

## 三浦半島南部，初声低地における沖積層の対比と帯磁率

—津波堆積物の認定を目的として—\*

中村洋介\*\*・小倉正哉\*\*\*・町田尚久\*\*\*

執行健司\*\*\*\*・中原 俊\*\*\*\*

### I はじめに

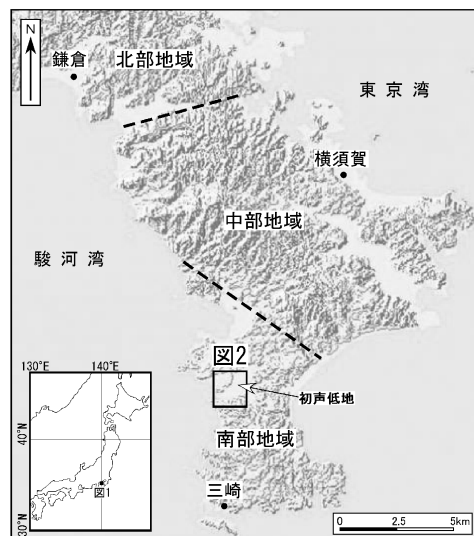
我が国では，近い将来に津波による被害が想定される沿岸部を中心として，浸水する恐れのある範囲とその程度（ならびに避難場所）を示した「津波ハザードマップ」の整備が農林水産省を中心として進められている．これらの津波ハザードマップは，主として過去の津波などによる浸水実績等に基づいて自治体によって公表されている（国土交通省河川局海岸室ホームページ，2004）．

一方で，過去の浸水の記録が少ない地域で過去の津波による被害を推定には，津波堆積物を用いた研究手法がよく用いられている．津波堆積物は過去の巨大海底地震の証拠としての重要性が認識され，日本国内においても北海道や房総半島等を中心として数多くの研究が行われている（例えば，藤原ほか，1999，2003；Fujiwara et al., 2000；Nanayama et al., 2003等）．

本研究では，津波堆積物の3次元分布から津波の遡上範囲ならびに過程を復元し，津波ハザードマップを作成するための前段階の作業として縄文海進時の淘汰の良い細粒堆積物が厚く堆積している三浦半島南部の初声低地（第1図）において帯磁率を用いた簡便な地層の対比に関する調査を実施したので，以下に報告する．

### II 調査地の概観

神奈川県南部に位置する三浦半島は，東京湾と相模湾を分ける東西約15km，南北約30kmの半島である（第1図）．三浦半島の地形は，主として海拔約130mの丘陵からなる北部地域，海拔約200mの山地からなる中部地域，ならびに海拔数10mの台地からなる南部地域の大きく3地域に区分される（大木，1992）．



第1図 三浦半島の陰影図  
カレイドマップを用いて作成.

[キーワード] 1 三浦半島 2 沖積層 3 津波堆積物 4 ボーリング掘削 5 帯磁率

\*本研究は平成17年度笹川科学助成の支援を受けて実施したものである．

\*\*立正大学地球環境科学部

\*\*\*立正大学・院

\*\*\*\*立正大学・学

山地・丘陵の地質は、第三紀中新世から第四紀更新世にわたる葉山・三浦・上総各層群によって構成される。浸食に対する各地層の強度が標高と開析程度によく表れ、房総半島と同様に組織地形が識別される（江藤ほか、1998）。

本研究地域である初声低地は、半島南部に位置する宮田台地周辺の溺れ谷を埋積して形成した低地である（第2図）。初声地区周辺の地質は、主として中期中新世ならびに前期更新世の堆積岩である初声層ならびに宮田層から構成され、その上位を後期更新世の三浦砂礫層ならびに風成堆積物（関東ローム層）が覆う（江藤ほか、1998）。

### III 調査方法

本研究ではまず、現地の地形環境を把握するために縮尺約1/40,000ならびに1/10,000の空中写真の判読を行った。空中写真判読では人工改変の影響が少ないと考えられる米軍1947年撮影の写真を使用し、調査範囲が縄文海進時の溺れ谷地形であることを確認した。

