

屏風ヶ浦の地形と地質

Topography and geology of the sea cliff of Byobugaura, Choshi, Japan.

上野 宏共・地下 まゆみ・安藤 生大・坂本 尚史

Hiroto UENO, Mayumi JIGE, Takao ANDO and Takabumi SAKAMOTO

屏風ヶ浦は太平洋の波により侵蝕された海蝕崖であり、1966年に消波ブロックが設置されるまで長年に亘り侵蝕が続いていた。高さは50 mもあり長さは9 kmにおよぶ灰白色の崖は、東洋のドーバーとも呼ばれている。イギリスとフランスに挟まれるドーバー海峡のイギリス側の白亜の崖は約1億年前の白亜紀に海底に積もった石灰質化石からできた堆積岩で構成されており、景観としては屏風ヶ浦と似ているが、屏風ヶ浦の正面に露出する100万年程度前の堆積岩とは地質年代が大きく異なる。屏風ヶ浦の飯岡層は珪質シルト岩でドーバーの石灰質の白亜の崖とは岩質が異なる。

屏風ヶ浦で見える地層は下位から名洗層・飯岡層・香取層・関東ローム層である。銚子市名洗町などの東側には粗粒砂岩からなる名洗層が分布する。屏風ヶ浦では名洗層の上部の一部が見えるに過ぎない。名洗層の形成年代は500万年前から200万年前とされている。引き続いて時間間隔を置かずシルト岩からなる飯岡層が深海底で堆積した。この地層は屏風ヶ浦の崖下3分の2を占める灰白色の岩石であり、わずかながら西に傾斜しているのが層理面などから分かる。化石と古地磁気の結果を総合して、飯岡層の年代は200万年前から70万年前に亘っていることを明らかにした。香取層は不整合に飯岡層を覆う。屏風ヶ浦の東側では名洗層の上に直接香取層が乗る。香取層は黄褐色で厚さ約25 m、下部では細粒砂岩が多いが上部になるにつれて粗粒になり波の作用によって生じたクロスラミナ模様が地層中に残っている。香取層の年代は10万年前と推定されている。関東一円に分布する関東ローム層は銚子地域でも同じで香取層を不整合に覆う。古富士火山や箱根火山からもたらされた火山灰が降下したものが関東ローム層で、厚さは5~6 mでとくに地表部では赤褐色を呈している。飯岡層までは深海底で堆積したが、香取層の頃には古東京湾はしだいに浅海となり陸化した所に関東ローム層の降下火山灰が積もったことになる。

香取層と関東ローム層の境界がはっきりと分からないことが多いが、帯磁率の差によって簡単に識別できることが判明した。また、各地層に含まれる粘土鉱物についてX線回折装置を用いて検討し、興味ある事実を見いだした。

1. まえがき

東洋のドーバーと呼ばれている屏風ヶ浦では、銚子市名洗から旭市飯岡にかけて高さ50 mの切り立った崖が9 kmも続いている(第1図)。この地形の生い立ち

とイギリスとフランスを隔てるドーバー海峡で見られる白亜の崖との比較を行う。屏風ヶ浦を構成する地層は下位から名洗層・飯岡層・香取層・関東ローム層と区分される。それぞれの地層の性質・特徴や形成当時の環境などについて説明する。

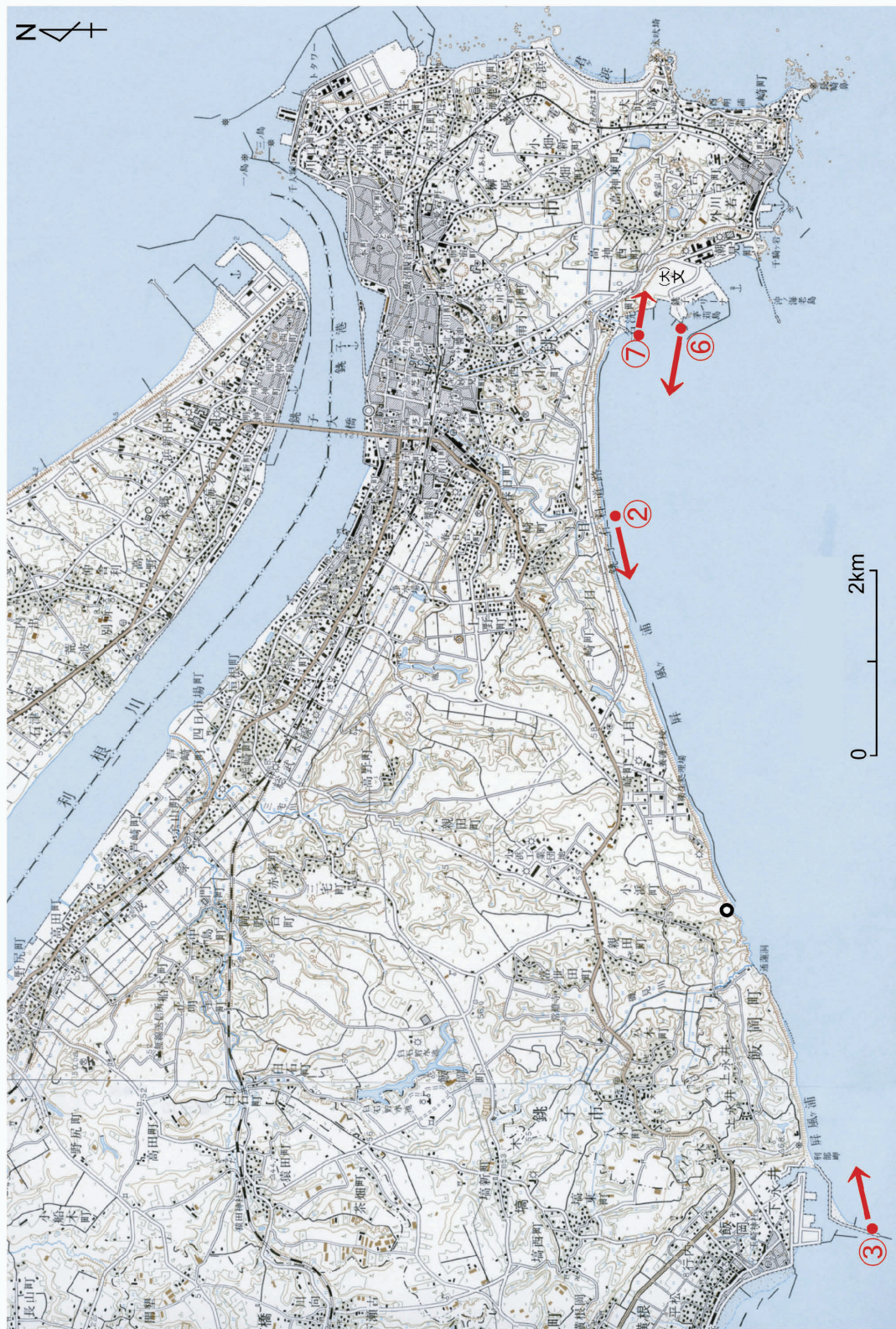
新しい手法として岩石の磁性を使って、i) 屏風ヶ浦の崖の下から3分の2程を占める飯岡層の詳しい年代や ii) 場所によっては識別の難しい香取層と関東ローム層の両者を識別する方法を試みる。

