

千葉県「姉崎」地域の笠森層及び金剛地層*

—特に上総層群と下総層群の間の不整合問題に関連して—

徳橋 秀一** 遠藤 秀典***

TOKUHASHI, Shuichi and ENDO, Hidenori (1983) Kasamori and Kongochi Formations in the "Anesaki" quadrangle district, Chiba Prefecture, central Japan—With special reference to a controversy on the existence of the unconformity between Kazusa and Shimosa Groups—. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 34 (2), p. 59-80.

Abstract: A thick sequence of the Upper Kazusa Group and Shimosa Group of the Quaternary age is almost conformably superimposed in the present area, trending NE and dipping less than 5° NW. The Kazusa Group consists largely of marine sands and muds, intercalated with marine gravels. The overlying Shimosa Group is composed mainly of marine sands, periodically intercalated with thin beds of non-marine muds, sands, and gravels. In the paper, stratigraphy and geologic structure of the Kasamori Formation, the topmost part of the Kazusa Group, and the Kongochi Formation, the basal part of the Shimosa Group, are elaborated, and the stratigraphic relationship between them is discussed in terms of the existence of an unconformity. The main conclusions are as follows:

- 1) The Kasamori Formation, 230 to 300 m thick, consists largely of sand-mud alternation in the southwestern part, which gradually merges into massive silty sands and sandy silts toward the northeast. The formation is intercalated with three members of either sands or sands and gravels. The lower two of them taper out northeastwards, whereas the upper one thickens to the northeast. The Kasamori Formation contains a number of thin marker-beds of conspicuous pyroclastics, which are greatly helpful for elucidating the lateral variation in lithofacies and the geologic structure in detail.
- 2) The Kongochi Formation, 40 to 60 m thick, is represented mainly by sands, which become coarser grained and worse sorted upward. The formation includes two members of thinly interbedded muds and sands.
- 3) The intersections between the fixed ground level and the surfaces of members and marker-beds in the two formations have been bent in a S-shape around the main course of the Yoro River which runs toward the northwest in the central part of the district. It indicates the uplifting or the left-lateral shifting of the block on the NE side of the Yoro River either after or during and after the deposition of the sediments.
- 4) The uppermost marker-bed in the Kasamori Formation (Ks5) is traced southwestward into the basal part of the Kongochi Formation. It indicates that the Kongochi Formation rests conformably on the Kasamori Formation at least in the present area unlike the previous works. Consequently, the boundary between the Kazusa and Shimosa Groups should be re-checked from quite a new point of view.

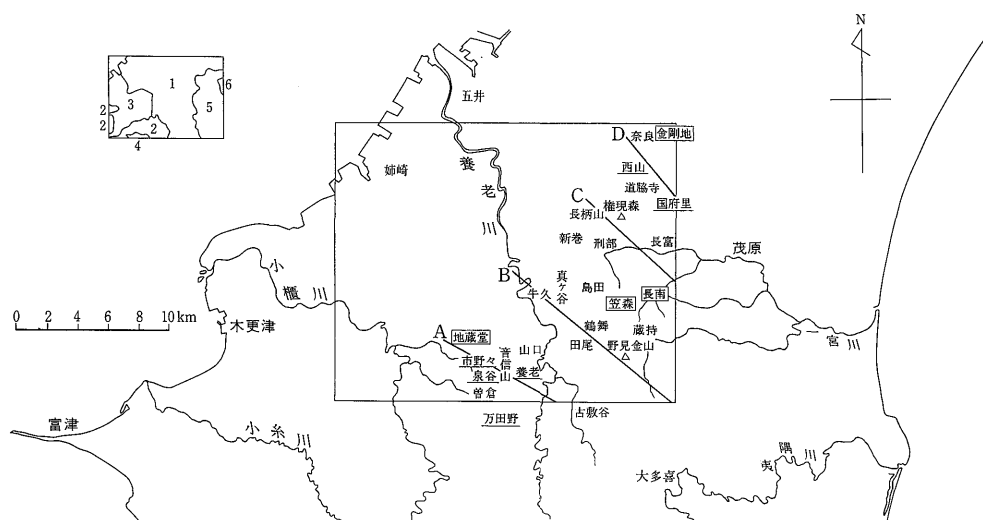
要 旨

千葉県房総半島北部に広く分布する上総層群と下総層群の層序学的関係については、特に不整合の存否をめぐる多くの議論があり、現在も未解決の問題として残されている。その重要な原因の一つは、不整合前後の地層

の正確な層序・構造が解明されていないことによる。本論文では、この問題を解決する上で一つの重要な地域である「姉崎」地域に分布する上総層群最上部の笠森層と下総層群最下部の金剛地層の層序・構造を解明し、両層の層序学的関係についていくつかの新知見を明らかにした。さらに、不整合をめぐる従来の諸見解について整理・検討を行った。その結果、従来考えられていたように、笠森層の上部が西方へ向かって順次上位の金剛地層

* 第89年日本地質学会年会 (1982年 5月) で一部を講演

** 大阪出張所 *** 環境地質部



第1図 「姉崎」地域の位置図

四角い枠は界層名として、下線は部層名として本文中で用いられている地名であることを示す。左上の図は、「姉崎」地域内の行政区画を示す。

1. 市原市, 2. 木更津市, 3. 君津郡, 4. 君津市, 5. 長生郡(長柄町, 長南町), 6. 茂原市

によって削り込まれているのではなく、両層の一部が同時異相の関係にあることが明らかとなった。これまでの多くの研究成果に今回の調査結果を総合して検討すると、上総層群上部から下総層群下部にかけては、房総半島全域につづく不整合は存在しないことになり、両層群の境界を設定する場合には、新しい基準・考え方に基づくことが必要である。

1. はじめに

上総層群上部から下総層群(あるいは、成田層群・相模層群)にかけての第四系が広く分布する千葉県房総半島北部は、古くから数多くの研究成果が公表され、第四系の地史を編む上での重要なデータ・バンクとして注目されているところである。しかし一方では、これらの地層の層序・構造をめぐって種々の論争の絶えないところとしても知られており、この地域の層序・構造上の諸問題の早急な解決が望まれている。とりわけ、現在筆者らが5万分の1地質図幅作製の一環として調査に従事している「姉崎」地域は、房総北部第四系分布域の中央に位置し、かつ、上総層群上部から下総層群にかけての地層が、北東-南西の一般走向で北西方向に単斜しつつほぼ連続的に分布していることから、房総北部第四系の層序・構造を確立する上で、重要な核となる地域である。

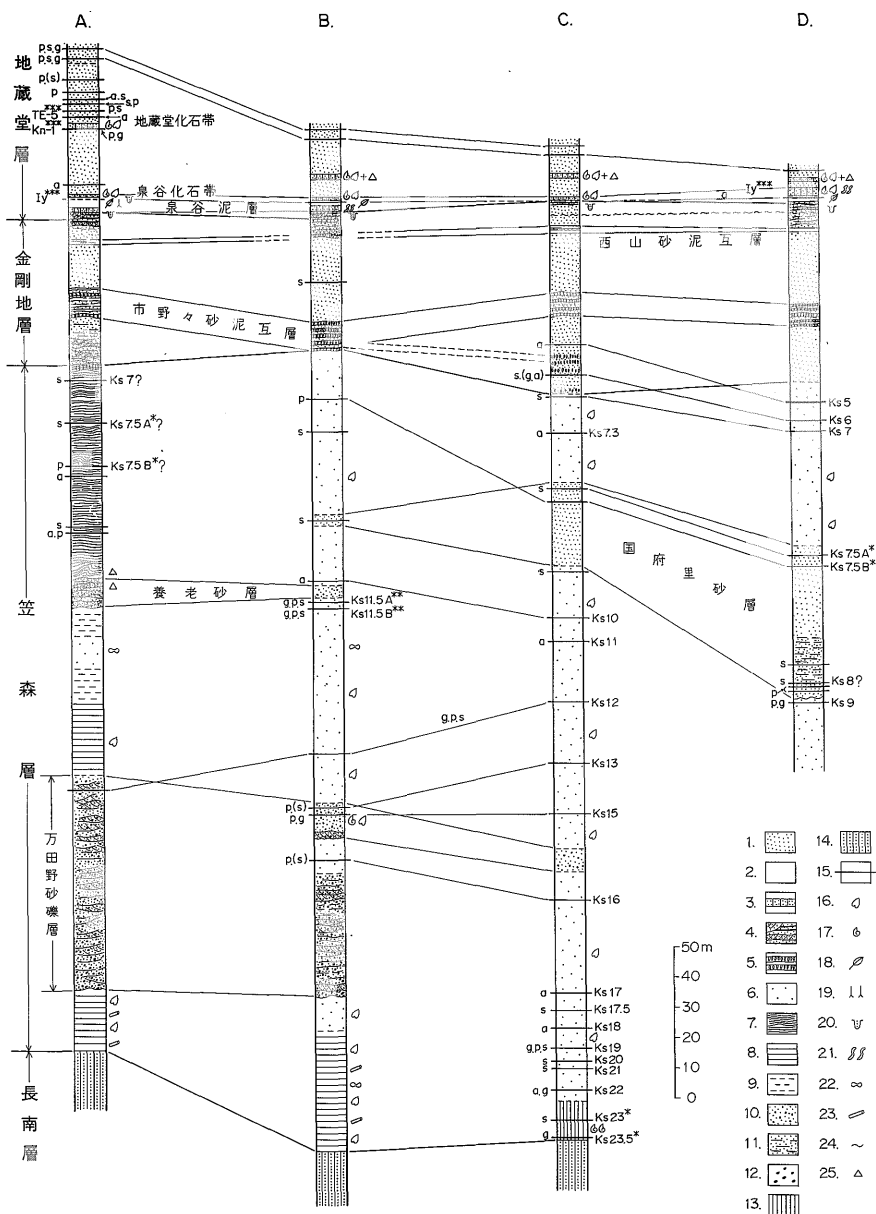
本地域(5万分の1「姉崎」地域、以下同じ)に関連する重要な層序学上の諸問題の一つは、上総層群と下総層群の間の不整合に関するものである。両層群の間の不

整合については、今日まで数多くの議論がなされているにもかかわらず、その存否そのものについてもまだ意見の一致をみていない(河井, 1952; 伊田ほか, 1956; 成瀬, 1959; 河井, 1961; 三梨, 1968; 青木ほか, 1971; 三梨, 1973, 1974; AOKI and BABA, 1977; 杉原ほか, 1978; 馬場・青木, 1980; 町田ほか, 1980; 楢井, 1981)。その一つの重要な原因は、不整合前後の地層の層序・構造がまだ十分に解明されておらず、両者の層序関係が、あいまいなあるいは断片的な事実関係に基づいていることにある。このことは、特に「姉崎」地域の場合によく指摘されることから、本地域の不整合前後の地層の層序・構造を解明することは、この問題の解決に大変重要な意味をもっているといえる。

筆者らは、これまでの調査により、本地域に分布する上総層群最上部の笠森層と下総層群最下部の金剛地層の層序・構造を一応明らかにでき、両層の層序学的関係についてもいくつかの新知見を得たのでここに報告することにし、併せて、これまでの上総層群と下総層群の不整合をめぐる諸見解を整理し検討を加えることにする。

第1図に、「姉崎」地域の位置を示す¹⁾。次に、主な4つのルート(A~D)における笠森層及び金剛地層の総合地質柱状図を示したのが第2図である。以下では、これらの柱状図を基礎にしつつ、まず笠森層と金剛地層の層序について述べる。なお従来の地層区分との関連につ

1) 第1図には主な地名のみを示した。本文中の地名の位置については、すべて一括して第12図に示してある。



第2図 4ルートにおける笠森層・金剛地層の総合地質柱状図

A. 地蔵堂・音信山・古歌谷ルート, B. 真ヶ谷・鶴舞・野見金山ルート, C. 長柄山・長富ルート, D. 奈良・国府里ルート.

1. 細粒-極細粒層, 2. 粘土及びシルト層, 3. 泥質砂層, 4. 各種堆積構造, 5. 泥管密集ゾーン, 6. 塊状シルト質砂-砂質シルト層 (“あばた”及び“べたかべ”), 7. “ちりちり型”砂泥互層, 8. “ふきながし型”砂泥互層, 9. “もやもや互層”・“ふき(ながし)状あばた”, 10. 中粒-粗粒砂層, 11. 層状砂層, 12. 礫, 13. 塊状シルト層, 14. フリッシュ型砂泥互層, 15. 火山灰層, 16. 貝化石(主に二枚貝化石), 17. 貝化石(主に巻貝化石), 18. 泥炭層を挟む, 19. 植物根痕化石, 20. 砂管, 21. 生痕密集, 22. 不定形柱状化石, 23. 炭化材化石, 24. ヒメナホリムシ化石生痕, 25. 軽石粒の密集ないし散在.

