

付 編

大東町糸繰遺跡の地学的立地環境について

加 藤 芳 朗 （静岡大学名誉教授）

1. 町内の地質・地形概説

本町の地形は丘陵・段丘・平地に分けられる。第36図にその概要を示した。

(1) 丘陵

本町の約3分の2の面積を占める。風吹トンネル、高天神、大浜公園を結ぶ線をおよその境として西側は礫層丘陵、東側は砂・泥層丘陵である。ただし東部、千浜地区の南山丘陵は礫層丘陵である。

a) 礫層丘陵 本町の西縁と東端にあり、更新世中部の小笠層群の礫層からなる。小笠丘陵の東～東南方延長に当たる。尾根の高さは北西端の無線中継所付近の標高260m余を最高点とし、260-100mにわたる。小笠神社付近の奇勝や史跡高天神城もこの丘陵の一角を占める。風吹トンネル東、高天神付近は半固結の礫岩状を呈するが、その他は粗しょうな未固結礫からなるので丘陵内での雨食による崩壊、礫の押出しがいちじるしい。

b) 砂・泥層丘陵 更新世下部の曾我・掛川層群の砂・泥層を主とし、凝灰岩層を副として含む。標高100m以下の低平な丘陵である。

(2) 段丘

かつての平坦な河成平地が隆起した結果、周囲を削られて表面が平坦な段（台）状地形を段丘という。菊川筋では中・上流に典型的な段丘群がみられるが、本町内ではごく局部的にしか存在しない。東部の岩滑地区の菊川べり、盛岩院のある段丘と上土方地区に2カ所、小規模な段丘があるにすぎない。いずれも更新世の再末期の形成である。

(3) 平地

a) 河成平地 菊川とその支流の牛淵、佐東、下小笠の諸河川ぞいの平地に分かれる。

i) 菊川平地 菊川の最下流部にあたる。自然堤防はあまり発達せず、広い後背湿地または潟湖（ラグーン）跡平地よりなり、粘土質～泥炭質の地質である。西ヶ崎付近に蛇行跡が認められる。

ii) 牛淵川平地 牧の原台地に源を発して流下し、菊川左岸のラグーン跡平地に入ってから蛇行を繰り返すが、ほとんど自然堤防がない。

iii) 佐東川平地 佐東地区の砂・泥層丘陵内からの小規模河川のため運搬物が少なく、下

流部は菊川右岸のラグーン跡平地のままである。

iv) 下小笠川平地 活発な土砂の搬出・堆積という点で上記3河川とは性格を異にする。その理由は流域右岸側にある礫層丘陵の存在である。崩れやすい非固結の礫からなるため、それらが土砂となって押出して川床や平地を高め、勾配を急にしている。例えば、上土方落合付近の平地の標高は43m、その下の左岸側支流にある城東中学校付近の平地の標高は33mであるのに、分水嶺ひとつ隔てた東隣の佐東川平地、佐東小学校（井崎）付近の標高は14mしかない。また、上土方、下土方、大坂地区には、丘陵内の谷が分水嶺以上の高さにまで埋められて、隣の谷の平地とつながってしまい、それより下流側の分水嶺をなす丘陵が平地の中に孤立する例がいくつもある。第36図では右岸側の支流のうちとくに礫の堆積の甚だしいものを礫質平地として示してある。

v) 礫層丘陵の山麓小扇状地 小笠山の南麓や南山丘陵の北麓には丘陵内から流出する小河川がつくった小扇状地が発達する。本町内では大浜公園南に小面積分布するにとどまる。なお、千浜東から浜岡町合戸にかけて高松川の小扇状地が砂丘の下に伏在するらしいことが、等高線の配列から推定される。

