

第5節 静岡県富士市中柏原新田40「柏原遺跡」の地形地質

上杉 陽（都留文科大学名誉教授）

I 本遺跡の地形地質学的な立地環境

1. 本遺跡は田子の浦砂丘上にある

本遺跡は富士川河口から駿河湾岸沿いに10km 東方、狩野川河口から 12km 西方に位置する幅 430m 弱、標高 10 m 余の砂礫洲 sand and gravel barrier の稜線直近北側斜面にある。一般に砂州と砂礫洲をあわせて砂州と呼ぶことが多い。その砂州とは 1988 年発行の地形学辞典によれば「波食によって生じた砂礫や河川によって運ばれた砂礫が、岬や海岸の突出部から海側に細長く突出した地形で、砂嘴がさらに伸びて対岸にほとんど結びつくようになったものをいう（解説：山内秀夫）」のことである。本地域の砂州は、興津川～由比川間の庵原山地～身延山地や由比川～蒲原間の山地丘陵を削る海蝕崖並びに富士川～潤井川～狩野川などの諸河川から搬出された砂礫が沼津港東方の伊豆半島西岸山地までを繋いだ堤防状の高まりで、多くの地点では砂州ではなく砂礫洲である。

いつ頃からか田子の浦砂丘と呼ぶようになったが、砂丘 sand dune というと、地形学上は単なる砂の丘ではなく、風成の丘状～堤状の地形を言う（松倉、1988）。ここは、小川（1965）が述べているように、大半は海成砂礫で構成される砂礫洲である。もちろん、風はいつも吹いているので、局所的～全域的に常に風成砂や風成塵は付加されている（遠藤・上杉、1974）。

2. 田子の浦砂丘の区分

人々が生活していくうえで重要な内陸側地形との関係で、あるいは前面の海底地形との関係で、本砂礫洲を以下のように区分した。

1) 富士川河口～潤井川河口間・・内陸側奥部に富士川断層地塊帯がある。

上記の砂礫洲は富士川河口に始まり、西南西から東北東に延び、幅と高度を増していく。東方 5.5km に流出する富士山山頂部～南西麓を流域とする潤井川河口部（田子の浦港）西岸の前田新田～みなと公園一帯では、国土地理院 1981 年発行の 2 万 5000 分の 1 國土基本図「吉原」では、幅が 250 m 前後である。Garmin 社の

GPSmap60CSx では標高 10m 以上の幅が 120 m を超える。

この地域の背後には富士川扇状地があり、そのさらに奥には富士川河口断層帯（地震調査研究推進本部、1998）により隆起した断層地塊群がある。富士川は供給土砂量が多く、富士市は洪水～土石流被害に遭いやすい地域である（富士市教育委員会、2013）。上記國土基本図によれば、富士川扇状地の河口約 5km 上流に位置する水神社～松岡一帯から分流した扇状地旧河川群は大きく東にそれ、潤井川扇状地と合体しつつ、東方の浮島ヶ原に流出している。

なお、國土府土地局・静岡県地震対策課が 1983 年に発行した静岡県土地保全図 [自然環境条件図] によれば、この地域の沖合は海岸から僅か 1.2km で大陸棚外縁水深 150m となる。平均傾斜は 7～8 度もある。沖合 7.4km で水深 1000 m の駿河舟状海盆（駿河トラフ）に達する。平野域と深海域が、これほど接近している地域は、本地域を含む駿河湾湾奥中西部と伊豆半島を挟んで東側に位置する相模舟状海盆（相模トラフ）湾奥中西部だけである。富山湾沿岸部が多少はそれに近い。

2) 潤井川河口～須津川扇状地間・・その沖合は日本各地の砂州の中では、とりわけ、急傾斜で説明を要する。

潤井川河口部（田子の浦港）東岸で砂礫洲の方向は西南西～東北東方向から西北西～東南東方向に急転換し、幅も急激に広くなる。何故、ここで方向が急変するのかについては今後の課題である。幅は上記國土基本図「吉原」によれば 1000m を超え、砂礫洲が少なくとも 3 列に分岐する。

そのうちの内陸側の砂礫洲と北西から南東に向かう潤井川～富士川複合扇状地分流群の自然堤防がどこかで接続ないしは接近すれば、そこを渡河点として、人々はこの砂礫洲上に移住できる。

阿字神社里宮・同奥宮などが立地する中央砂礫洲では標高 20 m を超える頂部が点々と列状に存在する（Garmin 社の GPSmap60CSx の基図は北海道地図株式会社作成）。何故この標高が高いのか？ 小川（1965）はこの一帯は暴浪や強風の集中点にあたり、風成砂が厚

く堆積するためと考えた。

この地域の背後では、現潤井川扇状地（旧富士川扇状地を含む）、富士火山と愛鷹火山の境界を流れる赤淵川の扇状地、愛鷹火山南西一帯を流域とする須津川の扇状地の砂質～砂礫質自然堤防～網状流砂礫堆と浮島ヶ原西部後輩湿地堆積物とが複雑に入り組んでいる。

田子の浦港東端の旧吉原宿一帯から本遺跡近辺までは、上記の扇状地沿いの自然堤防～網状流砂礫堆をつたって、西側～北側から浮島ヶ原を渡り、田子の浦砂丘に移動しうる重要な渡河地点となるので、やや古い時期から居住～生活拠点となつたと思われる。

なお、この地域の沖合では、海岸から僅か400～600mで水深が150mとなる。平均傾斜は15～21度もあり、日本各地の砂州の中では、とりわけ特異的に急傾斜である。8.6km沖合で水深1000mの駿河舟状海盆（駿河トラフ）に達する。日本各地の砂州（松原、2000）の多くは、前面に広い大陸棚（幅が10キロ以上で、水深が150m以浅）があるのに対して、本砂礫洲一帯では例外的に大陸棚部分がほとんどなく、急崖で深海底に直接している。多少誇張はあるが、大陸棚外縁頂部砂礫帶 continental shelf edge barrierとも呼べる状態である。しかも、羽田野ほか（1979）によれば、本砂礫洲の内陸側浮島ヶ原では、泥層が厚く、砂礫層上面は北方（内陸側）の愛鷹山地に向けて深度が増すとされている。このような本砂礫洲の構造は、確かに沿岸洲状にはほぼ東西に延び、山内（1988）の言う通りで、「波食によって生じた砂礫や河川によって運ばれた砂礫が、岬や海岸の突出部から海側に細長く突出した地形で、砂嘴がさらに伸びて対岸にほとんど結びつくようになったもの」であるから coastal barierであるが、それだけでは説明できない地質構造上の特異性を帶びているように思われる。

富士川扇状地以西に設定されている南北方向のプレート境界複合断層帯（富士川断層系、山崎、1979; 山崎・加藤、1986）ないしはプレート境界を切る特A級の活断層（恒石・塩坂、1978; 恒石・塩坂、1981; 恒石、1984）だけでは、こうした概略東西方向の大陸棚外縁頂部砂礫洲帯形成を説明できないのではなかろうか？現伊豆半島海岸部に最終間氷期の海成段丘（いわゆる下末吉段丘）が存在しない（全域にわたって沈降している？）こと（上杉他、2001）を考え合わせると、ここに水平に近い押し込み押しかぶせ断層 underthrustを設定すべき

かもしれない。今後の課題である。

3) 須津川扇状地～沼津市新中川間・・内陸側に浮島ヶ原主部=浮島沼主部がある。

砂礫洲の幅は東に向けて徐々に狭まり、本遺跡一帯では幅が450m前後、標高10m以上の幅は200m前後となる。それ以東では、国土地理院1981年発行の2万5000分の1国土基本図「沼津」によれば、本遺跡東方5km弱の沼津市JR東海道線原駅辺りまでは幅が450mのままであるが、それ以東では原駅から東方1.1kmの大塚（後述する愛鷹火山の東半部の南東への張り出しの延長線上）で幅が620m余、原駅から東方3.25kmの片浜一帯では幅が1kmとなる。東方狩野川河口一帯でも砂礫洲の幅は800mである。頂面標高は本遺跡から東方9kmの沼津市西間門以東では10m以下となる。幅は東に広がるが高度は西高東低となる。

この一帯の背後の愛鷹火山南縁と田子の浦砂礫洲との間に長大な浮島ヶ原湿地～沼地主部が残る。当然、水産資源に富み、湿地化が進むにつれて、水田耕作も可能となるので、弥生時代以降はこの砂礫洲の内陸縁に沿って居住地点が増えるはずである。松原（1992）はこの地帯内の浮島ヶ原主部内の微高地（雌鹿塚遺跡一帯）で標高1m以下の西北西～東南東方向に延びる縄文晩期以前の砂礫帯を検出し、これを浮島ヶ原地下に伏在する砂礫洲Iとした。

なお、本遺跡東方5.5kmの愛鷹火山が南東に1kmほど張り出す境界となる根古屋～東原間（境界は高橋川）から砂礫洲上の大塚を結ぶ北東～南西方向の地形境界で、この地域の沖合地形は大きく変化する。西側地域は沖合800mで水深150mとなる。平均傾斜は10度もあり、日本各地の砂州の中では、特異的に急傾斜である。9キロ沖合で水深1000mの駿河舟状海盆（駿河トラフ）に達する。他方、東側地域は駿河湾東奥部の大陸棚が広がる一帯で、海岸から水深150mまで水平距離で4km前後となる。ここは日本の多くの海岸砂州地帯と同様な海底地形となっている。

4) 黄瀬川・狩野川扇状地との接続部・・愛鷹火山南東張り出し部、狩野川・黄瀬川扇状地三角州との接合点で交通の要衝

この砂礫洲の東端部（新中川以東）は、前述の愛鷹火山南東縁の南西への張り出し部や黄瀬川・狩野川下流部の扇状地～三角州部（松原、2000）と広く接続してい

る。ここは畿内と東国や甲斐の国を結ぶ官道が走る地域であり、重要な交通の要衝となる。沖合は、駿河湾東奥部で大陸棚が広く、沖合から水深150mまで水平距離で4km前後となる。

3.「田子の浦砂丘」を構成する砂礫は、どこから供給されたのか?

田子の浦砂礫洲を構成する砂礫はどこから供給されたものであろうか?地形学的には、陸地測量部明治20年測量の2万分の一地形図「蒲原」によれば、富士川河口部で本流及び各分流が沿岸部で大きく左折、つまり東に曲げられている点及び狩野川が河口部で大きく左折、つまり東に曲げられて砂礫洲の内陸側湿地部を南流した後に沼津港一帯で砂礫洲を切り駿河湾に流出している点が重要である。これらから、田子の浦砂礫洲を構成する砂礫粒子の多くは西側(富士川や潤井川など)から東に向かう沿岸流で移動運搬堆積し、例えば、高潮・高波~津波(これらを、以下、暴浪と総称する)や大型温帶~熱帯低気圧襲来時の大波)により打ち上げられたものと予想される。

本遺跡構成砂礫層や直近海岸の礫の多くは、興津川~由比川間の庵原山地~身延山地や由比川~蒲原間の山地丘陵を削る海蝕崖及び富士川上流の南アルプス赤石山地・身延山地・御坂山地・秩父山地から切り出された中生代ジュラ紀以前~中生代白亜紀や新生代古第三紀~新生代新第三紀のチャート(深海の生物化学的沈殿岩SiO₂)、泥岩(粘板岩~頁岩等と呼ぶもの)、砂岩、細粒凝灰岩(海底に堆積した火山灰)や地下から貫入する酸性深成岩体などで構成されていた。これ以外に、富士火山起源の黒色玄武岩質溶岩礫や愛鷹火山・淵火山等の安山岩質=デイサイト質溶岩類などが含まれる。明確に東方狩野川起源と断定できるものはない。富士川は流域面積が狩野川の4.7倍、本流長も2.8倍であり、富士川の砂礫流出土砂量は狩野川よりもはるかに多かったと推定される。田子の浦砂礫洲の少なくとも西半部はこれらの西方起源の砂礫で構成されてきたと推定できる。本遺跡東方3.5kmに位置する田子の浦砂礫洲を横断する昭和第二放水路断面を観察した小川(1986)も本砂礫洲中の礫の多くは富士川起源としている。

なお、小川(1965・1986)によれば、狩野川河口北西側の千本浜一帯と南東側の我入道一帯では、狩野川起源の火山岩類礫が多いという。この場合、狩野川河口から土砂が、西側千本浜にも流されるのであるから、狩野川

が最下流部で左折、すなわち、東に流路を変える理由を説明せねばならない。

II 本遺跡構成層の地質学的な諸特徴

図1ABは2011年9月7日時点での柏原遺跡第6地区東壁の写真柱状図である。以下、上位より、順に記載する。文中の色調表記は、農林水産省農林水産技術会議事務局監修『新版 標準土色帖』に従った。

1. 第10層 [遺跡土層番号I-1]・・現代宅地造成土等

標高8.1~8.6m。層厚45cm。下半には宅地造成用に人工的な割石を敷き詰めた部分がある。割石の直径は5cm前後のものが多い。割石は、やや成層しており、長軸が水平面に近く、いわゆる「礫が寝ている」状態である。乱雑にまき散らしたものではなく、重機などを使って押し敷き詰めたと思われる。

上半はコンクリート構造物片、アルミ缶、ビニールの紐、電気コード、鉄パイプなどを含むやや乱雑に成層した砂を充填物とする円礫~角礫層である。粗粒物は様々な方向を向いているが、無方向と言うわけではなく、概ね、水平に近い。円礫の一部は礫表面を構成する面が1~2面しかない。つまり球体~楕円体(一面体)やおはじき状(二面体)で、典型的な海浜礫である。この礫には、ひびが入っている。海浜礫は上流削剥地域から切り出されたひびが多い多面体礫が川の流れの中で順次脆い部分を剥がされ、硬い部分のみが砂や泥で円磨されて残った下流部に特徴的な三~四面体礫を、さらに海岸の押し波引き波で礫の裏面と表面を交互に磨くことによって作られるもので、硬い芯部のみが残るので、通常は、ひびが多数入ることはない。従って、この地点のこの地層のひびり海浜礫は、荒天時の礫同士の相互衝突が激しい打ち上げ堆積物か、人工的に海岸部から機械的に掘り出し、乱雑に敷き詰めたものかであろう。但し、これらの礫は、土石流や岩屑流中の礫のように完全に無方向性ではない。やや水平方向に成層している。

2. 第9層 [遺跡土層番号I-2]・・近現代耕作土~客土層

標高7.9~7.8m。層厚40cm。地表部が踏み固められた締まった砂泥層である。近現代の耕作土~農地用客土層と思われる。下半には炭化木片やビニール片等が多く含まれ、上半には炭化木片、生木片、円磨海浜礫を含む。本層は下位層を切っているので、本来は下位の第8層との間に、近代以前の地層(例えば近世土)が挟在してい

た可能性が高い。

3. 第8層[遺跡土層番号1-3]・中近世の暴浪堆積物か?

