

# 庄内砂丘北部におけるクロスナ層形成前後の砂丘砂の特徴

## Grain-size Distribution and Roundness of Dune Sands Above and Below *Kurosuna-So* in the Northern Part of the Shonai Coastal Dune, Northeastern Japan

伊藤 晶文  
ITO, Akifumi

キーワード：砂丘砂，クロスナ層，粒度分布，円磨度，庄内砂丘

key words : dune sand, *Kurosuna-So* (black humus sand), grain-size distribution, roundness, Shonai coastal dune

### I. はじめに

日本の海岸砂丘では、クロスナ層（豊島・赤木, 1965）と呼ばれる腐植質砂層がみられることが多い。一般に、クロスナ層は砂丘固定期の指標とされる（遠藤, 1969など）ことから、クロスナ層形成前後の砂丘砂は、砂丘の形成初期および末期に堆積したと判断される。したがって、両者の特徴を明らかにすることは、海岸砂丘の形成および固定の要因を検討する上で重要であると考えられる。

ところで、庄内砂丘では、平均粒径、4φ未満の粒子の含有率、および灼熱減量（松本, 1991）や、円磨度（伊藤, 2013）から、クロスナ層は下位の砂丘砂層<sup>1)</sup>と連続的であり、上位の砂丘砂層とは不連続であることが明らかにされた。しかし、両者とも一つの露頭で得られた結果であり、複数地点で同様の結果が得られるのかについては不明なままであった。さらに、異なる年代のクロスナ層の形成前後でも同様の結果が得られるかについても明らかにされていない。

そこで、本研究では、クロスナ層が明瞭に

確認できた庄内砂丘北部の3ヶ所の露頭で採取した試料を用いて、粒度分析および円磨度測定を行い、クロスナ層形成前後の砂丘砂の粒度分布および円磨度を明らかにした。さらに、放射性炭素年代測定とテフラの同定により、クロスナ層の被覆開始期に近似するとみられるクロスナ層表層の年代を推定した。得られた結果から、砂丘の形成初期および末期の堆積環境について若干の考察を行った。

### II. 調査地域の概観と調査方法

調査地域は、庄内砂丘のうち日向川河口以北の南北幅約9km、東西幅約2kmの範囲である（図1）。庄内砂丘は、海側から順に、西部砂丘、砂丘間低地、東部砂丘に大別される（小笠原, 1946）。最も陸側に位置する東部砂丘では標高60mを超える箇所もある。クロスナ層は、東部砂丘の海側斜面を切る砂取場の露頭で確認され、南北断面で数m程度の凹凸を示す。分析試料を採取した3ヶ所の露頭のうち最も北に位置する地点1（経緯度：39° 03' 41.58"N, 139° 52' 36.87"E）では、ク

