

《論 文》

層状チャートの多様な成因について

小 出 良 幸

要 旨

層状チャートは、主たるシリカ部と境界となる粘土の薄層によって層構造が形成されている。顕生代の付加体中には層状チャートがよく産出し、地質学的にも重要な素材である。層状チャートは、どの地域、どの時代でも単調な岩相の繰り返しをもった類似した産状となっている。多数の成因が提唱されているが、まだ定まったものはない。本稿では、提唱されてきた多様な成因を概観して評価していき、層状チャートの研究の現状をまとめていく。

キーワード：層状チャート、産状、成因、要因区分

I はじめに

過去に形成された地層などの物質に、時間がどのように記録されているかを、近年の研究テーマとしている（小出，2006）。物質への時間の記録様式を定めるためには、その物質がどのようなメカニズムで形成されたかがわかかならないと、読み取ることができない。例えば、定常的に物質が堆積しているのなら、物質量が時間経過を示し、物質の欠如が時間記録の欠如を意味することになる。しかし、そのような単調なメカニズムで形成される物質は稀で、大部分の物質は時間経過に伴って変化するというメカニズムで形成されるものが多い。そのメカニズムが、ある時期に集中的に起こり、他の時期はほとんど変化しないと、時間記録は物質にほとんど記録されないことになる。このような物質には、そのメカニズムを生じさせた事件（イベント）のみが記録されていくような事件記録になってくる。

地層は整然と時間経過が記録しているように思えるが、日本列島のような地質環境では、地層の時間記録は断続的であることがわかっている。混濁流あるいは重力流（タービダイト流という）など、数千年に一度しかないような稀な事件によって一枚の地層（タービダイト層）が形成される。このようなタービダイト層は、日本列島では普遍的に見られるものである。小出（2014）では、

身近な地層が、事件記録であって多くの時間が記録されていないことを指摘した。

一方、小出(2015)では、層状チャートを取り上げ、チャートは連続的に堆積により形成された部分で、境界を構成している粘土は連続的ではあるが、物質の堆積が非常に少なかったり、時に粘土層が欠如していたりすることがあり、多くの時間が短縮されているとした。

小出(2015)は、今後の課題として、

- ・現世の深海底珪質軟泥の層形成のメカニズムはどのようなものか
- ・現世の深海底珪質軟泥は地質時代の層状チャートは同じ成因か
- ・層状チャートの他の説による時間記録の違い

を挙げた。

それに対して、小出(2016a)では、現在の主流の考えとして、珪質軟泥が素材となり石灰質軟泥の溶解と生物の大絶滅によって層状チャートができる、という仮説を元に時間記録の様式への考察を進めた。しかし、その仮説の実証は十分ではなく、他の成因の可能性があることも指摘していた。そして今後の課題として、

- (1) 深海底珪質軟泥と層状チャートの同じ成因か
- (2) 深海底珪質軟泥の層形成メカニズムはどのようなものか
- (3) 層状チャートの各種の成因の比較検討の必要性

などがあることを示した。本論では、(1)は未解決であるが、同一である可能性が強く指摘されていることを示す。(2)は(3)の検討により決着をみれば、解決できることになる。本論では、(3)の検討を進めることにする。現在、唱えられている層状チャートの成因に関する仮説に関わる重要な要因を見出し、区分して、網羅的に概観し、各成因の検討から要因の優劣をみていく。

本研究は、2016年度札幌学院大学の研究促進奨励金(B・個人)「層状チャートの成因による時間の記録様式の違いに関する研究」(SGU-BS2016-01)の援助による成果である。

## II 層状チャートの形成過程から定置

層状チャートの形成過程を、形成場(大洋の深海底)から、海洋プレートの移動による変化、そして海溝から島弧への定置までを、現状でもっとも一般的なモデルに基づいて概観していくことにする。

### 1 チャートとは

まずは、チャートの岩石学的特徴をみていく。

チャートは、硬く緻密な堆積岩で、日本列島ではよく見られる岩石ではあるが、堆積岩に占めている比率は1%未満(Boggs, 1992)で主要な岩石種ではない。チャートは、二酸化珪酸(シリカ,  $\text{SiO}_2$ )が90wt%以上のものをいい、それ以下の含有量の場合は「珪質」という形容詞を堆積岩

名につけて用いられる。構成物は、主には細粒の石英(quartz)とクリストバライト(cristobalite)で、非晶質二酸化珪素や方解石(calcite)または霏石(nepheline)などの結晶を含むことがある。石英の結晶は陸から由来したもので、非晶質の二酸化珪酸は生体構成物に由来するものが多い。

チャートには、産状や成因の異なる3つのタイプがあることが知られている(服部, 2008)。深海底もしくは付加体中にみられる層状チャート、大西洋に面した大陸に発達する炭酸塩岩(チョーク)中の団塊(ノジュール)状のチャート、火山地帯の熱水湖や高塩分濃度の湖水で形成されたと考えられるチャートである。後者2つは特異な産状で、層状チャートとは産状において区別できる。

層状チャートの層構造は、チャートを主とした中に、境界部として極細粒の碎屑物(泥質岩や頁岩などとも呼ばれるが本稿では粘土岩と呼ぶ)の薄層を挟在することにより形成される。層構造をもつということは、量的には少ないが粘土岩を必ず挟在し境界を形成していることを意味する。堆積の条件や環境によって、挟在する粘土岩の量は変動するので、チャートが多い(優勢)互層から、粘土岩とチャートが等量の互層、粘土岩が多くチャートの量が少ない互層まで、いろいろな量比の層状チャート(互層)がある。ただし、ここでいう層状チャートは、チャートが優勢で粘土が少ないものを、その典型として扱うことにする。また、粘土は細粒の碎屑物だが、後述の通常の陸周辺でみられる碎屑岩類とは少々違った特徴を持つものとなる。

日本列島のように付加体によって主たる地質体が構成される島弧には、層状チャートが多いことが知られている(Pettijohn, 1975)。これは、大陸と島弧の地質学的形成メカニズムや構造発達史が異なるためである。大陸地域(島弧から発展したものは除く)に見られるチャートは、浅海の陸棚のような環境で形成されたものである。一方、島弧の層状チャートは、深海底での珪質軟泥が固化して形成されたものが、プレートテクトニクスによって付加体として陸域に持ち上げられたものだと考えられている(小出, 2016a)。

次に、形成過程においては、深海底から島弧への付加作用によって形成されたとするモデルで概観する。

## 2 深海底から陸地へ

一般の堆積岩は、陸に近い河口や沿岸域において河川からもたらされた碎屑物が圧倒的な比率を占めている。一方、海洋の遠洋域は、堆積物の供給量が極端に少なく堆積速度も小さい。しかし、その分布範囲は広大となる。海洋域、特に深海底では、少ない堆積量だが長期に渡って一定の堆積環境が維持される場となる。

現在の海洋底堆積物は、海洋調査のピストンコアやボーリングにより鉛直方向の連続的な試料の採取が、各地で多数なされているので、現況の理解は進んできている。

海洋プレート上には、古いプレート上には古い時代からの堆積物が、新しいプレート上には新しい時代からの堆積物が形成されることになる。海洋底で最も古い堆積物は、前期ジュラ紀(約

1億8000万年前)のもので、それ以降、連続した堆積物が海洋底には存在することになる。海洋プレートは、地球表層を移動していくので、経路にあたる海洋環境で堆積物がたまることとなる。鉛直方向の連続的な試料による堆積層序は、長期の経年変化と広域な地理的变化を記録した媒体とみなせる。

海洋堆積物は、プレートテクトニクスによってその一部が陸域に持ち上げられているため、かなり古い時代(約38億年前)ものから現在まで、断片的になってはいるが入手できる。海洋底堆積物の試料は、プレートテクトニクスが働いていた38億年前以降から現在まで存在する。また、1億8000万年前以降から現世までは、海洋底から連続的な試料として入手可能である。

海洋の堆積物と陸地の層状チャートは、地球の海洋域の環境を知るために重要な試料となる。

### 3 深海底堆積物

遠洋域の深海底での堆積量は、陸地周辺と比べて極端に少ない、しかし特有の堆積作用が働く場となる。深海底堆積物は、生物遺骸と陸源物質に由来するものに大別でき、前者は生物源堆積物(biogenic sediment)と呼ばれ、珪質軟泥(siliceous ooze)と石灰質軟泥(calcareous ooze)が主となり、後者は遠洋性粘土(pelagic clay)と呼ばれる。

生物の遺骸を重量で30%以上含むものを珪質軟泥や石灰質軟泥とするが、遺骸より捕食者の排泄物、あるいはその分解物が多い場合もあるが、いずれにしても生物起源の素材である。遺骸や排泄物の有機物成分は、海中を沈降していく途中や堆積後の海底で、ほとんどが分解される(平, 2004)。分解されにくい珪質物質や石灰質物質のみが、海洋底の堆積物として残ることになる。

石灰質軟泥は、有孔虫(foraminifera, 古生代以後現世まで)の占める割合が大きいが、翼足類(pteropod)から由来するものもある。有孔虫には示準化石が含まれることもあり年代決定に利用されている。石灰質殻また石灰質軟泥は、熱帯から亜熱帯までの海底に広く分布している。深海の堆積物で占める割合は、重量で30%以上、全海底面積の約47wt%を占めると見積もられている(Vinogradov, 1967)。

珪質軟泥は、放射虫(radiolaria, 中期オルドビス紀から現在まで)と珪藻(diatom, ジュラ紀から現在まで)が多く、珪質海綿(siliceous sponge, 古期カンブリア紀から現在まで)なども含む(服部, 2008)。珪質軟泥のなかにも示準化石が含まれる。珪藻軟泥は、南極大陸をとりまく地域、北半球では北部太平洋のみの狭い範囲に分布している。放射虫軟泥は高緯度にも分布がみられるが、主には赤道付近の湧昇流が形成される場に分布している。

遠洋性粘土は、陸源の微粒子に由来し、粘土鉱物を主とし、石英、長石、方解石、岩石片や重鉱物を含む(青木, 2002)。火山起源の粘土が堆積することもある。遠洋性粘土は、風や海流などの地球の定常的な営力により細粒のものを少量しか運ばないが、その分布範囲は広い。

深海底堆積物は、珪質軟泥と石灰質軟泥、および遠洋性粘土からなるが、陸上に見られるのは層状チャートが主となる。珪質軟泥と境界の少量の遠洋性粘土からなり、石灰質軟泥が何らかの

原因でなくなっていることになる。小出 (2015) は、石灰成分が選択的に溶解する条件が深海底にあるためだと説明した。

深海底堆積物と層状チャートの成因関係が確定しているわけではないので、上述の仮説が唯一の成因なのかは、あるいは他の成因にはどのようなものがあるのか、そしてそれぞれの根拠はどのようなものなのか。それらを概観するのが本論の目的である。

#### 4 島弧付近の堆積物と付加体

海洋プレートが移動して、大陸や島弧の近くまで来ると、火山噴出物や陸源堆積物が直接届くようになる。島弧と海洋プレートの間には、海溝があるので、大量の堆積物が来ることは稀だが、細粒の陸源の碎屑物が混じってくるようになる。陸源物質が混じった堆積物を半遠洋性堆積物 (hemipelagic sediment) や半遠洋性泥 (hemipelagic mud) と呼ぶ (岡田, 2002)。半遠洋性堆積物には、火山灰や粘土が変質してできた鉱物や量によって多様な色合い (緑灰色、赤褐色など) を呈することになり、固結すると特徴的な多色頁岩となることもある。

陸地に近づくにつれ、上位に向かって碎屑性の泥質成分が増加し、相対的に珪質成分が減っていく。さらに大陸に近づき海溝付近までくると、陸からの海溝を越えて流れてきた砂の成分も届くようになる。一方、大陸棚ではタービダイト流による砂岩泥岩の互層が堆積している場で、海溝にもタービダイトが達する (小出, 2014)。海洋プレートはこれらの堆積物と共に海溝で沈み込んでいくことになる。

