富山県十二町層中部(後期鮮新世)の磁性鉱物量変動と浮遊性有孔虫化石群集に記録された古海洋環境*

Paleoceanographic records on concentration of magnetic minerals and planktic foraminiferal assemblages of the late Pliocene, middle part of the Junicho Formation, Toyama Prefecture, central Japan*

荒井晃作** 安井 秀***
尾田太良****

Kohsaku Arai** Syu Yasui***
and Motoyoshi Oda****

1997年11月5日受付.
1998年4月22日受理.

** 地質調査所海洋地質部.
Marine Geology Department, Geological
Survey of Japan, 1-1-3 Higashi, Tsukuba,
Ibaraki 305-8567, Japan

*** 朝日航洋株式会社新規事業開発部.
Division of advanced air-borne projects, Aero
Asahi Corporation, 3-1-1, Minamidai, Kawa-
goe, Saitama 350-1165, Japan

**** 熊本大学理学部地球科学教室.
Department of Earth Sciences, Faculty of
Science, Kumamoto University, Kumamoto
860-8555, Japan

Abstract

High resolution micropaleontological study on outer shelf sediment of the late Pliocene, middle part of the Junicho Formation, strongly correlates with concentration of magnetic minerals that has known to be double-peaked features within a sedimentary cycle. Four planktic foraminiferal assemblages are identified (assemblages a-d) in a cycle. The intervals of low concentration of magnetic minerals comprise foraminiferal assemblage a that is characterized by low abundance of *Globigerina quinqueloba* (less than 30%), high diversity and high P/T ratio (planktic foraminiferal percentage of total foraminifers: more than 40%). Whereas the intervals of high concentration of magnetic minerals contain foraminiferal assemblages b or d that are characterized by high abundance of *Gna. quinqueloba* (35-50%), low diversity and low P/T ratio (less than 40%). Abundance of *Gna. quinqueloba* which is one of characteristic species of middle part, reveals synchronous changing pattern with the magnetic variability curve.

The amount of terrigenous minerals, including the magnetic minerals tends to increase at the low-stand stage during a glacial period. The low diversity of planktic foraminifera and low P/T ratio such as foraminiferal assemblages b and d occur during this stage. The completely synchronous pattern of abundance of *Gna. quinqueloba* with concentration of magnetic minerals is estimated to be controlled by glacial-interglacial cycles which affect the river influx into shelf environment. A combination of micropaleontological and physico-sedimentological studies best reflect high frequency eustasy within the Junicho Formation. It is, therefore, recommend that both techniques are jointly used for such paleoceanographic studies.

Key words : Junicho Formation, late Pliocene, sedimentary cycle, sea-level fluctuation, planktic foraminifera, concentration of magnetic minerals

はじめに

能登半島基部には氷見層群と呼ばれる上部鮮新統から下部更新統が広く分布しており、これに含まれる地層群は大桑-万願寺動物群を特徴づける軟体動物化石を多産することで知られている。近年、これらの地層に記録された氷期-間氷期のリズムカルな変動が報告された (Cronin et al., 1994; Kitamura et al., 1994 など)。例えば、Cronin et al. (1994) は介形虫化石群集の解析によって、藪田層 (上部鮮新統; 3.4~2.3 Ma) 中に 4 万~4 万 5 千年周期の約 50 m の振幅をもつ 8 回の海水準変動を見積もった。また、北村・近藤 (1990) は

模式地の大桑層中部 (下部更新統; 1.3~0.9 Ma) からミランコビッチサイクルに対応する約 4 万 1 千年周期の 11 回の堆積サイクルを報告している。更に、北村 (1994) は同層上部 (下部更新統; 0.9~0.7 Ma) にも短周期の海水準変動が記録され、酸素同位体ステージ 28~22 に対応していることを明らかにした。その他、正確な周期は不明であるが、小矢部地域の大桑層などに堆積サイクルについての報告がある (例えば、古屋ほか, 1990)。

Arai et al. (1991) は、氷見市周辺に分布する鮮新-更新統境界付近の十二町層の層序と岩相変化を詳細に検討し、岩相の特徴をもとに上・中・下部に分け、地層の累重様式や軟体動物化石群集の解析から、急激な海水準上昇に伴って下部の

* 日本古生物学会 1996 年年会で一部講演。

Fig.1. Generalized geologic map showing the location of studied area (black arrow). 1 and 2 correspond to route number in Fig. 2.

堆積が始まり、中部・上部と次第に埋積されたことを示した。急激な海水準上昇後の埋積過程では短周期の海水準変動が地層に記録されており、少なくとも中部に3回、上部に4回の海進・海退サイクルを認定した。更に、荒井ほか(1992)は中部の2つの堆積サイクルで連続的に測定した残留磁化強度の変動が岩相変化と良く一致していることを示した。残留磁化強度や帯磁率と気候変動に関する研究は、Kent (1982)以来、深海底コア試料を中心に多く報告され(Heller and Liu, 1984; Robinson, 1986; Bloemendal and deMencal, 1989 など)、岩石磁気学の古環境解析への応用—environmental rock magnetism (Thompson and Oldfield, 1986)—として注目されている。堆積物の残留磁化強度変動は、主に含まれている磁性鉱物の量・種類・粒度の3つの量に規定され、肉眼や顕微鏡下で検知されない堆積物中の細粒磁性粒子の変化を解析するのに有効な手段といえる。各々の堆積盆で磁性鉱物の堆積・続成作用のメカニズムは異なっているが、酸素同位体比曲線など気候変動の記録と良い相関関係が見られる例が多く報告されている(Thouveny et al., 1994;

Hesse, 1994 など)。筆者らはすでに、堆積物の高分解能解析を目的とし、過去の陸棚堆積物として先駆的に測定された十二町層中部の堆積サイクルと岩石磁気的特性の変動の関係に基づき、陸棚堆積物の磁性鉱物量を規定するであろう物理学的な要因を提示し、岩石磁気的特性測定の有用性について論じた(Arai et al., 1997)。本稿では、古生物学的な観点から磁性鉱物量変動の要因を検証することを目的とし、海洋表層水の環境を直接反映していると考えられる浮遊性有孔虫化石群集の解析を行った。その結果、磁性鉱物量の変動と浮遊性有孔虫の群集変化の間に極めて良い相関関係が得られ、磁性鉱物量変動の古環境学的重要性が確認されたので、ここに報告する。

検討セクション

1. 堆積物の特徴

十二町層(上部鮮新統-下部更新統)は、1970年代までは氷見市北部に分布する藪田層と岩相が類似しているために、藪田層に含まれていた(池辺, 1949; 粕野ほか, 1957 など)。

