

博士論文

三浦・房総半島における付加体と前弧海盆堆積物の  
堆積年代

Depositional age of accretionary prism and forearc basin sediments in the forearc  
region on Miura and Boso Peninsula, south Kanto, Japan

国立大学法人 横浜国立大学大学院

環境情報学府

主査 間嶋 隆一 教授

平田 大二

HIRATA, Daiji

2021 年 3 月

**Depositional age of accretionary prism and forearc basin sediments in the forearc region  
of Miura and Boso Peninsula, south Kanto, Japan**

**HIRATA, Daiji**

**Abstract**

Sediments that make up the accretionary prism formed by the subduction of the Philippine Sea Plate, trench slope sediments that unconformably cover the accretionary prism, and forearc basin sediments are exposed on the Miura and Boso Peninsula.

The purpose of this study is firstly to investigate Early to Mid-Miocene accretionary prisms (Hota and Hayama Group), trench slope deposits (Miura Group), and northern forearc basin deposits (Miura Gp.) in the central part of both peninsulas. The age of the microfossils should be reviewed in detail to clarify their age. Second, by dating the zircon U-Pb age of the tuffaceous coarse-grained layer directly above the unconformity of forearc basin sediments, it may be possible to clarify the deposition start time of forearc basin sediments.

The Neogene, distributed on the Miura and Boso Peninsula, is a region where biostratigraphy by microfossils has been established. However, the depositional age of microfossil strata has an age range regulated by the upper and lower limits, depending on the habitat range of index microfossils. To estimate the depositional age of the strata in this study, the author confirmed the

fossil segment from the microfossil data of the previous study and adopted a method to distinguish between the reliable and uncertain depositional age range. Using this method, the depositional ages of the Miura-Boso Peninsula's Early to Mid-Miocene accretionary prisms (Hota and Hayama Gp.), the Middle to Late Miocene trench slope sediments (Miura Gp.), and the forearc sediments (Miura Gp.) were estimated by microfossils.

The Early to Mid-Miocene accretionary prisms (Hota Gp.) in the central part of the Boso Peninsula have an actual deposition age of 20.0 Ma to 15.0 Ma based on radiolarian fossil data. The upper limit of the uncertain depositional age is approximately 12.5 Ma, and the lower limit of the uncertain depositional age is 21.7 Ma. For the lower layer of trench slope sediments (Kinone Formation: Miura Gp.) in the central part of the Boso Peninsula, the lower limit of the reliable depositional age is approximately 15 Ma, according to radiolarian fossil and calcareous nannofossil data. The lower limit of the uncertain depositional age is 17.5 Ma. The lower limit of the reliable deposition age of forearc basin deposits (Kinone Fm.: Miura Gp.) in the northern part of the Boso Peninsula is approximately 15 Ma from the age data of diatoms, radiolarians, calcareous nannofossils, and planktonic foraminifera.

The ages of the Early to Mid-Miocene accretionary prisms (Hayama Gp.) in the central Miura Peninsula were examined using diatoms, radiolarians, calcareous nannofossils, and planktonic foraminifers. As a result, the reliable depositional age is 14.9 Ma. The upper limit of uncertain depositional age is approximately 14.2 Ma. The lower limit of the uncertain depositional age is

17.5 Ma. The depositional ages of the trench slope sediments (Zushi Formation: Miura Gp.) in the central part of the Miura Peninsula are uncertain in both the lower and upper limits from the data of calcareous nannofossil; the lower limit is approximately 7.4 Ma, and the upper limit is approximately 6.9 Ma. The depositional age of the forearc basin deposit (Zushi Fm.: Miura Gp.,) in the northern part of the Miura Peninsula is approximately 5.6 Ma, while the lower limit is approximately 8.3 Ma, based on calcareous nannofossil data.

Author collected two felsic crystal tuff samples (Loc.1:Ab-01, Loc.2:NAG) from the basal part of the forearc basin sedimentary layer (Tagoegawa Member; Miura Gp.) in the northern part of the Miura Peninsula, and the U-Pb ages of zircons were measured using a laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS). The result of the measurement were the weighted average of concordant  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  age of  $6.18 \pm 0.07$  Ma for AB-01, and  $6.40 \pm 0.09$  Ma for NAG.

From the above, the following can be considered: The uppermost ages of the Early to Mid-Miocene accretionary prism, which is inconsistently covered by the forearc basin sediments of the Miura and Boso Peninsulas, are approximately 15 Ma, which may be approximately the same age. Trench slope sediments that unconformably cover the Early to Mid-Miocene accretionary prisms (Hota Gp.) on the Boso Peninsula are composed of the same lithology as the forearc basin deposits and are understood as a series of sediments. The subsidence of the forearc basin began after the deposition of this stratum and separated into trench slope sediments and forearc basin



sediments (approximately 15 Ma). Trench slope sediments that unconformably cover the Early to Mid-Miocene accretionary prisms (Hayama Gp.) on the Miura Peninsula are composed of the same lithology as the forearc basin deposits and understood as a series of sediments. The subsidence of the forearc basin began after the deposition of this stratum and separated into trench slope sediments and forearc basin sediments (approximately 6 Ma).

This strongly suggests that the onset of forearc basin sediments differed by approximately 9 million years between the Miura and Boso Peninsula. This age difference is strongly supported by the zircon age of the coarse-grained layer (Tagoegawa Mb.) at the base of the forearc basin sediments on the Miura Peninsula. The finding that the forearc basins of the Miura Peninsula and the Boso Peninsula are formed at different times imposes important restrictions on the structural development history of the Kanto sedimentary basin.

## 目次

Abstract .....	i
目次 .....	v
1. はじめに .....	1
2. 三浦・房総半島の付加体堆積物，海溝斜面堆積物，前弧海盆堆積物 .....	4
2 - 1 三浦・房総半島中部の古期付加体 .....	5
2 - 2 三浦・房総半島北部の前弧海盆堆積物 .....	8
2 - 3 三浦・房総半島古期付加体上の海溝斜面堆積物 .....	10
3. 手法 .....	12
3 - 1 方法論 .....	12
3 - 2 房総半島中部の古期付加体（保田層群）の堆積年代 .....	14
3 - 3 三浦半島中部の古期付加体（葉山層群）の堆積年代 .....	15
3 - 4 房総半島北部の前弧海盆堆積物（三浦層群） .....	16
3 - 5 三浦半島北部の前弧海盆堆積物（三浦層群） .....	18
3 - 6 両半島中部の海溝斜面堆積物 .....	19
3 - 7 ジルコン U-Pb 年代測定 .....	20
3 - 7 - 1 分析試料 .....	20
3 - 7 - 2 試料の処理 .....	21
3 - 7 - 3 分離結果 .....	22
3 - 7 - 4 マウント作成 .....	22

3 - 7 - 5 分析方法 .....	22
4. 堆積年代 .....	24
4 - 1 房総半島中部の古期付加体堆積物（保田層群） .....	24
4 - 2 房総半島中部の海溝斜面堆積物（木の根層と天津層） .....	24
4 - 3 房総半島北部の前弧海盆堆積物（木の根層と天津層） .....	27
4 - 4 三浦半島の付加体堆積物（葉山層群） .....	27
4 - 5 三浦半島中部の海溝斜面堆積物（逗子層） .....	29
4 - 6 三浦半島北部の前弧海盆堆積物（逗子層） .....	30
5. 三浦・房総半島の古期付加体堆積物と、前弧海盆堆積物および海溝斜面堆積物の年代上の課題 .....	31
6. 三浦半島北部の前弧海盆堆積物基底層中のジルコン U-Pb 年代 .....	32
6 - 1 U-Pb 年代測定結果 .....	32
6 - 2 考察 .....	32
6 - 2 - 1 AB-01 (Loc. 1) .....	32
6 - 2 - 2 NAG (Loc. 2) .....	33
7. まとめ .....	34
8. 謝辞 .....	35
9. 引用文献 .....	37
10. 図表 .....	47

## 1. はじめに

三浦半島と房総半島は首都圏の立地する関東平野の中期中新世以降に始まる新生界堆積盆の基底をなす地層が露出する地域で、関東平野の構造発達史を解明する上で極めて重要な位置を占める（平田, 2012 など）。関東平野の構造発達史は、基本的に房総半島沖の海溝–海溝–海溝型のプレート境界三重会合点に規制されており、地球科学的に極めて活動的な場所である（平田ほか, 2010 など）（Fig. 1）。三浦・房総半島は、首都圏に隣接することから両半島の地質は明治以降多くの研究が行われてきた。1880 年代から 1930 年代にかけては、地質調査所による地質図幅調査が行われ、20 万分の 1 地質図幅（巨智部, 1888；鈴木, 1887 など）や 7 万 5 千分の 1 地質図幅（三土, 1935, 1937 など）が刊行された。また、大塚（1930, 1937）や坂倉（1935）の層序学的な研究も行われた。第二次大戦後には、両半島の中部から南部にかけて層序学的な解明を目指した研究が行われた（小池, 1949, 1957；成瀬ほか, 1951；赤嶺ほか, 1956 など）。その後、両半島の新第三系の層序については火砕岩鍵層を利用した精密な調査が行われ、両半島全域にかけての見直しと総括が行われた（三梨ほか, 1979）。また、各地域の詳細な層序学的研究や、微化石や放射年代による堆積年代の検討も行われた（例えば、新妻, 1976；Oda, 1977; Kasuya, 1987 など）。これらの研究は、地質調査所および産業技術総合研究所発行の 10 万分の 1 や 5 万分の 1 地質図幅などの出版物でまとめられている（例えば、中嶋ほか, 1981；鈴木ほか, 1995；江藤ほか, 1998；中嶋・渡辺, 2005）。しかし、高橋ほか（2012）の指摘にもあるように、一部においては層序区分や年代論について研究者間の見解の相違もあり、未解決の部分も残されている。一方、日本のプレートテ

クトニクスと海洋地質の研究の進展により、両半島は沈み込み帯としてのテクトニックな位置付けがなされ、房総半島沖の海溝－海溝－海溝三重会合点に伴うフィリピン海プレートと太平洋プレートの沈み込みの影響を受けた前弧域の堆積物で（Taira et al., 1989 など）、南部は後期中新世付加体（以後、新期付加体と呼ぶ）と海溝斜面堆積物、中部は前期～中期中新世付加体（以後、古期付加体と呼ぶ）と海溝斜面堆積物、また北部は前弧海盆堆積物と解釈されるようになった（例えば、山本ほか、2017）。

三浦・房総半島の地質は極めて類似し、房総半島の縮小版が三浦半島であると言える。しかし、幾つかの大きな相違点も存在する。例えば両半島の前弧海盆堆積物は黒滝不整合で二分されるとされてきたが、房総半島で三浦層群と上総層群を分かち黒滝不整合は、三浦半島の同層準では整合一連であることが明らかになっている（Utsunomiya et al., 2017）。平田（2012）は、関東地域の地質学的総括を行った際、房総半島の古期付加体である保田層群上部（中期中新世前期、約 15Ma）と前弧海盆堆積物である三浦層群（安房層群）下部の年代（中期中新世前期、約 15Ma）が極めて近似すること、三浦半島の古期付加体である葉山層群上部（中期中新世後期、約 12Ma）と前弧海盆堆積物である三浦層群下部の年代（後期中新世前期、約 8Ma）も近似し、三浦半島の葉山層群の最も若い年代（中期中新世後期、約 12Ma）が房総半島の前弧海盆堆積物である三浦層群の最も古い年代（中期中新世前期、約 15Ma）より若くなる可能性を示した（Fig. 2）。これは、一連と考えられてきた両半島の前弧海盆の形成時期が房総半島よりも三浦半島の方が遅れて開始されたことを示唆する。ただし、平田（2012）の対比表の問題点は、地層の年代を推定する際に、想定される上限の年代は最も若い可能性の

ある年代（化石分帯の上限年代）を採用し，下限は最も古い可能性のある年代（化石分帯の下限年代）と採用したため，上限と下限の年代幅（可能性の範囲）が表示されていない。蟹江（1999）にもとづき三浦半島の立石層と矢部層を葉山層群から独立させているが，高橋ほか（2016）では，江藤ほか（1998）に基づき葉山層群に含めている．立石層と矢部層の明確な年代は未解決であるため，研究者により帰属が異なる．高橋ほか（2016）では，先行研究をまとめて房総半島における古期付加体である保田層群の上部と，前弧海盆堆積物である三浦層群の下部の年代が重複することを示しているが，明確な年代については議論がされていない．

本研究の目的は，上記の問題点である地層の上限と下限の年代幅（可能性の範囲）を明確にするため，両半島中部の古期付加体と海溝斜面堆積物，および北部の前弧海盆堆積物の微化石年代を詳細にレビューして確実な地層年代を明確にし，さらに不整合直上の粗粒層のジルコン年代を測定することによって，前弧海盆堆積物の最下限の年代を明確にすることである．

なお，房総半島中部の海溝斜面堆積物である三浦層群下部には，佐久間層が地域を限って分布する．斎藤ほか（1991）は，微化石年代から佐久間層を三浦層群下部の木の根層の同時異相としているので，本論ではそれに従う．一方，北部の前弧海盆堆積物の三浦層群最下部層とされる神川層は，年代未詳で帰属が不明であるので，本論では扱わない．

## 2. 三浦・房総半島の付加体堆積物，海溝斜面堆積物，前弧海盆堆積物

三浦・房総半島には，主にフィリピン海プレートの沈み込みに伴い形成された付加体を構成する堆積物，付加体中で付加体を不整合で覆う海溝斜面堆積物，および付加体を不整合で覆う前弧海盆堆積物が露出する（Fig. 3）．以下記載の便宜のために，両半島の地質を南部，中部，北部に三分する．南部は新期付加体とそれを不整合で覆う海溝斜面堆積物から構成され，中部は古期付加体，古期付加体を不整合で覆う海溝斜面堆積物，および古期付加体に伴う蛇紋岩とそれに付随する多様な岩石（嶺岡帯；三梨ほか，1979）から構成され，北部は前弧海盆堆積物からなる．

房総半島の南部と中部の境は石堂断層で，古期付加体と新期付加体および海溝斜面堆積物を分ける境界となっている．中部と北部の境界は，古期付加体と前弧海盆堆積物を分かち，断層（保田川断層）もしくは一部不整合で接する．三浦半島の南部と中部の境界は武山断層で古期付加体（葉山層群）と南部の海溝斜面堆積物（初声層）を分かち，中部と北部の境界は古期付加体（葉山層群）とそれを不整合で覆う前弧海盆堆積物（田越川砂礫岩層）の境界であるが，一部前弧海盆堆積物と海溝斜面堆積物が断層で接する．

以下では，本研究で扱う古期付加体とそれを不整合あるいは断層で接する前弧海盆堆積物が露出する中部と北部の地質について概説する．なお，微化石などによる堆積年代は，次の章で詳しく議論するのでここでは省略する．両半島の最も古い岩石は房総半島中部の古期付加体（保田層群）中の嶺岡帯から産出し，超苦鉄質岩類（蛇紋岩），玄武岩類，斑れい岩類，結晶片岩類，古第三系堆積岩類などの岩石からなる（三梨ほ

か, 1979 ; 中嶋ほか, 1981 ; 高橋ほか, 2012) . 嶺岡帯と同様な岩石は三浦半島中部の古期付加体 (葉山層群) 中からも産出し, 超苦鉄質岩類 (蛇紋岩) , 玄武岩類などの岩石からなる (江藤ほか, 1998 : 高橋ほか, 2012) . 嶺岡帯の成因については様々な意見があるが, 伊豆弧前弧域に発達する蛇紋岩海山を形成した蛇紋岩の冷たい貫入に伴う地下深部由来の岩石とする藤岡ほか (1995) の意見が最も妥当性があると考える.

## 2-1 三浦・房総半島中部の古期付加体

房総半島中部の古期付加体を構成する保田層群の層序区分は, 研究者により見解が異なるが, 本論では斎藤 (1992) の層序区分に従う. 斎藤 (1992) は, 保田層群を下位より前島層, 高鶴層, 青木山層, 仁右衛門島部層に区分した (Fig. 4) . 以下, 本層群の岩相記載は斎藤 (1992) による.

前島層の最下部は, 細粒~砂質の凝灰岩層で, 細粒部は珪化が著しく, 珪質団塊が発達する. チャート, 黒色頁岩, 硬質砂岩の細円礫が多数含まれる. 主部は中~極粗粒の塊状無層理砂岩層からなり, スコリア粒子, 火山岩片, 炭質物を多く含む. 上部は砂岩泥岩互層からなる. 砂岩は上位層準ほど細粒である. 褶曲が激しく, 走向傾斜の乱れが著しい.

高鶴層は, 砂岩主体の地層で, 最下部は珪質な細粒凝灰岩層からなる. その上位にチャートや硬質砂岩など異質礫を含む砂質凝灰岩層が重なる. さらにその上位には, 塊状の凝灰質細粒~中粒砂岩層と礫岩層が重なる. 上部は砂勝ち砂岩泥岩互層からなるが, 変形が著しく互層の形態をとどめていないところが多い.

青木山層は, 保田層群の主体をなす. 下部は砂岩及び白色細粒凝灰岩を挟む緑灰色で塊状無層理の泥岩層からなる. 中部は凝灰質に富み, 白



色細粒凝灰岩層，凝灰質砂岩層，凝灰質泥岩層からなる．凝灰岩は数cm～10m と様々な厚さのものがあリ，単層の厚さも側方変化する．走向傾斜の乱れが著しく，凝灰岩層はブロック状，レンズ状を呈し，スランプ褶曲，流動構造，脱水構造などが発達する．小川・石丸（1991）は，微小断層やクモの巣状構造，皿状構造，水圧破砕，注入礫岩などを記載し，付加体の可能性を示唆した．上部は灰～青灰色を呈する凝灰質で塊状の砂質泥岩である．この砂質泥岩は下位の凝灰質泥岩から漸移的に変化し，上位の三浦層群の木の根層の砂質泥岩と区別が困難な場合がある．斎藤ほか（1992）は，本層中の火砕質砂岩や砂質凝灰岩層について岩石化学的な検討を行い，**medium**～**high-K** のカルクアルカリ系列の安山岩～デイサイトの性質を持つことを報告し，東北本州弧側からの供給を示唆している．下位の前島層，高鶴層を整合に覆う．

仁右衛門凝灰岩部層は，青木山層中部の凝灰岩層，凝灰質砂岩層，凝灰質泥岩層からなる部分のうち，特に厚い凝灰岩層の発達や凝灰岩ブロックが卓越する部分を指す．凝灰質砂岩層，凝灰質泥岩層，緑灰色泥岩層を挟む白色細粒砂岩層からなる．前島層，高鶴層を整合に覆う．

三浦半島中部の古期付加体である葉山層群の層序は三梨・矢崎（1968）の研究以降，様々な議論がなされてきた．江藤ほか（1998）は葉山層群を下位より森戸層，鍔摺層，大山層，衣笠層，矢部層に区分し，整合に重なるとした．以下の層序と岩相は江藤ほか（1998）に従って記述する（Fig. 5）．

森戸層は，暗灰色硬質泥岩層を主体して，砂岩層，軽石凝灰岩層を挟在する．泥岩層は風化すると灰白色を呈し，節理やモザイク状の割れ目が発達する．砂岩層は軽石まじりで，暗灰～灰色を呈するが，風化する

と黄褐色となり、泥岩層と互層をなす。また、一部には砂岩岩脈が認められる。上位の鑑摺層に整合・漸移する。

鑑摺層は、凝灰質砂岩層と泥岩層の互層からなるが、全般に凝灰質砂岩層が優勢である。一部にスランプ構造が認められる。上位の大山層に整合・漸移する。一部は、衣笠層に滑動面をもって覆われる。三浦半島南部では、立石凝灰岩部層に側方・移化する。立石凝灰岩部層は、玄武岩質ないし安山岩質粗粒凝灰岩層及び同質の細粒凝灰岩層からなる。粗粒凝灰岩層には、多量の斜長石と普通輝石の斑晶を含むが、いずれも変質が著しい。

大山層は、細粒から中粒の凝灰質砂岩層を主体とし、硬質シルト岩の薄層や粗粒砂岩層を挟在する。粗粒砂岩層には炭質物が含まれ、強い珪化作用を受けた玄武岩、安山岩、デイサイト、片麻岩、グレーワッケ、チャートなどからなる巨礫サイズの円礫からなる礫岩層が挟在する（蛭子・山下, 2012）。上部層準にはスランプ構造が認められる。上位の衣笠層に覆われる。

衣笠層は、泥岩層を主体とし、砂岩層、含軽石質砂岩層、砂質泥岩層、細粒軽石質凝灰岩層の薄層を挟在する。江藤（1986）は本層を不規則なレンズ状構造、剪断面やブーディン構造、下位の森戸層起源の泥岩と大山層起源の砂岩起源と判断される岩体の混合帯の存在、森戸層起源のスランプ礫岩の存在から本層は全体としてオリストストロームからなるとした。上位の矢部層とは断層で接すると推定している。

矢部層は、下位が凝灰質砂岩層と石英安山岩質凝灰岩層などの火砕岩層からなり、上位は凝灰質砂岩泥岩互層および泥岩層からなる。下位の衣笠層との関係は不明であるが、断層で接すると推定されている（江藤ほか, 1998）。

葉山層群は、前弧海盆堆積物および海溝斜面堆積物である三浦層群基底層に不整合に覆われるか、断層で接する。

## 2 - 2 三浦・房総半島北部の前弧海盆堆積物

両半島北部の前弧海盆堆積物は、両半島ともに三浦層群（房総半島では安房層群と呼ばれる場合がある）からなる。

房総半島北部の前弧海盆堆積物は、下位から木の根層、天津層、清澄層、安野層と整合に重なるが、本研究では、前弧海盆堆積物の下部の年代を議論の対象とするので、木の根層と天津層の記述にとどめる（Fig. 6）。以下の岩相記載は、主として高橋ほか（2012）による。

木の根層は、暗灰色泥岩層を主とし青灰色砂岩層及び白色細粒凝灰岩層をしばしば挟在する。泥岩層には細かい割れ目が発達し、風化した場合に露頭面が崩れやすい性質を示す。砂岩層は厚さ数 cm～数 10cm で硬質である。凝灰岩層は細粒ガラス質凝灰岩層が最も卓越し、場合によっては厚さ数 m に達する。結晶質（ゴマシオ状）凝灰岩層や軽石質凝灰岩層も見られるが、スコリア質凝灰岩層はほとんど挟まれない。木の根層下部層は、推定活断層の「鴨川『地溝帯』北断層」（高橋・高野, 2017）を境として、時代未詳の神川層と接する。神川層は、帰属が不明である。

天津層は、灰緑色～灰青色の泥岩層を主体とし、各種の凝灰岩層を多数挟在する。凝灰岩層は、スコリア質凝灰岩層が多く、最初のスコリア質凝灰岩層の出現をもって、木の根層と天津層の境界（天津層の基底）とされている（中嶋ほか, 1981）。木の根層に比較すると、割れ目はほとんど発達せず塊状で浸食されにくい性質を持つ。最下部の層準には石灰質ノジュール状の硬質な単層がしばしば発達する。天津層中に挟在す

る礫岩層の卓越した地層が、千畑礫岩部層である。高橋・荒井（1994）によれば、径数mmから数 10 cmの細礫から巨礫を含み、淘汰は悪い。一部に 200～250 cmほどの巨礫も含む。礫種は、多い順に蛇紋岩、玄武岩、硬質頁岩、珪質凝灰岩、硬質砂岩のほか、斑れい岩、チャート、軟質砂岩、軟質シルト岩、結晶片岩、変質火山岩、緑色凝灰岩などが含まれる。千畑礫岩部層は房総半島の内陸側に向かって層厚が薄くなるとともに、構成粒子も細粒となり、房総半島中部の天津層中にせん滅する。

三浦半島北部の前弧海盆堆積物は、下位から葉山層群を傾斜不整合で覆う田越川砂礫岩部層、逗子層、池子層からなる。以下では本論の議論に関係する田越川砂礫岩部層と逗子層について江藤ほか（1998）に従い記す（Fig. 7）。

田越川砂礫岩部層は、三浦半島北部の前弧海盆堆積物である三浦層群逗子層の基底礫岩層である。下位の葉山層群を傾斜不整合に覆う。この不整合は田越川不整合と呼ばれ、日本列島における新第三紀の地殻変動を示す重要な地質学的現象と位置づけられてきた（渡辺，1925）。上位は逗子層の泥岩層に漸移する。三浦半島中央部の山稜部北側に東西に連続して分布する。層厚は 15m～150m と地域によって大きく変化する。岩相は、基底部では葉山層群起源と思われる泥岩や砂岩の礫を主とする礫岩や礫混じり砂岩で、貝類などの化石が多量に含まれる。基底礫の種類については、葉山層群起源が大半を占めるが、場所によっては嶺岡帯の蛇紋岩や火成岩類などの礫を含む。田越川砂礫岩部層の露頭位置と岩相記載についての詳細は、Shikama（1973）および平田ほか（2012）により報告されている。

逗子層は、塊状青灰色から帯緑灰色の泥岩からなり、中～細粒砂岩、細～極細粒砂岩や凝灰岩を挟む。砂岩層の厚さは数cmから最大 5m であ

る．地層対比に有効な凝灰岩鍵層が狹在する．層厚は 1200m～1500m と見積もられている．

## 2 - 3 三浦・房総半島古期付加体上の海溝斜面堆積物

両半島中部の古期付加体を不整合で覆う海溝斜面堆積物は以下の地層からなる．

房総半島では，木の根層と天津層からなり，これらは，北部の前弧海盆堆積物と同様な岩相をなし，同じ地層名が付けられている（Fig. 8）．以下，斎藤（1992）に従って記載する．

木の根層は，保田層群を不整合で覆い，暗灰色～緑灰色の泥岩層からなり，褐色の細粒砂岩層を挟む．下部の泥岩層は頁岩質で層理面に沿って割れ目が発達する．中上部の泥岩層はやや砂質である．上半部には白色細粒凝灰岩層を挟むが，スコリアは含まれない．房総半島西部の佐久間地域のみ分布する佐久間層は，木の根層の同時異相とされている（斎藤ほか，1991）．

天津層は，下部では中粒砂岩を挟む青灰色の泥岩層からなる．砂岩層はや凝灰質で，上位層ほどスコリアに富み，中部のスコリア質砂岩層は粗粒化する．上部には層厚 30m 以上のスコリアや軽石を豊富に含んだ凝灰質粗粒砂岩層が重なる．さらに上位では，再びスコリア質砂岩層を挟む泥岩層が重なる．一般に，南方に分布するものほど著しい褶曲や擾乱を受けている．

三浦半島の古期付加体堆積物（葉山層群）を不整合で覆う海溝斜面堆積物は，北部の前弧海盆堆積物同様，基底部は砂礫岩層（下山口砂礫岩部層）からなり，逗子層が上位に重なり，これらは北部の前弧海盆堆積物と岩相的に一致している（Fig. 9）．山本ほか（2017）は，この堆積物を前

弧海盆堆積物としていたが，本研究では房総半島中部の海溝斜面堆積物との対応関係から海溝斜面堆積物と定義する．蟹江（1999）は，層相と地質構造から，堆積時は海溝に面する陸側斜面下部の堆積物と推定している．以下，江藤ほか（1998）により記述する．

下山口砂礫岩部層は，下位の葉山層群を不整合に覆うが，露頭では断層関係のところが多い．岩相は主に凝灰質砂岩層からなるが，地域によっては凝灰質粗粒砂岩層を主体とし，石灰質碎屑岩層，凝灰岩層，凝灰質砂礫岩層，凝灰質砂岩泥岩互層を伴う．石灰質碎屑岩は貝殻破片などで構成される石灰砂岩ないし石灰礫岩や，石灰泥岩からなる．

逗子層は，北部の前弧海盆堆積物と同様な岩相で，泥岩を主体とし，中～細粒砂岩層，細～極細粒砂岩層や凝灰岩層を挟む．

### 3. 手法

#### 3 - 1 方法論

三浦・房総半島に分布する新第三系は、微化石による生層序が確立している地域の一つである。しかし、微化石による地層の年代表示は、指標種の産出期間をもって決められた化石分帯が基準となるので、各化石分帯の年代値には上限と下限の幅が存在する。微化石年代の幅をできるだけ限定するために、化石分帯の重なり方をもとに年代を限定できる確実な年代幅（R:reliable age range）と、年代を限定できない不確実な年代幅（U:uncertain age range）とを区別する方法を採用した。以下にその方法の基本的な考え方を記す。

Fig. 10 の（A）は、ある地質体の一つのセクションで化石分帯が重なる場合を想定したものである。（B）は、ある地質体の複数のセクションにおける化石分帯の重なりを想定したものである。

（A）の場合、ある地質体で化石分帯 a だけが認められた場合（Fig. 10. A-1）、その地質体の年代は、化石分帯 a の下限から上限までの年代幅を持って認識される。この場合、その地質体の年代は化石分帯 a の年代幅の間のどこでもよいと解釈されるので、年代を限定できない不確実な年代幅（U）となる。

化石分帯 a の上位に化石分帯 b が（化石分帯 a の上位の化石分帯）が重なる場合（Fig. 10. A-2）、少なくともその地質体の年代は化石分帯 a の上限よりも上位であることが確実である。また、上位の化石分帯 b の下限よりも下位となることが確実である。すなわち、化石分帯 a の上限と化石分帯 b の下限が接する境界部が、年代を限定できる確実な年代幅（R）となる。化石分帯 a の年代幅がその地質体の下位の年代を限定できない

不確実な年代幅 (U) となり、化石帯 b の年代幅がその地質体の上位の不確実な年代幅 (U) となる。

化石分帯 a と化石分帯 b の上位にさらに化石分帯 c (化石分帯 b の上位の化石分帯) が重なる場合 (Fig, 10. A-3), その地質体の年代は化石分帯 a の上限よりも上位, 化石分帯 c の下限よりも下位, すなわち化石分帯 b の範囲が年代を限定できる確実な年代幅 (R) となる。この場合, 化石分帯 a の年代幅がその地質体の下位の年代を限定できない不確実な年代幅 (U) となり, 化石分帯 b の年代幅がその地質体の上位の不確実な年代幅 (U) となる。

化石分帯 a の上位に, 明確な区分ができない化石分帯 b と化石分帯 c が重なる場合 (Fig, 10. A-4), その地質体の年代は化石分帯 a の上限, 化石分帯 b+c の下限, すなわち化石分帯 a と化石分帯 b の境界部が年代を限定できる確実な年代幅 (R) となる。この場合, 化石分帯 a の年代幅がその地質体の下位の年代を限定できない不確実な年代幅 (U) となり, 化石分帯 b+c の年代幅がその地質体の上位の不確実な年代幅 (U) となる。化石分帯 a と化石分帯 b+c の上位に化石分帯 d が重なる場合 (Fig, 10. A-5) は, 化石分帯 b+c の範囲が限定できる確実な年代幅 (R) となり, 化石分帯 a の年代幅がその地質体の下位の年代を限定できない不確実な年代幅 (U), 化石分帯 d の年代幅がその地質体の上位の不確実な年代幅 (U) となる。A-6 は A-3 と同じ考え方である。ある地質体で確実な年代範囲を限定できるのは, 明確に区分される化石分帯が二つ以上の重なる場合である。

(B) についても, B-1 から B-6 まで, (A) と同じ考え方で, 確実な年代幅 (R) と不確実な年代幅 (U) の基準を設定した。B-1 では A-2 と同様に, 化石分帯 a の上限と化石分帯 b の下限が接する境界部が, 年代を



