房総半島中部, 小櫃川上流猪ノ川流域の 第三紀後期清澄層と安野層の層序

前 田 四 郎* 渡 辺 喜 興**
大 塚 澄 夫* 川 辺 鉄 哉*

The Fundamental Stratigraphy of the Late Tertiary Kiyosumi and the Anno Formations along the Inokawa River in the Central Boso Peninsula

Shiro MAEDA, Yoshioki WATANABE, Sumio OHTSUKA
and Tetsuya KAWABE

Abstract

The Amatsu Formation and the Toyooka Subgroup consisting of the Kiyosumi and the Anno Formations are well exposed along the Inokawa River, the uppermost tributary of the Obitsu River which runs northwestward from the northern foot of the Kiyosumi mountain (315 m) in the Boso peninsula.

The valley of the Inokawa River is one of the areas well-known for the distribution of the Toyooka Subgroup and the basal member of the Kazusa Group. The writers observed on the stratigraphy of the Kiyosumi and the Anno Formations along the Inokawa River paying the special attention to the rhythmic aspects of sediment, the development of conglomerate, and the existences of pyroclastic layers, such as white or pink or so-called gomashio tuffs, pumice and scoria. Some results of the present work are as follows:

1) The Kiyosumi Formation, consisting mainly of sandstone with thin bedded siltstone and conglomerate, is subdivided into three members, namely the lower conglomeratic sandstone (about 45 m thick), the middle sandstone (about 140 m thick) and the upper sandstone (about 80 m thick) by the lithologic facies and the sedimentation of the strata.

2) The Anno Formation which is characterized by the alternation of tuffaceous sandstone and siltstone with many kinds of pyroclastic sediments, is subdivided also into three members, i. e., the lower siltstone (about 95 m thick), the middle alternation of sandstone and siltstone (about 85 m thick) and the upper sandstone (about 120 m thick).

It is remarkable that the middle alternation contains abundantly so-called gomashio

* 千葉大学理学部地学教室

Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Chiba University

** 日特建設株式会社 Nittoc Construction Co., Ltd. Tokyo

tuff in several horizons, but that the upper sandstone is interbedded frequently with rather thin scoria which is black or dark in colour.

3) In this surveyed area the thickness of the Anno Formation is more or less larger than that of the Kiyosumi Formation, compared with the case in other areas where two Formations are distributed.

4) The thickness of the Kiyosumi Formation in the Inokawa River area is almost same as that of the Formation in the Ubara area along the Pacific Ocean, but the lithologic facies is somewhat different from each other between two areas, namely the conglomerate facies is developed considerably in the Inokawa River area, but it is very rare in the Ubara area.

5) In the Inokawa River area the carbonaceous layers which contain fossil pollen grains and spores are abundant, but in the Ubara area they are rather few.

6) The Kiyosumi and the Anno Formations in this area yield microfossils such as foraminifers and calcareous nannoplanktons, but macrofossils are very rare.

I 緒 言

房総半島中部、小櫃川^{おびつ}上流地域には豊岡層群の中・下部を占める清澄層、上部を占める安野層及び上総層群の基底部の黒滝層が典型的によく発達している。このたび清澄層・安野層の堆積学的・地史学的研究の基礎としての正確な層序を明らかにする目的をもって、小櫃川上流の猪ノ川流域を特に選び、両層の層序学的研究に従事した。

野外調査に当ってはスコリア、白色凝灰岩、桃色凝灰岩、ゴマシオ状凝灰岩などの火砕岩や偽層、スランプ構造、フレーム構造などの堆積構造にも注意を払って調査した。柱状図は100分の1の縮尺をもって、特に重要な火砕鍵層の柱状図は10分の1の縮尺をもって作成した。

本研究によって清澄層を3区分し、また安野層をも3区分した。また清澄層から多くの有孔虫が産出することを確認した。

本文では明らかとなった若干の事実について、その概要を述べてみたいと思う。

なお本研究を行なうにあたり、千葉大学理学部地学教室の坂上澄夫博士をはじめ松本みどり、沢野 弘、小林博明、横川生朗、八田明夫、今宮 謙、佐竹博之、井伊博行の諸氏ならびに東京都貫井中学校の福田鉄雄氏には野外および室内において種々と貴重なご注意をいただいた。また野外調査に際しては東京大学農学部附属演習林郷台作業所の職員の方々にお世話いただいた。上記の方々に対してここに厚く感謝の意を表する次第である。

