

光記念館 研究紀要 自然科学 2008.3

Hikaru Memorial Museum

第5号

平成18・19年度

平成18・19年度 光記念館 研究紀要 自然科学 第5号

平成20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.h-am.jp>

Hikaru Memorial Museum



www.H-AM.jp

目次

自然史

研究

飛驒の旧石器文化 — 研究の現状と課題 —	3
-----------------------------	---

吉朝 則富

フズリナ化石の Biostratigraphy —その2—	13
-------------------------------------	----

猪郷久義*・安達修子

資料紹介

館蔵資料紹介：飛驒山地のデボン系福地層産ハチノスサンゴ科床板サンゴ <i>Squameofavosites ichinotanensis</i> (Kamei, 1955) について	26
---	----

児子修司

飛驒の旧石器文化 — 研究の現状と課題 —

吉朝 則富
日本考古学協会会員
日本旧石器学会会員
飛驒考古学会編集局

1. 研究史

昭和30年代後半の、いわゆる「先土器文化」探究の全国的なブームの影響の中で、飛驒地方においても最古の文化を探る試みは始まっていた。即ち、大野政雄による「飛驒における無土器文化」と題した、大野郡高根村池の原遺跡(現高山市高根町)と、高山市岩井牧場採集の石器のレポートである(1)。資料としては、前者はナイフ形石器・尖頭器・石刃、後者は尖頭器が紹介され、飛驒におけるナイフ形石器文化と尖頭器文化の存在を確実なものとした、記念すべき報告であった。

その後、昭和44年には朝日村西洞(現高山市朝日町)鈴蘭高原ゴルフ場建設現場において、神子柴系の大型尖頭器の発見(2)、宮川村稲葉(現飛驒市宮川町)では南山大学による旧石器調査結果の報告(3)等がなされ、研究の高揚期を迎える。

昭和54年、下呂町初矢遺跡から国府型ナイフ形石器の発見(4)が報じられると、サヌカイト原産地である奈良二上山の例にならい、下呂石原産地における旧石器遺跡群存在の期待が高まり、その後地道な分布調査活動の継続により大林遺跡など新たな原産地遺跡群の発見に結びついていった。

本格的に発掘調査がなされるようになったのは、平成の時代を迎えた頃である。池の原遺跡では『高根村史』の資料に触発された、千葉大学による試掘調査が行なわれ、細石刃石器群を主体とした削片系細石刃石器の文化が確認された(5)。

宮川村宮ノ前遺跡では、国道建設に伴う3次にわたる発掘調査が実施され、崖錐性砂礫層よりナイフ形石器・細石器・草創期土器石器群など、貴重な成果をあげるに至った(6)。

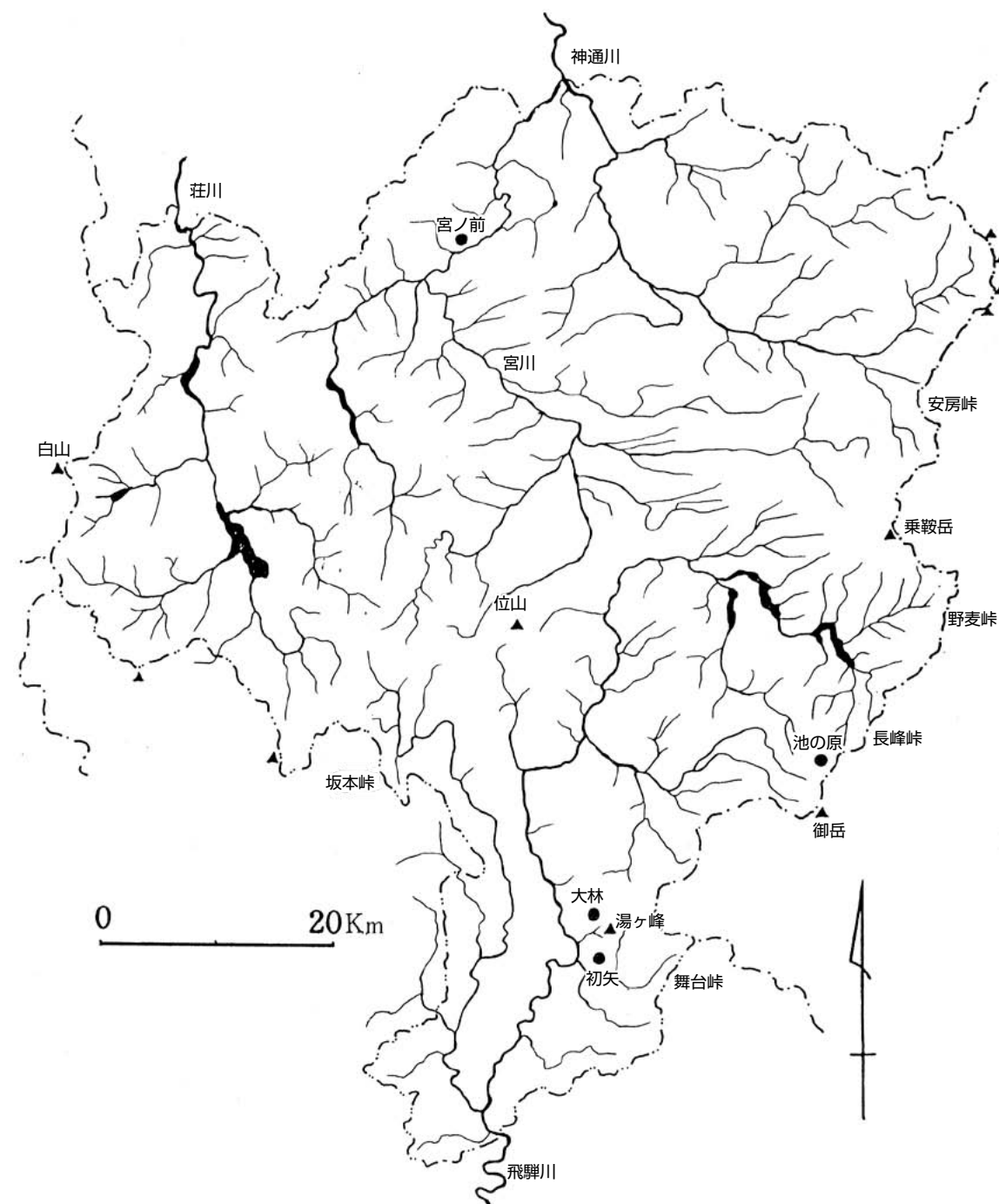
近年では、平成13年に湯ヶ峰山麓の大林遺跡試掘調査が実施され、原産地遺跡での石器生産の実態がはっきりと明確となった(7)。

一方、旧石器研究意欲の高まりも遅々とはあるが着実に具現化されている。下呂市では、2回の下呂石シンポジウムの開催により、県内外の研究者を交えての情報交換や研究発表がなされ、3万年に遡る下呂石流通システムの様相が明らかとなって、重要な研究材料となっているのである(8)。

2. 代表的遺跡

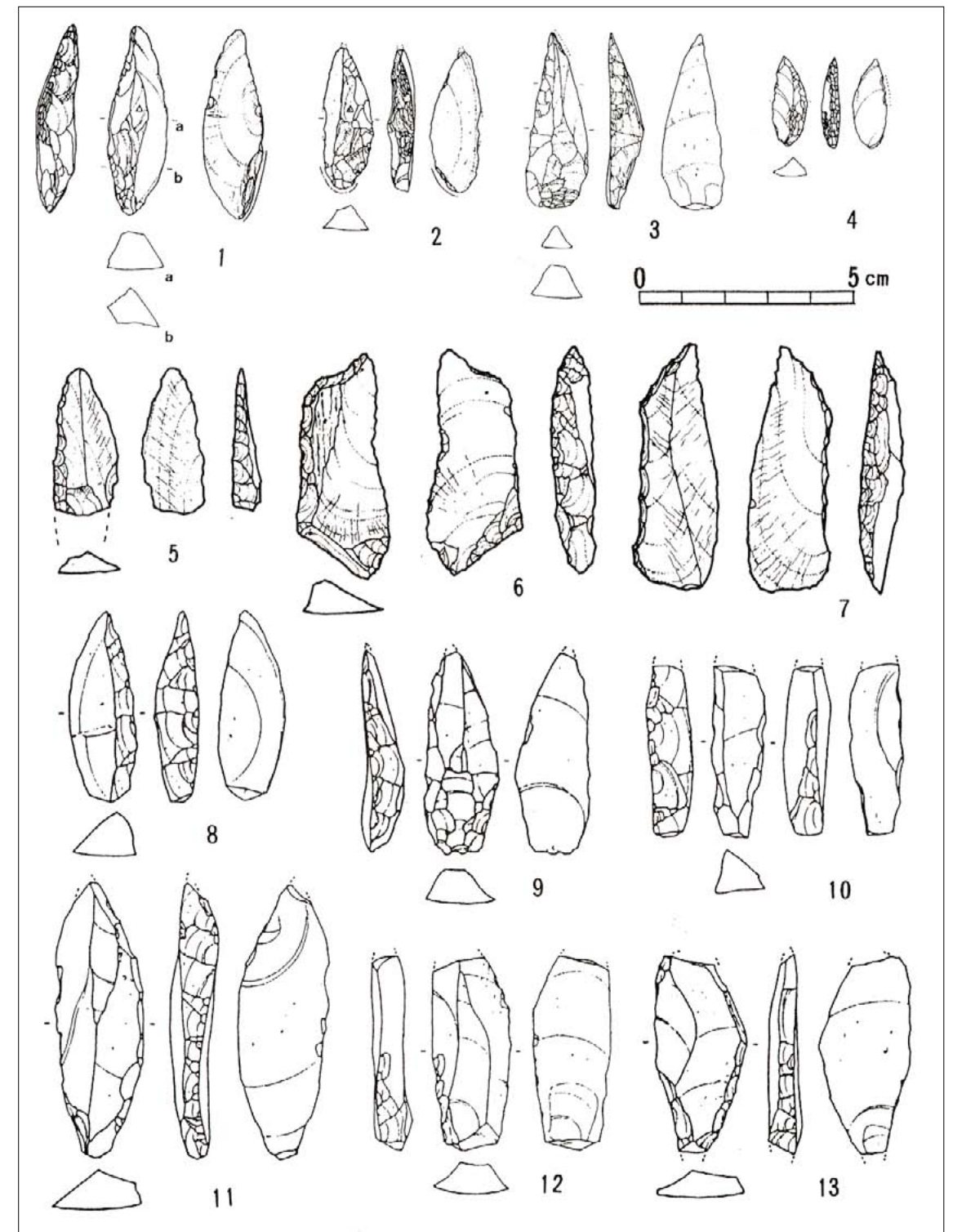
はちや 初矢遺跡 下呂市下呂町乗政初矢 (図版1)

初矢遺跡は、下呂町乗政の集落から初矢峠に続く細く急斜な坂道を登り詰めた、標高650mの鞍部に立地する。一帯は県営苗圃として開墾され、昭和48年の苗圃の拡張の際にナイフ形石器を主体とする旧石器が採集されたのである。昭和54年に鈴木忠司らによって『岐阜県考古』7号に報告され、その後高山考古学研究会員の踏査での発表(9)、沢田・橋詰による新たな資料の報告(10)などにより、その内容が詳細に理解されることとなった。



遺跡地

縦長剥片を素材とする下呂石製のナイフ形石器とともに、横剥ぎ剥片を素材とする国府型ナイフ形石器の範疇で理解されるものが存在し、サヌカイトと同様の性質をもつ下呂石を利用した、瀬戸内技法の伝播が想定されるに至った。この他、白色珪岩製の尖頭器や縄文早期の押型文土器・石鏃等も発見されており、当地が長期の居住に適した地であった事を物語る。発掘調査はまだなされていないが、山麓斜面の切り通しなどにおいて遺物の包含状態が観察され、正式な調査が期待される。