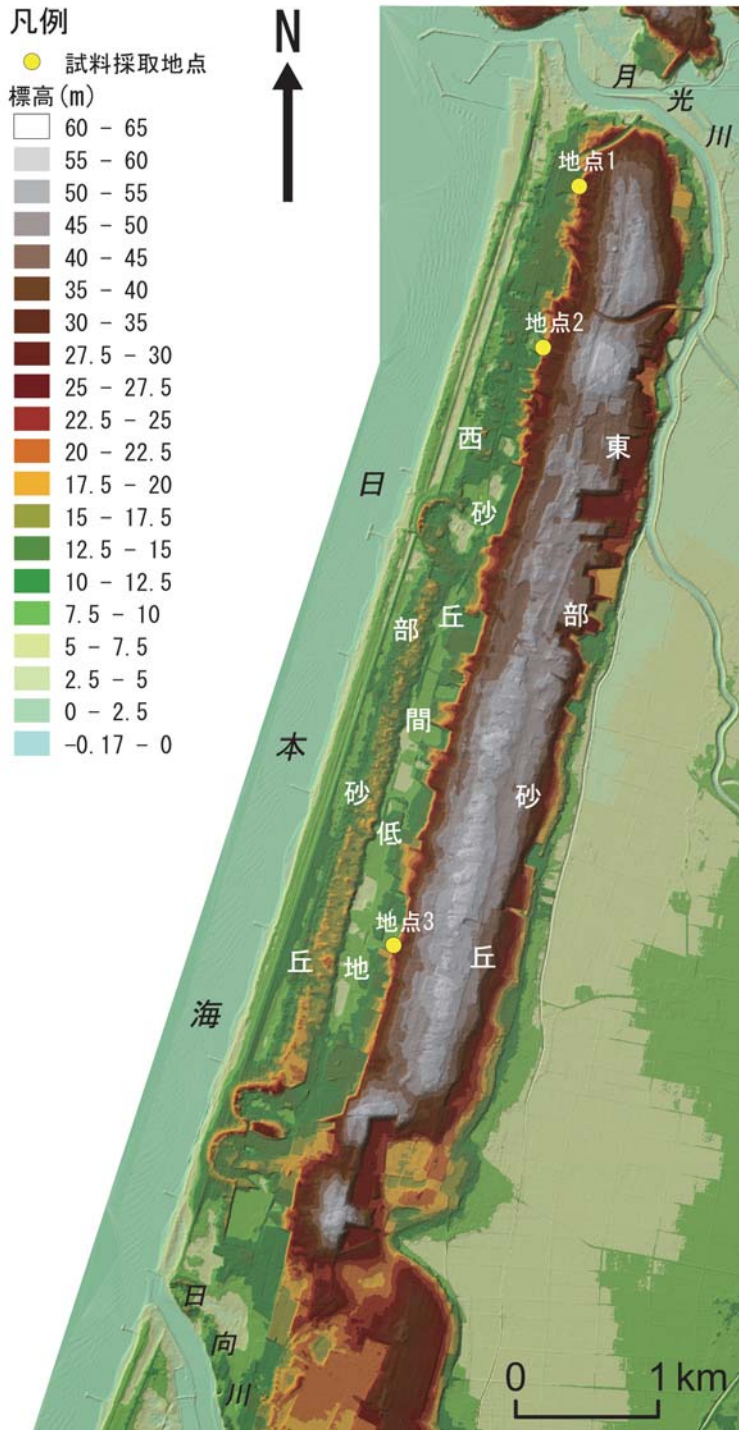


図1 調査地域の地形概観と試料採取地点の位置

段彩図は、国土地理院「基盤地図情報数値標高モデル（5mメッシュ）」を基に、ArcGIS 10.2の3D Analystを用いて作成した。

ロスナ層は南北断面で北側へ高度を下げる。現海岸線からの距離は約600m、標高約17mである。地点2（経緯度：39°03′04.64″N、139°52′26.81″E）は伊藤（2013）の露頭Aに相当し、南北断面で南側へ高度を下げるクロスナ層が確認できる。現海岸線から内陸に約650m離れており、標高は約21mである。最も南に位置する地点3（経緯度：39°00′47.68″N、139°51′44.85″E）では、クロスナ層は南北断面で凹型を示す。そのうちの最下部で試料を採取した。試料採取位置の標高は約13m、現海岸線からの距離は約880mである。

すべての露頭においてピットを掘削し、クロスナ層を中心とした約1mの断面で層相観察を行った。その後、クロスナ層直上の泥質層表面から上方および下方へ層厚5cmごとに試料を採取した。採取した試料数は、地点1で22試料、地点2で26試料、地点3で24試料であり、計72試料である。

粒度分析は次のように実施した。まず、試料を定温乾燥炉（約60℃）を用いて一昼夜以上乾燥させた。その後、4φ（63μm）までの粒子について、電磁式ふるい振とう機を用いて0.25φごとにふるい分け（振とう時間10分）を行った。最後に残った4φ未満の粒子を含む各粒度階の重量%から、Friedman（1961）の積率法を用いて、平均粒径、淘汰度、歪度を算出した。

円磨度測定には、粒度分析でふるい分けた1.25-1.5φ（0.355-0.425mm）の粒子を用いた。粒子の表面の汚れ（シルトおよび粘土の付着）を超音波洗浄（10分以内）で除去した後、Powers（1953）の測定方法に従い、実体顕微鏡を用いて石英粒を100個測定し、平均円

磨度を算出した。

クロスナ層表層（厚さ2-3cm）の腐植について、AMS法による放射性炭素年代測定を山形大学高感度加速器質量分析センターに依頼した。得られた放射性炭素年代は、CALIB REV7.0.1プログラム（Stuiver and Reimer, 1993）でIntCal13の校正データセット（Reimer et al., 2013）を用いて年代校正した。

クロスナ層直上の泥質層に挟まれるテフラの同定は、パリノ・サーヴェイ社に依頼した。明らかにした火山ガラスの特徴および屈折率と試料採取地点の位置から、過去に噴出した年代既知のテフラに同定した。

