

〔原著論文〕

静岡県富士宮市沼久保に分布する 中部更新統沼久保礫シルト部層の堆積シーケンス

横山謙二¹⁾・柴 正博²⁾

Depositional sequences of the Middle Pleistocene Numakubo gravel and silt Member distributed at Numakubo in Fujinomiya City, Shizuoka Prefecture, Japan

Kenji YOKOYAMA¹⁾, Masahiro SHIBA²⁾

Abstract

Sequence stratigraphy analysis was carried out for the Middle Pleistocene Numakubo gravel and silt Member of the Ihara Group, distributed in Fujinomiya City, Shizuoka Prefecture, Japan. Twelve sedimentary facies and six facies associations are recognized in the Numakubo gravel and silt Member as a result of sedimentary facies analysis. This member consists meandering fluvial, coastal plain incised valley, estuary, meandering fluvial, braided fluvial system, respectively. This member was deposited coastal plain in response to relative sea-level changes during Middle Pleistocene epoch. The transgression that formed estuary system recognized in the middle part of this member is correlated to the marine oxygen isotope stages (MIS) 15.5.

はじめに

富士川下流の富士宮市沼久保の富士川左岸の東西方向の河床には、庵原層群岩淵火山岩部層の上位に礫層とシルト層の互層からなる沼久保礫シルト部層が、約300mにわたりほぼ連続して露出する(Fig. 1)。沼久保礫シルト部層はほぼ南北走向で35°~75°東へ傾斜しており、河床の上流から下流にかけて下位から上位へ連続した層序が地質断面として観察される。

また、沼久保礫シルト部層からはこれまでに貝化石や植物化石、生痕化石などとシカ属(*Cervus* sp.)の骨化石(柴ほか, 1992, 2003), およびカズ

サジカ(*Cervus*(*Nipponicervus*)*kazusensis*)の枝角化石(阿部ほか, 2001)が産出している。

庵原層群および沼久保礫シルト部層の層序学的研究については柴ほか(1990, 1991, 1992)などがあり、柴ほか(1992)では沼久保礫シルト部層を下位から下部層、中部層、上部層に区分し、その岩相よりその堆積環境を下部層は主に河川域、中部から上部は主に干潟や後背湿地としている。しかし、その堆積相や堆積シーケンスの詳細については十分に検討されていなかった。

沼久保礫シルト部層は、水野ほか(1992)の研究などから約70万年前から50万年前の中期更新世に

1) NPO 静岡県自然史博物館ネットワーク辻事務所, 〒424-0806 静岡県静岡市清水区辻 4-4-17
Network for Shizuoka Prefecture Museum of Natural History, Tsuji Office, 4-4-17, Tsuji, Shimizu-ku, Shizuoka, Shizuoka, 424-0806, Japan

2) 東海大学自然史博物館, 〒424-8620 静岡県静岡市清水区三保 2389
Natural History Museum, Tokai University, 2389, Miho, Shimizu-ku, Shizuoka, Shizuoka, 424-8620, Japan

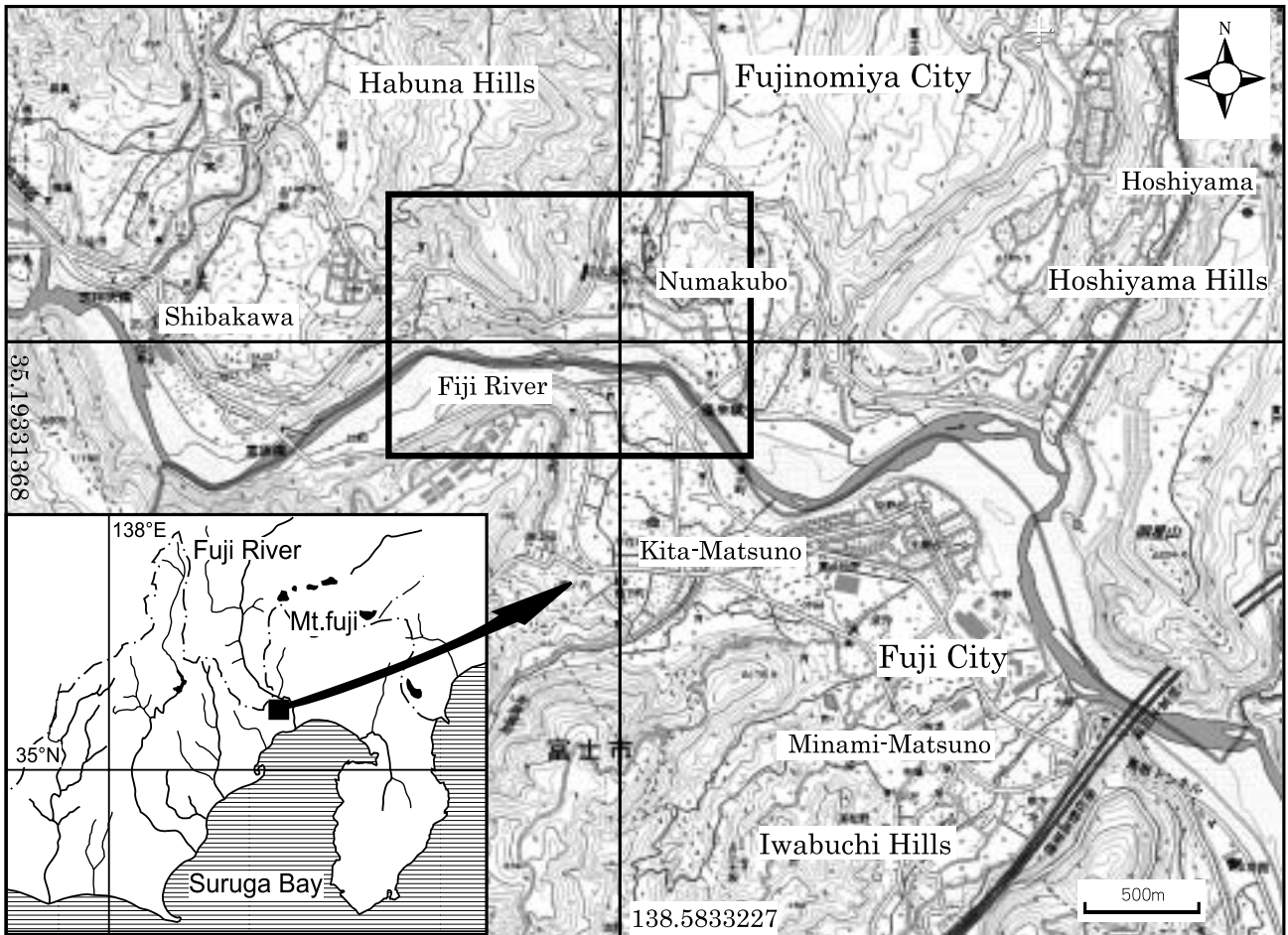


Fig. 1 Locality map. Base map is 1:25000-scale topographic map of Japan, Quadrangle "Fujinomiya", Geographical survey of Japan. The inside of a black quadrangle shows this study area.

堆積したと考えられ、沼久保の富士川河床でその連続した地質断面が観察される。このことから、本研究ではこの間にどのような堆積環境の変化が起こったかを連続的に知るため、沼久保の富士川河床で沼久保礫シルト部層の堆積相解析を行い、その堆積相や堆積シーケンスについて検討を行った。

地質概説

庵原層群は、静岡県中部の富士川下流域にある岩淵丘陵、星山丘陵、羽鮎丘陵に分布し、浜石岳層群を不整合に覆い、段丘堆積物および富士山火山噴出物に不整合で覆われる。

柴ほか(1990)によって示された沼久保周辺の地質図および層序を Fig. 2 と Fig. 3 に示す。柴ほか

(1990)では、庵原層群を下位より蒲原層と岩淵層に区分し、岩淵層は安山岩質溶岩と凝灰角礫岩からなる岩淵火山岩部層とそれを指交関係にあるいくつかの砂礫部層に区分した。また、岩淵層のいくつかの砂礫部層は、羽鮎丘陵に分布する上羽鮎砂礫部層と沼久保礫シルト部層、岩淵丘陵の北部に分布する南松野砂礫部層、北西縁部に分布する泉水砂礫部層、丘陵北西部に分布する鷺ノ田礫部層、星山丘陵に分布する星山砂礫部層に区分される。

柴ほか(1992)は、沼久保礫シルト部層を下位から下部層、中部層、上部層に区分し、下部は礫層が卓越し、中部はシルト層が卓越し、上部は礫層と砂層の互層からなり、最上部は礫層からなるとした。阿部ほか(2001)によって示された沼久保礫シルト部層の柱状図を Fig. 4 に示す。