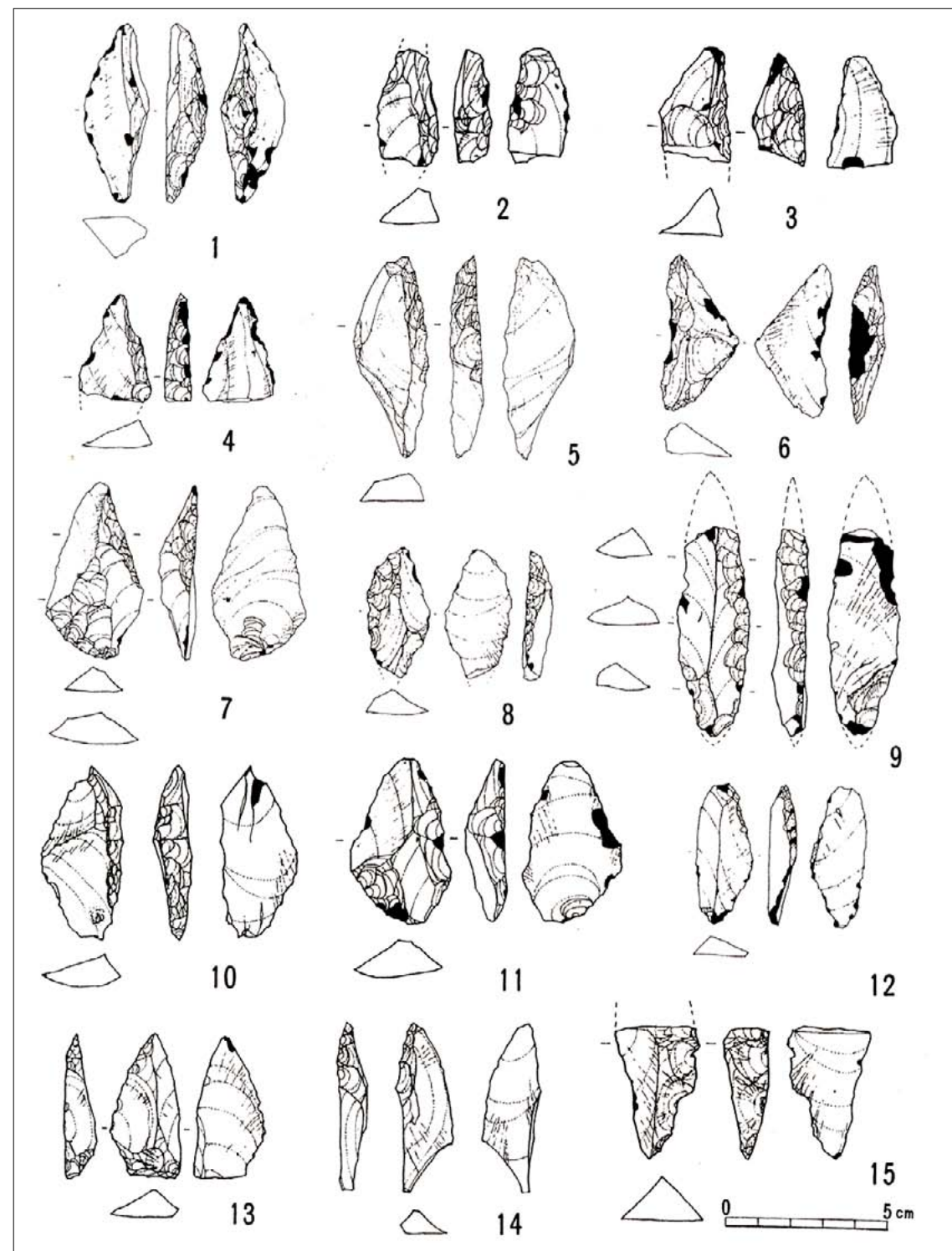


(図版 1) 初矢遺跡のナイフ形石器

大林A地点遺跡 下呂市下呂町大林 (図版2)

大林集落の最高部に位置し、小川谷をへだてて湯ヶ峰の崩壊崖面が眺められる、海拔700mのゆるやかな山麓斜面である。

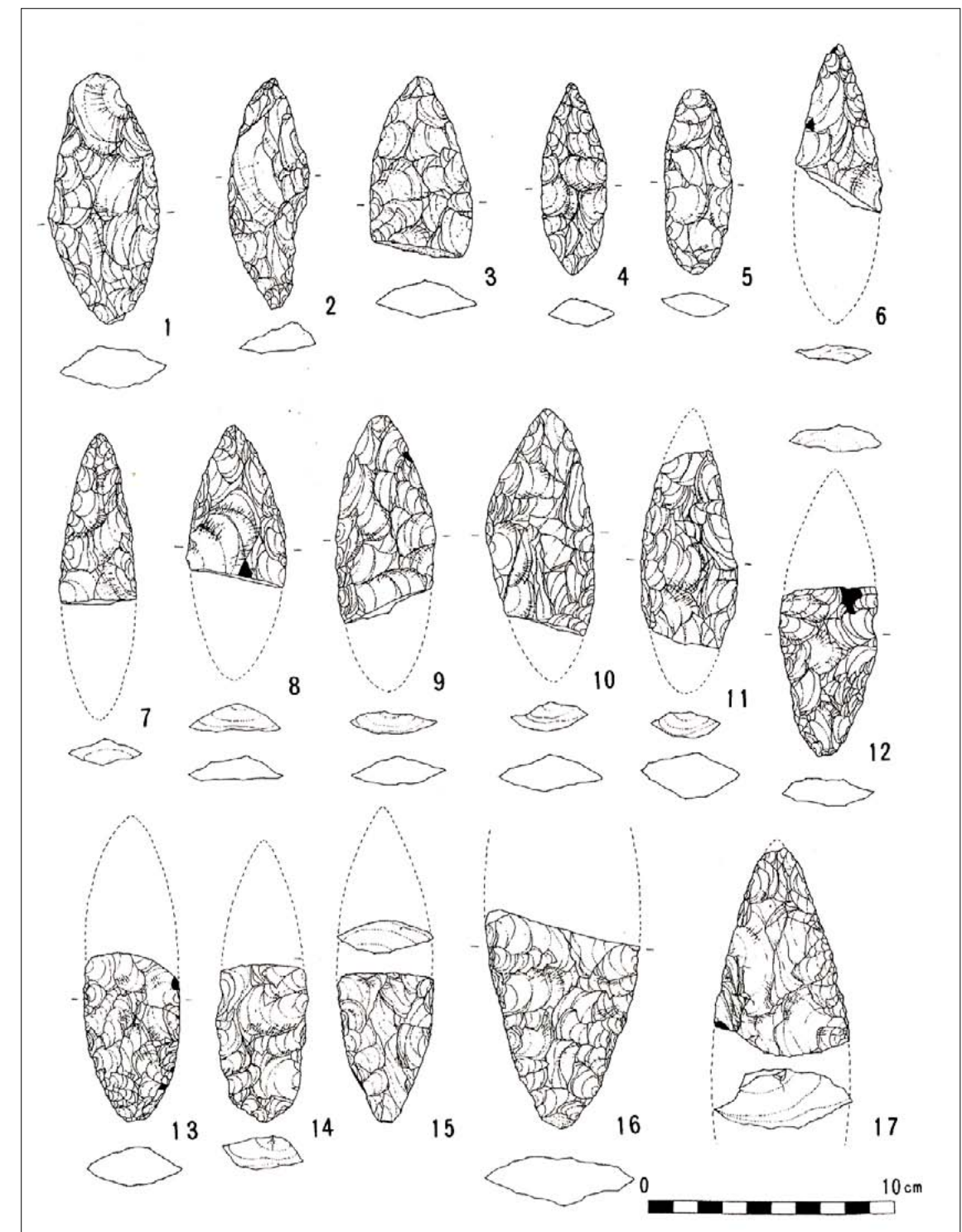
昭和56年の分布調査を皮切りに、平成7年の精力的な表採活動により、ナイフ形石器をはじめとする多数の遺物が採集されている。国府型ナイフ形石器を含む種々のナイフ形石器・剥片・舟底形石器・削器がみら



(図版 2) 大林A地点遺跡のナイフ形石器

れる中で、瀬戸内技法を裏付ける翼状剥片・盤状剥片も存在し、真正の瀬戸内技法の伝播が確実となった(11)。

遺跡地の大部分は宅地・水田化しているが、山林と畑地の一部に包含層の残存する事が平成17年の試掘調査によって確認され、現在、初矢遺跡と並ぶ飛騨で最も古い時代の遺跡地として注目される。



(図版 3) 大林C・D地点遺跡の尖頭器

大林C・D地点遺跡 下呂市下呂町大林 (図版3)

大林A地点遺跡から約300m南に下った、海拔650mのなだらかな山麓斜面にあり、かつては桑畑もあったが平成14年の土地改良事業により全て水田化し、遺跡地は大きく変貌している。

縄文遺跡の存在は古くから知られており、笠垣内遺跡として縄文前期の土器片や石鎌・石匙等が採集され



(図版 4) 池の原遺跡群と主な石器

ているが、それ以外に地元住民により18点の尖頭器の一群が採集されており(D地点)、また飛騨考古学会員により20点余りの尖頭器が新たに発見され(C地点)、周辺一帯が尖頭器の製作遺跡である可能性が高まった(12・13)。平成13年夏、水田化に先立って試掘調査が行われ、尖頭器及びその未製品150点あまりが検出された。叩石も存在し、プライマリーな製作址の検出により、C・D地点一帯での尖頭器の量産が知られる事

となったのである。

池の原遺跡 高山市高根町日和田 (図版4)

海拔1,300mの日和田高原の一角にあり、南に御岳、北に乗鞍岳を望む景勝の地である。二つの池と湿地帯を中心とした遺跡群が形成されている。長峰峠をへて信州開田村へと結ばれ、柳又ポイントで著名な柳又遺跡とは直線距離にして約8kmと指呼の間にある。

昭和59年の高根村史編纂事業に伴う現地調査により、細石双石器群の一括資料が報告され、平成元年の千葉大学による学術調査に発展した。その後土地改良事業により遺跡地は大きく変貌したが、飛騨考古学会旧石器部会と永塚俊司による精力的な調査活動により、A～I地点の設定と、2001年・2005年の報告によりその全容が明らかとなった(14・15)。

ナイフ形石器と搔器を主体とする一群と、削片系細石双石器群の一群とが認められ、各時代における生活環境の問題と、下呂石・黒曜石の流通にかかわる立地という重要な要素を持った遺跡である。

宮ノ前遺跡 飛騨市宮川町西忍 ((図版5)

富山県に接する飛騨最北端に位置し、宮川左岸に開けた段丘上に立地する。平成5年から12年にかけて国道工事にかかわる発掘調査がなされ、18層にわたる、旧石器時代から縄文時代にかけての多数の遺物が発見された。

遺跡は、跡津川断層に伴う角窪地の泉を背景に形成されており、ナイフ形石器の包含層、古段階の細石双核包含層、新段階の細石双核・神子柴系尖頭器の包含層が確認されている。ナイフ形石器は西日本系のナイフと、系統を異にする2側縁加工と基部加工のナイフがあり、尖頭器を伴っていることからナイフ形石器文化終末期に位置付けられる。細石双核には角柱状のものと削片系の2者がみられ、後者には打面に擦痕が伴う。硅質頁岩を素材とする石双石器群は、草創期初頭に属する可能性があり、隆起線文系土器を伴っている。

