

海岸平野の形成と第三紀末期以降の海水準変動

星 野 通 平*

(1972. 4. 10 受理)

1. 海岸平野とは

海岸平野とは、“海底の一部が隆起して陸化した陸地。前に存在していた陸地を縁どって分布している、広狭何れもの平地をよぶ。この隆起は変形を伴う場合もある”(大塚, 1935)。また, “浅海における海底堆積面が, 地盤の隆起や海水準の低下によって海面上にあらわれてできた平野”(中山, 1970)ともいわれているし, “大きな水塊, とくに, 海域の岸をふちどる平野で, ふつう, 最近隆起した海底によって代表される”(Am. Geol. Inst., 1957)といった説明もある。隆起, あるいは, 海面低下, 堆積面といったような, 成因にからんだ定義づけには異論もあることであろう。海岸平野を地形学的に, 地形発達史的に, 層位学的に, また, 構造地質学的に特徴づけようというような見方もある(COLQUHOUN, 1968)。しかし, 海岸平野を定義づける基本的な条件は地形的なものであろう。海岸平野とは, 海岸に隣接する平野であり, 平野とは, 起伏の少い低平かつ広大な地域であり, 海岸平野の高度は, ふつう, 海拔 100 m 以下である。

このような海岸平野は, かつての海底であった地域のほかに, 三角州や扇状地の一部がふくまれることがあるが, 成因論からすると, 世界の大きな海岸平野の大部分は, 中生代以降の地史的な発展の過程で生れた堆積盆地であるとみられている(COLQUHOUN, 1968)。わが国の代表的な海岸平野というと, 石狩平野・新潟平野・関東平野・濃尾平野・大阪平野・筑後平野などであり, これらの平野は共通した地質学的な特徴をもっている。

筆者(1962, 1970)は, かねてから, 第三紀末期以降の2000mにおよぶ海水準の上昇を主張し, このような海水準上昇にともなう鮮新統一房総半島の黒澁不整合より上位の地層一の堆積形態の特徴についてのべたことがある(星野, 1968)。日本列島に発達する上記のおもな海岸平野の形成は, このような筆者の主張と密接な関連をもっている。小論では, この点に関して若干の考察をこころみることにする。

2. 海岸平野の地質

1) 関東平野

第1表 世界の海岸平野

(COLQUHOUN, 1968)

地 域	面積 (km ²)
アフリカ	
エジプト—北アフリカ (エジプト・リビア・チュニジア)	370,000
ナイジェリア	90,000
モーリタニア	300,000
モザンビーク	130,000
ソマリ	110,000
アジア	
ベンガル	220,000
コロマンデル (インド)	40,000
イラワジ (ビルマ)	40,000
関東	5,000
カラチ	370,000
マラバル (インド)	25,000
メコン	100,000
オビ	800,000
ベルシヤ	325,000
スマトラ	160,000
黄河—揚子江	125,000
オーストラリア	
ヌラールボア	120,000
ヨーロッパ	
アキターニ (フランス)	25,000
バルチック (ポーランド)	6,000
フランドリアンおよびオランダ	150,000
ポー (イタリア)	25,000
北アメリカ	
北極	130,000
大西洋およびメキシコ海岸	940,000
モスキート海岸 (ホンジュラス)	28,000
ロスアンゼルス	21,000
ユカタン—タパス—タンペコ (メキシコ)	125,000
南アメリカ	
アマゾン (ブラジル)	245,000
ブエノスアイレス (ウルグアイ)	270,000
オリノコ—ギアナ	120,000

* 東海大学海洋学部, 清水市折戸1000

関東平野の地形的特徴：

関東平野は、東北日本の最南端、そして、太平洋側に位置する、わが国第一の海岸平野であり、北側は阿武隈・八溝・足尾の山塊に境され、西側は秩父・丹沢山地にそして、南側は、三浦・房総の山地にかこまれている。

関東平野の地形は、洪積台地と沖積低地に分れ、洪積台地は、古い（高い）ほうから順に、多摩・下末吉・武蔵野・立川の段丘群、および、それらのそれぞれに対比される段丘群によって構成されていて、解析された洪積台地のあいだは、沖積低地によって埋立てられている。

関東平野の地形を特徴づけるものは、台地の地形が、平野の中心の関宿付近を最低として、順次周縁部にむかって、ほぼ同心円的に高度をましていることである。このような現象をもとにして、ふるくから、関東造盆地運動という概念が提唱されている（矢部・青木、1927）。つまり、関東平野では、周縁山地の隆起と反対に、沈降運動がつづき、平野の中心部ほど沈降量が大きく、それが段丘の高度に反映されている、というのである。