沈み込み帯では、海洋プレートを構成する岩石は大部分がマントルへと沈み込んでいくが、島弧や大陸の条件によって、堆積物や海洋プレートの一部が、陸側に付け加わることがある (図 1)。その中に、深海底の珪質軟泥が固化し層状チャートとなったものが塊 (ブロック) として陸地に付加していく。プレートの沈み込みが継続していくと、つぎつぎとブロックが付け加わるが、その構造は下盤側により時代の新しいブロックが押し込まれていくようになる。付加体では、地質学の原則である「地層累重の法則」の「古いものが下」ではなく、「新しいものが下」という逆の層序が形成されることになる (小出, 2013)。

付加作用が継続すると、古い付加体から順に陸側に押し上げられていくことになる。大陸棚下部から陸、そして侵食を受ける場になると、次々と深部の岩石が地表に露出し、付加体の実態がみえるようになる (小出, 2012; 2013)。島弧に層状チャートが分布するのは、このようなプレートテクトニクスや付加体形成メカニズムによるものである。

#### 5 海洋プレート層序

海洋地殻 (海洋プレート) が形成されてから、長期にわたって海洋底を移動して、陸域の影響を受ける場 (海溝付近) になり、海溝に達する。海溝は海洋プレートが沈み込む場で、条件によって海洋プレートが陸の岩石とともに沈み込む場合や、海洋地殻の上部とその上に形成された堆積

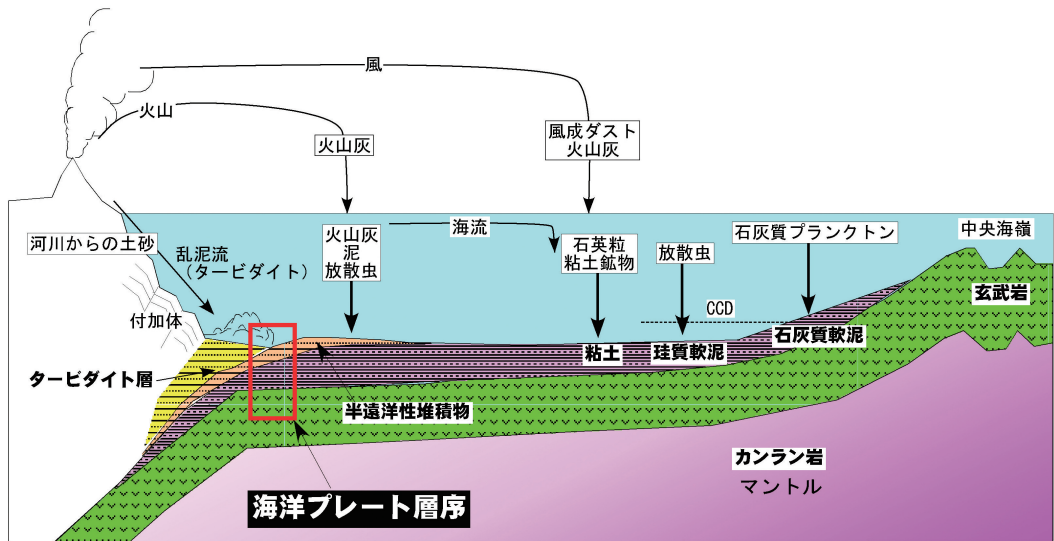


図1 海洋プレートと付加体

海洋底堆積物の形成過程をプレートテクトニクスに基づいて図示したもの。深海底堆積物は、玄武岩を基盤とし、石灰質軟泥、珪質軟泥、粘土が環境に応じて堆積して形成される。海溝に近くと陸起源の堆積物を含む半海洋性堆積物、続いてタービダイト層が堆積していく。海溝付近では四角で囲った海洋プレート層序 (Ocean Plate Stratigraphy: OPS) が構成される。やがて OPS が付加体に取り込まれ陸上に定置する。

物が島弧側に付加していく場合がある。前者は構造侵食と呼ばれ (丸山ほか, 2011), 後者を付加作用と呼ぶ。

いずれの場合であっても、海洋プレートには、海洋地殻の上に深海底堆積物が長期に渡って堆積し、海溝近くになると陸源の堆積物が混在しはじめ、海溝ではタービダイト層が堆積するという一連の層序が形成されることになる。海洋地殻上に形成される一連の層序は、海洋プレート層序 (Ocean Plate Stratigraphy: OPS) と呼ばれる (例えば, Matsuda and Isozaki, 1991; 磯崎ほか, 2010 など)。以下で海洋プレート層序を詳しく見ていく。

中央海嶺で形成された玄武岩が、最上部海洋地殻となる。中央海嶺の火成活動は深海で直接観察は難しいが、潜水艇での現場観察により枕状溶岩などの海底固有の産状をもつことや、各地での海底ボーリング、あるいは地震探査によって火山活動の存在などから、かなり詳細に解明されてきている。

海洋地殻は、上部から枕状溶岩とその破砕物、岩脈(群)、マグマだまりを構成していた斑レイ岩、マグマだまりで沈殿した結晶によってできた層状カンラン岩、溶け残りマントル、そしてもともとあったマントルのカンラン岩、という並びで岩石群が存在すると考えられている。これらの海洋プレートの岩石群は、海洋地殻の掘削で斑レイ岩の存在までは突き止められている。

それより深い部分については、付加した海洋プレートの断片から調べられている。付加した過去の海洋プレートは、オフィオライト (ophiolite) と呼ばれている。オフィオライトは、カンラ

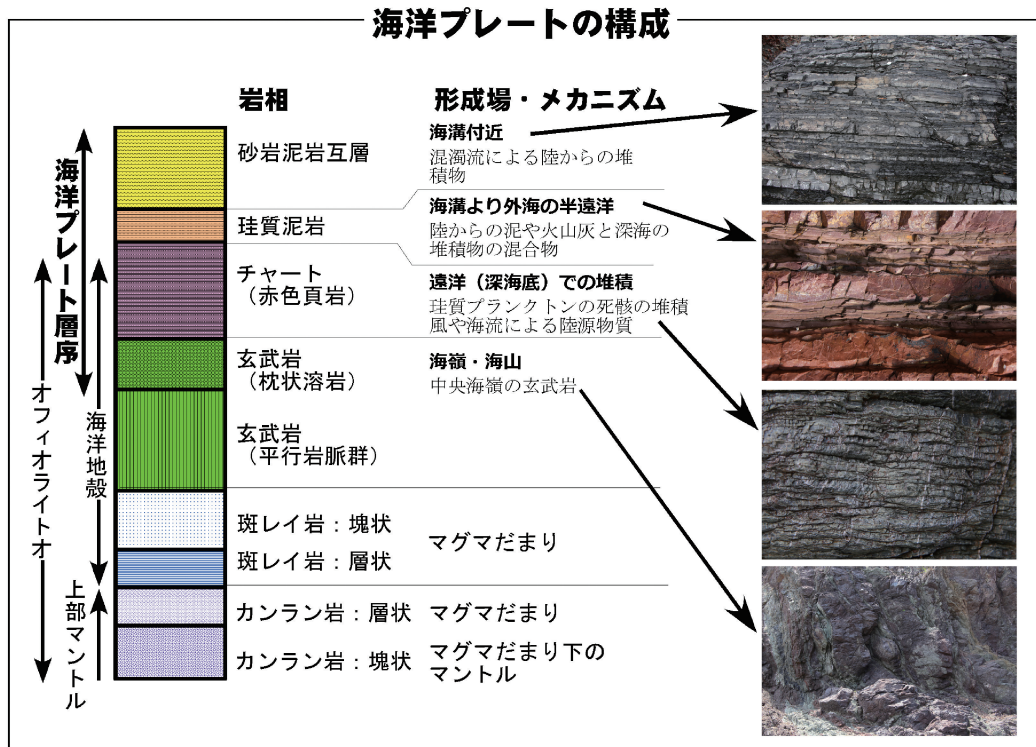


図2 海洋プレートの構成

左の帯状図は、海洋プレートの岩相による区分の模式柱状図を示している。岩相ごとに形成場、もしくは形成メカニズムを説明した。特徴的な岩相の露頭写真を右に示した。それぞれの岩相の組み合わせによって違った名称で呼ばれる。海洋プレート層序は砂岩泥岩互層～玄武岩、海洋地殻はチャート～斑レイ岩、オフィオライトはチャート～カンラン岩、上部マントルはカンラン岩をいう。

ン岩、斑レイ岩、岩脈、枕状溶岩の海洋地殻だけでなく、その上に重なる層状チャートも含まれている (小出, 2012)。オフィオライトは海洋プレートの復元に重要な役割をもっている。

中央海嶺で形成された玄武岩質マグマによる海洋地殻は、非常に均質で特徴的な化学組成をもっている (小出, 2016b) ことが解明されており、オフィオライトとの比較により、38億年前から現在に至るまで非常に均質であることが知られている (小出, 2016b)。

これまで出てきた海洋プレート層序、海洋地殻、海洋プレート、オフィオライトという名称は、いずれも似たものを指しているが、構成する岩石群と、それぞれが担っている地質学的意味が違っているので注意を要する。その違いを図2に示した。

海洋底という特殊な環境で形成された海洋プレート層序が、付加作用によって陸地で入手することが可能となる。特に、日本列島は付加作用が継続的に起こっている地質場に置かれているため、過去の色々な時代の海洋プレート層序を入手できるという地の利を得ている。

海洋プレート層序において層状チャートの持つ重要性のひとつは、示準化石を含むので年代決

定ができる点である。かなり正確な年代決定ができ、一連の層状チャートにおいていくつかの層準で年代区分ができることもある。玄武岩の直上の層状チャートの正確な年代から、海洋プレートの形成年代の上限を決定できる。また、2つ以上の年代がわれば、チャートの堆積速度が算出できる。層状チャート最上部の年代が半遠洋性堆積物の形成年代の下限となり、海嶺から海溝までの海洋プレートの移動時間が決まり、海洋の大きさや沈み込む海洋プレートの角度などを推定することもできる。年代以外にも、海洋環境の復元や定置直前におこった変形構造や変位方向や量などから、付加体形成のメカニズムの解明なども可能となる (Matsuda and Isozaki, 1991)。

以上のような観点から、層状チャートの持っている地質学的意義が重要であることが理解できる。

### Ⅲ 層状チャートの産状と区分

層状チャートは地質学的には重要な意義はあるが、まず考えておくべきことがある。それは、「深海底珪質軟泥=陸地の層状チャート」という構図、もしくは前提が、正しいかどうかという点である。この点については、小出 (2014) が課題として指摘し、小出 (2015) で現状を整理してきた。この前提は本論のテーマとも密接に関わるため、慎重に扱っていく必要がある。

#### 1 深海底珪質軟泥と層状チャートとの関係

陸上でみられるチャートには明瞭な層が形成されている。一方、深海底で堆積しているとされる珪質軟泥には、層を形成するメカニズムは含まれていない。少なくとも必然性はない。珪質軟泥から層状チャートになるには、層形成のメカニズムが新たに組み込まれる必要がある。「深海底珪質軟泥=陸地の層状チャート」を考える前に、いくつかの事実を確認しておく。

層状チャートと珪質軟泥の共通の特徴として、

(a) 珪質軟泥や層状チャートの堆積速度は 1 mm/1000 年程度

(b) 層状チャートと深海底珪質軟泥は似た起源をもっている

がある (小出, 2016a)。

(a) は、珪質軟泥や層状チャートの形成メカニズムが通常の碎屑性堆積物とは違っていることを示し、(b) は現在形成中の深海底珪質軟泥が層状チャートの形成過程を考える上で重要な情報であることを示している。そして、層状チャートと深海底珪質軟泥が同源であることを示す傍証や根拠として用いることもできる。

深海底珪質軟泥と層状チャートの成因関係を支持する事実として、陸上で見つかる地質時代の層状チャートで、再結晶の程度の小さいものには、プランクトンの化石が多数見つまっていることがある。その種構成が、現世の海棲の浮遊性や底生プランクトンの遺骸の一部であることがわかっている (井本・斎藤, 1974; 斎藤, 1986)。これは (b) の根拠にもなる。さらに傍証ではあ



るが、それら化石はオパールから形成されている。オパールは、生物体に由来することがわかっているため、層状チャートには生物起源の成分が含まれていることは明らかである。

