砂丘の形成と腐植層に関する研究¹⁾

多田 文 男²⁾・長 沼 信 夫²⁾・阿 由 葉 元²⁾

角 田 清 美²⁾・市 瀬 由 自³⁾・小 林 和 子³⁾

Research on the Relationship between the Formation of Sand Dunes and Intercalated Humic Layers

Fumio TADA, Nobuo NAGANUMA, Gen AYUBA, Kiyomi SUMITA,
Yoshimi ICHINOSE and Kazuko KOBAYASHI

This paper consists of a historical review on the formation of sand dunes and some considerations on the relationship between the dune formation and the intercalated humus layers in several districts. The following results were obtained;

(1) Buried dunes beneath the surface of Tatebayashi upland in Tochigi Prefecture.

Sand layers constituting the buried dunes are divided in two, both having been deposited under stable circumstances. And volcanic ash layers are found in this district, divided into three; upper, middle and lower. There is every reason to believe that these dunes were formed at the beginning of the fall of the middle ash, or at the end of that of the lower ash.

(2) Sand dunes on Sanrihama and Kaetsu uplands.

The formation of some of Sanrihama dunes were due to a relative rising of sea level in early Holocene epoch. At the bottom of shallow valleys in Kaetsu upland, humus accumulation occurred in stagnant water prior to the formation of dunes.

(3) Kashima dunes in Ibaragi Prefecture.

In the Kashima peninsula are found sand dunes with three intercalated humus layers, which are thought to have been formed after the formation of sand bars caused by a rise of sea level during the Jōmon culture period, early Holocene.

(4) Genkai dunes in Fukuoka Prefecture.

Sand dunes of this area were formed during the time of high sea level in Pleistocene epoch. Aeolian sand layers are thin in depth and cover uplifted sand bars of marine deposits forming coastal terrace topography. Furthermore, five buried humus layers called Kurosuna are found among sand beds of Holocene dunes, which indicate the ages of dune formation and the stable period.

I. は し が き

わが国の沿岸には、海岸砂丘が広く分布しており、形態も複雑で規模も変化に富んでいる。しかしながら、これら海岸砂丘の構造、形成過程および形成時代をみると、砂丘の形成環境の類似した時代をいくつか指摘することができる。海岸砂丘の形成時代や固定期をみても、ほぼ類似した時代に行なわれているので、砂丘の形成や固定に適した環境が全国的な規模において存在したことが知られる。砂丘中の埋没腐植層や砂丘を被覆する腐植層の存在は、砂丘形成の休止期や固定期を示すものであ

り、砂丘の形成と腐植層との関係を知ることは、腐植層形成の環境を知るための手がかりをも提供することになる。

ここでは砂丘の形成に関する研究を辿り、併せて「腐植土年代学に関する総合的研究」の一環として行なってきた砂丘の生成と腐植層に関する成果について述べる。

II. 砂丘の形成と腐植層に関する研究史

わが国における砂丘研究の歴史の中で、昭和 15 年、16 年に行なわれた 多田、保柳、大塚らによる内蒙古渾善克達砂漠地帯の研究は大きな成果をもたらした（多田：

1) 1971 年 8 月 19 日 受付

2) 駒沢大学文学部地理学教室, Department of Geography, Faculty of Literature, Komazawa University

3) 法政大学文学部地理学教室, Department of Geography, Faculty of Literature, Hōsei University

1946). それは (i) 渾善達克砂漠地帯では、バルハン型の堆積砂丘に対して、草によって密に蔽われ、かつ、風上側の西向きに凹陷地をもったマンハ型の侵食砂丘の拡がりの広いこと。および (ii) マンハ型砂丘の西側斜面に穿たれ凹陷地の東側壁を作る急崖をみると、かつて形成された固定砂丘の地表面を示す黒色砂層があり、この黒色砂層を境としてマンハ型砂丘は下部の埋積された古砂丘と上部の新砂丘とに分けられることであった。この研究が契機となって、わが国の砂丘の中にも同じように複雑な形成過程を辿った砂丘があることが判ってきた。

(1) ローム層下の埋積砂丘 その結果として関東地方でローム層下に埋積された砂丘のあることが発見された。利根川中流の館林台地上には利根川畔の古海から天神原を経て多多良湖畔の高根に至るまで延長 6 km に及んで数列の丘があり、その高さは台地より 10m 高く幅は 200m ばかりである。多田 (1947) はこの砂丘状の地形が列状に配列していて、現在幸手付近にみられる数列の自然堤防およびその上の河畔砂丘と形が似ていて、位置も近いことから、この高まりを河畔砂丘と考えており、当時の利根川の河況が幸手付近における古利根川流域のそれに似ていたことを示すものと考えた。館林台地上の高まりを作る地質は砂と細かい火山浮石の互層からなり、数 m の厚さの関東ロームにおおわれているので、これらの高まりの成因をローム層によっておおわれ埋積砂丘となったものと考えた。

