

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

卜部厚志・吉田真見子・高濱信行

1. はじめに

日本海側の活構造地域に位置する新潟県の越後平野は、中新統以降の層厚約 6000m以上の厚い堆積物を有する堆積盆地であり、沖積層も最大層厚 140~150mを有する地域である(第1図)。厚い沖積層は、海水準変動と沈降運動によって形成されたものと考えられ、地層中には相対的海水準変動による堆積相の変化や堆積システムの変化など細かな変動を詳細に記録している特徴がある。この相対的な海水準変動は、いわゆる縄文海進期はもとよりこれ以降にも複数回の海進—海退を記録している(安井ほか, 2001; 吉田ほか, 2005)。

現在の越後平野では、大きく区分して新砂丘Ⅰ、新砂丘Ⅱと現在の海岸線沿いに分布する新砂丘Ⅲの3つの砂丘列が発達している(新潟古砂丘グループ, 1974, 1979; 田中ほか, 1996)。しかし、平野中央部の西蒲原地域では、新砂丘Ⅰに相当するバリアーが標高-15~20m層位に埋没している(Urabe et al., 2004)。このように、同じ越後平野の中でも砂丘列が現在の地形に認められる地域と埋没している地域が存在することから、沖積層の古地理や堆積環境・堆積システムの変遷を考える上では、海水準変動とあわせて沈降運動による効果を常に考える必要がある。

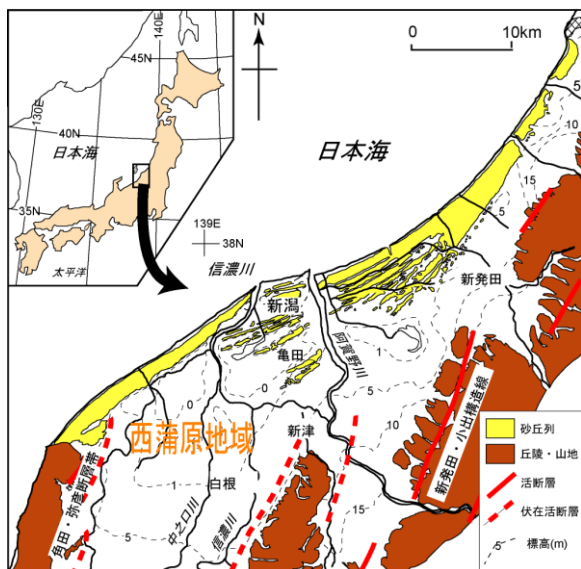
今回、まず越後平野の沖積層の層序や堆積環境に関する研究史を整理し問題点を指摘した。ついで、沖積層を形成する堆積システムの地域特性について検討した。従来の越後平野の堆積システムの検討は、河川・エスチュアリーシステムからバリアーシステムが形成され、その後もバリアーシステムの前進による平野が埋積するという考えや(海津, 1989)、バリアーシステムの前進ではなくデルタあるいはストランドプレーンシステムの前進に変化して平野の埋積が進行したものと考えられていた(鴨井ほか, 2002)。しかし、縄文海進以降の平野の堆積システムは、堆積物供給量(河川の影響)や沈降量の相違により一様ではなく、河川からの堆積物供給量が大きい地域ではデルタシステム、比較的沈降量の小さい地域ではストランドシステムの前進、沈降量の大きな地域ではバリアーシステムの継続が起こっていることが指摘されている(卜部ほか, 2002)。

そこで、沈降地域である西蒲原地域において、

海岸部から内陸部にかけて埋没したバリアーの分布、新たに掘削した3本のコアの堆積相解析とUrabe et al. (2004)による1本のコアの再検討などからバリアー—ラグーンシステムの発達様式について検討した。この結果、バリアー—ラグーンシステムはシステムの累重、後退、前進を繰り返しながら全体としては前進していくことが明らかとなった。また、システムの後退には沈降作用が大きく影響を与えていると思われる。沖積層に関する堆積学的検討は、堆積システムの復元だけでなく、層序の問題点の解明やシーケンス層序を適用する上でも基本的な作業であると考えられる。さらに堆積システムの復元によって沖積層の層相の時空間的分布を明らかにすることは、地震時の地盤災害の評価や地盤沈下、地下水、地質汚染などの問題に対しても大きな課題である。

2. 越後平野の地形・地質の特徴

越後平野は、新潟県の中央部の日本海側に位置する面積2,070km²の広大な沖積平野である(第1図)。平野には信濃川や阿賀野川などの河川が流れ、海岸線に沿って複数の砂丘列が発達している特徴がある。また、平野の東側は標高200~2,000mの丘陵と山地に、西側は標高1000m程度の山地に囲まれている。この平野と山地の境界部は、北北東—南南西方向の直線的な境界を呈しており複数の断層からなる断層帯が存在する。平野東縁に位置する新発田—小出構造線は、新第三紀から第四紀の堆積盆地の発達を規制する断層帯である(小林, 1996; 新潟県地質図改定委員会, 2000)。平野の西縁には、平野側に落ちる複数の断層群が推定され、角田・弥彦断層系(仲川, 1985)あるいは越後平野西縁断層帯(小林, 1996)と呼ばれる(第1図)。このように越後平野は、単なる平野ではなく、活断層に境された活動的な堆積盆地であり、完新世においても速い沈降速度と大河川による埋積が進行している特徴がある。この急速な沈降運動を反映して、縄文時代中期(約5,000年前)の遺跡が地表下-18mに埋没している平野中央部の西蒲原地域での沖積層の厚さは130~150m程度であるのに対して、平野北部での沖積層の層厚は20~60m程度(新潟県地盤図編集委員会, 2002)と、あまり大きな沈降ではなく平野の沈降運動は一様ではない。



第1図 越後平野の地形と調査地域。

これに加えて地形的には、平野の海岸側の70km以上にわたって砂丘列が分布している特徴がある(第1図)。このような砂丘列は、日本においても日本海側を中心に新潟・柏崎平野、庄内平野、秋田平野、青森・十三湖地域などいくつかの地域の海岸沿いに発達しているが、新潟砂丘のように多くの砂丘列から構成されるものは少ない。平野東部の新潟東港地域では、10列の砂丘列が区分され新砂丘Ⅰ、新砂丘Ⅱ、新砂丘Ⅲに大分されている。また、平野中央部には、亀田町周辺の新砂丘Ⅰ(縄文時代前期～中期以降)、新潟市南部の新砂丘Ⅱ(縄文時代後～晩期以降)と現在の海岸線沿いに分布する新砂丘Ⅲ(縄文時代晩期以降)の3つの砂丘列がある(新潟古砂丘グループ, 1974, 1979; 太平, 1992; 田中ほか, 1996)。

全体としてみると現在は、平野北部(村上市)から亀田町にかけてと平野西縁部の角田山麓には、新砂丘Ⅰから新砂丘Ⅲまでの砂丘列が揃って分布している。しかし、信濃川以西の西蒲原地域では、現在の海岸線である新砂丘Ⅲは分布しているが新砂丘Ⅰ・Ⅱの地表での分布が認められない(第1, 3図)。

これまでの検討においてこの消えた砂丘列は、西蒲原地域の大きな沈降によるものである可能性が高いことが指摘されているが(西田・茅原, 1956; 成瀬, 1985; 仲川, 1987; 海津, 1989; 青木, 1996)、いずれも平野地下の締まった海成の砂層を砂丘砂や砂州と解釈しているものが多く十分な検討は行われていない。このように、越後平野の特徴である砂丘列の発達過程においても沈降という要素が関係している。

3. 沖積層の層序と研究史

越後平野中央部の上部更新統～完新統の層序に関する研究は、兼子ほか(1951)以降多くの研究が行われてきた(第2図)。当初の層序に関する研究は、水溶性天然ガスの探鉱と1960年代に顕在化してきたこの水溶性天然ガスの揚水による地盤沈下の機構解明を目的としていた。水溶性天然ガスの探鉱は、ガスを胚胎する礫層の層序区分と分布を明らかにすることが目的であり、礫層は上位よりG1, G2, G3として順番に命名されている。この呼称は現在でも便宜的に用いられている。また、地盤沈下機構の解明のための調査や観測井設置のため、深度150m以上のボーリングが多数掘削され、沖積層が最大層厚140～150mと全国の沖積平野の中でも非常に厚いことや沖積層の基本的な層相・層序が明らかにされた(Minato et al., 1967; 長谷川ほか, 1967)。

1970年代と1980年代では、地盤図集により平野の層相分布が明らかにされたが年代や堆積環境についての検討は行われていない(建設省北陸地方建設局・北陸技術事務所, 1981)。その後も調査ボーリング資料が検討され、青木・仲川(1980)は沖積層を不整合により2分する層序の提案を行った。

1990年代後半以降、層序や年代分析、珪藻、有孔虫などの微化石や堆積相の検討に基づく堆積環境の復元などが多く行われた。安井ほか(2001)は、平野中央部の概略的な地質断面と粘性土の工学的性質、Yasui et al. (2000)と安井ほか(2001)は白根地域の縄文海進を含む複数回の相対的海水準変動の存在と化石群集の変化に基づく完新統の環境変遷を明らかにした。安井ほか(2002)は平野北部の紫雲寺地域においても完新統の環境変遷を明らかにした。これらの成果に基づき鴨井ほか(2002)は、沖積層を白根層として一括した。

また、新たな基礎的な研究を受けて、沖積層の火山灰層序(ト部ほか, 2000; ト部・高濱, 2002b)、ボーリング試料の堆積相解析による埋没したバリアーの復元(Urabe et al., 2004)、堆積相解析に加えてCNS分析や堆積性有機物を用いたより詳細な堆積環境の復元などが行われている(大村ほか, 2003; 吉田ほか, 2005)。

3.1 層序区分の変遷

地質年代	牧山 (1963)	阪口 (1964)	福田ほか (1966)	Minato et al. (1967) 長谷川ほか(1967)	柴崎・和田 (1968)	西田 (1969)	小林ほか (1976)	青木・仲川 (1980)	青木 (1996)	鴨井ほか (2002)		
完新統	沖積層	沖積層	A層	白根累層	上部	沖積層	I	東新潟層	黒鳥層	黒鳥層	白根層	白根層
			B層									
更新世	(G1)	(G1)	C層	西蒲原累層	砂・シルト互層	III	IV	蒲原層群	埋没段丘礫層群	埋没段丘礫層 (Btg)	西蒲原層	沖積層の基盤
			D層									
			E層 (G1)	G1	G2~							

第2図 越後平野の層序の変遷 (新潟県地質図, 2002) .