Hasegawa (1979) は微化石層序の検討をもとに、氷見市朝日山付近に分布する石灰質堆積物（一部は非石灰質）を藪田層から区別し、十二町層と命名した。同層は下位の阿尾層（下部鮮新統）を不整合で覆い、上位の“埴生”層（中～上部更新統）に不整合で覆われる。同層中に鮮新/更新統境界が存在し（高山ほか, 1988）、その時空分布は、灘浦海岸に分布する藪田層（上部鮮新統）と、金沢付近から北東に向かって広く分布する大桑層（下部更新統）の中間的な位置にある。そのため、能登半島基部の鮮新-更新統の一連の古海洋の変遷を知る上で重要な位置にある。

研究対象とした層準は、氷河性海水準変動に起因すると考えられる堆積サイクルが認定された十二町層中部で（Arai et al., 1991）、国道 160 号線氷見トンネル北において最も露出状態が良好である（Fig. 1）。同層中部の岩相は層厚数十 cm～1 m 程度の固結層を挟む石灰質細粒砂岩からなり、石灰質砂岩の炭酸塩含有量は 30～50% である。露頭全般に軟体動物化石を散在的に産し、特に *Conchocele bisecta* (Conrad) はほとんどが合弁のまま産し、その多くは層理面に直立した姿勢を保っている。また、*Acila nakazimai* Otuka など他の種類も合弁のまま産するものも多く、離弁のものでも摩滅された化石は極めて少ない。現生種の生息深度資料に基づくと、明らかに異なる生息環境の化石が混合する群集はなく、潜入深度の浅い化石は洗いだされたにせよ、ほぼ生息地で埋積されたと考えられる。鏡下の観察では、陸源碎屑物は石英粒子を主体とし、生物遺骸粒子は底生および浮遊性有孔虫殻が主体をなす。一方、固結層の岩相は方解石セメントが発達し、岩片が多く、生物遺骸粒子としては海綿骨針やウニ類の破片を特に多く含む。

2. 堆積サイクル

本露頭では層厚約 10 m の周期的な堆積サイクルが、少なくとも 3 回繰り返している（Arai et al., 1991）。各サイクル間の境界は固結層の上限を境にして明瞭であり、各々の堆積サイクルは次の 3 つの岩相に分けられる。

岩相 A；生痕化石の発達した石灰質細粒砂岩

A. nakazimai 群集を産し、特に生痕化石（*Teichichnus* isp. や *Chondrites* isp.）の発達した岩相である。底生生物による堆積物の攪拌が十分に進んでおり、初成の構造が残されていない。層厚はサイクル I で 238 cm、サイクル II では 130 cm である。鏡下の観察では石英粒子を主体とした陸源碎屑粒子が少なく、浮遊性有孔虫が多産する。また、海緑石類が粒子全体の 5% 以上に達している。

岩相 B；“ほうき砂”やトラフ状斜交層理の発達した石灰質細粒砂岩

岩相 A と同様に、*A. nakazimai* 群集を産する岩相だが、岩相 A で見られた生痕化石が観察されず、一部で堆積構造の発達した岩相である。岩相 A と比べ、破片化した化石が多産する。層厚はサイクル I で 110 cm、サイクル II で 395 cm である。サイクル I ではトラフ状斜交層理が発達しているが、サイクル II でははっきりとした堆積構造は観察できず、秋田県笹岡層などで頻繁に観察される（長谷・平山, 1970）“ほうき砂”と呼ばれる構造が発達する層準がある。

岩相 C；固結層を挟む石灰質細～中粒砂岩

岩相 A, B に多産する *A. nakazimai* が産出せず、*C. bisecta* を主体とする *Conchocele-Venericardia* 群集を産し、固結層を挟むのが特徴である。本岩相の下部では生痕化石が発達している。層厚はサイクル I で 506 cm、サイクル II で 738 cm であり、他の岩相より粗粒な層準もある。鏡下の観察では陸源碎屑粒子が岩相 A より多い。また、生物遺骸粒子では浮遊性・底生有孔虫が主体である。海緑石類は岩相 A から C に向かって減じる傾向にあり、岩相 C では 1% 程度しか産しない層準もある（Arai et al., 1991）。一方、本岩相のみに挟まれる固結層は、次のような特徴を持つ；1. 基底面が非常に明瞭・平坦で、層理面と平行を呈する 2. 岩片粒子が多く、固結していない石灰質砂岩と比べると粗粒である 3. 鏡下レベルの上方細粒化傾向が見られる（特に陸源碎屑物）4. 同岩相中の石灰質砂岩と比較して海綿骨針やウニの破片の占める割合が高く、その生物遺骸組成も著しく異なっている（Arai et al., 1991）。

3. 堆積サイクル形成要因

Arai et al. (1991) は、上記の観察をもとに、堆積サイクルの形成要因を次のように推測した。

まず、本露頭で産する *Acila nakazimai* および *Conchocele-Venericardia* 両群集はともに随伴種として *Nuculana yokoyamai* Kuroda や *Astarte alaskensis* Dall を含む。これらの現生種の生息深度（大山, 1952 など）から、中部堆積サイクル形成時を通して十二町層堆積盆は、外側陸棚域（亜浅海帯～下浅海帯；水深 50～250 m 程度）であった。

岩相 A は生痕化石がよく発達し、陸源碎屑物の含有量が少なく、海緑石類が多い。また、後述するが、有孔虫全体の中で浮遊性有孔虫の占める割合（有孔虫の P/T 比率）が高くなる。有孔虫の P/T 比率は沿岸域において公海の影響の指標であり、公海からの距離を示す基準となる（例えば、Grimsdale and Van Morkhoven, 1955）。岩相 A の形成時に最も海域が広がったと考えられ、その時期に碎屑性の粒子の供給量が減じ、海底面で海緑石類が形成された。つまり、岩相 A は相対的堆積速度の減じた“コンデンスセクション”（Loutit et al., 1988）に相当する。生痕化石の発達も、底生生物の活動記録が濃集したか、この時期の直後の高海水準期に底生生物の量が増大した結果であると考えられる。

一方、岩相 C にのみ挟まれる固結層を形成した堆積物は、固結していない他の部分と大きく異なった特徴を有す。特に、粗粒な岩片や、組成の違った生物遺骸粒子が多量に含まれる事実から、強い運搬能力によって、別の場所から運ばれてきた可能性が高い。そして、粗粒堆積物はその後の続成過程で選択的に固結したと考えられる。水深 50～250 m 程度の陸棚環境における、このような粗粒堆積物の間欠的な流入のメカニズムとしてストームが考えられる。つまり、中部の堆積サイクルは暴風時波浪限界水深以深（岩相 A, B）と以浅（岩相 C）の繰り返しを示し、軟体動物の化石群集もそれに伴って繰り返し出現した。

一方、堆積サイクル内を更に詳細に検討した本研究では、堆積サイクル内を 2 つに分けるサイクル（一つは岩相 A+B、

Fig. 2. Magnetostratigraphy at type locality of the Juni-cho Formation (modified after Arai et al., 1991). Occurrences of biostratigraphic key species are indicated (reported by Hasegawa, 1979; Takayama et al., 1988). Three sedimentary cycles (I-III) of the middle part of the formation are recognized at lower-most section of route 1.

