

地質学的立場からみた海崖の侵食パターンについて —常磐海岸 末続～広野間—

大島 洋 志

1. ま え が き

わが国は四方を海で囲まれ、その海岸長は実に26,000kmにおよび、面積が21倍もあるアメリカ合衆国のそれの約70%にあたっている。これらの海岸は激しい侵食をうけており、国土保全の立場から大きな問題とされている。

海岸を砂のついた砂浜と岩よりなる海崖とに分けてみた場合、砂浜の侵食は重大な問題であり、かなり研究されているが、海崖の侵食については、砂浜海岸より生活圏の割合が小さいこともあって、全国的に千葉県屏風ヶ浦、愛知県渥美半島南岸、兵庫県明石海岸、等の地区の大規模な海崖後退があるにもかかわらず、二、三の研究があるだけでそれほど問題とされてなかった。しかし土地の広域利用と共に海崖の侵食も無視できなくなりつつある。

福島県常磐海岸のうち木戸川～夕筋間の海岸後退は図-1に示したとおりである。これは昭和22年以降、佐倉に撮影された航空写真をもとにしたものである。これよりわかるように末続～広野間に位置する台の山トンネル地区は他と比較してかなり著しい後退を示している。著しい侵食が始まったのは昭和41年以降であり、海浜の消滅と共に、海岸段丘が侵食をうけ始め、田畑などがなくなった。夕筋部落では常磐線よりも海側にあった数戸の民家がすべて昭和47年までに山側に移転している。昭和47年の6、9号台風により、台の山トンネル入口付近の海岸線が著しく後退し、線路防災上の問題となった。この経緯は写真1～4で知ることができる。また折木川から夕筋川までの最近10年の海崖後退を詳細にあたってみると図-2のようになる。

このように常磐海岸は、最近10年間の平均で4m/年にもおよぶ著しい海崖後退を示しているところがあり、なかでも常磐線の近接した夕筋～台の山地区は線路防災上の問題となるため国鉄本社および水戸鉄道管理局主催による「海岸侵食防災対策委員会」を設け、侵食の原因防止対策、等を調査審議し、防災対策および恒久対策を推進している。

本誌は、この委員会のなかの地質部会の中を明うかにしたことをまとめたものであるが、特にこの地区の海崖侵食は、地質的にはほとんど類似したものであるものの、波浪侵食による海崖崩落に三つのタイプがあり、このタイプは岩種ではなく、岩盤中にみられる割れ目系のパターンに強く支配されていることが明瞭にされたので、これを重点として、この地区で行なった地形・地質調査の結果と、海崖侵食に対する地質的背景について述べてゆくことにする。

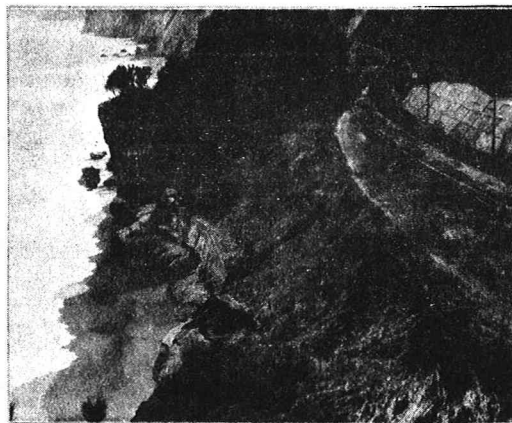


写真1 昭和46年12月の台山トンネル入口付近の海岸状況(トンネル口から起点方を望む)

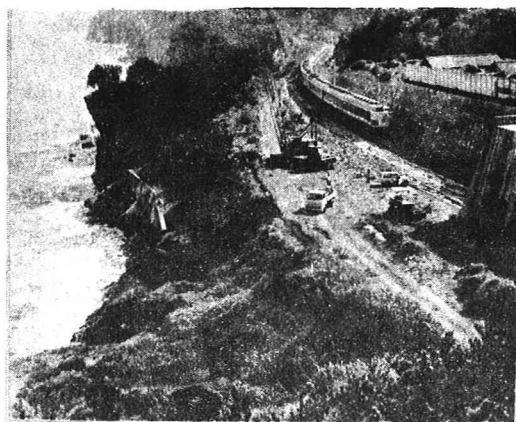


写真2 昭和47年8月の状況(台風6、9号にて土留壁の裏側の空洞が大きくなる)

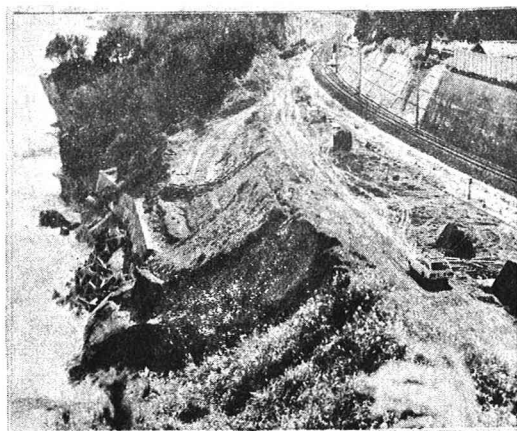
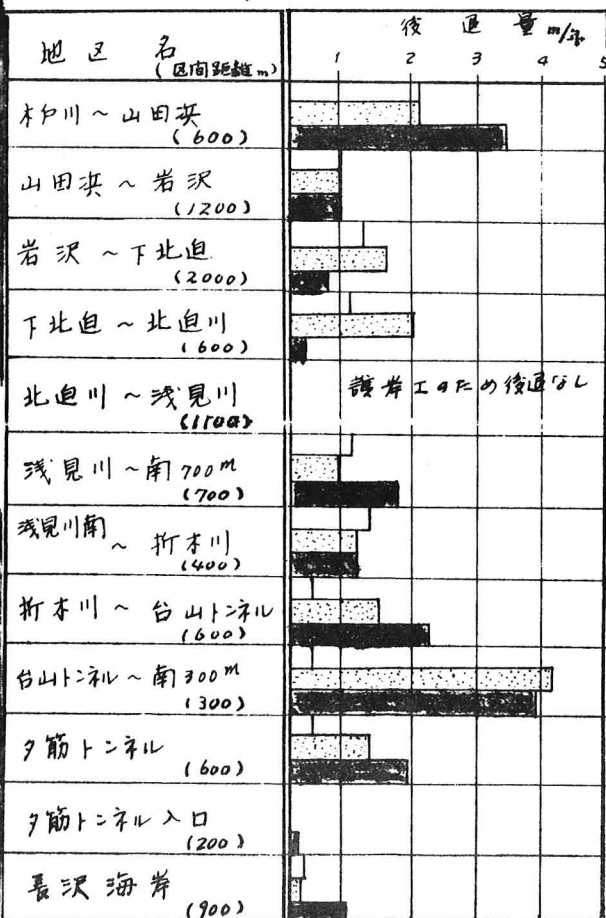


