

高知県仁淀村に分布する鳥巢石灰岩のストロンチウム同位体年代

Strontium isotopic age of the Torinosu Limestone in Niyodo Village, Kochi Prefecture, SW Japan.

Abstract

白石史人*† 早坂康隆* 高橋嘉夫*
谷水雅治** 石川剛志***
松岡 淳**** 村山雅史****
狩野彰宏*

Fumito Shiraishi *†,
Yasutaka Hayasaka *,
Yoshio Takahashi *,
Masaharu Tanimizu **,
Tsuoyoshi Ishikawa ***,
Jun Matsuoka ****,
Masafumi Murayama **** and
Akihiro Kano *

2005年3月4日受付.

2005年9月14日受理.

* 広島大学大学院理学研究科地球惑星システム学
専攻

Department of Earth and Planetary Systems
Science, Graduate School of Science, Hiroshi-
ma University, Higashi-Hiroshima 739-8526,
Japan

† 現所属: ゲッチェンゲン大学地球科学センター地
球生物学部門

Department of Geobiology, Geoscience Center,
University Göttingen, Goldschmidtstraße 3, D-
37077 Göttingen, Germany

** 海洋研究開発機構地球内部変動研究センター
Institute for Frontier Research on Earth Evo-
lution, Japan Marine-Earth Science and Tech-
nology Center, Yokosuka 237-0061, Japan

*** 静岡大学理学部地球環境科学科
Institute of Geosciences, Shizuoka University,
836 Oya, Shizuoka 422-8529, Japan

**** 高知大学海洋コア総合研究センター
Center for Advanced Marine Core Research,
Kochi University, Nankoku 780-8520, Japan

Corresponding author: F. Shiraishi, fshirai@
gwdg.de

Strontium isotopic ratio provides high-resolution ages of the lime-
stone of Yatsuji Formation (Torinosu Group) in Niyodo Village (Kochi
Prefecture), on the basis of considering diagenetic effects. Results of
cathodoluminescence and trace elements analysis revealed that bra-
chiopod shell is retaining the original marine strontium isotopic value.
Stromatoporoids and a calcified sponge *Chatetopsis* sp. tend to record
higher values than the brachiopod shells collected from the same hori-
zon. Their differences are attain to + 0.00005, and which corresponds to
2.8 m.y. during late Jurassic to early Cretaceous periods. Therefore, we
concluded that stromatoporoids and *Chatetopsis* sp. are not suitable
for the precise age determination. Obtained strontium isotope data of
brachiopod shells are converted to depositional age by fitting to
recently proposed strontium isotopic curve (LOWESS Look-up Table
Version 4). The depositional age of the limestone body of the lower
Yatsuji Formation is 146.1-148.4 Ma (middle Tithonian). This age is con-
sistent with microfossil ages, and has higher time resolution.

Key words: strontium isotopic age, Late Jurassic, Early Cretaceous, Tori-
nosu-type limestone

はじめに

日本の中生界, 特に Oxfordian ~ Aptian に堆積した海成層には, レンズ状~層状の石灰岩がしばしば含まれる。これらは礁性生物化石に富み, 油臭をもつなど同様の岩相的特徴をもつことから, 鳥巢石灰岩 (あるいは鳥巢式石灰岩) と総称されてきた (田村, 1960)。鳥巢石灰岩が最もよく発達するのは秩父累帯南帯の鳥巢層群およびその相当層である。こ

こでの石灰岩は幅数 km, 厚さ 100 m 以下のレンズ岩体として, 遠洋性泥岩中に存在することが多い。石灰岩の年代は, 古くはアンモナイト化石などから論じられてきたが (例えば, 甲藤・松本, 1981), 石灰岩に付随する泥岩・石灰質泥岩の放散虫・石灰質ナノ化石群集から微化石年代が求められ, 石灰岩の層準の多くが Tithonian ~ Berriasian であることがわかっている。鳥巢層群およびその相当層では, 石灰岩はいくつかの層準に発達しており, 広い範囲で石灰岩の年代的分

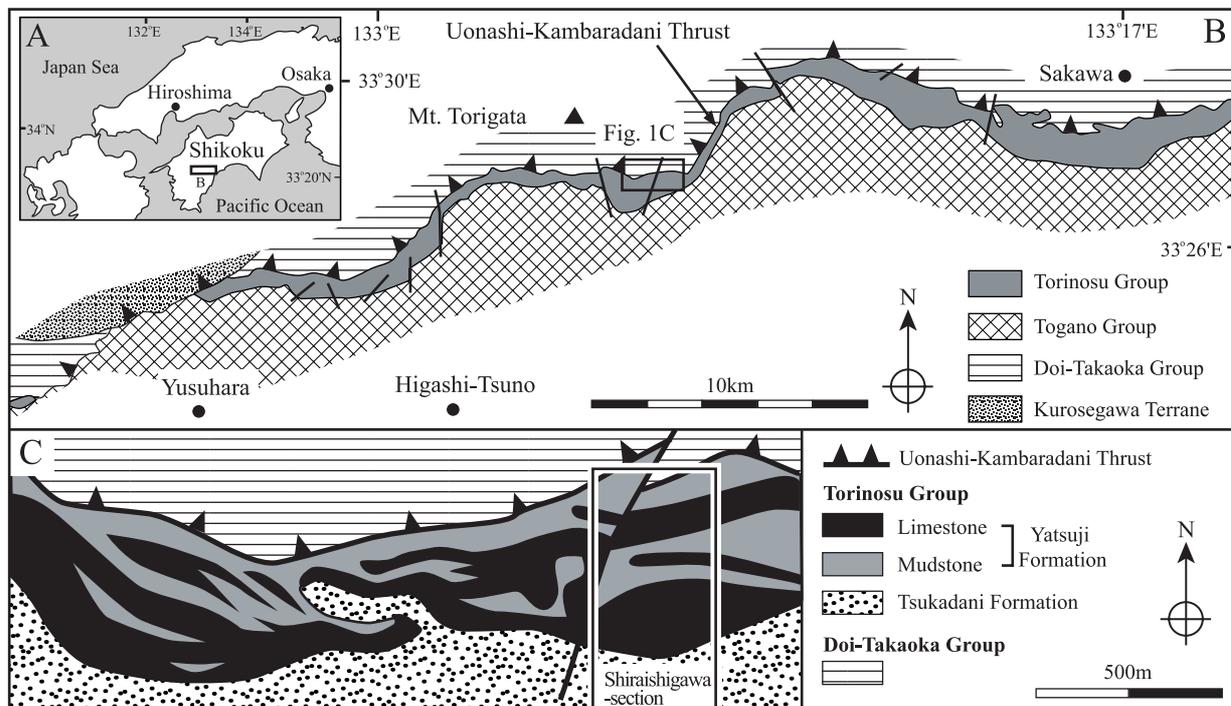


Fig. 1. (A) Location of the study area in southwest Japan. (B) The distribution of Torinosu Group in western Shikoku. Modified after Shiraiishi and Kano (2004). (C) The geological map including Shiraiishigawa-section (Kano and Jiju, 1995). Columnar section of Shiraiishigawa-section (S-section) is shown in Fig. 2.

布が共通することから、堆積環境の変化には海水準変動などの汎世界的プロセスもしくは比較的広範囲にわたる地域テクトニクスが大きく関わっているものと考えられる。これを考察する上で、まず重要になるのは年代の決定であり、化石層序の化石帯レンジが 10 m.y.にも及ぶ場合などには他の方法を適用しなければならない。

そこで、本研究では石灰岩に対して Sr 同位体層序学 (例えば, Elderfield, 1986; McArthur, 1998; 中野, 2003) を適用した。Sr は炭酸塩鉱物に普通に含まれ、その同位体比は ^{87}Sr と ^{86}Sr の比で表記する。現在の海洋の Sr 同位体比は汎世界的に $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7092$ で一定であり、分別効果が無視できるため、その値は海成の炭酸塩鉱物中にそのまま記録される。また、続成作用による変質の効果が小さければ、過去の石灰岩の Sr 同位体比は過去の海水の値を示すことになり、同じ時代に堆積した石灰岩は同じ Sr 同位体比をもつことになる。

海水の Sr 同位体比は地質時代を通して変化することが知られている。これは、海水へ流入する大陸の風化侵食作用に起因する高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比を有する Sr フラックス (全地球平均は $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0.7119$; Palmer and Edmond, 1989) と、マントルや火成活動起源の低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比を有する Sr フラックス (中央海嶺では $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0.7035$; Palmer and Elderfield, 1985) の比率を反映している。そのため、石灰岩中の Sr 同位体比の変化は、造山運動 (Raymo et al., 1988; Edmond, 1992; Rea, 1992)、中央海嶺の活動 (Goddéris and François, 1995)、氷河活動 (Armstrong, 1971; DePaolo, 1986;

Capo and DePaolo, 1990) など、長期的物質循環にとって重要な地球科学的プロセスの強度を見積もるために使われている。

炭酸塩岩の Sr 同位体比については多くの研究があり、顕生代を通じた変動曲線は確立されている (例えば, Burke et al., 1982; Elderfield, 1986)。いくつかの期間では Sr 同位体比曲線は単調に増加もしくは減少することが知られており、これを用いて炭酸塩鉱物を含む海成堆積物の年代を高精度に決定することができる。特に、ヒマラヤ山脈の隆起が顕著になった新第三紀以降には河川からのフラックスが増大したため (Edmond, 1992)、Sr 同位体比曲線は単調な増加傾向を示し、本邦でもこれを用いて炭酸塩鉱物からなる化石 (例えば, 加藤ほか, 1997, 1998; 中村ほか, 1999) や炭酸塩岩 (例えば, Ohde and Elderfield, 1992) の年代決定がなされてきた。鳥巢石灰岩が堆積したジュラ紀後期から白亜紀前期でも Sr 同位体比曲線は単調な増加を示すことから (Jones et al., 1994b)、年代決定に十分適用が可能である。

ただし、Sr 同位体年代を適用する際には、続成作用による同位体比の変化を吟味し、それを除外しなければならない。例えば、荒川ほか (1996) によって提示された関東山地と高知県佐川地域の鳥巢石灰岩の Sr 同位体比 (0.7075 ~ 0.7110) は、ジュラ紀後期~白亜紀前期の値としては高すぎる値であり、続成作用によって変化している可能性が高い。

