

# 縄文時代における自然環境<sup>(1)</sup>

## (2) 地勢環境の変化

Changes of the Natural Environment during the Jomon Period (Part2)  
Change of the Topographical Environment<sup>(1)</sup>

藤 則 雄<sup>(2)</sup>  
Norio FUJI<sup>(2)</sup>

〈目 次〉

〈Contents〉

1. はじめに	1. Introduction
2. 気候・海水準変化の地勢への関与	2. Relationship among the Changes of Climate, Sea-level and Topography
3. 埋没地形	3. Buried Topography
4. 沖積平野の形成	4. Formation of the Alluvial Plain
(1) 沖積平野の地形	(1) Topography of the Alluvial Plain
(2) 扇状地	(2) Alluvial Fan
(3) 海岸砂丘	(3) Coastal Sand-dune
(4) 自然堤防	(4) Natural Levee
(5) 三角州	(5) Delta
(6) 後背湿地	(6) Back Marsh
(7) 海跡湖・沼	(7) Lake, Lagoon and Bog
5. 海岸平野の埋積層	5. Alluvial Sediments under the Coastal Plains
6. 山地・丘陵・段丘の浸食	6. Erosion of the Mountainous, Hill and Terrace Areas
7. 海岸線の移動	7. Migration of the Coastal Line
8. 結論	8. Conclusion
参考・引用文献	Cited References

### Abstract

#### 1 Topography of the surfaces

The present outline of the Japanese Islands has resulted from earth movements since the late Pleistocene.

Four principal geomorphic surfaces of the Holocene can be recognized in the Islands. In as much as there are distributed typically in the Kwantō district especially around the Tokyo Bay, these have been called by names of the local surfaces as the Shimosueyoshi, Musashino, and Tachikawa terraces from older to younger. Each surface can be further subdivided.

(1)平成15年9月17日受付, 平成15年10月28日受理。Received Sep. 17, 2003; Accepted Oct. 28, 2003.

Contribution from the Laboratory of Palaeoenvironment Science, Department of Cultural Properties and Heritage, Faculty of Fine Arts and Informatics,  
Kanazawa Gakuin University; Fuji's Contribution No.14.

(2)金沢学院大学 美術文化学部 文化財学科 古環境科学専攻, 金沢星稜大学非常勤講師, 金沢大学名誉教授。

the Laboratory of Palaeoenvironment Science, Department of Cultural Properties and Heritage, Faculty of Fine Arts and Informatics, Kanazawa Gakuin University; Sue-machi 10, Kanazawa 920-1392, Japan. Part-time Lecturer of Kanazawa Seiryō University, Goshō-machi 10-1, Kanazawa 920-8620.

Professor Emeritus of Kanazawa University, Kakuma-machi, Kanazawa 920-1192.

The Shimosueyoshi terrace was formed by a remarkable transgression at about 130,000 to 70,000 years ago correlated with the Sangamon and Riss-Würm interglacial stage. This terrace is most extensively distributed 20 to 30 m high throughout the Islands.

The Musashino terrace was formed at about 70,000 to 50,000 years ago in the middle Würmian stage.

The Tachikawa terrace, either on land or buried beneath the present alluvial plains in the Japanese Islands, is entirely composed of fluvial deposits. This surface was formed at about 30,000 to 15,000 years ago in the late-latest Würmian stage. Therefore, sea-level must have stood below the present sea-level during the Tachikawa period.

The Holocene alluvial plain was formed mainly since about 8,000 years ago. The deposits are composed mainly of the upper Pleistocene deposits and the upper to lower Holocene deposits.

The deposits, surfaces and radiometric ages of these terraces and plains in and around Tokyo Bay have been geologically studied, and the dates were determined by radiocarbon measurements to 30,000 years ago, and by the fission-track method before that time.

Most of these surfaces are thickly covered with tephra layers in almost areas over the Japanese Islands except parts of areas facing the Japan Sea. Using these tephra layers as stratigraphic key bed, the chronostratigraphic succession of the surfaces as well as the certain buried terrace features below the Postglacial deposits has been established.

## 2. Basal topography below the Postglacial deposits

The basal topography buried below the Postglacial deposits has been analysed in some coastal alluvial plains, with especially around Tokyo Bay, Nagoya Harbor, and Osaka Bay, etc. with reference to the following sources:

- 1 : geologic descriptions of drilled wells and geologic observation of core samples from wells,
- 2 : results of radiocarbon dating,
- 3 : palaeoenvironmental investigation based on microfossils as pollen grains, foraminifers and diatoms, and molluscan fossils, and
- 4 : pedological investigation.

The basal topography below the Postglacial deposits analysed by these sources is classified into a few geomorphic units as follows;

- buried abrasion platforms,
- buried valleys, and
- buried river terraces.

### (a) Buried abrasion platforms

These are subclassified into a lower abrasion platform (about -20 to -40m high), and an upper abrasion platform.

The former platform is distributed at height between -20 to -40m, typically in the northeastern part of Tokyo Bay, and separated into two subplatforms, -20 to -30 and to -40m high (KAIZUKA et al. 1977). The latter platform is distributed at height of 0 to -10 m and slopes seaward gently, and is separated into two subplatforms, 0 to -5m and -5 to -10m high.

### (b) Buried valleys

The buried valleys have been found around Tokyo Bay, Nagoya Bay, and Osaka Bay, and below the Kanazawa alluvial plain, etc. According to Kaizuka et al. (1977), in Tokyo Bay, these pass into the present subserial valleys upstream, and the larger the subserial valley, the broader is the continuing buried valley and the gentler the gradient of the valley floor. The largest buried valley is in Tokyo Bay and is named the Tokyo Valley. It was made by the Palaeo-Tokyo River, and extends to a depth of about 70 m below the present sea-level. Some buried valleys are not distributed only in the southern area of Tokyo Bay, but also occur widely in the western area of the bay.

### (c) Buried river terraces

Wherever the already mentioned buried valleys are distributed, the buried river terraces occur generally along the buried valleys. In the Hokuriku districts, these terraces are composed of fluvial deposits as gravel and coarse-grained sand, which are covered mostly by the Tachikawa loam layer. According to Kaizuka's investigation (1977), these

buried river terrace surfaces are separated into three levels. On the basis of the projected profiles along the buried ancient rivers such as the Palaeo-Tokyo River, and subaerial terraces, buried terraces and buried valley floors, assuming the extent of vertical earth movements in Tokyo Bay after the time of the Tc1 surface has not been large, the sea-level in the time of the formation of the Tc1 surface is inferred to have been about  $-40\text{m}$  high.

The correlation between subaerial river terraces and the lowest sea-level in the Tachikawa period, perhaps in the late-last Würmian glacial stage, has been examined in various districts of the Japanese Islands by geologists and morphologists. According to the results of their studies, it is concluded that the subaerial river terraces were the river terraces correlative with the sea-level, and the radiocarbon age of these terraces was estimated approximately as about 17,000 to 15,000 years ago (MACHIDA et al. 1971; FUJI 1979a). Therefore, it can be said that the age of the lowest stand of sea-level during the latest Pleistocene epoch may be between about 20,000 and 15,000 years ago.

The sequence of the above-mentioned buried landforms is, from older to younger, as follows:

- the Upper buried terrace surface (Tc1),
- the Lower buried terrace surface (Tc2),
- the Buried valley floor (between Tc2 and Tc3),
- the Lower buried abrasion platform (AbL), and
- the Upper buried abrasion platform (AbU).

Sea-level in the Tc1 age (ca. 30,000 years ago) is estimated to have stood at a height of about  $-40\text{m}$ , and during Tc2 age (ca. 20,000 years ago) it fell still more; it attained its lowest stand (about  $-80 \sim -135\text{m}$ ) by Tc3 age (ca. 15,000 years ago).

### 3 Topography of the sea bottom

The bottom of some bays in the Japanese Islands, where several deltas are situated, is generally shallower than  $-40\text{m}$ , and a remarkable flat bottom extends from  $-10$  to  $-40\text{m}$ . Topset flats, foreset slopes, and bottomset, flats of the deltas are well developed at depths of 0 to  $-5\text{m}$ ,  $-5\text{m}$  to  $-10\text{m}$ , and below  $-10\text{m}$  respectively. The grain size of the deposits is generally related to the topography of bottom; that is, muddy deposits occur at depths deeper than  $-10\text{m}$ , and sandy ones at depths less than  $-10\text{m}$ . The bottom topography as in the southern part of Tokyo Bay is somewhat rugged, including a small bank which is thought to represent a submerged terrace of the late Pleistocene. In Tokyo Bay, submarine channels as the Kannon-zaki submarine channel are developed at depth of  $-40$  to  $-90\text{m}$ . According to KAIZUKA et al. (1977), this may represent a semiburied river valley, as already mentioned the Paleo-Tokyo River formed during the Tachikawa age (the latest Pleistocene). The channels usually terminate on the bottom deeper than  $-100\text{m}$  in the Japanese Islands as reported by SHEPARD et al. (1964). On the canyon in the Uruga Strait, submarine terraces are found at the edge of the continental shelf ( $-90$  to  $-110\text{m}$ ), and are inferred to be one of the late Pleistocene abrasion platforms (KAIZUKA et al. 1977).

### 4 Holocene terraces

The Holocene terraces underlain by marine sediment and with an elevation of several to some dozen meters are sometimes recognized along the coastal lines of the Japanese Islands.

As terrace surfaces of this kind were formed in the Jomonian cultural age, they are often called the Jomonian beach or the raised beach by the Japanese geologists and geomorphologists. Former strand lines indicated by these Holocene terraces vary in height at each locality, and the fact simply implies that local vertical fluctuation of terraces since the formation of the terraces has occurred in the Japanese Islands, and that its value may be generally several meters within the last about 6,000 years.

In the Hokuriku district facing the Japan Sea, there are coastal sand dunes, which are separated into three belts by the distribution and age of these formation. Judging from the results on the change of the sea-level and the formation of the coastal sand dunes, the present writer (Fuji 1965; 1975) concluded that the relative lowering of sea-level is estimated to be about 6 m during the late half of the Holocene epoch, the last about 6,000 years, since the time of the highest Holocene sea-level.

The southern coastal areas of Shikoku and Kwanto districts are famous for localities of the best developed Holocene

terraces and of remarkable upheaval. In the Numa area of the Kwantō district, the Holocene terrace is composed mainly of sediments with which coral-reefs and shells are found on the abrasion platform of the basement rocks. Among these coral-reefs, there are some species living in warm water conditions. An age of a fragment of the coral-reefs has been dated at  $6,160 \pm 120$  <sup>14</sup>C years B. P. Most species of these shells do not live in the present sea around Numa area, but live in the southern sea of the Japanese Islands.

Judging from the above results, in the early Jomonian cultural age, about 6,000 years ago, the sea is presumed to have been warmer than at the present-day. This inference is supported by a palynological investigation of some sediments of similar age. This warm age is clearly correlated with the climatic optimum and occurred within the Flandrian Transgression (FUJI 1965).

### 5 Stratigraphy and sedimentary environment

There are the remarkable differences among various features of the Postglacial deposits occupying respectively the coastal, inland, and offshore areas.

#### (1) Coastal areas

The Postglacial deposits of the coastal areas usually indicate a similar stratigraphic succession. A fluvial gravel is recognized under the Postglacial deposits.

For discrimination of the Postglacial deposits from the basement rocks, colours, other lithological features of sediments, molluscan, diatom and pollen assemblages, and N-value of the standard penetration resistance are useful. However, when the remarkable gravel layer is absent and the underlying formations are composed of the Pleistocene deposits, it is difficult to separate the Postglacial deposits from the Pleistocene deposits by examination of well drillings.

Two cycles of sedimentation, upper and lower can be distinguished throughout the geologic column of the Postglacial deposits in the coastal areas, and separated by a remarkable and continuous sandy intercalation at a height of  $-20$  to  $-40$ m. According to the results analysed in the Kwantō, Nagoya and Osaka districts, the stratigraphic succession in the coastal areas can be summarized as follows:

Upper member (U):	alluvial deposits (UA) sand (US) clay (UC)	}	Holocene epoch
Middle member (M):	sand (MS)		
Lower member (L):	alternation of clay (LC) and sand (LS)	}	the latest Pleistocene epoch
Lowest member (B):	basal gravel (BG)		

The Upper member (U) may be identical to the Holocene deposits, and the Lower member (L) fits closely the latest Pleistocene deposits.