II 研究 史

房総半島中部には新生界が広く分布し、かつよく露出していて、これまでに多くの人々によって研究されてきた。その主なものとして脇水 (1901a, b; 1933) は東大附属演習林の地質を調査し、地層区分を行い、植田 (1930, 1933) は当地域を含む房総半島北部の新生界の層序区分を行なった。小池 (1951) は黒滝層の分布状況や堆積物の特徴を明らかにするとともに、黒滝不整合の形成機構を究明した。また藤田・陶山 (1952, 1953) は房総半島中央部に分布する中部鮮新統の堆積機構の研究を行ない、房総研究グループ (1957) は層序を明らかにした。三梨 (1954) は火砕岩層に着目して、湊川・小糸川間の地質について論じ、大原・高橋 (1975) は黒滝層の古環境と安野層の火砕岩とを研究した。徳橋・岩脇 (1975) は安野層中の2層準の砂泥互層を対象に単層解析を試みた。東大附属演習林地域の地質は脇水 (1901) 以外では大塚 (1937)、沢田 (1939)、小池・西川 (1955) らによって研究されてきたが、最近公表された研究として

は飯島・池谷 (1976) の調査があり、この研究成果は清澄山地域の地質に関し多くの知見を与え、当地域の今後への研究の基礎をつくったものといえる。また MAEDA・SAWANO (1978) は安野・黄和田両層の石灰質ナノプランクトン化石に関する研究を行なった。

III 地質概観

調査地域は小櫃川上流の猪ノ川上流にそって東西約1.5km、南北約3kmの範囲である(第1図)。この地域は元清澄山(344.2m)と清澄山(365m)とを結ぶ山嶺線の北側に位置する。

調査地域内には下位から天津層、清澄層、安野層、黒滝層がほぼ東西方向にのび、比較的広く分布する(第2、3図)。黒滝層は猪ノ川下流の黒滝附近を模式地とし、安山岩質凝灰岩、砂岩、凝灰質砂岩、頁岩及び凝灰質頁岩などからなり、最下部には安山岩質凝灰質砂岩の小礫ないし中礫及び古期のチャート、砂岩、頁岩などの小礫を含む基底礫岩があり、この礫岩は下位の豊岡層群上部の安野層を不整合におおう。

猪ノ川の最上流地域に佐久間層群最上部の天津層が露出する。本層は房総半島中部で最も厚いが、西と東の両方向で次第に薄くなる。

IV 清澄層

本層は千葉県安房郡天津小湊町にある清澄山を模式地とする。調査地域における本層は岩相に基づき下位から下部礫質砂岩部層、中部砂岩部層、上部砂岩部層に3区分される(第4図その1参照)。なお下部礫質砂岩部層と中部砂岩部層との境界は下部部層中に存在する礫の消滅をもって、また中部砂岩部層と上部砂岩部層との境界は堆積サイクルにおける砂岩の厚さの変化、すなわち中部部層は比較的薄い砂岩を含むサイクルよりなることが多いが、しかし上部部層は比較的厚い砂岩を含むサイクルよりなることをもって部層区分の基準とした。

1) 下部礫質砂岩部層

岩相：本部層は厚さ約1mの級化する青灰色の砂岩が卓越し、それに加えて

第1図 位置図

第2図 猪ノ川にそう天津層(1)、清澄層(2)、安野層(3)、黒滝層(4)の分布
a—b: 地質断面の位置(第3図参照)

第3図 地質断面図(第2図のa—bにそう)
記号は第2図の記号に一致する

厚さが10~30cm の灰色シルト岩*を頻繁に挟み、砂岩中に細礫を含むことで特徴づけられる。厚さは約45m である。本部層には細礫を含む砂岩が数枚存在する。細礫の多くは砂岩の基底に存在する。礫は径2~5mm のものが多いが、ときに径10mm に及ぶものを含み、それらは概して亜角礫をなし、円礫は比較的少ない。礫岩の基質は暗灰色粗粒砂岩で、やや堅硬質である。礫種としては赤色チャート、灰色チャート、乳白色珪質岩、黒色珪質粘板岩、暗灰色硬質砂岩、黒雲母石墨片岩、緑色片岩などがみられ、これら礫中に結晶片岩礫が含まれることは興味深いことである。

