

中国四川省北部朝天における ペルム紀 トリアス紀境界の詳細層序

清水 紀英* 磯崎 行雄* 松田 哲夫**
姚 建新*** 紀 戦勝***

Detailed Stratigraphy across the Permo-Triassic Boundary at Chaotian in Northern Sichuan, China

Noriei SHIMIZU *, Yukio ISOZAKI *, Tetsuo MATSUDA **,
Jianxin YAO *** and Zhansheng JI ***

Abstract

To reveal environmental changes across the Permo-Triassic boundary (PTB), detailed lithostratigraphy was analyzed of the PTB interval at Chaotian in northern Sichuan, China. The study interval is composed mainly of shelf carbonates that are lithologically divided into 7 units, *i.e.*, Units A to G in ascending order. Units A-E (8.5 m) correspond to the uppermost Permian, and Units F-G (3.5 m) to the lowermost Triassic. On the basis of a field study and microscopic observations of more than 200 thin sections, the main extinction horizon is recognized at the Unit D/E boundary. Various fossils, such as ammonoid, brachiopod, bivalve, radiolaria, and conodont occur abundantly in Units A-D, while they are absent (or nearly absent) in Units E-G. Radiolarians in particular, show a clear contrasting mode of occurrence: abundant in Unit D to its top, while barren in Unit E and above. The Unit D/E boundary is thus identified as the event PTB horizon with major extinction. The PTB extinction terminated various Late Permian organisms, particularly radiolarians, which are representative planktons in open ocean, suggesting a sharp decline in total marine productivity. On the other hand, the Griesbachian (Early Triassic) index conodont *Hindeodus parvus* first appears at the base of Unit F, thus the Unit E/F boundary is recognized as the biostratigraphically-defined PTB horizon. The marl of Unit E represents the interval of strong environmental stress that appeared around the PTB. The population of the latest Permian radiolarians decreased remarkably across the Unit B/C boundary, while their mean shell size stayed constant, and even increased rapidly within Unit D. As large-shelled radiolarians often predominate in the cool waters of modern oceans, the radiolarian size increase in Unit D may indicate that the depositional site may have been invaded by a cooler water mass at the end of Permian period.

* 東京大学大学院総合文化研究科宇宙地球科学教室

** 共栄興業株式会社 (2002年4月23日逝去)

*** 中国地質科学院地質研究所

* Department of Earth Science and Astronomy, Graduate School of Arts and Sciences, the University of Tokyo

** Kyoei Consultant Corporation (deceased on April 23, 2002)

*** Geology Institute, Chinese Academy of Geological Science

Key words : P-T boundary, mass extinction, radiolaria, productivity, South China

キーワード : P-T 境界, 大量絶滅, 放散虫, 生物生産, 南中国

I. はじめに

約 2 億 5 千万年前の古生代ペルム紀・中生代トリアス紀境界 (以下, P-T 境界と略記) では, 顕生代で最大規模の大量絶滅がおり, 海棲無脊椎動物種の約 90% が絶滅したとされる (Sepkoski, 1984 など)。しかし, その原因については様々な議論がなされてきた (Erwin, 1993; Hallam and Wignall, 1997 など) にもかかわらず, 未だ解明されていない。世界各地に分布するペルム系最上部にはしばしば顕著な不整合が発達し, P-T 境界層準を含む連続層序が観察されるセクションは限られている。よい連続性を保持した P-T 境界層の分布は, 当時, 超大陸パンゲア東側に発達していた巨大な内湾状のテチス海の縁辺に位置していた地域に限られている。特に, テチス海の東端に位置していた南中国 (揚子) 地塊の P-T 境界層は, 各種化石を多産し, 世界で最も保存良好な層序学的連続性を保持している (Zhao *et al.*, 1981;

Sheng *et al.*, 1984; Yang *et al.*, 1987; Jin *et al.*, 1998 など)。中でも詳しく研究された浙江省の煤山 (Meishan) セクション (図 1) は, P-T 境界の世界層序標準セクション・地点 (Global Stratotype Section and Point; 以下 GSSP と略記) に指定されている (Yin *et al.*, 2001)。

筆者の一人である磯崎は, P-T 境界当時のグローバルな環境変動を探る目的で 1999 年に中国地質科学院地質科学研究所との共同研究チームを結成し, 南中国の 5 地域の P-T 境界層について野外調査と岩石試料のサンプリングを行い, 詳しい層序学的研究を進めている (磯崎ほか, 2000)。その研究対象の一つである南中国地塊北縁の四川省北部に位置する朝天 (Chaotian) セクション (図 1) は, 煤山セクションと比べてより深い堆積相の地層からなる。朝天セクションについては, Zhao *et al.* (1981) や Yang *et al.* (1987) によって, 層序の概要と産出化石の予察的な報告がなされたが, まだ P-T 境界での大量絶滅事件に焦点を

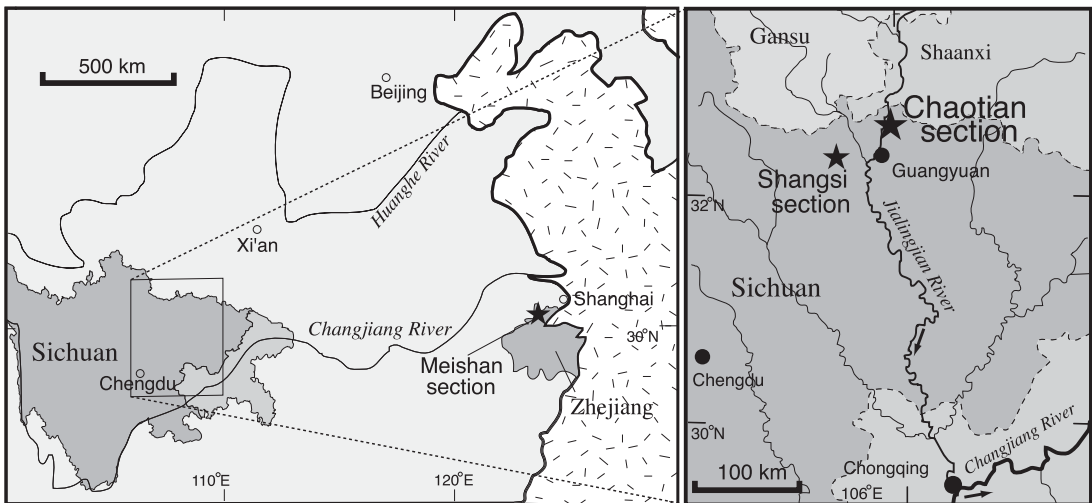


図 1 南中国四川省北部朝天セクション及び浙江省北部煤山セクション位置図。

Fig. 1 Index map of the Chaotian section in northern Sichuan and the Meishan section in northern Zhejiang, South China.

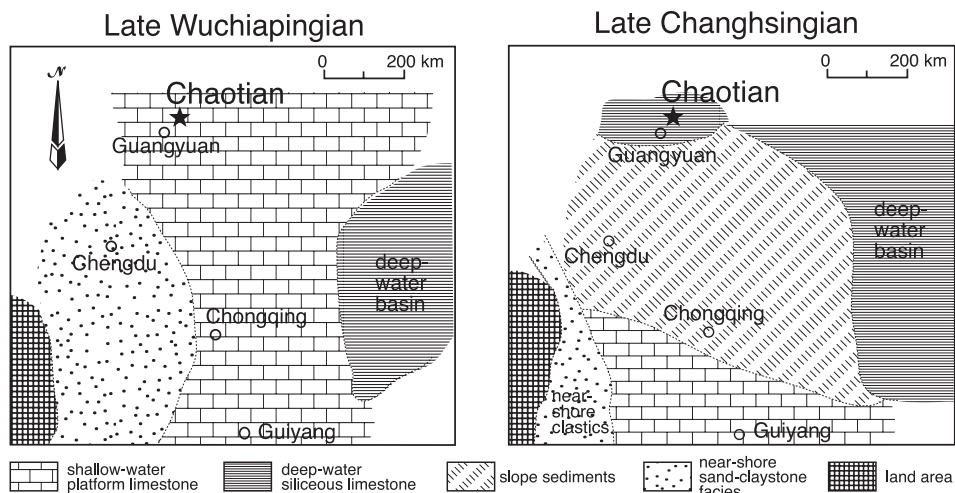


図 2 ペルム紀後期（吳家坪世後期および長興世後期）における南中国（揚子）地塊西部の古地理図（Zhu *et al.*, 1999 を改変）。

Chengdu：成都，Guangyuan：広元，Chongqing：重慶，Guiyang：貴陽

Fig. 2 Late Permian (Late Wuchiapingian and Late Changhsingian) palaeogeographic map of the western South China (Yangtze) block (modified from Zhu *et al.*, 1999).