連絡先: 上野宏共 hueno@cis.ac.jp

千葉科学大学危機管理学部環境安全システム学科

Department of Environment System Science, Faculty of Risk and Crisis Management, Chiba Institute of Science

(2009年9月30日受付, 2009年11月26日受理)



第1図. 屏風ヶ浦の位置・地名・地形.

国土地理院発行の5万分の1地形図「銚子, 2002年発行」「八日市場, 2003年発行」使用. 約75%に縮小, 実質6万8千分の1. 赤はカメラ方向と図の番号. 黒丸は連続試料採集地点.



第2図. 屏風ヶ浦海蝕崖と消波ブロック；銚子市三崎町海岸から。 <2008年8月>
消波ブロックの先の画面中央より左には、下部5分の3ほどまで灰白色の飯岡層、その上に黄褐色の香取層、最上部に薄く赤色の関東ローム層。
手前では飯岡層が張り出して見え、上にわずかに香取層と関東ローム層。

これだけの異なる厚い地層を観るのには通常は長い沢を登りながら点在する露頭を繋ぎ合わせてゆくしかない所を、屏風ヶ浦では一目で観られるので地層観察の絶好のポイントである。

真(第4図)を比較するために並べた。銚子市犬吠埼から銚子市名洗町・三崎町にかけては水郷筑波国立公園の一部となっている。

第1表. 銚子地域の地質層序

2. 景観

連続する崖は遠方とくに銚子マリーナ、千葉科学大学マリーナキャンパスや三崎海岸での眺めは見事である(第2図)。さらには、富士山をバックにした日没どきの屏風ヶ浦や、海から昇る太陽と併せて海への日没も観える刑部岬など景勝地となっている。屏風ヶ浦の遠景がドーバー海峡のイギリス側と類似することから「東洋のドーバー」と呼ばれている。また、屏風ヶ浦の崖上を海岸線に沿って通る銚子市天王台から三崎町まで6.4kmの旧銚子有料道路(県道286号愛宕山公園線)の愛称は「銚子ドーバーライン」となった(銚子市, 2009)。飯岡漁港から東北東の刑部岬を望む屏風ヶ浦の写真(第3図)と、イギリスのセブンシスターズでのドーバーの写

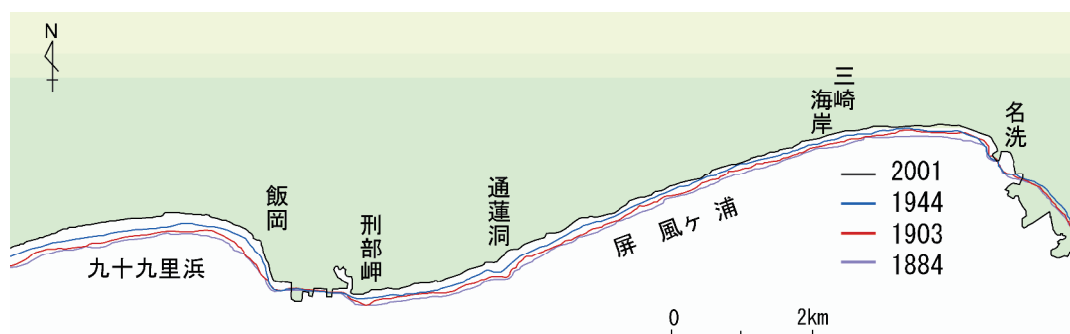
地質時代 (年)		地層
新生代	第四紀	完新世 1万
		更新世 180万
	新第三紀	鮮新世 530万
		中新世 2,300万
	古第三紀	6,600万
中生代	白亜紀	1億4千万



第3図. 屏風ヶ浦の景観と地質；飯岡漁港から南に延びた防波堤から。 <2008年8月>
下部より白い飯岡層 (厚さ 30 m)、黄褐色の香取層 (厚さ 20 m)、赤色の関東ローム層 (厚さ 6 m)。
香取層の透水性砂岩を通過した水は飯岡層の不透水岩シルト岩の崖表面を濡らすので、雨の翌日には
飯岡層のみが逆光で光って見える。この現象は本第3図では朝方、第2図と第6図では夕方に顕著。



第4図. ドーバーの白亜の崖の景観；ドーバー海峡イギリス側のセブンシスターズにて。 <2008年6月>



第5図. 屏風ヶ浦での海蝕による地形の変化.

