

新潟砂丘南西端地域の地形

澤口晋一 新潟国際情報大学国際学部

1. はじめに

新潟砂丘は、新潟古砂丘グループ（1974）、田中ほか（1996）、鴨井ほか（2006）などの研究によって分布、層序、形成年代等が明らかにされてきた（図1）。

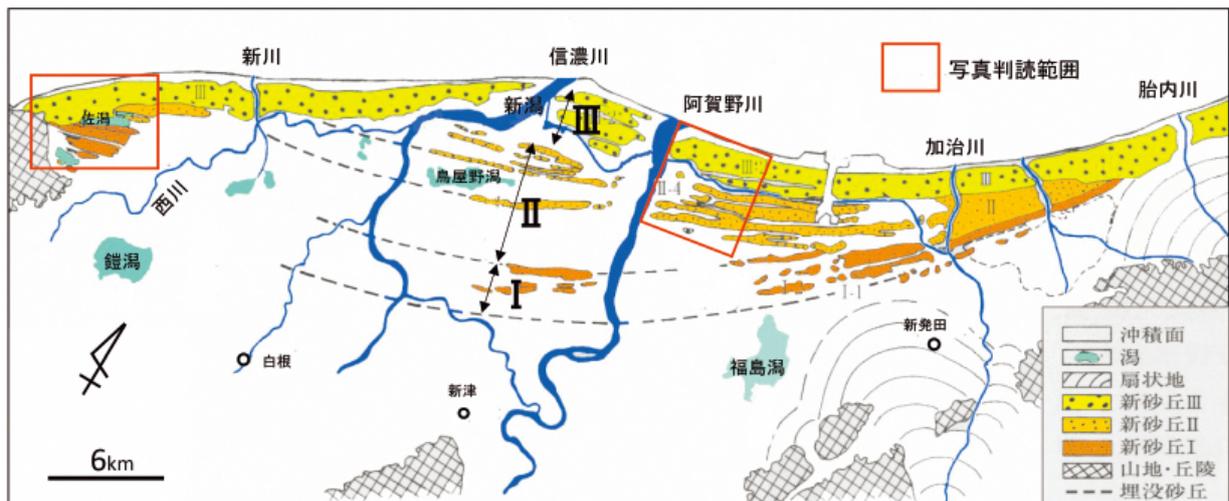
それによれば新潟砂丘は、海岸線に並行に形成された横列砂丘で、内陸から海岸に向かって新砂丘Ⅰ～Ⅲの3群10列の砂丘列によって構成される。新砂丘Ⅰ、Ⅱは内陸側に向かって凸となる円弧をなし、最奥部の新砂丘Ⅰは海岸線から約10km内陸に位置する。新砂丘Ⅲは北端の村上付近から角田山北麓まで約76kmにわたって連続する新潟砂丘中最大の砂丘で、信濃川河口付近を頂点として、海側に凸となるような形態を示す。形成年代は新砂丘Ⅰ（7,600～4,800年前）、Ⅱ（4,600～1,400年前）、Ⅲ（1,800～900年前）であることが明らかになっている（鴨井ほか，2015）。

ところで、新潟砂丘の研究において、砂丘以外の地形が存在する可能性はこれまでも指摘されてきた。町田・荒巻（1965）は阿賀野川右岸地域に存在する10列

定義に従って風成の砂層に限った場合、従来の名称や区分に混乱を招く恐れがあることを述べている。こうした指摘にも関わらず、砂丘の形態や成因に関する本格的な検討はこれまでほとんど行われていない。

砂丘は風の強さや砂の供給量などの違いによって横列、縦列、星型などその基本的な形態が決まる（成瀬，2017）が、砂丘の表面にも風や砂のほか植生の状況を反映して複雑な形状の風成地形が生じる。新潟砂丘南西端地域の新砂丘Ⅲは、新潟砂丘の中で最も標高が高く、砂丘表面には複雑な形状の地形が形成されていたことが、1948年に撮影された空中写真によって確認できる。しかし、これらの地形の成因については注目されることなく1980年代以降の土地改良によって平坦化され、そのほとんどが消失した。砂丘表面の地形は形成当時の環境を示す指標としても有効であることから、その復元は地形学的にも重要である。

また今回の調査によって、佐潟北岸には大規模な地すべり地形が、同南岸には馬蹄形をなす地形が存在するこ



I : 7,600 ~ 4,800 年前 II : 4,600 ~ 1,400 年前 III : 1,800 ~ 900 年前 鴨井ほか（2006）p.68 改変

図1 新潟砂丘の分布

の高まりのうち、海岸から3～5列が沿岸州を起源とする砂堆、7～10列は砂丘と砂堆の間あるいは混在型、1、2、6列目を砂丘と考えた。新潟古砂丘グループ（1974）は、佐潟南岸の砂丘は、年代的には新砂丘Ⅰと同様だが、信濃川以東に分布する新砂丘Ⅰの円弧軌道とは異なる傾向をもつことに着目し、形成期は同じでも成因が異なる可能性を指摘した。近年においても、鴨井ほか（2006）が新潟砂丘の堆積環境についてはこれまでほとんど検討されておらず、砂丘を厳密な

とが明らかとなった。特に前者は砂丘に生じた地すべりとしてはわが国で最大級の可能性がある。

以上から、本稿では新潟砂丘南西端地域の地形に関する次の4点について検討する。

- ① 新砂丘Ⅰ、Ⅱの地形と成因に関する再検討
- ② 浜堤列帯の分布と角田・弥彦断層の活動
- ③ 新砂丘Ⅲ表面の地形とその成因
- ④ 佐潟北岸における大規模地すべり地形
- ⑤ 佐潟南岸における馬蹄形地形

2. 海岸線に形成される堆積地形

海岸線に並行に形成される主な堆積地形には、風によるものとして横列砂丘が、波の作用によるものとして沿岸州（バリアー）と浜堤がある（図2）。具体的な検討に入る前にそれらの特徴について簡単に述べる。

横列砂丘は海浜に打ち上げられた砂が風によって移動し海岸線に並行に堆積して形成された丘ないし堤防状の高まりで、複数列からなることが多い。形態的には、一般に風下側に急傾斜な非対称形をなし、表面には大小様々かつ不定形な凹地や小突起が多く発達する。比高は数m～数10mに及ぶ（鈴木，1998；成瀬，2017）。



図2 海岸地形の模式図

一方、沿岸州（以下、バリアーと呼ぶ）は、沿岸流や海岸流、遡上波によって形成され、沖合に海岸線とほぼ並行に伸びる離岸堤状の細長い地形（参考写真）で、左右がほぼ対称の横断面形を示し、頂部は平滑といった特徴をもつ（鈴木，1998）。浜堤は海岸線にほぼ並行に伸びる帯状の微高地で、バリアー上に形成されることが多い。浜堤は暴浪時の遡上波によって打ち上げられた砂礫が堆積したもので、通常、新旧複数列の浜堤とその間に形成される堤間湿地とからなる。一列の浜堤の幅は数10～数100m、比高は2～5mで、海岸線方向にほぼ同高度で連続し、枝分かれすることはない。その頂部は平滑で凹地や小突起は存在しないといった特徴を有する（鈴木，1998）。

以上のような地形的特徴を考慮した上で本章では、従来、砂丘（新砂丘Ⅰ、Ⅱ）と考えられてきた新潟砂丘南西端地域の上堰潟～佐潟周辺に広がる砂層地形について、空中写真判読に基づいて検討し、これらの地形が砂丘ではなく浜堤列であることを示す。

3. 新砂丘Ⅰ、Ⅱの地形と成因に関する再検討

新砂丘Ⅰ、Ⅱの再検討には1948年に米軍により撮影された空中写真を用いた。この空中写真は、戦後の開発によって地形変化が進む以前に撮影されたもので、現在は消失してしまった地形をほとんど手つかずの状態を観察できるという利点がある。図1に示した方形区画が今回判読調査を実施した範囲である。なお、砂丘であるこ

とが確実な新砂丘Ⅲについては検討から除外する。

判読は、空中写真において浜堤あるいは砂丘と認識された高まりの基部（傾斜変換線）から上部に着色を施すという方法で実施した（図3）。その結果を図4、5に示す。前者（図4）は今回の検討対象である新潟砂丘南



図3 高まりの着色部分

西端（上堰潟～佐潟周辺）地域、後者（図5）は比較対象とした阿賀野川右岸地域である。

まず図4をみると、上堰潟～佐潟・木山にかけて堤防状の直線的な高まりがおよそ一定の間隔で、従来の新砂丘Ⅰに相当する範囲に11列、新砂丘Ⅱの範囲に7列存在することがわかる。この範囲は国土地理院発行の土地条件図では砂丘として一括されている。高まりの幅は最大108m、平均59m、長さは新砂丘Ⅰに相当する範囲では、最も短いもので0.2km、長いもので3.4kmとなっている。高まりの表面は全体を通じて凹凸に乏しく滑らかである。一方、高まりと高まりの間は幅の狭い凹地となっており、南側（⑫～⑰列）ほど湿地の割合が多くなる。高まりと凹地との比高は明らかでないが、土地改良前の地上写真から推定して2m程度とみられる。この高まりは収斂することなく一定の間隔を保ったまま角田山の北東麓まで連続するが、末端は角田山からの堆積物によって地表面下に埋没しているようにみえる。なお、これらの高まりが分布する範囲は、凹地部分を含めその全体が現在の後背湿地面から4～5m程度高く、あたかも台地のように見えるという特徴がある。

つづいて、阿賀野川右岸地域についてみる（図5）。ここには計10列の高まりが分布しており、海側から2列が新砂丘Ⅲ、3～7列が新砂丘Ⅱ、8～10列が新砂丘Ⅰと分類されている（新潟古砂丘グループ、1974；鴨井ほか、2006）。判読によって作成した図をみると、高まりは平面的にも出入りが多いうえ、数列に枝分かれしたり合体したりするなど全体に複雑な形状を呈している。図の範囲内での高まりの幅は平均271m、最大640mにも達する。また、高まりの表面も凹凸に富んでおり、場所によっては大きな凸部を形成するなど、前述した上堰潟～佐潟周辺の高まりとは明らかに異なる特徴をもつ。高まりと高まりの間の凹地は平均幅350mと全体に広く、Ⅲ-2とⅡ-4の間の凹地は旧加治川の流路となっている。また凹地は周囲の後背湿地面とほぼ同等の高さにあり、狭小な低地状の地形となっている。