限定できる確実な年代幅（R）となる．B-2ではA-3と同様に，化石分帯bの範囲が年代を限定できる確実な年代幅（R）となる．B-3では明確に区分される化石分帯の重なりがないため，確実な年代幅（R）の範囲はなく，共通する化石分帯aの範囲が不確実な年代幅（U）となる．B-4では明確に区分される化石分帯の重なりがないため，確実な年代幅（R）の範囲はなく，共通する化石分帯bの範囲が不確実な年代幅（U）となる．B-5では，化石分帯bの上限と化石分帯cの下限が確実な年代幅（R）の範囲となる．化石分帯bの下限が不確実な年代幅（U）の下限となり，化石分帯cの上限が不確実な年代幅（U）の上限となる．B-6では，化石分帯cの上限と化石分帯dの下限が確実な年代幅（R）の範囲となる．化石分帯bの下限が不確実な年代幅（U）の下限となり，化石分帯dの上限が不確実な年代幅（U）の上限となる．不確実な年代幅（U）については，できるだけ年代幅を限定するようにした．

本研究の地層の堆積年代推定には，従来の研究の微化石データを検討し，化石分帯を確認した．実際には，一つの地質体でも複数のセクションの組み合わせがある場合や微化石の種類が異なる場合，連続的な層序が成り立たない付加体の場合などがある．本研究では，上記の手法を基本にして，各地質体にあわせて適用した．なお，本研究では各文献の年代尺度の統一を図るため，Gradstein et al.（2012）の年代尺度を共通に用いた．

### 3 - 2 房総半島中部の古期付加体（保田層群）の堆積年代

保田層群は，主に砂岩と凝灰質砂岩からなるため，微化石は珪藻や珪質鞭毛藻，放散虫など珪質の化石が産出する．これまでの微化石による堆積年代の研究については，以下のものがある．沢村（1973）は珪藻化石

から、沢村・中嶋（1980）は珪質鞭毛藻化石の解析から下部中新統とした。斎藤（1992）は付加体である保田層群の複雑な地質構造を配慮し、できるだけ多くの地点から放散虫化石を採集し、それらの化石分帯を認定しつつ、全体の地質構造と比較しながら層序を検討する方法をとり、100以上の地点で放散虫化石群集から化石分帯を決定した（Fig. 4）。それらの結果から、下限が少なくとも Riedel and Sanfilippo(1978)の *Cryptocapsella tetrapera* 帯（RN1 帯；21.7～20.0 Ma：RN は Sanfilippo and Nigrini（1998）のコード。以下本論では、放散虫化石分帯の表記については、Sanfilippo and Nigrini(1998)のコード RN を用いる）まで達し、上限は *Calocyclella costata* 帯（RN4 帯；17.5～15.0 Ma）から一部は *Dorcadospyris alata* 帯（RN5 帯；15.0～12.5 Ma）下部にまでの間に入る下部中新統を主体とした地層であることを明らかにした。以上をまとめると、保田層群の堆積年代は、下限は 21.7 Ma、上限は 12.5 Ma の可能性がある。なお、鈴木ほか（1996）が最後期漸新世を示す珪藻化石と珪質鞭毛藻化石を報告しており、保下限の年代はさらに下がる可能性もある。

### 3 - 3 三浦半島中部の古期付加体（葉山層群）の堆積年代

葉山層群の堆積年代については、以下の研究がある。Ling and Kurihara（1972）は放散虫化石と珪質鞭毛藻化石群集から、江藤ほか（1987）は放散虫化石から、葉山層群の堆積年代を前期中新世～中期中新世前期と推定した。芳賀・鈴木（1999）は、森戸層と鑑摺層の 4 地点（Fig. 5 の 31108, 31102-04 地点）から産出した珪藻化石が、珪藻化石分帯の Yanagisawa and Akiba（1998）の NPD2B 帯に入り、その年代が 17.8～16.9 Ma に限定されることを示した。鈴木（2012）は、横須賀市野比海岸（Fig. 5 の Nb 地点）から Sanfilippo and Nigrini（1998）の RN4 帯（17.5～15.0 Ma）から RN5

帯 (15.0~12.5 Ma) , 葉山町森戸海岸 (Fig. 5 の M 地点) と芝崎海岸 (Fig. 5 の S 地点) , 横須賀市武山小学校北 (Fig.5 の Tk 地点) から RN3 帯 (18.7~17.5 Ma) の各化石帯を示す放散虫化石を報告している. 岡田 (1995) は, 大山層 (Fig. 5 の 21 地点) から Okada and Bukry (1980) の CN3 化石帯 (18.2~15.6 Ma) , 衣笠層 (Fig. 5 の 22 地点) から CN4 化石帯 (14.9~13.5 Ma) に属する石灰質ナンノ化石を報告している. 竹谷 (1995) は大山層 (Fig. 5 の 11, 12 地点) から Sanfilippo and Nigrini (1998) の RN2 帯 (20.0~18.7 Ma) から RN6 帯下部 (12.5 Ma 以上) を示す種, および RN3 帯から RN5 帯最下部を示す放散虫を報告した. また衣笠層 (Fig. 5 の 22 地点) からは RN3 帯から RN5 帯最下部, RN4 帯から RN5 帯最下部, RN4 帯上部から RN5 帯最下部を示す種を報告している. 相田 (1995) も衣笠層 (Fig. 5 の 22 地点) からの N.8-N.9 帯 (Blow , 1969) (16.4~14.2Ma) に対比される浮遊性有孔虫を報告している. 江藤ほか (1987) は, 矢部層最上部の層準から石灰質ナンノ化石 *Discoaster deflandrei* の産出を報告し, この種の産出上限が CN5b-CN6 帯境界であることから, 矢部層の最上部層準は CN5b-CN6 帯境界約 11Ma に相当するとしている. しかし, *D. deflandrei* は CN1 帯から出現する生息レンジの非常に長い種であるので, その産出をもって矢部層最上部の年代を CN5b/CN6 帯境界に限定はできない.

以上をまとめると, 葉山層群の堆積年代は, 下限は約 20 Ma の可能性があり, 上限は 12.5 Ma より新しくなる可能性があることになる.

### 3 - 4 房総半島北部の前弧海盆堆積物 (三浦層群)

房総半島に分布する前弧海盆堆積物の年代について, 以下にまとめる.

三浦層群下部層の木の根層と天津層の年代についての研究は, 嶺岡山

地の北側，加茂川低地の北側の金山川，銘川，川谷の3地域で行われている（Fig. 6）．この3地域に分布する三浦層群は、下位から木の根層、天津層、清澄層の同層準が連続して露出し、対比が可能である．Oda(1977)は、加茂川の支流である金山川のセクションで浮遊性有孔虫化石による化石分帯を行った．その結果，Blow（1966）の浮遊性有孔虫化石分帯のN.8帯，N.9帯，N.10～N.13帯，N.14帯を報告した．Honda（1981）は，金山川の西に位置する銘川セクションで石灰質ナンノ化石による化石分帯を行った．その結果，Okada and Bukry（1980）のCN4帯，CN5a帯，CN5b帯を確認した．本山・高橋（1997）は同じ銘川セクションで放散虫化石による化石分帯を行い，Funayama（1988）の *Calocycletta costata* 帯，*Eucyrtidium inflatum* 帯，*Eucyrtidium inflatum* 帯 a 亜帯，*Eucyrtidium inflatum* 帯 b 亜帯，*Lychnocanoma magnacornuta* 帯の存在を確認した．Riedel and Sanfilippo（1978）の化石帯では，下位より *Calocycletta costata* 帯と *Dorcadospyrus alata* 帯になることを示した．さらに，銘川セクションでは渡辺・高橋（1997）による珪藻化石，三田・高橋（1998）による石灰質ナンノ化石の化石分帯が行われている．渡辺・高橋（1997）を抽出し，三田・高橋（1998）は Honda（1981）が示した Okada and Bukry（1980）の CN4 帯，CN5a 帯，CN5b 帯を再確認した．なお，三田・高橋（1998）は CN3 帯の存在の可能性を示しているが，CN3 帯/CN4 帯境界を確定することは難しいとしている．渡辺・高橋（1997）も，銘川セクションで珪藻化石による分帯を行った．その結果は，下位より Akiba（1986）の *Denticulopsis lauta* 帯，*D. hyalina* 帯，*D. nicobarica* 帯，*D. praedimorpha* 帯を確認している．渡辺・高橋（2000）は，銘川よりもさらに西に位置する川谷セクションにおいても，珪藻化石の化石分帯を行った．その結果，下位より *Denticulopsis hyalina* 帯（NPD4B:14.9～13.1 Ma），*Crucidentacula nicobarica*

帯 (NPD5A:13.1~12.9 Ma) , および *D. praedimorpha* 帯 (NPD5B:12.9~11.5 Ma) を確認した. 中嶋・渡辺 (2005) は, 浮遊性有孔虫 (Oda, 1977) , 石灰質ナンノ化石 (三田・高橋, 1998 ; 亀尾ほか, 2002) , 放散虫化石 (本山・高橋, 1997) , 珪藻化石 (渡辺・高橋, 1997, 2000) , 凝灰岩鍵層 Am-4 ( $11.73 \pm 0.2$  Ma, (Takahashi et al., 1999)) と Kn-1 ( $14.95 \pm 0.24$  Ma, (Takahashi and Okada, 2001)) の K-Ar 年代, Kn-3 ( $15.0 \pm 0.5$  Ma, (Takahashi and Danhara, 1997)) の FT 年代などから総合して, 天津層の堆積期間は約 13 Ma~5 Ma にあたるとした.

以上をまとめると, 房総半島前弧海盆堆積物の三浦層群木の根層は約 15 Ma~13 Ma に, 天津層は約 13 Ma~5 Ma に堆積した可能性がある.

### 3 - 5 三浦半島北部の前弧海盆堆積物 (三浦層群)

三浦半島北部に分布する前弧海盆堆積物の三浦層群逗子層の年代について, 以下にまとめる.

江藤ほか (1987) は, 浮遊性有孔虫化石から Blow (1969) の N19 帯を認めている. 石灰質ナンノ化石年代は, 江藤ほか (1987) は CN10 帯~CN11 帯 (5.6~3.7 Ma) , 蟹江ほか (1991) は CN9 帯 (8.3~5.6 Ma) と CN10b 帯 (5.8~5.0 Ma) (後期中新世~鮮新世) を確認している. 逗子層に狭在する凝灰岩鍵層の年代は, Ok 層は  $6.3 \pm 0.4$  Ma (F.T.年代 ; Kasuya, 1987) , Hk 層は  $5.0 \pm 0.3$  Ma (F. T.年代 ; Kasuya, 1987) および  $5.2 \pm 0.3$  Ma (K-Ar 年代 ; 岡田ほか, 1991) などがある.

以上をまとめると, 三浦半島北部の逗子層の下限の年代は, 石灰質ナンノ化石と凝灰岩鍵層 Ok の F.T.年代により, 約 8.3 Ma から 6.5 Ma の間の可能性がある.

### 3 - 6 両半島中部の海溝斜面堆積物

房総半島中部の海溝斜面堆積物である三浦層群（木の根層，天津層）の年代について，以下にまとめる．斎藤（1992）は，三浦層群についても放散虫化石による化石分帯を行った（Fig. 8）．その結果，Riedel and Sanfilippo（1978）の *Calocycletta costata* 帯（RN4 帯）から一部は *Dorcadospyris alata* 帯（RN5 帯）を確認している．石灰質ナanno化石では，木の根層の下限を Okada and Bukry（1980）の CN5a 帯あるいはそれよりも下位とした．また，天津層の上限は CN9 帯に達するとしている．

Chiyonobu et al.（2017）は，斎藤（1992）とほぼ同じ地域の三浦層群の石灰質ナanno化石による年代を検討した（Fig. 11）．その結果，木の根層は Martini（1971）の NN5-NN6（CN4-CN5a）帯（14.9～11.9 Ma）に相当し，天津層は NN7（CN5b）帯に相当するとした．数値年代では木の根層は，天津層は 11.9～10.9 Ma となる．

以上をまとめると，房総半島中部の海溝斜面堆積物である三浦層群の下限の年代は約 15Ma，上限の年代は約 11Ma となる．

三浦半島中部の海溝斜面堆積物である三浦層群逗子層についての年代について，以下にまとめる．石灰質ナanno化石年代について，江藤ほか（1987）は地点 MS1, MS2 においては CN9 帯（8.3～5.6Ma）を報告している．蟹江ほか（1991）は，地点 Ok16, Ok13, Ok19, Ok21 で CN9 帯（8.3～5.6 Ma）を確認している．また，地点 Ok14 と Ok18，および Ok10 では，CN9b 帯（7.4～6.9 Ma）を報告している．凝灰岩鍵層 Ok 層（ $6.3 \pm 0.4$  Ma ; F. T.年代 ; Kasuya, 1987）が連続的に観察される．以上のことから，三浦半島中部の三浦層群逗子層の年代は，下限が最大で 8.3 Ma，上限が最大で 5.6 Ma と推定される．

### 3 - 7 ジルコン U-Pb 年代測定

三浦・房総半島中部の付加体（葉山層群と保田層群）最上部の年代と、それを不整合に覆う両半島北部の前弧海盆堆積層（三浦層群）の最下部の年代を、風化や変質に著しい耐性を持つジルコンを使用した U-Pb 法で放射年代測定を行った。この手法により、これまで微化石層序を使用した堆積年代の推定が困難であった粗粒層の堆積年代が決定できる。本研究では、三浦半島北部の前弧海盆堆積層最下部の試料 2 点について測定を行った。なお、ジルコン粒子の分離と分析試料マウント作製は（株）京都フィッション・トラックにて、ジルコン U-Pb 法年代測定は東京大学大学院理学系研究科附属地殻化学実験施設平田岳史研究室にて、それぞれ行った。

#### 3 - 7 - 1 分析試料

年代測定用のジルコン粒子を抽出した凝灰岩試料 2 点の概要は、以下のとおりである。

試料 No. AB-01 は、神奈川県逗子市桜山 9 丁目の神奈川県指定天然記念物「鐙摺の不整合を示す露頭」（北緯 35 度 17 分 10 秒，東経 139 度 34 分 21 秒）から，1989 年 2 月 27 日に採集した（Loc. 1, Fig. 12）。1988 年から 89 年にかけて行われた，指定地周辺の安全確保と露頭再保存のための改修工事であられた露頭である（Fig. 13）。露頭の下部には葉山層群鐙摺層の砂岩層が露出し，その上位に三浦層群基底礫岩層の田越川砂礫岩部層が不整合で重なる。田越川砂礫岩部層は下位より、化石混じりの砂礫岩層から粗粒砂岩層に移り変わる。その上位には三浦層群逗子層の泥質砂岩層が重なる（小泉ほか，1994）。AB-01 試料は，不整合面の上位約 10m の逗子層の泥質砂岩層に挟在する軽石まじり結晶質凝灰岩層（層

厚 25 cm) である (Fig. 14). 構成鉱物は、石英、斜長石、輝石類であり (Fig. 15)、そのモード組成は石英 : 20.5%, 斜長石 : 15.1%, 輝石類 : 4.8%, 不透明鉱物 : 20.5%, 基質 : 39.1% である.

試料 No. NAG は、: 神奈川県逗子市南郷の森戸川上流の河床露頭 (北緯 35 度 17 分 3 秒, 東経 139 度 36 分 39 秒) から採集した (Loc. 2, Fig. 12). 露頭は、下部に葉山層群大山層の砂岩層が露出し、三浦層群基底礫岩層の田越川砂礫岩部層が不整合で重なる. 田越川砂礫岩部層は、下位より化石混じりの砂礫岩層から極粗粒凝灰質砂岩層、軽石質粗粒砂岩層が重なり、その上位は三浦層群逗子層のシルト質砂岩層に移り変わる (Fig. 16). NAG 試料は、極粗粒凝灰質砂岩層と軽石質粗粒砂岩層の境界部に挟在する軽石混じりの結晶質凝灰岩層 (層厚 12 cm) である (Fig. 17). 構成鉱物は、石英、斜長石、輝石類であり (Fig. 18)、そのモード組成は石英 : 23.0%, 斜長石 : 8.6%, 輝石類 : 4.8%, 不透明鉱物 : 50.1%, 基質 : 14.4% である.

### 3 - 7 - 2 試料の処理

ジルコン粒子の分離と分析試料のマウント作製は次の手順を行った. 前処理として、生試料 300g をステンレス乳鉢とロッドミルで粉碎した後、水洗を行った. 次に精選処理として、粒度をそろえるための篩い分け (< # 60 相当 (250 $\mu$ m)), 長石など軽鉱物除去のための挽かけ, 磁鉄鉱, 輝石など磁性鉱物除去のための磁選, 重液分離 (ポリタングステン酸ナトリウム (SPT) (1) SG=3.06) を行い, 重鉱物を実体顕微鏡で観察しながらジルコン粒子をピックアップした後, HF 溶液および HNO<sub>3</sub> 溶液で化学処理を施した.



### 3 - 7 - 3 分離結果

抽出量は 2 試料とも 300 粒．抽出ジルコンは半自形～摩耗（一部破片）状で，桃・赤・淡褐色を呈する（Fig. 19, 20）

### 3 - 7 - 4 マウント作成

マウント作成は，形状や色調に関係なく約 80 粒をほぼ無差別に行い，テフロンに埋め込みダイヤモンドペースト（DP）3 $\mu$  および 1  $\mu$  で研磨した．

### 3 - 7 - 5 分析方法

LA-ICP-MS を用いた同位体測定は，東京大学大学院理学系研究科地殻化学実験施設で高速多点フェムト秒レーザーアブレーション装置（Jupiter Solid Nebulizer, ST Japan）と多重検出方式の磁場型 ICP 質量分析計（Nu Plasma II, Nu instruments）を備えた装置で行った．レーザーアブレーションはヘリウム雰囲気で行い，生成したエアロゾルはヘリウムとアルゴンガスの混合ガスを用いて ICP 質量分析計に輸送した．ICP 質量分析計の分析条件およびレーザー照射条件を Table 1 に示す．測定した同位体は  $^{202}\text{Hg}$ ,  $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$ ,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{235}\text{U}$  の 7 種類で， $^{238}\text{U}$  の信号強度は， $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}=137.88$  を用いて， $^{235}\text{U}$  の信号強度から算出した．年代値は， $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  と  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  のそれぞれの同位体比から算出した． $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  比の較正にはガラス標準試料の NIST612 ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=0.90726$ ; Jochum et al., 2005) を使用し， $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  比の補正には GJ-1 ジルコン ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}=0.09761$ ; Jackson et al., 2004) を使用した．また，測定値の正確さの評価のため，2 次スタンダードとして OD-3 ジルコン ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年代:  $33.04\pm0.10$  Ma; Iwano et al., 2013) も並行して分析し

た．分析に用いたレーザー径は  $12\sim 15\mu\text{m}$  で行った．

## 4. 堆積年代

### 4 - 1 房総半島中部の古期付加体堆積物（保田層群）

本研究では斎藤（1992）の放散虫化石分帯のデータを用いて、保田層群の堆積年代について、3 - 1 で示した方法論により確実な年代幅と不確実な年代幅の確認を試みた。斎藤（1992）の地質図と放散虫化石分帯分布を示した図（Fig. 4）に、保田層群では①～⑩、三浦層群では⑪～⑰の任意の地域を設定した。保田層群の 10 地域の化石分帯を、地質年代と化石層序の表に列記した（Fig. 21）。下位から前島層の①～③は Sanfilippo and Nigrini（1998）の化石分帯 RN2 帯、仁右衛門島部層の④は RN2 帯、⑤は RN3 帯、青木山層の⑥と⑧は RN1 帯から RN2 帯、RN3 帯、RN4 帯、RN5 帯までの各化石分帯、⑦は RN2 帯から RN3 帯の各化石分帯、⑨は RN2 帯、RN3 帯、RN4 帯の各化石分帯、⑩は RN2 帯の化石分帯に入る。

保田層群は付加体であるため分散した個別セクションとなるが、分布域全体としてみれば、下位から上位まで放散虫化石の明確な化石分帯が重なる。これは、3 - 1 の年代推定方法論の Fig. 10 の B-2 に該当する。

以上をまとめると、保田層群の確実な年代（R）は Sanfilippo and Nigrini（1998）の RN 2 帯から RN 4 帯までの 20.0 Ma から 15.0 Ma で、下限は不確実な年代幅（U）となる RN1 帯の 21.7 Ma から 20 Ma となり、上限は不確実な年代幅（U）となる RN 5 帯の約 15 Ma から 12.5 Ma となる（Fig. 21）。

### 4 - 2 房総半島中部の海溝斜面堆積物（木の根層と天津層）

房総半島中部の海溝斜面堆積物である三浦層群（木の根層、天津層）の年代について、以下にまとめる。斎藤（1992）の地質図と放散虫化石分帯

分布を示した図 (Fig. 4) に、三浦層群では⑪～⑰の任意の地域を設定した。三浦層群の 7 地域の化石分帯を、地質年代と化石層序の表に列記した (Fig. 22)。下位の木の根層の⑪～⑮は Sanfilippo and Nigrini (1998) の化石分帯 RN4 帯と RN5 帯に、その上位の天津層の⑯と⑰は RN5 帯の化石分帯に入る。三浦層群 (木の根層, 天津層) では、放散虫化石の明確な化石分帯が重る。これは、3-1 の年代推定方法論の Fig. 10 の B-1 に該当する。以上をまとめると、放散虫化石による三浦層群の確実な年代幅 (R) は Sanfilippo and Nigrini (1998) の RN4 帯と RN5 帯の 15.0 Ma となる。下限の不確実な年代幅 (U) は RN4 帯の 17.5 Ma から 15.0 Ma となり、上限の不確実な年代幅 (U) は RN5 帯の約 15 Ma から 12.5 Ma となる (Fig. 22)。

Chiyonobu et al. (2017) は、斎藤 (1992) とほぼ同じ地域の三浦層群の石灰質ナノ化石による年代を検討した (Fig. 11)。その結果にもとづき、石灰質ナノ化石の分帯を検討した (Fig. 23)。Chiyonobu et al. (2017) は、石灰質ナノ化石を 7 地域 (KTY, KHM, IGR, TMY, INK, SRS, KRT) のセクションで報告している。これらを、3-1 の年代推定方法論に当てはめると、KTY は Fig. 10 の A-5 に該当し、確実な年代幅 (R) は Martini (1971) の NN7 帯～NN9 帯 (Okada and Bukry (1980) の CN5b 帯～CN7 帯) となる。下限の不確実な年代幅 (U) は NN6 帯 (CN5a 帯) となり、上限の不確実な年代幅 (U) は NN10 帯 (CN8a 帯～CN8b 帯) となる。KHM は Fig. 10 の A-6 に該当し、確実な年代幅 (R) は CN8a 帯～CN9a 帯となり、下限の不確実な年代幅 (U) は NN9 帯 (CN7 帯)、上限の不確実な年代幅 (U) は NN11 帯下部 (CN9b 帯) となる。IGR は Fig. 10 の A-2 に該当し、確実な年代幅 (R) は NN5 帯 (CN4 帯) と NN6 帯 (CN5 帯) の境界部となり、下限の不確実な年代幅 (U) は NN6 帯 (CN5 帯)、上限

の不確実な年代幅 (U) は NN6 帯 (CN5 帯) となるが、さらにその上部には断層を挟んで NN7 帯 (CN5b 帯) が重なる。TMY は Fig. 10 の A-2 に該当し、確実な年代幅 (R) は NN5 帯 (CN4 帯) と NN6 帯 (CN5 帯) の境界部となり、下限の不確実な年代幅 (U) は NN6 帯 (CN5 帯)、上限の不確実な年代幅 (U) は NN6 帯 (CN5 帯) となる。その上部には断層を挟んで NN10 帯 (CN8 帯)、NN11 帯下部 (CN9a 帯、CN9b 帯) が重なる。INK も Fig. 10 の A-2 に該当し、確実な年代幅 (R) は NN5 帯 (CN4 帯) と NN6 帯 (CN5 帯) の境界部となり、下限の不確実な年代幅 (U) は NN6 帯 (CN5 帯)、上限の不確実な年代幅 (U) は NN6 帯 (CN5 帯) となる。その上部には断層で挟んで NN11 帯 (CN9 帯) が重なる。SRS は Fig. 10 の A-3 に該当し、確実な年代幅 (R) は NN6 帯 (CN5a 帯) となり、下限の不確実な年代幅 (U) は NN5 帯 (CN4 帯)、上限の不確実な年代幅 (U) は NN7 帯 (CN5b 帯) となる。KRT は Fig. 10 の A-1 に該当し、不確実な年代幅 (U) は NN6 帯 (CN5a 帯) となる。以上の 7 地域のセクションを統合すると、本地域における石灰質ナノ化石の三浦層群の確実な年代幅 (R) は、NN6 帯 (CN5 帯) (13.5 Ma) から NN11 帯下部 (CN9a 帯) (7.4 Ma) となる。下限の不確実な年代幅 (U) は NN5 帯 (CN4 帯) (15.0 ~ 13.5 Ma)、上限の不確実な年代幅 (U) は NN11 帯下部 (CN9b 帯) (7.4 ~ 6.9 Ma) となる。

放散虫化石と石灰質ナノ化石の結果を統合すると、房総半島中部の海溝斜面堆積物である三浦層群の確実な年代幅 (R) は、15.0 Ma から 7.4 Ma となる。下限の不確実な年代幅 (U) は 17.5 ~ 15.0 Ma、上限の不確実な年代幅 (U) は 7.4 ~ 6.9 Ma となる (Fig. 24)。

#### 4 - 3 房総半島北部の前弧海盆堆積物（木の根層と天津層）

房総半島北部の三浦層群の木の根層と天津層の年代については、加茂川低地の北側の地域で行われた研究の中から、珪藻化石は渡辺・高橋（2000）、放散虫化石は本山・高橋（1997）、石灰質ナンノ化石は三田・高橋（1998）、浮遊性有孔虫化石は Oda（1977）のデータを用いて検討した。珪藻化石については Fig. 10 の A-3 に該当し、確実な年代幅（R）は Yanagisawa and Akiba（1998）の NPD5A 帯となり、下限の不確実な年代幅（U）は NPD4Bb 帯、上限の不確実な年代幅（U）は NPD5B 帯となる（Fig. 25-1）。放散虫化石は Fig. 10 の A-2 に該当し、確実な年代幅（R）は Sanfilippo and Nigrini（1998）の化石分帯 RN4 帯と RN5 帯の境界部となり、下限の不確実な年代幅（U）は RN4 帯、上限の不確実な年代幅（U）は RN5 帯となる（Fig. 25-1）。石灰質ナンノ化石は Fig. 10 の A-3 に該当し、確実な年代幅（R）は Martini（1971）の NN6 帯（Okada and Bukry（1980）の CN5a 帯）となり、下限の不確実な年代幅（U）は NN5/4 帯（CN3/4 帯）、上限の不確実な年代幅（U）は NN7 帯（CN5b 帯）となる（Fig. 25-2）。浮遊性有孔虫化石は Fig. 10 の A-6 に該当し、確実な年代幅（R）は Blow（1966）の N.10～N.12 帯、N.13 帯となり、下限の不確実な年代幅（U）は N.8～N.9 帯、上限の不確実な年代幅（U）は N.14 帯となる（Fig. 25-2）。これらの結果を統合すると、房総半島北部の三浦層群の木の根層と天津層の年代は、確実な年代幅（R）は 15.0 Ma～11.6Ma となり、下限の不確実な年代幅（U）は 16.3 Ma～15.0 Ma、上限の不確実な年代幅（U）は 11.6 Ma～10.9 Ma となる（Fig. 26）。

#### 4 - 4 三浦半島中部の古期付加体堆積物（葉山層群）

葉山層群の堆積年代について、3 - 1 の方法論により、各層準ごとの

既存の微化石データを用いて検討した。

森戸層は、珪藻化石（芳賀・鈴木，1999）では Yanagisawa and Akiba (1998) の NPD2B 帯上部の 17.8～16.9 Ma に限定される。放散虫化石（鈴木，2012）では Sanfilippo and Nigrini (1998) の RN3 帯（18.7～17.5 Ma）となる。珪藻化石と放散虫化石の化石分帯の関係は、重複はするが化石分帯の明解な重なりは認められない。これは、3－1 の年代推定方法論の Fig. 10 の B-3 に該当し、確実な年代幅（R）は認められず、不確実な年代幅（U）のみとなる。その年代幅は、下限は珪藻化石の下限である 17.8Ma となり、その上限は放散虫化石分帯の RN3 帯の上限 17.5Ma となる（Fig. 27-1）。

鑑摺層は、珪藻化石（芳賀・鈴木，1999）は Yanagisawa and Akiba (1998) の NPD2B 帯（18.4～16.9 Ma）に認定される。放散虫化石（鈴木，2012）では、Sanfilippo and Nigrini (1998) の RN2 帯から RN3 帯（20.0～17.5 Ma）に認定される。珪藻化石と放散虫化石の化石分帯の関係は、重複はするが化石分帯の明解な重なりは認められない。これは、3－1 の年代推定方法論の Fig. 10 の B-3 に該当し、不確実な年代幅（U）のみとなる。その年代幅は、下限は珪藻化石の下限である 18.4Ma となり、その上限は放散虫化石分帯の RN3 帯の上限 17.5Ma となる（Fig. 27-1）。

大山層は、放散虫化石（竹谷，1995）から Sanfilippo and Nigrini (1998) の RN2 帯から RN6 帯，RN3 帯から RN5 帯が認定された。石灰質ナノ化石（岡田，1995）では，Okada and Bukry (1980) の CN3 化石帯（17.9～14.9 Ma）が認められた。放散虫化石と石灰質ナノ化石の化石分帯の関係は、重複はするが化石分帯の明解な重なりは認められない。これは、3－1 の年代推定方法論の Fig. 10 の B-4 に該当し、確実な年代幅（R）は認められず、不確実な年代幅（U）のみとなる。不確実な年代幅（U）

は石灰質ナンノ化石分帯 Okada and Bukry (1980) の CN3 帯となり、その下限は 17.9Ma、上限は 14.9Ma となる (Fig. 27-2)。

衣笠層は、放散虫化石 (竹谷, 1995) では RN3 帯から RN5 帯最下部, RN4 帯から RN5 帯, RN4 帯から RN5 帯が認定された。石灰質ナンノ化石 (岡田, 1995) では、CN4 化石帯 (14.9~13.5 Ma) が認定された。浮遊性有孔虫化石 (相田, 1995) では、Blow (1969) の N.8-N.9 帯 (16.4~14.2Ma) が認定された。放散虫化石と石灰質ナンノ化石および浮遊性有孔虫化石の化石分帯の関係は、重複はするが化石分帯の明解な重なりは認められない。これは、3-1 の年代推定方法論の Fig. 10 の B-4 に該当し、確実な年代幅 (R) は認められず、不確実な年代幅 (U) のみとなる。不確実な年代幅 (U) は、下限は石灰質ナンノ化石分帯の CN4 帯の下限 14.9Ma となり、上限は浮遊性有孔虫化石分帯の N8-9 帯の上限 14.2Ma となる (Fig. 27-2)。

なお、石灰質ナンノ化石の分帯では大山層と衣笠層との間で、CN3 帯と CN4 帯の明確な重なりが認められるので、その境界部は確実な年代幅 (R) として認定できる。

以上、各層準の年代幅をまとめると、葉山層群の確実な年代は 14.9Ma となり、不確実な年代幅 (U) の下限の年代は森戸層と鑑摺層の上限 17.5Ma となり、上限は衣笠層の上限 14.2Ma となる (Fig. 28)。

#### 4 - 5 三浦半島中部の海溝斜面堆積物 (逗子層)

三浦半島中部の海溝斜面堆積物は、三浦層群逗子層とその基底礫岩層である下山口砂礫岩部層である。逗子層の石灰質ナンノ化石年代について、3-1 の年代推定方法論に基づき検討をした。Fig. 20 の MS1, MS2 は江藤ほか (1987)、Ok13 から Ok21 は蟹江ほか (1991) の試料採集地点



である (Fig.9). これらのデータを Fig. 10 に当てはめると, B-4 に該当する. 確実な年代幅 (R) は認められず, 不確実な年代幅 (U) のみとなる. 不確実な年代幅 (U) は, Martini (1971) の NN11b 帯 (Okada and Bukry (1980) の CN9a 帯) (7.4 Ma~6.9 Ma) となる (Fig. 29).

