

茨城県大洗付近の第四系

——とくに見和層堆積期の海進(下末吉海進)の進行過程について——

坂本 亨*

Sea-level Change During the Shimosueyoshi Transgression

——an Example from Pleistocene Deposits in Oarai Area, Ibaraki Prefecture——

By

Toru SAKAMOTO

Abstract

The purpose of this paper is to describe the mode of sea-level change during the Shimosueyoshi (last interglacial) transgression causing the deposition of Miwa Formation in the Oarai area, northeastern part of the Kanto Plain. The Miwa Formation forming flat terraces, about 30 m in altitude, is divided stratigraphically into the lower, middle and upper parts in the Oarai and Higashi-Ibaraki terraces. The lower part (40 m in maximum thickness) composed mainly of mud is channel-filling deposits formed during the early phase of the transgression. The middle part (10–30 m thick) consisting chiefly of fluvial gravels represents an episode of slight lowering of sea-level. The upper part (15–20 m thick) composed mainly of sand and pebbly sand is veneer deposits on the abrasion platform carved during the maximum of the transgression.

From the above it follows that rise of sea level was rapid in the early phase and gradual in the maximum phase of the transgression, but with an episode of slight lowering between the two phases. The above-mentioned lowering of sea-level can be recognized also in the Narita Formation, deposits of the Shimosueyoshi transgression in Paleo-Tokyo Bay (central part of the Kanto Plain). This is evidenced by a mud bed yielding brackish mollusks intercalated in off-shore sand beds.

1. はじめに

日本における間氷期海進の代表的な堆積物である下末吉層は、一般に下部の泥層と上部の砂層とからなっており、両者の間には一時的な停滞ないし小海退に伴う堆積の休止が考えられている(菊地, 1971)。このような地層の構成は、日本各地の下末吉相当層で知られており、筆者もかつて、茨城県中部の那珂台地に発達する下末吉層の見和層について、泥質層を主とするその下部が海進初期の溺れ谷埋積層であり、砂礫まじり砂層を主とする上部が海進最盛期の波食台堆積物であって、両者が現象的には不整合の関係で重なっていることを述べた(坂本ほか, 1969)。

その後、筆者は、那珂台地の南に那珂川をへだてて広がる東茨城台地・大洗台地の第四系を調査し、ここでの

見和層が層序的に下部・中部・上部と3分すべきものであることをみいだした。ここで見和層中部と呼ぶものは、かつて坂本ほか(1969)が、東茨城台地東部では見和層上部の下半が厚い礫層からなるとして特異性を指摘したその礫層である。この論文では、海進初期の溺れ谷埋積層と最盛期の波食台堆積物との間にはさまれた見和層中部の礫層のもつ地史学的意義—単なる堆積の休止にとどまらず、下部層を下刻して凹地を生ぜしめた海退の存在を示す—について述べる。また、このような小海退が下末吉海進の進行過程において一般的に認められるか否か、認められるとすればそれが地層の中でどのような形で表現されているかについて、古東京湾地域を例として検討してみることにする。

