

海成上部中新統と鮮新統の堆積過程と海水準上昇 —堆積シーケンスによる地層対比と地層形成メカニズム—

柴 正博*

Depositional process of the upper Miocene and Pliocene marine sediments and sea-level rise

—Stratigraphic correlation and formation mechanism of strata by depositional sequence—

Masahiro SHIBA*

Abstract

This paper proves Prof. Hoshino's hypothesis (Hoshino, 1962) that the sea-level was 2,000 m lower than the present level at the end of the Miocene, and that the present topography and strata were formed by the rise of the sea-level and the uplift of the earth's crust after the Pliocene, by reconstructing the stratigraphic correlation and depositional process of the Neogene in the Omaezaki - Kakegawa and Shizuoka areas in Shizuoka Prefecture and the Minobu area in Yamanashi Prefecture. The author considers the stratigraphic sequence depositional model of Haq et al. (1987) to be a very important stratigraphic model created from the practices of petroleum geologists in the 20th century, and is useful for stratigraphic correlation of the world's formations. In particular, the sequence boundary, which is considered to be an "unconformity surface and a continuous offshore conformity surface" is formed by global sea-level changes, and thus allows for a global stratigraphic correlation. The author believes that the factors that the stratigraphic sequence depositional model is not crustal subsidence and sea-level change as assumed by Haq et al. (1987), but crustal uplift and sea-level rise as assumed by Hoshino (1983, 1991). The fundamental factor in the formation of a sequence cycle is thought to be a single global magma upwelling event from the upper mantle, and the sea-level changes are like the heartbeat of the Earth. In the late Miocene, as shown by Hoshino (1962), there was a major uplift and subsequent sea-level rise from the Pliocene, with the sea-level rise probably amounting to more than 2,000 m to the present day.

Keywords: sea-level change, large-scale uplift, depositional sequence, Kakegawa Group, Fujikawa Group

緒言

星野通平先生は、1962年に出版された『太平洋』(星野, 1962)で、中新世末期には海水準が今より2,000mも低く、鮮新世以降の海水準上昇と地殻の隆起によって、現在の地形や地層が形成されたという仮説を提唱された。そして、日本列島の中新統と鮮新統の層序関係が整合または不整合かの認定が分かれていることから、堆積盆地縁辺の基底に不整合をとまなう鮮新統の堆積機構のモデルを示された(星野, 1968)。しかし、日本列島各地の新第三系の堆積盆地における層序研究において、中新統と鮮新統が整合で連続する場合が多く、中新統と鮮新統の不整合の重要性を説

いた星野先生の仮説は、いまだに十分理解がされていないと思われる。

星野(1968, 1974)は、海成鮮新統の形成に関して、海水準上昇による海進堆積層が基盤にabutしoverlapする沖積統のイメージをもっていたと思われる。そのため、鮮新世以降の海水準上昇により形成された鮮新統やその後の更新統はすべてが基盤にabutしoverlapする海進堆積層と考えられる。しかし、鮮新世以降の地層のすべてが海進堆積層ではなく、星野(1974)も指摘したように、不整合は地殻の変動と海水準そのものの変動とが複雑に組み合わさって生じている。そのため、汎世界的な広がりをもつ海水準変化にもとづいて形成された不整合を層序対比

* ぶじのくに地球環境史ミュージアム, Email: shiba@dino.or.jp

掛川層群の地層形成と堆積シーケンス

の手がかりとするためには、地層の形成と不整合の形成についての十分な層序学および堆積学的な研究解析が必要であった。

筆者らは、静岡県御前崎一掛川地域と静岡地域、山梨県身延地域の新第三系の層序と地層形成過程を明確にする中で、中新統と鮮新統の不整合を明らかにしてきた。本稿では、筆者らが明らかにした中新統と鮮新統の不整合と、それらの地層の堆積機構として層序学的シーケンス堆積モデルを紹介し、その堆積シーケンスサイクルから中新統と鮮新統の層序対比を試行する。そして、その結果から、中新統と鮮新統の地層形成とそれらの層序関係にとって、海水準上昇と地殻の隆起が重要な役割を果たしたことを考察する。

本稿では、中新世末期の海水準が今より 2,000 m も低く、鮮新世以降の海水準上昇により、中新統と鮮新統の境界に不整合が生じ、地層形成に関して海水準上昇と地殻の隆起の重要性を主張された恩師星野通平先生の仮説を、筆者のこれまでの陸上地質調査の成果にもとづいて検証する。

地球の歴史における海水準上昇の重要性に注目され、海水準を上昇させた地殻の隆起による地球の歴史の探求が続けられ、それを私たちにご教授して下さった星野通平先生に厚く感謝するとともに、先生のご冥福をお祈りする。

筆者と駿河湾団体研究グループ(以下、駿河湾団研)は、星野(1962, 1968)で提起された中新統と鮮新統の不整合と海成鮮新統の堆積過程を明らかにするため、1990年から御前崎一掛川地域に分布する相良層群と掛川層群の地質調査を開始した。その研究の中で、筆者らは従来通りの手法で岩相分布をもとに地層の区別と層序の組み立てを行ったが、地層の岩相が側方に変化し、岩相だけでは層準が定まらないということと、また同様の岩相であっても層準が等しいとは限らないという問題に気づかされた。

すなわち、相良層群や掛川層群のように陸源性の砂岩層や泥岩層、砂岩泥岩互層からなる地層は、その側方で岩相が変化し、岩相だけではその地層の層準を側方へ追跡できないばかりか、それらの上下関係も明確にできない場合があった。たとえば、ある地層とその側方の異なった岩相の地層とがお互いに接している場合、その多くは指交関係となり、その指交関係という現象がどこでも起こるとそれら地層相互の層位、すなわち堆積順序の決定ができない状況に追い込まれる。このような状況では岩相分布図はできても、上下の地層の重なりを明確にした、すなわち層序を示した地質図を完成することができないことになる。

しかし、その状況を克服して層序を完成させるために手

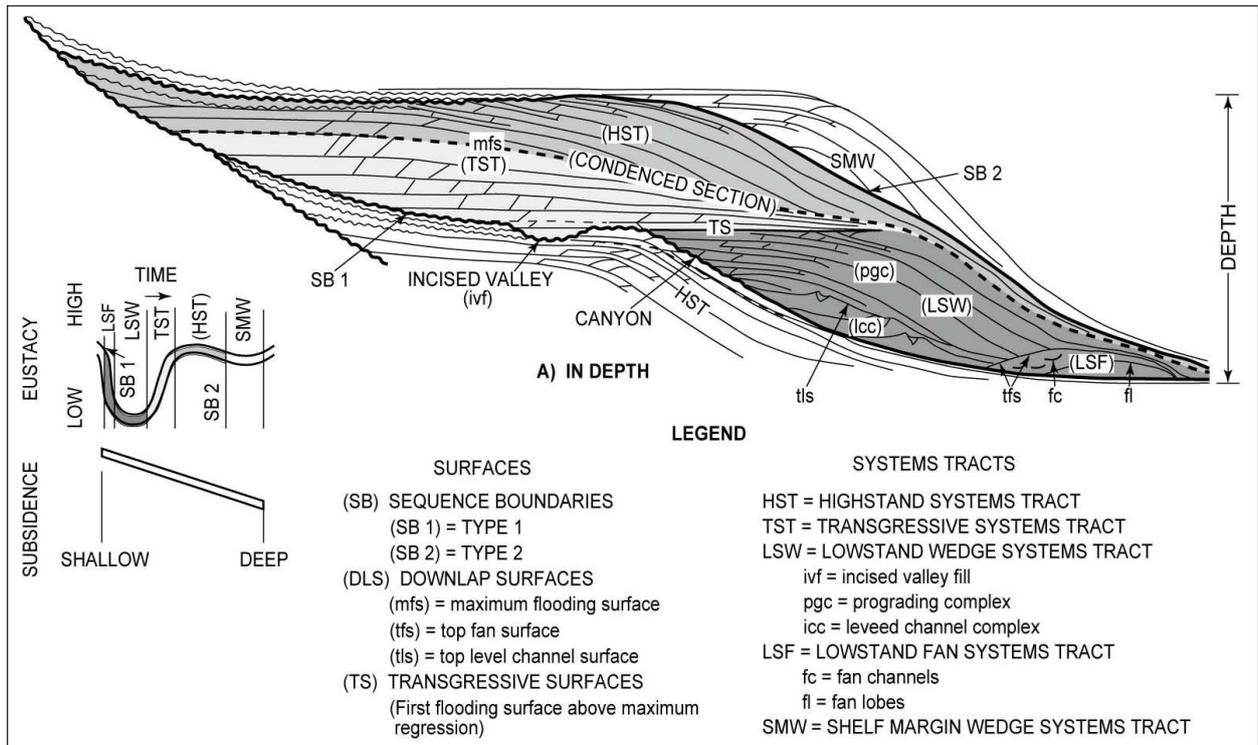


Fig. 1 Haq et al. (1987) の層序学的シーケンス堆積モデル
 中央の図は海底に堆積した地層断面を示し、下位からそれぞれ低海水準期堆積体 (LST: LSF and LSW) と海進期堆積体 (TST), 高海水準期堆積体 (HST) からなる。左にはそれに対応した海水準曲線と沈降線が示されている。

これら各層の堆積のしかたは、まさに Haq et al. (1987) によって提案された第 3 オーダーの層序学的シーケンス堆積モデルと一致し、掛川層群上部が一つの第 3 オーダーの堆積シーケンスを形成していると考えられる。そして、このモデルに合わせて東横地層と上内田層が低海水準期堆積体に、大日層が海進期堆積体に、土方層が高海水準期堆積体に相当すると考え、これら掛川層群上部が堆積する期間に、海水準が相対的に降下して、その後上昇し停滞したと推定した(柴ほか, 2007; 柴, 2017)。

ここで注目される事象のうち一つは、このモデルの沖合側では低海水準期堆積体の上位に、浅海で形成される海進期堆積体がなく、直接に高海水準期堆積体がダウンラップしながら堆積することである。それら低海水準期堆積体と高海水準期堆積体の堆積期の間には、海進期堆積体が堆積した分の時間間隙をとまなうにもかかわらず、それらの堆積環境がほぼ同様の海底斜面または海底盆であるため、岩相が両者とも泥層または泥優勢砂泥互層とほぼ同様であり、それらが連続して整合的に累重する。そのため、両者の岩相や岩石の固結度、テフラ層の不連続、地層の構造(走向・傾斜)の変化などの違いが顕著でないと、両層の区別もその境界も認定できない場合が生じる。また、Fig. 2 でも明らかのように、掛川層群とその上位に陸上側で不整合に重なる小笠層群との関係でも、沖合の地層では両者は同様の岩相のために、岩相だけでは両者の区別がつきにくい。

筆者らの研究以前には、掛川層群のタービダイト層のほとんどが「堀之内互層」とよばれ、それはいくつかの堆積体または堆積シーケンスに区別されるにもかかわらず、整合一連の地層とされていた。このような海底斜面または海底盆で堆積した見かけ整合一連の砂泥互層(砂岩泥岩互層)または泥層(泥岩層)は、日本列島各地の新第三系の多くで見られる。そして、それらの新第三系は岩相が同様であるがゆえに、岩相層序では一つの層にまとめられ、または一連整合の層群、または指交関係にある地層群とされている場合が多い。

御前崎—掛川地域の中新統と 鮮新統の堆積シーケンスと不整合

ここでは、筆者らが層序と堆積シーケンスを明確にした静岡県の御前崎—掛川地域の上部中新統から下部更新統、すなわち上部中新統の相良層群と鮮新統—下部更新統の掛川層群について、本稿で再定義する層準も含めてそれらの層群の地質概要を記載し、堆積シーケンスを区分する。また、相良層群と掛川層群の層序関係についても述べる。

掛川層群の層序と堆積シーケンス

掛川層群は、静岡県西部の掛川市南部と菊川市を中心に牧之原市勝間から袋井市と磐田市の北部に分布する鮮新統

から下部更新統である(Fig. 3)。掛川層群は、海棲軟体動物化石が多産することから、古くから層序学的または生層序学的な研究が行われてきた(楨山, 1925, 1941, 1950, 1963; 千谷, 1928; 氏家, 1958; Tsuchi, 1961; Oda, 1977; Ibaraki, 1986; 茨木, 1986; 亀尾, 1998)。しかし、従来からの掛川層群の層序区分の多くは、縁辺相の礫層・砂層と沖合相の堀之内互層とに区別し、最上部に土方層や曾我層を設けたもの(楨山, 1950; Tsuchi, 1961 など)で、その上下を境する相良層群と小笠層群との境界や、各層準の層位や層序関係、またその側方への平面的広がりも必ずしも明確ではなかった。

Masuda and Ishibashi (1991) および Sakai and Masuda (1996) は、堆積学的研究から掛川層群が一つの堆積シーケンスを形成し、1 回の海水準変動によって形成されたとした。柴ほか(2000, 2010) は、掛川層群に挟在する多数のテフラ層を詳細に記載し、その層準をもとに岩相や堆積体、堆積シーケンスを区別した。柴(2005) は掛川層群を下部層と上部層に分け、掛川層群を 7 つの層に区分し、柴(2017) は掛川層群を 4 つの堆積シーケンスからなるとして、それらを Haq et al. (1987) の TB 3.4 から TB 3.7 の各シーケンスサイクルに対比した。

