

逗子層中の凝灰岩鍵層の層位学的研究

——地層の時間・空間概念の指導資料——

江 藤 哲 人

特 定 研 究 論 文 集 別 刷

横 浜 国 立 大 学
教 育 学 部

1 9 8 1

逗子層中の凝灰岩鍵層の層位学的研究

—地層の時間・空間概念の指導資料—

江 藤 哲 人*

I まえがき

三浦半島は第三紀中新世以降のさまざまな地層が分布し、これまでに多くの地質学的研究が行なわれている。その結果、層位・構造・古生物について全般的にほぼ明らかになっている。現在ではそれらの成果を土台にして、さらに精度の高い地質研究が必要となってきた。たとえば、地域地質図は地学教育や防災対策に具体的に役立つ1万分の1縮尺などの精度の高いものが要請されている。

最近、見上・江藤(1980, '81)は、逗子市域の精細な地質調査報告書および1万分の1地質図を公表する機会を得た。その地質図には逗子シルト岩層(一命名法では逗子層と呼ぶ)の中にはさまれる凝灰岩および厚い砂層について鍵層として追跡されるものをできる限り示した。しかし、時間的制約から上記報告書には凝灰岩などの詳細な資料をすべて提示しなかった。

逗子シルト岩層中の凝灰岩鍵層を示した地質図としては、三梨・矢崎(1968)の先駆的な研究があるが、報文が添えられていなかった。最近公表された三梨ほか(1976, '79)の報文および地質図には諸層準の凝灰岩の分布および対比が房総・三浦両半島にわたって広域的に示されている。

ここでは、三浦半島北部域の逗子シルト岩層中に認められる主要な凝灰岩鍵層、3層準のものについて、露頭位置、柱状図を具体的に示して層位学的な検討を加え、合わせて地学教育の観点から、鍵層の対比によって地層の時間・空間概念を指導する上で、有効な1資料を提示しようとするものである。

小論をまとめるに際し、粗稿を読んで頂き、種々御指導たまわった横浜国大理科教育教室の関利一郎教授、常日頃御指導、御助言をたまわっている同大学地学教室の見上敬三教授、長谷川善和教授、小池敏夫助教授に深く感謝する。

II 地質の概要

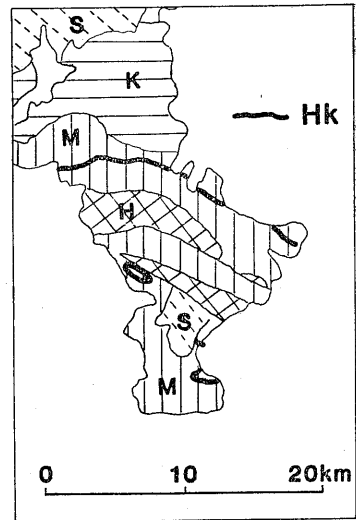
三浦半島の骨格をなす地層は葉山層群である。本層群からは貝化石などを殆んど産出しないので定かでないが、中新世初期～中期の堆積物と考えられている。本層群は、半島の中央部を西北西—東南東に並走する、南北2つの帯列をなして分布し、断層や褶曲の著しい複雑な地質構造となっている。大きな地質構造の上からは、丹沢—嶺岡隆起帯(小池, 1957)に属している。木村(1968)に基づいて三梨ほか(1979)は、本層群を4つの累層に区分している(第1表)。

北帯(葉山—衣笠区域)の葉山層群より北側には、同層群を不整合におおう三浦層群とその上位の上総層群が、北側に傾く単斜構造をなして重なっている。これらは北側ほど順次、緩傾斜となっている。また、上総層群の上には相模層群がほぼ水平に重なっている。

* 横浜国立大学教育学部地学教室

第1表 三浦半島北部域層序 (見上・江藤, 1980)

時代	層序	層厚 m	
完新世	沖積層(大船貝層、稲村ヶ崎貝層)		
更新世	後期	下末吉・武蔵野・立川ローム	
	前期	下末吉層	
新世	中期	相模層群(長沼層、屏風ヶ浦層等)	
	前期	富岡砂シルト互層	60
鮮新世	上総層群	中里シルト層	140
		小柴砂層	90
新世	三浦層群	大船シルト岩層	130
		野島凝灰質砂岩シルト岩層	200±
中新世	三浦層群	浦郷凝灰質砂礫岩層	220-
		池子火砕岩層	370-
新世	葉山層群	返子シルト岩層	1200±
		田越川砂礫岩層	50-
新世	葉山層群	矢部凝灰質砂岩シルト岩互層	500±
		大山凝灰質砂岩層	1,000+
		鏡摺凝灰質砂岩シルト岩互層	625
		森戸シルト岩層	1,500



第1図 三浦半島の地質概略図およびHk 凝灰岩の分布(三梨ほか, 1979より)
S: 相模層群, K: 上総層群
M: 三浦層群, H: 葉山層群

三浦層群と上総層群の関係は不整合(三梨, 1968; 江藤, 1975)で, 房総半島の黒滝不整合の延長に当たる。上総層群と相模層群の関係も不整合であり, 長沼不整合と呼ばれている。