#### a Basal Gravel (BG)

A gravel layer is distributed only on the buried valley floors of the ancient rivers such as the Palaeo-Tokyo River in the latest Würmian glacial stage. The layer is absent from the floors of the ancient rivers in the same stage of the inland areas. This layer is less than 15 m thick, and the N-value of a standard penetration test more than 5.

#### b Lower Clay (LC) and Lower Sand (LS)

These layers are generally seen in the buried valley deeper than  $-20$  to  $-30$ m, and thought to represent fluvial or marine deposits filling in previous river valleys. The lithofacis of the Lower member (L) is variable, being locally composed of clayey sediments, and sometimes of clay with sandy intercalations.

Although marine shells are rare in these layers, humic layers resembling backswamp deposits occur at the basal horizon. The Lower member is locally overlain by the Middle sand or Upper clay layers unconformable and less than 30m thick. The N-value is generally less than 20 in LC and less than 50 in LS. The unconfined compressive strength of LC is heavier than  $12$  t/m<sup>2</sup>.

### c Middle Sand (MS)

This bed is composed of well-sorted fine to silty sand and locally contains marine shells or humus. It is intercalated at - 25 to - 40m in the geologic column, and directly covers the lower buried abrasion platform (AbL). It is thinner than 15m thick, and the N-value is 15 to 30 in the sandy layers and 5 to 15 in the silty layers respectively. The Middle sand member is presumed to represent the foreset bed of former deltas (KAIZUKA et al. 1977) accumulated when there was a halt of sea-level in the process of the Flandrian Transgression. The age of this short stillstand of the sea-level might have been 10,000 years ago.

### d Upper Clay (UC)

This layer is composed mainly of soft clay or silt with abundant marine shells, and less than about 40 m thick. The N-value is less than 5 in the sand-poor portions. Its unconfined compressive strength is 2.5 to 9.0t/m<sup>2</sup>. The Upper clay layer constitutes the bottomset bed in deltaic areas, and forms weak ground for construction wherever it is thick. In the big cities of Japan, especially Tokyo, Osaka and Niigata etc., this layer has been associated with remarkable land subsidence of more than 4 m at the maximum since the beginning of the 20th-century and this phenomenon is due to the overextraction of underground water.

### e Upper Sand (US)

This layer is composed of well-sorted, medium-to fine-grained sand with abundant marine shells. The US constitutes the foreset bed of deltas, sand spits, offshore bars, beach ridges, and coastal sand dunes in coastal nondeltaic areas, covering the Upper buried abrasion platform (AbU) directly. The foreset bed might have accumulated with the advance of the deltaic front during the last 5,000 years since the sea-level roughly reached its present level. The layer is less than 15m thick, sometimes 20m, and the N-value is 5 to 40, and utilized generally as a supporting foundation bed.

### f Upper alluvial deposits (UA)

This layer comprises the alluvial deposits that make up the surface of the present lowlands. The layer consists of humic clay, mud, and sand, being less than 3m in thickness. The UA layer is regarded either as the topset bed of a delta or as a stream channel and inter-channel flood deposits. The present coastal plains have been built up during the last 6,000 years. The chronologic consideration on this process of desiccation of coastal plain has been made by means of the shell mounds and remains of the Jomonian cultural age.

#### (2) Inland areas

The Postglacial deposits in the Japanese Islands comprise those that fill basins, valleys and lakes. They consist of clay, silt and gravel, and locally of peat layers. As the base levels of rivers have not been influenced by the eustatic changes in sea-level, unlike the mode of occurrence of the Postglacial deposits in the coastal areas as above-mentioned, they are inland peat, and not the deposits in the drowned valley. It is possible to determine the age of the deposits only by taking advantages of volcanic ashes or pre-historic remains belonging to either the Holocene or Pleistocene epoch. In the inland areas near coasts, the Postglacial deposits are represented mainly by the alluvial fan deposits.

#### (3) Offshore areas

The Postglacial deposits in the offshore areas of bays are composed mainly of soft, clayey sediments corresponded with the LC layer mentioned already and clay corresponding to the Upper clay (UC) layer. However, in the areas, there are lack sand which is corresponded with the Upper sand (US) layer.

### 1. はじめに

約7万年前に始まった最終氷河時代—第四紀更新世 Würm ageは、地球上の位置によって若干の異なる終末時（約18～1万年前）を以て終わり、いわゆる後氷期が始まった。

日本では、完新世約1万年間のうちの約70～80%を占める縄文時代の自然環境の基礎としての地勢環境は、基本的には、この期における気候変化とそれに伴って起こった海水準変動等によって影響された。すなわち、縄文前期に向けての気候の温和～温暖化とそれによって海水面が上昇し、それに伴う海進でそれ迄に形成された海岸の各種の地形が風化・浸食され、その後の気候の冷涼化とそれによる海退によって海岸平野一帯に各種の地形が形成された。

本論文では、縄文時代における自然環境の中でも、特に変貌著しき海岸平野一帯の地勢を各種の地形に分類し、北陸での例を引用しながら、それぞれの地形について論述したい。

### 2. 気候・海水準変化の地勢への関与

地球表層のすべての形状を地勢と云い、縄文時代の地勢を最も特徴づける地勢には、海岸・砂丘・臨海性沖積性平野・扇状地等の形成とそして浸食作用がある。完新世における気候の温暖化と、それに伴って起こった海水面の急速な上昇は、それまで海岸平野であった平地やそこに生育していた植物群を海水面下に水没させ、海水の内陸に進入した各所で、湾・入江・潟を造り、海岸線一帯に幾列もの海岸砂丘を形成させ、その内側に、北陸地方の福野潟・邑知潟・四方湖・河北潟・江沼三湖・北潟湖・三方五湖を始めとして、日本海沿岸には八郎潟・宍道湖・旧象潟・十三湖等の海跡湖を残した。それ等は、正に Flandrian transgression（有楽町海進）の極頂を示す縄文海進に伴って形成された浸水域であり、その残跡である。

海進によって内陸に形成された湾や入江には細粒破砕物である泥・シルトが、沿岸流の直接的影響を受けた所には砂州 sand bar・砂嘴 sand beak、及びそれ等より拡長発展してきた海岸砂丘の形成、そしてその内陸側では河川が上流より運搬・排出してきた泥・砂・礫の堆積・埋積によって形成された完新世の沖積性海岸平野・扇状地、就中、河川運搬物の特に多量に排出される山間から平野への地形転換地では沖積性扇状地が、日本では最も特徴的地勢として形成されたのである。

以上のような気候変化とそれに起因する海水準変化によってもたらされる各種地勢とその変化との編年的関係を模式化すると、図1のようである。

### 3. 埋没地形：沖積性層の基底と埋没地形面

日本の海岸平野を構成する軟弱泥層の下には埋没谷や埋没地形面が潜在している（藤 1999）。

東京都では、等深線によって、現在の山手台地をきざむ地表水系の地下への延長が旧河谷に続いていることが明確である。この埋没谷は、一度陸上に露出した地盤が浸食作用を受けた結果、河谷地形が造られ、再び沈水して、そこは新しい堆積物で埋積された。

埋没谷は、各地で確認されるようになり、この谷を埋める一連の新しい堆積物を総称して、“沖積物”と呼んでいたが、埋没谷の形成は7～2万年前の最終氷期の海水面の最低下期であることが判って以来、過去1万年前に始まる沖積世の堆積物を“沖積層”と呼ぶべきであるので、埋没谷を沖積している一連のかつての“沖積層”は更新世終末期の堆積物を含むことになり、従って、過去

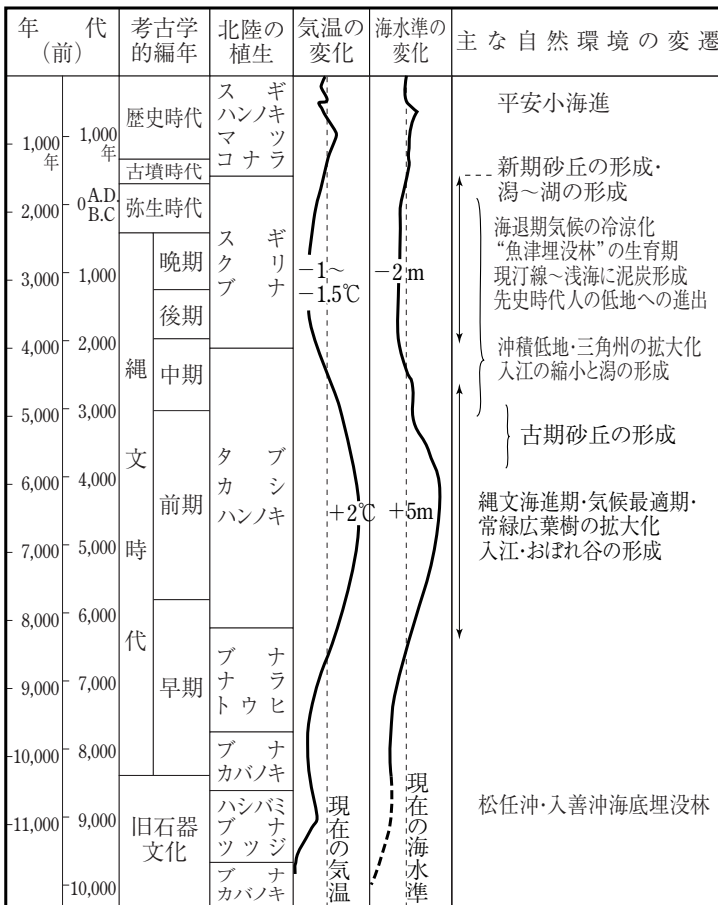


図1 最終氷期以降における年平均気温・海水準の変化  
Fig.1 Changes of the climate and sea-level since the Last Glacial period.

1万年間の堆積物は、“沖積層の上部に限定されることになる。

かつての“沖積層”は決して一連の連続した地層ではなく、そのなかに顕著な層相変化と軽微な不整合が存在し、これによって下部と上部とに2分される。有明・不知火海域では下部：高原海灣層と上部：有明粘土層に2分され、この間に不整合のあることも確認された。この不整合面は、現有明海の深度40m平坦面に開口する埋没谷を形成していることと放射性炭素<sup>14</sup>C年代測定等や微化石に基づく環境とも符合する。この埋没谷の形成は約1万年前で、新Dryas期に対比される。

かかる有明海域での関係は、東京域でも認められ、濃尾平野では下位の濃尾層と上位の南陽層との間にある。このような不整合面を含む後氷期層は、現深度で凡そ-40m以浅の、約1万年前に一次的に離水域になった所であることは勿論である。従って、この時期に水域であった環境の所、及び凡そ-40m以深の所では水域であったために、この不整合面及び面直上の基底礫層様の礫及至粗粒堆積物は分布していない。河北潟での深層掘削では、この期の不整合面は認められないが、この期に相当する層準に粗粒砂層の分布している地域が多い。東京では、江戸川河口沖に分布している。後氷期層は、この粗粒砂層を境にして上位と下位に向けて対称的な層相の変化、即ち、下位は海進にむけての層相を、上位は海退にむけての層相を呈している。

埋積段丘の存在は、埋積谷の発見とともに、各地で知られるようになってきた。堆積段丘の時代は、地表の段丘面との対比、追跡などによって推定される他、埋積段丘の堆積物の分析でその時代も決定される (Fuji 1982e)。

埋もれた地形 ー平野下の深い谷と段丘ー

日本では、重量建築物の造築時には必ずボーリング等による地盤調査が義務づけられている。また、地下水調査のための多くのボーリング資材を基に、今日では、平野下の地質や地形が明らかになってきた。