越後平野の沖積層の層序区分の変遷は、鴨井ほか (2002) や新潟県地盤図編集委員会 (2002) にまとめられている (第2図)。これらでは、約18,000年前の最終氷期の最大海水準低下期以降の海水準の上昇に伴って堆積した地層を沖積層として定義し使用している。越後平野での沖積層の層序は、名称として“沖積層”や“白根 (累) 層”としたものがあるが基本的に一つの層 (formation) としている時期 (初期一括期)、一括していた層の中に不整合を設定し2分していた時期 (不整合による区分期) と再び一括した扱いをしている時期 (再一括期) の変遷をたどっている。以下に、これらの層序変遷の概要について、その後の沖積層の研究に与えた影響を踏まえながら述べる。

3.1.1 初期一括期

越後平野の沖積層は、G1層を沖積層に含めるか否かの違いがあるが単に“沖積層”という呼称で一括されていた (牧山, 1963; 阪口, 1964)。この時期は前述のように、天然ガス探鉱が主な目的であったため沖積層の層相による細分 (部層区分) は行われていない。阿久津 (1966) や福田ほか (1966) は沖積層をA, B, C層に細分した。全国的に導入され始めた海水準変動の考えを受けて、阿久津 (1966) ではC層が縄文海進に相当するとしている。福田ほか (1966) は、同様に沖積層という名称を用いながら層相により部層区分を行っている。また、福田ほか (1966) は、G1層とその上位にD層を設定し、これらの層相を沖積層から除いた。これは、平野部 (溺れ谷部分) において最初に海進を開始した地層以降 (堆積システムが後退パターンを示す層準以降) を沖積層とする区分のはじまりであり、これ以降現在まで越後平野の場合はこの考えが踏襲されている。Minato et al. (1967) や長谷川ほか (1967) は、沖積層を

白根累層と命名し上部, 中部, 下部の部層区分を行い、この下位に不整合を介してG1層を含む西蒲原累層を設定した。柴崎・和田 (1968) は沖積層と呼称を用いて上位からI~V層に部層区分し、I・II層を完新統、V層を最終氷期最寒冷期の堆積物とした。沖積層の基底を最終氷期最寒冷期の堆積物とした研究である。西田 (1969) は新潟市北東方の砂丘地域において新潟東港の建設調査ボーリングを解析して、深度60m付近までの砂層を中心とした地層を一括して東新潟層と命名した。Minato et al. (1967) などのほぼ同時期の研究は、平野中央部で顕在化してきた地盤沈下の調査のための坑井試料などを用いた研究であるが、研究者ごとに沖積層に対して異なる名称が付けられ、層単位としては一括しているが部層区分でさまざまな見解が出てきた時期である。このうち、西田 (1969) が模式とする阿賀野川以北は沖積層の層厚が60m程度と薄く、新潟県地盤図編集委員会 (2002) による層相の分布からみると越後平野の沖積層の模式とするには問題がある。しかし、これらの研究に見られる沖積層の部層単位での設定や考え方の相違は、越後平野の沖積層の持つ多様性を示しているものとして捉えることができ、越後平野中央部のみの層相・層序をもって平野全体の層序区分を行うことの困難さをすでに示唆したものである。

3.1.2 不整合による区分期

青木・仲川 (1980) は、白根層上部の砂相を最大で標高-40m (白根層上部の平坦面との比高差で30m) まで削り込んだ2つの埋没谷 (古信濃川と古寺尾川) の存在を指摘し、侵食面 (不整合) より上位を黒鳥層、下位を白根層に区分した。そして、年代値の裏づけはないが沖積層中の不整合現象であることから、この不整合の年代を1万年前程度と見積もり不整合現象の要因を海水準の

一時的な低下に求めた。また、白根層と黒鳥層を当時の関東の東京低地の標準層序である七号地層、有楽町層に対比し、白根層と黒鳥層の境界の不整合を後の遠藤ほか(1983)によるHBGに対応させる考え方を提示した。この時期以降の国内各地域の沖積層の層序区分は関東平野の成果に大きく影響され、関東平野と類似の層序区分が提案されているが、越後平野も同様に2層区分が提案された時期である。青木・仲川(1980)以降の検討では、越後平野の沖積層を白根層と黒鳥層に2分することが一般的となっていた(建設省北陸地方建設局・北陸技術事務所, 1981; 青木, 1996; 小林, 1996; 新潟県地質図改定委員会, 2000)。青木(1996)は安藤(1994)の示した年代値に基づき黒鳥層の基底付近の年代を3160yrsBPとみなして、黒鳥層と白根層の上部を完新統としたが、白根層と黒鳥層の境界は不整合であるとしている。

3.1.3 再一括期

1990年代後半になると、これまでのボーリング資料による層相のデータの蓄積に加えて、年代データが鴨井ほか(2002)を中心に測定、集約されてきた。これによって層相の分布に対する時間面の設定が可能となり、鴨井ほか(2002)は青木・仲川(1980)の白根層上部と黒鳥層が同時異相の関係にあることを示し、両層の不整合関係を否定するとともに沖積層を再び一括して白根層と呼称することを提案した。これについては後述する。

越後平野の沖積層の層相は多様であり、特に海進期にバリアーが形成されるため(鴨井ほか, 2002; Urabe et al., 2004)、バリアーの外洋側と内陸のラグーンでは発達する層相が大きくことなる。このため、典型とされる平野中央部でさえも単純に層序を2分したり、バリアーの外洋側と内陸側に共通した部層区分を行うことは困難である。しかし、鴨井ほか(2002)の提案まで使用されてきた白根層と黒鳥層の区分と名称は、土木・建設用途の調査の多い新潟市街部では白根層が比較的締まったN値20以上の工学的支持基盤になりうる砂層、黒鳥層がN値0~3程度の腐植土とシルト・粘土層やN値10以下の緩い砂層からなるため、現場での地盤を区分する名称としては判別しやすく使用されていることも多い。理学的な見解による層序や層相区分と土木・工学的な地盤区分としての呼称の整合性については問題が残っている。

3.2 堆積環境の復元

越後平野の沖積層の堆積環境は、海水準変動や

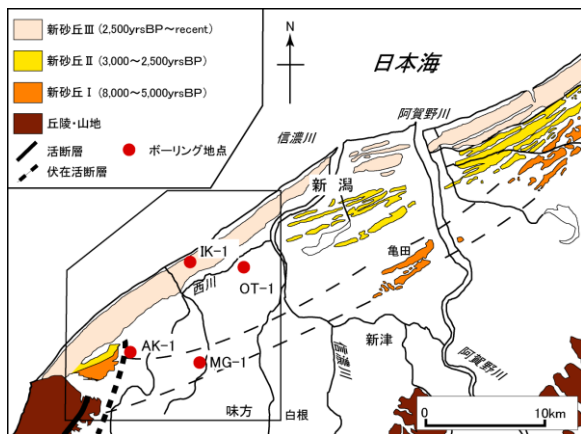
地域的な地形や沈降の効果によって堆積システムが変化するため多様である。また、砂丘列の海側では深度20m以深に厚い砂層が発達し地盤工学的に良好な地盤を構成しているのに対して、内陸側では軟弱なシルト、粘土、砂層が深度50~60m程度まで分布している(和田, 1972; 小林ほか, 1976; 青木・仲川, 1980; 青木, 1996)。

平野全体の堆積環境の変遷は、層相の分布から後氷期の海進によってエスチュアリーが形成されたのち、バリアーが形成されたため内陸側がラグーンとなって汽水化し、これが埋積される過程で水域が徐々に縮小し淡水化していく1回の海進—海退のプロセスが考えられてきた(西田・茅原, 1956; 和田, 1972)。また、縄文海進高頂期の古地理としては、成瀬(1985)、仲川(1987)、海津(1989)や青木(1996)がボーリング資料等の検討から西蒲原地域に砂丘列の分布を想定した古地理を示している。しかし、砂丘列の分布の想定は、ボーリング資料等から平野地下の比較的締まった砂層をすべて砂丘砂(砂丘列)と解釈しているものが多く、砂丘砂を含めた浅海成の砂層についての堆積学的な記載による区分や具体的な埋没位置・深度についての検討は行われていない。また、古くから縄文海進に伴う砂州として一括されてきた臨海部の砂層(青木・仲川, 1980の白根層上部相当)は、海津(1994)により縄文海進高頂期以降に形成された沖積層上部砂層(井関, 1962)に対比されたが、具体的にバリアー、浅海、ラグーンなどの堆積相による堆積環境の復元は行われてこなかった。

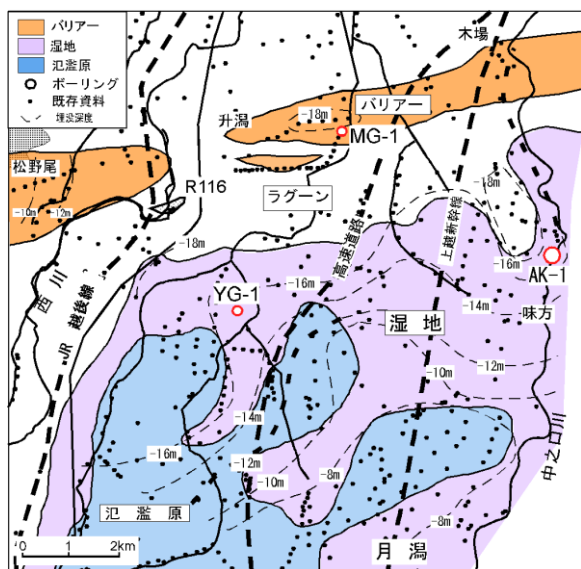
さらに、内陸側のラグーンの堆積環境についても、厚い粘土層が海成であるという記載(Minato et al., 1967)や、海津(1989)による珪藻分析など検討例が少なかった。しかし、Yasui et al.(2000)、安井ほか(2001)や安井ほか(2002)は化石群集に基づく古環境の変遷を明らかにし、吉田ほか(2005)は堆積相解析とCNS分析からラグーンの堆積環境の復元を行った。これらの成果により、ラグーン側の堆積物の中で縄文海進を含む複数回の相対的海水準変動が広域的に確認できることを明らかにした。

4 埋没したバリアーの復元

越後平野の特徴は、現在の海岸線に沿って発達する複数の砂丘列である。すでに述べたように砂丘列は、新潟市南方の亀田地域以北と平野西縁の新潟市赤塚地域において発達しており(第3図)、この間の西蒲原地域では現在の地表にはみられ



第3図 西蒲原地域における砂丘列の分布とボーリング位置。IK-1: 新潟大学コア, OT-1: 緒立コア, AK-1: 赤塚コア, MG-1: 升潟コア



第4図 西蒲原地域の埋没した新砂丘Iの分布(ト部・高濱, 2002; Urabe et al., 2004).

