

新潟平野の形成過程

和田 温 之*

(1972. 3. 20 受理)

1. まえがき

筆者は地盤沈下調査の一環として、東北日本における日本海側の代表的な海岸平野である新潟平野の形成過程に関する研究を、特に晩期第四系に重点をおいて平野部のボーリングコアの観察、これらの試料の花粉分析、珪藻分析、炭質物の ^{14}C 年代測定、更には物理、力学的な性質の検討など総合的に行ってきた。現段階では必ずしも充分とはいえないが、一応の成果が認められたのでここに報告する。この報文をとりまとめるに当たって種々御指導いただいた湊正雄博士、桑野幸夫博士、柴崎達雄博士、ならびに歌代勤博士をはじめとする新潟平野研究グループの方々には厚く御礼を申し述べる。

沖積層については日本ではこれまで二つの意味で用いられていることが多い。一つは本来の約 10,000 y.B.P. 以降の沖積世の堆積物を指すもので、いま一つは約 20,000 y.B.P. 以降の最終氷期の谷を埋めた堆積物を区分出来ないものとして総称するものである。最近では柴崎ら(1965)によって有明海で、青木ら(1966)によって東京低地で、筆者と新潟平野研究グループ(1968)によって新潟平野で、いずれも最終氷期以降の堆積物が区分されてきた。ここでは混同をさけるため、沖積層は 10,000 y.B.P. 以降のものについて使用し、約 20,000 y.B.P. 以降のものについては軟弱地盤地質系統としておく。

2. 堆積盆地について

地盤沈下の原因論争の一つでもあった地殻変動等の問題の理解を助けるために、これまでの資料にもとずき堆積盆地の一般的地質について概述しておく。

新潟平野は、いわゆる羽越地向斜と呼ばれる日本海側の新第三系を形成した堆積盆地のほぼ中央にあり、第三系の地質調査は油田の調査と関連して古くから行われてきた。平野部の第三系は、平野周辺の山地や丘陵部の第三系と衡上断層で接し、中之口川を中心にして、南北に走る舟底形に長岡から内野を結ぶ線上に北に傾いた向斜軸をもっている。第三系と第四系の境界は、西田(1969)も指摘しているように $G_1 \sim G_3$ と呼ばれる顕著な砂礫層のうちの G_3 層の下面におかれている。この基底面の構

造は第三系の構造とほぼ同じ舟底形構造である。

石油に関係のない第四系についての調査は、戦後の水溶性天然ガスの大規模な開発が行われはじめてからであり、それらは兼子ら(1951)、伊田(1955)、牧山(1963)、石和田(1966)によって報告されている。しかし、これらの調査は、ガスを含む $G_1 \sim G_3$ と呼ばれる洪積世の砂礫層を主体に行われた。これらの砂礫層の対比は、主に柱状図と電気検層図をもとに行われて、下位の砂礫層は第三系と同じような舟底形構造となっている。

新潟平野における晩期第四系の一部については内陸部で湊ら(1967)、和田ら(1968)によって、西部から中部にかけての海岸部で福田ら(1966)、東部の海岸部では西田ら(1969)によって報告されているが、平野全体にわたっての地史的な資料にもとずく検討は行われていない。湊ら(1967)は G_1 層の下面が埋没段丘の要素が多いことを明らかにしたが、和田らが明らかにした 20,000 y.B.P. の軟弱地盤地質系統の基盤である西蒲原層の上面も図-1に示すように -130m ~ -160m と -70m ~ -100m の二つの面が認められ埋没段丘のようにになっている。-130m ~ -160m の面は ^{14}C 年代測定によりヴルム

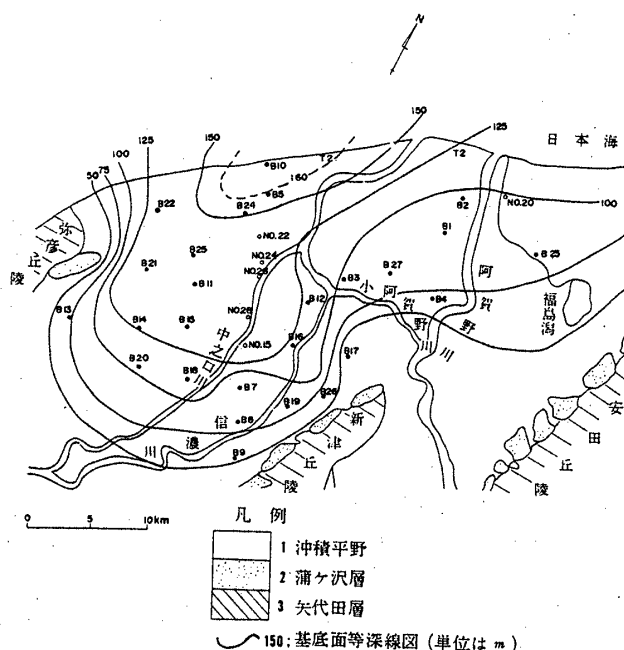


図-1 軟弱地盤地質系統基底面図

* 東北農政局計画部資源課

氷期最盛期に形成されたものであり、湊ら(1966)も指摘している津軽海峡での資料と矛盾するものではない。-70m~-100mの面の発達する亀田郷から阿賀野川右岸の北蒲原ではその深さからして、44,000~49,000 y. B.P. の古ヴルム (W_1 , W_1/Wh) に形成されたものと思えるが地史学的な資料はない。このように軟弱地盤地質系統の基盤が平坦面であることから20,000年程度の単位で考えた場合、局所的な沈降運動についての考慮は必ずしも大きくなくてよいことを示すのではないかと考えられる。従って、新潟平野の軟弱地盤地質系統の形成過程を考えると、沈降運動については一応考慮の外において述べる。

3. 軟弱地盤地質系統について

新潟平野の晩期第四系のうち、20,000 y. B. P. 以前の問題については、湊ら(1967)の報告があるので詳細は省略し、ここでは20,000 y. B. P. 以降の軟弱地盤地質系統について述べる。分析に使用したボーリングは、主に地盤沈下調査に用いられたもので、その位置は図-2に示す。

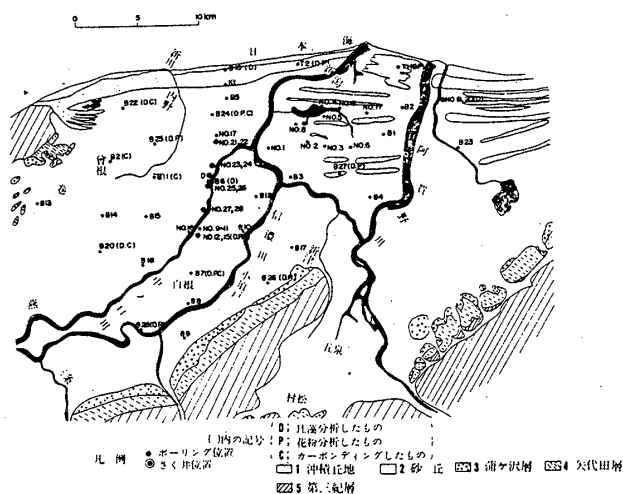


図-2 ボーリング位置図ならびに一般地形地質図

(1) 軟弱地盤地質系統の細分

新潟平野における軟弱地盤地質系統は泥炭・シルト・砂・粘土ならびにこれらの互層が水平的にも垂直的にも複雑に変化し、岩相をもとに平野全体の地層区分をすることは極めて困難である。このため、これらの地質試料について微化石分析、 ^{14}C 年代測定、土質試験を行ない、また、標準貫入試験値(N値)、電気検層、 γ 線検層の結果を参考にし、図-3に示すように地盤地下地域の中心をNNW-SSEに通るF線について最終氷期の谷を埋めた軟弱地盤地質系統*をI~Vの5つに細分した。こ

