

堆積盆解析におけるシーケンス層序学：一次元解析から三次元解析へ\*  
Sequence stratigraphy for the sedimentary basin analysis\*

保柳康一\*\*

Koichi Hoyanagi\*\*

1994年12月19日受付.

1995年 5 月17日受理.

\*\* 信州大学理学部地質学教室.

Department of Geology, Faculty of Science, Shinshu University, 3-1-1 Asahi, Matsumoto 390, Japan

## Abstract

The relative sea level and accommodation on sequence stratigraphy are basic concept for the basin analysis. Relative sea-level curve represents historical change of the accommodation. Accommodation can be estimated from the thickness of the sediment and sea floor depth. The relative sea-level is composed of the two elements, such as basin subsidence and eustasy. Subsidence of a basin involves basin floor subsidence caused by compaction, isostatic subsidence and tectonic subsidence. We have to differentiate these elements one by one from relative sea-level curve. One dimensional analysis of the relative sea-level curve starts from a sedimentary column and two dimensional analysis starts from a stratigraphic cross section. These analysis have to be developed to three dimensional. For the three dimensional sequence analysis, it is necessary to estimate the functions of sedimentation and transportation, which control the deposition of sediment in the accommodation space. The sequence stratigraphy is powerful tool for the basin analysis and global change analysis.

Key words: sequence stratigraphy, relative sea-level change, accommodation, basin analysis, basin subsidence, eustasy

## はじめに

構造運動は、地層の形成される堆積盆地の沈降と、そこを埋積する碎屑物を供給する後背地の上昇を支配している。一方、気候変動は、堆積盆地におけるユースタシー（汎世界的海水準変動）の変動と山地の侵食と碎屑物の運搬を支配している。すなわち、地層形成は構造運動と気候変動とに支配されているといえる。これらのうちシーケンス層序学では、構造運動の作る堆積盆地の運動と気候変動の作るユースタシーが堆積物の記録に最も強い影響を持つと考え、地層形成は堆積盆地の沈降とユースタシー（汎世界的海水準変動）によって作られる相対的海水準変動（relative sea-level change）によって支配されていると考えている（Posamentier and Vail, 1988; Posamentier et al., 1988）。したがって、地層から相対的海水準変動を読みとり、そこから逆にさかのぼって堆積盆地の沈降とユースタシーを分離することができれば、構造運動や気候変動を議論することができる（保柳・西村, 1992; 保柳ほか, 1994）。この道筋をたどることによって、ある地域の地層をモニターとして野外での観察事実からテクトニクスと気候変動というグローバルな問題にアプローチすることになり、地域的な研究をグローバルな思考に結びつけていくことが可能になる。

堆積学とくに堆積地質学と呼ばれる分野は、地層の形成されたその当時の環境を読みとることを一つの大きな研究目的としてきた。堆積した当時の環境を地層中の様々な証拠から読みとる手法を堆積相解析と呼ぶ。堆積相解析は、堆積相の連続的変化に「堆積相対比の法則（low of correlation of facies; Walther's law）」を適用することを基本としている。堆積相対比の法則は、「垂直方向の堆積相の連続的変化は、同一時間面での水平方向の堆積相の分布を示す」（Walther, 1894, in Middleton, 1973）というもので、堆積相の時間的な積み重なりを記載した柱状図から空間的な広がりを持った堆積システムを構築する基本となる。この堆積相解析の手法と様々な応用は、R.G. Walker が編集した「Facies Models」の中で詳しく解説されてきたが（Walker, 1979; 1984）、その改訂版「Facies Models: response to sea-level change」の中では、連続的な堆積相累重（facies succession）を解析することの重要性に加え、シーケンス層序学の成果を取り入れ、堆積相の連続を絶つ不連続面の認識とその成因を明らかにすることの重要性が強調されている（Walker, 1992a）。

堆積相解析によって堆積環境の復元をおこなう目的の一つは、地層分布の予測性を高めることである（Walker, 1992a）。特に石油探鉱などでは、地層分布の予測性を高めることが、きわめて重要な課題である。不連続面の認識と同時間の枠組みの設定に始まるシーケンス解析は、地下における3次元的地層分布の予測性を高める際に

\* 日本地質学会第101年総会・討論会（東京早稲田大学1994年 3 月28日～29日）および同年会（札幌北海道大学1994年 9 月23日～25日）にて一部講演。

有効である。一方、堆積環境の変遷を知り、地球表層の物質の循環とその歴史的变化を捉え、その背景となった地球表層や地殻の変動を解析することは、地質学の大きなテーマである。このテーマの解明に際しても堆積相解析からシーケンス解析に至る道筋が有効であると考えられる(第1図)。

Jervey (1988) では、相対的海水準とそこに形成される地層との関係が1次元(堆積柱状)ないし、2次元(層序断面)で示された。その後の具体的な研究も1次元ないし2次元での解析がほとんどである(西村・保柳, 1992; 保柳, 1992a; Hoyanagi and Nishimura, 1994; 酒井, 1995など)。2次元解析では、堆積物の運搬方向を供給源から海盆底まで直線的な移動を考えている。しかし、実際には、上流から下流への流れ方向と斜交する沿岸流のような流れが存在し、横方向に堆積物をシフトさせながら空間を埋積している(第13図参照)。このような堆積物の平面的な運搬を考慮した、3次元的なシーケンス解析に発展させていくことによって、総合的な地圏システムの解析につながると考えられる。ここでは、堆積盆解析における、シーケンス層序学を持つ基本概念の有効性について具体的な研究例をあげのべる。

### 相対的海水準変動と堆積空間

#### 1. ユースタシーと堆積盆地の運動

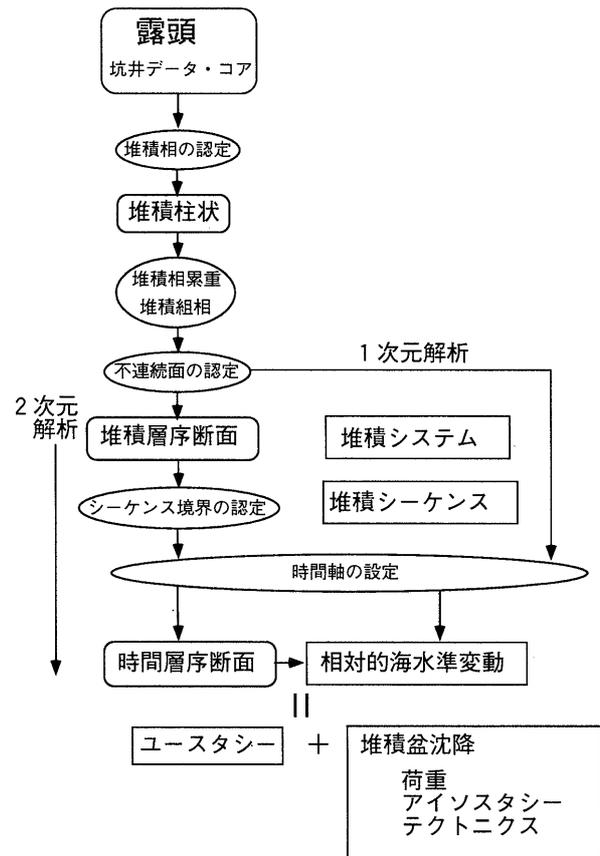
ユースタシーとは、地球の中心を基準にしたときの海面の上下変動である。そして、相対的海水準とは、地球表面のある地点に基準面をとり、そこからの海面までの距離を言う(第2図)。この基準面自体が構造運動やアイソスタシーなどで上下するため、ユースタシーによる海水面の上下と基準面の上下を合わせたものが相対的海水準変動となる。また、堆積空間は、この基準面と海水面との間の堆積物が堆積することが可能な空間のことを言う(第3図)。ここで注意しなければならないのは、水深は堆積物の上限から海面までの距離であるのに対して、堆積空間は基準面と海面までの距離であり、堆積空間と水深とは明瞭に区別されるということである(第2図)。つまり堆積空間は、基準面からの堆積物の厚さと水深を合わせたものになる。そして相対的海水準変動は、堆積空間の時間的变化といえる。このことから、堆積物の厚さと水深の変化を知ることによって堆積空間を知ることが可能であり、横軸に時間をとって堆積空間の変動を描くことによって相対的海水準変動曲線を描くことが出来る(第3図)。

相対的海水準変動の主要な要因は、ユースタシーと堆積盆底の沈降であると考えられる。堆積盆底の沈降は、堆積物荷重による圧密が引き起こす海底面の沈降と構造運動とアイソスタシーによって起こる基準面自体の沈降とを含んでいる(Stecker et al., 1988; Reynolds et al., 1991)(第4図)。さらに、形成される堆積物の特徴は供給される碎屑物の特徴と量とも大きな影響を受ける。以下に、堆積物の特徴と厚さという野外の観察から得ら

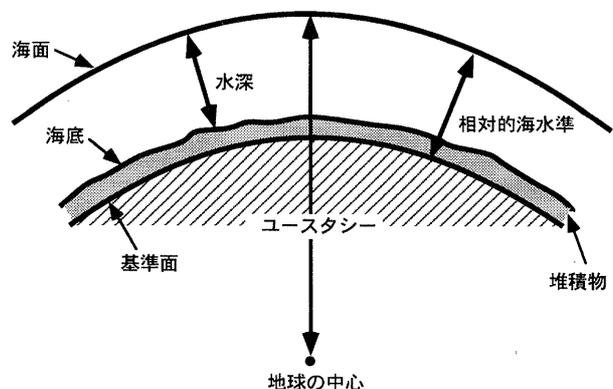
れる事実から出発して、相対的海水準変動を求めその背景となったユースタシーや堆積盆地の運動をいかに考察していくかを述べていく。

