HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	クリオコナイトと氷河の暗色化
Author(s)	竹内, 望
Citation	低温科学, (70), 165-172
Issue Date	2012-03-31
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/49067
Type	departmental bulletin paper
File Information	LTS70_023.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

低温科学 70 （2012） 165-172

クリオコナイトと氷河の暗色化

竹内　　望[1)]

2012 年 1 月 12 日受付，2012 年 1 月 18 日受理

クリオコナイトとは，氷河の雪氷中に含まれる暗色の物質である．主に大気由来の鉱物粒子と雪氷上で繁殖する微生物，その他の有機物で構成され，これらは糸状のシアノバクテリアが絡まりあってクリオコナイト粒という粒状の構造体を形成している．クリオコナイトは氷河表面のアルベドを低下させ，氷河の融解を促進する効果をもつ．クリオコナイトは世界各地の氷河にみられる物質である一方，その量や特性，構成する微生物は氷河によって異なる．近年グリーンランドや一部の山岳氷河で，裸氷域のアルベドが低下していることが報告され，その原因としてクリオコナイトの量の増加があげられている．このような変化は，現在の地球規模の気候変動が，氷河生態系にも大きな影響を与えていることを示唆している．

Cryoconite and darkening process of glaciers

Nozomu Takeuchi[1]

Cryoconite is dark-colored material on snow and ice of glaciers. It consists of windblown mineral particles, cold-adapted microbes, and organic matter derived from the microbes. They usually form small spherical aggregates known as cryoconite granules, whose spherical shape is maintained by filamentous cyanobacteria. Cryoconite substantially reduces albedo of the glacier surface and accelerates its melting. Although cryoconite can commonly be found on glaciers over the world, its abundance and characteristics vary among glaciers. Recently, studies have revealed that ice surface albedo of Greenland Ice Sheet and some other mountain glaciers significantly decreased. One of the possible causes of this albedo reduction is increase of cryoconite abundance on the glacier surface. The change of cryoconite abundance may be understood as response of glacier ecosystems to global environmental change, such as climate warming.

1．はじめに

19 世紀末，スウェーデンの探検家 A. E. ノルデンショルドは，グリーンランドを探検中，氷床の表面に水がたまった多数の円柱状の穴を発見する（Nordenskjöld, 1872）．当時スウェーデン王立科学アカデミーの鉱物学の教授だったノルデンショルドは，北極海の北東航路をはじめて横断した探検家として知られているがグリーンランドを始め数多くの北極域の探検を行い，1870 年，グリーンランド氷床の中西部ディスコ湾周辺を探検中，氷床上のキャンプで寝ていると，テントの下から水が浸みこみ寝袋がぬれてしまうことがたびたびあった．その原因は，テントの下の氷にあいたいくつもの水のたまった穴であった．寝ている間に氷が融けて，テントが穴の中の水につかってしまったのである．穴にたまった水は非常にきれいで，そのまま飲料水や食事の水に利用することができた．その穴は，直径数十センチ，深さ 30－60 センチほどで，穴の底には黒い沈殿物が沈んでいる．ノルデンショルドは，この穴の沈殿物に興味をもった．純水な氷の塊である氷床の上に，なぜこのような黒い物質が存在するのか．周囲は一面の氷原で裸地は存在しない．この沈殿物は，いったいどこからきたものなのか．この未知の物質にノルデンショルドは，氷（クリオ）のダスト（コニーデ）という意味をもつクリオコナイトという名を付ける．ノルデンショルドは沈殿物が氷床に落ちた微小隕石ではないかとはじめは考えたが，この沈殿物をもちかえり鉱物成分を分析したところ，主な成分は風に運ばれてきた鉱物粒子であることがわかった．しかし沈殿物を顕微鏡でみると含まれていたのは鉱物粒子だけではなかった．そこには驚くべきことにさまざまな微生物が大量に含まれていた．これらの微生物は雪氷上で繁殖する特殊な藻類やバクテリアだったのである．

1）千葉大学大学院理学研究科地球科学コース
[1] Department of Earth Sciences, Graduate School of Science, Chiba University
E-mail: ntakeuch@faculty.chiba-u.jp

それから 140 年がたった現在，ノルデンショルドが調査を行ったグリーンランド西岸域に再び注目が集まりつつある．近年の地球温暖化が顕在化するに従い，グリーンランド氷床に様々な変化が現れ始めたのである（e.g. Tedesco et al., 2011）．グリーンランド氷床西岸域は，夏になると裸氷が露出し氷床の中でも融解が最も顕著な場所でもある．近年の衛星画像の観測から，このグリーンランド西部の氷床の表面に黒くくすんだ場所，暗色域が出現することが明らかになった（図 1，Wientjes and Olemans, 2010）．この暗色域の原因を調べた結果，表面に堆積した黒い物質クリオコナイトであることがわかった（Wientjes et al., 2011）．ノルデンショルドがみつけた穴の底のクリオコナイトが，今氷床の裸氷域の表面全域に広がり始めたのである．クリオコナイトによる表面の暗色化は，融解に大きな影響をおよぼす．黒い色は太陽光を吸収し，氷の融解を促進する効果があるからである．なぜグリーンランド氷床表面に，クリオコナイトが広がり始めたのか．このプロセスには，クリオコナイトの構成物である雪氷微生物が大きく関与している可能性がある．この暗色化を理解するには，氷河という物理システムとそこに生息する生物群集の生態を理解しなくてはならない．地球規模で環境が変わりはじめている今，グリーンランドをはじめとして，世界の氷河でいったい何が起ころうとしているのか．この論文では，クリオコナイトに注目して氷河の暗色化のメカニズムに迫りたい．

