男鹿半島安田海岸における上部第四系浅海成堆積物のサイクル層序

白井 正明*・多田 隆治*

Cyclostratigraphy of the upper Quaternary shallow-marine sediments at the Anden Coast, Oga Peninsula.

Masaaki SHIRAI*, Ryuji TADA*

The Middle-Upper Pleistocene Shibikawa and Katanishi Formations exposed at the Anden Coast, Oga Peninsula, Akita Prefecture consist of shallow marine and nonmarine sediments. Authors divided these sediments into eight sedimentary facies based on their grain size, sedimentary structure and fossil assemblage, and postulated depositional environments and depths of these facies. Temporal variations of depositional depth are reconstructed at the Anden Coast according to successional change of facies along the exposure, and they are compared with the standard oxygen isotope curve by using widespread marker tephra layers as age control datums. Consequently, six sedimentary cycles caused by glacio-eustatic sea-level changes are recognized in the Middle to Upper Pleistocene deposits at the Anden Coast. The correlation between depth change and standard oxygen isotope curve allows more detailed estimation of the age for each sedimentary cycles. Based on the cyclostratigraphy, the stratigraphic divisions and boundaries at the Anden Coast must be re-defined.

key words : cyclostratigraphy, sedimentary facies, Oga Peninsula, upper Quaternary, depth change

1. はじめに

秋田県男鹿半島北岸に位置する安田海岸^{あんでん}(図1)は、東北日本日本海側、上部新生界の模式地として知られ(藤岡, 1959; 池辺, 1962; など), 多くの層序学的研究が行われている(北里, 1975; 潟西団体研究グループ, 1977・1983; 的場, 1992; など)。しかし, 具体的に堆積相およびそれらの堆積水深を推定し, 堆積サイクルを認定して, その成因を論じた例はない。

安田海岸の中部-上部更新統粗粒堆積物中には, Aso-4 (白石ほか, 1992), Toya (町田ほか, 1987), Aso-1 (白井ほか, 投稿中), B-Og (町田・新井, 1992) の4枚の広域テフラが挟在し, これらのテフ

ラに対応する酸素同位体ステージおよび年代は, Aso-4 (ステージ5.2, 88ka), Toya (ステージ5.4, 106ka), Aso-1 (ステージ8.2, 255ka), B-Og (ステージ12.2, 448ka), であることが明らかになっている(白井ほか, 投稿中)。

本論文では, これら男鹿半島安田海岸の中部-上部更新統粗粒堆積物について, 8種類の堆積相を認定し, その堆積相の堆積水深を推定すると共に, 堆積相の累重パターンから古水深の変化を復元し, 広域テフラを基準面として酸素同位体変動曲線との対比を試みた。その結果, 両者の変化パターンは良く合致することが明らかになり, その対比を基に, 各堆積サイクルの年代を詳細に推定することが可能となった。

2. 安田海岸の地質・層序概略

図1に示す通り, 男鹿半島東部の寒風山周辺には

受付: 1996年9月10日 受理: 1996年10月17日

*東京大学理学部地質学教室. Geological Institute, University of Tokyo, Tokyo 113, Japan.

図1 男鹿半島における鮭川層、潟西層の分布と安田海岸の位置。

ほぼ南北方向に軸を持つ褶曲が発達し、上部第四系まで変形を受けている。安田海岸は向斜軸の西翼に位置し、地層は東へ傾斜している。その傾斜は上位ほど小さく、褶曲の形成と平行して堆積過程が進行したことを示している。

図2に示すように、安田海岸における粗粒堆積物は大橋 (1918MS) により鮭川層と名付けられ (外山, 1925), 後にその下部が鮭川層, 上部が潟西層と細分された (大橋, 1930)。その後, Hujioka et al. (1970) は潟西層の最下部を釜谷地層として, 北里 (1975) は鮭川層最上部を安田層として, それぞれ細分したが, 潟西層研究グループ (1983), 町田ほか (1987) の研究を経て, 釜谷地層・安田層の堆積時期は潟西層下部の堆積時期と一致することが認識されるようになった。特に釜谷地層は分布が局所的なこともあり, 現在では再び潟西層中に含まれている (Matoba et al., 1990; 的場, 1992; 白石・林, 1995; など)。本論文では, 安田層も潟西層の一部と見做し, 安田海岸の粗粒堆積物から成る上部第四系を, 下位から鮭川層, 潟西層に区分する。