### III. 結 果

#### 1. 層相

各地点の地質柱状図を図2に示す。地点1では、褐色～暗褐色を呈する厚さ約40cmのクロスナ層が確認できた。クロスナ層直上には暗灰色の泥質層が2cm程度の厚さで堆積する。クロスナ層と下位の砂丘砂層との境界は不明瞭で漸移する。上位および下位の砂丘砂層はともに無層理の細粒～中粒砂を主体とし、明灰色を呈する。クロスナ層の母材は細粒～中粒砂から成る。地点2では、暗褐色の厚さ約55cmのクロスナ層がみられ、その直上に厚さ2-3cmの泥質層がのる。下位の砂丘砂層がやや黄色味がかかった色を呈することを除けば、砂丘砂層の特徴は地点1と同様である。地点3では、褐色を呈する厚さ約35cmのクロスナ層がみられる。クロスナ層直上には暗灰色の泥質層は厚さ約2-3cmで、層厚1cm程度の灰白色のテフラをはさむ。砂丘砂層の主な構成層は細粒～中粒砂であるものの、明灰色を呈する上位の砂丘砂層は泥質層との境

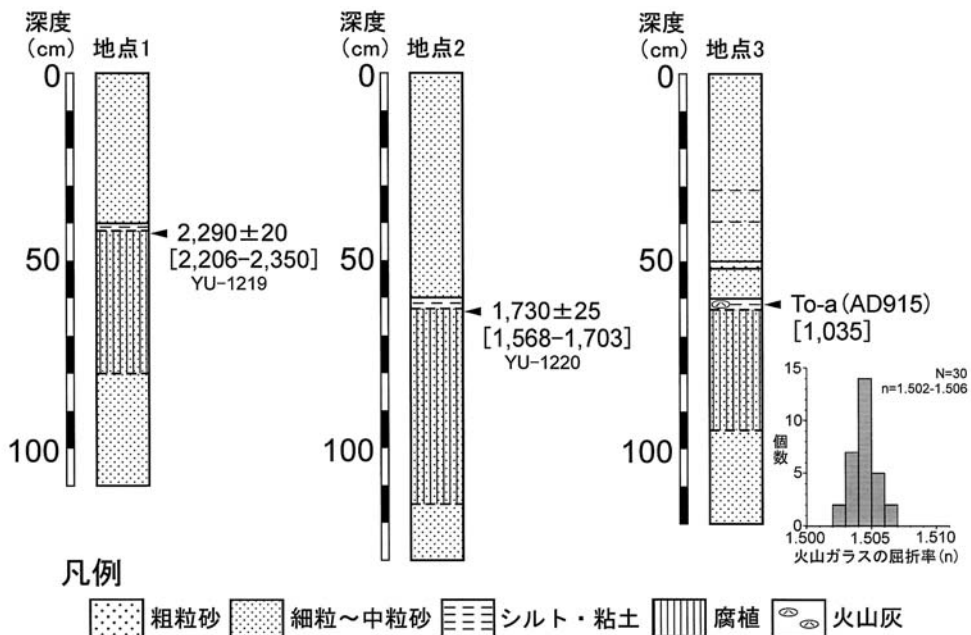


図2 地質柱状図と放射性炭素年代および火山ガラスの屈折率

各試料採取地点は図1参照。放射性炭素年代は同位体分別効果の補正をした年代を示し、[ ]には較正年代 (cal BP:2 σ) を示す。地点2の地質柱状図は伊藤 (2013) を一部改変したものである。

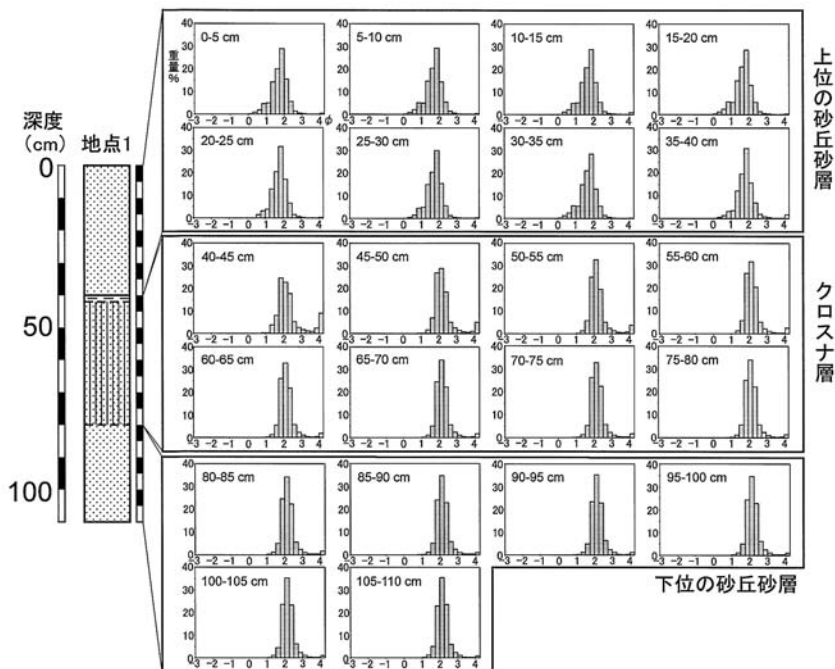


図3 各試料の粒径頻度分布図 (地点1)

