

北海道小平地域における上部白亜系蝦夷層群の大型化石層序と炭素同位体比層序

本田豊也*・平野弘道**

*早稲田大学大学院創造理工学研究科地球・環境資源理工学専攻・**早稲田大学教育・総合科学学術院地球科学教室

Megafossil biostratigraphy and carbon isotope stratigraphy of the Upper Cretaceous Yezo Group in the Obira area, Hokkaido, Japan

Bun-ya Honda*, Hiromichi Hirano**

*Department of Earth Sciences, Resources and Environmental Engineering, Graduate School of Creative Science and Engineering, Waseda University; **Department of Earth Sciences, Faculty of Education and Integrated Arts and Sciences, Waseda University

Abstract. This paper describes the stable carbon isotope stratigraphy and megafossil biostratigraphy of the Upper Cretaceous Yezo Group in the Obira area, Hokkaido, northern Japan. In the present study, carbon isotopes were measured from kerogens in mudstone and sandy mudstone. The composition and thermal maturation of the kerogens were evaluated in detail. Results show that the carbon isotope curves are correlated with those of marine carbonate in the English Chalk sections. The correlations between these carbon isotope curves demonstrate the existence of three isotope events in the sections studied.

These results revise the geologic age based on the inoceramid biozonation in Japan. Three zones are able to be established in this section in ascending stratigraphic order: the *Inoceramus uwajimensis* Interval Zone, the *Inoceramus amakusensis* Interval Zone, and the *Platyceramus japonicus* Interval Zone. These zones are able to be correlated with the Upper Turonian to the Coniacian, the Coniacian to the Lower Campanian, and the Lower Campanian, respectively.

Key words: ammonoids, biostratigraphy, carbon isotope, Cretaceous, inoceramids, Hokkaido, Obira, Yezo Group

はじめに

白亜系の階もしくは亜階境界は、1995年に開催された国際地質科学連合 (International Union of Geological Sciences) の白亜系層序小委員会による「白亜系各階境界についての第2回シンポジウム (Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries)」において、階・亜階境界の定義やGSSP (Global boundary Stratotype Sections and Points) の設定に関し提案がなされ、現在もなおその議論は続いている。現在、多くはないが設定された白亜系のGSSPの模式地は、欧州諸地域および米国西部内陸地域にあり、時代境界の定義はアンモナイト類、イノセラムス科二枚貝類、および浮遊性有孔虫類などで定められている。また、GSSPが設定されていない時代境界に関しては、そのほとんどの候補地が欧州諸地域に挙げられている。

本邦を含む北太平洋地域の動物地理区は中期アルビアン期以降、テチス型から北太平洋型へと独自の古動物地理区に変化したことから (Iba and Sano, 2007), GSSPやその候補地と共通した大型化石 (アンモナイト類・イノセラムス類) の産出は概して少ない。したがって、本邦を含む北太平洋地域の上部白亜系では、GSSPやその候

補地との大型化石を用いた直接的な国際対比は容易ではない (松本・平野, 1985; Iba and Sano, 2007 など)。

そこで注目される国際対比のツールの1つに炭素安定同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$) の変動曲線を用いた層序学的研究がある。 $\delta^{13}\text{C}$ 層序はScholle and Arthur (1980) の先駆的な研究に始まり、白亜系の海成炭酸塩岩 (Carbonate) から求めた $\delta^{13}\text{C}$ 変動曲線 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 曲線) の対比が欧州地域を中心に行われ、それが国際対比に有効なツールであると明らかにされてきた (例えば, Jenkyns *et al.*, 1994; Erbacher *et al.*, 1996; Stoll and Schrag, 2000; Jarvis *et al.*, 2002, 2006)。本邦においては、陸源性有機物 (TOM: Terrestrial Organic Matter) の $\delta^{13}\text{C}$ 変動曲線 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{TOM}}$ 曲線) より得られる変動パターンが $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 曲線の変動パターンと良く一致することが示されて (Hasegawa and Saito, 1993) 以降、北海道中軸部からサハリンにかけて南北1200 kmにわたり帯状に分布する蝦夷層群において数多くの研究が試みられている (Hasegawa, 1997; Hasegawa and Hatsugai, 2000; Ando *et al.*, 2002, 2003; Hasegawa *et al.*, 2003; Uramoto *et al.*, 2007, 2009; Hasegawa *et al.*, 2010; Uramoto *et al.*, 2013; Hayakawa and Hirano, 2013)。これらの研究では、欧州地域で得られた $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 曲線と蝦夷層群の $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOM}}$ 曲線を対比することで詳細な時代対比を

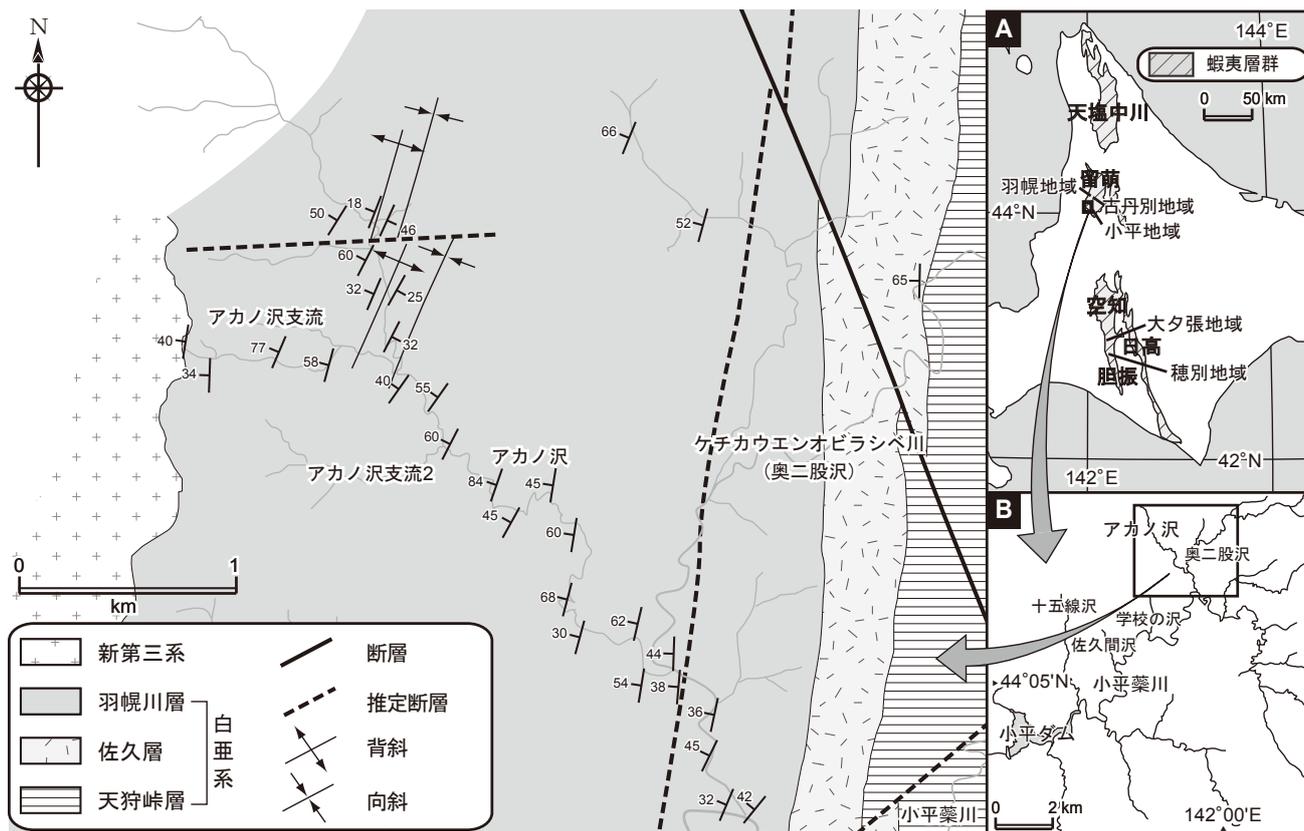


図1. 北海道小平地域の地質図 (大泉ほか, 2005 を改編).

行っている。その結果、精度の良い国際対比が行われ、北太平洋動物地理区の地域から産出する独自の大型化石が示す時代を詳細に議論する上で極めて重要な役割を果たしている。Takashima *et al.* (2010) は北海道古丹別地域において、TOMの内、木片のみをピックアップして求めた $\delta^{13}\text{C}$ 変動曲線 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{wood}}$ 曲線) を用いた国際対比を上部セノマニアン階から下部カンパニアン階にかけて行い、従来のイノセラムス化石帯 (例えば、利光ほか, 1995; Toshimitsu *et al.*, 2007) が示す時代と $\delta^{13}\text{C}_{\text{wood}}$ 曲線による時代対比では隔たりがあることを指摘している。特に、その隔たりがあると指摘している時代は、*Inoceramus amakusensis* 帯の範囲であり、従来の大型化石層序において同種はサントニアン階を示すとされてきたが、Takashima *et al.* (2010) は下部コニアシアン階から下部カンパニアン階下部を指示すると指摘している。しかし、Takashima *et al.* (2010) が示したイノセラムス化石帯は、化石帯の種類 (間隔帯やタクソン区間帯など) が示されておらず、設定に用いられたイノセラムス類の層序的産出範囲も示されていない。また、その調査範囲でのイノセラムス化石帯に用いられたイノセラムス化石の産出 (例えば、和仁・平野, 2000) は少ない。

そこで、本研究では、*I. amakusensis* Nagao and Matsumoto の産出が豊富な地域で *I. amakusensis* 帯付近の

$\delta^{13}\text{C}_{\text{TOM}}$ 曲線を求め、欧州地域の $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 曲線 (Jarvis *et al.*, 2006) と対比することで国際対比を行い、本邦のイノセラムス化石帯が示す時代、特に *I. amakusensis* 帯の示す時代について議論することを目的とする。この問題を解決し得る調査地域として、過去の *I. amakusensis* の産出報告が豊富であり、連続的に露頭が露出している北海道小平地域を選択した。加えて、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOM}}$ 曲線の研究では測定される $\delta^{13}\text{C}$ 値がどのような組成の有機物に基づき、熱熟成の影響で堆積当時の値から変化していないかを厳密に評価する必要がある。そこで、本研究においても泥岩中に含まれる有機物量や組成を評価する目的で、全有機炭素量 (TOC) 分析、ビジュアルケロジェン分析 (顕微鏡観察)、ロックエバル分析を行い、有機物の熱熟成を評価する目的で、水素/炭素原子比 (H/C比) 分析、ロックエバル分析、ビトリナイト反射率測定と複数の分析方法を用いて検討を行った。

地質概説

調査地域周辺の白亜系は、基本的に西方上位で、下から蝦夷層群天狩峠層、佐久層、羽幌川層に区分され、新第三系十五線沢層に不整合で覆われている (図1; 舟木・平野, 2004; 大泉ほか, 2005)。本研究の調査範囲は、

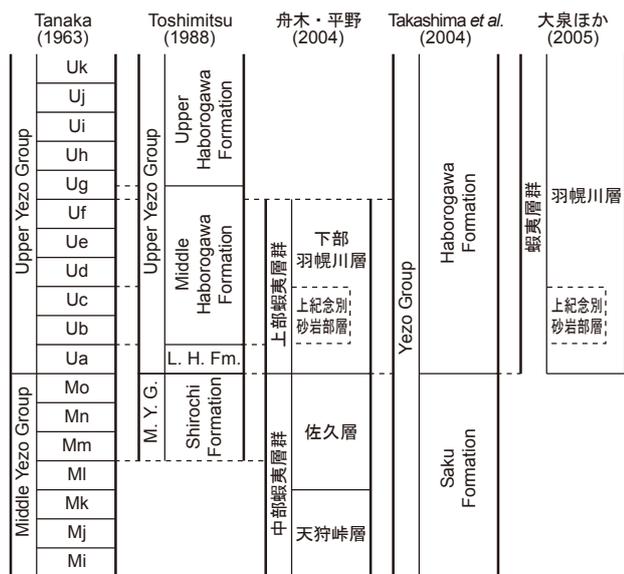


図2. 小平地域の岩相区分表.

