

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—

三梨 昂\* 安国 昇\*\* 品田 芳二郎\*\*

Stratigraphical Section of the Kazusa Group along the Shores  
of the Rivers Yōrō and Obitsu

by

Takashi Mitsunashi, Noboru Yasukuni & Yoshijirō Shinada

Abstract

This paper deals with the stratigraphical sections of the Kazusa group (Pliocene and later) along the shores of the rivers Yōrō and Obitsu in the central part of the Bōsō peninsula, Central Japan.

Twelve formations have been recognized in the Kazusa group from the base, the Kurotaki tuffaceous sandstone to the top, the Kasamori muddy sand, underlying the Kongōchi sand.

The Kurotaki tuffaceous sandstone lies over the Toyooka subgroup, and judging from the observation of key bed, the uppermost part of the Toyooka subgroup is recognized just under the Kurotaki unconformity along the river Obitsu, but it had not been preserved along the river Yōrō, therefore the contact part of Toyooka subgroup with unconformity is presumed to be somewhat stratigraphically lower on the Yōrō area than Obitsu area.

The correlation of this group along both rivers is shown by formation and pyroclastic key beds as follows.

Table 1

Obitsu River Section		Yōrō River Section
Kongōchi sand & gravel 10 m+		Kongōchi sand & gravel 10 m+
Kasamori muddy sand 60 m		Kasamori muddy sand 130 m
Mandano sand & gravel 35 m		Mandano sand & gravel 38 m
Chōnan alternation of sand & mud 65 m		Kasamori muddy sand 20 m
Kakinokidai sandy mud 105 m		Chōnan alternation of sand & mud 76 m
Ichijiku sand & gravel 200 m		Kakinokidai sandy mud 76 m
Kokumoto alternation of sand & sandy mud 350 m±		Kokumoto alternation of sand & sandy mud 320 m
Umegase alternation of sand & mud 455 m		Umegase alternation of sand & mud 525 m
Otadai alternation of sand & mud 190 m		Otadai alternation of sand & mud 540 m
Takamizo mudstone 115 m		Kiwada mudstone 665 m
Kurotaki tuffaceous sandstone 35 m		Kurotaki tuffaceous sandstone 280 m
Toyooka subgroup		

\* 北海道支所

\*\* 元所員

要 旨

房総半島で、上総層群内のおもな累層が典型的に発達しているのは、養老川・小櫃川流域であるが、こゝにみられる地層の細部について、とくに火砕鍵層を注視し、1/100 地質柱状図を作成した。その結果をこゝに記載する。

また、層序の記載では、これら柱状図に示した各層と、火砕鍵層によつて対比した隣接地での各地層名との関係をつけ加えた。

なお、調査ならびに執筆の担当は、ほゞ次のようである。

黒滝層——国本層：三梨・安国

柿ノ木台層——笠森層：品田

1. ま え が き

房総半島の更新世・鮮新世の地層は、厚く、かつ比較的連続して発達しているところから、年代論・対比論の対象として知られているところであるが、さらに最近では、堆積学的な方向に研究が進められようとしている。

われわれは、上部新第三系中に賦存する型の天然ガス鉞床の調査方法の研究対象として、房総半島中部を選び調査を行なつてきた。この地域の調査はその一環である。

本調査後行なわれた調査結果を併わせると、夷隅川一房総西岸間での国本層以下の地層については、火砕鍵層により地層をいくつかの堆積期間(項時)に区切つて、地層の質的、量的な比較を進めるための基礎的な作業はほとんど完了したものと思われる。

この報告には、今後公表される諸報文、およびガス田図幅等のための予備的な基礎資料としたいところから、冗長をおそれつつも、全柱状図を掲げた。

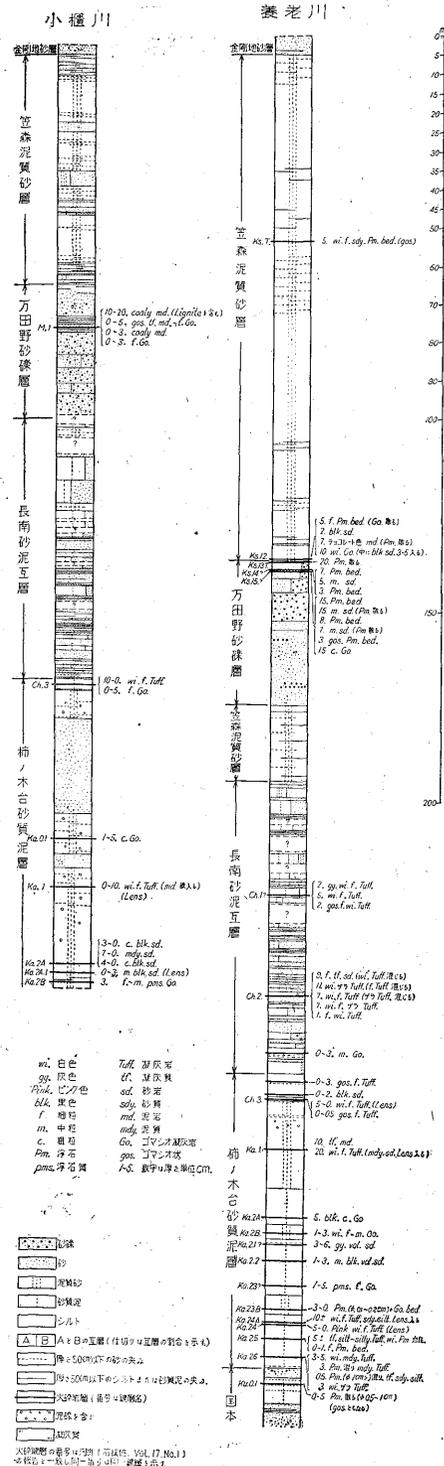
この資料が、ガスの開発のための、また層序学的な、あるいは今後行なわれる堆積学的な研究の一助ともなれば、幸である。

