飛 島 の 地 質

島 山 昭*

(1955年4月年会にて講演, 1955年5月6日受理)

Geology of Tobishima Island, Yamagata Prefecture

Akira HATAKEYAMA

(Abstract)

The geology of Tobishima island, Yamagata Prefecture, which is closely related with the so-called "Green Tuffs" of the oil-field along the Japan Sea Coast, was clarified as follows:

1) The stratigraphic succession of the formations in Tobishima island, from the upper to the lower are as follows:

Hatimanzaki formation (320 m.+ in thickness): consists mainly of basic black tuff

clino-unconformity

Katsuura formation (100 m.+ in thickness): alternation of green tuff and scoria tuff

conformity

Arasaki formation (130 m.+ in thickness): consists mainly of acidic green tuff

(containing lignite and silicified woods)

2) The intense igneous activity of acidic andesite which consists chiefly of dacite, is recognized in both the Arasaki and Katsuura formations. An intense activity of basic andesite-basalt which consist chiefly of basalt, is recognized in the Hatimanzaki formation.

3) It appears that the geologic structure of Tobishima island which is fundamentally controlled by the faulted structure of NW-SE direction and the folded structure of E-W trend, is closely related with the uplift of the island.

The folded structure of E-W trend in the island exhibits a striking contrast to the N-S trend of the contemporaneous strata in the Akita oil-field.

4) From the rock facies, silicified woods, igneous activities and unconformity observed, it appears that the Arasaki and Katsuura formations may correspond approximately to the Daizima and Nishikurosawa stages, and the Hatimanzaki formation to the Onnagawa stage.

I. ま え が き

飛島は面積僅か 2.3 km² の日本海の一孤島にして、山形県酒田市に属し、本州からの最短距離は約 30 km である。本島の地質についての最も古い報告は農商務省地質調査所の 20 万分の 1 飛島図 (1896) であつて、輝石安山岩に彩色されている。そのご安斎徹 (1927・29) は第三紀層の発達を認め、その地形と地体構造における特質の概要にふれた。更に村山賢一 (1932) は始めて概略的地質図を報告した。

筆者は 1953 年以来、グリーンタフ総合研究の一環として飛島をとり上げて来た。ここに、その結果

* 農林省農地局 (本研究は秋田県立秋田北高等学校在職中に行われた)
地質学雑誌 第 61 巻 第 720 号 1955 年 9 月

を報告して御批判を得たい
と思う（ただし、御積島・
^{オシマ}鳥帽子群島¹⁾を除く）。

本研究の報告に当つて、
御指導をたまわつた藤岡一
男・井上武両教授、及び火
成岩類について御教示をい
ただいた加納博助教授に深
謝する。なお研究費の一部
は文部省科学研究助成金に
よる。

II. 地形概説

飛島は高さ 50 m 内外の殆
んど平坦な海成台地にして、最
高点は 69 m（高森山）であ
る。谷の長さにして、その
深さの大なる特異性は、台地
が幼年期の地形であるとい
うこと以外に、ほぼ N30°W の
優裂線²⁾の方向と谷の方向との
相関をも意味する。

海岸段丘は西海岸の荒崎附
近に最も顕著に認められ、5・
20・40・60 m の 4 段ある。ま
た、海岸から 50~100 m 巾の
極めて浅い海床は干潮時にお
いて水面上に現われる。かよ
うに第四紀以後の飛島は振動

的昇降運動を伴う隆起地塊にして、優裂線はその時の隆起運動とも密接に相関するものであろう。島の南部には現
今も盛んに隆起作用を続けているという著しい例証もある（安斎・1927・29，大橋良一・1927，村山・1932）。

第1図 飛島地質図（鳥帽子群島・御積島及び第四紀層を除く）

III. 層序

岩相的層序区分を第1~3図のようにまとめた。すなわち下位より、荒崎層・勝浦層・八幡崎層に
分けられ、前2者間は整合、最後者は下位に対して傾斜不整合の関係にある。

荒崎層 (130 m+) 模式地：荒崎附近。主として角礫質緑色凝灰岩（鏡下でガラス質一結晶或は一
石質）よりなり、漂流炭質珪化木（径 10~20 cm）を含み、一般に上・下部にわかれる。

