

## 天草古第三系泥岩中のコアストーン構造

著者	横田 修一郎, 家村 克敏
雑誌名	鹿児島大学理学部紀要. 地学・生物学
巻	27
ページ	157-171
別言語のタイトル	Core Stone Structures of the Paleogene Mudstone in the Amakusa Islands, Kyushu, Japan
URL	<a href="http://hdl.handle.net/10232/00001728">http://hdl.handle.net/10232/00001728</a>

## 天草古第三系泥岩中のコアストーン構造

横田修一郎<sup>1)</sup>・家村克敏<sup>2)</sup>

(1994年9月1日受理)

Core Stone Structures of the Paleogene Mudstone  
in the Amakusa Islands, Kyushu, Japan

Shuichiro YOKOTA<sup>1)</sup> and Katsutoshi IEMURA<sup>2)</sup>

### Abstract

Core stone structure which is one of typical styles of weathered mudstone has been studied in the Amakusa Islands, Kyushu. Core stone structures are well observed on excavated surfaces of the slope of roads. They are characterized by hard core portions and concentric micro cracks around them.

Spacing of such cracks is relatively uniform and ranging from 0.3 to 0.7mm. The spacing sometimes decreases outward gradually with the distance from the core portion. Strength of mudstone obtained from penetration test also decreases outward in several examples.

A relationship is recognized between spacing of cracks and strength of mudstone. That is, spacing tends to decrease with reducing of the strength. This may mean that formation of cracks and reducing of strength are the results of a same process such as disintegration of mineral grains due to dry-wet cycling.

**Key words:** Weathering, Core stone, Slaking, Amakusa, Mudstone

### 1. はじめに

地質時代の新しい泥岩は堆積軟岩として軟岩の代表とされているが、古第三系や白亜系のような古いものになると泥岩でも硬岩とよぶほどに硬いことがある。しかしながら、地表に現れた泥岩は砂岩等に比べて概して風化しやすいため、原岩の形成時代にかかわらず、風化によって極めて短期間に軟質になったり、強度が低下したりすることがある。

<sup>1)</sup> 鹿児島大学理学部地学教室 〒890 鹿児島市郡元 1丁目21-35  
Institute of Earth Sciences, Faculty of Science, Kagoshima University,  
1-21-35 Korimoto, Kagoshima 890, Japan

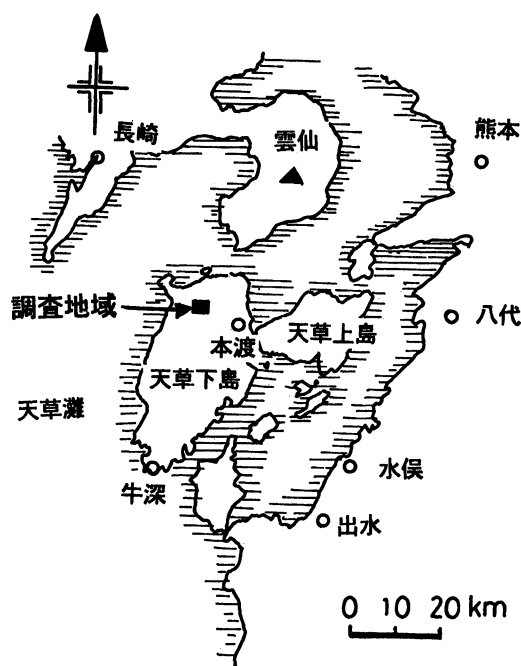
<sup>2)</sup> (株)アイエヌエー地質調査部 〒112 東京都文京区関口 1丁目44-10  
INA Co. Ltd., 1-14-10 Sekiguchi, Bunkyo-ku, Tokyo 112, Japan

岩盤中の風化・劣化作用は巨視的には地表から地下深部へ向かって進行すると考えられるが、細かくみると単純ではない。風化・劣化作用はいくつかのスケールで同時に進行しているに違いなく、断層面や連続的な節理面に支配されていることも多い（横田，1991）。その結果，地表近くで様々な岩盤状態が作りだされることになるし，泥岩地域の場合，風化・劣化した岩盤は地すべりの発生をはじめ様々な応用地質学的問題に深く関わるようになる。

新鮮で硬質な泥岩が風化・劣化作用によって軟質化していく過程で実際にどういった変化・現象が起こっているのかはほとんど明らかになっていない。鉱物粒子のレベルから岩石レベル，さらに岩盤レベルといったいくつかのスケールでの変化が複合しているところにこういった現象をとらえる難しさがあるといえよう。泥岩に限れば，スレーキング（slaking）や膨潤（swelling）など岩石レベルの劣化形態・現象はよく知られているが，岩盤になるとそれらが合わさってより複雑になるようである。

風化・劣化過程で生ずる現象を知るには，野外での様々な段階にある風化形態の観察から組み立てるのが1つの方法であろう。風化した泥岩には一般に風化の進行を物語る特徴的な形態・構造が見られることがある。“コアストーン構造（たまねぎ状構造）”はその代表的なものである。コアストーン構造は砂岩や泥岩のほか花崗岩，流紋岩等でもみられるが，塊状の泥岩ではとくに顕著である。泥岩の場合，コアストーン構造は新第三系であっても白亜系であっても普遍的にみられるようである（林田，1991）。様々な岩石中のコアストーン構造については Oliver（1969）や石井・堀越（1987）などによって形成要因が議論されているものの，形成される場所や機構は一般には明らかではない。

筆者らは泥岩中のコアストーン構造を取り上げ，とくにコア外周部に形成されている微小クラックとそこでの強度低下について調べてみた。対象としたのは熊本県天草下島の北西部（第1図）に広く分布している古第三系の泥岩である。



第1図 調査位置図

## 2. 天草下島における古第三系泥岩と風化・劣化によるコアストーン構造

### (1) 調査地域の地形・地質的背景

調査の対象としたのは熊本県天草下島の北西部、<sup>しもしま</sup>苓北町の丘陵地域で、<sup>れいほく</sup>天草灘に面する坂瀬川地区の南方約5 kmである。ここでは、第2図に示すように標高200~400mの緩やかな山地が広がっており、その一部は北側の海岸に迫っている。山稜部には標高350~400mに定高性が認められる。一方、山地を開析する谷系もよく発達しているため、等高線の出入りは全体に著しい。