写真3 昭和47年10月の状況(トンネル入口のすぐ下が大きく侵食を受け、線路に危険がせまる)

図-1 常磐海岸 木戸~夕筋間の海岸後退



□ S22~41 [Patterned box] S.41~45 [Solid black box] S.45~48

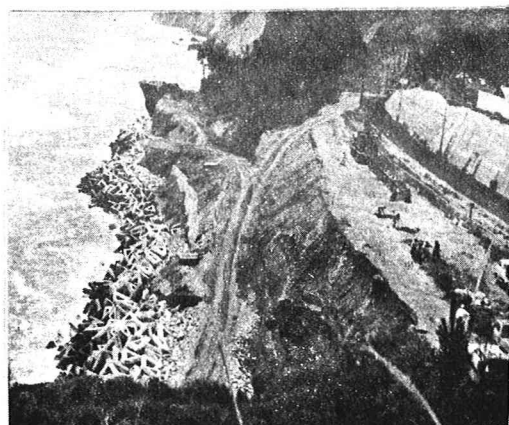


写真4 昭和48年6月の状況(応急対策工として三角中空ブロックによる消波工を施す)

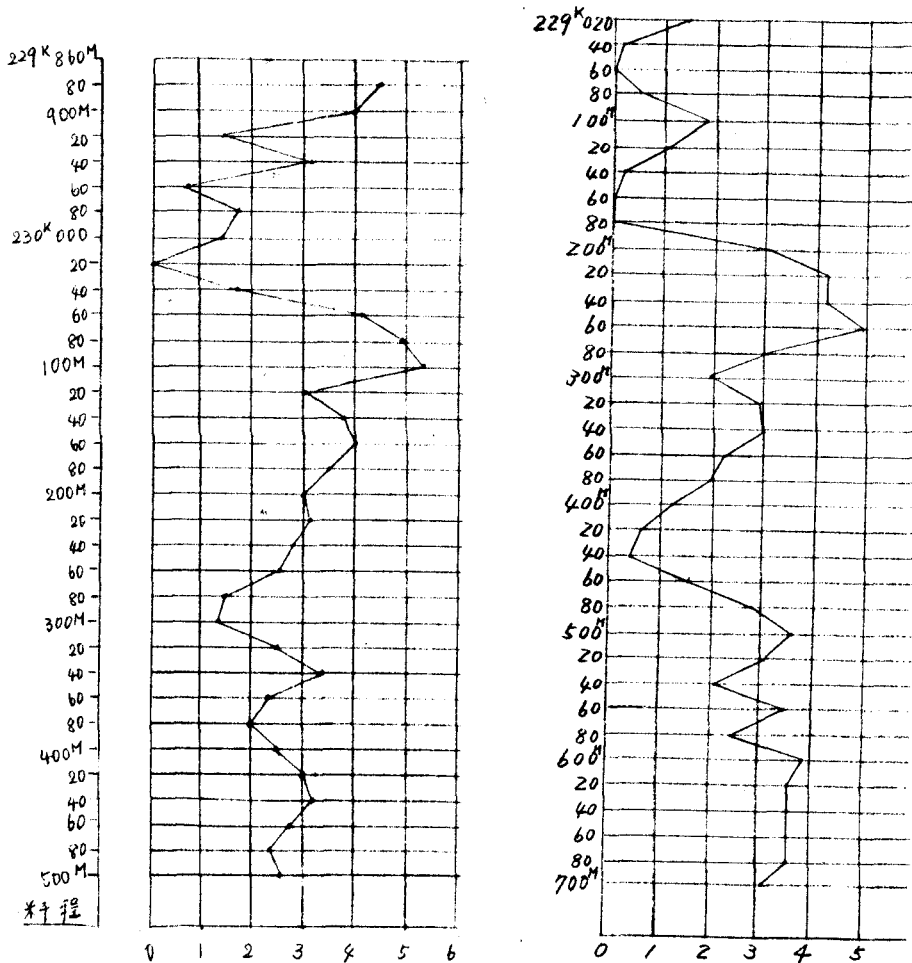


図-2 台の山～夕筋トンネル地区崖上線後退速度 (m/年, S.39.10~S.48.1)

2. 末続～広野間の海岸侵食に対する地質調査

2.1 調査内容

海岸は本来侵食されてゆく運命にあり、適当な土砂の供給がないければ、次第に侵食は進んでゆくものと考えられる。土砂の移動の主力は波であり、副次的なものとして潮汐や潮流および沿岸流の作用が考えられる。

適当な土砂の補給源となるものは、河川掃流土砂や海崖の基部侵食によって生じる崩落土砂であり、一般にはこれらの土砂のバランスによって海岸線のバランスが保たれている。

水による侵食には化学的侵食と機械的侵食があり、その働らく方向によって下刻作用と側刻作用とがある。このうち侵食の大半が機械的なものであるが、これは①勾配が急で、②流量が多く、③掃流・浮遊物質（ロード）が多く、④地質が軟弱であるほど迅速であるとされている。この考えは海岸侵食にもあてはめることができ、①波の力が大きく、②海水中のロードが多く、③岩盤の抵抗力が小さいほど侵食をうけやすいといえる。