図6はこれら2地域の高まりと凹地の幅を縦断方向に同一縮尺で比較したものである。図中の太い帯は高まりを、その間の白抜き部分は凹地を示す。高まりの比高は

を指摘した。しかし、上記の分布パターンからみて上堰瀧～佐瀧周辺地域の砂層地形はこれらのいずれとも異なっており、前述した海岸線に並行に形成される堆積地

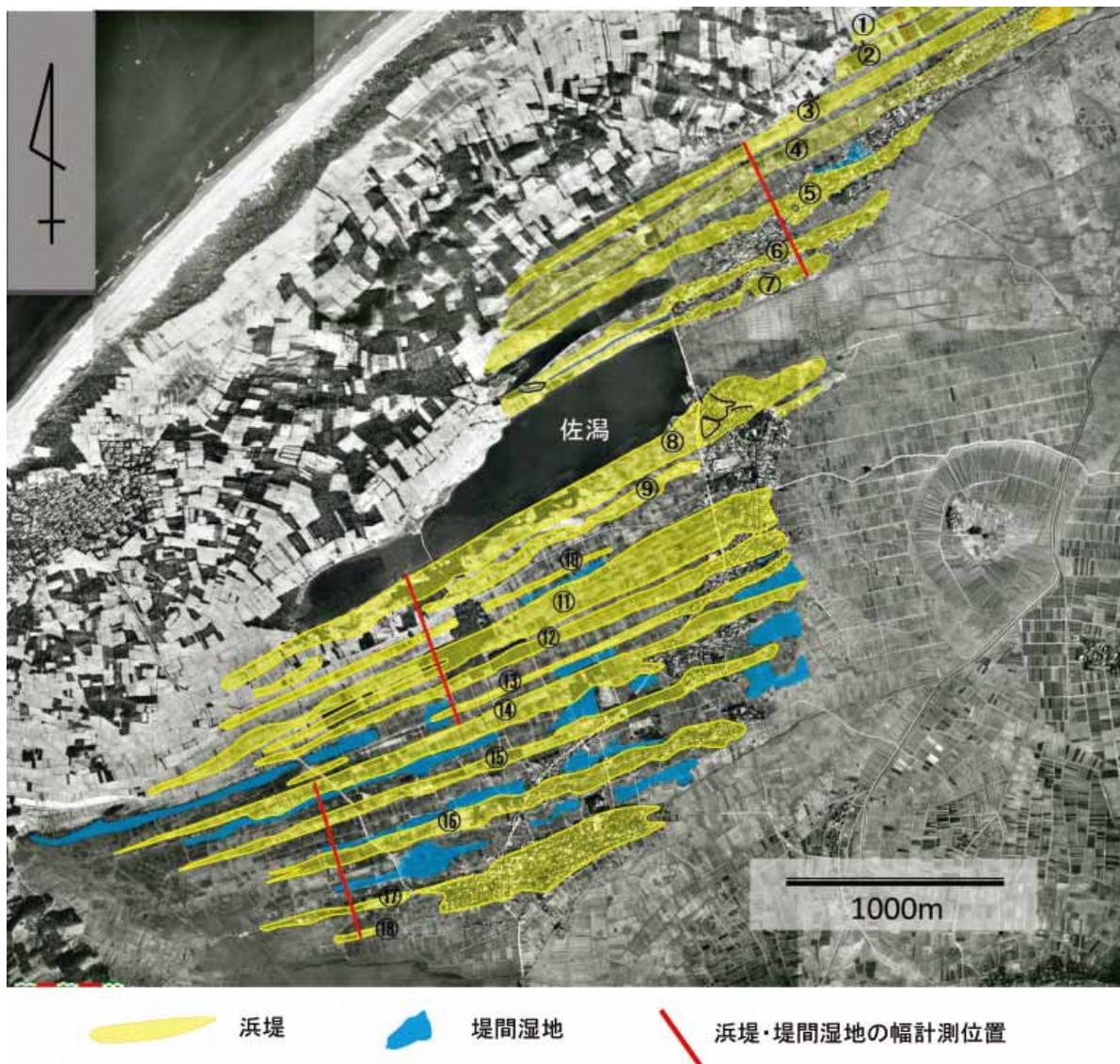


図4 新潟砂丘南端地域の砂層地形

考慮してない。この図から、両地域の高まりと凹地の配列パターンは大きく異なることが明らかである。阿賀野川右岸地域では高まりと凹地の幅は全体に広いが、その分布は不規則で特に傾向は見出せない。このパターンは阿賀野川～信濃川間の地域まで基本的には連続する(図1)。一方、上堰瀧～佐瀧周辺地域では高まりと凹地の幅が阿賀野川右岸地域と比べて大幅に狭く、規則的な分布を示す。また、高まりの出現数も阿賀野川右岸地域の7列に対して2倍強の18列となっている。

かつて阿賀野川右岸地域を調査した町田・荒巻(1965)は1、2列を砂丘、3～5列を沿岸洲(砂堆)、6列を砂丘、7～8列を砂丘と沿岸洲の複合形態と考え、砂丘列の中には砂丘以外の地形が混在すること

形の中では、浜堤と呼ばれる地形との整合点が最も多い。このようなことから、この地域(上堰瀧～佐瀧、五十嵐中島付近にかけて)に広がる地形は、砂丘ではなく、浜堤とその間の凹地(堤間湿地)とによって構成される浜堤列帯の可能性が最も高いと判断される。上杉・遠藤(1973)は石狩平野の海岸沿いには4kmほどの区間に各々の幅50～100m、比高1～2mの20列を超える浜堤と堤間湿地が発達することを指摘したが、そこに示された浜堤列の特徴(分布区間の幅、各々の浜堤幅、比高等)は上堰瀧～佐瀧周辺地域のそれと比べて類似することでも強く支持される。

形成期については、腐植層の発達状況や遺跡との関係から、佐瀧を挟んで南側を新砂丘Ⅰ、北側を新砂丘Ⅱと

した田中ほか（1996）の区分に、鴨井ほか（2015）による暦年更正年代を組み合わせると、前者（新砂丘Ⅰ）が約7,600～4,800年前、後者（新砂丘Ⅱ）が4,600～1,400年前となり、縄文海進期からその後の海退過程を経て形成されたと考えられる。以下では新砂丘Ⅰ、新砂丘Ⅱに相当する部分をそれぞれ浜堤列帯Ⅰ、浜堤列帯Ⅱと呼ぶことにする。

4. 浜堤列帯の起源

4-1. 浜堤列帯と埋没バリアーとの関係

浜堤列帯Ⅰと氾濫原との境界は赤塚から布目に至る集

落の東側に、同様に浜堤列帯Ⅱとの境界は木山から中権寺、内野に至る集落の南側に位置する（図7）。ここで特徴的なのは、浜堤列帯の多くが比高3～4mの円弧状の小崖をもって突然消失し、後背湿地に移行することである（図7）。円弧状の小崖は河川の蛇行によって浜堤列帯が侵食を受けることで形成された可能性が高い。このことは侵食される以前の浜堤列帯は現在よりも東方に広がっていたことを意味する。その広がり範囲を確定することは難しいが、浜堤列帯は内野駅北西付近で新砂丘Ⅲに覆われるまで途切れることなく連続することから、かつては内野東方まで広がっていたことが確実であ

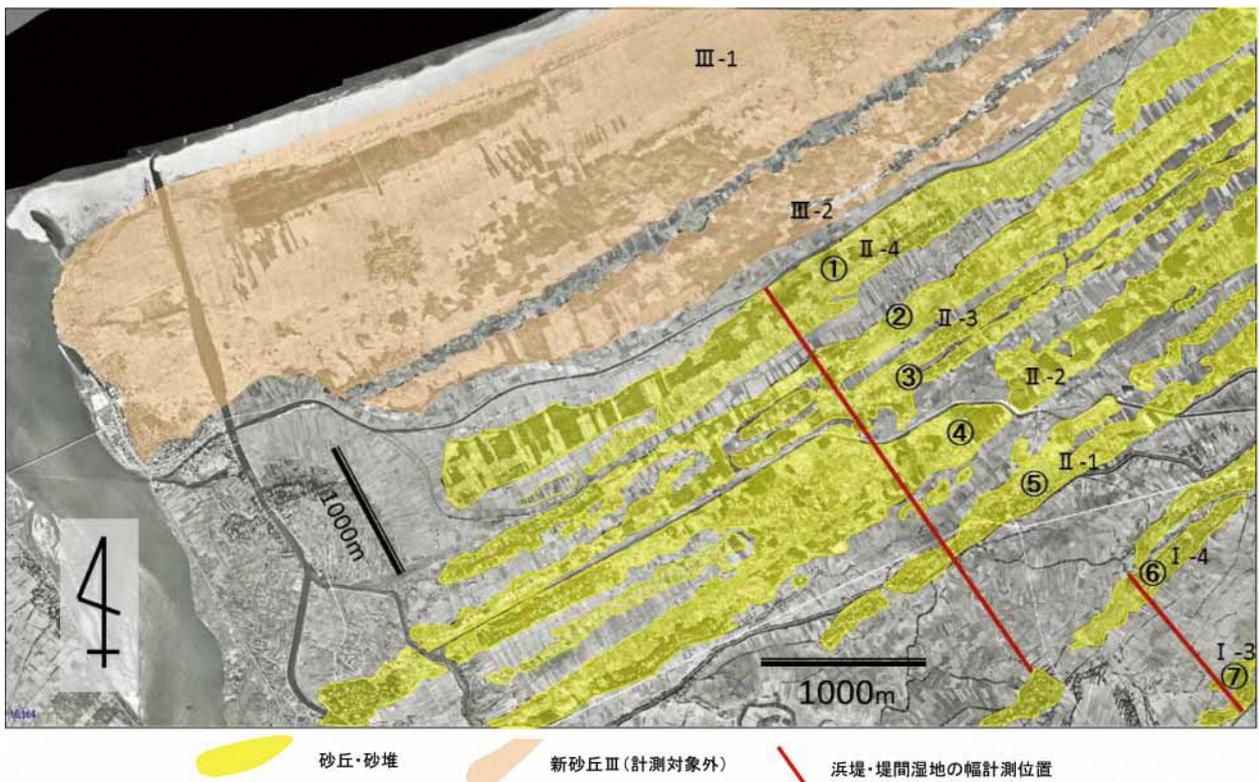


図5 阿賀野川右岸の砂丘列

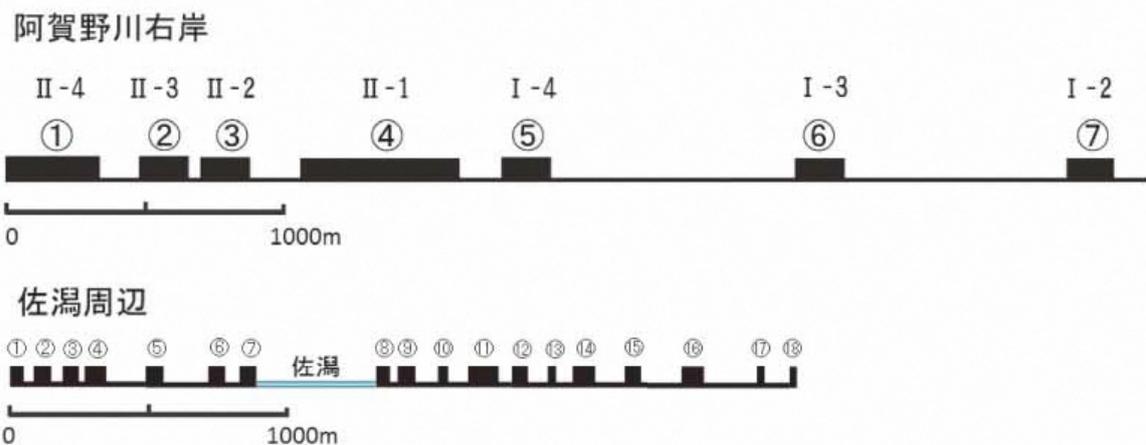


図6 高まりと凹地の配列パターンの比較



図7 円弧状侵食の分布と遺跡の位置

る。南方への広がりについては布目集落の高まりが現在確認できる浜堤列の南端であることから、そこから内野南方への延長線上付近までの範囲と推定される。

ところで、上記の浜堤列帯の消失を含めて、信濃川以西において新砂丘Ⅰ、Ⅱの連続が途切れるのは、砂丘が地下に埋没しているためと考えられている（例えば、新潟古砂丘グループ，1974；貝塚ほか，1985；仲川，1987；鴨井ほか，2002；卜部・高濱，2002）。Urabe et al. (2004)、卜部ほか (2006) は多数のボーリングデータを用いて、この地域の堆積物の解析を行った結果、標高-15~-20mの深さにバリアーと考えられる数列のマウンド状の砂層が帯状に埋没していることを確認し、その一部が信濃川以東の新砂丘Ⅰの分布の延長上に位置することを明らかにした（図8）。また、この図において埋没バリアーの西半部分の広がり（破線範囲）が上述した浜堤列帯の推定範囲と調和的であるとともに、浜堤列帯Ⅰと埋没バリアーが連続する地形として描かれているのは注目される。さらにボーリングコアの解析によって、これらの埋没バリアーには砂丘砂が伴わないことが明らかとなっている（卜部ほか，2006）。こ

のことは、バリアーが地表に露出していた当時、その表面には砂丘ではなく浜堤列が発達していたことを示す重要な知見であり、前章での地形的側面からの検討結果を裏付けるものである。