柴(2017) は、掛川層群を下位から勝間層、萩間層、富田層、東横地層、上内田層、大日層、土方層の 7 つの層に区分し、勝間層から富田層までを下部層、東横地層から上位を上部層として、下部層の各層と上部層全体がそれぞれ一つの堆積シーケンスを構成するとした。また、掛川層群と下位の相良層群との境界については、シーケンス境界で区別されるとした(柴ほか, 1996, 1997)。Fig. 4 に御前崎—掛川地域の相良層群と掛川層群の層序と、Haq (1991) のシーケンスサイクルとの対比、および有孔虫化石の産出層準を示す。

掛川層群上部(上部層・下部層という地層命名は不適當であることから本稿では上部・下部に修正する)では、海進期堆積体である大日層が明確であるため、それを目安に堆積シーケンスにおける大日層の海進面(Fig. 1 の TS)の下位の上内田層と東横地層を低海水準期堆積体に、大日層の最大海氾濫面(Fig. 1 の mfs または CONDENSED SECTION)の上位の土方層を高海水準期堆積体と認定されている(柴ほか, 2007)。それに対して、掛川層群下部の各層には明確な海進期堆積体が認定できず、低海水準期堆積体と高海水準期堆積体を明確に区別することも、シーケンス境界を認めることも難しい。しかし、堆積シーケンスや堆積体を認識するためには、各堆積体の岩相的特徴や堆積体の境界およびシーケンス境界での上下の岩相と地質構造の微妙な変化を知ることが重要となる。そのための有効なものはテフラ層で、テフラ層は堆積時の同時間面を示すことから、その連続により上位の堆積体が下位に対してダウンラップまたはオンラップする現象があるか認識できる。

また、低海水準期堆積体は、シーケンスにおける最も海

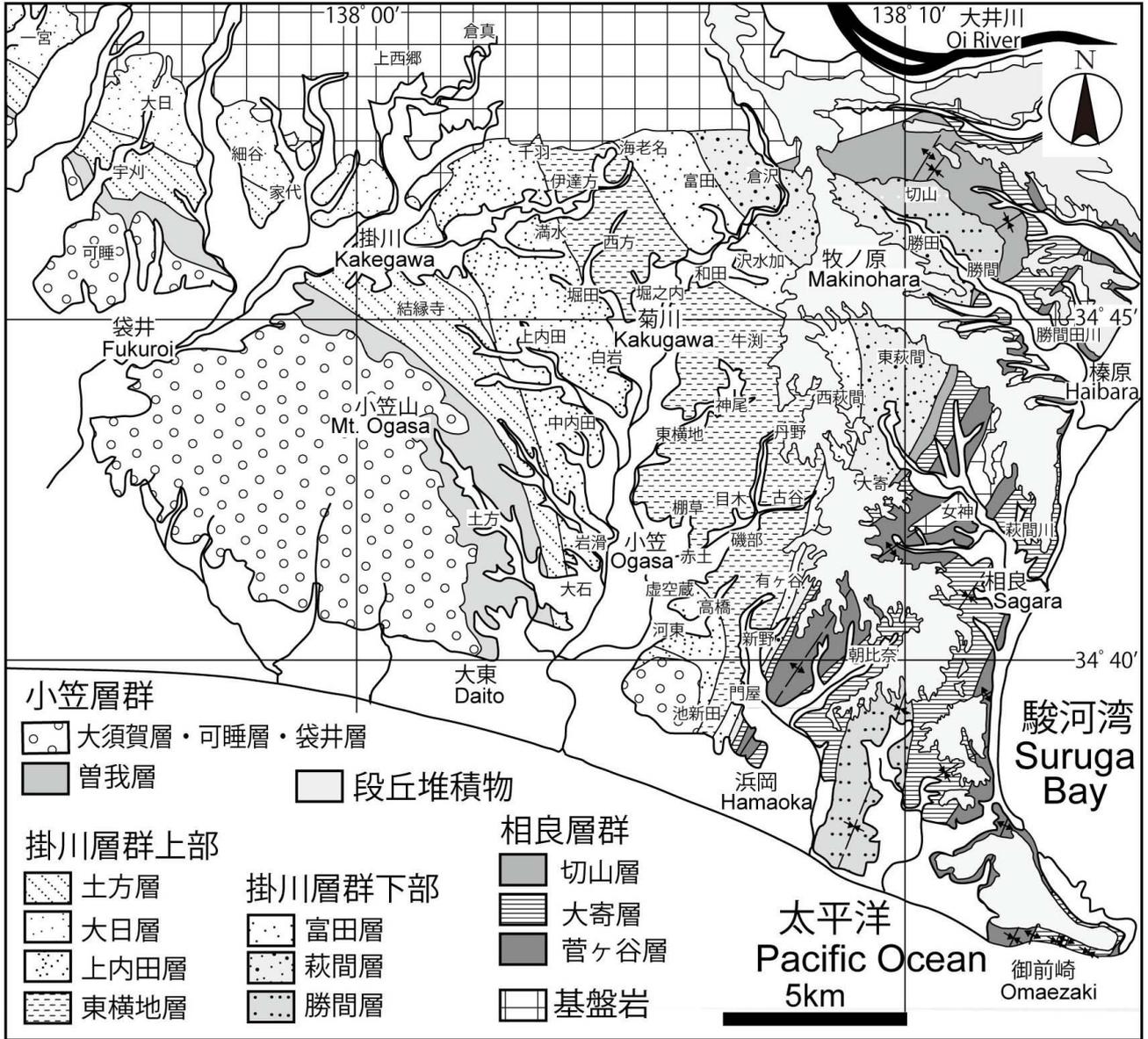


Fig. 3 おもに相良層群と掛川層群の分布を示す御前崎－掛川地域の地質図 (柴, 2017 を一部修正)

退相の特徴をもつ堆積物であり (Haq, 1991), 海水準低下の最も速い低下前期にはローブ型の低海水準扇状地が, 低下後期または低下期にはチャンネル・レヴィー複合体の低海水準ウェッジが発達するとされる (Posamentier et al., 1988 ; Bouma et al., 1989). それに対して高海水準期堆積体は, 海水準の低下がほとんどないため, 沖合側に向かって堆積物の累進があるものの, 沖合側の陸側斜面では泥層や泥優勢砂泥互層などの泥質堆積物が主体となる傾向にある.

また, 掛川層群上部の生層序層準を検討した柴ほか (2007) は, 有孔虫など微化石のある種類が出現または消滅する生層序層準 (基準面) または古地磁気の極性変化境界面の多くは, 堆積体やパラシーケンスの境界面に当たるとした. このことは, その基準面や境界面はその上位の地

層が下位の地層と時間間隙をもって堆積を始めた境界面に当たる. すなわち, 微化石の生層序層準と古地磁気の極性変化境界面は, シーケンス境界または堆積体の境界面の可能性があり, 堆積シーケンスを検討する上で活用できる.

このような堆積シーケンスとその境界面の特徴から, 掛川層群下部の各層の堆積シーケンスを検討すると, 勝間層は基底部の礫岩層と砂岩層は低海水準期堆積体に, 上部の泥岩層は高海水準期堆積体に相当すると考えられ, 萩間層の礫岩層と砂岩層, 砂岩優勢砂岩泥岩互層を主体とする下部は低海水準期堆積体に, 泥岩層を主体とする上部は高海水準期堆積体に相当すると考えられる (Fig. 5). 富田層も同様に下部の礫岩層と砂岩層または砂岩優勢砂岩泥岩互層を主体とする下部は低海水準期堆積体に, 泥岩層を主体とする上部は高海水準期堆積体に相当すると考えられる. 富

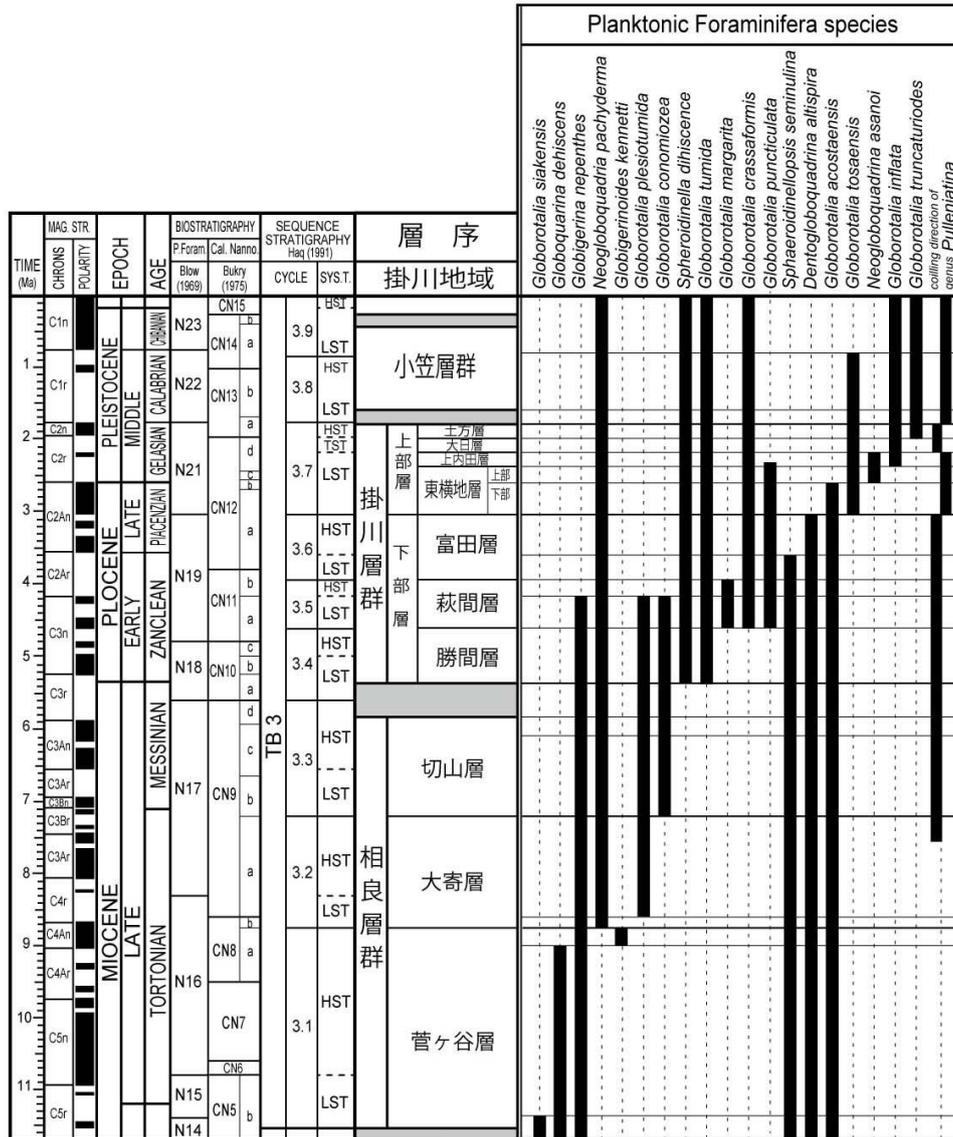


Fig. 4 御前崎－掛川地域の相良層群・掛川層群の層序とシーケンスサイクル，および浮遊性有孔虫化石の産出層準（柴，2017 を一部修正）

この図の年代表については，Haq (1991) のシーケンス層序データを Berggren et al. (1995) の微化石の生層序年代をもとにした年代表に移しかえたもので，2013 年に第四紀の基底が変更された年代を反映させている．有孔虫化石の種ごとの生存範囲は柴 (2005) と柴ほか (1997, 2007) により作成した．Ma: Mega annum, MAG. STR.: Magnetic Stratigraphy, P. Foram.: Planktonic Foraminifera, Cal. Nanno.: Calcareous Nannoplankton, SYS. T.: Systems tract, LST: Lowstand systems tract, TST: Transgressive systems tract, HST: Highstand systems tract.

