

28. 神繩衝上斷層の西翼に就いて

地震研究所 津 屋 弘 達

(昭和17年6月18日發表—昭和17年6月20日受理)

緒 言

丹澤山地の石英閃緑岩體の周縁を成す中新世御坂統と同山地南側の山北、小山兩町間の山地に發達する下部鮮新世足柄層とが神奈川縣足柄上郡神繩村南方の山市場を通つて略東西に走る所謂神繩衝上斷層に依つて境されてゐる事は故加藤鐵之助氏の調査¹⁾以來一般によく知られてゐる所である。筆者は小山町附近に於ける富士火山噴出物の分布を調査した際、同町北方の丘陵地の地質を観察し、同地に達してゐる此の衝上斷層の西翼に於いては、足柄層より尙若い一地層が同斷層の構成に與つてゐる事實を確める事が出来たので、茲にその觀察結果の大要を報告する事とする。

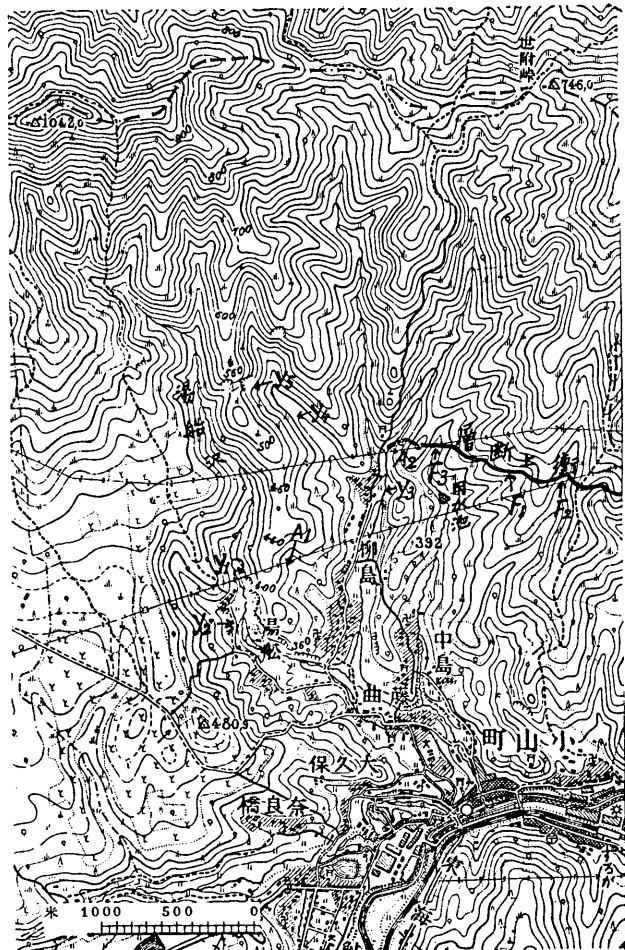
地 質 概 説

小山町南側近くには箱根火山外輪山の北方斜面が迫つてゐるが、酒匂川(鮎澤川)を境としてその北側には主として洪積統から成る海拔400~500mの高さの丘陵が在つてその、東、北、西側を夫々足柄層山地、御坂統山地、及び富士山麓臺地に依つて圍まれる。此の丘陵は小山町から北方及び北西方に派出する鮎澤川支流に依つて數條の山稜に分たれ、その山稜間に湯船、柳島、中島等の段丘のよく發達する低地を有する。各山稜は北方に極めて徐々に高まつて御坂統山地に續くが、後者は海拔550m内外の高さから始まつて一段と急傾斜を示し、世附峠、明神峠、三國山等を連ねて東西に走る海拔750~1000m餘の高さの分水山稜に達してゐる。

小山町北方の丘陵を構成する地質系統は次に示す如く分たれる。

(地質系統)	(時代)
8. 鮎澤川河床砂礫層	} 沖 積 世
7. 富士火山新期噴出灰砂層	
6. 鮎澤川段丘砂礫層	
5. 富士火山舊期噴出灰砂、岩屑、及び泥流層 上部洪積世
~~~~~ 不 整 合 ~~~~~	

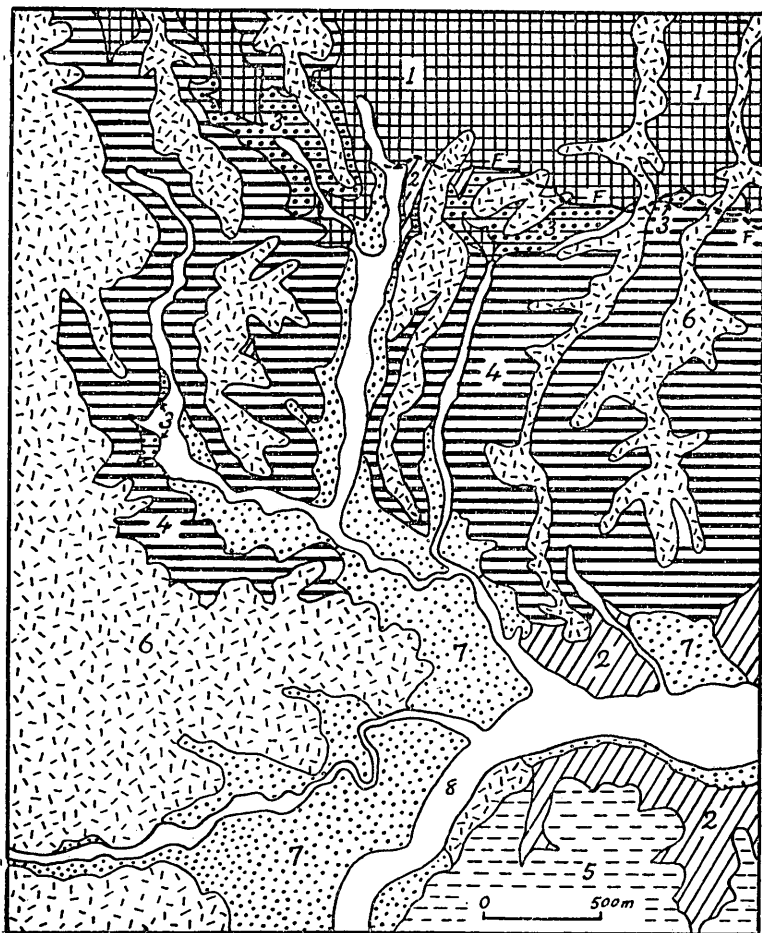
1) 加藤鐵之助 地質調査所報告 18 (1910), 47.



第 1 圖 小山町附近地形圖

4. 湯船層 (凝灰岩, 軽石, 砂, 粘土, 及び礫層) ..... 下部洪積世  
 ~~~~~ 不 整 合 ~~~~~
3. 柳島層 (凝灰岩, 軽石, 及び角礫層)
 下部洪積世 ~ 上部鮮新世 (?)
 ~~~~~ 不 整 合 ~~~~~
2. 足柄層上帯 (凝灰岩, 角礫岩, 及び礫岩層) ..... 下部鮮新世  
 ~~~~~ 不整合及び斷層 ~~~~~
1. 御坂統中帯又は上帯 (變質安山岩, 凝灰岩, 及び凝灰
 角礫岩) 下部中新世