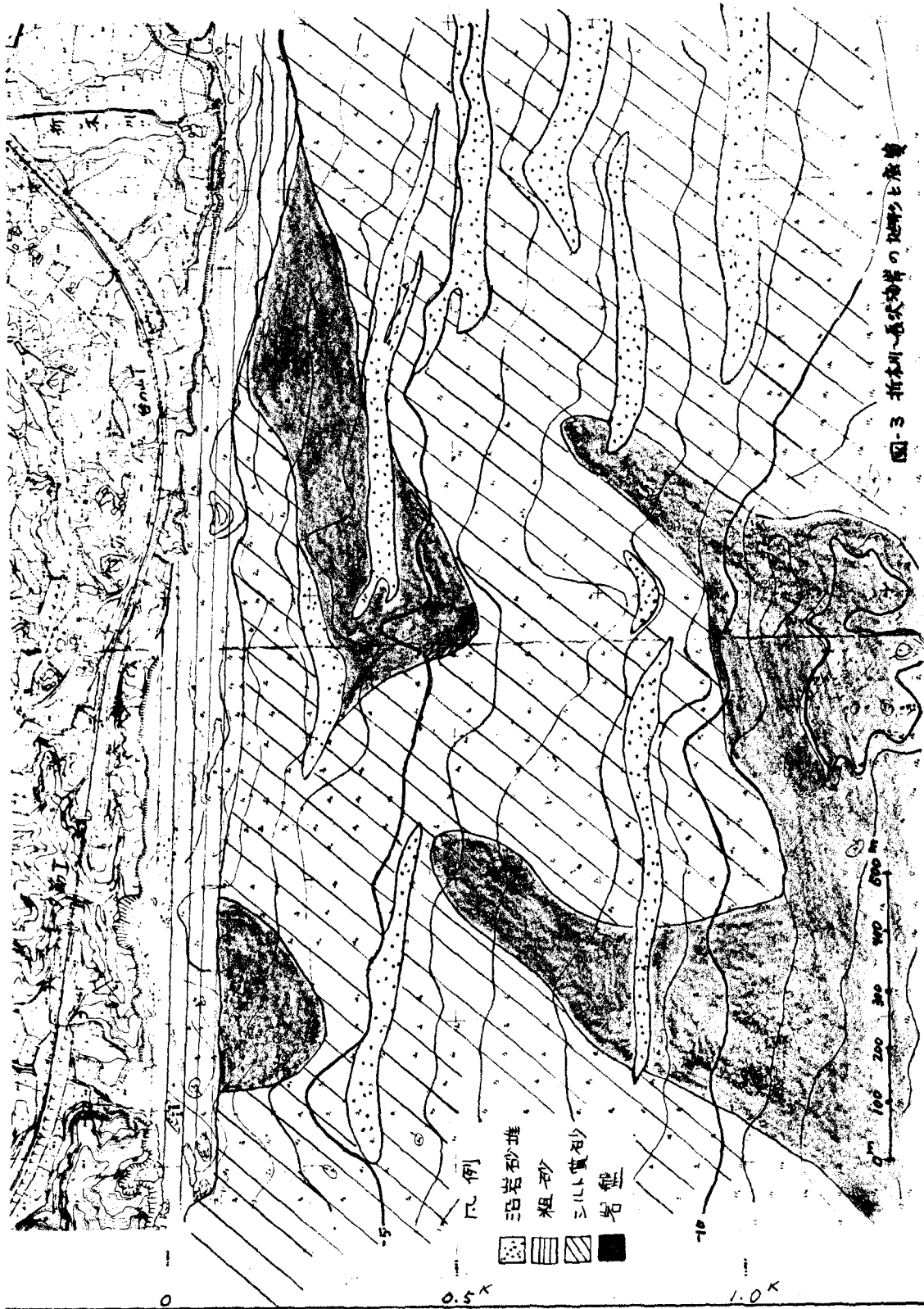


図-3 折本川～長崎海岸の地質断面図

このような海岸侵食の営力およびバランスを考慮した場合、地形・地質的に何種となるのは、①海底の地形と地質および底質土の分布、②陸上の地形・地質 ③岩盤の強度と割れ目 ④地下水の変動、等であり、次のような調査を行ない、成果を得た。

2.2 地形

この地域は阿武隈山地東縁にあたり、海拔40~80m前後の平坦な頂部となした海岸段丘よりなる丘陵地で、いわゆる隆起海岸である。海岸線は単純で海浜がほとんど存在せず、波浪侵食による切り立った崖をもって直接海に接している。この区域の北側・折木川~台の山トンネル間は、ほぼ垂直な崖を形成しているのに対し、南側・夕陽地区は、これよりややゆるやかな約70°程度の崖を形成している。

海底の地形は図-3のように、沖合約1.5kmまでの平均海底勾配が1/100と非常にゆるやかで、かつ、夕陽~長沢海岸の一部を除いて、隆起海岸の前面に一般的にみられる被食台がみられず、なめらかなものになっているのが特徴である。

2.3 地質および地質構造

この地域を構成する地質は新第三紀の湯長谷層群・平層および多賀層群・広野層からなる砂岩・シルト岩と、段丘を構成する本国産な第四紀層とからなっている。夕陽~折木川周辺の海岸一帯の地質は図-4に示したとおりである。このうち第三紀の地層は、ほぼNW~SEの走向で東に20~50°傾斜するため、海岸および北側に同かい漸次新しい地層が分布することになる。

2.3.1 平層・三沢砂岩層 (Mss, Mls, Meg, Msc)

本層は半固結の中・粗粒で黄褐色~青灰色の砂岩が主で、中間に厚さ10~15cmの円礫岩を2枚挟んでいる。また熱水作用を受けて硬化した砂岩が塊状に存在している。砂岩は、①中粒砂を主体とし、ところにより偽層や貝化石を含んでおり、ボーリングでも棒状コアとして採取されるもの(図4ではMss)と、②中~粗粒のゆるい砂層で、比較的粒径がそろっており、ボーリングコアの採取不能なもの(Mls)と③前述の熱水作用による硬化砂岩(Msc)に分けられる。円礫岩は常盤線229km付近の長沢海岸から夕陽部落の西方へかけて、丘陵の尾根部に約1km分布している。円礫岩(Meg)は、安山岩の円礫(礫径10~20cm)を火山灰をマトリックスにして強く固まったものである。以上の岩種の中ではMsc > Meg > Mss > Mlsの耐侵食強度をもっている。

2.3.2 多賀層群・広野層 (Hss, Hd)