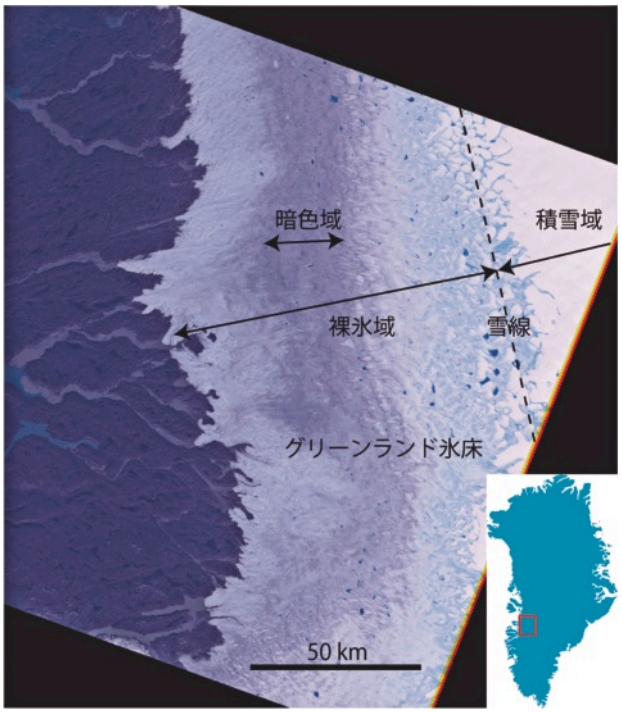


図 1：グリーンランド氷床西部の衛星写真．裸氷域に現れた暗色域を示した．（Landsat7 ETM＋, Band1, 2, 3, 2000.8.23）

2．氷河の融解とアルベド

現在の地球表面に存在する氷河や氷床の大きさは，水の重量にして約 28,000 兆トン，地球の全水量の約 2 %にあたる．その氷の 90%は南極氷床，9 %がグリーンランド氷床，のこりのわずか 1 %が山岳氷河として存在する．これらの氷河や氷床は，陸上に降った雪が数百年から数十万年の間堆積して形成されたものである．雪が長い間解けずに積もりつづけると，深いところでは雪の重みで氷となり，その氷は重力をうけてゆっくり変形しながら低い方へと流れる（図 2）．標高が下がれば気温は高くなるので，流れた氷はやがて表面に露出し融け始める．したがって，氷河の表面は上流部と下流部で大きく異なり，上流部の表面は雪，下流部は氷である．年間の降雪量が融解量を上回る上流部を涵養域，融解量の方が大きい下流部を消耗域，降雪量と融解量が等しくなる標高を平衡線と呼ぶ（図 2）．上流から下流にかけてのこの氷河の構造は，氷河の縮小や微生物の生態を考える上で重要な意味を持つ．

近年の地球規模の気温の上昇いわゆる地球温暖化は，世界各地の氷河を縮小させている．一般に氷河を融解させる熱エネルギーは，大気からの伝導熱である顕熱，水蒸気が凝結する時に解放される潜熱，太陽や雲からの放射熱の三つである．地球温暖化による氷河の融解は，気温の上昇による顕熱の増加によるものと考えることができる．しかし，実際に三つの熱源の中で氷河の融解に最も大きく寄与する熱は，多くの氷河では放射熱である．その放射熱の入力量をきめる重要なパラメータが，表面アルベドである．アルベドとは，入射光エネルギーに対する反射光エネルギーの比，つまり日射の反射率である．氷河表面への放射熱を決めるアルベドが氷河融解に与える影響は，地球温暖化の影響よりも大きいこともありうる．

雪と氷のアルベドは，白く見える通り普通は非常に高いが，表面の物理的な条件によって大きく変化する．例えば，積雪の表面の近赤外線部分のアルベドは，積雪粒子の粒径に大きく影響を受ける（e.g. Warren and Wiscombe, 1980）．新雪では粒子の粒径は非常に小さくア