もう一つは岩相 C) を見いだした。それは、特に残留磁化強度や浮遊性有孔虫の変化で顕著に見られるが、有孔虫の P/T 比などにも現われることがわかった。本稿では混乱を避けるため、これらのサイクルは“サブサイクル”として取り扱う。

4. 堆積サイクルの周期性

堆積サイクルの周期性を検討するためには、十二町層の年代を正確に認定する必要がある。現在、十二町層で認められている地質年代の基準面は、1. 石灰質ナンノ化石 *Gephyrocapsa caribbeanica* と *G. oceanica* の出現層準(高山ほか, 1988), 2. 浮遊性有孔虫 *Globoquadrina asanoi* の絶滅層準 (Hasegawa, 1979; 両角・石垣, 1981), 3. 古地磁気層序 (山崎ほか, 1983; Arai et al., 1991), 4. 火山灰層序 (大久保ほか, 1995; 大久保・荒井, 1997) がある。しかし、従来の研究では、十二町層模式地の露出状態が限られており、模式ルート対比に研究者間の相違があるため数万年を

議論するには不十分であった。

本研究では、試料採取層準が明確であり、かつ調査露頭で直接測定されている古地磁気層序と微化石層序から、周期性を検討した (Fig. 2)。Arai et al. (1991) の古地磁気層序は、調査露頭の最下部とサイクル I から採取した 2 試料が正帯磁であることを示した。一方、山崎ほか (1983) は、サイクル II の岩相 C から 1 層準、サイクル III の岩相 A の 2 層準から試料を採取した。サイクル II は信頼のおける結果が得られなかったが、正帯磁を示すサイクル III の 1 層準の結果は信頼性が高く、その上位数 m の層準からは信頼性が低いとしながらも、“中間帯磁”を得たと述べている。高山ほか (1988) は、この“中間帯磁”の層準から石灰質ナンノ化石 *G. caribbeanica* が産出し、*G. oceanica* は産出しないことを示した。*G. oaribbeanica* の出現は、松山クロン中のオルドバイ・サブクロンの直上とされており (高山ほか, 1988)、この

露頭全体に見られる正帯磁はオールドバイ・サブクロンと考えられる。オールドバイ・サブクロンの上限(1.77 Ma; Berggren et al., 1995)はサイクルⅢ中にあると思われる。また、オールドバイ・サブクロンの下限(1.95 Ma; Berggren et al., 1995)は、別の模式ルート(Fig. 1, 2 ルート)において、十二町層中部の下限から約10 m 上位の層準に位置する(山崎ほか, 1983; Arai et al., 1991)。したがって、オールドバイ・サブクロン全体の層厚は50~60 m と見積もられる。

後期鮮新世の汎世界的な気候変動の記録として、深海底コア試料の酸素同位体比の結果では(Williams et al., 1988; Shackleton et al., 1995 など)、約4 万年の周期性が多く報告されている。十二町層の堆積サイクルが汎世界的な氷河性海水準変動によると考えれば、この4 万年の周期性が予想される。サイクルⅠの下位は層厚1 m 以上岩相Cが続いており、別のルートの岩相変化を考慮すると、調査地の露頭は欠如しているものの、同様の岩相変化が繰り返している。サイクルⅠの下限からオールドバイ・サブクロンの下限まで十数 m~20 数 m あることから(Fig. 2)、層厚10 m 程度のサイクルが1~2 欠如していると考えれば、十二町層のオールドバイ・サブクロン中の堆積サイクル数は4~5 になる。これは、Wei (1993)の酸素同位体比ステージ63~71 にほぼ対応し、堆積サイクルが4 万年周期の汎世界的な氷河性海水準変動によると考えるのに矛盾はしない。また、Berggren et al. (1995)の年代値を用いて、18 万年間に十二町層のオールドバイ・サブクロンの層厚(55 m として)が堆積したと考えて平均堆積速度を計算すると、30.6 cm/千年となる。堆積サイクルⅠの層厚は854 cm で、サイクルⅡの層厚は1263 cm であるので、この平均堆積速度を用いれば、それぞれ2.8 万年および4.1 万年でサイクルが形成されことになり、約4 万年の周期性と考えるのに大きくは矛盾しない。

岩石磁気学的特徴

1. 岩石磁気測定とその結果

堆積サイクルⅠとⅡで連続的に約12.5 cm および25 cm 間隔で採取した試料について次の1~5の岩石磁気パラメータを測定し、更に同一試料の一部を炭酸塩含有量の測定に用いた。1. NRM (Natural Remanent Magnetization: 自然残留磁化) 2. ARM (Anhysteretic Remanent Magnetization: 非履歴性残留磁化) 3. SIRM (Saturation Isothermal Remanent Magnetization: 等温飽和残留磁化) 4. SIRM-15 (15 mT で交流消磁した SIRM) 5. 帯磁率(結果の詳細は荒井ほか, 1992 や Arai et al., 1997)

その結果、岩石磁気のパラメータの垂直分布は両サイクルではほぼ同じ傾向を示し、岩相A で低く、岩相B で増加し、岩相C にもう一つの増減が見られた。本稿では、Fig. 4 に SIRM の結果のみを示す。また、磁性鉱物の変化や特徴を調べるために、残留磁化強度の強弱のピークにあたる層準の試料の磁気履歴曲線による岩石磁気的特性の測定と、熱磁気分析を行った。その結果、磁性鉱物が変化している証拠は得られず、残留磁化強度を支配している要因は磁性鉱物の種類の違いではないと判断した。一方、細粒粒子に敏感である ARM

も、粗粒粒子に敏感である帯磁率も、一部の逆相関を除くと同じように変化することから、磁性鉱物の粒径の変化は顕著でなく、十二町層に見られる残留磁化強度の周期性は主に磁性鉱物の含有量に規定されていると考えられる。

2. 磁性鉱物量の変動要因

堆積物中の磁性鉱物量の変動をもたらす要因として、生物遺骸粒子などの非磁性粒子による希釈効果と、磁性粒子そのものの供給量の変化が考えられる。実際、十二町層中部の堆積物は炭酸塩含有量が30~50% あり、その量と残留磁化強度には少なからず逆相関が認められる(Arai et al., 1997)。仮に、磁性粒子の供給量を一定とし、生物生産量の変化が磁性鉱物量の変動の主な要因と考えた場合には、生物遺骸粒子が増加し、残留磁化強度の低下した層準で全体の堆積速度が増加する。岩相A で残留磁化強度が低下することは、前述の、この層準で堆積速度が低下するという考えと矛盾する。したがって、十二町層の磁性鉱物量の変動をもたらす主な要因は磁性粒子そのものの増減であると考えられる。

