

Environment Research and Technology Development Fund

環境研究総合推進費 終了研究成果報告書

永久凍土大規模融解による温室効果ガス放出量の現状評価と将来予測
(2-1605)

平成28年度～平成30年度

Assessing and Projecting Greenhouse Gas Release from Large-scale Permafrost Degradation

〈研究代表機関〉

国立研究開発法人海洋研究開発機構

〈研究分担機関〉

北見工業大学

国立研究開発法人国立環境研究所

〈研究協力機関〉

アラスカ大学フェアバンクス 国際北極圏研究センター
ロシア科学アカデミー ヤクーツク永久凍土研究所

2019年5月

目次

I. 成果の概要	1
1. はじめに（研究背景等）	
2. 研究開発目的	
3. 研究開発の方法	
4. 結果及び考察	
5. 本研究により得られた主な成果	
6. 研究成果の主な発表状況	
7. 研究者略歴	
II. 成果の詳細	
II-1 永久凍土大規模融解のメカニズムと脆弱性の現状評価 （国立研究開発法人海洋研究開発機構） 要旨	12
1. はじめに	
2. 研究開発目的	
3. 研究開発方法	
4. 結果及び考察	
5. 本研究により得られた成果	
6. 国際共同研究等の状況	
7. 研究成果の発表状況	
8. 引用文献	
II-2 巨大地下氷体および凍土堆積物中の有機炭素（温室効果ガス）量の把握 （北見工業大学） 要旨	41
1. はじめに	
2. 研究開発目的	
3. 研究開発方法	
4. 結果及び考察	
5. 本研究により得られた成果	
6. 国際共同研究等の状況	
7. 研究成果の発表状況	
8. 引用文献	
II-3 凍土動態を考慮した全球陸域統合モデルによる将来予測 （国立研究開発法人国立環境研究所） 要旨	56
1. はじめに	
2. 研究開発目的	
3. 研究開発方法	

- 4. 結果及び考察
- 5. 本研究により得られた成果
- 6. 国際共同研究等の状況
- 7. 研究成果の発表状況
- 8. 引用文献

Ⅲ. 英文Abstract	 75
---------------	----------

I. 成果の概要

課題名 2-1605 永久凍土大規模融解による温室効果ガス放出量の現状評価と将来予測
 課題代表者名 斉藤 和之（国立研究開発法人海洋研究開発機構 統合的気候変動予測研究分野 主任研究員）
 研究実施期間 平成28～30年度
 累計予算額 115,363千円
 （うち平成28年度：39,106千円、平成29年度：39,106千円、平成30年度：37,151千円）
 累計予算額は、間接経費を含む。

本研究のキーワード：高含氷永久凍土（エドマ）、永久凍土の融解、温室効果ガス（メタン）、不可逆過程、累積放出量予測、現地観測とモデル研究の連携と統合

研究体制

- （1）永久凍土大規模融解のメカニズムと脆弱性の現状評価（国立研究開発法人海洋研究開発機構）
- （2）巨大地下水氷体および凍土堆積物中の有機炭素（温室効果ガス）量の把握（北見工業大学）
- （3）凍土動態を考慮した全球陸域統合モデルによる将来予測（国立研究開発法人国立環境研究所）

研究協力機関

アラスカ大学フェアバンクス 国際北極圏研究センター
 ロシア科学アカデミー ヤクーツク永久凍土研究所

1. はじめに（研究背景等）

環北極域に広く存在する永久凍土は有機炭素の巨大な貯蔵庫（全球陸域蓄積の約半量）であり、温暖化による融解とそれに伴う土壌有機炭素の分解および温室効果ガスの放出が進行していると考えられる。IPCC第5次報告書では、永久凍土の変動を炭素循環における大きな不確定要素とし、その理解の重要性が強調された。北極評議会でも全球的気候変動下での永久凍土融解やそれに伴うメタン放出の重要性は認識されているが、その実態解明は不十分で、気候変動予測モデルへの組み込みは遅れている。

本研究課題の目的・構成

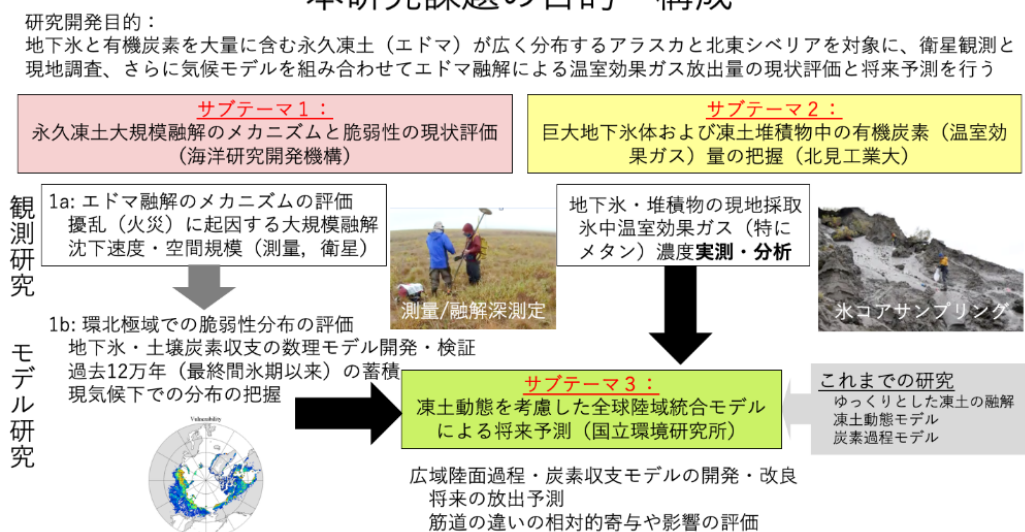


図1 課題全般の概略図。

近年その影響が明らかになってきた、エドマと呼ばれる高含氷永久凍土の大規模かつ不可逆な融解（以下、永久凍土大規模融解という）は、氷融解による地盤沈下が北極域での土地利用を困難にし、社会基盤破壊を促進するなど現地の生活や生態に対する直接的影響のみでなく、貯留炭素（温室効果ガス）の放出を通して地球規模の気候に影響を

及ぼす問題である。しかしながら、これまで十分な現地調査や定量化が行われていないため、その融解進行機構の理解や脆弱性分布・放出量予測などの科学的知見の蓄積には国際的・社会的な要請がある。本課題では、概略図(図1)に示すごとく観測とモデル研究の3つのサブテーマの成果を統合して、永久凍土大規模融解による温室効果ガス放出量の現状と予測に関する科学的知見を蓄積する。

表1 本課題で行った現地調査一覧表。

番号	地域	観測サイト	現地調査時期	アクセス方法			特別許可	採取試料	InSAR 検証測量	備考
				最寄りのベース地点		ベースからの 距離/時間				
1	アラスカ	Anaktuvuk 火災跡地	2016年8月 2017年5-6、8-9月 2018年5-9月	Toolik Field Station, North slope, AK	ヘリコプター・ スノーモービル	105km	○	○	○	ヘリコプター代については、2年目以降は、別予算(NASA/ABOVE)を使用
2		Itkillik露頭	2016年8月 2017年8月 2019年3、8月	同上	ヘリコプター・ スノーモービル	130km	○	○		ヘリコプター代については、3年目以降は、別予算(NASA/ABOVE)を使用
3		MP355	2016年8月	同上	トラック	120km	○	○		
4		MP315	2016年8月	同上	トラック	56km	○	○		
5		Barrow coast	2016年8月	Barrow Arctic Research Center	4輪バギー	20km	○	○		一部のロジスティクス費用は別予算(NGEE-Arctic)から支出
6		Barrow tunnel	2016年8月	同上	4輪バギー	1km	○	○		一部のロジスティクス費用は別予算(NGEE-Arctic)から支出
7		Kougarok	2017年9月	Nome	トラック	150km	○	○	○	一部のロジスティクス費用は別予算(NGEE-Arctic)から支出
8		Teller	2017年9月	同上	トラック	100km	○	○		一部のロジスティクス費用は別予算(NGEE-Arctic)から支出
9		UAF	2017年8月	IARC	徒歩	1km		○		
10		Fox	2017年8月	IARC	乗用車	10km	○	○		
11	シベリア	Churapcha	2016年9月	ヤクーツク 永久凍土研究所	ロシアトラック	一日		○		
12		Syrdakh	2016年9月	同上	ロシアトラック	一日		○		
13		Yukechi	2016年9月	同上	ロシアトラック	一日		○		
14		Mayya	2017年9月 2018年9月	同上	ロシアトラック	半日			○	一部、北極拠点研究予算を使用
15		Zyryanka	2017年7月	同上	航空機・ボート	2日間		○		
16		Chokurdakh	2018年10月	同上	航空機・ボート	2日間	○	○		
17	スノバルドパール	Stuphallet	2018年8月	Ny-Alesund	チャーター機・ ボート	一日	○	○		一部、科研費を使用

2. 研究開発目的

永久凍土の融解に伴う温室効果ガス(GHG)放出には、熱伝導が主体となる緩慢で可逆な「広域放出」、また高含氷永久凍土(エドマ層あるいはエドマ)の急激・不可逆かつ大規模融解による一次放出(氷中貯留GHGの直接放出)および二次放出(堆積土中有機炭素の新規分解による放出)がある。本研究ではその実態や影響が不詳のエドマ融解による放出に着目し、現地調査に基づく現状評価と将来予測を行うことにより、上記3つの道筋の相対的な寄与を定量化するとともに、全球気候における永久凍土融解の影響理解の裾野を広げ、もって気候変動の安定化目標に関する議論や地球温暖化への適応策の検討に貢献することを大きな目標とする。

日本の研究隊による北極域調査研究には障壁が存在する。まず北極陸域は領土外であり、その研究活動に大きな制限がある。ロシアでは外国人の立入りや試料の輸送・保管、輸出等に制限があり、米国アラスカにおいても諸管轄機関からの許可が必要になる。さらに、現在の日本の研究予算制度には、欧米にあるような研究費と極地ロジスティクス費用を別に配分する制度が存在しない。そこで本研究では、このような課題を、研究組織を最小限にして予算を多く現地調査に充て、また国際的な共同研究の協力を得ることで克服し、最大規模の実地データ(表1)を取得する。地下氷と土壌有機炭素を大量に含む永久凍土が広く分布するアラスカと北東シベリアなどを対象に、衛星観測と現地調査によりエドマ層大規模融解過程の現状を面的・定量的に把握し、現地で試料を採取して融解前の永久凍土が含有する炭素(氷中GHGや堆積土中有機炭素)を分析する。また、環北極域における土壌有機炭素や地下氷分布ならびにエドマ融

解脆弱性を数理モデルから推定し、これら新たな知見を高度化した永久凍土融解過程とともに既存のモデルへ組み込んで将来予測と全球への影響評価を行う。

3. 研究開発の方法

(1) 永久凍土大規模融解のメカニズムと脆弱性の現状評価

サブテーマ1では用いた手法と目的により、衛星観測と現地調査をあわせて行った高含氷永久凍土(エドマ)大規模融解のメカニズムの理解と定量化の部分(1a)と、概念的数理モデルを開発して環北極域の土壌有機炭素および地下水氷の分布、またエドマ層の融解の脆弱性分布の推定の部分(1b)とに分けて記載する。

1a) 永久凍土大規模融解のメカニズム

高含氷永久凍土(エドマ)融解によって地下水氷が損失し生じる地盤沈下(サーモカルスト)の範囲・沈下について、その時間発展(メカニズム)の理解と定量化を行った。研究対象地、用いたマイクロ波および可視光衛星画像、空撮可視画像によるリモートセンシング手法、現地調査方法については以下に示すとおりである。

今後大規模な永久凍土融解が予測されるエドマ分布域のなかから、リモートセンシング解析と現地測量の対象地としてアラスカ・ノーススロープのツンドラ火災跡地Anaktuvukと、シベリア・中央ヤクーチアMayyaを選定した。

解析に用いた合成開口レーダー(SAR)のLバンドマイクロ波(約24cm)データは、2006年から2010年に撮影されたALOS-PALSAR FBD/FBS画像と2015年から2018年に撮影されたALOS2-PALSAR2のSM3画像およびNASAの航空機観測(UAVSAR)による画像である。マイクロ波画像からは、観測時期の違う2時期のSARデータについて位相情報を干渉させることによってmmオーダーの地表面変位を測定する2-pass DInSAR(差分SARインターフェロメトリ)解析を実施した。

地形変化に伴う地表面のテクスチャ変化を捉えてサーモカルスト進行の有無を判定するため、またツンドラ火災延焼域を決定するために空間分解能0.5-2.5mの可視光衛星画像(Ikonos, QuickBird, Pleiades, WorldViewシリーズ)を使用した。さらに、これらの光学画像を最尤法による教師付き土地被覆分類に使用した。

また、現地測量のために、Anaktuvuk火災跡地(アラスカ)では30-60m長の2本の測量ライン上に5m毎に測量マーカーを設置したプロットを複数設置し、2016-2018年の間、繰り返し正確な座標と標高を測量した。一方、Mayya周辺(シベリア)では農耕放棄地において、直角に交差した2本の30mトランゼクトラインを1プロットとする4プロットの測量を2017年および2018年の9月下旬に実施した。

1b) 永久凍土大規模融解脆弱性の評価

土壌有機炭素や土壌水分収支の本質部分を簡潔に記述した概念的数理モデルを構築し、地形・緯度・土質・海からの距離(内陸度)などの特徴によりカテゴリー化した駆動データやパラメータを用いて最終間氷期以来の時間的变化を計算して環北極域の土壌有機炭素および地下水氷の分布、またエドマ融解の脆弱性分布を求めた。その主な構成は以下の通りである。

モデルは地上部と地中部からなるから2-boxモデルで、地上から地下への炭素や水の供給、地中における炭素や水・氷の動態を計算する。モデルを駆動する気候データ(気温、降水)は、グリーンランド氷床コアに基づき、さらに海陸・氷床分布(ICE-6G_C)や古気候モデル相互比較プロジェクトのデータを加えて、先の間氷期である12万年前から現在まで年単位で作成した。ただし、年平均気温のみでは地盤の凍結・融解、あるいは永久凍土の状況などの季節性の情報が欠落するため、再解析データや古気候モデル出力を用いて緯度や内陸度の関数として年気温較差を求め、凍結指数と融解指数を算出した。

地下部における土壌有機炭素(SOC)や土壌水分は、一次差分方程式の形式でモデル化した。地上部から地下部への炭素分の入力(気温、降水量、二酸化炭素濃度など)によって定まる落葉量であり、降水から蒸発と表面流出を除いたものを水分の浸透量である。氷の収支は、凍結・融解指数や土壌の熱伝導率を用いて判断する。炭素の分解速度は、寛解法に従って中立的な値(地上部からの落葉量と分解が平衡している場合)にある時定数 τ に近づくとした。本研究では、文献などの値を参考に τ の値の範囲を4~2500年とし、植生-地形カテゴリーごとに規定値を定め、土壌水分(湿潤度)や土壌の凍結状況によってステップごとに変化させた。

氷期―間氷期のサイクルの間では、環北極圏においても氷床の分布や厚さ、海岸線の位置、標高が変化する。これらの条件は土壌有機炭素や地下水の動態にも大きな影響を及ぼすため、海陸分布、氷床分布（厚さも含む）をICE-6G_C に依拠して設定し、各時間ステップにおいて陸域、海域、氷床下の3つのカテゴリーに分けてSOC、土壌水分および地下水の動態を計算した。

(2) 巨大地下水体および凍土堆積物中の有機炭素(温室効果ガス)量の把握

アラスカ北部の連続永久凍土地帯(Barrow, Itkillik Bluff, MP355, Anak2)、アラスカ中西部の不連続永久凍土地帯(Fox, UAF, Kougarkok, Teller)、およびスバルバル諸島ニーオルスン周辺の連続永久凍土帯(Stuphallet)において、高含氷永久凍土(エドマ層)の調査を行った。チェーンソーやコアラーを用いて、分析用の地下水試料および土壌試料を採取し、凍結した状態を保って研究施設(土壌はアラスカ大学、氷はアラスカ大学および北見工大)まで持ち帰った。

地下水コアを板状に切り出し、目視観察を行った。氷体への土壌成分の混入状態を調べるとともに、実体顕微鏡を用いて、含有気泡の形状や分布も観察した。

試料毎に、数百グラムの地下水もしくは土壌を、塩化ナトリウムで飽和させた水中で融かし、水上置換法で、試料に含まれるガスを抽出した。ガスが水へ溶け込むことを防ぐために、塩化ナトリウムで飽和させた水を水上置換に用いた。採取したガスの体積、温度、気圧を測定し、標準状態(0℃, 1気圧)におけるエドマ層のガス含有量を算出した。

水上置換で回収したガスの組成を、ガスクロマトグラフを用いて分析した。熱伝導度検出器による、全ガス種(キャリアガスとして用いたヘリウムを除く)を対象にした測定に加え、メタンをはじめとした有機物に対しては、より感度の高い、水素炎イオン化検出器による測定を行った。濃度既知の標準ガスの測定結果を基準として、試料のイオンクロマトグラムのピーク強度から、各ガス成分の濃度を算出した。

さらに、水上置換で回収した温室効果ガス(メタンおよび二酸化炭素)の安定炭素同位体組成を、連続フロー型安定同位体質量分析装置を用いて測定した。永久凍土試料の測定結果を国際標準試料(V-PDB)の測定結果と比較し、V-PDBからの差分の千分率($\delta^{13}\text{C}$)を算出した。

加えて、エドマ層に含まれる固体有機物の安定炭素同位体組成の分析も行った。凍土試料を融解後、水分を気化させて、土壌を取り出した。土壌に含まれる炭酸塩(無機炭素)は、塩酸と反応させて、取り除いた。有機炭素のみが含まれる土壌を炉で燃焼させ、出てきた二酸化炭素の質量分析を行うことで、安定炭素同位体比($\delta^{13}\text{C}$)を求めた。

エドマ層に含まれる植物遺体を抽出し、その放射性炭素年代を測定した。放射性炭素年代測定は、アリゾナ大学のアリゾナ加速器質量分析研究所(AMS研究所)に依頼して行った。

(3) 凍土動態を考慮した全球陸域統合モデルによる将来予測

陸面物理過程の改良による永久凍土融解過程の予測

サブ課題代表者らが開発してきた陸域統合モデル MIROC INTEGRated Terrestrial Model (MIROC-INTEG)を利用した。はじめに、MIROC における陸面物理過程を扱う MATSIRO (Minimal Advanced Treatment for Surface Interaction and Runoff) の改良を行った。これまでの MATSIRO では、土壌温度・水分の計算を行う際に、土壌が凍結する効果が考慮されていなかった。ここでは土壌水分が凍結することによる、熱伝導率と熱容量の変化を考慮した。これにより、氷が水に比べて熱伝導度が大きいことを表現する凍土動態のモデル化が可能となった。さらに、永久凍土が存在する高緯度地帯で特徴的な「土壌有機層」をモデルにおいて考慮した。ツンドラ域やタイガ域では、非常に寒冷なために植生が発達しないため、地表付近に空隙率の高いモス層でおおわれていることが多い。MATSIRO では地表の土壌タイプごとに空隙率や透水係数の鉛直分布を与えて土壌温度・水分の計算をしているが、ツンドラ域とタイガ域において土壌有機(モス)層を考慮した。これにより、地表付近に土壌有機層では、透水係数が高く、熱伝導率が低く、熱容量が大きいことを考慮できるようになった。

上記の改良を行い、分野横断モデル比較プロジェクト ISIMIP (Inter-Sectoral Model Inter-comparison Project) のデータを用い、過去(1950–2005)および将来(2006–2100)の期間で様々な気候シナリオの下で将来予測実験を行った。将来予測に関しては、2100年での放射強制力を8.5, 6.0, 4.5, 2.6 W/m² に安定化させるシナリオ(それぞれRCP8.5 および RCP2.6)を利用した。

永久凍土融解による温室効果ガスの一次・二次放出が気候システムに及ぼす影響

上記で開発したモデルの結果とサブ1・2で得られた結果を利用して温室効果ガス放出を推定するモデルを構築した。一次放出に関しては、MIROC-INTEG によって行った永久凍土体積の将来予測の結果を利用した。その際、サブテーマ1・2の結果を用いて気候変動による永久凍土融解によって放出される温室効果ガス放出量を算出した。温室効果ガスとしては二酸化炭素とメタンを考慮し、サイト間のばらつきは二酸化炭素とメタンそれぞれの平均値を用いた計算を行い、平均値±標準偏差をモデルに与えることで、パラメータの不確実性を考慮した将来予測を行った。