2. 調査地附近の地質構造および層序の概要

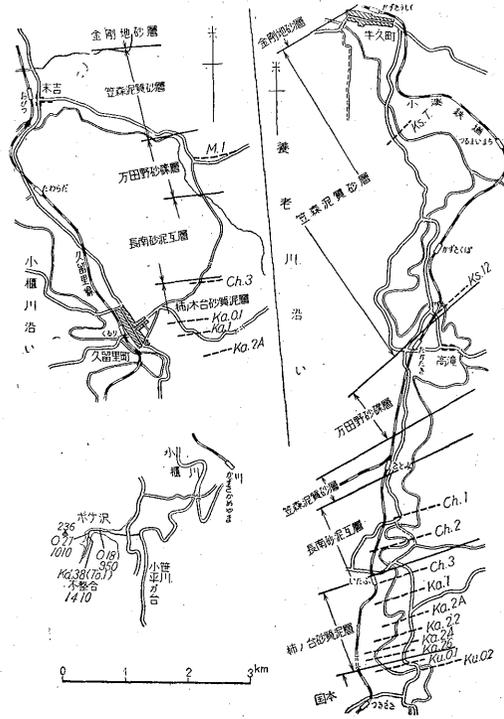
房総半島中北部では、東西の一般走向をもつて褶曲する佐久間層群および豊岡厩層群の上位に、黒滝不整合を境として、上総層群がほゞ東西の走向で北方に傾斜している。

この地域では、黒滝不整合の下位(層厚100~200m)の部位が、最も傾斜が急であり(局所的には逆転)、順次上位、北方に緩く、黒滝不整合附近で45~30°、国本層で7~8°、笠森層で5~6°を示している。

