

セノマニアン／チューロニアン期境界前後の軟体動物相：北海道大夕張地域と米国西部内陸地域の比較

栗原憲一*・川辺文久**

*早稲田大学大学院理工学研究科地質学部門〔現所属 三笠市立博物館〕・**（財）自然史科学研究所

Molluscan faunal changes across the Cenomanian/Turonian boundary: A comparison between the Oyubari area, Hokkaido, Japan and the Western Interior, USA

Ken'ichi Kurihara * and Fumihisa Kawabe **

*Division of Geology, Graduate School of Science and Engineering, Waseda University, 1-6-1 Nishiwaseda, Shinjuku-ku, Tokyo 169-8050 [Mikasa City Museum, 1-212-1 Nishiki-machi, Ikushumbetsu, Hokkaido 068-2111]; ** Institute of Natural History, 3-14-24 Takada, Toshima-ku, Tokyo 171-0033

Abstract. This paper documents extinction-recovery patterns of ammonoids and inoceramids across the Cenomanian/Turonian boundary (CTB) including the Oceanic Anoxic Event 2 (OAE2) in the Hakkin-zawa River section, Oyubari area, Hokkaido, Japan, and the Pueblo section, Western Interior, USA. The timing of extinction and recovery in these molluscan faunas occurred synchronously in both areas, based on micro- and macrofossil biostratigraphy and carbon-isotope chemostratigraphy. In the Hakkin-zawa, an ammonoid diversity decreased 0.5 to 0.9 m.y. prior to the CTB (extinction interval), reached a minimum just after the CTB (survival interval), and recovered 0.2 to 0.5 m.y. after the CTB (recovery interval). Inoceramids became increasingly dominant during the extinction and survival intervals, and the genus *Inoceramus* was replaced by the genus *Mytiloides* in the latter part of the survival interval. In the Western Interior, the extinction interval spanned 0.42 m.y. before the CTB, and the recovery of faunas took place after 0.15 m.y. from the CTB.

In the Western Interior, nekto-benthic ammonoids of acanthoceratids disappeared earlier than planktonic heteromorph ammonoids such as *Sciponoceras* and *Allocrioceras* in the extinction interval. By contrast, the nekto-benthic desmoceratids also appeared in the later part of the extinction interval in Hokkaido. This inconsistency presumably resulted from different expansion processes for oxygen-depleted water in an open ocean setting (Hokkaido) and a restricted seaway (Western Interior).

Key words: Cenomanian/Turonian boundary(CTB), ammonoids, inoceramids, Oceanic Anoxic Event 2(OAE2), Hokkaido, Western Interior.

はじめに

白亜紀中期は過去2億年間で最も温暖化が進行した時期で、酸素の欠乏した水塊が海洋で広範囲に拡大し、有機物に富む“黒色頁岩”が堆積したことで特徴づけられる。このイベントは海洋無酸素事変 (Oceanic Anoxic Events, 以後OAEsと記述する; Schlanger and Jenkyns, 1976) と呼ばれ、特にセノマニアン／チューロニアン境界 (C/T境界: 93.5Ma, Gradstein *et al.*, 1995) における海洋無酸素事変は、大西洋・テチス海西部地域を中心に世界各地で確認され、OAE2と名付けられている (Arthur *et al.*, 1987, 1990; Schlanger *et al.*, 1987)。C/T境界では、海生生物の科レベルで8%, 属レベルで26%, 種レベルで33~55%の絶滅が起こっており (Sepkoski, 1989, 1996), OAE2が原因であると考えられている (Jarvis *et al.*, 1988; Elder, 1989; Leary *et al.*, 1989; Peryt and Wyrwicka, 1991; Kauffman, 1995; Harries and Little, 1999など)。

C/T境界の模式地 (Global Stratotype Section and Point : GSSP) は、米国コロラド州にあるプエブロ (Pueblo) セクションに置かれている。この地域を含む米国西部内陸地域では、詳細な軟体動物化石群の化石層序、地球化学や堆積物などを併せた統合的な資料から、C/T境界における軟体動物の絶滅事件の実態とその原因を解明する研究が行われている。例えば、Elder (1989) は、軟体動物の化石種がセノマニアン末期から段階的に絶滅したことを指摘し、その原因として貧酸素水塊が底層から表層へと拡大したことを挙げた。また、Harries and Little (1999) は、後期セノマニアン期～前期チューロニアン期の軟体動物化石群の絶滅率と放散率を詳細に検討し、絶滅期、サバイバル期、回復期の3つの時期に区分するとともに、各々の時期の各動物群の種数や産出個体数の変動も明らかにした。さらに、大西洋地域 (英国のドーバー地域) に分布するC/T境界の地層でも、微化石群集に顕著な絶滅パターンがみられ、底生有孔虫、浮遊性有孔虫、貝形虫、渦鞭毛藻、石灰質ナノ化

石の順に絶滅が生じている。ここでも、無(貧)酸素水塊が底層から表層へと次第に拡大し、底生から浮遊性へと段階的に絶滅が引き起こされたと考えられている(Hart and Leary, 1989)。

一方、ヨーロッパの上部白亜系では、炭酸塩の炭素同位比の変動曲線が対比の有効手段となることが指摘されるようになった。例えば、Voigt and Hilbrecht (1997) は、ドイツのセノマニアン階～コニアシアン階までの炭酸塩の炭素同位比曲線とJenkyns *et al.* (1994) によって報告された南イングランドの曲線がよく対比できることを示した。また、Wiese (1999) はスペイン、ドイツ、イングランドでのチューロニアン期の同位体比曲線が3地域でほぼ同じ変動を示すことも明らかにしている。この新しい対比手段は、化石の産出が乏しい地層や、低緯度と高緯度など異なる古生物地理区に分布する地層を対比する場合、従来の化石層序を補う手法として、現在では広く使用されるようになった。

日本では、北海道の大夕張地域にセノマニアン階～チューロニアン階が広く分布していることが古くから知られていた(Matsumoto, 1942)。その中でも、白金沢ルート(図1)では、アンモナイト・イノセラムス類(西田ほか, 1993; Hirano, 1995; Kawabe, 2000) や浮遊性有孔虫(本山ほか, 1991; Hasegawa, 1999)を用いた化石層序学の成果に加えて、炭素同位体比による検討も行われ(Hasegawa and Saito, 1993)，ほぼ連続的にセノマニアン階～チューロニアン階の地層が露出していることが明確となった。また、底生有孔虫化石の群集変化から、セノマニアン末期の20～50万年の間に貧酸素環境が拡大し、水深300～600mの底生群集に大きな絶滅が生じたことも報告されている(Kaiho *et al.*, 1993; Kaiho and Hasegawa, 1994)。

本論は、OAE2を生じたC/T境界で軟体動物化石群が、どのように変化したのかを日本の蝦夷層群の試料を用いて検証するのが目的である。そのため、最初に調査地域である白金沢ルートにおける年代層序学の総括を行い、C/T境界前後の地質年代に関して詳細に議論する。特に、白金沢ルートで報告された陸源有機物の炭素同位体比曲線と米国西部内陸地域で測定された海成有機物の炭素同位体比曲線との詳細な対比を試みる。さらに、その結果を基にして、白金沢ルートと米国西部のブエブロ地域でみられる軟体動物の生物事件の時期やその継続時間を比較し、OAE2が当時の動物相に与えた影響を考察する。

白金沢ルートの層序と地質年代

地質概説および岩相層序

白金沢ルートの白亜系は、下位より、弱い葉理構造をもつ泥岩を主体とする日陰の沢層、砂岩泥岩の互層からなる滝の沢層、砂岩優勢の互層ユニットを周期的に挟在する泥岩からなる白金層、塊状泥岩からなる鹿島層の4層から構成される(本山ほか, 1991)。これらの地層群は、走向がほぼ南北で東に65°～80°で傾斜する逆転同斜構造を示す。

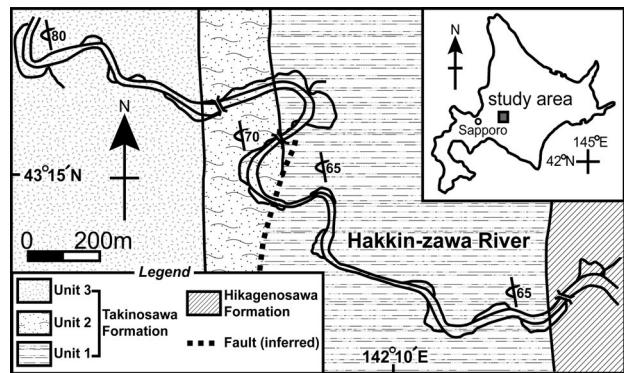


図1. 調査地域位置図および白金沢ルートにおけるC/T境界付近の地質図。

Fig. 1. Index map and geologic map across the Cenomanian/Turonian stage boundary along the Hakkin-zawa(= Shirokin-gawa)River, central Hokkaido, Japan.