この地、木製品・毬果・昆虫類・噴砂現象など、種々の知見をもたらし、飛騨の該期の研究にとって重要な遺跡といえよう。

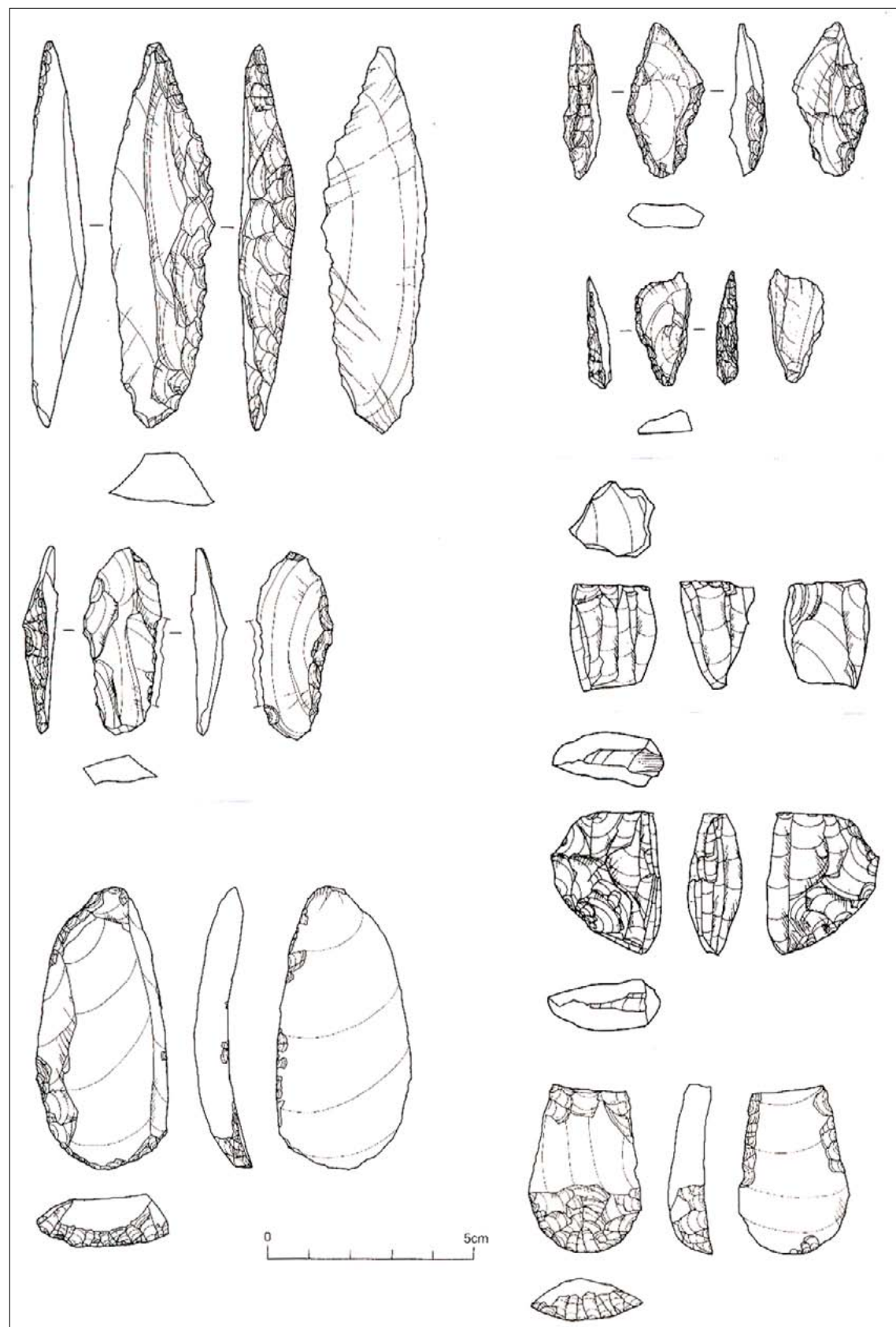
3. 編年

飛騨の旧石器資料に編年的位置を与える作業は未だなされていないのが現状であり、特に表採資料の多い状況下にあっては困難なことであるには違いない。それでも、メルクマールとなる資料の存在、あるいは他地域の成果をもとに大まかな想定を行なうことは可能であろう。

2005年の下呂石シンポジウムによってもたらされた知見は、長野県仲町遺跡における下呂石製の台形(様)石器2点が、ナイフ形石器文化の前半期、約3万年前に近いものである事が判明し、下呂石原産地の湯ヶ峰では未見の石器群の存在が想定される。同じく貫ノ木遺跡では47点もの下呂石製ナイフ形石器・有樋尖頭器・石双等が出土しており、野尻湖遺跡群と下呂石との密接な関連が示唆されるのである(16)。

AT降灰期(約2.2～2.5万年前)前後の石器群として特徴的な国府型ナイフ形石器文化は、瀬戸内技法によるサヌカイト製の国府型ナイフの存在(宮川町宮ノ前遺跡)により、その波及は確かであり、少し堅いながらもサヌカイトと同様の性質をもつ下呂石を用いた初矢・大林遺跡の国府型ナイフも、翼状剥片の出土ともあいまって真正な技法のもとでの製作が想定されよう。しかし同時に存在する縦長剥片素材の種々のナイフ形石器との関連については、その関係を云々する層位的資料の少ない現状では考察は尚早である。平成13年の大林遺跡N8トレインチでの石双製作地点の所見、あるいは岐阜市椿洞遺跡の編年(17)を参考に、今後の研究に期待したい。

池の原遺跡群における、国府型ナイフを伴わないナイフ形石器群も、一部の発掘資料と、長野県開田村柳又遺跡A地点・C地点における層位的出土事例(18)を参考にすることで、一応の分類は可能である。即ち、



(図版 5) 宮ノ前遺跡のナイフ形石器・細石刃核・掻器

①、細石刃石器群を主体とするYAV(柳又遺跡A地点第V層文化層の略)と、YCI・II(柳又遺跡とC地点第I・II文化層の略)、②、小型尖頭器石器群を主体とするYCⅢ、③、「砂川期」のナイフ形石器を特徴とするYAVILとYCⅣ、④、「切出形」ナイフ形石器を特徴とするYAVⅦとYCV、に遡って分離される。いずれもAT降灰期以降のもので南関東地域の層位的出土例とも対比可能である。

宮ノ前遺跡では、終末期の西日本系のナイフ形石器が多く出土しており、また細石刃核は削片系と非削片系の2者が存在する。尖頭器・土器を含めた4者の共伴関係については混入の可能性もあり、複雑な様相が伺われる。系統を異にする種々の来訪者のキャンプサイト的な姿がそこにあり、原産地とはまた異なった池の原・宮ノ前遺跡のあり方を知ることが出来る。

この後は、神子柴型尖頭器や有舌尖頭器の段階として、草創期土器群との関連の中で遺跡数は80ヶ所以上と飛躍的に増加をみる。

それは、大型の尖頭器を携え大陸系哺乳類を追いかけた狩人達の時代から、小型化した尖頭器・有舌尖頭器によるシカなどの狩猟、さらには弓矢の発明に至るまでの、動物相の変化に対応する狩猟法の変化による人口増加が考えられ、安定した縄文時代の幕開けを告げるものでもある。

4. 課題

飛驒における旧石器研究の現状を述べてきた。

遺跡地として、石材原産地における大林遺跡の様な製作を伴うタイプ、そして初矢・池の原・宮ノ前の様な狩猟活動にかかわる立地選択のタイプが存在する。後者は特に、峠など交通の要衝でもあり、県外へのモノの移動などにも深くかかわっている。

注意を引くのは、池の原遺跡の様な高海拔地帯(1,000～1,300m)の湿原周辺における狩猟活動の盛行を示す例であり、野尻湖と共通した立地である。この観点で分布調査を実施した飛驒考古学会員により、^ね子の原高原・鈴蘭高原においても該期の遺跡が発見されており、今後の研究のメルクマールとして、高海拔地帯での遺跡探索が続けられる事を期待したい。

一方で、河岸段丘上における縄文遺跡の調査においても、いわゆる飛驒ローム(B層)(19)の深部にまで調査の目が配されることを望むものである。

次に、野尻湖周辺のみでなく千葉県六通神社南遺跡にまで流通の及んだ下呂石製尖頭器の発見(20)は、もう1つの課題である。下呂石そのものの認識の高まってきた昨今、他県における下呂石製石器の存在報告は急増しており、特に長野県では顕著である。なかでも神子柴遺跡における尖頭器群のうちで最長25.2cmの資料が下呂石製であった事実は、飛驒の研究者でなくともセンセーショナルな事であったに違いない。原産地ならではの極大品製造であり、製作に伴う試行錯誤の残骸が湯ヶ峰山麓から近い将来発見される期待は大きい。

最後に、後期旧石器時代以前の文化についても触れておこう。

平成12年11月の、旧石器ねつ造事件発覚以来、日本各地ではより古かるべき時代の研究に対する慎重な学風が提唱され、実施されてきている。

3万年を越す前・中期旧石器時代文化の同定については、極めて厳格な調査による検証が要求されるのであるが、研究者の熱意により、日本各地で少なくとも7～8万年に遡る旧石器遺跡の存在が確実となってきた。大分県早水台(21)、長野県竹佐中原(22)、あるいは岩手県金取遺跡など、前期旧石器時代と呼ぶべき遺跡が調査され、報告がなされている。

一方東アジアでは、中国・韓国における旧石器研究の飛躍的進歩により、風性堆積物レス・古土壌編年から、10万年をはるかに遡る遺跡が数多く発見されている(23)。北京市周口店遺跡に匹敵する時期に、朝鮮半島へ原人類(ホモ・エレクトウス)が拡散していた事実が明らかとなり、陸続きであった日本への波及の問題

が大いに期待されるのである。

湯ヶ峰における下呂石の噴出が約10万年前であり、下呂石製石器がそれ以前に遡ることはあり得ないが、石英やチャートを用いた前期旧石器文化の存在がこの飛騨においても認められる可能性は、決して夢の話ではない。ただ、当時どのような様な自然環境下にあったかの想定、火山灰による層位学的検証を伴わない限り、説得力を持たない事は明白である。

洞穴遺跡の発見も含めて、飛騨における旧石器時代の実態を探る試みは、まだ端緒についたばかりであるといえよう。

【脚註文献】

- 1.大野政雄「飛騨における無土器文化」『飛騨春秋』8-1 1963
- 2.小林繁「朝日村西洞出土の尖頭器」『飛騨春秋』15-4 1970
- 3.早川・土田他「奥飛騨宮川村稲葉の旧石器」『びざん通信』34 1975
- 4.鈴木・片田「初矢遺跡採集のナイフ形石器」『岐阜県考古』7 1979
- 5.麻生優「岐阜県・池の原遺跡の調査概要」『日本旧石器時代から縄文時代への推移に関する構造的研究』1991
- 6.早川他『岐阜県吉城郡宮川村 宮ノ前遺跡発掘調査報告書』1998 『同Ⅱ』2000
- 7.吉田英敏『大林遺跡試掘調査報告書』下呂町教育委員会 2002
- 8.下呂石シンポジウム実行委員会『下呂石への憧れ』『下呂石2万年の旅』2003・2005
- 9.吉朝則富「飛騨の遺跡4.初矢遺跡」『どっこいし』5 1979
- 10.沢田伊一郎・橋詰佳治「岐阜県・下呂石原産地の旧石器資料」『旧石器考古学』49 1994
- 11.飛騨考古学会旧石器分科会「飛騨・湯ヶ峰山麓の旧石器資料」『飛騨と考古学』1995
- 12.飛騨考古学会旧石器分科会「飛騨・湯ヶ峰山麓の尖頭器資料」『飛騨と考古学Ⅱ』旧石器特集号 2001
- 13.吉朝則富「岐阜県湯ヶ峰下呂石原産地」『旧石器考古学』67 2005
- 14.飛騨考古学会旧石器分科会・永塚俊司「岐阜県高根村日和田池ノ原遺跡群の報告(その1)」『飛騨と考古学Ⅱ』旧石器特集号 2001
- 15.飛騨考古学会旧石器分科会・永塚俊司「岐阜県高山市高根町日和田池ノ原遺跡群の報告(その2)」『石器に学ぶ』第8号 2005
- 16.中村由克「下呂石2万年の旅-東日本に運ばれた下呂石製の石器-」『下呂石シンポジウム2005』資料
- 17.堀正人・橋詰佳治『椿洞遺跡』岐阜市教育委員会 1989
- 18.國學院大学文学部考古学研究室「柳又遺跡A地点 第1~7次発掘調査報告書」1990~1997
- 19.石原哲彌「飛騨ロームについて」『岐阜県考古』4 1975
- 20.西野雅人・島立桂・蜂谷孝之「六通神社南遺跡」『千葉市南部ニュータウン』26 2003
- 21.柳田俊雄「大分県早水台遺跡第6・7次発掘調査の研究報告-日本前期旧石器時代の編年と地域性の研究-」東北大学学術資源研究公開センター 2007
- 22.長野県埋蔵文化財センター『飯田市竹佐中原遺跡調査報告会・シンポジウム資料』2006
- 23.松藤和人・麻柄一志他『東アジアにおける古環境変遷と旧石器編年 予稿集』公開国際セミナー 2007

フズリナ化石の Biostratinomy—その 2—

猪郷久義*・安達修子**

*筑波大学名誉教授・(財)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，タホノミー，チモール島，
続成作用，*Monodiexodina wanneri*