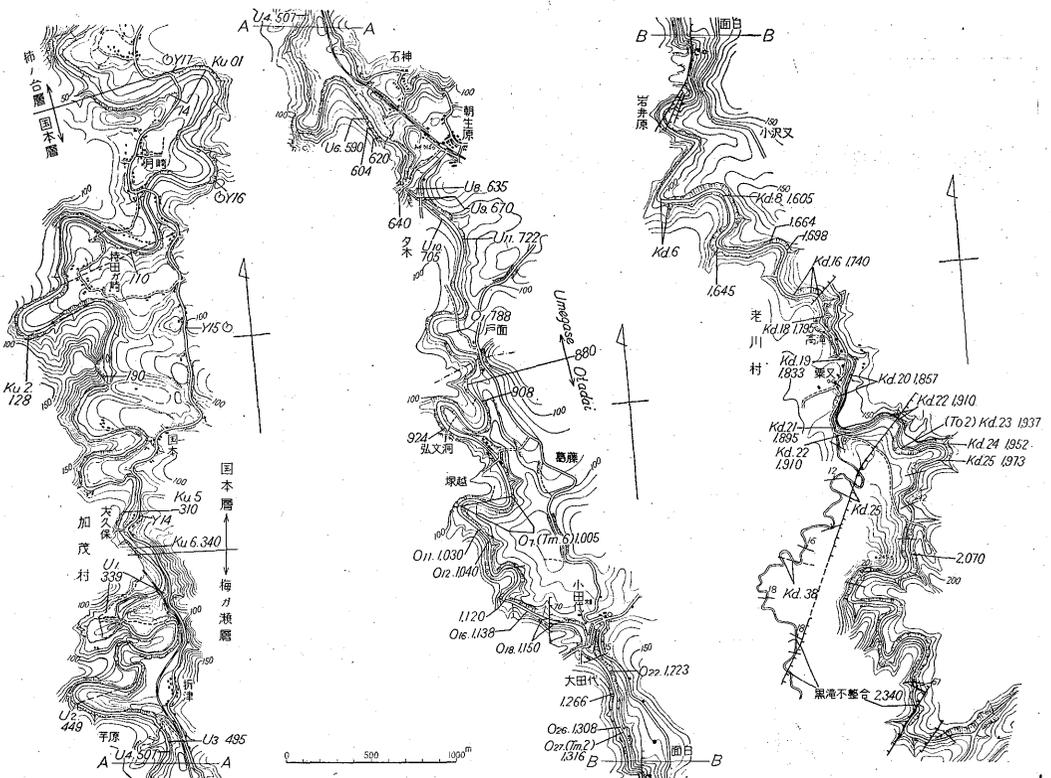
養老川・小櫃川は、これらの地層を、ほゞ傾斜方向に切つて北流する。



第 1 図 養老川・小櫃川の上総層群の層序

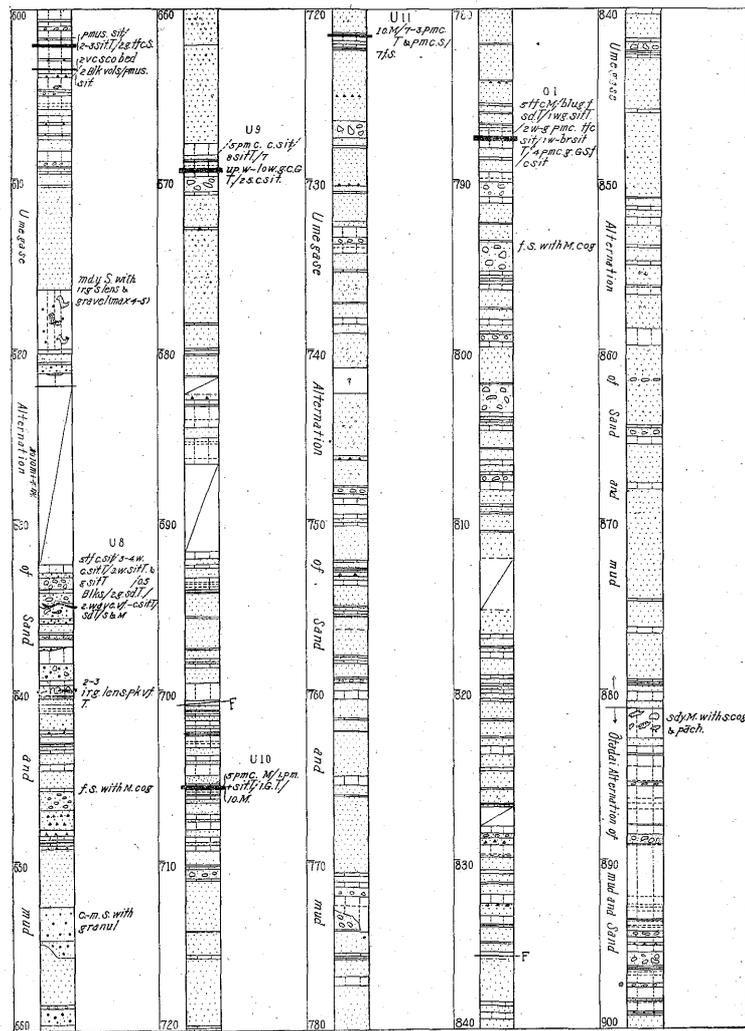


第 2 図

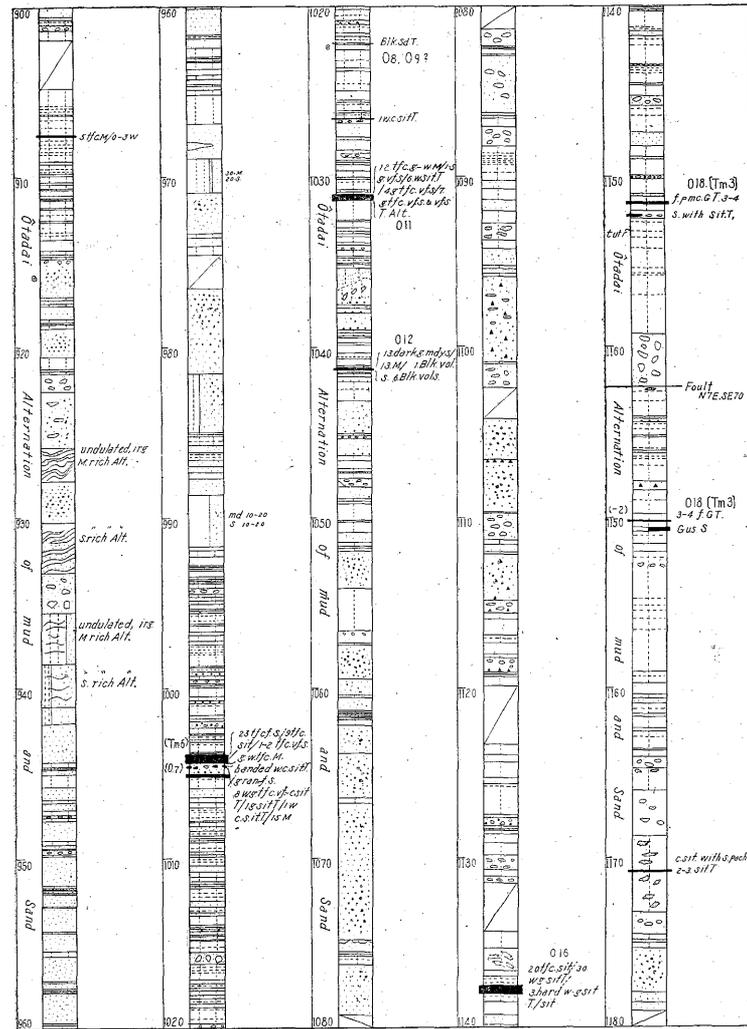


第 3 図





第 4 図 c



第 4 図 d





3. 層序各説

3.1 黒滝凝灰質砂岩層 (植田房雄<sup>20)</sup>)

模式地: 千葉県君津郡龜山村・小櫃川中流黒滝  
滝を作っている凝灰質礫岩の下限より, 下流へ約70m  
の凝灰質泥質砂の上限まで。

火砕鍵層からは, 本層上限 (黄和田泥岩層との漸移部) 附近に, Kd 23 (To 2)<sup>註1)</sup>があり, 基底礫岩の1m上に Kd 38 (To 1)<sup>註1)</sup>がある。

層厚・岩相: 模式地で約40m, 薄い所で20~30m, 最も厚い養老川で約300mを示す。

おもに凝灰質砂岩 (安山岩質) からなり, 模式地では, 最下部6mに, 安山岩および同質凝灰岩, 古生層の砂岩・頁岩等の礫を含む凝灰質礫岩層<sup>註2)</sup>がある。

この礫岩層は模式地で最も厚く, 分布範囲は, 高后畑から本層模式地附近までに限られ, また地層の堆積形態からみると, 最も収斂している部分および不整合面に対し, 最も上位の層位が近く接しているところにあたる。

(側方関係の項参照)

上下関係: 上位の黄和田層には, 数mの漸移部をもつて整合に覆われ, 下位の豊岡亜層群を不整合に覆う。模式地では, 湊川・小糸川・笹川附近での不整合面の下位約200mの層位 (Yap 鍵層<sup>12)</sup>) より, さらに下位の層位と接している。

側方関係: 黒滝不整合の直上の層位には, 凝灰質の砂岩・礫岩が, 分布上一連の地層として発達しているが, 各地域で, その層位や地層の堆積形態が異なっている。

養老川およびそれ以東でみられる黄和田泥層のほとんど全部の層位は, 養老川—笹川 (小櫃川支流) —ボケ沢間で, 下位より順次本層と西へ側方連続の関係になる (黄和田層の項参照)。また, ボケ沢以西では, 岩相上および層位的に, ほぼそのまま小糸川附近まで続き, 房総半島西岸では, 小池<sup>9)</sup>の竹岡凝灰質角礫岩層と十宮凝灰質砂岩層の境附近に, 本層模式地で基底礫層の1m上位にある Kd 38 (To 1) がある。

堆積形態: 黒滝不整合の不整合面に対する上位層の堆積形態は, 収斂の地域と overlapping の地域とがあるようであるが, 本地域の加勢附近から, 笹川—ボケ沢では, 収斂状の形態を示す。