本研究では、このうち滝の沢層のみを調査対象として本ルートに露出している岩相の再調査を行い、3つのユニットに区分した(図1)。ユニット1は弱い葉理構造をもち厚さ15～30cmの暗灰色泥岩と厚さ5cm以下の細粒砂岩から構成される泥岩優勢の互層からなる。上部では白色凝灰岩層を頻繁に挟み、K-Ar年代値(95.5 ± 2.1 Ma, セノマニアン)が得られている(図2)。最上部では、まれに*Planolites*生痕が数多くみられる緑灰色の泥岩層を挟在する。また、長径が約1m近い巨大な石灰質団塊も含まれる。ユニット2はこの生痕が顕著な緑灰色泥岩を主体とする。このユニットは下部と上部に分けられ、下部は強く生物擾乱を受けた緑色の泥質砂岩、上部は緑灰色の砂質泥岩と細粒砂岩の互層(各々厚さ5cm以下)からなる。下部の泥質砂岩は、放散虫を多産するので、“Radiolarian Sandstone”と記述されていることがある(Hasegawa and Saito, 1993)。このユニットにも白色の凝灰岩層が挟まれる(図2)。ユニット3は厚さ10～30cmの灰色塊状泥岩と厚さ5cm以下の細粒砂岩の互層からなる。このユニットの下部では、ユニット2でみられる緑色の砂質泥岩や約1mの白色凝灰岩層を挟む。

滝の沢層の互層はそのほとんどがタービダイトであり、大陸棚よりも深い水深の堆積物と推定される。また、底生有孔虫の化石群集からもその古水深は300～600mと見積もられている(Kaiho *et al.*, 1993)。

浮遊性有孔虫化石帯

白金沢ルートでは、Hasegawa (1999) により浮遊性有孔虫の化石層序が報告され、その中にはテチス海および太平洋深海域の化石帯区分に使用されている示準種も含まれている。これらの群集から、本ルートの地層はSliter (1989) やHardenbol *et al.* (1998) の化石帯区分のうち、*Rotalipora cushmani* 帯(KS19), *Whiteinella archaeocretacea* 帯(KS20), *Helvetoglobotruncana helvetica* 帯(KS21)の3化石帯に区分することができる(図2)。

R. cushmani 帯(KS19)は、*Rotalipora cushmani* (Morrow)

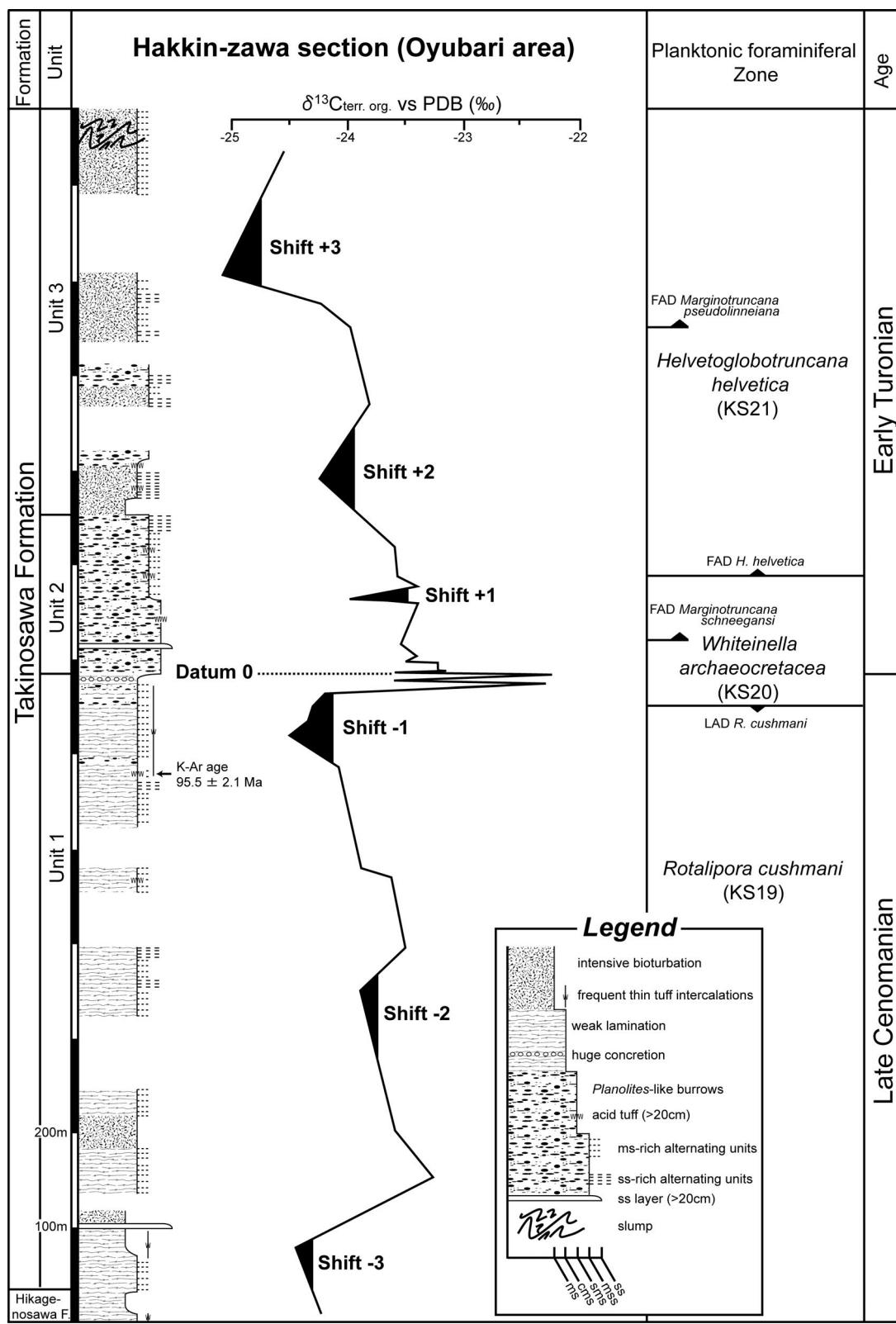


図2. 白金沢セクションの柱状図、炭素同位体比曲線および浮遊性有孔虫化石帶。炭素同位体比曲線、浮遊性有孔虫年代基準面はそれぞれHasegawa(1997, 1999)に基づく。6回の同位体比の負のシフト(影付き)が認識できる。凝灰岩のK-Ar年代は、Hirano *et al.*(1997)による。ms : 泥岩, cms : 粗粒な泥岩, sms : 砂質泥岩, mss : 泥質砂岩, ss : 砂岩。

Fig. 2. Columnar section, carbon isotope profile and planktonic foraminiferal zones in the Hakkin-zawa River section. Carbon isotope and planktonic foraminiferal datum planes are based on Hasegawa(1997, 1999). Six negative shifts(shaded portions) are recognized in the carbon isotope profile. The K-Ar age of tuff bed is referred from Hirano *et al.*(1997). ms : mudstone, cms : coarse mudstone, sms : sandy mudstone, mss : muddy sandstone, ss : sandstone.

のタクソン区間帶で定義される。テチス海地域では、この種と *Rotalipora greenhornensis* (Morrow) の初産出, *Rotalipora reicheli* Mornod の最終産出はほぼ同時に生じており、本帶の下限を決める示準面として使用される。しかし、白金沢ルートでは *R. greenhornensis* の初産出は、*R. cushmani* の初産出の約400m下位にあり、*R. reicheli* も報告されていない (Hasegawa, 1999)。そこで、白金沢ルートでは *R. greenhornensis* の初産出を KS19 の下限と考えた方がよいであろう。一方、本化石帶の上限は白金沢ルートでも *R. cushmani* の最終産出で定義され、ユニット1の最上部に置くことができる。したがって、ユニット1の大部分は本化石帶に属すると考えられる (図2)。

W. archaeocretacea 帯 (KS20) は、*Rotalipora cushmani* の最終産出から *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli) の初産出までと定義される。本調査ルートでは、ユニット1の最上部からユニット2の中部までがこの化石帶に対比される。*H. helvetica* 帯 (KS21) は、*H. helvetica* のタクソン区間帶である。白金沢ルートでは、同帶の上限は確認できない (Hasegawa, 1999)。しかし、Nishi *et al.* (2003) は、本調査地域の北方に位置するシーパロ川地域で、滝の沢層に累重する鹿島層の下部にその最終産出が認められることを報告しているので、ユニット2の中部から上位はすべて *H. helvetica* 帯に対比できる。以上のことから、本調査地域の地層は、後期セノマニアン期～前期チューロニアン期にわたることが明らかとなった。

