

隆起する二つの島の間に来るトンボロ — 海浜循環流の及ぼす効果* —

羽 島 正 紘**

Formation of a tombolo between the upheaving two conical islands*

Masahiro HASHIMA**

Abstract: This paper is concerned with the formation of a tombolo between the upheaving two circular islands. One of the islands is large and the other is small. The formation of tombolos behind a circular island is a common geographical phenomenon. On the upwave side of the island, sand is transported toward the island lee by longshore currents. If the island is small, a single tombolo is formed at the center of the shadow. However, for the larger island, two sand spits appear on the sides of the shadow axis. These phenomena are used to explain the presence of a single tombolo that is observed at the volcanic island Iwo-Jima. The longshore circulations caused by waves breaking along the beach around a circular island are calculated numerically.

1. はじめに

小笠原硫黄島は Fig. 1 に示すように、北東に長さ 8.5 km, 最大幅 4.5 km の摺鉢山をかなめとする扇形の平坦な台地の火山島であり、摺鉢山と元山台地の間が千鳥ヶ原砂層で連結されている。島は誕生以来隆起を続け、現在も大きい所で約 30 cm/年の隆起量がある。元山はカルデラ内の中央火口丘、摺鉢山はカルデラ外に出来た側火山のひとつと考えられている(加藤・池田, 1983)。元山は海底で堆積した火砕物で構成され、摺鉢山は下部が海底堆積物で、上半部は陸上噴火物が堆積したものである。局所的なドーム状隆起によって元山地区は海面上に姿を現わし、その過程で摺鉢山と砂州によってつながったものとされている(一色, 1976)。千鳥ヶ原地狭の堆積物については古くから摺鉢山の爆発による降下堆積物説、漂砂によるトンボロ説(辻村, 1911)とがある。近年貝塚ら(1983)は元山と摺鉢山がつながった主要原因を千鳥ヶ原地狭部の隆起と全般的な島の隆起

によるものとしている。

著者らは先に(羽島・溝口, 1982)島が隆起するときの浅海域の海底砂の移動について論じたが、本論文では摺鉢山と元山の二つの島が独立に存在し、元山が隆起するとき、波による海浜循環流によってトンボロが形成されるかどうかを論ずる。海浜循環流は基礎方程式を数値的に解くことによって求める。

円錐形島周りの海浜循環流については MEI and ANGELIDES (1977) が島の半径と入射波の波長の関係において論じており、宇多(1982)は現象を単純化して理論解を求めている。ここでは海浜循環流を求める方法として MEI and ANGELIDES (1977) の用いた基礎方程式を使用し、隆起しつつある島を円錐形島とみなし、三つの時期で代表させ、それぞれの大きさの島の周りの循環流を求める。ただし、三つの時期についてはいずれも定常であるとし、隆起は考慮しない。

2. 島の大きさと波の条件

海浜循環流を求めるために先ず島の大きさを決定する。1934年旧海軍測量の 1/30,000 の地図(Fig. 1)を用い、これより 100 m 等高線, 50 m 等高線, 0 m 等高線がそれぞれ水深 0 m を与える様な円形島を考える。

* 1986年6月9日受理 Received June 9, 1986

** 防衛医科大学校物理学教室,
〒359 埼玉県所沢市並木 3-2
Department of Physics, National Defence Medical
College, Namiki 3-2, Tokorozawa, 359 Japan

Fig. 1 によると 100 m 等高線は円形状を示していないが、標高 100 m 地点を抽出すると $r=1,350$ m の円周 (I) 上にほぼ分布し、島が隆起するある過程ではほぼ円形をなしていたと仮定しても良さそうである。0 m 等高線を円で表わしたときの半径は 2,350 m であり、(III), 島の東および西面でややずれるものの馬の背岩を考慮するとほぼ円周上にあることがわかる。50 m 等高線についてはやや不明確であるが、半径 1,900 m の円 (II) で代表させる。