以上の中、(5)以上の地層に就いての考察は他の機会に譲ることとして、茲では神繩衝上斷層に直接或は間接に關係ある(1)~(4)の地層に就いて觀察した結果の概要を説明しよう。



第 2 圖 小山町附近地質略圖

1=御坂統, 2=足柄層, 3=柳島層, 4=湯船層, 5=箱根火山外輪山北麓,
6=富士火山灰砂, 角礫, 泥石流層, 7=段丘砂礫層, 8=酒匂川砂礫層

御坂統 小山町から北方に湯船, 柳島, 中島等の谷を溯ると, 山腹傾斜が一段と増す調査區域の北縁邊りに, 同區域内で最も古い御坂統の露出するのが認められる. 次にその二三の露出に就いて略述しよう.

湯船澤の上流, 海拔 470 m 内外の所から上方の谷底及び谷壁下部に, 細粒乃至粗粒の綠色凝灰岩及び凝灰角礫岩層が在り, 略東西の走向及び北方に 20° の傾斜を示す. 凝灰岩の構成物質は斑

状の輝石安山岩の碎片であるが、顕微鏡下で見ると、その中の斜長石は全く曹長石化し、輝石も殆ど全部綠泥石化してゐる。谷の東壁中位に見られる様に、同層の凹凸面上に石英閃綠岩礫を多數に雜へる礫岩と黄褐色凝灰岩との互層（湯船層の一部）が在り、南方に僅かに傾斜する。尙、此の露出地附近一帯の尾根の上部は富士火山噴出の火山灰砂に蔽はれてゐる。

柳島の谷では、部落北端の世附峠に通ずる山道の入口附近に、沸石脈に貫かれる粗粒の凝灰岩及び凝灰角礫岩が露出するが、その走向及び傾斜は明かでない。之等の岩石の構成物質は種々の顕微鏡的構造を示す輝石安山岩碎片で、孔隙には沸石を有し、また綠泥石、曹長石等に變化してゐる部分を有するが、新鮮な斜長石、單斜輝石、及び斜方輝石を多く殘してゐる。後に述べる様に、柳島部落北端の東側の丘（送電線の下）では、尾柄層の一部と考えられる硬い圓礫岩層の下に御坂統が在る。

前記の露出地の數百米南で、西北方に分岐する谷の入口附近に、灰青色乃至白色に分解した御坂統の岩石が見られる。此の谷を更に溯ると、地形圖で 400 m 等高線が谷を横切る地點遶りから上流に多數の方解石脈に貫かれた硬い頁岩質乃至砂岩質凝灰岩層が發達する。その走向及び傾斜は明瞭ではないが、一ヶ所では走向北 80° 西、傾斜 40° 南を示してゐる。頁岩質凝灰岩は暗灰色で、顕微鏡下で見ると、微細な輝石安山岩粒と共に殆ど新鮮な斜長石、單斜輝石、玻璃質物質等を主とし、其他に少數の有孔虫の遺骸を含む。本層の上には、その風化した凹凸面を境として、異なる走向及び傾斜を示す角礫岩層及び凝灰岩層（柳島層）其他新期の火山灰砂層が載つてゐる。

中島の谷では、部落から約 1000 m 北方の灌漑用貯水池附近（南送電線下）に塊状の綠色安山岩が露出する。同岩の表面部には厚さ數米に亘つて淡褐色或は灰青色の土狀風化帯が在り、その上に湯船層に屬する礫岩層が直接或は柳島層に屬する凝灰岩層を挟んで載つてゐる。顕微鏡下で見ると、同岩は斑状の輝石安山岩で、沸石脈に貫かれ、斑晶及び石基中の斜長石はソーシユル石化し、單斜輝石は一部新鮮な部分を殘して綠泥石化してゐる。またその石基の間隙には不定形の石英が多い。

前記の貯水池の所から送電線下の尾根の北側の谷を東方に約 500 m 溯ると、谷の北壁急斜面に塊状の暗綠色安山岩が露出する。後に述べる様に、此の露出に於いて神繩衝上斷層の延長に當たる逆斷層が見られるのであつて、暗綠色安山岩は柳島層に屬する凝灰岩層上に斷層角礫層を挟んで衝上げられてゐる。此の變質安山岩は方解石脈に依つて縱横に貫かれ、顕微鏡下で見ると斑状構造を殘すが、その中の斜長石は方解石、沸石等に變じ、元來の有色鑛物は全く認められず、石基は綠泥石、鐵鑛粒、方解石、沸石及び間隙石英の集合と成つてゐる。前記の貯水池附近に露出するものと比較すると、此の岩石は元來の結晶度、變質の程度等を多少異にしてゐるが、兩者は恐らく一續きの岩體で、略東西の方向に續く事を示すものであらう。