3. 海蝕崖と消波ブロック

屏風ヶ浦の崖は海の波の力によって削りとられて侵蝕が進んだ海蝕崖である。海蝕によって陸地の後退する早さは年平均 5～6 m と推定されており、鎌倉時代には数 km 沖まで陸地は続いていたとも言われている(豊島, 1972; 赤松, 1938)。この侵蝕を防ぐために 1966 年から消波ブロックが設置され、侵蝕は停まった。それまでの正確な侵蝕速度と場所による侵蝕速度の違いの有無を知るために、国土地理院から発行された地形図を使って調べた。参謀本部陸軍部測量局による 1884 年(明治 17 年)の縮尺 2 万 5 千分の 1 迅速測図が国土地理院から縮尺 2 万分の 1 仮製図として発行されており、これを用いた。この迅速測量図は地図史料編纂会編の「明治前期関東平野地誌図集成」中に縮尺 2 万 5 千分で載っている。その後は数年ないし十数年に一度の割合で測量ないし修正がなされたものが 5 万分の 1「銚子」「八日市場」として国土地理院から発行されているので、両地区の測量年が一致するもののうちから選んで使用した。また、

消波ブロック設置後は侵蝕による後退は無いとの立場で進めた。これらを基にして作成したのが第 5 図である。この図から侵蝕量はどこでも一様ではなく、飯岡側で大きいことが分かる。三崎海岸(第 1 図②)では 1947 年から 1996 年の 19 年間に年平均 1.8 m であるが、通蓮洞では 3.5 m づつ後退していることが明確に示された。終戦直後の 1947 年米軍撮影の縮尺 1 万 6 千分の 1 の航空写真と国土地理院 2001 年 3 万分の 1 航空写真を使って、これらの数値を検証してみた。三崎海岸の 1 km 西でははっきりと読み取れる所では 1947 年から 1966 年の 19 年間には 2.0～2.5 m / 年 となり先の地形図の結果と良く一致している。

飯岡の西に展開する九十九里浜でも 3.5 m / 年で後退している。しかし、侵蝕による後退ではなく汀線の上昇(海岸線の陸側への移動)によるものであり、宇田(1966)は飯岡港が屏風ヶ浦からの砂の運搬を阻止した結果としている。九十九里浜全体では汀線は縄文期以降単純に下降(海側へ前進)している(森脇, 1979)。



第6図. 屏風ヶ浦の地層全体像; 400mm望遠レンズで銚子マリーナから。 <2006年11月>
下位は白色の飯岡層、黄褐色の香取層、薄く覆う関東ローム層。

4. 屏風ヶ浦の地質のあらまし

銚子半島全般を見ると海拔 30～40 m の台地をなしており地表は赤色の関東ローム層で覆われており、半島の最も高い所でも「地球の丸く見える丘展望台」のある海拔 73.6 m の愛宕山である。

銚子半島の東側の太平洋に面する海岸には第 1 表に示す中生代白亜紀の約 1 億 1 千万年前の堅い砂岩が現れている。銚子半島の南海岸も太平洋に面しており、前述のとおり海蝕崖をなし屏風ヶ浦と呼ばれている。第 1 表に示すとおり、屏風ヶ浦を構成している地質は新第三紀中新世から更新世にかけてである (Ozaki, 1958: 日本の地質「関東地方」編集委員会, 1986)。

屏風ヶ浦に分布している地層は大きく 3 つのユニットに分けられる。i) 屏風ヶ浦の東端名洗から飯岡まで屏風ヶ浦の海蝕崖の下部 2 分の 1 を占めている海底堆積の二つの地層; 下位即ちより古い名洗層とその上の飯岡層、ii) 時間ギャップを置いて更に新しい海底堆積の香取層、iii) 地表面を薄く覆う赤い火山灰層の関東ローム層 (第 6 図)。

1 ユニット目では、屏風ヶ浦で最下位は砂岩からなる名洗層 (第 7 図) である。名洗層の海底での堆積後にこの地層の上に大きい時間のギャップなしに連続して、即ち整合的に、やはり海底に積もった飯岡層が来る。飯岡層は屏風ヶ浦の下半分ないし 3 分の 2 を占めるシルト岩で、とくに乾燥した表面は白色となり東洋のドーバーと呼ばれる素因をなしている。飯岡層の上には、銚子半島より西の豊里に分布する豊里層が見られる。名洗層・飯岡層・豊里層の各地層ともわずかながら西に傾斜

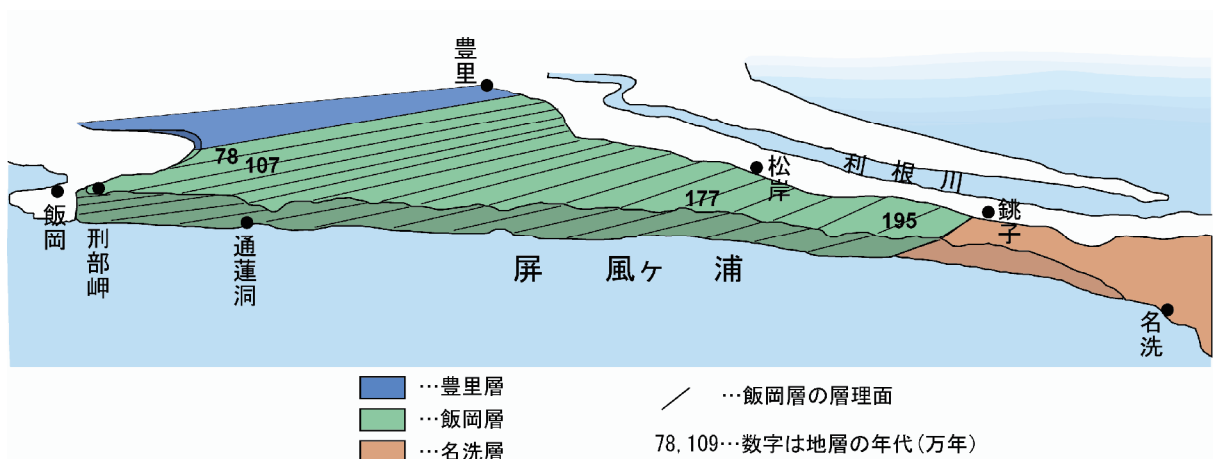


第 7 図. 名洗層露頭と千葉科学大学マリナーキャンパス.
＜2006 年 11 月＞

しているので、平面的な分布は東から西へ向かって名洗層、飯岡層、豊里層となっている。屏風ヶ浦ではこれらのうちの最上位で西方に分布する豊里層は見ることとはできない (第 8 図)。