2. 大洗・東茨城台地における見和層の層序

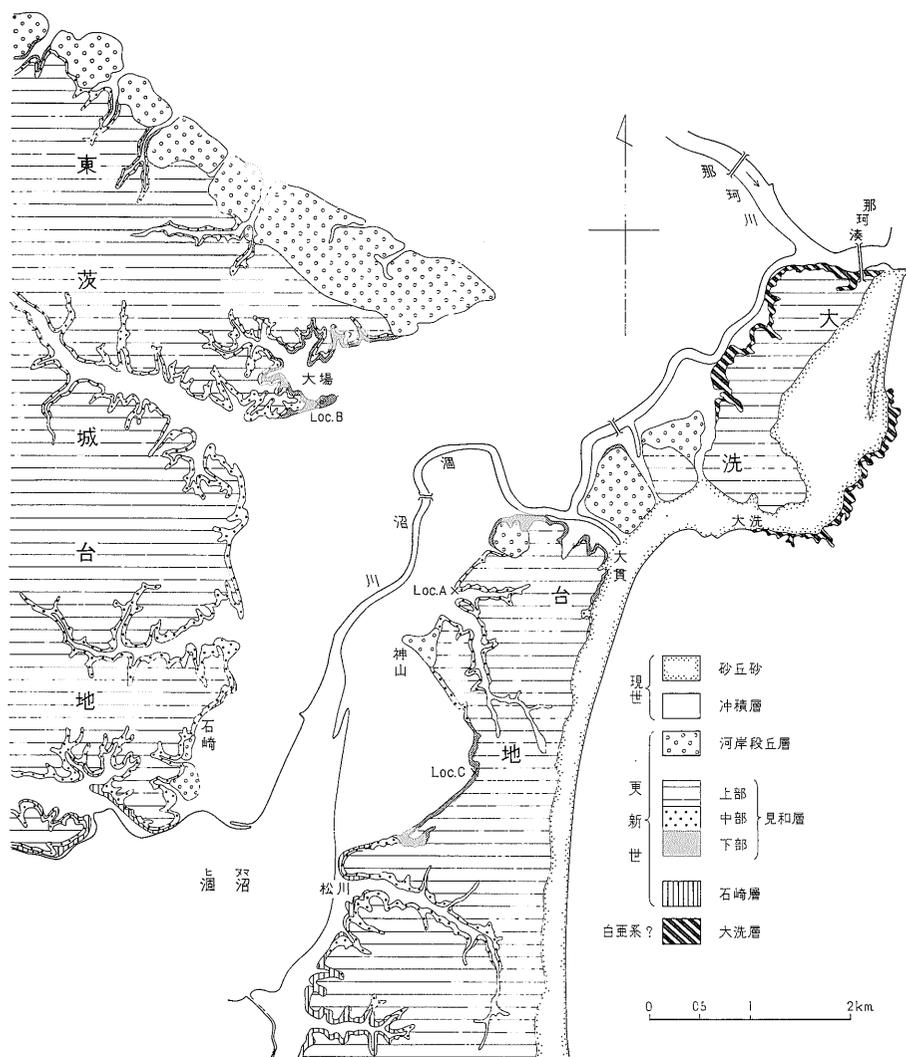
第1図の地質図に示した範囲内における先見和層とし

* 地質部

ては、大洗台地の北部で見られる白亜系(?)の礫岩を主とする大洗層(尾崎・斉藤, 1955)と、大洗台地の松川以南・東茨城台地の石崎以南で台地下部にわずかに露出する第四系の石崎層(斉藤, 1959)とがある。石崎層は、黄褐色均質のルーズな中粒～細粒砂を主とする地層で、岩相的に見和層上部と似ている。北方の那珂台地で、見和層の基盤として広く分布する新第三系の多賀層(水戸泥岩層)は、この地域では地表では見られない。しかし、大洗台地の神山北方(第1図のLoc. A)で行なったボーリングでは、見和層の下位に、地下45mから下へ、*Sagarites*を含む塊状泥岩が得られており、第四系の下位に多賀層(水戸泥岩層)が伏在することが確認される。

見和層は、那珂川以南の台地では、層的に、下部・中部・上部と3分される。このうち、下部と上部については、さきに坂本ほか(1969)が詳しく述べたので、ここでは簡単にふれるにとどめる。中部は、さきに上部の下半を占める礫層としたものを、ここで新たに、一つの独立した層準として扱うものである。

見和層下部：調査地域内の見和層下部は、坂本ほか(1969)が、先那珂川凹地の見和層下部としたものの南東方(下流側)への延長部である。地表では塊状ないし縞状の暗灰色シルト～細砂質シルトが最高12m前後みられるにすぎないが、各種のボーリングの結果からみると、第2・3図の断面図に示したように、下半部に礫層をはさみ上半部はシルト～砂質シルト層を主とする。本



第1図 大洗付近地質図(ローム層を除く)

層からは、常澄村大場付近 (第1図の Loc. B) で、ヒシの実 (*Trapa* sp.) や淡水性の珪藻化石^{注1)} が産出している。また、大洗町神山の南方 (第1図の Loc. C) でも、豊富な珪藻・花粉化石が検出されている^{注2)}。