貯水池の所から同じ谷を更に北方に約 500 m 溯り、北送電線を横切つてしばらく行くと、上記と略同様の綠色安山岩の露出が見られる。此の遶りから北方は連續的に御坂統地域となるが、綠色安山岩がどこまで續くかは味だ確められてゐない。尙、同じ谷の北送電線直下の所に、御坂統の綠色凝灰岩或は凝灰角礫岩と區別の無い外觀を示す岩石が露出する。後に述べる様に、之は神繩衝上斷層の西方延長に當たる所の斷層角礫岩である。

中島の谷から尾根一つ距てて東側に位する狹谷では、地形圖で 480 m 等高線が谷を横切る所（南送電線の少し北）で、方解石脈に貫かれる灰綠色の硬い砂質凝灰岩が露出する。その走向及び傾斜は不明である。顕微鏡下で見ると、此の岩石は安山岩質と認められるが、その構成物質は曹長石、綠泥石、方解石等に變化し、原鑛粒の新鮮なものを殘してゐない。後に述べる様に、此の露出地點は神繩衝上斷層の通過する所で、柳島層に屬する凝灰岩層がその近くに見出され、湯船層に屬する礫岩及び凝灰岩層は同地點から南方に廣く分布する。

調査地域内の御坂統は以上に挙げた數ヶ所の凝灰岩、凝灰角礫岩、變質安山岩等に依つて代表される。地層の走向及び傾斜は一般に不明瞭であるが、前者は東北東——西南西又は東——西に近く、後者は多くの場合北方に $20^{\circ} \sim 30^{\circ}$ の様である。岩石は方解石或は沸石脈に依つて縦横に貫かれ、曹長石化作用、綠泥石化作用等に依つて著しく變質してゐるが、その元來の性質は玄武岩質といふよりも寧ろ輝石安山岩質である。丹澤石英閃綠岩體の南端に發達する御坂變成岩類<sup>2)</sup>に見られる様な動力及び接觸變成作用の行はれた形跡はない。本間博士の丹澤山塊地質圖<sup>3)</sup>に據ると、同地域の御坂統は同博士の分類した三帯の中の下帯に入つてゐる。然し、御坂統の斯る三帯の分類が可能であり、且つ同博士の示した各帯の岩質上の區別が正しいとすれば、同地域の御坂統は下帯よりも寧ろ中帯或は上帯に入れられるべきものであらう。

御坂統を貫く石英閃綠岩は本調査地域内には見られない。然しその北方の世附峠附近、北西方の明神峠、三國山頂上附近等に貫入岩枝が御坂統と共に發達する。世附峠方面に就いては未だ調査してゐないが、その他の二三の地點に就いて觀察した結果を次に附加へて置く事とする。

小山町の北西方約 4 km の上野村から北方に向ふ谷を溯ると、海拔 600 m の高さに於いて御坂統の露出に達する。此の御坂統を代表する岩石は暗綠色塊状で、顯微鏡下で見ると、曹長石化した柱状斜長石と一部綠泥化した單斜輝石とが多少オフィット構造を示す無斑品の輝綠岩である。然し、此の岩石が御坂統中の熔岩流であるか或は貫入岩であるかは、確められてゐない。御坂統の上には同統の岩石の角礫(石英閃綠岩礫を含む)と淡褐色火山砂との厚さ 50 m 以上の互層が載り、南方へ微に傾斜する。

上野村から北西方に向ふ谷を約 2.5 km 溯ると、海拔約 700 m の高さの地點に於いて、富士山新期噴出の火山砂と上述の如き砂礫層との下に塊状の角閃石・石英斑礫岩が露出する。その最も普通の岩型は淡灰色中粒で、有色及び無色鑛物を略等量に含む。之を顯微鏡下で見ると、構成鑛物として歪自形の斜長石及び綠色角閃石が大部分を占め、磁鐵鑛及び磷灰石が相當多く、其他に少量の石英及び加里長石(?)が間隙を充填する。角閃石の一部は綠泥石及び綠簾石に變化し、綠泥石は結晶間隙にも發達してゐる。斯る普通岩型の他に、角閃石の多少に應じて夫々優黑岩質及び優白岩質の部分が縞状構造を示す事があり、全體として極めて不均質の岩體を構成する。

上記の石英斑礫岩の續きは明神峠西方の三國山寄りの尾根に露出し、また同様の岩石は三國峠北側の標高 1 261 m 山にも見出される。何れの場合も、岩石は可成り不均質で複成岩的性質を多分に有するものであり、時には黑雲母の大品を含むベグマタイト岩脈に貫かれてゐる。

三國山附近の御坂統は上記石英斑礫岩體の貫入に因る接觸變成作用を受けた凝灰岩、凝灰質砂岩、凝灰角礫岩等で、所によつては暗綠色の片岩と成り、また貫入岩と融合した縞状構造を示す。三國山北東部の黒岩澤では、御坂統の斯る岩石が東——西の走向、北に 60° の傾斜を示し、三國峠の北側では北 50° 東の走向と成る。小山町の西方約 8 km の大御神本村から北方に谷を溯る

2) K. Sugi, *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, 9 (1931), 87.

3) 本間不二男 地球 1 (1924), 323.