#### 2. 層厚と堆積深度

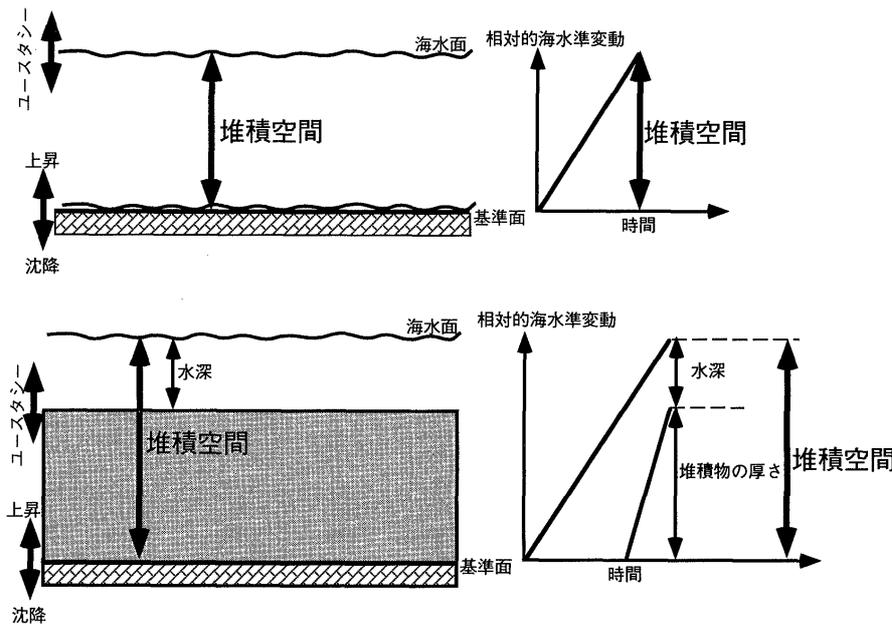
地層から相対的海水準変動を求めるためには、基準面からの堆積物の厚さとその地層の堆積した水深を知ることが必要である。水深を示す指標として堆積相が大きな役割を果たす。外洋の沿岸域の波浪の影響下にある浅海域では、波の到達深度がその大きさによって決まってい



第1図. シーケンス層序学から堆積盆解析への手順。



第2図. ユースタシーと水深、相対的海水準変動の関係 (Posamentier et al., 1988より作成)。



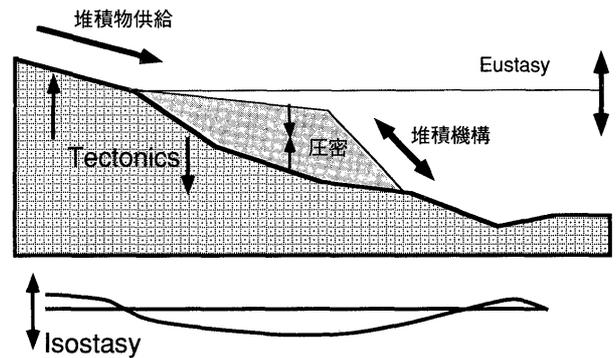
第3図. 堆積空間と相対的海水準変動の関係。  
 上図は基準面上にあった海水面が上昇し堆積空間が形成される様子。堆積物が堆積していないので形成された海の水深と堆積空間が等しく、その水深分だけ相対的海水準が上昇する。下図はさらに海面が上昇するが堆積物が堆積しているため、堆積物の厚さと水深が堆積空間となり、相対的海水準は堆積物の厚さと水深分上昇したことになる。

る(斎藤, 1989)。このことから地層中のハンモック状斜交層理やウェーブリップルなどの波による営力を作る堆積構造と砂岩と泥岩の比が堆積深度を決める大きな拠り所となる。堆積深度を示すものとして底生化石の情報もまた重要である。その化石が運搬されてきたのではなく現地性であるという認定が重要になるが、そうであれば、化石は堆積深度を求めるための有力な情報となる。特に波浪の影響が届かない外側陸棚以深については、底生化石が堆積深度を示す最も有力な指標である。生痕化石もまた堆積深度に関わる重要な情報をもたらす。環境に適応してそこに棲んだ生物の残した生痕は、堆積物の堆積環境に関する重要な情報を含んでおり、生痕相(ichonofacies)を構成する。しかし、生痕相は直接には生息深度を示しておらず、堆積深度は生痕相の示す堆積環境に含まれる情報の一つであることに注意しなければならない(Frey et al., 1990)。

これら堆積相・化石相・生痕相と堆積深度との関係は、外洋環境では比較的単純であるが、内湾環境になると波の大きさは湾の大きさにより変化し、さらに外洋では波により堆積物中から洗い出された泥質分が沖に流されるのに対して、内湾環境では複雑な地形に影響されて湾内に堆積することになる。また、内湾化することによって潮差の作る潮流の影響が複雑な地形と相まって増幅される。また、生物相にも変化をもたらして、化石相、生痕相に外洋環境とは異なった特徴を生み出す。内湾環境で、堆積深度を求めるためには、これらの総合的な検討が必要となる。

### 3. 時間の枠組み

上述の層厚と堆積深度の作る堆積空間を縦軸としてその時間的変化である相対的海水準変動曲線を描くには、横軸となる時間軸が必要となる(第4図)。そして、その



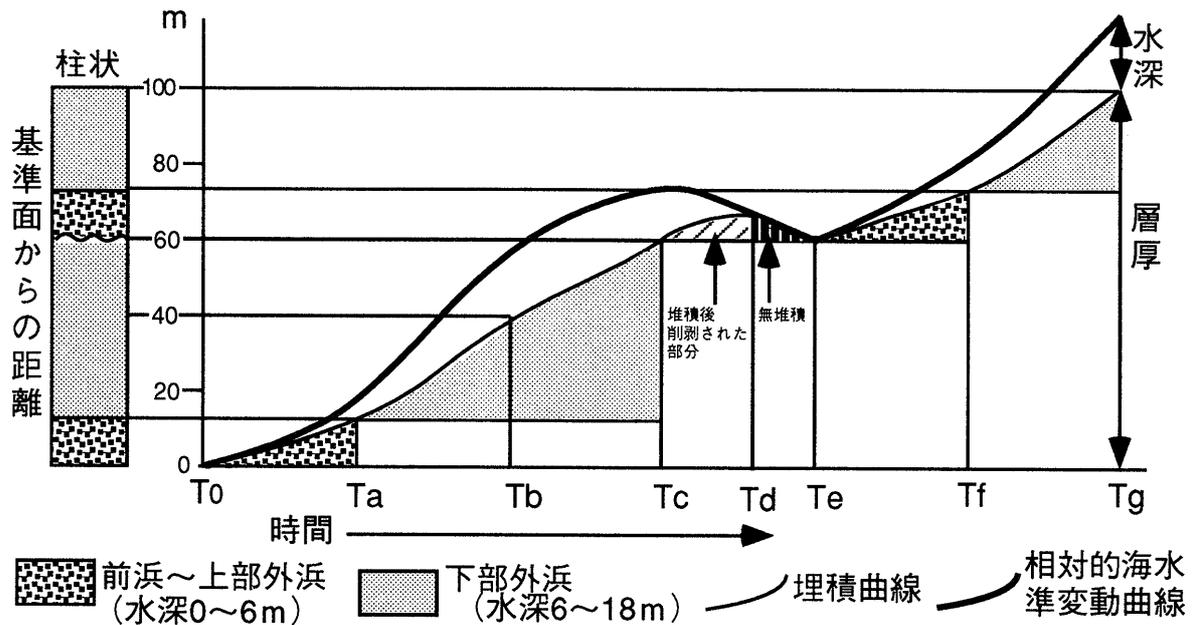
第4図. ユースタシー, 碎屑物供給, テクトニクス, 堆積物荷重, アイソスタシーの関係(Reynolds et al., 1991より作成)。

時間軸は、地層の積み重なりから相対的に設定することも可能であるが、年代の数値を入れて描くには、年代のデータが必要になる。年代を示すデータとして化石、特に微化石の果たす役割が大きい。また、日本のような火成活動の活発な地域では、火山灰層などによる時間決定も有力な情報となる。

## 1 次元解析

### 1. 1次元解析の方法

1次元解析とは、堆積相の示されている柱状図からその地点の相対的海水準変動を求めることである(Jervey, 1988)。縦軸に基準面からの垂直距離をとり、横軸に時間をとる(第5図)。また、縦軸には基準面からの層厚をとった堆積相が描かれた柱状図をおく。厚い地層に対して相対的海水準変動曲線の経路をもちいて議論を展開するためには、堆積後に起こる圧密作用を考慮する必要がある。



第5図. 1次元解析による相対的海水準変動曲線の描き方. 詳細は本文参照.