鮭川層は、塊状のシルト質砂岩層と葉理の発達した砂岩層を主体とし、一部に亜炭層、シルト層を挟在する。安田海岸においては、その層厚は約90mである。塊状シルト岩を主体とする下位の脇本層を不

図2 安田海岸における鮭川層および潟西層下一中部の柱状図と、従来の研究に対する本研究での地層名と区分方法の比較。

整合に覆うと考えられてきたが(藤岡, 1959; Takayasu, 1962; など), 両者の関係が不整合である積極的な証拠が見られないとの意見もあり(北里, 1975; 加藤・渡部, 1976), 見解が定まっていない. 筆者の観察でも, 不整合という証拠は見出せなかった. 一方, 鮎川層内には2層準に軽微な傾斜不整合が認められる. これらの傾斜不整合の直上または直下にそれぞれ亜炭層が観察されるが, 鮎川層下部の亜炭層には軽石層 Oga および B-Og 火山灰が, 鮎川層中部の亜炭層には Aso-1火山灰が挟まれる.

潟西層の最下部は塊状シルト質砂岩層から, その上位は葉理の発達した砂岩層から成り, 安田海岸における層厚は約50m である. 潟西層は鮎川層を明瞭な傾斜不整合で覆っている(藤岡, 1959; 北里, 1975; Matoba et al., 1990; など). 最下部の塊状のシルト質砂岩下部には Toya 火山灰が挟まる. Toya の層厚は露頭西側では15cm 程であるが, 向斜軸に最も近い露頭東端では層厚40cm 程に肥大する. さらに Toya の30m 程上位のシルト岩の薄層直下には, Aso-4漂流軽石および不連続な火山灰濃集層が認められる.

これら鮎川層, 潟西層に見られるテフラは白井ほ

か(投稿中)により日本海堆積物中のテフラと対比され, 酸素同位体ステージおよび年代が求められている. Aso-4はステージ5.2, 88ka, Toya はステージ5.4, 106ka, Aso-1はステージ8.2, 255ka, B-Og はステージ12.2, 448ka と, それぞれ推定されている.

鮎川層内および鮎川層/潟西層境界に見られる傾斜不整合の存在と植物化石, 貝化石の産状から, 安田海岸における鮎川・潟西層の堆積環境は, 浅海から陸上への変化を繰り返す, さらに潟西層中部から上位では完全に離水したと考えられている(加藤・渡部, 1976; 潟西団体研究グループ, 1977; など).

3. 堆積相の認定と堆積水深の推定

浅海成および陸成の堆積物は, 一般的に堆積構造などの特徴を利用して, その堆積水深を推定することができる(西村ほか, 1994). 安田海岸の堆積物は前述の通り, 陸成から浅海成と考えられているが, 具体的な堆積相の解析や, それに基づく堆積環境の復元は未だ行なわれてはいない. そこで著者らは, 安田海岸の鮎川層最下部から潟西層中部までについて, その構成粒子の大きさ, 堆積構造, 産出化石の情報を基に, 8種類の堆積相に分類した(表1).

表1 各堆積相の名称, 特徴, 堆積環境, および推定水深

名称	特徴	環境	推定水深
A 亜炭相	層状の亜炭	陸上	≤0m
B 炭質シルト相	炭質物を含む塊状シルト トラフ型・イブシロン斜交層理の不淘汰な砂層を挟む	陸上(シルト: 氾濫原, 砂: 河床)	≤0m
C 炭質粘土相	炭質塊状粘土 一部細粒砂の薄層を挟む <i>Corvicula, Trapa</i> (1)	沿岸性の湿地	≈0m
D シルト質砂相-1	塊状シルト質砂(生物擾乱を受ける) 生痕化石あり <i>Corvicula</i> (1)	内湾・河口	≥0m
E 平行葉理砂相-1	平行葉理・平板状斜交層理の細粒砂 一部トラフ型斜交層理 一部に砂鉄の濃集薄層, 低角楔形斜交層理発達	前浜-上部外浜	0-10m
F 平行葉理砂相-2	平行葉理の細粒砂, 一部生物擾乱発達 スウェール状斜交層理	下部外浜 (晴天時波浪限界以浅)	10-20m
G HCS砂相	ハンモック状斜交層理・平行葉理の細粒砂 塊状(生物擾乱を受ける)のシルト質砂 いわゆるHCSシーケンスを示す	下部外浜-内側陸棚 (晴天時-荒天時波浪限界水深)	20-70m
H シルト質砂相-2	塊状(生物擾乱を受ける)シルト質砂 ストームベッドを挟む	外側陸棚上部 (荒天時波浪限界以深)	70-100m