関東平野の層序：

関東平野の層序については、春日部における深層試錐の成果が、もっとも信頼できるものであろう。

矢崎他（1963）によると、春日部における層序、および、各層の深度は第2表のようなものである。

第2表 春日部深層試錐層序
(矢崎他, 1963)

深度 (m)	層 序
0-27	有楽町層
27-422	成田層群
422-890	上総層群
890-1,255	楊井層
1,255-1,667	土塩層
1,667-2,520	福田層
2,520-2,568	七郷層
2,568-3,103	白亜系

なお、P波速度でいうと、2 km/sec 層と 3 km/sec 層のあいだの境は、深度 900 m（上総層群と楊井層の境）にあり、3 km/sec 層と 3.7 km/sec 層との境は、土塩層と福田層とのあいだにある、とされている。この場合、Tertiary F₃ の福田層と Tertiary G の土塩層とのあいだには、大きな単位での不連続がある、とのべられている。

同一資料にもとづきながら、福田（1962・1963）の結論は、第3表のようにややことなっている。

第3表 春日部深層試錐層序表

(福田, 1963)

深 度 (m)	層 序
0-3	表 土
3-27	有楽町層 (A)
27-422	成田層群 (B)
422-1,041	上総層群 (C)
1,041-1,675	楊井層および都幾川層 (D)
1,675-2,554	福田層 (E)
2,554-3,063	荒川層 (F)
3,063-3,072	断層による破碎帯
3,072-3,103	南蛇井層 (G)

第2・3表をくらべてみるとわかるように、両者のあいだには、上総層群の基底深度について、意見の相違がみられる。福田によると、ここでいう楊井層は、渡部他（1950）の楊井層に土塩層上部を加えたもので、荒川沿岸や比企丘陵北東では土塩層の上に整合にかさなっているが、吉見丘陵では、本層は長瀬系の上に不整合にのっている、とのべている。このことは、堆積盆地の中心では、中新統と鮮新統は整合にかさなり、その周縁では、鮮新統は下位層に abut し overlap するという、かつて筆者（1968）が指摘した鮮新統の特徴的な堆積形態を想起させるものがある。なお、福田（1962）によると、(A)～(F)はそれぞれ整合であるが、(D)と(E)とのあいだは傾斜不整合である、とのべている。このことは試錐資料にもとづくものではなく、地表の露頭からおしはかった結論であろう。堆積盆地（平野）の中心では、両者は整合関係にあるものとみられる。

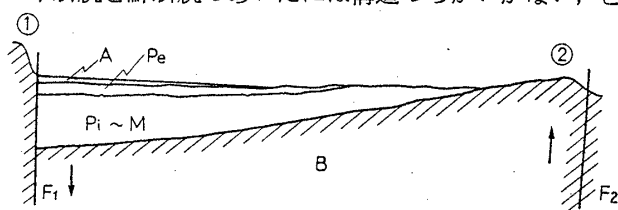
ここで、その基底に顕著な不整合が想定されている土塩層（楊井層）の時代をみると、産出する軟体動物化石から、後期中新世、ないし、初期鮮新世のものとされているし（石井、1962）、矢崎他（1963）によると、土塩層・楊井層は Tertiary G に対比されるとしながらも、北関東における同時代の地層として、関谷層・久米層・源氏川層・夫婦岩層・尤若層・吉井層・板鼻層・秋間層・馬見岡層などがあげられている。これらの中には、明らかな中新統最上部層と明らかな下部鮮新統が混在している。

つまり、二つの論文のいずれをとっても、春日部における中新世最末期以降の海成層の基底は 1667 m ほどの深さにあって、その基底は房総半島でいえば、特異な不整合形態をしめすという黒滝不整合に対比されるものと思われる。黒滝不整合は、その形態から“こめくり不整合”といわれているが（房総研究グループ、1953）、こ

れは、不整合上の地層が不整合面に abut し、さらに、overlap する堆積形態をしめすもので、いわゆる沖積統にみられるように、海水準の上昇による地層の堆積形態の特徴とみられるものである（星野，1968）。なお、春日部の深層試錐の資料からしても、関東平野の鮮新統の基底が、2000mを大きくこえる深さにあるところはないものと考えられる。なお、隆起地域では堆積盆地の移動とともに堆積速度の大きい周縁層が刺身状にかさなるために、房総半島の夷隅川流域のように（河井，1961），2000mをこえる鮮新統およびそれより上位の地層の分布がみられる。

