

琉球大学学術リポジトリ

琉球列島における石灰岩からなる崖の崩落後退に関する研究

メタデータ	言語: Japanese 出版者: 前門晃 公開日: 2009-08-31 キーワード (Ja): 崩落後退, ノッチ, 安定解析, 岩石物性, 寸法効果, 石灰岩, クラック, 崖, 海食崖, テンションクラック, 琉球石灰岩 キーワード (En): Crack, Failure recession, Scale effect, Limestone, Rock property, Stability analysis, Notch, Cliff 作成者: 前門, 晃, 廣瀬, 孝, 松倉, 公憲, Maekado, Akira, Hirose, Takashi, Matsukura, Yukinori メールアドレス: 所属:
URL	http://hdl.handle.net/20.500.12000/12208

第 1 章

琉球列島における石灰岩からなる 崖の崩落後退に関する研究

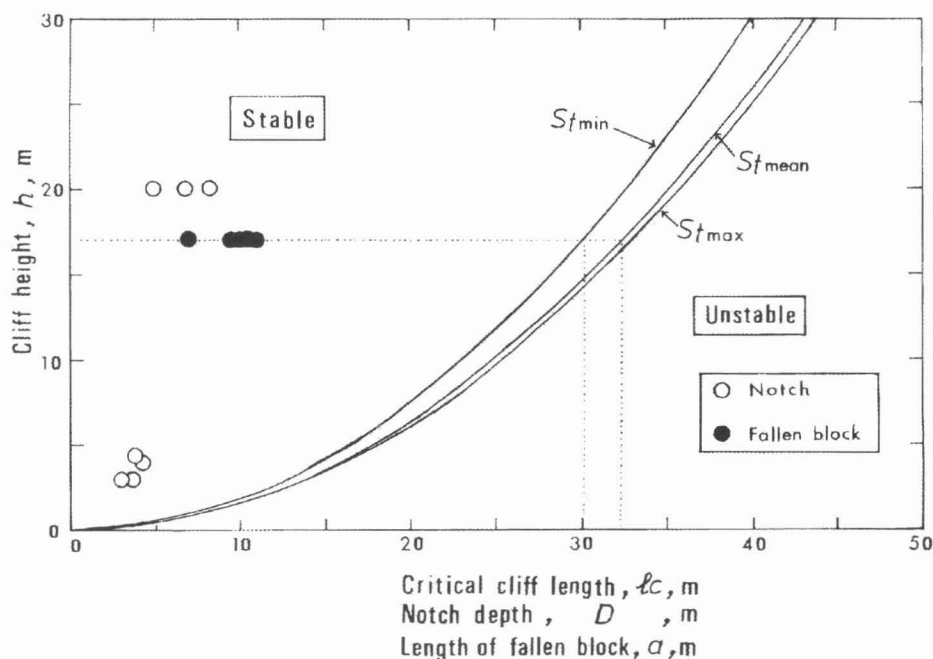
1. はじめに

岩石海岸の侵食という問題の中で、中心的課題は海食崖の後退である。波の作用下での海食崖の後退に関係する主な要因は、崖基部での波の侵食力と基部を構成する岩石の抵抗力である。これらのうち、波の侵食力は波のエネルギーに関係する。一方、侵食に対する岩石の抵抗力は、岩石の圧縮強度や引張強度などの力学的性質と層理や節理などの岩石構造に支配される。Sunamura (1992)によれば、海食崖の後退は、次のような循環プロセスが存在する：波によって崖基部が侵食されるとまずノッチが形成される。さらにノッチが発達すると、崖斜面の崩壊・崩落がおこり、崩落物質が崖基部に堆積する。これが波によって除去され、再び崖基部が侵食される。したがって、海食崖斜面の崩壊・崩落プロセスは、海食崖の後退プロセスの重要な一要素であるといえる。

海食崖の後退プロセスやその速度に関しては、古くから多くの研究がなされてきたが、海食崖の斜面崩壊・崩落メカニズムに関する研究はそれほど多くはない。岩石海岸で起こる斜面崩壊は、岩石の力学的性質や岩石構造の違いにより、流動 (flow)、スライド (slide)、崩落 (fall)、トップリング (toppling)に、4種類に大別される(たとえば、Sunamura, 1992)。流動は、硬質な粘土からなる崖において発生することが報告されている(たとえば、Hutchinson, 1967, 1970)。流動を発生させる原因は、地下水位の上昇に伴う粘土内部の間隙水圧の上昇であるという。スライドは、せん断破壊による明確な滑り面を持つ。岩石海岸を対象としたスライドに関する研究は、斜面構成物質の粘着力や内部摩擦角、せん断強度などを測定し、スライドの発生条件を検証するものが多い(たとえば、Hutchinson, 1973; Quigley et al., 1977; Bielski et al., 1988)。このように、流動やスライドに関する研究では、斜面構成物質の物性を直接測定することにより、崩壊メカニズムを考察している。一方、崩落やトップリングについては、有限要素法などのコンピュータシミュレーションによって、あるいは理論的モデルの作成により、そのメカニズムを説明する研究が主流である(たとえば、Freitas and Watters, 1973; Ishida, 1990; Scavia et al., 1990; Siddle and Hutchinson, 1992; Adhikary et al., 1997; Bobet, 1999)。

現地調査を中心にトップリング崩壊について調べた研究がある。Davies et al. (1998) は、ウェールズの Pembrokeshire 海岸国立公園に沿った海食崖の崩壊について調査を行った。公園内においては、トップリングとスライドによる崩壊が見られ、彼らは両者の発生状況の違いをモデルによって説明した。Sagaseta (2001)は、トップリング型崩壊のメカニズムの解明するために、実験モデルを作成した。このモデルを現地斜面にあてはめることにより、そのモデルの有効性を検証した。Davies et al. (1991)と Williams et al. (1993)は、トップリング崩壊(toppling failure)の発生には、節理の傾斜、テンションクラックの発達、崖基部の切り取り (ノッチの存在)が重要であることを検証している。

海岸斜面の不安定性の原因を、崖基部での波食ノッチに求めた研究がある(たとえば、Hutchinson, 1986, Maekado, 1991; Matsukura, 2001)。Matsukura (2001)は、北海道西部の海岸で起きた岩盤崩落について、崖基部のノッチの発達に伴う背後の崖の背面亀裂の進展に注目し、力学的安定解析により崩落条件を調べた。その結果、海食崖の不安定性はノッチの発達により増加することを指摘した。Maekado (1991)は、沖縄島南部における荒崎海岸にみられる海食崖の崩壊について、供試体強度を用いた片持ちはりモデルに基づく力学的安定解析を行った。しかしながら、十分な説明を与えらるには至らなかった。Maekado (1991)による安定解析の結果を図1に示す。図1中の黒塗りプロット



(Mackado, 1991)

図1. Mackado (1991)による海食崖の安定解析

は崩壊したブロックのノッチ方向の長さ、白抜きプロットは発達中のノッチの奥行きを表す。実線は、計算上求められたノッチの発達限界の値を示しており、実線の左側は海食崖の安定領域となる。しかしながら、図1において、崩落ブロックの黒塗りプロットが安定領域に存在する。これは、海食崖の崩壊が起きたときに、ノッチが計算により求められた大きさにまで発達しないことを示す。すなわち、用いたモデル計算では、崩落条件を十分に説明し得ないことを示唆する。

モデル計算に用いたパラメータは、崖高と海食崖構成物質の密度および引張強度である。このうち、崖高と密度の計測誤差は考えにくい。この安定解析モデルによる計算値が現地の実測値に合わない理由として、現地岩盤の引張強度の見積もりを正確に行えていないことが考えられる。琉球石灰岩は非常に不均質な岩石であり、現地の海食崖では、割れ目など多くの欠陥を見ることができる。したがって、海食崖の岩盤強度は寸法効果をもつことが予想される。この地域の海食崖の崩壊について検討する際には、海食崖を構成する琉球石灰岩の rock mass としての岩盤強度を知ることが重要ではないかと考えられる。

岩盤強度は、直接測定することが難しいため、間接的に推定されることが多い。岩盤強度推定に関する寸法効果について、いくつかの研究が行われてきた(たとえば, Mogi, 1962; Lundborg, 1967; Bieniawski, 1968; Bernaix, 1969; Pratt et al., 1972; Townsend et al., 1977; Barton and Bandis, 1980; Garga, 1988; 吉中ほか, 1990; Cunha, 1993)。これらの研究では、寸法が大きくなるにつれて強度が小さくなることが報告されており、強度を供試体の寸法の関数で表したものもある。Mogi (1962)は、大理石の角柱供試体を、Townsend et al. (1977)は、石炭からなる立方体供試体を用いてそれぞれ一軸圧縮試験を行い、強度を寸法のべき関数で表した。

岩盤強度と弾性波速度との関係を調べた研究が行われている(たとえば, 池田, 1979; Goktan, 1988; Kahraman, 2001; Chen and Hu, 2003)。池田(1979)は、寸法効果の原因となる割れ目に着目し、割

れ目密度と弾性波速度との関係を調べ、現地岩盤の一軸圧縮強度を推定する式を提案した。Goktan (1988)は、石炭について実験を行い、一軸圧縮強度が弾性波速度に比例することを示した。Kahraman (2001)は、ドロマイトや砂岩や石灰岩など数種類の岩石について調べ、一軸圧縮強度が弾性波速度のべき関数で表されることを示した。これらの研究結果により、弾性波速度と一軸圧縮強度との間には正の相関があり、弾性波速度を測定することにより、岩盤強度を推定することが可能であることが示されている。

岩石・岩盤強度とヤング率、密度などの物性との関係を調べた研究は数多い。密度と岩石強度の間には正の相関があること (たとえば, Cargill and Shaker, 1990; Palchik, 1999; Palchik and Hatzor, 2000; Palchik and Hatzor, 2002; Chen and Hu, 2003)や、岩石のヤング率と一軸圧縮強度が正の相関を持つことがわかっている (たとえば Mogi, 1962; Irfan and Dearman, 1978; Sachpazis, 1990; Aggitalis et al., 1996; Palchik, 1999; Palchik and Hatzor, 2002; Vasarhelyi, 2003)。Aggitalis et al. (1996)は、はんれい岩と玄武岩について一軸圧縮試験を行い、Palchik (1999)と Vasarhelyi (2003)は、それぞれ砂岩について一軸圧縮試験を行い、その結果、岩石のヤング率と一軸圧縮強度が正の相関を持つ、あるいは比例関係にあることを述べている。

琉球石灰岩の岩石強度に関する研究について、新城・中村(1975)は琉球石灰岩の一軸圧縮試験を行い、間隙率の増加に伴い一軸圧縮強度が低下し、一軸圧縮強度と接線ヤング率との間には正の相関があることを示した。また、今泉ほか(1989)は、宮古島における琉球石灰岩の一軸圧縮試験とシュミットロックハンマーによる測定を行い、両者の関係式を導いている。Maekado (1989)は、シュミットロックハンマーによる測定から、岩石の間隙率の増加にしたがい、その反発値は低下することを指摘している。

そこで、本研究では、崖の崩壊が見られる、沖縄島、宮古島、喜界島を調査対象地域として、琉球石灰岩の寸法効果を調べることにより、琉球石灰岩からなる崖の崩壊条件を明らかにすることを目的とする。具体的には、室内試験と現地調査により、各地域の琉球石灰岩の物理・力学的性質、寸法効果を明らかにし、その結果に基づいて海食崖の崩壊条件を示す力学的安定解析式を提示することである。