しかし、最終的に作られた堆積空間の量を議論する上では、この点はあまり問題にならない。第5図に示したように時間 $T_0$ から $T_a$ まで前浜から上部外浜の堆積相が10m堆積したとすると、埋積曲線は横軸の時間 $T_0$ から $T_a$ までの間に0から10m上昇する細線のように描ける。時間 $T_a$ における堆積空間は10mに上部外浜の水深(6m)を加えた16mになり、相対的海水準変動曲線は0から16mに上昇する太線のように描ける。その後、時間 $T_a$ から $T_b$ (40m)を経て $T_c$ まで下部外浜の堆積相が50m堆積したとすると累積層厚は60mとなり、それらを結んだ埋積曲線(細線)に水深(6~18m)を加えた太線が相対的海水準曲線となる。柱状図では60mのところには不整合があり、不整合下の時間を $T_c$ 、不整合上位の時間を $T_e$ とすると、柱状図の証拠からは $T_c$ から $T_e$ までの時間間隙が見積もられる。しかし、堆積は時間 $T_d$ まで続いたものが $T_d$ から $T_e$ までの時間で $T_c$ から $T_d$ まで堆積した地層(第5図の斜線の部分)が削剝されたことによって、 $T_c$ から $T_e$ までの時間間隙が作られたと考えられる。つまり、この $T_d$ から $T_e$ までの区間では、低下する相対的海水準曲線(太線)が埋積曲線とぶつかりそして一致することによって削剝が起こったと考えられる。時間 $T_e$ 以降、再び前浜～上部外浜～下部外浜の堆積物の累重が見られるが、これに対応して堆積空間が増加していく様子が描け、再び相対的海水準が上昇に転じることがわかる。このように、堆積した地層の基準面からの層厚と堆積した水深そして堆積時間がわかると、相対的海水準変動曲線を描くことができる(第5図)。

相対的海水準変動をつくっている基準面の上下とユースタシーのうち、基準面の上下を作る堆積盆地の変動は、一般的には第2オーダーの周期を持つとされ(Vail et al.,

1991)、第3オーダーより短い周期のユースタシーより直線的な変動パターンを持つと考えられている(Einsele and Ricken, 1991)。このことが堆積盆地の運動とユースタシーから分離するための重要な仮定になっている。変動帯においても堆積盆地の形成と消滅という堆積盆地全体を支配する運動の時間は、数10Ma以上であり、この仮定が適応できると考えられる。また、ユースタシーの持つ振幅の幅も堆積盆地の沈降に比べ小さい。すなわち、堆積盆地沈降が数1000mにおよぶ堆積物を作り得るのに対して、ユースタシーのもつ変動幅は200mより小さいと考えられている(Haq et al., 1987)。これらのことを利用することによって相対的海水準変動曲線から堆積盆地の沈降運動とユースタシーとを分離することができる。

## 2. ケース・スタディー

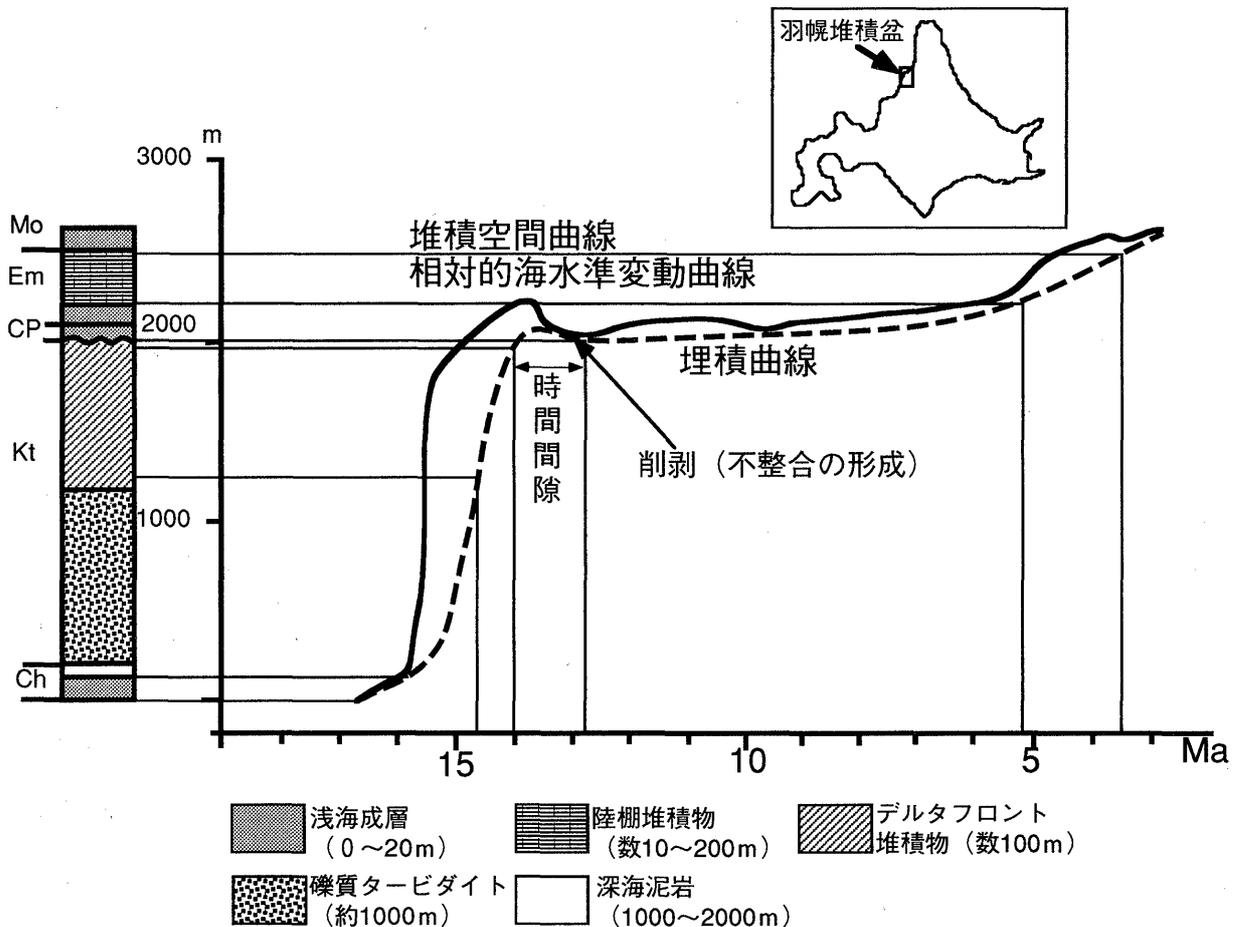
### a. 背弧—fore-deep 堆積盆地の沈降様式の解析例

羽幌堆積盆地は、北海道北部日本海側に位置する第三系の堆積盆地である。この地域には、古第三系と新第三系がいくつかの時間間隙を伴って分布しており、古第三系と新第三系の堆積盆地に大別して考えることができる(第9図)。新第三系の羽幌堆積盆地は、中期中新世初期の築別層の堆積開始をもって形成されたと考えられる(保柳, 1992b)。この堆積盆地では、次の古丹別層堆積期に東方の北海道中軸部の上昇にともなって東部から西部へ向かってタービダイトによる前進的な埋積が起こる(保柳・大上, 1986; 保柳, 1989a)。このような、堆積物の堆積過程の研究からこの堆積盆地は島弧会合部の衝突帯の堆積盆地として位置づけられており(Hoyanagi, 1989)、また同時に日本海形成にともなった背弧海盆としての性格をも合わせ持っていると考えられる(保柳, 1989b)。これら新第三系についてシーケンス層序学的な解釈が保柳

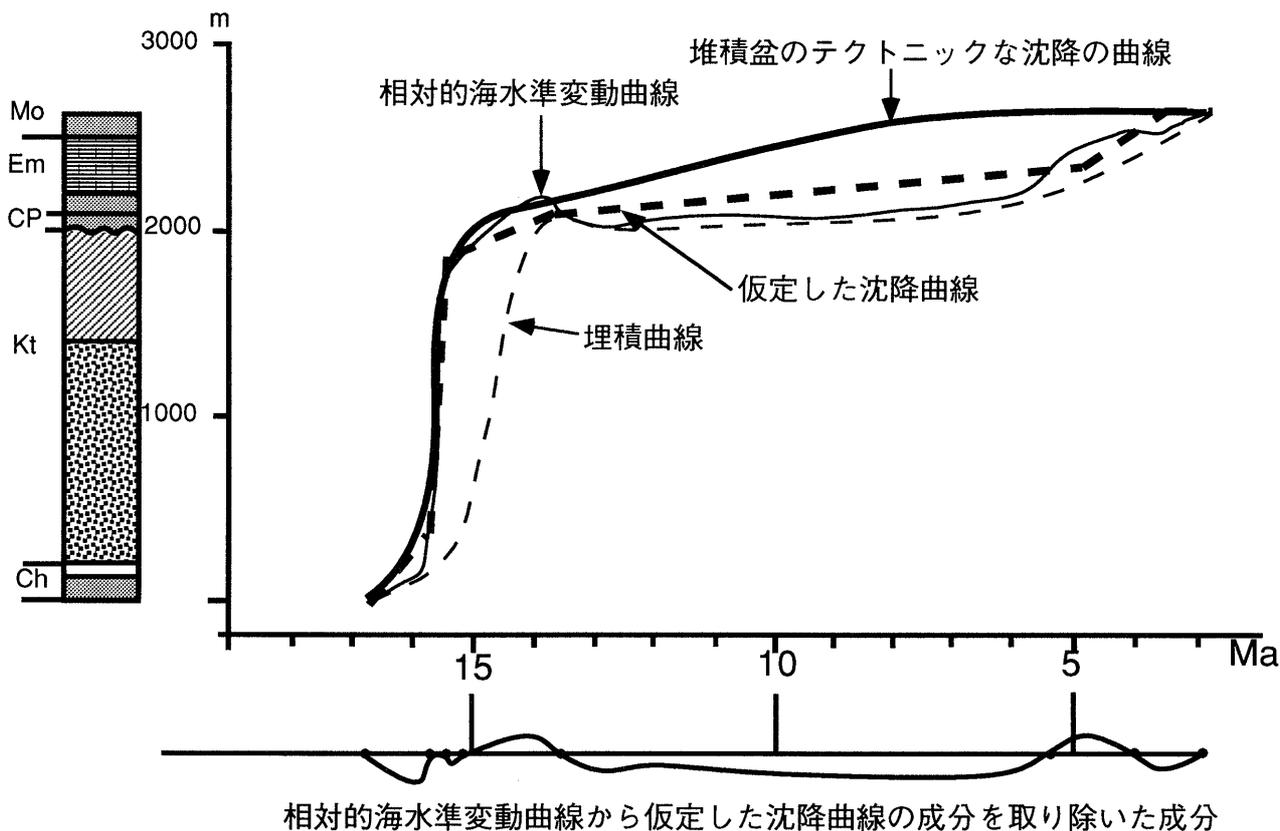
(1992b) によってなされており、さらに相対的海水準変動曲線を用いた一次元解析が保柳 (1992a) によって行われている (第 6 図)。この解析から羽幌堆積盆地中央部では、15Ma 前後に約 2000m におよぶ急速な相対的海水準の上昇があったことが示されている。しかし、14Ma 以降堆積盆地の埋積が終了する 3 Ma までの上昇量の総計は 800m で、相対的海水準は 14Ma 以降ゆるやかな上昇と低下を繰り返しながら全体的にゆっくり上昇したことが示される。