絞った詳しい検討はなされていない。そこで、本研究では朝天セクションの P-T 境界周辺の詳細な岩相層序を確立し、大量絶滅がおきた直前直後の環境変動の解明を試みた。朝天セクションの P-T 境界を挟む約 12 m のインタバルから採取した約 170 個の岩石試料について、単層ごとに岩石薄片を作成し、詳しい顕微鏡観察に基づいて、各種化石の消長や岩相の特徴、層序学的変化を調べた。その結果、朝天セクションにおける P-T 境界前後での明瞭な岩相変化および産出化石の入れ替り、特にペルム紀末での各種化石生物の一斉絶滅のパターンや絶滅直前の古生代放散虫のサイズおよび産出密度の変化が明らかになった。以下に朝天セクションの P-T 境界周辺層から得られた新知見について報告し、その意義について考察する。なお朝天セクション全体の層序については別途報告する (Isozaki *et al.*, 2004)。

II. 朝天セクションの概要

朝天セクションは四川省北部に位置する（北緯 32°37′，東経 105°51′）（図 1）。南中国（揚子）地塊北西縁の四川省北部には、ペルム紀からトリア

ス紀にかけて、大陸棚の浅海で堆積した炭酸塩岩と陸源碎屑岩が広く分布する。特に、四川省北縁には、やや深い堆積相のペルム系上部統およびトリアス系最下部が産する。

ペルム紀末頃の四川省北半の堆積相分布は Zhu *et al.* (1999) により明らかにされており（図 2）、ペルム紀新世前半の吳家坪世末には、現在の成都南西方にあたる地域に陸域が存在し、四川省北部の大部分には浅海が広がっていた。朝天付近では石灰岩プラットフォーム（台地）が広く発達した。その後、長興世末になると、地形の起伏が顕在化し、南西側に陸地、北東側にやや深い海が発達するようになり、朝天付近はやや深い盆地となり、珪質な石灰岩が堆積した。

揚子江の支流の一つである嘉陵江 (Jialingjian) は、東西に連なる大巴 (Daba) 山脈を広元 (Guangyuan) 市北方で横切り、同市の北方約 20 km に位置する朝天付近において明月峡 (Mingyuexia) と呼ばれる北北東-南南西方向の急峻な峡谷を形成している（口絵 2，写真 1，2）。明月峡の両側には、ペルム系および整合に累重するトリアス系が露出し、明月峡の中央部には、

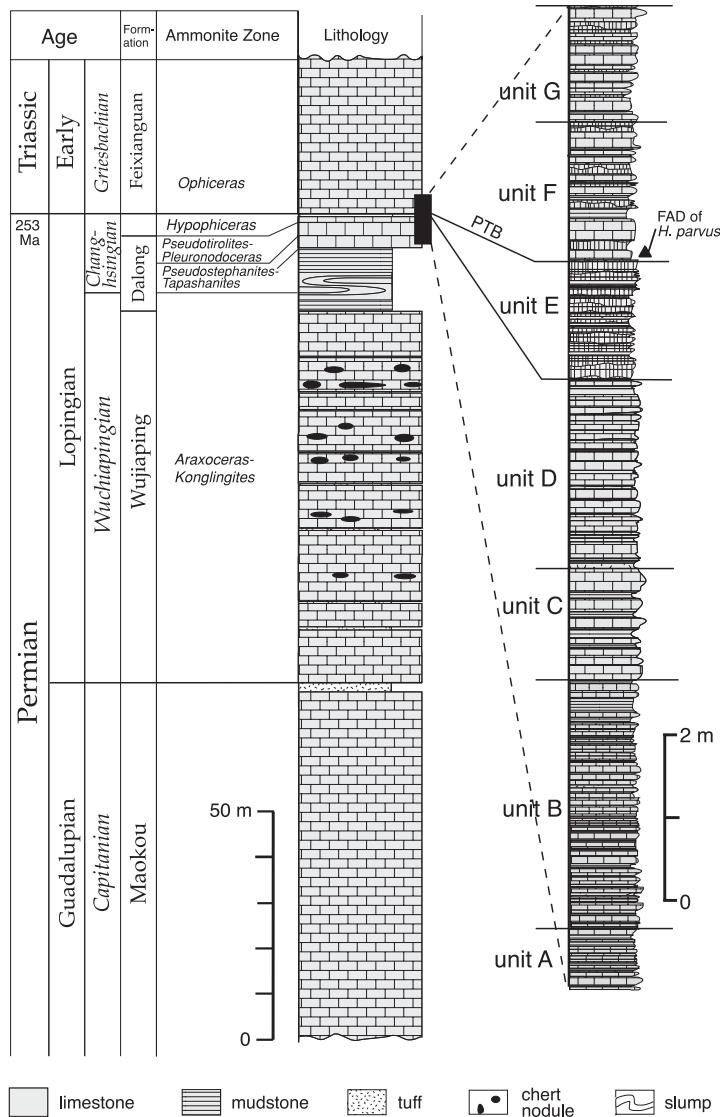


図 3 朝天セクション全体の柱状図及び P-T 境界前後の詳細柱状図。

Fig. 3 Columnar section of the Chaotian section and enlarged one for the PTB interval.

北西-南東方向の正立した軸をもつ背斜が発達する。本研究で詳しく調査した朝天セクションは、嘉陵江の南東側で明月峡背斜の南翼部に露出する。Zhao *et al.* (1981) および Yang *et al.* (1987) が予察的に記載したセクションは、嘉陵江北西岸の背斜北翼に位置する。

朝天セクションには、下位から順に中部ペルム系茅口 (Maokou) 層、上部ペルム系呉家坪 (Wujiapingian) 層および大隆 (Dalong) 層そして最下部トリアス系の飛仙閣 (Feixianguan) 層が連続的に露出する (図 3)。

中部ペルム系茅口層 (層厚 75 m 以上) は、主

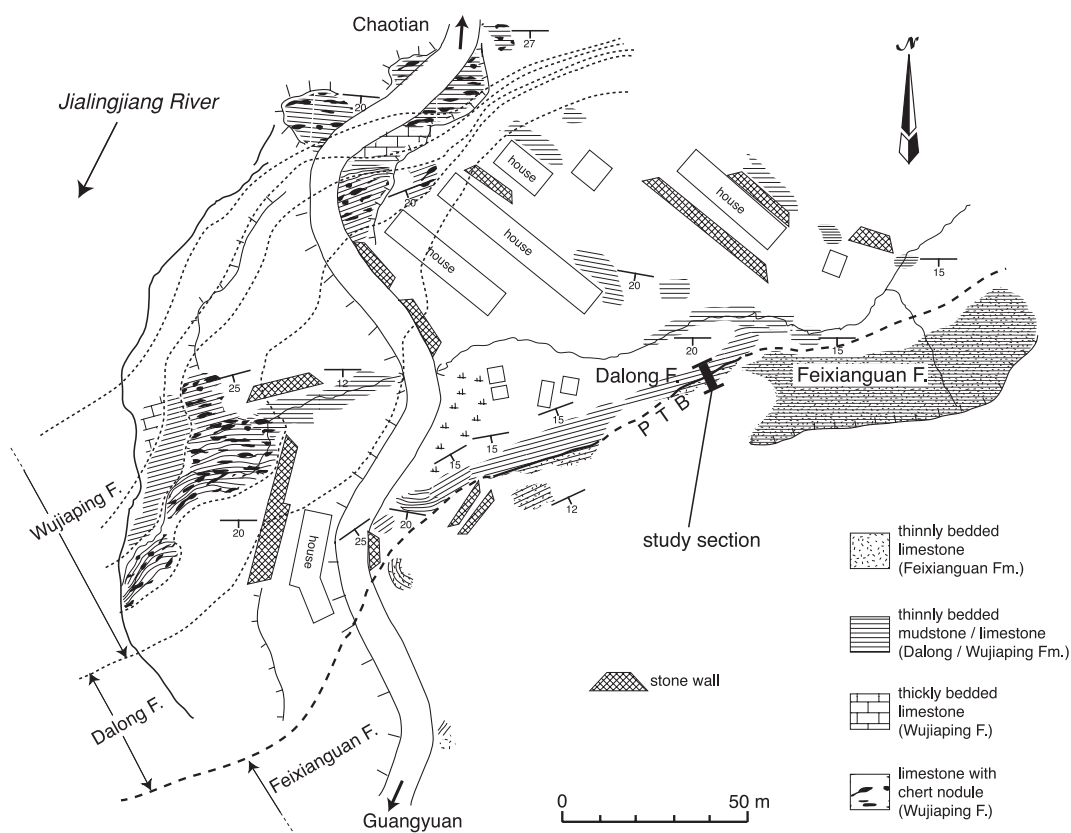


図 4 P-T 境界周辺露頭付近のルートマップ。

Fig. 4 Route map around the PTB section at Chaotian.

として黒色ないし暗灰色の生砕石灰岩からなり、最上部は黒色チャートの薄層を頻りに挟む。石灰岩からは、腕足類、フズリナ、サンゴ、石灰藻、コノドントなどが多産する。

上部ペルム系下部にあたる呉家坪層（層厚約 70 m）は、主に暗灰色の生砕石灰岩からなりチャート・ノジュールを含む。石灰岩からは、腕足類、二枚貝、サンゴ、フズリナ、石灰藻、アンモナイト、コノドントなどが産する。

上部ペルム系上部にあたる大隆層（層厚約 26 m）は、主として黒色石灰岩からなるが、下部（約 22 m）は主に黒色泥岩からなり、一部にスランプ層を伴う。上部（約 4 m）は泥質な黒色石灰岩からなる。特に最上部（約 2 m）は明灰色の細粒成層石灰岩からなる。保存良好なコノドントやア

ンモナイトを多産する。最上部は、数 cm 厚の薄い凝灰岩層を多数狭在する。

最下部トリアス系の飛仙閣層（層厚 30 m 以上）は、主によく成層した明灰色石灰岩からなる。特に、最下部（約 1.4 m）は特徴的なマール層およびマールと石灰岩との交互層からなる。極めて少数ながら、コノドント、アンモナイト、腕足類などを産する。

朝天セクションの P-T 境界層露出地点周辺のルートマップを図 4 に示す。P-T 境界周辺の大隆層最上部と飛仙閣層最下部は、嘉陵江東岸の東西方向に延びる小さな谷の南側斜面に露出する。

本研究では朝天セクションの中でも P-T 境界を挟む層厚約 12 m の層序区間、すなわちペルム系最上部の約 8.5 m およびトリアス系最下部約

3.5 m から構成される部分を詳しく調査した(図 3)。岩相の特徴に基づき、この区間の地層を下位から順に A G の 7 つのユニットに区分した。ユニット A D は大隆層の最上部に、またユニット E G は飛仙閣層最下部に各々相当する。

大隆層最上部は、下半の黑色石灰質泥岩(ユニット A, B)と、上半の灰色石灰岩(ユニット C, D)からなる。一方、飛仙閣層最下部は、明灰色マール(ユニット E)と、上位の灰色石灰岩(ユニット F, G)からなる。また、全層厚 12 m の本セクションには、25 層の薄い酸性凝灰岩層が産するが、特にユニット D および E には各々 8 層の凝灰岩薄層が集中して挟まれる。

