴出した噴火口の跡の一部と推定されるのであつて、デナーカ山熔岩より成る地面に火山爆發が起り、其部分のデナーカ山熔岩を破壊して噴火孔を開き、此噴火孔から噴出した玄武岩砂礫が多少の流紋岩の岩片を伴つて噴火孔附近の低地及び其當時既に存在したデナーカ山、新島山等の上に堆積して若郷玄武岩砂礫層を形成したが、其後宮塚山及びアツチ山の噴出によつて、玄武岩噴火孔は其噴出物の下に埋まり、玄武岩砂礫層も若郷部落背後の絶壁、前濱の海蝕崖等に主として露出するのみとなつたと考へられる。

7. 宮塚山熔岩、同灰砂層、及び羽伏浦灰砂層。

宮塚山熔岩は新島北部山地の中央部に聳ゆる宮塚山（海拔 408 m）の主要部を構成し、南側の赤崎ノ峯に接続する一部分を除いて、同山の四周の山腹に絶壁をなして露出してゐる（圖版第 11 圖）。即、宮塚山の西側は島分澤を南限とし、西海岸アカマ及び佛ノホラに臨んで、高さ 350 m に達する絶壁をなし、其上部約 150 m は宮塚山熔岩の熔岩崖で、夫より下部は宮塚山熔岩の崖錐堆積層と島分澤凝灰岩層、デナーカ山熔岩等とである。又、宮塚山の北東側及び南東側は夫々ヘイノ平（宮塚山とアツチ山との間の低地）及び羽伏浦に臨んで、高さ 300 m に達する宮塚山熔岩の絶壁である。北東側と南東側との連なる部分は東方に稍突出した尾根をなし、此部分に於いては宮塚山熔岩は海濱迄続き、更にミクツ根の岩礁に露れてゐる。昭和 11 年 12 月 27 日の新島地震の際、宮塚山の熔岩崖は各處に於いて著しい崖崩れを起したのであつて、同地震後通行不能となつた本村、若郷間の本道の七曲りの嶮は宮塚山の熔岩崖の東方に突出した部分を越ゆる處である。

宮塚山熔岩は 300 m 以上の厚さを有し、他の熔岩と同様に、其上部と下部とは色、組織等を夫々異にしてゐるが、一樣に石英、長石、及び黒雲母の斑晶を有する黒雲母流紋岩である。宮塚山の西側の熔岩崖には著しい流理構造が認められる。此熔岩は夫自體一火山を構成するもので、其噴出地點は、地形的には確められないが、此山の略中央に在ると考へられる。福地學士は宮塚山の熔岩を羽伏浦式熔岩と淡井浦式熔岩とに區別し、之等を共にアツチ山を構成する熔岩に續くと考へてゐる。然し、宮塚山と

アツチ山とは何れも同種の黒雲母流紋岩熔岩に依つて構成されてはゐるが、構造上夫々全く別の火山である。

宮塚山熔岩がデナーカ山熔岩及び島分澤凝灰岩層より新しい事は宮塚山の北側及び西側の絶壁下に於いて前者が後者の上に載つてゐる事實に依つて明かである。宮塚山熔岩と赤崎ノ峯熔岩との直接に接觸する露出は認められなかつたが、次に述べる宮塚山灰砂層が赤崎ノ峯の上に分布してゐるから、宮塚山熔岩は赤崎ノ峯熔岩より新期の噴出物であるに相違ない。宮塚山北東側の絶壁に於いては、既に述べた様に、宮塚山熔岩とデナーカ山熔岩との間に若郷玄武岩砂礫層が介在してゐる様に見られる。此關係は十分確められないが、宮塚山熔岩は若郷玄武岩砂礫層に含まれる玄武岩と全く同種の單斜輝石・橄欖石玄武岩の破片を捕獲してゐるのであつて、宮塚山東麓の七曲り附近に露出する熔岩中に斯る岩片が屢々見出される。従つて、宮塚山熔岩は若郷玄武岩砂礫層よりも新期の噴出物と考へられる。福地學士が羽伏浦式熔岩中に見出し、輝緑小紋岩といふ名稱の下に記載してゐる捕虜岩は恐らく茲に述べる宮塚山熔岩中の單斜輝石・橄欖石玄武岩と同一であらう。顯微鏡で檢べると、此玄武岩の斑晶及び石基に見られる單斜輝石は屢々其一部或は全部が角閃石に變化してゐる。斯様な變化は神津島の流紋岩中の鹽基性捕虜岩に見られ、又後に述べるアツチ山熔岩中の玄武岩捕虜岩にも見られるのであつて、玄武岩の様な鹽基性火山岩が流紋岩の様な酸性火山岩の熔岩に捕獲せられた場合に、捕虜岩中の結晶と母岩の岩漿との間に起る化學反應の一結果を示すものである。

宮塚山熔岩とアツチ山熔岩とは羽伏浦の北方ミクツ根附近の海岸に於いて接觸して居るらしいが、此接觸部の兩者の關係を確める事は出来なかつた。又、宮塚山とアツチ山との間の低地へイノ平は淡井浦灰砂層に依つて蔽はれ、此兩火山の熔岩の接觸關係を不明にしてゐる。然し、宮塚山頂上の北部には淡井浦灰砂層と考へられる地層が認められるから、宮塚山熔岩はアツチ山熔岩より舊期の噴出物であらう。

宮塚山灰砂層は宮塚山熔岩を蔽ひ、宮塚山の頂上部に數十米の厚さを以つて堆積してゐる地層で、主として黒雲母流紋岩の浮石及び火山灰砂より成り、其他に變質した玄武岩質岩石の砂礫を雜へ、明かな層理を示してゐる。赤崎ノ峯の頂上部に於いて、此地層は赤崎ノ峯灰砂層の上に不整合に載り、白ママ層に依つて不整合に蔽はれて居り、宮塚山頂上の北部に於いては同地層は淡井浦灰砂層に依つて不整合に蔽はれてゐる。従つて、宮塚山灰砂層は宮塚山熔岩と略同期で、後者の流出に伴つて噴出した浮石、火山灰砂等が堆積して生じた地層と考へられる。

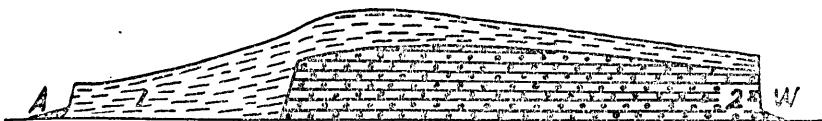
羽伏浦灰砂層は新島の東岸羽伏浦の北部約 1.5 km の間の海岸に沿つて、高さ 20 m

内外の海崖を形成してゐる地層で(圖版第 10 圖), 主として宮塚山熔岩と同質の火山灰砂及び熔岩塊から成つてゐるが, 上に述べた宮塚山灰砂層の如く浮石質でなく, 成層状態も之に比して粗雑である. 此地層の發達してゐる處は丁度宮塚山の南東側の絶壁の下に当たり, 絶壁の直下には崖錐層が分布してゐるから, 羽伏浦灰砂層も或は此崖錐層の一部であるかも知れない. 羽伏浦灰砂層と羽伏浦の南部に發達する白ママ層とは夫々明かに區別せらるべき地層で, 兩者は羽伏浦の海底電信線陸上場附近を境としてゐるが, 其境は砂丘に蔽はれて明かでない.

8. 淡井浦灰砂層.

淡井浦灰砂層は新島山, 宮塚山, 及びアツチ山に取圍まれた若郷部落南方の臺地を蔽ひ, 新島山とアツチ山との間の海岸淡井浦に沿つて最もよく露出してゐる. 此地層は明瞭なる層理を示し, 淡井浦に於いては海面上約 15 m の厚さを有し, 主として黒雲母流紋岩の砂礫及び火山灰によつて構成されてゐるが, 他に玄武岩の砂礫, 玄武岩捕虜岩を有する流紋岩塊等を含み, 又下部には角閃石流紋岩, 第三紀火山岩等の破片を含んでゐる.