本稿で対象とする地層は, 三浦層群の下部を構成する返子シルト岩層で, 三浦半島北部域に分布するものについてである。同地域の返子シルト岩層は, 北帯の葉山層群を基盤として不整合におおる砂礫岩層に始まる。この不整合は, 渡辺(1925)によって最初に報告され, 半島の地史を編む上での重要な証拠として, 鏡摺の不整合の名で広く知られている。

基底部の砂礫岩層は田越川砂礫岩層と呼ばれ, 葉山層群の分布地域の北側に細長く分布する(赤嶺ほか, 1956)。層厚は5~50mである(見上・江藤, 1980)。

砂礫岩層中には, ミウラニシキ(*Chlamys miurensis*), ズシミノガイ(*Lima zushiensis*)などの二枚貝や巻貝, サメの歯(*Carchalodon megalodon*)などを産する。これらの化石から地質時代は中新世中期~後期(N 10~18), 堆積環境は古黒潮海であったと推定されている(SHIKAMA, 1973)。

第2図に, 田越川砂礫岩層と葉山層群との不整合露頭, または不整合直上近くとみなされる露頭位置を示した。

返子シルト岩層は, 主に数10cm~数mの厚さの灰色~黄灰色シルト岩から成り, それに厚さ数10cm前後の未凝固な黄褐色細粒砂をはさんで互層をなす。また, 後述する軽石凝灰岩を



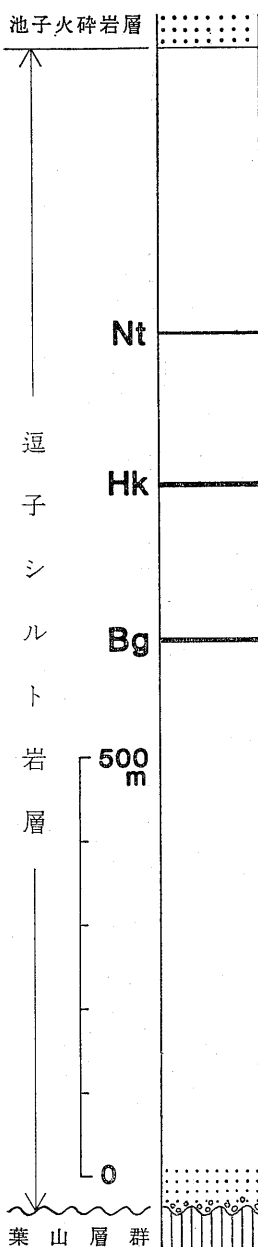
第2図 三浦半島北部の逗子シルト岩層中にみられる主要な凝灰岩鍵層の露頭位置図

南側の黒点は葉山層群との不整合直上の田越川砂礫岩層の露頭位置、×印およびA～Fは凝灰岩鍵層Bgの露頭位置、小黒点つき白丸およびa～jは凝灰岩Hkの露頭位置、北側の黒点および1～12は凝灰岩Ntの露頭位置を示す。Bg, Hk, Ntの柱状図を第4～6図に示してある、この地図は国土地理院の2万5千分の1地形図「鎌倉」「横須賀」を使用した。

はさむ。

本層の走向は東西性ないし西北西—東南東、傾斜は北へ 80°~20° で、上部ほど徐々に緩くなっている。当地域での層厚は 700~1,200 m である。

本層には貝化石を殆んど産しないが、稀にシルト岩に半深海~深海性の二枚貝を含む。所属の不確定な *Makiyama chitanii* がシルト岩にしばしば含まれるのはよく知られている。



第3図 逗子シルト岩層中の主要な凝灰岩鍵層の層準(最大層厚部を累積してあるため全体が厚く表現されている)

鈴木・北崎(1951)は、本層の底生有孔虫群集を *Nodosaria-Nodogerina* 群とし、深海型と述べている。房総・三浦研究グループ(1958)は、本層から池子火砕岩層までの浮遊性有孔虫化石を *Globorotalia fohsi* group と報告している。これは BLOW(1969)の区分によれば N10~13(中新世中期)に相当する。

地質の詳細は、見上・江藤(1980,'81)を参照して頂きたい。

Ⅲ 凝灰岩鍵層の対比

逗子シルト岩層には含まれる凝灰岩は、軽石質のものが殆んどであるが、あずき大のスコリア質凝灰岩の薄層も少数ながら認められる。たとえば、田越川砂礫岩層中に厚さ 30 cm のものが一枚認められるほかは、シルト岩中には数 cm の厚さのものがいくつかの層準には含まれるに過ぎない。

軽石凝灰岩は厚さ数 cm ~最大 6 m に達するものがさまざまな層準に認められる。三梨・矢崎(1958,'68)は、それらのうち鍵層として認めた軽石凝灰岩に記号を付し、房総・三浦両半島の新生代層を対比した。

当地域に認められる軽石凝灰岩のうち、厚さ、連続性の上から明瞭に認められる主要な凝灰岩鍵層は、彼らの記号でいえば、下から Bg, Hk, Nt の 3 層準のものである(第2, 3 図)。以下にこれらについて、それぞれの岩相、層厚変化などを記述する。