火山灰層の左側の記号は火山灰層の簡単な特徴を示す. p. 軽石, s. スコリア, g. ゴマシオ, a. 酸性火山灰シルト-粘土(シルト-粘土サイズの白色-灰白色-淡桃色系火山灰).

火山灰層層名中, 無印の Ks5-Ks22 は河井(1952)、石和田ほか(1971). *は本論文, **は町田ほか(1980), ***は杉原ほか(1978) 命名.



第3図 全面に生痕の発達した笠森層の一露頭表面
典型的な“あばた”を呈しているが、一部弱い層状構造も観察される。市原市江子田(国道297号沿い)。

いては、後の章で一括して説明することにする。

2. 笠 森 層

三土(1933, 1937)命名。模式地は長生郡長南町笠森周辺で、本地域での層厚は300-230 mと見積られる。フレッシュ型砂泥互層を主体とする長南層の上に整合に重なる。上位の金剛地層とは、大部分のところでは漸移的である。ただし養老川以西の南西部では、金剛地層の下底にチャンネル状の小規模な削り込みが観察されることがある。笠森層と金剛地層との層序学的関係については、本論の重要な主題であることから、後の章で詳しく論じる。

以下に笠森層の地層の特徴について、項目別に述べることにする。

2.1 主岩相

笠森層の主岩相は、本地域の北東部と南西部で特徴を異にすることから、2地域に分けて説明する。

2.1.1 北東部の主岩相

模式地を含む北東部地域での主要な岩相は、種々の生痕が全面に発達して不均質であるにもかかわらず、全体として塊状の未固結シルト質細粒砂層ないし砂質シルト層である。垂直な崖をつくりやすく、また人工的に大変細工しやすい地層である。全体が塊状を呈するために、火山灰層などの異種の地層がはさまれている場合には大変識別しやすい。露頭での表面の特徴から、野外では、

“あばた”、“べたかべ”、“もやもや互層”あるいは“ふき(ながし)状あばた”などと名づけ、岩相上さらに区別することもある。それぞれの特徴を述べると次の通りである。

“あばた” バイオターベーションによって、砂質な部分とシルト質な部分が複雑に分布し、その結果、表面に不規則な凹凸模様が観察される場合で、砂質な部分が凹部を形成する。笠森層の中では、比較的シルト質な岩相である(第3図)。

“べたかべ” 全体にバイオターベーションの発達が顕著であるにもかかわらず、表面がのっぺりしている場合で、表面全体が少しまるみを帯びている。笠森層の中では、かなり砂質な岩相である。

“もやもや互層・ふき(ながし)状あばた” 砂質な部分とシルト質な部分とからなる弱い成層構造が認められる場合である。砂質な部分が比較的良好に連続する場合には“もやもや互層”、砂質な部分がうすく途切れ途切れにつづく場合には“ふき(ながし)状あばた”と名づけている。両者の中間的な特徴を呈するものも多い。

これらの岩相のうち、“あばた”と“べたかべ”が最もふつうに観察され、北東部の笠森層の代表的な岩相である。

北東部の笠森層の最下部には、上記の岩相とは異なり、より細粒な厚さ15m以下の塊状シルト層が観察される。



第4図 “ふきながし型” 砂泥互層の一露頭

よく連続する直線的な砂泥互層で特徴づけられている。市原市養老東方（養老川）。平山次郎氏撮影。

北東部の笠森層には、どの岩相にも、現地性の貝化石が頻繁に観察される。さらに層準によっては、不定形のノジュールが観察されることがある。

2.1.2 南西部の主岩相

南西部の主岩相は、笠森層の中部が北東部と同じ塊状のシルト質砂層ないし砂質シルト層であるのに対して、上部と下部は、細かい砂泥互層で特徴づけられている（第2図柱状図A参照）。これらの砂泥互層は、特徴の違いから岩相上2つのタイプに分けられ、野外では、一方を“ふきながし型”砂泥互層、他方を“ちりちり型”砂泥互層と名づけている。それぞれの特徴は次の通りである。

“ふきながし型”砂泥互層 1 cm以上の厚さをもつシルト層ないし砂質シルト層と極細粒砂層の細かい互層である。単層の連続性はフリッシュ型砂泥互層のそれに匹敵し、個々の露頭内で単層が消滅するような現象は余り観察されない（第4図）。しかし、次のような特徴を有し、フリッシュ型砂泥互層とは全体としてかなり特徴を異にする。

- 1) どの砂層も極細粒質で、上位の泥層との境界は不明瞭なことが多い。
- 2) 砂層がうすく極細粒質である場合でも砂層の基底は凹凸に富む。
- 3) シルト層中には多数の炭質物微小片が認められ、しばしば流理模様が観察される。
- 4) 砂層・シルト層を問わず、多数の貝化石・大小の炭化した材化石が産出する。
- 5) 生痕・バイオターベーションの発達が顕著である。

しかし、級化構造は弱いながらふつうに認められ、ときには、BOUMA シークエンス (BOUMA, 1962) の堆積構造を有する典型的なタービダイト様の砂層が観察されることもある。全体として細互層であるが、砂層が優勢な部分（“砂質ふきながし型”砂泥互層）と、泥層の優勢な部分（“泥質ふきながし型”砂泥互層）に分けることもできる。前述の“もやもや互層”とか“ふき（ながし）状あばた”と名づけたものは、この“ふきながし型”砂泥互層の末端部の砂泥互層と考えられる。

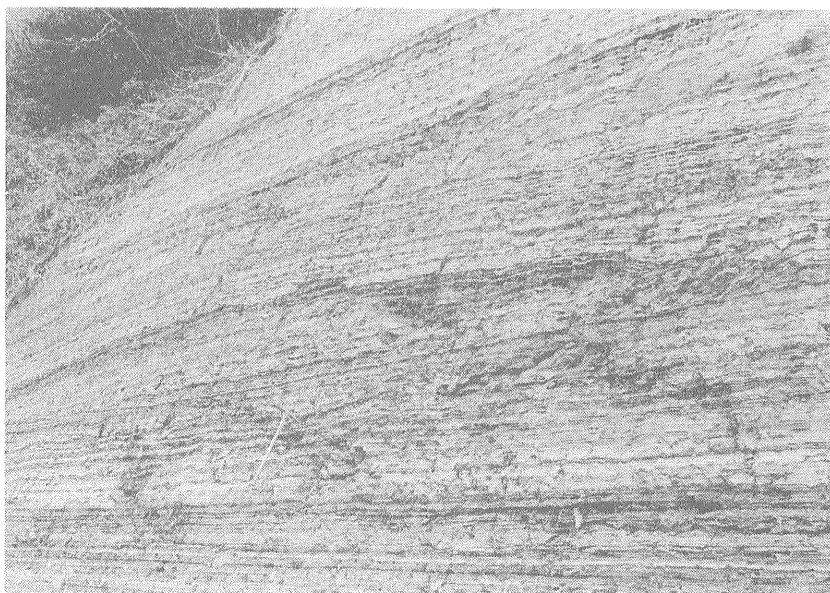
“ちりちり型”砂泥互層 厚さ1 mmから数 cmまでの砂層と泥層からなる細密な砂泥互層を主体とした地層で、さらに次のような特徴を有する（第5図）。

- 1) 互層を構成する地層が、粘土層・シルト層・砂層と粒度組成上変化に富む。
- 2) しばしばレンズ状の赤褐色砂層をはさむ。
- 3) 貝化石が観察されない。
- 4) バイオターベーションが少なく、数 mmの厚さの地層でも乱されずによく連続する。
- 5) 流状シルト様のスランプ構造を頻繁に伴う。

これら2つの砂泥互層のうち、前者の“ふきながし型”砂泥互層は笠森層の下部に発達し、後者の“ちりちり型”砂泥互層は笠森層の上部に発達している。このように南西部の笠森層は、その下部と上部をそれぞれ特徴的な細かい砂泥互層で占められ、中部に北東部の主岩相である塊状のシルト質砂層ないし砂質シルト層が観察される（第2図柱状図A参照）。

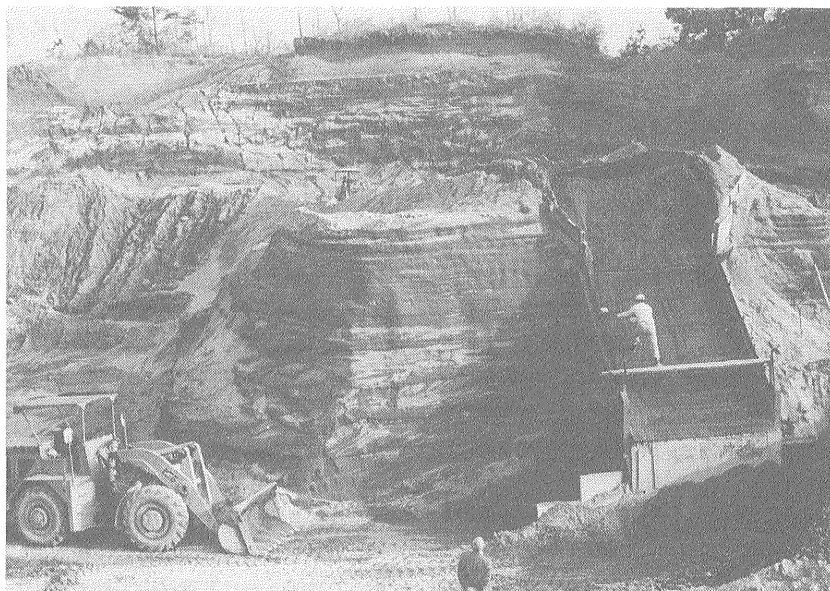
2.2 よく連続する砂礫層及び砂層

笠森層には、3つの層準によく連続する砂礫層あるいは砂層が観察される。ここでは、これらを下位より万田



第5図 “ちりちり型” 砂泥互層の一露頭

細密な砂泥互層ないし縞状互層で特徴づけられるが、しばしば再移動・再堆積によるいろんな段階の二次堆積構造（スランプ層）を伴う。市原市山口南西の林道沿い（音信山^{おとずれ}東方）。



第6図 万田野砂礫層の一露頭

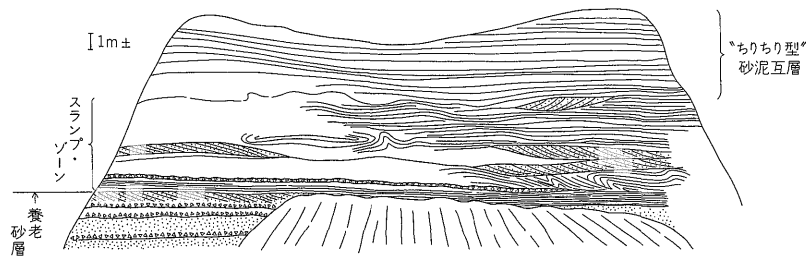
本地域の万田野砂礫層は、主に大型の斜交層理砂層として特徴づけられ、未固結・軟弱なことから骨材資源として盛んに採取されている。市原市^{たば}田尾。

野砂礫層・養老砂層・国府里砂層と名づけることにする。このうち、下位の万田野砂礫層と養老砂層は東方へうすくなるのに対して、上位の国府里砂層は、本地域内では、東方へ厚くなり西方へうすくなる(第2図)。

2.2.1 万田野砂礫層

命名 三土(1933)の万田野砂、坂倉(1935)の万田野砂礫層、三土(1937)の万田野層に同じ。

模式地 市原市万田野周辺。



第7図 養老砂層の一露頭のスケッチ図

模式地の養老より西側では、養老砂層の上にスランプ・ゾーンが観察され、スランプ・ゾーンの中にもレンズ状の斜交葉理砂層や軽石粒の密集部が含まれている（本文参照）。*印は軽石粒。木更津市中六南方。

層厚 70-0 m.