関東平野・濃美平野、そして、大阪平野のような広い平地の下に、深い谷地形が存在する。

埋没谷の特徴としては、

- (1) 現河川、または、その付近ではその地下を通る埋没谷が多く、屈曲し、支谷もある。
- (2) 現海岸近くの河川に比較して、埋没谷は幅が狭く、深い。
- (3) 谷底の堆積物には、礫が多い。
- (4) 現海岸付近では、-50~-80mにあり、沖の方へ谷床勾配を延長してゆくと、現大陸棚に続く。

このような埋没地形的特徴をもった埋没谷は、東京低地南部では、東京谷と呼ばれている。

他方、平野下には、埋没崖(斜面)を伴った、幾つかの平坦面があり、それは、沖の方に向かって緩く傾斜している。埋没平坦面の幅は2~3kmで、その上位には、前述の後氷期堆積物が累積している。この平坦面の形態やその直上の堆積物が海棲珪藻や貝化石を多く含んでいること等から、この埋没平坦面は波浸食作用でできた波食台であり、従って、この埋没崖は海食崖であり、1万数千年前には、海面はこのような深い所にあった、と推定される。

海岸低地でのボーリングにより、平野の沖積層下に埋没谷や埋没平坦面の存在することがわかったが、東海村の沖での音波探査法によって、海底の沖積層下にも埋没谷のあることが加賀美英雄・奈須紀幸等によって報告された。この埋没谷は古久慈川と命名され、幅2km、延長約20kmで、河口部での深度は-70~-80mにあることも判明した。古東京川は、上流(陸)では、東京谷・多摩谷に連なり、その旧河口は東京湾外の大陸棚縁辺で終わっている。

これ等は、何れも沖積層によって埋積されているが、富山県の神通川・常願寺川・庄川等の旧河川は、富山湾の現海底面が急傾斜して深湾底に面しているために旧谷底に埋積物はなく、洋谷と呼ばれている。

どのような残り方であろうとも、沖積層基底の埋没河谷や洋谷(沈水谷)は、その河口が水深100m付近にあった旧河川跡なのである。旧河口が大陸棚縁辺の平坦面末端にあることは、当時の海岸線がこの付近にあったことを意味する。

海面の高さは世界共通である筈なので、当時における外国の例を見ると、例えば、海底谷や陸棚谷は、欧州では、

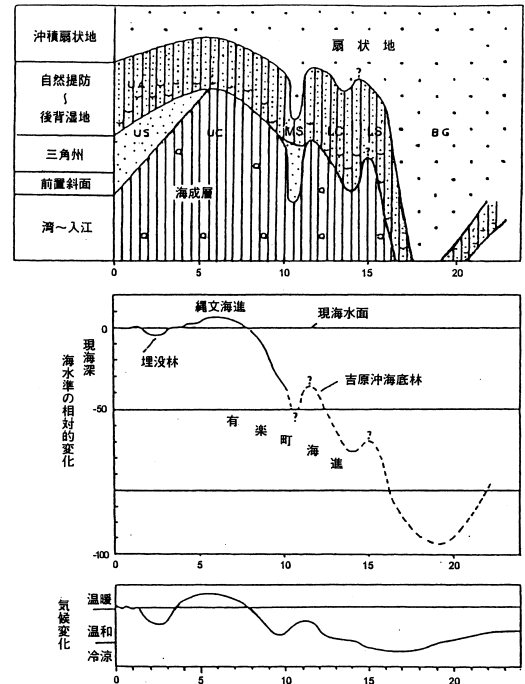


図2 北陸地域における気候・海水準・地勢変化の比較(横軸は千年単位)  
Fig.2 Comparison among the changes of climate, sea-level and natural topography in the Hokuriku region during the Postglacial period.

ライン川を延長した北海の水深 80 ~ 90m にある。

以上のように、外国の埋没谷末端の深度や大陸棚縁辺部の深度が何れも日本のそれ等と類似していることから考えて、約 2 万年前の海水面は、世界的に - 100 ~ - 120m の深度にあったことは疑う余地のないことのようなのである。そして、先に述べた埋没谷や沈水谷は、当時の河川跡であり、また、現大陸棚は当時の海岸平野であったことになる。

海岸平野の地下地質資料等に基づいて、北陸の各地区における沖積統基底の最大深度（現海面下の深度）を求めてみると、射水平野で 50 ~ 60m、金沢付近で 50 ~ 60m、小松周辺で 35 ~ 40m となり、福井平野では約 55m となる。射水平野における沖積統基底面の等深線図、及び断面図を検討するに、福井平野のそれ等に酷似している。

射水平野と金沢付近については、海岸平野に埋没している地形面についても若干の知見が得られている。射水平野では、海面下 35 ~ 40m の下位面、25m の中位面、15 ~ 20m の上位面の存在が知られている。埋没上位面は、射水平野の沖積統の中部泥層と上部砂層（後述）との境界面に続くと考えられる面であり、縄文早期の初葉における海水準停滞期（? Dryas 期）の所産とみられている。埋没中位面は、更新世後期の下位段丘のうち上段に対比されるとみられるもので、かなり広い分布を示す。埋没下位面は、中位面を切りこんでかなり内陸側まで続いている entrenched valley 状をなすもので、主ヴェルム II 期に形成された、と考えられる。

金沢西方の海岸平野の下では、海面下 40 ~ 50m の埋没下位面、20 ~ 30m の埋没中位面、約 15m の埋没上位面の存在が認められる。中位面を構成する堆積物が下位面によって切られ、不連続となっていることから、中位面は下位面より

古いと考えられる。これ等埋没地形面を陸上、及び海底に追跡すると、埋没中位面は陸上の笠舞上位段丘面に連続し、海底では、現汀線より 4 ~ 10km 沖にみられる - 40 ~ - 60m の海底地形面に連なるものようである。また、埋没下位面は陸上の笠舞下位段丘面と、海底の - 75 ~ - 100m 地形面（現汀線より 10 ~ 20km 沖）に連続し、埋没地形面と、陸上、及び海底の地形面（段丘）との関連も解析された（藤 1966；藤 2003a）。

### 4. 沖積平野の形成

日本の平野の大部分は、海岸平野であり、河川によって運搬されてきた土砂が、堆積してできた沖積平野である。

現在の沖積平野の原形は、第四紀末の Würm 氷期に於ける相対量として 100m 以上もの海水準の低下を背景にして形成されたものである。従って、海と陸上との関係はきわめて動的であり、沖積平野の構造も、それに於て複雑となっており、沖積平野の形成を、海水準、大地の変動、浸食作用及び沖積作用等の相互関係と総合性でとらえる必要がある。

#### (1) 沖積平野の地形

河川・浅海・海跡湖等の堆積作用で形成され、現在までその作用が続いている平野を沖積平野と云う。

日本では、この意味で使われる場合と、

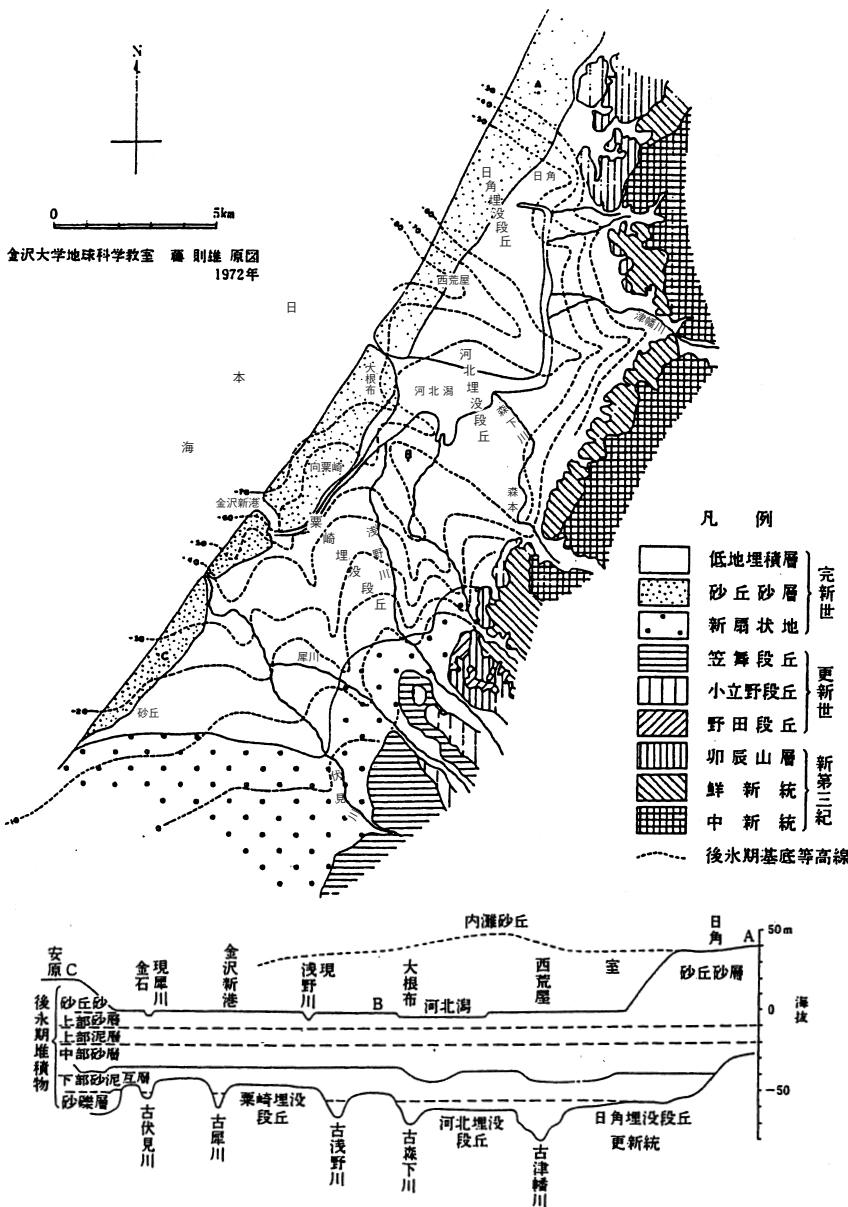


図3 金沢平野北部における埋没地形 (藤 1982)

Fig.3 Buried topography in the northern part of Kanazawa plain (Fuji 1982)



河川堆積物とは限らず、完新世（旧沖積世）という時代的な意味で使われる沖積世層よりなる平野に用いられる場合との2つがある。

河川の堆積による沖積平野では、上流から下流に向けて勾配と堆積物の粒径が小さくなり、地形や堆積物の属性によって、沖積平野（狭義）・扇状地・自然堤防・三角州・後背湿地・海跡湖等に細分類される。

日本の沖積平野は扇状地性の平野が広く、平野縁部部の海辺にでも扇状地の分布の見られるところが多く、本来の三角州の分布は無いが、あっても狭い。

時代的な意味での沖積平野は、日本では河川の堆積物よりなる平野の他、主として海成堆積物よりなる海岸平野（例：濃尾平野）や湖・潟での堆積物よりなる平野（例：河北潟・霞が浦周辺平地）等がある。

#### ① 沖積平野の地形区分

沖積平野の形成は新しく、その地形は、堆積地形の場合比較的よく保存されている。従って、沖積平野の形成過程は、地形形成と地層からも、ある程度理解することができる。

沖積作用を山地からの河川による土砂の運搬、水域での堆積という一連の作用としてみると、それぞれに対応する地形は、山地から水域に向かって沖積扇状地、自然堤防、デルタ（delta）の順に配列することができる。

後氷期における海水準変動の過程で形成された沖積平野は、人間の生産活動と密接な関係を有してきたという特殊な歴史をもっている。現沖積平野は、文字どおり人間社会の舞台の役目を果たしていると共に、人間の生産活動によってコントロールされている、という側面がある。

沖積平野の地学的な特徴は、その位置が海に臨むこと、低平な地形、肥沃で軟弱な地質にある。これ等が、生活の場としての条件を満たす反面、水害、震害、及びその他災害とも結びついているところに、この地形の重要性がある。

#### ② 沖積平野の地形の類型化

沖積平野の形成は、土砂の運搬、埋積条件、更には海水準の変動などの、諸要素の複合で定まってくる。すなわち、河川の土砂の運搬能力の差で堆積物の粒度が定まり、堆積過程では、沿岸流の強弱による分級作用で粒度分布が定まる。また、海面の上昇速度と堆積速度の相異は、いろいろなタイプの沖積平野を生み出す。