小平ダムより北東に位置する南北およそ2 km, 東西およそ2 kmの区域(図1)であり, 5万分の1地質図幅「達布」(対馬ほか, 1958)の北東部, およびTakashima *et al.* (2004)の留萌地域を示した地質図の南西部の区域にあたる。調査した河川は, ケチカウエンオピラシベ川(奥二股川), アカノ沢とその支流である(図1)。調査地域には最下部を除く羽幌川層が露出する(図2; 対馬ほか, 1958; Tanaka, 1963; Takashima *et al.*, 2004)。Toshimitsu (1988)は羽幌川層内の上方粗粒化サイクル(=羽幌川サイクル; 岡田・松本, 1969)の最上部に発達する砂岩層が鍵層として有効であることを示した。大泉ほか(2005)は, アカノ沢流域に露出するこれら砂岩層が鍵層として有効なことを確認しているので, 本研究でも名称(MHs2, MHs3or4, MHs5, UHs1)を含めそれを踏襲する。

本調査地域に分布する羽幌川層は, 北西部の一部に褶曲構造が確認されるが, その一部を除けば地質構造が単調であり(図1), 連続的に露出している。走向はN-SからNE-SWであり, 西に30~70°前後で傾斜し, 砂岩や凝灰岩で確認される級化層理などの堆積構造から判断して西方上位である。調査範囲の羽幌川層の最下部には上紀念別砂岩部層(対馬ほか, 1958; Tanaka, 1963; 舟木・平野, 2004)が挟まれ(図2), それより上位の羽幌川層の岩相は下部・中部・上部で多少の違いが見受けられる。下部は生物擾乱が発達した暗灰色塊状泥岩からなり, 層厚1~10 cmの帯緑灰白色凝灰岩薄層を頻りに挟み, 稀に層厚50 cm程度の凝灰岩層を挟む。塊状泥岩中にはレンズ状ないし層状の石灰質団塊を多く含むが化石の産出は稀である。下部には層厚約25 cmの中粒砂岩鍵層MHs2(Cycle 1の上限; 大泉ほか, 2005)が挟まれる。中部も

下部と同様に生物擾乱が発達した暗灰色塊状泥岩が主体であるが, 泥岩はしばしば砂質となり, 砂岩薄層や凝灰質砂岩層が挟在する。凝灰質砂岩層は層厚1 m以下のものが多いが, 中には層厚約1.5 mに及ぶものもみられる。石灰質団塊は下部に比べて少ないが化石の含有率は下部に比べて高い。中部には層厚約15 cmのMHs3 or 4(Cycle 2の上限; 大泉ほか, 2005)と層厚約20 cmのMHs5(Cycle 3の上限; 大泉ほか, 2005)の2枚の中粒砂岩鍵層が挟まれる。上部は, 暗灰色塊状泥岩と砂質泥岩を主体とし, 一部泥質砂岩で砂岩薄層と緑灰色~白灰色凝灰岩薄層を頻りに挟む。凝灰岩薄層は層厚1~5 cmのものがほとんどであるが, 層厚10 cm程度から30 cm(例えば, 露頭番号36633)のものも時折挟まれる。また, 最上部付近の塊状泥岩中には肉眼で確認できる大きさの黒色炭質物片が多く含まれる層準が最低でも3層準で確認できる(露頭番号36149, 36151, 36155)。石灰質団塊は下部・中部よりも少なく, 化石の含有率も低い。上部には層厚約50 cmの中粒砂岩鍵層UHs1(Cycle 4の上限; 大泉ほか, 2005)が挟まれる。

試料・分析方法

試料

1. 大型化石

大型化石(アンモナイト類・イノセラムス類)は, ケチカウエンオピラシベ川, アカノ沢とその支流(図1)で採取した。今回の調査において新たに得られた大型化石の産出地点を図3に, 産出層序分布を図4に, その産出リストを表1, 2に示す。大型化石については, 従来の産出報告(棚部ほか, 1977; Toshimitsu, 1988; 舟木・平野, 2004; 大泉ほか, 2005)もデータとして引用し議論に加える。

2. 炭素安定同位体比($\delta^{13}C$)分析用試料

$\delta^{13}C$ 分析用の試料は, ケチカウエンオピラシベ川, アカノ沢とその支流で採取した泥岩および砂質泥岩の計138試料である(図3)。なお, 泥岩中に含まれる有機物を評価する目的で行った各分析にも同じ試料を用いており, その数はビジュアルケロジェン分析が12試料, H/C比分析, TOC分析, ロックエバル分析が全138試料, ビトリナイト反射率が4試料である。

有機物評価の分析方法

1. ビジュアルケロジェン分析

ビジュアルケロジェン分析は, はじめに泥岩をステンレス乳鉢で米粒大に粉碎して30 g秤量し, ポリエチレンビーカーに入れたものを試料として用いた。そこに6N塩酸50 mlを加え24時間浸し, 炭酸塩鉱物と水酸化鉄を溶解させ, 脱イオン水による洗浄で塩酸および溶解した炭酸塩鉱物と水酸化鉄を除去した。次に46%弗化水素酸に48時間浸し, ケイ酸塩鉱物を溶解し泥化させた。泥化

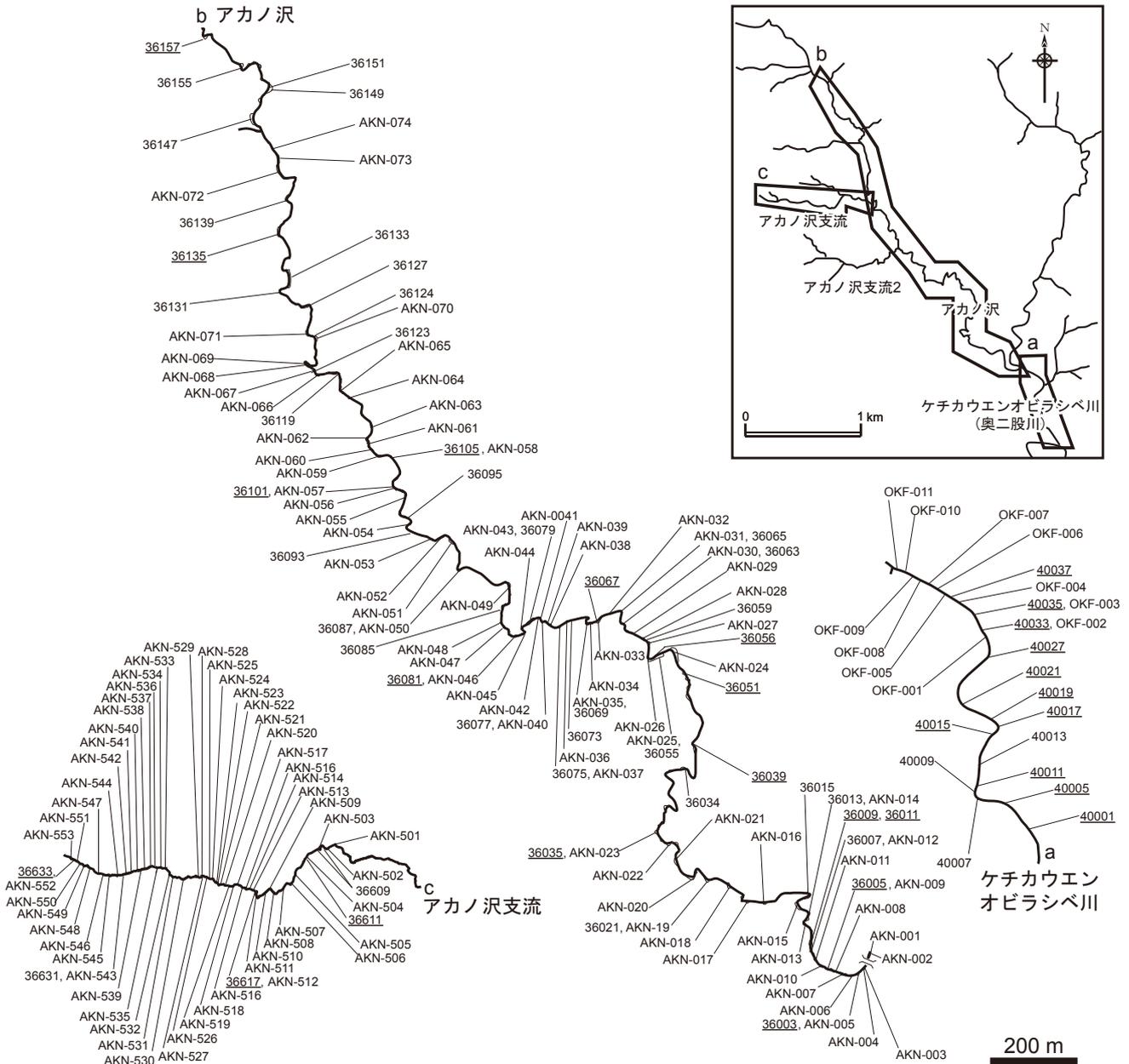


図3. 大型化石および泥岩試料のサンプリング地点. 下線付きは、本文で引用した大型化石の産出地点. 新たに発見した露頭を除き、露頭番号は大泉ほか (2005) と共通.

させた試料は、脱イオン水を加え24時間静置した後、傾斜法による上澄み液の除去をpHが4以上になるまで数回繰り返した。その後、さらに脱イオン水を加え、遠心分離による洗浄を上澄み液が中性になるまで繰り返した。遠心分離後の泥化試料から有機物を抽出する方法は、比重2.0に調整した臭化亜鉛水溶液を用いて比重分離し抽出した。抽出された有機物はグリセリンゼリーにおいてプレパラートに封入し、透過顕微鏡下で観察を行った。組成比率は、顕微鏡下においてポイントカウント法により200カウント中の構成比を求めた。有機物の分類はTyson (1995) に基づき、木質部を起源とする有機物

(opaque: オペーク, translucent: トランスルーセント, biostructured: バイオストラクチャー), 花粉・孢子, 渦鞭毛藻シストに分類した。

2. H/C比分析

H/C比分析の試料は、ビジュアルクロジェン分析と同様の処理によって抽出された有機物を常圧下で50°Cにおいて48時間乾燥の後、さらに真空下で50°Cにおいて2時間乾燥したものを使用した。乾燥後の試料は、約1.5 mg秤量し、石油資源開発(株)技術研究所所有のジェイサイエンスラボ社製のCHN元素分析装置マイクロコーダーJM10を用いて測定した。

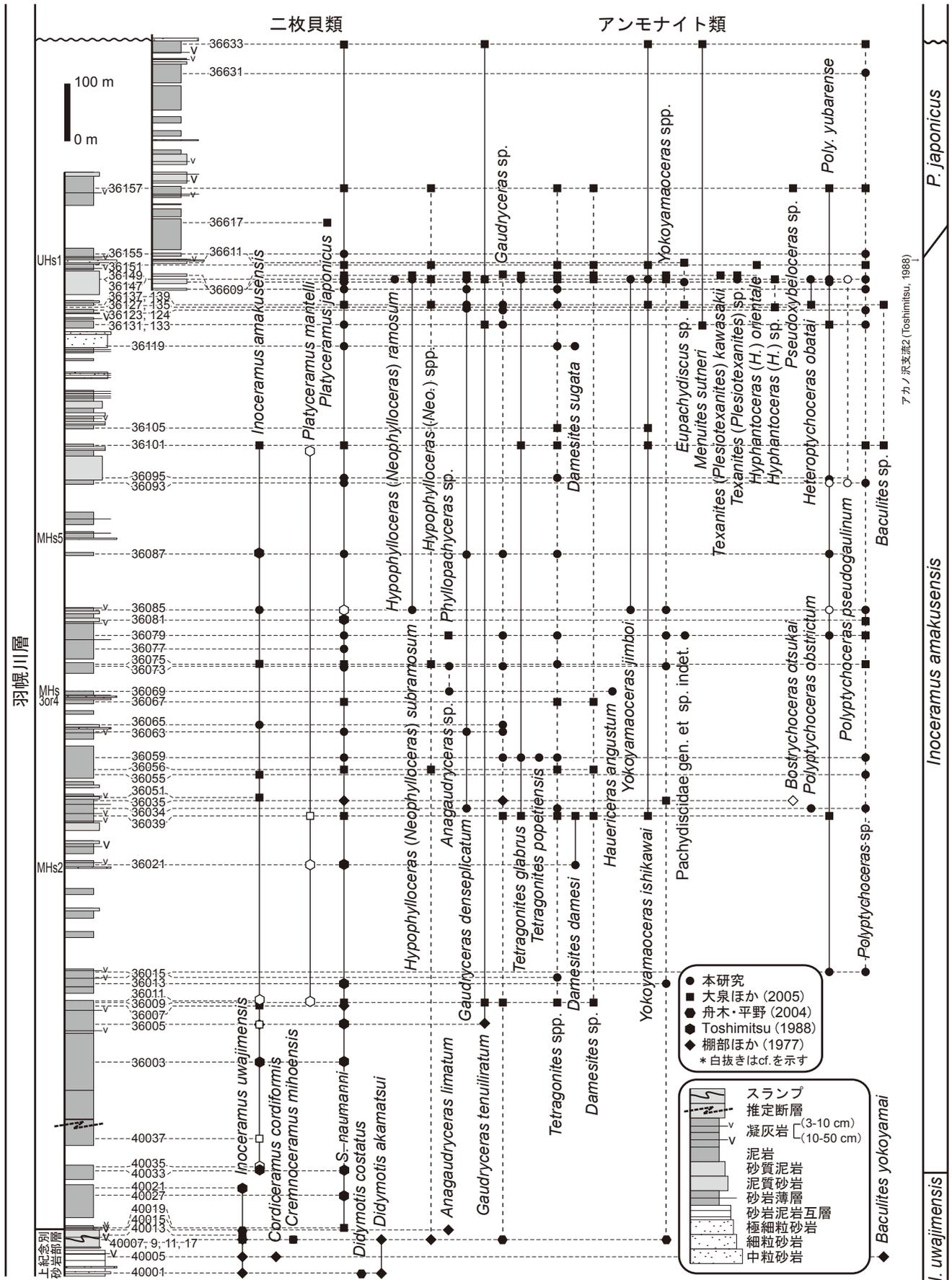


図4. 調査地域の柱状図および大型化石の産出層序分布.