地質柱状図の凡例は図2参照。



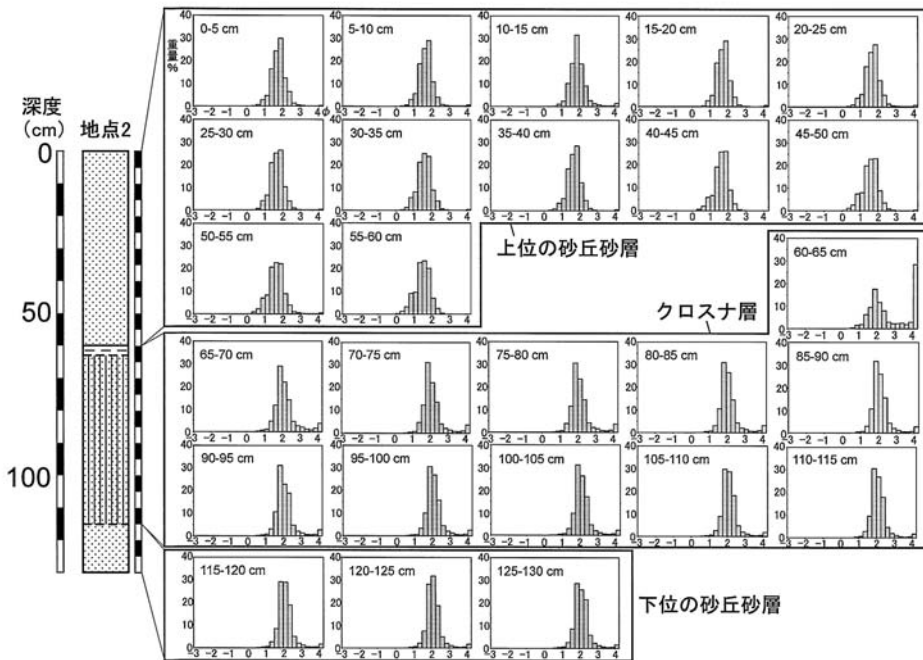


図4 各試料の粒径頻度分布図（地点2）  
地質柱状図の凡例は図2参照。

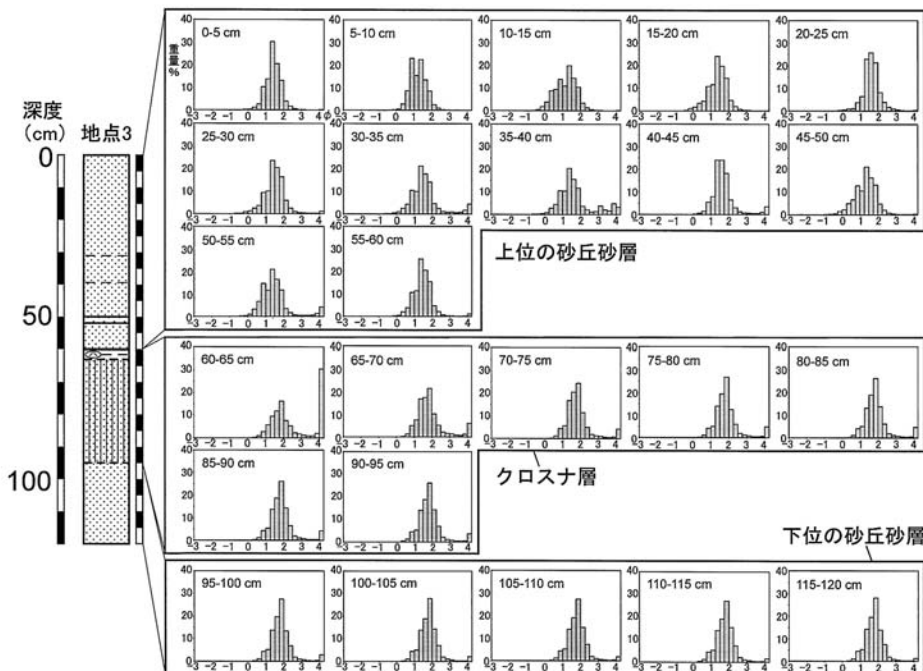


図5 各試料の粒径頻度分布図（地点3）  
地質柱状図の凡例は図2参照。

界から30cm上方までに、厚さ2cm程度の黄灰色の粗粒部を一枚、暗灰色の細粒部を二枚はさむ。下位の砂丘砂層は黄褐色を呈し、クロスナ層との境界は不明瞭である。

## 2. 粒度分析および円磨度測定

各地点の粒径頻度分布図を図3～5に示す。地点1では、上位の砂丘砂層は粗粒砂(0-1φ)を含み、その最頻粒径は1.75-2φであった(図3)。一方、クロスナ層の最頻粒径は深度40-45cmの試料を除いて2-2.25φである。また、上位および下位の砂丘砂層と比べて、4φ未満の粒子を多く含む。下位の砂丘砂層は最頻粒径2-2.25φであり、クロスナ層と同様に粗粒砂をほとんど含まない。地点2における上位の砂丘砂層の最頻粒径は1.5-1.75φまたは1.75-2φで、粗粒砂の割合が高い層準もみられた(図4)。クロスナ層は泥質層を含む層準を除けば最頻粒径は1.75-2φで、地点1と同様に4φ未満の粒子の割合が上位および下位の砂丘砂層と比べて高い。深度120-