と、御國山西方の尾根の直下（海拔 850 m 内外の山腹）に同様の御坂統が露出し、略東—西の走向、北 50° 丙外の傾斜を示す。

御坂統は三國山から西方に續き、地形から判断すれば、更に富士山東麓下に楔状の山稜を成して潜入してゐる筈であるが、此の一帶では厚い富士火山砂礫に蔽はれ、籠坂峠近くの一部に僅かに露出するのみである。即ち同峠南西方約 1 km の藤原光親卿墓附近にその小露出が在り、沸石の球顆の發達した暗綠色凝灰岩、凝灰角礫岩等から成る。また同峠南方の國道東側にも同様の岩石から成る御坂統が急傾斜の山腹に露出し、故平林博士りに依ると、その一部に輝綠岩を伴ふと云ふ。

以上要するに、本文で問題にしてゐる地域及びその西方に續く三國山一帶の御坂統は安山岩質の凝灰岩、凝灰角礫岩、熔岩等を主とし、時に輝綠岩を伴ひ、石英斑礫岩體の貫入を受けた部分ではそれに因る變成作用を示すが、その他の部分では主として曹長石化作用、綠泥石化作用等に因つて變質し、方解石、沸石等の細脈及び球顆を發達せしめてゐる。走向及び傾斜は一般に不明なる事が多いが、測定し得る所では、走向は略東西或はそれに近く、傾斜は北方である。但し石英斑礫岩體の近くでは、層理と片理との識別が屢々困難である。

足柄層 前報告で既に述べた様に、小山、山北兩町間の酒匂川溪谷に沿つての觀察の限りでは、足柄層は下帯と上帯とに區別され、小山町東部に露出する同層は上帯の最上部を代表するもので、石英閃綠岩の圓礫を多量に含む礫岩層の間に下部では角閃石安山岩及び酸性複輝石安山岩質の凝灰岩及び凝灰角礫岩層を、比較的上部では主として基性複輝石安山岩及び橄欖石玄武岩質の凝灰岩及び集塊質角礫岩層を挟む。小山町北方の丘陵地域内に於いては、足柄層は柳島西側の山腹（第 1 圖 A<sub>1</sub>）と同部落北端東側の丘陵（第 1 圖 A<sub>2</sub>）とに極めて局部的に露出するのみであるが、岩質の上から見て、夫等が足柄層上帯の最上部に對比されるものである事も前報告で述べた通りである。

柳島層 小山町北方の丘陵地域に最も廣く分布し且つ丘陵自體の大部分を構成する地層は次に述べる湯船層である。然も、岩質及び構造の上から見て之とは明かに異なる柳島層と稱する地層が局部的ながら丘陵地域の所々に認められる。此の地層は柳島に代表的に發達するものではないが、他に適當な名稱が附せられるまで、假りに柳島層と呼ぶ事とする。次に主なる露出に就いて同層を説明しよう。

湯船の谷を溯り、同部落北端から右方の谷に入った所（南の送電線直下、第 1 圖 Y<sub>1</sub>）に於いて、淡黄褐色の凝灰岩、純白色輕石砂層、及び凝灰角礫岩が累層を成し、北 20° 東の走向、北西 70° の急傾斜を示す。斯様な走向及び傾斜のみから見ると、此の累層は足柄層最上部に整合するかの様に考へられるが、前者は岩質上後者と可成り相違し、また後に述べる様に、他の露出では両者が不整合的に接してゐる。黄褐色凝灰岩は比較的堅硬で、顯微鏡下で見ると、珪化岩及び綠泥石

化した變質岩の破片の他に、新鮮な複輝石安山岩片及び斜長石、紫蘇輝石、單斜輝石、橄欖石等の鑛物片を多量に含み、少量の角閃石片を伴ひ、また稀に顯微鏡的の植物遺骸を雜へる。純白色輕石砂層は粗鬆質で、直徑 1 mm 内外以下の殆ど均質の輕石砂粒から成る。その薄片を顯微鏡下で見ると、黒雲母の細片を稀に含む輕石狀玻璃片が主で、時に依つてはその間隙に角閃石、輝石安山岩等の微粒が極めて稀に見出されるのみである。此の層は約 1 m の厚さを有し、下位の凝灰岩と上位の凝灰角礫岩との間に挟まり、之等に對して明瞭な境を示してゐる。上位の凝灰角礫岩は複輝石安山岩片を多量に含む。之等の累層の上には砂礫及び火山灰砂から成る殆ど水平な湯船層が載る。

上述の露出の南方約 250 m の地點(第 1 圖 Y<sub>2</sub>)で、道路西側の段丘狀臺地の斷面に角礫及び砂層が露出し、走向北 40° 東、傾斜北西に 30° を示す。此の地層は上記累層に比較すれば緩傾斜であるが、後者の下位に恐らく整合的に重なる同一累層の一部であらう。然し同層中の角礫は新しい火山岩ではなくて、凡て變質した綠色岩で、御坂統に由來するものである。

柳島の谷では、同部落北方東側の川に面する斷崖(第 1 圖 Y<sub>3</sub>)の上部に厚さ約 30 cm の純白色輕石砂層を挟む略水平の黃褐色凝灰岩層が在り、南方に 20°~30° 傾斜する凝灰角礫岩層(足柄層)上に不整合に載り、[兩者共に小斷層に依つて切られてゐる。純白色輕石砂層は上述の湯船谷に於けるものと全く同一で、主として少量の黒雲母を含む輕石砂から成る。

同じく柳島の谷で、上記の露出地點附近から北西方に分岐する谷を溯ると、湯船谷に於ける綠色岩角礫層の走向の北東延長に略當たる地點(第 1 圖 Y<sub>4</sub>)の谷の兩側に之と全く同一の角礫及び砂の互層が同様の走向及び傾斜を以て露出するのが認められる。此の地點から更に北西方約 500 m の標高 577 m 山(谷の西側)南東側の斷崖下部(第 1 圖 Y<sub>5</sub>)に於いては、御坂統に屬する頁岩質凝灰岩の風化した凹凸面上に純白色輕石砂層を挟む黃褐色凝灰岩、凝灰角礫岩等の累層が載り北西方に多少の傾斜を示してゐる。純白色輕石砂層は御坂統の岩石上に載る厚さ約 2 m の黃褐色凝灰岩層の上に在り、厚さ約 30 cm で、前記の二ヶ所に於けるものと同様に、主として輕石砂粒から成るが、角閃石、輝石、安山岩片等を稍多量に雜へて不純となつてゐる。此の輕石砂層の上には更に複輝石安山岩質の凝灰岩、凝灰角礫岩、火山砂礫等が厚さ約 30 m の累層を成し、明瞭な層性を示す。此の累層の上に更に厚さ約 30 m の凝灰岩及び火山砂礫層が在り、外觀下位の累層の續きの如くであるが、此の上位層は橄欖石を多量に含む基性安山岩碎片を主とするもので、比較的不明瞭な層理を示し、恐らく湯船層の一部を代表するものであらう。然し之と下位累層(即ち柳島層)との關係は茲では明かでない。