表1. 本調査で新たに産出した小平地域のアンモナイト類の化石リスト。括弧内の数値は個体数を表す。

種名	羽幌川層
Phylloceratidae	
<i>Hypophylloceras</i> (<i>Neophylloceras</i>) <i>ramosum</i> (Meek)	36149 (01)
<i>Hypophylloceras</i> (<i>Neophylloceras</i>) <i>subramosum</i> (Spath)	36085 (01), 36147 (02)
Gaudryceratidae	
<i>Anagaudryceras</i> sp.	36069 (01), 36073 (01)
<i>Gaudryceras</i> <i>denseplicatum</i> (Jimbo)	36034 (01), 36063 (01), 36087 (01), 36127 (01), 36139 (01), 36147 (01), 36609 (01)
<i>Gaudryceras</i> sp.	36059 (01), 36063 (03), 36065 (01), 36073 (01), 36079 (01), 36087 (01), 36123 (01), 36133 (01), 36139 (04)
Tetragonitidae	
<i>Tetragonites</i> <i>glabrus</i> (Jimbo)	36059 (01), 36147 (01)
<i>Tetragonites</i> <i>popetensis</i> Yabe	36059 (02)
<i>Tetragonites</i> sp.	36015 (01), 36034 (01), 36059 (01), 36075 (01), 36079 (01), 36087 (05), 36095 (01), 36119 (01), 36139 (01), 36147 (01), 36609 (01)
Desmoceratidae	
<i>Damesites</i> <i>damesi</i> Matsumoto	36021 (01)
<i>Damesites</i> <i>sugata</i> Matsumoto	36119 (01)
<i>Hauericeras</i> <i>angustum</i> Yabe	36069 (01)
Kossmaticeratinae	
<i>Yokoyamaoceras</i> <i>jimboi</i> Matsumoto	36085 (01), 36147 (01)
<i>Yokoyamaoceras</i> <i>ishikawai</i> (Jimbo)	36147 (01)
<i>Yokoyamaoceras</i> sp.	36013 (01), 36073 (01), 36079 (01), 36085 (03)
Pachydiscidae	
<i>Eupachydiscus</i> sp.	36147 (01)
gen. et sp. indet.	36079 (01)
Collignoniceratidae	
<i>Texanites</i> (<i>Plesiotexanites</i>) sp.	36147 (01)
Diplomocertidae	
<i>Polyptychoceras</i> <i>obstrictum</i> (Jimbo)	36034 (01)
<i>Polyptychoceras</i> <i>yubarensis</i> (Yabe)	36015 (01), 36079 (01), 36087 (01), 36095 (01), 36147 (01), 36609 (01)
<i>Polyptychoceras</i> cf. <i>yubarensis</i> (Yabe)	36085 (01), 36095 (02), 36147 (01)
<i>Polyptychoceras</i> cf. <i>pseudogaultinum</i> (Yokoyama)	36093 (01), 36147 (01)
<i>Polyptychoceras</i> sp.	36015 (01), 36034 (01), 36055 (01), 36059 (02), 36085 (01), 36093 (01), 36124 (01), 36131 (01), 36147 (05), 36149 (01), 36155 (01), 36609 (02), 36631 (01)
<i>Heteroptychoceras</i> <i>obatai</i> Matsumoto	36147 (01)

表2. 本調査で新たに産出した小平地域のイノセラムス類の化石リスト。括弧内の数値は個体数を表す。

種名	羽幌川層
Inoceramidae	
<i>Inoceramus</i> <i>uwajimensis</i> Yehara	40007 (03), 40009 (02), 40013 (06)
<i>Inoceramus</i> <i>amakusensis</i> Nagao and Matsumoto	36065 (01), 36085 (01)
<i>Sphenoceramus</i> <i>naumannii</i> (Yokoyama)	36007 (06), 36013 (07), 36059 (16), 36063 (02), 36073 (02), 36077 (07), 36079 (02), 36087 (02), 36093 (05), 36095 (02), 36119 (01), 36131 (01), 36133 (04), 36139 (04), 36147 (12), 36151 (01), 36609 (31)

なお、マイクロコーダーJM10において分析した際の標準試料には、Antipyrine (C₁₁H₁₂N₂O) を用いた。

3. 全有機炭素量 (TOC) 分析

TOC (Total Organic Carbon content) 分析の試料は、ステンレス乳鉢とメノウ乳鉢を用いて粉碎した泥岩の粉末試料を用いた。粉末試料を約2.5g秤量し (下式のX), 6N塩酸に浸し60℃において2時間温浴させたのち24時間静置し、炭酸塩鉱物と水酸化鉄を溶解させた。その後、脱イオン水を加え遠心分離による上澄みの液を除去する作業を繰り返し、塩酸および溶解した炭酸塩鉱物などを除去した。塩酸が除去された試料は50℃において50時間程度、乾燥させた。乾燥した試料を秤量し (下式のX'), 処理前の重量との差から除去された炭酸塩鉱物や水酸化鉄の全岩に対する重量パーセントを推定した。

$$\text{酸処理で除去された物質 (\%)} = [(X - X') / X] \times 100$$

その後、乾燥させた試料を約25mg秤量し、H/C比分析

と同様にマイクロコーダーJM10を用いて有機炭素量を分析した。泥岩中のTOCは塩酸処理によって除去された物質を補正した上で計算した。

4. ロックエバル分析

ロックエバル分析は、石油資源開発(株)技術研究所所有のVINCI社製ロックエバル6型を用いて測定した。試料はTOC分析と同様の手法で粉碎した泥岩の粉末試料を使用した。その試料を約100mg秤量し、窒素気流中において、300℃で3分間定温加熱した後、毎分25℃で650℃まで昇温加熱した。定温加熱中に発生した遊離炭化水素量をS1 (mg_{HC}/g_{Rock}), 昇温加熱によりケロジェンからの熱分解で生成した炭化水素量をS2 (mg_{HC}/g_{Rock}), および300℃定温加熱~390℃間でケロジェンの熱分解で生成した二酸化炭素量をS3 (mg_{HC}/g_{Rock}) とし、ケロジェンの熱分解による炭化水素生成が最も盛んになる加熱温度をT_{max} (℃) とした。加えて、S2とTOCとの比をとり、

水素指数 (H.I.; $\text{mg}_{\text{HC}}/\text{g}_{\text{TOC}}$) を求めた。

標準試料には, Institut Français du Pétrole 供給の IFP160000 ($S_2=12.43 \text{ mg}_{\text{HC}}/\text{g}_{\text{TOC}}$, $S_3=0.79 \text{ mg}_{\text{HC}}/\text{g}_{\text{TOC}}$, $T_{\text{max}}=416^\circ\text{C}$) を使用した。

5. ビトリナイト反射率 (Rm)

AKN-004, 042, 502, 545 の4泥岩試料を, 石油資源開発(株)技術研究所所有のビトリナイト反射率測定装置を用いて測定した。装置はカールツァイス社製の正立型顕微鏡 Avio Imager.Mlm と J&M 社製の反射率測定用装置 MSP200new である。

ビトリナイト反射率の測定用チップの作成および分析方法は清家・平野 (2013) に従った。試料はビジュアルケロジェン分析と同様の処理を行い, 抽出した有機物を開口径 $20 \mu\text{m}$ のステンレス篩 (合成アクリル樹脂に埋め込み, 研磨するので $20 \mu\text{m}$ より小さな有機物は測定に適さない為) を用いて篩い分けし, 常圧下で 40°C において48時間乾燥の後, さらに真空下で 50°C において2時間乾燥したものを使用した。乾燥させた有機物試料は丸本ストルアス社製 CitoPress-10 を用いて合成アクリル樹脂に埋め込み, 丸本ストルアス社製テグラシステムを用いて鏡面研磨し, 測定用チップとした。キャリブレーションに用いた標準試料は反射率 0.424% の spinel (J&M 社製) と反射率 1.724% の Gadolinium-Gallium-Garnet (J&M 社製) を使用し, 屈折率 1.518 (23°C) の浸油 Immersol 518F を用いて倍率50倍の油浸対物レンズと倍率10倍の接眼レンズを用いて測定した。

本研究では, 反射顕微鏡観察によるマセラルの分類を ICCP (1998, 2001) に従い, 各測定用チップ中のコロテリナイトを100点測定した。なお, 測定した100点の平均ランダム反射率 (Hevia and Virgos, 1977) をビトリナイト反射率 (Rm) として示した。

炭素同位体比の分析方法

TOC 分析と同様に泥岩の粉末を塩酸処理し, 炭酸塩鉱物を除去した後, 遊離性炭化水素を除去するために塩化メチレン・メタノール (7:1) の混合有機溶媒において洗浄した。洗浄後の試料は真空乾燥機において24時間乾燥させた。乾燥させた試料は先に得られた TOC 値から含有有機炭素量が $40 \mu\text{g}$ になる様に秤量し, 石油資源開発(株)技術研究所所有の Euro Vector 社製の元素分析装置直結型 Euro EA3028-HT (燃焼温度 1030°C) に接続された GV Instruments 社製の安定同位体質量分析機 Isoprime を用いて $\delta^{13}\text{C}$ 値を測定した。測定誤差は標準試料の繰り返し測定から $\pm 0.10\%$ である。炭素安定同位体比は VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite) を標準とした千分率偏差 ($\%$) で表示した。炭素安定同位体比は以下の式で表される。

$$\delta^{13}\text{C}(\%) = \left[\frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{sample}} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{VPDB}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{VPDB}}} \right] \times 1000$$

測定は, NBS19 とのキャリブレーションが保障された NBS22 (国際標準試料) において値付けされた二次標準

試料を8~12試料に1回の割合で分析し, 補正を行った。なお, 測定回数は, 1試料につき3回行い, 本研究ではその平均値を用いて議論している。

結果

大型化石層序

1. 大型化石の産出

調査範囲の最下部である上紀念別砂岩部層からは *Inoceramus uwajimensis* Yehara が母岩中から多く見つかる (図4)。同種の初産出層準は本部層より約25m下位に位置し (舟木・平野, 2004), 今回の調査範囲内には露出していない。上紀念別砂岩部層の直上の泥岩中には *I. uwajimensis* の密集層 (露頭番号40019) が確認される。本密集層から上位およそ250mの範囲は, 露頭が連続的に露出し石灰質団塊も数多く確認されるが大型化石の産出頻度は極めて低く, 本調査では大型化石の産出はなかった (図4)。

羽幌川層下部付近 (露頭番号40033) から羽幌川層中部付近 (露頭番号36101) にかけては Toshimitsu (1988) や大泉ほか (2005) により *I. amakusensis* の産出が報告されている。本調査での同種の産出は露頭番号36065 (図5E) と36085で石灰質団塊から見つかったそれぞれ1個体のみである。*I. amakusensis* が産出する範囲からは他にイノセラムス類の *Sphenoceras naumanni* (Yokoyama) が石灰質団塊から多く見つかり, アンモナイト類では石灰質団塊から *Damesites damesi* (Jimbo) (露頭番号36021; 図5B), *Hauericeras angustum* Yabe (露頭番号36069; 図5A), *Polyptychoceras yubarensis* (Yabe) (露頭番号36079 など; 図5C) が産出し, 母岩中からは, 数多くの *Polyptychoceras* 属の破片と *Gaudryceras* 属が見つかる (図4)。

筆者らの手持ちデータでは, *Platyceras japonicus* (Nagao and Matsumoto) は中粒砂岩鍵層 UHs1 の約70m 上位から得られたもののみである (図4; 露頭番号36617; 大泉ほか, 2005)。一方, Toshimitsu (1988) は複数のルートで UHs1 の直上から *P. japonicus* を報告している。したがって, 同種の真の初産出層準はより下位の UHs1 付近にあると推定される。調査ルートの UHs1 直下は化石を多く含む石灰質団塊が特に多く見つかり, 過去の産出記録も含め産出は豊富である。本層準からは *Yokoyamaoceras ishikawai* (Jimbo) や *Texanites (Plesiotexanites) sp.* (図5D) が産出している。*P. japonicus* の産出層準より上位になると極端に石灰質団塊の含まれる量が少なくなり, 本調査では母岩中から *Polyptychoceras* 属の破片と *Gaudryceras* 属の化石が見つかったのみである (図4)。

2. イノセラムス化石帯の設定

本研究では, 舟木・平野 (2004) によって認定されたイノセラムス化石帯に加え, それより上位の層準も加え



図5. 大型化石の写真。スケール=1 cm。A, *Hauericeras angustum* Yabe : 露頭番号36069。B, *Damesites damesi* (Jimbo) : 露頭番号36021。C, *Polyptychoceras yubarensense* (Yabe) : 露頭番号36079。D, *Texanites* (*Plesiotexanites*) sp. : 露頭番号36147。E, *Inoceramus amakusensis* Nagao and Matsumoto : 露頭番号36065。

て化石層序区分を行い、従来の研究で認められた化石帯の認定を試みた。

その結果、小平地域に分布する羽幌川層においては、以下のように3つの間隔帯が確認された(図4)。

(1) *Inoceramus uwajimensis*間隔帯 [Matsumoto (1959), 利光ほか (1995), 舟木・平野 (2004)]

[設定] *I. uwajimensis*の初産出層準から *I. amakusensis*の初産出層準までの層序区間(間隔帯)。

[分布] 羽幌川層下部に分布する。本調査範囲より下位約25 mに *I. uwajimensis*の初産出層準が存在する(舟木・平野, 2004)。

(2) *Inoceramus amakusensis*間隔帯 [Matsumoto (1959), 利光ほか (1995) を一部修正]

[修正設定] *I. amakusensis*の初産出層準から *Platyceramus japonicus*の初産出層準までの層序区間(間隔帯)。

[分布] 羽幌川層下部から上部に分布する。

(3) *Platyceramus japonicus*間隔帯 [Matsumoto (1959), 利光ほか (1995) を一部修正]

[修正設定] *P. japonicus*の初産出層準から *Sphenoceramus schmidti* (Michael) の初産出層準までの層序区間(間隔帯)。利光ほか (1995) は、*P. japonicus*帯の上位に *S. orientalis*-*S. schmidti*-*P. chicoensis*帯を設定している。この示帯種の中で蝦夷層群からの産出報告が多い *S. schmidti*の初産出層準を本帯の上限とした。ただし本調査では *S. schmidti*は未確認である。

[分布] 羽幌川層上部に分布する。上述の通り、小平地域全体での *P. japonicus*の初産出層準は中粒砂岩鍵層UHs1付近である(Toshimitsu, 1988)。一方、現段階で *S. schmidti*の産出がないことから本帯の上限は露出していないと考えられる。

表3. 小平地域で採取した泥岩試料のロックエバル分析で得られた測定値.

