

伊豆新島・羽伏浦における海食崖の崩壊プロセス

Instability of Coastal Cliff Made of Base Surge
Deposits in Habushi-ura, Niijima Island

森 僚多*・松倉 公憲**

Ryota MORI* and Yukinori MATSUKURA**

I はじめに

伊豆新島東岸に直線状に約 5 km 延びる羽伏浦海岸には、高さ数 10 m の海食崖が連なっている。この海食崖は、島南部の向山が 886 年に噴火した際に生じた火山噴出物（ベースサージ堆積物）からなっている。この堆積物は非常に侵食されやすく、そのため海食崖の後退速度は大きく、それに関する研究もいくつか報告されてきた（たとえば、矢島, 1966 ; Sunamura, 1987 ; 磯部・安田, 1995）。Sunamura (1987) によれば、海食崖形成後の後退速度は羽伏浦海岸の南北でほとんど差異はなく、886 年, 1500 年, 1968 年にそれぞれ 2 m/y, 1.5 m/y, 1.2 m/y と見積もられるという。また、波の営力に注目したモデルを構築し、将来については A.D. 2500 年に 0.9 m/y, 3000 年には 0.7 m/y という後退速度を予測している。

海食崖の後退速度のみならず、後退プロセスについて詳細に議論するためには、崖を侵食する波の営力だけではなく、崖を構成する物質の物性やそこで生起する崩壊などの侵食プロセスについても吟味する必要がある。しかし、これまでの研究では、崖の崩壊プロセス等に関する研究は皆無

である。ところで、崖の構成物質を火山地形学的立場から調査した横山・徳永 (1978) および徳永・横山 (1979) によれば、この海食崖はベースサージ堆積物から構成されており、海岸線の南北方向において、崖の高さや堆積物の構造、堆積物に含まれる礫の粒径などに差異がみられるという。したがって、海食崖の南北方向での崖構成物質の物性が異なり、それに伴い崩壊プロセスや周期に差異がみられる可能性がある。そこで本研究では、羽伏浦北部の約 2.5 km の範囲を対象地域として、現地調査をもとに海食崖の崩壊プロセスを明らかにし、モデルを用いた安定解析によって崩壊の規模や周期に関する考察を行うことを目的とする。

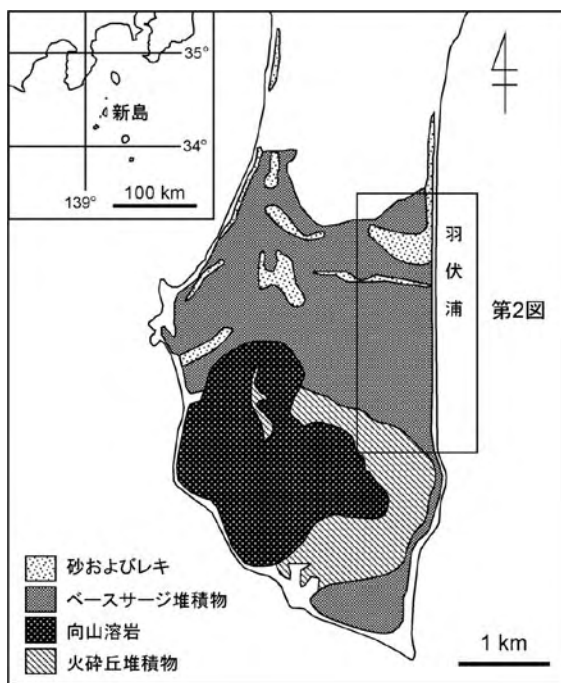
II 調査地域

伊豆新島は複数の流紋岩～玄武岩質の単成火山からなる火山島で、最新の噴火は、886 年に島の南部にある向山火山で発生した（一色, 1987）。向山の一連の火山活動には 3 つのステージがあり、第 1 期にはベースサージ、第 2 期には降下火砕物、第 3 期には粘性の高い溶岩が噴出した