層準 笠森層下部（火山灰鍵層 Ks 12-Ks 22の間）。

岩相 模式地の万田野周辺では、中礫以下の古期岩円礫を頻繁に含み、ときには径10 cm以上の古期岩円礫もみられるが、本地域内では砂層が主体である。しかし基底付近では、中礫以下の古期岩円礫が密集して産することが多い。市原市高滝より西方では、“ふきながし型”砂泥互層中にはさまれるが、市原市田尾より東方では、笠森層の代表的な岩相である塊状のシルト質砂層ないし砂質シルト層中にはさまれる。単位層の厚さが3m以下の大型斜交層理²⁾が多数発達する（第6図）。斜交層理の示す古流向は、ほぼどこでも東北東ないし北北東の向きを示す。

市原市鶴舞、長南町蔵持一番組、野見金山を結ぶルートでは、万田野砂礫層は、火山灰鍵層 Ks 16をはさんで上下2つの層準に分岐して連続する。このうち上部延長層は、Ks 15とKs 16の間を5-10 mの厚さで、長柄町長富周辺にまで追跡される。岩相は淘汰の悪い泥質中粒-粗粒砂層で、上・下限付近に軽石粒のうすい密集層が観察されることが多い。斜交層理は、ごくうすいものを除いては、余り観察されない。一方下部延長層は、分岐した後急激にうすくなり、長南町蔵持二番組・三番組周辺で消滅する。岩相は、淘汰の悪い泥質中粒-粗粒砂層と斜交層理砂層の厚層理互層であるが、東へうすくなるとともに斜交層理砂層は消え、淘汰の悪い泥質砂層のみとなる。

分布 模式地の市原市万田野から本地域の平野・高滝を経て、田尾・野見金山周辺に広く分布する。それより東では、前述のように上下2つの層準に分岐し、上位の延長層は長柄町長富付近にまで追跡されるが、下位の延長層は長南町蔵持二番組・三番組周辺で消滅する。

2.2.2 養老砂層〔新称〕

模式地 市原市養老西方。

層厚 15-0 m.

層準 笠森層中部（火山灰鍵層 Ks 10-Ks 11.5 A・Bの間）。

岩相 模式地より西方では、厚さ1 m以下の砂層と厚さ20 cm以下のうすいシルト質泥層との互層で、砂層中には、しばしば斜交葉理が発達する。また砂層中に、径2 cm以下の軽石粒が密集するゾーンが認められる。模式地の養老以西では、この砂層の上位に、縞状シルトないし流状シルトからなる厚さ5 m以下のスランプ・ゾーンが広く追跡される。このスランプ化した縞状ないし流状シルト中にも、斜交葉理の発達したレンズ状の砂層や軽石密集ゾーンがしばしば観察される（第7図）。養老砂層は、模式地より東方では、全体が層状砂層になって徐々にうすくなり、牛久東方の市原市島田周辺では、淘汰の悪いシルト質砂層となって消滅する。

分布 市原市曾倉南方から、模式地の市原市養老を経て、市原市島田周辺で消滅する。

2.2.3 国府里砂層〔新称〕

模式地 長生郡長柄町国府里周辺。

層厚 50-0 m.

層準 笠森層上部（火山灰鍵層 Ks 7.5 A・B-Ks 9の間）。

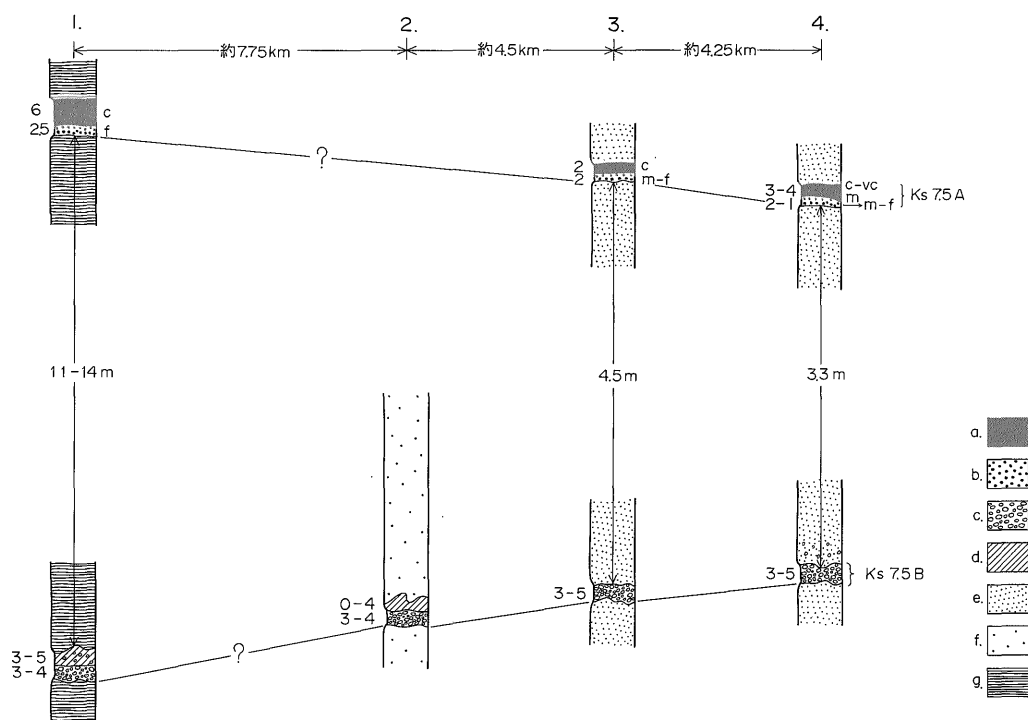
岩相 ややシルト質で塊状の極細粒-細粒砂層を主体とし、西方へうすくなる。模式地の国府里周辺で最も厚く50 m前後に達する。模式地周辺では、基底付近に、厚さ15 m前後の主に細粒-中粒砂からなる層状砂層が発達し、一部では弱い斜交葉理も観察される。

分布 層状砂層の分布域は東部の国府里周辺に限られるが、ややシルト質な細粒-極細粒砂層は、うすくなりながらも、長柄町針ヶ谷、荊部、市原市真ヶ谷へと西方へよく連続する。

2.3 火山灰鍵層

第2図に示すように、笠森層には、多数の火山灰層がはさまれている。その多くは、既に記載され番号づけが

2) 斜交葉理の発達した堆積单元（単層）を斜交層理とよぶ。以下同じ。



第8図 火山灰鍵層 Ks 7.5 A・B

1. 市原市山口西方, 2. 同宿北方, 3. 長柄町針ヶ谷北方, 4. 同下味庄, a. 黒色スコリア, b. 暗褐色スコリア, c. 径 1 cm 以下の白色軽石, d. 灰白色火山灰シルト, e. 極細粒砂(ややシルト質), f. 砂質シルトないしシルト質砂, g. “ちりちり型”砂泥互層. 各火山灰層左側の数字は厚さ (cm) を示し, 右側の記号は粒度を示す. vc: 極粗粒砂サイズ, c: 粗粒砂サイズ, m: 中粒砂サイズ, f: 細粒砂サイズ.

なされており (Ks 5-Ks 22), 鍵層としてよく知られている (河井, 1952; 石和田ほか, 1971; 町田ほか, 1980). これらの火山灰鍵層の大部分は, 厚さが数 cm-30 cm の薄層であるが, 最上部の Ks 5 だけは, 北東部で 70 cm 以上の厚さを有し, 他の火山灰鍵層に比べて特に厚い. 今回の調査で筆者らは, 連続性に富む有用な火山灰鍵層として, 新たに, Ks 7.5 A・B, Ks 11.8, Ks 23 及び Ks 23.5 を設定した. それぞれの特徴は以下の通りである.

Ks 7.5 A・B [新称]

Ks 7.3 と Ks 8 の間にみられるスコリアと軽石からなる 2 枚組でよく連続する (第 8 図). 上位の Ks 7.5 A は, 厚さ 4-7 cm のスコリア層で, 上半部が粗粒-極粗粒砂サイズ, 下半部が中粒-細粒砂サイズからなる 2 層構造を示す. 上半部に逆級化構造が認められることもある. 下位の Ks 7.5 B は, 直径 1 cm 以下の白色軽石粒の密集層で, 厚さは 5 cm 以下であることが多い. 分布域西方の市原市真ヶ谷や宿の北方では, この軽石層の直上に 0-5 cm の灰白色火山灰シルト (主にシルトサイズの火山灰の意. 以下同じ) 層が観察されることがある. Ks 7.5 A と Ks 7.5 B の間の厚さは, 2.5-4.5 m である. Ks 7.5

A・B は, 東から, 長柄町下味庄の神社下, 同道脇寺南方, 同針ヶ谷北方, 同刑部周辺, 市原市真ヶ谷・宿北方へと広く追跡される. ただし Ks 7.5 A は, 刑部周辺で消滅し, 市原市真ヶ谷・宿北方では見出されない. Ks 7.5 A・B に類似し, その連続と思われる 2 枚組の火山灰層が, 南西部の市原市山口西方の山道沿い (E140°8'16", N35°21'26") で “ちりちり型” 砂泥互層中にも見出される (第 8 図柱状図 1).

Ks 11.8 [新称]

鶴舞西方の市原市田尾周辺で, Ks 12 の 5 m 前後上位に見出される厚さ 0-5 cm の白色火山灰シルト層である. 河井 (1952) の第 4 図で Ks 11? としているもので, 層準的には, Ks 11.5 A・B (町田ほか, 1980) と Ks 12 の間に位置する. 市原市養老東方の養老川沿いでも, “ふきながし型” 砂泥互層中に見出される.