試料名	S1(mg/g)	S2(mg/g)	S3(mg/g)	H.I.(mg/g)	O.I.(mg/g)	T _{max} (°C)	試料名	S1(mg/g)	S2(mg/g)	S3(mg/g)	H.I.(mg/g)	O.I.(mg/g)	T _{max} (°C)
OKF-001	0.01	0.41	0.18	75.75	33.25	434	AKN-059	0.00	0.31	0.19	43.55	26.69	431
OKF-002	0.01	0.13	0.06	23.24	10.73	434	AKN-060	0.00	0.32	0.21	44.40	29.14	434
OKF-003	0.01	0.35	0.22	57.42	36.09	431	AKN-061	0.00	0.31	0.19	42.97	26.34	432
OKF-004	0.01	0.36	0.23	66.39	42.42	434	AKN-062	0.00	0.30	0.20	41.72	27.81	433
OKF-005	0.01	0.45	0.23	82.14	41.98	437	AKN-063	0.00	0.36	0.18	51.50	25.75	434
OKF-006	0.01	0.38	0.25	68.69	45.19	437	AKN-064	0.01	0.30	0.16	40.42	21.55	436
OKF-007	0.00	0.34	0.24	62.98	44.45	432	AKN-065	0.01	0.27	0.15	37.76	20.98	430
OKF-008	0.00	0.34	0.19	61.04	34.11	437	AKN-066	0.00	0.25	0.11	39.46	17.36	436
OKF-009	0.01	0.33	0.25	55.93	42.37	433	AKN-067	0.01	0.24	0.11	43.83	20.09	433
OKF-010	0.01	0.33	0.33	55.48	55.48	432	AKN-068	0.01	0.16	0.28	41.62	72.83	429
OKF-011	0.01	0.40	0.28	75.50	52.85	434	AKN-069	0.00	0.08	0.21	32.97	86.54	441
AKN-001	0.01	0.38	0.25	46.52	30.60	432	AKN-070	0.00	0.27	0.14	44.15	22.89	435
AKN-002	0.01	0.36	0.25	45.28	31.44	436	AKN-071	0.00	0.26	0.21	42.26	34.13	430
AKN-003	0.01	0.40	0.33	49.13	40.53	436	AKN-072	0.01	0.20	0.14	47.17	33.02	436
AKN-004	0.01	0.39	0.31	47.75	37.95	432	AKN-073	0.01	0.30	0.12	40.06	16.02	434
AKN-005	0.01	0.37	0.37	47.81	47.81	435	AKN-074	0.02	0.38	0.15	51.46	20.31	431
AKN-006	0.01	0.34	0.31	48.67	44.38	434	AKN-501	0.00	0.23	0.08	45.01	15.66	436
AKN-007	0.01	0.40	0.31	48.36	37.48	433	AKN-502	0.01	0.23	0.08	36.06	12.54	434
AKN-008	0.01	0.34	0.26	48.53	37.11	433	AKN-503	0.02	0.17	0.12	33.83	23.88	429
AKN-009	0.02	0.41	0.32	56.15	43.82	429	AKN-504	0.00	0.22	0.29	36.76	48.45	429
AKN-010	0.01	0.38	0.37	50.10	48.78	431	AKN-505	0.00	0.22	0.10	39.88	18.13	427
AKN-011	0.01	0.29	0.19	44.78	29.34	429	AKN-506	0.00	0.21	0.07	40.11	13.37	428
AKN-012	0.02	0.37	0.28	53.60	40.56	432	AKN-507	0.00	0.30	0.11	46.87	17.19	431
AKN-013	0.01	0.26	0.26	40.71	40.71	434	AKN-508	0.00	0.28	0.12	48.24	20.67	428
AKN-014	0.00	0.24	0.35	40.60	59.21	430	AKN-509	0.01	0.25	0.20	47.18	37.75	427
AKN-015	0.01	0.30	0.30	42.81	42.81	435	AKN-510	0.00	0.25	0.16	42.41	27.14	428
AKN-016	0.00	0.28	0.27	37.49	36.15	429	AKN-511	0.00	0.22	0.16	39.53	28.75	430
AKN-017	0.00	0.25	0.36	39.61	57.04	429	AKN-512	0.01	0.31	0.17	48.20	26.43	431
AKN-018	0.00	0.24	0.34	37.33	52.89	431	AKN-513	0.01	0.32	0.17	50.46	26.81	432
AKN-019	0.00	0.21	0.30	36.65	52.36	431	AKN-514	0.01	0.31	0.18	45.45	26.39	432
AKN-020	0.00	0.21	0.40	33.13	63.11	430	AKN-515	0.01	0.36	0.21	50.43	29.42	431
AKN-021	0.00	0.17	0.21	27.17	33.57	431	AKN-516	0.01	0.37	0.19	49.79	25.57	431
AKN-022	0.00	0.16	0.33	26.85	55.38	429	AKN-517	0.01	0.23	0.13	40.17	22.71	429
AKN-023	0.00	0.19	0.27	31.77	45.15	433	AKN-518	0.01	0.37	0.15	48.27	19.57	430
AKN-024	0.00	0.29	0.18	44.73	27.76	434	AKN-519	0.01	0.34	0.23	47.28	31.98	430
AKN-025	0.00	0.21	0.29	35.72	49.33	430	AKN-520	0.01	0.48	0.18	53.12	19.92	435
AKN-026	0.00	0.20	0.27	36.27	48.96	432	AKN-521	0.00	0.32	0.17	44.96	23.88	434
AKN-027	0.00	0.29	0.22	40.53	30.75	433	AKN-522	0.01	0.30	0.20	44.72	29.82	431
AKN-028	0.00	0.29	0.20	40.67	28.05	428	AKN-523	0.01	0.37	0.23	50.16	31.18	433
AKN-029	0.00	0.32	0.24	44.33	33.24	432	AKN-524	0.02	0.33	0.27	52.59	43.03	431
AKN-030	0.00	0.28	0.31	38.97	43.15	432	AKN-525	0.01	0.37	0.29	49.30	38.64	431
AKN-031	0.01	0.19	0.12	35.27	22.28	430	AKN-526	0.01	0.37	0.21	49.70	28.21	430
AKN-032	0.00	0.27	0.22	38.58	31.44	433	AKN-527	0.01	0.32	0.23	42.97	30.88	429
AKN-033	0.00	0.31	0.19	41.58	25.49	433	AKN-528	0.01	0.33	0.30	42.86	38.97	432
AKN-034	0.00	0.21	0.11	36.61	19.18	433	AKN-529	0.01	0.52	0.26	54.39	27.20	433
AKN-035	0.00	0.29	0.18	40.36	25.05	430	AKN-530	0.00	0.21	0.59	34.59	97.18	438
AKN-036	0.00	0.25	0.29	34.92	40.51	431	AKN-531	0.01	0.28	0.12	38.82	16.64	430
AKN-037	0.01	0.29	0.18	43.26	26.85	431	AKN-532	0.00	0.27	0.16	44.59	26.42	429
AKN-038	0.01	0.23	0.22	37.49	35.86	431	AKN-533	0.01	0.35	0.22	49.58	31.16	428
AKN-039	0.01	0.26	0.24	42.75	39.46	436	AKN-534	0.01	0.31	0.26	47.90	40.17	429
AKN-040	0.01	0.27	0.17	41.38	26.05	430	AKN-535	0.01	0.32	0.25	45.89	35.85	431
AKN-041	0.01	0.24	0.23	40.32	38.64	431	AKN-536	0.01	0.31	0.30	45.09	43.63	427
AKN-042	0.01	0.24	0.18	41.67	31.25	429	AKN-537	0.02	0.36	0.17	75.36	35.59	429
AKN-043	0.01	0.27	0.15	41.43	23.02	430	AKN-538	0.02	0.37	0.21	56.41	32.02	427
AKN-044	0.01	0.25	0.18	44.82	32.27	429	AKN-539	0.01	0.38	0.18	47.04	22.28	429
AKN-045	0.01	0.26	0.15	42.02	24.24	431	AKN-540	0.01	0.36	0.22	49.57	30.29	430
AKN-046	0.01	0.29	0.28	43.36	41.87	432	AKN-541	0.01	0.35	0.22	50.54	31.77	431
AKN-047	0.01	0.24	0.14	36.58	21.34	430	AKN-542	0.02	0.37	0.25	51.39	34.72	430
AKN-048	0.00	0.19	0.18	33.61	31.84	432	AKN-543	0.01	0.38	0.27	50.61	35.96	430
AKN-049	0.01	0.21	0.12	35.11	20.06	429	AKN-544	0.01	0.32	0.17	43.44	23.08	429
AKN-050	0.01	0.23	0.16	36.64	25.49	429	AKN-545	0.01	0.26	0.13	39.12	19.56	427
AKN-051	0.00	0.16	0.15	22.27	20.88	430	AKN-546	0.01	0.24	0.24	15.94	15.94	433
AKN-052	0.00	0.21	0.25	34.82	41.45	431	AKN-547	0.01	0.26	0.13	41.85	20.92	430
AKN-053	0.00	0.25	0.18	39.60	28.51	431	AKN-548	0.00	0.25	0.11	39.36	17.32	431
AKN-054	0.00	0.18	0.13	34.92	25.22	434	AKN-549	0.00	0.29	0.21	41.07	29.74	429
AKN-055	0.00	0.30	0.20	37.54	25.03	429	AKN-550	0.00	0.28	0.29	41.14	42.61	430
AKN-056	0.00	0.32	0.19	44.28	26.29	434	AKN-551	0.01	0.29	0.25	42.71	36.82	429
AKN-057	0.00	0.31	0.21	44.21	29.95	432	AKN-552	0.00	0.34	0.30	46.58	41.10	430
AKN-058	0.00	0.32	0.23	46.04	33.09	433	AKN-553	0.01	0.22	0.10	43.50	19.77	429

有機物の組成とタイプ

1. ロックエバル分析

ロックエバル分析の結果、S1は全試料が0.02 mg_{HC}/g_{Rock}以下の値、S2は0.08~0.52 mg_{HC}/g_{Rock}の間の値、S3は0.06~0.59 mg_{HC}/g_{Rock}の間の値と全体的に低い数値が測定された(表3)。S2とTOCから求められるH.I.とT_{max}の結果をプロットした図より評価されるケロジェンタイプは、測定した全ての試料がタイプIIIの範囲に分布した(図6)。

2. ビジュアルケロジェン分析(有機物組成)

臭化亜鉛水溶液の比重分離によって抽出された有機物の中には有機物の分類判別が困難なほど微細なものを多く含む。加えて、比重分離の際に生じる不溶性残渣中にも有機物を取り残されている可能性は否定できない。そのため、抽出した有機物が必ずしも初生的な有機物組成を保持していると断言できないが、その特徴を以下に示す。顕微鏡観察の結果、多くが木質部を起源とする有機物(図7A)と判断され、全ての試料中に花粉孢子化石や渦鞭毛藻化石が含まれる。アモルファス(amorphous)(Tyson, 1995)な有機物はどの試料においても極めて稀であった。ビジュアルケロジェン分析の結果(表4)、最

も多く含まれる有機物はAKN-545を除く11試料が透過顕微鏡下で光を透過するトランスルーセント(Tyson, 1995)であり、AKN-545が透過性のない黒色を呈するオペーク(Tyson, 1995)であった。トランスルーセントやオペーク、それにバイオストラクチャード(Tyson, 1995)は木質部を起源とする有機物であり、その構成比は全て

表4. 小平地域で採取した泥岩試料から抽出した陸源性有機物の構成比。

試料名	石炭片			花粉・孢子	渦鞭毛藻シスト
	Opaque	Translucent	Biostructured		
OKF-008	31.0	60.0	8.5	0.5	—
AKN-009	40.5	47.5	9.5	1.5	1.0
AKN-014	34.0	55.5	9.0	1.0	0.5
AKN-024	34.5	56.5	8.0	0.5	0.5
AKN-033	33.0	56.0	10.0	0.5	0.5
AKN-048	37.0	53.5	7.5	1.5	0.5
AKN-052	34.0	60.0	6.0	—	—
AKN-062	33.5	60.0	6.0	0.5	—
AKN-071	36.5	53.0	10.0	0.5	—
AKN-503	35.0	52.5	11.0	1.0	0.5
AKN-521	36.5	55.5	7.5	0.5	—
AKN-545	47.0	43.5	8.5	0.5	0.5

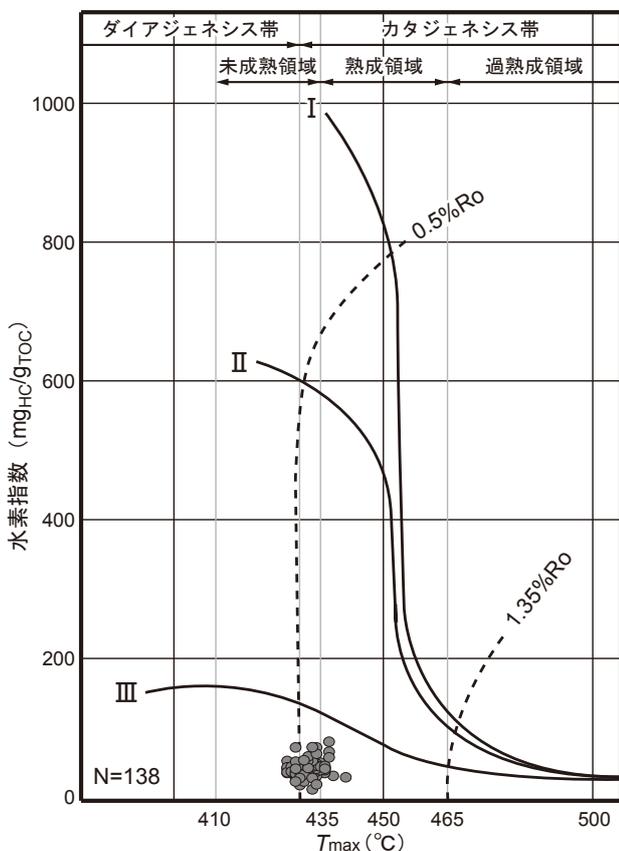


図6. 小平地域で採取した泥岩試料のロックエバル分析結果のうち、S2とTOCから求められる水素指数とT_{max}の結果をプロットした図。

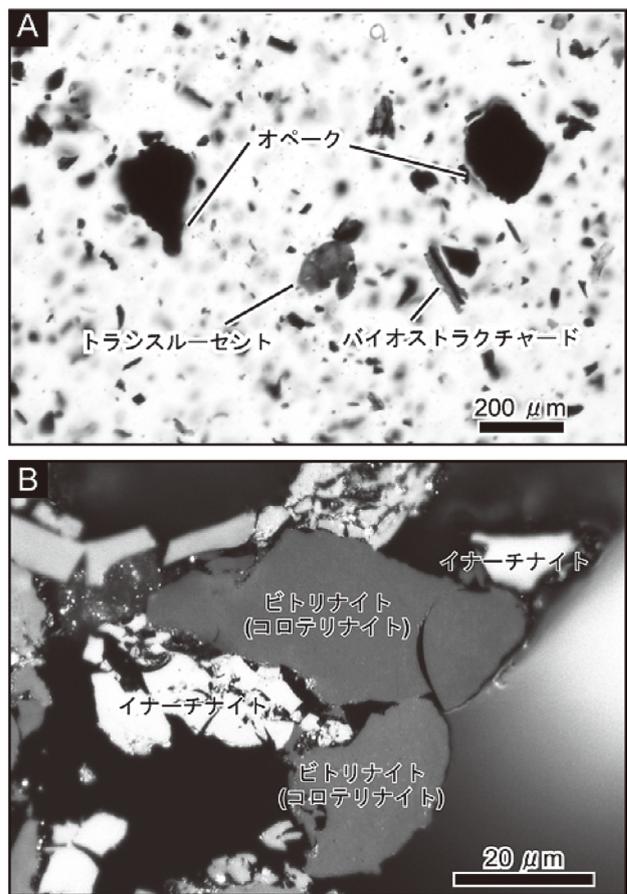


図7. 陸源性有機物の顕微鏡写真。A, 抽出した有機物をグリセリンゼリーにおいてプレパラートに封入したもの(AKN-503)。B, 抽出した有機物を合成アクリル樹脂に包埋し、研磨したもの(AKN-042)。