* 筑波大学自然学類

** 筑波大学大学院生命環境科学研究科

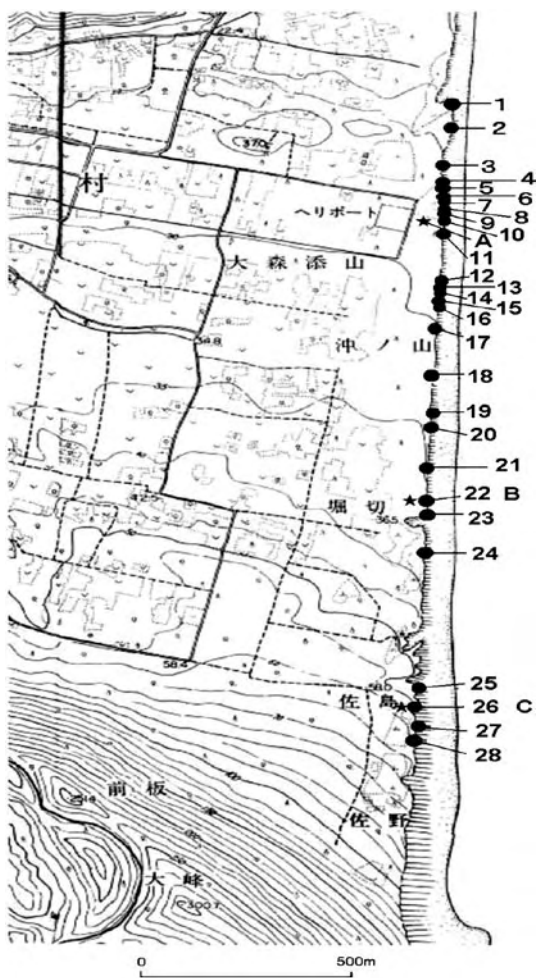
とされている(横山・徳永, 1978; 徳永・横山, 1979). 本研究の調査対象地域である羽伏浦には, その第1期に噴出したベースサージ堆積物(白ママ層)から成る海食崖が連なる(第1図). 横山・徳永(1978)および徳永・横山(1979)によると, ベースサージ堆積物の厚さは, 島の南端の端々(はばた)で約90 mと最も厚く, 北方へ次第に薄くなる. すなわち調査地域の南端で約60 m, 羽伏浦北端では10 m以下となる. この堆積物は黒雲母流紋岩などの本質岩片と, 886年以前の火山活動による火山岩や凝灰岩の異質岩片の未固結混合物で, 粒度組成や厚さの異なる多数の単層から成っている. 岩片の大きさは径数10 cm程度のものが多いが, 南に向かうほどより大きな岩片を含む層が現れ, 羽伏浦南部では2 mに及ぶ巨大な岩塊を含む層が見られる. また, 羽伏浦よりさらに北で見られるベースサージ層では堆積物の粒度がより細粒である.



第1図 調査地域および調査地域周辺の地質図

III 海食崖の形状および崩壊の形状

羽伏浦で発生する崩壊プロセスを明らかにするために, 2005年の7月と11月に現地で崖の観察と測量を行った. 測量は第2図中に示した1-28のサイトでレーザー距離計を用いて行った. 測量データから各崖のプロファイル(第3図)を作成し, 崖の基部と最上部の標高差から崖の高さ H (m)を算出した. また, プロファイル図から傾斜の大きく変わる点を判断し, それらを結んだ直線から傾斜を算出した. 汀線の位置は, 気象庁発表の大島・岡田と三宅島の潮位データを参考に