これ等の関係を、平野の地形と関係させ、沖積平野形成の諸要素の組合せによる標式的な沖積平野を想定し、それぞれの位置の地下地質を模式化できる。すなわち、扇状地域では砂礫の供給が盛んで、海水面の上昇を上まわる堆積が行

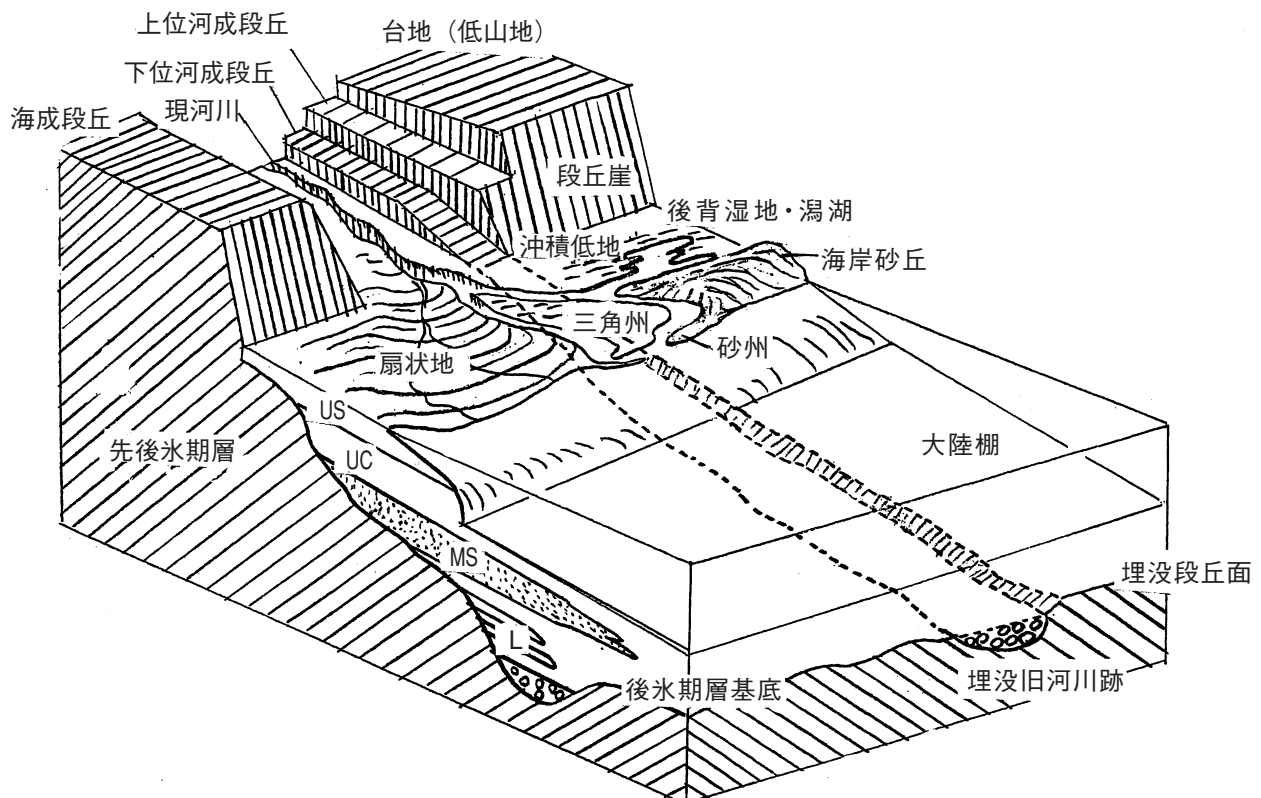


図4 後氷期における沖積平野の各種地形と堆積物 (藤 1999)  
Fig.4 Topography and deposits in the alluvial plain during the Postglacial period (FUJI 1999)

われると図6のAのように、河成砂礫を主とする地層となる。自然堤防では、海面上昇開始時にあっては河成堆積物、次いで海面上昇速度が早くなると共に海浜堆積物を経て海成層が堆積し、末期になって海面上昇速度に埋立て速度が追いつくと、再び海浜堆積物から河成堆積物へと変化する。このうち、自然堤防での地下地質の層序断面はB柱状図に、後背湿地での断面はC柱状図に示される。デルタ地では、自然堤防と同じような過程で堆積が行われるが、概して、海成層の占める割合が多く、D柱状図に示されるような地盤構成となる。また、土砂の運搬量が大きく、扇状地状態のまま水域に直接する沖積平野では、全層が殆ど河成砂礫層となる。ただし、海岸に近い所では、E柱状図のように中間部に海成層と河成層または海浜層との互層を夾在することもある。小さい溺れ谷では、河川からの土砂の供給が少ないため、周辺部に比べて陸化が遅れ、湖沼化する。ここではF柱状図に示されるように、下部は細粒の海成堆積物、上部は同じく細粒の湖沼堆積物、最上部には泥炭が累積している。沖積平野の海浜部では、潟湖（H柱状断面）と海岸砂州（G柱状断面）が形成される（池田俊雄 1964）。

以上は沖積平野の形成を単純な海面上昇の過程で説明したものであるが、実際の海水面のレベルは、海水面と地盤変動との積分であるために、極めて複雑な過程をとり、更に堆積作用が付加されるので、地質は、更に複雑なものとなる。

(2) 扇状地

山地での浸食等で生産された土砂は河流によって運搬されるが、山地を出た河流は急速に流速を減じ、そこに運搬されてきた土砂の一部を堆積する。この過程の繰り返しによって、谷口部を頂点とした円錐形状の堆積地形が形成される。これが沖積扇状地である。扇状地の堆積物は砂礫からなり、排水がよく、地下水位も浅い。

山麓では、河川勾配が急速に減じ、河流は運搬力を急減して狭河川域に砂礫を堆積する。この堆積により高くなった河道は、洪水ごとに低い側に移行し、全体的に扇頂を扇の要として、自在に変遷し、扇状地形を形成する。扇状地の河床面勾配は、それを形成する河川の平衡縦断面曲線に近づくように、作用する。

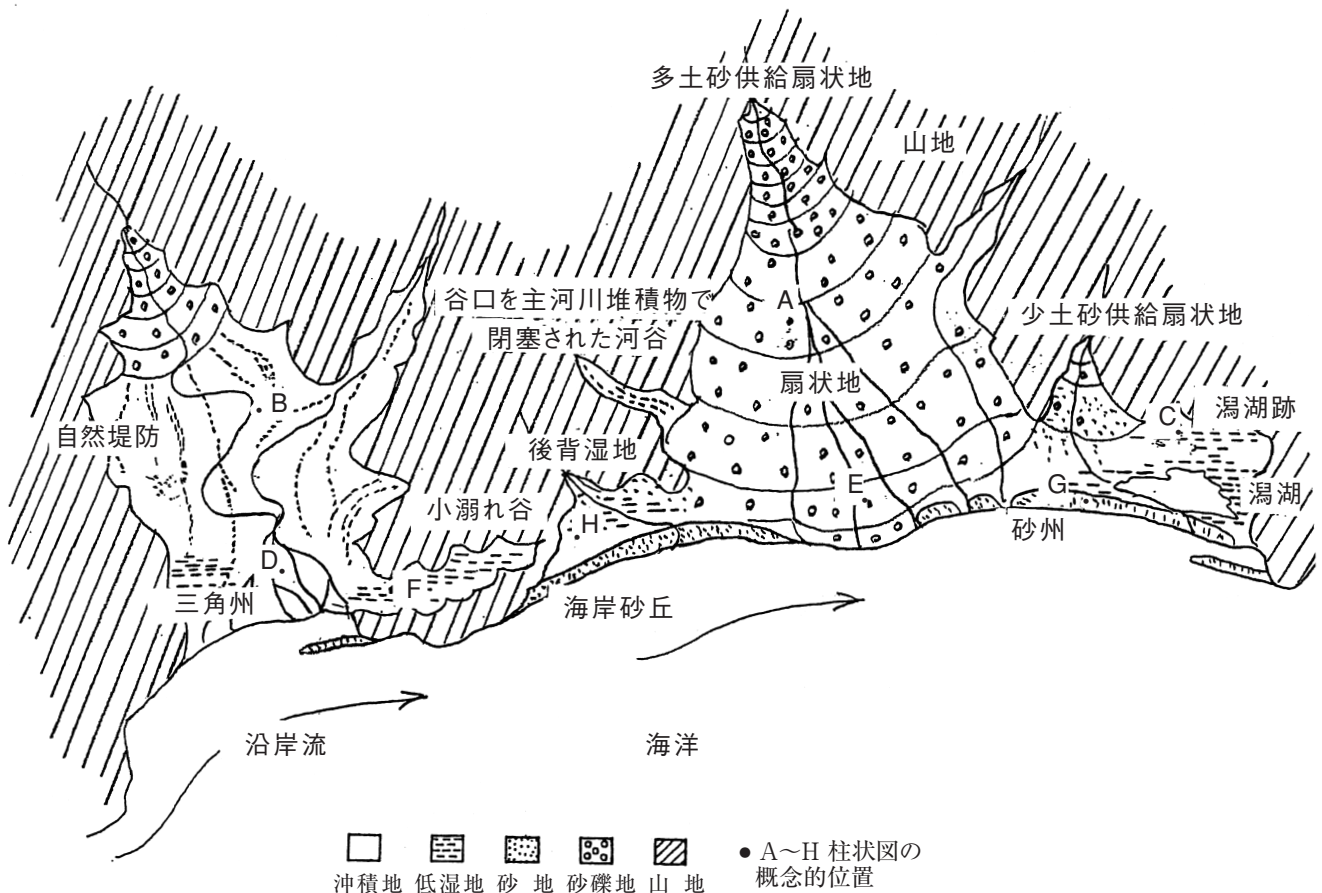


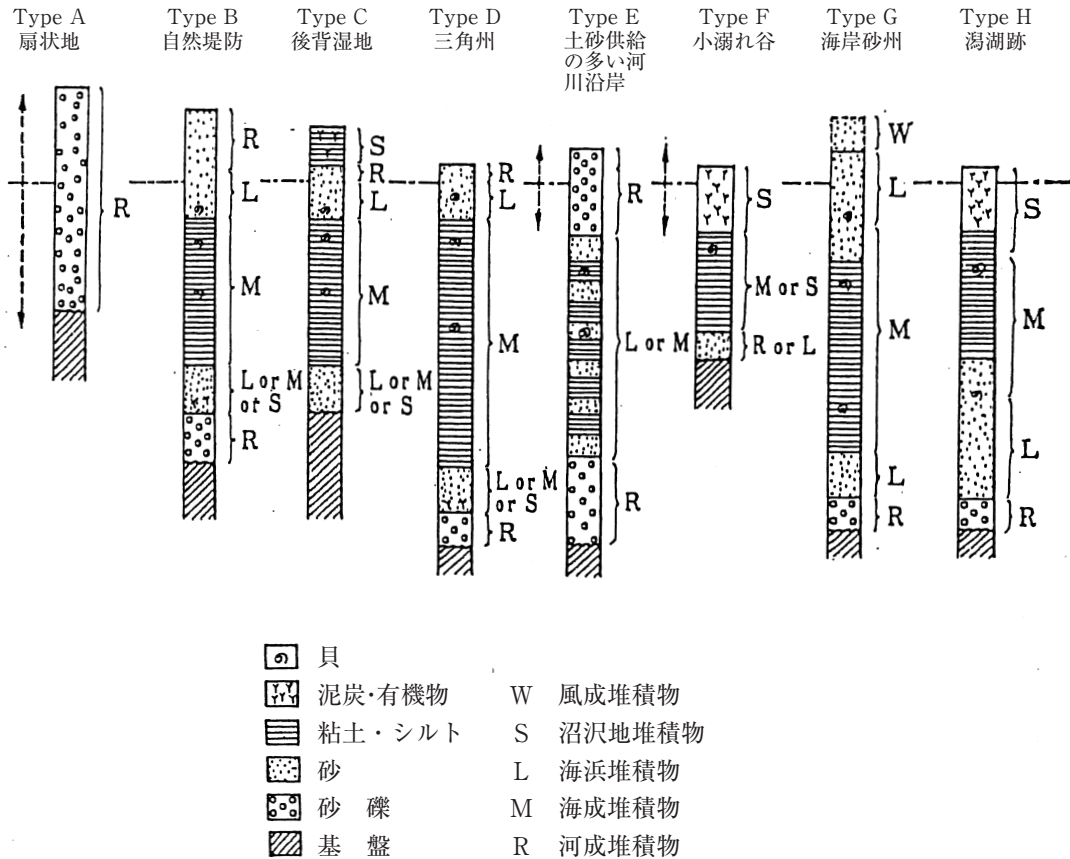
図5 後水期の沖積平野における各種地形 (藤 2003)  
Fig.5 Schematic topography of the Alluvial plain (FUJI 2003)