見和層下部は、大洗層・多賀層・石崎層を不整合におおうが、その関係は地表ではみられない。上位には、見和層の中部・上部や河岸段丘礫層がかさなる。

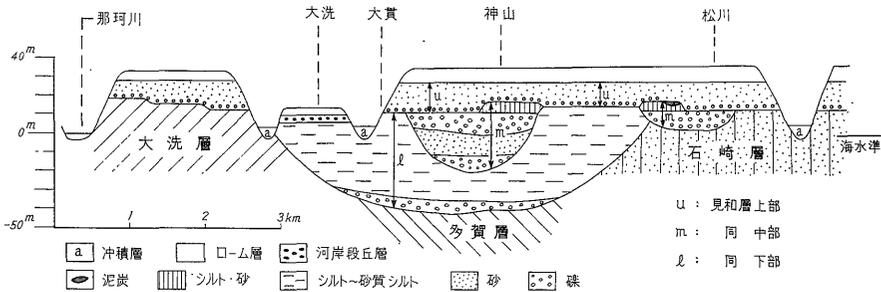
見和層中部：さきに坂本ほか (1969) は、東茨城台地東部で見和層上部の下半部に厚い礫層が発達することを述べ、この礫層が那珂台地などでは見られない特異なものであることを指摘した。ここでは、この礫層を見和層中の独立した層準として扱い、新たに見和層中部と呼ぶことにする。

見和層中部は、大洗台地では、第2図に模式的な断面図として示したように、おもに2筋の凹所を埋める礫層として発達する。このうち北側の凹所の見和層中部は、神山北方 (第1図の Loc. A) での試錐結果^{注3)}を考えあわせると、全体で約30mの厚さに達し、その中部に砂層を挟んでいる。なお、この礫層の分布範囲には、大洗町の2本の水道水源井があり、見和層の地下の分布を推定する手がかりを与える。南側の凹地の礫層は、10m内外の厚さにすぎず、その上・下限とも野外で観察できる。

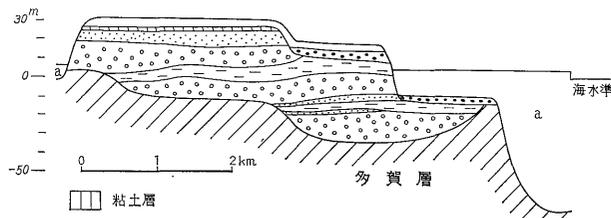
この礫層の分布範囲の南東部には大洗原子力研究所があり、その敷地内の多数のボーリングによって、礫層の分布・層厚などが確かめられている。これらの礫層の上位には、狭い範囲で厚さ4~5mの砂・シルト・泥炭層がみられる。

東茨城台地東縁では、見和層中部は厚さ10~20mの礫層のみからなる。その分布は第3図に示したように一統きとなっているが、ボーリング資料からみると、その基底には2筋の凹所が推定される。東茨城台地では、この礫層の上位に、見和層上部の砂層が直接にかさっている。

見和層中部の礫層は、ふつう厚さ10~20m程度で、径5~10cmの円~亜円礫の密集層を主とする。礫は、古生層のチャート・砂岩をはじめ、花崗岩・流紋岩・安山岩など、八溝山地を構成する岩石を主材とするが、部分的には、同時侵食によるシルト塊の多いこともある。礫は不明白ながらほぼ水平に配列する。礫層の基底部や中部の砂がちの部分では、クロスラミナがいちじるしい。礫は、表面に赤褐~黒褐色を呈する酸化鉄の皮膜をかぶっていることが多いが、一般に新鮮であり、この付近の砂利とり場は、すべてこの層準の礫を採取している。見和層中部の礫層は、その岩相・堆積状況からみて、河成



第2図 大洗台地の見和層概念図



(凡例は第2図と同じ)