田層では，富田層分布地域の北縁の下部と上部の境界付近に軟体動物化石の破片からなる貝化石石灰岩層が層厚数 m で挟まれ，それは海進期または最大海侵濫面期に沖合への砂泥の供給が減少した結果形成されたものと考えられ，その層準付近に海進期堆積体が挟在する可能性があると思われる．なお，東横地層下部には菅ヶ谷火山灰層群が挟在することと正地磁気帯に属することが特徴で，その岩相も泥層主体であるが最下部は砂泥互層からなる．

上述のことをまとめると，柴 (2017) が示したように掛

川層群の勝間層，萩間層，富田層，そして掛川層群上部（下位から東横地層，上内田層，大日層，土方層）はそれぞれ一つの堆積シーケンスからなる．これら掛川層群に認められるシーケンス境界または堆積体の境界は，微化石と古地磁気の極性変化境界とも一致する．勝間層の基底は，*Globorotalia tumida* と *Sphaeroidinella dehiscens* の出現層準にあたり，萩間層の基底は *Globorotalia punctulata* と *Globorotalia crassaformis* の出現層準に，富田層の基底は *Globorotalia margarita* の消滅層準の上位に，東横地層

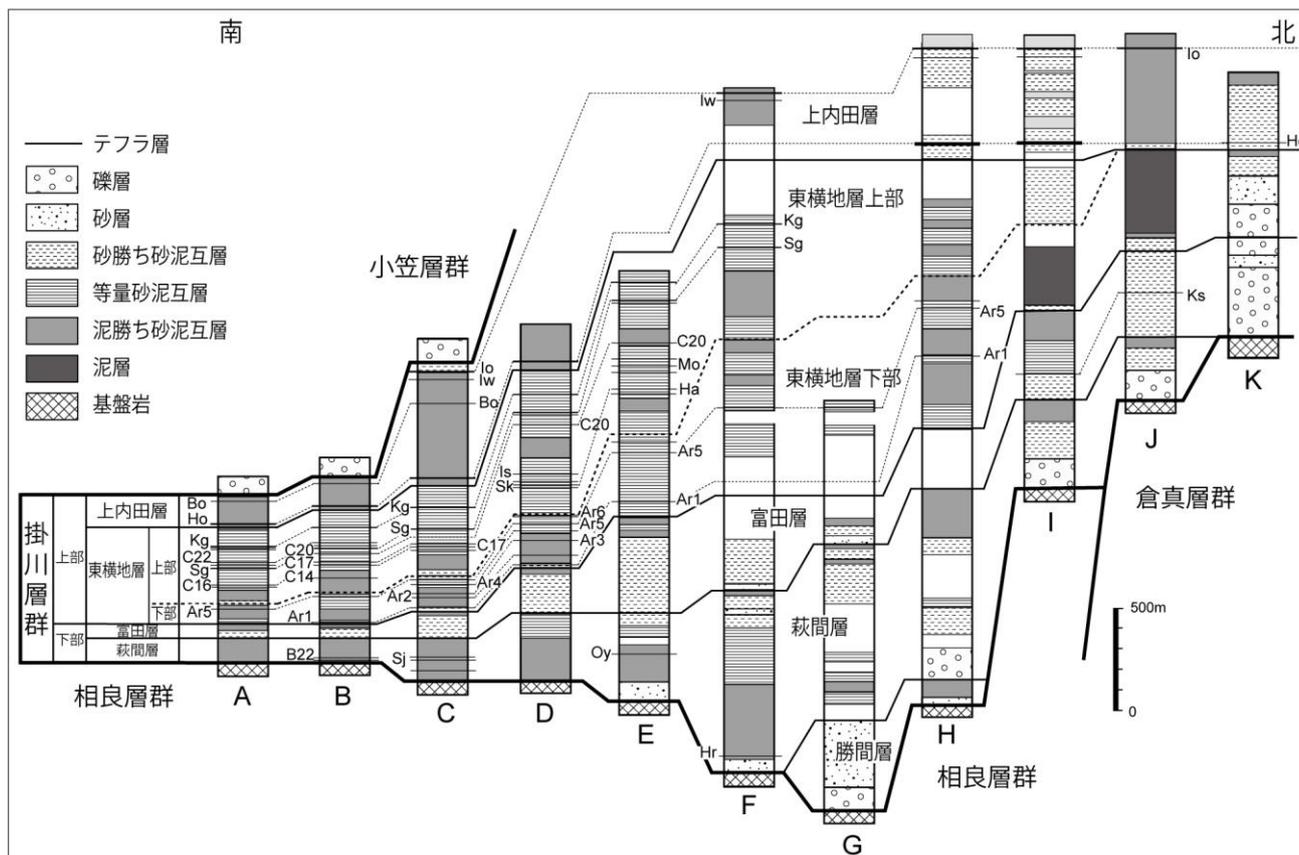


Fig. 5 掛川層群下部と上部（の下部）の地質柱状図とシーケン境界（柴，2017 を一部修正）
 実線は各層の境界，太い実線は層群の境界．どちらの境界もシーケンス境界にあたる．Ar1 や Kg などはテフラ層で，A～K は南～北にかけての地質柱状断面を示す．テフラ層の名称と地質柱状断面の位置は柴（2017）を参照．

の基底は *Dentogloboquadrina altispira* の消滅層準の上位で *Globorotalia tosaensis* の出現層準にあたる．東横地層上部から上内田層までの範囲には *Neogloboquadrina asanoi* の生存範囲があり，東横地層下部までが Gauss 正磁極帯 (C2An) に相当する．上内田層の基底からは *Globigerina inflata* が出現する．また，大日層と土方層では *Pulleniatina* 属の左巻き個体が優先し，土方層の基底からは *Globorotalia truncatulinoides* が出現する (Fig. 4)．

掛川層群の下部の各層と上部がそれぞれ一つの堆積シーケンスをなすことと，それらが形成された推定年代から，それらの堆積シーケンスは Haq et al. (1987, 1988) および Haq (1991) の TB 3.4 から TB 3.7 の各シーケンスサイクルに対比できる．すなわち，掛川層群下部の勝間層は TB 3.4 に，萩間層は TB 3.5 に，富田層は TB 3.6 に，掛川層群上部は TB 3.7 に対比できると考えられる．なお，東横地層の下部と上部の境界に古地磁気極期 Gauss/松山の境界があり，その上位がジェラシアン期に相当し，それ以降が第四紀となる．この東横地層の下部と上部の境界は，パラシーケンス境界に相当すると考えられる (Fig. 5)．

相良層群の層序と堆積シーケンス

相良層群は，横山 (1941, 1950, 1963) により，下位から時ヶ谷層，相良層，石原田角礫岩，和田礫岩，切山層に区分された．Tsuchi (1961) は，下位から時ヶ谷互層，相良互層，大寄互層として，その上位の礫岩層を萩間礫岩として切山シルトとともに掛川層群の基底とした．柴ほか (1996) は，相良層群を下位から菅ヶ谷層と大寄層として，菅ヶ谷層を下位から時ヶ谷礫岩砂岩互層と菅ヶ谷互層に区分し，大寄層を下位から蛭ヶ谷互層，大寄泥岩層，高尾礫岩層，坂口礫岩層，切山泥岩優勢互層に区分した．柴 (2005) は，相良層群を下位から菅ヶ谷層，大寄層，比木層として，比木層には南部の比木向斜地域に分布する比木互層と柴ほか (1996) の坂口礫岩層と切山泥岩優勢互層を含めた．

柴 (2005, 2017) が，相良層群最上部とした比木層の，比木向斜に分布する砂岩泥岩互層中に挟在する比木テフラは，Nunivak Subchronozone (C3n2n) に含まれる古布テフラと対比でき (水野, 2000 ; Satoguchi and Nagahashi, 2012)，鮮新統であることから，本稿では比木向斜に分布する砂岩泥岩互層は掛川層群に含まれるとして再定義する．そのため，相良層群の最上部は，相良層群の分布域北側に分布する泥岩層 (赤坂泥岩部層と新称する) を主体とする切山層とする．切山層は，高尾礫岩層を基底としてその上位に泥岩層が厚く重なる．すなわち，相良層群を下位から

菅ヶ谷層, 大寄層, 切山層からなると再定義する.

相良層群の各層は, 基底または下部に礫岩層や砂岩層, 砂岩泥岩互層など粗粒堆積岩層があり, 上部は泥岩層または泥岩優勢砂岩泥岩互層がある. 相良層群の各層は沖合の大陸斜面または海底盆の海底扇状地で堆積した海底扇状地システムで堆積した地層と考えられ, 海進期堆積体を含まないため堆積シーケンスの区分が難しい. しかし, 掛川層群の各層で見られたように, 低海水準期堆積体は粗粒な重力流堆積物からなるチャンネル・レヴィー複合体で, 高海水準期堆積体は細粒な泥質堆積物であるという特徴から推定すると, 相良層群の各層の下部の礫岩層や砂岩泥岩互層が低海水準期堆積体に, 上部の泥岩層が高海水準堆積体に相当すると推定される. そして, それらの低海水準期堆積体の基底にシーケンス境界が設定される.

浮遊性有孔虫化石の産出データから, 菅ヶ谷層は Blow (1969) の N14-16 帯にあたり, 大寄層は N17 帯に相当すると推定できる. 菅ヶ谷層には N16 帯の熱帯・亜熱帯環境を示唆する *Globoquadrina dehiscence* が含まれることから熱帯・亜熱帯環境で堆積したと推定でき, その上位の地層からは *Neogloboquadrina pachyderma* や *Globorotalia conomiozea* などが産出することから遷移帯環境で堆積したと推定できる (柴ほか, 1997). 相良層群の各層がそれぞれ一つの堆積シーケンスをなすことと, それらの堆積年代から, 菅ヶ谷層, 大寄層, 切山層は Haq (1991) の TB 3.1, TB 3.2, TB 3.3 のそれぞれのシーケンスサイクルに対比できると考えられる (Fig. 4).

相良層群の軟体動物化石相については, 榎山 (1950), Tsuchi (1961), 尾田 (1971) などで *Amusiopecten iitomiensis* や *Amusiopecten praesignis* などが報告され, それらは杉山ほか (1988) でまとめられている. しかし, それらの産出地や産出層準については不明なものも多く, これらの軟体動物化石による層序対比には問題があると思われる. しかし, それ以外に注目されるものとして, 菅ヶ谷層の基底から Inoue et al. (1997) が, 後期中新世下部の熱帯域の種ヶ島の茎動物群に対比できる化石群を報告し, 延原ほか (2000) が大寄層に含まれる石灰岩礫から *Amusiopecten akiyamai* を含む軟体動物化石群集を報告している.

相良層群と掛川層群の不整合

上部中新統の相良層群と鮮新統の掛川層群の区別や地質年代と, これら両層群の関係について, 従来の研究者の見解は異なっていた. Fig. 6 に両層群の分布の北側の境界付近の, 西から東 (切山から勝間まで) にかけての岩相柱状図と各研究者が設定した両層群の境界を示す.

榎山 (1941, 1950, 1963) は, 相良層群の最上部層の泥岩層を切山層とし, 掛川層群は相良層群を不整合に覆うとした. しかし, 氏家 (1958) と Ujiié (1962) は, 榎山 (1941)

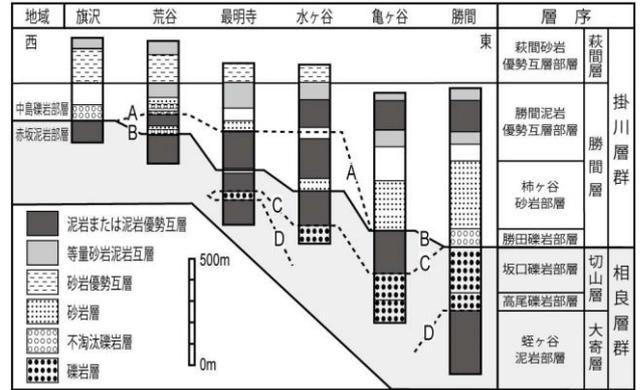


Fig. 6 相良層群と掛川層群の各研究者の境界層準 (柴ほか, 1996 を一部修正)
A-D: 各研究者による境界層準 (A: 榎山 (1941), B: 柴ほか (1996), C: Ujiié (1962), D: Tsuchi (1961)).

の切山層の一部を切山部層としてこれを掛川層群の基底とし, 相良層群と掛川層群の関係を整合とした. Tsuchi (1961) は, 掛川層群の基底を榎山 (1950, 1963) の緑辺礫岩と切山層の下位の礫岩層 (相良層群の高尾礫岩部層と坂口礫岩部層) を含む萩間礫岩とし, 両層群が北部で不整合, 南部で整合の関係とした. しかし, Tsuchi (1961) の層序にしたがって浮遊性有孔虫化石による生層序層準を検討した Ibaraki (1986) および茨木 (1986) は, 相良層群最上部と掛川層群最下部を鮮新世としたうえで, 両層準から *Pulleniatina* 属の殻の巻き方向が左から右に変化することを認めて, 相良層群最上部と掛川層群最下部の層準を同一層準とした.

相良層群とその上位に重なる掛川層群は, どちらも泥岩層や砂岩層からなり, 礫岩層も含まれ, 岩相と地層の構造が類似していることから, その境界を判断することは難しい. 柴ほか (1996) は, 掛川層群の礫岩層の基底を北縁から, Fig. 6 の範囲では勝間層の中島礫岩部層の基底として, その礫岩層の基底をたどり, その南東側への延長が柿ヶ谷砂岩部層と勝間礫岩部層の基底に連続するとした. 勝間の南側の萩間から南では掛川層群の基底は萩間層の基底にあたり, Fig. 5 で明らかのように, 掛川層群下部の地層は南側に向かってダウンラップして相良層群の上に重なる.

また, 柴ほか (1997) は, 掛川層群においては, 勝間から切山地域の勝間層下部に認められた *Globorotalia tumida tumida* 帯 (N18) が他で認められないことから, 掛川層群の最下部は北部で分布するが南部では分布せず, 南部ではこの上位の *Globorotalia puncticulata* 帯 (N19) が直接相良層群の上に重なるとした. すなわち, 比木向斜地域を除いて, 掛川層群は相良層群に対して南側により新しい地層がダウンラップしながら累積しており, 北部の切山では相良層群の切山層の褶曲構造を切って掛川層群がオンラップしながら重なっている.