III. 研究手法

本研究では、野外での観察記載に加えて、ユニット A G を構成する地層 124 層のすべてについて研磨スラブの観察を、また 54 層について総数 215 枚の岩石薄片の顕微鏡観察を行い、岩相・組織や化石の消長パターンを解析した。特に P-T 境界前後の各層については、ほぼ 2 cm 間隔で薄片を作成し、詳しく鏡下観察した。

また、各ユニットの代表的岩石について主要元素の全岩化学組成を分析した。再結晶やドロマイト化が鏡下で認められなかった岩石のみを選び、測定用粉末試料を作成した。試料作成にあたっては、数 mm 大に砕いた岩石試料中に方解石脈が存在する場合は、可能な限りその部分を取り除いた。試料はメノウ乳鉢で粉末にしたものを約 5 g 秤量し、東京大学大学院総合文化研究科広域システム科学系松尾研究室の蛍光 X 線分析装置(SHIMADZU 社製 EDX-700 型)により測定した。

また、ペルム系最上部のユニット A D から不偏的にかつ大量に産する放散虫に注目し、当時のプランクトン生産量や海洋環境の大局的变化を解読するため、8.5 m の区間について 26 層準の岩石薄片を鏡下観察し、放散虫の産出密度と個体サイズを測定し、それらの層序学的変化パターンの解明とその定量化を試みた。

産出密度については、層理面に対して垂直な面で作成した薄片を用いて、一定範囲内で放散虫の

個体数を測定した。ただし、放散虫の産出パターンには層ごとに差があり、観察面の中で均等・一様に産する場合と層内で偏る場合とがある。放散虫の産出が一様な場合は 3 4 mm² 内で放散虫の個体数を測定し、1 cm² あたりの密度を算出した。一方、産出に偏りがある場合は、層全体の放散虫個体数平均値の精度を高めるために、より広い範囲(5 mm² 以上)で放散虫の個体数を測定し、1 cm² あたりの密度を算出した。

個体サイズについても、同様に鏡下観察によって測定した。今回の放散虫は球形のものが多かったので、放散虫の直径を試料ごとに 70 個体以上測定した。一般に、薄片で観察される放散虫の断面は必ずしも各個体の最大直径を示すとは限らず、薄片での測定値はしばしば本来の個体の直径より小さくなる。固結した砂岩の粒度分析法であるポイント法(碎屑性堆積物研究会, 1983)を適用し、測定は μm 単位で行い、平均値と標準偏差を求めた。

IV. P-T 境界周辺の岩相記載

ユニット A G の各々の岩相を下位から順に記載する。

1. ユニット A

露頭で確認される本ユニットの層厚は約 0.9 m であるが、下限は不明である(図 5)。下位から順に A1 から A14 の 14 層からなり、単層の厚さは 4 10 cm と比較的薄い。主に黑色石灰質泥岩からなる。また、約 5 cm 厚の剥離性に富む黑色頁岩(例: A11, 層厚 6 cm)を 5 層挟む。本ユニットの石灰質泥岩は有機物に富み、新鮮な破断面は強い腐臭を伴う。層理面はいずれも明瞭で平坦である。露頭では、層理面周辺が厚さ 1 mm 程度の部分でしばしば風化によって黄灰色化していることが多い。

黑色石灰質泥岩は細粒の黑色有機炭質物に富む泥質物からなる。化石を除くと砂サイズの碎屑粒子を含まない。厚さ 1 5 mm 程度の層理にほぼ平行なわずかに波曲する葉理をもつ。明瞭な生痕化石は観察されない。方解石で埋められた放散虫の密集部からなる白色葉理をもつ。同様に二枚貝等

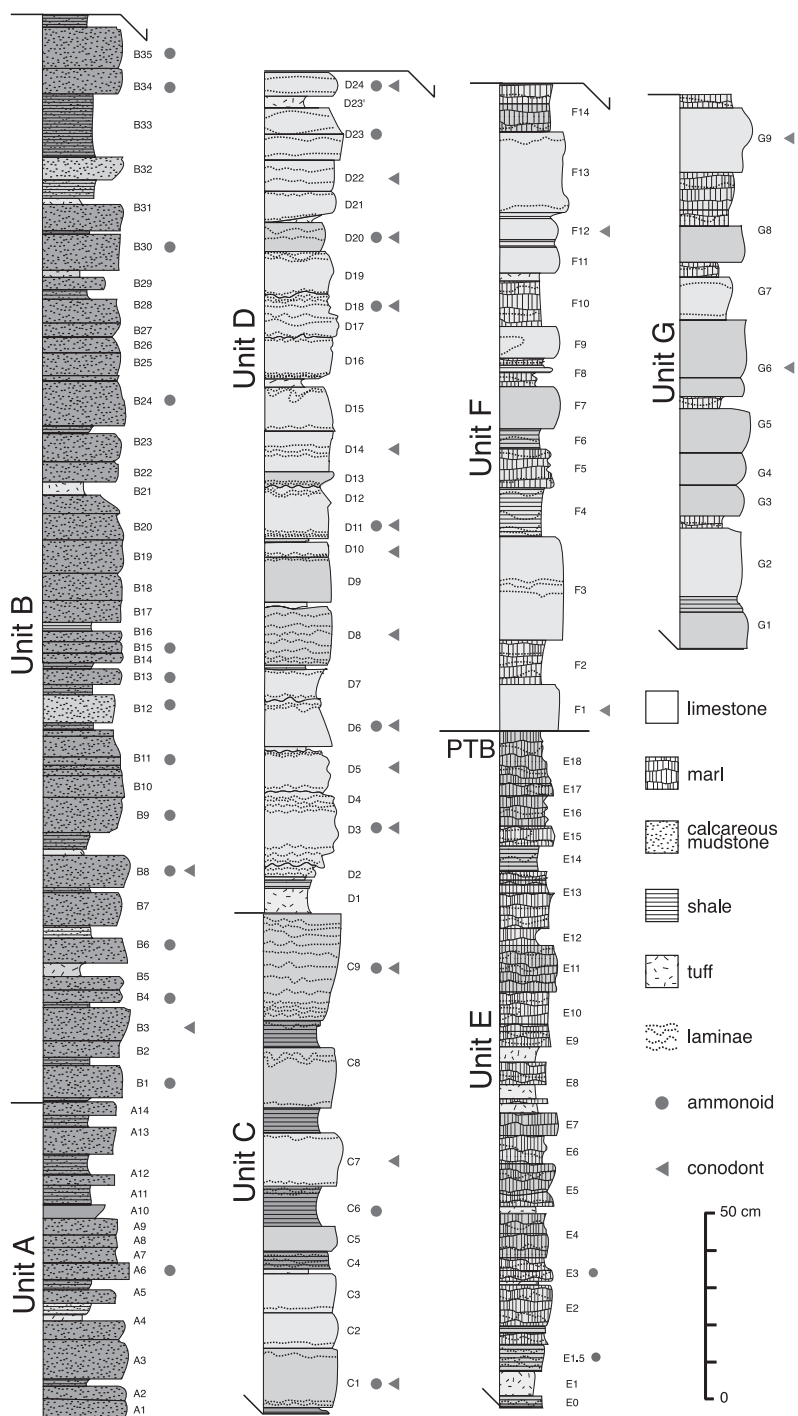


図 5 朝天セクションの P-T 境界周辺の詳細柱状図 .

Fig. 5 Detailed columnar section across the PTB of the Chaotian station.

の石灰質殻破片が密集して葉理をなすことがある。

石灰質泥岩は直径 80 μm 程度の褐色を帯びた半透明の殻を残す放散虫や長さ 1 10 mm, 厚さ 0.1 mm 程度の二枚貝の破片を多量に含む。その他にアンモナイト, 巻貝などの破片が含まれる。

ユニット A の石灰質泥岩 (A1, A5, A9 および A13) は, SiO_2 を 73.7 91.2% (4 試料の平均: 81.2%), また CaCO_3 を 0.4 22.3% (同平均: 12.6%) 含む。

2. ユニット B

層厚は 2.8 m である (図 5)。下位から順に B1 から B35 までの 35 層からなり, 単層の厚さは 5 14 cm である。主に黒色の有機炭素に富む石灰質泥岩からなる。また, 黒色頁岩 (例: B33, 層厚 16 cm) や灰色凝灰岩 (例: B21, 層厚 4 cm) が数層挟まれる。層理面はいずれも明瞭で平坦である。各層の層理面から 0.5 1 cm の部分は, しばしば泥質で, 強い剥離性をもつ。

石灰質泥岩の基質は細粒の黒色有機炭質物に富む泥質物からなり, ユニット上半の石灰質泥岩は, 下半に比べ幾分灰色を帯びる。明瞭な葉理は認められず, 生痕は観察されない。ユニット頂部の厚さ 1 m の部分には細粒な他形 自形のドロマイトに富む層がある (例: B30)。

石灰質泥岩は, 腕足類, 二枚貝, 貝形虫, アンモナイト, 巻貝等の破片を bioclast として含む。腕足類は長さ 5 mm 程度で, 二枚貝の破片は, 最大で長さ 10 mm, 多くは 1 5 mm 程度である。いずれも内部構造を保持せず, 粗粒方解石に再結晶している。一部に, それらの bioclast が密集して暗灰色の波状の層を形成する部分がある。その暗灰色部は 0.5 1 cm の厚さで, 本ユニット上部でより多く観察される。

巻貝の殻には geopetal 構造をもつものがある (例: B8)。直径約 60 μm の放散虫が多量に産し, その殻の多くは無色透明方解石で交代されているが, 中には褐色の珪質殻を残すものもある。放散虫が密集して葉理を形成する場合がある。

ユニット B の石灰質泥岩 (B8, B15, B28 および B34) は, SiO_2 を 54.0 60.1% (4 試料の平均: 56.6%) また, CaCO_3 を 33.4 39.5% (同平均:

36.7%) 含む。

3. ユニット C

層厚は 1.4 m である (図 5)。C1 から C9 までの 9 層からなる。そのうち 5 層は灰色もしくは暗灰色の石灰岩から, 4 層は黒色頁岩から構成される。石灰岩の単層は 10 20 cm, 黒色頁岩は層厚が 5 10 cm の厚さを有する。いずれの単層も明瞭で平坦な層理面をもつ。C7 層全体には粒径数十 μm 程度の自形のドロマイト結晶が散在する。

