

粟島の地質—新潟地震との関連

地震研究所 {松 田 時 彦
 {中 村 一 明

森本所員紹介東京大学理学部地質学教室 恒 石 幸 正

(昭和39年7月14日発表—昭和39年8月10日受理)

まえがき

新潟県粟島は、1964年6月の新潟地震に際して、顕著に隆起傾動した¹⁾。この地殻変動は、地質時代を通じて積算されてきた地殻変動と同性質である疑いがある。主として、新潟地震に伴う地殻変動と、地質構造との関係、特に、過去における地殻変動の性質を知るために、筆者らは、数日間、粟島の地形並びに地質の調査を行なった。

粟島の地質については、河野密(1914)および、徳重英助(1930)の報告がある。これらによつて、粟島は、主として、北西に傾く第三紀泥岩と、これを貫く玄武岩類から成り、東南端に基盤の花崗岩がわずかに露出していることが明らかにされた。茂木昭夫・佐藤任弘(1958)は、この近海の海底地形を報告し、海底の堆や粟島が、西あるいは東に傾いていることを指摘し、それは、最近の褶曲運動によると考えた。

近年、新潟大学茅原一也らの調査により粟島の地質図(20万分の1、新潟県地質鉱産図)が新たに作成され、粟島の黒色泥岩と玄武岩の分布が、より明らかになり、泥岩は新潟地方における七谷層に対比された。

地形・地質の概観

粟島は、新潟県村上市の北西海上約34kmにある小島で、長さ7km、幅2kmでN30°Eの方向に長軸をもつ。200~250m級のほぼ高さのそろつた尾根(最高点265m)が島の長軸の方向にのびる。その山頂部は一般に丸味を帯び、一部は畑地に利用されている。島の中央部に、比較的大きな2つの谷が、島を横断するように両側の海岸から延び、島を南部と北部に分けている。特に南部では分水嶺は著しく東部に寄り、その東斜面は、急崖となつて海にのぞんでいる。北部、特に北端部には、牧平とよばれる、高度約60~70mの平坦面が広がる。東海岸内浦附近には、低位段丘を被う扇状地面とその末端附近に砂丘がある。西海岸は一般に海岸線の出入に富み、数100m²以下の小島も多い。これらの一部はこの度の隆起によつて、陸続きになつた。

粟島の地質は、主として第三紀の泥岩とそれを貫く粗粒玄武岩からなる。地質構造は概して、北西にゆるく傾く単斜構造であるが、局部的に北東方向の軸をもつた褶曲および断層が認められる。地層は、一般走向が島の長軸にほぼ一致し、北西へ10~20°傾く。中東部の内浦部落南方で構造的に最も高く、第三紀層の基底礫岩と基盤花崗岩が露出する。

主な岩石

主な岩石は、花崗岩類と新第三紀の堆積岩と侵入岩である。

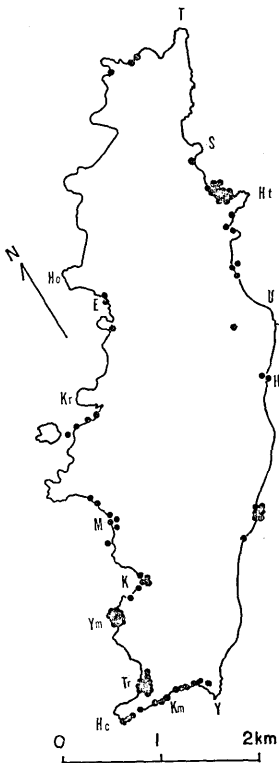
- 1) 花崗岩： 内浦部落南方ハゲノ浜の一露頭に露出する。著しく破碎および風化を受けた粗粒花崗岩である。有色鉱物は肉眼では認め難いが、鏡下で黒雲母から変質したと思われる白雲母様鉱物が少量存在する。新第三紀層に不整合に被われている。この花崗岩の時代は明確でないが、恐らく、中生代後期であろう。
- 2) 新第三紀層： 主に泥岩であるが、基底部には、砂岩～礫岩層がある。基底部の砂岩、礫岩層は、ハゲノ浜にのみ露出し、厚さ約 5 m、褐色を帯びたほぼ無層理の花崗岩質砂～礫岩（礫径 1～2 cm 以下）である（第 6 図）。上方に向つて概して細粒になり、上部では中粒砂岩になる。礫岩、砂岩は、主として、風化した花崗岩の小礫および、石英、長石から成るが、少量の先第三系と思われるチャートおよび、硬い黒色泥岩の小礫を混ざる。基盤の花崗岩との不整合面はよく接着していて、破碎、風化を受けた花崗岩と、それに由来する花崗岩質粗粒砂岩との境界面はしばしば見分け難い。この不整合面は、不規則波状で、西方にゆるく傾く。