次に、先行研究の文献収集ならびに三浦市役所等での既存ボーリングデータの収集を実施した。中でも松島（1976）ならびに澤（1992）の文献より、調査地域周辺の低地には貝殻を含むシルト層が厚く堆積していることを確認することができた。

その後、上述のことを考慮に入れて現地地形・地質踏査を実施し、地権者への用地交渉ならびに聞き取り調査後に調査ボーリング掘削地点を9地点選定した。

今回の調査では、掘削に立正大学地球環境科学部所有のパーカッション採土器（大起理化学工業株式会社製）を使用した。本採土器は、エンジン打撃式で採土管を打ち込み、引き抜きは人力で行う。なお、試料はオールコアで採取される。標準的な掘削深度の限界は約5mであるが、一度に5mの掘削を行うことは不可能であり、実際は1mないし2mの採土管（φ40~60）を組み合わせることで採取を行う。



第2図 初声低地周辺の地形図と掘削地点一覧  
1/25000地図画像「浦賀」を使用。

掘削の際に生ずる試料の上下方向への圧縮は、地表からの深度0~1mの試料で約5~10%認められることがあるが、深度1m以深ではほとんど認められない。また、引き上げに伴う試料の攪乱や上位のコアからの崩落堆積物の混入はごく稀にしか認められないことから、本採土器は沖積層の掘削に適した掘削機であるといえる。掘削地点の選定の際には、圃場整備前に撮影された米軍の空中写真による判読、および現地での聞き取りによって、できるだけ盛土の薄い地点を掘削するように心がけた。試料は5cmの間隔で連続採取したほか、年代測定用の貝殻を別途採取した。

また、本研究では主要なボーリングコア5本について、得られた試料の一部を7ccのプラスチックキューブに詰め、5cm間隔で帯磁率測定を行った。帯磁率は、強磁性鉱物の種類や量ならびに粒径を反映するものであり（鳥居・福岡、1998）、堆積物の粒径や堆積環境対応して変化するものであると考えられる。

#### IV コアの記載と帯磁率測定

今回の分析では全てのボーリングコアで1cmオーダーでの層相観察を行った。層相は、盛土を除くと、上位より大きくA層からD層の4層準および基盤（初声層）の凝灰質砂岩の5層に区分できる。A層は腐植に富むシルト～細粒砂からなり、縄文海進後に離水してから堆積したものと考えられる。B層は中粒砂～粗粒砂からなり、貝殻を多く含む。B層は海面からの離水直前に堆積したものと考えられる。C層は主としてシルト～細粒砂からなり、貝殻や稀に粗粒な砂を含む。D層は主として粘土～シルト層からなる非常に細粒な堆積物である（写真2）。

コア1は縄文海進堆積物の埋積谷の境界部を把握するために掘削したテストボーリングである。埋積谷の南端部付近と考えられる地点1で採取を行った。層相は上位より、深度0～60cmまでの盛土、同60～120cmまでの貝混じりの細粒砂（褐色～灰色：B層）、ならびに同120～130cmまでの粘土（黒色：B層基底）からなる（第3図）。さらに深度130cm以深が基盤岩の凝灰質砂岩層（灰色）となる。基盤岩はやや風化しているものの固結していることから、完新世の堆積物とは容易に区別することが可能である。

コア2は、確実に埋積谷堆積物が充填していると考えられる地点2における掘削により採取した。国道134号線よりも西側は層厚2m以上の盛土を施していることを地権者の方に教えていただいたが、できるだけ海に近い地点での試料を得たかったため地点2での採取を実施した。コア2の層相は上位より、深度0～285cmまでの盛土、同285～310cmまでの腐植質砂（灰色～黒色：A層）、同310～415cmまでの貝混じりの細粒砂～中粒砂（暗灰色：B層）、ならびに同415～580cmまでの粘土～シルト（灰色：C層）からなる（第3図）。C層中に明らかに周りよりも粒径が大きい中粒砂層が2層認められた（第3図）。

