

論 説

カンブリア紀最前期胚化石の化石化過程と古海洋的背景

國光陽子*・狩野彰宏*・安井金也**・舒 徳干***・韓 健***・華 洪****

* 広島大学大学院理学研究科・** 広島大学大学院理学研究科付属臨海実験所・*** 西北大学初期生命研究所, 中華人民共和国・**** 西北大学教育省大陸動態重点研究室および西北大学地質学教室, 中華人民共和国

Earliest Cambrian fossil embryos and their fossilization processes and paleoceanographic background

Yoko Kunimitsu*, Akihiro Kano*, Kinya Yasui**, Shu Degan***, Han Jian*** and Hua Hong****

*Graduated School of Science, Hiroshima University, Kagamiyama 1-3-1, Higashi-Hiroshima, 739-8526, Japan (yoko-ckw-07@hiroshima-u.ac.jp, kano@scs.kyushu-u.ac.jp); **Marine Biological Laboratory, Graduate School of Science, Hiroshima University, 2445 Mukaishima-cho, Onomichi, Hiroshima 722-0073, Japan (furaha@sci.hiroshima-u.ac.jp); ***Early Life Institute, Northwest University, Xi'an, Shaanxi 710069, P. R. China (elidgshu@nwu.edu.cn, hanjianelle@263.net); ****Key Laboratory of Continental Dynamics, Ministry of Education, and Department of Geology, Northwest University, Xi'an, Shaanxi 710069, P. R. China (huahong@nwu.edu.cn)

Abstract. Paleontological, petrological and geochemical studies from the Kuanchuanpu Formation in southern Shaanxi Province, strata known for the earliest Cambrian animal embryos, revealed the paleoceanographic settings and processes permineralizing an exceptionally rich fauna. Lack of high-energy sedimentary structures and presence of fossilized photosynthetic microbes indicated that a calm and shallow depositional environment was developed on the northern marginal Yangtze platform. The upward-decreasing trend of reductive elements (Mn and Fe) in carbonate fraction indicated a gradual transition to oxic conditions, which allowed animals to inhabit during the deposition of the upper Kuanchuanpu Formation. The animal embryos and small shelly fossils were permineralized by apatite due to intensified upwelling that rose the concentration of phosphates in the bottom water. The intensified upwelling was probably responsible for the upward-decreasing trend of the carbonate $\delta^{13}\text{C}$ values. The permineralization selectively proceeded in the organic lipid membranes that were resistant against decomposition. The lowered pH, locally developed by bacterial activities inside the embryos, was another potential factor for the precipitation of apatite.

Key words: Cambrian, permineralization, stable isotope, trace element, mineral composition, animal embryo, paleocean

はじめに

中国から相次いで報告された胚化石は、動物の初期進化に関わる重要な発見である。貴州省に分布する新原生代上部の陡山沱 (Doushantuo) 層 (635 ~ 550Ma; Condon *et al.*, 2005) からの試料は、刺胞動物や左右相称動物の卵割に類似した構造を示す (Chen *et al.*, 2000, 2002) ことから、確実な多細胞動物の最古の記録であるとされている。また、陝西省に分布するカンブリア系最下部とされる寛川鋪 (Kuanchuanpu) 層からは、最古の節足動物胚を含む多様な胚化石が報告されている (Chen *et al.*, 2004)。最近の研究では、放射光を用いた高解像度 X 線 CT スキャン画像により、3次元内部構造が提示され (Donoghue *et al.*, 2006)、胚化石の帰属分類群について信頼度の高い議

論がなされている。

多細胞動物の起源からカンブリアの爆発にいたる動物の進化過程を解明するために、現在も複数の研究グループがこれらの地層を対象として古生物学的研究を進めている。これに対して、胚化石含有層の岩石学的・堆積学的研究は少ない。もともと有機物であった胚化石の保存は地質学的に見てもまれな現象であり、両層以外ではカナダ北西部の最下部カンブリア系 (Pyle *et al.*, 2006) や、中国貴州省の中部カンブリア系 (Zhang and Pratt, 1994) などから報告されており、時代的にも限定されている。

陡山沱層と寛川鋪層は、堆積時直前に環境的激変があったことで共通している。全球凍結イベントであるマリノアン氷期の直後 (635 Ma: Condon *et al.*, 2006) に堆積した陡山沱層は、アルカリ度急増によるキャップカーボネート

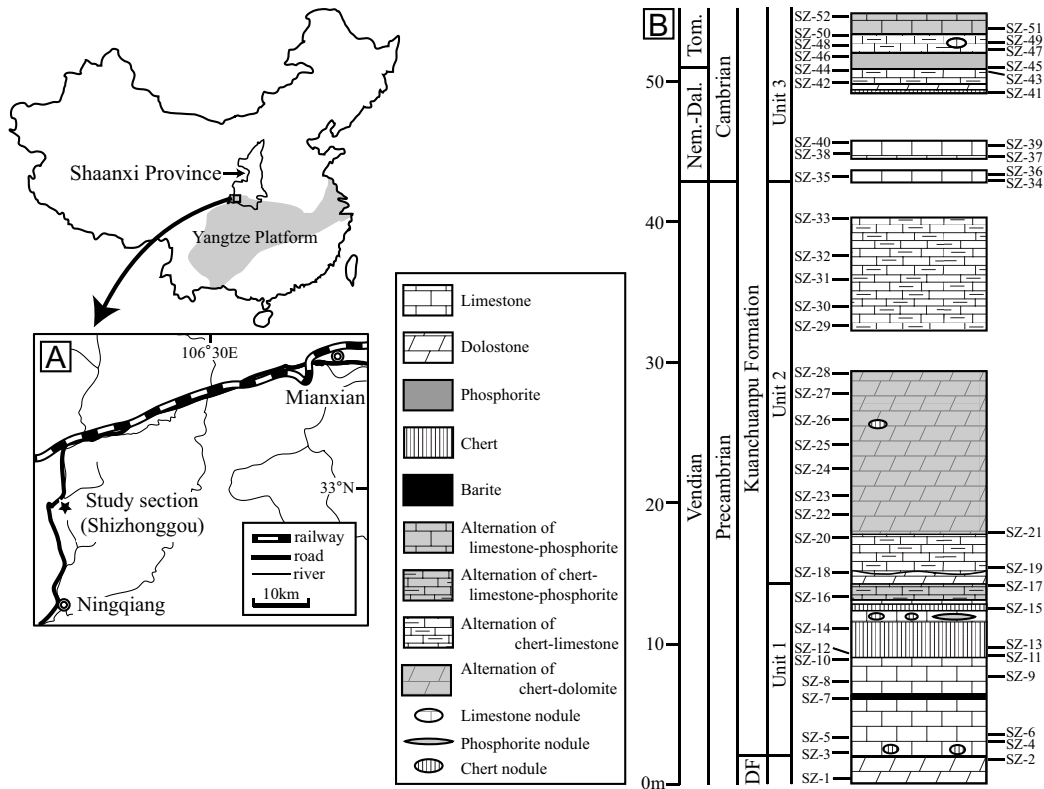


図 1. 中国陝西省石钟沟セクションの位置 (A) と PC-C 境界付近の柱状図 (B). サンプル層準 (SZ-1 ~ 52). DF: 灯影層, Nem.-Dal.: Nemakit-Daldynian, Tom.: Tommotian.
 Fig. 1. Locality (A) and columnar section of the PC-C section (B) at Shizhonggou, Shaanxi Province, China. Sampling horizons (SZ-1 ~ 52) are shown. DF: Dengying Formation, Nem.-Dal.: Nemakit-Daldynian, Tom.: Tommotian.

やバクテリア化石を保存するチャートなど (Zhang *et al.*, 1998), 特異的な地層から構成される. また, 寛川鋪層上部のリン酸塩に富み, 小型有殻動物化石を含むという特徴は, 先カンブリアーカンブリア (PC-C) 境界 (542 Ma: Goldberg *et al.*, 2005) 直後の汎世界的な堆積相と化石相を示している.

本研究は, 陝西省南西部の宁强 (Ningqiang) 周辺に分布する寛川鋪層を対象として, 堆積相・化石相・化学・同位体組成を検討した. その結果をもとに胚化石の保存メカニズムと古環境の背景を考察する.

調査地の概要

本調査地域は揚子地塊 (Yangtze Platform) の北縁に位置し, 新原生界~下部古生界の浅海相が広く分布している. 研究対象である寛川鋪層は, 上部新原生界灯影 (Dengying) 層と下部カンブリア系郭家坝 (Guojiaba) 層の間に狭在する.

陝西省南西部における灯影層は, 約 500 m の厚さで, 主として苦灰岩や石灰岩から構成され, その上部からは新原生代後期の示準化石である *Cloudina* 属が報告されている (Xing *et al.*, 1984). それに累重する寛川鋪層は 50

~ 60 m で, 石灰岩・リン酸塩岩・チャートなどの多様な堆積相からなる. さらに上位の郭家坝層は, 石灰質ノジュールに富む黒色頁岩を主体とする. 陝西省南部の西乡 (Xixiang) では, 郭家坝層基底から 2.2 m 上位の層準で三葉虫化石が初出する (Steiner *et al.*, 2004). 類似した下部カンブリア系の黒色頁岩は, 揚子地塊において広く分布しており, 雲南省では郭家坝層に対比される黒色頁岩の上位に澄江 (Chengjiang) 動物群を含む地層が整合で重なっている (Hou and Bergström, 2003).

調査セクションは, 陝西省の宁强 (Ningqiang) 北方約 20 km の石钟沟 (Shizhonggou) (図 1A; 32°58'15" N, 106°15'45" E) に位置し, 灯影層最上部の層厚 2 m とその上位に累重する寛川鋪層の大部分にあたる層厚 53 m が連続的に露出する (図 1B). なお, 調査セクション付近に分布する寛川鋪層については, Yue and Bengtson (1999) などが胚化石を報告し, Steiner *et al.* (2004) が生層序を検討している.