2) 濃尾平野

濃尾平野において黒滝不整合に対比されるものは、瀬戸層群基底の不整合とみてよからう。瀬戸層群の基底は、木曾川河口で、現在の海面下1600mほどの深さにあるという（桑原，1968）。この値は、春日部における“黒滝不整合”の深さとほぼ等しい。ただし、瀬戸層群は基盤および中新統にしたがって、それら下位層の最上面に平行に、東高西低の単斜構造をしめしているといわれ、中新統と鮮新統のあいだには構造のちがいがなく、と考

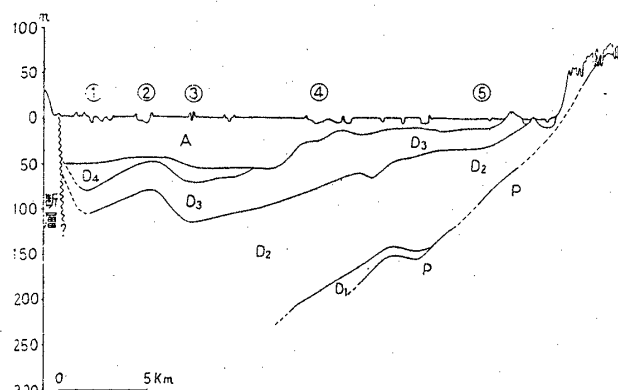


第1図 濃尾傾動地塊概念図（松沢，1968）

- ①，養老山脈； ②，猿投山；
 F₁，伊吹・養老断層； F₂，猿投・境川断層
 A，沖積層； Pe，洪積層；
 Pi~M，鮮新統及び中新統；
 B，基盤

えられている（松沢，1968）。このことは、あるいは瀬戸層群が陸成層であるために、海成鮮新統とことなった堆積形態をとるためかもしれないし、15~20/1000程度の地層の傾斜では、下位層に abut する関係にあるものかどうかの判定がむずかしいのかもしれない。ただし、単斜構造をしめすという下部更新統の唐山層は、下位層に abut している様子がうかがえる（松沢，1968，第2図参照）。

濃尾平野では、関東平野の丹沢-嶺岡隆起帯と同様に、平野の南側が隆起していることが指摘されている（松沢，1968；桑原，1968）。つまり、伊勢湾の北縁をかざる猿投山-天白川断層を境にして、南側（伊勢湾側）が隆起しているといわれ、このことから、瀬戸層群の基底下の



第2図 濃尾平野南部の東西断面（松沢，1968）

- ① 斐川 ② 木曾川 ③ 鍋田川 ④ 日光川
 ⑤ 東海道本線
 A 沖積層
 D₄ 大曾根層
 D₃ 熱田層
 D₂ 八事層
 D₁ 唐山層
 P 矢田川累層 } 鮮新統

不整合面は、伊勢湾南方の大陸斜面下部に広く発達する深海平坦面上に連続していたものが、中央構造線を中心とする地域の隆起によって、たがいに分離したものである、と考えることができる。

瀬戸層群より上位の地層が、東から西へ層厚をましているのは、堆積作用が継続しているあいだも傾動運動がすすみ、西側ほど地盤の沈降が大きかったことをしめすという（松沢，1968）。しかし、このことは基盤の沈降にもとづくものではなく、鮮新統以降の地層が堆積した盆地が、西側ほど深かったためかもしれない。このような疑問が生じる理由の1つは、沖積統の堆積要因を地盤沈下の影響によるものである、としている点である。つまり、沖積統の南陽層は、東部では層厚が数mないし10~15m程度であるのに、西部では50m内外、ときには60mの厚さを持ち、このような東西における沖積統の厚さのちがいは、東側にくらべて西側がより沈降した結果であるという。南陽層の堆積は、疑いなく、Würm最盛期の低海水準期に形成された古木曾川の河谷が、後氷期の海水準の上昇にともなって埋積されたものである。

“濃尾傾動運動は、少なくとも千万年ないし数百万年以前の矢田川累層堆積の鮮新世から南陽層の堆積にかけて逐次おこなわれていることを示す”，という結論は疑問である。

3) 大阪平野

大阪平野を構成する地層は、おもに、大阪層群、および、下大阪層群であるが、下大阪層群の実体はいまのと

ころあまり明らかでない。大阪層群の厚さは、平野部で900 mあまりであるが（市原・亀井，1970）下大阪層群という層序区分にしたがっても、その基底深は1500 mほどである（IKEBE et al., 1970）。

