

光記念館 研究紀要 自然科学

第4号

平成16・17年度

光記念館 研究紀要 自然科学 2006.3

Hikaru Memorial Museum

第4号

平成16・17年度

平成16・17年度 光記念館 研究紀要 人文科学 第4号

平成18年4月1日発行
編集・発行 光記念館
〒506-0051 岐阜県高山市中山町175
TEL 0577-34-6511
FAX 0577-34-6065
<http://www.hikarukinenkan.or.jp/>

Hikaru Memorial Museum

光記念館 研究紀要 自然科学 2006.3

Hikaru Memorial Museum

第4号

平成16・17年度

Hikaru Memorial Museum



www.hikarukinenkan.or.jp

目次

自然史

研究

岐阜県大雨見山層群木地屋層玄武岩質安山岩溶岩の Ar-Ar 年代測定値速報 後藤祐孝5

フズリナ化石の Biostratinomy 猪郷久義＊・安達修子7

資料紹介

館蔵資料紹介：飛騨山地のデボン系産頭足類 児子修司22

コラム

『“恐竜”の本質は、“哺乳類”に近かった！』 濱田隆士25

沖縄の巨石2題 辻維周27

岐阜県大雨見山層群木地屋層玄武岩質安山岩溶岩の
Ar-Ar 年代測定値速報

光記念館
主任、学芸員
後藤祐孝

key words

木地屋層、K-Ar 年代、Ar-Ar 年代、大雨見山層群

岐阜県大雨見山層群木地屋層は宮谷川層、明ヶ谷溶結凝灰岩層を覆うとされてきた。このたび木地屋層玄武岩質安山岩溶岩のAr-Ar年代測定結果約67Maの値をだした。これは、従来報告されている明ヶ谷溶結凝灰岩層のサニディンK-Ar年代値（66.3±2.0 Ma；柴田・内海、1992）と誤差の範囲で一致するものの、層序とは逆転している。今後、層序、ならびに年代値を再考察する必要があると考える。

1. 地質概要

岐阜県大雨見山層群は、濃飛岩体北部地域の北東隣に約4km隔てて、飛騨市古川町東部から高山市上宝村南東部までの約2.2kmにわたりおおよそE－W方向に分布する。本層群はおもに飛騨外縁帯の古生層を不整合に覆い、そのほかに船津花崗岩類、手取層群、美濃帯堆積岩類を不整合に覆う（地団研専報53号、2005）。

木地谷層は明ヶ谷溶結凝灰岩を覆い、おもに岩体東半分に分布する。下位から、淡青緑色で緻密な安山岩溶岩層、球顆を含む流紋岩溶岩層、おもに凝灰質泥岩・砂岩、れき岩、流紋岩質凝灰岩などからなる碎屑岩層、緑青色の玄武岩質安山岩溶岩が順に重なる。これらのうち、玄武岩質安山岩溶岩はアダカイト的な性質を有する（棚瀬ほか、2005）。

2. 採集資料

測定試料の玄武岩質安山岩溶岩（単斜輝石玄武岩質安山岩）は信州大学理学部の原山 智教授により提供された。提供された試料は、五味原文象斑岩の熱変成の影響を避けるため、貫入境界から東へ2.7kmの地点にある白水谷上流の林道沿い露頭（岐阜県高山市上宝村北緯36度22分37秒、東経137度44分61秒）から採取されている。

3. Ar-Ar測定方法

年代測定は（株）蒜山地質年代学研究所に依頼した。40Ar/39Arの段階加熱法を用い、年代値算出に当たっては、以下の公式を採用した。

フズリナ化石の Biostratinomy

猪郷久義＊・安達修子＊＊

＊筑波大学名誉教授・財団法人自然史科学研究所所長

＊＊筑波大学大学院生命環境科学研究科地球進化科学専攻

キーワード: バイオストラティノミー, フズリナ, 化石化作用, 松葉石, タホノミー, 続成作用

はじめに

周知のようにフズリナ化石は主に石灰岩に含まれ, 世界各地で「フズリナ石灰岩」を形成している. これらの石灰岩にはフズリナによる化石帯が設定され, 地域的な地層の相互間はもとより, 詳細な国際対比にも効果的に使われている. 日本のフズリナの研究は明治時代初期から, 当時の著名な西欧の有孔虫学者によって端緒が開かれて以来, 今日まで枚挙にいとまのないほどの蓄積がある. これらの研究論文は詳細な分類学的研究を基盤とし, 個々の種や属の生存期間や地理的分布が決定され, さらに系統関係や進化が論じられるという筋書きが多い. 我が国に限ったことではないが, これら長年にわたるフズリナの研究で手薄な分野は, 古生態学と関連するタホノミーであろうか. フズリナは特別な場合を除いて, すべて母岩である石灰岩と同源のとして取り扱われ研究が進められてきた. 一方フズリナの母岩としての石灰岩の堆積岩的研究は, 西欧では古くから研究者の興味を惹きつけ, とくに第二次大戦後は炭酸塩岩が石油の貯留岩として注目されるようになり, テキサス大学の Folk をリーダーとする研究グループによって, 石灰岩の全般的研究は飛躍的に進歩するようになった (Folk, 1962 など). 我が国でもこのような情勢からフズリナの母岩は石灰岩の名で一括するだけでなく, 多くの研究で顕微鏡的組織の分類名が付記されるようになった. 1960年代以降は西欧諸国で現世の事例はもとより, 各地質時代の石灰岩層の堆積環境の解明が急速に進んだ. これに関連してテキサス・ニューメキシコ両州に広がるリーフ相を含む炭酸塩岩主体の石炭系・ペルム系の研究成果は, フズリナ化石の化石層位学的価値を一段と高めただけでなく, その古生態に関するさまざまな情報を提供した (Ross, 1961, 1969 など).

日本では上述のようにフズリナ化石の研究は伝統的に化石層位学的研究に焦点が当てられ, 古生態を主題とした論文は皆無に等しい. しかし太田 (1968 など) が行なった秋吉石灰岩での岩相解などはフズリナの古生態解明に多くの資料を提供した. 筆者らもかねてからこの主題に関心を持ってきたが (Adachi, 1985; Adachi and Igo, 1999 など), 諸般の事情から十分な議論を展開するまでには至らなかった. 最近両名は南部北上山地の坂本沢層, 叶倉層などのフズリナ化石層位学の再検討を進める過程で *Monodiexodina* 「松葉石」の古生態や化石化作用に更なる関心をもった. 関連して光記念館所蔵の荒城川地域の森部層の *Monodiexodina*, 丹生川町板殿に露出する石灰岩の *Pseudofusulina*, すでに略報した同町の牧や久手で得られた *Robustoschwagerina*, 福地一の谷層の *Beedeina* などを含めて *biostratinomy* を考察した. ここにその概要の一端を述べる. 本論は当該問題解決の必要性を喚起するのが主目的で, Zhou Zuren and Sheng Jinzhang (1993) の研究内容の論評なども含めて総括的な検討の結果は後日稿を改めて論ずる予定である.

なお *biostratinomy* は *biostratonomy* とも綴るが, 筆者らの知る限りこの語の日本語訳に不案内である. *biostratinomy* の定義については, 原著を直接参照できなかったが, 古くドイツの Weigelt (1927) が始めて論及したらしく, その研究内容は化石の *necrolysis* (死後破壊) から最終的な埋没に至る堆積過程を扱い, 一般的にタホノミー (*taphonomy*) の語がよく使われている. しかし, Jackson Edt. *Glossory of Geology*, Forth Edition, 1997 には次のように書かれていて, 厳密には *taphonomy* と同義ではないと解される. そのまま引用すると “The branch of paleoecology concerned with all processes occurring after the death of an organism until its final burial. Cf *taphonomy*; fossil diagenesis. Also spelled: *biostratonomy*.” とある. *Taphonomy* の方はより総括的で化石の *discovery* まで含むから (Behrens-meyer and Kidwell,

$$J = \frac{\exp(-\lambda_{\text{tm}} t)}{([^{40}\text{Ar}^*]/[^{39}\text{Ar}])_{\text{m}}} \\ = \left(\frac{[^{39}\text{K}]}{[^{40}\text{K}]} \right) \frac{\lambda}{\lambda_{\text{e}}} \Delta T \int_0^{\infty} \phi(\varepsilon) \sigma(\varepsilon) d\varepsilon$$

λ : $\lambda_{\beta} + \lambda_{\text{e}}$

t_{m} : 年代標準試料の年代

$([^{40}\text{Ar}^*]/[^{39}\text{Ar}])_{\text{m}}$: 中性子照射後の年代標準試料が持つ $([^{40}\text{Ar}^*]/[^{39}\text{Ar}])$ 原子比

ΔT : 原子炉における中性子の照射時間

$\phi(\varepsilon)$: エネルギー ε を持つ中性子束

$\sigma(\varepsilon)$: エネルギー ε における ^{39}K の (n,p) 反応に対する反応断面積

この時、

$$t(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \text{ 年代}) = \frac{1}{\lambda_{\beta} + \lambda_{\text{e}}} \ln \left\{ 1 + J \times \frac{[^{40}\text{Ar}^*]}{[^{39}\text{Ar}]} \right\}$$

公式を採用した。

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ の段階加熱法を用いた。J 値は同時に照射した ^{39}gr -角閃石資料から得られた値；

$$J_{\text{valuc}} = 0.0041759 \pm 0.0000201$$

を用いた。

「T (°C)」は各温度段階における加熱温度、「Cum ^{39}Ar 」は各温度段階における ^{39}Ar の累積抽出ガス値 (当該温度段階のガスを含む)、「Atom (%)」は全 ^{40}Ar に占める放射起源でない ^{40}Ar の量、すなわち大気混入率を表している。

$$\text{Atom}(\%) = ([^{40}\text{Ar}_{\text{air}}] / [^{40}\text{Ar}_{\text{total}}]) \times 100 \\ = ([^{36}\text{Ar}] \times 295.5 / \{^{40}\text{Ar}_{\text{total}}\}) \times 100$$

