

北海道穂別富内地域の上部白亜系函淵層 (蝦夷層群) に見られる海緑石

Glaucinite from the Upper Cretaceous Hakobuchi Formation (Yezo Group) in Tomiuchi area, Hobetsu, Hokkaido, northern Japan

楠橋 直 Nao Kusuhashi

愛媛大学大学院理工学研究科, 愛媛県松山市文京町 2-5
Graduate School of Science & Engineering, Ehime University, 2-5 Bunkyo-cho, Matsuyama, Ehime 790-8577 (Email: nkusu@sci.ehime-u.ac.jp)

西村 智弘 Tomohiro Nishimura

むかわ町穂別博物館, 北海道勇払郡むかわ町穂別 80-6
Hobetsu Museum, 80-6 Hobetsu, Mukawa Town, Hokkaido 054-0211

大藤 弘明 Hiroaki Ohfuji

愛媛大学地球深部ダイナミクス研究センター, 愛媛県松山市文京町 2-5
Geodynamics Research Center, Ehime University, 2-5 Bunkyo-cho, Matsuyama, Ehime 790-8577

皆川 鉄雄 Tetsuo Minakawa

愛媛大学大学院理工学研究科, 愛媛県松山市文京町 2-5
愛媛大学ミュージアム, 愛媛県松山市文京町 3
Graduate School of Science & Engineering, Ehime University, 2-5 Bunkyo-cho, Matsuyama, Ehime 790-8577
Ehime University Museum, 3 Bunkyo-cho, Matsuyama, Ehime 790-8577

齊藤 哲 Satoshi Saito

愛媛大学大学院理工学研究科, 愛媛県松山市文京町 2-5
Graduate School of Science & Engineering, Ehime University, 2-5 Bunkyo-cho, Matsuyama, Ehime 790-8577

前田晴良 Haruyoshi Maeda

九州大学総合研究博物館, 福岡県福岡市東区箱崎 6-10-1
The Kyushu University Museum, Hakozaki 6-10-1, Higashi-ku, Fukuoka 812-8581

Abstract

“Glaucinite”-bearing beds have been reported from various areas/horizons of the Cretaceous Yezo Group in Hokkaido and Sakhalin. Despite its significance especially in sedimentology, “glaucinite” within most of these beds has not identified mineralogically, but the term is usually used as a field name of green minerals. In this study, the authors mineralogically examined green grains within a “glaucinite-bearing sandstone bed” in the Upper Cretaceous Hakobuchi Formation (Yezo Group), Tomiuchi (Hetonai) area, Hobetsu, Hokkaido. Results of analyses by means of X-ray diffraction, scanning electron microscope-energy dispersive X-ray spectrometry, and electron probe microanalyzer-wavelength dispersive X-ray spectrometry, as well as field, polarized microscopic, and scanning electron microscopic observations demonstrate that the green grains are true glaucinite.

Keywords: Cretaceous, glaucinite, Hakobuchi Formation, Tomiuchi (Hetonai) area, Yezo Group
(2016 年 11 月 24 日受付, Received 24 November 2016)

I はじめに

海緑石は緑色の雲母族の粘土鉱物で, 比較的浅い海 (例えば, Odin and Fullagar, 1988 は非活動

的縁辺部の水深 60 m から 550 m に多く見られるとしている) において, 堆積速度が遅い条件下で主に形成されると考えられており (例えば, Odin and Matter, 1981; Odin and Fullagar, 1988; Amorosi,

1997), 地層中にもしばしば密集した状態で産出することが知られている(例えば, 三木, 1986). その形成条件や産状から, 海緑石はコンデンスセクションを認定する一つの証拠とされる (Baum and Vail, 1988; Loutit et al., 1988; Vail et al., 1991; Kitamura, 1998; Amorosi and Centineo, 2000). そのため, 海緑石は堆積学的に重要な鉱物である.

サハリンから北海道に分布する前弧海盆堆積物である白亜系蝦夷層群 (Okada, 1983; Takashima et al., 2004; Shigeta and Maeda, 2005) (図 1a) には, 北西太平洋における白亜紀中期～末の多種多様な情報が残されており, 多くの岩相層序学的・生層序学的研究が進められてきた. 蝦夷層群は浅海から沖合いの珪質碎屑物から主に構成され, 各地から“海緑石”が報告されてきた. これまでに“海緑石”の報告された地域としては例えば, サハリン内淵地域 (Yazykova, 2004), 築別地域 (守屋・平野, 2001), 古丹別地域 (辻野, 2009), 小平地域 (対馬ほか, 1958), 奈井江地域 (Futakami, 1986), 美唄地域 (清水ほか, 1953; 前田, 1986), 幾春別地域 (松野ほか, 1964), 万字地域 (Obata and Futakami, 1977), 大夕張地域 (長尾ほか, 1954; Hirano et al., 1977), 穂別地域 (大立目, 1941), 日高地域 (小島ほか, 1973; 高橋・鈴木, 1986) などがある.

しかしながら, 蝦夷層群産の“海緑石”についてはいくつかの鏡下観察がおこなわれたのみで, ほとんどすべての記載は野外での観察にとどまっている. 堆積岩中に含まれ得る緑色の粘土鉱物は海緑石だけに限らず, 海緑石であることを確実に同定するためには, 本来肉眼観察や鏡下観察だけでは不十分である. そのため, 蝦夷層群で記載されてきた“海緑石”には, 実際には海緑石とは異なる緑色粒子がまぎれている可能性も否定できない. 本研究ではこうした問題点を解決する一つの例として, 穂別地域の函淵層において同一層準に広く分布する含海緑石砂岩層中の緑色粒子について, その産状観察と鉱物学的分析をおこなった.

II 試料と方法

研究の対象としたのは, 穂別地域の蝦夷層群函淵層の IVb 部層 (Matsumoto, 1942) 最下部の層厚 3 m 内外の緑色砂岩である. 同砂岩は大立目 (1941) が“上部函淵層群”“下部砂質頁岩層”の最下部に存在する層厚 2-3 m の含海緑石砂岩として記載したものである. Uwatoko and Ohtatsume (1933) は

穂別富内 (図 1b 周辺) から北西へ約 7 km の中穂別 (現在のキウス) までの間のいずれかの産地から得た含海緑石砂岩について偏光顕微鏡下で観察し, 海緑石であると述べているが, それ以上の分析はおこなっていない. そのため彼らの記載した海緑石が本当に海緑石であるかどうかはわかっていなかった.

本研究では富内地域の Loc. H20 (Matsumoto, 1942) (図 1b) の緑色砂岩を試料として用いた. この緑色砂岩は本地域函淵層の IVb 部層最下部を構成し, IVa 部層最上部の夾炭層の直上に位置する. 同砂岩は中粒から極細粒砂サイズの碎屑粒子からなり淘汰は良くない. Loc. H20 では 2 枚の正級化する緑色砂岩層が重なっており, 下位の緑色砂岩層の最上部には, *Skolithos isp.* のような生痕が多数見られる. この層の直上には粒径 2 cm ほどの円礫や 10 cm 前後の長さの木片がまばらに見られる薄いラグ堆積物を挟んで上位の緑色砂岩層が重なっている. 緑色粒子は 1 m 数十 cm 厚の 2 枚の緑色砂岩層中全体にほぼ均質に分布する. これらの緑色砂岩層の上位には暗灰色砂質泥岩層が重なるが, この砂質泥岩層へは粒度・色ともにやや漸移的に変化する. 本研究に用いた試料は Loc. H20 の上位の緑色砂岩層の上部から採取した (図 1c). 穂別地域の函淵層 IVb 部層からは, 最下部マーストリヒチアン階の示準化石であるアンモノイド *Nostoceras hetonaiense* Matsumoto, 1977 および *Pachydiscus japonicus* Matsumoto, 1947 が産出している. 本研究で対象とした緑色砂岩層も最下部マーストリヒチアン階のものであると推定される. 緑色砂岩層の 5 m 上位からはアンモノイドの *Anagaudryceras compressum* が産出している (Shigeta and Nishimura, 2014).

試料に含まれる緑色粒子の同定には, 肉眼観察および偏光顕微鏡観察, 電界放射型走査型電子顕微鏡 (field emission scanning electron microscope; FE-SEM) 観察と, X 線回折 (X-ray diffraction; XRD) 装置, 走査型電子顕微鏡 - エネルギー分散型 X 線分光器 (scanning electron microscope-energy dispersive X-ray spectrometry; SEM-EDS; 以後 EDS), および電子プローブマイクロアナライザー - 波長分散型 X 線分光器 (electron probe microanalyzer-wavelength dispersive X-ray spectrometry; EPMA-WDS; 以後 WDS) を用いた分析をおこなった. FE-SEM 観察には愛媛大学地球深部ダイナミクスセンター (GRC) の JSM-7000F (JEOL) を使用し, 試料破断