(1) 加藤・渡部(1976)に基づく

図3 鮪川層下部の堆積相 (A), (C), (H) および軽微な傾斜不整合. 堆積相 A は Oga 軽石層と B-Og 火山灰を挟在する.

(a)

(b)

図4 鮪川層上部の堆積相 B におけるイプシロン斜交層理. (a) チャンネル構造が下位の堆積相 F を削り込んでいる. 中央やや右にイプシロン斜交層理が見られる. (b) イプシロン斜交層理の拡大写真.

亜炭相 (堆積相 A) 本堆積相は、黒色～暗褐色の炭質物からなり、それらは厚さ数 mm の剝離しやすい葉理を持ち、層厚数 10 cm の層をなす. 安田海岸においては、その上下に低角の傾斜不整合が見られる (図 3). 鮪川層下部では本堆積相は軽石層 Oga を挟在し、それを貫いて炭化した立木が見られた. 堆積環境は陸上の湿原の様な環境と思われる.

シルト相 (堆積相 B) 本堆積相は無層理で炭質物を豊富に含むシルト層から成り、層厚は 10 m 近くある. 内部には厚さ約 1 m の淘汰の悪い粗粒砂層を複数挟在する. この砂層にはトラフ型斜交層理が発達しており、その最下部には小円礫も含まれている. また、こうした砂層の内の一つには、幅約 2 m、深さ 80 cm 以上のチャンネル状の構造が認められ、

そこにはイプシロン型斜交層理が見られる (図 4). これは河川などで、流路の側方への移動に伴い、侵食面が移動することによって生じる特徴的な斜交層理である (例えば, Allen, 1963). この砂層は河床堆積物、シルト層は氾濫原堆積物と考えられ、本堆積相の堆積環境は陸上、しかも流路の側方変化と氾濫原堆積物の存在から河川の下流と推定できる.

粘土相 (堆積相 C) 本堆積相は、炭質物を多く含む層厚 5 m 前後の粘土層からなり、塊状のものと砂質の葉理を持つものがある. 本堆積相からは、加藤・渡部 (1976) によりシジミ貝 (*Corbicula* sp., *Corbicula japonica* PRIME) やヒシ (*Trapa* sp.) の化石などが発見されており、汽水成の環境が示唆される. 堆積環境は、海岸河口付近の湿地と考えられ、

形成水深は0 m 前後と推定できる。

シルト質砂相—1 (堆積相 D) 本堆積相は、生物擾乱の発達したシルト質の細粒砂層からなり、層厚5 m 程度である。後に述べる堆積相 H とは、粗粒堆積物の濃集層を全く含んでいない (図5) 点異なる。本堆積相からもやはり、加藤・渡部(1976)によりシジミの化石 (*Corbicula* sp) が発見されており、汽水性の潟・内湾的環境の堆積物と考えられている。従って、その堆積水深を0 m 前後とした。

平行葉理砂相—1 (堆積相 E) 本堆積相は、平行葉理が発達した淘汰の良い細粒砂層である。所々に低角の軽微な侵食面が見られる。増田 (1989) によるとこのような堆積相は、砂浜の波打ち際特有のものである。本堆積相内には平板型斜交層理、トラフ型斜交層理も良く見られる (図6)。平板型斜

図5 潟西層中部の堆積相 D に発達する生物擾乱。中央に見られる白い斑点は Aso-4 漂流軽石。

図6 鮎川層上部の堆積相 E に見られる平行—斜交葉理。ラミナの白い部分は細粒軽石。

交層理は厚さ20cm 以下であり、ほとんどのものが北東へ傾斜している。トラフ型斜交層理は平板型斜交層理より頻度が少なく、逆に南西へと傾斜したものが多。また左右対象形の小さなウェーブリップルも頻繁に挟在する。これらはバー・トラフシステムでよく見られる堆積構造 (例えば、Davidson-Arnott et al., 1976) が、バーの移動により積み重なったものと推定される。従って本堆積相は、前浜～上部外浜、つまり静穏時に波浪の影響を強く受ける環境で堆積したものと考えられる。斜交層理の形態より、波浪による振動流の方向は北東—南西方向と考えられる。形成水深は斎藤(1988, 1989)の現世の浅海部の地形に基づいて、0～10m 程度と推定した。

