

# 西郷玄武岩の海底風化層の特異性

(株)藤井基礎設計事務所 常陸 了

## 1: 西郷玄武岩の分布

西郷玄武岩は、原田地区から西郷湾にかけての八尾川左岸域と、西郷湾北域の飯田川流域に集中して分布する。

小田地区を通る東西断面を描くと、図-1の様な地質構造が推定できる。この地質構造は、図-2 島後地質図Yamasaki (1991)と西郷港小田地区で実施した海上ボーリング結果をもとに作成したものである。

海上ボーリングで確認した西郷湾周辺の地質は、第三系と第四系からなる。第三系は、溶岩・火山碎屑岩からなる隠岐粗面岩流紋岩よりなり、その表層部は粘土化した凝灰岩よりなる。第四系は、2層準の段丘堆積物と、それらに発達する玄武岩類に区分され、下位より東郷礫層、西郷玄武岩および尼寺山礫層となる。そのほかに崖錐堆積物および沖積層が見られる。

このレポートでは、標高110mから-20mの間に分布する西郷玄武岩の、海面下に見られる強風化部に注目する。

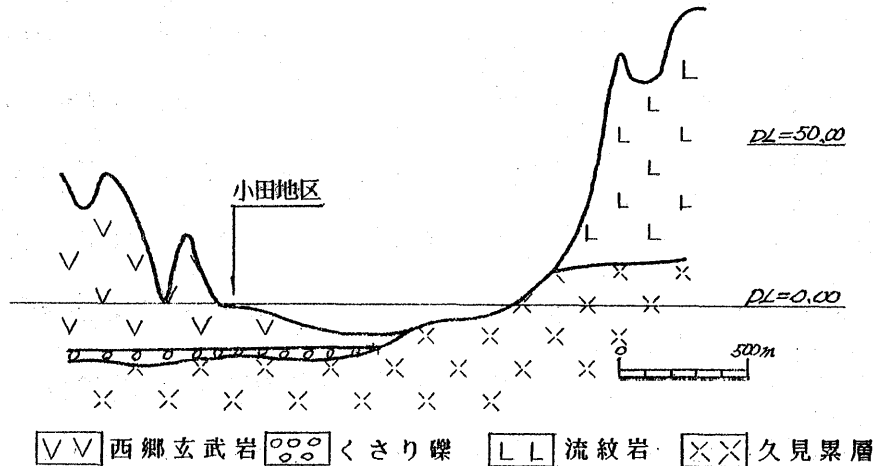


図-1 地質断面図 (調査地を通る東西断面)

## 2: 西郷玄武岩の海面下風化層の特異性

小田地区の海面下にみられる西郷玄武岩は、10m ~16m の層厚で堆積しているが、そのほとんどがN値10以下 (下部で20以下) の礫混じり粘土状に風化している。「一般的には、風化は岩石圏と気圏の接触部において始まる酸の作用として考えられる (私見, Garrels, 1957)」とも言われているように、水面下に見られる岩