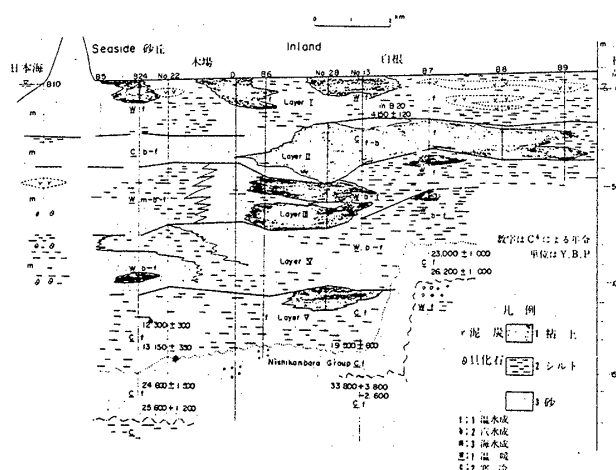


図-3 F線地質断面図

の過程で特に花粉分析が地層の細分と対比に、珪藻分析が堆積環境の推定に大きな役割を果たした(表-1)。

F線におけるI~V層の一般的特徴を列記すると次のとおりである。

- I層：現在とほぼ大差のない温暖な気候の沖積層堆積末期の乾陸化の過程での沼沢性の湿原の堆積物である。一般に深度0~20mに分布し、軟弱な埋木のある粘土・シルト・砂の互層である。
 - II層：温暖だが、現在より多少気温の低下のあったときの、水域の最も安定したときの潟湖の堆積物であるが、部分的には海水の影響を強く受けている。一般に深度-20mから-40m~-50mにかけて分布し、白根附近のさく井No. 13では軟弱な粘土層であるが、海岸部と内陸部の境界付近にある黒鳥のボーリングB24では砂層である。この粘土層の分布は、内陸部の地盤沈下地域と一致している。
 - III層：ほぼ現在と大差のない温暖な気候の水域が徐々に安定していったときの主として潟湖の堆積物で、IIと同様一部に海水の影響を受けている。一般に深度-40m~-50mから-70m~-80mに分布し、内陸部は粘土が多いが、海岸部はシルトが多い。
 - IV層：温暖な気候の変化の激しい水域の淡水から汽水域の堆積物で、一般に深度-70m~-80mから-100mぐらいまでに分布する。
 - V層：約13,000~20,000年前の寒冷な気候の安定した水域での淡水性堆積物で、一般に深度-100mから-130m~-150mまでに分布し、軟弱地盤地質系統の最下部層である。
- これらの一連の地層の下には洪積層の上部で西蒲原累

* 湊ら(1967)はこれを白根累層と呼んで、岩相から三分している。

表-1 その1 さく井 No. 13の地質区分と古気候ならびに堆積環境

地層区分	深度	層厚	岩 相	主 要 花 粉	主 要 珪 藻	古気候ならびに堆積環境
I 埋木 粘土層	0~ 18.5 m	18.5m	粘土 泥炭質粘土 シルト質粘土 互層 泥炭質粘土と各 層に埋木のある のが特徴	<i>Alnus</i> <i>Cryptomeria</i>	<i>Eunotia pectinaris</i> <i>Tabellaria</i> <i>fenestrata</i>	沖積層堆積の末 期の乾陸化の過 程で堆積 現在とほぼ大差 のない温暖な気 候で内湾性の環 境で各地に沼沢 性の湿地を生じ ハンノ木が繁茂 淡水域
II 上部 粘土層	18.5~ 39m	20.5m	貝化石 砂質粘土層 (8.5m) 青灰色粘土層 (12m) 貝化石	<i>Pinus</i> <i>Quercus</i> Gramineae <i>Abies</i> <i>Picea</i>	<i>Diploneis ovalis</i> <i>Nitzschia</i> <i>granulata</i> <i>Nitzschia punctata</i>	温暖だが多少の 気温低下があっ た。泥沼〜潟湖 のようなところ であったらし い。 水域が最も安定 した時代 汽水〜淡水
III シルト 質砂層	39~ 68m	29m	シルト質砂層 青灰色粘土層 シルト層 砂	<i>Fagus</i> <i>Quercus</i> Gramineae	<i>Gomphonema</i> <i>angustatum</i> <i>G. olivaceum</i>	ほぼ現在と大差 のない温暖な気 候、水域は徐々 に安定して行っ た。 淡水湖沼
IV 粘土 シルト 砂互層	68~ 104m	36m	粘土 シルト 砂 互層	<i>Fagus</i> <i>Pinus</i> <i>Alnus</i> Pteridophyta	<i>Epithemia zebra</i> <i>Stauroneis</i> <i>phoenicenteron</i> <i>pinnularia gibba</i>	ほぼ現在と大差 のない温暖な気 候、変化の激し い水域 淡水
V 下部 粘土層	104~ 135m	31m	粘土 砂 シルト シルト質砂 小礫まじり砂 泥炭	<i>Pinus</i> <i>Abies</i> <i>Picea</i> <i>Fagus</i>	<i>Melosira italica</i> <i>Navicula americana</i>	寒冷気候 安定した水域 淡水

表-1 その2 ボーリングB7(上木山)の地質区分と古気候ならびに堆積環境

地層区分	深度	層厚	岩 相	主 要 花 粉	主 要 珪 藻	古気候ならびに 堆 積 環 境
I 腐植質 シルト互 砂層	0~20m	20m	砂 泥炭質粘土 シルト質粘土 シルト		<i>Eunotia pectinaris</i> <i>Tabellaria fenestrata</i> <i>Eunotia lunaris</i>	酸性水域 湖沼遷移過程の 湿原
II シルト 粘土質層	20~ 32.3m	12.3m	シルト質粘土		<i>Synedra</i> 属 <i>Gyrosigma acuminatum</i> (富栄養のアルカリ水域で 一時的に汽水の侵入があ った)	現在と大差のな い温暖な気候
III 粘土 質土層	32.3~ 59.30m	29.0m	シルト 粘土 質土	<i>Fagus</i> <i>Quercus</i>		
IV シルト 砂互層	59.3~ 83.4m	24.1m	シルト 砂 質土	<i>Alnus</i>		
西蒲原累層 腐植質 粘土・砂互層	83.45~ 99.15m	15.70m	泥 シルト 砂 泥 シルト	<i>Pinus</i> <i>Tsuga</i> <i>Abies</i> <i>Picea</i> Compositae		冷涼な気候
礫・砂・シル ト層	99.15~ 120.27m	21.12m	礫 中細 シル 砂 砂 ト	<i>Fagus</i> <i>Tsuga</i> <i>Pinus</i> <i>Quercus</i>	<i>Melosira</i> 属	現在と大差のな い温暖な気候 富栄養の湖沼

表-2 新潟平野における晩期第四系諸区分の比較

柴崎・和田 (1968)		湊 ら (1967)		坂 口 (1964)		兼 子 ら (1951)		福田ほか (1966)		西 田 ら (1967)		伊 田 (1955)		鈴 木 (1967)																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
従 来 の 沖 積 層	I (本 来 の 沖 積 層)	白 根 果 層 (上・中・下)	沖 積 層	沖 積 層	沖 積 層	A層	沖 積 層	上部 層 (25m)	?	沖 積 層	最上部層 15m	上部砂層 20m	上部粘土 砂互層 25m	沖 積 層																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
	II																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																													
	III																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																													
	IV																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																													