研究方法

本研究では, 灯影層の 2 層準と, 寛川鋪層の 50 層準 (SZ-1 ~ 52; 図 1B) から岩石試料を採集し, 鈹物組成,

元素組成、炭素・酸素同位体比の測定、岩石試料に含まれる化石の観察をそれぞれ以下の方法で行った。

まず、採集した試料から薄片を作成した後に、風化・変質部を取り除き粉末試料とした。この試料の蛍光 X 線回折 (XRD: Rigaku 製 MultiFlex) 結果を検討した上で、薄片試料上での電子プローブマイクロアナライザー (EPMA: 日本電子製 JXA-2800 型) による元素組成結果をもとに、鉱物組成を確認した。

元素組成は、岩相に応じて2つの方法で測定した。まず6層準のチャート試料については、粉末サンプルからガラスビードを作成し、蛍光 X 線分析装置 (XRF: JEOLZSX101e/101s) を用いて分析した。ガラスビードは、粉末融剤 ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7=20\%$, $\text{LiBO}_2=80\%$) 4.0 g, 粉末試料 2.0 g, 酸化剤の硝酸リチウムを 0.6 g, 無水ヨウ化リチウムの 5% 水溶液 10 滴を白金るつぽに入れ、ビードサンプラーで 9 分間 900 ~ 1200 °C で加熱して作成した。

炭酸塩成分に富む 32 層準については、粉末試料を 5% 酢酸で溶解し、フレイム型原子吸光装置 (島津製作所 AA-646) を用いて炭酸塩中の元素組成 (Ca, Mg, Mn, Fe, Sr) を測定した。なお原子化干渉を抑えるために、試料溶液にその容量の 1/10 の La-Ce 溶液 (La=1%, Cs=0.5%, 1M HNO_3) を添付した。この方法による測定誤差は 5% 以下である。

また、炭酸塩成分を 5% 以上含む 40 層準については、軽元素質量分析計システム (Thermo Finnigan, Delta Plus および Gus Bench) を用いて炭酸塩成分の炭素・酸素安定同位体比を以下の方法で測定した。まず、炭酸塩含有量に応じた量 (50 ~ 5 mg) のサンプルを、1 気圧 He で充填した 12 mL ガラスバイアル中で無水リン酸約 0.04 mL と 55 °C で 3 時間反応させた。発生した CO_2 はガスクロマトグラフィーで分離され、質量分析計に送られ、安定同位体比が測定される。測定誤差 (2σ) は $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ 値ともに 0.2 ‰ (vs. PDB) 以下である。

また、Small Shelly Fossil (SSF: 小型硬骨格化石類) や胚化石を多く含む層準の岩石試料を、0.05M エチレンジトリオ酢酸溶液に 2 日間ほど浸し、リン酸塩鉱物からなる化石を分離した。残渣は孔径の異なる 4 つの篩 (1680 ~ 105 μm) を用いて分別し、含まれる SSF と胚化石を拾い出して、走査型電子顕微鏡 (SEM) を用いて観察した。

石钟沟セクションの層序と産出化石

灯影層

調査セクションの最下部 2 m に露出する灯影層は、単層厚 5 cm 程度の淡灰～白色の苦灰岩層からなる (図 1B)。2 層準 (SZ-1, 2) から採集した苦灰岩試料は、細粒 (直径 30 μm 以下) のドロマイト結晶を主体とし、直径 0.2 mm 以下のミクライト質なペロイド状構造やドロマイト結晶間のスペースを埋める赤鉄鉱を含む (図 2A)。赤鉄鉱は粒子としても認められた。苦灰岩中には陸源の碎屑粒子

は認められない。なお、採集した 2 試料からは *Cloudina* 属などの化石は認められなかった。

寛川鋪層

本層は、石灰岩・苦灰岩・リン酸塩岩およびチャート層からなり、部分的にこれらの岩相が細かく繰り返す。地層は塊状もしくは単層の厚さが 10 ~ 50 cm の層状であり、全体的に暗灰色を呈し、有機物に富む。特に、石灰岩・苦灰岩およびリン酸塩岩の破断面は腐卵臭を放つ。本層と下位の灯影層の層理面はほぼ平行であるが、両層の境界部は幅 10 cm ほど露頭を欠いており、直接的な層位関係は観察できない (図 2B)。また、Steiner *et al.* (2004) が示唆した平行不整合関係を支持する証拠も認められなかった。寛川鋪層は、岩相と化石相に基づき下位から順にユニット 1 ~ 3 に区分される (図 1B)。

1. ユニット 1

ユニット 1 (SZ-3~17) は厚さ 12 m で、下部 7 m は石灰岩を主体とし、上部 5 m は石灰岩とチャートの互層からなる。また、基底から 4 m の層準 (SZ-7) には厚さ約 30 cm の白灰色の重晶石層がみられる。重晶石は、主に長さ 1 mm 程度の剣型結晶から構成され、それらは小径の核結晶から放射状に成長している (図 2C)。下部の石灰岩は、主に方解石結晶から構成され、25 μm 程度の直径の赤鉄鉱粒子を含む。方解石の結晶は直径 0.4 mm 以上に達し、灯影層のドロマイト結晶よりも明らかに大きい。ユニット 1 上部の石灰岩とチャートは、単層厚 10 ~ 50 cm で互層する。チャートは長径 100 μm 以下のカルセドニー粒子から構成され、有機物に富み、黒～暗灰色を呈する。SZ-11 から SZ-17 の試料中には径 10 μm 程度の黄鉄鉱粒子が観察された。また、XRF 分析の結果、チャート試料中の Fe_2O_3 の含有量は 0.1% であり、MnO 量は検出限界を下回っていた。上部の石灰岩は、下部のものと同様に粗粒の方解石結晶で構成され、いくつかの層準にリン酸塩岩やチャートのノジュール・レンズおよび薄層を含む (図 1B)。

ユニット 1 は化石に乏しいが、SZ-8 の石灰岩からは長さ 3 mm ほどの屈曲したチューブ状の殻を持つ化石が産出する (図 2D)。殻はミクライト質方解石からなり、厚さ 20 μm 程度である。殻の内部は粗粒の方解石結晶で埋められている。

2. ユニット 2

厚さ 29 m のユニット 2 (SZ-18~33) は、暗灰色のチャートと明灰色～黄褐色の炭酸塩岩の互層からなる。地層は 10 cm 程度の間隔で成層している。調査セクションにおいて本ユニットは、露頭欠損部 (層厚約 3 m 分) を境に下部と上部に分けられる。互層をなす炭酸塩岩は、下部が苦灰岩であり、上部が石灰岩である (図 1B)。

ユニット 2 のチャートは、平行葉理を示すものが多く、長径 100 μm 以下のカルセドニーの集合体や極めて微粒のシリカから構成されている (図 2E)。いくつかのチャー

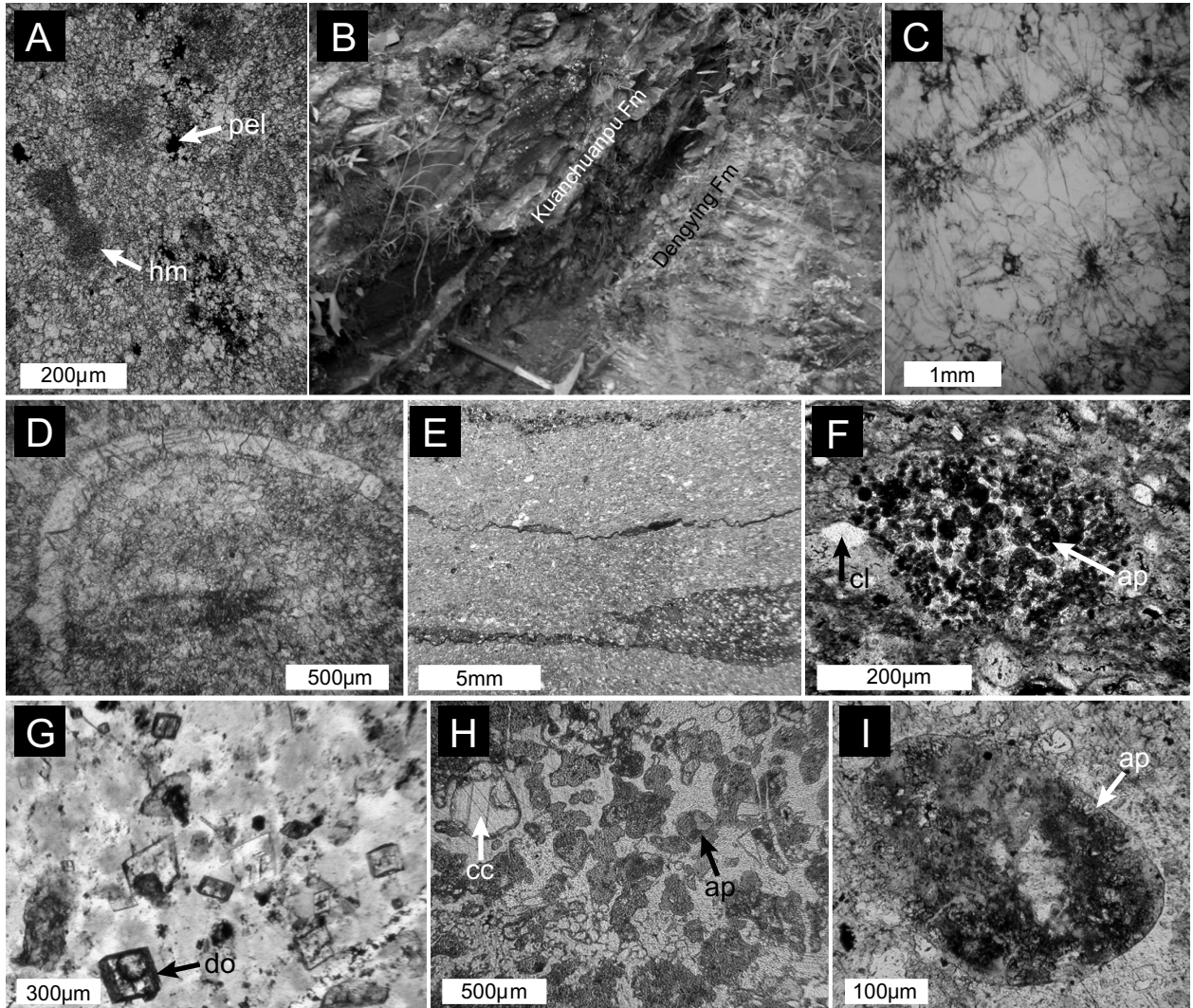


図2. 調査セクション下部の微岩相と露頭写真(灯影層と寛川鋪層のユニット1~2)。A. ペロイド (pel) と赤鉄鉱 (hm) を含む灯影層の苦灰岩 (SZ-2) ; B. 灯影層と寛川鋪層の境界部の露頭 ; C. 中心の小型結晶から放射状に成長する重晶石の結晶 (SZ-7) ; D. SZ-8 試料中のチューブ状化石 ; E. SZ-30 のラミナ構造が見られるチャート ; F. 細粒の茶色いリン灰石 (ap) 粒子からなる球体の碎屑性粒子を含む SZ-23 のチャート, cl = カルセドニー ; G. 小さな菱形のドロマイト (do) 結晶を含む SZ-19 のチャート ; H. 茶色のリン灰石 (ap) と方解石 (cc) を含む SZ-29 の石灰岩 ; I. 外膜を持つ胚化石と思われる構造 (SZ-29)。

Fig. 2. Lithologies and sedimentary textures of the lower study section (the Dengying Formation and units 1 ~ 2 of the Kuanchuanpu Formation). A. Dolostone of the Dengying Formation (SZ-2) containing peloids (pel) and hematite (hm); B. Boundary between the Dengying and Kuanchuanpu Formations; C. Barite crystals growing radially from fine-grained nuclei (SZ-7); D. A tubular fossil from SZ-8; E. Laminated chert from SZ-30; F. Chert from SZ-23 including a rounded crust that consists of small brown-colored apatite (ap) grains, cl = calthedony; G. Chert from SZ-19 containing small rhombic dolomite (do) crystals; H. Limestone from SZ-29 containing brown-colored apatite (ap) and calcite (cc); I. A possible fossil embryo with outer membrane (SZ-29).