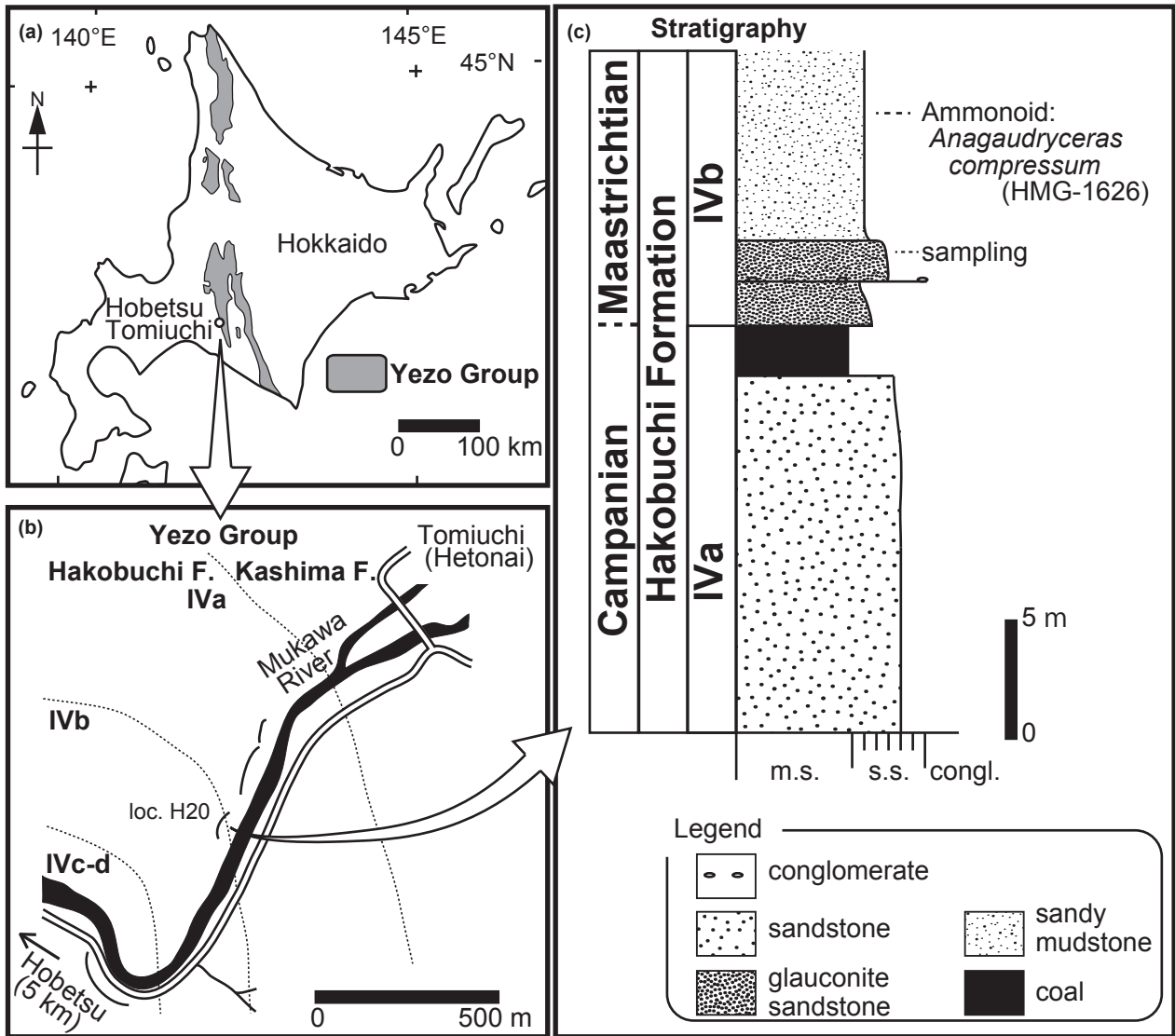


図 1. 含海緑石砂岩試料の産地. (a) 北海道における蝦夷層群の分布. (b) 富内 (=辺富内) 地域周辺の地質と含海緑石砂岩試料の産地 (Loc. H20). 産地番号は Matsumoto (1942) と同じ. (c) Loc. H20 の柱状図.

Fig. 1. Locality of the glauconite sandstone sample. (a) Distribution of the Yezo Group in Hokkaido, northern Japan. (b) Geological map and the sampling locality (Loc. H20) in the Tomiuchi (= Hetonai) area. (c) Stratigraphic column of the loc. H20.

面をオスミウム蒸着 (厚さ 5 nm) したのち、緑色粒子の微細組織を観察した。XRD 分析は、GRC に設置されている微小部 XRD 装置 RAPID II (リガク) を使用して、試料から取り出した緑色粒子について不定方位でおこなった。分析には CuK α 線源 (波長 = 1.5418 Å) と 0.1 mm コリメーターを用い、40 kV, 30 mA の条件で 1 時間露光した。検出には湾曲型イメージングプレートを用い、得られた二次元回折パターンをソフトウェア 2DP (リガク) で積分して一次元パターン (2 θ vs 回折強度) に変換した。一次元パターンのベースライン (バックグラウンド) の除去には、フリーソフトウェアの Fityk を使用した。

EDS 分析には、愛媛大学理学部地球科学科に設

置されている SEM, JSM-6510LV (JEOL) と EDS, X-MAX 50 (Oxford Instruments) を使用し、EDS 付属のソフトウェア INCA 4.15 でデータを定量した。分析には鏡面研磨後に炭素蒸着した試料薄片を用いた。分析は薄片中の 3 つの緑色粒子 (粒子 1, 2, 3; 図 2) についておこない、それぞれ粒子の中心に近い部分 (以下コア) と周縁部 (以下リム) で (図 2), 10 μ m \times 10 μ m 程度の面分析と点分析を、15 kV, 0.8 nA でおこなった。また粒子 1 については線分析と元素マッピングもおこなった。粒子の分析前にカリ長石、エンスタタイト、単斜輝石の標準試料を分析し、分析値が推奨値と調和的であることを確認している。WDS 分析には愛媛大学理学部地球科学科に設置されている JXA-8800 (JEOL) を

使用し、ZAF 補正をおこなって定量した。組成が既知の標準試料としては、ルチル (Ti)、コランダム (Al)、赤鉄鉱 (Fe)、ペリクレーズ (Mg)、珪灰石 (Ca, Si)、ヒスイ輝石 (Na)、正長石 (K) を用いた。試料の分析前に曹長石の標準試料を分析し、ナトリウムの分析精度を確認した。試料分析には SEM-EDS 分析に使用したのと同じ薄片を使い、粒子 1 のコアとリム各 2 点ずつと粒子 3 のリム 2 点について点分析をおこなった (図 2)。すべての点分析は 15 kV、5.0 nA の条件で、各元素について $K\alpha 1$ 波長の強度データを用いて 10 秒間ずつ測定した。

III 結果と考察

砂岩試料は緑色粒子を多数含み、全体として緑色がかって見える。緑色粒子は試料のほぼ全体に見られるが、完全に均質に見られるわけではなく、比較的まばらな部分と比較的密集して見られる部分とがある。

試料の薄片を偏光顕微鏡下で観察すると、薄片中にはオープンニコルで黄緑からやや青みがかかった緑色を呈する粒子が多く見られる (図 2)。その頻度から考えて、肉眼で見られた緑色粒子の少なくとも大部分は、これらの粒子であると思われる。FE-SEM 観察、および X 線回折測定も同様の緑色粒子についておこなった。粒子の断面は様々な形状をしていて、きれいな球状あるいは楕円体状ではないが、一般に角は丸い。断面の周縁は凹凸をもつものが多く、粒子には外側から内側へと伸びる微細なひびが見られることが多い。クロスニコル下の観察では、粒子は微細鉱物の集合体であることがわかる。これらの鉱物はオープンニコルで黄緑色からやや青みがかかった緑色の多色性を示す (図 2)。以上の産状、鉱物の特徴は海緑石に一般に見られるとされる特徴 (例えば、都城・久城, 1972; Odin and Matter, 1981; 黒田・諏訪, 1983; Adams et al., 1984; Deer et al., 1992) と一致する。緑色粒子が微細な板状～葉片上の鉱物の集合体であることは、FE-SEM 観察によっても確認できた (図 3, 4)。そこでは微細な層状の鉱物が密集している様子が見られた。個々の緑色粒子におけるこれらの鉱物の成長方向 (中心から外側へ向かってか、その反対か) までは、はっきりとはわからなかった。

次に、この緑色粒子について微小部 XRD 装置

による測定を複数回おこなった。その結果、雲母類に特徴的な回折パターンが得られた。主要回折ピークのほとんどは雲母鉱物として指数付け可能である (図 5a; 回折パターンにはカオリナイトに同定される 7 \AA のピークも認められた)。したがって、これらの緑色粒子は続成作用の初期過程で生じるベルチェリンやオーディナイトといった蛇紋石 - カオリン族の鉱物ではなく、雲母族の鉱物であると言える。しかしながら 001 の底面反射は 11.4 \AA であり、 10 \AA 付近の回折を示す純雲母類に比べて明らかに大きな値であることから、本鉱物は少量のス멕タイトと混合層を形成している可能性が高いと推定される。さらに 060 の d 値は 1.515 \AA であり、本鉱物は 2 八面体型の構造をとっていると考えられる (例えば、須藤, 1974, 図 6-12)。回折パターンをより詳しく (回折角 26° から 30° 付近を) 見てみると、ピーク分布は白雲母や黒雲母のものとは位置が異なっており、一方でセラドナイト、イライトや海緑石とはピーク位置 (26.5° 付近の 2 本のピークは 002, 003 に、 29° 付近のピークは 112 の指数に対応) が概ね一致している (図 5b)。したがって、XRD 分析の結果、緑色粒子の構成鉱物は雲母族の中でもセラドナイトかイライト、海緑石の可能性が高いと言える。また、060 の d 値は Buckley et al. (1978) によって示された海緑石の範囲内に入っている。

EDS による粒子の各分析点の分析値 (表 1) は、トータルが 90% 前後とあまり高くない。珪素を 50 wt% (SiO_2) ほど含むほか、鉄を比較的多く含み、次いでアルミニウムとカリウム、そしてマグネシウム、カルシウム、チタンが少量見られた。また分析点によってはごく微量のナトリウムが検出された。なお、今回の分析では各粒子の分析点について点分析・面分析をそれぞれ 1 回ずつしかおこなっていないが、各分析間で珪素 (SiO_2) やマグネシウム (MgO) の量はほぼ一定しており、また他の元素についてもそれほど大きな違いは見られないことから、分析の誤差は以下の議論に影響を与えるほど大きくないと考えて良いだろう。鉄 (FeO ; 全ての鉄は FeO として検出している) やアルミニウム (Al_2O_3) はいずれの粒子でもコアとリムとで明らかに値が異なるが、後述する EDS によるマッピング分析や線分析、および WDS 分析でも同様の結果が得られているので、この値の違いは分析誤差によるものというよりも、むしろ本質的な量の違いを示していると考えられる。