石灰岩は wackestone に分類され, 二枚貝, 腕足類, アンモナイト等の bioclast を多量に含む。長さ 1 cm 程度の二枚貝の破片, また長さ 0.5 cm 程度のアンモナイトや腕足類等の破片が含まれる。特に, 二枚貝の破片は長さ 2 3 mm 程度, 厚さ 0.1 0.2 mm 程度の小さなものが極めて多く, まれに 10 mm 以上の大きな破片が産する。二枚貝破片はいずれも層理面に平行な状態で産する。それらの bioclast は石灰岩の葉理が発達した部分, あるいは黒色頁岩に密集して含まれる。各単層の上下の層理面付近では平行葉理が発達するが, それらはしばしば *Zoophycos* に類似する形態の深さ 1 2 cm の burrow によって乱されている。ユニット最上部の C9 のみ, 明瞭な葉理をもつ。

ユニット C の灰色石灰岩 (C1, C7 および C9) は, SiO_2 を 2.6 23.5% (3 試料の平均: 6.7%) また, CaCO_3 を 67.6 91.7% (同平均: 80.2%) 含む。

4. ユニット D

層厚は約 2.3 m である (図 5)。D1 から D24 までの 24 層からなり, 単層の厚さは約 3 10 cm である。主に灰色石灰岩からなる (口絵 2, 写真 4 6) が, 最下部の D1 は層厚 7 cm の黄灰色の酸性凝灰岩からなる。層理面は明瞭で, 波曲している。そのため, ノジュール状石灰岩の様相を呈し, 下位のユニット A C とは明瞭に異なる。

各単層は次のような共通の内部構造をもつ。すなわち, 単層の中央部は硬い灰色石灰岩からなり, その両側を泥質な暗灰色部分 (厚さ約 1 cm) と, さらにその外側の層理面に接する部分を泥質で剥離性に富む赤褐色部 (厚さ約 1 cm) が挟む対称構造をもつ。特に, 中央の灰色石灰岩部分は大きく膨縮する。そのため, 厚い単層が厚さ 10 cm 程度

の灰色部をもつものに対して、薄い単層は灰色部をもたず、ほとんど泥質な赤褐色部のみからなる。

石灰岩は多様な bioclast を含み、それらを基質の石灰泥が支持する lime mudstone/wackestone からなる。

二枚貝、貝形虫、腕足類、アンモナイト等の破片を bioclast として含む。単層中の暗灰・灰色石灰岩の部分には長さ 5 mm 程度の二枚貝および腕足類の破片が多く含まれ、特に泥質な暗灰色部ではそれらの保存状態がよい。放散虫を多産し、その殻の内部は石灰質泥もしくは方解石で埋められていることが多い。層 D19 には直径 5 mm 程度の円形の腕足類殻に geopetal 構造が観察される。その内部の下半は石灰泥、上半は方解石セメントで埋められ、鳥の眼状の構造を呈する。

上述の暗灰・赤褐色部には葉理が発達し、暗灰・赤褐色部内で深さ 1 cm 程度の burrow が認められる。また、灰色石灰岩部と暗灰色部の境界にも、しばしば深さ 1 cm 程度の burrow が認められる。

ユニット D 全体にわたって径 0.1 - 1 mm の自形の黄鉄鉱が散在する。特に、ユニット最上部の約 0.5 m の部分 (D17 - D24) では、径 0.5 - 1 mm の cubic 状黄鉄鉱が多産し、D22 は径が 5 mm にも及ぶ比較的大きな framboidal 状黄鉄鉱を含む。

ユニット D の石灰岩 (D5, D11, D15, D19, D21 および D24) の中央部の灰色部は、 SiO_2 を 3.7 - 11.2% (6 試料の平均: 6.8%) また、 CaCO_3 を 82.9 - 91.2% (同平均: 90.5%) 含む。

5. ユニット E

層厚は約 1.4 m である (図 5)。E0 から E18 および E1.5 の 20 層からなり、単層の厚さは 5 - 10 cm である。主に明灰色のマールからなり (口絵 2, 写真 4 6), 新鮮な部分は明灰色を呈するが、風化した部分は淡褐色を呈する。ユニット底部の E1 のみ厚さ 3.5 cm の白色 - 黄灰色の酸性凝灰岩からなる。層理面は明瞭で平坦である。本ユニットの岩石の多くは上位・下位のユニットに比べてより強く風化しており、軟らかく剥離性をもつことが多い。ただし、石灰質で硬い層 (E2, E5, E10 および E13 など) は比較的新鮮である。

マールには明瞭な厚さ 1 mm 以下の葉理が発達する。層の中央部の新鮮な明灰色石灰質部の外側には、厚さ 1 - 2 cm 程度の淡褐色に風化した部分が発達し、明灰色石灰質部と風化した淡褐色部の境界は明瞭だが、葉理と大きく斜交することが多い。

小型の二枚貝とアンモナイトがユニット底部でわずかに見られるのみで、ほとんど化石を産しない。鏡下でも石灰質・珪質微化石や他の bioclast は全く認められない。直径 0.1 mm 程度の cubic 状黄鉄鉱が散在し、淡褐色の部分に密集する。

ユニット E のマール (E1, E5, E9 および E13) の蛍光 X 線分析の結果、 SiO_2 値と CaCO_3 値はともに分散が大きく、 SiO_2 は 22.5 - 67.7%, また CaCO_3 は 1.4 - 64.5% と広い組成範囲をもつ。

6. ユニット F

層厚は約 1.7 m である (図 5)。F1 から F14 までの 14 層からなり、単層の厚さは 10 cm 前後で、このうち F3 と F13 は 20 cm 以上の厚い層をなす。主に灰色石灰岩からなる (口絵 2, 写真 4 6)。また、厚さ 10 cm 前後の剥離性をもつ灰色マール (例: F5, 層厚 9.5 cm) や頁岩 (例: F4, 層厚 12 cm) を数層挟む。層理面は明瞭で平坦である。灰色石灰岩の単層の上面および下面から厚さ 1 - 2 cm の部分は淡褐色の泥質部からなることが多く、中央の灰色部は大きく膨縮する。葉理は単層中の層理面付近の泥質部でわずかに見られる。マールには、層全体に葉理が発達している。

石灰岩は、lime mudstone に分類される。石灰泥基質中に直径 0.1 mm 程度の黒色炭質物粒子が密集し、厚さ 10 mm 程度の黒色を帯びた層を形成することがある。長さ 0.5 mm 程度の黒色の針状炭質物を多く含む。生痕は確認されない。

ユニット E と同様に、ペルム系最上部で多数確認された多様な石灰質・珪質の bioclast は全く観察できないが、まれにコノドントを産する。直径 0.2 mm 程度の cubic 状黄鉄鉱が本ユニットのほとんどの層に認められる。

ユニット F の石灰岩 (F1, F4, F9 および F13) は SiO_2 を 1.9 - 13.2% (4 試料の平均: 6.1%) また、 CaCO_3 を 77.3 - 95.1% (同平均: 88.1%) 含む。

7. ユニット G

層厚は約 1.4 m である (図 5)。G1 から G9 までの 9 層からなり、単層の厚さは 10 cm 前後である。主に灰色石灰岩からなり、一部に淡褐色もしくは黒色を帯びる部分をもつ。厚さ 7 cm 程度の剥離性をもつ黄緑灰色のマール (例: G2 上部, 層厚 4 cm) を数層含む。層理面は明瞭で平坦である。

石灰岩は lime mudstone に分類される。石灰岩は、長さ 0.1 1 mm 程度の針状の黒色炭質物を含む。本ユニットの灰色石灰岩は、このような炭質物を多量に含むため、下位のユニット F に比べてより黒色を帯びる。まれにコノドントを産するが、ユニット E および F と同様に、石灰質・珪質の微化石や他の bioclast をほとんど含まない。

単層内では、上下の層理面付近に淡褐色の泥質部が発達し、中央の灰色石灰岩部分は大きく膨縮する。また、一部に load cast が認められる。石灰岩は明瞭な葉理をもたないが、マールは明瞭な葉理をもつ。いずれも生痕を伴わない。

ユニット G の石灰岩 (F1, F4 および F8) は、SiO₂ を 1.8 3.3% (3 試料の平均: 2.7%) また、CaCO₃ を 92.2 95.9% (同平均: 93.8%) 含む。

V. 産出化石と年代

朝天セクションの P-T 境界周辺層から産する各種化石の産出状況を図 6 に示す。上述のように、大隆層最上部のユニット A D の石灰岩からは放散虫、アンモナイト、二枚貝、腕足類などの多様な化石が多産する一方で、飛仙閣層最下部のユニット E G からはほとんど化石を産出しない。ユニット E G については、研磨スラブ 39 枚および岩石薄片約 108 枚を観察したにもかかわらず、放散虫・貝形虫・巻貝および小型有孔虫は全く認められない。特に放散虫については、ユニット A D から多産する放散虫が、ユニット E G からは全く認められず、ユニット D/E 境界の両側で明瞭なコントラストを呈す。ただしユニット E からは、二枚貝、アンモナイトおよび腕足類が小型の個体に限って少数産する。コノドントはユニット B, C および D からは多産するが、ユニット E からは未発見で、さらに上位のユニット F および G から

は少数産するのみである。以下に各ユニットから産する化石とその年代について述べる。なお、コノドントについての詳細は別途報告する (紀ほか、準備中)。

1. 各ユニットの化石と年代

ユニット A からは、放散虫や二枚貝の破片が豊富に産出し、また、少量のアンモナイトも産するが、いずれも保存不良のため同定不能であり、年代決定に有効なものは得られていない。放散虫は *Stigmatosphaerostylus* sp. を含む。

