

《調査報告》

大島に分布する古砂丘砂層と含貝化石砂礫層

鈴木 清一

はじめに

大島（筑前大島）は宗像市本土側の神湊の北西約7kmに位置し、周囲は約15kmで福岡県最大の離島である。最近は、「神宿る島」宗像・沖ノ島関連遺産群として世界遺産に登録された宗像大社中津宮および沖ノ島遙拝所の所在地として注目されている。

従来、大島の地質について、中生代白亜紀前期の関門層群下関亜層群の安山岩や同質凝灰角礫岩とそれらに伴う玢岩や斑岩などの岩脈を主体とし、神崎鼻付近の北部海岸に古第三紀の神崎層が小規模に分布するという、比較的単純な構成であると考えられていた（唐木田、2004）。しかし近年は、本市西部を通る活断層・西山断層の精査が行われ、その延長が大島の中央部を南北に貫いていることが判明した（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2013）。西山断層は左横ずれ断層であるが、大島では15mにおよぶ上下方向の変位が報告されている（杉山他、2011）。また、『新修宗像市史 うみ・やま・かわー地理・自然ー』の編纂事業に伴う筆者らの調査において神崎層から海生貝化石が発見され、漸新世の芦屋層群に相当する可能性が大きいことや、島東部の宮崎地区において下関亜層群に深成岩類が貫入していることなど、新たな知見が追加されている。

本報告では、新修市史本編ではその存在のみが言及された古砂丘砂層と本編未記載の含貝化石砂礫層について、これまでの調査結果を記述する。まだ予察的段階ではあるが、大島の地質研究を促進するための一助としたい。

古砂丘砂層

本層は大島の北東部、大島循環道線から分岐して加代鼻方向へ約150m東進した道路沿

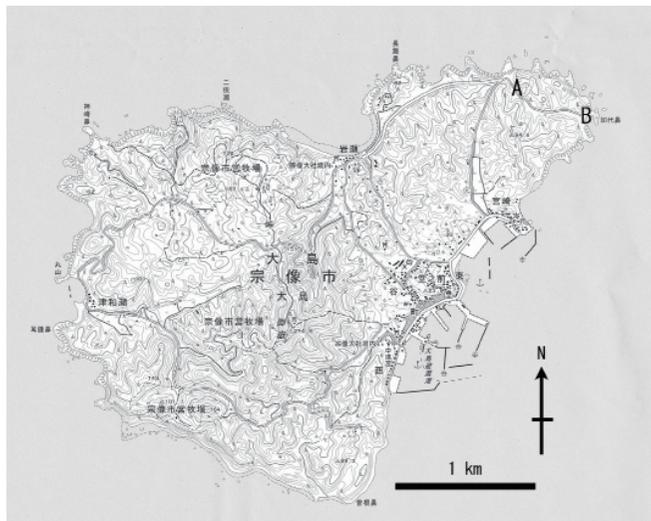


図1 各地層の分布位置（原図として国土地理院発行の25000分の1地形図「神湊」を使用）
A: 古砂丘砂層 B: 含貝化石砂礫層



図2 古砂丘砂層遠景



図3 古砂丘砂層の露頭

いの北側に見られる(図1のA)。露頭は松林下に部分的に認められる程度で詳細な分布は把握できていない(図2)。周辺は主に下関亜層群で構成される標高60mに達する小山が連なり、道路は東へ流下する小沢に沿っているので、古砂丘砂層は下関亜層群を被覆して谷間の斜面に小規模に形成されているようである。露頭で確認できる本層の厚さは2mを超えるが、真の層厚は不明である。本層の分布域の標高は約40mである。なお、道路の南側斜面では見られなかった。

本層の野外観察では、未固結で中粒砂主体の淘汰の良い砂層であり、その内部には層理面や葉理構造などは見られず、無構造である。また、乾燥した表面は灰白色であるが、新鮮な掘削面では黄褐色を呈する(図3)。このため、本層は市史本編で宗像市の本土側において江口付近に広く分布する古砂丘砂層に酷似することを指摘した。今回は室内試験による検討を進め、下記のように、古砂丘砂としての興味ある特徴を見いだした。