標高7.9~7.6m前後。層厚は30~25cm。上位を第9層に切られ、下位の第7層を切る。つまり、本層の上下に欠層があると思われる。

本層は粘り気がなく、ぼろぼろと崩れやすい。砂泥混じりの粒径が1ミリ前後の粗砂層で、破碎された砂岩・泥岩起源の細円礫(2~4mm)を含んでいる。赤褐色~赤紫色の火山弾~スコリアも含んでいる。なお、基底部に下位の第7層上半の円礫を含む固結赤褐色スコリア層から剥ぎ取った大きなブロック(直径10~5cm)を含む。本層は粗鬆で飛鳥奈良平安温暖期の諸層ほどには粘り気も黒味もない。色彩的には、恐らくは中近世寒冷期(小氷期)の腐植が十分に蓄積できなかった時期のもの(いわゆる中近世土:ときにはローム色となる)に類似している。上記破碎細円礫は、海岸から暴浪(高潮高波あるいは津波)で打ち上げられた時に、相互に衝突して礫表面に破碎痕を残したものであろう。

通常時の海浜礫は寄せ波時には、週上する海水を上方に逃がす形で、やや海側に傾いてほぼ水平方向に折り重なって堆積し、引き波時には逆に陸側にやや傾いてほぼ水平方向に折り重なって堆積する。これの繰り返しで礫の表面が磨かれ二面体~一面体となる。本層の礫は、相互に詰まっているが、垂直に立った礫、露頭面に平行になった破断扁平礫など、全体として無方向性で、しかも砂泥に粒が包まれている。本層の標高は7~8mであるので、静穏な海況時の海浜礫~浅海性の礫ではありえず、砂泥混じりの混濁流中で、礫同士が激しく衝突し、多数の破碎痕を残したものと思われる。津波が襲来したのか、それとも、何日も続くような大型の高潮高波堆積物が襲来したのかを識別する粒子単位の識別基準は現状ではない。

4. 第7層~8層間の古代温暖期に対応する可能性がある7世紀初頭~前半以降のコーカン畑遺跡第2地区上位スコリア層Fj-Kbu

柏原遺跡第6地点では削剥され存在しないが、第7層と第8層との間には、飛鳥奈良平安温暖期の黒味の強い粘りがある層が存在した可能性が高い。これに対応する可能性があるものとして、コーカン畑遺跡第2地区上位スコリア層Fj-Kbuが考えられる。

コーカン畑遺跡第2地区(富士市江尾727-1:標高22m前後)は本遺跡の北北東(N10°E方向)2.5kmに位

置する愛鷹火山山麓上に立地し、そのSB02住居(7世紀初頭~前半)床面を覆う下位から試料④~①は側方で黒色腐植土に移行するスコリア質砂礫層であり、腐植ないしはスコリア中から溶出したSiO₂で固められ、團子状~砂利状となっている。これは、加藤・近藤(1960)の言うエカスマサあるいはエカスマサ的な層相と思われる。これらのスコリア層をコーカン畑遺跡第2地区上位スコリアFj-Kbuと仮称する。

詳細調査は今後であるが、これらの試料④~①の腐植で固められたスコリア粒は、腐植を洗い落として観察すると、最大粒径が2~1cm、並みの粒径で5mm前後であり、粒径は本遺跡の第7層中のスコリアと大差ない。しかし、

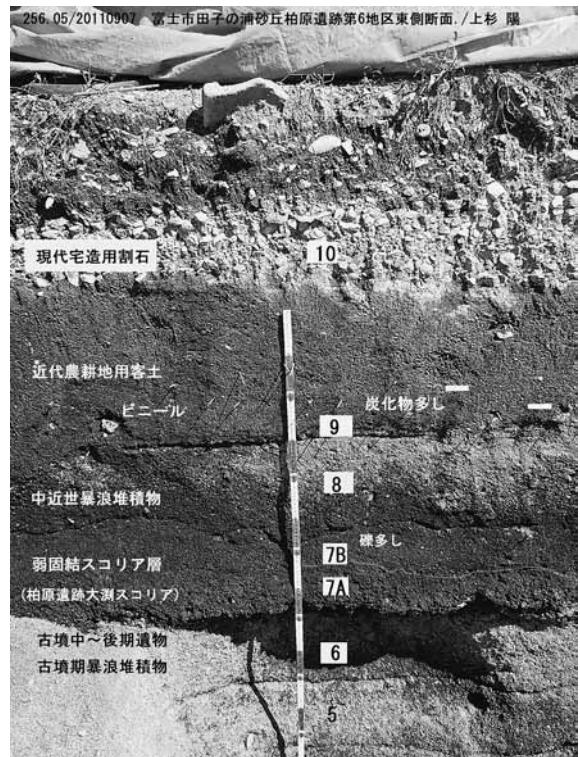


図1A 柏原遺跡第6地区トレンチ東壁上部

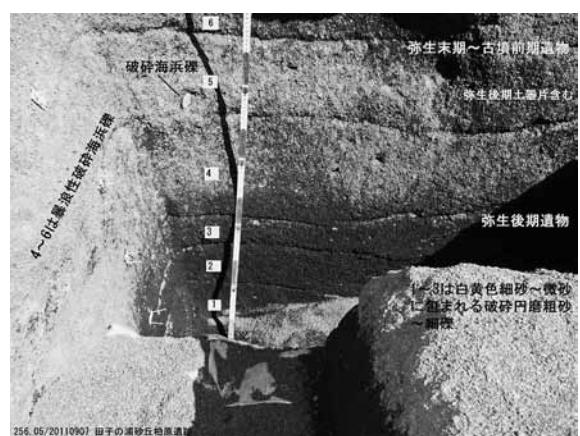


図1B 柏原遺跡第6地区トレンチ東壁下部

共通して、以下の①～④のような差異がある。

① 気孔面積比を比べれば小である。② スコリア粒の破断面でスコリアの内部の色を観察すると、比べれば赤みが少なく黒色～黒褐色～黒灰色である。③ 気孔内壁が灰桃色～灰色で比べれば赤みが薄い。④ スコリア粒の破断面を実体顕微鏡（17倍～90倍）で見る限り、柏原遺跡大淵スコリア層 Fj-Kwb よりも斜長石斑晶が大きくて多い。

これらは、富士山南東麓の縄文早期以降のテフラの太郎坊模式地（上杉・大下、2003; N35° 20' 3.71" : E138° 47' 42.24"）あるいは弥生中期以降のテフラの須走口登山道木ノ根坂模式地（上杉・堀口ほか、2003; N35° 21' 53.41" : E138° 46' 51.07"）の S-24-6 スコリア層（フォールユニットは下位から abc の3層構造、c は溶岩片～火山弾片が多い火碎流相：概略 1200 年前以降）に比較的類似している。なお、S-24-6 前後から西暦 750 年頃の後期鬼高式甕棺等（上杉・松本ほか、2003）が出土し、S-24-6 上半の火碎流からは 1180 ± 100 yrsBP という C¹⁴ 年代が得られている（上杉・有留他、2003）。

5. 第7層 [遺跡土層番号II及びIII]

標高 7.6～7.3 m、層厚 30～20cm のスコリア層（図1・2）で、下半部は遺跡土層番号IIIに相当し、一次堆積の降下

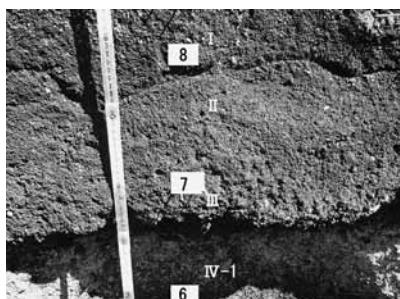


図2 柏原遺跡大淵スコリア Fj-Kwb (第7層)

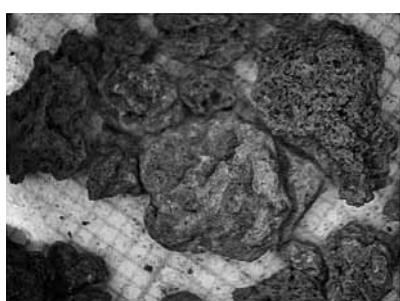


図4 低温酸化した柏原遺跡大淵スコリア
繩状によじれた厚皮膜、直面状破断面、多角形状～楕円形気孔、気孔間隔壁が頑丈なのが特徴。このスコリアの場合、内部には面積率で 50% 以下の気孔群がある。その形態は球形～多角形型が多く、気孔間隔壁が厚くて頑丈である。方眼の 1 目盛は 1mm。



図3 柏原遺跡大淵スコリア
(下位の第6層側から第7層底面部を見たもの)

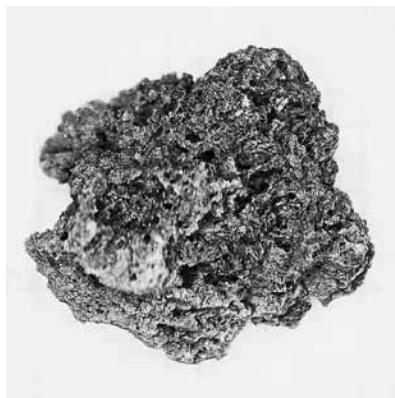


図5 直径 1cm の気孔の多いスコリア例。
無酸素状態で固化した芯部は黒色気孔であり、表層部の気孔は高温で酸化したため赤鉄鉱ができて赤褐色を呈する。気孔面積比は 50% を超えている。



図6 高温酸化した柏原遺跡大淵スコリア
気孔面積比は 50% を超える。破断面には円柱状気孔が見える。その気孔間壁隔壁に小球状小気孔が見える。グラフ用紙の方眼間隔は 1mm である。

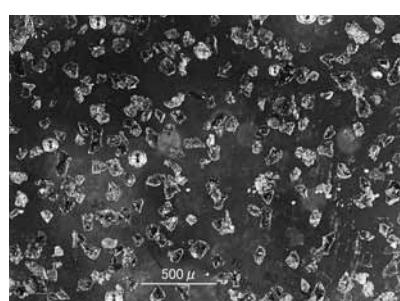


図7 第7層下半スコリア粉碎試料の実体顕微鏡反射光像

火山碎屑物（スコリア）である。上半部は遺跡土層番号IIに相当し、図11に見られるごとく、円礫が混じる柏原遺跡大淵スコリア層の二次的な弱固結帶である。

1) 下半部・・・富士系降下火山碎屑物：古墳時代中後期以降の柏原遺跡大淵スコリア層 Fj-Kwb

本層直下の第6層表層部の遺物は5世紀後半から6世紀前半頃と思われる（藤村、2012）。従って、本層の少なくとも下半部は西暦 450～550 年以降の主として一次堆積のスコリア層である。本スコリア層を柏原遺跡大淵スコリア層と仮称する。

最下部はスコリア中から晶出した赤褐色の鉄鉱物で二重的に膠着し、個々の粒子がバラバラに離れることはない。図3は下位の第6層上面側から第7層下底面を撮影したものである。下底部での柏原遺跡大淵スコリア Fj-Kwb は最大径が 1～2cm であり、目立つ並みの粒径が 5mm 前後である。スコリアは表面も内部も高温酸化して赤鉄鉱が生じ赤褐色味を帯びるものと無酸素状態で堆積し、芯部が灰黒色～銀黒色のままのものがある。その後の低温酸化で表皮部に褐鉄鉱を生じ黄褐色～褐色味を呈する。図4は低温酸化したもの、図5・6は高温酸化したままのものである。表面には繩状によじれた厚皮膜があることがある。スコリアが破断している場合の破断面

は一般に直面状である。破断面で見ると気孔間の隔壁が頑丈であり気孔面積比が50%以下のケース(図4)と50%以上のケース(図5・6)がある。気孔形は多角形状～橢円形気孔が多く、直径が数mmの円柱状気孔がある場合はその長い気孔壁を構成する隔壁中に連続して球状気孔(直径1mm以下)が認められる(図6)。

第7層下半部を篩い分けてみると、1mm以上(極粗砂～礫)の部分が全体の83.5%を占め、そのほとんどがスコリア粒であった。異質岩片はない。1mm～0.125mm部分(粗砂～細砂)は13.4%で、ほぼ半分がスコリア片、残りの半分が海岸から飛来した円磨された砂岩片・泥岩片や長石などの結晶鉱物片であった。0.125～0.063mm部分(極細砂)は0.5%であった。過半はスコリア片・火山岩片で、20～30%が海岸からもたらされた円磨粒(大半は泥岩起源)、残りの20%前後が結晶片であった。0.063mm以下のいわゆる泥部分は2.7%を占める。その色調は乾燥色で10YR5/4(黄褐色)、泥水色で7.5YR5/6(明褐色)である。

下半部の標準的なスコリアを20g程度選びだし、これを粉碎して、125μメッシュを通過し63μメッシュ上に留まる粒径、すなわち、最少断面積が0.125～0.063mmとなる粒径にまで粒が揃えられたもののみを集めてプレパラートを作成した。また、スコリア間の充填物についても、篩い分け、125～63μの最少断面積粒径を持つものについて、プレパラートを作成し、他火山起源のテフラ片の検出を行った。

<反射光観察の際の分類基準>

スコリア粒子を粉碎し、最少断面積が125～63μの範囲内にあるように粒径を調整することによって、粒数比が重量比や体積比と極端に差異を生じないようにした。なお、最少断面積で篩い分けても、プレパラート上の粒子は、カバーガラスに押し付けられて、最大断面積部分あるいは中間断面積部分を見ることとなる例が多い。図7は本層を構成する平均的なスコリア粒の粉碎プレパラートの反射光写真である。反射光像は光源から入射した光が物体と衝突して直接反射するか、物体内に光が入り屈折して戻ってきた光の色による分類である。入射した光が粒子の外郭境界部以外は全て透過し、均等に屈折反射して戻ってきた光を見ることがある。この場合は、我々は、そこに何もない感ずるか、境界部で屈折反射して戻ってきた光だけを見ることとなり、一見、そ

こに何もないあるいは透明なものがあるよう感覺する。このようなケースをここでは氷状iとしてある。例えば、鉄FeやマグネシウムMgはほとんど入っておらず透過光でも透明に見える板状の石英、斜長石、流紋岩質ガラスで気孔を含まぬ物は、反射光では、そこに透明～色付きの氷の板があるかのように感覺する。反射光が氷状ではあるが多少気泡があるような場合は泡入り氷状piとなり、気泡が増えてくると半透明氷状siとなる。細かい微小な球形気孔が多いと白色メノウ状に見える。こうした状態のものをwoとした。物体が平坦ではなく、粒状であると反射光が乱反射して、全体として白色粉雪があると感覺する。この場合が粉雪状psである。雪が解け始めてシャーベットのようになったように感覺する場合はshである。ガラス部分に長柱状の気泡や透明微結晶(石英・斜長石など)が増えてくると、氷の板があるとは感じず、雪が解け始めてドロドロになりかけたシャーベット状と感覺する。ガラス成分中に鉄Fe分が少ない白色シャーベットw.shもあるし、鉄Fe分が増えてきて黄褐色シャーベットyor.shに見える例もある。一般にガラス成分中に鉄Feが増えてくると、反射光は物体に入った後、光が吸収されてしまい、屈折して視野に戻って来る光量が減少する。こうなると、黒い泥が混じった汚いシャーベットのように見える。これを泥雪状msと称する。全ての光が吸収され、戻ってこない場合は黒色に見える。これが黒色コークス状bcである。赤色系の光は反射するがそれ以外の色彩の光は吸収してしまうと、そこに赤色系物体があるよう感覺する。これが赤色コークス状rcである。

