

海食崖の侵食特性—福島海岸の場合—

Erosion Characteristics of Sea Cliff – the Case of the Fukushima Coast—

真 野 明
Akira MANO

1. はじめに

福島県松川浦の南に続く海岸は、海食崖とポケットビーチが交互に現れる崖海岸であり、崖に打ち寄せる白波と、波によって削られた奇岩が見事な調和を見せる景勝の地である。ここでは、崖を構成している岩が未固結で軟らかいこと、また海岸が太平洋に直接面して強い波が打ち寄せることの両方の要因が加わって、崖の侵食速度が大きく、場所によっては一年間に 10m の割合で汀線が後退し、海岸沿いを走る鉄道や道路の直ぐ側に汀線が迫るなど、海岸保全上の大きな問題となっていた。

一方で、この軟らかい崖は周辺には恩恵を与えていた。波により削り取られた土砂は、一部が海岸にそって北に運ばれ、松川浦の入口を形作る鵜の尾崎を回りこんで、砂浜海岸である仙台湾沿岸に流れ込んでおり、仙台湾沿岸南部の砂浜を形成し維持するための重要な漂砂源であった。

現在では、多くの場所で崖の基部に消波工が積みまれ、また沖には離岸堤が設置されるなど、崖の侵食対策が進められ、その効果が現れて侵食量も少なくなり、土砂の生産が減ってきている。また、松川浦の北隣に位置する相馬港が重要港湾として整備拡張され、防波堤が沖合いに展開されたために、仙台湾沿岸への土砂の流れは、ここでもほぼ完全に遮断され、これが仙台湾沿いの南部海岸における、海岸侵食の大きな原因になっている。

本編は、自然状態の崖の侵食特性について知ることを大きな目的とし、あわせて福島海岸での土砂収支を考え、仙台湾沿岸への土砂輸送量についても考察するものである。

崖海岸は世界的に見ても多く、海岸総延長の約 8 割を占めるといわれている (Emery and Kuhn, 1982)。この中で崖の侵食が著しく、居住環境を脅かして対策を必要としているところも多いが、崖の侵食特性を調べた研究は、砂浜の研究に比べて数が少なく、また定量的な評価を行うための知見も少ない。これは、崖を構成する岩の性質や崖侵食の機構が多様で複雑なことからきている。

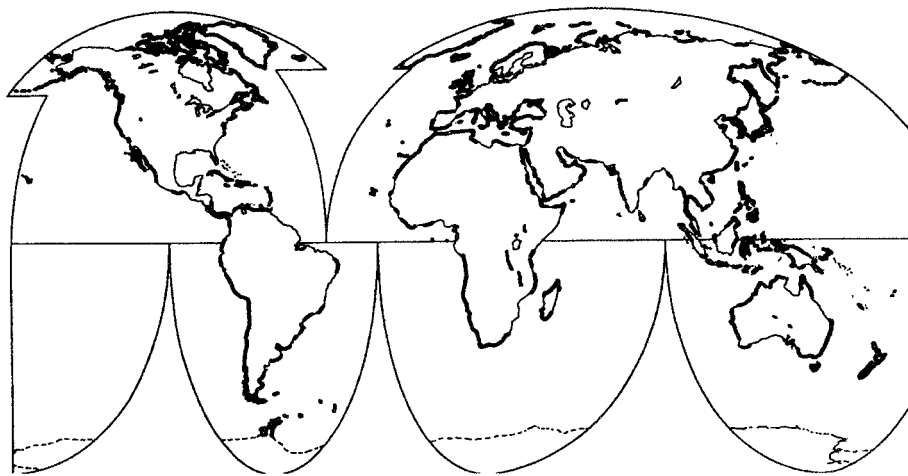
海食崖の侵食速度に、岩の強さと、波の強さの両方が影響することは、かなり前から指摘されていた (Sparks, 1960)。しかし、それぞれの影響を定量的に評価したものは少なく、また両方を含んで侵食速度を評価したものは、Sunamura(1977)や Mano and Suzuki(1999)とさらに少ない。前者は水理実験結果をもとに、また後者は福島海岸の実測値をもとに構築されているが、いずれも限られた材料での経験式であり、今後多くの現場での検証が必要である。

このため、世界的な崖海岸の分布やこの分野の研究の全体像を知ることがまず重要であり、最初に崖の侵食に関する少し大きな枠組みを紹介し、また崖研究の現状を整理した上で、福島海岸の事例研究を紹介することにする。以下、2 が世界の海食崖、3 が崖の侵食速度に関する既往の研究、4 が福島海岸における侵食特性、5 が福島海岸の土砂収支、最後 6 がまとめである。

2. 世界の海食崖

(1) 崖の分布

崖の侵食に関してまとめた記述のある成書は、Sparks(1960), Trenhaile(1987), Sunamura(1992), Carter and Woodroffe (1994), Viles and Spencer(1995), Bird(2000)などいくつかあるが、工学的に問題となる侵食速度の大きな崖を興味の中心とし、また、崖の強さと、波の強さの2つの要素に着目して整理することにする。



図—1 世界の崖海岸の分布。太い黒線で描いてある部分が崖海岸、細い線で描いてあるのは砂浜、泥海岸、珊瑚礁海岸など崖以外の海岸である (Emery and Kuhn, 1982)。

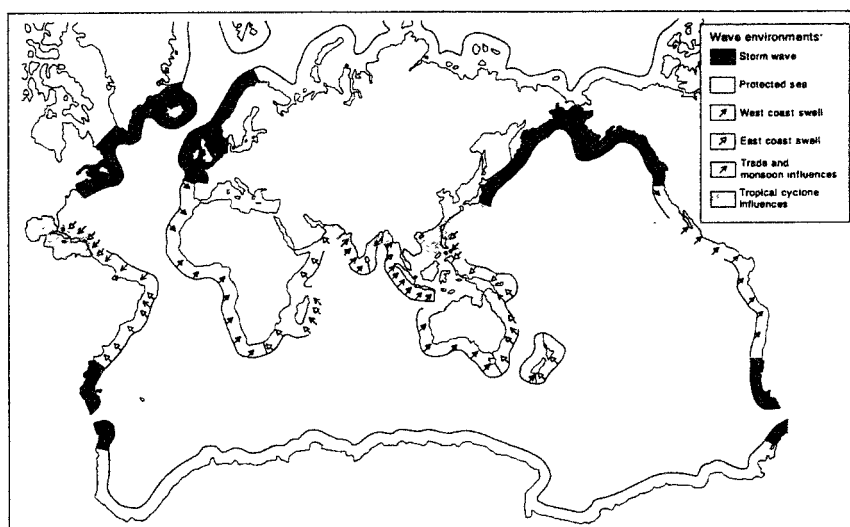
崖海岸の世界規模の分布に関して、Emery and Kuhn (1982) は図—1 を作成し、また Sunamura (1992) は崖海岸の地質と侵食速度に関する詳しい表をまとめている。崖海岸は世界中に分布しているが、特に環太平洋の海岸 (南北アメリカ大陸の西海岸、日本、フィリピン、パプアニューギニア、ニュージーランド) で崖の割合が高い。これらは、太平洋プレートの境界にあり、陸地の上昇速度の大きい場所である。海成の堆積岩が固結する前に陸上に現れ、地表の近くには形成年代の若く柔らかい岩が分布している海岸である。

土地の隆起速度は福島海岸で $0.2\text{--}1.6\text{mm/yr}$ (岡ら, 1981)、アメリカ、オレゴン州の海岸で海面変動を含めた相対的な隆起速度として $2\text{--}3\text{mm/yr}$ (Komar and Shih, 1993; Shih and Komar, 1994) が見積もられている。また、ニュージーランドでは南島で 10mm/yr を超えるところがある (Holt, 1995)。