第2図 調査地域の地形図と調査地点の位置

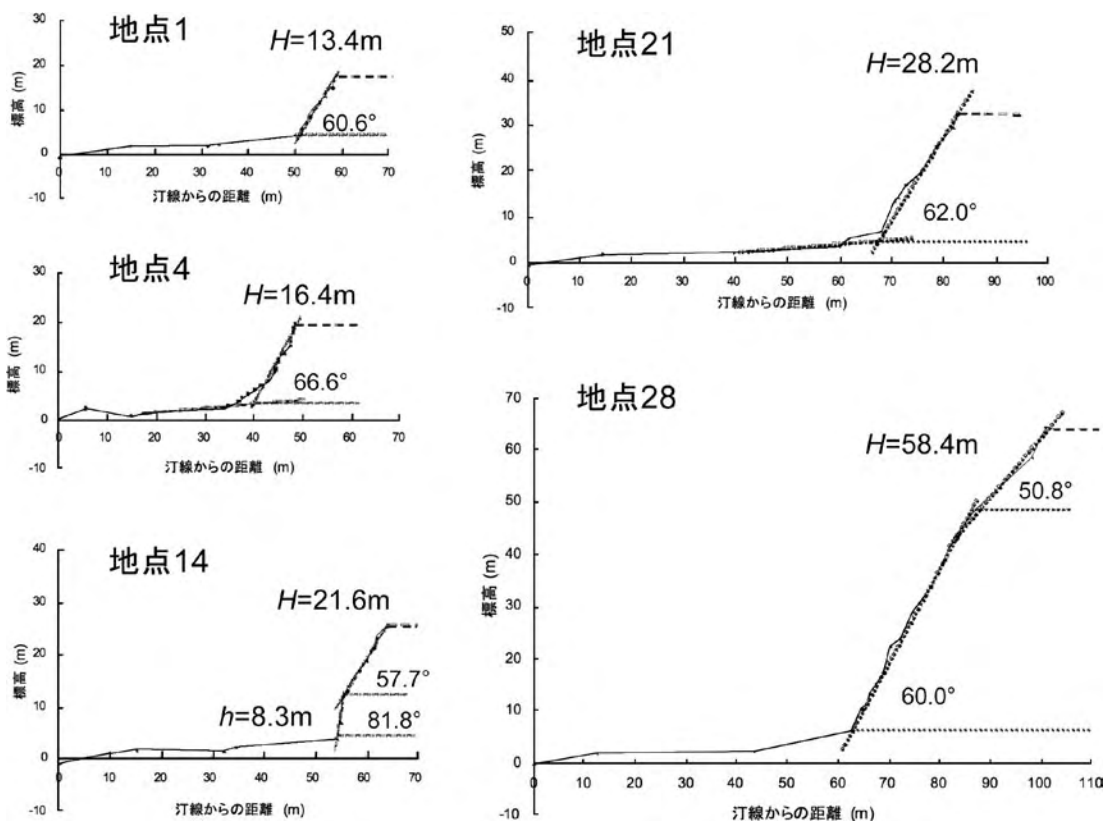
補正を行った。

現地観察の結果、地点4, 7, 10, 12, 15などで基部に横幅10 - 20 m程度の崩壊堆積物がたまっており、最近でも頻繁に崩壊が発生していることが伺える。崖の高さと傾斜を第1表に示す。崖の高さは、調査地の最北に位置する地点1で13.4 mと最も低く、堀切（ほりきり）付近の地点22 - 24などでは約30 m、調査地の最南部にあたる地点28では58.4 mと、南ほど高度が大きい。崖の形態・傾斜に注目すると、崖には大きく2つのタイプがある。一つは傾斜が60° - 70°程度の部分が基部から上部までほぼ一様に続くものであり（例えば第3図の地点1, 21）、もう一つは、崖の基部が75° - 90°近い急傾斜になっていてその上部が60° - 70°程度になっているものである（例えば第3図の地点14）。後者のタイプにおける急

傾斜部分の高さは崖によって異なり、3 m程度のものから9 mほどのものまで見られた。また、いくつかの地点では、崖の最上部が40° - 50°程度の緩傾斜になっているところがあった。

IV 崩壊モデル

Sunamura (1992) によると、基部の波食による崖の不安定化と崩壊による安定化がくり返される結果、崖の後退が進行していく。崩壊の形式は主にfall, topple, slide, flowの4タイプあり、それらは崖を構成する物質の地質構造、層位、抵抗力などによって決まる。本調査地域では、至る所で崖の基部に崩壊堆積物が観察され、堆積物の背後の崖には、崩壊した部分と思われる凹形の地形がみられた。これらのことから、本調査地では



第3図 海食崖のプロファイルの計測例。それぞれの地点の位置は第2図を参照

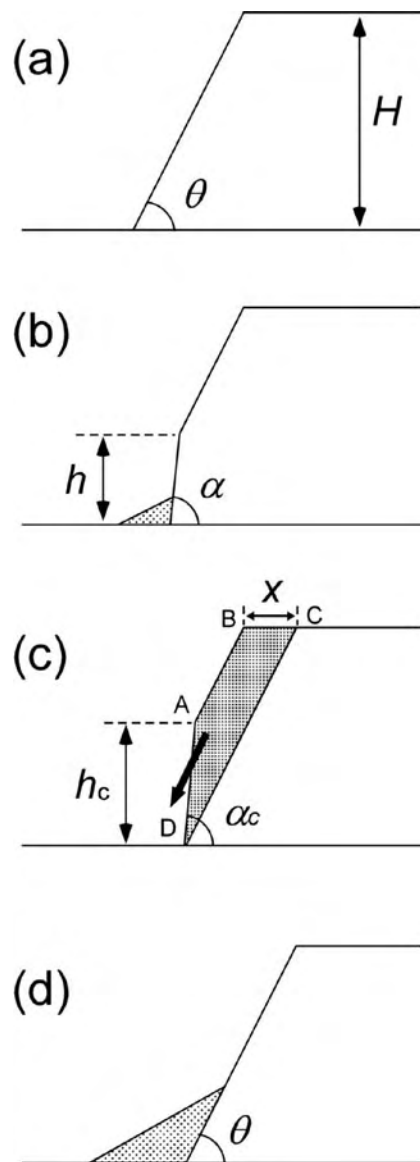
slide タイプの崩壊が頻繁に発生していると考えられる。またいくつかの場所では、崖の基部に波食によって形成されたと思われる急傾斜部分が観察されたが、このような急傾斜部分が崖の上部まで続いているところはなかった。したがって、急傾斜部分がある程度の高さに達すると崩壊し、傾斜が一様になるものと考えられる。また、崩壊堆積物や崩壊部分の大きさから、一回の崩壊の幅は 10 - 20 m 程度であると推定される。崩壊直後と思われる崖とその隣の崖で汀線からの距離を比較したところ、両者の関係はほぼ同じか、崩壊直後のもののほうが陸側に数 m 後退していた。これらは、幅 10 - 20 m 程度の崩壊によって、その崖