一般的に、海底堆積物における磁性鉱物の起源には、火山噴出物、走磁性バクテリア等の生物源、海底下で生成される自生鉱物、風や河川によって運搬される陸源碎屑物などの要因が考えられる。十二町層の磁性鉱物量の変化は、2つの堆積サイクルで岩相と対応した同様の変化が見られることや、磁性鉱物の組成があまり変化していないことから、局所的な磁性鉱物の変質は考え難い。また、調査露頭において火山灰層は観察されず、常に堆積盆へ同様の組成の磁性鉱物が供給され続けていたと考えられることから、偶発的な火山噴出物などが残留磁化強度を支配していない。また、磁気履歴分析から、堆積物中の支配的な磁性鉱物は、多磁区構造であることが確認され、走磁性バクテリアによる生物起源のものは単磁区粒子からなることから、残留磁化強度を支配していない。これらの事実から、碎屑性の磁性鉱物量の周期的な増減が十二町層に記録されていると考えられる。一般に、碎屑性の磁性鉱物には大陸起源の風塵中の磁性鉱物と、後背地から河川によって運搬される磁性鉱物がある。十二町層においては、鏡下で観察できる岩片や石英粒子は水見市西方に隆起した宝達山花崗岩地塊(角ほか, 1989)が起源と考えられ、前述で算出した堆積速度を考慮すると、堆積サイクル内の堆積速度の変化をもたらした主な要因は風塵による碎屑物より、後背地からの碎屑物供給量の変化によると考えられる。炭酸塩含有量と残留磁化強度が大まかには逆相関の関係を示すということは、後背地から碎屑物と一緒に運搬された磁性鉱物量が残留磁化強度の変化に重要な役割を果たしていることを示す。

Arai et al. (1997) は、この磁性鉱物量の増減のメカニズムとその原因を次のように考えた。すなわち、氷期に寒冷乾燥した気候は岩石の物理的風化作用を増大させ、碎屑物の削剥量が增大する。さらに、海水準の低下と、それに伴う海退によって、より広く、標高差の大きい後背地が形成され、碎屑物そのものの運搬量も増大する。同時に、海退によって海岸線から堆積盆への距離が短くなれば、比重の大きい磁性鉱物でも、堆積盆へ多く供給される。逆に間氷期になると、磁

Fig. 3. Lithologic column with sampling horizons of planktic foraminifera in cycles I and II.

性鉱物量が減じる。本稿では、浮遊性有孔虫化石群集の検討をもとに、上述のメカニズムの検証を試みた。

浮遊性有孔虫化石群集

1. 有孔虫の分析方法

本研究ではサイクルIから36試料、サイクルIIから19試料を、層理面と平行にブロック状に採取した (Fig. 3)。なお、生痕充填物は上位の堆積物に含まれる有孔虫化石が混在する

可能性が考えられるので、可能な限り生痕充填物を除去した。

採取試料を次のような手順で処理した。

(1) 63 μ m のふるいで水洗。

(2) 乾燥後、10~20 g の試料をナフサ法を用いて処理した後、再び63 μ m のふるいで水洗、数秒間だけ超音波洗浄器で洗浄し、約50 $^{\circ}$ Cで乾燥させた。

(3) 乾燥後、125 μ m のふるいにかけて、125 μ m 以上の残査

Table 1. Species chart of planktic foraminifera in cycles I and II A11-C210 corresponds to sampling horizons in Fig. 3.

SAMPLES		A11	A12	A14	A13	A15	A16	A17	A18	A19	A110	B11	B12	B14	B13	B15	C11	C12	C13	C14	C15	C16	C17	C18	C19	C110	C111	C112	C113	C114	C115	C116	C117	C118	C119	C120	C121		
TAXA																																							
Globoide	<i>Globoide bulloides</i>	91	108	90	67	94	91	127	94	68	83	72	78	96	103	94	95	61	76	129	93	63	103	70	105	99	88	96	125	144	78	110	110	193	75	149	95		
	<i>Globoide quinqueloba</i>	95	53	54	58	55	55	64	52	76	74	101	110	66	78	62	68	49	70	71	53	33	46	43	48	65	97	85	83	73	70	61	42	53	38	61	34		
	<i>Globoide umbilicata</i>	1	2	0	0	0	0	0	1	0	1	0	2	3	0	4	1	3	0	1	1	4	1	2	9	3	2	0	0	5	1	1	1	1	0	1	6		
	<i>Globoide woodi</i>	6	18	13	12	15	17	15	15	6	10	11	29	19	14	21	6	6	5	11	12	6	15	8	5	7	12	4	10	10	6	19	9	8	7	15			
	<i>Globoide</i> sp.	1	1	1	4	1	0	4	1	5	2	7	2	1	2	5	3	0	3	3	3	2	0	1	0	3	3	0	5	3	2	0	1	0	0	4	1		
	<i>Globoide glutinata</i>	4	2	4	0	5	1	4	1	7	9	3	6	3	11	4	3	1	4	5	4	3	3	2	2	6	6	5	3	2	3	2	0	1	1	1	0		
	<i>Globoide uvula</i>	2	5	2	2	6	1	0	0	0	3	4	4	1	3	6	1	0	0	2	0	1	3	1	2	3	3	1	0	0	2	0	0	0	0	1	1		
	<i>Globoide ruber</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1			
	<i>Globoide cf. nuber</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			
	<i>Globoide praerinflata</i>	1	2	5	0	1	1	2	3	3	1	3	3	2	5	6	5	2	5	2	5	1	4	0	5	0	5	0	2	1	2	1	2	1	2	1	8	5	
	<i>Globoide</i> sp.	7	3	8	2	3	1	11	4	5	3	4	4	3	3	5	4	3	3	2	2	3	2	2	3	1	7	0	2	1	2	1	4	3	1	1	1		
	<i>Neoglobobulimina cf. asanoi</i>	2	3	3	3	1	2	2	1	0	2	1	2	0	6	2	1	3	0	1	1	2	5	2	4	2	3	4	1	1	0	3	5	4	2	5	5		
	<i>Neoglobobulimina duterrei</i>	17	6	22	11	9	9	19	3	5	15	11	11	7	13	7	12	12	12	15	15	7	14	17	10	11	18	2	3	7	16	11	14	21	7	14	8		
	<i>Neoglobobulimina pachyderma</i>	34	20	27	14	41	37	33	27	24	22	25	41	16	16	41	45	31	24	45	29	21	24	30	23	14	19	6	4	19	16	23	13	33	25	33	24		
<i>Neoglobobulimina</i> sp.	3	0	3	2	1	2	3	0	0	2	3	0	0	2	2	3	0	0	1	3	1	1	1	0	1	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3		
miscellaneous	5	1	4	1	7	0	2	3	4	4	1	5	6	0	3	2	2	1	2	0	2	1	3	3	0	1	9	1	2	0	1	3	2	2	2	0	0		
Total		269	224	236	176	239	217	286	205	203	231	246	297	223	256	262	249	173	204	288	223	148	224	181	217	215	274	204	240	266	199	235	206	322	160	286	199		