貝塚 (1958) は砂丘をおおうローム層は上部および中部ローム層であり、砂丘列のもっとも西側のものは下部ローム層におおわれるのではないかと述べている。また、同様なローム層におおわれた砂丘よりなる高まりは、原町田の南方 3 km 付近の江ノ島線中央林間駅付近においても知られている。多田 (1947) はこの砂よりなる高まりも館林台地のそれと同じものではないかと考えたが、戸谷 (1960) はこれらの高まりの成因について河畔砂丘的なものと考えるのはその方向から言って無理であろうと述べている。そして背後に平行して続く凹地との関係から、むしろ扇状三角州上の旧海岸線に関連した beach ridge と言った方が可能性が高いと考えている。

その頃、多田 (1946) は鳥取砂丘の研究を行ない、スリパチの凹地底に火山灰層らしきものを発見して、鳥取砂丘はこの火山灰層によって古砂丘と新砂丘に分けられることを述べた。さらに昭和 23 年には小笠原 (1948) は、鳥取砂丘の古砂丘は火山灰層によって埋積された砂丘であることを発表した。この時共同調査を行なった

第 1 図 鳥取砂丘の概念図 (豊島・赤木(1965) による)

大西 (1961) はその後も研究を続けて火山灰層は大山火山に由来するものであることを指摘した。

昭和 40 年には豊島・赤木 (1965) によって鳥取砂丘においても腐植を含む黒色砂層が発見され、黒色砂層を境として新砂丘が新砂丘 I、新砂丘 II に分けられるようになった。第 1 図は両氏によって描かれた鳥取砂丘の概念図である。基盤山地の山麓には津ノ井粘土層よりなる比高数 m の津ノ井面 (堆積面) がある。これより海岸側には古砂丘が堆積しているが、津ノ井面や古砂丘上には火山灰層やクロ砂がのるので、津ノ井粘土層や古砂丘砂層は同時異層とみることが出来る。古砂丘の海岸寄には新砂丘 I の上にクロ砂層がのる。新砂丘 I の堆積物は何れも黄色化作用を受けて風化が進み、かなり固化している。クロ砂層の上には新砂丘 II の堆積物とは異なっている。クロ砂層の中からは古墳時代末期までの遺物が出土することが知られており、新砂丘 II は移動砂丘の堆積速度の実験結果より、紀元 700~800 年に降に堆積したものであると推定されている。

(2) 黒色砂層下の埋積砂丘 ローム層下の埋積砂丘の研究とともに、黒色砂層によって化石された埋積砂丘の研究も行なわれた。その最初の成果は川田三郎 (1946) によって確認された河北潟砂丘中の埋没腐植層である。河北潟砂丘は砂丘中に含まれる黒褐色腐植層によって形成時期を異にする新旧二期の砂丘に分けられ、下部の成層する砂丘砂の堆積後、無層理の砂層が堆積するような環境があり、その後無層理の砂丘上に針葉樹が繁茂して砂丘は固定され、黒褐色腐植層が砂丘表面に形成された。しかし、この時期は余り長く継続されず、腐植層をおおって新期砂丘層が堆積したために、旧期の砂丘は埋積砂丘となったと述べている。その後、北陸地方のこの地帯にみられる黒褐色腐植層の最上部には、縄文中期~弥生後期、または古墳時代初期の土器と石器が包含されることが報告され、黒褐色腐植層の形成時代を推定することが可能になった。

なお、藤 則雄 (1966) は北陸地方の海岸砂丘を広く調査して、この地方の沖積世地史をつぎのように編んでいる。

沖積世の最大海進期の汀線は、射水平野では現海拔 4

m のところ、河北潟周辺では海拔 5 m のところにあった。この大海進後の海水面の急速な低下によって海進時の砂州であった部分が砂丘となった。これが河北潟の北西側にある内灘地方の黒色泥炭質砂の下位にある古砂丘である。この砂丘の発達によってそれまで入江であった内陸部が潟湖となった。放生潟、河北潟などは何れもこの時期に潟湖となったものである。縄文中頃になると、気候がやや冷涼化したために海水面が低下して現水深 0 ないし 5 m の現海底は海岸低地となり、そこに森林が繁茂した。有名な魚津の埋没林はこの時期の代表的な森林である。当時の汀線は現在の汀線よりも 500 m も沖合にあった。このために当時は内灘砂丘（河北潟砂丘）までは砂は飛んでこなくなって古砂丘の表面には草が生え、それが枯れて腐植となり、表面の砂を黒色に染めた。この表面が縄文中期から弥生後期または古墳時代初期までの人々の生活の舞台となったのである。その後弥生時代から古墳時代にかけて気候が少しく温暖化し海水面が上