沼久保礫シルト部層の堆積シーケンス

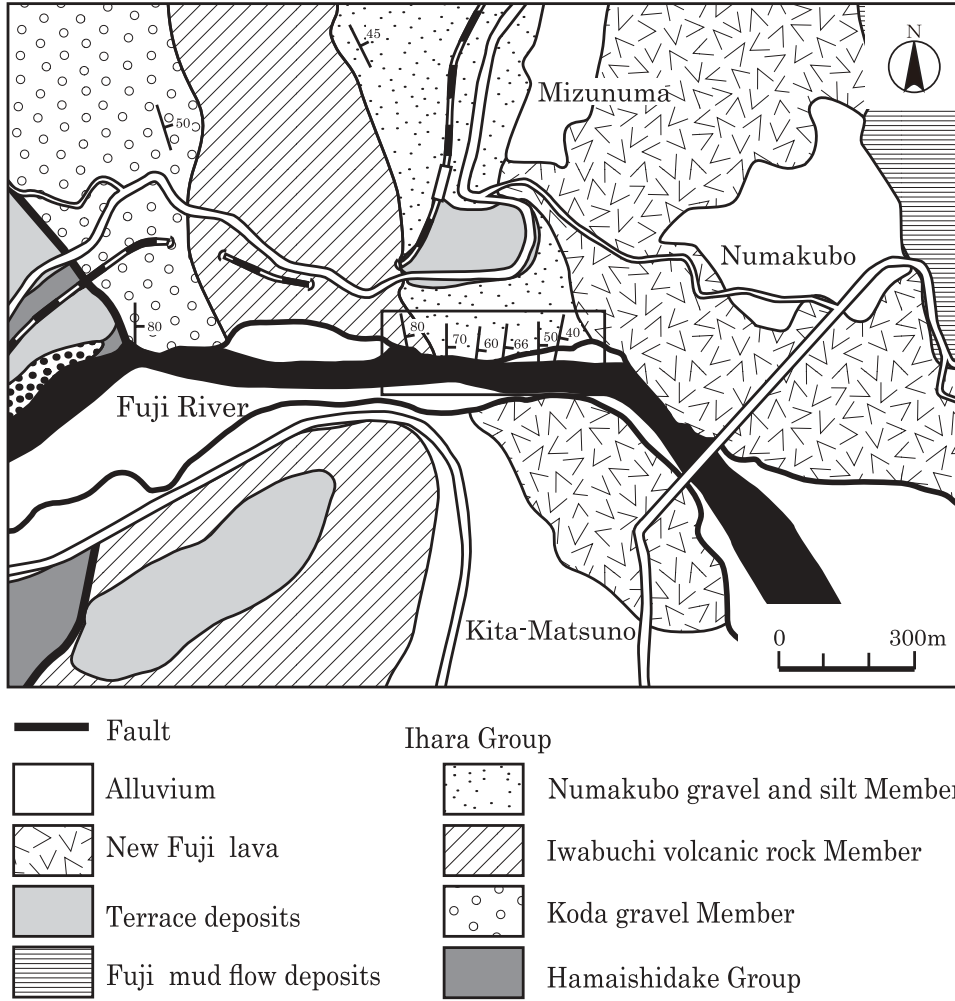


Fig. 2 The geologic map in the Numakubo area. The inside of an oblong is the study area (modified from Shiba et al., 1990)

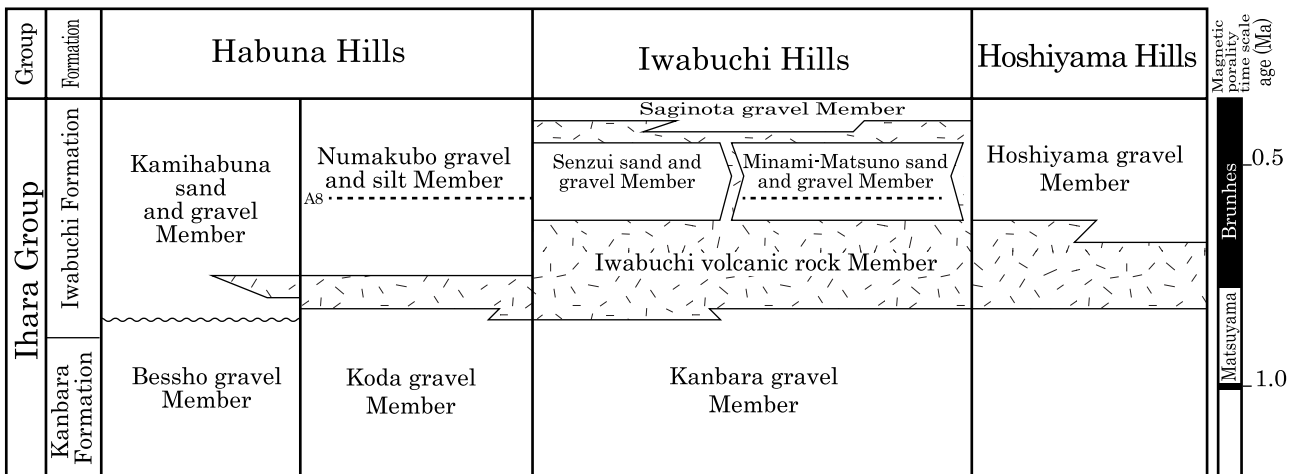


Fig. 3 The stratigraphic succession of the Ihara Group in the Habuna and the Hoshiyama area (modified from Shiba et al., 1990)

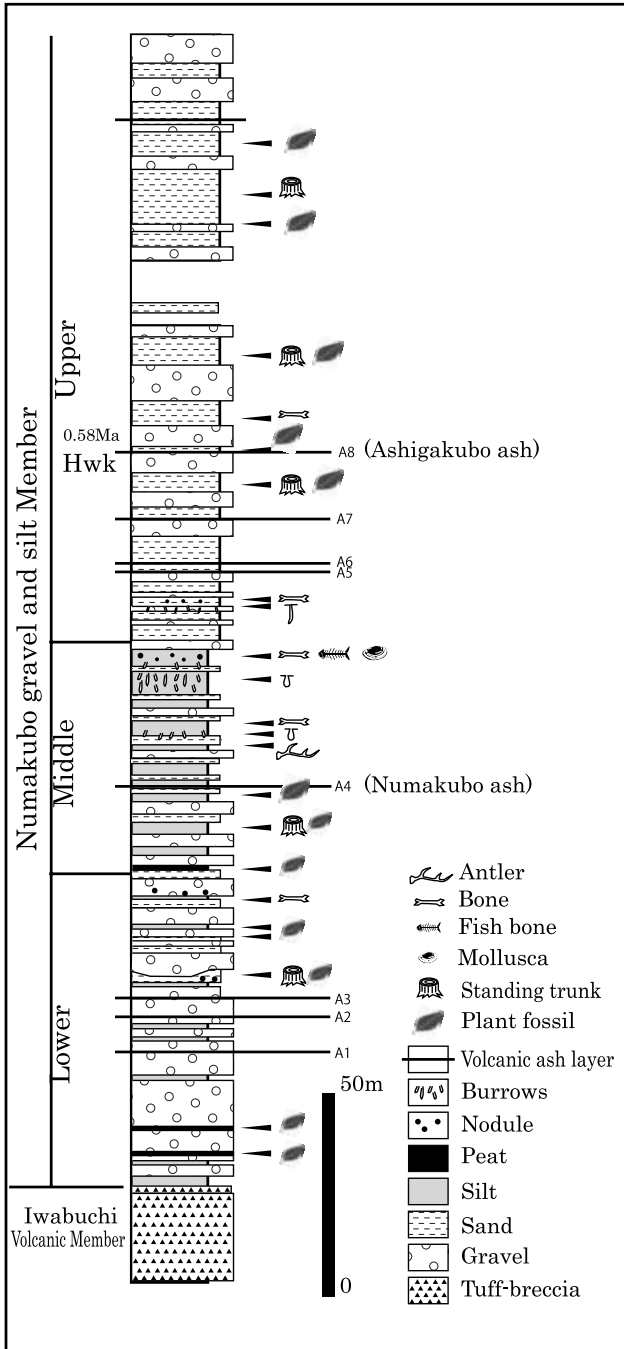


Fig. 4 Geological columnar section of the Numakubo gravel and silt Member in the Ihara Group (modified from Abe et al., 2001).

岩淵層の地質年代に関して、K-Ar年代測定や古地磁気測定、植物化石などから推定が行われている。岩淵火山岩部層およびその貫入岩体の年代値について、海野・大木(1989)ではK-Ar年代測定法により、嵐山(貫入岩体、以下同様)が $1.13 \pm 0.24\text{Ma}$ 、大丸山が $0.87 \pm 0.07\text{Ma}$ 、紫山が $0.88 \pm 0.06\text{Ma}$ 、羽鯨丘陵の北西部の森山が $0.61 \pm 0.07\text{Ma}$ と報告され

ている。水野ほか(1992)では、古地磁気測定結果をもとに沼久保の富士川河床に分布する岩淵火山岩部層の上部に松山-ブリュンヌ境界(約 0.78Ma)が推定され、沼久保礫シルト部層上部に挟在する足ヶ久保火山灰層(柴ほか, 1992のA8火山灰層)が樋脇火山灰層(Hwk)に対比されている。また、水野ほか(1992)では、沼久保礫シルト部層の最上部および沼久保火山灰層(柴ほか, 1992のA4火山灰層)付近からナンキンハゼ等の温暖な気候を示す植物化石を見だし、足ヶ久保火山灰層の少し上位および最下部からヒメバラモミ等の比較的寒冷な気候を示す化石の産出を報告している。

沼久保礫シルト部層上部に挟まれる樋脇火山灰層(Hwk)は、町田・新井(2003)によると、南九州を起源としK-Ar年代法により $0.57 \pm 0.03\text{Ma}$ と $0.58 \pm 0.03\text{Ma}$ という年代値を示し、上総層群笠森層中のKs18火山灰層に対比され、上総層群の海洋酸素同位体層序および横浜地域の海成層・河成層層序から海洋酸素同位体ステージ(MIS)16より上位の温暖期・海進期に入る時期のMIS 15に対比できるとされている。

以上のことから、沼久保礫シルト部層は約70万年前から50万年前の中期更新世に堆積したと考えられる。

堆積相解析

本研究では、富士川河床に連続して分布する沼久保礫シルト部層の堆積相解析を行った。その結果、沼久保礫シルト部層をFig. 5に示す12の堆積相に区分し、これらの堆積相の組み合わせから6つの堆積組相(IV・MF・BF・ES・LCB・BD)を区分した(Fig. 5)。堆積組相MFについては、チャンネル部を主体とするMFcと氾濫原を主体とするMFfに区分した。以下に、堆積組相を構成する堆積相の記載を行い、各堆積組相の概要を述べる。これらの堆積相と堆積組相で区分した沼久保礫シルト部層の柱状図をFig. 6に示し、主な堆積相と堆積組相の写真をFig. 7とFig. 8に示す。