2. 調査地域の概要および現地調査

2-1. 調査地域の概要

琉球列島(図2)に広く分布する琉球石灰岩は、第四紀更新世早-中期に形成されたサンゴ礁堆積物が、その後の地殻変動であるうるま変動によって隆起台地化したものである(木崎, 1985, p.109). うるま変動とは琉球列島の島々が形成されてゆく過程でみられる地殻変動のことである. 調査地域として、琉球石灰岩が広く分布する琉球列島の中で、沖縄島、宮古島、喜界島を選んだ. 琉球石灰岩の層厚は、喜界島で20-30 m, 沖縄島で40-50 m, 宮古島で10-40 m など、場所によって異なり、最大層厚は沖縄島において150 m 以上に達する. これらの島々には、琉球石灰岩からなる崖が存在し、沖縄島の南部荒崎海岸、中部万座毛海岸、宮古島東平安名崎の海食崖、喜界島百之台にある段丘崖を研究対象地点として選んだ. 選定理由は、(1)これらの地域で見られる崖は、いずれも琉球層群(Ryukyu Group)と呼ばれる第四紀更新世(Pleistocene)の石灰岩(一般に、琉球層群琉球石灰岩と呼ばれる)によって構成されており、これらの石灰岩は同時代のものとみなせること、(2)これらの調査地域における琉球石灰岩からなる崖の基部にはノッチの形成、崖の前面には数メートルから十数メートル規模の大きな崩落ブロックが見られ、その高さと背後の崖高はほぼ一致し、崖とブロックの層理面が一致するものが多いからである. したがって、この地域の海食崖は、崖基部の波蝕により形成されたノッチの拡大によって、不安定になった崖が崩落したプロセスをもつと考えられる.

荒崎海岸と万座毛に分布する琉球石灰岩は砂礫が主体であり、固結部と砂礫状未固結部とが混在している. 一方、東平安名崎の岩石は保良石灰岩と呼ばれ、石基に相当する充填物は炭酸塩岩碎屑

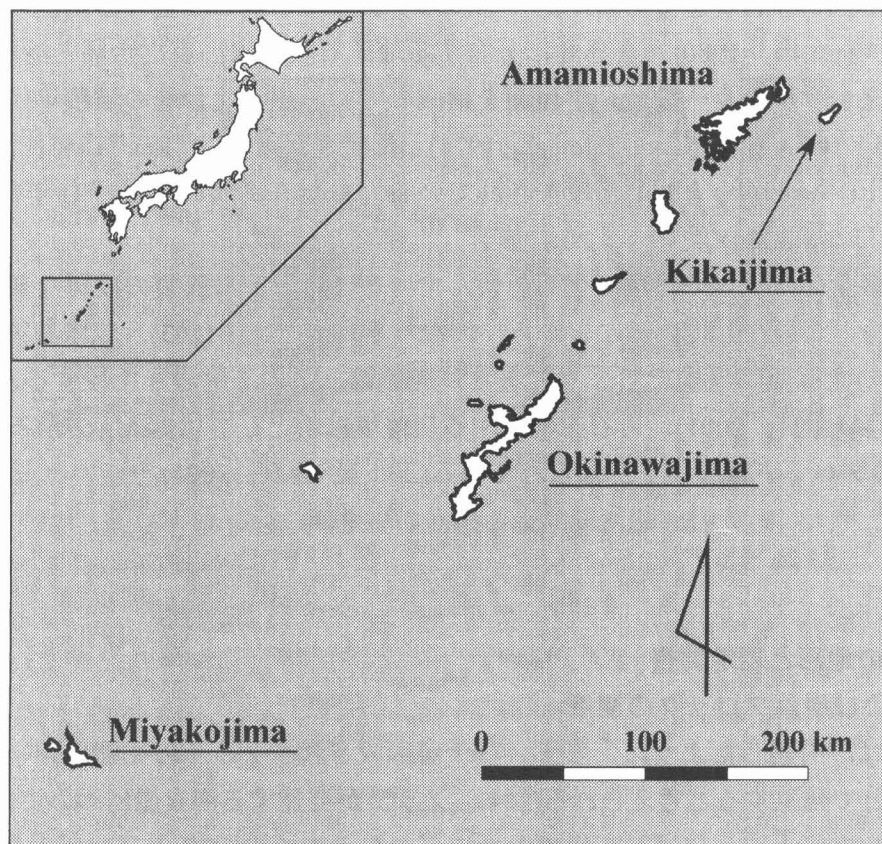


図2. 研究対象地域

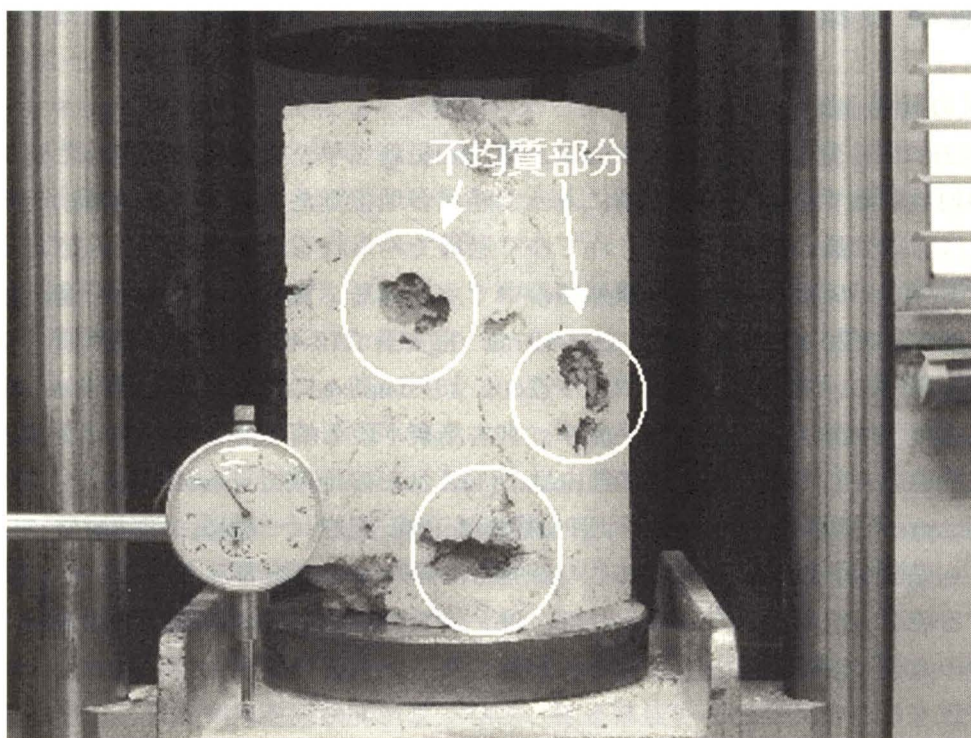


図3. 琉球石灰岩に見られる不均質部

砂岩および有孔虫化石砂岩が主であるが、一部にはラテライト質の赤色－赤褐色の粘土が割れ目を充填している(矢崎・大山, 1980). 喜界島に分布する琉球石灰岩は、百之台層と湾層の2つに分けられ、湾層は、百之台地より一段低い平坦面を構成している. 百之台層の堆積年代は、同位体年代測定結果から 125×10^3 y.B.P. (Konishi et al., 1974)と推定されたり、 $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$ 年代測定結果から 300×10^3 y.B.P. 以上(木崎ほか, 1984)と報告されている. また、湾層の $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$ 年代は、約6万年とされている(木崎ほか, 1984).

琉球石灰岩は多量のサンゴや貝類の化石を含んでいることと、石灰質の硬質な部分と、泥質で極めて軟らかい部分とが混在していることから、かなり不均質である(図3). 琉球石灰岩の化学組成については、CaO の含有率は平均で53.8 %であり、先新第三系の石灰岩と比較すると MgO の含有量がやや多い(五十嵐・藤貫, 2001). 岩石を構成する炭酸塩鉱物としては低 Mg 方解石、アラゴナイトおよび Ca 過剰のプロトドロマイトが知られている(五十嵐・藤貫, 2001).

2-2. 各調査地点の地形と現地調査

2-2-1. 海食崖および崩落ブロックの測量

海食崖の崩壊は、前述したように、まずノッチが形成され、ノッチの発達に伴い上部の海食崖が不安定になることで発生すると考えられる(図4). ノッチが発達する海食崖については、崖高 h (ノッチの最奥部から、垂直上方へ伸ばして崖の上面にぶつかるまでの距離)とノッチの奥行き l を測量した(図5). また、海食崖の前面に存在するブロックの高さと幅が、崩壊前のそれぞれ h と l に相当す

ると考えると、崩落ブロックの測量から、海食崖が崩壊する直前の h や l を知ることができる (図5).

測量は、スコットランド MDL 社製のレーザー距離計 LaserAce 300を用い、手ぶれによる誤差をなくすためカメラ用三脚に固定して実施した。海食崖の測量を行う際は、ノッチの最奥部を確認する必要があるため、干潮時に崖下に入りて測量を行った。ブロックの測量を行う際には、注意しなければならないことがある。それは、現在観察される崩落ブロックが、崩壊直前にはどのような状態で海食崖を構成していたかを見極めることである。すなわち、ブロックのどの部分が、 h あるいは l に相当するか復元されなければならない。判断の基準には、ブロックと背後の海食崖において、崩壊面の形状の一致、あるいは植生の有無などが利用できる。海食崖の上部や崖面に覆われる高さ