#### 4 - 6 三浦半島北部の前弧海盆堆積物 (逗子層)

三浦半島北部の前弧海盆堆積物の三浦層群逗子層の石灰質ナンノ化石年代について, 3 - 1 の年代推定方法論に基づき検討をした。なお, Fig. 21 の MF6, MF7 は江藤ほか (1987), Yk01~03 は蟹江ほか (1991) の試料採集地点である (Fig.9). これらのデータを Fig. 10 に当てはめると, B-5 に該当する. 確実な年代幅 (R) は認められず, 不確実な年代幅 (U) のみとなる. 不確実な年代幅 (U) は NN11 帯 (CN9d 帯) と NN12 帯 (CN10a 帯) の境界部 (5.6 Ma) となる. (Fig. 20). 不確実な年代幅 (U) は, 下限は NN11 帯 (CN9d 帯) (8.3 Ma~5.6 Ma), 上限は NN12 帯下部 (CN10a 帯) (5.6 Ma~5.4 Ma) となる (Fig. 30).

## 5. 三浦・房総半島の古期付加体堆積物と、前弧海盆堆積物および

### 海溝斜面堆積物の年代上の課題

以下に三浦・房総半島の古期付加体堆積物と、前弧海盆堆積物および海溝斜面堆積物の微化石年代から得られた堆積年代の問題点と課題をまとめる。

1) 房総半島の古期付加体である保田層群の堆積年代の上限と、その上に重なる前弧海盆堆積物および海溝斜面堆積物の三浦層群の堆積年代の下限が近接、もしくは重なる（約 15 Ma）。その理由についての検証は、付加体とその上に重なる堆積物との関係を解明する上で重要である。

2) 両半島において、前弧海盆堆積物および海溝斜面堆積物である三浦層群の堆積年代がほぼ同時であること、また両半島間の堆積年代に大きな年代差があることは、前弧海盆と海溝斜面の形成初期過程の解明に重要な与件を与える。

3) 三浦半島中部の古期付加体である葉山層群の上限の年代が未解明である。

4) 三浦・房総両半島の新第三系の堆積物は、火山砕屑物を多く含む地層や粗粒堆積物も多く、微化石の産出が望めない場合もある。ジルコン U-Pb 法など別の年代決定手法の導入も必要である。

## 6. 三浦半島北部の前弧海盆堆積物基底層中のジルコン U-Pb 年代

### 6 - 1 U-Pb 年代測定結果

AB-01 (Loc. 1)	逗子市桜山鑑摺	6.18±0.07 Ma
NAG (Loc. 2)	逗子市南郷	6.40±0.09 Ma

### 6 - 2 考察

#### 6 - 2 - 1 AB-01 (Loc. 1)

二次参照用標準試料である OD-3 zircon の測定結果は  $33.36 \pm 0.36$  Ma (95%信頼区間) であり, 誤差範囲で  $33.0 \pm 0.1$  Ma (Iwano et al., 2013) に一致するため, 同位体測定の正確性は担保されている.

測定した 50 粒子のうち, 10 粒子は  $^{207}\text{Pb}$  の測定精度が悪く (1RSD が 50% 近い), コンコードانسの評価が困難であった. 残りの 40 粒子の初期鉛補正 U-Pb 年代データは, 約 6~7 Ma 程度に集中する (Table 2, Fig. 31- (a)). そのうち 30 粒子が見かけの  $^{238}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}$  年代と  $^{235}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}$  年代が 2SD の範囲で一致する (Fig. 31- (b)). その 30 粒子のデータを Wetherill Concordia Diagram 上にプロットし, 両軸加重平均を計算した. その 30 粒子のデータ点はまとまりがよく (MSWD = 0.69, Probability = 0.96), 年代値の異なる砕屑粒子の混入はないと考えられる. 岩相など地質学的な記載を踏まえて解釈すべきではあるが, 同位体測定の観点からは, 本試料のコンコーディア年代を試料の堆積年代として取り扱って差し支えない.

次にコンコーディア年代の計算を行った. Wetherill Concordia Diagram 上での 30 粒子のデータの両軸加重平均はコンコーディア曲線から外れ, コンコーディア年代の MSWD は 14 と高い (Fig. 31- (c)). これはサブ

ppbレベルの微量な放射壊変由来でない汚染鉛もしくは初期鉛の影響だと考えられる．それを考慮し，初期鉛補正を行った場合であっても，得られる年代値はコンコーディア年代とほぼ同様である．従ってコンコーディア年代として計算した結果， $6.180 \pm 0.072$  MaをAB-01の堆積年代として取り扱うことに問題はない．

#### 6 - 2 - 2 NAG (Loc. 2)

二次参照用標準試料であるOD-3 zirconの測定結果は $32.59 \pm 0.11$  Ma (95%信頼区間) であり， $33.0 \pm 0.1$  Ma (Iwano et al., 2013) からは1.2%若く，試料の年代値を扱う場合はその系統誤差を考慮した．

50粒子中38粒子と大部分の粒子は6～7 Maの年代値を示した (Table 3, Fig. 32- (a)) ．一方，12粒子はそれよりも古い (～11 Ma) 年代値を示していた．再堆積などに伴う二次的なジルコン粒子の混入が考えられる．

前者の若い粒子について初期鉛補正を行った $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ から計算した加重平均は $6.359 \pm 0.078$  Ma (MSWD = 1.01) であった (Fig. 32- (b)) ．また，Wetherill Concordia Diagram上での切片年代は $6.404 \pm 0.086$  Ma (MSWD = 0.93) であった (Fig. 32- (c)) ．MSWDは1に近く，それらの粒子が単一の起源から供給されたものであることが示唆される．

測定結果は逗子市桜山鑑摺の試料AB-01は $6.18 \pm 0.07$  Ma，逗子市南郷の試料NAGは $6.40 \pm 0.09$  Maであった．この年代は上位に重なる三浦層群の石灰質ナンノ化石から推定されたCN9帯 (8.3～5.6 Ma) と矛盾せず，ジルコンでの年代測定の信頼性が確認された．

## 7. まとめ

本研究では、三浦・房総半島の付加体である葉山層群・保田層群と、前弧海盆堆積物および海溝斜面堆積物である三浦層群との関係について明らかにするため、微化石年代をレビューして課題抽出を行うとともに、三浦層群基底部の凝灰岩層に含まれるジルコンの U-Pb 年代その測定を行った (Fig. 33). その結果、以下のことが明らかとなった.

1. 房総半島と三浦半島の前弧海盆堆積物に不整合で覆われる付加体最上位の年代は約 15Ma であり、ほぼ同時代の可能性が高い.
2. 房総半島の付加体 (保田層群) を不整合で覆う海溝斜面堆積物は前弧海盆堆積物と同じ岩相からなり、一連の堆積物として理解される. この地層の堆積後に前弧海盆の沈降が開始し、みかけ上海溝斜面堆積物と前弧海盆堆積物に分離した (約 15Ma).
3. 三浦半島の付加体 (葉山層群) を不整合で覆う海溝斜面堆積物は前弧海盆堆積物と同じ岩相からなり、一連の堆積物として理解される. この地層の堆積後に前弧海盆の沈降が開始し、みかけ上、海溝斜面堆積物と前弧海盆堆積物に分離した (約 6Ma).
4. 2 と 3 の事実は、房総半島と三浦半島で前弧海盆堆積物の沈降の開始が 9Ma 程度異なっていたことを強く示唆する. この年代の異なりは三浦半島の前弧海盆堆積物基底の粗粒層 (田越川砂礫岩部層) のジルコン年代から強く支持される.
5. 房総半島と三浦半島の前弧海盆の形成時期が異なるという知見は、関東堆積盆の構造発達史に重要な制約を与える.

## 8. 謝辞

本研究を進めるにあたり，横浜国立大学大学院環境情報研究院の間嶋隆一教授には，本稿の作成に至るまで終始ご指導を賜った．また横浜国立大学大学院の石川正弘教授，河潟俊吾教授，和仁良二准教授，山本伸次准教授には，貴重なご助言をいただいた．また，横浜国立大学名誉教授の有馬眞博士には，研究を進めるにあたり貴重なご助言と激励をいただいた．東京大学大学院理学系研究科の平田岳史教授ならびに同研究室大学院生の仁木創太氏には，ジルコン U-Pb 年代測定の指導をしていた．（株）京都フィッシュン・トラックの皆様には，ジルコン試料作成についてご協力をいただいた．国立科学博物館主任研究員の谷 健一郎博士には，凝灰岩からのジルコン粒子抽出について貴重なアドバイスをいただいた．産総研地質総合センターの宇都宮正志博士には有益なご意見とご助言をいただいた．横浜国立大学間嶋研究室研究員の瀬戸大輝博士，学部 4 年生の宮坂信太郎氏には論文作成にあたり，様々なご協力をいただいた．

横浜国立大学名誉教授の長谷川善和博士，同大名誉教授の小池敏夫博士，国立科学博物館名誉研究員の加藤 昭博士，神奈川県立生命の星・地球博物館名誉館長の斎藤靖二博士，東京工業大学名誉教授の丸山茂徳博士，元海洋研究開発機構の藤岡換太郎博士，東京農業大学名誉教授猪俣道也博士，神奈川県立生命の星・地球博物館名誉館員の松島義章博士（故人；2021 年 1 月ご逝去），同館名誉館員の今永 勇博士には，長きにわたり激励をいただいていた．千葉県立中央博物館上席研究員の高橋直樹博士，飯田市立美術博物館学芸員の小泉明裕博士，横須賀市自然博物館学芸員の柴田健一郎氏，神奈川県立生命の星・地球博物館地学ボ

ランティアの蛭子貞二氏には，野外調査や情報提供等でお世話になった．神奈川県立生命の星・地球博物館の新井田秀一主任学芸員には陰影段彩図を作成していただいた．同館情報試料課長の山下浩之博士，石浜佐栄子主任学芸員，西澤文勝博士をはじめ，学芸員と職員の諸氏には，ご理解とご支援をいただいた．さらに，数多くの共著者，共同研究者の方々にもご支援をいただいた．以上の方々に，深く感謝を申し上げる．

## 9. 引用文献

- 相田 優 (Aida, Y.), 1995. 三浦半島中新統葉山層群の浮遊性有孔虫. 横須賀市文化財調査報告書, 第 29 集, 横須賀市教育委員会, 39–44.
- 赤嶺秀雄・岩井四郎・小池 清・成瀬 洋・大森昌衛・関 陽太郎・鈴木好一・渡部景隆 (Akamine, H., Iwai, S., Koike, K., Naruse, H., Omori, M., Seki, Y., Suzuki, K. and Watanabe, K.), 1956. 三浦半島の三浦層群について. 地球科学, (30), 1–18.
- Akiba, F., 1986. Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified Lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle-to-high latitudes of North Pacific. In Kagami, H., Karig, D. E., Coulbourn, W. T., *et al.* *Init. Repts. DSDP*, 87, 393–481, Washington, D.C., U.S. Government printing Office.
- Blow, W. H., 1969. Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In BRONNIMANN P. and RENZ H. H. *eds.: Proceeding of the First International Confer. On Planktonic Microfossils, Leiden Univ.*, (1), 199–422.
- Chiyonobu, S., Yamamoto, Y. and Saito, S., 2017. Calcareous nannofossil biostratigraphy and geochronology of Neogene trench-slope cover sediments in the south Boso Peninsula, central Japan. *Tectonophysics*, **710–711**, 56–68.
- 江藤哲人 (Eto, T.), 1986. 三浦半島葉山層群の層位学的研究. 横浜国立大学理科紀要, 第II類, (33), 67–105.
- 江藤哲人・矢崎清貫・卜部厚志・磯部一洋 (Eto, T., Yazaki, K., Urabe, A. and Isobe, I.), 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), 地質調査所.

江藤哲人・尾田太良・長谷川四郎・本田信幸・船山政昭 (Eto, T., Oda, M., Hasegawa, S., Honda, N. and Funayama, M.), 1987. 三浦半島中・北部の新生界の微化石生層序年代と古環境. 横浜国立大学理科紀要, 第II類, **34**, 41–57.

Gradstein F., Ogg J. G., Schmitz M. D. and Ogg G. M., eds. (2012) . The Geology Time Scale 2012, vol. 2. Elsevier.

芳賀正和・鈴木 進 (Haga, M. and Suzuki, S.), 1999. 三浦半島葉山層群下部から産出した珪藻化石. *Diatom*, **15**, 119–125.

平田大二 (Hirata, D.), 2012. 葉山－嶺岡構造帯の解明に向けて－総合研究「葉山－嶺岡構造帯の地球科学的研究」の総括にかえて－. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学), (14), 1–10.

平田大二・山下浩之・鈴木和恵・平田岳史・李 毅兵・昆 慶明 (Hirata, D., Yamashita, H., Suzuki, K., Hirata, T., Li, Y. and Kon., Y.), 2010. プロト伊豆－マリアナ島弧の衝突付加テクトニクスレビューー. 地学雑誌, **119** (6), 1125–1160.

平田大二・蟹江康光・柴田健一郎・浅見茂雄・倉持卓司・倉持敦子・小泉明裕・松島義章 (Hirata, D., Kanie, Y., Shibata, K., Asami, S., Kuramochi, T., Kuramochi, A., Koizumi, A. and Matsushima, Y.), 2012. 神奈川県南東部三浦半島にみられる田越川不整合の再検証. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学), (14), 103–116.

石浜佐栄子・山下浩之・平田大二・小田原 啓・檀原 徹・岩野英樹・林 広樹・井崎雄介 (Ishihama, S., Yamashita, H., Hirata, D., Odawara, K., Danhara, T., Iwano, H., Hayashi, H. and Izaki, Y.) 2012. 大磯丘陵に分布する新第三系の微化石年代とフィッション・トラック年

- 代．神奈川県立博物館調査研究報告（自然科学），（14）：137-144.
- Iwano, H., Orihashi, Y., Hirata, T., Ogasawara, M., Danhara, T., Horie, K., Hasebe, N., Sueoka, S., Tamura, A., Hayasaka, Y., Katsube, A., Ito, H., Tani, K., Kimura, J., Chang, Q., Kouchi, Y., Haruta, Y. and Yamamoto, K., 2013. An inter-laboratory evaluation of OD-3 zircon for use as a secondary U-Pb dating standard. *Island Arc*, **22** (3), 382-394.
- Jochum, K.P., Pfänder, J., Woodhead, J. D., Willbold, M., Stoll, B., Herwig, K., Amini, M., Abouchami, W. and Hofmann, A. W. (2005). MPI-DING glasses: New geological reference materials for in situ Pb isotope analysis. *Geochemistry Geophysics Geosystems* **6**, 1525-2027.
- 亀尾浩司・三田 勲・藤岡 導明 (Kameo, K., Mita, I. and Fujioka, M.) , 2002. 房総半島に分布する安房層群天津層（中部中新統～下部鮮新統）の石灰質ナンノ化石層序．地質学雑誌, **108** (12), 813-829.
- 蟹江康光 (Kanie, Y.) , 1999. 三浦半島と東京湾・房総半島の新生界地質構造．神奈川県立博物館調査研究報告（自然科学），（9）, 79-94, 神奈川県立生命の星・地球博物館．
- 蟹江康光・浅見茂雄 (Kanie, Y. and Asami, S.) , 1995. 三浦半島の中新統葉山層群の層序と年代．横須賀市文化財調査報告書, (29) , 13-17.
- 蟹江康光・岡田尚武・笹原由紀・田中浩紀 (Kanie, Y., Okada, H., Sasahara, Y. and Tanaka, H.) , 1991. 三浦・房総半島新第三紀三浦層群の石灰質ナンノ化石年代および対比．地質学雑誌, **97** (2) , 135-155.
- Kasuya, M., 1987. Comparative study of Miocene Fission-Track chronology and magneto-biochronology. *Sci. Repts. Tohoku Univ., 2nd ser., (Geol.)*, **58** (1) , 93-106.
- 河尻清和 (Kawajiri, K.) , 2012. 神奈川県域に分布する四万十帯の地質．

- 神奈川県立博物館調査研究報告（自然科学），（14）：163-174.
- 巨智部忠承（Kochibe, T.）, 1888. 20 万分の 1 地質図幅「上総」および説明書. 地質調査所.
- 小池 清（Koike, K.）, 1949, 房総半島中部の地質（I）. 東京大学立地研究所研究報告，（3）, 22-26.
- 小池 清（Koike, K.）, 1957, 南関東の地質構造発達史（遺稿）. 地球科学，（34）, 1-16.
- 小泉明裕・平田大二・松島義章・長谷川善和・蟹江康光（Koizumi, A., Hirata, D., Matsushima, Y., Hasegawa, Y. and Kanie, Y.）, 1994. 逗子市桜山「鑑摺の不整合」露頭の再記載. 神奈川自然誌資料，（16）, 45-50, 神奈川県立博物館.
- Ling, H. Y. and Kurihara, K., 1972. Foraminifera from the Hayama Group, Miura Peninsula. *Trans. Paleont. Soc. Japan, N.S.*, (83) , 131-142.
- 三田 勲・高橋雅紀（Mita, I. and Takahashi, M.）, 1998. 房総半島，中部中新統木の根層および天津層下部の石灰質ナンノ化石層序. 地質学雑誌，**104**（12）, 877-890.
- 三土知芳（Mitsuchi, T.）, 1935. 千葉図幅（7 万 5 千分の 1）および同地質説明書. 地質調査所, 25p.
- 三土知芳（Mitsuchi, T.）, 1937. 茂原図幅（7 万 5 千分の 1）. 地質調査所, 25p.
- 三梨 昂・矢崎清貫（Mitsunashi, T. and Yazaki, K.）, 1968. 2 万 5 千分の 1 日本石油・ガス田図 6, 「三浦半島」. 地質調査所.
- 三梨 昂・菊池隆男・鈴木尉元・平山次郎・中島輝元・岡 重文・小玉喜三郎・堀口万吉・桂島 茂・宮下美智夫・矢崎清貫・影山邦夫・奈須紀幸・加々美英雄・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・青木津 (Mitsunashi, T., Kikuchi, T., Suzuki, Y., Hirayama, J., Nakajima, T., Oka, S., Kodama, K., Horiguchi, M., Katsurajima, S., Miyashita, M., Yazaki, K., Kageyama, K., Nasu, N., Kagami, H., Honza, E., Kimura, M., Nirei, H., Higuchi, S., Hara, Y., Huruno, K., Endo, T., Kawashima, S. and Aoki, S.) , 1979. 東京湾とその周辺地域の地質. 特殊地質図, 20, 10 万分の 1 地質図説明書, 地質調査所, 91pp.
- 本山 功・高橋雅紀 (Motoyama, I. and Takahashi, M.) , 1997. 房総半島, 中部中新統木の根層および天津層の放散虫化石層序. 石油技術協会誌, **62** (3) , 226–238.
- 中嶋輝充・渡辺真人 (Nakajima, T. and Watanabe, M.) , 2005. 富津地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 102 p .
- 中嶋輝充・牧本 博・平山次郎・徳橋秀一 (Nakajima, T. , Makimoto, H., Hirayama, J. and Tokuhashi, S.) , 1981. 鴨川地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所.
- 成瀬 洋・杉村 新・小池 清 (Naruse, Y., Sugimura, A. and Koike, K.) , 1951. 房総南端－新第三紀層. 地質学雑誌, **57**, 511–526.
- 新井田秀一 (Niida, S.) , 2021. 地球観測衛星画像や DEM を用いた神奈川の地形判読. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学) , (16) , 181–190.
- 新妻信明 (Niitsuma, N.) , 1976. 房総半島における古地磁気層位学. 地質学雑誌, **82**, 163–181.
- Oda, M., 1977. Planctonic foraminiferal biostratigraphy of the Late Cenozoic sedimentary sequence, central Japan. *Sci. Repts. Tohoku Univ., 2nd ser.*,

(*Geol.*), 48 (1) , 1–72.

小川勇二郎 (Ogawa, Y.) ,1981. 三浦房総半島の第三紀テクトニクス. 月刊地球, **3** (7) , 411–419.

小川勇二郎・石丸恒存 (Ogawa, Y. and Ishimaru, K.) , 1991. 房総半島南部江見海岸における江見層群の地質構造. 地学雑誌, **100** (4) , 530–539.

岡田尚武 (Okada, H.) , 1995. 三浦半島中央部の葉山層群の石灰質ナノ化石年代. 横須賀市文化財調査報告書, (29) , 23–29.

Okada, H. and Bukry, D., 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude biostratigraphic zonation (Bukry, 1973;1975) . *Mar. Micropaleontol.*, **5**, 321–325.

岡田尚武・斎藤和男・金子 満 (Okada, H., Saito, K. and Kaneko, M.) , 1991. 三浦石灰質ナノナノプランクトンと凝灰岩鍵層の K-Ar 年代. 月刊地球, **13** (1) , 20–23.

大塚弥之助 (Otsuka, Y.) , 1930. 三浦半島北部の層序と神奈川県南部の最新地質時代に於ける海岸線の変化に就て. 地質学雑誌, **37**, 343–386.

大塚弥之助 (Otsuka, Y.) , 1937. 関東地方南部の地質構造[横浜－藤沢間]. 東京大学地震研彙報, **15**, 974–1040.

Riedel, W. R. and Sanfilippo, A., 1978. Stratigraphy and evolution of tropical Cenozoic radiolarians. *Micropaleontology*, **23**, 61–96, pls. 1–10.

斎藤実篤 (Saito, S.) , 1992. 房総半島南部の新生界の層位学的研究. 東北大学地質古生物研報, (93) , 1–37.

斎藤実篤・吉田武義・青木謙一郎 (Saito, S., Yoshida, T. and Aoki, K.) , 1992. 房総半島に発達する火山岩及び火砕岩類の化学組成とそのテクトニクス上の意義. 核理研研究報告, **25** (2) , 241–255.

斎藤実篤・酒井豊三郎・尾田太良・長谷川四郎・田中裕一郎 (Saito, S.,

- Sakai, T., Oda, M., Hasegawa, S. and Tanaka, Y.) , 1991. 房総半島南部の三浦層群－陸化した現世前弧域－. 月刊地球, **13** (1) , 15–19.
- 坂倉勝彦 (Sakakura, K.) , 1935. 千葉県小櫃川流域の層序 (その 1) , (その 2) . 地質学雑誌, **42**, 685–712, 758–784.
- 沢村孝之助 (Sawamura, K.) , 1973, 三浦・房総両半島中新統の化石珪藻による対比. 地質調査所月報, **24** (7) , 327–338.
- 沢村孝之助・中嶋輝充 (Sawamura, K. and Nakajima, T.) , 1980, 房総半島中新統の珪質鞭毛藻化石群集による層序区分. 地質調査所月報, **31** (7) , 333–345.
- Sanfilippo, A. and Nigrini, C., 1998. Code numbers for Cenozoic low latitude radiolarian biostratigraphic zone and GPTS conversion tables. *Marine Micropaleontology*, **33**, 109–156.
- Shikama, T., 1973. Molluscan assemblages of basal part of the Zushi formation in the Miura Peninsula. *Sci. Repts. Tohoku Univ., 2nd ser., (Geol.)*, Special Volume, **6** (Hatai Memorial Volume) , 179–204, 10 fig., 4 tables, pls., 16–17.
- 鈴木 進 (Suzuki, S.) , 2012. 神奈川県東部の三浦半島に分布する中新統葉山層群の放散虫化石年代. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学) , (14) , 65–74.
- 鈴木 進・蟹江康光 (Suzuki, S. and Kanie, Y.) , 2010. 神奈川県南東部の葉山層群と三浦層群から産出した放散虫化石による生層序. 横須賀市博物館研究報告 (自然) , (57) , 1–17.
- 鈴木 進・蟹江康光, 2012a. 神奈川県東部三浦半島に分布する中新統三浦層群三崎層の放散虫化石年代. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学) , (14): xx-xx, 神奈川県立生命の星・地球博物館.

- 鈴木 進・蟹江康光, 2012b. 神奈川県南東部に分布する鮮新統池子層の放散虫化石年代. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学), (14): 127-136, 神奈川県立生命の星・地球博物館.
- 鈴木 敏 (Suzuki, T.), 1887. 20 万分の 1 地質図幅「横浜」および説明書. 地質調査所.
- 鈴木 敏 (Suzuki, T.), 1888. 20 万分の 1 地質図幅「東京」および説明書. 地質調査所.
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂・岡 重文・卜部厚志・遠藤 毅・堀口 万吉・江藤哲人・菊池隆男・山内靖喜・中嶋輝充・徳橋秀一・楡井 久・原 雄・中山俊雄・奈須紀幸・加賀美英雄・木村政昭・本座栄一 (Suzuki, Y., Kodama, K., Mitsunashi, T., Oka, S., Urabe, A., Endo, T., Horiguchi, M., Eto, T., Kikuchi, T., Yamauchi, S., Nakajima, T., Tokuhashi, S., Nirei, H., Hara, Y., Nakayama, T., Nasu, N., Kagami, H., Kimura, M. and Honza, E.), 1995. 東京湾とその周辺地域の地質 (第 2 版). 10 万分の 1 特殊地質図 (20) ならびに同地質説明書, 地質調査所. 109p.
- 鈴木祐一郎・秋葉文雄・神谷昌幸 (Suzuki, Y., Akiba, F. and Kamiya, M.), 1996. 房総半島南部保田層群中の最後期漸新世珪質微化石群集. 地質学雑誌, **102** (12), 1068–1071.
- Taira, A., Tokuyama, H. and Soh, W., 1989. Accretion tectonics and evolution of Japan. In: Z. Ben-Avraham (Ed.), *The evolution of the Pacific Ocean Margins*. Oxford Univ. Press, New York, pp. 100–123.
- Takahashi, M. and Danhara, T., 1997. Fission track age of Miocene Kn-3 Tuff in Central Japan: Towards better age-control on magneto-biostratigraphic time scale. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, **49**, 89–99.

- Takahashi, M. and Okada, T., 2001, K-Ar age of the Kn-1 Tuff in the Miocene marine sequence in the Boso Peninsula, central Japan. *Jour. Japan Assoc. Petro. Techno.*, **66** (4) , 396–403.
- Takahashi, M., Mita, I. and Okada, T., 1999, K-Ar age of the Am-4 Tuff related to the CN5a/CN5b boundary on the Miocene marine sequence in the Boso Peninsula, central Japan. *Jour. Japan Assoc. Petro. Techno.*, **64** (3) , 282–287.
- Takahashi, M., Mita, I., Watanabe, M. and Motoyama, I., 1999. Integrated stratigraphy of the Middle Miocene marine sequence in the Boso Peninsula, central Japan: a review. *Bull. Geol. Sur. Japan*, **50** (3) , 225–243.
- 高橋直樹・荒井章司 (Takahashi, N. and Arai, S.) , 1994. 房総半島三浦層群千畑層中の玄武岩礫. 岩鉱, **89**, 101–114.
- 高橋直樹・高野 仁 (Takahashi, N. and Takano, H.) , 2017. 房総半島南部加茂川平野北縁の三浦層群の地質構造. 千葉県立中央博物館自然誌研究報告特別号, (10) , 1–19.
- 高橋直樹・荒井章司・新井田秀一 (Takahashi, N., Arai, S. and Niida, S.) , 2012. 房総半島嶺岡帯の地質及び構造発達史. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学) , (14) , 25–56.
- 高橋直樹・柴田健一郎・平田大二・新井田秀一 (Takahashi, N., Shibata, K., Hirata, D. and Niida, S.) , 2016. 葉山–嶺岡帯トラバース. 地質学雑誌, **122** (8) , 375–395.
- 竹谷陽二郎 (Taketani, Y.) , 1995. 三浦半島中新統葉山層群の放散虫化石年代. 横須賀市文化財調査報告書, (29) , 35–38.
- Utsunomiya, M., Kusu, C., Majima, R., Tanaka, Y. and Okada, M., 2017.



Chronostratigraphy of the Pliocene-Pleistocene boundary in forearc basin fill on the Pacific side of central Japan: Constraints on the spatial distribution of an unconformity resulting from a widespread tectonic event. *Quaternary International*, **456**, 125–137.

山本由弦・千代延俊・神谷奈々・濱田洋平・斎藤実篤（Yamamoto, Y., Chiyonobu, S., Kamiya, N., Hamada, Y. and Saito, S.）, 2017. 付加型沈み込み帯浅部の地質構造：房総半島南部付加体-被覆層システム. 地質学雑誌, **123**（1）, 41–55.

渡辺久吉（Watanabe, H.）, 1925. 武蔵野系の基底（その一, 二）. 地学雑誌, **37**, 439–501, 584–595.

渡辺真人・高橋雅紀（Watanabe, M. and Takahashi, M.）, 1997. 房総半島, 中部中新統木の根層および天津層下部の珪藻化石層序. 石油技術協会誌, **62**（3）, 215–225.

渡辺真人・高橋雅紀（Watanabe, M. and Takahashi, M.）, 2000. 房総半島鴨川地域, 川谷ルートにおける中期中新世珪藻化石層序. 地質学雑誌, **106**（7）, 489–500.

Wiedenbeck, M., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W. L., Meier, M., Oberli, F., Von Quadt, A., Roddick, J. C. and Spiegel, W., 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **19**, 1–23.