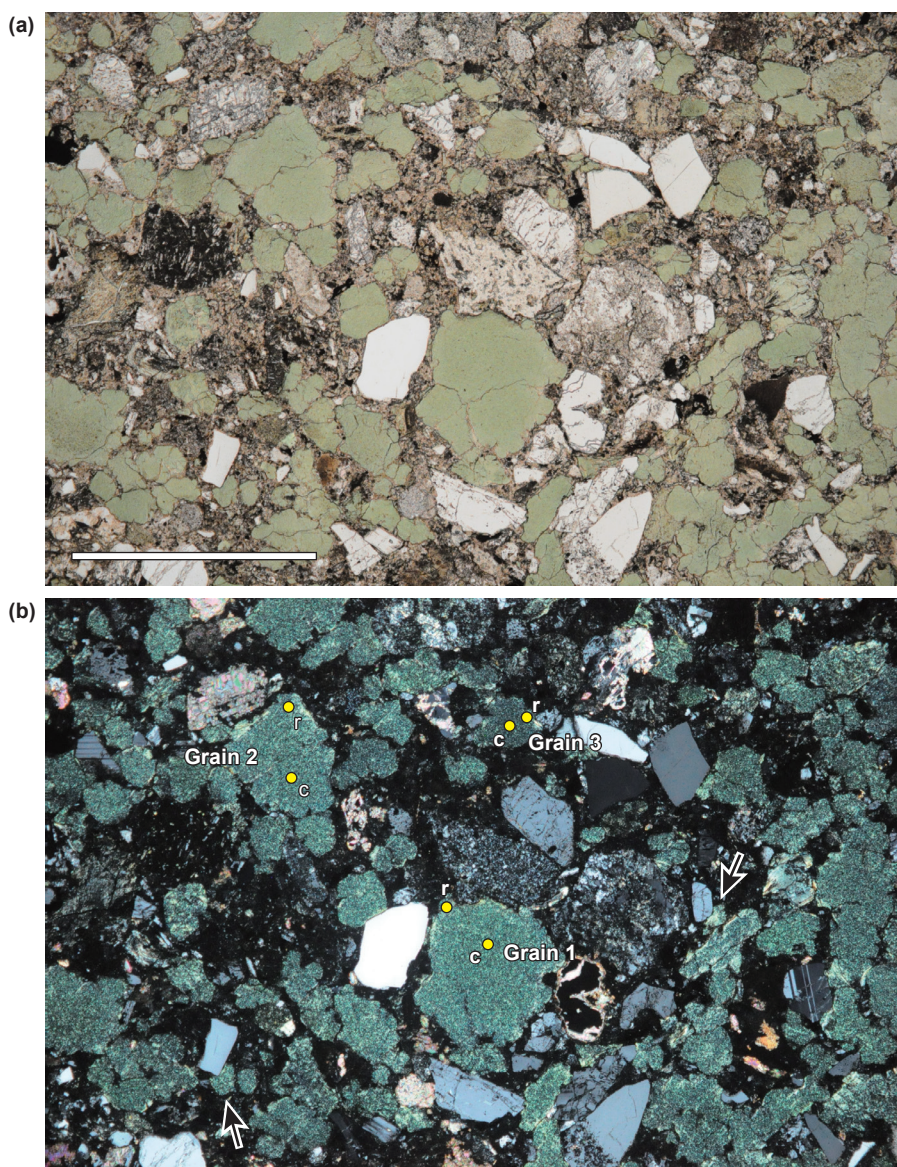


図2. Loc. H20産試料の薄片写真。(a) オープンニコル。(b) クロスニコル。粒子1, 2, 3はSEM-EDS分析をおこなった粒子, c(コア), r(リム)はそれぞれの粒子の分析点。矢印は他の碎屑粒子の外形に沿うような形状を示す粒子を示す。スケールバーは1 mm。

Fig. 2. Photomicrographs of a thin section of the sample from the loc. H20 in (a) plane polarized light and (b) crossed polarized light. Grains 1, 2, and 3 were analyzed by SEM-EDS; analyzed points in each grain are indicated by c (core) and r (rim) initials. The arrows indicate grains each of which has concave margin being just along a neighboring clastic grain. The scale bar equals 1 mm.

分析値に見られる元素組成から考えて、緑色粒子の構成鉱物は、層間カチオンが主に一価のカリウムであり、雲母族鉱物の中でも純雲母 (true micas) あるいは層間欠損型雲母 (interlayer-deficient micas) のいずれかということになる (Rieder et al., 1998; 上原, 1999)。層間欠損型雲母だとすると、ナトリウムをほとんど含まないことと鉄を多く含むことから、海緑石に分類される可能性が高い (Rieder et al., 1998)。そこで Rieder et al. (1998) の海緑石の一般化学式 $K_{0.8}R^{3+}_{1.33}R^{2+}_{0.67} \square (Al_{0.13}Si_{3.87})O_{10}(OH)_2$ に従い、総カチオン数 6.8, O = 10, OH

= 2 として Fe^{2+}/Fe^{3+} 比を見積もり、各元素の原子数 atoms per formula unit (a.p.f.u.) を算出した (表2)。四面体・八面体・層間への元素の分配は Ireland et al. (1983) を参考に、すべての珪素にアルミニウムを加えて四面体の原子数を 4 とし、残りのアルミニウムと鉄 (二価・三価)、マグネシウム、チタンを八面体構成元素と、そしてナトリウム、カリウム、カルシウムを層間カチオンと考えた。

いずれの測定点においても八面体サイトのカチオン数は 2.5 未満であり、この結果からも、本鉱物が海緑石を含む 2 八面体型の雲母族のもので

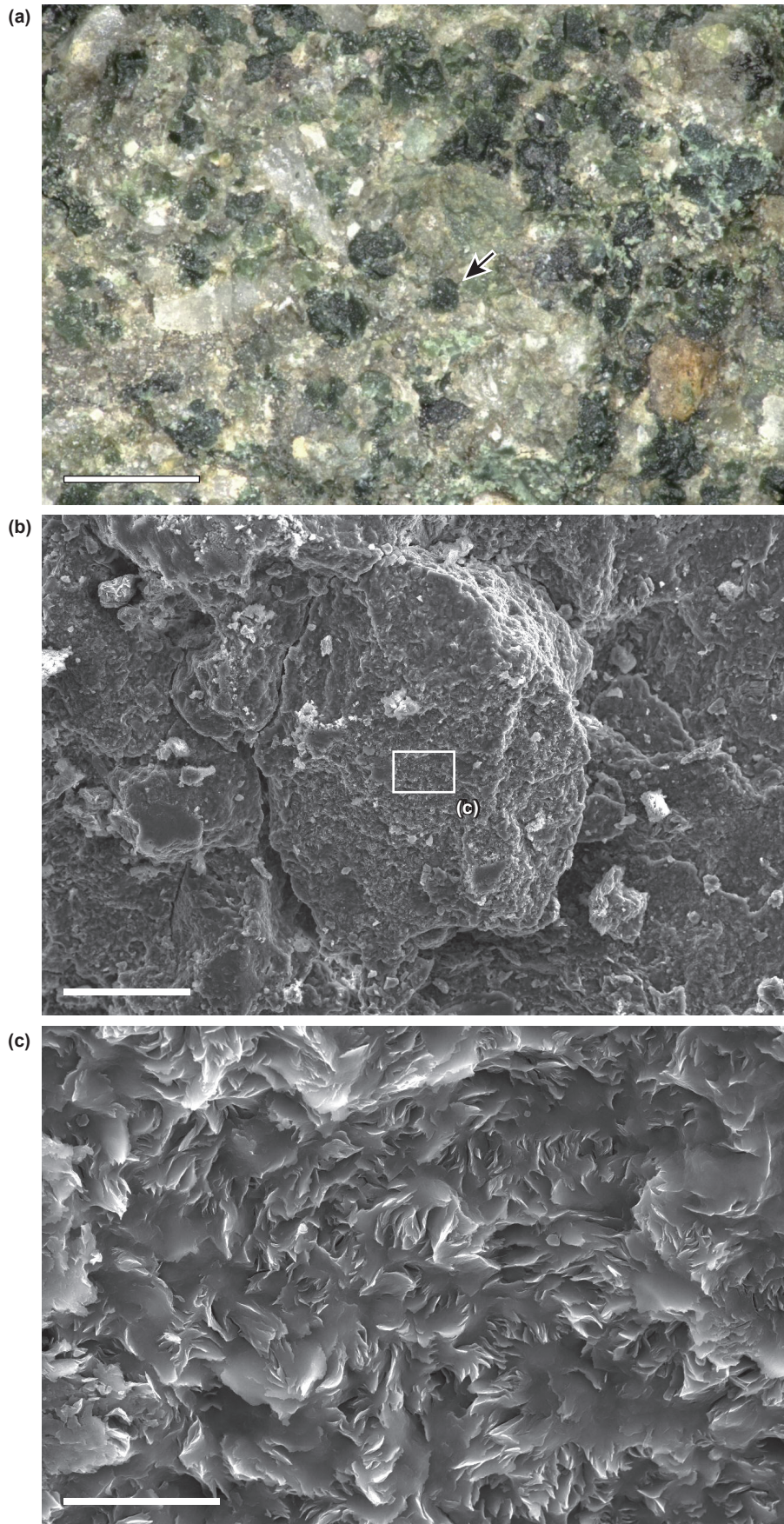


図 3. (a) 試料の光学顕微鏡写真と (b, c) 海緑石の SEM 写真. (a) の矢印は (b, c) の緑色粒子を示す. スケールバーは (a) 500 μm , (b) 50 μm , (c) 5 μm .

Fig. 3. (a) A micrograph of the sample, and (b, c) SEM micrographs of a glauconite grain in the sample indicated by the arrow in (a). The scale bars equal (a) 500 μm , (b) 50 μm , and (c) 5 μm .

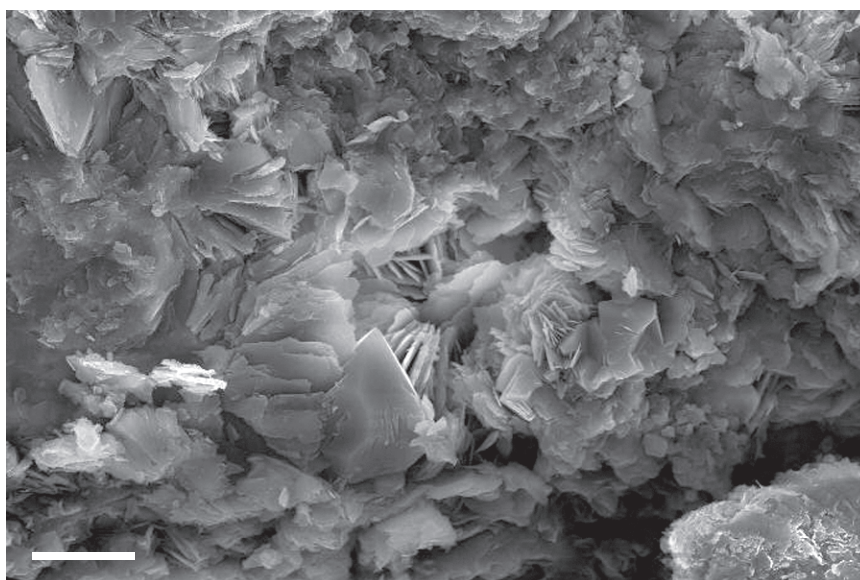


図4. 海緑石砂岩試料中の空隙に花卉状の集合体をなす海緑石のSEM写真(図3の写真とは別の粒子). スケールバーは5 μm .

Fig. 4. A SEM micrograph of glauconite crystals forming a flower-like aggregate in a pore of the sample. The scale bar equals 5 μm .