本稿で検討した Haq (1991) の堆積シーケンスサイクルとの対比でも、相良層群の最上部の切山層は TB 3.3 に、掛川層群の最下部の勝間層は TB 3.4 に相当し、両者はシーケンス境界で境される。また、南部では、TB 3.2 に対比される相良層群の大寄層と、TB 3.5 に対比される掛川層群の萩間層が接し、その間に 2 つの堆積シーケンスが認められないことから、相良層群と掛川層群のみかけ整合の地層間に相当の時間間隙があることが推定される。

すなわち、相良層群と掛川層群は堆積年代を異にする別個の堆積シーケンス群であり、年代層序学的にも両層群間には大きな堆積間隙をもち、また構造的にも異なり、相良層群に対して掛川層群は構造的にも斜交した関係にある。相良層群と掛川層群は、柴ほか (1996, 1997) の結論と同様に、陸側で不整合にあたるシーケンス境界をなすと考えられ、掛川層群は相良層群の堆積後に後背地の隆起にともない陸化した地域は削剥され、沖合の大陸斜面に崖錐状の淘汰の悪い礫や砂泥からなる重力流堆積物が堆積し始め、海域に流入した堆積物は大陸斜面から海盆に運ばれ海底扇状地を形成して、傾斜した基盤の相良層群に対して順次上位にダウンラップしながら堆積したと考えられる。

身延地域の中新統と鮮新統の 堆積シーケンスと不整合

山梨県身延町の富士川と早川が合流する地点の北西側の、現在身延町中富地区とよばれる地域には、静川層群 (大塚, 1955) とよばれた上部中新統と下部更新統が連続して分布する。筆者らは、静川層群を上部中新統の海底扇状地に堆積した富士川層群と、鮮新世から前期更新世にファンデルタに堆積した曙層群に区分して再定義し、両層群の層序関係を不整合とした (柴ほか, 2012, 2013)。

富士川層群と曙層群の層序と堆積シーケンス

柴ほか (2012, 2013) は、富士川層群を下位からしもべ層、身延層、飯富層に区分し、曙層群を下位から川平層と中山層、平須層からなるとした。この地域のしもべ層は原泥岩部層からなり、身延層は三ッ石凝灰角礫岩部層からなり、飯富層は下位から早川橋砂岩泥岩互層部層、烏森山凝灰角礫岩部層、遅沢砂岩部層からなる (柴ほか, 2012, 2013)。

柴ほか (2012) は、富士川層群と曙層群の浮遊性有孔虫化石から、しもべ層から身延層を *Globoquadrina dehiscence* などの産出により Blow (1969) の N14-16 帯に、飯富層を *Globorotalia plesiotumida* などの産出により N16-17 帯に、曙層群は川平層を *Globorotalia crassaformis* などの産出により N19 帯、中山層を *Globorotalia tosaensis* などの産出により N21 帯に対比した。

また、柴ほか (2013) では、身延層の三ッ石凝灰角礫岩

部層から *Amussiopecten akiyamae* や *Chlamys miurensis* など、飯富層の早川橋砂岩泥岩互層部層から *Megacardita oyamai* や *Glycymeris izumoensis* など、飯富層の遅沢砂岩部層から *Amussiopecten iitomiensis* や *Megacardita panda*, *Glycymeris osozawaensis* など、曙層群の川平層から *Amussiopecten praesignis* や *Glycymeris osozawaensis* などの軟体動物化石群集を報告した。それらの各軟体動物群集は、上下に区別される 4 つの層準で産出され、それらの中で *Amussiopecten* 属や *Megacardita* 属、*Glycymeris* 属などの同属異種の置き換わりも認められたことから、従来それらの軟体動物群集が一つにまとめられていた返子動物群 (小澤・富田, 1992) を層準および年代ごとに細分した (柴ほか, 2013, 2014)。

富士川層群と曙層群を、その産出する浮遊性有孔虫化石をもとに御前崎一掛川地域の相良層群と掛川層群と層序対比すると、富士川層群のしもべ層と身延層は相良層群の菅ヶ谷層に、飯富層は相良層群の大寄層から切山層に対比できる (Fig. 7)。曙層群は、掛川層群に対比でき、川平層は萩間層に、中山層は東横地層に対比できる。最上部の平須層は年代決定できる化石が産出しないため正確な対比ができないが、掛川層群の土方層に対比する。

富士川層群のしもべ層と身延層は、身延町中富地区から南東側 (常盤背斜南翼部) ではおもに砂岩層と礫岩層など粗粒堆積物からなる海底扇状地堆積物からなるが、常盤背斜北翼部に当たる身延町中富地区ではしもべ層は塊状の泥岩層からなり、身延層は泥岩層と火砕岩層からなる三ッ石凝灰角礫岩部層からなる。すなわち、しもべ層と身延層堆積期には常盤背斜南翼部ではおもにチャンネル堆積物が堆積し、北翼部の中富地区ではおもにレヴィー堆積物が堆積していたと考えられ、さらに身延層堆積期には北翼部では海底火山活動が起こっていたと考えられる。富士川層群のしもべ層と身延層は、一つの堆積シーケンスからなり、チャンネル・レヴィー堆積物堆積物からなるしもべ層と身延層の大部分は低海水準堆積体に相当し、常盤背斜北翼部の泥岩と火砕岩層からなる三ッ石凝灰角礫岩部層は海進期または高海水準期堆積体と考えられる。

飯富層は、早川橋砂岩泥岩互層部層と遅沢砂岩部層からなり、両層には礫岩層も含まれ、チャンネル・レヴィー複合体の堆積物からなる。また、両層間には烏森山凝灰角礫岩部層が挟在し、これは身延町中富地区の南側の富士川谷南西部では全域にわたり大規模な海底火山活動の火砕岩層として広く厚く分布する。飯富層の早川橋砂岩泥岩互層部層とその上位の烏森山凝灰角礫岩部層は、早川橋砂岩泥岩互層部層がチャンネル・レヴィー複合体であることから、両部層で一つの堆積シーケンスを形成すると考えられ、その上位の遅沢砂岩部層はやはりチャンネル堆積物であることから、さらにその上位の堆積シーケンスを形成すると考える。

富士川層群の浮遊性有孔虫化石による層序対比と各層の岩相による堆積シーケンスの推定により、富士川層群のし

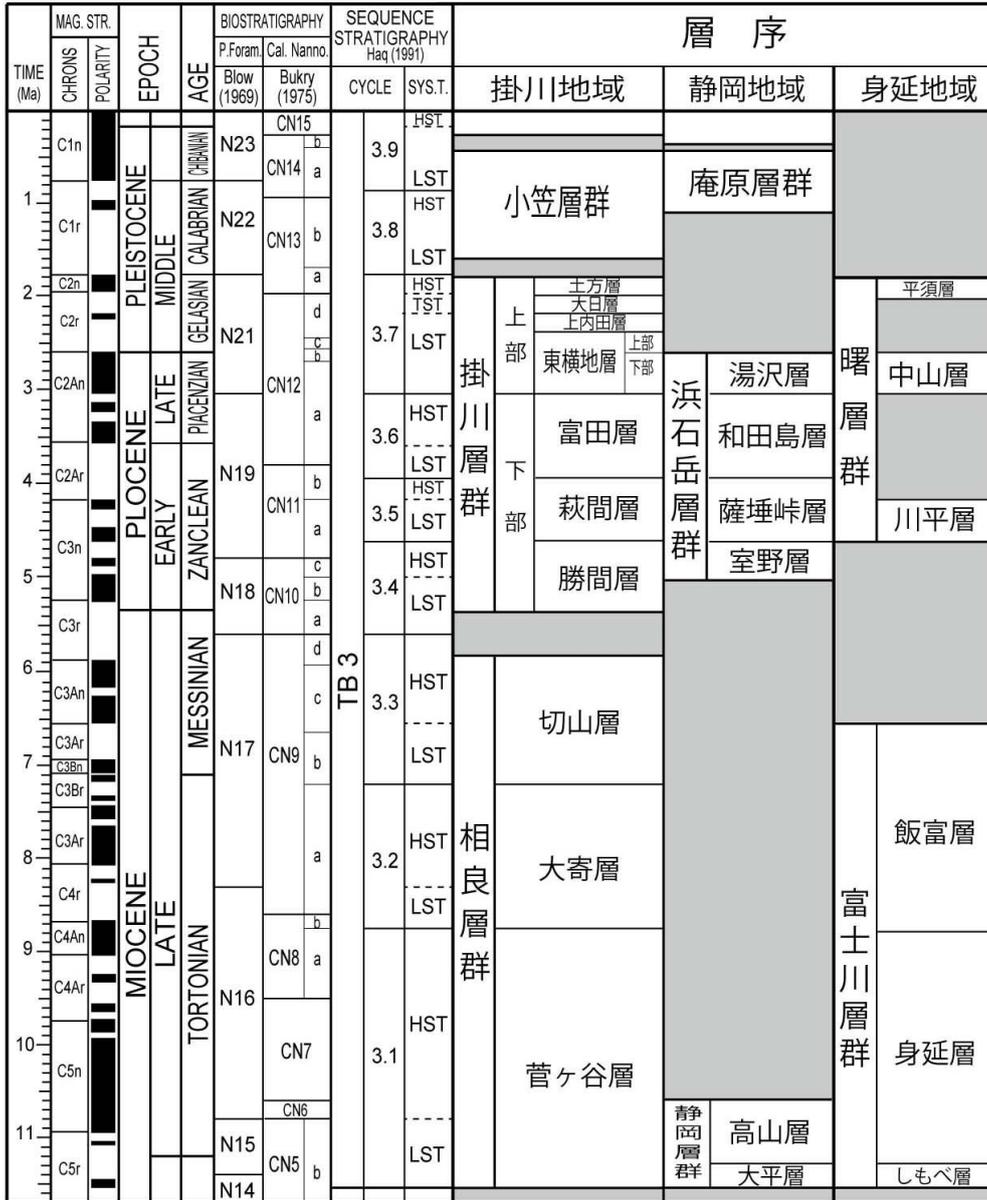


Fig. 7 掛川地域と静岡地域，身延地域の層序対比と各層のシーケンスサイクルとの対比
 この図の年代表については，Haq (1991) のシーケンス層序データを Berggren et al. (1995) の微化石の生層序年代をもとにした年代表に移しかえたもので，2013年に第四紀の基底が変更された年代を反映させている．Ma: Mega annum, MAG. STR.: Magnetic Stratigraphy, P. Foram.: Planktonic Foraminifera, Cal. Nanno.: Calcareous Nannoplankton, SYS. T.: Systems tract, LST: Lowstand systems tract, TST: Transgressive systems tract, HST: Highstand systems tract.

もべ層と身延層の堆積シーケンスは，Haq (1991) の TB 3.1 に，飯富層の早川橋砂岩泥岩互層部層と烏森山凝灰角礫岩部層の堆積シーケンスが TB 3.2 に，遅沢砂岩部層の堆積シーケンスが TB 3.3 に対比されると考えられる。

曙層群は，ファンデルタ堆積物からなり，下部の川平層はファンデルタスロープ相，中部の中山層はファンデルタフロント相，上部の平須層はファンデルタプレーン相からなる．これらの岩相から，川平層と中山層は低海水準期堆積体と考えられ，平須層は高海水準期堆積体と考えられる。

川平層と中山層は，その堆積物の供給方向の違いなどから，上下に区別される別個のファンデルタによる堆積層であることから，上下に区別される堆積シーケンスからなり，平須層もおそらく両層と別のその上位の堆積シーケンスに含まれるものと考えられる．したがって，平須層を除き各層から産出する浮遊性有孔虫化石による層序対比と各層の岩相による堆積シーケンスの推定により，川平層と中山層はそれぞれ TB 3.5 と TB 3.7 の低海水準期堆積体に，平須層は TB 3.7 の高海水準期堆積体に対比されると考えられる。