本論では、高知県仁淀村の鳥巢層群中の石灰岩を対象として、測定試料の選定方法や、試料の処理方法、続成変質の評価を厳密に行い、Sr 同位体年代決定法が適用できることを

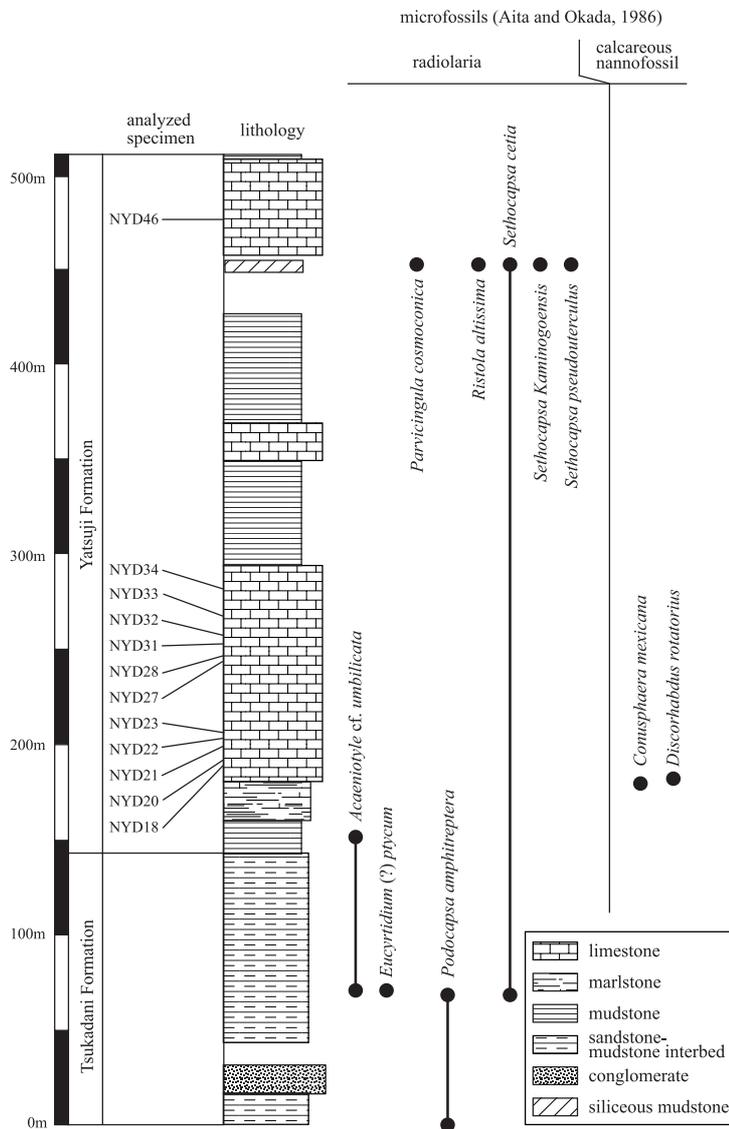


Fig. 2. Columnar section of S-section (lithology: Kano and Jiju, 1995, occurrence of microfossils: Aita and Okada, 1986). The section crops out the sandstone-mudstone dominated Tsukadani Formation, and the limestone-mudstone dominated Yatsuji Formation, in ascending order. Samples for the strontium isotope measurement were collected from 11 horizons of the lower limestone and 1 horizon of the upper limestone in the Yatsuji Formation.

示す。

地質学的背景

1. 鳥巢層群

本研究の対象となった鳥巢層群は、四国中～西部に分布する秩父累帯南帯に属し、幅数 km 以内で東西方向にほぼ連続した帯状の分布を示す (Fig. 1)。本層群は最上部ジュラ系～最下部白亜系の陸源砕屑岩と石灰岩からなり、付加体上の前弧海盆で堆積したと考えられている (Matsuoka, 1992)。鳥巢層群の岩相層序は、多くの地域において、砂岩・礫岩主体の塚谷層と、泥岩・石灰岩を主体とする谷地層に二分される (Kano and Jiju, 1995)。放散虫や石灰質ナノ化石層序の研究 (Matsuoka and Yao, 1985; Aita and Okada, 1986; Aita, 1987) により、本層群の堆積時期は主として Kimmeridgian～Berriasian であり、一部は Valanginian に及ぶ。

谷地層中の石灰岩は側方に不連続なレンズ状岩体として分布し、その規模は最大で幅 2 km、厚さは 120 m に達する。

石灰岩の周囲には、放散虫化石を含む遠洋性の泥岩が分布しているが、石灰岩の岩相は礁性生物や石灰質マイクロブに富み、浅海環境を示す (Shiraishi and Kano, 2004)。また、石灰岩はその下位の砕屑岩から漸移的に岩相変化しており、それらは陸源砕屑物の堆積場で発達した炭酸塩マウンドであると復元されている (Kano, 1988; Kano and Jiju, 1995)。

2. 調査地域の地質と層序

今回、調査対象となったのは高知県仁淀村の白石川地域 (Fig. 1.C) に露出する鳥巢層群 Shiraishigawa-Section (Kano and Jiju, 1995) の石灰岩である。このセクションの放散虫・石灰質ナノ化石は Aita and Okada (1986) によって、セクション周辺の地質と石灰岩の岩相は Kano and Jiju (1995) によって研究されている (Fig. 2)。

セクションの下部約 140 m はチャート質砕屑物に富む礫岩と砂岩・泥岩互層からなる塚谷層である (Fig. 2)。その上位には谷地層が層厚約 370 m にわたって露出しており、主に泥岩と石灰岩の繰り返しからなる。石灰岩は 3 層準に発達

し、最下部のものは泥岩から泥灰岩を経て石灰岩へと漸移的变化を示す。なお、Aita and Okada (1986) は 450 m 層準にある珪質泥岩 (Fig. 2) より上位を、古味口層として定義したが、本層を仁淀地域を通じて追跡することは困難であり、本論では岩相的に類似する谷地層に含めた。

Fig. 2 には Aita and Okada (1986) により報告された放散虫と石灰質ナノ化石の産出層準を示す。塚谷層の泥岩からは、初期もしくは中期 Tithonian に出現する *Acaeniotyle* cf. *umbilicata* と、後期 Tithonian に絶滅する *Eucyrtidium* (?) *ptycum* が共産する。また、谷地層下部の石灰岩体下位にある泥灰岩の石灰質ナノ化石群集は、Kimmeridgian 中期以降の *Conusphaera mexicana* と Tithonian ~ Berriasian 初期の *Discorhabdus rotatorius* を含む。さらに、450 m 層準の珪質泥岩の放散虫群集は *Ditrabs sansalvadorensis* 帯 (中期 Tithonian ~ Valanginian) の最下部を示している (Aita and Okada, 1986)。これらのことから、谷地層下部と上部の石灰岩体の堆積時期は、それぞれ初期 Tithonian ~ 初期 Berriasian と、中期 Tithonian ~ Valanginian にあたる。

分析試料と方法

1. 試料の選定

堆積時の化学・同位体組成の保存という観点では、分析試料として比較的続成作用を受けにくい低 Mg 方解石の生物骨格 (ベレムナイト・浮遊性有孔虫・腕足類など) を用いるべきである (例えば, Brand and Veizer, 1980; Brand, 1991; Veizer et al., 1999; Wenzel, 2000)。この点を考慮し、まず本研究では腕足類骨格を Sr 同位体比の測定試料として選定した。ただし、鳥巢層群の石灰岩でみられる腕足類は殻の薄いものが多く、分析試料として利用可能な大型の個体が少ないという難点がある。そこで、腕足類に加え、ほかの分析試料も選定する必要がある。本研究では、比較的大型で幅広い層準に産出する層孔虫に注目した。層孔虫は石灰海綿類に属し、方解石による網目状の骨格をもつ生物である。ただし、層孔虫の骨格は初生的には高 Mg 方解石であり、続成作用により現在は低 Mg 方解石となっている。骨格間の孔隙には石灰泥が充填していることもあるが、多くの場合セメントが沈殿している。なお分析に用いた層孔虫は全て、個体数が最も多い *Parastromatopora* 属である。そのほか、比較のため、石灰海綿 (*Chatetopsis* sp.)、サンゴ、二枚貝骨格、ミクライト質基質、セメントも分析試料として用いた。

2. カソードルミネッセンス法を用いた続成変質の検討

カソードルミネッセンス (CL) 法は岩石表面上に電子ビームを照射した際に起こる発光を観察するもので、炭酸塩鉱物によく応用される。方解石の場合、発光の強度は Mn 含有量と強い正の相関をもつ一方、Fe 含有量が高くなると発光強度は低下することが知られており (Frank et al., 1982; Savard et al., 1995)、Fe・Mn 含有量の分布を知るためには有効な方法である。Fe と Mn は続成作用の際に方解石に取り込まれやすい元素であることから、カソードルミネッセンス法は続成変質を検討する際に使われることが多い。本研

究では全ての試料について薄片を作成し、カソードルミネッセンス法 (広島大学; Luminoscope MAAS ELM3) を用いて観察した。電子ビームは、電圧 12 kV、電流 0.8 mA の条件で、研磨面上に照射した。カソードルミネッセンス光の強度は、通常行われているとおり、強い発光 (bright)、弱い発光 (dull)、無発光 (non-luminescent) の 3 段階で評価した。