1. 堆積相

堆積相 CH1

本堆積相は、深さ4~10mで幅7m以上のチャンネルを充填する大礫を主体とする中礫~巨礫からな

沼久保礫シルト部層の堆積シーケンス

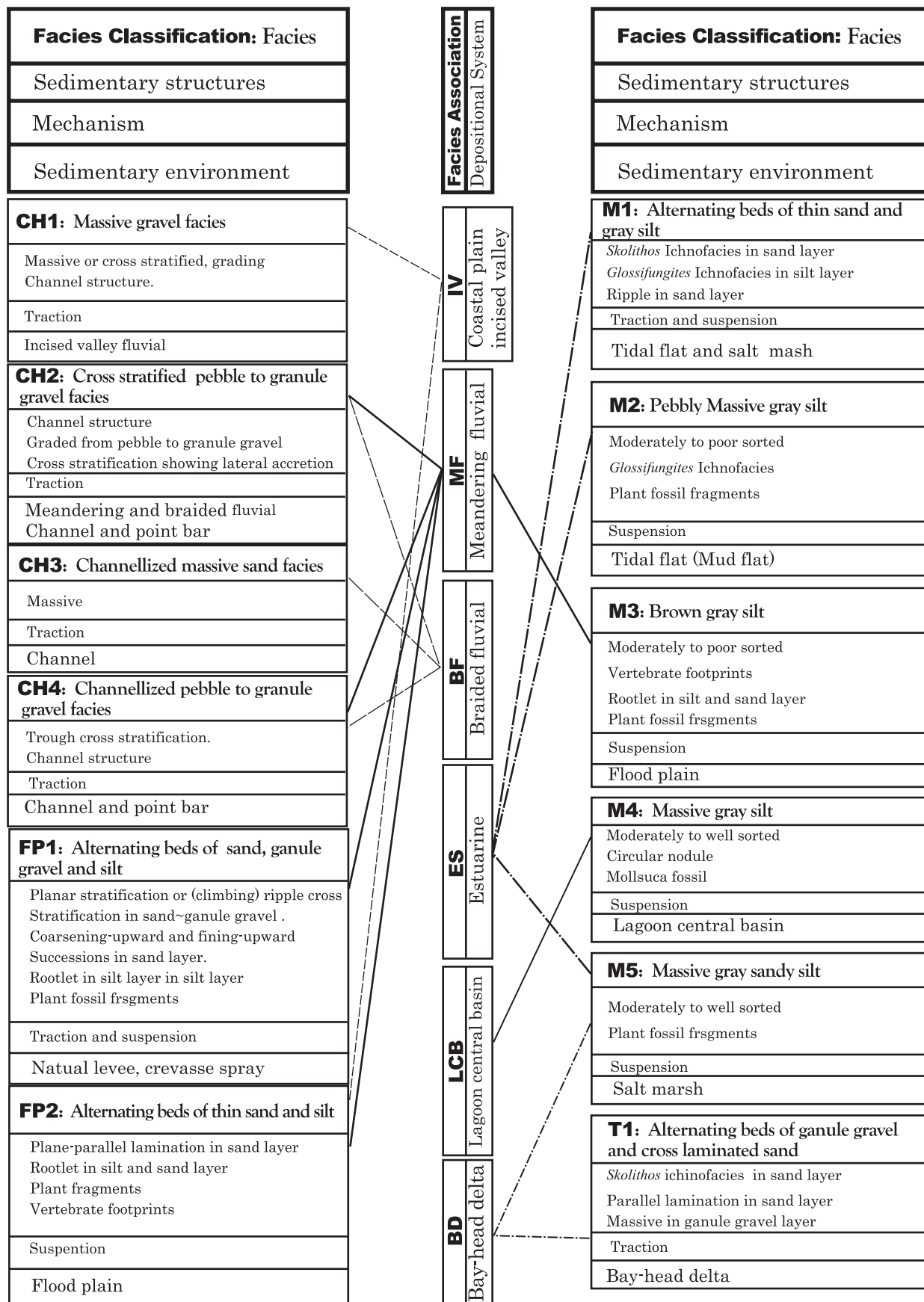


Fig. 5 Classification of facies and facies associations of the Numakubo gravel and silt Member.

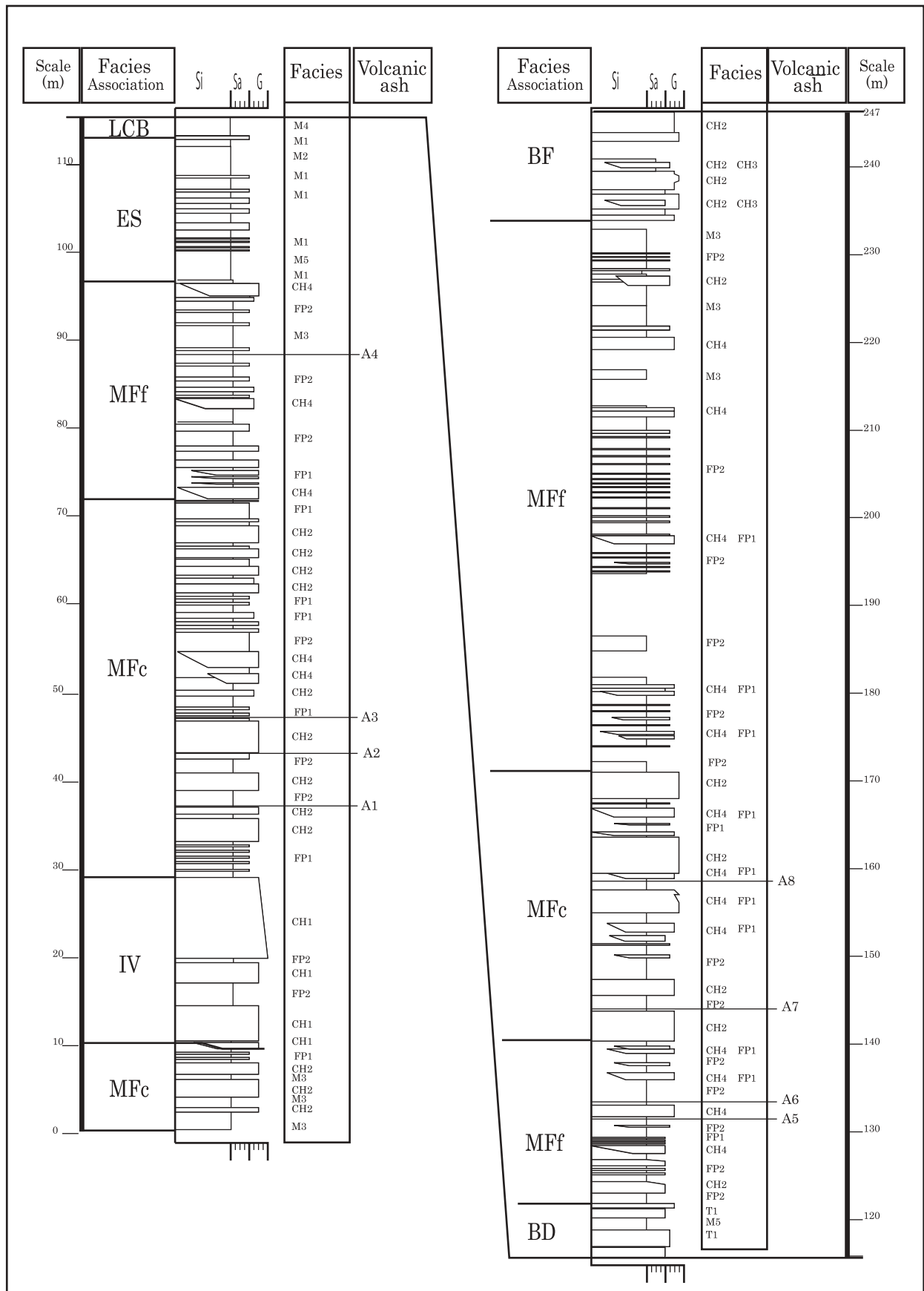


Fig. 6 Detailed columnar sections of the Numakubo gravel and silt Member, Ihara Group. Si: Silt, Sa: Sand, G: Gravel.