炭素同位体比曲線

C/T境界は、その模式地であるプエブロセクションでは、Bed 86と名付けられた層の基底部に置かれている。ここでは、1) アンモナイト類 *Watinoceras devonense* Wright and Kennedyなどの *Watinoceras* 属の初産出がみられる、2) 浮遊性有孔虫 *Helvetoglobotruncana helvetica* の初産出が基底部より1m上位にある、3) イノセラムス類 *Mytiloides hattini* Elderや *Mytiloides wiedmanni* Lopezの初産出が基底部より1m下位にある、4) 浮遊性有孔虫 *Rotalipora* 属の消滅が基底部の直下でみられる、5) 炭素同位体比のピークが基底部より50cm上位でみられる、などの基準が挙げられている (Bengtson, 1996)。実際、テチス海の堆積物や深海掘削計画のコア試料でも、浮遊性有孔虫の *W. archaeocretacea* 帯に炭素同位体比が2～4‰重くなる正のスパイクがC/T境界の示準として使われることが多い (Pratt, 1985; Arthur *et al.*, 1987; Schlinger *et al.*, 1987; Hart and Leary, 1989; Jenkyns *et al.*, 1994など)。本調査地域でも、Hasegawa and Saito (1993) によって有機物の炭素同位体比が測定され、約2‰の正方向のスパイクが *W. archaeocretacea* 帯で見出されている。蝦夷層群の場合、有機物の主な組成は陸上植物であるにもかかわらず、その炭素同位体比の変動は炭酸塩岩を使用したテチス地域の変動とよく一致する (Hasegawa, 1997; Ando *et al.*, 2002)。そこで、本論文では、既に公表されている結果から、白金沢ルートにおける同位体比の変

動パターンを再検討する。このとき、炭素同位体比曲線の正方向のスパイクが終わる層準を基準面 (Datum 0) として、その上下層準における炭素同位体比の変動を議論する (図2)。

基準面より下位の炭素同位体比は約-23.5～-24.5‰の幅で変動し、3つの負のシフトと2つの正のシフトが認められる。後に、この同位体比曲線の変動パターンを用いて異なる地域間での地層の対比を行うため、それぞれ負のシフトに対して便宜的に以下のように命名した。(1) シフト-3: ユニット1の最下部付近に見られる約1‰ (-23.5～-24.5‰) の負のシフト、(2) シフト-2: ユニット1の中部の約0.5‰ (-23.5～-24‰) の小さな負のシフト、(3) シフト-1: ユニット1の最上部 (*R. cushmani* 帯の最上部) にある約0.5‰ (-24～-24.5‰) の負のシフト。

一方、基準面より上位の炭素同位体比は約-23～-25‰の間で、上位ほど負の方向へ移行する。ここでは、正と負のシフトがそれぞれ3回ずつ観察され、そのうち、負のシフトを同様にシフト+1から+3と名付けた。それらは以下の3つである。(1) シフト+1: ユニット2の基底から約100m (*W. archaeocretacea* 帯上部) に見られる約1‰ (-23.5～-24.5‰) の狭い負のシフト、(2) シフト+2: ユニット3の下部 (*H. helvetica* 帯の下部) にある約1‰ (-23.5～-24.5‰) の負のシフト、(3) シフト+3: ユニット3の中部の約1‰ (-24～-25‰) の負のシフト。

炭素同位体比曲線を用いた対比

上述の白金沢ルートにおける炭素同位体比曲線を、C/T境界の模式地である米国西部のプエブロセクションで測定された海成有機物の同位体比曲線と対比した (図3)。米国のプエブロ地域における大型・微化石の化石帶と炭素同位体比曲線の対比については、Kauffman (1995) によって総括されたものを適用した。なお、化石帶の地質年代は Hardenbol *et al.* (1998) に従い改訂してある。

C/T境界付近では、両地域とも2回の炭素同位体比の正方向スパイクが観察される。但し、米国に比べて白金沢ルートでのスパイクの間隔は相対的に狭く、2つのスパイクの間に急激な負シフト (約1.5‰) がみられる (Hasegawa, 1997)。この負のシフトの層準には、両地域とも *Inoceramus nodai* Matsumoto and Tanakaの初産出が認められ、きわめて調和的である (図3, 図4)。一方、基準面より下位では、両地域の曲線はほぼ同様な変化を示し、3つの明瞭な負のシフトが見られる (図3)。白金沢ルートでは、シフト-3とシフト-2の間に *Cunningtoniceras cunningtoni* (Sharpe) が産出する。本種は、米国地域の *Calycoceras canitaurenum* 帯から *Dunveganoceras problematicum* 帯を特徴づける種 (Hardenbol *et al.*, 1998) なので、白金沢のシフト-3はプエブロ地域の *C. canitaurenum* 帯 (上部セノマニアン階の最下部, 94.54~94.71Ma) にみられる約2.5‰ (-26.5～-28‰) の負のシフト、白金沢のシフト-2は *D. problematicum* 帯 (上部セノマニアン階の下部, 94.36~94.54Ma) にある約0.5‰

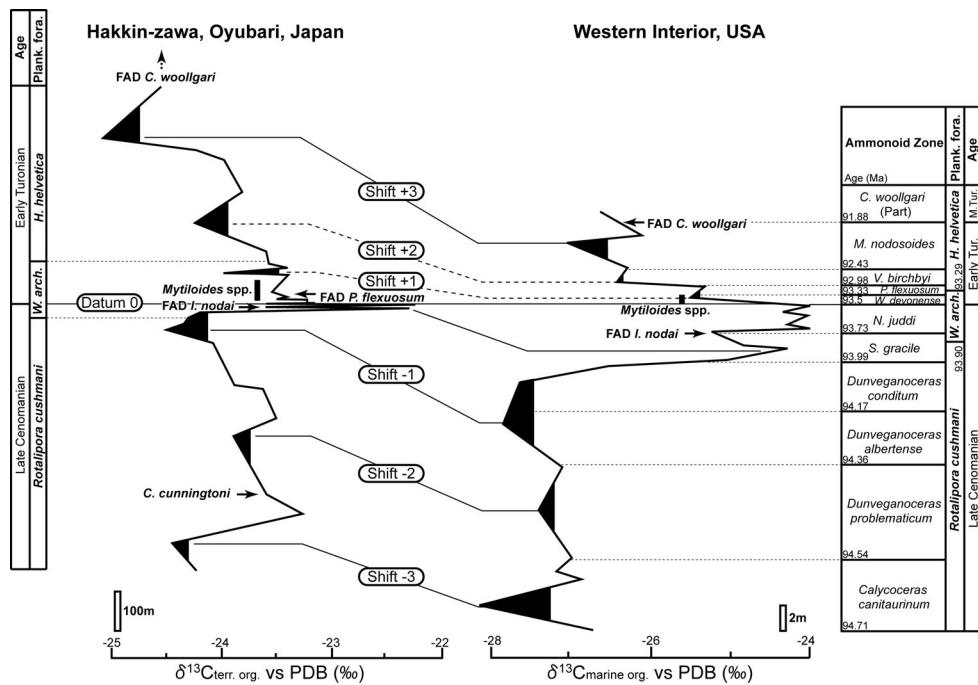


図3. 白金沢セクションと米国西部内陸地域との炭素同位体比曲線の対比。白金沢ルートの炭素同位体比曲線は Hasegawa (1997)に基づく。米国西部内陸地域の炭素同位体比曲線と化石帯との対応は Pratt (1985) と Kauffman (1995)に基づく。化石帯の年代は Hardenbol *et al.* (1998)による。

Fig. 3. Correlation of carbon isotope profile(Cenomanian to Turonian)between the Hakkin-zawa River, Oyubari(Japan) and the Western Interior (USA). Carbon isotope profile in the Hakkin-zawa River section is based on Hasegawa (1997). Stratigraphic relationship between carbon isotope and bio-zonation in the Western Interior is adopted from Pratt(1985)and Kauffman(1995). The numerical time-scale for the bio-zones is based on Hardenbol *et al.*(1998).