中島の谷では、同部落北方約 1000 m の灌溉用貯水池附近から北東方に分岐する谷に、上に述べたと同様の純白色輕石砂層を挟む黃褐色凝灰岩、淡黄色輕石層、角礫層等の殆ど水平の累層が少くとも 30 m 以上の厚さを以て發達する。黃褐色凝灰岩は複輝石安山岩片を主とするが、部分に依つては橄欖石を多く含み、また御坂統に由來する變質岩片をも含む。淡黄色輕石層は複輝石安山岩質である。然し褐色角閃石片を可成り多量に含む輕石質凝灰岩も挟まる。角礫層の礫は凡て變質した綠色岩である。此の累層は凹凸面を境として湯船層に屬する砂礫、火山灰砂、輕石等の略水平の累層によつて蔽はれてゐる。また貯水池附近の谷の入口では、前者は御坂統の變質安山岩上に直接成る様であるが、後に述べる様に、此の谷の奥では變質安山岩と衝上斷層を以て接する。

中島の谷から尾根一つ距つた東側の谷では、神繩街上斷層線に當たる地點近くに上述の數ヶ所で見られた純白色輕石砂層と全く同一物が約 50 cm の厚さを以て凝灰岩層の間に挟まり、北 30°~50° 西の走向、南西 40° の傾斜を示す。

柳島層は上述の各地點に代表的に露出する黄褐色凝灰岩、純白色輕石砂層、淡黄色輕石層、角礫層等から成る厚さ 50 m 内外の累層であつて、殆ど水平であるが或は時には 70° 内外の急傾斜を示す。同層は御坂統に衝上断層及び不整合、足柄層に傾斜不整合、湯船層に傾斜及び平行不整合を以て夫々接してゐる。柳島層と湯船層とは平行不整合を以て接する所では一見同様の外觀を呈し識別困難であるが、前者は必ず純白色輕石砂層を挟み、後者は圓礫層を作ふ事を特徴とする。純白色輕石砂は 30~100 cm の厚さを有する一層のみで、柳島層の示準層と見られるものである。此の輕石砂層は主として黒雲母の小片を含む輕石片から成り、その純粹なる部分の化學分析(中島眞治分析)の結果では次の成分を有し、中性の安山岩質である事を示す。(I)は湯船部

| | (I) | (II) |
|--------------------------------|--------|-------|
| SiO <sub>2</sub> | 65.24 | 66.15 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16.62 | 15.76 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.64 | 1.12 |
| FeO | 0.86 | 0.72 |
| MgO | 0.70 | 0.74 |
| CaO | 2.69 | 2.58 |
| Na <sub>2</sub> O | 3.94 | 3.36 |
| K <sub>2</sub> O | 3.58 | 3.10 |
| H <sub>2</sub> O(+) | 5.03 | 5.14 |
| H <sub>2</sub> O(-) | 1.15 | 0.66 |
| TiO <sub>2</sub> | 0.17 | 0.20 |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | tr. | 0.15 |
| MnO | tr. | tr. |
| Total | 100.62 | 99.68 |

落北端の柳島層露出、(II)は中島東方の尾根の東側の同層露出から採集した輕石砂で、両者は露出では 2 km 余の距たりに在るが、殆ど同一の化學成分を有するものである。

此の輕石砂は柳島層堆積當時の一回の火山活動に因る噴出物が直接堆積したものである。然し柳島層分布地域及びその四周には、此の輕石砂の噴出に與つたと考へられる火山體は未だ見出されず、また輕石砂の層厚及び砂粒の大きさもその噴出中心の方向を推定せしめる程の規則正しい變化を示さない。此の特異の火山噴出物の中心を確める事は柳島層の時代を確め、同時代の火山活動の中心を知る上に役立つもので尙將來に残された問題である。

柳島層の主要部を占める黄褐色凝灰岩及び凝灰角礫岩は主として複輝石安山岩質の火山噴出物を代表するものであるが、御坂統に恐らく由來する變質岩、變成岩等の破片を少からず雜へ、また顯微鏡的の植物遺骸を含む事實から見ると、一元的の純粹な火山噴出物ではなくて、火山噴出物が當時の沼、河等の低地に舊い山地から運ばれた碎屑と共に堆積したものと考へられる。淡黄色の輕石層は厚さ 20 cm 以下の薄層或はレンズを成して數枚挟まり、複輝石安山岩質輕石の噴出が柳島層堆積中に屢々行はれた事を示す。

角礫層は變質した綠色岩の直徑約 10 m 以下の角礫の集まりで、柳島層の特に下部に多く、凝灰岩、砂等と互層し、恐らく附近の御坂統山地から運ばれたものであらう。湯船層中の礫層も御坂統山地から遠い所では圓礫を主とするが、同山地に接する所では

角礫を主としてゐる。たゞ湯船層中の礫層が石英閃緑岩の圓礫を多量に雜へるのに對し、柳島層中の角礫層が此の岩石を雜へない事は一つの注意すべき事實である。

柳島層中に含まれる植物遺骸には時代の決定に役立つと考へられるものは未だ見出されないで、同層の地質時代は尙不明である。然し次の湯船層が何處でも殆ど水平で著しい地殻變動を受けた形跡を示さないのに對して、柳島層は局部的に甚だしく傾斜してゐる。斯様な理由から、筆者は同層を若くとも鮮新——洪積期のものと見たのであるが、その決定的な時代に就いては尙將來の研究を俟たなければならない。