2 ユニット目にあたる香取層は屏風ヶ浦のほぼ全域に亘って飯岡層を覆っている。東では直接名洗層に乗る。下部の名洗層や飯岡層とは時間ギャップがあり不整合関係をなしている。

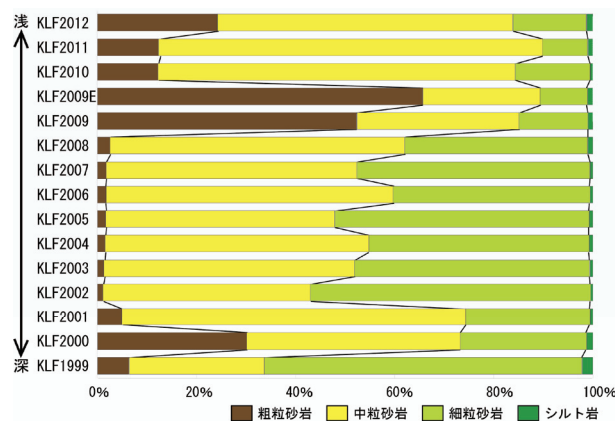
3 ユニット目にあたる関東ローム層は香取層と同じように屏風ヶ浦全域の地表面に分布している火山灰層である。後述するように主に古富士火山や箱根火山からもたらされたと考えられている。下位の香取層とは不整合関係にある。



第 8 図. 屏風ヶ浦の名洗層と飯岡層の模式表示.

香取層と関東ローム層を剥いだ状態。層理面は誇張して急傾斜に示してある。

国土地理院発行の数値地図 2 万 5 千分の 1 地図画像データを使って、立体視ソフトウェア「カシ米尔 3D」で鳥瞰図作成。



第9図. 香取層砂岩の粒度.

5. 各地層の説明

(a) 名洗層 名洗の屏風ヶ浦の海蝕崖が名洗層の模式地となっている。屏風ヶ浦では名洗町、千葉科学大学マリーナキャンパス（第7図）に見られるに留まるが、この崖にそって犬若や外川の陸側にも分布している。岩石は中粒から粗粒の黄土色の砂岩が主体で、火山性の軽石質凝灰岩の薄層を挟むことがある。海底で砂岩が堆積する際、近くで火山活動があったことを物語っている。このような挟在物や粒度の差などによって層理も見られ、二枚貝ほかの化石 (Ozaki, 1958) や微化石 (Matoba, 1967) を産する。この地層の生成は鮮新世頃と見積もられている。

(b) 飯岡層 模式地は旭市飯岡町刑部岬付近の海蝕崖であり、屏風ヶ浦や飯岡台地を構成している。地層の厚さは合計で 500 m 以上にも及ぶ。最下部の 10m 程度はスランプ構造や層間褶曲を示す異常堆積物があり不安定な場所での堆積を示唆している (千葉県史料研究財団, 1997)。下部はシルト岩 (シルトとも言う ; 0.063 mm より小さい粒子からなる) と砂岩 (2~0.063 mm) の相互で構成されている。上部になるにつれて灰白色のシルト岩、部分的に砂質シルト岩となる。この地層は全体としてわずかに西に傾斜していることが、地層面や凝灰質の挟みなどから分かる。つまり西側ほど、この地層の上位を見ることになる。Ozaki (1958) や 菅野 (1980) による貝類の化石の研究から主に深海性の堆積物であることが分かっている。微化石も含まれ、これらは Matoba (1967) や 酒井 (1990) によって調べられ年代推定が試みられている。

(c) 香取層 模式地は J R 椎柴駅南西の崖で、黄褐色の砂岩である。地層の厚さは場所によって異なるが、約 25 m である。貝類化石や微化石を含んでいる。砂岩は時代が新しいため完全に固結しておらずに、ハンマーや小

スコップで掻くと個々の砂の粒に分かれる程である。香取層の下部から上部まで観察できる場所が銚子市小浜町の太平洋に面する崖にあり、連続的にほぼ等間隔に試料採集を行った (第1図の黒丸地点)。砂岩を構成する砂粒の大きさを知るために篩^{ふるい}を使って粒度分析した。結果は第9図に深度別にして示した。下部では中粒砂岩 (0.5~0.25 mm) が 30~40% で細粒砂岩 (0.25~0.063 mm) が半分以上であったものが、上部になるにつれて中粒砂岩は増え粗粒砂岩 (2~0.5 mm) も現れて細粒砂岩は 10% 程度まで減少する。従って、下部は細粒砂岩が多いが、上部では粗粒となり中粒砂岩と粗粒砂岩が主体となる。さらには上部ではクロスラミナも観察され場所により礫 (2 mm 以上) を含むこともある。以上のことから、香取層が堆積を続けた古東京湾 (増田, 1992) がだんだんと陸化し、それまで海底であったのが浅くなってきて粗粒の砂が堆積し波の影響によりクロスラミナが形成されたと考えられる。さらに、浅くなり陸化が著しくなったところ、この上に「次の (d) で述べる関東ローム層」が堆積することになる。

(d) 関東ローム層 関東ローム層は関東地方一円に堆積している古富士火山や箱根火山からの降下火山灰を主とする数万年前の火砕物堆積層で、銚子付近では 5~6 m の厚さがある。関東ローム研究グループ (1965) により広域的に詳しく研究されており、銚子付近では下部から下末吉・武蔵野・立川の各ローム層が堆積していると考えられる。酸化により赤褐色を呈しており地表部ほど酸化の度合いが大きいことが分かる。