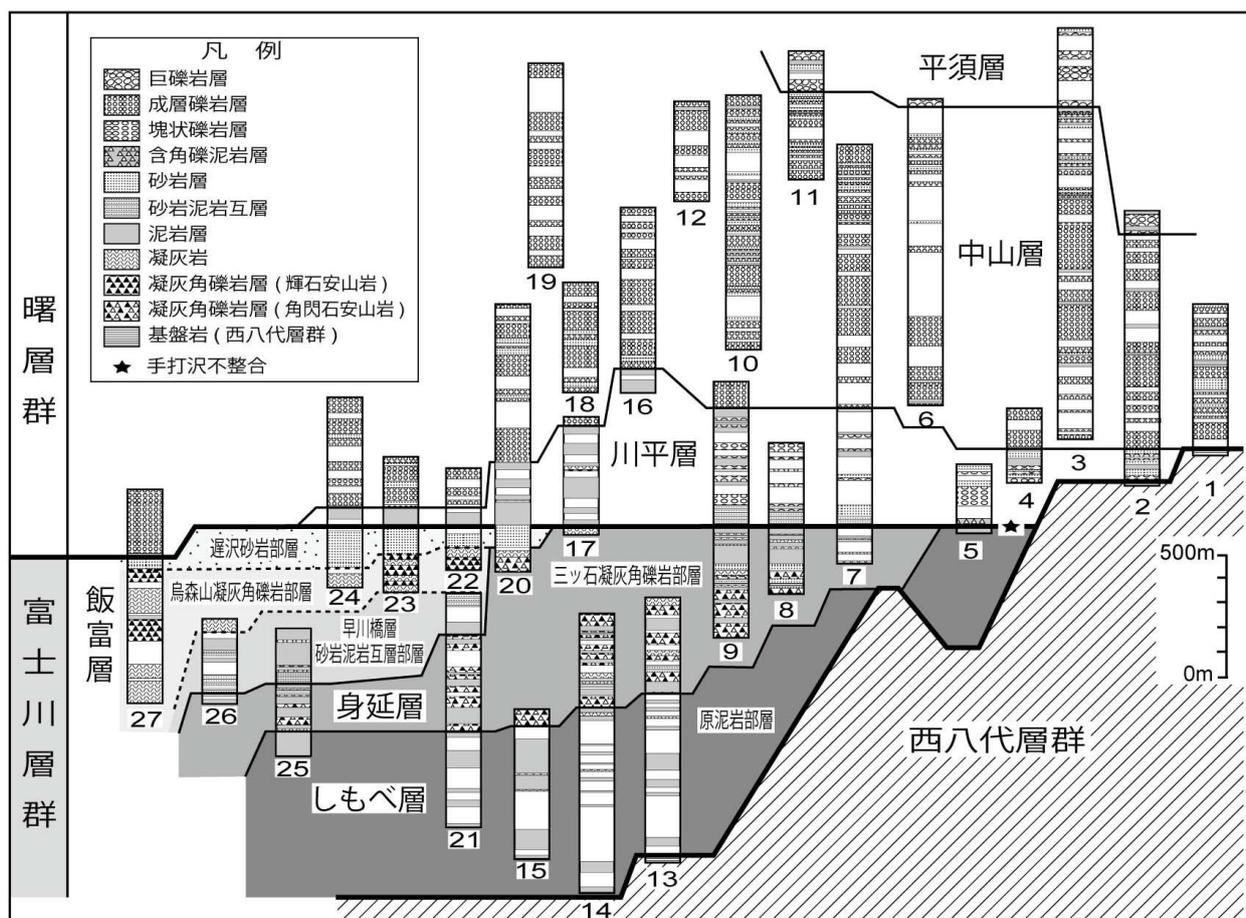


Fig. 8 身延町中富地区の富士川層群と曙層群の岩相柱状と手打沢不整合 (★) (柴ほか, 2013 より)
柱状図の位置は柴ほか (2013) を参照.

富士川層群と曙層群の不整合—手打沢不整合

身延町中富地区に分布する富士川層群の地層は、この地域の北部にあたる手打沢では、その南側の早川の河床で見られた身延層と飯富層を欠いて、しもべ層の上に直接、曙層群の地層が重なっている。これが、大塚 (1955) が「手打沢不整合」とよんだ不整合の露頭で、ここでは河床に富士川層群のしもべ層の原泥岩部層が分布し、それに対して垂直に傾斜した曙層群の川平層の礫岩層と砂岩泥岩互層が重なる。

この手打沢不整合の露頭について、秋山 (1957) は鰍原泥岩層 (本稿の原泥岩部層) と手打沢礫岩層との指交関係として不整合を否定した。松田 (1958) は、手打沢不整合を原泥岩層と曙累層 (本稿の富士川層群身延層～曙層群に相当) の境界として不整合を認め、この不整合面の少なくとも北部は陸上浸食面であるが、夜子沢以南では不整合は不明瞭になり、常盤背斜以南 (中富地区より南側) では曙累層と下位層とは整合漸移であるとした。狩野ほか (1985) は、手打沢不整合は彼らの身延層にあたる鰍沢泥岩層と曙礫岩層の境界であるとし、両層の間には大きな時間間隙は

なく、その形成は海底浸食面である可能性が大きいと述べた。

しかし、狩野ほか (1985) が大きな時間間隙はないと述べたこの不整合は、下位の原泥岩部層が後期中新世初期の堆積物であり、上位の曙層群川平層は前期鮮新世の堆積物であり、その間には 600 万年間以上もの時間間隙がある。また、この露頭のすぐ北側では、曙層群川平層が富士川層群の下位の西八代層群の中部層と不整合で接していて、原泥岩部層は見られない (Fig. 8)。曙層群の下位の地層、すなわち富士川層群の各層は、南部の早川沿いでは下位からほぼ連続して見られるが、遅沢の北ですでに飯富層の早川橋砂岩泥岩互層部層と烏森山凝灰角礫岩部層、遅沢砂岩部層が欠層し、曙層群川平層の下位に直接身延層の三ッ石凝灰角礫岩部層が分布する。さらに、その北側の手打沢では三ッ石凝灰角礫岩部層も欠層して曙層群川平層の下位に直接しもべ層原泥岩部層が分布する。

このように身延町中富地区では、富士川層群の地層は上位の地層ほど北へいくにしたがって急激に欠層することが認められる。このことは、富士川層群飯富層堆積後から曙層群堆積前にかけての中新世最末期に、本調査地域の北部が大きく隆起して地層が削剥された結果と考えられる。こ

の陸上浸食面は、その後の前期鮮新世に起こった海進によって海底となり、その後の海退期（低海水準期）に曙層群川平層が堆積したと考えられる。したがって、曙層群川平層はその下位層の富士川層群に対して陸上浸食をとまなう不整合関係で上位に重なるものと考えられる（柴ほか、2013）。なお、手打沢で見られる不整合露頭は、TB 3.5の低海水準期に相当する曙層群川平層の堆積の始まりに形成されたものと考えられ、富士川層群最上部の遅沢砂岩層がTB 3.3に対比されることと、富士川層群のその場所が基盤の西八代層群のすぐ縁辺にあることから、TB 3.4の低海水準期に基盤縁辺に形成された海底崖の谷に、TB 3.5の低海水準期に海底チャネルの充填堆積物が埋積して形成されたものと考えられる。

静岡地域の中新統と鮮新統の 堆積シーケンスと不整合

静岡平野の北側の山地には、富士川層群下部に対比される中新統の静岡層群が分布し、田代峠断層を境にしてその東側の興津川流域と浜石岳地域に鮮新統の浜石岳層群が分布する。静岡層群の層序と構造については柴ほか（1989）により、浜石岳層群の層序と構造については駿河湾団研（1981）、柴・駿河湾団研（1986）、柴（1991）によって詳しく述べられている。

静岡層群は、下位から大平層と高山層に区分され（柴ほか、1989）、両層のほとんどは最上部の穂積泥岩層を除いて、おもに粗粒砂岩層と砂岩泥岩互層からなるチャンネル・レヴィー複合体からなり、それらは低海水準期堆積体と考えられる。最上部の穂積泥岩層は海進期または高海水準期堆積体と考えられる。静岡層群はその岩相的特徴と大平層から *Globoquadrina dehiscence* などの浮遊性有孔虫化石が産出する（柴ほか、1989）ことから、富士川層群のしもべ層から身延層に相当すると考えられる。

浜石岳層群は、おもに礫岩層や砂岩層などの粗粒堆積物を主体として砂岩泥岩互層や火砕岩層を挟在するチャンネル・レヴィー複合体からなる。柴（1991、2017）は、浜石岳層群を下位から薩埵峠層、中河内層、和田島層に区分し、柴（2017）ではそれらの堆積体を区分したが、本稿では地層名について再定義し、堆積シーケンス区分についても再定義する。Fig. 9に浜石岳層群の地質図を示す。

柴（2017）では、薩埵峠層を室野火砕岩部層と小河内泥岩部層と陣馬山砂岩礫岩部層からなるとしたが、本稿では室野火砕岩部層を入山火砕岩部層と改名し、新たに室野層（新称）を設けてその部層として、薩埵峠層の下位に位置づける（Fig. 10）。薩埵峠層は陣馬山砂岩礫岩部層および小河内泥岩部層から中河内層の中一色火砕岩層までの層準を含むものとして再定義する。また、中河内層の名称は廃棄して、その上位の和田島層に神沢原砂岩部層と貫ヶ岳礫岩部層を含め、川合野礫岩部層と石合砂岩部層を除いて再

定義する。和田島層から除かれた川合野礫岩部層と石合砂岩部層により新たに湯沢層（新称）を設定する。すなわち、浜石岳層群は、下位から室野層、薩埵峠層、和田島層、湯沢層からなり、室野層は入山火砕岩部層からなり、薩埵峠層は陣馬山砂岩礫岩部層と小河内泥岩部層、桜野礫岩部層、芝川礫岩部層、逢坂泥岩部層、中一色火砕岩部層からなる。和田島層は神沢原砂岩部層と貫ヶ岳礫岩部層、戸倉砂岩部層、葛沢火砕岩部層からなり、湯沢層は川合野礫岩部層と石合砂岩部層からなる。なお、入山断層の東側の蒲原に離れて分布し、*Mizuhopecten planicostulatus* などの軟体動物化石を含む城山砂岩部層は室野層に含めた。

室野層は泥岩層と火砕岩層からなり、*Globorotalia crassaformis* や *Amussiopecten praesignis*（駿河湾団研、1981と柴、1991）では *Amussiopecten iitomiensis* となっているが、正しくは *Amussiopecten praesignis* が産することから、Blow（1969）の N19 帯以降の堆積物と考えられる。薩埵峠層の陣馬山砂岩礫岩部層と桜野礫岩部層、芝川礫岩部層は、海底扇状地システムのチャンネル堆積物からなり、それらの西側に分布する小河内泥岩部層と逢坂泥岩部層はそれらと同時異相のレヴィー堆積物である。そして、薩埵峠層は全体として南北方向の細長いチャンネルとその西側にレヴィーが伴われるチャンネル・レヴィー複合体からなる。また、和田島層の貫ヶ岳礫岩部層とその南側に同時異相で分布する神沢原砂岩部層およびその上位の戸倉砂岩部層もチャンネル・レヴィー複合体からなる。湯沢層の川合野礫岩部層と石合砂岩部層もチャンネル・レヴィー複合体からなり、川合野礫岩部層の粗粒堆積物の供給は、それまでの北東側からではなく、西側の赤石山脈側からの供給に変化する。なお、この赤石山脈側からの粗粒堆積物の供給は、身延地域の曙層群では中山層以降の地層でもみられる。

薩埵峠層と和田島層、湯沢層では、おもに粗粒な重力流堆積物の礫岩層と砂岩層、砂岩泥岩互層が主体を占め、典型的なチャンネル・レヴィー複合体を形成する。また、湯沢層を除いた各層の最上部は、それぞれ入山火砕岩部層、中一色火砕岩部層、葛沢火砕岩部層と火砕岩層をとまなう泥岩層が分布する。これら薩埵峠層と和田島層、湯沢層の大部分を占める粗粒堆積物は低海水準期堆積体と考えられ、最上部の火砕岩層をとまなう泥岩層が海進期または高海水準期堆積体と考えられる。このことから、浜石岳層群の各層はそれぞれ一つの堆積シーケンスを構成し、その境界がシーケンス境界と考えられる。なお、火山活動と海進期との関連については、柴（2017）で浜石岳層群や赤石山脈を構成する四万十帯でも火山活動期と海進期が一致することが指摘されている。

静岡層群のシーケンスサイクルについては、静岡層群が富士川層群のしもべ層と身延層と対比されることから、それらと同様に Haq（1991）の TB 3.1 に対比されると考えられる。浜石岳層群のシーケンスサイクルについては、室野層が N19 帯であることから TB 3.4 に、薩埵峠層は TB

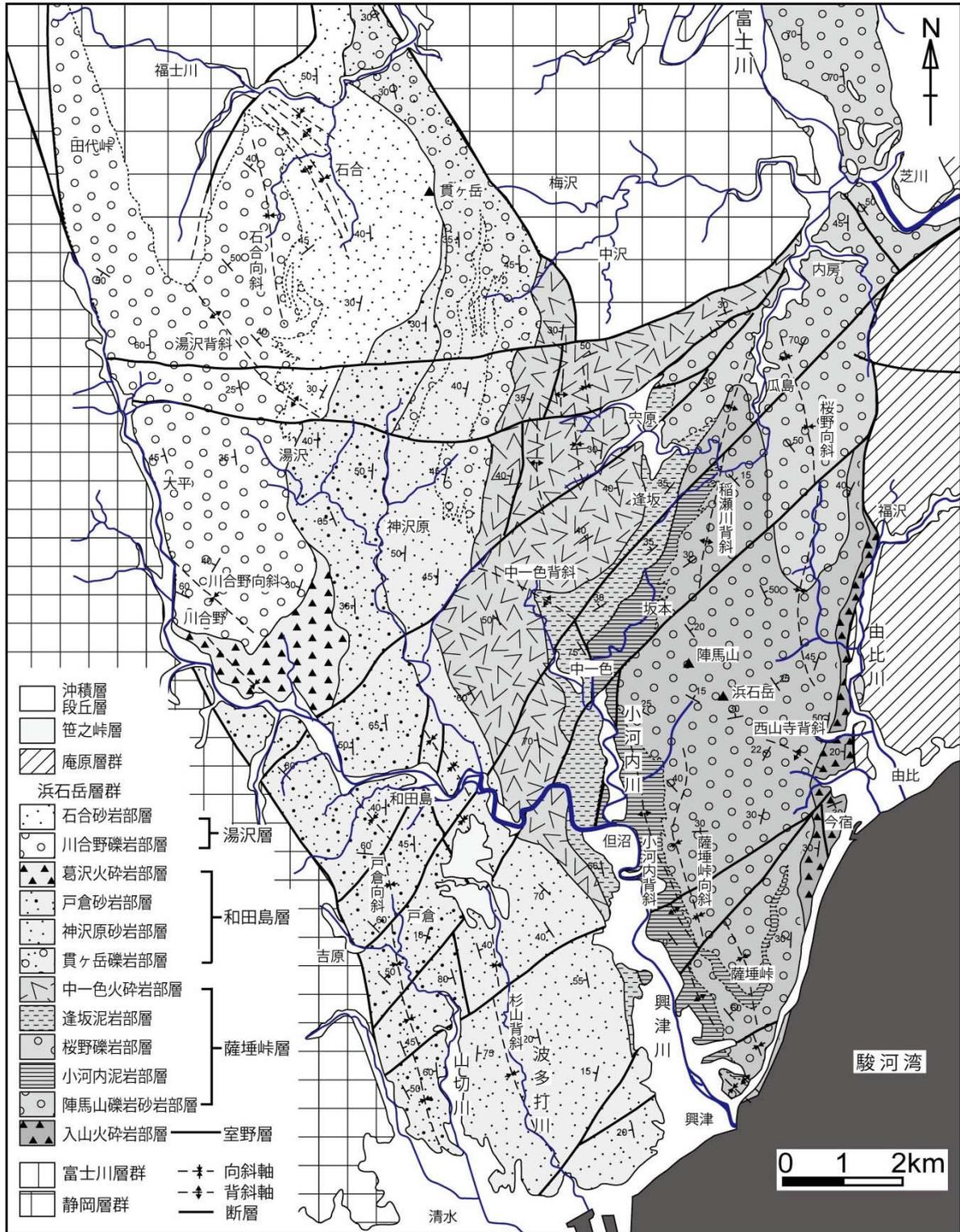


Fig. 9 浜石岳層群の地質図 (柴, 2017 を修正)