は数 m 陸側に後退し、その後相対的に海側に張り出した周囲の崖で次の崩壊が発生するということを示唆する。

海食崖の現地観察の結果をもとに、本調査地での崖の崩壊を「のり先を通る平面破壊」と仮定し、以下のような 2 次元モデルを構築した（第 4 図）。

第 1 表 崖の地形計測および崖構成物質の土壤硬度測定結果

地点	崖の高さ H (m)	崖の傾斜 θ (°)	波食面の		土壤硬度 p (mm)
			高さ h (m)	傾斜 α (°)	
1	13.4	60.6	-	-	19.8
2	18.5	64.1	6.9	74.6	22.4
3	21.1	61.7	3.9	81.3	24.2
4	16.4	66.6	-	-	-
5	17.8	73.9	-	-	-
6	17.7	67.6	-	-	-
7	18.7	72.1	-	-	-
8	19.5	51.8	9.6	85.2	-
9	18.9	50.5	9.8	79.6	-
10	20.1	69.2	-	-	-
A	(21.0?)	-	-	-	21.9
11	23.4	59.8	4.5	83.1	-
12	20.2	64.8	-	-	-
13	19.7	66.1	-	-	-
14	21.6	57.7	8.3	81.8	23.9
15	20.3	70.2	-	-	-
16	20.5	69.5	-	-	-
17	24.5	72.0	-	-	-
18	24.2	60.9	3.5	85.1	25.1
19	26.8	56.9	-	-	-
20	26.6	70.1	-	-	-
21	28.2	62.0	-	-	-
22, B	32.4	65.0	-	-	22.1
23	30.9	55.7	-	-	23.5
24	31.0	57.3	-	-	24.0
25	43.9	62.9	8.4	83.2	28.9
26, C	51.8	54.9	2.6	72.9	27.0
27	43.0	64.8	-	-	-
28	58.4	60.0	-	-	27.5



第 4 図 羽伏浦海食崖の崩壊のモデル

- (1) 崖の高さ H (m) は、崖が後退しても変化しない。また、崖を構成する物質の物性は高さ方向に変化しない (第4図 (a))。
- (2) 波食を受けていない初期地形の傾斜を θ ($^{\circ}$) で表す (第4図 (a))。 θ は、崖の崩壊直後の勾配であり、崖の崩壊が前述したように「のり先を通る平面破壊」と仮定すると、その破壊面は崖を構成する物質のせん断抵抗角 ϕ ($^{\circ}$) と以下の関係にある (この状態はランキンの主働土圧状態に相当する)：

$$\theta = 45 + \frac{\phi}{2} \quad (1)$$

- (3) 崖の基部が波によって削られる。基部にノッチはできず、波食を受けた部分のすぐ上部が崩れ、崩壊堆積物として崖基部に供給される。このとき基部に現れる垂直に近い傾斜の部分の比高を h (m)、傾斜角を α ($^{\circ}$) とする (第4図 (b))。
- (4) 崩壊堆積物は波によって除去され、再び崖基部がさらされ波食を受ける。
- (5) 上記の (3) と (4) がくり返される (h が徐々に増加する)。
- (6) h がある高さに達したとき、崖全体で崩壊が発生する。この時の h 、 α をそれぞれ、 h_c 、 α_c とする (第4図 (c))。せん断面は平面形で、崩壊堆積物は崖基部に堆積する (第4図 (d))。1回の崩壊で崖が後退した距離を、崩壊の厚さ x (m) とする。
- (7) 崩壊堆積物はやがて波によって除去され、再び崖基部がさらされ、波食を受ける ((2) に戻り、くり返す)。