125cmを除いた下位の砂丘砂層の最頻粒径は1.75-2φである。地点3では、上位の砂丘砂層の最頻粒径は1.25-1.5φが中心で、一部の試料では0.75-1φや1.5-1.75φであった(図5)。また、極粗粒砂(-1-0φ)や極細粒砂(3-4φ)の割合が高い層準もみられた。クロスナ層の最頻粒径は1.75-2φで、泥質層を含む層準では4φ未満の粒子の割合が一番高く、他の層準でも4φ未満の粒子の割合が比較的高い。下位の砂丘砂層は最頻粒径1.75-2φで、他の地点と比べて粗粒砂の割合が高い。以上の結果から、4φ未満の粒子を除けば、クロスナ層と下位の砂丘砂層はほぼ同じ粒度分布であることが、すべての地点で明らかとなった。さらに、上位の砂丘砂層はクロスナ層および下位の砂丘砂層と比べて全体がやや粗粒側に移動した粒度分布を示すことも、各地点に共通して認められた。

各地点の平均粒径、淘汰度、歪度および円磨度の垂直変化を図6～8に示す。各地点の平均粒径の垂直変化をみると、クロスナ層直

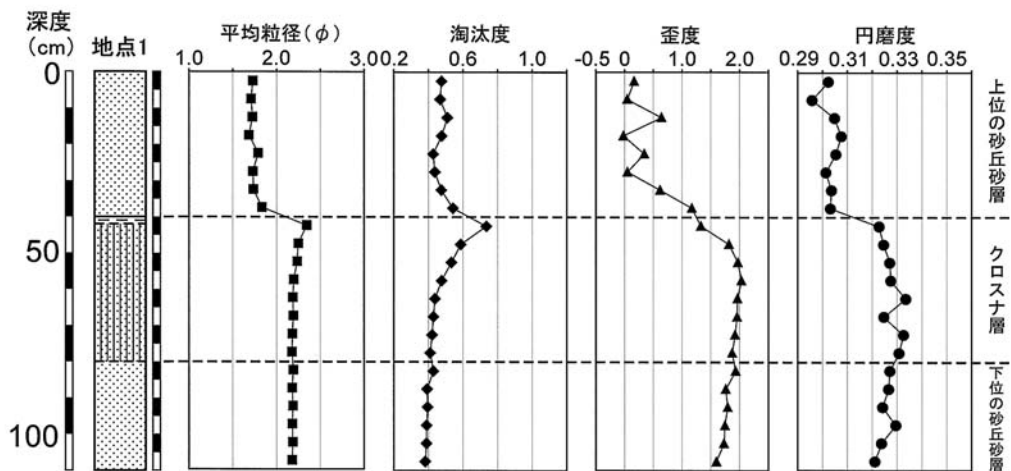


図6 平均粒径、淘汰度、歪度および円磨度の垂直変化(地点1)  
地質柱状図の凡例は図2参照。

上の泥質層を境にして、不連続に値が変化することが分かる。すなわち、上位の砂丘砂層が粗く、クロスナ層および下位の砂丘砂層<sup>2)</sup>が細かい(図6~8)。たとえば、地点1では上位の砂丘砂層は1.69-1.83φであるの対

し、クロスナ層と下位の砂丘砂層は2.18-2.25φであった(図6)。淘汰度の垂直変化をみると、クロスナ層および下位の砂丘砂層では、上方に向かって値が大きくなる傾向が読み取れる(図6~8)。地点3を除くと、上位の砂