昇した。このためにそれまで現在の沖にあった汀線が急速に内陸に侵入して来て、かつての汀線付近に繁っていた森林は海面下に没して魚津にみるような埋没林となった。海の近くなった内灘の古砂丘上にも、新期に砂が供給されるようになり新砂丘が形成された。入江状の潟は新砂丘の形成によって完全に閉塞されてしまった。現在の汀線付近にある潟湖はこのようにして形成された。

また同じころ小笠原 (1946) によって荘内砂丘の研究が行なわれ、ここでも砂丘中に黒色砂層の存在が確認された。黒色砂層の大部分は泥および腐植質からなり、黒色砂層を境として下部の古砂丘と上部の新砂丘よりなることが知られた。古砂丘の形式期には冬の季節風が著しく、最上川の河口からは多量の土砂が供給されたが、その後気候が湿潤化して表面に腐植層が集積するようになり、黒色砂層が形成された。黒色砂層の堆積によって固定された古砂丘には再び砂層が供給されて新砂丘を形成したが、その時期は赤川新川切割の泥炭層上の砂丘表面

下 30 m のところに土器が発見されるからきわめて新しい時代の出来ごとであると指摘している。小笠原の研究の後に、古砂丘最上部の腐植質砂層中に含まれる炭質物を用いて ^{14}C による絶対年代の測定が行なわれ、 3550 ± 100 Y. B. P. (GaK-1235) という結果が得られている (東北農政局計画部, 1968)。また、新砂丘の形成が縄文後期～晩期以降に行なわれていることが判明し (東北農政局計画部, 1968)、荘内砂丘中の古砂丘の形成は 3550 ± 100 Y. B. P. またはそれ以前であることが知られるようになった。

(3) 三列の砂州と砂丘 市瀬 (1962) は下北半島、南九州志布志湾沿岸、弓ヶ浜半島において砂丘を調査し、それらが (i) 3 列の砂州と砂丘からなること。 (ii) もっとも古い時代に形成された第Ⅰ列砂州、砂丘列が内陸側にあって第Ⅱ列、第Ⅲ列と新しいものほど現汀線に近く存在することなどを明らかにした。これはわが国全般に共通した特性であり、生成時期もほぼ同じ時代であると考えられる。弓ヶ浜半島では先

第2図 下北半島砂丘分布図

史時代の遺跡、遺物に関する資料が少なく、形成時期を決定することが出来なかったが、下北半島では第Ⅰ列砂州、砂丘(第Ⅰ期砂丘)は縄文早期の後半ごろまたはそれ以前に(第2図)、志布志湾沿岸では縄文後期ごろまたはそれ以前である。そしてこれらは沖積世初期の海水準が相対的に高い位置に置かれていた時代に形成されたものであることを明らかにした。

第Ⅰ列砂州の上に砂丘が形成されているが、その砂丘は下北半島では形成後に腐植層によって、志布志湾沿岸では腐植交代黒色火山灰層によって固定された。これらの砂丘は固定された後に風蝕を受けて凹地を形成し、侵食砂丘となっている。弓ヶ浜半島でも第Ⅰ列砂州上に形成されている砂丘は侵食砂丘となっており、鹿島半島の内陸にある八光台砂丘の侵蝕砂丘とも似ている。第Ⅰ列砂州とその上にのる砂丘は、弓ヶ浜半島では第Ⅰ列砂州砂丘の前面にあって半島中央部に带状に広がっている。下北半島でもこの時期に対比される砂丘の形成時代は続縄文～土師の時代であり、志布志湾沿岸では縄文後期以降～5世紀後半～6世紀(横瀬古墳)の間である。この時代には両地域とも海面は現在よりも若干高い位置にあったが、既に現在の平野と大差のない地形が形成されていたのである。また第Ⅱ列砂州上の砂丘の侵食のされ方は第Ⅰ列砂州上のそれよりは少なくなっている。