第3図 東茨城台地東端部の見和層断面

注1) 珪藻化石のリストは、坂本ほか (1969) 参照。

注2) 照沼義夫による。

注3) 1971年10~11月、本所の伊藤吉助・後藤進・柳原親孝・中川忠夫技官が施行した未公表資料による。

と考えられる。

以上の礫層の上位に、大洗台地では、厚さ4～5mの砂・シルトあるいは泥炭質の地層がみられる。神山付近では、礫層の上位に、厚さ約1mの黄褐色塊状砂層(下半は淘汰のわるい粗粒砂、上半は均質な細粒砂)があり、その上に4m厚の灰～暗灰色の塊状・均質・緻密なシルト層がかさなっている。シルト層の分布は、神山東方でかなり広い。また、松川付近では、礫層の分布の北西端に局部的に、厚さ約5mの砂層(下半は粗粒砂とシルトの互層、上半は細粒砂)、あるいは2～3m厚の灰色シルト層がみられ、その一部は粗粒砂まじりの泥炭層となっている。

以上に述べた礫層の上部に局部的に分布する砂・シルト層は、層序的に見和層中部に含まれるものであるが、これは見和層上部の基底における波食台形成時に、侵食からまぬがれて局部的に残存したものである。大洗台地南部において、見和層上部の基底面の高度分布を測定した結果注4)では、第2図に示したように、中部の礫層と上部の礫層が直接するところではその高さが波食台の一般的な高さと同様だが、砂・シルト層の見られるところではその分だけ、見和層上部の基底が高くなっている。

見和層中部は、主として見和層下部に、一部は石崎層に不整合でかさなっている。地表では、東茨城台地東縁の北端で見和層下部に、南端で石崎層にかさなっているのが見られる。大洗台地では、見和層下部との関係は地表では見られないが、松川付近で石崎層の上にかさなっているのが見られる。上位には、見和層上部の砂層がかさなる。

見和層上部：大洗層・石崎層や見和層の下部・中部をほぼ一様に平坦に切った波食面上に、一様に発達する10～15m厚の砂層である。淡褐色、均質の中粒～細粒砂を主とし、ときにうすい礫層や粘土層をはさむ。基底には、厚さ10～30cm程度の細円礫層が発達することが多い。

見和層より新しい地層としては、東茨城台地で見和層とローム層との間に介在する粘土層、台地一帯をおおろろーム層、那珂川南岸の河岸段丘礫層、那珂川・酒沼川ぞいの沖積層などがある。

3. 見和層堆積期の古地理と海進

前節で述べた大洗付近を含めて、茨城県中部地域では、見和層の下部・中部・上部は、それぞれ第4図に示

すような分布をしている。この図で見られるように、また、坂本ほか(1969)が述べたように、見和層下部は、その分布・岩相・含有化石からみて、陸上で形成された河谷が海面上昇によって沈水したとき、その溺れ谷の埋積層として形成されたものである。また、見和層上部は、海進の後半期に、基盤をほぼ平坦に削削した波食台が形成されたとき、その波食台上に堆積した堆積物である。

このような上部と下部とはさまれ、層序的に両者の中間を占める見和層中部の礫層の存在は、いったん見和層下部によって埋積された河谷が、海面の多少の低下によってふたたび下刻をうけ2次的な河道を生じ、その後海面の上昇に伴って礫層の堆積の場となり、次いで場所をかえて河道の形成・礫層の堆積を繰り返したことを示すものであろう。この礫層の堆積の場が、大洗台地・東茨城台地東部で2筋あったことからいけば、海面の小変動は少なくとも2回繰り返したといえる。大洗台地北部の見和層中部が、礫→砂、礫→砂・シルトの2回のサイクルを示すことからみると、あるいはもう1回の変動があったのかも知れない。そして、当時の河道は、第4図のI→IIと変遷したことが考えられる。ただし、これは旧河谷に“入れ子”のかたちで納まっている河道が古く、それからはずれた河道が新しいであろうという単なる予想にすぎない。