次に、二次放出としては、気候変動に伴いエドマ層が凍土融解に伴い力学的に崩壊し、有機物が分解されることによって放出される温室効果ガス量を、同様にサブテーマ1の衛星観測とモデル計算から得られた値を用いて求めた。その際、モデルパラメータを利用してこれらを簡易な形で表現し、モデルパラメータを幅広く変化させることで、不確実性の大きさを評価した。モデルパラメータは、サブテーマ1および2で行った観測結果を利用し、観測されていないパラメータに関しては、既存の研究をもとに幅を持たせて与えた。また、将来の撓乱の発生確率（自然火災などの発生確率）を、気候変動に伴う地表気温変化 ΔT_a （過去1980-2000年平均を基準とした地表気温偏差）の関数と仮定したが、その関数形はこれまでの観測の蓄積も少なく不確定であるため、本研究では線形モデルと非線形モデルとの2つの場合を考えて評価した。さらに、土壌有機炭素の分解に関わるパラメータについては、陸域生態系モデル VISITによる極域での計算結果を利用した。

4. 結果及び考察

(1) 永久凍土大規模融解のメカニズムと脆弱性の現状評価

1a) 永久凍土大規模融解のメカニズム

先行研究と本研究期間を合わせた現地測量と13年間に亘るマイクロ波リモートセンシングを組み合わせて、急速かつ大規模に進行するサーモカルスト沈下の現状を評価した。可視光画像の時系列からは、火災前および直後には見られなかったアイスウェッジポリゴン模様（網目状に地下に分布する氷楔・アイスウェッジの融解によって浮かび上がる）が以降の画像では確認され、そのポリゴン模様が次第に明瞭になることが確認できた。2008年火災後のALOS運用期間（火災後3年目まで）で、可視光画像による火災の有無とDInSARによる地盤沈下シグナルが見られる領域には非常に一致がみられた（図2左）。一方、ALOS2運用期間（2015-2018年、火災後8-11年）については、火災直後に見られたような火災域とDInSARシグナルのよい一致は見られず、火災後約10年の間にサーモカルスト進行が違うステージに移行した可能性を示した（図2中）。UAVSAR（NASA航空機観測）干渉画像で捉えられた高分解能の季節的変位分布からは、火災域でサーモカルストの影響を受けてきたエリアで季節変位が激しく、非火災域でその変動が小さいことが分かった（図2右）。

アラスカおよびシベリアの両対象地において、それぞれ現地測量による衛星解析結果を比較し、DInSARによるサーモカルスト沈下把握のリモートセンシングの有効性が検証された。Anaktuvuk火災跡地（アラスカ北部）では、永久凍土融解沈下様式に関して定量的な計測値と時空間分布に関する知見を得た。具体的には、火災後1年目に空間平均値として最も大きなサーモカルスト沈下量（約6cm/年）を観測し、その後2-3年目に沈下量が沈静化すること、一方火災後8-11年目には火災直後に見られたサーモカルスト沈下の空間分布とは別の分布が観測され、火災域よりも未火災域において平均的な沈下量が大きく（約2cm/年）となった。8-11年目の沈下量分布からは、温暖化によって火災などの大きな地表面撓乱がないツンドラにおいてもサーモカルストが進行していること、サーモカルスト進行の様式が地質条件や地表面に近い永久凍土層の含水率に関係していることなどが示唆された。精密な現地測量とドローン測量の結果からは、数cmの空間分解能でのサーモカルスト地形変化を捉え、滑らかなツンドラ地表面が、アイスウェッジポリゴンの地下構造を反映した3次元変形の過程としてサーモカルスト現象を捉えた。10年以上ツンドラ火災後のサーモカルスト沈下を衛星リモートセンシングによって追跡した研究はこれが初めてであり、約10年間で起きたサーモカルスト分布の大きなシフトは、今後増加が予測されるツンドラ火災の影響を理解する上で重要な発見である。

エドマ層が広く分布し、今後も継続的にサーモカルストの進行が予測されている中央ヤクーチア（ロシア・北東シベリア）においてもはじめてDInSAR解析を導入し、現場検証とともに現地の融解沈下様式を評価した。森林に覆われた土地では有効なシグナルが得られなかった一方、農耕放棄地において最も大きな沈下量の平均値が確認され、約1cm/yearであることが分かった。農耕放棄地のほとんどは、1960-1970年代にかけて開発されその後放棄されたものであり、地表面

が攪乱されてから数十年後においてもサーモカルスト沈下が徐々に進行していることが示された。

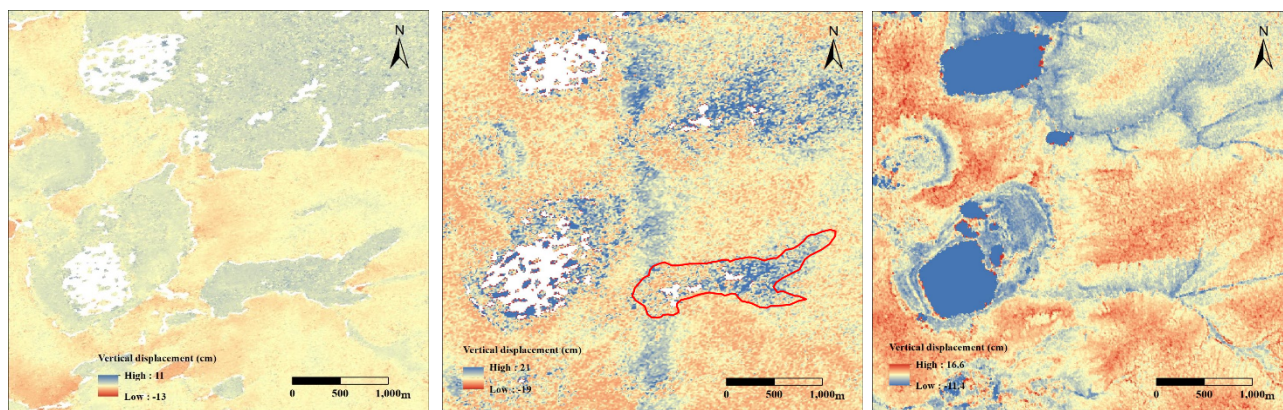


図2 (左) ALOS-PALSAR干渉画像 (Jul 27, 2009 - Jul 24, 2008) ; (中) ALOS2-PALSAR2干渉画像 (Jul 13, 2018 - Jul 17, 2015)、赤線領域は未火災域の一つ; (右) UAVSAR干渉画像 (Jun 21, 2017 - Sep 16, 2017)。

1b) 永久凍土大規模融解脆弱性の評価

北緯50度以北の緯度・経度1度の格子点 (サブテーマ3と共通) について、内挿した再解析データ (ERA-Interim) の1979年-2015年の平均値を現在気候値とし、復元した古気候データで駆動し過去12.5万年に渡って開発した概念的数値モデルで積分を行った。各格子点につき、土壌水分、地下水、土壌有機炭素量 (SOC) の推移を計算した。環北極域の特徴的な8地点での時系列を検討し、温暖期・寒冷期での異なる挙動や、内陸部・沿岸部などの気候的差異から予想される挙動の違いが整合的に再現されていることを確認した。また、SOCについては派生解析により堆積速度や堆積コアの復元を行い、コア解析の文献値との比較を通し、地域性・時代性が再現されていることを確認するとともに、モデルパラメータの選定を行った。

上記で選定したパラメータの範囲で現在のSOC分布に対する感度を調べ、また高解像度の地形データ (デジタル標高モデル ETOPO1) と組み合わせることで、より細かい地形に即したパラメータの当てはめとモデル結果のダウンスケーリングを行った。

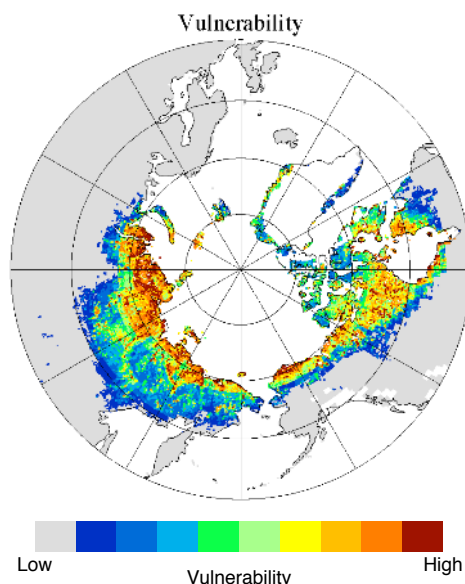


図3. エドマ融解の脆弱性分布。

SOCの絶対値の範囲および地理的分布は概ねよく一致している。また、地下水については、IPA地下水図は体積含有率であり、また表層堆積物の厚さや種類によって値の基準が異なるが、本研究では氷の厚さ (～量) として統一的な分布を提示した。上記の理由で両者の単純な比較はできないが、東シベリアからアラスカにかけて (つまり、エドマが多く分布していると考えられているところ) の分布状況の再現性はよい。一方、西シベリアおよびカナダでは全体的に過大評価になっており、低地あるいはかつて氷床に覆われていたところでの再現性に課題があるといえる。上記のように得られた土壌有機炭素および地下水の分布を用いて、それぞれを最大値で規格化した積をエドマ融解の脆弱性と定義した。その結果が図3である。これまでに得られている知見と整合的な脆弱性分布が高解像度で推定された。

(2) 巨大地下水体および凍土堆積物中の有機炭素 (温室効果ガス) 量の把握

アラスカおよびスバルバル諸島の永久凍土地帯で採取したエドマ氷のガス分析を行った。地下水コアのガス含有量はおよそ3～4cc/100gであった (表2)。エドマ氷中のメタンおよび二酸化炭素濃度の平均値は、それぞれ6300ppmv、3400ppmvであった (表2)。ガス含有量は試料によらず同程度の値であったが、温室効果ガス濃度の値は試料間で差異

が大きかった。特にメタン濃度の値は、サイト内やサイト間で3桁も幅があった(図4)。

エドマ中のメタン濃度が何によって決まるのか調べる目的で、メタン濃度を永久凍土試料の年代(エドマ形成時の気候)や永久凍土の発達の度合い(永久凍土の広がり・連続性や含水率)と比較したものの、両者の間に有意な相関関係は認められなかった。その一方で、高濃度のメタンが検出された地点(MP355, Fox, Kougarok)の土壌はピート質で有機物に富んでいると思われるため、定性的ではあるが、メタン濃度と土壌成分の関係性が示唆される。

エドマ氷に含まれるメタンの起源を、ガス組成から推定した。メタンの安定炭素同位体組成($\delta^{13}\text{C}$)と炭化水素ガス組成比の関係や、メタンの $\delta^{13}\text{C}$ とエタンの $\delta^{13}\text{C}$ の関係は、メタンのほとんどは、微生物活動(メタン生成菌による有機物の分解)に由来することを示している。さらには、メタンと二酸化炭素の安定炭素同位体組成の差を比較したり、同位体混合モデルを立てたりすることで、具体的にどのような経路でメタンが生成されたのか考察した。同位体混合モデルによって算出された、メタン生成菌による有機物の主要な分解メカニズムである二酸化炭素還元($\text{CO}_2 + 4\text{H}_2 \rightarrow \text{CH}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$)と有機酸発酵($\text{CH}_3\text{COOH} \rightarrow \text{CH}_4 + \text{CO}_2$)それぞれの寄与率は、表3のとおりである。二酸化炭素還元経路の寄与率が高いItkillikとFoxは共に氷期に形成されたエドマ層と考えられるので、寒冷な環境下においては、二酸化炭素還元によるメタン生成が促進されていたことが示唆される。

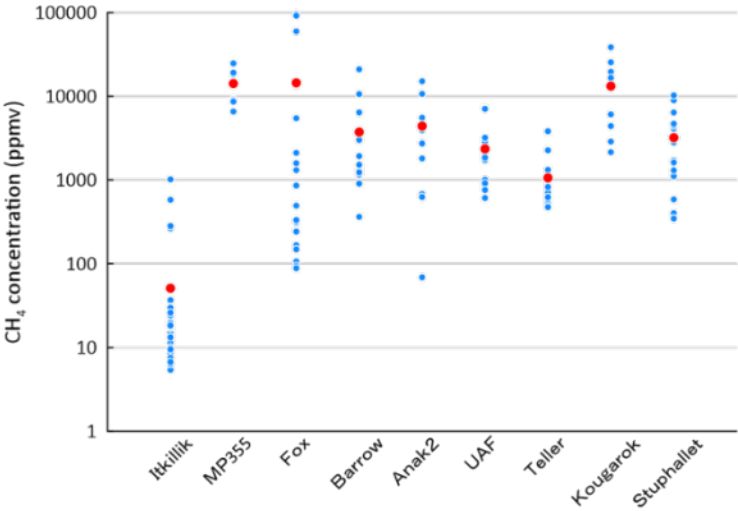


図4 各サイトにおける地下水中のメタン濃度
青丸と赤丸はそれぞれ各試料の測定結果と各サイトの平均値を示している

表2 各サイトにおける地下水のガス含有量・温室効果ガス濃度(平均値)

	ガス含有量 (cc/100g)	CO ₂ (ppmv)	メタン (ppmv)
Itkillik Bluff	3.9	2301	51
MP355	3.4	3817	14177
Fox	3.1	7526	14463
Barrow	3.4	2401	3736
Anak2	3.7	12793	4399
UAF	2.9	639	2352
Teller	4.7	593	1060
Kougarok	4.1	647	13212
Stuphallet	9.4	205	3204

表3 凍土中メタンの生成経路(CO₂: 二酸化炭素還元, Ace: 有機酸発酵)の寄与率
Case 1 は有機炭素に富んだ環境を, Case 2 は有機炭素が枯渇した環境を想定した計算結果

	Case 1		Case 2	
	CO ₂ %	Ace %	CO ₂ %	Ace %
Itkillik	64	36	74	26
MP355	62	38	71	29
Fox	91	9	93	7
Barrow	58	42	69	31
Anak2	61	39	71	29
UAF	26	74	42	58
Teller	48	52	60	40
Kougarok	38	62	52	48

(3)凍土動態を考慮した全球陸域統合モデルによる将来予測

陸面物理過程の改良による永久凍土融解過程の予測

最新の気候モデルにおける土壌水分の凍結融解に関わる物理過程を改良し、過去の再現実験を行なった(図5)。冬季に凍結した土壌の熱伝導率の変化などを新たに考慮することにより、永久凍土面積が増加し、特に分布の南限域で、より現実的な永久凍土分布が得られるようになった(図5a)。改良したモデルを用いて、現在のペースで温暖化が進む成り行きシナリオ(RCP8.5)および全球平均気温変化を2度程度に抑える低炭素シナリオ(RCP2.6)を用いた将来予測の結果が図5cである。気候モデルの不確実性を評価するため、5つの気候モデルの結果を陸域統合モデルに与え、永久凍土面積を計算した。その結果、RCP8.5シナリオでは、将来の永久凍土面積が最大で半分程度に減少することがわかった。シミュレーションの結果を、よりわかりやすく表現して一般に伝えるために、全球の永久凍土分布の変化を表す動画をWEB上で公開した。

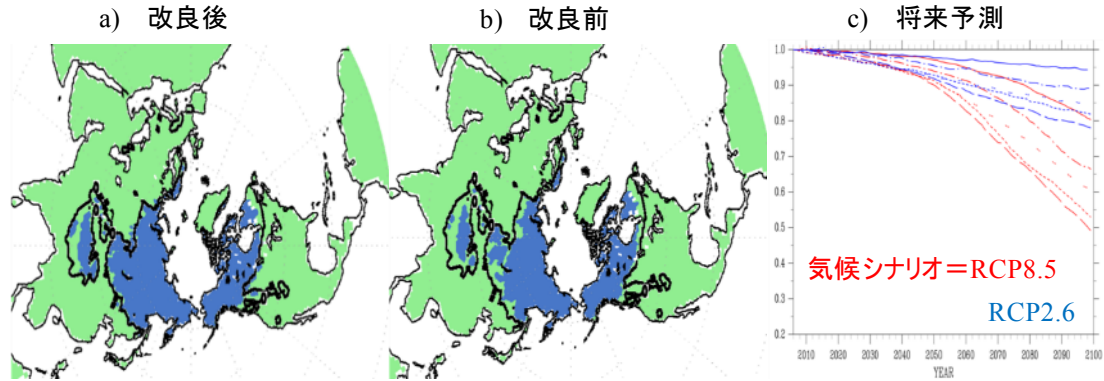


図5. 気候モデルにおける土壌凍結過程の a) 改良後 および b) 改良前における過去再現実験の結果。黒線が観測された永久凍土分布に対し、青い面積がモデルによる計算結果。年間を通して土壌温度が0度を下回る領域がある場所を永久凍土域とした。c) 気候モデルの改良を行なったモデルを用いた将来予測の結果。計算開始時点(2005)における永久凍土面積を1とした場合の、全球の永久凍土面積の変化を示す。気候シナリオとしてRCP8.5(赤)およびRCP2.6(青)を与えた結果。実線：GFDL、破線＝MIROC、点線＝HadGEM、一点鎖線＝NorESM、二点鎖線＝IPSLの結果を表す。

永久凍土融解による温室効果ガスの一次・二次放出が気候システムに及ぼす影響

サブテーマ1および2の結果を利用して、エドマ層の永久凍土融解によって生じる温室効果ガスの放出量を見積もり、これを簡易モデルに与えて全球平均気温変化を求めた(表4)。サブテーマ2によるエドマ層の温室効果ガス濃度を利用し、融解によって凍土に含まれる温室効果ガスが放出される「一次放出」を求め、サブテーマ1によって得られたエドマ層の融解速度と有機炭素分布を利用し、融解によって有機物が分解されて温室効果ガスが放出される「二次放出」を求めた結果である。ここでは好氣的な環境で二酸化炭素が多く放出される Dry case と、嫌氣的な環境でメタンが多く放出される Wet case を考慮した。RCP8.5シナリオにおける気温上昇は全球平均で4.12℃であり、エドマ層の融解による昇温(0.23-0.26℃)は、気温上昇を6%程度増幅させたことになる。エドマ層の面積割合は、全球面積の0.3%程度に過ぎないにもかかわらず、その融解は気候システムに大きな影響を及ぼす可能性がある。

表4 エドマ層の永久凍土融解による温室効果ガス一次・二次放出の RCP8.5 シナリオに基づく将来予測(2100年までの放出量の積算値)と、それによる全球地表気温の変化。比較のため、先行研究 Schneider von Deimling et al. 2015, SvD2015³⁾ による計算結果(中央値と68%幅)も示す。

Case	二酸化炭素放出量 [10 ³ TgCO ₂]	メタン放出量 [Tg CH ₄]	永久凍土融解による全球平均気温上昇 dT [°C]
Dry case	57.84	3943	0.23
Wet case	57.32	6756	0.26
SvD2015	319 (154-517)	1474 (836-2614)	0.09 (0.05-0.14)

5. 本研究により得られた主な成果

(1) 科学的意義

高含氷永久凍土(エドマ)融解が引き起こす急速かつ大規模な地盤沈下(サーモカルスト)で流動化する炭素総量の見積りには、沈下速度の現地真値による量的・面的把握、エドマ内貯留炭素(気相あるいは固相)量の実測が重要であり、全球規模の影響評価にはそれらに関する定量的な環北極域分布把握が必要である。本課題開始時には、これらの多くは未詳であった。

アラスカおよびシベリアでの現地測量とマイクロ波衛星観測により、沈下量把握手法としてDInSARの有効性を検証し、融解開始後長期にわたる沈下に関して定量的な計測値(最大約6cm/年)と時空間分布に係る初の知見を得た。これらは今後増加が予測されるツンドラ火災の影響評価、永久凍土融解進行メカニズム理解の基礎であり、より現実的な融解過程を取入れた陸面過程モデル開発に応用される。

エドマ組成・貯留炭素量とその環北極域広域空間的分布を、多地点での採取・測定により明らかにした。エドマ氷のガス含有量ならびに温室効果ガス(メタン)濃度は平均値で前者は100g中3~4cc、後者は6300ppmvであった。また、メタン生成経路(二酸化炭素還元経路と有機酸発酵経路の寄与率)を今回初めて定量的に評価した結果は、独創性の高い研究成果である。

一方、それまで未詳であった環北極域におけるエドマとその融解脆弱性分布のために、概念的数値モデルを開発して土壌有機炭素(SOC)と地下氷蓄積量を推定するとともに、高解像度の脆弱性分布を提示した。以上の知見は、エドマ融解と全球気候システムの相互作用を定量的に議論するための基礎となり、本研究においても将来予測のための入力・境界値データとして利用された。

簡略化されていた凍土過程の高度化により、より信頼性のある将来予測に必須な永久凍土動態の再現性が向上した。また、エドマ層の融解による一次放出・二次放出を簡易ながら定式化し、上述の観測・モデル結果を取り込んで定量化、今世紀末時点までの全球温度上昇への寄与、また既存研究との相対的比較を提示したことは大きな科学的成果である。

更に、本研究で得られた知見から新たな科学的課題として、エドマ中温室効果ガス濃度の由来・組成・環境・変遷とばらつきの関連解明、SOC蓄積や凍土などの古環境復元への応用、攪乱発生や有機物分解過程などの含む全球気候モデル MIROCの高緯度域特性の理解と改良などが派生した。