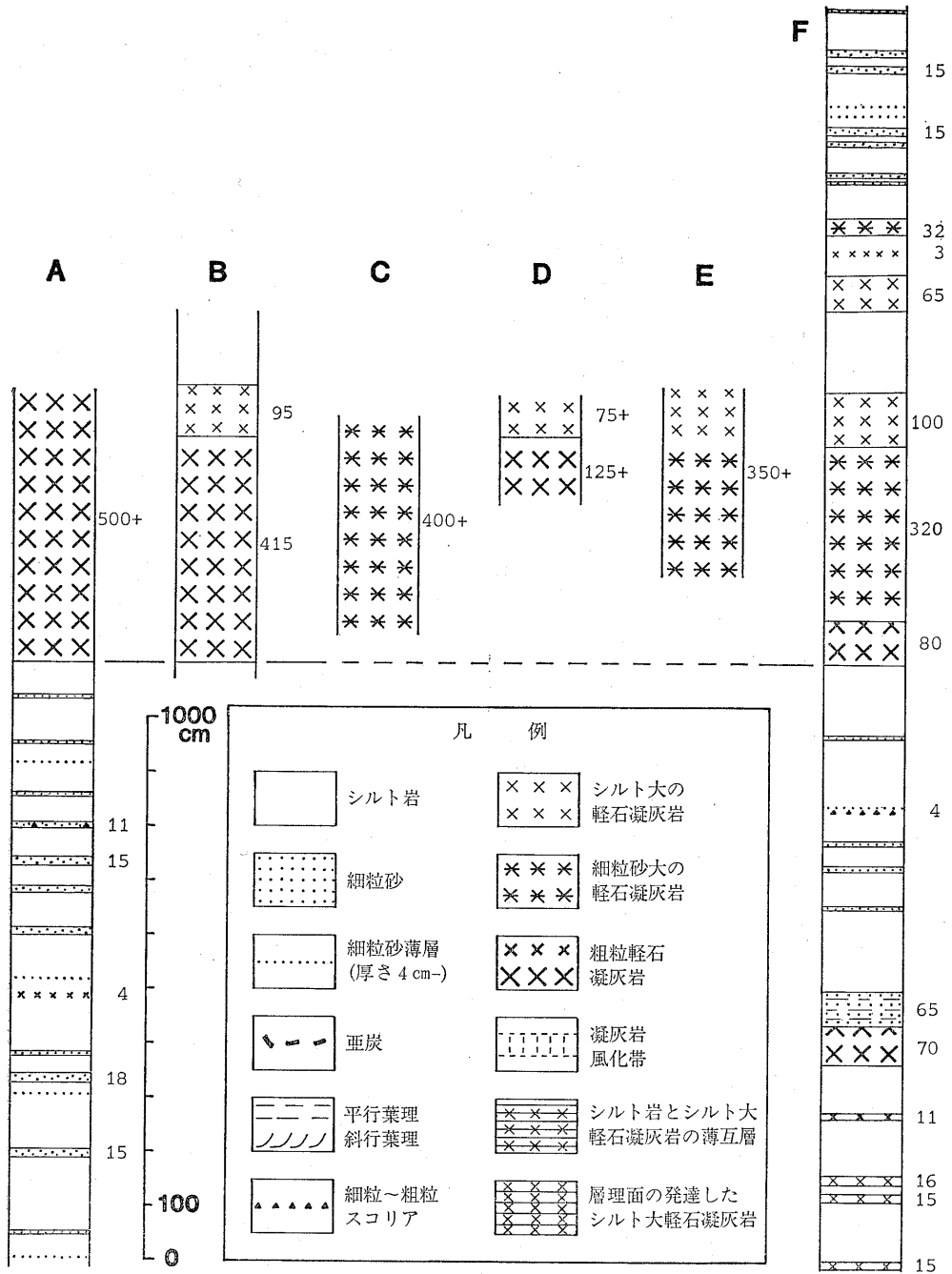
Bg 凝灰岩(第4図)

葉山層群との不整合面から上位 575~675 m の層準にあり、5 m 強の層厚を持つ。そのうち下部 4~5 m は、いわゆるゴマ塩状の粗粒軽石凝灰岩ないしは細粒砂大の同質岩から成り、上部の 1 m 前後は、シルト大の緻密な白色軽石凝灰岩である。これらは未固結で、このことは、逗子シルト岩層には含まれる殆んど凝灰岩についても同様である。

本凝灰岩の上下の柱状図が実測できたのは F 地点だけである。ここでは Bg の上限から上に 1.5 m おいて 65 cm の厚さのシルト大軽石凝灰岩などがあり、下限から 6.6 m 下に 70 cm の厚さの粗粒軽石凝灰岩がはさまれている。後者は、Bg の下位層準のみられる A 地点には存在しない。

Hk 凝灰岩(第5図)

上記不整合面から上位 690~865 m, Bg の上位 115~180 m の層準にある。層厚は 3.6~6.8 m にわたる。岩相によって下から Hk-l, Hk-m, Hk-u に細分される。