泥岩（第 7 図）は、粟島の新第三紀堆積岩層の主体をなすもので、厚さ 200 m 前後、花崗岩質砂岩の上に整合に重る。上限は露出しない。大小の粗粒玄武岩体に貫かれて、やや、断片化しているが、西岸釜谷以南にやや広い分布がみられる。塊状ないし葉理をもつ黒色～黒灰色泥岩の他、しばしば灰色珪質泥岩、白灰色凝灰質泥岩および、泥灰岩質団塊を伴う。まれに“*Sagarites*”を含み、海成の証拠を示す。ハゲノ浜附近の最下部泥岩は、やや炭質である。丸山浦には、厚さ約 50 cm の明瞭な灰白細粒凝灰岩があり、この中に径数 cm の球形団塊を含む。各所で、粗粒玄武岩に貫ぬかれ、その周縁通常 1 m 程度は、硬化して灰白色になつている。岩相の類似から七谷層（中新統中下部）に対比されている⁷⁾。

- 3) 粗粒玄武岩類： 上記新第三紀泥岩層中に広く侵入している。侵入岩体は厚さ 1 m 内外から 100 m 以上に及ぶ所（矢ヶ鼻および、その北方山嶺など）もあり、その量は粟島の陸上部分の過半を占める（第 8 図）。侵入岩体は、巨視的には、地層と調和的に侵入しているが、地層とはほぼ直角（ほぼ垂直）な面で侵入、接触している場合も珍らしくない。エゾの浜には泥岩と玄武岩角礫からなる侵入角礫岩がある。東海岸の南部を除くと、粟島の海岸は凸凹や小島に富むが、その凸部や島は粗粒玄武岩であり、浸蝕に抵抗の弱い泥岩は、多くの場合、入江の奥に分布する。西海岸に露出するものは、概して中粒乃至細粒で、柱状節理の発達が良い。南端の矢ヶ鼻に露出する粗粒玄武岩は、特に粗粒で、岩漿性粗粒分結脈や沸石（*laumontite*, *thomsonite*）および *prehnite* を含むパッチがある。粗粒玄武岩は岩相変化に富むが、多くは橄欖石を普通に含む単斜輝石斜長石粗粒玄武岩（ときに、黒雲母、角閃石、斜方輝石を含む）である。単斜輝石は、ときに褐色を帯びチタン輝石である。この他、橄欖石を欠くもの、さらに、単斜輝石をも極く少量しか含まない珩岩もある。粗粒分結脈は、通常、幅 5 cm 以下で、粗粒の輝石、斜長石、チタン鉄鉱の他、沸石、黒雲母を含む。侵入の時代については、直接決定し得ないが、上記の泥岩層の堆積直後、中新世中期であろう。