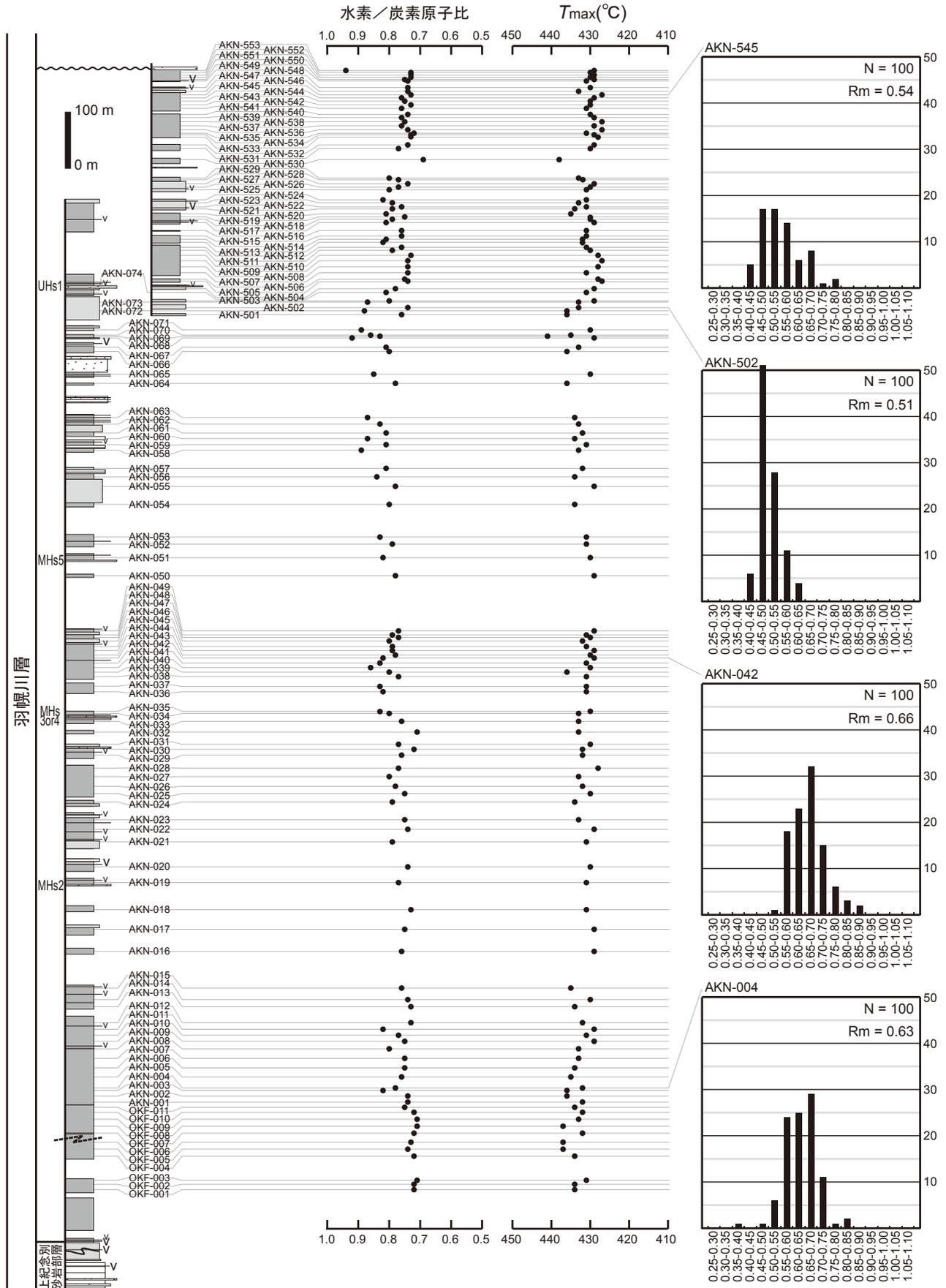


図8. 小平地域で採取した泥岩試料の熟成度を表す水素／炭素原子比（左），ロックエバル分析より得た T_{max} （中央），およびビトリナイト反射率Rm（右）。

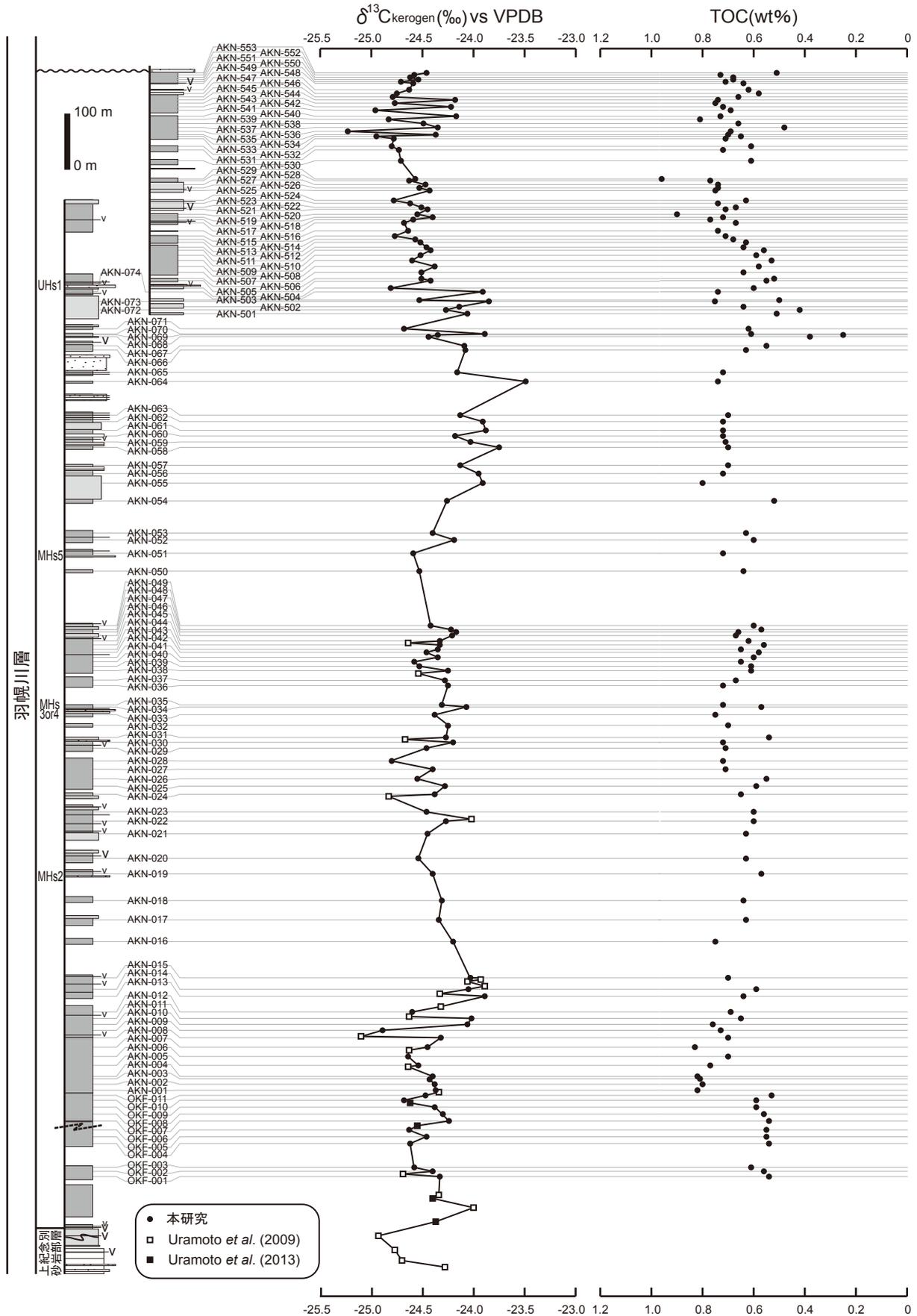


図9. 小平地域で得られたケロジェン中に含まれる有機炭素の $\delta^{13}\text{C}$ 変動曲線（左：本研究およびUramoto *et al.*, 2009, 2013）と元素分析に基づく全有機炭素量（TOC）の変動曲線（右）。

表5. 小平地域で採取した泥岩試料の全有機炭素量 (TOC) と泥岩試料から抽出した陸源性有機物の水素・炭素・窒素の元素量, および水素/炭素原子比.

試料名	TOC (wt%)	ケロジェンに含まれる元素量			H/C比	試料名	TOC (wt%)	ケロジェンに含まれる元素量			H/C比
		H (wt%)	C (wt%)	N (wt%)				H (wt%)	C (wt%)	N (wt%)	
OKF-001	0.54	3.75	62.81	1.81	0.72	AKN-059	0.71	4.07	60.46	1.61	0.81
OKF-002	0.56	3.62	60.10	1.68	0.72	AKN-060	0.72	4.30	59.29	1.58	0.87
OKF-003	0.61	3.67	61.72	1.68	0.71	AKN-061	0.72	4.18	61.62	1.58	0.81
OKF-004	0.54	3.85	63.97	1.81	0.72	AKN-062	0.72	4.44	63.96	1.66	0.83
OKF-005	0.55	3.82	61.97	1.84	0.74	AKN-063	0.70	4.27	58.61	1.55	0.87
OKF-006	0.55	3.59	58.69	1.75	0.73	AKN-064	0.74	3.95	60.76	1.38	0.78
OKF-007	0.54	3.70	61.83	1.77	0.72	AKN-065	0.72	4.23	59.97	1.59	0.85
OKF-008	0.56	3.74	62.79	1.79	0.71	AKN-066	0.63	4.17	62.51	1.58	0.80
OKF-009	0.59	3.80	64.18	1.78	0.71	AKN-067	0.55	4.21	62.43	1.63	0.81
OKF-010	0.59	3.71	61.60	1.78	0.72	AKN-068	0.38	3.88	50.83	1.38	0.92
OKF-011	0.53	3.83	61.51	1.92	0.75	AKN-069	0.24	5.05	72.86	2.24	0.83
AKN-001	0.82	3.77	61.16	1.82	0.74	AKN-070	0.61	4.06	56.75	1.57	0.86
AKN-002	0.80	4.04	65.31	1.88	0.74	AKN-071	0.62	3.84	51.77	1.44	0.89
AKN-003	0.81	4.39	64.38	1.94	0.82	AKN-072	0.42	4.16	56.81	1.34	0.88
AKN-004	0.82	4.07	62.45	1.80	0.78	AKN-073	0.75	4.43	60.91	1.54	0.87
AKN-005	0.77	3.92	61.59	1.82	0.76	AKN-074	0.74	4.01	59.47	1.49	0.81
AKN-006	0.70	3.96	63.36	1.85	0.75	AKN-501	0.51	3.70	58.07	1.57	0.76
AKN-007	0.83	3.93	62.71	1.83	0.75	AKN-502	0.64	4.03	65.06	1.78	0.74
AKN-008	0.70	4.41	66.51	1.91	0.80	AKN-503	0.50	3.53	52.77	1.50	0.80
AKN-009	0.73	3.90	62.16	1.72	0.75	AKN-504	0.60	3.85	59.46	1.68	0.78
AKN-010	0.76	4.02	62.89	1.71	0.77	AKN-505	0.55	3.67	59.84	1.65	0.74
AKN-011	0.65	3.39	49.69	1.48	0.82	AKN-506	0.52	3.95	62.93	1.72	0.75
AKN-012	0.69	3.84	62.95	1.74	0.73	AKN-507	0.64	4.00	64.44	1.80	0.74
AKN-013	0.64	3.73	60.96	1.71	0.73	AKN-508	0.58	3.74	60.42	1.66	0.74
AKN-014	0.59	3.66	59.11	1.65	0.74	AKN-509	0.53	3.93	63.78	1.78	0.74
AKN-015	0.70	3.83	60.75	1.77	0.76	AKN-510	0.59	3.80	62.62	1.77	0.73
AKN-016	0.75	3.81	59.94	1.75	0.76	AKN-511	0.56	3.89	59.39	1.67	0.79
AKN-017	0.63	3.99	63.74	1.82	0.75	AKN-512	0.64	4.04	61.89	1.71	0.78
AKN-018	0.64	3.82	62.72	1.77	0.73	AKN-513	0.63	4.12	60.33	1.66	0.82
AKN-019	0.57	3.90	61.08	1.69	0.77	AKN-514	0.68	4.30	63.81	1.79	0.81
AKN-020	0.63	3.94	64.04	1.83	0.74	AKN-515	0.71	4.18	65.60	1.87	0.76
AKN-021	0.63	4.28	65.34	1.81	0.79	AKN-516	0.74	4.26	67.46	1.93	0.76
AKN-022	0.60	4.13	67.41	1.85	0.74	AKN-517	0.57	4.22	62.23	1.78	0.81
AKN-023	0.60	4.38	69.85	2.09	0.75	AKN-518	0.77	3.97	60.10	1.74	0.79
AKN-024	0.65	3.47	52.67	1.49	0.79	AKN-519	0.72	4.16	66.93	1.98	0.75
AKN-025	0.59	4.02	64.35	1.76	0.75	AKN-520	0.90	4.36	64.57	1.84	0.81
AKN-026	0.55	3.55	54.74	1.67	0.78	AKN-521	0.71	4.42	67.36	1.91	0.79
AKN-027	0.72	3.42	51.11	1.47	0.80	AKN-522	0.67	4.04	64.08	1.69	0.76
AKN-028	0.71	3.80	59.54	1.67	0.77	AKN-523	0.74	4.15	62.88	1.82	0.79
AKN-029	0.72	4.08	64.46	1.77	0.76	AKN-524	0.63	3.86	56.49	1.60	0.82
AKN-030	0.72	4.00	66.35	1.86	0.72	AKN-525	0.75	4.09	61.71	1.77	0.80
AKN-031	0.54	3.69	57.62	1.47	0.77	AKN-526	0.74	4.29	66.54	1.97	0.77
AKN-032	0.70	3.89	65.53	1.73	0.71	AKN-527	0.74	3.90	63.25	1.70	0.74
AKN-033	0.75	3.92	62.02	1.77	0.76	AKN-528	0.77	3.99	62.43	1.70	0.77
AKN-034	0.57	3.83	57.25	1.35	0.80	AKN-529	0.96	4.16	62.29	1.80	0.80
AKN-035	0.72	4.01	57.74	1.61	0.83	AKN-530	0.61	3.66	63.31	1.65	0.69
AKN-036	0.72	4.23	62.03	1.76	0.82	AKN-531	0.72	4.01	62.43	1.78	0.77
AKN-037	0.67	4.00	57.49	1.66	0.83	AKN-532	0.61	3.91	63.07	1.80	0.74
AKN-038	0.61	4.03	62.77	1.76	0.77	AKN-533	0.71	3.90	63.80	1.77	0.73
AKN-039	0.61	4.19	62.76	1.81	0.80	AKN-534	0.65	3.85	63.01	1.70	0.73
AKN-040	0.65	4.10	57.42	1.74	0.86	AKN-535	0.70	4.05	67.59	1.68	0.72
AKN-041	0.60	4.07	59.17	1.67	0.83	AKN-536	0.69	4.06	65.85	1.74	0.74
AKN-042	0.58	4.28	62.43	1.77	0.82	AKN-537	0.48	4.01	63.34	1.89	0.76
AKN-043	0.65	4.19	64.39	1.81	0.78	AKN-538	0.66	4.02	64.10	1.81	0.75
AKN-044	0.56	3.98	60.48	1.61	0.79	AKN-539	0.81	3.96	62.42	1.81	0.76
AKN-045	0.62	4.11	62.68	1.72	0.79	AKN-540	0.73	3.91	63.25	1.77	0.74
AKN-046	0.67	4.33	64.84	1.83	0.80	AKN-541	0.69	3.72	58.97	1.77	0.76
AKN-047	0.66	4.10	64.25	1.70	0.77	AKN-542	0.72	3.77	61.99	1.67	0.73
AKN-048	0.57	4.24	64.72	1.74	0.79	AKN-543	0.75	3.98	64.10	1.73	0.75
AKN-049	0.60	3.85	59.69	1.65	0.77	AKN-544	0.74	3.96	62.65	1.72	0.76
AKN-050	0.63	3.92	60.17	1.58	0.78	AKN-545	0.66	3.92	64.70	1.74	0.73
AKN-051	0.72	4.16	61.25	1.62	0.82	AKN-546	0.58	4.01	65.35	1.76	0.74
AKN-052	0.60	3.84	58.26	1.59	0.79	AKN-547	0.62	3.71	60.15	1.54	0.74
AKN-053	0.63	3.98	57.62	1.62	0.83	AKN-548	0.64	3.93	63.43	1.64	0.74
AKN-054	0.52	4.02	60.06	1.46	0.80	AKN-549	0.71	3.54	56.51	1.51	0.75
AKN-055	0.80	4.15	63.44	1.58	0.78	AKN-550	0.68	3.93	64.90	1.62	0.73
AKN-056	0.72	4.16	59.77	1.57	0.84	AKN-551	0.68	3.70	60.56	1.43	0.73
AKN-057	0.70	4.08	60.71	1.55	0.81	AKN-552	0.73	3.77	61.78	1.50	0.73
AKN-058	0.70	4.72	63.65	1.68	0.89	AKN-553	0.51	3.97	50.56	1.25	0.94