<色が濃い泥雪状msガラスやシャーベット状ガラスshが多い>

以上のような分類基準で第7層下半部のスコリア粉碎物(125～63μ)を見ると、図7のように見える。中央には高温酸化のため赤橙色となった赤色コークス状スコリアrcが一つだけある。これ以外は見当らない。なお、図中の半円形の白色二重丸はプレパラート作成時に発生した封入材レーキサイドセメント中の気泡で人為的なものである。分類基準通りに比率を求めてみると、氷状iが3%、泡入り氷状piは14.2%で、いずれも透明板状ガラス風ではなく、黄褐色の色付きガラスである。これは、富士系のガラスには鉄分が多いためである。白色メノウ状woや粉雪状psは全くなく、黄褐色シャーベット状orbr shが14%、高温酸化のため赤鉄鉱が生

じ赤みが増えた赤褐色シャーベット rbr sh が 25%、一部に光が吸収されてしまい黒色に見える部分が増えてくる泥雪状 ms が 32%もある。黒色コークス状 bc は 10%、赤色コークス状 rc が 1%であった。

<偏光顕微鏡下での諸特徴>

粒子に下から可視光線を当てて、それを通過してくる光を見る透過光観察には偏光顕微鏡が用いられる。これにより、マグマ中の液体部分（噴出して固まると粘性の極めて大なる液体、つまり、ガラス部分）と火山ガス部分（気泡部分）が、概略何%ぐらい存在するのか、マグマ溜まり中では、結晶がどの程度形成されたかを調査する。気孔の形状、量比、ガラスの色、結晶粒径をも調査する。結晶が大きい結晶ばかりだったり、微小な結晶だったり、個々のテフラ層ごとに個性がある。

本スコリア層の場合は、以下のような結果が得られている。

- a) 50 μ 以上の大きな結晶は概略 10%程度しか含まれていない。もし、大結晶が 100%近くになってしまふと、液体部分やガス部分がないのであるから、マグマ溜まりから噴出できなくなる。10%程度なら噴出できる。
- b) 50 μ 以上の大きな結晶のうち、鉄やマグネシウムを含まぬ珪素 Si・アルミニウム Al・酸素 O・ナトリ

ウム Na・カルシウム Ca から構成される透明な軽鉱物（具体的には斜長石）が 89.6%を占め、鉄 Fe やマグネシウム Mg を多く含む高温型のかんらん石（オリーブ色なのでオリビンという）が 7.7%、次いで鉄やマグネシウム含量が多い斜方輝石が 1.6%、鉄やマグネシウムばかりではなく、Ca をも含む单斜輝石が 1.0%、鉄鉱物が 0.2% であった。柏原遺跡大淵スコリア層 Fj-Kwb はかんらん石が重鉱物中では最も多い典型的な富士系スコリアである。

c) 50 μ 以下の微結晶をも含んだ液体部分（ガラス部分）と火山ガス部分（気泡部分）は併せて石基 groundmass と呼ばれるが、この部分には次のような特徴があった。

- ① 全体として、微結晶が石基部分の 25%以上を占める粒子が全粒子の 96%、25%～5%を占める粒子が 4% である。
- ② 微結晶の多くは 20 μ 前後の短角状～長柱状である。
- ③ さらにこれとは別に針状の微結晶ないしは晶子 crystallite（結晶の胚珠）が目立つ。
- ④ ガラス部分は屈折率が 1.54 を超える鉄やマグネシウムが多いものである。気泡の面積比は 5%以下のもの（H型）が全体の 80%を占め、気孔面積比が 5～25%

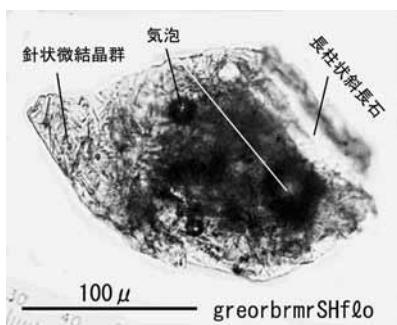


図8 柏原遺跡大淵スコリア層 Fj-Kwb の典型的な石基構成

幅 10～20 μ ・長さ数 10 μ の微結晶が面積比で 25%以上、これ以外に針状の微結晶ないしは晶子が多数ある。

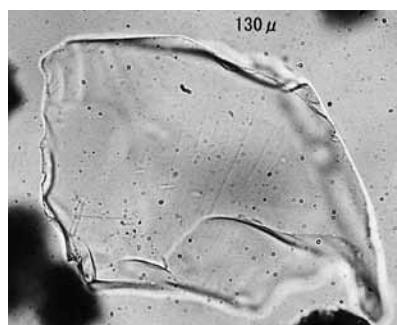


図9 第7層下半に挟在する他火山起源透明ガラスガラスは pmpPHfℓ型で富士系テフラではない。

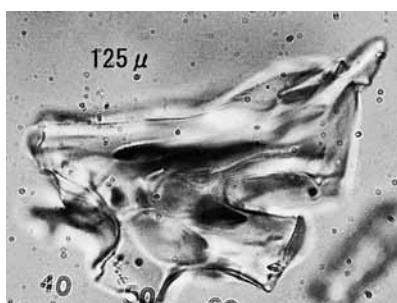


図10 第7層下半に挟在する他火山起源透明ガラスガラスは pmpPCco型で富士系テフラではない。



図11 第7層上半を構成する固結破碎円礫入りスコリア層。方眼は 1mm 間隔。

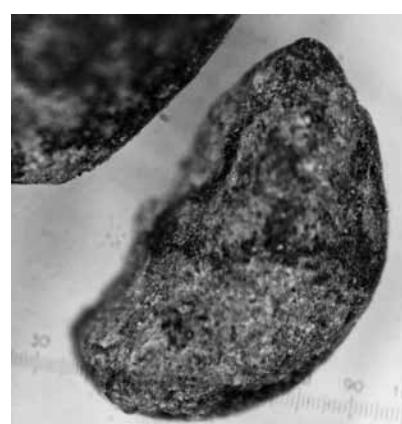


図12 第7層上半中の赤黄褐色スコリア質火山灰に包まれる表 1No.14 破碎円礫

もの（C型）が2%しかなく、気孔面積比が25%を超えるもの（T型）が18%であった。図8は本層の一般的な石基型である。

d) スコリア粒子間の隙間にはしばしば他火山起源のテフラや珪藻や生物硅酸体等の微化石が挟在し、対比に役立つことがある。本スコリア層中の充填物中には、しばしば、他火山起源のアルカリ長石・石英・角閃石・黒雲母や図9・10のような透明で屈折率が低いおそらくは流紋岩質～デイサイト質火山噴火の産物と思われるやや厚手の薄片状ガラス（pmpPHbw～fℓ型）や長柱状ないしは柱球状気孔を面積比で5～25%持つ肉厚のpmpPCco型ガラスが含まれている。長径で100～150μ程度のもので、遠方の火山から飛来したものと思われる。なお、pmpPHbwとあった場合、最初のpはピンク色気味に見えることを示し、次のmpはそのガラス片中に含まれる微結晶や晶子が5%以下であることを示している。mmとあれば、微結晶や晶子が5～25%含まれていることを示す、mrとあれば25%以上含まれる。次の大文字のPはガラスの屈折率が1.54以下であることを示す。もし、Sとあれば、ガラスの屈折率が1.54以上である。Pの次の記号Hは、そのガラス中に気泡が5%以下であることを示す。もしここがCとあれば、気孔面積比が5～25%、Tとあれば、気孔面積比が25%以上の多孔質ガラスであることを示している。

第7層下半部は西暦450～550年以降の主として一次堆積の富士系スコリア層であるが、ほぼ同時期の透明なガラスを噴出する火山としては北関東の榛名山が有名である。榛名山二ツ岳伊香保軽石Hr-FPは西暦550年頃、二ツ岳渋川火山灰Hr-FAが西暦500年頃であるとされる。しかしながら、いずれも、主として東方に向けて降下堆積したこととなっている（町田・新井、2003）。多少とも南方方向に飛んだのが二ツ岳渋川火山灰Hr-FAである。

2) 上半部・・・暴浪堆積物の可能性あり

本層上半部には、スコリア堆積時あるいは堆積後に周辺から円礫や風成砂～風成塵が入り込んでいる（図11）。本来の第7層下半を削り込んで新たに堆積した別の地層にも見えるため、考古学的な基準土層番号は、独立させて第Ⅱ層となっている。実際には、柏原遺跡大淵スコリア層の後半の噴火が弱まった時期の同質の火山灰降下時に海岸から暴浪（高潮高波等～津波）が砂礫洲を

週上し、円礫と赤黄褐色スコリア質火山灰を混濁流として同時に運搬し、この混濁流の中でスコリア片も破碎し、円礫も衝突しあい、円磨粒の表面各所に破断痕を残しつつ堆積したのであろう。

上半部を篩い分けてみると、1mm以上の極粗粒砂～礫部分が全体の60.9%を占め、その大半はスコリア礫であったが一部は砂岩・泥岩等の破碎円礫であった。1mm～0.125mmの粗砂～細砂部分は27.8%で、海岸部から飛來したと思われる泥岩や砂岩の粒が多くかった。つまり、第7層の上半部は下半部に比べて、1mm～0.125mmの粗砂～細砂部分が多く、降下堆積したスコリア間の空隙に飛び込んだ砂岩・泥岩起源の砂粒片が多くかったこともわかる。0.125～0.063mmの極細砂部分は1.3%であり、0.063mm以下のいわゆる泥部分が10%を占め、下半部に比べ風化物質ないしは風成塵物質が多いことを示している。その色調は7.5YR5/6明褐色であった。なお、これを水に溶かした場合の泥水色は5YR3/4（暗赤褐色）であった。最上部は風化土壌化し暗褐色を呈し、しばしば、固結帶となる。風化土壌部は7層内で波状帶を構成している。

上記の1mm以上の極粗粒砂～細礫部分中の破碎円礫14個を採集し、その長径・中径・短径、細かく観察した場合の粒子表面の面数（細面数）・大雑把に観察した場合の概略の面数（概面数）、破断部を除いた円磨が進行した部分の円磨度（完全円磨が1.0で円磨部が全くなくギザギザした完全角礫状のものを0.1とする）、現在相当程度破碎部が再度円磨されかかっている部分があるかどうか、新鮮な大破断面があるかどうか、新鮮な小破断面があるかどうか、新鮮な割れ目があるかどうか、岩種、その粒子の表面に付着するものがある場合、それがどのようなものであるのか等の諸特徴を記載した。詳細は表1のとおりである。粒子の最大径は0.9cmで、14個すべての粒子に破断痕が認められた。特に小規模な新鮮破断面は全ての粒子に認められた。また、大部分の粒子は赤褐色スコリア起源の風化赤黄褐色スコリア質火山灰に包まれていた。図12はその一例である。

3) 6世紀初頭～前半以降のコーカン畠遺跡第2地区下位スコリアFj-Kbℓ

本遺跡の北北東（N10°E方向）2.5kmに位置する愛鷹火山山麓上のコーカン畠遺跡第2地区（富士市江尾727-1：標高22m前後）ではSB03住居（6世紀前半頃）廃絶直後に堆積したスコリア層（試料③）がある。詳細

表1 第7層上半部に含まれるスコリア以外の粗粒物の諸特徴

粒子番号	長径 mm	中径 mm	短径 mm	細面数	概面数	円磨部の 円磨度	修復中 破断面の 有無	新鮮 大破断面 の有無	新鮮 小破断面 の有無	新鮮な ヒビの 有無	岩種	付着物等
1	9	5	3	6	4	0.7	○	○	○	×	チャート質泥岩	赤黄褐色スコリア粉
2	8	4	3	12	5	0.6	×	○	○	○	泥岩	割れ目に赤黄褐色スコリア粉
3	7	6	4	17	5	0.7	×	○	○	○	泥岩	白黄色微砂に包まれる
4	7	3	3	?	4	0.6	×	×	○	×	珪質砂岩	付着物なし
5	6	3	2	7	6	0.6	○	×	○	×	珪質砂岩	赤黄褐色スコリア粉
6	5	4	3	10	5	0.5	○	×	○	○	珪質砂岩	赤黄褐色スコリア粉
7	5	4	2	4	2	0.8	×	×	○	×	緻密玄武岩	赤黄褐色スコリア粉
8	5	3	2	9	4	0.8	×	×	○	○	緻密玄武岩	赤黄褐色スコリア粉
9	5	3	1	6	5	0.8	○	○	○	×	泥岩	赤黄褐色スコリア粉
10	5	2	1	5	4	0.7	×	×	○	○	緻密玄武岩	赤黄褐色スコリア粉
11	4	4	4	?	4	0.5	×	○	○	×	珪質砂岩	赤黄褐色スコリア粉
12	4	3	1	6	5	0.8	×	○	○	×	珪質砂岩	赤黄褐色スコリア粉
13	3	2	2	6	4	0.7	○	○	○	×	泥岩	赤黄褐色スコリア粉
14	3	2	1	14	6	0.6	○	×	○	×	泥岩	赤黄褐色スコリア粉
	5.4	3.4	2.3	8.5	4.5	0.67	43%	50%	100%	36%		

調査は今後となるが、粒径 5 ~ 10mm で破断面が直面体となる赤褐色スコリアで構成され、実体顕微鏡観察（17倍～90倍）では、スコリア破断面の隔壁部が黒色でガラス光沢をもつ点や気孔面積比などが本遺跡の第7層の柏原遺跡大淵スコリア層 Fj-Kwb に類似する。

6. 第6層 [遺跡土層番号IV-1]・・主に古墳前期初頭～前葉の暴浪堆積物中心？

標高 7.2m 前後、層厚は 25cm。本層表層部に 5世紀後半から 6世紀前半頃の形態を有するほぼ完形に復元できる土師器の甕 1~2 個体分の細片が集中する（藤村、2012）。下位の第5層表層部には古墳前期初頭の完形土器を含み（藤村、2012）、本層が以下で示すとおり暴浪堆積物であることから、土器の時期からさほど間を置くことなく本層が堆積したものと考えられる。従って、本層は古墳前期初頭から前葉（西暦 250 ~ 300 年頃）に堆積したものであろう。