この相対的海水準変動曲線からユースタシーの振幅が 200m 以内になるようなユースタシーの曲線が出来るようになめらかな堆積盆地の沈降曲線を仮定する。このようにして作られた堆積盆地の沈降曲線から 15Ma の急速な堆積盆地の沈降と 14Ma 以降の沈降速度の低下、さらに 5 Ma 以降堆積終了直前のやや早い堆積盆地の沈降を読みとることが出来る。こうして求められた相対的海水準変動曲線からユースタシー曲線と堆積盆地の沈降曲線とを求めることが可能である (第 7 図)。このようにして求められた堆積盆地の沈降成分を取り除いた曲線とユースタシー曲線 (Haq et al., 1987, 1988) とを比較してみるとよく似た曲線となっていることがわかる。このように独立の求められた 2 つの曲線が類似することは、第 3 オー

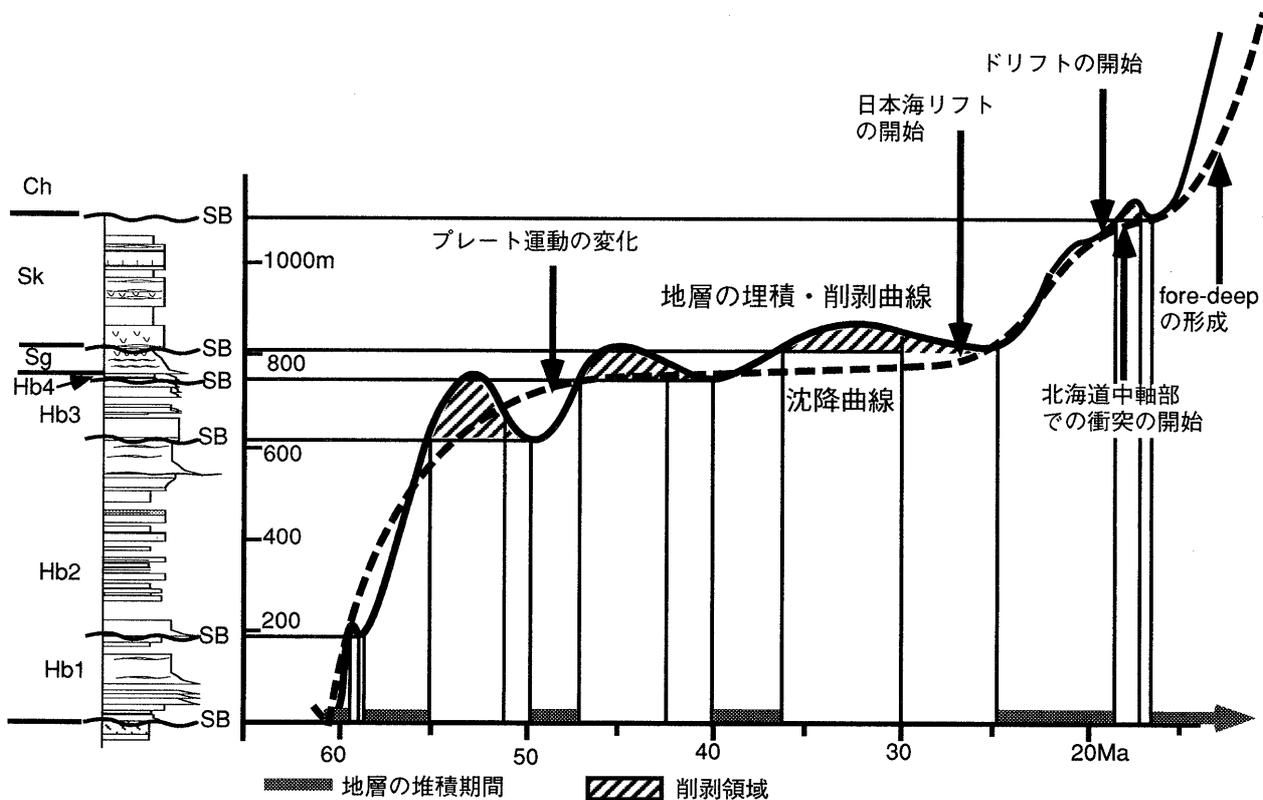
ダーの全世界的な海水準の変動が存在したことの可能性を示していると考えられる。しかし、この第 3 オーダーのユースタシー曲線が、何の変動に起因するものかについては議論があるところである。さらにここで仮定したもう一つ曲線、すなわち堆積盆地の沈降曲線は、テクトニクスによる堆積盆地の沈降とイコールだろうか。この沈降曲線のうち堆積盆地の埋積の末期に見られる沈降速度の上昇は、このような解析を行うと多くの堆積盆地で見られる現象である (西村・保柳, 1992; 保柳, 1992b; 斎藤・小椋, 1994)。このような堆積盆地の消滅期には、沿岸堆積物がデルタなどのシステムをとって堆積盆地内にプログレードしてくる (荒戸ほか, 1994; 渡辺・保柳, 1993)。この時に起こっている沈降は、堆積物の荷重によりすでに堆積している下位の地層の圧密作用による海底面の沈降による水深の増加とアイソスタシーによる基準面の沈降が原因でないかと推定することが出来る (第 4 図)。このうち圧密作用による沈降は堆積速度が飛躍的に増加する堆積盆地埋積の最終段階で顕著に現れるので、最終段階のテクトニクスの沈降から取り除いて、その分を全体の沈降曲線に分配する。すなわち、テクトニックによる沈降曲線は、第 7 図のようなより滑らかな曲線として仮定することができる。この曲線から羽幌堆積盆地



第 6 図. 1 次元解析による北海道羽幌地域新第三系堆積盆の 1 次元解析 (保柳, 1992a に加筆修正).



第7図. 羽幌新第三系堆積盆におけるユースタシーと堆積盆沈降とテクトニクス. 柱状図の凡例は, 第6図と同じ.



第8図. 羽幌地域古第三系から新第三系最下部の相対的海水準の解析  
Ch: 築別層, Sg: 逆川層, Sk: 三毛別層, Hb: 羽幌層 (1~4, 堆積シーケンス) SB: シーケンス境界.

の中央部における堆積盆地沈降速度は、築別層の堆積開始(16.5Ma)から14.5Myまで800m/My, それ以降6Ma頃までは約80m/My, 6Ma以降はほとんど沈降なしと変化したと考えられる。この沈降速度の変化は、最初の沈降は日本海形成時のドリフトと堆積盆地東方の北海道中軸部での衝突による fore-deep の形成によるもの、その後の遅い沈降は地殻の冷却によるものと解釈できる。また、沈降の停止から上昇への転化は、島弧の完成による圧縮であると解釈される。

このように相対的海水準変動曲線を求め、ユースタシーと堆積盆地の沈降を求める手法では、不整合の上下の地層の堆積深度とその時間間隙とを正確につかむことによって侵食によって失われた地層の厚さを推定することが出来る。相対的海水準変動曲線には地層の圧密の効果が考慮されていないのは確かであるが、堆積盆地を埋積した地層は最終的に圧密を受けて全ての堆積空間を埋めているので、相対的海水準の最終上昇量は変わらない。したがって、相対的海水準変動曲線の途中の経路が若干異なることになるので、この例でおこなったようにその効果を考慮してテクトニクスの曲線を描かなくてはならない。