下部は荒崎及び蛭子前崎の頸部に特に分布し比較的塊状である。上部は荒崎及び勝浦~浦の岬に特
に発達し、著しい火山礫或は砂質物により層理を示す。勝浦~浦のものは岩滓凝灰岩状を呈する。

1) 共に賽ノ碓西方 1.5 km 附近にあつて第1図にはない。

第2図 飛鳥の模式的地質柱状図(第四紀層を除く)

第3図 飛鳥地域別柱状図

- (1) 荒崎附近, (2) 勝浦附近, (3) 勝浦～浦, (4) 浦～鼻戸崎,
 (5) 鼻戸崎北隣, (6) 法木附近, (7) 法木～八幡崎, (8) 八幡崎
 附近, (9)・(10) 八幡崎南方約 900 m, (11) 荒崎北東隣。

のものうち、荒崎北東側海床を構成する緑色凝灰岩からは *Tsuga* sp.? が普遍的に産し、荒崎北東約1km からは *Hovenia* cfr. *dulcis* THUNBERG を産する。その他、上部層からの転石と思われるものでは、荒崎附近から *Ulmus crystallophora* WATARI, *Elaeagnus* cfr. *semiannuliporosa* WATARI を得た。

勝浦層 (100 m+) 模式地：勝浦附近及び養ノ嶺北方海岸。帯緑或は緑色凝灰岩 (10～70 cm) ・

荒崎北方海岸では、上部にレンズ状重炭(若干の花粉を分析し得た)を含み、最上部には顕著な礫岩層 (granule～pebble, 10 m+) が発達し、一部偽層を示し炭質珪化木を産する。礫は比較的良好に水磨され、紫蘇輝石安山岩 (An 約55の斜長石及び紫蘇輝石の斑晶稀、hyalopilitic 組織)・流状石英安山岩・石英斑岩が普遍的である。法木～八幡崎の角礫質緑色凝灰岩及び鼻戸崎西側のシルト質緑色凝灰岩は荒崎層上部に、鼻戸崎～法木の帯緑凝灰質細粒砂岩(小露出のため第1図にはない)は荒崎層最上部に、それぞれ属するものと考えられる。

本層に普遍的に含まれる火山礫のうち本質火山礫(黒～灰色, granule～pebble, 豊富)は酸性安山岩質(石英安山岩?)岩滓で、斑晶はなく杏仁構造著しく、斜長石の lath とガラスに埋められる。類質火山礫(黒～灰色, pebble～cobble, 普通)は輝石安山岩で斜長石或は輝石の斑晶稀で、hyalopilitic 組織のものが大部分である。異質火山礫 (granule～pebble, 稀)は石英斑岩で、石英・斜長石・微斜長石或は黒雲母の斑晶を有する。炭質珪化木は特に上部の緑色凝灰岩及び最上部の礫岩層に顕著に含まれ(荒崎北東海岸), 上部の火山礫質部(荒崎・勝浦～浦)には全くない。薄片により鑑定されたものは双子葉3種, 単子葉1種。そのうち、下部のものは *Tsuga* sp.? (蛭子前崎頸部附近)である。上部

岩滓凝灰岩 (5~15 cm) 互層にして荒崎層に整合に重なる。

緑色凝灰岩の一部は時に砂質或は泥質となり、稀に花崗斑岩の円礫 (pebble, 鏡下では斜長石・アルカリ長石・石英・角閃石・黒雲母の斑晶が認められる) を含む。この凝灰岩を鏡下で見るとガラス質石質にして、本質火山礫は著しい杏仁構造を有し、斑晶はなく、まばらな斜長石の lath のまわりをガラスが埋める。基質には斜長石の結晶碎片が普通にあるが輝石のそれは稀である。