淡井浦灰砂層は宮塚山頂上の北部にて宮塚山灰砂層を蔽ひ, 新島山の頂上部にては若郷玄武岩砂礫層を蔽つてゐる. 若郷玄武岩砂礫層と淡井浦灰砂層との關係は若郷前濱の南部に於いても明瞭に認められる(圖版第 9 圖). 淡井浦の南隅に於いては淡井浦灰砂層がアツチ山熔岩に蔽はれ(圖版第 12 圖), 其北隅に於いては前者が新島山熔岩の海蝕崖に接してゐる状態が見られる. 淡井浦に若郷玄武岩砂礫層が露れてゐないのは, 淡井浦灰砂層の堆積前に此方面に分布してゐた若郷玄武岩砂礫層が海蝕に依つて島内深く取去られ, 其跡に淡井浦灰砂層が堆積したためと考へられる. 淡井浦から西方へ約 500 m 行くと, 若郷部落南方の臺地の上に登らんとする處に一段の段丘崖状の地形が略南北に連なつてゐる事が氣付かれる. 此地形は若郷前濱に現在見られる様な玄武岩砂礫層の海蝕崖が此處に於いて淡井浦灰砂層の下に埋まつてゐる事を示すも



第 6 圖 若郷前濱 (W) と淡井浦との間の模式東西断面圖.

1, 淡井浦灰砂層. 2, 若郷玄武岩砂礫層.

のであろう. 第 6 圖は此關係を模式的に示す断面圖である. 若郷前濱方面の玄武岩砂礫層も曾ては淡井浦灰砂層の下に全く埋まつてゐたであらうが, 強い西風及び夫に因

つて起る波浪の浸蝕作用が前濱の海岸線を漸次後退せしめたため、此處には玄武岩砂礫層が淡井浦灰砂層と共に再び海蝕崖をなして露れたものと考へられる。

淡井浦灰砂層は宮塚山熔岩及び同灰砂層より新期の噴出物であるが、アツチ山熔岩には蔽はれてゐるから、此熔岩に先立つて噴出した火山灰砂の堆積して生じた地層であるに相違ない。

9. アツチ山熔岩.

アツチ山熔岩は宮塚山の北東麓に接するアツチ山（海拔約 230 m）を構成する黒雲母流紋岩である。此山は其東側の山麓部を海蝕に依つて多少削り取られてゐるが、平面的に略圓形をなし、35° 内外の急傾斜の山腹と略平坦な頂上部とを有し、殆ど完全な熔岩圓頂丘の地形的特徴を示してゐる。熔岩は火山灰砂に蔽はれず、此山の至る處に塊状熔岩として露出し、淡井浦の南方の海蝕崖に於いては淡井浦灰砂層の上に載つてゐる状態が認められる。従つて、アツチ山は一種の黒雲母流紋岩熔岩から成る獨立の火山で、新島の北部山地の中で最も新しい。

アツチ山熔岩は灰白色浮石質で、長石、石英、黒雲母等の斑晶を含み、岩石學的には後に述べる向山熔岩に類似してゐる。又、此熔岩は宮塚山熔岩と同様に單斜輝石・橄欖石玄武岩を捕虜岩として多量に含んでゐるのであつて、灰白色の流紋岩中に黒色の玄武岩が點々として散在してゐる状態は淡井浦の南方の海蝕崖或はヘイノ平附近のアツチ山熔岩の露出によく見られる（圖版第 13 圖）。福地學士が淡井浦式熔岩中に見出し、閃緑小紋岩として記載してゐる岩石は此捕虜岩の一種である。アツチ山熔岩中の捕虜岩は宮塚山熔岩中の捕虜岩に比較して稍著しい變質作用を受けてゐる事が多い。即ち、比較的大きい捕虜岩には多くの場合明瞭に玄武岩の構造が残されてゐるが、直徑 5 cm 内外或は尖以下の捕虜岩には元來の玄武岩の構造が全く消滅して斜長石、角閃石、磁鐵礦等の集合體に變化してゐる事が少くない。然しかゝる場合にも、玄武岩中の元來の斑晶と見られる斜長石、單斜輝石、橄欖石等が夫々其縁の部分のみ變化して残つてゐる事が普通である。何れにしても、斯様な捕虜岩は流紋岩の岩漿中で晶出した礦物の分結物ではなく、母岩たる流紋岩が噴出する際、其噴出地點附近に既に存在してゐた玄武岩が破碎せられ、流紋岩熔岩に捕獲せられた岩片に相違ない。

10. 白 マ マ 層.

白ママ層は新島の海岸に沿つて、方言にて“ママ”と稱する斷崖を構成する地層に對して福地學士に依つて與へられた名稱である。而して、同學士は白ママ層を二種類

に分ち、其一種類を流紋岩熔岩の流出する前後に噴出した火山灰砂の堆積した地層、他の種類を流紋岩の破碎して生じた砂の堆積した地層とした。従つて同學士のいふ白ママ層は新島に於ける流紋岩質の火山灰砂層及び流紋岩の破碎して堆積した二次的堆積層を凡て含んでゐる。筆者の白ママ層と稱する地層は大峯圓錐丘（辻村學士の所謂“大峯ホマーテ”）の噴火に際して噴出した火山灰砂の堆積した地層で、大峯圓錐丘及び本村低地に廣く分布し、新島の南東岸の羽伏浦及び西ノ浦、南西岸の間々下浦及び小濱浦等に海蝕崖をなして露出してゐる。又既に述べた様に、白ママ層は瀬戸山、峰路、赤崎ノ峯等の舊火山體の上にも分布してゐるが、大三山凝灰岩層、島分澤凝灰岩層等は勿論、赤崎ノ峯灰砂層、宮塚山灰砂層、淡井浦灰砂層等からも嚴密に區別されるべき地層である。

白ママ層は羽伏浦の北方の海底電信線陸上地附近に於いては海面上僅かに5 m 内外の低い崖をなし、砂丘に依つて大部分蔽はれてゐるが、此海岸に沿つて南方に行くに従つて次第に其海面上の厚さを増し、本村低地中央部の東に當る海岸にて50 m 内外となり、尙南に進むに従つて更に厚さを増し、大峯の東側カンメガモリに於いて高さ200 m に達する大斷崖を形成してゐる（圖版第14圖）。此斷崖下の海岸を更に南に進めば、西ノ浦の海岸に沿つて丸嶋山の南麓小濱ノ浦附近に至る迄、白ママ層は再び50 m 内外の厚さに減じてゐる（圖版第8圖）。間々下浦に沿つて斷崖をなす白ママ層は海面上の厚さ約40 m である（圖版第1圖及第17圖）。

辻村學士は向山南方の近海に曾て一火山が存在し、此火山から噴出した火山灰砂が堆積して白ママ層を形成し、其後同層の上に大峯圓錐丘が建設されたと考へてゐる。筆者がカンメガモリの斷崖を觀察した結果では、白ママ層と大峯圓錐丘を構成してゐる地層との間に構造上の相違は認められず、兩層を構成する主要物質は岩石學的に全く同一の黒雲母流紋岩の浮石質灰砂である。従つて、白ママ層と大峯圓錐丘を構成する灰砂層とは別物ではなく、大峯圓錐丘火山の噴火に依る全部一続きの噴出物と考へられる。

大峯圓錐丘は新島の南部山地を代表する向山火山の一部で、向山熔岩の噴出に先立つて、火山灰砂の噴出に依つて形成された一火山體である。其西半部は向山熔岩の噴出に際して破壊され、或は同熔岩の下に埋まつてしまつたが、東半部は殆ど完全に殘されてゐるのであつて、向山の東側に半圓形に連なる大峯（海拔300.7 m）及びナカ山（海拔約290 m）の尾根は此圓錐丘の頂上部を截る火口壁の上縁に相當する。圓錐丘の東側は殆ど頂上近くまでカンメガモリの大斷崖に依つて切斷されてゐるが、北東側及び南東側は完全な圓錐面を保ち、頂上から海拔100 m 内外の高さの山麓に至る

迄約 35° の傾斜を以つて下り、此處から急に傾斜を減じて、夫々本村の低地及びハバタの低地の地表面に続いてゐる。火口の内部は向山熔岩に埋められ、火口の元の大いさは判明しない。然し火口壁と向山熔岩との間に残されてゐる新月形の窪地は二重火山に於ける火口原に相當して大峯の頂上から約 100 m の深さに達してゐる。斯様な窪地は大峯の頂上から南西に突出する短い尾根を境として南北兩側に在り、従つて辻村學士の注意した様に、大峯圓錐丘の頂上火口は二個或は夫以上の噴火口に分れてゐたに相違ない。圓錐丘の南側には丸嶋山の北麓を巡つて小濱浦に通ずる深い澤があり、此澤の上部は大峯圓錐丘の南側を馬蹄形に扶つて、一噴火口の跡らしい地形を示してゐる。