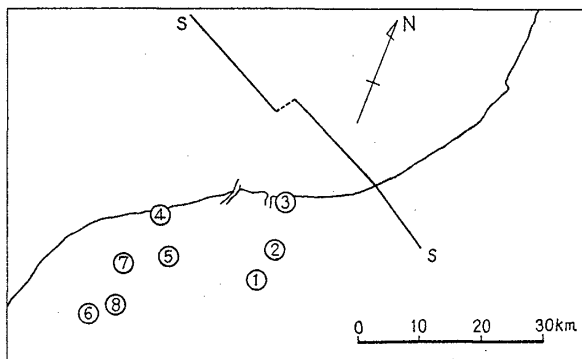
この地域で黒滝不整合に対比されるのは、下大阪層群と中・下部中新統に属する神戸層とのあいだの不整合である（池辺，1971）。大阪層群は、基盤に対して明らかに abut しているが、地点 OD-I（深度907 m）の試錐結果では、海成層が Ma 0（海成粘土層最下位層）からはじまるのに対し、千里山丘陵の大阪層群の海成の最下位粘土層（深度300 m）は Ma 8 であるということも（市原・亀井，1970），abut 現象をしめすものであろう。

近畿地方に分布する第1瀬戸内統は、南側ほど外洋要素をふくむという（藤田，1968）。そして、大阪層群は海成粘土層をふくむ湖沼性堆積物からなるが、このような層相の変遷は、濃尾平野と同様に、中央構造線に沿う和泉山脈の隆起の影響によるものと考えられる。

4) 新潟平野

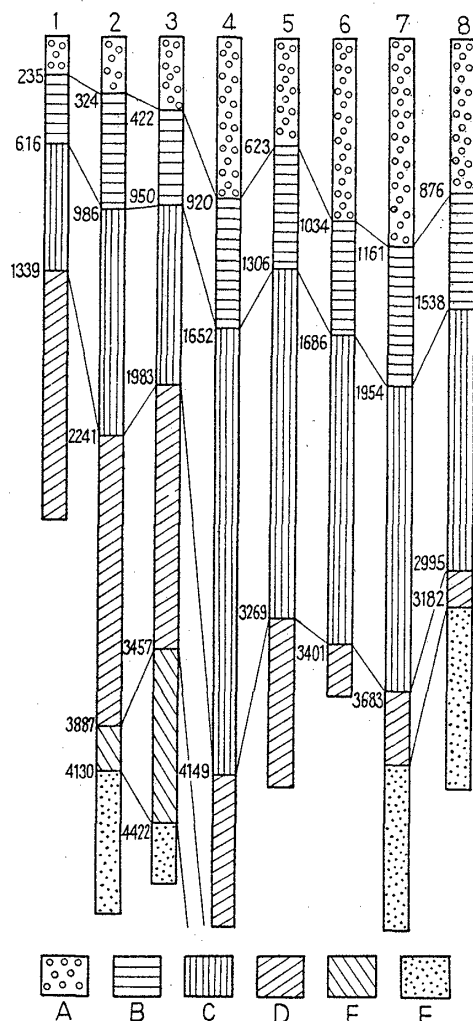
新潟平野において、黒滝不整合の位置をどこにもとめるかということは、新第三系対比上の興味ある課題である。黒滝時階とは、“丹沢造山運動の激動期として認められる三褶曲時相（寄居・鋸山・黒滝）の一つで、鮮新世下半と上半の間に起こった。（中略）。ただし、黒滝不整合は房総団研グループ（1964）によると鮮新統下底を示すとされている”（徳岡，1970）。すでにのべた、関東平野・濃尾平野・大阪平野における黒滝不整合の位置というものは、ほぼ、中新統と鮮新統の境である。

従来、多くの地質学者は、鮮新統の基底を灰爪層の基底としていた（たとえば、FUNE et al., 1965）が、この



第3図 新潟平野試錐（第4図参照）・断面位置（第5図参照）

- ①南阿賀13, ③基礎試錐大淵,
③東新潟NS-6, ④基礎試錐下五十嵐,
⑤蒲原GS-2, ⑥蒲原GS-1,
⑦基礎試錐新潟, ⑧中之口SK-2。



第4図 新潟平野地質柱状図（石油及び可燃性天然ガス資源開発審議会，1969）

1～8（第3図参照）

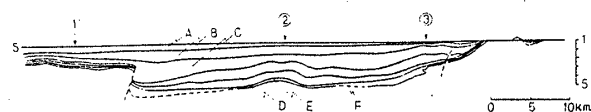
- A.小国層（魚沼層群），B.灰爪層，
C.西山層，D.椎谷層，E.寺泊層，
F.七谷層。