4. 測定結果

測定の結果、試料 92-531-5-からは全体の約 47% が $67.4 \pm 0.1\text{M}$ のプラトー年代を示すスペクトルが得られた。

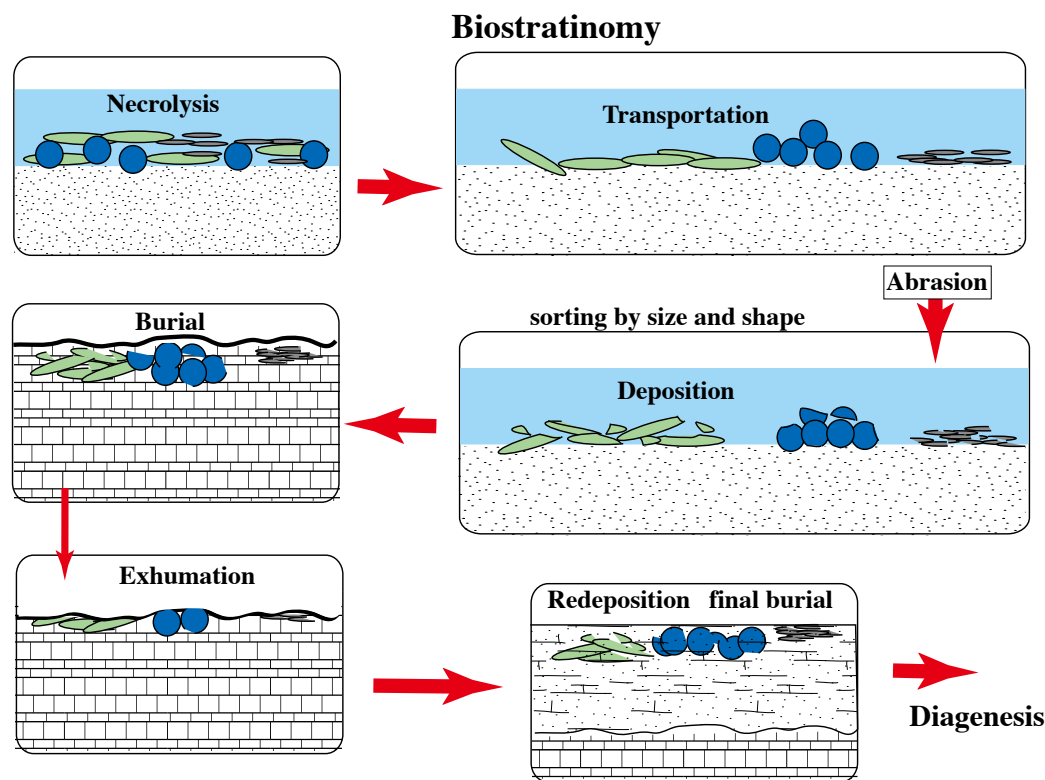
また試料 92-531-5-からは全体の約 71% が $67.0 \pm 1.1\text{M}$ のプラトー年代を示すスペクトルが得られた。いずれにおいても 67Ma 前後のプラトー年代が得られた。

5. 参考文献

2005、棚瀬充史・笠原芳雄・原山 智・小井土由光：濃飛流紋岩周辺地域の後期白亜紀～古第三紀火山岩類。

地団研専報、53、159-171.

1995、柴田 賢・内海 茂：K-Ar 年代測定結果 5-地質調査所未公表資料-。地調月報、46、43-650.



第1図 フズリナ化石のバイオストラティノミーの過程

1985), その一部門ということであろうか。いずれにしてもbiostratinomyは古生態学の一分野であるから, 筆者らはフズリナの古生態を検討する道程で, バイオストラティノミーは問題解決に不可欠であると考え。なおこのバイオストラティノミーの語はタホノミーと同様に, 暫定的に英語綴りと仮名書きを併用することにする。

拙稿は日本古生物学会第154回例会ならびに2005年年会で口頭発表した内容を一部含んでいる(猪郷久義他, 2005; 猪郷久義・安達修子, 2005)。また筆者らの野外調査に協力された猪郷久治(東京学芸大学), 上川谷市(太平洋セメント株式会社), 奥村よほ子(佐野市葛生化石館), 水路実験の資料を提供された伊藤直(筑波大学大学院教育研究科修了)の諸氏に深く感謝する。飛騨外縁帯森部層などのサンプルを貸与された高山市の光記念館。後藤祐孝氏にも謝意を表す。

フズリナ化石の biostratinomy の考察

筆者らはフズリナ化石のバイオストラティノミーの考察に当たっては, 第1図, 第2図に模式的に示したように, それぞれの項目について順次検討を進める必要があると考える。

1) 原地性 (autochthonous), 準原地性 (paraautochthonous), 異地性 (allochthonous) の判定

フズリナ化石ではこの判定に当たっては, 地層(主として石灰岩)の堆積初生構造と殻の埋没状態などの野外観察に始まり, 鏡下で母岩の顕微鏡的組織, フズリナ殻はもとより, 共存化石の保存状態などを詳細に検討する。特にフズリナ殻の破損状態と殻室内充填物, ならびにその組織に特に注意を払う。通常薄片はフズリナ殻の一断面を代表し, それ以外の面上でも破損や摩耗が起こっている可能性がある。このため鏡下でフズリナ殻が摩耗や破損を被っていないように見えても, 殻室内に石灰泥や生物碎屑物が多少とも混入している場合には, まず原地性でないと疑って見る必要がある。殻室内充填物の観察には, 埋没後の続成作用,

場合によっては再結晶作用に至る変化までを念頭に置く。

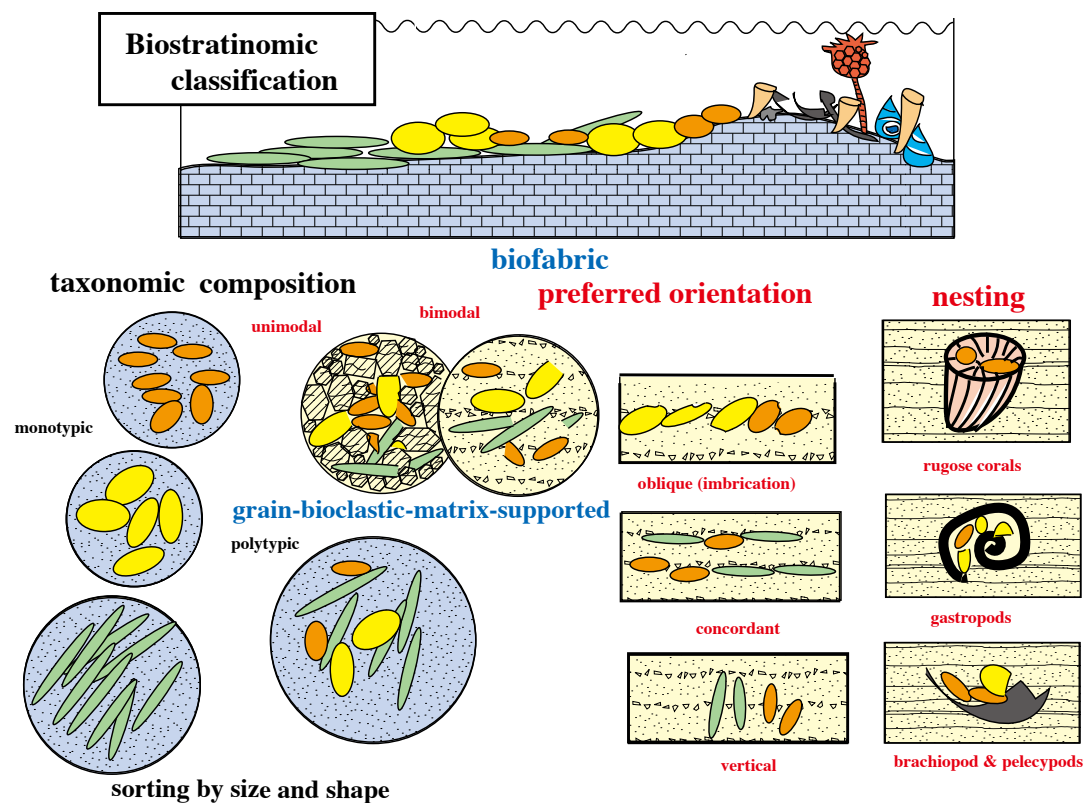
最近Cózar (2005) はスペイン南西部の石炭系下部の小型有孔虫群集でバイオストラティノミーの解析を行ない, 異地性群集の形成過程を論じた。このなかで彼は異地性と認定するに当たって, バイオストラティノミーの各段階で殻の摩耗(abrasion), 生物侵食(biocrosion), 被覆(encrustation)などに注目し, これらが異地性の認定に有効である事を強調した。なおCózar (2003) はこれに先立ち同じ石炭系下部の小型有孔虫殻の充填や結晶化についても論じた。

2) Necrolysis (死後破壊)

絶滅生物のフズリナでは死後破壊の解析は大変困難である。しかし, 古い論文を見るとこの問題について先人達も関心を寄せていたことがうかがわれる。Dunbar and Condra (1927) はフズリナの殻形態を模式的な図で示したが, これには最後の殻壁, 前壁(antetheca)にトンネルが開いている。これは誤りであったが, 図の仕上がりが良く, その後の研究論文や諸外国の教科書にもしばしば引用された(鳥山隆三, 1970など)。トンネルはすべてのフズリナがもつ形質で, 殻室内の原形質移動にぜひとも必要であり, 前壁の形成に遅れて隔壁を貫通し, 成殻の前壁にはトンネルが通じていない。他の多くの有孔虫は大きさや形はさまざまであるが, 前壁に口孔(aperture)が開いている。フズリナの場合は原形質と外界との直接の接触は隔壁孔(septal pore)か, 殻壁の最外層にあるきわめて微細な孔に限られる。

我が国では事例は多くはないが, 外国の地表での風化作用が激しい地域では, フズリナが母岩から個体として洗い出されたり, 室内でのクリーニングの過程で容易に摘出できる場合も少なくない。外国の古い論文では, 摘出された成殻が図示された例も多く, 前壁が破壊されている個体も散見される。また正横断面の薄片写真で明らかに前壁が破損している例もある。この破壊は普遍的なものか, またどの時点で起るかは重要な問題である。筆者らは前壁の破壊はフズリナの生殖に関連して起ると考えている。フズリナの生殖活動には他の有孔虫と同様に未解決の問題が多々あるが, 多くの属に顕球型と微球型があることは古くから知られている。しかしフズリナの生殖は, 他の有孔虫と同様に, 無性生殖による分裂が圧倒的に多いとみられる。生殖は成熟した成体のみが行い, 分裂によって生じた幼体は, 初房に若干の殻室が付着しただけと仮定しても, かなりの容積の幼殻が, 成体外部に脱出することになる。筆者らはセプタの小孔や壁の微細な開口部では, 脱出の際に大きさが不十分で, 前壁が破壊されて幼体が放出されるのではないかと考える。さらにこの破壊は個体自身が引き起こす可能性が高い。また隔壁をつくる殻壁構造は, ルーフを構成している部分の殻壁とは構造が違い(Hageman and Kaesler, 1998など), 全般的に脆弱に出来ているので, 比較的簡単に破壊されるとみられる。筆者らの見解は現世の大型有孔虫の生態を, 飼育を含めて詳しく研究した先人達の報告が礎石となっているので, 以下この節に関連する部分の概要を紹介する。

Severin and Lipps (1989) はバプアニューギニアで*Alveolinella quoyi*の生態や死殻の集積などについて興味深い観察を行った。これに先立ちLipps and Severin (1984) は同じ種の生体標本をカリフォルニア大学デービス校の実験室に持ち帰り, 飼育実験を行った。この有孔虫は紡錘形をした大型の殻をもち, 全般的な形態がフズリナに類似することは良く知られ, 古く19世紀前半にはフズリナも同属とされた事もあった。またフズリナとこれらAlveolinidae科の殻形態は相近適応(convergent adaptation)の好例とされている。Lippsらは一連の研究で, フズリナの古生態や殻の死後の運搬や埋没などバイオストラトノミーに関して多くの事を示唆した。後者の論文で筆者らが特に関心を寄せた点は, 上述の無性生殖で生じた幼体がどのようにして成体の殻から脱出するかという点である。この種では口孔(アパーチャー)面に並ぶ小孔が溶解によって拡大し, 不規則な開口部になって幼体が容易に脱出すると記述されている。この段階の幼体は初房に一または二室を付けている。また彼らは成体のなかに最終の殻室が著しく壊れ, 殻室内部が露出するまでに破損されても生きている個体を観察している。この破壊は筆者らが考えたように, 幼殻の脱出を容易にするためであった可能性が高い。Ross (1972) は*Marginopora*など円盤状の大型有孔虫で, 無性生殖で生じた幼体は最終の殻室に大きな育房が追加形成され, これが破壊されて幼体が脱出する事を報告している。筆者らはフズリナに育房が形成されている例は