第Ⅱ列砂州およびその上にのる砂丘はもっとも外側にあり、下北半島では土師以降のある時代である。志布志湾沿岸では表面に火山灰層も腐植層もみられなく、第Ⅱ列砂州砂丘を蔽っていたり、あるいはそれらの前面に位置することなどから、土師以後と推定される。弓ヶ浜半島でも歴史時代に形成されたものである。わが国の海岸砂丘の形成をみると、2～3回にわたる形成時代があり、

またその間に2回ぐらいの海岸砂丘の固定された時代があって、海水準の変化との関係が指摘され、三列の砂州の形成された当時の汀線はだんだんと低くなり、その間の時期に汀線の高い時期がはさまれたと考えられる。三位(1966)は八郎潟その他の日本海岸で砂州が最大3列あり、内陸から海岸に向かって断続的な前進があったことを明らかにしている。また、三位は沖積世大海進後における内外の旧汀線堆積物の ^{14}C 年と埋没深度ないし標高との関係を図示して、世界の汀線高度に3回の高低時代があり、これと砂州、砂丘の形成と深い関係にあることを論じている。すなわち、温暖な海面の高かった時代に砂州や砂丘が形成され、ついできた冷涼な海面の低かった時代に砂丘の侵食が行なわれたことが推定できるのである。

III. 砂丘の形成と腐植層に関する研究

われわれは上述した研究の上に立って、「腐植土年代学に関する総合的研究」の一環として、砂丘の形成と腐植層に関する研究を行なって来たので、つぎにその成果について述べる。対象とした砂丘は館林台地の埋積砂丘、三里浜・加越台地上の砂丘、鹿島砂丘、玄海砂丘などである。

(1) 館林台地の埋積砂丘と腐植層 館林台地の西部には利根川の旧流路と思われる带状の凹地が古海から多々良方面に続いており、その東および南縁の台地上にはローム層におおわれた埋積砂丘列が分布する。これらの埋積砂丘の中には、並びかたがやや南西から北東方向に向う小規模な砂丘列がみられる。これは比高2m内外のローム層におおわれた高まりで、やはり台地上に位置している。この高まりを示す列は自然堤防をかたちづくる

第3図 館林台地の埋積砂丘分布図

第4図 埋積砂丘横断面図 (高根)

ものか、あるいは砂丘をかたちづくるものなのか現在の段階では明らかでないが、第3図には分布形態などから埋積砂丘として示してある。

埋積砂丘の断面は上、下2つの砂層に分けられ、その上にローム層が堆積している(第4図)。下部の砂層(①)は、全般的に肌色を呈し、砂、シルト、ローム、軽石が混り合っテラミナ状に堆積している。上部の砂層は全般的に青灰色を呈し、砂、シルト、それに軽石が混り合い、下部の砂層をおおうような形でラミナ状をなして下部の砂層の上に厚さ50cm±で堆積している。なおこれら上部、下部の砂層は約30°の傾斜をもって凹地にのぞんでいる。

砂層は上部、下部の2層に区分したが、その境界は必ずしも明瞭ではなく、ただ砂層の色の違いやロームの多少によって区別している。この砂層の粒度分析の結果をみても、下部の砂層は60%以上が粒径0.5~0.25mm、約15%が粒径0.25mm以下、上部の砂層は約60%が粒径0.5~0.25mm、約20%が粒径0.25mm以下であって、上部、下部の砂層とも粒度組成の差はほとんどみられない。ただ下部砂層は砂とシルト質ロームの互層よりなる層理が顕著に発達しており、部分的にシルト質ロームの含有の差により細粒砂、粗粒砂がみられる。このように砂が細粒で均一であることから、砂層の下部から上部まで安定した環境の下で堆積したとみられる。このことは埋積砂丘の中に顕著な腐植層を含んでいないことによっても裏付けられる。ただ下部の肌色砂層と上部の青灰色砂層との色調の差は地下水の影響を受けたための溶脱、集積の差によるものと考えられる。

これら砂層の上には中部ローム(ほぼ武蔵野ロームに相当)、上部ローム(ほぼ立川ロームに相当)が約2mの厚さで堆積している。このローム層中には、ほぼ上部ローム層の直下に腐植を挟んでいる。腐植層は風下側に顕著にみられ、風上側には発達がわるい。この腐植層の発達のちがいはどのような形成環境のもとで生じたのか、また卓越風の影響を少なからず受けていたのかなどは不明であるので、今後の研究課題とした。