島の平均勾配は場所および水深によってかなり異った値を示すが、平均的にみて等高線が +100 m ~ 0 m の間で約 1/9, 0 m ~ -30 m の間で 1/20 ~ 1/35, +100 m ~ -200 m の間で約 1/17 の程度である。ここで、-30 m 以上の水深域を深海域とすると、Fig. 1 より -30 m 等水深は半径 3,100 m の円にほぼ一致する(III')。したがって、0 m 等高線の島を考えると、その海底勾配は 1/25 となる。そこで 1/25 を海底勾配とし、汀線を示す半径を b , -30 m 水深を示す半径を a として、三つの島を次の大ききで代表させる。

Case I ; $a=2,100$ m, $b=1,350$ m

Case II ; $a=2,650$ m, $b=1,900$ m

Case III ; $a=3,100$ m, $b=2,350$ m

したがって Fig. 1 における実線の円 (I-I') は Case I, 点線の円 (II-II') は Case II, 一点鎖線の円 (III-III') は Case III のそれぞれの島の大ききを示している。なお、半径 a 以上の水深 h_0 は -30 m で一定とする。

硫黄島における波の方向は季節によっても異なるが、年間を通じて風波、うねり共に北東方向からのものが卓越し、夏は台風の影響もあって南東の方向が多い。周期は風波の場合 4~5 秒, うねりは 7~10 秒であり、波高は 1.5 m 以下が多い。また台風時は波高 2~4 m, 周期 7~9 秒であり、波高 6 m 以上, 周期 11 秒以上のものもかなりある。

そこで入射波の条件としてここでは周期 $T=8$ s, 深海波の振幅 $A_0=0.5$ m の規則波が、北東方向より島に向かって入射するものとする。なお、この入射波の方向は元山地区の中心と摺鉢山を結ぶ方向と全く合致している。

3. 基礎方程式

循環流を求める基礎方程式として MEI and ANGELIDES (1977) の用いた式をそのまま使用する。流れの場は定常であるとし、非線形項および水平拡散項を考慮しないとき、碎波帯の沖側での基礎方程式は、Fig. 2 で示す極座標系で表わすと

$$0 \cong \frac{\partial}{\partial r} (h\bar{U}_r) + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial \theta} (h\bar{U}_\theta) + \frac{h}{r} \bar{U}_r \quad (1)$$

$$0 \cong -\rho gh \frac{\partial \bar{\eta}_c}{\partial r} - C_f \rho \bar{U}_0 \bar{U}_r \quad (2)$$

$$0 \cong -\rho gh \frac{1}{r} \frac{\partial \bar{\eta}_c}{\partial \theta} - C_f \rho \bar{U}_0 \bar{U}_\theta \quad (3)$$

で与えられる。ここに $\bar{U}_r, \bar{U}_\theta$ は、 r, θ 方向の速度成分、 $\bar{\eta}_c$ は循環流による水面変動量、 \bar{U}_0 は波による水粒子の水底での軌道速度、 C_f は底面まきつ係数、 h は水

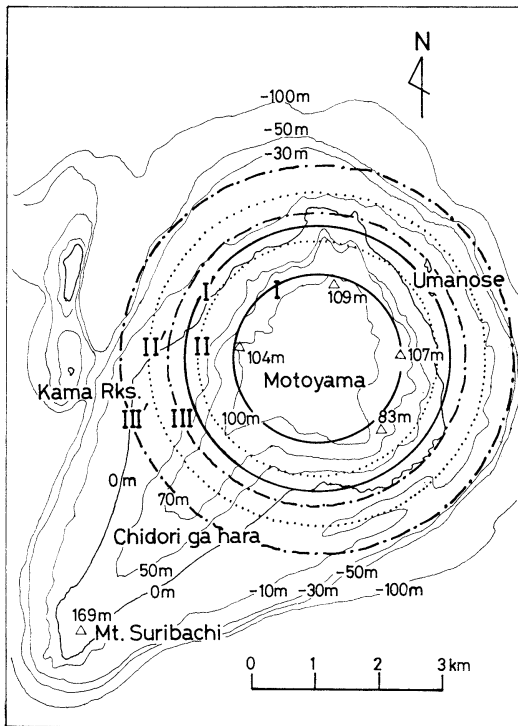


Fig. 1. Contours map of Iwo-Jima and bathymetry around the island. Solid circle (I-I'), typical island for case I; dotted circle (II-II'), for case II; chain circle (III-III'), for case III.