層と呼ばれる約25,000年前の段丘性の堆積物がある。地層のN値、砂礫率の平均値の分布は、図-4に示すように内陸部の沈下地域(図-5)の形態と極めてよく一致しており、地層の層相の変化を示している。

なお、従来の新潟平野で行われていた区分との関係を示すと表-2 のようになる。

(2) 軟弱地盤地質系統の性状

1) 化石

(i) 貝化石

新潟平野の小口径のボーリング試料で得られる貝化石は、一般にきわめて保存が悪く、報告書では「貝殻あり」もしくは「貝殻まじり」とある場合が多い。そして、この「貝殻まじり」をもって海成と同義に使用されている場合が多い。しかし、筆者が破片の多い試料について検討した結果、白根を中心とする内陸部ではそれが殆んど *Corbicula japonica* のものであることを確認した。また未確認であるが、この地域の自家用ガス堀削を行なっている人びとは、堀削中に出る貝は現在の水路に

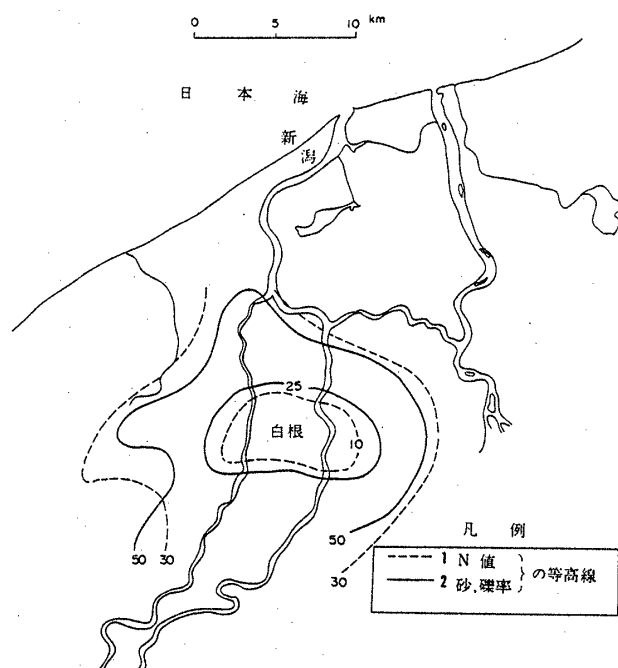


図-4 N値, 砂礫率の分布

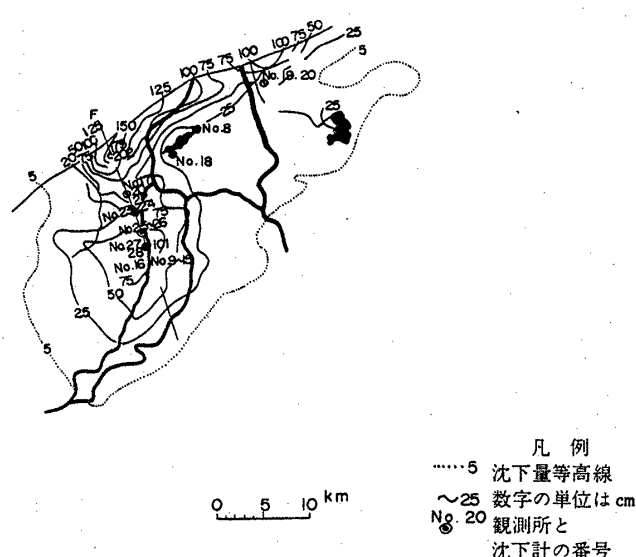


図-5 10年間の沈下量 (昭和34~44)

いるものと同じものであるといっている(しじみもしくはヌマ貝?)。海岸部ではボーリングK1の-40m附近で浅海性の *Macoma* sp. を確認した。また、新津丘陵に近い亀田砂丘部のボーリングB27では-30m附近(Ⅱ層)に *Ostrea* sp. の密集帯があった。

このことは軟弱地盤地質系統は、一般に内陸部は淡水

から汽水域が、海岸部は海水域が多かったことを示している。

(ii) 有孔虫

軟弱地盤地質系統の内陸部でのボーリング試料では、有孔虫を検討したものは無化石と報告されているものが多く、徳永(1965)が板井の深層ボーリングD井の-60m前後に汽水群集の *Rotalia beccarii* が92%で *Rotalia japonica* を随伴していると報告しているに過ぎない。海岸部では福田ら(1966)の報告でみるように、ボーリングT1, T2のⅡ層とⅢ層の境界附近が有孔虫化石に富み *Pseudorotalia-Ammonia* 群集、境界以外では *Cribrodonion-Buccella* 群集が特徴である。渡辺(1970)は、海岸部の地盤沈下地域のあるボーリングK1で海面下55m~73.1mでは新潟沖の水深50m前後の堆積物に見られる *Ammonia* 群集が特徴的であるとし、海面下94m~104mでは殆んど *Ammonia beccarii* 群集で、水深50m以浅で海流の影響が殆んどなかったところでの堆積物と推定している。

これらは、やはり内陸部と海岸部に大きな相異のあったことを示し、また、Ⅱ層が海侵の堆積物であったことを示している。

(iii) 珪藻

貝化石、有孔虫に乏しい内陸部で堆積環境を推定するには珪藻が有効であることは、有明、不知海域や関東で明らかであり、新潟平野でも極めて有効であると思われた。しかし、実際の分析では破壊された破片が多く、また、含有率も低く、他地域とは著しく異なり、ここにも新潟平野の一つの特性が現われている。それでも新潟平野珪藻グループの藤田ら(1968)が精力的に分析した結果、一般に内陸部のⅠ層は *Eunotia pectinalis* が優占し *Tabellaria fenestrata* を伴い、Ⅱ, Ⅲ, Ⅳ層は *Synedra ulna* や *Gyrosigma acuminatum* がわずかに検出されるにすぎず、Ⅴ層は *Melosira* 属が多く検出された。なお、内陸部でもボーリングB26では-30m附近に *Diploneis smithi*, *Nitzschia* 属によって代表される中-高鹹水のものがみられる。同じB26の-55m~-56mにおいて暖流に由来する *Cyclotella stylorum* が出現するが、この層は後で述べるように、粘土層でもN値が40以上もあり、新津丘陵部で林(1970)が蒲ヶ沢層と呼んでいる低位段丘に相当する軟弱地盤地質系統以前の堆積物ではないかと考えられる。海岸部と内陸部の境界部にあるボーリングB24では、優占種は *Fragilaria construens* で富栄養湖を示し、内陸部のⅠ層とは若干異なる。また、Ⅱ, Ⅲ, Ⅳ層の一部に淡水種はあるが、特に珪藻殻の含有率が一段

と悪いのが特徴である。V層も個体数は少ないが *Ceratoneis*, *arcus*, *Meridion circulare*, *Diatoma vulga* *Cymbella ventricosa* 等淡水種が特徴である。海岸部のボーリングB10では、全体に保存が悪く、海棲の *Coscinodiscus* sp. の破片のみで、-20m 附近に淡水棲の *Cyclotella comta*, *Cymbella tumida* 等が普遍であった。このことについては阿久津ら (1966) もボーリングT1, T2 の-20m前後に、珪藻から潟性の堆積物があると報告している。Ⅱ～Ⅳ層には個体数は少ないが海棲のものが主で、陸地から運搬された淡水棲のものは少なく、V層には *Stauroneis phoenicenteron*, *Synedra ulna* 等淡水種のみ検出している。