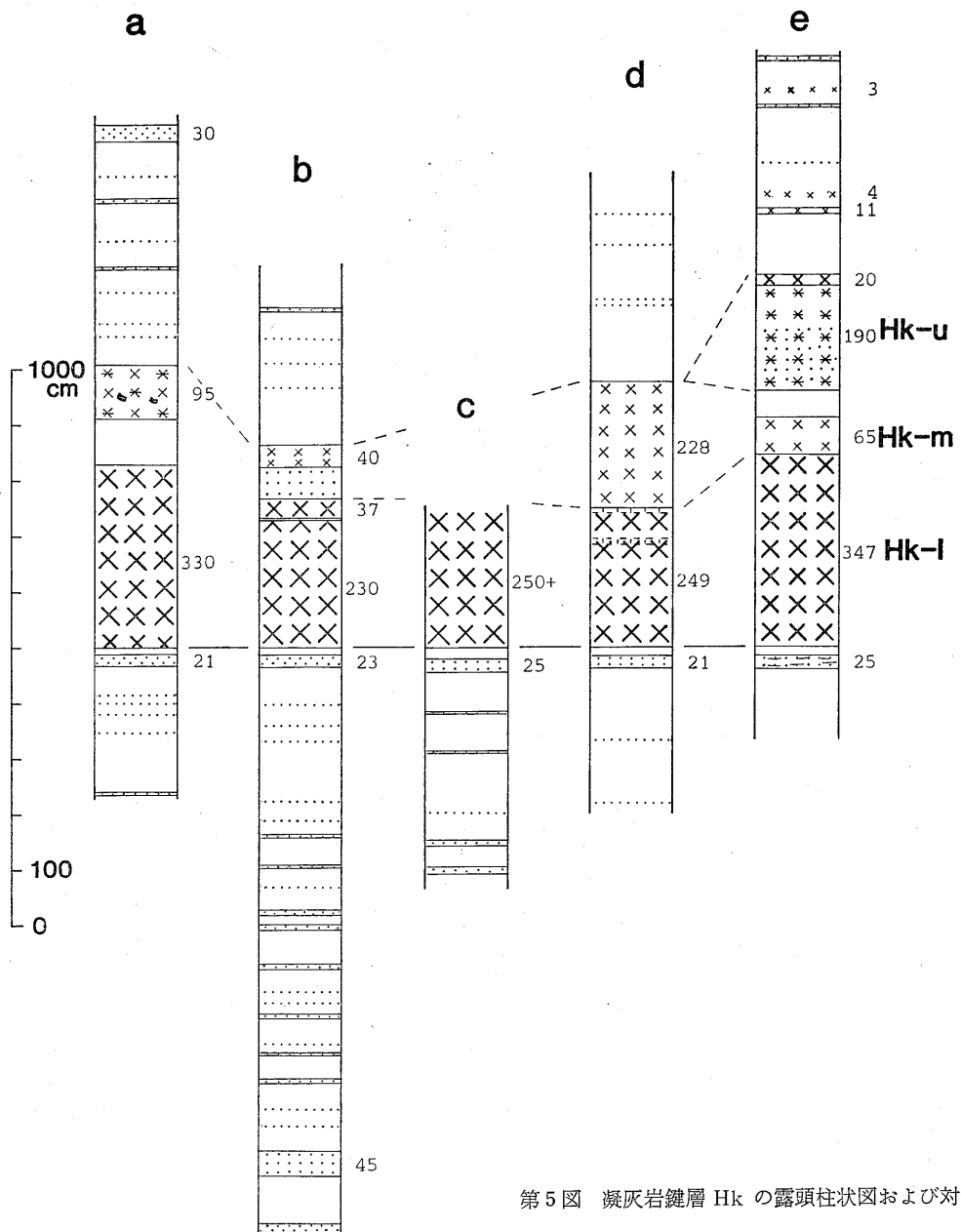


第4図 凝灰岩鍵層 Bg の露頭柱状図および対比

Hk-1はゴマ塩状の粗粒軽石凝灰岩で、厚さ約2.5~3.5mである。ところにより、厚さ数cm~数10cmの赤褐色風化帯が2層準にみられる。

Hk-1の下位に、厚さ12~25cmのシルト岩とその下に21~30cmの細粒砂を併なう組合わせが、鍵層として顕著な特徴である。

Hk-mはシルト大の白色軽石凝灰岩から成り、厚さ0.4~2.4mである。地点a, e, gでは

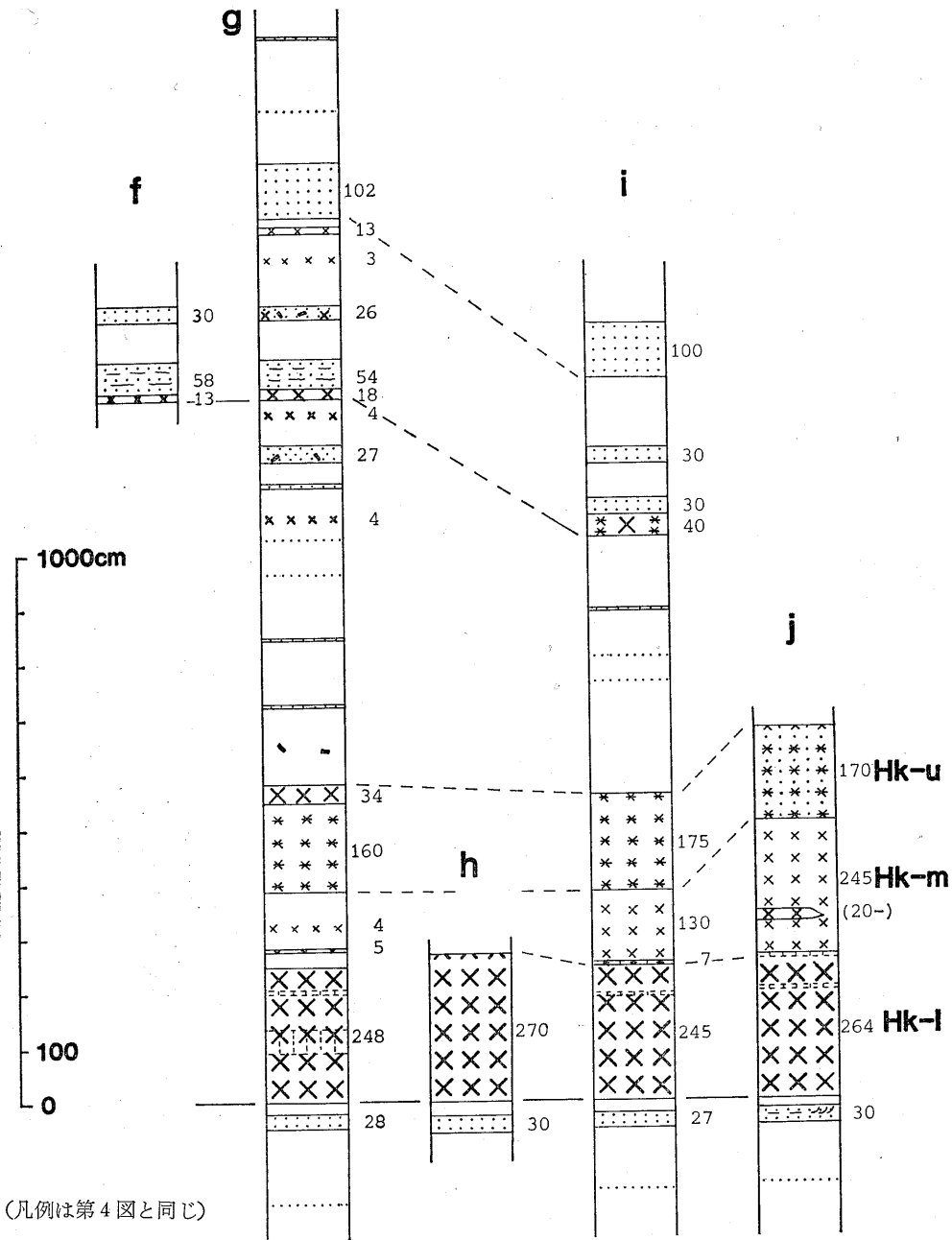


第5図 凝灰岩鍵層 Hk の露頭柱状図および対比

シルト岩（碎屑性）をはさむか、またはシルト岩となっている。

Hk-u は主に細粒砂大の淡黄褐色軽石質凝灰岩から成り、1.6~1.9 mの厚さである。これは、碎屑性の砂との識別が困難なところ（地点 e, j）もあり、堆積するまでに物質の再移動のあったことをうかがわせる。この上部には、20~30cmの厚さの粗粒軽石凝灰岩が重なる地点（e, g）もある。Hk-u は地点 d 以東には分布していない。

Hk 凝灰岩は、上述のように識別しやすく、三浦・房総両半島にわたって対比されている鍵



(凡例は第4図と同じ)

層の1つである。第1図には三浦半島におけるその分布を三梨ほか(1979)に基づいて示してある。

Nt 凝灰岩 (第6図)

この鍵層は、3層準の凝灰岩の組み合わせ、即ち3枚組*として認められる。それらは下から