沼久保礫シルト部層の堆積シーケンス

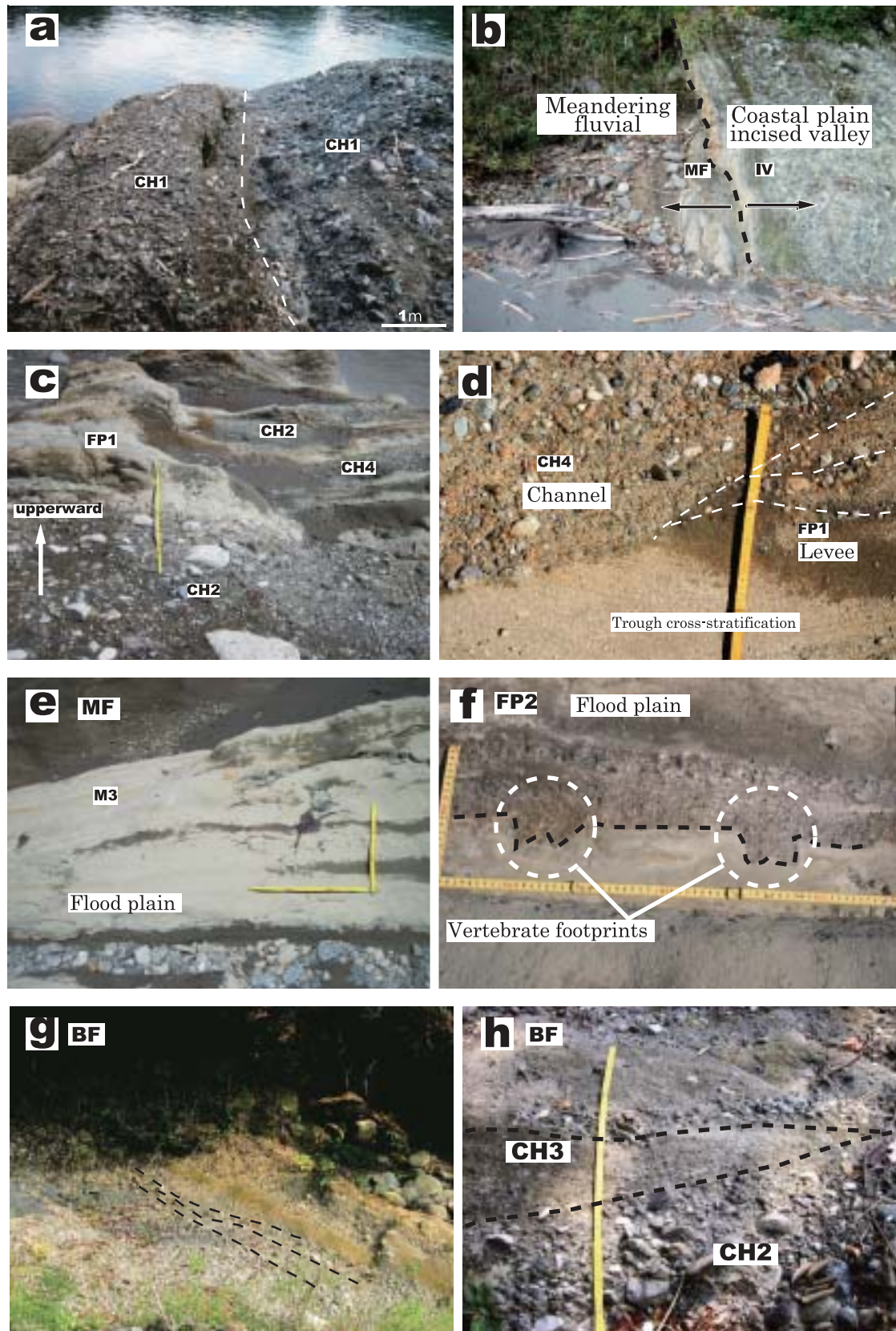


Fig. 7 Photographs of fluvial facies association, a: Coastal plain incised valley facies association (IV), b: The boundary of coastal plain incised valley facies association (IV) and meandering fluvial facies association (MF), c: MF facies association, d: CH4 facies and FP1 facies in MF facies association, e: M3 facies in MF facies association, f: Vertebrate footprint in the flood plain (FP2 facies), g: Braided fluvial facies association (BF), h: CH3 facies and CH2 facies in BF facies association.

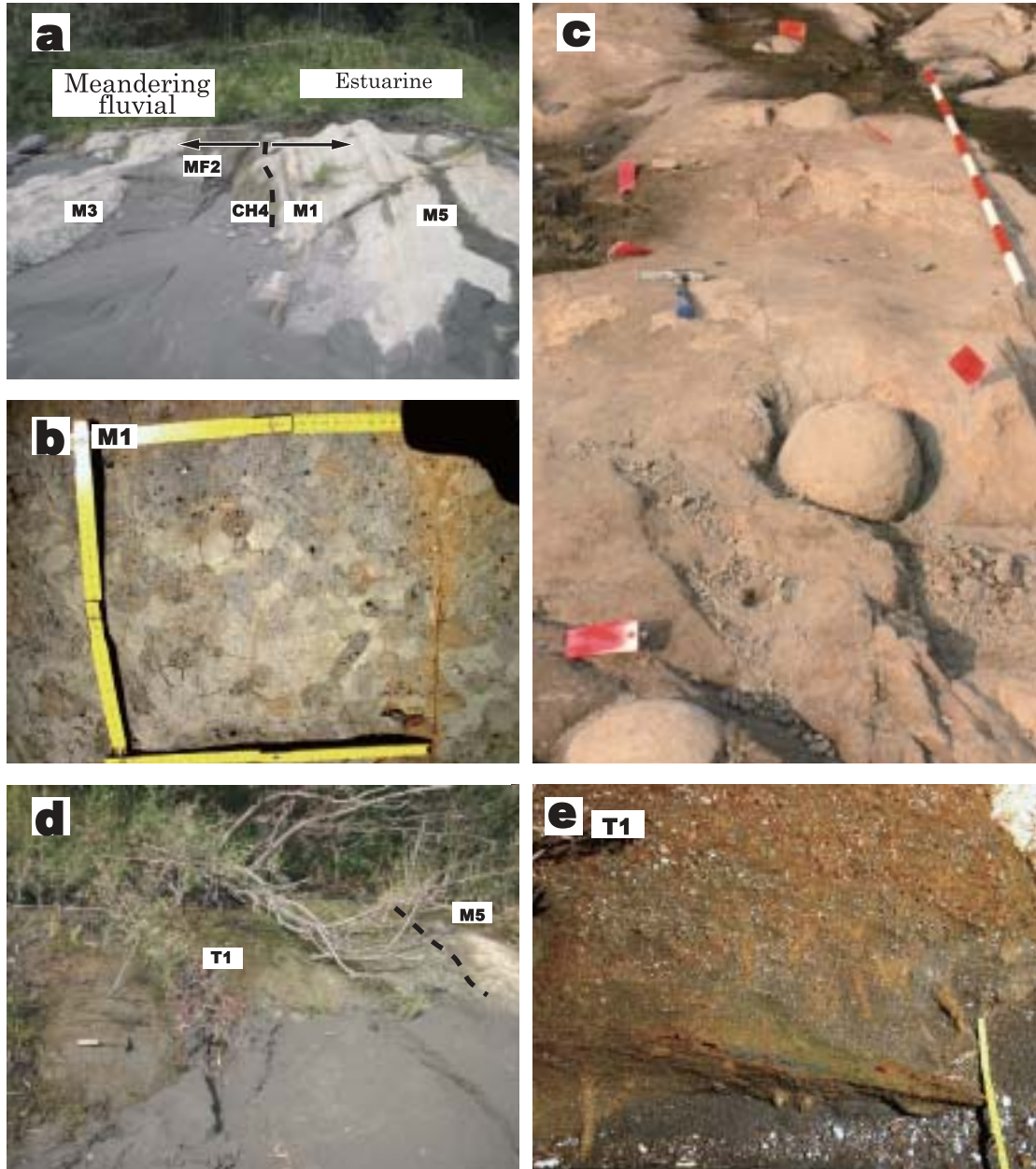


Fig. 8 Photographs of estuarine and lagoon central basin facies association, a: The boundary of meandering fluvial facies association (MF) and estuarine facies association (ES), b: *Glossifungites* ichnofacies in ES facies association, c: Circular nodules in lagoon basin facies association (LCB), d: Bay-head delta facies association (BD), e: *Skolithos* ichnofacies in BD facies association.

る塊状の礫層で、礫は亜角礫から亜円礫である。チャンネル内には、上下に約2～4m間隔で複数の下凸の浸食面があり、チャンネルが上下に重なる multi-story channel の特徴を持つ。礫層は塊状またはインプリケーションが見られる。インプリケーションから流向方向を推定すると南東方向が卓越する。

堆積相 CH2

本堆積相は、堆積相 CH1 のチャンネルとくらべ浅く、側方付加を示す深さ2～4mのチャンネルを充填

する塊状の大礫を主体とする礫層からなる。亜角礫から亜円礫の中礫～巨礫からなり、上方細粒化を示す。チャンネルは上下に重なる multi-story channel と、側方付加し重なる multi-lateral channel の特徴を持つ。礫層は塊状またはインプリケーションが見られる。インプリケーションから流向方向を推定すると北～南方向と西～東方向の2方向を示す傾向があり、同一チャンネル内で側方付加に対応して一定方向を示さないことが多い。

堆積相 CH3

本堆積相は、深さ 0.3 ~ 0.6m で幅約 1m のチャンネルを充填する、塊状または斜交層理が発達する砂層からなり、構成する砂は中粒 ~ 粗粒砂からなる。

堆積相 CH4

本堆積相は、深さ 0.6 ~ 1.5m で幅 2m ~ 5m のチャンネルを充填する細礫 ~ 中礫を主体とする礫層からなる。本堆積相のチャンネルは、single-story channel を主体とし、中には multi-story channel タイプのチャンネルも見られるが、CH2 のものと同く大きな浸食面を持たず、その規模は小さい。

堆積相 FP1

層厚 0.5 ~ 2cm の砂層と層厚 5 ~ 20cm のシルト層の（細）互層からなる。砂層は極細粒 ~ 中粒砂で逆級化を示す。シルト層には細礫を含み、材化石やルート痕が見られる。また、しばしば層厚約 20cm の中粒砂層 ~ 細礫層を挟在し、亀裂状の幅 30cm、深さ 60cm 程のチャンネルを充填することがある。この中粒砂層 ~ 細礫層は塊状のものと正級化構造が発達するものがあり、後者にはしばしば平行葉理、斜交層理、カレントリップルが発達する。

堆積相 FP2

本堆積相は、層厚 5cm 未満の薄層の細粒砂層または細礫層と層厚 50cm 以上のシルト層の互層からなる。本堆積相には、立木化石とルート痕が含まれる。また、脊椎動物の歩行痕 (Fig. 7f) と推定される荷重痕が見られる。薄層の細粒砂層と礫層中には平行葉理と低角な斜交層理が発達する。

堆積相 M1

本堆積相は、シルト層からなり、薄い粗粒砂層 ~ 細礫層が挟在する。シルト層にはしばしば穿孔痕や多毛類の居住痕などからなる *Glossifungites* 生痕相 (Pemberton et al., 1992) が認められ、ルート痕は堆積相 FP2 ほど見られない。薄く挟在する粗粒砂層は低角な斜交層理か平行層理が発達し、級化構造が見られる。

堆積相 M2

本堆積相は、淘汰が悪い砂質シルトからなり、細礫が点在する。*Ophiomorpha* isp. や *Diplocraterion* isp. などの生痕化石からなる *Skolithos* 生痕相 (Pemberton et al., 1992) が発達し、層内が攪乱されている。