はじめに

筆者ら兩名は先に同じ題目で、本誌No.4の紙面を借りてフズリナ化石のバイオストラティノミーについて論じた（猪郷久義・安達修子 2006）。その小論でわれわれは日本はもとより、諸外国の研究者によっても軽視されがちであった当該テーマの全般的な問題を提起した。その内容は下記の5項目、1）原地性，準原地性，異地性の判定，2）死後破壊，3）運搬作用と堆積作用，4）埋没作用，5）再侵食と再堆積で、それぞれについて考察した。さらに事例研究として、俗称「松葉石」*Monodiexodina matubaishi*についてバイオストラティノミーの観点から、古生態や化石層位学上の問題点について私見を述べた。幸いにも小論に関して斯学、特に有孔虫研究者が関心を寄せられ、多岐に亘る御意見を頂戴し、合わせて更なる考察を進めるよう御注文もあった。本小論は筆者らのこのテーマについての一連の研究途上の内容の一部で、同学諸賢の更なる関心を頂戴すべく稿を起こした。すでに前論で記述したフズリナ化石のバイオストラティノミーの一般論は重複を避けて割愛した。本論で取り上げた事例研究は、インドネシア・チモール島産の *Monodiexodina wanneri* で、前論で取り扱った事例 *Monodiexodina matsubaishi* に関係がきわめて深く、論議は両者密接する。なお次の機会が与えられれば、現在筆者らが研究中的事例、○岐阜県高山市丹生川町板殿の *Pseudofusulina*，○岐阜県奥飛騨温泉郷の福地一の谷層産の *Beedeina* 群集，○宮城県米谷地方産の *Ruzhentsevelia auricula* (Hanzawa)，○大垣市赤坂石灰岩の *Yabeina globosa* のバイオストラティノミーを論ずる予定である。その多くは本論と同様に、群集がほとんど単一の種からなる monotypic である。

本論に対しても諸賢の御叱正と御批判を頂ければ幸いである。

事例研究 インドネシア・チモール島の *Monodiexodina wanneri* (Schubert) の biostratinomy

インドネシア・チモール島はかつてオランダ領とポルトガル領にそれぞれ東西に二分されていた。この地は保存状態の良い化石を含む地層が古くから知られ、20世紀初頭から多くの研究が西欧の研究者の探検、エクスペディションによって行なわれた。その成果は *Paläontologie von Timor* の大著となって、分類群ごとに当時の著名なスペシャリストによって公表された。特にペルム紀の特異な棘皮動物群やペルム紀・三疊紀のアンモナイト化石は注目を集めた。チモール島のフズリナ化石を最初に報じたのは Schubert (1915) で、ここに取り扱った *Monodiexodina wanneri* を始め、数種類のフズリナ化石が記載された。その後 Thompson (1949) はオランダのアムステルダム大学地質学教室の Brouwer から提供された標本を、詳細に研究し再記載した。当時 Thompson はこの特異な殻形態のフズリナ、*Fusulina wanneri* Schubert を *Parafusulina* 属に含め、その殻形態や産状に関心を示しただけでなく、当時知られていた同時代のテーチス海地域のフズリナ化石群と異なった要素である事を強調した。彼の研究に提供された標本の産地は明確であったが、チモール島のほ

かの化石産地と同様に、含化石層の広がりや層序上の位置などは不明であった。これはこの地が南緯10度付近に位置し、熱帯の激しい風化や植生の関係で整然とした地層の露出は少なく、標本はジャングル内の転石、河原や段丘堆積物中の礫として採集されたものが多い事に起因した。ここに取り扱ったチモール島の *Monodiexodina wanneri* の標本は、共著者の一人、安達が1999年指田勝男の主宰した海外学術調査の際に採集したもので、これも地層から直接採集されたものではない。なお、この種に関しては筆者らの前論で取り扱った *Monodiexodina matubaishi* の考察でも若干触れたが、今回はその母岩での殻の配列状態や殻室の充填、さらに溶解など一連の続成作用から読み取れたバイオストラティノミーを論じ、想定される古生態について私見を述べる。なお最近上野勝美 (Ueno, 2006) はこの種はもとより、それまで知られている *Monodiexodina* の各種について、その分布、分類、古地理、古生態について総括的に論及した。彼が取り扱ったチモール島の標本は、本論に登場する標本と同じ機会に採集されたものである。

1) *Monodiexodina wanneri* の産状

取り扱った標本はフズリナ殻が密に集積し、基質の少ない砂質石灰岩で、数cm×10数cm大の転石数個である。基質の大部分は径0.3—0.6 mm程度の方解石片で、石灰質生物の殻や骨格の破片であろう。ついでより細粒で酸化の進んだ鉄鉱物片が目立ち、血赤色や濃褐色を呈する。これらは薄片で不規則な形あるいは正方形を呈し、後者は初生的には磁鉄鉱あるいはチタン鉄鉱であろうか。またマフィック鉱物を赤鉄鉱が交代したと見られるものも認められる。基質や殻室内部を充填した粘土も血赤色から赤褐色を呈し(図版4 -6, 7)、これらが石灰岩の全般的な色調となっている。

フズリナ殻は層理面でその長軸が平行に配列しているものが多いが、かなりのばらつきが認められるサンプルもある。Schubert (1915)がこの種をチモール島から報告したときに、殻の長軸（旋回軸）が層理面でほぼ平行に配列している状態の写真を示している（図2- 2b）。Thompson (1949)もこの種の殻の層理面での配列にふれ、取り扱った石灰岩のサンプルに個体が数インチの厚さで密集し、大部分が同じ方向に並び、石灰岩自体がこの種の殻の集積によって出来上がっていると記述している。彼はこのような殻の集積状況から、この種を含む石灰岩は陸地のすぐ近くで堆積したものではないと考えた。さらにつづけて次のような記述がある。そのまま載録すると “The parallel orientation of the shells suggests that the fusulinids lived in an area of strong currents between adjacent islands then existing in that border region of the Indian Ocean.” とある。彼はこのフズリナ殻の平行配列は、強い流れの存在を示唆するとした。この記述はその後の研究者に受け継がれ、殻の平行配列が即強い流れの存在というシナリオが出来上がった。これがわが国の類似種 *matubaishi* の殻配列にも適用されて、強い流れの海域での生息という古生態が受け入れられてきた (Fujimoto, 1956など)。猪郷も前論でもふれたように、同様な見解を引きずってきた (猪郷, 1989)。ここで改めて筆者らが注目するのは“parallel orientation of the shells.” の表現である。これは殻の旋回軸が同一方向に平行配列している状態を強調し、Schubertの完模式標本（実際はThompson, 1948がholotypeと指定したがlectotypeである）を含むスライドでは、7個体がほぼ同方向に配列しているとしている。チモールの標本についての最近の上野勝美 (Ueno, 2006) の記述でも層理面の風化面と研磨面での殻の平行配列を強調している。上述のThompsonの記述は、殻の旋回軸（長軸）が平行に配列している点を強調しているが、上野は論文中的図 (Fig. 6 A) のキャプションで、次のように書いている。これもそのまま載録すると “Weathered rock surface almost parallel to bedding plane, showing uni-directional alignment of *Monodiexodina* (*M. wanneri*) test.” となっている。同じ図 (Fig. 6 B) のキャプションでは平行配列には触れていないが、図版写真には旋回軸にほぼ平行な断面、正縦断面 (axial section) と正接縦断面 (tangential section) が多くみられる。

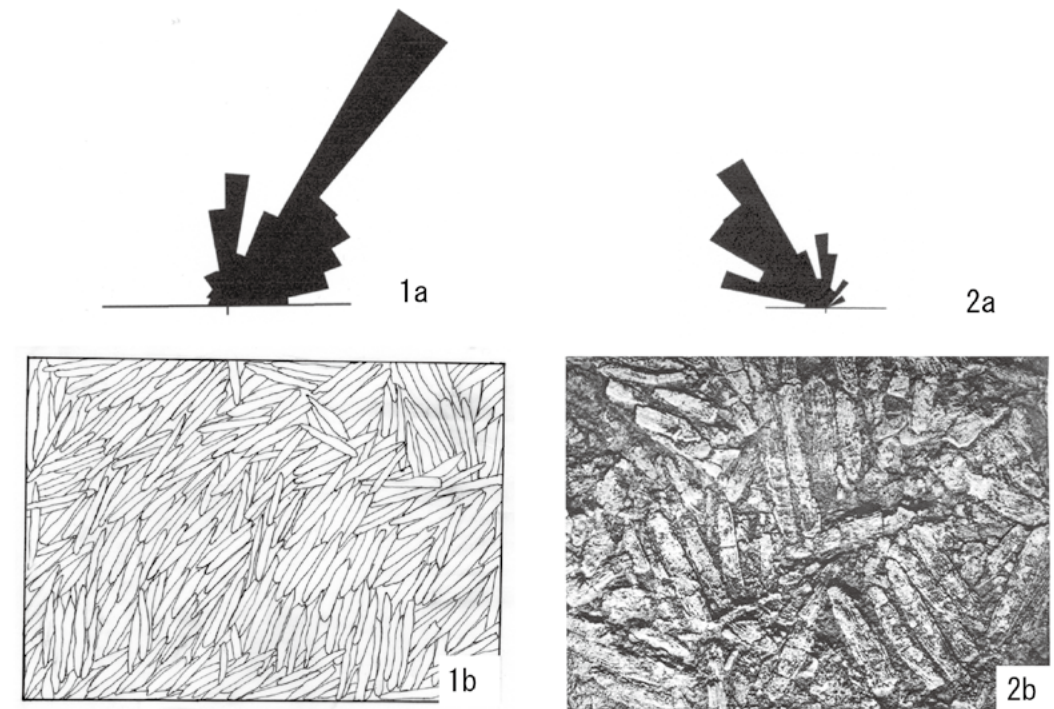


図1. *Monodiexodina wanneri* 殻の層理面上での配列：1a. 本論で取り扱った一標本の旋回軸の配列方位のローズダイアグラム。1b. 近接写真より作成したスケッチ。

図2. Schubert (1915) が図示した風化した層理面上の *Fusulina wanneri* 殻の配列：2a. 旋回軸の配列状況のローズダイアグラム。2b. 写真複写。

従来の記述ではこの細長い殻の旋回軸が層理面上で一定方向に平行配列しているという表現と理解出来る。しかしながらこれら、旋回軸が層理面に対しても平行に配列するとも読み取れる。筆者らはチモールの標本を始め、わが国の松葉石などの類似種の殻の旋回軸が層理面上に平行し、さらに層理面に対しても平行に配列するという事には否定的である。南部北上山地の岩井崎石灰岩などに密集して含まれる松葉石でも、殻の長軸が一見すると定方位で平行に配列しているように見える。しかし前論でも述べたように、定方位薄片や研磨標本作製して観察すると、殻は必ずしも上述の定方位あるいは平行配列を示しているとは見えないものもある。上述の上野の示した写真 (Fig. 6 A, B, C) でも、軸の方向にばらつきはあってもその多くは一定方向に並んでいる。著者等の取り扱ったチモール島の標本には、上野が図示したものとほぼ同じ配列状態を示す標本が多いが、図1 aに示したように長軸方向のローズダイアグラムを作成して見ると、かなりの変異がある。さらに旋回軸が層理面に対しても平行配列しているかとなると、これは否定的である。もし旋回軸が層理面に沿って完全に平行配列しているとする、層理面に垂直な切断面では、フズリナ殻は正縦断面と正接縦断面のみが得られるはずである。このような幾何学的な配列が地層中で期待出来ないのは無論であるが、筆者らの示した図版1-3,4では正縦断面と正接縦断面が配列したレーヤーと、正横断面と横断面が多く配列したレーヤーが交互に現れ、いわば互層を呈している。この配列状態は切断前の標本でも観察出来るが、葉理をつくるレーヤーのなかで長軸が層理面に対して大きな角度、場合によっては直角に近い角度をとっているものすらある。このような殻の配列は決して稀ではなく、チモール島標本以外に北上山地などの松葉石でも頻繁に見られる例がある (猪郷・安達, 2006)。