表6. 小平地域で採取した泥岩試料の $\delta^{13}\text{C}$ 値.

試料名	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	試料名	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	試料名	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
OKF-001	-24.33	AKN-036	-24.25	AKN-508	-24.38
OKF-002	-24.40	AKN-037	-24.38	AKN-509	-24.60
OKF-003	-24.58	AKN-038	-24.35	AKN-510	-24.52
OKF-004	-24.62	AKN-039	-24.53	AKN-511	-24.42
OKF-005	-24.46	AKN-040	-24.58	AKN-512	-24.46
OKF-006	-24.63	AKN-041	-24.35	AKN-513	-24.52
OKF-007	-24.24	AKN-042	-24.46	AKN-514	-24.57
OKF-008	-24.30	AKN-043	-24.35	AKN-515	-24.77
OKF-009	-24.38	AKN-044	-24.33	AKN-516	-24.64
OKF-010	-24.58	AKN-045	-24.33	AKN-517	-24.68
OKF-011	-24.47	AKN-046	-24.31	AKN-518	-24.49
AKN-001	-24.38	AKN-047	-24.27	AKN-519	-24.40
AKN-002	-24.37	AKN-048	-24.32	AKN-520	-24.55
AKN-003	-24.43	AKN-049	-24.42	AKN-521	-24.45
AKN-004	-24.40	AKN-050	-24.53	AKN-522	-24.51
AKN-005	-24.53	AKN-051	-24.59	AKN-523	-24.62
AKN-006	-24.64	AKN-052	-24.29	AKN-524	-24.78
AKN-007	-24.45	AKN-053	-24.40	AKN-525	-24.43
AKN-008	-24.32	AKN-054	-24.26	AKN-526	-24.53
AKN-009	-24.89	AKN-055	-23.91	AKN-527	-24.47
AKN-010	-24.06	AKN-056	-23.95	AKN-528	-24.63
AKN-011	-24.02	AKN-057	-24.13	AKN-529	-24.57
AKN-012	-24.60	AKN-058	-23.75	AKN-530	-24.71
AKN-013	-23.89	AKN-059	-24.03	AKN-531	-24.73
AKN-014	-24.15	AKN-060	-24.18	AKN-532	-24.80
AKN-015	-24.13	AKN-061	-23.78	AKN-533	-24.78
AKN-016	-24.20	AKN-062	-23.81	AKN-534	-24.95
AKN-017	-24.34	AKN-063	-24.13	AKN-535	-24.37
AKN-018	-24.31	AKN-064	-23.49	AKN-536	-25.23
AKN-019	-24.40	AKN-065	-24.16	AKN-537	-24.35
AKN-020	-24.54	AKN-066	-24.08	AKN-538	-24.49
AKN-021	-24.45	AKN-067	-24.09	AKN-539	-24.83
AKN-022	-24.27	AKN-068	-24.44	AKN-540	-24.17
AKN-023	-24.46	AKN-069	-24.35	AKN-541	-24.96
AKN-024	-24.38	AKN-070	-23.89	AKN-542	-24.22
AKN-025	-24.28	AKN-071	-24.68	AKN-543	-24.76
AKN-026	-24.55	AKN-072	-24.37	AKN-544	-24.18
AKN-027	-24.40	AKN-073	-23.85	AKN-545	-24.79
AKN-028	-24.80	AKN-074	-23.91	AKN-546	-24.75
AKN-029	-24.46	AKN-501	-24.06	AKN-547	-24.63
AKN-030	-24.20	AKN-502	-24.14	AKN-548	-24.59
AKN-031	-24.27	AKN-503	-24.53	AKN-549	-24.71
AKN-032	-24.25	AKN-504	-24.81	AKN-550	-24.54
AKN-033	-24.38	AKN-505	-24.42	AKN-551	-24.62
AKN-034	-24.07	AKN-506	-24.51	AKN-552	-24.58
AKN-035	-24.31	AKN-507	-24.51	AKN-553	-24.46

の試料で97%以上である。

有機物の熟成度

1. ロックエバル分析

ロックエバル分析の結果、 T_{max} 値は427°C~441°Cであった(図6, 表3)。一般に、 T_{max} 値によって石油・ガスの熟成段階が未熟成領域 (immature : 410~434°C), 熟成領域 (mature : 435~464°C), 過熟成領域 (post mature : >465°C) に区分される。よって、全ての試料が未熟成領域と熟成領域の境界付近(ダイアジェネシス帯後期~カタジェネシス帯前期)に位置付けられた(図

6)。

2. H/C比分析

泥岩全138試料について求めたH/C比は0.69~0.94の範囲内であり(図8, 表5), この範囲はカタジェネシス帯(Hunt, 1996; Vandenbroucke and Largeau, 2007)である。

3. ビトリナイト反射率

ビトリナイト反射率(Rm)を測定した4試料(AKN-004, 042, 502, 545)の結果は、それぞれ0.63, 0.66, 0.51, 0.54であり、カタジェネシス帯前期に位置付けられた(図7B, 8)。

有機炭素同位体比

本研究において測定した泥岩試料のTOCと $\delta^{13}\text{C}$ 値をそれぞれ表5と6に、それらの層序学的な変動曲線を図9に示した。本研究で得た $\delta^{13}\text{C}$ 値の平均は、-24.41‰である。 $\delta^{13}\text{C}$ 値の変動は全体的に-24.50‰付近を中心に0.5%程度の変動を繰り返している。特に大きな変動を生じさせている層準は、Uramoto *et al.* (2009) が示したAKN-008と009の間の-25.16‰, 本研究での最大値であるAKN-064の-23.49‰, 最小値であるAKN-536の-25.23‰の層準である(図9, 表6)。TOCは0.24~0.96 wt%の範囲にあり、ほとんどの試料が0.7 wt%程度である。TOCの変動はUHs1前後でのみ見受けられ、UHs1から下位100mまでの層準の一部は他の層準と比べTOCが低く、UHs1より上位の100~200m区間の一部が高い(図9)。

考察

有機物の起源

堆積岩中の有機物は、一般に化学組成上3つのケロジェンタイプに分類され、ケロジェンタイプの違いにより異なる熟成経路をたどることが知られている(Tissot *et al.*, 1974)。蝦夷層群の堆積物に含まれる有機物は陸上高等植物起源であるタイプIIIに分類されることが一般的に知られており(例えば, Hasegawa, 1997; Ando *et al.*, 2002; Uramoto *et al.*, 2007), 本研究でも同様の結果となった。よって、蝦夷層群の泥岩中に含まれる有機物のほとんどは、陸源高等植物由来であることが示された。

有機物の熟成評価

一般に、ケロジェンの炭素安定同位体比($\delta^{13}\text{C}$)は、変成領域で変化することが知られている(Whiticar, 1996)。変成領域未満の温度領域(カタジェネシス帯あるいはダイアジェネシス帯)ではケロジェンの $\delta^{13}\text{C}$ は極々微量の変化を起こす(Whiticar, 1996)ものの、その値は初生的な $\delta^{13}\text{C}$ の値とほとんど変わらず無視できるとされている。本研究で用いた泥岩試料は、全てがダイアジェネシス帯およびカタジェネシス帯であり、熟成が変成領域に至ったものはない。したがって、本研究で用いた泥岩試料中に含まれるケロジェンは熟成の影響をほとんど受けておらず、堆積当時の初生的な $\delta^{13}\text{C}$ の値を保持していると

考えられる。また、本研究で得られたケロジェンの特徴は蝦夷層群が分布する他の地域の先行研究（例えば、Hasegawa and Saito, 1993; Hasegawa, 2001; Uramoto *et al.*, 2007）の結果とも調和的である。

本研究で得られた $\delta^{13}\text{C}$ 値は、蝦夷層群堆積当時の北東アジア縁辺部の陸上高等植物が持つ平均的な値を示していると推察される。

炭素同位体比イベントの対比と時代対比

Uramoto *et al.* (2013) は、本調査範囲より下位の層準の $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOM}}$ 曲線を、国際対比可能な時代指標種のアンモナイト類や二枚貝類の産出層準を基にイングランド・セクションで得られた炭素同位体比イベントを定義している $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 曲線 (Jarvis *et al.*, 2006) と対比している。本研究では、Uramoto *et al.* (2013) より上位の層準に着目し、化石層序による時代対比を行った上で、小平地域の $\delta^{13}\text{C}_{\text{kerogen}}$ 曲線とイングランド・セクションの $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 曲線 (Jarvis *et al.*, 2006) とを比較した (図10)。

本調査範囲で得られた $\delta^{13}\text{C}_{\text{kerogen}}$ 曲線に該当する $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 曲線の炭素同位体比イベント (Jarvis *et al.*, 2006) の範囲は、Hitch Wood Event から Santonian/Campanian Boundary Event よりやや上位までと考えられる (図10)。まず下限の時代については、本研究の $\delta^{13}\text{C}_{\text{kerogen}}$ 曲線の最下部付近にある正のピーク (-24.00‰: Uramoto *et al.*, 2009) とその直上にある負のピーク (-25.10‰: Uramoto *et al.*, 2009) がそれぞれ同位体比イベントの Hitch Wood Event と Navigation Event に対比されている (図10; Uramoto *et al.*, 2009, 2013)。その根拠は以下のとおりである。Turonian/Coniacian 階境界 (以下、T/C 境界) の GSSP の候補地であるドイツのニーダーザクセン州ザルツギッター・ザルダー (Salzgitter-Salder village, Lower Saxony Province, Germany) では、二枚貝類 *Didymotis* が多産するイベント (*Didymotis* イベント) が上部チューロニアン階で2回確認されており (Walaszczyk *et al.*, 2010)、その *Didymotis* イベントが世界各地で報告されている (例えば、Wood *et al.*, 1984)。このイベント層準に産するアンモナイト類の *Forresteria* 属や *Barroisiceras* 属の中に T/C 境界付近を指標する可能性を有するものがあると考えられている (Kauffman *et al.*, 1996)。 *Barroisiceras* 属や *Didymotis* が小平地域の調査範囲最下部のピーク周辺から産出している (図10; Matsumoto *et al.*, 1981; 舟木・平野, 2004)。よって、最下部の $\delta^{13}\text{C}_{\text{kerogen}}$ の正負のピークはLate Turonian Events に属する両イベントに対比される可能性が高い。