第2図 フズリナ化石のバイオストラティノミーの解析

知らない。しかし*Reicbellina*や*Codonofusiella*などは最終旋回が大きく緩み、これが幼体の育房を兼ねていた可能性もある。同様なことは「異常巻き」とされる*Nipponitella*でも考えられるが、こちらは共生藻類の「飼育室」であった可能性が指摘されている（猪郷久治ほか，2005）。

フズリナの死後破壊の起った時点とその外界の状況は、殻室の破損状況と充填物がある程度の情報を提供してくれる。充填物でもっとも普通に見られる事例は、スパー質方解石あるいは周辺の基質による充填である。Cózar (2003) は石炭紀前期のendothyroid 有孔虫の殻室の充填と初期の結晶化をタホノミーの観点から論じた。この問題はIgo and Ohana (2004) も論及したが、スパー方解石充填の場合には複数の段階があり注意を要する。よく見られる事例は、まず内壁に沿って繊維状結晶あるいは放射状結晶が生じ、その長軸は壁の面にほぼ直交する。これらの結晶が形成する層は一般に薄く、結晶は褐色味を帯び少量の不純物に起因するとされている。殻室の残りの大部分のスペースは透明な等粒状の方解石結晶で充填される（Tsuker et al, 1999など）。このような空隙の充填はさまざまな化石でもみられるが、石灰泥や砂などの空所の侵入ではしばしばジオベダル構造を呈する。なお方解石の充填にはconnate water（遺留水）というよりは、むしろ量的に多くかつ流動するinterstitial water（間隙水）が必要である。前者の場合では殻室内にトラップされた水に含まれるカルシウムイオンの総量では炭酸カルシウムとして晶出し、全体を充填する量にはほど遠い。

3）運搬作用（transportation）と堆積作用（deposition）

フズリナ殻が堆積粒子として受ける運搬作用も当然死殻と生殻を区別しなければならないが、これも容易ではない。フズリナ殻が受ける運搬作用は大きさ、密度、形状など一般の碎屑粒子と同じ流体力学的な法則に支配される。著名なHjulströmのダイアグラムで粒径と流速によって侵食、運搬、堆積の領域が決められる。ただ化石の場合は砂や礫とは異なり、全体の形状はもとより、密度、重量などの条件が絡み複雑である。この問題にはさまざまな化石を用いて水路や水管などで行なった実験の報告がある。有孔虫殻は

一般に小型で潜在的に死後の運搬にはきわめて敏感で、懸濁流や土石流の堆積物の追跡に用いられている（Martin, 1999 ほか）。さらに浅海域の底生種が浮遊性種と混合したり、汀線付近に生息する有孔虫の死殻が砂と共にラグーンに運搬された事例などを明らかにした研究も多い。これらの研究では水管での沈降速度の測定や、水路実験などが行われている（Grabert, 1971など）。Synder et al. (1990ab)は北米ワシントン州沖の大陸棚での現世底生有孔虫の分布様式を詳細に調査し、殻の死後運搬について論じ貴重な資料を提示した。これに先立ちKontrovitz et al. (1978) は底生有孔虫の浮遊と運搬の実験的研究を行い、興味ある結果を得ている。なお用いた有孔虫試料は浅陸棚から陸棚斜面に生息する12種の25個体を用い、容積、重量、作業球形度 (operational sphericity)、最大投影球形度、有効密度、名目上の直径を測定した。これらの諸計測値で、掃流速度に関するものは作業球形度と重量である。各有孔虫種の殻の掃流速度は次式で推定が可能であるという。

$X1 = 18.4 - 11.4X2 - 38.9X3$ なおX1は掃流速度、X2は最大投影球形度、X3は平均重量である。この実験式はフズリナ殻の場合にも当てはめられる可能性があるが、筑波大学教育研究科の伊藤直が安達の指導で、最近行なった水路実験の結果を十分検討して後日論じる予定である（伊藤 直，2004MS）。

フズリナ殻の運搬、堆積、さらに埋没に関しては、前節で引用したServerin and Lipps (1989) の精緻な実験が大いに参考になる。また沈降速度や沈降運動の挙動も見逃す事ができない。これらに関してはMaiklem (1968) などの研究も参考になる。以下その研究要旨を紹介する。

a) 生息域と死殻の分布域：フズリナの生殻と死殻が堆積粒子として振舞う挙動には当然ながら差がある。まず*Alveolinella quayi*の生息域と死殻の分布を見ると、一部はオーバーラップするが、両者は大きく異なるという。死殻はMotopore島のラグーンの海底、水深5 mから50 mの砂のチャネルなどの堆積物中に多く見られ、堆積物1/4m中に数千個体が確認されている。これに反し生息域は島の周辺の裾礁や離礁のサンゴの先端部周辺の流れや波の影響の少ない海底で、生殻は藻類に覆われたサンゴ角礫の上にパッチをつくって付着している。パッチは1 m²に約40あり、個々のパッチには20—40個体の生息が確かめられるという。この生息域は水深3—5 mで流れから守られている。また本種は水深20—30 mの生物碎屑物で覆われた堆積物の表生生物としても生息している。サンゴ破片などに付着している生殻は、死後これから離れ堆積粒子として独立に運搬され移動する。Serverin and Lipps (1989) は、この*Alveolinella*での観察はフズリナの場合にも十分に適用されると述べている。

b) 堆積粒子としての殻の密度：*A. quayi*の生殻は平均43%の室空間を持ち、他の炭酸塩鉱物粒子と比較して密度は小さい。殻が大きくなると密度は逆に小さくなり、平均1.5 g/cm³である。生殻全体の室空間はその39%に相当する容積の原形質をもつが、これは最終の殻のスペースとはほぼ同じである。室空間にガスが入ると全体の密度は少なくなり、殻は流動しやすくなるが、浮遊できる十分な浮力には達しない。大型の個体では小型のものより、少ない割合の量の原形質を有するが、殻の移動の問題は大きな殻の密度の減少に加えて、浮力をもったガスの含有のための殻室のスペースの増加による効力で相殺されるという。*A. quayi*の死殻が堆積物中に入ると、流れによる移動に対する抵抗は小さな粒子より強くなり、殻のサイズに関係する。堆積物の懸濁があると*A. quayi*の殻を含んだ堆積物はその上位に横たわり、他の大きな炭酸塩鉱物粒子に比べ殻の密度が小さい事に起因し、結果として殻が堆積物中に密集状態となる。

c) 殻の沈降運動 (settling motion) と沈降速度 (settling velocity)：沈降速度は細粒の場合はストークス則に、粗粒になるとルービー則（インパクト則）に従うが、これらの法則は理想的に粒子を球として計算され、実測値は形状による違いが生じる。これに関してはMaiklem (1968) の実験の報告がある。彼は生物碎屑物の形状を塊状 (blocks)、棒状 (rods)、球 (sphere)、板状 (plates) と分けて、方解石と霰石の沈降速度を測定した。これによると計算上の沈降速度は、実際の場合よりも4倍以上速い。塊状のサンゴならびにサンゴ藻では計算上の速度と実測値の違いは少なく、細粒・中粒砂の1/2以上も速く、礫の場合と同じである。有孔虫*Marginopora*の板状粒子は両者で大きな違いがあり、計算値は砂粒で約2倍、礫で4倍も速い。沈降運動の様式は沈降速度に大いに関与するが、粒子の外形が沈降の動きを規定する。フズリナ化石の場合には殻の外形はさまざまであるが、Maiklemの分類で紡錘形と円筒形は棒状に近似し、球に近似させることが可能なフズ

リナ殻も多い。円盤状の動きをすると見られるものに最外殻の巻きの緩んだ属*Nipponitella* などがある。筆者らの観察で、この殻が集積した薄片のなかに、Maiklem (1968) が図示したような動きをした結果と見られるものがある。

d) 殻の摩耗—機械的侵食と生物侵食—：フズリナ殻も運搬作用と堆積作用の過程で被る機械的な侵食作用と生物侵食は避けて通れない。これは上述の死後破壊や埋没後に受けた圧密作用による破壊とも区別しにくい場合もある。運搬中に受ける摩耗や破壊は多くのフズリナで見ることができるが、バイオストラティノミー解析の立場からは十分な検討が要求される。後述の松葉石 (*Monodioxodina matubaishi*) などでは観察されるすべての殻が、多かれ少なかれ明らかに破損あるいは摩耗を受けている。またかつて筆者らが報じたペルム紀初期のフズリナ*Sphaeroschwagerina sphaerica gigas*でも運搬中の破損や埋没後の変形が容易に読み取れた。魚卵状石灰岩によく見られるウーイドの核を構成しているフズリナや、スパー質石灰岩などに含まれるフズリナには機械的侵食を顕著に受けたものが普通に見られる。これらの摩耗・破壊した殻室が基質や碎屑粒子で充填されると、物理的性質が変化する事は確実である。

生物侵食を受けたフズリナ殻の研究例も意外と少ない。Cózar (2005) が石炭紀小型有孔虫の研究で、微細な藻類の生物侵食は殻のミクライト化や微内石穿孔 (microendo lithic boring) をもたらした例を示した。しかし微細な有孔虫の薄片での観察には限界があることを指摘している。フズリナ殻の生物侵食はバイオストラティノミーの解析では重要で、将来に残された課題である。

4) 埋没作用 (burial)

フズリナ殻の埋没様式の解明には下記の生物組織 (biofabric) に注目する必要がある。

a) 分類群の構成 (taxonomic composition) : フズリナ殻だけが集積している例 (unimodal) もしばしば見かけるが、一般的にはフズリナ以外の分類群と共存する (bimodal) 構成が多い。またフズリナの種の構成からは単一種 (monotypic) と、複数種 (polytypic) に区分される。構成の違いは供給地のフズリナの種の組み合わせに起因するが、殻のサイズと形による分級作用が強固に働いて、結果的に単一種構成が形成されている事例がかなり多いと見られる。構成が複数種の場合にも流体力学的に同じような特性を示すと思われる殻が集積している事例にも良く遭遇する。

b) 堆積組織 (sedimentary texture) : フズリナ殻と共存する生物起源炭酸塩鉱物の硬組織がつくる組織は、一般の炭酸塩岩と同様に粒子支持 (grain-supported) , 生物碎屑物支持 (bioclast-supported) , 基質支持 (matrix-supported) に分類される。これらはいずれも殻の運搬や堆積過程を復元するための情報を提供する。さらにこの堆積組織は定方向配列 (preferred orientation) や巣状集積 (nesting) などを示す。周知のように定方位配列は多くの化石で考察され、タホノミーの重要な研究テーマともなっている。定方位配列も運搬作用や堆積作用によって規定されるので水路実験にも良く登場する。フズリナの場合は死殻、とくに充填物の状況によって結果はかなり異なる。紡錘形や円筒形の殻は一般的には流れの方向に平行して配列するが、大きく斜交し「ハ」の字形になることも多い。同様なパターンは伊藤 直の実験でも確かめられた。この配列は底面の表面に出来る堆積構造の凹凸の形状や規模によってかなり大きく規制される。筆者の一人安達がチモールで採集した*Monodioxodina* では、上下の葉理面で長軸の配列方向が大きな角度で斜交し、堆積中に流向が頻繁に変化したと想定される例がある。一日の潮汐運動によって生じる流れが関係している可能性がある。同様なフズリナ石灰岩は、猪郷が古く採集したイリノイ州のペンシルバニア系のサイクロテムを構成する石灰岩でもよく見られた。