湯船層 本層は大塚博士が下部洪積期の礫層或は駿河礫層と稱する地層に恐らく相當するもので、小山町北方の丘陵地域に廣く分布し、同地域の大部分を構成する。此の地層は礫、砂、粘土、凝灰岩、火山砂礫、輕石等の互層に依つて代表され、約100 m 内外の厚さを有し、大部分殆ど水平であるが、舊山地に接する所ではその斜面に従つて傾斜してゐる。

礫層は主として石英閃緑岩其他御坂統の岩石に由來する直徑 50 cm 内外以下の圓礫から成り、他に足柄層に由來する角閃石安山岩、同凝灰岩等の礫をも雜へる。斯る礫層はその間に挟まる薄い砂層と共に 40~50 m の厚さを以て湯船層下部を構成し、また約 10 m の厚さを以て同層上部に挟まる。下部礫層中に挟まる砂層は舊い岩石の碎屑を多少雜へるが、主として基性安山岩質火山砂から成り、礫層堆積當時の火山噴出物と考へられるものである。

粘土層は下部礫層の上位に在る凝灰岩層中に挟まり、砂層と同様に新鮮な火山物質を主とし、分解した舊い岩石の碎片を雜へ、屢々顯微鏡的の植物遺骸を含む。その一部には稀に珪藻土が見出される。

凝灰岩は上下部兩礫層間に 20~30 m の厚さを以て挟まり、また上部礫層上にも 10 m 内外の厚さを以て載る。詳細に觀察すると、同岩も粘土質、砂質、礫質等種々なる部分の互層であり、また屢々著しく輕石質と成る。特に明瞭な 2 枚の薄い輕石層の近くでは、凝灰岩は多くの輕石片を含む。顯微鏡下で見ると、凝灰岩は主として基性安山岩片から成り、橄欖石、輝石等を多量に含み、他に變質岩片、角閃石片等を雜へる。輕石は常に複輝石安山岩質である。

凝灰岩層中には、輕石層の他に、均質の岩滓狀火山礫の薄層も挟まる。更に湯船層最上部は厚さ約 5 m の粗鬆な火山砂礫層で、その中の一層は暗灰色乃至黑色の“スレッド レース スコリア”に似た輕石を含み、示準層として役立つものである。

湯船層と他の地層との關係を見るに、同層は富士火山の舊期噴出物及びそれより新しい地層に不整合的に蔽はれ、柳島層及びそれより舊い地層に不整合的に載つてゐる。

る。湯船部落西側では、湯船層が開折された段丘の様な地形を示す山麓丘を構成し、その西方の湯船原臺地を構成する新期の火山砂礫層に蔽はれる。湯船澤上流の御坂統の露出する所では、同統に接して石英閃緑岩礫を多量に含む厚い角礫層が火山砂層を挟んで南方に僅かの傾斜を示してゐる。同様の地層は上野の谷に於いても御坂統及び石英斑瀾岩體に接して發達して居り、何れも湯船層の一部と考へられる。湯船と柳島との間の丘陵及び柳島と中島との間の丘陵では、同層は柳島層、足柄層、及び御坂統の上に載る。また中島東側の谷では、神繩衝上斷層線上に於いて、湯船層上部の輕石層を挟む凝灰岩が御坂統の急斜面に接して南方へ僅かに傾いてゐる。

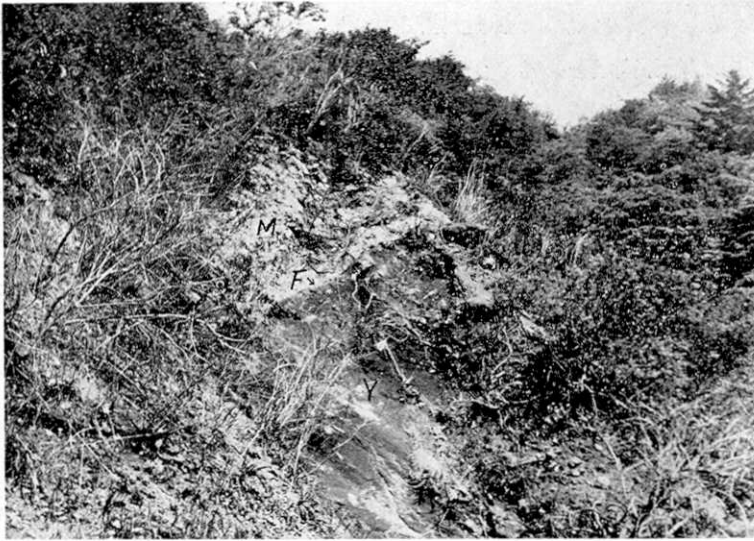
湯船層の地質時代は、古生物學上の論據は無いが、四圍の地層との層位的及び地形的比較の結果からすれば、下部洪積期と見てよいであらう。同層に含まれる新鮮な火山物質の大部分が一次的の噴出物であるとすれば、之を供給した火山の當時の活動は最初に主として基性安山岩の抛出で、間歇的に複輝石安山岩質輕石の抛出を伴ひ、最後には主として複輝石安山岩の抛出を行つたものと考へられる。湯船層最上部の火山砂礫は此の最後の噴出物を代表する。之等の噴出物を供給した火山が現在のどの火山に相當するかは噴出物の岩石學的對比を経なければ確言出來ないが、層位的關係から見れば、箱根火山外輪山が恐らくその一つであらう。

御坂統と柳島層とを境する衝上斷層

(神繩衝上斷層の西翼)

御坂統と柳島層とは勿論もともと不整合であつて、既に述べた様に、柳島部落北端近くから北西方に向ふ谷を溯つた所、標高 577 m 山の南東側にそれを示す明かな露出が在る。即ち此處では御坂統に屬する凝灰質頁岩の土壤化した凹凸面上に柳島層が直接載つてゐる。然るに他方に於いて此の兩者が極めて明瞭な衝上斷層を以て接する事實が在る。それを示す露出に就いて次に説明しよう。