SAMPLES		A21	A22	B21	B22	B23	B24	C20	C21	C215	C22	C23	C24	C25	C26	C27	C28	C285	C29	C210
TAXA																				
Globoide	<i>Globoide bulloides</i>	86	101	135	98	102	56	59	76	79	138	83	91	69	92	120	65	116	129	84
	<i>Globoide quinqueloba</i>	45	74	151	89	94	100	78	114	136	36	34	39	40	51	38	112	147	49	41
	<i>Globoide umbilicata</i>	1	3	3	1	8	0	2	1	1	6	1	4	3	4	2	0	5	4	3
	<i>Globoide woodi</i>	5	8	14	10	6	2	2	4	6	5	4	7	13	14	14	12	9	12	11
	<i>Globoide</i> sp.	4	4	4	4	5	1	3	2	5	1	4	1	3	2	3	5	1	0	1
	<i>Globoide glutinata</i>	1	3	8	6	8	6	18	15	13	3	6	4	5	3	3	8	4	6	2
	<i>Globoide uvula</i>	1	2	3	3	2	2	3	3	2	1	3	2	1	2	1	2	3	1	0
	<i>Globoide ruber</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globoide cf. nuber</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	<i>Globoide praerinflata</i>	4	1	2	0	2	0	1	1	2	2	3	6	2	3	0	1	2	1	3
	<i>Globoide</i> sp.	7	4	10	4	6	3	3	8	3	0	5	7	3	6	7	7	3	1	5
	<i>Neoglobobulimina cf. asanoi</i>	1	3	1	2	1	1	2	0	2	2	1	2	2	2	3	3	2	2	2
	<i>Neoglobobulimina duterrei</i>	14	18	22	17	22	10	10	22	24	17	11	15	11	7	13	11	18	1	4
	<i>Neoglobobulimina pachyderma</i>	23	15	17	10	18	13	1	7	20	29	18	18	25	36	33	5	20	12	20
<i>Neoglobobulimina</i> sp.	4	1	1	0	1	0	1	0	2	5	0	3	1	3	5	0	1	0	0	
miscellaneous	5	4	7	3	3	1	2	1	2	2	5	4	4	4	5	5	5	3	3	
Total		201	241	378	247	278	195	185	254	297	247	178	203	182	229	247	236	336	221	179

Fig. 4. Stratigraphic variation of SIRM intensity and abundance of *Gna. quinqueloba*, *Gna. bulloides*, *Nqd. pachyderma* and *Nqd. dutertrei*.

試料について分割器を用いて、1分割中の浮遊性有孔虫の個体数が200個体前後になるように1/16~1/1024に分割し、浮遊性有孔虫全個体を拾い出し、同定、計数を行った。

(4) 浮遊性有孔虫の有孔虫全個体数に対する比率(P/T比率)を岩相や浮遊性有孔虫群集を考慮し、サイクルIから19, サイクルIIから14の代表的な試料について求めた。試料は3の別の分割部分の試料を、180 μ mのふるいにかけて、浮遊性有孔虫・底生有孔虫を合わせた全個体数が150個体前後になるように分割し、有孔虫を拾い出し計算した。

$P/T \text{ 比率}(\%) = P/(P+B) \times 100$ という計算式で算出した(P: 浮遊性有孔虫個体数, B: 底生有孔虫個体数)。

2. 種の産出頻度の時間的变化

浮遊性有孔虫は合計12,817個体を拾い出し、5属11種の浮遊性有孔虫を同定した。全層準にわたって非常に単調な多様性の低い群集で構成されている(Table 1)。本研究においては、浮遊性有孔虫化石群集の堆積時のふるい分けの可能性を確かめるために、試料の残りの分割部分を更に250 μ m以上、250-180 μ m, 180-125 μ mの3段階に分けてサイズ別に個体数を数えた。その結果、どの試料も180-125 μ mのサイズに個体が50%以上が残った。このことより、強い運搬力によって細粒の有孔虫のみ運搬されたという現象が見られないものと判断し、同層準の浮遊性有孔虫の解析が古環境の推定に支障がないと考える。また、浮遊性有孔虫化石の保存状態は調査セクションを通して、大きな違いは見られなかった。

調査層準からは *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny) などの暖海性種はほとんど含まれず、サイクルIの岩相Cの3層準から1個体ずつ産出したのみである。そして、すべての層準で *Globigerina bulloides* d'Orbigny と *Gna. quinqueloba* Natland の2種が多産し、全体の約70%を占める。随伴種としては、*Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg), *Gna. woodi* Jenkins, *Nqd. dutertrei* (d'Orbigny) の3種類の産出頻度が高い。その他、*Gna. umbilicata* Orr and Zaitzeff, *Globigerinita glutinata* (Egger), *Gta. uvula* (Ehrenberg), *Globorotalia praeinflata* (Maiya, Saito and Sato) と *Nqd. cf. asanoi* が0-数パーセントの割合で産出する。このうち、*Gna. umbilicata* と *Nqd. cf. asanoi* は絶滅種であるが、調査セクションを通して産出する。*Nqd. asanoi* (Maiya, Saito and Sato) の絶滅層準はオルドバイ・サブクロンの基底と一致するとされており(Maiya et al., 1976)、時代を議論するのに重要な種であるが、拾い出した個体は *Nqd. asanoi* に似ているが典型的な個体は産出しない。

Fig. 4 に調査層準で卓越する *Gna. quinqueloba*, *Gna. bulloides*, *Nqd. pachyderma*, *Nqd. dutertrei* の4種の産出頻度の層序学的な変化を示す。*Gna. quinqueloba* は2つのサイクルで10~50%の範囲で変化し、岩相Aでは低く、岩相Bで高くなり、岩相Cでもう一つの増減が見られる。*Gna. bulloides* は25~60%の範囲で変化し、大きく見ると *Gna. quinqueloba* に対して逆相関している。全体から見ると *Nqd.*

Fig. 5. Stratigraphic distribution of assemblages of planktic foraminifera in cycles I and II.

pachyderma は 20%, *Nqd. dutertrei* は 10% 以内の産出頻度であるが、これらも *Gna. quinqueloba* に対して逆相関を示す。

3. 浮遊性有孔虫化石群集

浮遊性有孔虫化石の分析結果から、優先する *Gna. bulloides* と *Gna. quinqueloba* の産出頻度の変化、随伴種の特徴から次のような 4 つの浮遊性有孔虫化石群集を認定した (Fig. 5)。