定方位配列は層理面上だけでなく、これに垂直な面での配列も考慮する必要がある。ごく一般的に見られる事例は層理面や葉理面に平行に配列した調和配列 (concordant) である。Adachi and Igo (1999) は球形に近い*Sphaeroschwagerina* 殻の旋回軸が葉理面に対してほぼ同じ角度で斜交し、ウミユリ片に富んだ石灰岩中で覆瓦構造を呈している例を示した。またときに円筒形や紡錘形のフズリナ殻で、その旋回軸が葉理面や層理面に対して垂直に配列することもある。これは伊藤 直の水路実験でも見られ、覆瓦構造の極端なケースであろ

う。静岡大学の鈴木雄太郎氏の私信では、南部北上山地気仙地方の叶倉層中の「松葉石」のなかに垂直配列をするものがよく見られるという。同様な「松葉石」の配列は飛騨外縁帯の小椋谷層からも報告・図示されている (Ueno and Tazawa, 2004) 。

堆積岩やときに火成岩の内部に、礫や砂が塊状になって取り込まれている堆積構造がある。これはネスト (nest) あるいはnestingとよばれる。サンゴ、巻貝、二枚貝、腕足類などの殻の空所に、フズリナ殻が取り込まれているネストの事例はしばしば見受けられる。これらもフズリナ殻の集積過程の情報を提供するので見逃せない。ネストとは意味が異なるがフズリナ殻の中に別の個体、あるいは別の初房だけが取り込まれている例はさほど珍しくない (Wilde, 1965 など) 。*Nipponitella* の最後の殻は、あたかも二枚貝と同じような外形になり、この皿状の表面に別の個体がトラップされたように見える例もある。

5) 再侵食と再堆積 (exhumation, rework, redeposition)

フズリナ殻が堆積物中に埋没し、その後掘削などにより再侵食 (exhumation, rework) され、再度堆積物中に埋没する事例はしばしば起る可能性がある。再侵食が一連の地層の堆積途上、あるいは陸化後に掘削が起る場合がある。我が国のこれまでのフズリナの研究では、この再侵食・再堆積には十分に注意が払われなかった嫌いがある。石灰岩礫岩の礫の中に含まれているフズリナ石灰岩を、礫岩の基質の一部を構成するとして安易に取り扱った事例が多い。特に後期ペルム紀の薄衣礫岩を始め日本各地の石灰岩礫岩層に含有するフズリナが、基質と同年代とされた例が少なくない。しかし最近の小林文夫の一連の礫岩層の研究では (Kobayashi, 2001, 2002 など) , 含有するフズリナや小型有孔虫が二次的導入である事を強調している。

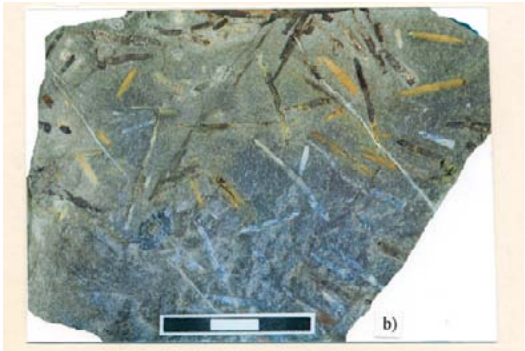
フズリナの再侵食を認定するには、殻の破損や摩耗等の検討が不可欠であるが、筆者らは次章で記すように、交代充填鉱物が再侵食の履歴を示す事例を解析した。これら交代充填鉱物の結晶学的変化の詳細は、酸素同位体や微量元素組成などで検討する必要があるが、筆者らの将来の課題である。

フズリナ石灰岩など浅海成炭酸塩堆積岩はいわば海面直下が堆積場といっても過言ではない。このため軽微な海水準変動や地殻変動で堆積域は離水し、風化や侵食の舞台に変わると考えられる。化石や生物源炭酸塩鉱物の硬組織の破片などからなる石灰質堆積物は多孔質で空隙が多いが、方解石のセメント作用で固結も早い。また風化や掘削が容易に進むことも十分に起こり得る。この点に関して沖縄諸島などの完新世・更新世の隆起サンゴ礁の観察は十分参考になるであろう。

事例研究 *Monodioxodina matsubaishi* の biostratinomy

1) 松葉石について

南部北上山地の気仙地方には砂岩などの地層面や破断面に、あたかも松葉を敷き詰めたように見える化石が知られ、古くから地元の人たちによって「松葉石」という優雅な俗称が与えられていた (第3図) 。これはペルム紀の紡錘虫化石で、その細長い殻の炭酸カルシウムが、天水 (meteoric water) や地下水で溶解したモールドである。古くこの地域を調査した研究者達もこの化石に注目し、今世紀初頭に当時オランダ領であったインドネシアのチモール島から*Fusulina wanmeri* Schubert (1915) の名で記載されていたフズリナに同定し紹介した。藤本治義 (Fujimoto, 1956) はこの松葉石を詳しく研究し、新種として*Parafusulina matsubaishi* の学名を与えて記載した。同じ年に当時のソビエトの Sosnina (1956) は日本の松葉石によく似た*Schwagerina wanmeri sutchanica* Dutkevich (1939) を沿海州シホターリアンから報告し、この種を模式種として新属 *Monodioxodina* を提唱した。これより先、Thompson (1949) はオランダのライデンの博物館などに保管されているチモール島産の wanmeri を詳しく研究し、このフズリナ化石の産地や産出状態に特異性があることを指摘し、大方の注意を喚起した。1970年代からこのフズリナは中央アジア、パキスタン、東南アジア、中国各地、北上山地以外の日本からも相次いで報告され、その系統関係、古生態、地理的分布などが論じられた (Kanmera et al, 1976 など) 。最近になってこの



第3図
a) 気仙沼市上八瀬南沢の「松葉石」*Monodiexodina matsubaishi* (Fujimoto)の産状 (× 0.8)
b) 飛騨外縁帯森部層の「松葉石」*Monodiexodina matsubaishi* (Fujimoto)の産状 (スケールバー3 cm)
c) 気仙沼市上八瀬南沢の「松葉石」を含む砂岩中の黄鉄鉱 (×40)

特異なフズリナは、飛騨外縁帯の森部層や小椋谷層などからも産することが判明し、Ueno and Tazawa (2003, 2004) によって古生物地理、移動、系統関係、年代論などが論じられた。筆者らは南部北上山地、森部層、チモール島、マレーシアなど各地から採集した*Monodiexodina* を研究中、このフズリナがバイオストラトノミー解析の好材料であること気付いた。その事例研究の一つとして以下にその概要を述べる。

2) *Monodiexodina* 属の特徴

殻は大きく細長く、軸長10 mm以上に達し、20 mmに及ぶものも珍しくない。筆者らの検討したものでは、光記念館所蔵の森部層産の標本に36 mmのものがあ、かなり長い松葉石である。軸率は1:5から1:10以上にもなる。殻の回転数は6ないし7巻きで大きさに比べてやや少ない。初房は大きく幼殻は巻きが緩いものが多い。殻壁は殻の大きさの割に薄い、ケリオテーカ構造は粗く、二重構造のものもある。隔壁(septa)のしゅう曲は全般に強く規則的であるが、殻室の下部に限られる事が多い。連室細管(cuniculi)の発達はや弱い。従来の研究で連室細管が顕著に発達すると記載されていても、図示されたものにその存在が確認できないものすらある。また連室細管が無いという記載もある(Douglass, 1970)。軸充填(axial filling)は変異が多いが比較的良く発達する。コマータは貧弱である。西パキスタンの標本に副殻壁(phrenotheca)をもつものが報告されている。以上のように本属は大きな細長い殻をもつが、殻の全体的な構造は類似あるいは系統的に近縁とみられる*Parafusulina* 属などに比べると、むしろ原始的な形態をもっている。なおこの属はこれまで報告された多くの事例では、石灰質砂岩あるいは石灰質頁岩中に密集して含まれている。含有母岩が石灰岩でも砂質のことが多い。本属はこのため生態的に他のフズリナと異なっているという見解が多い。

3) 地理的分布と産出層準

本属は日本国内ではこれまでに3種(*matsubaishi*, *kumensis*, *kofuganensis*)が提唱されている。これ以外に未定種や既知種に同定された報告もある。Kanmera and Mikami (1965)が南部北上山地の坂本沢層から*Monodiexodina* (*Ferganites*) *longsonensis* (Saurin)

として記載したものは、本属に含めるか否かは微妙である。松葉石(*M. matsubaishi*)の国内の産地は南部北上山地が最も多く、世田米、飯森、八瀬、矢作、表松川、岩井崎などが著名である。その多くは叶倉層とその相

当層の石灰質砂岩あるいは砂質石灰岩から知られている。藤本治義(Fujimoto, 1956)は自己の研究と従来の見解を総括し、本種はフズリナ化石帯の区分で、*Pseudoschwagerina* 帯から*Yabeina* 帯にわたる長い生存期間をもち、そのアクメは*Parafusulina* 帯と結論した。Choi (1970)は世田米—矢作地域の層序学的研究とフズリナ化石帯を検討し、*matsubaishi* は当時の区分での「坂本沢系」上部の「樺山階」最上部から、「叶倉系」下部の「合地沢階」に限られるとした。御前明洋・永広昌之(2004)、Ehiro and Misaki (2003)の両名は、最近気仙沼地方の詳しい野外調査を行ない、松葉石(*M. matsubaishi*)が*Lepidolina* より上位の層準からも産出すると主張した。北上山地以外の本種の産地はUeno and Tazawa (2003, 2004)がまとめていて千葉県銚子高神礫岩、飛騨外縁帯森部層・小椋谷層、熊本県球磨地方の小崎層をあげている。これ以外に筆者らの知る産地は、福島県真野川流域のペルム系、菊池芳文採集の茨城県日立地方の第三系基底礫岩の礫に取り込まれたものなどがある。筆者らは本種は比較的短い生存期間をもち*Parafusulina* 帯の下部がそのアクメで、層位的には南部北上山地の坂本沢層上部と叶倉層下部付近ではないかと想定している。Ehiro and Misaki (2003)が強調した*Lepidolina* 層準、およびそれより上位から産したものは、今回のバイオスとラトノミーの検討で、再堆積による二次的導入化石と考える。なお叶倉層と坂本沢層ではその岩相が急変し両者は不整合関係である。このため筆者らが想定する松葉石のアクメの層準は坂本沢層の最上部で、叶倉層の堆積に先立ち陸化して削剥され、叶倉層下部から産するものも異地性の再堆積である可能性が大と考えている。