一方、調査範囲の上部は、国際対比可能な時代指標種の産出がないことから化石による直接的な裏付けは得られていない。しかし、本調査地域の北に隣接する古丹別川セクション (図1) で浮遊性有孔虫 *Globotruncata arca* (Cushman) の初産出層準が報告されている (Takashima *et al.*, 2010)。その層準はToshimitsu (1988) による中粒砂岩鍵層 MHs5 直下 (Takashima *et al.*, 2010 の表現では

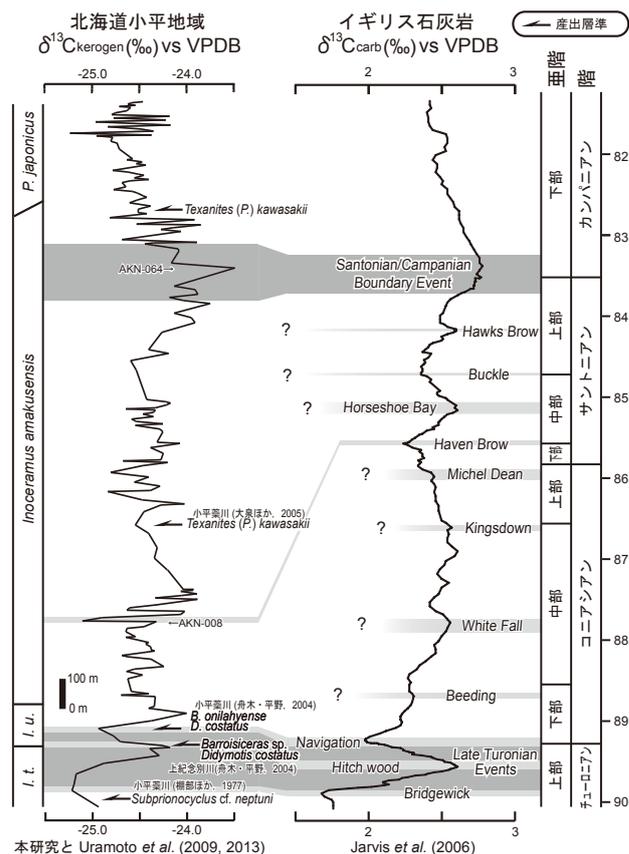


図10. 小平地域で得られた $\delta^{13}\text{C}_{\text{kerogen}}$ 変動曲線 (本研究および Uramoto *et al.*, 2009, 2013)、およびイングランド・セクションで得られた $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 変動曲線 (Jarvis *et al.*, 2006) の対比。

砂岩 SS2 の直下) に位置する。他方、北海道穂別地域 (図1) の富内地区の幌去沢においても *G. arca* の産出が知られている (林ほか, 2011)。その初産出層準 (林ほか, 2011) より上位、かつ Takashima *et al.*, (2004) が蝦夷層群分布域で鍵層に認定している KY-6 (林ほか, 2011) の間にある灰白色凝灰岩中に含まれる黒雲母に基づき 82.2 ± 0.6 Ma の K-Ar 年代が得られている (柴田・内海, 1995; 利光・長谷川, 2000)。つまり、MHs5 から UHs1 (Takashima *et al.*, 2010 の表現では砂岩 SS3 および KY-6 に相当) の間は少なくとも下部カンパニアン階下部に対比される可能性が高い。

他方、イングランド・セクションの下部カンパニアン付近からその上位の $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 曲線を眺めると、Santonian/Campanian Boundary Event (Late Turonian Events より上位の時代で最大値の正のピーク) と Late Campanian Event (上部白亜系で明瞭な極小値を示す負のピーク) という2つの明瞭な同位体イベントがある。さらにイングランド・セクションの上限を超えたところに、Campanian/Maastrichtian Event (Late Campanian Event と同規模だがより幅広い負のエクスカーション) がある (Voigt *et al.*, 2012)。一方、本調査地域の中粒砂岩鍵層 UHs1 より

約170m下位には、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{kerogen}}$ 曲線で最大値を有するの正のピーク (AKN-064, -23.49%) があり、イングランド・セクションの Santonian/Campanian Boundary Event に対比される可能性が高い (図10)。

Late Turonian Events から Santonian / Campanian Boundary Event の範囲には、Jarvis *et al.* (2006) により8つの同位体イベントが定義されている (図10)。これらのイベントを示す $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 曲線の変動は小規模で時代範囲も広いことから、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 曲線の変動パターンによる対比を行うのは困難である。加えて、本範囲における国際対比可能な化石種の産出も乏しいことから、それらの化石が示す時代に基づいて対比することも困難である。

唯一、対比できる可能性がある同位体イベントは、サントニアン階中部最下限の Haven Brow Event である (図10)。Texanites 属のアンモナイトは、中粒砂岩鍵層 MHs2 の直上から産出報告がある (図10; 大泉ほか, 2005)。従来、サントニアン階の基底は Texanites (Texanites) の初産出層準で定められていた (例えば, Kennedy, 1984) が、一部の種がコニアシアン階のイノセラムス類と共産する事から、同属・同亜属の初産出は必ずしもサントニアン階基底を示さないと考えられている (Lamolda and Hancock, 1996)。しかし、Texanites 類の産出が多いのはやはりサントニアン階からであり、中粒砂岩鍵層 MHs2 より上位はサントニアン階に対比される可能性が高い。

一方、中粒砂岩鍵層 MHs2 の周辺には、ANK-008 の直上に大きな負のピーク (AKN-008 と 009 の間, -25.16% : Uramoto *et al.*, 2009) が存在する (図4, 8, 10)。イングランド・セクションの $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 曲線における Late Turonian Events から Santonian / Campanian Boundary Event に至る範囲において大きな負のピークを有するイベントは Haven Brow Event のみである。このことから、ANK-008 と 009 の間のイベントを Haven Brow Event に対比した。ただし、イングランド・セクションの $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 曲線の Navigation Event と Haven Brow Event を比較すると前者のピークの方が大きい。しかし、本研究の $\delta^{13}\text{C}_{\text{kerogen}}$ 曲線では Haven Brow Event に対比される負のシフト幅の方が大きい (図10)。この大きな負の $\delta^{13}\text{C}$ 値は、Uramoto *et al.* (2009) からの引用データなので、本研究では詳細に検討していない。大きな負の値を生じさせた要因については今後、さらに検討する必要がある。

イノセラム化石帯の示す時代

イノセラムス類以外の国際対比可能な大型化石と同位体比イベントの対比から、本調査範囲は上部チューロニアン階最上部から下部カンパニアン階に対比される可能性が高い。そこで、本研究で設定されたイノセラムス化石帯 (間隔帯として修正設定) が示す時代の対比試案を示す。

1. *Inoceramus uwajimensis* 間隔帯

I. uwajimensis 帯は、利光ほか (1995) においてコニア

シアン階に対比されるイノセラムス化石帯である。本研究の $\delta^{13}\text{C}_{\text{kerogen}}$ 曲線の対比 (図10) に従うと、同帯は Hitch Wood Event 付近から Navigation Event (Jarvis *et al.*, 2006) より上位の層序範囲に対比される。したがって、本帯が示す時代の下限は上部チューロニアン階上部であり、上限は下部か中部コニアシアン階であると考えられる。この結果を Takashima *et al.* (2010) や Hayakawa and Hirano (2013) の結果と比較すると、下限の時代はほぼ調和的であり、上限も多少の違いはあるものの、少なくともコニアシアン階に対比される点で整合的である (図11)。一方、Takashima *et al.* (2010) が示した $\delta^{13}\text{C}_{\text{wood}}$ 曲線の Bridgewick Event と Navigation Event 間のピーク値が本研究や Hayakawa and Hirano (2013) と比較すると非常に大きい (図11)。Takashima *et al.* (2010) の調査地域は、本研究と Hayakawa and Hirano (2013) が行った調査地域の間 (図1) にあり、どちらにも同じ岩相が分布していることから、ピーク値の違いは岩相や堆積場所の差異ではなく分析手法の違いによって生じていると考えられる。手法の違いがもたらす $\delta^{13}\text{C}$ 値の差異については今後の検討課題である。

2. *Inoceramus amakusensis* 間隔帯

I. amakusensis 帯は、利光ほか (1995) においてサントニアン階に対比されるイノセラムス化石帯である。本研究の $\delta^{13}\text{C}_{\text{kerogen}}$ 曲線の対比 (図10) に従うと、*I. amakusensis* 間隔帯の下限は Navigation Event (Jarvis *et al.*, 2006) より約100m上位に、上限は少なくとも Santonian/Campanian Boundary Event (Jarvis *et al.*, 2006) より上位に対比される。したがって、本帯が示す時代は下部か中部コニアシアン階から下部カンパニアン階であると考えられる。下限の層準は Takashima *et al.* (2010) のデータを引用すればコニアシアン階の下部、Hayakawa and Hirano (2013) では同階中部付近に対比される。今後、詳細を詰める必要があるが、*I. amakusensis* 間隔帯の下限は少なくともコニアシアン階の中に対比される可能性が高い (図11)。

3. *Platyceramus japonicus* 間隔帯

P. japonicus 帯は、利光ほか (1995) において下部カンパニアン階下部に対比されるイノセラムス化石帯である。本研究の $\delta^{13}\text{C}_{\text{kerogen}}$ 曲線の対比 (図10) では詳細な対比を行うには根拠不足であるが、変動パターンの類似性を比較すると Santonian / Campanian Boundary Event (Jarvis *et al.*, 2006) より上位に *P. japonicus* の初産出層準がある (図10)。よって、本帯下限はカンパニアン階下部かそれより上位の層準に対比できると推定される。これは Takashima *et al.* (2010) や Hayakawa and Hirano (2013) の結論と調和的である (図11)。

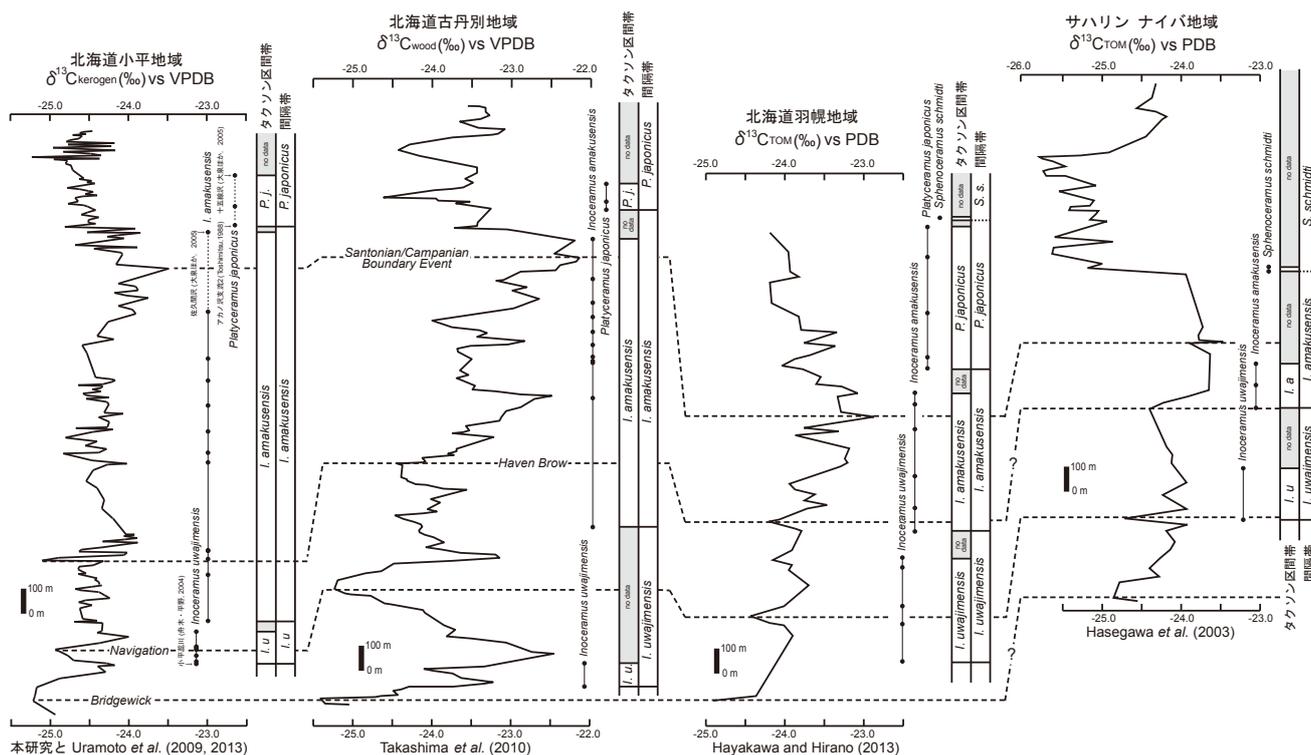


図11. 北海道小平地域 ($\delta^{13}C_{kerogen}$), 古丹別地域 ($\delta^{13}C_{wood}$), 羽幌地域 ($\delta^{13}C_{TOM}$), サハリン・ナイバ地域 ($\delta^{13}C_{TOM}$) で得られた $\delta^{13}C$ 変動曲線とイノセラムス化石帯の対比.