あることがわかる (Rieder et al., 1998). また, $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$, $\text{R}^{2+}/(\text{R}^{2+} + \text{R}^{3+})$ をそれぞれ算出すると, 粒子1と2のコア(面・点)の値はいずれも $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}^{3+}) \leq 0.5$, $0.15 \leq \text{R}^{2+}/(\text{R}^{2+} + \text{R}^{3+}) \leq 0.40$ であり, Rieder et al. (1998) の海緑石の組成範囲に入る. 一方ですべての粒子のリム, および粒子3のコアでは, 相対的にアルミニウムに富み, $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}^{3+}) > 0.5$ となって, 海緑石の範囲に入らない. しかしながら, いずれの分析値でも $\text{R}^{2+}/(\text{R}^{2+} + \text{R}^{3+}) > 0.25$ であり, イライトの組成範囲からも大きく外れる (Rieder et al., 1998).

純雲母である可能性も考えて, カチオン数を7.0として $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ 比を見積もり, 各元素の a.p.f.u. を算出したが(表3), 粒子1と2のコア以外では, 鉄の量が足りず, 鉄をすべて二価で考えても, 総カチオン数は7.0に届かなかった. したがってこれらの分析点の鉱物は純雲母ではないだろう. また粒子1と2のコアでは総カチオン数は7.0にできるものの, そのときの層間カチオン数はいずれも0.80未満であり, これらの分析点の鉱物もまた, 層間カチオン数が0.85以上 (Rieder et al., 1998) の純雲母とは考えられない.

粒子1のコア・リムに関しては, WDSによる点分析もおこなったが, それらの結果はEDSで得られた結果と調和的であった(表4). カリウムの量がEDSと比べて若干高めに出現しているが, これはEDS分析の際に濃度校正に用いた標準試料,

天然カリ長石中のカリウム濃度が低い(つまり校正に用いるピーク強度が他元素の校正の場合に比較してやや低い)ことに由来している可能性があり, EDSではカリウムの量を過小評価しているのではないかと思われる. したがって, カリウムの量についてはWDSの結果のほうが信頼できるかもしれない. いずれにしてもEDSの結果同様, 少なくとも粒子1のコアについては(WDS分析では粒子1のリムの点2も)海緑石の組成範囲であり, またいずれの分析点の鉱物も純雲母とは考えられない.

以上のことから, 少なくとも粒子1と2のコアについては, 分析点の鉱物は海緑石であると言える. 上ではEDS分析結果に対して, 総カチオン数6.8として, $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ 比を見積もったが, これは本来層間カチオン数が0.8という仮定である. しかしながらこのときの粒子1と2のコアの層間カチオン数はいずれも0.7程度であり, 0.8に達していない(表3). 海緑石の層間カチオン数範囲は0.6以上0.85未満と定義されているから (Rieder et al., 1998), 総カチオン数は6.6から6.85の範囲内であれば良い. そこで総カチオン数を6.7として $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ 比を見積もってみたところ, 層間カチオン数はやはり0.7程度であり(表3), こちらの方が仮定と調和的であるから, より実際と近いのかもしれない. この場合でも, 粒子1と2のコアの組成は海緑石の範囲内 ($\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}^{3+}) \leq 0.5$, 0.15

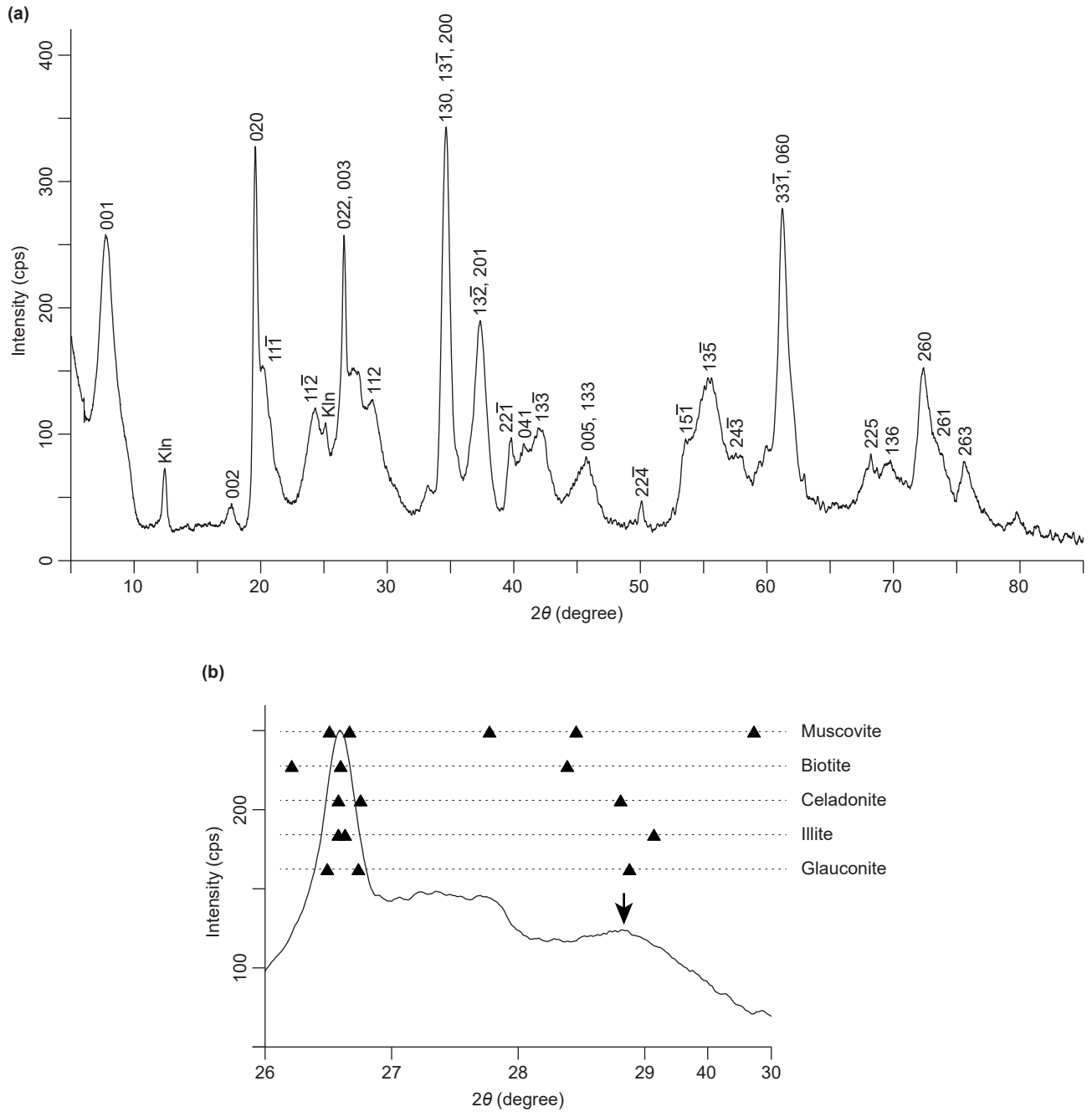


図 5. 試料破断面における緑色粒子より得られた X 線回折パターン (CuK α 線源). (a) $2\theta = 5 \sim 85^\circ$ の範囲. (b) $26 \sim 30^\circ$ 部分の拡大. 黒三角は代表的な雲母族鉱物のピーク位置. 矢印の位置にピークが見られるのは、セラドナイト、イライトと海緑石. バックグラウンドの消去にはソフトウェア Fityk を使用した.

Fig. 5. X-ray diffraction patterns obtained from a green grain in the sample using CuK α radiation. (a) $2\theta = 5 \sim 85^\circ$. (b) A magnification of the range between $26 \sim 30^\circ$. Filled triangles indicate the positions of peaks for representative mica group minerals. The observed peak positions indicated by arrows can be indexed with celadonite, illite, or glauconite. The background noise was removed by the software Fityk.

$\leq R^{2+}/(R^{2+} + R^{3+}) \leq 0.35$; Rieder et al., 1998) である. また総カチオン数 6.7 で見積もった場合は, 粒子 1 のリム (面分析のみ) と粒子 2 のリムの値もまた海緑石の組成範囲に入り, それ以外でも粒子 3 のリムを除けばアルミニウムの量が若干多いものの, 海緑石の組成範囲に非常に近くなる. したがっ

て, 緑色粒子の構成鉱物は全体として海緑石あるいはそれと組成的に非常に近い鉱物であり, 層間カチオンの欠損が一般化学式で与えられている欠損 0.2 よりもやや多いのではないかと考えられる. この結果は XRD 分析で明らかになったスメクタイトとの混合層形成の可能性を支持している. な

表 1. 粒子 1, 2, 3 の EDS 定量分析値 (wt%). 鉄はすべて FeO として計算している. 各粒子および分析点については図 2b 参照. 各分析点について面分析 (Area) と点分析 (Point) をおこなっている.

Table 1. SEM-EDS quantification data (wt%) of the grains 1, 2, and 3, where all iron was calculated as divalent. The analyzed grains and points are indicated in Fig. 2b. Both area and point analyses were carried out for each analyzed point.

	Grain 1				Grain 2				Grain 3			
	Core		Rim		Core		Rim		Core		Rim	
	Area	Point	Area	Point	Area	Point	Area	Point	Area	Point	Area	Point
SiO ₂	49.76	52.65	49.77	52.58	50.27	50.57	49.48	51.11	51.72	52.56	51.24	53.92
TiO ₂	0.14	0.31	0.43	0.46	0.34	0.23	0.21	0.31	0.44	0.42	0.32	0.48
Al ₂ O ₃	8.37	8.16	10.67	11.41	8.65	9.02	10.57	10.68	10.54	11.09	12.37	13.01
FeO _{total}	18.75	21.85	15.71	15.72	18.73	20.51	16.13	16.92	15.39	15.68	13.49	13.38
MgO	2.81	2.86	2.81	3.07	2.97	2.96	2.91	3.05	3.01	3.00	2.86	2.98
CaO	0.54	0.48	0.74	0.73	0.60	0.60	0.78	0.75	0.61	0.76	0.88	0.60
Na ₂ O	0.10	0.03	—	—	0.06	0.03	0.05	—	0.03	—	—	0.05
K ₂ O	7.01	7.38	6.48	6.43	6.87	7.09	6.52	6.35	6.88	6.99	5.96	6.41
Total	87.49	93.71	86.61	90.41	88.49	91.01	86.66	89.16	88.62	90.50	87.11	90.84

表 2. 表 1 のデータに基づき総カチオン数 6.8, O = 10, OH = 2 として見積もった FeO, Fe₂O₃, および H₂O の量 (wt%) と各元素の原子数 (a.p.f.u.). (1) カチオン数合計, (2) Al^{VI}/(Al^{VI}+Fe³⁺), (3) R²⁺/(R²⁺+R³⁺).