2) *Monodiexodina wanneri* 殻の配列は何を示すか

上述のようにこの種の殻の旋回軸の配列から、生息海域には一定方向の強い流れが常時あったとする考えが広まった。筆者らは前論でもこの問題は提起したが、細長い殻をもったフズリナが即、流速のある海域に適応したとする推論には賛同しがたい。母岩の岩石学的特徴やフズリナの殻形態そのものから古生態、とくに生息時の波浪、流れなど海水の動揺状態を考察した研究は古くから行なわれ、さまざまな具体例や見解が出されている（Ross, 1961など）。筆者らは上述のように*wanneri*の殻の多くが層理面上で定方向を示している標本がある事是否定しないが、層理面上はもとより、層理面に直角な断面でもかなりのばらつきがある点を強調したい。関連して前論でもふれたが、伊藤 直（2005）の水路実験でも、フズリナ殻のモデルに用いた長円筒形や紡錘形の殻の長軸は、流れに対して多くのものが定方向をとるとは限らず、流速はもとより、流量、ベッドフォームの形状など実験条件で大きなばらつきがでる。またある程度の定方位を示す状態となるのには、実験では少なくとも流速は40 cm/sが必要である。チモール島、沿海州（South Primorye）の例はもとより、わが国の「松葉石」の多くが石灰質砂岩あるいは砂質石灰岩に含まれている点からも、生息海域に流れが存在した事是否定しない。筆者らはこのような大型で細長いフズリナ殻が運搬されるには、流速が少なくとも数10 cm/s以上あり、基質を構成する砂と共に流速の低下で、堆積の領域にもたらされたものとする。ただその流れの方向に日変化はもとより、短時間内にかなり大きな変化が生じたと推定する。

流速があつてかつ流向が変化する堆積場としては、海岸流と海岸との間の海水循環系が存在する海域がまず頭に浮かぶ。すなわち海浜流系（nearshore current system）によって規定される浅海沿岸域である。この系を構築する営力は云うまでもなく、波打ち際に押し寄せる磯波（surf）、砕け波（breaking wave）などで生じる流れと、沿岸流（longshore current）、ときに速い流れが生じる潮衡流（rip current）や、流向や流速が日変化する潮汐流（tidal current）などである。チモール島の標本で層理面上はもとより、フズリナ殻が構成する葉理層でも、旋回軸の配列方向が変化するのには、上述のような海域での堆積場を想定させる。筆者らは *wanneri* はむしろ静穏な海域で底生かつ群生し、その死殻が上記のような流れの強い沿岸海域に運搬され、次節に述べるような破損を受けて外浜（shoreface）から前浜（foreshore）に運搬され、あるいは後浜（backshore）に打ち上げられて集積したものと考えたい。あるいはその逆に強い流れで沖浜（offshore）に戻されて殻が集積したかもしれない。沿岸域の速い流れのもとで、大型で細長い*wanneri*殻は形状による分級を受け、結果的にほぼ単一の集合体（monotypic）を構成した。量的には少ないが共存する腕足類、コケムシ類、ウミユリ類などのやや大型片は、流れの中でフズリナ殻とほぼ同じ挙動をとったであろう。堆積場が浅い沿岸域の沖合か、後浜を含む汀線付近であったかの判定は、全般的な地層の堆積状況や他の堆積初生構造などの情報が皆無で、不確かである。また一般論として、汀線付近の堆積物、特に汀線より上位の陸域堆積物は地層として地質断面に保存されにくい点を考慮したとしても、次節で取り上げる続成作用の解析から、*wanneri*殻が集積した石灰岩は初生的には、海浜堆積物であったと考えたい。

3) *Monodiexodina wanneri* 殻の機械的破損と溶解

本標本で観察される殻の破損は、フズリナ化石では普遍的に見られる機械的な破壊によるものと、隔壁その他の殻室内部の形質の溶解がある。機械的な破壊は程度の差はあっても、全ての個体におよんでいる。従来記載されたこの種（*M. wanneri*）は7ないし8旋回で成体であるが、最外殻が完全に保存されているものは、薄片で見る限り皆無である。最外殻が保存されているように見えるThompson（1949）が図示したのも、よく見るとその殻壁が部分的に破損し損失している。筆者らの薄片で破損が著しいものは、初房と2ないし3旋回の殻室だけがかろうじて残り、殻室の大部分が損失した状態のものもしばしば見受けられる。破損が顕著でなく一見すると、ほぼ完全な個体のように見える正縦断面の個体を取り上げて見ると、破損には

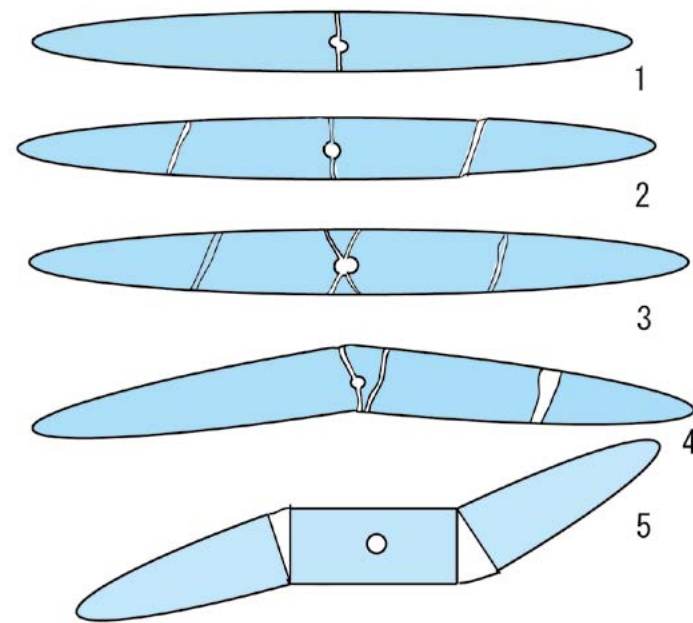


図3. 殻の正縦断面での破損状況の5つのパタンのスケッチ。

規則性が認められる。その典型的な5例を図3に示した。

この図で（1）は細長い殻の初房を通り、旋回軸に直交する正接断面に沿って、殻を切断し方解石で充填された細脈が通る。この細脈は他の4例と同様に、殻の外側に延びないので、埋没前の破壊と時期を特定出来る。なお多くの同様な破壊を受けた個体でも、転位は球形の初房のズレとして現れ、その程度は軽微である。（2）は（1）と同様に細脈による初房の軽微なズレであるが、他に2本の細脈が旋回軸に対し急角度で通り、軽微な転位を示すものがある。その位置には規則性があつて、初房と極を結ぶ旋回軸上のほぼ中点を通る。この規則性は（3）（4）などの細脈でも同じである。（3）は初房をX字形に細脈が通り、規模は違うが岩石変形や破壊でよく見られるパターンである。旋回軸に沿って両極方向から破壊をもたらした応力を受けたと見られる。他の細脈の通る位置と軸面に対する角度は（2）と同じパターンである。（4）は初房を通り赤道面で殻が折れ曲げられたように屈曲している。このタイプの破壊を受けた殻は初房だけでなく、さらに2ないし3本の細脈が生じていて、破損の程度が（1）や（2）より大きいと見られる。細脈の通る位置と旋回軸に対する傾斜も（2）とほぼ同様である。（5）の破損は他に比べると顕著で2ヶ所で折れ曲がる。これも岩石変形でよく見られるパターンである。方解石が充填する割れ目は顕著で、正縦断面でV字形を呈する。2ヶ所の屈曲点は（2）などのそれとはやや位置が初房に寄っている。このような破損と同様なパターンがThompson(1949)が図示した標本（pl. 36）にも見られる。またこれ以外に殻同士の衝突と圧密で生じたと見られる殻壁の破壊、窪みや貫入なども、多くの個体でごく普通に認められるが、上述のような規則性は特に見られないので記述は省く。

殻のさまざまな機械的な破壊や破損以外に、当該標本は顕著な溶解作用による殻の損失が生じている。溶解は殻室を充填したスパー方解石セメント、殻室内に侵入した石灰泥や石灰砂、さらにフズリナ殻をつくる殻壁や隔壁（septa）、トンネルや軸充填（axial filling）などの形質が、程度の差はあっても溶解による損失が頻繁に見られる。この溶解は堆積物として固結が完了していない時点で、天水(meteoric water) からの間隙水で満たされた通気帯（vadose zone）で進んだと考えられる。規模は異なるが石灰洞内の溶解と鍾乳石の生成を惹起させる。CO₂の供給を受けた天水起源の間隙水には多くのHCO₃が生じ、CaCO₃の溶解が進む

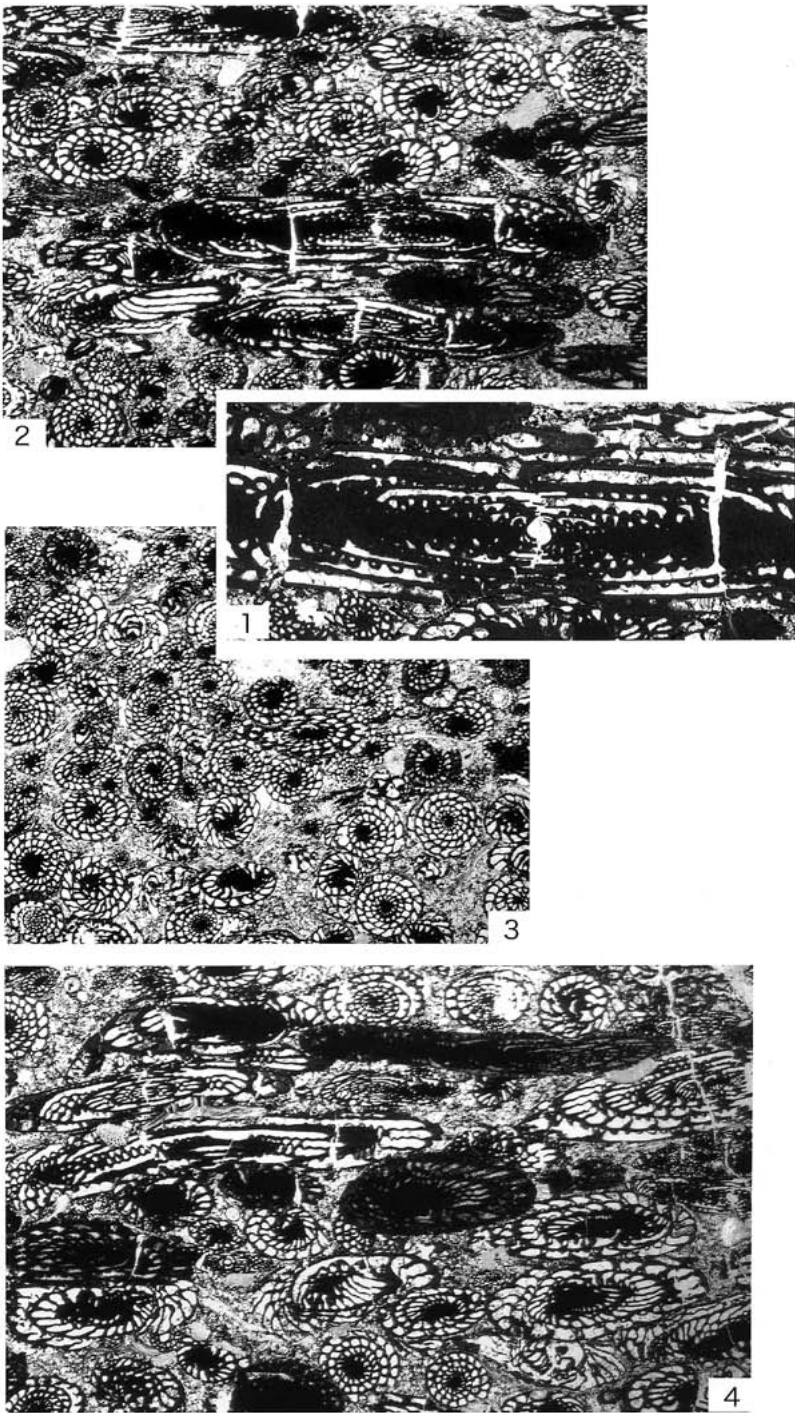
一方、Caイオンの濃縮という結果をもたらした。ここで溶解作用をもたらした間隙水にCO₂の減少という条件が生じると、生じた空所は、後述するように二次的に方解石によって完全に充填されている。その状況は顕微鏡下、特に直交ポーラで明瞭に観察できる。チモール産のこの種の殻に見られる溶解は、Thompson (1949)が図示した正縦断面の隔壁しゅう曲 (septal fluting) にも認められるが、彼はこれについては何も触れていない。殻の内部で形質の溶解を最初に記述し図示したのは、Douglass (1970)が多分最初であろう。彼は西パキスタンで古くから知られた*Fusulina kattaensis* Schwager を詳細に再検討して*Monodiexodina kattaensis* として再記載し、多くの薄片写真を図示した。この中で彼は殻壁が溶解し薄くなっている部分が生じている状態を、図版キャプションで“solution”溶解として記述している。しかし残念ながら彼はこの溶解現象について、本文中ではなにも論議しなかった。このパキスタン標本での溶解がトンネルに沿った殻壁や隔壁で起こっている事に筆者らは注目したい。これは溶解をもたらしたCO₂に富んだ間隙水の侵入経路に手がかりを与える。