第2図 泥岩分布地帯の地形概要  
茶屋峠北側の林道（破線）が調査対象地域

天草下島には古第三系<sup>しもしま</sup>下島層群ならびに<sup>さかせがわ</sup>坂瀬川層群とよばれる泥岩が広く分布している。わが国における代表的な古第三系研究地域であるだけに、研究者によって地層名は一定していないが、大きく下位から赤崎層群・下島層群・坂瀬川層群と区分されている。坂瀬川層群（長尾，1926）はそのような古第三系の最上位に位置づけられており、黒色の泥岩を主体としている。また、高

井・佐藤(1982)は下島層群を下位から福蓮木層・志岐山層・砥石層に、さらに坂瀬川層群を下位から一町田層、魚貫層、二江層、鬼池層に区分している。これに基づけば調査地域の地層は下島層群の志岐山層ということになる。ただし、層相的にはいずれであっても大差はなく、時代的にも両層群は大差ないようである(安田, 1984)。

天草下島の中央部には NNE-SSW 方向に軸をもつ向斜構造(一町田向斜)が知られており、当調査地域はその西翼部に相当する。ただし、詳細にみるといくつかの小規模な背斜・向斜構造が存在し、調査地域西方の志岐山付近にも N-S 方向に軸をもつ緩い背斜構造が存在する。本島にはさらにこれらの褶曲構造を横断する NW-SE 方向の断層がいくつか知られている。

古第三系の各岩層は各所で流紋岩質あるいは花崗閃緑岩質の岩脈によって貫かれている。岩脈の形成時代は中新世の19.1~13.3Maとされている(柴田・富樫, 1975)。岩脈の方向は NW-SE 方向が圧倒的に多く、これは上記の断層方向と調和的である。

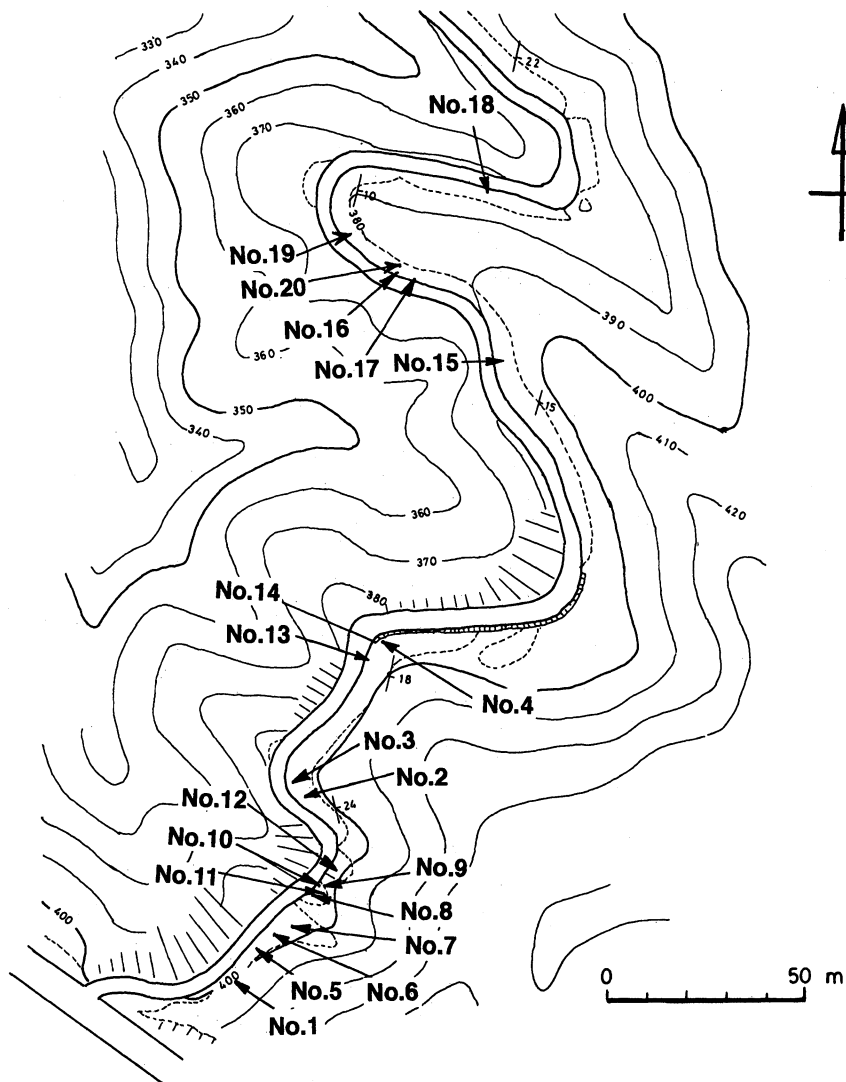
坂瀬川周辺地域の泥岩は塊状を呈するものが多いが、部分的には灰黒色の細粒砂岩と黒色泥岩とが細かく互層をなしていたり、あるいは厚さ数cmの微細粒砂岩あるいは硬質の砂質泥岩をレンズ状に挟んでいるところも見られる。これらはいずれも海成の地層であり、海進・海退サイクルで形成された沖合相と考えられている。また、泥岩は緩傾斜の地形ともあいまって様々に風化・劣化しており、この地域の多発している地すべりの地質的素因にもなっている(家村, 1991)。

## (2) 林道高葉山線付近での泥岩の層相と構造

調査を行った林道は苓北町志岐山東方の茶屋峠付近に位置する。峠付近から北方にのびる尾根(標高350~400m)の西側斜面に沿って、稜線近くから下っていくものである(第2図)。林道の東側には人工的に切土された斜面(法面)がほぼ連続して現れており、一部では西側にも掘削(カット)法面が存在する。図に示すように林道の南側入口は標高約400m、最遠部は標高約360mで、その間の標高差は約40m、延長は約400mである。林道は調査時点で完成から約12年を経ている。