6. 地質と岩石からみたドーバーと屏風ヶ浦

ドーバー海峡の崖をつくっている白色の堆積岩はチョーク (chalk) と呼ばれ黒板に白く筆記する用具として用いられていた。現在ではチョーク (白墨) は炭酸カルシウムや焼きセッコウから作られるようになった。ドーバーで「白亜の崖」と呼ばれている真白いこの崖は中生代の白亜紀時代のものである。

白亜の英語名 Cretaceous は chalk のラテン語 creta に由来している。白亜紀には、微化石の一種で、石灰質の殻をもつ円石藻類で代表される石灰質ナノ化石 (ナノメートル単位ほどに小さいプランクトンからなる) が浅海から遠洋にかけて爆発的に繁殖し深海底にはこれらの遺骸からなる石灰質軟泥が大量に堆積した (池谷・北里, 2004)。ドーバーのチョーク層はその典型であり、堆積した時代は約 1 億年前の白亜紀となる。一方屏風ヶ浦の白色を呈する飯岡層シルト岩の時代はこの後第7節で触れるように、ずっと新しく 200 万年前



第 10 図. 飯岡層のシルト岩 (左) とドーバーのチョーク岩 (右).

から 70 万年前にかけてである。ドーバーの白亜の崖と屏風ヶ浦の飯岡層とは堆積した時代が大きく異なっていることになる。

両者を構成している堆積岩はどうであろうか。ドーバーの白亜の崖は先に触れたように主にナノ単位の小さいプランクトンの死骸からなる石灰質の岩石で成分としては石灰岩とも言える(第 10 図右)。X 線回折装置で検出できた結晶質鉱物は方解石 (CaCO_3) とハライト (NaCl) であった。飯岡層のシルト岩(第 10 図左)は、ドーバーの石灰質とは大きく異なり珪酸質の岩片からなる。粒子は 0.065 ~0.002 mm 間のシルトが主で、第 10 節で説明するように 0.002 mm (2 μm) 以下の粘土もわずかながら含まれる。X 線回折結果では石英 (SiO_2) と長石 ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ など) が認められた。

シルト (0.065~0.002 mm) と粘土 (0.002 mm 以下) からなる岩石を泥岩と言うことが多いが、ここで泥岩と言わずにシルト岩と言っているのは、粘土粒子をわずかしかな含まないからである。

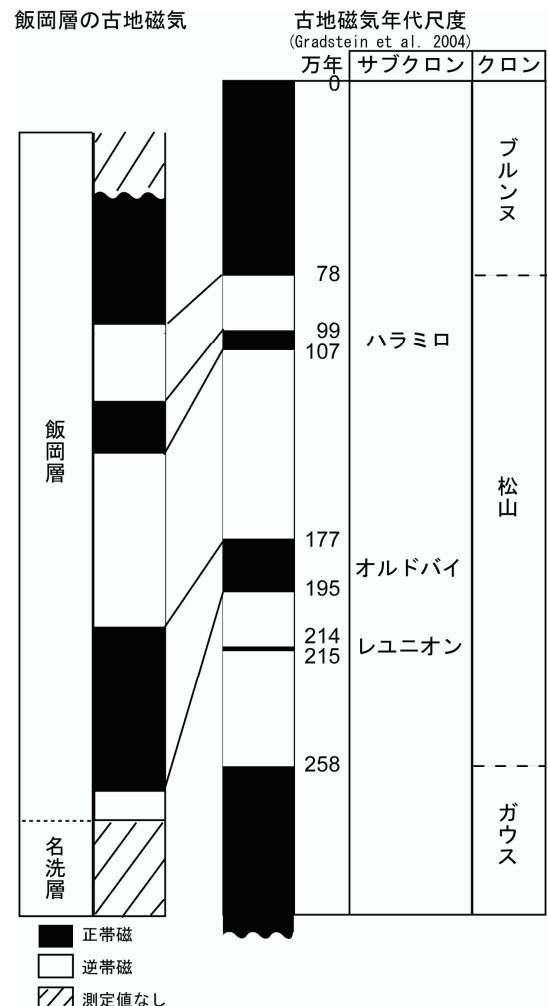
このように、地質時代は両者で大きく異なり、構成岩石は堆積岩であることは共通ながら堆積岩を構成している岩石鉱物や化学組成は全く違っている。

7. 微化石と古地磁気による飯岡層の年代の解明

地層を扱う分野ではその年代が一番重要な要素であると言える。年代が分らないと近くのあるいは少し離れた所のどの地層と同じなのか不明で地層が堆積した環境を比較することすらできなくなるし、地質構造を調べる手がかりも得られないことになる。例えば飯岡層の年代については最近の解説書でさえ、浅賀 (1966) が第四紀の初めとしているのに対し、近藤 (2001) では

第三紀の終わりと第四紀の初めに ^{またが} 跨るとしている。当然ながら数値で与える絶対年代表示にはほど遠いことになっている。

先に「4. 屏風ヶ浦の地質のあらまし」で触れたように銚子地域の鮮新世～更新世の地層については Ozaki (1958) が詳しく調べており大きくは位置付けがなされた。この後、銚子地域の主に飯岡層を対象にした微化石による年代層序の研究が行われている。微化石とは顕微鏡を使わないと観察出来ない微細な生物の化石を言う。地層中に含まれるそれらの進化や絶滅から地層を区別したり、相対年代を推定したりする。地層の年代推定には「海底や湖底で生きていた底性微化石」でなく「広域的に分布し水面近くに住んでいた浮遊性微化石」が重視される。年代推定の精度は扱う化石や地質時代によって異なり、20 万年～数百万年の巾があると言われている。