堆積相 M3

本堆積相は、淘汰が悪い塊状の灰褐色のシルト層

が主体で、砂層や細礫層などがほとんど挟在しない。本堆積相にはルート痕が見られる。また、しばしば堆積相 FP2 を削るチャンネル状構造を充填し、その基底には中礫 ~ 大礫と材化石を含む泥炭質のシルト層が挟在する。

堆積相 M4

本堆積相は、淘汰の良い塊状の灰褐色のシルト層からなり、粗粒堆積物がまったく含まず、ウラカガミガイ属 *Dosinia* sp. やウミタケガイ属 *Barna* sp. の貝類化石が自生的な産状で産する。また、直径 40 ~ 60cm の球形のノジュールが多数含まれ (Fig. 8c)、これらの多くからはシカ属の骨格化石が産出する (柴ほか, 1992, 2003)。

堆積相 M5

本堆積相は、塊状の砂質シルトからなり、植物化石を多く含むがルート痕はあまり認められない。

堆積相 T1: 本堆積相は、細礫層と砂層の互層からなり、細礫層は塊状で砂層中には低角な斜交層理または平行葉理が発達する。また、*Ophiomorpha* isp. などの *Skolithos* 生痕相 (Fig. 8e) が見られる。

2. 堆積組相

堆積組相 IV

海岸平野開析谷 (Coastal plain incised valley)

定義と特徴: 本堆積組相は、沼久保礫シルト部層の基底から 10 ~ 30m 間のみで見られる堆積組相で、堆積相 CH1 と FP2 の組み合わせからなり、厚い礫層からなる堆積相 CH1 によって特徴づけられる (Fig. 7a)。この堆積相 CH1 のチャンネルの層厚は、上方で薄層化し、含まれる礫には細粒化傾向が見られ、最上部ではしだいに FP2 を多く挟在するようになり、漸移的に堆積組相 MF に変化する。下位の堆積組相 MF とは大きい浸食面をもって接する (Fig. 7b)。

解釈: 本堆積組相の主体となる堆積相 CH1 は、堆積相 CH2, CH3, CH4 のチャンネルと比べ厚く、幅の広いチャンネルであり、またチャンネルを充填する礫のサイズも大きい。また、インプリケーションが示す古流向もばらつきが少ない。このことは、本堆積組相は CH2 など他のチャンネル堆積相を含む堆積組相 BF と MF よりも高エネルギー下における、単一の規模の大きい流路をもつ河川環境が推定できる。また、チャンネル内に複数の浸食面が確認できることから、この河道はあまり大きく変化することなく、

ほぼ同じ位置で浸食と堆積を繰り返しながら、一つの開析谷を充填したと考えられ、これらのことから海岸平野を開析した谷の堆積環境と推定した。

堆積相 FP2 は岩相の特徴、およびルート痕や植物化石を含むことから氾濫原の堆積物と考えられる。本堆積組相の上部でこの FP2 の堆積相を多く含むようになることは、河川が谷を埋積するにしたがって徐々に川幅が広がり、氾濫原を広げていったことを示している。

堆積組相 MF

蛇行河川 (Meandering fluvial)

定義と特徴：本堆積組相は、沼久保礫シルト層の主体をなす堆積組相で、堆積相 CH2, CH4, FP1, FP2, M3 の組み合わせからなる。本堆積組相は、チャンネル密度が高く、堆積相 CH2 を主体とする堆積組相 MFc と、チャンネル密度が低く、氾濫原の堆積相 FP2 と M3 を主体とする堆積組相 MFf に区分できる。

解釈：堆積相 CH2 と CH4 は、堆積相 CH1 とくらべ規模が小さく、構成する礫層の礫の大きさも小さいことから、堆積相 CH1 よりも低エネルギー下の河道で堆積したと考えられる。

堆積相 FP1 は、砂層と泥層の互層で、泥層の泥は浮流によって運ばれた堆積物であり、砂層中には逆級化構造が発達することから、河川の自然堤防の堆積環境が推定される。この堆積相に挟在する平行葉理や斜交層理が発達する細礫層と、亀裂状のチャンネルを充填する中粒砂層～細礫層は、クレバスとクレバス・スプレーに堆積したと考えられる。

堆積相 FP2 は、前述したように氾濫原の堆積環境を示すと考えられる。堆積相 M3 は、淘汰が悪い塊状のシルト層が主体で、粗粒堆積物をあまり含まず、ルート痕が見られることから、洪水時でも河川からの溢流の影響が少ない氾濫原か湿地の堆積環境が推定される。

以上のように、本堆積組相は、河川流路の堆積相 CH2 と CH4、および自然堤防・クレバス・スプレーとクレバスの堆積相 FP1、氾濫原を示す堆積相 FP2 と M3 の 5 つの堆積相からなり、これらの堆積相の組み合わせはこの堆積組相が平野を流れる蛇行河川域で堆積したことを示すと考えられる。

本堆積組相は、堆積組相 MFc と堆積組相 MFf とに区分できるが、Shanley and McCabe (1994) によれば、チャンネルの形態と密度の違いは上方への

堆積空間の差を表しているという。すなわち、チャンネル内に複数の浸食面を持つ multi-story channel と multi-lateral channel タイプのチャンネルは、上方への堆積空間の増加が十分でなかったために浸食と埋積を繰り返したと考えられ、一方チャンネル内に大きい浸食面を持たない single-story channel タイプのチャンネルは、一回の浸食と埋積後に上方への堆積空間が十分であったために、埋積後再び浸食されることなく地層中に保存されたものと考えられている。従って、堆積組相 MFc と堆積組相 MFf との境界は、堆積空間の増加を示す境界として解釈できる。

堆積組相 BF

網状河川 (Braided fluvial)

定義と特徴：本堆積組相は、本層の最上部に分布し、沼久保礫シルト層の基底から 234m 上位以上でのみ見られる堆積組相であり、上限は不明である。主にチャンネルを充填する礫層の堆積相 CH4 と砂層からなる堆積相 CH3 からなり (Fig. 7g)、堆積組相 IV や MF とは異なり泥質堆積物をほとんど含まない。

解釈：本堆積組相は、泥質堆積物をほとんど含まず、堆積組相 IV と MF とは異なり、砂層および礫層からなる複数の浅いチャンネルを主体とすることから、本堆積組相は網状河川の堆積物と考えられる。

堆積組相 ES

エスチュアリー (Estuarine)

定義と特徴：本堆積組相は、沼久保礫シルト層の基底から 96 ~ 114m 間のみで見られる堆積組相で、堆積相 M1 と M2, M5 からなる (Fig. 8a, b)。

堆積相 M1 と M2, M5 はシルトを主体とする堆積物であり、堆積相 M1 では粗粒砂～細礫からなる薄層を挟在する。

解釈：本堆積組相は主に浮流で移動した細粒堆積物からなるシルト層からなり、このシルト層には *Glossifungites* 生痕相が卓越し、また粗粒堆積物を多く含む堆積相 M2 には *Skolithos* 生痕相が卓越する。これらの生痕相は潮間帯で卓越する生痕相であることから、本堆積組相は潮汐の影響下に堆積したと推定できる。しかし、フレーザー層理やレンズ状層理など潮流の影響を示す層理はほとんど認められず、むしろ堆積相 M1 には洪水時に河川から供給されたと考えられる粗粒砂層～細礫層など挟在層が目立つ。また細礫が含まれる堆積相 M2 については

河川域に比較的近い堆積環境が推定される。堆積相 M5 は、ルート痕があまり認められないことから、潮汐環境下で植物があまり繁茂しない塩水湿地の堆積環境が考えられる。これらの堆積相の組み合わせにより、本堆積組相はエスチュアリー奥部の中央部に近い位置での堆積物であると推定した。

堆積組相 LCB

ラグーン中央盆底 (Lagoon center basin)

定義と特徴：本堆積組相は、沼久保礫シルト層の基底から 114 ~ 116m 間でのみで見られ、塊状のシルト層からなる堆積相 M4 のみからなる。堆積相 M4 には貝化石が自生的な産状で産出し、シカ属の骨化石を含むノジュールが含まれる。

解釈：本堆積相 LCB は、粗粒堆積物を含まない浮流により移動したシルトのみからなることから、波浪や河川流の影響のない閉鎖的な環境下に堆積したと推定できる。また含まれるウラカガミガイ属 *Dosinia* sp. やウミタケガイ属 *Barna* sp. などの化石が自生的な産状で産出することから、内湾やラグーンの中央盆底の堆積物と考えられる。なお、この堆積組相から産出したシカ属の化石は同一個体の骨格で、おそらく推定される堆積環境の近くで死亡した個体か、死後に河川流により浮流で移動してきて、本堆積相が示す低エネルギー環境下の水底に定着し、時間をかけて埋積したと思われる。

堆積組相 BD

湾奥デルタ (Bay-head delta)

定義と特徴：本堆積組相は、沼久保礫シルト層の基底から 116 ~ 122m 間のみで見られる堆積組相で、堆積組相 LCB の上位にある。本堆積組相は、砂礫互層からなる堆積相 T1 からなり、砂質シルト層からなる堆積相 M5 を挟在する (Fig. 8d, e)。

解釈：堆積相 T1 は細礫層を含むことから、河川流の影響下の堆積環境が推定され、*Skolithos* 生痕相が見られることから潮汐環境下であったと推定される。堆積相 M5 は塩水湿地の環境下が推定される。また、本堆積組相は、下位のラグーン中央盆底の堆積組相 LCB の上位に重なり、その上位は蛇行河川の堆積組相 MF が重なることから、海退過程を示す堆積組相であると考えられる。これらの堆積相の組み合わせと本堆積組相前後の堆積組相との累積関係を考慮すると、本堆積組相は海退にともないラグーンを埋積した内湾奥デルタの堆積物と考えられる。

堆積システムと堆積シーケンス

1. 堆積システム

以上の堆積相解析の結果、沼久保礫シルト部層を構成する堆積組相の堆積環境はそれぞれ、IV が海岸平野開析谷、MF が蛇行河川、BF が網状河川、ES がエスチュアリー、LCB がラグーン中央盆底、BD が内湾奥デルタを推定した。このうち MF は、multi-story channel, multi-lateral channel タイプのチャンネルが卓越する堆積組相 MFc とチャンネル密度が低く氾濫原の堆積相が卓越する MFf とがある。