モデルの崩壊時における、せん断面付近の力のつり合いより、潜在崩壊面におけるせん断力 T とせん断抵抗力 S は以下のように表される。

$$T = W \sin \theta \quad (2)$$

$$S = cL + W \cos \theta \tan \phi \quad (3)$$

ここで、 c 、 ϕ は崖構成物質の粘着力、せん断抵抗角である。 W は台形 ABCD 部分の重量 (奥行き、すなわち厚さ方向は単位長さ 1 を考える) であり、以下のように表される：

$$W = \frac{\gamma}{2} h_c (2H - h_c) \left(\frac{1}{\tan \theta} - \frac{1}{\tan \alpha_c} \right) \quad (4)$$

ここで γ は崖構成物質の単位体積重量である。(2) ~ (4) 式を組み合わせることによって、崖の安全率 (FS) は以下ようになる。

$$FS = \frac{S}{T} = \frac{2cH}{\gamma h_c (2H - h_c) \left(\frac{1}{\tan \theta} - \frac{1}{\tan \alpha_c} \right) \sin^2 \theta} + \frac{\tan \phi}{\tan \theta} \quad (5)$$

ここで、崩壊時の h_c は、 $FS = 1$ とおくことにより以下のように求められる：

$$h_c = H - \sqrt{H^2 - \frac{2cH}{\gamma \sin \theta \cos \theta \left(1 - \frac{\tan \phi}{\tan \theta} + \frac{\tan \phi - \tan \theta}{\tan \alpha_c} \right)}} \quad (6)$$

となる。また 1 回の崩壊によって崖が後退する距離 x は以下ようになる：

$$x = \frac{h_c}{\tan \theta} - \frac{h_c}{\tan \alpha_c} \quad (7)$$

測定の結果、いくつかの地点では崖最上部に本来の傾斜と比べて傾斜の緩い部分がみられた。この部分は最上部の強度の弱い土層や、崖上部からの流水による崩壊などの要因が考えられるが、本モデルでは崖構成物質の物性は高さ方向に変化しないものとしており、これらを考慮していない。したがって、本研究ではこの緩傾斜部分は崖本来の傾斜が最上部まで続くものと見なしていること

になる。

V 崖構成物質の物性測定

海食崖の斜面安定解析を行うために、すなわち上記のモデル計算に必要な物性値を求めるために、複数の地点で海食崖構成物質のせん断強度、土壤硬度、密度の測定を行った。土壤硬度は地点 1 - 3, 14, 18, 22 - 26, 28 の崖基部で山中式土壤硬度計を用いて行った。各地点で 20 回の測定の平均を値とした。崩壊堆積物があるところではその上部の堆積物のない面で測定した。また、地点 A では崖の鉛直方向への土壤硬度変化を捉えるために、高度の異なる 5 点で測定を行った。各測定地点における土壤硬度 (p) を第 1 表に示す。最も北に位置する地点 1 では他に比べてやや小さな値が得られた。他の地点では、地点 2 - 24 までと地点 25 - 28 で大きく 2 分され、南部で値が大きくなるという傾向が得られた。また、地点 A における鉛直方向の土壤硬度測定では、崖最上部の土層部分で値が小さくなったほかは土壤硬度に差はみられなかった。崖構成物質のせん断強度はベーンせん断試験によって測定した。この方法は野外で直接的に土のせん断強度を測定するもので (Matsukura and Tanaka, 1982)、サンプリングなどによる条件変化がなく、実際の状況に近い測定値を得られる利点がある。何段階かの垂直荷重でのせん断強度のデータから、近似直線を引き対象物質の粘着力とせん断抵抗角を得ることができる。試験は第 2 図の A - C の 3 地点で自然含水比のもとで行った。ここでの自然含水比とは、試験中の自然保湿状態での含水比を指す。試験の結果、粘着力は 3 つの試験サイトで明確な差が現れた (地点 A で 90.8 gf/cm^2 , 地点 B で 118.2 gf/cm^2 , 地点 C で 132.4 gf/cm^2)。すなわち、崖の高い地点ほど粘着力が大きい傾向が認められた。せん断抵抗角は地点 A で若干大きな値 (38.7°) を示したが、他の 2 地点はほぼ等しい値であった

(地点 B で 35.7° , 地点 C で 35.9°)。また、ベーンせん断試験を行った A - C の 3 地点で海食崖構成物質をサンプリングし、実験室で自然含水比条件下での単位体積重量を測定した。結果は地点 A で 1.54 gf/cm^3 , 地点 B で 1.39 gf/cm^3 , 地点 C で 1.63 gf/cm^3 となり、3 地点の値に多少のばらつきが見られた。