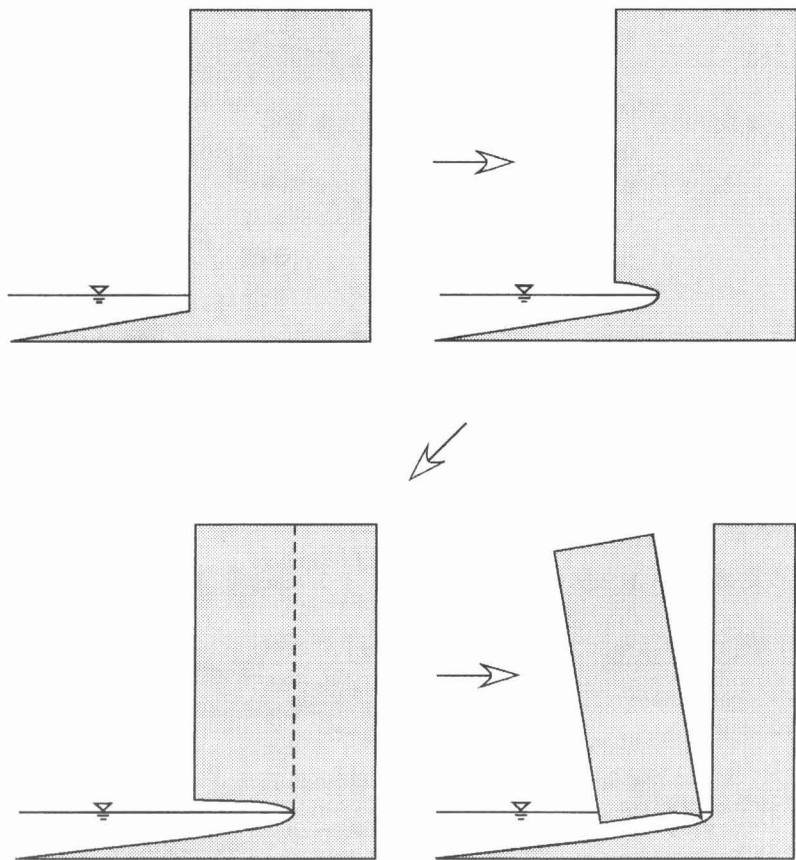


図4. 海食崖の崩壊を表す模式図

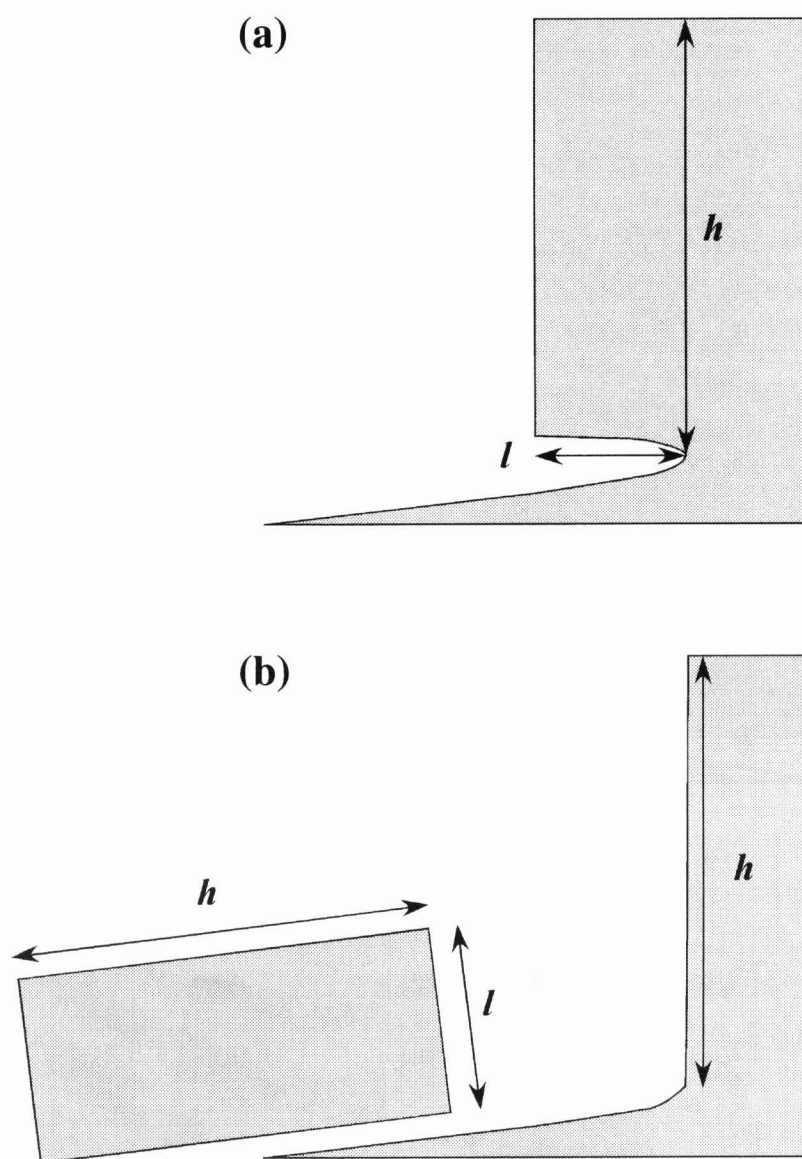


図5. 海食崖と崩壊ブロックの h と l

(a)崩壊前(b)崩壊後

1-2 m ほどのアダンなどの灌木や植生とブロックに覆われる植生は、崩落前の海食崖を復元するのに役立つ。このようにして、できるだけ背後の海食崖との整合性が良いものを選び、ブロックの測量を行った。

海食崖の上面はほぼ平坦であり、前面の傾斜は、多少の傾斜はあるものの、ほぼ垂直である。また、ノッチの形状の多くはU字やV字を寝かした形をもつ。測量結果は、荒崎海岸、万座毛、東平安名崎、喜界島の4地域分を Mackado (1991)のデータとともに海食崖のデータを表1に、崩落ブロックのものを表2にまとめた。

表1. 本調査地域における海食崖の測量結果

Study site	Profile No.	Cliff height (m)	Notch depth (m)	Source
Arasakikaigann		3.0	3.0	Maekado(1991)
Arasakikaigann		3.0	3.6	〃
Arasakikaigann		4.0	4.2	〃
Arasakikaigann		4.4	3.8	〃
Arasakikaigann		20.0	5.0	〃
Arasakikaigann		20.0	6.9	〃
Arasakikaigann		20.0	8.3	〃
Arasakikaigann	P-1	1.7	4.5	This study
Arasakikaigann	P-2	14.9	3.5	〃
Arasakikaigann	P-3	22.1	5.9	〃
Arasakikaigann		18.9	4.9	〃
Mannzamo		19.2	6.6	〃
Mannzamo		17.8	8.8	〃
Higashihennazaki	P-4	16.8	5.7	〃
Higashihennazaki	P-5	14.0	6.5	〃
Higashihennazaki	P-6	11.2	4.2	〃
Higashihennazaki		10.3	2.9	〃
Higashihennazaki		13.0	6.0	〃
Kikaijima		22.8	3.0	〃
Kikaijima		4.9	2.2	〃
Kikaijima		6.2	4.8	〃
Kikaijima		6.1	3.7	〃

表2. 本調査地域における崩落ブロックの測量結果

Study site	Block height (m)	Block length (m)	Source
Arasakikaigann	17.0	7.0	Maekado(1991)
Arasakikaigann	17.0	9.5	〃
Arasakikaigann	17.0	10.0	〃
Arasakikaigann	17.0	10.6	〃
Arasakikaigann	17.0	11.0	〃
Higashihennazaki	11.8	7.6	This study
Higashihennazaki	10.4	10.5	〃
Higashihennazaki	11.0	8.7	〃
Higashihennazaki	12.0	12.6	〃
Higashihennazaki	10.0	7.9	〃
Higashihennazaki	9.0	9.5	〃
Higashihennazaki	12.0	9.6	〃
Higashihennazaki	9.0	6.3	〃
Kikaijima	4.7	3.9	〃

2-2-2. 沖縄島荒崎海岸

荒崎海岸は、沖縄県糸満市南部に位置する(図6). 海食崖の比高は「平和之塔」付近で約30 mであり、東へ向かうに伴い徐々に小さくなってゆく. 海食崖の前面には波食棚が発達しており、波食棚の幅は最も大きい場所で約50 mである. 海食崖の前面には、大小のブロックが存在する(図6中の×印). また、海食崖上部においては、水平方向の層理面や垂直方向に発達する節理が多数存在する(図7). 任意の測線を設け、割れ目の間隔を調べたところ、幅と深さがそれぞれ20 cmの割れ目が、2.5 mに1本の割合で見られた. この面の岩盤が剥ぎ取られたと思われる一段低い層理面が露出している場所もある. この面においても同様に、割れ目の間隔を調べたところ、同規模の割れ目が、5 mに1本の割合で見られた.

荒崎海岸では、海食崖を11ヶ所、崩落ブロックを5個測量した. その中で縦断面形の計測を3ヵ所で行った. 縦断面形を計測した位置は、P1, P2, P3として図6中に示した. 測量によって得られた海食崖の縦断面形を図8に示す. ノッチの高さは、海食崖の崖高にかかわらず、いずれも3-4 mである. ノッチの形状は、各場所によって若干異なる. P-1と2においては、ノッチの天井部分がほぼ水平であるのに対して、P-3では、ノッチの奥へ向かうにつれて天井が下がっている. そのためノッチ全体の形状は、P-1と2においては、U字を寝かせた形をしているが、P-3では、V字を寝かせた形になっている. 海食崖の崖面の形状は、各崖によって異なる. P-2では、海食崖の上部から下部に向かうにつれて徐々に海側に突き出している. そのため、海食崖前面の縦断面形は、海側へ凸と

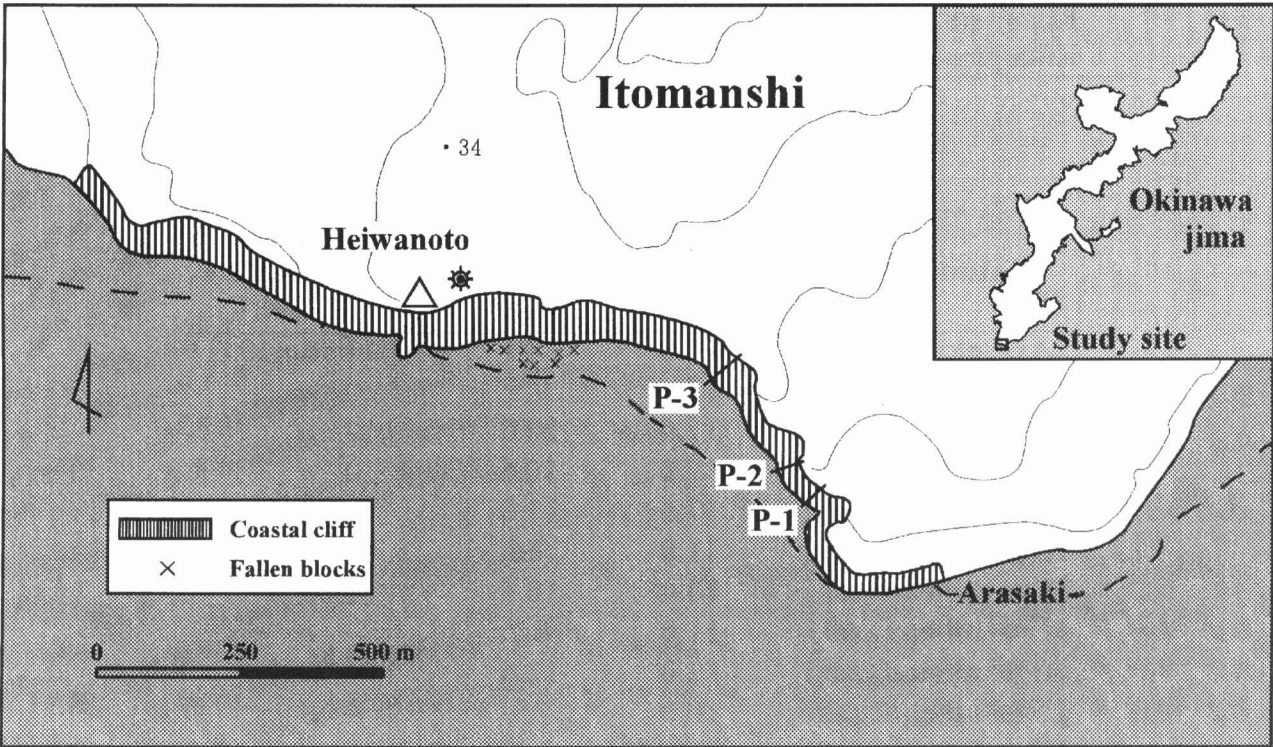


図6. 荒崎海岸の位置と地形図

P1-3は測量地点を示す. 等高線間隔は10 m.