沼久保礫シルト部層において、これらの堆積組相は下位から MFc, IV, MFc, MFf, ES, LCB, BD, MFc, MFf, BF の順に重なる。これらの堆積組相は、堆積組相の特徴と重なりから、以下の 4 つの堆積システムによって形成されたと推定できる。すなわち、堆積組相 MF からなる蛇行河川システム、堆積組相 IV からなる海岸平野開析谷システム、堆積組相 ES と LCB, BD からなるエスチュアリーシステム、堆積組相 BD からなる網状河川システムの 4 つである。

堆積システムから沼久保礫シルト部層の構成を見ると、下位から蛇行河川システム、海岸平野開析谷システム、蛇行河川システム、エスチュアリーシステム、蛇行河川システム、網状河川システムの順に重なる。大局的にみると、沼久保礫シルト部層の堆積システムは、最上部の網状河川システムを除くと、蛇行河川システムを主体として、下部に海岸平野開析谷システムが、中部～上部にかけてエスチュアリーシステムが挟まれる。

また、最下部の蛇行河川システムを除けば、海岸平野開析谷システムからエスチュアリーシステムにかけての変化は海進過程を示し、エスチュアリーシステムから網状河川システムへの変化は大まかには海退 - 陸上化過程を示す。

以上のように、富士川の沼久保河床で観察される約 250m にわたる沼久保礫シルト部層には、海進過程と海退 - 陸上化過程から、2 つの堆積シーケンスを認めることができる (Fig. 9)。そのシーケンスオーダーは、沼久保礫シルト部層の基底が松山 - プリュンヌ境界以降であることと、A8 火山灰層が海洋酸素同位体ステージ (MIS) 15 に対比されていることから、第 4 次オーダーの堆積シーケンスと推定される。

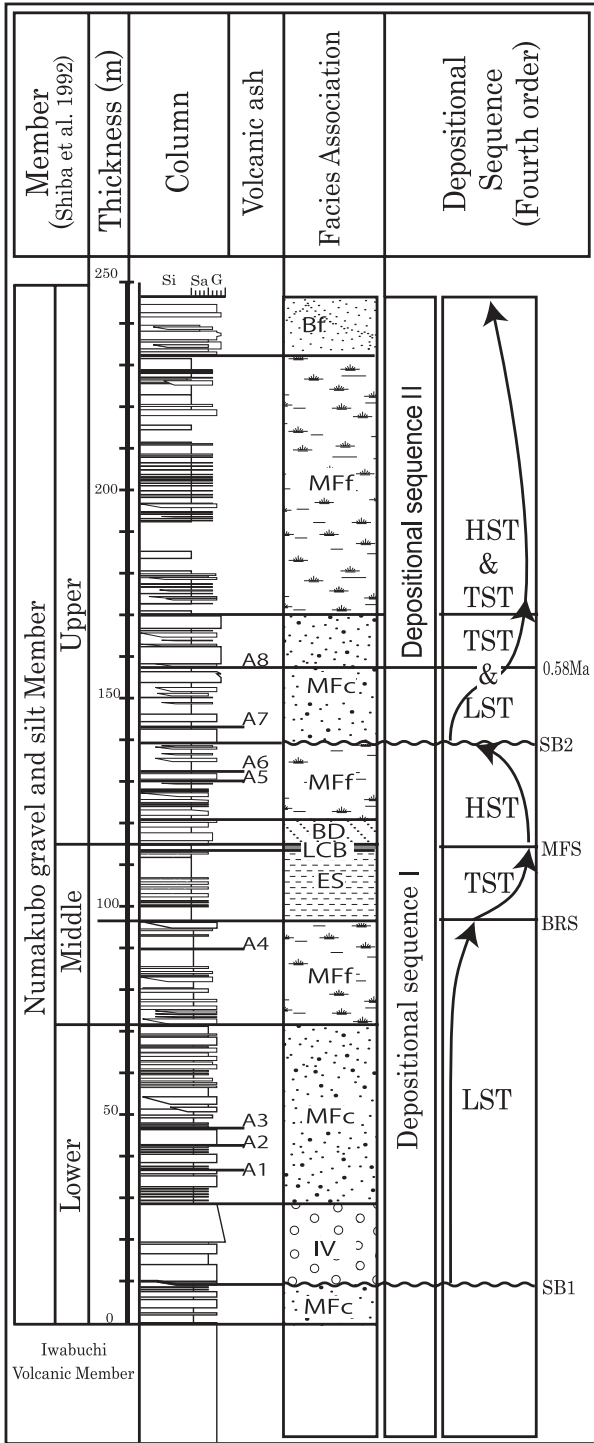


Fig. 9 Simplified columnar sections of the Numakubo gravel and silt Member. LST: Lowstand system tract, TST: Transgressive system tract, HST: Highstand system tract, SB: Sequence boundary, BRS: Bay ravinement surface, MFS: Maximum flooding surface, TS: Transgressive surface.

最下部の堆積組相 MFc の上位の堆積組相 IV から堆積組相 ES の下位の堆積組相 MFf までは低海水準期堆積体に，その上位の堆積組相 ES ~ 堆積

組相 LCB 下部までのサクセッションは海進期堆積体に，その上位の堆積組相 LCB 上部から堆積組相 MFf までを高海水準期堆積体に相当するとし，この間のサクセッションを堆積シーケンス とした．この堆積シーケンス の上位の堆積組相 MFc を低海水準期堆積体 ~ 海進期堆積体下部に，その上位の堆積組相 MFf ~ 堆積相 BF までを高海水準期堆積体上部 ~ 高海水準期堆積体に相当するとし，この間のサクセッションを堆積シーケンス とした．次にその解釈について述べる．

2. 堆積シーケンス

堆積シーケンス は Zaitlin et al. (1994) の Incised-valley sequence モデルに相当すると考えられ，このモデルに従い堆積シーケンスを解釈する．また，その概念図を Fig. 10 に示す．

低海水準期堆積体

(堆積組相 IV ~ 堆積組相 MFf)

沼久保礫シルト部層の最下部の蛇行河川(堆積組相 MFc)と海岸平野開析谷充填堆積物(堆積組相 IV)の境界は，低海水準期初期 LSF: Lowstand fan)に相対的の海水準が低下したことにともない浸食され形成された海岸平野開析谷の浸食面を示すものと解釈され，この境界をシーケンス境界とした．この開析谷の浸食によって形成された礫は，沖合いの海底域に運ばれ，デルタを形成したと推定される(Fig. 10a)．

次に海岸平野開析谷の充填堆積物(堆積組相 IV)から蛇行河川氾濫原を主体とした堆積物(堆積組相 MFf)にかけてのサクセッションは，下位から上位に向かうにしたがいチャンネルの規模が縮小化し，そのチャンネルを充填する堆積物も細粒化傾向が見られる．これは，高エネルギー下から低エネルギー下の環境に変化したことを示していると考えられる．この低エネルギー化を示すサクセッションは，海岸平野が低海水準期中期 ~ 後期 (LSW: Lowstand wedge) にかけて，海岸平野開析谷を埋積していった結果，谷が平地化し氾濫原が広がりやすい環境に変化したと考えられる (Fig. 10b)．

海進期堆積体

(堆積組相 ES ~ 堆積組相 LCB 下部)

本層中部の堆積組相 MFf と堆積組相 ES 境界は，その境界で穿孔痕や多毛類の居住痕などからなる *Glossifungites* 生痕相が見られることから，それまで氾濫原が広がっていた環境が潮汐影響下に変化し