（柱状図の深さはm）

問題はかなり混乱していて、地学事典（1970）の本文、あるいは付表のなかで、ある場合には灰爪層の基底を鮮新統の基底とし、ある場合には西山層の基底を鮮新統の基底としている。一方、最近流行の、浮遊性有孔虫をもちいた国際的な対比の結果によると、鮮新統の基底は西山層の基底に一致するといわれ（IKEBE et al., 1972）、このような見解は、油田層序学の分野では広くうけいれられている。

新潟平野の海岸近くの、下五十嵐における基礎試錐の結果による、層序と深度は第4表のとおりである。

第4表によると、もし鮮新統の基底を西山層の基底にとれば、その深度は4,150 mとなり、他の海岸平野にお



第5図 新潟平野地質断面図

(池辺・正谷・片平, 1972)

- ①馬ノ背, ②新潟背斜, ③海岸線,
A. 魚沼層群, B. 灰爪層, C. 西山層,
D. 椎谷層, E. 寺泊層, F. 七谷層.

第4表 下五十嵐基礎試錐層序表

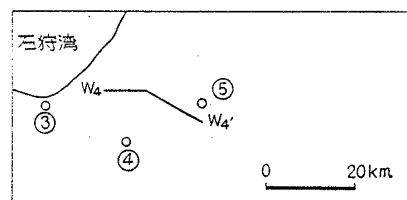
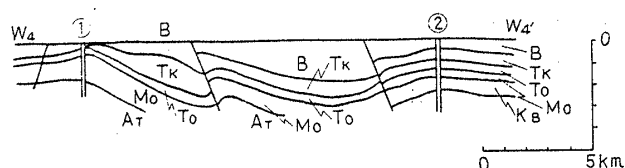
深 度 (m)	層 序
0-826	沖積層+魚沼層群
826-1,700	灰 爪 層
1,700-4,150	西 山 層
4,150-5,007	椎 谷 層

ける同一層準の深度にくらべて2倍以上の深さをもつことになる。一方、灰爪層の基底を鮮新統の基底とすると、1700 mの深さとなり、他の大きな海岸平野とほとんど同じ値をしめすことになる。現在知られている一ばん深い灰爪層の基底は、新潟基礎試錐の1954mであり、2000 mをこす例はない(天然ガス協会, 1969)。新潟地方の新第三系のうち、下位層に abut し overlap する堆積形態をとる地層があるのかどうか、あるとすればどの層準より上位の地層か、といったことについての資料はみあたらない。

灰爪層や西山層の対比の問題、あるいは、“黒滝不整合”がどの層準にくるかといった問題は、将来の新第三系対比上の重要課題であろう。もし、各層序の判定に間違いがなく、かつ、西山層までを鮮新統にふくめるということになると、多分、世界に例のない厚さをもった鮮新統ということになるであろう。黒滝不整合は灰爪層基底に対比されるものとみられ、この点についての筆者の見解は、地質学論集8を参照されたい。

5) 石狩平野

石狩平野における“黒滝不整合”は、滝川層の基底にあることは疑いの余地がなからう。このことは、化石による対比においてもあてはまるが、堆積形態からしても同じことが考えられる。つまり、吾妻(1962)によると滝川期は、その前の望来期が全域的な活動期であったのに対し、一般に静的で、望来期の起伏を序々に埋積していることと、現在みられるような地理的外貌の素因をなすような沈降運動を特徴としている、という。また、滝川層基底の不整合は、極傾斜不整合～傾斜不整合をしめ



第6図 石狩平野地質断面図及び位置図

(吾妻, 1962)

- ①茨戸SK-1, ②野幌SK-1, ③銭函
④札幌, ⑤江別
B. 美葉牛層, Tk. 滝川層, To. 当別層
Mo. 望来層, At. 厚田層, Kb. 川端層

し、その下位層の層準は基盤岩類から各種の地層にわたるといふ。

このようなことは、滝川層が下位層に abut し、overlap することをしめし、さらに、関東地方の黒滝不整合が、第四紀の堆積盆地を規定している(小池, 1951; 藤田, 1960) ことと類似の特徴をしめているといえる。滝川層が堆積盆地の中心では下位層と整合で、その周縁では不整合関係にあることは、三谷(1964)によっても指摘されていることであり、鮮新統が、下位層がつく凹地を埋積して堆積しているという特徴についての指摘もある(魚住, 1966)。