VI 考察

1. モデルによる安定解析

安定解析を行う地点の各物性値を以下のように決定した。土壤硬度は、地点 A での崖最上部の土層部分を除いて大きな差異がないという結果から、調査地の他の地点でも、崖基部で行った土壤硬度測定値がその地点の崖全体の代表値であるとみなした。土壤硬度の測定を行っていない地点では、測定を行った 11 地点のうち最も近い場所のデータを用いた。粘着力は、せん断試験を行った 3 地点の粘着力と土壤硬度データの直線回帰式：

$$c = 5.71 \times p - 21.2 \quad (R^2 = 0.61) \quad (8)$$

に各地点における土壤硬度値を代入し、得られた値をその地点の粘着力とした。また、せん断抵抗角と単位体積重量は 3 地点のうちで各崖から最も近い測定地点のデータを値とした。

現地調査で得られた各崖のデータを (6), (7) 式に適用し、 h_c と x を推定した。現地の崖の波食面の傾斜 α は垂直から 75° まで値に幅があったので、モデルに適用する波食面の傾斜 α_c は 75° , 80° , 85° , 90° の場合を想定した。

第 5 図は崖の高さと波食面の限界高さ h_c の関係を示したものである。 $\alpha_c=90^\circ$, 85° , 80° の場合は崖の高さ H に関係なく、 h_c はそれぞれ 3 - 4, 3.5 - 4.5, 5 - 6 m の範囲内ではほぼ同じような値をとる。一方、 $\alpha_c=75^\circ$ の場合は、 H が 30 m 以下の低いところでは 11 - 7 m で、崖が低いほ

ど h_c が大きくなる傾向が認められ、 H が 30 m 以上では、 $h_c=7-8$ m と一定であった。このように h_c は α_c が小さい場合を除けば、崖の高さによる差はなく、その値は α_c が小さいほど大きくなる傾向がみられた。

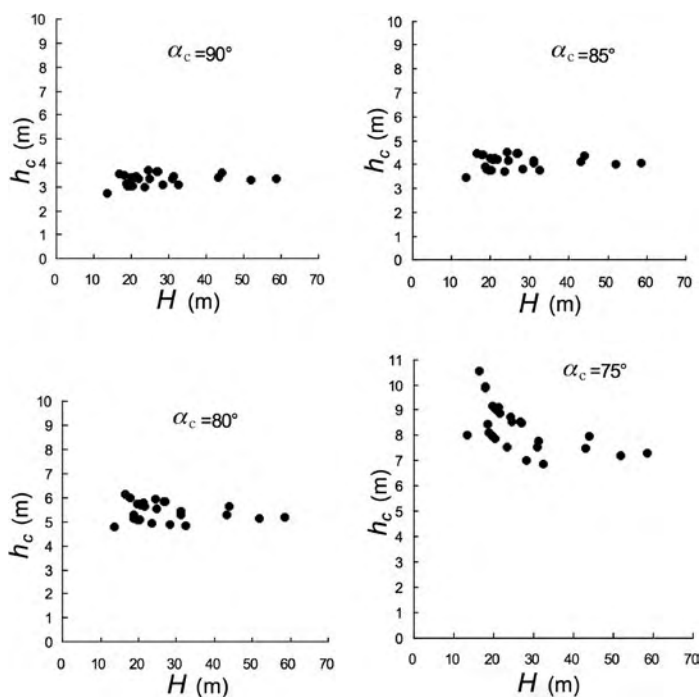
第 6 図は、崖の高さと崩壊の厚さ x の関係を示したものである。 $\alpha_c=90^\circ$ の場合は、崖の高さが 25 m 以下の低いところで x が 1.5 m 以下のやや小さい値をとるところがみられたが、それらを除くと崖の高さに関係なく x は 1.6 - 1.9 m の範囲内で類似の値をとった。 $\alpha_c=85^\circ$ と 80° の場合も同様に、崖の高さが 25m 以下のところで x が 1.5 m 程度とやや低い値をとるところがあったが、全体的には崖の高さに関係なく 1.6 - 1.9 m あるいは 1.7 - 2.0 m の範囲内の値をとった。 $\alpha_c=75^\circ$ の場合では、崖の高さが 30m 以下のところで x は 1.6 - 2.4m と値の範囲が広がったが、崖の高さが 30 m 以上のところでは 1.7 - 1.9 m 程度の似たような値をとった。このように、崩壊の厚さ x は