図7. 荒崎海岸の海食崖上面の様子

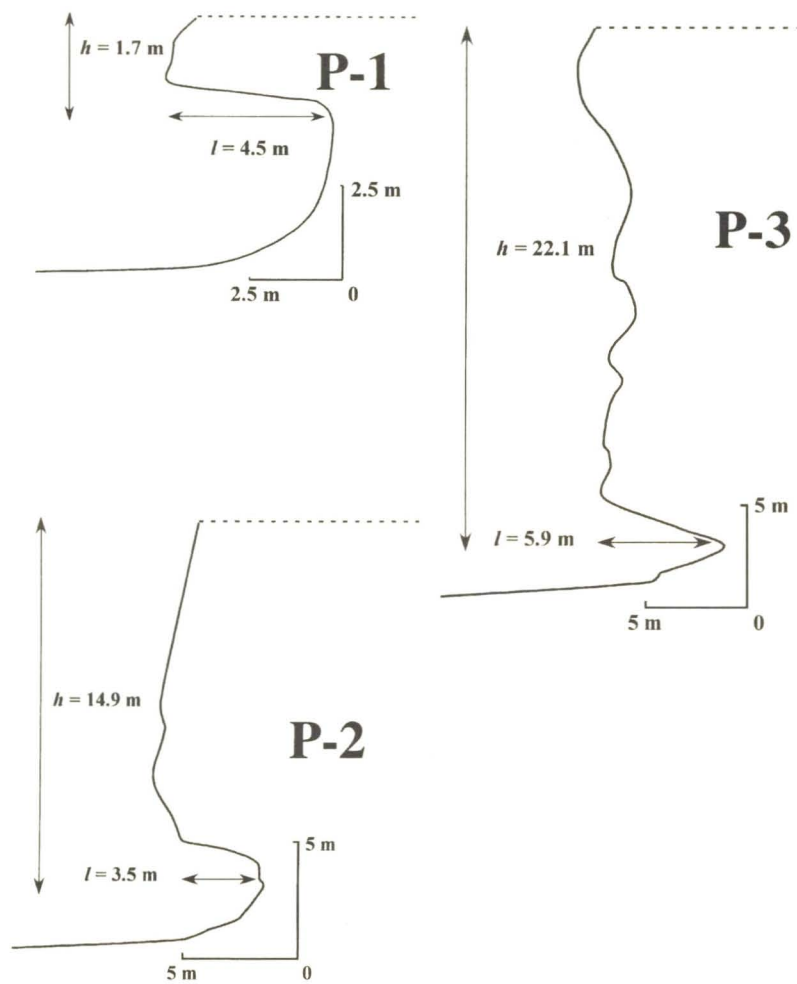


図8. 荒崎海岸の海食崖の縦断面形

なっている。P-3では、海食崖下部から中部にかけての崖面には凹凸が存在するものの、崖全体としてはほぼ垂直な面を持つ。一方、海食崖上部では、ややオーバーハングをしている。測量を行った海食崖の l は3.0-8.3 m、 h は1.7-22.1 m であった。

測量を行った崩落ブロックの l は7.0-11.0 m、 h は17.0 m であった。海食崖の前面に見られる崩落ブロックは、海食崖と同様に、その基部を波により侵食され、ノッチが発達している(図9)。そのため、現在見られるブロックは丸みを帯びているが、崩壊直後は直方体または立方体であったと思われる。荒崎海岸において見られる崩落ブロックは、海側へ倒れ込んでいるものや、崩壊前の海食崖と同様に、崩壊した後も水平を保っているものがある(図9)。

(a)



(b)



図9. 荒崎海岸に見られる崩壊ブロックと海岸の様子
(a)崖上から撮影(b)崖下から撮影

2-2-3. 沖縄島万座毛海岸

万座毛海岸（以後、万座毛とよぶ）は、沖縄県国頭郡恩納村の中部に位置する景勝地である(図10)。ここに発達する海食崖の比高は北東側で約30 m、南西に向かうにつれて徐々に小さくなり、最も小さい場所では約15 mである。万座毛では、崩落ブロックが存在するのは北東向き海食崖の前面であり(図10中の×印参照、図11-a)、西向き海食崖の前面には存在していない(図11-b)。万座毛では海食崖下に下りることができなかったため、可能な範囲で測量した結果、2ヶ所のみの測量にとどまった。測量を行った海食崖の l は6.6-8.8 m、 h は17.8-19.2 m であった。海食崖の上面には芝生や植生が見られ、北から南へ緩傾斜しているが、ほとんど平坦な面となっている。海食崖の前面の形状は、ほぼ垂直である。海食崖の前面には波食棚（サーフベンチ）が形成されており、その幅は最大で約10 m である。波食棚の発達には北東向きの海食崖でのみ観察され、西向きの海食崖ではほとんど発達していない。また、海食崖下には降りることができなかったため、崩落ブロックの測量を行うことはできなかった。北東向き海食崖の前面に見られる崩落ブロックの基部には、荒崎海岸において見られるブロックと同様に、ノッチが発達している。これらのブロックが海食崖の前面に点在する様子は、荒崎海岸と類似している。

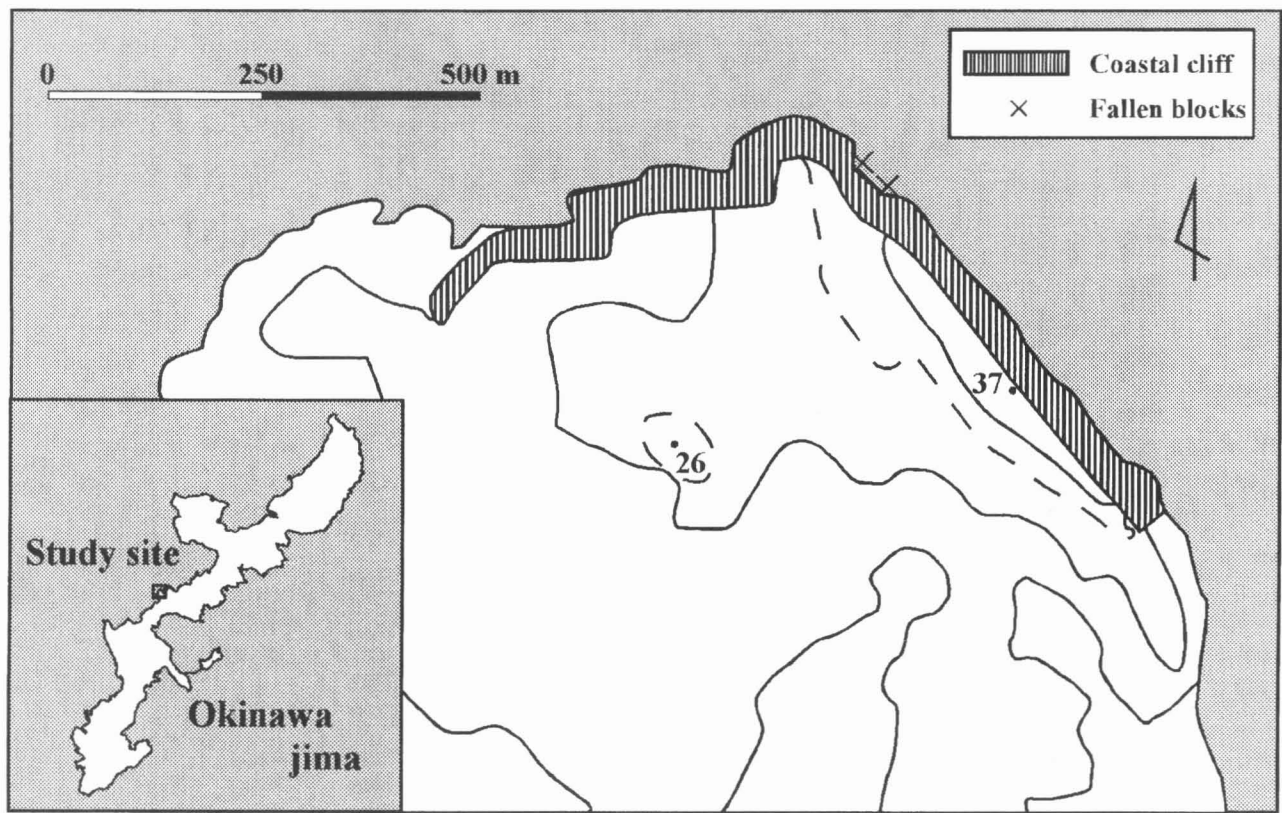


図10. 万座毛の位置と地形図

(a)



(b)



図11. 万座毛の北東向き海食崖(a)の基部と西向き海食崖(b)の様子

2-2-4. 宮古島東平安名崎

宮古島は那覇の南西約300 km，石垣島の北130 kmにある三角形の島(図12)で，周囲を大神・池間・伊良部・下地・来間島の島々が取り巻いている．宮古島は北西－南東または北北西－南南東方向に並行する低山稜と南西方向へゆるく傾いたケスタ地形で特徴づけられる．東平安名崎（ひがし（あがり）へんなざき）は，宮古島の南東に位置する，およそ2 km にわたって伸びる岬である．岬は北西－南東方向に伸び，北東と南西側が海に面している(図12)．岬の先端は東平安名崎公園となっており，海面と公園との比高は約20 m である．海食崖の基部にはビーチが発達しておらず，公園から海食崖下に降りることはできない．岬の北東側では，先端から約300 m 離れたところから北へ1 km にわたってビーチが発達する．そのビーチには，保良(ぼら)漁港内を通って行くことができる．岬の南西側では，岬の付け根に存在する小さな湾状のビーチが岬の先端に向かって100 m ほど伸びているのみで，それより先にビーチは見られない．海食崖の崩壊によるブロック(図12中の×印)は，北東・南西両側において見られる．海食崖の縁では，海側へ突出した海食崖と陸側へ湾入した海食崖が連続しており，上空から見た場合，海食崖の面が直線状ではなく，ノコギリ刃状にギザギザした形となっている．

東平安名崎では，岬の北東側と南西側に海食崖と崩落ブロックが存在し，両側で合わせて海食崖を5ヶ所，ブロックを8個測量した．海食崖の5ヶ所のうち，3ヶ所では海食崖の縦断面形を計測した．