以上、珪藻は日本の太平洋沿岸地域と異なり、新潟平野では、一般に極めて保存が悪く、海侵海退を明瞭に区別出来ないが、一般的にみれば、やはり軟弱地盤地質系統は、内陸部では全体に汽水～淡水棲のものが、海岸部ではⅡ～Ⅳ層は海水棲のものが多く、部分的には現在の第3砂丘の下にⅠ層の一部に潟のあったことを示している。これは貝化石、有孔虫の分布とも矛盾するものではなく、新潟平野は軟弱地盤地質系統については次のように形成されたものと考えられる。

- ① V層の時代には三角州が現在の海岸線より沖まで広く発達した。
- ② Ⅳ, Ⅲ, Ⅱ層の時代に内陸部は潟、海岸部は浅海といった状態になった。なお、Ⅳ, Ⅲ, Ⅱ層の順に汽水海水種の割合が多くなっている。
- ③ Ⅰ層の一部で再び広く三角州が発達した状態となった。
- ④ その後、現在のような海岸部の砂丘地帯、内陸部は沢沼地と湿原といった状態になったものと考えられる。

(iv) 花粉

新潟平野のような、ある限られた範囲で考えるならば同じような時代に堆積した地層には同じような花粉の分布がみられるのではないかと考えたのもとに、また、有明海や、東京湾での実績をもとにボーリング試料の大規模な分析を新潟花粉研究グループに依頼した。その詳細は高野ら (1968) の報告にあるので省略する。概要は表-1に示したとおりである。

従来、新潟平野のボーリング試料の花粉分析は、坂口 (1964) や徳永 (1965) によって行なわれてきた。しかし、平面的にも垂直的にも局所的な研究に終わっていた。従って、地層の対比を行なうなどということは出来なかったのである。筆者は内陸部の中心の白根のさく井 No.

13は1m毎に、地盤沈下地域の中心を通るF線上のボーリングB7, B24については10mごとに、他のボーリングB26, B27, B25については地層区分の代表的点について、合計約1,000点の試料を選点し、分析を依頼した。これらの結果から軟弱地盤地質系統について要約すると一応次のように考えられる。

- ① V層は圧倒的に *Abies*, *Picea* が多くなり、寒冷な気候を示す。
- ② Ⅳ～Ⅲ層は *Fagus* が多く温暖な気候を示す。
- ③ Ⅱ層は *Abies*, *Picea* があって気温の低下を示す。
- ④ Ⅰ層は *Alnus*, *Cryptomeria* が多く、現在とほぼ同じような気候を示す。

この傾向は、さく井No. 13, ボーリングB24, B25, B7等にもみられ、地層の時代的対比が可能となり、Ⅱ層がいわゆる10,000年前後の縄文海侵のときの堆積物であることを示した。

2) ¹⁴C年代測定

炭質物が得られれば可能な限りこれらのカーボン、デューティングを行なった。その結果は図-3の中に示したとおりである。Ⅰ層とV層は泥炭層が発達し、¹⁴C用試料が得られたがⅡ～Ⅲ層は泥炭層が少なく¹⁴C用試料は得られなかった。V層の結果は湊ら (1967) の推論をうらづけのものであった。

3) 柱状図

図-6はF線におけるボーリング並びに深井戸資料にもとづく柱状図を示したものである。柱状図は、一般にその担当者の観察眼の相異によって若干異なるのが普通である。筆者は保存されている試料や電気検層、N値、粒度分布など他の手法の結果と比較し若干修正した。しかし、原則的には粘土・シルト・砂の区別には誤りがないものとして採用した。岩相の対比は、ある狭い範囲では同時代のものを示すであろうが、新潟平野のような広い範囲になると、花粉の対比と比較してわかるように、岩相による時代の対比が困難に近いことが判明した。しかし、Ⅱ～Ⅳ層をみると海岸部は砂分が、内陸部は粘土分が多く、その間は漸移していることを示し、化石等によって明らかにされてきたように、海岸部と内陸部の相違が岩相の上からもうらづけられている。しかし、V層はこれらほど相違が明瞭ではない。また、Ⅰ層は砂丘の下にも粘土層があり、現在、最も大きい海岸線沿いの第3砂丘群もその生成はそう古くないことを示している。

4) N値 (貫入抵抗値)

図-7は、標準貫入試験にもとづくN値を示したものである。これは岩相とその時代的な固結度に関係するも

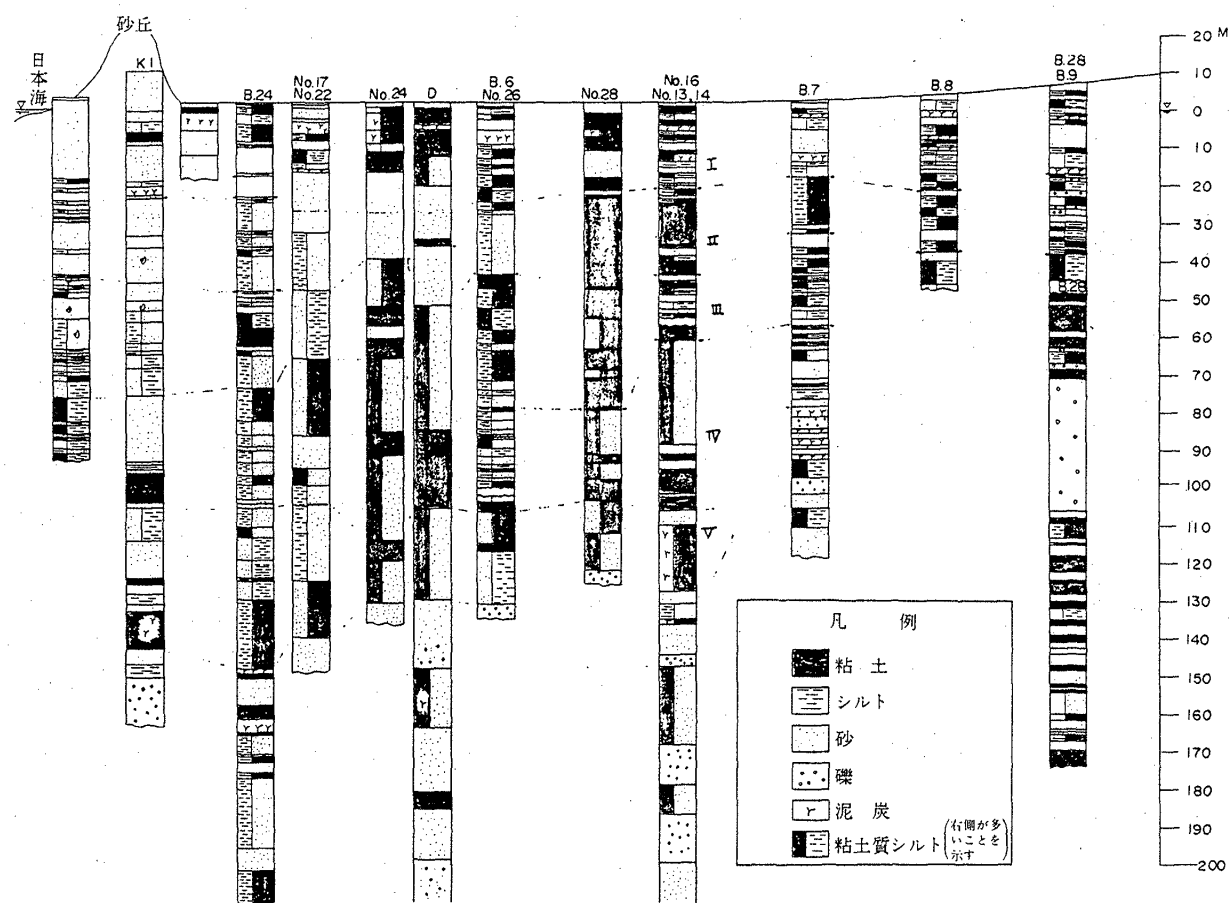


図-6 新潟平野 F 線断面図 (柱状図)

