

千葉県勝浦市鵜原地域の三浦層群の地質

—層序、地質構造及び石灰質ナノ化石年代—

高橋直樹¹⁾・田中浩紀²⁾・高野 仁³⁾

¹⁾ 千葉県立中央博物館

〒260-8682 千葉市中央区青葉町 955-2

²⁾ 千葉県立御宿高等学校

〒299-5102 夷隅郡御宿町久保 1528

³⁾ 千葉県立安房高等学校

〒294-0047 館山市八幡 385

要 旨 房総半島中部には新第三紀中新世～鮮新世の三浦層群が広く分布している。勝浦市鵜原地域は、その中で最も東方に位置する。当地域の地質層序及び地質構造の詳しい調査を行い、天津層上部の鍵層 Am85 層準から清澄層上部の鍵層 Ky27 層準まで露出することが判明した。当地域の地層は、半遠洋性泥岩、タービダイト砂岩及び泥岩、並びに、多数のテフラ層からなり、泥岩と砂岩の構成比率から 9 つのユニットに区分できる。全体として房総半島中部域より層厚が薄く、また泥岩の割合が多いことなどから、海底扇状地の周縁相としての特徴をもつと推測される。基本的に泥岩卓越層と砂岩卓越層が繰り返す。氷河性海水準変動の影響が推察される。当地域の地層中には、主として北北東-南南西及び西北西-東南東方向の正断層が発達し、特に規模の大きい断層が 2 本見出される。これらの断層によって各ユニット（泥岩卓越層及び砂岩卓越層）は断続的に分布する。このような地質条件が、当地域の地形の形成に大きく反映していると推測される。全層準にわたる石灰質ナノ化石の解析により、同層準がナノ化石帯の CN9～CN10c 帯（後期中新世後葉～前期鮮新世中葉）に相当することが明らかとなった。

キーワード：三浦層群、清澄層、天津層、タービダイト、石灰質ナノ化石、前期鮮新世、房総半島。

房総半島中部の清澄山系を中心とした房総丘陵には、新生代新第三紀中新世中期～鮮新世の三浦層群が広く分布している。これらについては古くから研究がなされ、テフラ鍵層に基づいて精密な層序が確立され、地質構造もほぼ明らかになっている（例えば、三梨ほか, 1979; 中嶋ほか, 1981 など）。また、このテフラ鍵層を利用して、徳橋 (1976a, b), Tokuhashi (1979), 中嶋ほか (1981) が詳細な堆積過程の解析を行っている。

勝浦市鵜原地域は、陸域における三浦層群分布域の北東端に位置しており、地域の最北部では、黒滝不整合を境に上位の上総層群が露出する。本地域では、黒滝不整合及び上位の上総層群黒滝層について、川辺ほか (1980, 1981) によって詳しい報告がなされている。しかし、下位の三浦層群の露出域に関しては、房総半島内における同層群の分布の中心域から外れていることもあり、Tokuhashi (1979) 及び徳橋 (1997) に地域内の一部の簡略的な柱状図あるいはルートマップがあるのみで、地域全体の地質の詳細はいまだに報告されていない。今回、中央博物館分館海の博物館が鵜原地域内に設置され (1999 年 3 月開館)、同地域をフィールドとした博物館活動を展開するにあたり、その基礎

的データを整える目的で、鵜原地域の三浦層群に関して詳しい調査を行い、層序、地質構造、並びに、石灰質ナノ化石による年代の検討を行ったので報告する。

調査地域周辺の地質

今回、調査の対象としたのは、勝浦市の勝浦湾と鵜原海岸に挟まれた半島状に突出した地形を示す地域である (図 1)。海岸部は海食崖が発達し、急崖となっている。半島内部には小規模な河川が平行して流れ、河口部は小さな湾となり、湾と岬が交互に分布する入り組んだ地形を示している。

当地域の大部分は三浦層群で構成されているが、最東部は黒滝不整合を経て、上総層群黒滝層及び勝浦層が分布する (図 1)。三浦層群は、一般に下位より、佐久間層 (礫岩、砂岩)、木ノ根層 (頁岩)、天津層 (泥岩)、清澄層 (砂がちな砂岩泥岩互層)、安野層 (泥がちな砂岩泥岩互層) の順に重なるが、当地域では、黒滝不整合によって最上部の安野層は完全に削剥され、不整合直下には清澄層上部が露出している (三梨・須田, 1980; 川辺ほか, 1980 など)。本地域は、房総半島内で黒滝不整合の削剥量が最も大きい場所と言われている (房総団体研究グループ, 1964)。これまで、当鵜原

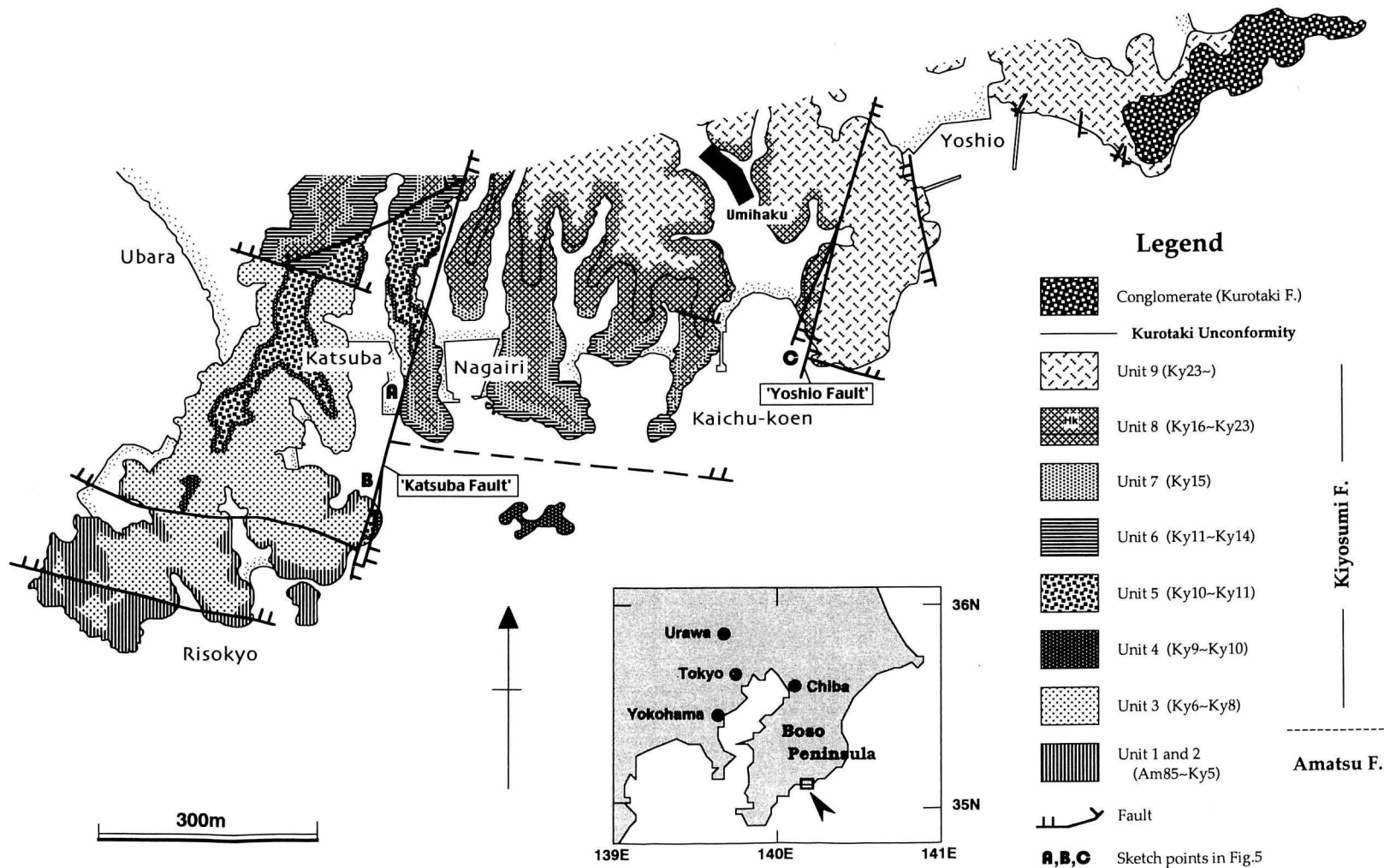


図 1. 鶴原地域地質図.

Fig. 1. Geological map of Ubara district.

地域内の三浦層群はすべて清澄層とされていたが（三梨・須田, 1980; 川辺ほか, 1981 など）、今回の調査により最下部層準は天津層の上部に含まれることが判明した。これについては後述する。

三浦層群は、房総半島中央部では、ほぼ東西方向に軸をもつ比較的大きな一対の背斜（清澄背斜、北側）と向斜（清澄向斜、南側）からなる褶曲構造を呈している。半島中央部では、これらの背斜、向斜によって同一層準が繰り返して出現し、場所によってかなり急な傾斜をもつことがある。一方、鶴原地域は、北側の背斜構造の北翼の東方延長に位置し、褶曲構造の中心から地理的に離れていることもあり、地層の傾斜が全般に非常にゆるやかである。

方 法

当地域内に分布する三浦層群について、主に露頭観察によって、ほぼ全層準の連続柱状図を現地で作成し、岩相の全体的な特徴、並びに、時間を追っての岩相の変化を検討した。また、それらの層序を利用して、断層など地質構造の性質、及び、それらと現在の地形との関係を考察した。

一方、地層の年代を決めるために、下位から上位までの全層準から泥岩層の厚さにして数 m おきに計 19 点 (UB-01～UB-19) の泥岩試料を採集し、石灰質ナノ化石の分析を行った。観察はスメアースライドを作成し、光学顕微鏡下で、産出するすべての種について相対頻度を判定した。石灰質ナノ化石帯区分は Okada and Bukry (1980) に従い、各化石帯の数値年代は Young and Wei (1994) を用いた。

なお、層序の調査は高橋、高野が、石灰質ナノ化石の検討は田中が担当した。

結 果

1. 層 序

鶴原地域に分布する地層の全柱状図を図 2 に示す。ただし、いくつかの層準については、海食崖の高い位置にしか露出しないことから、その部分は目視によるおおよその岩相及び厚さを記載する (Am87～Am88 間, Ky6～Ky8 間, Ky15～Ky16 間, Ky19～Ky21 間, Ky21.5～Ky23 間, Ky24～Ky25 間, Ky26.5 より上位)。その場合は柱状図中で岩相及び厚さの数値を括弧付きで示した。また、連続性が不明な層準もいくつか存在するが (Ky8～Ky9 間, Ky10～Ky11 間, Ky20～Ky21 間)、上下の鍵層の存在状況から、それほど大きな欠落はないものと推定される。

地層は、全体として、半遠洋性の泥岩、タービダイト性の砂岩及び泥岩、並びに、多数のテフラ層から成る。これらの割合は、層準によって異なっており、大きくみて、泥岩が極端に卓越する層準、砂岩が極端に卓越する層準、砂岩泥岩互層からなる層準がある。地

層中に挟在するテフラ鍵層（中嶋ほか, 1981; 千葉県立中央博物館, 1994; 中嶋ほか, 1997）から判断すると、本地域の地層は、天津層上部 (Am85 付近) から清澄層上部 (Ky27 付近) までにわたっている。

調査層準全体は、主として泥岩と砂岩の割合によって、大きく 9 つのユニットに区分することができる (図 3)。下位よりユニット 1 (砂岩主体; Am85 以下の層準)、ユニット 2 (泥岩主体; Am85～Ky5 層準)、ユニット 3 (砂岩主体; Ky6～Ky9 層準)、ユニット 4 (泥岩主体; Ky9～Ky10 層準)、ユニット 5 (砂岩主体; Ky10～Ky11 層準)、ユニット 6 (泥岩主体; Ky11～Ky14 層準)、ユニット 7 (砂岩主体; Ky15 層準)、ユニット 8 (泥がち砂岩泥岩互層; Ky16～Ky23 層準)、ユニット 9 (砂がち砂岩泥岩互層; Ky24～Ky27 層準) である。ユニット 9 はさらに 3 つのサブユニットに区分できる。ユニット 1～7 までは、泥岩が極端に卓越する部分と砂岩が極端に卓越する部分からなるが、ユニット 8・9 では、泥岩と砂岩の両者が様々な割合で共存するようになる。以下、各ユニットの特徴について、下位から順に述べる。