Table 2. FeO, Fe₂O₃, and H₂O contents (wt%) estimated from the data shown in Table 1 assuming the total cations = 6.8, O = 10, and OH = 2, and atoms per formula unit (a.p.f.u.) for each element with (1) the sum of the cations, (2) Al^{VI}/(Al^{VI}+Fe³⁺), and (3) R²⁺/(R²⁺+R³⁺).

	Grain 1				Grain 2				Grain 3			
	Core		Rim		Core		Rim		Core		Rim	
	Area	Point	Area	Point	Area	Point	Area	Point	Area	Point	Area	Point
Fe ₂ O ₃	13.12	15.25	7.33	5.17	12.26	15.25	9.09	7.84	6.80	7.05	1.90	0.93
FeO	6.95	8.13	9.12	11.07	7.70	6.78	7.95	9.87	9.27	9.34	11.78	12.54
H ₂ O	3.94	4.19	3.93	4.10	3.98	4.09	3.93	4.04	4.03	4.11	3.98	4.15
Total	92.73	99.44	91.27	95.02	93.70	96.63	91.49	93.99	93.33	95.32	91.28	95.08
Si	3.788	3.768	3.800	3.841	3.784	3.710	3.773	3.797	3.851	3.832	3.865	3.894
^{IV} Al	0.212	0.232	0.200	0.159	0.216	0.290	0.227	0.203	0.149	0.168	0.135	0.106
Σ	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
^{VI} Al	0.539	0.456	0.760	0.823	0.551	0.490	0.723	0.732	0.776	0.785	0.965	1.001
Ti	0.008	0.017	0.025	0.025	0.019	0.013	0.012	0.017	0.025	0.023	0.018	0.026
Fe ³⁺	0.752	0.821	0.421	0.284	0.694	0.842	0.521	0.438	0.381	0.387	0.108	0.050
Fe ²⁺	0.442	0.487	0.582	0.676	0.485	0.416	0.507	0.613	0.577	0.569	0.743	0.758
Mg	0.319	0.305	0.320	0.334	0.333	0.324	0.331	0.338	0.334	0.326	0.322	0.321
Σ	2.060	2.086	2.108	2.142	2.082	2.085	2.094	2.138	2.093	2.090	2.156	2.156
Na	0.015	0.004	—	—	0.009	0.004	0.007	—	0.004	—	—	0.007
K	0.681	0.674	0.631	0.599	0.660	0.664	0.634	0.602	0.654	0.650	0.574	0.591
Ca	0.044	0.037	0.061	0.057	0.048	0.047	0.064	0.060	0.049	0.059	0.071	0.046
Σ	0.740	0.715	0.692	0.656	0.717	0.715	0.705	0.662	0.707	0.709	0.645	0.644
(1)	6.800	6.801	6.800	6.798	6.799	6.800	6.799	6.800	6.800	6.799	6.801	6.800
(2)	0.418	0.357	0.644	0.743	0.443	0.368	0.581	0.626	0.671	0.670	0.899	0.952
(3)	0.369	0.380	0.428	0.472	0.393	0.355	0.400	0.445	0.435	0.428	0.494	0.500

お, WDS の分析では層間カチオン数が, EDS 分析の結果よりも若干多くなっているが, それでも総カチオン数 6.8 として Fe²⁺/Fe³⁺ 比を見積もった際の層間カチオン数はやはり 0.8 未満である (表 4).

海緑石はさまざまな物質を原料として形成されることが知られており, その成熟度が増すほどカリウムに富むようになることが知られている (例えば, Odin and Matter, 1981). 本試料の海緑石にはカリウムは K₂O で 6 ~ 8 wt% 程度含まれ (表 1, 4, 5), これは Odin and Matter (1981) の evolved ステ

ージに概ね相当する. このことは薄片で観察された断面の形状や X 線回折分析の結果とも調和的である. 上述のように薄片で見られる海緑石断面の外形は凹凸をもつものも多く, これも evolved ステージ (あるいはステージ 3) の海緑石のもの (例えば, Odin and Matter, 1981; Odin and Dodson, 1982; Odin and Fullagar, 1988; Obasi et al., 2011, fig. 4c) に近い. また, 上述のように X 線回折パターンでは, 001 底面反射のピークは 11.4 Å 付近に見られ, 10 Å よりもやや大きな値をもつことから, スメクタイトと混合層を形成していると推定される. 海緑

表 3. 表 1 のデータに基づき総カチオン数 7.0 および 6.7 (O = 10, OH = 2) として見積もった FeO, Fe₂O₃, および H₂O の量 (wt%) と各元素の原子数 (a.p.f.u.). (1) から (3) については表 2 に同じ.

Table 3. FeO, Fe₂O₃, and H₂O contents (wt%) estimated from the data shown in Table 1 assuming the total cations = 7.0 and 6.7 (O = 10 and OH = 2 in the both cases), and a.p.f.u. for each element. See Table 2 for (1), (2), and (3).

	Grain 1				Grain 2				Grain 3			
	Core		Rim		Core		Rim		Core		Rim	
	Area	Point	Area	Point	Area	Point	Area	Point	Area	Point	Area	Point
Total cations = 7.0												
Fe ₂ O ₃	2.15	3.57	0.00	0.00	1.16	3.87	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	16.82	18.63	15.71	15.72	17.68	17.03	16.13	16.92	15.39	15.68	13.49	13.38
H ₂ O	3.83	4.07	3.85	4.05	3.87	3.97	3.84	3.96	3.96	4.04	3.96	4.14
Total	91.52	98.15	90.46	94.45	92.48	95.37	90.49	93.13	92.58	94.54	91.08	94.97
Si	3.900	3.878	3.874	3.891	3.895	3.819	3.865	3.874	3.919	3.901	3.884	3.903
^{IV} Al	0.100	0.122	0.126	0.109	0.105	0.181	0.135	0.126	0.081	0.099	0.116	0.097
Σ	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
^{VI} Al	0.673	0.586	0.853	0.886	0.685	0.622	0.838	0.828	0.860	0.871	0.989	1.013
Ti	0.008	0.017	0.025	0.026	0.020	0.013	0.012	0.018	0.025	0.023	0.018	0.026
Fe ³⁺	0.127	0.198	0.000	0.000	0.068	0.220	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	1.102	1.148	1.023	0.973	1.146	1.076	1.054	1.073	0.975	0.973	0.855	0.810
Mg	0.328	0.314	0.326	0.339	0.343	0.333	0.339	0.345	0.340	0.332	0.323	0.322
Σ	2.238	2.263	2.227	2.224	2.262	2.264	2.243	2.264	2.200	2.199	2.185	2.171
Na	0.015	0.004	—	—	0.009	0.004	0.008	—	0.004	—	—	0.007
K	0.701	0.694	0.644	0.607	0.679	0.683	0.650	0.614	0.665	0.662	0.576	0.592
Ca	0.045	0.038	0.062	0.058	0.050	0.049	0.065	0.061	0.050	0.060	0.071	0.047
Σ	0.761	0.736	0.706	0.665	0.738	0.736	0.723	0.675	0.719	0.722	0.647	0.646
(1)	6.999	6.999	6.933	6.889	7.000	7.000	6.966	6.939	6.919	6.921	6.832	6.817
(2)	0.841	0.747	1.000	1.000	0.910	0.739	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
(3)	0.639	0.646	0.606	0.590	0.658	0.622	0.621	0.626	0.598	0.593	0.539	0.521
Total cations = 6.7												
Fe ₂ O ₃	18.85	21.34	13.04	11.14	18.06	21.20	14.81	13.71	12.66	13.03	7.68	6.97
FeO	1.79	2.64	3.97	5.70	2.48	1.43	2.81	4.58	4.00	3.95	6.58	7.11
H ₂ O	4.00	4.25	3.99	4.17	4.04	4.15	3.99	4.10	4.09	4.17	4.03	4.21
Total	93.37	100.11	91.90	95.68	94.34	97.28	92.12	94.64	93.98	95.98	91.92	95.74
Si	3.733	3.712	3.744	3.785	3.728	3.656	3.718	3.741	3.795	3.776	3.808	3.837
^{IV} Al	0.267	0.288	0.256	0.215	0.272	0.344	0.282	0.259	0.205	0.224	0.192	0.163
Σ	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
^{VI} Al	0.473	0.390	0.690	0.753	0.484	0.424	0.654	0.662	0.706	0.715	0.891	0.928
Ti	0.008	0.016	0.024	0.025	0.019	0.013	0.012	0.017	0.024	0.023	0.018	0.026
Fe ³⁺	1.064	1.132	0.738	0.603	1.008	1.153	0.837	0.755	0.699	0.704	0.430	0.373
Fe ²⁺	0.112	0.156	0.250	0.343	0.154	0.087	0.176	0.281	0.245	0.238	0.409	0.423
Mg	0.314	0.301	0.315	0.329	0.328	0.319	0.326	0.333	0.329	0.321	0.317	0.316
Σ	1.971	1.995	2.017	2.053	1.993	1.996	2.005	2.048	2.003	2.001	2.065	2.066
Na	0.015	0.004	—	—	0.009	0.004	0.007	—	0.004	—	—	0.007
K	0.671	0.664	0.622	0.590	0.650	0.654	0.625	0.593	0.644	0.641	0.565	0.582
Ca	0.043	0.036	0.060	0.056	0.048	0.046	0.063	0.059	0.048	0.058	0.070	0.046
Σ	0.729	0.704	0.682	0.646	0.707	0.704	0.695	0.652	0.696	0.699	0.635	0.635
(1)	6.700	6.699	6.699	6.699	6.700	6.700	6.700	6.700	6.699	6.700	6.700	6.701
(2)	0.308	0.256	0.483	0.555	0.324	0.269	0.439	0.467	0.502	0.504	0.674	0.713
(3)	0.216	0.229	0.280	0.327	0.242	0.203	0.250	0.300	0.287	0.279	0.352	0.358

石については、スメクタイトとの混合層形成が報告されており (例えば, Hower, 1961; Cimbáliková, 1970; Odin and Matter, 1981; Odin and Fullagar, 1988), 海緑石化が進み, スメクタイト成分が減少するとともに 001 の底面反射は 14 Å から 10 Å へと徐々に移動することが知られている (例えば, Odin and Letolle, 1980; Odin and Matter, 1981; Odin and Dodson, 1982; Odin and Fullagar, 1988). また彼らは海緑石化の程度が進むと, 112 および 11 $\bar{2}$ の反射が強くなることを示しているが, 本試料では

両方の反射は 003 よりも弱いもののピークとして明瞭に見えていて, やや成熟しつつある海緑石のものと同程度のようなものである.