林道は第3図に示すように屈曲しており、カットされた法面にはほぼ連続して泥岩が露出している。泥岩は塊状のものが多いが、部分的には砂岩と互層になってるところも存在し、わずかに層理面が認められる。最も標高の高い林道南側の入口付近はほぼ塊状の泥岩であるが、北側にいくと次第に下位の砂岩・泥岩互層が現れるようになる。林道の最遠部(最下位)になると、互層も泥岩優勢から砂岩優勢へと変化する。なお、坂瀬川地区の海岸にみられる厚い泥岩(典型的な坂瀬川層の泥岩)は層準的にはこの砂岩優勢互層のさらに下位に相当する。

当地域では層理面はほぼN-Sの走向で東に10~24°で緩く傾斜している。また、泥岩中には小断層や節理面も多少認められるし、さらに一部には細い岩脈も認められる。



第3図 高葉山林道と測定地点

### (3) 林道法面での風化形態とコアストーン

#### (a) 法面での岩盤の風化グレード

林道の法面でも標高の低い部分に限れば比較的新鮮であるが、他の大部分では概して風化しており、岩盤表面がハンマーで容易に削れる程度に軟質化している、あるいはクラック面が褐色化しているという状態になっている。林道を含む地域の岩盤状態（グレード）は、肉眼的には少なくとも4段階程度に区分できる。最も新鮮なものをグレードⅠ、最も風化・劣化したものをグレードⅣとすれば、以下のようなグレードⅠ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳに分けることができる。

グレードⅠ：暗灰色を呈し、クラックは少なく、ハンマーで反発するほど硬質のもの。

グレードⅡ：暗灰色ないし灰色を呈し、比較的クラックが多く、ハンマーで容易に碎けるが軟質化はほとんどしていないもの。

グレードⅢ：全体に褐色化を呈し、クラックが密に発達しているため、一部は角礫状となっており、全体に軟質化しているもの。

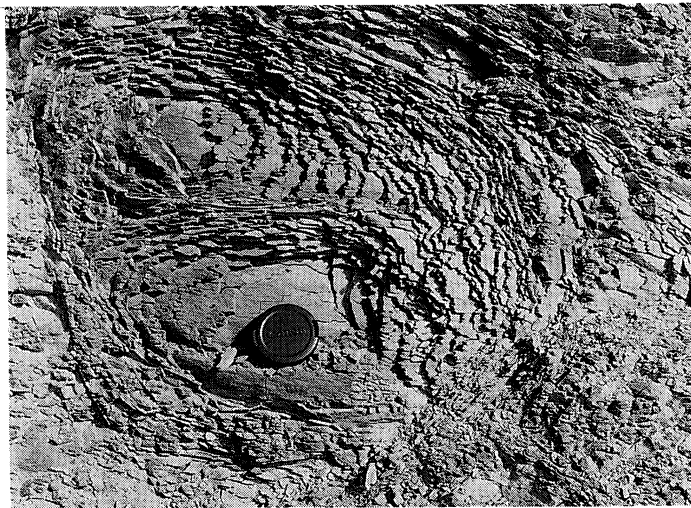
グレードⅣ：著しく褐色化しており，土壌化が著しいもの。部分的に含まれている岩塊もほとんど原形をとどめていないもの。

1つの法面でも法面の下部と上部でグレードの異なることも多く，また，連続性のある節理面などに沿って低いグレードのみられることもある。林道法面を全体としてみると，グレードⅢ，Ⅳの厚さはいずれも2～5m前後，グレードⅡは残りのせいぜい2m前後である。また，グレードⅠは林道法面にはほとんど存在せず周辺の河床あるいは林道と直交する小河谷等で見られるのみである。したがって，観察できる範囲の泥岩は大部分グレードⅡとⅢの部分である。

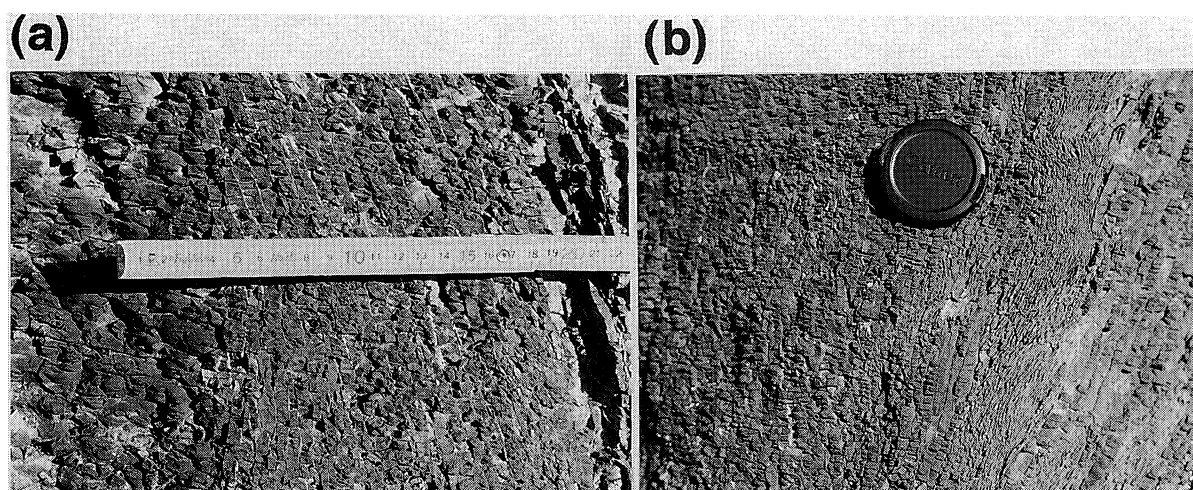
掘削された岩盤表面は風化していても表面からわずか数cmの深度で比較的新鮮になっているものもあることから，上記のグレードは風化したものが剥落しているかどうかで異なる。また，このことから，ここでの風化は林道の位置する自然斜面の表層から進行するものと，林道掘削後に切土（カット）された法面から進行するものが重なっているといえる。