4) *M. matsubaishi*を含む母岩の産状と岩石学的特徴

筆者らが各地から採集した「松葉石」の母岩は砂岩、石灰質砂岩、砂質石灰岩、砂質頁岩、砂質シルト岩などである。筆者らの知る限り、南部北上山地で*M. matsubaishi* の最も保存状態の良い個体が多数含まれている地層は、宮城県岩井崎石灰岩最下部の砂岩層である。Kawamura and Machiyama (1995)はこの下部層の砂岩(ユニット3)は、その下位のユニット0から2が堆積・固結後に堆積したと推定し、海進に伴った礫浜の堆積物の可能性があるとして述べている。またこの「松葉石」が事な斜交葉理をつくっている状態を図示した。また同氏らは火山岩や花崗質岩の礫を含んだ礫岩の介在も指摘している。筆者らも野外でこの露頭を幾度となく観察し、川村らの記載を確認した。問題の砂岩はsiliciclastic、鏡下で径0.1 - 0.2 mmの長石片がきわめて多く、これよりやや細粒の石英粒子がつづく。これら長石と石英片の円摩度は低く、長石も見掛け上新鮮で変質作用を殆ど被っていない。粘土基質は少ない。有色鉱物として変質した黒雲母など苦鉄質鉱物片、重鉄物も散見される。不透明鉱物として黄鉄鉱が目立つ薄片もある。この砂岩は長石質アレナイト、いわゆるアルコース砂岩である。これにフズリナ殻を始めコケムシ、腕足類、ウミユリなどの生物源石灰質碎屑物が含まれていて、石灰質砂岩の呼称も適当である。

筆者らはこの他に御前・永広(2004)の報じた気仙沼市北部の上八瀬地域から陸前高田市西部飯森地域で「松葉石」の野外での産出状況を観察した。また世田米町の叶倉沢などでもサンプリングを行った。さらに現在筑波大学地球科学系に保管されている藤本治義の上八瀬や表松川などの薄片も検鏡した。上八瀬の南沢などの「松葉石」は岩井崎のものより泥質で、黒色を呈し野外では頁岩あるいはシルト岩と呼称しても差し支えない。しかし鏡下では岩井崎の砂岩と同様に、長石と石英片が多く含まれるが、粒径は全般的にやや減少する。黒色の粘土基質は多くなり、しばしば砂粒とラミナを構成し結果的に分級が悪くなる。黄鉄鉱は量的に多く粗粒の自形結晶とともに、細粒結晶の集合体が基質内はもとより、フズリナ殻や他の生物碎屑物の空所を充填する。これらは肉眼でも容易に確認されるが、なかにはあたかも金メッキを施したような「松葉石」が見られる。世田米の叶倉沢の「松葉石」砂岩も、鏡下では南沢のものと同様な特徴を示すが、黒色の粘土基質の量がより減少し、黄鉄鉱の含有量も少ない。これら南沢などの泥質の砂質頁岩やシルト岩は、懸濁流による堆積物で、破損・摩耗を受けた*M. matsubaishi* の殻を始め、腕足類、コケムシ、ウミユリなどの碎屑物が混入したものと見られる。またこれらの化石を含む黒色石灰岩の大小の岩片が介在することもある。

5) *M. matsubaishi*の古生態と殻の保存状態

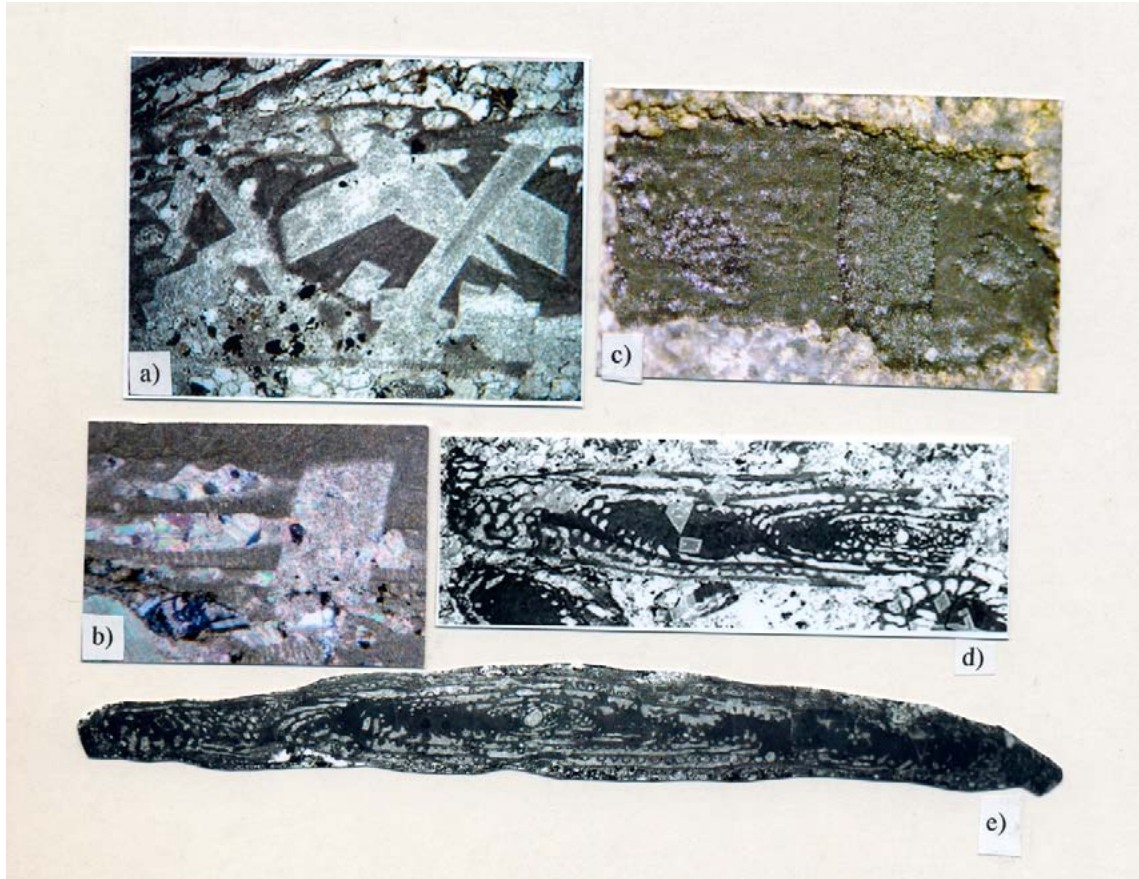
筆者らは上述のサンプルから大型薄片を多数作成して観察したが、殻が埋没前に破損あるいは摩耗を被っていないと断定出来るものは皆無であった。一見保存状態の良い個体でも、最終旋回殻は程度の差はあってもいずれも破壊されている。関連して従来の研究で図示された写真も検討したが、破損を受けていないと判断できるものは見られない。殻と基質の境界は、微細な鋸歯状あるいは波状の凹凸面で境され、薄い粘土被膜が付着している場合が多い。この境界は埋没後の続成作用での圧力溶解（pressure solution）によるスタイロライト（stylolite）である。かなり厚い被膜が生じている例は小椋谷層で報告されている（Ueno and Tazawa, 2004）。

岩井崎石灰岩下部層を始め南沢などの *M. matsubaishi* の殻は、上述のようにすべての個体が程度の差はあっても、破損・摩耗を受けている。またこれに加えて母岩の堆積岩の特徴から、筆者らはこのフズリナはすべて異地性と断定した。かつて猪郷（1989）は南部北上山地などの *M. matsubaishi* をすべて原地性とし、細長い殻はむしろ砂粒子が供給され、砂岩の堆積をもたらしような流速のある海底に適応したものと推定した。Ross (1969) はテキサスの石炭系上部のフズリナの古生態を論じ、細長い殻のフズリナは、流れのある海底に適応したとする見解を示した。本研究では猪郷の古い所説を破棄し、現世の *Alveolinella* の生息状況などを参考に、*M. matsubaishi* の古生態を以下のように推測する。この種は炭酸塩岩が堆積する温暖な浅海域で、強い流れや波浪の影響の少ない海底で、コケムシ、腕足類、ウミユリ、さらに生物源炭酸塩碎屑物に表生する藻類などと共生し、偽足で底層に固着していた可能性が高い。本種はこれまでの研究で、別の種類のフズリナとの共存関係は明確でない。検討した多くの薄片で、南沢産のものに Morikawa (1960) が岩井崎石灰岩から記載した *Pseudofusulina motoyoshiensis* と見られるものが稀に含まれるが、大部分が monotypic である。この現象は筆者らの考えるように、*M. matsubaishi* がすべて誘導化石であるとする、殻の形や大きさによる分級作用が強固にはたらいした結果となる。

現世の *Alveolinella* のように *M. matsubaishi* の死殻も運搬され生息域から離れて埋没したであろう。次いで被った続成作用の初期の段階で、殻室は方解石で充填された。岩井崎石灰岩や上八瀬などから採集された *M. matsubaishi* の殻室は、すべて等粒モザイクスパー方解石（equant spar drusy mosaic calcite）で充填されている。殻室周辺部でより細粒の方解石が縁取るように成長している例もあるが、柱状スパー（prismatic spar）の成長は見られない。この方解石充填は海水の帯水下（phreatic）で起ったと現時点では結論しておくが、Tucker et al. (1990)；Meyers, W.J. and Lohmann, K. C. (1978) などが指摘したように、方解石の詳細な結晶学的な考察や、カソドルミネセンス（cathodoluminescence）などの手法で更なる地球化学的検討が必要である。充填が天水下で行なわれた可能性も全く否定出来ない。なお殻の破損箇所からの長石、石英、粘土基質などの侵入は限られた範囲内で見られない。

6) *M. matubaishi* の殻の交代鉱物

今回の研究で最も注目されるのが、第4図に示した *M. matsubaishi* の殻の中の交代鉱物の存在である。同様な鉱物は Fujimoto (1956) が示した完模式標本の殻の中はもとより、Ehiro and Misaki (2003)・御前・永広 (2004) の図示した写真にも明瞭に見る事が出来る。この鉱物は希塩酸や酢酸で容易に溶解し、アリザニンレッドSで染色されるので方解石である。しかし筆者らは下記の特徴から初生的にはドロマイト、しかも Folk and Land (1973) ならびに Folk and Siedlecka (1974) が紹介したリンピッドドロマイト（limpid dolomite）で、晶出後に逆ドロマイト化作用（dedolomitization）を受けて Mg イオンが逸脱し、方解石に変わったものと考え。問題の結晶はフズリナの殻の内部に散在し、殻組織を交代している。結晶は規則的な菱面体や短冊形の自形（euhedral）で、大きさは長さ 1-2 mm、幅はその 1/2 程度で 0.5-0.8 mm のものが多い。薄片ではドロマイトの結晶によく見られる菱形から三角形、やや長い菱形、さらに長方形を呈するものもある。双晶は頻繁に見られる。結晶の縁辺部は累帯構造を呈し、透明な細粒方解石からなる。結晶内部はフズリナの殻組織をそのまま取り込んで交代した状態で、軸充填や殻壁などが透過され暗色を呈する。希塩酸の食刻（etching）ではこの軸充填物などは溶解が遅れ洗浄後は突出し、交代鉱物よりやや強い耐酸性を示す。またフズリナの殻室の空所を充填した方解石



第4図 *Monodiexodina matsubaishi* の殻に見られる交代鉱物
a) 岩井崎石灰岩の *Monodiexodina matsubaishi* に見られる交代鉱物（×40）
b) 同上直交ポーラー
c) 同上食刻（エッチング）した表面
d) 同上（×0.8）
e) 気仙沼市気仙沼市上八瀬南沢の「松葉石」*Monodiexodina matsubaishi* (Fujimoto) の正縦断面（×0.8）