(2) 環境政策への貢献

<行政が既に活用した成果>

特に記載すべき事項はない。

<行政が活用することが見込まれる成果>

巨大な地下氷の融解による大規模かつ不可逆的な地形変化(サーモカルスト)は、現在確実に進行中であり、本研究で得られた地表面攪乱によるサーモカルストの進行様式とその変化速度に関する知見は、攪乱因になる土地開発が今後も進むと考えられる北極陸域の資源開発と環境保全双方の計画に必要な情報である。更に、この不可逆的な変化は寒冷圏におけるティッピングエレメントであり、温室効果ガス放出という全球的な影響に加え、地盤沈下に伴う社会基盤、酪農業の阻害、生態系バランスの変化など現地の生活基盤や様式へ局所的な影響を与える。北極域における住民の生活を保護し、持続可能な産業活動を推進する方策を講じる上で、またより広域に影響する変化を事前に捉え実影響を低減するために、広域的な永久凍土安定性の監視と迅速な状態変化の察知は重要である。本研究が進めた永久凍土動態のリモートセンシング技術は以上のような環境政策立案において活用される。また、数値モデルによる広域的な脆弱性分布をもとに攪乱発生の危険度や切迫度情報の提供は、攪乱対策あるいは緩和策や対応策の策定の支援あるいは促進となる。北極域の現地自治体や関連国に対して、我が国の北極・環境研究成果を通して環境保護・温暖化対応策あるいは持続的経済政策の策定に助言することは、我が国の研究レベルを国際的に示した国際貢献を訴えることになる。

本研究による成果の波及的応用として、国内の季節凍土・永久凍土エリアに対する地表面変位監視へ適用できる。大雪山系や富士山の高山風衝地では永久凍土が確認されており、国土の半分以上は季節的に凍結・融解を繰り返している。温暖化によってその凍結・融解サイクルとそれに伴う地表面の変位や地形の、また引いては植生の変化への適応

を図るための手段として環境省適応課題に貢献しうる。

現地調査を通して本研究が提示したエドマ層の温室効果ガス含有量の現地真値、環北極域での一次放出・二次放出の将来予測や全球温度上昇への寄与の定量化などは、IPCCをはじめとする政府間機関による気候変動の評価に資するものである。本研究によって得られた成果論文は現在投稿のための作業を進めているが、次期IPCC報告書に貢献することが期待される。

また、雑誌やテレビからの取材を通して、永久凍土融解の問題に対する社会の関心が高まっていることを感じる。今後の論文を含む本研究の成果が、温暖化に対する国民の理解と関心を向上させ、持続的社会的構築や適応策の推進に対する一助となりうる。

6. 研究成果の主な発表状況

(1) 主な誌上発表

<査読付き論文>

- 1) G. Iwahana, K. Harada, M. Uchida, S. Tsuyuzaki, K. Saito, K. Narita, K. Kushida and L. D. Hinzman: J. Geophys. Res. Earth Surface, 121(9), 1697–1715 (2016)
Geomorphological and geochemistry changes in permafrost after the 2002 tundra wildfire in Kougarak, Seward Peninsula, Alaska.
- 2) Kazuyuki Saito, Go Iwahana, Hiroki Ikawa, Hirohiko Nagano, and Robert C. Busey: Geosci. Instrum. Method. Data Syst., 7, 223–234, (2018)
Links between annual surface temperature variation and land cover heterogeneity for a boreal forest as characterized by continuous, fibre-optic DTS monitoring.
- 3) Yoshinori Iizuka, Chihiro Miyamoto, Sumito Matoba, Go Iwahana, Kazuho Horiuchi, Yoshio Takahashi, Naoya Kanna, Koji Suzuki, and Hiroshi Ohno: Earth and Planetary Science Letters, 515, 58–66, (2019)
Ion concentrations in ice wedges: An innovative approach to reconstruct past climate variability.

(2) 主な口頭発表(学会等)

- 1) Kazuyuki Saito, Amy Hendricks, Nancy Bigelow, John Walsh, Sergey Marchenko, Vladimir Romanovsky, Kenji Yoshikawa: the 11th International Conference on Permafrost, Potsdam, Germany, 2016.
Simulated biome and permafrost distributions for the Late Quaternary Beringia.
- 2) 齊藤和之、大野 浩、横畠 徳太、岩花 剛、町屋 広和: 日本地球惑星科学連合 (2017)
永久凍土不可逆融解による温室効果ガス放出量の現状評価と将来予測
- 3) 横畠 徳太、齊藤和之、大野 浩、岩花 剛、伊藤昭彦、高田久美子: 気象学会春季大会 (2017)
凍土動態を考慮した全球陸面-植生モデルによる将来予測
- 4) K.Saito, H.Ohno, T.Yokohata, G.Iwahana, H.Machiya: 2nd Asian Conference on Permafrost, Sapporo, Japan (2017)
Assessing and Projecting Greenhouse Gas Release due to dynamic Permafrost Degradation
- 5) Yokohata T.Saito K.Ohno H. Iwahana G. Machiya H.: 第8回極域科学シンポジウム (2017)
Assessing and projecting greenhouse gas release due to abrupt permafrost degradation
- 6) 岩花 剛・檜山哲哉・大野 浩・南 雅代・齊藤和之・Ahn Jinho・A. N. Fedorov: 名古屋大学宇宙地球環境研究所年代測定研究シンポジウム (2017)
永久凍土を利用した古環境復元の可能性
- 7) T. Yokohata, K. Saito, T. Hajima, A. Ito, K. Takata, H. Ohno, G. Iwahana, H. Machiya, T. Sueyoshi: 日本地球惑星科学連合 (2018)
Projecting future greenhouse gas release by an Earth system model with explicit permafrost dynamics.
- 8) Kazuyuki Saito, Hirokazu Machiya, Go Iwahana, Hiroshi Ohno, and Tokuta Yokohata. 第9回極域科学シンポジウム (2018)
A simple-model simulation of Late Quaternary Arctic ground ice and soil organic carbon changes.

7. 研究者略歴

研究代表者

齊藤 和之

東京大学工学部卒業、博士(理学)、アラスカ大学客員研究員、現在、国立研究開発法人海洋研究開発機構主任研究員

研究分担者

1) 大野 浩

岡山大学理学部卒業、博士(地球環境科学)、現在、国立大学法人北見工業大学助教

2) 横島 徳太

北海道大学理学部卒業、博士(理学)、現在、国立研究開発法人国立環境研究所主任研究員

II. 成果の詳細

II-1 永久凍土大規模融解のメカニズムと脆弱性の現状評価

国立研究開発法人海洋研究開発機構
統合的気候変動予測研究分野

斉藤 和之

<研究協力者>

アラスカ大学フェアバンクス

国際北極圏研究センター

岩花 剛

国立研究開発法人海洋研究開発機構
統合的気候変動予測研究分野

町屋 広和

宇宙航空研究開発機構

地球観測研究センター

阿部 隆博（平成29～30年度）

<研究協力機関>

アラスカ大学フェアバンクス 国際北極圏研究センター

ロシア科学アカデミー ヤクーツク永久凍土研究所

平成28～30年度累計予算額：55,088千円

（うち平成28年度：21,510千円、平成29年度：17,219千円、平成30年度：16,359千円）

累計予算額は、間接経費を含む。

[要旨]

環北極圏に広がる永久凍土に蓄積された炭素量は、全球陸域総量の半分あるいは大気総量の倍ほどと推定されている。温暖化に伴う永久凍土の融解は、土壌有機炭素（SOC）の分解により新たな温室効果ガス（GHG、特に本研究はメタンに注目する）の生成・放出を引き起こすが、その理解やモデルへの取り込みはまだ十分ではない。中でも、その影響が懸念される高含氷永久凍土（体積の多くを地下水で占めるような永久凍土、エドマ）については、その存在範囲や融解進行のメカニズムなど不明な点が多い。今後発生しうるエドマ融解の場所や頻度、またそれに伴うGHG放出量を推定するにあたって、これらは必須な理解であり情報である。そこで本研究では、自然火災や農業放棄などの攪乱によって進行している大規模融解による地盤沈下を対象に、現地測量と衛星解析（InSAR）を用いて、そのメカニズム（沈下速度や水平方向への広がり）を定量的に示し、また数理的モデルと気候データや文献値を用いて環北極域でのSOC・地下水の長期変化を推定するとともに、エドマ融解の脆弱性分布評価を行った。これらの結果は、他のサブテーマと連携して、GHG放出量の将来予測に用いられた。

[キーワード]

高含氷永久凍土（エドマ）、サーモカルスト、地盤沈下、一次放出、脆弱性分布

1. はじめに

高緯度地域、特に北極域では気候変化はより強く、より早く起こる¹⁻²⁾。永久凍土は、地球温暖化によって融解が危惧され、また近年では有機炭素や地下水の巨大な貯蔵庫と捉えられている³⁾。地球温暖化が進む中、永久凍土の融解とその全球への影響評価が求められているが、永久凍土の分布と融解速度などの変化動態の基礎情報が不足しているため、大きな不確定要素となっている⁴⁻⁶⁾。

体積の大半（60～90％）を氷が占め、上記の大量の有機炭素を取り込みながら成長した永久凍土（高含水永久凍土）を特に“エドマ層”と呼ぶ。このエドマ層が融解すると、地形が不可逆的に崩壊し、水文環境や物質循環、植生の変化を通じて生態系全体が大きく変化する。最終的な地盤沈下の規模は深さ50mにも及ぶ。このエドマは北極陸域、特にシベリアからアラスカに渡る地域に存在しており（p. 14, 図(1a)–1）、その融解が多大な影響を及ぼしうるため、その変動の研究が特に重要である⁷⁻⁸⁾。近年、エドマの融解が引き起こした大規模な地盤沈下（サーモカルスト）発達の事例報告（図1）は増加しているが⁹⁻¹⁰⁾、その損失量（地盤沈下量～氷の融解量）を広域的に評価する研究は立ち遅れており、現状の広域評価や将来予測に結びつけるには制約がある。また、エドマ層の融解によって温室効果ガス（GHG。特に本研究はメタンに注目する）が放出されうるが、そこでは、氷の中に閉じ込められているGHGが氷の融解に伴って大気に直接放出される「一次放出」と、凍土堆積土中の凍結土壌有機炭素（SOC）が地表付近に暴露され分解されることで新たに生成・放出される「二次放出」の2経路が考えられる。熱伝導が主体の「広域放出」との相対的寄与の違いや、全球に対する影響はサブテーマ3で扱うが、本サブテーマ研究では、エドマ融解やサーモカルスト発達のメカニズムを現地観測と衛星観測に基づいて解明するとともに、サブテーマ2と連携して「一次放出」量の定量的に把握する。また、概念的数値モデルを開発・利用して環北極域でのエドマ（土壌有機炭素や地下氷の量、永久凍土の存在）とその融解脆弱性の分布を推定し、GHG放出の広域評価と将来予測のための基礎データとして提供する。

2. 研究開発目的

永久凍土の現地観測・監視は、これまでも数多く実施されてきたが、ほとんどの場合は道路等からアクセスできる場所に限られてきた。変化の全体像を捉えるためには、永久凍土の融解が激しい地形変化を起こしている場所も含めて状況把握することが不可欠であるが、そのような地域は比較的人口の少ない集落か交通網が未発達で、アクセスが特殊な車両やヘリコプターに限られるため、北極陸域現地調査の大きな障壁になる。

また、現場アクセスのロジスティクスを解決し、ポイントごとの現地観測が行われた場合でも、風系規模や流域規模での評価につなげるためにはスケールアップをしなければならない。リモートセンシング技術はその有力なツールたりうるが、課題開始時には技術的・手法的な困難が存在した。対象となる永久凍土は地下であること、地表は植生に覆われており、その変化を従来の光学センサーで捉えることは難しいこと、である。ところが、近年になり植生の影響を受けにくい周波数Lバンドの合成開口レーダ（SAR）を永久凍土変化の探知に利用しうることで報告された¹¹⁻¹²⁾。ただし、このマイクロ波リモートセンシングによる永久凍土融解評価は、現場の観測データがほとんど得られていないため検証が十分ではない。サブテーマ1aでは、多地点・広域で現地測量によりマイクロ波リモートセンシングによる永久凍土融解評価手法の検証を行い、その技術を利用してサーモカルストの時空間変動評価を行った。

一方、上記のように得られたエドマ融解・サーモカルスト進行のメカニズムを基に、温暖化に伴って今後発生するエドマ融解の場所や頻度、またそれに伴う環北極圏のGHG放出量を推定するにあたっては、地下に蓄積されている氷および土壌有機炭素の広域での存在箇所および蓄積量の分布の知識が必要となる。それは、エドマ融解によるGHG放出に対する脆弱性の分布に他ならない。しかしながら、課題開始時点では環北極域における地下氷や土壌有機炭素量の現在の分布（データあるいは地図）は、IPA（International Permafrost Association）による環北極域永久凍土・地下氷地図¹³⁾や環北極表層土壌炭素分布データベース¹⁴⁾などと限られており、また格子点化された数値データが必ずしも公開されておらず、本研究での将来予測に十分に利用できるものではなかった。そこで発想を転換し、共時的な分布を求める方法の後追いではなく、最終間氷期から現在までの通時的な変化を求めることにより現在分布を推定する方法をとった。サブテーマ1bでは、環北極域（主に北緯50度以北）におけるエドマ融解の脆弱性分布の評価を目的とし、地下氷や土壌有機炭素の動態（蓄積・消失）を計算する数値モデルを開発・検証した。当モデルにより地下氷・SOCの時系列変化と各時代の定量的な分布を算出するとともに、エドマ融解の危険性・脆弱性の分布を推定した。またこれらのデータをサブテーマ3に提供し、今世紀におけるエドマ融解に伴うGHG放出量将来予測の初期値あるいは境界条件として活用する。

3. 研究開発方法

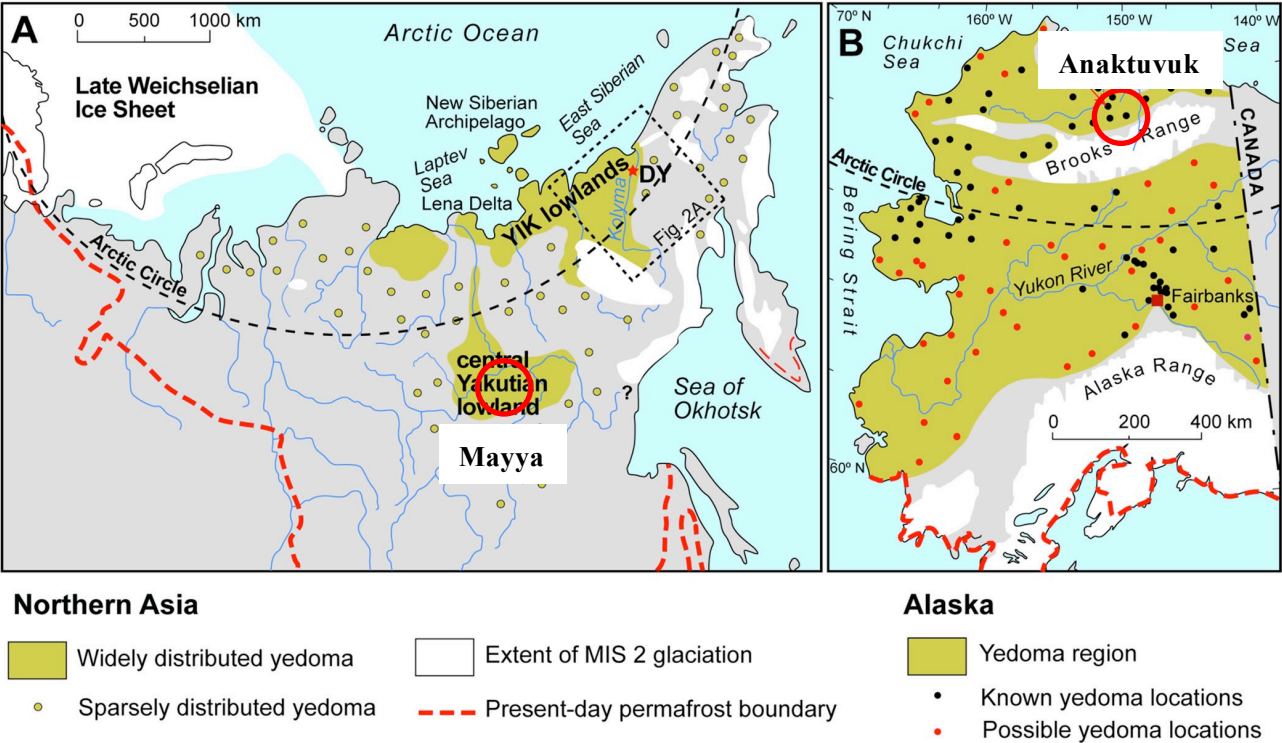
本サブテーマでは、高含氷永久凍土（エドマ）の大規模融解のメカニズムと脆弱性の評価を行ったが、前節でも述べたように手法的に大きく異なる2つのパートから成っている。そこで「3. 研究開発方法」および「4. 結果及び考察」では、現地観測と衛星観測解析を用いて大規模融解のメカニズムの推定と理解を図るパート（サブテーマ1a）と、数理的モデルと気候データや文献値を用いて大規模融解脆弱性の評価を行うパート（サブテーマ1b）を個別に記載し、4. の最後にサブテーマ1全体のまとめを記述する。

(1a) 永久凍土大規模融解のメカニズム

本研究では、高含氷率永久凍土帯における凍土融解に際して頻繁にみられる、地下氷の損失による地盤沈下を以下に選定した対象地において定量化した。研究対象地および、用いたマイクロ波および可視光衛星画像、空撮可視画像によるリモートセンシング手法、現地調査方法について以下に示した。

研究対象地域

今後、大規模な永久凍土融解が予測されるエドマ層分布域から、アラスカ・ノーススロープのツンドラ火災跡地（Anaktuvuk）および、シベリア・中央ヤクーチア・Mayyaを選定してリモートセンシング解析と現地測量を実施した（図(1a)-1）。



図(1a)-1 アラスカおよび北東シベリアにおけるエドマ層の分布¹⁵⁾と本研究における衛星画像解析および現地測量の対象エリア

A. Anaktuvuk火災跡地（アラスカ）

Anaktuvuk River火災は、アラスカ・ノーススロープのエドマ層分布域を含んだ連続的永久凍土帯において、2007年に史上最大のツンドラ面積を燃焼した。気候の温暖化によるサーモカルスト進行に加え、火災による地表面攪乱によって火災直後から活発なサーモカルスト地盤沈下がみられ、火災後10年以上経った2018年において永久凍土の融解が続いている。ALOS-PALSAR画像は、火災直前の2006年から3年後

の2010年の間得られており、後継衛星によるALOS2-PALSAR2画像については、火災後8年目から11年目の2015年から2018年のデータを使用することができる。植生層が薄いツンドラ域のため、衛星データ解析によって地表面変位を捉えやすい利点を持つ。また、先行研究によって2013年の現地調査の一部が利用できる。この地域は、広範囲にエドマ層が分布し、最も活発にサーモカルストが進行中の地域で現地へのアクセスが乏しいためにほとんど研究が進んでいない地域である。

B. Mayya周辺（シベリア）

北東シベリアに広がるエドマ層分布域のうち、ヤクーツク市からレナ川をはさんだ対岸のMayya周辺（図1）を選定した。この地域では、人口数千人規模の集落が点在し、農業や牧畜のために20世紀中ごろからタイガ林が伐採された開地がモザイク状に分布している。こうした開地ではサーモカルストがゆっくりと進行しており、現地のカウンターパート（ロシア科学アカデミー ヤクーツク永久凍土研究所）によって土壌水分や地温の変化が継続的に計測されている。本研究では、Mayyaの南東1kmに位置する農耕放棄地に測量プロットを設定した。

マイクロ波リモートセンシング

マイクロ波リモートセンシングは雲や昼夜に関係なく地表面を監視できる強みがあり、雲量の多い北極域の観測に適している。また、合成開口レーダー（SAR）のLバンドマイクロ波（約24cm）を用いると表面植生の影響を受けにくいため地表面の変動を捉えることができ、永久凍土融解現象の観測に適している¹⁶⁾。解析に用いたSARデータは、2006年から2010年に撮影されたALOS-PALSAR FBD/FBS画像と2015年から2018年に撮影されたALOS2-PALSAR2のSM3画像である。観測時期の違う2時期のSARデータについて位相情報を干渉させることによってmmオーダーの地表面変位を測定する2-pass DInSAR（差分SARインターフェロメトリ）解析を実施した。