## 10. Figures and Tables

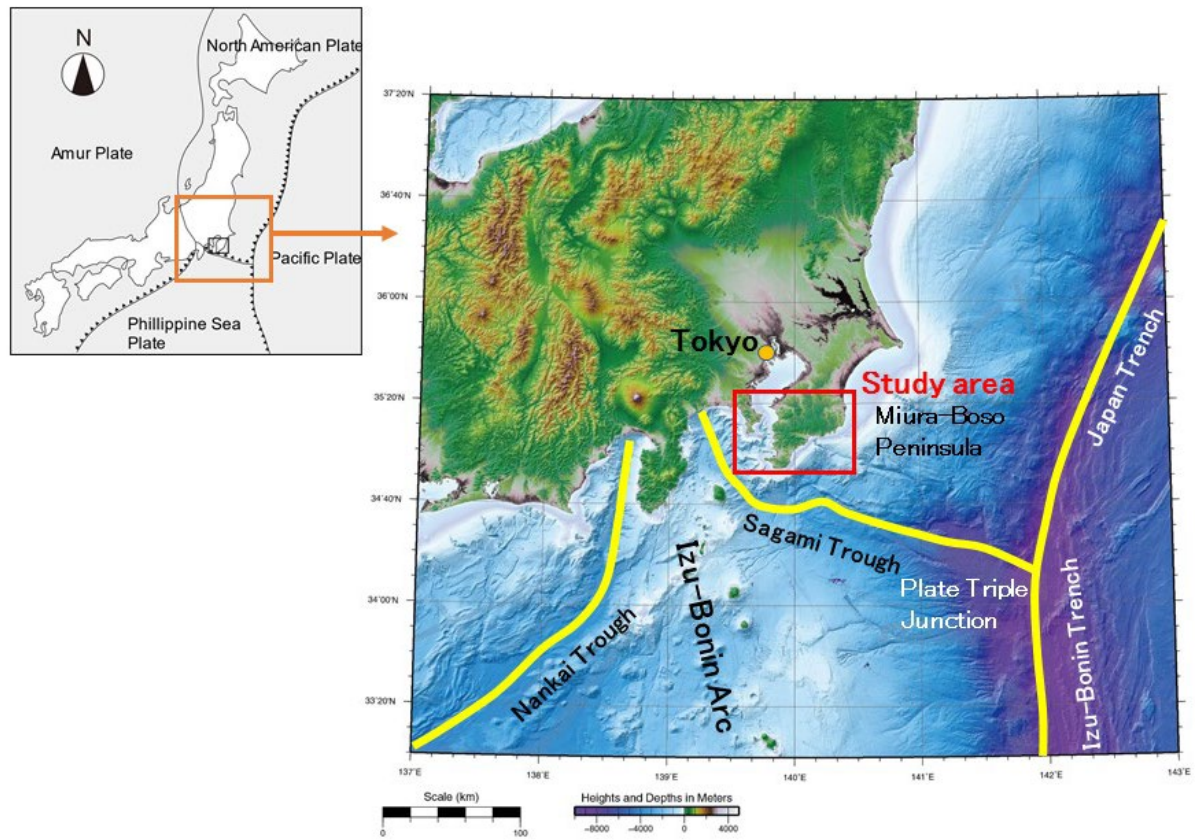


Fig. 1. Index map of study area. Color relief hillshade map from central Japan to the northern part of the Izu-Ogasawara arc. Drawing by GMT using MixDEM (Niida, 2021).

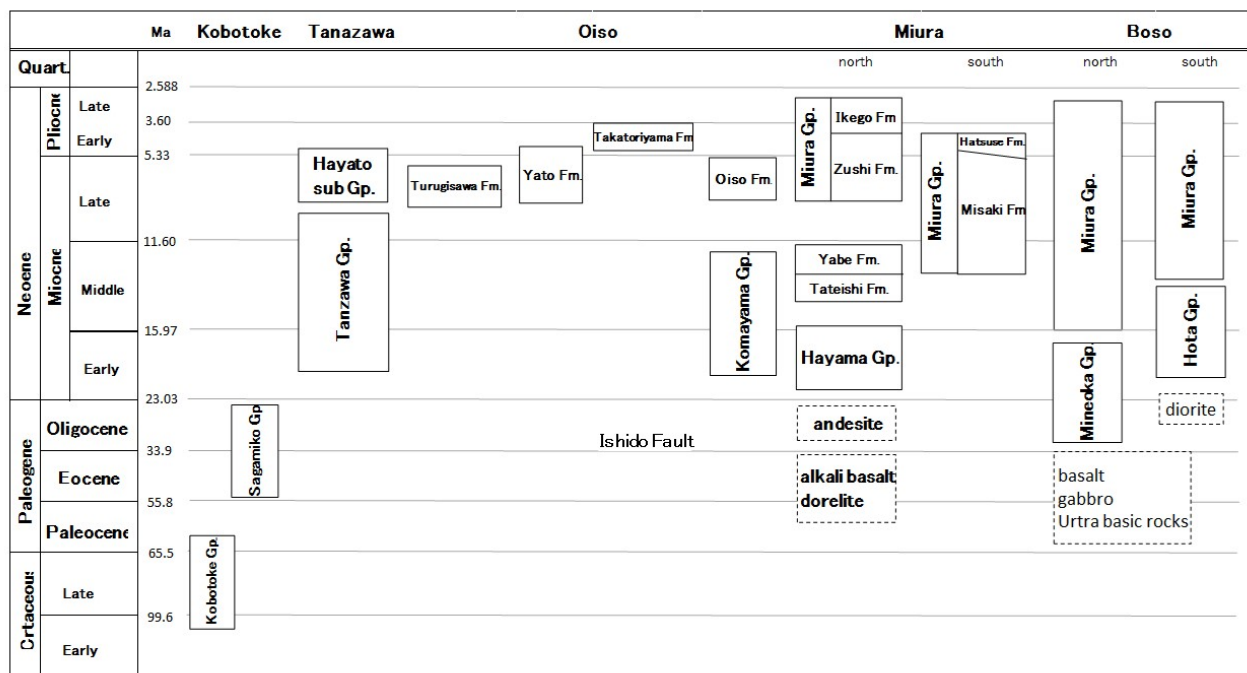


Fig. 2. Stratigraphy of southern Kanto area (after Hirata, 2012). (modified of Kanie, 1999; Ishihama et al., 2012; Kawaziri, 2012; Suzuki, 2012; Suzuki & Kanie, 2012a, b; Takahashi et al 2012).

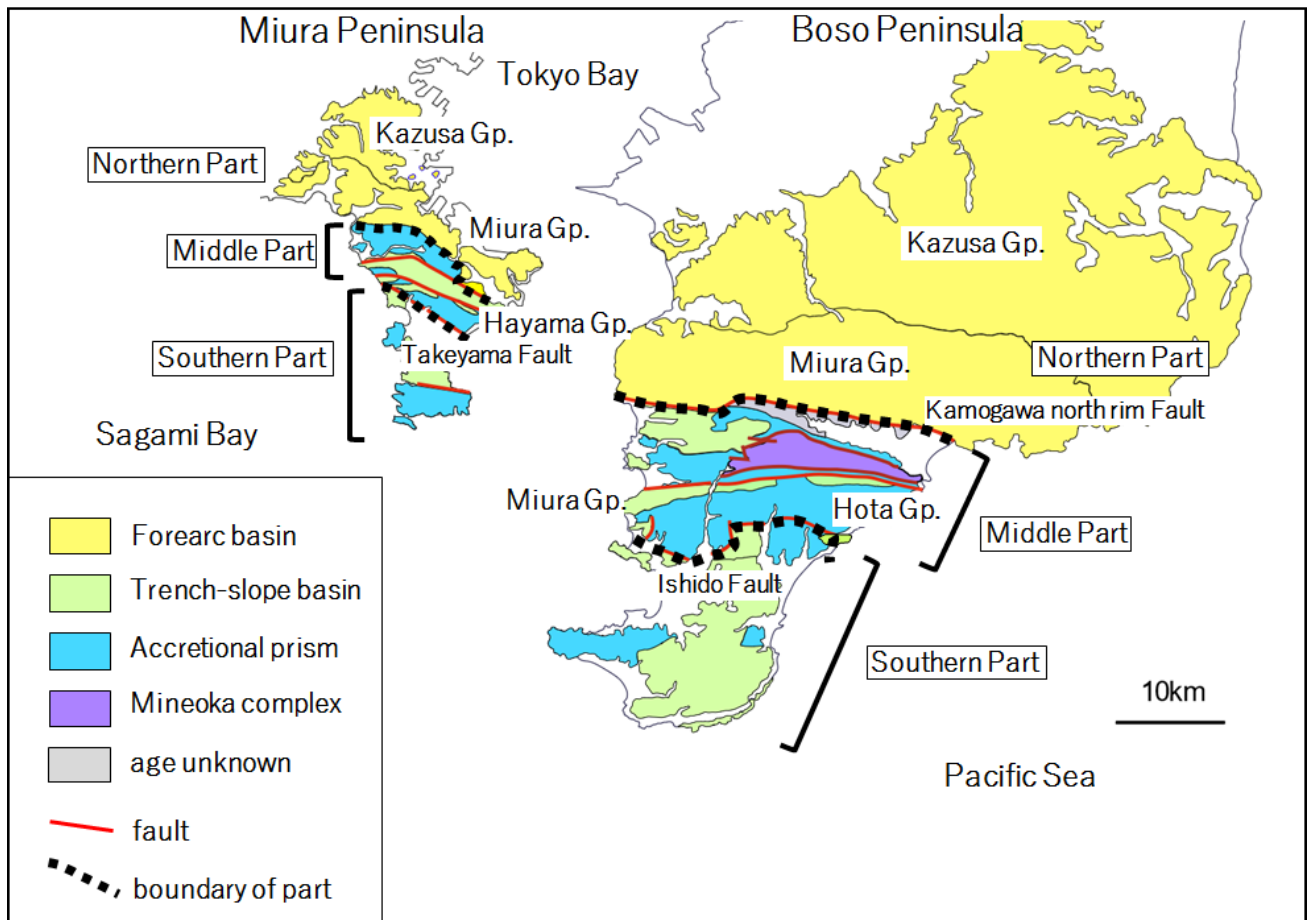


Fig. 3. Simplified geological map of the Miura and Boso Peninsulas, central Japan (after Mitsunashi et al.; 1979, Saito, 1992; Eto et al, 1998; Takahashi et al., 2016; Yamamoto et al, 2017).

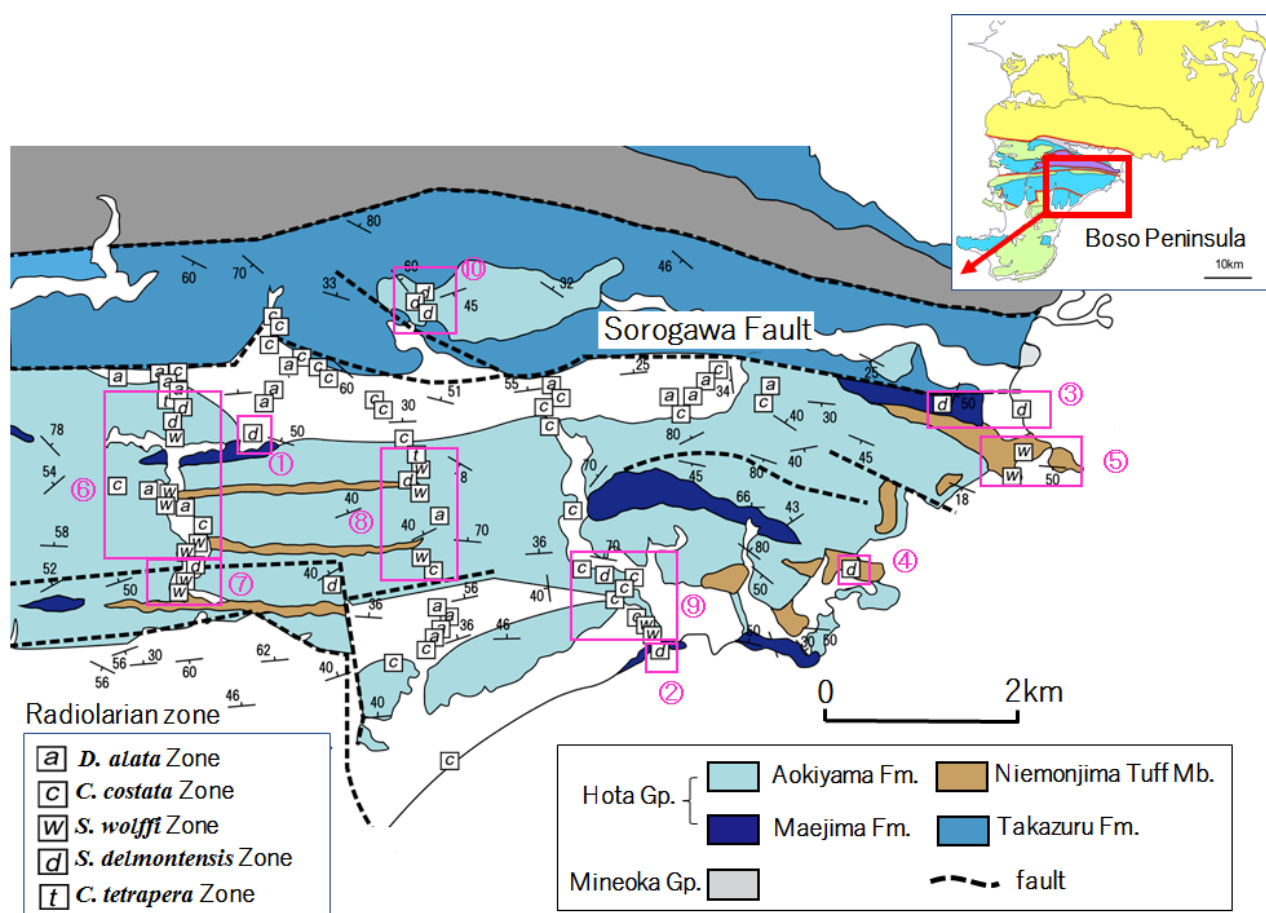


Fig. 4. Geological map of the Hota Group, which is an Early to Middle Miocene accretionary prism in the central part of the Boso Peninsula, and the radiolarian fossil zone (after Saito, 1992). Radiolarian fossil zone by Riedel and Sanfilippo (1978). In ① to ⑩, the fossil sampling areas of Saito (1992) were grouped by formation and region.

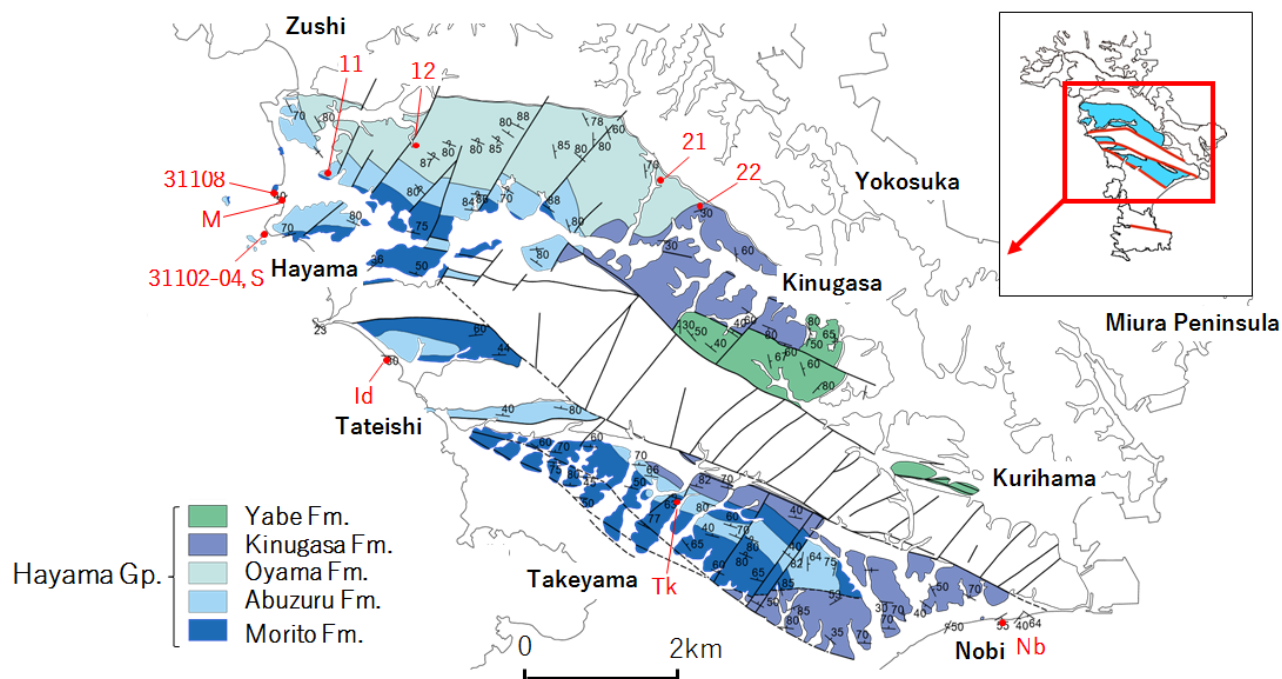


Fig. 5. Geological map of Hayama Group in the middle part of the Miura Peninsula, modified from Eto et al. (1981). The red initials and numbers are where the microfossil ages have been reported by Aida (1995), Okada (1995), Taketani (1995), Haga and Suzuki (1999) and Suzuki (2012).

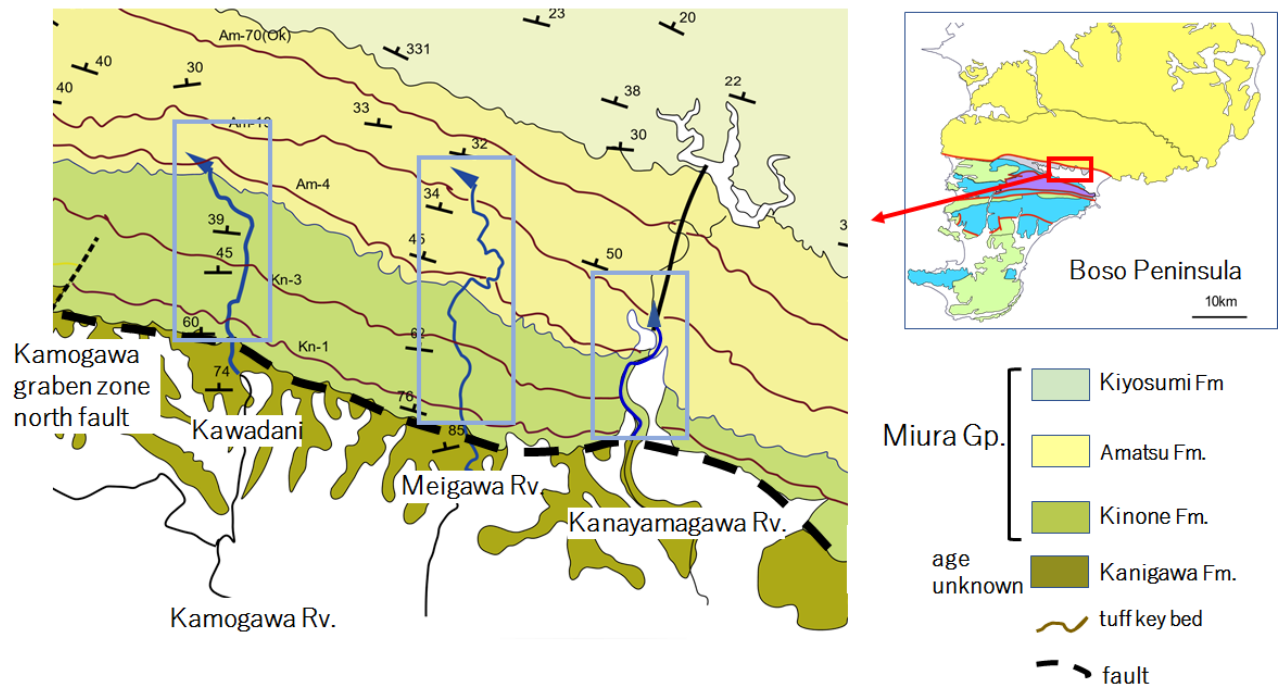


Fig. 6. Geological map of the Kamogawa area in the northern part of the Boso Peninsula, modified from Nakajima et al. (1981). The location of the Kawadani, Meigawa and Kanayamagawa sections are indicated. (after Watanabe & Takahashi, 2000)



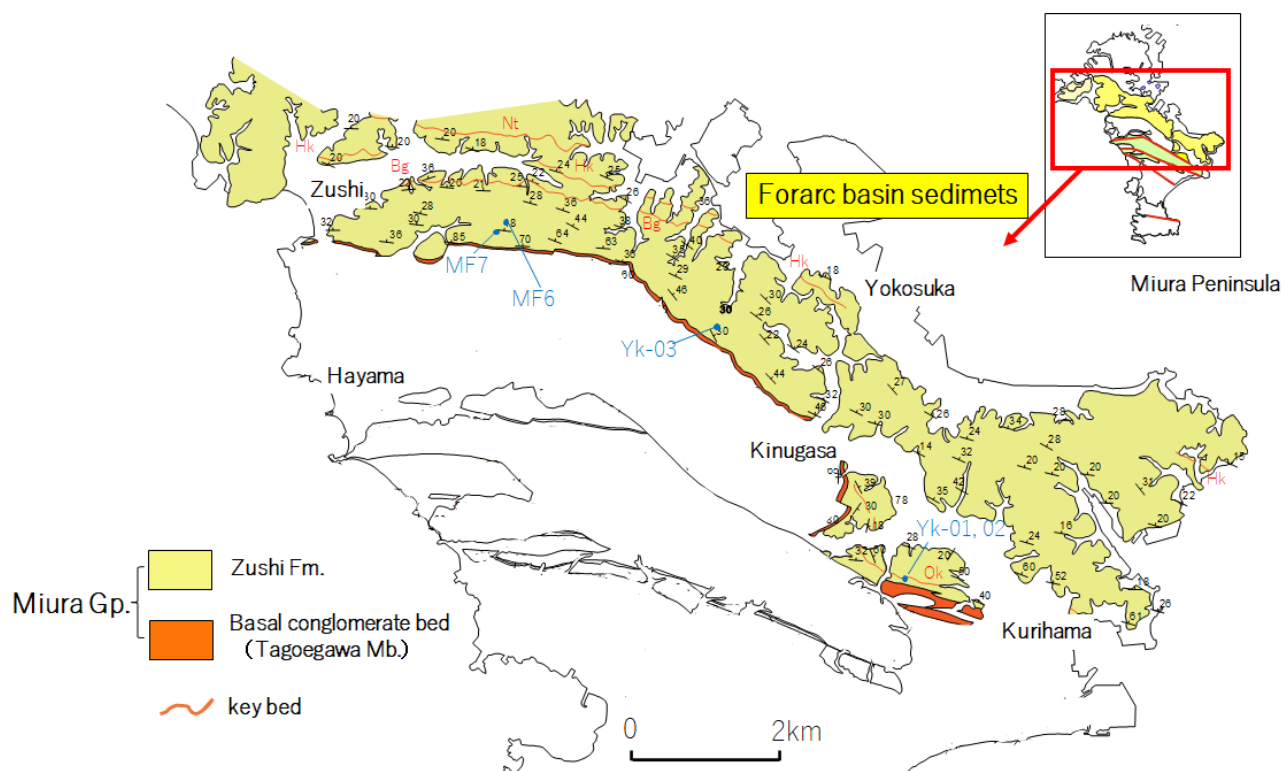


Fig. 7. Geological map of the Miura Group in the northern part of the Miura Peninsula, modified from Eto et al. (1981). The blue initials and numbers are where the microfossil ages have been reported by Eto et al. (1987) and Kanie et al. (1991).

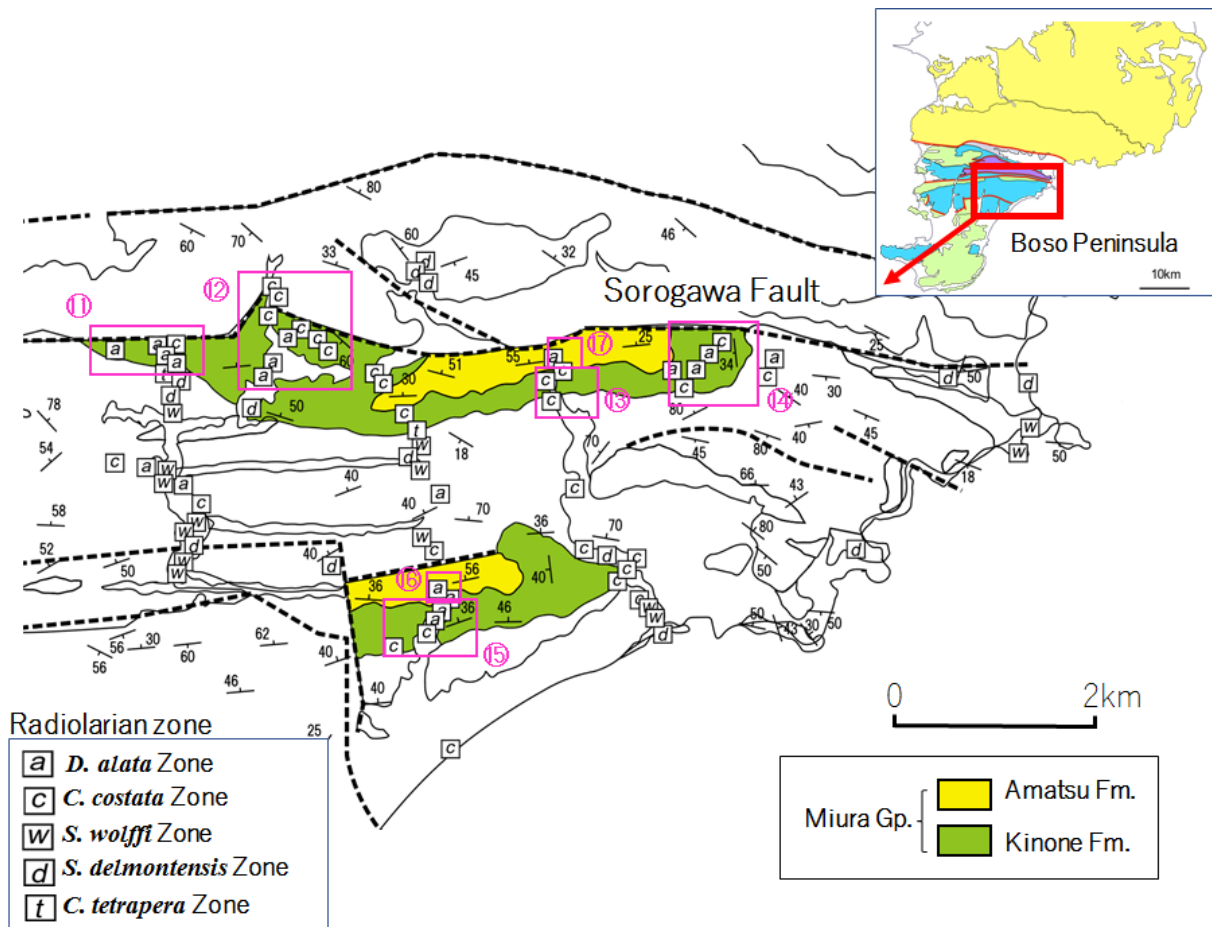


Fig. 8. Geological map of the Miura Group, which is the Middle Miocene trench slope sediments in the central part of the Boso Peninsula, and the radiolarian fossil zone (after Saito, 1992). Radiolarian fossil zone by Riedel and Sanfilippo (1978). In ⑪ to ⑰, the fossil sampling areas of Saito (1992) were grouped by formation and region.

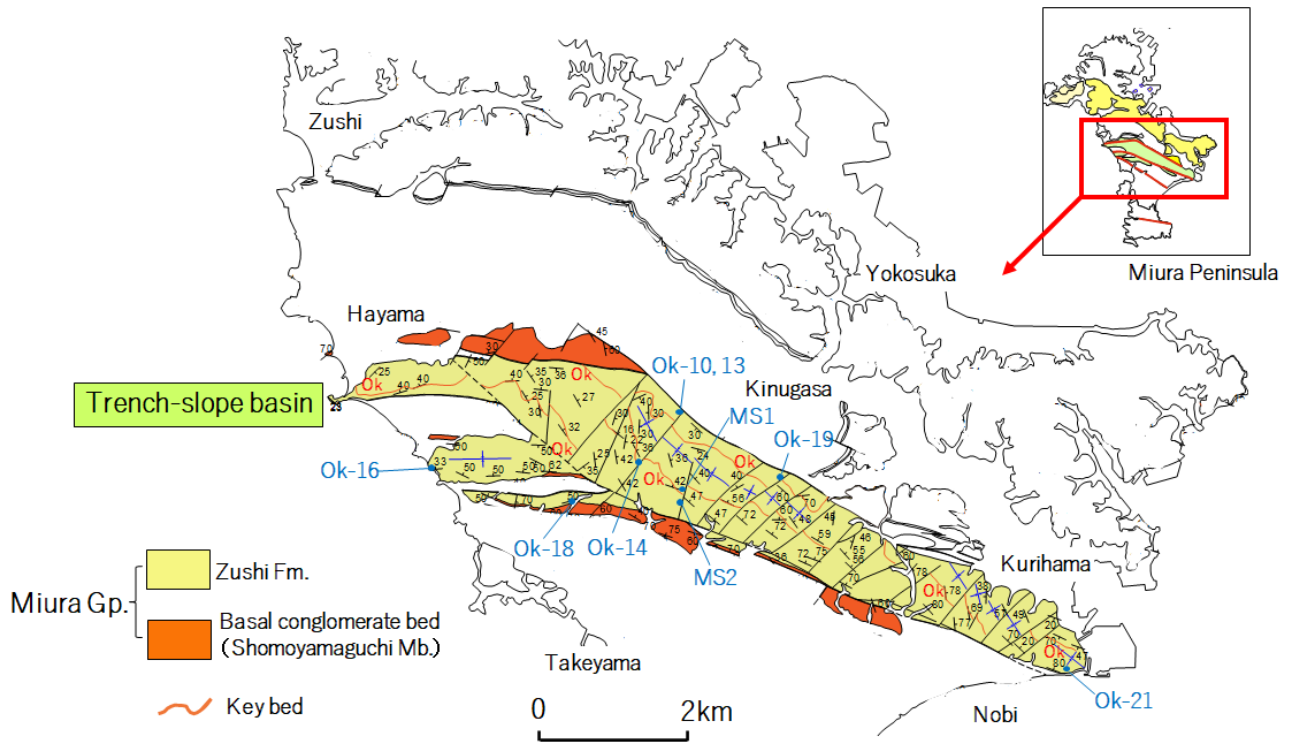


Fig. 9. Geological map of the Miura Group in the middle part of the Miura Peninsula, modified from Eto et al. (1981). The blue initials and numbers are where the microfossil ages have been reported by Eto et al. (1987) and Kanie et al. (1991).

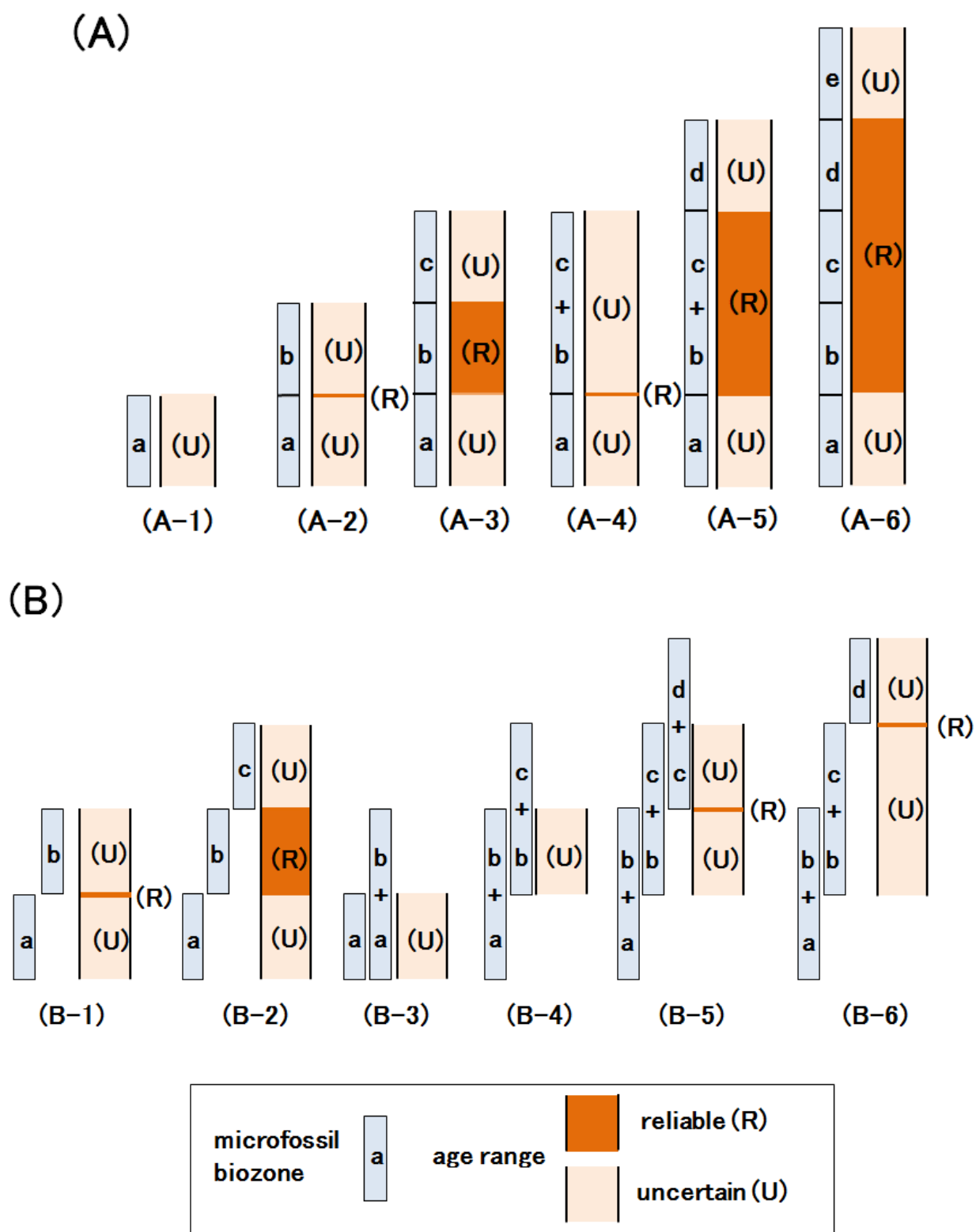


Fig. 10. Method for determining the reliable and uncertain age widths of microfossil ages. (A): For consecutive sections in one place, (B): For different sections or locations.