最下部のユニット 1 は、比較的厚い砂岩が卓越し、薄い泥岩を挟む。Tokuhashi (1979)、中嶋ほか (1981) の清澄層の岩相区分によると、b2 (砂勝互層-泥岩を挟み、単層の厚さ 0.5～2 m の砂岩が主体) である。半島南西端の理想郷最南端の海食崖最下部にのみ見られ、下限は不明である。露出部分の層厚は約 5 m である。

ユニット 2 は、ほとんど泥岩からなり、砂岩はほんのわずかである。Tokuhashi (1979)、中嶋ほか (1981) の岩相区分によると、e (泥岩) である。テフラが数多く挟在される。テフラ鍵層によれば、天津層最上部から清澄層最下部層準まで含まれることになり、両層の境界は明瞭でない。岩相によって両層を分けるとすれば、境界は Ky5 付近のユニット 2 とユニット 3 の境界ということになるであろう。なお、場所によって Ky5 が見られる場合と見られない場合があり、境界面に若干凹凸が存在するようである。あるいは上位のタービダイト砂岩の堆積時に削剥されたのかもしれない。泥岩には生痕が密に発達する。テフラの性質は、下部は結晶質テフラが比較的卓越し、上部はスコリア質テフラが卓越する。Am90 には火山豆石が含まれる。分布は理想郷南端の海食崖下部のみで、後述の勝場断層の東側には見られない。厚さは約 35 m である。

ユニット 3 は、厚さ 1～3 m の厚いタービダイト砂岩（中粒～細粒）がほぼ連続的に堆積して泥岩をわずかに挟む層準である。Tokuhashi (1979)、中嶋ほか (1981) の岩相区分では、b1 (砂勝互層-泥岩を挟み、単層の厚さ 2 m 以上の砂岩が主体) ～b2 である。挟在するテフラは少ないが、砂岩中に軽石が多量に混じる

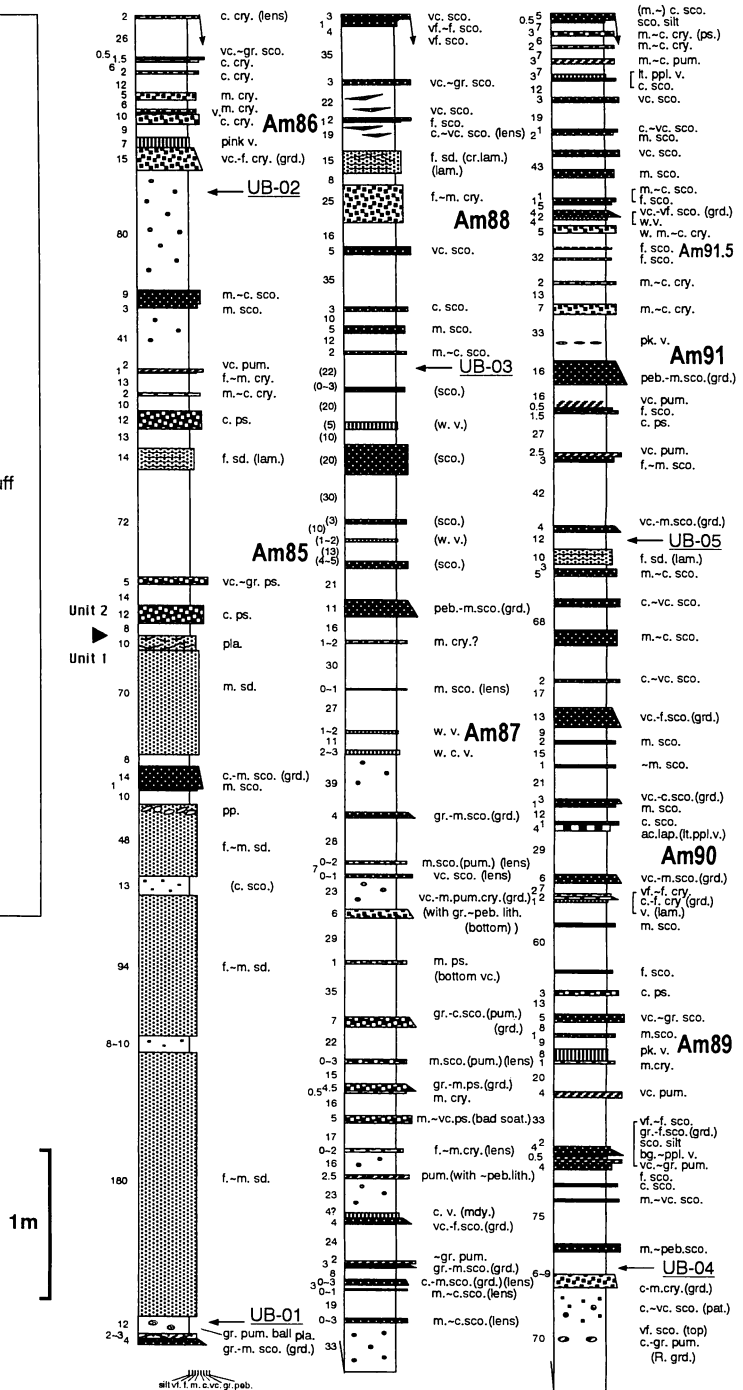
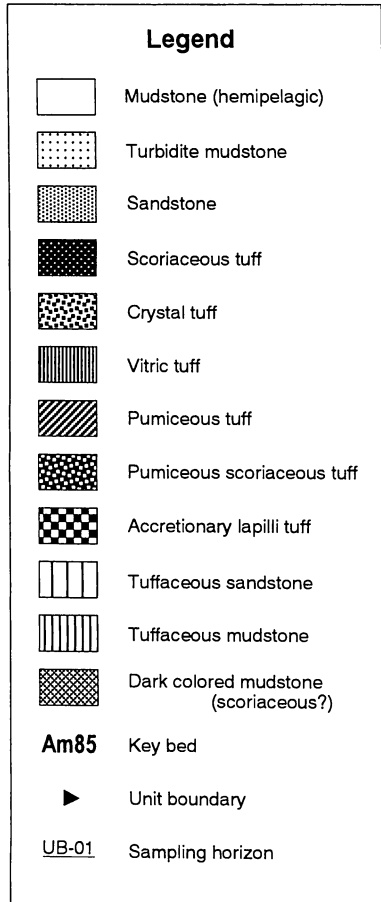


図 2. 鶴原地域地質柱状図。

Fig. 2. Columnar sections of Ubara district. peb., pebble size; gr., granule size; vc., very coarse grained; c., coarse grained; m., medium grained; f., fine grained; vf., very fine grained; mdy., muddy; sty., silty; sdy., sandy; tfa., tuffaceous; socc., scoriaceous; sl., slightly; sd., sand stone; ms., mudstone; cry., crystal tuff; sco., scoriaceous tuff; pum., pumiceous tuff; v., vitric tuff; ps., pumiceous scoriaceous tuff; turb.ms., turbidite mudstone; msv., massive; lam., parallel lamina; cr.lam., cross lamina; conv.lam., convolute lamina; grd., grading; R.grd., reverse grading; sort., sorting; wv., wave; pat., patch; ac.lap., accretionary lapilli; pp., pseudo-pebble; h.g., hard gravel; lith., lithic fragment; grn., grain; pla., plant fossil; F., foraminifera; shl., shell fossil; tra., trace fossil; mt., magnetite; px., pyroxene; acc., accessory; aci., accidental; ej., ejecta; dom., dominant; w., white; pk., pink; ppl., purple; gry., gray; bg., beige; bk., black; lt., light; dk., dark.

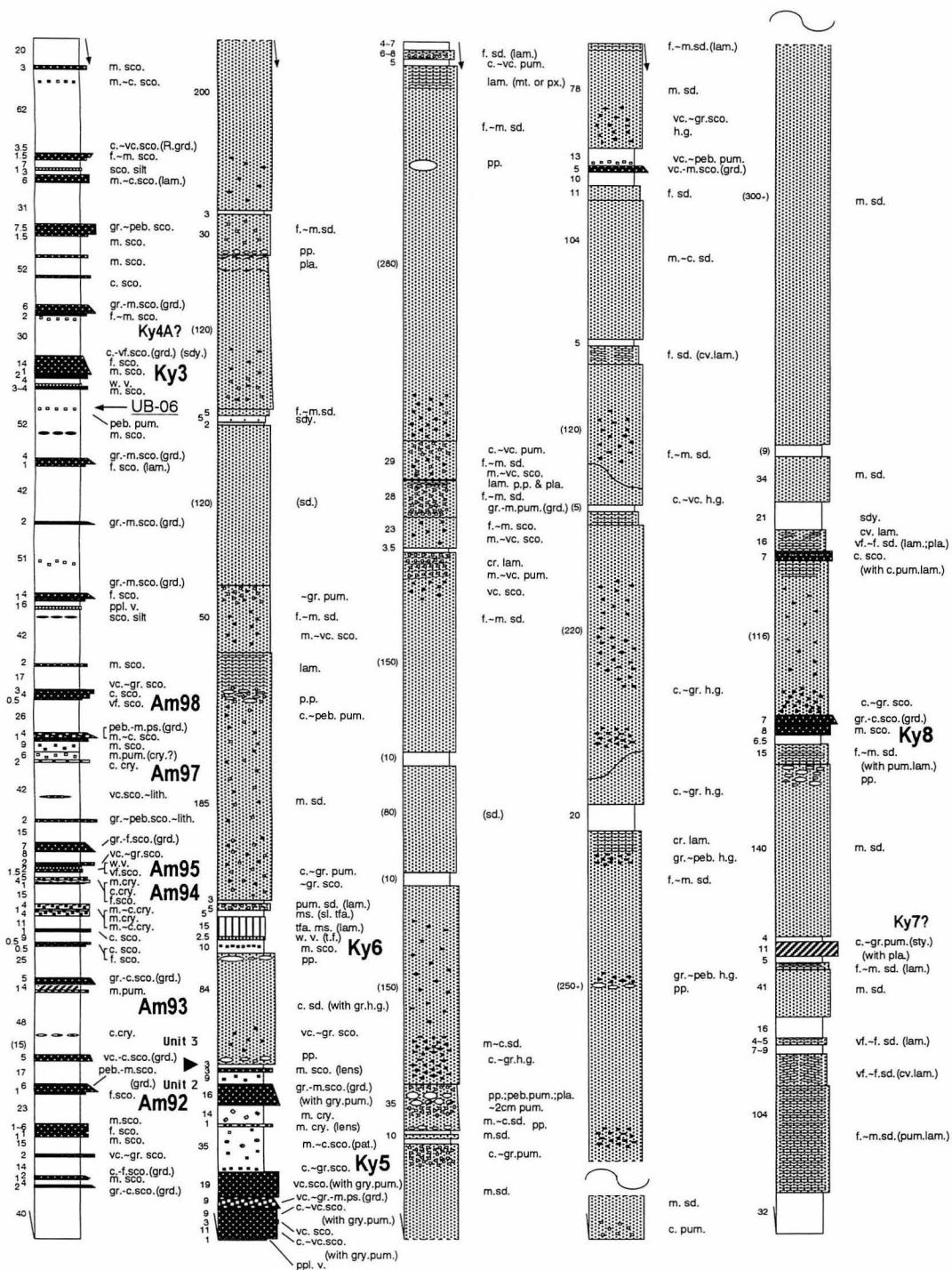


図 2. (その 2)
Fig. 2. (continued)