は、結晶の輪郭を始め劈開まで交代鉱物は透過する。この現象は透明度の高い結晶が、殻を交代して晶出したと考えられる。なお検鏡したすべての薄片で、これらの結晶の成長は殻室内部に限られ、殻の外側に突出する例は皆無である。しかし結晶は成長時に殻の外部にまで及んだ可能性もあるが、最終的な埋没の前段階で被った殻の削剥で消滅したとみられる。なおこの交代鉱物は気仙地方で採集された「松葉石」に普遍的に見られるが、最も量的に多いのは岩井崎石灰岩産のもので、殻の薄片での面積の約 1/3 以上がこの鉱物によって交代されている個体も認められる。

なおリンピッドドロマイト（limpid dolomite）は、一般に馴染が薄い恐れもあるので、以下に略述する。まず limpid はリンパ液の語源と同じで、液体や空気が澄んだ状態を示す形容詞である。このドロマイトは空隙に晶出すると完全な自形を呈し、透明で結晶面は鏡のように光を反射して輝き、宝石のような光沢を呈する。Folk and Siedlecka (1974) はこれをバレンツ海に浮かぶベアー島の上部古生界石灰岩から最初に報告した。このドロマイト生成の領域は Mg:Ca 比が 1:1 から 3:1、塩分は 0.05-0.20 と低く、海水の平均値の 1/10 から 1/100 の値で、方解石フィールドとドロマイトフィールドの境界付近、淡水あるいは汽水域とされている（Folk and Lund, 1973）。彼らはこのドロマイトは schizohaline と呼ばれる特殊なラグーン（潟）などで形成されたものと考えている。このような潟は季節によって、あるいは突発的に起こる乾燥とストームで強鹹水から汽水、さらに淡水まで塩分が極度に変動する水域である。

7) *M. matsubaishi* の biostratinomy の要約

筆者らの野外と室内での観察事項に上述の推論を加えて、本種のバイオストラティノミーの過程を下記のように要約する（第5図）。

取り扱った *M. matsubaishi* は、そのすべてが異地性と判断されるので、生息時の古環境に関する直接の情報は乏しい。しかし Kawamura and Machiyama (1995) の岩井崎石灰岩での研究から、サンゴ礁の堆積をもたらすような温暖な浅海域が推定される。ただ温暖と云っても造礁生物相の解析から、同氏らは中～高緯度海域で形成された冷水性あるいは温帯性炭酸塩岩としている。坂本沢層に本種の存在が未確認であるのと、フズリナの共存種の情報に乏しいのがネックであるが、同種は陸棚石灰岩層の堆積場、沿岸浅海も格好の生息域であったであろう。ここには腕足類、コケムシ、ウミユリなどが共存していたと見られる。

M. matsubaishi の死殻は生息域から離れて移動し、殻を多量に含んだ石灰質堆積物が集積され、初期の続成作用を受ける。まず殻室内は方解石で充填されるが、このセメントは海水帯水層下で進捗したであろう。つづいてこの堆積物は淡水の水域下に置かれ、殻はリンビッドドロマイトによる交代作用を被る事となる。この交代作用が schizohaline の潟のような水域下で行なわれたか、海水準より上位の通気帯（vadose zone）で起こったか、筆者らが得た野外の資料と薄片観察では即断出来ない。しかし次のステージが交代したドロマイトが受ける反ドロマイト化作用と、さらに次いて起る再侵食という過程を考慮すると、舞台は海浜近くの schizohaline の潟であり、続いて堆積物は離水し、天水か地下水による反ドロマイト化というシナリオが浮かんでくる。反ドロマイト化作用は従来の多くの研究例から、淡水中で進んだと見て差し支えない。この *M. matsubaishi* の殻を大量に取り込んだ堆積物が、この時点でどの程度固化していたかは特定出来ない。しかし反ドロマイト化が終了し、離水した堆積物は上述の海岸の礫浜のような沿岸陸域で風化や再侵食を受けたとみられる。この陸域には花崗岩や半深成岩などからもたらされた多量のアルコース砂も集積し、「松葉石」は他の炭酸塩砕屑物と共に、岩井崎石灰岩で示されたような浅海域に運搬され堆積した。また南沢や表松川などに露出する砂岩は、アルコース砂と「松葉石」が混合し懸濁流によってより深場にもたらされ、タービダイトとして堆積した。模式地の叶倉層に見られる厚い砂岩層の事例も同様な「松葉石」の再侵食と運搬・再堆積を物語る。これら最終的な砂岩の堆積環境を示すものに、黄鉄鉱の晶出がある。これはリムピッドドロマイトの交代晶出はもとより、反ドロマイト化が行なわれた水域とは、硫化鉄の晶出が全く異なった堆積環境を明示している。解析された「松葉石」のバイオストラティノミーは、Kawamura and Machiyama (1995) が示した北上山地南部のペルム系（坂本沢層、叶倉層、登米層）の全般的層序断面、特に叶倉層、岩井崎石灰岩の断面から読み取れる一連の堆積過程に調和することを付記する。

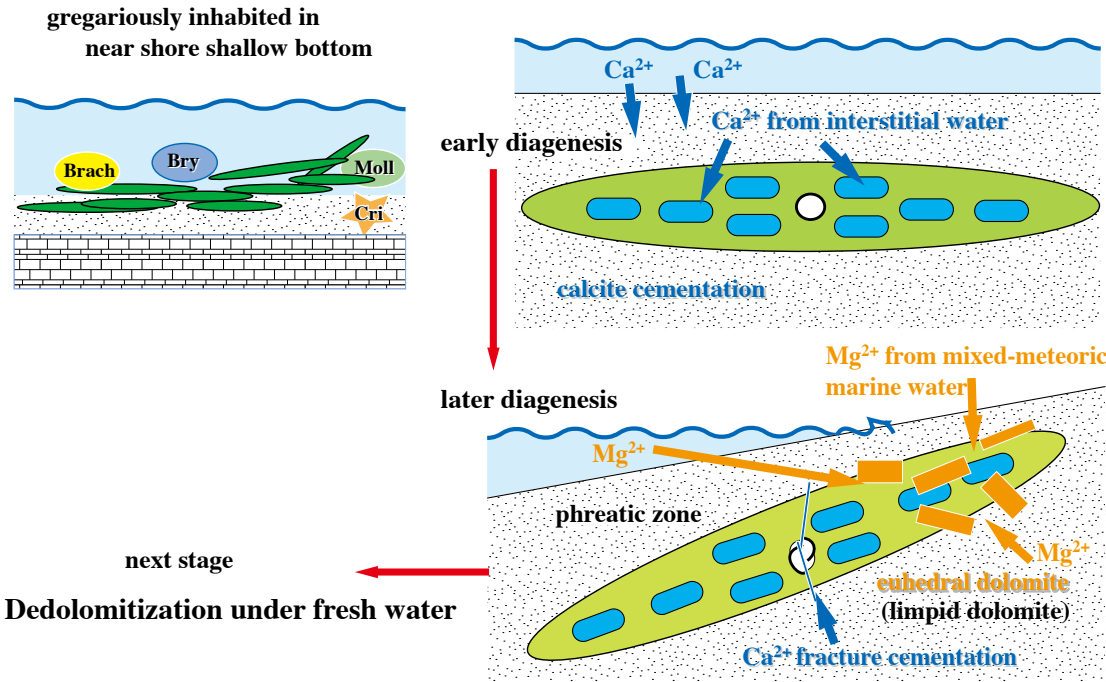
主要参考文献

Adachi Shuko, 1985, Smaller foraminifers of the Ichinotani Formation (Carboniferous-Permian), Hida Massif, central Japan. *Science Reports, Institute of Geoscience*, University of Tsukuba, Sec. B, **6**, 59-139.

Adachi Shuko and Igo, H., 1999, *Sphaeroschwagerina* (Fusulinacea) from the Kanosan Limestone in the Kanto Mountains, Gunma Prefecture, Japan. *Science Reports, Institute of Geoscience, University of Tsukuba*, Sec. B, 20, 145-167.

Behrensmeyer, A. K. and Kidwell, S. M., 1985, Taphonomy's contributions to paleobiology. *Paleobiology*, **11**, 105-119.

Choi, D. R., 1970, Permian fusulinids from Imo, southern Kitakami Mountains, N. E. Japan. *Journal of Faculty of Science, Hokkaido University, Series 4*, **14**, 327-354.



第5図 殻の方解石充填，リンビッドドロマイトの交代作用，反ドロマイト化作用への過程の模式図

Cózar, P., 2003, Taphonomical analysis of the infilling and early mineralization in endothyroids (Foraminiferida, Mississippian). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 193, 561-574.

Cózar, P., 2005, Recognition of allochthonous Mississippian foraminiferal assemblages using taphonomical alterations. *Lethia*, **38**, 59-66.

Douglass, 1970, C. O. and Condra, G. E., 1927, The Fusulinidae of the Pennsylvanian System in Nebraska. *Nebraska Geological Survey*, Bulletin 2, 1-135.

Ehiro, M. and Misaki, A., 2004, Stratigraphic range of the genus *Monodioxodina* (Permian Fusulinoidea) : additional data from the Southern Kitakami Massif, northeast Japan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23, 483-490.

Folk, R.L., 1962, Spectral subdivision of limestone types. In Ham, W. E., ed., *Classification of carbonate rocks*, 62-84. American Association of Petroleum Geologist.

Folk, R. L. and Land, L. S., 1973, Mg:Ca ratio and salinity: two controls over crystallization of dolomite. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, **59**, 60-68.

Folk, R. L. and Siedlecka, A., 1974, The schizohaline environment: its sedimentary and diagenetic fabric as exemplified by late Paleozoic rocks of Bear Island, Svalbard. *Sedimentary Geology*, **11**, 1-15.

Fujimoto, H., 1956, A new species of *Parafusulina* from the Kitakami Massif, Japan. *Transactions and Proceedings of Palaeontological Society of Japan, New Series* (21), 157-160.

Grabert, B., 1971, Zur Eigenung von Foraminiferen als indikaroren für Sandwanderung. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, **24**, 1-14.

Hageman, S. A. and Kaesler, R. L., 1998, Wall structure and growth of fusulinacean foraminifer. *Journal of Paleontology*, 72, 181-190.

猪郷久治・猪郷久義・磯村恭朗・上川容市, 2005, 異常巻き紡錘虫Nipponitellaと
*Ruzhentsvella*の殻構造から考えられる藻類の共生. 日本古生物学会2005年会講演予
稿集, p.156.

Igo, H. and Ohana Tamiko, 2004, Gregarious occurrence of *Robustoschwagerina*
(Fusulinacean Foraminifer) in limestones of the Nyukawa Group, Hida Mountains, central
Japan. *Bulletin of Hikaru Memorial Museum*, (3), 10-21.

猪郷久義, 1989, 古生物地理の指示者としての紡錘虫化石, *In* Takayanagi, Y., Ed.,
Collected Papers on Foraminifera from the Japanese Islands, Toko Printing, Sendai, 1-9.

猪郷久義・安達修子, 2005, 石灰岩のcementationとフズリナ化石の biostratiny. 日本古生物学会2005年会講演予
稿集, p.90.