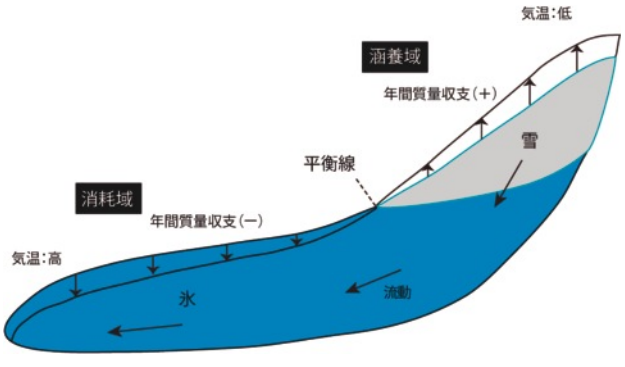


図 2：氷河の断面図と標高による質量収支の違い．

ルベドは高いが，一旦融け始めたざらめ雪では粒径は大きくアルベドも比較的低い．もうひとつアルベドに大きく影響する要因が，雪氷中に含まれる不純物である（Warren and Wiscombe, 1980）．不純物は特に可視域の波長の反射率に影響する．雪氷に含まれる不純物には様々なものがあるが，中でも最近アルベドへの影響として研究が進んできているのが黒色炭素（BC）いわゆる煤と，風送ダストとよばれる鉱物粒子である（Warren and Wiscombe, 1980）．黒色炭素は，化石燃料の燃焼時に排出される人為起源物質で，その光学的特性から積雪に沈着するとアルベドを下げる効果が大きい．ダストは大陸の乾燥域から風で運ばれてくる鉱物粒子で，色は茶色で BC に比べるとそのアルベドに対する効果は小さい．さらにもう一つの重要な不純物が，雪氷微生物である．雪氷微生物は，融解する雪氷表面で条件がそろうと繁殖する．微生物細胞そのものは光学的にそれほど大きな吸収をもたないが，微生物の遺体等の有機物は腐植物質へと変化すると光の吸収が増加し，アルベドに大きく影響する（Takeuchi, 2002）．特に氷河の消耗域の氷の表面では，サイズの小さい BC やダストなどの不純物は表面を流れる融解水によってほとんど流失してしまうが，微生物は鉱物粒子などとともに黒い集合体を形成するため表面に堆積し，アルベド低下にはもっとも大きな効果をもつ．BC やダストに比べてまだ研究は少ないが，氷河の消耗域の融解を考える上では，表面を覆うこの微生物由来のクリオコナイトが重要になる．

3．クリオコナイトの構造と形成過程

クリオコナイトはどのように形成されるのか．クリオコナイトをよく観察すると，それは単に様々な固形物が集まった沈殿物ではなく，微生物が作り上げた興味深い構造があることがわかる．クリオコナイトの構成物は，主に大気起源の鉱物粒子，雪氷微生物，そしてその微生物に由来する有機物である．全有機物量は乾燥重量では約 1 割ほどであるが，体積比にすると半分以上を占める．クリオコナイトはグリーンランドだけでなく世界各地の氷河消耗域に存在するが，これらの構成物はどの氷河でも同じ粒状の構造を形成している（Takeuchi, 2002）．この粒のことをクリオコナイト粒とよんでいる．粒の大きさは，直径約 2 ミリほどで，硬さは指でつまめば簡単に潰れるほどのものである（Takeuchi et al., 2001）．蛍光顕微鏡でみると糸状のシアノバクテリアという光合成微生物が絡まりあって，粒の表面を密におおっていることがわかる（図 3）．さらに粒の内部にはバクテリアが分布している．バクテリアはシアノバクテリアの遺体などの有機物に依存しているものと考えられる．つまりこのクリオコナイト粒は単に構成物が物理的に集まったものではなく，シアノバクテリアなどの微生物の活動によって形成された微生物複合体なのである（図 4）．氷河上の微生物は，このクリオコナイト粒を形成することによって，融解水の流れの中でも氷河表面にとどまることが可能となり，さらに貧栄養の氷河上でも粒の中の鉱物粒子などから効率的に栄養塩を得ることが

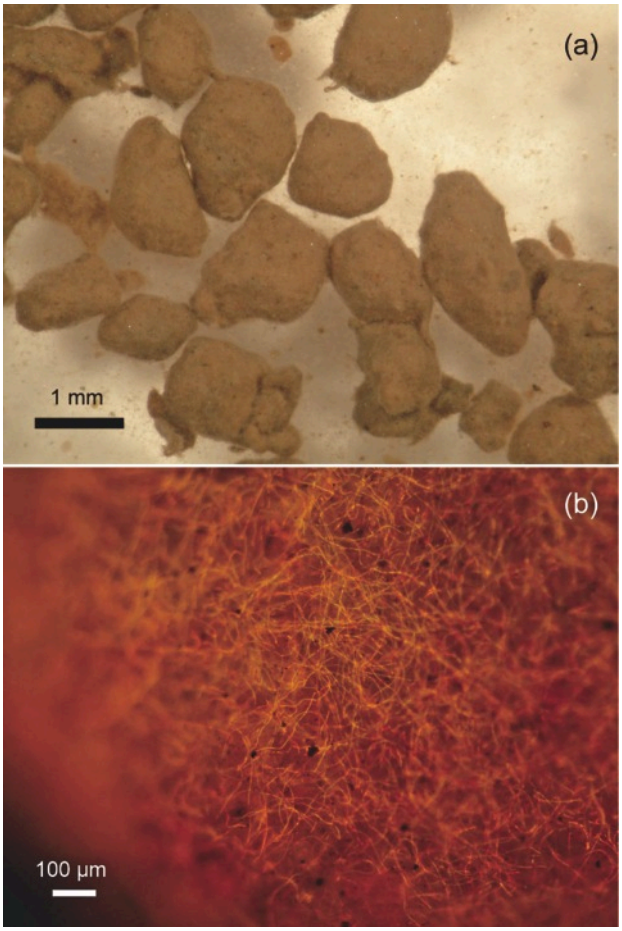


図 3：クリオコナイト粒の写真(a)と蛍光顕微鏡によるクリオコナイト粒の表面の写真(b)．オレンジに光るのは糸状のシアノバクテリア（中国ウルムチ No.1 氷河のクリオコナイト粒，Takeuchi et al., 2010）