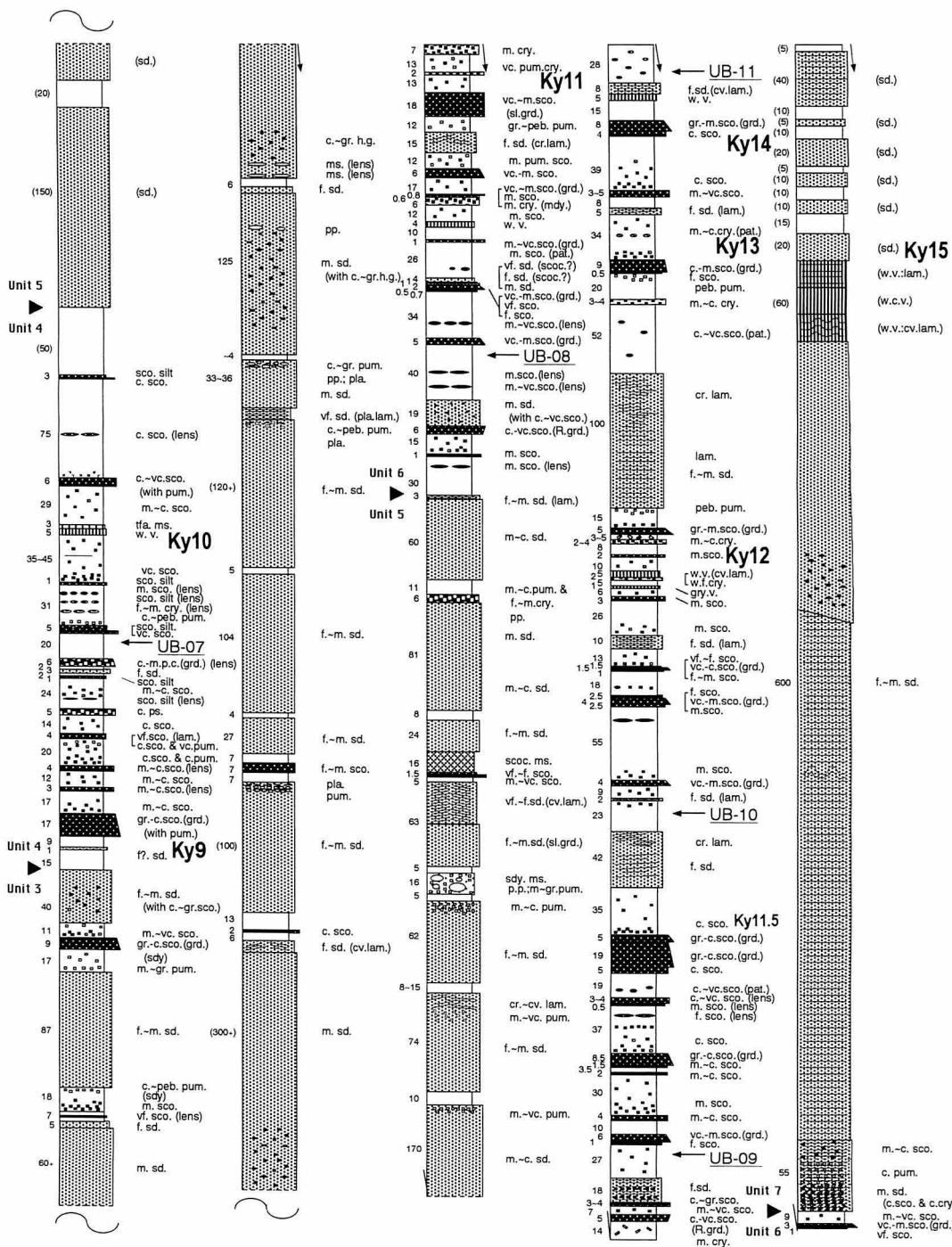


図 2. (その 3)
Fig. 2. (continued)

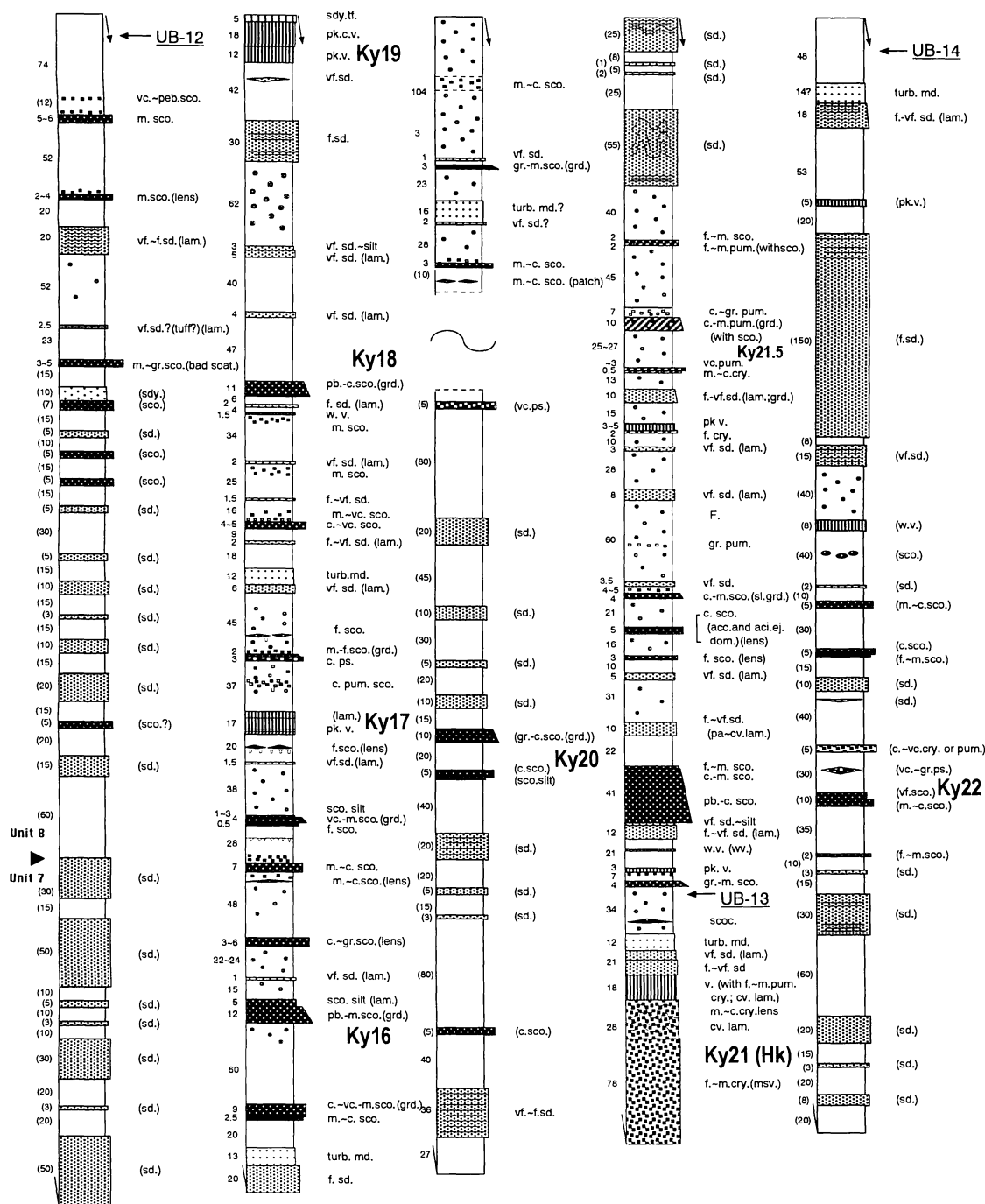


図 2. (その 4)
Fig. 2. (continued)

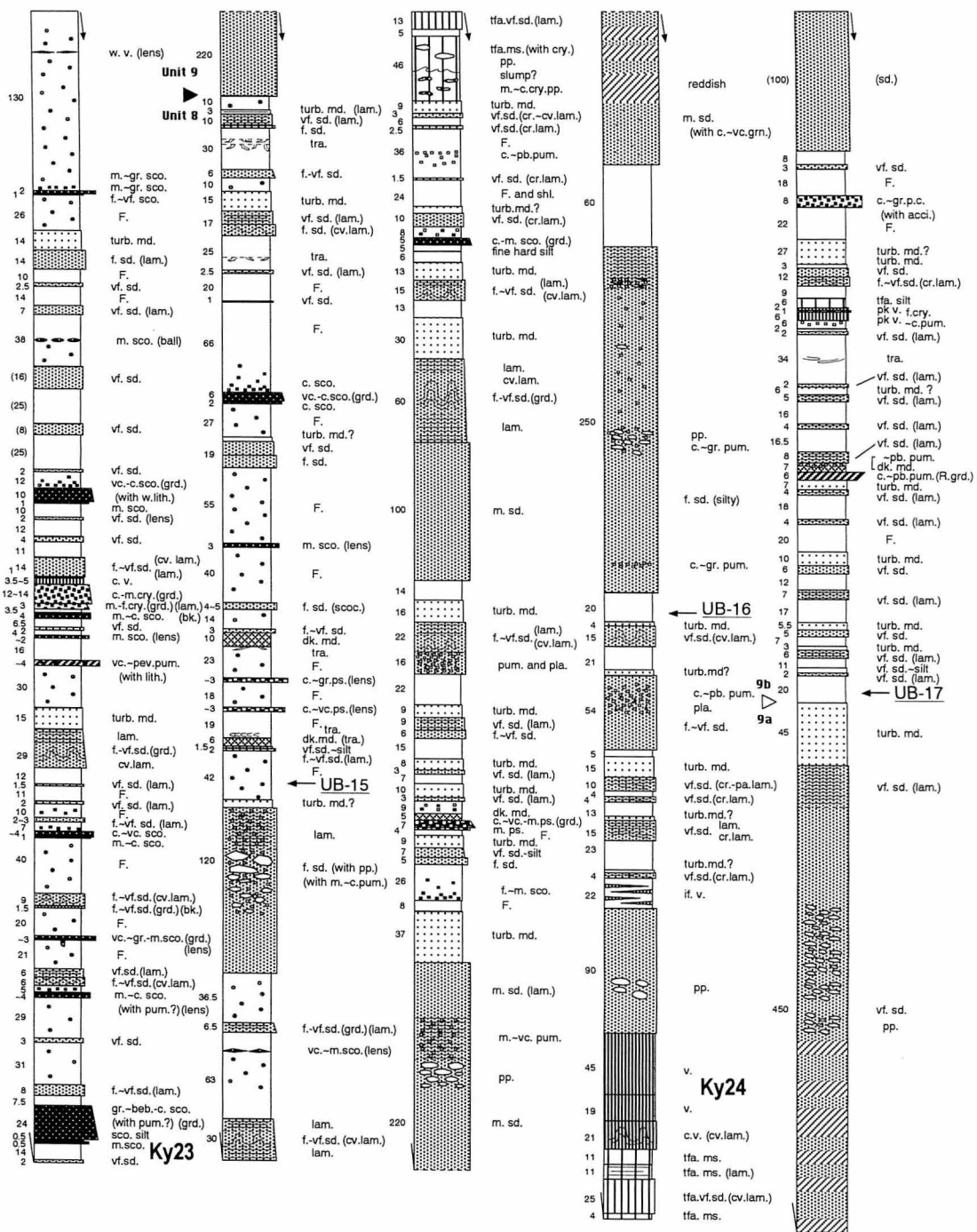


図 2. (その 5)
Fig. 2. (continued)