前述する通り, 養老川およびそれ以東の黄和田層は,

註1) 湊川—高溝で十宮層中にあるものに命名した鍵層名<sup>12)</sup>

註2) 小池清は, この礫岩層の部分だけを黒滝層と呼んでいる<sup>9)</sup>。

註3) またこの部分は, 側方で Kd 38 の下位の比較的厚く発達する所での, この鍵層の数 m 下位の層序と同じとみてよい。

いくつかの火砕鍵層に挟まれる地層 (項) の層厚変化からみると, 西に向かつて収斂しつつ, 下位から順次, 本層上限にはいる。1例をあげると, 養老川で黒滝層の上限から, 730m 上位の大田代層中に挟みこまれる O 27 (第4図 c 1, 316) は, 西へ次第に不整合面に近づき, 笹川支流のボケ沢では O 27 (第6図 c 1, 012) が, 黒滝層の上限より5m 上位にある。また, 一方本層の基底附近の性状についてみると, 本層模式地で基底礫岩層 (厚さ6m) の上限より1m 上位にある Kd 38 (To 1) は, 各地点において不整合面から次に示すような位置にある。

Loc.	不整合面から Kd 38 までの地層の厚さ (m)
黄和田畑上流	32
加勢	6
黒滝	7
三石山東	40
三石北麓	Kd 38 欠除, 不整合より 2m 上位に Kd 38 の約 5m 上位の層位がある
笹川本流	2~2.5
甲坂	4
ボケ沢	2
細野沢	17
高后畑	28~30

すなわち, 加勢—ボケ沢間では, 一部を除いて Kd 38 が不整合面より数m 以内の層位にあることから, 層厚についてみると不整合面と上位層が大体平行といえる。また, Kd 38 から不整合面までの, 2~数mの地層の細かな層序は, 礫岩を除いてはこの範囲では同じ<sup>註3)</sup>とみてよいので, この間では不整合面に対し, 収斂の形態をとっているといえる。

三石山の東と三石山北麓附近では, Kd 38 の欠除している所と, Kd 38 (To 1) から不整合面まで40mに及ぶ所と隣接しているが, この間の関係については, 局所的な不規則な形をした海底の凹地に堆積したものか, または局所的な沈降差によるものかは, 豊岡亜層群の侵食状態が未調査であるのでわからないが, いずれにしても両地点では, 側方での Kd 38 附近の細かな層序と部分的に同じとみてよいので, 東から西に向かつて局所的な overlapping とみられる。

3.2 黄和田泥岩層 (植田房雄<sup>21)</sup>)

模式地: 千葉県君津郡上総町龜山村黄和田畑  
黄和田畑, 小櫃川河底でみられる厚い泥岩層の上限 (砂層の下限) から, 上流へ直距離 1,600m の地点の凝灰質砂岩層との境までの地層。

火砕鍵層からは, 模式地では上限 35m の Kd 2 から,

泥岩と凝灰質砂岩との漸移部にある Kd 38 (To 1) まで。

岩相：模式地では、最上部数mの砂泥互層を除いては、普通数 cm の細～微細粒砂層を僅かに挟むシルト岩層であり、また 2～3 m 以下の火砕層 (粗粒～シルト粒) を挟んでいる。

模式地附近での含砂率は 3%前後で、また火砕層を含めても、全層厚の 5.3～5.4%程度である。第 4 図は、模式地より約 4 km 西にあたる養老川河底のものである。

上下関係：上位の大田代砂泥互層に整合に覆われ、下位の黒滝凝灰質砂岩層を、数mの漸移部をもつて整合に覆う。

層厚・層序：模式地では全層厚 370 m、下半部に凝灰質の泥岩層を挟んでいるが、それ以外は、全層均質なシルト岩である。

模式地での本層の層位は、東に向かつて発散状に層厚を増し、養老川での層厚は、模式地での 2 倍近くになるが、この間全般的に砂層・凝灰質砂層の夾みが多くなり、とくに養老川では、本層の中・下部に多く、次の層位に砂層ないし凝灰質砂と泥岩との砂勝互層が発達する。

なお、Kd 8 下位の砂勝互層およびその上位の泥岩部は、異常堆積層である。この異常堆積層の層位は、側方によく連続し、東へは太東岬附近まで、西へは黒滝附近まで続いている。

側方関係：本層は、養老川附近から、湊川上流までの地域では、上位の砂勝互層と下位の十宮層・黒滝層等の凝灰質砂岩 (を経て不整合) との間にあるシルト岩という岩相・層序を示し、また見掛の分布が続くことから、この黄和田泥層を高溝泥層に、また東へは三又シルト岩から勝浦互層までに対比したりしたが、この調査によつて、そのシルト岩の層位が地域的に著しくずれていることが判明した。

いまこれを、本層模式地で上下限の層位に近い火砕鍵層をとり、Kd 2～Kd 38 項として説明を加えると、養老川―黄和田畑間でみられるこの層序のシルト岩は、ほとんどこの項に属するが、小櫃川中流・黒滝附近では、この項の下部、Kd 38～Kd 23 (第 4 図) までが黒滝層に属し、笹川支流ボケ沢では、Kd 38 より O 27 までが黒滝層に属し、Kd 2～Kd 38 項は非常に収斂された型で、黒滝層中に含まれていることがわかる (黒滝層の項参照)。

いいかえれば、本層の模式地における層位の泥岩層は、ボケ沢までの間で尖滅する。

さらに西方の小糸川附近までは、ほぼボケ沢と同様な岩相および層位的な関係で連続し、高溝附近での本項時の地層は、本層模式地での上部 1/3 の層位まで (Kd 2～Kd 8 (To 1)) が、高溝泥層の最下部 (約 10 m) に属し、