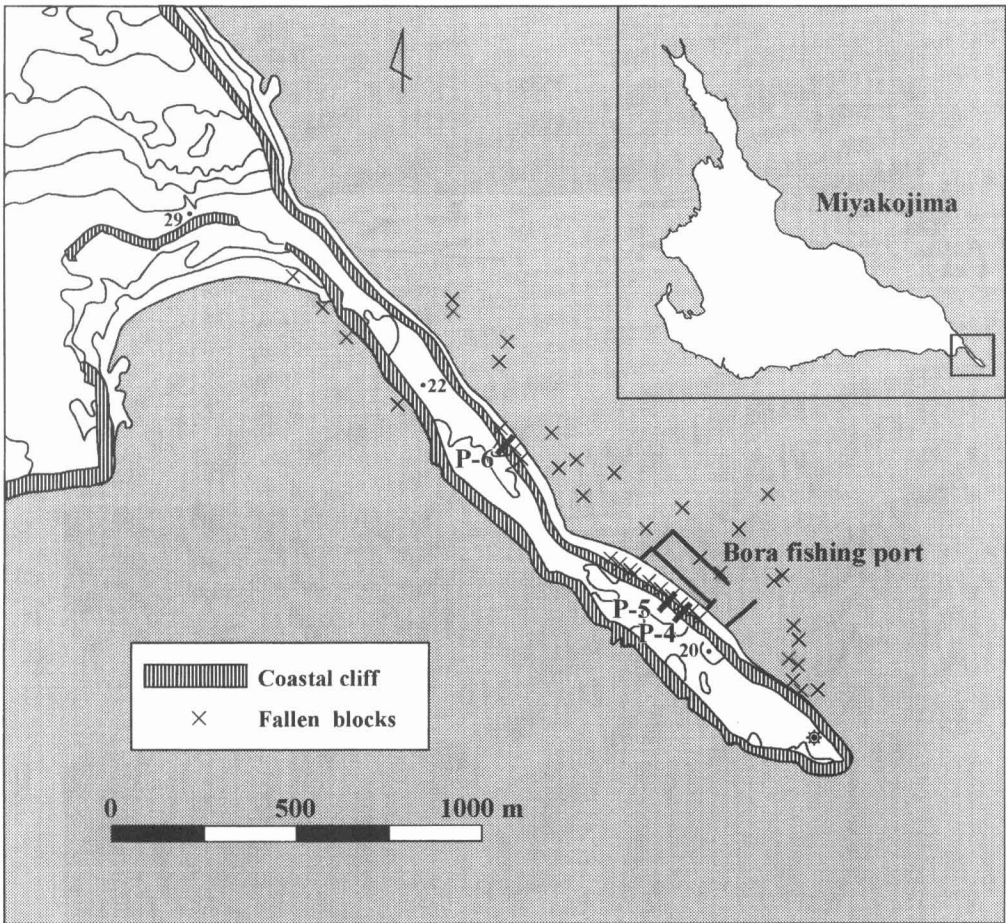


図12. 東平安名崎の位置と地形図

縦断面形を計測した位置は、図12中に示した(P4-6)．測量によって得られた海食崖の縦断面形を図13に示す．ノッチの高さは、2-3 mである．ノッチの形状は、荒崎海岸で見られたものと同様に、U字とV字を寝かせた2種類が見られる．U字が見られるのは、P-6であり、P-4と5では、V字型のノッチが見られる．海食崖の前面の形状は、崖ごとに多少異なるが、ほぼ垂直な断面を持つ．P-4と5では、海食崖の上部と下部が海側に突き出し、中部は陸側に凹んでおり、全体的に陸側に凸な縦断面形を持つ．一方P-6では、前面がオーバーハングしている様子がうかがえる．測量を行った海食崖の l は2.9-6.5 m、 h は10.3-16.8 mであった．

崩落ブロックの形状は、主に直方体や立方体をしている．しかし、崩落の際の衝撃により破壊されたと思われる、崖の高さに比べて小さい規模のブロックには、崩壊前の海食崖復元が難しいものもある．前述したように、宮古島においては、崩落ブロックが海食崖付近ではなく、数百メートル

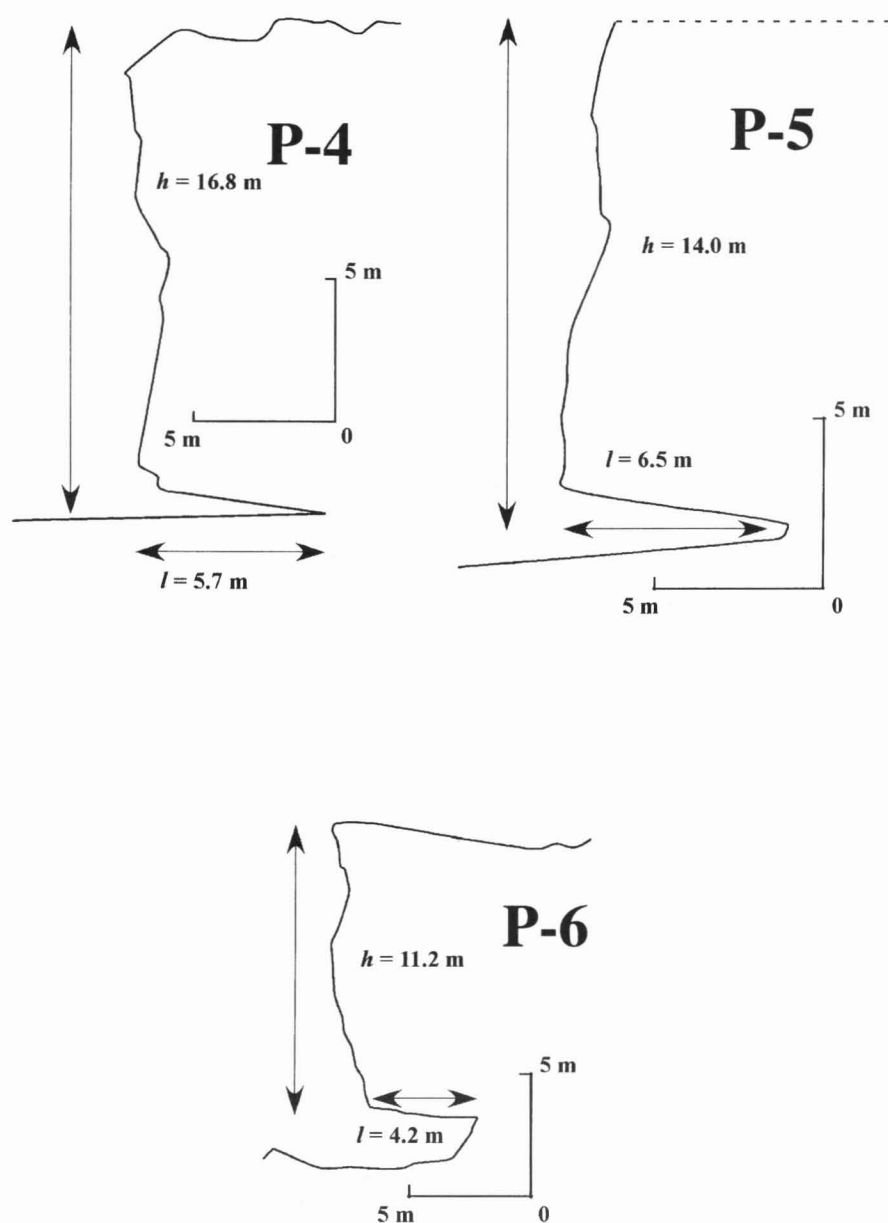


図13. 東平安名崎の海食崖の縦断面形

沖に点在している場所(図14-a)や、比較的大きな崩落ブロックが断続的に海食崖に沿って並んでいる場所(図14-b)がある。波が直接当たる場所にあるブロックは、その大きさに関わらず、他の地域で見られたブロックと同様に、基部にノッチが発達している。測量を行った崩落ブロックの l は6.3-12.6 m, h は9.0-12.0 m であった。

(a)



(b)

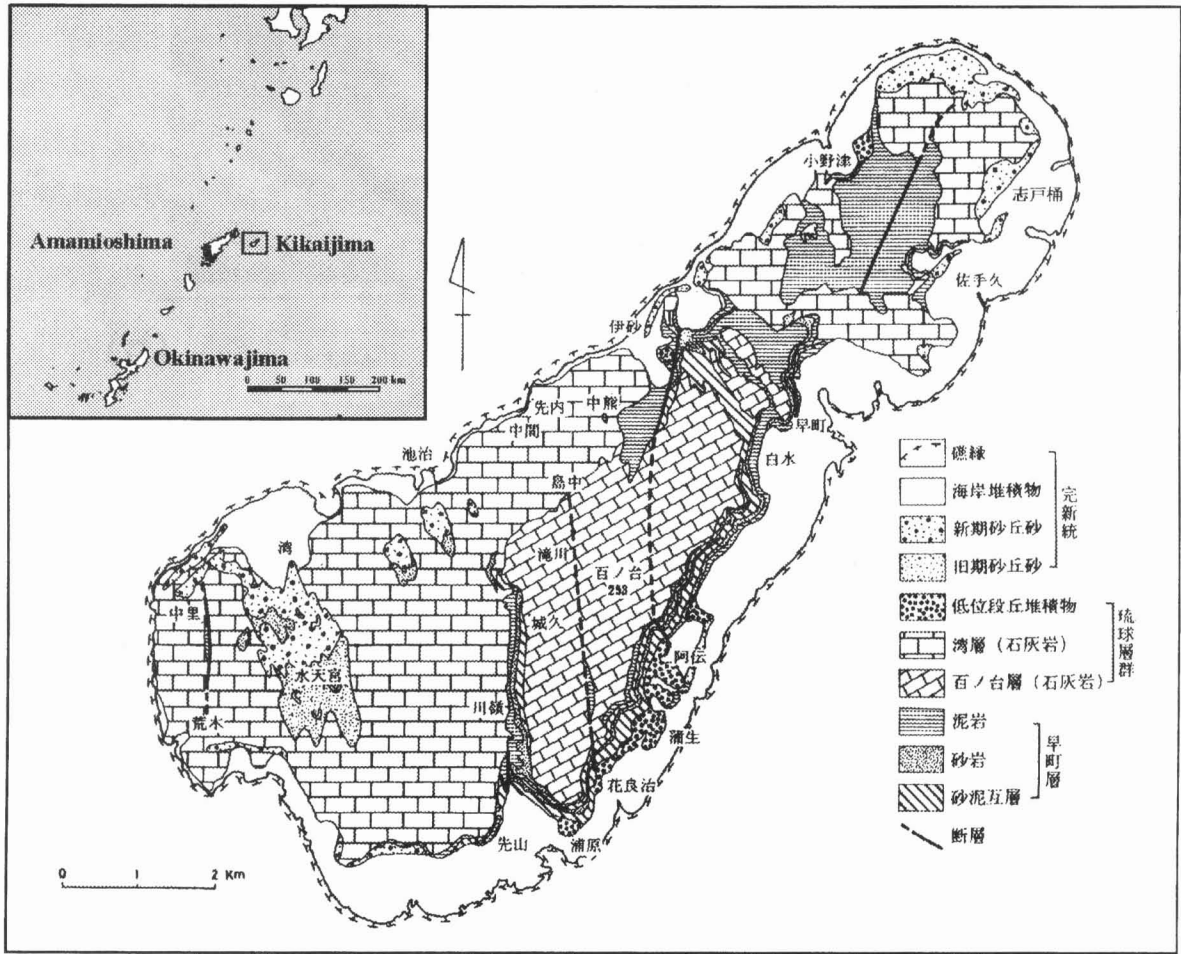


図14. 東平安名崎の沖合い(a) と海食崖の部(b)に存在する崩落ブロック

2-2-5. 喜界島（荒木、百之台、志戸桶）

喜界島(図15)は奄美大島の東方約23 km に位置しており、琉球列島の中で最も東側にある島のひとつである。この島は北東－南西に延びる楕円形を示し、南西端において島の幅員が広がり、最大幅は約6.5 km になる。喜界島は、琉球石灰岩の分布の北限とされている(加藤, 1985, p.88)。この島の地形は、低平なメサ状の石灰岩台地を特徴としている(木崎, 1985, p.61)。東部の平均隆起速度は、約1.8 mm/年である(中田ほか, 1980)。最高点は島の東部の百之台において253 m であり、西へ向かうにつれて徐々に小さくなっている。これは、喜界島の基盤岩石を構成する島尻層群早町層が、一般に北北東－南南西の走向、傾斜5-10度で西方へ傾いているためである。したがって、島の西方ほど上位の地層が分布する。

喜界島では、現在は内陸に存在する琉球石灰岩からなる離水した海食崖（段丘崖）を4ヶ所測量した。測量された崖の l は2.2-4.8 m, h は4.9-22.8 m であった。百之台にある h が22.8 m である崖は百之台層の石灰岩からなり、百之台層の下には島尻層群の泥岩層が続いている。すなわち、琉球石灰岩と泥岩との境界において、地下水がしみ出し、ノッチが形成されている。そのほかの測量を行った3つの崖は荒木に見られるもので、いずれも湾層の琉球石灰岩からなる。それらの崖の基部



(中川, 1969改)

図15. 喜界島の位置と地質図

には、離水する前に形成されたとと思われるノッチが存在する(図16-a). ノッチの下部は土に覆われており、ノッチ全体を見ることはできない. また、崖の前面の傾斜は、他の地域の海食崖と同様に、ほぼ垂直である.