本層は未~半固結の黄褐色~暗青灰色のシルト岩が主体で、細粒砂岩および泥岩を挟在している。また厚さ1m以内の礫層を数枚挟んでいる。台の山トンネル付近に分布するものは暗灰色のシルト岩で、半固結状のものである。これには厚さ30~40cmの石英質砂岩(というよりは砂層)を互層状に挟んでおり、これは水を含むと軟弱となり、シルト岩よりも容易に

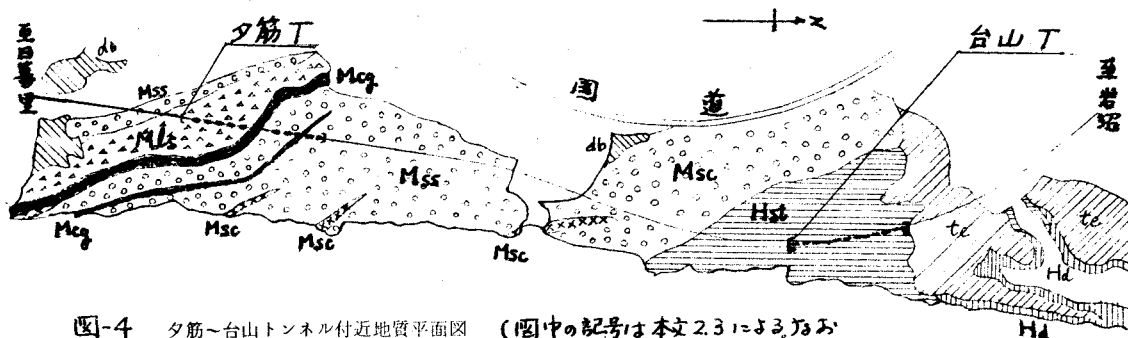


図-4 夕筋～台山トンネル付近地質平面図 (図中の記号は本文2.3によるもの
tcは海岸段丘, dbは岩鏡を示す)

侵食を受ける。折木川右岸付近の広野層はかなり珪藻質で同層の中にも特異な性質をもっている。これは岩石試験その他からも差が明らかであるため珪藻質のものをHdとし、シルト岩Hstと区別して地質図に示した。

2.3.3 海底の地質と底質

図-3は音波探査および採泥器による試料の観察から作製したものである。図-3の範囲の海底の基盤は海岸一帯に分布する第三紀層から構成されており、直接海底下に露出していることが多い。音波探査の記録紙には海側にゆるく傾く線状のパターンがよく認められるが地層の硬軟の境界、いいかえれば砂岩と泥岩の互層状態を示しているものである。線状パターンの走向はNW-SE方向で、すべて海側に $10 \sim 20^\circ$ の傾斜を示している。

海底堆積物は基盤岩の鞍部や、暗礁の裾部いうすくみられる。これは主として細砂およびシルトから構成されているが、末続川、折木川などの河口沖合いでは粗砂がみられる。海底堆積物は等深線とさほど関係なく分布しているが、沿岸砂堆は等深線に沿って分布している。岩盤面にはくぼみが等深線と平行してみられるところがいくつもみられる。これは破壊による波の下刻によって生じたもので、破壊点の移動があったことを示しているのではなかろうか。もちろんこれらのくぼみは砂で埋められている。

2.4 岩石試験

岩石試験は平層三沢砂岩層と広野層の珪藻質岩とシルト岩などの物理的な強度がどれくらいあるかを調査するために、折木川口付近から夕筋トンネル入口付近にかけてボーリングおよびサンプリングによる25点の岩石に對して、自然含水比、密度、超音波伝播速度、圧縮試験、引張試験を行なった。超音波伝播速度以下の試験については自然状態のまま、湿潤状態(試料を48時間以上水中に放置したもの)のものについて行なった。

2.4.1 自然含水比

自然含水比で特徴的なことは、折木川河口付近の珪藻質シルト岩が60%という高い含水比を示すことである。台山～夕筋地区のものは15～40%台にあり、60%という値がいかにも特異なものであることがわかる。

2.4.2 密度

各岩層の自然密度は表-1のとおりで、珪化した三沢砂岩(Msc)を除いていずれも2以下である。

表1 地質別の密度

地 層	岩 相	密 度 範 囲	平 均
多 賀 層 群	珪 藻 質 シ ル ト	1.45~1.68	1.55
	砂岩・シルト岩互層	1.60~1.83	1.73
	中～粗粒砂岩	1.63~2.02	1.83
三 沢 砂 岩 層	未固結粗粒砂岩	1.38	
	火 山 円 礫 岩	1.99~2.04	
	珪 化 砂 岩	2.46	

2.4.3 音波伝播速度

各岩層についての超音波伝播速度の測定結果は表-2のとおりである。湿潤状態の V_p と V_s との比をとってみると表-3

表2 地質別超音波伝播速度

岩 相	横波 (V_s) (km/sec)		縦波 (V_p) (km/sec)	
	自然状態	湿潤状態	自然状態	湿潤状態
多賀層群 珪藻質シルト岩	0.33~0.54	0.31~0.42	0.74~1.64	0.69~1.15
多賀層群 細粒砂岩とシルト岩の互層	0.32~0.53	0.29~0.47	0.53~1.43	0.66~1.19
三沢砂岩層 中～粗粒砂岩	0.47~0.89	0.42~0.98	0.98~1.32	0.70~2.26
三沢砂岩層 未固結粗粒砂岩	0.22	—	1.44	—
三沢砂岩層 火山円礫岩	1.14~1.21	0.93~0.99	2.02~2.10	1.96~2.26
三沢砂岩層 珪化砂岩	2.32	2.23	4.64	4.32

のようになる。一般に

$V_p/V_s \approx 2$ とされており、この試験でも大局的には類似しているといえるが、珪藻質土が2.52と非常に大きいのが目立っている。これは珪藻質土が含水量であるため、 V_p が大きく、 V_s が小さくなることに起因していると考えられる。

また自然状態と湿潤状態とも比較してみると表4のように一般的傾向と比べて逆になる。すなわちいずれも湿潤状態の方が1~2割減の傾向を示している。これは岩石の固結性が低いと含水すると岩石の固結性がゆるんでしまうためと判断される。なかでも珪藻質シルト岩の低下は V_p で77%と非常に大きく、後述の圧縮強度、引張強度の結果ともつじつまがあう。