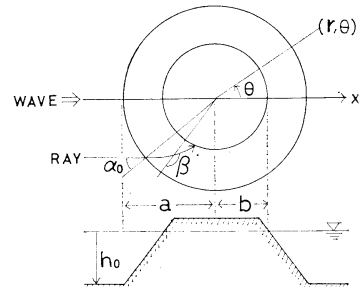


Fig. 2. Definition sketch and coordinate system.

深, ρ は流体密度である。なお添字 $-$ は時間平均を意味する。

砕波帯内では

$$\left\{ \begin{aligned} 0 &\cong \frac{\partial}{\partial r} [(\bar{\eta}+h)\bar{U}_r] + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial \theta} [(\bar{\eta}+h)\bar{U}_\theta] \\ &\quad + \frac{\bar{U}_r}{r}(\bar{\eta}+h) \end{aligned} \right. \quad (4)$$

$$0 \cong -\rho g(\bar{\eta}+h) \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial r} - \frac{\partial S_{rr}}{\partial r} - C_f \rho \bar{U}_0 \bar{U}_r \quad (5)$$

$$0 \cong -\rho g(\bar{\eta}+h) \frac{1}{r} \frac{\partial \bar{\eta}}{\partial \theta} - \frac{\partial S_{r\theta}}{\partial r} - C_f \rho \bar{U}_0 \bar{U}_\theta \quad (6)$$

で与えられる。なお上式は砕波帯幅は島の半径に比して小さいと仮定して導いており、砕波帯内での波の振幅 A は平均水深に比例するものとして

$$A = \gamma(\bar{\eta}+h), \quad \bar{U}_0 = \frac{A}{\bar{\eta}+h} \sqrt{g(\bar{\eta}+h)} \quad (7)$$

で与える。ここに γ は比例定数, $\bar{\eta}$ は時間平均化された水面変動量である。浅水域に波が動径 r と β をなす角で入射するときの radiation stress の成分 S_{rr} および $S_{r\theta}$ は次式で与えられる。

$$S_{rr} = \frac{1}{4} \rho g A^2 (3 - 2 \sin^2 \beta) \quad (8)$$

$$S_{r\theta} = \frac{1}{4} \rho g A^2 \sin 2\beta \quad (9)$$

いま流れ函数 ψ を

$$\bar{U}_r = -\frac{1}{\bar{\eta}+h} \frac{1}{r} \frac{\partial \psi}{\partial \theta}, \quad \bar{U}_\theta = \frac{1}{\bar{\eta}+h} \frac{\partial \psi}{\partial r} \quad (10)$$

で定義し (砕波帯の外では $\bar{\eta}+h \cong h$ とする), 運動方程式 (2), (3) 及び (5), (6) のそれぞれの両辺の curl をとると次の poisson 方程式が得られる。

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \psi}{\partial r} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \theta^2} = \begin{cases} f_{sh} \\ f_{su} \end{cases} \quad (11)$$

ここに f の添字 sh は砕波帯外を, su は砕波帯内を意味し, それぞれ

$$f_{sh} = -\frac{2gh}{C_f \bar{U}_0} \frac{1}{r} \frac{dh}{dr} \frac{\partial \bar{\eta}_0}{\partial \theta} \quad (12)$$

$$\begin{aligned} f_{su} = & -\frac{3}{2} \frac{g^{1/2} d^{1/2}}{C_f \bar{\gamma}} \frac{1}{r} \frac{dh}{dr} \frac{\partial d}{\partial \theta} \\ & + \frac{d^{1/2}}{\rho C_f \bar{\gamma} g^{1/2}} \left[\frac{1}{r} \frac{\partial^2 S_{rr}}{\partial r \partial \theta} - \frac{\partial^2 S_{r\theta}}{\partial r^2} - \frac{1}{r} \frac{\partial S_{r\theta}}{\partial r} \right] \\ & + \frac{1}{2} \frac{1}{\rho C_f \bar{\gamma} g^{1/2} d^{1/2}} \\ & \times \left[\frac{1}{r} \frac{\partial d}{\partial \theta} \frac{\partial S_{rr}}{\partial r} - \frac{\partial d}{\partial r} \frac{\partial S_{r\theta}}{\partial \theta} \right] \end{aligned} \quad (13)$$