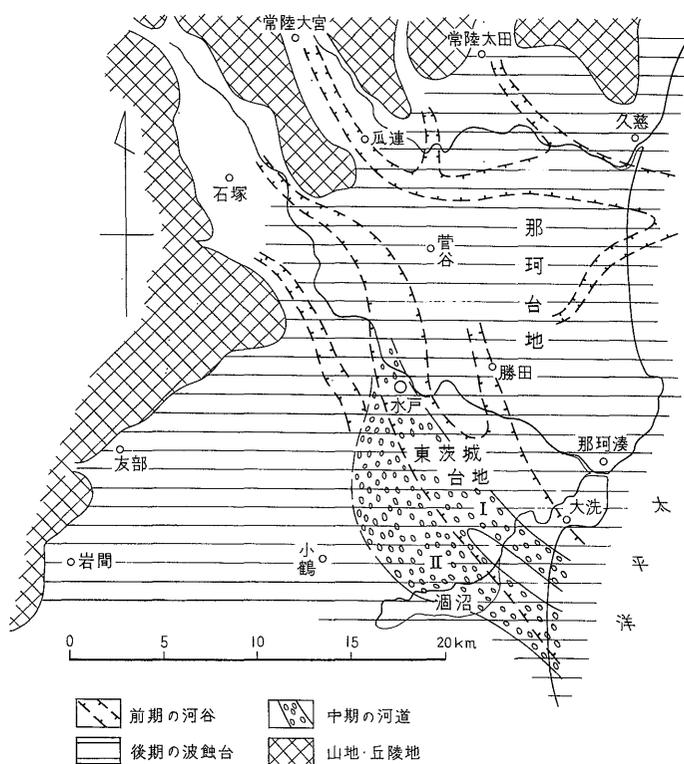
以上述べたように、見和層中部の礫層の存在は、見和層堆積期の海進の途中に、何回かの(おそらく2～3回の)海面変動を含んだ一つの小海退期がはさまれたことを示すものと考えられる。この小海退期は、時間的には、海進の前半(下部の堆積期)や後半(上部の堆積期)と比べて、ことに後半の波食台形成期と比べて、おそらくきわめて短かいものであったと予想される。

なおここで、見和層下部と同上部の基底面の様式のいちじるしい違いに関連して、原地形をほとんどそのまま覆蔽して凹地を埋積した前者については急速な海面上昇を、原地形を大きく改変して形成された波食面上に堆積した後者についてはゆっくりした海面上昇を想定しなくてはならない。海進期の堆積物の基底面の様式は、基本的には、海面上昇の速さによって規定されるはずである。

以上に述べたことから、見和層堆積期の海進の進行状況を図にすれば、第5図の下半のようになる。当時の海進は、はじめに急速な海面上昇があり、ついで何回かの海面変動を含む一時的な小海退を経て、海進最盛期の長期にわたるゆっくりした海面上昇へと移行したのであろう。

一方、那珂台地・久慈台地や水戸西方地域では、見和

注4) 故金井孝夫技官の未公表資料による。



第4図 見和層堆積期の古地理

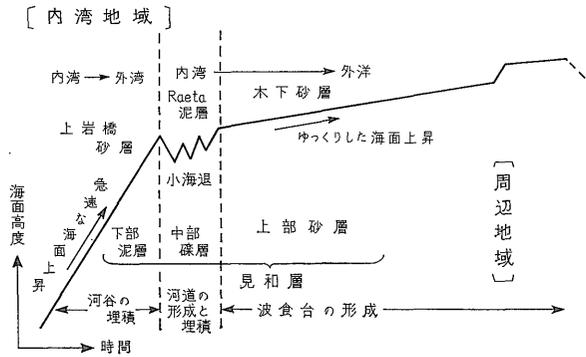
層上部の基底の波食面は、山寄りの幅2～3kmの部分
が5～10mの高度差でもって、台地主部より一段と高くな
っており、このことから見和層堆積期の海進の末期
に、海面の急速な上昇とそれにつづく緩慢な上昇の時期
があったと推定されている(坂本ほか, 1969)。大洗付近
では、大洗層の分布地などに見られる見和層基底の凸出
部がこの状況を示すものである。第5図の曲線の右端の
部分は、この推定にもとづいて画かれている。なお、見
和層上部の基底の波食台が1段高くなっている部分は、
久慈台地では、台地表面の高度が台地主部より20m内外
高くなった部分と一致している。水戸西方でも、台地表
面が約10m高まった部分が、これとほぼ一致している。
ただし、那珂台地では、台地表面のこのような地形的な
高まりは認められない。