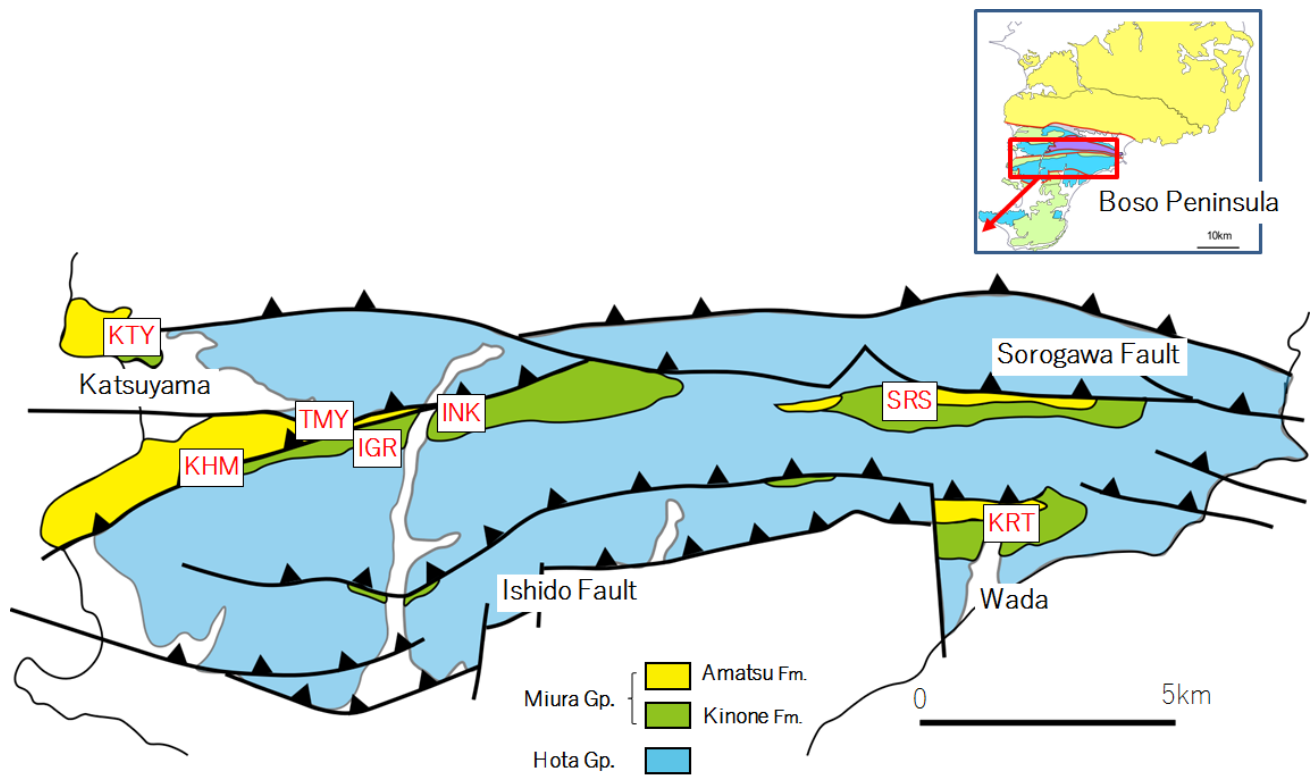


Fig. 11. Geological map of the Hota Group and Miura Group, in the central part of the Boso Peninsula (after Chiyonobu et al., 2017). KTY, KHM, TMY, IGR, INK, SRS and KRT are sampling sections of calcareous nannofossils by Chiyonobu et al. (2017).

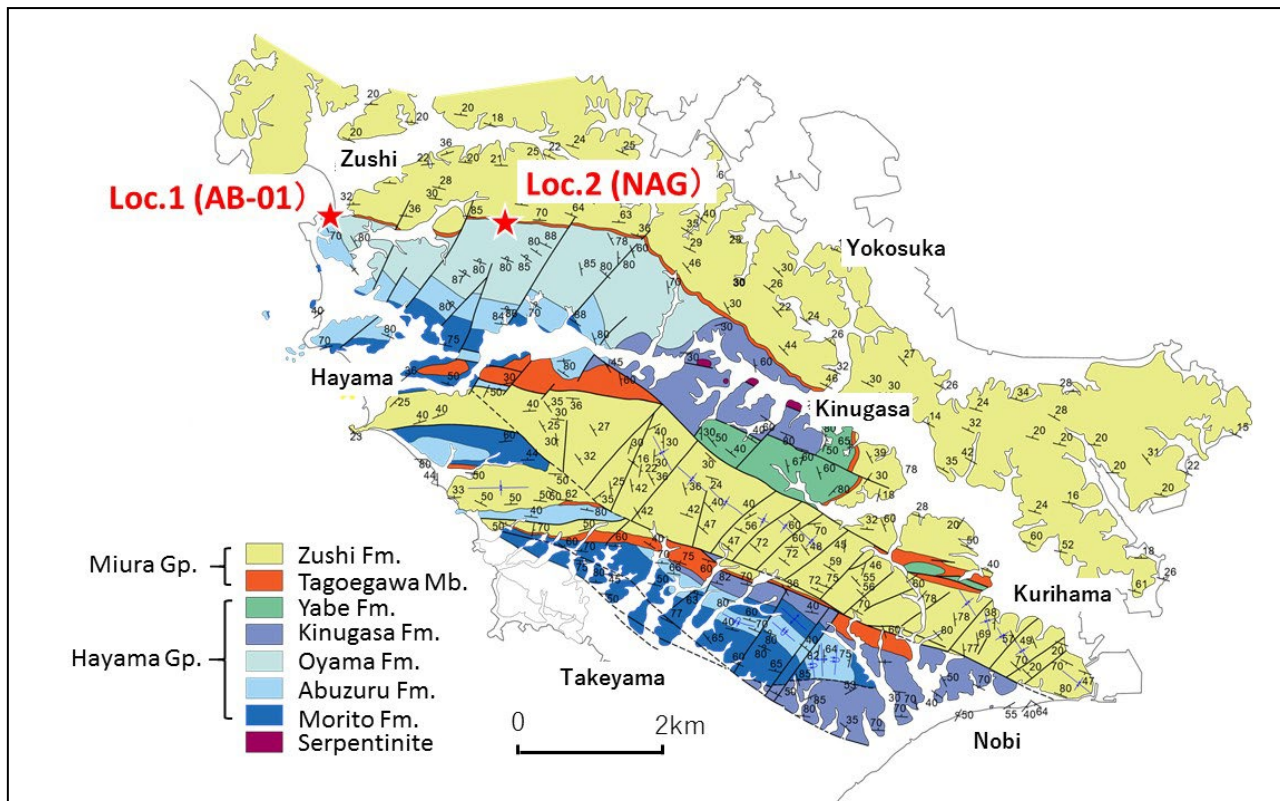


Fig. 12. Geological map of Miura Peninsula (after Eto et al., 1998). Loc.1 (AB-01) and Loc.2 (NAG) are sampling site for tuff samples dating zircon U-Pb.

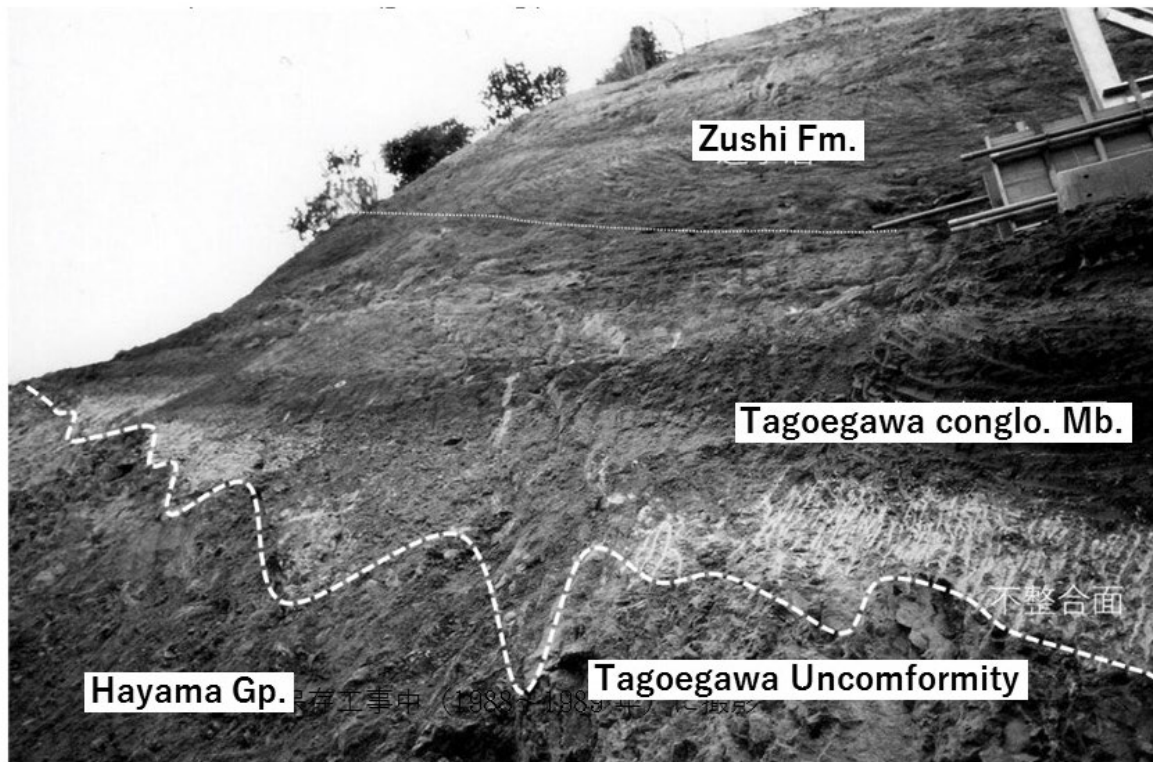


Fig. 13. Photograph of the Tagoegwa Unconformity outcrop in Sakurayama, Zushi, Kanagawa, from which the sample (Loc. 1; AB-01) was collected. (Feb.,1989)



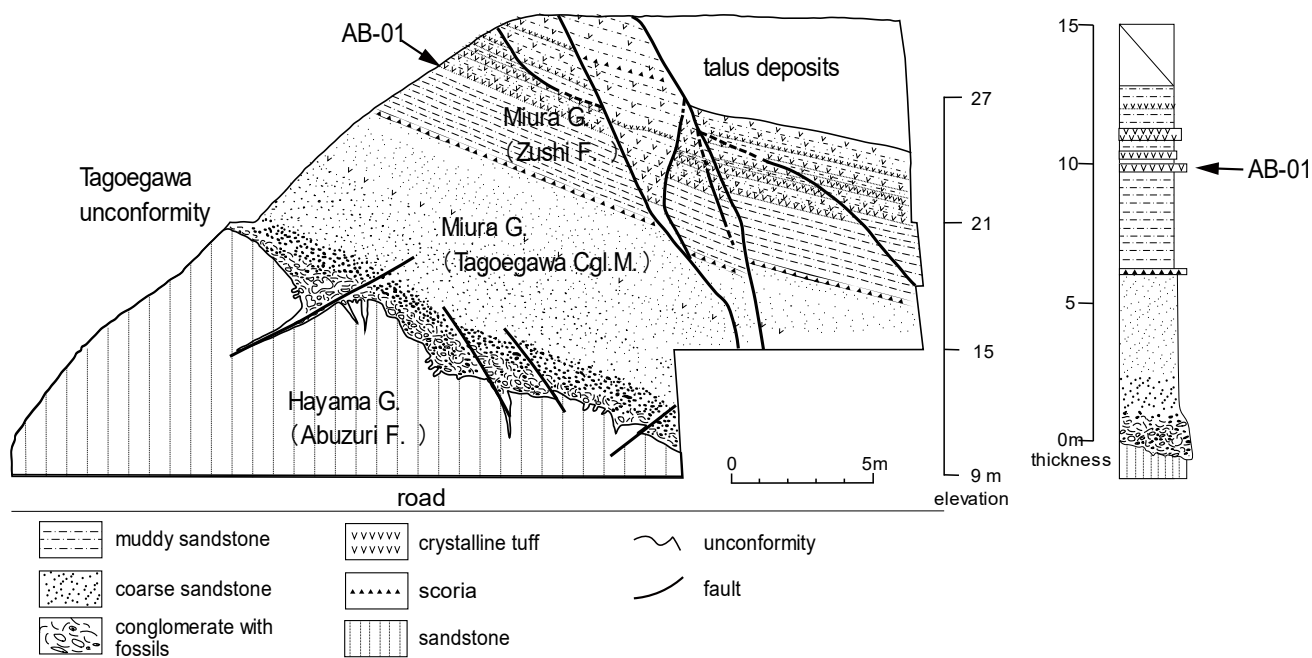


Fig. 14. Sketch and columnar section of the Tagogegwa Unconformity outcrop in Sakurayama, Zushi, Kanagawa, from which the sample (Loc. 1; AB-01) was collected. (modified from Koizumi et al., 1994)



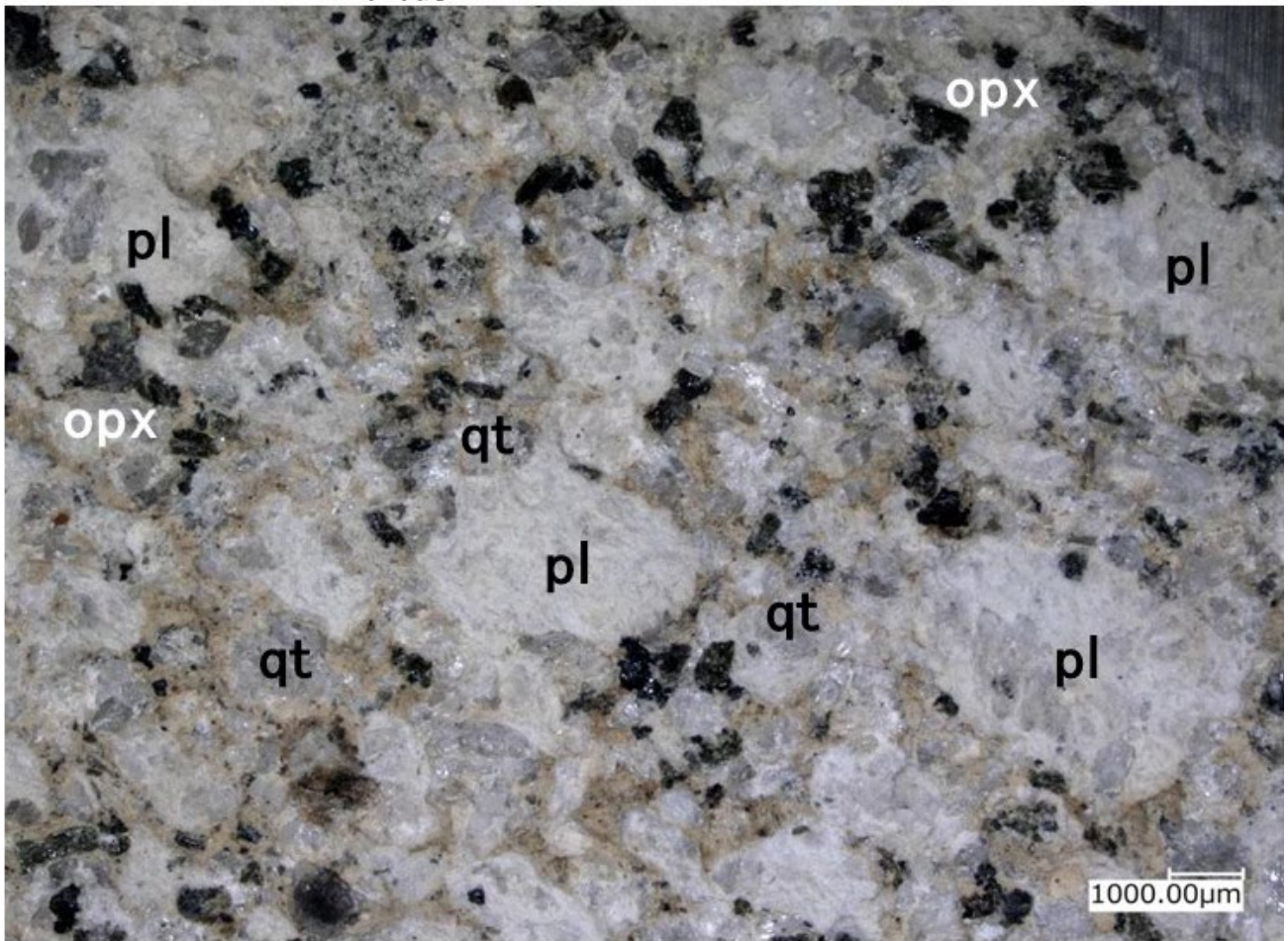


Fig.15. Digital microscope image of cut and polished surface of AB-01. pl: plagioclase, qt: quartz, opx: orthopyroxene

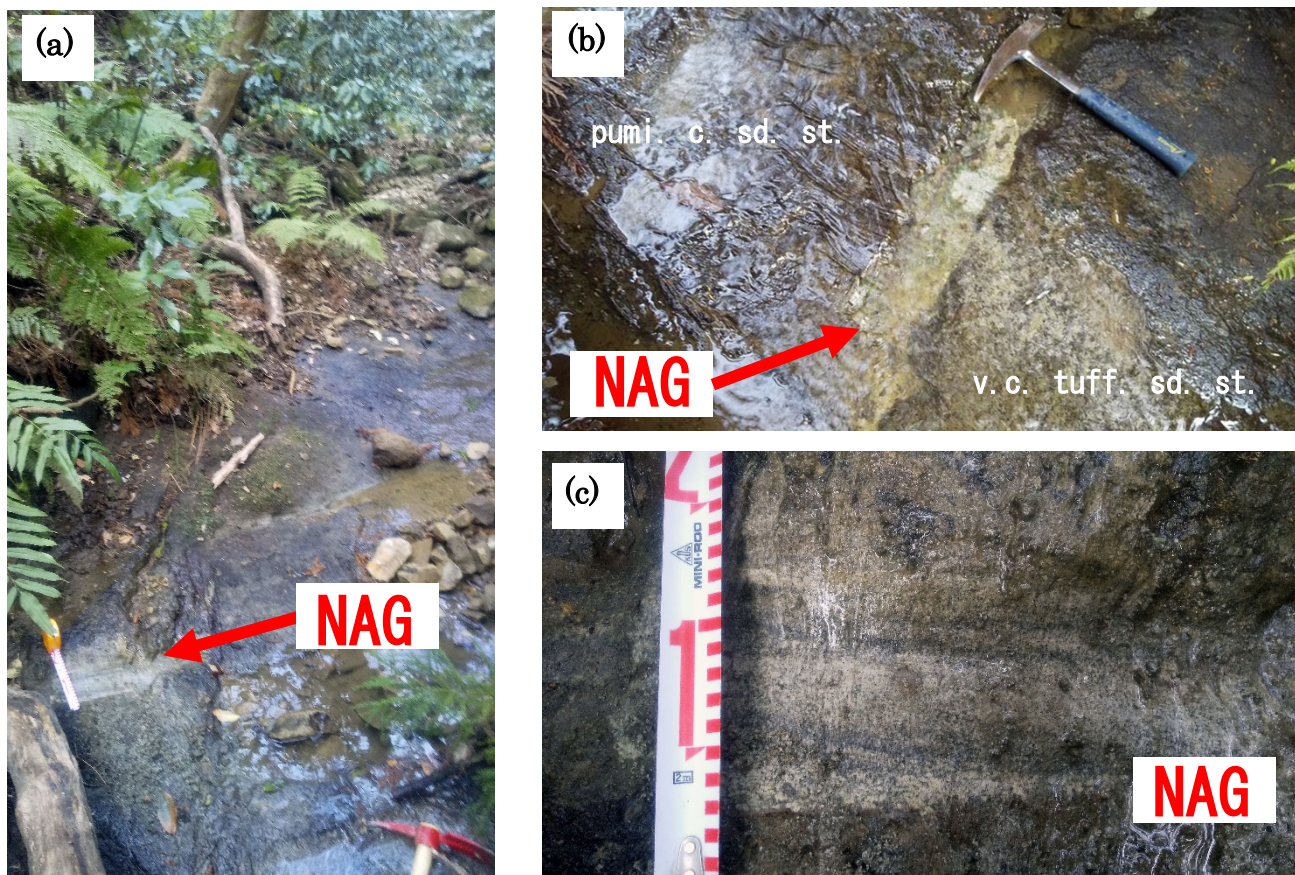


Fig. 16. (a) Photograph of outcrop Loc.2 (NAG), Nango, Zushi, Kanagawa. (b) Crystal tuff layer (NAG). (c) Close up crystal tuff layer (NAG).

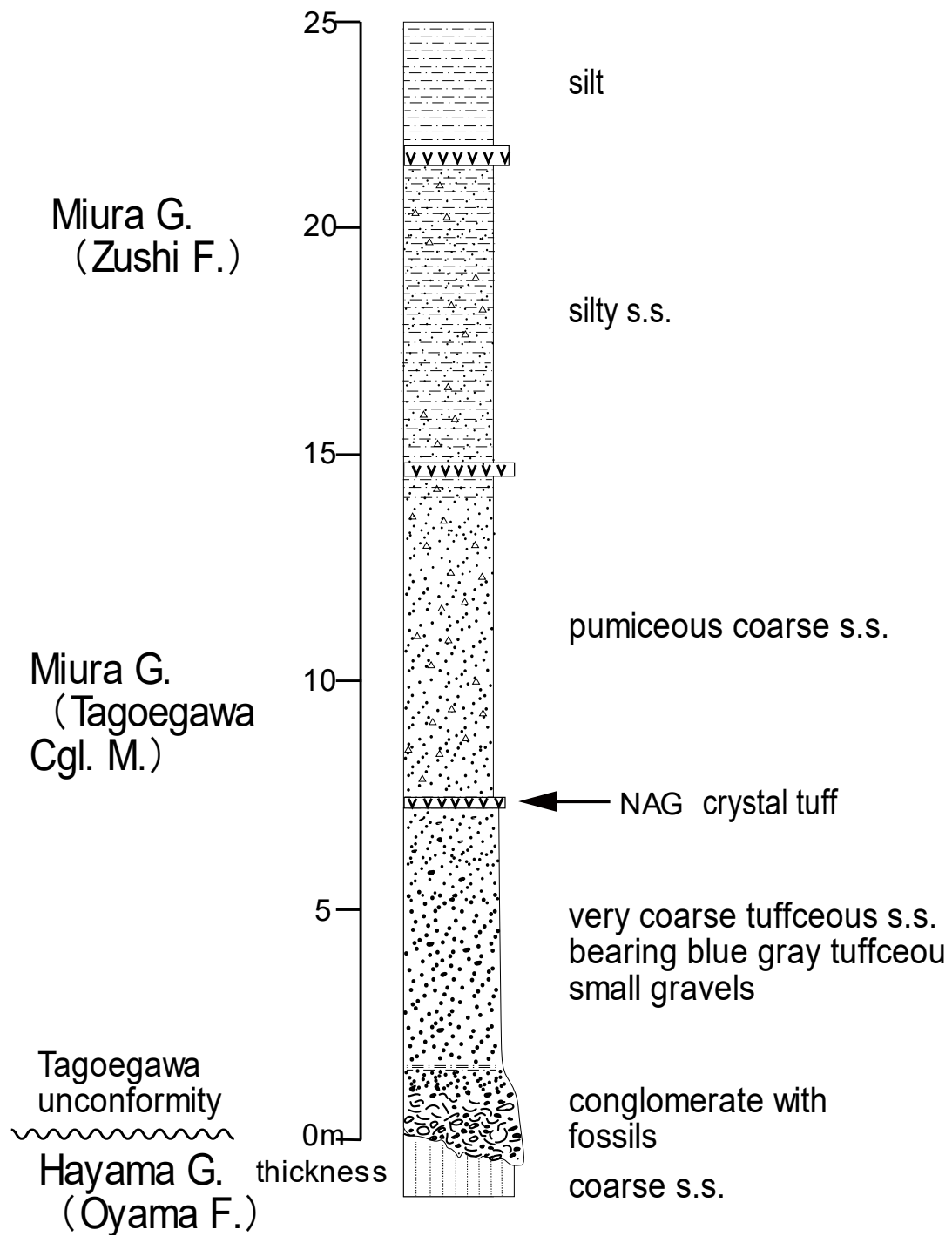


Fig. 17. Columnar section of Loc.2 (NAG), Nango, Zushi, Kanagawa.



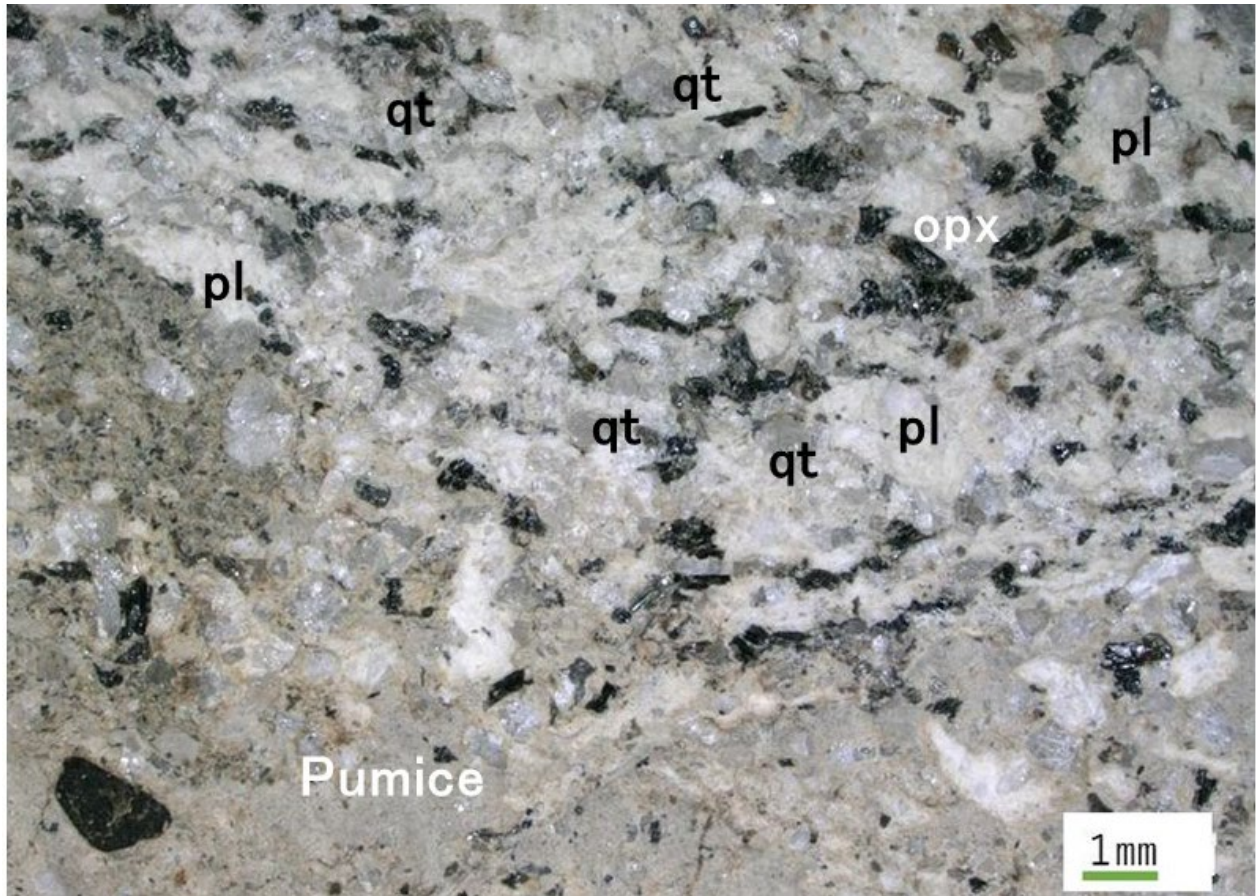


Fig. 18. Digital microscope image of cut and polished surface of sample NAG.