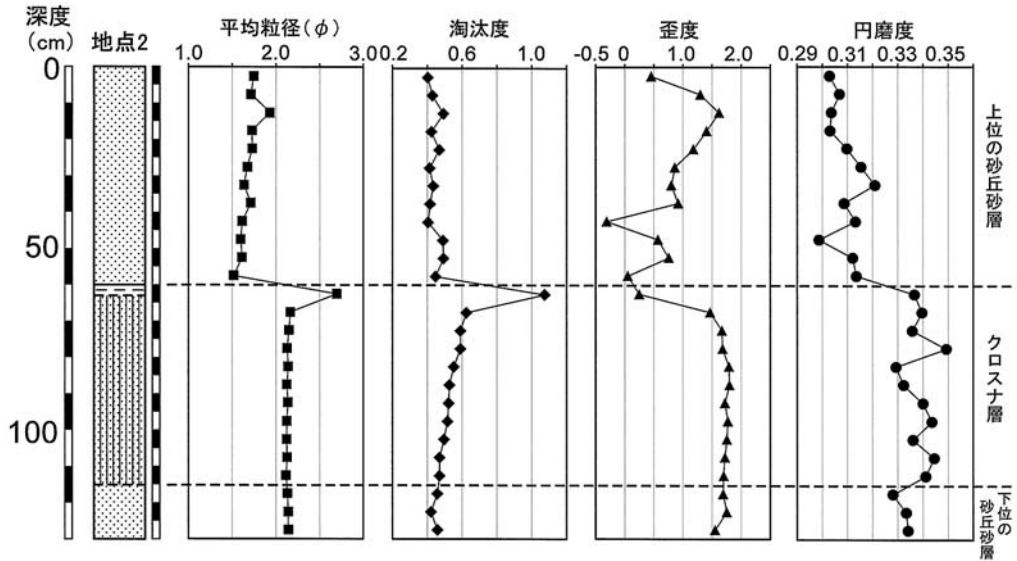


図7 平均粒径、淘汰度、歪度および円磨度の垂直変化(地点2)  
地質柱状図の凡例は図2参照。円磨度は伊藤(2013)による。

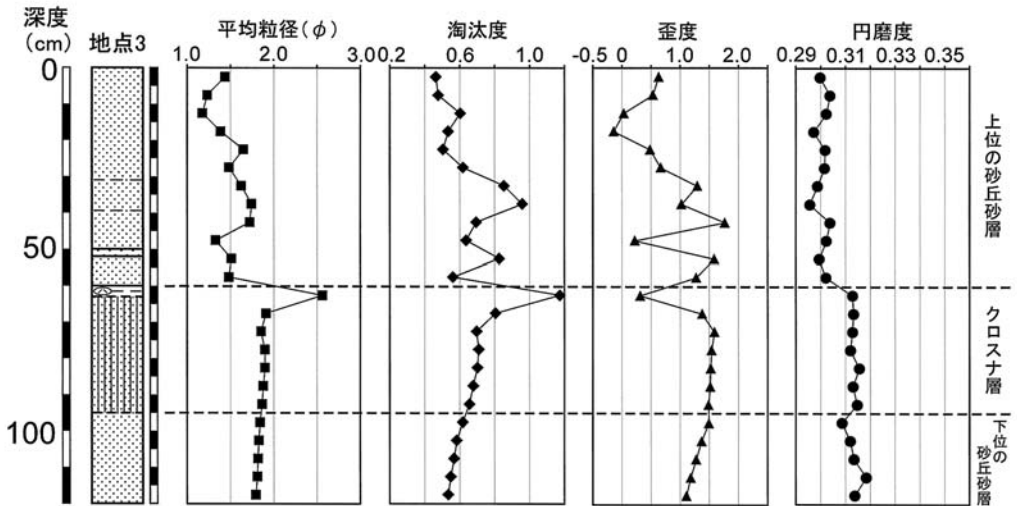


図8 平均粒径、淘汰度、歪度および円磨度の垂直変化(地点3)  
地質柱状図の凡例は図2参照。

丘砂層とクロスナ層および下位の砂丘砂層の淘汰度に大きな違いは認められない(図6, 7)。たとえば, 地点2では上位の砂丘砂層の値は0.40-0.49で, クロスナ層および下位の砂丘砂層の値は0.42-0.63であった。一方, 地点3では, 上位の砂丘砂層が示す値の範囲が0.46-0.96とやや広い(図8)。歪度をみると, 各地点で上位の砂丘砂層の示す値の範囲が, クロスナ層および下位の砂丘砂層と比べて広い(図6~8)。地点3では, クロスナ層および下位の砂丘砂層は1.11-1.59の値を示すのに対して, 上位の砂丘砂層は-0.14-1.77で負の値を示す層準もある(図8)。各地点の円磨度も泥質層を境に不連続に値が変化し, クロスナ層および下位の砂丘砂層に比べて上位の砂丘砂層の値が小さい(図6~8)。地点1を例に挙げると, クロスナ層および下位の砂丘砂層の円磨度は0.321-0.334で, 上位の砂丘砂層の値は0.296-0.308であった(図6)。