3.5. 和田島層は TB 3.6, 湯沢層は TB 3.7 に対比されると推定される。粗粒堆積物の供給が西側の赤石山脈側からに変化した湯沢層の層準が、やはり西側からの粗粒堆積物の供給に変化した身延地域の曙層群の中山層のシーケンスサ

イクル TB 3.7 と同じになり、さらにその基底は掛川層群の下部と上部の境界とも一致する (Fig. 7)。

静岡地域では中新統の静岡層群と鮮新統の浜石岳層群は田代峠断層によって接するため、直接の層序関係は不明で

層 序			堆積体	シーケンス サイクル
浜石岳層群	湯沢層	川合野礫岩部層 > 石合砂岩部層	LST	TB 3.7
	和田島層	葛沢火砕岩部層	HST	TB 3.6
		戸倉砂岩部層	LST	
		神沢原砂岩部層 < 貫ヶ岳礫岩部層		
	薩埵峠層	中一色火砕岩部層	HST	TB 3.5
		逢坂泥岩部層 < 桜野礫岩部層 < 芝川礫岩部層	LST	
小河内泥岩部層 < 陣馬山砂岩礫岩部層				
室野層	入山火砕岩部層 ? 城山砂岩部層	HST	TB 3.4	

Fig. 10 浜石岳層群の層序と堆積体区分, および Haq (1991) のシーケンスサイクルとの対比

あるが、静岡層群と浜石岳層群の間には身延地域の手打沢不整合に匹敵する堆積間隙があることから、静岡層群と浜石岳層群との関係は手打沢不整合に匹敵する不整合があった可能性がある。

シーケンスサイクルによる 上部中新統から下部更新統の層序対比

Vail et al. (1977) は、石油探鉱の地震波断面から時間層序を組み立て解析する地震波層序学を提案し、Haq et al. (1987) はそれをもとに第3オーダーの層序学的シーケンス堆積モデルを構築して、三畳紀以降の海水準曲線を提案した。堆積シーケンスは、「不整合面とそれに連続する沖合の整合面」と定義されるシーケンス境界 (Mitchum et al., 1977) によって境される堆積物のパッケージであり、これは地層形成過程を復元するために非常に重要な層序学的モデルであると考えられる。

堆積シーケンスは、下位から海水準下降にともないおもにチャンネル・レヴィー複合体からなる海底扇状地に形成された低海水準期堆積体 (LST) と、その後の海水準上昇により陸棚上に形成された海進期堆積体 (TST)、その海進の最大海氾濫期以降に沖合に堆積物を累進された高海水準期堆積体 (HST) からなる。この3つの堆積体からなるパッケージである堆積シーケンスは、汎世界的な海水準変動により形成されることから、汎世界的な地層の対比に利用することが可能であると考えられる。

本稿では、掛川地域と静岡地域、身延地域の上部中新統から下部更新統について筆者らの層序区分と生層序区分、堆積シーケンス(堆積体)区分などの層序学的な研究から、それら3地域の各層の層準を Haq (1991) のシーケンスサイクルに対比して層序対比を行った。その結果は、Fig. 7 に示した。この層序対比の方法はこれまでの生層序と古地磁気極性だけをもとにした層序対比とは異なり、それらも含めてシーケンス境界または堆積体をもとにしたものであ

り、汎世界的に共通した海水準変動をもとにしている。

すなわち、相良層群の菅ヶ谷層、大寄層、切山層は、Haq (1991) のシーケンスサイクル TB 3.1, TB 3.2, TB 3.3 にそれぞれ対比され、そのことから相良層群の各層は富士川層群のしもべ層と身延層、飯富層下部、飯富層上部にそれぞれ対比され、同様に静岡層群は菅ヶ谷層下部に対比される。また、掛川層群の勝間層、萩間層、富田層、東横地層は、Haq (1991) のシーケンスサイクル TB 3.4, TB 3.5, TB 3.6, TB 3.7 にそれぞれ対比され、その各層は浜石岳層群の室野層、薩埵峠層、和田島層、湯沢層に、曙層群の川平層が掛川層群の萩間層、中山層が東横地層、平須層が土方層にそれぞれ対比され、これらの地層がそれぞれ同時期に形成されたことが明確になった。

これらの対比には、とくに、「不整合面とそれに連続する沖合の整合面」とされるシーケンス境界が重要であり、上下をシーケンス境界で区切られた地層のパッケージである第3オーダーシーケンスは岩相層序学では不整合によって区別される「層群」に相当する。しかし、岩相層序学での地層の定義は岩相により決定されるため、岩相が同一であれば整合の地層とされ、その堆積期間に内在する陸上での不整合があったとしても一つの層群とされる。それに対して、層序学的シーケンス堆積モデルによるシーケンス層序学では、汎世界的な海水準変動により形成されたシーケンス境界が堆積シーケンスを区分するため、汎世界的な層序対比が可能であると考えられる。

地層形成における隆起と海水準上昇

柴 (2015, 2016, 2017) は、陸源性砕屑物による地層の形成条件として、①堆積物を供給させるための後背地の相対的隆起(または相対的海水準降下)、②堆積物が堆積するための相対的沈降(または相対的海水準上昇)による堆積盆地の形成、③地層が埋積するための堆積盆地の相対的沈降(または相対的海水準上昇)の3つの条件が同時に起こ

ることが必要であるとした。そして、それらを満たすためには、地殻の隆起と海水準上昇か、または地殻の沈降と海水準降下のどちらかが同時に起こらなくてはならないとした。

すなわち、地殻の隆起と海水準上昇による地層の形成は地球膨張を前提とし、地殻の沈降と海水準降下は地球収縮を前提とする。Haq et al. (1987) の層序学的シーケンス堆積モデルは、海水準変動とともに地殻の沈降を条件に含んでいる。この沈降について、Posamentier et al. (1988) および Posamentier and Vail (1988) は、陸側で隆起して海盆側で沈降する隆起と沈降のヒンジ点を設けたヒンジモデルを前提としていて、海盆側ではより沈降するとしている。さらに、沿岸オンラップ曲線は見かけの海水準変化を表すものとして、海岸より陸側に設定したヒンジ点からの沈降量を考慮して試算した海水準曲線を別に推定している。

地殻の海側での沈降と陸側での隆起が同時に起こるヒンジモデルでは、ヒンジ点が固定されていれば、海底は沈降するだけで隆起せず、陸上に存在する海成層や海底にある陸成層などの分布を説明できず、ヒンジ点を移動させなければならない。地殻の隆起と沈降の境界であるというこのヒンジ点は何によって決定され、どのような原因で移動するのだろうか。この点から、筆者は、地層の形成を説明するヒンジモデルには疑問をもつ。

筆者は、Vail et al. (1977) の海水準変動(ユースタシー)曲線 (Vail 曲線) と Haq et al. (1989) の層序学的シーケンス堆積モデルは、20 世紀の石油地質学者たちの実践から創造された海水準変化と地層形成に関する最も重要な層序学モデルであり、地層形成の考察と世界の層序対比にとって非常に重要であると考えている。筆者はその地層形成のメカニズムの原因を、Haq et al. (1987) が想定した地殻の沈降と海水準変化ではなく、星野 (1983, 1991) が提起した地殻の隆起と海水準上昇であると考えている。すなわち、地殻の沈降はなく、地殻は隆起し、それに伴う海底の隆起により海水準も上昇して、それにより見かけ上、海水準低下と海水準上昇が生じて海水準変化が認識されるものと考えられる。

石油地質学の膨大なデータをもとに創造された Haq et al. (1987) の層序学的シーケンス堆積モデルは、その中に含まれる地殻の沈降を隆起にかえることで、海水準変化の原因が理解でき、地殻の隆起と海水準上昇によって地層が形成された過程を復元することができる。そのため、地層の形成過程の歴史は、Haq et al. (1987, 1988) や Haq (1991) のシーケンスサイクルを、海水準降下を地殻の隆起とすることによって、過去から現在までたどることができる。

Vail et al. (1977) の海水準変動曲線 (Vail 曲線) は、沿岸オンラップ曲線であり、それは海水準上昇が曲線で海水準降下が直線となり、それを連続させた曲線は縦挽きのこぎりの歯型のような線形をとる。この曲線は、沿岸にオン

ラップした地層の厚さから相対的海水準上昇量が求められ、つぎの降下量はその地層の頂部から次にオンラップした地層の出現する深度との差から求められる (Vail et al., 1977)。この曲線は、震探断面における堆積層の実際の厚さや広がりから求められたものであり、Posamentier et al. (1988) によるヒンジ点を設定して推定された海水準曲線とは異なる。Shiba (1992) は、この Vail et al. (1977) の Vail 曲線 (沿岸オンラップ曲線) をもとに、それを海水準上昇曲線と隆起曲線の 2 つの曲線に変換し、ジュラ紀以降の海水準上昇量を 5,000 m と推定した。この曲線の表す海水準変化は、海水準はゆっくりと時間をかけて上昇し、急激に降下するということになる。

本稿では Haq (1991) の沿岸オンラップ曲線を用いて、Shiba (1992) と同様の方法で、中新世以降の海水準上昇曲線と隆起曲線を作成した (Fig. 11)。これら海水準上昇曲線と隆起曲線の 2 つの曲線は、沿岸オンラップ曲線の海水準上昇量をそのまま累積させることで海水準上昇曲線を作成し、海水準降下は地殻の隆起と解釈して、降下量を隆起量に変えてそれを累積させて隆起曲線 (線自体は曲線ではなく折れ線であるが) を作成した。この海水準上昇曲線によれば、鮮新世以降その海水準上昇量は約 1,000 m と見積もられる。

Haq et al. (1987, 1988) と Haq (1991) のシーケンスサイクルでは、第四紀の TB 3.8 と TB 3.9 は、カラブリアン期から現在までの期間となっている。この期間は、陸域縁辺ではファンデルタが発達し、1,000 m を越える大規模な隆起運動と海水準上昇があったと推定される (星野, 1983; 柴, 2021)。この時期の陸域縁辺の海底では、ファンデルタのクリノフォームで特徴づけられる堆積物 (岡村, 1990; Okamura and Blum, 1993) が主体となり、それらは周期的な海水準の相対的下降と上昇により形成されたと考えられる。そのため、それらは低海水準期または高海水準期の堆積体と判断されると思われる。しかし、それは、大規模な隆起と同時に起こった海水準上昇により形成され、とくに柴 (2017, 2021) で指摘された約 40 万年前以降からは 1,000 m の海水準上昇がある一方、それを上回る大規模隆起運動があったために、みかけ上、その時期の相対的海水準上昇量と隆起量がかなり小さく見積もられていると考えられる。

Haq (1991) のシーケンスサイクルの、中新世と鮮新世の境界にあたる TB 3.3 と TB 3.4 の境界と、中期鮮新世の TB 3.6 と TB 3.7 の境界には、深海での震探断面に認められる海底谷形成をともなう主要な反射面 IM-M と IP-G (Mayer et al., 1986) と、深海におけるハイエイタス面 NH-7 と NH-8 (Keller and Baron, 1987) がそれぞれ認められる。このうち中新世と鮮新世の境界は、星野 (1962) が指摘に従えば水深 2,000 m に海水準が位置し、その後海水準が上昇した時期にあたる。また、中期鮮新世のシーケンス境界は、掛川層群では下部と上部の境界にあたり、