猪郷久義・安達修子・上川容市・奥村よほ子・伊藤 直, 2005, 「松葉石」*Monodioxodina*
*matsubaishi*の産状と関連する諸問題. 日本古生物学会第154回例会講演予稿集p. 67.

伊藤 直, 2005, *Monodioxodina* (松葉石)の産状と堆積環境についての堆積実験的研究.
筑波大学大学院修士課程教育研究科理科教コース修士論文109p.

Jackson, J. A., Ed., 1997, Glossary of Geology, Forth Edition, American Geological Institute,
769p. Alexandria, Virginia.

Kanmera, K. and Mikami, T., 1965, Fusuline zonation of the Lower Permian Sakamotozawa
Series. *Memoir of Faculty of Science, Kyushu University, Series D*, **16**, 275-320.

Kanmera, K., Ishii, K. and Toriyama, R., 1976, The evolution and extinction patterns of
Permian fusulinaccans. *Geology and Paleontology of Southeast Asia*, **17**, 129-154.
University of Tokyo Press.

Kawamura, T. and Machiyama, H., 1995, A Late Permian coral reef complex. South Kitakami
Terrane, Japan. *Sedimentary Geology*, 99, 135-150.

Kobayashi, F., 2001, Faunal analysis of Permian foraminifers of the Kuma Formation in the
Kurosegawa Belt of west Kyushu, southwest Japan. *News of Osaka Micropaleontologists*,
Special Volume (12), 61-84.

Kobayashi, F., 2002, Lithology and foraminiferal fauna of allochthonous limestone
(Changhsingian) in the upper part of the Toyoma Formationn in the South Kitakami Belt,
northeast Japan. *Paleontological Research*, **6**, 331-342.

Kontrovitz, M., Snyder, S. W. and Brown, R., 1978, A flume study of the movement of
formanifers tests. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 23, 141-150.

Lipps, J. H. and Severin, K. P., 1985, *Alveolinella quoyi*, A living fusiform foraminifera at
Motupore Island, Papua New Guinea. *Science in New Guinea*, 11, 126-137.

Maiklem, W. R., 1968, Some hydraulic properties of bioclastic carbonate grains. *Sedimentology*,
10, 101-109.

Martin, R. E., 1999, *Taphonomy*, 508p., Cambridge University Press, Cambridge, UK.

Meyers, W. J. and Lohmann, K. C., 1978, Microdolomite-rich syntaxial cements: proposed
meteoric-marine mixing zone phreatic cements from Mississippian limestones, New
Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, **48**, 475-488.

御前明洋・永広昌之, 2004, 南部北上山地, 上八瀬―飯森地域に分布する中部ペルム系の層序と地質時代.
地質学雑誌, 110, 129-145.

Morikawa, R., 1960, Fusulinids from the Iwaizaki limestone. Science Report of Saitama
University, Series B, **3**, 273-300.

太田正道, 1968, 地向斜型生物礁複合体としての秋吉石灰岩層群. 秋吉台科学博物館報告 (5) 1-44.

Ross, C. A., 1961, Fusulinids as paleoecological indicators. Journal of Palcontology, **35**, 398-400

Ross, C. A. 1969, Paleoecology of *Triticites* and *Dunbarinella* in the Upper Pennsylvanian
strata of Texas. *Journal of Paleontology*, 43, 298-311.

Ross, C. A., 1972, Biology and ecology of *Marginopora vertebralis* (Foraminiferida), Great
Barrier Reef. *Journal of Protozoology*, **10**, 181-192.

Severin, K. and Lipps, J. H., 1989, The weight-volume relationship of the test of *Alveolinella*
quoyi: Implications for the taphonomy of larg fusiform foraminifer. *Lethia*, **22**, 1-12.

Schubert, R., 1915, Die Foraminiferen des jungeren Paläozoikums von Timor. *Paläontologie*
von Timor, **2**, 47-59.

Snyder, S. W., Hale, W. R. and Kontrovitz, M., 1990a, Distributional patterns of modern
benthic foraminifer on the Washington continental shelf. *Micropaleontology*, **36**, 245-258.

Snyder, S. W., Hale, W. R. and Kontrovitz, M., 1990b, Assessment of postmortem
transportation of modern benthic foraminifer of the Washington continental shelf.
Micropaleontology, **36**, 259-282.

田沢純一・対馬勝吉・長谷川美行, 1993, 飛騨外縁帯のペルム系森部層より *Monodioxodina* の発見. 地球科学,
47, 345-348.

Thompson, M. L., 1949, The Permian fusulinids of Timor. *Journal of Paleotology*, **23**, 182-192.

鳥山隆三, 1970, フズリナ類, 95-117, 浅野清編, 古生物学I, 朝倉書店.

Tucker, M. E., Wright, V. P. and Dickson, J. A. D., 1990, *Carbonate Sedimentology*, 482p.,
Blackwell Publishing Co. Malden, Mass.

Ueno, K. and Tazawa, J., 2003, *Monodioxodina* from the Daheshen Formation, Jilin, Northeast
China. *Science Report of Niigata University (Geology)*, (18), 1-16.

Ueno, K. and Tazawa, J., 2004, *Monodioxodina* from the Permian Oguradani Formation, Hida
Gaien Belt, central Japan. *Science Report of Niigata University (Geology)*, (19), 25-33.

Wilde, G. L., 1965, Abnormal growth conditions in fusulinids. *Contributions from the Cushman*
Foundation for Foraminiferal Research, **16**, 121-124.

Zhou Zuren and Sheng Jinzhang, 1993, *Taxonomic principles of fusulinids- A restudy on Permian staffellids*, 70p. Science Press, Beijing.

館蔵資料紹介：飛騨山地のデボン系産頭足類

Devonohelicoceras bidaense Niko and Nishida, 2003

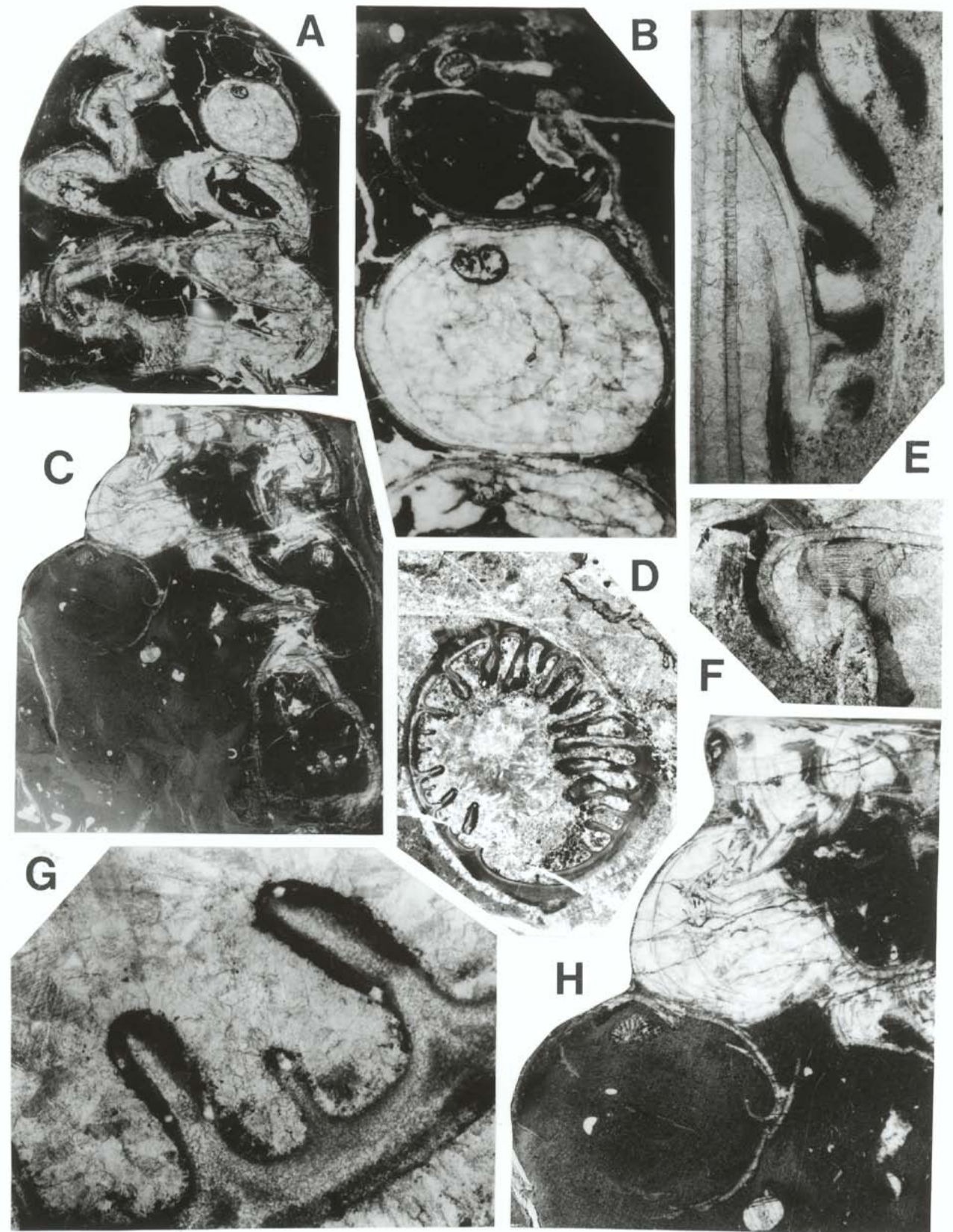
児子修司

広島大学総合科学部自然環境研究講座

Niko and Nishida (2003) は、飛騨山地の岐阜県高山市奥飛騨温泉郷(旧吉城郡上宝村)福地地域に分布する下部デボン系福地層から産出した4個体と産地未詳の1個体を基にオンコセラス目頭足類の新属新種 *Devonohelicoceras bidaense* を提唱した。現時点までに産出が確認されている5標本の内、東京大学総合研究博物館所蔵の1標本を除いた全標本が光記念館に収蔵されているので、当該化石の概要を茲に報告する。福地層産資料は、産出地点及び堆積相から判断するに、主に石灰岩と頁岩から成る浅海性D4部層(エムス世か)由来であると考えられている。

Devonohelicoceras 属は、接触部分の狭い螺環が螺塔の高い(殻頂角約40度)塔状螺旋殻を形成する事から、シルル紀後期の *Foersteoceras* 属(Ruedemann, 1925)に近縁であると考えられる。しかし、(1)殻旋廻軸方向に圧縮された螺環断面を示す、(2)体管の位置が個体成長に伴い移動する、(3)アクチノサイホネート沈殿物の発達が目立つ、等の形質から新属であると認められた。*Devonohelicoceras bidaense* の隔壁襟は、ロクサコアニテックからサブオルソコアニテック型で、肥大した連結細管を伴う。体管内沈殿物は、内層沈殿物と放射状に配列する薄板から成るアクチノサイホネート沈殿物とに分化する(第1図)。