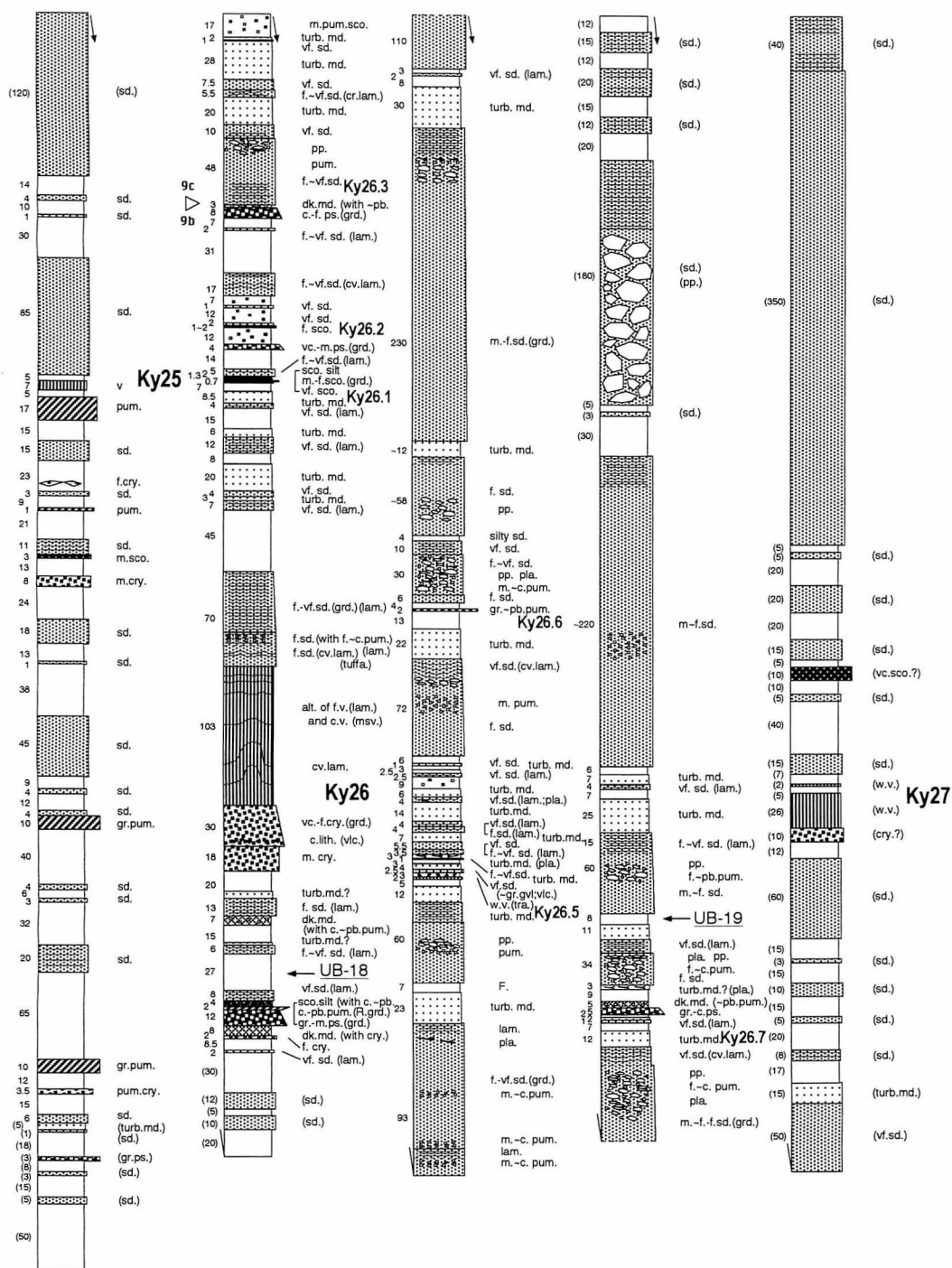


図 2. (その 6)
Fig. 2. (continued)

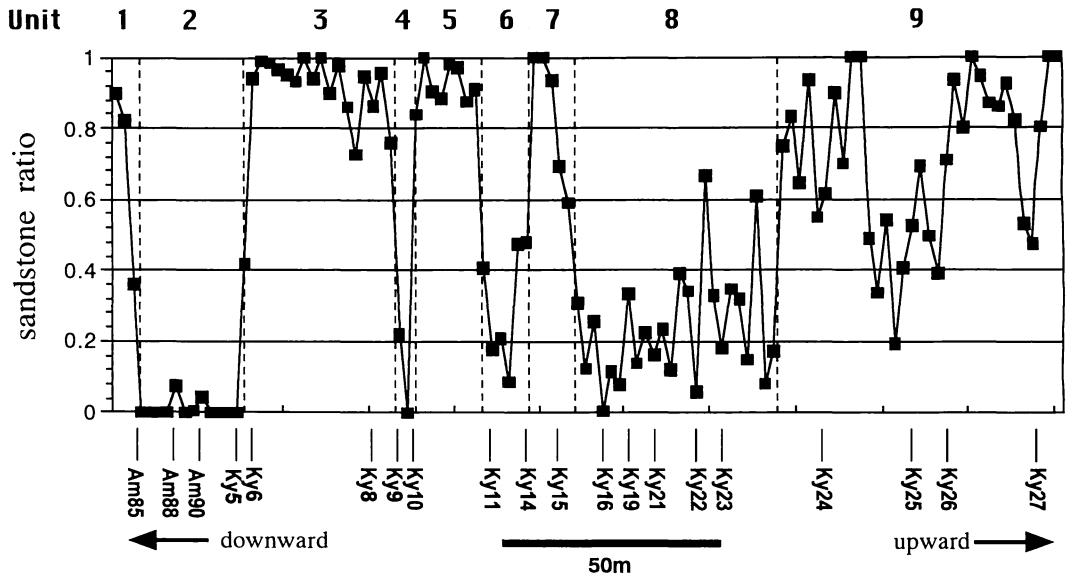


図3. 鶴原地域の地層の砂岩比率の変化とユニット区分。層厚2mごと（テフラは除く）に、含まれる砂岩層（タービダイト）の厚さの比率を求めたもの {砂岩/(砂岩+泥岩)}。タービダイト泥岩は砂岩に含めた。

Fig. 3. Change of sandstone ratio and unit distinction of the strata in Ubara district. Ratios of sandstone (turbidite) are calculated for every 2 m thickness in the strata, without tephra, and added turbidite mudstone to sandstone.

ことがある。厚い砂岩には細礫サイズの硬質礫（チャート、石英、硬砂岩、結晶片岩類など）が多量に含まれるほか、中礫～大礫サイズの泥岩偽礫もよくみられる。分布は理想郷の岬の付け根付近から南端の海食崖上部までで、ユニット1および2と同様に勝場断層の東側には見られない。厚さは約35mである。

ユニット4は、ほとんど泥岩からなる。Tokuhashi (1979), 中嶋ほか (1981) の岩相区分では、eである。層厚が薄く（約4m）、露出場所は限られる。勝場港の漁協に隣接した旅館「鶴原館」第2駐車場背後の崖及び理想郷展望台に到る尾根の分岐点付近、並びに、理想郷東端にわずかに存在する勝場断層の東側部分に露出が見られる（図5B）。また、干潮時に露出する長入港南方沖の低平な岩礁は、同ユニットで構成されると考えられる。

ユニット5は、ユニット3と同様に厚さ1～3mの厚いタービダイト砂岩（中粒～細粒）の連続からなる。泥岩やテフラ層は非常に少ない。Tokuhashi (1979), 中嶋ほか (1981) の岩相区分では、b1～b2である。やはり、厚い砂岩層には細礫サイズの硬質礫が含まれることが多い。この層準は、旅館「鶴原館」付近の斜面中腹及びそこに到る道路の素掘トンネル内、並びに、理想郷の北部尾根沿いで観察される。海岸部ではほとんど観察されず、ユニット4と同様に、わずかに理想郷東端部（勝場断層の東側）に露出するのみである（図5B）。全体の厚さは20～25mである。

ユニット6は、泥岩を主体とし、砂岩を少量挟む。Tokuhashi (1979), 中嶋ほか (1981) の岩相区分では、d（泥勝互層）～eである。テフラの挟みも多く、スコリア質テフラが卓越する。泥岩中にもスコリア粒が散在する。勝場断層東側の勝場港から海中公園にかけての海岸部でよく観察されるほか、勝場断層西側では旅館「鶴原館」（勝場港側）及び民宿「よつば荘」（鶴原海岸側）の背後の崖に露出が見られる。厚さは約12mである。

ユニット7は、鍵層Ky15の直下に存在する厚さ約6mの砂岩層及びその上位の砂がち砂岩泥岩互層である。下部の厚い砂岩層は、中央よりやや上位に波打った侵食面が見られることから、2枚の厚い砂岩層が合体したものと考えられる。内部に火山砕屑物（白色ガラス質テフラ）から成るコンボリュート構造が発達する。上部は比較的薄い砂岩と泥岩の互層である。Tokuhashi (1979), 中嶋ほか (1981) の岩相区分では、下部はb0（砂勝互層－泥岩を挟まず、厚い砂岩が合体した複合層）、上部はb2～b3（砂勝互層－泥岩を挟み、単層の厚さが0.5m以下の砂岩が主体）である。やはり勝場断層東側の海岸部で観察される。全体の厚さは約12mである。

ユニット8は、泥がち砂岩泥岩互層で、泥岩中に赤褐色球状物質（生痕化石?）を多量に含むことで特徴づけられる。砂岩の挟みは下部で少なく、上部でやや多くなる。厚さ10～30cm程度の比較的薄いものが

ほとんどである。Tokuhashi (1979), 中嶋ほか (1981) の岩相区分では e~d である。テフラとしては、本層準に、三梨・矢崎 (1958) が記載し、三浦・房総半島で最も広域に対比されている鍵層 Hk (Ky21) が含まれる。これは、厚さ 1 m を越す結晶質テフラと厚さ約 40 cm のスコリア質テフラの組合せから成る。また、スコリア質テフラが卓越し、2 枚のピンク色ガラス質テフラ (Ky17, Ky19) が顕著である。下部は海中公園前の湾の吉尾断層 (後述) の西側、上部は同東側で観察される。鍵層 Ky19 は勝場断層西側の鶴原海岸近くにも露出している。全体の厚さは約 50 m である。

ユニット 9 は、全体的に砂岩の割合が増え、主として砂がち砂岩泥岩互層からなる。中部にやや泥がちな砂岩泥岩互層の部分があり、これによって本ユニットは大きく 3 つのサブユニットに区分できる。下位よりサブユニット 9a: c (ノルマル互層) ~b2, Ky24 層準; サブユニット 9b: d~c, Ky25~Ky26 層準; サブユニット 9c: b2, Ky26~Ky27 層準である。また、Ky27 付近にもやや泥がちな層準が薄く存在する (c~d)。また、Ky27 の上位には、非常に厚い砂岩層が堆積しているが (b1~b0), 上限は不明である。全体を通じて、砂岩層の厚さにはかなり変化があるが、その厚さにかかわらず、その上部にタービダイト起源の細粒な泥岩 (タービダイト泥岩; 徳橋・八田, 1982) が顕著に見られる。半遠洋性泥岩が、スコリア等の粒子や生痕化石、有孔虫化石を含み不均質であるのに対して、タービダイト泥岩は、細粒均質で不純物をあまり含まない。テフラは比較的少ないが、白色~ピンク色の厚いガラス質テフラが顕著である (Ky24, Ky25, Ky26)。本ユニットは吉尾断層の東側の海岸部に露出し、下部は吉尾漁港西方で、上部は同東方で観察される。全体の厚さは 70 m 以上である。黒滝不整合は場所によって侵食の程度が異なり、吉尾漁港東側の岬の先端の通称「ボラの鼻」では、鍵層 Ky26.5 のやや上位層準まで削剥しているが、吉尾漁港に近い海食崖では鍵層 Ky27 より上位まで清澄層が存在している。

2. 地質構造

本調査地域では、地層はほぼ東西方向の走向を持ち、北方に非常にゆるく傾斜する。これは地域内でほとんど変化がない。このような場合、本来かなり北側に進まない上位層準が現れないはずであるが、比較的短い距離の間に、上位層準が次々と現れる。また、走向方向である東西方向でも、やはり東側に行くに従って (理想郷から海中公園、吉尾へ向かって)、上位の層準が次々に露出する。これは、東西方向 (正確には東北東-西南西方向及び西北西-東南東方向) で北落ちの正断層、並びに、南北方向 (正確には北北東-南南西方向) で東落ちの正断層が発達していることによる (図 4)。落差は数 m~10 m 程度のものが多い。