また、アメリカ合衆国北部、カナダ、グリーンランド、イギリス、北欧、ロシアの北極海沿岸にかけての比較的緯度の高い地域でも崖が多くなっているが、これには氷河が関係している。イギリス、サフォーク州からヨークシャー州にかけての東海岸で、氷成堆積物を構成材料とする崖海岸が分布し年間侵食量が 0.5m を超える崖が続いている (Cosgrove ら, 1997)。さらに、アメリカ、マサチューセッツ州の東海岸や内陸部のエリー湖、オンタリオ湖の湖岸にも氷成堆積物でできた海食崖があり侵食量が大い。なお、ノルウェーの崖海岸はおもに氷河の氷食と海面上昇によりできたフィーヨルドであるが、岩が古くて固く海岸線は安定している。

(2) 波浪環境

次に、海食の外力である波浪環境の世界的な分布を見てみよう。図一2は Viles and Spencer(1995)がまとめた、世界の海岸での波浪環境を示したものである。この他に最近では、衛星を使った世界規模の波浪観測や、数値シミュレーションと観測波浪を組み合わせた世界規模の波浪地図も整備され、より詳しく定量的な分布が分かるようになってきている（日本気象協会、1996a,1996b）。



図一2 世界の海岸における波浪環境。Davies(1972)を Viles and Spencer(1995)が修正したもの。

これらの波浪場をつくる風は、次の3つが主なものである。南北半球の中・高緯度帯にある偏西風、赤道付近の低緯度帯にある貿易風、低緯度で発生し中緯度で発達するハリケーン、台風、サイクロンなどの大型低気圧に吹き込む風。このうち、偏西風と貿易風は冬半球で強度が強くなる。

南半球では南緯 50 度～60 度付近に偏西風に伴う地上風の強風域があり、7 月から 9 月にかけて最も強くなる。この緯度帯には陸地はほとんどなく、南米チリの一部がかかる程度である。このため、吹送距離が大きくなり風波が発達する。風域から外れ伝播したうねりが、南米、オーストラリア、インドネシア、インド、アフリカなどの西から南に面する海岸に到達する（図-2、west coast swell）。貿易風も 8 月ころ強度が増し、南緯 15 度付近に地上風のピークをもち、南東の風向きを有する。ここで発達した風波はインドネシア、ジャワ島などの南海岸に押し寄せるが、偏西風によって生じたうねりに比べると小さい。貿易風の風域から外れたうねりは、アフリカや南アメリカの東海岸に伝播する（east coast swell）。

低緯度地域の風波は、ハリケーンなどの発生域で未発達であること、貿易風は位置が移動することなどからあまり大きくない。

北半球では 12 月から 2 月にかけて、偏西風が強まり、北太平洋や北大西洋で大きな風波を発生させ、北アメリカ大陸の西海岸やヨーロッパ大陸の北から西に面する海岸で風波が高くなる。また、北アメリカ大陸にある五大湖でも、この季節に湖内で発達した風波が大きくなり、スペリオル湖での月平均の有義波高が 1m を超える。また日本海で冬期に吹く強風は偏西風の蛇行と関係するものであるが、継続時間が長く、十分に発達するため月平均の有義波高が 2m を超える。

一方、北半球の中緯度で東から南に面した海岸では、9 月から 10 月にかけての時期に、発達した台風やハリケーンが沖合いを通過したときに暴風雨となり、波高が高くなる。

(3) 崖の侵食に影響するその他の要因

水温、照度、塩分濃度の3つが高く、澄んだ海域にはイシサンゴが成育しサンゴ礁を形成する。最適生育温度は25-29度、最適塩分濃度は34-36パーミルといわれている（今島、1998）。サンゴと共生関係にある褐虫藻が光合成を行うために、強い日射が必要であり、これが澄んだ海水と浅い水域を必要とし、イシサンゴの生育限界深度を決める。したがって、泥が堆積した海岸では、海水の濁りや、サンゴの上に堆積した土砂が日射を遮断するために、サンゴが生育できない。崖海岸や砂浜海岸の沖にサンゴ礁が発達する。

赤道付近の海水温の高いところ、また中緯度であっても暖流が流れていて水温が高い沖縄近海のようなところでサンゴ礁が形成される。逆に低緯度であっても、寒流が流れているアフリカ大陸や南アメリカ大陸の西海岸ではイシサンゴは生育しない。サンゴ礁は、沖で波を砕波させ、崖に作用する波のエネルギーを減衰させる働きがある。



写真—1 インドネシア、スマトラ島最西北端でインド洋に面した Khoknga の海岸（アチェ州）。サンゴ礁の端で波が砕けその中は、水深が浅く比較的静穏である。引き潮の時に人々が海に出、サンゴ礁の上で魚取りをしている。

サンゴ礁と似た働きのある海岸地形に、海岸プラットフォーム（shore platform）がある。崖の上の部分を侵食して取り去った後に、水面近くに残った地形である。この地形は沖に向かって傾斜するものと、ほとんど傾斜がなく水平なものに分類することができ、Sunamura(1992)は前者を A-type、後者を B-type と名づけた。

B-type のプラットフォームの高度は、満潮位と干潮位の間に多く、写真—2 に示すように干潮時には水面に顔を出す。満潮時や、高波浪で平均水面が上がったときに、来襲波はプラットフォームの上を伝播できるようになるが、浅いところを長距離伝播することになるので、このときの波エネルギーの減衰は、傾斜した海浜を伝播するものより大きい。

Sunamura(1992)は、各 type の地形が有する条件を調べ、岩の固さと波の強さが関係することを示した。

同じ波高の条件で、A-type の地形の岩は軟らかく、B-type の岩は堅いこと、また同じ堅さの条件で、波高が高くなると、B-type から A-type になることを明らかにした。我が国では、福島海岸や屏風ヶ浦の崖地形が A-type、青森県種差海岸や千葉県勝浦市の海岸が B-type である (Tsujiimoto, 1987)。



写真-2 ニュージーランド北島、太平洋に面した Gisborne の東海岸。左に見える山は未固結の泥岩でできている。大規模な地すべり (earth flow) を起こしている。道路の下、中央から右にかけての部分には上を水平に削り取られた台状の岩が海岸に沿って広い幅で続いている。干潮時に水面上に現れている。

崖あるいは岩に入った、断層、破断、節理などの割れ目は、崖を弱くし侵食を助長する。崖の底部が削られたときに、大規模な割れ目は、岩塊の崩落を促す。一方で、崩落した岩塊は崖の基部にしばらく留まり、波の作用で徐々に細かく分割され、最期は流れにより運び去られる。その間、基部にたまった岩屑は崖の基部に波が直接作用するのを防ぎ、侵食を遅らせる働きがある。Jones and Williams(1991)は西ウェールズの崖海岸を調べ、崖下の砂浜の体積が大きいところでは、短期的な崖の侵食速度が遅いことを指摘している。

崖の中に浸透した雨水は、地中の有効応力を減少させ、地すべりを発生させやすくする。また、崖の上に降った雨の排水をうまく処理しないと、崖面の上を直接高速流が流れることになり、流水によるいわゆるリル (rill) あるいはガリ (gully) 侵食を引き起こす。Day and Poland(1995)は、アメリカ、カルフォルニア州の事例として、大雨のときに排水溝の排水能力を超える流れが集中したために、溝から水が溢れ出し、崖面が削られた例を紹介している。

崖面は、風化作用を受け、脆くなる。波しぶきが崖面にあたり、それが岩の間隙や割れ目に入り込み、海水に含まれる塩分が取り残される。この塩分が、時間をかけて化学反応を起こして、膨張し岩を劣化させるものである。この反応は温度に依存し、低緯度の気温の高いところで早く進む。逆に中・高緯度の地域では、割れ目に入り込んだ水分が夜間気温の低下と共に凍結して膨張し、温度応力により劣化が進行する。風化作用が崖侵食の主要因となるのは、波の影響が相対的に小さい場合で、堅い岩でできた崖の場合、あるいは波が弱い場合が相当し、侵食速度は小さく、工学的に問題になることも少ない。