b) 沿海平地

i) 砂（浜）堤列 海岸線に平行に幾列もの低い砂質の微高地が並走するのでこう呼ぶ。当然、それらの間には低地（堤列間低地）がある。波の作用でできたため砂丘の砂よりも粗粒なことが多い。内側から順次形成され则认为られている。本町内では砂丘に覆われて砂堤列は部分的にしか確認されない。西部の浜野新田周辺に認められる砂堤列は、西隣の大須賀町地内に見事に発達する砂堤列（少なくとも5列）の東方延長に当たる。また大東町役場北側に一番内陸の砂堤列が存在する。

ii) 砂丘 風で飛ばされた砂がたまってできたものが砂丘である。砂丘の発達が弱いと、砂堤列上に小規模の砂丘がのる程度であるが、発達が強くなると、砂堤列全体を覆いつくし、さらに、風下側の台地、丘陵の上まで押し寄せる。大須賀町から本町西部までが前者、本町中東部から浜岡町にかけてが後者の例である。

国道150号線バイパス以北では砂丘が砂堤列の伸び（海岸線）に平行するが、同以南では海岸線に対し20°～30°の角度で斜めに走るのが目立つ。これを斜砂丘と呼ぶが、明治年代に人工的に造成されたという。それ以前は風向き（西風）に直角に波浪状砂丘が発達し、櫛の歯に似た平面形を呈していたことが明治時代前半の地形図に示されている。

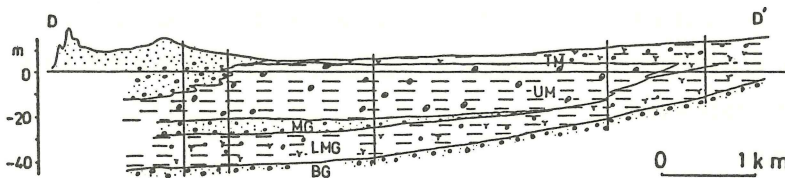
(4) 形成の歴史と年代

a) 丘陵 構成地質の年代は前述のように更新世前・中期（200万年前～数10万年前）である。砂・泥層丘陵の掛川・曽我層群は、含有する貝化石から、菊川中～下流域一帯に展開し

ていた海域の深さ100mにも達する海底に堆積したものである。礫層丘陵の小笠層群の礫層は古大井川が南西方に流路をのぼして礫を搬入しこの海を埋めて行ったときの堆積物である。その後、地盤は隆起に転じて海底は陸化し、川の浸食で丘陵地形を呈するようになった。

b) 段丘 丘陵内の平地が川の浸食で流路にそって削りこまれて谷ができ、残りの部分が段状の地形をなすのが段丘である。その年代は大ざっぱに言って数万年前ごろであろう。

c) 平地 上記の丘陵・段丘に比べると、平地の年代は急に若くなる。約6000年前（縄文前期）ころ、それまで上昇を続けていた海水面の高さが極大に達した（現在の海面より数m高い位置）。これを縄文海進という。その後海面は小変動を伴いながら現在の高さに落着いた。縄文海進時には海岸近くの谷に海が侵入し入江ができた。本町の諸河川も例外ではない。その後入江は背後の川の搬入する土砂によって次第に埋め立てられて現状の平地が形成された。従って、平地の年代は6000年前より新しいことになる。