以上のことなどを根拠に、地質時代の層状チャートは、深海底に堆積している珪質軟泥が起源だと考えられている。

一方、層状チャートだけが持つ特徴としては、

- (c) 層境界は粘土層からなる
  - (d) 粘土層は薄くチャート層は厚い
  - (e) 各層の幅は一定ではないが何度も繰り返されている
  - (f) 石灰質の岩石は含まない
- が挙げられる (小出, 2016a)。

これらの特徴のうち、(c) はまだ完全な検証はなされていないが、生物の大絶滅によって、生物源堆積物の無堆積状態 (hiatus; Edwards, 1973) が起こり、その間も堆積していた泥質物によって層が形成されるというメカニズムによるものとした。(d) の層の幅は、粘土層は絶滅の期間に依存し、チャート層は通常の生物が繁栄している期間を示していることになる。したがって、(e) は生物の大絶滅が繰り返し起こり、生物が繁栄していることが日常で大絶滅が継続している期間は短いことになる。(f) について炭酸塩の溶解条件が関与しているためだとした。深海底には炭酸塩補償深度 (carbonate compensation depth, CCDと略される) というものがあり、CCDより深い所では石灰成分が溶解するという原理が働く。現在の深海底はCCDより深いところが多いため、堆積した石灰質軟泥が溶けて消滅したと考えられていることを示した。

小出 (2016a) では、深海底珪質軟泥と層状チャートの関係を大絶滅が繰り返し起こるという現在の主流派の仮説で概観し、小出 (2015) においては、この大絶滅説に基づいて層状チャートの時間の記録形態をモデル化していった。

繰り返される大絶滅は、現在最も一般的な説ではあるが、やはり仮説であって、検証がなされたものではない。他にもいくつかの成因が古くから唱えられており、近年でも新たな説が提示されている。それらについても等しく検討していくべきであろう。

## 2 層状チャートのタイプ

層状チャートの成因を推定するためには、まずは観測事実の積み上げが必要である。層状チャートから、成因の根拠にできるような観察、試料採取、分析、解析などの基本的事実を入手していくことになる。その時気をつけなければいけないのは、先入観の排除と、入手した事実が普遍的なものか特異なものかの判別である。いずれも当たり前のことではあるが、実践したり判断したりするのはなかなか困難である。

多くの観察事実から、まずおこなわれるのは分類である (小出, 2016c)。Kakuwa (1991) は、Iijima and Utada (1983) の層状チャートのタイプ分けをより細分して、8つのタイプに分けた。

表1 層状チャートの産状分類

タイプ	構造	化石	境界	粘土	Iijima & Utada (1983)
3層タイプ	上下対称の3層構造 中央部にチャート	放散虫		細いラミナ	上下対称型
2層タイプ	上部は珪質	放散虫に富む サイズの変化なし	上面は明瞭 下面境界は漸移	下部 (1 cm厚) のラミナ	
単層タイプ	無構造・均質	放散虫、海綿	上・下面明瞭	不連続なラミナ	無構造型
帯状タイプ	不明瞭で不連続な薄い (1mm以下) 平行ラミナが多数発達	放散虫が豊富 化石が圧縮変形	上・下面は明瞭	マイクロスタイロ ライトへ	ストライプ型
級化タイプ	化石のサイズと密集度が上方に向 かって減少 上部にラミナなし	主に放散虫 稀に海綿	上面境界は漸移的 下面境界は明瞭 浸食構造は不明瞭		級化型
ラミナタイプ	細く連続する平行ラミナ構造 (数mm ~ 1cm間隔) ラミナはライト、緑泥石や不純物	細かい海綿	上・下面の境界は 明瞭		ラミナ型
重層タイプ	チャートは不均一なバンド構造 (1cm以下レンズ状) 放散虫は希に級化	放散虫ラミナ (濃灰色から赤色) 海綿ラミナ	上・下面境界は明 瞭	ラミナ	
白色石英バンド	上下の赤色—緑色チャートに融合 側方に数10m以上追跡できる 堅固で鋭利				

層状チャートの産状分類をKakuwa (1991) に基づき、8つのタイプごとに構造、化石、上下との境界、粘土部の特徴を示した。Iijima and Utada (1983) との対応関係も示した。

以下ではKakuwa (1991) をもとにチャートの産状分類の概要を示す。表1にタイプごとの産状の特徴を示して、図3では特徴を模式化して示した。分類は、一つの層(単層)でチャート部と粘土部の内部構造と上下の地層と境界の関係に注目して区分されている。

3層タイプ (Iijima and Utada (1983) では「上下対称型」とされたもの。以下同) は、中央部にチャートがあり、上下に粘土があり、上下対称の3層構造になっている。チャート層には放散虫化石を含み、粘土層には細いラミナがある。

2層タイプは、層内の下部は粘土、上部はチャートになっているもので、粘土は下位層のチャートと明瞭な境界がなく漸移しているが、チャートと上位の粘土との境界は明瞭なものとなっている。チャートは放散虫に富み、化石のサイズには変化はない。下部の粘土には1 cm程度の厚さでラミナが発達する。

単層タイプ(無構造型)は、上・下面に明瞭な境界がある。チャートには構造がなく均質であり、放散虫や海綿の化石がある。粘土には連続したラミナがある。

帯状タイプ(ストライプ型)は、チャートに不明瞭で不連続な1 mm以下の薄い平行ラミナが多数発達しており、放散虫を豊富に含んでいる。化石は圧縮されて変形していることが多い。上・下の境界は明瞭である。粘土にはマイクロスタイロライトになっていることがある。

級化タイプ(級化型)は、チャートでは化石のサイズと密集度が上方に向かって減少していくような正常級化をしている。ただし上部にはラミナはなく、上面境界は漸移している。化石は、

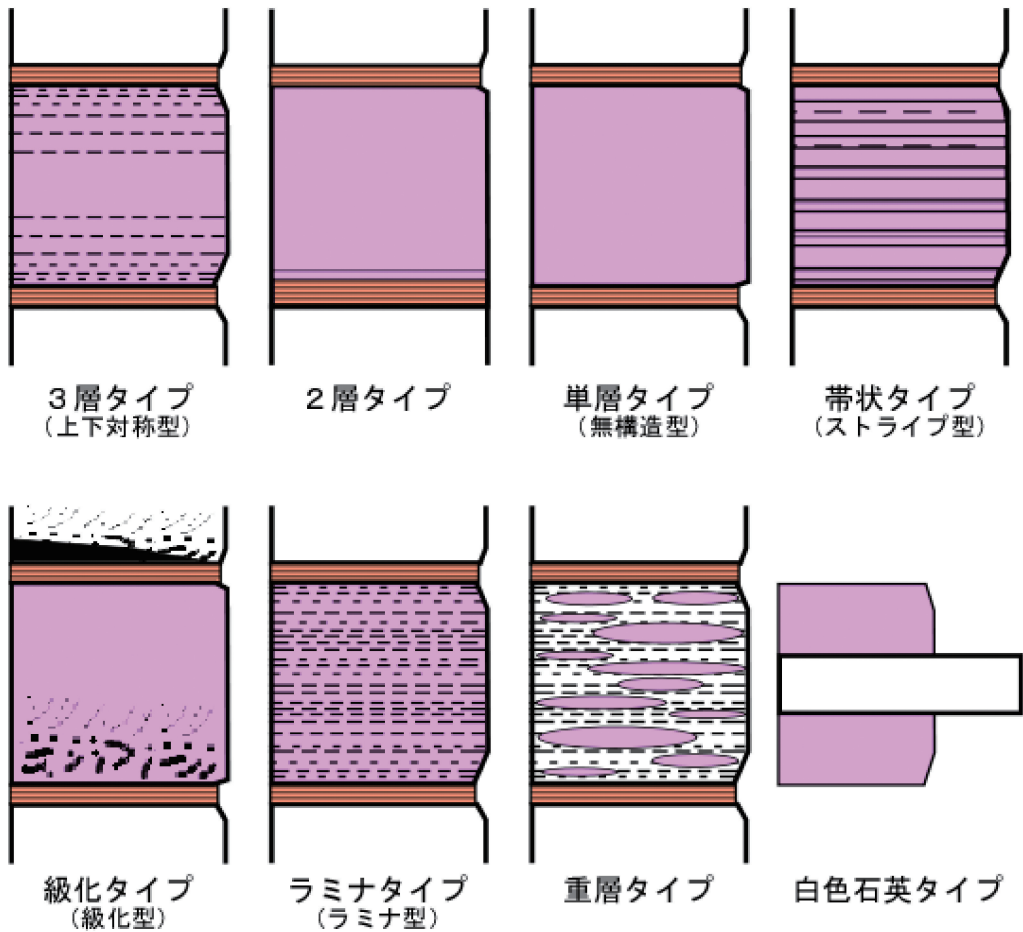


図3 層状チャートの産状の模式図

表1で示した8つの産状を模式的に図化したもの。ピンクで示したところがチャートで、茶色で横線を付けたところが粘土、白が石英や別種のチャート。チャート内の特徴的な内部構造も模式的に示した。

主に放散虫で海綿を伴うことがある。下面境界は明瞭だが、下位層を浸食しているような構造は不明瞭である。

ラミナタイプ (ラミナ型) は、数mm～1cm間隔で細く連続する平行ラミナの構造がある。ラミナはイライト、緑泥石や不純物などから形成されている。チャートには細かい海綿の化石がある。上・下面の境界は明瞭である。

重層タイプは、チャート層は1cm以下のレンズ状の不均一なバンド構造がある。化石は、濃灰色から赤色の放散虫と海綿のラミナがあり、放散虫には希に綫化がみられることがある。上・下面境界は明瞭である。粘土にはラミナがある。

白色石英バンドは、チャートにみられる特徴的なもので、堅固で破砕面は鋭利である。上下に

は赤色-緑色チャート層に漸移している。側方に数10m以上追跡できることがある。

これらの層状チャートの分類は、化石の級化構造あることや、境界が漸移か明瞭かなどは、堆積時の成因を反映している可能性もある。しかし、すべてが成因に由来するかどうかは、十分な検討が必要となる(服部, 2008)。形成後の続成作用によって形成されたものも含まれているようだし、特徴のすべてが深海底堆積物との対比ができるわけでもない。また、堆積時に形成されたものだけでなく、付加作用の時期やその後の変形、変質作用などによる効果も加わっている可能性がある。

例えば、明瞭な境界には、初生的な堆積構造ではなく、塑性変形したすべり面や、剪断面、微小な断層などの可能性もあり、化石の変形が見られるものは付加や定置の時の作用による可能性が大きい。一方、産状記載において、成因にかかわる重要なものもある。チャート層が下位で、粘土岩が上位にあるということは、2層が違った時期、メカニズムに堆積したことを保証している。

もしここに示したタイプのいくつかが、別の成因に由来しているとすれば、タイプの数だけ層状チャートの成因が存在することになる。その分類が本質的屬性(小出, 2016c)によるものなのか、それとも後成的な作用によるものかなどの見極めが重要となる。まだその方法論は、完成していない。

## IV 層状チャートの成因

チャートの成因には多数の仮説が提唱されてきた。現在は否定されているもの、かつては否定されていたが新たな証拠から再度仮説として浮上してきたもの、多くの支持を集めているが定説には至っていないものなど、多様である。ここでは多様な成因を概観して整理していく。

### 1 成因の概要

上述してきたように、層状チャートの産状には、いつかのタイプが存在し、その中には明らかに成因に由来した特徴を持つものもあるようだ。しかし、いまだに成因論が確立されているわけではなく、いくつかの仮説が並立している状況である。チャートを分類する要素としてどのようなものがあるかを考察していく。

形成環境が重要や要因だと考えられる。チャートの形成環境、つまり形成場として浅海と深海の2つの説に分けられる。

浅海のチャートには、大陸縁辺域で珪質殻が堆積してできたという説と、大陸棚に形成された炭酸塩中に形成される珪質部で現在は団塊になっているタイプがある。団塊タイプのものは層状にならないので、通常層状チャートとは産状が明らかに違っている。層状チャートでも、浅海での成因がいくつかの根拠に基づいて唱えられているので、浅海説として後述する。