(-27~-27.5‰)の負のシフト、白金沢のシフト-1は *Dunveganoceras albertense* 带～*Dunveganoceras conditum* 带（上部セノマニアン階の上部、93.99~94.36Ma）の約 1‰ (-27~-28‰) の負のシフトに、それぞれ対比することができる（図3）。

基準面より上位の期間に、米国地域において最も負の値を示すシフトは *Mammites nodosoides* 带（下部チューロニアノン階の上部、91.88~92.43Ma）にあり、約 1‰ (-26~-27‰) の負のシフトがみられる。このシフトは、白金沢のシフト+3 に対比される。また、白金沢のシフト+1 は *Pseudaspidoceras flexuosum* 带（下部チューロニアノン階の下部、92.98 ~ 93.33Ma）にある小さな負のシフト (-25.5‰付近)、白金沢のシフト+2 は *Vascoceras birchbyi* 带（下部チューロニアノン階の中部、92.43~92.98Ma）の小さな負のシフト (-26.5‰付近) にそれぞれ対比することができる。白金沢の基準面からシフト+1 付近にかけては、*Pseudaspidoceras flexuosum* Powell や *Mytiloides* 属が産出し、米国地域でも同様である。シフト+3 の上位層準からは、Hirano *et al.* (1990) が中部チューロニアノン階を示す *Collignonoceras woollgari* (Mantell) を報告しており、この示準面も両地域でほぼ同時期に観察される。したがって、図3で示した両地域の炭素同位体比の結果は、大型化石の年代からも支持される。

軟体動物における生物事件

前述のように、同位体比のシフトの層位学的位置は、

太平洋を挟んだ両地域（日本と米国西部内陸地域）でほぼ同じであり、有効な層位学的な基準として対比に使用できる。そこで、この炭素同位体比の変動を用いて両地域における軟体動物化石群の産出状況や各種の出現・消滅の同時性について検討する（図4）。

白金沢ルートにおける軟体動物群集の変遷

ユニット1の下部（シフト-3とシフト-2の間）では、4種のアンモナイト類 (*Cunningtoniceras cunningtoni*, *Zelandites inflatus* Matsumoto, *Anagaudryceras sacya* (Forbes), *Desmoceras (Pseudouhligella) japonicum* Yabe) と少なくとも1種のイノセラムス類 (*Inoceramus pennatulus* Pergament, *Inoceramus ex. gr. pennatulus* Pergament) が産出する（図4）。中部（シフト-2付近）では、アンモナイト類は *Calycoceras* sp., *Miogaudryceras yokoi* Matsumoto, *D. (P.) japonicum* など5種が産出するが、イノセラムス類は産出しなかった。上部（シフト-1の直下）では、アンモナイト類は *A. sacya*, *D. (P.) japonicum*, *Puzosia orientalis* Matsumoto, *Sciponoceras* sp.の4種、イノセラムス類は、*Inoceramus gradilis* Pergament, *Inoceramus ginterensis* Pergament, *Inoceramus ex.gr.pennatulus* Pergament, *Actinoceramus nipponicus* (Nagao and Matsumoto) の少なくとも3種がみられる。最上部（シフト-1付近）では、アンモナイト類が少くなり、*D. (P.) japonicum*, *Puzosia elegans* Matsumoto, *Austiniceras* sp.のみとなる。イノセラムス類も、*I. ginterensis*, *I. gradilis*, *A. nipponicus*

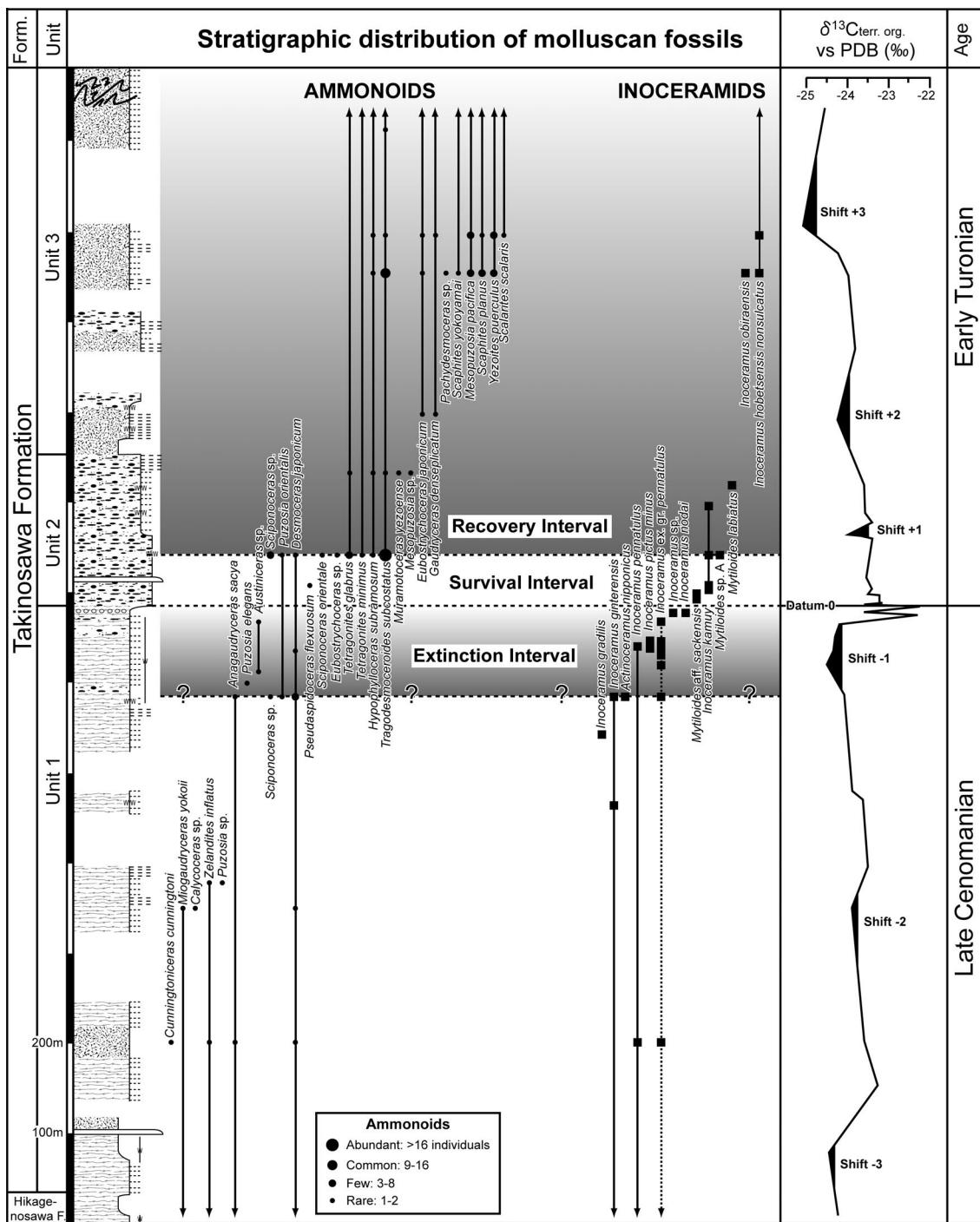


図4. 白金沢セクションにおける軟体動物化石群の層位分布および軟体動物イベント. 西田ほか(1993), Hirano(1995), Kawabe(2000)および未公表資料による.

Fig. 4. Stratigraphic distribution of molluscan fossils, and molluscan events in the Hakkin-zawa River section. Data from Nishida *et al.*(1993), Hirano(1995), Kawabe(2000)and unpublished data.

がみられなくなり、新たに *Inoceramus pictus minus* Matsumoto, *Inoceramus nodai* が産出する(図4)。

ユニット2の下部(基準面の直上)では、化石の産出が非常に少ない。アンモナイト類では *Pseudaspidoceras flexuosum* のみが産出する。イノセラムス類では、最下部から *Inoceramus kamuy* Matsumoto and Asai, *Mytiloides* aff. *sackensis* などが現れる。このユニットのシフト+1付近(そ

の上位の約30m)になると、アンモナイト類が再び豊富となり、*Tetragonites glabrus* (Jimbo), *Tetragonites minimus* Shigeta, *Sciponoceras orientale* Matsumoto and Obata, *Hypophylloceras subramosum* (Spath), *Tragodesmoceroides subcostatus* Matsumoto, *Eubostrychoceras* sp. などがみられる。ユニット2の上部からユニット3の下部(シフト+2付近)にかけては、これらの種に加えて、アンモナイト類の