ト層 (SZ-19, 23, 31, 32) は、直径 20 ~ 50 µm のリン灰石の球型凝集物 (図 2F) や 100 µm 程度の直径のドロマイトの菱形結晶 (図 2G) を含む。XRF 分析結果によると、2 試料のチャート (SZ-24 と SZ-31) は Fe₂O₃ を 0.1 ~ 0.2 % 含み、MnO の含有量は検出限界を下回っていた。ただし、SZ-30 の石灰質チャートは赤鉄鉱粒子に富み、幅 2 ~ 3 mm 間隔で葉理を形成していた。

ユニット 2 下部の苦灰岩は、直径 100 µm 以下の菱形ドロマイトを主体とし、微量の赤鉄鉱粒子を含む。これに対して、上部の石灰岩は粒子状の方解石を主体とし、リン灰

石・重晶石・黄鉄鉱の結晶を含む。特に SZ-29 の試料中には、微晶質で不規則な形状を持つ直径 100 ~ 400 µm 程度のリン灰石粒子が、方解石の基質中に散在している (図 2H)。

ユニット 2 は化石に乏しいが、石灰岩 (SZ-29) に含まれる楕円形のリン灰石粒子の一部は、動物胚に類似した構造を示す (図 2I)。

3. ユニット 3

調査セクションの上部 12 m の部分 (図 1B; SZ-34 ~ 52) をユニット 3 とする。このユニットは多数の SSF、

胚化石、海綿骨片、バクテリア化石の産出で特徴づけられる。岩相的に本ユニットは石灰岩を主体とし、下部 (SZ-34~40) は塊状~厚い層状であるのに対し、上部 (SZ-41~52) は厚さ 30 cm 以下で明瞭に成層し、チャートやリン酸塩岩を薄層やノジュールとして含む。

石灰岩は、主に直径 100 μm 程度の方解石結晶を主体として構成されるが、リン酸塩質で、重晶石や黄鉄鉱の結晶を含む。リン灰石は粒子として存在するほか、方解石粒子間のスペースを埋めるように発達する (図 3A)。SZ-37 と SZ-49 の試料では、方解石とリン灰石粒子に富む部分があり、各々 3~5 mm 間隔の葉理を形成している (図 3B)。また、SZ-47 の試料は球状のリン灰石で構成される凝集物を含んでいる。黄鉄鉱は自形~半自形の直径 5~30 μm の結晶として存在し (図 3C)、ほぼ全ての層準で観察されるが、特に SZ-38 と SZ-51 の 2 層準で顕著である。ユニット 3 の上部は、よりリン灰石に富む。50~52 m 層準の 2 試料 (SZ-45, SZ-46) は、直径 0.8 mm 以下のリン灰石粒子を主成分とするリン酸塩岩である (図 3D)。

チャートはカルセドニーで構成され、ユニット 2 のチャートと同様にリン灰石の球体を含んでいる。SZ-48 のチャートは葉理を示し、直径 80 μm 程度の褐色部が斑状に分布する (図 3E)。これらは、本ユニットの石灰岩中にみられるリン灰石粒子 (図 3D) と類似していることから、元々リン灰石であり、後の珪化作用によりシリカに置換されたものと考えられる。この試料では、他の層準でリン灰石もしくは方解石として保存される SSF や胚化石もシリカに置換されていた。XRF の分析結果によると、SZ-41 のチャートは Fe_2O_3 を 0.1% 含み、 MnO は検出限界以下であった。

ユニット 3 で最も多産する化石は SSF である。特に SZ-35 と SZ-50 の 2 層準は、多様度が高い SSF 群集を産し、*Anabarites* sp., *Carinachites* sp., *Conotheca* sp., *Lopochites* sp., *Protohertzina* sp., *Punctatus* sp., *Siphonuchites* sp., *Rhabdochites* sp., *Zhijinites* sp., *Maikhanella* sp. が同定された。これらの中で最も多産する *Anabarites* sp. と *Conotheca* sp. はチューブ型の SSF である (図 3F, G)。SSF の殻は方解石とリン灰石のものが多く、SZ-38, 40, 43~46 の層準では、リン灰石殻が多いのに対し (図 3H)、その他の層準の SSF は薄い方解石の殻を持つ (例えば、図 3G)。

SZ-35 と SZ-36, SZ-50 の 3 層準からは、大きさが 300 μm 程度で 3 放射対称の棘状化石が産出した。これらは黒色で Al や Si を多く含む (おそらく粘土) 鉱物からなる。複数の棘状化石が集合体を作ることもあり (図 3I)、海綿の骨片である可能性が高い。

動物胚と認定できる個体中では、受精膜 (図 4A) や割球に相当するとみなされる部分がリン灰石として保存されている。図 4A の胚化石は、滑らかな膜や膜内部の棘状の構造を持つという点で、Yue and Bengtson (1999) が本層から報告した *Olivoooides* の孵化前の胚化石と類似している。また、図 4B~D の胚表面の割れ目構造は、Chen

et al. (2004) や Hagadorn *et al.* (2006) が示した卵割期の胚化石と同様の特徴を示し、現生の卵割期の動物胚に見られる割球構造 (団, 1983) とも類似している。胚化石は、1 細胞期から胞胚期、もしくは原腸胚期までの発生段階とみなされるものが多く (図 4B~D)、その直径は 70~820 μm と幅広い。

これらの胚化石の内部空間は主として方解石により、まれに重晶石により埋められていた。また、胚化石の内部には、直径 10~20 μm のフィラメント状構造が発達することが多い (図 4E, F, G)。フィラメントは複雑に分岐し、胚の中心部で凝集する。その表面は直径数 μm のリン灰石の角型 (図 4G)~球型結晶により覆われている。

ユニット 3 の多くの層準では、同様のフィラメント状構造が岩石中にも認められた。これらは、微細なリン灰石で構成され、複雑に絡み合っており不定形のクラストを形成している (図 4H)。また、SZ-48 の試料中では中空のフィラメント状構造も確認された (図 4I)。これは直径 5~10 μm とやや細く、中生代の石灰岩から報告される *Girvanella* と類似している。*Girvanella* はフィラメント状のシアノバクテリアもしくは藻類が化石化したものであると考えられている (Riding, 1991)。

分析結果

XRD による鉱物組成分析

調査セクションの炭酸塩岩の多くは、方解石もしくはドロマイトが優勢であり、それぞれ石灰岩もしくは苦灰岩として明瞭に区別できる (表 1)。例外は、SZ-4 と SZ-6 の 2 試料で、方解石とドロマイトの含有比率は各々 53:47 と 58:42 である (表 1)。また石英の XRD 強度は、珪質な岩相を反映してユニット 1 の上部とユニット 2 で高い値を示す。

副成分として重要なのは、リン灰石・黄鉄鉱および重晶石である。リン灰石の XRD 強度は、ユニット 3 で高く (最大値は SZ-46 のリン酸塩岩で記録した 990 cps)、逆にユニット 1 では検知されない (表 1)。黄鉄鉱の XRD 強度もユニット 3 に高い傾向が認められた。特に、SZ-31 や SZ-45, SZ-46 の層準で 400 (cps) 以上の値を示した (表 1)。重晶石の XRD 強度は、SZ-7 の試料 (図 3C) で最も高く、他にユニット 2 と 3 のいくつかの層準でも強い強度が得られた (表 1)。

炭酸塩成分の微量元素組成

炭酸塩中の Mn 含有量は、灯影層で 680~590 ppm と高い値を示すが、寛川鋪層のユニット 1 では 220~320 ppm のレベルまで激減する。さらに Mn 含有量は上位へと徐々に減少し、ユニット 2 では概ね 220 ppm 以下、ユニット 3 では 130 ppm 以下に減少する。