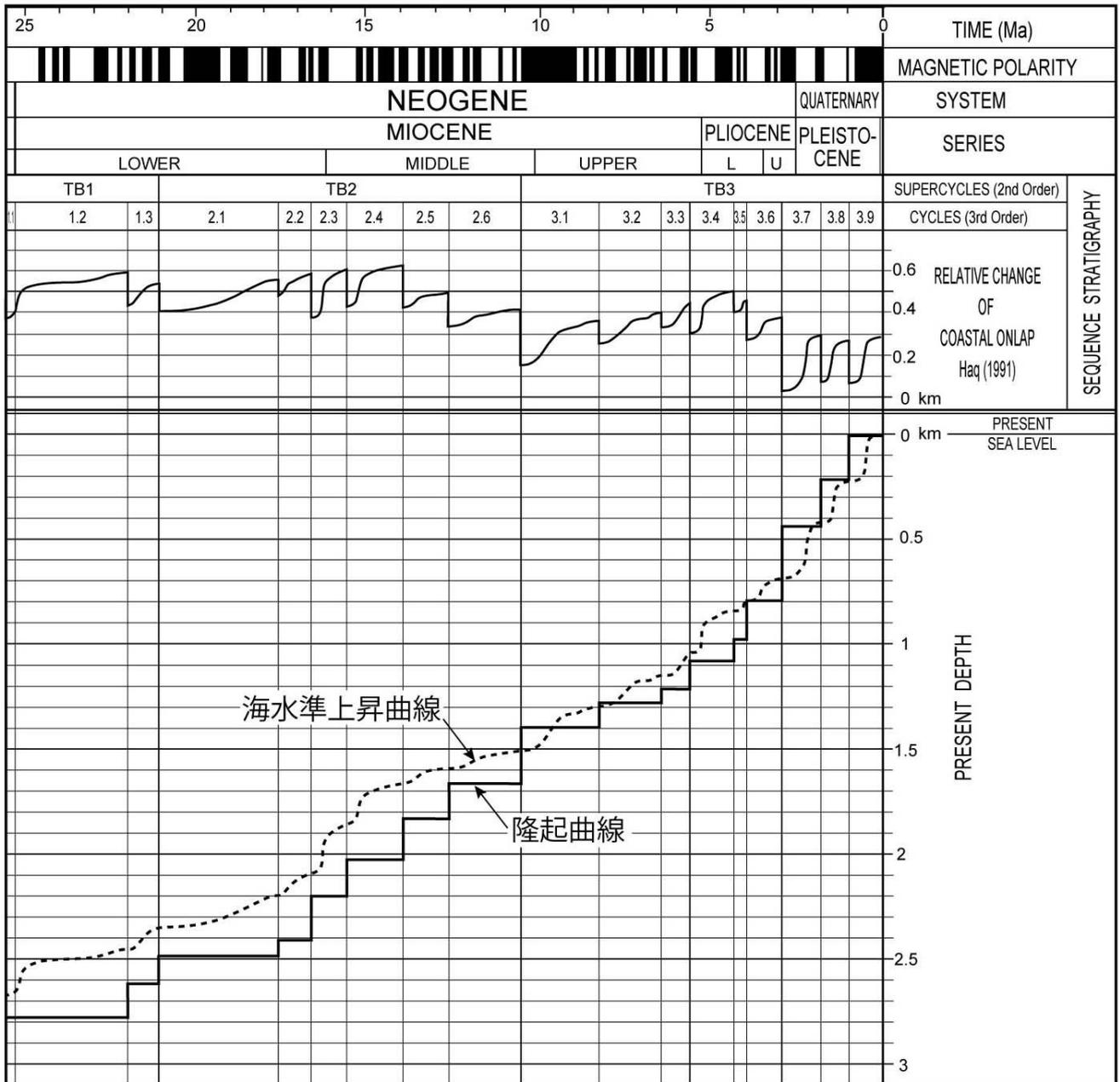


Fig. 11 Haq (1991) の沿岸オンラップ曲線から求められた相対的海水準曲線をもとに作成した中新世以降の海水準上昇曲線と隆起曲線（折れ線）

この図の年代は Haq (1991) から引用したが、第四紀の基底の年代は 2013 年に変更されたものを反映させている。沿岸オンラップから求められた相対的海水準曲線（図の上部）は、海水準上昇が曲線で海水準降下が直線となり、その曲線は縦挽きのこぎりの歯型のような線形をとるのが特徴である。このことは、海水準はゆっくりと時間をかけて上昇し、降下は急激な隆起によって起こるということを示していると考えられる。後期中新世には海水準上昇曲線と隆起曲線は近接して、後期鮮新世の TB 3.7 からは隆起曲線が海水準上昇曲線を上回り、大規模な隆起とそれら追いつく海水準上昇があったことが推定される。

浜石岳層群と曙層群では粗粒堆積物が隆起しはじめた赤石山脈から供給された時期にあたり、さらに房総半島では三浦層群と上総層群の境界にあたる黒滝不整合が形成された時期にあたる（亀尾・関根, 2013）。

中新世末期の大規模な海水準低下と前期鮮新世の海水準

上昇は、地中海では中新世末期のメッシニアン期塩分危機（Hsü et al., 1977）とその後の前期鮮新世の海水準上昇として、オーストラリア南東部でも中新世末期の大規模な海水準低下と前期鮮新世の海水準上昇は重要なイベントとされている（Carter, 1990）。これら中新世と鮮新世の境界

と中期鮮新世のシーケンス境界は、深海での反射面やハイエイタスでも顕著なように、日本列島だけでなく汎世界的に大規模な地殻の隆起と海水準上昇があったことの証拠であると考えられる。

海水準の上昇は、大洋底や海嶺、海膨などの海底の隆起または海底での火山活動によって海底が上昇し、その上の海水を押し上げることにより起こる(星野, 1983, 1991)。その原因は、Hoshino (1998) で述べられている上部マントルからのソーレイト質玄武岩マグマの上昇と地殻内への進入による地殻の大規模な隆起運動と考えられる。そのような地殻の隆起は、陸域では海底よりも大きく隆起しているために陸域は陸域であり続けた。

ある地域での海水準は、その地域での地殻隆起量から海水準上昇量を引いたものとなる。それが正であれば海水準に対して隆起となり、負となれば沈水(沈降)となる。すなわち、ある時期の海水準上昇量は全世界一定であるが、地域により隆起量が異なるため、それぞれの地域での相対的海水準変動が上昇または降下といったさまざまな現象として現れる。その中でも大陸や島弧の縁辺は隆起量が相対的に小さいために、Vail et al. (1977) や Haq et al. (1987) が示したように海進による沿岸オンラップが世界の各所で観察され、それにより相対的海水準曲線が描かれ、シーケンスサイクルが明らかにされたと考えられる。

ある地域での継続的な隆起量が大きすぎればその地域は陸域となり、少なすぎれば深海底となり、両者が同量であれば海水準の変化がみられないことになる。その意味で、上述した中新世末期と中期鮮新世の顕著な海水準変動の記録は、その時期の隆起とその後の海水準上昇が後期中新世以降の他の時期に比べて大規模だったことを示していると考えられる。

層序学的シーケンス堆積モデルでは必ず相対的沈降の後に海水準上昇があることが示されている。これは隆起が起こったあとに必ず海水準上昇が起こることを示している。隆起が上部マントルからのソーレイト質玄武岩マグマの上昇と地殻内への進入によるものであるならば、海水準上昇はその影響が海底に反映された結果であり、浜石岳層群などの例でみたように海進期に海底火山活動が盛んであることから、海進期には上部マントルからの上昇マグマが地殻表面に到達して海底などで噴出したことが想定される。すなわち、1回のシーケンスサイクルは、上部マントルからの地球規模の1回のマグマ上昇イベントの反映と考えられ、Haq et al. (1987) の相対的海水準変化曲線(沿岸オンラップ曲線)は地球の「鼓動」を表すものと解釈できる。

筆者が大学3年生のとき(1974年)に星野先生から与えられた課題は、『日本列島地質構造発達史』(市川ほか, 1970)に記載されている「不整合」を抜き出し時代順にリストを作ることだった。筆者は、その課題の意味もわからず、日本各地の「不整合」をリストした。その結果は、不整合は各地で同じ時代に横一列に揃うものではなく、地域により

さまざまな時代に形成されていた。

単に海水準上昇だけが起こったのであれば、その時期の陸棚域に海進により汎世界的に共通する不整合が形成されるが、地殻が隆起しているため、その地域の隆起量が大きければ海進はなく、隆起量が小さければ海進により不整合が形成される。海進により不整合が形成されてもその後の隆起により形成された不整合が剝離されてしまえば、不整合は保存されない。しかし、不整合が形成されるような相対的海水準変化が起れば、沖合に形成された地層中に必ずその変化はシーケンス境界として記録される。

本稿は、陸上の地質調査で沖合に形成された海底扇状地の堆積物を数多く研究してきた筆者が、層序学的シーケンス堆積モデルを用いて、地層対比と地層形成のメカニズムから、星野(1962)の「2,000 m 海水準上昇説」と星野(1968)の「海成鮮新統の堆積について」を検証し、星野(1974)の「海水準変化と地層の対比」を試行し検討したものである。その結果、地層は地殻の隆起とそれによる汎世界的な海水準上昇により形成され、それら両者により形成されたシーケンス境界をもって地層は対比できるということが明らかになった。

本稿の内容は、私が大学3年生のときに星野先生から与えられた課題についての答えになるかわからないが、筆者のこれまでの地域地質研究から、地層と不整合の形成過程を明らかにしたものである。

結 論

本稿は、中新世末期には海水準が今より2,000 mも低く、鮮新世以降の海水準上昇と地殻の隆起によって、現在の地形や地層が形成されたという星野先生の仮説(星野, 1962)を、筆者らが調査研究した静岡県御前崎-掛川地域と静岡地域、山梨県の身延地域の新第三系の層序対比と地層形成過程を復元することで明らかにした。

静岡県御前崎-掛川地域と静岡地域、山梨県身延地域の新第三系の層序対比については、化石によるその堆積年代と岩相から、相良層群の菅ヶ谷層、大寄層、切山層は、後期中新統であり、Haq (1991) のシーケンスサイクル TB 3.1, TB 3.2, TB 3.3 にそれぞれ対比される。そして、富士川層群と静岡層群の堆積年代と岩相から推定されるシーケンスサイクルを用いて、相良層群の各層は下位から、富士川層群のしもべ層と身延層、飯富層下部、飯富層上部にそれぞれ対比され、同様に静岡層群は菅ヶ谷層下部に対比される。

また、掛川層群下部の勝間層、萩間層、富田層は、鮮新統であり、それぞれが Haq (1991) のシーケンスサイクル TB 3.4, TB 3.5, TB 3.6 にそれぞれ対比される。そして、それらの各層は下位から、浜石岳層群の室野層、薩埵峠層、和田島層、湯沢層にそれぞれ対比され、曙層群の川平層は掛川層群の萩間層に、中山層は掛川層群上部の東横地層に

対比される。掛川層群上部は、後期鮮新世～前期更新統であり、Haq (1991) のシーケンスサイクル, TB 3.7 に対比され、曙層群の平須層は掛川層群上部の土方層に対比される。

筆者は、Haq et al. (1987) の層序学的シーケンス堆積モデルが、地層形成に関する最も重要な層序学モデルであり、「不整合面とそれに連続する沖合の整合面」とされるシーケンス境界は、汎世界的な海水準変動により形成されることから、汎世界的な地層の層序対比を可能にする層序学的境界面と考える。そして、その地層形成のメカニズムの原因は、Haq et al. (1987) が想定した地殻の沈降と海水準変化ではなく、星野 (1983, 1991) が述べている地殻の隆起と海水準上昇であると、筆者は考える。そして、一つのシーケンスサイクルが形成される要因は、火山活動が顕著な海進期の前に地殻の隆起で特徴づけられる低海水準期があるということから、上部マントルからの地球規模の 1 回のマグマ上昇イベントによるものであると考えられる。

すなわち、静岡県御前崎-掛川地域と静岡地域、山梨県身延地域の新第三系は、隆起と海水準上昇により形成され、それらは「不整合面とそれに連続する沖合の整合面」とされるシーケンス境界によって対比され、鮮新世の基底と上部鮮新統の基底に大規模な隆起と海水準上昇があったことが推定できる。星野 (1962) が中新世末期には海水準が今より 2,000 m も低く、それ以降に海水準が上昇したとしたイベントは前者の鮮新世の基底の海水準上昇期にあたる。そして、その後の大規模な海水準上昇は、Haq (1991) の沿岸オンラップ曲線から求められた海水準上昇量の約 1,000 m よりも大きく、海水準が今より 2,000 m 低かったとした星野仮説(星野, 1962)は支持される。なお、柴(2022)は、深海掘削の記録から、中新世末期の海水準が現在よりも 3,000 m 低かった可能性を述べており、中新世末期の海水準の位置については、今後の研究課題としたい。

引用文献

秋山雅彦 (1957) : 山梨県富士川上流地域の第三紀層の層序とその地質構造について. 地質学雑誌, 63, 669-683.

Blow, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. in Brommimann, P. and H. H. Renz eds., Internatl. Conf. Planktonic Microfossils, 1st, Geneva, 1967, Proc., 1, 199-421.