1) 上部の富士系スコリア・・上部に富士系のスコリア片及び他火山起源の流紋岩質漂着軽石を含む

本層上部中には、少量ではあるが輪郭のはっきりした一次堆積に近い富士系のスコリアが含まれている。最大径は 12mm、並みの粒径は 5mm 前後で、礫層中であるにもかかわらず、破碎も円磨もされていない個体が多い（図 13）。破断する前のスコリア表面にはよじれた繩状の再溶融皮膜（図 14）があり、第7層中のスコリアに類似する。これらのスコリアの表面は低温酸化で黄橙色（YR7/8）に変色しているが、破断面が露出している個体で内部を見ると、低温酸化部のすぐ下は、実は高温酸化による赤黒褐色部である例が多い（図 14・15）。やや表面に近い

部分で明褐色（7.5YR5/8）、芯部は暗褐色（7.5YR3/3）である。第7層中のスコリアと類似する例としては、成因は良くわからないが海苔の破片状の黒色部（再溶融ガラス？）が各所に張り付いている点と大きな気孔間の隔壁部がしばしば黒色～暗赤色ガラス質で、この隔壁部に微小な球形気孔が詰まっている点である。これはパリノ・サーヴェイ株式会社（2005）の言う黒い鉱物に当たる可能性がある。

さらに、やや大きめの気孔が連結する結節点からマグマ性の風船状の気泡ができている（図 16）。

なお、本層上半部には最大径が 18cm に達する白色漂着礫（図 17）も含まれる。付近に、このような大きな軽石を噴出する流紋岩質～デイサイト質火山は知られていないので、恐らくは、はるか沖合の火山から噴出したものが海流で回遊し暴浪により運ばれ、漂着したものであろう。この漂着軽石が広範囲に漂着していれば、富士市一帯では、後述のマグマ水蒸気爆発によるものと思われる厚手の透明ガラスとともに、第6層上半期の良い鍵層となる。

<偏光顕微鏡下の諸特徴>

これらのスコリア粒を粉碎して篩い分け、最少断面積粒径（短軸×中軸）が 125 ~ 63 μ に揃ったものをプレパラートに封入して観察した。本スコリア層の場合は、以下の結果が得られている。

a) まず、50 μ 以上の大きな結晶（ここでは斑晶と呼ぶ）とそれ以外の石基（微結晶と微結晶になる前の結晶の胚珠に当たる晶子とガラス）の粒数をカウントして、斑晶率を求めると 14% であった。これは上位の柏原遺跡大

淵スコリア層中のスコリアでの値10%よりも大きな値であった。

b) 50 μ 以上の大きな結晶のうち、鉄やマグネシウムを含まぬ珪素Si・アルミニウムAℓ・酸素O・ナトリウムNa・カルシウムCaから構成される透明な軽鉱物（具体的には斜長石）が81.3%を占め、残りの鉄やマグネシウム等を含む重鉱物が18.7%を占めていた。

かんらん石が8.1%、（柏原遺跡大淵スコリア層Fj-Kwbは7.7%）、斜方輝石が3.9%（1.6%）、鉄やマグネシウムばかりではなく、Caをも含む单斜輝石が4.9%（7層では1.0%）、鉄鉱物が1.7%（7層では0.2%）であった。柏原遺跡大淵スコリア層Fj-Kwbはかんらん石が重鉱物中では最も多い典型的な富士系スコリアであったが、6層上半のスコリアも、同様にかんらん石が多い富士系の典型的なスコリアである。柏原遺跡大淵スコリア層Fj-Kwbに比べて、单斜輝石が多く斜方輝石が少ないという特徴がある。なお、鉄鉱物は不透明で透過光では見えない。反射光で判別すると黒銀色～白銀色～黒紫色、あるいは赤褐色などの強い反射があり、判別できることが

あるが、鉄やマグネシウムMgの多い濃色のガラスに包まれていると判別ができない。従って、富士系のテフラに関しては、鉄鉱物の量比は、誤差が多くなることが確実なため、重要な判定基準にはできない。

c) 石基には次のような特徴があった。

① 微結晶が面積比で石基部分の25%以上を占める例が73.5%、25%～5%の場合が26.5%である。柏原遺跡大淵スコリア層Fj-Kwbよりも、石基部分に含まれる微結晶がやや少ない傾向がある。

② 微結晶は幅が10 μ 前後で長さが20～50 μ 前後の短角状～長柱状微結晶が多い。柏原遺跡大淵スコリア層と大差はない。



図13 第6層上半のスコリア群 方眼は1目盛1mm

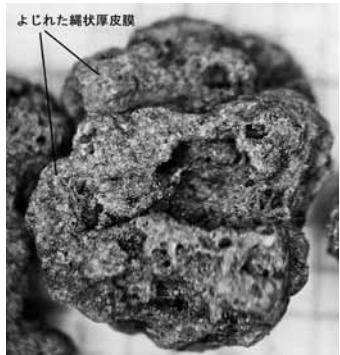


図14 第6層上半スコリア。スコリア表面にはよじれた繩状の厚皮膜が残る。なお、方眼は1目盛1mm。

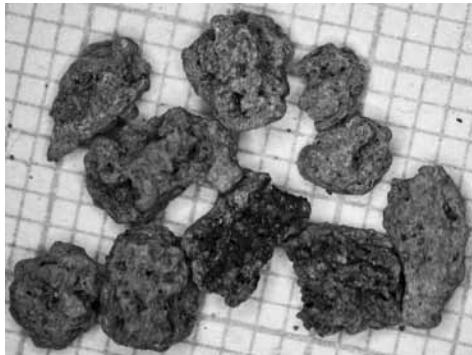


図15 第6層上半スコリア。低温酸化の黄褐色皮膜の下に本来の高温酸化の際の赤褐色帯が残る。方眼は1目盛1mm。

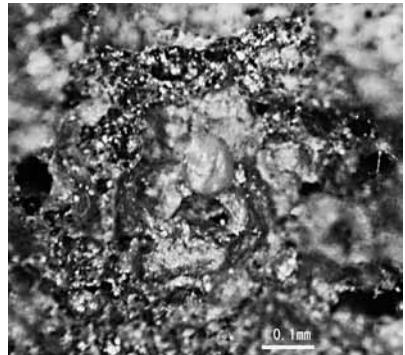


図16 第6層上半スコリア。気孔間の隔壁は黒色ガラス質で0.1mm以下の球形～卵形気孔が連続する。直径0.3～0.4mm前後の気孔部の結節点からマグマの滴を集めた風船状の直径0.1mm前後の気泡がさらに形成されている。



図17 第6層上半の漂着軽石。1目盛が1cm。

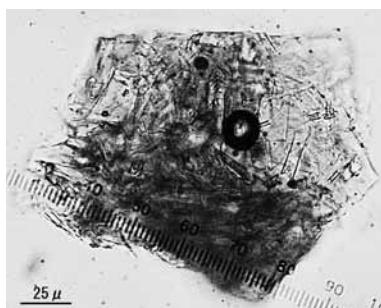


図18 第6層上半に含まれる富士系スコリアの典型的な石基タイプ。微結晶が面積比で50%前後に達し、2 μ 前後の球形気孔を僅かに含む。

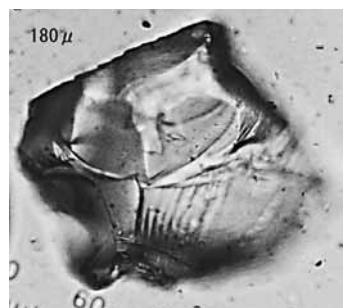


図19 第6層上半に含まれる他火山起源透明ガラスマグマ水蒸気爆発で発生した多数の凹曲面や貝殻状断口を持つ。粒径180 μ .pmpPHfℓ型。

③ さらにこれとは別にさらに幅が狭い長柱状～針状の微結晶があるが、柏原遺跡大淵スコリア層 Fj-Kwb と比べると針状結晶が少ない。

④ ガラス部分は屈折率が 1.54 を超える鉄やマグネシウムが多いものである。気泡の面積比は 5%以下のもの (H 型) が全体の 58.6%を占め、気孔面積比が 5 ~ 25% のもの (C 型) がほとんど検出できず、気孔面積比が 25%を超えるもの (T 型) が 29.7%であった。図 18 は、本スコリアの典型例である。

d) 本スコリア片の気孔中あるいは壁面には、しばしば、他火山起源の透明で屈折率が低いおそらくは流紋岩質～ディサイト質なスプーンでしゃくって削ったような凹型曲面で囲まれる厚手の剥片状の透明ガラス pmpPHf ℓ (200 μ 以下: 図 19) が付着している。貝殻状断口が残る例もある。このタイプのガラス片は火山ガスを噴き出しながら飛来する通常のタイプのテフラ (降下火山碎屑物) とは異なり、火山ガスの痕、つまり、気孔がなく、マグマが海底に吹き出し海水と接触して水蒸気爆発を起こしたとか、マグマが陸上で地下水や火口湖の水と接触したために大爆発を起こすなどのケースに多いタイプである。富士山から第 6 層上部のスコリアを噴出していったときに、どこか遠方でマグマ水蒸気爆発を起こした火山があったと考えられる。

2) いわゆる“大淵スコリア群”について

富士系のテフラ層は、多くが北東方向～南東方向に降下堆積したため、北東麓～南東麓を中心に細かく登録されてきた (泉ほか、1977; 上杉・遠藤他、1979; 上杉・米澤ほか、1980・1983・1992; 宮地、1988; 上杉、1989・1990・2003; 上杉・土井他、1996; 上杉・堀口ほか、2003; 上杉・砂田、2008 等)。完新世のテフラは、今日までに、上位から西暦 1707 年の S-25 (宝永スコリア層)、西暦 1590 年直後と思われる富士河村城スコリア Fj-Kw、S-24-10 ~ 1, · · · S-1, S-0-6 ~ 1 に区分され、更新世のテフラは上位より概略 1.1 万年前の Y-141-3 から概略 10 万年前の Y-1 まで、詳細に区分されている。

南西麓には各時期のテフラが薄くしか堆積しなかったため、本遺跡を含む富士山南西麓～駿河湾岸一帯のテフラ層の区分対比は相対的に遅れている。

a) 増島 (1978・1981) は、愛鷹火山南麓一帯で考古研究者により弥生時代～古墳時代の遺跡一帯で検出されていたスコリア群を大淵スコリアと命名し、その肉眼的諸

特徴などを記載し、その厚さを各地で測定して、等層厚線図を作成し、山頂火口から南に向けて噴出したものであろうと推定した。これらは富士市須津の東名高速道路北側大塚団地古墳群では 7 世紀末 (1,250yrsBP) の古墳直下にあるので、概略 1300 年前頃 (西暦 650 年) に降下堆積したのであろうとした。増島 (1981) が示した大淵スコリアの等層厚線図は南側側火山標高 1649m 高鉢山一帯の層厚 50cm 以上という値よりも頂上側には測定点がなく、事実上、次の述べる宮地 (1988) の等層厚線図と大差がない。

b) 宮地 (1988) は、大淵スコリアは富士山頂南 5 ~ 6km に位置する高鉢山側火山噴出であり、その噴出年代は大淵丸尾溶岩流出期よりも古いとした。この大淵丸尾溶岩中の炭化木の年代が学習院大学放射性炭素年代測定室 (木越研) のベータ線計数値で求めたものでは 1420 ± 80 yrsBP (GaK-1942: 津屋、1971) であったので、大淵スコリアは、それよりも古くなり、概略で 1500 ~ 2000yrsBP であろうとした。また、火山灰層序学的な層位は S-24-3 期相当とした。S-24-3 は、考古年代では、概略古墳時代前期に当たる。

c) 松原 (1992) は浮島ヶ原中央に位置する沼津市雌鹿塚遺跡で二枚のスコリア層を検出した。下位のものは縄文晩期遺物包含層最上部にあり、日本大学年代測定室 (Nu 番号) でのベータ線放射性炭素年代は 1770 ± 70 yrsBP (Nu-130) であった。上位のものは砂質泥炭直上～泥炭層最下部にあった。松原 (1992) はこれが大淵スコリア ObS に当たると考えた。ここではこれを雌鹿塚大淵スコリア Fj-Mz と仮称する。このスコリアの下位の砂質泥炭層中には弥生時代後期から古墳時代中期の遺物が含まれ、雌鹿塚大淵スコリア直下の泥炭の放射性炭素年代は 1390 ± 70 yrsBP (Nu-129) であった。すなわち、雌鹿塚大淵スコリアは古墳時代中期以降に降下堆積し、放射性炭素年代からはほぼ 6 世紀半ば頃のものとした。

d) 山元ほか (2005) は、富士山の各溶岩・火碎流・テフラに関する炭化物の年代測定を、アメリカ合衆国の BETA ANALITIC 社に依頼した。数 10 グラムを超える炭化物は β 線計測法で、それ以外は加速器年代測定法 (AMS 法) で計測された。それによれば、富士市桑崎北で採集した大淵溶岩 Obu 中の炭化木の年代は 1240 ± 40 yrsBP であった。そして、その 3.4km 南西富士

市大久保のスコリア直上の暗褐色土壌の年代は 960 ± 40 yrsBP、直下の暗褐色土壌の年代が 890 ± 40 yrsBP であった。このスコリアを大久保大淵スコリア Fj-Ok と仮称する。

e) 小松原ほか（2007）は浮島ヶ原において、14本のハンドコアを採取し、連続柱状図を作成した。それによれば、浮島ヶ原の湿地堆積物中に少なくとも4枚以上の一次ないしは二次堆積のスコリア層がある。16点の炭化片や種子の加速器放射性炭素年代測定を（株）パレオラボに依頼している。これらの年代値によれば、 $1995 \pm 25 \sim 2745 \pm 25$ yrsBP 間に3枚のスコリア（S-241～S-15間か？）があり、その上位に、 $1650 \pm 20 \sim 1570 \pm 20$ yrsBP、 $1720 \pm 20 \sim 1095 \pm 20$ yrsBP、 1605 ± 30 yrsBP、 $1630 \pm 20 \sim 1640 \pm 20$ yrsBP、 1575 ± 20 yrsBP という年代値を示すスコリアがある。暦年補正をしなければ、概略で西暦350年頃（古墳前期）のスコリアとなり、暦年補正をすれば西暦400～550年頃（古墳中期～後期）のスコリアとなる。小松原ほか（2007）では、これを大淵スコリアとした。ここでは、これを浮島ヶ原下位大淵スコリア Fj-Uk l と仮称する。小松原ほか（2007）の上記の図からはこのスコリア層の上位に別のスコリア層がさらにあるようにも受け取れる。