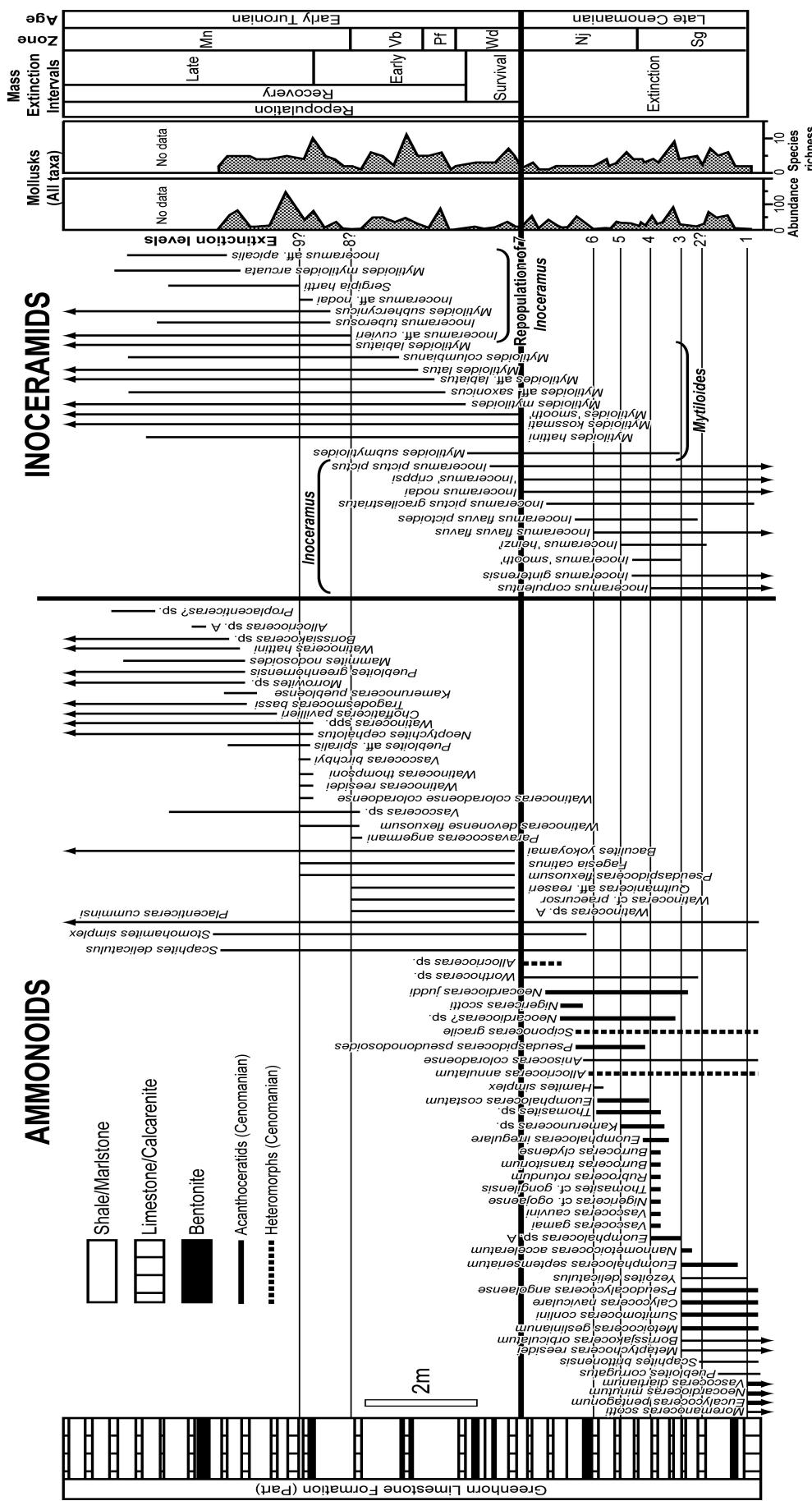


図5. 米国西部内陸地域におけるCT境界前後のアンモナイト・イノセラムス類の生存期間、エプロセクションにおける軟体動物群の変動およびアンモナイト化石帯。Kauffman (1995), Harries and Little (1999), を改変。米国西部内陸では9つの絶滅層準が認識されている。Sg : *Sciponoceras gracile* 帯, Nj : *Neocardioceras judii* 帯, Wd : *Pseudaspidoceras flexuosum* 帯, Vb : *Vascoceras birchbyi* 帯, Mn : *Mammites nodosoides* 帯。

Fig. 5. Stratigraphic ranges of ammonoids and inoceramids across the CT boundary in the Western Interior(USA), abundance and diversity trends of mollusks, and ammonite zonation for the Pueblo, Colorado section. Modified after Kauffman (1995) and Harries and Little (1999). Nine extinction levels are recognized in the Western Interior. Sg : *Sciponoceras gracile* Zone, Nj : *Neocardioceras judii* Zone, Wd : *Pseudaspidoceras flexuosum* Zone, Pf : *Pseudaspidoceras flexuosum* Zone, Vb : *Vascoceras birchbyi* Zone, Mn : *Mammites nodosoides* Zone.

Muramotoceras yezoense Matsumoto, *Mesopuzosia* sp., *Gaudryceras denseplicatum* (Jimbo), *Eubostrychoceras japonicum* (Yabe), イノセラムス類の *Mytiloides labiatus* (Schlotheim) が加わる。ユニット3の中部（シフト+3付近）では、*Scaphites yokoyamai* Jimbo, *Scaphites planus* (Yabe), *Yezoites puerculus* (Jimbo), *Scalarites scalaris* (Yabe)などの異常巻アンモナイト類も産出し、種数がさらに増加する。イノセラムス類でも、新たに *Inoceramus hobetsensis nonsulcatus* Nagao and Matsumoto および *Inoceramus obiraensis* Noda and Matsumoto が産出する（図4）。

このように、アンモナイト類はユニット1の上部（シフト-1付近）から種数および産出個体数が減少するが、イノセラムス類はユニット1の最上部（基準面付近）まで連続的に産出する。また、イノセラムス類は、ユニット1と2の境界（C/T境界）を挟んで種がすべて入れ替わる。ユニット2の下部（基準面の直上）ではアンモナイトは1種（*P. flexuosum*）だけになるが、イノセラムス類では *I. kamuy*, *M. aff. sackensis* などが連続的に産出する。ユニット2の中部（シフト+1付近）になると、アンモナイトでは8種が出現し、産出個体数も急激に増加する。さらに、ユニット3の中部（シフト+3付近）では、新たに異常巻アンモナイト類も加わり、再び種数が増加する。しかし、これらの層準ではイノセラムス類は1～2種しかみられない。

軟体動物化石群の変遷からみると、本調査地域のユニット1の最上部（シフト-1付近）は種数および産出個体数の減少がみられることから絶滅期、ユニット2の下部（基準面の直上）は化石の産出が非常に乏しく、かつ動物群が回復していないのでサバイバル期、ユニット2の中部（シフト+1付近）から上位は、種数及び産出個体数の増加と新しい種の産出が多く見られることから回復期と解釈できる（図4）。炭素同位体比曲線や微化石・大型化石の層序に基づく地質年代を考慮すると、絶滅期はシフト-1（93.99～94.36Ma）付近から基準面（93.5Ma）まで、サバイバル期は基準面からシフト+1（92.98～93.33Ma）の直下付近まで、それ以後が回復期となる。以上のことから、白金沢ルートでは、C/T境界の約50～90万年前から軟体動物相の個体数と種数の減少が始まり、境界から約20～50万年後にアンモナイト類の群集が回復したと考えられる。

米国西部内陸地域における軟体動物群集の変遷

米国西部内陸地域でも、C/T境界前後の軟体動物群の生物事件が Elder (1989) により明らかにされている。彼は、この地域に分布する18セクションの軟体動物化石群の層位分布から6つの顕著な絶滅層準を認定し、そのうちの2つ（*Neocardioceras juddi* 帯の下限と上限）が米国西部内陸～大西洋地域全体に見られる絶滅、残りの4つが米国西部内陸内の地域的な絶滅であることを明らかにした。また、C/T境界前後の絶滅率は、アンモナイト類の種レベルで74%，イノセラムス類では92%であるとした。その後、Harries and Little (1999) は、米国西部内陸地域の13セクションのC/T

境界における大型無脊椎動物化石の種レベルの絶滅率を再調査し、アンモナイト類が93%，イノセラムス類が75%，イノセラムス以外の表生二枚貝が69%，半内生および穿孔性二枚貝が90%，内生二枚貝が68%，腕足類が84%，その他の分類群が73%であることを明らかにするとともに、計9回の絶滅層準を認定した。また、その種数や個体数の変動から、C/T境界から約42万年前までを絶滅期、境界から約15万年までがサバイバル期、その後を回復期に区分した (Harries and Little, 1999)。

絶滅期（絶滅率>放散率）では、C/T境界に近づくほど徐々に全体の種数および産出個体数が減少する（図5）。アンモナイト類では、機能形態学の観点から底生遊泳性と判断される平面巻装飾型のアカントセラス科 (Batt, 1989) での絶滅が著しい。同科はこの時期の前半部でその多くが絶滅する（図5、図中ではAcanthoceratids）。一方、水塊上部に生息していた異常巻型アンモナイト類の *Sciponoceras* 属や *Allocrioceras* 属 (Batt, 1989) は、後半部で絶滅する（図5、図中ではHeteromorphs）。イノセラムス類はC/T境界の直前まで連続的に産出し、絶滅期の動物群では主要な構成種となる。すなわち、イノセラムス類は、他の動物群が産出しない環境下でも普遍的に産出することから、環境擾乱に対して抵抗力のある分類群といえる (Elder, 1989; Harries, 1993)。