扇状地の河流は洪水時に扇頂から放射状に分流し、各分流は網状の流路となる。

北陸地域の扇状地堆積物は富山平野周辺に最も広く発達する。特に、東南側に日本アルプス北部の山岳地帯をもつ富山東部地区では、黒部川を始めとして、片貝・早月・常願寺・神通の諸河川が広大な扇状地を形成し、富山西部地区においては、庄川・小矢部川の扇状地が砺波平野を形成している。これ等の扇状地性沖積層は、その大部分が礫層から成り、下位の上部洪積統も礫層から成る場合が多いので、両者の境界（沖積統の基底）を決めることは一般に極めて困難である。上部洪積統の上部によって構成される地形面Ⅱの延長に基づき類推するか、あるいはボーリング資料にみられる埋没土壌の存在で、沖積統の基底を決める手がかりとするかの何れかである。富山湾沿岸海底で行われた海底音波探査（スパーカー）の結果によると、陸上の地形面Ⅱの延長に当たると思われる所で明瞭な反射面が認められ、これを沖積統の基底面とすることの有効性が確認されている（藤井 1966a）。扇頂部では、堆積物の大部分は礫層から成るが、扇端部（海岸付近）では砂層を多く挟むようになる。また、海に面した所、河口付近、及び自然堤防帯では、砂・シルト・粘土を多く挟み、砂と粘土の互層になっている場合が多い。

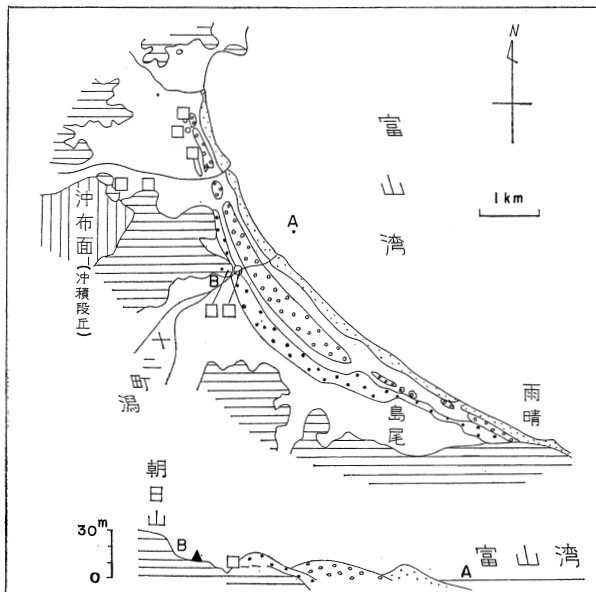
石川県では、手取川扇状地が最も典型的な扇状地である。扇頂部は大部分礫層から成るために、沖積統の下底面を決めることは一般に極めて困難である。海岸に近い扇端部では、礫層に混じって砂層・シルト層が発達することがあり、泥炭層の存在などから、その年代が縄文前期～中期初頭であることが確認されている所もある。扇端付近では各所に地下水の周年自噴帯が認められる。

福井平野の東側には、竹田川、九頭竜川、足羽川による扇状地が発達し、ほぼ海拔10mの等高線を境として、海岸平野と境している。最も大きな九頭竜川扇状地の場合でも、地形面の平均傾斜は約4%で、福井平野の南東部、松岡付近に僅かに分布するだけで、広さや構成礫層の厚さ等から見ると、小規模な扇状地と云える。大野・勝山盆地にも小規模の扇状地が分布する。



S.L.:各柱状図における概念的海水準位

図6 後氷期の沖積平野における各種地形地域の模式的堆積層序 (池田 1964)  
Fig.6 Schematic sedimentary succession of the Postglacial deposits in some topographies of the alluvial plain (IKEDA 1964)



The distribution and profile of the Himi sand dune in Himi, Toyama Prefecture.

図7 富山県氷見砂丘の分布と断面図。  
砂丘列は海側から外列・中列・内列(藤 1975)  
Fig.7 Distribution and profile of the Himi sand dune,  
Toyama Prefecture. (FUJI 1975)

な砂丘であり、特に、内灘一羽咋間の砂丘は顕著である。その他小規模なものは幾つかあり、半島先端の宇治・蛸島砂丘や氷見砂丘については主として藤(1969)が研究し、北陸第四紀研究グループ(1961・1963)によって報告されている。新期砂丘直下の泥炭層については既に藤の研究(FUJI 1965)があり、北陸の砂丘全般に関する詳細な報告は藤によってまとめられている(藤 1969)ので、ここでは2~3の要点を記述する。

北陸地方の海岸砂丘には、古期・中期・新期の3つの時期のものが平行に並んで発達する型のもの(宇治・蛸島・富来・高浜・氷見・羽咋・小松・三里浜の各砂丘など)と、これ等が上下に相重なっている型のもの(内灘砂丘)とがある。また、安原砂丘や新湊砂丘のように、新期砂丘のみから成るものもある。

最も顕著な内灘砂丘では、古期砂丘(古期と中期の砂丘を併せた砂丘)の上位を新期砂丘が被い、両者の境界(古期砂丘の表面)には黒色土壌が見られる。この黒色土壌中には草木類の茎や葉の破片が多少含まれ、縄文中期から古墳初期にかけての遺物が埋蔵されている。また、一部は泥炭質となっており、そこから *Ahus japonica*, *Brasenia schreberi*, *Scirpus* sp. などが見出されている。これ等のことから、内灘における古期砂丘は縄文中期の頃には既に形成され、その後海水準の低下に伴って汀線が沖の方へ移り、飛砂の供給が少なくなり、植被が発達して腐植質の黒色土壌や泥炭層ができ、原始人も生活したと考えられる。新期砂丘は、明らかに古墳時代初期以降に形成されたものである。

福井県北部には、海岸平野沖積層の上に累重の三里浜砂丘と、洪積台地上に発達する浜坂砂丘とがある。後者の直下には、局所的に夾在の泥炭層の発達知られており、地形・層位・花粉構成から見て、上述の内灘砂丘の古期砂丘表層の泥炭質層と同時期と考えられる。

#### (4) 自然堤防

氾濫原を流れる河川の常水路の両岸に自然にできる微高地を自然堤防といい、洪水時に常水路から溢れた河川水が氾濫原に広がると、植生の影響と急に水深が浅くなるために洪水流の流速が減少して、常水路の両側に運搬土砂を堆積する。このために流路沿いに高く、両岸側に向かって緩傾斜の堤防状の高まりが形成される。扇状地中央の扇端から三角州域にかけて島状で、流れ方向に長い小丘(島と俗称)が作られることが多い。

扇状地の扇端、特に下流域は低平となり、洪水時でなければ冠水することのないような氾濫原となる。この氾濫原には、河道沿いに一連の帯状の高まりの自然堤防がある。これは洪水時に河水が運んできた物質が、水の引いた後に残ってできた堆積地形である。構成物質はシルト・細砂であることが多く、排水条件も良いことから、集落があったり、畑地がつくられている。

自然堤防間の低地には後背沼地があり、泥炭土や黒泥土からなる排水不良地である。水田として利用されている場合

#### (3) 海岸砂丘

海岸で風に吹き飛ばされた砂が堆積してできた小高い丘を砂丘と云う。通常、海岸線に平行するか、多少斜めに連なっている。その高さは数mから数10mに及び、乾いた砂の供給が多く、風が強く、砂を止める適当な地形のある海岸に発達する。形成されつつある砂丘は風上側が緩やかで、風下側が砂の安息角約 $30^{\circ}$ に近い急傾斜をなし、風上—風下の断面は非対称形で、飛砂は風下側に移動する。

平面形は、馬蹄形の対称的なバルハン型を呈することもあがるが、風力が強い時には風方向に連なる砂紋を描くこともある。

砂の供給が減少すると、風上側の斜面は風によって侵食され、浅い凹地が形成され、風下側に砂が堆積して勾配が小さくなる。風が弱くなると、砂丘の移動は止み、植生に被われ、固定されることもある。

砂は、風で移動する時地表から約10から30cmの高さで、跳ねながら飛行移動する。

北陸地域では、福井県北部の三里浜から断続しつつ能登半島基部の羽咋に至る海岸砂丘は、総延長100kmに亘る長大

でも、湿田となっている。

九頭竜川扇状地や手取川扇状地の各所には鳥型の自然堤防が残存し、集落地になっている。

(5) 三角州 (デルタ)

河川が海や湖沼などの水域に注ぐ所では、河川の運搬能力が失われ、運搬物質を堆積するために水域の一部は埋め立てられ、デルタが小規模ながら形成される。デルタの形成には、波浪、潮汐、沿岸流などの諸営力も関与して、その構造も単純ではない。

デルタの表面は一般に平坦で、河川も分流し、網状の流路が発達する。海岸では、海岸線に沿って生じた砂州によって、海域の一部が閉ざされ、潟湖が形成されることもある。この潟湖は、更に埋積が進むと、内陸部は後背湿地となる。

海岸平野の汀線部では、波浪による土砂の再堆積によって、海岸線に沿って平行に連なる低い浜堤や、風成の砂丘などの堆積地形が形成されることもある。河川の運搬する砂泥が、河口付近に堆積してできた低平な砂地形の内部の堆積構造は頂置層、前置層、及び底置層の3部層よりなる。頂置層は、三角州の表面に近く、かつ、これに平行した薄層で、洪水のたびに新しい層がその上位に累積し、主として三角州の幅を広げる。その下位の前置層は約30°に傾いた層理を有し、過去の三角州の前縁を示す。頂置層と前置層は、主として砂礫などの粗粒破砕物よりなるが、前置層の下位には、三角州形成前に懸濁していた泥からなる底置層が発達している。三角州の平面形状は、運搬土砂の量と沿岸流に応じて鳥足状、円弧状、及び尖甲状等の形状をなしている。沿岸流の弱い所では沖合に突出したり、沿岸流の流れの方向に沿って分布を広げたりする。

北陸には、河北潟、福井平野北部、及び新潟平野等の一部に小規模に分布する。

(6) 後背湿地

自然堤防の外側のできる沼沢性の低湿地を後背湿地という。洪水時に流路から溢れ出た水は流路の両側に広がるが、減水が始まっても自然堤防に妨げられて、元の流路に戻れないために、長時間流路の両側の低湿地を冠水して沼や湿地となり、自然の蒸発を待たねばならない。