白ママ層は、大峯圓錐丘と共山麓の低地とに於いて區別なく、何處も主として次に述べる向山熔岩と同じ黒雲母流紋岩に屬する白色浮石質の火山灰砂、火山礫、熔岩塊及び灰色緻密質或は黒曜石質の熔岩砂礫に依つて構成され、其他に舊期の流紋岩類の破片、變朽安山岩其他の第三紀岩と考へられる岩片等を雜へてゐる。之等の從屬的及び偶然的に抛出された岩片は白ママ層の下部に比較的多く見出される。丸嶋山の南東側の熔岩崖の下部に接して堆積してゐる白ママ層の下部には丸嶋山熔岩の大小の岩塊が埋もれてゐる。此岩塊は白ママ層の堆積しつゝあつた時に、丸嶋山の熔岩崖から落ちて白ママ層中に雜つたものと考へられる。

白ママ層は全體として下部に大きい礫及び岩塊を比較的多く含んでゐるが、上下部を通じて微細な火山灰砂の層と粗大な火山砂礫の層との互層である（圖版第 15 圖）。層理は此地層の露出に接近して見ると寧ろ不分明であるが、多少離れて見ると明瞭であつて、大峯圓錐丘の山腹に於いては圓錐丘の表面に平行な傾斜を示し、其他の部分に於いては殆ど水平で多少の波狀屈曲を示すに過ぎない。然し、水平層の間には處々に不規則な偽層及びレンズ層が挟まつてゐる。

羽伏浦に沿つて南下すると、白ママ層の層理が初め殆ど水平で、大峯圓錐丘に近付くに従つて同層の上部の層理が次第に大峯圓錐丘の斜面に平行に移り變る状態が見られる。カンメガモリの大斷崖の上部は大峯圓錐丘の圓錐面を南北方向の略垂直の一平面で截つた斷面であつて、双曲線狀の層理を示してゐる。此斷崖の下部の海面上約 50 m の間は海岸に沿つた南北の斷面には殆ど水平の層理を示してゐるが、同斷崖を刻む櫛齒狀の溝の側壁を見ると、地層が東方へ多少傾斜してゐる事が知られる。此部分は、大峯圓錐丘が現在の大いさに迄發達してゐなかつた時代に堆積したのであつて、宛も現在の大峯圓錐丘の山麓から距つた低地の白ママ層と同様の堆積状態を示してゐるものと考へられる。

白ママ層は、既に述べた様に、瀬戸山及び大三山の大部分を蔽ひ、瀬戸山熔岩及び大三山凝灰角礫岩層の上に不整合に載つてゐる。又、峰路に於いては峰路熔岩及び島分澤凝灰岩層を、赤崎ノ峯に於いては赤崎ノ峯熔岩及び赤崎ノ峯灰砂層を不整合に蔽つてゐる。峰路及び赤崎ノ峯の白ママ層は瀬戸山及び大三山の同層に比較して遙かに薄く、しかも峰路から赤崎ノ峯に至るに従つて次第に薄くなり、赤崎ノ峯の北部及び宮塚山本體の上には分布してゐない。向山の南西海岸に沿つて丸嶋山の南西麓小濱浦から鼻戸崎（アカグヨリ）附近迄の間には、白ママ層は向山熔岩及び同灰砂層の下に露出し、鼻戸崎の北方に於いて、間々下浦の白ママ層に連なる。

要するに、白ママ層は瀬戸山、大三山等を初め新島北部の山地が既に形成された後に、大峯圓錐丘の現在の位置を中心として活動し始めた火山の噴出物を代表する。瀬戸山、丸嶋山等が恐らく浅い海に依つて北部山地から距てられた島であつた時代に、此火山は海中火山として生れ、其噴出物を以つて次第に附近の浅海を埋め、やがて海上に其姿を現し、更に其噴出物を以つて北部山地と丸嶋山、瀬戸山等とを陸続きにし遂に現在の大峯圓錐丘に迄成長したと考へられる。従つて、此火山の初期の噴出物の一部は海中堆積層として存在してゐるのであるが、少くとも現在新島上に露出してゐる白ママ層の大部分は、辻村學士が述べてゐる様に、陸上に堆積した噴出物と考へなければならぬ。

11. 向山熔岩及び同灰砂層.

向山熔岩及び同灰砂層は上に述べた白ママ層と共に向山複合火山（辻村學士の所謂“向山ホマトロイデ”）を構成する。白ママ層が此火山の外輪山に相當する大峯圓錐丘及び其外域の低地を構成するのに對し、向山熔岩及び同灰砂層は中央火口丘に相當する向山圓頂丘（辻村學士の所謂“石山トロイデ”）を構成する噴出物である。

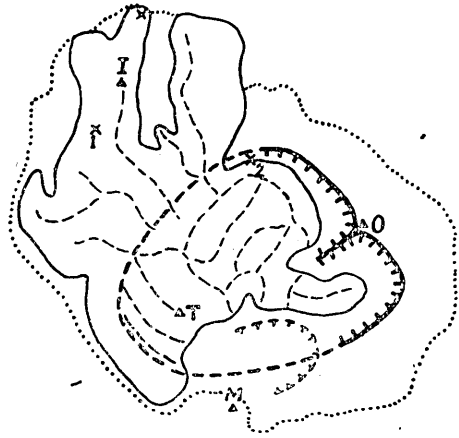
向山は其一部なる丹後山（海拔 233.4 m）及び石山（海拔 234.8 m）と共に大峯圓錐丘の頂上部から西方に間々下浦及び瀬戸山南麓附近に迄連なつてゐる。此山の東側は頂上部に於いて直接に大峯圓錐丘の頂上部に續いてゐるが、南西側は小濱浦と間々下浦との間の海岸に臨んで殆ど絶壁をなし、北側は瀬戸山及び大三山の南麓の低地に臨んで 35° 内外の傾斜面を形成する。山の頂上部は臺地狀に擴がり、神津島天上山の頂上に類似して、大小の窪地と丘陵との相交錯する複雑な地形を示し、大體三部に分たれる。即、南部の丹後山と呼ばれてゐる部分は北西—南東方向に長い四條の平行の丘陵及び之等の丘陵の間の窪地から成り、東部の向山本體は北東—南西方向に長い三條の丘陵、大峯圓錐丘の火口壁に沿つて連なる丘陵、及び之等の丘陵の間の窪地から

成り、西半部の石山と呼ばれる部分は丹後山及び向山本体から北西方に連なる數條の丘陵及び窪地から成つてゐる（第7圖）。各丘陵の最高點と窪地の最低點との高低差は一般に 50 m 以下である。斯様な地形は浸蝕作用の結果ではなく、向山の頂上部一帯を構成する向山熔岩の噴出當時の熔岩表面の地形を殆ど其儘示してゐるものと考へられる。

向山熔岩は向山の頂上部の至る處に露出してゐる。其表面部は大小の岩塊の集合となつて塊狀熔岩の形態を示してゐるが、其内部は、南西岸に臨む斷崖或は石切場の露出に見られる様に、一續きの熔岩床である。此熔岩は石英、長石、及び黒雲母の斑品を含む黒雲母流紋岩であつて、

純白色乃至灰白色の浮石質の部分は極めて加工され易く、抗火石と呼ばれて盛んに採掘されてゐる。向山の頂上部一帯に露出する熔岩は大部分浮石質であるが、石山の石切場附近の熔岩が最も標式的の浮石質流紋岩で、恐らく最も良質の抗火石と考へられる。向山本体の五右衛門石切場附近の熔岩は灰白色で、比較的氣泡の少ない浮石質流紋岩であり、丹後山附近に露出する熔岩の一部は暗灰色乃至黒色で、眞珠岩様の割目に富む玻璃質流紋岩或は黒曜石質流紋岩である。小濱浦と間々下浦との間の斷崖に露出する熔岩も亦玻璃質で、眞珠岩様の割目に富み、暗灰色、黒色、或は赤褐色の外観を示してゐる。

小濱浦と間々下浦との間の斷崖に於いて見られる様に、向山熔岩は最も厚い處で、200 m 内外の厚さを有する。熔岩の噴出地點は明かでないが、上に述べた様な向山頂上部に於いて見られる熔岩表面の地形的並びに岩質的變化の状態から、丹後山附近に在る様に察せられる。丹後山附近に於いて噴出した向山熔岩は先づ北東方向に擴がつて大峯圓錐丘の噴火口の東方内壁に衝突し、此内壁との間に新月形の窪地を残して停止し、次いで瀬戸山及び大三山の南麓の低地に向つて北西方向に擴がつたものである。向山熔岩が大峯圓錐丘の火口壁に接して停滞し、又前者が後者の上を越して北西



第7圖 向山火山頂上部の地形。

O, 大峯 (300.7 m). T, 丹後山 (283.4 m).