表3 湿潤状態における V_p/V_s

岩 相	V_p/V_s
多賀層群 珪藻質シルト岩	2.52
多賀層群 砂岩・シルト岩互層	2.16
三沢砂岩層 円 礫 岩	2.2
三沢砂岩層 粗 粒 砂 岩	1.84
三沢砂岩層 シ ル ト 岩	2.3

表4 湿潤状態と自然状態の伝播速度比

岩 相	湿潤状態/自然状態	
	V_s	V_p
多賀層群 珪藻質シルト岩	0.88	0.77
多賀層群 砂岩・シルト岩	0.91	0.89
三沢砂岩層 円 礫 岩	0.82	0.93
三沢砂岩層 粗 粒 砂 岩	0.86	0.84

は珪藻質土が含水量であるため、 V_p が大きく、 V_s が小さくなることに起因していると考えられる。

また自然状態と湿潤状態とも比較してみると表4のように一般的傾向と比べて逆になる。すなわちいずれも湿潤状態の方が1~2割減の傾向を示している。これは岩石の固結性が低いと含水すると岩石の固結性がゆるんでしまうためと判断される。なかでも珪藻質シルト岩の低下は V_p で77%と非常に大きく、後述の圧縮強度、引張強度の結果ともつじつまがあう。

2.4.4 圧縮強度試験

各岩層の圧縮強度の試験結果は表-5のとおりである。火山円礫岩、硬質砂岩を除くと、各層ともばらつきはあるものの、自然状態で最大20 kg/cm^2 で、ほとんどの共通した強さをもっている。しかし多賀層群広野層中に挟まっている砂層はわずか2 kg/cm^2 しかなく、この薄層が非常に弱いことがわかる。三沢砂岩中のMlsも同様の強度しかなく、ボーリングによってコアが

とれる理由がわかる。

表 5 地質別圧縮強度

また自然状態と湿潤状態とも比較してみた場合各層に差があることがわかる。一般に自然状態と湿潤状態では、湿潤状態が小さい値を示しているが、多賀層群広野層の珪藻質シルト岩では自然状態に比して、平均すると25%減となるが、むしろあまり差がないといった方がよい。しかし細粒砂岩とシルト岩の互層では約35%、三沢砂岩層の中～粗粒砂岩で40%程度減少している。また火山円礫岩、硬質砂岩についても40～60%の減少を示しており、湿潤状態になると強度が低下する状態が明瞭である。ただし円礫岩にしろ、硬質砂岩にしろ、圧縮強度は他の地層に比較してオーダが異なり、湿潤状態でも円礫岩で約80%/ cm^2 、硬質砂岩で590%/ cm^2 と圧倒的に強いものである。

岩 相		圧 縮 強 度 (%)	
		自 然 状 態	湿 潤 状 態
多賀層群	珪藻質シルト岩	11.1～22.0	5.43～18.0
	細粒砂岩とシルト岩の互層	5.30～17.9	2.10～12.7
三沢砂岩層	中粒～粗粒砂岩	12.2～20.0	9.15～16.3
	未固結粗粒砂岩	2.12	—
	火山円礫岩	172.1～221.5	68.5～87.5
	硬質砂岩	1030	592

珪藻質シルト岩では自然状態に比して、平均すると25%減となるが、むしろあまり差がないといった方がよい。しかし細粒砂岩とシルト岩の互層では約35%、三沢砂岩層の中～粗粒砂岩で40%程度減少している。また火山円礫岩、硬質砂岩についても40～60%の減少を示しており、湿潤状態になると強度が低下する状態が明瞭である。ただし円礫岩にしろ、硬質砂岩にしろ、圧縮強度は他の地層に比較してオーダが異なり、湿潤状態でも円礫岩で約80%/ cm^2 、硬質砂岩で590%/ cm^2 と圧倒的に強いものである。

2.4.5 引張強度試験

表 6 地質別引張強度

圧裂試験によって得られた各岩層の引張強度は表-6のとおりである。

引張強度も圧縮試験と同様に、円礫岩、硬質砂岩は他と比較に比べるほど強く、侵食に強い地層であることを示している。他の地層は最大3%/ cm^2 と小さい

岩 相		引 張 強 度 (%)	
		自 然 状 態	湿 潤 状 態
多賀層群	珪藻質シルト岩	0.99～4.18 (3.10)	0.55～2.26 (0.61)
	細粒砂岩とシルト岩の互層	0.69～2.09 (1.20)	0.34～0.70 (0.50)
三沢砂岩層	中粒～粗粒砂岩	0.73～10.4 (2.08)	0.61～7.85 (1.32)
	未固結粗粒砂岩	0.27	—
	火山円礫岩	21.0～32.1	16.7～83.5
	硬質砂岩	106.5	78.1

値であるが、小さい値の中でも自然状態と比較すると、珪藻質シルト岩は3%/ cm^2 、多賀層群砂岩・シルト岩は1%/ cm^2 、三沢砂岩で2%/ cm^2 と変化がある。しかし湿潤状態では、多賀層群の珪藻質岩と砂岩・シルト岩の互層はほぼ同じになり、三沢砂岩よりも低い値になっている。これによると珪藻質岩の自然状態に対する湿潤状態の引張強度の低下率は80%、砂岩・シルト岩の互層で60%減と非常に大きく、円礫岩、硬質砂岩の30～50%減、三沢砂岩中～粗粒砂岩の35%減に比較して特徴的である。

2.5 割れ目系の調査

割れ目系調査は、広野層および三沢砂岩層を対象に実施した。この調査では、波浪等の侵食作用による海崖の崩落、後退が、岩盤に発達する地質学的分離面（節理や層理など）と相互に関連をもって進行しているものと考えられるので、広野層および三沢砂岩層に発達する節理や層理などの割れ目系をできるだけ明らかにし、その一般的な性状を把握することを目的としている。

ここでは調査区域を南より夕筋地区、台の山地区、折木川河口の三地区に区分したが、これは調査の結果、割れ目系を三つのタイプに分けるのが適当と判断したからである。

2.5.1 折木川河口地区（常盤線 $230^{\circ}300 \sim 230^{\circ}700$ 海岸）

この地区は三地区の中ではもっとも節理の顕著な発達地区である。

地質は多賀層群広野層で、均質な、半固結性の珪藻質シルト岩で、上位に段立礫層が分布している。

割れ目系は、1～3m間隔で規模の大きな節理が発達し、それに平行に10～20m間隔で小規模な節理が発達している。この節理は二系統あり、① $N0^{\circ} \sim 10^{\circ}E$, $40^{\circ} \sim 70^{\circ}W$, ② $N80^{\circ}E$, $80^{\circ}S$ で、②のものが非常に卓越している。①の割れ目系は節理というよりむしろ層理面と考えた方がよい。