#### b. 地層形成の時代の考察とテクトニクスの転換の議論への応用例

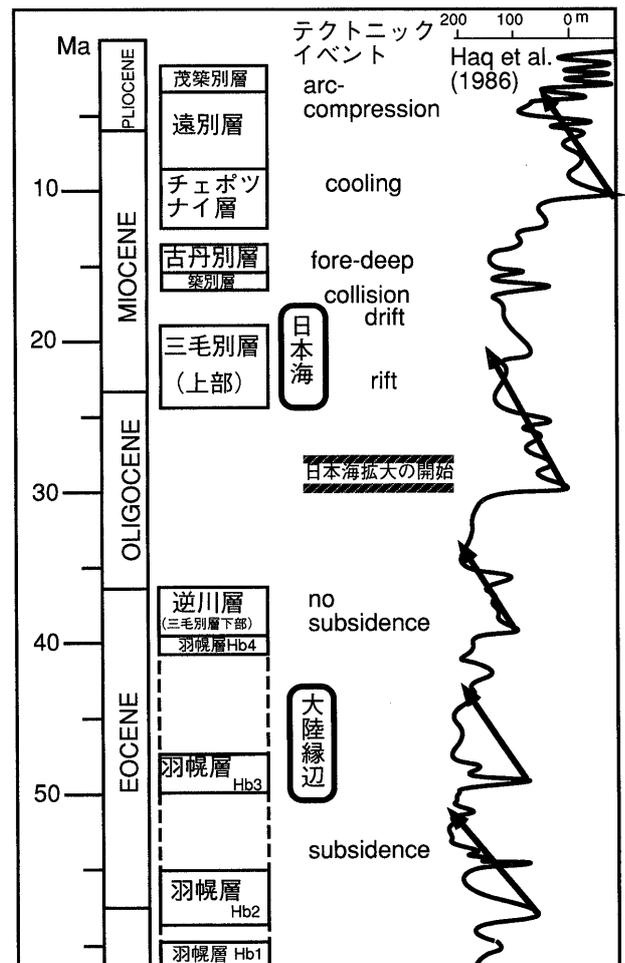
新第三系堆積盆地の一次元解析は、日本海の形成とその埋積過程を地層からモニターしたことになる。すなわち、テクトニクスの上では同一のセッティングでの解析である。これに対して、同じ羽幌地域の古第三系から新第三系最下部までの一次元解析は、背弧海盆形成時期を挟んだ時代にわたる解析になり、テクトニクスセッティングの転換をその解析から読みとることになる。また、生層序のデータの得られない河川成層形成の時代論についても相対的海水準変動曲線を用いて考察してみる。

**地層の時代を堆積相と相対的海水準変動の観点から見積もる** 羽幌地域の古第三系は、下位から羽幌層、逆川層(野田, 1992)からなる。これらの地層は、従来中部中新統とされてきた(松野・木野, 1960など)。また、逆川層は、三毛別層(松野・木野, 1960など)の下部に当たるが、栗田ほか(1992)は微化石の検討から三毛別層内に不整合面を見だし、その地層(逆川層)の年代を後期始新世とした。さらに、栗田・小布施(1994)は、羽幌層の時代を後期始新世～前期始新世としている。

古第三系の羽幌層下部～中部の堆積相は、潮流堆積物と考えられる砂岩泥岩互層と潮流口を示すと考えられるクライミングリップルをもつ砂岩層、さらに外浜侵食によって作られたラビンメント面(Nummedal and Swift, 1987)とそれを覆うハンモック状斜交層理(HCS)を持つ砂岩層からなる。これらの堆積相から判断すると堆積環境は、エスチュアリーと外洋の外浜とが繰り返していると考えられる。また、上部には河川成の堆積相が累重する。このように、羽幌層は浅海から河川成の堆積物から構成されており、所々にシーケンス境界に相当する不

整合やラビンメント面などが存在する。そこで、これらの不連続面をシーケンス境界と考えて羽幌層を下位からHb1, Hb2, Hb3, Hb4の堆積シーケンスに分けることが出来る(第8図)。

逆川層は陸棚上の堆積物と考えられる堆積構造に乏しい泥質細粒砂岩からなり、やや深い環境を示す貝化石を含む。羽幌層と逆川層の境界は、ラビンメント面であり陸上侵食の証拠は存在しない。逆川層と三毛別層の間不整合は、古第三紀と新第三紀の間不整合であり、約13m.y.もの時間間隙が見積もられる(栗田・小布施, 1994)。両層は構造的にやや斜交し、観察されるすべての地点で陸上侵食面が失われて、ラビンメント面となっている。この羽幌層から三毛別層までの堆積柱状を用いて1次元解析を行う。栗田・小布施(1994)の求めた羽幌層の時代は渦鞭毛藻によるものであり、また彼らの示した採取地点を示す柱状から、この年代は浅海成のHb1, 2のものであると仮定することが出来る。これらの堆積年代と堆積相からHb1, 2を堆積させる相対的海水準変動曲線を描く。さらにその上位のHb3は、河川成堆積物であ



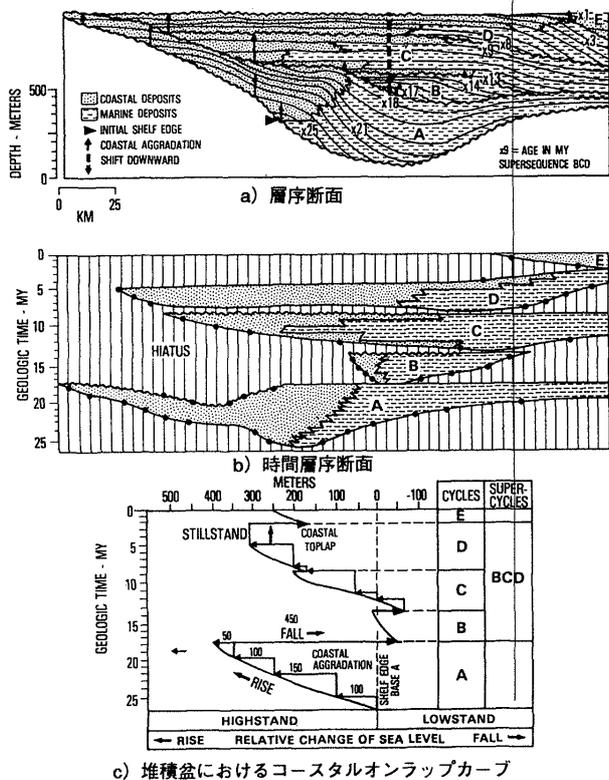
第9図. 羽幌地域の層序とHaq曲線. 矢印は、第3オーダーのユースタシー変動がつくる上昇傾向を示す。

るので、これは一度堆積した地層を削り込んだチャンネルに堆積したものと考えることができる。したがって、Hb2を堆積させた相対的海水準上昇が同じ速度で継続しその上位に現在は残されていない地層を堆積させ、続いて今度は同じ速度で相対的海水準が低下しシーケンス境界を形成したと考えると、このシーケンス境界の上に河川成のHb3を堆積させるまで時間間隙として約5 m.y.が必要になる(第8図)。したがって、Hb3の堆積は50Ma頃からはじまると見積もることが可能である。また、羽幌層最上部のHb4は、堆積学的に見ると上位の逆川層の基底層、すなわち後期始新世と見た方が自然である。このようにして相対的海水準変動曲線を描くことによって、微化石では時代が求められない地層の堆積年代に一つの解釈をもたらすこともできる。このようにして解釈された羽幌層Hb3の中期始新世という年代は、石狩層群で考えられている年代(松井, 1990)と一致している。このような堆積学的検討と微化石層序とをシーケンス層序学という手法によって総合化することによって、さらに詳細な地層の堆積年代を求めることが可能になると考えられる。

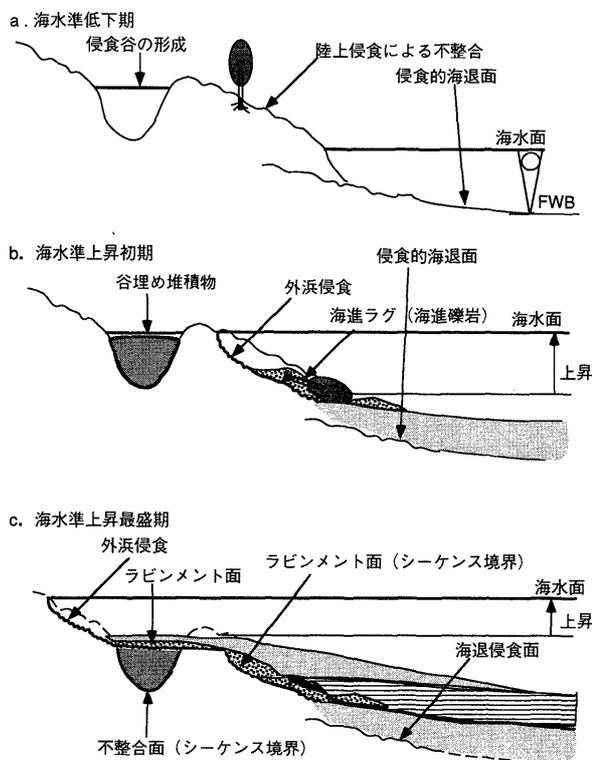
**相対的海水準変動曲線からテクトニクスの転換時期を求める** 相対的海水準変動曲線から新第三系についておこなったのと同様の手法で堆積盆地の沈降曲線を求める。ここで求められた沈降曲線は、60Maから55Maまで早い沈降を示すが、その後、沈降速度は遅くなり40Maから