中島谷の貯水池の所から北東に向ふ谷に入つた邊りに柳島層の存在する事は既に説明した通りである。此の谷の奥に、谷の北壁を成す高さ 50 m 以上の斷崖が在り、その斷崖の急斜面(第 1 圖 *F'*)に圖に示される様な露出が見られる。即ち此の斷崖の中部以上に御坂統に屬する變質安山層が在り、中部以下には柳島層に屬する黃褐色の凝灰岩が在つて、前者は明かに後者の上に載つてゐる(第 3, 4 圖)。上位の變質安山岩は、既に述べた様に、貯水池附近及びそれより北方の御坂統地域内に露出するものに類似する。下位の柳島層凝灰岩は輕石片を含み、殆ど塊狀であるが、稀に砂層及び輕石の薄いレンズ層を挟み、略水平の微な層理を示す。此の凝灰岩は主として複輝石

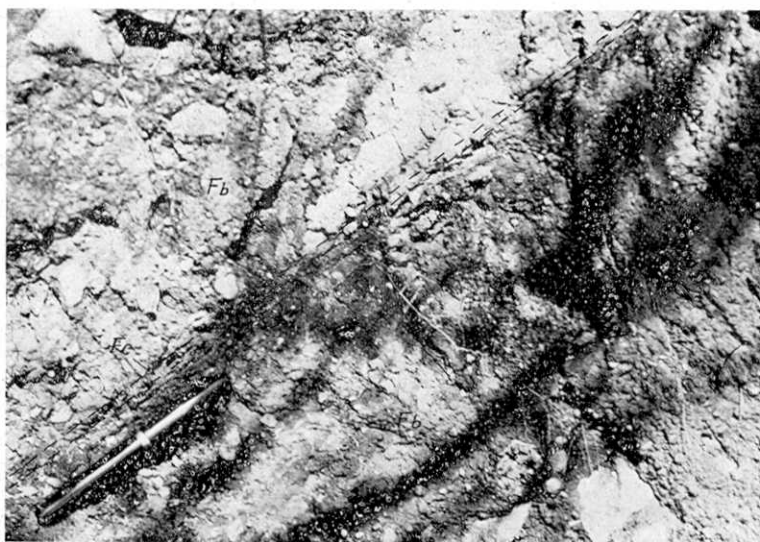


第 3 圖 神繩衝上斷層西翼の一露出遠景 (静岡縣駿東郡小山町中島北方, 第 1 圖 *F*)。 *M*=御坂統 (綠色安山岩), *Y*=柳島層 (砂質凝灰岩, 輕石層), *F*=衝上斷層。



第 4 圖 神繩衝上斷層西翼の一露出近景 (第 3 圖と同一地點)。
M=御坂統, *Y*=柳島層, *Fb*=斷層角礫, *Fc*=斷層粘土。

安山岩質碎片から成るが、橄欖石粒及び同鑛物のみを有する岩滓片をも伴ひ、また綠色角閃石片及び變質岩片を少量雜へる。輕石層は主として複輝石安山岩質輕石の碎片から成る。

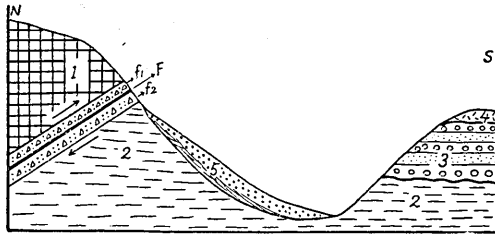


第 5 圖 神繩衝上斷層西翼の一露出 (第 3, 4 圖と同一地點) に於ける斷層角礫 (F_b) と斷層粘土 (F_c)。斷層面は走向東西、傾斜 45° 北。

其様に御坂統の岩石が柳島層上に載る事は両者が衝上斷層を以て境されてゐなければならぬ事を示すものであつて、兩者の境界の露出は斯様な斷層の性質を明かに示してゐる。即ち此の境界に當たる所には、厚さ約 1 m の斷層角礫岩帯が在り、更にその略中間に厚さ約 1 cm の暗赤褐色斷層粘土層が挟まつてゐる (第 5 圖)。此の斷層角礫岩は御坂統岩石の直徑約 30 cm 以下 (稀に直徑 50 cm) の角礫と灰青色の砂質及び粘土質物質とから成る。柳島層の凝灰岩は元來比較的軟質なるためか斷層角礫岩帯中に角礫としては雜つてゐないが、同帯の斷層粘土層以下には微細な碎片として見出される。斷層粘土層の上位に在る斷層角礫岩の比較的細粒質の部分を顯微鏡下で見ると、變質安山岩、方解石、沸石等の破片が多少ミロナイト化して微細な結晶粒の集合物に依つて膠結されてゐる。また斷層粘土層の下位に在る斷層角礫岩を顯微鏡下で見ると、御坂統岩石の碎片の他に、柳島層に由來する凝灰岩、輕石、輝石、角閃石、橄欖石等の破片が多く含まれ、その膠結物は微細な結晶粒の集合である。

上述の如き斷層角礫岩帯の性質から判斷すると、同帯中間の斷層粘土層を切り面として御坂統が柳島層の上に衝上し、切り面の上下兩側に厚さ約 50 m 宛の斷層角礫岩を生じたものと考へられる。此の露出で見られる限りでは、斷層角礫岩及び同粘土層の厚さは略一定であり、上下層との境界線は直線的であつて、衝上斷層面が略平面である事を示してゐる。斷層粘土の層面にて測り得た此の斷層面の走向及び傾斜は夫々東—西及び 45° 北である。