第37図 小笠町上平川付近から下流の菊川平野の地下地質（鹿島ら、1985による）

TM：最上部泥層（泥炭質）、UM：上部泥層（貝殻まじり）、
MG：中部砂礫層、LMG：下部砂礫泥互層、BG：基底礫層

このあたりの事情を、鹿島ら（1985）の研究によってみる。入江ができた証拠は各河川の平地の下に貝殻まじりの泥層として残っている（第37図）。菊川平地ではこの泥層が小笠町下平川付近まで分布し、入江がこのあたりまで進入していたことが分かる。また、本町の西ヶ崎地先の菊川川床（標高約3.5m）にマガキを主とする貝層が露出し、その貝殻が放射性炭素による年代測定によって6100～6800年前のものであることが判明している。したがって約6000年余りに入江の水が3.5mか少し高い位置にあったことを示している。ところが、大坂地区の砂堤列の砂層（標高6.2m）の上に厚さ0.9mの泥炭層が堆積している。この層の基底部での放射性炭素の年代測定値は約3400年前（縄文後期）である。このことから、この年代には、すでに最も内陸側の砂堤列が存在していたこと、その内側は淡水の湿地（ヨシ原野）となっていたことが指摘される。第37図によると、海岸よりの砂層（砂堤列をつくる）が泥層の上に堆積し、入江の出口を塞ぐような形になっている。したがって、入江の淡水化はこの砂堤列の砂層の堆積によって行われたものと推定される。

では、この砂はどこからきたのか？それは小笠山、南山両丘陵の南裾が海の波に浸食されて

生じた海流により移動してきたものである。両丘陵の南裾の東西方向の直線状の急崖は海食崖である。

2. 遺跡の立地

本遺跡は最も内側の砂堤列を覆う砂丘上の黒土層の中に形成されている。

(1) 砂堤列

遺跡では確認することができなかったが、第36図のごとく、西方の菊川東側から同西側の三俣、大坂方面にかけて、最も内側の砂堤列が認められるから、その東方延長の本遺跡の砂丘下に埋没しているものと思われる。この砂堤列の生成年代は前項により、マガキの年代、6100年前から泥炭層基底の年代、3400年前の間である。さらに外側の砂堤列（菊川の西側で明瞭である）も東方に延長して本遺跡の南方の千浜地区で、高松川のすぐ北を走るであろう。

(2) 砂丘

遺跡の南にそびえる砂丘（標高10.77m）は北にむかって高度を下げ、遺跡の基盤をなすようになる。これは上記砂堤列を覆うのでそれより新しいことは確実であるが、くわしい年代は不明である。

(3) 砂丘上の黒土層

砂丘の中腹以下には黒土層が発達する。その色は、マンセル方式で10Y R2/1～1.7/1と極めて黒色味が強い。これが砂丘とともに北へ下がり、本遺跡ではⅢ、Ⅳ層となり遺物（平安～鎌倉期、11～12世紀）を包含するようになる。本層は砂壤土の土性と30～40cmの厚さを有する。これだけの土層（腐植層）の形成には少なくとも数百年以上を要する。同時代の遺構がⅣ層（黒色）を切り、Ⅲ層（黒褐色）に覆われているという。最も黒味の強いⅣ層はすでにその時期にできていたことになる。したがって、黒色層の生成開始は少なくとも古墳時代にまでさかのぼることは確実だろう。

砂丘の上に土壌（黒色層）が形成されるためには、砂の移動が停止し長年にわたって砂丘表面が植物に覆われ（砂丘の固定化）、有機物の供給を受け、砂が風化されるのに十分な時間が必要である。このような観点からすると、砂丘の固定化は海岸線が沖合に後退し（海退）、塩分や強風の影響が弱まって植物繁茂に有利な条件がととのった時期に起こると解釈される。（藤、1969）。日本全国の砂丘の黒色層（黒砂層ともいう）の生成時期は、含有する考古学的遺物から縄文中期から後・晩期～古墳初期にわたり、これはまさに、他の事実（埋積浅谷の産状）から推定された海退期と一致するという（井関、1983）。この説に従えば、本遺跡の黒土層もこの時期に形成されたことになる。しかし、本県ではこの種の、砂丘と関連した黒土層の産出は本地域にしかない（筆者は浜岡ゴルフ場北、御前崎町白羽地区でも実見した）こと、上記説の根拠になっ