* 見上・江藤(1981)の地質図では、Nt-low. と Nt-up. の2枚組として表現してある。

Nt-low., Nt-mid., Nt-up. に区分される。Nt-low. の下限から Nt-up. の上限までの厚さは約 10 m である。

上記不整合面から Nt-low. の下限まで、860~1,015 m 位、Hk からは 130~205 m (平均 165 m 位) 上位の層準にある。池子火砕岩層との境界からは、最も薄いところで約 80 m、厚いところ (東部域) では 335 m 前後下位の層準にある。この違いは返子シルト岩層が侵食されていることを示している (これについては別の機会に詳述する)。

Nt-low. はシルト大の白色軽石凝灰岩から成り、80~130 cm の厚さである。細粒砂やシルト岩との薄互層をなして、層理面の発達するところもある。この下位、約 5 m の層位には、厚さ数 10 cm ~ 120 cm と、西から東へ厚さの増加する細粒砂が存在するのが特徴的である。

Nt-mid. は Nt-low. と Nt-up. の中間にはさまれており、シルト大、細粒砂大、ゴマ塩状の粗粒軽石凝灰岩から成り、側方的な岩相変化を示す。厚さは 30~55 cm である。

Nt-up. は、下部がゴマ塩状の粗粒軽石凝灰岩から成り、その厚さは 36~104 cm にわたる。上部は主にシルト大の白色軽石凝灰岩から成り、最も厚いところで 70 cm である。