その他の層位は十宮層であるが、十宮層中に局所的に発達する泥岩層 (大塚山泥岩) は、Kd 23 の上位にあるので、黄和田層の中部に対比される。

坂倉勝彦の小平台泥層の下半部は、本層模式地での上位より 2/3 位の層位にあたる (なおこの層位は、約 1 km 西に位置するボケ沢までの間で急激に収斂して黒滝層に移行する)。

### 3.3 大田代砂泥互層

模式地：千葉県市原郡大多喜町大田代

弘大洞 (筒森に向かう支流との合流点) の下流約 250 m の地点の泥勝互層の上限 (第 4 図 880) から、小田代・大田代を経て、面白発電所の上流約 400 m の地点の砂勝互層の下限までの地層 (第 4 図 c～f)。

火砕鍵層は、上限近くの O 3 から O 27 までが挟在する。

岩相・層序：模式地では、厚い砂層を挟む砂勝互層と泥勝互層との複互層である。なお全体としては砂勝である。

本層の模式地での全層厚は 540 m あり、上位から含砂率によつて次のように区分される。

	層厚(m)	第 4 図中の番号	挟在火砕鍵層
1. 泥勝互層	30	880～910	O3—O4
2. 砂勝互層	80	910～990	
3. 泥勝互層	50	990～1,040	O7—O12
4. 砂勝互層	95	1,040～1,135	
5. 泥勝互層	40	1,135～1,175	O16—O18
6. 砂勝互層	45	1,175～1,220	
7. 泥勝互層	85	1,220～1,305	O22—O25
8. 砂勝互層	115	1,305～1,420	O26—O27

側方関係：本層の側方での関係を、模式地での層序の 1, 2 と、3 以下との 2 つの層位に分けて説明する。

3 以下の層位のうち、砂勝互層の 4, 6, 8 は、西方に収斂しつつ砂層に移行し、さらに笹川支流ボケ沢に至る間で尖滅する。また泥勝互層の 3, 5, 7 も収斂しつつ泥岩層に移行する。すなわち、3 以下の大田代層は、ボケ沢附近では泥岩層となり、またボケ沢以西では、ほぼそのまゝの層位および岩相で小糸川を経て、高溝泥層 (1952, 三梨) の模式地に連なる。

1, 2 は、上述泥層の上位に、砂泥互層として、高溝附近まで連続し、東日笠層を経て岩坂層に至る。

坂倉<sup>(1910)</sup>の坂畑互層は、その地質図から判読すると、各地の地質断面において、下位の泥岩に接する厚い砂層または互層の下限を結んだものであるが、層位的にみると、小櫃川では 4 の下限 (第 6 図 d, 900)、坂畑南西では 6 の下限、黄和田附近および養老川では 8 の下限を境としている。

火砕鍵層の命名についてみると、房総半島の上総層群のものについては、地層名の頭文字に、その地層の上位から下位へ1, 2, 3……の番号を附してきた。この火砕鍵層の名づけ方の利点は、鍵層相互の上下関係が明確であることや、異なつた岩相を示す地層間の対比の場合等に便利であるが、次にも示すように各地層の模式地、または模式的に発達する1断面で命名しないと、混乱をまねくことになる。

こゝでは模式地の側方での岩相区分によつて命名されたもの<sup>5)17)</sup>のうち、その模式地の層位と著しく食い違つているものについて再命名した(第1表参照)。

第1表 火砕鍵層変更名

新名称	旧名称	新名称	旧名称
O20	O20	Kd 7	Kw13
O21	Kw 1	Kd 8	Kw14
O22	Kw 2	Kd 9	Kw15
O23	Kw 3	Kd 10	Kw16
O24	Kw 4	Kd 11	Kw17
O25	Kw 5	Kd 12	Kw18
O26	Kw 6	Kd 13	Kw19
O27	—	Kd 14	Kw20
Kd 1	Kw 7	Kd 15	
Kd 2	Kw 8	Kd 16	
Kd 3	Kw 9	Kd 17	
Kd 4	Kw 10	Kd 18	
Kd 5	Kw 11	Kd 30	
Kd 6	Kw 12		

3.4 梅ヶ瀬砂泥互層<sup>註4)</sup> (植田房雄<sup>20)</sup>)

模式地：千葉県市原郡大多喜町朝生原の西方梅ヶ瀬  
養老川では、大久保の橋より上流約200mの地点の砂勝互層の上限から、朝生原を経て、弘文洞(筒森に向かう支流との合流点)より下流、約250mの地点の砂勝互層の下限までの地層。

火砕鍵層からみた本層の層位は、Ku 6の15m下位からO3~O4の約25m上位までであり、また本層に介在する火砕鍵層はU1からO3までがある。

岩相・層序：養老川では、含砂率65~80%程度の砂

註4) 池辺辰生は、梅ヶ瀬の地名が5万分の1地形図にないことから、朝生原層としている。梅ヶ瀬(朝生原より西にはいる養老川支流地域を呼んでいる)と朝生原間では、礫を含む graded sand や異常堆積層(含礫泥質砂等)が、梅ヶ瀬の方が養老川より多少厚いことがあげられるが、それ以外は岩相・層厚にはほとんど変化はない。また梅ヶ瀬では、本層の中・下部しかみられないので、こゝでは養老川のものあげた。

勝互層が主体であり、また中部には、含礫の graded sand や異常堆積層(含礫泥質砂等)が発達する。全層厚520~530mであり、岩相から次の3つに区分した。

1. 層厚220m(第4図, 357~575), 5mないし10数mの細~中粒砂と20~数10cmの泥岩層との砂勝互層であり、また数mの泥勝互層を挟む。介在する火砕鍵層は、U1, U2, U3, U4がある。

2. 層厚約100m(第4図, 575~660), 厚い含礫 graded sand と10~数10cmの泥岩層との泥勝互層で、含礫泥質砂層(異常堆積層, 616)を挟み、また火砕鍵層U6, U8を挟む。

3. 層厚220m(第4図, 660~880), 普通層厚1~5mの細~中粒砂層と20~数10cmの泥岩層との砂勝互層であり、火砕鍵層U9, U10, U11, O1を挟む。