その他、崖の侵食に与える影響として、高緯度地方における冬期の海面結氷による海域の静穏化や、低緯

度地方において、崖面に繁茂する植物による崖面の保護作用などがある。

以上をまとめて、低緯度地域では、波浪が小さいことや、海岸が珊瑚で保護されていることにより、崖を侵食する外力が小さく、崖侵食の問題はあまり顕著でない。中緯度から高緯度にかけては、偏西風や発達した低気圧により高波浪が出現する。ここで隆起速度の大きい地域や、また氷河の堆積物で海岸が構成される場所など軟らかい岩が分布している海岸で、大きな崖侵食の問題があり、福島海岸、ニュージーランドの南東海岸、アメリカ、オレゴン州の海岸、五大湖の湖岸、イギリス、イングランドの東海岸などで問題が顕在化し、研究が行われている。

次の節では、崖侵食の主要な因子である、岩の強さと、波の強さに焦点をあて、上記の地域でこれまで得られてきた崖侵食速度に関する知見を整理して見よう。

3. 崖の侵食速度に関する既往の研究

豊島ら(1973)は、福島県の砂浜海岸と崖海岸を含めた全海岸を対象に侵食特性を調べた。1945年に米軍により撮影された航空写真と、1969年から1971年に撮影された航空写真をもとに作られた地形図を比較し、汀線の変化量を求めた。これによると、県南の勿来から県北の相馬にかけて、ほぼ全域で汀線が後退していることが分かる。福島海岸は、最初に述べたように、崖海岸とそれにはさまれたポケットビーチの連続する海岸であるが、豊島らの調査は、崖海岸と砂浜海岸で汀線の後退量が変わらないことを示している。

また、汀線後退量と海岸線の方向の関係を調べ、崖海岸、砂浜海岸とも海岸に立てた法線の方向が東に向く海岸で最も汀線後退量が大きくなることを見出している。福島海岸における卓越波向きが東であることから、最も強く波が当たる向きの海岸で侵食量が最大になることを示している。

Gelinas and Quigley (1973)は、五大湖の一つである、エリー湖北岸の侵食特性を調べた。氷河が削り取って運搬堆積させた漂礫土が数十メートルの厚さで堆積し、途中で湖底に堆積した砂あるいは礫の層を挟み込む地質で、もろい未固結の堆積物でできている。ここでは、1810-1820年に最初の測量が行われ、最近(1963年)の写真と比較すると、約150年間の汀線変化が議論できる貴重な場所である。汀線変化量を2つの測量が行われた時間間隔で割って、長期的な崖の侵食速度を求めており、大きいところで3m/yrに達する汀線後退があることを示している。

この地域は、冬期に発達した偏西風が通り、西から南西の風が卓越する。エリー湖はこの風の方向に400km以上の長さをもった巨大な湖であり、湖の中で発達した風波が大きくなる。Gelinasらは5年間の風の観測データをもとにSMB法を用いて波浪推算を行い、砕波点での波エネルギーフラックス F_{BN} と崖の侵食速度 q との間の相関を調べた。対象とした湖岸の延長は160kmにおよび、岸に沿って波エネルギーフラックスが大きく変化するので、相関分析が有意になる。分析結果は波エネルギーフラックスが大きくなると、侵食速度が大きくなる明瞭な傾向を示しており、次の一次回帰式が得られている。

$$q = 0.28 + 0.96F_{BN} \quad (3.1)$$

ここで、侵食速度はm/yr、波エネルギーフラックスはkW/mの単位をもっている。侵食速度が3m/yrに達する地点は、この回帰式から大きく外れるが、ここでは、崖の湖水位の部分に、砂とシルトが多く混じった層が挟まれており、非粘着性の砂の割合が多いところで侵食速度が大きいことが指摘されている。すなわち、侵食速度を表現するパラメータとして、波の影響を表すものだけでは不十分であり、岩の性質を表すパラメータが必要である。

Sunamura(1976)は崖侵食の水理実験を行い、波の強さと、崖の強さの両方を初めて評価した。細砂とセメントで製作した崖のモルタル模型を水路端に設置し、規則的な波を碎波させたのち崖模型に当て、侵食量を測定した。侵食速度と崖基部での波高 H_c の関係、また侵食速度とモルタルの一軸圧縮強度 S_c の関係を、それぞれ片対数グラフにプロットし、いずれも片対数グラフ上で直線的な関係にあることから、それぞれ対数関数で回帰式を求め、それらをまとめて次のような侵食速度式を提案した。

$$q \propto \left\{ \ln \left(\frac{\rho g H_c}{S_c} \right) + C_1 \right\} \quad (3.2)$$

ここで、 ρ は海水の密度、 g は重力の加速度、 C_1 は定数。右辺の自然対数の中は、崖基部での波高で決まる静水圧と一軸圧縮強度の比であり、波の強さと岩の強さの両方を取り込んだ、初めての無次元数表示の提案であった。しかし、片対数紙上で回帰された直線を見ると、波高 H_c に対する傾きと、一軸圧縮強度 S_c に対する傾き（絶対値）は異なるため、(3.2)の自然対数関数の中の波高と、一軸圧縮強度に掛かる指数に同じ値を用いることには無理がある。

Sunamura の実験値は、侵食速度を波高の 2.5 乗に比例する回帰を行っても、回帰式からの偏差は小さく、この場合侵食速度が波エネルギーフラックスと比例するモデルを考えることもでき、(3.1)の結果と調和する。

Kamphuis (1987)は、水圧によって崖面が侵食する機構の代わりに、底面せん断力により前浜が削られ、それによって崖が侵食する機構を提案した。沿岸漂砂量公式と類似した形の崖侵食式を仮定し、侵食速度が碎波点波高の 3.5 乗に比例し、波エネルギーフラックスの 1.4 乗に比例する関係を導いた。

$$q \propto H_B^{3.5} \propto F_B^{1.4} \quad (3.3)$$

この関係式の妥当性を検討するために、前述のエリー湖北岸での侵食データを用い、指数も含めて回帰を行い、波エネルギーフラックスの 1.31 乗に比例する侵食速度式を得、理論式で得られた指数 1.4 と近い値が得られたとしている。しかし、エリー湖北岸の侵食速度のデータは、地質の弱いところのデータをすべて含んだものであって、かなりばらついており、波のパラメータだけを使って機械的に回帰した式には問題も多い。

Jones ら(1993)は、アメリカ、マサチューセッツ州、ボストン湾、Thomson 島での崖侵食特性を調べた。ボストン湾の中にある面積が 2.6km^2 の小さな島であり、水面が現在より 20m 程度低かった、更新世後期に氷河堆積物が海岸に堆積した島であり、現在周囲が崖になっており、その前に砂・礫からなる浜がある。高いところで $0.4\text{--}0.6\text{m/yr}$ の崖後退があり、崖の強さ、波の強さと、侵食速度の関係を調べた。崖の強さは周囲の海岸から標本をとり、せん断強さと、礫・砂・泥の構成割合を調べた。侵食速度は、1938 年から 1977 年にかけて撮られた航空写真をもとに算出した。波の強さは定量化していないが、湾の入り口に向いた、北東の区画が最も大きくなる。侵食が最も大きかったのは、波が比較的静穏な北西と南東の区画であり、そこでは砂対泥の構成比が最も高く、これが崖侵食の主要因子であることが分かった。

島全体で海岸線が後退しており、汀線の平均後退速度は 0.3m/yr で、これが年間約 25 万 m^3 の土砂をボストン湾の海底に供給していることが示された。

Benumof and Griggs(1999)は、アメリカ、カルフォルニア州サンディエゴ郡における崖侵食を調べた。都市化に伴う土地開発によって、崖の直ぐ近くまで人が住むようになってきているが、崖の長期的な侵食特性がよく分からないので問題となっている。1932 年から撮られている航空写真をもとに侵食速度を求め、その

最低が白亜紀のよく石化している岩で 3cm/yr、最高が第四紀更新世の石化していない岩で 43cm/yr の値を持つことが分かった。侵食速度におよぼす因子を調べるため、岩の堅さ、節理や断層など崖の構造的連続性、水の浸透性、風化度、波の強さなどを測定した。岩の堅さについては、圧縮試験とシュミットハンマー試験を行った。構造的な不連続性は、細かく側線を設けて測定した。このようにして、定量化した各々の要因と侵食速度の相関を調べ、岩の堅さが侵食速度と最も良い相関を持つことを明らかにした。