これを浮島ヶ原上位大淵スコリア Fj-Uku と仮称する。小松原ほか（2007）では、スコリア粒そのものの肉眼的な諸特徴～実体顕微鏡下～偏光顕微鏡下での諸特徴については記載がないので、コーカン畑遺跡第2地区下位スコリア Fj-Kb l、コーカン畑遺跡第2地区上位スコリア Fj-Kbu あるいは柏原遺跡スコリア層 Fj-Kwbとの細かい対比はできないが、恐らくは暦年補正をしなければ、概略で西暦350年頃（古墳前期）、暦年補正をすれば西暦400～550年頃（古墳中期～後期）のスコリアがコーカン畑遺跡第2地区下位スコリア Fj-Kb l 及び柏原遺跡スコリア層 Fj-Kb（古墳後期頃）に相当し、上位のスコリアがコーカン畑遺跡第2地区上位スコリア Fj-Kbu（7世紀初～前半以降）に対応するのであろう。

f) 佐藤（2011）・藤村（2012）・佐藤・藤村（2013）は各地の大淵スコリア ObS の降下年代に関して、以下のような例を示している。

① 本遺跡の第7層（柏原遺跡大淵スコリア Fj-Kwb）の直下に5世紀後半から6世紀初頭頃の土師器が出土する。柏原遺跡大淵スコリア Fj-Kwb は、5世紀後半から6世

紀初頭以降に降下堆積した。

② 富士市宮添遺跡大淵スコリアは TK208 型式須恵器（5世紀後葉頃）を含む住居址L地区 SB01 床面を覆う覆土 10～20cm上方にある。E地区 SB24 では TK23～TK47 型式以前（5世紀末前後以前）と推定される住居址床面を覆う覆土の上方 10cm にある（富士市教育委員会、2011）。

一方、D地区 SB11 住居址は富士市宮添遺跡大淵スコリアを切って構築されたとみられ、MT15 型式須恵器（6世紀前葉）が出土する。

つまり、富士市宮添遺跡大淵スコリアは5世紀後葉頃以降で6世紀前葉以前に降下堆積した。併せて考えると、富士市宮添遺跡大淵スコリアは西暦500年±50年頃に降下堆積している。

＜いわゆる大淵スコリアは1枚ではない＞

結局は、正確な考古遺物層序、火山灰層序が決め手となるが、これまで大淵スコリアと総称されてきたスコリア群の年代は、新しい方から列挙すると以下のようになる。なお、1990年代までは、学習院大学木越研究室を中心とするベータ線放射性年代が一般的であったが、その後は、多数の民間企業による加速器放射性年代が一般的となり、暦年補正を行う例が増えた。一般に、前者の方が古い放射性炭素年代を示すことが多いように思われる。ここでは、暦年補正も同位体補正もしない年代値で示す。西暦とあるのは考古学的な年代観であり、ADとあるのは放射性炭素年代である。

① 山元ほか（2005）の大久保大淵スコリア・・直上土壌 960 ± 40 yrsBP (AD990年頃)、直下土壌 890 ± 40 yrsBP (AD1060年頃)

② 小松原ほか（2007）の浮島ヶ原上位大淵スコリア・・直上種子・炭化物 1095 ± 20 yrsBP (AD855年頃)、直下炭化物・種子 1720 ± 20 yrsBP (AD230年頃)

③ コーカン畑遺跡第2地区上位スコリア Fj-Kbu ・・ 西暦600～650年以降

④ 増島（1981）の須津大塚古墳群7世紀末遺跡直下の大淵スコリア・・西暦675年以前

⑤ コーカン畑遺跡第2地区下位スコリア Fj-Kb l ・・ 西暦550年以降

⑥ 柏原遺跡第7層の柏原遺跡大淵スコリア層 Fj-Kwbu ・・ 西暦475～525年以降

- ⑦ 佐藤・藤村（2013）等の宮添大淵スコリア・・西暦450年～550年
- ⑧ 松原（1992）の雌鹿塚大淵スコリア・・直下泥炭 1390 ± 70 yrsBP (AD560年頃)
- ⑨ 宮地（1988）の高鉢山大淵スコリア・・上位の大淵丸尾溶岩中の炭化物、津屋（1971）は 1420 ± 80 yrsBP (AD530年頃)、山元ほか（2005）は 1240 ± 40 yrsBP (AD710年頃)
-
- ⑩ 柏原遺跡第6層中の柏原遺跡下位大淵スコリア Fj-Kwb ℓ・・西暦250～300年頃以降、西暦475～525年以前
- ⑪ 小松原ほか（2007）の浮島ヶ原下位大淵スコリア・・種子 1575 ± 20 yrsBP (AD375年頃)、種子炭化物 1605 ± 30 yrsBP (AD345年頃)、直上の種子・炭化物 1570 ± 20 yrsBP (AD380年頃)～直下の種子・炭化物 1650 ± 20 yrsBP (AD300年頃)



図20 第6層中の礫の堆積状況

礫はぎっしりと詰まっている間に充填物がある。礫は壁面に張り付くように堆積したものなど、様々な方向を向いている。つまり無方向性である。水平に近くやや傾いて堆積する通常の海浜礫や河川砂とは異なる。暴浪(高潮高波時～津波)性堆積物と思われる。



図21 第6層。海浜部の遡上帯 swash zone で形成された二面体礫（おはじき状の礫）が破碎され、本図の上側及び右側に破碎面が形成され、中央部及び左側～下側の円磨原面が残る部分にはひび割れの痕が残る。円磨原面上には多数の小孔が形成され、そこに微砂が残る。礫は珪質粒が多い砂岩。方眼の1目盛が1mm。



図22 第6層。微砂が詰まる長円形～条痕状破碎孔に微砂が詰まっている。礫は緻密玄武岩。粒径は4mm。



図23 第6層のスコリアの気孔中に飛び込んだ破碎岩片。破碎面は凹曲面と凸曲面で構成されている。粒径は2mm。

今まで“大淵スコリア ObS”と総称されてきたスコリア層は、概略 AD350 年頃のもの、概略西暦 500 年頃のもの、さらには西暦 600 年以降のもの、少なくとも 3 枚のスコリア層がありうるようと思われる。

3) 第6層の堆積環境について

＜礫が無方向性であり破碎痕が多い。礫間には細かい充填物が多い。＞

第6層は上半部に上述のように原形をとどめたスコリアが多く、最上部に僅かに風化帶～土壌帶があるが、下半部を中心に、全体として、ぼろぼろと崩れる縊まりがない砂～シルトまみれの礫層である。これらの礫はいずれも無方向性で特定の方向に成層していない。あるものは露頭面に張り付くように堆積しており、あるものは露頭面に対して垂直に近く立っている。要するに礫の長軸中軸で構成される広い面がバラバラな方向を向いている（図 20）。現場露頭観察では、礫の最大径は 35mm 前後、目立つ並みの粒径で 5～3mm で、四面体～一面体の円礫も目立つが、破碎円磨礫（図 21）が多いのが大きな特徴である。つまり、一度は円磨したが、その後の暴浪時（高潮高波時～津波襲来時）に、堆積物どうしが激しく衝突しあい、静穏海況時なら破断する確率が低い円磨礫を破碎したのであろう。円磨面を破碎する球状孔あるいは溝状孔の内部に、微砂～細砂が詰まっている例が多い（図 22）。これは、これらの砂礫層が堆積する際に、大量の細粒物質を伴っていた事を示している。礫、礫の破碎片、砂粒子などが高エネルギーの混濁流状態にあり、相互に衝突しあい、細片を生産しつつ、堆積したことを示唆する。本層中には直径数mm以下のスプーンで削り取ったかのような凹局面～凸曲面で囲まれた破碎岩片（剥片）が多数含まれる（図 23）。なお、こうした状況は第5層（遺跡土層番号 IV -2）でも第4層（遺跡土層番号 IV -3）でも

表2 第6層構成礫の諸特徴

礫番号	長径mm	中径mm	短径mm	細面数	概面数	原面円磨度	修復破断面の有無	新鮮大破断面の有無	新鮮小破断面の有無	新鮮なヒビの有無	岩種	その他
1	9	9	5	6	5	0.9	○	○	○	○	石英粒の多い砂岩	破碎痕に充填物
2	11	9	3	7	2	0.9	○	×	○	×	石英粒の多い砂岩	砂岩 28%
3	9	8	5	6	5	0.9	×	×	×	○	石英粒の多い砂岩	チャート 23%
4	8	5	4	6	5	0.5	○	×	○	○	チャート	泥岩 14%
5	7	7	3	7	3	0.8	×	○	○	×	玄武岩質溶岩	流紋岩質凝灰岩 7%
6	8	5	4	6	3	0.9	○	×	○	×	砂岩	泥質結晶片岩 1.7%
7	8	5	3	3	3	0.9	○	×	○	×	玄武岩質溶岩	石英脈岩 1.7%
8	7	5	5	4	0.5	×	×	○	○	×	玄武岩質溶岩	閃綠岩 1.7%
9	7	6	3	6	2	0.7	○	×	○	×	流紋岩質凝灰岩	貝殻状断口あり泥まみれ 先第四系 77%
10	6	5	4	10	3	0.8	○	○	○	×	流紋岩質凝灰岩	貝殻状断口あり泥まみれ 富士系玄武岩溶岩 23%
11	8	5	3	5	3	0.7	×	×	○	○	黒色泥岩	
12	7	6	3	6	5	0.6	○	×	○	×	黒色砂岩	
13	6	5	3	5	4	0.9	○	×	×	×	黒色砂岩	
14	7	3	2	3	3	0.9	×	×	×	×	黒色緻密玄武岩質溶岩	
15	7	5	3	6	3	0.5	○	○	○	×	黒色チャート	貝殻状断口目立つ
16	7	6	5	6	5	0.3	○	○	○	×	チャート～珪質砂岩	円磨原面消失
17	8	5	3	5	4	0.6	×	×	×	×	黒緑色砂岩	
18	7	4	2	10	3	0.6	×	×	○	×	黒色チャート	
19	6	5	3	7	7	0.4	×	○	○	×	流紋岩質凝灰岩	破断面多し
20	7	5	2	3	2	0.9	×	○	×	×	安山岩～閃綠岩？	真二つに破断
21	6	6	3	4	2	0.9	×	○	○	×	灰黒色溶岩	
22	6	5	3	5	3	0.5	○	×	○	×	チャート～泥岩	
23	7	4	3	6	4	0.5	×	×	○	×	石英粒の多い砂岩	
24	7	6	3	7	5	0.6	×	×	○	×	チャート	小破碎孔多数
25	7	5	3	6	3	0.7	×	○	○	×	チャート	
26	5	4	3	5	5	0.7	×	×	○	×	黒色緻密玄武岩質溶岩	
27	6	4	2	6	5	0.6	×	○	○	○	石英粒の多い砂岩	溝状破碎痕あり
28	5	5	2	15	3	0.5	×	○	○	○	チャート	ヒビあり
29	5	5	3	20	5	0.8	×	×	○	○	泥岩	溝状破碎痕あり
30	6	4	3	5	3	0.8	×	×	×	×	玄武岩質溶岩	
31	5	3	2	5	5	0.5	○	×	○	×	石英脈岩	溝状破碎痕あり
32	4	4	2	6	5	0.7	○	○	○	○	泥岩	溝状～球状破碎痕あり
33	5	4	3	4	3	0.8	○	○	○	○	砂岩	
34	5	3	2	4	2	0.6	×	○	○	○	砂岩	
35	6	2	2	6	4	0.5	○	○	×	×	泥質片岩（ザクロ石入り）	
36	5	3	2	7	5	0.5	○	×	○	×	黒色砂岩	
37	5	4	3	6	2	0.9	×	○	×	×	灰黒色玄武岩	大球状破碎痕あり
38	5	3	3	4	3	0.9	○	○	○	×	灰黒色砂岩	真二つに破断
39	5	2	2	5	3	0.9	○	×	○	×	灰黒色泥岩	真二つに破断
40	5	3	2	6	4	0.6	×	×	○	×	黒～白チャート	
41	10	3	2	12	6	0.8	×	×	○	×	黒色緻密玄武岩質溶岩	
42	4	3	2	8	4	0.6	○	○	○	×	黒色緻密玄武岩質溶岩	円磨原面を大きく破碎し、その中に溝状～長円状の破碎痕が形成され、そこに充填物が詰まる
43	5	3	2	5	2	0.9	×	×	○	×	黒色泥岩	
44	4	3	2	8	4	0.9	×	○	○	×	緑黄色ガラス質凝灰岩	
45	4	3	2	8	4	0.8	×	○	○	×	緑黒色チャート	
46	4	3	3	5	5	0.4	○	×	○	×	緑黒色チャート	円磨原面消失
47	4	3	2	9	5	0.7	×	×	○	×	緑黒色チャート	溝状破碎痕あり
48	5	2	2	5	3	0.9	×	○	○	×	珪質泥岩	
49	4	3	3	11	5	0.4	×	×	○	×	緑黒色チャート	円磨原面消失
50	11	4	3	8	3	0.9	×	○	○	×	黒色緻密玄武岩質溶岩	真二つに破断
51	9	4	3	7	4	0.6	×	×	○	×	チャート	溝状破碎痕あり
52	8	3	2	6	3	0.9	×	○	○	×	石英粒の多い砂岩	
53	9	5	2	2	2	0.8	×	○	○	×	石英粒の多い砂岩	
54	7	5	1	6	2	0.5	○	○	○	×	石英粒の多い砂岩	
55	7	4	2	5	3	0.9	×	×	○	×	黒色泥岩	
56	8	4	2	3	3	0.9	×	○	×	×	黒色緻密玄武岩質溶岩	
57	8	5	3	7	4	0.9	×	○	○	×	泥岩（粘板岩）	

6.5 4.4 2.8 6.4 3.7 0.7 37% 47% 86% 14%

基本的に同じである。

＜礫の諸特徴の通常時海浜礫との比較：新鮮破断面は比べれば多少が多い＞

表2は第6層中の比較的大きな礫の諸特徴を第7層上半中に見られた礫の特徴記載（表1）に併せて表示したものである。これによれば、これらの第6層中の礫57個中49個（86%）に肉眼的に確認可能な新鮮な破碎痕があり、礫を真っ二つにするような大きな新鮮な破碎痕が57個中26個（47%）に認められた。礫の面数に注目すると海岸の週上帯で完成する二面体礫は概略16%、河川の河口部～下流部で完成するそれに近い3面体礫は35%、同じく4面体礫は19%であった。さらに、河川の中流～下流部で完成する5面体礫が26%、6面体礫が2%、中～上流部で多い7面体以上の多数の面を持つ礫は概略2%を占めていた。なお、礫の岩種は富士川上流に多い古生代～中生代～新第三紀の砂岩が30%、泥岩が14%、チャートが25%、海底火山噴出物（凝灰岩等）が7%、石英脈岩が2%弱、結晶片岩が2%弱で、第四紀に活動した岩淵火山～愛鷹火山起源と思われる安山岩～閃綠岩が2%弱を占め、第四紀の後期に誕生した富士火山の溶岩が19%を占めていた。



図24 2013年2月13日(静穏海況時)の週上帯swash zoneの堆積物(試料101)と10m内陸側の直近小荒天時の汀段berm crestの堆積物(試料102)