ので、Ⅱ～Ⅲ層における海岸部と内陸部の差異とその漸移過程を示している。潟を考慮する場合、海侵によって砂分の多い地層が内陸に移るとすれば、ボーリング B 6 にみられるように縄文海侵は -40m 前後の地層が堆積したときからではないかと推定出来る。

図-8 は、ボーリング B 26 の N 値の分布であるが同じ粒度分布でも軟弱地盤地質系統 (10 前後) とそれ以前の地層 (40 前後) では N 値が著しく異なり、その区分を可能にした例である。

5) 土質

地盤沈下は、新潟平野の特に内陸部の場合、軟弱地盤地質系統が圧密されるためにおこるものである。筆者はボーリング、または、さく井を利用して土質試験試料を採取し、これらの土質力学的試験を実施した。ここでは地層の圧密の履歴の問題に関連して、間隙比と先行荷重に重点をおいて述べる。土質試験試料は必ずしも一様ではなく、砂～粘土にわたるため、これらのうち土質分類でいう粘土をとり出した。これらの間隙比は -10m まで (Ⅰ層上部) を除いては 1～2 である。これらの先行荷重はほぼ -20m まで (Ⅰ層) が 1 以下、-20～-40m ま

で (Ⅱ層) が 2 前後、-40～-100m まで (Ⅲ～Ⅳ層) が 3 前後、-115m (Ⅴ層) で 5、-120m 以上で (この場合、先軟弱地盤地質系統) 8～9 と特徴ある分布をし、それぞれの間に不整合面を推定させる。CASAGRANDE (1936) は先行荷重が地質学的な経歴を示す重要な指数であることを指摘したが、不整合面を推定するのに新潟平野でも有効である。

6) 物理検層

ボーリング孔や、さく井を利用しての物理検層は自然電位法、比抵抗法 (2 極法)、 γ 線法を行なった。いずれも地層の時代的区分を明瞭にすることは出来ないが、一応の岩相の相違を示している。

自然電位は一般に粘土分の多いところで高くなり、砂分の多いところで低くなっており、岩相の変化を推定するのに役立つ。海岸部が比較的単調に変化するのに対し、内陸部では細かく変化し、地層の垂直変化の傾向を示し、特にⅤ層と西蒲原層、Ⅳ層とⅤ層の区分に有効である。

単極法ならびに 4 極法によりボーリングやさく井内の比抵抗を測定した結果、Ⅴ層と西蒲原層の境界、すなわ

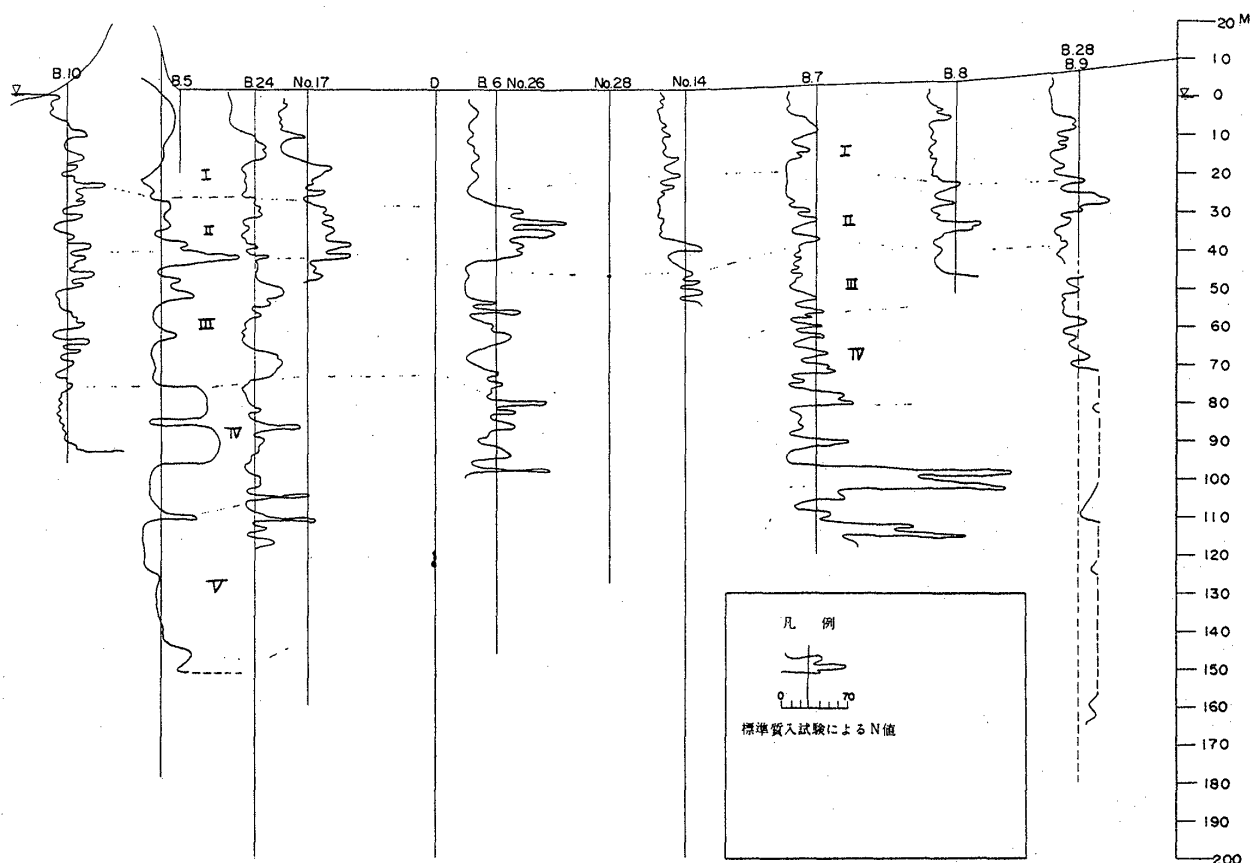


図-7 新潟平野 F 線断面図 (N Value)

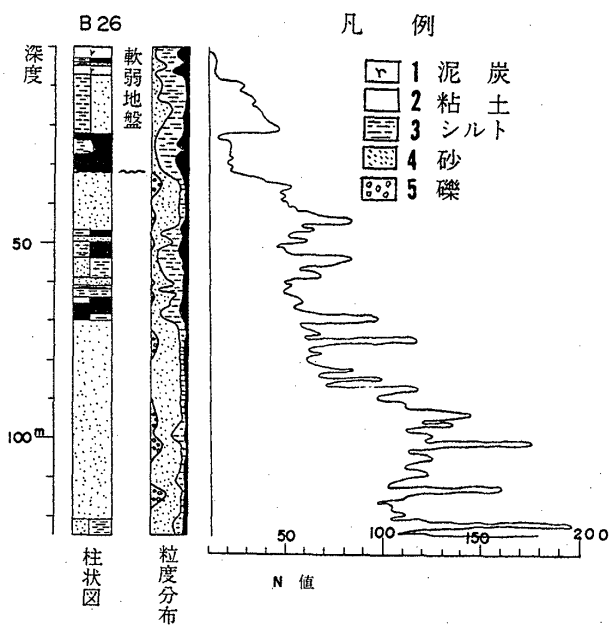


図-8 B26の粒度分布とN値

ち、軟弱地盤地質系統の基底面を知るに有効である。また、ボーリングB24, K1, T1, T2では、Ⅱ層とⅢ層の境界附近にも著しい相異がみられる。これは、地下水の性質にも関係するものであり、水溶性ガスを賦存しているのが主にⅢ層以下であることと一致している。

r線検層の記録では、粘土分の多いところでは大きく、砂分の多いところでは小さいという傾向がみられ、西蒲原層とⅤ層の区分は可能であるが、軟弱地盤地質系統の細分にはあまり役立たない。