第 11 図. 飯岡層の古地磁気(左)と古地磁気年代尺度(右). 地質時代の地磁気逆転を黒の正と白の逆で示す。

る。Matoba (1967) は微化石のうち浮遊性有孔虫（概して 0.5 mm またはそれ以下扁平盤状化石）を調べ、飯岡層の最下部は他地域の下部鮮新世と対比される可能性を示し、さらに飯岡層の中部は更新世下部の房総の梅ヶ瀬層に対比されるとした。

酒井 (1990) は微化石のうち放散虫化石を扱い、さらには岩石磁気の極性をも検討した。放散虫化石は細長いトゲのような針を持ち球形や回転楕円体の珪質化石で 0.3~0.2 mm と小さい。放散虫化石から得られる情報とその考察から飯岡層中の下部に鮮新世—更新世の境界があり、飯岡層の上位の豊里層の上限は 40 万年より新しいと判断している。酒井 (1990) は放散虫化石に併せて古地磁気による飯岡層の年代推定も行っている。この方法は地質時代に起こった地球磁場の逆転を記憶している地層の磁気の向き即ち極性—現在の地球磁場と同じ向きの「正」か 180° 正反対の「逆」—を利用するものであり、地球磁場が「正」の時に堆積した細粒の堆積岩も高温からひえた溶岩も正帯磁し、さらに現在までそれを保持していることが多い。地球磁場が「逆」のときには逆帯磁する。第三紀終わりから新しい時代にかけては数万年から数 10 万年あるいはそれより短い程の良い精度で年代推定を行うことが可能である。と言っても万能ではなく、「放射性同位体の壊変を使っての絶対年代値」や「化石や地層対比による年代推定」などによってある程度年代巾が狭められていることが必要である。著者らもこの古地磁気法で 10 万年ないしそれ以下の巾で各種の地質学的イベントの年代を決定している (Ueno, 1975 : Takeda et al., 2001 : Ueno, 2007)。酒井 (1990) は詳細に極性を測定しているが、通常この種の実験で示されるべき安定性の吟味—現在見出される磁化が地質時代のものとして扱えるかどうかの検討即ち堆積時に獲得した磁化を現在まで保持しているかのチェックが行われていない。酒井 (1990) の放散虫化石の結果は広く利用されているが、同じ論文の中で古地磁気による考察は全く使われていない。これまで引用されていなかったのは、i) 関係者が古地磁気成果を使う方法に習熟していなかったのか、あるいは ii) 安定性の吟味が欠けたこともあってこの古地磁気研究の妥当性を関係者が認めなかったためであろう。酒井 (1990) の基となった国会図書館蔵の学位論文手記の酒井 (1973) を調べたが内容は同様であった。千葉科学大学設置の装置を用いて交流消磁によって、酒井 (1973) および酒井 (1990) と同一地点の試料の一部の安定性吟味を行った。詳しくは省略するが飯岡層のシルト岩の磁化は安定しており古地磁気の対象として十分に使えることが判明したので、本論文では酒井 (1990) の古地磁気

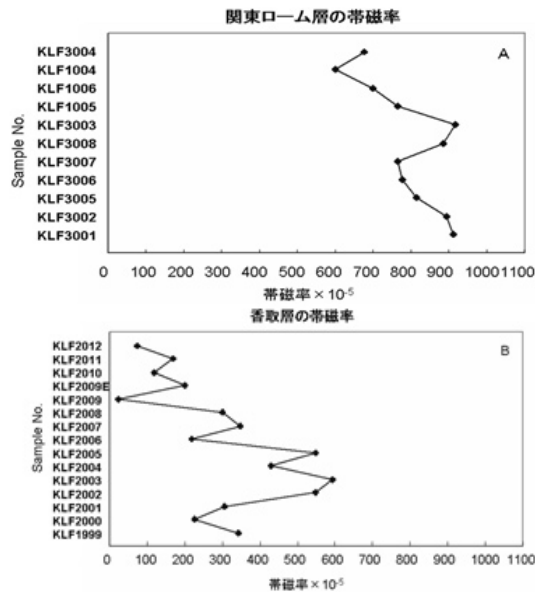
の測定の結果を全面的に採用する。しかし、i) 地磁気逆転の小さいサイクルの扱いなど著者らの考えで修正を施したり、ii) サブクロンへの対比の仕方に変更を加えたり、iii) 最新の古地磁気性年代尺度 (Gradstein et al., 2004) を用いての再編成をおこなったりした。その結果を第 11 図に示した。また第 8 図の地質模式図中にここで得られた年代を記入してある。このように、屏風ヶ浦で見えている飯岡層は 200 万年から 70 万年に跨っていることが明らかになった。

8. 帯磁率による香取層と関東ローム層の比較

岩石の性質を調べる一つの方法として帯磁率測定があり、火成岩の分類などに広く使われている（例えば石原, 1987）。測定にはバーティントン社製 MS 2 型帯磁率計を使った。帯磁率の値は岩石中に含まれる磁性鉱物の含有量によって左右される。磁性鉱物のうちでも磁鉄鉱（化学組成 Fe_3O_4 ；砂鉄はこの集合体）が一番大きく効き、帯磁率は含有される磁鉄鉱の量に比例すると考えてよい。測定用試料は銚子市小浜町の崖（第 1 図黒丸地点）で、専用カプセル容器を使ってほぼ等間隔で連続的に採集した。

帯磁率を 10 カプセルの平均値を使って第 12 図に示した。各地層の最下部をそれぞれの図の一番下にして深度別にしてある。全般として関東ローム層の値の方が香取層より大きい。関東ローム層が火山に起因した物質からなり堆積岩の香取層に比べより多くの磁鉄鉱を含むことは一般則にかなっている。個々に見ると、関東ローム層試料から腕掛で分離した重鉱物には磁鉄鉱、角閃石、輝石が多く見られ、透明な石英もある。磁鉄鉱は 0.1~0.3 mm 程度の正八面体のきれいな結晶で、磁石で簡単に集められ虫眼鏡程度でも観察できる。香取層は最下部のものを除くと上部のものほど値が小さくなっており、粗粒になるにつれて泥よりも砂に近くなり磁性鉱物含有量が少なくなるのであろう。関東ローム層では帯磁率の値は大きくて、火山岩類の値と類似している。上部で帯磁率の値が小さくなっているのは、地表に近いものほど酸化によって磁鉄鉱が赤鉄鉱に変わっており関東ローム層の地表に近いものほど赤くなっていることとして説明できるかもしれない。しかし、関東ローム層の上部ほど赤くなっていることは、火山灰が降下し陸上で堆積する段階で赤くなっている可能性もあり磁鉄鉱なども含めて鉱物学的見地から再検討する必要がある。