平行葉理砂相—2 (堆積相 F) 本堆積相は平行葉理が発達した細粒砂からなるが、生物擾乱が発達した層が数10cm おきに挟まれるのが特徴である (図7)。これは斎藤(1989)の記述に基づく、ハンモック状斜交層理の一種、スウェール状斜交層理である。ハンモック状斜交層理は、暴風時の波の大きなうねりにより形成される堆積構造であり (例えば、Dott and Bourgeois, 1982)、水深が浅く波の影響が大きな所では侵食作用が卓越し、スウェール状斜交層理になる (Leckie and Walker, 1982)。スウェール状斜交層理は静穏時の波の影響が小さい下部外浜に見られ、形成水深は10～20m と推定される (斎藤, 1989)。

HCS 砂相 (堆積相 G) 本堆積相は淘汰の良い細粒砂からなり、波長数10cm～1 m のハンモック状斜交層理で特徴づけられる (図8)。一般に暴風

図7 鮎川層上部の堆積相 F。平行葉理と生物擾乱の発達した薄層の繰返しで特徴づけられる。

図8 鮪川層下部の堆積相 G に見られる HCS 斜交層理。中央上部の矢印の部分に、軽微な侵食面が見られる。

時の波浪限界水深より浅い場所で、かつスウェール状斜交層理が形成される環境より深い場所で形成され、主に静穏時と暴風時の波浪限界の間の水深に見られると考えられている。斎藤 (1988) の波浪限界水深に関する報告に基づく、形成水深は20~70m程度と思われる。

シルト質砂相-2 (堆積相 H) 本堆積相は、堆積相 D と同様、生物擾乱の発達したシルト質砂層を主体とするが、細礫や貝殻片などからなる粗粒堆積物濃集層をはさむ事が特徴である。この粗粒堆積物濃集層は、i) 下部境界が明瞭である、ii) 貝殻は破片となっている、iii) 上部境界は漸移的である、などの特徴からストームベッドと考えられる。生物擾乱が発達していることは堆積速度が遅いことを意味し、また、ストームベッドが挟在し、波の作用を

示す堆積構造が残されていないことを考えると、この堆積相は、荒天時の波浪限界より深い、水深70m以深の堆積場で形成されたと考えられる。さらにこの堆積相の形成水深の下限が男鹿半島付近の表層堆積図 (池原ほか, 1994) における底質の泥質砂/泥境界より浅いと考え、その水深は100m以浅と考えられる。

図3~8の観察地点を、安田海岸の露頭略図に示す (図9)。

4. 安田海岸における堆積相層序

安田海岸の鮪川層最下部から潟西層中部にかけての地層における堆積相の変化を、図10aに示す。今回確認した3層準の不整合面は、鮪川層中の2層準における堆積相 A の上面、および鮪川/潟西層境界で見られ、従来はこれらを境界として、堆積サイクルの認定が行なわれていた (Okada, 1979, 白石・林, 1995)。

しかし鮪川層において従来認定されていた堆積サイクル内には、堆積相が下位から (H), (G), (E) と浅海化し、その上に明瞭な不連続面を挟んで再び堆積相 H が繰り返す場合がある。不連続面直上には細礫等の粗粒堆積物が濃集しているが、堆積相 H 内部のストームベッドと異なり、貝殻片があまり見られない。これらの粗粒堆積物と下部の明瞭な境界面は海進時に浅海部で波浪による侵食・再堆積作用を受けた事を示すラビンメント面およびラビンメント堆積物 (Nummedal and Swift, 1987; 増田, 1993) と考えられる。ラビンメント面自身は海進を示すものであるが、上下の堆積相の累重関係から、ラビンメント面のすぐ下位に相対海水準の低下を示す不整