Fe 含有量も Mn 含有量と似た変化を示すが、苦灰岩

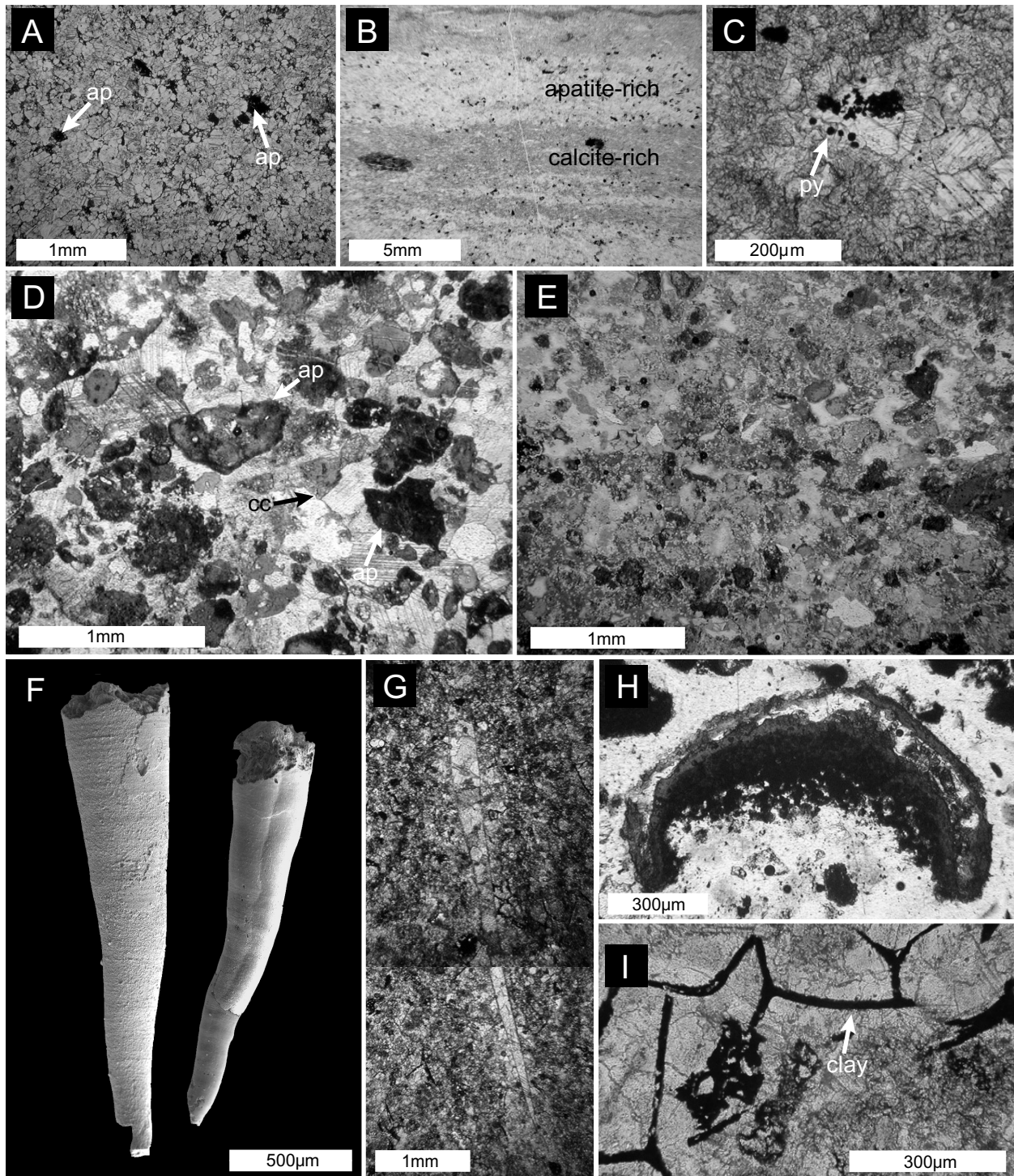


図3. 寛川鋪層のユニット3の微岩相と化石。A. 暗色のリン灰石 (ap) を含む SZ-34 の石灰岩；B. 方解石に富む部分とリン灰石に富む部分の葉理を示す石灰岩 (SZ-49)；C. SZ-38 試料の方解石結晶中の黄鉄鉱 (py)；D. SZ-46 の石灰質リン酸塩岩 (ap = リン灰石, cc = 方解石)；E. リン灰石粒子を置き換えているチャート (SZ-48)；F. SZ-35 試料から産出した *Conotheca* sp. (左) と *Anabarites* sp. (右) の SEM 写真；G. SZ-35 試料中のチューブ状 SSF；H. 厚いリン灰石粒子を持つカーブしたチューブ状の SSF (SZ-45)；I. 粘土鉱物からなると思われる骨片の集合 (SZ-35)。

Fig. 3. Lithologies and fossils from unit 3 of the Kuanchuanpu Formation. A. Limestone from SZ-34 containing dark-colored apatite (ap); B. Laminated limestone (SZ-49) consisting of calcite-rich and apatite-rich laminae; C. Pyrite (py) in a calcite crystal from SZ-38; D. Calcareous phosphorite from SZ-46 (ap = apatite, cc = calcite); E. Chert showing replaced apatite grains (SZ-48); F. SEM images of *Conotheca* sp. (left) and *Anabarites* sp. (right) from SZ-35; G. Tubular calcite SSF from SZ-35; H. Carved tubular SSF with a thick apatite shell (SZ-45); I. An assemblage of spicules that probably consist of clay minerals (SZ-35).

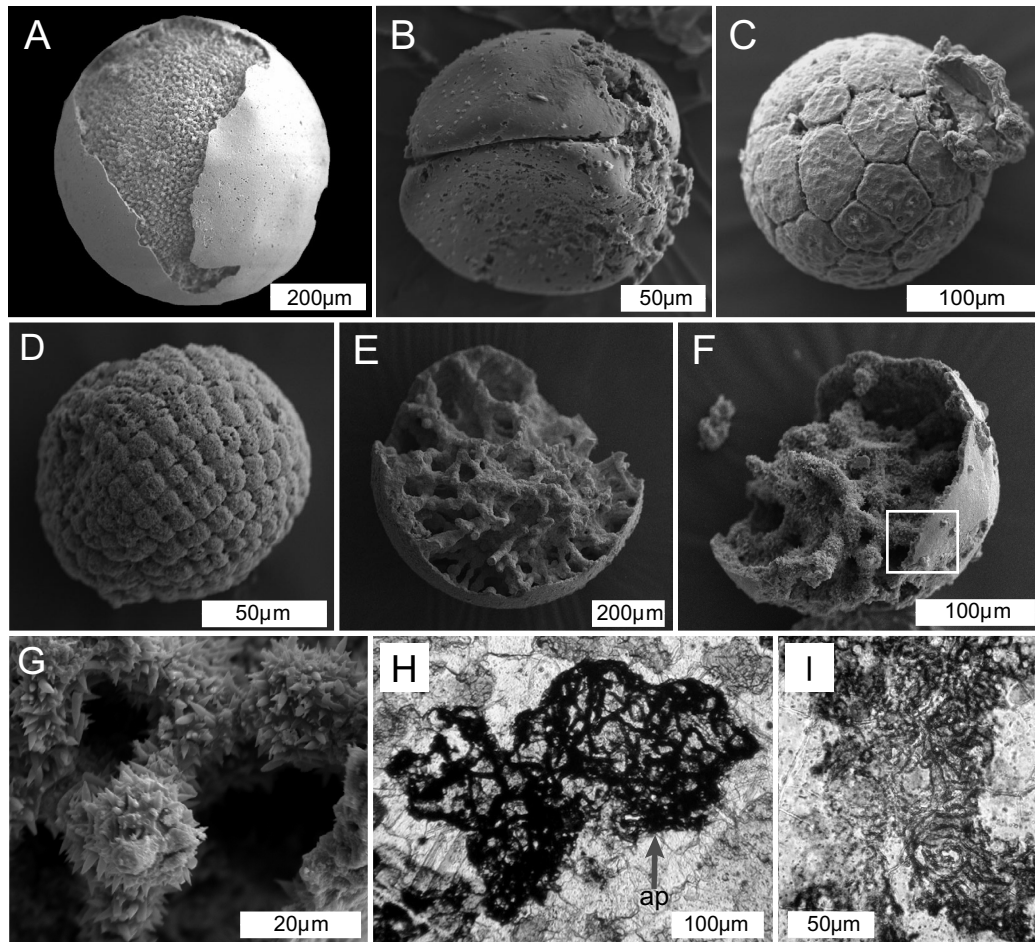


図4. 寛川鋪層から産出したさまざまな発達段階の胚と微細なフィラメント構造. A. SZ-35 試料から産出した滑らかな外(受精)膜を持つ胚; B. 2細胞期の胚 (SZ-35); C. 32細胞期の胚 (SZ-50); D. 胞胚期もしくは原腸胚期の胚 (SZ-36); E-F. 割れた胚の内部に見られるフィラメント構造 (それぞれSZ-35, SZ-36). 図4F中の四角は図4Gの拡大写真の範囲を示す; G. 棘状のリン灰石結晶からなるフィラメント構造; H. SZ-51試料中にみられるリン灰石 (ap) のフィラメント構造からなる不規則な形のクラスト (SZ-48); I. *Girvanella* sp. に似たチューブ状のフィラメント構造からなるクラスト (SZ-48).

Fig. 4. Embryos of different cleavage stages and a microbial filamentous structure of the Kuanchuanpu Formation. A. An embryo showing smooth outer (fertilization) membrane from SZ-35; B. An embryo of 2 cell stage (SZ-35); C. An embryo of 32 cell stage (SZ-50); D. An embryo of blastula or gastrula stage (SZ-36); E-F. Broken embryos showing filamentous structures (SZ-35 and SZ-36, respectively). The square of Fig. 4F indicates the area of the magnified view of Fig. 4G; G. The filamentous structures consisting of spine-shaped apatite crystals; H. An irregular shaped crust consisting of filamentous structure (SZ-51); I. An crust consisting of tubular and filamentous structures that resembles *Girvanella* sp. (SZ-48).

では石灰岩より比較的高い値を記録した。Fe含有量は灯影層で65～80 ppmと最も高く、寛川鋪層ユニット1で20ppm前後まで減少する。その上位のユニット2下部では、Fe含有量は50 ppmまで高くなるが、ユニット2上部からユニット3では20 ppm以下に低下する。

Sr含有量は上位へと増加する傾向を示す。また、苦灰岩ではSr含有量が低く、石灰岩では高くなっている傾向が認められた(図5)。灯影層と寛川鋪層ユニット2下部の苦灰岩ではSr含有量は25～65 ppmと低いのにに対し、それ以外の石灰岩優勢の層準では140 ppm以上の値を示す。最大値は、ユニット3上部 (SZ-51) で記録した575 ppmである。

炭素・酸素安定同位体比

炭素安定同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$) は、層位的上位に向かって徐々に減少する傾向を示す。灯影層の $\delta^{13}\text{C}$ 値は0%程度であり、寛川鋪層に入り急激に減少し、ユニット1下部のSZ-5では、-3.3%になる。その上位のユニット1とユニット2下部では、 $\delta^{13}\text{C}$ 値は-2～-4%の幅で変化する。明らかなシフトが認められるのはユニット2下部と上部の境であり、 $\delta^{13}\text{C}$ 値は-6.3%まで低下する。その上位の層準では、 $\delta^{13}\text{C}$ 値は-5.0～-6.5%の値を記録する試料が多いが、顕著な正のスパイク (-2.5%) がSZ-44に、負のスパイク (-8.7%) がSZ-46に記録されている(図5)。

酸素同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$) は-1.5～-9.5%の幅で変化し、ユニット2上部とユニット3以外では炭素安定同位体比と類似した増減のパターンを示す。 $\delta^{18}\text{O}$ 値は灯影層で

表 1. 調査セクションの重要な鉱物の XRD 強度 (cps).
Table 1. XRD strength (cps) of the important minerals of the study section.