ず埋没していることが指摘されてきた。この砂丘列は、この地形的な問題点だけではなく、沈降という要素を加味した越後平野の沖積層の堆積システムの特徴を復元する上でも重要な課題である。このため、まず西蒲原地域の埋没した砂丘列の分布を検討した。

1. 西蒲原地域北部のバリアーの復元と沈降

ト部・高濱(2002a)やUrabe et al.(2004)は、西蒲原地域に埋没している砂丘列を明らかにするために既存ボーリング資料を解析し、ボーリングの記載において比較的淘汰がよく締まった

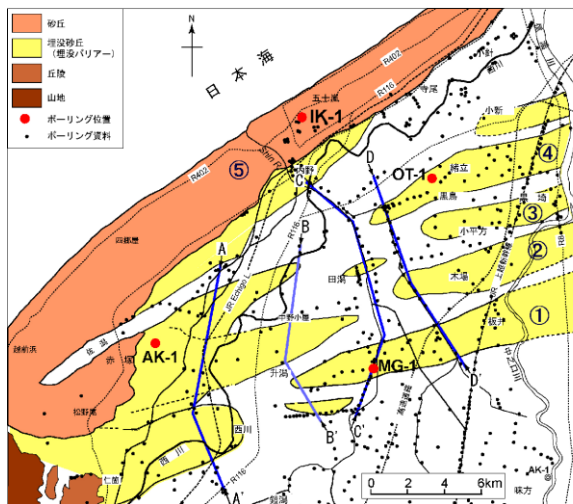
細粒～中粒砂層(N値40以上)とされた堆積物の分布を検討した。この結果、よく締まった砂層は、新潟市板井から西川町升潟、西川町曽根に至る地域の幅1.5km程度を有して帯状に高まり

を形成していることが明らかとなった(第4図)。この帯状の高まりの分布は、新砂丘Iの分布の延長にあることやよく締まった淘汰のよい砂層は浅海成の堆積物である可能性が高いことから、この高まりがバリアー砂堆であると推定した。これを堆積相から確認するために、オールコアボーリング(升潟コア:MG-1)を実施した。このコアの堆積相解析により、下部外浜～前浜の堆積相に上方浅海化するサクセッションを認定し、この高まりが砂丘砂を伴わない埋没したバリアーであることを確認した。なお、この升潟コアは鴨井ほか(2002)がバリアー砂堆としているE層をすべて採取しているが、すべてがバリアーのサクセッションではなく、バリアーサクセッションやラグーン

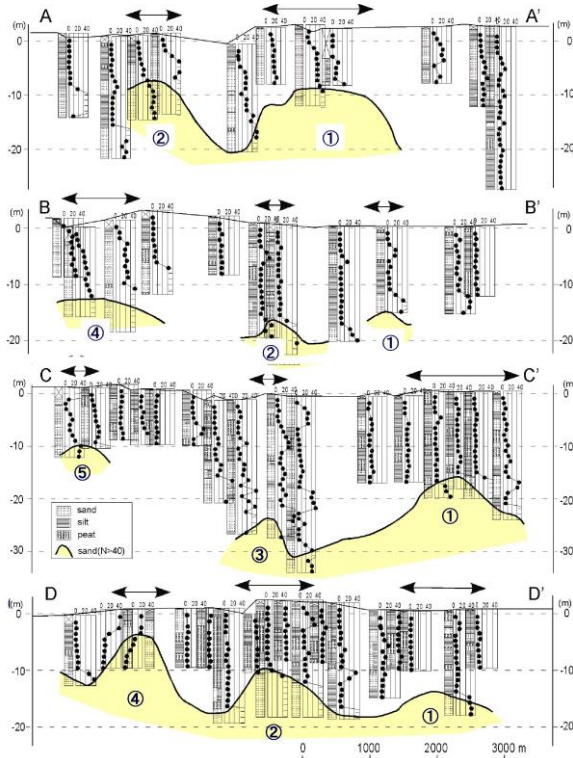
の砂質の層相からなる。このように既存ボーリング資料に示されたN値40以上の淘汰のよい砂層は、すべてがバリアーを構成する層相を示すわけではないが、既存ボーリング資料によってバリアーを含む外浜～前浜の堆積物の分布を推定する指標としては有効である。今回、西蒲原地域の埋没した新砂丘I相当のバリアーの分布以北について、ト部・高濱(2002a)やUrabe et al.(2004)と同様に新潟県農地部のボーリング資料(未公表)と建設省北陸地方建設局・北陸技術事務所(1981)による資料を用いてN値40以上の淘汰のよい砂層の分布を検討した。各ボーリング資料は深度20～30mまでのものが多く、N値の非常に低いシルト・粘土層や腐植土層、N値10～20程度の砂層やN値40以上の締まった砂層を挟在する。代表的な断面をA-A'からD-D'に示す(第5,6図)。

A-A'断面の北部と中央部の標高-10m以浅は、N値の低いシルト層とN値20以下の砂層からなり、南部では標高-25m以深まで同様の層相が分布する。早潟の西方付近(第6図のA-①)と曽根付近(Fig.⑥のA-①)では、標高-10m程度にN値40以上の締まった砂層がマウンド状に分布する。早潟と曽根の中間付近は、標高-20m程度まで河川チャネルと推定できる細～中礫混じりの粗粒砂層が分布する。このため、後述のB-B'断面に認められるB-②の締まった砂層が確認できない。

B-B'断面は、N値の低いシルト層とN値20以下の砂層が標高-12～-15m程度まで分布する(第6図)。N値40以上の締まった砂層は、早潟東方付近の標高-12m以深(第6図のB-④)、中野小屋南方の標高-18m以深(第6図のB-②)や升潟南方付近の一部(第6図のB-①)に分布



第 5 図 西蒲原地域の既存ボーリング資料と作成した断面図。



第 6 図 西蒲原地域のボーリング資料から作成した断面図。

する。全体に深い深度までの資料が少ないため断定はできないが、これらの箇所分布する締まった砂層はマウンド状の高まりを形成している可能性が高い。

C-C' 断面では北部を除いて標高-20m以深まで、全体にN値の非常に低いシルト・粘土層、N値10~20程度の砂層、N値30~40程度の礫混じり砂層と比較的厚く連続性のよい腐植物層から構成される。N値40以上の締まった砂層は内野付近の標高-10m以深(第6図のC-⑤)、田瀬付近の一部と升潟東方付近の標高-17m以深(第6

図のC-①)に分布する。このうち内野付近と升潟東方付近はマウンド状の高まりを呈しているが、田瀬付近のものは標高-25m程度とAからDの断面のなかでも深度が深いため他の断面に認められるマウンド状の高まりと形成過程が異なる可能性がある。

D-D' 断面では標高-5~-15m程度までC-C' 断面と同様な層相が分布する。N値40以上の淘汰のよい締まった砂層は、緒立付近の標高-5m以深(第6図のD-④)、木場付近の標高-10m以深(第6図のD-②)と板井付近の標高-15m以深(第6図のD-①)にマウンド状の高まりを呈して分布する。

Fig. 5 は、各断面におけるN値40以上の締まった砂層の分布と各ボーリング資料における締まった砂層の深度分布から、相対的に高まりを形成している部分を示したものである。これによると、これらの高まりの分布は、狭長な帯状を示してa~eに区分できる。このうち、①の帯状の高まりについては、卜部・高濱(2002a)やUrabe et al, (2004)によって海退タイプのバリアーサクセッションが埋没していることが明らかにされており、内陸側にラグーン分布するバリアーであることが示されている(第4図)。バリアー①以北の帯状の高まりについては、ボーリング調査により堆積相の確認を行う必要があるが、バリアー①での既存ボーリング資料の記載と同様な層相であること、各高まりの内陸側にはN値の非常に低いシルト・粘土層や腐植土層が分布しており、これらの層相はラグーンのような低湿地の堆積物であると推定できること、さらに平面的な分布から埋没したバリアーであると考えられる。緒立付近のバリアー④の高まり(Fig. 5)では、縄文時代晩期~古墳時代の緒立遺跡の生活面が標高-3m程度に埋没しており(黒崎町教育委員会, 1983)、埋没したバリアーの分布を支持している。なお、それぞれのバリアーと考えられる帯状の高まりの部分の深度は標高-5~-20m程度で、北側に分布するものほど標高が浅くなる傾向がある(第6図のD-D' 断面参照)。

また、バリアー①の曾根と升潟の間から、田瀬付近を経て北部の寺尾、小針付近は地形的に高まりを示さずバリアーの潮流口ないしは河口のような分布形態を示している(Fig. 5)。このような部分は既存ボーリング資料においてもN値20以下の砂層やN値20~40程度の礫混じり砂層が標高-10~-20mの深度まで卓越しており河川の流路の層相を示していることから、埋没した高ま