本部層中には軽石質砂岩が比較的多くみられ、特に最下部では厚さ約3m のものが存在する。また厚さ2~7cm のスコリアがときおり挟まれ、さらに特記するに値するものとして本部層の上限より約18m 下位に厚さ約2cm の白色細粒凝灰岩が、また同様に上限から約20m 下位に厚さ約5cm の淡桃色細粒凝灰岩が挟在し、これらは鍵層として層序の対比に役立つ。また砂岩とシルト岩にはしばしば炭質物の薄層が存在する。なお調査地域外の本層中の炭質物の含まれる部分からは *Salix*, *Cryptomera*, *Sequoia* などの花粉の産出が明らかとなっている(前田・外:1977)。

有孔虫化石はシルト岩中にかなり多く含まれるが、今回は底棲種だけを取り扱った。そして本部層では下限より約15m 上位の層準と、下限から約30m 上位の層準とのシルト岩を対象として検討した。下限より約15m 上位の層準においては *Bulimina nipponica* ASANO と *Melonis parkerae* (UCHIO) が優勢である。その他、*Uvigerina proboscidea* SCHWAGER, *Meronis pompilioides* (FICHTEL & MOLL), *Stilostomella lepidula* (SCHWAGER), *Bolivinita quadrilatera* (SCHWAGER), *Fissurina* spp., *Pyrgo* sp., *Dentalina* sp.などを産出する。

下限より約30m 上位の層準において *Melonis parkerae* (UCHIO), *Lenticulina* sp., *Pyrgo murrhyna* (SCHWAGER) を優占種とする。その他産出種のうち主要なものは *Meronis pompilioides* (FICHTEL & MOLL), *Stilostomella lepidula* (SCHWAGER), *Bulimina nipponica* ASANO, *Dentalina* sp., *Fissurina* sp. である。

下位の天津層が泥岩に富んでいるのに対して本部層は礫岩や粗粒砂岩が優勢に存在するので、天津層から明瞭に区分することができる。堆積サイクルは明瞭でない。

2) 中部砂岩部層

岩相：本部層は主に厚さ1~2m の青灰色の砂岩よりなり、シルト岩を伴い、小さい堆積サイクルが存在する。厚さは約140m である。1サイクルは厚さ約2m の厚い砂岩と厚さ10~20cm の薄いシルト岩との互層から、次第に厚さ10~20cm の砂岩と厚さ5~20cm のシルト岩との頻互層へと漸移していく。1サイクルの各々の厚さは約15m であり、本部層においては7つの小堆積サイクルが認められる。本部層の砂岩は一般に細粒ないし中粒で、なおほぼ中部層準には軽石質砂岩を集中して挟まれる。

火砕岩鍵層：本部層中には主な火砕岩鍵層として Ki-1 と Ki-2 とがある。

Ki-1 は2枚のゴマシオ状凝灰岩とその上位にある厚さ約28cm のスコリアとからなり、厚さは約340cm である。2枚のゴマシオ状凝灰岩は下部のものは約120cm で、上部のものは約57cm である。スコリアと上部のゴマシオ状凝灰岩との間には凝灰質シルト岩及びシルト岩を挟む凝灰質砂岩がある。この Ki-1 は HKt (三梨・矢崎 1959), K1 (飯島・池谷 1976) にほぼ相当する。

Ki-2 はフレーン構造をもつ厚さ約3cm の下部の白色細粒凝灰岩と、コンボリュート構造を示す厚さ約6cm の上部の白色細粒凝灰岩とから構成される。下部の白色細粒凝灰岩の下位にはこれに接して厚さ約15cm のシルト岩とさらにその下位に厚さ約19cm の砂岩とが存在する。上部の白色細粒凝灰岩の上位にはこれに接して厚さ約4cm のシルト岩があり、このシルト岩はさらに上位にある厚さ約12cm の凝灰質砂岩へ漸移する。上述のフレーン構造とコンボリュート構造をそれぞれ示す2枚の白色凝灰岩の間には厚

* 本層中のシルト岩からは石灰質ナノプランクトン化石を比較的によく産出するが、それらは安野層中のものと比較するとやや保存がよくなく、目下詳細に検討中である。

さ約28cmの凝灰質砂岩 Ki-2が挟まれる。この Ki-2は上部砂岩部層と中部砂岩部層との境界付近にあるので、部層区分上一つの目標となる。また砂岩に炭岩に炭質物を含む葉理がしばしば発達している。本部層は砂勝ちとなることによって下位の礫質砂岩部層から明瞭に区分される。