図9 安田海岸の露頭概略図。図3~図8の観察場所を示している。

合面が見られない場合でも、ラビンメント面の存在そのものが海水準の低下を間接的に示すと判断される。従ってこの場合、ラビンメント面を挟んで従来の堆積サイクルを2つに分けることができる。この様にして、鮪川層内には堆積サイクルが5つ認定された。ただし最下部のサイクルでは海退のみ確認される。

また、潟西層下半部には1回の堆積サイクルが認定された。従来の安田層上面には侵食面が見られ、それを不整合と考えたことが(例えば、北里, 1975; 加藤・渡部, 1976)安田層を独立させる根拠となっていた。しかし、従来の安田層は堆積相H, その直上の従来の潟西層最下部は堆積相Gであり、従ってこの境界は暴風時の侵食面と判断される。このため筆者らは、従来の安田層を潟西層の一部として、その最下部に含める。

この様に、不整合面またはラビンメント面を境界として、鮪川層基底より潟西層中部(Aso-4の層準)にかけて、6つの堆積サイクルが確認された。便宜的に、これらのサイクルに下位から1~6と番号を

つける(図10参照)。サイクル1, 2の境界は不整合であり、この境界の上位には堆積相Cを挟んでラビンメント面が存在する。サイクル2, 3の境界とサイクル4, 5の境界は不整合は観察されず、ラビンメント面を境界としている。サイクル3, 4の境界とサイクル5, 6の境界は不整合だが、これらの境界部の上位にはラビンメント面は見られず、不整合面とほとんど重なってしまっていると解釈した。ほとんどのサイクルで、堆積相は(H), (G)または(F), (E)の順に明瞭な境界を挟んで累重する。サイクル4のみが堆積相Hを含まない。サイクル5には堆積相Eが存在しないが、これは上位の堆積相Bの河川により侵食されたためと推定される。

5. 古水深変動の復元

安田海岸について作成した柱状図を基に、各堆積相の形成水深をその堆積相の層位に対してプロットし、それをつなげることにより、安田海岸における古水深変動曲線を図10bの様に復元した。各サイク

図10 (a): 安田海岸における堆積相の累重様式, (b): (a)に基づき復元した古水深変化, (c): 標準的酸素同位体比変動曲線 (Bassinot et al., 1994による)。これらは広域テフラを年代基準面として対比できる。

ルの古水深変化幅は似通っているが、サイクル4は堆積相Hが存在しないので、他のサイクルに比べると水深の変化が小さい。また全てのサイクルにおいて、海進時の堆積物は汽水～陸成の堆積物とラビンメント堆積物を除いてほとんど認識できず、古水深変動曲線は比較的緩やかな減少（海退）、急速な増加（海進）の非対称形を示す。

6. 古水深変動曲線と酸素同位体変動曲線の対比

図10aの柱状図には3枚の不整合面が挟まれているが、不整合を挟んでの地層の傾斜角変化、不整合面の直下に汽水～陸成の堆積相が見られること、を考慮すると、1つの堆積サイクルを総て削り取るほどの大規模な侵食は無かったと考えられる。鮪川・潟西両層からは4枚の広域テフラが発見されており、既に年代と酸素同位体比変動曲線との対応は見積もられている。そこでこれらの広域テフラを基準面として、安田海岸上部第四系における古水深変動とSPECMAPの酸素同位体比変動曲線（Bassinot et al., 1994）の対比を試みた（図10c）。堆積相解析に基づく古水深の変動パターンは酸素同位体比の変動様式（氷期／間氷期サイクル）と良く一致している。サイクル4は堆積相Hを含まず、最大水深が他のサイクルに比べ小さいが、これは酸素同位体ステージ8.2から7.4の間のサブステージレベルの変動によって形成されたと考えることにより説明できる。また、サイクル5上部の堆積相Bの基底は河川による侵食面、上面は傾斜不整合で境される。両者をシークエンス境界と解釈してこれを一つの独立した堆積サイクルとみなすか（Okada, 1979）、シークエンス境界の定義を重視して下面の侵食面を堆積サイクルの境界と見なすか（白石・林, 1995）、あるいは傾斜不整合の存在を重視して上面に境界を置くか、従来意見は定まっていない。またこの問題は、安田海岸における粗粒堆積物の地層区分にも影響を与えている。今回の古水深変動曲線と酸素同位体比変動曲線の対比に基づく、この堆積相Bは酸素同位体ステージ6.4から6.2にかけて形成されたと推測される。つまり、氷期であるステージ6でも特に海水準が低いステージ6.4および6.2において上下の侵食面が形成され、その間のやや海水準が高い時期、ステージ6.3に堆積相Bが形成されたとと思われる。筆者らはこの堆積相Bは海水準より上で形成されていること、および上面の傾斜不整合は海水準が最も低下しているステージ6.2に形成されたと考えら