石狩平野における滝川層の基底深度をみると、茨戸・野幌の断面では2500 mに達するところがある(吾妻, 1962)。このことは人工地震法による探査結果にもとづくことと思われるが、苫小牧地域をふくめて、石狩平野の大部分の地域で、滝川層の基底深度は2000m以浅である。

3. 海岸平野の形成

1) 海岸平野の地質学的特徴

海岸平野の生いたちには、いくつかのことになった過程をへたものがある。しかし、石狩平野・新潟平野・関東平野・濃尾平野・大阪平野などの、わが国における主要な海岸平野の生いたちには共通したものがみられる。これらの海岸平野に共通な地質学的特徴としてはつぎのような点があげられる。

(i) 鮮新統, および、その上位の地層を加えた層厚が2000mをこえないこと。

(ii) 関東平野についていえば銚子-柏崎構造線(山下, 1970)といったような構造線, 濃尾平野においては伊吹-養老断層(松沢, 1968), あるいは, 大阪平野をめぐっては近畿三角帯にまつわる断層(藤田, 1968)のように, 海岸平野の発達には構造線の分布と密接な関係をもっている。新潟・石狩両平野の場合にも, 構造線の存在が予想される。

(iii) 関東平野における丹沢-嶺岡隆起帯, 濃尾平野・大阪平野における中央構造線を中心とした隆起帯, あるいは, 新潟平野における大陸棚外縁の隆起帯のように, 海岸平野の外縁部に堆積物を堰止めた隆起帯(barrier)が形成されていることが, 海岸平野(堆積盆地)の特徴である。いまのところ, 石狩平野では, このような隆起帯はしられていないが, 多分, 同じような構造が伏在するものと予想される。

2) 海岸平野の形成と第三紀末期以降の海水準変化

筆者はかねてから, 第三紀中新世末期の海水準は, 現在の海水準にくらべて, おおよそ, 2000mほど低い位置にあったことを主張している(星野, 1962・1970)。中新世以降の大規模な海水準の上昇は, 大洋底が広範囲にわたって隆起した結果であり, 地球の全般的な膨張隆起の現象と密接な関連をもっている。この場合, 2000mより大きく隆起した地域では, 海成中新統が陸上に露出し, それ以下のところでは中新統は海底に分布し, 隆起がおこなわれなかったところでは中新世末期の汀線が, 大陸斜面下部の深海平坦面として保存されている。なお, 最近の駿河湾などにおける研究結果からすると, 中新世末期以降の2000mにおよぶ海水準上昇運動の時期は, 氷河の消長ともなう洪積世末期のものをのぞくと, 鮮新世初期, および, 洪積世初期~中期の2つの時代に大別することができる。

このようにして, 海岸平野を構成する鮮新統(あるいは中新統最上部層)の基底は, 大陸斜面下部の深海平坦面につづく, ほとんど不動の中新世末期の汀線付近の平坦面をしめすものであり, 海岸平野を構成する鮮新統およびその上位の地層は, 海水準の上昇ともなうて基盤にabutし, overlapしながら堆積盆地を埋立てていったものであろう。地球の全般的な隆起の時代の第三紀末期以降, 海岸平野の中心部ではほとんど隆起運動がおこっていないのは, 構造線の分布に関連していることであろう。つまり, 構造線を中心とした地域は隆起運動からとりのこされ, その周縁だけが隆起したものであって, このような隆起の時期も, 海水準上昇期と同じく, 鮮新世

初期, および洪積世初期に大別される。

3) 海岸平野の地盤沈下について

工業の無秩序な発展, あるいは, 人口の無計画な集中などのために, 現在, 各地の海岸平野で地盤沈下による公害問題が発生していて, その主な原因は, 地下水の過剰揚水による沖積統の圧密の結果である, とされている。

一方, 関東平野では関宿付近を中心とする造盆地運動(沈降運動)が, 濃尾平野では, 西部ほど沈降量の大きい傾動運動というものが指摘されている。そして, このような資料にもとずいて地殻変動図がつくられ, わが国の主要な海岸平野では, 第四紀における地殻沈降量が数100mに達すると表現されている(第四紀地殻変動研究グループ, 1968)。これらの地域では, 平野をとりまく山地は, すべて顕著な隆起をしめしているのであるから, 平野の周縁で沈降と隆起の蝶つがいの軸がなければならぬ。しかし, そのような軸の地質学的な証拠はないし, そのような運動をひきおこす機構についての説明もない。