沼久保礫シルト部層の堆積シーケンス

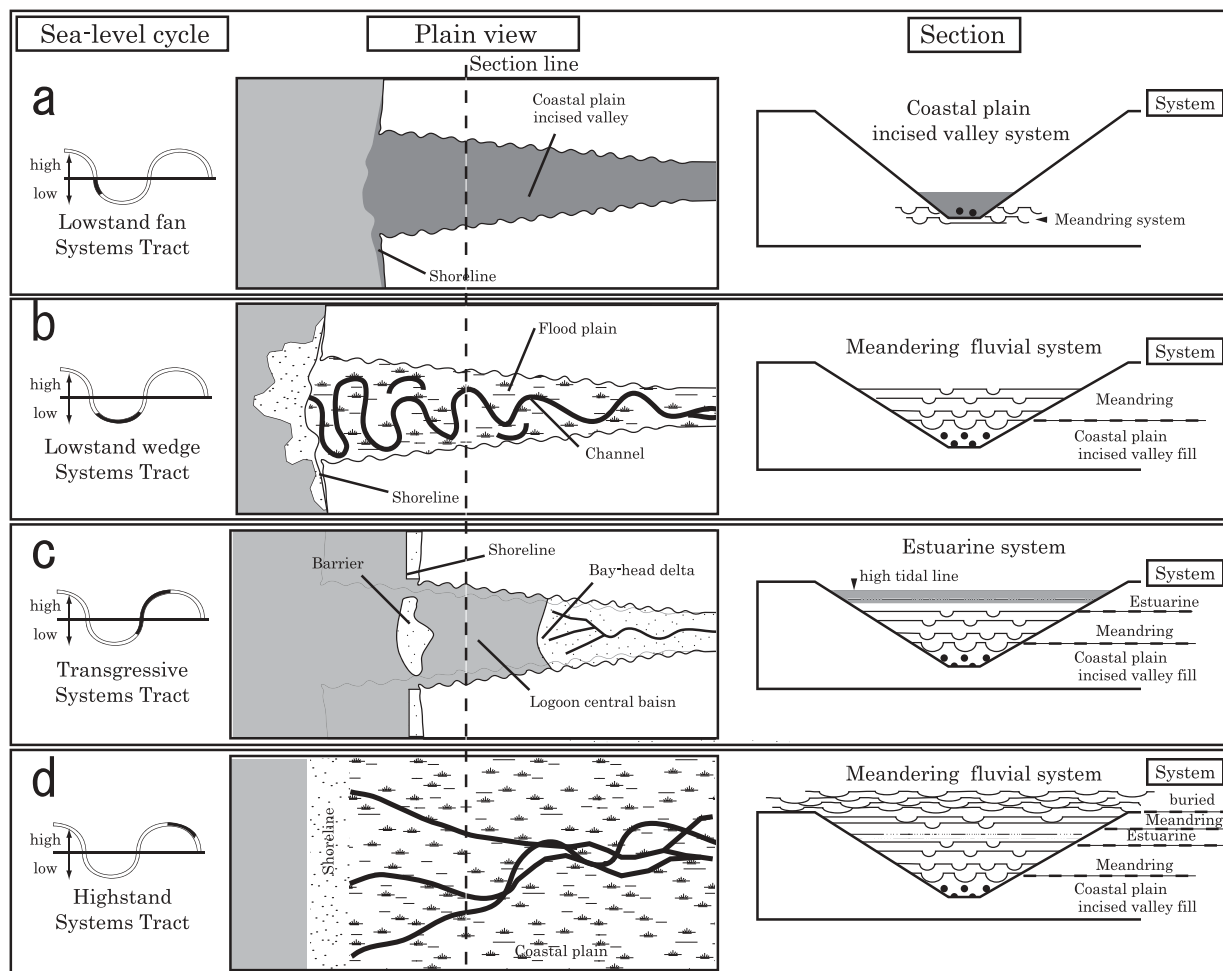


Fig. 10 Idealized plain and sectional view of the sedimentary process of the Numakubo gravel and silt Member.
 a: Coastal plain incised valley was formed at Lowstand fan time. b: Incised valley is filled and flood plain spread at Lowstand wedge time. c: Development of the estuarine system at Transgressive time. d: Development of the coastal plain system at Highstand time.

たことを示す。また、その境界から上位の地層が最終的にラグーン中央盆（潮下帯環境下）の堆積物に変化し、上方深海化傾向が見られる。このことは、この境界面がベイラビーンメント面（Nummedal and Swift, 1987）に相当すると解釈され、この面を海進面と認定し、この堆積組相 ES ~ 堆積組相 LCB までのサクセッションを海進期堆積体と認定した。この海進期堆積体を示す堆積組相 ES ~ 堆積組相 LCB 下部までのサクセッションは、低海水準期に埋積途中だった開析谷の谷地形に、相対的な海水準上昇により海水が浸入して塩水湿地になり、つづいて泥干潟、さらにラグーン中央盆底へと環境が変化していったことが推定される（Fig. 10c）。

高海水準期堆積体

（堆積組相 LCB 上部 ~ 堆積組相 MFc）

堆積組相 ES ~ 堆積組相 LCB まで海進を示すサ

クセッションに対し、堆積組相 LCB から上位は内湾奥デルタ相（堆積組相 BD）から蛇行河川相（堆積組相 MFf ~ MFc）への変化する陸上化の傾向を示す。このことは堆積組相 LCB が海進期堆積体と高海水準期堆積体の境界を示すコンデンスセクションに相当すると解釈でき、したがって堆積組相 LCB 上部 ~ 堆積組相 MFc までのサクセッションを高海水準期堆積体に認定した。

このラグーン中央盆底の堆積組相 LCB に重なる内湾奥デルタ堆積組相 BD から堆積組相 MFf の変化は、急速に陸上化が進行したことが推定できる。これは、海進期にエスチュアリー環境下にあった谷地形が相対的な海水準低下により内湾奥デルタ（堆積組相 BD）の前進によって完全に埋積され、その上位に蛇行河川が発達する海岸平野が広がったと解釈される（Fig. 10d）。

3. 堆積シーケンス

堆積シーケンス は、堆積シーケンス に重なる堆積組相 MFc ~ MFf と堆積組相 BF からなる河川システムからなる。河川システムの堆積シーケンスの認定については、Schumm (1993), Wright and Marriott (1993) および Shanley and McCabe (1994) などの研究がある。Shanley and McCabe (1994) によれば、相対的な海水準の変動に伴う堆積空間の変化によって、垂直方向に河川チャンネルの頻度やサイズが変化し、これをもとに河川システム中にも堆積シーケンスの認定ができるとしている。

本研究では、Shanley and McCabe (1994) の考えに基づき、堆積組相 MFc と MFf におけるチャンネルの規模やタイプ、そして密度の違いが海水準の変動による堆積空間の変化によって生じたものと考え、堆積組相 MFc を低海水準期 ~ 海進期前期に、堆積組 MFf ~ BF を海進期後期 ~ 高海水準期の堆積物と認定した。Fig.11 に、堆積シーケンス のチャンネルタイプの変化を示した柱状図とその特徴的なチャンネルの断面を示し、以下にその解釈について述べる。

低海水準期堆積体 - 海進期堆積体下部

A8 火山灰層の約 20m 下位にある堆積シーケンス 最上部の堆積組相 MFf の堆積相 M3 とその上位に重なる堆積組相 MFc の堆積相 CH2 の境界は、CH2 のチャンネルが形成された時の浸食面をなす。この境界から上位の堆積組相 MFc は、チャンネル内で複数の浸食面をもって累積する multi-story channel または multi-lateral channel タイプのチャンネルが卓越する。このことは、堆積組相 MFc が堆積した当時、堆積物の供給量に対し堆積空間の広がり不十分だったため、浸食と埋積が限られたところで繰り返して起こったことが推定される。

一般的にひとつの堆積シーケンスの場合、堆積空間の増加率が小さいことは、シーケンス境界付近から海進期前期の期間に相当する。この期間に形成されるチャンネルは、浸食と埋積を繰り返して側方にシフトしながら累積していくため、チャンネル密度が大きくなる。本堆積組相は、その上下にある堆積組相 MFf とくらべると、チャンネル密度が極端に大きい (Fig. 11)。以上のことより、堆積相 MFc の基底の浸食面はシーケンス境界と推定され、堆積相 MFc を低海水準期堆積体から海進期堆積体下部に認定した。

海進期堆積体上部 ~ 高海水準期堆積体

堆積シーケンス の堆積組相 MFc の上位に漸移的

に重なる堆積組相 MFf は、チャンネル密度が小さく、氾濫原を主体とし、チャンネルのタイプは堆積組相 MFc のチャンネルが multi-story channel と multi-lateral channel タイプを主体とするのに対して single-story channel タイプのチャンネルを主体とする。これは、堆積組相 MFf の堆積時に堆積空間が十分に広がり、またチャンネルの出現率が低下して氾濫原が卓越し、チャンネルが側方にシフトすることなく上方に累積していくようになったと推定される。

一般的に堆積シーケンスでは、陸や浅海域で堆積空間が増加するのは、海進期後期の最大海氾濫期で最も増加率が大きい。以上のことから、堆積組相 MFf は海進期堆積体上部から高海水準期堆積体に相当すると推定され、最大海氾濫期付近の時期に堆積したと推定される。

堆積組相 MFf の上位に累積する堆積組相 BF は、最大海氾濫期後 相対的な海水準の低下にともない、堆積空間の増加率が急激に小さくなった結果、蛇行河川から網状河川へと変化したために堆積したと考えられる。

堆積過程と海洋酸素同位体ステージ

以上に述べてきたように、沼久保礫シルト部層の堆積組相の変化には、相対的な海水準変動が記録されていると推定される。すなわち、最下部の堆積組相 MFc の堆積後に堆積組相 IV の堆積までに海水準が相対的に低下して、堆積シーケンス が開始する。本地域には海岸平野開析谷が形成されて、低海水準期中期 ~ 後期にその谷は充填されて蛇行河川の氾濫原が形成された。その後海水準は相対的に上昇し、堆積組相 ES から堆積組相 LCB の堆積期間に埋積途中の海岸平野開析谷に海水が浸入して潮間帯下になり、最終的にラグーン中央盆 (潮下帯環境下) に変化した。そのラグーン中央盆は、その後の高海水準期に埋積されて、堆積組相 BD から堆積組相 MFf までの堆積物を形成した。

さらにその後 海水準はふたたび相対的に低下し、堆積シーケンス が開始する。堆積組相 MFc の堆積期間の低海水準期から海進期前期には、堆積空間が減少したためにチャンネルが側方にシフトしながらたくさんのチャンネルが累積した。そして海水準の相対的上昇とともに堆積空間が広がり、氾濫原が卓越するようになり、堆積組相 MFf が堆積した。そし