Ks 23・Ks 23.5 [新称]

Ks 22 と笠森層基底との間に見出される笠森層最下部の火山灰鍵層である. Ks 23 は, 厚さ 0-5 cm の細-中粒砂サイズのスコリア層で, Ks 22 の約 10 m 下位に見出される. Ks 23.5 は, 厚さ 0-3 cm の細-中粒砂サイズのゴ

マシオ状火山灰層で、Ks 23 の約10m下位に見出される。長南町長南北方では、この2枚の火山灰層は、塊状のシルト層中に見出されるが、長南町蔵持一番組周辺では、“ふきながし型”砂泥互層中に見出される。

3. 金 剛 地 層

三土(1933, 1937)を再定義。市原市金剛地を模式地とする砂質堆積物で、本地域での厚さは60-40 mである。上限は、上位の地蔵堂層最下部の泉谷泥層(後述)の基底である。ただし、泉谷泥層の基底に、針交葉理の発達した礫質ないし粗粒砂からなるチャンネル性堆積物が存在し、下位の砂質堆積物と明瞭な侵食境界を有している場合には、このチャンネル性堆積物の基底をもって上限とする。本地域では、このチャンネル性堆積物の分布は、不連続的で局地的である。したがって上位の地蔵堂層との関係は、局地的にダイアステム程度の侵食間隙を有するが、大部分のところでは整合である。下位の笠森層との境界は、笠森層のところで述べたように、多くの地域では漸移的である。一部の地域では小規模なチャンネル性の削り込みが認められるが、これらは堆積同時性のものである。

3.1 主岩相

金剛地層は、岩相上多くの地域で、下部層と上部層に区分することが可能である。

3.1.1 下部層

金剛地層の下部層は、層厚50-30 mで、一般に細粒で淘汰の良い砂層からなる。特にその上半部には、緩傾斜で直線的な斜交葉理を初めとする細密な葉理の発達した極めて淘汰の良い砂層がしばしば観察される。しかし下半部は、養老川以東では、笠森層の塊状のシルト質砂層ないし砂質シルト層から漸移したややシルト質な塊状の細粒ないし極細粒砂層から構成されている。一方養老川以西では、細粒-中粒砂層からなる層状砂層が笠森層の“ちりちり型”砂泥互層の上に重なり、金剛地層下部層の下半部を占めている。そして基底付近には、しばしば、極めて淘汰の良い塊状細粒砂層が、コンボルト葉理・平行葉理・斜交葉理・砂管などを一部に伴って観察される。このようなところでは、笠森層との境界付近に、“ちりちり型”砂泥互層を局部的に削り込む小規模なチャンネル構造が認められることがある。

金剛地層の下部層には、厚さ10m以下の砂泥互層がはさまれよく連続するが、その層準は地域によって異なる。本地域中部の養老川以東の市原市域では、この砂泥互層は、下部層の基底付近を占めるが、その東西両側の地域では、下部層のほぼ中間位に位置することが多い。

3.1.2 上部層

金剛地層の上部層は、中粒-粗粒砂からなり、しばしば中礫以下の古期岩円礫やシルト円礫を伴い、斜交葉理や平行葉理が全体に発達していることが多い。厚さは10-15mで、基底付近に数mの砂泥互層が観察される。上限付近は、泉谷泥層直下のチャンネル性堆積物で侵食されていることもあるが、多くの地点では、砂鉄質の黒色平行葉理が発達した砂層で特徴づけられている。東部域では、この黒色平行葉理砂層の下に、潮間帯に棲むヒメスナホリムシの生痕といわれる白斑状化石生痕(菊地, 1972)が連続して観察される。

金剛地層の上部層と下部層の境界は、必ずしも明瞭に決められず、漸移的なところも多い。また長柄町権現森付近では、上部層も下部層と同じような比較的淘汰の良い細粒砂層からできていて、この付近では両者の区別はできない。このように場所によっては上部層と下部層に区別できないところもあるが、大局的にみると、金剛地層は、礫質な粗粒砂層からなる上部層と淘汰良好及びややシルト質な細粒砂層からなる下部層とから構成され、それぞれに一つづつ、連続性に富む砂泥互層がはさまれているといえる。

3.2 よく連続する砂泥互層

主岩相の項で述べているように、金剛地層の下部層と上部層には、うすいながらもよく連続する砂泥互層がそれぞれ一つづつ観察される。ここでは、下部層に含まれる砂泥互層を市野々砂泥互層、上部層に含まれる砂泥互層を西山砂泥互層と名づけることにする。

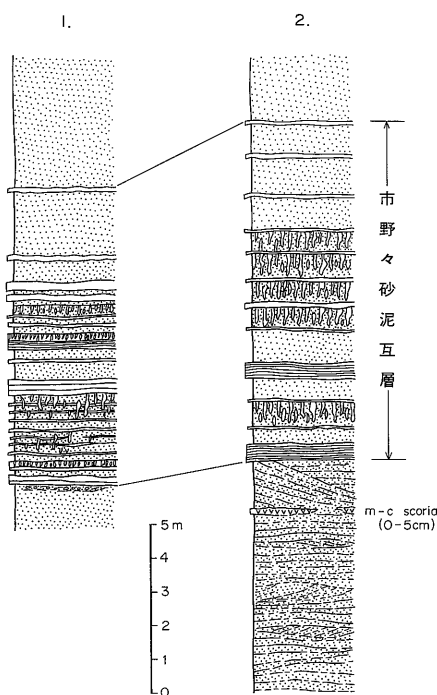
3.2.1 市野々砂泥互層〔新称〕

模式地 木更津市市野々周辺。

層厚 10-6 m。

層準 金剛地層下部。

岩相 模式地の市野々では、厚さ50 cm以下の粘土層、粘土質シルト層、縞状シルト層と50 cm以下の細粒砂層の互層である。いくつかの層準で泥層中に泥管が密集し、砂層中にも泥層から伸びた長い泥管が発達している。個々の泥層の連続性はそれほどよくないが、ゾーンとしてよく連続する。砂層は、一般に塊状でややシルト質な細粒砂層であるが、ときに平行葉理や斜交葉理が観察されることがある。また模式地周辺では、砂泥互層直下に、シルト礫や泥管礫を含んだ厚さ1 m以下のチャンネル性堆積構造が観察されることがある。本地域中部の市原市金沢や真ヶ谷北方では、砂泥互層中のほとんどの泥層に泥管が発達し、泥管と砂層とが互層しているかのような見かけを呈するが、よく観察すると、泥層を土台に泥管が発達していることが明らかとなる(第9図)。さ



第9図 市野々砂泥互層

記号は第2図に同じ。1. 木更津市市野々東方, 2. 市原市金沢南方

らに東方では、個々の泥層の厚さがうすくなり全体に砂勝ちになるが、やはり泥管の密集ゾーンとしてよく連続する。

分布 岩相の項でも述べたように、特徴を少しづつ変えながらも、その本体は、模式地のある木更津市真理谷から、市原市金沢、同真ヶ谷北方を通して市原市金剛地へと、本地域を横切ってよく連続する。

3.2.2 西山砂泥互層〔新称〕

模式地 長生郡長柄町西山西方及び市原市金剛地周辺
層厚 5-2 m.

層準 金剛地層上部。

岩相 厚さ50 cm 以下の粘土、粘土質シルト、砂質シルトと細粒-中粒砂層の互層である。側方への変化が大きく個々の泥層の連続性はよくないが、互層そのものはよく連続し、本地域では、地蔵堂層泉谷泥層の基底より10m前後下位の層準に見出される(第10図)。模式地の西山から金剛地にかけては、砂層中にしばしば中礫以下の古期岩円礫の密集ゾーンが観察され、砂層の粗粒化が目立つ。長柄町刑部北方から長柄山南方にかけては、泥層の脱色化がすすみ、一見火山灰層(火山灰粘土層や火山灰シルト層)のような白色ないし淡桃色を示す。

分布 長柄町刑部北方から同長柄山南方を経て、同西

山、市原市金剛地へと広く追跡される。木更津市真理谷周辺でも、同じ層準にうすい砂泥互層が観察されることから、同じものと思われる。

3.3 地蔵堂層泉谷泥層(補足)

金剛地層の上位に重なる地蔵堂層の最下部を占める泉谷泥層は、金剛地層の上限を決める上でも、さらに、金剛地層の地質構造を明らかにする上でも大変重要であるので、併せてここで説明を加えておくことにする(第10図)。

定義 坂倉(1935)の泉谷化石帯、三土(1937)の香取層、青木(1967)の泉谷層を再定義。

模式地 木更津市泉谷北西。

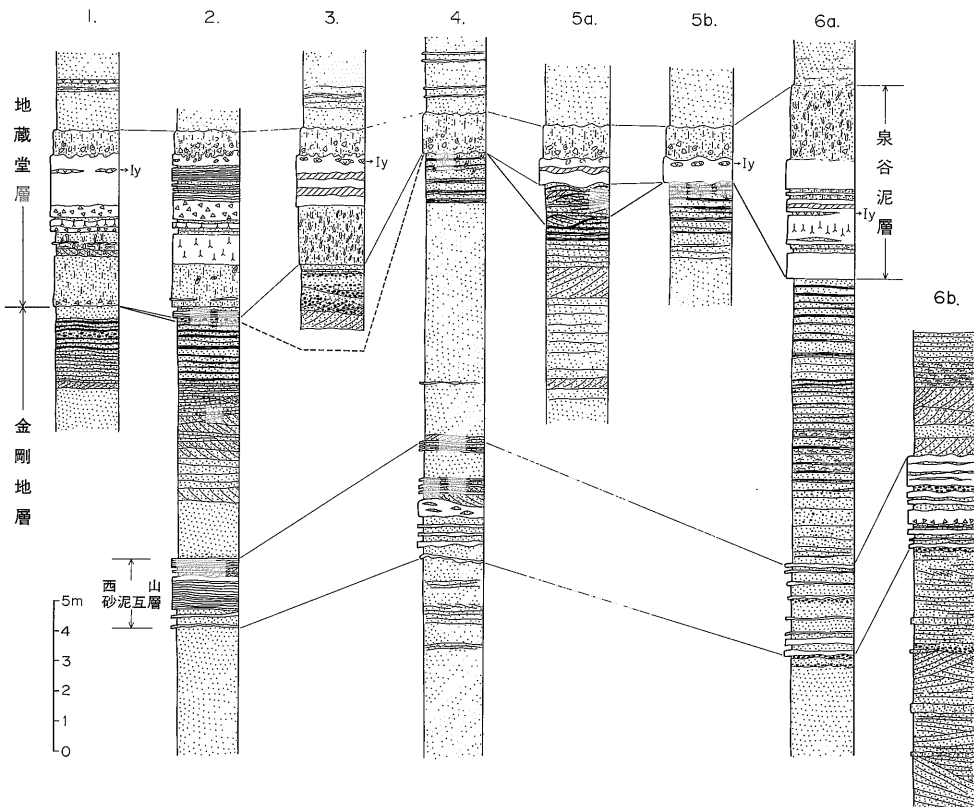
厚さ 8-1 m.