た地域が日本海側にかたよっていること、形成時期があまりにも長すぎる（2000年余）などから断言は差控えたい。

（4）隣接地域の例

a) 浅羽町南部 ここも何列かの砂堤列が発達する。その最も内側の第Ⅰ砂堤列（松山）で縄文後～晩期の土器が採集され、さらに南側の第Ⅳ砂堤列（松原、権現山遺跡）から弥生中～後期と思われる周溝墓が発掘されている（柴田、1987）。

b) 大須賀町山崎 浅羽の第Ⅰ砂堤列の続きと思われる石津の砂嘴の内側にあたる山崎地区の泥炭地の地表下2.2mでの放射性炭素の年代が約2980年前である（鶴見他、1983）。

c) 榛原町静波 最も内側の砂堤列背後のラグーン跡平地の淡水成地層（海拔-1.7m以浅）中の泥炭層の放射性炭素同位元素年代が約3320年前である（鶴見他、1983）。

これらから、各地とも最も内側の砂堤列の成立（ラグーン跡の淡水化）が少なくとも約3000年前（縄文後期末）であったことが分かる。これは本遺跡の事情とよく一致している。

d) 浜松市～雄踏町 ここも数列の砂堤列があり、泥炭層の放射性炭素同位元素年代が測定されている。伊場遺跡周辺では、可美村高塚地区の第3砂堤列（旧国道1号線が走る）の南北両側の堤列間低地で、それぞれ、約1830年前、約3090年前の値が（鶴見他、1983）、伊場遺跡北端（第2砂堤列の北の堤列間低地）で約4100年前の値が（泥炭層の最上位。加藤、未発表。一部は加藤、1985で紹介）得られている。また、雄踏町宇布見北の第1砂堤列背後のラグーン跡平地の泥炭層下底が約5000年前の値を示す（池谷他、1985）。この地域の砂堤列形成の始まりは本遺跡付近よりもかなり古い。

3. 遺跡砂層の粒径分析

（1）試料

遺跡内の砂層の堆積環境（砂丘）を確認する意味で、表1のごとき試料について粒径分析を行った。この中には、対象試料として、本町役場の真南の浜川新田および海岸と汀線の砂（N o s. 9-11）が含まれている。

（2）分析方法

日陰で風乾した試料25g前後を正確に秤量し、1-0.044mm（φ〈ファイ〉スケールで0-4.5）の篩セット（φスケールで0.5間隔）を用意し、目の粗い篩から順次手作業で砂試料をふるい、篩上の残分を秤量した。φスケールとは、粒径を 2^{-n} mmで表わしたときのべき乗数nで粒径を示す方式である。nとmmとの関係は、 $n=0$ は 2^{-0} で1mm、 $n=2$ は 2^{-2} で $\frac{1}{4}$ mmといった具合になる。

表1 試料の一覧と粒径組成の特性

No.	地 点	色 (マンセル)	ϕ_{16}	ϕ_{50}	ϕ_{84}	M (ϕ)	σ_0 (ϕ)	Sc (ϕ)	*
遺 跡 関 係	1 発掘区南の砂丘の 採掘現場、灰色砂	7.5YR6/1.5 灰～灰オリーブ	1.54	1.89	2.23	1.89	0.35	0	DB
	2 同上砂丘の北側斜 面、黄色砂	2.5Y5/2 暗灰黄	1.55	1.97	2.33	1.94	0.39	-0.08	DB
	6 試掘A6とA7の間、 V層、黄色砂	2.5Y5/2 暗灰黄	1.47	1.95	2.36	1.92	0.45	-0.07	DB
	7 小屋の南、 黄色砂	5Y6/2 灰オリーブ	1.37	1.79	2.14	1.76	0.39	-0.08	DB
対 象	9 浜川新田、斜砂丘 C層、黄色砂	2.5Y5/3 黄褐	1.64	2.03	2.37	2.01	0.37	-0.05	DB
	10 同南、海岸最前線 砂丘、白色砂	7.5Y6.5/1 灰白～白	1.82	2.02	2.23	2.03	0.21	0.05	DB
	11 現汀線 (波打際) 白色砂	10Y7/1 灰色	1.28	1.75	2.11	1.70	0.42	-0.12	DB