りがバリアーであるとする、各バリアーの発達時期の河口が順次移動して形成したものと考えられる。

このような埋没したバリアーと地形の復元は、前述した沖積層の層序の研究史にも関連して重要である。青木・仲川（1980）は沖積層を不整合で2分する根拠として、当時の白根層上部が海水準の低下により河川による下刻を受けたとして、その基底面を不整合として黒鳥層を設定している。この根拠の1つである青木・仲川（1980）による古寺尾川は、上述した西蒲原地域の古地理の復元の中で河口の移動による連続した層相の分布にほぼ一致する。青木・仲川（1980）は、白根層上部（本研究でのN値40以上の締まった砂層）が水平に堆積したのちに、河川によって下刻を受けたと考えたため不整合を設定したが、上述のように、白根層上部に相当する砂層は、バリアーと潮流口・河口という凹凸のある分布を示しており、この河川の層相の分布は海水準の低下による下刻作用によるものではない。青木・仲川（1980）や青木（1996）が提示した沖積層を2分する不整合の存在は、鴨井ほか（2002）による層相分布から否定されているが、埋没したバリアーの復元によっても青木・仲川（1980）が設定した不整合は否定される。

5 沈降地域におけるバリアーの発達様式

5.1 ボーリングコアの掘削

本研究では、平野の中では相対的に沈降量が大きい西蒲原地域において、上述した既存ボーリング資料からバリアーと推定される箇所の堆積相の確認とこの地域における堆積システムの発達を検討するために、既存の升潟コア（MG-1）（ト部・高濱，2002a；Urabe et al.，2004）に加えて新たに3地点でオールコアボーリングを行った（第4図）。

ボーリング地点は、新潟大学構内（新潟大学コア（IK-1）、位置：N37° 52' 14'，E138° 56' 24'，掘削深度70m，孔口標高5.3m）、新潟市緒立（緒立コア（OT-1）、位置：N37° 51' 21'，E138° 58' 46'，掘削深度30m，孔口標高0.5m）と新潟市赤塚（赤塚コア（AK-1）、位置：N37° 48' 59'，E138° 53' 32'，掘削深度65m，孔口標高1.0m）である。また、各掘削地点の現海岸線からの距離はそれぞれ約0.6km，4km，5.2km，7kmである。掘削は、赤塚コアが2000年、緒立コアが2001年、新潟大学コアが2004年（本科研費）に行っている。ボーリングの様子は、各

ボーリングとともにロータリーボーリング式で掘削口径66mmのコアパックを用いたダブルコアチューブ方式で掘削した。ボーリング試料の回収率は90～100%と良好である。

5.2 堆積相区分

各コア試料は、半割した後に層相、粒度、基底面形状、堆積構造、色調、生痕化石、貝化石などを詳細に記載し、17の堆積相に区分した。次に堆積過程や水理条件が特定できる堆積構造や粒度、生痕化石の頻度、貝化石などから、各堆積相の堆積環境を推定した。さらに、堆積相の累重様式から堆積システムを認定した。この結果、2つのコアの層相は、おもに河川システム、バリアーラグーンシステム、エスチュアリーシステムから構成されることが明らかとなった。それぞれのシステムを構成する堆積相の特徴を述べる。

5.2.1 河川システム

堆積相 FL1：河川流路堆積物

「層相」極粗粒砂～細礫層や中粒～極粗粒砂層からなる。極粗粒砂～細礫層の基底には中礫を含み、やや淘汰は悪いが正級化する。基底面は侵食面である。不淘汰な細～中礫を挟在する。中粒～極粗粒砂層は、トラフ型斜交層理が発達し淘汰が悪い。基底には細礫からなるラグ堆積物を伴う。炭質物片を多く含むこともある。生物擾乱や生痕化石は認められない。

「堆積環境」不淘汰で生物擾乱や生痕化石が認められないことや炭質物片を多く含む場合があることは、河川環境での堆積を示唆する。これらは基底がラグ堆積物を伴う浸食面で、トラフ型斜交層理なども発達すること、後述する堆積相 FL2を伴うことから河川流路の堆積物と考えられる。

堆積相 FL2：氾濫原堆積物

「層相」シルトと細粒砂の薄層の互層やシルト層からなる。互層部分の砂層は、逆グレーディング構造を示すことが多く、カレントリップル葉理が見られることもある。シルト層は、粘土の薄層、植物片の薄層や植物の根痕が見られる。また、シルト層には平行葉理の発達する場合や水生植物や灌木を多量に含む腐植物層が挟在される場合もある。生物擾乱や生痕化石は認められない。

「堆積環境」堆積相 FL2は、堆積相 FL1を伴うことや炭質物を含む割合が多いこと、植物の根痕が認められることから、氾濫原の堆積物であると考えられる。互層部分の砂層の逆グレーディング構造は氾濫原上の洪水堆積物に特徴的である。本相は、氾濫原の比較的流路に近い層相から泥質な湿地的層相までを含むが細分せず氾濫原堆積物に

一括する。

5.2.2 バリアーラグーンシステム

バリアーやラグーンはエスチュアリーの中に発達する層相であるため、広義にはエスチュアリーシステムに含まれるが、堆積相が多様であることと越後平野の沖積層ではバリアーの成立が重要な要素であるため、ここではバリアーラグーンシステムと湾口にバリアーが発達していないエスチュアリーシステムと区別して記載を行う。また、後述する各堆積相の堆積環境と累重関係から、堆積相 SF1 から堆積相 SF5 がバリアーを構成する堆積物に、堆積相 LG1 から堆積相 LG5 がラグーンを構成する堆積物と考えられる。なお、本研究で扱ったコアでは、貝化石がほとんど含まれないため堆積環境を推定する指標は堆積相の解析が中心となった。

堆積相 SF1：後浜堆積物

「層相」比較的淘汰のよい細～中粒砂層からなる。細～中粒砂層は数度傾く砂鉄による平行葉理が発達することもある。生痕化石が認められることが多い。泥質な細～極細粒砂層の薄層や泥質なドレイブを伴う細粒砂を挟在する場合もある。また、比較的淘汰のよい細粒砂層であるが全体に塊状で生痕化石や生物擾乱の影響がみられないものも挟在する。

「堆積環境」堆積相 SF1 は堆積相 SF2 から連続的に変化する。比較的淘汰がよく砂鉄による平行葉理がみられる砂層や泥質なドレイブを伴う細粒砂層は、前浜側からもたらされた堆積物であると考えられ、後浜堆積物の特徴を示す(増田・横川, 1988; 岡崎・増田, 1992)。やや泥質な細～極細粒砂層や生物の活動が見られる場合もあることから、極浅い水域や生物が活動しやすい地下水位の高い状況であることも示唆される。比較的淘汰はよいが生物擾乱を受けていない塊状の細粒砂層は、風成(砂丘)の堆積物である可能性もある。

堆積相 SF2：前浜堆積物

「層相」非常に淘汰のよい中～粗粒砂層からなり、数度傾く平行葉理が発達する。平行葉理のユニットが下位の平行葉理のユニットを低角に切り込むように累重している場合もある。

「堆積環境」砂層の淘汰がよくマトリックスが少ないことは、定常的に波浪の影響を受け堆積したことを示唆している。数度傾く平行葉理は、前浜堆積物の特徴を示す(増田・横川, 1988; 岡崎・増田, 1992)。

堆積相 SF3：上部外浜堆積物

「層相」淘汰のよい中～粗粒砂層からなる。塊状

であることが多いが、トラフ型斜交層理や平板型斜交層理が認められることもある。生物擾乱はわずかに認められる。

「堆積環境」これらの砂層は、淘汰がよく比較的高いエネルギーの波浪や流れによってつくられる dune の累積によって形成される。この堆積相は、静穏時波浪限界より浅い上部外浜の堆積物であると考えられる。

堆積相 SF4：下部外浜堆積物

「層相」淘汰のよい細～中粒砂からなる。堆積構造は生物擾乱により乱されていることもあるが、低角に斜交する層理が多く認められる。低角に斜交する層理は、コアでの正確な認定は難しいがハンモック状斜交層理であると推定できる。

「堆積環境」ハンモック状斜交層理がみられることや堆積相 SF3 を伴うことから、この堆積相は、下部外浜の堆積物であると考えられる。

堆積相 SF5：ラビーンメント堆積物

「層相」淘汰の非常に悪い極粗粒砂～細礫層からなる。垂円の中礫を含むこともある。本相は数 cm から厚くとも 10cm 以下の層厚であるが、基底

59

「堆積環境」浸食面を伴う粗粒堆積物であり、非常に不淘汰であることから、浸食作用に伴うラグ堆積物であると考えられる。堆積相 SF5 は下位のエスチュアリーやラグーン堆積物に浸食面をもって重なり下部外浜の堆積環境を示す堆積相 SF4 に変化することから、外浜浸食によるラグ堆積物であると解釈できる。よって、堆積相 SF5 の基底の浸食面はラビーンメント面 (Nummedal and Swift, 1987) であると考えられる。なお、堆積相 LG や堆積相 ES から堆積相 SF への移り変わりは波浪卓越型の堆積環境の開始を示唆するため、本相を欠き上述の堆積相 SF4 の基底が明瞭な浸食面である場合もこの浸食面をラビーンメント面としてとらえることができる。

堆積相 LG1：湾頭デルタ堆積物

「層相」炭質物片を葉理に沿って含むシルト層や粗～極粗粒砂層からなる。シルト層には生物擾乱や生痕化石が認められる。粗～極粗粒砂層を構成する砂は、円磨度が低く正級化することが多い。

「堆積環境」シルト層は生物擾乱や生痕化石が認められることや堆積相 LG2 や LG3 を伴うことから塩水の影響を受けたラグーン堆積物であることが示唆される。一方、円磨度が低く級化する砂層は豊富な炭質物片とともに河川からもたらされたものと判断できる。堆積層 LG1 は、ラグーンの中で河川の営力を受けやすい堆積環境が示唆

される。本相は、砂礫層などの粗粒堆積物を含まないことから、典型的なラグーンの湾奥に位置する湾頭デルタの堆積物 (Zaitlin et al., 1994) よりもややラグーン中央部に近いのプロデルタ的環境に堆積した堆積物であると考えられる。

堆積相 LG2：砂質ラグーン堆積物

「層相」シルトの薄層を挟在する塊状の細～中粒砂層を主体とする。生物擾乱が発達し、*Ophiomorpha* や *Thalassinoides* の生痕化石が密集する。シルトは平行葉理やラミナ状の炭質物片が認められる。また、やや淘汰のよい細～中粒砂層を挟在する。この砂層は正級化が認められ、泥質なドレイプを伴う場合もある。基底面は平坦な侵食面である。