表3 柏原海岸静穏時(2013年2月13日)の週上帯swash zoneの礫の諸特徴

礫番号	長径mm	中径mm	短径mm	細面数	概面数	原面円磨度	修復破断面の有無	新鮮大破断面の有無	新鮮小破断面の有無	新鮮なヒビの有無	岩種	その他
1	22	22	8	13	3	0.5	○	×	×	×	泥質礫岩礫	凹局面形成、付着物僅か
2	9	7	3	10	5	0.3	×	◎	○	×	砂岩	凹局面形成、付着物僅か
3	7	6	3	6	5	0.5	◎	×	×	×	砂岩	凹局面形成、付着物僅か
4	7	5	2	14	2	0.6	×	○	○	○	砂礫岩	直面断口で真二つに破断、付着物僅か
5	5	4	2	4	4	0.7	○	×	×	×	砂岩	条痕状破断面、付着物僅か
6	4	4	2	5	3	0.5	×	○	○	○	泥岩	付着物僅か
7	5	4	2	7	2	0.5	×	○	○	×	砂岩	付着物僅か
8	6	3	2	6	6	0.6	○	×	○	×	砂岩	付着物僅か
9	5	3	2	7	4	0.5	×	×	×	○	チャート	付着物僅か
10	4	2	2	8	5	0.5	×	×	○	○	チャート	付着物僅か
11	4	2	2	9	5	0.3	×	◎	○	○	砂岩	付着物僅か
	7.1	5.6	2.7	8.1	4	0.5	36%	45%	64%	45%		

つまり、本地層を構成する礫の大半は興津川以東の海蝕崖や富士川や潤井川などの西方域に起源をもつ礫であった。なお、礫の破碎は川から海へ礫が運搬される途中でも生ずる。特に、洪水時の土石流的な激しい混濁流中では必ず発生する。台風時などの荒天時の海岸でもいくらでも生じうるものである。通常の静穏な海況時の海岸であっても碎波帯 breaker zone では多少なら生じうるものである。従って、破碎礫が多いからと言って、即座に、津波の堆積物であるとか高潮高波時の暴浪海浜堆積物だとも言えない。

そこで、本遺跡直近の中柏原海岸で海浜砂礫を採集し、その構成礫の諸特徴や粒径頻度分布を調査し、比較検討することとした。2013年の2月13日に採集した静穏時の海岸の波打ち際 swash zone (試料101) 及びそこから内陸側10mに位置する小荒天時に汀段 berm crest (試料102) および2011年9月の台風12号通過(2日～5日)直後の9日に採集したこの台風時の堆積物と思われる試料について分析した。図24は中柏原海岸での試料101及び102の位置を示したものである。表3には試料101中の礫の諸特徴を、表4には試料102のより粗粒な礫の諸特徴を記載した。

これによると、中柏原海岸の静穏時の主として砂層から構成される堆積物(試料101)中にも僅かに礫が含まれるが、これらの礫の供給源は岩質からして明らかに西方の興津川以東の海蝕崖や富士川河口であり、細面数は概略8、概面数は4で、円磨原面の円磨度は平均で0.5で、本海岸は河口からまだ10kmしか離れておらず、礫そのものがまだ海浜礫として成熟していない事を物語っている。例えば、充分に円磨されている場合は細面数／概面数が1に近くなるが、ここでは比率が2になっている。

また、修復中の破断面は全体の36%、大規模な新鮮破

断面は45%、小規模な新鮮破断面は64%、新鮮なヒビは45%であった。富士川河口からさらに東方に移動するにつれて、修復中の破断面率が増大し、二面体～三面体礫の占める割合は増えていくであろう。

表4は表3の試料101から内陸に10m離れた小規模な荒天時の波が打ち上る汀段 berm crestと呼ばれるやや小高くなった打ち上げ粒子が多くなる地点で採集したより粗粒な礫が多い地点の諸特徴を表示してある。静穏

時に比べ、当然、粗粒物が多く、107個の試料の長径平均は29mm余、中径は22mm弱、短径は12mmであった。細面数／概面数は1.85で2に近い。粗粒物の円磨原面の円磨度は0.7であった。粗粒物の粒径が小さく、より細粒の研磨剤が不足していたと思われる静穏時の波打ち際の試料101よりも円磨度が大である。また、修復中の破断面は全体の48%、大規模な新鮮破断面は19%、小規模な新鮮破断面は70%、新鮮なヒビは8.4%であった。

表4 柏原海岸荒天時（2013年2月13日以前）汀段 berm crestの礫の諸特徴

礫番号	長径mm	中径mm	短径mm	細面数	概面数	原面 円磨度	修復 破断面 の有無	新鮮 大破断面 の有無	新鮮 小破断面 の有無	新鮮な ヒビの 有無	岩種	その他（円磨面の手触り等）
1	136	49	27	11	4	0.8	×	×	○	×	凝灰質砂泥岩	30 μ前後の微砂が僅かに付着
2	96	68	33	4	3	0.9	×	×	×	×	赤紫色粗粒安山岩	30 μ前後の微砂が僅かに付着
3	95	59	24	6	2	0.9	×	×	×	×	緑色安山岩	30 μ前後の微砂が僅かに付着
4	54	27	17	3	3	0.9	×	×	○	×	緑色安山岩質凝灰岩	30 μ前後の微砂が僅かに付着
5	56	46	35	10	5	0.6	○	○	○	○	黒色玄武岩質溶岩	付着なし
6	44	27	16	3	2	0.9	×	×	○	○	緑色安山岩質凝灰岩	30 μ前後の微砂が僅かに付着
7	46	23	16	4	3	0.8	×	×	○	×	緑色安山岩質凝灰岩	30 μ前後の微砂が僅かに付着
8	43	31	17	4	3	0.8	×	×	×	×	緑色安山岩質凝灰岩	30 μ前後の微砂が僅かに付着
9	49	27	23	14	5	0.6	○	×	○	×	黒灰色安山岩質脈岩	30 μ前後の微砂が僅かに付着
10	43	27	18	8	3	0.8	○	×	○	○	紫灰色安山岩質溶岩	30 μ前後の微砂が僅かに付着
11	44	32	14	10	6	0.8	○	○	○	×	緑簾石片岩？	30 μ前後の微砂が僅かに付着
12	41	27	15	5	4	0.8	×	×	×	×	灰黑色輝石安山岩質溶岩	付着なし
13	39	31	24	20	5	0.5	○	○	○	×	灰色デイサイト溶岩	30 μ前後の微砂が僅かに付着
14	39	21	11	10	4	0.7	○	×	○	×	緑簾石ザクロ石斑レイ岩	付着なし
15	37	22	11	4	2	0.6	×	×	×	×	ザクロ石角閃石斑レイ岩	30 μ前後の微砂が僅かに付着
16	36	27	13	2	2	0.9	×	×	×	×	白色凝灰質砂岩	付着なし
17	36	21	15	10	4	0.7	×	×	○	×	黒色泥岩	付着なし
18	36	24	17	4	2	0.9	×	×	○	×	黒灰色安山岩質脈岩	付着なし
19	36	18	14	5	4	0.9	○	×	○	○	黒灰色チャート質泥岩	30 μ前後の微砂が僅かに付着
20	35	27	16	4	3	0.9	×	×	×	×	黒緑色砂岩	付着なし
21	34	27	16	9	4	0.8	×	×	×	×	紫灰色安山岩質溶岩	30 μ前後の微砂が僅かに付着
22	34	29	9	9	6	0.7	○	×	○	×	灰黑色泥岩	極細砂（125～63 μ）付着
23	31	22	15	6	5	0.7	○	○	○	×	灰色珪質砂岩	手触りがざらざら
24	32	21	17	14	6	0.5	○	○	○	×	赤褐色玄武岩質溶岩	30 μ前後の微砂が僅かに付着
25	29	24	15	9	6	0.5	○	×	×	×	黒色玄武岩質溶岩	極細砂（125～63 μ）付着
26	32	22	14	5	5	0.7	○	×	×	×	灰黑色砂岩	極細砂（125～63 μ）付着
27	32	17	10	13	7	0.5	○	×	○	×	黒色～白色石英脈入り泥岩	手触りがさらさら（125～63 μ）
28	28	24	16	3	3	0.9	○	×	×	×	灰緑色珪質砂岩	手触りがするする（63～32 μ）
29	30	23	18	15	5	0.5	○	○	○	×	灰黑色輝石安山岩質溶岩	手触りがするする（63～32 μ）
30	30	20	14	6	5	0.8	×	×	○	×	黒色砂泥岩	手触りがするする（63～32 μ）
31	28	23	13	3	3	0.9	×	×	×	×	灰黑色砂岩	手触りがするする（63～32 μ）
32	30	15	10	6	4	0.7	×	×	○	×	黒色泥岩	手触りがするする（63～32 μ）
33	29	17	14	6	4	0.8	×	×	×	×	緑黒色安山岩溶岩	手触りがざらざら（250～125 μ）
34	28	23	14	5	5	0.8	×	×	×	×	緑灰色デイサイト質凝灰岩	手触りがするする（63～32 μ）
35	30	20	11	4	4	0.6	○	×	×	×	緑灰色火山礫凝灰岩	手触りがするする（63～32 μ）
36	29	12	11	7	5	0.8	○	×	○	×	灰黒色珪質砂岩	手触りがするする（63～32 μ）
37	26	21	17	6	3	0.7	×	×	×	×	黒色・白色砂泥岩	手触りがするする（63～32 μ）
38	28	27	9	8	2	0.7	○	×	○	×	緑黒色火山礫凝灰岩	手触りがするする（63～32 μ）
39	29	17	11	5	4	0.7	○	×	○	×	緑黒色緻密安山岩質溶岩	手触りがするする（63～32 μ）
40	28	163	11	8	4	0.7	×	×	○	×	黒色黒色泥岩	手触りがするする（63～32 μ）
41	27	20	9	4	2	0.8	×	×	○	×	灰黑色砂岩	手触りがするする（63～32 μ）
42	29	22	10	6	4	0.6	×	×	○	×	赤斑付緑灰色凝灰質砂岩	手触りがするする（63～32 μ）
43	25	22	11	6	4	0.7	×	×	○	×	紫灰色安山岩溶岩	手触りがするする（63～32 μ）
44	27	21	11	8	5	0.7	○	×	○	×	黒色安山岩質玄武岩溶岩	手触りがするする（63～32 μ）
45	26	17	12	17	5	0.5	○	×	○	×	黒灰色チャート	手触りがするする（63～32 μ）
46	28	23	12	8	6	0.5	○	×	○	×	黒色斑晶入玄武岩質溶岩	手触りがするする（63～32 μ）
47	25	16	6	8	5	0.4	○	×	○	×	灰色砂岩	手触りがするする（63～32 μ）
48	26	12	11	4	4	0.7	○	×	×	×	灰黑色凝灰質砂岩	手触りがするする（63～32 μ）
49	25	14	13	5	4	0.8	○	×	○	×	灰黑色凝灰質泥岩	手触りがするする（63～32 μ）
50	26	15	12	10	4	0.5	○	×	○	×	黑色チャート質泥岩	手触りがするする（63～32 μ）
51	26	15	11	11	4	0.6	○	○	○	×	黑色チャート質泥岩	手触りがするする（63～32 μ）

礫番号	長径 mm	中径 mm	短径 mm	細面数	概面数	原面 円磨度	修復 破断面 の有無	新鮮 大破断面 の有無	新鮮 小破断面 の有無	新鮮な ヒビの 有無	岩種	その他 (円磨面の手触り等)
52	26	21	10	10	3	0.6	○	×	○	○	石英脈付チャート質泥岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
53	25	19	9	4	2	0.6	×	×	○	×	灰黒色砂岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
54	26	14	12	4	3	0.9	×	×	○	×	灰黒色凝灰質砂岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
55	23	22	15	5	4	0.9	○	×	×	×	下位緑黒色砂質泥岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
56	23	23	9	3	2	0.9	×	×	×	×	緑黒色凝灰質砂岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
57	24	21	9	9	5	0.6	○	×	○	×	灰黒色玄武岩質溶岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
58	25	18	8	8	4	0.6	○	×	○	×	黑色玄武岩質溶岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
59	24	22	9	9	5	0.5	○	×	○	×	黑色斑晶入玄武岩質溶岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
60	25	19	5	5	2	0.8	×	×	○	×	黄鉄鉱入褐灰色砂泥岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
61	23	19	8	8	4	0.7	×	×	○	×	紫灰色安山岩質溶岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
62	24	18	9	9	4	0.7	○	×	○	×	緑黒色砂泥岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
63	26	14	8	8	5	0.6	○	×	○	×	白緑色流紋岩質溶岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
64	25	17	12	12	5	0.6	○	○	○	×	黒灰色玄武岩質溶岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
65	23	18	5	5	4	0.7	○	×	○	○	黒灰色砂泥岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
66	22	12	7	7	5	0.8	○	×	○	×	褐灰色石英脈入砂泥岩	手触りがつるつる (32 μ 以下)
67	24	15	5	5	4	0.7	×	×	○	×	灰黒色珪質砂岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
68	22	19	6	6	6	0.9	×	×	○	×	白褐色チャート	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
69	21	19	8	7	4	0.8	○	×	×	×	灰黒色玄武岩質溶岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
70	25	18	16	8	4	0.6	×	×	×	○	赤紫色玄武岩質火山彈	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
71	25	19	13	8	4	0.6	○	×	○	○	灰黒色砂岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
72	23	17	14	5	4	0.9	×	×	○	×	灰色チャート	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
73	23	12	10	7	3	0.8	○	×	○	×	灰黒色砂岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
74	23	19	11	5	3	0.9	×	×	○	×	灰白色チャート	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
75	20	18	14	7	6	0.5	×	×	○	×	灰黒色玄武岩質溶岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
76	22	17	10	13	4	0.6	○	×	○	×	青緑色凝灰質泥岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
77	22	16	13	8	4	0.6	×	×	×	×	玄武岩質溶岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
78	24	16	8	5	2	0.9	×	×	×	×	灰黒色砂泥岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
79	22	19	12	5	4	0.7	×	×	×	×	白色流紋岩質凝灰岩	手触りがつるつる (32 μ 以下)
80	22	16	7	4	2	0.9	×	×	○	×	白色流紋岩質溶岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
81	24	20	12	9	6	0.5	×	×	○	×	赤褐色玄武岩質溶岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
82	19	18	17	12	8	0.5	○	○	○	×	黒灰色斑晶入玄武岩質溶岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
83	22	14	9	6	4	0.7	×	×	○	×	黑色泥岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
84	23	13	10	4	2	0.9	×	×	×	×	黑色玄武岩質溶岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
85	23	13	10	4	2	0.8	×	×	○	×	黒灰色砂泥岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
86	21	17	10	9	4	0.5	×	×	×	×	赤紫色玄武岩質溶岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
87	19	19	13	12	4	0.4	○	○	○	×	黑色玄武岩質溶岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
88	21	16	11	8	5	0.7	×	×	○	×	灰黒色砂泥岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
89	20	14	13	10	5	0.6	×	×	○	×	灰緑色ガラス質凝灰岩	手触りがつるつる (32 μ 以下)
90	20	16	11	11	5	0.4	×	○	○	○	赤~黒色玄武岩質溶岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
91	22	19	12	17	6	0.4	○	○	○	○	黑色玄武岩質溶岩~火山彈	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
92	21	19	14	16	4	0.5	×	○	○	○	黑色玄武岩質溶岩	手触りがするする (63 ~ 33 μ)
93	21	12	11	9	4	0.8	×	×	○	○	黑色泥岩	手触りがするする (63 ~ 34 μ)
94	17	17	12	7	4	0.3	×	○	○	○	灰黒色玄武岩質溶岩	手触りがするする (63 ~ 35 μ)
95	21	15	7	5	2	0.9	×	×	○	○	黑色泥岩	手触りがするする (63 ~ 36 μ)
96	20	18	16	13	5	0.6	○	×	○	○	灰黒色斑晶入り玄武岩質溶岩	手触りがするする (63 ~ 37 μ)
97	20	8	7	5	3	0.7	○	○	○	○	灰黒色細砂岩	手触りがするする (63 ~ 38 μ)
98	19	16	11	6	4	0.8	×	×	○	○	灰桃色チャート	手触りがつるつる (32 μ 以下)
99	21	14	9	6	5	0.4	○	○	○	○	緑色ガラス質凝灰岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
100	19	11	6	5	3	0.7	×	○	○	○	紫灰色安山岩質溶岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
101	15	14	9	6	5	0.7	○	○	○	×	綠灰色砂岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
102	19	14	9	8	5	0.5	○	×	○	○	黑色緻密玄武岩質溶岩	手触りがつるつる (32 μ 以下)
103	18	16	12	7	3	0.9	×	×	○	○	褐灰色フォルンフェルス化泥岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
104	17	16	6	5	2	0.8	×	×	○	○	黑色泥岩 (粘板岩)	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
105	18	16	9	6	4	0.6	○	×	○	○	黑色砂岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
106	14	14	8	5	3	0.5	○	○	○	×	灰白色流紋岩質溶岩?	手触りがするする (63 ~ 32 μ)
107	18	18	10	8	4	0.7	×	○	○	○	黑色緻密玄武岩質溶岩	手触りがするする (63 ~ 32 μ)