*Friedman図の領域の組合わせ

(3) 分析結果の表示と整理

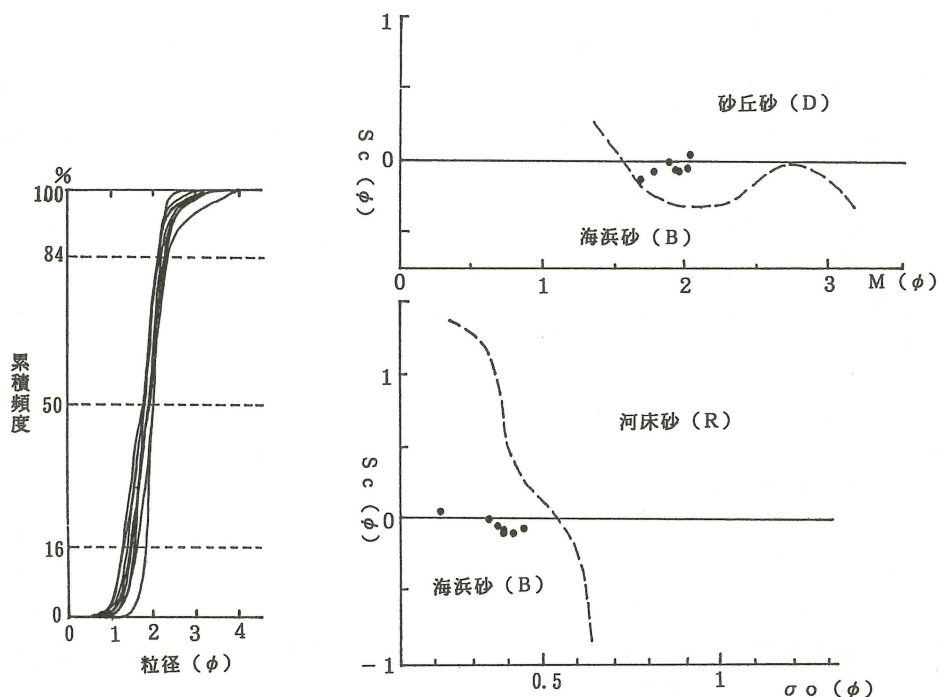
各篩残分の重量の試料総重量に対する百分率(頻度%)を粗粒側から順次加算した累積頻度%と粒径(ϕ スケール)との関係曲線(累積頻度曲線)を描き累積頻度84、50、16%に対応する曲線上の粒径(ϕ_{84} 、 ϕ_{50} 、 ϕ_{16})を求める(第37図)。16%は正規分布曲線の標準偏差である。これをもとに、下記の簡易式を使って3つの粒径組成パラメーターを計算する(表1)。

$$M, (\phi) = \frac{\phi_{84} + \phi_{16}}{2} \quad (\text{平均粒径})$$

$$\sigma (\phi) = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{2} \quad (\text{淘汰係数=粒径のそろい方})$$

$$Sc (\phi) = \frac{M (\phi) - \phi_{50}}{\sigma_0 (\phi)} \quad (\text{歪度=頻度の極大位置のずれ*})$$