4. 新潟平野の地形、表層地質

新潟平野の地形については、坂口(1964)の報告に集約される。

坂口は、その特性を沖積平野と海岸砂丘地帯に二分し、沖積平野をさらに南の長岡周辺の扇状地性平野と、その北の三角州性平野に二分し、この境界を標高+20m前後としている。この三角州性平野と海岸砂丘地帯が、いわゆる新潟平野における地盤沈下地帯であり、三角州性平野が内陸部の地盤沈下地帯に、海岸砂丘地帯が海岸部の地盤沈下地帯に対応する。海岸砂丘地帯には、砂丘間の凹地にできた、鳥屋野潟、佐潟、上堰潟(干拓済み)の湖沼群があり、三角州性平野には鍮潟、福島潟等の湖沼群がある。ごく最近の新潟平野の地盤沈下地帯は、砂丘地帯とその背後地の湖沼と湿地であり、これが信濃川よび阿賀野川の運搬物で埋積されていったことを示している。坂口(1964)は、砂丘群を海岸に向かって第1、第2、第3の三群に分けている。これらの砂丘については

現在田中ら(1970)によって調査が進められているが、これによると、砂丘上の土壌化現象は第3, 第2, 第1の順に大きく、海岸に向かって新しくなっていることを示している。最近、第3砂丘を掘削した新潟東港の中央水路の東壁から遺跡が発見された。これは、第1層は海面のすぐ上にあり、古代製塩遺跡で、古墳時代末から奈良時代のものであり、第2層は中世集落跡(平安時代来~鎌倉時代)、第3層は中世集落跡(室町時代)であるといわれている。

農林省では地盤沈下調査の一環としてスウェーデン式サウンディングによる貫入抵抗値(重錘の静荷量によって貫入する量と一定荷重をのせたまま回転を行なった場合の貫入量)を調査した。この結果は図-9にみられる

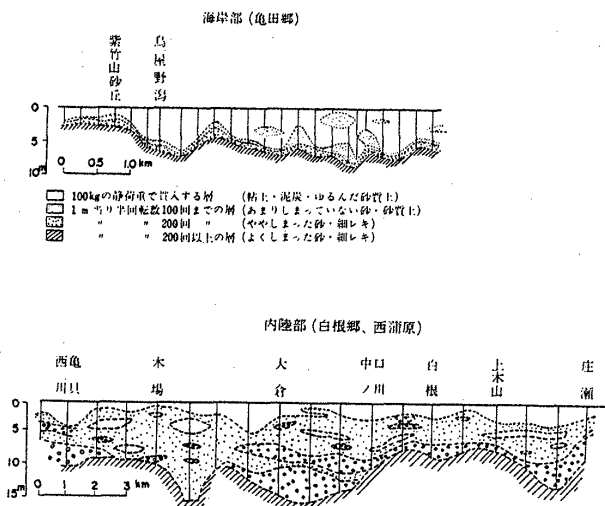


図-9 サウンディング結果図

ように、砂丘地帯と三角州性平野部では異なり、砂丘地帯では砂丘間の背後湿地で、地表近くには泥炭が多く、極めて容易に貫入するが、深さ5m前後でしまった砂層にあたり貫入困難になる。これに対して平野部では、泥炭の発達はいくつか比較的容易に10~15mまで貫入することが出来る。なお、平野部でも辺縁部は砂丘地帯と同じように泥炭が発達する。このことは、比較的最近まで平野中心部に湖沼群や湿原が多く、砂丘地帯と平野辺縁部がより早く陸化し、砂丘、または信濃川の自然堤防の後背湿地を形成していたものと考えられる。

5. 新潟平野の形成

従来、区分出来ないものとして、いわゆる“沖積層”として呼称されてきた20,000 y.B.P.以降の堆積物は、日本の軟弱地盤地質として工学的に処理対象として注目されていた。新潟では長く井関(1965)によってG₁層の

基底にこの境界がおかれていた。坂口(1964)はこれをG₁層の上面の可能性もあるとし、湊ら(1967)も¹⁴C資料にもとづき、西蒲原層とG₁層の上下を不整合とし、20,000~30,000 y.B.P.の海水面変動を論じ、さらに軟弱地盤地質系統を白根累層としてこれを上中下と三分してきた。筆者ら(1968)はこれを5つに細分し、岩相だけで対比出来るものではないとし、Ⅱ層より上を本来の10,000 y.B.P.以降の沖積層とし、この基底面の深さは日本の他の地域とあまり変るものではないことを指摘してきた。筆者は更に其の後の資料にもとづき湊ら(1967)の考えを確認、発展させ、西蒲原層上面、すなわち軟弱地盤地質系統の基底面の構造と平野全体の細分を明らかにしてきた(図-10)。これは湊ら(1967)が明らかに

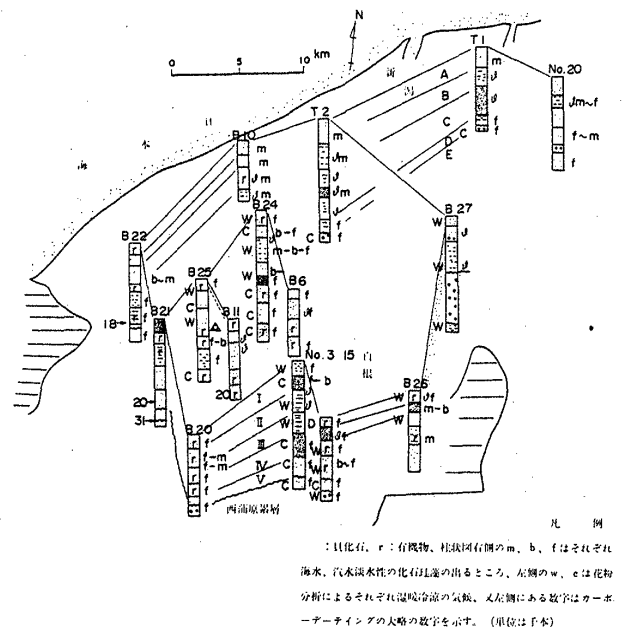


図-10 新潟平野地質対比図

した西蒲原層の下面と同様、広大な平坦面であり、信濃川以西の-130m~-160m面と以東の-70m~-100m面の二つの面が特徴的である。西蒲原層とG₁層の基底面を形成した主ヴルムⅠ(27,000y.B.P.)の最盛時には、ボーリングT2からして、海面は-180mにも及んだものと考えられ、新潟平野の前面から佐渡近くまで広がる-200mまでの大陸棚面に接続するように推定される。主ヴルムⅠに続くパウドルフ間氷期(25,000~29,000y.B.P.)には湊ら(1967)によると、-70mに上昇している。西蒲原層とG₁層は、砂層や砂礫層が多く、化石は海岸部、内陸部ともに淡水棲であることから、現在の長岡市から三条市にかけてみられるような広大な扇状地性平野が形成されたものと考えられる。主ヴルムⅡの最盛期には(25,000-20,000y.B.P.)ボーリングT1でみると

海水面は-160mまで下降し、いわゆる軟弱地盤の基底面を形成した。このような海水面の変動は荷重変化となり、西蒲原層以下の地層のN値は、一般にシルト層でも50以上を示し、軟弱地盤地質系統の同じようなシルト層が30以下であるのとでは明瞭に区別される。図-10にもとずき、海水面変動をまとめてみると図-11のようにな