砂丘と浜堤は成因が全く異なることから、地形学的には両者を区別することは重要である。バリアー表面には浜堤のほか砂丘が、陸側には湿地が形成されることが多く、どのような地形が発達するかは波浪エネルギー、堆積物の供給量、風の状況などその場の条件により左右される（砂村，2017）。したがって、一連のバリアーではあっても条件によっては表面に砂丘が形成された所もあったと考えられる（参考写真）。

なお、佐潟は浜堤列帯Ⅰと浜堤列帯Ⅱがのるバリアーとの間の低地（ラグーン）を起源としており（図8）、いわゆる「砂丘湖」ではないことが明らかである。この時期（3,500y.B.P.前後：久保田，2004）ラグーンは潮流口を通じて外海と繋がっていた可能性があるが、海退とともに陸化が進行し、湿地化したと考えられる。

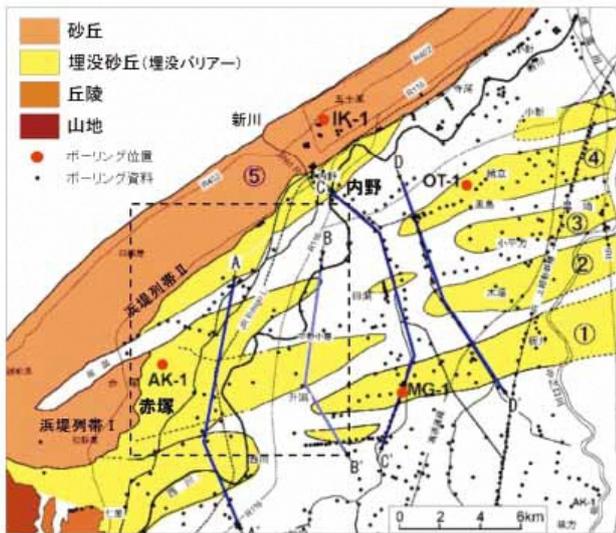


図8 現砂丘と埋没バリアーの分布
卜部ほか (2006) p56 改変

4-2. バリアーの埋没原因と円弧状小崖の形成

バリアーの埋没原因については、角田・弥彦断層系 (仲川, 1985)、越後平野西縁断層帯 (小林, 1996) といった平野西縁部に伏在する活断層の活動が関係していると考えられている。2010年代に入ると反射法地震探査によってこれらの断層系の調査が進められ、地下構造の詳細とともに断層の位置がほぼ確定しつつある (稲崎ほか, 2010; 卜部ほか, 2011; 楮原ほか, 2011a; 楮原ほか, 2011b)。特に浜堤列帯と埋没バリアーの境界部分に断層を認め (図7)、これを角田・弥彦断層の主断層に比定されたとした稲崎ほか (2010) の知見は、前述したように浜堤列帯が小崖をなして突然消失する原因を示すものとして注目される。なお、浜堤列帯側は角田山麓部からこの小崖手前にかけて標高が10~11mとほとんど変化しないことから、浜堤列帯形成以後 (縄文海進後) の平野の沈降は稲崎 (2010) による断層を境にその東側で進行したと考えられる。またこの標高 (10~11m) は、縄文海進時の海水準を超えることから、浜堤列帯側が角田・弥彦断層の活動によって上昇した可能性のあることを示している (宮地ほか, 2010)。いずれにせよ、信濃川以西で浜堤 (砂丘) が一旦途切れながら平野西縁部で小崖をもって再度出現するのはこのような理由による。

沈降はこの断層に近い西蒲原地域において最も大きい (小林, 2007) ことから、相対的に地盤の低下したこの地域に向かって古信濃川等の大きな河川の流路の移動が起こったと考えられる。こうした河川の流路にあたった可能性の高いみずぎ野と赤塚の中間点付近から採取されたボーリングコアによれば、深度約11m以浅はある程度の流量をもつ河川堆積物であることがわかっており (Urabe et al.2004)、その基底部分からは1,200y.B.P.という年代値が得られている (中西ほか, 2010)。

このようなことから考えると、浜堤列帯の消失自体は断層活動を原因とするが、円弧状の小崖は1,200y.B.P.以降の河川の蛇行によって浜堤列帯東端部が侵食を受け、形成されたと考えられる。藤蔵新田の集落を取り巻く円弧状の小崖も同時期に生じた河川の蛇行によるものである (図7)。

4-3. 浜堤列帯の地形と角田・弥彦断層の活動

上述したように、浜堤列帯 I とこれに続くバリアーの分断を生じさせた角田・弥彦断層は、図7に示したように木山付近の浜堤列帯 II から新砂丘 III を通過して日本海に至ることが明らかとなっている (山口ほか, 2009; 稲崎ほか, 2010; 楮原ほか, 2011b)。この断層の平均変位速度は3~4 mm/年 (例えば、宮地ほか, 2011) で、活動期 (イベント) については、堆積層、堆積環境あるいは堆積システムの変化に着目したボーリングコア解析から9,000、8,000y.B.P. (竹野地域)、7,500、6,800、6,000 y.B.P. (金巻新田)、5,500、4,300、3,200、1,500 y.B.P. (鎧淵・竹野町) といった年代が示され、およそ1,000年に1度の間隔でのイベントの発生が推定されている (宮地ほか, 2011)。ボーリングコア解析から既にこのような活動履歴が想定されているが、以下では浜堤列帯の地形的側面から活動状況の推定を試みる。

浜堤列帯 I が新砂丘 I の形成期に対応すると考えるとその年代は約7,600~4,800年前である (鴨井ほか, 2015)。これと同時代のバリアーは既に地下に没していることから、断層活動はバリアー形成からそれ以降に生じたことになる。一方、同断層が通過する木山付近には3列の浜堤と堤間湿地が存在するが、これらには断層による変位が全く認められない。仮に浜堤列帯 II 形成後に活動が生じたとすれば、断層周辺及びその東側の地盤に沈降を含めて何らかの変位が生じるはずである。しかし、浜堤列帯は内野東方まで連続し、そのような現象は認められない。

ところで、図7に示すように、浜堤列帯 II は佐潟北岸東方の木山付近で急に幅を狭めて南半部分が円弧状に欠損してしまう。一方、木山から約4 km北東に位置する曾和字沢田付近の氾濫原上には、弥生後期前半の遺物の出土する長さ約1 km、幅130m、高さ2~3mの頂部の平坦な細長い高まりが存在する (六地山遺跡: 新潟市, 1986)。この高まりは、佐潟北岸から上記の木山集落に至る浜堤列帯 II の南限延長線上にあること、さらに頂部が平坦であるといった地形的特徴から、もともとは浜堤列帯 II の南端部を形成していたものと考えられる。出土遺物からみて、浜堤列帯 II の形成は2,000~1,900年前以降と考えられるが、上述のようにこの地形には断層による変位は観察されないことから、この年代以降、角

田・弥彦断層は地表の変位を伴うような活動を生じていない可能性が高い。さらに、氾濫原上に浜堤が残存することは、これが埋没するほどの沈降も生じていないことを意味する。一方、佐潟南岸から北東方向に半島状に伸びる浜堤列帯Ⅰ北端の延長線上約1.8kmの氾濫原には縄文後期～奈良・平安期の遺物を包含する四十石遺跡が立地する（新潟市教育委員会，2012）。この遺跡の遺物包含層はすでに現地表面下約2.3mに埋没している。

以上のような遺跡と地形との関係からみると、四十石遺跡を含め角田・弥彦断層から東方にかけての浜堤列帯Ⅰに当たるバリアーの消失は断層運動による沈降であるが、現在の木山付近から六地山遺跡の範囲に広がっていた浜堤列帯Ⅱの消失の主要原因は沈降ではなく、浜堤列帯Ⅱに相当するバリアーの形成によって流路を東に変えざるを得なかった古信濃川等の河川が、蛇行しながら浜堤列帯を侵食した結果と考えるのが妥当であろう。浜堤列帯Ⅱの円弧状小崖はこの時の蛇行の跡で、六地山遺跡を載せる高まり（浜堤）はその際侵食から取り残されたものと考えられる。

なお、浜堤列帯Ⅱは内野の東方において消失する。その範囲と高まりの方向からみると、浜堤列帯Ⅱはさらに東方に伸びていても不思議はないが、円弧状の侵食跡を残して完全に消失することから、ここからそれほど遠くない位置に当時の河川（古信濃川）の河口が存在していたと予想される。但し、新潟大学構内（標高約5m）で実施されたボーリングでは、深さ24.06～12.34mにバ

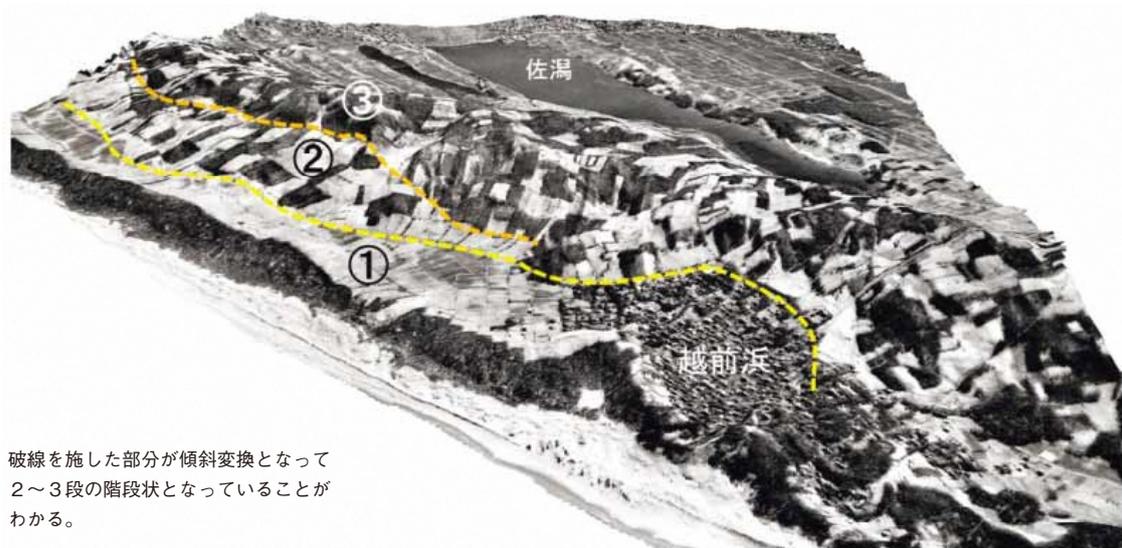
リアーとみなされる堆積物が存在することから（卜部ほか，2006）、河口はもう少し北東方向に寄る可能性もある。今後確認が必要であろう。

5. 新砂丘Ⅲ表面の地形とその成因

5-1. 新砂丘Ⅲの形態

新砂丘Ⅲは、新砂丘Ⅰ、Ⅱと比較して規模が格段に大きくなっている。これは新潟砂丘に特有のものではなく、日本列島の砂丘に共通してみられる現象である。砂丘の大型化は、2,000y.B.P.以降日本列島の開発が活発化し、河川流域の地形改変が進行するにつれて海岸に供給される土砂量が増大し、それまでの砂丘形成の図式が一変したことによるもので、特に奈良時代以降に始まったとされる（成瀬，1989）。そのような意味において、砂丘の大型化は間接的には人為的な影響によると考えてよい。

本地域の新砂丘Ⅲは、浜堤列帯Ⅱを覆って形成され、新潟砂丘の中で唯一標高が50m（最高点59m）を超える。砂丘は上下2～3段の階段状の構造をもつようにみえるが、信濃川以東では新砂丘Ⅲが2列に分かれる（新潟古砂丘グループ，1974；鴨井ほか，2006）ことからみて、本地域ではそれが何らかの理由で上下に墨重した可能性がある（図9）。そのように考えれば形成は①～③の順番で進んでいったとみられる。砂丘の標高が50mを超えるのは③に相当する部分でこれが砂丘の稜