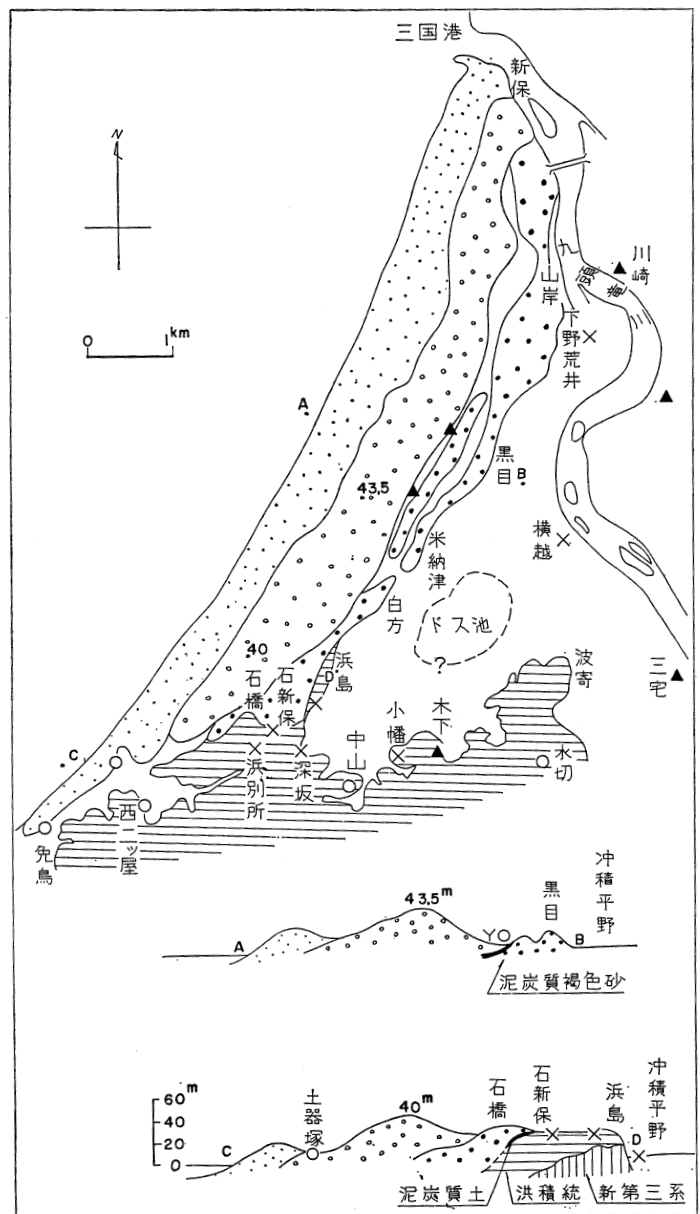
通常、平野部を流れる河川域は後背湿地が水田化し、それよりもやや高燥な自然堤防上に集落や畑地等が分布しているので、土地利用の状態から両者の分布が推定できる。

湿地の形成直後は冠水しているのですが、土地利用の対象地とはならないが、やがて湿地は埋積されて水田(沼田)化し、利用されることがある。

北陸地方では、河北潟・木場潟周辺の低湿地は、後背湿地の代表的な例である。

(7) 海跡湖・沼

海の一部が、堆積作用や地盤の隆起のために陸封



The distribution and profile of the Sanri-bama sand dune in the Sakai area, Fukui Prefecture.

図8 福井県三里砂丘の分布と断面図。  
砂丘列は海側から外列・中列・内列(藤 1975)  
Fig.8 Distribution and profile of the Sanri-hama sand dune, Fukui Prefecture (FUJI 1975).

されてできた湖で、カスピ海、アラル海、宍道湖等がある。北陸地方では福井県の三方五湖、北潟湖、石川県の柴山潟、木場潟、河北潟、邑知潟、福野潟、赤浦湖、富山県の四方湖等で、何れの潟湖も、縄文前期における海進で入江や湾に成った所が、その後の北陸海退での離水や河川による埋積作用によって陸地内に陸封されてできた潟湖である。

- 形成期
- 第Ⅰ期（縄文早期花輪台期頃～前期初頭） ……内灘砂丘の北部
  - 第Ⅱ期（縄文前期福浦期——縄文海進期） ……内列砂丘・旧砂丘の下部
  - 第Ⅲ期（縄文中期初頭頃） ……中列砂丘・旧砂丘の上部
  - 第Ⅳ期（縄文後期～弥生時代——海退期） ……Lost sand dune
  - 第Ⅴ期（古墳時代初頭——小海進期） ……外列砂丘・新砂丘
  - 第Ⅵ期（室町時代末頃） ……放生津砂丘

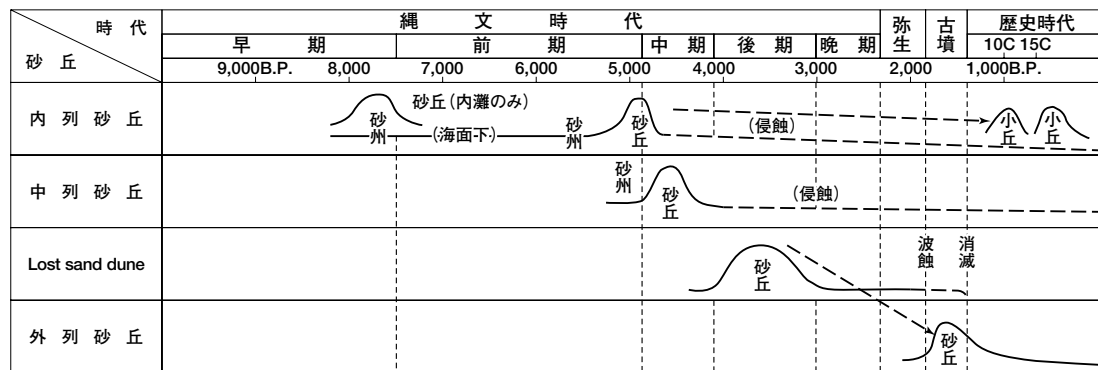


図9 北陸地域における海岸砂丘の形成期(藤 1975)  
Fig.9 Chronology of the formation of coastal sand-dune in the Hokuriku region (Fuji 1975)

### 5.海岸平野の埋積層

#### ① 沖積・埋積層としての後氷期層

後氷期層の厚さは、沖合に向かって次第に厚くなり、特に、沖積世直前迄河谷であった所では、厚くなっている。この層の垂直方向での層相変化を見ると、凡そ 30～40 m の水深の所に、水平方向での連続性のよい顕著な砂層が発達している。この砂層は、東京では、江戸川河口沖を中心にした東京湾北部に広く分布している。

沖積層は、この砂層を境にして、殆ど上と下に対称的な層相の変化をしている。この砂層を中部砂層 (MS) と名づけ、この砂層によって上部層と下部層とに区分することができる。

上部層は、上部砂層 (US) ・上部粘土層 (UC) ・河成沖積層 (UA) に、また、下部層は、砂・シルト・粘土・泥炭の互層 (L) よりなり、その更に下位に礫を主とする砂礫層 (B) が分布している。

最下部層 (B) は、先沖積層上の局所的な凹部を埋積するように分布し、層相は、礫を主とする。礫の大きさが陸側へ一定の規則的な変化系列を示すことからみて、旧河床堆積物である可能性が大であり、最も有望な帯水層であるが、その分布は局所的である。N 値は、重量建築物の支持層となりうる程に大である。

下部層 (L) は、沖積層の基底の深度が 30 m を越す所で広く、厚い。本層は、概して大きな河川の河口付近では、水平方向への連続性に乏しく、局所的な分布をする。本層は、砂礫互層や泥炭薄層よりなり、貝化石を含まないが、淡水棲の珪藻化石に富んでいる。N 値は 10 以下であるので、重量物等を建設する際には、本層が深い所に存在することと相まって、莫大な建築費を要するので、十分な調査の必要がある。上部粘土層に比して、地下水を多く含んでいるが、本層は水平方向への連続性に乏しいので、帯水量にも自ら限界がある。

上部粘土層 (UC) は、暗青灰～緑灰色の粘土層で、上半分では、貝殻を多く含んでいるが、下半分では、少なくなる。N 値は 5 以下で、大変軟弱なために、地盤沈下の元凶ともなっている。粘土粒子の間に水を含んでいるが、流水性がわるいので、地下水の帯水層とはなりえない。前述の上部砂層がなくなる所から沖の方に本層は広く分布し、現浅海底の泥層に連続していることから、本層は現在堆積しつつある地層である。則ち、沖合では、上部砂層とは指交関係の同時

異相であるが、沿岸、殊に現三角州域では、上下の関係となっている。本層の厚い地域は、建設地としては不適である。

上部砂層 (US) を構成する砂は淘汰がよく、貝化石を多く混じえた明褐色の砂層である。標準貫入試験値 (N値) は5~10で、余り固結していないので、重量建築物の支持層にはなりえない。帯水量は多いが、水質は普通程度である。

② 沖積層の層相とその変化

主ヴルム期に形成の埋没谷を埋めた地層を一括して、“沖積層”と呼ぶならば、各地の海岸平野の“沖積層”の層相の変化には、幾らかの共通点を見出すことができる。東京下町低地の層相区分を基本とすると、“沖積層”の基底礫層、あるいは第1礫層として従来取り扱ってきた一連の礫層は、各地の調査でいろいろの層準にまたがるものであることが判明した。ある場合には、この基底礫層を欠除している場合も少なくない。

東京下町での“沖積層”の層相区分は、北陸地域は勿論、他所でも、殆ど同じように適用することができる。

③ 北陸の沖積平野の埋積層

潟埋積層の発達する海岸平野としては、射水平野、河北潟周辺、小松、江沼平野、福井平野が挙げられる。射水平野では多くのボーリング資料に基づいて、この地区の潟埋積層の層序・層相が詳しく研究されている (藤井 1962 ; 藤井 1964・1956)。それによると、海岸部では砂層がよく発達するのに対し、内陸側ではシルト層、泥層が厚くなり、一般には下位から、下部砂層・中部泥層・上部砂層に区分されるが、すべてが砂層から成り、中部泥層が発達していない所もある。上部砂層と中部泥層との境界面は、深度8~23mの所にあり、現汀線付近の地下では深く、内陸側へゆくにつれて浅くなる。中部泥層の上部は腐植土質で、埋木や淡水貝を多く含み、淡水性~汽水性の珪藻遺体が多く含まれている。これに対して、上部砂層からは海棲の貝類や珪藻を多産し、中部泥層から上部砂層へ移る時期に、おそらくは海水準の上昇による急激な環境条件の変化 (淡水域→海水域) があったことを示している、と思われる。

金沢平野南部の小松・江沼平野については、系統的な資料が少なく、射水平野の場合のような詳細な研究は行われていない。一般的に云えば、海岸付近では砂質堆積物が厚く、内陸部ではシルトや泥が卓越する傾向が認められる。河北潟底及び周辺のボーリング資料によると、下部の海成泥層、中部の淡水成泥層、上部の海性泥層に分けられる可能性があり、上部に海棲珪藻を含む砂質層が発達することもある。系統的な試料の詳細な研究によって、この地区の沖積統が近い将来明確になることが期待される。

福井平野の地下における沖積統の基底面 (第1礫層の上面) はかなりよく追跡され、その最大深度は海面下約55mである。これを延長すると、九頭竜川河口の沖約20kmに分布する陸棚平坦面 (海面下100m付近) に続くものと思われる。福井平野の地下では、第1礫層の平均層厚は約10mで、その上に重なる沖積統の最大層厚は約60mに達し、浅海棲 (内湾性) の青灰~暗青灰色を呈する砂・泥または砂泥互層から成る。芦原温泉試錐コアの深度16~20mの砂・泥からは、海棲貝類と共に、*Strebulus* cfr. *beccarii*, *Pseudonion japonicus*, *Buccella frigida*, *Elphidium advenum depressum*, *Uvigerina proboscidea*, *Globigerinoides triloba*などの有孔虫化石が検出されている。一般に、海面下20~30m付近の

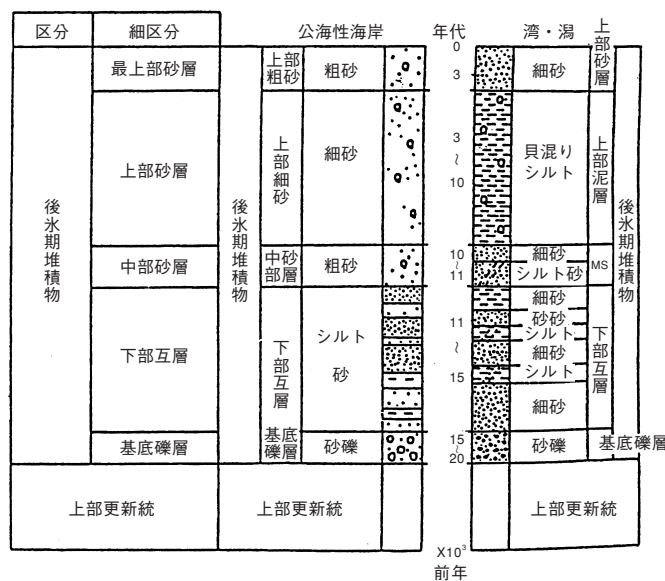


図10 北陸地域における完新統の区分と分布域  
Fig.10 Division and distribution of the Holocene deposits in the Hokuriku region.