4. 下末吉海進との関連

はじめに述べたように、水戸～大洗地域の見和層は、
霞ガ浦・北浦沿岸の成田層と一連の地層である。両者が
同時期の一連の地層であることは、その堆積面の連続性
や、被覆ローム層の関係から、今までも推測されていた

が、両地域の間には未開析の広い台地が発達しており、
地層としての連続性を直接に確かめることは困難であっ
た。しかしさいわいにして、この地域の東部には、溜沼
川～大谷川～七瀬川～北浦と南北につづく低地帯がのび
ており、この低地帯ぞいの路線で、北方の見和層上部と
南方の成田層との地層としての連続性を確かめることが
できた。一方、霞ガ浦・北浦周辺や千葉県北部における
成田層(狭義)は、従来から下末吉海進の堆積物として
扱われている(成田研究グループ, 1962; 関東第四紀研
究グループ, 1969など)。したがって、前節で述べた見和
層堆積期の海進とは、すなわち下末吉海進にほかならな
いことになる。とすれば、前節で述べたような見和層堆
積期の海進の途中で認められた何回かの海面変動を含む
小海退は、他地域の下末吉海進の途中でも認められるで
あろうか。認められるとすれば、それは地層の中にどの
ような形で表現されているであろうか。この問題につい
て、古東京湾地域について検討してみる。

下末吉海進の途中の古東京湾でいくばくかの海面低下
があった場合、考えられる古地理環境の変化の一つは、
水域の浅化・縮小とそれに伴う内湾度の増大である。海



第5図 海進の進行と見和層・成田層の堆積

面低下に伴う水域の縮小は、一方では波浪の作用限界を浅くさせて湾内の泥帯の範囲を広げ、他方では外洋との水の流通を妨げて湾内を汽水域化させる。そして、そこには内湾性の泥層が堆積するはずである。このような観点に立ったとき、まず注目されるのは、成田地域の成田層において、上岩橋砂層と木下砂層との間にはさまれ、*Raeta yokohamensis* を多産する泥層の存在である。この泥層の化石群集について、青木ほか (1962) は、「上下の砂層の(外洋性の)群集と異っており、いくらか汽水を好む内湾性の種で特徴づけられた湾央の泥帯に特徴的な群集」と考え、「この泥層の堆積期に古環境の何らかの変化があった」ことを推定している。ここで述べられている環境の変化は、さきに述べた海面低下に伴う古地理環境の変化とはなはだよく符合する。この泥層を堆積させた環境は、おそらく海面低下に伴う古東京湾の水域の縮小を基調として出現したものであろう。

上記の *Raeta yokohamensis* を多産する泥層は、「印旛沼周辺で厚く約3mであるが、東方および北方で薄くなり、ときにはこれを欠くことがある」という(関東第四紀研究グループ, 1969)。同様に *Theora*, *Raeta* など強内湾性の貝化石群集を含む厚さ約2~2.5mの泥層は、霞が浦沿岸の成田層でも認められる。両地域の泥層が一連のものであるかどうかの検討はまだ充分ではないが、古東京湾において広範囲にわたって内湾性泥層が形成された時期を想定することが可能である。

このように考えるとき、水戸~大洗地域での見和層中部の礫層の堆積と、成田~霞が浦地域での成田層中部の泥層の堆積という2つの現象を、海面低下という共通の原因から説明することが可能である。なお、関東第四紀研究グループ (1969) は成田層中に2枚の泥層をおいているが、広大な波食台形成の直前という时期的な関係からみて、上述の上岩橋砂層と木下砂層との間の泥層が、見和層中部の礫層と対比される可能性が大きい。以上の