岩滓凝灰岩は礫岩の様に見えるが、例外なく杏仁構造を有する同一種類の岩滓 (灰~緑色, granule~pebble, 角礫~亜角礫) が膠着されて出来たものである。その膠着物質は常に硬く或は珪化され、浸蝕にたえて突出する。一層の岩滓凝灰岩中の岩滓の重なりは 1~2 列程度である。岩滓を鏡下で見ると著しい杏仁構造を呈し、斑晶はなく、まばらな斜長石の lath のまわりをガラスが埋める。

以上の如く、本層は荒崎層と同質の一連の酸性安山岩質 (石英安山岩?) 火山活動により供給されたもので、その律動的活動がこの様な地層の特質を形成させたものと考えられる。荒崎層との整合関係は荒崎の南方において認められ、その他の地点では断層で接する。

八幡崎層 (320 m+) 模式地: 八幡崎附近及び法木~鼻戸崎海岸。主として角礫質黒色凝灰岩よりなり、下部は火山礫或は砂層により層理を比較的良好に示すが、上部は塊状である。八幡崎及び法木附近では一見玄武岩熔岩に近い凝灰岩であるが、南方するにつれてその様な性質が次第に弱くなる。

この凝灰岩を検鏡すれば、著しい杏仁構造を示す石質凝灰岩である。その本質火山礫 (黒色, granule~cobble) は杏仁構造を有し、斑晶は殆どなく pilotaxitic 組織である。基質は殆どガラスで斜長石・輝石の結晶碎片を稀に含む。

類質火山礫 (黒色, pebble~cobble) には紫蘇輝石安山岩・普通輝石安山岩・石英安山岩がある。紫蘇輝石安山岩は斜長石・紫蘇輝石・普通輝石の斑晶を有し、石基にも紫蘇輝石・普通輝石を含み felty 或は hyalopilitic 組織を示す。普通輝石安山岩は斜長石・普通輝石の斑晶稀で hyalopilitic 組織である。石英安山岩は斜長石 (An 25~40) の斑晶を有し、石基は隠微晶質で流状構造を呈する。

異質火山礫には石英斑岩と花崗斑岩とがある。一般に前者がより著しく、両者とも比較的塊状の上部に多い。特に八幡崎附近では cobble~boulder で量にも富むが、南方するにつれて次第に cobble から pebble になり、しかも稀になる。鏡下では石英斑岩にはアルカリ長石・斜長石 (An 10~30)・石英・黒雲母の斑晶があり、石基は一般に細粒にして石英と長石に富む。花崗斑岩にはアルカリ長石・斜長石 (An 10~45)・石英・黒雲母・角閃石の斑晶があり、石基は中粒にして石英・長石或は黒雲母・角閃石を含む。

下位層との関係は、鼻戸崎西海岸において荒崎層上部のシルト質緑色凝灰岩の上に、紫蘇輝石安山岩質火山角礫岩 (pebble~cobble, 15 m) をもって重なる。この角礫は鏡下では斜長石 (An 40~50)・紫蘇輝石・普通輝石の斑晶を有し、一般に hyalopilitic 組織であるが、時に真珠組織を示す紫蘇輝石安山岩 1 種類である。これは鼻戸崎の紫蘇輝石安山岩々脈に極めて類似し、その活動により供給されたものと考えられる。法木の南東約 650 m の海岸では、荒崎層最上部の帯緑凝灰質細粒砂岩 (3 m+) の上に層状角礫質黒色凝灰岩が重なる。

八幡崎南方約 900 m 附近の海岸では、荒崎層最上部の砂質凝灰岩・砂岩互層 (7 m+, 炭質物・漂流炭質珪化木を含む)、或は浸蝕されて薄くなった礫岩層 (1.5 m+) が背斜構造をなし、それらの浸蝕面上に傾斜不整合に塊状黒色凝灰岩が殆ど水平に重なる。

その他の地点における下位層との関係の詳細は不明である。以上の如く、八幡崎層と荒崎層は傾斜不整合であるが、果して勝浦層が浸蝕されてこの様な関係になったものかどうかは不明である (勝浦~荒崎断層を境にして、その以北には勝浦層が、その以南には八幡崎層が、それぞれ全く分布しない