崖の高さによらず、ほぼ同じような値をとっている。

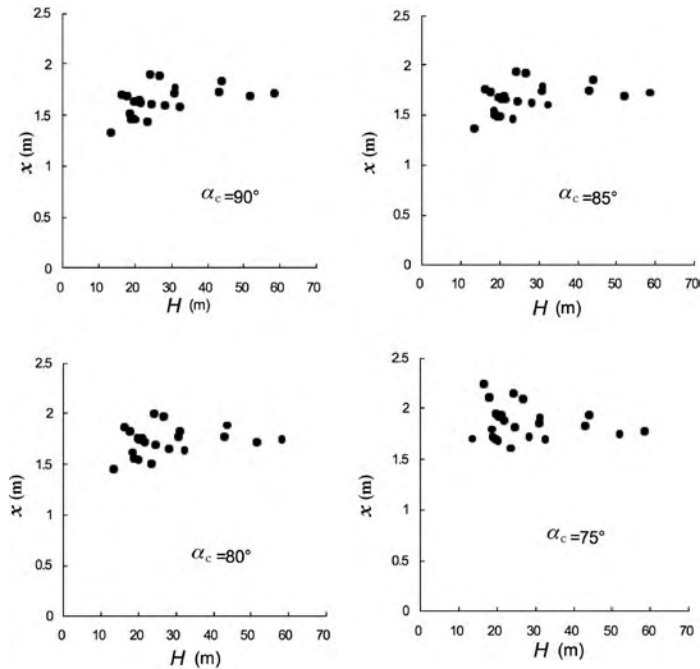
第 7 図は各 α_c での h_c , x の値の範囲と平均値を表したものである。これを見ると h_c は α_c が小さいほど増加し、その値の範囲は α_c が小さい場合ほど広いという傾向が現れた。一方 x は α_c の影響は小さく、おおまかにみると 1.6 - 1.9 m (2 m 弱) 程度の厚さの崩壊が起きているということが示されている。

2. モデル計算結果と現地との比較

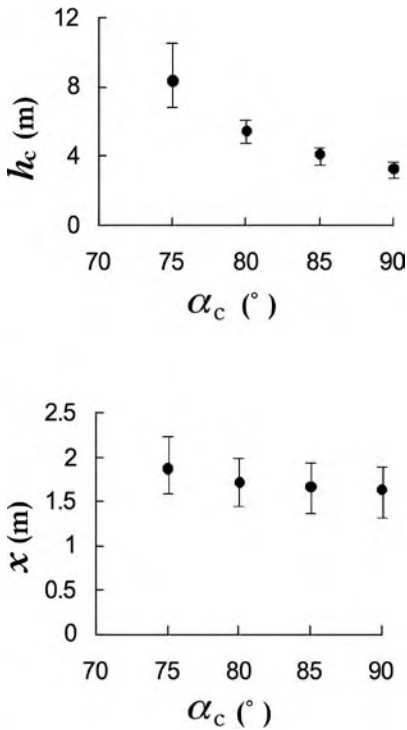
安定解析を行った地点のうち現在基部に波食面が見られるのは 9 地点あった。これらの地点における現在の波食面の傾斜 α を用いて h_c を予測し、予測値と実際の波食面の高さ h とを比較し、モデルが現地の崩壊プロセスをどの程度正確に表現できているかを調べた。その結果、9 地点中 4 地点で h_c 予測値が実際の波食面の高さ h よりも小さい。すなわちモデルでは崖がすでに崩壊してもい



第 5 図 崖の高さ (H) と波食面の限界高さ (h_c) との関係



第6図 崖の高さ (H) と崩壊の厚さ (x) との関係



第7図 h_c と x の値の取りうる範囲と平均値

いはずであるが、まだ急傾斜を保っているという結果になった。この原因の一つに、隣接する崖との地形の関係、すなわち陸側に後退しているところでは相対的に安定度が増し、限界高さ以上の波食面であっても崩壊しないということが考えられる。もう一つの要因に、本研究では未考慮の、崖最上部が緩傾斜になっていることが挙げられる。最上部が緩傾斜になっているところでは傾斜が緩くなった分だけせん断力が小さくなり、解析結果は実際よりも不安定に見積もっている可能性が考えられる。

3. 崩壊プロセスと崩壊周期

海食崖の後退は波による崖の侵食とそれに伴う崩壊によってもたらされる。これまでに矢島(1966)やSunamura(1987)によって、羽伏浦では海岸に押し寄せる波の営力に、南北での差がないことが推定されている。本研究では、現地調査や安定解析を行い、崖の高さの異なる南北で基

部の波食に伴う slide 型の崩壊がくり返されており、崖の高さが異なってもその崩壊の厚さ x と波食面の限界高さ h_c に差がないという結果を得た。これらから、羽伏浦では南北で同じプロセス、同じ速度によって海食崖が後退しているということが示唆される。またこのことは、羽伏浦の海岸が南北に約 5 km にわたって直線状であり、平行後退してきたこととも調和する。