層準 地蔵堂層最下部。

岩相 上部は、泉谷化石帯(坂倉, 1935)を含む1-2 mの泥質砂層ないし砂質泥層からなる。全体に生痕が発達し、淘汰は極不良である。下部は、厚さ5-0 mの粘土層、シルト層及び砂質シルト層からなり、ときにうすい砂層をはさんだ縞状互層を含む。上部との境界付近には、しばしば砂管が密集し貝化石が散在することもある。下部層は、新鮮な露頭では、しばしば緑色を帯びた特徴的な青灰色を呈するが、このことは特に粘土層の場合に顕著である。泥炭層をしばしばふくみ、黒色ないし褐色を呈する。植物根の痕跡化石が頻繁に観察される。Iy (杉原ほか, 1978)と名づけられた厚さ0-10 mの白色火山灰シルト層が、下部層の上位付近に含まれるが、この他にも、場所によって2-3枚の火山灰層が認められることがある。本層の最下部には、生痕の発達した厚さ2-0 mの淘汰不良の泥質砂層ないし砂質泥層が観察されることがある。

下部の粘土・シルト層、最下部の泥質砂層・砂質泥層の分布する地域では、その直下に、一部同時異相の関係で、中礫以下の古期岩円礫を含み斜交葉理の発達した厚さ数m以下の粗粒砂層ないし礫質砂層が観察されることがある。これらの堆積物は、分布域が局地的で下位の金剛地層上部の砂層と明瞭な侵食面で接することから、チャンネル性の堆積物と思われる。このようなチャンネル性の堆積物のないところでは、したがって大部分のところでは、泉谷泥層は、金剛地層の砂層の上に整合に重なり、金剛地層最上部の砂鉄質黒色葉理砂層には、上位の泉谷泥層から伸びた生痕が観察される(第10図)。

分布 木更津市茅野七曲地域から模式地の真理谷周辺を経て市原市金剛地まで、本地域を横断して広く分布する。ただし市原市新巻から長柄町長柄山にかけては、厚さ1 m前後の上部の泥質砂層のみが分布する。



第10図 西山砂泥互層及び泉谷泥層

記号は第2図に同じ。斜線部は、泥炭層ないし泥炭質であることを示す。

1. 木更津市七曲, 2. 同市野々, 3. 市原市奉免（市原ゴルフ場内）, 4. 長柄町権現森南方, 5. 長柄町長柄ダム上流（長柄町皿木東方）, 6. 市原市金剛地

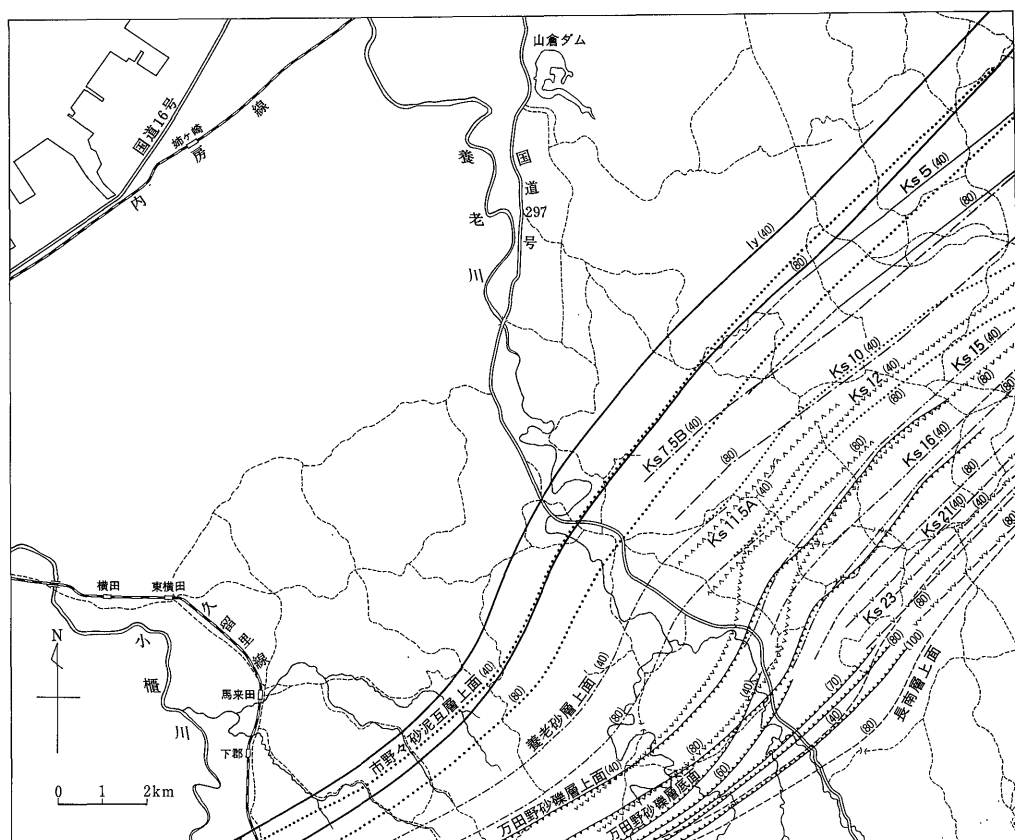
4. 笠森層及び金剛地層の構造

本地域に分布する笠森層及び金剛地層の傾きは、一般に 5° 以下である。このため、これらの地層の正確な構造図や岩相図を作製するのは容易ではない。しかし、既に述べたように、笠森層と金剛地層中にはよく連続する火山灰鍵層や特徴的な地層が数多く存在しているので、これらが観察される露頭の位置及び高さを全域的に調査することによって、笠森層と金剛地層の構造及び岩相の分布状況をかなり正確に把握することができる。

第11図は、笠森層及び金剛地層中に見出されるいくつかの面の、標高40mと80mの高さにおける水平断面走向図である。この図によって、これらの面の立体的な特徴を個々に明らかにすることができる。そして同時に、異なる面と面との間の地層の厚さの変化も明らかにすることができる。ただし、基礎にした地形図が各市町村所有の1万分の1から5千分の1の地形図であり、等高線も2m間隔のものから10m間隔のものまでであることから、

上下各5mの誤差は十分に考えられる。したがって、振幅が5m以下の波曲については、ここでは問題にしない。いずれの面もほぼ平行する2本の走向線で表わすことができるが、万田野砂礫層底面を示す面の水平断面線だけは平行性を示さないために、40mと80mの他に、標高60m, 70m, 100mの高さにおける水平断面線が描かれている。万田野砂礫層の厚さが、傾斜方向に大きく変化していることを示している。

この図から、笠森層及び金剛地層の一般走向が北東-南西方向であることが明らかであるとともに、養老川周辺で、北上がりの弱い屈曲（“うねり”）構造がどの面にも共通して認められる。これらの屈曲は、北西-南東方向に伸びる幅約8kmのゾーンの中で起きているといえる。このことは、このゾーンの北東側が南西側に対して、少なくとも泉谷泥層堆積後、北西方向へ水平距離にして数km、あるいは上方へ垂直距離にして数10m、相対的に移動していることを示している。一方地層の勾配は、どの面の場合も、このゾーンの南西側で北東側より



第11図 笠森層及び金剛地層の構造図(1)

標高 40 m と 80 m の高さにおける主な層界面の水平断面走向図。ただし、万田野砂礫層の底面については、標高 60 m, 70 m, 100 m の高さにおける水平断面線も追加して描いてある。破線は主な道路を示す。

1.5-2 倍大きくなっている。長南層上面(笠森層底面)の場合には、養老川北東側の3°前後から養老川南西側の5°前後へ、金剛地層を整合におおう泉谷泥層(Iy 面)の場合には、2°前後から3°前後へとそれぞれ大きくなっている。

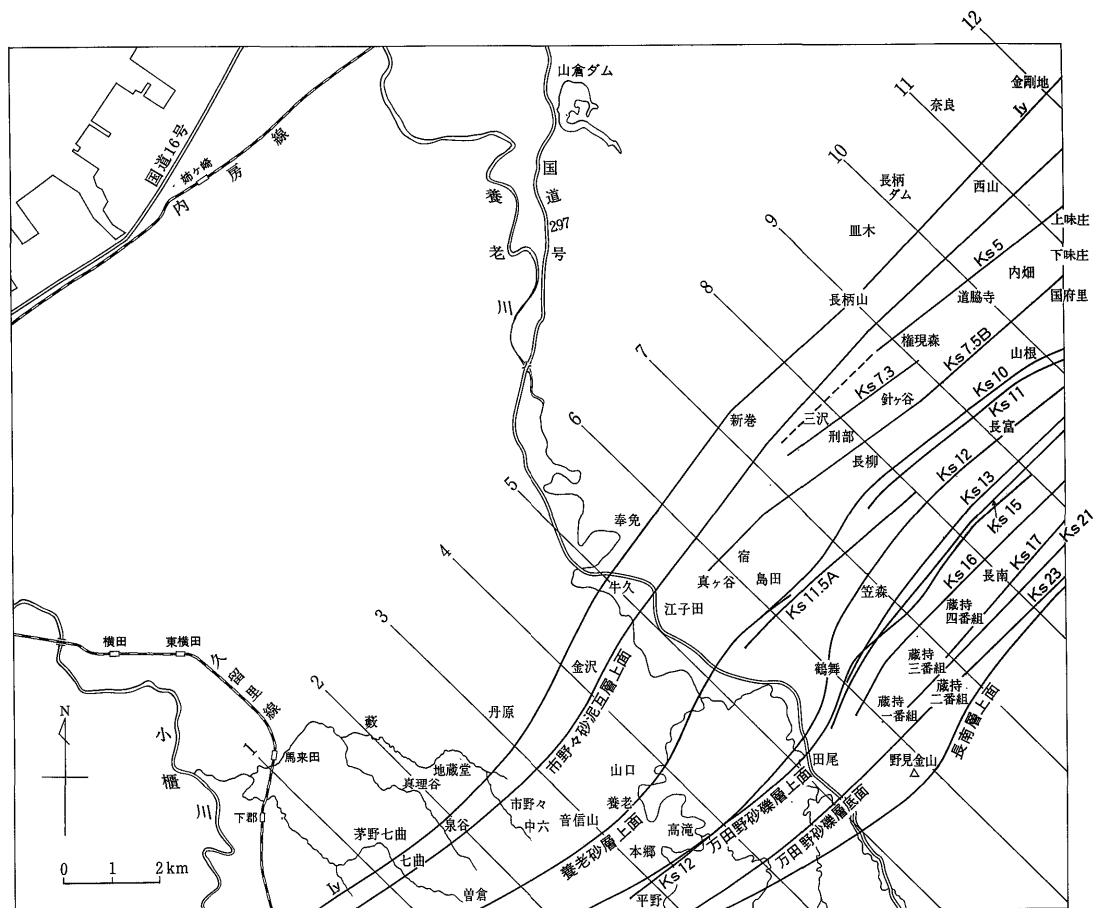
第12図は、標高80mの高さでの主要な面の水平断面走向図である。この図や第11図から、泉谷泥層中のIy面や金剛地層下部に含まれる市野々砂泥互層上面と、笠森層上部に含まれるKs 5やKs 7.5 Bなどの面との間に、本地域北東部から養老川方向に向かって、その間の地層がうすくなりゆるやかに収れんする傾向が認められる。

5. 火山灰鍵層と岩相分布

前章で示した種々の層界面の走向曲線を土台にして、第12図に示したような北西-南東方向のルートに沿って、笠森層と金剛地層の柱状図を2 km おきに作製したのが第13図である。本章では、各種火山灰鍵層と岩相との相互の関連について整理・検討する。