なお、砂丘の形成時代については、館林台地上に堆積

した埋積砂丘は、(1)上部ローム層および中部ローム層におおわれること、(2)上部の砂丘にはローム層はみられなく軽石のみを含むこと、(3)下部の砂層は全般的にロームと砂の互層の多いことから、この砂丘砂の堆積した時期にはロームの供給が多かったこと、などを併せ考えると、砂丘砂層中の軽石およびシルト質ローム層は中部ローム層降灰の初期か、あるいは下部ローム層降灰の末期ではないかと考えられる。このことは貝塚(1958)が指摘しているように、館林台地西部には下部ローム層の堆積がみられることから推察できるのである。

(2) 三里浜・加越台地上の砂丘と腐植層 九頭竜川河口にある三里浜砂丘および福井平野のボーリング資料をみると、砂丘砂層の下部には粘土層、粘土混り砂層および細砂層などの細粒物質が堆積し、その下部には局地的に大粒な砂利を含む砂れき層があり、この細粒埋積物は上部粘土層と名づけられる。この上部粘土層は層相、層位および地形との関係などからみて沖積世の海進時の堆積物であり、内陸側の砂丘列(山岸・黒目・米納津・白方を連ねるもの)は沖積世の海水準の相対的上昇時に形成された砂丘である。福井平野では地形や表層の構成物質よりみて、ほぼ標高5m以下の三角州は縄文時代の海によっておおわれた地域とみられるが、砂丘形成との関係については考古学的資料が少なく、詳しく知ることは出来ないで今後の研究課題としたい。また、沖積砂丘中の埋没腐植層については確認することが出来なかった。

なお、三里浜砂丘の北部に連なる加越台地の一部には海食崖上に砂丘砂が這い上って海岸砂丘(侵食砂丘)を形成し、その砂丘の直下に横たわるローム層の上部に局所的に腐植層がみられるので、この腐植層の生成環境について考察した。

大聖寺川の河口にある見当山南西方1km付近の海食崖(Loc. 13)をみると(第5図)、砂丘砂とローム層の間には腐植層が局地的に発達する。しかも腐植層は浅い凹地形を埋めて発達し、凹地形の周辺には腐植層は薄くなるかまたは発達しない。また、腐植層(30~55cm)

第5図 露頭分布図

の下部には樹皮などを含む下部泥炭層(厚さ最大 25 cm)がある。この泥炭層は凹地形でもみられなくなるところがあり、腐植層が直接下部の青灰白色のローム混り砂層上にのこともある。この腐植層の上部にも厚さ 0~25 cm の上部泥炭層がのり、拡がり下部の泥炭層よりも広がるが、凹地形に接する台地面では泥炭層は薄失して火山灰層が現われ、その上に腐植層がのる。下部の泥炭層の下には青灰白色の堅いローム混り砂層(厚さ 70 cm)があり、上部より 20 cm はロームを含み粘土化するが、下部泥炭層との境界は明瞭である。この下には青灰色の粘土層(厚さ 1~3 cm)と砂層(厚さ 4~10 cm)との互層(約 80 cm)があり、下位の青灰色の凝灰質砂質粘土層(厚さ 25 cm)に続く。Loc. 13 ではこれらの粘土層や砂質粘土層が凹地形における停滞水の存在を可能にしたものであろう。

Loc. 3 でもロームにおおわれた浅い凹地を埋めて腐植層(最大 55 cm)がみられ、その下部に腐植混りのローム層(厚さ 10 cm)、さらに下部は厚さ 1 m の青灰色のローム層に移るが、腐植混りのローム層との境は明瞭である。Loc. 13 においては泥炭層の基底に青灰白色のローム混り砂層(上部の 20 cm はロームを含み粘土化する)が現われたり、Loc. 3 においては腐植混りのローム層の下部に青灰色のローム層が現われることは、浅い

凹地形とも併せ考えると、ローム層の一部は水成堆積相を示してグライ化作用を受けているのではないかと考えられる。

また、Loc. 12 ではローム層(厚さ 70 cm~100 cm)を切って形成された谷を埋めて植腐層が発達する。ここでは砂丘層の下に第1層は植物の遺体などを含まない厚さ最大 45 cm の腐植層で、上部には局部的に褐鉄鉱の殻がみられる。

第2層は厚さ最大 35~40 cm の灰色を帯びた暗褐色の腐植層よりなり、一部に湿地性植物の遺体を含んでい

写真1 ローム台地上の浅い凹地形を埋めて発達する腐植層

Fig. 1 鹿島半島砂丘分布図

第6図 鹿島半島砂丘分布図

る。その下位の第3層は褐色の強い腐植層（厚さ最大 10 cm）で、下部には褐鉄鉱が集積して盤層（厚さ 5 cm 土）を形成する。第4層は厚さ最大 70 cm の腐植層で、下部 20 cm はやや褐色を帯びて堅くしまっている。その