上下関係：下位の大田代砂泥互層を整合に覆い、国本塊状砂質泥・細砂互層に整合に覆われる。

側方関係：本層は一般に養老川から東に向かつては砂層の粒度を減じ、また泥の夾みが多くなり、養老川から西に向かつては粗粒になる。次に養老川での1, 2, 3の各層位について説明を加える。

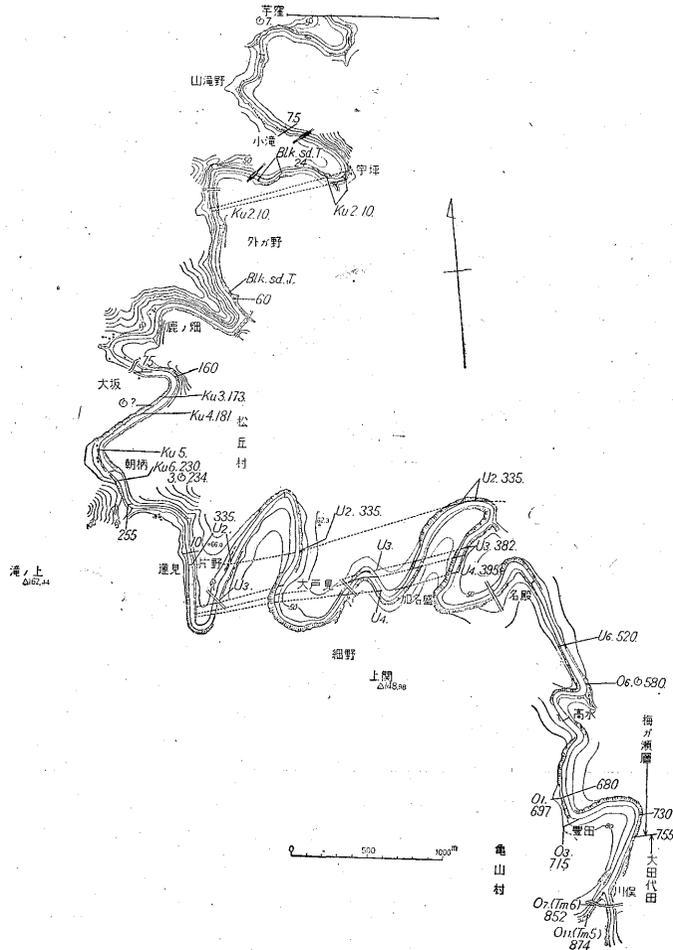
1の層位(220m)のうち、上位から約100mまでの層準(U2の10m下位)は、砂勝互層として、ほゞそのままの岩相で小櫃川まで続くが、小櫃川—小糸川の中間にある梨の木附近から、砂層部が尖滅または収斂しつつ砂質泥に移行し、小糸川の栗倉砂質泥岩層の模式地では、栗倉層下部にあたる。またこれ以下の1の層準は、西へ多少粒度を増し、小糸川では、栗倉層の下位に整合にくる東日笠砂礫層の上部に連なる。

2, 3<sup>註5)</sup>の層位は、養老川より西へ次第に粒度を増し、小櫃川・細野附近で最も粗粒になる。すなわち含礫 graded sand, 含礫泥質砂や流状シルト岩(異常堆積層)が厚く発達する。ただし、これらの粗粒堆積層は、東日笠砂礫層の模式地までは連続せず、小糸川—小櫃川の中間地域(大阪—辻森間)で細砂層に移行し、さらに西の小糸川(東日笠層模式地)で、ふたたび同層位(ほゞ2の層位)に砂礫層が発達する。

小糸川以西についてはすでに述べたが<sup>12)</sup>、さらにこれらは、台倉附近までの間に収斂しつつ砂泥互層に移行し、また高溝北東部でふたたび東日笠層に移行し、苗割附近で栗倉砂質泥層中部<sup>12)</sup>に、田倉附近で岩坂層に移行する。

本層中の異常堆積層は、第6図cにも示したように、

註5) 3の層位の側方での関係は、砂礫層などにより火砕鍵層が不連続になり、厳密な層位は未詳である。



第 5 図

次のような層序の繰返しとしてみられる。下位より

1) 数 10 cm ないし 2~3 m の細砂層 (礫および泥岩泥を含むものもある)

2) 礫および泥岩礫を含む砂質砂~砂質泥岩であり、礫 (古生層) は下位ほど多く、また大きく、基地も下位ほど粗粒である。上位 3 とは漸移的整合である。

3) 微細砂と泥岩~砂質泥との数 mm 単位の微細互層であり、普通不規則な波状を呈している (小池の流状シルト岩にあたると思われる)。

なお 2 の部分に 3 の形態のものが、不規則なレンズ状にはいつていることがあるが、生成順序としては、上述のような層序のようになるものと思われる。

坂倉<sup>15)16)</sup> の里見統下部の蓮見砂層、池辺の朝生原互層、三土知房の梅ヶ瀬層の養老川における下限 (いずれも地質図上から同層位) は、筆者らの同地点、同層の下限から約 40 m 下位にあたり (第 4 図 d 920 m 附近)。

また小櫃川での坂倉の蓮見層の下限は、筆者らの梅ヶ瀬層の下部 (第 6 図 c 580 m) にあたる。なお筆者らのこの地区 (小櫃-養老間) での梅ヶ瀬層の基底はほぼ同一層準で、また全体として西ほど粗い。またこの境は、岩相、とくに含砂率と粒度での区分の都合上だけでしかない。

本層中の含礫の graded sand や異常堆積を、地層の堆積形態や地質構造的な位置からみると、同層準について地層の収斂する部分 (背斜部または上昇地域) では、これらが収斂しつつ細砂層または砂泥互層に移行 (または尖滅) し (大阪一辻森、台倉附近、苗割一新田間)、向斜および沈降部に向かつて厚く発達する (細野-小櫃川、東日笠、東大和田-苗割間)。