地表面の粗度や冠水状態が大きく変化するとDInSAR解析における干渉度が低下して、有効なシグナルが得られない。選択した画像ペアの撮影時点の間に積雪や消雪がある場合や、火災や伐採などの地表面攪乱前後、大幅な地表面水分状態変化がある場合は、2画像は干渉しないため、本解析対象のペアから除外した。本研究では、10月から翌年5月を積雪期と定義し、6月から9月の無積雪期のデータのみを使用した。選定されたそれぞれのペア画像からDInSAR解析によって作成される干渉画像（インターフェログラム）はピクセルごとにコヒーレンス（可干渉性）を決定し、0.3以上のピクセルのみその後の解析と考察に利用した。ALOS衛星の場合、軌道の再現性がALOS2に比べて悪く、2時期の衛星の位置間距離を示すBaseline長が大きい。Baseline長が大きすぎるペアでは必要な干渉性が得られないため、Baseline長1500m以内のペアのみを使用した。

位相差の分布を示すインターフェログラムから衛星と地点間の変位量への変換（アンラッピング）に際して不動の基準点を設定する必要がある。しかし対象としたツンドラやタイガ林では露出した基岩などが画像範囲に存在しないため、考察対象エリア近郊で地表面植生がなく、干渉性がよいピクセルを基準点として研究対象期間中に変位が小さいと仮定し、これに対する相対的な変位量を議論の対象とした。これらの基準点は、高分解能可視画像によっても対象期間中に冠水状態やサーモカルスト沈下の兆候が見られないことを確認した。解析によって得られる衛星 - 地表面間の変位量は、実際の地表面変位が延長方向のみであると仮定し、入射角を用いて鉛直変位量に変換した。

一方、LバンドDInSARを数十kmオーダーの広域で観た場合、大気水蒸気分布や電離層の影響によって無視できない誤差が含まれる場合がある¹⁷⁻¹⁸⁾。本研究では、この電離層擾乱の誤差が無視できる、数百mオーダーの範囲において光学およびマイクロ波画像解析を総合し、永久凍土変化把握のリモートセンシングの検証を行った。

DInSAR解析はGAMMAソフトウェア（GAMMA Remote Sensing AG）を用いた。ジオリファレンスおよび地形縞除去に使用したDEM（Digital Elevation Model）はMayya地域については、ALOS/PRISMから生成された5 mメッシュのもの、Anaktuvuk地域については、ArcticDEM Ver.2（10m）を用いた。

可視光画像解析

サーモカルストによる地盤沈下は比較的平坦な地表面から凹凸のある面へと徐々に変化しながら地盤沈下を起こす。これは、エドマ層などの高含水率永久凍土中に存在する地下水が三次元ネットワーク状に存在し、鳥瞰すると平均直径7–10m程度の多角形状に分布しているためである。このような地形変化に伴う地表面のテクスチャ変化を捉えてサーモカルスト進行の有無を判定するため、またツンドラ火災延焼域を決定するために空間分解能0.5–2.5mの可視光衛星画像（Ikonos, QuickBird, Pleiades, WorldViewシリーズ）を使用した。また、これらの光学画像は、最尤法による教師付き土地被覆分類に使用した。

現地測量調査

A. Anaktuvuk火災跡地（アラスカ）

各対象地において、複数の測量プロットを設定した。各プロットには30–60m長の2本の測量ライン上に5m毎に測量マーカを設置して、2016–2018年の間、繰り返し正確な座標と標高を測量した。測定精度は、水平方向で±10mm、鉛直方向で±20mm以下である。測量の基準には、各プロットに永久凍土層まで貫入された鉄杭や測温鉄パイプを用いた。地表面の変位を細かく測量するため、高精度GPSシステム（DGPS; Trimble R9&R7）を用いた。5m間隔のライン測量に加え、約50x50m四方の範囲において約10cmから1mの間隔で連続的にGPS測量を実施し、微地形をDTM（Digital Terrain Model）としてマッピングした。また、ドローン（DJI: Phantom4等）による空撮画像とPhotoScan（Agisoft）を用いた写真測量によっても同対象プロットの微地形DSM（Digital Surface Model）マッピングを行った。永久凍土融解によるサーモカルスト地盤沈下および地形変化量を求めるため、異なる時期の測量結果から作成したDTMの差分を算出した^{a2)}。

各プロットにおいては、鉄製の貫入棒によって調査時点の融解深を測定した。融解深の調査は季節的に地表層の融解が最大となる8月下旬から9月上旬に実施されたため、これらを測定年の活動層厚とした。地表層の体積含水率は、6cm深および20cm深までの平均値としてHydroSense2を用いたTDR（Time Domain Reflectometry）法によって測定した。

B. Mayya周辺（シベリア）

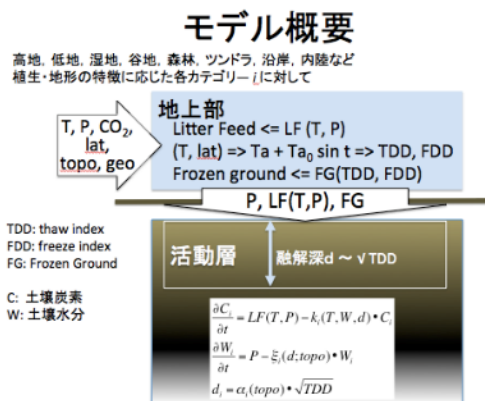
Mayya近郊の農耕放棄地において直角に交差した2本の30mトランゼクトラインを1プロットとして4プロットの測量を実施した。ライン上に5m間隔で配置した測量マーカの比高をオートレベル（Leica NA700）によって±5mmの精度で2017年および2018年の9月下旬に測量した。得られた測量値を差分して各プロットにおける平均変位量とその標準誤差を計算した。現地調査期間には、DInSARで得られた開地における顕著な沈下シグナルが見られたエリアを訪問し、地表面の状態を記録した。現地協力研究者（P. Evremov）からは、衛星観測期間における対象地の土壌水分プロファイルの変化と融解深の情報提供を得た。

(1b) 永久凍土大規模融解脆弱性の評価

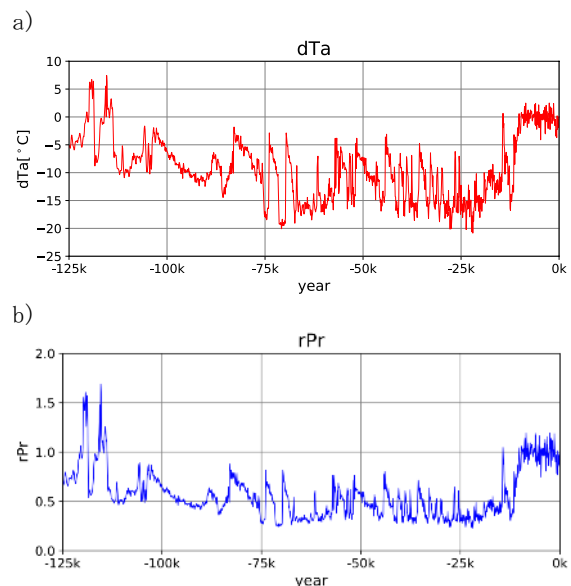
大規模融解を生じるエドマの発達が想定される地域では、土壌有機炭素 (SOC) や地下水動態の時間規模は長く (千年～万年のオーダー)、かつ現在の環北極域永久凍土分布は最終氷期 (約10万年前から1万年前まで) およびそれ以降の環境状況下で生成、維持あるいは縮退したと考えられる。その時間規模では、サブテーマ3や気候モデル相互比較プロジェクト (CMIP) 等で使われる広域モデルや地球システムモデルなどのように、環境条件 (すなわち、境界条件やモデル駆動データなど) を格子型・分布型 (小さな長方形や三角形に分割した領域で、空間的一貫性を保ちながら配置する方法) で整備し、かつ時間発展を積分することは制約が多く現実的でない。また仮定や前提の不確実性により得られる解にも不確実性が大きい。そこで本研究では、土壌有機炭素や土壌水分収支の本質部分を簡潔に記述した数理モデルを構築し、格子点 (解像度は緯度・経度1度) を基礎にしつつも、地形・緯度・土質・海からの距離 (内陸度) などの特徴によりカテゴリー化した駆動データやパラメータを用いて時間的変化を計算することとした。

モデル概要

モデルは地上部と地中部からなるから2-boxモデルで、地上から地下への炭素や水の供給、地中における炭素や水・氷の動態を計算する (図(1b)-1)。モデルを駆動する気候データ (気温、降水) は、グリーンランド氷床コアに基づいたSeaRISEプロジェクト (Sea-level Response to Ice Sheet Evolution, http://websrv.cs.umn.edu/isis/index.php/SeaRISE_Assessment) をベースとして用い (図(1b)-2)、そこに後述する海陸・氷床分布 (ICE-6G_C) や古気候モデル相互比較プロジェクト (Paleoclimate Model Inter-comparison Project: Initiative 3, PMIP3¹⁹⁾) のデータを加え、先の間氷期である約12万年前から現在まで年単位で作成した (図(1b)-2)。



図(1b)-1 北極域の土壌有機炭素量・地下氷量を計算する数理モデル (2-boxモデル) の概念図。気候 (気温、降水量) ・緯度等から落葉量 (～地中への炭素供給) ・凍土状況を推定し、地中での温度、水分 (氷分)、有機炭素量の推移を計算する。



図(1b)-2 グリーンランド氷床コアに基づく過去12.5万年のa) 年平均気温 (現在気候からの偏差) および b) 年降水量 (現在気候からの比) の時系列。SeaRISEプロジェクトによる再現値を利用。

季節性の考慮

氷床コアデータから再現したデータからは年平均気温 T_a しか得られないが、地盤の凍結・融解、あるいは永久凍土の状況についてはその季節性が重要となる²⁰⁻²¹⁾。そこで、現在のような間氷期 (温暖気候期) に対しては再解析データ (ERA-Interim²²⁾) を、氷期 (寒冷気候期) についてはPMIP3出力を用いて

緯度や内陸度の関数として年気温較差 T_{amp} を求め、年変化を $T_a + T_{amp} \sin t$ と定義することで凍結指数と融解指数を算出した。当該地点における永久凍土の状態は、文献4)の方法に基づいてこの凍結指数および融解指数から判定した。

土壌有機炭素の収支

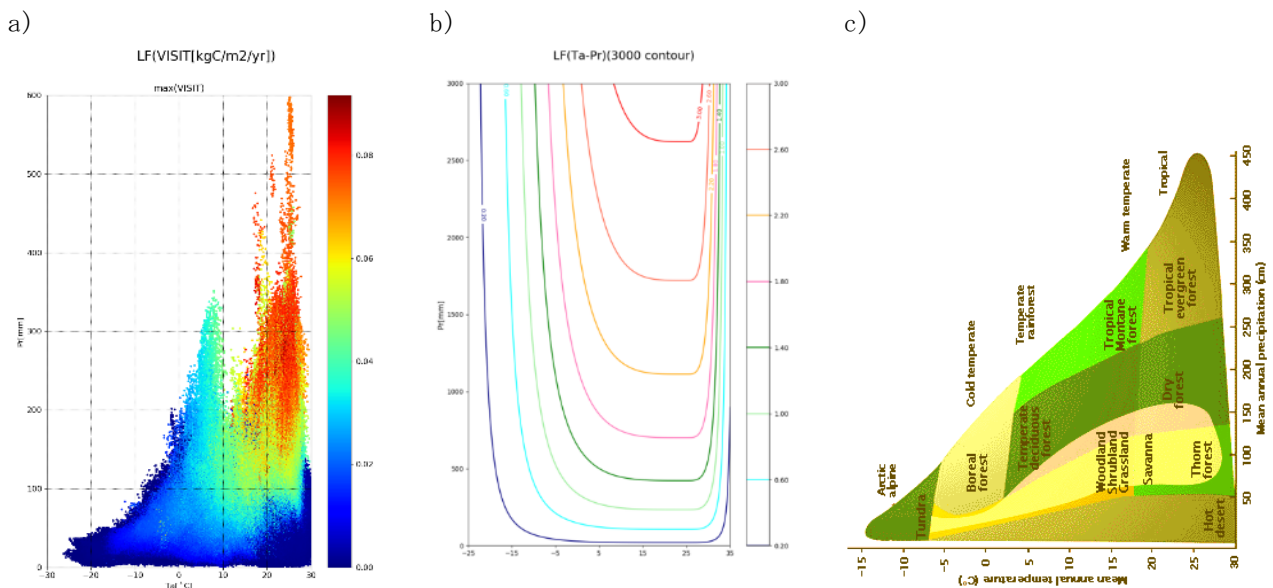
地下部における土壌有機炭素 (SOC) C_n の収支は以下の差分方程式にしたがってモデル化した。

$$\frac{\Delta C_n}{\Delta t} = LF(T, P) - \kappa^i \cdot C_{n-1} \quad (1)$$

ここでLFは地上部から地下部への炭素の入力量となる落葉量 (Litter feed, [kg C m⁻² year⁻¹]) であり、気候 (気温、降水量、二酸化炭素濃度など) によって定まる (図(1b)-3)。その値は生物地球化学モデルの出力と観測データを基に図(1b)-3 a)-b)で示したようにモデル化した。一方、 κ は炭素の分解速度 (Decomposition rate: [(year)⁻¹])であり、以下の寛解法に従った式により各ステップで決定される。

$$\kappa_n = \kappa_{n-1} + \frac{(\kappa_{crit, n} - \kappa_{n-1})}{\tau^i} \cdot \Delta t \quad (2)$$

ここで $\kappa_{crit, n}$ を中立的平衡値 (critical equilibrium) $\kappa_{crit, n} = SOC_n / LF_n$ と呼び、当該の気候条件のもとで炭素入力 (地上部からの落葉量) と出力 (炭素分解) が平衡している場合の分解速度を表す。式(2)は、 τ で示される時間スケールで分解速度が中立的平衡値に近づくことを示す。本研究では、文献²³⁾などの値を参考に τ の値の範囲を4~2500年とし、植生-地形カテゴリーごとに規定値を定め、土壌水分 (湿潤度) や土壌の凍結状況によってステップごとに変化する。



図(1b)-3 地下部への炭素供給量としての落葉量Litter feed (LF). [kg C /m2 /year]. a) 年平均気温と年降水量の関数として分類し直した生物地球化学モデルVISITによるLF出力例。GTMIP stage 2 (Miyazaki et al. 2015) の出力を利用。b) 植生モデル出力および観測ベース (The compilation data set of ecosystem functions in Asia. 岐阜大学・斎藤博士が作成) の落葉量をもとにモデル化したLFの分布。c) 気候 (年平均気温と年降水量) と生態系 (植生) との関連 (<https://globalchange.umich.edu/globalchange/current/lectures/kling/ecosystem/ecosystem.html>)。a)、b)は縦軸の範囲が異なること、またc)は左の図と合わせるために90度左回転していることに注意。

水文過程

地下部ボックスの水文過程を図(1b)-4 に示す。液相の水 W_n の収支は、降水量 P のうち蒸発散や表面

流出によって失われる部分を除いた浸透量 γP が入力であり、地下流出 $\xi^i \cdot W_{n-1}$ および固相への変化（凍結あるいは融解量） φ_n が出力となる（式（3））。また、式（4）が固相（地下水） I_n の収支を規定する。

$$\frac{\Delta W_n}{\Delta t} = \gamma^i P - \xi^i \cdot W_{n-1} - \varphi_n \quad (3)$$

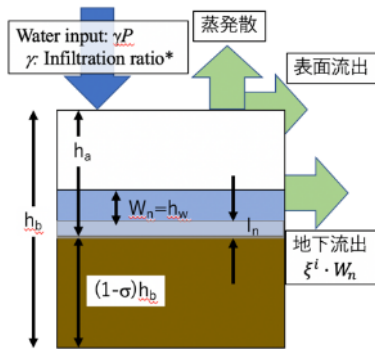
$$I_n = \varphi_n + I_{n-1} \quad (4)$$

地下水の変化量 φ_n は、地盤の凍結深 d_n^f と融解深 d_n^t とのバランスにより決定される。凍結深と融解深は、凍結指数（FDD）および融解指数（TDD）、さらに凍結時と融解時の土壌の熱伝導率（それぞれ k_n^f , k_n^t 。）に基づき、経験則 式（5-6）に従って算出した。

$$d_n^f = \sqrt{\frac{2k_n^f \cdot FDD}{\rho_w \cdot \lambda}} = \alpha_f \sqrt{FDD} \quad (5)$$

$$d_n^t = \sqrt{\frac{2k_n^t \cdot TDD}{\rho_w \cdot \lambda}} = \alpha_t \sqrt{TDD} \quad (6)$$

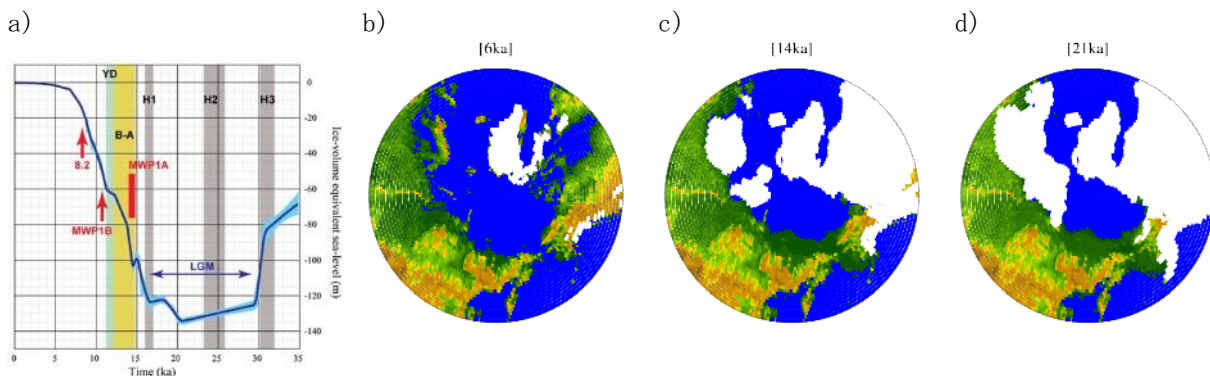
ここで ρ_w は土壌水分層の密度、 λ は潜熱である。



図(1b)-4 地下部水文過程の概念図。現行のモデルでは地下層の深さ(h_b)は3000mmで設定した。土壌水分 W_n は間隙率 σ で定まる飽和量($h_a = \sigma h_b$)を超えた分は流出するが、固相 I_n にはその制限はない。土質は、砂質、シルト、粘土、その他（水生環境など）に分類し、間隙率や浸透係数 γ 、流出係数 ξ は土質ごとに設定する。

海陸分布・氷床分布の考慮

氷期－間氷期のサイクルの間では、環北極圏においても氷床の分布や厚さ、海岸線の位置、標高が変化した。これらの条件は、気候条件はもとより土壌有機炭素や地下水の動態にも大きな影響を及ぼす。そこで、海陸分布、氷床分布（厚さも含む）をICE-6G_C²⁴⁻²⁵⁾に依拠して設定し（図(1b)-5）、各時間ステップにおいて陸域、海域、氷床下の3つのカテゴリーに分けてSOC、土壌水分および地下水の動態を計算した。



図(1b)-5 氷期（更新世）と後氷期（完新世）での海水準の変化と海陸・氷床分布。a) 最近3.5万年間の海水準の変化²⁶⁾。b)-d) ICE-6G_Cに基づくそれぞれ気候温暖期（6千年前）、急速に氷床の融解の進んだ時期（1.4千年前）、および最終氷期盛期（LGM, 2.1千年前）の海陸・氷床分布。