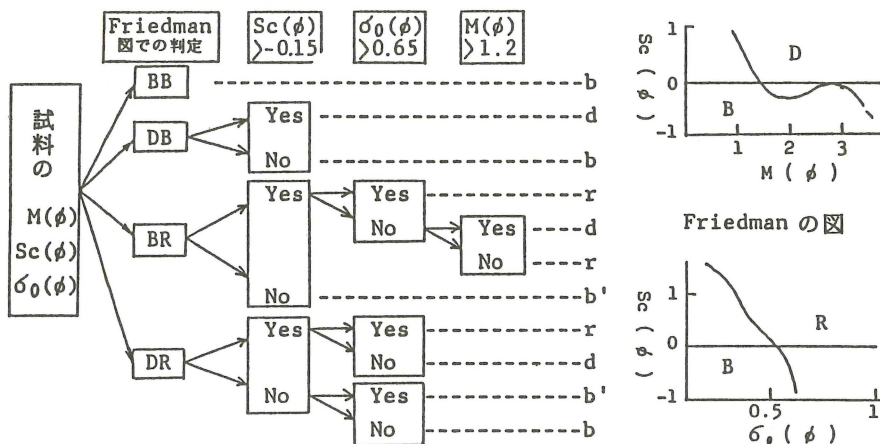
* ϕ の小さい(粗粒な)方に極大が偏ると+符号、その逆が-符号



第38図 累積頻度曲線 (左) とFriedmanの領域図へのプロット (右)

(4) 試料の堆積環境の判定

上記の3つのパラメーターを使って、Friedman (1961) の海浜砂、砂丘砂、河床砂の領域図 (第38図左) にプロットする。上、下の領域図のどこに入るかを組み合わせて、その順に、英大文字の略号を並べる (例えば、DR、BBのように)。その結果は表1の右端のごとくで、全試料がDBである。これとパラメーターの値を、筆者の作製した検索試案 (第39図) に適用すると、全試料ともd (砂丘砂) と判定される。対照の砂丘砂試料がすべてそうであるのは検索試案が妥当であることを示唆する。従って、遺跡内の砂も砂丘砂と考えて間違いなかろう。ただ、対照のNa11 (海浜砂) がdと判定された点だけが問題として残る。第38図右の領域図 (上) で海浜-砂丘砂の境界線に最も近いプロット [$M(\phi)$ が最小] がNa11である。 $S_c(\phi)$ は計算の過程で誤差が大きいことを考えると、このプロットはB領域に入ることもありうるであろう。そうだとすれば、この試料はDBでなくてBBとなり、検索試案でb (海浜砂) と判定されることになる。この点は今後検討を重ねて修正してゆきたい。



第39図 砂の堆積環境判定の検索試案 (市原ら、1984、P 658～660)

引用文献

- Friedman, G. M. (1961) Distinction between dune, beach, and riversands from their textural characteristics. J. Sed. Petr. Vol. 31, p. 514-529.
- 藤 則雄 (1969) 日本海沿岸の海岸砂丘。金沢大日本海域研究所報告、1号、5-33頁。
- 市原寿文・井関弘太郎・加藤芳朗他7名 (1984) 縄文後・晩期における低湿性遺跡の特殊性に関する研究。「古文化財に関する保存科学と人文・自然科学—総括報告書一」、657-672頁、文部省科研費特定研究「古文化財」総括班。
- 池谷仙之・大浦 毅・阿久津 浩・和田秀樹 (1985) 浜名湖東岸完新統の層序・層相とその年代。静大地球科学研究報告、11号、171-179頁。
- 井関弘太郎 (1983) 「沖積平野」。東大出版会。
- 鹿島 薫・長沢良太・宮崎 隆 (1985) 静岡県菊川平野における完新世の海水準変動に関する資料。第四紀研究、24巻、45-50頁。
- 加藤芳朗 (1977) 伊場遺跡をめぐる自然環境の地学的検討。「伊場遺跡遺構編」、150-155頁、浜松市教育委員会。
- 加藤芳朗 (1985) 坂尻遺跡をめぐる地形・地質学的背景。「坂尻遺跡—自然科学編一」、1-12頁、袋井市教育委員会。
- 国土地理院 (1982) 1/25,000土地条件図「掛川」、「住吉・御前崎」。
- 柴田 稔 (1987) 周辺の環境、遺跡の概要。「権現山遺跡」、5-58頁、浅羽町教育委員会。
- 鶴見英策他5名 (1983) 南関東・東海地域広域変動地形調査、11-12頁、国土地理院。