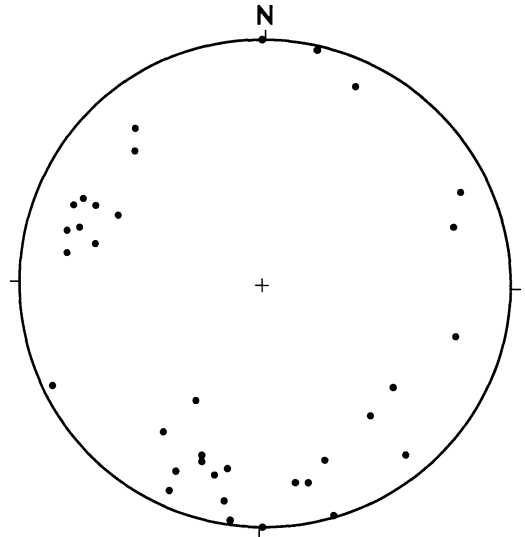
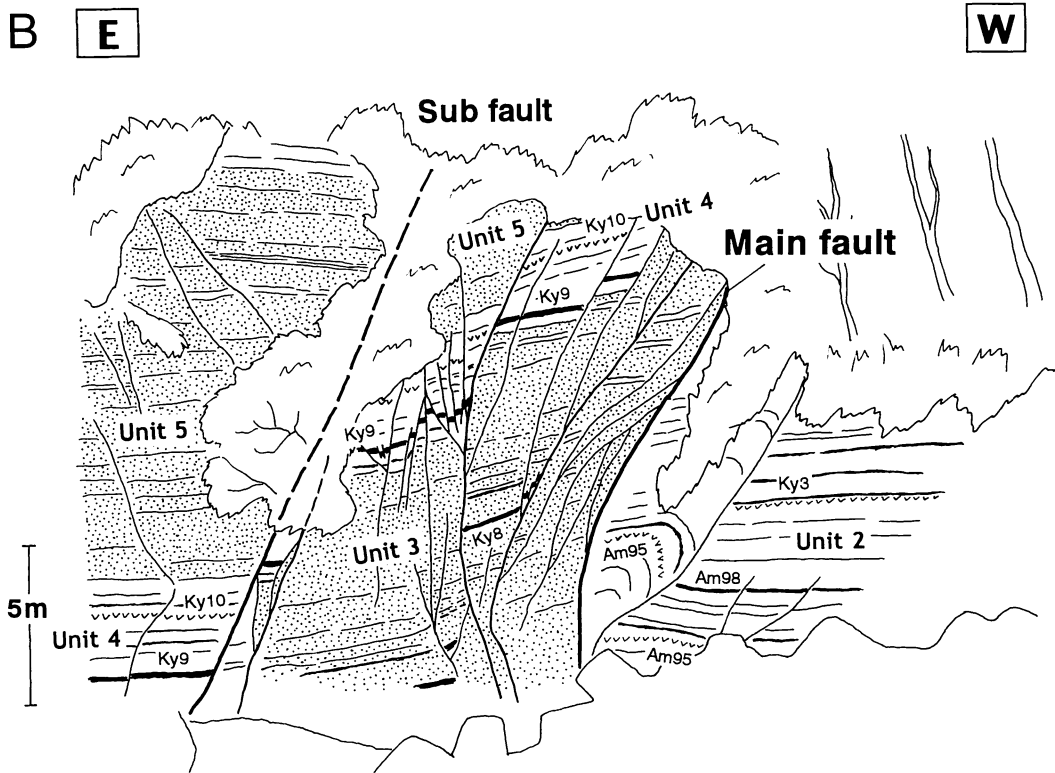
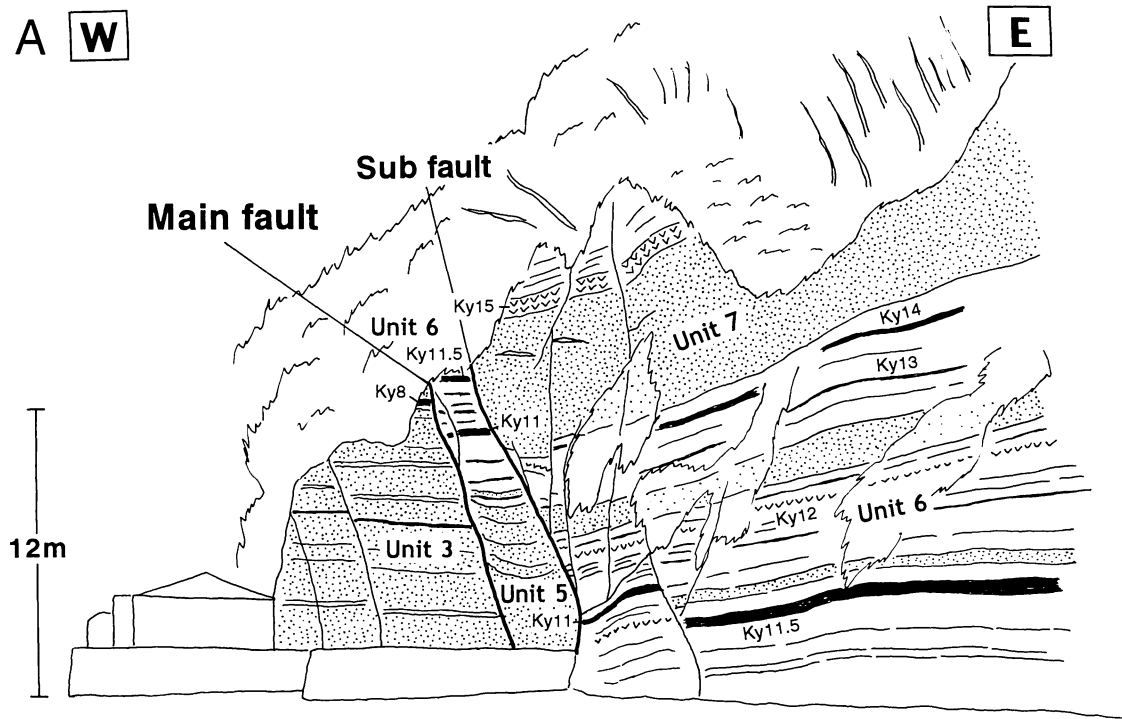


図 4. 鶴原地域の正断層の断層面の極のシュミットネット下半球投影図。北北東-南南西、並びに、西北西-東南東、東北東-西南西の走向を持つ断層が卓越する。

Fig. 4. Schmidt's net lower-hemisphere projection of poles of normal fault plane in Ubara district. NNE-SSW, WNW-ESE and ENE-WSW strikes are dominant.

これらの中で、理想郷東端と勝場港~長入港間の岬の中ほどを結ぶ、北北東-南南西方向で東落ちの正断層は、特に規模が大きく、約 30 m ほどの落差を持つ。勝場港東側の崖では、断層を挟んで、西側には鍵層 Ky8 を含むユニット 3 が、東側には鍵層 Ky11 を含むユニット 6 が露出する (図 5A)。この大規模な正断層を、本論では「勝場断層」と名付ける (図 1)。なお、詳細に検討すると、この断層は 1 本ではなく、断層群として 2 本ないしそれ以上の本数の断層から構成され、幅数 m の狭い範囲で階段状に変位している。勝場港東側では 2 本の断層の間にユニット 5/6 境界部が存在し、西側の断層のほうが落差が大きい主断層であることがわかる。理想郷東端でも、断層西側にはユニット 2 が存在し、東側では、ユニット 3 最上部からユニット 5 最下部が、狭い範囲でいくつかの小断層によって階段状に東側に落ちている様子が観察される (図 5B)。やはり西側の断層が最も落差が大きい主断層、その東側の小断層帯を限る最も東側の断層が副断層である。

この勝場断層とほぼ同じ方向とセンスをもち、比較的落差の大きい断層が海中公園前の湾の東側でも見られる (図 5C)。これを「吉尾断層」と呼ぶ (図 1)。これも大きく 2 本の正断層からなり、断層西側がユニット 8 の Ky16~Ky20 層準、断層を挟んで東側に同ユニットの Ky21 より上位層準が存在し (落差約 15



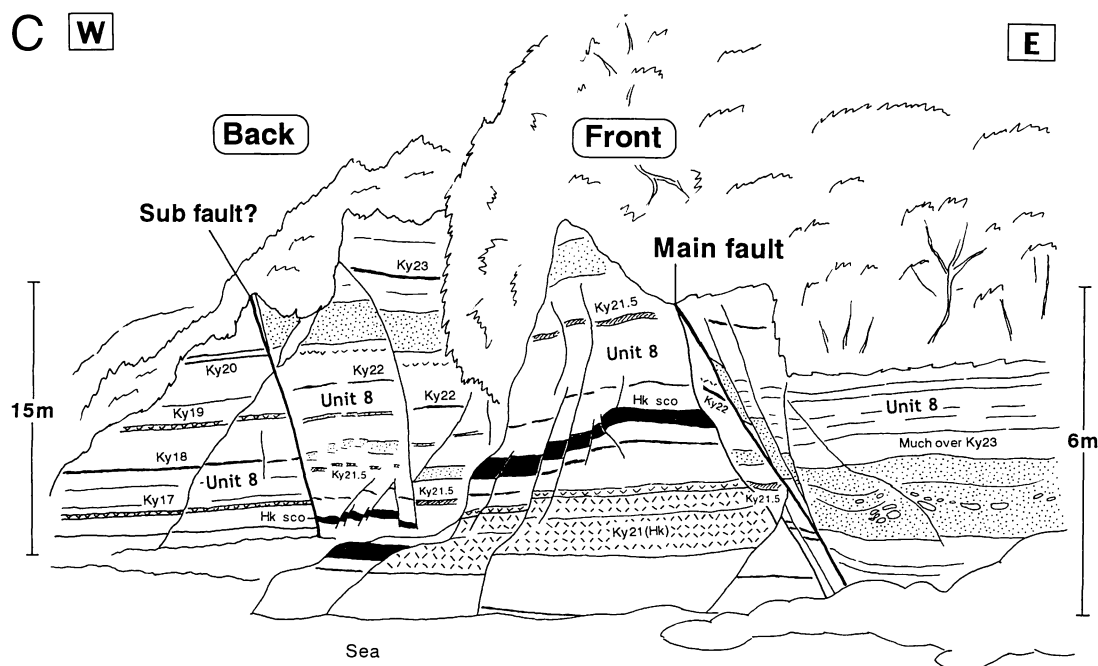


図5. 「勝場断層」及び「吉尾断層」の露头スケッチ. A, 勝場断層 (勝場漁港); B, 同 (理想郷東端); C, 吉尾断層 (海中公園前). スケッチ地点を図1に示した.

Fig. 5. Outcrop sketches of 'Katsuba Fault' and 'Yoshio Fault'. A, Katsuba Fault (Katsuba Fishport); B, Katsuba Fault (East end of Risokyo); C, Yoshio Fault (in front of Kaityu-koen park). Sketch points are shown in Fig.1.

m), さらに別の断層により, 東側に同ユニット最上部付近の Ky23 の上位層準が露出している (落差約 25 m). ここでは東側の断層のほうが落差が大きい.

また, 部分的には, 勝場断層など多くの断層とは反対方向のセンスをもつ西落ちあるいは南落ちの正断層も存在し, 吉尾漁港東方の崖などでは, 地溝・地塁状の構造を示す. ただし, このセンスの断層は, 落差数 m~10 m 程度であり大規模なものは見られない.

これらの正断層群のほかに, 理想郷南部では, 小規模な逆断層~衝上断層が見られる. これらは, 正断層群によって切られている場合が多く, 比較的初期に形成されたものと考えられる.

なお, 勝場断層及び吉尾断層は, その位置から, 上総層群下部から三浦層群までを含む広い範囲に形成された延長 20 km にも及ぶ巨大な断層 (三梨・須田, 1980) である可能性があるが, 今回はその確認はできていない.

3. 石灰質ナノ化石年代

試料採取層準を図2に示す. 19 試料のうち 15 試料から石灰質ナノ化石を検出したが, 保存状態は全体に不良~中程度とあまり良くなかった (表1). 岩相が砂岩層及び砂がち砂岩泥岩互層となる層準から採取した試料 (UB-06~09, 16~19) では, 石灰質ナノ化石が産

出しないか, 産出してもその頻度が低く, ナノ化石帯を決定するには至らなかった.

最下部の2試料, UB-01, 02 からは *Discoaster quinqueramus* が産出したが, これはナノ化石帯 CN9 帯を規定する種である. すなわち本調査地域において, 天津層中のテフラ鍵層 Am86 付近より下位は, 後期中新世後葉の CN9 帯 (8.2~5.4 Ma) に対比される. この2試料より上位の UB-03~05, 10~12, 14, 15 の8試料からは, いずれも CN11 帯の上限を規定する種, *Reticulofenestra pseudoumbilica* が産出し, かつ CN9 帯を示す *D. quinqueramus* が産出しないことから, CN10-CN11 帯 (5.4~3.7 Ma) に対比できる. また Ky21 (Hk) 直上より採取した UB-13 からは *Amaurolithus* cf. *delicatus* を検出したが, この種は他の *Amaurolithus* 属と同様, CN10 帯の上限規定種である *Amaurolithus primus* とともに消滅する. 後述の *Pseudoemiliania lacunosa* が産出しないことと考え合わせて, この試料は CN10 帯に対比できるものとした. なお, 同試料から *D. quinqueramus* が1個体産出したが, 保存状態から見て明らかに再堆積したものである.