地点2の約50m北方にてコア3を採取した。コア

2ならびに後述するコア3は、コア1よりも埋積谷の中心部に近いことから、B層の層厚がコア1よりも厚くなる傾向が認められた。コア2の層相は上位より、深度0～225cmまでの盛土、同225～280cmまでの腐植質砂（褐色～灰色：A層）、同280～405cmまでの貝混じりの極細粒砂～粗粒砂（暗灰色～灰色：B層）、ならびに同405～560cmまでのシルト（灰色：C層）からなる（第3図）。コア3においてもコア2と同様にC層中に周辺の堆積物よりも明らかに粒径が大きい中粒砂層が認められた（第3図；ただし1層のみ）。なお、深度560～580cmには貝殻混じりの粗粒砂層が認められたものの、上位の試料の再堆積の可能性もあるので、イベント堆積物であるとは断定できない。なお、コア3からはB層を中心に数多くの貝殻の化石が産出した。

コア4はコア3よりもさらに30m程北方における掘削により採取した。層相はコア3と酷似しており、コア2の層相は上位より、深度0～220cmまでの盛土、同220～280cmまでの腐植質砂（灰色～黒色：A層）、同280～415cmまでの貝混じりの細粒砂～中粒砂（暗灰色：B層）、ならびに同415～580cmまでの粘土～シルト（灰色：C層）からなる（第3図）。コア4にもC層中に中粒砂層が1層認められた（第3図）。

コア2～4の約100m東方（国道134号線沿いの空地）にてコア5は採取された。コア5の層相は上位より、深度0～160cmまでの盛土、同160～200cmまでの腐植質砂（暗灰色：A層）、同200～280cmまでの貝混じりの極細粒砂～粗粒砂（暗灰色：B層）、同280～400cmまでのシルト～粘土層（灰色：C層）、ならびに同400～600cmまでの粘土（D層：灰色）からなる（第3図、写真1）。コア5は深度7mまで採取をおこなった。しかしながら、深度6～7mにかけてはサンプラーの口径が非常に小さいために水濁した上位の堆積物が混入している可能性が高いことから、記載ならびに試料採取は見合わせた。なお、コア5においてもこれまでのコアと同様に、C層中に明らかに周

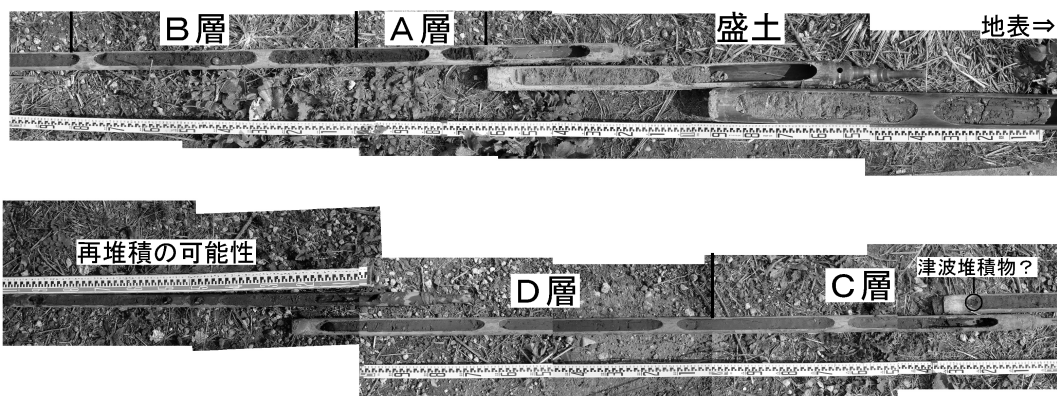


写真1 掘削コアの写真(コア5)

層相は上位より、深度0～160cmまでの盛土、同160～200cmまでの腐食砂(暗灰色:A層)、同200～280cmまでの貝混じりの極細粒砂～粗粒砂(暗灰色:B層)、同280～400cmまでのシルト～粘土層(灰色:C層)、ならびに同400～600cmまでの粘土(D層:灰色)からなる。

深度320cm付近に津波堆積物と推定される中粒砂層が認められる。

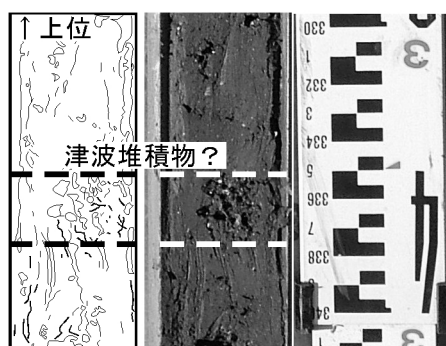


写真2 津波堆積物と推定される中粒砂層  
(コア8:深度335cm付近)