破線を施した部分が傾斜変換となって2～3段の階段状となっていることがわかる。

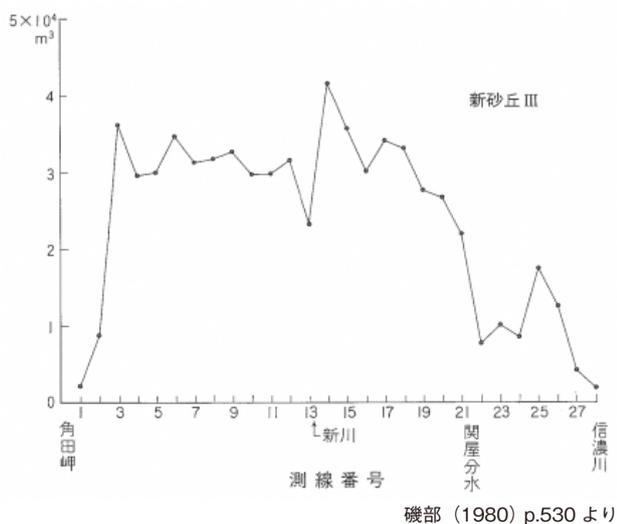
高さを3倍に強調

図9 新潟砂丘南端部の立体画像

線を形成する。②の部分は緩傾斜で横方向への起伏も小さく全体に滑らかであるが、越前浜の北側付近で不明瞭となり、全体が③に覆われるように見える。③（および②）は、新潟古砂丘グループ（1974）による新砂丘Ⅲ-2に相当し、室町時代以降に形成された可能性が高い。後述するパラボリック砂丘はこの③の西側斜面にあたる部分にそのほとんどが形成されている。

佐潟側に眼を転ずると、新砂丘Ⅲは御手洗潟の北側から屈曲して急に幅が広がり直接佐潟の北岸に達している。この原因には後述する地すべりが関係しているが、その地形の形状からみて、地すべり発生以前にすでにこの部分で砂丘の幅が広がっていたと考えられる。しかも新潟砂丘で50mを超えるのはほとんどこの一帯に限られることから、砂丘砂の供給量がここで急激に大きくなるような原因があったと考えざるをえない。

磯部（1980）は、新砂丘Ⅲは内野～五十嵐以西にお



磯部（1980）p.530 より
図10 新砂丘Ⅲの体積分布

いて体積が大きくなることから（図10）、新砂丘Ⅲ形成当時の河川（旧信濃川）の河口の位置を現在の新川の西方（測線11付近）に想定した。これは前述した浜堤列帯Ⅱの消失から推定される河口の位置と大きくは矛盾しない。いずれにせよ、調査地域において砂丘の規模が大きくなるのは、当時の河口の位置と密接に関係していることは明らかであるが、なぜこの一帯にのみ、幅が広くかつ標高が50mを超える砂丘が形成されたのかについては河口の位置のみからは説明できない。当時の砂浜の規模も含めて今後の検討課題としたい。

5-2. パラボリック砂丘とその分布

砂丘表面には、風による砂の堆積や侵食によって複雑な形状をなす地形が形成される。図11aは大規模な土地改良が実施される以前の調査地域の地形図である。等高線の入り組み方からここには複雑な起伏が形成されてい

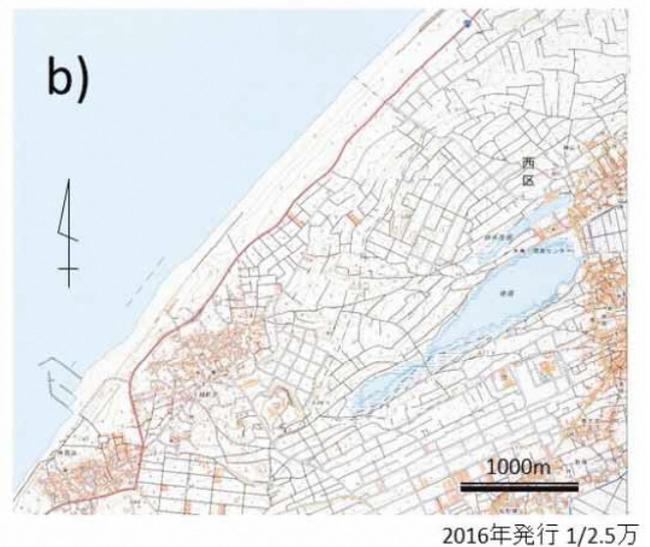
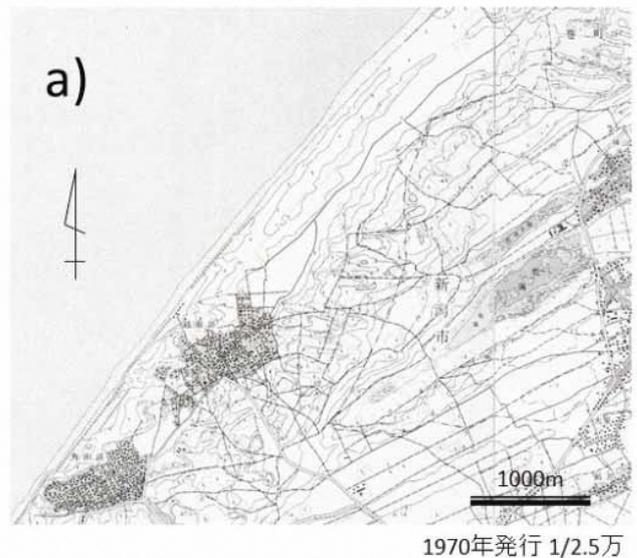


図11 新旧地形図の比較

たことがわかる。しかし、1980年以降の土地改良によってこのような起伏の多くは農地として平坦化され（図11b）、砂丘本来の地形景観はほぼ失われている。砂丘表面に形成された地形は、当時の砂丘の形成環境を示すものであり、砂丘の発達過程を考える上でも重要である（例えば、Wolfe and David, 1997）。そこで、本章では佐潟～越前浜にかけての新砂丘Ⅲの表面にみられた地形の分布と形態を明らかにする。

図12は米軍撮影（1948年）の空中写真を判読することで作成した砂丘表面の地形の分布である。図からわかるように、砂丘上には西北西側に開口したU字ないしV字型の地形が数多く分布する。単一の空中写真ではわかりにくいですが、立体的にみるとU字（V字）の両翼は尾根状の高まりとなって、それが風下側で一つに収斂し、表面形態としてはU字（V字）形をなす（図13）。この地形はその形態からみて、パラボリック（放物線）砂丘（Parabolic dune）であることは明らかである。図14



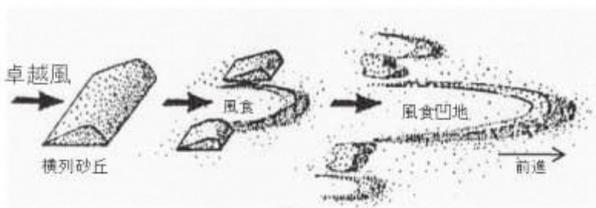
 土地改良以前（1947年）におけるパラボリック砂丘
  パルカノイド砂丘
  残存砂丘稜線

図 12 新砂丘Ⅲ表面の地形の分布

には現在の写真（2016年）上に同地形の分布を示した。パラボリック砂丘は、図13に示すように風食によって砂丘の風上側斜面に凹地が形成されるとともに、吹き払われた砂が風下側先端部で堤防状に堆積してパラボラ（U字）型の形態を生じるものである。風食の進行とともに先端部は風下側に前進する（Halsey et. al., 1990；西森・田仲，2001；Hugenholtz et.al., 2008；遠藤，2017）。通常、これらが複合して複雑な形態を呈する。

今回調査した範囲には、32のパラボリック砂丘が確認された。規模は様々であるが最大のものは東山西方に

が、現地調査の結果、一部欠落あるいは谷底の盛土によって変形しているものの、パラボリック砂丘としての形態をとどめているものが6つ確認された（図14，表1）。写真1～6にそれらすべての写真と解説を示す。全体的な形態は山地・丘陵に見られる一次谷に類似するが、谷底に水路は存在しない。新潟砂丘は市街地化と農地化によって平坦化が進み、砂丘地形が保存されているところはほとんどなくなっている。そのようななかで、形態的に不完全ではあっても、この地域にパラボリック砂丘が現存することが確認された意義は大きいと考えられる。



遠藤（2017）改変
Mabbutt（1977）の図による

図 13 パラボリック砂丘の形成

位置し、長さ約700m、幅約200mにも達した（図12）。

現在、そのほとんどは土地改良により消失している

表 1 現存パラボリック砂丘の規模

| | 谷長 | 谷底幅 | 谷壁高 | 備考 |
|---|-----|-----|-----|---------------------|
| ① | 130 | 15 | 10 | 谷口盛土平坦化 上部約80m欠落 |
| ② | 80 | 35 | 14 | 上部約50m欠落 |
| ③ | 165 | 40 | 16 | 谷底に盛土平坦化 |
| ④ | 100 | 40 | 9 | 谷口及び底部に盛土平坦化 |
| ⑤ | 210 | 15 | 10 | 谷口付近に道路施設 |
| ⑥ | 300 | 85 | 20 | 谷底盛土平坦化 |



■ 現存あるいは一部現存するパラボリック砂丘
 ■ 消失したパラボリック砂丘

図 14 現在の写真に投影した砂丘表面地形の分布

5-3. パラボリック砂丘の形成

図12からわかるようにパラボリック砂丘の開口方向はすべて北西～北北西である。筆者が小針海岸の人工砂丘上で実施した調査では、風による砂丘の侵食は11月中旬～3月上旬までの約4ヵ月間に限られ、中でも12月中旬から1月中旬に集中して発生し、その間の6割が北～西成分風向であることがわかっている（澤口，2015）。このことからみてもパラボリック砂丘は冬季の北西季節風によって形成されたことは間違いない。

上述したようにパラボリック砂丘はそのほとんどが稜線付近の砂丘表面を侵食して形成されている。このことは新砂丘Ⅲが現在と同等規模・高さに達した後にパラボリック砂丘の形成が進行したことを示している。稜線を構成する砂丘（図9③）は室町時代以降の形成であることから、パラボリック砂丘はそれ以降に形成されたことになる。ところで、パラボリック砂丘は適度に植生に被覆された場所に生じる風食地形である（例えば、西森・田仲，2001）。このことはパラボリック砂丘の形成が進行し始めた時点で、新砂丘Ⅲ-2への砂の供給はかなり減少し、すでに植生が進んでいた能性が高いことを示している。鳥取砂丘では、飛砂防止のために植栽されたシナダレスズメガヤが鳥取大学乾燥地研究センター敷地

内の無植被砂丘地に侵入、繁茂していく過程で多数の小規模パラボリック砂丘が急速に発達したという観測例がある（小玉ほか，2010）。一方で、パラボリック砂丘は人為的な植生破壊がきっかけとなって形成される例も多い（Tsoar and Blumberg, 2002）。わが国でも青森県屏風山砂丘において、近世に行われた樹木の伐採によって飛砂が生じパラボリック砂丘が形成されたことが知られている（立石，1973；角田，1978）。

新潟砂丘では、新砂丘Ⅲから奈良・平安期の製塩跡が出土するほか、江戸期にも製塩が盛んに行われていたことがわかっている（新潟市，2011）。製塩には大量の燃料を必要とすることから、砂丘上に成立していた植生が燃料として破壊されたことをきっかけに風食が進行し、パラボリック砂丘が形成された可能性もある。いずれにしてもパラボリック砂丘の形成は、砂丘表面の植被状況と密接に関係するが、それが砂丘の発達史の中に位置づけられるものなのか、あるいは人為的な植生破壊に起因するものなのかによって、パラボリック砂丘形成の意味は大きく異なってくるとともに、本地域の砂丘の植生発達を考える点からも興味深い問題である。現段階ではこのことを明らかにできる資料は持ち合わせていない。



パラボリック砂丘 ①：上部が80m程切り取られてしまっているが、谷底に改変が及んでいないため、原初形態が保存されている。谷長130m、谷底からの比高は最大16m、谷底幅15mと幅の狭い形状を示す。1948年撮影の写真では、下部が一段深く掘られており、二重構造を示している。現在は谷底、谷壁とも密な藪に覆われており、立ち入ることは難しい。