No	Lithology	Dolomite	Calcite	Quartz	Apatite	Pyrite	Barite
SZ-1	Dolostone	6710	-	100	-	-	-
SZ-2	Dolostone	5490	-	160	-	-	-
SZ-3	Limestone	-	4990	510	-	-	-
SZ-4	Dolomitic lims.	2910	3430	1040	-	-	-
SZ-5	Limestone	-	5030	330	-	-	-
SZ-6	Dolomitic lims.	2370	3510	140	-	-	-
SZ-7	Calc. barite	350	-	-	-	-	1490
SZ-8	Limestone	-	6190	70	-	-	-
SZ-10	Limestone	260	6060	-	-	-	-
SZ-11	Chert	-	-	11520	-	-	-
SZ-12	Chert	-	-	10720	-	-	-
SZ-13	Calc. chert	-	110	12780	-	-	-
SZ-14	Chert	-	-	12190	-	-	-
SZ-15	Calc. chert	80	-	13210	-	-	-
SZ-16	Chert	50	-	10300	-	-	-
SZ-17	Chert	-	-	12230	-	-	-
SZ-18	Dolostone	6180	-	1590	450	260	150
SZ-19	Calc. chert	160	-	9870	-	-	-
SZ-20	Calc. chert	4710	-	8440	-	-	-
SZ-21	Dolostone	8880	-	510	-	-	-
SZ-22	Dolostone	8660	-	400	-	-	-
SZ-23	Chert	-	-	11300	-	70	-
SZ-24	Chert	-	-	12870	60	-	-
SZ-25	Dolostone	6550	-	790	-	-	-
SZ-26	Dolostone	10480	-	290	-	-	-
SZ-27	Dolostone	6830	-	1350	80	60	50
SZ-28	Dolostone	8670	-	3590	-	-	-
SZ-29	Limestone	-	6140	330	380	210	150
SZ-30	Chert	-	-	12590	70	-	-
SZ-31	Calc. chert	-	50	6480	650	400	-
SZ-32	Chert	-	-	11940	50	-	-
SZ-33	Chert	-	-	7020	-	-	-
SZ-34	Limestone	-	6600	-	-	-	-
SZ-35	Limestone	-	5480	-	-	-	-
SZ-36	Limestone	-	4890	-	110	60	-
SZ-37	Limestone	-	5390	50	50	-	-
SZ-38	Limestone	-	5310	400	-	-	-
SZ-39	Limestone	60	5800	170	140	80	50
SZ-40	Limestone	-	4410	70	140	90	70
SZ-41	Calc. chert	-	120	10500	220	120	110
SZ-42	Calc. chert	-	100	11300	210	130	110
SZ-43	Limestone	-	3670	590	590	330	-
SZ-44	Limestone	-	4670	190	220	130	90
SZ-45	Calc. phospho.	-	2040	2180	690	410	-
SZ-46	Calc. phospho.	-	5260	510	990	520	400
SZ-47	Limestone	-	5200	150	150	90	80
SZ-48	Calc. chert	-	60	8050	240	130	-
SZ-49	Limestone	80	4550	460	100	70	-
SZ-50	Limestone	-	5210	-	-	-	-
SZ-51	Limestone	80	4650	170	100	60	-
SZ-52	Limestone	-	6000	-	-	-	-

- : no detection

-1.5 ~ -2.0 ‰と最も高く、寛川鋪層に入ると約 -7 ‰へ減少する。ユニット 1 下部では $\delta^{18}\text{O}$ 値は増減が激しいが、ユニット 1 上部とユニット 2 下部では比較的安定するとともに、-5 ‰から -3 ‰へと増加する。 $\delta^{18}\text{O}$ 値は、 $\delta^{13}\text{C}$ 値と同様にユニット 2 上部に入ると減少し、-6.5 ‰程度になる。ユニット 3 では、 $\delta^{18}\text{O}$ 値は細かい増減を繰り返しながら -4 ‰まで次第に増加する。

議論

炭素安定同位体比の続成変質と初生的変動曲線

炭酸塩の $\delta^{13}\text{C}$ 値が初生値を反映していれば、層序対比や海洋での炭素循環を論ずる上で有用な指標となる。ただし、初生値は続成作用により大きく変化することもある。続成作用の影響を見積もるには、Mn や Sr などの微量元素が有効である。一般に、続成作用により Mn や Fe は増加し、Sr は減少すると考えられている (Yang *et al.*, 1999)。特に Mn 含有量は、還元的な孔隙水中で炭酸塩鉱物の沈殿・交代が進行した際に大きく増加する。このような続成作用が進行した場合、堆積物中の有機物分解により生じた $\delta^{13}\text{C}$ 値の低い炭素が、炭酸塩鉱物として沈殿するため、全岩の $\delta^{13}\text{C}$ 値が低下するとされている。そこで、

Kaufman and Knoll (1995) は炭酸塩成分の Mn/Sr (質量比) が 10 以上である試料は続成作用の影響を重大に受けたものとして、初生値を保存していない可能性を指摘した。

炭酸塩成分の微量元素含有量の測定結果 (図 5) から計算すると、Mn/Sr 比は灯影層の 2 試料で 14 ~ 17 程度と大きい。寛川鋪層では 5 以下の小さな値になる。特にユニット 2 上部 ~ ユニット 3 では 0.7 以下の値を取る。したがって、Mn/Sr 比からは、少なくとも寛川鋪層の炭酸塩岩が強い続成作用を受けていたとは考えられない。一方、灯影層にみられるような高い Mn および Fe 含有量を持つドロマイトは、硫酸還元作用により二次的に生成することもある。ただし、このようなドロマイトは堆積物中の有機物の分解を起源としているので、有機物や黄鉄鉱の含有量が高く、灯影層の試料のように白色の岩相 (図 2B) にはならない。また、高い $\delta^{13}\text{C}$ 値も硫酸還元作用と整合的ではない。むしろ 2 つの試料の高い Mn 濃度は、堆積時の海水中の濃度を反映している可能性がある。

ただし、寛川鋪層のユニット 1 ~ ユニット 2 下部では、 $\delta^{13}\text{C}$ と $\delta^{18}\text{O}$ 値に正の相関が認められることから (図 5, 6)、この部分での $\delta^{13}\text{C}$ 値の変動は天水による続成作用の影響を受けていると思われる。Allan and Mathews (1982) は、炭酸塩岩が天水による続成作用を受けると $\delta^{13}\text{C}$ と $\delta^{18}\text{O}$ の初生値が下がり、 $\delta^{13}\text{C}$ 値と $\delta^{18}\text{O}$ 値の間に正の相関関係が生じることを指摘した。よって、ユニット 1 ~ ユニット 2 下部での初生的 $\delta^{13}\text{C}$ 値は測定結果より高かった可能性があり、おそらく -2 ~ 0 ‰の程度の値で推移していたと考えられる。

以上の考察から、調査セクションでの $\delta^{13}\text{C}$ の測定値は、ユニット 1 ~ ユニット 2 下部での細かい変動以外は、おおむね初生値を反映していると考えられる。したがって、 $\delta^{13}\text{C}$ 値は、灯影層最上部の約 0 ‰から寛川鋪層下部の -2 ‰までゆっくりと減少し、寛川鋪層ユニット 2 上部で -6 ‰まで急激に減少し、ユニット 3 の中頃で正と負のスパイクが一度ずつ生じた結論される。

層序対比

調査セクションの地層は、揚子地塊の最上部先カンブリア最下部カンブリア層の典型的な岩相・化石相 (Lambert *et al.*, 1987; Xiao *et al.*, 2005) を示す。本研究では、灯影層から採集した 2 試料中に化石を見出すことはできなかったが、Chen *et al.* (2004) は調査セクション付近の灯影層最上部から、新原生代最後期を特徴付ける *Cloudina* sp. を報告している。また、寛川鋪層ユニット 3 から多産する SSF はカンブリア紀最前期を特徴づける (Chen *et al.*, 2004; Hughes *et al.*, 2005; Pyle *et al.*, 2006)。

揚子地塊では、*Trichoplycus pedum* の初出層準は認定されておらず (Peng, 2003)、従来用いられてきたカナダ、ニューファンドランドでの PC-C 境界の模式的層序 (Brasier *et al.*, 1994; Landing, 1994; Xiao *et al.*, 2005) と直接比較することは困難である。ただし、世界的対比

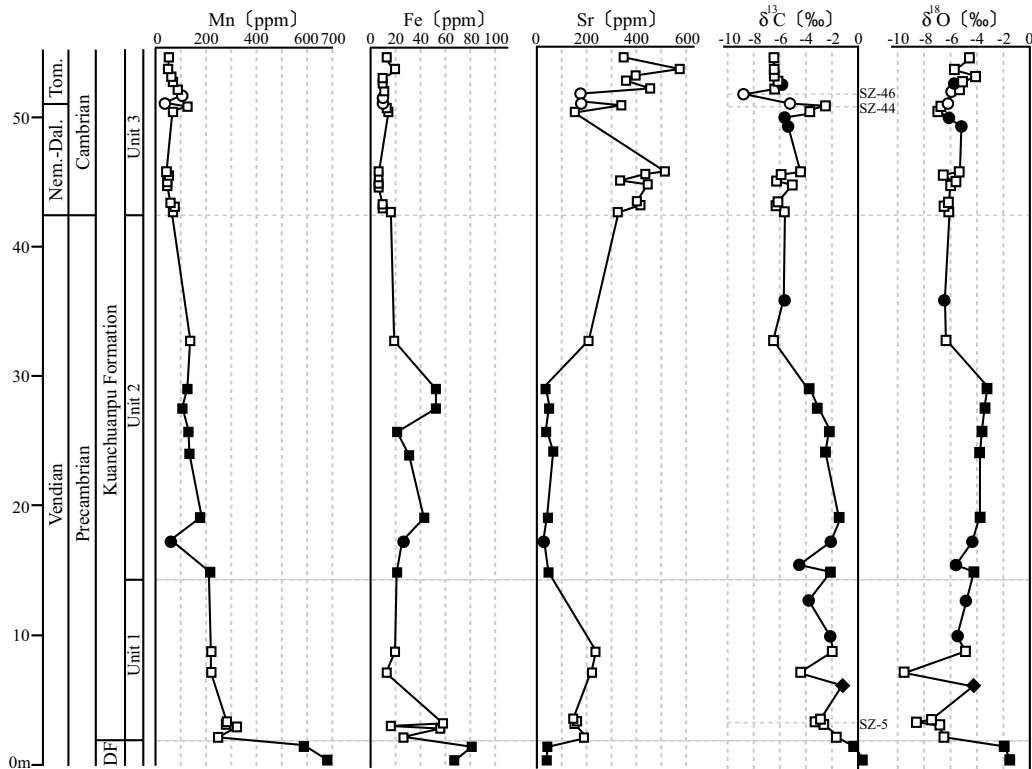


図5. 調査セクションにおける微量元素 (Mn, Fe, Sr) 濃度と炭酸塩成分の炭素・酸素同位体比の変動 (□=石灰岩, ■=苦灰岩, ●=石灰質チャート, ○=石灰質リン酸塩岩, ◆=石灰質重晶石).