れ、安田海岸における露頭全体で追跡されることを重視して、この堆積相Bを下位のサイクル5内に含め、その上面の傾斜不整合を堆積サイクル5と6の境界と見なすこととする。これに基づく、この傾斜不整合を境界に鮪川層と潟西層を区別する方が合理的である。

以上の様に、安田海岸における古水深変動曲線とSPECMAPの酸素同位体比変動曲線を対比した結果、安田海岸の鮪川・潟西両層に見られる6つの堆積サイクルは酸素同位体ステージ12-5にかけての、汎世界的な氷河性海水準変動によって形成されたもので、各堆積サイクルの年代は、サイクル1はステージ12.2以前（約440ka以前）、サイクル2はステージ12.2から10.2（約440-350ka）、サイクル3はステージ10.2から8.2（約350-250ka）、サイクル4はステージ8.2から7.4（約250-230ka）、サイクル5はステージ7.4から6.2（約230-150ka）、サイクル6はステージ6.2から5.0（約150-80ka）、に対応すると推定された。

7. ま と め

- (1) 男鹿半島安田海岸に露出する上部第四系浅海成堆積物を主とする鮪川層・潟西層において、陸上から陸棚までで形成される8種類の堆積相を認定し、各堆積相の堆積水深を推定した。
- (2) この堆積相の分類に基づく堆積相解析の結果、安田海岸の上部第四系には従来考えられているより多い、6つの堆積サイクルが認められる事が判明した。また各堆積相について推定した形成水深を用いて古水深変化を復元した。
- (3) 更に、安田海岸で認められた4枚の広域テフラを基準面として、安田海岸における古水深変動曲線を、標準的酸素同位体比変動曲線と比較した。海進・海退パターンは酸素同位体比変動（氷期－間氷期サイクル）と良く一致しており、6つの堆積サイクルが氷河性海水準変動によって形成されたことがわかる。各堆積サイクルを酸素同位体比変動曲線と対比することにより、各堆積サイクルの年代を詳細に推定できた。
- (4) その結果に基づけば、安田層は潟西層の一部と再定義した方が合理的である。

文 献

- Allen, J. R. L., 1963: The classification of cross-stratified units with notes on their origin.