29.4 21.8 12.4 7.4 4 0.7 48% 19% 70% 8.4%

手触りは 1000 ~ 500 μ の粒子に触った時の手触り感がじやりじやり、500 ~ 250 μ のその場合ははじやりじやり~ざらざら、

250 ~ 125 μ の場合はざらざら、125 ~ 63 μ の場合はさらさら、63 ~ 32 μ の場合はするする、

32 μ 以下の場合はつるつるないしはぬるぬるである。

これらの礫は無方向性ではなく、水平方向からやや傾く程度である。また、礫には、細かい研磨剤（微砂）などが付着はするが、泥まみれ～砂まみれという事でもない。これに対して、第6層や第7層上半の礫は、礫がぎっしりと詰まり、無方向性であり、礫は大量の充填物に包まれていた。

全体の層相が明確に異なるが、礫に関する諸数値に極端に差があるとは言えない。四者を第7層・第6層・試料102・試料101の順に並べて表記すると、長径平均(5.4:6.5:29.4:7.1)・中径平均(3.4:4.4:21.8:5.6)・短径(2.7:2.8:12.0:2.7)、細面数(8.5:6.4:7.4:8.1)・概面数(4.5:3.7:4:4)、修復中の破断面率(43%:37%:48%:36%)・新鮮大破断面率(50%:47%:19%:45%)・新鮮小破断面率(100%:86%:70%:64%)・新鮮なヒビのある礫の比率(36%:14%:8.4%:45%)となる。第6層・第7層中の礫は、通常の海浜堆積物に比べれば、新鮮な破断面率が大規模な破断面についても小規模な破断面率についても、多少あるいはかなり高いと言える。

<第6層堆積物の粒径頻度分布積算曲線型の諸特徴：通常時海浜堆積物とは異なる>

図25は静穏時の波打ち際の堆積物（●試料101）と2011年9月9日に採集した、おそらくは2011年9月2～5日の台風12号時の堆積物（×試料No.3）、本遺跡第6層（◆古墳中期～後期以前）及び後述する第3層（▲弥生後期以前）の堆積物の粒径頻度分布曲線を対数正規確率紙に図示したものである。なお、このグラフ用紙では、対数正規分布をするものの積算曲線が直線となるように縦軸目盛間隔が調整されている。

粒径頻度分布は、試料120～230gを篩を用いて、1φ刻みに篩を揃えて求めた。つまり、128mm、64mm、32mm、16mm、8mm、4mm、2mm、1mm(1000μ)、1/2mm(500μ)、1/4mm(250μ)、1/8mm(125μ)、1/16mm(63μ)、1/32mm(32μ)のように、篩の孔の径が順に2分の1となるように篩を揃えた。篩い分けた後、各粒度階毎の重量を求めた。篩は直径が20cm、10cmのものを適宜使分けた。試料重量の違いは、主として大きな礫がどの程度含まれるのかによる。試料重量が大であるからと言って、総粒数が多くなるわけではない。篩い分けは湿式で、つまり、水を使って篩い分けた。乾式で行うと、粒子同士がぶつかり、新鮮な破断面を新たに発生させてしまう

恐れがあるためと、礫の表面に細かい粒子が多数付着している例が多いためである。これらの付着物を篩い分けするには湿式でやる以外ない。篩い分け時間は原則10分であるが、篩の中に粒が数個しかない場合もあれば、数万個もある場合もあり、原則通りにはできない。各篩の孔の数に比して、過度にその篩上の粒数が多くなる場合は、それに対応して、篩い分け時間を長くせざるを得ない。但し、過度に篩い分け時間を長くすれば、たとえ水篩であろうと、粒子間衝突は避けられず、細粒物質を新たに再生産することになる。得られた各粒度ごとの重量%を粗粒側から順に積算し、積算粒径頻度分布曲線を求めた。図25では、粒径16mm以上あるいは8mm以上の粒度階毎の重量%及び32μ以下の粒度階毎の重量%を求めていないので表示していない。

図25の積算重量曲線は、どの資料についても、大雑把に見れば、概略、3つの集団sub populationから構成されている。中心をなすのは重量の大半を占める中心大集団である。例えば、試料101の静穏時の波打ち際の堆積物（●印）の場合でいうと、積算重量の2%程度から99.9%程度までの重量にして97%程度を占める。図25で急勾配のほぼ一直線で示される粗砂～細砂(1000～125μ)を主体とする部分が中心大集団である。2つ目的小集団はより粗粒なサイズで構成される粗粒側小集団で、波打ち際堆積物では、それが重量%で2%以下を占める。3つ目的小集団は中心大集団のより細粒側の集団である。波打ち際堆積物では、これが0.1～0.01%を占める。これらの3つの集団は、それぞれ、対数正規分布曲線を示す集団であり、それらの様々な比率での組み合わせで、全体の曲線形が構成される（近似できる）と考える。こうした観点から、図25の積算曲線を見ると以下のようになる。

- ① 粒を大きい粒から順番に並べた時の、ちょうど50%目に当たる粒の粒径を中央粒径値Mdというが、その値は第6層堆積物が最も大であり、1.57mmであった。2011年9月2～5日に当地に強い波をもたらした台風12号時の暴風海浜storm beachの堆積物の中央粒径値Mdは1.1mm、後述する第3層の中央粒径値Mdは0.9mm、2013年2月13日の静穏時波打ち際（遡上帶swash zone）の中央粒径値Mdは0.45mm(450μ)であった。つまり、第6層及び第3層堆積物は台風12号時の堆積物同様に、粗粒物を運搬できる波が荒い荒天時の堆積物

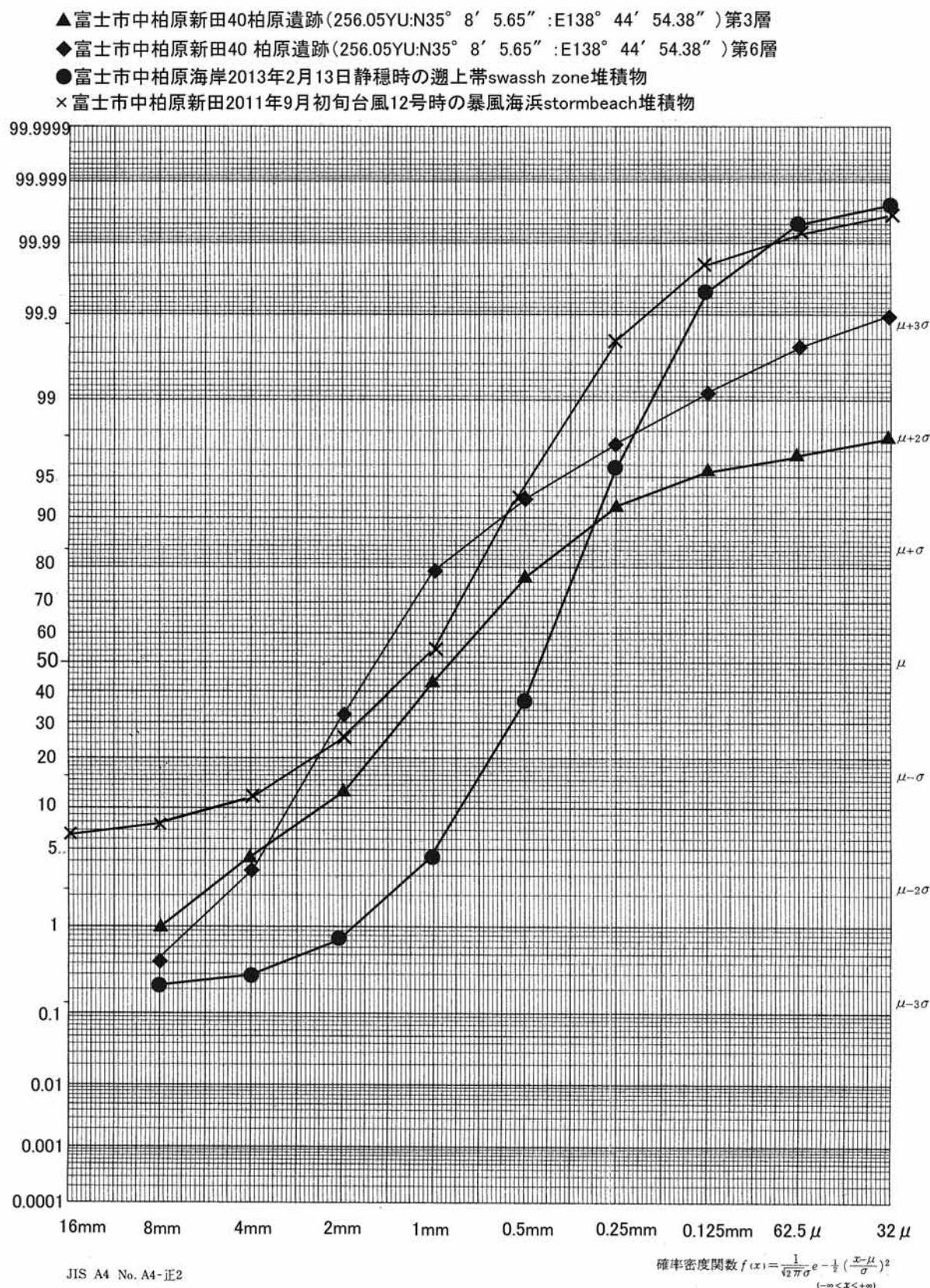


図25 第6層、第3層、2011年9月台風12号通過後の堆積物、2013年2月13日静穏海況時遡上帶堆積物の粒径頻度分布の諸特徴

と考えられる。

② 積算曲線のタイプは、中心大集団が僅かに上に凹型となる台風12号時の堆積物と2013年2月13日の静穏時の波打ち際の堆積物と全体として上に凸型となる曲線形を示し、細粒側小集団が相対的に大きな第6層及び第3層の二つのグループに分けられる。前者のタイプは中心大集団が一本の直線ではなく僅かに粗粒側傾斜が緩くなる二本の直線で構成されるという特徴がある。これは、日本全国各地の海岸砂を比較した上杉（1972）によれば、波打ち際の波が寄せては返す遷上帶堆積物の特徴である。一方、第6層・第3層はいずれも細粒側小集団の比率が高く、第6層では10%弱を、第3層では5%余を占める。また、この二層は全体に積算曲線の勾配が緩やかで、いわゆる“淘汰が悪い”状態にある。

③ 通常の河川や海浜あるいは砂丘地帯での運搬形式、つまり、層流状態では、微砂以下（ $32\text{ }\mu$ 以下）は水流や気流の渦に浮かせて上方を浮流 suspension として運搬し、砂は渦から渦へと粒子が躍動 saltation しながら移動する、より粗粒な礫は底を滑動 surface creep 及び転動 surface rolling で移動する。つまり、粒のサイズごとに層を分けて運搬し堆積する。この場合は、それぞれ粒がそろい、淘汰が良いと呼ばれる状態となる。積算曲線は急勾配となる。上記の①②及び前項の結論、「第6層・第7層中の礫は、通常の海浜堆積物に比べれば、新鮮な破断面率が、多少はあるいはかなり高いと言える」の3つを考え合わせると、第6層と第3層の堆積物が、層流状態ではなく、粗粒小集団も中央大集団も細粒小集団もごたまぜで、つまり、混濁流状態で運搬され堆積したことを窺わせる。混濁流としては、火碎流・紛体流（岩なだれ）・土石流や高潮高波堆積物や津波堆積物が考えられるが、今回のケースでは、津波堆積物か高潮高波堆積物が考えやすい。しかしながら、津波堆積物と言っても、津波高が数10cmにしか達しないものもあり、高潮高波と言っても、伊勢湾台風のように高潮高が3mを超える状態で浸水が1か月近くにも及ぶようなものもある。両者は質的にも量的にも、簡単には識別できないと思われる。混濁流中では個々の粒子が衝突するので、その衝突の頻度や強度は、混濁流そのものの速度および渦流速度や混濁流濃度にかかりわり、個々の粒子の物性を踏まえたうえでの、粒子表面の破断剥離形態の定量的観察把握が望まれる。現状では、こうした事例研究はほとん

ど聞かない。定性的な観測としては、上杉・春川（2011・2012abc）が挙げられる。

7. 第5層 [遺跡土層番号IV-2]

標高7.15～6.83m間にあり、層厚は22cm、本層上面に弥生時代末期から古墳時代初期にかけての土器を含む（藤村、2012）。従って、本層本体は、それ以前に堆積したものである。本体中には、弥生時代後期の土器片が含まれる。