本試料に含まれる海緑石は, 異地性の碎屑粒子として含まれているのではなく, 自生的に形成された可能性が高い. 海緑石が現地性か異地性かを判断する基準については様々な議論がされているが (例えば, Fischer, 1990; McCracken et al., 1996; Amorosi, 1997; Huggett and Gale, 1997; Longuépée and Cousineau, 2006), 粒径が他の碎屑粒子の粒度

表 4. 粒子1のコアとリムおよび粒子3リムのWDS定量分析値 (wt%; 鉄はすべてFeOとして計算) と, 総カチオン数6.8 および7.0 (O = 10, OH = 2) として見積もった FeO, Fe₂O₃, H₂O の量 (wt%) および各元素の原子数 (a.p.f.u.). 粒子および分析点については図 2b 参照. (1) から (3) については表 2 に同じ.

Table 4. EPMA-WDS quantification data (wt%) of the core and rim of the grain 1 and the rim of the grain 3, where all iron was calculated as divalent, FeO, Fe₂O₃, and H₂O contents (wt%) assuming the total cations = 6.8 and 7.0 (O = 10 and OH = 2), and a.p.f.u. for each element. The grains and analyzed points are indicated in Fig. 2b. See Table 2 for (1), (2), and (3).

	Grain 1				Grain 3		Grain 1				Grain 3	
	Core		Rim		Rim		Core		Rim		Rim	
	Point 1	Point 2	Point 1	Point 2	Point 1	Point 2	Point 1	Point 2	Point 1	Point 2	Point 1	Point 2
	Total cations = 6.8						Total cations = 7.0					
SiO ₂	51.80	51.10	50.78	50.20	55.09	52.93						
TiO ₂	0.21	0.27	0.36	0.29	0.43	0.42						
Al ₂ O ₃	9.33	9.40	11.97	11.54	13.66	13.35						
FeO _{total}	20.14	19.31	14.54	17.23	13.53	14.64						
MgO	3.16	3.11	3.02	2.80	3.13	3.20						
CaO	0.42	0.48	0.55	0.86	0.67	0.71						
Na ₂ O	0.11	0.02	0.02	0.05	0.05	0.01						
K ₂ O	7.91	8.14	7.33	7.31	7.19	6.71						
Fe ₂ O ₃	17.34	17.29	8.72	13.05	3.70	5.50	5.64	5.73	0.00	1.63	0.00	0.00
FeO	4.54	3.75	6.70	5.49	10.21	9.70	15.06	14.15	14.54	15.76	13.53	14.64
H ₂ O	4.20	4.15	4.05	4.10	4.30	4.20	4.08	4.03	3.96	3.98	4.26	4.15
Total	99.01	97.72	93.49	95.69	98.43	96.75	97.71	96.45	92.53	94.43	98.02	96.14
Si	3.698	3.692	3.762	3.672	3.842	3.775	3.807	3.801	3.847	3.780	3.877	3.826
^{IV} Al	0.302	0.308	0.238	0.328	0.158	0.225	0.193	0.199	0.153	0.220	0.123	0.174
Σ	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
^{VI} Al	0.483	0.492	0.807	0.667	0.965	0.897	0.615	0.625	0.916	0.804	1.010	0.963
Ti	0.011	0.015	0.020	0.016	0.023	0.023	0.012	0.015	0.021	0.016	0.023	0.023
Fe ³⁺	0.932	0.940	0.486	0.718	0.194	0.295	0.312	0.321	0.000	0.093	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.271	0.227	0.415	0.336	0.595	0.578	0.926	0.880	0.921	0.993	0.797	0.885
Mg	0.336	0.335	0.333	0.306	0.325	0.340	0.346	0.345	0.341	0.315	0.328	0.345
Σ	2.033	2.009	2.061	2.043	2.102	2.133	2.211	2.186	2.199	2.221	2.158	2.216
Na	0.015	0.003	0.003	0.008	0.007	0.002	0.016	0.004	0.003	0.008	0.007	0.002
K	0.720	0.750	0.692	0.682	0.640	0.610	0.741	0.772	0.708	0.702	0.646	0.619
Ca	0.032	0.037	0.044	0.067	0.050	0.054	0.033	0.039	0.045	0.069	0.050	0.055
Σ	0.767	0.790	0.739	0.757	0.697	0.666	0.790	0.815	0.756	0.779	0.703	0.676
(1)	6.800	6.800	6.800	6.800	6.800	6.800	7.000	7.000	6.955	7.000	6.861	6.892
(2)	0.341	0.344	0.624	0.482	0.833	0.753	0.663	0.661	1.000	0.896	1.000	1.000
(3)	0.299	0.280	0.363	0.314	0.438	0.430	0.575	0.560	0.574	0.589	0.521	0.555

分布と無関係であること, 粒子にひびが入っていること, あるいは地層中に一様に分布している (ただし生痕中には密集すること, といったあたりが, 現地性であることを示す根拠とされることが多い. 今回の Loc. H20 の試料の場合, 海緑石が完全に均質に分布しているわけではないが, 若干の粗密はあるものの, 層全体で見ればほぼ一様に分布していると言って良く, 斜交葉理等を形成しているわけでもない. 本試料に含まれる海緑石の粒径は一般に他の碎屑粒子と同程度のものであるが, その外形は凹凸が多く, 碎屑粒子として運搬されたようには見えない. また粒子にはひびが多く見られ, これらのひびが初生的なものであれば, やはり現地性であることを示唆すると思われる. また海緑石粒子の中には, 他の碎屑粒子の外形に沿うような形状を示すものも見られ (例えば, 図 1b の矢印), この点も堆積物中で自生的に形成された可能性の高いことを示している. さらに, 本

試料中には, しばしば空隙部においても海緑石が花弁状に析出している例が見られ (図 4), これもまた試料中の海緑石が続成段階での自生鉱物である可能性を強く示唆する.

粒子 1 と 2 のリム, および粒子 3 のコアおよびリムでアルミニウムの量が相対的に多いのは, 海緑石が二次的に変質しているからだと考えられる. コアよりもリムのほうがアルミニウムに富むという傾向は, 粒子 1 に関するマッピング分析および線分析によっても確認できた (図 6, 表 5). 一方で鉄についてはコアの方がリムよりも富む. 海緑石において, アルミニウムと鉄との間に強い負の相関 (図 6e) があることについては, これまでも良く知られていて (例えば, Foster, 1969; Buckley et al., 1978; Berg-Madsen, 1983; Ireland et al., 1983; Dasgupta et al., 1990; Huggett and Gale, 1997; Longuépée and Cousineau, 2006), それは八面体サイトにおいてアルミニウムと三価の鉄が置換す

表 5. 粒子 1 の EDS 線分析結果 (wt%; 鉄はすべて FeO として計算) と総カチオン数 6.8, O = 10, OH = 2 としたときの FeO, Fe₂O₃, および H₂O の量 (wt%).

Table 5. SEM-EDS line analysis data (wt%; all iron was calculated as divalent) of the grain 1 with FeO, Fe₂O₃, and H₂O contents (wt%) assuming the total cations = 6.8, O = 10, and OH = 2.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	47.07	49.33	49.12	48.41	47.95	49.57	50.47	50.09	49.86	50.75	51.25	50.68
TiO ₂	0.21	0.26	0.36	0.21	0.38	0.19	0.23	0.20	0.21	0.21	0.13	0.20
Al ₂ O ₃	10.29	9.41	8.42	7.83	8.72	8.02	8.29	8.08	8.27	8.11	8.50	8.49
FeO _{total}	15.90	18.61	19.64	20.01	20.25	20.32	19.65	20.52	19.86	21.03	20.15	20.73
MgO	2.65	2.90	2.82	2.57	2.80	2.77	2.96	2.94	2.70	2.93	2.87	2.68
CaO	0.72	0.62	0.44	0.49	0.42	0.52	0.47	0.43	0.46	0.50	0.52	0.43
Na ₂ O	0.02	0.05	0.06	0.03	0.11	0.14	0.01	0.08	0.04	—	0.09	0.04
K ₂ O	6.14	6.61	7.10	6.93	6.57	7.11	7.13	7.34	7.54	7.02	7.33	7.18
Fe ₂ O ₃	8.76	12.21	14.80	14.59	15.12	15.78	13.71	16.32	15.70	14.78	14.85	14.69
FeO	8.02	7.62	6.32	6.89	6.65	6.12	7.31	5.83	5.73	7.73	6.79	7.51
H ₂ O	3.76	3.96	3.95	3.87	3.91	3.98	4.01	4.03	3.99	4.05	4.08	4.05
Total	87.64	92.97	93.39	91.81	92.62	94.20	94.59	95.34	94.51	96.08	96.41	95.95
	13	14	15	16	17	18	19	20	Mean	SD	Max	Min
SiO ₂	50.31	50.48	52.54	51.74	51.88	51.05	51.49	54.27	50.42	1.64	54.27	47.07
TiO ₂	0.24	0.30	0.41	0.17	0.35	0.37	0.50	0.38	0.28	0.10	0.50	0.13
Al ₂ O ₃	8.53	8.44	10.70	9.96	10.79	11.23	11.32	12.51	9.30	1.38	12.51	7.83
FeO _{total}	20.61	20.19	16.58	18.67	17.33	14.98	15.59	16.31	18.85	1.97	21.03	14.98
MgO	2.88	2.72	3.19	2.97	3.03	2.87	3.00	3.10	2.87	0.16	3.19	2.57
CaO	0.52	0.49	0.59	0.47	0.70	0.73	0.77	0.83	0.56	0.13	0.83	0.42
Na ₂ O	0.15	0.03	0.12	0.06	0.02	0.04	0.03	0.13	0.06	0.05	0.15	0.00
K ₂ O	7.06	7.22	7.21	7.07	6.81	6.84	6.56	6.77	6.98	0.33	7.54	6.14
Fe ₂ O ₃	15.71	14.35	9.86	11.83	9.35	7.00	6.60	7.01	12.65	3.32	16.32	6.60
FeO	6.47	7.28	7.71	8.03	8.92	8.68	9.66	10.00	7.46	1.19	10.00	5.73
H ₂ O	4.05	4.03	4.15	4.11	4.12	4.01	4.06	4.29	4.02	0.11	4.29	3.76
Total	95.93	95.34	96.48	96.41	95.96	92.82	93.98	99.29				

るからだと解釈されている (例えば, Ireland et al., 1983; Longuépée and Cousineau, 2006). Ireland et al. (1983) はアルミニウムに富む“海緑石”を報告し, 続成作用の変質によるものと結論している. Longuépée and Cousineau (2006) もまた変質によってアルミニウムに富むようになることを述べている (変質以外の要因を考えている例としては, Owens and Sohl, 1973; Berg-Madsen, 1983 等を参照). 粒子 3 でリムだけでなくコアまで変質が進んでいるのは, 粒子 3 が他よりも小さな粒子だったからか, あるいは実際には粒子のリム部分の断面を見ているからであろう. なお, 粒子 3 のリムについては, 海緑石として最少の総カチオン数 6.6 で見積もっても, アルミニウムが過多で $Al/(Al+Fe^{3+}) > 0.5$ となり, 海緑石の組成範囲には入らず (WDS 分析の粒子 3 リム点 1 も同じ結果であったが, 点 2 は辛うじて海緑石の組成範囲に入るらしい; 表 4), もはや海緑石とは呼べないくらいまで変質したものと思われる. なお, Rieder et al. (1998) が海緑石のシノニムとしている所謂スコライト (skolite) はアルミニウムを Al₂O₃ で 18 wt% ほど含んでいて, $Al/(Al+Fe^{3+})$ も 0.74 と高く (Smulikowski, 1936), Rieder et al. (1998) の定義した海緑石の組成範囲からは完全に外れている. こ

の点で Rieder et al. (1998) の定義には矛盾が生じてしまっているが, もしも所謂スコライトの組成 (高アルミニウム側) まで海緑石の組成範囲内に含まれると考える (定義を見直す) のであれば, 今回分析したすべての粒子は海緑石と呼んで良いことになる.