30Maまでほとんど堆積盆地の沈降が停止している。30Maを過ぎると再び堆積盆地の沈降が開始される。これは、40Maまでに前弧海盆での沈降が終了し、その後28Ma頃から再び沈降が開始されたことを表している。この沈降は、日本海形成と関連した大陸リフト形成(Yamaji, 1990)によるものと解釈される。したがって、日本海形成の開始時期は羽幌堆積盆地から見る限り、28Maごろと推定することが可能で、その後に三毛別層の堆積が進行した。三毛別層と築別層の間の不整合形成時期に沈降速度が遅くなるが、これは、大陸リフト期から島弧内リフト期に移り変わる時期(Yamaji, 1990)と一致している。これは、急速に拡大した日本海の海洋地殻の形成に伴って東進した大陸地殻の断片が北海道中軸部で衝突(Hoyanagi, 1989)を起こしたことに対応したものと考えられる。

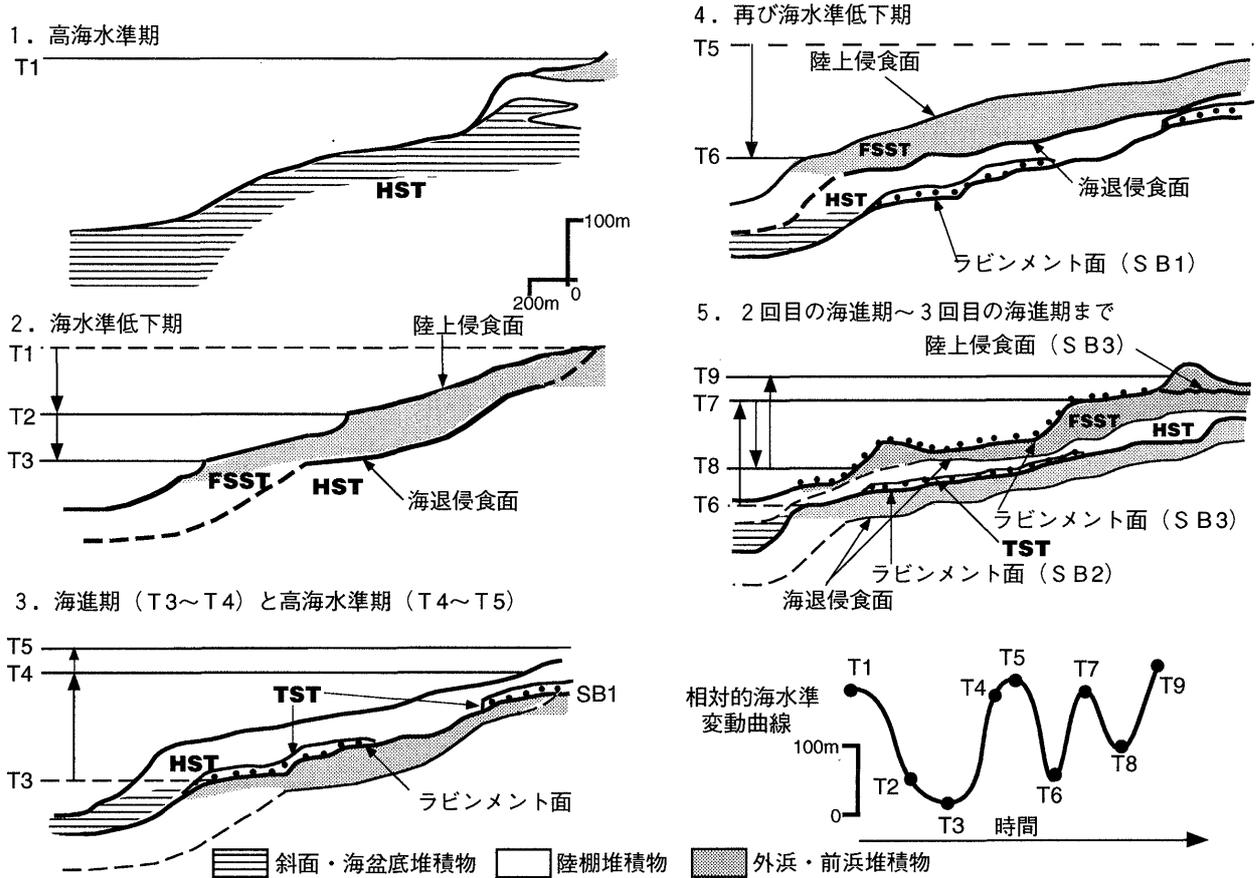
相対的海水準変動曲線からこの沈降曲線を引いたユースタシー曲線は、Haq曲線のいくつかの第3オーダーのユースタシーが作る上昇傾向(第9図の矢印)と羽幌地域の古第三系の堆積時期が一致している。このことは、Haq曲線のもつこの傾向が正しいとすると、ここで推定した地層の堆積時期についての裏付けになると考えられる。このように1次元解析は、堆積盆地の沈降とグローバルなユースタシー変動を解析するための手法として重要な役目を果たす。



第10図. 層序断面と相対的海水準変動 (Vail et al., 1977を改変)。



第11図. 様々な不連続面の形成過程。



第12図. 北部フォッサマグナ地域の新第三系による相対的海水準変動の2次元解析 (Hoyanagi and Nishimura, 1994を改変). HST: 高海水準期堆積体, TST: 海進期堆積体, FSST: 海水準低下期堆積体.

## 2次元解析

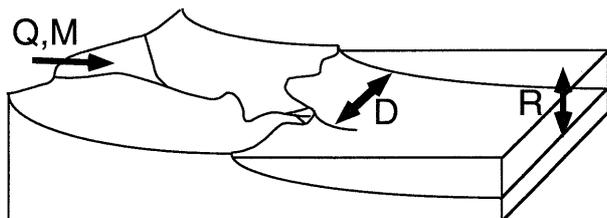
### 1. 2次元解析と境界不連続面

一次元解析が柱状を用いて相対的海水準変動を求めのに対して、2次元解析は断面図を用いて相対的海水準変動を求めものである。Vailらは震探断面の反射面を時間面としてとらえ、2次元の層序断面を作成しそれから地層の形成を時間の経過の順に復元した (Vail et al., 1977)。層序断面でそれぞれの地層が堆積した時間を縦軸にとり、横軸に距離をとって各地層ユニットを並べることによって時間層序断面を描くことが出来る。この時間層序断面からその堆積盆地におけるコースタルオンラップ曲線を描き、これから相対的海水準変動を見積もることが可能である (第10図)。この解析をもとに Vail 曲線や Haq 曲線と呼ばれるユーシタシー曲線が求められている (保柳・西村, 1992)。

震探断面ではなく地表の地質調査から得られた堆積断面からもこのような相対的海水準変動を捉えることが可能である。石油探査などで用いられる震探断面から研究をすすめる場合は、同時時間面として認識される反射波のパターンからシーケンス境界を認識することができるが、野外の地層からシーケンス境界を認識するためには堆積相の積み重なりから不連続面を見いださなければならな

い (保柳ほか, 1994)。そして、その不連続面の性質を正確に認識することが必要である。このような堆積相の積み重なりにもみられる不連続面は、侵食によって形成されるものと無堆積によって形成されるものがある。侵食によってつくられる不連続面は、陸上侵食がつくる不整合面 (第11図 a) と海の侵食力によってつくられる不連続面 (第11図 a, b, c) とに分けられる。さらに、海の侵食力によって形成される不連続面は、侵食的海進面 (transgressive surface of erosion) と侵食的海退面 (regressive surface of erosion) とに分けられる (Walker, 1992a)。このうち海進時の外浜侵食がつくるものをラビメント面と呼び、不整合同様にきわめて重要な不連続面である。それは、侵食谷を伴う場合以外には、海退によって不整合面が形成されても、次の海進の際の外浜侵食によって陸上侵食の証拠は失われてしまい、不整合面はラビメント面に置き変わってしまうからである (第11図 c)。海進時の不連続面と堆積相形成の機構は複雑で、その解釈はシーケンス層序学の重要なテーマである。一方、無堆積によって形成される不連続面は、海盆側に見られるのコンデンストセクション (condensed section) と呼ばれる面で、その陸側への延長とあわせて最大海成氾濫面 (maximum flooding surface) とも呼ばれる。

シーケンス層序学では、不整合とそれに連続する海側



第13図. 沿岸における堆積物形成に関わる要素 (Swift and Thorne, 1991より作成). Q: 堆積物供給量, M: 供給される堆積物の粒度, D: 堆積物の運搬作用, R: 相対的海水準変動.