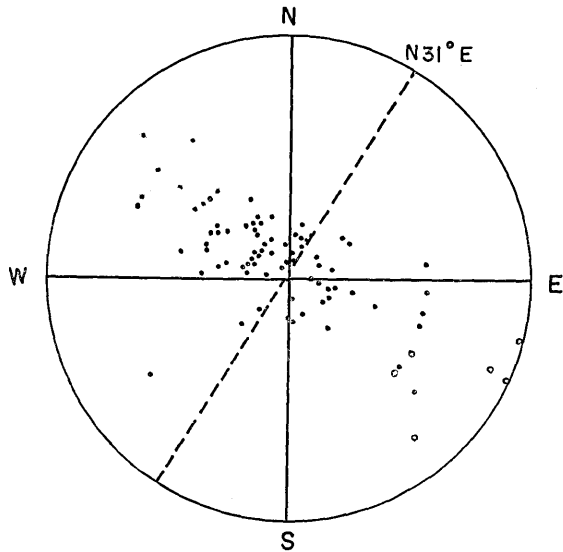
地質構造

本島の第三紀層は、ゆるい褶曲や、多量の粗粒玄武岩の侵入による変位を示すが、第 2 図および第 3 図にみるように、その一般走向は、島の外形にほぼ一致した、約 N30°E で、



第 1 図 粟島新第三紀層の走向・傾斜測定点 (黒丸)

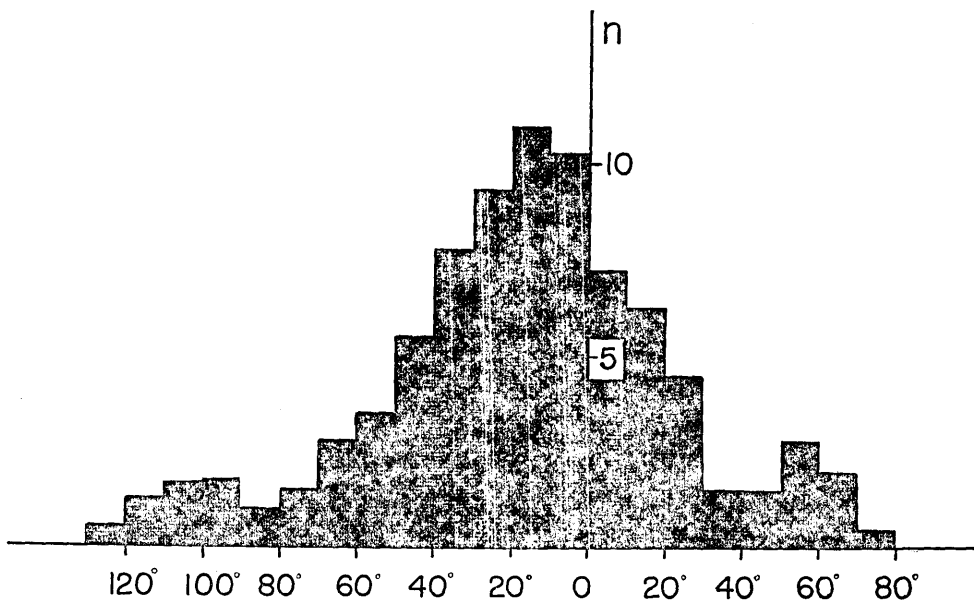
E: エゾの浜, Hc: 八幡鼻, Hg: ハゲノ浜, Ho: 仏崎, Ht: 旗崎, K: 釜谷, Km: カムラ, Kr: 切石鼻, M: 丸山浦, S: ショーノミヤ, T: 鳥崎, Tr: 鳥居崎, U: 内浦, Y: 矢ヶ鼻, Ym: 山崎