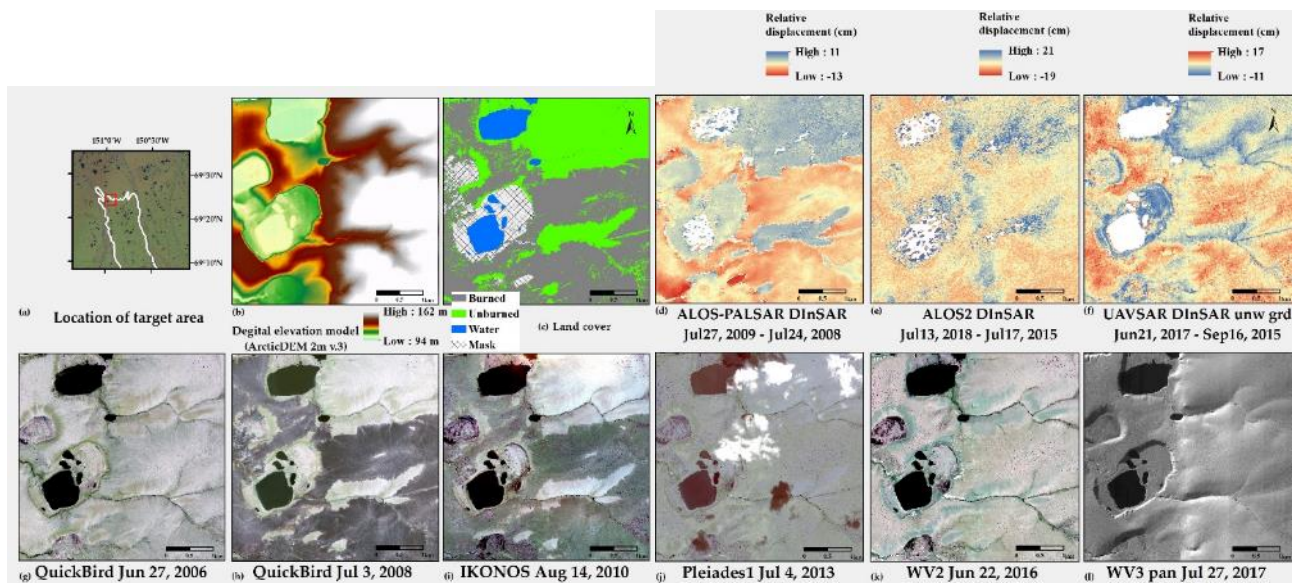
4. 結果及び考察

(1a) 永久凍土大規模融解のメカニズム

A. Anaktuvuk火災跡地（アラスカ）

L-band SAR画像解析結果および可視光画像の時系列

図(1a)~2に衛星画像対象とした範囲について、Anaktuvuk火災範囲に対する位置図(a)、DEM(b)、土地被覆分類図(c)、ALOS-PALSAR(d)、ALOS2-PALSAR2(e)、およびUAVSAR(f)の干渉画像から計算した地表面変位分布図を、また、高分解能可視光画像の時系列(g-1)を示した。可視光画像の時系列からは、火災前(図(1a)~2a)、QuickBird:2006年6月27日)および直後(図(1a)~3a)、QuickBird:2008年7月3日)には見られなかったアイスウェッジポリゴン模様(網目状に地下に分布する氷楔・アイスウェッジの融解によって浮かび上がる)が以降の画像(図(1a)~2c-f))では確認され、そのポリゴン模様が次第に明瞭に



図(1a)~2 本研究の解析と考察に利用したDEM、土地被覆分類、干渉画像、および可視光画像の時系列。(a) 解析対象範囲の位置図、(b) ArcticDEM ver. 3 (2m メッシュ)、(c) 土地被覆分類図、(d) ALOS-PALSAR干渉画像 (Jul 27, 2009 - Jul 24, 2008)、(e) ALOS2-PALSAR2干渉画像 (Jul 13, 2018 - Jul 17, 2015)、(f) UAVSAR干渉画像 (Jun 21, 2017 - Sep 16, 2017)、(g-l) 高分解能可視光画像 (センサーと撮影日は図中に示した)。

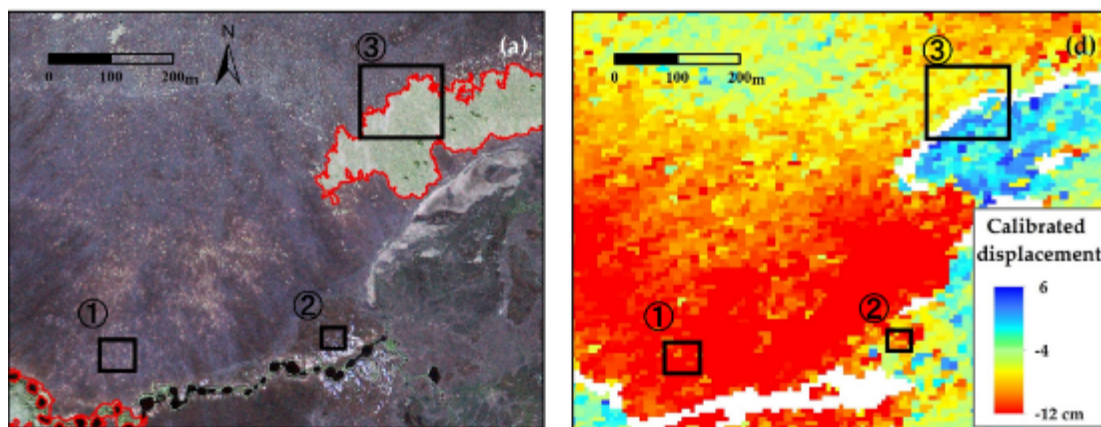
なることが確認できた。

可視光画像でアイスウェッジポリゴン模様が火災後に確認された領域に特化してInSAR結果も地盤沈下シグナルを示すことから、サーモカルストによる地盤沈下が捉えられたと結論づけた。火災後のALOS運用期間(2008-2010年、火災後1-3年)の可視光画像による火災の有無とDInSARによる地盤沈下シグナルが見られる領域には非常によい一致がみられた。一方、ALOS2運用期間(2015-2018年、火災後8-11年)については、火災直後に見られたような火災域とDInSARシグナルのよい一致は見られず、火災後約10年の間にサーモカルスト進行が違うステージに移行した可能性を示した。サーモカルスト沈下の時空間分布については、後の節で議論する。

本対象域は湿潤なツンドラで、活動層(季節的に凍結と融解を繰り返す地表層)厚が約50cm程度と浅く土壌水分が多いため、アイスレンズの形成による季節的な凍上隆起と融解沈下が活発に起こっていると考えられる。こうした季節的な凍上・沈下量は数cmに達し、経年的な永久凍土上層部の融解のため不可逆的に地盤沈下を起こすサーモカルスト沈下とは区別する必要がある。季節的な凍上・沈下が周期的に起こると仮定して、ALOSシリーズのDInSAR干渉画像は、撮影時期が近い季節のペアを用いている。し

たがって、ALOSシリーズの干渉画像は、季節的な変位量の影響が小さい、1年以上の間隔で発生した地表面変位を示したものの、つまりサーモカルスト沈下量とみなすことができる。一方、UAVSAR干渉画像は2017年の6月および9月の画像ペアによるもので、融解期間の季節的融解沈下（活動層中アイスレンズの融解による沈下と、サーモカルストが進行している場合は、永久凍土上層部の地下水融解沈下を合わせたもの）を示す。UAVSAR干渉画像は、航空機搭載のSARによって取得された画像を用いており、平均化処理前の空間分解能が1m程度とALOSシリーズのSAR画像に比べて高分解能であるため、地表面変位の分布がより細かく捉えられている。

UAVSAR干渉画像で捉えられた高分解能の季節的な変位分布からは、火災域でサーモカルストの影響を受けてきたエリアで季節変位が激しく、非火災域でその変動が小さいことが分かった。さらに、非火災域

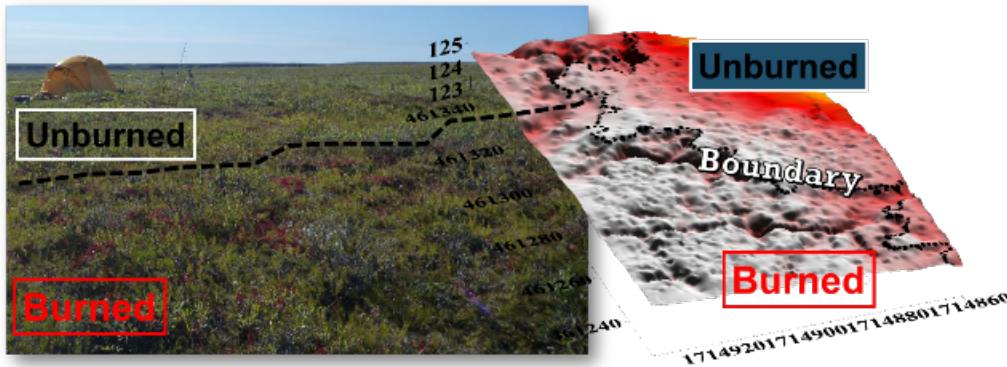


図(1a)-3 (左)現地調査実施域(Plot 1-3: 黒枠)の可視光画像(QuickBird; 2008年7月3日)。赤線で囲まれた範囲が非火災域(対象区)で、火災域は黒色の領域。(右)ALOS-PALSARを用いたInSAR結果²⁶⁾。暖色の度合いが進むほど地表面の地盤沈下量が大きいことを示す。

でも季節的な変位が激しい部分が筋状に火災域から延びている様子が複数個所で発見された。こうした筋状に延びた領域では土壌水分が選択的に高くなり地下の水路が発達している可能性があり、活動層中のアイスレンズの形成と融解が活発化していることを示している。このような水路の発達が今後のサーモカルスト進行にどのような影響を与えるか、引き続き監視していく必要がある。

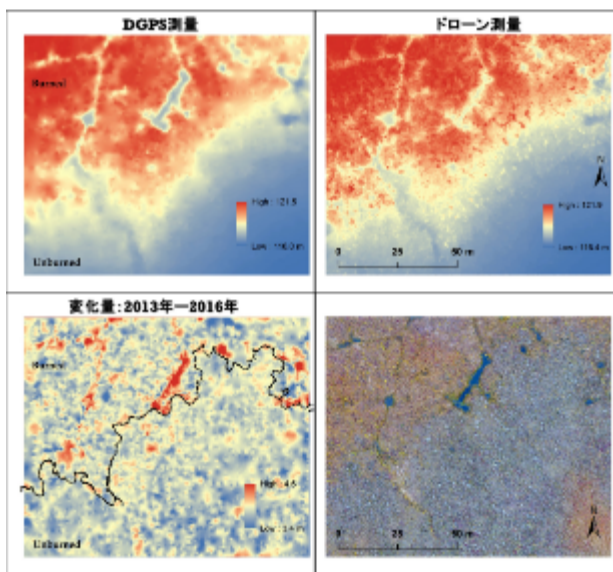
ツンドラ火災後のサーモカルスト発達様式

本節では、アラスカ・ノーススロープ、Anaktuvuk火災跡地北部に設定した3つの調査プロット(Plot 1-3)について面的な高精度GPS測量とドローン測量によって得られたツンドラ火災後6年目(2013年)か



図(1a)-4 Plot2周辺の様子と面的GPS測量から作成したDTM図. 火災後に回復した地表面植生によって、火災の境界は判別し難い。一方、GPS測量によるDTM図からは、火災境界線を挟んで比較的平坦で細かい起伏のない非火災域に対して、サーモカルスト沈下によって全体的に陥没して起伏に富んだ地表面が火災域で見られることがはっきりとわかる。

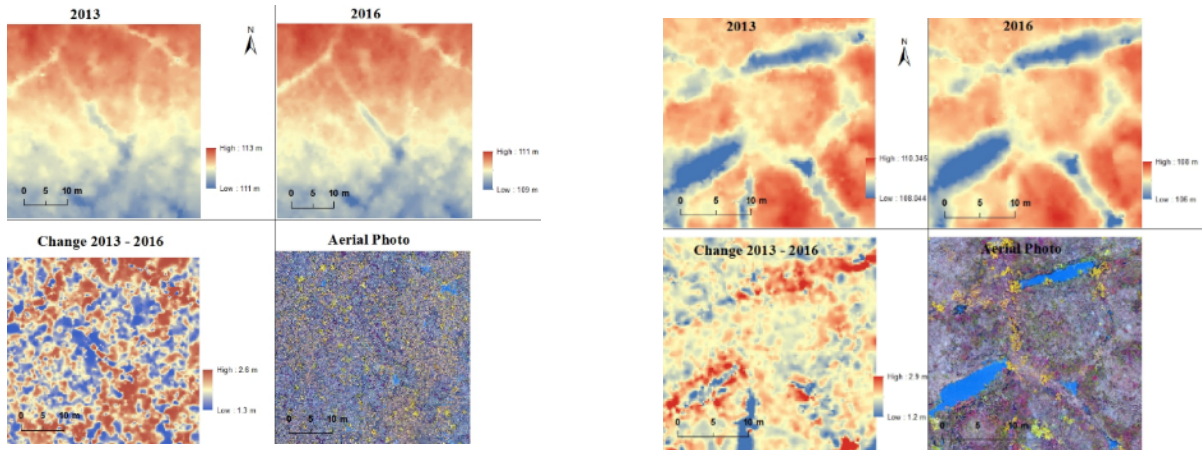
ら9年目（2016年）の間に進行したサーモカルストによる地形変化調査から得られた知見を示す。Plot1ー3周辺の高空間分解能可視光衛星画像およびSAR画像を用いたDInSAR解析結果は、ツンドラ火災による地表面燃焼の有無、火災の強度、およびサーモカルストの強度の空間分布を捉えている（図(1a)-3）。Plot1および2は、全体が火災域に位置し、DInSARによる地盤沈下の程度が違うプロットである。Plot3は、火災域と非火災域（対象区）の境界を含み、両者を対比できる領域である。



図(1a)-5 Plot 3における（左上）DGPS測量によるDTM、（右上）ドローン測量によるDSM、（左下）2013年および2016年のDGPS測量から作成したDTMの差分による地表面沈下量の空間分布（比高3.4 mを変化のない基準とした）、（右下）可視光衛星画像（Pleiades; 2013年7月4日）

Plot 3における測量結果を図(1a)-5) に示す。DGPS測量、ドローン測量の結果および可視光画像を比較すると、測量マッピングが地表面の微地形の空間配置を忠実に再現できていることがわかる(図(1a)-4, (1a)-5)。ただし、DGPS測量が地表面の起伏を表現しているDTMを作成できる一方、ドローン測量では水面や植生面を地表面として捉えるDSM (Digital Surface Model) であることに注意が必要である(図(1a)-5)。サーモカルスト地盤沈下の算出は、2013年と2016年のDGPS測量によるDTMを利用した差分により行った(図(1a)-5左下)。対象区では平均的な地盤沈下が小さい一方、火災区では大きな沈下を示す赤い部分が多く、火災による影響を受けた地表面で地盤沈下がより進行していることがわかる。火災区内においては、すでに地盤沈下が進行中のアイスウェッジポリゴンの辺(リム)上が特に変化が激しく、凹地(トラフ)を形成する部分において3年間で最大1 mもの沈下の進行が捉えられた。また、トラフ以外の火災区においても、所々に新たな地盤沈下の進行が認められた。こうしたサーモカルスト地盤沈下

の空間的なモニタリングはこれまでにほとんど実測例がない。



図(1a)-6 図(1a)-5に同じ、ただしPlot 1。(左下) 変化のない基準は比高1.4 m、(右下) ドローンによる可視光画像（2016年8月29日）。

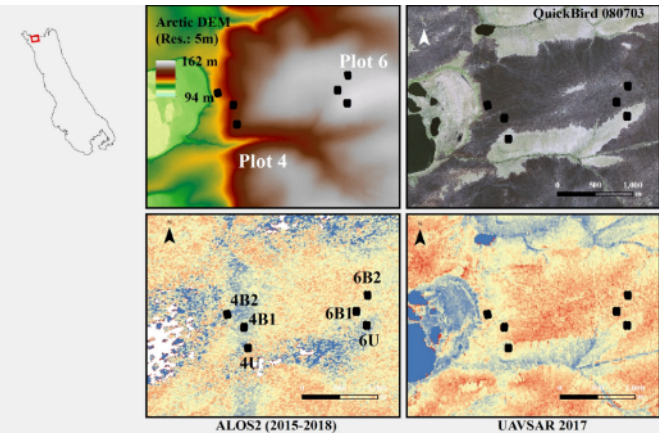
図(1a)-7 図(1a)-5に同じ、ただしPlot 2。

Plot 1 およびPlot2における測量結果を同様に図(1a)-6および図(1a)-7に示した。高精度GPSのContinuous RTK測量では、各測量点の精度が低くなるものの（約20cm）、プロットの面的な測定点として数千～数万点を得られるため、統計値としての時系列変化については標準誤差の小さい測定が可能となる。また、微地形の空間分布の変化を捉えることも可能である。Plot 1およびPlot 2では、2013年から2016年の3年間で全体的に沈下が激しい部分と安定している部分にバラツキが見られるものの、アイスウェッジポリゴンの地下氷が存在しているラインに沿う部分でより顕著な地盤沈下（最大値としてそれぞれ41cmおよび50cm/年）が測定された。

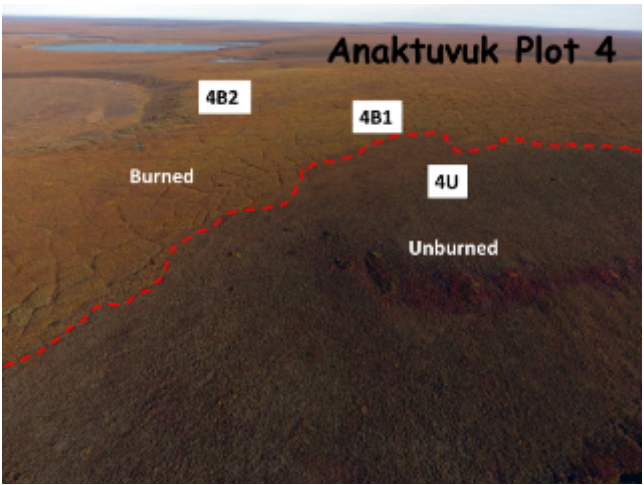
また、アイスウェッジポリゴンのトラフ以外の部分でも所々地盤沈下が進行していることはPlot 3の場合と同様であった。Plot 2の左下に位置する水たまりでは、トラフの幅が広がっている一方、トラフ中心線に沿う部分では地盤沈下が停滞している（沈下速度が遅い）。こうした観測結果は、高含水率永久凍土帯におけるサーモカルスト地盤沈下のプロセス研究として本研究から新たに得られた知見である。

現地測量によるDInSAR地表面変位量計測の検証

季節的な地表面融解沈下を捉えたUAVSAR干渉画像と経年的なサーモカルスト沈下を捉えたALOS2干渉画像を検証するため、2017-2018年にかけてPlot4およびPlot6に設置した60mトランセクトライン上の測量点の座標と標高を高精度で測定した。設置した12本のトランセクトラインの位置を図(1a)-8に示し

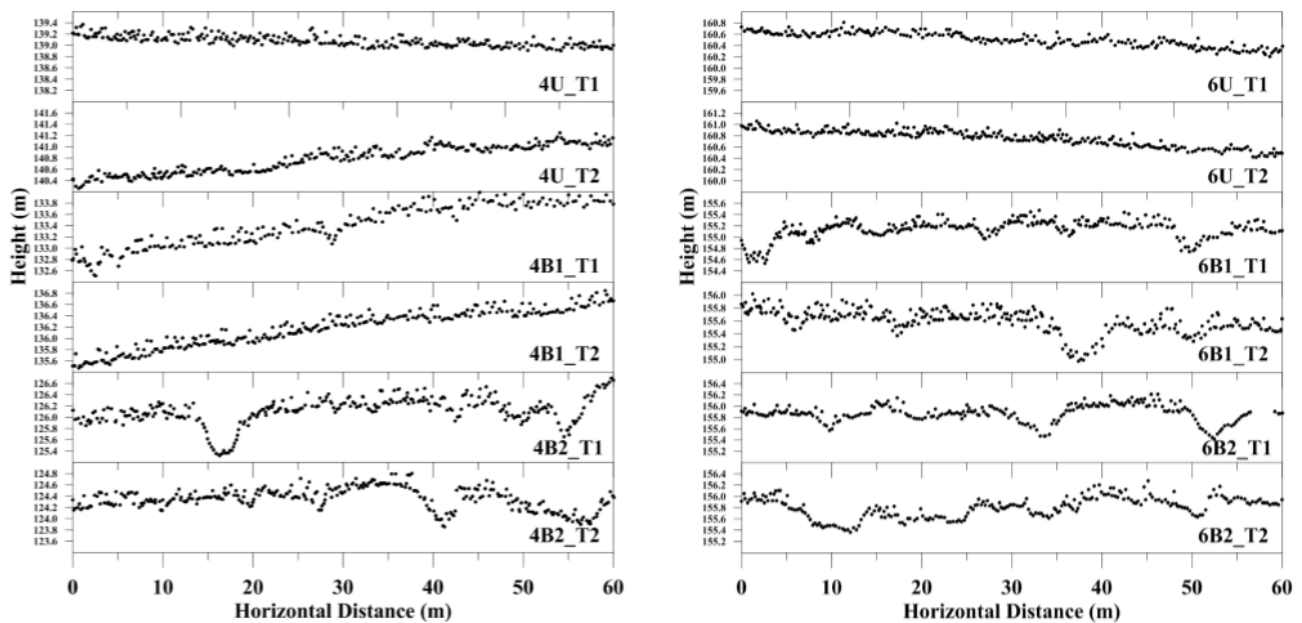


図(1a)-8 検証用トランセクトラインの位置図：（左上）DEM、（右上）（可視光画像、QuickBird Jul 3, 2008）、（左下）ALOS2干渉画像、（右下）UAVSAR干渉画像