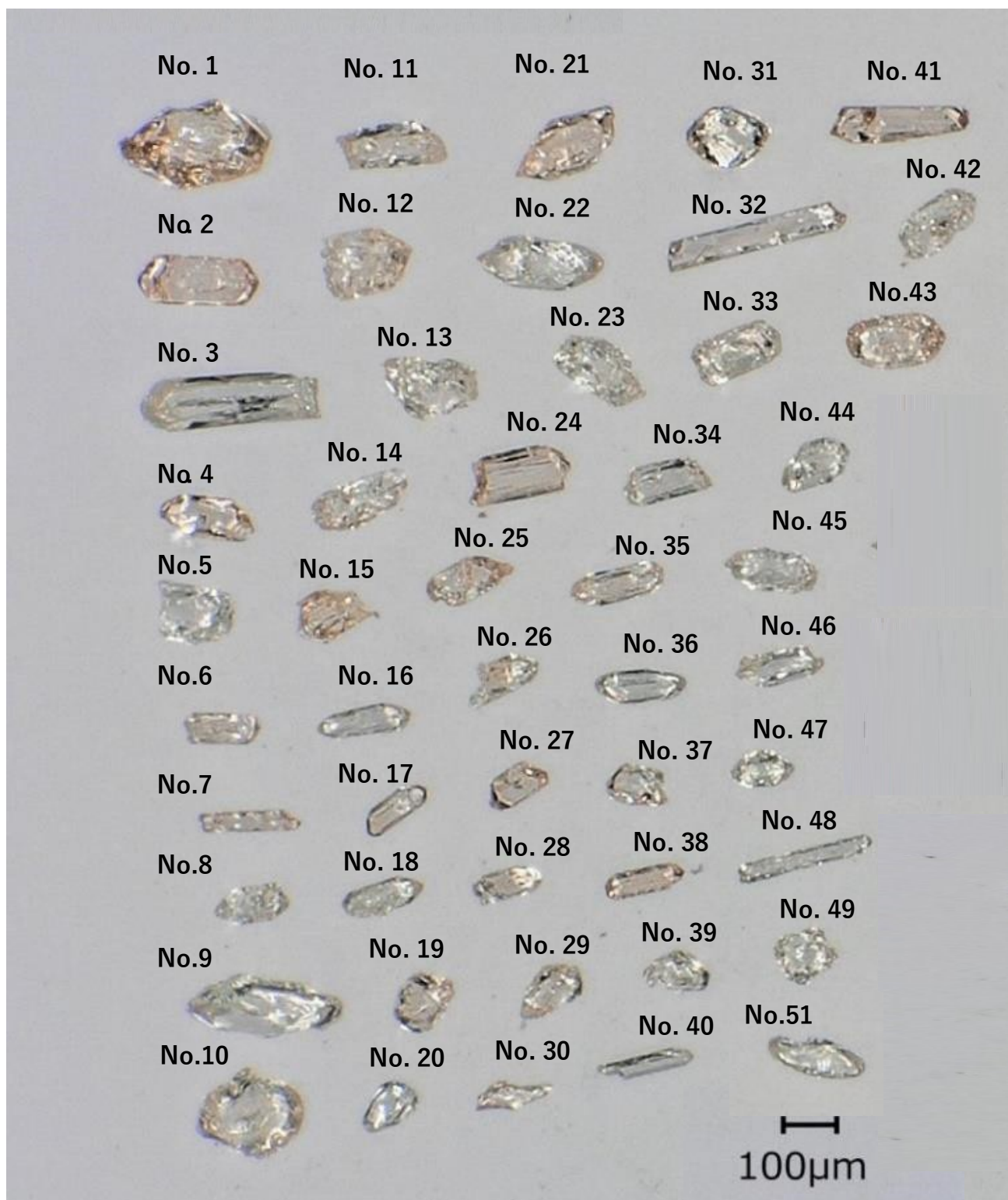


Fig. 19. Zircon particle image (50 grains) extracted from AB-01.

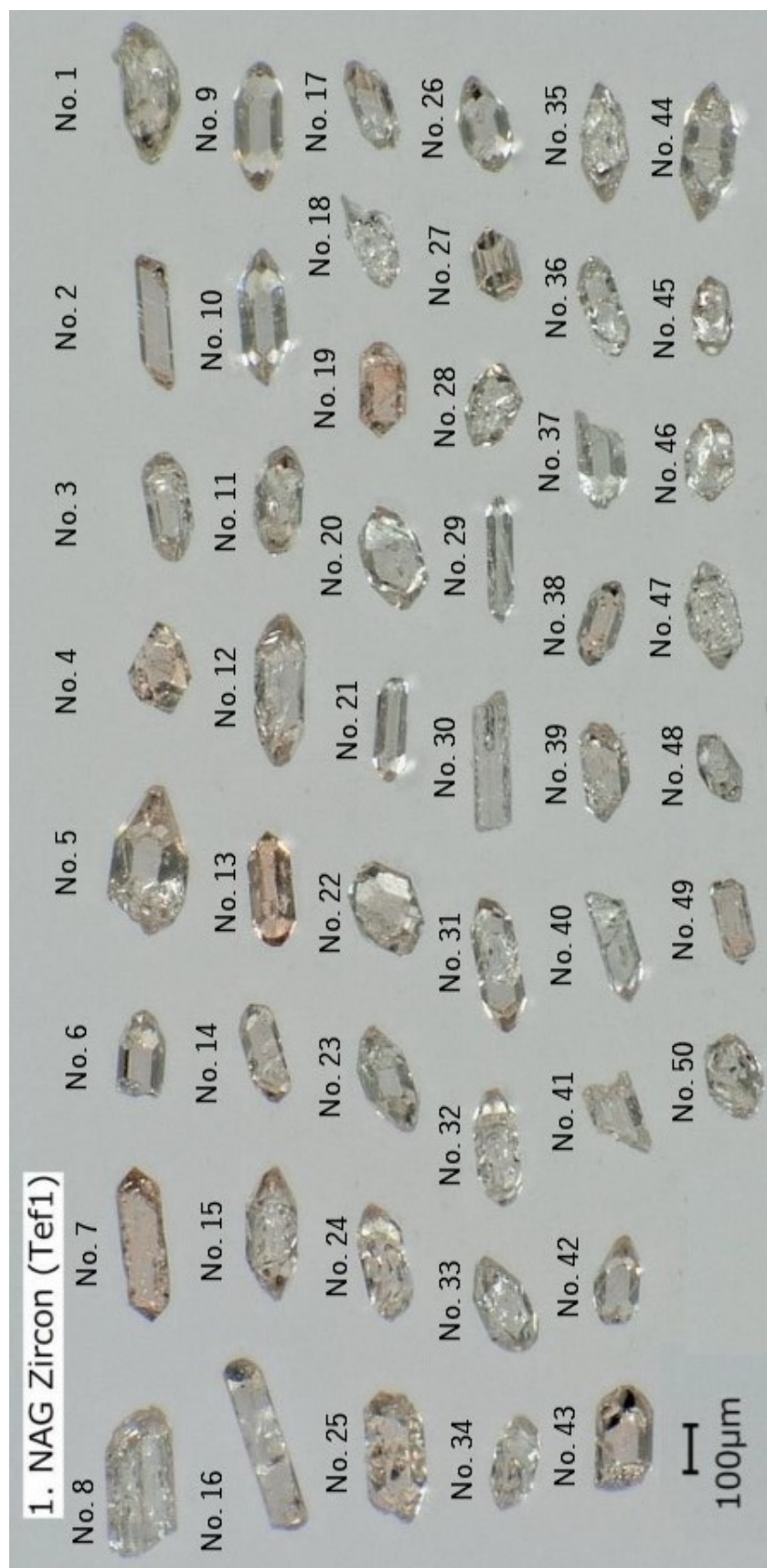


Fig. 20. Zircon particle image (50 grains) extracted from NAG sample.



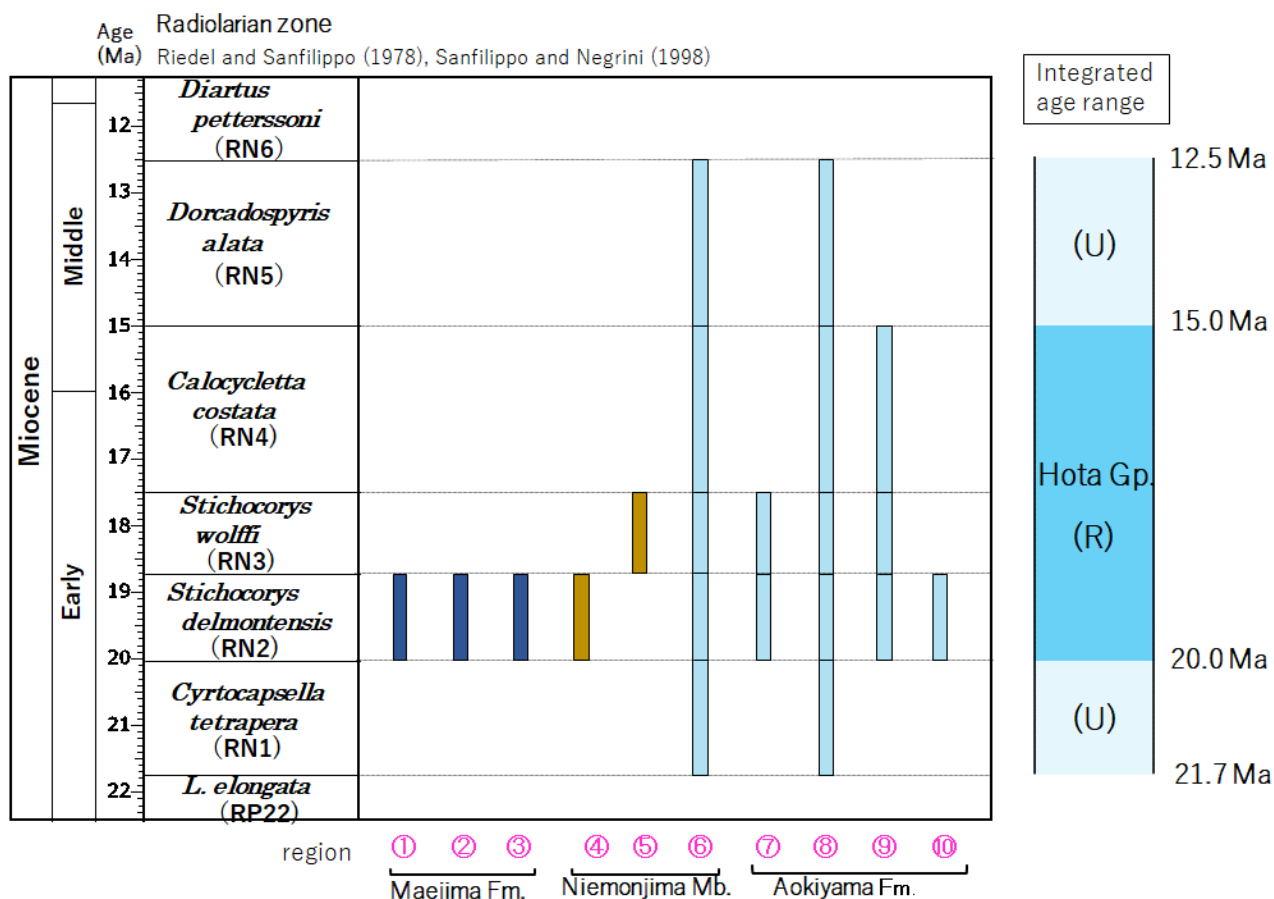


Fig. 21. Depositional age estimated from the radiolarian fossil zone of the Hota Group. ① ~ ⑩ are regions in Fig. 4. The radiolarian fossil zone is by Riedel and Sanfilippo (1978), Sanfilippo and Negrini (1998), and the numerical age of the fossil zone is by Gradstein et al. (2012). (R): reliable age range, (U); uncertain age range.

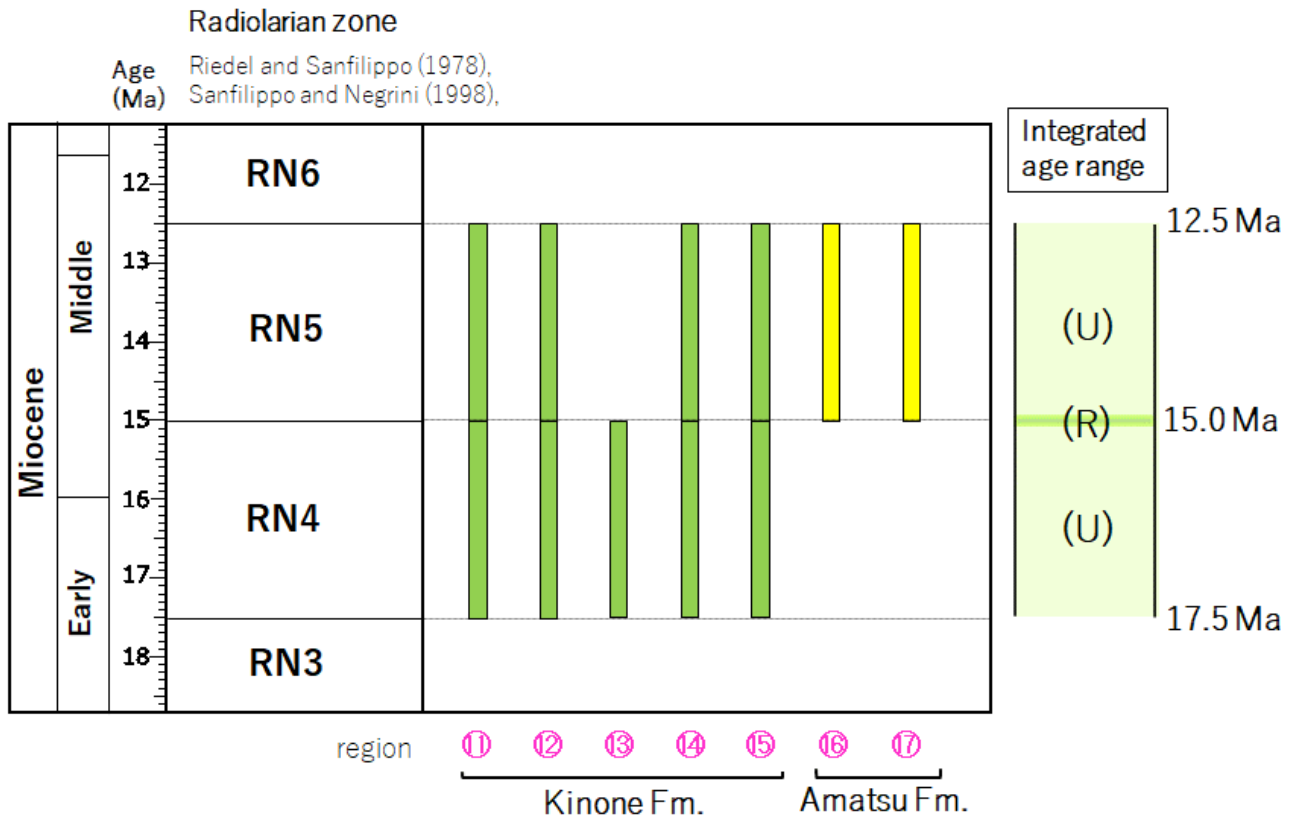


Fig. 22. Depositional age estimated from the radiolarian fossil zone of the Miura Group. ① ~ ⑩ are regions in Fig. 8. The radiolarian fossil zone is by Riedel and Sanfilippo (1978), Sanfilippo and Negrini (1998), and the numerical age of the fossil zone is by Gradstein et al. (2012). (R): reliable age range, (U); uncertain age range.



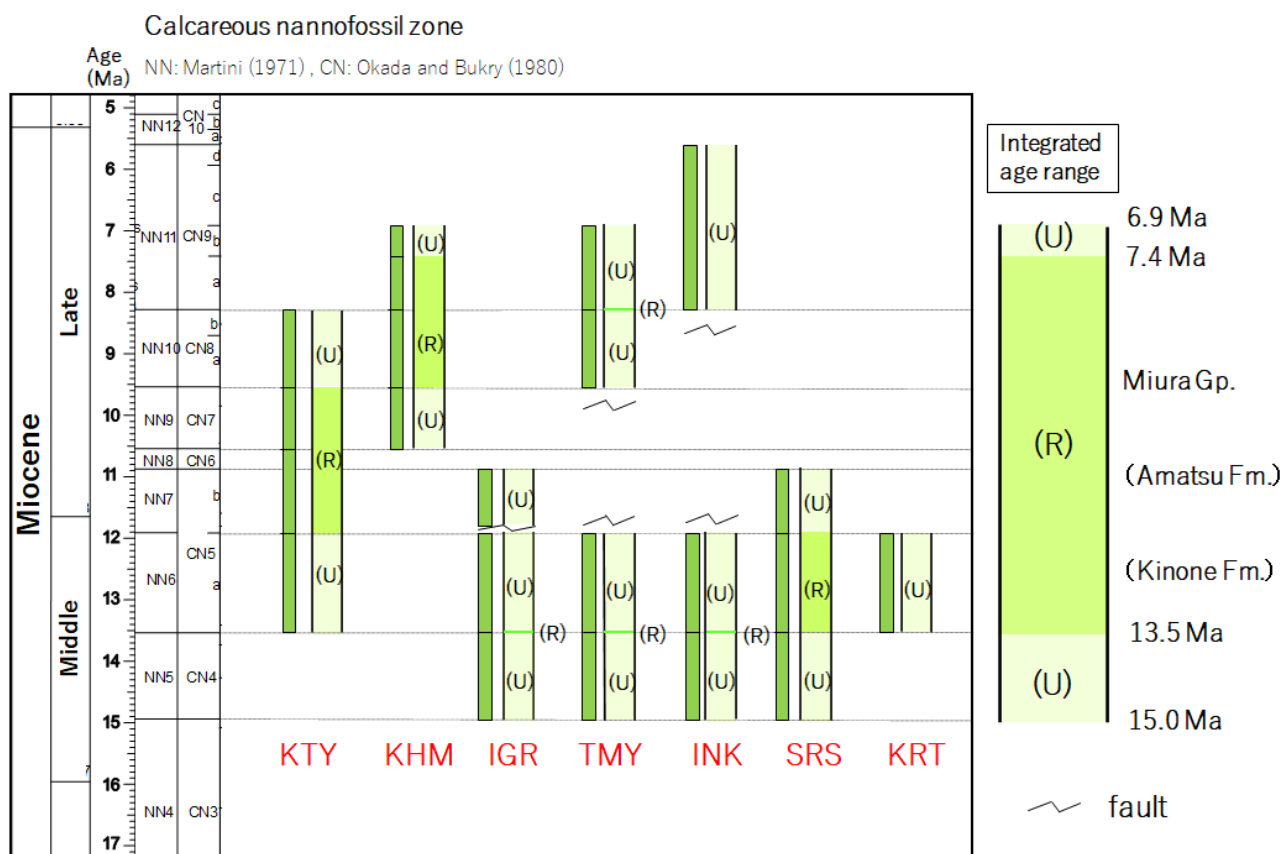


Fig. 23. Depositional age estimated from the radiolarian fossil zone of the Miura Group. KTY, KHM, TMY, IGR, INK, SRS and KRT are sampling sections of Chiyonobu et al. (2017) in Fig. 11. The calcareous nannofossil zone are by Martini (1971) and Okada and Bukry (1980), and the numerical age of the fossil zone is by Gradstein et al. (2012). (R): reliable age range, (U): uncertain age range.

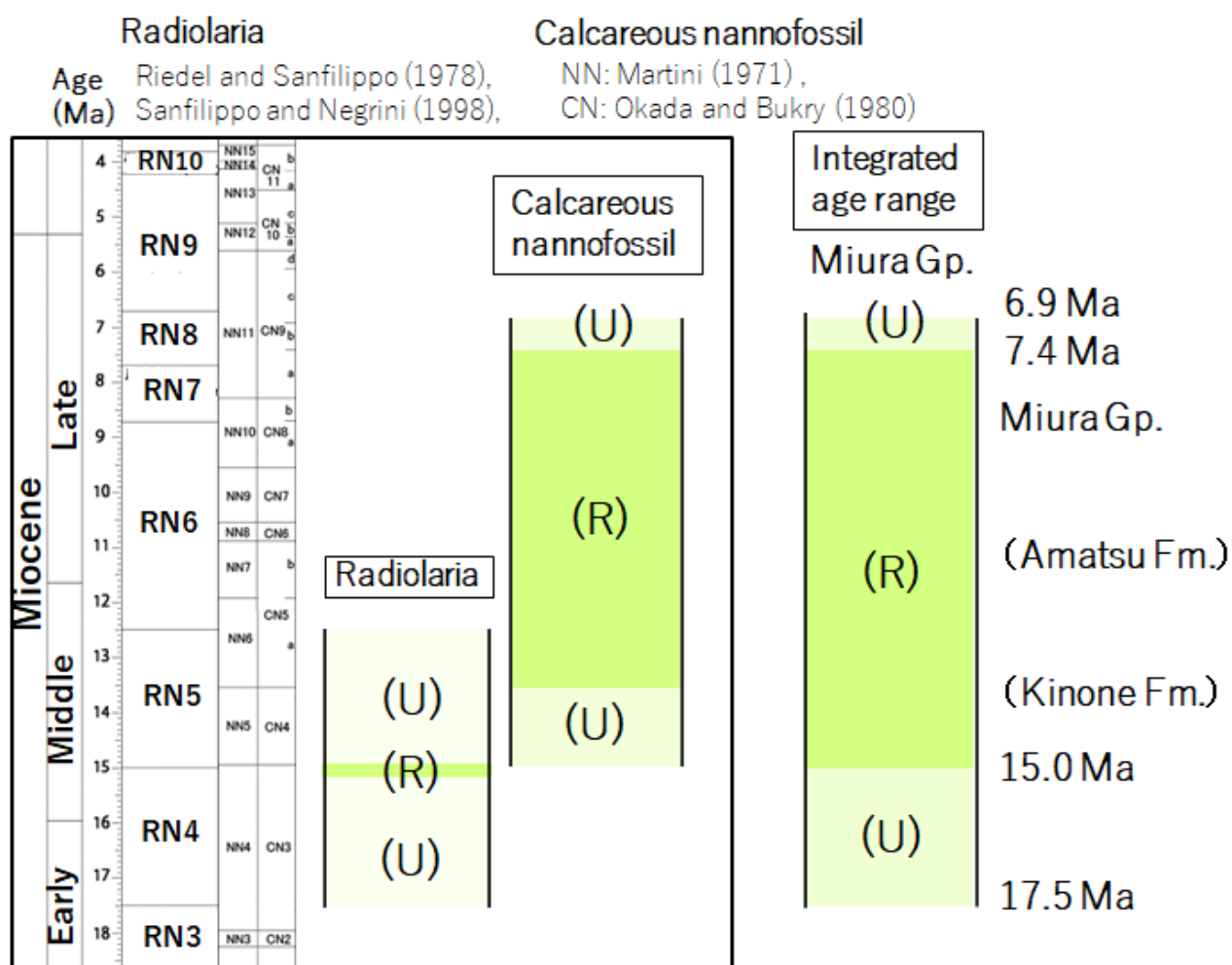
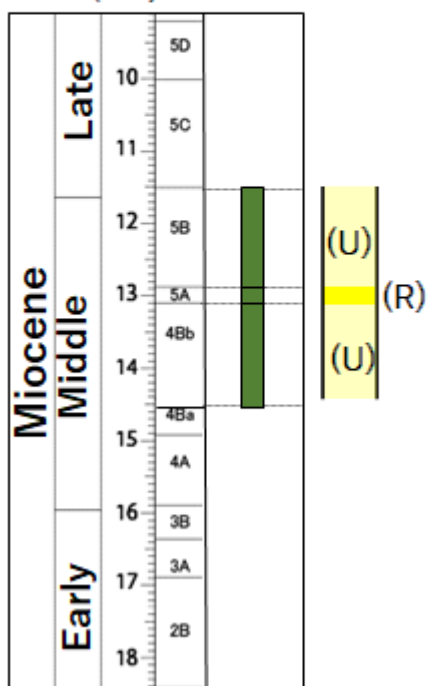


Fig. 24. Integrated depositional age estimated from the radiolarian fossil zone and calcareous nannofossil zone of the Miura Group on the middle part of Boso peninsula. The numerical age of the fossil zone is by Gradstein et al. (2012). (R): reliable age range, (U); uncertain age range.

# Kawadani section

## Diatom (1)

Yanagisawa and  
Akiba (1998)  
Age (Ma)NPD



# Meigawa Rv. section

## Radiolaria (2)

Riedel and Sanfilippo (1978),  
Sanfilippo and Negrini (1998),

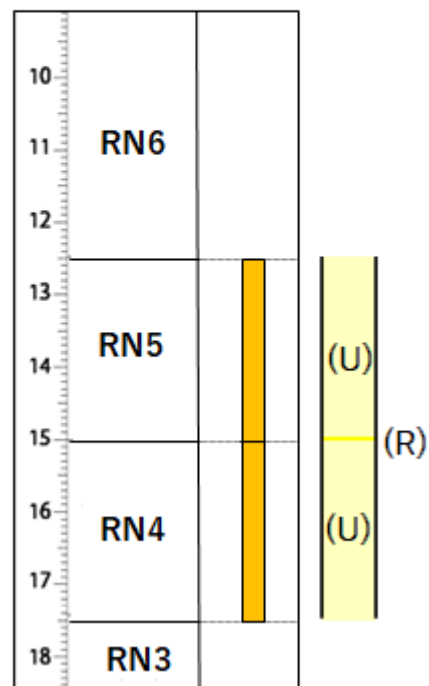


Fig. 25-1. Depositional age estimated from microfossil zone of the Miura Group of the Kamogawa area in the northern part of the Boso Peninsula (see Fig. 6). Diatom fossil data is based on Watanabe and Takahashi (2000) (1), Radiolaria; Motoyama and Takahashi (1997) (2). The numerical age of the fossil zone is by Gradstein et al. (2012). (R): reliable age range, (U); uncertain age range.

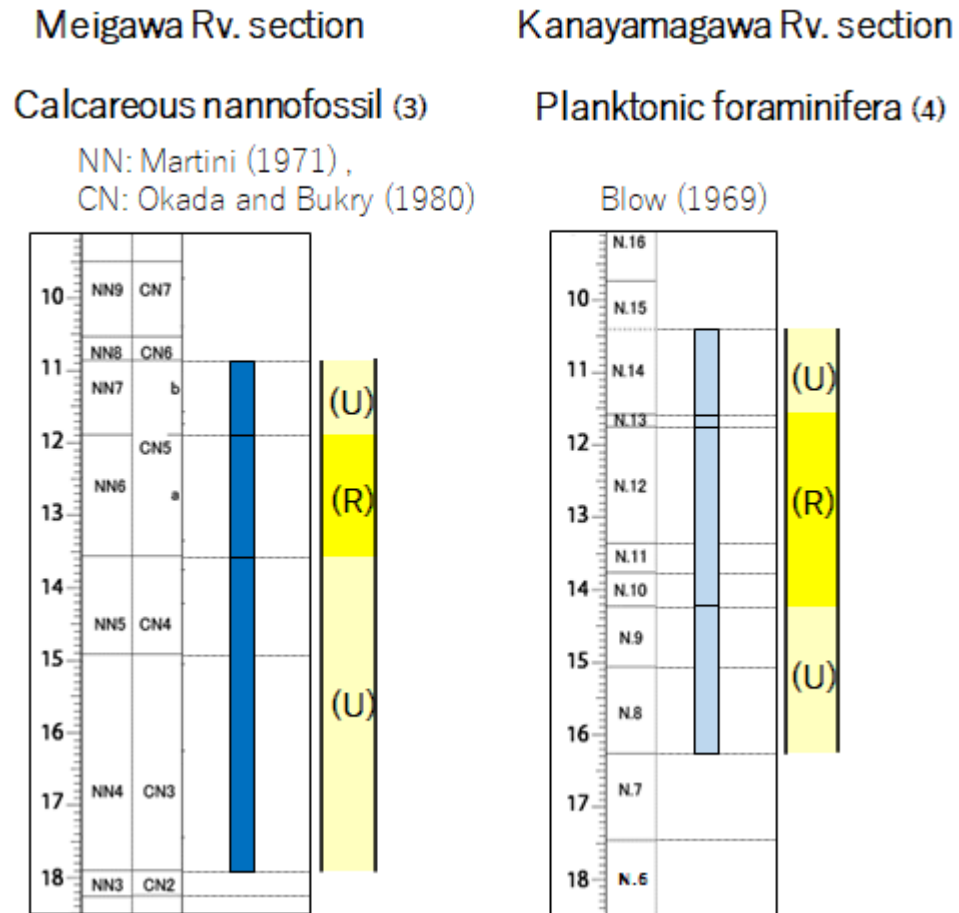


Fig. 25-2. Calcareous nannofossil data is based on Mita and Takahashi (1998) (3), Planktonic foraminifera; Oda (1977) (4). The numerical age of the fossil zone is by Gradstein et al. (2012). (R): reliable age range, (U); uncertain age range.

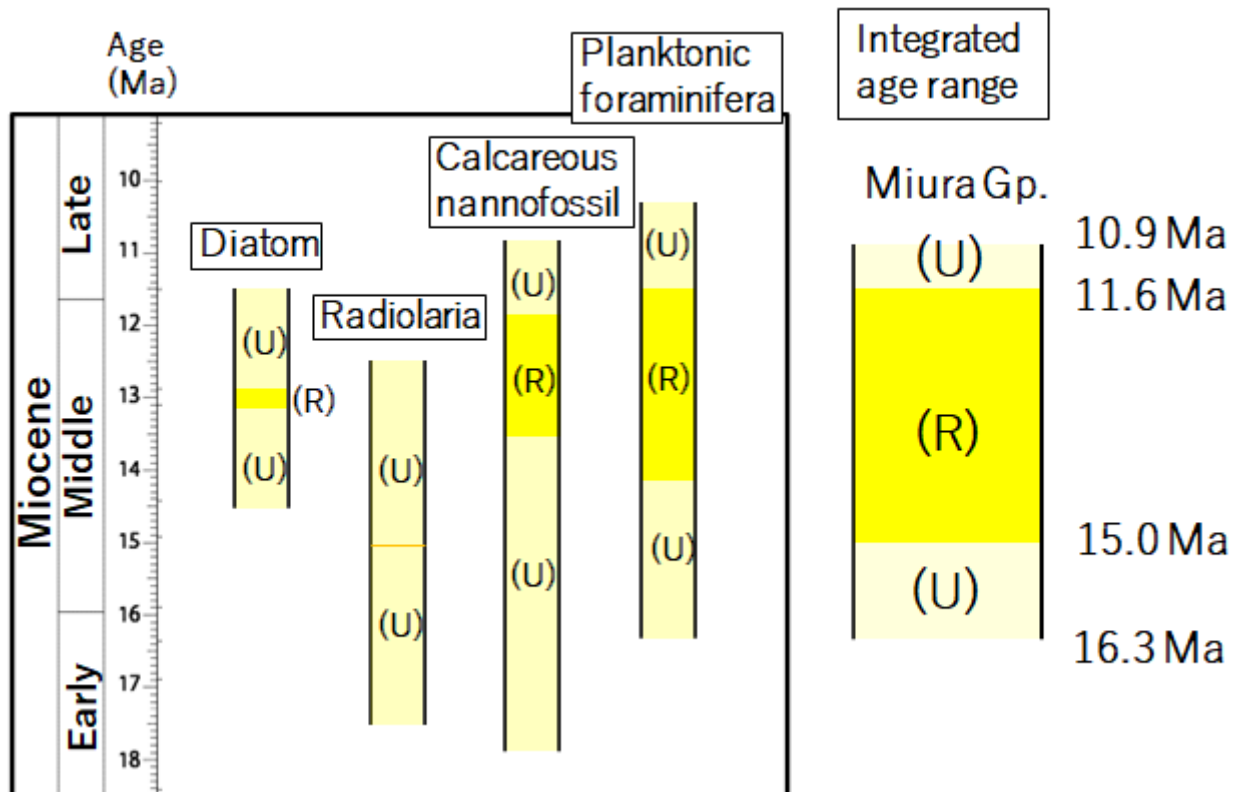


Fig. 26. Integrated depositional age estimated from the diatom, radiolaria, calcareous nannofossil and planktonic foraminifera fossil zone of the Miura Group on the northern part of Boso peninsula. The numerical age of the fossil zone is by Gradstein et al. (2012). (R): reliable age range, (U); uncertain age range.