観察結果の例として、Fig. 3 に腕足類・層孔虫・セメントの光学顕微鏡写真と、同じ部分のカソードルミネッセンス像を示す。Fig. 3.A は極めて保存状態のよい腕足類の棘の断面であり、同心円状の緻密な構造がよく保存されている。この部分のカソードルミネッセンス像 (Fig. 3.B) は、棘の周辺部が無発光であるのに対し、中心部では弱く発光していることを示す。このような場合は、周辺部のみを分析試料とした。Fig. 3.C に示される腕足類の殻は、細かい成長線をよく保存している。カソードルミネッセンス像 (Fig. 3.D) では、大部分は無発光であるが、殻の上部と下部に強〜弱発光を示す部分が認められる。この試料では殻の芯部のみを分析に用いた。Fig. 3.E は層孔虫の骨格断面であり、骨格間のスペースは写真左側ではセメントにより、右側ではミクライトによって充填されている。この部分のカソードルミネッセンス写真 (Fig. 3.F) では、層孔虫骨格は弱発光を示し、ミクライトはより強く発光している。また、隙間を充填するセメントは全く発光を示さないが、それらが初期続成による海水セメントであることを明らかに示す証拠はみられなかった。しかしこれらの骨格間の隙間に沈殿したセメントを取り除くことは極めて困難であるため、本研究では層孔虫骨格とともに測定試料に含めることとした。一方、ミクライトは強発光していることに加え、陸源の粘土粒子を含んでいる可能性があり、試料の準備段階では取り除くようにした。Fig. 3.G に示すセメントはカソードルミネッセンス像 (Fig. 3.H) で累帯構造を示すことから、淡水環境もしくは深部続成環境で沈殿した方解石である可能性が高い。本研究では続成変質の目安として 2 つのセメント試料も Sr 同位体比の分析試料とした。

3. 分析方法

まず、化石粒子をグラインダーで削り出す。ミクライトと方解石脈を完全に除去し、強いカソードルミネッセンス光をもつと思われる部分も取り除いておく。取り出した試料を直径 2 mm 以下に砕き、脱イオン水で超音波洗浄した後に、0.5 N 塩酸で約 10 分間処理し、反応を持続するために 6 N 塩酸の滴下を続けた。さらに、この試料を脱イオン水で超音波洗浄し、乾燥させた後に、元素濃度、炭素・酸素安定同位体比、Sr 同位体比の測定試料として用いた。元素濃度や炭素・酸素安定同位体比は続成変質を考察する際に重要なデータになる。

各試料の Ca, Mg, Sr, Mn, Fe 濃度を測定するため、100 mg の粉末試料を遠心分離用チューブに秤量し、5%, 10%, 15% 酢酸を 0.25 ml ずつ、25% 酢酸を 0.5 ml 順番に加えて溶解した。反応が収まった後、この溶液を 3000 回転/分で 5 分間遠心分離し、上澄み溶液 0.8 ml を希釈した後、原子吸光法 (Shimadzu AA-646) を用いて元素濃度を

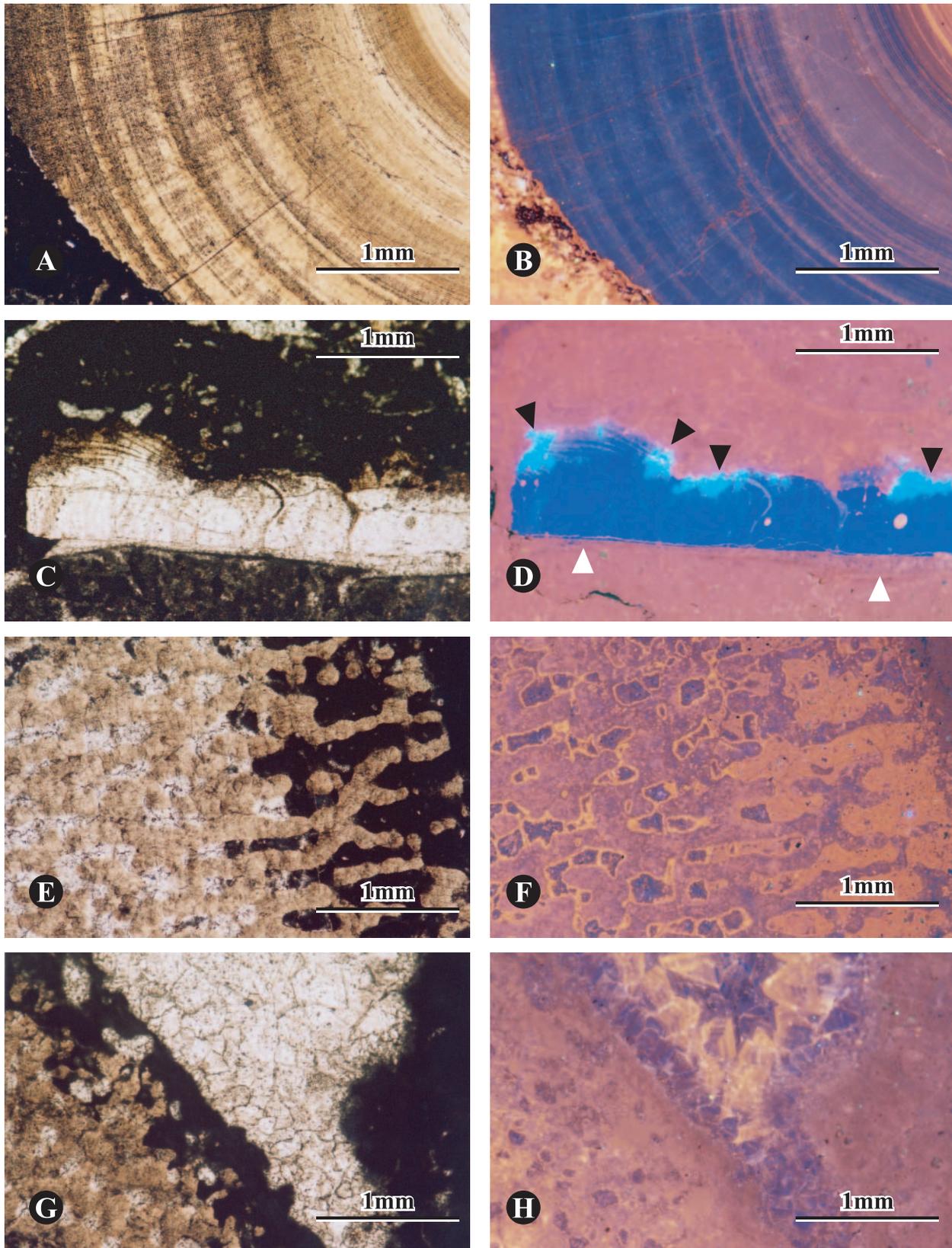


Fig. 3. Textures and cathodoluminescence (CL) of the analyzed limestone components. (A) A brachiopod spine showing well preserved concentric structure. Sample NYD21bra. (B) CL view of Fig. 3.A. Outer part of the spine is non-luminescence, whereas the inner part of spine exhibits dull CL. The micritic matrix in the lower left exhibits bright CL. (C) A brachiopod shell encrusted by *Lithocodium aggregatum*. Sample NYD22bra. (D) CL view of Fig. 3.C. The shell mainly shows non-luminescence, however has bright parts (black arrows), and dull primary layer (white arrows). (E) A stromatoporoid with interskeletal spaces filled with micrite in right, and with cement in left. Sample NYD32str3. (F) CL view of Fig. 3.E. The cements mostly exhibit non-luminescent with dull-bright fringes. (G) A stromatoporoid, micrite and cement. The crystal size of the calcite cement increases from the substrate to the pore center. Sample NYD32cem. (H) CL view of Fig. 3.G. The stromatoporoid and micrite are mostly dull CL. The cement shows banded CL texture.

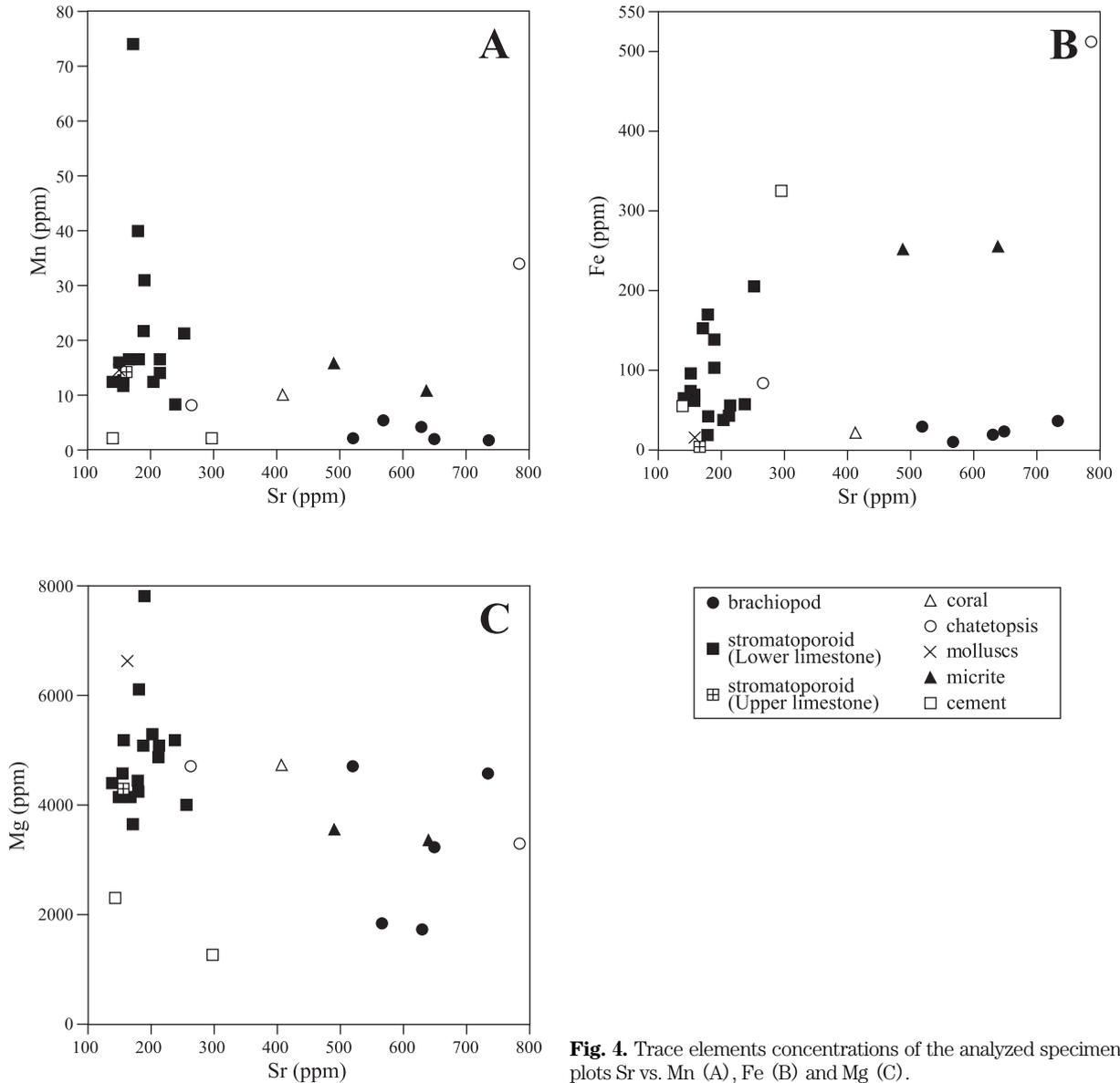


Fig. 4. Trace elements concentrations of the analyzed specimens. Cross plots Sr vs. Mn (A), Fe (B) and Mg (C).