層相は上位の第6層とはほとんど同じで、最上部に僅かに風化帶～土壤帶があり、全体として、ぼろぼろと崩れる締まりがない砂まみれのざらざら礫層である。富士系のテフラ（火山碎屑物）としては、直径1mm程度の高温酸化して赤紫色となった溶岩片あるいはスパター片（スパターとは溶岩の滴片）が含まれる。礫は無方向性で特定の方向に成層していない。あるものは露頭面に張り付くように堆積しており、あるものは露頭面に対して垂直に近くたっている。現場露頭観察では、礫は破碎した二面体礫が目立ち、礫の最大径は40mm前後、目立つ並みの粒径で10～40mmで、四面体～一面体の円礫も目立つが、破碎円磨礫が多いのが大きな特徴である。つまり、一度は円磨したが、その後の暴浪時（高潮高波時～津波襲来時）に、堆積物どうしが激しく衝突しあい、静穏海況時なら破断する確率が低い円磨礫を破碎したのであろう。円磨面を破碎する球状孔あるいは溝状孔の内部に、微砂～細砂が詰まっている例が多い。これは、これらの砂礫層が堆積する際に、大量の細粒物質を伴っていた事を示している。礫、礫の破砕片、砂粒子などが混濁流状態にあり、相互に衝突しあい、細片を生産しつつ、堆積したのかもしれない。本層中には直径数mm以下のまるでスプーンでしゃくったかのような断口で囲まれた破碎岩片（剥片）が多数含まれる。

8. 第4層 [遺跡土層番号IV-3]

標高9.93～6.53m間にあり、層厚は30cm前後。最上部に僅かに風化帶～土壤帶があり、全体として、ぼろぼろと崩れる締まりがない砂まみれのざらざら礫層である。第6層・第5層と同じで、海浜起源の1～4面体円磨礫とその破砕物が目立つ。礫は無方向性で様々な方向を向いている。従って、堆積環境は第6層や第5層とはほぼ同じであろう。

9. 第3層 [遺跡土層番号V-1]

第6～4層が全体として、土壤化が弱く粘り気に欠け、

ぼろぼろと崩れやすかったのに対して、第3～1層は、比べれば、土壤化が進行し、泥分が多い。やや粘り気があり、乾燥すると締まり、土ほこりがたつ。しかし、乱堆積気味で、礫が無方向性に近いのは、ほぼ同じである。

第3層は標高6.63～6.40m間にあり、層厚は8～13cm。土の色調は通常時は10YR5/6（黄褐色）で、完全に乾燥していると10YR4/6（明黄褐色）、ビーカー中の泥水色は7.5YR4/4（褐色）である。富士系の最大で3mm程度の高温酸化溶岩片～スパター片を少量含む。第3層中の粗粒粒子は最大径12mm、並みの粒径が1mm前後の亜円～円礫が多く、一部は円磨後、破碎されている。いずれの粒子も白黄色の軽石質～風化花崗岩質（マサ状）の細砂～微砂（63μ以下）に包まれている。その粒径頻度分布積算曲線を図25に掲載した。本層は第6～4層と同様に、高潮高波あるいは津波等の混濁流により運搬堆積した可能性が高い。

10. 第2層 [遺跡土層番号V-2]

標高は6.55～6.25m間にあり、層厚は12～15cm。乾燥時の土の色調は10YR5/6（黄褐色）、泥水色は7.5YR4/4（褐色）である。最大径50mm、並みの粒径8mm、5～2mmの円磨礫とその破碎礫が多い。粗粒粒子を白黄色の軽石質～風化花崗岩質（マサ状）の細砂～微砂が包んでいる。本層中には黒雲母片が目立つ。

11. 第1層 [遺跡土層番号V-3]

標高は6.43m以下で、層厚は20cm以上。乾燥時の土の色調は10YR5/6（黄褐色）、泥水色は7.5YR4/4（褐色）である。円磨礫～その破碎礫が多く、粗粒粒子は、最大で5mm前後、並みの粒径で2～1mmである。これらを白黄色の軽石質～風化花崗岩質（マサ状）の細砂～微砂が包んでいる。

IIIまとめと今後の課題

調査成果とそこから生じた今後の課題は、概略、以下のとおりである。

① 本遺跡が立地する田子の浦砂礫洲の西側～中央部では、砂礫洲に平行して直近沖合に深海がある。何故、そのようなことが可能なのか説明を要する。

② 本遺跡が立地する田子の浦砂礫洲を構成する砂礫の大半は西方の興津山地以東の海蝕崖や富士川～潤井川から供給される西方起源であり、砂礫洲東端部のみ狩野川・黄瀬川から排出された砂礫から構成される。

③ 本遺跡周辺で、“大淵スコリア”と呼ばれてきた富士系のスコリア層は、AD350yrsBP頃のもの、西暦500年頃のもの、西暦600年以降のものの少なくとも三枚に区分できる可能性が高い。これらは、富士系テフラ編年表のS-24-3期とS-24-4～5期及びS-24-6期以降に位置付けられるであろう。

④ 本遺跡を構成する10枚の礫層は、いずれも充填物が多く、礫が様々な方向を向いた無方向性の礫で構成され、これらの礫の多くは破碎円礫であり、現在の海岸で見られる静穏時及び荒天時の礫に比べ、新鮮な破碎面を持つものがより多かった。また、その礫層が示す対数正規確率紙上の積算粒径頻度分布曲線は、明らかに現海浜のものとは異なっている。本遺跡を構成する各礫層は、程度の差はある、高潮高波あるいは津波時の混濁流で運搬され堆積したものであろう。しかしながら、混濁流中の個々の粒子の衝突の頻度や強度は、混濁流そのものの速度および渦流速度や混濁流濃度にかかわる。個々の粒子の物性を踏まえたうえでの、粒子表面の破断剥離形態の定量的観察把握が望まれる。

謝辞 今回の調査に当たって、富士市教育委員会文化振興課の藤村 翔・佐藤祐樹・小島利史・若林美希の各氏には、現場での考古学的な説明をお願いし、さらに関連文献の収集、関連する他遺跡のスコリア試料等や海岸堆積物試料の採集をお願いした。ここに記して、感謝の意を表します。

引用文献 (abc順)

- 遠藤邦彦・上杉 陽（1974）砂丘地帯における植生限界線について . 日本地理学会1974年春季大会講演要旨集, 70-71.
- 富士市教育委員会（2011）宮添遺跡IV. 富士市
- 富士市教育委員会（2013）富士の災害史－過去に学ぶ. 62頁. 富士市.
- 藤村 翔（2012）富士市・柏原遺跡（第6地区）の発掘成果について～天災に悩まされ続けた、砂丘上の集落遺跡の調査～. 静岡県考古学会通信, (57), 25.
- 波田野誠一・津沢正晴・松島義章（1979）駿河湾北岸の完新世垂直変動と測地学的上下変動. 地震予知連絡会会報, 21, 101-105.
- 泉 浩二・木越邦彦・上杉 陽・遠藤邦彦・原田昌一・小島泰江・菊原和子（1977）富士東麓の沖積世ローム層の年代. 第四紀研究, 16 (2) 87-90.
- 地震調査研究推進本部（1998）富士川河口断層帶の調査結果と評価について. <http://www.jishin.go.jp/main/chousa/fujikawa/index.htm>
- 加藤芳朗・近藤鳴雄（1960）富士山西麓のマサ（盤層）について . 日本土壤肥料学雑誌, 31, 212-216.
- 国土地理院（1981）2万5000分の1 国土基本図「沼津」. 国土地理院発行
- 国土地理院（1981）2万5000分の1 国土基本図「吉原」. 国土地理院発行.

- 国土庁土地局・静岡県地震対策課（1983）静岡県土地保全図【自然環境条件図】
- 国立天文台編（1991）理科年表机上版、1049頁、丸善株式会社。
- 小松原純子・宍倉正典・岡村行信（2007）静岡県浮島ヶ原低地の水位上昇履歴と富士川河口断層帯の活動・活断層・古地震研究報告、(7), 119-128.
- 町田 洋・新井房夫（2003）新編火山灰アトラス－日本列島とその周辺、336頁、東大出版会
- 増島 淳（1978）富士・愛鷹山麓の火山灰層と先史時代遺跡との関係、静岡地学、(38), 1-10.
- 増島 淳（1981）大淵スコリア層の研究、静岡地学、(48), 1-3.
- 松原彰子（1984）駿河湾奥部沖積平野の地形発達史、地理学評論、57 (1), 37-56.
- 松原彰子（1992）静岡県浮島ヶ原・雌鹿塚遺跡における自然環境と人間活動の変遷、第四紀研究、31 (4), 221-227.
- 松原彰子（2000）日本における完新世の砂州地形発達、地理学評論、73A, 409-434.
- 松倉公兼（1988）砂丘..町田 貞・井口正男・貝塚爽平・佐藤 正・樋根 勇・小野有吾編「地形学辞典」767頁, 211-211, 二宮書店。
- 宮地直道（1988）新富士火山の活動史、地質学雑誌、94 (6), 433-452.
- 小川賢之輔（1965）駿河湾北岸に発達する田子の浦砂丘の研究、地理学評論、38 (4), 19-37.
- 小川賢之輔（1986）富士市域の地質及び地形、富士市都市整備部みどりの課編「富士市の自然」
- パリノ・サーヴェイ株式会社（2005）間門上ノ山第1号墳の自然科学分析、富士市・教育委員会文化振興課編「上ノ山第1号墳－第二東名No.52地点：第二東名建設工事に伴う埋蔵文化財発掘調査報告書」, 54-55.
- 佐藤祐樹（2011）弥生～古墳時代における宮添遺跡を取り巻く社会構造の変化、富士市教育委員会編「宮添遺跡IV」, 108-111.
- 佐藤祐樹・藤村 翔（2013）考古学から見た富士山の噴火と地域社会の変動－古墳時代・平安時代を中心にして、静岡県考古学会2012年度シンポジウム実行委員会編（2013）考古学から見た静岡の災害と復興、89頁, 20-27.
- 恒石幸正（1984）“東海地震”に関連する特A級活断層、第四紀研究、23 (2), 145-150.
- 恒石幸正・塙坂邦雄（1978）安政東海地震（1854）を起こした断層、地震予知連絡会報、20, 158-161.
- 恒石幸正・塙坂邦雄（1981）富士川断層と東海地震、応用地質、22 (1), 52-66.
- 津屋弘達（1971）富士山の地形・地質、富士山総合学術調査報告書「富士山」, 1058頁, 2-127.
- 上杉 陽（1972）粒径頻度分布からみた風成砂・海成砂の諸特徴、第四紀研究、11 (2), 49-60.
- 上杉 陽（1989）新期ローム層中に残された突発事変の跡、関東の四紀、(15), 11-24.
- 上杉 陽（1990）富士火山東方地域のテフラ標準柱状図-その1:S-25～Y-114、関東の四紀、(16), 3-28.
- 上杉 陽編著（2003）『地学見学案内書「富士山」』, 117p, 1-23. 日本地質学会関東支部。
- 上杉 陽・有留 育・新妻信浩・新川和範・奥脇元子・佐藤恭子・吉田 武（2003）霧の沢剣丸尾第2熔岩と直下のテフラ群（S-24～S-11）－重要な北側模式露頭－、上杉陽編著『地学見学案内書「富士山」』, 117p, 52-56. 日本地質学会関東支部。
- 上杉 陽・土肥由美子・佐藤仁美・伊藤ひろみ・宮地直道（1996）富士山東麓すぎな沢の更新世最末期～完新世テフラ群-特に富士黒土層について、日本第四紀学会編「第四紀露頭集-日本のテフラ」, 252p, 241-241.
- 上杉 陽・遠藤邦彦・原田昌一・小島泰江・泉 浩二（1979）富士山北・東麓完新世テフラ累層中の斜交関係、第四紀研究、17 (4), 207-214.
- 上杉陽・春川光男（2011）2011年3月11日東日本大地震津波砂粒に見られる破断～剥離～千葉県旭市椎名内海岸の例－、関東第四紀研究会2011年11月5日例会発表。
- 上杉 陽・春川光男（2012a）津波砂粒認定基準作成のための基礎資料、関東第四紀研究会2012年10月27日例会発表。
- 上杉 陽・春川光男（2012b）東北地方太平洋沖地震に伴う津波砂粒表面形態の諸特徴－九十九里浜海岸東端部の例－、関東の四紀、(32), 41-54.
- 上杉陽・春川光男（2012c）津波砂粒認定基準作成のための基礎資料Ⅲ—九十九里浜海岸旭市仁玉早川輪業屋内の砂粒の諸特徴—、関東第四紀研究会2012年12月01日例会発表。
- 上杉 陽・堀口靖之・三浦美実・本間知子・吉久保恵美・岡山厚太・大畑由美子・葭原さち代・入江俊光・田路良光（2003）須走口登山道新五合目下物資小屋脇の新富士最新期テフラ群-S-24-2期以降のテフラ群東方模式露頭－、上杉 陽編著『地学見学案内書「富士山」』, 117p, 91-94. 日本地質学会関東支部。
- 上杉 陽・木越邦彦（1986）富士黒土層の¹⁴C年代、火山、第2集, 31 (1), 265-268.
- 上杉 陽・松本信哉・片桐幸子・井上久美子・古屋隆夫（2003）富士吉田鐘山-櫛丸尾第2熔岩直下のテフラ群と火碎サージ堆積物など、上杉 陽編著『地学見学案内書「富士山」』, 117p, 73-76. 日本地質学会関東支部。
- 上杉 陽・岡 重文・長田敏明（2001）仮説「古東京湖の満水と決壊」、関東の四紀、(24), 3-20.
- 上杉 陽・大下泰司（2003）「太郎坊の新富士テフラ群-南東方向のテフラ模式露頭－、上杉 陽編著『地学見学案内書「富士山」』, 117p, 95-105. 日本地質学会関東支部。
- 上杉 陽・砂田佳弘（2008）「富士-河村城スコリアFj-Kw」（仮称）の発見について、河村城跡-神奈川県指定史跡河村城跡整備に伴う発掘調査（神奈川県山北町文化財調査報告2）, 62p, 22-28.
- 上杉 陽・米澤 宏・開原志寿江・中村仁子・岩井郁乃・重藤伸子（1980）富士山東麓の古期テフラ累層、自然と文化（平塚市博物館研究報告），(3), 33-46.
- 上杉 陽・米澤 宏・宮地直道・千葉達朗・森 慎一（1983）テフラからみた関東平野、アーバン・クボタ、(21), 2-17.
- 上杉 陽・米澤 宏・宮地直道・千葉達朗・肥田木 守・細田一仁・米澤まさか・由井将雄（1992）富士系火山泥流のテフラ層位、関東の四紀、(17), 1-19.
- 山内秀夫（1988）砂州..町田 貞・井口正男・貝塚爽平・佐藤 正・樋根 勇・小野有吾編「地形学辞典」767頁, 214-214. 二宮書店。
- 山元孝弘・高田 亮・石塚良浩・中野 俊（2005）放射性炭素年代測定による富士火山噴出物の再編年、火山、50 (2), 53-70.
- 山崎晴雄（1979）プレート境界部の活断層-駿河湾北岸内陸地域を例にして-、月刊地球、1 (8), 570-576.
- 山崎晴雄・加藤 茂（1986）陸上に延びる駿河トラフの地質構造、月刊地球、8 (2), 74-78.