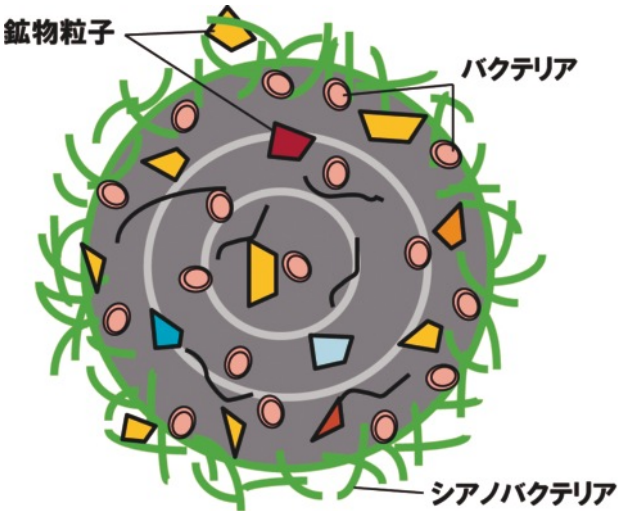


図 4：クリオコナイト粒の断面の模式図．ただし，バクテリア等の数や大きさは，見やすくするために変えているので本来ものと異なる．

できると考えられる．したがって，このクリオコナイト構造は，微生物にとって氷河という環境に適応的な構造であるといえる．

クリオコナイト粒の断面を観察すると，粒内部に興味深い構造を見ることができる（図5a，Takeuchi et al., 2010）．粒の内部には普通，同心円状の層構造が存在する．層の数は平均で3層，多いものでは7層になる．この層は粒の成長にともなう年輪と考えられている．氷河上のシアノバクテリアが繁殖できるのは氷河が融解する夏季の数ヶ月のみである．それ以外の季節は凍結したまま休眠するので粒は成長しない．この季節サイクルが年輪を形成しているのである．層の数から粒の寿命は3年から7年であることがわかる．クリオコナイト粒の中には，さらに複数の同心円を持つものがある（図5b）．この粒は複数の粒が融合して大きな粒になったものである．粒はある程度大きくなると，表面のシアノバクテリアが形を維持できなくなり崩壊する．崩壊した破片からは，再びクリオコナイト粒の形成が始まる．これらの構造から，クリオコナイト粒は数年のサイクルで形成，融合，そして崩壊をくり返していることがわかる．

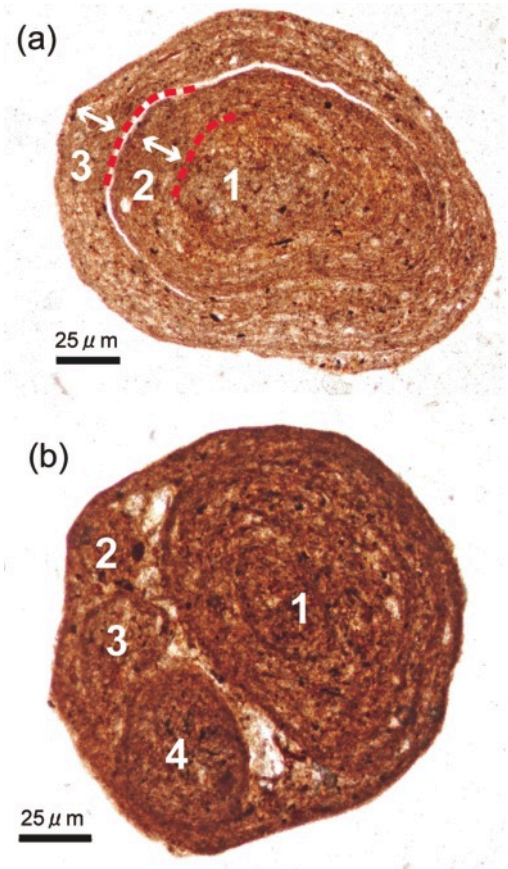
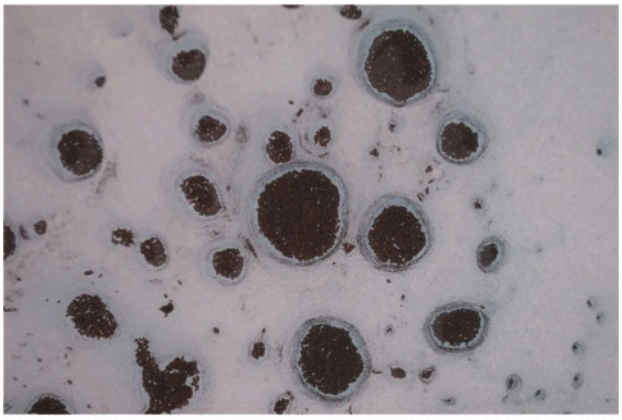


図5：クリオコナイト粒の断面の薄片写真．(a) 同心円の層構造，(b) 複数の粒を内部に含む構造．（中国ウルムチNo.1氷河のクリオコナイト粒，Takeuchi et al., 2010）