5.1 笠森層と金剛地層の関係

笠森層中最上位の火山灰鍵層として知られるKs 5は「茂原」ガス田図(石和田ほか, 1971)によると、東方から長柄町道脇寺の南方まで追跡され、そこでは金剛地層の直下に描かれているが、更に西方の権現森南方(E140°12'40", N 35°26'21")でも山腹の山道沿いで観察される。ここでは、約10 m 下の県道近くに見出されるKs 6とともに、金剛地層下部に属すると思われるややシルト質で軟弱な極細粒砂層中に見出される(第14図柱状図 2 参照)。笠森層の主要な岩相であるシルト質砂層ないし砂質シルト層からこのような極細粒砂層への移行は、県道横の谷底でみられるKs 7の少し上の層準からである。Ks 5とKs 6の間には、厚さ3 m 前後の泥管帯が認められる。この泥管帯は、金剛地層の下部に含まれる市野々砂泥互層の一部分が分岐したものと考えられる。さらに、長柄町三ツ^{みきわ}西方の田の周辺でも、数カ所(たとえば、E 140°10'54", N 35°25'42")で、Ks 5と思われる火山灰



第12図 笠森層及び金剛地層の構造図(2)

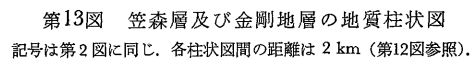
標高 80 m の高さにおける主な層理面の水平断面走向図。1-12の斜線は、第12図の柱状図の作成ルートを示す。

層が観察される。ここでは、Ks 5 とと思われる火山灰層の約 5 m 下に、Ks 6.1 とされる Ks 6 直下の火山灰粘土層ないしシルト層によく似た火山灰層とともに、泥管帯を含むややシルト質で軟弱な極細粒砂層中に見出される(第14図柱状図 1 参照)。ただしさらに西方の市原市以西では、Ks 5 とと思われるような火山灰層は見出されていない。

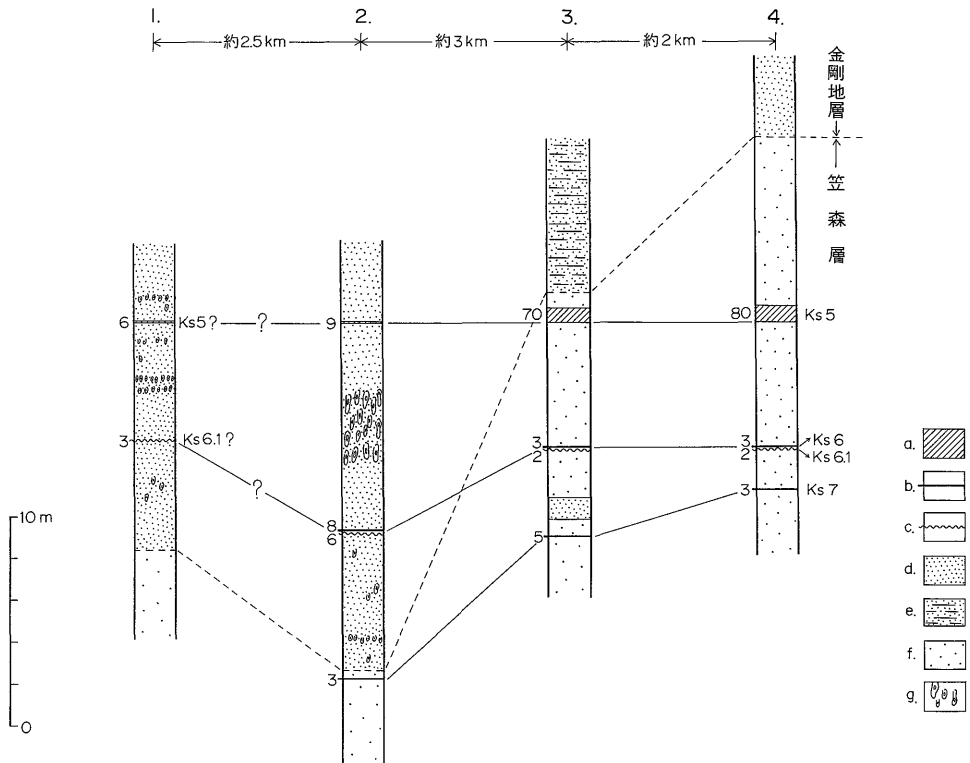
このように Ks 5 は、本地域では、西方へ向かうにつれ、笠森層と金剛地層の境界層準に近づき、長柄町権現森南方では、金剛地層タイプの砂層中に含まれ、厚さが急激に減じている。たとえば、長柄町内畑以東の地域では 70 cm 以上の厚さをもつ Ks 5 が、同権現森南方では 10 cm 弱であり、さらに西方の三沢西方の Ks 5 とと思われる火山灰層の厚さは 5 cm 前後である(第14図)。ただしこれらの地域では、笠森層のシルト質砂層ないし砂質シルト層から金剛地層の細粒砂層への移行は漸移的であるために、個々の露頭でどの層準に両者の境界を設けるかは、人によって多少異論のある可能性は残されている。

う。しかしながら、これまでの調査(たとえば「茂原」ガス田図など)では、金剛地層の基底が西方に向かって徐々に Ks 5 の層準に近づき、長柄町の道脇寺周辺で Ks 5 の直上にまで降りてきている点で一致している。したがって、この辺りで Ks 5 と金剛地層の基底が交叉しているとみなされることから、さらに西方の権現森南方で、Ks 5 や Ks 6 のまわりにみられるややシルト質で軟弱な細粒砂層を金剛地層とすることは何ら問題がないと思われる。すなわち、Ks 5 は、これまでいわれてきたように金剛地層に削られるのではなく、金剛地層中に連続することになり、笠森層と金剛地層は、一部同時異相の関係にあると考えるのが妥当である。

本地域中部域にあたる牛久以東の市原市域では、笠森層と金剛地層下部層に含まれる市野々砂泥互層が直接接する(第13図柱状図 5・6・7 参照)。この地域を除いた東西両側の地域では、市野々砂泥互層の下位に砂層が発達することから、見かけ上、この辺りで市野々砂泥互層が



第13図 笠森層及び金剛地層の地質柱状図
記号は第2図に同じ。各柱状図間の距離は2 km (第12図参照)。



第14図 北東部における笠森層と金剛地層の境界層準と火山灰鍵層との関係

1. 長柄町三沢西方, 2. 同権現森南方, 3. 同内畑, 4. 同上味庄北方, a. 白色及び灰白色層状火山灰シルト, b. 粗粒-細粒砂サイズの黒色スコリア, c. 灰色ないし茶褐色(ページュ)火山灰質粘土ないシルト, d. 極細粒砂(ややシルト質な部分を含む), e. 層状極細粒砂, f. 砂質シルトないシルト質砂, g. 泥管. 各火山灰層左側の数字は厚さ(cm)を示す. 破線は岩相の境界部が漸移的であることを示す.

下位の地層を削り込んでいるようにみえる。しかし個々の露頭で観察する限り、笠森層と市野々砂泥互層との関係は整合的である。本地域全体をみた場合でも、市野々砂泥互層と下位の地層(砂層)とは整合的である。したがってこの辺りでは、市野々砂泥互層の基底が金剛地層最下部の砂層を削り込んだのではなく、もともと市野々砂泥互層の形成される前には、砂層が堆積しないような環境にあったと考えるのが妥当である。

既述のように、養老川以西の“ちりちり型”砂泥互層中には、Ks 7.5 A・Bと思われる火山灰層が認められる(第8図及び第13図柱状図3参照)。さらにその上位に2枚のスコリア火山灰層が認められ(第13図柱状図3・4参照)、これらがKs 6, 7の可能性も考えられる。これらのことから、市野々砂泥互層が笠森層と直接接する地域(同柱状図5・6・7)では、Ks 7以上の地層は、市野々砂泥互層中に収れんしていると考えるのが現時点では妥当である。

5.2 笠森層中の火山灰鍵層と岩相分布

次に、笠森層中の各種火山灰鍵層と岩相の相互関係に

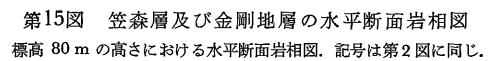
ついて、新たに得られた新知見をまとめると次のようになる。

1) 笠森層中部のKs 10, Ks 11, Ks 11.5 A・Bの各火山灰鍵層は、本地域中部域で、養老砂層中に順次消滅する。

2) 先に三梨ほか(1959)が、養老川沿いで報告している笠森層中部の“Ks”火山灰層は、筆者ら自身は河床状況の変化などからこの火山灰層を見出せなかったが、同じ地点に養老砂層が分布していることや記載されている特徴から、Ks 11.5 A・Bのいずれかかと思われる。

3) Ks 11.5 A・BとKs 12の間の地層には、特に岩相上著しい変化が観察されないにもかかわらず、顕著な層厚変化が認められる。すなわち、長柄町長柳柳周辺では10m前後の厚さなのに対して、市原市鶴舞西方では80-90mの厚さが見積られる。

4) 既述のように、万田野砂礫層は、市原市鶴舞と長南町蔵持一番組を結ぶ線より東側では、上下2つの延長層に分岐するが、Ks 13, 14, 15は、鶴舞周辺で上位の延長層中に消滅する。Ks 16は、鶴舞周辺では、上下2つ



第15図 笠森層及び金剛地層の水平断面岩相図
標高 80 m の高さにおける水平断面岩相図。記号は第2図に同じ。

の延長層の間に残っているが、その南西方向の市原市田尾^上周辺で消滅する。万田野砂礫層の下位の延長層は、笠森層下部にまともって挟在する火山灰鍵層 Ks 17-Ks 22 の層準に一致し、これらの火山灰鍵層は長南町蔵持二番組周辺で消滅する。これらの中では、Ks 21 が最も西方まで追跡される。Ks 12 から Ks 22 までの火山灰鍵層と万田野砂礫層との間の関係は、河井(1952, 第4図)の結果と全く同じである。ただし、鶴舞西方で Ks 12 の 5 m 前後上位に見出されるレンズ状の白色火山灰シルト層は、今回新しく名づけた Ks 11.8(2.3 参照)であって、Ks 11 とは異なる。Ks 12 は、本地域内でみ限り、笠森層の火山灰鍵層中最もよく連続する。すなわち、本地域東端部から養老川を横切って、市原市本郷西方では万田野砂礫層中に追跡される。

5) 笠森層最下部の長南層との境界付近にも 2 枚の火山灰層が認められ、Ks 23, Ks 23.5 と名づけた(2.3 参照)。この 2 枚の火山灰鍵層は、長南町長南より東では、塊状のシルト層中にはさまれるが、長南町蔵持二番組より西方では、“ふきながし型”砂泥互層中にはさまれるようになる。

笠森層と金剛地層の各種火山灰鍵層と岩相の分布状況を、標高 80 m の高さにおける水平断面図で示したのが第 15 図である。

6. 従来の地層区分との関係

第 16 図は、本地域の笠森層及び金剛地層に関連して、これまでに提案されている主な地層区分をまとめたものである。この図を参考にしながら、今回の筆者らの地層区分についてまとめてみたい。

6.1 笠森層

この図からは、笠森層をめぐる地層区分は比較的安定していることが指摘される。ただ最近、馬場・青木(1980)及び Aoki and Baba(1980)は、従来の笠森層中の万田野層を、上位の万田野層と下位の長浜層に 2 分する地層区分を提案しているが、万田野層と長浜層の対比をめぐる問題(次章参照)は、本地域からかなり離れた地域での問題であるので、ここでは従来通り万田野砂礫層として一括しておく。またさらに、笠森層と長南層の境界については、従来の万田野層の基底(上記の長浜層の基底)におくことを提案しているが、これについては既に述べたように(5.2の5)項参照)、万田野砂礫層の下“ふきながし型”砂泥互層が、東方で笠森層のシルト質砂層ないし砂質シルト層に漸移していることから、従来通り、長南層のフリッシュ型砂泥互層の上限をもって笠森層と長南層の境界とするのが妥当と思われる。