盤は風化しにくく軟岩または硬岩状態であることがほとんどである。この小田地区のような海面下の深層風化は、隠岐・島根半島地域においては極めて数少ない事例と言える。

このように西郷玄武岩の風化形態はきわめて特異な現象と言えるが、ここで確認できた点は、次の3点である。

### 1) 海面下の深層風化

最大層厚17mの海底玄武岩層はすべて強風化し、砂質シルト~粘土質シルト状に変質している。

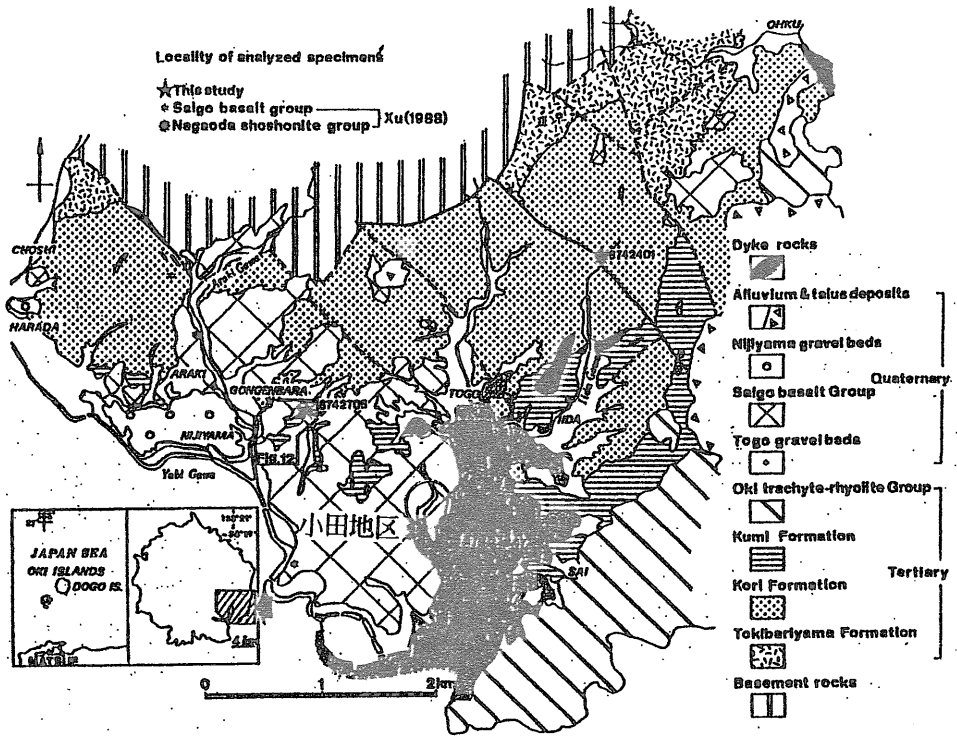


Fig. 1. Index map showing the localities of the area on the north of Saigo Bay, Oki-Dogo Island, analyzed specimens and Fig. 12.

図-2 地質図 (地質雑 97 (11) 隠岐島後, 西郷湾北方の新生界層序より)