2.5.2 台の山地区（常盤線 $229^{\circ}700 \sim 230^{\circ}300$ 海岸）

この地区を構成する地質は、多賀層群広野層が主体である。岩相は細粒砂岩とシルト岩の互層で、シルト岩が優勢である。砂岩は未固結で水分を含むと軟弱となり、侵食を助長する要因となっている。割れ目系は、① EW で 40° および $70^{\circ}N$ 、間隔2～3mの節理（海岸線に直角なもの）と② $N10^{\circ}W$, $40^{\circ}E$ で、0.5m±の間隔の層理（海岸線に平行して落ち込んでいるもの）と③海岸線に平行した垂直の潜在的節理の三系列がある。

この地区は線路に海岸線が最も近接しているため、ボーリングを为数実施するとともに、砂岩層のはさみ、岩盤中の割れ目、地下水位および含水状況を知るために電気検層を行ってみた。この結果は、海岸線に接近したボーリング孔では一般的な傾向と異なり、電極間隔の大きいものほど比抵抗が少し大きな値を示している。この原因は、ボーリング水により孔壁周辺が軟弱化し、あるいは岩盤に二次的な割れ目が発生し、地層が弱くなったため、電極間隔の小さいものほど比抵抗値が小さくなるということと説明できるかもしれない。したがって全体としては地盤中には水がないと判断される。

2.5.3 夕筋地区（常盤線 $229^{\circ}000 \sim 229^{\circ}700$ 海岸）

この地区の地質は三沢砂岩層から構成され（主体は中～粗粒砂岩で、他に円礫岩、珪化硬質砂岩）ている。割れ目系は層理面だけが顕著で、走向 NS 、傾斜 $60 \sim 70^{\circ}E$ で海側への流れ盤となっており、この地区の崖の傾斜角の $60 \sim 70^{\circ}$ と一致している。なおこの層理の平均割れ目間隔は±1mである。この他に $N70^{\circ}E$, 90° の節理がみられる。

上述のように折木川～夕筋地区は割れ目系統から三地区に明確に分けることができる。すなわち折木川地区は海岸線に直交する垂直状の節理が圧倒的に優勢で、他には山側にゆるく傾斜するものが少々あるだけで、他地区よりは割れ目系の面では優利と思われる。台の山地区は海岸へ約 40° で傾斜する層理面が 0.5m ±であり、海岸線に直交するものは $2\sim 3\text{m}$ おきにある。夕筋地区のものは海岸へ傾斜する層理面は 1m ±であるが、傾斜が急で台の山地区より条件的には悪いと考えられる。

3. 海崖後退に関する地質的解析

3.1 海底地形等の波の営力に与える影響

図-3に示したように底質上の分布は折木川・夕筋川などの地表地形にあまり影響をうけておらず、海岸線に平行した分布を示しているが、これを崩している二つの海底地形がある。一つは常盤線 229K 付近の海岸部に存在する小規模の岩礁である。これは M_{cg} , M_{sc} といった強い地層が海岸部に残ったもので、一種の波食台といえる。もう一つは台の山トンネル沖合 1km 付近にある南北 400m 、東西 200m の長円形の浅瀬である。この二つの地形の付近は海底堆積物はなく岩盤が露出している。これらの海底地形の存在により、海岸への波の収束・発散度に差が生じている。すなわち波食台は自然の消波工として作用するため 229K 付近の海岸部の波の営力はかなり減殺されたものになっている。浅瀬の影響は浅瀬の海岸線に平行する中に一致した 400m 程度の間隔で波の収束と発散をくり返しており、台の山トンネル入口付近(写真1~4の地域)はちょうど図-3において浅瀬の南側の岩盤露出部の延長上にあり、ちょうど波の収束地域になっていると考えられる。

たゞし当地の海岸線は大極端には南北に一直線である。このことは波浪の収束域だけが常に著しく後退しているわけではなく、収束域の移動あるいは他の原因により、長い目でみればどの海岸も一樣な侵食がくり返されているということになる。

3.2 ノッチの形成について

海崖の後退は①降雨・氷結などの地表面からの風化・侵食作用によるものと②崖の基部に発生するノッチにより斜面の安定性が犯されることによるものの二つに大別できる。①は海崖だけの問題でなく、どのような斜面にも共通するものであるが、当地の海崖侵食にとっては②の占めるウェイトは圧倒的に高いものである。ノッチについては、堀川氏等は、①ノッチの上限は侵食開始前の波の遡上高さに一致し、下限は波がひいた時の谷の位置になること、②ノッチの形成は波の圧力でなく、波の法面にそって流れによって岩石の構成粒子が分離せられることに起因すること、③砂は侵食の道具として働き、侵食を促進させるとしている。

当地域における海崖の後退も崖の基部に形成されるノッチが引き金になっている。いま仮にこの地区における波の力、海水中のロードが同一であると仮定してみると、ノッチの形成

は岩石の抵抗力（主に構成粒子の分離度）に支配されることになり、表-6などにより、 Hd 、 Hsc の挟み層、 Mls 、 Mss は湿潤引張強度が弱く、 Mcs 、 Msc よりはるかにノッチを形成しやすいことがわかる。すなわち Mcs 、 Msc は別として、地質的には若干の差はあるもののこの地域は共通して侵食されやすいものであるということがいえる。 Mcs 、 Msc の侵食されにくさは3.1で述べた波食台の存在からも推定できる。

3.3 割れ目系からみた侵食パターンについて

当地域は2.3～2.4で述べたように一部を除いて地質的にはほぼ似たものであるが、2.5でふれたような差があり、これが崖の崩壊に図-5のような三つのタイプも与えていることがわかった。

3.3.1 櫛の歯型（折木川河口付近）

櫛の歯型の崩壊を示しているのは珧藻類のシルト岩（ Hd ）であり、この地層に限って写真-5、6に示したような、層理にほぼ垂直で、走向にほぼ直角の節理が発達している。この節理の成因については明らかでない。