ので、八幡崎層と勝浦層との直接の関係は不明である)。

IV. 火 成 活 動

本地域の火成活動は第2図の如くである。

1) 貫入岩体 その分布状態を概観すると或る種の規則性がある。すなわち、石英安山岩は本島南端部(蛭子前崎~御積島²⁾)において、安山岩は北東端部(オビシヤク島~戸ヶ崎)において、及び玄武岩は西端部(二俣島~烏帽子群島)において、それぞれ、WNW—ESE, NE—SW, 及び NNE—SSW 方向に配列する。

石英安山岩 安斎(1927・29)は流紋岩、村山(1932)は斜長石英粗面岩とそれぞれ報告。荒崎層上部を貫いて現出し、一般に肉眼的に帯褐灰白色、流状構造・球顆構造を有する。57.8 高地及び蛭子前崎・百合島岩体の流理面の走向は、それぞれ N 25~40°W 及び N 50°E であつて、前者はその周囲の荒崎層の走向と斜交するが、後者のそれはほぼ平行である。鏡下では斑晶は斜長石(An 約 45)のみで石基はガラス質である。また、稀に安山岩質或は玄武岩質の捕獲岩を有する。

輝石真珠岩 村山(1932)が粗面岩質松脂岩とし、斜長石英粗面岩熔岩(筆者の石英安山岩々脈)の急激なる冷却により生じた1異相と推察されると報告しているものは、これに属すると思う。石英安山岩と荒崎層との接触部或はその附近を N30°W~NS 方向に貫いて現出する。肉眼的に黒色・真珠光沢を有し、鏡下では斜長石・輝石の斑晶が認められ真珠組織を呈する。

紫蘇輝石安山岩 安斎(1927・29)は流紋岩、村山(1932)は紫蘇輝石安山岩とそれぞれ報告し、オビシヤク島・舟島を両者とも凝灰岩よりなるとしている。荒崎層上部を貫き、八幡崎層基底にその火山角礫岩を形成する。肉眼的に黝黒色・非顕晶質であるが、帯緑・樹脂状光沢のもの(鼻戸崎西岸)と、そうでないもの(鼻戸崎東岸)とがある。鏡下では、前者は斜長石(An 55~60)・紫蘇輝石・普通輝石(紫蘇輝石は普通輝石よりも著しく多い)の斑晶を有し、felty 或は pilotaxitic 組織を示す。後者は斜長石(An 約 70)・紫蘇輝石・普通輝石(紫蘇輝石は普通輝石よりもそれ程多くない)の斑晶を有し、hyalopilitic 組織を呈する。

普通輝石安山岩 安斎(1927・29)は流紋岩、村山(1932)は斜長石英粗面岩とそれぞれ報告。八幡崎層下部を貫いて現出し、その周辺の八幡崎層中にその角礫(cobble~boulder)を供給する。岩塊熔岩の如く自碎状を呈するところや、板状部分もある。その面は約 N70°W・N65°で、この岩体の伸びの方向とほぼ一致する。肉眼的に黝黒色・非顕晶質、鏡下で斜長石・普通輝石の斑晶稀にして hyalopilitic 組織を示す。

玄武岩 岩質並びに現出状態から3群にわかれる。すなわち、第1群の八幡崎附近のものはN40~55°W(西岸)或は N10~20°E(東岸)方向に八幡崎層或は荒崎層を貫く。この活動は八幡崎層の主体を構成する黒色凝灰岩、及びその中に豊富に含まれる玄武岩質本質火山礫を供給したものと思われる。二俣島・オカミ島・丸神島はいずれも玄武岩よりなり、特に二俣島は玄武岩噴出の中心をなし、その他の島は玄武岩熔岩により形成された様に思われる。安斎・1929。鏡下で斜長石(An 約 55)及び橄欖石が変質したと思われる蛇紋石の斑晶が稀に認められ、間粒状組織或は稀に輝緑岩組織を示す。八幡崎南西約 650 m の岩体からのものと思われる転石は、橄欖石及び斜長石の斑晶がそれぞれ普通及び稀である。橄欖石の一部は蛇紋石に変質し、間粒状組織の橄欖石玄武岩である。