粒子 1 の線分析結果からはさらに, カルシウムとアルミニウムとの間に正の相関が見られたが (図 6f), その理由については解決できていない. 変質に伴い八面体サイトにアルミニウムが増え三価の鉄が減少する際に, サイトの一部を二価の鉄が同径置換し, それによって生じる電荷の不足を, 層間に 2 価のカルシウムイオンを取り込むことで補っているのかもしれない. 実際, リム部ではカリウム量がわずかに減少し, それとともにカルシウムが増加するようではある (図 6g). あるいは, 変質の際に粒子の外側ほどより高濃度にカルシウムが供給されただけなのかもしれない.

今回分析した海緑石と, これまでに各地の蝦夷層群 (サハリン地域, 小平地域, 羽幌地域など沖合相と美唄地域や幾春別地域など浅海相のチューロニアン階~カンパニアン階) で記載されてきた“海緑石”を予察的に比較してみると, これまでに記載されてきた蝦夷層群産“海緑石”の多くは,

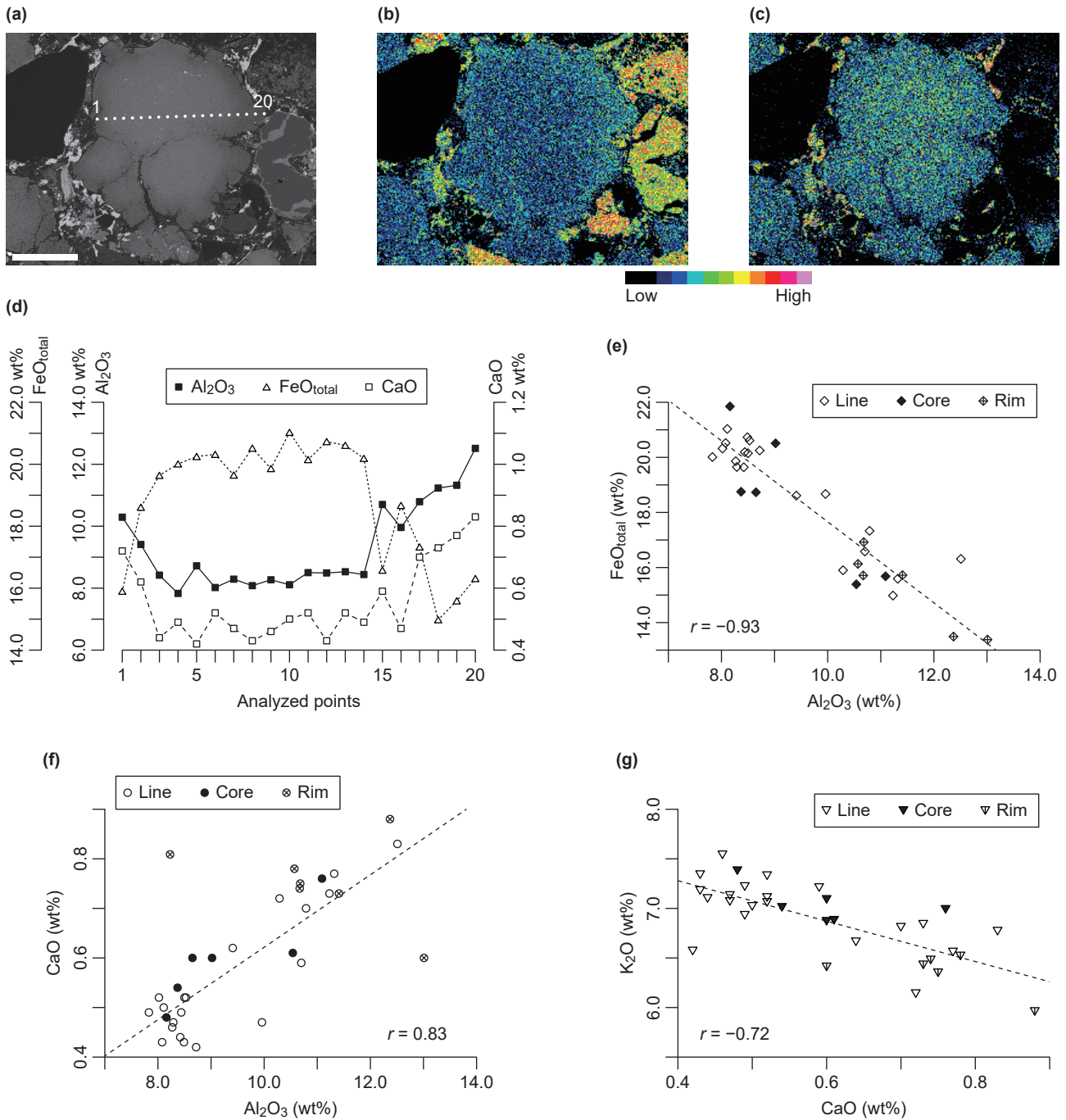


図 6. 粒子 1 の EDS 線分析および元素マッピング分析結果. (a) 反射電子像と線分析の分析点 (計 20 点). (b) アルミニウムおよび (c) 鉄の元素マップ. (d) 線分析の各分析点における Al_2O_3 , FeO , CaO 含有量 (wt%). 但し鉄はすべて FeO として計算している. (e) Al_2O_3 と FeO , (f) Al_2O_3 と CaO , および (g) CaO と K_2O の散布図. 線分析の結果 (Line; 表 4) に加えて粒子 1 から 3 のコア (Core)・リム (Rim) に関する分析値 (表 1) も併せてプロットしている.

Fig. 6. Results of the SEM-EDS line analysis and elemental maps obtained from the grain 1. (a) A backscattered electron composition (BEC) image, and elemental maps of (b) aluminum and (c) iron. The scanned line consists of in total 20 points, as shown in the BEC image. (d) FeO , Al_2O_3 , and CaO contents (wt%) at each analyzed point, where iron was calculated as divalent. (e) Scatter plots of Al_2O_3 vs FeO , (f) Al_2O_3 vs CaO , and (g) CaO vs K_2O of the line analysis data (Line; Table 4) and core and rim data of the grains 1 to 3 (Table 1).

より明るい緑色を呈し、また碎屑粒子のように角が取れていたり、逆に非常に角張っているなどサイズや形がまちまちである。加えて、粒子に明瞭な発泡構造 (bubble-wall texture) が見られるものが存在することから、これらの多くは軽石など火山

粒子が緑色に変質したものである可能性が考えられる (Maeda et al., 2010, p. 62–63, fig. 7D, E). こうした問題点を一つ一つ解決していくことによって、蝦夷層群の堆積学的な理解がさらに深化すると期待される。

謝辞

分析に用いた薄片は赤松博美氏(愛媛大学)に作成していただき, FE-SEM 観察および微小部 XRD 分析では内山直美氏(愛媛大学)に, SEM-EDS 分析では東海葉月氏・末岡裕理氏(愛媛大学)に, EMP-WDS 分析では川寄智佑氏(愛媛大学)にそれぞれご助力いただいた。文献収集には伊藤廣慧氏(京都大学)と荒谷 忠氏(応用地質株式会社)にご協力いただいた。地質調査時には田中原吾氏(熊本大学)から有益な助言をいただいた。記して感謝の意を表する。