Nt 凝灰岩は 3 枚組として認められるが、1 露頭にすべて露出していない場合でも、上記のような凝灰岩の岩相や上下の互層のパターンによって層準を確定できる。特に互層のパターンによる方法は、他のすべての鍵層に対して、鍵層認定の基本的手法といえる。

Ⅳ シルト岩の堆積速度

当地域における返子シルト岩層の泥岩率 (凝灰岩を除いたシルト岩と砂岩の互層のなかで、シルト岩の厚さの占める割合) は、7 割代 (79% 以下)、8 割代 (80~89%)、9 割代 (90% 以上) に区分するのが適当である (見上・江藤, 1980, '81)。

三浦半島北部域における本層の厚さは、返子市東部から横須賀市にかけての地域で最も厚く、1,200 m ほどである。そのうち、標準的な断面において上記の泥岩率をもつ各層準間の層厚をそれぞれについて積算すると、7 割代の互層は 76 m、8 割代の互層は 557 m、9 割代の互層は 568 m ほどである。

ここで、7 割代を 0.75、8 割代を 0.85、9 割代を 0.95 の各中間値の比率をとり、全層厚 1,200 m の中でシルト岩の単層の積算層厚 (Σ siltstone) を求めると次のようになる (単位は m)。

$$\Sigma \text{ siltstone} = 76 \times 0.75 + 557 \times 0.85 + 568 \times 0.95 - \text{全凝灰岩単層の層厚}$$

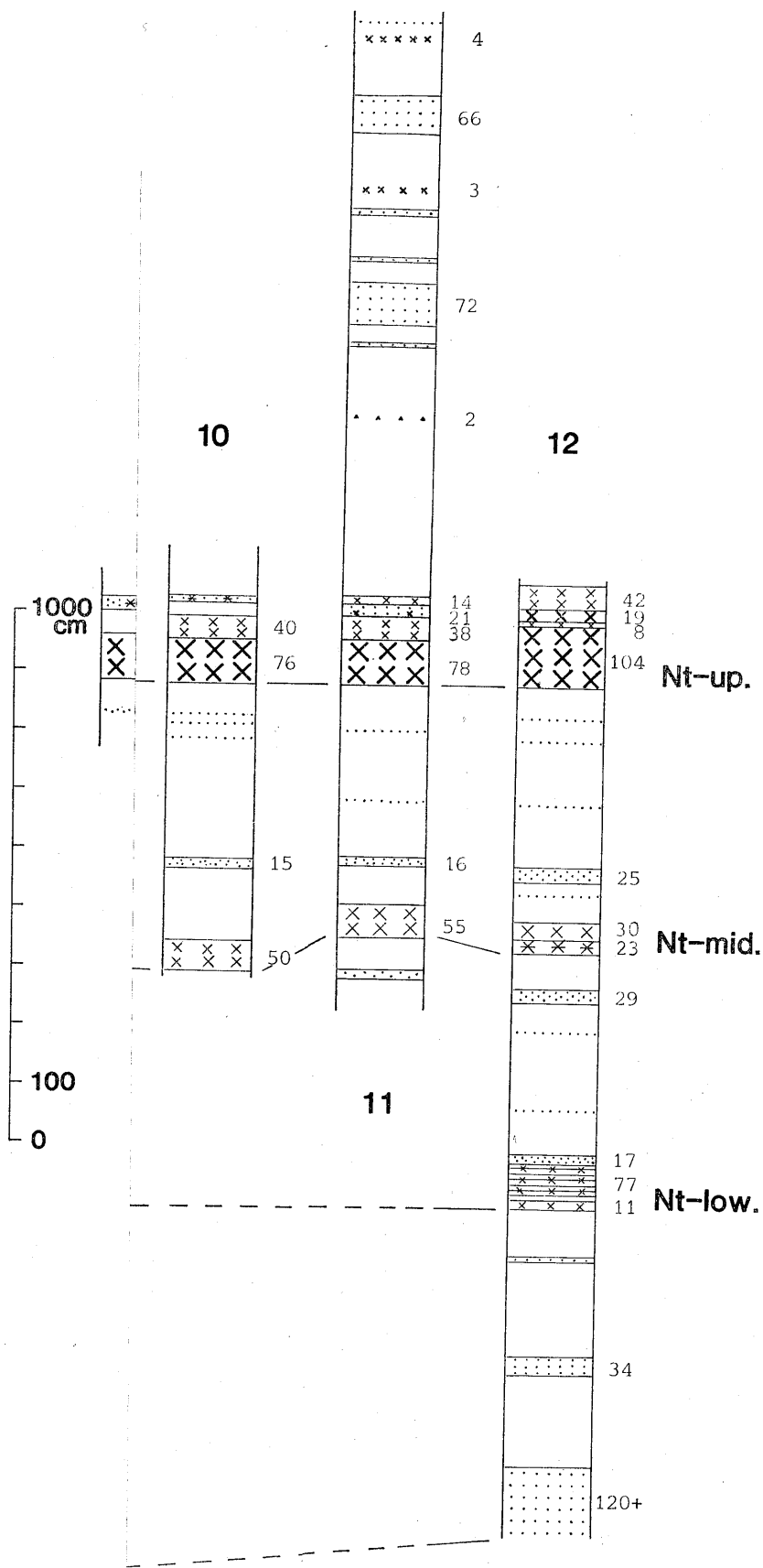
凝灰岩の単層のすべてを把握することはできないが、知られる限りの層準のものを積算すると 25 m 強となる。この値に、数 cm ~ 10 cm 以内の多数の凝灰岩薄層の積算値を大めに 5 m と見積って加算し、全凝灰岩の積算値を計 30 m と仮定すると、 Σ siltstone は 1,040 m となる。この値を返子シルト岩層の全層厚 1,200 m で除した平均泥岩率は 0.86 となる。