崩壊の厚さ x と崖の後退速度から、同じ場所では崖の崩壊が発生する周期を推定できる。前述したように、Sunamura (1987) は 1968 年時点における後退速度を 1.2 m/y と推定している。この値を現在の後退速度と仮定して各地点の崩壊周期を推定したところ、崖の高さによる違いはほとんどなく、1.5 年前後の周期で崩壊がくり返されるという結果が得られた。前述のように、崩壊した箇所は周囲より数 m 陸側に後退し、その周辺が相対的に海側に張り出し次の崩壊が起こる、というように順番に発生していくことが推測される。従って崩壊周期は、崖基部を侵食するような暴浪が訪れる頻度と、崖が海側に張り出すまでの時間によって決まると考えられる。

VII 結論

本研究では、崩壊（侵食）に対する抵抗力の小さいベースサージ堆積物から成る新島羽伏浦の海食崖について、現地調査とモデルによる安定解析を行い、崩壊プロセスとその周期について議論した。その結論は以下のように要約される。

- (1) 本調査地では、基部の波食に起因する slide 型の崩壊がくり返され、崖が後退してきたと考えられる。
- (2) 調査地の南北でベースサージ堆積物の物性に若干の差異が見られた。粘着力は南ほど、せん断抵抗角は北側で大きい。土壌硬度は調査地の最南部で高い値を示した。
- (3) モデル解析の結果、調査地の南北で崩壊の厚

さに差はなく、2 m 弱程度であると推定された。また波食面の限界高さも、南北での差がないという結果が得られた。既存研究の結果と併せると、崖は南北で同じプロセス、速度で後退していると考えられる。

- (4) 崩壊の厚さと、Sunamura (1987) で予測された後退速度から、崖の崩壊周期は調査地の南北で差が無く、1.5 年前後であると推定された。崩壊周期には、基部を波食するような波の訪れる頻度と、相対的な崖の張り出しのサイクルが関わっていると考えられる。

本研究では波食面の傾斜を $75^\circ - 90^\circ$ の範囲内で幅を持たせて解析、議論を行った。これは、崩壊時の波食面の傾斜を、現在残されている地形からでは判断しかねたからであるが、波食面の傾斜によっては、その限界高さやモデルと現地との比較結果などに大きな差が現れた。また、本研究では波食面の限界高さを大きく超えるような暴浪による崩壊は考慮に入れていないが、実際にはこのような非常に大きな波によって、崩壊が引き起こされていることも考えられる。その場合、崩壊の厚さは今回得た結果よりも大きくなり、崖の崩壊の幅もより広く、一斉に後退することが予想される。これらのことを考慮に入れて羽伏浦の崩壊プロセスをより厳密に議論するには、暴浪時に海岸および崖の様子を観察する必要があると思われる。

謝辞

野外調査およびデータ整理においては、本学院生である小花和宏之・松四雄騎・小暮哲也・木崎昇平さんらに手伝っていただいた。記して謝意を表します。また本研究は、学術振興会の科学研究費（基盤研究 B，課題番号 16300292，研究代表者 松倉公憲）の補助を受けて行われたものである。

文献

- 磯部一洋・安田 聡 (1995): 伊豆新島南東部における大海食崖の後退について - 空中写真を用いた火砕丘の侵食量の測定 - . 地質調査所月報, **46**, 457-475.
- 一色直記 (1987): 新島地域の地質. 「地域地質研究報告」: 地質調査所, 85p.
- 徳永 徹・横山勝三 (1979): 伊豆新島向山火山の噴火様式と生成過程. 地理学評論, **52**, 111-125.
- 矢島昭弘 (1966): 波の営力を中心とした伊豆諸島・羽伏浦における海崖の後退に関する研究. 昭和 40 年度東京教育大学卒業論文, 17p.
- 横山勝三・徳永 徹 (1978): 伊豆新島向山のベースサージ堆積物. 火山, 第 2 集, **23**, 249-262.
- Matsukura, Y. and Tanaka, Y. (1983): Stability analysis for soil slips of two grass-slopes in southern Abukuma Mountains, Japan: *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, **4**, 229-239.
- Sunamura, T. (1987): Coastal cliff erosion in Niijima Island, Japan: Present, past, and future - an application on mathematical model - . In Gardiner, V. ed. *International Geomorphology 1986 Part I*, John Wiley & Sons, 1199-1212.
- Sunamura, T. (1992): *Geomorphology of Rocky Coasts*: John Wiley & Sons, Chichester, 302p.
- (2006 年 5 月 31 日受付, 2006 年 8 月 7 日受理)