ユニット B からは、殻径 5 cm 程度のアンモナイト (*Tapashanites* sp. など) およびコノドント (*Clarkina changxingensis*, *C. subcarinata* など) が多産する。アンモナイトは層理面に密集して産出することが多い。*Tapashanites* 属は、南中国の上部ペルム系長興統の主要なアンモナイト化石帯 *Pseudostephanites-Tapashanites* 帯の代表属である (Zhao *et al.*, 1981)。また、*C. changxingensis* および *C. subcarinata* は、最上部ペルム系の模式地である浙江省煤山の長興統 (Changhsingian) から報告された代表的なコノドントである (Zhao *et al.*, 1981)。したがって、ユニット B の年代は、ペルム紀後期、長興世と判断される (図 4)。ユニット A と同様、放散虫、二枚貝および腕足類の破片が豊富に産するが、いずれも同定不能である。

ユニット C からは、殻径 5 cm 程度のアンモナイト (*Tapashanites* sp. など) およびコノドント (*Clarkina changxingensis*, *C. subcarinata* など) が産する。ユニット B と同様の年代をもつと推定される。二枚貝の破片が豊富に産するが、同定不能である。

ユニット D からは殻径 3 5 cm 程度のアンモナイト (*Pseudotirolites* sp., *Pleuronodoceras* sp., *Pseudogastrioceras* sp. など) およびコノドント (*Clarkina changxingensis*, *C. subcarinata* など) が多産する。*Pseudotirolites* 属および *Pleuronodoceras* 属は南中国の上部ペルム系長興統の最上部を代表するアンモナイト化石帯 *Pseudotirolites-Pleuronodoceras* 帯の代表属である (Zhao *et al.*, 1981)。したがって、ユニット

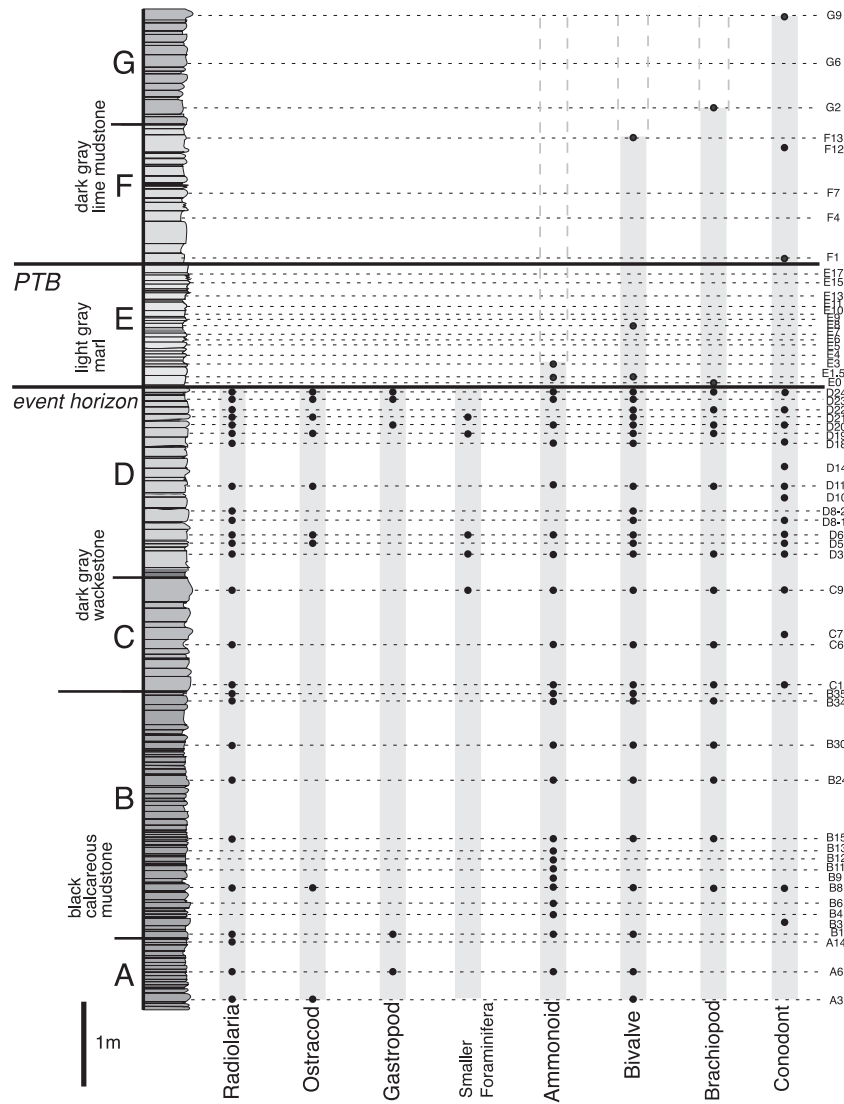


図 6 朝天セクションにおける P-T 境界周辺での化石産出パターン。点線は薄片試料の層準を、また黒丸は化石の産出を表す。

Fig. 6 Occurrence of various fossils across the PTB at the Chaotian section. The broken lines represent horizons examined by thin section. The filled circle indicates the fossil occurrence.

Dの年代は長興世後期と判断される(図4)。また、放散虫や二枚貝のほか、小型有孔虫や貝形虫も多産するが、同定不能である。

ユニットEは極めて化石の産出に乏しく、少量の二枚貝、アンモナイト、腕足類化石のみが含ま

れる。ユニットE底部E1.5層からは殻径1cm程度の小型の腕足類 *Lingula* sp. と殻径が1.2cmと小型のペルム紀型アンモナイト *Huananoceras* sp. および *Hypophiceras* sp. が産する。*Huananoceras* 属および *Hypophiceras* 属は、ともに

ペルム紀型のアンモナイトであり、南中国各地の長興統最上部、特に P-T 境界層準直下に特徴的に産することが知られている (Yang *et al.*, 1987)。以上のことから、ユニット E の少なくとも下部 20 cm は長興統最上部にあると判断される (図 4)。

ユニット F および G からは化石の産出は極めてまれで、少量のコノドントのみが産する。ユニット F の底部 F1 および F12 層からは、コノドント *Hindeodus parvus* が産出する。ユニット G の上部 G9 層、さらにその上位 55 cm の層準からも、コノドント *H. parvus* が産する。*H. parvus* が *Isarcicella isarcica* を伴わずに産する範囲は、下部 トリアス系 Griesbachian の最下部の *H. parvus* 帯にあたる (Yin *et al.*, 2001)。ユニット F および G からは、他に年代決定に有効な化石は見出されていないので、ここではユニット F および G を Griesbachian 最下部として扱う (図 4)。

2. P-T 境界の認定

上述のように本セクションで、コノドント *H. parvus* の初出層準は、ユニット F の最下底にあたる F1 層である。その下位のユニット E (層厚 1.4 m) からは、多数の岩石試料を酢酸処理したにもかかわらずコノドントが全く産出しない。一方、ペルム紀型アンモナイト産出の最上位層準は E1.5 層である。したがって、E1.5 層と F1 層の間、層厚にして約 1.2 m の部分が年代不明区間として残される。近年、P-T 境界の研究者間では、*H. parvus* の初出層準をもって、生層序学的 P-T 境界とみなす合意がなされている (Yin *et al.*, 2001)。これに従うと、朝天セクションにおける生層序学的 P-T 境界層準は F1 層の下底、すなわちユニット E/F 境界に位置すると判断される。

一方で、朝天セクションにおける最も顕著な生物相・岩相変化は、D24 層と E0 層との境界すなわちユニット D/E 境界に認められる (図 6)。D/E 境界ではペルム紀型放射虫の絶滅およびアンモナイトの多様性の急減がおり、岩相も急激に非石灰質化する。これは、ペルム紀型動物群の大量絶滅、そしてその背景となったグローバルな環境変化がユニット D/E 境界でおきたことを示している。

表 1 朝天セクションの最上部ペルム系から産する放射虫の産出密度および個体サイズ。

Table 1 Measurements of radiolarian density and size in the uppermost Permian at the Chaotian section.

bed no.	density (/cm ²)	count	diameter average (μm)	standard deviation
A3	3850	115	88.1	24.2
A6	3430	67	68.1	13.5
A14	2550	69	57.8	12.7
B1	2380	78	55.0	15.2
B8	3220	84	41.1	11.1
B15	2680	75	47.2	14.3
B24	3920	95	56.2	17.1
B30	3110	76	43.7	10.9
B34	3070	75	50.8	16.0
B35	2590	73	38.5	10.6
C1	1250	71	43.4	10.8
C6	1225	74	40.7	11.5
C9	960	78	44.8	11.8
D3	1840	85	55.1	17.6
D5	1380	101	70.1	16.5
D6	1210	92	73.7	18.5
D8-1	1350	87	72.5	18.7
D8-2	1220	80	73.4	18.7
D11	1670	81	79.2	18.3
D18	1240	81	80.2	20.2
D19	1300	83	83.3	17.9
D20	1690	76	77.0	18.7
D21	880	75	81.7	18.6
D22	1800	76	79.3	16.3
D23	1050	82	80.7	16.9
D24	1710	85	79.1	13.9

したがって本稿では、ユニット D/E 境界を環境変化と大量絶滅がおきたイベント P-T 境界として、一方トリアス紀コノドントの初出によって定義されるユニット E/F 境界を生層序学的 P-T 境界として、両者を区別して扱うことにする。