第 2 図 新第三紀層層理面のステレオ投影図 (ウルフのネット上半球) ○は逆転層

傾斜は、北西へ $10\sim 20^\circ$ である。

第 2 図は、主に海岸に沿った各所での泥岩層の走向傾斜の測定値をウルフのネット (上半球使用) に、プロットしたものである。図のように、層理面の極は、約 $N30^\circ E$ に直交する大円にそつてはほぼ帯状に並ぶので、泥岩層の一般走向として、約 $N30^\circ E\sim S30^\circ W$ 方向を得る。次に、一般傾斜を求めるために、この一般走向方向を含む 10° 間隔の大円によつて、図を分割し、各区間内に入る地層面の極の頻度分布を調べた。第 3 図は、それを示したものであるが、三つの隣り合つた区間を A, B, C, 極の数をそれぞれ、 n_A, n_B, n_C としたとき、 $(n_A+2n_B+n_C)/4$ をもつて、区間 B における頻度とした。図に見るように、北西方向に $10^\circ\sim 20^\circ$ の傾斜角に、最も高い集中が見られる。なお、両翼に現



第3図 粟島新第三紀層層理面の傾斜角別頻度分布（移動平均，本文参照）
横軸の目盛は地層の傾斜角，方向は左方が $N59^{\circ}W$

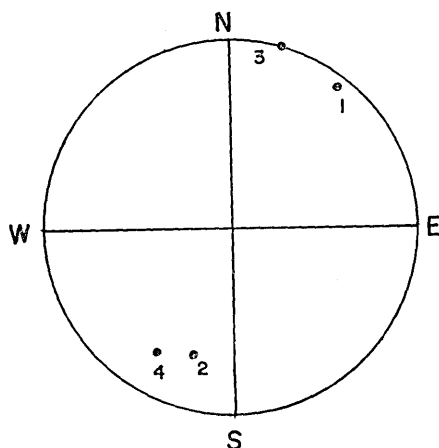
われた2つの山は，主に山崎，八幡鼻附近に見られる局所的な褶曲構造を反映している。因に，傾斜角の全測定値の相加平均は，北西へ 16.8° となる。

このように，泥岩層の平均的構造として，走向約 $N30^{\circ}E$ ，傾斜 $10\sim 20^{\circ}NW$ が得られたが，この結果は，本島の東海岸ハゲの浜においてのみ，第三紀層基底部と，基盤花崗岩が露出していて，それが， $10\sim 20^{\circ}$ 西へ傾斜している事実や，西海岸に露出する多数の粗粒玄武岩岩床の柱状節理が大部分西方へ $10\sim 30^{\circ}$ 傾斜している事実とも調和する。

以上のことから，粟島は，ゆるく西へ傾く構造をもつた傾動地塊と見ることができる。

第三紀層と粗粒玄武岩体は，一般にゆるく褶曲している。島の南部には，半波長約 0.5 km の褶曲構造があり，釜谷一カムラ間に，背斜軸（複背斜）が，矢ヶ鼻附近に向斜軸がある。これより短い波長の褶曲構造（波長数 $10\text{ m}\sim 200\text{ m}$ ）は，旗崎北，矢ヶ鼻～八幡鼻間，鳥居岩，山崎の各海岸でみられる。いずれも，その褶曲軸の走向は， $N30^{\circ}E$ 附近にあり，プランジは，わずかである（第4図）。山崎のものを除いて，軸面はいずれもほぼ垂直である。山崎の褶曲（第9図）は，軸面が約 50° 南東に傾いた向斜であつて，その南東翼は，逆転している。

断層は，泥岩中に，上記の褶曲構造に伴つて，あるいは，玄武岩と泥岩の境に沿つて，存在することがあるが，多くは，局所的な規模のものである。破碎帯をわずかながら伴うやや顕著な断層は，北東海岸ショーノミヤ附近および，釜谷北方丸山浦で観察される。両断層は，いずれも，ほぼ，島の長軸の方向に延び，共に，泥岩相の南限をなし，それを，



第 4 図 粟島に見られる褶曲構造の方位 (褶曲軸をウルフのネット上半球に投影)

- 1) 山崎: $N38^{\circ}E, 6^{\circ}SW$
- 2) 鳥居岩: $N18^{\circ}E, 20^{\circ}NE$
- 3) 矢ヶ鼻一八幡鼻: $N18^{\circ}E$, 水平
- 4) 旗崎: $N33^{\circ}E, 15^{\circ}NE$