6.2 金剛地層

金剛地層をめぐる地層区分は、笠森層のそれに比べるとかなり複雑である。まず筆者らが、地藏堂層の基底を泉谷泥層の基底におき、金剛地層を地藏堂層から分離して独立させたのは次のような理由による。下総層群の地層が、基本的に、浅海成砂層中に汽水成ないし淡水成の泥層及び砂礫層を周期的にはさむ堆積サイクルによって特徴づけられていることはよく知られた事実である(三土, 1933; 菊地, 1974; 杉原ほか, 1978; 青木・馬場, 1978)。一方泉谷泥層は、既述のように(3.3 参照)、よくまとまった泥層で広く追跡されること、植物根の化石痕跡や泥炭層を有すること、その基底にチャンネル性の粗粒堆積物を伴うことがあることなどからみて、上記の堆積サイクル基底にみられる泥層の特徴を完全に有しているといえる。したがって、地藏堂化石帯(坂倉, 1935)を含む地藏堂層の基底は、この泉谷泥層の基底におくことが最も妥当であると思われる。もし金剛地層もこの地藏堂層に含めるならば、下総層群構成層としての地藏堂層の性格は極めてあいまいなものになってしまうであろう。

一方 Aoki and Baba(1980)は、筆者らの金剛地層を、さらに下位の金剛地層と上位の成東層に 2 分する提案を行っている。筆者らの金剛地層が、粗粒-中粒砂層を主体とし、西山砂泥互層を基底付近に有する上部層と、淘汰良好及びややシルト質な細粒砂層を主体とし、市野々砂泥互層を中位ないし基底付近に有する下部層とに多くの地点で分けられることは、先に述べた通りである。しかしながら、これらの上部層及び下部層をここで金剛地層と一括しているのは次のような理由による。

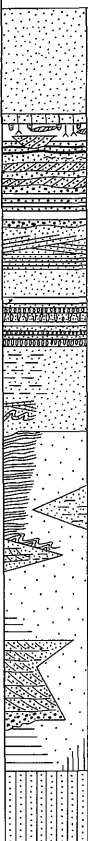
1) 上部層の基底付近にみられる西山砂泥互層は、上位の下総層群中に認められる堆積サイクルの基底付近に位置し、泥炭層や植物根の痕跡化石を含む泥層とは、基本的に特徴を異にする。したがって、上部層を、下総層群中の上位の果層にみられるのと同じような一つの堆積サイクルとして認定するのは、少なくとも本地域内でみ限り困難であること。

2) 上部層の礫質砂層ないし粗粒砂層と下部層の細粒砂層の境界が、漸移的で明確に決められないことがあること。

3) 場所によっては(たとえば、長柄町権現森南方)、上部層も下部層と同じく細粒砂層から構成され区別できないことがあること。

4) 上部層も下部層も、基本的にはどちらも砂層である上に、上部層の厚さは 15-10 m に過ぎないこと。

しかしいずれにせよ、筆者らの金剛地層が、Aoki and Baba(1980)の金剛地層と成東層に対応するような下部

本論文			坂倉 (1935)	三土 (1937)	河井 (1952)	三梨ほか (1959)	成瀬 (1959)	河井 (1961)	中川 (1960)	石和田ほか (1971)	青木・馬場 (1973)	三梨 (1973) (1974)	杉原ほか (1978)	三梨ほか (1979)	AOKI and BABA (1980)	町田ほか (1980)
	泉谷泥層	地蔵堂層	地	真理谷層					地		地蔵堂層	地蔵堂層	地	地	地蔵堂層	地
		金剛地層	蔵	香取層			地蔵堂層	地蔵堂層	蔵		成東層	泉谷層	蔵	蔵	成東層	蔵
	西山砂泥互層	砂層	?	金剛地層	金剛地層	金剛地層	?	?	層	金剛地層	金剛地層	金剛地層	?	?	金剛地層	層
	市野々砂泥互層	笠森層	笠森泥層	笠森層	笠森累層	笠森泥質砂層	笠森層	笠森層	笠森層	笠森層	笠森層	笠森層	笠森層	笠森層	笠森層	笠森層
国府里砂層																
養老砂層																
万田野砂礫層			万田野砂礫層	万田野砂礫層	万田野累層	万田野砂礫層	万田野層	万田野層		万田野層		万田野層		万田野砂礫層	万田野層	万田野層
			古敷谷互層												長南層	
		長南層		長南層	長南層	長南層	長南層	長南層		長南層		長南層		長南層	長南層	長南層

第16図 従来の地層区分との対比

層と上部層に分けられるのは確かである。

7. 不整合問題

笠森層と金剛地層の間の層序学的関係は、上総層群と下総層群との間の層序学的関係、すなわち不整合問題として、今日まで多くの議論がなされている。

三土(1933, 1937)は、香取層の基底をもって第一級の不整合とすることを提案しているが、戦後の不整合問題は、主に笠森層と金剛地層との境界が注目されてきたといえる。本章では、この問題に対するこれまでの主な指摘を概観し、この問題について整理・検討することにする。

(1) 内尾・村井(1951, p. 287)は、笠森層と上位の金剛地層とは、養老川付近では平行不整合であると指摘している。

(2) 河井(1952, p. 8)は、“金剛地層”の基底が笠森層のいろいろな層準と接し、笠森層上部層中の火山灰鍵層(たとえば Ks5)を削っているとみられること、牛久東北方の真ヶ谷付近で両層がシャープな界面で接することなどから、“金剛地層”と笠森層の間は不整合と考えるのが妥当であろうと、上記の内尾・村井(1951)の見解を支持している。

(3) 品田ほか(1955, p. 97)は、河井(1952)の指摘だけでは、必ずしも不整合とは決め難いとしている。

(4) 伊田ほか(1956)は、房総半島の黒滝不整合と三浦半島の長沼貝殻坂不整合にはさまれる地層を上総層群と命名し、房総半島での上限としては、笠森層の上限が最も妥当であろうとしている。

(5) 三梨ほか(1959, p. 97)は、予察的ながら、金剛地層の基底には地域的な不整合関係はみられるとしても、全地域を通じてみた本層の分布からして、大きな不整合関係は存在しないとしている。

(6) 千葉県北東部を調査した服部・小村(1959, p. 25)は、金剛地層に相当する成東層と筆者らの市野々砂泥互層の延長層とも考えられる下位の東金層との間の関係は整合であり、東金層と下位の笠森層との関係は整合で一部同時異相であるとしている。また、成東層とその上位の成田層との間は、整合ないし一部ダイアステム程度の不整合の関係にあると指摘している。

(7) 小櫃川から村田川にかけて、主に地蔵堂層と藪層の層序・岩相を調査した中川(1960, p. 306)は、笠森層の上に整合的に成田層群の地蔵堂層がのっているとしている。

(8) 成瀬(1959, p. 152)は、笠森層と成田層群の境界を水平的に追うと、牛久付近と八日市場市付近に、笠森層の砂質泥の突出部がみられ、他の部分では全く漸移的

であるのに対して、この突出部では両層の境界はシャープで、成田層群の基底には礫がみられるという。したがって、笠森層生成の末期から成田層群堆積の初期にかけて、堆積盆の一部が隆起するような部分的な地殻変動があったであろうと指摘している。

(9) 河井(1961, p. 214)は、この成瀬の見解を受け入れ、成瀬のいう笠森層と地蔵堂層の境界をもって、それより下位を上総層群、それより上位を下総層群群とするとしている。そしてここで成瀬(1959)のいう笠森層の上限は、従来の金剛地層の一部を含むとしているが、その正確な境界層準は不明である。

(10) 三梨(1968)は、三浦半島の長沼不整合を金剛地層の基底に対比し、それより下位を上総層群、それより上位を相模層群と名づけている。

(11) 青木ほか(1971, p. 747)は、少なくとも小糸川以北においては、笠森層相当層上部から地蔵堂層下部にかけての層準に、“長沼不整合”や成田層基底の不整合のような大きい不整合は認めることはできないと指摘した。

(12) これを受けて三梨(1973, p. 52; 1974, p. 34-40)は、房総西岸上総湊東方に、上総層群の背斜構造を切って顕著な溺谷状の不整合がみられ、それを埋める東谷層(品田ほか, 1955; 三梨ほか, 1961)が東方の地蔵堂層・金剛地層に連続すること、房総中部でも数m程度の侵食性の凹凸面が観察されることなどを根拠に不整合を強調した。

(13) 楡井ほか(1975)は、千葉市周辺の地下地質を検討した結果、従来の上総層群中に傾斜不整合の存在を報告している。その後この不整合を東京湾不整合と名づけ、地表では房総西岸の市宿砂層と岩坂層の境界に延長するとともに、従来いわれてきた金剛地層と笠森層の間の不整合(長沼不整合)は存在しないとしている(楡井, 1981, p. 157)。

(14) AOKI and BABA(1977)は、三梨(1973, 1974)によって不整合存在の重要な根拠とされた東谷層は、笠森層の上部層に相当する周南層(藤原・生越, 1952)におおわれるのであって地蔵堂層や金剛地層には対比されないこと、そして三浦半島の長沼不整合は、房総半島西岸の長浜不整合に連続する可能性が強いことを指摘した。さらに馬場・青木(1980)は、房総西岸の長浜層は従来の万田野層の下半部に対比されること、先の東谷層は従来の万田野層の上半部に対比されるとした。

(15) 一方杉原ほか(1978; p. 596-597)は、広域テフラの検討から三浦半島の長沼不整合の層準は房総半島西岸の長浜層基底の不整合付近にまで下がることを予想し、

町田ほか(1980, p. 250-251)では、長浜層基底(Ks 15)の下層準に相当の不整合(長浜不整合)を特に重視している。しかし、長浜層と万田野層はともに Ks 15 を含むことから互に対比されるとするとともに、地蔵堂層基底と笠森層との間の不整合は東京湾側で顕著であるとして、この点では、三梨(1973, 1974)の見解を支持し、AOKI and BABA (1977), 馬場・青木(1980)と対立している。

このように、上総層群と下総層群(あるいは成田層群、相模層群)の間の不整合をめぐる問題は、極めて複雑多岐に展開されているといえる。今回の「姉崎」地域に分布する笠森層・金剛地層についてのこれまでの調査結果では、前述のように(5.1参照)、笠森層上部の火山灰鍵層が金剛地層に削られる事実はなく、金剛地層の一部と笠森層の一部が同時異相の関係にあることが判明した。そして金剛地層の基底、特に本地域西部の“ちりちり型”砂泥互層との境界部にみられる小規模なチャンネル性の侵食現象は堆積同時性のものであって、不整合とは何ら関係のないものである。このような点から、本地域内でみる限り笠森層と金剛地層の関係は、整合それも多くの地点で漸移的であるとみなすのが妥当である。また Ks 15 の下に、町田ほか(1980)が想定しているようなはっきりした構造的斜交関係が存在していないのも今回の調査から明らかである。