「堆積環境」大型の生痕化石の発達は、海水の影響を受けていることを示すが波浪の営力の弱いバリアーで閉ざされたラグーンの堆積環境を示す。塊状の砂層は、波浪ないしは潮汐によってラグーンにもたらされたものであると考えられる。やや淘汰のよい細～中粒砂層は、暴浪時にバリアーを越えてラグーン側にもたらされた砂層(ウォッシュオーバー堆積物) であると解釈できる。

堆積相 LG3：泥質ラグーン堆積物

「層相」平行葉理や炭質物片の葉理が発達するシルト層を主体として細粒砂層の薄層を挟在する。生物擾乱や生痕化石も認められる。小さな貝化石の破片を含む。

「堆積環境」堆積相 LG2 と同様に生物擾乱や生痕化石が発達することから、海水の影響を受けた堆積環境が示唆される。堆積相 LG2 をともなうことやシルト層を主体とすることから、堆積相 LG3 は、ラグーンの中でも堆積相 LG2 より泥質な堆積環境が示唆される。

堆積相 LG4：塩水湿地堆積物

「層相」腐植物層を主体として、平行葉理の発達するシルト層や粘土層の薄層を挟在する。生物擾乱や生痕化石を多く含む。

「堆積環境」腐植物層を主体としており、氾濫原堆積物である堆積相 FL2 に含まれる腐植物層と類似するが、堆積相 LG4 は層厚が厚い場合(層厚 30～90cm 程度) が多く、生物擾乱や生痕化石が認められる点で大きく異なる。堆積相 LG2 や堆積相 LG3 とともに挟在されることが多いことから、ラグーンの水際に位置する塩水湿地の堆積物であると考えられる。

堆積相 LG5：ラグーン中央堆積物

「層相」平行葉理やラミナ状の炭質物片が発達するシルト、粘土層でまれに細～極細粒砂の薄層を

挟在する。生物擾乱や生痕化石も認められることがある。

「堆積環境」堆積相 LG3 を伴うことから、ほとんど粗粒碎屑物の影響が及ばないラグーンの中央部の堆積環境が示唆される。

5.2.3 エスチュアリーシステム

堆積相 ES1：砂質エスチュアリー堆積物

「層相」やや淘汰のよい細～極細粒砂層を主体として、やや泥質な極細粒砂層をはさむ。弱く正級化することが多い。生物擾乱や *Ophiomorpha* などの生痕化石が多くみられる。貝化石片を含む。細～極細粒砂層には弱く平行葉理が発達することがある。

「堆積環境」特徴的な堆積構造や層相が認められないため、堆積環境や堆積深度の厳密な特定は困難である。しかし、堆積相 LG4 よりは明らかに淘汰が悪く、より細粒であることから定常的に波浪の及ぶ深度よりはやや深い浅海の環境に堆積した砂質堆積物であると推定できる。また、砂層は、平行葉理がみられることや正級化していることから、沖側へのやや弱い流れによってもたらされた可能性がある。

堆積相 ES2：エスチュアリー堆積物

「層相」やや泥質な細～極細粒砂層、やや淘汰のよい細～極細粒砂層を主体として、砂質シルト層の薄層をはさむ。砂層は塊状であることが多く、弱く正級化することもある。生物擾乱や *Ophiomorpha*, *Thalassinoides*, *Chondrites* などの生痕化石が多くみられる。キサゴ *Umbonium (Suchium) costatum* (Kiener), マクラガイ *Oliva mustarina* Lamarck, ホタルガイ *Olivella japonica* Pilsbry, オオモモノハナ *Macoma (Macoma) preatexta* (Martens) などの貝化石を含む。シルト層には弱く平行葉理が発達することや炭質物の薄層を挟在することがある。

「堆積環境」堆積相 ES2 は後述する堆積相 ES3 との中間的な層相を示す。特徴的な堆積構造や層相は認められないが、堆積相 ES1 よりはやや泥質な細～極細粒砂層を主体として、砂質シルト層の薄層も挟在するため、堆積相 ES1 より若干深い浅海の環境であると考えられる。また、含まれる貝化石は水深 30m程度以浅に生息するものが多いことから、本相の堆積深度も定常的な波浪の及ぶ深度よりも深く水深 30m程度の環境であると考えられる。

堆積相 ES3：泥質エスチュアリー堆積物

「層相」砂質シルト層と泥質な細～極細粒砂層を主体とする。砂質シルト層は極細粒砂の薄層や炭

質物片をはさむ。堆積相 ES2 よりも砂質シルト層の層厚や挟在する割合が大きい。堆積相 ES2 と同様に生物擾乱や *Ophiomorpha*, *Thalassinoides*, *Chondrites* などの生痕化石が多くみられる。また、含まれる貝化石も堆積相 ES2 と同様である。「堆積環境」堆積相 ES3 は堆積相 ES2 よりも泥質な層相を示す。含まれる貝化石からは特に堆積相 ES2 より深い堆積深度を示さないため、堆積相 ES2 と同様な深度の浅海で堆積相 ES2 よりやや沖合いの泥質な堆積環境が推定できる。本相の泥質な層相は、一般的な内側陸棚に堆積するような細粒なシルトではなく、極細粒砂層や炭質物片を多く挟在する砂質なものである。また、堆積相 ES1～ES3 は現在の日本海に近い新潟大学コアからエスチュアリーの内側まで共通して見られることから（赤塚コア（AK-1）；第7図）、新潟大学コアの層相も含めて外洋の浅海（内側陸棚）の堆積物ではなくエスチュアリーの堆積物とした。

堆積相 ES4：エスチュアリー中央堆積物

「層相」塊状のシルト質粘土層からなる。升潟コアの深度 50～48.5m 層準に部分的に分布する。層相が特徴的であるので、堆積相 ES3 と区分する。炭質物片や砂層の薄層を含まない。

「堆積環境」分布が部分的であるため堆積環境の特定は困難であるが、後述するバリアーの発達過程や越後平野のエスチュアリーでの位置から推定して、最初のバリアーがエスチュアリーに形成される以前の粗粒碎屑物や炭質物片が届かないようなエスチュアリーの中央部の堆積環境が示唆される。

堆積相 ES5：エスチュアリーラグ堆積物

「層相」淘汰の悪い中～粗粒砂層で基底には細～中礫や貝化石片を多く含む。基底は明瞭な浸食面である。平行葉理や斜交層理が認められる。堆積相 ES5 は層厚 20cm 以下で堆積相 ES1 や ES2 を伴って部分的に含まれる。

「堆積環境」堆積相 ES1 と比較して淘汰が悪く粗粒であることや細礫や貝化石片を多く含む、基底が浸食面であることが特徴である。堆積層 SF5 のようなラグ堆積物の層相を示す。本相はより浅海域からストームなどの比較的高い営力によって運搬された堆積物であると考えられる。形成要因については、さらに検討する必要がある。