以上、崖の侵食速度に関して、波の強さと岩の強さの両方を取り入れることの重要性は多くの研究者により指摘されているが、本節で説明した通り、両方の効果を定量化して、崖侵食速度評価式に上手く取り込んだものは無いといえよう。著者らは、簡単な式で、これらの両方の効果を取り込んだ、侵食速度の無次元評価式を提案しており (Mano and Suguki, 1998, 1999, 鈴木・真野, 1996)、次の節ではこれを中心にして少し詳しく述べることにする。

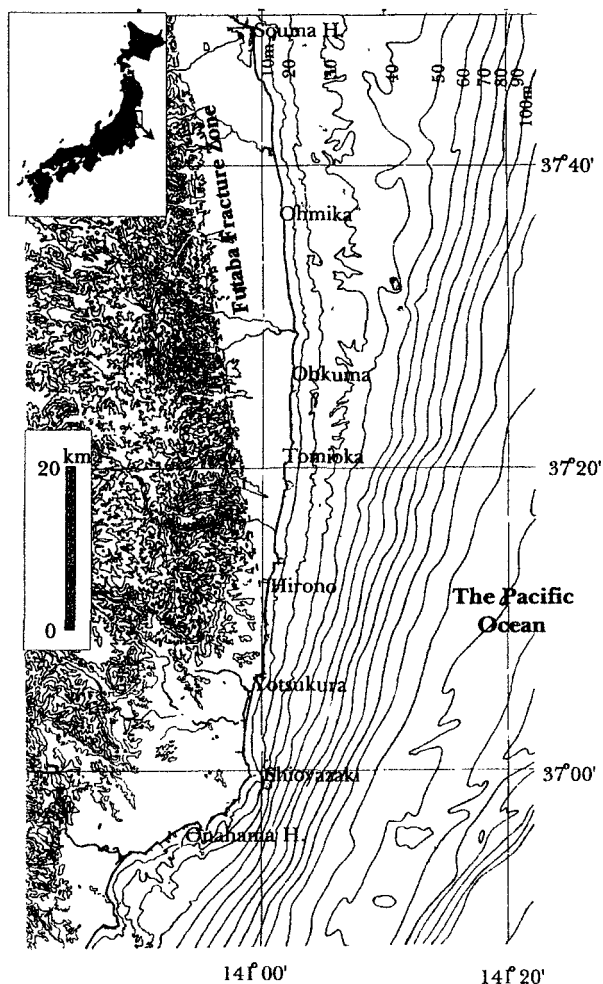
4. 福島海岸における侵食特性

(1) 福島海岸の特徴

福島海岸の周辺の地形図を図一3に示す。海岸の西側を双葉断層がほぼ南北に走り、南の広尾付近で海岸と交わる。大槻ほか(1977)によると、この断層は過去何回かに分かれて活動しており、鮮新世には断層の東側の全域が沈降し、第四紀に入って左横ずれの活動をしている。

断層の西側は東側より約 200m 高く、そこから流れ出した河川が東に向かい海に注いでいる。海の中を見ると、水深 20、30、40m の等深線が広尾から相馬にかけての区間で入り組んでおり海底谷を示している。この海底谷の位置は、ほぼ現在陸上にある河川の延長上にあり、氷河期に海水面が低下していたときに、現在の河川が、さらに東に流れ、海底を削ったものと考えられることができる。

同じ地域の表層地質を図一4に示す。双葉断層をはさんで、東と西で地質が大きく異なる。西には中生代、白亜紀の花崗岩が広く分布している。断層の東側の地域では、第四紀、完新世の沖積堆積物が東西に走る河川の周りに分布し、海岸ではポケットビーチを形成している。



図一3 福島海岸周辺の地形図。海上保安庁発行の海図、No.6368を修正。

この沖積堆積物の周辺には第四紀、更新世の段丘堆積物が分布している。この段丘堆積物は河成と海成があり、海岸近くでは海成の堆積物が分布し、海食崖の上部層を構成している(岡ら、1981)。

この河による侵食作用から取り残されたところに、この海岸地域の基盤である大年寺層(第三紀、鮮新世後期)が分布する。

海食崖の高さは、北の相馬から中央部の大熊にかけてが、約20mでほぼ一定で、富岡付近で約40mと高くなる。崖の上層には5m～10mの段丘堆積物が載り、その下は大年次層が分布する(柳沢ら、1996; 久保ら、1990、1994)。したがって、波が直接作用する海水面付近の地層は大年寺層である。

大年寺層は、海成の堆積物から成る層で、最大180mの層厚をもち、東から東北東にかけての方向に1度以下の角度で傾いている。下から4つの相があり、順に泥岩砂岩相、砂岩泥岩相、泥岩相、砂岩相となっている。

海岸線付近の最近80年間(1898-1978年)の隆起速度は相馬でほぼ0で、南に行くに従って大きく、いわき市で約1.6mm/yrである(岡ら1981)。南北で差があること、また大年寺層が傾いていること、さらに断層が広尾付近で海岸線と交わっていることから、同じ汀線付近の高度でも、南北で岩の性質に違いがある。岩の強さの影響を調べるために、図-4に示す、No.4からNo.36の9地点を選び汀線付近の岩資料を採取した。

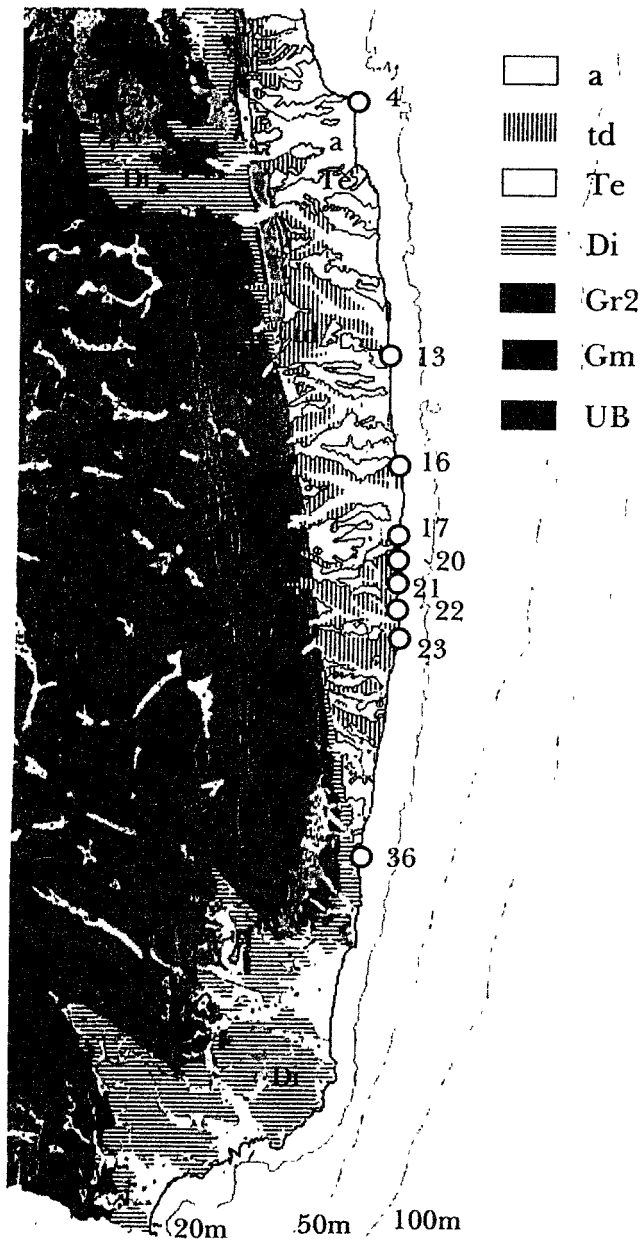


図-4 表層の地質分布。東北地区土木地質図(1988)を編集。凡例 a: 第四紀、沖積世の礫、砂、泥堆積物、td: 第四紀、更新世の礫、砂、粘土段丘堆積物、Te: 第三紀、鮮新世の大年寺層または天徳寺層、Di: 第三紀、中新世のグリーンタフ、Gr2: 中生代、白亜紀の花崗岩、Gm: 第三紀、中新世の緑片岩、UB: 古生代、前期シルル紀の玄武岩