図(1a)-9 Plot4上の空撮。赤い点線は火災域の境界を示し、手前が未火災域、奥が火災域

た。Plot4は西向き緩斜面に位置し、未火災域に2本（4U）、地表面状態の違う火災域に4本（4B1に2本、4B2に2本）のトランゼクトを設置した。Plot6は、エドマ丘の頂上部、比較的平らな場所にPlot4と同様の未火災域（6Uに2本）、火災域（6B1と6B2にそれぞれ2本）配置した。Plot4上空から撮影した図(1a)-9では、手前の未火災域と奥の火災域において、植生と表面のテクスチャが火災境界ではっきりと分かれていることがわかる。それぞれのライン上を20cm間隔で測量した結果を図(1a)-10に示した。未火災域（4Uおよび6U）の微地形が凹凸の少ない比較的平坦な地表面であることがわかる。一方、火災域では様々な程度の凹部が散見される。これらの微地形は、サーモカルストによってアイスウェッジポリゴンのライン上に選択的地場沈下が進行した結果である。対象としたエリアはTussock（谷地坊主、ヤチボウズ）ツンドラであり、図(1a)-10に示した詳細な地表面比高は、このTussockを除いた地表面高と30-50cm程度の高さのTussockを捉えている。

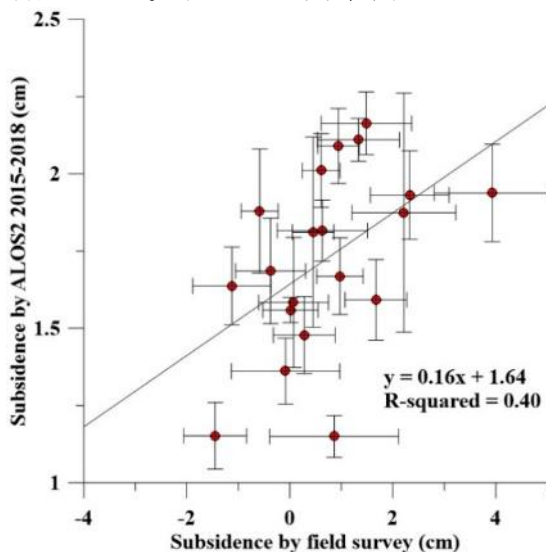


図(1a)-10 検証用トランゼクトライン上の詳細比高プロファイル: (左) Plot4、(右) Plot6

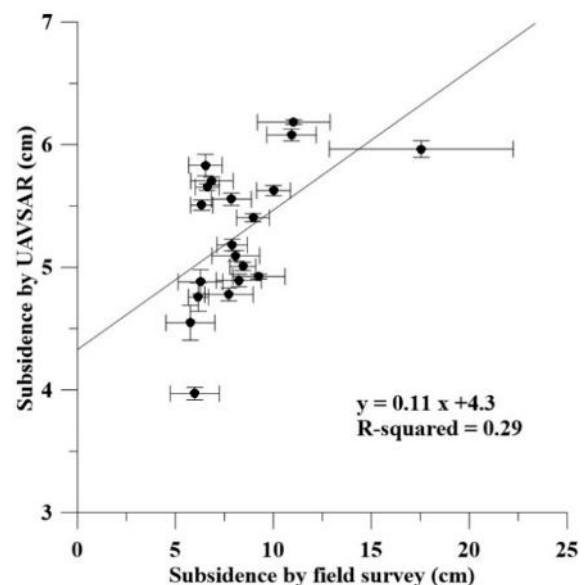
DInSAR によって計測された季節的融解沈下量およびサーモカルスト沈下量の検証結果をそれぞれ図(1a)-11 と図(1a)-12 に示した。トランゼクト測量で得られた季節的な融解沈下量は、6B2 での計測値を除いて 5–13cm の値であった。6B2 は、サーモカルスト沈下による地形変化が最も発達しており、季節的融解沈下量の平均値が約 17cm と最大で、サイト内の変動幅も最も大きかった。これは、発達したサーモカルストによって地表層含水量が増加し、より多くのアイスレンズが活動層中に形成されている可能性を示している。さらに、季節的な融解沈下のみならず、サーモカルスト沈下量を含んだ値が測量された結果と考えられる。実際に、アイスウェッジポリゴンのトラフ（凹部）でもっとも変位が大きく、上で示した面的 GPS によるサーモカルスト発達様式と整合的である。

各測量値は、測量マーカー上の点における変位量を反映する一方、DInSAR 測定値は、オリジナルデータの水平方向分解能が 6m 程度であり、解析処理中に平均化処理を行うことで、分解能が約 10m のピクセル値として出力されている。この場合、DInSAR 測定値は、実際には cm 分解能で不均等に起こる地表面の変位を L-band マイクロ波の特性に応じた空間分解能で捉えられたシグナルである。サブピクセルレベルで起こるサーモカルスト 3 次元沈下がどの様に DInSAR 計測値として反映されているかは、本検証実験では確認できないが、本研究では、両者を比較するために現地測量値および DInSAR 測量値をそれぞれ 30m の範囲でグループ分けした時の統計値で比較することとした。季節的変位および経年的変位の比較はともに正の相関がみられた。この相関関係を元に、ポイントによる観測値をスケールアップしてより広範囲での凍土の凍結・融解に伴う地表面変位を評価できることが示された。

一方、本手法で季節的変位およびサーモカルスト沈下を評価する際に、大きく二つの問題点があることが分かった。一つ目は DInSAR 解析に必要な画像中の基準ピクセルの決め方である。解析対象範囲に露出した母岩など、不動点が含まれない場合には干渉性がよく、解析期間中の変位が小さいと考えられるピクセルを選定し、その点を基準とした相対的な変位量しか得られないことである。精度の良い相対的な変位量を得るためには、解析対象になるべく近い場所に基準ピクセルを設けること、あるいは、比較的な変位量が小さいと考えられるエリアの平均値で地表面変位量の空間分布を求めたいエリアの値を基準化するという操作が必要で、今後さらなる検討が必要である。もう一つは、10 km 程度以上の範囲で DInSAR 干渉画像を扱う場合、対流圏水蒸気および電離層イオンや電子の分布の不均一性が及ぼす影響によって広範囲にわたって長周期的なシグナルトレンドが現れ（図(1a)-13）、優位な変位シグナルがマスクされてしまうことである。この問題点は、リモートセンシングの目的である広範囲の現象評価において大きな制限となる。本研究で対象範囲とした 5 km 四方以下の範囲ではこれらの不均一性による誤差が測定さ



図(1a)-11 ALOS2-PALSAR2計測と現地測量によるサーモカルスト沈下量の比較。各点は、30m毎の平均値で、エラーバーは標準誤差を示す。



図(1a)-12 UAVSAR計測と現地測量による季節的融解沈下量の比較。各点は、30m毎の平均値で、エラーバーは標準誤差を示す。

れた変位シグナルに対して十分に小さいと考えられたが、上記の不均一性の強度や検出する変位量によってはさらに対象範囲が狭まる可能性がある。この問題点の解決策として複数の SAR 画像を使ってノイズ成分を除去する方法 (PS-InSAR 法など) が存在するが、同じ条件で撮影された品質の良い SAR 画像が蓄積されるのを待つ必要があり、統計処理の間に空間分解能が低下してしまうなどの欠点がある。電離層の影響を低減する方法 (バンドパス法など) が適用可能であるが、完全に影響を除去することは難しく、同様に空間分解能低下の欠点を持つ^{a3-4)}。電離層の問題は永久凍土が多く分布する高緯度でよくみられるため、こうした広範囲・長周期のトレンド問題の解決は今後の課題である。

土地被覆別地表面変位量の比較と長期的サーモカルスト進行様式

対象範囲を土地被覆タイプ別に分類し (図 (1a)-14)、それぞれの被覆エリアについてサーモカルスト沈下量算出し、その統計値を AL0S および AL0S2 の期間について比較した (表 (1a)-1)。火災直後の 1 年間には、非火災域の変位を基準とした火災域のサーモカルスト沈下量は平均で 6.2 cm/year と最大であった。火災後 2 年目および 3 年目にはその沈下量は約 2 cm に減少した。火災後 8-11 年目の AL0S2 期間の 3 年間のサーモカルスト沈下量は、火災直後の分布とは逆に、対象域全体の平均としては、火災域ではほとんど沈下がみられず、未火災域で約 2 cm/year の沈下となった。それぞれの火災域・未火災域パッチを詳細にみると、

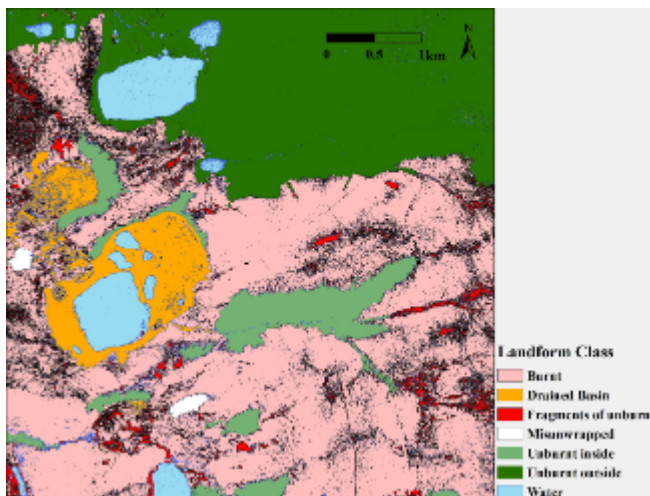


図 (1a)-14 Anaktuvuk 火災跡地、衛星画像解析域の土地被覆分類図

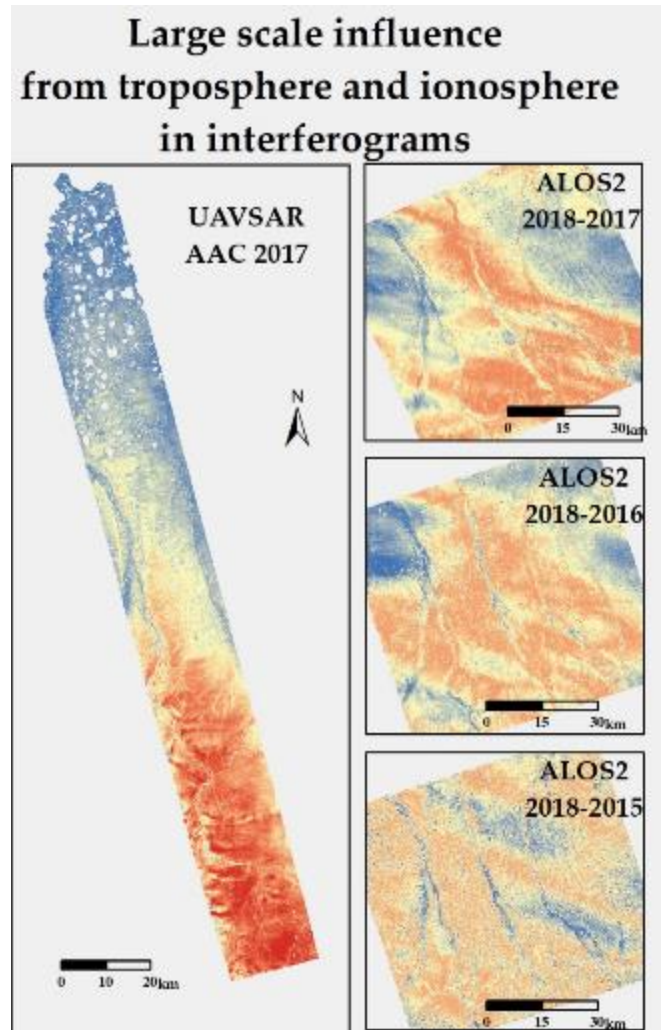


図 (1a)-13 本報告で使用した L-band SAR 干渉画像の全体図にみられる大気水蒸気分布や電離層の影響を受けた広範囲シグナル傾向の例

どちらにおいても沈下シグナルが複雑に分布しており、火災直後に火災域で選択的に沈下がみられた状況から大きく変化したことがわかる。サーモカルストの進行はほとんどないと考えていた未火災域でも顕著な沈下が観測されたが、これが 2007 年の Anaktuvuk 火災による火災域からの影響が未火災域のパッチにも伝搬したためか、気候の温暖化に反応したサーモカルストの進行であったのかは不明である。10 年以上ツンドラ火災後のサーモカルスト沈下を衛星リモートセンシングによって追跡した研究はこれが予測される初めてであり、約 10 年間で起きたサーモカルスト分布の大きなシフトは、今後増加が予測されるツンドラ火災の影響を理解する上で重要な発見である。

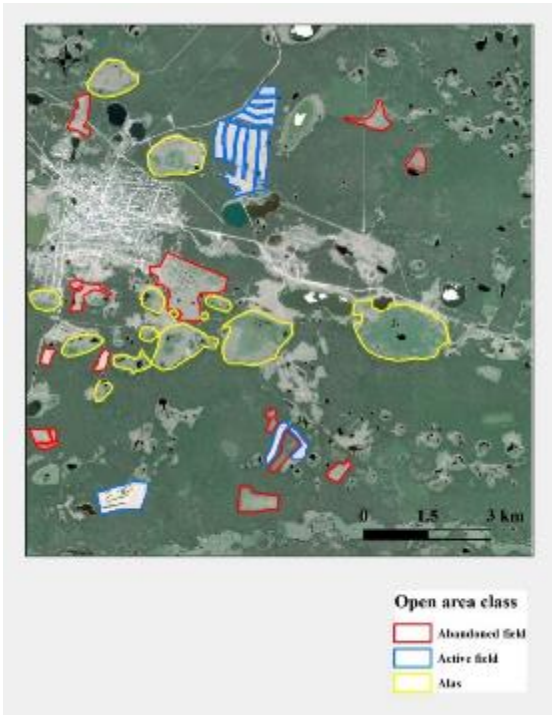
ALOS2 期間の地表面変位分布解析結果で注目すべきは、図(1a)-2e および図(1a)-3(中)の中央部に南北に分布する青い帯状の部分で比較的変位が小さいシグナルを持つエリアである。この部分をはさんで東側は比高が高いエドマ丘となっており、西側は一段低いエドマ丘が広がっている。現地調査では、この両者をつなぐ緩傾斜のエリアにはところどころ風化した母岩が露出しており、地表の堆積層が比較的薄い部分と一致する可能性が確認された。火災の有無に関わらず、安定したシグナルが分布していることは、火災直後に顕著にみられたサーモカルストの進行が停滞していることを示唆している。これは、母岩上の堆積層中地下水がほとんど融解してしまい、火災後数年のうちに可能なサーモカルスト沈下量の限界に達してしまっただと考えられる。一方、この帯状エリアの両側のエドマ丘では地下に 10m 以上の高含氷率永久凍土が続いていることが掘削によって確認されており、今後もサーモカルスト沈下が続くものと考えられる。上記の衛星画像解析および現地測量によって得られたサーモカルスト沈下量は、サブテーマ 1b 以降に必要な永久凍土の損失速度産出の基礎データとして使用された。

表(1a)-1 ALOSおよびALOS2期間に計測された土地被覆分類毎のサーモカルスト沈下量

Class	ALOS (2008-2009)		ALOS2 (2015-2018)	
	Calibrated Subsidence	Std	Corrected Subsidence	Std
Burnt	6.2	2.8	0.1	0.3
Fragments of unburnt	4.4	2.8	-0.1	0.3
Drained Basin	1.4	2.4	1.7	0.9
Unburnt inside	0.0	3.3	1.9	0.7
Unburnt outside	-0.7	3.0	1.8	0.6

(cm/year)

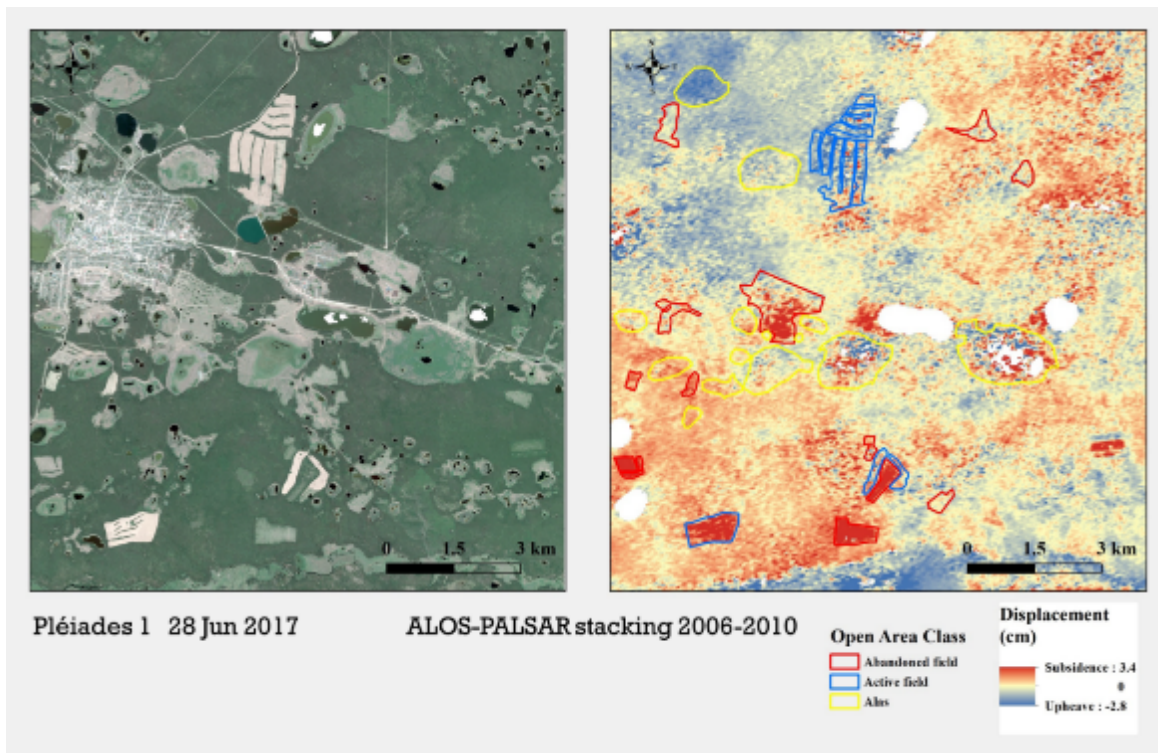
B. Mayya周辺（シベリア）
（DInSAR解析結果の考察）



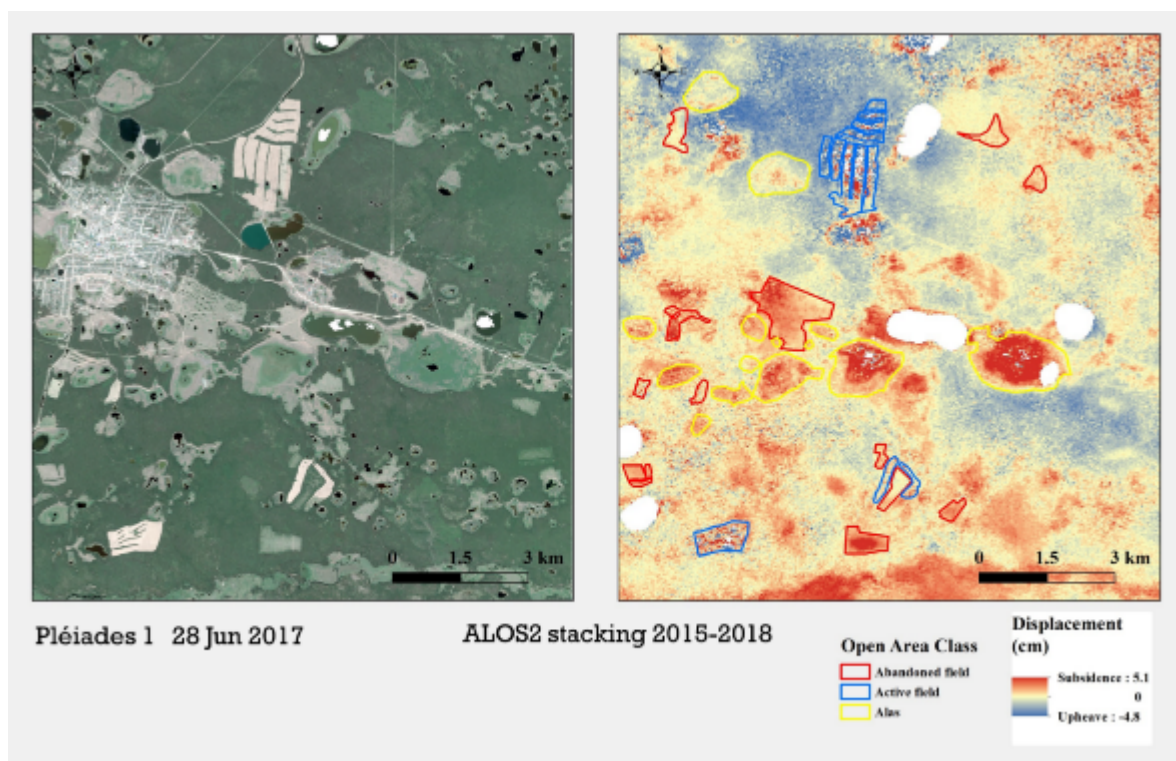
図(1a)-15 Mayya周辺の高分解能可視光衛星画像（Pleiades1, 2017年6月28日撮影）と本研究における統計解析対象とした開地、放棄された農耕地（Abandoned field）、現行農地（Active field）、アラスの位置