Fig. 5. Stratigraphic profiles of the concentrations of minor elements (Mn, Fe and Sr), and of the carbon and oxygen isotopic values of carbonate fractions in the study section (□ = limestone, ■ = dolostone, ● = calcareous chert, ○ = calcareous phosphorite, ◆ = calcareous barite).

の観点から揚子地塊の層序は重要であると認識されており、雲南省昆明近郊の梅樹村 (Meishucun) において南中国での標準的層序が立てられている (Peng, 2003; Xiao *et al.*, 2005). ここではSSFの生層序により、最下部カンブリア系はMeishuchunianステージとして定義されている (Xiao *et al.*, 2005). 近年、ヒマラヤと揚子地塊のカンブリア紀前期の生層序を比較したHughes *et al.* (2005)は、Meishucunianステージの最上部から産出する*Anabarites trisulcatus-Protohertzina anabarica*群集の初出層準がほぼPC-C境界の基底に対比されると示唆した。

調査セクションのユニット3で認められたSSFは*A. trisulcatus-P. anabarica*群集と、*Siphoginuchites triangularis-Paragloborilus subglosus*群集に属する分類群を主体とする。梅樹村で定義された*S. triangularis-P. subglosus*群集は、*A. trisulcatus-P. anabarica*群集に引き続いて現れる下部Meishuchunianステージの第2のSSF群集とされる (Xiao *et al.*, 2005). ただし、これら2つのSSF群集は陝西省南西部では明確に認定できないとされている (Steiner *et al.*, 2004). 以上のことから、寛川鋪層ユニット3は、雲南省のMeishuchunianステージ下部に対比され、カンブリア系の最下部にあたと推定される。

なお、本調査セクション付近の寛川鋪層では、本層の基底より25 m上位の層準から多様なSSF群集が報告されて

いる (Steiner *et al.*, 2004). 化石の産出状況から考えると、Steiner *et al.* (2004) の25 m層準は本調査セクションのSZ-35に対比できる。SZ-35は寛川鋪層基底より約41 m上位に相当すること (図1B)を考慮すると、本層の層厚もしくは岩相の側方変化は激しいと考えられる。例えば、SZ-21 ~ 28の厚さ約11 mの部分で認められた苦灰質の岩相は、Steiner *et al.* (2004)の岩相柱状図には記載されていない。

Steiner *et al.* (2004)はPC-C境界を灯影-寛川鋪層の境界に設定したが、化石の産出状況から判断すると寛川鋪層のユニット2とユニット3の境界に設定するのがより合理的だと考えられる (図1B)。

調査セクションでの $\delta^{13}\text{C}$ 値の層序的变化もこの対比を支持する。図5に示される灯影から寛川鋪層ユニット2にかけての $\delta^{13}\text{C}$ 値の大幅な減少傾向は、南中国の他の地域や北イラン・オマーン・シベリアおよびモロッコなどの新原生界最上部~カンブリア系最下部からも報告されている (Lambert *et al.*, 1987; Kimura *et al.*, 1997; Bartley *et al.*, 1998; Shen and Schidlowski, 2000; Amthor *et al.*, 2003; Condon *et al.*, 2005). これらの研究はいずれも、 $\delta^{13}\text{C}$ 値が新原生代の高い値から下がり切った層準にPC-C境界を対比している。調査セクションでこの層準に対応するのは、寛川鋪層ユニット2上部~ユニット3下部で記録された $\delta^{13}\text{C}$

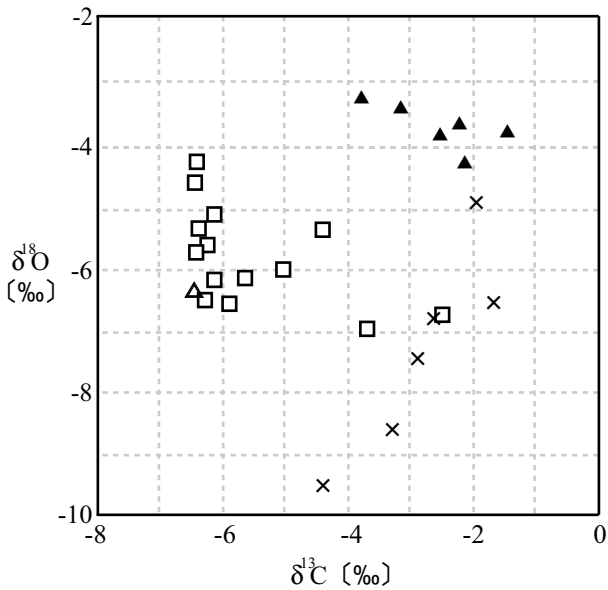


図6. 寛川鋪層の石灰岩と苦灰岩の $\delta^{13}\text{C}$ と $\delta^{18}\text{O}$ のクロスプロット. ユニット1 (×), ユニット2の石灰岩 (Δ), ユニット2の苦灰岩 (▲), ユニット3 (□).

Fig. 6 A cross plot of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of limestones and dolostones of the Kuanchuanpu Formation. Unit 1 (×), limestones of Unit 2 (Δ), dolostones of Unit 2 (▲), Unit 3 (□).

値が -6 ‰ 付近の部分であり, PC-C 境界をユニット 2 と 3 の境界に設定した生層序からの結果と合う. また, 寛川鋪層ユニット 3 の中～上部で見られる $\delta^{13}\text{C}$ 値の正と負のスパイクも, 他の地域の下部カンブリア系から報告されている (Brasier *et al.*, 1990, 1994). 最下部カンブリア系の標準層序が立てられているシベリアでは, 最下部カンブリア Nemakit-Daldynian ステージ上部とその上位の Tommotian ステージ境界の下位に, $\delta^{13}\text{C}$ 値の負のスパイクがみられる (Brasier *et al.*, 1994). したがって, 調査セクションでは 2 つのスパイクの中間にあたる SZ-45 付近に Nemakit-Daldynian と Tommotian ステージの境界があるものと解釈される (図 5).

古海洋環境

調査セクションは揚子地塊の北縁に位置しており, 新原生代最後期からカンブリア紀前期には浅い堆積環境が発達したと想定されているが (Steiner *et al.*, 2004), 水流を示唆する葉理構造 (図 2E) は, ユニット 2 と 3 に限られることから, 波や海流のエネルギーはそれほど大きくなかったと思われる. ただし, 図 4H に示される微生物構造が底生のシアノバクテリア (あるいは藻類) に由来しているのであれば, 水深は光が透過する 200 m よりも浅かったと解釈される. また, 調査セクションでの碎屑性の粒子は, リン灰石やカルセドニー組織を持つシリカに限定される. これらの粒子は, 寛川鋪層堆積時に海底沈殿物や化石として形成されたものが, 堆積盆地内での再食でもたらされたものである.

次に, 堆積場における海洋環境の変遷について考察する. 灯影層が堆積した原生代最後期には, 海洋中で大規模に硫酸還元作用が起こったことが知られており (Logan *et al.*, 1995; Shen *et al.*, 2000), 表層が酸化, 深海が無酸化という海洋の成層化が進んでいたと考えられている.

Kimura *et al.* (1997) は, イラン北部の PC-C セクションで炭酸塩岩中の微量元素を研究から, 新原生代末にそれまで成層化していた海洋で深層水循環が復活し, 海洋の深層から Mn に富む海水が湧昇したと述べている. Shen *et al.* (2000) は, 深層水循環が復活した原因として, 新原生代 - 初期カンブリア紀に起こった Gondwana 大陸の分裂 (Tucker, 1992) に伴うプレート移動の影響を挙げており, 同様の現象が揚子地塊の北縁でも起こっていた可能性を示唆している.

調査セクションでも, この時期の海洋深層では有機物分解により嫌気的な条件が発達し, 有機物起源のリン酸や ^{12}C に富む溶存炭酸とともに, 2 価の Mn と Fe が高濃度で溶存していたと考えられる (狩野ほか, 2004; 図 7A). 循環が回復した当初は, Mn^{2+} や Fe^{2+} に富む深層水が流入し, これらの金属元素は灯影層最上部のドロマイト中に高濃度で取り込まれた (図 7B). その後, 堆積場周辺の海水中の Mn^{2+} と Fe^{2+} 濃度は減少し, 寛川鋪層中の炭酸塩やチャート中の Mn と Fe 濃度は低くなった (図 5). これは, 海洋全体がやや酸化的になり深層水中の Mn^{2+} と Fe^{2+} 濃度が初生的に低くなったか, あるいは同じように湧昇により低下したものと考えられる (図 7C). 調査セクションでの化石の出現も, 溶存酸素濃度の増加に関係している可能性がある. 少なくとも寛川鋪層ユニット 3 堆積時には, 溶存酸素濃度は動物の生息に必要なレベルまで増加し, SSF を含む多様な群集が生息するようになったと解釈できるかもしれない.

ただし, 重晶石の存在は寛川鋪層の堆積場が常に酸化的ではなかったことを示す. 重晶石はユニット 1 で層として (SZ-7; 図 2C), ユニット 2 やユニット 3 の試料中にはセメントや粒子として含まれている. 重晶石の沈殿は, 硫酸イオンが豊富な水 / 堆積物界面に, 有機物に吸着されていた Ba^{2+} が, 有機物の分解により放出されることで起こる. このような現象は, 硫酸還元境界面がほぼ海底面にある条件下で起こりやすい (Goldberg *et al.*, 2005).