また、これらを含めた二次的砂層は、最大沈降部 (最大層厚部をかりに呼ぶ) を中心に堆積し、上述の異常堆積、含礫 graded sand は、陸側に近い側面にあたる。なお





この附近での泥岩ないし砂質泥岩の粒度分布(背斜部分で粗く、向斜に向かい細くなる)と逆になっている。

以上の現象から、これらの堆積は、その堆積期間における上昇部と沈降部との関係、すなわち堆積地形とその運動とに、密接に関係していることがいえる。

またこのような形態が、二次的な落ち込み堆積層(この地域における浅海棲 fauna を含む含礫 graded sand および異常堆積層)の生成機構を考察するうえでの最も基礎的な事項である。このことは、養老川—笹川—ボケ沢間の大田代層中の砂層の堆積形態についても同様のことがいえる。

### 3.5 国本塊状砂質泥岩細砂互層

模式地：千葉県市原郡白鳥村国本

月崎を通る県道北側の橋の下流、約500mにおける砂泥互層の上限から、月崎・国本を経て、大久保・橋の上流約200mの地点に露出する、塊状砂質泥岩層の下限までの地層。

火砕鍵層は本層上限の数m下位の Ku 0,1 から、下限より15mの Ku 6 までがある。

上下関係：本層は上位の柿ノ木台砂質泥層に整合に覆われ、下位の梅ヶ瀬砂泥互層を整合に覆う。筆者らの国本層の上下限は、三土知芳<sup>11)</sup>の国本層と一致する。

層厚・岩相・層序：本層は塊状砂質泥岩と砂勝互層とからなり、模式地での全層厚は350mあり、岩相によって上位から次の4つに分けられる。

1. 厚砂層を挟む砂勝互層(層厚5~15mの細砂層と、数cm~15mの砂質泥岩層との互層)(第1図~第4図88)。火砕鍵層 Ku 0,2 などを挟む。

2. 塊状砂質泥岩層、層厚95m(第4図88~185)。Ku 2 を挟む。

3. 砂勝互層、層厚115m(185~300)。普通2~3mから数mの細砂層と数10cm~3mの砂質泥岩層との互層。

4. 塊状砂質泥岩層、層厚57m(300~357)。普通2~3cmから数cmの薄砂層を挟む。模式地では Ku 5~Ku 6 を挟む。

側方関係：本層はほぼ養老川附近で最大層厚を示し、東西に薄くなるが、西方へは、上位より下位に向かつて次第に市宿砂礫層に移行する。いま模式地での1~4の各層位について説明を加えると、2~4までの層位は、小櫃川まではほぼ同じ岩相で連続し、坂倉<sup>15)16)</sup>の小櫃川を模式地とする地層に対比すると、2は柳川泥層、3は植生沢互層、4は三本松泥層にあたる。

1の砂勝互層は、養老川より西へ次第に粒度を増し、小櫃川では、部分的にクロスラミナを有する含礫砂層が

発達し、市宿砂層と側方の関係になる。小櫃川よりさらに西へは、2の塊状泥岩層は、富士山西方313.1m高地の南部まで続き、偽層砂層中に尖滅する。

4の砂質泥岩層の層位は、ほぼそのまま連続分布し、小糸川の栗倉砂質泥層(大塚・望月<sup>14)</sup>)に連なる。なおこの層準は、砂質泥岩としては苗割北方まで続き、泥質砂を経て、鹿野山南方で市宿層に移行する。

### 3.6 柿ノ木台砂質泥層

本層は養老川沿い柿ノ木台附近を模式地とし、岩相は無層理の砂質泥岩によって代表されるが、上部は泥質砂岩となり、厚さ数cmから10数cmの砂層の不規則な夾みを持つ。この不規則に挟まれる砂層が、東部において、河井興三のいう KaI 部層の厚い2枚の砂層となり<sup>6)</sup>、西方に向かつて小櫃川との中間から発生する2枚の砂層となり、小櫃川を越えて市宿砂層の一部分に含まれる。いいかえれば市宿砂層の西の先端が柿ノ木台砂質泥層の上部まで達し、その東限が小櫃川と養老川との中間であるが、さらに東方すなわち長南~市野々附近で、また同じようなかたちで砂層を挟む。

泥質部は西ほど粗粒となり、小櫃川附近では泥質砂層に変わる。

### 3.7 長南砂泥互層

本層は長南附近を模式地とする。砂と泥質砂との互層であり、模式地附近では岩相上3つの部層に分けられる<sup>9)</sup>。

養老川では全体的に砂のはり方が多くなるが、大体3つの部層そのままの分けをすることができる岩相を示す。小櫃川では、さらに砂層の占める部分が大で、また全体的に砂質となり、部層に分けることが困難となる。層厚は長南附近で110m、養老川で約75m、小櫃川で約65mである。

本層は、小櫃川と小糸川との中間で市宿砂層におきかわるので、小糸川以西との対比についてははっきりしたことがいえない。

### 3.8 万田野砂礫層

本層は養老川と小櫃川との中間にある万田野を模式地とし、礫を混えた中粒砂を主体とする。本層は岩相上長浜砂礫層につながるものであるが、他の累層と著しい斜交関係にある。すなわち東部においては、笠森泥質砂層の中・下部に挟まれているが、中央部の養老川・小櫃川では長南砂泥互層の直上にあり、西岸では不整合面をもって大田代層の上部層に対比される層位まで切る。この不整合の大きさは、佐貫シルト層が東部のどの層位に対比されるか、はっきりしないといえないことなので、現在不明である。この問題解決のための1つの方法とし

て実施した火砕鍵層の追跡が、小櫃川と小糸川との間で発達する万田野砂礫層・市宿砂層により遮断され、フィールドの観察だけでは東・西鍵層間の対比は不可能となつたので、現在火砕鍵層の重鉱物分析による対比をねらい、室内作業を進めている。上に述べたような問題はあがるが、本層が他の累層と斜交する度合は、小櫃川以東で徐々であり、著しい斜交は小糸川以西であるということはいえる。