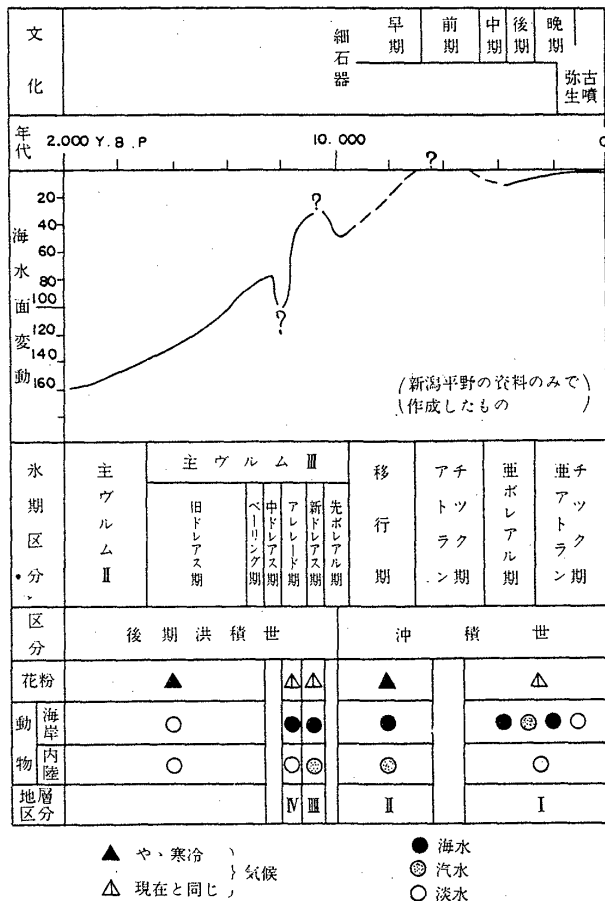


図-11 新潟平野の軟弱地盤の編年

る。20,000y.B.P.以降の海侵にともなう、先ずⅤ層が堆積した。これはシルト層や泥炭が主体であり、化石も海岸部、内陸部とも淡水棲のものが多くことから、現在と同じような三角州性の平野であったものと考えられ、¹⁴C年代資料でみると、20,000~13,000 y.B.P.ぐらいの間に堆積し、気候も寒冷であることから比較的安定した水域であり、海面上昇はゆるやかに行なわれたものと考えられる。海岸部の第3砂丘の下でも内陸部と明瞭に区別されないことから海岸線は現在よりはるかに沖合であったものと考えられる。この上限は、さく井No.13で、海面下104mであるから、このときの海面は-100m近くまで上昇したのものと考えられる。Ⅴ層とⅣ層の間には花粉から見て、気候的に寒冷から温暖へと変

化しており、貝化石、有孔虫化石、珪藻などからみてもⅣ層は海岸部では海水の要素が、内陸部では汽水の要素が入ってきており、また、地層の圧密の履歴を示す先行荷重にもⅤ層とⅣ層に相違のあることからこれらの地層の境界は不整合面であると考えられる。またⅣ層は岩相が複雑に変化することから急激な海侵にともなう変化の激しい水域で堆積したのものと考えられる。Ⅲ層は、花粉からみても、化石からみてもⅣ層と同じであることから、Ⅳ層と整合であると考えられる。ただ、内陸部で粘土分の多くなることから、海侵がゆるやかになってからの堆積と考えられる。Ⅳ~Ⅲ層とも海岸部では浅海、内陸部では潟湖に近い状態での堆積と考えられるが、粘土分の分布からみてⅣ層のときは、現在の海岸部と内陸部の境界附近に潟湖の中心があり、Ⅲ層のときにはもっと内陸の大倉~味方附近にあったのではないかと考えられる。ボーリングB7でみれば、このときの海面は-30m近くまで上昇したのものと考えられる。Ⅱ層は花粉から多少気温の低下の傾向が見られること、化石でもⅢ層に比べて海水の影響がより強く、特に海岸部ではこの境界附近に著しい内湾性の有孔虫の認められることから、更に、Ⅲ層とは先行荷重にも差異のあることから、Ⅲ層との関係は不整合と考えられる。ボーリングB25でこの境界から、このときの海面低下は-45m附近まで及んだのではないかと考えられる。これは新ドレアスの海退期と考えられる。またⅡ層は、内陸部は潟性の粘土層であり、海岸部は砂層が最も内陸側に入ってくることから、海面上昇は緩やかに行われ、潟は、内陸側に最も深く広がり、粘土層の分布からみて三条市まで及んだのではないかと考えられる。これがいわゆる縄文海侵に相当するものと考えられるが、¹⁴C資料に乏しいので決定的なことはいえない。このときの海面上昇による堆積物はさく井No.13から考えて新潟平野では-20mくらいまである。内陸部で最も地盤沈下する地層がⅡ層であり、続いてⅢ層であることを白根の沈下計群は示している。これらの砂礫率(全層厚に対する砂層と粘土層の割合)をみても、また、N値の平均値をみても内陸部の地盤沈下地域の形と一致する。これは、このときの潟湖の分布を示しているものと考えられる。そして、沈下量図からみれば、その潟湖の出口は寺尾附近にあったものと考えられる。筆者はこのときの潟湖を古白根潟と呼称する: Ⅱ層の下底面は三位(1966)による現在の八郎潟の粘土層の基底面とはほぼ一致するのが注目される。従ってこれらの形成は、ほぼ同時代に始ったと考えてよい。しかるに八郎潟では、この層準にはカキ等を含み、内湾の状態を

示している。これは両者の背後の土砂供給量に関するものではないだろうか。この相違が古白根潟と古八郎湾との相違となり、現在の新潟平野と八郎潟の相違となって現われたものと考えられる。

I層は花粉からみて気温がほぼ現在と大差なかったものと考えられ、II層との間に相違のあることから、この間もわずかながら不整合であったのではないかと考えられる。II層の下底はボーリングB20で約4,000 y.B.P.を示すこと、内陸部で泥炭の発達することから、緩やかな海退にともなう、潟湖から淡水湖沼、もしくは湿原に漸移した過程での堆積と考えられる。なお、-10mより上方に粘土層がよく発達し、これより上部と下部に分けることが出来る。

以上がこれまでの調査結果から推定される20,000 y.B.P.以後の新潟平野の形成過程である。これは、表日本の太平洋沿岸で明らかにされたおぼれ谷を埋積する形態と著しい相違がある。これは背後地の土砂供給量の相違が関係しているとも考えられる。新潟平野でおぼれ谷を埋没した形は三条より南方になるものと考えられるが、これについては今後の検討にまっほかはない。新潟平野の地盤沈下地域は、関東ではまだ埋没されていない東京湾に相当するものであり、背後地の土砂供給量が大きいためにすでに埋没されてしまったものと考えられるかも知れない。このように、新潟平野の軟弱地盤地質系統は、内湾が内側から徐々に埋没されるといったものではなく、海岸部では砂州、内陸部では潟湖が形成され、これらが埋没、干陸されて形成したものであり、この潟湖の形態が内陸部の地盤沈下地域を規定しているのでもある。

要 約

新潟平野は日本の中央部にあり、日本海に面し、信濃川に沿った沖積平野である。

筆者は、調査ボーリング、貫入試験、微化石分析、¹⁴C年代測定、土質試験等によって、新潟平野における晩期第四系の地質を明らかにした。この中で、花粉分析が地層の対比に、珪藻分析が堆積環境を知る上に大きな役割を果たした。これらの結果から、新潟平野の20,000 y.B.P.以降の堆積物を五層に区分することが出来た。