パラボリック砂丘 ②：土地改良によって両側の斜面も含め上部が大きく削り取られている。1948年の空中写真では写真の奥にむかって50mほど続き、上端では両翼が収斂し、三角形の大きな盛り上がりをつくっていた。樹木はすべてエノキ。



パラボリック砂丘 ③：写真左手の奥の林地から手前側に厚く盛土を施して農地としている。残存する谷長約165m、盛土面での谷幅は40mである。ただし、奥の林の部分には盛土が行われておらず、本来の地表面が残っている。そこからの谷壁の比高は16mである。1948年の空中写真では谷の出口から奥にかけて谷底が逆傾斜しており、パラボリック砂丘としてはやや異質な形態をもっていたようである。



パラボリック砂丘 ④：谷長100m、幅40mほどであるが、谷底は盛土によって平坦化されている。さらに両側の谷壁も途中で削り取られて平坦化しているため、改変前の比高は正確にわからない。



写真5

パラボリック砂丘 ⑤：谷長210m、谷底幅15m弱の幅の狭いパラボリック砂丘であったが、中央部から上方において盛土がなされ、現在畑地となっている。写真奥の林地との境界に段差があり、そこから奥に本来の谷が残っている。下部～谷口にかけて道路が横断しており、原形は残っていない。ゴミの不法投棄場となっており保存状況はよくない。右手の土手はかつてのパラボリック砂丘の谷壁だが途中から切り取られている。



写真6

パラボリック砂丘 ⑥：谷長300m、幅85m、最奥部の谷壁比高20m。残存するパラボリック砂丘の中では最大規模。谷底は厚い盛土によって農地化されたため、本来の形態は失われているが、両側の谷壁はほぼ残存していることから、全体の形状は把握できる。

なお、上述した鳥取砂丘でのパラボリック砂丘の風下側への移動速度は2000～2008年の観測で1.67m/年、同様にカナダ西部やイスラエルでの調査では3～4m/年にも及ぶことが明らかとなっている（Tsoar and Blumberg, 2002；Hugenholz et. al., 2008）。1948年撮影の空中写真ではパラボリック砂丘にもクロマツの植林が及んでいるが、両翼の尾根頂部は地形的に極めて明瞭で、それが風下側で合体する部分に形成される堤防状地形も新鮮な形態をとどめており、形成後それほど時間が経過しているようにはみえない。形成環境が異なるため単純に比較はできないが、上記の移動速度からみると本地域のパラボリック砂丘の形成も比較的新しい時期に、短い期間（100～300年）で進行した可能性がある。

5-4. 越前浜とバルカノイド砂丘

越前浜はバルハン砂丘の内側に築かれた集落であることを今回確認した。現在は改変が進み不明瞭となっているが、1948年の空中写真では集落の海側に円弧状の高まりが3つ連なり、さらにその内側にひと回り小さい円弧状の高まりが2列存在することがわかる（図12）。こ

れらはパラボリック砂丘とは逆向きに、風下側に向かって開口する形状を示している。高まりの比高は10～16mほどであるが、その断面は海側に緩やかで、陸側に急な非対称となっている。空中写真では、海側の緩斜面はクロマツの林であるが、陸側の斜面は砂が露出し、かなりの急傾斜となっている。西遊寺は上述した内側の円弧上の高まりが内陸側に尾を引くように伸びるその上に立地している。

これらは形態的にバルハン砂丘の複合したバルカノイド砂丘あるいは複合バルハン砂丘（バグノルド, 1963）とみて間違いのないと思われる。ほぼ同じものが越前浜の南方に位置する角田浜にも存在する。バルカノイド砂丘は砂の供給が比較的豊富で風向がほぼ一定の場所で形成される（チャーレー, 1995；成瀬, 2017）。デフレーション（風食）によって形成されるパラボリック砂丘と、豊富な砂の供給によって形成されるバルカノイド砂丘が近接した場所に形成されているのは興味深い。なお、バルハン（バルカノイド）砂丘は日本では珍しく、小規模かつ不明瞭なものが天塩海岸にみられる程度である。

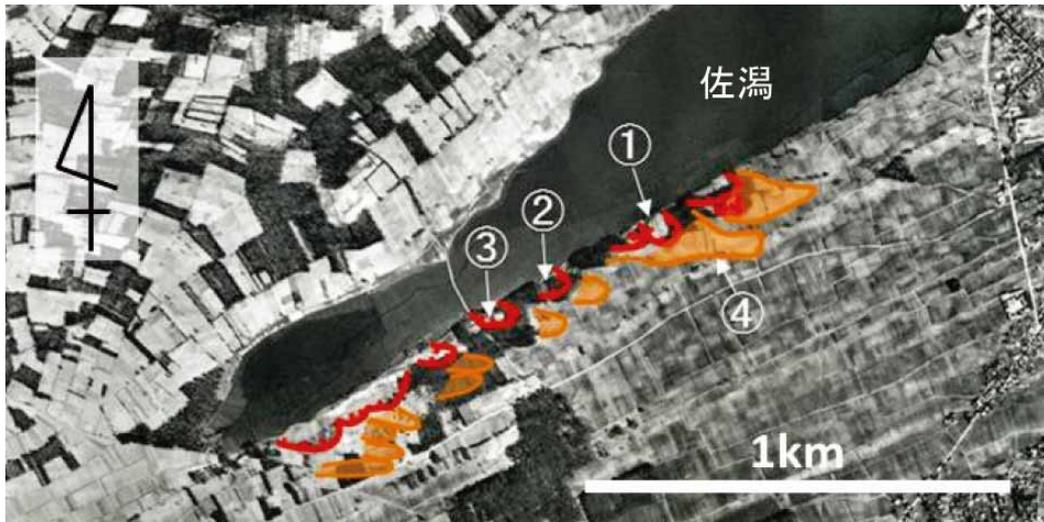


図 15 佐潟南岸の馬蹄形地形と舌状堆積

6. 佐潟南岸の馬蹄形侵食地形

佐潟の南岸は比高 8～10m ほどの直線的な急崖によって浜堤列帯 I と限られている。その急崖を馬蹄形状に食い破るような地形が複数個所存在することが今回確認された (図 15)。馬蹄形地形はいずれも幅・奥行き 50～60m ほどで、北西方向に開口するが、上潟南岸のものは複数が連結した形になっている。この地形は現在畑地や林地となっているが、本来の形態をほぼとどめており現地での同定も容易である (写真 2)。一方、馬蹄形地形背後の浜堤列上には北西-南東方向に長軸をもつ舌状の高まりが例外なく形成されている (図 15)。1948 年撮影の空中写真では高まりが堤間湿地を横断するよう



写真 2-3 地点③の馬蹄形地形



写真 2-4 地点④の舌状堆積地形
電信柱奥の高まり



写真 2-1 地点①の馬蹄形地形



写真 2-2 地点②の馬蹄形地形

に張り出しているものも確認できる (図 15④)。地形的な位置関係や配列方向からみて、馬蹄形地形は風食によって形成された凹地で、舌状の高まりはそこから吹き飛ばされた大量の砂が堆積したものであることは明らかである。浜堤列帯 I 最北端の浜堤が現在でも砂丘状のゆるやかな起伏をもつのはこのためである (写真 2-4)。馬蹄形地形と背後の舌状地形など全体的な特徴からみて、これらの地形は基本的にはパラボリック砂丘と同じプロセスによって形成された地形とみなされる。

なお、馬蹄形地形の開口方向とその背後の高まりの長軸方向はともに北西-南東方向で、冬季季節風の卓越風

向とほぼ同一であることから、これらの地形の形成は冬季間に進んだと考えられる。但し、新砂丘Ⅲの形成との関係については現段階では検討できる資料が得られていない。

7. 地すべり地形と佐潟との関係

7-1. 地すべり地形の位置と形状

佐潟北岸に長さ約1,100m、奥行き550mに及ぶ地すべり地形の存在を今回初めて確認した(図16)。地すべりとは、斜面を構成する物質が何らかの原因によってバランスを失い、剪断面を境に塊状を保ちながら重力の作用によってゆっくり(数cm~数10cm/年)と下方に滑動する現象である(古谷, 1996, 鈴木, 2000)。移動が急速に生じる崖崩れや山崩れとは区別される。本地すべり地形(以後、「佐潟北岸地すべり」と呼ぶ)は、新砂丘Ⅲの稜線付近の土塊が南東側(佐潟側)に滑り落ちることによって形成されたものである。滑り落ちた部分では、佐潟側に開く長さ800mの馬蹄形の滑落崖が認められ、その前面には、幅100~200mの弓形に発達する凹地を挟んで、滑り落ちた土塊(以後、移動体)が長楕円形の丘となって存在する(図16, 17, 写真3)。この移動体の滑落崖側に面する斜面は逆傾斜を示すことから、移動体は後方回転を伴いながら移動したことがわかる。滑落崖は北側半分については比高18m、平均傾斜50°の急崖となっている。なお凹地の最低所にはかつて沼地が存在したことがわかっている(図17↓地点)。

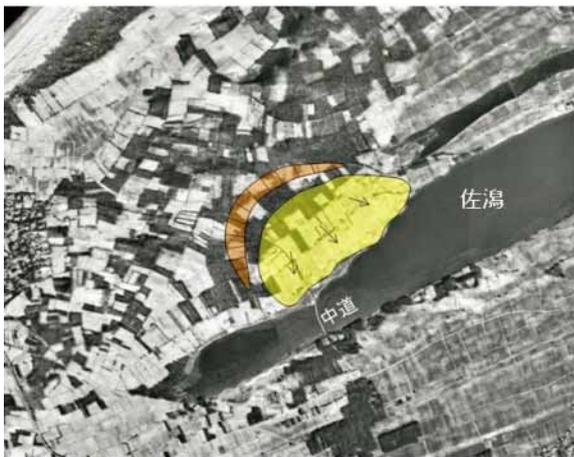
地すべり地形には様々な微地形が伴うことが知られている。移動体表面には伸張や圧縮によって通常、多くの個所に突起、亀裂、リッジといった微地形が形成される

(例えば、木全・宮城, 1985)。本地すべり地形に関しては、移動体頂部に突起や不定形な凹地が数ヶ所認められるものの、亀裂やリッジといった微地形は見当たらない。これは移動体全体が砂で構成されていることから、微地形が形成されても長期にわたって残存しにくいためか、人工的に改変されてしまったか、あるいはその両方の可能性が考えられる。

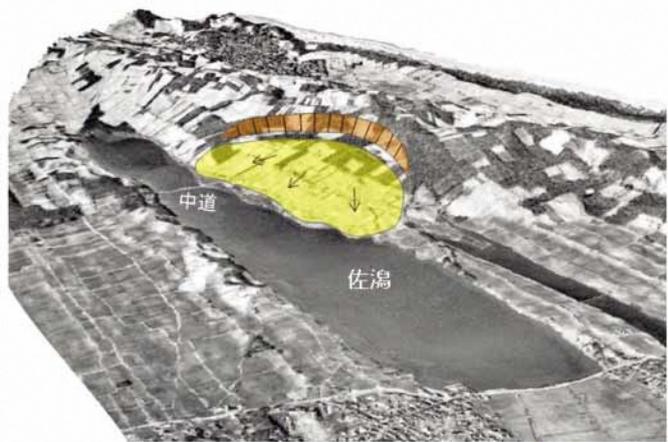
7-2. 佐潟北岸の形態と地すべり

佐潟は南岸の湖岸線が直線的なのに対し、北岸の湖岸線の西半部は南に向かって大きく弧を描くような形状を呈している(図12, 16)。この弧状の張り出しは、上記の移動体が地すべり発生以前の佐潟の湖岸線を越えて滑動したことによって生じたものであることが今回明らかになった。地すべりが生じなければ北岸の湖岸線も直線的であった可能性が高い。また、佐潟は「中道」において事実上2つに分断される。ここは地すべりの移動体が潟に向かって最も張り出した部分に相当し、湖底の底質も新砂丘Ⅲの砂から構成されることから(新潟市, 1998)、潟の分断も地すべりが原因となっていることは間違いない。さらに、佐潟北岸では複数個所において湧水地が分布することが確認されているが、その分布が途切れる区間が地すべりの移動体の張り出し部分に相当することがわかった(図18)。移動体の押し出しによって湧水地が覆われてしまったとみられる。