CN10~CN11 帯と判定した試料については, 同帯付近を細分する *Ceratolithus* 属や *Amaurolithus* 属の産出頻度が三浦層群中においてはきわめて低いため,

表 1. 鶴原地域産石灰質ナノ化石リスト. 資料採集層準は図 2 (地質柱状図) に示す.

Table 1. List of calcareous nannofossils in Ubara district. Sampling horizons are shown in Fig. 2.

Sample number	UB-01	UB-02	UB-03	UB-04	UB-05	UB-06	UB-07	UB-08	UB-09	UB-10	UB-11	UB-12	UB-13	UB-14	UB-15	UB-16	UB-17	UB-18	UB-19
Abundance/Preservation	A/M	A/P	A/P	A/P	A/P	B	R/P	B	B	A/M	A/M	A/M	A/M	A/M	C/P	B	F/P	F/M	F/M
Etching/Overgrowth	2/1	3/1	3/2	3/2	3/1		3/3			2/1	2/1	2/1	2/1	2/1	3/1		3/1	2/1	2/1
<i>Amaurolithus</i> cf. <i>delicatus</i>													R						
<i>Calcidiscus leptoporus</i>	R	F	F	F	F					F	F	R	F	C	R				
<i>C. macintyreii</i>			R							F				F					
<i>Ceratolithus</i> aff. <i>armatus</i>										R									
<i>Coccolithus pelagicus</i>	A	C	C	C	F					F	C	C	F	C					R
<i>Cyclococcolithus</i> sp.										R			R						
<i>Discoaster berggrenii</i>		R											R						
<i>D. brouweri</i>										R			R						
<i>D. challengeri</i>	R			R	R														
<i>D. intercalaris</i>	R	R	R		R						R	R							
<i>D. pentaradiatus</i>		R	R		R					F	F	R	R		R				
<i>D. quinquerramus</i>	R	F											r						
<i>D. surculus</i>			R	R						R		R	R	R					
<i>D. variabilis</i>	F	F	R	R	R					R	R	R	R	R					
<i>Discoaster</i> spp.	C	C	C	F	F		R			F	F	F	F	F	R		R	R	R
<i>Discolithina japonica</i>										R									
<i>Discolithina</i> spp.															R				
<i>Florisphaera profunda</i>										C	F	F	F	R					
<i>Helicosphaera carteri</i>		R	R	R						F		R	F	R	R			R	
<i>Helicosphaera</i> sp.	R	R											R						
<i>Reticulofenestra gelida</i>		C	F	R	F					C	F	C	A	A	C		F	F	F
<i>R. haqii</i>	F	F	C	F	C					C	A	C	F	C	R				
<i>R. minuta</i>	C	R	R	R	R					F	C	C	C	C	F		F	F	F
<i>R. minutula</i>	A	A	C	A	C					A	F	C	C	C	C		F	F	F
<i>R. pseudoubilica</i>	F	A	R	C	C					F	R	R	F	C	F				
<i>R. producta</i>	F	F	A	C	C					C	F	F	R	C					R
<i>Sphenolithus abies</i>			R	R	R					F		R	R	R				R	
<i>S. neoabies</i>	C	F	C	R	R					F	R	R	R	R	R				
Nanno zonation (CN)	9	9	10 11	10 11	10 11	—	×	—	—	10 11	10 11	10 11	10	10 11	10 11	—	×	×	×

Abundance: A = abundant, C = common, F = few, R = rare, B = barren. Small letters mean reworked specimens. Preservation: G=good, M=moderate, P=poor. Etching and Overgrowth: 1=slight, 2=moderate, 3=strong.

図 6. 鶴原地域から産出する代表的な石灰質ナノ化石の写真. すべての写真は同じ倍率であり, スケールバーは 10 μ m を示す. 写真 1~6, 9, 10, Xb は位相差顕微鏡写真, 写真 Xa, 20, 21 は直交偏光像である.

Fig. 6. Photographs of typical calcareous nannofossils from Ubara area. All photographs are same magnification and scale bar indicates 10 μ m. Photographs 1~6, 9, 10, Xb are phase-contrast micrographs, and photographs Xa, 20, 21 are cross-polarized light images. 1, 2, *Discoaster quinquerramus* Gartner (Sample UB-02); 3, *Discoaster berggrenii* Bukry (Sample UB-02); 4, *Discoaster pentaradiatus* Tan Sin Hok (Sample UB-11); 5, *Discoaster brouweri* Tan Sin Hok (Sample UB-10); 6, *Discoaster surculus* Martini and Bramlette (Sample UB-10); 7a, 7b, *Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner (Sample UB-13); 8a, 8b, *Calcidiscus macintyreii* (Bukry and Bramlette) Loeblich and Tappan (Sample UB-03); 9, *Discoaster variabilis* Martini and Bramlette (Sample UB-04); 10, *Ceratolithus* aff. *armatus* Muller (Sample UB-10); 11a, 11b, *Calcidiscus leptoporus* (Murray and Blackman) Loeblich and Tappan (Sample UB-01); 12a, 12b, *Reticulofenestra pseudoubilica* (Gartner) Gartner (Sample UB-02); 13a, 13b, *Reticulofenestra gelida* (Geitzenauer) Backman (Sample UB-14); 14a, 14b, *Reticulofenestra haqii* Backman (Sample UB-11); 15a, 15b, *Reticulofenestra minutula* (Gartner) Haq and Berggren (Sample UB-10); 16a, 16b, *Reticulofenestra producta* (Kamptner) Backman (Sample UB-03); 17a, 17b, *Reticulofenestra minuta* Roth (Sample UB-01); 18a, 18b, *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller (Sample UB-01); 19a, 19b, *Cyclococcolithus* sp. (Sample UB-13); 20, *Sphenolithus abies* Deflandre (Sample UB-05); 21, *Florisphaera profunda* Okada and Honjo (Sample UB-10).

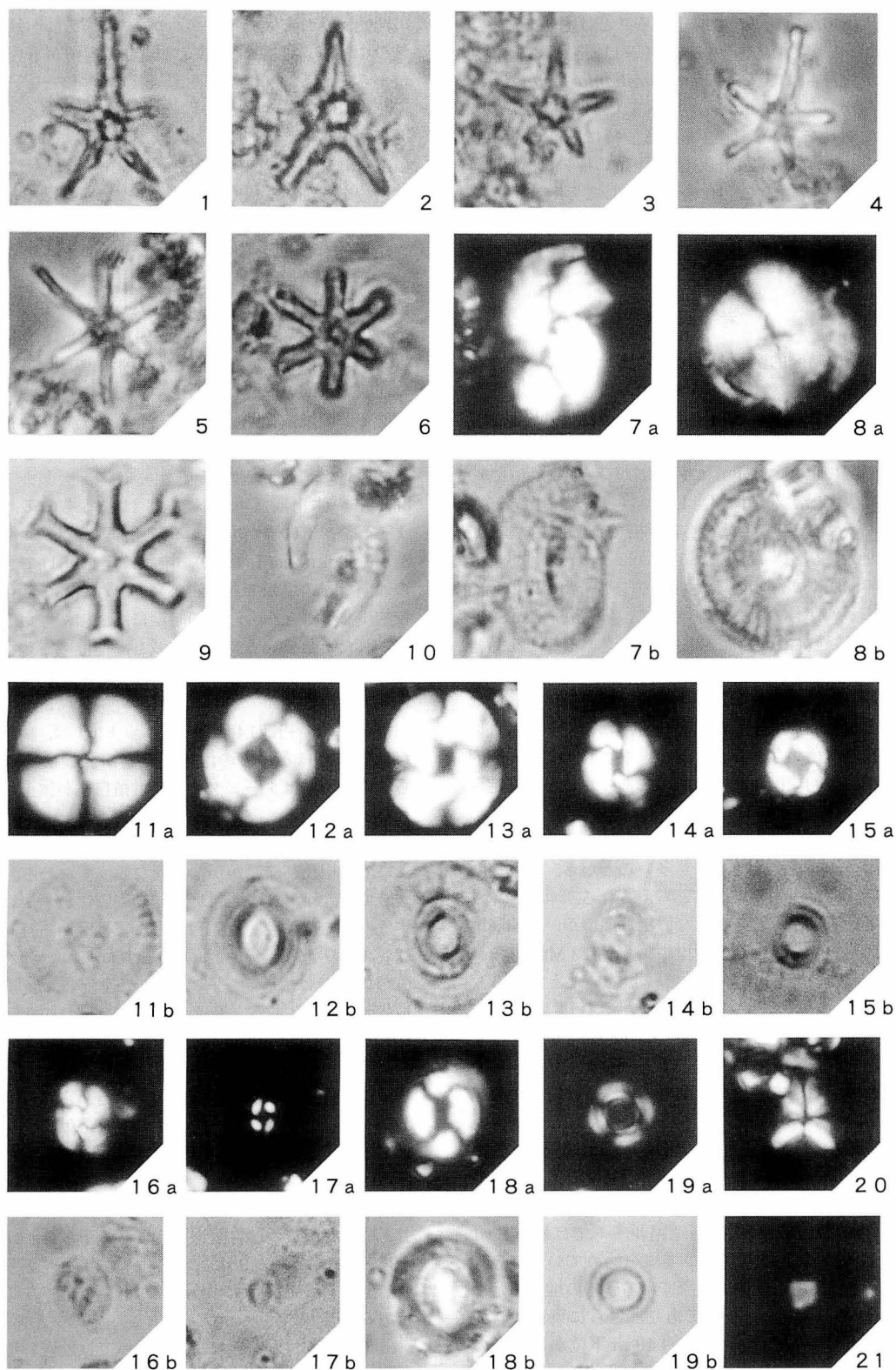


図 6. Fig. 6.

これ以上細かいレベルで判定することは困難である。しかし、いずれの試料からも、CN11 帯下部にその初出現が報告されている *Pseudoemiliania lacunosa* が全く産出しないことから、すべて CN10 帯 (5.4~4.2 Ma) に対比できる可能性もある。特に前述の UB-13 層準、すなわち Ky21 (Hk) より下位の部分は、前期鮮新世前葉~中葉の CN10 帯に対比して差し支えないものと思われる。

なお、本地域に産出する代表的ナノ化石を図 6 に示した。

考 察

1. 岩相の時間的変遷と地域的差異

前述のように、本調査地域では、大きくみて下部に泥岩卓越層と砂岩卓越層が存在し、上部は砂岩泥岩互層が発達する。

最下部にはユニット 1 の砂岩層が存在するが、この層準は天津層上部層に相当し、ユニット 2 の泥岩層が本来の天津層を特徴づける岩相である。中嶋ほか (1981) は、房総半島中東部では、ほとんどの地域で天津層の同層準が泥岩のみからなり、唯一鴨川市の金山川から待崎川にかけての地域で、同層準 (Am83~Am91) に砂がち砂岩泥岩互層が発達することを報告し、これを清澄層の先駆的な存在であるとしている。同時期に地理的に少し距離をおいた鶴原地域で同様な砂がちの地層が堆積したことから、鴨川方面とは別の堆積物の流路が存在したことが推察され、この先駆的活動が比較的規模の大きなものであったことが推定される。

天津層最上部に相当するユニット 2 の泥岩は、生痕が密集し、挟在するテフラも多いことから、堆積速度が遅い深海平坦面の堆積物と考えられる。ユニット 1 の砂岩を除けば、このような静穏な環境が、天津層堆積の初期すなわち中期中新世中葉 (約 13 Ma; 高橋, 1998) 以来長期間にわたり継続していたと考えられる。