りよりも粒径が大きい中粒砂層が1層認められた(第3図)。

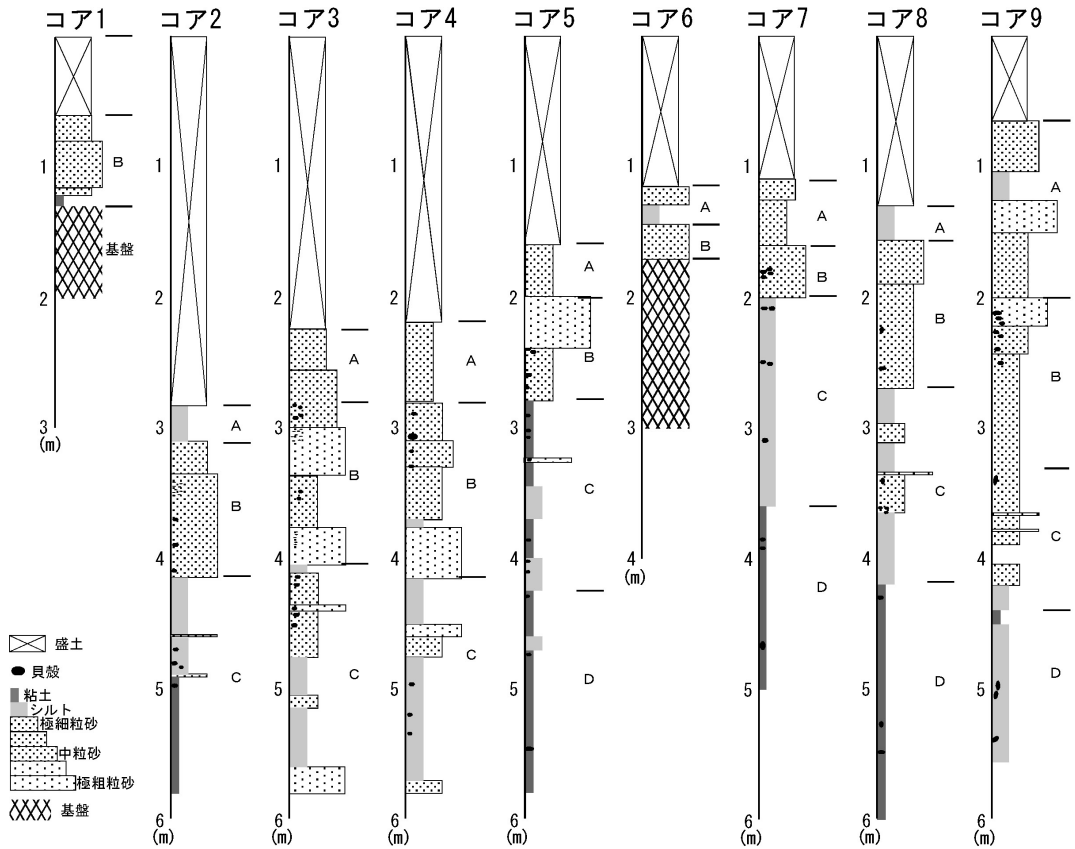
コア6はコア5の北東約200mの地点での掘削により採取した。当初はコア6の地点にも海成シルト等からなる埋積谷堆積物が充填していると予想して掘削を行ったが、深度170cmで基盤の凝灰質砂岩層が露出した(第3図)。よって、埋積谷の北限は地点6よりも南方にあると考えられる。

コア7は初声小学校の北方での掘削により採取した。コア7の層相は上位より、深度0～110cmまでの盛土、同110～160cmまでの腐植質砂(褐色～暗灰色:

A層)、同160～200cmまでの貝混じりの中粒砂(褐色:B層)、同200～360cmまでのシルト(灰色:C層)、ならびに同360～500cmまでの粘土(D層:灰色)からなる(第3図)。なお、コア7ではC層中に粗粒な砂層の混入は認められなかった。