(b) クラックに沿った剥離とコアストーン構造

グレードⅡないしⅢの部分をもう少し詳しくみると，風化・劣化に取り残された部分としてコアストーン構造がみられることがある（第4図）。また，節理（クラック）面等に沿って微小クラックが発達したり，あるいはそれらの剥離がみられることがある。剥離は層理面に沿った既存の節理面に沿って見られるし，新たに発生した節理（クラック），さらにはコアストーン外周の微小クラックに沿っても見られる。こういった節理（クラック）やコアストーン，微小クラックの剥離の仕方などに着目すれば，この地域での風化形態は，(i) 層理面方向とそれに直交する方向の節理（クラック）が卓越して，それらに沿って剥離するタイプと，(ii) コアストーン状構造が明瞭で，同心円状のクラック沿って剥離するタイプ（第5図）があり，場合によっては両者はオーバーラップしている。



第4図 泥岩中のコアストーン構造（高葉山林道法面）



第5図 泥岩の風化形態（高葉山林道法面）  
 (a) コア外周部の微小クラックの例  
 (b) 微小クラックの密集部

これらのうち、(i) は、塊状泥岩といえども層理面が力学的分離面（クラック面）を形成して、それが風化・劣化の進行に大きく寄与していることを意味している。ただし、この場合、クラックは法面表面から深度2～3cmで不明瞭になることから、クラック面の開口は法面の表面から進行したものと推定される。

(ii) のコアストーン構造では中央部に硬質の球状の部分（コア）があり、その外周に同心円状に鱗片状の微小クラックが形成されている（第5図）。この微小クラックは一般的な開口割れ目とは違って、厚さ数mmの細片が無数に密集した細長い帯状のものであり、帯状に連なる微小スレーキング剥離帯とでもいうべきものである。詳細にみると、微小クラックは中心の硬質部（コア）を取り囲むような同心円状のものだけでなく、それに直交したものや、互いに斜交したものもわずかに認められる。このようなクラックは砂岩や花崗岩、流紋岩などのコアストーンでもみられ、spheroidal scaling とよばれることもある。いずれにせよ、これらのクラックの位置や方向は層理面とは無関係である。

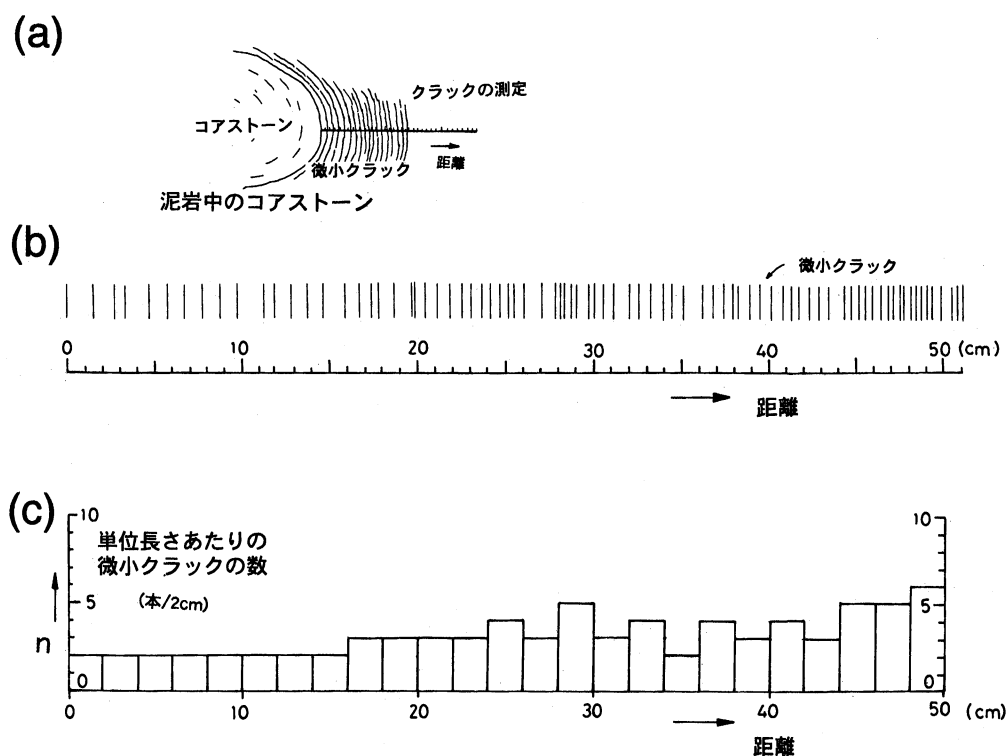
コア部分は泥岩中でも比較的連続性のある2方向の節理面（クラック）に囲まれたブロックの中心部にある。コアは平均径20～30cmであり、完全な円形のもの少なくむしろ楕円形を呈しているが多い。これはブロックの形状ともある程度対応している。なお、林道の法面にはコア部が法面から突出したようになっているものと、逆にへこんでいるものと両方がみられる。後者は硬質のコア部分が剥脱したためと考えられる。

### 3. コア外周部の微小クラックとその間隔

コア外周部では微小クラックは密集して規則正しく発達している。そこで、個々のコアストーン構造に関して微小クラックの間隔を測定した。測定は第6図(a)のようにコア部分から外側方向に測線を設け、コアの外縁部を基準にクラックの位置を読みとっていった。

(b)はそのようにして測定した結果の例を示したものである。それぞれのクラックの位置を縦線で示している。コア部からの距離で20cm付近まではクラックの間隔は概して大きいですが、距離30cm付近や40～50cm付近では間隔がやや小さくなっている。(c)はこのようなクラックの間隔を単位長