浮遊性有孔虫化石群集 a; *Gna. bulloides* が 35~50% の高い頻度で産出し、*Gna. quinqueloba* は 30% 以下の低い頻度で産出する。*Nqd. pachyderma*, *Gna. woodi* や *Nqd. dutertrei* もこれに伴って多産する。合計 8 種類の浮遊性有孔虫化石が、本群集において平均して 1% を越えて産出する。有孔虫の P/T 比率は 40% を越える。

浮遊性有孔虫化石群集 b; *Gna. bulloides* が 35% 以下の低い頻度で産出し、*Gna. quinqueloba* は 35~45% の高い頻度で産出する。*Nqd. pachyderma* などの随伴種の産出数は極めて少なく、本群集の各層準を平均して 1% を越えて産出する浮遊性有孔虫化石は 6 種類のみである。一部、*Nqd. dutertrei* が多産する層準を浮遊性有孔虫化石群集 b' とした。有孔虫の P/T 比率は 40~20% の範囲で変動する。

浮遊性有孔虫化石群集 c; *Gna. bulloides* と *Gna. quinqueloba* が 25~40% とほぼ同じ頻度で産出する。*Nqd. pachy-*

derma や *Gna. woodi* や *Nqd. dutertrei* もこれに伴って多産する。合計 7 種類の浮遊性有孔虫化石が、本群集の各層準を平均して全体の 1% 以上産出する。有孔虫の P/T 比率は 35% を越える。

浮遊性有孔虫化石群集 d; *Gna. bulloides* と *Gna. quinqueloba* が 35~50% とほぼ同じ頻度で産出するが、*Nqd. pachyderma* や *Gna. woodi* や *Nqd. dutertrei* などの随伴種の産出数は少ない。本群集も群集 b と同様に 6 種類のみが全体の 1% 以上産出する。有孔虫の P/T 比率は 40% より低い。

考 察

1. 浮遊性有孔虫化石群集と磁性鉱物量

前述のように、一般的に有孔虫の P/T 比率は、沖合いに向かって増大するとされている (例えば、Grimsdale and Van Morkhoven, 1955; Lagoe et al., 1997)。したがって、相対的な水深変化を議論するうえで有効と考えられている。各浮遊性有孔虫化石群集の相対的な水深を有孔虫の P/T 比率をもとに考察すると、群集 a が最も深く、c, d, b の順に浅くなる。この解釈は、群集 b, d で多様性が低く 6 種類の浮遊性有孔虫化石で群集が構成され、一方、群集 a で最も多様性が高く 8 種類の浮遊性有孔虫化石が産することも、海水準の変化に伴う公海の影響の強さの変化として説明ができる。各群集の垂直分布と残留磁化強度の一つのパラメーターである

Fig. 6. Comparison of foraminiferal assemblages and magnetic intensity variations within cycles I and II.

SIRM の曲線を比べてみると (Fig. 6), 残留磁化強度が低い層準で群集 a が産出している。両サイクルを通して, 残留磁化強度の低下から増加に伴って群集 a から群集 b または d への変化が生じている。これは磁性鉱物量の変動が氷期-間氷期サイクルに支配されるという Arai et al. (1997) の推論と, 浮遊性有孔虫化石群集の変化が水深変化によるという考えを, 岩石磁気と古生物学的な解釈から相互に支持する結果である。数万年周期で同様の変化が繰り返していること, また, この繰り返しが岩相と調和してイベント的に生じたものでないことから, 磁性鉱物量と浮遊性有孔虫化石群集の変動がともに同じ氷期-間氷期の記録であると結論づけられる。

磁性鉱物量と浮遊性有孔虫化石の解析によって得られたサブサイクルは, Arai et al. (1991) の解析よりも短周期の氷期-間氷期サイクルを読み取ったことになる。Arai et al. (1991) は, 岩相 A と B が暴風時波浪限界水深で深で, そして岩相 C がそれ以浅で堆積したと考え, 軟体動物化石群集の変化も水深の変化に対応したものと解釈した (Fig. 7 の曲線 1)。一方, 磁性鉱物量や浮遊性有孔虫化石の検討によって識別されたサブサイクルは, サイクル中の岩相変化に対応しており,

Fig. 7 の曲線 2 に示すような, 複数の周期の複合で説明できる。そして, この両者の違いは氷期-間氷期変動に対する表層水と底層水の反応の違いを示している可能性がある。十二町層中部の堆積サイクルが約 4 万年周期と考えられることから, その中のサブサイクルはもう一つ短い周期の, 約 2 万年周期のミランコビッチサイクルが記録されていると考えられる。

後期鮮新世の汎世界的な気候変動周期に関して, 深海底コア試料の酸素同位体比や炭酸塩含有量の解析を用いた報告例は多いが (Ruddiman et al., 1986; Williams et al., 1988; Raymo et al., 1989; Shackleton et al., 1995 など), それらの多くは約 4 万年周期の変動が優勢であることを示している。一方, 限られた例であるが, 酸素同位体比や浮遊性有孔虫化石の主成分分析のスペクトル解析から, 約 4 万年の顕著な周期性の中に約 2 万年の周期性が報告されている (大西洋の高緯度地域; Raymo et al., 1989, 中緯度地域; Karlin et al., 1989)。十二町層の周期性を十分に検討し直す必要があるが, 堆積サイクルとサブサイクルが, 大西洋でも見られる汎世界的な気候変動を反映し, 約 4 万年の周期に弱い約 2 万年

Fig. 7. A schematic diagram of sea-level curve. Sea-level curve 1 is after Arai et al. (1991), based on the lithfacies and molluscan assemblages. Sea-level curve 2 shows the double peaked feature of concentration of magnetic minerals and foraminiferal assemblages.

の周期性が複合した記録であると現段階では考えられる。そして、より堆積速度の大きい陸棚堆積物の記録を、陸上露頭において高分解能に解析することによって、顕著な約2万年の周期性を見いだしたと考えられる。

しかし、能登半島基部に分布する海成上部新生界の藪田・大桑両層で報告されている氷河性海水準変動も約4万年周期とされている (Cronin et al., 1994; Kitamura et al., 1994). Horii et al. (1995) は、残留磁化強度を大桑層の堆積サイクル (北村・近藤, 1990) 中で測定しているが、残留磁化強度のサイクルが大桑層中部の堆積サイクルと良く一致しているものの、十二町層のようなサブサイクルは観察されていない。大桑層中部では海水準上昇に伴って、暖海性化石群集が産することで特徴づけられるが (北村・近藤, 1990), 十二町層では軟体動物化石のみならず、浮遊性有孔虫化石でも暖海性種はほとんど含まれない。このことは、対馬海流の流入開始時期が両者の間に存在することを意味し、少なくとも十二

町層中部堆積時期 (ca. 2.0–1.8 Ma) の海水準変動の周期性とパターンが大桑層中部堆積時期 (ca. 1.5–1.0 Ma) とは違っていた可能性がある。