採集試料の篩分け法による粒度分析を行った。今回は標準篩を用いて7段階に区分し、重量比を求めた。結果は以下の通りである。礫(粒径2mm以上):0%、極粗粒砂(2~1mm):0.14%、粗粒砂(1~0.5mm):12.49%、中粒砂(0.5~0.25mm):66.29%、細粒砂(0.25~0.125mm):19.31%、極細粒砂(0.125~0.063mm):0.47%、泥(0.063mm以下):1.29%である。平均粒径は細粒砂側にやや寄った中粒砂内にあり、中粒砂が全体の3分の2を占めるという分級淘汰が極めて良好な砂層である。これは空気を媒体に運搬される風成層の特徴であり、砂丘砂の可能性を強く支持している。同時に少量ながら極細粒砂よりも多い泥粒子が含まれることは、この砂層の大きな特徴である。泥粒子を除けば、砂粒は正規分布をとり、供給源や形成過程が同一であることを示している。一方、泥粒子は砂粒子と異なる形成要因の可能性が高く、その色調も考慮すると堆積後の風化変質に伴う細粒化や粘土化が暗示される。これらの粒度分布上の特徴は、比較のために行った釣川右岸の江口付近に分布する古砂丘砂層のそれと同じ傾向を示しており、「古砂丘砂層」と同定した根拠の一部である。

篩分けした試料のうち、粗粒砂、中粒砂、細粒砂の3段階について粒子形態と鉱物組成の比較を行った。観察・同定は以下のような手順とした。①各粒径毎に混合攪拌を繰り返して均質化し、少量をガラスシャーレに取り分ける。②蒸留水を加えた後、粒子が重なら

ない程度に分散させ、10～20個程度の粒子群をシャーレ全域から20群前後選択する。③双眼実体顕微鏡下で、透過光と反射光を照射して観察・同定する（同定個数は300個を超えるよう、不足の場合は新たな粒子群を加えて調整した）。

粒子形態をみると、粒径による形態の差異が認められる。粗粒砂では粒子の種類による形態差は少なく、全体に三軸不等の塊状をなして球形度（丸みの程度）はやや不良であるが、円磨度（角のとれ具合）は良好である。中粒砂では粒子の種類による形態差がみられ

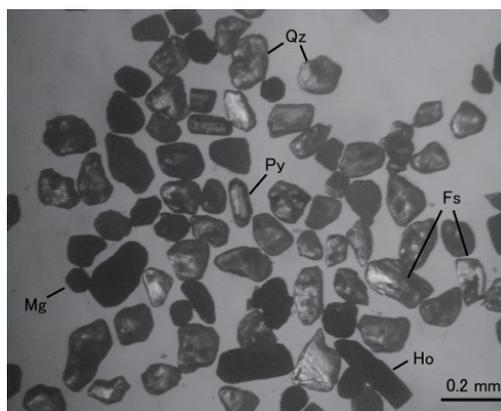


図4 砂層の構成粒子（細粒砂）
Fs:長石類、Ho:角閃石、Mg:磁鉄鉱、
Py:輝石、Qz:石英

る。石英や磁鉄鉱などの粒子は塊状を呈し、円磨度は良好である。長石類（多くは斜長石と思われる）は劈開に沿って稜柱状や扁平状を呈する。角閃石と輝石は長柱状で自形を呈するが、長石類とともに、角縁が円磨されて滑らかになっていることが認められる。細粒砂では中粒砂と同様な傾向を示すが、全体に円磨度はやや不良である（図4）。また、破砕痕が認められる粒子も多い（とくに角閃石と輝石の粒子に顕著である）。

各粒径段階の鉱物組成は表1の通りで、粒径による組成の偏差は顕著である。岩片と無色鉱物（石英と長石類）は粒径が小さくなるにつれて減少する。一方、有色鉱物のうち、角閃石と輝石は粒径が小さくなるほど増加する傾向がみられる（黒雲母は含有量が少なく、傾向は読み取れない）。不透明鉱物である磁鉄鉱（磁硫鉄鉱やチタン鉄鉱を含む可能性がある）はその傾向がさらに強くなっている。岩片は細粒な鉱物の集合体であるので、当然の傾向である。また、岩片以外の鉱物組成の増減はそれらの比重に対応している。石英と長石類は比重約2.7、角閃石と輝石は約3.3、磁鉄鉱は5.5であり、比重の大きい鉱物が細粒砂により多く含まれる傾向が顕著である。これは風による砂粒の移動の際に、粒径とともに粒子の比重も関与した選択的運搬が行われた結果と推察される。

表1 粒径別鉱物組成

	粗粒砂 (%)	中粒砂 (%)	細粒砂 (%)
岩片	10.8	4.9	1.4
石英	51.6	45.0	35.4
長石類	29.1	32.6	28.8
角閃石	5.4	6.1	5.9
輝石	0	1.8	6.1
黒雲母	0	0.3	0
磁鉄鉱	2.9	9.4	22.5