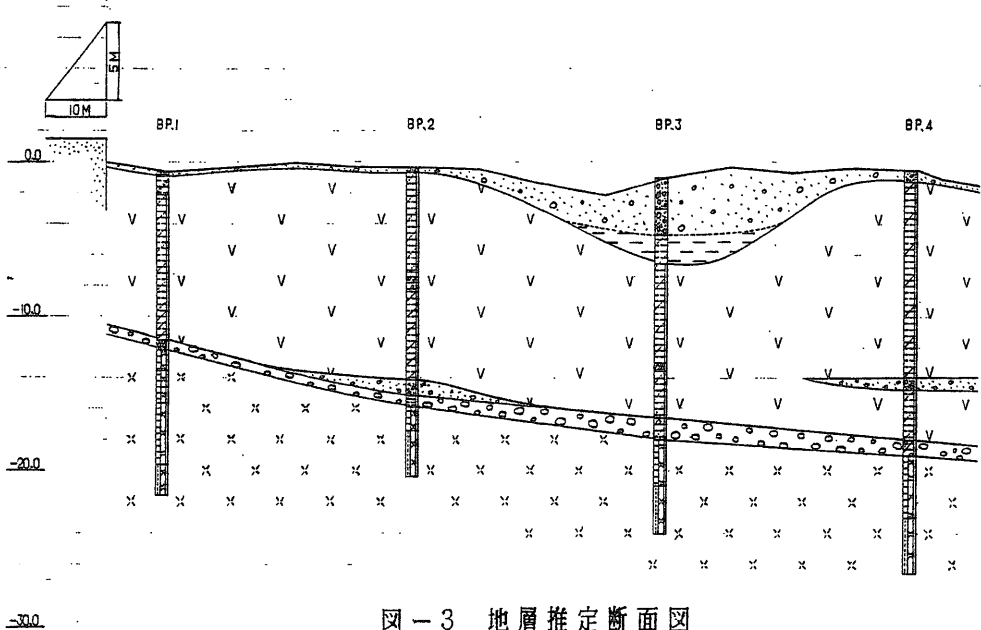


図-3 地層推定断面図

2) 陸域より風化した海底域

同じ玄武岩でも海面下の方が陸上部より風化が進んでおり、それは土質強度にも現れている。

3) 土質強度の特異性

海面下では、同じ深度でのqu値とN値からの換算qu値に大きな違いがある。

$$q_u = (3 \sim 10) \times (N \text{ 値からの換算 } q_u)$$

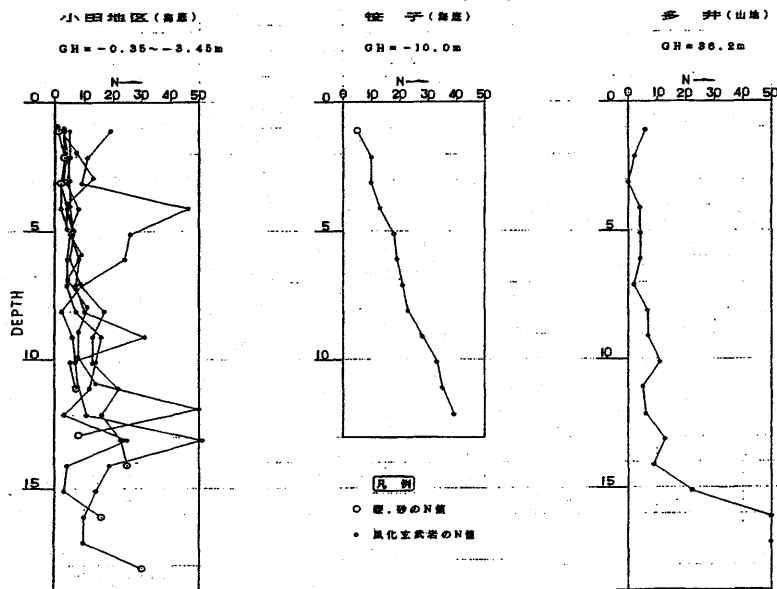


図-4 N値の深度変化

2-1. 海面下の深層風化層

ボーリング調査によれば、海底面下 4m 付近までは特に土砂化が進みN値は 4以下のことが多く、場所によっては 2以下を示す。それ以深では、下位の「くさり礫層」までの海底玄武岩層全体が強風化している。図-3にも示すように、深いところでは海底面下17m付近までN値は10以下の低い値を示す。

同じ玄武岩類の事例として、島根半島笹子の海底の粗粒玄武岩がある。ここには3ヶ所のボーリング調査資料があるが、そのうちの1ヶ所において粗粒玄武岩の風化が深部まで達している(深度15m 付近まで硬質粘土)。しかし、ここではN値は深くなるにつれ徐々に高くなり、深度12m では39を示している(図-4 参照)。これは、新第三紀中新世の牛切層に属する貫入岩であり、海面下での深層風化の一例ではあるが、それは局所的な風化にすぎず、N値分布についても西郷玄武岩の風化形態とは大きく異なる。

2-2. 陸域より風化した海底域

同じ西郷玄武岩の陸上部における風化層について見てみると、海面下と同様に粘土化した地層が厚く、風化層厚は50m 以上予想される。しかし陸上部では、1m 程度の表層部を除けば、その下は図-5のように15以上の高いN値を示す。つまり、この深層風化層では、陸域より海底域の方が強風化していることとなる。これも一般的な風化形態とは大きく異なる点である。

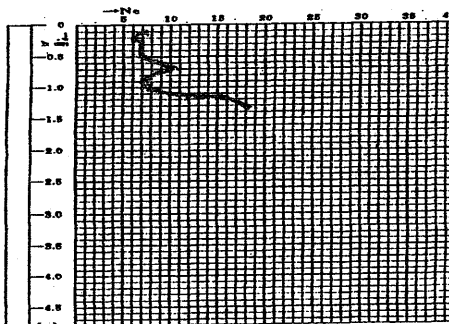


図-5 簡易貫入試験結果

### 2.3. 土質強度の特異性

この強風化玄武岩の土質強度を、標準貫入試験と一軸圧縮試験によって求め、その結果を表-1に示した。一軸圧縮試験については、それぞれの調査孔横の副孔で採取した不攪乱試料によった。

表-1  $q_u$ 値とN値の関係 (qu=n/8)

BP. NO.	深度 (GL-m)	$q_u$ 値 (kgf/cm <sup>2</sup> )		N値 (回)	N値からの $q_u$ 値
3	4.00 ~4.65	1.20	0.86	1.0	0.125
		1.26			
4	2.50 ~3.00	1.64	1.46	1.5	0.187
	3.20 ~4.00	1.55	1.74	1.8	0.225
		1.52	1.56		
	7.10 ~7.90	0.74	0.81	1.0	0.125
		0.80	1.30		
	10.00 ~11.00	2.44	2.82	7.0	0.875
2.74		2.46			

このように、動的な応力に対しては極めて低い土質強度を示すが、静的な応力に対してはその3~10倍の強度を示した。

これは、静的な応力に対しては玄武岩の鉱物組織が抵抗し高い強度を示すが、動的な応力に対してはその組織が破壊されるため、こねかえられたときの様な低い強度を示すためと考えられるが、明確ではない。

また、図-6に示すように、N値が直線的であるのに対し、 $q_u$ 値は浅部で高く深部で低い値の曲線的な変化を示す。

土質からみると、比較的粒度分布のよいシルトよりなる。表-2によれば、この風化土は、液性限界より自然含水比のほうがやや高い値を示しており、また塑性指数がIP = 6~12と極めて低い値を示すことから、こねかえしや振動に対して脆弱となり易い性質をもつ。