### 3. 放射性炭素年代測定およびテフラの同定

地点1におけるクロスナ層表層の腐植の $^{14}\text{C}$ 年代は $2,290 \pm 20 \text{ yr BP}^{3)}$ (YU-1219)で, 較正年代は2,206-2,350 cal BP ( $2\sigma$ )であった(図2)。地点2では, クロスナ層表層の腐植から $1,730 \pm 25 \text{ yr BP}$ (YU-1220)の $^{14}\text{C}$ 年代値が得られ, その較正年代は1,568-1,703 cal BP ( $2\sigma$ )であった(図2)。

地点3において, クロスナ層直上に堆積する泥質層に挟まれたテフラは無色透明の火山ガラスを多く含む。火山ガラスの形態は, 軽石型が主で, ごくわずかにバブル型が混在する。火山ガラスの屈折率( $n$ )は1.502-1.506(モード値:1.504)であった(図2)。これらの結果と試料採取地点の位置から, 地点3で

確認されたテフラは西暦915年に降下した十和田aテフラ(To-a)(町田・新井, 2003)に同定される。

## IV. 考 察

クロスナ層の母材となる砂層と下位の砂丘砂層は共に, クロスナ層の形成直前に堆積したとみられることから, 砂丘の形成末期に堆積した砂であると考えられる。一方, クロスナ層を被覆する上位の砂丘砂層は, 砂丘形成初期に堆積したものと判断される。粒度分析および円磨度測定の結果(図3~8)から, 庄内砂丘北部の3地点で共通して, クロスナ層直上の泥質層を境に, 平均粒径, 歪度および円磨度の値が不連続に変化することが明らかとなった。すなわち, 上位の砂丘砂層は, クロスナ層および下位の砂丘砂層と比べて, 粗く, 歪度の変化幅が大きく, 円磨が進んでいない。また, 放射性炭素年代測定およびテフラの同定から推定されるクロスナ層表層の較正年代は, 地点1が2,206-2,350 cal BP, 地点2が1,568-1,703 cal BP, 地点3が約1,035 cal BPであった(図2)。クロスナ層表層の年代は, 砂によるクロスナ層の被覆開始期, すなわち砂丘形成開始期に近似するとみられることから, 各地点では異なる時期に砂丘の形成(砂の移動・定着)が始まったと考えられる。したがって, 少なくとも庄内砂丘北部では, 場所やクロスナ層の被覆開始期が異なっても, 砂丘の形成初期と末期の砂丘砂を比較した際の特徴は同じであるといえる。この事実は, 砂丘の形成初期と末期の堆積環境は明瞭に異なること, すなわち砂丘形成期における砂の移動や定着は一様ではないことを示す。



砂丘砂の主な供給源である海浜にもたらされる土砂の質が一定であったと仮定して、以下の考察を進める。粒度分布の特性値（特に歪度）の示す範囲をみると、上位の砂丘砂層は広く、クロスナ層および下位の砂丘砂層は狭い（図6～8）。このことは、砂丘の形成初期は堆積環境の変化が相対的に大きく、形成末期には堆積環境がほぼ一定であったことを示唆する。なお、地点3では上位の砂丘砂層に粗粒部や細粒部の薄層が認められ（図2）、形成開始初期の地表面の凹部に位置していることから、一部は水成堆積したと推定される。ところで、砂粒子（主に中粒砂）の円磨度は砂の移動量に依存すると考えられる（たとえば、伊藤2013）ことから、円磨度の値が小さければ砂の移動量が相対的に少なく、値が大きければ相対的に多いと判断される。上位の砂丘砂層の円磨度は、クロスナ層および下位の砂丘砂層と比べて小さい（図6～8）事実、砂丘形成初期は形成末期に比べて砂の移動量が相対的に少なかったことを示す。砂の移動量を規定する因子として、海浜からの距離や再移動の頻度が挙げられることから、砂の移動量が小さい砂丘形成初期は末期に比べて海浜が近かった、あるいは砂の再移動の頻度が小さかったと推定される。また、砂の移動量が小さいことは「次の」砂に覆われる時間が短いことを示すと推定される（伊藤、2013）ため、砂丘形成初期における砂の供給量は相対的に多く、堆積速度が大きかったとみられる。加えて、上位の砂丘砂層はクロスナ層および下位の砂丘砂層に比べて粗い（図3～8）ことは、砂丘形成初期は形成末期に比べて砂の初動風速が大きかったことを示唆する。したがって、砂丘の形成初期は強風の