で与えられる。ここで $d = \bar{\eta}+h$ である。

各水深において radiation stress 項を与えるためには波高分布と波向変化を求める必要がある。入射波の波向線を求めるためにフェルマーの原理を用いると, 波向線方程式は次の式で与えられる (ARTHUR, 1946)。

$$\frac{d\theta}{dr} = \frac{-K}{r \sqrt{k^2 r^2 - K^2}} \quad (14)$$

ここで K は波数 k_0 の波が $r=a$ において動径 r と α_0 の角で x 軸と平行に入射するときの定数で $K = k_0 a \sin \alpha_0$ である。波数 k は角振動数を ω とするとき $\omega = gk \tanh kh$ で与えられる。(14)式より波向線が求まったならば, 入射波の振幅 A_0 , 群速度 C_0 , $r=a$ での波向線間隔を $d\sigma_0$ とするとき, 波の振幅 A の分布として

$$\frac{A}{A_0} = \left[\frac{C_0}{C} \frac{d\sigma_0}{d\sigma} \right]^{1/2} \quad (15)$$

を用いる。砕波点は砕波水深を h_b , 砕波の振幅を A_b とするとき $A_b/h_b = \gamma$ より求める。ここで $\gamma = 0.4$ とした。

4. 境界条件と数値計算

(12)式における \bar{U}_0 として, 砕波点近傍における水粒子の水底での軌道速度をとると

$$\bar{U}_0 = \left(\frac{gkA}{\omega \cosh kh} \right)_b \quad (16)$$

で与えられ, 計算の結果 Case I, Case II, Case III 共に $\bar{U}_0 = 1.75$ m/s となる。また $C_f = 0.01$ とした。

数値計算は (11)式を差分化して SOR 法によって ψ を求める。境界条件は $\theta = 0, 2\pi$, $r = a$ 及び波の打ち上げ水深 0 の平均汀線上で $\psi = 0$ とする。初めに静水深により ψ を求め, この ψ を用いて r 方向の運動方程式を積分し, $\bar{\eta}_0$, $\bar{\eta}+h$ を求める。この手続きをくり返し ψ を求める。収束基準としては ψ , $\bar{\eta}_0$, $\bar{\eta}+h$ 共に 10^{-5} とした。

なお, 砕波帯幅は島の半径に比して小さいので, 分解能をあげるために r 座標を次式により変換して計算した。

$$r' = b + 3,600 \left[1 - \exp\left(\frac{b-r}{180}\right) \right] \quad (17)$$

5. 計算結果と検討

波の屈折: Case I ~ III のそれぞれの場合について計算した代表的な屈折線についての屈折図が, Fig. 3~5 に示してある。現地海岸との対比上, 計算座標とは π だけずらし, 島の片側半分のみについて画かれている。なお図中に示した点線は Fig. 3 では 100 m 等高線を, Fig. 4 では 50 m 等高線を, Fig. 5 では 0 m 等高線を

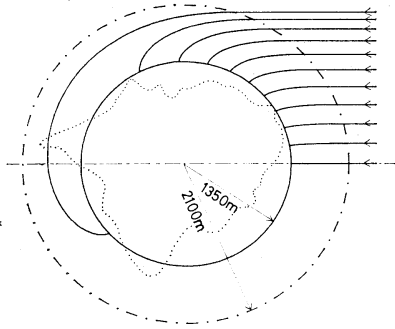


Fig. 3. Wave rays for case I.
Dotted line; 100m contour.

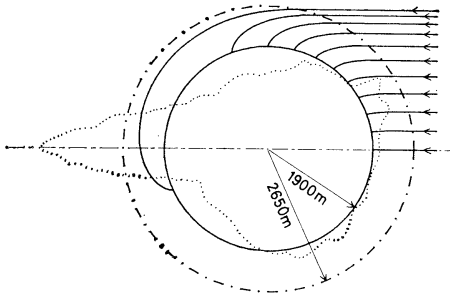


Fig. 4. Wave rays for case II.
Dotted line; 50 m contour.