の整合面であるシーケンス境界は堆積シーケンスを設定する際の境界面であるが、沿岸堆積物中のシーケンス境界は、不整合面がラビメント面によって置き変わっていることが多く、この場合シーケンス境界はラビメント面と一致することになる。しかし、ラグーン堆積物や谷埋め堆積物を伴う場合はラビメント面とシーケンス境界は一致していない。沿岸堆積物では、浅い堆積相の上位にラビメント面を境にして下位より深い堆積相が累重する。また、ラビメント面上には特徴的な礫岩層をしばしばともなう。この礫岩は、海進ラグもしくは海進礫岩 (西村・保柳, 1992) などと呼ばれる。これは、海進時の外浜侵食によって、前浜ないし上部外浜の粗粒物質が残留するか (Leggitt et al., 1990)、もしくは再堆積して (Hoyanagi and Nishimura, 1994)、形成されると考えられている。これらの面は正確には同時面を表していないが、地表の調査から層序断面を組み立てるためには重要である。

## 2. 沿岸堆積物における2次元解析の例

地表の調査から得られた層序断面をもとに不連続面の形成機構を考慮しながら相対的海水準変動をもとめた Hoyanagi and Nishimura (1994) の例を示す (第12図)。まず相対的海水準の低下によって斜面と陸棚環境が前進し、さらにそれを追いかけて海岸平野が前進し、同時に陸上侵食がおこなわれ最初のシーケンス境界SB1が形成される (第12図2)。その後、相対的海水準が上昇し陸上侵食面を置き換えてラビメント面が作られ、そこで新たに生まれた堆積空間を上方浅海化する陸棚から沿岸の堆積物が埋積する (第12図3)。この時の相対的海水準の上昇量は、この上方浅海化堆積相累重の厚さや堆積深度から求められる。これに引き続く海退と海進から (第12図4・5) 同様に相対的海水準変化量を求め相対的海水準変動曲線 (第12図右下) を描くことが出来る。

## 相対的海水準変動曲線と3次元シーケンス解析

### 1. 1次元解析と2次元解析の問題点

ここで例として上げた1次元解析と2次元解析は、地表の地質調査のデータに基づいて作成した柱状図、もしくは堆積断面によっている。しかし、元来は1次元解析は坑井データを用いており、また、2次元解析は震探断

面を用いたものである。坑井データがその地点に基本的に堆積した地層の積み重なりを示しているのに対し、地表踏査から作られた柱状図はある地点の堆積環境変化を示しておらず、平面的にある幅を持った地域の堆積環境変化を記録したものである場合が多い。また、震探断面もある測線下の地層のデータを反映したものであるのに対して、地表調査から得られた堆積断面は面的に広がった部分の2次元断面であると言える。しかし、堆積盆地における相対的海水準変動の傾向を求め、そこから堆積盆地沈降のテクトニックな背景を考察するには、ここで紹介した1次元解析は大きな役割を果たすと思われる。また、2次元解析は、調査地域全体の平均的な相対的海水準変動曲線を描くことになり、沿岸での堆積過程と相対的海水準変動の関わりを考察する上で効果的である。

一方、沿岸の堆積物と異なって深い海盆の堆積物の解析は、堆積深度の見積もりが困難であるため細かな相対的海水準変動を読みとることは難しい。堆積盆底の堆積物を構成するタービタイトの上方粗粒化は、多くの研究例にみられ、海底扇状地モデルでは扇状地体の前進を示すと解釈されてきた (Mutti and Ricci Lucchi, 1972; Walker, 1978など)。ところが、シーケンス層序学の登場によって、堆積作用に外から影響を与える因子として海水準変動の役割が重要視されるようになり、上方粗粒化や細粒化などの堆積相累重にもその影響があるという説も出されるようになった (Mutti, 1985; Walker, 1992b)。しかし、タービタイト相における上方粗粒化が海水準変動によって引き起こされるとしても、それは沿岸域での堆積空間の増減によって支配されたものである。すなわち、タービタイト相からはその堆積物を供給した沿岸域の相対的海水準変動を推定することは出来るが、それは堆積した場所の相対的海水準変動とまったくイコールでない可能性がある。このことから、深い海盆底の地層からは、その地点の振幅の小さなユースタシーのような変動を読み取ることは現在のところはきわめて困難である。

堆積盆地の運動と海水準変動と地層形成の関係を、相対的海水準の1次元解析と2次元解析をとおして考察してきた。しかし、堆積の累重をつくる要素として堆積作用自身がつくるサイクル性があることも忘れてはならない。その点が最も問題となっているのは、タービタイト堆積盆地の例である。従来のタービタイトの堆積相累重を作る要素としては、堆積作用自体を重要視してモデルが組み立てられてきた (Mutti and Ricci Lucchi, 1972; Walker, 1978など)。しかし、相対的海水準変動の役割が重要視されるようになってから、新たなモデルの構築がおこなわれるようになった (Mutti, 1985; Bouma et al., 1989; Walker, 1992b)。タービタイト堆積盆地において海水準変動やテクトニクスなどの外的要因と堆積作用自体の持つ周期性とを分離する試みは始まったばかりである。

### 2. 3次元解析への道

沿岸においては、上下に運動する相対的海水準を作る要素 (後背地・堆積盆底の運動とユースタシー変動) と

碎屑物の性格と量、そして堆積物を運搬する営力とが互いに関連し合いながら堆積物を形成する。この関係を端的に表したダイアグラムがSwift and Thorne (1991)の図である(第13図)。この図のRが相対的海水準変動を示す関数であるが、Dとした堆積物運搬様式を示す関数が地層形成に関わっていることを示している。2次元解析では、その断面に見られる事件をすべて相対的海水準変動に起因するものとして捉えている。しかし、それを3次元に広げた場合、堆積盆地内に空間的に堆積物を配置する堆積物運搬様式などの要素を考慮しなければならない。Leggitt et al. (1990)にカナダ・アルバータ州のカーディウム層で解析された沿岸における不連続面の形成機構の解析は、この地域の豊富な坑井資料に基づきいた3次元的不連続面の復元に基づいたものである。荒戸ほか(1994)の扱っている新潟堆積盆地はタービダイト相から浅海成堆積物へ厚い堆積相の累重を持ち、坑井データ、震探断面、そして周辺丘陵に露出する地表データとがそろっており、3次元シーケンスモデルの検討が試みられている(荒戸ほか, 1995)。日本列島は、詳細な地質調査がなされており、様々な手法による時間軸も求められている。3次元シーケンスモデルを構築することにより、変動帯における堆積作用自体の持つ周期性と相対的海水準変動の関わりを検討していくことが可能であると考えられる。

### ま と め

地層から堆積相解析を用いて相対的海水準変動を求めることによって、そこからユースタシーと堆積盆地の運動とを分離して議論していくことが可能となる。もちろん端成分として、相対的海水準変動がユースタシーだけで構成される場合も堆積盆地の沈降だけで構成される場合もあるだろう。例えば、スラスト帯前面に形成された扇状地堆積物に見られる堆積シーケンスは、ほとんどがテクトニクスが支配しているだろう(Millere, 1993)。しかし、海の影響を受けて堆積した地層は、程度の差はあってもユースタシーと堆積盆地沈降の両者を関数としている。そして、一般に信じられているのとは逆に、変動の大きい地域の浅海成の地層からは、堆積速度が速いため周期の短い気候変動を読みとれる可能性を持っている。すなわち、沈降が早く、さらにそこを速やかに埋積する多量の碎屑物を供給する変動帯の地層は、周期の短い変動をとらえるのに適しているということになる。このことは、沈降量が大ききとも堆積速度が大きければ十分に周期の短いグローバルな変動をとらえる機会があることを示していると考えられる。構造運動によるマスキングが起こるのは沈降速度が速くそしてそれを埋積する地層の堆積速度が遅いときであり、このような現象は堆積盆地の発生期に多く見られる。しかし、堆積盆地の埋積期にはいると堆積速度が速くなり、周期の短い変動を記録することが出来る。

相対的海水準変動の解析は、現在一般的に一本の柱状

図を用いる1次元解析や層序断面を用いた2次元解析とが行われており、ユースタシーと構造運動の議論を行う上で重要な役割を果たしている。しかし、これらの解析を地表のデータから行うときは、その層厚の見積もりがある決められたポイントもしくは測線のものでないという弱点があり、厳密な量的な比較や検討は危険である。また、堆積盆地の沈降を発生させる要素についても、圧密沈降やアイススタシーによる沈降など、テクトニクス以外についても吟味しなければならない。

地質学は時間と空間の研究である。2次元解析から3次元解析に進むためには、空間を埋積する際に働く堆積物運搬に関する要素などを関数化して議論する必要がある。これらの堆積作用自体の持つ周期性を考慮して堆積システムの空間的な復元を行い、この空間的に復元された堆積システムを時間に沿って積み上げることによって、3次元のシーケンス層序学へ進んでいく必要がある。

### 謝 辞

シーケンス層序学のもたらした概念を学ぶ上で、大阪大学の増田富士雄教授からは、ご教示、ご議論を頂いた。また、シーケンス層序学を堆積盆解析に応用する上で荒戸裕之氏(帝国石油技術研究所)、高野 修氏(石油資源開発技術研究所)との議論は、この小論を書く基本となった。北海道羽幌堆積盆地の時代論とシーケンス層序学については、石油資源開発技術研究所の栗田裕司氏からご教示、ご議論を頂いた。地質学論集編集委員の伊藤 慎助教授(千葉大学)と斎藤文紀博士(地質調査所)には、この小論を発表する機会を与えて頂いた。これらの方々に感謝いたします。なお、研究費の一部に文部省科学研究費補助金(課題番号05740315, 06640580)と財団法人深田地質研究所よりの助成金を使用した。

### 文 献

- 荒戸裕之・亀尾浩司・保柳康一, 1994, 背弧堆積盆地におけるシーケンス解析-新潟県蒲原地域の例-. 石油技協誌, **59**, 18-29.
- 荒戸裕之・保柳康一・亀尾浩司・D.J.P. スウィフト・A.Wm. ニードローダ, 1995, 三次元第4オーダー堆積モデル. 日本地質学会第102年学術大会講演要旨, 182.
- Bouma, A.H., Coleman, J.M., Stelling, C.E. and Kohl, B., 1989, Influence of relative sea level changes on the construction of the Mississippi Fan. *Geo-Marine Letters*, **9**, 161-170.
- Einsle, G. and Ricken, W., 1991, Introductory remarks. In Einsle, G., Ricken, W. and Seilacher, A., eds., *Cycles and events in stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, 611-616.
- Frey, R.W., Pemberton, S.G. and Saunders, T.D.A., 1990, Ichnofacies and bathymetry: A passive relationship. *Jour. Paleont.*, **64**, 155-158.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P.R., 1987, Chronology of fluctuating sea levels since Triassic. *Science*, **235**, 1156-1167.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P.R., 1988, Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. In Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, G.C.St.C., Posamentier, H., Ross, C.A. and Van Wagonar, J.C., eds., *Sea-level changes: an integrated approach*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., no. 42, 71-108.