これまで佐潟の形態に関する議論はなされたことがなかったが、それを決定づけた原因が砂丘には珍しい大規模地すべりであることが明らかとなったことの意味は大きいと考えられる。なお、御手洗潟に関しても、潟の南西端の唐突な途切れ方からみて、一部が地すべりの移動



1948年撮影の空中写真に地すべり地形をトレースした



高さを3倍に強調



地すべり移動体



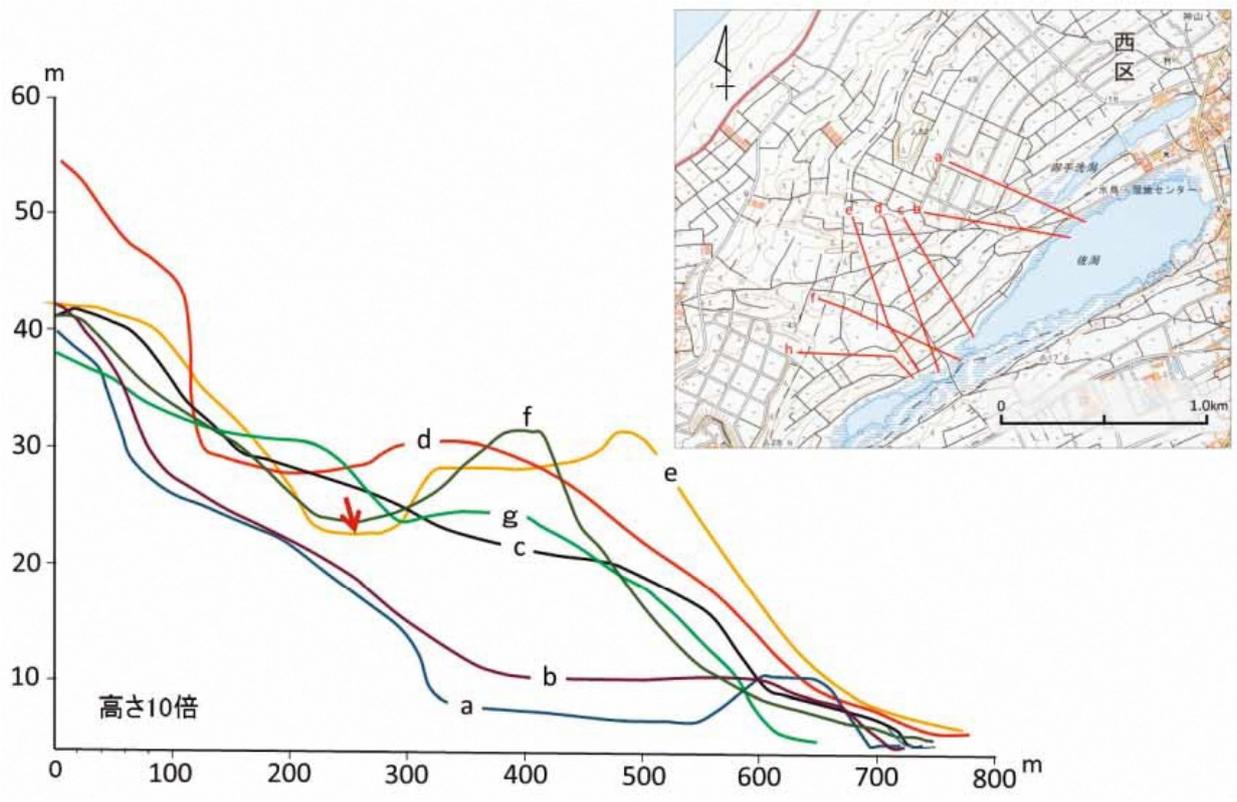
滑落崖



熊木ほか(1995) p67 改変

地すべりの模式図

図16 佐潟北岸の大規模地すべり



実際の断面計測は 1/2500 国土基本図を用いた。赤の矢印は沼の位置

図 17 地すべり地の地形断面図



写真 3-1



写真 3-2

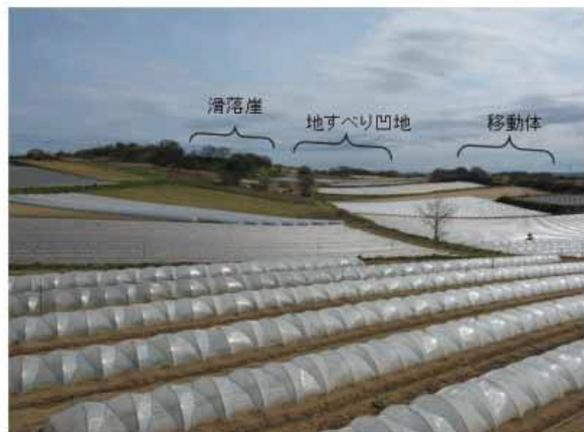


写真 3-3

写真 3 佐潟北岸地すべり

体に覆われている可能性がある。

7-3. 地すべりの発生要因とその時期

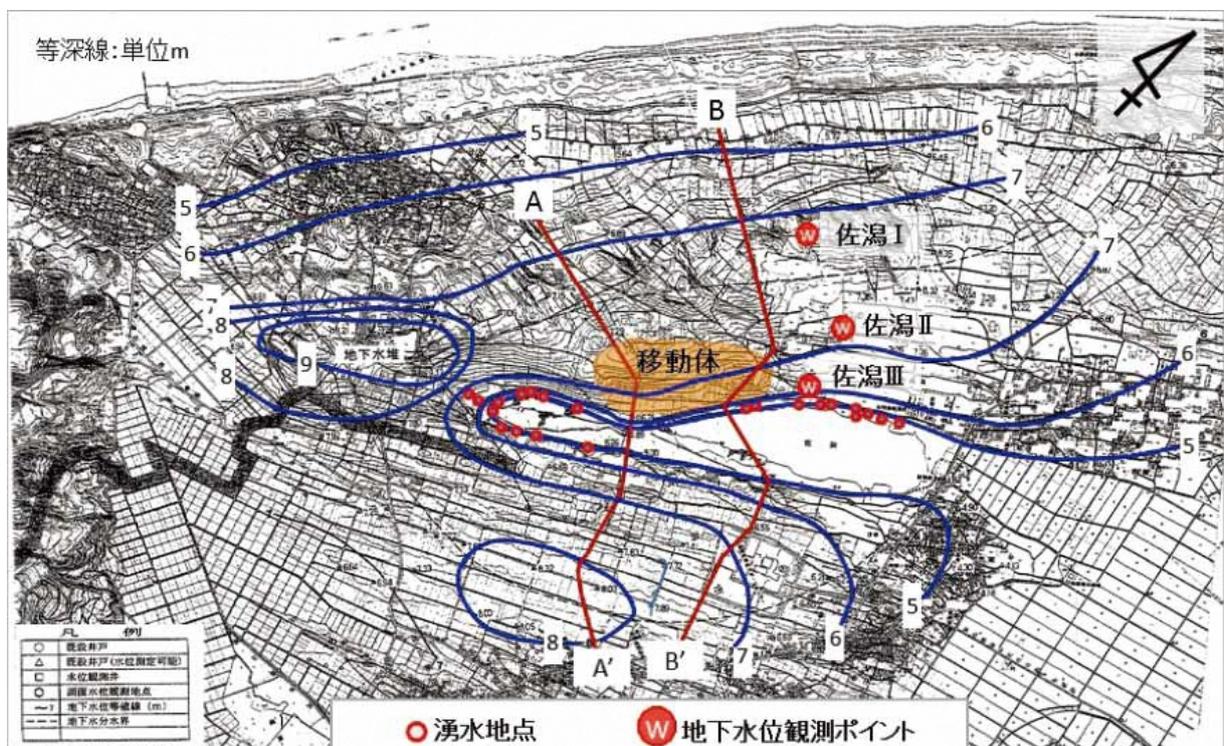
新潟砂丘に地すべり地形がほかにも存在するか否かを、空中写真を用いてざっと調べてみた。その結果、新潟砂丘には少なくとも上述したような規模の地すべり地形は確認できなかった。佐潟～越前浜にかけての地域は村上から続く新砂丘Ⅲの中でも最高所にあたり、その標高は50mを超える。古砂丘を下敷きにせず新砂丘のみでこれだけの高さに達する砂丘は稀であろう。砂丘は通常風上側に緩傾斜、風下側に急傾斜という非対称をなして堆積する。本砂丘も改変前はそのような特徴を有していることから、厚い砂の堆積によって砂丘稜線部が不安定化したことが地すべり発生の素因と考えられる。

一方、地すべりの誘引として一般に考えられているのは、豪雨や長雨、融雪によって水が地下に浸透することで生じる地下水位の上昇である（高谷，1991；古谷，1996）。これによって間隙水圧が高まるとともに剪断強度が低下し、地すべりが発生する（井口ほか，2010）。したがって地すべりの発生要因を考えるためには、まず地下水の挙動について知る必要がある。

幸い、新潟市（1998）によってこの地域の地下水に関する詳細な調査が実施されているので、それに基づいて地下水の状況についてみる。図18は、1997年7月における地下水位（地表面からの深さ）の平均的な状

態を等深線で示したものである。これによると、新砂丘Ⅲにおいては標高6～7mの位置に地下水面が位置し、砂丘稜線から少し南側には地下水の分水界が存在する。この数字を地表面からの深さに置き換えると、砂丘稜線付近（標高50m）で約43m、移動体北面中腹（標高26.5m）で約20m、同末端部で約4mとなる。一方、御手洗潟北側の新砂丘Ⅲ上の3ヵ所における1989年4月～1996年4月まで7年間にわたる地下水位と降水量との関係を見ると（図19）、地下水位は降水量と密接な関係にあることがわかるが、その変動幅は1.0～1.5mと小さい。このことは、本地域の地下水位が総じて安定しており、多少の大雨程度では地下水位に大きな上昇が生じる可能性は低いことを示している。さらに、地すべり地の地形からみて、地すべりが発生した時代には既に現在と同等の砂丘が発達し、地下水は現在と変わらない状況となっていたとみられることから、地下水位の上昇が本地すべりの直接的な誘引となっているとは考えにくい。

次に誘引として考えられるのは地震動である。実際に、柏崎北部の砂丘緩斜面では中越沖地震によって地すべりが発生した。川辺・風岡（2008）によれば、柏崎北部の地すべりは地表面下約1.3mの地下水面付近で砂層が液状化したことによって生じたものであるという。この地すべりは、地下水面がごく浅い位置にあるうえ、移動体の幅220m、奥行き150m程度と小さいが、地震



新潟市(1998)改変

A — A' 地形・地質断面と地下水面の位置 (次ページ) 地下水等深線(標高)