3) 上部砂岩部層

岩相：本部層は厚さが1～3mの青灰色の砂岩を主体にし、厚さ約10cmのシルト岩を頻繁に挟み、厚さは約80mである。本部層では厚さ約3mの厚い砂岩と、厚さ約10～20cmの薄いシルト岩との互層から、次第に厚さ約3mの砂岩と厚さ約5～20cmのシルト岩との頻互層に漸移していく。本部層の砂岩は中部部層の砂岩より一般に厚いことが特徴である。本部層においては4つの小堆積サイクルが認められる。そのうち厚いのは最下部に存在する約35mのものであるが、薄いものは約10mである。砂岩は細粒ないし中粒である。本部層中では中部砂岩部層との境界から約35m上位の層準に厚さ約2cmの白色細粒凝灰岩と厚さ約10cmの粗粒ゴマシオ状凝灰岩とが存在するが、その他の層準には火砕岩はほとんどみられない。また砂岩に炭質物の葉理が発達するが、上位の安野層との境界付近では炭質物は概して少ない。有孔虫化石については本部層の下限から約20m上位の層準と、同じく下限から約40m上位の層準において検討した。下限から約20m上位の層準においては *Bulimina nipponica* ASANO, *Bolivinita quadrilatera* (SCHWAGER), *Uvigerina* spp. が非常に多く、*Stilostomella lepidula* (SCHWAGER), *Oolina melo* D'ORBIGNY, *Pyrgo* sp., *Gyroidina* sp., *Quinqueloculina* sp. などが産出する。

下限から約40m上位の層準においては優占種は *Bolivinita quadrilatera* (SCHWAGER) で、また *Dentalina* sp., *Lagena* sp., *Cibicides* sp. などが含まれる。

本部層は下位の中部砂岩部層に比べ、岩相がほとんど変化しないように思われるが、前述したように下位の中部砂岩部層とは堆積サイクルの変化によって区分される。清澄層の下限から上限までの厚さは約265mであると推定される。本層からは上述のように微化石は産出するが軟体動物化石は乏しい。

V 安 野 層

調査地域内に本層の模式地があり、本層は岩相に基づき下位より下部シルト岩部層、中部砂岩・シルト岩部層、上部砂岩部層に3区分される(第4図その1・その2参照)。

1) 下部シルト岩部層

岩相：本部層は厚さ1～10mの灰色から暗灰色のシルト岩*を主体とし、これに薄い細粒から中粒の砂岩、まれに凝灰質砂岩とそれにごく薄い凝灰質シルト岩とを挟み、厚さは約95mである。なお本部層の下限から約25m上位の層準に1～3mの比較的厚い塊状砂岩がみられる。砂岩は青灰色であるが、しかしまれには黄灰色を呈することがある。本部層の中部層準には厚さ約10cmの薄い凝灰質砂岩を数枚挟み、ゴマシオ状凝灰岩は中粒から粗粒のものが多く、厚さは10～20cmの範囲にある。

火砕岩鍵層：本部層の主な火砕岩鍵層には An-1(後述)があり、この鍵層は3枚の火砕岩からなる。すなわち、そのうち最下部のものは下限から約25m上位の層準にある厚さ約5cmの白色細粒凝灰岩である。この白色細粒凝灰岩の上位に存在する岩相は、下部から順に厚さ約6cmの凝灰質シルト岩、厚さ約5cmのシルト岩、厚さ約14cmの白色細粒凝灰岩、厚さ約11cmの砂質シルト岩、厚さ約92cmの塊状シルト岩、厚さ約7cmの細粒凝灰岩が重なる。この火砕岩鍵層 An-1は AN-1(大原・高橋1975)のさらに上位に厚さ約10cmの凝灰質シルト岩を加えたものである。

また本部層中で特に注目し値するものとしては、An-1の上位約20mの層準に挟まれる厚さ約3cmの桃色細粒凝灰岩が挙げられる。この桃色凝灰岩は一部においてはかなり鮮明な桃色を呈するが、ところによっては風化が進んでいて観察しにくいこともある。本部層は下位の清澄層に比べ岩相が明瞭に変化して

* 安野層中のいずれの層準のシルト岩からも花粉・孢子化石が産出すると考えてよからう(前田・外, 1977)。また本層産の石灰質ナンノプランクトン化石は保存も良い(前田・外, 1979)。