その後、厚い砂岩 (清澄層) の本格的な堆積が始まる (ユニット 3)。これらは、上方細粒化を示し、最上部に葉理が発達するほか、泥岩の偽隙や硬質岩の隙を含む場合が多いことから、タービダイトと判断される。このタービダイト砂岩の堆積開始は、鍵層 Ky5 のやや上位の層準からである。清澄層に関して房総半島内を広域に調査した Tokuhashi (1979)、中嶋ほか (1981) によれば、鴨川有料道路ルートでは鍵層 Ky1 の約 120 m 下位から砂岩が堆積を始めている。それより東方の鴨川市袋倉川上流では、砂岩の堆積開始は鍵層 Ky3 の約 40 m 下位であり、さらに東方の勝浦市古新田では、鍵層 Ky5 の約 40 m 下位が砂岩層の下限である。これにさらに東方に位置する鶴原地域の調査結果を加えると、東方に行くに従って砂岩の堆積

の開始が遅れていることがわかる (図 7)。同じ鶴原地域の中でも、理想郷東部では砂岩の堆積が Ky5 の上位からであるが、理想郷西部 (養殖センター内) では Ky5 の下位にもやや厚い砂岩層が数枚存在し、狭い範囲でも堆積開始時期が異なることを示している。Tokuhashi (1979)、徳橋 (1983a, 1983b) は、清澄層の堆積過程を詳細に解析し、鍵層 Am98 から Ky8 層準を海底扇状地準備期として、房総半島の中央部に存在した地形的な凸凹をならすようにタービダイトが堆積し、その供給通路 (フィーダー・チャンネル) は天津小湊町内浦山県民の森付近にあったとしている。さらに上位の鍵層 Ky8 以降は、海底扇状地形成・成長期とされ、当初の局所的な堆積から、半島中部全域におよぶ海底扇状地の形成に移行している。この過程でタービダイトの堆積範囲が拡大し、半島東方域にも徐々に堆積を開始させていったと推測される。

鶴原地域では、鍵層 Ky5 から Ky11 層準までは、間にやや休止期 (ユニット 4) は入るものの、厚いタービダイト砂岩が堆積する時期が続いた (ユニット 3, 5)。Tokuhashi (1979)、中嶋ほか (1981) でも、この層準はどの場所でも砂岩が発達し、層厚の変化も比較的少ないことから、この時期に海底扇状地が広く形成されたとしている。鶴原地域も、他地域とそれほど層厚が変わらず、海底扇状地本体の中に位置していたと考えられる。

鍵層 Ky11~Ky14 層準 (ユニット 6) は、鶴原地域だけでなくほとんどの地域で泥岩が発達することから、この時期はタービダイトの堆積自体が休止していたことがわかる。

その上位の Ky14 から Ky22 にかけては、地域によって岩相及び層厚がかなり異なる。すなわち、鶴原地域では、砂がちな地層が Ky15 周辺にわずかに存在するのみで (ユニット 7)、ほとんどは泥がち互層であり (ユニット 8)、厚さは約 50 m であるが、鴨川有料道路付近では、砂岩主体の地層が連続し、層厚は約 170 m にも達する (Tokuhashi, 1979; 中嶋ほか, 1981)。Tokuhashi (1979)、徳橋 (1983a, 1983b) によれば、タービダイト砂岩を流下させた流路が、徐々に西側に移行することを示していることから、ユニット 6 の休止期のあと、タービダイトの流路が変わり、鶴原地域は海底扇状地域から次第にはずれていったものと考えられる。

鍵層 Ky22~Ky23 層準では、鶴原地域では下位に引き続き泥がちの砂岩泥岩互層であるが、Tokuhashi (1979)、中嶋ほか (1981) では、他の地域も泥がちとなり、全体的に海底扇状地の活動が低調であったことがわかる。

鍵層 Ky24 付近からは、鶴原地域では砂岩の量が増大し、砂がち砂岩泥岩互層となる。Tokuhashi (1979)、中嶋ほか (1981) によれば、この層準は他の地

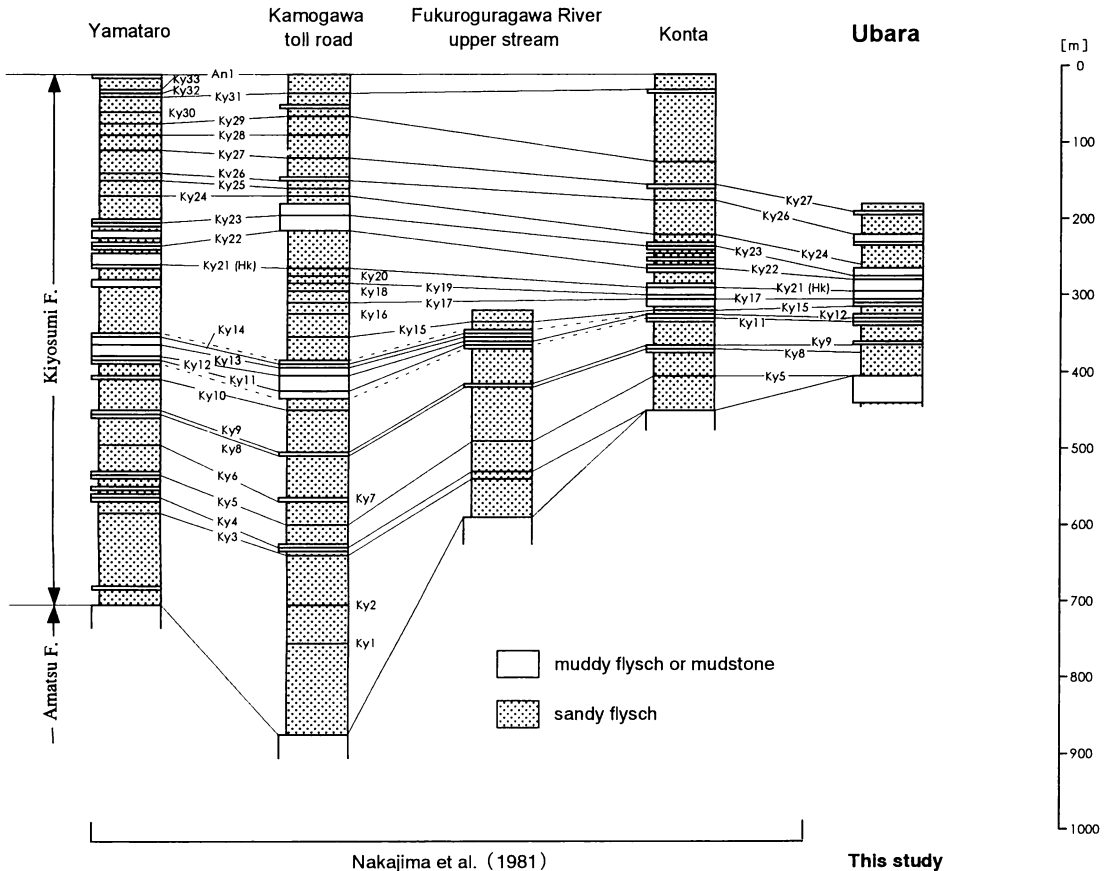


図7. 房総半島各地域の清澄層の対比図。中嶋ほか(1981)のデータに、本報告のデータを対比させたもの。
Fig. 7. Comparisons of several route of the Kiyosumi Formation in the Boso Peninsula. Data of this study (Ubara) is compared with those of Nakajima *et al.* (1981).

域も砂がちとなり、また厚さもそれほど変化がないことから、海底扇状地が再び広く発達したと推測される。

以上のように、鶴原地域は、Tokuhashi (1979)、中嶋ほか (1981) が示した海底扇状地の発達過程とほぼ矛盾なく推移するものの、全体として泥がちな地層が卓越し、層厚が薄いことから、海底扇状地のより縁辺に近い位置に相当するものと考えられる。

なお、一部に地域差はあるが、全体的に見て、広範囲に砂岩の発達する層準と泥岩の発達する層準が共通していることから、各地域でのタービダイト砂岩の消長は、海底扇状地の位置の移動によるよりも、タービダイト砂岩の発生そのものの消長の影響が強いと考えられる。また、全体を通じて泥岩発達層準と砂岩発達層準が頻繁に繰り返すことから、これらは石原ほか (1997) が房総半島中部の清澄層及び安野層で解析したような、氷河性海水準変動に基づく周期性を示していると推測される。

2. 地質及び地質構造と地形との関係

鶴原地域は、全体として外洋に向かって岬状に突出した地形を示すが、中でも、詳細に見ると、場所によって地形に違いが見られる。特に顕著なのは、理想郷地域が最も大きく突出していることである。

理想郷地域の先端部は地域内で最も下位に位置する天津層最上部の泥岩 (ユニット 2) で構成されており、この岩相が他に比べて侵食を受けにくいものと推測される。外洋に面した先端部に比較して、理想郷の付け根部分の尾根がより細くやせていることは、その部分が清澄層最下部の厚い砂岩 (ユニット 3) からなり、それらが泥岩に比較して侵食を受けやすいことを示すと考えられる。

理想郷が他より突出しているもう 1 つの要因として、地質構造の項で述べた、理想郷東端から勝場港・長入港間の岬を切るように伸びる勝場断層の存在が考えられる。断層の東側の海食崖には、かなり上位の泥岩 (ユニット 6) が露出する。地層の傾斜から類推すると、理想郷の東側、長入港の南側には、理想郷の根

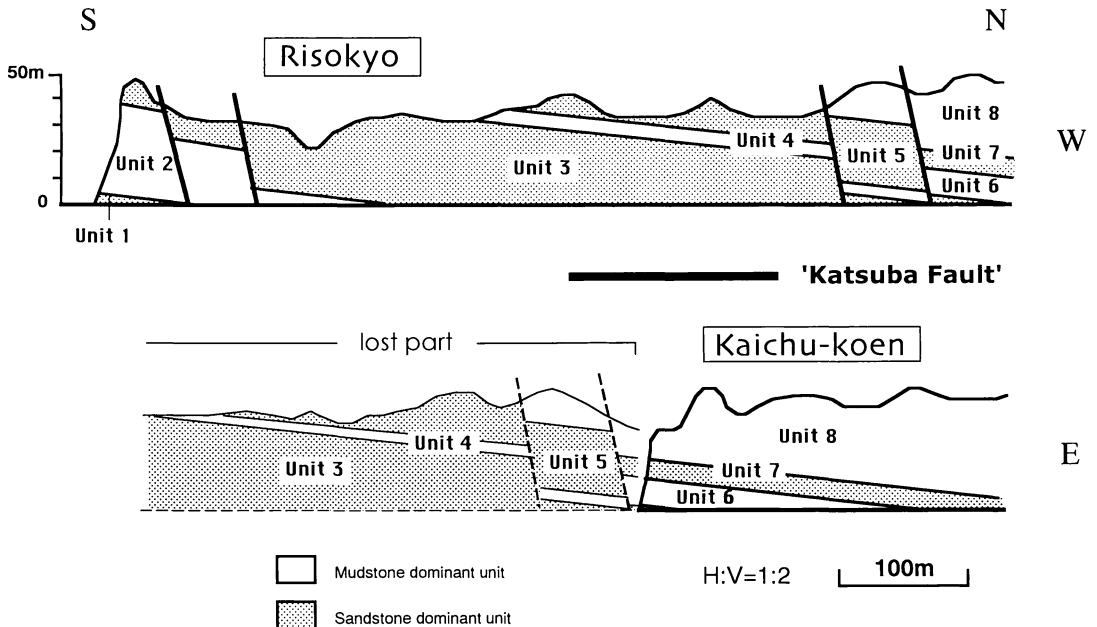


図8. 鵜原地域地質断面模式図。勝場断層を挟んだ鵜原理想郷側（西側）と海中公園側（東側）の2つの南北断面を示したもの。東側では、かつて存在し、すでに削剥されて失われた部分の断面も示した。

Fig. 8. Geological section of Ubara district. N-S section of Risokyo area (west side) and Kaichu-koen area (east side), both sides of 'Katsuba Fault', are shown. The part already lost by erosion is also shown for the east side.