I, 石山 (234.8 m). M, 丸嶋山. 1, 石山石切場. 2, 五右衛門石切場.

點線: 向山火山外郭(低地の白ママ層を除く).

細い實線: 向山熔岩外郭.

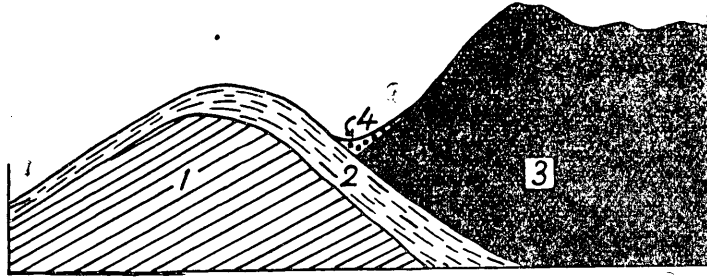
細い破線: 向山熔岩表面の丘陵線.

太い破線: 大峯圓錐丘火口壁の推定部.

方向に擴がつてゐる状態は大峯最高點の北西方五右衛門石切場附近に於いて最も明瞭に觀察される。北西方向に擴がつた向山熔岩の一部は、本村部落から温泉場に通ずる自動車道路の中途、採石事務所附近に於いて見られる様に、瀬戸山南麓の海拔約40mの低地に迄達してゐる。

向山の頂上部の凹凸地形は向山熔岩の噴出當時の粘稠度と熔岩下の地形とに主として支配されて出來た様に考へられる。向山熔岩の下には大峯圓錐丘の西半部が埋まつてゐるはずであるから、向山熔岩は此部分の地形に支配されて擴がつたに相違ない。向山熔岩の噴出する前に恐らく爆發が起り、大峯圓錐丘の西半部は之に依つて多少破壊され、現在其東半部の示す様な完全な圓錐形の地形を保つてはゐなかつたであろうが、丹後山附近及び丹後山北西部から五右衛門石切場附近に至る間の熔岩地形は其熔岩下に大峯圓錐丘の夫々南西部及び北西部が埋まつてゐる事を示すものの様である。即ち、向山熔岩は丹後山附近に於いては大峯圓錐丘の噴火口の南西壁を埋め、此火口壁と同方向なる北西—南東方向に長い丘陵及び窪地を形成し、丹後山北西部から五右衛門石切場附近に至る間に於いては大峯圓錐丘の噴火口の北西壁を埋め、同様に之と同方向なる北東—南西方向の丘陵及び窪地を形成したと考へられる。此考へが正しいとすれば、大峯圓錐丘の噴火口は向山熔岩の噴出前には全體として略圓形で、約2kmの直徑を有してゐたに相違ない。而して、向山熔岩の東半部（丹後山及び向山本體）は此噴火口の内部と南西壁及び北西壁の上とを占め、西半部（石山）は大峯圓錐丘の北西外側を占めてゐるのである。従つて、向山熔岩は全體としては一の完全な熔岩圓頂丘でなく、大峯圓錐丘の噴火口の南西部から噴出して此噴火口の内部に満ちると共に一部分は熔岩流として噴火口の北西壁を越へて北西方の低地に流れ出したと考へられる。

向山灰砂層は向山熔岩の北西部外縁の急斜面に主として露出し、向山熔岩と同種の浮石質火山灰砂、火山礫、熔岩塊等から成つてゐる。向山熔岩の斷崖の下には一般に同熔岩の破碎した砂礫及び岩塊が堆積して崖錐を形成してゐるが、向山灰砂層は此崖錐層とは異なつて、向山熔岩に蔽はれてゐる火山噴出物である。向山灰砂層と白ママ層とは其構成物の岩質上からは殆ど區別され難いが、間々下浦の南方斷崖に於いて、前者が後者の上に載り、明瞭な不整合を以つて境されてゐる關係が認められる（第5圖及び圖版第17圖）。又、第8圖に示す様に五右衛門石切場附近に於いて、向山灰砂層が大峯圓錐丘を構成する白ママ層の上に不整合に載つてゐる。従つて、向山灰砂層は大峯圓錐丘が形成されて後、向山熔岩の噴出する前の噴出物で、恐らく向山熔岩の噴出直前に爆發的噴火が起り、其際抛出された火山灰砂が堆積して生じたものである。



第8圖 向山五右衛門石切場附近の模式南北断面圖。

- 1, 白ママ層 (大峯圓錐丘). 2, 向山灰砂層.
3, 向山熔岩. 4, 向山熔岩崖錐堆積層.

う。第2圖の地質圖には大峯圓錐丘上に分布する向山灰砂層は省略されてゐる。

12. 崖錐砂礫層.

崖錐砂礫層は急峻な熔岩崖から崩壊した砂礫及び岩塊の堆積した地層で、第2圖には赤崎ノ峯及び宮塚山の東西兩熔岩崖の下に見られる此種の地層が示されてゐるのみであるが、尙此他の各處にも發達してゐる。

13. 砂丘砂層.

砂丘砂層は本村及び若郷の低地に分布する砂層で、主として流紋岩類の破碎して生じた石英、長石、黒雲母、磁鐵礦、其他の有色礦物の砂粒、及び玻璃の破片を含んでゐる。新島に於いては一年中を通じて西風が優れてゐるから、砂丘砂層は若郷及び本村の西海岸に沿つて特に發達し、東海岸に於いては羽伏浦北方の海底電信線陸上場附近に見られるのみである。若郷低地の砂丘砂層は前濱海岸から新島山の西側斷崖の直下迄分布してゐる。本村の砂丘砂層は前濱南部に於いては瀬戸山及び大三山の北西麓一帯を蔽ひ、前濱北部に於いては峰路の西側斷崖の直下に達し、峰路と瀬戸山との間の低地に於いては前濱海岸から1 km 餘の内陸に迄擴がつてゐる。本村部落の東端附近の砂丘砂層は約6 m の厚さを有し、耕作に適せず、畑は之を取除いて“トヂ”(白ママ層)の上に作られると云ふ。

新島火山の發育史

新島の火山の構造及び其數個の火山の相互の地質的關係は以上の地質説明を以つて大體了解されるので、之に基いて新島の火山の發育史を要約して述べれば次の如くである。

新島火山の基盤。海圖に明かに示されてゐる様に、新島は式根島、神津島、恩走島等の流紋岩火山島と共に北東—南西方向に並ぶ一島列（故小藤博士⁷⁾の所謂“神津島火山脈”）を形成し、同方向に連なる深さ約 200m の一海嶺の上に載つてゐる。辻村學士は此海嶺を一羽線に沿つて噴出した火山物質が堆積して造られた隆起帯と考へたのであるが、新野學士⁸⁾に依つて行はれた錢州礁の底質調査の結果は此海嶺の地質及び成因を考へ、新島其他の流紋岩火山島の地質的位置を考へる上に有力なる一資料を提供した。錢州礁は同海嶺の南西延長上に在つて、神津島から南西方に約 40 km 距たり、従來は一般に夫が新島—神津島島列の延長上に在る事實から之等の島々と同様に流紋岩の岩礁であろうと想像されてゐた。筆者は曾て恩走島及びサツパン島の岩礁群を調査した際に之を確かめようと企てて荒天のため果さず、其後新野學士の錢州漁礁調査の機會に、同漁礁の中央部に當たる錢州岩礁の岩石の採集を同學士に依頼した。而して此調査に依つて錢州漁礁の底質と共に錢州岩礁の地質が明かにされ、同岩礁が従來想像してゐた様な流紋岩でない事が確かめられた。新野學士に依ると、錢州岩礁は東西に約 200 m 離れて相對立する 2 個の尖岩と之等から約 2.5 km 南西方に距たる數個の岩礁群とから成り、何れも海面上僅かに數米突出し、岩礁群中の一岩礁が南東に緩傾斜を以つて上下に相重なる熔岩と集塊岩とから成る外、凡て集塊岩である。同學士の好意に依つて筆者の得た岩石標本は熔岩の岩片 3 個と集塊岩の岩片 7 個とであるが、何れも淡綠灰色乃至淡青灰色を帯び、緻密堅硬なる斑状岩で、肉眼で見ると、變質した斜長石の多量の白い斑晶と黃鐵礦の微粒とを含んでゐる。其薄片を顯微鏡で觀察すると、熔岩及び集塊岩は何れも一部分曹長石化した斜長石斑晶、綠泥石化した輝石斑晶、及び粒状化した石基から成り、黃鐵礦其他の鐵礦物に依つて鑛染され、伊豆半島の中新世の火山岩類中に最も多い變朽安山岩と全く同一の性質を有する。更に新野學士に依ると、錢州岩礁の周圍の海底は海面下 120 m より淺い廣大な平坦面で、其處には基盤岩石が露出し或は極めて良好に水蝕された礫が分布してゐる。而して、此礫の少數は石灰藻及び造礁珊瑚であるが、其他の多數は錢州岩礁の岩石と同質である。