図18 調査地域における砂丘の地下水面図

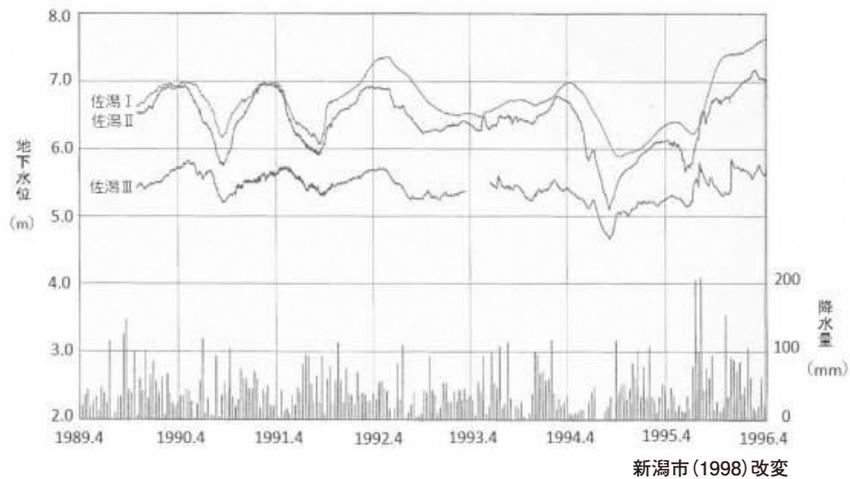


図 19 新砂丘Ⅲにおける地下水位と降水量との関係

動による砂層の液状化が地すべりをもたらす例として重要であろう。

調査地域の新砂丘Ⅲにおける地下水面は、上述のように稜線付近で40m、中腹で20mとやや深いが、下部では浅くなり、特に移動体末端に相当する部分では3～5m程度と急激に浅くなる。(図18, 20)。また、地すべ

り凹地付近でのボーリング調査の結果、砂層は淘汰のよい細砂を主体にしつつ部分的に粘土を混じえる(新潟市, 1998)ことがわかっている。このようなことからみると、地震動によって砂丘斜面下部の地下水面の浅い位置において液状化が発生し、それが引き金となって地すべりが大規模化した可能性も考えられる。なお、地す

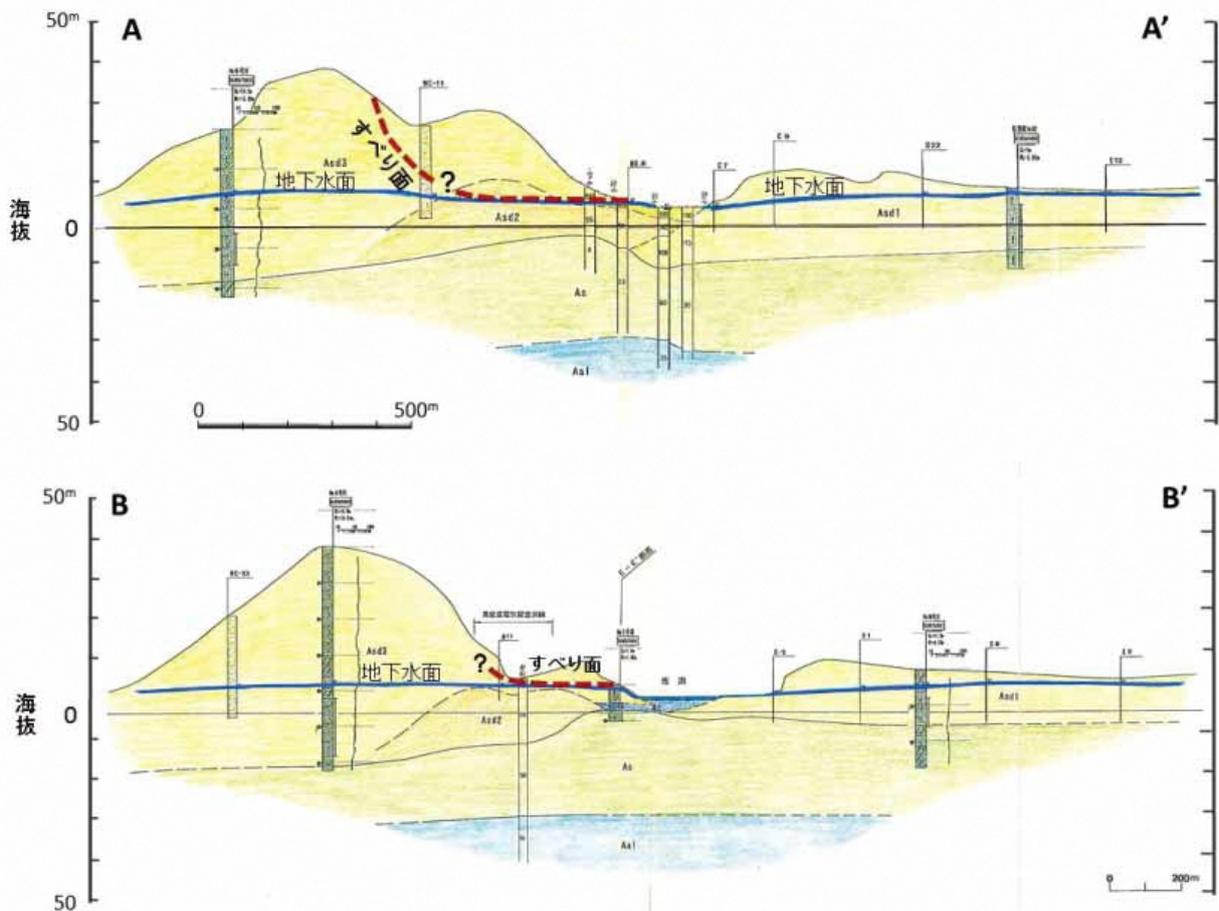


図 20 地質断面と地下水面の位置
断面は図 18 の A - A'、B - B' に沿う。

新潟市 (1998) 加筆・改変

べりの発生時期を議論できる資料は今のところ得られていない。ただ、地盤が砂であるにも関わらず、滑落崖はかなり新鮮な形態をとどめていることから考えて、発生からそれほど時間が経過していないようにもみえる。前述した角田・弥彦断層の活動が地すべりの発生原因に関係するの否かも含めて、今後の検討課題としたい。

8. 新潟砂丘南西端地域の地形学図 —まとめにかえて—

ここでは、これまで検討してきた新潟砂丘南端地域の地形をまとめて一枚の地形学図として示すとともに、その発達史を述べる(図21, 図22)。本地域では、約6,000年前の縄文海進期に現在の新砂丘Ⅰに相当する位置にバリアー(沿岸州)が形成された(Urabe at.al, 2004)。バリアー表面には浜堤や場所によっては砂丘が形成されたと考えられるが、本地域では多数列の浜堤がバリアー表面に形成された(浜堤列帯Ⅰ)。その後、角田・弥彦断層の活動によって現在の赤塚から東方の浜堤列帯(バリアー)は沈降する。旧信濃川などの河川は沈降域に河道をシフトさせるとともに氾濫原となって土砂が堆積した。浜堤列帯Ⅰ東端の円弧状小崖はこの時期の蛇行侵食によって形成されたと考えられる。

海退の進行とともに浜堤列帯Ⅰの北方に浜堤列を伴う新たなバリアー(浜堤列帯Ⅱ)が形成された。このバリ

アー(浜堤列帯)は内野東方まで連続的に確認できる。また、この浜堤の残存とみられる高まり(六地山遺跡: 弥生後期)が内野南方に位置し、そこから南東方向への延長線上に佐潟北岸の湖岸線が位置することから、六地山遺跡~佐潟北岸を結んだ線上付近に浜堤列帯Ⅱの南縁があったと考えられる。

浜堤列帯Ⅱは角田・弥彦断層の通過地点においても断層運動による変位を全く受けていないこと、六地山遺跡を含む高まりが残存していることなどから、その形成以降角田・弥彦断層は活動していない可能性が高い。浜堤列帯Ⅰが赤塚東方(あるいは角田・弥彦断層)で地下に埋没している一方、浜堤列帯Ⅱが埋没せずに内野東方まで現存するのはこのためである。浜堤列帯Ⅱが木山付近から東方においてその南半部分を円弧状に欠落させるのは、バリアーの形成によって流路を東に変えざるを得なかった河川が蛇行しながら侵食した結果と考えられる。

その後、浜堤列帯Ⅱを覆って新砂丘Ⅲが形成された。この地域で砂丘が特に大きく発達した原因についてはさらに検討が必要であるが、砂丘は2~3段の階段状の構造を有しており、新砂丘Ⅲ-2に相当する可能性の高い最上位の砂丘は標高が50mを超える。パラボリック砂丘はほぼこの最上位の砂丘に分布する。新砂丘Ⅲ-2は室町時代以降の形成であることから、パラボリック砂丘

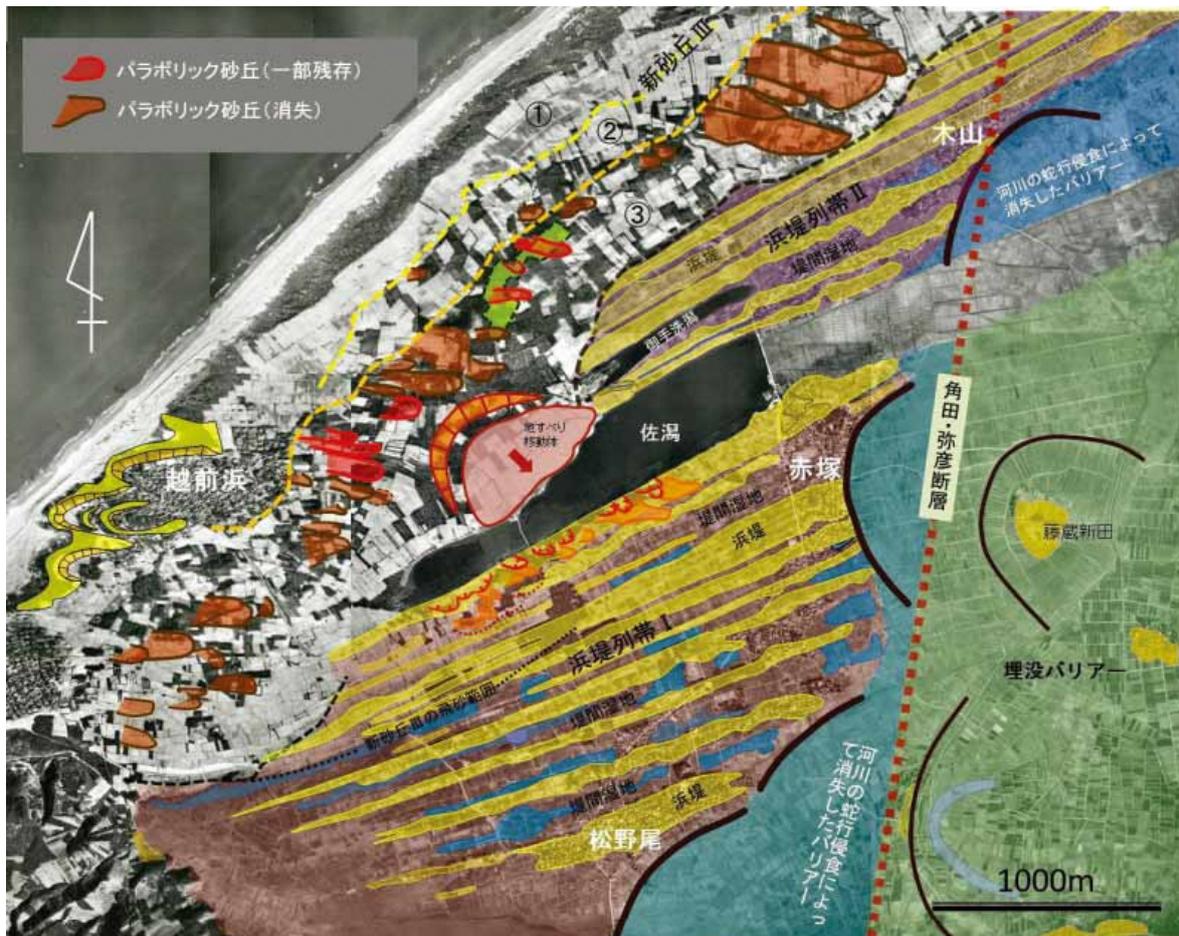


図 21 新潟砂丘南西端地域の地形学図

はそれ以後の比較的新しい時期に形成が進んだと考えられる。

佐潟北岸の大規模地すべり地形（長さ約1,100m，奥行き550m）については、発生機構・年代の特定には至っていないが、滑落崖が最上位の砂丘稜線を取り込む形となっていることから、その形成は砂丘が現在と同等の高さに達した前後と考えられる。砂丘地にこうした大規模な地滑りが確認された例はこれまでなく、すべり面の深さとともにその発生機構についても今後検討の必要がある。なお、佐潟北岸の海岸線が佐潟側（南側）に大きく張り出すのは、この地すべりの移動体によるものである。