返子シルト岩層や池子火砕岩層などの絶対年代 (測定年代) についての直接的な資料はないが、これについて次に考察してみる。

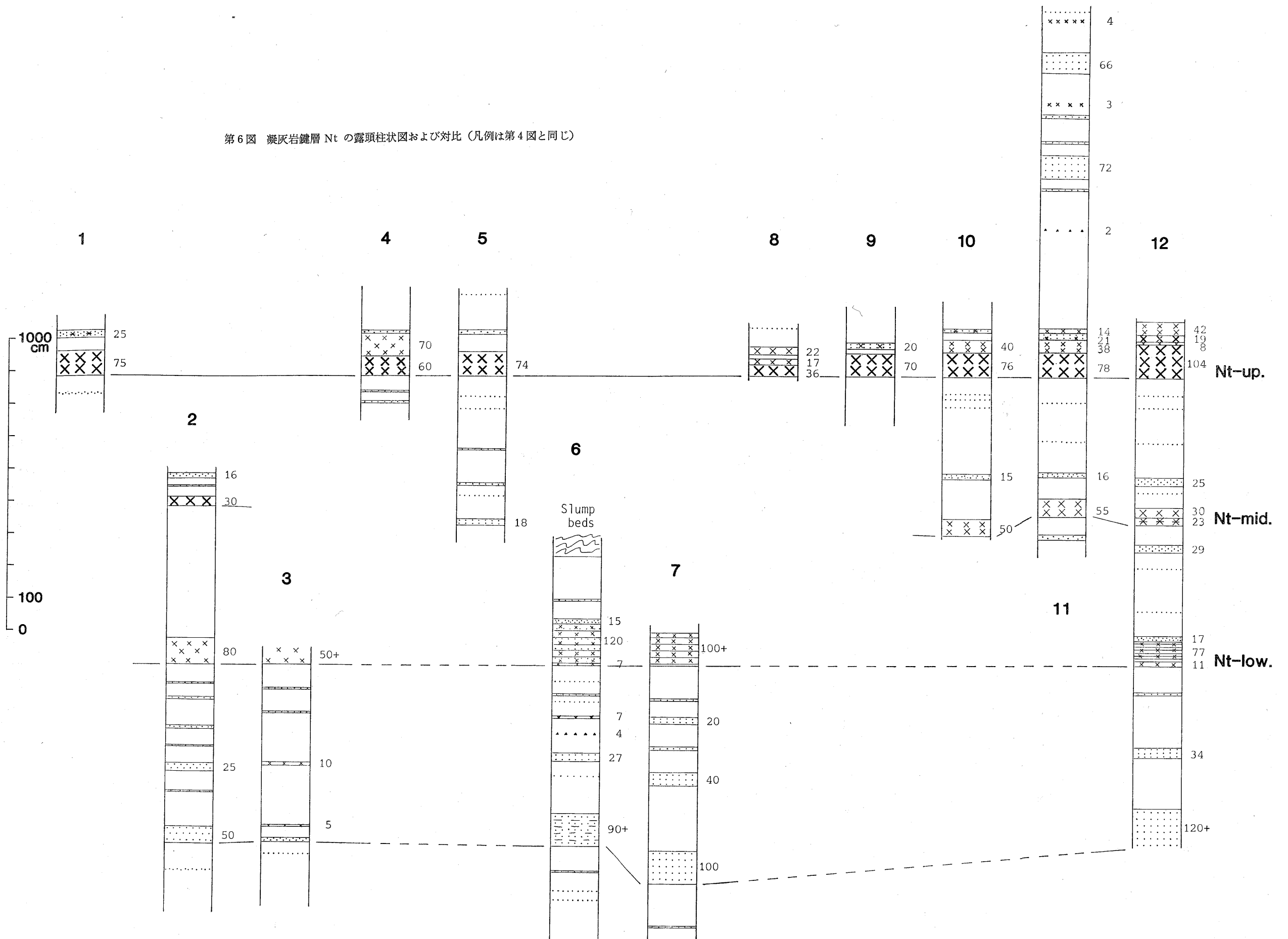
近年、新第三系の生層序と放射年代による対比はかなりの精度で発展してきた。地質学論集の第 8 号は、それに関する集約的な成果といえる。その中で、池辺・浅野 (1973) は、浮遊性有孔虫基準面と放射年代による国際的対比を行なっている。

返子シルト岩層の地質時代についての資料は必ずしも充分とはいえないが、既に述べた古生物学的資料から、次のように 3 通りの地質時代が考えられる。

- a. 中新世中期の初め~鮮新世初期
- b. 中新世中期の末~後期の末



第6図 凝灰岩鍵層 Nt の露頭柱状図および対比 (凡例は第4図と同じ)