3. 放射虫の産出パターン

大隆層からは、放射虫が多産するが、その産出パターンには明瞭な特徴が認められる。放射虫の産出密度と個体サイズの層序学的変化について、以下のことが明らかになった。

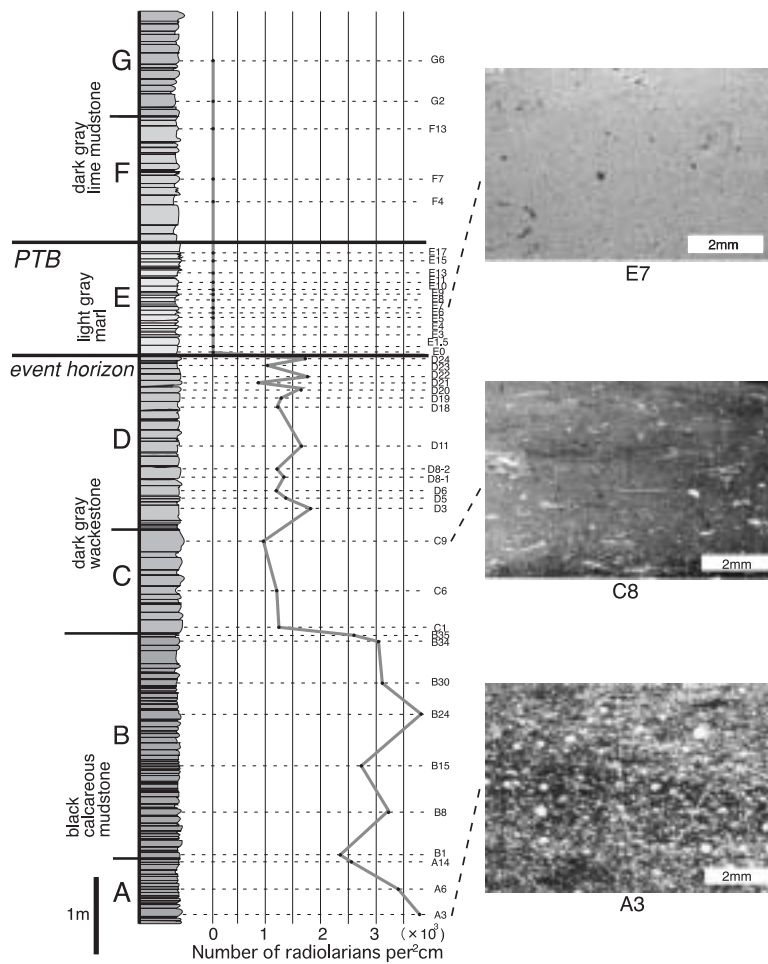


図 7 P-T 境界周辺での放射虫密度の層序学的変化 .

Fig. 7 Stratigraphic change in radiolarian density across the PTB.

産出密度: 結果を表 1 および図 7 に示す。ユニット A および B では多少の変動はあるものの約 2900 3200 個体 /cm² であったのに対し、ユニット C および D では約 1300 1500 個体 /cm² と半減した。ユニット D/E (イベント) 境界より上位では放射虫は全く産しない。したがって、本セクションは放射虫の産出密度を異にするユニット A・B, ユニット C・D そしてユニット E・F という 3 つのインタバルに明瞭に区分される。

個体サイズ: 結果を表 1 および図 8 に示す。今回の各試料の測定値は、ほぼ正規分布を示す。こ

れは、今回の試料内では個体サイズの全く異なる放射虫グループが混合していないことを示しており、平均値 (中央値) をもって各試料ごとの放射虫サイズとみなすことが可能である。ユニット A D の結果を比較すると、ペルム系最上部から産出した放射虫サイズに、次のような有意な経年変化パターンが認められた。

ユニット A では個体サイズの平均が約 80 μm から徐々に減少する。そしてユニット B および C では、平均サイズがほぼ 30% 減少し、約 50 μm でほぼ一定になる。ユニット D では、平均サイズ

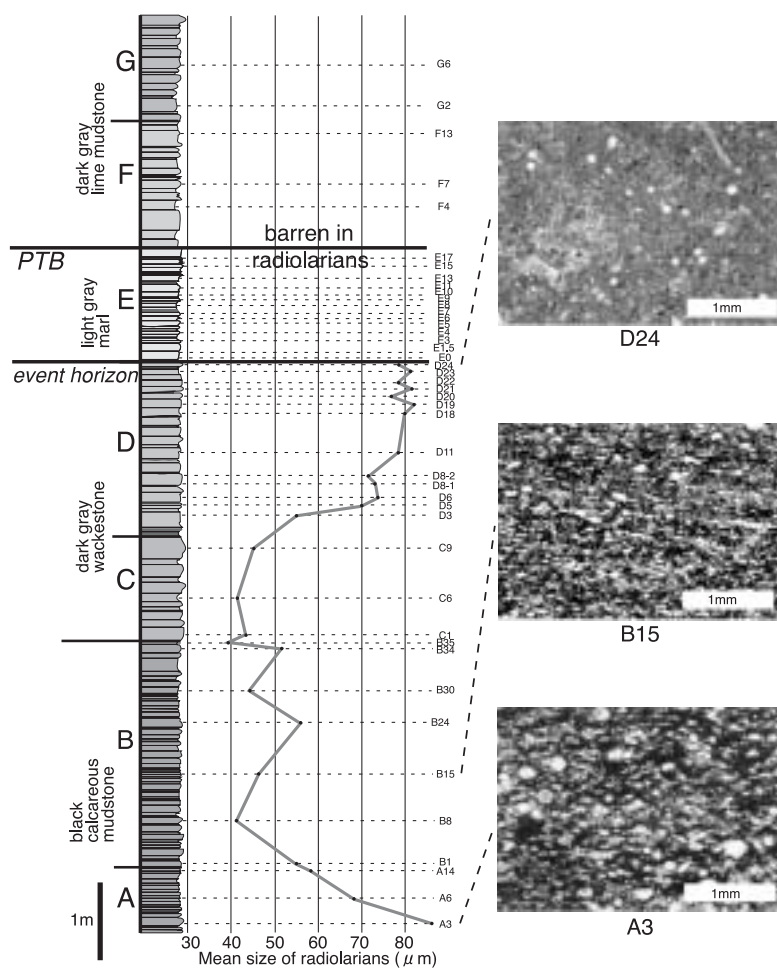


図 8 ペルム系最上部における放射虫個体サイズ（平均直径）の層序学的変化。

Fig. 8 Stratigraphic change in radiolarian size (average diameter shown in Table 1) in the uppermost Permian at the Chaotian section.

が上位に向かって徐々に増大し、ユニット D 上部の約 1 m の区間 (D21-D24) では約 80 μm で一定になる。

VI. 考 察

四川省北部朝天セクションの P-T 境界層がもつ上述の岩相変化および産出化石に基づき、以下に P-T 境界前後でおきた環境変化の解釈を試みた。

1. 朝天セクションの堆積場

朝天セクションのユニット A-G は、少量の凝灰岩層を除けば、いずれも細粒の生砕石灰岩および

泥岩のみからなり、砂岩や礫岩などの粗粒碎屑岩をほとんど含まない。また石灰岩は多様な浅海起源の bioclast を含むものの、ほとんどは細粒な lime mudstone であり、粗粒な bioclast を多量に含む packstone は産しない。このような基本的性質は P-T 境界を挟んで共通である。ペルム系上部の石灰岩の多くは放射虫を豊富に含み、珪質である。したがって、朝天セクションの地層の堆積場は、南中国地塊北西部の大陸棚浅海域の中でも、陸域からある程度の距離をもつ場に位置し、荒天時の波浪限界以深の水深をもつおそらく沖合のや

や深い海域であったと推定される。四川省北部を大陸棚の中のやや深い盆地として描く Zhu *et al.* (1999) による広域の古地理復元と整合的である。

2. P-T 境界層ユニット E

上述のとおり、朝天セクションの P-T 境界周辺の地層は、ほぼ一定のセッティングで堆積したと推定される。ただし、境界を挟んでユニット C からユニット G まで連続する石灰岩層の中であって、ユニット E だけが特異である。ユニット E は、その下位・上位の地層とは明瞭に異なる岩相をもち、両ユニット境界面では岩相が急変する。ユニット E のマールの全岩化学分析による CaCO_3 値は約 35% で、上・下位の石灰岩と比べて半分以下と極端に少ない。また、ユニット E の下限はイベント境界で、上限は生層序学的境界で境されることから、ユニット E はいわゆる P-T 境界層とみなされる (口絵 2, 写真 4)。Yin and Tong (1998) の区分に従えば、P-T 境界ユニット 3 および 4 に相当する。

ちなみに浙江省煤山セクションでは、イベント境界および生層序学的境界は、Bed 24/25 境界、そして Bed 27b/27c 境界に各々相当し、後者は前者の約 15 cm 上位に位置する (Jin *et al.*, 2000; Yin *et al.*, 2001)。これに対して、朝天セクションでの両層準間にあたるユニット E の層厚は約 1.4 m である。したがって、同じ期間に対して朝天セクションは煤山セクションよりも詳細な堆積物の記録を保持していることが判明した。朝天セクションの約 80 km 西方に隣接する上寺 (Shangsi) セクション (図 1) を最近再検討した Metcalfe *et al.* (2001) も同様な結果を得ており、境界層が厚く保存されていることは、四川省北部のセクションに共通の特徴と考えられる。逆に、煤山セクションについては、P-T 境界の GSSP に選ばれているものの、未検出の堆積間隙の存在あるいは圧縮された層序をもつ可能性を検討する必要がある。

以下に、ユニット E を挟む明瞭な岩相境界であるユニット D/E 境界およびユニット E/F 境界での変化について詳しく考察する。

ユニット D/E 境界 (口絵 2, 写真 4): D1-D24

の各層は極めて均質で、岩相に大きな変化は認められないことから、ユニット D の堆積期間を通して、生物由来の石灰殻破片の供給量は大きく変化しなかったと判断される。しかし、D/E 境界を挟んで、D24 層の石灰岩から E0 層のマールへの岩相の非石灰質化は急激である。また、ユニット D/E 境界では、下位のユニット A D から連続的に多産していた放散虫の絶滅およびアンモナイトやコノドントなどの化石の産出量および多様性の激減、さらに、アンモナイト個体サイズの急激な矮小化が認められる。ユニット D の堆積期間を通して順調に続いていたペルム紀型アンモナイトや放散虫等の生物生産は、ユニット D/E 境界で急激に抑制されたと判断される。また、ユニット D/E 境界を境に、石灰質殻の堆積が激減したことから、コノドントやアンモナイトのみならず、他の石灰質殻を作るペルム紀型生物 (石灰藻、コケ虫、有孔虫、サンゴなど) の生産量も急減したと考えられる。

以上のように、生物殻生産の主要な担い手であった石灰質および珪質殻を作るペルム紀型生物群が、ユニット D/E 境界で一斉に激減あるいは消滅したことが明らかになった。一般に生物多様性の急激な減少および個体サイズの急激な小型化は、強い環境ストレスの出現を示唆すると考えられる。具体的な環境ストレスの可能性として、寒冷化、海水中の溶存酸素量の低下あるいは栄養塩の減少などが考えられるが、現時点で特定することはできない。