サバイバル期（絶滅率・放散率ともに低い）では、大型無脊椎動物全体の産出個体数は最小となるが、種数はやや増加する（図5）。イノセラムス類およびカキ類が最も多く産出し、イノセラムス類は *Inoceramus* 属から *Mytiloides* 属への交替が生じている（図5）。また、無関節腕足類の *Disciniscas* sp. がこの期間にのみ爆発的に産出することから、災害種（disaster species：通常の環境下ではほとんど現れないが、環境がきわめて悪化した時に爆発的に発生する種）とみなすことができる (Harries, 1993)。回復期（絶滅率<放散率）では、全体の種数および産出個体数が絶滅期以前の状態までほぼ回復する (Harries and Little, 1999)。この時期の前半部では *Mytiloides* 属の放散が顕著で、後半部では *Inoceramus* 属の復活とアンモナイト類 *Watrinoceras* 属の放散で特徴づけられる（図5）。

両地域の軟体動物群集変化の比較とOAEの影響

日本の白金沢ルートと米国のペエブロ地域の軟体動物の群集変化を微化石・大型化石層序、炭素同位体比曲線を用いて対比してみると、両地域の群集の変遷は非常に類似していることがわかる（図6）。いずれも、炭素同位体比の正のスパイクを挟んで、絶滅期、サバイバル期、回復期を認識することができ、白金沢ルートでは、C/T境界から約50～90万年前までが絶滅期、境界から約20～50万年後までがサバイバル期、それ以降が回復期と推定される。一方、米国ではC/T境界から約42万年前までが絶滅期、境界から約15万年までがサバイバル期、それ以降が回復期で、絶滅期に年代幅があるものの、ほぼ同時期の生物事件とみなし

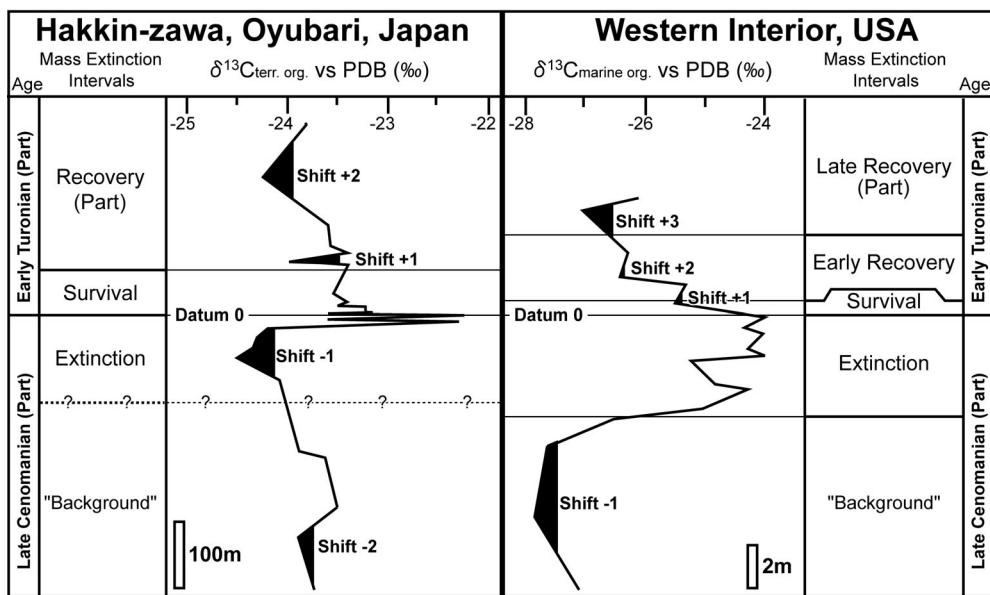


図6. 白金沢ルートと米国西部内陸地域の軟体動物群の絶滅～回復に至る過程の比較. 白金沢ルートの炭素同位体比曲線はHasegawa(1997)に基づく. 米国西部内陸地域における軟体動物群の絶滅～回復の過程と炭素同位体比曲線については, Harries and Little(1999)とPratt(1985)に基づく.

Fig. 6. Comparison between molluscan extinction-recovery patterns in the Hakkin-zawa River section, Oyubari and those in the Western Interior. Carbon isotope profile in the Hakkin-zawa River section is based on Hasegawa (1997). Molluscan extinction-recovery patterns and carbon isotope profile in the Western Interior are adopted from Harries and Little(1999)and Pratt(1985), respectively.

得る。ただし、以下のような相違点が指摘される。

- (1) Toshimitsu *et al.* (2003)によると、日本のアンモナイト類のC/T境界（セノマニアン期最後期）での種絶滅率は約60%であり、米国西部内陸地域の高い絶滅率（73%あるいは93%）とは異なる。
- (2) 蝦夷層群の白金沢ルートの絶滅期は、炭素同位体比曲線のシフト-1付近から始まるが、米国ではそれよりも遅くシフト-1の直上から開始される。しかし、回復期については、両地域ともにシフト+1付近から始まり、ほぼ一致する（図6）。
- (3) 軟体動物の生態からみると、米国の絶滅期では、底生遊泳性平面巻装飾型／平面巻平滑型アンモナイト類から浮遊性の異常巻型アンモナイト類へと段階的に絶滅するが、蝦夷層群では、底生遊泳性と考えられるデスマセラス科の*Desmoceras*属、*Puzosia*属などの平面巻平滑型アンモナイト類が絶滅期後半部まで産出する（図4）。イノセラムス類はC/T境界直前まで産出し、絶滅期の動物群の主要な構成要素となっており、サバイバル期ではイノセラムス類の*Mytiloides*属が産出する。これは、米国での大型化石の産状と類似している。しかし、白金沢ルートでは、災害種のようなサバイバル期にのみ出現する化石種は見出されていない。

日本の蝦夷層群は、白亜紀の沈み込みに伴って形成された前弧海盆の堆積物とみなされており、地層全体が陸源性の碎屑物から構成されている。そのため、テチス海のような白色のナノ化石からなる石灰岩から構成されていないため、C/T境界の絶滅事件とOAE2との関連を野外で明瞭に認め

識することができない。しかし、本論文で明らかとなったように、蝦夷前弧海盆においても米国西部内陸地域と同様にOAE2が生物相に影響を与えたことが示唆される。また、底生有孔虫の群集組成からも、C/T境界前の約15万年から約10万年の期間、C/T境界前約3万年からC/T境界後約15万年に至る期間の2つの時期に貧酸素環境に特有な形態種が卓越することが明らかにされている（Kaiho and Hasegawa, 1994）。この研究では、貧酸素環境が示される層準と底生有孔虫化石群の絶滅が一致することから、C/T境界における絶滅事件は、セノマニアン期最後期の20～50万年の間に貧酸素環境が上部漸深海帯に広がることによって、段階的に生じたと結論している。ただし、白金沢ルートでは世界各地でみられるような有機物の濃集層（黒色頁岩）は確認されていない（Hasegawa and Saito, 1993; Hasegawa, 1997）。本調査でも、泥岩層の葉理構造が完全に保存されていないことから、いわゆる無酸素状態ではなかったと考えられる。これは、日本のアンモナイト類の絶滅率が、米国よりも低いことにも反映されているのかもしれない。

上述のように、本調査地域と米国地域における軟体動物群集の絶滅率、各分類群の絶滅パターンには違いがみられることがあるから、蝦夷層群のような広大な大洋に面した大陸縁辺地域とエバブロ地域に代表される閉鎖的な海路地域では貧酸素水塊の拡大様式が異なっていた可能性がある。米国西部内陸地域のような中緯度で閉鎖的な海路（seaway）では、非常に降雨が激しかったことが示唆されている（Kauffman, 1977; Barron and Washington, 1982a, b; Parrish *et al.*, 1982）。この激しい降雨によって、海洋表層付近は

低塩分となり海洋の成層構造が発達する。そのため風や波の影響を受けない海洋の中層以深(>200m)では表層での海洋循環が停滞し、無(貧)酸素水塊が形成され、有機物濃集層(OAE2)を堆積させたと考えられている(Arthur *et al.*, 1987)。この酸素欠乏水塊は、海水準の上昇とともに徐々にその分布域を拡大する。米国西部内陸地域では、有機物濃集層がC/T境界付近の層準でしばしば認められるので(Kauffman, 1995など)、この地域でもOAE2に相当する汎世界的な無酸素事変と同時期に、酸素欠乏水塊が底層から表層へと拡大し、その生息場・生活様式に依存していた軟体動物群は段階的に絶滅したと考えられる(Elder, 1989; Batt, 1993)。このような段階的な絶滅は、ヨーロッパにおいて見られる底生有孔虫、浮遊性有孔虫、貝形虫、渦鞭毛藻、石灰質ナノ化石という底生から浮遊性へと移行する段階的な絶滅傾向とも類似する(Jarvis *et al.*, 1988; Leary *et al.*, 1989; Hart, 1996など)。