4) *Monodiexodina wanneri* 殻の方解石の充填

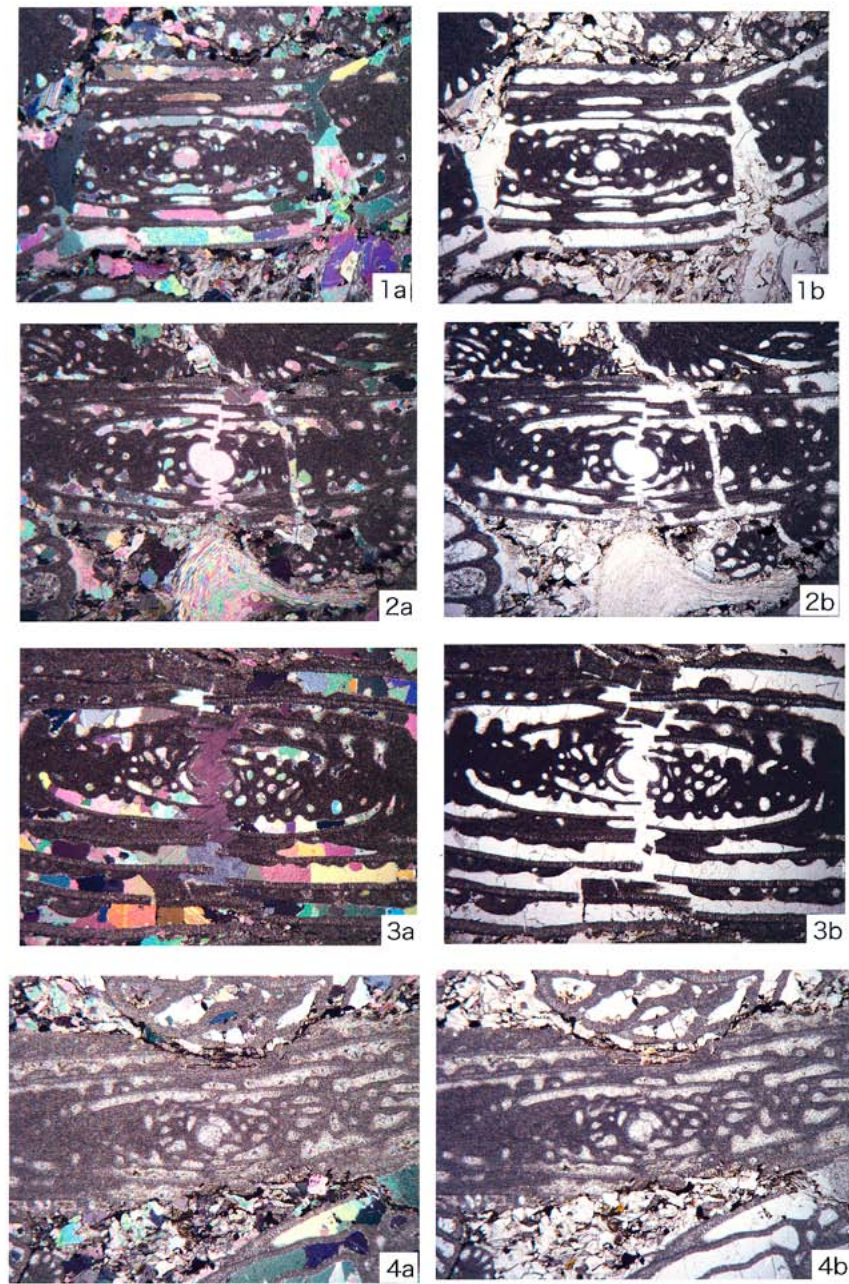
フズリナ殻は上述のようにさまざまな程度に破損し損失したが、集積したフズリナ殻と方解石砂主体の基質からなるこの堆積物は、初期の続成作用を被る。フズリナ殻室は破損個所などから侵入した基質をつくる砂や碎屑物と、スパー方解石セメントによる充填作用を受ける。この充填はフズリナ石灰岩などではごく普通に見られるが、当該標本では鏡下で以下のような特徴的な充填が見られる。

最外殻やそれに次ぐ内側の殻などの殻室充填は、方解石砂と細粒の赤褐色泥が圧倒的に多く、先に指摘した最外壁などの損失と関係する。これらの空所の充填物には微細な級化構造などジオベタル構造を示すものもある (図版4-9)。これら殻室など充填周辺部は、針状あるいは犬牙状の細粒方解石で縁取られていることが多い。充填が方解石で満たされている場合は小さなスパー方解石の結晶の集合体である。これらの結晶には含有物が認められ、濁りとなって鏡下で透明度が低下している。また結晶の周辺がフィルム状の赤褐色泥質物で縁取られ、これが劈開に沿って侵入している場合もある。基質支持の石灰岩薄片で普通に見られるスパー方解石セメント組織のクリアな方解石結晶とは様子が異なる (図版4-5, 6)。このセメントはフズリナ死殻の集積とともに海水の透水下で行なわれ、殻室内に生じた空所が充填された。以上のいわば一次の続成作用の過程の方解石充填が終わって、*wanneri* 殻は前節で述べた溶解作用を受け、さまざまな規模の空所や空隙が生じたが、図版2,3で示すように方解石の再結晶によって充填される。この再結晶作用は当該チモール標本でのバイオストラティノミーの考察には重要で、多くの偏光顕微鏡写真を提示してある。それぞれの写真から読み取れる事項はキャプションに記してあるので、以下その全般的な特徴を列挙する。

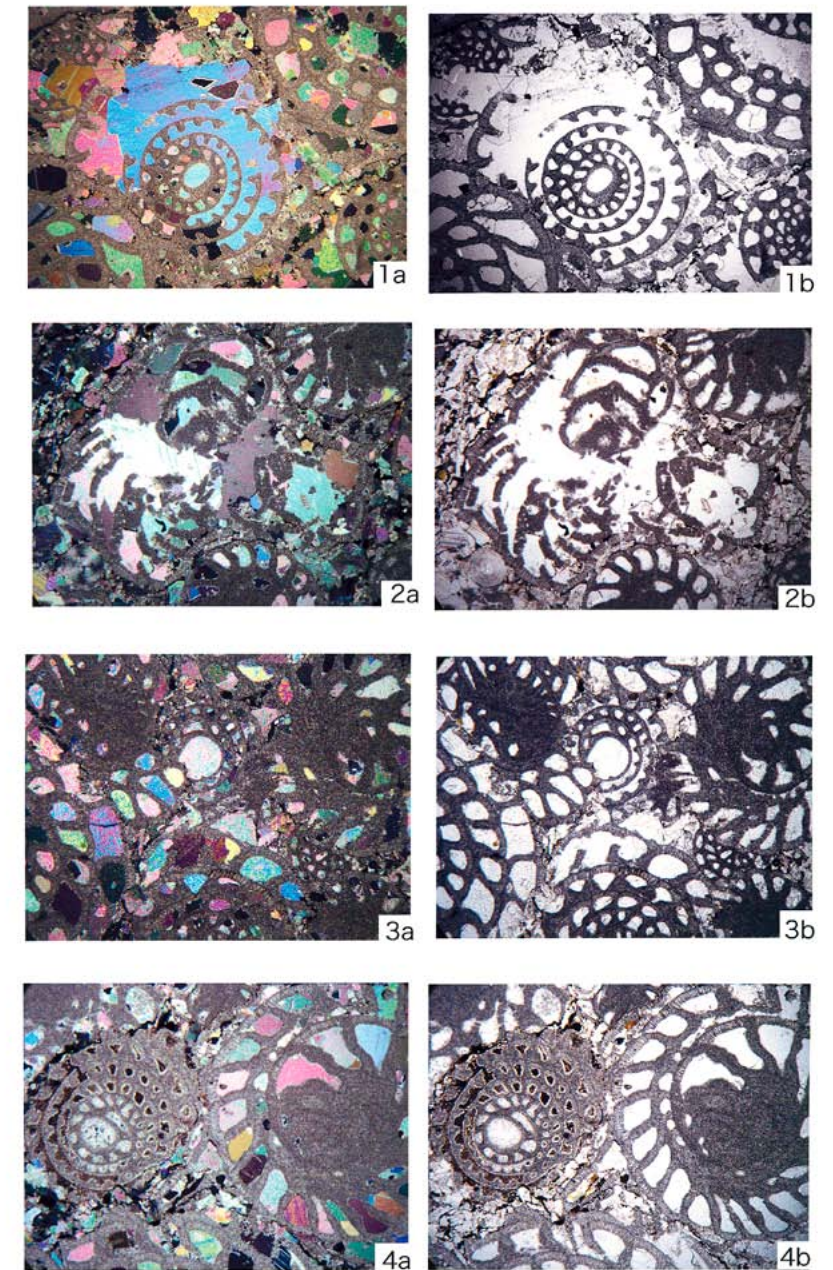
再結晶作用で晶出した個々の方解石は結晶が大きく、かつ透明度が高い。俗な表現ではあるがきわめて美しい結晶である。本標本でフズリナ殻室を初生的に充填したスパー方解石は、含有物で濁りがあることはすでに記したが、その差は鏡下で一目瞭然である (図版2-4a,b; 図版4-5,6)。これらの方解石は、しばしば殻室内部の溶解や破断によって生じた空隙や空所、裂かななどを単結晶ならびにその集合した大きな結晶が充填する。その様子は鏡下で、結晶の輪郭や劈開、直交ポーラでの消光や干渉色の状況などで明瞭である (図版3-1a,b, 2a,b; 図版2-2a,b, 3a,b)。さらにこれら方解石の結晶は、しばしば溶解から免れたフズリナ殻の微細な破片、上述の第一次のスパー方解石セメントや基質の石灰砂粒や粘土などの充填物を結晶中に取り込んでいる。このような結晶化によるセメントはポイキリチック・スパー方解石 (poikilotic calcite spar) という (Friedman, 1965)。またこれら方解石の再結晶は充填部分に体積の増大をもたらし、殻室などを拡張して形質を破壊している例も見られる (図版3-2a,b)。上記の再結晶作用が終わって堆積物は圧密作用を受けて固化が進み、基質の粒子間はもとより、フズリナ殻同士間での圧密溶解が形成され、さらに続成作用が進展した。