測定した。測定誤差は5%以内である。

酸素・炭素安定同位体比は、広島大学の軽元素質量分析計 ThermoFinnigan Mat Delta Plus に自動処理 Gas Bench を組み合わせた装置で測定した。この装置では1気圧のヘリウムを充填したバイアル瓶中で、試料約2 mg を無水リン酸と55℃で反応させる。生成された二酸化炭素はヘリウムとともにガスクロマトグラフィーに送られ、水などの成分と分離された後で質量分析計に導入され、同位体比が測定される。測定誤差(1σ)はδ¹³Cで0.1%、δ¹⁸Oで0.15%である。測定されたδ¹³Cとδ¹⁸OはPDB標準に対して%表記した。

Sr同位体比を測定するため、まず試料100 mgを遠心分離用チューブに秤量し、6 N 塩酸1.2 mlで溶解した。また、塩酸に溶解する粘土鉱物などの目的外物質から溶出する成分の影響を見積もるため、代表的な3試料(腕足類・層孔虫・ミクライト)について25%酢酸1.2 mlで溶解したものを用意

した。これらの溶液を3000回転/分で5分間遠心分離し、上澄み溶液1 mlをテフロン容器に移し取り、乾固した。次に乾固物を0.5 N 塩酸3 mlで溶解し、陽イオン交換樹脂(Dowex 50w-x8, 100-200 mesh)をつめたカラムに通し、Srを分離・回収した。回収溶液は再び乾固され、0.1 N 硝酸160 μlで再溶解した後に、0.8 μlのサンプル溶液を0.8 μlのタンタル溶液(Birck and Allégre, 1978を参照)とともにタングステンフィラメントの上に乗せて測定した。測定は高知大学海洋コア総合研究センターの表面電離型質量分析計 ThermoFinnigan TRITONを使用した。全てのSr同位体比は⁸⁶Sr/⁸⁸Sr = 0.1194で自動的に標準化されている。標準試料 NIST SRM 987 のSr同位体比の平均値は17回の測定で0.7102517 (± 115 × 10⁻⁷, 2σ)である。

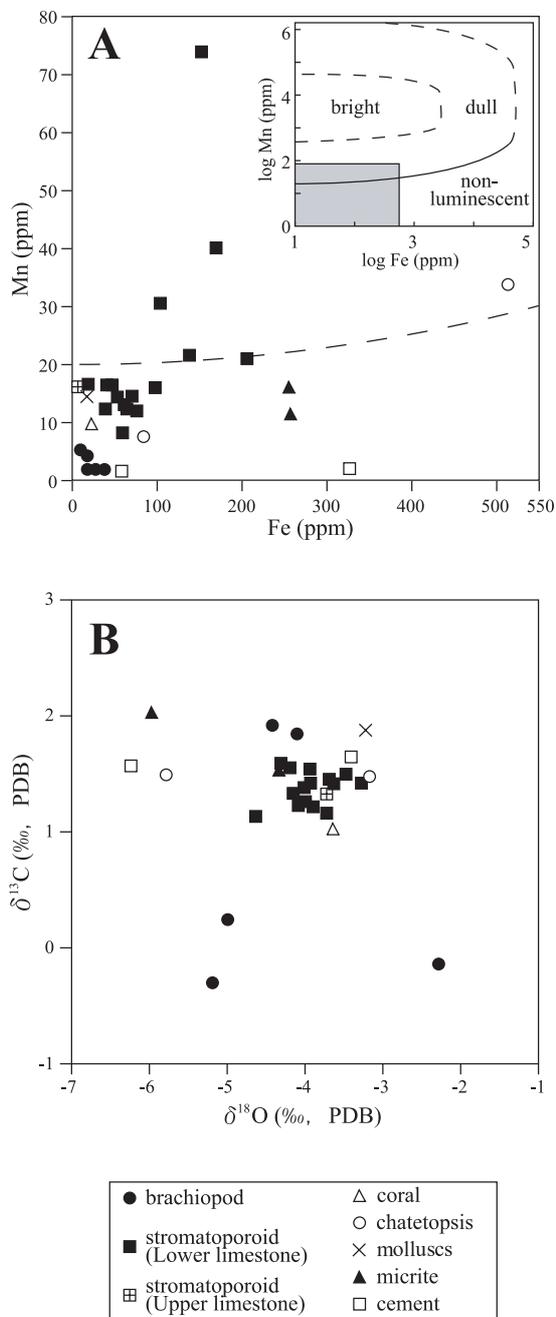


Fig. 5. Trace elements and stable isotopic composition of the analyzed specimens. (A) Cross plot of Mn and Fe. The inserted box represents cathodoluminescence (CL) fields for calcite presented by Machel and Burton (1991), and the gray area indicates the cross plot area of this study. (B) Cross plot of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$.

4. Sr 同位体比の堆積年代への換算

試料から得られた Sr 同位体比を Sr 同位体比変動曲線と対比することで、堆積年代に換算することができる。本研究では University College London の J. M. McArthur 教授が開発し、最も信頼度の高い LOWESS Look-up Table Version 4: 08/03 を用いて Sr 同位体比を堆積年代に換算した。これは従来の実測データをもとに統計学的回帰関数 LOWESS

(LOcally WEighted Scatterplot Smoother) を応用して作成した、95 % の信頼区間をもつ Sr 同位体比の変動曲線である (Howarth and McArthur, 1997; McArthur et al., 2001)。

結 果

Shiraishigawa-section から得られた試料の微量元素濃度と同位体比を Table 1 に示す。試料の微量元素濃度は Mg が 1276 ~ 7844 ppm, Sr が 139 ~ 784 ppm, Fe が 5 ~ 514 ppm, Mn が 1 ~ 74 ppm であった。Mn と Sr 濃度には負の相関がみられる (Fig. 4.A)。また、Sr 濃度が高い試料は比較的 Fe 濃度が低いものが多い (Fig. 4.B)。NYD27chate をのぞくと、Sr を 200 ppm 以上含有している試料の Mn 含有量は 25 ppm 以下である。一方 Mg と Sr 濃度には明らかな相関は見られない (Fig. 4.C)。また Fe と Mn 濃度には明らかな正の相関が見られる (Fig. 5.A)。Fig. 5.B は $\delta^{18}\text{O}$ と $\delta^{13}\text{C}$ のクロスプロットである。 $\delta^{13}\text{C}$ は $-0.14 \sim 2.02$ ‰ と値の幅が小さいのに対し、 $\delta^{18}\text{O}$ は $-6.23 \sim -2.29$ ‰ と 4 ‰ ほどの幅を示している。

Sr 同位体比は 0.7071250 ~ 0.7075208 の範囲であるが、ほとんどのものは 0.707120 ~ 0.707240 の範囲に収まっている (Fig. 6)。Fig. 7 には Sr 同位体比と微量元素の含有量の関係を示した。Sr 同位体比は Fe, Mn, Mg 濃度と弱い正の相関を示し (Fig. 7.A-C), Sr 濃度とは弱い負の相関を示す (Fig. 7.D)。Fig. 8 には Sr 同位体比と炭素・酸素安定同位体比の関係を示す。Sr 同位体比は $\delta^{13}\text{C}$ と相関を示さないが (Fig. 8.A), $\delta^{18}\text{O}$ との間には弱いながらも負の相関を示す (Fig. 8.B)。NYD28cem は最も低い $\delta^{18}\text{O}$ 値をもつ試料であるが、その Sr 同位体比は最も高くなっている。各層準内での Sr 同位体比を比較してみると、腕足類の値は最低値もしくはそれに近い値を示している (Table 1)。測定された Sr 同位体比の 2σ は全体的には 100×10^{-7} 以下である。この誤差は、Kimmeridgian ~ Berriasian の Sr 同位体比曲線上では 1.2 m.y. 以下に相当し、Sr 同位体年代を議論するために十分な精度があるといえる。

考 察

1. Sr 同位体値の検討

試料の酸処理法について 粘土粒子などの目的外物質中の Sr は、一般に炭酸塩中の初生的な海水起源 Sr と比較して、Sr 同位体比が大きく異なるため、Sr 同位体年代を適用する場合、それらの影響をできるだけ取り除いておく必要がある。ここでは塩酸処理が Sr 同位体比に与える影響について議論する。

層孔虫 (NYD18str) と腕足類 (NYD21bra) では、塩酸処理したものと、酢酸処理したものとで Sr 同位体比の違いは $110 \sim 250 \times 10^{-7}$ と極めて小さく (Table 1)、本研究で扱った試料に関しては塩酸処理が値に影響を及ぼさないと判断できる。一方、ミクライト (NYD34mic) では、塩酸で処理したものの方が、酢酸で処理したものに比べて 810×10^{-7} 高い (Table 1)。その差は測定誤差 (2σ) の範囲に収

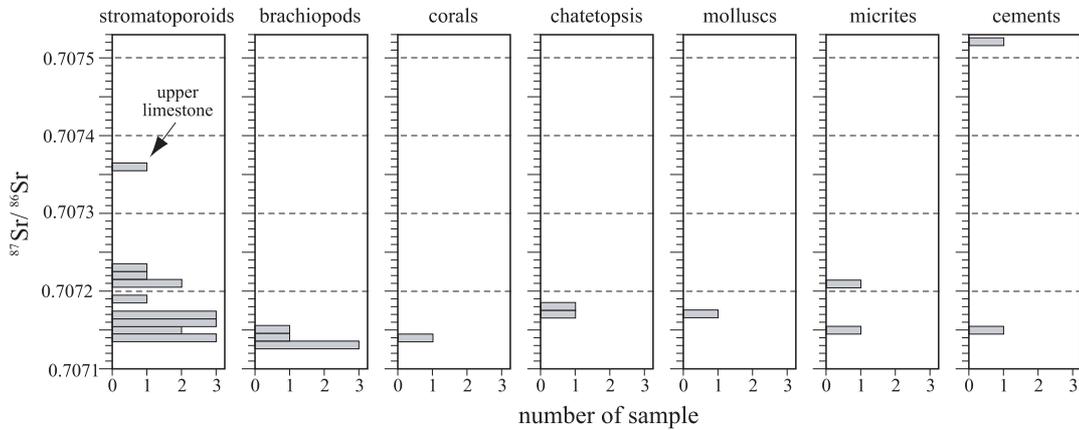


Fig. 6. Histograms showing the distribution of strontium isotopic data for each category.