第4図(その2) 猪ノ川地域における安野層の柱状図

(その1)の6の上に順に7, 8, ……13が重なる。6~11, 13: 猪ノ川本流, 12: 支流の瀬稲沢。柱状図の諸記号及び数値は第4図(その1)と同じ。An 1~An 7: 安野層中のそれぞれの鍵層
(5): 安野層下部部層と同層中部部層との境界, (6): 安野層中部部層と同層上部部層との境界,
(7): 安野層上部部層と黒滝層との境界
a: 礫岩, b: 偽礫, c: 砂岩, d: 泥炭岩, e: シルト岩, f: スコリア, g: 凝灰岩, h: ゴマシオ状凝灰岩, i: 異状堆積層

いる。

2) 中部砂岩・シルト岩部層

岩相：本部層は厚さが50cm～2mのシルト岩と厚さ20cm～2mの軽石質ないし凝灰質砂岩との互層よりなることが特徴で、しばしば厚さ数cmの砂岩の薄層を挟在する。本部層の厚さは約85mである。本部層の下部には厚さが1～2mの軽石質砂岩が多くみられるが、なお本部層は中粒ないし粗粒の厚さ10～20cmのゴマシオ状凝灰岩、また厚さ約5cmの白色細粒凝灰岩ないし灰色細粒凝灰岩及び薄いスコリア層をしばしば挟む。

火砕岩鍵層：鍵層としてはAn-2とAn-3との2組が認められる。An-2は本部層の最下部にあり、2枚のゴマシオ状凝灰岩とその上位にある厚さ約2cmの淡桃色細粒凝灰とによって構成される。2枚のゴマシオ状凝灰岩は上部が約30cmの厚さをもち、下部のゴマシオ状凝灰岩は粗粒で約5cmの厚さをもつ。上部のゴマシオ状凝灰岩は粒度が垂直的に変化していて、下位より中粒（厚さ約9cm）、細粒（厚さ約4cm）、中粒（厚さ約17cm）となっていて、An-2の中部層準にスコリアの薄層を伴う。

次にAn-3であるが、この火砕岩鍵層は本部層の上部層準にあり、下部の厚さ約4cmの細粒ゴマシオ状凝灰岩と、上部の厚さ約10cmの白色細粒凝灰岩とからなる。

本部層の下限から上位約25mの層準と、その上位約15mとの間に異常堆積がみられる。

3) 上部砂岩部層

岩相：本部層は厚さが20～50cmの砂岩を主体とし、これに厚さ約10cmの薄いシルト岩を頻繁に挟むことで特徴づけられる。なお本部層には中粒ないし粗粒の多くのスコリア層を挟在し、ところにより凝灰質シルト岩や軽石質シルト岩を挟む。本部層の厚さは約120mである。本部層の下限からその上位約20mまでの間は凝灰質砂岩が優勢である。灰色シルト岩の偽礫を含む砂岩が本部層の下限より上位約45mと、上位約46mとの2層準に認められる。本部層の上部層準には数枚の軽石質砂岩が存在する。また最上部層準である本部層の上限と、この上限から約12m下位の層準との間にはしばしば泥灰岩や礫岩が存在する。本部層中にみられるゴマシオ状凝灰岩の枚数は中部砂岩・シルト岩部層に挟在するものと比べ数においては劣っているが、しかし厚く、粒度は粗粒のものが多く、本部層上部においては厚さ約5cmの薄いゴマシオ状凝灰岩が多く認められるが、白色細粒凝灰岩は少ない。

火砕岩鍵層：本部層中には主な火砕岩鍵層としてAn-4、An-5、An-6、An-7の4組が認められる。An-4は下部の厚さ約8cmの灰白色中粒ゴマシオ状凝灰岩と上部の厚さ約16cmの暗灰色粗粒ゴマシオ状凝灰岩とから構成される。下部の中粒ゴマシオ状凝灰岩の下位約56cmには厚さ約2cmの細粒スコリアがあり、これは比較的目だが、この上方に順に厚さ約2cmの白色細粒凝灰岩、厚さ約1cmの凝灰質シルト岩、厚さ約2cmの白色細粒凝灰岩が続く。この白色細粒凝灰岩はこの上位にある厚さ約4cmの灰色細粒凝灰岩に漸移する。さらにこの上位に厚さ約9cmのシルト岩が続き、その中部層準にはスコリアが混在し、また葉理が比較的よく発達している。シルト岩の上位に厚さ1cmの細粒スコリア、厚さ11cmの凝灰質シルト岩、厚さ約24cmのシルト岩があり、前述のゴマシオ状凝灰岩へと連続する。An-4は大原・高橋（1975）のAN-4にほぼ相当する。