4．クリオコナイトホールの形成と崩壊

ノルデンショルドが氷の表面に発見した円柱上の水たまりは，クリオコナイトホールと呼ばれる．クリオコナイトホールは，世界各地の氷河にみられる構造で，氷河の下流部消耗域の裸氷表面に分布する．氷の一部にクリオコナイトが堆積すると，その部分はアルベドが下がるため，日射を吸収し周囲より融解が加速される．その後しばらくすると，クリオコナイトを底にためた円柱状の穴が形成されるのである（図6）．クリオコナイトホールの内部には，クリオコナイト粒を構成するシアノバクテリアやバクテリアなどの微生物をはじめ，他にも様々な生物が生息している．例えば，クマムシやワムシ，地域によってはミジンコやユスリカ，コオリミミズが生息している（Takeuchi et al., 2000, Willem and Els, 1994）．これらの生物にとってクリオコナイトホールは，周囲の氷河表面を違って融解水に流されてしまう危険もなく，栄養塩や食物を豊富に得ることのできる安定な生息場所なのである（Wharton, 1985）．したがって，クリオコナイトホールのサイズや寿命などの性質は，氷河上の微生物の生産量や群集構造に関わる重要な条件の一つである．

クリオコナイトホールの深さや寿命はどのように決まるのだろうか．穴の深さは，周囲の氷河表面の融解速度と底の融解速度が等しくなったときに決まる（図6）．



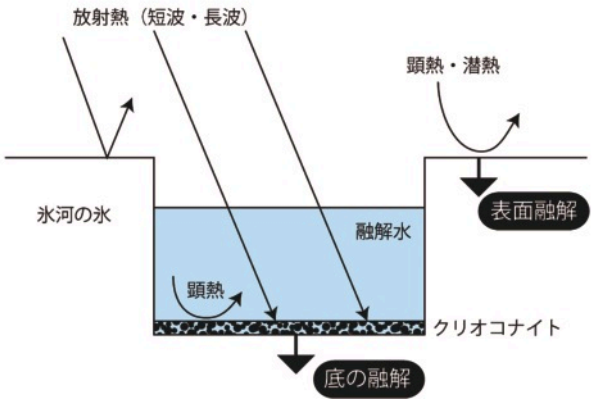


図6：クリオコナイトホール（Longyearbreen Glacier, Svalbard, 2011.8.21）とその形成過程．

氷河表面の融解速度は顕熱，潜熱，放射熱の合計で決まり，一方，底の融解速度は穴にたまった水からの顕熱と，水や氷を透過して底のクリオコナイトに到達する放射熱，クリオコナイト中の微生物の代謝熱の合計で決まる（McIntyre, 1984）．深くなるほど底に到達する放射熱は小さくなるので，二つの速度を等式にした方程式を解けば深さの定常解が求まる．この式から穴の深さは，表面の熱収支に大きく依存することがわかる．微生物の代謝熱の影響は非常に少ないことがわかっている．単純な理解では，顕熱や潜熱が卓越すると浅くなり，放射熱が卓越すると深くなる．たとえば，一つの氷河でも標高が高い場所では，気温が下がるので顕熱が小さくなり，穴は深くなる（Gribbon, 1979）．また一般にヒマラヤなどの低緯度では深さは数センチと浅く，グリーンランドなどの高緯度の氷河では数十センチと深い（Takeuchi et al., 2000; Gribbon, 1979）．温暖化が進めば，顕熱が増加しクリオコナイトホールは浅くなることが予想される．

クリオコナイトホールの寿命は，一般に浅いものほど短く，深いものほど長い．表面の熱収支は毎日の気象条件によって変動するので，それに伴い深さも変動する．そのため，平均的に穴が浅い氷河では，気象条件の変化でさらに浅くなって崩壊してしまうため，寿命は短い（Takeuchi et al., 2000）．このような氷河では，クリオコナイトホールは形成しても数日から数週間で消滅する．主に低緯度の氷河ではこのような傾向があり，クリオコナイトホールは頻繁に形成と崩壊を繰り返す．これに対し平均的に穴が深くなる高緯度の氷河では，多少の気象条件の変化では崩壊することはなく，一度形成されると数ヶ月から数年の寿命を持つ．気温が極端に低い南極のクリオコナイトホールにはさらに独特の特徴がある．南極のドライバレーのクリオコナイトホールの多くは，氷でふたをされており，夏になってもそのふたが融けて開くことはまれである（Fountain et al., 2004）．穴によっては，数年から数十年の間全くふたが開かず，大気から隔絶された空間を作り出している．

氷河の消耗域の表面を広く見た場合，クリオコナイトホールの形成は，アルベドを全体的に高くする効果をもっている（Bøggild et al., 2011）．暗色のクリオコナイトそのものはアルベドを低くする効果があるが，深さ数十センチのクリオコナイトホールの底に沈んでしまうと表面からは見えなくなり，全体のアルベドは高くなるのである．しかし，もしそのようなクリオコナイトホールが崩壊すれば，クリオコナイトが表面に広がりアルベドは急激に低下することになる（図 7）．気候変動によってもともと安定していたクリオコナイトホールが崩壊することがおきれば，穴の中にあったクリオコナイトが表面にちらばって氷河が暗色化することになる．したがって，クリオコナイトホールの形成と崩壊の条件は，氷河全域のアルベドを評価する上で重要になってくる．

図 7：クリオコナイトホールが崩壊した氷河表面．黒いクリオコナイトホールのあとが点々と広がっている．（Foxfonna Glacier, Svalbard, 2011.8.23）