一方、大洋に面した大陸縁辺地域では、C/T境界付近の汎世界的な海水準の上昇により、海洋の中層付近の酸素極小帯(Oxygen-Minimum Zone; OMZ)が上下層に拡大したと考えられている(Arthur *et al.*, 1987)。このように、大陸縁辺地域では閉鎖的な海路地域のように単純に底層から表層へ無(貧)酸素水塊が広がるわけではなく、その違いが日本と米国における絶滅パターンの差となっていると判断される。

まとめと今後の課題

C/T境界で生物相がどのように変化したかを解明することは、将来、温暖化により無酸素水塊が再び拡大したとき生物がどのように適応できるか、という質問に対する重要な解答を与えてくれるに違いない。それにも関わらず、C/T境界で大型海生無脊椎動物を扱った研究は、米国西部内陸地域にあるエブロセクションを除き、わずかにしか行われていない。そこで、北海道大夕張地域の白金沢ルートにおいて上部セノマニアン階～下部チューロニアン階(層厚約1000m)で軟体動物化石群(アノマリット・イノセラムス類)の群集変化を検討した。このとき、微化石・大型化石を用いた化石層序だけでなく、有機物の炭素同位体比の結果も用いて地質年代を決定するとともに、太平洋を挟んだ米国・エブロセクションとの対比を試みた。炭素同位体比曲線を補足的に使用すると、化石層序学的手法のみでは困難な異なる動物地理区の間での高精度の対比に有効である。特に、白亜紀の北海道はボレアル型動物地理区とテチス型動物地理区の中間地点に位置し、テチス海のような熱帶地域の化石帶区分がそのまま適用できない場合がある。これに対して、炭素同位体比の変動は地球規模の炭素循環の変化を反映しているので、化石群集のような地域性は生じにくいという利点がある。そこで、この手法と化石層序を併せて使用すれば、調査地域の白金沢ルートと米国・エブロセクションのような極めて異なる背景をもつ堆積

物であっても詳細な対比を行うことができる。

さらに、この対比の結果を用いて、両地域におけるC/T境界前後の軟体動物群集の変化のパターンを比較した。白金沢ルートにおける軟体動物化石群は、C/T境界約50～90万年前から絶滅が始まる。境界から約20～50万年後にアノマリット類の群集は回復するが、イノセラムス類に関しては種レベルでの交代以外には、絶滅期からあまり変化していないことが明らかとなった。しかし、絶滅～回復の過程に至るタイミングは太平洋を挟んだ両地域でほぼ一致することが明らかとなった。米国地域のC/T境界前では、軟体動物の化石群が絶滅する時期に葉理の保存された有機物濃集層(OAE2)が堆積していることから、酸素の欠乏した水塊の拡大によって絶滅したと考えられている。白金沢ルートのある蝦夷前弧海盆では、この有機物濃集層(黒色頁岩)は確認されないが、OAE2の影響を強く受け、軟体動物化石群集に変化が生じたと推察される。このことからも、OAE2の無酸素事変は汎世界的な事件であったといえる。ただし、両地域の軟体動物化石群の変化パターンには相違が見られ、太平洋のような大洋に面した大陸縁辺地域と米国西部内陸地域のような閉鎖的な海路地域とでは酸素欠乏水塊の拡大様式が異なっている可能性を示唆する。

米国西部内陸地域のエブロセクションでは、OAE2層準(*Sciponoceras gracile* 帯～*Watinoceras devonense* 帯)は葉理の保存された有機物濃集層(泥灰岩)と生物擾乱を受けた石灰岩の周期的な互層からなり、これらはミランコビッチ・サイクルに起因した湿潤・乾燥気候の変動によって堆積したと考えられている(Pratt, 1984; Barron *et al.*, 1985; Hattin, 1985)。湿潤気候下では、降雨の増大により貧(無)酸素水塊を誘発する海水の成層構造が発達するため、湿潤・乾燥気候が繰り返されれば、周期的な互層が堆積することになる。米国では底生遊泳性と考えられている平面巻装飾型アノマリット類(*Euomphaloceras* 属, *Neocardioceras* 属, *Pseudocalycoceras* 属など)は石灰岩中からのみ産出する。一方、水塊上部に生息していた異常巻型アノマリット類(*Sciponoceras* 属や*Allocricoceras* 属など)は有機物濃集層中からも産出し、この周期的な岩相変化と調和した産出パターンを示している(Batt, 1993)。この例からもわかるように、今後、蝦夷層群でも高精度で軟体動物化石群の層位学的な群集解析を行い、生活様式の異なる生物間で絶滅パターンの類似点や相違点を比較・検討することが、大陸縁辺地域における無(貧)酸素水塊の発達様式を解明するために必要不可欠である。また、Harries and Little (1999)によると、C/T境界の無酸素事変が、ジュラ紀初期のトアルシアン期に見られる軟体動物の絶滅事件と非常に類似していることを指摘している。様々な地質時代に起こった軟体動物の生物事件を比較することも、無(貧)酸素環境下での生物の反応をより深く考察するために必要なだろう。

謝辞

本論文をまとめるにあたり、早稲田大学の平野弘道教授、金沢大学の長谷川卓博士、九州大学の高嶋礼詩博士、早稲田大学の高橋昭紀氏から有益なご助言を頂いた。野外調査では三笠市の小林和男・信子夫妻と三笠市立博物館の方々に大変お世話になった。国有林野の入林に際し、空知森林管理署にお世話になった。査読者の九州大学の西弘嗣助教授、産業技術総合研究所の利光誠一博士からは建設的なご指摘を頂き本論を改善することができた。本研究の経費の一部は科研費若手B（課題番号14740302）を用いた。