以上の事實の他に、神津島に於いては秩父山灰砂層及び白ママ層が伊豆半島の第三紀火山岩類に類似する岩片を含み、其北岸の海面近くには下田の萬藏山の岩石と殆ど同質の加里流紋岩が僅かに露出し、新島に於いては大三山凝灰岩及び同凝灰角礫岩層が第三紀岩類の水蝕された圓礫を多數に含み、其他の流紋岩灰砂層も亦第三紀火山岩類の破片を伴つてゐる。之等の事實は新島、神津島等の流紋岩火山島の基盤となつて

7) B. Koto, *Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyō*, 3 (1934), 205.

8) 新野弘, *地學雜誌*, 47 (1935), 590.

ゐる海嶺が大部分伊豆半島の中新統に相當する第三紀層に依つて構成されてゐる事を示すものである。而も、錢州礁附近の120m或は夫以上の深さの海底に分布してゐる圓礫は斯る深い海底に於いては形成され難く、陸上或は海岸近くに於いて形成されたと考へられるから、此圓礫の載つてゐる海嶺は且て廣い陸地の一部或は幾つかの島として海面上に現れてゐて、其後海水面に相對的に現在の位置に沈降したに相違ない。新島、式根島、神津島等に就いて見ても、之等の島々は最近に至つて或は數米程度隆起⁹⁾したかもしれないが、其火山噴出物は大部分陸上に堆積したものであり、全體としては反つて餘程沈降してゐる様に考へられる。然し、白ママ層を初め、淡井浦層、若郷玄武岩砂礫層、島分澤凝灰岩層等の少くとも平坦地に堆積してゐる部分は何れも殆ど水平的の層理を示してゐるから、新島の沈降が事實あつたとすれば、夫は島全體としての略一様な沈降であつて、所謂地塊運動に伴つた傾動的の沈降ではない。

新島の若郷玄武岩砂礫層は、少くとも觀察された範囲内に於いては、同島及び神津島の流紋岩灰砂層中に見出される様な第三紀岩類の破片を伴つてゐない。大島火山の玄武岩砂礫層中にも同火山の基盤に由來すると考へられる様な偶然的拋出物の存在する事は記載されず、¹⁰⁾ 筆者の觀察した限り、三宅島の玄武岩砂礫層中にも亦斯る拋出物は見出されない。御藏島の海岸には玄武岩礫に雜つて、花崗岩質の礫が見出されるが、此花崗岩質礫は曾て南洋方面から人工的に運搬されたものと云はれてゐる。然し之等の事實は第三紀層或は其他の所謂大陸的の基盤岩類が新島の北端附近から北東方の玄武岩火山島を含む地域に缺けてゐて、新島及び其南西方の流紋岩火山島を含む地域にのみ存在する事を必ずしも示すものではない。流紋岩火山は玄武岩火山に比較して地表に近い地殻内に其岩漿溜を有し、極めて爆發的の噴火を屢々行つたがために、其噴出物中に基盤岩の破片を多く伴つてゐるとも考へられる。斯る見方の何れが事實に近いかは現在に於いては斷定出來ない。

以上に述べた種々の事實を綜合して考へると、新島火山は神津島火山と同様に其基盤を成す第三紀層が既に地殻運動に因つて變位し且つ浸蝕作用を受けた後に形成されたに相違ない。之等の火山島の流紋岩類の大部分が大島、三宅島等の玄武岩類と同様に新期(第四紀)の噴出物であるといふ事は最初に辻村學士に依り、次に坪井博士に依つて、地形學的及び地質學的に論ぜられたのであるが、筆者の既に發表した神津島火山の研究及び今回の新島調査の結果に依つて益々裏書きされたのである。

新島火山の噴出順序. 新島火山の構造及び其噴出物の岩石學的類別は神津島火山の

9) 福富孝治, 地震, 10 (1938), 1~4.

10) S. Tsuboi, *Jour. Col. Sci., Imp. Univ. Tokyo*, Art 6, 43 (1920), 96.

夫等に比較して一層簡單であつて、大別すれば次の如くである。

(火 山 単 位)	(岩 型)
1. 最舊期火山群……………	角閃石流紋岩。
2. 赤崎ノ峯火山……………	角閃石流紋岩。
3. 新島山火山及び丸嶋山火山……………	角閃石・黒雲母流紋岩。
4. 若郷玄武岩火山……………	單斜輝石・橄欖石玄武岩。
5. 宮塚山火山……………	黒雲母流紋岩。
6. アツチ山火山……………	黒雲母流紋岩。
7. 向山火山……………	黒雲母流紋岩。

新島に現在露出してゐる限りに於いて、最も舊い火山噴出物は瀬戸山熔岩、峰路熔岩、ヂナーカ山熔岩等の角閃石流紋岩類である。之等の熔岩は恐らく夫々別個の火山を構成するものであろうが、各火山の相互の新舊順序及び噴出中心が明かでないから、茲では最舊期火山群として一括される。此火山群は、假りに海底火山として生れたものとしても、次期の火山が活動を始める前に、少くとも其頂上部を既に其當時の海面上に現し、幾つかの相接近した火山島として存在してゐたに相違ない。大三山凝灰岩、同凝灰角礫岩層、及び島分澤凝灰岩層は最舊期火山群の少くとも一部分が海面上に在つて、陸上浸蝕作用を受けてゐた時代に、其陸上に堆積した火山噴出物である。之等の地層は何れも角閃石流紋岩火山の噴火に由來するものであるが、其火山が何れであるか未だ確められない。島分澤凝灰岩層中に多少見出される黒雲母が初生的の火山噴出物であるとすれば、此地層の堆積當時既に角閃石の他に黒雲母をも含んだ流紋岩の火山が活動してゐたと考へられる。

島分澤凝灰岩層の堆積に次いで、赤崎ノ峯火山が峰路熔岩とヂナーカ山熔岩との夫々の火山體の中間に、角閃石流紋岩の熔岩と火山灰砂とを以つて形成された。此火山の活動時代には若郷の南部から宮塚山の下を経て峰路に至る地域は一続きの陸地に成つてゐたに相違ない。

角閃石流紋岩の噴出は赤崎ノ峯火山の活動を以つて終り、次いで角閃石・黒雲母流紋岩の噴出時代となり、北部には新島山火山が、南部には丸嶋山火山が形成された。丸嶋山火山は恐らく最初には海中火山として活動を始めたのであろうが、後に向山火山が活動を始める頃には、一の火山島として當時の海面上に現れてゐたと考へられる。新島山火山はヂナーカ山熔岩を以つて代表される角閃石流紋岩火山の一部を破つて熔岩を噴出し、當時既に後者と陸続きの火山になつてゐた。

新島山火山の活動に次いで、若郷玄武岩火山がヂナーカ山熔岩を破つて活動を開始した。此火山の噴出中心は現在宮塚山の北東麓に浅い窪地として残る噴火口である。

此噴火口から噴出した單斜輝石・橄欖石玄武岩の砂礫は新島山、ヂナーカ山等の熔岩を蔽ひ、又之等の火山の間の低地に厚く堆積して、現在の若郷玄武岩砂礫層を形成した。其當時、若郷前濱及び淡井浦方面の低地には、此地層は現在よりも遙かに廣く分布してゐたであろうが、其後の海蝕作用に依つて、現在の分布を示すに至つたと考へられる。然し、峰路、赤崎ノ峯、瀬戸山等新島南半の舊火山體の上には此玄武岩砂礫層が全く見出されないから、若郷玄武岩火山の爆發的噴火は新島の北部にのみ影響を及ぼした比較的小規模の活動であつたと相違ない。