2. *Gna. quinqueloba* の産出頻度と磁性鉱物量

また、本研究で得られた非常に興味深い事実は、*Gna. quinqueloba* の産出頻度曲線と SIRM の曲線が、良く一致していることである (Fig. 4). Wang et al. (1988) は *Gna. quinqueloba* について、その生息水塊の特徴を論じている。彼らは東シナ海の揚子江付近の表層堆積物を調べ、180 μ m 以下の試料中に産する *Gna. quinqueloba* の産出頻度を明らかにした。それによると、*Gna. quinqueloba* は揚子江の河口域で過半数を占め、塩分濃度の低い海域に多産することを明らかにしている。氷河性海水準変動が、十二町層堆積盆へ碎屑物を運搬した河口の前進・後退を支配していたとすれば、河川水の流入による塩分濃度の低下と、それによって運搬される碎屑物量の増加が一致しているために、*Gna. quinqueloba* の産出頻度曲線と SIRM の曲線が類似したと解釈できる。また、Tada (1994) や Oba et al. (1991) は、後期更新世の氷期に低塩分濃度の表層水が日本海に流入したとしているが、能登半島基部の上部鮮新統においても、同様な現象が生じていた可能性も否定できない。この時代の日本海域全体に見られる現象か、能登半島基部の特殊な地域性なのか、今後、同様な検討を必要とする。

ま と め

岩石磁気的特性の測定は、肉眼や顕微鏡下で容易に観察できないような、細粒粒子 (砂サイズ以下の粒子や基質部) の堆積に関係する環境変化の検出に有効な手段であり、定量的に読み取ることが可能である。本研究によって、磁性鉱物量と浮遊性有孔虫化石群集の変化を気候変動に伴う海水準変動で統一的に解釈したという意味で大きな成果が得られたといえる。

磁性鉱物量と浮遊性有孔虫化石群集はともに、氷河性海水準変動によって変化する海洋表層水、河川流入水の影響、海岸からの距離変化に敏感に反応するため、環境変動を読むうえでこれらの情報が重要であり、今後大いに議論されていくことが望まれる。

堆積サイクルの周期性に関しては、十二町層の全層準について、本研究のような高分解能解析を実施して堆積サイクルやサブサイクルについて検討する必要がある。

謝 辞

金沢大学の小西健二名誉教授には本研究の機会を与えていただき、多くの御議論をいただいた。神谷隆宏助教授には執筆を薦めていただくとともに粗稿を査読いただき、多くの御助言をいただいた。研究を進めるにあたり、富山大学の酒井英男助教授と国立極地研究所の船木 實助教授には岩石磁気的特性について、静岡大学の北村晃寿博士には野外調査において御教示を賜った。熊本大学の松田博貴助教授には粗稿の精読・校閲をしていただいた。熊本大学の市原季彦氏には生痕化石について御教示いただいた。地質調査所の Abdelaziz