Mayya周辺の居住地、現行農地および農耕放棄地、アラス²⁷⁾（数千年前に起こったサーモカルストによって地面が沈下した後に融解湖となり、その水が干上がって形成された比高が低く、平らな盆地状の地形）、カラマツ林が分布する領域を解析対象とした。森林などの植生層に覆われた土地においては、植生の微妙な構造の変化によってインターフェロメトリ解析における干渉性が短期間で失われるため、本研究では優位シグナルが得られていないと考えた。本研究における統計解析の対象を現行農地、農耕放棄地、およびアラスの三種類の開地に絞り、面積の大きいものから選択した（図(1a)-15）。

DInSAR解析による地表面変位分布は、ALOS、ALOS2の両期間ともに森林で予測された通りはっきりとしたシグナルが認識されなかった一方、開地では所々大きな変位シグナルが確認された（図(1a)-16および(1a)-17）。変位シグナルが短距離で大きく値が変化するエリアは、現行農地である場合が多くみられ、



図(1a)-16 (左) 解析対象地の高分解能可視光衛星画像 (Pleiades1, 2017年6月28日撮影)、(右) ALOS-PALSAR画像 (2006 - 2010) を用いたDInSARスタッキング処理による地表面変位量の分布



図(1a)-17 (左) 解析対象地の高分解能可視光衛星画像 (Pleiades1, 2017年6月28日撮影)、(右) ALOS2-PALSAR2画像 (2015-2018) を用いたDInSARスタッキング処理による地表面変位量の分布

頻繁な農業活動による地表面粗度の変化が解析に影響していると考えられる。アラスでは、不均一なシ

グナル分布や干渉性が失われる場合が多く、ほとんどの期間で地表面が冠水していたと考えられる。この期間、湿潤な天候や融雪水の涵養量が多く、比高の低い土地における地表面の冠水状態が続いていたことがカウンターパートによる現地調査でわかっている。

一方、ALOS2期間には多くのアラスで大きな沈下シグナルが測定された。この期間は、乾燥化が進み、冠水していたアラスの地表面が露出したことと整合的である。観測された沈下シグナルは、地表層の乾燥圧密とサーモカルスト沈下が合成されたものと考えられる。現地観測で訪れたすべてのアラス中央部には、サーモカルストが進行している土地特有のポリゴン状の起伏地形（現地の用語でバイジャアライヒ）が確認されたことからサーモカルスト成分が含まれていることは確実である。数千年前から進行は始まったサーモカルスト現象の最終段階の地形としてアラスは捉えられてきたが、現在でもその進行が進んでいることを本研究結果は示唆している。

農耕放棄地では、観測期間中、地表面の状態がもっともよく保存されていたと考えられ、DInSARの干渉性のよいシグナルが得られた。変位量は安定しているか、沈下を示したが、解析期間によって沈下シグナルの分布に大きな違いが出た。つまり農耕放棄地によってサーモカルスト沈下が活発に進行する時期と安定化する時期があり、あるいは安定化していた土地が数年後に沈下が始まるという現象を捉えた。現地調査では、沈下シグナルの大きな開地を訪れて、バイジャアライヒを確認した（図(1a)–18参照）。本解析結果は、開地の種類と観測期間毎に統計処理して表(1a)–2に示した。農耕放棄地において最も大きな沈下量の平均値が確認され、約1cm/yearであることが分かった。ただし、この値は、各衛星の観測期間全体の平均値である。従って、季節的融解沈下とサーモカルスト沈下が混在している。農耕放棄地のほとんどは、1960–1970年代にかけて開発されその後放棄されたものであり、地表面が攪乱されてから数十年後においてもサーモカルスト沈下が徐々に進行していることが示された。

現地測量による検証と今後の課題

エドマ層が広く分布する北東シベリア・中央ヤクーチアでDInSARによる地表面変位解析が実施されたのは本研究が初めてである。この解析結果の検証のため、Mayya近郊の農耕放棄地の一つにおいて2017年9月から2018年9月の地表面変位を測量した（図(1a)–18）。上記のDInSAR解析、ALOS2期間の平均的変位量とも沈下の傾向として一致を確認した一方、測量された値はDInSAR値よりも数倍大きいことおよびDInSAR値が季節沈下量も含むことから、インターフェロメトリによる平均化処理のためにサブピクセルの空間分解能で起こる沈下までは捉えられていない可能性がある。あるいは、測量点の数や配置がDInSARで捉えられる空間的な平均値の特徴を把握できていないとも考えられる（図(1a)–19）。検証測量点の不足や空間代表性を得る配置の問題については極北シベリアのツンドラで実施された研究においても報告されており²⁸⁾、今後のDInSARによるより精度の高いサーモカルスト評価のために改善が必要である。

表(1a)–2 Mayya周辺を対象としたDInSAR解析による開地種類別地表面変位量の統計値（単位cm/year）

Sensor	Land Class	Count	Mean	Minimum	Maximum
PALSAR	Abandoned field	12	1.0	0.6	1.8
	Active field	9	0.7	0.2	1.4
	Alas	12	0.7	0.2	1.0
PALSAR2	Abandoned field	12	0.7	0.3	1.1
	Active field	9	0.2	-0.3	0.6
	Alas	12	0.7	0.3	1.3

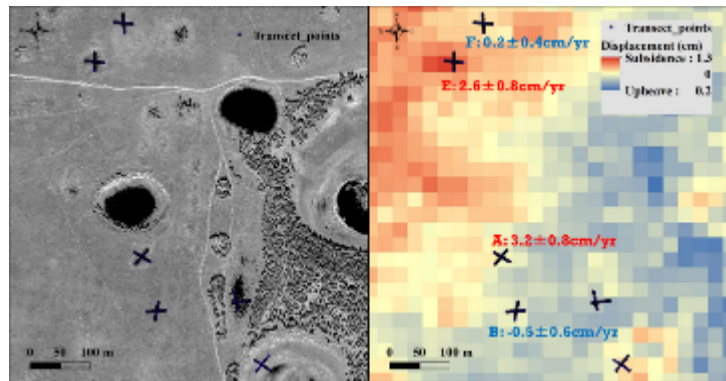


図(1a)–18 Mayya近郊の調査地における測量。サーモカルスト沈下が不均等に起こった結果、亀の甲羅状に凹凸ができた陥没地形（バイジャアライヒ）

ALOSおよびALOS2の期間に観測された空間的な地表面沈下の傾向が土地の利用状況と被覆によってさまざまな沈下シグナルが得られたが、平均値として1cm/yearと変化の絶対値がAnaktuvuk火災によって引き起こされたサーモカルスト沈下量

(平均値として最大約6cm/yearなど)に比べて小さく、DInSARを利用したサーモカルスト沈下の定量化検証には5-10年程度の現地観測と同モードで撮影されたSAR画像の蓄積を待つ必要がある。DInSARで得られた沈下シグナルはALOSとALOS2の運用期間のずれ数年をまたいで時間的にも不均一な変化を示した。こうした10年以上に亘る長期間のサーモカルスト進行様式と支配要因を把握することは、北東シベリアに広く分布するエドマ分布域での今後のサーモカルスト進行を予測するうえで重

要である。現行のALOS2観測および今後も複数打ち上げが予定されている各種SARセンサーによるモニタリングと現地観測を継続して、沈下の安定化や進行化のメカニズム解明を進める予定である。



図(1a)-19 Mayya近郊の検証サイトにおける測量結果。(左)高分解能可視光画像、(右)測量結果とALOS2期間のDInSAR解析結果

(1b) 永久凍土大規模融解脆弱性の評価

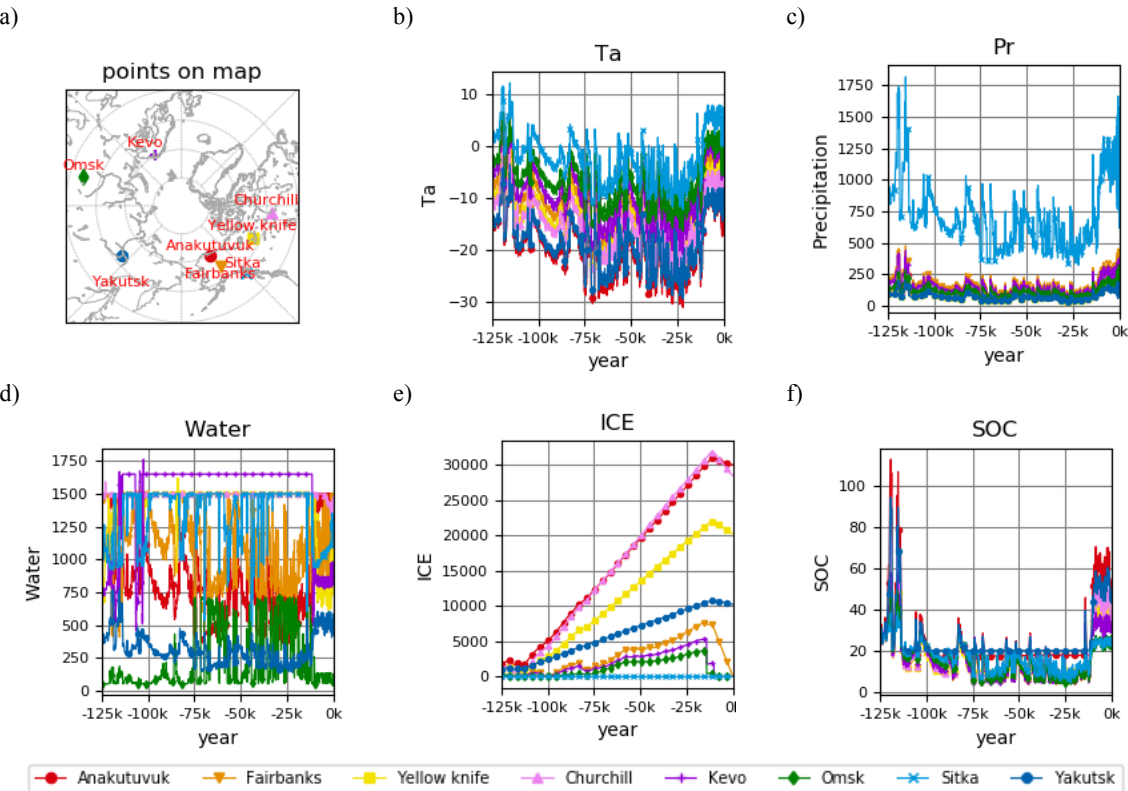
北緯50度以北の緯度・経度1度の格子点（サブテーマ3と共通）について、内挿した再解析データ（ERA-Interim²²⁾）の1979年－2015年の平均値を現在気候値とし、図(1b)-2に示した古気候データを適用して過去12.5万年に渡って数値モデルで積分し、土壌水分、地下氷、土壌有機炭素量（SOC）の推移を計算した。

時系列変化

環北極域で特徴的な8地点における結果の一例を図(1b)-6に示す。Anaktuvuk はアラスカ北部（連続永久凍土帯）、Fairbanks はアラスカ内陸部（不連続永久凍土帯）、Yakutsk はシベリア内陸部（連続永久凍土帯）の地点で、本課題のサブテーマ1aおよび2で現地調査・観測を行った場所である。

Omskは西シベリア、Kevoはフィンランド北部にあり現在は永久凍土の辺縁部であり、SOCの蓄積はほとんどないと考えられる。YellowknifeとChurchillはカナダの西北部および東北部（ハドソン湾岸）の連続永久凍土帯に位置し、氷期には氷床で覆われていた。後氷期に異なるタイミングで氷床が後退してSOCの蓄積が進んだ地点である。アラスカ東南部の太平洋に面したSitkaはこれら8地点の中では温暖かつ降水量が多く、永久凍土は存在せずSOCの蓄積は少ない。

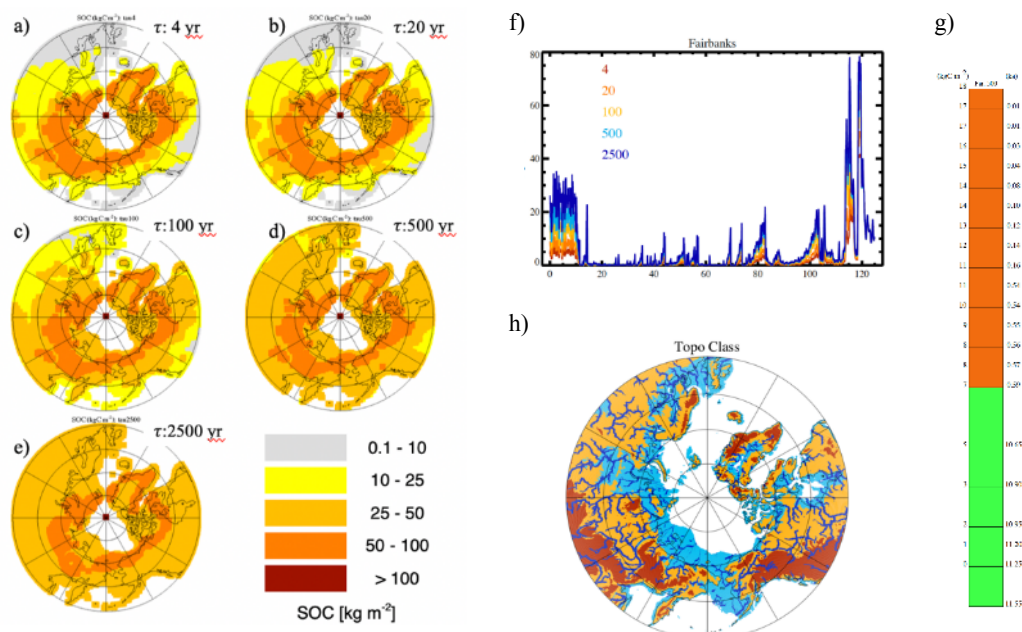
地下氷（図(1b)-6e）は、氷期中はSitka以外の地点では蓄積が見られた。後氷期になって蓄積量は減少したものの、連続永久凍土帯に属するAnaktuvuk, Churchill, Yellowknife, Yakutskなどの地点では現在まで10m以上の地下氷が蓄積されている。ここで地下氷量の絶対値は必ずしも現実の値を示すものではなく、地盤層を3mの厚さと仮定して計算した結果であるので、地点間での総体的な値もしくは分布全体を評価するのが妥当ではあるが、ChurchillとYellowknifeについてはそれぞれやや過大評価の傾向がある。これは、前者についてはこのモデルが湿地帯を取り扱っていないこと、また後者については基盤岩および砂質が卓越する地盤における水文過程および氷の堆積が十分に表現されていないことを示唆していると考察される。



図(1b)-6 環北極域で特徴的な8地点におけるモデルの入力値の時系列と、 τ を500年と固定した場合の計算結果。a) 8地点の地名と位置。各地点における b) 年平均気温（摂氏。入力）、c) 年降水量（mm. 入力）、d) 土壌水分（mm. 出力）、e) 地下氷（mm. 出力）、f) 土壌有機炭素量（kgC m⁻². 出力）

SOC (図(1b)-6f)) は、氷期中はほとんどの地点で減少もしくは不変であり、その蓄積は温暖期になされるという知見²⁹⁻³²⁾に適合的である。後氷期のAnaktuvukやChurchillで蓄積が多く見られるのは妥当であるが、Yakutskにおける蓄積量はその他の地点と比較して過大にも見える³¹⁻³²⁾。この積分例は、 τ の値を各地点で500年をベースとした計算結果であるが、砂質が卓越し土壌も乾燥気味で炭素分解が早い（もしくは、中立的状況に移行する時間規模が短い）地点においては、 τ はもっと小さい値であることが妥当であることを示している。SOCに対する τ の感度およびその結果に基づくモデル性能の評価は、広域分布の結果とあわせて、次節にて評価・考察する（図(1b)-8参照）。

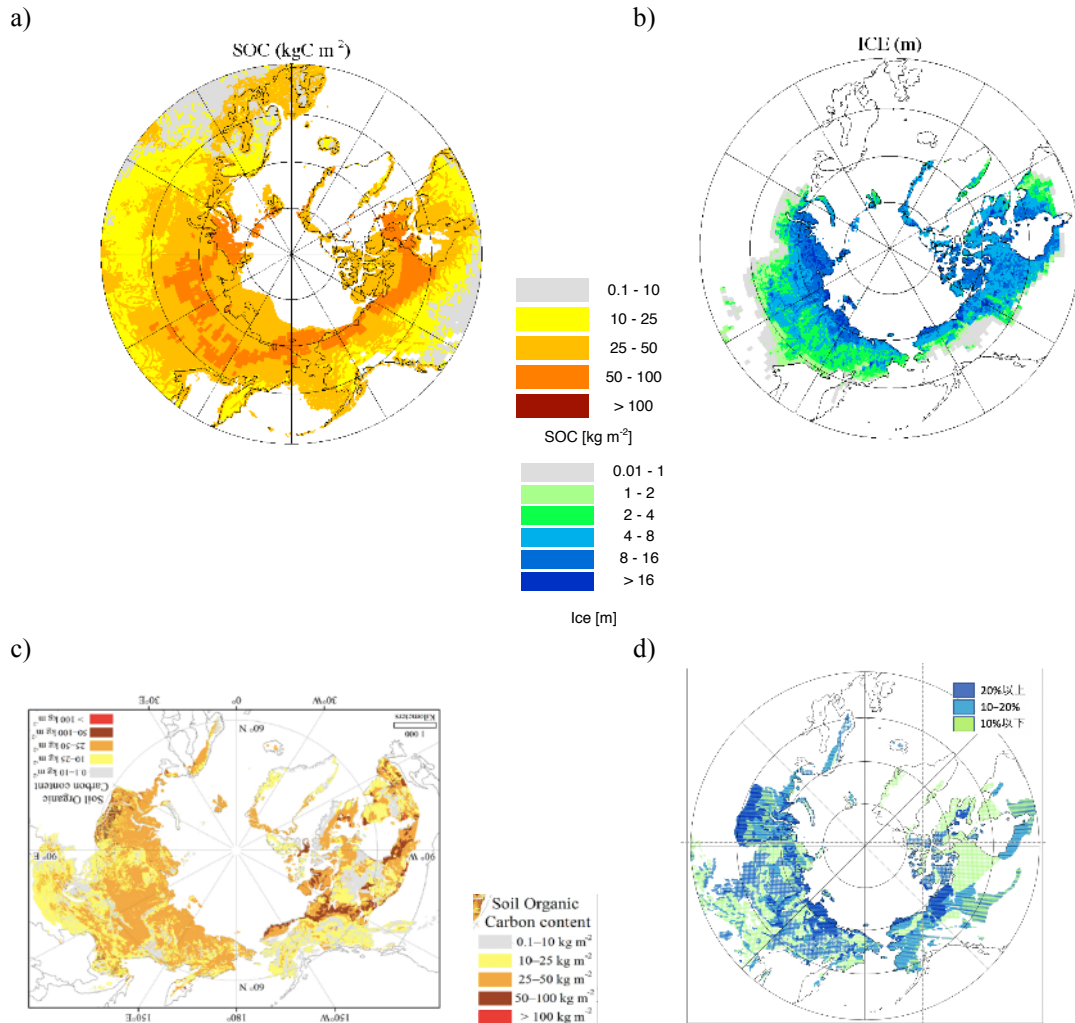
環北極域における分布の評価



図(1b)-7 共通の初期値 (25 kgC m^{-2}) から積分開始した環北極域土壌有機炭素分布の比較。それぞれ異なる τ に対する結果：a) 4年、b) 20年、c) 100年、d) 500年、e) 2500年。アラスカ内陸部Fairbanksを例にした f) SOC推移の時系列と g) 堆積コア層序の復元。h) デジタル標高モデル (ETOPO1) を基に標高やspecific catchment areaを用いて分類した地形カテゴリー：沿岸低地（水色）、河川流域（青）、内陸地（オレンジ）、高地（赤）。

前節にて示されたようにSOC収支は τ に依存する。例えば、高温多湿で植生の成長・枯死もバイオマスの分解も早い熱帯雨林では土壌有機炭素の分解のバランスは年オーダー $O(1 \text{ year})$ で平衡に達すると考えられる一方で、亜寒帯から極域の低温多湿なタイガやツンドラでは植生の成長もバイオマスの分解も遅くその時間規模は数千年にも渡る²³⁾。