下の凹地の底部では褐灰色の砂混りローム層（厚さ 10 cm）を経て風成のローム層に続いている。Loc. 12 では第4層、第3層、第2層までは凹地形の中に、第1層は凹地形を埋めて周辺にまで拡がるが、微高部では薄失す

る(写真1)。なお、Loc. 2 でもロームを切った谷を埋める腐植層(厚さ 150 cm)をみることができる。付近の台地上の腐植層の厚さは 40~60 cm である。

これらの露頭におけるローム層やその下位の粘土層および腐植層の産状から、ローム層の一部が凹地形に堆積してグライ化作用を受けたり、泥炭層の形成と結びついて腐植が集積していることは、崖端付近の砂丘形成前に凹地形では停滞水のみられる環境下において腐植の集積が行なわれたものと考えられる。なお、Loc. 13 の下部泥炭層の年代測定の結果は 13,110 $\pm$ 340 Y. B. P. (Gak. —2848) であった。Loc. 13 付近の凹地形ではこの頃から泥炭層の形成が始まり、続いて低湿な環境の下で腐植層の集積が行なわれたものと推定される。また、この腐植層をおおう海食崖上の海岸砂丘(風食を受け侵食砂丘となっている)の形成時代の下限をも併せて知ることができる。

(3) 鹿島砂丘における埋没腐植層 鹿島砂丘の生成環境と埋没腐植層の関係をj知るために考察を行なった。その結果、奥野谷から波崎に至る砂丘は形成年代によって古期砂丘、中期砂丘、新期砂丘に分類される。分布は第6図に示す。

(i) 古期砂丘

古期砂丘は標高 39~20m である。分布は押場より北部に限られ、半島ののびの方向(NW 方向)に一致する。古期砂丘砂層の砂鉄層理から知れた砂丘の走向もNWをとるものが多い。粒径は70%が $\phi 2\sim\phi 3$ に集中する。茨城県・建設省(1964)によれば、鹿島半島の上部砂れき層(U.S.)は凹凸が大きく、砂州状になっているという。菊地隆男(1968)は約6000年前の海進時に砂州が形成されたとしている。このような砂州を基盤として古期砂丘が形成されたと考える。西宝山ないし押場では砂れき層直上に20cmあまりのきわめて連続性のよい腐植層を挟み、その上に古期砂丘砂をのせている。この腐植層は東京農工大学黒部研究室の分析によれば、後述の2腐植層にくらべて腐植酸の量が大であるという。この腐植酸の年代測定の結果、1950 $\pm$ 150 Y. B. P. (Gak.—3331)の値が得られた。従って西宝山ないし押場ではこれより新しく古期砂丘が形成されたことになる。

奥野谷において和島ら(1968)は「奥野谷貝塚は砂州上の6m砂丘の上ののっている、それは縄文前期末~中期初頭の土器を含み、陸上に積成されたものである。」と述べている。従って西宝山ないし押場の砂丘と、奥野谷の砂丘との間には明らかに時代のづれがある。奥野

谷、八光台と知手の東側の大きな砂丘については、砂れき層と腐植層の関係が確認出来ていない。従って、これがわかればさらに古いものとして細分される可能性があるが、不明のため一括して古期砂丘とした。古期砂丘は多田(1943, 1948)によってマンハ型砂丘であると報告された。この風食の開始の時代は腐植層との関係がつかめず不明である。

(ii) 中期砂丘

中期砂丘は標高 10~15m で、古期砂丘の南東側に接して現海岸の位置に支配された形で北西側にのびる。両宝山付近では中期砂丘の下限と、新期砂丘の下限近くにそれぞれ一枚の腐植層を挟む。後者はきわめて連続性が悪い。この2枚は前述した腐植層に比較して腐植酸が少なく、ほとんどフルボ酸からなる(両者は年代測定依頼中)。中期砂丘砂層の走向はほとんどの場合NE方向である。柳川新田では中期砂丘下に埋没している古期砂丘砂層の走向はNW方向であり、中期砂丘と明らかに走向を異にしている。古期砂丘形成期と中期砂丘形成期には腐植層が発達するような環境下にあり、明瞭な間げきが存在した。さらに両砂丘の形成において、飛砂の方向、ひいては砂の供給位置にちがいがあったようである。中期砂丘もマンハ型砂丘であり、最上部の新期砂層をきって凹地が存在することから、新期砂層堆積後、凹地侵食が行なわれたと考える。