### 3.9 笠森泥質砂層

本層は地域東方の笠森を模式地としており、模式地附近においては、一般に無層理の灰色泥質細粒砂からなるが、上部と下部には、粒度の差による不明瞭な層理を示している<sup>6)</sup>。養老川沿いにおいては、無層理の部分がほとんどなく、上記不明瞭な層理を示す泥質砂層に変わり、一般に粒度が大となる。

小櫃川ではさらに砂質となり、数10cmの砂層を挟み、数cmの細互層を呈する部分を挟む。これより西、すなわち小糸川以西では、岩相上周南砂シルト互層(藤原・生越, 1950)に連なり、砂層の部分を増す。層厚をみると、東方より笠森附近で最も厚く200~240m<sup>6)</sup>、養老川で約150m、小櫃川で最も薄く約60m、小糸川以西では100~130m<sup>註6)</sup>となつている。

以上のことから笠森泥質砂層を概観すると、西に向かつて粒度を増し、層厚は小櫃川で最小で、東西方向に増加する。たゞ小糸川以西においては、周南砂シルト互層はその名前で示されるように、互層部分が発達するので、その一部は笠森泥質砂層の下位にある長南砂泥互層に、岩相上類似している地層として取扱つた方がいいかも知れないということもあり、層厚が小櫃川を最小にして、西へも厚さを増すということは、検討を要する。

### 3.10 金剛地砂層

本層の基底については、河井興三が本地域東方の調査によつて、下位の笠森泥質砂層を不整合に覆うらしいと述べており<sup>6)</sup>、内尾高保・村井勇も同様なことを述べている<sup>10)</sup>。一方三土知芳は不整合面を香取層の基底におき、金剛地砂層と笠森泥質砂層の間は整合に取り扱つた<sup>11)</sup>。

今回は香取層について調査を行なわなかつたので、この問題について詳しく言及できないが、たゞ金剛地砂層の基底について若干の観察事実を述べる。小櫃川流域の久留里線小櫃駅北方三田から、東方に入る沢を道路沿いに行けば、笠森泥質砂層が泥質砂に細粒砂層の薄層を挟み、漸次金剛地砂層である細粒砂に変わるのであつて、東方でみられるようなsharpな境界面<sup>6)</sup>では接していない。養老川では直接境界面はみられないが、笠森泥質砂層の最上部層は粒度が著しく粗くなる。地域からはずれ

るが、東金市附近や土気の峠では、笠森泥質砂層の上部の岩相が次第に砂の夾みを増し、ついに軟弱な砂層である金剛地砂層に移化する。

これらを総合すると金剛地砂層の基底は、地域的な不整合関係が存在するとしても、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考えられる。この解決には、今後金剛地砂層およびその上位層について、火砕鍵層を追いつつ詳しく地層の相互関係を調査しなければならない。

(昭和29年調査)

### 文 献

- 1) 藤原 昭・生越 忠：千葉県佐貫町附近の新生代層，地質学雑誌，Vol. 58, No. 683, p. 387~399, 1952
- 2) 伊田一善・三梨 昂・影山邦夫：関東南部の地層の大区分について，地質調査所月報，Vol. 7, No. 10, p. 435~436, 1956
- 3) 池辺展生：武蔵野系，其の区分及び時代(予報) 1. 上部〔演旨〕，地質学雑誌，Vol. 44, No. 525, p. 586~589, 1937
- 4) 石和田靖章・品田芳二郎：九十九里ガス田東金試掘井について，石油技術協会誌，Vol. 21, No. 1, p. 14, 1956
- 5) 金原均二外9名：千葉県茂原町附近の天然ガス，石油技術協会誌，Vol. 14, No. 6, p. 245~274, 1949
- 6) 河井興三：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，石油技術協会誌，Vol. 17, No. 1, p. 1~21, 1952
- 7) 小池 清：房総半島中部の地質(II)，東京大学立地自然科学研究所報告，No. 3, p. 1~6, 1949
- 8) 小池 清：房総半島中部の地質〔演旨〕，地質学雑誌，Vol. 55, p. 648~649, 1949
- 9) 小池 清：いわゆる黒滝不整合について，地質学雑誌，Vol. 57, No. 667, p. 143~156, 1951
- 10) 小池 清：いわゆる層間異常の地史的意義について，地質学雑誌，Vol. 61, No. 723, p. 566~582, 1956
- 11) 三土知芳：7万5千分の1茂原図幅，地質調査所，1937

註6) 小野暎外3名，未発表資料による。

- 12) 三梨 昂：房総半島鬼汨山南部の地質，地質学雑誌，Vol. 60, No. 710, p. 461~472, 1954
- 13) 日本地質学会編：地層名辞典，日本の新生界の部，A~N, 1954~1956
- 14) 大塚弥之助・望月勝海：地形発達史，岩波講座，地理学，1932
- 15) 坂倉勝彦：千葉県小櫃川流域の層序（其の1），地質学雑誌，Vol. 42, No. 506, p. 685~712, 1935
- 16) 坂倉勝彦：千葉県小櫃川流域の層序（其の2），地質学雑誌，Vol. 42, No. 507, p. 753~784, 1935
- 17) 品田芳二郎・安国 昇・三梨 昂：房総半島中部に分布する地層間の相互関係について，新生代の研究，No. 22, 1955
- 18) 鈴木好一：武蔵野系，其の区分及び時代 II, 下部，地質学雑誌，Vol. 44, No. 525, p. 589~593, 1937
- 19) 内尾高保・村井勇：房総半島中部の養老川以東の地質，地質学雑誌，Vol. 57, No. 670, p. 287, 1951
- 20) 植田房雄：房総半島北部の地質（摘要）地質学雑誌，Vol. 37, No. 441, p. 250~253, 1930
- 21) 植田房雄：房総三浦半島に発達する新生代地層の層序〔演旨〕，地質学雑誌，Vol. 40, No. 483, p. 797~801, 1933