まると見ることもできるが、塩酸処理試料ではミクライト中に含まれる粘土鉱物から高 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ 比をもつ Sr が溶出した可能性も捨てきれない。3 試料の分析結果から、Sr 同位体比測定に使う化石試料は強酸で処理してもよいが、化石の周囲や骨格間の孔隙に存在するミクライトを取り除いておく必要があると考えられる。

続成変質の評価と測定値の選別 石灰岩の構成物が受けた続成変質の強度を評価する場合、光学顕微鏡やカソードルミネセンス法による観察に加えて、微量元素濃度が基準としてよく用いられる (例えば, Brand and Veizer, 1980; Jones et al., 1994a, b; Price and Sellwood, 1997; Jenkyns et al., 2002)。その中でも特に Fe と Mn 濃度が重要である。これらの元素は通常の海水中に自由イオンとしてほとんど含まれていないため、炭酸塩鉱物中に初生的に含まれる濃度は極めて低い。しかし、主に還元的条件下 (例えば深部埋没過程の続成作用) で Fe や Mn は堆積物から溶脱し、炭酸塩鉱物中に取り込まれる。河川水や、炭酸塩岩中の粘土鉱物に由来する高 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ 比をもつ Sr が間隙水に含まれる場合、それらも同様に炭酸塩鉱物中に取り込まれる。そのため、一般的に続成作用で生じた方解石は初生的な鉱物に比べて Fe と Mn をより多く含んでおり (例えば, Jones et al., 1994a)、それに伴い Sr 同位体比は高くなる傾向がある。ただし、酸化的条件下 (例えば浅部の開放系における続成作用) では Fe と Mn はほとんど溶解しないため、Fe・Mn に乏しい続成セメントが形成される。しかし、本研究の試料として用いた鳥巢石灰岩は有機物を多く含むことから、その続成環境は概ね還元的であったと考えられ、Fe と Mn は続成作用の指標として有益な情報を提供することが期待される。一方、海水から生成したアラレ石や方解石に高濃度で含まれる Sr は、続成作用の進行とともに炭酸塩鉱物から溶脱する傾向がある。また Mg 濃度は続成作用に伴い、アラレ石中では増加、方解石中では減少する傾向がある (McArthur et al., 1994)。これらのことから、本研究ではまず初めに、強いカソードルミネセンス光で示される高 Mn・高 Fe 含有量をもつ部分を試料の準備段階で除去した。ただしカソードルミネセンス

法は、前述のとおり Fe 含有量が多くなると発光強度が低下するため (Fig. 5.A)、Fe を高濃度に含有する部分を認定することはできない。本研究で用いた化石試料では、Fe の含有量の高いものは少なく、Sr 同位体比も異常に高い値を示すものはない (Table 1)。このことからカソードルミネセンス法によるサンプル準備によって、堆積時の初生的な値よりかなり高い Sr 同位体比をもつ部分を効果的に除去できているといえる。ただし Fe・Mn 濃度と Sr 同位体比のばらつきからも示されるとおり (Fig. 7.A, B)、カソードルミネセンス法だけでは続成作用を詳細に評価することはできず、微量元素濃度や Sr 同位体比と組み合わせる必要があるといえる。

微量元素による続成変質の基準としてよく用いられるのは Mn/Sr 比である。Jacobsen and Kaufman (1999) は Mn/Sr > 2 の炭酸塩岩の Sr 同位体比は変質していると指摘した。本研究の測定試料では Mn/Sr が 2 を越えるものではなく、最大でも Mn/Sr は 0.4 程度である (NYD32str4; Table 1)。本研究で用いた測定試料はこれを基準に評価すると、続成変質の度合いは小さいといえる。ただし、Fig. 7.A, B に示される Fe・Mn と Sr 同位体比の正相関、Fig. 7.D に示される Sr と Sr 同位体比の負の相関を考慮すると、Sr 同位体比は低 Mn・低 Fe・高 Sr の試料で堆積時の初生的な値を最もよく保存すると考えるべきである。この条件を最もよく満たすのが腕足類の殻である。本研究で測定した谷地層下部の石灰岩 2 層準から採集した 3 つの腕足類試料 (NYD21bra, NYD23bra1, NYD23bra2) の Sr 同位体比は 0.707125 付近のほぼ同じ値を示しており、この層準での値の信頼性を高めている。また、腕足類試料の Sr 同位体比は、それと同じ層準の試料の中で最も低い値を示している。一方、腕足類試料の $\delta^{18}\text{O}$ は $-5.18 \sim -2.29 \%$ と大きくばらついており (Fig. 8.B)、淡水続成作用を受けていると考えられる。最も重い $\delta^{18}\text{O}$ を示す NYD21bra は直径約 10 mm の棘であり、比較的軽い値を示す残りの腕足類試料は薄い殻であることから、体積に対して表面積の割合が大きい薄い殻のほうがより強く淡水続成の影響を受けたことが示唆される。ただし $\delta^{18}\text{O}$ と

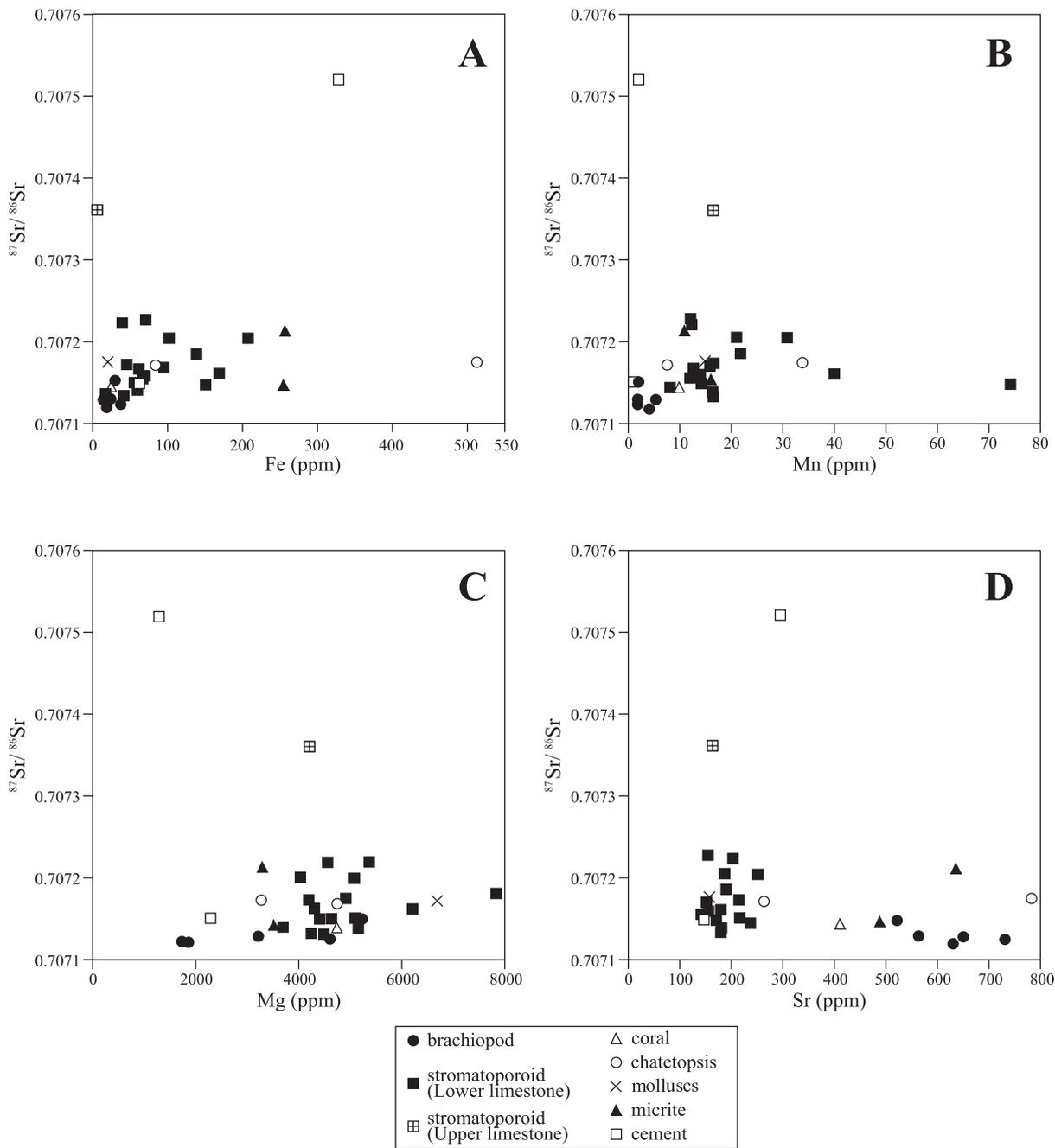


Fig. 7. Cross plots of trace elements (Fe, Mn, Mg, Sr) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of the analyzed specimens.

Sr 同位体比には相関がみられないことから (Fig. 8.B), 本研究で用いた腕足類試料の Sr 同位体比は淡水続成作用によって変化することはなかったと考えられる. 以上のことから, 従来の研究でも指摘されているとおり, 腕足類は Sr 同位体比の測定試料として優れていると結論される.