なお、極めて微量ながら火山ガラスの混入が認められた。火山ガラスは無色透明でバブルウォール型の破片であり、円磨痕は確認できず比較的新鮮にみえる。本層形成の途上で混入したものと思われるが、現段階では火山灰の由来を特定できないので、古砂丘の形成年代への言及は困難である。

含貝化石砂礫層

本砂礫層は大島北東に位置する加代鼻南方の海岸沿いにほぼ水平に分布し、海岸段丘堆積層の様相を呈する（図1のB）。層厚は2m以上であり、下限は確認できない。上位は陶石様の白色角礫岩を伴う腐植層（厚さ20cm程度）が被覆する（図5）。一部は弱く固結しているが、全体としては未固結である。本層の礫は主に長径5～10cmの中・大礫からなり、まれに巨礫を含む。礫種は暗灰色～緑灰色の安山岩と凝灰質砂岩が多く、下関亜層群由来のものと思われる。他に珪岩や斑岩様の礫もみられたが、厳密な検討は行っていない。円磨度は比較的良好で、円礫～亜円礫が多く、亜角礫を少量含む（図6）。下部では砂粒主体の基質部が赤褐色を呈し、上部では泥質基質が混じり暗紫赤色を呈する（上部は「礫混じりシルト質砂層」に近い層相を呈することもある）。

本層の上下部を通じて全体に海生貝化石が散在する（図7）。石灰殻は残存し、多くは破片状を呈したりもろく崩れ易くなっているものの、まれに完全個体が含まれていたり殻の色素や真珠光沢が保存されている例も認められる。これまでに同定された貝化石は、巻貝のウノアシ (*Patelloida (Collisellina) saccharina*)、サザエ (*Turbo sazae*)、および二枚貝のウミギクガイ (*Spondylus barbatus*)、イワガキ (*Crassostrea nippona*)、キクザルガイ (*Chama reflexa*) の計5種である。このうちウミギクガイとキクザルガイはそれぞれ2個体、3個体と複数個体を識別した。これら5種はすべて現生種で、宗像近辺の浅海岩礁に普通にみられるものである。

以上のように、本層はわずかとは言え現海面より高い位置に形成された海成層であり、海進に伴って形成されたものである。北部九州において氷河性海面変動による高海面期の地層として、北九州市八幡西区にみられる下末吉海進期（約12万年前）の正津ヶ浜層（首藤、1962）と、釣川下流域など各地の海岸平野に分布する縄文海進期（約6000年前）の海成沖積層が知られている。しかし、いずれも砂泥質であり、貝化石の一部に亜熱帯性の種を



図5 含貝化石砂礫層遠景



図6 砂礫層の構成礫



図7 砂礫層中の貝化石産状
A: サザエ、B: ウミギクガイ

含むことが多く、本層の特徴とは異なっている。なお、正津ヶ浜層上位の岩屋砂礫層は本層に類似するが、非海成層とみられている。本層は局所的な地殻変動に伴う隆起によって形成された可能性がある。

おわりに

上述の2層はこれまで未詳、未記載の地層である。古砂丘砂層は、新修市史本編では野外観察における本土側のそれとの類似性から「古砂丘砂層」と判断したが、今回の検討ではそれを裏付ける結果が得られた。しかし、標高40mの谷間のみの分布は極めて異例であり、形成過程・要因は謎のままである。含貝化石砂礫層は今回が初めての報告であるが、化石の産状、構成種などは北部九州で対比可能な地層が見当たらない。大島特有の地層の可能性がある。今回の報告は大島の地質が多様であることを示しており、これら2層を含め今後の調査研究の成果を期待したい。

なお、これら2層は福岡教育大学の上野禎一名誉教授および棟上俊二教授との合同野外調査の際に発見したものであり、現地ではお二人から貴重な助言をいただいた。末尾ながらここに記して謝意を表す。

引用文献

唐木田芳文 監修 (2004)、福岡県地学のガイド編集委員会 編、地学のガイドシリーズ26『福岡県地学のガイド』コロナ社、237p.

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2013)「西山断層帯の長期評価(一部改訂)」pp.1-32.

首藤次男(1962)「北九州若松市西部の最新統(九州の最新統の地史的研究-I)」『地質学雑誌』68巻800号、pp.269-281.

杉山達哉・下山正一・堤 浩之・石村大輔(2011)「筑前大島における西山断層の通過位置とその連続性について」『日本地球惑星科学連合2011年大会講演要旨』sss032-p23.

(すぎきせいいち 自然部会)