浅海以外でチャートにおける層形成の成因にも、やはり多様な仮説が提唱されている。それらの成因を整理した重要な研究が2つある。

McBride and Folk (1979) は、チャートの層形成を、次の4つの成因に区分した(分類記号は著者による)。

- MF-a 珪質殻と粘土の混合物から続生過程でシリカと粘土が分離
- MF-b 粘土の定常堆積と生物生産の変動の繰り返し
- MF-c 粘土の定常堆積場への珪質殻の急激な供給
- MF-d 珪質殻の定常堆積場への粘土の急激な供給

これらの4つの区分の内MF-aは、堆積作用ではなく、形成後の続成作用によるものである。MF-bは、小出(2015;2016a)でも採用した考えだが、現在多くの研究者が層形成の成因としているものである。MF-cとMF-dは、珪質殻か粘土がタービダイトや深海の底層流によって別のところから移動してきたとするものである。いずれも現地性堆積ではなく、再堆積作用によるものである。

Hori et al. (1993) は、層状チャートの成因は7つ分けられるとした(分類記号は著者による)。

- HO-a 続成作用
- HO-b1 粘土および珪質殻の定常堆積でSCDによる摂動
- HO-b2 粘土および珪質殻の定常堆積でタービダイト流による再堆積
- HO-c1 粘土の定常堆積で珪質殻の急激な堆積
- HO-c2 粘土の定常堆積でタービダイト流による珪質殻の再堆積
- HO-d1 珪質殻の定常堆積で粘土の急激な堆積
- HO-d2 珪質殻の定常堆積でタービダイト流による粘土の再堆積

成因を、堆積作用でできたものと後成の続成作用によってできたもの、という2つに大別した。続成作用によるものは、MF-aと同じである。堆積作用によるものは、粘土および珪質殻の定常堆積、粘土の定常堆積、珪質殻の定常堆積の3つに区分し、さらにそれぞれを2つに細分した。それぞれの成因の根拠があることを示しながらも、後述の根拠からHO-c1の可能性が高いことを示した。

層状チャートの層の成因について整理した2つの研究から、区分においてはいくつかの重要な要因があることがわかる。形成時期が初生的か後成的か、形成環境が浅海か深海か、堆積作用として現地性堆積か再堆積か、構成物の堆積状況として、珪質殻のみが堆積しているのか、粘土だけか、あるいは両者が同時堆積しているのか、というような分け方ができる(図4)。それぞれの要因を組み合わせることによって、多数の説の提唱が可能となってくる。

## 2 成因認定の困難さ

本来ならば、事実(観察, 記載, 分析, 解析など)に基づく検証により、どの成因が有力な仮

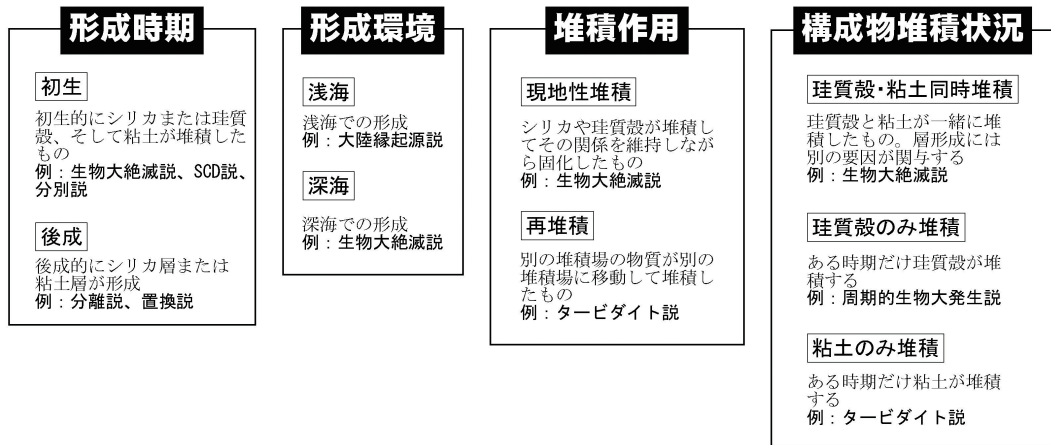


図4 層状チャートの成因の要因区分

層状チャートの成因における関与する要因を、要因ごとに区分してその特徴や例を示した。詳細については本文を参照。

説かが判断されていく。そのような検証プロセスにより、いくつかの成因は、実際に棄却されてきた。

服部（2008）は、チャート層と粘土の互層において、3つの産状がありうることを指摘した（分類記号は著者による）。

H-a 2つの複合層（下位のチャート、上位の粘土岩）ではチャートから粘土岩への変化が漸移

H-b 2層構造（下位の粘土岩、上位のチャート）では粘土岩からチャートへ漸移

H-c チャートと粘土岩の成因関係がない場合

これらの3つの産状は、可能性がある関係として示されているが、H-cは観察されたことがないので、現状で仮想的なものである。

もし産状がH-aならば、チャートから粘土へと漸移していくことになる。つまりチャートが先に形成されて、粘土があとから堆積したことになる。このような産状は、タービダイト流のような混合物を淘汰分離する再堆積作用や、チャートの堆積後に粘土が堆積したもの、粘土が一時的に急激に堆積することにより形成されるはずである。

もしH-bならば、粘土からチャートへと漸移する。粘土が堆積した後、チャートが堆積するか、タービダイト流や生物生産急増などによってチャートのみが短時間に付け加わることで形成されていく場合である。

しかし現実には、H-aとH-bも可能性としては考えられるが、野外で見分けることは困難であることが、服部（2008）でも指摘されている。

碎屑性堆積物では、起源となる岩石が、侵食作用や運搬作用により、さまざまなサイズの粒子

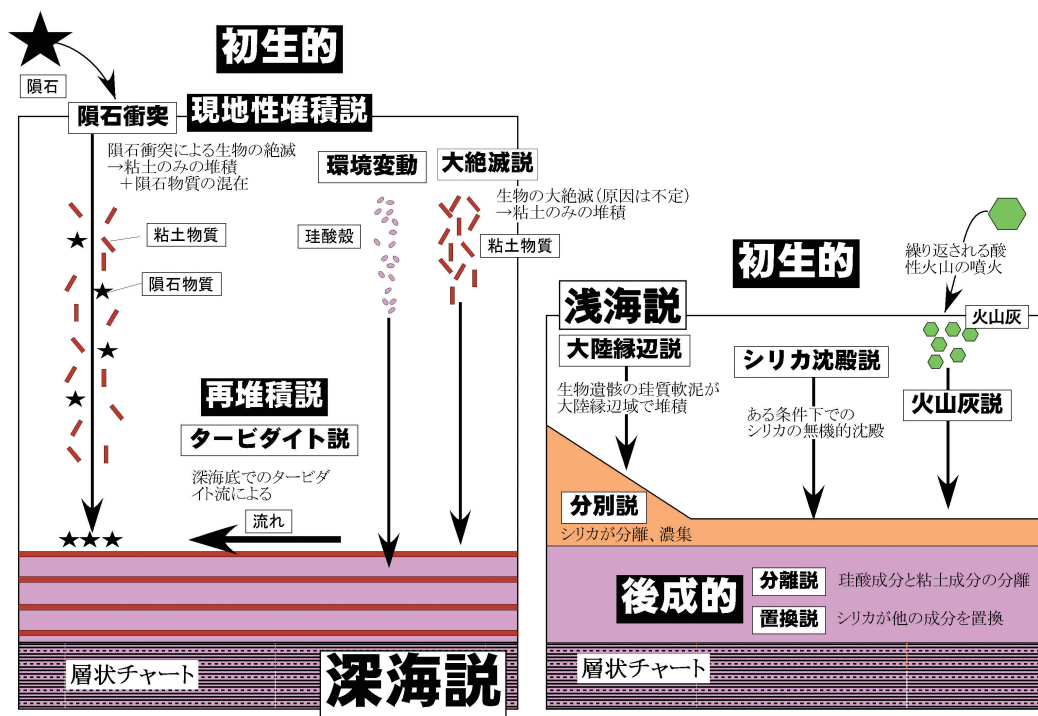


図5 チャートの成因の違い

代表的な層状チャートの代表的な成因を模式的に示したもの。図には層状にならないものも含まれている。成因の要因の区分については図4を、詳細については本文を参照。

ができ、堆積場で淘汰や級化、流離などの堆積構造を形成される。産状、組織などを判読すれば、堆積構造を読み取ることができる。ところがチャートの素材である珪質遺骸は、似たサイズの同質の成分からなり、定常的な沈降によって形成されれば、堆積構造が形成されにくい堆積条件となる。さらに、シリカは続成作用によって再結晶化していくが、再結晶するとともに堆積構造が消えてしまい一様なシリカになることがよくある。チャートは珪質遺骸の集合物であっても、化石を見つけようとしても、検出できる頻度はそれほど多くない。そのため、野外調査の熟練者でもあっても容易に化石を見いだせるものではない。このような困難さのため、層の起源がなかなか確定しない事態が起きているようである。

産状の判別が困難な場合が多いため、化学組成からその堆積環境を区分しようという試みもなされてきた。Murray (1994) は、大陸棚、深海底、海嶺近辺に区分してチャートの化学組成を比べた。化学組成の組み合わせによって、形成場を可能であるとした。もっとも分解能がよかったのは、 $La_n/Ce_n$  (層状チャートの組成を粘土の濃度で規格化した値) であった。大陸縁チャートの比は1程度、深海底チャートは2~3、海嶺付近チャートは3.5程度であるとした。しかし、実際のデータの頻度分布をみると、集められたデータ数が多くなく、深海底チャートの領域が広

がり他領域と重複することもあり、分解能が高いとはいえない。データを増やして同じような区分ができるかの検証が必要だろう。

上述のような堆積構造の把握の困難さ、化学組成による区分の困難さが、多様な成因論を生み出す土壌となっているのであろう。以下では、これまで唱えられた主だった層状チャートの成因をまとめていく。

図5には代表的な成因を模試的に示した。上記で示した要因に基づいて示すのは難しく、またすべての組み合わせのチャートが存在するわけではなく、現在では棄却されている説もある。順不同で概略をまとめていくが、現在有力な説については、少し詳しく説明していく。

### 3 形成環境としての深海起源

形成環境として浅海と深海とがあったが、現在では深海起源説が有力である。

層状チャートのシリカの部分には、珪質物質以外の陸源碎屑物をほとんど含まないのが大きな特徴である。長い堆積期間（5000万年～1億年）にわたって陸源碎屑物が堆積しないこと、上述したような著しく遅い堆積速度（数mm/1000年）は遠洋域の深海底堆積物以外にはないこと、例えばプレート拡大速度（数～数10cm/年）からすると1000km四方の堆積場が必要であること、環太平洋域全域の中生代付加体に層状チャートあり広い堆積場（大洋底）が想定されること、が挙げられる。なにより有力な証拠は、現在の海洋底に層状チャートの素材となる珪質軟泥が堆積していることである。そして、陸上の地質時代の層状チャートから見つかる化石の種類や組み合わせが、深海底でたまった珪質殻をもつ微生物の遺骸からなる珪質堆積物が層状チャートに酷似することである。これら多くの理由から、深海底起源が広く認められるようになってきた（例えば、井本・斎藤, 1974; Price, 1977; 斎藤, 1986; Matsuda and Isozaki, 1991など）。

深海底起源としても、多数の仮説が存在する（図6）。どの仮説が有力かはまだ決着していない。以下では、深海底起源で、有力とみられる説を示し、次に、その他の成因を示していく。

### 4 生物大絶滅説: 初生, 深海, 現地性, 粘土のみ堆積

生物大絶滅説は、生物が大絶滅を起こすことによって層状チャートが形成されたというものである。小出（2015; 2016a）でも採用した現状では有力な説である。以下に再度、この説のあらすじを述べる。

浮遊性プランクトンの珪酸塩質と炭酸塩質の殻が深海底に堆積し、それぞれ珪質軟泥と石灰質軟泥となる。海表層で生産される有機物のほんの一部しか堆積せず、数cmのチャート層の形に数万年も要する。ただし深海底は安定した堆積場なので、長期にわたって堆積作用が継続でき、地層として残存できるほど十分な堆積量は形成される。