3. 各ボーリングコアの堆積環境の変遷

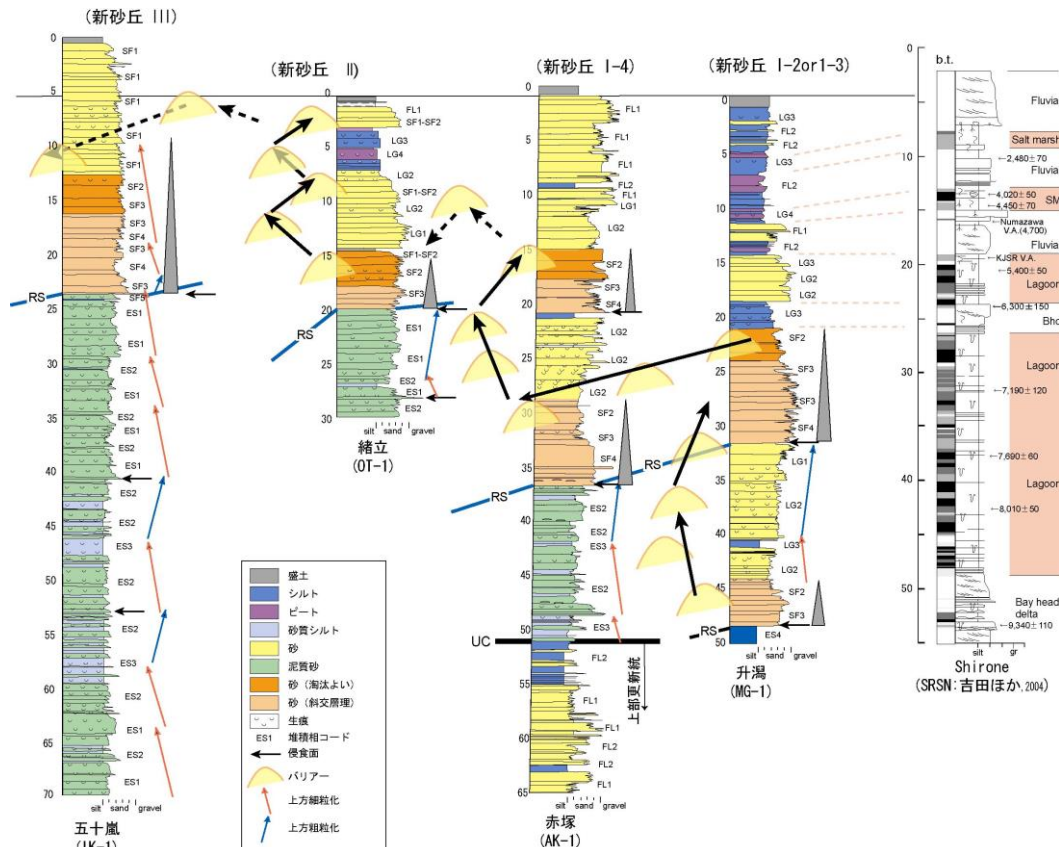
堆積相の区分に基づいた各コア試料の堆積環境の変遷を以下に記載する（第7図）。

3.1 新潟大学コア（IK-1）

新潟大学の位置する砂丘は、標高 20～30m 程

度であり新砂丘Ⅲに区分される（Figs. 4 and 6）。新潟大学コアは、砂丘堆積物の下限の付近から掘削を行うために、新潟大学構内の砂丘部分の北側（海岸側）の低地部（標高約 5m）で掘削を行った。深度 0.64～0m は盛土である。深度 12.34～0.64m は堆積相 SF1 の後浜堆積物からなる。ごく一部に生物擾乱が発達しない砂丘砂層の層相を挟在するが、ほとんどは弱い生物擾乱や若干の生痕化石が認められる“水付”の状況を示している。古地表面を示す褐色の砂層は含まれない。深度 24.00～12.34m は、堆積相 SF2, SF3, SF4 の前浜～下部外浜の堆積物からなる。このうち深度 20.39～12.34m は堆積相 SF4 の下部外浜から堆積相 SF3 の上部外浜をへて堆積相 SF2 の前浜の堆積環境まで連続的に浅海化する累重関係を示す。これは、典型的な海退型のバリアーを構成するサクセッション（Reinson, 1984）であると考えられる。この下位の深度 24.00～20.39m は、堆積相 SF3→SF4→SF3 の変化を示す。この変化は、沈降による一時的な水深の増加と地層の累重を示していると考えられる。深度 24.06～24.00m は、堆積相 SF5 のラビーンメント堆積物からなり上位の堆積相は SF4 の下部外浜であることから、この基底は外浜浸食によるラビーンメント面である。深度 24.06～12.34m は、全体としてバリアーを構成するサクセッションであるが、一時的な沈降による同一堆積相の累重がみられ深度 12.34m 以浅の堆積相 SF1 の累重にも表れている。このことは新砂丘Ⅲのベースとなるバリアーが堆積相 SF2 の上限（標高約-7m）でほぼ離水したとすると、離水以降に約 7m の沈降と堆積相 SF1 の累重があったことを示している。

深度 41.00～24.06m は堆積相 ES1 と ES2 の 1～数m オーダーの繰り返しからなる。深度 41.23～41.00m は堆積相 ES5 のラグ状の粗粒堆積物からなる。この堆積物の基底は明瞭な浸食面であるが、この上位は堆積相 SF5 ではなく堆積相 ES1 が重なることから、外浜浸食による浸食作用ではない。後述するバリアーの空間的な移動からみると、より浅海部でバリアーが浸食作用を伴いながら前進するときに削剥した粗粒碎屑物がより沖合いのやや水深の深い環境に運搬されたものと推定できる。なお、新潟大学（IK-1）コアでの深度 41.23～24.06m の層相は、嶋井ほか（2002）の C 部層に相当するものと考えられる。



第7図 各コアの堆積環境の変化と西蒲原地域におけるバリアーの発達過程。

深度 51.78~41.23mは、堆積相 ES2 や ES3 を主体として上位の深度 41.23~24.06m層準より細粒な層相を示す。また、本層準の基底は堆積相 ES1 からなり堆積相 ES5 を伴わないが、この基底は浸食面となっている。より下位の深度 70.00~51.78mは、堆積相 ES1, ES2, ES3 からなり層厚 5 mオーダーで上方細粒化する。全体としては、深度 70.00mから深度 24.06mまでの層準がエスチュアリー要素が強い浅海で、それ以浅がバリアーサクセッション、後浜堆積物と変化する。3.2 緒立コア (OT-1)

緒立地域には、縄文時代晩期から弥生・古墳時代前期、奈良・平安時代、中世と複合期にわたる緒立遺跡が位置する(第5図)。発掘調査から遺跡は砂丘地盤に立地しているが、最古の生活面は標高-3m程度まで埋没している(黒埼町教育委員会, 1983)。緒立コアは、遺跡が立地したバリアーの埋没が予測される位置で掘削した(第5図)。深度 0.40~0.00mは、耕作土である。深度 1.48~0.40mはやや細粒な堆積相 FL1 と FL2 からなる。深度 3.00~1.48mは、堆積相 SF1 の後浜堆積物を主体としてごく一部に堆積相 SF2 の前浜堆積物を挟在する。深度 7.58~3.00mは非常に腐植物に富む堆積相 LG3 や LG4 からなる。全体に小さい生痕化石がみられることから、バリアー

の内側で海水の影響を受けた塩水湿地の堆積環境が考えられる。

深度 14.28~7.58mは全体に砂質な堆積物からなり堆積相 LG2 を主体とするが、一部にやや河川の要素の強い砂層からなる堆積相 LG1 や典型的層相ではないが前浜から後浜にかけての堆積物と考えられる層準も挟在する。深度 15.00~14.28mは堆積相 LG3 の泥質な堆積物からなる。深度 20.00~15.00mは、堆積相 SF3 から SF1 に上方へ変化する。下位のエスチュアリーシステムの堆積相との境界は、コアの回収が悪く堆積相 SF5 の確認はできない。

深度 28.33~20.00mは、堆積相 ES1 からなり堆積相 ES2 を挟在する。本層準の基底(深度 28.33 m)は、明瞭な浸食面を示す。深度 30.00~28.33 mは上位層準よりやや泥質で細粒な堆積相 ES2 からなる。

全体としてみると深度 20.00~15.00mは、典型的ではないがバリアーを構成する堆積物であると考えられ、この地点ではこれ以浅でバリアーの頂部付近の層相(堆積相 SF1, SF2)とバリアーの若干ラグーン側の層相(堆積相 LG2 など)が繰り返しており、バリアーが一方的に前進あるいは後退するわけではなく沈降により累重しながら小規模なバリアーの前進と後退を繰り返して

いたものと考えられる。この小規模な海進と海退は後述の升潟 (MG-1) コアや SRSN コア (吉田ほか, 2005) でも記録されており特徴的である。また, 既存資料の復元した埋没バリアーの復元に用いた N 値 40 以上の締まった砂層は, 緒立コアの解析の結果, すべてがバリアーサクセッションを示すわけでないが, バリアーが存在し埋没していることを示している。

5.3.3 赤塚コア (AK-1)

新潟市赤塚付近には砂丘列が分布し, 砂丘砂の構成鉱物の特徴から新砂丘 I (新砂丘 I-4) に対比されている (坂井, 1982)。赤塚コアは, 地形的に角田・弥彦断層系の延長が想定される場所を介して砂丘列の東方の低地部で掘削した (第 6 図)。また, この地点で行った浅層反射法弾性波探査では, 深度約 50m 付近に非常に強い反射面を有する層位が沖積層の基盤として確認されている (渡部ほか, 2000)。

深度 1.00~0.00m は道路盛土である。深度 11.00~1.00m は, 堆積相 FL1 のトラフ型斜交層理の発達した粗粒砂層や粗~極粗粒砂層や堆積相 FL2 の氾濫原の堆積物から構成される。現地地形に河川は認められないが, 比較的粗粒であることや堆積相 FL1 の層相が累重することからある程度流量のある河川による堆積物であると考えられる。深度 11.00~14.56m は, 堆積相 LG2 を主体とするラグーン内の砂質低地の堆積環境が考えられる。砂はやや淘汰のよい部分もあることから海浜側よりもたらされたもの (ウオッシュオーバー堆積物) と推定される。

深度 20.84~14.56m は, 堆積相 SF4, SF3, SF2, SF1 からなる。典型的な堆積相 SF5 (ラグ堆積物) が不明瞭であるが, 堆積相 SF4 (下部外浜) から堆積相 SF1 (後浜) の堆積物へ上方浅海化するサクセッションは, 海退型のバリアーのサクセッションを示すと考えられる。なお, 深度 20.84m 層準は明瞭な浸食面を形成している。深度 29.00~20.84m は, 細粒砂層や中粒砂層からなり, シルト・粘土の薄層や炭質物をラミナ状に挟在することもある。*Ophiomorpha* や *Thalassinoides* の生痕化石が多くみられる層準もある。本層準は, 堆積相 LG2 のラグーン内側の砂質な堆積環境を示す。

深度 36.76~29.00m は再び堆積相 SF4 から堆積相 SF2 にいたる海退型のバリアーのサクセッションを示している。この層準の基底も堆積相 SF5 に相当するラグ堆積物は認められないが, 明瞭な浸食面を呈している。この下位の深度 51.00

~36.76m は, 堆積相 ES2 と ES3 のエスチュアリー一の堆積環境からなり 5m オーダーでの上方細粒化, 上方粗粒化の変化を記録している。

深度 65.00~51.00m は堆積相 FL1 と FL2 の河川の要素が強く氾濫原や自然堤防上に流入した洪水堆積物からなる。これらの層準は, 上位層と比較して特に泥層が非常に硬質である。よって, 深度 51.00m より下位の層準は, 沖積層ではなくより古い時代 (上部更新統) の地層であると考えられる。上位層とこの地層の物性が大きく異なることは, 渡部ほか (2000) の反射法弾性波探査の結果と整合的である。

全体として, 赤塚コアではエスチュアリー一の環境からバリアーが形成され, ラグーン内側の環境を経て再びバリアーが形成され離水した過程を示している。深度約 10m までの河川成堆積物は, 古西川 (古信濃西川) の流路堆積物の累重を示している。

また, 既存ボーリング資料から復元した埋没バリアー (第 6 図) は, 概ね 2 回目のバリアーのサクセッションの分布を示していると考えられる。

3.4 升潟コア (MG-1)

升潟コア (MG-1) の層相と堆積環境の変化は Urabe et al. (2004) で述べているが, 堆積相の記号が今回の新潟大学コア, 緒立コア, 赤塚コアのものとは異なっている。同一の堆積相区分で全体の比較を行うため, 再検討した点を加えて本論での区分を用いて升潟コア (MG-1) の堆積環境の変遷を簡単に述べる (第 7 図)。

深度 1.00~0.00m は盛土である。深度 14.30~1.00m は, おもに堆積相 FL2 の氾濫原低地の泥質な堆積物からなるが, 堆積相 LG3 あるいは LG4 の汽水環境を示す堆積物を深度 2m, 深度 5~6m, 深度 10m の 3 層準に挟在する。この汽水環境の挟在は, 珪藻化石群集の解析からも支持される (矢部ほか, 2002)。深度 21.00~14.30m はラグーン環境の砂質堆積物である堆積相 LG2 と泥質堆積物である堆積相 LG3 からなる。