また、志戸桶に見られる湾層の琉球石灰岩の崖において、崩落ブロックを1個測量した(図16-b). 測量を行ったブロックの l は4.8 m, h は3.9 m であった. ほかの調査地域においては、点在する崩落ブロックの基部が波によって侵食され、ノッチが発達していた. ところが、喜界島において計測を行ったブロックの基部には、ノッチの発達は見られなかった. そのため、この崩落ブロックは離水したのち崩壊したものと考えられる. また、ブロックは前方へ傾いている.

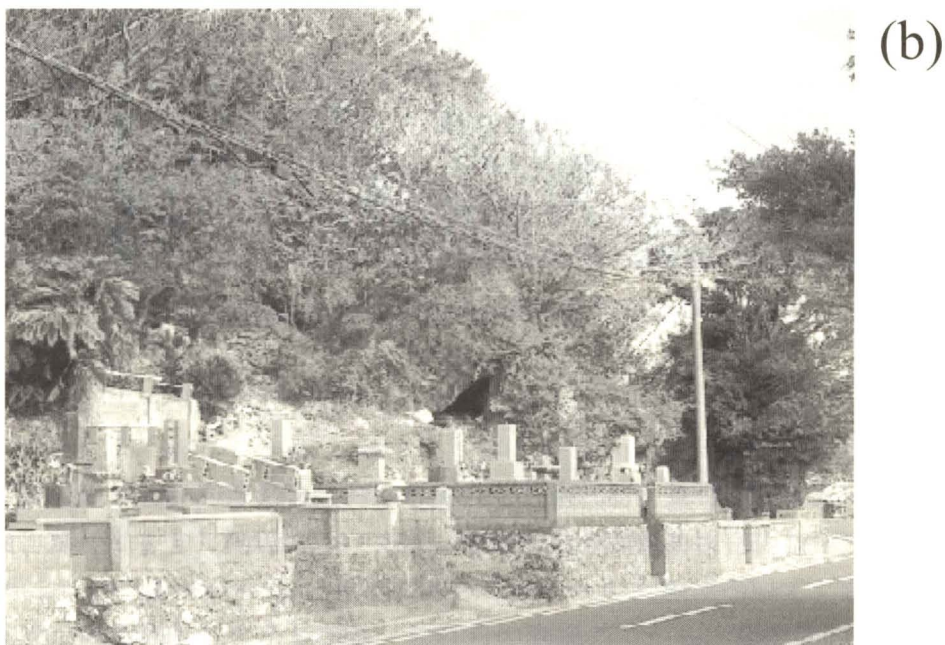


図16. 喜界島荒木に見られるノッチ(a)と志戸桶に見られる崩壊ブロック(b)

2-3. 弾性波探査

2-3-1. 測定方法

弾性波速度の測定は、荒崎海岸と東平安名崎および喜界島において行われた。現地の岩盤における弾性波速度(P 波速度) v_{pf} の測定には、応用地質株式会社製の McSEIS-3を用いた。測定方法は、次の通りである。(1)まず、重さ3.6 kg の長柄ハンマーにより岩盤を直接打撃し、発生した P 波をジオフォンで受信する。(2)打撃地点から、ジオフォンを設置した地点までの距離と P 波がそこを伝わるために要した時間を記録する。(3)最後に、距離を時間で割ることにより v_{pf} を算出する。

測線の数、荒崎海岸において8本、東平安名崎において7本、そして喜界島では2本である。弾性波速度の把握によって、岩盤内の割れ目や亀裂の位置や程度を評価することができる(たとえば、池田, 1979)。本研究における弾性波速度の測定目的は、後述する寸法効果に関連した岩盤内の割れ目の程度、およびノッチの発達に伴う海食崖の上面で発生するテンションクラックなどの開口割れ目の位置を知るためである。これらの目的別に、測線の選び方を変えて、弾性波速度を測定した。測線の選び方の1つは、岩盤に内在する初生的な割れ目の程度を知るための調査であるので、崖の不安定性により発生した開口した割れ目が観察される場所を避けて選んだ。このようにして設けた測線数は調査地点ごとに異なり、荒崎海岸において3本、東平安名崎において4本、喜界島において1本である。荒崎海岸では、干潮時に海食崖基部の波食棚において測線を設定し、測定を行った。晴天の干潮時に測定が行われたため、測線を設定した波食棚表面は、濡れておらず、乾燥していた。この測線の長さは25 m である。東平安名崎の崖下では、ビーチが発達しており、測定に利用できる適当な長さの岩盤を見つけることができなかったため、大きな割れ目がない崩落ブロックを利用して測定を行った。測定時の崩落ブロックの表面は自然乾燥状態であり、測線の長さは10-16 m である。喜界島においては、測量地点周辺や海岸において、割れ目のない岩盤を見つけることが困難であったため、百之台層の段丘上に存在する琉球石灰岩の切り取りのり面(露頭)において測定を行った。測定時の露頭表面は自然乾燥状態であり、測線の長さは15 m である。

もう1つの測線は、海食崖の上面あるいは側面において測定したものである(図17)。測線は、荒崎海岸においては5本設けたが、そのうち、測線1, 2, 7, 8は海食崖の上面、測線3は海食崖の側面に設けた。また、東平安名崎においては測線3, 4, 5の3本を崖上に設けた。喜界島においては、百之台層の上面に1本設けた。また、測定時に雨は降っておらず、岩盤は自然乾燥状態であった。これらの測線の長さは各調査地点において測線ごとに異なり、10-25 m であった。



図17. 海食崖の上面における弾性波測定の様子

2-3-2. 測定結果

荒崎海岸，東平安名崎，喜界島百之台における開口した割れ目を避けて設けた測線で測定された結果を図18に，開口割れ目を含む測線については，荒崎海岸の結果を図19に東平安名崎と喜界島百之台の結果を図20に示す．図18からは，3地域におけるすべての測線について，距離が大きくなるにつれて弾性波速度が減少することがわかる．これらの測線の中から，測定間隔が密で，15 m 以

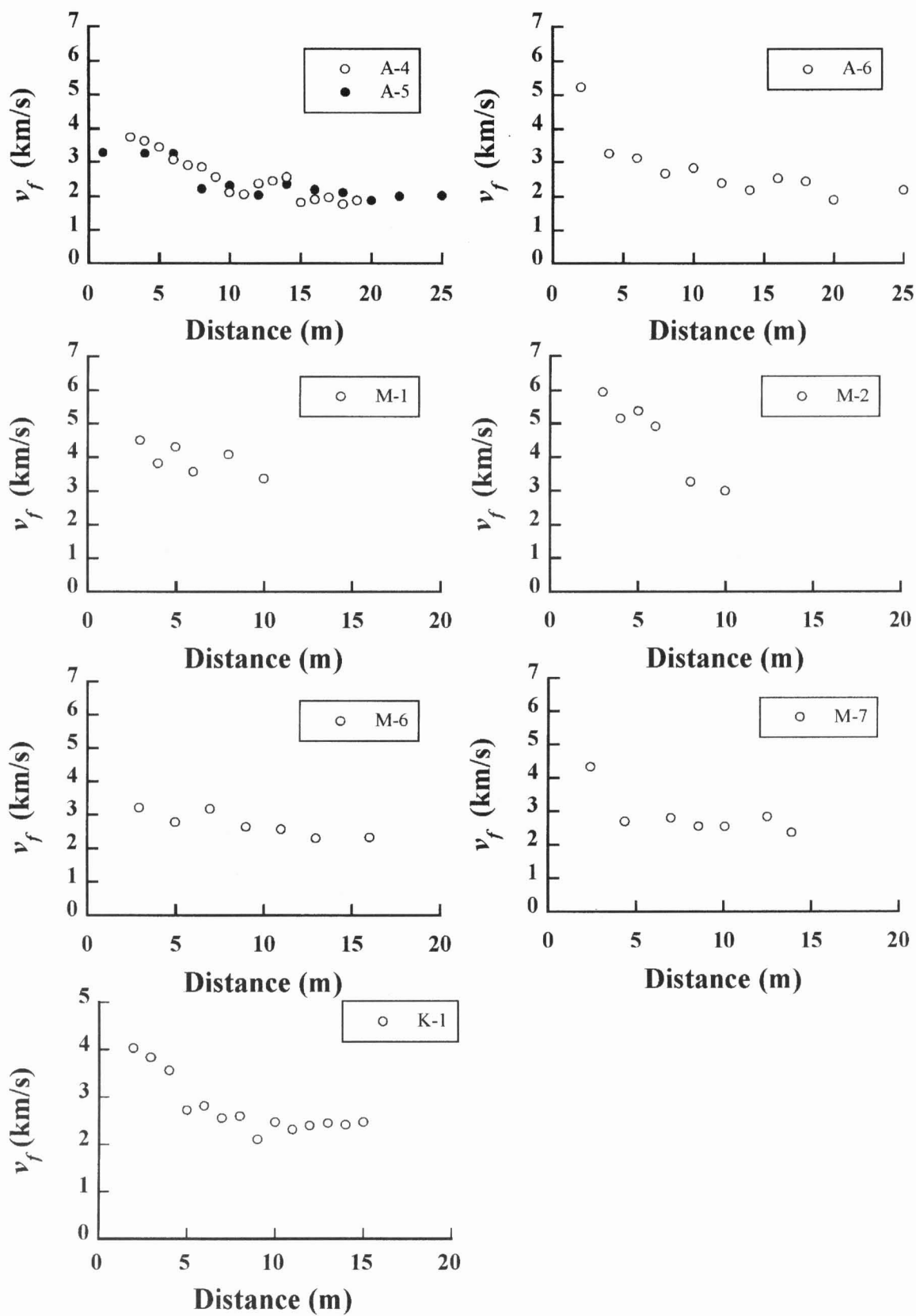


図18. 開口した割れ目を挟まない測線における弾性波速度

頭文字 A は荒崎海岸, M は宮古島, K は喜界島を表す.