多くの深海底はSCD（珪酸塩補償深度）以深、CCD（炭酸塩補償深度）以深となり、珪質殻は安定しているが、炭酸塩質殻は溶融する条件になっている。長い期間そのような条件が維持さ



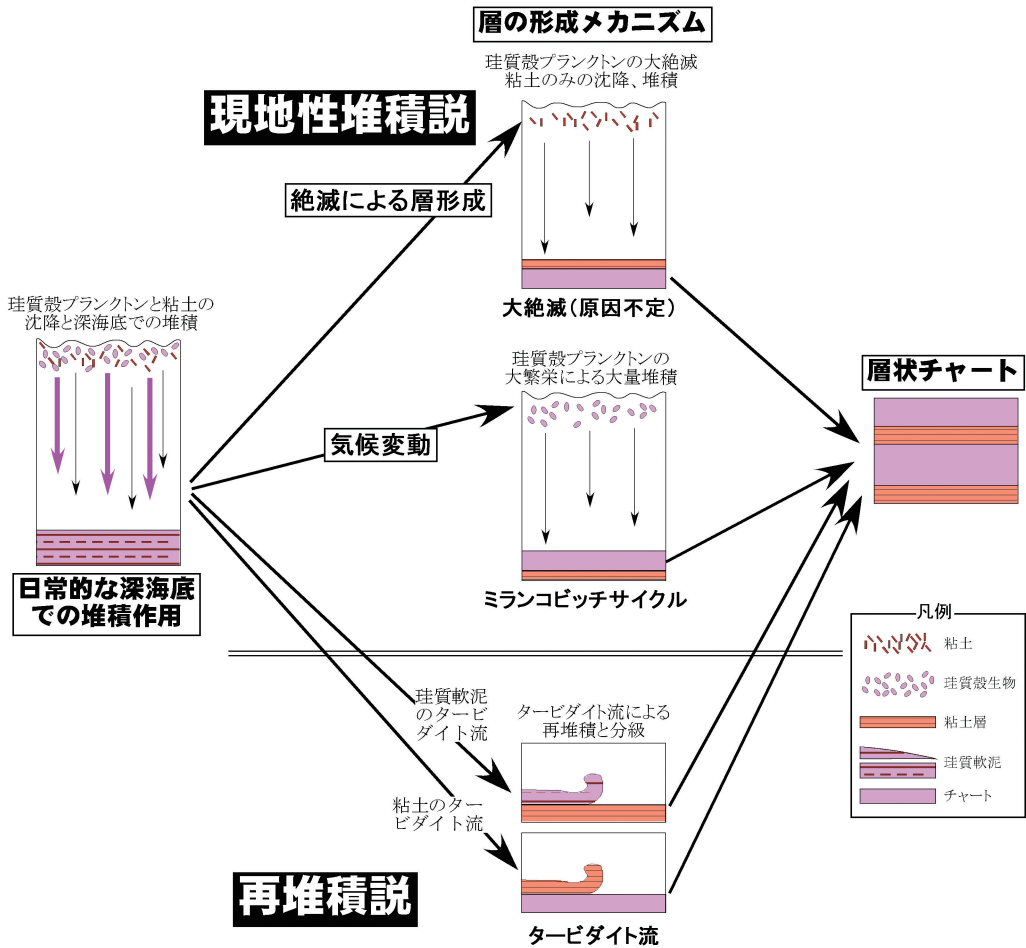


図6 層状チャートの深海起源の違い

層状チャートでは深海起源が有力である。珪質軟泥（チャート）は珪質殻プランクトン由来、粘土は陸源の極細粒物由来となるが、層構造形成における代表的な説の違いを模式的に示したもの。

れることで、石灰質軟泥が溶融し珪質軟泥だけが堆積物として保存される。その後、続成作用によって固化してチャートとなる（小出，2016a）。

チャートの堆積作用中に、稀だが生物の大絶滅が起こると生物生産が停止する。粘土物質は、陸域の物質が火山噴火や風、海流によって、少量ながら定常的に深海底に供給されているため、生物絶滅の期間中は粘土だけが堆積する条件になる。これが、層状チャートの粘土層の薄層が形成される原因となる。やがて、生物相が回復してくると珪質層の形成が再開され、珪質殻の堆積がはじまる。

大絶滅説が唱えられようになったのは、チャートから見つかる化石の年代に大きなギャップがあることが判明したためである（例えば、Edwards, 1973; Borch, 1978; Hori et al., 1993 など）。

年代ギャップの間には、薄い粘土層や時には粘土層がほとんど見られないこともある。化石年代に大きな違いがあるのに、その間の堆積物が非常に少ないというのは、層状チャートや珪質軟泥の特徴となる。このようなギャップをハイエイタス (hiatus, 無堆積と訳されることもある) と呼び、境界部で下位層の削剥を伴うような場合をラキュナ (lacuna) と呼ぶ。

生物大絶滅説では、チャートの形成は生物が通常環境で繁殖している状態で、大絶滅がおけると珪質殻の堆積が停止し、粘土のみの薄層が堆積する。粘土層の堆積時は地球環境の異変状態となる。チャート層も粘土層もその厚さは、堆積速度と堆積時間によって決定される。

すでに述べたように珪質軟泥の堆積速度は1~10mm/1000年、地質時代の層状チャートは0.3~30mm/1000年、深海粘土は0.2~15mm/1000年となっている(地質時代の粘土層のデータは見つかっていない)。深海底粘土の堆積速度は珪質軟泥と似たオーダーと考えられる。

これらの堆積速度が正しければ、珪質軟泥の層厚が大きいこと、珪質軟泥の堆積時間も粘土より圧倒的に長いことがわかる。生物が不在の時期は生物が繁殖している期間より、かなり短いことになる。ハイエイタスでは、粘土層が時に見られないこともあるので、大きな絶滅があったとしても、生物の回復は早いと考えられる。

層状チャートの存在は、繰り返し絶滅が起こっていること、そして生物の繁栄している期間(通常時、日常)は絶滅の期間(異変時)より長いことを意味する。この説において、絶滅事件の原因は限定されていない。ただし、特別な場合として次に述べる隕石衝突が原因とする説もある。大絶滅の繰り返しの、周期性があるかどうかは検討を要するが、絶滅原因の究明は必要である。

## 5 衝突絶滅説: 初生, 深海, 現地性, 粘土岩のみ堆積

生物大絶滅説では絶滅原因が限定されていなかったが、原因を隕石衝突に求めるものが衝突絶滅説である。

生物の大絶滅が起こっていることは、連続する地層において、産出化石の不連続や化石群の大きな変化などによって知られていた。そのような大絶滅が一度ならず、度々起こっていることも知られている。その規模と頻度も、大規模な絶滅は少ないが、小さいものは多数起こっていることも知られている (Raup, 1979; Sepkoski, 1984)。しかし、大絶滅あるいは絶滅の原因が特定されているものは少ない。漠然と地球規模の環境変化や大陸配置、隕石衝突などが挙げられてきたが、一つの原因ですべての時代の絶滅を説明するにはいたっていない。

絶滅原因が特定されているものとして、K-Pg境界(かつてはK-T境界と呼ばれた)の大絶滅がある。その原因は隕石の衝突であることは、多くの研究者の統一見解となっている(後藤, 2011)。隕石の大きさと落下地点が特定され、絶滅のプロセスの解明に重点が移っている。

また近年、三畳紀後期(2億1500万年前)においても隕石の衝突の証拠が、日本の犬山地域坂祝(さかほぎ)の層状チャートから見つかった(Kuroda et al., 2010)。層状チャート中の粘土層の白金族の異常な濃集とOs同位体の負の異常から、この時代にも隕石による絶滅が起こった

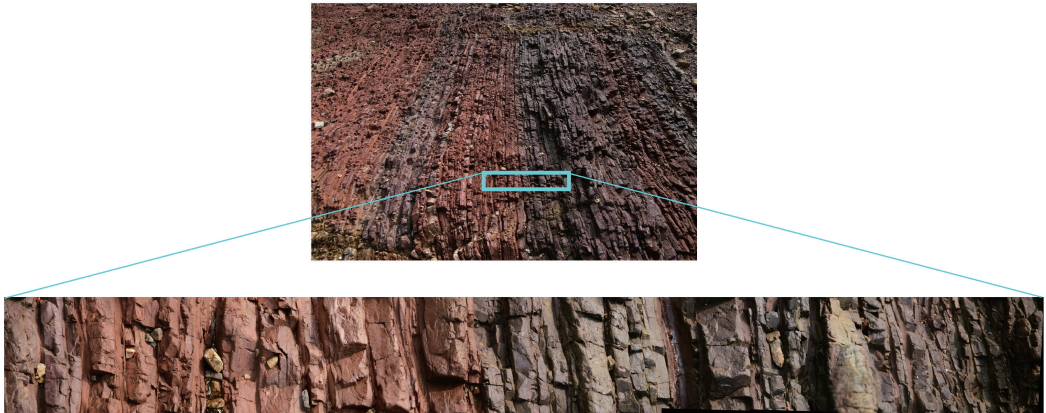


図7 網代の層状チャート

大分県津久見市網代島に分布する秩父帯の三疊紀中期（2億4000万年前）の層状チャートからも宇宙塵が多数発見されている（Onoue et al., 2009; Uno et al., 2012）。この宇宙塵が衝突絶滅を示しているのかどうかは、今後の課題である。

ことが示されている（Onoue, et al., 2012; 2016; Sato et al., 2013; 2016）。さらに、大分県津久見の秩父帯の三疊紀中期（2億4000万年前）の層状チャート（図7）からも宇宙塵が多数発見され（Onoue, et al., 2009; 2011）、衝突の可能性が指摘されている。ただし、これらの時代の大絶滅は明瞭ではない。

いくつかの大絶滅は、隕石衝突であることが解明されてきた。ただし、隕石衝突が、層状チャートのすべての成因とするまでには至っていない。

## 6 周期的生物大発生説:初生, 深海, 現地性, 珪質殻のみ堆積

季節ごとにプランクトンの繁栄が起こるとする年縞構造があるのではないかという指摘がある。Thunell et al. (1995) は、カリフォルニア湾では、生物起源シリカが多いとき（春先）に白いバンドができ、少ないとき（秋から冬）に黒いバンドができ、1年に1つの複合層（bipartite）の年縞としてできるとした。これは層内に細互層ラミナをもったチャートになるという。このような周期的生物の大発生があるすると、チャートの堆積速度も従来から得られているものとは違われ、細互層構造のチャートが主な産状となるはずだが、そうはなっていない。したがって、層状チャートの層構造が、年縞によって形成されたとはいえない。

もっと長期に及ぶ周期的生物大発生による層状チャートの形成の説がある。周期は長いが、チャート層の形成は短時間で急激になされたとするものである。層状チャートで化石を溶出するとき、チャートから鉄隕石起源の小さい隕石粒（宇宙塵と呼ばれる）が、多数発見されることがある。Hori et al. (1993) は、美濃帯の三疊紀からジュラ紀の付加体の層状チャートから見つかる宇宙塵に着目した。宇宙塵の落下量は、時代によって変動はあるが、定常的に降下していると

仮定し、美濃帯の層状チャートで放射虫化石による詳細な年代測定がおこなわれているので、次のような結論をえた。

粘土層では最後期三畳紀（推定208 Ma）が最小で0.9ppm/cm<sup>3</sup>で、最大は初期ジュラ紀（推定187Ma）の75ppm/cm<sup>3</sup>となる。チャート層は粘土層と比べて常に10～100倍（平均70倍）の濃度があることを示した。もし宇宙塵の降下が一定とみなせるのであれば、チャートと粘土の堆積速度に大きな違いがあることになる。宇宙塵の堆積速度を一定にして、チャートと粘土の堆積速度を見積もると、下部ジュラ紀における粘土層の堆積速度は0.018 g/cm<sup>3</sup>・1000年、チャート層は1.9 g/cm<sup>3</sup>・1000年となる。

また、化石年代から見積もられ堆積速度から、平均的なチャートと粘土岩のひとつの組の堆積期間を計算すると、上部ジュラ紀の低緯度の堆積場では1万5000年～2万年（平均2万3000年）で、下部ジュラ紀の高緯度の堆積場では4万年～4万5000年（平均4万2000年）となる。