むしろ, 第三紀末期以降の, いわゆる陸盛期の時代は, 地球の全般的な隆起の時代であって, 大きな沈降地域の存在は考えられない。海岸平野は, 隆起量がきわめて小さな地域である。井関(1968)は, 沖積統の泥層の厚さが最近の地盤沈下量を規定する要因であると指摘し, 濃尾平野南西部の自然圧密による沈下量は1.8~1.4mm/年ほどであったという。また, 最近, 関東平野では洪積統や鮮新統にふくまれる地下水の汲揚げにともなう地盤沈下がいわれている。以上のことをあわせて考えると, 鮮新統およびその上位の地層の厚さが大きい濃尾平野西部の地盤沈下量が大きいことは, 基盤(地殻)の沈下ということを考えなくとも, 堆積層の自然圧密によって解釈できる。このことは, 関東平野でも同様で, 関東平野の洪積台地の高度が, 平野の中心ほど低くなっていることの原因は, 造盆地運動といった地殻変動よりも, むしろ平野の中心で最大の厚さをもつ, 新期堆積層の自然圧密の結果と考えたほうが妥当であろう。

なお, すでに指摘したことではあるが(星野, 1958・1969), 湾をもつ海岸平野(関東平野-東京湾, 濃尾平野-伊勢湾など)の場合は, 湾の後背平野に沈降の中心(鮮新世以降の堆積の中心)があるため, 後背山地から供給された碎屑物は, 平野の中心に捕捉されてしまう。したがって, Würm氷期の低海水準期に解析された谷地 元は, 後背山地の隆起に伴って沈降した後も埋

積されることがない。一方、新潟平野のように、海岸付近に沈降の中心（堆積の中心）がある場合には、Würm期の河谷を原形とする湾は埋積されつくして、平滑な海岸線を形成する。いいかえれば、地層の傾斜が内陸にむかっていれば湾は形成され、地層の傾斜が海側に向っていれば平滑な海岸線ができる。前者の代表は東京湾であり、後者の代表としては日向海岸をあげることができる。

4. むすび

海岸平野は、古い人類の時代から重要な生活の場であった。しかし、この重要な地域の研究は、調査手段のおくれなどの関係もあって、わが国ではやや立遅れの観がある。従来、平野の地質は、石油・天然ガスなどの地下資源探査の立場、あるいは、地盤沈下などの応用地質学的な立場からの研究がほとんどで、地史的な立場から、海岸平野の発達史を研究した例はきわめてまれである。海岸平野の歴史を、地質時代にさかのぼって解明することは、地球の歴史の新しい時代の運動を正しく認識する上からも、また、資源開発や防災のためにもきわめて重要なことと考えられる。

小論では、かねて筆者が主張している第三紀末期以降の海水準変化と海岸平野の形成との関係についてのべたのであるが、将来は、試錐試料の検討などによって堆積物の層相に反映している後背地の運動や、海水準変化の様子を、より具体的に検討したいと考えている。

文 献

- 吾妻 稔(1962), 北海道低地帯の地質. 石技報, vol. 27, p. 345—382.
- American Geological Institute (1957), Coastal plains. *Dictionary of geological Terms*, Doubleday Co., New York, p. 92.
- 房総研究グループ (1953), 黒滝問題について. 地球科学, no. 15, p. 1—9.
- COLQUHOUN, D.J. (1968), Coastal plains. *The Encyclopedia of Geomorphology* (Ed. R. W. FAIRBRIDGE), Reinhold Book Co., New York, p. 144—150.
- 第四紀地殻変動グループ (1969), 第四紀地殻変動図. 第四紀研究, vol. 7, p. 182—187.
- FUJIE, T., Y. FUJITA, K. HUZITA, Y. KASENO, M. MATSUI, K. SUZUKI and S. UOZUMI (1965), Correlation of the Neogene in Japan. *The Geologic Development of the Japanese Islands* (Ed. M. MINATO, M. GORAI and M. HUNAHASHI), Tsukiji Shokan, Tokyo, p. 258—259.
- 藤田至則 (1960), 東北日本におけるグリーンタク地向斜の古地理的・造構史の変遷に関する法則性. 地球科学, no. 50—51, p. 22—35.
- 福田 理 (1962), 春日部層序試錐 (予報). 地質ニュース, no. 100, p. 1—16.
- (1963), 春日部層序試錐の坑井地質層序. 地調月報, vol. 14, p. 379—380.
- 星野通平 (1958), 日本近海大陸棚上の堆積物について. 地団研専報(7), 41p.
- (1962), 太平洋. 地学双書 (18), 地学団体研究会, 136p.
- (1968), 海成・新統の堆積について. 地質雑, vol. 74, p. 363—370.
- (1969), 海岸平野の形成と地殻運動. 海岸平野 (地質学会討論会資料), p. 69.
- (1970), 大陸斜面. 深海地質学 (海洋科学基礎講座 8), 東海大学出版会, 東京, p. 1—143.
- 藤田和夫 (1968), 六甲変動, その発生前後—西南日本の交差構造と第四紀地殻変動. 第四紀研究, vol. 7, p. 248—260.
- 池辺展生 (1971), 日本新第三系対比表 (MS).
- IKEBE, N., Y. TAKAYANAGI, M. CHIJU and K. CHINZEI (1972), Neogene biostratigraphy and radiometric time scale of Japan — an attempt at intercontinental correlation. *Pacific Geology*, vol. 4, p. 39—78.
- 池辺襲・正谷清・片平忠実 (1972), 新潟盆地における“グリーンタフ”に関する考察. 伊豆半島 (星野・青木編), 東海大学出版会, p. 41—47.
- 市原実・亀井節夫 (1970), 大阪層群. 科学, vol. 40, p. 282—291.
- 石井基裕 (1962), 関東平野の基盤. 石技報, vol. 27, p. 615—640.
- 井関弘太郎 (1968), 濃尾平野南部の地盤沈下と地下水利用. 名古屋大学文学部20周年記念論文集, p. 437—457.
- 河井興三 (1961), 南関東ガス田地帯についての鉱床地質学的研究. 石技報, vol. 26, p. 212—266.
- 小池清 (1951), いわゆる黒滝不整合について. 地質雑, vol. 57, p. 143—156.
- IKEBE, N., J. IWATSU and J. TAKENAKA (1970), Quaternary geology of Osaka with special reference to land subsidence. *Jour. Geosci. Osaka City*