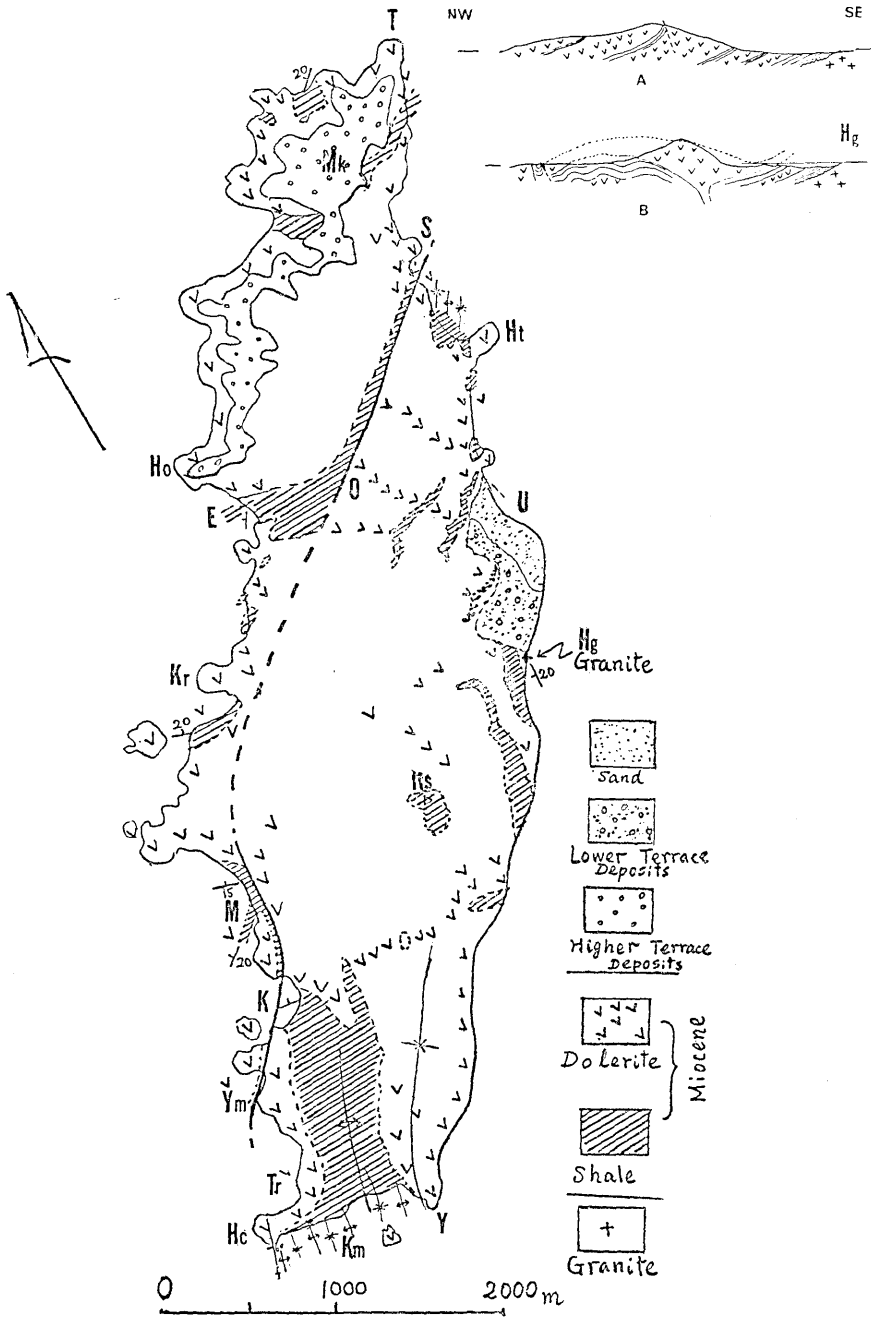
直立乃至急斜せしめ、あるいは、山崎におけるように、強い褶曲帯を伴っている。両断層は、連続する一つの断層の、南北两部分であるかも知れない (地質図はこの解釈によっている) が、確認されていない。