また, 本研究から海洋の溶存炭素の $\delta^{13}\text{C}$ 値が寛川鋪層ユニット 2 上部の堆積時に激減したことが示唆された. $\delta^{13}\text{C}$ 値の低下は, 生物生産性の低下や海水の成層化によっても引き起こされるが, 微量元素の層位的変化は, 堆積場が漸進的に酸化していることを示しており, 矛盾する. したがって本層の場合, その原因として低い $\delta^{13}\text{C}$ 値を持つ湧昇流が強化されたと考えるのが最も合理的である. 湧昇流を伴う深層水循環は, 灯影層上部の堆積時には既に復活していた (Kimura *et al.*, 1997) が, 寛川鋪層上部堆積時にはさらに強化されたと考えられる. これにより海水中のリン酸イオン濃度も高くなり, リン灰石の沈殿が活性化

された。また、海水中の高いリン酸イオン濃度は、動物胚のリン酸塩化のために必要な条件でもあった。

この解釈は、堆積場での溶存酸素濃度の増加とは一見矛盾するが、灯影層上部から寛川鋪層ユニット2が堆積したPC-C境界直前の時期に海洋が全体的に酸化になったと考えれば合理的である。

ユニット3の下〜中部に見られる $\delta^{13}\text{C}$ 値の正のスパイクは、生物生産性の増加を示すとも考えられており (Shen *et al.*, 2000), このことも溶存酸素濃度の増加に寄与していたと考えられる。なお、ユニット3上部で $\delta^{13}\text{C}$ 値の負のスパイクは、Nemakit-DaldynianとTommotianステージ境界で起こった汎世界的な海水準低下 (Ripperdan, 1994)と結びつけて考えられる。おそらく、有機炭素を含む陸棚堆積物の海洋への流入か、ガスハイドレートの崩壊 (Bartley *et al.*, 1998) が $\delta^{13}\text{C}$ 値の減少を引き起こしたのだろう。

化石化作用

調査セクションに見られる胚化石は11層準から産出し、SZ-48の層準を除き全てリン灰石として保存されている。リン灰石化は受精膜や細胞膜に相当する部位で主に起こっており、腐敗に強い成分であるリン脂質を多く含む部分が選択的に置換されたことを意味する。

Xiao *et al.* (1998) は、生物の軟体部がリン酸塩化する条件としてリン酸イオンが高濃度で供給され、リン灰石の飽和点を超過して濃集することを挙げ、そのプロセスとして深層水の湧昇や海洋での「鉄ポンプ」が重要であると述べている。鉄ポンプモデルでは、リン酸イオンの吸着物として重要な鉄酸化物の還元的分解により、孔隙水中でリン酸イオンの濃集が起こる (Follmi, 1996)。その際に微生物による硫酸還元が起こり、黄鉄鉱の沈殿を伴うのが普通である。実際、同様に胚化石を多産する新原生界の陸山沱層中では、リン灰石化とともに黄鉄鉱の生成が起こっている (Zhang *et al.*, 1998; 狩野ほか, 2004)。寛川鋪層の試料、特にユニット3では、XRDの結果 (表1) に示されるように、リン灰石と黄鉄鉱が共存しており、リン酸イオンの濃集に際して鉄ポンプが働いていた可能性がある。

一方、寛川鋪層では、リン酸塩化した化石を含む岩石の主成分は方解石なので、リン灰石の濃集は動物胚やSSF近傍に限定され、それ以外の微環境では方解石が沈殿していたと考えられる。Sagemann *et al.* (1999) は、海水の化学的条件がリン灰石と方解石の両方を沈殿可能な場合、微環境のpHが鉱物種を決定し、高pHで方解石、低pHでリン灰石が沈殿すると述べている。また、低いpH下では、炭酸塩鉱物の骨格もリン灰石に置換される (Rao *et al.*, 1990)。寛川鋪層において、SSFは方解石もしくはリン灰石として保存されているが、もともとは薄い方解石殻を持っており、低いpH条件下で動物胚とともにリン灰石に置換されたのかもしれない。

リン灰石化を促すpH低下の原因として、バクテリアによる活発な有機物分解が考えられている (Bengtson and

Yue, 1997; Sagemann *et al.*, 1999)。寛川鋪層中の胚化石内部に認められるバクテリア起源の構造は (図4)、バクテリアの代謝によるpHの局所的低下によって受精膜や細胞膜とともに鉱物化したものだろう (図7D)。また、鉱物化は胚がバクテリアの活動によって完全に分解される前に起こっていることから、急速に進行したと考えられる。軟体部の鉱物化を再現した実験では、高いリン酸イオンの溶媒中で、胚を含む軟体部が2〜4週間程度でリン灰石に鉱化されるという結果が示されている (Briggs and Kear, 1993, 1994; Martin *et al.*, 2003)。

それではなぜ胚のみが鉱化され、その他の軟体部は保存されなかったのだろうか。Raff *et al.* (2006) は、現生の動物胚の保存実験結果から、受精膜の存在が胚の鉱物化にとって重要であると述べている。受精膜とは、受精から孵化までの間胚を包んでいる膜のことで、ほとんどの動物胚に見られる。受精膜はリン脂質を主成分とし、タンパク質を主成分とする細胞質よりも腐敗されにくい。Raff *et al.* (2006) は、受精膜が形成されていれば胚は還元的な環境条件において3週間後も形を保つことを示した。また、比較的小径の動物胚は全体が硬化されやすいのに対して、成体の軟組織はサイズが大きいため鉱物化されにくいことも、実験結果により示されている (Martin *et al.*, 2003)。SZ-48の試料では、例外的にSSFと胚化石がシリカに置換されている。これらはリン灰石が後にシリカに置換されたか、最初からシリカとして鉱物化したものである。pHの低下などの要因により、水がシリカに過飽和でリン灰石に未飽和になれば、どちらのプロセスも起こりうる。

まとめ

中国陝西省寧強北方周辺に分布する原生代最上部〜カンブリア系最上部寛川鋪層の堆積学的・地球化学的検討を行い、古海洋的背景と胚化石保存の過程について以下の結論を得た。

- 1) 堆積物の構成要素と構造は、寛川鋪層が陸地から離れた穏やかな環境で堆積したことを示唆する。ただし、石灰化した微生物がシアノバクテリアであれば、水深はそれほど深くはなかったと考えられる。
- 2) 炭酸塩成分中の微量元素濃度は、海水が次第に酸素に富むようになったことを示す。ユニット3堆積時には、海水中の酸素濃度はSSFを含む多細胞動物の生息のために十分なレベルにあった。
- 3) 動物胚のリン灰石化は、湧昇水の強化に伴うリン酸イオン濃度の増加が原因である。これは $\delta^{13}\text{C}$ 値の低下とも整合的である。同様の変化は、世界各地のPC-Cセクションからも報告されており、湧昇水の強化は汎世界的な現象であると考えられる。また、鉄ポンプによる局所的なリン酸イオンの濃集も胚の鉱物化に関係していた。
- 4) リン灰石化は、受精膜や細胞膜のような腐敗に対して強い成分で起こっており、内部は方解石で埋められてい

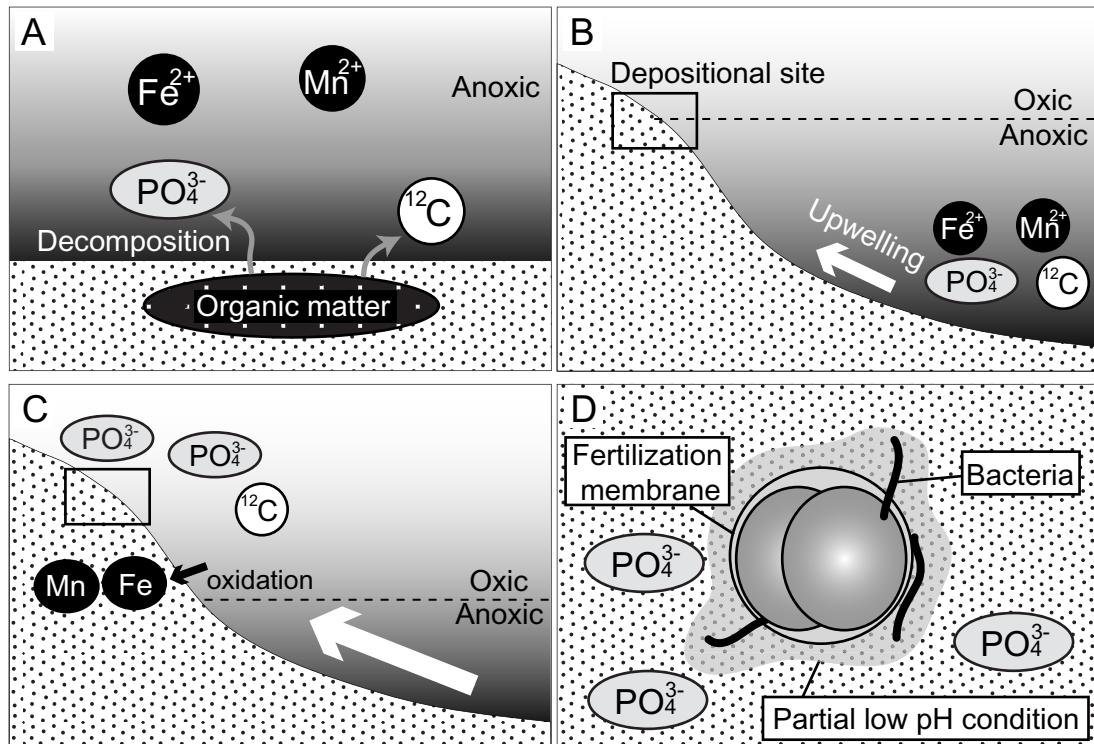


図 7. 古海洋環境の背景の解釈と胚のリン酸塩化過程. A. 層状化した海洋で有機物分解が進み、 Mn^{2+} 、 Fe^{2+} 、リン酸イオン、同位体的に軽い炭素の濃集が引き起こされた；B. 新原生代後期に深層水循環が復活し、これらの化学種が浅海域へ輸送された。灯影層最上部はこの時期に堆積した；C. 最初期カンブリア紀になると、海洋循環の活性化により、湧昇流が強まり浅海域は酸化になった。還元陽イオン(Mn 、 Fe)イオンはより深い場所で酸化され除かれた。一方リン酸イオンと ^{12}C に豊富炭素は堆積場へ運ばれた；D. 胚の鉱物化にとっての2つの重要な状況として高いリン酸塩濃度とバクテリア活動による局所的な低 pH。

Fig. 7. Interpretation of paleoceanographic background and permineralization processes of the fossil embryos. A. Decomposition of organic matter in the stratified ocean, which induced accumulation of Mn^{2+} , Fe^{2+} , phosphate and isotopically light carbon; B. Deep water circulation revived in the latest Neoproterozoic, which transported the chemical components to shallow water. The uppermost Dengying Formation was deposited in this stage; C. Activated ocean circulation in the earliest Cambrian, which intensified upwelling and oxidized shallow water. Reductive cations (Mn , Fe) were extracted by oxidation in deeper ocean, while phosphate and ^{12}C -enriched carbon were transported to the depositional site; D. Two important conditions for permineralization for embryos: high concentration of phosphate and local low pH by bacterial activities.