若郷玄武岩火山の活動に次いで、黒雲母流紋岩の噴出期となり、宮塚山火山及びアツチ山火山が相次いで形成された。當時赤崎ノ峯火山の北隣にはヂナーカ山熔岩、島分澤凝灰岩層、若郷玄武岩火山の南半部等から成る低い山地が在り、此處に噴出した黒雲母流紋岩の熔岩及び火山灰砂は此山地の大部分を蔽つて、新島に於いて赤崎ノ峯火山に次いで高い宮塚山火山を構成した。宮塚山火山の北東麓に於いて、其後再び黒雲母流紋岩の噴出が起り、先づ若郷玄武岩火山の東側の一部を破つて噴出した火山灰砂は淡井浦灰砂層として堆積し、次いで噴出した熔岩がアツチ山熔岩丘を形成した。

以上數次の火山活動の結果、新島の北部は現在見られる地形と略同様の山地となり、夫自身一の島として存在し、瀬戸山及び丸嶋山は恐らく浅い海に依つて此島から距てられ、夫々別個の火山島として海面上に現れてゐたと考へられる。

新島北部に於ける火山活動はアツチ山熔岩の噴出を以つて終り、次いで丸嶋山火山の北方の其當時の海中に向山火山が活動を始め、黒雲母流紋岩の火山灰砂及び熔岩を順次噴出した。先づ烈しい爆發的噴火が起り、白ママ層に依つて代表される火山灰砂が噴出し、噴火口附近の海底に堆積した。噴火が進むに従つて、此地層は漸次厚さを増し、遂に海面上に現れ、北部山地と瀬戸山、丸嶋山等とを陸續きとし、其後更に此陸地となつた低地に堆積したのみならず瀬戸山、峰路、赤崎ノ峯等の山頂部をも厚く蔽つた。又此火山が陸上火山になつて後、噴出した火山灰砂は其噴火口の周圍に特に多く堆積し、遂に大峯圓錐丘を形成するに至つた。白ママ層が次第に厚さを増して海面上に現れるや否や、其陸地の内部に於いては更に引續いて噴出した火山灰砂に依つて益々厚さを増したに相違ないが、海に接してゐた部分には海蝕作用が働き始め、白ママ層の陸地を次第に削り取り、羽伏浦及び間々下浦に現在見られる様な斷崖を形成したと考へられる。

大峯圓錐丘の形成時代の末期の噴火は初期の夫に比較して劣勢で、遂に一時靜穩に歸するに至つたが、其後再び此圓錐丘の頂上部に爆發的噴火が始まり、火山灰砂を噴出すると共に圓錐丘の西部を破壊し、向山灰砂層を堆積せしめた。此爆發的噴火に引

續いて向山熔岩が噴出し、大峯圓錐丘の噴火口を埋め、更に其西側の火口壁を越へて西北方に溢出し瀬戸山の南麓附近に迄擴がった。

以上述べた様に、新島の噴火は最舊期火山群に始まり、赤崎ノ峯、丸嶋山、新島山、宮塚山、アツチ山等の諸火山を経て、向山火山に終り、茲に現在の新島複合火山島を形成した。之等の火山は相互の間に構造上何等の主従的關係を示さず、夫々獨立の火山として順次既存の火山の隣接地域に噴出し、隣接した火山の一部が相互に重なり合つてゐるに過ぎない。各火山自體の地形或は構造には、新島の地下の何か特別の地質構造の影響に依つて現れたと考へられる様な特徴は認められない。又、各火山の配列は噴出地點が順次規則正しく或地點から一方的或は多方向的に移動した事を示してゐない。然し、新島の火山全體としては島の長軸の方向、即、新島、式根島、神津島及び恩走島を含む北東—南西方向の一帯上に配列し、此流紋岩火山島列の生成に關係ある火山構造線が新島の地下に存在し、略此線に沿つて各火山が噴出した事を示してゐる。

新島の南方に位する式根島は、福地學士に依ると、大部分黒雲母流紋岩熔岩で、辻村學士に依ると、新島附近の最舊期流紋岩床の一である。筆者は未だ此島を觀察してゐないが、若し夫が黒雲母流紋岩熔岩であるとすれば、新島の熔岩の規則正しい噴出順序から考へて、其噴出は古くとも宮塚山火山の噴出時代の前後と推定される。

有史時代の噴火。新島の有史時代の噴火の記録と見られてゐるのは三代實錄、日本紀略、及び扶桑略記に載つてゐる仁和2年5月24日（西曆886）の噴火記事で、中村博士¹¹⁾に依つて初めて引照され、故大森博士¹²⁾に依つて日本噴火誌中に採録されてゐる。此記事は簡單で、噴火の起つた位置、噴火の規模等を詳しく記録してゐないが、辻村學士及び坪井博士が既に論じた様に、恐らく新島の最新の火山である向山火山の噴火を指すものであろう。續日本後紀に載つてゐる神津島の承和5年7月5日（西曆838）の噴火の記事は新島の噴火の記事よりも詳しく、同島の最新の火山である天上山火山の噴火である事をよく傳へてゐる。要するに、新島は神津島と同様に地質學的及地形學的に見て新期の火山島であるのみでなく、有史時代にも神津島の噴火に後れる事僅に48年にして噴火し、黒雲母流紋岩の火山灰砂及び熔岩を噴出して構造的及び岩石學的に神津島の天上山火山に極めてよく類似する複合火山向山を形成したのである。

新島地震に因る地變

昭和11年12月27日に起つた新島地震に因つて生じた地變の中で、地震直後に

11) 中村清二 震豫報告, 79 (1915), 42.

12) 大森房吉 震豫報告, 86 (1918), 109.

直接観察される事の出来たものは崖崩れと地割れとである。

崖崩れは新島の各火山の周囲に發達する斷崖及び急傾斜の山腹の各處に起つた。新島山の西側及び南側の熔岩崖は約7個處に於いて著しく崩壊し、新島山熔岩の巨塊が崖下の低地に多數轉落した。特に若郷前濱の北端の新島山熔岩崖に起つた崖崩れは熔岩の巨塊及び砂礫を海中に迄押出してゐて、地震當時此海岸にゐた若郷部落民の一人を生埋めにした。アツチ山の山腹は比較的緩傾斜で、著しい崖崩れを起さず、同山の北西山腹及び淡井浦に面する海崖に小規模の崩壊が認められたのみであつた。宮塚山の崖崩れは新島の中に於いて最も大規模で、且つ最も多數であつた。即ち、同山の東、北、及び西側の斷崖は殆ど連続的に崖崩れを起し、至る處に於いて高さ 200 m に達する熔岩の絶壁の殆ど上端近くから崩壊してゐる。本村、若郷間の本道は此崖崩れのために宮塚山東麓の七曲り及び宮塚山とアツチ山との間の峠附近に於いて崩落した宮塚山熔岩の巨塊及び砂礫の下に埋められた。又、宮塚山の南西麓アジャ山（島分澤の北側）の崩壊に依つて本村部落民の一人が生埋めにされた。赤崎ノ峯火山の東側の熔岩崖には約4個處に著しい崖崩れがあり、同火山の西側の本村前濱北部に面する熔岩崖にも數個處に小規模の崩壊があつた。若郷部落は以前には本村部落の北端附近に在つたのであるが、其附近の熔岩崖の崖崩れが劇しいために約50年前に現在の位置に移つたと云はれてゐる。峰路の東、南及び西側の熔岩崖には合計7個處餘りの小規模の崖崩れが見られた。向山火山に於いては羽伏浦、西ノ浦、及び間々下浦に沿つて白ママ層の斷崖が各處に於いて崩壊したが、向山熔岩は南西海岸に面する絶壁を除けば殆ど崖崩れを起さなかつた。石山及び五右衛門石切場は多少崩壊したが、地震當時は其従業員の休憩時間に丁度當つてゐたため被害者が生じなかつたと云ふ。

地割れは各火山の頂上部の平坦地には殆ど無く、本村及び若郷の低地の主として道路上に現れ、多くの場合道路の方向に走つてゐた。本村低地の地割れは白ママ層及び砂丘砂層中に現れ、若郷低地の地割れは淡井浦灰砂層及び砂丘砂層中に現れたのであつて、熔岩中の地割れは一も認められなかつた。

以上述べた崖崩れ及び地割れは何れも各火山の地形に現れてゐる特種な條件に支配されて生じた表面的地變で、火山の内部構造或は火山地下の地質構造の表現であると考へられる様な特質は個々の崖崩れ或は地割れには勿論、之等の分布の上にも亦認められなかつた。松澤博士等に依ると、淡井浦の西方に於いて崖或は土堤に直接關係してゐないと考へられる地割れ群が N 30°E ~ S 30°W の方向に 400~500 m の長さの間に現れた。此地域には淡井浦灰砂層が分布し、特に際立つた斷崖は發達してゐないが、既に述べた様に、比較的急傾斜を以つて東方に降る一帯が略南北に連なり、淡