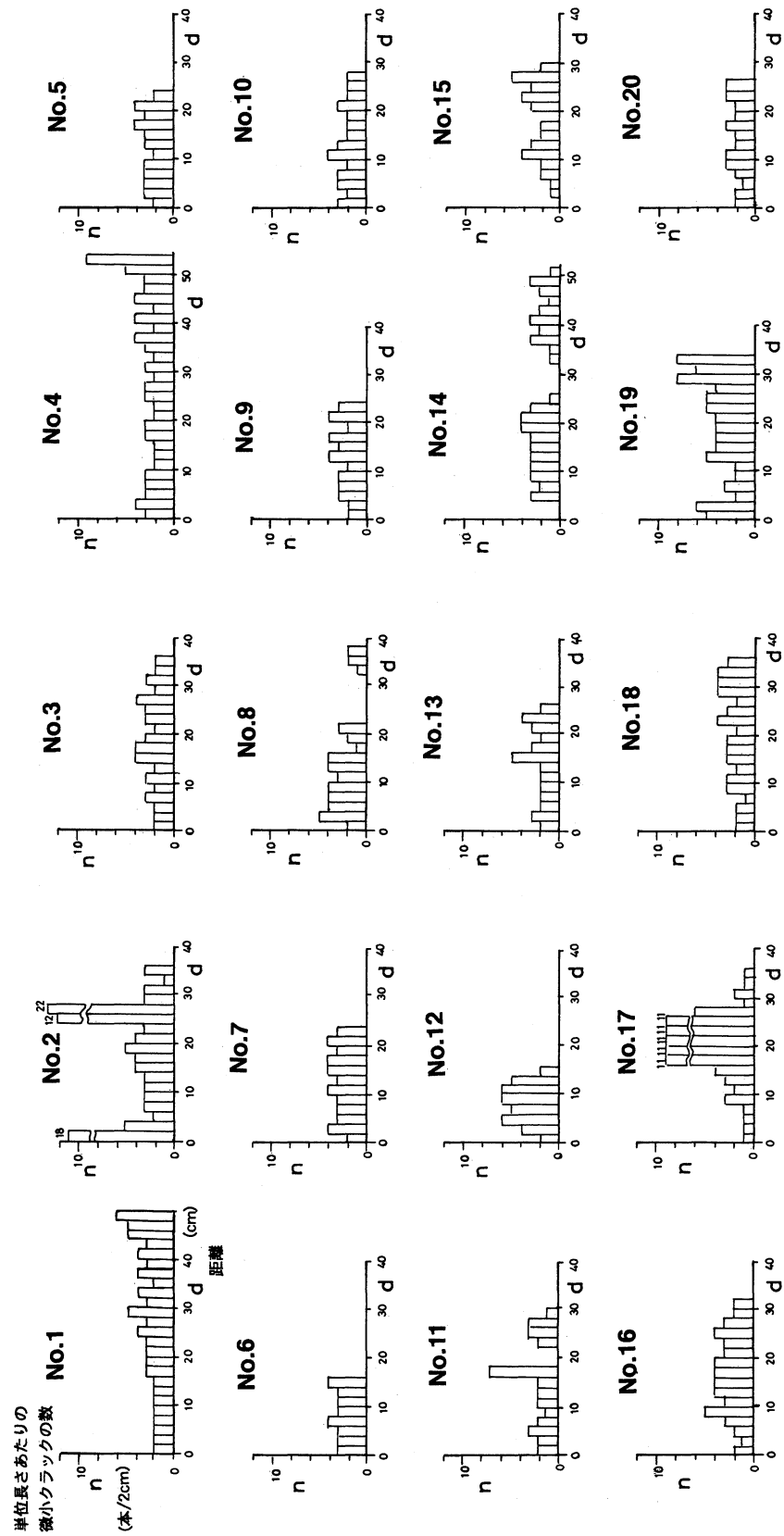
第6図 コアストーンと微小クラックの測定例 (No.1)

- (a) 微小クラックの測定方法
- (b) 微小クラックの測定例
- (c) 単位長さ (2 cm) あたりのクラック数  $n$  での表現

さあたりでの個数  $n$  として表したものである。2 cmを単位長さとする、単位長さあたりのクラック数は距離16cmまでは  $n = 2$  前後、また距離16cm~24cmでは  $n = 3$  前後でほぼ一定しているが、その後は次第に増大し、28cm以降では  $n = 4$  ないし5のところも頻繁に認められるようになる。言い換えれば、硬質なコア部分のすぐ外周部では0.6~0.7cm間隔であるが、これから離れると0.4~0.5cm間隔としないで狭くなっていく。なお、ここでクラックとしたのは肉眼的にみて明瞭にクラックと判断できるものであり、密着しているか開口しているかは問わない。

20地点のコアストーンについて同様の方法で微小クラックの間隔を測定していった。その結果を第7図に示す。単位長さあたりのクラック数は場所によって、あるいはコアストーンからの距離によってばらつきはあるものの、 $n = 3 \sim 4$  (すなわち、クラック間隔は0.5~0.7cm) のところが多い。No.3, No.5, No.6, No.7では距離とは関係なくそれぞれの地点で比較的一定値をとっているが、No.1, No.4, No.15, No.18, No.19では距離とともに多少クラック数が増加する傾向がみられる。また、クラック間隔が急に小さくなる場所 (密になるところ) があり、 $n = 10$ 以上 (0.2cm以下) のところもある (たとえば、No.2, No.12)。

微小クラックの表面は概して褐色化しており、クラックとしては開口ぎみで水の通路になっていると推定される。とくに、密集部ではクラック以外の部分まで全体が褐色化して軟質化しているところが多い。



第7図 各地点における微小クラック数の測定結果。いずれも長さ2 cmあたりのクラック数  $n$  で示している。

#### 4. 針貫入試験器による貫入強度の測定

コアストーン構造の外周部は硬質なコア部分に比較して一般に軟質になっている。コア部分が風化開始以前の当初の状態に近いものと考え、外周部の軟質化はその後に風化・劣化作用によるものと考えられる。そこで、コア外周部における強度分布を上記と同一のコアストーン（第7図）を対象に測定した。