- Univ.*, vol.13, 39—98.
- 桑原徹 (1968), 濃尾平野と傾動地塊運動. 第四紀研究 vol. 7, p.235—247.
- 松沢勲 (1968), 本州中部における傾動運動について. 地質雑, vol.74, p.61—71.
- 三谷勝利 (1964), 北海道主部における鮮新世の層序と造盆地運動について. 北海道地下資源調査所報告, no.32, p. 1—38.
- 中山正民 (1970), 海岸平野. 地学事典 (地団研地学事典編集委編), p.159.
- 大塚弥之助 (1935), 海岸平野. 地学辞典 (渡辺貫編), p. 530.
- 天然ガス鉱業会 (1969), 日本の石油・天然ガス資源. 石油及び可燃性天然ガス資源開発審議会, 283p.
- 徳岡隆夫 (1970), 黒滝時階. 地学事典 (地団研地学事典編集委編), p.311.
- 魚住悟 (1966), 鮮新世海進と構造運動. 日本海地域の地学的諸問題 (地質学会討論会資料集), p.89—96.
- 渡部景隆・菅野三郎・高野貞・村山猪久馬 (1950), 関東山地北東縁部第三紀層の地質学的研究. 秩父自然博物館研報, no. 1, p.93—146.
- 矢部長克・青木廉二郎 (1927), 関東構造盆地周縁山地に沿える段丘の地質時代. 地理評, vol. 3, p.79—87.
- 山下昇 (1970), 柏崎—銚子線の提唱. 島弧と海洋 (星野・青木編) 東海大学出版会, p.179—191.
- 矢崎清貫・鈴木尉元・影山邦夫・三梨昂・宮下美智夫・島田忠夫 (1963), 北関東の地質からみた春日部層序試錐 (GS-1). 地調月報, vol. 14, p. 378—379.

Formation of Coastal Plains and Changes of Sea-level since Late Miocene

Michihei HOSHINO

(Abstract)

The coastal Plains in Japanese Islands can be explained as the sedimentary basins in Pliocene epoch and Quarternary period. The formation of these sedimentary basins will be the result caused by the formation of uplifted zones in the ocean side of these coastal plains since late Miocene, consequently those uplifted zones would have dammed up the sediments thereafter deposited inside.

The depth of the basement of the Pliocene series corresponds to the sea-level in the late Miocene, and the formation of this sedimentary basin should not have been done by the subsidence of the earth's

crust, but can be the result by the rising of the sea-level.

In the case of the central part of the sedimentary basin of coastal plains located far distance from the coastal line, the river valley in the Würm glacial age, which developed across the uplifted zones in the ocean side of the coastal plains, have been remained as the bays, on the contrary, when the central part of the sedimentary basin is situated near by the coastal line, the river valleys formed in the coastal plains have been buried, therefore linear coastal lines can be formed.