クリオコナイトホールの形成のメカニズムは，前述の通り物理的に理解ができるように思えるが，実際には必ずしもすべてのクリオコナイトホールが熱収支で説明できるわけではない．高緯度の氷河でも比較的浅いスバルバードのような氷河もあれば，低緯度でも比較的深いものが観察されることもある．さらに近年の温暖化に伴いクリオコナイトホールの深さは浅くなると予想されるにもかかわらず，ヒマラヤでは深くなっていることも観察されている．実際のクリオコナイトホールの形成と崩壊のメカニズムの理解のためには，熱収支の物理モデルの改良と実験的な研究を行わなくてはならない．

5．クリオコナイトと藻類の群集構造

世界各地の氷河の消耗域表面に堆積するクリオコナイトの量を比較すると，地域によって大きく異なることがわかる（図 8）．クリオコナイトの量が比較的多いのは，天山山脈（Tienshan）や祁連山脈（Qilian），ヒマラヤ山脈などのアジア高山域の氷河である．その量は単位面積当たりの乾燥重量で約 300 g m^{-2} である（Takeuchi and Li, 2010）．このような氷河では，氷の表面は一面にクリオコナイトに覆われて，氷そのものはほとんど隠れて見えない（図 9）．それに対して，パタゴニア，アラスカ，北極域など高緯度の氷河では，クリオコナイトの量は比較的少ない（図 8）．その量は，100 g m^{-2} 以下である．アジア北部のアルタイ山脈は，その中間の値を示している．このようなクリオコナイトの量の違いは，表面アルベドに大きく影響している．クリオコナイト量の多いアジア高山域の氷河では，アルベドは 0.1−0.2 と比較的低いのに対し，高緯度の氷河では 0.2−0.4 と比較的高い．このように世界の氷河の中では，アジアの山岳氷河がクリオコナイトの量が顕著に多く，アルベドも非常に低い．これらの氷河では，クリオコナイトによって氷河の融解が速められていることになる（Koh-

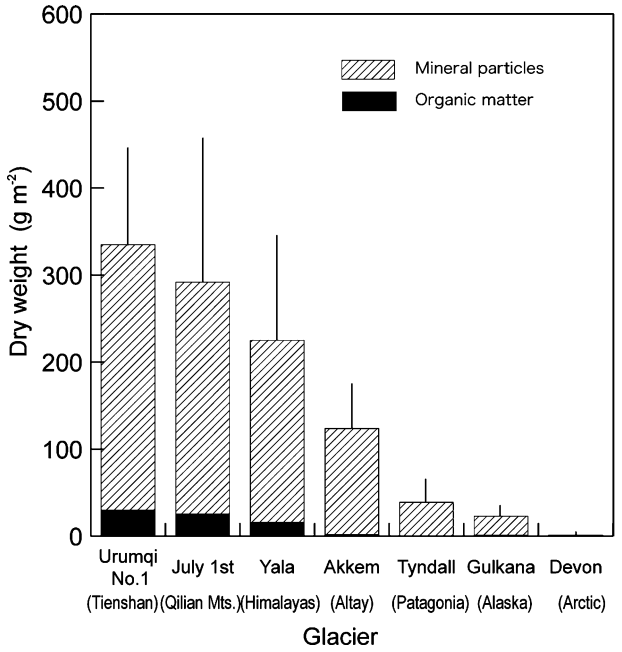


図8：消耗域の面積当たりのクリオコナイトの量（乾燥重量）の氷河間の比較．鉱物粒子と有機物のそれぞれの重量も示した．（Takeuchi and Li, 2008）

図9：クリオコナイトに覆われた氷河（中国，ウルムチNo.1氷河，2006.8.3）

shima et al., 1993）．

なぜこのように地域によって氷河表面のクリオコナイトの量が異なるのだろうか．氷河表面のクリオコナイト量は，その構成物である鉱物粒子と有機物のそれぞれの供給量に依存するが，中でもクリオコナイト中の有機物を生産するシアノバクテリアが大きく影響していると考えられる．鉱物粒子は主に大気から供給されるが，一般にそのサイズは非常に小さいために，氷河の消耗域に堆積したとしても融解水によってすぐに流されてしまう．一方，シアノバクテリアは，クリオコナイト粒を形成することによって融解水から流されにくくなり，細かい鉱物粒子や他の物質も氷河上にとどませる効果をもっている．したがって，シアノバクテリアが繁殖できるかどうかが，消耗域のクリオコナイト量に大きく影響していると考えられる．

実際にクリオコナイトの多いアジア山岳域の氷河と少ない高緯度の氷河では，この表面に繁殖するシアノバクテリアのバイオマスに大きな違いがある（Takeuchi et al., 2006a）．藻類のバイオマスを各氷河で比較すると，アジア山岳域の氷河ではシアノバクテリアのバイオマスが高緯度の氷河に比べて顕著に高い傾向にある．高緯度の氷河では，藻類バイオマスそのものはアジア山岳氷河に匹敵するが，その構成はシアノバクテリアではなく緑藻が優占する．このような藻類の群集構造の違いが，クリオコナイトの量に影響している可能性がある．

氷河表面の藻類の群集構造は，何によってきまるのか？　群集構造に影響を与える要因としては，氷河表面の生物化学的な条件やシアノバクテリアの種の地理分布などが考えられる．アジア山岳氷河では，比較的多くの砂漠起源の炭酸塩鉱物が堆積している．炭酸塩鉱物は，氷河表面の pH を高くする効果があるので，一般にこの地域の氷河では融解水がアルカリ性なる傾向がある．シアノバクテリアは，よりアルカリ性の条件を好むので，このような氷河ではシアノバクテリアが優占することになるのである．また，氷河に繁殖するシアノバクテリアの種は地域によって違いがある．現在アジアにしか生息しないシアノバクテリアが，クリオコナイト粒を効率よく形成する機能をもっているのかもしれない．シアノバクテリアの種の違いが，クリオコナイトの形成量を決めている可能性も考えられる．