ところで、これまでの多くの研究成果及び今回の調査結果を踏まえて明らかになったことは、上総層群上部から下総層群下部の地層に関する限り、房総半島の全域に追跡されるような不整合は見出されないということである。また、関東構造盆地周辺部に位置する三浦半島の不整合を、房総半島の層群の境界にも適用しようとした試みが、結果的には、不整合問題をより複雑にしているといえる。もし従来のように、上総層群上部層と下総層群下部層との間のどこかに両層群の境界を設けようとするならば、既に河井(1961, p. 214)も指摘しているように、房総半島に露出する地層そのものに基づかなければならず、それは一つの考え方・思想性に基づくものとなる。たとえば、泥質層を主体とする地層から砂質層を主体とする地層への転換ということに主要な意義を見出すならば、従来の金剛地層と笠森層との境界が妥当であるかもしれない。一方、下総層群の堆積物の基本的な特徴を堆積サイクルにおくならば、堆積サイクルの始まる基底をもって両者の境界ということになる。この観点は、既に三土(1933)によって指摘されているところである。この場合には、地蔵堂層の基底(泉谷泥層の基底)が、本地域内でみる限り、第一の候補にあげられよう。しかし、この問題の結論は、下総層群全体の層序・構造

や、「姉崎」地域を超えたより広い地域での各地層の特徴とも密接に関連することから、今後の検討課題として残し、今回は問題点の指摘に止めておくことにする。

8. ま と め

本論文で筆者らは、千葉県「姉崎」地域に広く分布する上総層群最上部の笠森層と下総層群最下部の金剛地層の層序・構造を明らかにするとともに、特に両層の層序学的関係について詳述した。また、上総層群と下総層群の間の不整合問題に関する従来の見解についても整理・検討を行った。主な内容をまとめると次の通りである。

(1) 笠森層(厚さ300-230m)の主岩相は、本地域北東部では、主に塊状・不均質・半固結のシルト質砂層ないし砂質シルト層から構成されているが、南西部では、中部は北東部の主岩相と同じであるが、下部と上部はそれぞれタイプの異なる細かい砂泥互層によって特徴づけられている。

(2) 笠森層には、3つの層準によく連続する砂礫層ないし砂層がはさまれる。このうち、最下位の万田野砂礫層(厚さ70-0 m)を除いた残り2つの砂層をそれぞれ養老砂層(厚さ15-0 m)、国府里砂層(厚さ50-0 m)と名づけた。下位の万田野砂礫層と養老砂層は東へうすくなるが、最上位の国府里砂層は東から西へうすくなる。

(3) 本地域東部域の笠森層中に知られている多くの火山灰鍵層(Ks 5-Ks 22)は、本地域内でもよく連続し、地質構造や岩相相互の関係を究明する上で大変有用である。今回さらに、いくつかの新しい火山灰鍵層(Ks 7.5 A・B, Ks 11.8, Ks 23, Ks 23.5)を設定した。

(4) 金剛地層の上限は、泉谷化石帯を含む泉谷泥層の基底とし、それより上位を地蔵堂層とする。ただし、泉谷泥層の直下に斜交葉理の発達した含礫粗粒砂層からなるチャンネル性堆積物が局部的に発達しているところでは、このチャンネル性堆積物の基底とする。泉谷泥層は本地域を横切って広く追跡される。

(5) 金剛地層(厚さ60-40m)は、多くの地点で、淘汰極良好及びややシルト質な細粒-極細粒砂層からなる下部層(厚さ50-30m)と、含礫中粒-粗粒砂層からなる上部層(厚さ15-10m)に分けることができる。

(6) 金剛地層下部層の中部から基底付近にかけてと、上部層の基底付近には、それぞれ一つづつよく連続するうすい砂泥互層がはさまれている。下位のものを市野々砂泥互層(厚さ10-6 m)、上位のものを西山砂泥互層(厚さ5-2 m)と名づけた。

(7) 笠森層及び金剛地層に含まれる各種火山灰鍵層及びよく連続する地層の一般走向は、いずれも北東-南西

方向であるが、いずれも共通して、養老川に沿った北西-南東方向に伸びる幅 8 km 以内のゾーンのところで、北上がりあるいは反時計回りの弱い屈曲構造を示す。このゾーンより南西側の地層の傾きは、北東側のそれより 1.5-2 倍大きくなる。本地域北東部での地層の傾きは、金剛地層上限で約 2°, 笠森層基底で約 3°, 南西部では、前者が約 3°, 後者が約 5° でいずれも北西方向へ傾斜する。

(8) 笠森層最上位の火山灰鍵層である Ks 5 が、本地域北東部で金剛地層中に追跡されること、北東部の Ks 6, Ks 7 や Ks 7.5 A・B によく似た火山灰層が、南西部でも、金剛地層下部層から笠森層上部層にかけて見出されることから、従来いわれてきたように、笠森層の上部が順次西方へ向かって金剛地層によって削られているのではなく、両層は一部同時異相の関係にあると考えるのが妥当である。

(9) これまでの数多くの研究成果に今回の調査結果を加えて検討すると、上総層群上部から下総層群下部にかけては、房総半島全域に連続するような広域的な不整合は存在しないことになり、両層群の境界を設定する場合には、新しい基準・考え方が必要である。

9. 今後の課題

今回の研究によって、笠森層と金剛地層の模式地を含む「姉崎」地域での両層の層序学的関係がかなり具体的に明らかにされたと思われる。今後は、これら両層に含まれる数多くの火山灰鍵層やよく連続する特徴的な地層をさらに西方に追跡し、局部的不整合あるいは化石侵食地形の発達が盛んな房総西岸地域の地層と正確に対比することが重要である。特に谷状侵食地形を埋めているとされる東谷層が本地域のどの地層と正確に対比されるかは、上総層群と下総層群の間の不整合問題をさらに検討する上で残された大変重要な問題である。また、長浜層と万田野層の間の正確な層序学的関係の解明も重要な課題といえる。今後これらの問題を解決するためには、今回「姉崎」地域で行われたような高い精度の調査・研究が、引続き南隣の「大多喜」地域や南西隣の「富津」地域でも行われることが望まれる。

今回の研究は、両層の層序学的な関係の解明に止まっているが、今後各種岩相の堆積環境を検討し、堆積環境論的な観点から、笠森層から金剛地層への移行を説明することができるならば、上総層群から下総層群へ移行する過程が更に具体的に明らかにされることが期待される。

謝辞

本研究の遂行にあたり、地質部の平山次郎博士には、

初期の野外調査でご指導をうけるとともに本論文の英文要旨の完成にご助力いただいた。地質部層序構造課坂本亨課長、大阪出張所宮村 学所長には、粗稿を読んでいただき種々の有益なご意見をいただいた。関東建設株式会社(千葉県茂原市)の品田芳二郎氏には、一部未公表資料を参照させていただいた。これらの方々に心から感謝の意を表わしたい。

文 献

- 青木直昭(1967) 地蔵堂層および藪層について。地質雑、vol. 73, p. 1-6.
- ・馬場勝良(1973) 関東平野東部、下総層群の層序と貝化石群のまとめ。地質雑、vol. 79, p. 453-464.
- ・———(1978) 成田層の古地理。筑波の環境研究, no. 3, p. 187-197.
- Aoki, N. and Baba, K. (1977) Remarks on the lower Pleistocene "Naganuma unconformity" in the Boso Peninsula, central Japan. *Ann. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, no. 3, p. 11-15.
- and —— (1980) Pleistocene molluscan assemblages of the Boso Peninsula, Central Japan. *Sci. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, Sec. B*, vol. 1, p. 107-148.
- 青木直昭・馬場勝良・堀口 興(1971) 房総、木更津-大谷地域の更新統。地質雑、vol. 77, p. 741-748.
- 馬場勝良・青木直昭(1980) 房総半島、上総層群上部の層序と貝化石群。地質雑、vol. 86, p. 91-103.
- BOUMA, A. H. (1962) *Sedimentology of some flysch deposits—a graphic approach to facies interpretation*. Elsevier, Amsterdam, 159p.
- 服部富雄・小村幸二郎(1959) “成田層”に関する 2, 3 の問題。地球科学, no. 44, p. 19-28.
- 藤原 昭・生越 忠(1952) 千葉県佐貫町付近の新生代層。地質雑、vol. 58, p. 387-399.
- 伊田一善・三梨 昂・影山邦夫(1956) 関東南部の地層の大区分別について。地調月報, vol. 7, p. 435-436.
- 石和田靖章・三梨 昂・品田芳二郎・牧野登喜男編(1971) 日本油田・ガス田図10, 「茂原」。地質調査所。
- 河井興三(1952) 茂原ガス田 西方周辺地域(茂原-

- 鶴舞地域)の地質及び天然ガス. 石油技協誌, vol. 17, p. 1-21.
- 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. 石油技協誌, vol. 26, p. 212-266.
- 菊地隆男(1972) 成田層産白斑状化石生痕とその古地理学的意義. 地質雑, vol. 78, p. 137-144.
- (1974) 9. 関東地方の第四紀地殻変動の性格. 垣見俊弘・鈴木尉元編, 関東地方の地震と地殻変動, ラティス, 東京, p. 129-146.
- 町田 洋・新井房夫・杉原重夫(1980) 南関東と近畿の中部更新統の対比と編年—テフラによる一つの試み—. 第四紀研究, vol. 19, p. 233-261.
- 三梨 昂(1968) 三浦・房総半島の地質構造と堆積構造(層序概説). 日本地質学会地質見学案内書, p. 4-13.
- (1973) 南関東・新潟地区における中新世から洪積世にいたる堆積盆地の変遷. 地球科学, vol. 27, p. 48-65.
- (1974) 3. 南関東地区の構造発達史. 垣見俊弘・鈴木尉元編, 関東地方の地震と地殻変動, ラティス, 東京, p. 31-50.
- ・奈須紀幸・楡井 久編著(1979) 「東京湾とその周辺地域の地質」(特殊地質図20)地質説明書. 地質調査所, 91 p.
- ・安国 昇・品田芳二郎(1959) 千葉県養老川・小櫃川の上総層群の層序—養老川・小櫃川流域地質調査報告—. 地調月報, vol. 10, p. 83-98.
- ほか9名(1961) 日本油田・ガス田図5, 「富津・大多喜」. 地質調査所.
- 三土知芳(1933) 両総地方における鮮新・更新両統の境界について. 地質雑, vol. 40, p. 400-401.
- (1937) 7万5千分の1地質図幅「茂原」. 地質調査所.
- 中川久夫(1960) 地蔵堂層および藪層. 地質雑, vol. 66, p. 305-310.
- 成瀬 洋(1959) 古東京湾の形成について—南関東上部新生界の地史学的研究(1)—. 第四紀研究, vol. 1, p. 143-155.
- 楡井 久(1981) 堆積盆地の地下水流動史と地殻変動—南部関東構造盆地を例として—. 杉山隆二ほか編, 堆積盆地中の流体移動, 東海大学出版会, 東京, p. 151-174.
- ・樋口茂生・原 雄・古野邦雄(1975) 東京湾東岸地下における上総層群中の不整合現象について. 地質雑, vol. 81, p. 559-565.
- 坂倉勝彦(1935) 千葉県小櫃川流域の層序. 地質雑, vol. 42, p. 685-712, p. 753-784.
- 品田芳二郎・安国 昇・三梨 昂(1955) 房総半島中部に分布する地層間の相互関係について(概報). 新生代の研究, no. 22, p. 20-23.
- 杉原重夫・新井房夫・町田 洋(1978) 房総半島北部の中・上部更新統のテフロクロノロジー. 地質雑, vol. 84, p. 583-600.
- 内尾高保・村井 勇(1951) 房総半島中部の養老川以東の地質(演旨). 地質雑, vol. 57, p. 287.

(受付: 1982年7月14日; 受理: 1982年9月20日)