井浦灰砂層の下に若郷玄武岩砂礫層の斷崖が埋もれてゐると推定されるから(第6圖), 上述の地割群は恐らく此斷崖上に當る地表に現れたものであろう。

要するに、今回の新島の地質調査及び地變調査の結果のみでは、新島地震の原因が新島の地質構造或は火山活動に直接關係してゐるか否かを判定する事が出来なかつた。

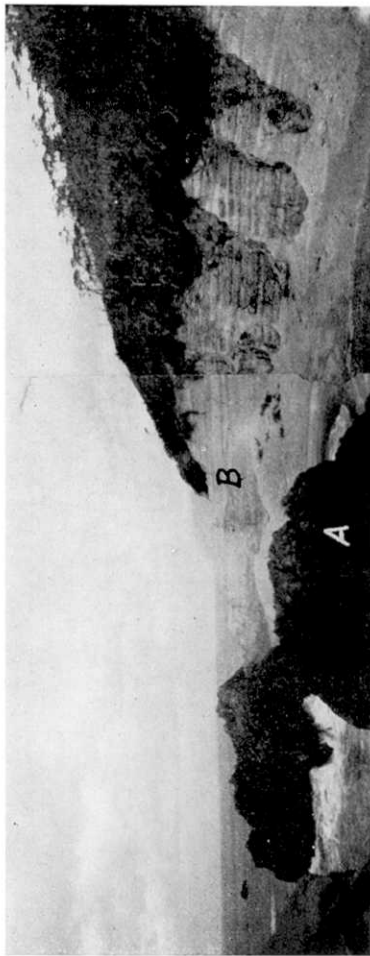
15. Volcanoes of Nii-sima, One of the Seven Izu Islands.

By Hiromichi TSUYA,

Earthquake Research Institute.

Nii-sima, situated about 40 km SW. of Volcano O-sima, in $34^{\circ}23'N$. and $139^{\circ}15'E$., is a volcanic island measuring about 11 km in a N.-S. direction and 2.5 km E.-W. It consists, like Koza-sima, of several Quaternary liparitic volcanoes, besides the ruin of a basaltic volcano, of which the Mukoyama volcano in the southern part of the island is the youngest as well as the largest. The rocks constituting the liparitic volcanoes are grouped under three main headings—hornblende-plagioliparite, hornblende-biotite-plagioliparite, and biotite-plagioliparite—in order of eruption. Thus the structural scheme of the island, together with the rock-types represented may be summarized as follows:

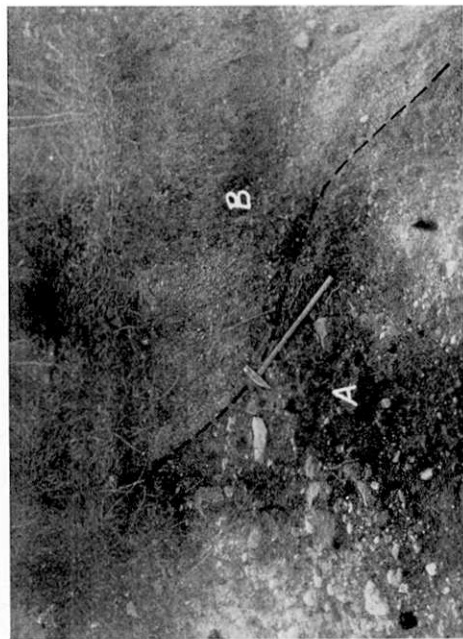
1. Lavas forming the lowest visible part of Nii-sima (*hornblende-plagioliparite*) { Seto-yama lava,
Minezi lava,
Zinaka-yama lava.
Daisan-yama tuff and tuff-breccia (juvenile ejecta: *hornblende-plagioliparite*).
Simawaké-zawa tuff (juvenile ejecta: *hornblende-plagioliparite*).
2. Akasakino-miné volcano (*hornblende-plagioliparite*) ... { Akasakino-miné lava,
Akasakino-miné ejecta bed.
3. Niisima-yama volcano (*hornblende-biotite-plagioliparite*) ... Niisima-yama lava,
Marusima-yama volcano (*hornblende-biotite-plagioliparite*) Marusima-yama lava.
4. Wakagō basaltic volcano (*augite-olivine-bytownite-basalt*) Wakagō basaltic ejecta bed.
5. Miyatuka-yama volcano (*biotite-plagioliparite*) { Habusi-ura ejecta bed,
Miyatuka-yama lava,
Miyatuka-yama ejecta bed.
6. Atti-yama volcano (*biotite-plagioliparite*) { Awai-ura ejecta bed,
Atti-yama lava.
7. Mukō-yama volcano (*biotite-plagioliparite*) { Siromama bed (Ōmine pumice-cone).
Mukō-yama ejecta bed,
Mukō-yama lava.



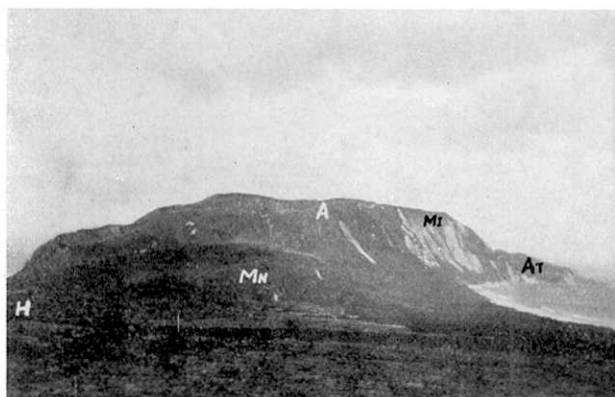
第1圖 大三山西側の海岸. A, 瀬戸山熔岩. B, 白ママ層.
白ママ層の崖の下の崖錐は地震に因つて崩れ落ちたるもの.



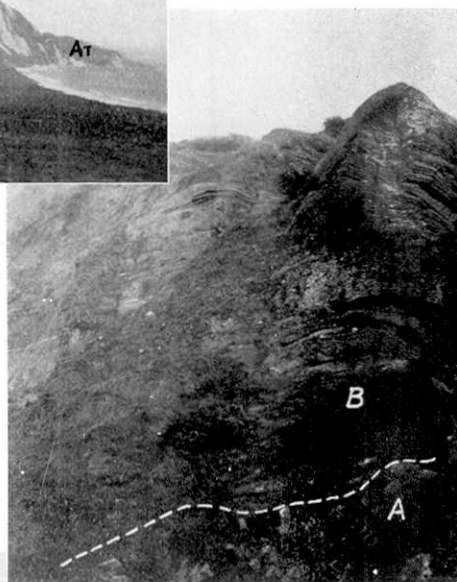
第2圖 A, 土壌化した瀬戸山熔岩. B, 大三山凝灰岩層.
C, 大三山凝灰角礫岩層.
(大三山西側道路の切割りの露出).



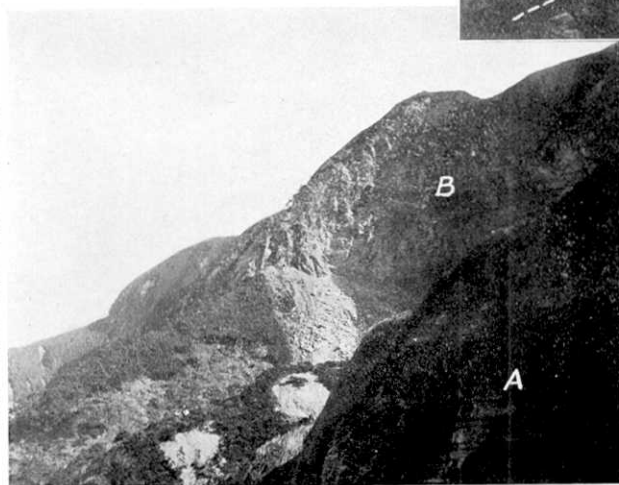
第3圖 A, 大三山凝灰角礫岩層. B, 白ママ層.
(大三山西側道路の切割りの露出).