コア8(コア6の北東約300m)の層相は上位より、深度0～130cmまでの盛土、同130～155cmまでの腐植シルト(灰色～黒色:A層)、同155～270cmまでの貝混じりの細粒砂～中流砂(暗灰色:B層)、ならびに同270～420cmまでのシルト～極細粒砂(灰色:C層)、ならびに同420～600cmまでの粘土(D層:灰色)からなる(第3図)。コア8でもC層中に中粒砂層が1層認められた(第3図)。

埋積谷堆積物の広範囲での対比を行うため、コア9の採取はコア8の北東約1kmの地点で行った。コア9の層相は上位より、深度0～65cmまでの盛土、65～200cmまでの腐植シルトならびに陸成堆積物(灰色～黒色:A層)、同200～330cmまでの貝混じりの極細粒砂～中流砂(暗灰色:B層)、ならびに同330～440cmまでのシルト～極細粒砂(灰色:C層)、ならびに同440～600cmまでの粘土(D層:灰色)からなる(第3図)。コア9ではC層中に粒砂層が2層



第3図 掘削試料の柱状図一覧  
掘削地点は第2図を参照。

認められた (第3図)。

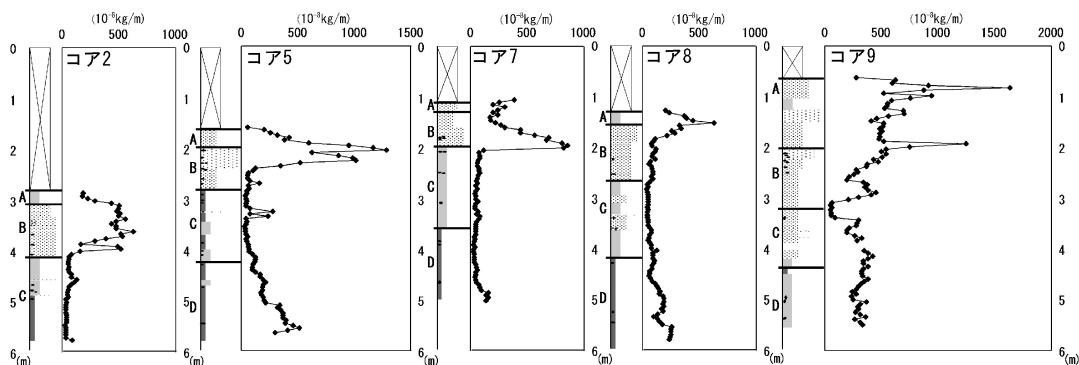
既述のように、本研究では主要なボーリングコア5本について、得られた試料の一部を7ccのプラスチックキューブに詰め、5cm間隔で帯磁率測定を行った。帯磁率測定は立正大学地球環境科学部所有の帯磁率計 (Bartington社製磁化率計MS-2) を使用した。上述の記載結果を対比する際には、細かなピークをひとつずつ対比していくのではなく、大きなパターンに変化がみられる層準を対比した。

帯磁率測定の全体的な傾向としては、全体的にA層ならびにC層は低く、B層が高いという結果が得られた (第4図)。また、D層では下方に向かうにつれて

値が高くなる傾向が認められたが、D層に達したコアの本数が少ないために、今後もデータを蓄積していく必要がある。また、コアの記載において複数のコアで確認されたC層中の砂層の重量磁化率は概ねスパイク状に高い値を示した (第4図)。

## V 層相の解釈と対比

本研究では記述のように、9本のボーリング掘削を実施した。層相は盛土と基盤岩 (初声層?) を除くと上位よりA層からD層の4層準に区分できる。A層は腐植層、B層は主として砂層、C層は主としてシルト層、D層は主として粘土層である (第3図)。以下に、