写真-3 鵜の尾岬 (No13) の崖と灯台



写真-4 No20 地点の崖と岩屑

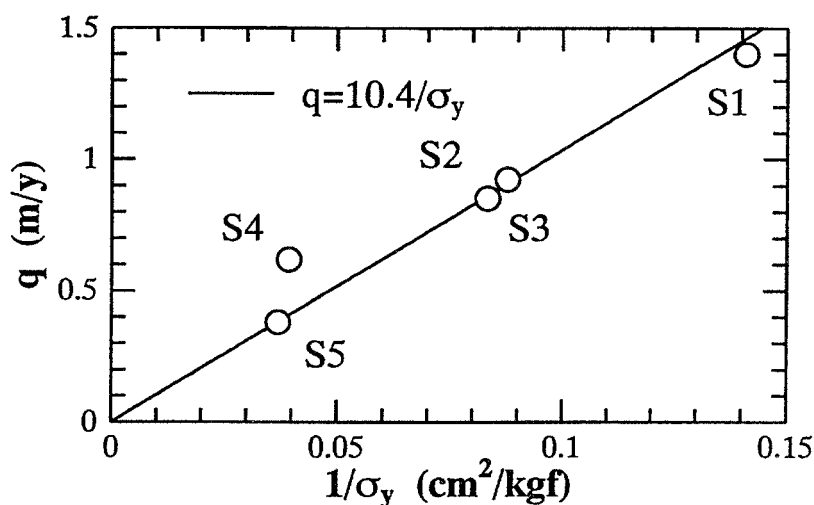
写真-3に鵜の尾岬 (No13) の崖と灯台を示す。崖の侵食が進み、汀線が灯台に迫り、侵食防止のために、崖の基部に人工ブロックが設置され、効果をあげている。福島の高波海岸の侵食により生産された土砂の一部はこの岬を回り込んで、仙台海岸の砂浜の漂砂源となっていた。

写真-4はNo20 地点の崖と岩屑を示す。基岩である大年寺層は間にいくつかの相をはさみこんでいる。侵食により岩は大きなブロックで崩落し、崖の基部に散乱している。写真-3 で示した人工ブロックと同様、高波浪時には消波作用を持ち、崖侵食を遅らせる働きがあると考えられる。

(2) 侵食速度の説明パラメータの選択

これまで説明してきた通り、侵食速度を支配する重要な因子は波の強さと、崖の強さである。最初にこの2つの因子を定量的に表すパラメータの選択を考えて見よう。波の強さに関しては、Gelinis and Quigley (1973)の成果や、Sunamura(1976)の実験結果を見て、砕波点での波エネルギーフラックスを用いるのが良い。Kamphuis(1987)はエネルギーフラックスの 1.4 乗を提案しているが、理論を出発させるとき用いた仮定の不確さを考慮すると、1 乗に丸めて近似することができよう。また、豊島ら(1973)の成果を見ると、海岸線に対する波向きが影響するので、エネルギーフラックスの中の岸向き成分を取り出すのが適当である。これは沿岸漂砂量公式と対比できる。沿岸漂砂は沿岸流によって運ばれるものであり、砕波点における波エネルギーフラックスの沿岸方向成分と関係付けられる。一方、崖の場合は波が崖と平行に進行した場合に作用は無いと考えられるので、岸向き成分と関係付けるのが良い。

次に、崖を構成する岩の強さについて考える。針貫入試験やシュミットハンマー試験は、試験法自体は簡単であるが、針の貫入深さや、鋼球を落としたときの反発の高さは、強さを表す物理量ではないので、ここでは考えない。また、氷河堆積物の強さの指標として、粘着性をもつ粘土の割合を議論する研究や指摘もあるが、固結度が上がった砂岩なども含めて考えると、粘土の割合は岩の強さの主要な指標とは言えない。一軸圧縮強度や、せん断強度、弾性係数といった指標の中から選ぶのが妥当である。Sunamura(1992)は福島海岸の5ヶ所の崖で調べられた、崖試料の一軸圧縮強度と崖の侵食速度の関係を集め、この2つのパラメータが片対数グラフ上で直線的な関係にあることを示した。しかし、対数関数を当てはめるとその後の展開が難しいので、ここでは同じデータを用いて、比例・反比例の関係を調べて見ることにする。



図一五 Sunamura(1992)の Figure 5.13 のデータを使って、横軸の表示を変更したもの。横軸は一軸圧縮強度の逆数、縦軸は侵食速度を表す。

図一五は横軸に一軸圧縮強度の逆数をとったものであるが、5つのデータ点は、回帰した直線の近くに寄り、侵食速度は一軸圧縮強度の逆数に比例することが分かる。これで、侵食速度を表現する岩の強さの良い指標が見つかったことになるが、これと似た指標に弾性係数がある。フックの法則から分かるとおり、弾性係数と一軸圧縮強度は同じ次元をもち、また値はほぼ比例的な関係にある（例えば、Lama ら、1992 の巻末の岩石の特性に関する表参照）。破壊時のひずみがほぼ同じであることを意味している。弾性係数は、岩の物性値であり、ここでは岩の強さの指標として、弾性係数を採用することにした。

以上、述べてきたことから、砕波点における波のエネルギーフラックスの岸方向の成分を F 、岩の弾性係数を E とすると、次の関係を得ることができる。

$$q \propto F/E \quad (5.1)$$

ここで次元を調べて見ると、左辺は長さを時間で割った速度の次元を持っており、右辺は長さの 2 乗を時間で割った次元をもっている。物理的に整合の取れた式とし、比例係数が次元を持たないようにするためには、右辺をさらに修正する必要がある、長さの次元を持ったパラメータ L を導入して、

$$q \propto F/EL \quad (5.2)$$

とすれば良い。ここで、左辺、右辺とも速度の次元を持つことになる。

ここで、新たに導入したパラメータ L に何を割り当てれば良いかが新たな問題となる。このパラメータは (5.2) の右辺の分母に入っており、侵食速度とは逆比例の関係にあるパラメータである。すなわち、侵食に対する抵抗の働きをする物理量をもってすれば良いことになる。候補としては、砕波点の岸からの距離や、崖の高さが挙げられる。前者は、遠浅の海で、波が沖で砕波する場合に、崖に伝播するまでにエネルギーの大部分を消費することを表現するパラメータである。これを定量化するためには、海岸近くの詳しい海図が必要になる。荒天時の入射波の波高は数メートルのオーダーであり、これとほぼ同じ水深で砕波する。波の大きさによって砕波点の位置が変わることや、砕波点距離を詳しく評価する海図が無いことなどの理由から、このパラメータの導入は難しい。

また、後者は、崖が高いと多くの岩屑を発生し、これが崖の基部で消波作用をし、崖侵食を保護することを表現するパラメータである。崖の高さは地形図などから比較的簡単に求めることができるので、これを採用することとした。しかし、崖の高さが侵食速度に影響するか否かの議論は古くからなされてきており、これについては (4) の相関分析と議論のところで取り上げることにする。

(3) パラメータの定量化

崖の侵食速度は福島県(1992)が実施した、航空写真読み取り調査の結果を利用した。1961 年から 1992 年まで 16 回にわたって撮影された航空写真から崖の位置を読み取って、崖線位置の移動量から、侵食速度が求められている。基本的に消波ブロックなどの侵食対策の実施される前に撮影された写真のデータを用いたが、崖線位置の移動量を求めた 2 枚の写真撮影区間の途中で、侵食対策が施された場合には、侵食対策以後の期間は崖侵食がないと仮定して、侵食速度を補正した。また、崖の高さはこの調査報告書の中に記載のものを用いた。