る。リン灰石の沈殿にとって重要な条件の一つとして低い pH が挙げられ、バクテリアによる胚内部の有機物分解により局所的に達成されたと考えられる。また、SSF は初生的に方解石の殻を持っていたが、一部は胚とともにリン灰石に置換された。

謝辞

本研究を進めるにあたり、SEM 観察や EPMA 分析では広島大学の柴田恭宏技術主任にご協力いただき、石原幸子氏、大川真紀雄博士、井上勝史氏には XRF と XRD 分析の際にご協力いただいた。また、調査に協力して下さった柿崎嘉宏氏、川越寛子氏、東郷徹宏氏に感謝する。

文献

Allan, J. R. and Matthews, R. K., 1982. Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology*, **29**,

797-817.
 Amthor, J. E., Grotzinger, J. P., Schröder, S., Bowring, S. A., Ramezani, J., Martin, M. W. and Matter, A., 2003. Extinction of *Cloudina* and *Namacalathus* at the Precambrian-Cambrian boundary in Oman. *Geology*, **31**, 431-434.
 Bartley, J. K., Pole, M., Knoll, A. K., Semikhatov, M. A. and Petrov, R. Y., 1998. A Vendian-Cambrian boundary succession from the northwestern margin of the Siberian Platform: stratigraphy, palaeontology, chemostratigraphy and correlation. *Geological Magazine*, **135**, 473-494.
 Bengtson, S. and Yue Z., 1997. Fossilized metazoan embryos from the earliest Cambrian. *Science*, **277**, 1645-1648.
 Brasier, M. D., Margaritz, M., Corfield, R., Huilin, L., Xiche, W., Lin, O., Zhiwen, J., Hambi, B., Tinggui, H. and Fraser, A. G., 1990. The carbon- and oxygen-isotope record of the Precambrian-Cambrian boundary interval in China and Iran and their correlation. *Geological Magazine*, **127**, 319-332.
 Brasier, M. D., Corfield, R. M., Derry, L. A., Rozanov, A. Y. and Zhuravlev, A. Y., 1994. Multiple $\delta^{13}C$ excursions spanning the Cambrian explosion to the Botomian crisis in Siberia. *Geology*, **22**, 455-458.
 Briggs, D. E. G. and Kear, A. J., 1993. Fossilization of soft tissue in the laboratory. *Science*, **259**, 1439-1442.
 Briggs, D. E. G. and Kear, A. J., 1994. Decay and mineralization of

- shrimps. *Palaios*, **9**, 431-456.
- Chen, J. -Y., Braun, A., Waloszek, D., Qingqiang, P. and Maas, A., 2004. Lower Cambrian yolk-pyramid embryos from Southern Shaanxi, China. *Progress in Natural Science*, **14**, 167-172.
- Chen, J. -Y., Oliveri, P., Gao, F., Dornbos, S. Q., Li, C.-W., Bottjer, D. J. and Daidson, E. H., 2002. Precambrian animal life: Probable developmental and adult Cnidarian forms from southwest China. *Developmental Biology*, **248**, 182-196.
- Chen, J. -Y., Oliveri, P., Li, C. -W., Zhou, G. -Q., Gao, F., Hagadorn, J. W., Peterson, K. J. and Davidson, E. H., 2000. Precambrian animal diversity: Putative phosphatized embryos from the Doushantuo Formation of China. *Proceedings of the National Academy of Science of the United States of America*, **97**, 4457-4462.
- Condon, D., Zhu, M., Bowring, S., Wang, W., Yang, A. and Jin, Y., 2005. U-Pb Ages from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China. *Science*, **308**, 95-98.
- 団勝磨, 1983. 無脊椎動物の発生. 上巻, 387p. 培風館.
- Donoghue, P. C. J., Bengtson, S., Dong, X. -P., Gostling, N. J., Hultgren, T., Cunningham, J. A., Yin, C., Yue, Z., Peng, F. and Stampanoni, M., 2006. Synchrotron X-ray tomographic microscopy of fossil embryos. *Nature*, **442**, 680-683.
- Follmi, K. B., 1996. The phosphorous cycle, phosphogenesis and phosphate-rich deposits. *Earth-Science Reviews*, **40**, 55-124.
- Goldberg, T., Simon, W. P. and Harald, S., 2005. Sulphur and oxygen isotope signatures of late Neoproterozoic to early Cambrian sulphate, Yangtze Platform, China: Diagenetic constraints and seawater evolution. *Precambrian Research*, **137**, 223-241.
- Hagadorn, J. W., Xiao, S., Donoghue, P. C.J., Bengtson, S., Gostling, N. J., Pawlowska, M., Raff, E. C., Raff, R. A., Turner, F. R., Chongyu, Y., Zhou, C., Yuan, X., McFeely, M. B., Stampanoni, M. and Neilson, K. H., 2006. Cellular and Subcellular Structure of Neoproterozoic Animal Embryos. *Science*, **314**, 291-294.
- Hou, X. and Bergström, J., 2003. The Chengjiang fauna - the oldest preserved animal community. *Paleontological Research*, **7**, 55-70.
- Hughes, N. C., Peng, S. C., Bhargava, O. N., Ahluwalia, A. D., Walia, S., Myrow, P. M. and Parcha, S. K., 2005. Cambrian biostratigraphy of the Tal Group, Lesser Himalaya, India and early Tsanglangpuan (late early Cambrian) trilobites from the Nigali Dhar syncline. *Geological Magazine*, **142**, 57-80.
- 狩野彰宏, 古城智子, 寺田健太郎, 王偉, 2004. 原生代後期の化石化した微生物マットと地球環境の背景. 月刊地球, **26**, 194-198.
- Kaufman, A. J. and Knoll, A. H., 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research*, **73**, 27-49.
- Kimura, H., Matsumoto, R., Kakuwa, Y., Hamdi, B. and Zibaseresht, H., 1997. The Vendian-Cambrian $\delta^{13}\text{C}$ record, North Iran: evidence for overturning of the ocean before the Cambrian Explosion. *Earth and Planetary Science Letters*, **147**, 1-7.
- Lambert, I. B., Walter, M. R., Zang, W., Lu, S. and Ma, G., 1987. Palaeoenvironment and carbon isotope stratigraphy of Upper Proterozoic carbonates of the Yangtze Platform. *Nature*, **325**, 140-143.
- Landing, E., 1994. Precambrian-Cambrian boundary global stratotype ratified and a new perspective of Cambrian time. *Geology*, **22**, 179-182.
- Logan, G. A., Hays, J. H., Hieshima, G. B. and Summons, R. E., 1995. Terminal Proterozoic reorganization of biogeochemical cycles. *Nature*, **376**, 53-56.
- Martin, D., Briggs, D. E. G. and Parkes, R. J., 2003. Experimental mineralization of invertebrate eggs and preservation of Neoproterozoic embryos. *Geology*, **31**, 39-42.
- Peng, S., 2003. Chronostratigraphic subdivision of the Cambrian of China. *Geologica Acta: an International Earth Science Journal*, **1**, 135-144.
- Pyle, L. J., Narbonne, G. M., Nowlan, G. S., Xiao, S. H. and James, N. P., 2006. Early Cambrian metazoan eggs, embryos, and phosphatic microfossils from northwestern Canada. *Journal of Paleontology*, **80**, 811-825.
- Raff, E. C., Villinski, J. T., Turner, F. R., Donoghue, P. C. J. and Raff, A. R., 2006. Experimental taphonomy shows the feasibility of fossil embryos. *Proceedings of the National Academy of Science of the United States of America*, **103**, 5846-5851.
- Rao, K. H., Antti, B. M. and Forsberg, E., 1990. Mechanism of oleate interaction on salt-type minerals, Part II. Adsorption and electrokinetic studies of apatite in the presence of sodium oleate and sodium metasilicate. *International Journal of Mineral Processing*, **28**, 59-79.
- Riding, R., 1991. Calcified cyanobacteria. In Riding, R. ed., *Calcareous Algae and Stromatolites*, 55-87. Springer, Berlin.
- Ripperdan, R. L., 1994. Global variations in carbon isotope composition during the latest Neoproterozoic and earliest Cambrian. *Annual Review in Earth Planetary Science*, **22**, 385-417.
- Sagemann, J., Bale, S. J., Briggs, D. E. and Parkes, R. J., 1999. Controls on the formation of authigenic minerals in association with decaying organic matter: An experimental approach. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **63**, 1083-1095.
- Shen, Y. and Schidlowski, M., 2000. New C isotope stratigraphy from southwest China: Implications for the placement of the Precambrian-Cambrian boundary on the Yangtze Platform and global correlations. *Geology*, **28**, 623-626.
- Shen, Y., Schidlowski, M. and Chu, X., 2000. Biogeochemical approach to understanding phosphogenic events of the terminal Proterozoic to Cambrian. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **158**, 99-108.
- Steiner, M., Li, G., Qian, Y. and Zhu, M., 2004. Lower Cambrian Small Shelly Fossils of northern Sichuan and southern Shaanxi (China), and their biostratigraphic importance. *Geobios*, **37**, 259-275.
- Xiao, S., Hu, J., Yuan, X., Parsley, R. L. and Cao, R., 2005. Articulated sponges from the Lower Cambrian Hetang Formation in southern Anhui, South China: their age and implications for the early evolution of sponges. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **220**, 89-117.
- Xiao, S., Zhang, Y. and Knoll, A. H., 1998. Three-dimensional preservation of algae and animal embryos in a Neoproterozoic phosphorite. *Nature*, **391**, 553-558.
- Xing, Y. and Yue, Z., 1984. The Sinian-Cambrian boundary in southwestern part of Shaanxi. *Bulletin of the Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Special Issue*, **10**, 111-125.
- Yang, J., Sun, W., Wang, Z., Xue, Y. and Tao, X., 1999. Variation in Sr and C isotopes and Ce anomalies in successions from China: evidence for the oxygenation of Neoproterozoic seawater?. *Precambrian Research*, **93**, 215-233.
- Yue, Z. and Bengtson, S., 1999. Embryonic and post-embryonic development of the Early Cambrian cnidarian. *Olivoides Lethaia*, **32**, 181-195.
- Zhang, X. -G. and Pratt, B. R., 1994. Middle. Cambrian arthropod embryos with blastomeres. *Science*, **266**, 637-639.
- Zhang, Y., Tin, L., Xiao, S. and Knoll, A. H., 1998. Permineralized fossils from the terminal Proterozoic Doushantuo Formation, south China. *Memoir of the Paleontological Society*, **50**, 1-52.