元に露出する厚い砂岩（ユニット3～5）が本来存在したはずであるが、それらは侵食に弱く、すでに完全に削剥されてしまったと考えられる（図8）。このことは、長入港から海中公園にかけての3つの岬の先端を結ぶ線が地層の走向とほとんど平行で、しかも同一層準が露出することからも支持される。つまり、ユニット6の泥岩が侵食の進行を抑えていると推測される。以上のことから、断層の西側で泥岩（ユニット2）からなる理想郷地域のみが突出した状態で残っていると推測される。

このように、泥岩と砂岩の物性の違いが、地形に大きく反映していると考えられる。特に、下位層準ではどちらかが極端に卓越したユニットが存在することなどにより、物性の違いが地形に明確に現れたのであろう。それに対して、海中公園の東側は、より上位の層準が露出し、砂岩泥岩互層となるため、差別的な侵食がそれほど働かず、特に突出した地形を示さないと考えられる。

3. 年代

石灰質ナノ化石の検討により、本調査地域を構成する天津層最上部及び清澄層の年代は Okada and Bakrey (1980) の CN9 帯から CN10～11 帯に含まれることが明らかとなった。今回は、上位層準について

の精密な時代区分はできなかったが、清澄層の上位に重なる安野層の下部層準（鍵層 An9 付近）が CN10c 帯に含まれることがすでに示されている（高橋ほか、1995）ことから、清澄層については CN10c 帯以下であると言えよう。

ところで、清澄層の年代に関しては、これまでにいくつかの報告がある。

まず今回と同じく石灰質ナノ化石を用いて、蟹江ほか(1991)は、房総半島西部の志駒川流域の清澄層と同時異相の稲子沢層中の鍵層 Hk (Ky21) 付近の層準が CN10b 亜帯に、稲子沢層最上位付近の層準が CN10c 亜帯に対比できるとしている。これは、今回の天津層最上部～清澄層中上部までの連続試料の解析結果とほぼ合っている。

次に浮遊性有孔虫を用いて Oda(1977) は、天津層最上部及び清澄層全層準がほぼ *Pulleniatina primalis*/*Globigerina nepenthes* Zone に含まれるとし、Blow (1969) の N.17 後半～N.19 帯に対比している。これは年代的に最後期中新世～前期鮮新世にほぼ対応し、今回のナノ化石のデータと一致している。

さらに絶対年代については、清澄層中の鍵層 Hk (Ky21) のジルコンのフィッシュ・トラック (FT) 年代として、Kasuya (1987) が 5.0 ± 0.5 Ma (君津市黄和田)、吉田 (1982) が 3.7 ± 0.3 Ma (三浦半島逗子)、徳橋ほか (2000) が 4.5 ± 0.2 Ma (君津市折木沢) の値

を得ている。また、鍵層 Hk の K-Ar 年代として、岡田ほか (1991) が 5.2 ± 0.6 Ma (三浦半島: 角閃石)、卜部ほか (1998) が 4.5 Ma 前後の値 (富津市稲子沢、君津市高宕沢、勝浦市鶴原: 角閃石、斜長石) を報告している。さらに、Hk 以外の鍵層について、徳橋ほか (2000) は、天津層最上部の鍵層 Am94 のジルコン FT 年代として、 5.2 ± 0.3 Ma を得ている (君津市折木沢)。各年代値に多少のばらつきはあるが、どの値をとっても、ナノ化石データが示す年代と矛盾しない。

また、古地磁気層序では、Kimura (1974) が清澄層上部をギルバート逆磁極期下部に、清澄層下部を Foster and Opdyke (1970) の “the Polarity Interbal 5” に対比し、清澄層下部中の顕著な正磁極期を、“the Polarity Event ‘A’” に対比している。新妻 (1976) も、清澄層を赤道太平洋域の第 4 逆磁極節中部 (4-B 亜節~4-C2 亜節) に対比している。これらは前期鮮新世ごろの年代を示し、ナノ化石データと一致している。

以上のことから、鶴原地域に分布する天津層最上部から清澄層中上部の年代は、後期中新世後葉~前期鮮新世中葉と考えられる。

結 語

今回の調査では、鶴原地域という限られた狭い範囲に関して詳細な調査を行い、当地域内での地学的事象をかなり明らかにできたと考える。しかし、調査の内容は岩相の肉眼的記載が中心となり、構成層、特にテフラ層の岩石学的検討ができなかった。今後、これらの検討を行い、当時の火山活動の性質、時空変遷などを明らかにしたい。

謝 辞

本論の作成にあたり、経済産業省産業技術総合研究所地質調査所の中嶋輝允博士、徳橋秀一博士には清澄層に関していろいろと御教示いただいた。両博士、並びに、千葉県立中央博物館の熊代浩子博士には、粗稿のご校閲を賜り、貴重なご意見をいただいた。中央博物館の吉村光敏地学研究科長には地形に関して議論していただいた。これらの方々に、深く感謝申し上げる次第である。

引用文献

- Blow, W. H. 1969. Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Brönnimann, P. and H. H. Rentz (eds.), International Conf. Planktonic Microfossils, 1st, Geneva (1967), Proc. 1: 199-422.
- 房総団体研究グループ. 1964. 黒滝不整合における削剥量とその意義. 地質雑 70: 88-99.
- 千葉県立中央博物館. 1994. 地学資料 三浦層群中部鍵層集 II (1993 年版). 82 pp. 千葉県立中央博物館.
- Foster, J. and N. D. Opdyke. 1970. Upper Miocene to Recent magnetic stratigraphy in deep-sea sedi-

- ments. Jour. Geophys. Reserch 75: 4465-4473.
- 石原与四郎・宮田雄一郎・徳橋秀一. 1997. 房総半島安房層群上部のタービダイトシーケンスの時系列解析. 地質雑 103(6): 579-589.
- 蟹江康光・岡田尚武・笹原由紀・田中浩紀. 1991. 三浦・房総半島新第三紀三浦層群の石灰質ナノ化石年代および対比. 地質雑 97(2): 135-155.
- Kasuya, M. 1987. Comparative study of Miocene fission-track chronology and magneto-biochronology. Tohoku Univ., Sci. Rept., 2nd. ser. 58: 93-106.
- 川辺鉄哉・浜田成久・前田四郎. 1980. 房総半島鶴原地域の鮮新世後期-更新世初期の黒滝層. 地学雑誌 89(4): 237-246.
- 川辺鉄哉・大野恵一郎・前田四郎. 1981. 房総勝浦地域における勝浦層と黒滝層との層位学的関係についての一考察. 地学雑誌 90(1): 1-13.
- Kimura, K. 1974. Magnetic Stratigraphy of Late Cenozoic Sedimentary Sections in Boso Peninsula, Niigata Area, and Oga Peninsula, Japan. Jour. Geol. Soc. Japan 80: 579-592.
- 三梨 昂・矢崎清貴. 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: 16-22.
- 三梨 昂・菊地隆男・鈴木尉元・平山次郎・中嶋輝允・岡 重文・小玉喜三郎・堀口万吉・桂島 茂・宮下美智夫・矢崎清貴・影山邦夫・那須紀幸・加賀美英雄・本座栄一・木村政昭・楡井 久・樋口茂生・原雄・古野邦雄・遠藤 毅・川島真一・青木 滋. 1979. 特殊地質図 20 東京湾とその周辺地域の地質. 91 pp. 地質調査所, つくば.
- 三梨 昂・須田芳朗. 1980. 20 万分の 1 地質図幅「大多喜」. 地質調査所, つくば.
- 中嶋輝允・牧本 博・平山次郎・徳橋秀一. 1981. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅) 鴨川地域の地質. 107 pp. 地質調査所, つくば.
- 中嶋輝允・高野 仁・高橋直樹 (編). 1997. 地学資料 三浦層群下部鍵層集 I (1996 年版). 75 pp. 千葉県立中央博物館, 千葉.
- 新妻信明. 1976. 房総半島における古地磁気層位学. 地質雑 82: 163-181.
- Oda, M. 1977. Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy of the Late Cenozoic Sedimentary Sequence, Central Honshu, Japan. Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.) 48(1): 1-72.
- Okada, H. and D. Bukry. 1980. Supplementary modification and introduction on code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation. Marine Micropaleontology 5: 321-325.
- 岡田尚武・斎藤和男・金子 満. 1991. 三浦層群の石灰質ナノプランクトンと凝灰岩鍵層の K-Ar 年代. 月刊地球 13: 20-23.
- 高橋雅紀. 1998. 房総半島に分布する海成中新統に挟在するスコリアの起源とテクトニックな意義. 地調月報 49(4): 157-177.
- 高橋直樹・寺村秀昭・田中浩紀. 1995. 千葉県君津市香木原における三浦層群安房層下部層の層序と年代. 千葉中央博自然誌研究報告 3(2): 133-142.
- 徳橋秀一. 1976a. 清澄層 Hk 層準フリッシュ型砂泥互層の堆積学的研究 (その 1) —砂泥互層の層厚・岩相変化と砂岩層の形態—. 地質雑 82(11): 729-738.
- 徳橋秀一. 1976b. 清澄層 Hk 層準フリッシュ型砂泥互層の堆積学的研究 (その 2) —砂岩層の堆積機構と堆積環

- 境一. 地質雑 82(12): 757-764.
- Tokuhashi, S. 1979. Three Dimensional Analysis of a Large Sandy-Flysch Body, Mio-Pliocene Kiyosumi Formation, Boso Peninsula, Japan. Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. Mineral. 46: 1-60.
- 徳橋秀一. 1983a. タービダイトの話 (3) 古海底扇状地堆積物を斬る (I. 実態編). 地質ニュース (342): 40-52.
- 徳橋秀一. 1983b. タービダイトの話 (4) 古海底扇状地堆積物を斬る (成因編). 地質ニュース (345): 54-62.
- 徳橋秀一. 1997. 清澄山系の地質. In 千葉県史料研究財団 (編), 千葉県の自然誌 本編 2 千葉県の大地, pp. 163-200. 千葉県.
- 徳橋秀一・八田明夫. 1982. タービダイトの話 (1) フリッシュ型砂泥互層のタイプと堆積環境. 地質ニュース (334): 42-50.
- 徳橋秀一・檀原 徹・岩野英樹. 2000. 房総半島安房層群上部の 8 凝灰岩のフィッシュ・トラック年代. 地質雑 106(8): 560-573.
- ト部厚志・大木淳一・吉久順子・須江由佳里. 1998. 房総半島中新統天津層の凝灰岩層と K-Ar 年代. In 日本地質学会第 105 年学術大会講演要旨, p. 30.
- 吉田彰二. 1982. 南部フォッサマグナの新生代テクトニクス—三浦, 大磯地域の古地磁気と F. T. 年代—. 大阪微化石研究会誌 9: 33-39.
- Young, J. R. and Wei, W. 1994. A summary chart of Neogene nannofossil magnetobiostratigraphy. J. Nannoplankton Res. (16): 21-27.

(2001 年 3 月 10 日受理)

Geology of the Miura Group in Ubara District, Katsuura City, Chiba Prefecture, Central Japan—Stratigraphy, Geological Structure and Calcareous Nannofossil Chronology—

Naoki Takahashi¹⁾, Hiroki Tanaka²⁾
and Hitoshi Takano³⁾

¹⁾ Natural History Museum and Institute, Chiba
955-2 Aoba-cho, Chuo-ku, Chiba 260-8682, Japan

²⁾ Onjuku Senior High School

1528 Kubo, Onjuku-machi, Isumi-gun,
Chiba 299-5102, Japan

³⁾ Awa Senior High School

385 Yahata, Tateyama-shi, Chiba 294-0047, Japan

The Neogene Miura Group is widely distributed in the middle part of the Boso Peninsula. The Ubara area is situated at an eastern end of the geographical distribution of the group. Detailed stratigraphic survey has indicated that the strata between the upper part of the Amatsu Formation (horizon of tephra key bed 'Am85') and the upper part of the Kiyosumi Formation (horizon of tephra key bed 'Ky27') are exposed in this area. The strata consist of hemipiragite, turbidite sandstone and mudstone, and numerous tephra beds. The strata are divided into nine units based on the ratio of sandstone. The strata in this area are thinner in total thickness and have higher mudstone ratio than those reported from the central area of the Boso Peninsula. These characters suggest that the strata are marginal facies of submarine fan. Repeitions of mudstone-dominant unit and sandstone-dominant unit might be caused by glacial eustasy. Set of normal faults extend toward NNE-SSW or WNW-ESE trends in this area. In particular, 'Katsuba Fault' and 'Yoshio Fault' are large in scale. Mudstone- and sandstone-dominant units are complicatedly distributed owing to the faults. These geological conditions are considered to affect the formation of landforms in this area. The strata are correlated with an interval from the CN9 to CN10c nannozone (from late period of the late Miocene to middle period of the early Pliocene) by means of calcareous nannofossils.