ショーノミヤ附近の断層は、玄武岩類 (南侧) と泥岩 (北侧) の境をなして、 $N55^{\circ}E$ の走向をもつもので、両側の岩石はいずれも、同方向のり面を伴って、破碎乃至擾乱を受けている。泥岩は、断層に近づくると急斜して、 $70^{\circ}N$ に達する。地形から判断するとさらに南南西に延び、大阪山北方尾根まで続く。釜谷北方丸山浦に露出する断層は、走向 $N10^{\circ}E$ 、傾斜 $60^{\circ}E$ の断層面をなし、その条線は傾斜方向で、衝上断層である。下盤は北にゆるく傾斜する泥岩層、上盤は釜谷北部から続く粗粒玄武岩である。断層面は、わずかに波状で、上盤の粗粒玄武岩は、断層面上数 10 cm の範囲で破碎され、角礫化している。下盤の泥岩層も、この露頭南方では、断層に沿って急傾斜している。前述の山崎における非対称褶曲とそれに伴う断層は、位置としてはこの断層の南西方延長上にあり、山崎附近の褶曲、断層は、この断層の続きであろう。

海岸段丘

粟島の海岸段丘は、次の 2 段が明瞭である。

低位段丘：東岸内浦部落南方の面がもつとも広い。その他のものは一般に狭く、幅 m 数程度のもので多いが、海蝕崖の下部に附着したような状態で全島ほぼ一様に分布する。比高は $6\sim 10\text{ m}$ 。比較的大きな沢の出口では扇状地につながり、扇頂は谷の中に入りこんでいる。内浦南方の段丘は、その最も顕著なものである。この段丘の海岸における崖では、現海岸にみられるのと同じ粒度の、褐色泥質の砂で間をうめられた円礫層 $1\sim 2\text{ m}$ の上に、 3 m ほどの浜砂を主とする部分が堆積している断面がみられる。その他の小段丘では、構成礫層は亜角～亜円礫である。



第 5 図 栗島地質概略図および模式的断面図 (A: 北部, B: 南部)
 (Mk: 牧平, O: 大坂山, Ks: 小柴山, その他海岸沿いの地名略号は第 1 図参照)

牧平面：島の北端部でもつともひろい(牧平)，60~70 m の面で，西岸にそい南下するに従つて次第に幅を減じながら大阪山西方につづく。それ以南では，もとは平坦面であつたと考えられる地形が点々と分布し，釜谷南方にはかなりはつきりしたものがある。東岸では明瞭なものはない。

牧平主部は約 $1 \times 1.2 \text{ km}^2$ のひろさがある。1~2 m 程度の起伏がところどころにあるほか， $N40^\circ \sim 60^\circ E$ の走向をもつ，比高約 1 m の段が数個ある。10 m 内外の谷にぎざまれてはいるが平坦面はよく保存されている。背後の崖面との境はあまり明瞭でなく，多少入りくんでいるようにみえる。面は全体として北西に約 $2^\circ \sim 4^\circ$ 傾斜している。この有様は北東海上から眺めるとはつきりわかる。傾斜のかなりの部分は生成後の傾動によるものと思われる。

牧平を構成する堆積物は一般に薄いらしく，また植生の被いも深いので，新潟地震でくずれた東部の崖で観察できたのみであつた。ここでは全長 10 m にわたる露出がみられ，基盤は，深く風化をうけて最上部が明褐色の土になつた粗粒玄武岩である。この上に厚さ 1~3 m の同質の円礫層がのつている。礫の最大径は 50 cm，よく円磨されており，間はやや砂質褐色の土でうめられている。一部の礫はくさつており，ハンマーでけずることができる。