細砂層からは多くの地点で貝化石を産することが知られている。これより上位は大部分青色泥層から成るが、海面下7～10 mの泥層からは *Corbicula japonica* を出土し、腐植質物がかなり多く含まれる場合が多い。沖積統の最上部では、青色のシルト・泥の他に、砂・礫がやや多くなる傾向がある。泥炭～黒色泥は、一部では沖積統の基底にも認められるが、多くは平野の周辺付近で現海面基準で+4～-5 mの所に多い。

## 6. 山地・丘陵・段丘の浸食

地形の形成は、何時でも何所でも、差の違いこそあれ、常に行われている。しかし、特に著しい変形・変質を含めた形成は、臨海地域において顕著である。殊に、後氷期には、著しい気候変化に起因する海水準の上昇と人為的活動に伴う変化によって、他の時代のそれ等に比して規模が大きい。

外因的営力による浸食作用は、山地・丘陵・段丘等の離水域で顕著であったが、臨海域における平坦化作用に比するに、規模は小さく、山地・谷地形を大きく変える程ではなかった。浸食規模は、高山、山地から平野への地形転換帯、そして急峻な谷や活断層帯において著しかった。就中、低山地～平地は人類活動の場であっただけに、新石器時代の主要を占める縄文時代後期以後のそれは著しく、従って自然地形の人為的変形もまた殊の他、大であった、といえよう。

## 7. 海岸線の移動

縄文時代を含む後氷期における約1万数千年間の自然史の中で、最も特徴的現象は、正に気候の変化であり、それを起因として発生した海水準の変化である。この海水準の昇降の場は臨海地帯であり、そのより具体的生産物は臨海域の堆積物であり、海岸地形に他ならない。

これ等臨海地帯特有の生産物によって各時代の海岸線の位置を認識することが可能となり、その歴史的経緯こそ正に海岸線の移動として残されているのである。

縄文時代における海水準変遷のうちで特徴的昇降とその時代は、

- ・最終氷期以降約2万年間における80～100mに及ぶ急速な上昇：Flandrian transgression（有楽町海進）
- ・縄文前期約6千～5千年前における現海面基準+3～5 mに及ぶ上昇：縄文海進
- ・縄文中期約4500年前における現海面基準位：変動の停滞
- ・縄文後期（約4千年前）～古墳期初頭（約15千年前）の約2千5百年間における現海面基準0～-2 mに及ぶ低下：北陸海退

等の3つの変動がある。

これ等の変動に伴う地形の変化には

- ・海岸砂丘 ———— 海進期：現汀線より内陸寄り—内列・中列・外列  
海退期：現汀線より沖—幻の“失われたる砂丘”の形成
- ・扇状地 ———— 海進期：小規模な分布  
海退期：大規模な分布
- ・三角州 ———— 海進期：小規模な分布  
砂洲 ———— 海退期：大規模な分布
- ・海岸線の位置 ———— 海進期：現汀線より内陸寄り  
海退期：現汀線より沖

等がある。



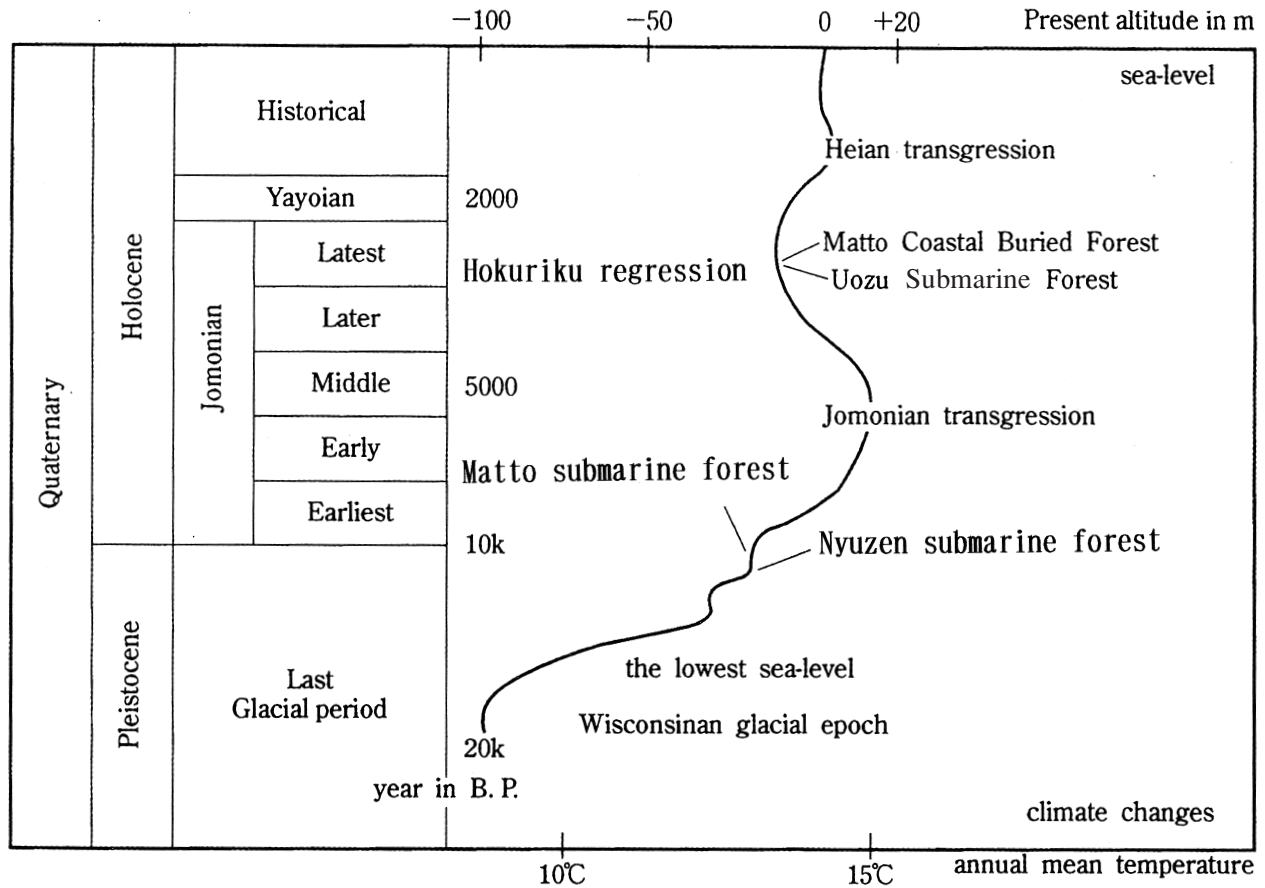


図11 日本における完新世・最終氷期の海水準・気候変化総括図 (藤原図)  
 Fig.11 The sea-level and climate changes during the Postglacial epoch in Central Japan (FUJI)

## 8. 結論

地球史最新の地質時代：完新世の地勢環境は、基本的には、その直前の Würm 氷期の寒冷気候から温暖化へのドラスチックな変動とそれに起因する海水準の上昇によって、大きな変貌 transfiguration をきたしてきた。この変貌の主舞台は、臨海性沖積平野であり、扇状地・自然堤防・三角州・砂州・海岸砂丘・後背湿地・海跡潟湖等の形成と地表の浸食で代表される地形の変貌がある。

本論文では、縄文時代におけるこれ等臨海性沖積平野とその周辺域での幾つかの主な地形について要説し、特に、北陸地域での地形についても要説した。

## 参考文献

- 藤 則雄 (1958a) : 共著-尾崎金右衛門 金沢市近郊日本海沿岸の沖積世泥炭層の研究 (1) 地質学的研究; 地質雑, 64, 756, 445 ~ 453.
- 藤 則雄 (1958b) : 共著-尾崎金右衛門 金沢市近郊日本海沿岸の沖積世泥炭層の研究 (2) 花粉学的研究; 地質雑, 64, 758, 567 ~ 574.
- 藤 則雄 (1962) : 北陸における後期洪積世層の花粉分析学的研究; 地球科学, 60・61号, 35 ~ 44.
- 藤 則雄 (1963) : 共著-北陸第四紀研究グループ 富山県水見周辺の第四系; 地球科学, 69号, 1 ~ 15.
- 藤 則雄 (1964) : 富山県放生津潟周辺における沖積層の花粉学的研究; 「放生津潟の地学的研究 (1)」, 97 ~ 148.
- 藤 則雄 (1965a) : 富山県射水平野における沖積統の花粉学研究 北陸における沖積統の研究 (1); 地質雑 71, 39 ~ 55.
- 藤 則雄 (1965b) : 富山県射水平野の沖積統の研究; 「富山県放生津潟の地学的研究 II」, 117 ~ 218.

- 藤 則雄 (1965c) : Palynological Study on the Alluvial Peat Deposits from the Hokuriku Region of Central Japan (I) ; *Bull. Faculty. Education, Kanazawa University*, 13, Nat. Sci. 70 ~ 173. (理学博士学位論文1)
- 藤 則雄 (1965d) : FUJI, N. palynological Study on the Alluvial Peat Deposits from the Hokuriku Region of Central Japan (II) ; *Bull. Faculty. Education, Kanazawa Univ.*, 14, Nat. Sci., 121 ~ 168. (理学博士学位論文2)
- 藤 則雄 (1966a) : 沖積世泥炭層と埋没林との層位学的研究—北陸における沖積統の研究(2)— ; 地質雑, 72, 1, 11 ~ 22.
- 藤 則雄 (1966b) : 日本における後氷期の気候変遷 ; 第四紀研究, 5, 3・4, 149 ~ 156.
- 藤 則雄 (1966c) : 共著—更別グループ・朝比奈 稚内・サロベツ地域の第四系 ; 第四紀研究, 5, 1, 1 ~ 11.
- 藤 則雄 (1966d) : FUJI, N. & FUJI, S. Postglacial Sea-levels in the Japanese Island ; *The 11th. Pacific Science Congress (1966, Tokyo) by Science Council of Japan "Abstracts of Paper"*.
- 藤 則雄 (1967) : FUJI, N. & FUJI, S. Postglacial Sea-Levels in the Japanese Island; *11th. Pacific Sci. Congress ; Symposium 19 : Sea Level Changes and Crustal Movements of the Pacific during the Pleistocene Time.*
- 藤 則雄 (1969) : 日本海沿岸の海岸砂丘 ; 金沢大学日本海域研究所報告, 1号, 5 ~ 33.
- 藤 則雄 (1971a) : 北陸の海岸砂丘の埋積腐植土層の編年とその生成環境 ; 第四紀研究, 10, 3, 134 ~ 146.
- 藤 則雄 (1971b) : 共著—野村政治 加賀南部の洪積世中期南郷層の花粉学的研究 ; 金沢大学日本海域研究所報告, 3号, 35 ~ 58.
- 藤 則雄 (1971c) : FUJI, N. Palynological Investigation of the Holocene Uozu Submerged Forest in Toyama, Central Japan ; *Bull. Fac. Educat, Kanazawa Univ.*, 20, Nat. Sci., 73 ~ 87.
- 藤 則雄 (1972a) : 日本における沖積世の古気候の変遷 ; 「岩井淳一教授退官記念論文集」, 219 ~ 250.
- 藤 則雄 (1972b) : FUJI, N. Palynological Investigation of the Holocene Asahi Submerged Forest in Toyama Prefecture ; *Bull. Fac. Educat, Kanazawa Univ.*, 21, Nat. Sci., 93 ~ 108.
- 藤 則雄 (1973) : FUJI, N. Palynological Investigation of the Holocene Hojozu Submerged Forest in Toyama Prefecture, Central Japan ; *Bull. Fac. Educat, Kanazawa Univ.*, 22, Nat. Sci., 121 ~ 135.
- 藤 則雄 (1975a) : 共著—粕野義夫・橋本澄夫 「金澤周辺の第四系と遺跡」 ; 60pp.
- 藤 則雄 (1975b) : 北陸の海岸砂丘 ; 第四紀研究, 14, 4, 195 ~ 220.
- 藤 則雄 (1975c) : 花粉分析からみた氷期・後氷期の気候変化 ; 「日本アルプスの氷河地形」(日本地理学会編), 165 ~ 168.
- 藤 則雄 (1975d) : 日本における花粉化石によるウイスコンシン氷期の気候変化 ; 「日本の氷期の諸問題」, 古今書院, 132 ~ 145.
- 藤 則雄 (1975e) : 縄文海進以後における植生の変化 ; 「石川県の植生」, 石川県林業試験所, 47 ~ 101.
- 藤 則雄 (1975f) : 第四紀における植生について ; 「石川県の植生」, 石川県林業試験所, 64 ~ 95.
- 藤 則雄 (1978) : 上山田貝塚付近における完新世海水準変動と気候変化について ; 「石川県宇ノ気町上山田貝塚」, 142 ~ 154.
- 藤 則雄 (1979a) : 共著—加納弘子 石川県河北潟底第四紀末堆積物の花粉学的研究 ; 金沢大学日本海域研究所報告, 11号, 105 ~ 127.
- 藤 則雄 (1979b) : 日本先史文化入門—人と自然と日本と— ; 雄山閣出版, 218pp.
- 藤 則雄 (1980a) : 完新世における旧海水準の認定とその年代に関する研究 ; 文部省科学研究費総合研究 (A) 研究成果報告書.
- 藤 則雄 (1980b) : 北陸地方の沖積層の研究書 ; 文部省科学研究費総合研究 (A) 研究成果報告書, 7 ~ 21.
- 藤 則雄 (1981a) : 共著—KÖNIGSSON, L.-K. SwedenのÖland島完新統の花粉学的研究に基づくSwedenと日本との完新世気候変化の対比 II. Swedenとの完新世気候変化の比較 ; 金沢大学教育紀要, 29号, 自然科学編, 44 ~ 56.
- 藤 則雄 (1981b) : 共著—宮松まり子 河北潟底第四紀末堆積物の珪藻群集と古環境解析 ; 金沢大学教育紀要, 30号, 自然科学編, 83 ~ 96.
- 藤 則雄 (1981c) : FUJI, N. Pollen Analysis of the Postglacial deposits in Lagoon Kahoku-gata, Central Japan : *Verh.*