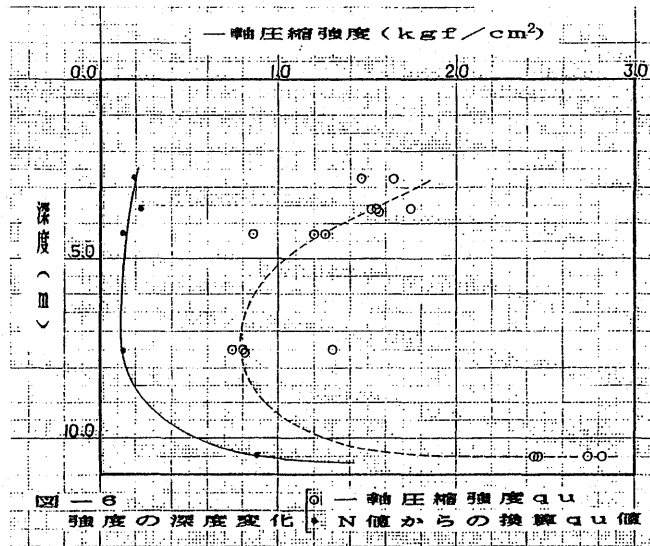


表-2 風化土の物性値

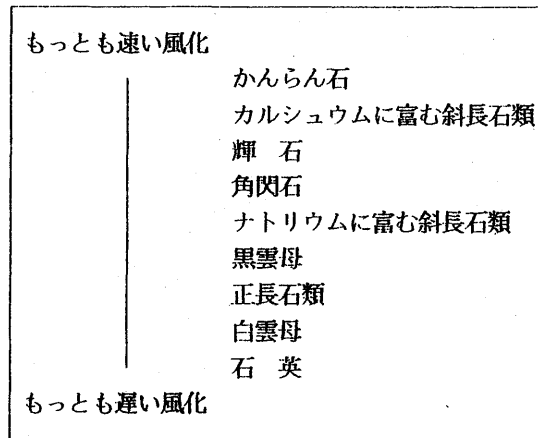
	シルト (風化土)	上部粘土層 (中海臨海地帯)
土粒子の密度 g/cm	2.687 ~2.932	2.41 ~2.76
土の液性限界 %	44.8~51.5	27.9 ~165.4
土の塑性限界 %	24.0~38.4	—
自然含水比 %	50.0~60.0	8.4 ~131.6

またその物性値を中海臨海地帯の一般的な沖積粘土と対比すると、土粒子の密度は有色鉱物が多いためそれより高い値を示すが、他の項目は沖積粘土の中間値か中間よりやや下の数値を示す。

表-3 造岩鉱物の風化

### 3: 玄武岩の深層風化の要因

この西郷玄武岩の風化は、その成因やその後の環境、また造岩鉱物の物性によるところが大きいものと考えられる。表-3に、火成岩の代表的な造岩鉱物を列記し、それを風化しやすい順に示した。



西郷玄武岩は”かんらん石玄武岩”よりなり、表-1の上位のかんらん石、カルシウムに富む斜長石、輝石を主要鉱物とする。これは、西郷玄武岩が最も風化しやすい火成岩の一つであることを示している。

写真-①、②に礫状に残った新鮮岩の顕微鏡写真を、写真-③にその強風化部の顕微鏡写真を示したが、写真-③によれば、斜長石の残像さえ残らないほど強風化した状態がよくわかる。

この様に、西郷玄武岩は基本的に風化しやすい岩石である。しかし、海面下の岩盤は一般に風化しにくいことから、ここで見られる様な深層風化は極めて特異な現象と言える。

この風化をもたらした要因としては、次のような事が考えられる。

- (1) 海面下に没するまでに深層風化していた。
- (2) 水中溶岩として噴出したため、亀裂が多く発生し風化が進んだ。
- (3) 海進の進行中または海進後に海水の影響で風化が進んだ。

(1)の深層風化に関しては、花崗岩の”まさ”が良く知られている。ここでは同質の玄武岩として、隠岐島前多井のアルカリかんらん石玄武岩の例がある。この玄武岩は新第三紀中新世末の溶岩であり、西郷玄武岩とは生成年代やその後の環境も異なるが、図-4に示したように同様に深層風化しており、風化層厚やN値の深度変化がよく似ている。

西郷玄武岩とその風化期間を比較するために、それぞれの絶対年代(K-Ar年代)を示した。

- ① 西郷玄武岩(かんらん石玄武岩) -----0.84Ma
- ② 島前外輪山溶岩(アルカリかんらん石玄武岩) --- 8.0 ~ 9.0Ma
- ③ 笹子港(粗粒玄武岩) ----- 13.0~13.5Ma