次に, 最も試料数が多かった層孔虫の Sr 同位体比について考察する. 層孔虫骨格はその微細構造をよく保存しているが (Fig. 3.E), カソードルミネッセンス像では弱い発光を示す (Fig. 3.F). 骨格間の孔隙には無発光の方解石が充填しているが, 初期続成セメントであるという明らかな証拠はみら

れなかった. また, 層孔虫は腕足類に比べ, Sr 濃度は低く (139 ~ 251 ppm), Mg 濃度は高い (3664 ~ 7844 ppm) 傾向がある. この層孔虫の微量元素濃度にみられる特徴は, 層孔虫骨格が初生的に高 Mg 方解石であり, 続成作用による低 Mg 方解石への変化の間に Sr を溶脱したことを示す. 層孔虫の Sr 同位体比は, ほとんどが同層準の腕足類よりも $100 \sim 500 \times 10^{-7}$ 高い値を示している. この差は測定誤差の範囲を超えており, 層孔虫骨格に高 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ 比をもつ Sr が混入したことを示唆する. 層孔虫の Fe・Mn 含有量も腕足類のものに比べると高く (Fig. 7.A, B), 層孔虫は腕足類よ

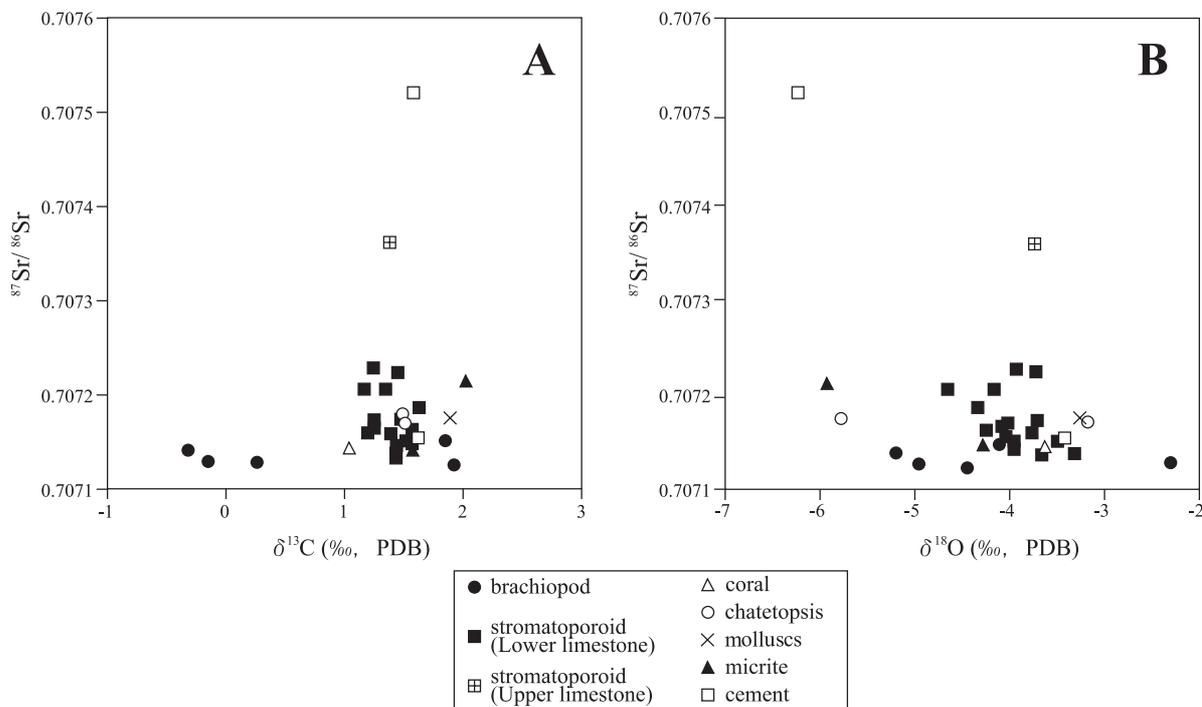


Fig. 8. Cross plots of ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio vs. δ¹³C (A) and δ¹⁸O (B) of the analyzed specimens.

りも強く続成変質を受けていると考えられる。また、層孔虫の骨格間孔隙への粘土鉱物の混入、セメントの沈殿も Sr 同位体比に影響を与える可能性があると考えられる。層孔虫の Sr 同位体比と微量元素濃度 (Fig. 7) や安定同位体比 (Fig. 8) には明らかな相関はみられないため、それらを指標として堆積時の初生的な値を示す Sr 同位体比データを選別することはできない。また、層孔虫と腕足類の値の差 (500 × 10⁻⁷ 以内) は後期ジュラ紀から前期白亜紀においては、年代にして最大 2.8 m.y.に相当するため、層孔虫は詳細な年代の議論には使うことができないと結論づけられる。初生的に高 Mg 方解石だったと思われる石灰海綿 *Chatetopsis* sp. (NYD27chate) についても同じことが言えるだろう。

初生的にアラレ石であったサンゴ (NYD21coral) や軟体動物の殻 (NYD32mol) は層孔虫よりも強く続成作用を受けている。これらの殻は一度溶脱し、方解石により充填された産状を示す。一般的に Sr はアラレ石中に高濃度で含まれるが、この二次的な方解石における濃度は特筆するほど高くない。ただし、完全な再結晶化を受けたにもかかわらず、これらの Sr 同位体比と同層準の腕足類試料の値との差は小さく、約 200 × 10⁻⁷ 高い程度である。これは恐らく、アラレ石から方解石への再結晶化が比較的開放系で進行したが、間隙水の ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr 比が高くなかったことを示唆している。ただし、今回のサンゴと軟体動物の測定数は少なく、これらの測定試料としての利用価値を判断することはできない。

ミクライトとセメントは測定試料として適さないと判断できる。ただし、NYD23mic について得られた Sr 同位体比は腕足類の値よりも 200 × 10⁻⁷ ほど高い (Table 1) 程度であ

り、粘土鉱物等の目的外物質から溶出した Sr の影響をさほど受けていないと考えられる。しかし、これはミクライト全般に当てはまるとは限らない。特に、鳥巢層群の石灰岩は陸源碎屑物と密接に関連し、石灰岩の基質部には粘土鉱物や陸源碎屑物が比較的多く含まれるので (Kano, 1988)、ミクライトの Sr 同位体比が高 ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr 比をもつ Sr の影響を受ける危険性は大きい。

本研究で用いた 2 つのセメント試料の Sr 同位体比には大きな違いが見られる。NYD32cem の Sr 同位体比は同層準の腕足類とほぼ同じ値を示すのに対し、NYD28cem は、腕足類 (NYD32bra) に比べて約 3700 × 10⁻⁷ 高く、明らかに年代決定に使用できない。NYD28cem は δ¹⁸O が最も低く (Table 1)、明らかに淡水続成作用で生成したものである。組織や組成から海成セメントと判断できる場合でも、それらは様々な続成段階で形成されるため、セメントの Sr 同位体比を堆積時の初生的な値とみなすのは危険である。

2. 石灰岩の堆積年代

これまでの議論から、本調査地域に分布する谷地層中の下部石灰岩体における Sr 同位体比の堆積時の初生的な値として、腕足類の値を採用する。すなわち、Sr 同位体比は、NYD23 の層準で 0.7071251 であり、NYD32 で 0.7071507 である。また、上部石灰岩体については、測定試料が層孔虫の 1 試料のみであるため、年代値を計算することはできない。

これらの値は、ジュラ紀後期～白亜紀前期の Sr 同位体比曲線に対応させ、堆積年代に換算することができる。LOWESS Look-up Table Version 4 を用いると、95 % の信

Table 1. Trace elemental and isotopic compositions of skeletal grains, matrix and cement from the S-section. Cathodoluminescence (CL) strength is also shown in three grades (non-luminescence, dull and bright). Concentrations of the trace elements are in ppm. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ are in ‰ vs. PDB standard. Deviation in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ is in 10^{-7} .

Sample ID	CL strength	Mg	Sr	Fe	Mn	Mn/Sr	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$2\sigma(\times 10^{-7})$
<i>Lower limestone</i>										
NYD18str	dull	5180	237	58	8	0.034	1.43	-3.96	0.7071439	73
NYD18str-ace									0.7071450	102
NYD20chate	dull	4720	264	86	8	0.030	1.49	-3.18	0.7071701	62
NYD21bra	non-luminescent	1830	567	11	5	0.009	-0.14	-2.29	0.7071277	96
NYD21bra-ace									0.7071252	90
NYD21coral	dull	4720	408	24	10	0.025	1.03	-3.63	0.7071438	80
NYD22bra	non-luminescent	3220	649	24	2	0.003	-0.32	-5.18	0.7071391	91
NYD23bra1	non-luminescent	4610	734	37	2	0.003	1.92	-4.44	0.7071251	93
NYD23bra2	non-luminescent	1730	630	19	4	0.063	0.25	-4.95	0.7071265	96
NYD23mic	dull	3540	490	255	16	0.033	1.57	-4.28	0.7071458	92
NYD23str1	dull	5310	202	39	12	0.059	1.44	-3.72	0.7072237	54
NYD23str2	dull	5090	213	55	14	0.066	1.51	-3.48	0.7071515	68
NYD23str3	dull	4460	178	17	16	0.090	1.43	-3.31	0.7071374	62
NYD23str4	dull	4270	178	42	16	0.090	1.43	-3.65	0.7071360	79
NYD23str5	dull	4890	212	46	17	0.080	1.47	-3.70	0.7071733	82
NYD27chate	dull	3280	784	514	34	0.043	1.50	-5.77	0.7071754	82
NYD28cem	dull	1276	294	327	2	0.007	1.58	-6.23	0.7075208	99
NYD31str	dull	4050	251	207	21	0.084	1.15	-4.65	0.7072061	76
NYD32bra	non-luminescent	4674	521	28	2	0.004	1.84	-4.10	0.7071507	78
NYD32cem	bright	2304	142	57	1	0.007	1.63	-3.41	0.7071526	74
NYD32mol	non-luminescent	6650	158	19	15	0.095	1.89	-3.24	0.7071736	80
NYD32str1	dull	7840	189	138	22	0.116	1.61	-4.33	0.7071851	84
NYD32str2	dull	5070	188	103	31	0.165	1.34	-4.16	0.7072056	90
NYD32str3	dull	6190	178	170	40	0.225	1.57	-4.24	0.7071614	76
NYD32str4	dull	3660	171	151	74	0.433	1.55	-3.95	0.7071492	82
NYD33str1	dull	4270	156	62	13	0.083	1.24	-4.08	0.7071663	68
NYD33str2	dull	4430	139	65	12	0.086	1.38	-4.04	0.7071567	86
NYD33str3	dull	5200	157	69	14	0.089	1.18	-3.76	0.7071584	102
NYD33str4	dull	4570	154	71	12	0.078	1.23	-3.92	0.7072267	80
NYD33str5	dull	4200	151	95	16	0.106	1.26	-4.02	0.7071709	94
NYD34mic	dull	3310	638	258	11	0.017	2.02	-5.96	0.7072112	71
NYD34mic-ace									0.7072031	99
<i>Upper limestone</i>										
NYD46str	dull	4190	164	5	16	0.098	1.37	-3.73	0.7073604	96