- Sedimentology*, 2, 93-114.
- Bassinot, F. C., Labeyrie, L. D., Vincent, E., Quidel-leur, X., Shackleton, N. J. and Lancelot, Y., 1994: The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matsuyama magnetic reversal. *Earth and Planetary Science Letters*, 126, 91-108.
- Davidson-Arnott, R. G. D., and Greenwood, B., 1976: Facies relationships on a barred coast, Kouchibouguac Bay, New Brunswick, Canada. In Middleton, G. V. ed., *Beach and nearshore sedimentation*, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub., 24, 149-168.
- Dott, R. H. Jr. and Bourgeois, J., 1982: Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, 663-680.
- 藤岡一男, 1959: 5万分の1地質図幅 戸賀, 船川, 同説明書, 61p. 地質調査所.
- Hujioka, K., Takayasu, T. and Matoba, Y., 1970: The Kamayachi Formation (Pleistocene), Oga Peninsula, Northeast Japan. Akita Univ., Min. Coll., Jour., Ser. A4, 4, 35-50.
- 池辺 穰, 1962: 秋田油田地域における含油第三系の構造発達と石油の集積について. 秋田大地下資源研報, 26, 1-59.
- 池原 研・中嶋 健・片山 肇, 1994: 秋田西方表層堆積図. 地質調査所.
- 潟西団体研究グループ, 1977: 潟西層の海成軟体動物化石と堆積環境. 地球科学, 31, 83-86.
- 潟西団体研究グループ, 1983: 男鹿半島北東部潟西地域における潟西層. 地球科学, 37, 69-80.
- 加藤万太郎・渡部あきら, 1976: 男鹿半島安田海岸における鮪川層. 潟西層の構造と堆積環境について. 秋田県立博物館報, 1, 56-65.
- 北里 洋, 1975: 男鹿半島上部新生界の地質および年代. 東北大地質古生物研報, 75, 17-49.
- Leckie, D. A., and Walker, R. G., 1982: Storm and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Lower Gates interval. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 66, 138-157.
- 町田 洋・新井房夫, 1992: 火山灰アトラスー日本列島とその周辺ー, 276p. 東大出版会.
- 町田 洋・新井房夫・宮内崇裕・奥村晃史, 1987: 北日本を広くおおむ洞爺火山灰. 第四紀研究, 26, 129-145.
- 増田富士雄, 1989: ダイナミック地層学ー古東京湾域の堆積相解析からー (2). 応用地質, 30, 29-40.
- 増田富士雄, 1993: シーケンス層序学: 我が国における陸域地質への適用例. 石油技術協会誌, 58, 292-310.
- 的場保望, 1992: 秋田油田新第三系・第四系層序に関する最近の変革. 石油技術協会誌, 57, 315-333.
- Matoba, Y., Tomizawa, A. and Fukusawa, K., 1990: Neogene and Quaternary sedimentary sequence in the Oga Peninsula. Guidebook for Field Trip No.2, Oga Peninsula, Benthos'90, 4th Internat. Symp. Benthic Foraminifera, Sendai.
- 西村瑞恵・渡辺大輔・保柳康一, 1994: 波浪卓越沿岸の堆積相ー北部フォッサマグナ中期中新世の礫質堆積物からー信州大学理学部紀要, 29, 71-77.
- Nummedal, D. and Swift, D. J. P., 1987: Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: Some principles derived from Holocene and Cretaceous examples. In Nummedal, D., Pilkey, O. H. and Howard eds., *Sea-level fluctuation and coastal evolution*. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pub., 41, 241-260.
- 大橋良一, 1930: 男鹿半島の地質. 地質雑, 37, 740-754.
- Okada, Y., 1979: Stratigraphy and ostracoda from late Cenozoic strata of the Oga Peninsula, Akita Prefecture. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, 115, 143-173.
- 斎藤文紀, 1988: 沿岸域の地形や堆積物と波浪作用限界水深の関係. 月刊地球, 10, 458-466.
- 斎藤文紀, 1989: 陸棚堆積物の区分と暴風型陸棚における堆積相. 地学雑誌, 98, 164-179.
- 白井正明・多田隆治・藤岡換太郎, (投稿中): ODP 日本海試料との対比に基づく男鹿半島上部第四系テフラ層序の再検討. 第四紀研究.
- 白石建夫・新井房夫・藤本幸雄, 1992: 秋田県男鹿半島における西日本起源の漂流軽石・降下火山灰の発見とその意義. 第四紀研究, 31, 21-27.
- 白石建夫・林信太郎, 1995: 男鹿半島のテフロクロロジー. 第四回第四紀学会テフラ研究委員会, 野外集会.
- Takayasu, T., 1962: Molluscan fossils from the Shibi-

kawa Formation in the Oga Peninsula, Akita
Prefecture, Japan. -Studies of Cenozoic fauna in

the Akita oil field. Part2.-Akita Univ., Min.
Coll., Jour., Ser. A2, 2, 1-19.

男鹿半島安田海岸における上部第四系浅海成堆積物のサイクル層序

白井 正明*・多田 隆治*

秋田県男鹿半島北岸の安田海岸に連続露出する上部第四系鮎川層，潟西層は，浅海成ないし陸成堆積物から成る．これらの地層について，構成粒子の大きさ，堆積構造，産出化石の情報などを基に，8種類の堆積相を認定し，それぞれの堆積環境および形成水深を推定した．さらに露頭における堆積相の変化に応じて古水深の時間的变化を復元し，広域テフラを年代基準面にして，これを標準的酸素同位体比変動曲線と比較した．その結果，安田海岸の上部第四系堆積物中には，氷河性海水準変動に起因する6つの堆積サイクルが認められ，各堆積サイクルの形成年代を詳細に推定することができた．また対比の結果に基づくと，安田海岸における地層区分は再定義の必要がある．