2) 安斎(1927・29)は石英粗面岩、村山(1932)は斜長石英粗面岩とそれぞれ報告しているが、帯紅灰白色で流状構造を伴う岩筒状形態などからして、筆者の石英安山岩と同質と思われる。

第2群の荒崎北方群島のものは荒崎層を貫き、鏡下で斑晶は認められず一般に輝緑岩（一部填間）組織を示す。

第3群の烏帽子群島は安斎（1927・29）・村山（1932）により玄武岩と報告されているが、それからもたらされたと思われる賽ノ碕における殆ど同一種類の転石は、肉眼的に黒色・非顕晶質、鏡下で斜長石（An 30~45）・普通輝石の斑晶稀、石基は普通輝石・斜長石の lath・ガラスよりなり、填間組織を示す普通輝石安山岩である。

2) 火山活動 既述の如く、地層を構成する凝灰岩の岩質、その中に含まれる火山礫（本質・類質・異質）の岩質、及び貫入岩体と地層との関係により、本地域の火山活動は時代順におよそ次の様に考えられる。

酸性安山岩質 荒崎・勝浦層堆積時。主として石英安山岩活動にして本島南部においてより激しい。

紫蘇輝石安山岩質 八幡崎層基底堆積時。本島北東端部に活動の中心があつたと考えられ、それ以後の基性活動の先駆となる。

基性安山岩質～玄武岩質 八幡崎層堆積時。本島北端部に活動の中心があつたと考えられ、主として玄武岩活動である。

V. 地 質 構 造

本島の地質構造を根本的に支配するものは、NW-SE 性断層と E-W 性褶曲構造にして、本島隆起陸塊の性質とも密接な関係があると思われる。

断層 ほぼ NW-SE 性の多くの断層のうち最大のものは勝浦～荒崎断層である。これにより本島は南北に二分され、南部及び北部にはそれぞれ八幡崎層及び勝浦層が分布せずして、この断層により両者は接すると考えられる。従つて、この構造線は少くとも八幡崎層堆積以前に、既に大きな役割を果たしていたものと思われる。その他の NW-SE 性断層以外に、勝浦海岸・荒崎南方海岸に特に著しい NW-SE 性の石英（或は玉髓）脈、荒崎及び勝浦～浦海岸に特に顕著なほぼ NW-SE 性の小断層（或は小断層）、或は八幡崎附近のほぼ NW-SE 性の玄武岩々脈群などは、本島全体にわたる著しい NW-SE 性構造線の存在を意味する。なお、この方向に斜交する構造線も発達するが前者程著しくはない。

以上の如き構造線の特質は当然、貫入岩の配列とも密接な関係を持つ。

褶曲 荒崎層の分布は局部的で、しかも断層のため、その構造はよくわからない。しかし、その上に重なる勝浦・八幡崎層は、ほぼ E-W 性の弱い幾つかの褶曲軸を有する。従つて、勝浦層は全体的に弱い複向斜的構造を示すが、八幡崎層は一般に水平的分布をなし、北部の高森山附近では弱い複背斜的構造を呈する。

以上の如き褶曲構造の特質は当然、荒崎層の構造をも反映しているものと思う。しかも、八幡崎層にわたつて同様の特質を有することは、八幡崎層堆積以後にこの様な褶曲運動が起つたものではないかとも考えられる。また、この特質は、秋田油田海岸地域におけるそれと同時代の地層のほぼ N-S 性褶曲構造に対して、著しい対照をなす。