An-5は下部の白色細粒凝灰岩と上部のスコリア質砂岩とからなり、この2層で厚さが約14cmとなる。下部の白色細粒凝灰岩と上部のスコリア質砂岩との境に厚さ約0.5cmの細粒スコリアがみられる。下部の白色細粒凝灰岩の下位には厚さ約25cmのシルト岩と厚さ約5cmの粗粒ゴマシオ状凝灰岩とが存在する。上部のスコリア質砂岩の上位には厚さ約7cmのシルト岩と厚さ約5cmの暗灰色粗粒ゴマシオ状凝灰岩とが重なる。上部のスコリア質砂岩は、当調査地域の西方の湊川の滝見橋上流約300mにおいては岩相がやや変化し、スコリアとなっている。

An-6は厚さ約1cmの淡桃色細粒凝灰岩からなる。^{せいな}瀬稲沢では風化作用がかなり進み、とぎれとぎれになっていてはっきりしない。この淡桃色細粒凝灰岩の下位には下方に順に厚さ約8cmの砂質シルト岩、

厚さ約11cmのシルト質砂岩、厚さ約9cmの灰色細粒凝灰岩が存在する。このAn-6は三梨(1954)のYapに相当する。

An-7は下部の厚さ約27cmの凝灰質シルト岩と、中部のスコリアを含んでいて明瞭な葉理が発達する厚さ約58cmの白色細粒凝灰岩と、さらに上部の厚さ約5cmの灰白色中粒ゴマシオ状凝灰岩とから構成され、厚さは約90cmである。

堆積構造：特徴ある構造としてフレーム構造がみられる。これは黒滝不整合面の下位、約35mと約40mとの2層準に発達し、厚さがそれぞれ約10cmの白色細粒凝灰岩中に存在するものである。

本部層は下位層とは岩相がかなり明瞭に変化している。安野層の層厚は300~320mと推定される。本層は有孔虫や石灰質ナンノプランクトン化石は多産するが、軟体動物化石はかなり乏しい。

VI 鵜原地域の清澄層との岩相上の比較

1) 火砕岩鍵層による検討

鵜原地域において重要な鍵層にはHKt(三梨・矢崎 1958)とKY1(浜田 1977)とがある。HKtは鵜原地域においては厚さ約120cmのゴマシオ状凝灰岩とその上位にある厚さ約5cmと約45cmとの2枚のスコリアとの組合せよりなる。一方、猪ノ川流域の同一層準と考えられる部分には厚さ約120cmを示し、葉理の発達したゴマシオ状凝灰岩が存在し、そしてその上位約30cmには厚さ約55cmの中粒ないし粗粒のゴマシオ状凝灰岩が、さらにその上位約1mには厚さ約30cmのスコリアが認められる。

両地域を比較すると、鵜原地域においては1枚であったゴマシオ状凝灰岩が猪ノ川流域においては2枚に増えている。またスコリアに関してはゴマシオ状凝灰岩の場合とは対照的に鵜原地域においては2枚であったスコリアが猪ノ川流域においては1枚になり、厚さも薄くなっている。さらにスコリアとゴマシオ状凝灰岩との間の岩相について検討してみると、猪ノ川流域においてはスコリアに近接する部分は砂岩質であるが、鵜原地域においては泥岩質になっている。以上のような相異点は確かに認められるが、両者は共に下位のゴマシオ状凝灰岩と上位のスコリア層との組合せからなることが明確であって、同一の火砕岩鍵層であると推定される。

KY1はコンボリユート構造が発達し、厚さが約80cmの白色細粒凝灰岩である。これは太平洋岸の広範囲に連続するうえ、下位にある厚さ約50cmのゴマシオ状凝灰岩や厚さ約15cmのスコリアと組合わせて火砕岩鍵層となる可能性があるように考えられてきた(浜田:1977)。しかし猪ノ川流域の同一層準と考えられるところには厚さ約20cmの白色細粒凝灰岩が存在するだけであり、ゴマシオ状凝灰岩やスコリアは存在しない。したがって両地域に明瞭な連続性はみられない。しかし猪ノ川流域においてこの白色凝灰岩の下位には厚さ10~30cmのシルト岩を頻繁に挟む厚さ約7mの軽石質砂岩が存在し、この軽石質砂岩中の上部層準には軽石の葉理が顕著に発達している。太平洋岸の鵜原地域によくあらわれているKY1をしいて猪ノ川地域に対比するとすれば、鵜原地域のKY1は、猪ノ川流域においてシルト岩を頻繁に挟む約7mの軽石質砂岩とその上位に接続する厚さ約20cmの白色細粒凝灰岩とに対比できるであろうと思われる。