頼区間で、NYD23bra1は147.9 (± 0.5) Ma, NYD32braは146.8 (+0.6, -0.7) Maとなり (Fig. 9), 下部石灰岩の年代は148.4 ~ 146.1 Ma (中期 Tithonian) となる。これらの年代値は、微化石から得られた下部石灰岩が初期 Tithonian ~ 初期 Berriasian という堆積年代と整合的であることに加え、解像度の点で優れている。

3. 今後の展望

以下に、鳥巢石灰岩における Sr 同位体年代の適用から期待できる今後の展望を2つほど挙げる。

従来行われてきた、日本各地に分布する上部ジュラ系~下部白亜系の鳥巢石灰岩に関する堆積学的研究では、陸源碎屑物から炭酸塩堆積物への移行や、石灰岩中の岩相変化が海水準変動と結び付けて解釈されてきた (森野, 1993; Kano and Jiju, 1995; 木山・井龍, 1998)。しかし、微化石層序から得られる年代は解像度が低く、例えば、Haq et al. (1987) の

第3次曲線と対比した場合、岩相変化をもたらした海水準変動を特定することは困難であった。本研究の結果は、上部ジュラ系~下部白亜系における腕足類試料の Sr 同位体年代の信頼区間が1.2 m.y.程度であり、両者の対比が可能になることを示す。Kano and Jiju (1995) によって解釈されたように、鳥巢石灰岩が高海水準期の堆積物であると仮定すると、下部石灰岩体の堆積時期は Tithonian 後期の高海水準期に対比される。

また、鳥巢石灰岩には石灰質マイクロブ (Shiraishi and Kano, 2004) やウーイド (Kano, 1988; Kano and Jiju, 1995) が多く認められる。両者の時代的分布は顕生代の中で偏っており、ジュラ紀~白亜紀前期はそれらが多産する時代として知られている (Opdyke and Wilkinson, 1990; Riding, 1991; Leinfelder and Schmid, 2000)。Riding (1992) は石灰質マイクロブとウーイドの豊富さが、炭酸塩鉱物に対する過

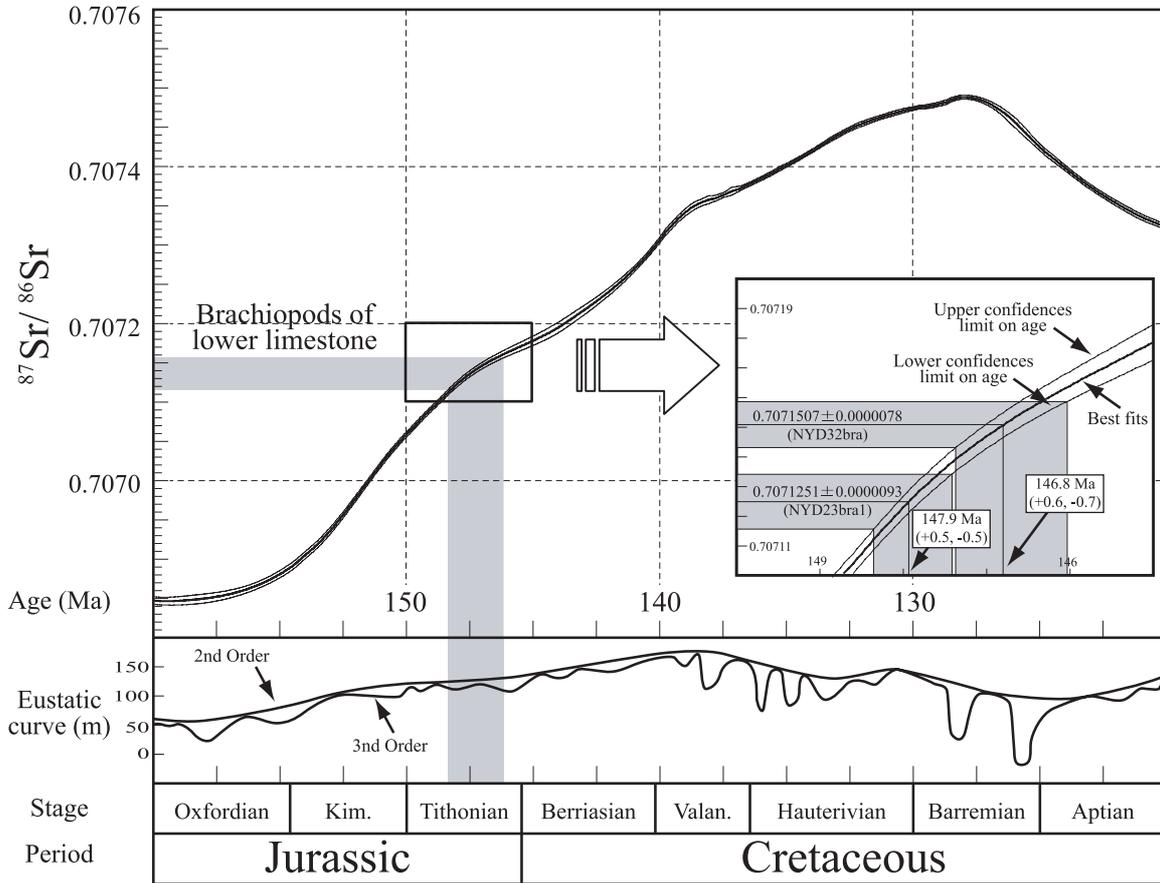


Fig. 9. Strontium isotopic curve from Late Jurassic to Early Cretaceous (Look-up Table Version 4: 08/03 generated from statistical LOWESS fit), shown with mean value (bold line) and the 95 % confidence limits (thin lines). $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ age of two horizons of the lower limestone (NYD23 and NYD32) was evaluated from the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios. The eustatic curve is after Haq et al. (1987), and the timescale refers to Grandstein et al. (2004).

飽和度の高さや海水の化学組成、温度と相関があると示唆している。これは、顕生代の炭素循環を考える上で重要な問題であり、炭酸塩堆積物が生成しやすい時代というものがあったのかもしれない。鳥巢石灰岩は Tithonian ~ Berriasian に多い。今後日本各地の鳥巢石灰岩の年代を Sr 同位体比で確定し、その時空分布を提示できれば、ジュラ紀後期~白亜紀前期の海水の化学組成や温度について理解が深まる可能性がある。

結 論

1. カソードルミネッセンス法による観察結果と微量元素濃度の分析結果から、高知県仁淀村に分布する鳥巢層群の石灰岩に含まれる構成物のうち、腕足類化石が最もよく堆積時の海水 Sr 同位体比を保持していることが明らかになった。一方、層孔虫や石灰海綿 *Chatetopsis* sp. は、それらの骨格間孔隙を充填するミクライトやセメントによって、堆積時の初生的な値よりやや高い Sr 同位体比を示す傾向がある。
2. 本研究で扱った層孔虫の Sr 同位体比の変質幅は、その多くが腕足類よりも $\sim 500 \times 10^{-7}$ 高い値を示す。それによ

る年代のずれは後期ジュラ紀から前期白亜紀における海水 Sr 同位体変動曲線においては最大 2.8 m.y. に相当するため、層孔虫は詳細な年代の議論には使うことができない。

3. 統計学的回帰関数 LOWESS による Look-up Table Version 4 により、谷地層下部の厚い石灰岩体の堆積年代は、腕足類の Sr 同位体比から 146.1 ~ 148.4 Ma (中期 Tithonian) と導き出される。
4. Sr 同位体比から得られた石灰岩の堆積年代は微化石年代と整合的であり、より解像度が高い。

謝 辞

査読者の茨城大学伊藤 孝助教授、熊本大学松田博貴助教授には多くの助言をいただいた。University College London の J. M. McArthur 教授には LOWESS Look-up Table Version 4: 08/03 のデータを頂いた。広島大学の荒川洋平氏、柿崎嘉宏氏には試料採集に協力していただいた。炭酸塩コロキウムメンバーの方々には研究集会を通して有益な助言を頂いた。本論は高知大学海洋コア総合研究センター共同利用研究 (課題番号 04B011; 代表者, 狩野彰宏) の成