ユニット E/F 境界 (口絵 2, 写真 4, 5): ユニット E の直上には、純粋な石灰岩からなるユニット F が累重するが、この層準での岩相変化も急激である。ユニット F および G は、細粒の灰色石灰岩からなり、わずかにコノドントを産出するのみで、放散虫は全く産しない。また、石灰質殻を作る生物化石やそれらの bioclast を全く産しないため、その石灰質物質の起源は不明である。しかし、E/F 境界を境に石灰岩の堆積が再開したことは、一旦激減した海洋の石灰質殻生産が一定の期間の後に回復したことを示している。このような石灰岩堆積の復活は、ユニット D/E 境界で現われた強い環境ストレスが E/F 境界に至って少なからず軽

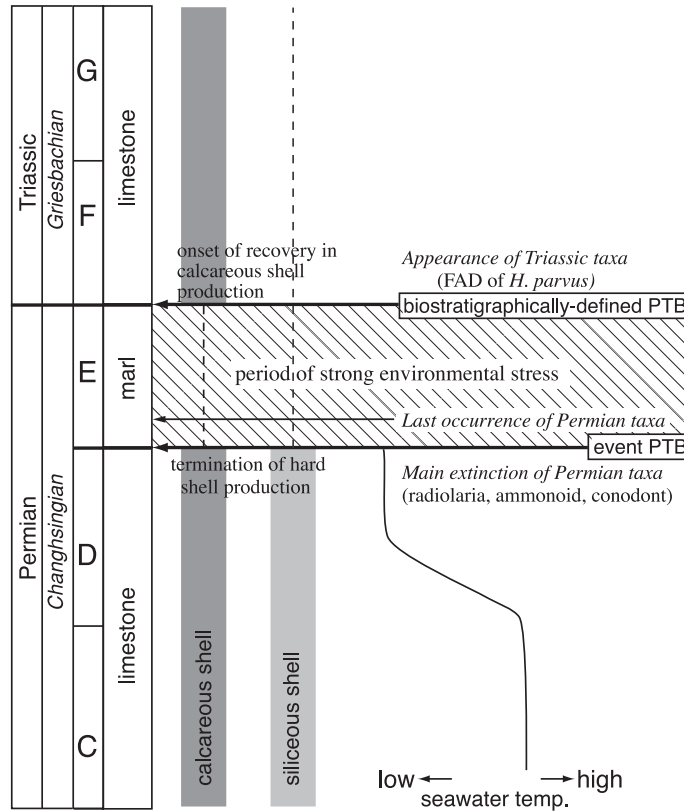


図 9 朝天セクションにおける P-T 境界前後の諸事件のまとめ。

Fig. 9 Summary of events across the PTB at the Chaotian section.

減された結果と判断される。ただし、珪質殻を作る放散虫はユニット F および G からは全く産せず、それらの復活はさらに遅れたと考えられる。

以上のように、ユニット E は特徴的な P-T 境界層をなしており、生物の絶滅を導いて強い環境ストレスが継続した期間の堆積物にあると判断される（図 9）。ペルム紀の主要な生物殻生産者であった石灰質および珪質殻を作るペルム紀型生物が激減し、細粒泥質物のみが堆積したと考えられる。その泥質堆積物の起源については今後検討する必要がある。

3. 放散虫の産出密度およびサイズの層序学的変化

本研究によって、朝天セクションのペルム系最上部から多産する放散虫化石の平均サイズおよび

産出密度の層序学的変化が特徴的なパターンを示すことが明らかになった。特に、産出密度の半減および平均個体サイズが直径 80 μm と 50 μm を増減するパターンは、同様の岩相が続く中で認められる小規模なばらつきに対して、明らかに有意の変化と判断される。本項では、このような放散虫のサイズおよび産出密度の層序学的変化がもつ環境変化に関する意味を考察する。

放散虫化石の産出密度（図 7）は、ユニット A および B 内で、約 3200 個体/cm² および 2900 個体/cm² と各々一定であった。しかし、ユニット C および D では各々約 1300 個体/cm² および約 1500 個体/cm² となり、ユニット B/C 境界で急減して半分になったことがわかる。このように、朝天セクションの最上部ペルム系から産する放散虫につい

ては、ユニット B/C 境界での産出密度の半減およびユニット D/E 境界での全滅という見かけ上明瞭な 2 段階の減少パターンが読みとれる。D/E 境界より上位層から全く放散虫を産しないことは、世界各地でトリアス紀型放散虫の出現が早くしてトリアス紀前期 Dienerian, またその繁栄は Smithian 以降であったこと (Kozur, 1998) と調和的である。

放散虫密度の半減の原因については、以下の二通りの説明が考えられる。すなわち 放散虫の生産量そのものが半減したために、堆積速度は一定であったにもかかわらず、産出密度が半減した可能性、あるいは逆に、放散虫の生産は一定だったにもかかわらず、他の構成物の堆積速度が倍増したために放散虫の産出密度が見かけ上半減した可能性の二つである。

一方、放散虫の平均サイズは、ユニット A 内で約 80 μm から約 50 μm へと徐々に減少し、またユニット D 内では 50 μm から 80 μm へと徐々に増加する (図 8)。これに対して、ユニット B および C の中で平均サイズは、およそ 50 μm である。すなわち、同じ岩相のユニット内でサイズが減少あるいは増大するパターンが認められる一方で、大きな岩相境界でサイズ変化は認められない。この観察事実は、放散虫のサイズの増減は岩相変化、すなわち他の堆積物の供給とは無関係におきたことを示唆する。

上述の放散虫の産出密度とサイズの層序学的変化が非調和であることは、ペルム紀最末期の絶滅直前の放散虫の繁栄・消滅パターンを考察する上で重要である。ユニット B および C 内での岩相は、各々均一であることから、堆積過程の変化による明瞭な粒径淘汰がもたらされたとは考えにくい。さらに、岩相が大きく異なるユニット B および C の堆積期間を通して放散虫のサイズに変化がないことは、堆積相の変化が放散虫そのものの生態、すなわちその生産パターンを大きく変化させなかったことを示していると考えられる。以上のことから、放散虫の生産量はユニット B および C を通してほぼ一定だったと判断される。放散虫の生産量がほぼ一定であったとすると、先に述べた B/C 境

界での産出密度の半減は、放散虫殻の供給量が一定であったにもかかわらず、他の堆積物、特に石灰質殻が堆積場により多く供給された結果とみなされる。

以上のことを総括すると、ペルム紀末の放散虫の生産そのものは、ほぼ P-T 境界直前まで一定であった可能性が高い。しかし、古生代型放散虫はイベント P-T 境界 (ユニット D/E 境界) で急激に絶滅した。放散虫は海中の様々な深度に多数かつ広範に生息する動物プランクトンであり、その絶滅は当時の海洋生態系における基礎生産、すなわち食物連鎖の基部の崩壊を暗示している。海洋プランクトンの絶滅は高次捕食者である多様な海棲動物のペルム紀最末期における減少を導く原因の一端となったと考えられる。

次に、放散虫の個体サイズ変化の原因について考察する。現世の海洋では、放散虫個体の平均サイズが周囲の海水の温度、塩分濃度、溶存酸素量、溶存シリカ濃度、湧昇流による栄養塩供給量、海流パターンなどの影響をうけることが知られている (Anderson, 1983; 高橋, 2002 など)。特に、現世放散虫の平均サイズの変動が、水温変化を示す酸素同位体比変動とほぼ一致すること (Granlund, 1990) から、放散虫の平均サイズが、海水温に敏感に対応して変化し、低温の海域や深海において増大する傾向をもつことが指摘されている (Anderson, 1983; Granlund, 1986 など)。低温域での放散虫のサイズ増加の生理学的理由はまだ十分に明らかにされていないが、おそらく硝酸、リン酸、珪酸などの栄養塩に富んだ低温の深層湧昇流の影響が強いと大型化する可能性 (高橋, 2002; Yamashita *et al.*, 2002 など) が考えられる。ペルム紀放散虫が、現世のものと同様な海水温そして栄養塩の供給量に対する対応傾向をもっていたとすると、朝天セクションのユニット D 内でのサイズ増加は海水温低下および栄養塩の増加の結果であった可能性が考えられる。海水温低下の原因としては、深海からの湧昇流の活発化や寒流系の海水の流入、あるいは海進による水深の増大等が考えられるが、現時点では特定できない。

一方、均質な岩相が続くユニット A 内では逆に

個体の平均サイズが上位に向かって減少するパターンが認められる。この場合は、逆に湧昇流の停止、暖流系の海水の流入あるいは水深の減少などが起きたことを示唆するのかもしれない。

4. 環境ストレスの選択性

朝天セクションのユニットD/E境界で多様なペルム紀型生物がほぼ一斉に絶滅するパターンが確認された(図6)。朝天セクションから産するペルム紀型生物の中で、最も鋭敏に反応したのが放散虫である。ユニットA-Dに多産したペルム紀型放散虫はD/E境界で一斉に絶滅し、上位のユニットE、FおよびGには、1個体も発見されない。ちなみに、ペルム紀型放散虫のP-T境界での絶滅は汎世界的に認められている(Isozaki, 1994, 1997; Kakuwa, 1996; Kozur, 1998; Ezaki and Yao, 2000; Feng *et al.*, 2000)。ただし、放散虫や貝形虫のようにD/E境界で明瞭な一斉絶滅をした生物群がいた一方で、アンモナイトや二枚貝のように多様性の減少・サイズの矮小化を被りながらも、イベントP-T境界を越えて生き延びた生物がいた。この事実は、すでにErwin (1993)やKnoll *et al.* (1996)が指摘したように、イベントP-T境界で発生したと推定される強い環境ストレスが、多様なペルム紀海棲無脊椎動物の中でも特定の分類群に対して、選択的に影響を及ぼした結果と考えられる。