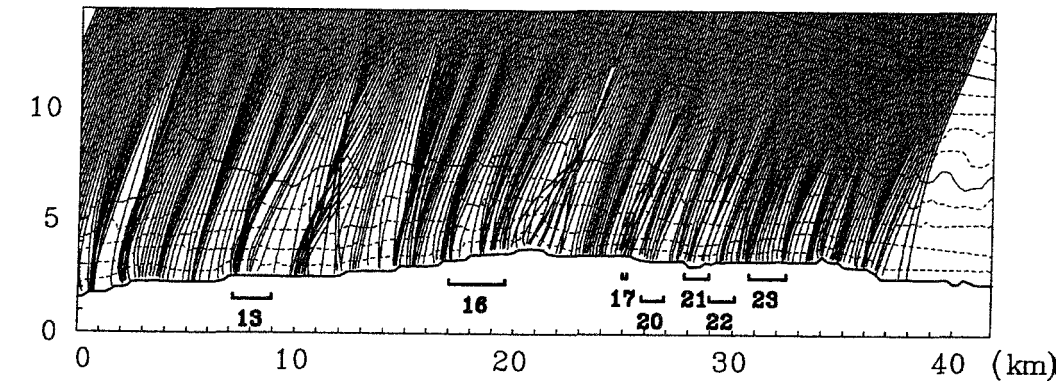
波エネルギーフラックスは、相馬港沖で観測されていて、欠測が少ない 1991 年の日々の波浪データを用い、屈折図を描いて算出した。福島海岸の海図の等深線をディジタイザーで読み込んで、格子状の水深データを補間によって求め、沖側境界から沖波補正をした観測波浪を入射させた。波向き線の微分方程式(Mei, 1983)と屈折係数を与える微分方程式 (Munk and Arthur, 1952) を連立して解き、合田(1970)の砕波指標を用いて砕波点を見つけ、次式により砕波点における岸方向の波エネルギーフラックスを求めた。

$$F = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \frac{f_j}{n_j} \sum_{i=1}^{n_j} (E_B \cdot C_{gB} \cdot \cos^2 \alpha_B)_i \quad (5.3)$$

ここで、 E_B は砕波点での波エネルギー密度、 C_{gB} は砕波点での波エネルギー輸送速度、 α_B は砕波点の波向きで、海岸線に立てた法線から計った角度、 n_j は第 j 日に対象とした崖に入射した波向き線の数、 f_j はエネルギーの集中度を表す係数、添え字 i は一つの崖に入射した個々の波向き線を表す。 N は一年の中の観測日数である。

図—6 に富岡地区における波向き線の例を示す。前に述べた、海底谷の存在のよって、波向き線が複雑に

屈折し、海岸線ではエネルギーの集中と分散が交互に起っていることが分かる。



図一六 富岡地区における屈折図の例。図中の番号は図一四 に示した調査地点番号と対応し、数字の上の横線は崖区間を表す。

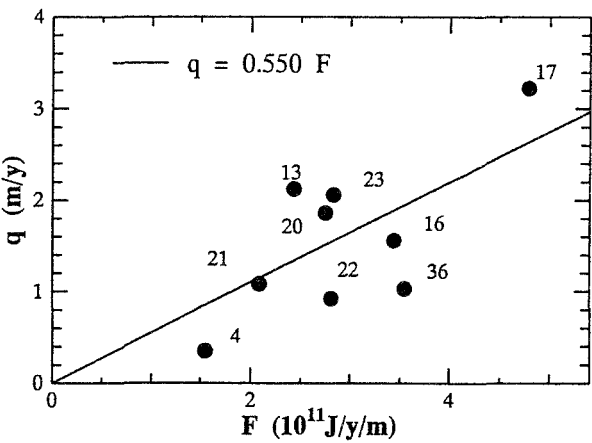
岩の強さの指標である、弾性係数は縦波の伝播速度を測定することにより求めた。各崖の汀線近くの部分から標本を採取した。これを実験室に持ち帰り、簡単な整形と乾燥を行った後、音波センサーを取り付け、インパルス衝撃を与え、縦波の伝播速度を測定した。弾性係数 E は密度 ρ 、縦波伝播速度 V_p 、ポアソン比 ν の関数として与えられる。

$$E = \rho \cdot V_p^2 \cdot \frac{(1 + \nu)(1 - 2\nu)}{1 - \nu} \tag{5.4}$$

(4) 相関分析と議論

図一七に侵食速度と波エネルギーフラックスとの相関を示す。データは少しばらつくが、エネルギーフラックスが大きく、波当たりの強いところで、侵食速度が大きくなる右上がりの傾向がある。

図一八には、侵食速度と弾性係数の逆数の相関を示す。弾性係数が大きく、堅い岩では、侵食速度が小さく、弾性係数が下がるに従って、侵食速度が大きくなる傾向が明確に現れている。No17 の点が回帰直線から大きく離れているが、この地点は図一七で、波エネルギーフラックスが大きい地点で、この影響で侵食速度が大きくなっている。また、No 4 地点も直線から離れるが、これも、波が弱くて侵食速度が小さくなっている地点である。



図一七 侵食速度と碎波点での波エネルギーフラックスの相関。データの横の数字は、図一四に示した検査地点番号。

この、波の強さ、岩の強さの影響を同時に見るために、図-9 に侵食速度と F/E の相関を示す。ばらつきは小さくなり、No17 や No4 の点も回帰直線の近くに寄ってきている。しかし、横軸と縦軸の次元が異なるために、図中に示した回帰直線の係数は次元をもつことになる。これを解消したのが、図-10 である。両軸とも速度の次元を持っている。データは、回帰直線によくのっており、回帰直線の傾きは次元を持たない定数である。

$$q = 0.082 F / EL \tag{5.5}$$

回帰直線からのデータのずれは、図-9 と同程度であり、崖高さの導入は、ばらつきを小さくすることには貢献していない。この一つの理由として、福島海岸の崖の高さがほぼ一定であることが挙げられる。波のエネルギーフラックスや弾性係数は、今回取り上げた標本の中で値が大きく変化しており、その影響を明確に調べることができたが、崖の高さの値域が狭いため、影響が明確ではない。

崖の高さが侵食速度に影響するか否かは従来議論が分かれている。Sunamura (1992) は屏風ヶ浦の例をあげ、高さが 10m から 60m まで変化している崖が平行に後退していることから、崖の高さと侵食速度は相関が無いとしている。

一方、Cosgrove ら(1997) は、イギリスの 757km の崖海岸から、12、112 地点の標本を取り、最近 66 年から 99 年間の侵食速度を調べ、最も高い侵食速度は高さの低い崖で軟岩のものと相関があるとしている。

波は、屈折の影響で岬や凸形の地形のところに集まる性質がある。したがって、一続きの海岸の中で、後退速度が遅い海岸があると、そこに波が集まり、後退速度を速める自律作用が働く。したがって崖の高さと、侵食速度の間に明確な相関が無いとしても、影響がないとは言えない。