6．氷河の暗色化のメカニズム

グリーンランドの裸氷域表面に近年になって現れた暗色域については，考えられる複数の原因が検討されている（Wientjes and Oerlemans, 2010）．暗色の原因として，表面を流れる融解水の効果，大気由来の鉱物粒子の蓄積，氷体内に含まれていた鉱物粒子の露出，雪氷微生物の繁殖がそれぞれ検討された．融解水そのものにはアルベドを低下させる効果があるが，衛星画像の反射率の波長スペクトルから，この暗色域は不純物が原因であることが示された．さらに衛星画像の分析では，暗色域には氷河の流動方向に直交する暗色の縞模様があることがわかった．大気由来の鉱物粒子では，この縞模様は説明できない．縞模様は，氷河の氷体内の層構造を反映しているものと考えられる．したがって，暗色域は氷体内起源の物質の影響があることがわかった．しかしながら，暗色域から得られた不純物のサンプルの分析の結果，不純物には鉱物粒子だけでなく大量の緑藻とシアノバクテリアが含まれており，さらにクリオコナイト粒構造も形成されていることがわかった（Wientjes et al., 2011）．このことから，微生物が暗色域の形成に関与していることは間違いないことが明らかになったのである．

氷河の消耗域の表面の暗色化は，グリーンランドだけでなく他の地域でも最近になって報告されるようになっ

た．例えば，スイスアルプスの氷河では長年にわたり消耗域のアルベドの観測が行われており，その記録は最近になってアルベドが低下していることを示していた（Oerlemans et al., 2009）．そのアルベド低下の原因を調べたところ，表面不純物量の増加であることがわかった．この不純物のアルベド低下による氷河融解の増加の効果は，気温上昇に換算するとおよそ２度の上昇に匹敵すると見積もられた．さらに，アラスカの氷河でもアルベドの低下と表面不純物量の増加が観測されている（Takeuchi unpublished data）．グリーンランドを含め，もともとクリオコナイトの量が少ない高緯度の氷河が暗色化することは，氷河表面がアジア化していると見ることができる．氷河の暗色化は，温暖化以上に氷河の縮小の原因になっている可能性があるのである．

なぜこのように近年，クリオコナイトの増加によると思われる氷河の暗色化がおきているのだろうか．前章までに述べてきたことをもとに氷河表面の生物過程を考えると，いくつかの原因をあげることができる．考えられる一つ目の原因は，クリオコナイトホールの崩壊である．気候変動によって氷河表面の熱収支が変わり，もともと安定していたクリオコナイトホールが崩壊すれば，その底のクリオコナイトが氷河表面に露出して，表面は暗色化することになる．二つ目の原因は，表面の藻類生産量の増加である．もともと少量の緑藻やシアノバクテリアが繁殖していたところ，温暖化によって融解期間が長期化し，光合成生産量が増加しクリオコナイト量が増えることが考えられる．さらに温暖化の間接効果として，大気由来の物質の変化によって氷河表面の栄養塩条件が変化し，光合成生産量が増加することも考えられる．極域の氷河の上流部の雪線周辺の積雪域では，融解期に緑藻が大繁殖して赤雪となることがわかっている（Takeuchi et al., 2006b）．この赤雪に由来する有機物の増加も，暗色化の原因になるかもしれない．三つ目の原因は，藻類の群集構造の変化である．生産量そのものには大きな変化はないが，藻類の繁殖に関わる何らかの氷河上の条件が変化によって，緑藻優占だった藻類群集が，アジアの氷河の様にシアノバクテリア優占に変化し，クリオコナイト粒の量が増加することが考えられる．もともとアジアにのみ分布していたシアノバクテリアの種が，高緯度域に拡がってきたのかもしれない．微生物の生産量や群集構造に影響する要因として，氷河の氷体の温度もあることが最近わかってきた．北極圏の氷河上の微生物群集の分析から，氷体温度が完全に氷点を下回る寒冷氷河と，氷点以下の部分と氷点（０℃）の部分が存在するポリサーマル氷河では，微生物群集が顕著に異なることが明らかになった（Edwards et al., 2011）．氷体内の温度は，年間平均気温や積雪量，氷の流動や融解水の流れなどの要因が複雑に影響するが，基本的に温暖化によって気温が上昇すれば，氷体の温度は上昇すると考えられる．したがって，この結果は，温暖化によって氷体の温度が上昇すれば，微生物群集に変化が起こることを示唆している．

以上，氷河の暗色化を引きおこす原因の可能性を述べてきたが，実際のプロセスは現時点ではまだわからない．温暖化のような気候変動に対して氷河生態系がどのような応答をするのか，これまでほとんど注目されてこなかったが，ようやく今研究が始まろうとしている段階である．温暖化による氷河の融解，という単純なプロセスではない別な変化が，各地の氷河で起きている可能性がある．まだ不足している氷河の生物化学的な研究をすすめて，気候変動に対する氷河生態系の変化を定量的に把握することが，今後の氷河変動を理解する上で欠かせないのである．

謝辞

グリーンランドの暗色域の衛星画像の分析は伊藤弘樹君（千葉大学），クリオコナイト粒の薄片分析は西山大陸君（千葉大学）の修士論文によるものである．本論文を書く機会を与えていただいた，福井学，福原晴夫，野原精一の各氏に感謝する．

引用文献

Bøggild, C. E., R. E. Brandt, K. J. Brown, and S. G. Warren (2010) The ablation zone in northeast Greenland: ice types , albedos and impurities. *Journal of Glaciology*, **56**(195), 101–113.