深度 31.50~21.00m は, 堆積相 SF4 の下部外浜堆積物から堆積相 SF2 の前浜堆積物に至る海退型のバリアーサクセッションを示す。その下位の深度 45.00~31.50m は, 一部に堆積相 LG3 を挟在するがおもに堆積相 LG2 や LG1 のラグーン内の砂質堆積物からなる。また, これらは深度 45.00~41.00m 付近にかけて上方細粒化を示し, これ以浅で上方粗粒化を示す特徴がある。

深度 48.30~45.00m は, 淘汰の良い中~粗粒砂層で堆積相 SF3 と SF2 の外浜から前浜にかけて

の堆積物から構成される。また、堆積相 SF3 の基底（深度 48.30m）は明瞭な浸食面である。深度 50.00～48.30mは、ごくわずかに炭質物の薄層を挟む青灰色の粘土層からなり、堆積相 ES4 に区分される。

5.4 バリアーラグーンシステムの発達過程

越後平野の西蒲原地域では、既存ボーリング資料による平面的分布と分布深度の概要の検討（第 6, 7 図）とボーリング試料によるバリアーを示す堆積相の確認から、複数列のバリアーが埋没していることが明らかとなった。それぞれのバリアーは同時期の内陸側にラグーンの堆積相を伴うことから、バリアーラグーンシステムを形成している。このバリアーラグーンシステムの変遷と発達について、上記の新潟大学コア、緒立コア、赤塚コア、升潟コアの堆積相の変遷に、典型的なラグーン側の層相変化を示している白根地域の SRSN コア（吉田ほか、2005）を加えて検討を行った（第 7 図）。それぞれのボーリングコアにおけるバリアーの認定についてはすでに述べたので、以下ではそれらの相互関係と西蒲原地域の堆積環境の変遷をあわせて時空間的にバリアーラグーンシステムの変遷を示す。

5.4.1 海進期から海進ピーク期

西蒲原地域では、海進にともなってエスチュアリーシステムにより平野の埋積とシステムの後退が進行した（鴨井ほか、2002）。最初のバリアーは赤塚コアの深度約 40m 以深がエスチュアリーの堆積物、升潟コアの深度約 45～32m 層準がラグーンの堆積物から構成されることから、両コアの間の位置に形成されその一部が升潟コアの深度約 48～45m 層準の外浜から前浜の堆積物に表れている（第 7 図の Ba-1）。この初期のバリアーの形成時期は、白根地域の SRSN コアのラグーン環境の出現が約 8,500 年前程度（吉田ほか、2005）であることからほぼこの時期であると推定できる。この初期のバリアー（第 7 図の Ba-1）は、赤塚コアにみられるバリアーの沖側のエスチュアリーの堆積相の変化や升潟コアにみられるバリアー内の堆積相の変化から、やや沖側に前進しながら上方に累重し、升潟コアでの深度約 40m を境としてやや後退している。このバリアー（Ba-1）の小規模な前進と後退は、SRSN コアのラグーン堆積物においても連動して、深度約 40m 層準にかけての上方細粒化や生物擾乱の増加として表れている（吉田ほか、2005）。この初期バリアーは、より沖合いに形成されたバリアーが縄文海進に伴って現在の位置まで後退したもので

はなく、エスチュアリーの内部で旧信濃川から供給された河口部の砂質堆積物が湾内の還流によって運搬されて堆積し、湾口にバリアーを形成したものと考えられる。

また、初期バリアーが現在の海岸線から 7km 付近に円弧上に形成されているとき、沖合い側の新潟大学コア等では、完全に外洋性の内側陸棚（陸棚で普通にみられるシルトや砂層）の堆積環境は発達せず、河川からの有機物の運搬も多いために外洋の要素の強いエスチュアリーの堆積物が堆積している。このことは、この地域の初期のバリアーが典型的な外洋に面したのではなく、エスチュアリーの中に発達したことを支持している。

その後、升潟コアではラヴィーンメント面と考えられる浸食面を介して、海退型のバリアーサクセッションが累重する。このことは、初期のバリアー（Ba-1）の発達した位置よりも大きく内陸側にバリアー（第 7 図の Ba-2）が後退したことを示している。このバリアー（Ba-2）が大きく後退（相対的海進）した時期は、バリアー側の白根地域において汽水の堆積環境が最も内陸側に拡大する時期（約 6,800 年前；安井ほか、2001）に相当する。バリアー（Ba-2）は、大きく後退したのちに急激に前進し、赤塚コアの深度約 35～30m 層準でも確認できる。また、新潟大学コアの年代データが不十分であるが、このバリアーの前進（相対的海退）による外浜浸食の影響は新潟大学コアの深度 51.78m 付近の浸食面（この層準では堆積相 ES5 は認められないが）として表れているものと推定される。新潟大学コアでは深度 51.78m の浸食面を介してエスチュアリーの堆積物が下位の層準よりやや全体に粗粒化することも、バリアー（Ba-2）のエスチュアリー状の浅海への前進を示唆している。一般に堆積システムの前進は、堆積空間の確保、堆積物の供給量と海水準の上昇量とのバランスの問題であるが、他の層準と比較してこのバリアー（Ba-2）の安定した前進は、特に堆積物の供給量が変化したような層相の変化は認められないので、急激な沈降がみられない相対的に安定した海水準の時期であったことを示している。

5.4.2 海進ピーク期以降

緒立コアと赤塚コアの層相の変化をみるとバリアー（Ba-2）の前進は継続的ではなく、緒立コアと赤塚コアの間の位置で上方への累重へ転じて、再びバリアー（第 7 図の Ba-3）は内陸側に後退する。この変化は赤塚コアではラグーンの堆

積相 LG2 が深度 20.84m を境にバリアーを構成する堆積相への変化、升潟コアでは泥質なラグーンの堆積相 LG3 から堆積相 LG2 への変化、白根地域の SRSN コアでは深度約 26~24m 層準の湾頭デルタ堆積物から深度約 24~19m 層準でのラグーン堆積物への変化として、いずれのコアでも海進の現象として記録されている。このバリアー (Ba-3) の後退の年代は、SRSN コアによると約 6,000 年前と考えられる。

赤塚コアでのバリアー (Ba-3) は、後退の後に前進に転じているものと考えられるが、緒立コアの深度約 20~15m にみられるバリアー (第 7 図の Ba-4) まで連続して前進したのかについてはさらに検討を必要とする。緒立コアでの堆積環境の変化をみるとバリアー (Ba-4) は、一方的に前進するわけではなく上方へ累重するようになり、その中で深度約 9m 層準と深度約 3m 層準の 2 回の相対的な若干の海進を記録している。この緒立コアでみられるような小規模な海進は、赤塚コアでは河川堆積物が主体となるため判断できないが、升潟コアでは深度約 10m 層準、深度約 6m 層準と深度約 2m 層準の少なくとも 3 回を、白根の SRSN コアでは深度約 14m 層準 (約 4,000 年前) と深度約 8m 層準 (約 2,000 年前) の 2 回を記録している。緒立コアでの認められる 2 回の小規模な海進が、内陸部の各コアで記録された小規模な海進のどの層位に対応しているのかについては各コアの年代データを得てからの検討課題である。しかし、これらの小規模な海進は、内陸部の層相にまで記録されており、暴浪などによりバリアーが崩壊して、インレット部分が拡大したことによる一時的な海水の流入ではなく、地盤の相対的な沈降による海水の侵入と堆積システム自体の後退を示している。

新砂丘 II に相当する緒立コアでのバリアー (Ba-4) と新砂丘 III の新潟大学コアでのバリアー (Ba-5) との関係は、新砂丘 III 成立後に緒立コアと新砂丘 III の間が古信濃川の流路や河口部に相当するため (第 6 図)、浅層部は河川の流路堆積物が分布している (第 7 図)。既存ボーリング資料からの復元では、バリアー (Ba-4) がそのまま前進して新砂丘 III のベースとなりバリアー (Ba-5) が発達したのかは、河川流路堆積物が分布しているため不明である (第 7 図)。しかし、新潟大学コアにみられるバリアー (Ba-5) は、典型的な海退型のサクセッションを示しているため、新潟大学コアよりさらに沖合いにバリアーが形成されそれが後退してきたものではなく、新砂丘 III と呼ばれ

る砂丘部分でのバリアーの前進を示している。

このように西蒲原地域では、縄文海進に伴って約 8,500 年前にエスチュアリー中央部にバリアーが出現し、内陸側にラグーンを伴ったバリアーラグーンシステムが形成された。大局的にはこのバリアーラグーンシステムが維持されながら、現在の海岸線である新砂丘 III (新潟大学コア) の位置までこのシステムが前進したものと考えられる。よって、西蒲原地域のような相対的に平野の他の地域より沈降が優越した地域では、鴨井ほか (2002) が指摘したように縄文海進に伴ったバリアーラグーンシステムがそれ以降にストランドプレインシステムに移行するのではなく、波浪の影響を受けたバリアーラグーンシステムが継続的に発達するものと考えられる。

さらに、この堆積システムは、単純に一方的に前進したわけではなく、システムの前進と後退を繰り返しながら、相対的には前進していく過程が明らかとなった。システムの後退は、SRSN コアでの層相変化と年代値を基準とすると約 6,800 年前、約 6,000 年前、約 4,000 年前、約 2,000 年前の 4 回、升潟コアでの極浅層部分 (約 2,000 年前以降) を含めると少なくとも 4~5 回の層準で確認できる (第 7 図)。このシステムの後退の要因については、縄文海進とそれ以降の海退という大局的な海水準変動の影響を加味しなければならないが、上方への累重をしながらも前進しようとするシステムが後退するためには、定常的な沈降ではなく急速な沈降が重要な要素を占めていると思われる。越後平野には多くの伏在活断層が推定されており (第 1 図)、断層の活動等による地盤の沈降が平坦な内陸部への海水の侵入とシステムの後退を引き起こした可能性は高い。伏在断層の活動に関連した沈降と堆積システムの後退の関連をより明らかにするためには、平野の沈降を規定する角田・弥彦断層系 (第 1 図) での断層の活動履歴と沖積層の変形・変位の時期を検討する必要がある。平野部での堆積システムの復元は、沖積層の形成過程を明らかにするだけではなく、ここで示した堆積システムの後退と沈降との関係の解明は平野部の地震災害の面でも新たな問題点を提示するものである。