いずれにせよ、侵食速度におよぼす崖の

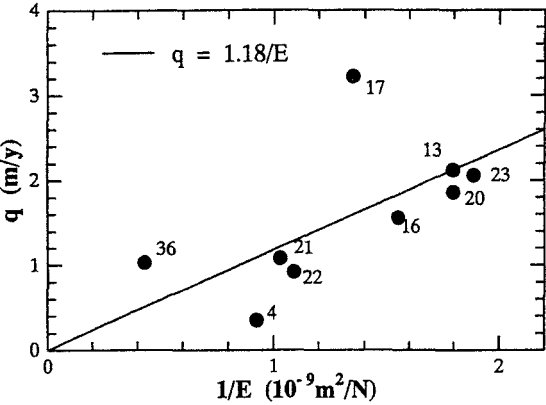


図-8 侵食速度と弾性係数の逆数の相関。

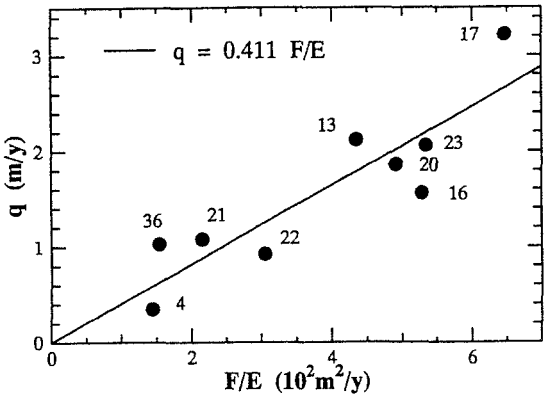


図-9 侵食速度と、エネルギーフラックス：弾性係数比との相関。

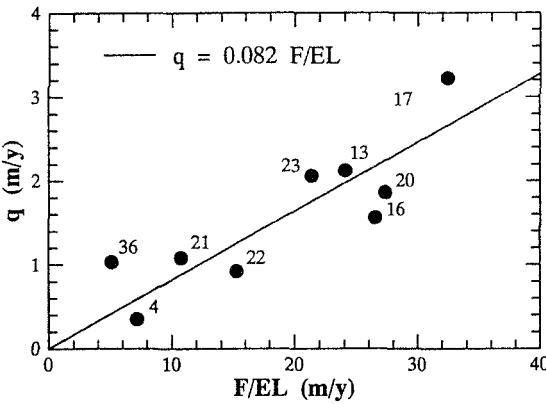


図-10 侵食速度と F/EL との相関。

高さの影響は、波が変形することも考えた詳しい検討が必要であり、それに対応したデータも必要である。

式 (5.5) で、体積侵食量 $\dot{V} \equiv qL$ を定義すると、さらに簡単な式が得られる。

$$\dot{V} = 0.082F/E \quad (5.6)$$

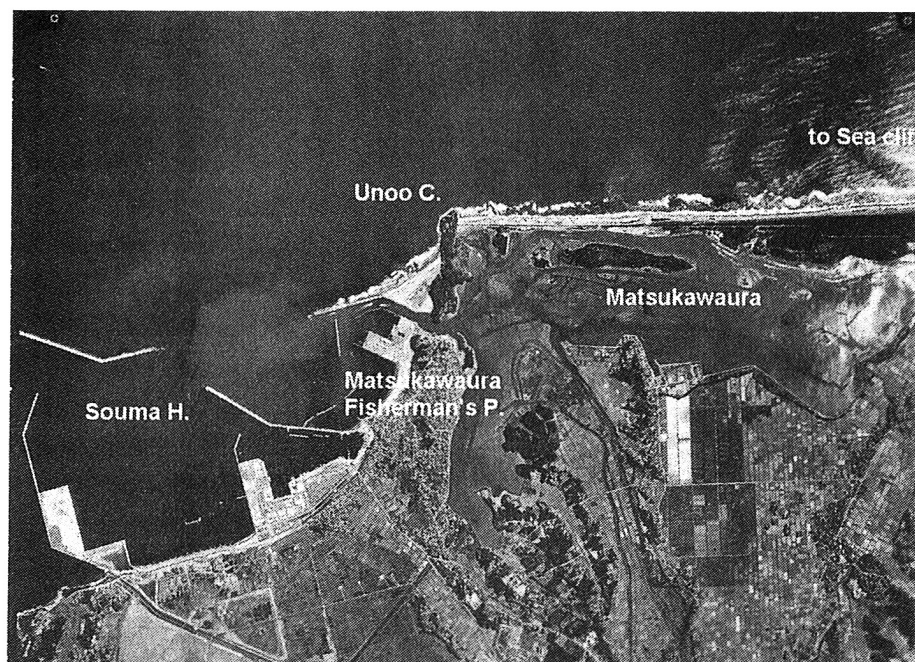
また、(5.5) を変形すると次の無次元パラメータが一定という関係を与える。

$$\Pi_c \equiv \frac{qEL}{F} = 0.082 \quad (5.7)$$

次の節では、ここで削られた土砂がどこに運ばれたかを調べて見よう。

5. 福島海岸の土砂収支

福島海岸総延長は約 160km でその中の崖部延長が 55km である。崖の侵食により生産された土砂量は、侵食速度に崖高さを掛け、崖海岸全体で積分し、昭和 33 年から平成 3 年までの平均で、126 万 m^3/yr と算出されている (福島県、1992)。また、先に引用した豊島ら(1973)の調査結果によると、崖に挟まれた砂浜もほぼ同じ速度で汀線後退しており、これで発生する土砂量を加える必要がある。これは膨大な量であり、この行方を考えて見る。



写真—5 重要港湾相馬港 (左)、松川浦漁港 (中央)、鵜の尾岬、松川浦 (国土地理院撮影、1988)

上の写真は、松川浦周辺を 1988 年に撮った航空写真である。福島海岸の崖海岸は写真の右 (南) に外れたところにある。崖の侵食で生産された土砂の一部が沿岸に沿って北上し、砂嘴を形成し松川浦を作った。この砂は、鵜の尾岬を回りこんで写真の左の方に続く仙台海岸に土砂を供給していた。現在は重要港湾相馬港の防波堤群により、その土砂の流れはほぼ完全に断ち切られている。相馬港に隣接して、右側に松川浦漁

港があるが、土砂による埋没を遅らせるために南側に防波堤が伸びており、ここで毎年実施されてきた深浅測量から、堆積量が調べられており、図-11に示すように、土砂フラックスが16.6万 m^3/yr と算出されている（建設省・宮城県、1993）。

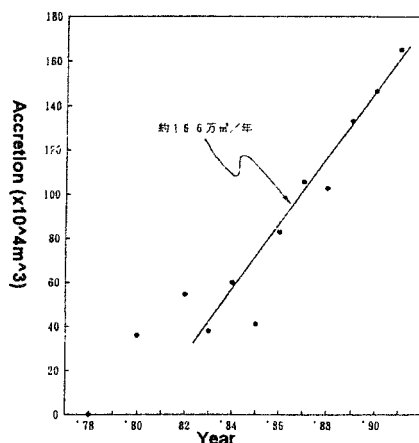


図-11、福島県松川浦漁港南側に堆積した土砂量の経年変化（建設省・宮城県、1993）

宇多(1997)は、原町市の北にある真野川漁港周辺の地形変化から、土砂堆積量を算出し、この地点における沿岸漂砂量を12万 m^3/yr と推定しており、松川浦漁港周辺の漂砂量とも近いことを指摘している。この海域の卓越波の波向きが、東ないし東南東であり、大熊町周辺の海岸が最も東に張り出している。これより北では、沿岸漂砂の卓越方向は北向きであり、この漂砂量が12万～17万 m^3/yr と考えて良い。これは、前期崖侵食による土砂生産量と比べると1/10程度であり、残りの大部分が沖に逃げていることになる。

宇多は、原町市にある北泉海岸沖における海底ボーリングと音波探査調査の結果についても述べており、それによると底質の中央粒径分布は水深6m以浅で0.20-0.25mmで、沖に向かって小さくなり、水深10m付近で0.15mmであるとしている。また、沖合いに最大厚さ2mで幅約100mの細長い砂層が見られるが、それ以外の海域では砂層厚は非常に薄く、直ぐ下に基盤の岩が現れる。これは、この周辺の共通した特長のようで、大熊海岸や富岡漁港の周辺でも同様の報告があるとしている。

水深とその水深に堆積する砂の粒径の間には相関があり、崖で生産された大量の土砂の堆積が浅い海域で見つからないことから、さらに粒径が細くなり、深い海域に逃げていることを推測させる。この行方は気になるところである。