I層：海面下20mより上にあって、未分解の埋れ木のある軟弱なシルト、砂、粘土であり、ほぼ現在と同じような温暖な気候のもとでの湿原の堆積物である。

II層：一般に海面下40~20mにあるもので、現在より多少気温の低下した潟性の堆積物で、内陸部では粘土で

ある。この分布から古白根潟の存在が明らかになった。海岸部は砂である。

III層：I層と同じような温暖な気候のもとでの水域が徐々に安定したときの堆積物で、海岸部では砂、シルト、内陸部では粘土、シルトが多い。

IV層：III層と同じような気候のもとでの水域が激しく上昇したときの堆積物で、淡水から汽水性の堆積物が多い。

V層：20,000 y.B.P.から13,000 y.B.P.にかけての冷涼な気候の安定した淡水域での堆積物である。なお、この下には25,000 y.B.P.以前の「西蒲原層」と呼ばれる段丘性の堆積物がある。これらの地層のN値の平均値や砂礫率の分布は、内陸部の地盤沈下地域と同じような形をし、岩相の分布が古白根潟の存在を浮きぼりにした。

このような事実から、新潟平野は、20,000 y.B.P.以降は海水面変動にともなう潟湖が発達し、それが埋積されて出来たものであることが明らかになってきた。

参 考 文 献

- 青木 滋・柴崎達雄(1966)：海成「沖積層」の層相と細分問題について。第四紀研究，第5巻，第3~4号，p. 113—120.
- CASAGRANDE(1936)：The Determination of the Preconsolidation Land and Its Practical Significance. *Proc. 1st Int. Conf. Soil Mech.*, p. 3—60.
- 藤岡一男(1966)：秋田地方の沖積層。日本地質学会第73回学術大会総合討論会資料，p. 159—170.
- 藤田剛・長谷川康雄・渡辺勇・松木保・木村広・斉藤弘治(1968)：新潟平野における沖積層の珪藻群集について。地質雑，vol. 74，p. 125.
- 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)，p. 63—76.
- 林 等(1970)：新潟平野周辺の第四系(未公表)。
- 北陸農政局新潟地盤沈下調査事務所(1965)：農地の地盤沈下。p. 164—186.
- 星野通平(1958)：日本近海大陸棚上の泥質堆積物について。地団研専報，no. 7.
- 井関弘太郎(1965)：日本周辺の陸棚と沖積統基底面との関係について。名古屋大学文学部研究論集，no. 14.
- 伊田一善(1955)：新潟ガス田の地質。地質調査所月報，6巻，6号，p. 327—342.
- 兼子勝他18名(1951)：新潟市、西蒲原及び中蒲原平野地質調査報告。

- 牧山鶴彦(1963):新潟ガス田の層序及び地質構造について. 石油学会誌, 6巻, 9号, p. 684—687.
- 三位秀夫(1966):日本海沿岸における海岸砂丘の問題点. 日本地質学会第73回学術大会総合討論会資料, p. 151—158.
- 湊 正雄(1966):日本列島最後の陸橋. 地球科学, 第85・86号, p. 2—11.
- MINATO, M. et al. (1967): Absolute Age of Subsurface Late Quaternary Deposits in the Niigata low land. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV, Geol. & Miner.*, vol. XII, p. 401—406.
- 新潟古砂丘グループ (1967): 日本海側の古砂丘について. 第四紀研究, 第6巻, 第1号, p. 19—28.
- 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」資料集, p. 53—58.
- 坂口 豊(1964):越後平野の古地理の問題によせて. 第四紀研究, 第3巻, 第3号, p. 284—289.
- 柴崎達雄(1967):軟弱地盤生成に関する第四紀学, および応用地質学的研究. 学位論文 (東京教育大学).
- ・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, 第2号, p. 57—61.
- SUYAMA, K. (1961): Subsurface geology of Tokyo. 学位論文 (北海道大学).
- 須田貫二・佐藤茂・牧野答喜男(1966):新潟地震予察報告. 地質調査所特別報告, 第四号.
- TAKEUCHI, S., KIMOTO, S. WADA, M., SHIINA, H. and MUKAI, H. (1969): Geological and Geohydrological properties of the Land subsided areas (case of the Niigata Lowland). Proceedings of the International Association of Scientific Hydrology. Tokyo Symposium on Land Subsidence. IASH, Belgium, p. 232—241.
- 竹内昭八・和田温之(1970):新潟平野における地盤沈下の実態と最近の課題(調査)について. 農業土木学会誌, 第38巻, 第7号, p. 459—464.
- 高野武男・新田義信・山田武雄・仙田幸造・五島智彦・佐藤勢次・山崎興輔(1968):新潟平野白根地域の沖積層の花粉化石について. 地質雑, vol. 74, p. 124.
- 田中久夫・長谷川正・水品静雄・坂井陽一(1970):新潟砂丘について. 日本地質学会第77年学術大会講演要旨, p. 124.
- 和田温之・柴崎達雄・歌代勤(1969):地盤沈下研究からみた新潟平野における晩期第四系の諸問題. 日本地質学会第76年学術大会シンポジウム「海岸平野」資料集, p. 207—212.
- 渡辺其久男(1970):新潟県庁委託有虫化石報告 (未公表).

Late Quaternary History of Niigata Lowland

Masayuki WADA

(Abstract)

Being located in the central part of Japan proper and facing to the Japan Sea, the so called Niigata lowland is an alluvial plain stretching along the Shinano River.

The geology in Niigata lowland were clarified through such investigation of theirs as exploratory drillings, penetration test, micropalaeontological analysis, absolute chronology by the radiocarbon method, and soil mechanical method.

In this connection, pollen analysis proved to be very useful for the correlation of each formation and diatom analysis for knowing the sedimental environment.

The late Quaternary deposits can be divided into five layers, I, II, III, IV, V. Geological characteristics of each of the abovementioned five layers are as follow.

Layer I; Deposits in humid plains like the swampy land in regression stage of the Latest Holocene with a climate as mild as the present. Its general depth is less than 20 meters below the present sea levels. Its consists of sand, silt, and clay containing fossil wood, and is very lowly compacted in general.

Layer II; Lagoon or inland bay sediments under a stable water level of Holocene with a milb climate,

the temperature being a little lower than that of the present. Its general depth is from 20 to 40 meters below the sea level. The said layers consists of very soft clay at Shirone, and of sand or silt at Kurotori which is situated around the boundary line between the inland and the seaside areas. The extent of the clay bed coincides with the area where a considerable subsidence is observed in the inland.

Layer III ; Lagoon or inland bay deposits in the process of gradual stabilization of the sea level with a mild climate. Its general depth is from 40 to 80 meters below the sea level. The inland parts of this layer chiefly consists of clay, with the seaside one consisting of silt.

Layer IV ; Lagoon or lacustrine deposits in the process of radical changing water level with a mild climate. Its general depth is between 80 and 100 meters below the sea level.

Layer V ; Lacustrine sediments deposited less than 20,000 years ago under a stable water level with a cool climate. This layer is generally distributed between 100 and 150 meters below the sea level. Underlying Layer V there are terrace-like deposits called "Nishikanbara Group" which were formed more than 25,000 years ago.

The distribution of the mean N-value and the sand gravel ratio in Layer II coincides with that of land subsidence in the inland, indicating regional difference of lithofacies.

From those findings, it is to be surmised that Niigata lowland as a whole has grown in a lagoon like condition since of 20,000 y.B.P., though temporarily it may have been severally affected by sea water or may have transformed into an inland bay or delta.