*Internat. Verein. Limnol. No. 21*, 743-748.

- 藤 則雄 (1981d) : FUJI, N. & MIYAMATSU, M. Palaeoenvironmental Change around Lagoon Kahoku-gata, Central Japan during the Last Ca. 20, 000 years : *8th Session of the IGCP Project 73/1/24 Quaternary Glaciation in the North Hemisphere*.
- 藤 則雄 (1982a) : 共著－松島義章・藤井昭二・北里 洋・森 忍 名古屋港とその周辺の完新統の古生物に基づく環境解析；第四紀研究, 21, 3, 153～168.
- 藤 則雄 (1982b) : 共著－井関弘太郎・藤井昭二 名古屋港周辺資料に基づく完新世の海水準変動；第四紀研究, 21, 3, 179～182.
- 藤 則雄 (1982c) : 共著－藤井昭二 北陸における後氷期以降の海水準変動；第四紀研究, 21, 3, 183～194.
- 藤 則雄 (1982d) : FUJI, N. Palaeoenvironment of the Holocene Epoch in Japan ; *Bull. Fac. Education, Kanazawa Univ., No. 31, Nat. Sci.*, 31～48.
- 藤 則雄 (1982e) : FUJI, N. Chronostratigraphic Subdivision of the Postglacial Deposits in the Japanese Island; “Chronost. Subdivision of the Holocene” ed. J. Mangerud et al. , *Striae*, No. 16, 24～35.
- 藤 則雄 (1983a) : Pleistocene/Holocene boundary 更新世と完新世の境界；第四紀研究, 22, 2, 119～126.
- 藤 則雄 (1983b) : 北陸における新石器時代の海面変動と気候変化；石川考古学研究会々誌, 26号, 41～68.
- 藤 則雄 (1983c) : 共著－那須紀幸・藤井昭二ら 富山湾黒部川扇状地沖埋没林の研究；文部省科学研究費，総合研究 (A) 成果報告書, 1～64.
- 藤 則雄 (1983d) : 共著－丹羽千枝子 石川県縄文後・晩期御経塚遺跡の古環境解析；「石川県野々市町御経塚遺跡」, 315～338.
- 藤 則雄 (1986a) : Scandinavia 西部海岸の海水準変動に関する最近の研究；第四紀研究 24, 4, 315～318.
- 藤 則雄 (1986b) : 共著－多賀みより 富山湾入善海底林の花粉学的研究；金沢大学教育紀要, 35号, 自然科学編, 75～94.
- 藤 則雄 (1986c) : 寺家遺跡の古環境；石川県寺家遺跡発掘調査報告 I, 40～55.
- 藤 則雄 (1986d) : 能登“真脇遺跡”の植物遺体・環境・放射性炭素年代測定；「真脇遺跡」石川県能都町, 407～437.
- 藤 則雄 (1986e) : FUJI, N. , FUJII, S. , NASU, N. , et al. Submerged Forest off Nyuzen, Kurobegawa Alluvial Fan, Toyama Bay, Central Japan; *Boreas*, 15 4, 265～277.
- 藤 則雄 (1986f) : FUJI, N. Palaeovegetation Change in Eastern Scandinavia during the Last 15, 000 Years ; *Bull. Fac. Education, Kanazawa Univ.* , No. 35 *Nat. Sci.* , 57～74.
- 藤 則雄 (1987) : 寺地遺跡の花粉分析に基づく古環境解析；「寺地遺跡」新潟県, 461～476.
- 藤 則雄 (1988a) : 国際的に対比できる日本での更新世・完新世の境界の古生物学的研究；文部省科学研究費一般研究 (C) 研究成果報告 1～40.
- 藤 則雄 (1988b) : FUJI, N. Secondary Community of Palaeovegetation around the Middle Neolithic Mawaki Site, Noto Peninsula, Japan ; *Proc. Japan Acad.* , 64, B, 265～268.
- 藤 則雄 (1991) : FUJI, N. Sea Level Changes during the Brunhes Epoch in the Hokuriku District, Central Japan; *Bull. Fac. Education, Kanazawa Univ.* , No. 40, *Nat. Sci.* , 11～24.
- 藤 則雄 (1993) : 北陸の完新世埋没林の地質学的・古生物学的研究；金沢大学教育紀要, 42号, 自然科学編, 1～17.
- 藤 則雄 (1995a) : 男鹿半島五里合における完新世の古環境解析；金沢大学日本海域研究所報告, 26号, 1～35.
- 藤 則雄 (1995b) : 共著－横山正義・磯村朝次郎・清水扶美代・邑本順亮 秋田県“象潟”の古環境解析；金沢大学教育学部地球科学教室藤研究室専報, I, 1～47.
- 藤 則雄 (1995c) : FUJI, N. Palaeovegetational and Palaeoclimatic Changes during the Latest Quaternary in Baikal Area, Southeastern Siberia ; *Bull. Fac. Education Kanazawa Univ.* , No. 44, *Nat. Sci.* , 81～96.
- 藤 則雄 (1996a) : FUJI, N. Palynological Investigation of the Uozu Submerged Forest in the Hokuriku District, Central Japan ; *Bull. Fac. Educat. , Kanazawa Univ.* , No. 45 *Nat. Sci.* , 45～65.
- 藤 則雄 (1996b) : 共著－中村尚吾 秋田県八郎潟堆積物の花粉分析に基づく後氷期の環境解析；金沢大学教育学部地球科学教室藤研究室専報, II,
- 藤 則雄 (1997a) : 小松市弥生中期八日市地方遺跡の花粉分析に基づく環境解析；金沢大学教育紀要, 46号, 自然科学編
- 藤 則雄 (1997b) : 共著－永井 香 金沢の弥生時代下安原海岸遺跡の花粉分析に基づく古環境解析；金沢大学教育紀

要, 46号, 自然科学編

- 藤 則雄 (1997c) : 国際的対比のための日本の後氷期生層序・気候・植生・地磁気変化の総括; 文部省科学研究費基礎的研究 (C) (2) 研究成果報告書, 82pp.
- 藤 則雄 (1997d) : 小松市弥生八日市地方遺跡の花粉分析; 「小松市八日市地方遺跡報告」.
- 藤 則雄 (1997e) : 金沢の弥生時代下安原海岸遺跡の花粉分析に基づく古環境解析; 「金沢市下安原海岸遺跡」.
- 藤 則雄 (1999) : 日本海沿岸の後氷期の環境変化. 金沢経済大学, *Telos*, vol. 23, 1-220.
- FUJI, N. (2001) : "Matto Submerged Forest" A Precious, International, Natural, Scientific-Cultural Property Remnants of an Early Holocene Submerged Forest on the Continental Shelf in the Japan Sea, Central Japan. *Jour. Kanazawa Univ. Economics*, 35, 1, 69-88.
- 藤 則雄 (2003a) : 手取川扇状地の形成—形成の起因, 解析の視点, 形成史, 及び流路変遷—; 金沢学院大学紀要, 情報科学・自然科学編, 1号, 107-128.
- 藤 則雄 (2003b) : 魚津埋没林の花粉分析. 「魚津埋没林の生因」(藤井昭二ら共著); 金沢大学日本海研究所報告, 34号, 23-41.
- 藤 則雄 (2003c) : 手取川扇状地の形成—形成の起因, 解析の視点, 形成史, 及び流路変遷—. 金沢学院大学紀要, 情報科学・自然科学編, 1号, 107-128.
- 藤 則雄 (2003d) : 北陸海退 the Hokuriku Regression —縄文後期～古墳期初頭の海水面低下—の提唱; 金沢星稜大学論集, 36巻, 2号, 65-75.
- FUJI, N. (2003e) : Palynological Investigation of the Matto Submarine Forest on the Continental Shelf on the Japan Sea off the Tadori-gawa Alluvial Fan, the Hokuriku Region, Central Japan; *Acta Palaeontologica Sinica*, 42, 1, 126-137
- FUJI, N. (2003f) : Palaeovegetation and Palaeoclimate during the Quaternary Period based on the Long Cores from Lake Biwa, Central Japan, and Global Correlation of the Palaeoclimate Records; *Acta Palaeontologica Sinica*, 42, 1, 138-147.
- 藤 則雄 (2003g) : 後氷期後期: 縄文後期～古墳期初頭の北陸海退—the Hokuriku Regression—の考古学的意義; 石川考古学研究会会誌, 45号, 1-22.
- 藤 則雄 (印刷中) : 縄文時代における自然環境 (1) 気候・海水面変化; 金沢学院大学紀要, 情報科学・自然科学編, 2号.
- 藤 則雄 (印刷中) : 縄文時代における自然環境 (3) 自然環境要因の相関性; 金沢星稜大学論集, 37巻, 3号.
- 日置 讓 (1940) : 石川県史, 5巻, 石川県
- 北陸第四紀研究グループ (1969) : 北陸地方の第四系「日本の第四系」; 263～297.
- 池田俊雄 (1964) : 日本の沖積層; 東北大学理学部地質古生物学邦文報告, 60.
- KAIZUKA, S., Y. NARUSE, & I. MATSUDA (1977) : Recent formations and their basal topography in and around Tokyo Bay, Central Japan; *Quaternary Research*, 8, 32-5
- MACHIDA, H., M. SUZUKI, & A. MIYAZAKI (1971) : Chronology of the Preceramic age in South Kanto with special reference to tephra-chronology radiocarbon dating and obsidian dating; *Daiyonki Kenkyu*, 10, 290～305.
- 里見信生 (1975) : 石川県の現存植生; 「石川県の植生」石川県, 102～139.
- SHEPARD, E. P. (1964) : Sea level changes in the past 6,000 years possible archaeological significance; *Science*, 143, 574～576.
- 鈴木時夫 (1975) : 白山の植生分布と垂直植生; 「石川県の植生」石川県, 114～156.