沼久保礫シルト部層の堆積シーケンス

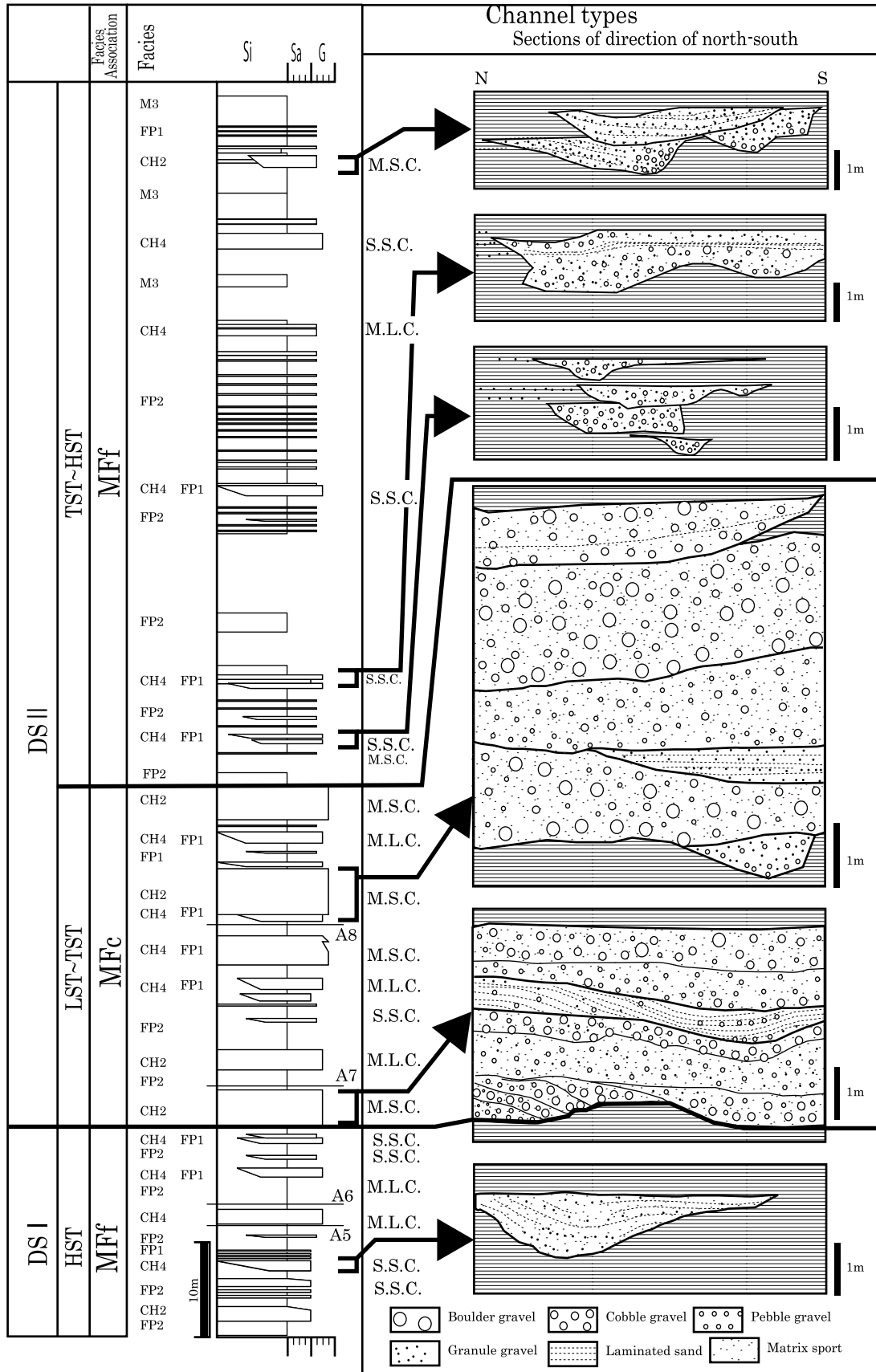


Fig. 11 Change of the channel types in the deposition sequence . S.S.C: single-story channel, M.S.C: multi-story channel, M.L.C: multi-lateral channel. Si: Silt, Sa: Sand, G: Gravel.

てその後、高海水準期から海面が低下し、堆積空間が減少し始め、蛇行河川域から網状河川域に移行して最上部の堆積組相 BF が堆積した。

沼久保礫シルト部層は、その下位の岩淵火山岩部層上部より上位が松山 - プリュンヌ境界（約 78 万年）以降であること（水野ほか，1992）と、沼久保礫シルト層上部層に挟在する樋脇火山灰層（Hwk）が海洋酸素同位体ステージ（MIS）15 に対比される（町田・新井，2003）ことから、約 70 万年前から 50 万年前の中期更新世に堆積したと考えられる。沼久保礫シルト部層の堆積シーケンスを Bassinot et al. (1994) の海洋酸素同位体ステージ（MIS）と対比すると、堆積シーケンス に認められる海進期は MIS 15.5 に相当し、その下位の低海水準期は MIS 16 に相当すると考えられる (Fig. 12) . 堆積シーケンス は、シーケンス境界 (SB2) から約 20m 上位に挟在する樋脇火山灰層 (Hwk) が 0.57 または 0.58Ma という年代値が示されている (町田・新井，2003) ことから、MIS 15.3 ~ 15.1 に対比されると思われる。

ま と め

本研究では、静岡県富士宮市沼久保の富士川河床に分布する庵原層群沼久保礫シルト部層の堆積相解析とシーケンス区分を行った。その結果、以下のことが明らかになった。

- 1) 沼久保礫シルト部層の岩相を 12 の堆積相に区分し、その堆積相の組み合わせから 6 つの堆積組相を認めた。そして、それらの堆積組相が形成された堆積システムを推定し、沼久保礫シルト部層は最上部の網状河川システムを除くと、蛇行河川システムの間に、下部に海岸平野開析谷システムが、中部～上部にかけてエスチュアリーシステムが挟まれることを明らかにした。
- 2) 沼久保礫シルト部層の堆積した地域は、最下部の蛇行河川の後にそこに海岸平野開析谷が形成され、その谷が充填されて蛇行河川氾濫原が発達する海岸平野が形成した。その後の海水準上昇によってラグーン中央盆になり、それが埋積されて蛇行河川となった。その後、海水準の上昇と低下があり、網状河川の発達する扇状地が形成された。
- 3) 沼久保礫シルト部層には と の 2 回の堆積シーケンスが認められた。Bassinot et al. (1996) の海洋酸素同位体ステージ（MIS）と対比すると堆積シーケンス の低海水準期は MIS 16 に、海進期は MIS 15.5 までに相当し、堆積シーケンス の海進期は MIS15.3 ~ 15.1 に相当する。

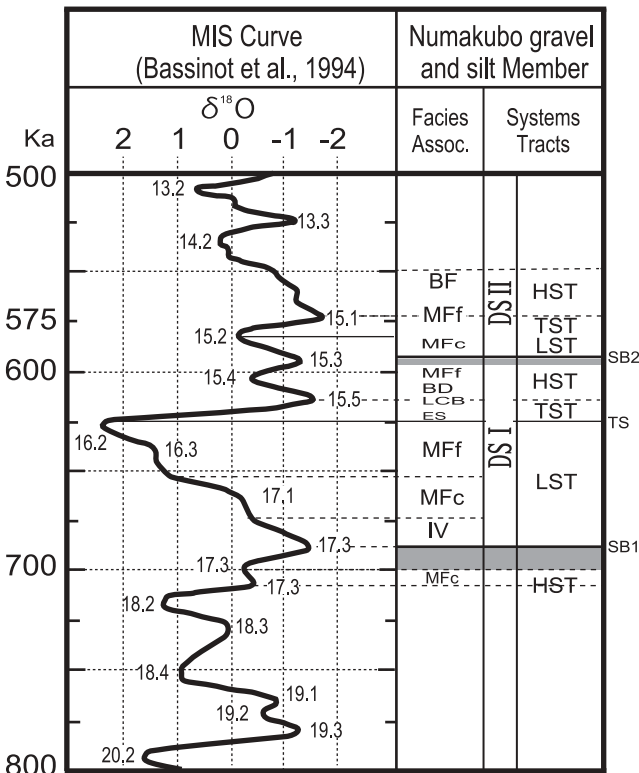


Fig. 12 Stratigraphy and sequence of the Numakubo gravel and silt Member correlated with the marine oxygen isotope curve (Bassinot et al., 1994). DS : Depositional sequence , DS : Depositional sequence .

引用文献

- 阿部勇治・柴 正博・宮沢市郎 (2001) 庵原層群から産出したカズサジカの枝角化石。東海大学博物館研究報告, 3号, p. 63-75 .
- Bassinot, F. C., L. D. Labeyrie, E. Vincent, X. Quidelleur, N. J. Shackleton and Y. Lancelot (1994) The astronomical theory of climate and age of the Brunhes-Matsuyama magnetic reversal. Earth and Planetary Science Letters, v. 126, p. 91-108.
- 町田 洋・新井房夫 (1992) 町田 洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラス。東京大学出版会, 276p .
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新版 火山灰アトラス [日本列島とその周辺]。東京大学出版会, 東京, 336p .

- 水野清秀・山崎晴雄・下川浩一・奥村晃史・百原新・福田美和 (1992) 静岡県蒲原丘陵付近に分布する古期第四系の年代と堆積場の変化．日本第四紀学会講演要旨集，22号，p. 84-85
- Pemberton, S. G., J. A. MacEachern and R. W. Frey (1992) Trace fossils facies models: environmental and allostratigraphic significance. In R. G. Walker and N. P. James eds.: Facies Models, response to sea level change, p. 47-72.
- Shanley, K. W. and McCabe, P. J., (1994) Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 78, p. 544-568.
- 柴 正博 (1991) 南部フォッサマグナ地域南西部の地質構造 - 静岡県清水市および庵原郡地域の地質．地団研専報，40号，98p．
- 柴 正博・大久保正寿・笠原 茂・山本玄珠・小林滋・駿河湾団体研究グループ (1990) 静岡県富士川下流域の更新統，庵原層群の層序と構造．地球科学，44 卷，p. 205-223．
- 柴 正博・阿部勇治・福田美和・横山謙二・堀内伸太郎・石川裕一・矢部英生・井上雅博・駿河湾団体研究グループ (1992) 静岡県富士宮市沼久保の富士川河床に分布する礫シルト層 (更新統) の層相と化石について．自然環境科学研究，5号，p. 21-32
- 柴 正博・石田太一郎・宮沢市郎・阿部勇治 (2003) 庵原層群沼久保礫シルト層から発見されたシカ化石．日本地質学会第110年学術大会講演要旨，p. 147．
- Schumm, S. A. (1993) River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy. Jour. Geol., v. 101, p. 279-294.
- Wright, V. P. and Marriott, S. B. (1993) The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. Sedim. Geol., v. 86, p. 203-210.
- Zaitlin, B. A., R. W. Dalrymple, and R. Boyd (1994) The stratigraphic organisation of incised valley systems associated with relative sea-level change. In R. W. Dalrymple, R. J. Boyd and B. A. Zaitlin, eds.: Incised valley systems: Origin and sedimentary Sequences, SEPM Spec. Publ., Publ. 51, p. 45-60.