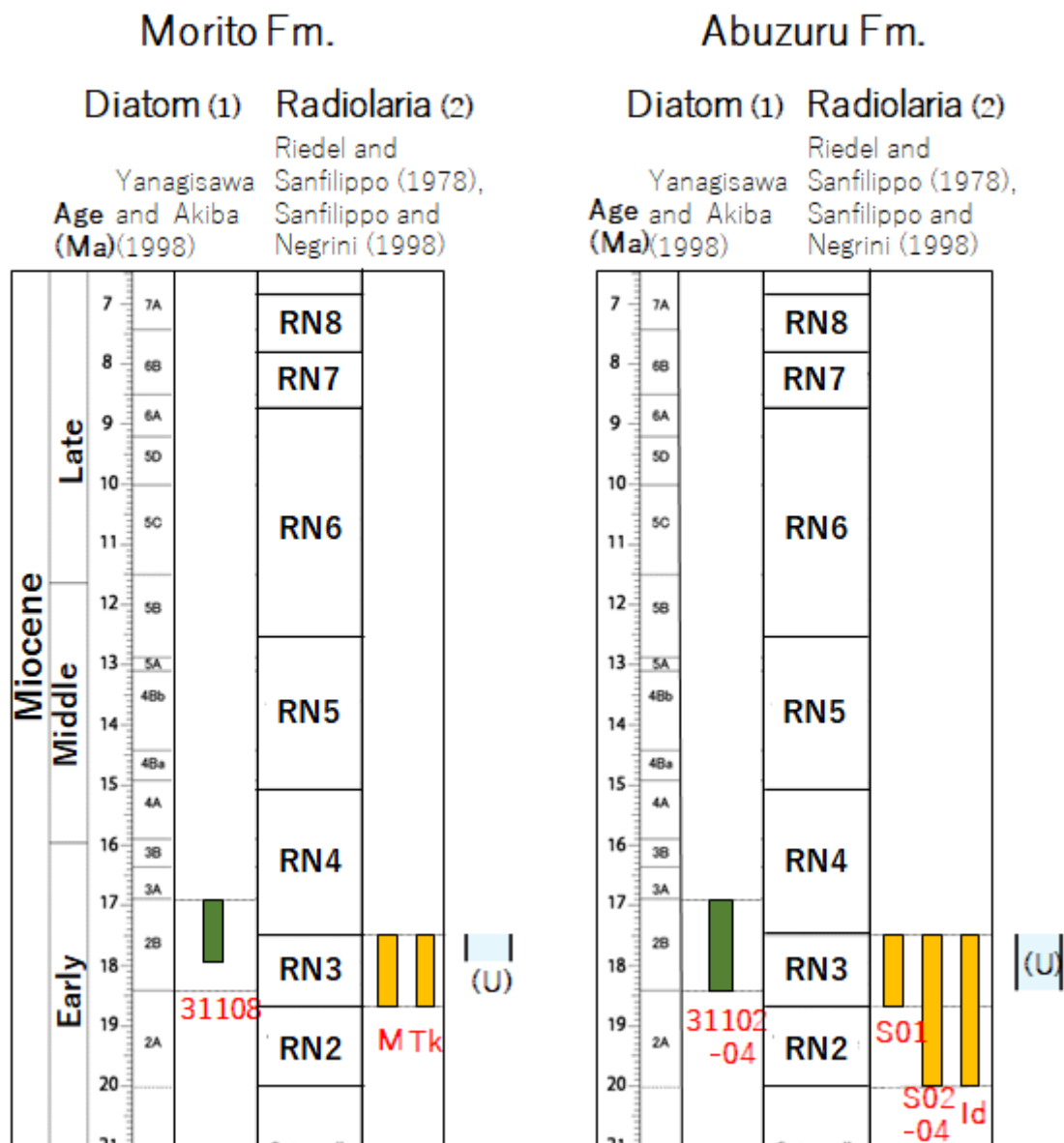


Fig. 27-1. Depositional age estimated from microfossil zone of the Hayama Group in the middle part of the Miura Peninsula. Diatom fossil data is based on Haga and Suzuki (1999) (1), Radiolaria; Suzuki (2012) (2). The numerical age of the fossil zone is by Gradstein et al. (2012). (R): reliable age range, (U); uncertain age range. (1) Haga and Suzuki (1999), (2) Suzuki (2012).

## Kinugasa Fm.

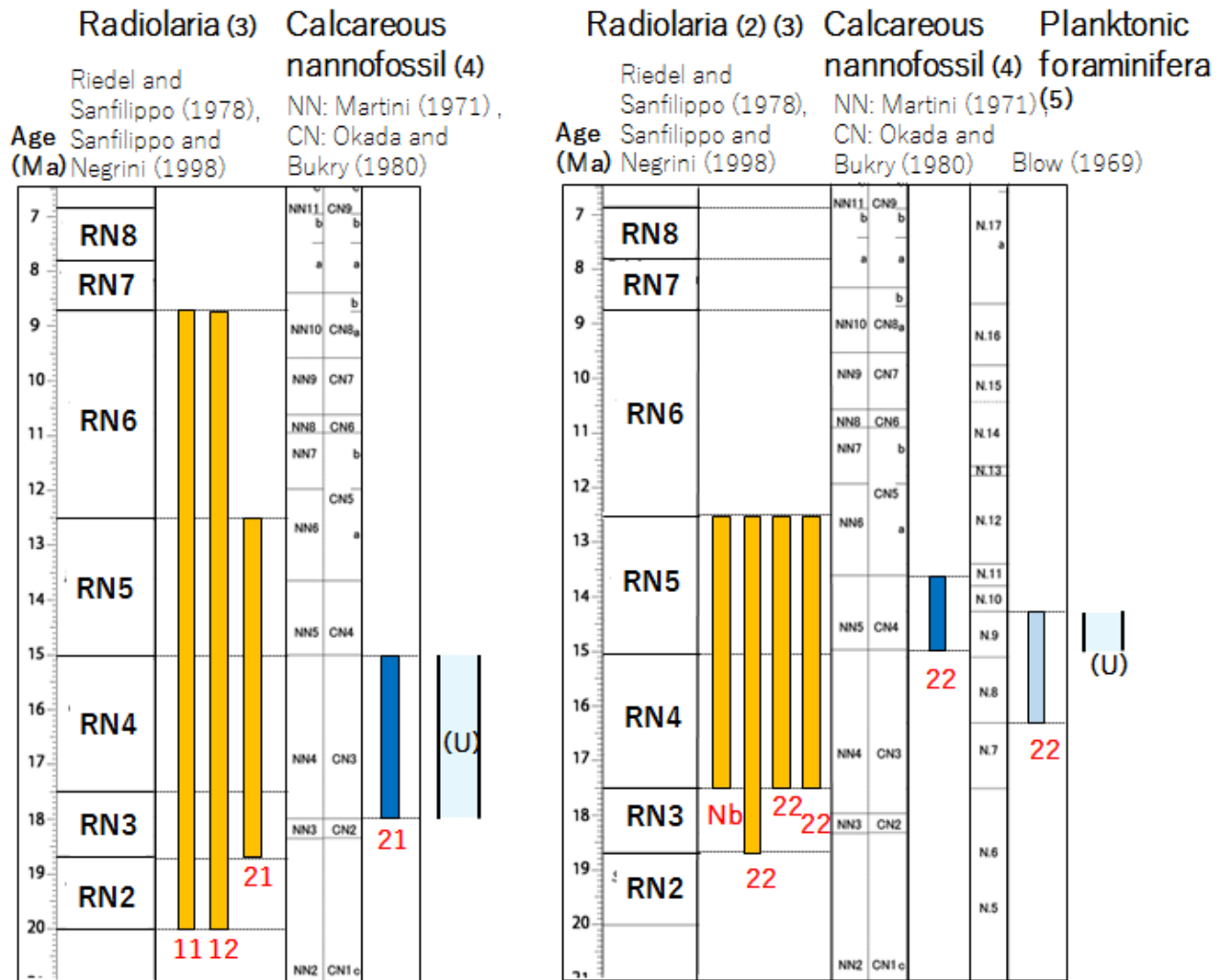


Fig. 27-2. Radiolaria fossil data is based on Taketani (1995) (3), Suzuki (2012) (2), Calcareous nannofossil; Okada (1995) (4), Planctonic foraminifera; Aida (1995) (5). The numerical age of the fossil zone is by Gradstein et al. (2012). (R): reliable age range, (U); uncertain age range.





# Calcareous nannofossil

Age NN: Martini (1971),  
(Ma) CN: Okada and Bukry (1980)

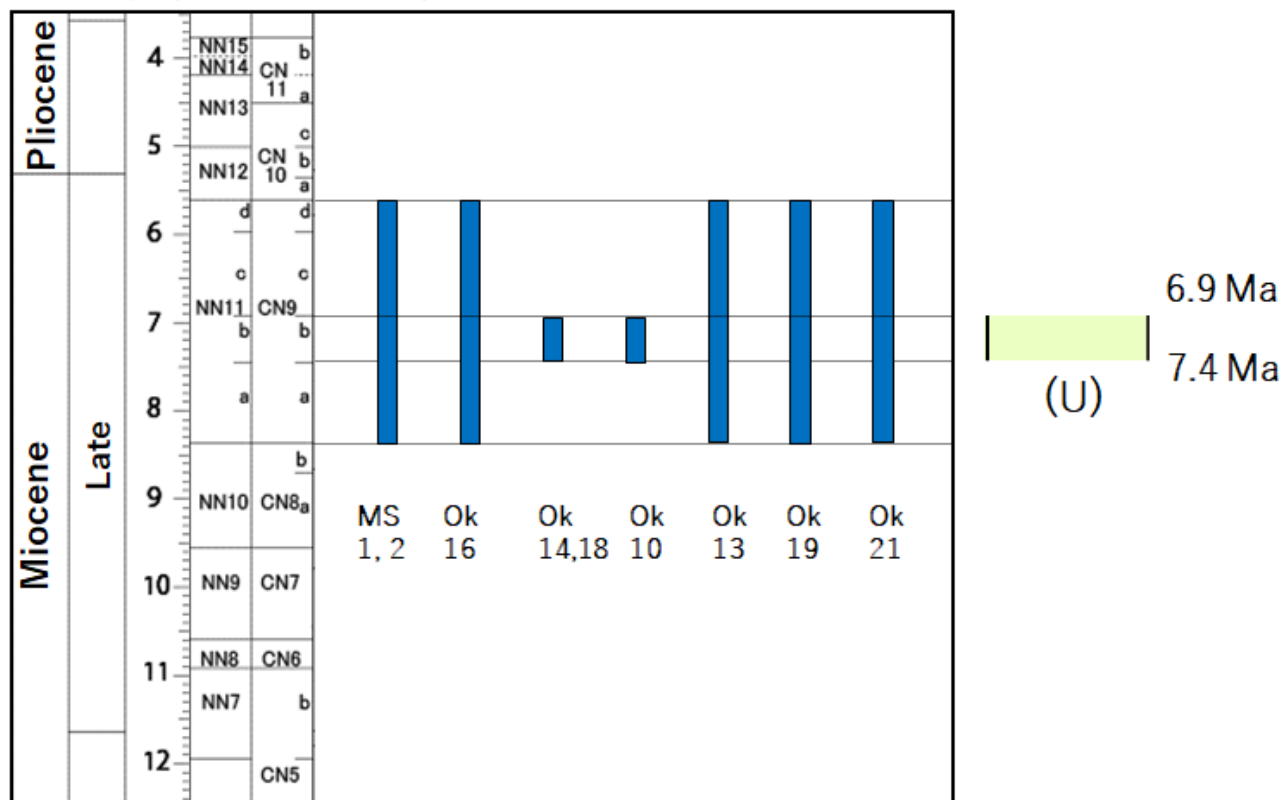


Fig. 29. Depositional age estimated from microfossil zone of the Miura Group in the middle part of the Miura Peninsula. Calcareous nannofossil data are based on Eto et al. (1987) (MS) and Kanie et al. (1991) (Ok). The numerical age of the fossil zone is by Gradstein et al. (2012). (U); uncertain age range.

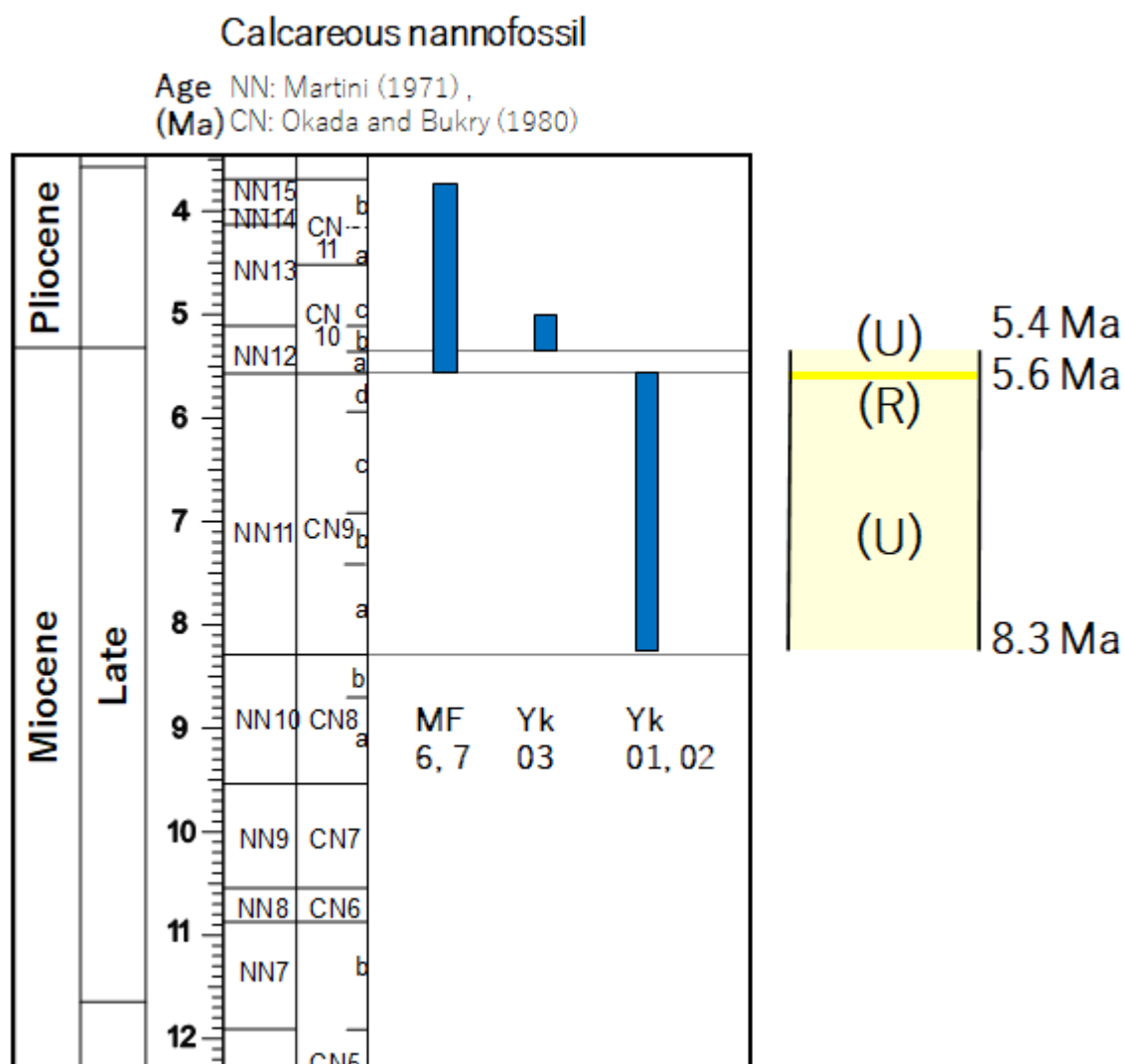


Fig. 30. Depositional age estimated from microfossil zone of the Miura Group in the northern part of the Miura Peninsula. Calcareous nannofossil data are based on Eto et al. (1987) (MF) and Kanie et al. (1991) (Yk). The numerical age of the fossil zone is by Gradstein et al. (2012). (R): reliable age range, (U); uncertain age range.

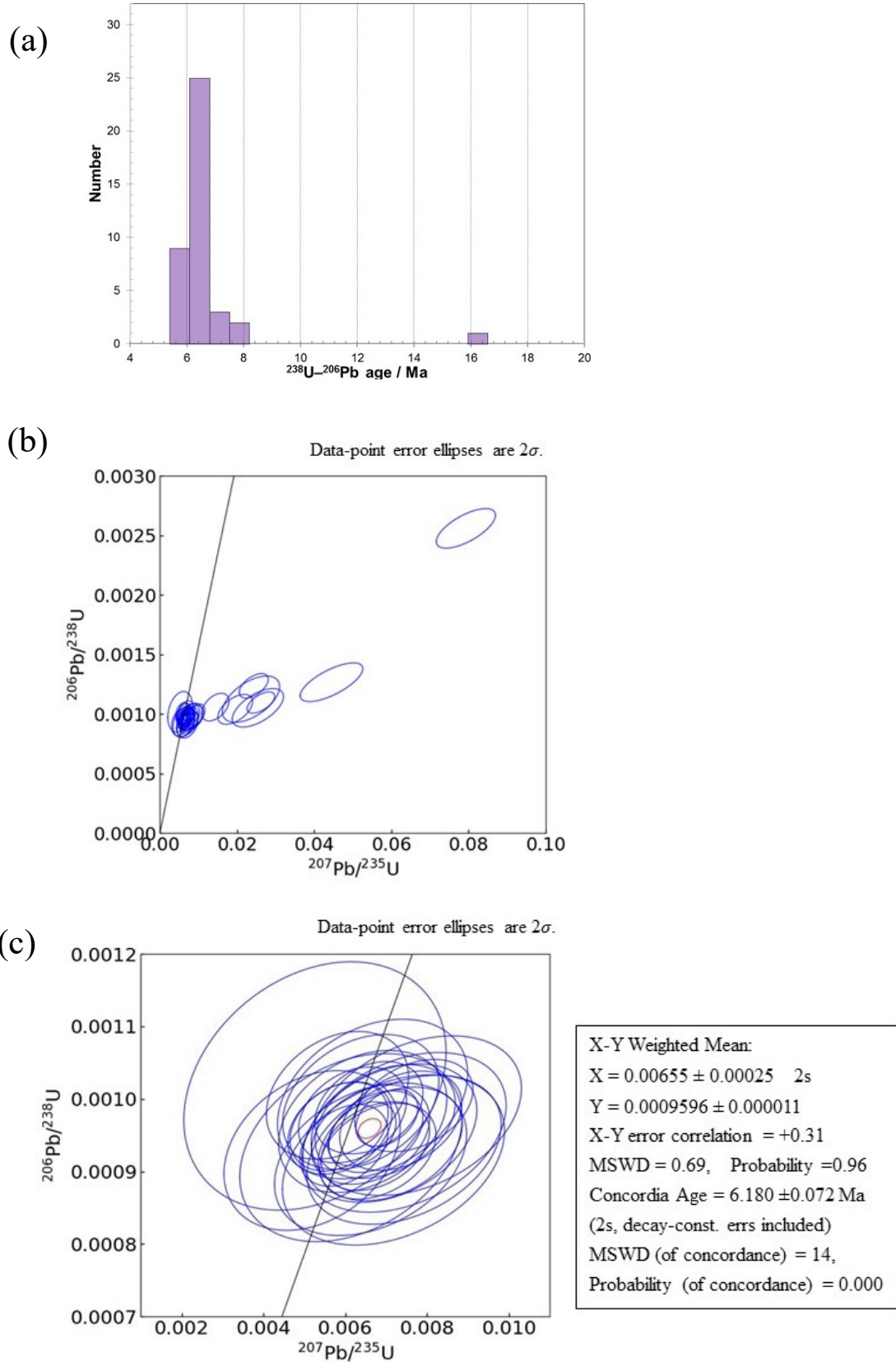
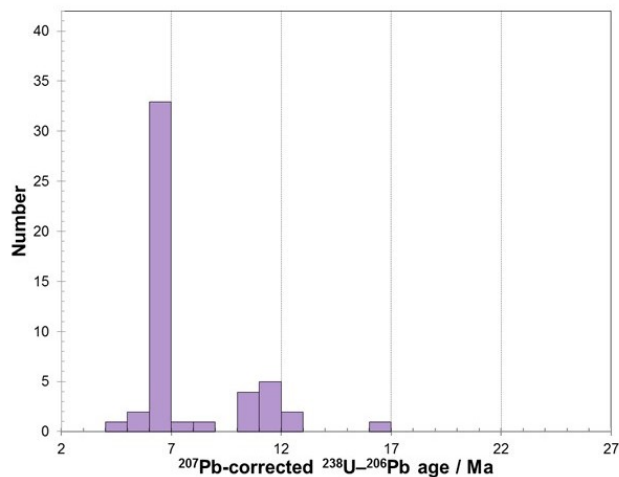
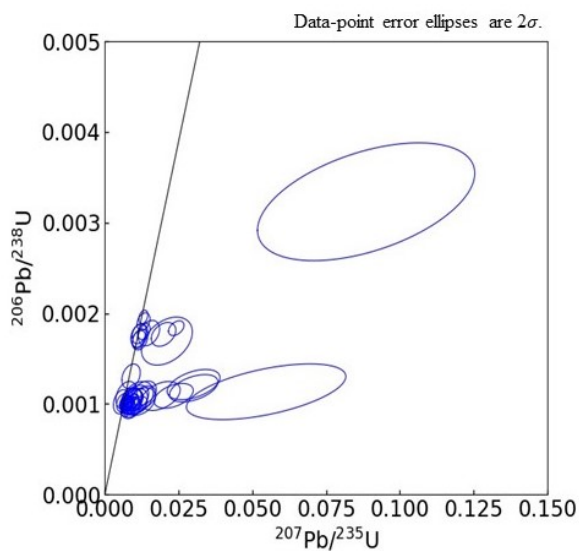


Fig. 31. (a) Age histogram of Loc. 1 (AB-01). (b) Wetherill Concordia Diagram Measurement results of Loc. 1 (AB-01) (40 grains) shown on the diagram. (c) Biaxial weighted average and Concordia age of 30 grains, which is the concordant of Loc. 1 (AB-01)

(a)



(b)



(c)

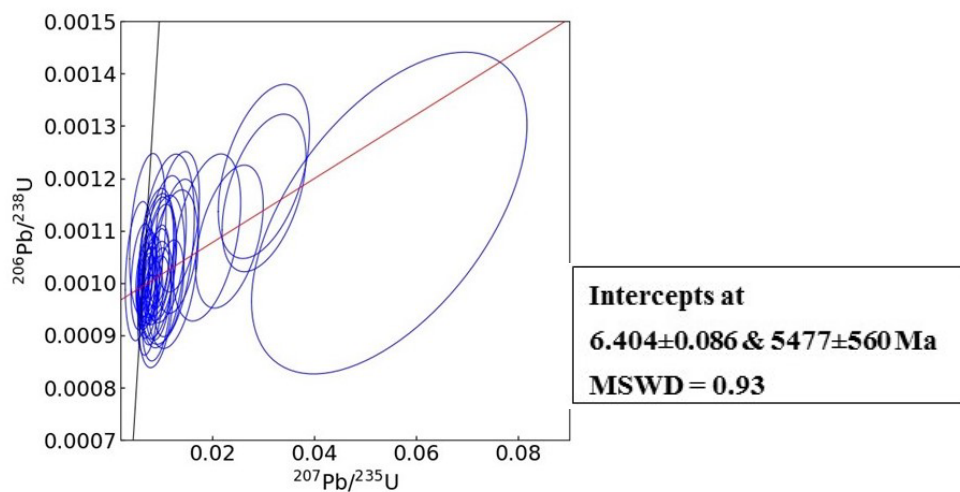


Fig. 32. (a) Age histodiagram of NAG. (b) Wetherill Concordia Diagram measurement results of NAG (50 grains) shown on the diagram. (c) Regression line and intersection age on Wetherill Concordia Diagram of young age value of NAG.



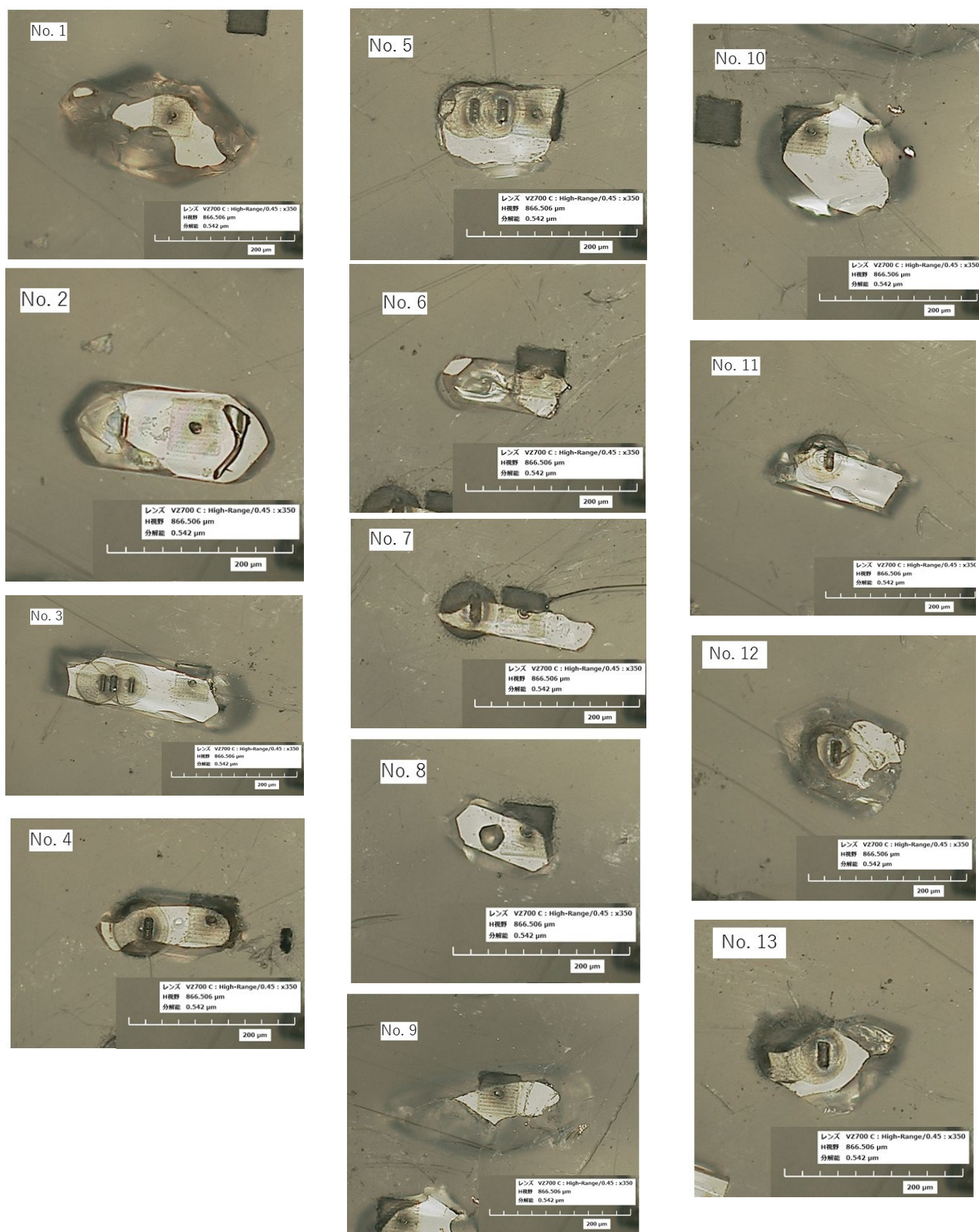


Fig. 34. Optical microscope photographs of dated zircon grains from AB-01 sample. Round or rectangular holes are the measurement points. The large circles and squares around those are traces of LA-ICP-MS pre-ablation.



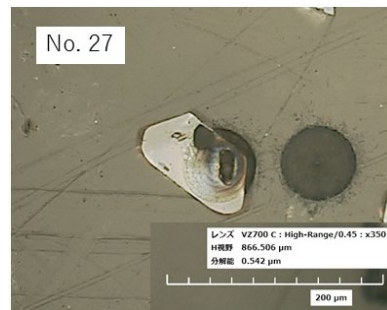
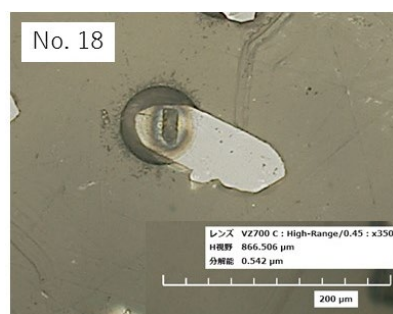
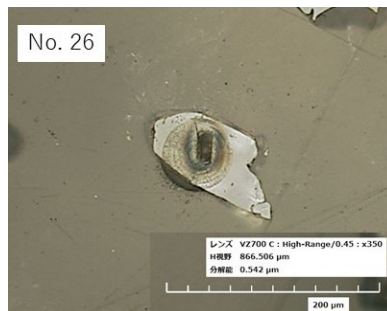
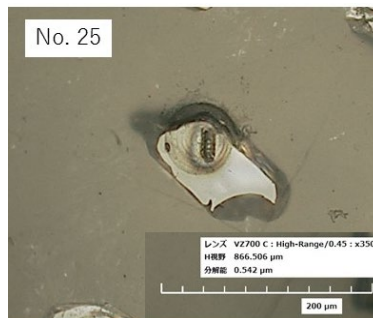
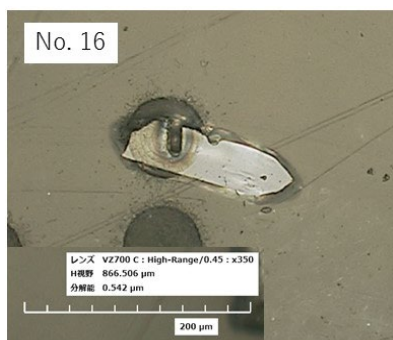
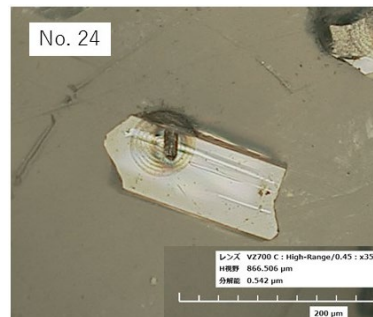
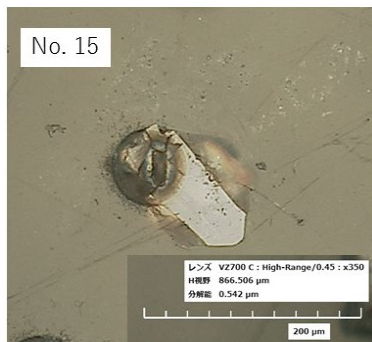
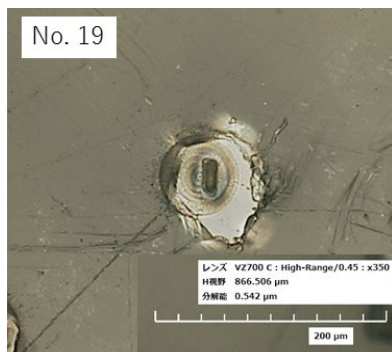
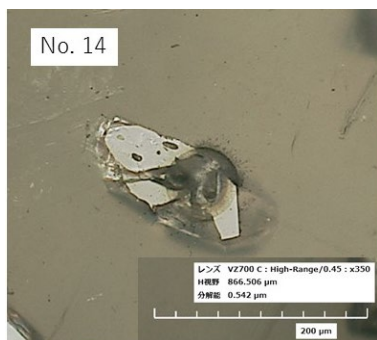


Fig. 34. Continued.



Fig.34. Continued.