佐潟と浜堤列帯Ⅰを限る直線的な崖地形を食い破るような形で形成された馬蹄形状の侵食地形が複数確認された。その背後にはそこからの侵食によって吹き飛ばされた砂が堆積した舌状の高まりが存在する。この部分の浜堤が他の浜堤と異なり、砂丘状の緩い起伏をもつのはこのためである。馬蹄形地形の開口方向と舌状地形の方位から、これらの地形の形成は冬季に進行したことは明らかであるが、形成期については不明である。

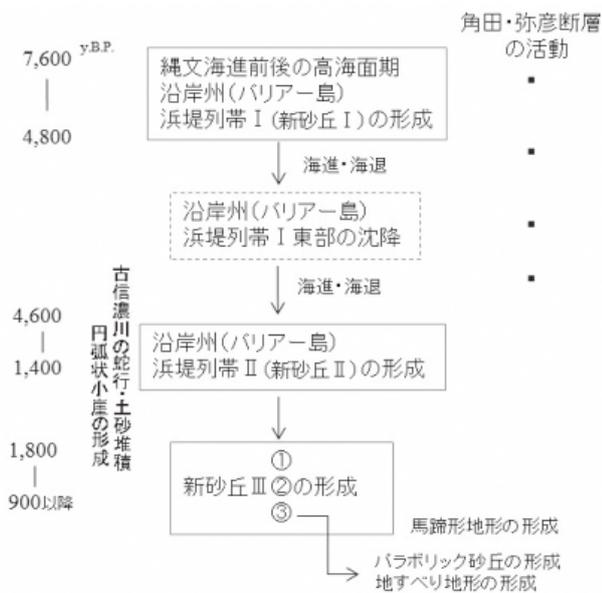


図 22 新潟砂丘南西端地域の地形発達史

謝辞

本稿は2015年度、新潟市里潟学術研究事業報告書「新潟市赤塚・越前浜周辺地域の砂丘景観の変化－里潟を含めた砂丘の保全と活用－」の前半部の内容にその後の調査結果を加えてすべて書き直したものである。新潟市環境部環境政策課の阿部秀人氏、小林博隆には研究事業遂行にあたってお世話頂いた。新潟国際情報大学の小林満男・小宮山智志の両氏および赤塚郷土研究会の太田和宏氏には本研究のきっかけを与えて頂いた。「赤塚郷土研究会」、「佐潟と歩む赤塚の会」、「中原邸保存会」、

「赤塚郷ゆかりの文人展実行委員会」での講演や現地観察会は考えをまとめる機会となった。新潟大学理学部の奈良間千之氏からは空中写真の画像処理についてご教示頂いた。新潟市潟環境研究所所長の大熊孝先生には本稿執筆の機会を与えて頂きました。以上の方々に深く感謝の意を表します。

文献

- 井口 隆・大八木規夫・内山庄一郎・清水文健 (2010) 2008年岩手・宮城内陸地震で起きた地滑り災害の地形地質的背景。防災科学技術研究所主要災害調査 43:1-10。
- 磯部一洋 (1980) 新潟平野最新砂丘形成時における旧信濃川河口の位置。地質調査所月報31:521-533。
- 稲崎富士・宮地良典・ト部厚志・楳原京子 (2010) 高分解能反射法地震探査による新潟市赤塚地区における越後平野西縁断層の浅部変形構造イメージング。地質調査総合センター速報：平成21年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告54:153-166。
- 上杉 陽・遠藤邦彦 (1973) 石狩海岸平野の地形と土壌について。第四紀研究12:115-124。
- 遠藤邦彦 (2017) 砂丘と風食地形。『自然地理学事典』小池一之ほか編298-299、朝倉書店、東京。
- ト部厚志・吉田真見子・高濱信行 (2006) 越後平野の沖積層におけるバリアーラグーンシステムの発達。地質学論集59:111-127。
- ト部厚志・高濱信行 (2002) 越後平野における沖積層の沈降と約5,000年前の指標火山灰。新潟大学積雪地域災害研究センター研究年報24:63-76。
- ト部厚志・宮地良典・稲崎富士・楳原京子 (2011) 新潟市竹野町地域の角田・弥彦断層の活動度評価。海陸シームレス地質情報集、新潟沿岸域、数値地質図 S-2:1-15。
- 貝塚爽平・成瀬洋・太田陽子 (1985) 『日本の平野と海岸』岩波書店、東京。
- 楳原京子・加野直巳・山口和雄・横田俊之 (2011a) 反射法地震探査からみた新潟海陸境界部の地質構造。物理探査64:345-357。
- 楳原京子・加野直巳・山口和雄・横田俊之・住田達哉・大滝壽樹・伊藤 忍・横倉隆伸・稲崎富士・宮地良典・ト部厚志 (2011b) 新潟海岸南西部の反射法地震探査。海陸シームレス地質情報集、新潟沿岸域、数値地質図S-2:1-17。
- 鴨井幸彦・安井 賢・小林巖雄 (2002) 越後平野中央部における沖積層層序の再検討。地球科学56: 123-138。
- 鴨井幸彦・田中里志・安井 賢 (2006) 越後平野における砂丘列の形成年代と発達史。第四紀研究 45:67-80。

- 鳴井幸彦・田中里志・安井 賢 (2015) 暦年較正年代による新潟砂丘列の形成年代の見直し。第四紀研究 54:139-143。
- 川辺孝幸・風岡 修 (2008) 2007年新潟県中越沖地震における砂丘内陸側緩斜面上の地すべり災害と庄内平野での災害予測・防災。山形応用地質28:56-64。
- 木全令子・宮城豊彦 (1985) 地すべり地を構成する基本単位地形。地すべり21:1-9。
- 久保田喜裕 (2004) 佐潟の形成過程と地盤変動。平成15年度新潟市「佐潟学術研究奨励補助金」研究成果報告書:21-38。
- 熊木洋太・鈴木美和子・小原 昇 (1995) 『技術者のための地形学入門』山海堂、東京。
- 国土地理院 (1988) 1/2.5万土地条件図「弥彦」。
- 小玉芳敬・末房身和子・河合孝行 (2010) 鳥取大学乾燥地研究センターの砂丘地にみられるパラボリックデューン (講演要旨)。地形31:63。
- 小林巖雄 (1996) 越後平野地下の第四系。第四紀研究 35:191-205。
- 小林巖雄 (2007) 越後平野の地質について—最近の話題—。新潟応用地質研究会誌69:11-24。
- 鈴木隆介 (1998) 『建設技術者のための地形図読図入門 第2巻 低地』古今書院、東京。
- 鈴木隆介 (2000) 『建設技術者のための地形図読図入門 第3巻 段丘・丘陵・山地』古今書院、東京。
- 澤口晋一 (2015) 新潟西海岸における現成砂丘の侵食と移動。季刊地理学67:137。
- 角田清美 (1978) 津軽屏風山砂丘地帯の地形について。東北地理30:15-23。
- 砂村継夫 (2017) バリア島。『地形の辞典』日本地形学連合 (編) 726、朝倉書店、東京。
- 高谷精二 (1991) 地すべり。『砂防学概論』東三郎 (監) 125-145、鹿島出版会、東京。
- 立石友男 (1973) 津軽屏風山国有林の成立とその解放—官地民木林についての事例的研究—。日本大学紀要 (地理) 8:59-78。
- 田中久夫・長谷川 正・木村澄枝・岡本郁英・坂井陽一 (1996) 新潟砂丘の形成史。第四紀研究35:207-218。
- チャーレー R.J., シャム S.A., サグデン D.E. 大内俊二訳 (1998) 『現代地形学』古今書院。
- 仲川隆夫 (1985) 新潟平野の上部更新統・完新統—とくに沈降現象との関係について—。地質学雑誌 91:619-635。
- 仲川隆夫 (1987) 新潟平野の形成史。地質学雑誌 93:575-586。
- 中西利典・宮地良典・田辺 晋・卜部厚志・安井 賢・若林 徹 (2010) ボーリングコア解析による新潟平野西縁、角田・弥彦断層の完新世における活動度。活断層研究32:9-25。
- 成瀬敏郎 (1989) 日本の海岸砂丘。地理学評論 62:129-144。
- 成瀬敏郎 (2017) 砂丘。『地形の辞典』日本地形学連合 (編) 278、朝倉書店、東京。
- 成瀬敏郎 (2017) バルハン。『地形の辞典』日本地形学連合 (編) 726、朝倉書店、東京。
- 新潟古砂丘グループ (1974) 新潟砂丘と人類遺跡—新潟砂丘の形成史 I—。第四紀研究13:57-65。
- 新潟市 (2011) 『新 新潟歴史叢書 6 新潟砂丘』
- 新潟市教育委員会 (1986) 六地山遺跡—1982年発掘調査を中心に—。新潟市文化財調査報告書。
- 新潟市教育委員会 (2012) 四十石遺跡 第2次調査— (仮称) 新赤塚埋立処分地整備工事に伴う四十石遺跡第2次発掘調査報告書—。新潟市文化財調査報告書。
- 新潟市 (1998) 平成9年度 佐潟周辺地下水調査業務報告書。新潟市市民局環境部環境対策課。
- 西森 拓・田仲浩久 (2001) 植物の成長を考慮した砂丘の模型。数理解析研究所講究録1184:41-49。
- バグノルドR.A.著、金崎 肇訳 (1963) 『飛砂と砂丘の理論』創造社、東京。
- 古谷尊彦 (1996) 『ランドスライド』古今書院、東京。
- 町田 貞・荒巻 孚 (1965) 阿賀野川右岸地域の海岸砂丘と砂堆について。東京教育大学地理学研究報告 IX:227-243。
- 宮地良典・卜部厚志・田辺 晋・安井 賢・稲崎富士・鳴井幸彦・中西利典・小松原 琢・水野清秀 (2010) 越後平野沿岸部のボーリング試料から見た沖積層の地質構造。地質調査総合センター速報 No.54、平成21年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告:127-151。
- 宮地良典・卜部厚志・田辺 晋・安井 賢・中西利典・稲崎富士・楳原京子・小松原 琢・水野清秀・井上卓彦・天野敦子・岡村行信 (2011) 越後平野西縁部、角田・弥彦断層～四ツ郷屋沖背斜による変形構造とその活動度評価。海陸シームレス地質情報集、新潟沿岸域、数値地質図S-2:1-14。
- 山口和雄・住田達哉・加野直巳・大滝壽樹・伊藤 忍・横田俊之・横倉隆伸 (2009) 角田山東縁断層の沿岸陸域における浅部地下構造。活断層・古地震研究報告 9:159-173。
- Halsey L.A., Catto N.R. and Ruttwe N.W. (1990) Sedimentology and development of parabolic Dunes, Grande Prairie dune field, Alberta. *Canadian Journal of Earth Sciences* 27:1762-1772.
- Hugenholtz C.H., Wolfe S.A. and Moorman

B.J. (2008) Effects of sand supply on the morphodynamics and stratigraphy of active parabolic dunes, Bigstick Sand Hills, southwestern Saskatchewan. *Canadian Journal of Earth Sciences* 45:321-335.

Tsoar H. and Blumberg D.G. (2002) Formation of parabolic dunes from barchan and transverse dunes along Israel's Mediterranean coast. *Earth Surface Processes and Landforms*

27:1147-1161.

Urabe A, Takahama N, Yabe H (2004) Identification and characterization of a subsided barrier island in the Holocene alluvial plain, Niigata, central Japan. *Quaternary International* 115-116:93-104.

Wolfe S.A., and David, P.P. (1997) Canadian landform examples: parabolic dunes. *The Canadian Geographer* 41:207-213.

参考写真



Laguna Madre y Delta del Rio Bravo 州立公園 (メキシコ) のバリアーとラグーン



上掲写真の拡大範囲。浜堤列を覆って砂丘が形成されている。