- 保柳康一, 1989a, 埋積と前進に伴うタービダイトの岩相変化—中央北海道・中部中新統古丹別層—. 地質雑, **95**, 509-525.
- 保柳康一, 1989b, 中央北海道中新統タービダイトと日本海拡大. 月刊地球, **11**, 292-297.
- Hoyanagi, K., 1989, Coarse-grained turbidite sedimentation resulting from the Miocene collision event in central Hokkaido, Japan. In Taira, A. and Masuda, F., eds., *Sedimentary facies in the active plate margin*. Terra Pub. Tokyo, 989-709.
- 保柳康一, 1992a, 堆積盆解析におけるユースタシーと構造運動—中央北海道羽幌堆積盆における解析例—. 堆積学研究会報, no. 36, 31-36.
- 保柳康一, 1992b, 中央北海道北部羽幌地域の第三系の堆積環境とシーケンス層序学. 地質学論集, no. 37, 227-238.
- 保柳康一・西村瑞恵, 1992, シーケンス層序学—基本概念とその可能性—(その1) 基本概念. 地球科学, **46**, 169-176.
- Hoyanagi, K. and Nishimura, M., 1994, Slope-shelf-nearshore depositional sequences with transgressive conglomerate in the Miocene back-arc and arc-junction setting, central Japan. *Sediment. Geol.*, **93**, 247-260.
- 保柳康一・大上拓男, 1986, 海底チャンネルによるタービダイトと関連粗粒岩の形成—中央北海道・中部中新統古丹別層—. 地質雑, **92**, 855-870.
- 保柳康一・西村瑞恵・高野 修, 1994, シーケンス層序学—基本概念とその可能性—(その2) 堆積地質学への応用. 地球科学, **48**, 169-176.
- Jervey, M.T., 1988, Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, G.C.St.C., Posamentier, H., Ross, C.A. and Van Wagonar, J.C., eds., *Sea-level changes: an integrated approach*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., no. 42, 47-69.
- 栗田裕司・小布施明子, 1994, 北海道北部, 羽幌層の古第三紀渦鞭毛藻化石・花粉化石とその地質年代および堆積環境. 地質雑, **100**, 292-301.
- 栗田裕司・一ノ関鉄郎・平松 力, 1992, 北海道羽幌地域の三毛別層と羽幌層の地質年代. 地質雑, **98**, 259-266.
- Leggitt, S.M., Walker, R.G. and Eyles, C.H., 1990, Control of reservoir geometry and stratigraphic trapping by erosion surface E5 in the Pembina-Carrot Creek area, Upper Cretaceous Cardium Formation, Alberta, Canada. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **74**, 1165-1182.
- 松井 愈, 1990, 古第三系, 北海道中央部. 日本の地質北海道地方編集委員会編, 日本の地質1「北海道地方」, 共立出版, 東京, 49-56.
- 松野久也・木野義夫, 1960, 5万分の1地質図幅および同説明書「築別炭砒」. 北海道開発庁, 49p.
- Middleton, G.V., 1973, Johannes Walther's Law of the correlation of facies. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **84**, 979-988.
- Millere, D., 1993, Thrust-generated, back-fill stacking of alluvial fan sequences, south-central Pyrenees, Spain (la Pobla de Segur Conglomerates). In Frostick, L.E. and Steel R.J. eds, *Tectonic controls and signatures in sedimentary successions*. Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment., no. 20, 259-276.
- Mutti, E., 1985, Turbidite systems and their relations to depositional sequences. In Zaffa, G.G., ed., *Provenance of arenites*. Dordrecht, D. Riedel Publ. Comp, 65-93.
- Mutti, E. and Ricchi Lucchi, F., 1972, Translated in English by Nielson, T.H., 1978, Turbidites of the Northern Apennines: introduction to facies analysis. *Int. Geol. Rev.*, **20**, 125-166.
- 西村瑞恵・保柳康一, 1992, 陸棚斜面—陸棚—沿岸の堆積システムの変遷と相対的海水準変動—北部フォッサマグナ地域中新統青木層・小川層のシーケンス層序学—. 地質雑, **98**, 337-354.
- 野田芳和, 1992, 北海道羽幌炭田地域の三毛別層について. 日本地質学会第99年学術大会講演要旨, 169.
- 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, J.D., eds., *Sea-level fluctuation and coastal evolution*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral., no. 41, 241-260.
- Posamentier, H.W. and Vail, P.R., 1988, Eustatic controls on clastic deposition II—sequence and systems tract models. In Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, G.C.St.C., Posamentier, H., Ross, C.A. and Van Wagonar, J. eds., *Sea-level changes: an integrated approach*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., no. 42, 125-154.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T., and Vail, P.R., 1988, Eustatic controls on clastic deposition I—conceptual framework. In Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, G.C.St.C., Posamentier, H., Ross, C.A. and Van Wagonar, J. eds., *Sea-level changes: an integrated approach*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., no. 42, 109-124.
- Reynolds, D.J., Stecker, M.S. and Coakley B.J., 1991, The Role of the Sediment load in sequence stratigraphy: The influence of Flexural isostasy and compaction. *Jour. Geophys. Res.*, **96**, B4, 6931-6949.
- 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. 地質雑, **98**, 164-179.
- 斎藤雄一・小椋伸幸, 1994, 石狩平野北部地域第三系のシーケンス層序. 石油技協誌, **59**, 30-42.
- 酒井哲弥, 1995, 鮮新・更新統掛川層群の陸棚域のテクトニクス. 日本地質学会第102年学術大会講演要旨, 180.
- Stecker, M.S., Watts, A.B. and Thorne, J.A., 1988, Subsidence and basin modeling at the U.S. Atlantic passive margin. In Sheridan, R.E., and Grow, J.A., eds., *The geology of north America I-2, the Atlantic continental margin: U.S.*, Geol. Soc. Amer., 399-416.
- Swift, D.J.P. and Thorne, J.A., 1991, Sedimentation on continental margins, I: general model for shelf sedimentation. In Swift, D.J.P., Oertel, G.F., Tillman, R.W. and Thorone, J.A., eds, *Shelf sand and sandstone bodies: geometry, facies, and sequence stratigraphy*. Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment., no. 14, 3-31.
- Vail, P.R., Mitchum, Jr., R.M. and Thompson, S., III, 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3, Relative changes of sea level from coastal onlap. In Payton, C.E., ed., *Seismic stratigraphy—applications to hydrocarbon exploration*, Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol., no. 26, 63-82.
- Vail, P.R., Audemard, F. Bowman, S.A., Eisner, S.A., Eisner, P.N. and Perz-Cruz, C., 1991, The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology—an overview. In Einsele G., Ricken W. and Seilacher, A., eds., *Cycles and events in stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, 617-659.
- Walker, R.G., 1978, Deep water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **62**, 932-966.
- Walker, R.G., 1979, Facies and facies models, general introduction. In Walker, R.G., ed., *Facies models*, Geol. Assoc. Canada., 1-8.
- Walker, R.G., 1984, General introduction: facies, facies sequence and facies models. In Walker, R.G., ed., *Facies models, 2nd ed.*, Geol. Assoc. Can. Reprint Ser., 1-9.
- Walker, R.G., 1992a, Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In Walker, R.G. and James, N.P., eds., *Facies models: response to sea level change*, Geol. Assoc. Can. Reprint Ser., 1-14.
- Walker, R.G., 1992b, Turbidite and submarine fans. In Walker, R.G. and James, N.P., eds., *Facies models: response to sea level change*, Geol. Assoc. Can. Reprint Ser., 239-263.
- 渡辺大輔・保柳康一, 1993, 前進するファンデルタシステムの堆積相—北部フォッサマグナ犀川背斜地域の上部中新統と鮮新統—. 堆積学研究会報, no. 39, 15-25.
- Yamaji, A., 1990, Rapid intra-arc rifting in Miocene Northeast Japan. *Tectonics*, **9**, 365-375.

## (要 旨)

保柳康一, 1995, 堆積盆解析におけるシーケンス層序学: 一次元解析から三次元解析へ. 地質学論集, no. 45, 30-42. (Hoyanagi, K., 1995, Sequence stratigraphy for the sedimentary basin analysis. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 45, 30-42.)

地層は構造運動と堆積した当時の気候(最も直接的には, 海水準の動き)に支配されて形成される. シーケンス層序学では, 地層形成は, 堆積盆の沈降とユースタシーによって作られる相対的海水準変動によって支配されていると考えている. 地層から相対的海水準変動を読みとり, そこから堆積盆の沈降とユースタシーを分離することによって構造運動や気候変動を議論することが可能となる. 地層のもつ情報を読みとる研究は, 堆積相解析からはじまり, そしてシーケンス解析を加えることによって相対的海水準を1次元ないし2次元で解析してきた. 今後は, 空間的に堆積物の配置を支配する堆積物運搬関数を決め3次元解析に進める必要がある. 3次元のシーケンス解析は, 地球表層の物質の循環とその歴史的变化を捉え, その背景となった地球表層や地殻の変動を解析する方法としてきわめて有効であると考えられる.