Berggren W. A., D. V. Kent, C. D. Swisher III and M.-P. Aubry (1995): A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. in Berggren, W. A., D. V. Kent and J. Hardenbol eds., Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation, SEPM Special Publication, 54, 129-212.

Bouma, A. H., J. M. Coleman, C. E. Stelting and B. Khol

(1989): Influence of relative sea level changes on the construction of the Mississippi Fan. *Geo-Marine Letter*, 9, 161-170.

千谷好之助 (1928) : 遠州国相良掛川附近第三紀層に就て. 地学雑誌, 38, 84-89.

Cater, A. N. (1990): Time and space events in the Neogene of South-Eastern Australia. 183-193. in Tsuchi, R. ed., *Pacific Neogene Events - Their Timing, Nature and Interrelationship*, Univ. Tokyo Press.

Haq, B. U. (1991): Sequence stratigraphy, sea-level change, and significance for the deep sea. 3-39, in Macdonald, D. I. M. ed., *Sedimentation, Tectonics and Eustasy, Sea-level Changes at Active Margins*, Spec. Publ. int. Ass. Sediment., 12.

Haq, B. U., J. Hardenbol and P. R. Vail (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1166.

Haq, B. U., J. Hardenbol and P. R. Vail (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. 71-108, in Wilgus, C. K., B. S. Hastings, C. G. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross and J. C. Van Wagoner eds., *Sea Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM Spec. Publ., 42.

星野通平 (1962) : 太平洋. 地学双書, 地学団体研究会, 東京, 136pp.

星野通平 (1968) : 海成鮮新統の堆積について. 地質学雑誌, 74, 363-370.

星野通平 (1974) : 海水準変化と地層の対比. 東海大学紀要 海洋学部, 8, 17-26.

星野通平 (1983) : 海洋地質学. 地学団体研究会, 東京, 373pp.

星野通平 (1991) : 玄武岩時代 地質学の諸カテゴリー. 東海大学出版会, 東京, 456pp.

Hoshino, M. (1998): *The Expanding Earth, Evidence, Causes and Effects*. E. G. Service Press, Sapporo, 295pp.

Hsü K. J., Moutadert, L., Bernoulli, D., Cita, M. B., Erickson, A., Carrison, R.E., Kide, R. B., Meliers, F. Muller, C. and Wright, R. (1977): History of the Mediterranean salinity crisis. *Nature*, 267, 399-403.

茨木雅子 (1986) : 掛川層群の浮遊性有孔虫生層序基準面とその岩相層序との関係. 地質学雑誌, 92, 119-134.

Ibaraki, M. (1986): Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Kakegawa area on the Pacific coast of Central Japan, Rep. Fac. Sci. Shizuoka Univ., 20, 39-173.

市川浩一郎・藤田至則・島津光夫編 (1970) : 日本列島地質構造発達史. 築地書館, 東京, 232pp.

Inoue, K., T. Ozawa, T. Nobuhara and S. Tomida (1997):

- Reexamination of the Sagara Fauna - Middle Miocene molluscan assemblage from the Sugegaya Formation, Sagara Group, Shizuoka Prefecture, Central Japan - *Paleontological Research*, 1, 110-125.
- 亀尾浩司 (1998): 石灰質ナンノ化石からみた掛川上部新第三系・第四系層序—満水層の層位的位置について—。地質学雑誌, 104, 672-686.
- 亀尾浩司・関根智之 (2013): 安房層群安野層の石灰質ナンノ化石層序と地質時代。地質学雑誌, 119, 410-420.
- 狩野謙一・鈴木勇也・北里 洋 (1985): 富士河上流中富地域の静岡層群の古地理。静岡大学地球科学研究報告, 11, 135-153.
- Keller, G. and J. A. Baron (1987): Palaeodepth distribution of Neogene deep sea hiatuses. *Paleoceanography*, 2, 697-713.
- 横山次郎 (1925): 遠江掛川付近第三紀層の層序。地球, 3, 569-576.
- 横山次郎 (1941): 大井川下流地方第三系層序及び地質構造。矢部長克教授還暦記念祝賀講演録, 1-13.
- 横山次郎 (1950): 日本地方地質誌中部地方。朝倉書店, 東京, 233pp.
- 横山次郎 (1963): 掛川地方地質図説明書。地質調査所, 30pp.
- Masuda, F. and M. Ishibashi (1991): Onlap and downlap patterns in a depositional sequence of the Plio-Pleistocene Kakegawa Group in Japan. *Jour. Sed. Soc. Japan*, 34, 75-78.
- 松田時彦 (1958): 富士川地域北部第三系の褶曲形成史。地質学雑誌, 64, 325-345.
- Mayer, L. A., T. H. Shipley and E. L. Winterer (1986): Equatorial Pacific seismic reflectors as indicators of global oceanographic events. *Science*, 233, 761-764.
- Mitchum, R. M., P. R. Vail and J. B. Sangree (1977): Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequence. 213-248, in Payton, C. E. ed., *Seismic Stratigraphy - Application to Hydrocarbon Exploration*, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 26.
- 水野清秀 (2000): 火山灰の対比に基づく近畿・東海地域の鮮新世堆積盆地の形成史。日本地質学会第 107 年学術大会講演要旨, 77.
- 延原尊美・小澤智生・野坂大輔・井上恵介・富田 進 (2000) 中新一鮮新統相良層群大寄層の蛭ヶ谷石灰岩体から産出し軟体動物群の再検討。日本古生物学会 2000 年年会予稿集, 88.
- 尾田太良 (1971): 相良層群の微化石層位学的研究。東北大学地質古生物研究邦文報告, 72, 1-27.
- Oda, M. (1977): Planktonic Foraminiferal biostratigraphy of the late Cenozoic sedimentary sequence, Central Honshu, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. 2*, 48, 1-76.
- 岡村行信 (1990): 四国沖の海底地質構造と西南日本外帯の第四紀地殻変動。地質学雑誌, 96, 223-237.
- Okamura, Y. and P. Blum (1993): Seismic stratigraphy of Quaternary stacked progradational sequences in the southwest Japan forearc: an example of fourth-order sequences in active margin. 213-232, in Posamentier, H. W., C. P. Summerhayes, B. U. Haq and G. P. Allen eds., *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*, Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 18.
- 大塚彌之助 (1955): 静岡層群について (附 第三紀地殻変動の一考察)。地震研彙報, 33, 449-469.
- 小澤智生・富田 進 (1992): 逗子動物群—日本の後期中新世～前期鮮新世暖流系動物群—。瑞浪市化石博物館研究報告, 19, 427-439.
- Posamentier, H. W., M. T. Jervey, and P. R. Vail (1988): Eustatic controls on clastic deposition I - Conceptual framework. 109-124, in Wilgus, C. K., B. S. Hastings, C. G. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross and J. C. Van Wagoner eds., *Sea Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM Spec. Publ., 42.
- Posamentier, H. W. and P. R. Vail (1988): Eustatic controls on clastic deposition II - Sequence and systems tract models. 125-154, in Wilgus, C. K., B. S. Hastings, C. G. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross and J. C. Van Wagoner eds., *Sea Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM Spec. Publ., 42.
- Sakai, T. and F. Masuda, (1996): Sequence stratigraphy of the upper part of the Plio-Pleistocene Kakegawa Group, western Shizuoka, Japan. *Jour. Sediment. Res.*, 66, 778-787.
- Satoguchi Y. and Y. Nagahashi (2012): Tephrostratigraphy of the Pliocene to Middle Pleistocene Series in Honshu and Kyushu Islands, Japan. *Island Arc*, 21, 149-169.
- 柴 正博 (1991): 南部フォッサマグナ地域南西部の地質構造—静岡県清水市および庵原郡地域の地質—。地団研専報, (40), 1-98.
- Shiba, M. (1992) Eustatic rise of sea-level since Jurassic modified from Vail's curve. *Abstracts, 29th IGC*, I-3-17, 95.
- 柴 正博 (2005): 2.2 静岡, 掛川地域の新第三系・下部更新統。132-136, 日本地質増補版 (日本地質増補版編集委員会編), 共立出版, 東京。
- 柴 正博 (2015): 地質調査入門。東海大学出版部, 平塚, 111pp.
- 柴 正博 (2016): はじめての古生物学。東海大学出版部, 平塚, 190pp.

- 柴 正博 (2017) : 駿河湾の形成 島弧の大規模隆起と海水準上昇. 東海大学出版部, 平塚, 406pp.
- 柴 正博 (2021) : 本州中央部における鮮新世以降の隆起運動の特徴と海水準上昇. 地球科学, 75, 37-55.
- 柴 正博 (2022) : 深海掘削で発見される浅海堆積物とジュラ紀以降の海水準上昇—玄武岩時代の海水準の位置—. 星野通平教授追悼論文集, 21-76.
- 柴 正博・廣瀬祐市・延原尊美・高木克将・安田美輪・富士幸祐・中村光宏 (2013) : 富士川谷新第三系, いわゆる静岡川層群の層序と軟体動物化石群集. 地球科学, 67, 1-19.
- 柴 正博・大石 徹・高原寛和・横山謙二・坂本和子・長谷川祐美・村上千里・有働文雄 (2010) : 掛川層群下部層の火山灰層. 東海大学博物館研究報告, (10), 17-52.
- 柴 正博・篠崎泰輔・廣瀬祐市 (2012) : 山梨県身延町中富地域の第三系, 富士川層群および曙層群の有孔虫化石による生層序学的研究. 東海大学博物館研究報告, (11), 1-21.
- 柴 正博・十河寿寛・川辺匡功・竹島 寛・村上 靖・横山謙二・駿河湾団体研究グループ (1996) : 静岡県榛原郡地域の相良層群と掛川層群の層序. 地球科学, 50, 441-455.
- 柴 正博・惣塚潤一・山田 剛・東元正志・菊池正行・小坂武弘 (1997) : 静岡県榛原郡地域の相良層群と掛川層群の浮遊性有孔虫生層序. 地球科学, 51, 263-278.
- 柴 正博・駿河湾団体研究グループ (1986) : 静岡県清水市北部, 興津川流域の地質. 地球科学, 40, 147-165.
- 柴 正博・鈴木好一・駿河湾団体研究グループ (1989) : 静岡層群の層序と構造. 地球科学, 43, 140-156.
- 柴 正博・渡辺恭太郎・横山謙二・佐々木昭仁・有働文雄・尾形千里 (2000) : 掛川層群上部層の火山灰層. 東海大学博物館研究報告, (2), 53-108.
- 柴 正博・横山謙二・赤尾竜介・加瀬哲也・真田留美・柴田早苗・中本武史・宮本綾子 (2007) : 掛川層群上部層におけるシーケンス層序と生層序層準. 亀井節夫先生傘寿記念論文集, 219-230.
- 杉山雄一・寒川 旭・下川浩一・水野清秀 (1988) : 御前崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 153pp.
- 駿河湾団体研究グループ (1981) : 静岡県浜石岳周辺の地質. 地球科学, 35, 145-158.
- Tsuchi, R. (1961): On the late Neogene sediments and molluscs in the Tokai region, with notes on the geologic history of the Pacific coast of Southwest Japan. Japan Jour. Geol. Geol., 32, 437-456.
- 氏家 宏 (1958) : 相良・掛川堆積盆地の地質構造. 日本地質学会第 65 年総会, 日本第三系シンポジウム討論会資料, 1-7.
- Ujiié, H. (1962): Geology of Sagara - Kakegawa sedimentary basin in Central Japan, Sci. Rep. Tokyo Kyoiku-Daigaku, 8, 123-188.
- Vail, P. R., R. M. Michum, Jr. and S. Thompson. III (1977): Global cycle of relative changes of sea level. 83-97, in Payton, C. E. ed., Seismic Stratigraphy - Application to Hydrocarbon Exploration, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 26.

要 旨

本稿は、中新世末期には海水準が今より 2,000 m も低く、鮮新世以降の海水準上昇と地殻の隆起によって、現在の地形や地層が形成されたという星野先生の仮説(星野, 1962)を、筆者らが調査研究した静岡県の御前崎一掛川地域と静岡地域, 山梨県の身延地域の第三系の層序対比と地層形成過程を復元することで明らかにした。筆者は, Haq et al. (1989) の層序学的シーケンス堆積モデルを, 20 世紀の石油地質学者たちの実践から創造された非常に重要な層序学的モデルであり, 世界の地層の層序対比にとって有効であると考え。とくに, 「不整合面とそれに連続する沖合の整合面」とされるシーケンス境界は, 汎世界的な海水準変動により形成されるため, 汎世界的な地層の層序対比を可能にした。そして, その層序学的シーケンス堆積モデルの形成要因は, Haq et al. (1989) が想定した地殻の沈降と海水準変化ではなく, 星野 (1983, 1991) の地殻の隆起と海水準上昇であると考えられる。1 回のシーケンスサイクルが形成される根本的な要因は, 上部マントルからの 1 回の地球規模のマグマ上昇イベントによるものであると考えられ, 海水準変動は地球の鼓動のようなものである。中新世末期には, 星野 (1962) が示したように, 大規模な隆起とそれ以後の鮮新世以降に海水準上昇があり, その海水準上昇量は現在までに 2,000 m 以上に及んだと考えられる。

キーワード: 海水準変化, 大規模隆起, 堆積シーケンス, 相良層群, 掛川層群, 富士川層群