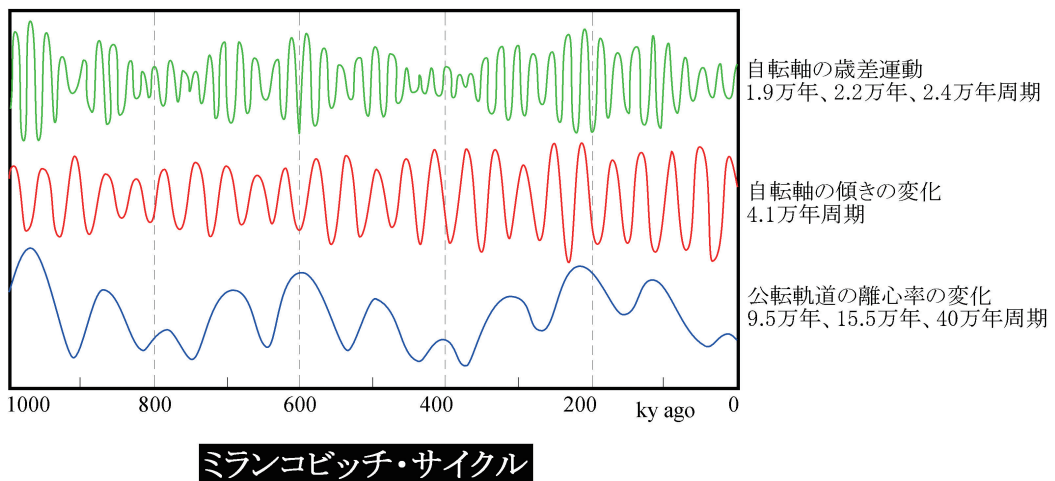


図8 ミランコビッチ・サイクル

図下にはミランコビッチ・サイクルの大きな要因である歳差運動の変化、地軸の傾きの変化、離心率の変化の原理を模式的に示した。地球の自転軸方向の変化が歳差運動で、その変化の周期には1.9万年、2.2万年、2.4万年があるとされている。地球の地軸の傾きは、現在の23.4度だが、21.5度から24.5度の間を4.1万年の周期で変化している。離心率の変化は、地球は太陽を焦点の一つとする楕円の公転軌道を周っているが、その楕円からずれには、9.5万年、15.5万年、40万年の周期がある。図上は100万年間の周期の変化を図示した。

以上のことから、粘土岩の堆積速度はチャート（珪質軟泥）より2桁ほど遅いことになる。つまり、2万年や4万年ごとにプランクトンが大量発生することでチャートが短期間に形成されたことになる。生物が大発生していない時期は長期間におよぶが、粘土が少量堆積するだけとなる。

これらプランクトンの大発生の周期性は、ミランコビッチ・サイクルに対応すると考察した。ミランコビッチ・サイクルには、いくつかの天文学的周期が認められている（図8）が、歳差運動として2万3000年周期が、地軸の傾きの変動として4万年周期に対応するとした。

Ikeda et al. (2010) では、チャート層の枚数（階層）に応じて、解読の分解能を高めていく研究を行った。200層分、20層分、5層分、2～3層分では、それぞれ400万年、40万年、10万年、そして4～6万年の周期が見出された。それらのうち、20層分に見られる40万年周期は公転の離心率に対応すること、5層分の10万年は気候変動の周期に対応すると推定された。

Hori et al. (1993) ではチャートの堆積速度の桁違いに大きいとし、Ikeda et al. (2010) はチャート層にみられる周期性が、ミランコビッチ・サイクルという天文学的周期性に対応可能であるとした。これらの検証から、天文学的周期性が、気候変動から生物の大発生へという因果関係が成立するという仮説へとようになってきた。

Hori et al. (1993) で示された堆積速度は、今まで得られている粘土岩とチャートで推定されている両極端の値をとれば推定されている範囲内の速度ではあるが、その評価において大きな違いとなる。

現在の海洋底には粘土だけが堆積している領域もあるが、珪質軟泥が堆積しているところが広域に認められる。現在はプランクトンの大量発生している特別な時期なのだろうか。もし通常状態での堆積となるのであれば、現在堆積中の珪質軟泥は層状チャートにはなることなく、一時的に海底に存在するが、付加体で保存されることがないものになる。また、宇宙塵が本当にどこでもHori et al. (1993) が示したように定常的に堆積しているものなのだろうか。他の地域、他の時代においても系統的な検証が必要となるであろう。

## 7 タービダイト説:初生, 再堆積

タービダイト説とは、深海で発生したタービダイト流もしくは深海における底流など（Fukamachi et al., 2010）により、別の地域の堆積物が移動して再堆積するものである。よく見られる碎屑性堆積物の例としては、タービダイト層がある。タービダイト流による再堆積物は、堆積学では正常堆積物ではあるが再定置堆積物として区別されている（日本地質学会地質基準委員会, 2001）。ただ本稿では、「後成」に対しては「初生」を考えているので、「初生」として扱うことにする。

タービダイト流で形成された堆積物が、チャートか粘土かによって2つの説に分けられる。

一般に層状チャートの堆積構造は不明瞭な場合も多いのだが、チャートから泥岩へ漸移、そして泥岩からチャートには明瞭な境界がたまに認められることがある。これは淘汰や級化をもつ堆

積物で、流れによる堆積作用によって形成されたことを意味する。

事例として、西南日本内帯の丹波帯に属する層状チャートには、底痕 (flute cast, groove cast)、放散虫殻の配列による斜交ラミナや平行ラミナ、定方位配列、小規模な cut-and-fill 構造 (既存の堆積物の表層を削り取って次の地層が堆積したときにできるもの) などの堆積構造が認められている (井本ほか, 1974; 井本・福富, 1975)。これらは、堆積作用による成因の根拠となりうるものである。チャート層は生物殻がどこかの堆積盆に定置堆積物としてたまったものが、なんらかの原因で重力バランスが崩壊し、混濁流となり移動が起こり再堆積したことを推定させる。

他にもチャートがタービダイトによる事例として、瀬戸川帯の層状チャート (Iijima et al., 1978; 1985)、ギリシアのオフィオライトの上部のチャート (Nisbet and Price, 1974)、コスタリカの白亜紀から古第三紀の層状チャート (Hein et al., 1983)、オーストリア・アルプスのチャート (Vecsci et al., 1989)、北アペニン山脈のオフィオライトの赤色チャート (Barrent, 1982) などが挙げられる。

粘土岩がタービダイト流による場合も考えられている。大陸棚付近では頻繁に起こっているタービダイト流が、チャートの堆積場へと流入したとするものである。碎屑性堆積場でタービダイトが起こると、流路の先端には細粒の堆積物が届くことになり、それが粘土層を形成するという考えである。

例としては、瀬戸川テレーンの層状チャートには、チャートが真ん中に位置し上下に粘土層がある三層タイプ (図3) があり、この層の化学組成から推定される堆積速度が、粘土 (45mm/y) がチャート (7.1mm/y) より5倍速いことから、粘土層のタービダイト流起源が考えられた (Iijima, et al., 1984)。他にも、美濃-丹波帯-足尾帯のチャートには、1万1200年~1万7700年ごとに乱泥流の流入 (Iijima et al., 1978; 1985)、美濃帯のチャートには海洋島からの流入 (Kojima et al., 1997)、シラネバダの古生代チャートの化学組成から陸源の泥質タービダイトが流入を想定 (Girty et al., 1996) などがある。

タービダイト説の課題として、タービダイトの発生頻度と石灰質軟泥のタービダイトの欠如がある。層形成に周期性があり、そのような周期性が深海底でのタービダイト流の発生頻度としたとき、どのようなメカニズムに基づくものか、層状チャートから推定される頻度と、現世の堆積場の頻度が一致するのか、などまだ不明な点もある。

再堆積を起こす流れの候補として、熱塩循環による深海の底流という指摘もある (Vecsci et al., 1989)。しかし、現実には深海底でそのような流れによる再堆積作用、あるいは層形成が起こっているという観測事実はまだない。またタービダイト流が珪質殻に対して起こるのなら、深海底には石灰質殻の卓越する領域もあるので、そこでは「層状石灰岩」が形成されてもいいはずなのに見られない点も問題となる。チャートもしくは粘土のタービダイト説が、層状チャートにおいて堆積構作用の特徴を見いだせないすべてのものにも適応できるかどうか、という基本的な課題もある。

## 8 その他の成因

上で述べたものが、層状チャートの主たる仮説と考えられる。他にもいろいろな説が提唱されている。以下では、成因を「初生」と「後成」などの要因に区分して概要をまとめていく。

### a SCD説:初生, 浅海, 深海

SCD (珪酸塩補償深度) が海洋には存在し、シリカの溶解度が大きい深度や環境では、珪質殻だけが選択的に溶け、結果として粘土が残るという作用が起こる。シリカの溶解度は、温度依存の強く、温度が高いと溶解が進む。浅海ではSCDより上の条件があり、シリカの溶解が進むと考えられる (服部, 2008)。したがって、浅海での珪素の堆積場においては、シリカの溶脱が起こりやすく、その効果が層形成につながると可能性がある。

また、シリカの溶解度の最小値は水深1.5kmとなり、そこより深いところでは再び溶けやすい条件になり (服部, 2008)、量は少ないがシリカの溶脱がおこることになる。それが、層形成につながる可能性はあるが、実証的な証拠はまだ見つかっていない (Hori et al., 1993)。

### b 粘土急増説:初生, 現地性

生物の大発生により、チャート層が急増して形成されたという説の対をなすものである。粘土層が急激に堆積して形成されたという説である。粘土の由来を限定しないが、上記の粘土の堆積速度の変わらない生物の大絶滅説やタービダイト流によるもの以外で、粘土だけが急に堆積したものである。

上述した秩父帯の瀬戸川テレーンの層状チャートに関連する岩石類と現世の海洋底堆積物の化学組成の比較から (Matsumoto and Iijima 1982)、粘土層の堆積が速いと推定されている。これは、化学組成に依拠するが堆積過程が不明な説がこれになる。しかし、秩父帯の層状チャートの起源はタービダイト流であると考察されているので、この説の例とはならない。

### c 大陸縁説:初生, 浅海

大陸縁説とは、珪質殻の堆積と層形成が、すべて大陸縁辺域で起こったというものである。この説は、浅海で初生的に層状チャートが形成されたことになる。MnO/TiO<sub>2</sub>比をもとに、堆積環境を区分されたものである (Sugisaki et al., 1982)。海洋底堆積物のMnO/TiO<sub>2</sub>比が、大陸棚域 (0.1前後) から縁海域 (0.3-0.5)、海溝域 (0.3-0.6)、そして遠洋域 (0.5-3.5) と、陸から離れる従って高くなっていくことを示した。層状チャート (上麻生地域) のチャート部が0.25、泥質部でも0.17と低いMnO/TiO<sub>2</sub>比から、大陸縁辺域で堆積したとされた。同様の議論は、山本 (1991) や高柳 (1998) でも踏襲されている。

層状チャートの浅海説には、多くの反論があることは上述した (例えば, Matsuda and Isozaki, 1991)。一部のチャートには浅海起源と考えられるものがあるようだが、層状チャート