同じ谷を更に少し溯つた所では、谷底に御坂統の變質安山岩が露れ、斷層角礫岩を距て、柳島層の凝灰岩及び角礫岩に接する。此の地點は上記斷層の東方延長に正しく



第6圖 神繩衝上斷層西翼の一部を示す模式断面圖。1=御坂統, 2=柳島層, 3=湯船層, 4=富士火山灰砂層, F=斷層粘土, f_1 =上部斷層角礫層, f_2 =下部斷層角礫層。

當たつてゐる。同斷層の更に東方延長は此處から尾根一つ距てた東側の谷、即ち中島部落から尾根を一つ越して東側の谷を溯つた所(第1圖 F_2)に追跡される。同所では御坂統と柳島層との接觸部は露出してゐないが、既に述べた如く、南西方に 40° の傾斜を示す柳島層は谷底近くに在り、御坂統の岩石(砂質凝灰岩)はその上に當たる谷の北壁の中部に在

るのみならず、谷の約 50 m 上流では谷底に露れる。此の露出關係は御坂統が柳島層上に載る衝上を示すものであつて、兩者の境界は略東西方向で、北方に 45° 内外傾斜するものと推定される。此の谷から北東に分岐する谷では御坂統の急崖に湯船層が接し、兩者の間に斷層關係は認められない。

同斷層の西方延長は最初に述べた露出地點から西方に走り、中島の谷の貯水池より約 50 m 上流(第1圖 F_3)で谷を横切る様である。此の間の斷層は實地に追跡されなかつたが、その走向及び傾斜から見て、御坂統の急傾斜の山稜に接続する柳島層丘陵の平坦面が地形的に明瞭な段を成す境に沿つてゐるに相違ない。

同斷層が中島の谷を横切る地點 (F_3) では、谷の西側に暗綠色の角礫岩が露出し、一見御坂統の岩石に類似する。然し此の礫岩は足柄層の礫岩の如き固礫を含む。また顯微鏡下で見ると、同岩は主として御坂統の岩石と同様の岩片から成るが、其他に新鮮な角閃石、輝石、橄欖石、安山岩、輕石等の破片を稀に含んでゐて、一種の斷層角礫岩と考へられるものである。此の地點より稍下流の谷の西側には、前に述べた柳島部落北端の東側の丘陵を構成する足柄層礫岩及び凝灰岩層の續きが露出し、反對に上流には御坂統の岩石が分布する。従つて同地點では御坂統と足柄層との境が斷層で、その間に斷層角礫岩が挟まるものと考へられる。

此の斷層が更に西方に續くとすれば、柳島部落北端の東側で足柄層礫岩と御坂統との境にそれが現れる筈であるが、その實際の露出は未だ確められてゐない。また同斷層が柳島の谷を横切つて更に西方に延長するとすれば、同方面の御坂統及び柳島層を被る筈であるが、湯船層が之等を厚く蔽つてゐるので、その有無は明かでない。然し

何れにしても、同斷層は中島の谷の露出地點附近で既に大なる垂直變位を示さないものと推定されるので、柳島の谷を横切る邊りで事實上消滅してゐるものと云ふ事が出来る。

上述の衝上斷層は、その位置及び走向から見て、正しく神繩衝上斷層の西翼に當たるものである。従つて中島の谷では同斷層の南側にも貯水池附近で御坂統が既に地表に露れてゐることになる。若し神繩衝上斷層がどこまでも御坂統の南限を劃する性質のものであるとすれば、此の貯水池附近或は更に南方を通る筈であるから、斯る場合にはその西翼は2本に分岐し、その間に足柄層及び御坂統の一部が残されてゐる事となる。然し斯様に考へねばならぬ理由は未だ無い様であるから、實際は確められた上述の衝上斷層を以て神繩衝上斷層の西翼を代表するものと考へて差支へないであらう。斯様に考へれば、同斷層西翼の垂直變位は少くとも約100 mであり、多くとも約450 mを大して超へないものと推定される。

要するに、神繩衝上斷層の西翼は小山町北方の丘陵地と御坂統山地との境附近を通り、略東西の走向を有し、北方に約 45° の傾斜を示す。而してその一部に於いては、御坂統が柳島層上に衝上してゐる状態が明かに認められる。柳島層の地質時代は獨立的には未だ確められないが、相對的には足柄層より後、湯船層よりは前であり、岩質及び構造より見て、上部鮮新世乃至下部洪積世と考へられる。従つて神繩衝上斷層は此の時代より後に初めて現れたか、或はその以前から在つて再度活動したかである。然し同斷層が湯船層堆積後にも活動した證據はない。

(此の研究の一部は文部省科學研究費を以て行はれたものである)

28. *Note on the West Wing of the Kannawa Thrust-Fault.*

By Hiromichi TSUYA,

Earthquake Research Institute.

The Kannawa thrust-fault, along which the lower-Pliocene Asigara beds in the area immediate northeast of the Hakone volcano are overthrust from the north by the Miocene Misaka series of the Tanzawa Mountainland, runs nearly in an east-west direction for a distance of more than 15 km, crossing the valley of the Kawati-gawa, the main tributary of the Sakawa-gawa, at Yamaitiba. The western extension of the fault can be traced as far as Nakazima and Yanagisima, about 2 km north of Koyama mati where, along the fault, the Misaka series thrusts over not only the Asigara beds but also a little younger Plio-Pleistocene (?) Yanagisima beds. An exposure of the fault at Nakazima shows that a green, altered andesite of the Misaka series rests on a nearly-horizontally bedded, pumiceous tuffs and sands of the Yanagisima beds, with fault-breccias about 2 m thick between them. The fault-plane, which is represented by a flat, thin film of fault-gouge sandwiched in between the fault-breccias, dips about 45° north with an east-west strike. The fault does not cut the lower-Pleistocene Yuhune beds which are extensively distributed thereabouts, consisting of gravels and tuffaceous sands. With these facts in mind, it is suggested that the Kannawa thrust-fault may be either latest Pliocene or earliest Pleistocene.