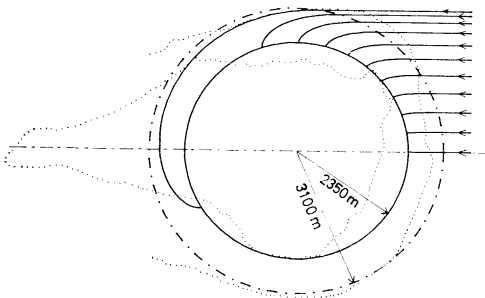


Fig. 5. Wave rays for case III.
Dotted line; 0 m contour.

示している。 α_0 の最大入射角は Case I の場合は約 72.26° , Case II で約 77.84° , Case III で約 81.03° であり, α_0 がこの値以上になると波は島の汀線に達することなく発散する。いずれの case 共に波は島の背後にまでまわり込んでいる。島の背後のこの領域では島の両側の波の屈折により波の交叉域となるが, ここでは島の片側半分のみで考えて波高分布を求めた。

流れ函数の分布: 計算された流れ函数の分布が Case I ~ III について, それぞれ Fig. 6~8 に示されている。

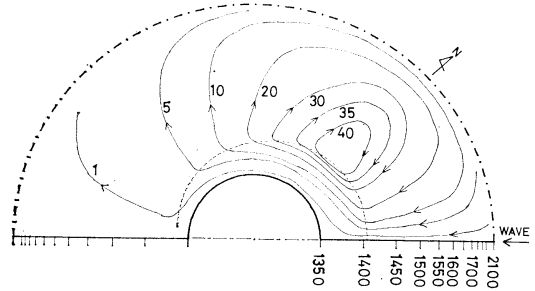


Fig. 6. Streamline contours for case I. Values of stream function ψ are in m^3/s . The radial coordinate is distorted according to eq. 17; the actual distance is labeled on the island axis in m. Dotted line; breaking line.

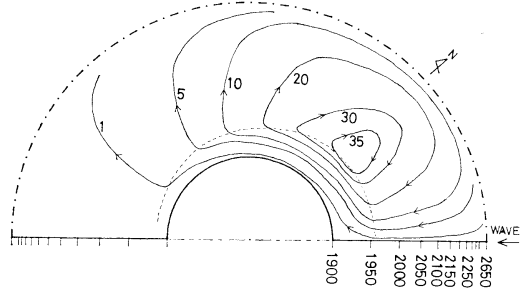


Fig. 7. Streamline contours for case II.
See caption of Fig. 6.

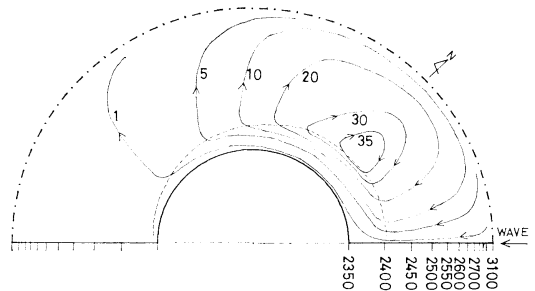


Fig. 8. Streamline contours for case III.
See caption of Fig. 6.

いずれの場合も島の片側半分について計算し, 屈折図と同様に座標軸を π だけずらして画かれている。

図において r 座標は (17) 式によって変換されており, 数値は実際の値を示す。また破線は砕波線を示している。


ψ の最大を示す位置は Case I, II, III 共にほぼ一致しており, 島の北側である。Case I の場合は他に比して強い流れが生じている。 $\psi=1$ を示す下流側の位置は

Case III, II, I の順に島の背後に近づいており、特に Case I の場合は著しい。この Case I では島の両側に生じた循環流は島の背後で流れ去り、上流側から輸送されて来た砂は、この背後の位置に沈積し、1個のトンボロが形成されることを強く示唆している。Case III の場合 ϕ が 1 となる下流側の位置は他の二者に比べて北寄りとなっており、この位置が正しく砂の沈積を示すものではないが、Case I に比して上流側に砂が沈積することになる。このとき島の背後 2ヶ所に砂州の発達することが予想される。