(iii) 新期砂丘

海岸に平行に分布する2ないし3列の砂丘で、標高は10m以下である。近年人為的に形成された砂丘をも含む。この砂丘は砂鉄の層理が明瞭に発達していないことが多く、砂層の走向は測定できない。また腐植層はみられない。砂粒は古期、中期砂丘にくらべて非常にあらく50%が $\phi 1\sim\phi 2$ に集中する。

これらの砂丘を模式断面として第7図に示した。鹿島半島においては縄文海進による砂州形成後、三回の腐植層形成期をはさみ、砂丘が形成された。この腐植層の発達とは古気候変化よりもむしろ、砂丘形成途中の急激な環境変化にともなう砂の供給の中断が大きな要因になっているためではないかと考える。

(4) 玄海砂丘の黒砂層 玄海砂丘は海岸に沿って発達し、最高高度は約52mである。遠賀川河口右岸(若松半島)の発達は悪い。河口左岸には砂丘の主部があり、砂丘地は東西約10km、南北約3kmである。左岸の砂丘地は起伏、高度、形態、連続性、構成物質および形成時代などによって粟屋砂丘、芦屋砂丘、三里松原砂丘に区分することが出来る(第8図)。

第7図 鹿島砂丘模式断面図

第8図 玄海砂丘の概念図

(i) 栗屋砂丘

表面の起伏はゆるやかで 20~30m の面が広く、その面上には比高 5~10m の小丘がいくつか分布している。小丘は風成砂よりなる砂丘であるが、20~30m の面は水中堆積の砂層、砂れき層よりなり、鳥栖ローム層（新期阿蘇熔岩の末端相）によって下位の鬼津砂れき層と上位の大城砂層に分けることが出来る。鬼津砂れき層と鳥栖ローム層は不整合関係で、不整合面は赤褐色（5 YR 4/8）~明赤褐色（2.5 YR 5/6）を示し、赤色土壌化作用を受けた古土壌である。鳥栖ローム層の層厚は場所により異なり、もっとも厚いところでは 150 cm 以上を示すが、わずかに上位の大城砂層基底部に軽石塊としてみられる場所もある。大城砂層は一部で鬼津砂れき層や鳥栖ローム層を切って不整合にのる。これらの堆積面上に風成砂層（黒山砂層）がのり、砂丘を形成する。大城砂層と黒山砂層は漸移し、赤色土壌化作用を受けている。

(ii) 芦屋砂丘

この砂丘は栗屋砂丘の上にクロスナを挟んだ田屋砂層がのってできた砂丘である。

(iii) 三里松原砂丘

これは海岸に沿って分布するもっとも新しい砂丘で、芦屋砂丘とは地形の不連続をもって接する。表面の起伏が複雑でその一部は形成時代を示すと思われるが不明である。この砂丘は田屋砂層（風成砂層）よりなり、砂層内にはクロスナ層が挟まれ、砂層内に含まれる人類遺物や ^{14}C 年代測定によって時代を決めることが出来る。最下位のクロスナ層には縄文早期~前期頃の細隆線文土器が含まれ、その上位のクロスナ層には縄文中期末から縄文後期中葉の磨耗縄文土器が含まれている。それより新しいクロスナ層には弥生式と考えられる土器が発見され、その砂層直下の泥炭層の ^{14}C 年代は $2690 \pm 160 \text{ Y. B. P. (Gak.-816)}$ である。もっとも新しいクロスナ層はその下位の砂層内に弥生式末から土師器を含むので、それよりいくぶん新しいと考えられ、もっとも新しいクロスナ層はそれより上位にわずかに暗色味をおびた暗黄橙色砂層として挟まれている。これらのことにより田屋砂層は完新世砂丘層であると言える。

玄海砂丘はこれまでの研究によると、ヴィルム風成砂

層（もしくはレス状砂層）から構成されている砂丘で、更新世の氷期の環境下で風成堆積したものであるとされている新堀ら（1964）。しかしながら、われわれのこれまでの調査によると、この砂丘は風成砂よりなる砂丘ではなく、おそらく更新世の海水面の上昇に対応して堆積した海成層よりなる段丘化した更新世の砂州であり、その上を薄く風成砂層によっておおわれているに過ぎない。風成砂層は更新世のものも一部にはあるが、大部分は完新世の風成砂層である。完新世砂丘砂層に挟まれるクロスナ層については各地の砂丘において知られているが、玄海砂丘において5層を認めることが出来、これにより砂丘の形成期と安定期について論ずることができるのである。