石灰質殻の生産量は、珪質殻のそれと同時にユニットD/E境界で一旦激減したにもかかわらず、ユニットE/F境界で急激に回復した。ユニットFおよびGからは、コノドント以外に具体的な化石は得られておらず、新たに石灰質殻を作りはじめた生物の実態は不明である。しかし、ユニットE/F境界で環境ストレスが除去された直後に、石灰質殻を作る生物の方がいち早く回復したことは重要である。なぜなら、珪質殻を作る生物の代表である放散虫はDienerianに至るまでは再出現しておらず、さらに目立った復活はさらに後のSmithian以降とされ(Kozur, 1998)、P-T境界での絶滅からの回復にかなり長い期間を要したからである。このような生物群による応答の違いは、今後、環境ストレスの実態を解明する上で重要な

鍵になると考えられる。

なお、朝天セクションのペルム系ユニットA-Eの層準には、いずれも単層厚が数cm以下と薄いながらも、合計17層の酸性凝灰岩層が挟まれる(図5)。一方、トリアス系ユニットFおよびGは凝灰岩層を伴わない。特に、放散虫に代表される多様な生物が絶滅したイベント層準にあたるユニットE底部には、厚さ3.5cmの酸性凝灰岩(E1層)が挟まれる。酸性火山活動は一般に爆発的噴火を伴うことから、P-T境界頃でおきた大規模な火山噴火が多様な生物群に大きな環境ストレスを与えた可能性が指摘されている(磯崎ほか, 2000; Isozaki *et al.* 2004)。今後、P-T境界層準に産するこれらの酸性凝灰岩の起源についてさらに検討する必要がある。

VII. 結 論

四川省北部朝天セクションのP-T境界周辺層について詳しい層序学的検討を行なった結果、以下のことが判明した。

1. P-T境界周辺層は岩相に基づきユニットA-Gに区分される。
2. ペルム紀型生物群の主要な絶滅がおきたイベントP-T境界はユニットD/E境界に、またトリアス紀を示すコノドント *Hindeodus parvus* の初出で示される生層序学的P-T境界はユニットE/F境界に、各々位置する。
3. ペルム紀の主要なプランクトンであった放散虫は、イベントP-T境界での絶滅直前までは海水温/栄養塩供給の変化に応じて平均個体サイズを変えながら生産量をほぼ一定に保って生息していた。
4. イベント境界と生層序学的境界に挟まれるユニットEは、1.4m厚の特異なマールからなる。強い環境ストレスの出現によってペルム紀末の生物生産が急激に低下したインタバルを示す。
5. イベント境界後の生物群の回復は、石灰質殻を作る生物の方が珪質殻を作る生物より早かった。

以上のことから、P-T境界では何らかの強い環境ストレスが出現したために、それまで安定に生

息していた主要な浅海棲生物群が急激に多様性を減じ、また P-T 境界前後の一定の期間、海棲生物の総生産が大きく抑制されたことが明らかになった。その原因となった強い環境ストレスの実態は、未だ特定できないが、P-T 境界周辺でおきた大規模な酸性火山活動が深く関与した可能性が考えられる。

謝 辞

九州大学の酒井治孝教授・西 弘嗣助教授、名古屋大学の高野雅夫助教授および産業技術総合研究所（地質調査所）の川幡穂高博士は、朝天セクションの調査に御協力下さった。大阪市立大学の八尾 昭教授は中国のペルム系の調査条件について御教示下さった。東京大学の小河正基助教授、松尾基之助教授、角和善隆博士からは様々な御教示を得た。同大学の久野章仁博士には、XRF の測定に際し、また梅田真樹博士（現在、東大阪大学）からは放散虫に関して有益な御教示を頂いた。同大学の太田彩乃、久保知美、川原信治および小林儀匡の諸氏からは様々な御助力を頂いた。地質調査所の西村 昭博士からは、粗稿に対する有益な御助言を賜った。以上の方々に深く感謝する。

文 献

- Anderson, O.R. (1983) *Radiolaria*. Springer-Verlag.
- Erwin, D.H. (1993) *The Great Paleozoic Crisis*. Columbia Univ. Press.
- Ezaki, Y. and Yao, A. (2000) Permian-Triassic successions in Japan: key to deciphering Permian/Triassic events. In Yin, H., Dickins, J.M., Shi, G.R. and Tong, J. eds.: *Permian-Triassic Evolution of Tethys and Western Circum-Pacific*. Elsevier, 127-139.
- Feng, Q.L., Yang, F.Q., Zhang, Z.F., Zhang, N., Gao, Y.Q. and Wang, Z.P. (2000) Radiolarian evolution during the Permian and Triassic transition in South and Southwest China. In Yin, H., Dickins, J.M., Shi, G.R. and Tong, J. eds.: *Permian-Triassic Evolution of Tethys and Western Circum-Pacific*. Elsevier, 309-326.
- Granlund, A. (1986) Size and shape patterns in the Recent radiolarian genus *Antarctissa* from a south Indian Ocean transect. *Marine Micropaleont.*, **11**, 243-250.
- Granlund, A. (1990) Evolutionary Trends of *Antarctissa* in the Quaternary using Morphometric Analysis. *Marine Micropaleont.*, **15**, 265-286.
- Hallam, A. and Wignall, P.B. (1997) *Mass Extinctions and Their Aftermath*. Oxford Univ. Press.
- Isozaki, Y. (1994) Superanoxia across the Permian-Triassic Boundary: Record in Accreted Deep-Sea Pelagic Chert in Japan. *Canad. Soc. Petrol. Geol., Mem.* **17**, 805-812.
- Isozaki, Y. (1997) Permian-Triassic boundary Superanoxia and stratified superocean: Records from lost deep-sea. *Science*, **276**, 235-238.
- 磯崎行雄・松田哲夫・酒井治孝・川幡穂高・西 弘嗣・高野雅夫・姚 建新・紀 戦勝・久保知美 (2000) 南中国四川省における P-T 境界学術ボーリング「ブルームの冬」仮説の検証に向けて . 月刊地球号外, **29**, 149-154 .
- Isozaki, Y., Yao, J.X., Matsuda, T., Sakai, H., Ji, Z.S., Shimizu, N., Kobayashi, N., Kawahata, H., Nishi, H., Takano, M. and Kubo, T. (2004) Stratigraphy of the Middle-Upper Permian and Lowermost Triassic at Chaotian, Sichuan, China. Record of Late Permian double mass extinction event . *Proc. Japan Acad.*, **80B**, 10-16.
- Jin, Y.G., Mei, S.L., Wang, W., Wang, X.D., Shen, S.Z., Shang, Q.H. and Chen, Z.Q. (1998) On the Lopingian Series of the Permian System. *Palaeoworld*, **9**, 1-18.
- Jin, Y.G., Wang, Y., Wang, W., Shang, Q.H., Cao, C.Q. and Erwin, D.H. (2000) Pattern of Marine Mass Extinction Near the Permian-Triassic Boundary in South China. *Science*, **289**, 432-436.
- Kakuwa, Y. (1996) Permian-Triassic mass extinction event recorded in bedded in chert sequence in southwest Japan. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **121**, 35-51.
- Knoll, A.H., Bambach, R.K., Canfield, D.E. and Grotzinger J.P. (1996) Comparative Earth History and Late Permian Mass Extinction. *Science*, **273**, 452-457.
- Kozur, H.W. (1998) Some aspects of the Permian-Triassic boundary (PTB) and of the possible causes for the biotic crisis around this boundary. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **143**, 227-272.
- Metcalfe, I., Nicoll, R.S., Mundil, R., Foster, C., Glen, J., Lyons, J., Wang, X.F., Wang, C.Y., Renne, P.R., Black, L., Qu, X. and Mao, X.D. (2001) The Permian-Triassic boundary & mass extinction in China. *Episodes*, **24**(4), 239-244.
- 碎屑性堆積物研究会 (1983) 堆積物の研究法 礫岩・砂岩・泥岩 . 地学双書 24, 地学団体研究会 .
- Sepkoski J.J., Jr. (1984) A kinetic model of Phanerozoic taxonomic diversity. III, Post-Paleozoic families and mass extinctions. *Paleobiology*, **10**, 246-267.
- Sheng, J.Z., Chen, C.Z., Wang, Y.G., Rui, L., Liao, Z.T., Bando, Y., Ishii, K.I., Nakazawa, K. and Nakamura, K. (1984) Permian-Triassic boundary in middle and Eastern Tethys. *J. Fac. Sci.*

- Hokkaido Univ. Ser. 4*, **21**, 133-181.
- 高橋孝三 (2002) 珪藻と放射虫 (レディオラリア). 地質ニュース, **576**, 37-43.
- Yamashita, H., Takahashi, K. and Fujitani, N. (2002) Zonal and vertical distribution of radiolarians in the western and central Pacific in January 1999. *Deep-Sea Res. II*, **49**(13-14), 2823-2862.
- Yang, Z.Y., Yin, H.F., Wu, S.B., Yang, F.Q., Ding, M.H. and Xu, G.R. (1987) Permian-Triassic boundary. Stratigraphy and faunas of South China. *Minist. Geol. Mineral Res., Geol. Mem.* **26**, 1-379. (in Chinese with English abstract)
- Yin, H.F. and Tong, J.N. (1998) Multidisciplinary high-resolution correlation of the Permian-Triassic boundary. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **143**, 199-212.
- Yin, H.F., Zhang, K.X., Tong, J.N., Yang, Z.Y. and Wu, S.B. (2001) The Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Permian-Triassic Boundary. *Episodes*, **24**, 102-114.
- Zhao, J.K., Sheng, J.Z., Yao, Z.Q., Liang, X.L., Chen, C.Z., Rui, L. and Liao, A.T. (1981) The Changhsingian and Permian-Triassic boundary of South China. *Bull. Nanjing Inst. Geol. Paleont., Acad. Sinica*, **2**, 1-112. (in Chinese with English abstract)
- Zhu, T.X., Huang, Z.Y. and Hui, L. (1999) *The Geology of Late Permian Period Biohermal Facies in Upper Yangtze Tableland*. Geol. Publ. House Beijing. (in Chinese with English abstract)
- (2003年10月27日受付, 2003年12月22日受理)