牧平の北西部には約 20 m 低い狭い段丘がついている。また牧平の南東の，約 100 m の高さの尾根も狭いながら北西に傾いた平坦面を樹枝状にのこしている。なお，粟島の最高部をなす 200 m 級の尾根もかなり平坦で古い地形面の可能性がある。

以上記した海岸段丘の分布，発達状況，高度などは，大佐渡¹²⁾におけるそれときわめて類似している。このことを考慮して段丘の生成時代を推定すると，低位段丘は沖積世の海進時 (B. P. 4000±年)，牧平は最終間氷期 (下末吉時代 B. P. 1×10^5 年?) にそれぞれ当ると考えるのが最も妥当であろう。

まとめ—新潟地震との関係

1) 粟島は主に中新世中期の岩石からなり，それ以後の海成層を欠く。その地質構造は $10^\circ \sim 20^\circ$ 北西へ傾むく一つの傾動地塊である。すなわち，粟島は中新世中期以後隆起の傾向にあり，この間 (2×10^7 年) に約 15° 北西に傾斜した。

2) 粟島の牧平面は北西に約 $2^\circ \sim 4^\circ$ 傾斜しており，その形成以後 (下末吉時代? 約 1×10^5 年)，約 50 m—の隆起と約 3° —の傾斜運動を記録している。

3) 今回の新潟地震によつて粟島は約 1 m 隆起し， $1'$ 弱北西へ傾むいた (別稿⁶⁾ 参照)。このように，粟島の地質構造 (2×10^7 年)，地形面 (1×10^5 年)，および新潟地震の変動のいずれもが，粟島の隆起と北西への傾動を示している。すなわち，新潟地震とそれに伴う地殻変動は，最近地質時代の地殻変動の一般傾向によく一致しており，それを強める方向のものであつた。

より細かいことであるが，新潟地震に際しての粟島の隆起には，島の南部でその等隆起線が南北に近く，北部では，やや北東へ曲ること，したがつて，東海岸中部を頂点とするゆるい半ドーム様変形が示唆され，そして，実際に，その頂点附近に位置するハゲの浜が最高の隆起を示した⁶⁾。このような粟島の，全体的隆起傾動の，副次的特徴までもが，粟島の地質構造と，よく対応していることは，むしろ，驚くべきことである。すなわち，第三紀層の一般構造は，等隆起線と同様，南部では南北に近く，北部では，北東に向く (第 5 図参照)。また，隆起量が最大であつたハゲノ浜は，粟島で基盤花崗岩の露出する唯一の

場所であり、地質構造的に最も高い位置に当たっている。

粟島は新潟市西方弥彦山塊の延長とみられる隆起帯上に位置している^{9), 11)}。しかし、その隆起帯の中でも、特に粟島が地形的に高いということは、今回の地震にみられたような半ドーム状の傾動隆起運動に負う点はもちろんであるが、それに加えて粟島が中新世中期には、粗粒玄武岩侵入の一中心域であつたと推定されるので、その侵入に伴う隆起と、それ以後の時代における侵入岩の侵蝕に対する強い抵抗性をも考慮すべきである。

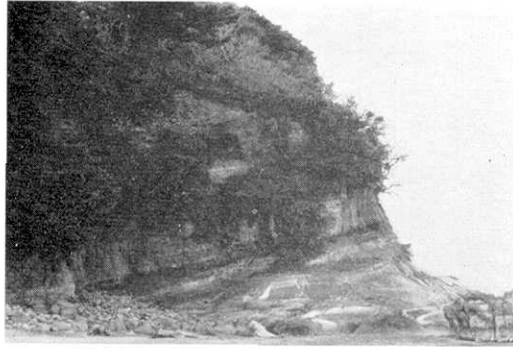
謝 辞

筆者らの現地調査並びに、室内作業に対して、御指導と激励を賜つた森本良平教授並びに、木村敏雄教授に厚く御礼申上げる。また、新潟大学の茅原一也氏は、われわれの調査に先立つて、未公表の粟島ルートマップを下さつた。このルートマップは、かなり詳細なもので、われわれの調査に大いに役立つた。厚くお礼申上げる。