IV. ま と め

この小論では砂丘の形成に関する研究史を編み、将来研究すべき課題を指摘するとともに、館林台地の埋積砂丘、三里浜・加越台地上の砂丘、鹿島砂丘、玄海砂丘の研究を行なった。得られた成果はつぎのようである。

(1) 館林台地の埋積砂丘 埋積砂丘は色の違いや挟在ローム層の多少によって上、下2つの砂層に分けられるが、ともに細粒砂層よりなることから安定した環境下で堆積したとみられる。

砂丘の形成時代は砂丘をおおうローム層や砂丘砂層中の軽石およびシルト質ローム層との関係から、中部ローム層降灰の初期が、あるいは下部ローム層降灰の末期ではないかと考えられる。

(2) 三里浜・加越台地上の砂丘 三里浜砂丘の内陸側砂丘は沖積世の海水準の相対的上昇時に形成されたものである。加越台地上の凹地形では腐植層やローム層およびその下位の粘土層などの産状から、ローム層の一部が凹地形に堆積してグライ化作用を受けたり、泥炭層の形成と結びついて腐植が集積していることは、崖端付近の海岸砂丘（侵食砂丘）の形成される以前に、凹地形では停滞水のみられる環境下において腐植の集積が行なわれたものとみられる。

(3) 鹿島砂丘 鹿島砂丘は形成時代によって古期、中期、新期の各砂丘に分類される。ここでは縄文海進による砂州の形成後に、3回の腐植層形成期を挟んで砂丘が形成されている。

(4) 玄海砂丘 玄海砂丘は風成砂よりなる砂丘ではなく、おそらく更新世の海水面の上昇に対応して堆積し

た海成層よりなる段丘化した更新世の砂州であり、その上を薄く風成砂層によっておおわれているに過ぎない。風成砂層は更新世のものも一部にはあるが、大部分は完新世の風成砂層である。また、完新世砂丘砂層中に挟まれるクロスナ層を5層認めることが出来、これによって砂丘の形成期と安定期を明らかにすることができた。

引用文献

- 藤 則雄 (1966) 沖積世泥炭層と埋没林の層位的研究—北陸における沖積統の研究 I. 地質学雑誌, **72**, (1), 11~22.
- 建設省・茨城県 (1964) 茨城県鹿島地区の地盤, 都市地盤調査報告書, **6**, 128 pp.
- 市瀬由自 (1962) 平野の形成と海岸砂丘. 資源研彙報, (56—57), 51~61.
- 貝塚爽平 (1958) 関東平野の地形発達史. 地理学評論, **31**, (2), 59~85.
- 川田三郎 (1946) 日本に於ける埋積砂丘. 資源研彙報, (10), 55~58.
- 菊地隆男 (1968) 茨城県鹿島半島北部の地形発達史. 資源研彙報, (70), 63~76.
- 三位秀夫 (1966) 沖積世に於ける海岸砂州の発達過程. 第四紀研究, **5**, (3~4), 137~148.
- 小笠原義勝 (1946) 荘内砂丘. 資源研彙報, (10), 59~67.
- 小笠原義勝 (1948) 鳥取砂丘. 地学雑誌, **57**, (1).
- 大西正己・近藤正史 (1961) 砂丘の生いたち. 大明堂, 1~268.
- 新堀友行・郷原保真・野村 哲 (1964) 北九州の玄海砂丘の意義—そのレス状層について—. 資源研彙報, (63), 49~63.
- 多田文男 (1943) 鹿島灘砂丘—砂丘崩壊の1例—. 地理学評論, **19**, (6), 262~263.
- 多田文男 (1946) 内陸砂丘の生成. 資源研彙報, (10), 43~54.
- 多田文男・嘉山英二 (1947) ローム堆積前の地形. 地理学評論, **21**, (2), 61~62.
- 多田文男 (1948) 鹿島半島の侵食砂丘. 地理学評論, **21**, (9, 10, 11), 282~288.
- 東北農政局計画部 (1968) 農業用大規模地下水調査・庄内砂丘地区調査報告書. **6**.
- 戸谷 洋 (1960) 相模野北西部の地形に関するいくつかの問題. 辻村太郎先生古稀記念地理学論文集, 107~118.
- 豊島吉則・赤木三郎 (1965) 鳥取砂丘の形成について. 鳥取大学学芸学部報告 (自然科学), **16**, 32~45.
- 和島誠一・松井 健・長谷川康雄・岡本 勇・塚田 光田中義昭・中村嘉男・小宮恒雄・黒部 隆・高橋健一・佐藤 孜 (1968) 関東平野における縄文海進の最高海水準について. 資源研彙報, (70), 108~129.