まとめ

越後平野の中でも相対的に沈降が卓越する西蒲原地域において、既存ボーリング資料から埋没した砂丘列の分布を復元し、砂丘列の分布が予測

される地点において 4 本のオールコアボーリングを行った。

これらのコアについて堆積相解析を行い、バリアーサクセッションやバリアー帯を構成する堆積物の存在と埋没を確認した。また、これらの堆積相の変遷から西蒲原地域におけるバリアーラグーンシステムの発達様式を検討した。この結果、大局的にはこのバリアーラグーンシステムが維持されながら、現在の海岸線である新砂丘Ⅲ（新潟大学コア）の位置までこのシステムが前進したものと考えられる。しかし、単純に一方向的に前進したわけではなく、4~5 回のシステムの前進と後退を繰り返しながら、相対的に前進していく過程が明らかとなった。このシステムの後退の要因については、海水準変動の影響を加味しなければならないが、上方に累重をしながら前進するバリアーが一時的に後退するためには、定常的な沈降ではなく伏在活断層の活動などによる地盤の急速な沈降が要因として重要な位置を占めている可能性が高い。

謝辞 本研究は、日本学術振興会科学研究費補助金基盤研究(A)(2)No. 12301017(代表:新潟大学小林昌二)と同基盤研究(C)(2)No. 15540432(代表:新潟大学ト部厚志)の一部を使用した。新潟県西蒲原土地改良区の阿部慎一氏、梅津孝廣氏には、ボーリング資料集の閲覧に際し便宜を図って頂いた。元基礎地盤コンサルタント(株)の石川了氏には、ボーリング資料解析ソフトを使用させて頂いた。川島隆義氏と(株)新協地質の川島豊氏、渡邊愛さんにはボーリングの掘削に際しお世話になった。新潟基礎工学研究所の安井賢博士には、沖積層の層序や層相、コア試料の貝化石の同定などについてご教示頂いた。これらの方々に記して謝意を表します。

文献

阿久津 純, 1966, 新潟平野の沖積層について. 宇都宮大学教育学部紀要, **16**, 62 - 68.
安藤 廉, 1994, 新潟平野の地盤地質について(最近の地盤調査からの知見). 新潟応用地質研究会誌, **42**, 27 - 39.
青木 滋, 1996, 越後平野の地盤環境. 第四紀研究, **35**, 259-270.
青木 滋・仲川隆夫, 1980, 新潟平野の地盤地質について. 新潟大学積雪地域災害研究センター研究年報, **2**, 25-40.
遠藤邦彦・関本勝久・高野司・鈴木正章・平井幸弘,

1983, 関東平野の沖積層. アーバンクボタ, **21**, 26-43

福田 理・阿久津 純・徳永重元, 1966, 新潟深層試験井の坑井地質. 地質調査所特別報告, **3**, 76-83.
長谷川和夫・湊 正雄・大矢 暁・柴崎達雄・陶山国男・高橋雄一郎・和田温之, 1967, 新潟平野における晩期第四系の年齢. 第四紀研究, **6**, 79-84.
井関弘太郎, 1962, 沖積平野の基礎的問題点. 名大文学部研究論集, **24**, 51-74.
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.
兼子 勝・金原均二・平塚隆三・加来一郎・小野日英・伊田一善・石和田靖章・金井光明・下河原達哉・島田信位・牧野登喜男・牧 眞一・関根節郎・貴志晴雄・望月常一・三梨 昂・安国 昇・森下保廣・米谷 宏, 1951, 新潟市・西蒲原及中蒲原平野天然ガス調査報告-地化学編-. 新潟県, 55p.
建設省北陸地方建設局・北陸技術事務所, 1981, 新潟県平野部の地盤図集(新潟平野編). 北陸建設弘済会.
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・青木 滋・渡辺其久男・藤田 剛・新戸部隆・石橋輝樹・平井明夫・福山恵美子・大森昌衛, 1976, 新潟市緑ヶ丘, 地盤沈下観測井(坂井輪井 K-1)の地質について. 新潟大学理学部地盤災害研究施設研究年報, **2**, 37 - 54.
黒崎町教育委員会, 1983, 緒立遺跡発掘調査報告書. 黒崎町, 134p.
牧山鶴彦, 1963, 新潟ガス田の層序および地質構造について, 石油学会誌, **6**, 684 - 687.
増田富士雄・横川美和, 1988, 筑波台地の更新統の海浜堆積物. 筑波の環境研究, **11**, 113-122.
Minato, M., Suyama, K., Hasegawa, K., Oya, A., Takahashi, Y., Nakagawa, K., Wada, N. and Shibazaki, T., 1967, Absolute age of subsurface late Quaternary deposits in the Niigata lowland. Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University, Series IV, **13**, 401-406.
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.
成瀬 洋, 1985, 下流の平野と海岸の砂堆-新潟平野. 貝塚爽平・成瀬 洋・太田陽子著「日本の平野と海岸」, 岩波書店, 56-63.
新潟県地質図改定委員会, 2000, 新潟県地質図説明書(2000年版). 新潟県商工労働部商工振興課, 200pp.

- 新潟県地盤図編集委員会, 2002, 新潟県地盤図および新潟県地盤図説明書. 新潟県地質調査業協会, 図版4葉, 66p.
- 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.
- 新潟古砂丘グループ, 1979, 砂丘と平野. アーバンクボタ, 12-15.
- 西田彰一, 1969, 新潟平野の形成過程とその問題点. 日本地質学会第76年学術大会シンポジウム「海岸平野」, シンポジウム「海岸平野」世話人会, 53-58.
- 西田彰一・茅原一也, 1956, 弥彦・角田山塊の生い立ちと最近の地史. 新潟県文化財年報, **1**, 1-44.
- Nummedal, D. and Swift, D. J. P., 1987, Transgressive Stratigraphy at sequence-bounding unconformities: some principles derived from Holocene and Cretaceous examples. In Nummedal, D., Pilkey O. H. and Howard, J. D. eds., *Sea-level fluctuation and coastal evolution*, Spec. Publ. SEPM, **41**, 241-260.
- 岡崎浩子・増田富士雄, 1992, 古東京湾地域の堆積システム. 地質学雑誌, **98**, 235-258.
- 大平明夫, 1992, 完新世における新潟平野北東部の地形発達史. 地理学評論, **65A**, 867-888.
- 大村亜希子・山崎 梓・吉田真見子・山岸美由起・保柳康一・ト部厚志, 2003, 堆積相・有機炭素量・イオウ量と堆積有機物組成から推定されるエスチュアリー環境(2)-新潟平野白根地域を例として. 2003年度合同学会要旨, G016-P005.
- Reinson, G. E., 1984, Barrier-island and associated strand-plain systems. In Walker, R. G. ed., *Facies models*. Geological Association of Canada, Geoscience Canada Reprint Series, **1**, 119-140.
- 阪口 豊, 1964, 越後平野の古地理の問題によせて. 第四紀研究, **3**, 284-289.
- 坂井陽一, 1982, 新潟市佐潟周辺に分布する新潟砂丘砂-新潟砂丘の形成について(その2)-. 新潟県立教育センター研究報告, **54**, 69-74.
- 柴崎達雄・和田温之, 1968, 沖積層研究からみた新潟平野の変動. 地質学論集, **2**, 57-61.
- 高濱信行・ト部厚志・寺崎裕助, 2000, 味方排水機場遺跡調査報告書. 味方村誌, 通史編, 46-55.
- 田中久夫・長谷川 正・木村澄枝・岡本郁栄・坂井陽一, 1996, 新潟砂丘の形成史. 第四紀研究, **35**, 207-218.
- 海津正倫, 1989, 完新世における新潟平野の地形発達史. 日本地理学会予稿集, **35**, 198-199.
- 海津正倫, 1994, 沖積低地の古環境学. 古今書院, 270pp.
- ト部厚志・高濱信行, 2002a, 新潟平野・西蒲原地域における縄文時代中期の古地理. 新潟考古, **13**, 7-16.
- ト部厚志・高濱信行, 2002b, 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・高濱信行・塚野明美・渡辺秀男・東野外志男・信濃川ネオテクトニクス団体研究グループ, 2000, 新潟地域における完新世の火山灰層序と対比. 日本第四紀学会講演要旨集, 96-97.
- ト部厚志・高濱信行・矢部英生, 2002, 越後平野の沖積層にみられる2つの堆積システム. 日本地質学会第109年学術大会講演要旨, 43.
- Urabe, A., Takahama N. and Yabe, H., 2004, Identification and characterization of a subsided barrier island in the Holocene alluvial plain, Niigata, central Japan. *Quatern. Intern.* **115-116**, 93-104.
- 和田温之, 1972, 新潟平野の形成過程. 地質学論集, **7**, 77-89.
- 渡部 俊・ト部厚志・高濱信行・鈴木幸治・村尾治祐・渡辺史郎・稲崎富士, 2000, 新潟平野西縁部, 角田・弥彦断層群における浅層反射法地震探査. 新潟応用地質研究会誌, **54**, 33-37.
- 矢部英生・丸山智史・ト部厚志, 2002, 珪藻遺骸からみた越後平野升潟地域における上部完新統の古環境変遷, 新潟大学積雪地域災害研究センター年報, **24**, 57-62.
- 安井 賢・鴨井幸彦・小林巖雄・ト部厚志・渡辺秀男・見方功, 2002, 越後平野北部の沖積低地における汽水湖沼の成立過程とその変遷. 第四紀研究, **41**, 185-197.
- 安井 賢・小林巖雄・鴨井幸彦・渡辺秀男・石井久夫, 2001, 越後平野中央部, 白根地域における完新世の環境変遷. 第四紀研究, **40**, 121-136.
- Yasui, S., Watanabe, K., Kamoi, Y. and Kobayashi, I., 2000, Holocene foraminiferal fauna and sedimentary environment in the Shirone area of Echigo Plain, central Japan. Sci. Rep. Niigata Univ., Ser E, **15**, 67-89.
- Zaitlin, B. A., Dalrymple, R. W. and Boyd, R., 1994, The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level changes. In Dalrymple, R. W., Boyd, R. and Zaitlin, B. A., eds., *Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences*, Spec. Publ. SEPM, **51**, 45-60.