頻度が相対的に高かった可能性が指摘できる。もし砂丘の形成初期と末期において強風の頻度に差がない場合には、海浜から砂丘への砂の移動経路に相当する前砂丘の地表面の粗度が小さくなった（植生が疎らになった）ことが予想される。さらに、乾燥状態にある砂は湿潤状態にある砂と比べて初動風速が小さい（荒巻、1969）ことから、砂丘形成初期は前砂丘の地表面が乾燥状態にある時間が相対的に長かったのかもしれない。

## V. まとめ

本研究では、庄内砂丘北部の異なる場所でも異なる時期に被覆されたクロスナ層を挟む上下の砂丘砂を比較した際の特徴が同様であることが明らかとなった。以下に、具体的な内容を示す。1）上位の砂丘砂層はクロスナ層および下位の砂丘砂層と比べて粗い。2）粒度分布の特性値の示す範囲を比べると、前者が広く後者が狭い。3）前者は後者よりも円磨が進んでいない。

以上の結果をふまえて、海浜に供給される土砂の質が一定だったと仮定すると、以下のような砂丘の形成初期および末期の堆積環境が考えられた。1）砂丘の形成初期は形成末期に比べて堆積環境の変化が大きい。2）前者は後者と比べて、砂の供給量が多く堆積速度が大きい。3）前者は後者と比べて、強風の頻度が高い、または前砂丘の植生被覆が疎らである、あるいは地表面が乾燥状態にある時間が相対的に長い可能性がある。

青森県五月女菫遺跡周辺でもクロスナ層形成前後の砂丘砂について同様の特徴が認められることが明らかとなっており（伊藤・小岩、2014）、本研究で得られた結果は海岸砂丘に

共通してみられる特徴である可能性がある。  
今後も他の砂丘地で同様の調査を実施し、資料を蓄積していきたい。

## 謝 辞

本研究を進めるにあたり、山形大学人文学部人間文化学科地理学専修の木村瑠奈さんには、粒度分析および円磨度測定をお手伝いしていただいた。ここに記して感謝いたします。

本研究の骨子は、平成26年度東北地理学会春季学術大会にて発表した。本研究には、平成24年度山形大学人文学部プロジェクト研究支援費（研究題目：山形県庄内砂丘における自然と人間の共生、代表者：伊藤晶文）および平成24年度山形大学教育研究活動活性化経費「科学研究費補助金に関する若手教員研究助成制度」の助成金の一部を使用した。

## 注

- 1) 本研究では便宜的に、クロスナ層よりも上位の砂丘砂層を上位の砂丘砂層、クロスナ層よりも下位の砂丘砂層を下位の砂丘砂層、とそれぞれ呼称する。
- 2) 平均粒径、淘汰度、歪度および円磨度の垂直変化に関する記載では、クロスナ層および下位の砂丘砂層とは、泥質層を含む層準を除いたクロスナ層と下位の砂丘砂層とを指す。
- 3) 本研究で示す<sup>14</sup>C年代値は、すべて同位体分別効果の補正を行ったものである。

## 文 献

荒巻 孚 (1969) : 新潟北部海岸における飛砂—砂丘生成の営力に関する研究—。地理学評論, 42, 170-175.  
伊藤晶文 (2013) : 庄内砂丘の砂丘砂の円磨度。山形大学歴史・地理・人類学論集, 14, 1-5.

伊藤晶文・小岩直人 (2014) : 青森県五月女泡遺跡から得られた完新世の地形環境変遷に関する資料。山形大学歴史・地理・人類学論集, 15, 1-10.  
遠藤邦彦 (1969) : 日本における沖積世の砂丘の形成について。地理学評論, 42, 159-163.  
小笠原義勝 (1946) : 庄内砂丘。資源科学研究所彙報, 10, 59-67.  
豊島吉則・赤木三郎 (1965) : 鳥取砂丘の形成について。鳥取大学学芸学部研究報告(自然科学), 16, 32-45.  
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。東京大学出版会。  
松本秀明 (1991) : 庄内砂丘におけるクロスナ層形成前後の砂丘砂の粒度。東北地理, 43, 64.  
Friedman, G.M. (1961) : Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. *Journal of Sedimentary Petrology*, 31, 514-529.  
Powers, M. C. (1953) : A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research*, 23, 117-119.  
Stuiver, M. and Reimer, P.J. (1993) : Extended <sup>14</sup>C database and revised CALIB 3.0 <sup>14</sup>C age calibration program. *Radiocarbon*, 35, 215-230.  
Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hafflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer R.W., Richard, D.A., Scott, E.M., Southern, J.R., Turney, C.S.M. and van der Plicht, J. (2013) : IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55, 1869-1887.