強度の測定には針貫入試験器（株丸東製作所製の軟岩用ポケットペネトロメータS45AN-R）を用い、針貫入強度（貫入勾配、 $NP$  値）で表した。一般に針貫入強度は貫入量10kgfの荷重で貫入する量（深度）または10mm貫入するのに要する荷重kgfによってkgf/10mmを単位として表されるものである。貫入強度はその部分の岩石の一軸圧縮強度とはある程度の相関があり、

$$1 \text{ kgf/10mm} \quad \doteq \quad 4 \text{ kgf/cm}^2 \quad (1)$$

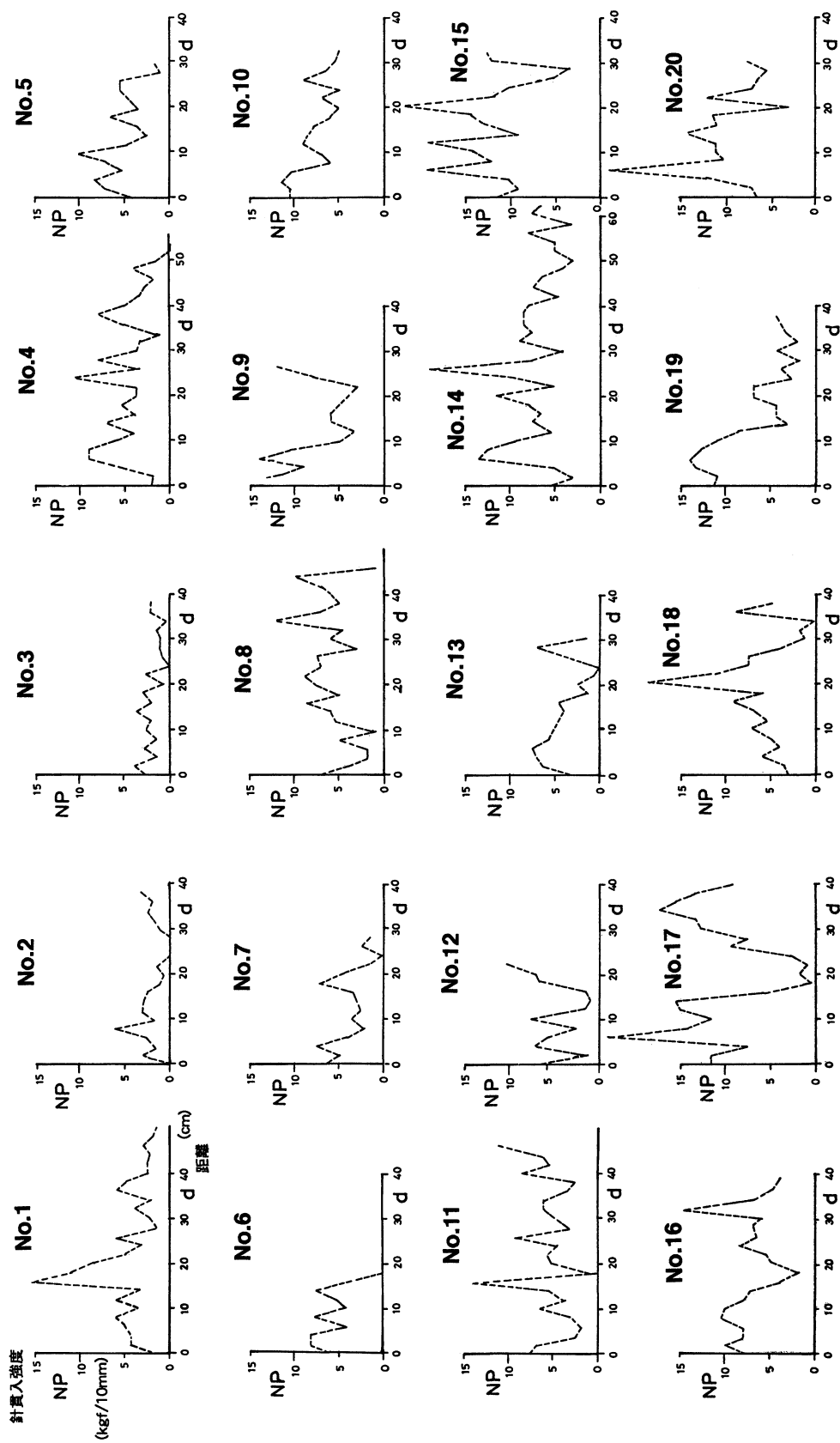
という関係が知られている。

個々の地点での測定はコア外周部から外側に向かってほぼ2cm間隔で行った。ただし、クラック面に接する場合やクラック面が密集している場合は避けた。

それぞれの地点での測定結果を第8図に示す。いずれもバラツキは大きいが大抵は  $NP = 5 \sim 15$  (kgf/10mm) の範囲に入る。(1)式に基づいて一軸圧縮強度に換算すれば、 $20 \sim 60 \text{ kgf/cm}^2$  に相当する。コア部分のほとんどが貫入不能なほど硬質であることに比較すれば、コア外周部は全体に強度が大きく低下しているといえる。

強度の距離による変化をみると、距離にほとんど関係なくほぼ一定に推移しているものや、高低が交互に現れているものなど様々である。No.3のように全体に  $NP = 5$  (kgf/10mm) 以下のもの、あるいはNo.6のように一定の距離で急にゼロ近くに低下しているものもある。また、いくつかの例では、強度が距離の増加とともに徐々に低下していく傾向も認められる。たとえば、No.3, No.5, No.10, No.19 などである。