香取層と関東ローム層の境界は不整合ではあるが、その境界は第 6 図のような明瞭な場所はむしろ希で判然とせずどちらの地層か判定し難いケースがよくある。第 12 図で見られるように香取層の最上位では帯磁



第12図. 関東ローム層(A)と香取層(B)の帯磁率。

率は $100 \sim 200 \times 10^{-5}$ であるのに対し関東ローム層最下部では 900×10^{-5} と大きい差があり、両地層の識別には有効である。ちなみに、飯岡層のシルト岩の帯磁率は $95 \sim 106 \times 10^{-5}$ であった。

9. 各地層に含まれる粘土鉱物

土壌学、土質工学、堆積学、粘土鉱物学の各分野によって定義は異なるが、一般的に $2 \mu\text{m}$ 以下の粒子は粘土と呼ばれている。この粒子より大きいと飯岡層のシルト岩を構成しているシルトとなり、さらに大きいと香取層の砂岩を構成している砂の粒子となる。この一番小さい粒子の粘土は、ほとんど粘土鉱物と呼ばれる珪酸塩鉱物からなっている。

熱水や温泉水などの変質地域の粘土鉱物によく調べられているが、通常の地層中の粘土鉱物については土木工事関係者や土壌関係者が工作上配慮することがある程度で研究の対象とされることは少ない。屏風ヶ浦の各地層中の粘土鉱物もこれまで詳細に調べられていない。屏風ヶ浦の各地層の試料から小さい粒子が水中に懸濁する性質を用いて粘土鉱物を分離濃集させ、千葉科学大学設置の理学電機製 RINT2500H 型 X 線回折装置でその粘土鉱物の同定と含有される量比を検討した。

各層に認められる粘土鉱物種を第2表に示す。最上位の関東ローム層には、ハロイサイトが最も多く、次いでスメクタイト・カオリナイトおよび極少量のイライトが確認された。香取層においては粘土鉱物の量は概して少ないが、含有率の高い粘土鉱物はハロイサイトであり、他にスメクタイト・カオリナイト・イライトが含ま

第2表. 屏風ヶ浦の各地層に含まれる粘土鉱物

	粘土鉱物
関東ローム層	ハロイサイト>>>スメクタイト・カオリナイト>>イライト
香取層	ハロイサイト>>>スメクタイト>>カオリナイト・イライト
飯岡層	スメクタイト・イライト・カオリナイト

れている。飯岡層では、少量のスメクタイト・カオリナイト・イライトが認められたがハロイサイトは検出されなかった。名洗層からは粘土鉱物は検出されなかった。ハロイサイト・カオリナイトは土壤中や Si・Al に富む火山灰中の火山ガラスなどからの風化や低温熱水変質による生成物として産出する粘土鉱物である。ハロイサイトを多く含む地層は、火山ガラスなどの火山性噴出物から構成されていることになる。この両者の粘土鉱物はアルミナが多く、アルカリなどを含まないため耐火度が高い特性をもつため、濃集したものは耐火物原料や、陶磁器・タイルに用いられる。スメクタイトは低温の中性～アルカリ性で生成する粘土鉱物であり、分布も広い。特にスメクタイトは膨潤性が高いため、地すべりの素因の一つとして報告されている（上野・地下, 2006: 地下ほか 2008: Ueno et al., 2009）。イライトは雲母粘土鉱物の一種で、しばしば堆積岩中に生成している。

上述したように、ハロイサイトは関東ローム層と香取層とくに関東ローム層に多く含まれており、これらの地層中の火山ガラスが風化によってハロイサイトに変化したと言える。イライトとスメクタイトは堆積岩の風化によってもたらされた結果であろう。

このように、含まれる粘土鉱物の種類とその量比は各地層の生い立ちとその後の変化を表していることが分かった。

10. むすびにかえて

屏風ヶ浦の地形地質関連のこれまでの研究をまとめて新しい見解を示したり、あいまいにしか分かっていなかった正確な海蝕による後退速度・各地層の特徴と識別の仕方・粘土鉱物の存在などを専門外の人にも理解しやすく説明してきたつもりである。

消波ブロックの設置により海蝕による侵蝕は止まり人々の生活の場が失われていくことは無くなったが、新しい侵蝕面が造られないため低木植物が繁茂し始めたり、他地域への海砂の供給が停まったりしていることもある。須藤(2006) は九十九里浜から屏風ヶ浦にかけての人工海浜による海浜の泥質化と草原化を嘆いている。

自然環境の一つの景観については近頃国内でも

重要視されるようになってきている。世界規模でも「世界ジオパーク」として貴重な地形や地質を認定する作業がユネスコにより行われており、2009年8月には日本国内の3地域が選ばれた。これらに準ずると思われる屏風ヶ浦の景観をこのまま保つことが重要であるし、ここについての正しい知識を持つことも大切であろう。

謝辞： 国土地理院発行の古くは明治時代からの地形図は取りまとめ作業には大変役立った。平成20年度 千葉科学大学危機管理学部環境安全システム学科卒業の秋葉祐助・藤澤祐嗣両学士の卒業論文のデーターの一部を本論文中で使用した。ドローの写真撮影と試料採集は上野利樹氏に依頼した。本論文の査読者と紀要編集担当者からのコメントは訂正加筆に有益であった。これらの方々や機関に感謝します。