第4図 コア2, コア5, ならびにコア7~コア9の帯磁率(重量磁化率)一覽  
柱状図の凡例は第3図と同様。

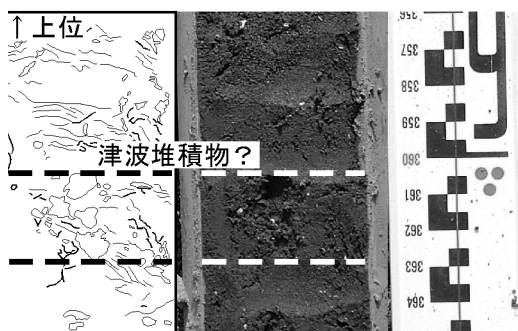


写真3 津波堆積物と推定される中粒砂層  
(コア9: 深度360cm 付近)

埋積谷に直行方向に分布する5本のコアを用いて地層の対比を行う。

A層は、盛土層の直下に層厚50cm以下で堆積するシルト～細粒砂からなる腐植層で、縄文海進後に離水してから堆積した陸水成層である(ただし、コアAには腐植層中に河成堆積物の混入が認められる)。A層は場所による層厚の違いは不明であるが(人工的に切り取られている可能性もあるので)、東方に行くにしたがってやや粗粒化する傾向が認められる(第3図)。

B層は、中粒砂～粗粒砂からなる、層厚1m前後の浅海成の堆積物である。B層は貝殻多く含むことならびに帯磁率の値が非常に高いという特徴を持ち、上位のA層と下位のC層から明瞭に区別が可能である。

B層は東方のコアになるにつれて、また埋積谷の中央部のコアになるにつれて、層厚が厚くなる傾向が認められる(第3図:ただし、コア7は埋積谷の南端部に近いためにB層の層厚は薄い)。なお、B層中には帯磁率がスパイク状に高い層準が認められる。これらの層準は、上下の堆積物とは磁化率が明らかに異なることから上下の堆積物とは異なる環境で堆積したことが示唆され、津波に代表されるようなイベント層準である可能性がある。しかしながら、現段階では津波堆積物であると断定するだけの根拠はないので、詳細な分析は今後の課題である。

C層は、主としてシルト～細粒砂からなり、貝殻や稀に粗粒な砂を含む層厚1～1.5mの地層である。C層中には大半のコアにおいてシルト層中に中粒～粗粒の砂層が挟在する(第3図)。この砂層は肉眼でも容易に識別できることや帯磁率がスパイク状に高くなることから、対比においてコア間の良好な鍵層となっている。写真2ならびに写真3はそれぞれコア2(深度335cm付近:写真2)ならびにコア9(深度360cm付近:写真3)の一部を拡大した写真である。

これらの砂層は、下位の堆積物とは明瞭な境界をなし、異地性の貝化石が密集することという特徴をもつ。この2つの特徴は藤原ほか(1997)が指摘している津波堆積物の特徴と一致し、また大半のコアにおいて共

通に認められることから、津波イベントによる堆積物である可能性が高い。このような肉眼で確認できるイベント堆積物は現在のところC層中にしか確認していないが、今後さらに調査を進めて他の津波堆積物を確認したい。なお、澤（1992）の報告している貝化石の年代を参考にすると、C層の形成年代は約3,000年前である可能性が高い。

D層は、主として粘土～シルト層からなる非常に細粒な堆積物である（第3図）。D層は下部に行くに従って帯磁率が高くなる傾向が認められる（第4図）。D層は下限までの採取が不可能であったためにその層厚を確認することは不可能であったが、2m以上あることは間違いない。また、C層と同様に澤（1992）の報告している貝化石の年代を参考にすると、D層の形成年代は約6,000年前であると考えられる。

本地域の沖積層上部は少なくともA層～D層の4層に分けられることがわかった。B層以下の地層は貝殻を豊富に含むことから、年代を詳細に決定することが可能である。また、C層中に津波イベントに由来すると考えられる堆積物を発見できた。

この堆積物は初声低地の埋積谷に広く分布し、澤（1992）の結果を参考にすると堆積年代は約3,000年前であると考えられる。したがって、本地域では約3,000年前に現在の陸地まで達する津波が発生した可能性が高い。

現在、貝化石の年代測定の結果が出ていないために火山灰測定等の調査が進んでいないが、今回実施した簡便な研究手法のみでも詳細な層相対比や津波堆積物の推定は可能であることが判明した。