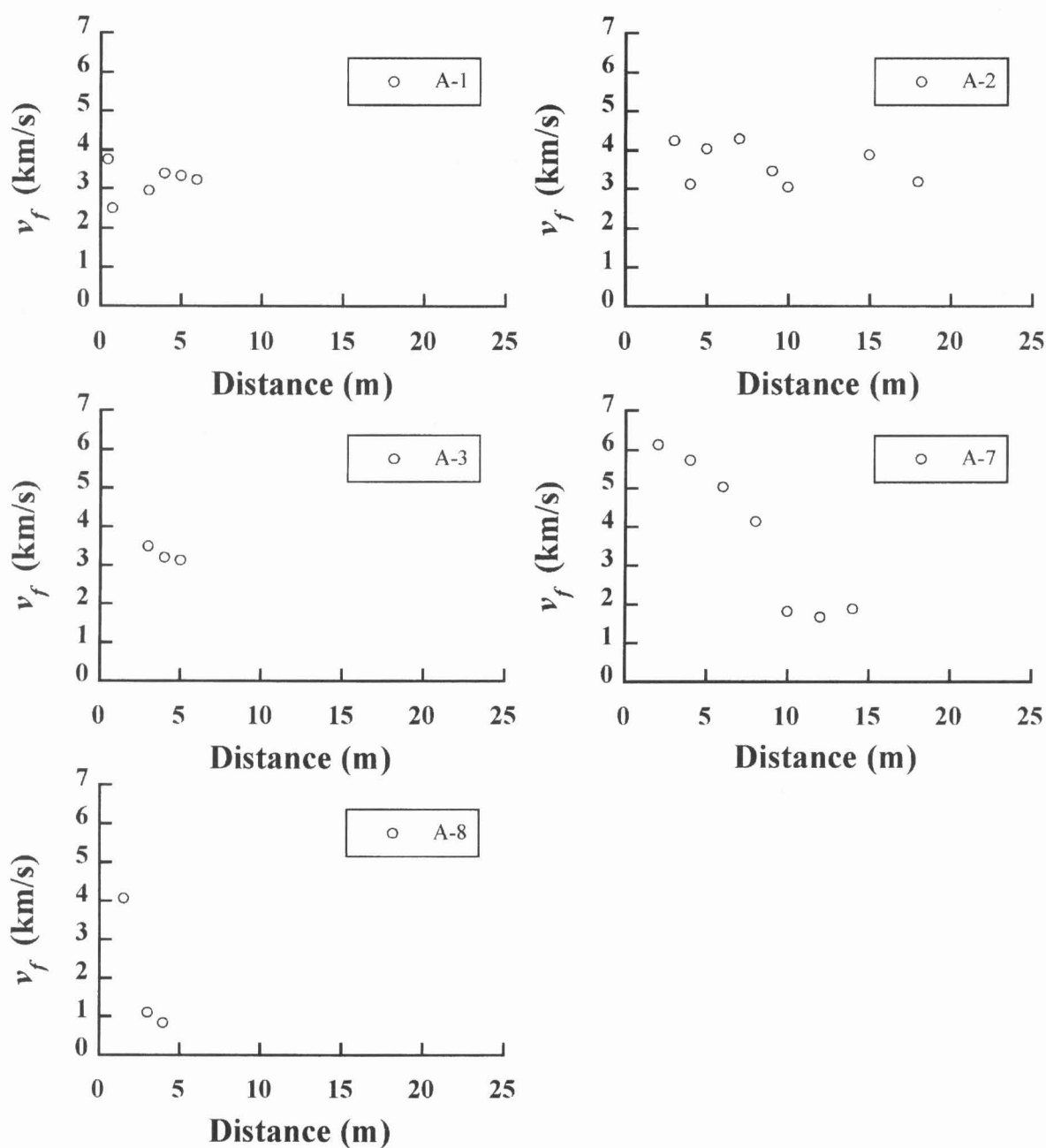


図19. 荒崎海岸の開口割れ目を挟む測線における弾性波速度

上の測定距離をもつ測線を選び、調査地点ごとの測定結果を図21と図22および図23にそれぞれ示した。図21に示した荒崎海岸における結果は、測線4と5(同一測線で2度測定)の平均値をプロットしたものである。図22には、開口割れ目がなく、かつ最も大きいブロックを利用した測定結果を示した(測線6)。この岩盤の弾性波速度は、距離が大きくなるにつれて徐々に小さくなり、15 m に近づくほど、ほぼ一定値になる傾向が伺える。このように開口割れ目のない測線における弾性波速度は、距離の増加とともに滑らかに減少し、急激に減少することはない。

一方、崖上や崖側面のような開口割れ目を含む測線において弾性波を測定した場合、その割れ目

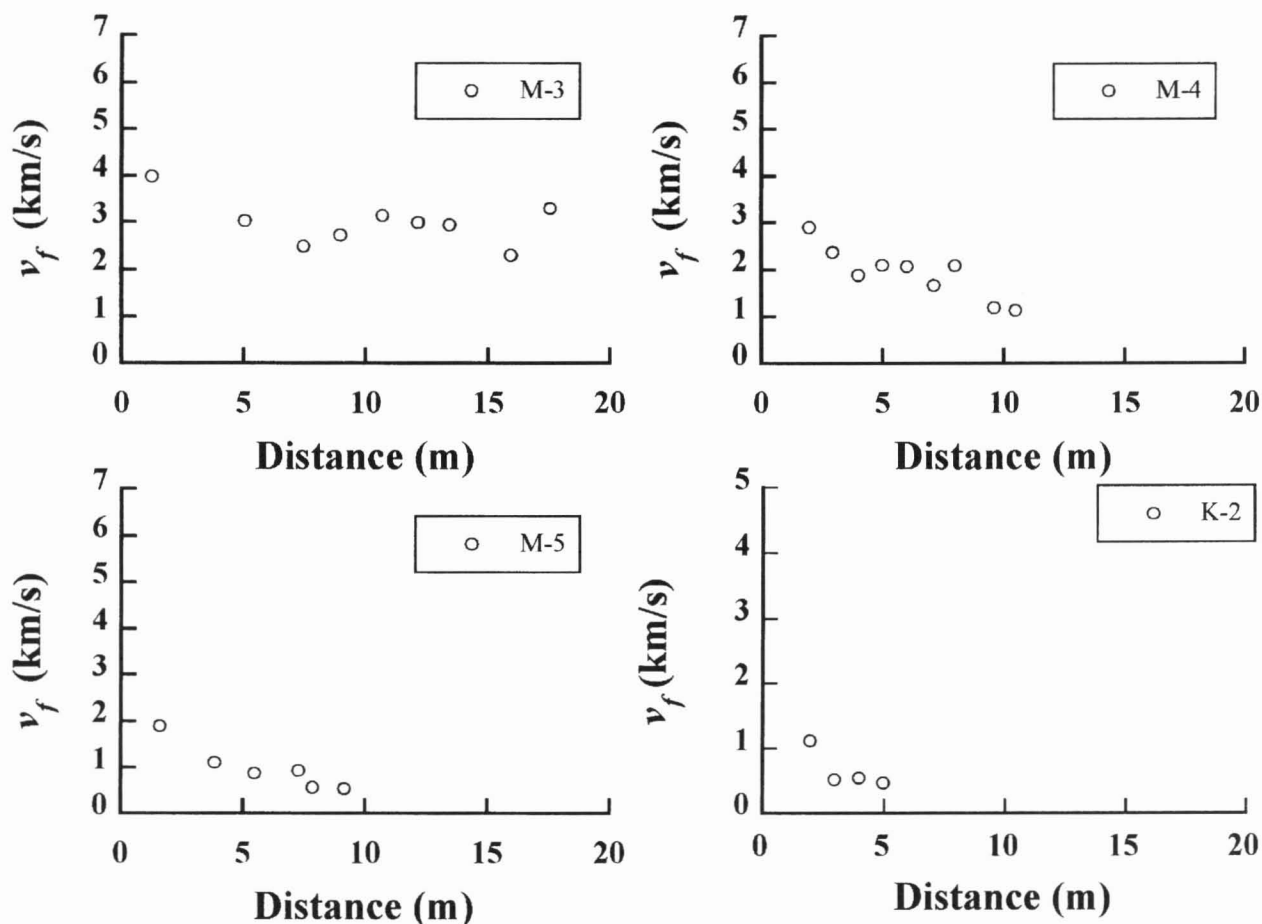


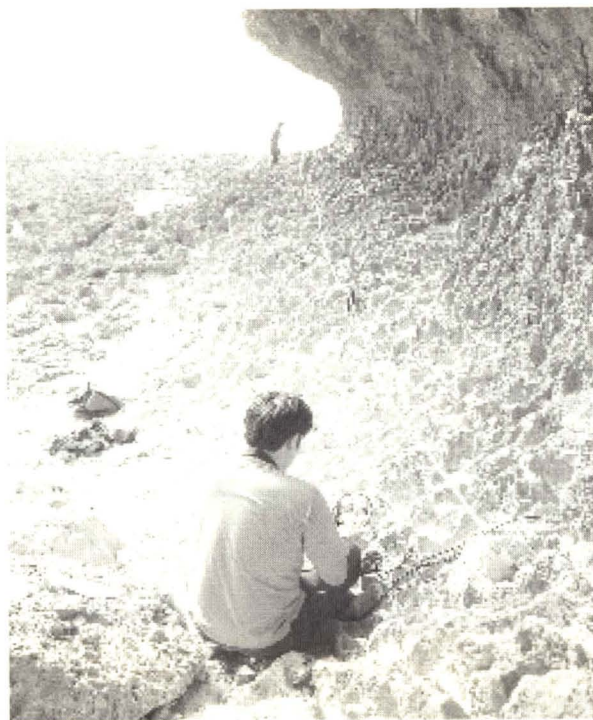
図20. 東平安名崎と喜界島の開口割れ目を含む測線における弾性波速度

の影響で弾性波速度が著しく低下することが多い。図24-a は、東平安名崎の海食崖における縦断面形を示しており、×印はテンションクラック（引張亀裂）と思われる開口割れ目が観察される位置を表す。ここでの弾性波測定は、崖の面にジオフォンを固定して、そこから、内陸側に向かって距離をとりながら実施した(図24-b)。このように開口割れ目が存在する場合、それらを挟むことにより弾性波速度が小さくなることがわかる。こうした弾性波速度の低下からは、開口割れ目が表面からある程度の深さにまで発達していることが予想される。現地で確認できる開口割れ目の深さは様々であり、1 m 未満のものから4 m を超える場合もある。大きな割れ目が存在した場合、弾性波を計測できないことがあった。

2-4. シュミットハンマーによる反発値の計測

現地に露出した琉球石灰岩の岩盤表面において、シュミットロックハンマーによる反発値（R 値）の計測を行った。計測に用いたシュミットロックハンマーは、KS 型である。計測は、荒崎海岸と東平安名崎の海食崖に発達するノッチの最奥部、そして喜界島百之台の露頭において行った。新鮮な岩盤の R 値を求めるために、岩盤表面にプランジャーを押し付けたままの連打法によって20回の計測を行った。打撃の向きは横向きである。また、カーボランダムによる表面の研磨は行っていない。

(a)



(b)