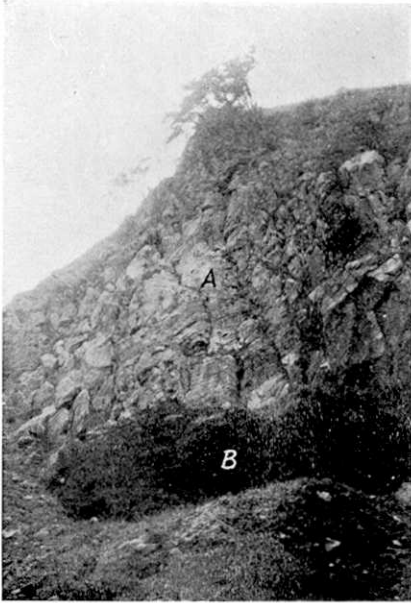
第4圖 H, 木村部落. MN, 峯路.
A, 赤崎ノ峯. Mi, 宮塚山.
At, アツチ山.
(向山五右衛門石切場から
北方山地を望む)



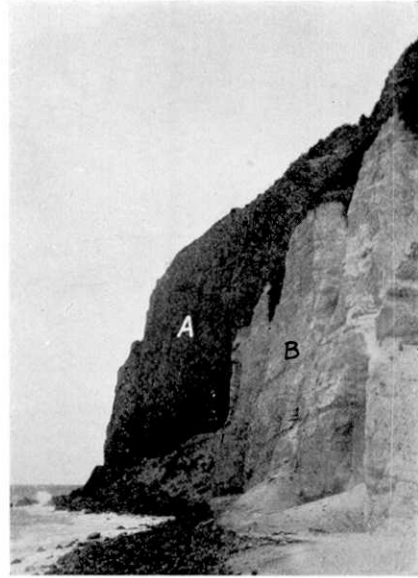
第6圖 A, 島分澤凝灰岩層. B, 宮塚山熔岩
南西側斷崖.
(第5圖と同處).



第5圖 A, チナーカ山熔岩. B, 島分澤凝灰岩層.
(島分澤南側大磯海岸附近).



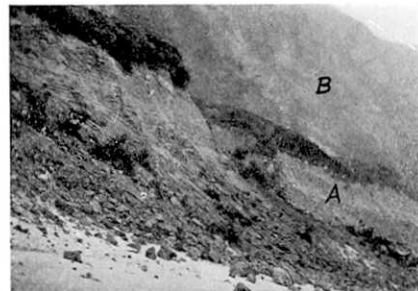
第7圖 A, チナーカ山熔岩. B, 若郷玄武岩砂礫層. (Aの斷崖の前面に接する). (若郷前濱南端).



第8圖 A, 丸嶋山熔岩. B, 白ママ層. (丸嶋山南側海岸).



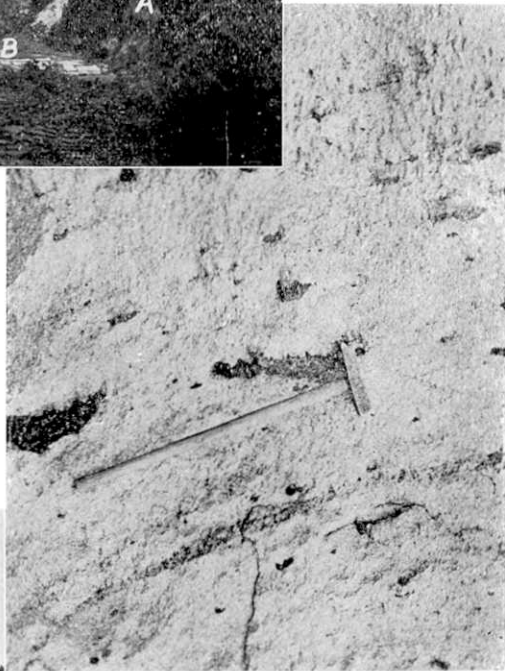
第9圖 A, 新島山熔岩 (地震に因る崖崩れ多し). B, 若郷玄武岩砂礫層. C, 淡井浦灰砂層. (若郷前濱南端から北東方に新島山を望む).



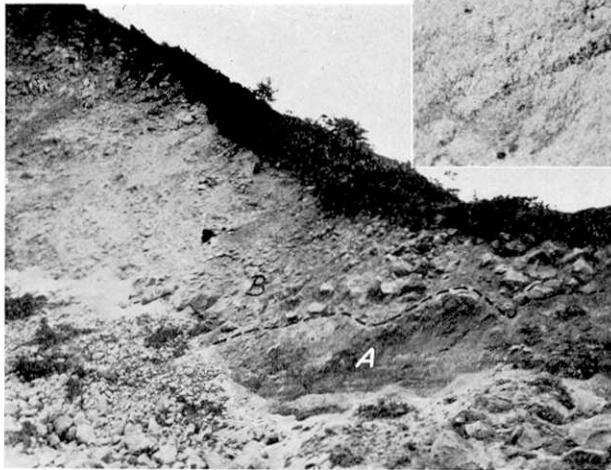
第10圖 A, 羽伏浦灰砂層 (地震に因る崖崩れ多し). B, 宮塚山熔岩崖. (羽伏浦北部).



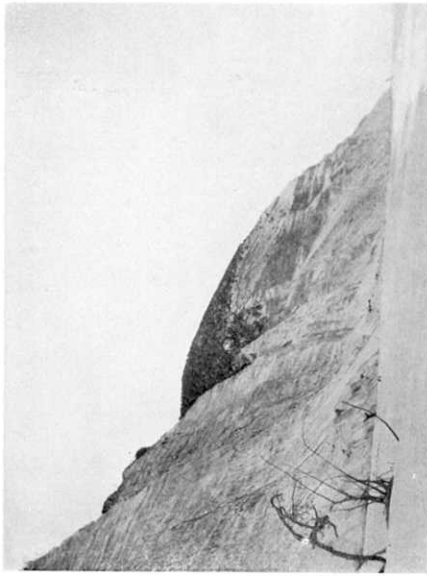
第11圖 A, チナーカ山熔岩. B, 若郷玄武岩砂礫層の噴出地點と推定される窪地. C, 宮塚山熔岩 (地震に因る崖崩れ多し). D, アツチ山熔岩.
(新島山から南方に宮塚山を望む).



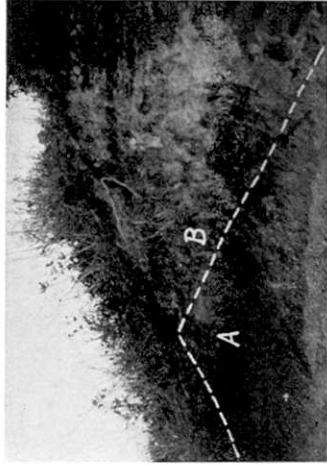
第 13 圖 淡井浦熔岩中の玄武岩捕虜岩.
(淡井浦).



第 12 圖 A, 淡井浦灰砂層. B, アツチ山熔岩.
(淡井浦南端).



→ 第 14 圖 白ママ層
 (大峯圓錐丘東側カ
 ンメガモリの断
 崖).
 (西浦海岸).

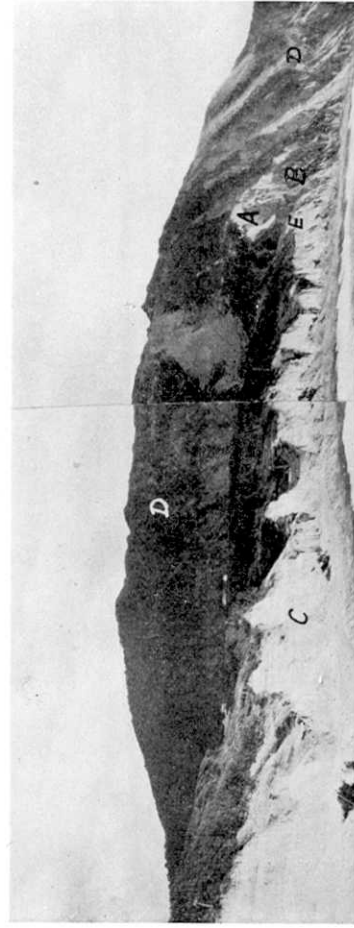


第 16 圖 A, 白ママ層, B, 向山灰砂層.
 (向山五右衛門石切場附近).



(震研彙報 第十六號 圖版 津屋)

第 15 圖 白ママ層の細部.
 (問々下浦).



第 17 圖 A, 角閃石流紋岩浮石層, B, 大三山凝灰角礫岩層, C, 白ママ層,
 D, 向山熔岩, E, 向山灰砂層. (問々下浦島ヶ島から南東方に向
 山を望む).