猪ノ川流域における顕著な鍵層としてはKi-2(上述)があり、これは約6cmのコンボリユート構造を示す上部白色細粒凝灰岩と、厚さ約3cmのフレーム構造をもつ下部白色細粒凝灰岩との組合せよりなり、一方、鵜原地域のほぼ同一層準と推定される層準においても厚さ約17cmの白色細粒凝灰岩が存在している。しかし鵜原地域においてはこの白色細粒凝灰岩はコンボリユート構造も、またフレーム構造もなしていないし、そのうえ2枚存在するというものもない。このように両地域では堆積構造がかなり異っているが、鵜原地域の白色凝灰岩を一応とりあえず猪ノ川流域のKi-2に対比しておく。

2) 層厚による検討

猪ノ川流域の清澄層は3区分されるが、下部礫質砂岩部層と中部砂岩部層との境界は、下部部層に含ま

れる礫岩の消失する上限を基準とし、そして中部砂岩部層と上部砂岩部層との境界は、上述の4項のように堆積サイクルを構成する砂岩の厚さの変化、すなわち中部部層は上部部層ほど厚い砂岩を含まないことに基づいて区分されている。そして下部部層の厚さは薄くて約45m、中部部層は厚くて約140m、上部部層の厚さは約80mである。鵜原地域の清澄層は岩相により下位から下部部層(砂岩層)、中部部層(砂岩・シルト岩互層)、上部部層(砂岩層)に3区分されるが、鵜原地域では本層の最下部は露出していないので、正確な層厚は測定できないが、少なくとも250m以上である。房総東部の鵜原地域と房総中部の猪ノ川流域では火砕岩鍵層 Ki-1 (≒HKt) から安野層の下限までの間の層厚変化はあまり認められない。

C) その他の点による検討

鵜原地域の清澄層の下部部層には、猪ノ川流域の清澄層の下部礫質砂岩部層に含まれている細礫はかなり乏しい。また猪ノ川流域の清澄層全般にわたって比較的良好な炭質物の葉理は、鵜原地域においては比較的乏しい。

VII 要 約

房総半島中部で東西に広く分布する清澄層及び安野層の堆積学的、地史学的研究の基礎として猪ノ川流域の両層の層序を詳細に調査し、また清澄層の層序を太平洋岸の鵜原地域の層序と比較検討した。その結果判明した諸事実や若干の考察とを記してまとめとする。

1) 清澄層及び安野層は主として岩相に基づきそれぞれ3区分される。すなわち清澄層は礫岩の存否や堆積サイクルを構成する単層の厚さを基準にして下部礫質砂岩部層・中部砂岩部層・上部砂岩部層に区分される。厚さは下部礫質砂岩部層が約45m、中部砂岩部層が約140m、上部砂岩部層が約80mと推定される。

2) 安野層は下位より厚さ95mの下部シルト部層、厚さ約85mの中部砂岩・シルト岩部層、厚さ約120mの上部砂岩部層に区分される。猪ノ川流域においては安野層の中部砂岩・シルト岩部層中にゴマシオ状凝灰岩を頻繁に挟在し、これに比べ上部砂岩部層中には多くのスコリアを挟むのが特徴である。

3) 従来、清澄層及び安野層の層厚に関しては清澄層のそれが安野層のそれに比べて一般的には厚いように考えられていたが(沢田:1939, 他)、当地域では清澄層の層厚が約265m、安野層のそれが300~320mで、安野層の層厚が清澄層のそれよりやや厚いといえる。

4) 清澄層の層序を太平洋岸の鵜原地域のそれと比較検討した結果、層厚に関して Ki-1 (≒HKt) の層準から安野層の下限までは、猪ノ川流域の清澄層と鵜原地域のそれとはほとんど変化が認められなかった。