岩石試験では、浸水状態にあるシルト岩の引張強度は自然状態の8割以下に低下している。

崩壊は図-5-(1)の模式図で説明できる。その状態はちょうど長柱を横に寝かした状態で数段積み重ねた垂直の板が、小さな間隔をあけて数列ならんでいるモデルを考えてみるとよい。小さな垂直の間隔は主節理が写真-5、6のように垂直にたっていることを表わしたものであり、横積みにした長柱のすき間は密着しているものの、水平方向に存在する層理または節理を示したものである。浸水した部分は引張強度が極端に減じ、このような状態のところには波が作用すると、まず、ある長柱の浸水部分が落下する。ひとたびこのような落下（ノッチ）が生じると、層理または節理面は岩盤部分と比較して極度に弱いので、さらに上部の岩盤が層理または節理面から離れて崩壊し、徐々に上に延びてゆく。侵食はどちらかと

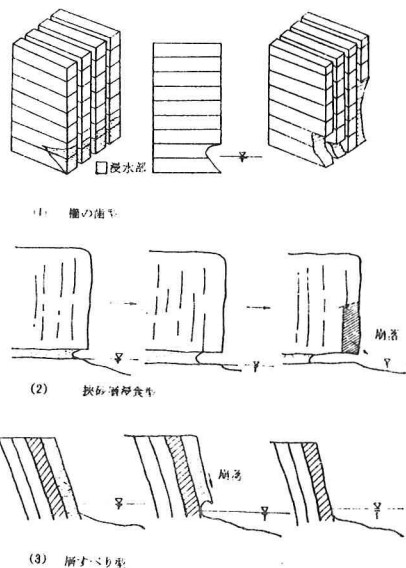


図-5 末統—広野間面崖侵食の三タイプ



写真-5 Hd にみられる垂直節理

いうと垂直にたった個々の板ごとに進み、隣接する板の侵食状態にはあまり影響を受けないようである。侵食の進んだ板とそうでないものが不規則になり、ちょうど櫛の歯が部分的に欠けたような形態になっている。この欠け方は陸側深部に及んでいる所もあり、潮吹きがみられたりする。

すなわち、このタイプの侵食は二つの節理と、浸水することによって極度に引張強度が低下する岩質とに支配されたものということが出来る。

3.3.2 挟砂層侵食型(台の山トンネル地区)……写真-7.8

この型の崩壊を示しているのは、砂岩の互層(Hsc)であり、砂岩の薄層が湿潤するとシルト岩より一段と強度が低減するため洗掘され易い性質をもっていることに起因していると考えられる。

地層の層理面はほぼ海に向かってゆるく傾斜しているため、砂岩の薄層が海面付近に露出したところから波浪により選択的に侵食されて凹部を形成し(図-5-12)、このノッチが深部まで進んで、上方の岩層内に亀裂が発達し、ついに耐えきれなくなって土塊が一時に崩落する。

ノッチの発生から崩落までの期間はさほど長くはなく、台の山トンネルの例では数ヶ月であった。

段丘の上方に発生する割れ目は崩落する寸前(数日前)でないと明瞭でなく、しかもブロックが陥没するようなことはないで、きわめてさばれにくい。

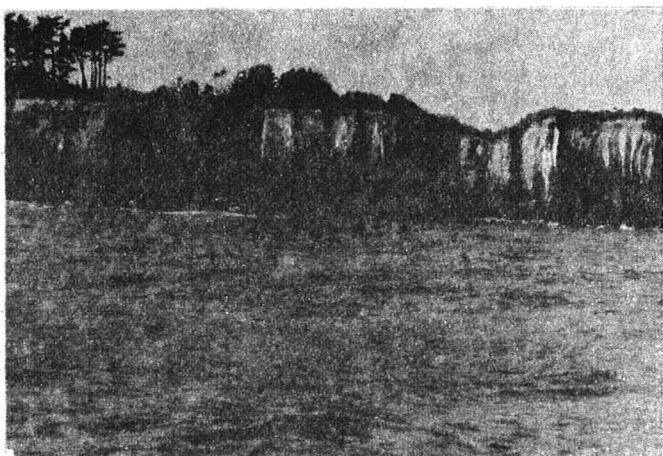


写真-6 垂直節理によって生じた櫛の歯型の海食洞

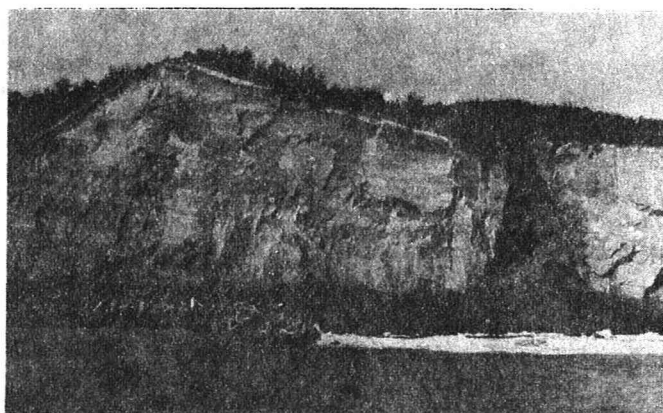


写真-7 Hscよりなる海崖。砂岩の薄層が数条みえる。



写真-8 挟砂層侵食によって形成された垂直崖(台の山T入口付近)

このタイプの崩落は海岸線に並行して拡大するため崩落崖は一直線状に並ぶことが多い。

3.3.3 層すべり型（夕筋トンネル地区）

夕筋地区は三沢砂岩層が分布する地域である。三沢砂岩層は岩石試験の結果からみられるとおり M_{cg} , M_{sc} のような強い岩石も挟在されているため侵食が早いところと遅いところとがばらついている。すなわち M_{cg} や M_{sc} は侵食スピードが遅く、ルーズな砂が分布するところは早い（写真-9）。

M_{ls} , M_{ss} は多賀層群と野層のものと比較しても物理的な強度はほぼ同一であるが、海岸に向かって急傾斜した層理面に支配された崩壊を示すのが特徴である（写真-10）。