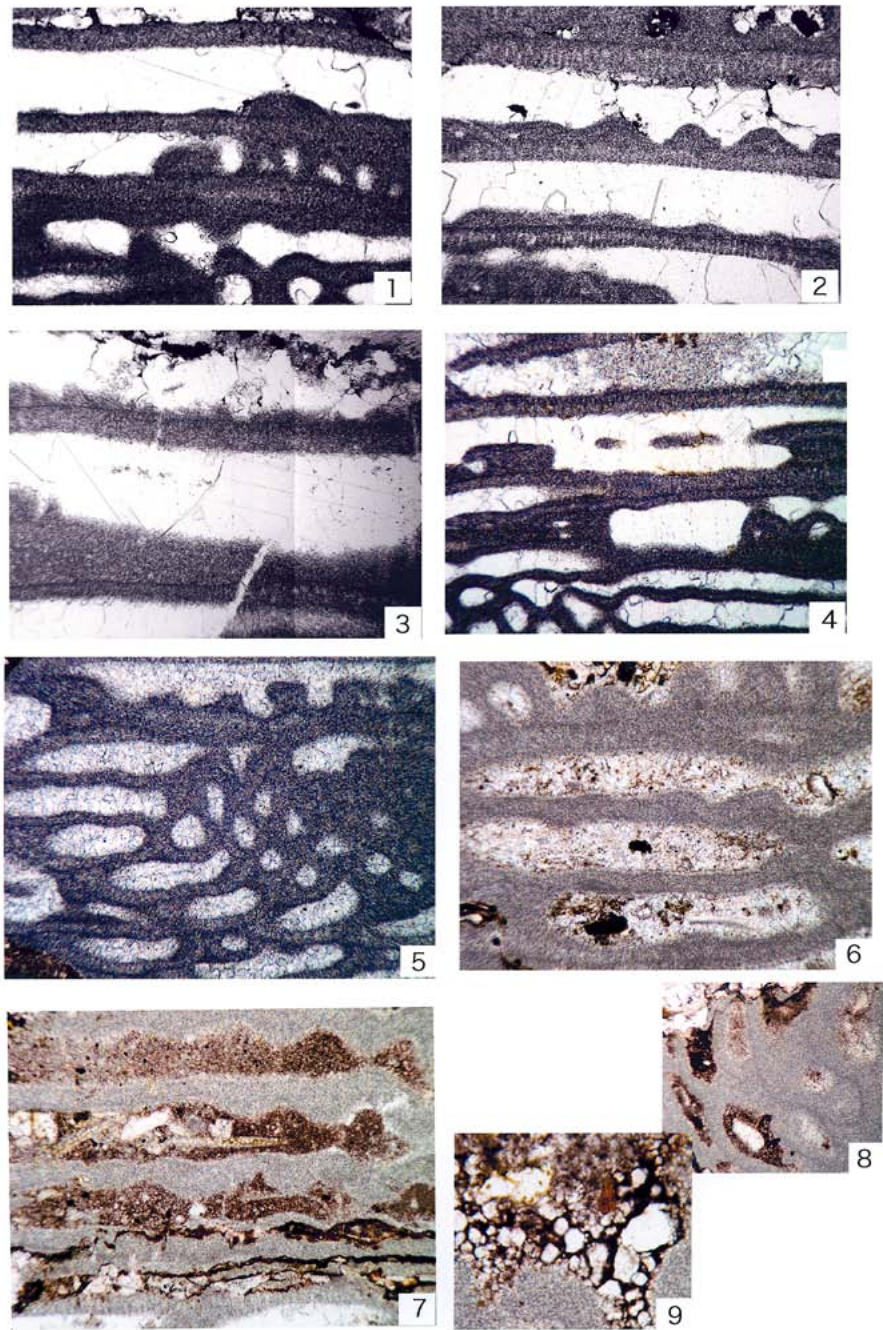
図版1. *Monodiexodina wanneri* 殻の層理面に直交の断面の薄片 (1 以外はすべて×5.0) : 1. 正縦断面. 2の一部拡大. 破損状況の図3のタイプ2.×10; 2. 殻の正縦断面, 正接縦断面と正横断面, 横断面が葉理層を形成. 3. 推定される流向にほぼ直交する切断薄片で、殻は多数の正横断面と横断面に少数の正接縦断面が葉理層を構成. 4. 殻の正縦断面と斜交断面, 正横断面, 横断面が葉理層を構成. ×5.0.



図版2. *Monodiexodina wanneri* の初房を切る正縦断面に見られるポイキリチック・スパー方解石充填. aは直交ポーラ, bは平行ポーラ, いずれも $\times 27$. 1 a, 1b. トンネル付近とその周辺殻室部分の溶解された空隙を, 透明方解石が充填. 劈開や干渉色から再結晶方解石の大きさが分る. 殻の左右の破損で生じたV字形の裂か部分の大半は透明方解石で充填. 殻外側から侵入した基質の方解石粒子の部分は再結晶していない. 2a, 2b. 初房とトンネル付近の殻室は光学的に連続する方解石で充填. 破壊による初房の軽微な転位は, 方解石再結晶作用以前に起こっている. 3a, 3b. 初房を含む殻の赤道面に沿って破壊され, 小転位する. また殻室内は部分的に溶解. 同一干渉色や消光角などから単結晶の方解石の充填. 4a, 4b. 初房を通る正縦断面の一部で, この殻は一次のスパー方解石でセメント. その後の溶解をまめかされている. セメントする方解石は細粒で, 不純物の含有で透明度が低い. 4a (直交ポーラ) で殻室内充填の方解石と, 他の殻断面と基質の一部を構成する方解石粒子の差は明瞭. 画面上方には殻の衝突による貫入で, マイクロスタイロライト接触形成.



図版3. *Monodiexodina wanneri* の初房を切る正横断面に見られるポイキリチック・スパー方解石充填. aは直交ポーラ, bは平行ポーラ, いずれも $\times 27$. 1a, 1b. 正横断面に見られる殻充填方解石. 外殻の殻室の溶解と再結晶による体積増大で殻壁が破壊. 画面下中央付近の外側殻室の一部は溶解をまめかれ, 一次のスパー方解石セメントが残存. 2a, 2b. 殻室内を充填した方解石は, 殻を構成する形質の一部を取り込み, 大きな結晶となって晶出. 再結晶で殻の破壊が進んだ一例. 3a, 3b. 画面中央の正横断面は破壊と溶解が進んだ個体の一部. 初房のように見える円形は, 短小な隔壁の一部が残存し, 初房と第一旋回の殻室の溶解. 殻同士の圧力溶解も顕著. 4a, 4b. 画面左の正横断面は初房と第一旋回殻室以外は粘土と細粒方解石片で充填され, 再結晶用を受けていない. 殻室は細粒犬牙状方解石の縁取.



図版4. *Monodioxodina wanneri* 殻室の溶解と充填の拡大写真（平行ポーラ）. 3以外はいずれも×60. 1. 殻室の溶解と方解石の再結晶充填. 画面上半の殻室の左側の溶解は顕著で、大部分の隔壁しゅう曲が損失. 2. 殻室の溶解と方解石再結晶. 外側殻室の方解石縁辺に粘土の侵入（黒色を呈する）. 3. 溶解の進んだ殻室と方解石充填 ×80. 4. 殻室の溶解と方解石の再結晶で取り込まれた殻構成形質. 画面中央上部の灰色部は取り込んだ隔壁の先端部. 中央部の殻室内の黒色ならびに濃褐色部は、方解石が取り込んだ殻の形質の一部. 5. 第一次スパー方解石セメントの殻室の充填で個々の結晶は小さい. 6. 殻室内部は赤褐色の粘土・鉄鉱物・微小生物殻片が混入. 7. 8. 9. 殻室内は一部破壊され、基質を構成する方解石粒子と粘土が混入し充填する.

5) *Monodioxodina wanneri* の biostratinomy

当該標本で観察された本化石種の産状、特に殻の配列、殻の破壊や溶解にともなう破損、続成作用下での方解石の充填などから読み取れるバイオストラティノミーを、6段階のステージに分けその要旨を以下のよう

ステージ 1 本種の古生態：生息環境は温暖で流れや波の影響の少ない静穏な浅海底で、藻類など他物や堆積物などに最外殻の壁孔（septal pore）から出した偽足で付着し、安定を保っていたと想定する。また本種はほぼ単一の集団を構成し、monotypicであったとみられるが、形態の類似したフズリナが共存していた可能性はある。薄片中には少数ではあるが*Eoparafusulina* 属が共存している。これらは種の同定には至っていないが*Eoparafusulina malayensis* Igo, Rajah and Kobayashi に類似する。この種はマレーシアのジョホールから最初に記載されたが、最近中国四川省から*Monodioxodina wanneri*と共に報告された（Shi Yukin *et al.*, 2008）。関連して安達のチモール島の採集品には*Eoparafusulina*が多く、*Nankinella*, *Schubertella*あるいは*Codonofusiella* が共存した別の岩塊があり、その*Eoparafusulina* は*malayensis*と同種と見られる。残念ながら取り扱った標本の母岩はもとより、その地層の野外での状況が不明で、地層学的な見地からの議論が不可能である。これはチモール島でのThompson(1949)を始め、他の研究でも不可能であった。筆者らはフズリナ上科有孔虫の古生態の考察には当然の事ながら、母岩の堆積環境など地層学的な検討が第一義的と考える。それに加えて前論（猪郷・安達, 2006）で紹介したように、現世の大型有孔虫、とくに Alveolinidae 科のような殻外形を始め、殻構造が類似する種属の生態の解析が、その鍵を握っていると考えている。繰り返しになるが、筆者等は本種を含め*Monodioxodina*属の殻の形態的特徴である細長い大型の殻が、流速のある海底に生息し適応したという見解には同調出来ない。冒頭に述べた大勢に逆説する筆者らの見解は、上述の Serverin and Lipps (1989) が*Alveolinella quayi* で観察した生態を参考にした上での解である。また両氏（Lipps and Serverin, 1985）の飼育実験や、Ross (1972) のオーストラリア・グレートバリアーリーフでの大型有孔虫 *Marginopora* の生態の考察なども大いに参考になっている。

ステージ 2 死殻の運搬と堆積：*M. wanneri* の生息域を上記のように設定し、その死殻は生息域とは異な

って、砂のチャネルなど強い流れの影響下で、他のフズリナが共存していたとしても殻の大きさや形による分級を受けて、沿岸域に運搬された。このためほぼ単一の群集を形成し、空隙のある石灰質堆積物となった。この運搬途上で殻の機械的な破壊や破損が進行し、なかには原形を留める事なく、壊滅的な破壊を受けて残骸となった。数量的な裏付けは困難ではあるが、基質をつくる方解石砂の多くは、粒径が中粒から粗粒砂で、移動出来る流速は秒速数cmから10cm程度で十分である。また死殻を構成する方解石の密度は碎屑物と同じでも、流速に対するレスポンスは生体の欠如で生じる殻の空所や、ガスの発生、殻全体のサイズや形態などの影響を考慮しても、これより流速が大きかったと見られる。伊藤 直（2003）の水路実験で、フズリナ殻に似せた検体が、ある程度の定方向を示すようになるのは砂底では流速が20cm/s程度からで、40cm/sになるとかなり顕著な定方向配列を取る事が明らかにされている。この流速は粒径 5 mm程度の細礫でも運搬が可能で、大きく細長い*wanneri* 死殻もたやすく運搬され、ある程度の定方向をとり、浅海沿岸域に集積し堆積物となったであろう。

ステージ 3 初期の続成作用によるスパー方解石セメント：*M. wanneri* 死殻と基質の石灰砂からなる堆積物は、間隙水の流動で殻室内はスパー方解石によるセメントが進む。この初期の続成作用の舞台は、海水の帯水下であったと考えられ、殻室内は流動する間隙水から晶出したスパー方解石によって充填された。この方解石の充填は、酸化鉄イオンならびに泥などを不純物として取り込んだ。これら不純物が量的にかなり多い部分や、粗粒の基質を構成する方解石砂もあり、殻壁などの破損後に充填が進んだ事を示している。この

段階で堆積物の固化がある程度進行したと見られるが、フズリナ殻や粒子間はい隙水の流動が十分行なわれる程度の空隙率や浸透率を保っていたであろう。

ステージ 4 溶解作用の進展：このステージは殻室内を充填したスパー方解石セメントや、隔壁などのフズリナ殻形質の溶解である。この溶解作用は堆積物が離水し、地下水面より上位の通気帯でのCO2を含んだ天水 (meteoric water)によるものと考えられる。石灰質堆積物の天水通気帯での続成作用に関しては、わが国では従来あまり関心が持たれていないが、諸外国では古くから紹介され研究が進んでいる (Longmann, 1980 など)。

ステージ 5 ボイキリチック・スパー方解石による充填作用：溶解によって生じた殻室内の空所や破壊によって生じた空隙などはCO2が逸脱し、pHの上がった間隙水の浸透でCaCO3が晶出した。再結晶した方解石は殻室など小規模に仕切られた空所やこれらが連続した空所空隙を充填する。これらの結晶は単結晶あるいはその集合体で、光学的に連続し大きく成長した。また再結晶に伴う体積の増大は、空所空隙を押し広げて形質を破壊した。

ステージ 6 続成作用後期の圧密：基質を構成する方解石碎屑砂やフズリナ殻同士は、微細な圧力溶解で接触し赤色泥質物が充填したマイクロスタイオライトが生じている。このステージを経て当該サンプルは含フズリナ殻粒子支持石灰岩として固結し、地層に固定されてその一構成員となったと見られる。上記の筆者らの考察結果、特に堆積場が汀線付近とする考えが正しいとすると、同じ時代の地層中に広く連続して挟在したものではなく、連続性に乏しいレンチル (lentil) あるいは礫状に取り込まれた岩体であった可能性が高い。

おわりに

以上がチモール島産の特徴的なフズリナ*M. wanneri*の生息時に始まり、死殻の運搬・堆積・埋没、さらに化石化に至る一連の過程をbiostratinomyの視点から解析した事例研究の概要である。この結論が正鵠を得ているとすると、一連の過程は熱帯から亜熱帯の沿岸地域で起こった可能性が高い。本種の分布は古くから注目され、最近では特に古生物地理の指示化石として耳目を集め、antitropicalで冷水域に適応したという見解 (Ueno, 2005など)が大勢となっている。われわれの研究結果はこの大勢に対する反論となっている。筆者らが解析したチモール島標本のバイオストラティノミー、さらに共存する基質の泥質物や鉄鉱物などの酸化状態は、大勢の見解に対し更なる一つの束縛条件を喚起している。岩石中に封印された鉄イオンの酸化状態が示す自然環境は、antitropicalよりむしろtropical地域の化学的風化の活発な地帯を想起させる。ただこの化学的安定関係が石灰岩堆積時のもとより、それ以降も長期に亘り岩石中に保持されていたという保障は残念ながら得られていない。

筆者らの一連の研究は光記念館からのさまざまな支援で行なわれている。本論をまとめるにあたり、紙面を借りて後藤祐孝氏始め関係各位に深甚なる謝意を表す。

主要参考文献

(本論で直接引用した文献のみリストする。詳細は猪郷久義・安達修子、2006を参照されたい)

- Douglass, R. C., 1970, Morphologic studies of fusulinids from the Lower Permian of West Pakistan. *U. S. Geological Survey, Professional Paper*, 643 - G, G3 - G11.
- Friedman, G.M., 1965, Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 35, 643 - 655.
- Fujimoto, H., 1956, A new species of *Parafusulina* from the Kitakami Massif, Japan. *Transactions and Proceedings of Palaeontological*

Society of Japan, New Series (21) 135 -160.