アクチノサイホネート沈殿物はオンコセラス目頭足類に特徴的な形態で、19世紀半ばにBarrande(1855)により初めて見出されて以来、この特異な体管内沈殿物の構造は種々議論の対象とされてきた。特にその機能に就いては、長らく古生物学者達を悩ませてきた謎であった。これまでに呈示されている機能に関する仮説として、(a)気室からの気体排出効率を上げる事を目的とした体管表面積の増加機能、(b)釣り合いを得るための錘としての機能、(c)体管索の加齢による石灰化、の3説があった。これらの内(a)の仮説が、微細構造に基づく研究でCrick and Teichert(1979)が支持して以来、重視されていた。Niko and Nishida(2003)は、*Devonohelicoceras bidaense* のアクチノサイホネート沈殿物表層部に相当する非晶質層には外来物質の存在が認められる事に基づき新仮説、(d)塩化アンモニウムを主体とし海水より比重の軽い粘液状物質を一時付着させておくための基盤機能、を提唱した。現生オウムガイに於ける気室内液体の体管を通じての排出速度は、わずかに0.02-0.1 ml/hである。オンコセラス類では当該速度が極めて速かった、とは考えにくい。従って、如何に体管表面積を増加させようとも、気室からの気体と液体の交換だけで、生体の急速移動は不可能であろう。アクチノサイホネート沈殿物上に付着させ保持していた海水に比し比重の軽い粘液状物質を体外に排出する事により、海底面へと急速に生体を沈下させる事は、捕食者の攻撃から逃れるためには有効であったと考えられる。



第1図 *Devonohelicoceras bidaense* Niko and Nishida, 2003. A, B, HMM 04342, 光記念館標本. A, ほぼ殻螺旋軸方向の研磨断面, $\times 1$. B, 殻頂寄り気房部の部分拡大, $\times 3$. C, H, HMM 04300, 光記念館標本. C, 殻螺旋軸方向の研磨断面, $\times 1$. H, 住房寄り気房部の部分拡大, $\times 2$. D, G, HMM 04332, 光記念館標本. D, 体管横断面薄片, $\times 10$. G, アクチノサイホネート沈殿物を示す, $\times 75$. E, F, UMUT PM28069, 東京大学総合研究博物館標本, 隔壁襟縦断面薄片, 共に $\times 25$.

文献

- Barrande, J., 1855: Remplissage organique du siphon dans certains céphalopodes paléozoïques. *Bulletin de la Societe Géologique de France, Ser. 2*, vol. 12, p.441-489, pls. A-C.
- Crick, R. E. and Teichert, C., 1979: Siphuncular structures in the Devonian nautiloid *Archiacoceras* from the Eifel of West Germany. *Palaeontology*, vol. 22, p.747-766, pls. 98-101.
- Niko, S. and Nishida, T., 2003: *Devonohelicoceras hidaense*, a new torticonic oncocerid (Cephalopoda) from the Lower Devonian of Central Japan. *Proceedings of the Japan Academy, Ser. B*, vol. 79, p. 201-206.
- Ruedemann, R., 1925: Some Silurian (Ontarian) faunas of New York. *New York State Museum Bulletin*, no. 265, p. 1-134, pls. 1-24.

『“恐竜”の本質は、“哺乳類”に近かった！』

濱田隆士

放送大学教授・福井県立恐竜博物館館長

恐竜と言えば、すぐさま誰の頭にも“あの巨大な爬虫類”というイメージが浮かぶ。確かに、永年そう思い込んできたのは、日本人ばかりではない。恐らく、世界中のほとんどの人々が、疑う余地がない事、と信じていたに違いあるまい。その恐竜が、何と哺乳類に最も近いと考えられることになったのには、中国で最近そうした“証拠”が次々に発見され始めたからであり、全く予想外の驚きである。

もう少し、その内容を紹介しておかねばなるまい。中国大陸は北京市の郊外における恐竜発掘現場で、保存状態が例のゾルンホーフェンを超える立派な状態の標本が、この10年程の間に続々と発見され始めたというのが事の真相である。ここ数年の間に、中国で続々と“有毛”恐竜化石が掘り出され、立派な原色図鑑として出版されつつあるというのが実情なのであり、本当に驚くべきことと言わねばなるまい。

となれば、話をもう一寸具体的にしておく必要がある。では、“恐竜”とは何者なのかもっと突込んで考えるべきということであり、爬虫類でなければ哺乳類か、という疑問も必然的に出てこよう。それとも、哺乳類とさえ違うもの、という視方も成り立ち、まさに分類学の根底をゆるがす大事件と捉えることもできよう。となると、哺乳類の様々な特性と恐竜類のそれらとを、できるだけ客観的に、かつ詳しく見直してみることも必要といえる。現世の哺乳類は、その名も示す通り、「子供に母親が母乳を飲ませるなど、世話をやくこと」と、大まかに定義づけられよう。ちなみに、現生唯一の例外は、卵を生むカモノハシくらいとされている。

一方、“恐竜類”はどう定義されるのであろうか？今のところ“恐竜類”は知られる限り真の硬殻卵を産む、とみなされており、数少ないが恐竜達の営巣地（と考えられる）さえも判っているというのである。こう考えると、“恐竜類”は、決して現在知られている“哺乳類”とも決して合致せず、これに対しての“新しい”名称を必要とするのかもしれない。現生生物で、硬殻卵を抱くグループは、鳥類だけと考えてよいからである。ただ、注意しなければならない点は、鳥にはほぼ全体に美しいかつ保温とか飛翔のための体毛が密生しているのに、足だけが恐竜類並の“うろこ”によって見事に被われている、という現実である。

ところが、不思議なことに、実は“先恐竜”時代に、哺乳類型爬虫類と呼ばれる一群が別に立派に存在していたのである。ただ大きく違う点は、歩行形式が直立二足歩行ではなく、匍匐型の姿勢をもつということである。他方、“恐竜類”には、立派な直立二足～四足歩行がある。だからこそ、結果として、分類学上“哺乳類型爬虫類”とも違うということになる。

となると、あちこちで旧来の分類学的根拠が、今や音を立てて崩れようとしているかに見える。この点、事情が少しずつ詳しく判ってくるにつれ、全く新しい考え方に立った“恐竜類”－哺乳類－鳥類の再編を考える必要がますます大きくなってこよう。ドイツジュラ紀からの有名な“始祖鳥”は、中国新産の“鳥類”と極めて近縁であるとして、それらとの密接な系統関係が考えられ、一つまた大きな進展となりそうである。始祖鳥には、よく知られているようにれっきとした歯があり、羽根に鉤爪さえ持っているし、あまつさえその足にも立派な鱗を具えている。ほとんど世の中には知られていない現世の爪羽鶏は、その意味で幼鳥時に、翼にかぎ爪とそれを使つての“木登り”ができるという、大きな「特長」を持っていることを忘れてはなるまい。

一方、空を飛ぶことのできる翼竜については、他の分類群に先がけて羽根に立派な鉤爪と、一見歩くのに具合いの悪そうな足の構造を持っていて、“恐竜”ではない、と考えられ始めている。またもや“恐竜類”から外れるグルーピングがとび出し、飛べるということからも羽根にはきちんとした綿毛まで備わっていることさえ多くの事例で示されるという、「新しい物の視方」が、決定的にこの仲間を非恐竜～非哺乳類とみる地

位確保に、大きな意味を持つこととなるのである。

あれこれ書き連ねてきたが、とどのつまりは、広義の“恐竜類”も狭義の“恐竜類”も、哺乳類型の新しいグループを形成しているとみても、一向に差し支えないのである。結論が出るまで、言い出しっぺの中国がなかなか思い切った断を下せないジレンマを背負い込んでしまっている、と今のところ総括するしかない。日本を含めて、他の国々の人達も実は、大きな期待を持って中国での考え方の整理に、ヤキモキしているのが実情、と受け止めてよいのだろう。

沖縄の巨石 2 題

辻維周

沖縄には様々な未解明の遺跡もしくは遺跡とおぼしい巨石が点在するが、今回は特に沖縄本島南部に存在する謎の巨石と、石垣島南部にある巨石の 2 つについて解明を企ててみたい。

1、本島南部ドルメン

沖縄本島南部の喜屋武岬近くに、重さは 1 0 0 t 以上あると思われる謎の巨石がある。この石を最初に発見したのは琉球大学理学部の木村政昭教授であるが、教授からこの石を調査して欲しいとの依頼を受け、3 回に渡って調査を行ったので、ここにその見解を述べる次第である。

那覇より南に約 2 0 k m の地点に、昭和 2 0 年読谷から上陸した米軍に追われ、多くの日本人が身を投げた喜屋武岬がある。その岬から直線でわずか 1 k m のところに写真 1 のような不思議な巨石が存在する。



(写真 1)

この石は推定重量 100t 程度の石灰岩質のもので、石の北側に支えの石が噛んでいるいわゆるドルメン（支石墓）状の形状をしている。地元大学の考古学関係者は津波石との見解を示しており、本格的な調査は行われていない。

本体を詳細に検討してみると、東西方向約 4.5m 南北方向約 5.5m 高さ約 3 m の威容を誇っており、支えとなっている石と蓋状の石との間には隙間が見られ、明らかに分離しているものと判断される。周囲にはトレンチ（溝）が掘られており、明らかに何らかの意図が感じられる。蓋状石の下にはアミコケムシやキクメイシサンゴやミドリイシサンゴ類の化石（写真 2）があるが、これは拝み場所を作成するときに持ち込まれたものと推察される。

これが津波石（津波によって海底から運ばれた石）だとすると、海洋性生物が多数付着していなくてはならないが、蓋状の石、支えの石ともに付着している生物はほとんどなく、タマキビのような小さな貝類も痕跡すら見当たらないために、津波石説は否定せざるを得ないであろう。さらに付近には 18000 年前のものと推定される「港川原人」の頭蓋骨が発見された具志頭村もあるため、この場所にドルメンが存在することは否定することが出来ないのである。

建造年代に関しては、現在木村教授が炭素同位元素法で計測中であり、結果が出次第お知らせすることができよう。



(写真2)

仮にドルメンだとすると日本初出であり、太平洋文化と琉球文化との接点が見えてくる大きな発見になるはずである。

2、石垣島の巨石

石垣島南部の空港近くに大浜公園という大きな公園がある。この公園の中に写真3のような巨石があり、地元の人々は「津波石」もしくは「とふりや津波石」と呼んでいる。



(写真3)

高さは約6m、幅12m、長さ15mほどあり、上に登るための階段が設けられている。石の上部には拝み場所（ウガン）が作られており、独特の雰囲気醸し出している。本島のドルメンとの相違点は

- ①支石墓独特の支え石がない
- ②海洋性生物の化石が多数付着している
- ③すぐ近くの海岸線との高低差はわずか5～6m（南部ドルメンは15m）
- ④地元民が「津波石」と呼ぶ
- ⑤周囲にドルメン特有のトレンチが見当たらない

の5点が挙げられる。

特に海洋性生物の化石は目を見張るほどに多く、キクメイシサンゴ、ケヤリムシ、イモガイ、ミドリイシサンゴなどが周囲一面に付着しており、さながら化石博物館の様相を呈している。したがって私自身の見解も津波石に間違いなく、他になんら疑いの余地をはさむものではない。この石は1774年（明和8年）3月に発生した八重山諸島付近を震源とする、M7.4の海溝型地震によって引き起こされた大津波（波状的に3回襲来）で打ち上げられたものと推定される。

この地震自体による被害は無かったとされているが、付帯して引き起こされた大津波によって、宮古・八

重山で、総人口28896人のうち死者・行方不明9313人、流出家屋2000戸以上とされている。また津波の高さは石垣島で推定40mとも言われているが定かではない。