第2表 逗子シルト岩層の地質時代およびシルト岩の堆積速度

地質時代および期間 (M. Y. = 百万年)	堆積速度 (mm/年)
a) 中新世中期の初め (N10の下限) ~ 鮮新世初期 (N18の上限) 14~5=9 M. Y.	0.117 (0.133)
b) 中新世中期の末 (N15の下限) ~ 後期の末 (N18の途中) 10~6=4 M. Y.	0.260 (0.3)
c) 中新世後期の初め (N15の途中) ~ 後期の末 (N18の途中) 9.5~6=3.5 M. Y.	0.297 (0.343)

() で示した堆積速度は全層厚に対する値である。

c. 中新世後期の初め~後期の末

この中でaは最も長い期間, bは中間, cは最も短い期間を当てはめた場合である。

上述の相対年代を池辺・浅野 (1973) に基づいて, BLOW の分帯および絶対年代を適用し, 当地域における逗子シルト岩層中のシルト岩の積算層厚 1,040 m の平均堆積速度* を上記3つの場合の期間に対して求めると, 第2表のようになる。ここで, 砂岩や凝灰岩の堆積期間が問題となる。それらはシルト岩とは堆積様式が異なり非常に短い堆積期間であり, 無視できると考えられる。一応, それらも含めた全層厚に対しても平均堆積速度を示してある。

当地域における逗子シルト岩層の平均堆積速度は, シルト岩の場合で1年に 0.1~0.3 mm弱であり, 砂岩などを含めた場合でも大きく変わらないと結論づけられる。

V 時間・空間概念の指導面から

以上に記述した凝灰岩鍵層の対比やシルト岩の堆積速度などの資料は, 地学教育で時間・空間概念を指導する上で次のように使うことができよう。

1) 凝灰岩の露頭地点や柱状図が具体的に示されており, 鍵層による対比の認識がしやすく, 野外でも観察資料となり得る。

2) 3層準の凝灰岩鍵層の地理的な広がりや層位的な関係から, 地層の空間的な広がりを認識するのに有効であろう。

3) シルト岩の堆積速度の資料は, シルト岩が非常に微量ずつ堆積し, 厚い地層はその長大な期間にわたる累積によって形成されたことを示すものであり, このことは, 地層の堆積と時間概念を指導する上で有効である。

地層の連続性や有限性は, 学習者にとって抽象的に理解し得たとしても, 真に認識することは容易ではない。その場合, 本稿に述べたような具体的な資料を活用したり, さらに実際に野外で観察することによって, 具体的な理解を得させることができよう。

VI おわりに

逗子シルト岩層の主要な凝灰岩鍵層について, 層位的に記載したが, 鉱物組成, 粒度分析については今後検討する予定である。不十分ではあるが, 本小論が地学教育の面でも多少なりとも役立てば幸である。

なお, 小論を見上・江藤 (1980, '81) の報文および地質図と併用されれば, より有効となるう。

* 現在みられる地層に対するものであり, 堆積後の圧密のため, 堆積時の量とは異なる (池辺・片平, 1973)。

文 献

- 赤嶺秀雄ほか8名(1956). 三浦半島の三浦層群について. 地球科学, no. 30, 1—8.
- 房総・三浦研究グループ(1958). 房総半島並びに三浦半島新生代地層群の浮遊性有孔虫化石による対比. 有孔虫, no. 9, 34—39.
- 江藤哲人(1975). 三浦半島鷹取山周辺の層序ならびに地質構造. 横浜国大理科紀要, 第2類(生物学・地学), no. 22, 63—73.
- 池辺展生・浅野 清(1973). 生層序と放射年代による第三系の国際的対比. 地質学論集, no. 8, 203—214.
- 池辺 積・片平忠実(1973). 東北裏日本油田地域の第三系の堆積速度. 同上, 195—201.
- 小池 清(1957). 南関東の地質構造発達史(遺稿). 地球科学, no. 34, 1—17.
- 見上敬三・江藤哲人(1980, '81). 逗子地域の地質. 逗子市文化財調査報告書, no. 9, 1—28, 逗子市教育委員会.
- 三梨 昂(1968). 三浦・房総半島の地質構造と堆積構造(層序概説). 日本地質学会第75年年会地質見学案内書, 4—13.
- ・矢崎清貫(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.
- ・———, (1968). 日本油田・ガス田図6(三浦半島). 地質調査所.
- ほか22名編(1976, '79). 特殊地質図(20), 東京湾とその周辺地域の地質. 地質調査所.
- SHIKAMA, T.(1973). Molluscan Assemblages of the Basal Part of the Zushi Formation in the Miura Peninsula. Sci. Rep. Tohoku Univ., Second Series (Geology), Special Vol. 6, 179—204.
- 鈴木好一・北崎梅香(1951). 神奈川県横浜・逗子・片瀬地方の新生代有孔虫群の研究. 地質雑, 57, 65—78.
- 渡辺久吉(1925). 武蔵野系の基底(その1, 2). 地学雑, 37, 439—501, 584—595.