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, 2006, フズリナ化石のBiostratinomy. 光記念館研究報告, No. 4, 7 - 21.

Igo, H, Rajah, S. and Kobayashi, F., 1979, Permian fusulinaceans from the Sungei Sedili area, Johore, Malaysia. *Geology and Palaeontology of Southeast Asia*, 20, 95 - 118. University of Tokyo Press.

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育コース修士論文, 109p.

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

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

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

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

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

Shi, Y., Jin, X., Huang, H., Yang, X., 2008, Permian fusulinids from the Tengchong block, western Yunnan, China. *Journal of Paleontology*, 82(1) 118 - 127.

Thompson, M. L., 1949, The Permian fusulinids of Timor. *Journal of Paleontology*, 25(2) 182 - 192.

Ueno, K., 2006, The Permian antitropical fusulinoidean genus *Monodioxodina*: Distribution, taxonomy, paleobiogeography and paleoecology. *Journal of Asian Earth Sciences*, 26 (2006) 380 - 404.

館蔵資料紹介：飛騨山地のデボン系福地層産ハチノスサンゴ科床板サンゴ

Squameofavosites ichinotanensis (Kamei, 1955) について

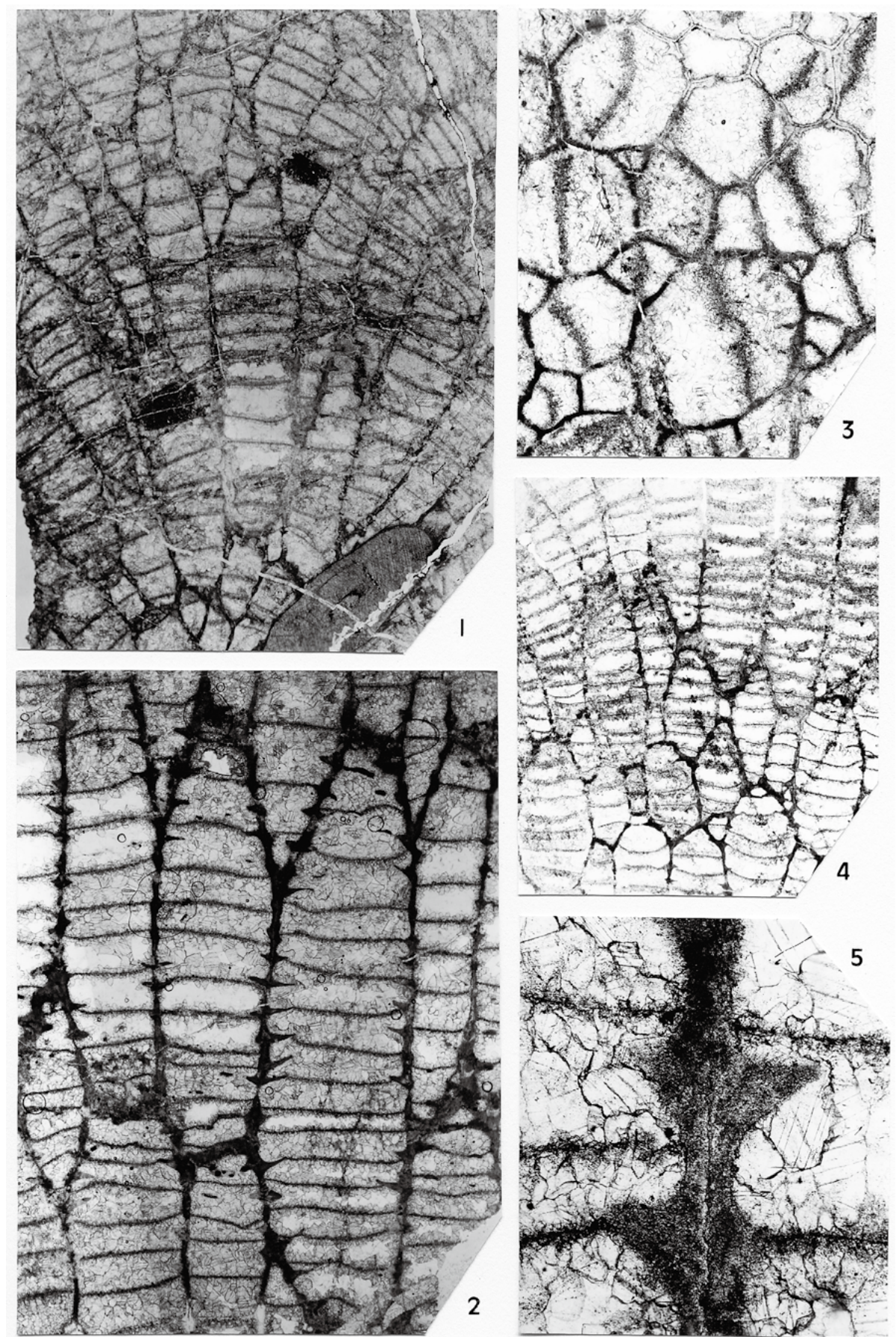
児子修司

広島大学総合科学部自然環境研究講座

床板サンゴ亜綱のハチノスサンゴ類 (family Favositidae) は、鱗板の有無により主にハチノスサンゴ亜科 (subfamily Favositinae; subfamily Paleofavositinaeをシノニムとして含む) とエモンシア亜科 (subfamily Emmonsinae) とに区分される。ハチノスサンゴ亜科の種属が国内各地のシルル・デボン系産化石群の代表的構成要素を成す事に反して、本邦におけるエモンシア亜科の産出報告例は少なく、中期古生代の種は飛騨山地及びその近傍の飛騨外縁帯のみに *Squameofavosites* 属の3種 (*fukujensis*, *ichinotanensis*, *sugiyamai*) が知られているにすぎない。本稿ではこれらの内、光記念館に保存良好な資料が収蔵されている *Squameofavosites ichinotanensis* (Kamei, 1955) に就いて紹介する。当該資料 (HMM 03172、第1図-1) の産出層準はデボン系福地層下部層(高原川部層)の黑色石灰岩で、その時代は前期デボン紀のロックホープ世からジーゲン世若しくはエムス世であると考えられる。

Squameofavosites は、チェコ北西部ボヘミア地方の下部デボン系産 *S. bohemicus* (Počta, 1902) を模式種とし Chernyshev (1941) により提唱された属で、後期シルル紀に出現し中期デボン紀に絶滅した。属名が示すとおり鱗板 (squamula) を有する点を除けば、外見上ハチノスサンゴ属 (*Favosites*) に酷似している。このため、福地層の種も当初は *Favosites ichinotanensis* Kamei, 1955 として記載された。原記載に用いられた模式標本は完模式標本 (holotype, GISUL 30112) と副模式標本1群体 (paratype, GISUL 30113) であり、信州大学理学部地質科学科で保管されていた。しかしながら、2005年に筆者が調査した時点では完模式標本は失われており、副模式標本も1枚の薄片が残されているのみであった。この残存薄片を見る限りでは、*ichinotanensis* を *Favosites* 属に帰属せしめるに於いて何等不都合を認め得ぬ故、Niko (2006) では亀井節夫博士の分類を踏襲した。この見解を再検討する契機となったのは、光記念館標本や国立科学博物館標本 (NAM PA16361-16366) の新たな発見である。第1図-1, 2, 4に示したように、*ichinotanensis* の鱗板の分布には同一群体内でも粗密が認められる。新出資料から計26枚の薄片を作成し、サンゴ個体径、床板及び壁孔の形質、個体壁の微細構造等を詳細に調査した結果、副模式標本は鱗板分布密度の小さい部分を偶然切断したため恰も鱗板が存在しないかの如き誤認を与えたものであると結論し、本種の帰属を *Favosites* 属から *Squameofavosites* 属に移した (Niko, 2007)。従って、分類上の位置確定研究に供された当館所蔵標本は貴重な物であると言える。

Squameofavosites ichinotanensis を同属近縁種である *S. fukujensis* (Kamei, 1955) や *S. sugiyamai* (Kamei, 1955) と肉眼上で区別するには、サンゴ個体径に注目するのが最も簡便である。即ち、*S. ichinotanensis* が大型で3 mmに達する事に対して、*S. fukujensis* では2.1 mm程度、*S. sugiyamai* では2.3 mm程度である。個体壁厚、鱗板長、鱗板厚や共生生物棲管の有無にも明瞭な差異がこれら3種間に認められるが、認定には薄片観察を要する。尚、益富・浜田 (1966) により美しい大型群体 (東京大学総合研究博物館標本、UMUT PC5708) が「原色化石図鑑」に掲載され、福地のスコメオファボシテス *Squameofavosites* sp. として人口に膾炙された種は *S. sugiyamai* である。



第1図 *Squameofavosites ichinotanensis* (Kamei, 1955)、薄片を透過光で撮影。
1, HMM 03172、光記念館標本、産出地点は岐阜県高山市奥飛騨温泉郷福地地域の金白迫、縦断面から一部斜断面、×5。
2-5, NSM PA16363、国立科学博物館標本、産出地点、層準、岩相は其々同地域のノノ谷、福地層高原川部層、黑色石灰岩である。
2, 縦断面、×10、3, 横断面、×10、4, 斜断面から一部縦断面、×5、5, 部分拡大、縦断面、個体壁と鱗板の微細構造を示す、×75。

文献

- Chernyshev, B. B., 1941: Siluriyskie i nizhnedevonskie korally basseyna reki Tarei (yugo-zapadnyy Taimyr) [Silurian and Lower Devonian corals from the Tareia River Basin (southwest Taimyr Peninsula)]. *Tr. Vses. Arktichi Inst.*, vol. 158, p. 9-64, pls. 1-14.
- Kamei, T., 1955: Classification of the Fukuji Formation (Silurian) on the basis of *Favosites* with description of some *Favosites*. *Jour. Fac. Lib. Arts Sci., Shinshu Univ., Part 2*, no. 5, p. 39-63, pls. 1-4.
- Niko, S., 2006: Reexamination of Devonian favositid corals described from the Fukuji Formation of Gifu Prefecture. *Bull. Natn. Sci. Mus., Tokyo, Ser. C*, vol. 32, p. 13-30.
- Niko, S., 2007: Stratigraphy of the Devonian Fukuji Formation in Gifu Prefecture and its favositid coral fauna. *Bull. Natn. Sci. Mus., Tokyo, Ser. C*, vol. 33, p. 57-79.
- 益富壽之助・浜田隆士, 1966: 原色化石図鑑, 268 pp., 保育社, 大阪.
- Počta, F., 1902: Anthozoa et Alcyonaires. In J. Barrand, *Système Silurien du centre de la Bohême. 1 Partie: Recherches Paléontologiques*. Volume 8, part 2, 347 pp., pls. 20-118. Privately published, Prague, Paris.