## VI まとめ

本研究では、過去の津波の溯上過程の解明を明らかにすることを目的として、三浦半島の初声地区において沖積層のボーリング掘削調査を実施した。

掘削は全部で9本行い、上位より大きくA層からD層の4層準および基盤に区分できる。A層はシルト～細粒砂からなる腐植層で、縄文海進後に離水してから堆積したものと考えられる。B層は貝殻を多く含む中粒砂～粗粒砂からなり、離水直前に堆積したものと考えられる。C層は主としてシルト～細粒砂からなり、貝殻や稀に粗粒な砂を含む。D層は主として粘土～シルト層からなる非常に細粒な堆積物である。

帯磁率測定の全体的な傾向としては、A層ならびにC層で低く、B層が高いという結果が得られた。また、D層では下方に向かうにつれて値が高くなる傾向が認められたが、今後もデータ蓄積していく必要がある。また、C層中に津波イベントに由来すると考えられる堆積物を発見できた。澤（1992）によって測定されている貝化石の年代より、本地域では約3,000年前に現在の陸地まで達する津波が発生した可能性が高い。

今回実施した簡便な研究手法のみでも詳細な層相対比や津波堆積物の推定は可能であるといえる。

### 謝辞

立正大学地球環境科学部の菊地隆男教授には、研究全般に対する助言をいただいた。日本地理コンサルタントの栗下勝臣氏、ならびに信州大学大学院工学系研究科修士課程の宮本達矢氏にはボーリング調査の際に現地までお越しいただき、一部調査を手伝っていただいた。本研究を行うにあたって、平成17年度笹川科学助成（17-253）の支援を受けた。ここに記して謝意を表します。

（受付2006年12月13日）

（受理2007年4月18日）

---

## 文 献

江藤哲人・矢崎清貴・ト部厚志・磯部一洋（1998）：横須賀

地域の地質。地域地質研究報告（5万分の1地質図幅研究報告）。地質調査所，128p.

大木靖衛監修（1992）：神奈川の自然をたずねて。日曜の地

- 学20. 築地書館, 290p.
- 澤 眞澄 (1992) : 三浦半島南部西岸, 小田和湾周辺から得られた<sup>14</sup>C年代資料. 第四紀研究, 31, 117-119.
- 鳥居雅之・福岡浩司 (1998) : 黄土層の初磁化率: レヴィュー. 第四紀研究, 37 : 33-45.
- 藤原 治・増田富士雄・酒井哲弥・入月俊明・布施圭介 (1999) : 房総半島と三浦半島の完新統コアに見られる津波堆積物. 第四紀研究, 38, 41-58.
- 藤原 治・鎌滝孝信・田村 亨 (2003) : 内湾における津波堆積物の粒度分布と津波波形との関連-房総半島南端の完新統の例一. 第四紀研究, 42, 67-81.
- 松島義章 (1976) : 三浦半島南部の沖積層. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), 9, 87-162.
- Fujiwara, O., Masuda, F., Sakai, T., Irizuki T., and Fuse, K. (2000) : Tsunami deposits in the Holocene bay mud in Southern Kanto region, Pacific coast of Central Japan. *Sedimentary Geology*, 135, 219-230.
- Nanayama, F., Satake, K., Furukawa, R., Shimokawa, K., Atwater, B. F., Shigeno, K., and Yamaki, S. (2003) : Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril trench, *Nature*, 424, 660-663.
- 国土交通省河川局海岸室ホームページ (2004) : <http://www.mlit.go.jp/river/kaigandukuri/jishinnisonae/index.html>

**Correlation of the Holocene Sediments  
on the basis of the Magnetic Susceptibility :  
A case study in the Hatsuse Lowland,  
southern part of the Miura peninsula, central Japan**

**Yosuke NAKAMURA\*\*・Masaya OGURA\*\*\*・Takahisa MACHIDA\*\*\*  
Takeshi SIGYO\*\*\*\*・Takashi NAKAHARA\*\*\*\***

[Keywords] 1 Miura Peninsula 2 Holocene sediments 3 tsunami deposits 4 drilling survey 5 magnetic susceptibility

\*\*Faculty of Geo-environmental Science, Rishso University

\*\*\*Graduate student of Rishso University

\*\*\*\*Undergraduate of Rishso University