引用文献

- 赤松宋旦：利根川図志，岩波書店，394 p，1938。
- 浅賀正義（編）：新千葉県地学のガイド。コロナ社，326 p，1966。
- 地図史料編纂会（編）：明治前期関東平野地誌図集成，55 p，柏書房，1989。
- 千葉県史料研究財団（編）：千葉県の自然誌，千葉県の台地，823 p，凸版印刷，1997。
- 銚子市：広報ちょうし，2009年1月号，2009。
- Gradstein F，Ogga J and Smith A.：A Geologic Time Scale 2004. Cambridge Univ Press，589 p，2004。
- 池谷仙之・北里 洋：地球生物学，東京大学出版会，228p，2004。
- 石原舜三：花崗岩にみられる帯磁率の広域的变化。地質学雑誌，**87**，45-50，1981。
- 地下まゆみ・上野宏共・坂本尚史：フィリピン共和国レイテ島地すべり再調査，地質ニュース，**647**，17-24・口絵7-8，2008。
- 関東ローマ研究グループ：関東ローマ—その起源と性状—。築地書館，378 p，1965。
- 管野三郎：銚子付近の新生界；猪郷久義 ほか（編）日本地方地質誌 関東地方（改訂版），202-205，朝倉書店，1980。
- 近藤精造（編）：千葉の自然をたずねて。築地書館，284 p，2001。
- 増田富士雄：古東京湾のバリアー島，地質ニュース，**458**，16-27，1992。
- Matoba, Y.：Younger Cenozoic foraminiferal assemblages from the Choshi district, Chiba Prefecture. Sci. Report Tohoku Univ., ser 2, **38**，221-263，1967。
- 森脇 広：九十九里平野の地形発達史。第4紀研究，**18**，1-16，1979。
- 日本の地質「関東地方」編集委員会（編）：関東地方，共立出版，337 p，1986。
- Ozaki, H.：Stratigraphical and paleontological studies on the Neogene and Paleistocene formation of the Tyosi district. Bulletin National Sci. Museum，**4**，1-182，1958。
- 酒井豊三郎：千葉県銚子地域の最上部新生界の放散虫による化石層位学的研究（手稿）。東北大学理学研究科（地質古生物学）博士学位論文，78 p，1973。
- 酒井豊三郎：千葉県銚子地区の上部新生界—岩相・古地磁気・放散虫化石層序—。Bulletin Faculty Education, Utsunomiya Univ., sec. 2, **23**，1-34，1990。
- 須藤定久：砂と砂浜の地域誌(10)，九十九里浜から銚子半島へ—人工海浜の草原化を見る—。地質ニュース，**625**，57-65，2006。
- Takeda, T., Shimada, N. and Ueno, H.：Paleomagnetic constraints on the Nansatsu-type gold deposits in southern Kyushu, Japan. Resource Geology，**51**，239-248，2001。
- 豊島 修：現場のための海岸工学（侵蝕），森北出版，1972。
- Ueno, H.：Duration of the Kuroko mineralization episode. Nature，**253**，428-429，1975。
- 上野宏共・地下まゆみ：フィリピン共和国レイテ島地すべりと地質。地質ニュース，**622**，41-48・口絵5-6・表紙写，2006。
- Ueno, H.：Application of the geomagnetic polarity sequence to dating mineral deposits, C.J. Andrew (Ed.) Digging Deeper：Mineral Exploration and Research，353-356，Irish Association Economic Geology, Dublin，2007。
- Ueno, H., Jige, M., Sakamoto, T., Balce, G. R. and Deguchi, I., Landslide and clay mineralogy in Guinsaugon, southern Leyte Island, Philippines. Jour. of Geological Society of the Philippines，**64**，1-18，2008。
- 宇多高明：海岸における地形学的視点の重要性—千葉県の九十九里浜海岸を例として—。日本地形学連合編，地形学から工学への提言，109-138，古今書院，1996。
- 山根新次：銚子付近の地質概観，地学雑誌，**36**，420-424，1924。

Topography and geology of the sea cliff of Byobugaura, Choshi, Japan.

Hirotoomo UENO, Mayumi JIGE, Takao ANDO and Takabumi SAKAMOTO

A long cliff of 9 km in length and 50 m in height faces to the Pacific Ocean. It is called "Dover in the East" according to the name of the channel between England and France. The topography having sharp cliff is due to sea erosion resulted from wave power. Previous report say the speed of erosion would be 5 to 6 m per year. Now the protect blocks constructed in 1966 prevent the erosion.

Geology of Byobugaura is composed of sedimentary rocks of Pliocene, one Epoch of Neogene Tertiary and Pleistocene, one Epoch of Quaternary. Roughly speaking, the during time of sedimentation ranges from five million years ago to several tens thousand years ago. The stratigraphy of the Byobugaura is Naarai, Iioka, Katori and Kanto Loam Formations, in ascending order. Naarai Formation distributes in the east end of the cliff and consists of sandstone. It covers unconformably the Cretaceous hard sandstone and conglomerate at Inubo which is 4km east of this district. The Iioka Formation conformably overlies the Naarai Formation, and consists of grayish white siltstone. The color and occurrence are similar to those of the cliff. in Dover Chanell. A new paleomagnetical approach reveals the exact age of the Iioka Formation. The Katori Formation covers the Iioka Formation unconformably and composed of brownish fine grained sandstone at the lower parts and brownish medium and coarse sandstone at upper parts. Cross laminae are found in this formation. During the time of sandstone depositoon, the Old Tokyo Bay became shallow and then the wave power made the cross laminae. The Kanto Loam Formation covering unfomably the Katori Formation at the surface. The materials of this formation are fall volcanic ash coming from Old Mt. Fuji and Hakone Volcanos, and exhibite reddish color especially at the top of it.

The sedimentary circumstances of Katori and Kanto Loam Formations were discussed using the magnetic property of rocks. Clay minerals of each formation were examined.