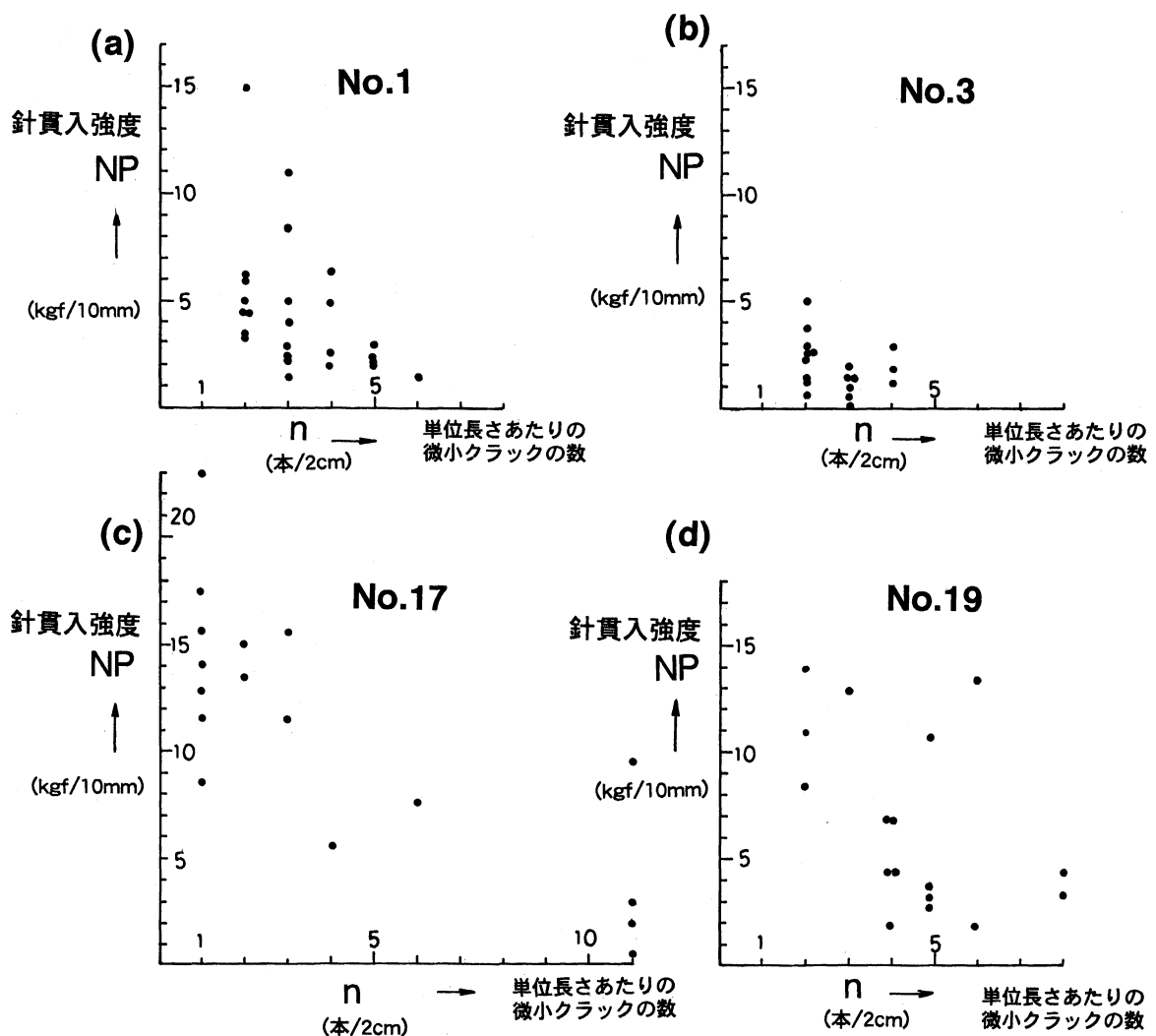
貫入強度は針先の接触する狭い範囲の状態によって左右されることから、測定値にバラツキが現れるのはやむを得ない。しかし、泥岩の場合には構成鉱物粒子が小さく、大きな鉱物粒子の表面に直接することはほとんどないため、貫入強度はむしろ鉱物粒子間の結合程度を反映していると考えられる。事実、針貫入に伴い針に接触している鉱物がバラバラになることがある。したがって、このような強度の低下は一般には構成鉱物粒子自身が軟質になっているかもしくは粒子間に間隙が広がっているためと推定される。



第8図 各地点における針貫入強度 NP の測定結果

## 5. クラック分布と針貫入強度の関係

第9図はコアストーン外周部で見られるクラックの間隔と針貫入強度の関係について代表的な4地点のデータ (No.1, No.3, No.17, No.19) を示したものである。全体としてばらつきは大きいですが、単位長さあたりクラック数  $n$  と針貫入強度  $NP$  には大局的にみて負の相関が認められる。すなわち、クラック間隔がせまいほど強度も低下している傾向がある。個々の  $n$  に対する  $NP$  の最大値をとれば、相関関係はより明確であろう。したがって、微小クラックの形成と強度の低下は互いに何らかの関わりをもって進行した可能性がある。換言すれば、いずれの現象も一連のコア構造形成過程のなかで現れてきたものと考えられ、したがって、中心部が硬質のコアとして取り残され、さらにそれらが外側から軟質化していくような過程とも共通したものと考えられる。



第9図 単位長さあたりの微小クラック数  $n$  と針貫入強度  $NP$  との関係

## 6. 泥岩の風化・劣化の進行とコアストーンの形成

### (1) コア外周部の微小クラックの形成・剥離

石井・堀越(1987)は一般的なコアストーン構造(玉ねぎ状構造)の形成要因として、「熱による岩石の膨張」、「凍結による岩石の膨張」、「水のしみこみによる化学風化」を候補にあげている。また、小森(1985)は第三系泥岩試料を水中に12時間浸し、その後12時間105℃の電気炉に入れることによってコアストーン構造を得ているが、石井・堀越(1987)も指摘しているように、熱の直接的作用によるものか急激な水分の乾燥によるものかは明らかではない。Matsukura and Yatsu(1982)は第三系の泥質岩の乾湿繰り返しで容易に剥離・崩壊することを報告している。これらを参考にすれば、切土法面での乾湿の繰り返しが微小クラックの形成要因と考えてもよいであろう。

微小クラックがコア外周部から離れるにつれて狭くなる(密になる)傾向があるのは、凍結融解あるいは乾湿が繰り返されることによって新たなクラックが形成され、次第に密になっていくためと考えられる。硬質なコア部分も外周部が軟質化すると同時に微小クラックが形成され、徐々に劣化していき、コア部分が次第に小さくなっていくのであろう。