VI. 対 比

時代決定及び裏日本海岸地域と対比されうる積極的資料は殆どないが、岩質・岩相、珪化木、火成活動及び不整合により第1表の如くほぼ対比される。すなわち：

1) 荒崎層の緑色凝灰岩は、岩質的に台島層（藤岡一男・1954）及び畑村層（筆者・1954）のものに極めて類似し、亜炭・珪化木を産することも共通的特徴である。しかも、台島～西黒沢層及び畑村

第1表 対 比 表

飛 島 (筆者・1955)	本荘盆地東部 (筆者・1953)	男鹿半島西部 (藤岡一男, 他・1954)
八 幡 崎 層	鳥 田 目 層	女 川 層
勝 浦 層	須 郷 田 層	西 黒 沢 層
荒 崎 層 ?	畑 村 層	台 島 層
	鹿 ノ 爪 層	門 前 層
	大 築 層 山 内 層	

～須郷田層以外の層準においては、この様な共通的特徴はない。

2) 荒崎層の珪化木のうち双子葉植物のすべて、すなわち、*Carya protojaponica*, *Zelkova zelkoviiformis*, *Elaeagnus semiannuliporosa* (以上の種は、亙理俊次(1952)も賽ノ碓の海床における転石から報告しているが、それも明かに荒崎層のものである), *Ulmus crystallophora*, *Hovenia* cfr. *dulcis* は裏日本海岸地域のいわゆる“緑色凝灰岩層”の上部、すなわち、台島～西黒沢階の地層からも普遍的に産するものである。

特に *Ulmus crystallophora* は西黒沢層からも産する (亙理・1952)。

3) 荒崎・勝浦層における石英安山岩を主体とする酸性火成活動から、八幡崎層における玄武岩を主体とする基性活動への変遷は、その岩質と共に、裏日本海岸地域における台島～西黒沢階から女川階への一般的火成活動の特質と類似する。特に本荘盆地東部 (筆者・1954) における畑村・須郷田層の酸性活動から、須郷田層最下部～鳥田目層上部の玄武岩活動への変遷及びその岩質とも極めて類似する。

4) 勝浦層～八幡崎層間の不整合は、裏日本海岸地域における普遍的特質である西黒沢階～女川階間の不整合に対比すれば、1)～3) による対比と全く一致する。

VII. 要 約

1) 下位より、緑色凝灰岩を主とする荒崎層、緑色凝灰岩・岩滓凝灰岩互層の勝浦層及び黒色凝灰岩を主とする八幡崎層に分けられる。前2者間は整合、最後者は下位に対して傾斜不整合の関係にある。

2) 荒崎・勝浦層においては石英安山岩を主とする酸性安山岩火成活動が、それに続いて八幡崎層においては玄武岩を主とする基性安山岩～玄武岩活動がそれぞれ激しい。

3) 本島の地質構造は NW-SE 性断層と E-W 性褶曲により根本的に支配され、本島隆起陸塊の性質とも密接な関係があると思う。特に E-W 性褶曲構造は、秋田油田海岸地域におけるそれと同時代の地層の N-S 性構造に対して著しい対照をなす。

4) 岩質・岩相、珪化木、火成活動及び不整合により、荒崎・勝浦層は台島～西黒沢階に、八幡崎層は女川階にそれぞれほぼ属する。

引 用 文 献

- 安斎 徹 (1927): 飛島の地質概要, 地球, 7, (4), 272～284.
 同 (1929): 自然地理学的に見た飛島, 北光, (26).
 島山 昭 (1954): 秋田県本荘盆地東部の新第三系, 地質雑, 60, (704), 171～184.
 藤岡一男, 他 (1954): 東北地方海岸油田地域基盤のグリンタフ(要旨), 地質雑, 60, (706), 289.
 村山賢一 (1932): 飛島の地理と地質, 地学雑, 44, (518), 212～219.
 農商務省地質調査所 (1896): 20 万分の1 飛島図市.
 大橋良一 (1927): 飛島隆起陸塊とその平面形, 地球, 7, (4), 283～284.
 WATABI, S. (1952): Dicotyledonous Woods from the Miocene along the Japan-sea of Honsyû.
Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sec. 3, 6, part. 3, 97～134.