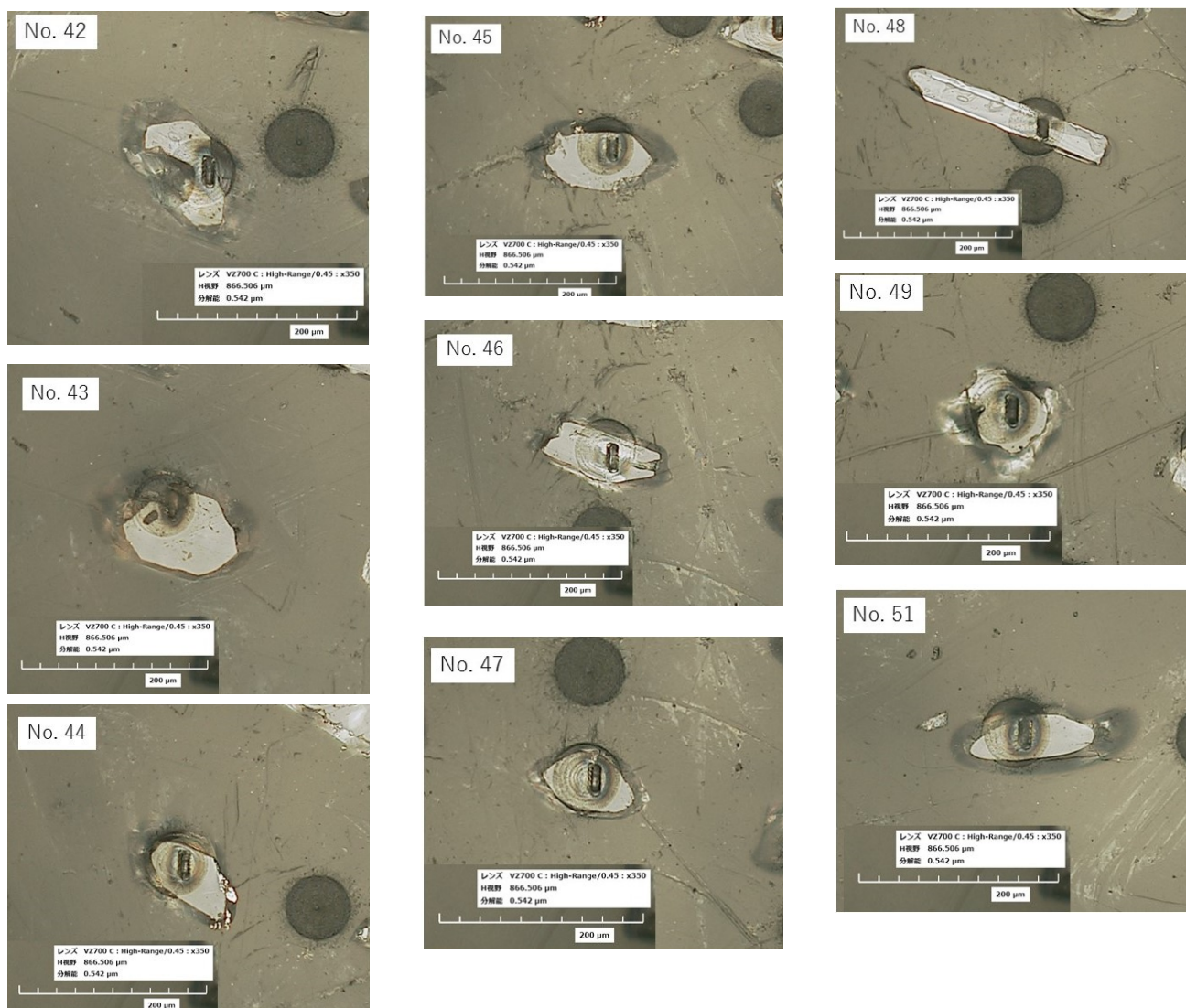


Fig.34. Continued.

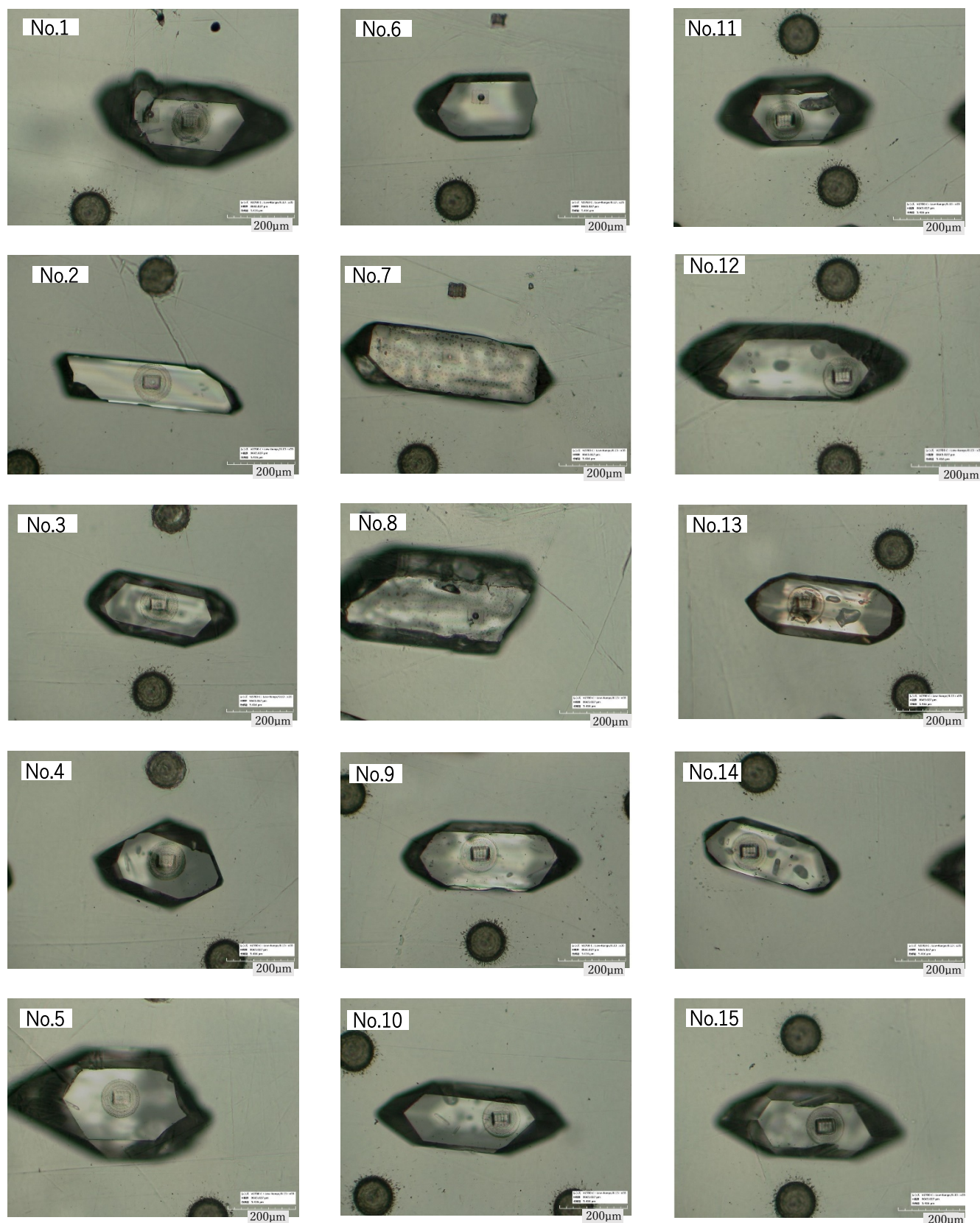


Fig. 35. Optical microscope photographs of dated zircon grains from NAG sample. Round or rectangular holes are the measurement points. The large circles and squares around those are traces of LA-ICP-MS pre-ablation.



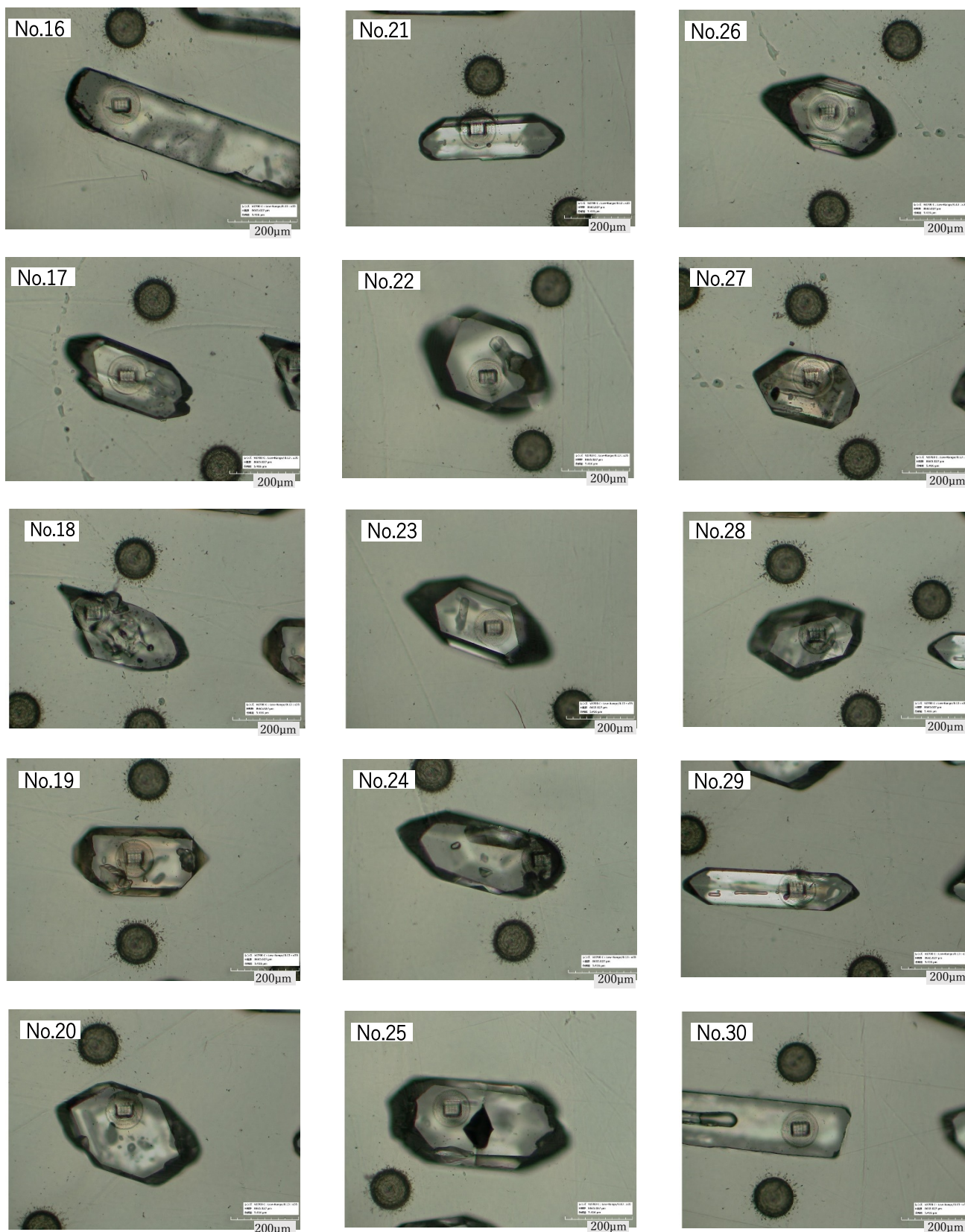


Fig. 35. Continued.

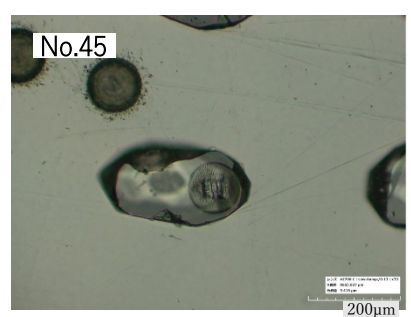
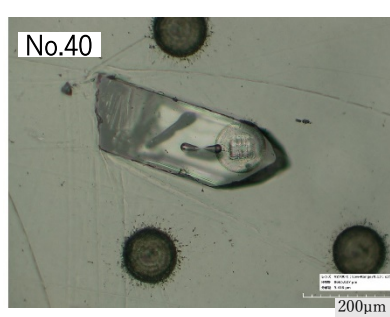
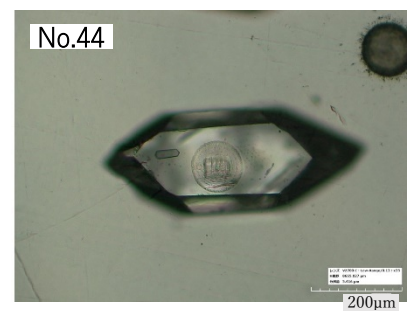
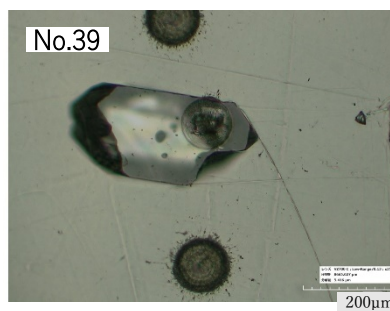
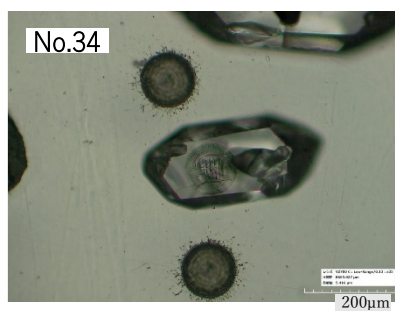
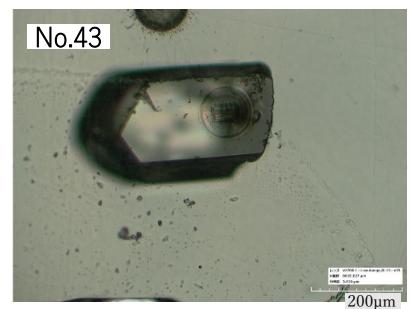
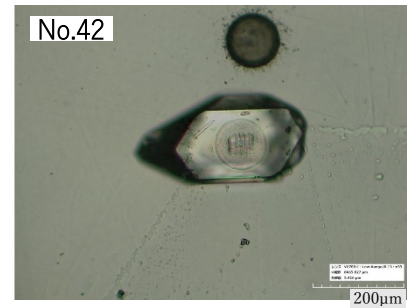
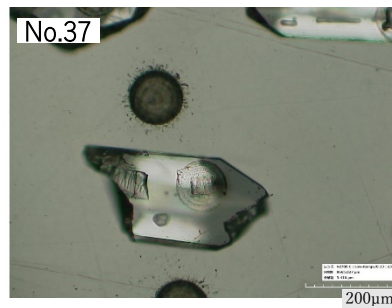
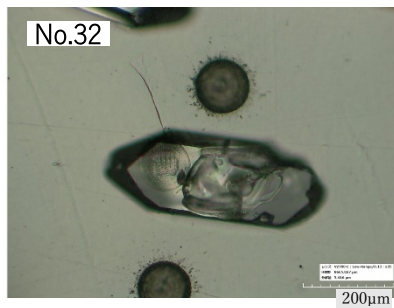
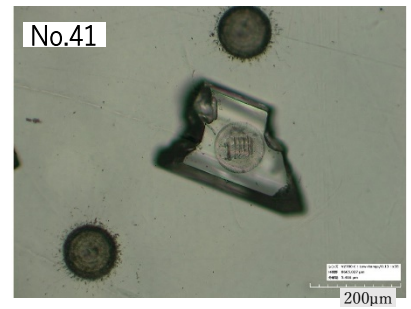
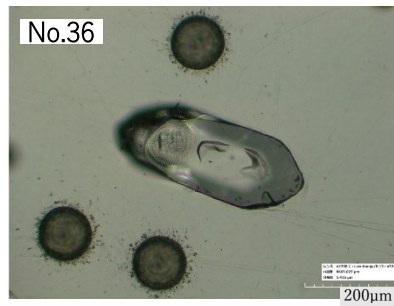
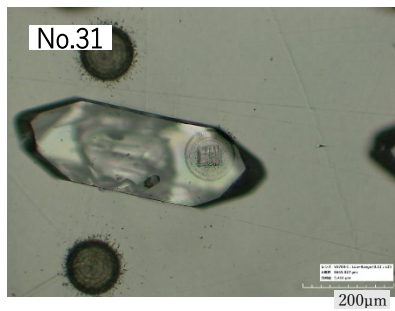


Fig. 35. Continued.



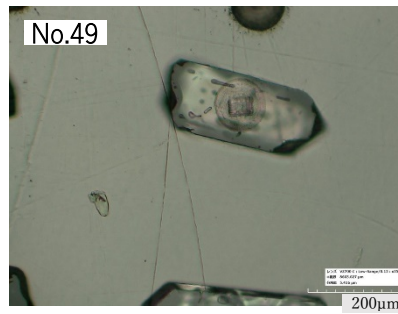
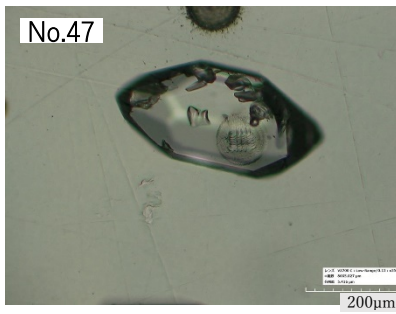
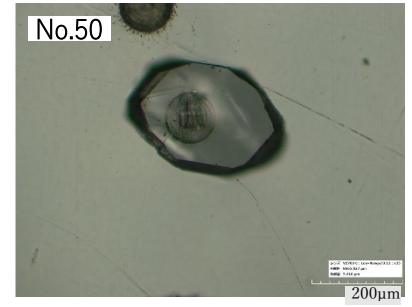
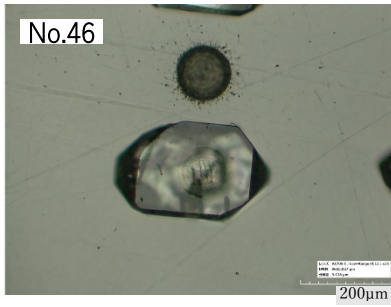


Fig.35. Continued.

Table 1. LA-ICP-MS Instruments and operational condition

<b>ICP-MS instrument (MC-ICP-MS)</b>	
Instrument	Nu Instruments, Nu plasma II HR-MC-ICP-MS
Sample introduction	Ablation aerosol
RF power	1300W
Detection system	Mixed Faraday-multiple ion counting array (O-bayashi et al., 2017; Hattori et al., 2017)
Monitored isotopes	$^{202}\text{Hg}$ , $^{204}\text{Hg}+^{204}\text{Pb}$ , $^{206}\text{Pb}$ , $^{207}\text{Pb}$ , $^{208}\text{Pb}$ , $^{232}\text{Th}$ and $^{235}\text{U}$
Detector	Three Daly detection (D), three full size multipliers (IC) and single Faraday cup (H) IC0 for $^{208}\text{Pb}$ , D1 for $^{207}\text{Pb}$ , D2 for $^{206}\text{Pb}$ , IC3 for $^{204}(\text{Hg}+\text{Pb})$ , IC4 for $^{202}\text{Hg}$ D5 for $^{235}\text{U}$ and H9 for $^{232}\text{Th}$
IC dead time	IC0 (EM) 15.8 ns, IC1 (Daly) 20 ns, IC2 (Daly) 8.6 ns IC3 (EM) 14.7 ns, IC4 (EM) 18.9 ns, IC5 (Daly) 20 ns
<b>Femtosecond Laser ablation system</b>	
Instrument	CARBIDE, Light Conversion, Lithuania
Laser wavelength	257nm
Fluence	1-4 J cm <sup>-1</sup>
Repetition rate	1000 Hz or 2Hz
Ablation duration	1 second for 1000 Hz laser ablation, 20 second for 2 Hz laser ablation
Ablation pit size	20×20 μm <sup>2</sup> for 1000 Hz laser ablation, 12-15 μm circle for 2 Hz ablation
Carrier gas	He gas and Ar make-up gas combined outside ablation cell
He gas flow rate	0.6 L min <sup>-1</sup>
Ar make-up gas flow rate	0.9 L min <sup>-1</sup>

Table 2. LA-ICP-MS data of Zircon (AB-01)

Grain No.	Isotopic Data				Age (Ma)				Remarks
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 $\sigma$ Error	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$ Error	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 $\sigma$ Error	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$ Error	
AB-01									
No. 11	0.0064	± 0.00078	0.000996	± 0.000038	6.42	± 0.84	6.415	± 0.245	
No. 12	0.0144	± 0.00144	0.001058	± 0.000048	14.41	± 1.67	6.815	± 0.306	discordant
No. 13	0.0445	± 0.00332	0.001267	± 0.000066	43.94	± 4.42	8.161	± 0.427	discordant
No. 14	0.0094	± 0.00090	0.000995	± 0.000036	9.49	± 1.01	6.414	± 0.233	discordant
No. 15	0.0088	± 0.00040	0.000971	± 0.000018	8.87	± 0.45	6.259	± 0.119	discordant
No. 16	0.0195	± 0.00184	0.001039	± 0.000051	19.53	± 2.23	6.693	± 0.330	discordant
No. 17	0.0060	± 0.00044	0.000936	± 0.000023	6.01	± 0.48	6.029	± 0.148	
No. 18	0.0067	± 0.00047	0.000955	± 0.000023	6.79	± 0.52	6.153	± 0.150	
No. 19	0.0072	± 0.00111	0.000916	± 0.000048	7.22	± 1.22	5.900	± 0.310	
No. 20	0.0083	± 0.00111	0.000977	± 0.000047	8.31	± 1.24	6.292	± 0.301	discordant
No. 21	0.0793	± 0.00314	0.002559	± 0.000068	77.08	± 3.81	16.474	± 0.436	discordant
No. 22	0.0254	± 0.00271	0.001052	± 0.000066	25.33	± 3.42	6.778	± 0.425	discordant
No. 23	0.0052	± 0.00088	0.000929	± 0.000045	5.23	± 0.95	5.988	± 0.293	
No. 24	0.0064	± 0.00034	0.000952	± 0.000018	6.46	± 0.37	6.135	± 0.118	
No. 25	0.0068	± 0.00058	0.000928	± 0.000027	6.85	± 0.64	5.977	± 0.175	
No. 26	0.0062	± 0.00054	0.000978	± 0.000027	6.23	± 0.59	6.299	± 0.172	
No. 27	0.0067	± 0.00054	0.000935	± 0.000025	6.79	± 0.60	6.025	± 0.162	
No. 28	0.0262	± 0.00147	0.001096	± 0.000036	26.11	± 1.86	7.061	± 0.235	discordant
No. 29	0.0066	± 0.00054	0.000988	± 0.000026	6.62	± 0.59	6.367	± 0.168	
No. 30	0.0059	± 0.00052	0.000960	± 0.000026	5.91	± 0.56	6.187	± 0.168	
No. 31	0.0058	± 0.00071	0.001005	± 0.000036	5.85	± 0.77	6.478	± 0.234	
No. 32	0.0071	± 0.00087	0.000953	± 0.000039	7.14	± 0.96	6.143	± 0.252	
No. 33	0.0236	± 0.00303	0.001124	± 0.000079	23.56	± 3.75	7.243	± 0.511	discordant
No. 34	0.0074	± 0.00061	0.000970	± 0.000028	7.41	± 0.68	6.250	± 0.177	
No. 35	0.0064	± 0.00084	0.000969	± 0.000040	6.48	± 0.92	6.242	± 0.258	
No. 36	0.0074	± 0.00102	0.000954	± 0.000045	7.48	± 1.13	6.144	± 0.287	
No. 37	0.0066	± 0.00059	0.000951	± 0.000028	6.67	± 0.65	6.130	± 0.178	
No. 38	0.0070	± 0.00031	0.000974	± 0.000016	7.07	± 0.35	6.279	± 0.100	
No. 39	0.0071	± 0.00072	0.000938	± 0.000032	7.15	± 0.80	6.043	± 0.208	
No. 40	0.0090	± 0.00096	0.000976	± 0.000039	9.01	± 1.08	6.290	± 0.249	discordant
No. 41	0.0058	± 0.00049	0.000962	± 0.000025	5.89	± 0.53	6.197	± 0.158	
No. 42	0.0053	± 0.00131	0.001018	± 0.000070	5.30	± 1.41	6.559	± 0.450	
No. 43	0.0243	± 0.00153	0.001236	± 0.000042	24.27	± 1.87	7.966	± 0.270	discordant
No. 44	0.0061	± 0.00111	0.000933	± 0.000053	6.19	± 1.22	6.009	± 0.340	
No. 45	0.0074	± 0.00097	0.000930	± 0.000042	7.49	± 1.08	5.991	± 0.270	
No. 46	0.0070	± 0.00070	0.000969	± 0.000032	7.03	± 0.77	6.242	± 0.206	
No. 47	0.0077	± 0.00105	0.000977	± 0.000045	7.79	± 1.16	6.295	± 0.292	
No. 48	0.0077	± 0.00059	0.000991	± 0.000026	7.73	± 0.65	6.382	± 0.169	
No. 49	0.0066	± 0.00096	0.000917	± 0.000043	6.67	± 1.05	5.909	± 0.279	
No. 50	0.0067	± 0.00095	0.001000	± 0.000045	6.72	± 1.04	6.446	± 0.289	

Table 3. LA-ICP-MS data of Zircon (NAG)

Grain No.	Isotopic Ratio				Age (Ma)				Remarks
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 $\sigma$ Error	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$ Error	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 $\sigma$ Error	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$ Error	
NAG									
No.1	0.0111	± 0.0020	0.00106	± 0.00007	11.10	± 2.24	6.859	± 0.478	
No.2	0.0124	± 0.0018	0.00103	± 0.00006	12.34	± 2.04	6.613	± 0.398	discordant
No.3	0.0305	± 0.0029	0.00121	± 0.00007	30.09	± 3.60	7.816	± 0.438	discordant
No.4	0.0202	± 0.0015	0.00177	± 0.00005	20.01	± 1.69	11.379	± 0.345	discordant
No.5	0.0237	± 0.0022	0.00109	± 0.00006	23.42	± 2.68	7.014	± 0.359	discordant
No.6	0.0548	± 0.0073	0.00113	± 0.00013	54.05	± 10.57	7.303	± 0.809	discordant
No.7	0.0211	± 0.0031	0.00169	± 0.00011	21.13	± 3.50	10.902	± 0.697	discordant
No.8	0.0887	± 0.0117	0.00323	± 0.00027	86.17	± 13.94	20.791	± 1.706	
No.9	0.0074	± 0.0007	0.00094	± 0.00003	7.36	± 0.79	6.047	± 0.201	
No.10	0.0073	± 0.0006	0.00099	± 0.00003	7.30	± 0.66	6.383	± 0.175	
No.11	0.0096	± 0.0009	0.00098	± 0.00004	9.54	± 1.02	6.308	± 0.232	discordant
No.12	0.0083	± 0.0007	0.00101	± 0.00003	8.26	± 0.81	6.517	± 0.206	
No.13	0.0071	± 0.0003	0.00101	± 0.00002	7.02	± 0.36	6.507	± 0.108	
No.14	0.0074	± 0.0006	0.00104	± 0.00003	7.36	± 0.62	6.678	± 0.174	
No.15	0.0092	± 0.0010	0.00095	± 0.00004	9.14	± 1.16	6.131	± 0.264	discordant
No.16	0.0135	± 0.0008	0.00180	± 0.00004	13.37	± 0.85	11.585	± 0.236	
No.17	0.0083	± 0.0008	0.00096	± 0.00003	8.26	± 0.86	6.199	± 0.211	
No.18	0.0091	± 0.0013	0.00105	± 0.00005	9.06	± 1.42	6.768	± 0.343	
No.19	0.0133	± 0.0006	0.00196	± 0.00003	13.15	± 0.63	12.614	± 0.197	
No.20	0.0071	± 0.0007	0.00099	± 0.00003	7.07	± 0.74	6.368	± 0.202	
No.21	0.0096	± 0.0007	0.00104	± 0.00003	9.58	± 0.83	6.676	± 0.196	discordant
No.22	0.0134	± 0.0008	0.00191	± 0.00004	13.23	± 0.89	12.280	± 0.258	
No.23	0.0096	± 0.0008	0.00103	± 0.00003	9.51	± 0.86	6.615	± 0.202	discordant
No.24	0.0116	± 0.0011	0.00099	± 0.00004	11.55	± 1.20	6.378	± 0.243	discordant
No.25	0.0118	± 0.0008	0.00171	± 0.00004	11.69	± 0.91	11.027	± 0.261	
No.26	0.0077	± 0.0008	0.00101	± 0.00004	7.62	± 0.88	6.488	± 0.233	
No.27	0.0246	± 0.0009	0.00183	± 0.00003	24.28	± 1.06	11.818	± 0.213	discordant
No.28	0.0077	± 0.0006	0.00099	± 0.00003	7.67	± 0.65	6.363	± 0.171	
No.29	0.0080	± 0.0004	0.00097	± 0.00002	7.98	± 0.48	6.238	± 0.126	discordant
No.30	0.0080	± 0.0005	0.00102	± 0.00002	7.94	± 0.56	6.577	± 0.151	discordant
No.31	0.0062	± 0.0008	0.00101	± 0.00004	6.28	± 0.91	6.521	± 0.267	
No.32	0.0091	± 0.0012	0.00096	± 0.00005	9.09	± 1.39	6.178	± 0.318	discordant
No.33	0.0094	± 0.0011	0.00105	± 0.00005	9.42	± 1.26	6.767	± 0.300	
No.34	0.0132	± 0.0015	0.00112	± 0.00005	13.23	± 1.77	7.196	± 0.353	discordant
No.35	0.0057	± 0.0010	0.00102	± 0.00005	5.70	± 1.12	6.589	± 0.350	
No.36	0.0103	± 0.0015	0.00102	± 0.00006	10.36	± 1.75	6.584	± 0.384	discordant
No.37	0.0132	± 0.0015	0.00107	± 0.00005	13.21	± 1.73	6.894	± 0.338	discordant
No.38	0.0108	± 0.0015	0.00106	± 0.00006	10.83	± 1.69	6.858	± 0.370	discordant
No.39	0.0150	± 0.0013	0.00178	± 0.00006	15.06	± 1.48	11.469	± 0.368	
No.40	0.0089	± 0.0012	0.00130	± 0.00006	8.98	± 1.28	8.402	± 0.356	
No.41	0.0066	± 0.0006	0.00100	± 0.00003	6.67	± 0.67	6.472	± 0.191	
No.42	0.0091	± 0.0014	0.00103	± 0.00006	9.14	± 1.53	6.650	± 0.365	
No.43	0.0074	± 0.0013	0.00109	± 0.00006	7.40	± 1.47	7.034	± 0.409	
No.44	0.0190	± 0.0022	0.00109	± 0.00007	19.00	± 2.70	7.003	± 0.420	discordant
No.45	0.0120	± 0.0010	0.00171	± 0.00005	12.02	± 1.08	11.018	± 0.302	
No.46	0.0117	± 0.0011	0.00176	± 0.00005	11.76	± 1.17	11.305	± 0.336	
No.47	0.0075	± 0.0008	0.00098	± 0.00004	7.54	± 0.88	6.327	± 0.231	
No.48	0.0099	± 0.0011	0.00104	± 0.00005	9.96	± 1.28	6.696	± 0.293	discordant
No.49	0.0117	± 0.0009	0.00177	± 0.00004	11.73	± 0.98	11.416	± 0.286	
No.51	0.0303	± 0.0026	0.00117	± 0.00006	30.13	± 3.31	7.551	± 0.396	discordant