### (2) 泥岩の膨潤 (swelling) の機構

Franklin and Dusseault (1989)によると、膨潤 (swelling) とは岩石、土が水と物理化学的に反応して体積を徐々に増加させる現象とされており、含まれている鉱物によって膨潤の様式は異なることが予想される。林田(1991)によれば、clay swelling は大きく2つに分けることができる。1つはsmectite系の粘土鉱物を含む泥岩自身の膨潤、他の1つは泥岩の間隙水と周囲の水の塩分濃度の違いによって起こる浸透現象による膨潤 (osmotic swelling) である。これらに加え、応力の解放による間隙の増加と水の浸透による膨潤 (matrix swelling) 等があるとされている。

ここでの風化・劣化が機構的にどのようなものかは現段階では明らかではないが、こういった膨潤が原因であろう。微小クラックがコアをとりまくように同心円状を呈していることについては、コア部分と外周部と強度のコントラストあるいは力学的コントラストに原因していると考えられる。

### (3) 節理系に支配されたコアストーン構造の分布

今回の調査地域では泥岩中には層理面方向とそれに直交する2系統の節理面が卓越しており、これらによって囲まれたブロックの中心部にコアストーン構造が形成されている。風化・劣化は節理面が多少開口していればこの面から進行するであろうから、風化・劣化の進行に伴って相対的に新鮮な部分が硬質のコア部分として残存したと考えられる。したがって個々のコアストーン構造の形成される空間的位置は節理面に支配されていると考えてよいであろう。

コアストーン構造の形成は全体としては岩盤レベルでの風化・劣化形態といえよう。風化・劣化形態の岩石レベルと岩盤レベルでの変化の一般的な違いはDearman (1971) 等によって指摘されており、花崗岩でも同様で、鉱物・岩石レベルの変化と岩盤レベルのそれとの違いは大きい(横田, 1991, 1992)。

## 7. まとめ

泥岩における風化構造の典型であるコアストーン構造について天草古第三系泥岩を対象に調べてみた。その結果、(i) 硬質なコアの外周部にはいずれも同心円状で剥離した微小クラックが形成されており、しかも極めて規則的な間隔で形成されている。そして、(ii) いくつかの例ではクラック間隔はコア外周部から外側に向かって狭くなる傾向が認められる。

一方、コア外周部の泥岩の貫入強度を針貫入試験器を用いて測定したところ、(iii) 強度は距離とともに低下する傾向も認められる。したがって、いくつかの例では (iv) 微小クラックの分布密度と貫入強度には負の相関が認められ、これは、(v) 泥岩を構成する鉱物粒子の分離とクラックの形成がいずれも共通した風化・劣化過程に起因することを意味していると考えられる。

泥岩に関する既存の乾湿や凍結融解試験の結果を参照すれば、ここでの微小クラックの形成と強度低下は基本的には岩盤の乾湿の繰り返しによると考えていもよいであろう。泥岩のような堆積岩ではその軟質化は構成鉱物粒子の結合程度の変化にあると考えられる。すなわち、粒子の分離 (grain disintegration) である。また、クラックの分離 (block disintegration) も分離現象の1つであろう。両者の違いは膨潤に伴って内部に発生する応力分布の不均一性等によると考えられる。これには構成鉱物の粒径分布や間隙率、構成鉱物種等も関係していると考えられる。おそらく、微小クラックの間隔もこれと関係があるに違いない。

また、かなりのコアストーン構造に関してはその空間的位置は泥岩中の節理面等に支配されていると考えられる。いずれにしても時間的にどの程度の時間で形成されるのかも今後の課題である。

## 謝 辞

本研究を進めるにあたり、鹿児島大学理学部地学教室の方々から多くの貴な助言や指摘を受けた。とくに岩松 暉教授には感謝します。

## 文 献

- Dearman, W.R. (1971) Weathering classification in the characterization of rock for engineering purposes in British practice. *Bull. Int. Ass. Eng. Geol.*, **9**, 32-42.
- Franklin, J. A. and M. B. Dusseault. (1989) *Rock Engineering*. McGraw-hill, 331-338.
- 林田精郎 (1991) 神戸層群と和泉層群の泥質岩の耐久性について、日本応用地質学会関西支部創立20周年記念論文集「地球環境と応用地質」, 221-230.
- 家村克敏 (1991) 天草下島北部における古第三系泥岩分布地域の地すべりと泥岩の風化様式、鹿児島大学特別研究B報告, 57pp, 鹿児島大学理学部.
- 石井亭一・堀越新一 (1987) 玉ねぎ状構造の形成要因, 東京学芸大学紀要, **39**, 127-147.
- 小森信男 (1985) 水の乾燥湿潤の繰り返しによる新第三紀泥質岩の風化について, 地学教育, **38**, 151-156.
- Matsukura, Y. and E. Yatsu (1982) Wet-dry slaking of Tertiary shale and tuff, 地形, **3**, 25-39.
- 長尾 巧 (1926) 九州古第三紀層の層序, 地質学雑誌, **38**, 115-130.
- Oliver, H. (1969) Assessment of the geomechanical properties of swelling and slaking mud rocks in tunnel excavation. *Proc. ISRM Int. Symp. Sta. and Dyna. Consid. Rock Engin. Swazi.*, 223-229.
- 柴田 賢・富樫幸雄 (1975) 熊本県天草西部に分布する酸性火成岩類の K-Ar 年代, 地質調査書月報, **14**, 243-255.
- 高井保明・佐藤博之 (1982) 1/5万地質図幅『魚貫崎及び牛深地域』および同説明書, 地質調査所.

安田尚登（1984）熊本県天草下島古第三系の微化石層序，日本の古第三系の生層序と国際対比，89-94.

横田修一郎（1991）岩盤の風化・劣化過程における節理系の役割，構造地質，No.37，23-30.

横田修一郎（1992）節理系に支配された花崗岩岩盤の風化・劣化過程のモデル，地質学雑誌，98，155-163.