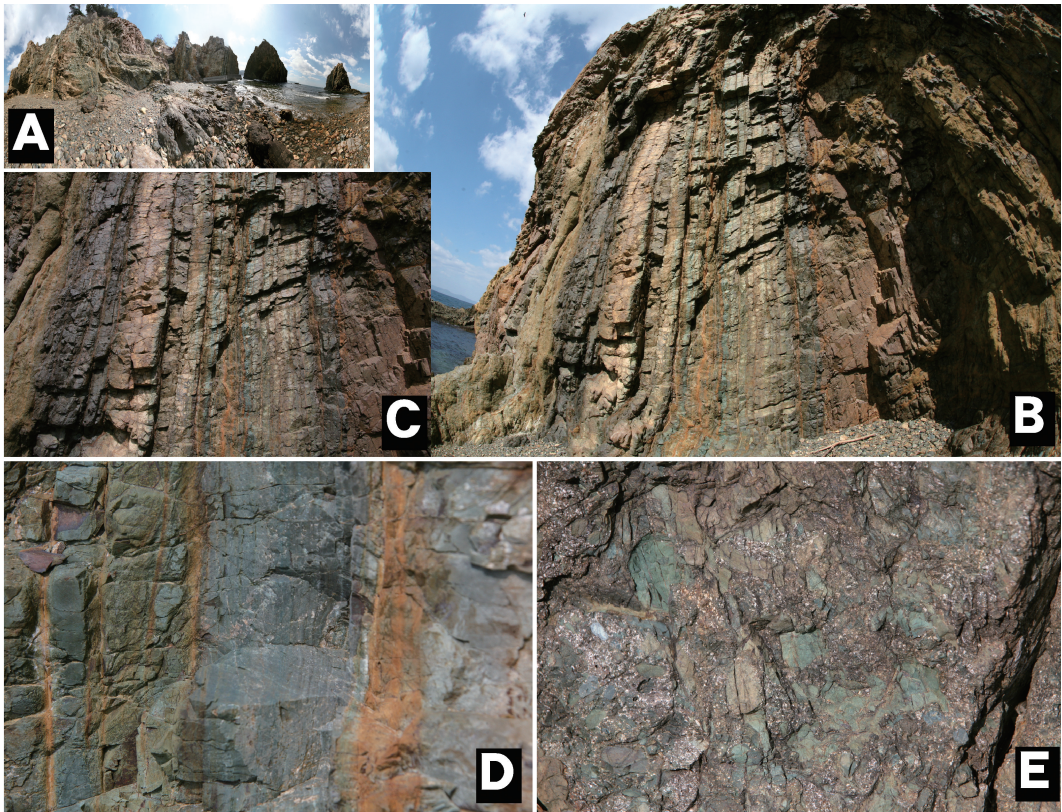


図9 須崎の酸性凝灰岩層

愛媛県西予市三瓶町長早の須崎に見られる酸性凝灰岩の地層。A:須崎の露頭のパノラマ(360度)画像。B:露頭の地層は明瞭な成層構造をなしている。C:多様な色彩を示す地層だが、これらの色合いは層状チャートで見られるものに類似する。D:岩石の接近画像だが、再結晶化したチャートに非常に似た産状を持っている。E:この地域で連続している地層に、火山碎屑岩(火山角礫岩)の層がある。

すべての起源が浅海とするには検討が必要であろう。

#### d 火山灰説:初生

火山灰説は、繰り返し火山噴火が起こり、火山灰が層状に堆積したものが、珪質部となり層状のチャートになるような場合である。酸性マグマ起源の火山灰だと珪酸( $\text{SiO}_2$ )含有量が多く、変成・変質作用などで再結晶作用が起こると、チャートのような産状を呈することがある。

例えば、黒瀬川構造帯の愛媛県西予市明浜の須崎では、層状チャートに見える火山灰層がある(楨坂・加藤, 1983)。しかし、このような産状であっても、チャート以外の層では、構成物や組成の違う火山碎屑物が存在することが一般的である。さらに、岩石を顕微鏡で観察すれば、珪質部には化石が認められず、火山ガラスから構成されており、火山碎屑物の混在も見られることから、酸性火山灰起源であることが判定できる。必要であれば、化学分析をすれば、火山灰とチャー



トではSiO<sub>2</sub>以外の成分で違いがあることで判別できる。

#### e シリカ沈殿説:初生, 現地性

シリカ沈殿説は, シリカが無機起源で, 海水からシリカ (SiO<sub>2</sub>) が沈殿したとするものである。海水中からシリカが沈殿するのは, 通常の海洋域では起こらず, 特異な環境でなければならないことがわかっている。

例えば, ケニアのMagadi湖に堆積した更新世のチャートは, 湖成堆積物中にして層状あるいは塊状として産することが知られている (Eugster, 1967; Hay, 1968)。湖沼だけでなく, ラグーンのような沿岸の浅海でできたチャートも知られている。福井県丹生山地には浅海から陸成の地層があり, その中に層状チャートがある (東, 1979; Hattori et al., 1996)

火山地帯では温泉水ではシリカの沈殿が形成され, 珪華 (けいか) と呼ばれている。アルカリ性の温泉では, 温度が高いほど珪酸の溶解度が大きいので, 高温の熱水には多くの珪酸が溶けている。温泉水が地表に噴出して温度が低下すれば, シリカの沈殿が生じる。火山活動の活発な地域で定期的な熱水の噴出があれば, 沈殿物が層状に形成されることがある。成分は違うが炭酸カルシウムによるトラバーチン (travertine) には, 層構造の明瞭なものがあり, 石材として利用されている。

シリカの沈殿によって形成された層状チャートは, 規模も小さく, 連続も悪く, 上下の地層や周囲の環境からは形成場を示す証拠も見つかる。付加体に見られる大規模な層状チャートとは, 産状や化学的特徴も違っている。

#### f 分別説:初生, 現地性

分別説は, 形成時, 火成作用によってシリカ成分が濃集 (segregation) したとする説である。マグマや熱水活動では, 珪素の多い分別脈が形成されることはよく知られている。また, 繰り返し熱水が通るような場では, 層形成が見られることもある。

この成因は, 一部の層状チャートの成因ともなりえるが, 小規模な火成作用にともなうもので, 局所的な活動によるものである。そのため大規模な層状チャートの成因とはならず, 付加体における層状チャートの産状も説明できない。

#### g 分離説:後成, 現地性

分離説とは, もともと珪質軟泥と粘土が均質に混じっていた状態から, シリカが続成作用の過程で, 分われたとするものである (McBride and Folk, 1979)。シリカだけが分離すれば, 粘土質物質が残余としてできることになる。いくつかの放散虫チャートで, チャート層の中心から両側に向かつて化学的・鉱物的変化の対称性や放散虫の存在量の対称性をもつものが知られており, それらは粘土部かシリカかが移動し, チャートと粘土が分離してできたのではないかと考え

られた (Murray et al., 1992)。

このような層形成の仕組みは、仮説としてはありえるが、すべての層内で同様の作用が同程度進行するという条件は十分解明されておらず、証拠となる事例もない状態である。そのため、あまり支持されていない説である。

#### h 置換説:後成, 現地性

置換説は、他の化学成分がシリカ ( $\text{SiO}_2$ ) によって置き換えられたものである (服部, 2008)。層状チャートでは、深海底の珪質軟泥はそのまま存在し、石灰質軟泥の成分が珪酸によって置換されたとする説である。層状チャートでは石灰質部が欠損することが、この説では説明できる。また、シリカが他の化学成分を置換するという現象は続成作用において起こることは知られている。石灰質堆積物中に形成されているチャート団塊や珪化木などが、その典型的な例となるであろう。深海底堆積物の堆積構造をそのまま維持し、炭酸塩の部分だけがシリカに置換すれば、層状チャートが形成されることになる。

しかし、珪化作用が、深海底のすべての石灰質軟泥でおこっているという証拠はない。また、石灰質軟泥が置換されてできた層状チャートと珪質軟泥がそのまま固化してできた層状チャートには、何らかの違いが生じるはずだが、陸上の層状チャートには、そのような違いは認められない。

### 9 そして、チャートの成因は？

いくつかの説は、現在では否定されてきたものもある。かつては否定されていたものが、新たな視点で証拠が見出されて浮上してきた説もある。また、現在の有力な説であっても、記載されている多様な産状をすべて説明できるものはないようである。本稿では、チャートに関して成因の要因を抽出して、要因ごとにいくつかの優れた説や優劣のあることが整理できてきた。

層状チャートの成因論における要因として、形成時期、形成環境、堆積作用、構成物堆積状況の4つを挙げてきた。

形成時期には初生説と後成説があったが、後成的にシリカもしくは粘土の層構造を説明することは困難で、初生であると考えer必要があるようだ。形成環境として浅海説と深海説があった。浅海で層状チャートが形成されるとすると、付加体の中に海洋地殻の破片があることや、海洋プレート層序として現状の海底で形成されている関係が存在することの説明できない。したがって、層状チャートは深海底起源だと考えられる。堆積作用としては、現地性堆積物説と再堆積説があったが、これについては両説の間に優劣をつける決定的な証拠や根拠はなく、両方の可能性が残される。構成物の堆積状況としては、珪質殻と粘土が同時堆積したもの、珪質殻のみが堆積したものの、粘土のみが堆積したものに分けられた。これは、いずれの説にも根拠があり、優劣がつかない状況である。

以上いろいろな説をみてきたが、まだ決着はみていないというのが現状であった。しかし、要

因として、今後の検討すべきものとして、堆積作用と構成物堆積状況が残ったことから、これらの優劣をつけることが、今後の課題として限定されてきたことになる。

## V さいごに

ここまで、層状チャートの多様な成因を概観してきてきたが、いくつか明らかになってきた点がある。それを最後に整理しておく。

- (1) 多くの地域、時代に形成された層状チャートだが似た産状を持つ
- (2) 陸起源の碎屑物は極端に少ない
- (3) 陸由来物質の粘土の由来経路は大気や海洋の循環による
- (4) チャートも粘土も堆積速度は陸周辺の堆積物（碎屑性堆積物）に比べて数桁小さい
- (5) 地質時代の層状チャートは現世の深海の珪質軟泥と同じ成因と考えてよい
- (6) 層の形成は後成的な続成作用でなく初生的に形成された

などが挙げられる。ここで断定的な表現をしたが、完全にそれぞれが証明されていないものも含まれるので、今後変わる可能性もある。しかし、現状もっとも考慮すべき束縛条件であることは確かである。

例えば、(2) は事実として確定している。また (3)、(4)、(5) については、いくつかの根拠があり、かなり確度の高い特徴といえる。また、(6) については、現状では初生と考えなければ、上記の(1)の特徴を説明できないことを本論で示した。中でも(1)が一番重要となる。層状チャートの成因が一つ（単一成因）なのか、それとも記載された特徴を生み出すような成因がいくつか（多成因）の存在するのかは、まだ不明であるが、(1)を満たすためには、成因の数を限定すべきであるという重要な束縛条件になるからである。

しかし、課題もある。もし単一成因なら、多様な産状をひとつの成因でどう説明するのか、そして説自体の検証とともに、記載における誤認が混在しているのかもしれないので、他の成因の根拠となった記載の再検証が必要となるであろう。あるいはひとつの成因のみによる層状チャートで、それ以外のものは特異、例外的なものなのか、これらの判断も慎重にしていく必要がある。

もし多成因であるのなら、それぞれの成因に対応する層状チャートを産状で見分けることができるのか、さらに成因に違いがあるのに(1)の類似は何故なのか、など検討しなければならない課題もある。単一成因か多成因かによって、検討すべき課題の内容も違ってくる。

層状チャートが海洋、特に深海域の環境を記録している重要な情報であることは変わらない。層状チャートの成因の違いによって、チャートにおける時間記録の様式は明らかに違ってくることになるはずである。それについては、稿を改めて議論する予定である。