文献

- Ando, A., Kakegawa, T., Takashima, R. and Saito, T., 2002. New perspective on Aptian carbon isotope stratigraphy: Data from $\delta^{13}\text{C}$ records of terrestrial organic matter. *Geology*, **30**, 227-230.
- Arthur, M. A., Jenkyns, H. C., Brumsack, H.-J. and Schlanger, S. O., 1990. Stratigraphy, geochemistry, and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences. In Ginsburg, R. N. and Beaudoin, B. eds., *Cretaceous Resources, Events and Rhythms*, 75-119. Kluwer Academic Publishers, Netherlands.
- Arthur, M. A., Schlanger, S. O. and Jenkyns, H. C., 1987. The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, II. Paleoceanographic controls on organic-matter production and preservation. In Brooks, J. and Fleet, A. J. eds., *Marine Petroleum Source Rocks*. Geological Society Special Publication, (26), 401-420.
- Barron, E. J., Arthur, M. A. and Kauffman, E. G., 1985. Cretaceous rhythmic bedding sequences: a plausible link between orbital variations and climate. *Earth and Planetary Science Letters*, **72**, 327-340.
- Barron, E. J. and Washington, W. M., 1982a. Atmospheric circulation during warm geologic periods: Is the equator-to-pole surface-temperature gradient the controlling factor? *Geology*, **10**, 633-636.
- Barron, E. J. and Washington, W. M., 1982b. Cretaceous climate: a comparison of atmospheric simulations with the geologic record. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **40**, 103-133.
- Batt, R., 1989. Ammonite shell morphotype distributions in the Western Interior Greenhorn Sea and some paleoecological implications. *Palaios*, **4**, 32-42.
- Batt, R., 1993. Ammonite morphotypes as indicators of oxygenation in a Cretaceous epicontinental sea. *Lethaia*, **26**, 49-63.
- Bengtson, P., 1996. The Turonian stage and substage boundaries. In Rawson, P. F., Dondt, A. V., Hancock, J. M. and Kennedy, W. J., eds., *Proceedings, "Second International symposium on Cretaceous Stage Boundaries"*. Burssels 8-16 September 1995, Bulletin I' Institut Royal Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre, Supplement, Brussel, **66**, 69-79.
- Elder, W. P., 1989. Molluscan extinction patterns across the Cenomanian-Turonian stage boundary in the western interior of the United States. *Paleobiology*, **15**, 299-320.
- Gradstein, F. M., Agterberg, F. P., Ogg, J. G., Hardenbol, J., Veen, P. V. and Huang, Z., 1995. A Triassic Jurassic and Cretaceous time scale. In Berggren, W. A., Kent, D. V., Aubrey, M. P. and Hardenbol, J. eds., *Geochronology, time scale and global correlation*, SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication, (54), 95-126.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M. B., Jacquin, T., De Graciansky, P.-C. and Vail, P. R., 1998. Cretaceous chronostratigraphy. In De Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jacquin, T. and Vail, P. R. eds., *Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins*, SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication, (60), Chart.
- Harries, P. J., 1993. Dynamics of survival following the Cenomanian-Turonian (Upper Cretaceous) mass extinction event. *Cretaceous Research*, **14**, 563-583.
- Harries, P. J. and Little, C. T. S., 1999. The early Toarcian (Early Jurassic) and the Cenomanian-Turonian (Late Cretaceous) mass extinctions: similarities and contrasts. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **154**, 39-66.
- Hart, M. B., 1996. Recovery of the food chain after the Late Cenomanian extinction event. In Hart, M. B. ed., *Biotic Recovery from Mass Extinction Events*, Geological Society Special Publication, (102), 265-277.
- Hart, M. B. and Leary, P. N., 1989. The stratigraphic and palaeogeographic setting of the late Cenomanian 'anoxic' event. *Journal of the Geological Society, London*, **146**, 305-310.
- Hasegawa, T., 1997. Cenomanian-Turonian carbon isotope events recorded in terrestrial organic matter from northern Japan. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **130**, 251-273.
- Hasegawa, T., 1999. Planktonic foraminifera and biochronology of the Cenomanian-Turonian (Cretaceous) sequence in the Oyubari area, Hokkaido, Japan. *Paleontological Research*, **3**, 173-192.
- Hasegawa, T. and Saito, T., 1993. Global synchronicity of a positive carbon isotope excursion at the Cenomanian/Turonian boundary: Validation by calcareous microfossil biostratigraphy of the Yezo Group, Hokkaido, Japan. *The Island Arc*, **3**, 181-191.
- Hattin, D. E., 1985. Distribution and significance of widespread, time-parallel pelagic limestone beds in Greenhorn Limestone (Upper Cretaceous) of central Great Plains and Southern Rocky Mountains. In Pratt, L. M., Kauffman, E. G. and Zelt, F. B. eds., *Fine-grained deposits and biosfacies of the Cretaceous Western Interior Seaway: Evidence of cyclic sedimentary process*, 28-37. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Field Trip Guidebook No. 4, Tulsa.
- Hirano, H., 1995. Correlation of the Cenomanian/Turonian boundary between Japan and Western Interior of the United States. *Journal of Geological Society of Japan*, **101**, 13-18.
- Hirano, H., Koizumi, M., Matsuki, H. and Itaya, T., 1997. K-Ar age study on the Cenomanian/Turonian boundary of the Yezo Supergroup, Hokkaido, Japan, with special reference to OAE-2 and biostratigraphic correlation. *Memoirs of Geological Society of Japan*, (48), 132-141.
- Hirano, H., Takizawa, K. and Tsuchida, S., 1990. Biostratigraphy of the Upper Cretaceous in the Oyubari area, central Hokkaido, Japan (IV). *Bulletin of Science and Engineering Research Laboratory, Waseda University*, (127), 8-26.
- Jarvis, I., Carson, G. A., Cooper, M. K. E., Hart, M. B., Leary, P. N., Tocher, B. A., Horne, D. and Rosenfeld, A., 1988. Microfossil assemblages and the Cenomanian-Turonian (late Cretaceous) Oceanic Anoxic Event. *Cretaceous Research*, **9**, 3-103.
- Jenkyns, H. C., Gale, A. S. and Corfield, R. M., 1994. Carbon- and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance. *Geological Magazine*, **131**, 1-34.
- Kaiho, K., Fujiwara, O. and Motoyama, I., 1993. Mid-Cretaceous faunal turnover of intermediate-water benthic foraminifera in the northwestern Pacific Ocean margin. *Marine Micropaleontology*, **23**, 13-49.
- Kaiho, K. and Hasegawa, T., 1994. End-Cenomanian benthic foraminiferal extinctions and oceanic dysoxic events in the northwestern Pacific Ocean. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **111**, 29-43.
- Kauffman, E. G., 1977. Geological and biological overview: western interior Cretaceous basin. *Mountain Geologist*, **14**, 75-99.
- Kauffman, E. G., 1995. Global change leading to biodiversity crisis in a Greenhouse world: The Cenomanian-Turonian (Cretaceous) mass extinction. In Stanley, S. M., Usselman, T. eds., *The Effects of Past Global Change on Life. Studies in Geophysics*, 47-71. National Academy Press, Washington.
- Kawabe, F., 2000. Cretaceous Stratigraphy in the Oyubari area, central Hokkaido, Japan. *Bulletin of the National Science Museum, Tokyo, Series C*, **26**, 9-56.
- Leary, P. N., Carson, G. A., Cooper, M. K. E., Hart, M. B., Horne, D., Jarvis, I., Rosenfeld, A. and Tocher, B. A., 1989. The biotic response to the late Cenomanian oceanic anoxic event; integrated evidence from

- Dover, SE England. *Journal of the Geological Society, London*, **146**, 311-317.
- Matsumoto, T., 1942. Fundamentals in the Cretaceous stratigraphy of Japan. Part. I. *Memoirs of the Faculty of Science Kyushu Imperial University, Series D, Geology*, **1**, 129-280.
- 本山 功・藤原 治・海保邦夫・室田 隆, 1991. 北海道大夕張地域の白亜系の層序と石灰質微化石年代. 地質学雑誌, **97**, 507-527.
- Nishi, H., Takashima, R., Hatsugai, T., Saito, T., Moriya, K., Ennyu, A. and Sakai, T., 2003. Planktonic foraminiferal zonation in the Cretaceous Yezo Group, central Hokkaido, Japan. *Journal of Asian Earth Sciences*, **21**, 867-886.
- 西田民雄・松本達郎・米谷盛壽郎・花方 聰・八尾 昭・久間裕子. 1993, 北海道大夕張地域白亜系のセノマニアン階大型化石—微化石統合生層序—特にその上下限の検討—その1. 佐賀大学教育学部研究論文集, **41**, 11-57.
- Parrish, J. T., Ziegler, A. M. and Scotese, C. R., 1982. Rainfall patterns and distribution of coal and evaporates in the Mesozoic and Cenozoic. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **40**, 67-101.
- Peryt, D. and Wyrwicka, 1991. The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event in SE Poland. *Cretaceous Research*, **12**, 65-80.
- Pratt, L. M., 1984. Influence of paleoenvironmental factors on preservation of organic matter in Middle Cretaceous Greenhorn Formation, Pueblo, Colorado. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **68**, 1146-1159.
- Pratt, L. M., 1985. Isotopic studies of organic matter and carbonate in rocks of the Greenhorn marine cycle. In Pratt, L. M., Kauffman, E. G. and Zelt, F. B. eds., *Fine-grained deposits and biofacies of the Cretaceous Western Interior Seaway: Evidence of cyclic sedimentary process*, 38-48. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Field Trip Guidebook No. 4, Tulsa.
- Schlanger, S. O., Arthur, M. A., Jenkyns, H. C. and Scholle, P. A., 1987. The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, I. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine $\delta^{13}\text{C}$ excursion. In Brooks, J. and Fleet, A. J. eds., *Marine Petroleum Source Rocks*, Geological Society Special Publication, (26), 371-399.
- Schlanger, S. O. and Jenkyns, H. C., 1976. Cretaceous oceanic anoxic events - causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*, **55**, 179-184.
- Sepkoski, Jr., J. J., 1989. Periodicity in extinction and the problem of catastrophism in the history of life. *Journal of the Geological Society, London*, **146**, 7-19.
- Sepkoski, Jr., J. J., 1996. Patterns of Phanerozoic extinction: A perspective from global data bases. In Walliser, O. H. ed., *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic*, 35-51. Springer, Berlin.
- Sliter, W. V., 1989. Biostratigraphic zonation for Cretaceous planktonic foraminifers examined in thin section. *Journal of Foraminiferal Research*, **19**, 1-19.
- Toshimitsu, S., Hirano, H., Matsumoto, T. and Takahashi, K., 2003. Database and species diversity of Japanese Cretaceous ammonoids. *Journal of Asian Earth Sciences*, **21**, 887-893.
- Voigt, S. and Hilbrecht, H., 1997. Late Cretaceous carbon isotope stratigraphy in Europe: correlation and relations with sea level and sediment stability. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **134**, 39-59.
- Wiese, F., 1999. Stable isotope data ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) from the Middle and Upper Turonian (Upper Cretaceous) of Liencres (Cantabria, northern Spain) with a comparison to northern Germany (Söhlde & Salzgitter-Salder). *Newsletters on Stratigraphy*, **37**, 37-62.

(2003年4月30日受付, 2003年7月15日受理)