Edwards, A., A. M. Anesio, S. M. Rassner, B. Sattler, B. Hubbard, W. Perkins, T. Young, G. Michael, and W. Gareth (2011) Possible interactions between bacterial diversity , microbial activity and supraglacial hydrology of cryoconite holes in Svalbard. *The ISME Journal*, **5**(1), 150–160.

Fountain, A. G. M. Tranter, T. H. Nylen, K. J. Lewis, and D. R. Mueller (2004) Evolution of cryoconite holes and their contribution to meltwater runoff from glaciers in the McMurdo Dry Valleys, Antarctica. *Journal of Glaciology*, **50**(168), 35–45.

Gribbon, P. W. F. (1979) Cryoconite holes on Sermikavsak, West Greenland. *Journal of Glaciology*, **22**, 177–181.

Kohshima, S., K. Seko, and Y. Yoshimura (1993) Biotic acceleration of glacier melting in Yala Glacier, Langtang region, Nepal Himalaya. Snow and Glacier Hydrology (Proceeding of the Kathumandu Symposium, November 1992) *IAHS Publication*, **218**, 309–316.

McIntyre, N. F. (1984) Cryoconite hole thermodynamics. *Can. J. Earth Sci.*, **21**, 152–156.

Nordenskjöld, N. E. (1872) Account of an expedition to Greenland in the year 1870. *Geological Magazine*, **9**, 289–306.

Oerlemans, J, R. H. Giesen, and M. Broeke (2009) Retreating alpine glaciers: increased melt rates due to accumulation of dust (Vadret da Morteratsch , Switzerland), *Journal of Glaciology*, **55**(192), 729–736.

Takeuchi, N., S. Kohshima, Y. Yoshimura, K. Seko, and K. Fujita (2000) Characteristics of cryoconite holes on a Himalayan glacier, Yala Glacier Central Nepal. *Bull. Glaciol. Res.*, **17**, 51–59.

Takeuchi, N., S. Kohshima, and K. Seko (2001) Structure, formation, darkening process of albedo reducing material (cryoconite) on a Himalayan glacier: a granular algal mat growing on the glacier. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, **33**(2), 115–122.

Takeuchi, N. (2002) Optical characteristics of cryoconite (surface dust) on glaciers: the relationship between light absorbency and the property of organic matter contained in the cryoconite. *Annals of Glaciology*, **34**, 409–414.

Takeuchi, N., J. Uetake, K. Fujita, V. Aizen, and S. Nikitin (2006a) A snow algal community on Akkem Glacier in the Russian Altai Mountains. *Annals of Glaciology*, **43**, 378–384.

Takeuchi, N., R. Dial, S. Kohshima, T. Segawa, and J. Uetake (2006b) Spatial distribution and abundance of red snow algae on the Harding Icefield, Alaska derived from a satellite image. *Geophys. Res. Let.*, **33**, L21502, doi:10.1029/2006GL027819.

Takeuchi, N. and Z. Li, (2008) Characteristics of surface dust on Ürümqi Glacier No. 1 in the Tien Shan Mountains, China. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, **40**(4), 744–750.

Takeuchi, N., H. Nishiyama, and Z. Li (2010) Structure and formation process of cryoconite granules on Ürümqi glacier No. 1, Tien Shan, China. *Annals of Glaciology*, **51**(56), 9–14.

Tedesco, M., X. Fettweis, M. R. van den Broeke, R. S. W. van de Wal, C. J. P. P. Smeets, W. J. van de Berg, M. C. Serreze, and J. E. Box (2011) The role of albedo and accumulation in the 2010 melting record in Greenland. *Environ. Res. Lett.*, **6**, 014005, doi:10.1088/1748-9326/6/1/014005.

Warren, S. G. and W. J. Wiscombe (1980) A model for the spectral albedo of snow. II. snow containing atmospheric aerosols. *Journal of Atomspheric Science*, **37**, 2734–2745.

Wharton, R. A., C. P. McKay, G. M Simmons and B. C. Parker (1985) Cryoconite holes on glaciers. *BioScience*, **35**, 449–503.

Wientjes, I. G. M., and J. Oerlemans (2010) An explanation for the dark region in the western melt zone of the Greenland ice sheet. *The Cryosphere*, **4**(3), 261–268.

Wientjes, I. G. M., R. S. W. Van de Wal, G. J. Reichart, A. Sluijs, and J. Oerlemans (2011) Dust from the dark region in the western ablation zone of the Greenland ice sheet. *The Cryosphere*, **5**(3), 589–601.

Willem, H. D., and A. V. Els (1994) Rotifera and tardigrada from some cryoconite holes on a Spitsbergen (Svalbard) glacier. *Belg. J. Zool.*, **124**, 27–37.