5) 鵜原地域の清澄層の下部部層には猪ノ川流域の下部礫質砂岩部層に含まれている細礫はほとんどみあたらないので、岩相に東西で若干の変化がある。

6) 猪ノ川流域の清澄層全般にわたってみられる炭質物の葉理は鵜原地域においてはやや乏しい。

7) 当地域の清澄層と安野層とは共に有孔虫化石や石灰質ナンノプランクトン化石はかなりよく産出するが、しかし軟体動物化石は乏しい。

参考文献

- 浅賀正義(1974): 黒滝不整合と黒滝層。理科教育研究(千葉県), 13(1), 9-11。
 房総団体研究グループ(1964): 黒滝不整合における削剝量とその意義。地質雑, 70(812), 88-99。
 房総研究グループ(1957): 房総半島新生代層群の地史区分。有孔虫, 7, 32-37。
 藤田至則・陶山国男(1952, 1953): 小櫃川・養老川上流地域の中部鮮新統の堆積機構(1, 2)。地質雑, 58(687), 553-561; 59(688), 25-31。
 浜田成久(1977): 房総半島東部勝浦, 鵜原, 興津付近の地質。千葉大学卒論(MS)。
 飯島 東・池谷仙之(1976): 千葉演習林の地質。東大農学部演習林, 20, 1-38。
 小池 清(1949): 房総半島中部の地質(II)。東大立地研報, 3, 1-6。
 ——(1951): いわゆる黒滝不整合について。地質雑, 57(667), 143-156。

- (1953) : 黒滝不整合こんごの問題. 地質雑, **59**(688), 33-34.
- ・西川 泰(1955) : 千葉県演習林内の地質. 演習林, **10**, 1-6.
- 前田四郎・松本みどり・遠藤秀典(1977) : 千葉県産花粉・孢子化石の概要. 理科教育研究(千葉県), **16**(5), 113-114.
- MAEDA, S. and SAWANO, H. (1978) : Calcareous Nannoplankton from the Anno and Kiwada Formations in the Boso Peninsula (Preliminary Report). *Bull. Choshi Marine Lab., Chiba Univ.*, **10**, 43-59.
- 前田四郎・沢野 弘・川辺鉄哉(1979) : 房総半島の安野層からの石灰質ナンノプランクトン. 地学雑, **88**(1), 20-28.
- 三梨 昂(1954) : 房総半島鬼泪山南部の地質. 地質雑, **60**(710), 461-472.
- ・矢崎清賢(1958) : 火砕鍵層による房総・三浦両半島の新生代層の対比(第1報). 石油技協誌, **23**(1), 16-22.
- ・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. 地質調月報, **10**(2), 82-98.
- 中嶋輝允(1973) : 房総半島にみられる堆積サイクルとフリッシュ型砂泥互層. 海洋科学, **5**, 408-413.
- (1978) : 房総半島におけるフリッシュ堆積物の堆積環境. 地質雑, **84**(11), 645-660.
- 尾田太良(1975) : 浮遊性有孔虫化石からみた房総半島上部新生界の古地磁気記録の時代的解釈. 地質雑, **81**(10), 645-647.
- 大原 隆・高橋裕平(1975) : 黒滝層の貝化石と安野層の火山砕屑岩(予報). 千葉大学教養部研報, **B-8**, 115-129.
- 大塚弥之助(1937) : 房総半島に於ける小デッケン構造. 地理評, **13**(3), 201-207.
- 澤田秀穂(1939) : 千葉県夷隅郡勝浦町・興津町・上野村・安房郡小湊町・天津町の地質. 地質雑, **46**(551), 445-450.
- 徳橋秀一・岩脇丈夫(1975) : フリッシュ型砂泥互層の面的単層解析. 地球科学, **29**, 262-274.
- 徳橋秀一(1976) : 清澄層 HK 層準フリッシュ型砂泥互層の堆積学的研究(1, 2). 地質雑, **82**(11), 729-738 ; **82**(12), 757-764.
- 植田房雄(1930) : 房総半島北部の地質(摘要). 地質雑, **37**(441), 250-253.
- (1933) : 房総・三浦両半島に発達する新生代地層の層序. 地質雑, **40**(83), 799-801.
- 山岸忠夫・佐野 誠(1955) : 小糸川上流地域の地質に就いて. 千葉大学文理紀要(自然科学), **1**(4), 288-292.
- 脇水鉄五郎(1901a, b) : 農科大学千葉県下演習林地質予報. 地質雑, **8**(97), 411-424 ; (98), 465-476.

(1979年12月4日受理)