L. Abdeldayem 博士には英文要旨を見ていただいた。また、編集委員、査読者の方々からは有用なご意見をいただき、投稿論文が著しく改良された。以上の方々には心から感謝申し上げます。

文 献

- Arai, K., Konishi, K. and Sakai, H., 1991, Sedimentary cyclicities and their implications of the Junicho Formation (late Pliocene-early Pleistocene), central Honshu, Japan. *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, **36**, 49-82.
- 荒井晃作・酒井英男・小西健二, 1992, 浅海堆積物の磁化強度が示す経時変動リズム—十二町層中部(後期鮮新世)堆積サイクルとの関係を中心に—。地質雑, **101**, 336-343.
- Arai, K., Sakai, H. and Konishi, K., 1997, High resolution rock—magnetic variability for shallow marine stratigraphy: a sensitive paleoclimatic metronome—. *Sediment. Geol.*, **110**, 7-23.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C. S. III and Aubry, M. P., 1995, A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In Berggren, W. A., Kent, D. V. and Hardenbol, J., eds., *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlations: A unified temporal framework for an historical geology*, *SEPM Spec. Publ.*, **54**, 129-212.
- Bloemendal, J. and deMencal, P., 1989, Evidence for a change in the periodicity of tropical climate cycles at 2.4 Myr from whole-core magnetic susceptibility measurements. *Nature*, **342**, 897-900.
- Cronin, T. M., Kitamura, A., Ikeya, N., Watanabe, M. and Kamiya, T., 1994, Late Pliocene climate change 3.4-2.3 Ma: paleoceanographic record from the Yabuta Formation, Sea of Japan. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **108**, 437-455.
- 古屋 京・北村晃寿・小西健二, 1990, 前期更新統大桑層にみられる堆積サイクル(沿岸相)。日本地質学会第97年学術大会演旨, 273.
- Grimsdale, T. F. and Van Morkhoven, F. P. C. M., 1955, The ratio between pelagic and benthonic Foraminifera as a means of estimating depth of deposition of sedimentary rocks. *Proc. Fourth World Petroleum Cong.*, Section 1/D, 473-491.
- 長谷紘和・平山次郎, 1970, 五城目地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 46p.
- Hasegawa, S., 1979, Foraminifera of the Himi Group, Hokuriku Province, Central Japan. *Tohoku Univ. Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.)*, **49**, 89-163.
- Heller, F. and Liu, T. S., 1984, Magnetism of Chinese loess deposits. *Geophys. Jour.*, **77**, 125-141.
- Hesse, P. P., 1994, Evidence for bacterial palaeoecological origin of mineral magnetic cycles in oxic and sub-oxic Tasman Sea sediments. *Mar. Geol.*, **117**, 1-17.
- Horii, M., Sakai, H., Arai, K., Nakai, M. and Moriwaki, K., 1995, Rockmagnetic analysis of sedimentary sequences for paleoenvironmental research. *Proc. NIPR Symp. Antarct. Geosci.*, **8**, 201-212.
- 池辺展生, 1949, 富山県西部及び石川県東部の第三紀層。地学, **1**, 14-26.
- 鮎野義夫・中世古幸次郎・松島 洋・発田 力・高畠好義・藤井昭二・牧 堯信・北村幸吉・中塩和彦・森 久雄, 1957, 富山県灘浦地方の新第三系の層序。地質雑, **63**, 167-181.
- Karlin, K., Ruddiman, W. F. and McIntyre, A., 1989, Comparison of late Pliocene and late Pleistocene sea-surface temperatures of the equatorial Atlantic divergence. In Ruddiman, W., Sarnthein, M., et al., eds., *Proc. ODP Sci. Results*, **108**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 187-210.
- Kent, D. V., 1982, Apparent correlation of paleomagnetic intensity and climatic records in deep-sea sediments. *Nature*, **299**, 538.
- 北村晃寿, 1994, 下部更新統大桑層上部に見られる氷河性海水準変動による堆積シーケンス。地質雑, **100**, 463-476.
- 北村晃寿・近藤康生, 1990, 前期更新世の氷河性海水準変動による堆積サイクルと貝化石 群集の周期的変化—模式地の大桑層中部の例—。地質雑, **96**, 19-13.
- Kitamura, A., Kondo, Y., Sakai, H. and Horii, M., 1994, Cyclic changes in lithofacies and molluscan content in the early Pleistocene Omma Formation, Central Japan related to the 41,000-year orbital obliquity. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **112**, 345-361.
- Lagoe, M. B., Davies, T. A., Austin, J. A. Jr., Olson, H. C., 1997, Foraminiferal constraints on very high-resolution seismic stratigraphy and late Quaternary glacial history, New Jersey continental shelf. *PALAIOS*, **12**, 249-266.
- Loutit, T. S., Hardenbol, J. and Vail, P. R., 1988, Condensed sections: The key to age determination and correlation of continental margin sequences. In Wilgus C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A. and Van Wagoner, J. C., eds., *Sea-level changes: An integrated approach*. *SEPM Spec. Publ.*, **42**, 183-213.
- Maiya, S., Saito, T. and Sato, T., 1976, Late Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy of northwest Pacific sedimentary sequences. In Takayanagi, Y. and Saito, T., eds., *Progress in Micropaleontology*, New York: American Mus. Nat. Hist., Micropaleontology Press, 395-422.
- 両角芳郎・石垣武久, 1981, 藪田層の浮遊性有孔虫化石群集—藪田層の時代および下位の地層との層序関係に関連して—。大坂市立自然史博報, **35**, 1-13.
- Oba, T., Kato, M., Kitazato, H., Koizumi, I., Omura, A., Sakai, T. and Takayama, T., 1991, Paleoenvironmental changes in the Japan Sea during the last 85,000 years. *Paleoceanography*, **6**, 499-518.
- 大久保 弘・荒井晃作・小西健二, 1995, 大桑層・頭川層・十二町層(鮮新世末期~更新世前期)の火山灰層による対比。日本地質学会第102年学術大会演旨, 98.
- 大久保 弘・荒井晃作, 1997, 氷見層群十二町層 T6 火山灰層と上総層群黄和田層 Kd38 火山灰層の対比。合同学会演旨, 579.
- 大山 桂, 1952, 海産貝類の垂直分布について。Venus, **17**, 27-35.
- Raymo, M. E., Ruddiman, W. F., Backman, J., Clement, B. M. and Martinson, D. G., 1989, Late Pliocene variation in northern hemisphere ice sheets and North Atlantic deep water circulation. *Paleoceanography*, **4**, 413-446.
- Robinson, S. G., 1986, The late Pleistocene palaeoclimatic record of North Atlantic deep-sea sediments revealed by mineral-magnetic measurements. *Phys. Earth Planet. Interiors*, **42**, 22-47.
- Ruddiman, W. F., Raymo, M. and McIntyre, A., 1986, Matuyama 41,000-year cycles: North Atlantic Ocean and northern hemisphere ice sheets. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **80**, 117-129.
- Shackleton, N. J., Hall, M. A. and Pate, D., 1995, Pliocene stable isotope stratigraphy of site 846. In Pisias, N. G., Mayer, L. A., et al., eds., *Proc. ODP Sci. Results*, **138**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 337-355.
- 角 靖夫・野沢 保・井上正昭, 1989, 石動地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 118 p.
- Tada, R., 1994, Paleoceanographic evolution of the Japan Sea. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **108**, 487-508.
- 高山俊昭・加藤道雄・工藤哲朗・佐藤時幸・亀尾浩司, 1988, 日本海側に発達する最上部新生界の石灰質微化石層序 その2: 北陸堆積盆地。石技誌, **53**, 9-27.
- Thompson, R. and Oldfield, F., 1986, *Environmental magnetism*. London, Allen and Unwin, 227p.
- Thouveny, N., Debeaulieu, J. L., Bonifay, E., Creer, K. M., Guiot, J., Ico, M., Johnsen, S., Jouzel, J., Reille, M., Williams, T. and Williamson, D., 1994, Climate variations in Europe over the past 140 kyr deduced from rock magnetism. *Nature*, **371**, 503-506.
- Wei, W., 1993, Calibration of upper Pliocene - lower Pleistocene nannofossil events with oxygen isotope stratigraphy. *Paleoceanography*, **8**, 85-99.
- Wang, P., Zhang, J., Zhao, Q., Min, Q., Bian, Y., Zheng, L., Cheng, X.

- and Chen, R., 1988, Foraminifera and ostracoda in bottom sediments of the East China Sea. China Ocean Press, Beijing. Chapter 3, Planktonic foraminifera. 14-51. (In Chinese with English summary).
- Williams, D.F., Thunell, R.C., Tappa, E., Rio, D. and Raffi, I., 1988, Chronology of the Pleistocene oxygen isotope record : 0-1.88 million years before present. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **64**, 221-240.
- 山崎 司・藤 則雄・広岡公夫・加藤道雄・高山俊昭, 1983, 富山県氷見市十二町層(戴田層)の古地磁気層序に関する予察的検討. 金沢大学教養部論集自然科学編, **20**, 29-42.

(要 旨)

荒井晃作・安井 秀・尾田太良, 1998, 富山県十二町層中部(後期鮮新世)の磁性鉱物量変動と浮遊性有孔虫化石群集に記録された古海洋環境. 地質雑, **104**, 525-537. (Arai, K., Yasui, S. and Oda, M., 1998, Paleooceanographic records on concentration of magnetic minerals and planktic foraminiferal assemblages of the late Pliocene, middle part of the Junicho Formation, Toyama Prefecture, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **104**, 525-537.)

富山県氷見市十二町層堆積サイクル中に見られる磁性鉱物量と, 浮遊性有孔虫化石群集を比較すると, 良い相関関係が得られた. 同層の特徴種の1つである *Globigerina quinqueloba* の産出頻度の曲線も, 磁性鉱物量の変動と非常に良く一致している.

氷期に海水準が低下し海退が進むと, 陸源碎屑物の流入量は増加し, 磁性鉱物量は高くなる. この時期には, 有孔虫の P/T 比率が低く浮遊性有孔虫の多様性が低いことで特徴づけられる浮遊性有孔虫化石群集 b または d が産出する. その後, 間氷期になると磁性鉱物量は低下し, 有孔虫の P/T 比率が高く浮遊性有孔虫の多様性が高い浮遊性有孔虫化石群集 a が産出する. また, *Gna. quinqueloba* は塩分濃度の低い海域で多産することが知られており, 氷期には海水準が低下するだけでなく, 塩分濃度の低い表層水が十二町層堆積盆を支配していたと思われる. 本研究の結果は, 堆積岩石物性と古生物学的な解析の両面から互いを支持するもので, ここで用いた方法は堆積物の古気候・古環境の解析にきわめて有効である.