風化を”岩石圏と気圏の接触部において始まる酸の作用”として考えれば、地殻変動がなかったと仮定したとき、その風化期間は(図-7より)、①の場合は70万年、②の場合は770万年と言うことになる。明らかに②の方が長く、10倍以上の風化期間である。

- ① 更新世の風化 0.84 Ma~0.20Ma (0.64 Ma) 前期~中期  
0.07 Ma~0.008 Ma (0.062Ma) 後期
- ② 第三紀の風化 9.00 Ma~2.00Ma (7.00 Ma) 中新世末~鮮新  
更新世の風化 0.84 Ma~0.20Ma (0.64 Ma) 前期~中期  
0.07 Ma~0.008 Ma (0.062Ma) 後期

しかし、見かけ上①と②の風化程度がほぼ同程度である事から、更新世における風化作用も非常に強かったものと予想される。高位段丘の”くさり礫”もその1例である。

(2)の水中溶岩に関しては、顕微鏡写真によれば、わずかに急冷の痕跡としてガラスの結晶が見られるが、さほど急冷された岩石とは言いがたく、水中溶岩の可能性は少ない。

(3)の海水による風化に関しては、海水が岩盤の亀裂に沿って深部まで浸透していくとは考えにくく、岩盤表面の風化を促進さす程度と考えられる。また空気との接触も必要であることから、海水による風化の促進は海岸の水際で大きい。しかしこの場合、波浪浸食により風化部が削られて波食棚などが形成され、風化層が厚く残留する事はない。

「Joly(1901)は実験室的条件下で、玄武岩、黒曜岩、角閃石や正長石は塩水中では淡水中よりも3~14倍も多く溶ける」ことを示したが、海水が岩盤内深部まで浸透する事は困難と思われ、それが深層風化の要因とはならない。

花崗岩の「まさ」に代表される深層風化層は、第三紀に形成されたと言われているが、ここでは、風化しやすい造岩鉱物からなるかんらん石玄武岩が、更新世水河期の海退期(70万年間)に強風化して形成されたもので、その後の浸食をあまり受けずそのままの厚い地層を残し、現在に至ったものと解釈した。

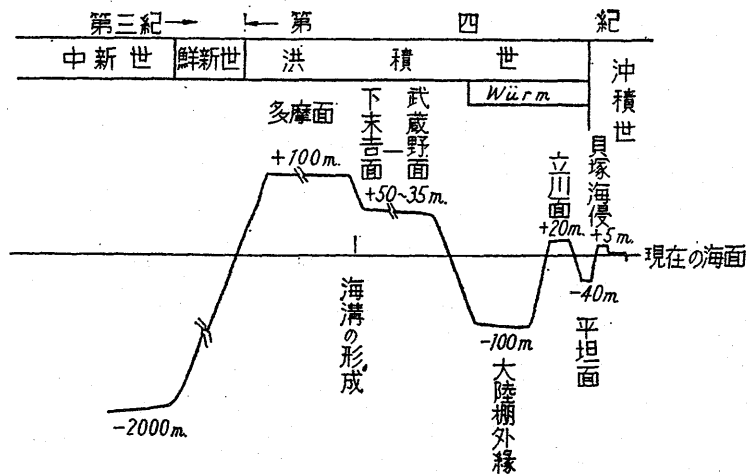


図 7 第三紀末期以降の海水準変化

#### 4. まとめ

西郷玄武岩の深層風化は、前項に述べたように更新世水河期の海退期に進行し、約1万年前の縄文海進によりその1部が水没して今にいたっている。

その玄武岩の強度は、陸上部より海面下の方が低いが、これは同質の粘土の場合、含水比の高い方が強度が低いことに対応している。

2-3で述べたように、海面下の西郷玄武岩の強度特性に関しては、その風化土に残された結晶構造の影響を受けているものと考えられるが、明らかではない。

土木工学的見地からすれば、このように動的な強度が低い支持地盤に対しては、場合によっては耐震上十分な調査と検討が必要であろう。

このような風化土は、西郷湾の周辺でも小田地区とポートプラザ館周辺の海面下に見られるだけであり、地域性のある分布を示すものであるが、岩石の深層風化の特異な1例としてここに紹介した。

#### 参考文献

星野通平, 1962: 太平洋, 108-122.

山崎博史, 1991: 隠岐島後, 西郷湾北方の新生界層序. 地質学雑誌, 97, 917-930.

松尾新一郎, 1971: 風化-その理論と実態.