ような成田層(狭義)と見和層との対応関係を図示すると、第5図のようになる。

同一の海面低下であっても、地域によりその古地理環境の違いに応じて、その結果はさまざまな形で地層の中に表現される。古東京湾周辺地域のうち山地に接し大河川の出口に近いところでは、下末吉海進の途中で小海退があった場合、水戸~大洗地域と同様に、河川の下刻の復活・運搬力の増大に伴う礫層の堆積が期待される。今まで関東平野西部地域で、このような層序的位置づけをもった礫層の存在は報告されていないが、その可能性が全くないわけではない。例えば所沢台地では、下末吉期の粗大な礫層の上に、模式地の下末吉ローム層より下位の層準までを含む下末吉ローム層が重なっており、下末吉台地より所沢付近において陸化の時期が早かったことが指摘されている(岡ほか, 1971)。

下末吉海進中期の礫層が、その堆積後ただちに陸化し、海進最盛期にも水没しなかったとする場合、「氷河性海面変動における海面上昇の速さは、一般に地殻変動による地表の隆起速度よりも速い」という「原則」との矛盾が問題になる。この「原則」に立てば、下末吉海進中期の堆積面が現地表に残存する可能性はない。しかし、前節で指摘したように、海進の前半(河谷埋積期)と後半(波食台形成期)とでは、海面上昇の速さがいちじるしく異なっていると見なくてはならない。地殻変動に対する海面上昇優位の原則は、後氷期海進を基準として立てられたものである(小林, 1962)。河谷を埋積する点において、沖積層と同様な堆積様式を示す下末吉層下部を堆積させた下末吉海進前半の時期の海面上昇については、おそらくこの原則はそのまま成り立つであろう。しかし、海進後半の時期の海面上昇についてまでこの原則が適用できるかどうかは、具体的な検討を要する問題である。関東西部や東海地方の扇状地礫層のなかに、下末吉海進中期に形成され、しかもその後の海進最盛期に

水没することのなかった礫層が存在するかどうか、今後の検討に期待したい。

5. ま と め

1. 大洗周辺の上部第四系, 見和層を層序的に下部・中部・上部に3分した。
2. 見和層堆積期の海進, すなわち下末吉海進は, 上記の区分に応じて, 前半の急速な海面上昇, 中期の何回かの海面変動を含む小海退, 後半のゆっくりした海面上昇という過程をへて進行した。
3. 古東京湾地域の成田層中部, 上岩橋砂層と木下砂層の間にはさまれる内湾性泥層は, 下末吉海進中期の小海退に伴って堆積したものであり, 見和層中部の礫層と対比される可能性がある。
4. 関東平野西部でも, 見和層中部に対比される同様な礫層が存在する可能性がある。

文 献

青木直昭・栗野俊昭・福沢 章・堀口 興・池田宣弘・木野崎セツ子・小池桂子・小池敏夫・森由起子・杉山悠紀子・鈴木雅子・吉村文 (1962) : 成田層の貝化石について. 地質

雑, vol. 68, p. 341-346.

関東第四紀研究グループ (1969) : 南関東の第四系と海水準変動. 日本の第四系 (地団研専報 15), p. 173-200.

菊地隆男 (1971) : 台地と丘陵. 第四紀 (羽鳥謙三・柴崎達雄編, 地球科学講座 11, 共立出版), 第5章, p. 124-159.

小林国夫 (1962) : 第四紀. 地学双書, 17, 地学団体研究会.

成田研究グループ (1962) : 下末吉海進と古東京湾. 地球科学, 60-61号. p. 8-14.

岡 重文・宇野沢昭・黒田和男 (1971) : 武蔵野西線に沿う地表地質——むさしの台地横断面——. 地質ニュース, 206号. p. 22-27.

尾崎 博・斉藤登志雄 (1955) : 茨城県那珂湊海岸の白亜紀層について. 茨城大文理学部紀要 (自然科学), 5号. p. 37-50.

斉藤登志雄 (1959) : 水戸・酒沼付近の地質. 茨城大文理学部紀要, 10号, p. 135-143.

坂本 亨・岡 重文・伊藤吉助・後藤 進 (1969) : 茨城県那珂台地の見和層とその基底のかたち. 地調月報, vol. 20, p. 685-696.