また、災害を受けたにもかかわらず、いろいろ便宜を計つて下さつた粟島の皆様および沸石の同定をして下さつた加藤昭氏と本稿の準備に協力された栗谷川幸子嬢に感謝する。

文 献

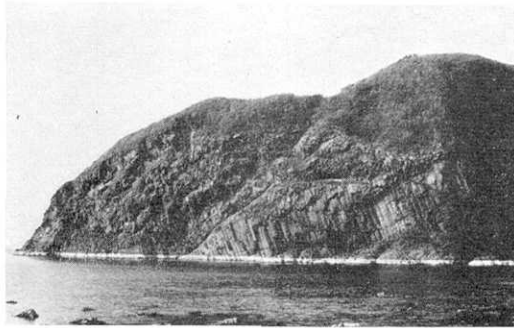
- 1) 茅原一也，粟島のルートマップ。未公表。
- 2) 地質調査所，50万分の1地質図「新潟」地質調査所。
- 3) 今井直哉，新潟県粟島の炭酸塩岩について，地質雑 **67** (1961)，411。
- 4) 河野密，二十万分の一村上図幅地質説明書，農商務省，(1914)，1-86。
- 5) 茂木昭夫・佐藤任弘，最上堆附近の海底地形と底質，水路要報，**55** (1958)，37-53。
- 6) 中村一明・笠原慶一・松田時彦，新潟地震による粟島の地変，新潟地震調査概報 (1964)。
- 7) 新潟県，20万分の1新潟県地質図説明書および新潟県地質鉱産図 (1962)。
- 8) 桜井欽一，新潟県粟島曹珪灰石 (日本鉱物資料その 5) (短報)，鉱物雑 **2** (1954)，1，55-57。
- 9) 徳重英助，粟島の地質的成因 (演旨)，地質雑 **37** (1930)，337-339。
- 10) 矢部長克・田山利三郎，日本近海海底地形概観，震研彙報 **12** (1934)，539-565。
- 11) 森本良平・木村敏雄，新潟地震の地質学的背景，新潟地震調査概報 (1964)。
- 12) 太田陽子，大佐渡沿岸の海岸段丘，地理評 **37**，10-242。



第 6 図 新第三紀層底部 (ハゲノ浜)
花崗岩質礫岩 (右下) とその上位の泥岩層と玄武岩岩床



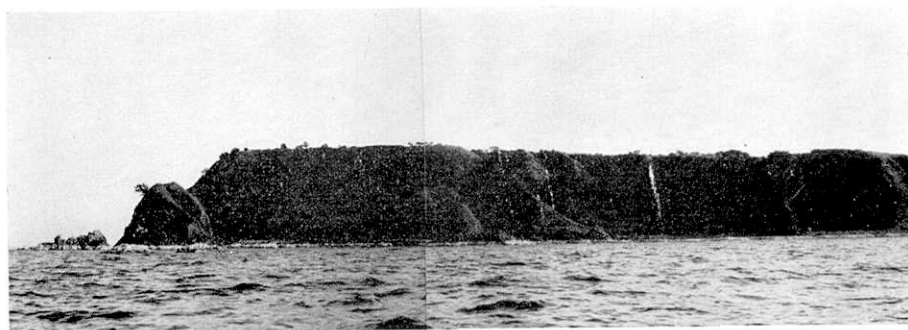
第 7 図 新第三紀泥岩層 (丸山浦)
中部は白灰色凝灰岩層



第 8 図 西へ傾斜する粗粒玄武岩岩床 (切石鼻南岸)



第 9 図 強く褶曲した泥岩層 (山崎)



第 10 図 高位段丘面 (牧平面) (左端が鳥崎)