6. まとめ

崖海岸は世界の海岸の8割を占める。この中で、崖の侵食が大きいところは、波が強くて、かつ崖を構成する岩が弱いところである。また、崖の侵食速度が大きくて、近くに居住地や重要な施設があるところでは崖の保全が問題になる。本講義では、世界規模で波の強い所と、弱い崖が分布するところを概説した。また、これらのフィールドで行われてきた研究を調査し、波の強さや、岩の強さが侵食速度とどのように定量的に結び付けられてきたかを整理した。この結果と次元的な考察を用いて、侵食速度に影響を与える因子として、砕波点の波エネルギーフラックスの岸向き成分、岩の弾性係数、崖の高さの3つを選び出し、影響の関数形を決めた。

福島の高海岸を研究フィールドとして、これらの因子を評価し $q = 0.082F / EL$ で表される崖侵食速度式を決定した。この式は次元の整合を取ってあるので、無次元数を定義することができ

$$\Pi_c \equiv \frac{qEL}{F} = 0.082$$

という簡単な関係を与える。

福島の高海岸で生産された土砂量は、126 万 m^3/yr と推定され、そのうち 12~17 万 m^3/yr が沿岸に沿って北に運ばれ高海岸に供給されていた。

参考文献

- 1) Benumof T. Benjamin and Griggs B. Gary (1999): The dependence of sea cliff erosion rates on cliff material properties and physical process: San Diego County, California, Shore & Beach Vol.67, No.4, pp.29-41.
- 2) Bird Eric (2000): Coastal Geomorphology, John Wiley & Sons, Ltd, 322p.
- 3) Cosgrove Anthony R.P., Bennett Matthew R. and Doyle Peter (1997): The rate and distribution of coastal cliff erosion in England: a cause for concern?, Issues in environmental geology: a British perspective, pp.303-332.
- 4) Day W. Robert and Poland M. Dessis (1995): Sea cliff erosion caused by a storm drain failure, Environmental & Engineering Geoscience, Vol. 1., No.4, pp.524-529.
- 5) Emery K.O. and Kuhn G.G. (1982): Sea Cliffs: their processes, profiles and classification, Geological Society of America, Bulletin 93, pp.644-54.
- 6) Gelinas P.J. and Quigley R.M.(1973): The influence of geology on erosion rates along the north shore of lake Erie, Proc. 16th Conf. Great Lake Res. pp.421-430.
- 7) Griggs, G.B. and Trenhaile, A.S.(1994): Coastal cliffs and platforms, In: R.W.G. Carter and C.D. Woodroffe(eds) Coastal Evolution. Late Quaternary shoreline morphodynamics, Cambridge University Press, Cambridge, pp.425-450.
- 8) Holt E. William (1995): The kinematics of northern South Island, New Zealand, determined from geologic strain rates, Journal of Geophysical Research, Vol.100, No.B9, pp.17991-18010.
- 9) Jones D.G. and Williams A.T. (1991): Statistical analysis of factors influencing cliff erosion along a section of the West Wales Coast, U.K., Earth Surface Processes and Landforms, Vol. 16, pp.95-111.
- 10) Jones J. Richard, Cameron Barry and Fisher J. John (1993): Analysis of cliff retreat and shoreline erosion: Thompson Island, Massachusetts, U.S.A., Journal of Coastal Research, Vol.9, No.1, pp.87-96.
- 11) Kamphuis J.W. (1987): Recession rate of glacial till bluffs, Journal of Waterways, Port, Coastal and Ocean Engineering, Vol.113, No.1, pp.60-73.
- 12) Komar D. Paul and Shih Shyue-Ming (1993): Cliff erosion along the Oregon Coast: A tectonic-sea level imprint plus local controls by beach processes, Journal of Coastal Research, Vol.9, No.3, pp.747-765.
- 13) Mano Akira and Suzuki Shigeya(1998): A dimensionless parameter describing sea cliff erosion, Coastal Engineering '98, Proceedings of the Conference American Society of Civil Engineers, pp.2520-2553.

- 14) Mano Akira and Suzuki Shigeya (1999): Erosion characteristics of sea cliff on the Fukushima Coast, Coastal Engineering Journal, Vol.41, No.1, pp.43-63.
- 15) Mei, C.C. (1983): The Applied Dynamics of Ocean Waves, Jon Wiley & Sons, New York, 740p.
- 16) Munk, W.H. and Aurther, R.S. (1952): Wave intensity along a refracted ray, in Gravity Waves National Bureau of Standards, Circular 521, pp.95-108.
- 17) Shih Shyuer-Ming and Komar D. Paul (1994): Sediments, beach morphology and sea cliff erosion within an Oregon Coast littoral cell, Journal of Coastal Research, Vol.10, No.1, pp.144-157.
- 18) Sparks, B.W. (1960): Geomorphology, Longmans, Green and Co Ltd, 561p.
- 19) Sunamura, T. (1977): A relationship between wave-induced cliff erosion and erosive force of waves, Journal of Geology, Vol.85, pp.613-618.
- 20) Sunamura T.(1992): Geomorphology of Rocky Coast, John Wiley & Sons, 302p.
- 21) Trenhaile Alan S. (1987): The Geomorphology of Rock Coasts, Clarendon Press, Oxford, 384p.
- 22) Viles Heather and Spencer Tom (1995): Coastal Problems: Geomorphology, Ecology and Society at the Coast, Chapter Four, Rocky Coasts: Cliffs and Platforms, pp.110-155.
- 23) Lama, R.D. and Vutukuri V.S. 著、増田秀夫・田中荘一訳(1992):岩の力学的性質Ⅱ—試験に関する技術と結果、岩石・岩盤技術者のためのハンドブック、古今書店、440p.
- 24) 今島 実(1998): サンゴ礁、世界大百科事典、Ver.1.0、日立デジタル平凡社.
- 25) 宇多高明(1998): 日本の海岸侵食、山海堂、442p.
- 26) 大槻憲四郎・中田 高・今泉俊文(1977): 東北地方南東部の第四紀地殻変動とブロックモデル、地球科学、Vol.31、pp.1-14.
- 27) 岡 重文・桂島茂・垣見俊弘・相原輝雄・宇野沢昭 (1981): 福島県東海岸地域の段丘変形、地質調査所月報、第 32 巻、第 5 号、pp.275-292.
- 28) 久保和也・柳沢幸夫・吉岡敏和・高橋 浩(1994): 浪江及び磐木富岡地域の地質、地域地質研究報告、5 万分の 1 地質図幅、新潟(7)第 46・47 号、地質調査所、104p.
- 29) 久保和也・柳沢幸夫・吉岡敏和・山元孝広・滝沢文教(1990): 原町及び大甕地域の地質、地域地質研究報告、5 万分の 1 地質図幅、新潟(7)第 35・36 号、地質調査所、155p.
- 30) 建設省東北地方建設局・宮城県土木部(1993): 仙台湾沿岸技術検討委員会報告書、161p.
- 31) 合田良実(1970): 碎波指標の整理について、土木学会論文報告集、第 180 号、pp.39-49.
- 32) 鈴木成典・真野 明(1996): 福島県における波浪と海食崖の応答解析、海岸工学論文集、第 43 巻、pp.561-565.
- 33) 東北地方土木地質図編纂委員会(1988): 東北地方土木地質図解説書.
- 34) 日本気象協会(1996a): 衛星データを用いた波浪情報利用に関する研究報告書、インターネット版 (<http://lib1.nippon-foundation.or.jp/1996/0432/mokuji.htm>).
- 35) 日本気象協会(1996b): 波候の変動特性に関する研究 (その 2) 報告書、インターネット版 (<http://lib1.nippon-foundation.or.jp/1996/0431/mokuji.htm>).
- 36) 豊島 修・奥田光男・武藤徳一(1973): 福島海岸の侵食と海岸特性について、第 20 回海岸工学講演会論文集、pp.507-511.
- 37) 福島県(1992): 平成 4 年度海岸侵食状況調査業務 (航空写真による読み取り調査) 概要版.
- 38) 柳沢幸夫・山元孝広・板野靖行・田沢純一・吉岡敏和・久保和也・滝沢文教(1996): 相馬中村地域の地質、地域地質研究報告、5 万分の 1 地質図幅、新潟(7)第 25 号、地質調査所、144p.