文献

- Adams, A. E., MacKenzie, W. S., and Guilford, C., 1984, *Atlas of Sedimentary Rocks under the Microscope*. Longman Scientific & Technical, Harlow, 104 p.
- Amorosi, A., 1997, Detecting compositional, spatial, and temporal attributes of glaucony: a tool for provenance research. *Sedimentary Geology*, **109**, 135–153.
- Amorosi, A. and Centineo, M. C., 2000, Anatomy of a condensed section: the Lower Cenomanian glaucony-rich deposits of Cap Blanc-Nez (Boulonnais, northern France). In Glenn, C. R., Prévôt-Lucas, L. and Lucas, J., eds., *Marine authigenesis: from global to microbial*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, no. 66, 405–413.
- Baum G. R. and Vail, P. R., 1988, Sequence stratigraphy concepts applied to Paleogene outcrops, Gulf and Atlantic basins. In Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A. and Van Wagoner, J. C., eds., *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, no. 42, 309–328.
- Berg-Madsen, V., 1983, High-alumina glaucony from the Middle Cambrian of Öland and Bornholm, southern Baltoscandia. *Journal of Sedimentary Petrology*, **53**, 875–893.
- Buckley, H. A., Bevan, J. C., Brown, K. M. and Johnson, L. R., 1978, Glauconite and celadonite: two separate mineral species. *Mineralogical Magazine*, **42**, 373–382.
- Cimbáľníková, A., 1970, Index of refraction and density of glauconites. *Časopis pro mineralogii a geologii*, **15**, 335–346.
- Dasgupta, S., Chaudhuri, A. K. and Fukuoka, M., 1990, Compositional characteristics of glauconitic alterations of K-feldspar from India and their implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**, 277–281.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1992, *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*, 2nd ed. Longman Scientific & Technical, Harlow, 696p.
- Fischer, H., 1990, Glauconite formation: discussion of the terms authigenic, perigenic, allogenic, and meta-allogenic. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **83**, 1–6.
- Foster, M. D., 1969, Studies of celadonite and glauconite. *United States Geological Survey Professional Paper 614-F*, F1–F17.
- Futakami, M., 1986, Stratigraphy and paleontology of the Cretaceous in the Ishikari Province, central Hokkaido. Part 2. Stratigraphy of the Cretaceous in the northern areas. *Bulletin of the National Science Museum, Tokyo, Series C, Geology and Paleontology*, **12**, 91–120.
- Hirano, H., Matsumoto, T. and Tanabe, K., 1977, Mid-Cretaceous stratigraphy of the Oyubari area, central Hokkaido. *Palaeontological Society of Japan Special Paper*, **21**, 1–10.
- Hower, J., 1961, Some factors concerning the nature and origin of glauconite. *American Mineralogist*, **46**, 313–334.
- Huggett, J. M. and Gale, A. S., 1997, Petrology and palaeoenvironmental significance of glaucony in the Eocene succession at Whitecliff Bay, Hampshire Basin, UK. *Journal of the Geological Society, London*, **154**, 897–912.
- Ireland, B. J., Curtis, C. D., and Whiteman, J. A., 1983, Compositional variation within some glauconites and illites and implications for their stability and origins. *Sedimentology*, **30**, 769–786.
- Kitamura, A., 1998, Glaucony and carbonate grains as indicators of the condensed section: Omma Formation, Japan. *Sedimentary Geology*, **122**, 151–163.
- 黒田吉益・諏訪兼位, 1983, 偏光顕微鏡と岩石鉱物, 第2版. 共立出版, 東京, 343p.
- Louguépée, H. and Cousineau, P. A., 2006, Constraints on the genesis of ferrian illite and aluminum-rich glauconite: potential impact on sedimentology and isotopic studies. *Canadian Mineralogist*, **44**, 967–980.
- Loutit, T. S., Hardenbol, J., Vail, P. R. and Baum, G. R., 1988, Condensed sections: the key to age determination and correlation of continental margin sequences. In Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A., Van Wagoner, J. C., eds., *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, no. 42, 183–213.
- 前田晴良, 1986, 北海道美瑛地域の上部白亜系層序と化石群. 地質学雑誌, **92**, 135–153.
- Maeda, H., Kumagai, T., Matsuoka, H. and Yamazaki, Y., 2010, Taphonomy of large Canadoceras (ammonoid) shells in the Upper Cretaceous Series in South Sakhalin, Russia. *Paleontological Research*, **14**, 56–68.
- Matsumoto[=Matumoto], T., 1942, Fundamentals in the Cretaceous stratigraphy of Japan, Part 1. *Memoirs of the Faculty of Science, Kyushu Imperial University, Series D*, **1**, 130–280.
- Matsumoto, T., 1947, A note on the Japanese Pachydiscidae. *Science Reports of the Faculty of Science, Kyushu University, Geology*, **2**, 34–46. (in Japanese)
- Matsumoto, T., 1977, Some heteromorph ammonites from the Cretaceous of Hokkaido. *Memoirs of the Faculty of Science, Kyushu University, Series D, Geology*, **23**, 303–366.
- 松野久也・田中啓策・水野篤行・石田正夫, 1964, 5万分の1地質図幅「岩見沢」および説明書. 北海道開発庁, 札幌, 168 p.

- McCracken, S. R., Compton, J. and Hicks, K., 1996, Sequence-stratigraphic significance of glaucony-rich lithofacies at site 903. In Mountain, G. S., Miller, K. G., Blum, P., Poag, C. W., and Twichell, D. C., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Ocean Drilling Program, College Station, Texas, 171–184.
- 三木 孝, 1986, 地質学的にみた海緑石 — 九州夾炭第三系の例 —. 鉱物学雑誌, **17**, 1–8.
- 都城秋穂・久城育夫, 1972, 岩石学 I: 偏光顕微鏡と造岩鉱物. 共立出版, 東京, 219 p.
- 守屋和佳・平野弘道, 2001, 北海道築別地域の白亜系層序. 地質学雑誌, **107**, 199–214.
- 長尾捨一・小山内熙・酒匂純俊, 1954, 5 万分の 1 地質図幅「大夕張」および同説明書 (札幌—第 24 号). 北海道開発庁, 札幌, 121p.
- Obasi, C. C., Terry, D. O., Jr., Myer, G. H. and Grandstaff, D. E., 2011, Glauconite composition and morphology, shocked quartz, and the origin of the Cretaceous(?) main fossiliferous layer (MFL) in Southern New Jersey, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, **81**, 479–494.
- Obata, I. and Futakami, M., 1977, The Cretaceous sequence of the Manji dome, Hokkaido. *Palaeontological Society of Japan Special Paper*, **21**, 23–30.
- 小島郁夫・前原俊春・津田博二, 1973, 北海道日高町周辺の白亜系. 国立科学博物館専報, **6**, 131–145.
- Odin, G. S. and Dodson, M. H., 1982, Zero isotopic age of glauconites. In Odin, G. S., ed., *Numerical Dating in Stratigraphy*, John Wiley and Sons, Chichester, 277–306.
- Odin, G. S. and Fullagar, P. D., 1988, Geological significance of the glaucony facies. In Odin, G. S., ed., *Green Marine Clays: Oolitic Ironstone Facies, Verdine Facies, Glaucony Facies and Celadonite-Bearing Facies—A Comparative Study*, Elsevier, Amsterdam, 295–332.
- Odin, G. S. and Letolle, R., 1980, Glauconitization and phosphatization environments: a tentative comparison. In Bendor, Y. K., ed., *Marine Phosphorites—Geochemistry, Occurrence, Genesis*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, no. 29, 227–237.
- Odin, G. S. and Matter, A., 1981, De glauconiarum origine. *Sedimentology*, **28**, 611–641.
- Okada, H., 1983, Collision orogenesis and sedimentation in Hokkaido, Japan. In Hashimoto, M. and Ueda, S., eds., *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions*, Terra Scientific Publishing, Tokyo, 91–105.
- 大立目謙一郎, 1941, 石狩炭田南部の推被衝上構造の新事實に就て. 矢部教授還暦記念会編, 矢部教授還暦記念論文集第二巻, 矢部教授還暦記念會, 仙台, 73–988.
- Owens, J. P. and Sohl, N. F., 1973, Glauconite from New Jersey-Maryland coastal plain; their K-Ar ages and application in stratigraphic studies. *Geological Society of America Bulletin*, **84**, 2811–2838.
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'yakonov, Y. S., Frank-Kamenetskii, V. A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P. V., Müller, G., Neiva, A. M. R., Radoslovich, E. W., Robert, J.-L., Sassi, F. P., Takeda, H., Weiss, Z. and Wones, D. R., 1998, Nomenclature of the micas. *Canadian Mineralogist*, **36**, 905–912.
- Shigeta, Y. and Maeda, H., 2005, Yezo Group research in Sakhalin—a historical review. In Shigeta, Y. and Maeda, H., eds., *The Cretaceous System in the Makarov area, southern Sakhalin, Russian Far East*, *National Science Museum Monographs*, **31**, 1–24.
- Shigeta, Y. and Nishimura, T., 2014, A new species of *Anagaudryceras* (Ammonoidea, Gaudryceratidae) from the lowest Maastrichtian of Hokkaido, Japan. *Paleontological Research*, **18**, 176–185.
- 清水 勇・田中啓策・今泉功, 1953, 5 万分の 1 地質図幅「上芦別」および説明書. 北海道開発庁, 札幌, 78 p.
- Smulikowski, K., 1936, Skolite, un nouveau minéral du groupe de glauconie. *Archivum Mineralogiczne*, **12**, 144–180.
- 須藤俊男, 1974, 粘土鉱物学. 岩波書店, 東京, 498 p.
- 高橋功二・鈴木守, 1986, 5 万分の 1 地質図幅「日高」および同説明書 (札幌—第 34 号). 北海道地下資源調査所, 札幌, 44p.
- 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 northwest Pacific margin. *Cretaceous Research*, **25**, 365–390.
- 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, 川崎, 66 + 8p.
- 辻野泰之, 2009, 北海道古丹別地域に分布する上部白亜系蝦夷層群函淵層. 地質学雑誌, **115**, 122–129.
- 上原誠一郎, 1999, 雲母の命名 — 黒雲母は系列名 —. 鉱物学雑誌, **28**, 83–86.
- Uwatoko, K. and Ohtatsume, K., 1933, The Upper Cretaceous oil bearing sedimentary rocks of Hokkaido, Japan. *Journal of Faculty of Science, Hokkaido Imperial University, Series IV*, **2**, 133–161.
- Vail, P. R., Audemard, F., Bowman, S. A., Eisner, P. N. and Perez-Curz, C., 1991, The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology — an overview. In Einsele, G., Ricken, W. and Seilacher, A., eds., *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer, Berlin, 617–659.
- Yazykova, E., 2004, Ammonite biozonation and Litho-/chronostratigraphy of the Cretaceous in Sakhalin and Adjacent territories of Far East Russia. *Acta Geologica Polonica*, **54**, 273–312.

楠橋 直・西村 智弘・大藤 弘明・皆川 鉄雄・齊藤 哲・前田 晴良, 2017. 北海道穂別富内地域の上部白亜系函淵層（蝦夷層群）に見られる海緑石. むかわ町穂別博物館研究報告, **32**, 43-58.

Nao Kusuhashi, Tomohiro Nishimura, Hiroaki Ohfuji, Tetsuo Minakawa, Satoshi Saito, and Haruyoshi Maeda, 2017. Glauconite from the Upper Cretaceous Hakobuchi Formation (Yezo Group) in Tomiuchi area, Hobetsu, Hokkaido, northern Japan, *The Bulletin of the Hobetsu Museum*, **32**, 43-58.

(要 旨)

白亜系蝦夷層群には含“海緑石”層が多数報告されている。しかしながら、海緑石の存在は特に堆積学的に重要であるにもかかわらず、それらの“海緑石”の多くは鉱物学的に海緑石であることが確認されているわけではなく、いわゆるフィールドネームのようにそう呼ばれているにすぎない場合がほとんどである。本研究では北海道穂別地域の上部白亜系函淵層に見られる“含海緑石砂岩層”の緑色粒子について鉱物学的検討をおこなった。野外観察、偏光顕微鏡・電子顕微鏡観察とX線回折装置、走査型電子顕微鏡-エネルギー分散型X線分光器、および電子プローブマイクロアナライザー-波長分散型X線分光器による分析の結果、これらの緑色粒子が海緑石であることが確認された。