まとめ

1. $\delta^{13}C_{kerogen}$ 曲線に基づく時代対比の結果より、本調査地域に分布する上部白亜系蝦夷層群は上部チューロニアン階上部から少なくとも下部カンパニアン階に対比できる可能性が高い。
2. 本調査地域では、3つのイノセラムス化石帯(間隔帯)が設定され、 $\delta^{13}C_{kerogen}$ 曲線の対比によりその時代対比の新試案が得られた。すなわち、下位より、(1) *I. uwajimensis*間隔帯(上部チューロニアン階~下部か中部コニアシアン階)、(2) *I. amakusensis*間隔帯(下部か中部コニアシアン階から下部カンパニアン階)、(3) *P. japonicus*間隔帯(帯の下限は下部カンパニアン階。上限の詳細は不明)である。
3. この結果は、他地域に分布する蝦夷層群で行われた $\delta^{13}C_{TOM}$ 曲線に基づくイノセラムス化石帯の時代対比の結果(例えば、Takashima *et al.*, 2010; Hayakawa and Hirano, 2013)とは、細部において必ずしも一致していないが、少なくとも従来の大型化石層序の時代対比とはやや異なる結果が得られた。
4. このようにイノセラム化石帯の示す時代が研究ごとに異なる要因のひとつに、当該地域のイノセラムスは必ずしも層序的に連続して多産しないため、その産出記録がばらつくことが挙げられる(図11)。よって、現段階で $\delta^{13}C_{TOM}$ 曲線($\delta^{13}C_{wood}$ 曲線と $\delta^{13}C_{kerogen}$ 曲線を含む)に

基づくイノセラムス化石帯の示す時代が定まったとはいえない。また、現段階のサントニアン階付近の研究は、本研究も含めて留萌管内(羽幌地域、古丹別地域、小平地域)に限られている。今後、大夕張地域、天塩中川地域や穂別地域など他地域においても今回と同様の精度で調査研究を行う必要がある。

謝辞

本研究を進めるにあたり、高橋昭紀博士(早稲田大学)には、度重なる本論の校閲をしていただき、有益な議論・御助言をいただいた。早稲田 周博士・西田英毅氏・梶原義照氏・奥村文章氏・黒川将貴氏・青山睦子氏・土田真澄氏・菅原茎子氏(石油資源開発株式会社技術研究所)には炭素同位体比測定、ロックエバル分析、CHN元素分析に際して各種機器を使用させていただき、分析値の解釈に関して有益なご助言をいただいた。岩野裕継氏(石油資源開発株式会社技術研究所)・清家一馬氏(早稲田大学)には、ビトリナイト反射率の測定に際し有益なご助言をいただいた。査読者の利光誠一博士(産業技術総合研究所)、長谷川 卓博士(金沢大学)にはとても丁寧な査読をしていただき本稿が大きく改善された。前編集長の生形貴男博士(静岡大学)、現編集長の前田晴良博士(九州大学)には有益な御助言をいただき本稿が大きく改善された。生野賢司氏・鶴田 卓氏(早稲田大学)には、

野外調査において試料採取を手伝っていただいた。本研究で示した新たな大型化石の産出記録の一部に佐藤大成氏の卒業論文で採取された記録を用いている。また、早稲田大学古環境科学研究室の諸先輩方・同僚には、同研究室でのゼミで多くの議論をしていただいた。国有林入林の際には小平町教育委員会と達布森林管理署に便宜を図っていただいた。記して上記の方々ならびに諸機関に深く感謝申し上げます。

引用文献

- 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.
- Ando, A., Kakegawa, T., Takashima, R. and Saito, T., 2003. Stratigraphic carbon isotope fluctuations of detrital woody materials during the Aptian Stage in Hokkaido, Japan: comprehensive $\delta^{13}\text{C}$ data from four sections of the Ashibetsu area. *Journal of Asian Earth Sciences*, **21**, 835–847.
- Erbacher, J., Thurow, J. and Littke, R., 1996. Evolution patterns of radiolarian and organic matter variations: a new approach to identify sea-level changes in mid-Cretaceous pelagic environments. *Geology*, **24**, 499–502.
- 舟木泰智・平野弘道, 2004. 北海道小平地域北東部の白亜系層序. 三笠市立博物館紀要, no.8, 17–35.
- Hasegawa, T., 1997. Cenomanian-Turonian carbon isotope events recorded in terrestrial organic matter from northern Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **130**, 251–273.
- Hasegawa, T., 2001. Predominance of terrigenous organic matter in Cretaceous marine fore-arc sediments, Japan and Far East Russia. *International Journal of Coal Geology*, **47**, 207–221.
- Hasegawa, T. and Hatsugai, T., 2000. Carbon-isotope stratigraphy and its chronostratigraphic significance for the Cretaceous Yezo Group, Kotanbetsu area, Hokkaido, Japan. *Paleontological Research*, **4**, 95–106.
- Hasegawa, T., Pratt, L.M., Maeda, H., Shigeta, Y., Okamoto, T., Kase, T. and Uemura, K., 2003. Upper Cretaceous stable carbon isotope stratigraphy of terrestrial organic matter from Sakhalin, Russian Far East: a proxy for the isotopic composition of paleoatmospheric CO_2 . *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **189**, 97–115.
- 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. *Island Arc*, **3**, 181–191.
- Hasegawa, T., Seo, S., Moriya, K., Tominaga, Y., Nemoto, T., Naruse, T., 2010. High resolution carbon isotope stratigraphy across the Cenomanian/Turonian boundary in the Tappu area, Hokkaido, Japan: correlation with world reference sections. *The Science Reports of the Kanazawa University*, **54**, 49–62.
- Hayakawa, T. and Hirano, H., 2013. A revised inoceramid biozonation for the Upper Cretaceous based on high-resolution carbon isotope stratigraphy in northwestern Hokkaido, Japan. *Acta Geologica Polonica*, **63**, 239–263.
- 林 圭一・西 弘嗣・高嶋礼詩・友杉貴茂・川辺文久, 2011. 北海道中央南部に露出する上部白亜系の地質と有孔虫層序. 地質学雑誌, **117**, 14–34.
- Hevia, V. and Virgos, J.M., 1977. The rank and anisotropy of anthracites: the indicating surface of reflectivity in uniaxial and biaxial substances. *Journal of Microscopy*, **109**, 23–28.
- Hunt, J.M., 1996. *Petroleum Geochemistry and Geology*, 2nd ed. W.H. Freeman Company, New York, 743p.
- Iba, Y. and Sano, S., 2007. Mid-Cretaceous step-wise demise of the carbonate platform biota in the Northwest Pacific and establishment of the North Pacific biotic province. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **245**, 462–482.
- International Committee for Coal and Organic Petrology, (ICCP), 1998. The new vitrinite classification (ICCP System 1994). *Fuel*, **77**, 349–358.
- International Committee for Coal and Organic Petrology (ICCP), 2001. The new inertinite classification (ICCP System 1994). *Fuel*, **80**, 459–471.
- Jarvis, I., Gale, A.S., Jenkyns, H.C. and Pearce, M.A., 2006. Secular variation in Late Cretaceous carbon isotopes: a new $\delta^{13}\text{C}$ carbonate reference curve for the Cenomanian-Campanian (99.6–70.6 Ma). *Geological Magazine*, **143**, 561–608.
- Jarvis, I., Mabrouk, A., Moody, R.T.J. and De Cabrera, S.C., 2002. Late Cretaceous (Campanian) carbon isotope events, sea-level change and correlation of the Tethyan and Boreal realms. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **188**, 215–248.
- Jenkyns, H.C., Gale, A.S. and Corfeld, R.M., 1994. Carbon- and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance. *Geological Magazine*, **131**, 1–34.
- Kauffman, E.G., Kennedy, W.J. and Wood, C.J., 1996. The Coniacian stage and substage boundaries. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, **66**, 81–94.
- Kennedy, W.J., 1984. Ammonite faunas and the 'standard zones' of the Cenomanian to Maastrichtian Stages in their type areas, with some proposals for the definition of the stage boundaries by ammonites. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, **33**, 147–161.
- Lamolda, M.A. and Hancock, J.M., 1996. The Santonian stage and substages. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, **66**, 95–102.
- Matsumoto, T. 1959. Zonation of the Upper Cretaceous in Japan. *Memoirs of the Faculty of Science, Kyushu University, Series D, Geology*, **9**, 55–93.
- 松本達郎・平野弘道, 1985. 西歐模式地白亜系の研究の現状. 地質学論集, **26**, 3–28.
- Matsumoto, T., Muramoto, K., Hirano, H., and Takahashi, T., 1981. Some Coniacian ammonites from Hokkaido (Studies of the Cretaceous ammonites from Hokkaido-XL). *Transactions and Proceedings of the Palaeontological Society of Japan: New Series*, **121**, 51–73.
- 大泉満彦・栗原憲一・舟木泰智・平野弘道, 2005. 北海道小平地域の上部白亜系層序. 三笠市立博物館紀要, no.9, 11–26.
- 岡田博有・松本達郎, 1969. エゾ地向斜白亜系の一部に認められる堆積サイクル. 地質学雑誌, **75**, 311–328.
- Scholle, P.A. and Arthur, M.A., 1980. Carbon isotope fluctuation in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **64**, 67–87.
- 清家一馬・平野弘道, 2013. 和泉山脈地域における和泉層群の有機物熟成と堆積盆の埋没モデル. 地質学雑誌, **119**, 397–409.
- 柴田 賢・内海 茂, 1995. K-Ar年代測定結果-5—地質調査所未公表資料一. 地質調査所月報, **46**, 643–650.
- Stoll, H.M. and Schrag, D.P., 2000. High-resolution stable isotope records from the Upper Cretaceous rocks of Italy and Spain: Glacial episodes in a greenhouse planet? *Geological Society of America Bulletin*, **112**, 308–319.
- Takashima, R., Kawabe, F., Nishi, H., Moriya, K., Wani, R. and Ando, H., 2004. Geology and stratigraphy of forearc basin sediments in Hokkaido, Japan: Cretaceous environmental events on the north-west Pacific margin. *Cretaceous Research*, **25**, 365–390.
- Takashima, R., Nishi, H., Yamanaka, T., Hayashi, K., Waseda, A., Obuse, A., Tomosugi, T., Deguchi, N. and Mochizuki, S., 2010.

- High-resolution terrestrial carbon isotope and planktic foraminiferal records of the Upper Cenomanian to the Lower Campanian in the Northwest Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, **289**, 570–582.
- 棚部一成・平野弘道・松本達郎・宮田雄一郎, 1977. 北海道小平地域の上部白亜系層序. 九州大学理学部研究報告(地質学), **12**, 181–202.
- Tanaka, K. 1963. A study on the Cretaceous sedimentation in Hokkaido, Japan. *Reports, Geological Survey of Japan*, no.197, 122p.
- Tissot, B., Durand, B., Espitalie, J. and Combaz, A., 1974. Influence of nature and diagenesis of organic matter in formation of petroleum. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **58**, 499–506.
- 利光誠一, 1985. 北海道羽幌川上流地域白亜系の生層序と堆積相. 地質学雑誌, **106**, 599–618.
- Toshimitsu, S., 1988. Biostratigraphy of the Upper Cretaceous Santonian Stage in northwestern Hokkaido. *Memoirs of Faculty of Science, Kyushu University, Series D, Geology*, **26**, 125–192.
- 利光誠一・長谷川 卓, 2000. 穂別町安住地区および夕張市登川地区におけるサントニアン～カンパニアン(上部白亜系)の層序について. 穂別町立博物館研究報告, no.16, 1–7.
- Toshimitsu, S., Hasegawa, T. and Tsuchiya, K., 2007. Coniacian–Santonian stratigraphy in Japan: a review. *Cretaceous Research*, **28**, 128–131.
- 利光誠一・松本達郎・野田雅之・西田民雄・米谷盛壽朗, 1995. 本邦上部白亜系の大型化石—微化石層序および古地磁気層序の統合に向けて. 地質学雑誌, **101**, 19–29.
- 対馬坤六・田中啓策・松野久也・山口昇一, 1958. 5万分の1地質図幅「達布」および同説明書(旭川—第38号), 地質調査所, 74p.
- Tyson, R.V., 1995. *Sedimentary organic matter: organic facies and palynofacies*. Chapman & Hall, London, 648p.
- Uramoto, G., Abe, Y., and Hirano, H., 2009. Carbon isotope fluctuations of terrestrial organic matter for the Upper Cretaceous (Cenomanian-Santonian) in the Obira area of Hokkaido, Japan. *Geological Magazine*, **146**, 761–774.
- Uramoto, G., Fujita, T., Takahashi, A., and Hirano, H., 2007. Cenomanian (Upper Cretaceous) carbon isotope stratigraphy of terrestrial organic matter for the Yezo Group, Hokkaido, Japan. *Island Arc*, **16**, 465–478.
- Uramoto, G., Tahara, R., Sekiya, T. and Hirano, H., 2013. Carbon isotope stratigraphy of terrestrial organic matter for the Turonian (Upper Cretaceous) in northern Japan: implications for ocean-atmosphere $\delta^{13}\text{C}$ trends during the mid-Cretaceous climatic optimum. *Geosphere*, **9**, 355–366.
- Vandenbroucke, M. and Largeau, C., 2007. Kerogen origin, evolution and structure. *Organic Geochemistry*, **38**, 719–833.
- Voigt, S., Gale, A.S., Jung, C. and Jenkyns, H.C., 2012. Global correlation of Upper Campanian-Maastrichtian successions using carbon-isotope stratigraphy: development of a new Maastrichtian timescale. *Newsletters on Stratigraphy*, **45**, 25–53.
- Walaszczyk, I., Wood, C., Lees, J., Peryt, D., Voigt, S. and Wiese, F., 2010. The Salzgitter-Salder Quarry (Lower Saxony, Germany) and Slupia Nadbrzezna river cliff section (central Poland) : a proposed candidate composite Global Boundary Stratotype Section and Point for the Coniacian Stage (Upper Cretaceous). *Acta Geologica Polonica*, **60**, 445–477.
- 和仁良二・平野弘道, 2000. 北海道北西部古丹別地域の上部白亜系大型化石層序. 地質学雑誌, **106**, 171–188.
- Whiticar, M.J., 1996. Stable isotope geochemistry of coals, humic kerogens and related natural gas. *International Journal of Coal Geology*, **32**, 191–215.
- Wood, C. J., Ernst, G. and Rasemann, G., 1984. The Turonian-Coniacian stage boundary in Lower Saxony (Germany) and adjacent areas: the Salzgitter-Salder Quarry as a proposed international standard section. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, **33**, 225–238.

(2013年7月22日受付, 2013年11月10日受理)