したがって硫黄島においては、元山地区が海面上に姿を現わしたのち、現在までの隆起の過程で、北東からの波によって島の北及び東面の砂が移動し、島の背後即ち摺鉢山の方に沈積し、トンボロが形成され、その後の隆起現象も加わって完全に陸化したものといえる。この結果 Fig. 1 にみられるように、100, 70, 50 m の各々の等高線が正しく摺鉢山の方に伸びた事になる。

Case III において、下流側の $\phi=1$ の位置は現地海岸では現在砂州が発生し釜岩と完全に連結している。この砂州の位置と、元山の中心と摺鉢山を結ぶ中心線に対してほぼ対称な位置には、やはり広大な砂浜が発達している。

Case III の島の大きさと現在の汀線とはほぼ一致しているので、現在島の 2ヶ所に砂州の発達する循環流があるといえる。なお、すでに述べた様に硫黄島は大きい所で約 30 cm/年 の隆起量があるにもかかわらず、上記 2ヶ所の海岸線を除いては、隆起量に匹敵するほどの汀線変動が認められないのは、波浪による侵食作用の結果である(羽島・溝口, 1982)。

なお、Case II, III の場合、島の背後に堆積する砂による島の形状変化は考慮していない。また、ここでは入射波の方向を北東のみに限定しているが、硫黄島においては北東風が卓越するものの、夏季及び台風時は南方向成分を持つ波も多く、台風時には波高 10 m にも達することがある。したがって、この方向成分を持つ波による循環流に起因する島の形状変化も考慮しなければならないが、この方向成分を持つ波は元山から摺鉢山に伸びる砂州を破壊する要因を持つことになる。現在、島の西海岸と釜岩を結ぶトンボロは、 台風時の南成分を持つ波

高の大きい波によって途中で切れる時がある。しかし、ある期間ののちにはまた釜岩と完全に連結することが観測されている。これと同様に元山と摺鉢山をつなぐ砂州も何回か切れては又連結し、隆起も加わって現在の地形を形成したものといえる。

6. おわりに

硫黄島の元山地区と摺鉢山が連結した原因を、元山地区の隆起の過程で島の周りの海底砂が波による海浜循環流により移動したとして、循環流を求めた結果、元山から摺鉢山に向うトンボロが形成されることがわかった。

また、島が隆起してある程度の大きさになると、島の背後の 2ヶ所に砂州を発生させる様な循環流の存在が明らかになった。

砂州の成長についてさらに定量的に明らかにするためには、隆起の過程における島の形状変化、砂の移動量、不規則波の入射等の考慮が必要である。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、御討議いただいた防衛大学校応用物理教室小木正道先生に感謝の意を表します。

文 献

- ARTHUR, R.S. (1946): Refraction of water waves by islands and shoals with circular bottom contours. *Trans. Am. Geophys. Union*, **27**, 168-177.
- 羽島正紘・溝口 裕 (1982): 隆起する海岸におけるトンボロの成長. *La mer*, **20**, 231-236.
- 一色直記 (1976): 火山列島硫黄島の地質と岩石. 国立防災科学技術センター研究速報, (23), 5-16.
- 加藤 茂・池田 勉 (1984): 硫黄島周辺の海底地形. 海上保安庁水路部研究報告, (19), 59-73.
- 貝塚爽平・宮内崇裕・長岡信治 (1983): 硫黄島の海成段丘・活断層と変動史. 小笠原研究 (東京都立大学), (9), 13-45.
- MEI, C.C. and ANGELIDES (1977): Longshore circulation around a conical island. *Coastal Eng.*, **1**, 31-42.
- 辻村太郎 (1911): 火山島嶼の蝕磨輪廻. *地学雑誌*, (24), 106-121.
- 宇多高明 (1982): 円弧状および大規模カスプを有する海岸における海浜流循環. *土木学会論文報告集*, (326), 63-72.