果である。

文 献

- Aita, Y., 1987, Middle Jurassic to Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy of Shikoku with reference to selected sections in Lombardy Basin and Sicily. *Sci. Rep. Tohoku Univ. 2nd Ser.*, **58**, 1-91.
- Aita, Y. and Okada, H., 1986, Radiolarians and calcareous nannofossils from the uppermost Jurassic and Lower Cretaceous strata of Japan and Tethyan regions. *Micropaleontology*, **32**, 97-128.
- 荒川洋二・西岡澄濃・小林洋二・指田勝男, 1996, 元素・Sr 同位体組成に基づく石灰岩の堆積環境の推定. 月刊海洋, **28**, 706-712.
- Armstrong, R. L., 1971, Glacial erosion and the variable isotopic composition of strontium in sea water. *Nature*, **230**, 132-134.
- Birck, J. L. and Allègre, C. J., 1978, Chronology and chemical history of the parent body of basaltic achondrites studied by the ^{87}Rb - ^{87}Sr method. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **39**, 37-51.
- Brand, U., 1991, Strontium isotope diagenesis of biogenic aragonite and low-Mg calcite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 505-513.
- Brand, U. and Veizer, J., 1980, Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system: 1. Trace elements. *Jour. Sediment. Petrol.*, **50**, 1219-1236.
- Burke, W. H., Denison, R. E., Hetherington, E. A., Koepnick, R. B., Nelson, J. B. and Otto, J. B., 1982, Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. *Geology*, **10**, 516-519.
- Capo, R. C. and DePaolo, D. J., 1990, Seawater strontium isotopic variations from 2.5 million years ago to the present. *Science*, **249**, 51-55.
- DePaolo, D., 1986, Detailed record of the Neogene-Sr isotopic evolution of seawater from DSDP site-590b. *Geology*, **14**, 103-106.
- Edmond, J. M., 1992, Himalayan tectonics, weathering processes, and the strontium isotope record in marine limestones. *Science*, **258**, 1594-1597.
- Elderfield, H., 1986, Strontium isotope stratigraphy. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **57**, 71-90.
- Frank, J. R., Carpenter, A. B. and Oglesby, T. W., 1982, Cathodoluminescence and composition of calcite cement in Taum Sauk Limestone (Upper Cambrian), southeast Missouri. *Jour. Sediment. Petrol.*, **52**, 631-638.
- Goddéris, Y. and François, L. M., 1995, The Cenozoic evolution of the strontium and carbon cycles: relative importance of continental erosion and mantle exchanges. *Chem. Geol.*, **126**, 169-190.
- Grandstein, F., Ogg, J. and Smith, A., 2004, *A geological time scale 2004*. Cambridge Univ. Press, 384pp.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. and Vail, P. R., 1987, Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, **235**, 1156-1166.
- Howarth, R. J. and McArthur, J. M., 1997, Statistics for strontium isotope stratigraphy: A robust LOWESS fit to the marine Sr-isotope curve for 0 to 206 Ma, with look-up table for derivation of numeric age. *Jour. Geol.*, **105**, 441-456.
- Jacobsen, S. B. and Kaufman, A. J., 1999, The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chem. Geol.*, **161**, 37-57.
- Jenkyns, H. C., Jones, C. E., Gröcke, D. R., Hesselbo, S. P. and Parkinson, D. N., 2002, Chemostratigraphy in the Jurassic System: Applications, limitations and implications for palaeoceanography. *Jour. Geol. Soc. Lond.*, **159**, 351-378.
- Jones, C. E., Jenkyns, H. C. and Hesselbo, S. P., 1994a, Strontium isotopes in Early Jurassic seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**, 1285-1301.
- Jones, C. E., Jenkyns, H. C., Coe, A. L. and Hesselbo, S. P., 1994b, Strontium isotopic variations in Jurassic and Cretaceous seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**, 3061-3074.
- Kano, A., 1988, Facies and depositional conditions of a carbonate mound (Tithonian-Berriasian, SW-Japan). *Facies*, **18**, 27-48.
- Kano, A. and Jiju, K., 1995, The Upper Jurassic-Lower Cretaceous carbonate-terrigenous succession and development of a carbonate mound in western Shikoku, Japan. *Sediment. Geol.*, **99**, 165-178.
- 甲藤次郎・松本達郎, 1981, 高知県加茂中学校周辺の鳥巢層群からの生痕化石とアンモナイトについて. 高知大学術研報, **30**, 43-51.
- 加藤 進・井上洋子・田澤孝一・中野孝教, 1998, 基礎試錐「御前崎沖」における新生代ストロンチウム同位体層序. 地質雑, **104**, 550-557.
- 加藤 進・田澤孝一・中野孝教, 1997, 基礎試錐「相馬沖」における新生代ストロンチウム同位体層序. 地質雑, **103**, 1046-1052.
- 木山 修・井龍康文, 1998, 上部ジュラ系小池石灰岩の堆積過程. 堆積学研究, **47**, 17-31.
- Leinfelder, R. R. and Schmid, D. U., 2000, Mesozoic reefal thrombolites and other microbialites. In Riding, R. and Awramik, S. M., eds., *Microbial sediments*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 289-294.
- Machel, H. G. and Burton E. A., 1991, Factors governing cathodoluminescence in calcite and dolomite, and their implications for studies of carbonate diagenesis. In Barker, C. E. and Kopp, O. C., eds., *Luminescence microscopy and spectroscopy: quantitative and qualitative applications*. SEPM Short Course, **25**, 37-57.
- Matsuoka, A., 1992, Jurassic-early Cretaceous tectonic evolution of the southern Chichibu terrane, southwest Japan. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **96**, 71-88.
- Matsuoka, A. and Yao, A., 1985, Latest Jurassic radiolarians from the Torinosu Group in Southwest Japan. *Osaka City Univ. Jour. Geosci.*, **28**, 125-145.
- McArthur, J. M., 1998, Strontium isotope stratigraphy. In Doyle, P. and Bennett, M. R., eds., *Unlocking the stratigraphical record*. Wiley, New York, 221-241.
- McArthur, J. M., Howarth, R. J. and Bailey, T. R., 2001, Strontium isotope stratigraphy: LOWESS version 3: best fit to the marine Sr-isotope curve for 0-509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age. *Jour. Geol.*, **109**, 155-170.
- McArthur, J. M., Kennedy, W. J., Chen, M. F., Thirlwall, M. F. and Gale, A. S., 1994, Strontium isotope stratigraphy for Late Cretaceous time: Direct numerical calibration of the Sr isotope curve based on the US Western Interior. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **108**, 95-119.
- 森野善広, 1993, 高知県物部地域の下部白亜系鳥巢式石灰岩の生成環境. 地質雑, **99**, 173-183.
- 中野孝教, 2003, 海水の化学進化: ストロンチウム同位体層序学. 資源地質学会編, 資源環境地質学, 217-226.
- 中村洋大・亀尾浩司・浅原良浩・小澤智生, 1999, 琉球列島久米島に分布する新第三系鳥巢層群の層序と地質年代. 地質雑, **105**, 757-770.
- Ohde, S. and Elderfield, H., 1992, Strontium isotope stratigraphy of Kitadaito-jima Atoll, north Philippine Sea: implications for Neogene sea level change and tectonic history. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **113**, 473-486.
- Opdyke, B. N. and Wilkinson, B. H., 1990, Paleolatitude distribution of Phanerozoic marine ooids and cements. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **78**, 135-148.
- Palmer, M. R. and Edmond, J. M., 1989, The strontium isotope budget of the modern ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **92**, 11-26.
- Palmer, M. R. and Elderfield, H., 1985, Sr isotope composition of sea water over the past 75 Myr. *Nature*, **314**, 526-528.
- Price, G. D. and Sellwood, B. W., 1997, 'Warm' palaeotemperatures from high late Jurassic palaeolatitudes (Falkland Plateau): Ecological, environmental of diagenetic controls? *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **129**, 315-327.
- Raymo, M. E., Ruddiman, W. F. and Froelich, P. N., 1988, Influence of late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles. *Geology*, **16**, 649-653.
- Rea, D. K., 1992, Delivery of Himalayan sediment to the northern Indian Ocean and its relation to global climate, sea level, uplift, and seawater strontium. In Duncan, R. A., Rea, D. K., Kidd, R. B., von Rad, U. and Weissel, J.K., eds., *Synthesis of Results from Scientific Drilling in the Indian Ocean*, Am. Geophys. Uni. monogr., **70**, 387-402.
- Riding, R., 1991, Calcified cyanobacteria. In Riding, R., ed., *Calcareous algae and stromatolites*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 55-87.
- Riding, R., 1992, Temporal variation in calcification in marine cyanobacteria. *Jour. Geol. Soc. Lond.*, **149**, 979-989.
- Savard, M. M., Veizer, J. and Hinton, R., 1995, Cathodoluminescence at

- low Fe and Mn concentrations: A SIMS study of zones of natural calcites. *Jour. Sediment. Res.*, **65**, 208-213.
- Shiraishi, F. and Kano, A., 2004, Composition and spatial distribution of microencrusters and microbial crusts in upper Jurassic-lowermost Cretaceous reef limestone (Torinosu Limestone, southwest Japan). *Facies*, **50**, 217-227.
- 田村 実, 1960, 鳥巢層群および類似層の層位学的研究. 熊本大教育紀要, 特別号, no. 8, 1-40.
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G., Diener, A., Ebneth, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O. and Strauss, H., 1999, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chem. Geol.*, **161**, 59-88.
- Wenzel, B., 2000, Differential preservation of primary isotopic signatures in Silurian brachiopods from northern Europe. *Jour. Sediment. Res.*, **70**, 194-209.

(要 旨)

白石史人・早坂康隆・高橋嘉夫・谷水雅治・石川剛志・松岡 淳・村山雅史・狩野彰宏, 2005, 高知県仁淀村に分布する鳥巢石灰岩のストロンチウム同位体年代. 地質雑, **111**, 610-623 (Shiraishi, F., Hayasaka, Y., Takahashi, Y., Tanimizu, M., Ishikawa, T., Matsuoka, J., Murayama, M. and Kano, A., 2005, Strontium isotopic age of the Torinosu Limestone in Niyodo Village, Kochi Prefecture, SW Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **111**, 610-623)

高知県仁淀村に分布する鳥巢層群谷地層中の石灰岩の Sr 同位体比は, 続成作用の効果を考慮した結果, 解像度のよい年代値として利用できることが明らかになった. カソードルミネッセンス法による観察結果と微量元素濃度の分析結果は, 石灰岩中の構成物のうち, 腕足類化石が最もよく堆積時の初生的な海水 Sr 同位体比を保持することを示す. また, 層孔虫や石灰海綿 *Chatetopsis* sp. は腕足類よりやや高い Sr 同位体比を示し, それによる年代のずれは後期ジュラ紀から前期白亜紀においては 2.8 m.y. に達するため, これらの化石は詳細な年代の議論に使うことはできない. 腕足類から得られた Sr 同位体比を最新の Sr 同位体比曲線に合わせると, 谷地層下部の石灰岩体の堆積年代は, 146.1 ~ 148.4 Ma (中期 Tithonian) と計算される. Sr 同位体比から得られた石灰岩の堆積年代は微化石年代と整合的であり, より解像度が高い.