## 文 献

- 青木三郎, 2002. 「海底堆積物中の粘土鉱物 近海及び遠洋堆積物を例として」『粘土科学』4, 2, 97-102.
- 東洋一, 1979. 「福井県丹生山地より産する中期中新世のチャート」『地質学雑誌』85, 59-66.
- Barrett, T. J., 1982. Stratigraphy and sedimentology of Jurassic bedded chert overlying ophiolites in the North Apennines, Italy. *Sedimentology*, 29, 353-373.
- Boggs, S. Jr., 1992. *Petrology of sedimentary rock*. Macmillan Publ. Co., New York, 707p.
- Borch, B., 1978. Synthesis of deep-sea drilling results in the Indian Ocean. *Elsevier Oceanography Ser.* 21, 174 p.
- Edwards, A. R., 1973. Southwest Pacific regional unconformities encountered during Leg 21. *Init. Rep. DSDP*, 12, 641-692.
- Eugster, H. P., 1967. Hydrous sodium silicates from Lake Magadi, Kenya: precursors of bedded chert. *Science*, 157, 1177-1180.
- Fukamachi, Y., Rintoul, S. R., Church, J. A., Aoki, S., Sokolov, S., Rosenberg, M. A. and Wakatsuchi, M., 2010. Strong export of Antarctic Bottom Water east of the Kerguelen plateau. *Nature Geoscience*, 3, 327-331
- Girty, G. H., Ridge, D. L., Knaack, C., Johnson, D. and Al-Riyami, R. K., 1996. Provenance and depositional setting of Paleozoic chert and argillite, Sierra Nevada, California. *Jour. Sed. Res.*, 66, 107-118.
- 後藤和久, 2011. 「決着! 恐竜説滅論争」『岩波ライブラリー186』岩波書店, 102 p.
- 服部勇, 2008. 『チャート・珪質堆積物—その堆積作用と続成作用—』近未来社, 639 p.
- Hattori, I., Umada, M., Nakagawa, T. and Yamamoto, H., 1996. From chalcedonic chert to quartz chert: diagenesis of chert hosted in a Miocene volcanic-sedimentary succession, central Japan. *Jour. Sed. Res.*, 66, 163-174.
- Hay, R. L., 1968. Chert and its sodium-silicate precursors in sodium-carbonate lakes of East Africa. *Contrib. Min. Pet.*, 17, 255-274.
- Hein, J. R. and Karl, S. M., 1983. Comparisons between open-ocean and continental margin chert sequences. In: Iijima, A., Hein, J. R., and Siever, R. O. eds., *Siliceous deposits in the Pacific Region. Developments in Sedimentology*. 36, Elsevier, Amsterdam, 25-43.
- Hori, R. S., Cho, C. F. and Umeda, H., 1993. Origin of cyclicity in Triassic-Jurassic radiolarian bedded cherts of the Mino accretionary complex from Japan. *The island Arc*, 3, 170-180.
- 堀利栄・樋口靖・藤木徹, 2000. 「付加体層状チャート—化学組成からのアプローチ—」『地質学論集』55, 43-59.
- Iijima, A., Kakuwa, Y., Yamazaki, K. and Yanagimoto, Y., 1978. Shallow-sea, orogenic origin of the Triassic bedded chert in central Japan. *Jour. Fac. Univ. Tokyo, Ser. II*, 59, 369-400.
- Iijima, A., Matsumoto, R. and Utada, R., 1985. Mechanism of sedimentation of rhythmically bedded chert. *Sed. Geol.*, 41, 221-233.
- Iijima, A., Matsumoto, R. and Tada, R., 1984. Mechanism of sedimentation of rhythmically bedded chert. *Sediment. Geol.*, 41, 2, 221-233.
- Iijima, A. and Utada, M., 1983. Recent development in the sedimentology of siliceous deposits in Japan. In: Iijima, A., Hein, J. R. and Siever, R., eds. *Siliceous deposits in the Pacific Region. Developments in Sedimentology*. 36. Elsevier, Amsterdam, 45-64.
- Ikeda, M., Tada, R. and Sakuma, H., 2010. Astronomical cycle origin of bedded chert: a middle Triassic bedded chert sequence, Inuyama, Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 297, 3, 369-378.
- 井本伸広・斎藤靖二, 1974. 「層状チャートの正体」『科学』44, 180-182.
- 井本伸広・清水大占郎・志岐常正・吉田光広, 1974. 「丹波地帯の層状チャートに見出されたソールマークについて」『京都教育大学紀要』44, 19-26.
- 井本伸広・福富真名井, 1975. 「優地向斜におけるチャートの形成過程. とくに丹波地帯の層状チャートについて」『地学団体研究会専報』19, 35-42.
- 磯崎行雄・丸山茂徳・青木一勝・中間隆晃・宮下敦・大藤茂, 2010. 「日本列島の地体構造区分再訪—太平洋型(都城型)造山帯構成单元および境界の分類・定義—」『地学雑誌』119, 6, 999-1053.

- Kakuwa, Y. 1991. Lithology and petrography of Triassic-Jurassic bedded cherts of the Ashio, Mino and Tamba belts in southwest Japan. *Sci. Pap. Coll. Arts Sci. Univ. Tokyo*, 41, 7-57.
- 小出良幸, 2006. 「物質, 時間, 空間の視点からみた地質学的境界」『札幌学院大学人文学会紀要』80, 21-41.
- 小出良幸, 2012. 「鳥弧—海溝系における付加体の地質学的位置づけと構成について」『札幌学院大学人文学会紀要』札幌学院大学総合研究所, 92, 1-23.
- 小出良幸, 2013. 「鳥弧における付加体の形成と擾乱について」『札幌学院大学人文学会紀要』札幌学院大学総合研究所, 93, 37-58.
- 小出良幸, 2014. 「地層に記録されている時間について—タービダイト層の場合—」『札幌学院大学人文学会紀要』札幌学院大学総合研究所, 95, 25-52.
- 小出良幸, 2015. 「層状チャートに記録されている時間について」『札幌学院大学人文学会紀要』札幌学院大学総合研究所, 97, 43-73.
- 小出良幸, 2016a. 「深海底堆積物と層状チャートの成因について」『札幌学院大学人文学会紀要』札幌学院大学総合研究所, 99, 17-39.
- 小出良幸, 2016b. 「溶融状態における火成岩の化学的多様性の形成: 多様な本源マグマ」『札幌学院大学人文学会紀要』札幌学院大学総合研究所, 100, 13-46.
- 小出良幸, 2016c. 『地質学における分類体系の研究』札幌学院大学総合研究所, 132+ix p.
- Kojima, S., Sugiyama, K., Kemkin, I. V., Khanchuk, A. I. and Mizutani, S., 1997. Clastic rocks in Triassic bedded chert of Mino terrane, central Japan and the Samarka terrane, Sikhote-Alin, Russia. *Proc. 30th Internal. Geol. Cong., II*, 181-188.
- Kuroda, J., Hori, R. S., Suzuki, K., Grocke, D. R. and Ohkouchi, N., 2010. Marine osmium isotope record across the Triassic-Jurassic boundary from a Pacific pelagic site. *Geology*, 38, 12, 1095-1098.
- 榎坂敏・加藤誠, 1983. 「愛媛県三瓶町より中期古生代サンゴ化石の発見」『地質学雑誌』89, 12, 723-726.
- 丸山茂徳・大森聡一・千秋博紀・河合研志・Windley, B. F., 2011. 「太平洋型造山帯—新しい概念の提唱と地球史における時空分布」『地学雑誌』120, 1, 115-223.
- Matsuda, T. and Isozaki, Y., 1991. Well-documented travel history of Mesozoic pelagic chert in Japan: From remote ocean to subduction Zone. *Tectonics*, 10, 475-499.
- Matsumoto, R. and Iijima, A. 1982. Chemical sedimentology of some Permo-Jurassic and Tertiary bedded cherts in central Honshu, Japan. In Iijima, A., Hein, J. R. and Siever, R. eds. *Siliceous Deposits in Pacific Region*. Elsevier, 175-192.
- McBride, E. F. and Folk, R. L., 1979. Features and origin of Italian Jurassic radiolarites deposited on continental crust. *Jour. Sediment. Petrol.*, 49, 837-68.
- Murray, R. W. (1994). Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and applications. *Sedimentary Geology*, 90, 3, 213-232.
- Murray, R. W., Jones, D. L. and Buchholtz ten Brink, M. R., 1992. Diagenetic formation of bedded chert: evidence from chemistry of the chert-shale couplet. *Geology*, 20, 271-274.
- Nisbet, E. G. and Price, I., 1974. Siliceous turbidities, bedded cherts as redeposited, ocean ridge-derived sediments. In: Hsu, K. J. and Jenkyns, H. C., eds., *Pelagic sediments: on land and under the sea*. Internal. Ass. Sed., Spec. Publ. I, Blackwell, Oxford, 351-366.
- 日本地質学会地質基準委員会編, 2001. 『地質基準』共立出版, 180 p.
- 岡田博有, 2002. 『堆積学 新しい地球科学の成立』古今書院, 219 p.
- Onoue, T., Nakamura, T., Haranosono, T. and Yasuda, C., 2011. Composition and accretion rate of fossil micrometeorites recovered in Middle Triassic deep-sea deposits. *Geology*, 39, 567-570.
- Onoue, T., Sato, H., Nakamura, T., Noguchi, T., Hidaka, Y., Shirai, N., Ebihara, M., Osawa, T., Hatsukawa, Y., Yosuke Toh, Y., Koizumi, M., Harada, H., Orchard, M. J. and Koizumi, M., 2012. Deep-sea record of impact apparently unrelated to mass extinction in the Late Triassic. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 109, 47, 19134-19139.
- Onoue, T., Sato, H., Yamashita, D., Ikehara, M., Yasukawa, K., Fujinaga, K. and Matsuoka, A., 2016. Bolide impact triggered the Late Triassic extinction event in equatorial Panthalassa. *Scientific Reports*, 6.

- Onoue, T., Yasuda, C., Haranosono, T., Morita, K. and Nakamura, T., 2009. Cosmic spherules from Triassic deep-sea sediments in Japan. *Lunar Planet. Sci. Conf.*, 40, 1228.
- Pettijohn, F. J., 1975. *Sedimentary Rocks* (3rd. Ed.), Harper and Row, New York, 628 p.
- Price, I., 1977. Facies distinction and interpretation of primary cherts in a Mesozoic continental margin succession, Othris, Greece. *Scd. Geol.*, 18, 324-335.
- Raup, D. M., 1979. Size of Permo-Triassic bottleneck and its evolutionary implications. *Science*, 206, 217-218.
- 斎藤精二, 1986. 「日本列島をつくった深海ケイ質堆積物」『科学』56, 141-145.
- Sato, H., Onoue, T., Nozaki, T. and Suzuki, K., 2013. Osmium isotope evidence for a large Late Triassic impact event. *Nature Communications*, 4, 245.
- Sato, H., Shirai, N., Ebihara, M., Onoue, T. and Kiyokawa, S., 2016. PGE signatures in the Late Triassic ejecta deposits from Japan: implications for the identification of impactor. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 442, 36-47.
- Sepkoski, J. J., 1984. A kinetic model of Phanerozoic taxonomic diversity. III. Post-Paleozoic families and mass extinctions. *Paleobiology* 10, 246-267.
- Sugisaki, R., Yamamoto, K. and Adachi, M., 1982. Triassic bedded cherts in central Japan are not pelagic. *Nature*, 298, 644-647.
- 平朝彦, 2004. 『地質学2 地層の解説』 岩波書店, 441 p.
- 高柳幸央, 1998. 「紀伊半島四万十川帯層状チャートの堆積環境—ノルマルパラフィン組成と主要元素組成からの推定—」『地質雑誌』104, 501-515.
- Thunell, R. C., Tappa, E. and Anderson, D. M., 1995. Sediment fluxes and varve formation in Santa Barbara Basin, offshore California. *Geology*, 23, 1083-1086.
- Uno, K., Onoue, T., Hamada, K. and Hamami, S., 2012. Palaeomagnetism of Middle Triassic red bedded cherts from southwest Japan: equatorial palaeolatitude of primary magnetization and widespread secondary magnetization. *Geophys. Jour. Int.*, 189, 1383-1398.
- Vinogradov, A. P., 1967. *Introduction to Geochemistry of the Ocean*. Nauka, Moscow, 213 p.
- Vecsei, A., Frisch, W., Pirzger, M. and Wetzel, A., 1989. Origin and tectonic significance of radiolarian chert in the Austroalpine rifted continental margin. In: Hein, J. R. and Obradovic, J., eds. *Siliceous deposits of the Tethys and Pacific Regions*. Springer-Verlag, New York, 65-80.
- 山本鋼志, 1991. 「珪質堆積岩の主要・微量元素組成ならびにその堆積環境」『地球化学』25, 17-26.

Various Formation Models of Bedded Chert

KOIDE Yoshiyuki

Abstract

Bedded chert consists of mainly a silica part and a thin bed of clay part, which is formed boundary of the strata. The bedded chert frequently occurs in the Phanerozoic accretionary prisms and plays an important role in plate tectonics and geology. The rock facies of bedded chert is monotonous repetition, and similar at any location and any age. The formation models have been numerously proposed, but not define one yet. In this paper, various formation models of bedded chert are compiled, classified, and evaluated.

Key words : bedded chert, occurrence, formation models, classification of formation models

(こいで よしゆき 札幌学院大学人文学部教授 こども発達学科)