したがって図5-13)に示したように、海水面付近の地層が波の管力によってノッチを形成すると、層理にそってすべり落ちるという形態になっている。

同じ砂岩中でも傾斜のきつい部分ほど侵食スピードは早く、また M_{cg} や M_{sc} との境界ほど侵食が進むようである。

夕筋地区の海岸侵食は凹凸がきつ、凹地形になっているのは礫岩または珪化硬質砂岩の分布する北側に位置している。

このような層すべり型の侵食のため、崖の形状は、前二若のタイプがほとんど垂直に近い崖を構成しているのに対し、層傾斜に近い約 70° の傾斜角をもった崖を形成しているのが層すべり型の形状である。

このタイプの崩落は、崩落面が傾斜するため一度崩れてしまうと、降雨、地下水位、風化などの波以外の管力に支配される割合も大きなものになる。

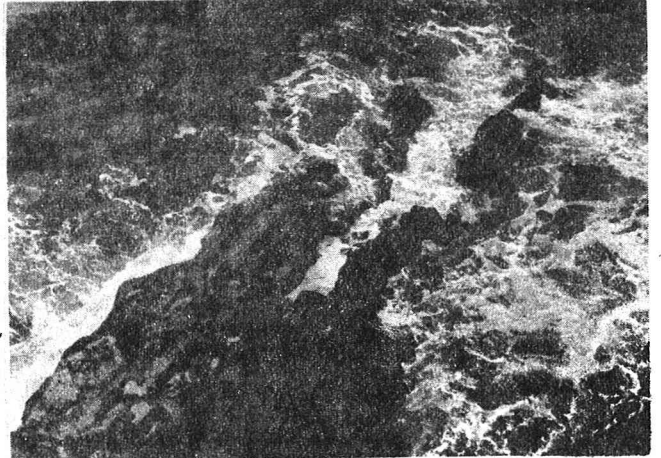


写真-9 海中に残った M_{sc}

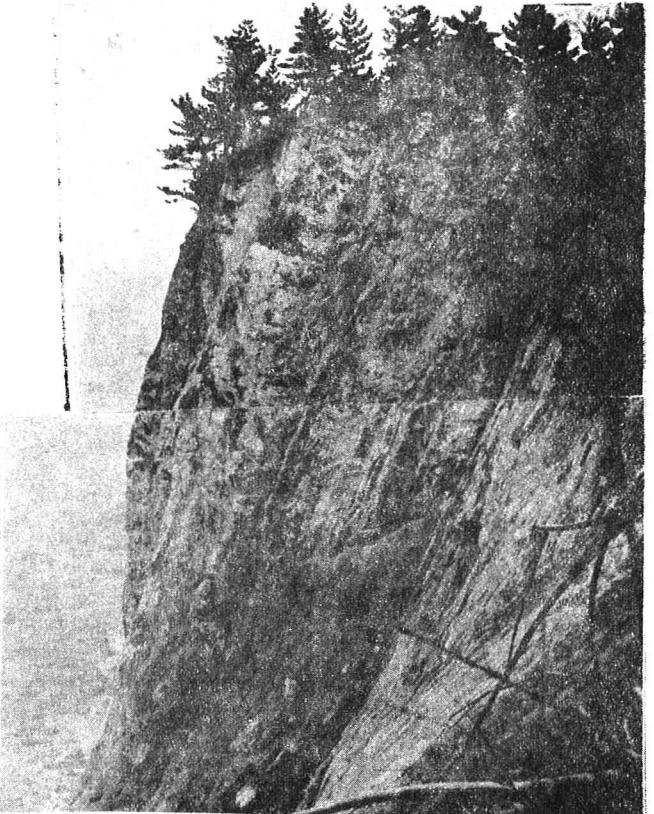
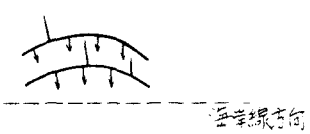
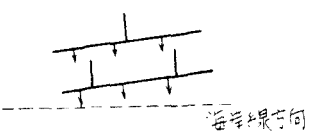
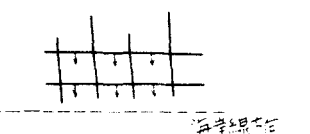


写真-10 層理面に支配された崩落

4. あ と が き

常盤線・本統～広野間の海岸侵食については、地質的に表-7のようにまとめることができる。

表-7 タ筋～台の山トンネル間の崩壊のまとめ

	タ 筋 地 区	台 の 山 地 区	折 木 川 河 口 地 区
地 質	三沢砂岩層 未～半固結中～粗粒砂岩 火山円礫岩・硬質砂岩	多賀層群広野層 (細粒砂岩とシルト岩の互層)	多賀層群広野層 (珪藻質シルト岩)
割れ目の崩壊のメカニズム			
割れ目の状況	顕著な節理は数多くないが、存在するものは開口し、粘土などが充填している。 層理面と相まって崩落現象を促進する。	観察される節理は車両方向が主であり、かつ密着したものである。また潜在する節理が比較的発達している	小間隔の節理(東西方向)が顕著であり開口節理は数少ないが、薄い粘土層を挟在する。
崩壊の状況	海側に傾斜した層理面をすべり面とする崩落 (写真 14)	海岸線に平行な節理面が卓越していることから海岸線に平行な面を有した鉛直な急崖を呈する	ブロック状の崩落が特に著しく櫛状の空洞を有する急崖を呈する。 (写真 16)

侵食については、従来より「地質の侵食されやすさ」という点では、岩石の物理的強度だけがよく問題とされていたが、図-5のような三ツタイプは挟砂層型を除いて割れ目系に連続が大きいものであり、海岸の侵食には割れ目系が大きなウエイトをもっていることが判明した。

参 考 文 献

1. 堀川清司、砂村継夫：第14回海岸工学講演会講演集 航空写真による海食崖の後退に関する研究 1967
2. 堀川清司、砂村継夫：第15回海岸工学講演会講演集 海食崖の侵食に関する実験的研究 1968
3. 東京電力資料 昭和48年2月
4. 東北地建福島工事事務所 常磐海岸の侵食特性について 昭和48年 7月
5. 大島洋志 他：地質学立場から見た海岸の侵食パターンについて—常磐海岸 本統～広野間— 鉄道技術通報 No.74-20 昭和49年3月
6. 常磐線本統・広野間海岸侵食対策委員会中間報告書(案) 昭和49年8月