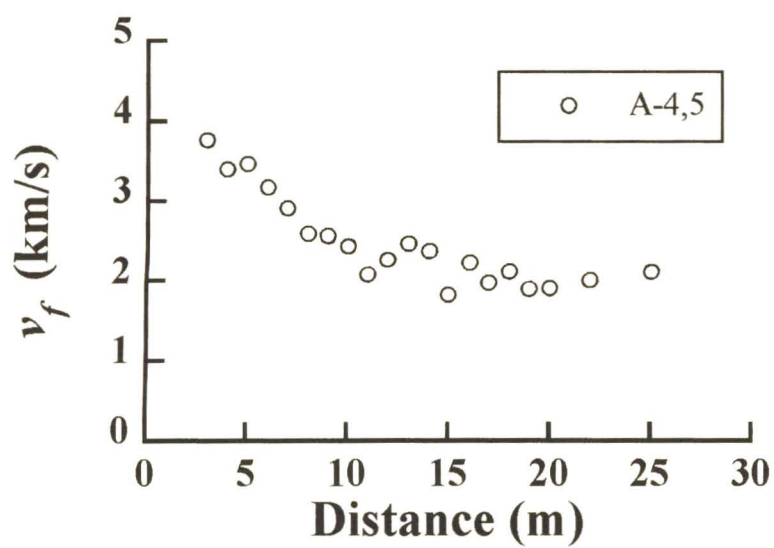
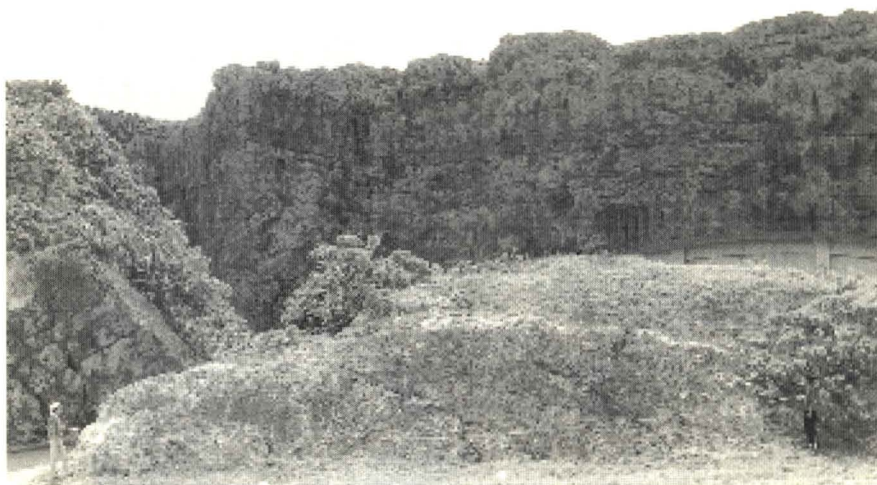


図21. 荒崎海岸における開口した割れ目のない岩盤における弾性波測定

(a)測線の様子(b)A-4,5の平均値をプロット

(a)



(b)

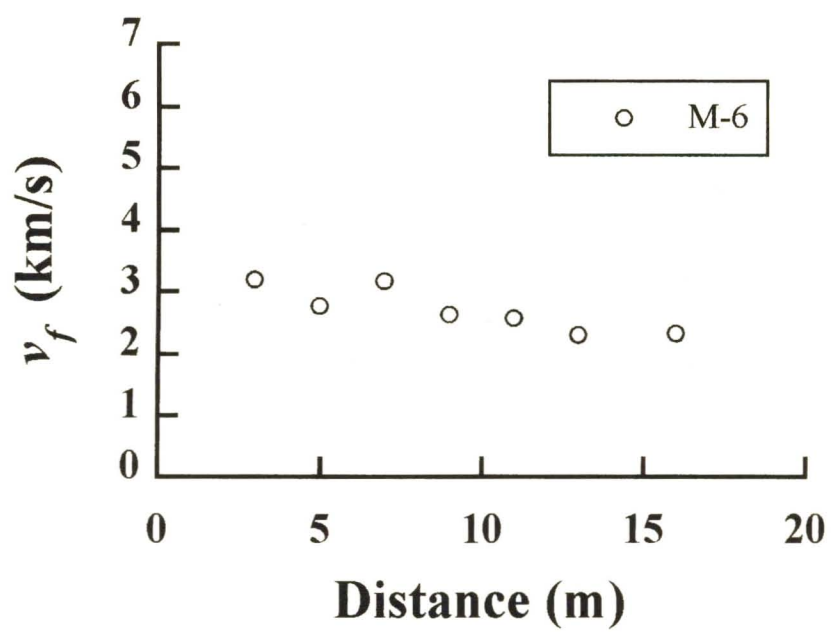


図22. 東平安名崎における開口割れ目のない岩盤における弾性波測定
(a)測線の様子(b)M-6の結果をプロット

(a)



(b)

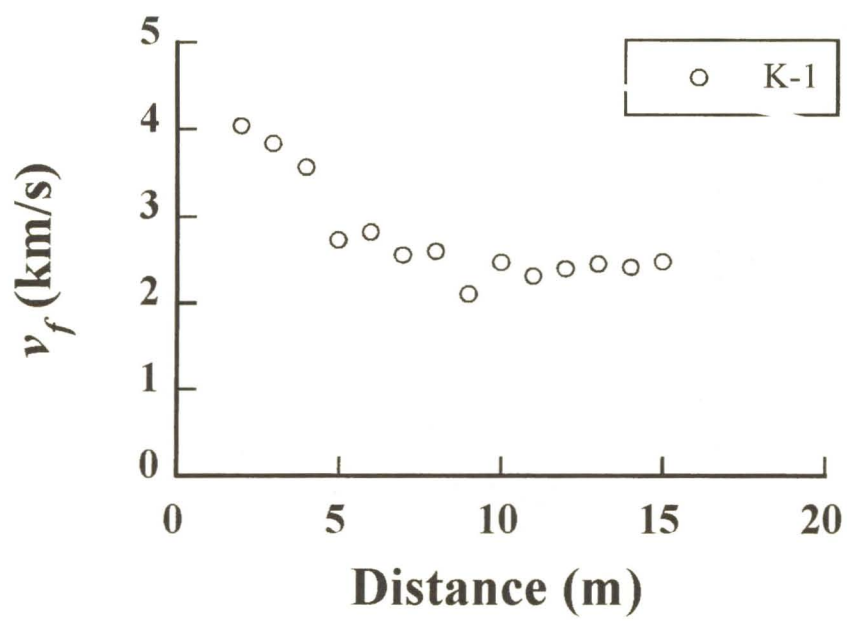


図23. 喜界島における開口割れ目のない岩盤における弾性波の測定
(a)測線の様子(b)K-1の結果をプロット

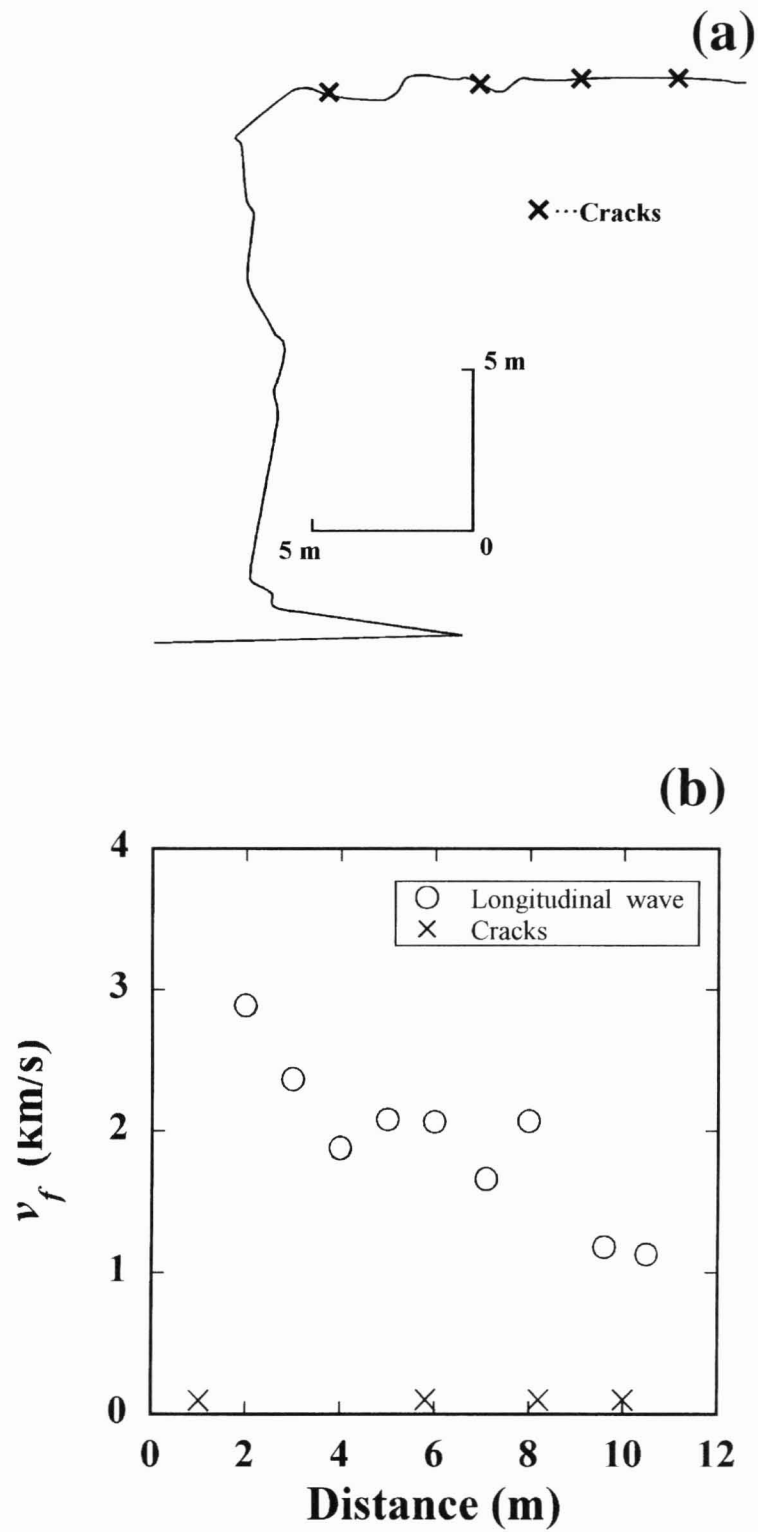


図24. 開口割れ目を挟んだ弾性波の測定
(a)P-4における割れ目の位置, (b)M-4の結果をプロット

各地点における測定結果を，表3に示した．表面の風化層の影響を除くため，測定開始後の5つを除いた15個の R 値の平均値をもとめた．荒崎海岸では55.3，東平安名崎では63.9，喜界島では64.1となった．また，最大値は，荒崎海岸では64，東平安名崎では70，喜界島では68であった．15個の R 値の標準偏差は，荒崎海岸では6.9，東平安名崎では3.8，喜界島では2.7となった．

表3. シュミットハンマーによる R 値の計測結果

Impact number	Arasaki kaigann	Higashi hennazaki	Kikai jima
1	29	30	42
2	22	54	51
3	45	59	58
4	54	56	60
5	46	66	58
6	60	68	65
7	46	66	64
8	52	62	65
9	54	66	59
10	60	66	68
11	58	64	62
12	62	66	65
13	63	59	66
14	52	59	68
15	41	63	60
16	61	60	65
17	49	69	61
18	59	70	64
19	64	58	66
20	49	62	63
Average (No.6-20)	55.3	63.9	64.1
Standard deviation (No.6-20)	6.9	3.8	2.7