図(1b)-7a)-e) は、環北極域の現在のSOC分布に対する τ の感度を示す（ただし、どの τ においても凍土環境下では凍土の連続性や土壌水分の飽和度に従ってその値は1000-2000年程度の範囲で変化する）。 τ が小さいほどSOCの蓄積量が少なくなることが見て取れる。また、これは課題の範囲から超える部分になるが、SOC推移の時系列（例。図(1b)-7f) アラスカ内陸部 Fairbanks の場合）からSOCの堆積速度や、そのような堆積履歴を持つ場所でボーリングをしたら得られるであろう堆積コア層序（図(1b)-7g)）の復元が可能となる。これらのデータを実際の堆積コアの解析結果³¹⁻³²⁾と比較することにより、各地域（スカンジナビア、東西シベリア、アラスカ、東西カナダなど）におけるモデル性能の評価を行った。さらに、高解像度のデジタル標高モデル (ETOPO1) とその地形解析結果をもとに算定した地形カテゴリー（図(1b)-7h)）と連携させて、各格子点における適切な τ の範囲を定めるとともに、地形や土質を考慮して $O(10 \text{ km})$ の空間規模へのダウンスケーリングを行った。



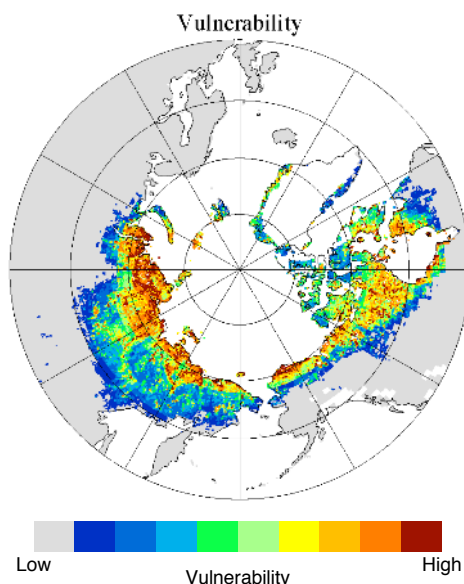
図(1b)-8 数理モデル結果により推定した環北極域のa) 土壌有機炭素とb) 地下水氷の分布。現在公開されているc) 土壌有機炭素¹⁴⁾とd) 地下水氷(体積含有率)¹³⁾の分布。c) はa) との比較のため180度回転してある。

その結果得られた環北極域のSOCおよび地下水氷の現在の分布が図(1b)-8a)b)であり、現在公開されているSOC(環北極土壌炭素データベース¹⁴⁾)や地下水氷(IPA永久凍土・地下水図¹³⁾)が図(1b)-8c)d)である。比較すると、SOCの絶対値の範囲および地理的分布は概ねよく一致している(推定図(1b)-8a)は、最終氷期最盛期の陸域全体を対象にしているため、現在は海底永久凍土となっている場所の値も表示されていることに注意)。

また、地下水氷については、モデル推定図(1b)-8b)は氷の厚さ(～量)であるが、IPA地下水氷図は体積含有率であり、また表層堆積物の厚さや種類によって値の基準が異なるため両者の単純な比較はできないが、東シベリアからアラスカにかけて(つまり、エドマが多く分布していると考えられているところ)の分布状況の再現性はよい。一方、西シベリアおよびカナダでは全体的に過大評価になっており、低地あるいはかつて氷床に覆われていたところでの再現性に課題があるといえる。

ここで得られた土壌有機炭素 SOC および地下水氷 Ice の分布を用いて、それぞれを最大値で規格化して各地点 $\mathbf{x}$ におけるエドマ融解の脆弱性 $V(\mathbf{x})$ を以下のように定義した。その結果を図(1b)-9に表示する。ここで推定された脆弱性分布はこれまでの知見^{15, 33-35)}とも整合的であった。

$$V(\mathbf{x}) = \left\{ \frac{SOC(\mathbf{x})}{\max_{\mathbf{x}} SOC(\mathbf{x})} \right\} \cdot \left\{ \frac{Ice(\mathbf{x})}{\max_{\mathbf{x}} Ice(\mathbf{x})} \right\}$$



図(1b)-9 図(1b)-8の土壌有機炭素および地下水含有量から推定したエドマ融解の脆弱性分布。土壌有機炭素かつ地下水が多い地点の脆弱性が高いとしている。

(サブテーマ 1 全体)

以上のように、サブテーマ1では、現地測量とInSAR解析を用いて自然火災跡地や農業放棄地における大規模融解による地盤沈下のメカニズム（沈下速度や水平方向への広がり）を定量的に示し、また数理的モデルと気候データや文献値を用いてエドマ融解の脆弱性分布評価を行った。

サブテーマ 3 は、現在および将来の環北極圏における永久凍土融解による温室効果ガス放出量を推定・予測することが目的であるが、サブテーマ1bの数理モデルにより得られた地下水や土壌有機炭素の蓄積量（図(1b)-8a) b)）とそこから導かれる脆弱性分布を（図(1b)-9）を初期値や境界条件として用い、さらにサブテーマ1aで実測・推定された大規模融解による地盤沈下速度（すなわち地下水の融解・流出量）およびサブテーマ 2 で実測された氷中の温室効果ガス（特にメタン）量と組み合わせることにより、定量的かつ現地観測データに基づいた推定・予測を行うことができる。

5. 本研究により得られた成果

(1) 科学的意義

高含氷永久凍土の融解が引き起こす急速かつ大規模なサーモカルストの進行により流動化する炭素（本サブテーマでは、特に永久凍土や地下水中に閉じ込められていた温室効果ガス）総量を見積もるためには、永久凍土損失の速度を面的に捉える必要がある。そのパイロットケースとして、アラスカ北部および北東シベリアを対象地とし、先行研究と本研究期間を合わせた現地測量と13年間のマイクロ波衛星観測データを比較することにより、DInSARがサーモカルスト沈下把握のリモートセンシング解析手法として有効であることを検証した。Anaktuvuk火災跡地（アラスカ北部）では、永久凍土融解沈下様式に関して定量的な計測値と時空間分布に関する知見を得た。具体的には、火災後1年目に空間平均値として最も大きなサーモカルスト沈下量（約6cm/年）を観測し、その後2-3年目に沈下量が沈静化すること、一方火災後8-11年目には火災直後に見られたサーモカルスト沈下の空間分布とは別の分布が観測され、火災域よりも未火災域において平均的な沈下量が大きく（約2cm/年）となった。8-11年目の沈下量分布からは、温暖化によって火災などの大きな地表面攪乱がないツンドラにおいてもサーモカルストが進行していること、サーモカルスト進行の様式が地質条件や地表面に近い永久凍土層の含氷率に関係していることなどが示唆された。10年以上ツンドラ火災後のサーモカルスト沈下を衛星リモートセンシングによって追跡した研究はこれが予測される初めてであり、約10年間で起きたサーモカルスト分布の大きなシフトは、今後増加が予測されるツンドラ火災の影響を理解する上で重要な発見である。エドマ層が広く

分布し、今後も継続的にサーモカルストの進行が予測されている中央ヤクーチア（ロシア・北東シベリア）においてもはじめてDInSAR解析を導入し、現場検証とともに現地の融解沈下様式を評価した。森林に覆われた土地では有効なシグナルが得られなかった一方、農耕放棄地において最も大きな沈下量の平均値が確認され、約1cm/yearであることが分かった。農耕放棄地のほとんどは、1960－1970年代にかけて開発されその後放棄されたものであり、地表面が攪乱されてから数十年後においてもサーモカルスト沈下が徐々に進行していることが示された。本研究によって得られた空間平均的サーモカルスト沈下速度は、融解する永久凍土からの炭素放出量の基礎データとして使用され、サーモカルスト進行に関する新見も、より複雑な永久凍土融解過程を取り入れた陸面過程モデルの開発などに利用されることが期待できる。

それまで未詳であった環北極域における高含氷永久凍土（エドマ）や、エドマ融解の脆弱性評価の土台となる土壌有機炭素（SOC）および地下水量について、概念モデルの開発・検証と解像度2kmの地形データ解析の適用により、現在状況の始まりとも言える最終間氷期（約12万年前）から現在までの時間的推移と、環北極域広域での地理的分布を高精度で定量的に把握することが可能になった。

また、課題の範囲を超える部分ではあるが、土壌有機炭素量の時系列の微分解析などにより蓄積速度の推定や堆積コア層序の復元が可能であり、現地採取の堆積コアから得られる古気候の地球化学的分析結果や古環境復元などとの相互比較を通して、最終間氷期以降の環北極域陸域の古環境復元や人類史解明へのツールを提供することができる。

一方で、本研究遂行により新たな科学的課題も生まれた。氷期-間氷期規模での水分・氷・炭素動態を経時的に推定するツールを得たことで、エドマ氷中のメタンや堆積土中の土壌有機炭素の蓄積環境および形成過程、またそれらの現存量との関連についての理解を、サブテーマ2からの分析・解析結果と連携して、深めることが必要である。

（２）環境政策への貢献

＜行政が既に活用した成果＞

特に記載すべき事項はない。

＜行政が活用することが見込まれる成果＞

巨大な地下水の融解による大規模かつ不可逆的な地形変化（サーモカルスト）は、現在確実に進行中であり、北極陸域の社会や生態系を変化させつつある。本研究で得られた地表面攪乱によるサーモカルストの進行様式とその変化速度に関する知見は、今後も土地開発が進むと考えられる北極陸域における資源開発と環境保全策の計画において必要不可欠な情報である。例えば、油（ガス）田掘削設備やパイプライン等の敷設、あるいは撤去によって、あるいは森林伐採や農地開拓によって永久凍土地帯のサーモカルスト破壊が進んでいることが報告されている。広域的な永久凍土の安定性を監視してその状態変化をいち早く察知することは、北極域における住民の生活を保護し、持続可能な産業活動を推進するための方策を講じる上で必要不可欠である。こうした環境政策立案としては、本研究が進めたサーモカルストをはじめとした、永久凍土動態のリモートセンシング技術が有効である。

本研究による成果の波及効果として、国内の季節凍土・永久凍土エリアに対する地表面変位リモートセンシング技術の適用が考えられる。日本国内においても、大雪山系や富士山の高山風衝地などにおいて永久凍土が確認されている他、国土の半分以上が季節的な凍結・融解を繰り返している。温暖化によってこれらの凍結・融解サイクルとそれに伴う地表面の変位と地形変化、引き続く植生変化などへの適応を図る目的として、環境省適応課題にも貢献する。

高含氷永久凍土大規模融解とそれに伴う不可逆的な変化は、寒冷圏におけるティッピングエレメントであり、温室効果ガス放出という全球的な影響に加え、地盤沈下に伴う社会基盤、酪農業の阻害、生態系バランスの変化など現地の生活基盤や様式への局所的な影響を与える。自然火災や農業放棄地などエドマ融解を引き起こす攪乱発生の可能性のある地域に対して、数理モデル結果を利用した脆弱性の広域的な分布からの危険度や切迫度の情報は、攪乱対策あるいは緩和策や対応策の策定において重要となる。

北極域の現地自治体や関連国に対して、我が国の北極・環境研究の成果を通して環境保護・温暖化対応策あるいは経済政策の策定に助言することは、我が国の研究レベルを国際的に示した国際貢献を訴えることになる。

また、研究背景でも述べたように、温暖化の進行に伴う永久凍土の融解（熱伝導による広域的な融解と、エドマのような局所的融解などの異なる筋道がある）や、その結果としての温室効果ガス放出の影響は、プロセスとしての理解にもまだ残されたものがあり、将来の動向についても、短期的（例えば2030年頃まで）、中期的（例えば2050年頃まで）あるいは長期（今世紀末やそれ以降）それぞれにおいて、筋道ごとの相対的な寄与や、生態系とのバランスまでも含めた総体的な方向性には不明・不確定な点が多い。本サブテーマの成果は、これらの不確定性を減ずるような知見を提供しており、本研究によって得られた成果論文は現在投稿のための作業を進めているが、次期IPCC報告書に貢献することが期待される。

6. 国際共同研究等の状況

本研究プロジェクトの協力者（Go Iwahana）は、NASA（アメリカ航空宇宙局）の北極陸域研究プロジェクトABoVE（The Arctic-Boreal Vulnerability Experiment）を通じて共同研究を推進した。永久凍土の融解が大規模に起きているAnaktuvuk火災跡地へのヘリコプター移動・ツンドラ野外調査活動、安全対策などのロジスティクスは、相互補完的に実施した。また、ABoVE航空機観測によるリモートセンシングデータ（UAVSAR, AirMOSS, LVIS）は無償で提供され、本研究にも利用された。一方、本研究で得られた、ALOSシリーズのマイクロ波衛星画像解析結果やUAVによる空撮画像や解析画像は今後広く利用されるようにABoVE Science Cloudなどのデータベースで共有する予定である。

サブテーマ1bは、古気候および氷期-間氷期規模での地下の炭素・氷動態を表現する数値モデルを開発・評価するにあたり、NSFプロジェクト（National Science Foundation ARC-1107524, “Past, Present and Future States and Variations of the late Quaternary Permafrost Subsystem”, PI: 斉藤和之. 2011-2015）以来の共同研究者ら（アラスカ大学フェアバンクス。Prof. John Walsh, Dr. Nancy Bigelow, Prof. Sergei Marchenko, Prof. Kenji Yoshikawa）と定期的に意見・情報交換を行ってその知見を反映させた。

同様に、米国SEARCH（Study of Environmental Arctic Change）傘下のPermafrost Carbon Network（議長：Dr. Ted Schuur/北アリゾナ大学。<https://www.searcharcticsscience.org/permafrost>）のAGU前の定例会合で意見・情報交換し、その知見を反映させた。

また、地上部と地下部の熱・水状況のモデリングに際して、海洋研究開発機構がアラスカ大学フェアバンクス国際北極圏研究センターとの国際共同研究 JICS（JAMSTEC-IARC Collaboration Study）でのもと2010年より共同管理しているアラスカ内陸部の観測サイトにおいて観測（IARC側カウンターパート：岩花剛博士、伊川浩樹博士、永野博彦博士、Robert Busey）を行い、そのデータ（7.（1）＜論文（査読あり）＞ 2））を利用した。

7. 研究成果の発表状況

（1）誌上発表

＜論文（査読あり）＞

- 1) G. Iwahana, K. Harada, M. Uchida, S. Tsuyuzaki, K. Saito, K. Narita, K. Kushida and L. D. Hinzman: J. Geophys. Res. Earth Surface, 121(9), 1697-1715 (2016)
Geomorphological and geochemistry changes in permafrost after the 2002 tundra wildfire in Kougarak, Seward Peninsula, Alaska.
- 2) Kazuyuki Saito, Go Iwahana, Hiroki Ikawa, Hirohiko Nagano, and Robert C. Busey:
Geosci. Instrum. Method. Data Syst., 7, 223-234, (2018)
Links between annual surface temperature variation and land cover heterogeneity for a

boreal forest as characterized by continuous, fibre-optic DTS monitoring.

＜その他誌上発表（査読なし）＞

1) 齊藤 和之、町屋 広和、岩花 剛、大野 浩、横畠 徳太. 環北極陸域・第四紀後期における地下氷・土壌炭素変動の数値モデル：雪氷研究大会（2018・札幌）予稿集. 211（2018）[平成30年北海道胆振東部地震により誌上開催]

（2）口頭発表（学会等）

1) Kazuyuki Saito, Amy Hendricks, Nancy Bigelow, John Walsh, Sergey Marchenko, Vladimir Romanovsky, Kenji Yoshikawa: the 11th International Conference on Permafrost, Potsdam, Germany, 2016.

Simulated biome and permafrost distributions for the Late Quaternary Beringia.

2) 齊藤和之、大野 浩、横畠 徳太、岩花 剛、町屋 広和：日本地球惑星科学連合（2017）

永久凍土不可逆融解による温室効果ガス放出量の現状評価と将来予測

3) K.Saito, H.Ohno, T.Yokohata, G.Iwahana, H.Machiya: 2nd Asian Conference on Permafrost, Sapporo, Japan (2017)

Assessing and Projecting Greenhouse Gas Release due to dynamic Permafrost Degradation

4) 岩花 剛・檜山哲哉・大野 浩・南 雅代・齊藤和之・Ahn Jinho・A. N. Fedorov：名古屋大学宇宙地球環境研究所年代測定研究シンポジウム（2017）

永久凍土を利用した古環境復元の可能性

5) Kazuyuki Saito, Hirokazu Machiya, Go Iwahana, Hiroshi Ohno, and Tokuta Yokohata: 第9回極域科学シンポジウム（2018）.

A simple-model simulation of Late Quaternary Arctic ground ice and soil organic carbon changes.

（3）知的財産権

特に記載すべき事項はない。

（4）「国民との科学・技術対話」の実施

1) 一般公開シンポジウム「“永久凍土からメタン!?” ってどういうこと？」（主催：国立研究開発法人海洋研究開発機構、平成28年10月22日、国立研究開発法人海洋研究開発機構横浜研究所、聴講者約50名）にて講演。

2) 一般公開セミナー「永久凍土からメタン!?! 北極の大地の氷が融けるときの」（主催：国立研究開発法人海洋研究開発機構、平成29年5月13日、国立研究開発法人海洋研究開発機構横須賀本部）にて講演。また、観測機器の展示や観測状況の仮想現実（VR）体験を併設。

3) インターネット上での研究成果の継続的な発信

海洋研究開発機構内のサーバを利用してwebサイトを運営し、研究目的、研究内容、研究成果について双方向性の発信を行った。

4) 特別授業「環境問題と地球温暖化」。横浜市立本郷中学校（平成31年3月18日） 在校生（1,2年生、教職員、保護者を対象）

（5）マスコミ等への公表・報道等

1) NHKスペシャル（平成28年9月4日、アラスカにおける調査について計10分程度の放送内容について取材対応、出演「メガ・クライシス 異常気象」）

2) TBS報道番組（平成28年11月4日、気候変動と永久凍土融解について計10分程度の放送内容について取材対応「緊急！池上彰と考えるニッポンが危ない！」）

- 3) NHK（平成30年10月10日、「時事公論」、「どう向き合う？地球温暖化」）
- 4) テレビ朝日（平成30年10月12日、「報道ステーション」、金曜特集、「シベリア”温暖化最前線”の今 解ける永久凍土の脅威」）
- 5) しんぶん赤旗日曜版（平成30年11月18日、全国版、19面（見開き）、「急速に溶ける永久凍土 温暖化ガス放出」）
- 6) 共同通信社（平成31年3月31日全国配信。北海道新聞・平成31年4月3日掲載「永久凍土 変動探る」、下野新聞・同4月7日掲載「地球温暖化の“時限爆弾” 謎多い永久凍土探れ」、中国新聞・同4月7日「謎の永久凍土を探れ」、京都新聞 同4月10日「永久凍土の謎を探れ」、神戸新聞 同4月10日「永久凍土の謎を探れ」、熊本日日新聞 同4月26日「永久凍土の全容探れ 解けるとCO2放出 温暖化の”時限爆弾”」）

（6）その他

特に記載すべき事項はない。

8. 引用文献

- 1) Chapin, F. S., et al.: Global Change Biology, 6, 211-223 (2000)
Arctic and boreal ecosystems of western North America as components of the climate system
- 2) Serreze, M. C., J. E. Walsh, F. S. C. III, T. Osterkamp, M. Dyurgerov, V. Romanovsky, W. C. Oechel, J. Morison, T. Zhang, and R. G. Barry: Climatic Change, 46(1-2), 159-207 (2000)
Observational Evidence of Recent Change in the Northern High-Latitude Environment
- 3) Hugelius, G., et al.: *Biogeosciences*, 11(23), 6573-6593 (2014)
Estimated stocks of circumpolar permafrost carbon with quantified uncertainty ranges and identified data gaps
- 4) Schuur, E. A. G., B. Abbott, and Permafrost Carbon Network: Nature, 480 (7375), 32-33 (2011)
Permafrost Carbon High risk of permafrost thaw,
- 5) Intergovernmental Panel on Climate Change: (2014)
IPCC第五次評価報告書
- 6) 北極環境研究コンソーシアム：北極環境研究の長期構想 テーマ12, (2014)
永久凍土の成立と変遷過程の基本的理解
- 7) 岩花剛：雪氷, 75(5), 343-352 (2013)
エドマ層研究に関する総説（その一）—研究史の概略および気候変動との関わり—
- 8) 岩花剛：雪氷, 75(5), 353-364. (2013)
エドマ層研究に関する総説（その二）—永久凍土から得られる古環境情報—
- 9) Mann, D. H., P. Groves, R. E. Reanier, and M. L. Kunz: Quaternary Science Reviews, 29(27-28), 3812-3830 (2010)
Floodplains, permafrost, cottonwood trees, and peat: What happened the last time climate warmed suddenly in arctic Alaska?
- 10) Jones, B. M., A. L. Breen, B. V. Gaglioti, D. H. Mann, A. V. Rocha, G. Grosse, C. D. Arp, M. L. Kunz, and D. A. Walker: Journal of Geophysical Research: Biogeosciences, 2013JG002316, (2013)
Identification of unrecognized tundra fire events on the north slope of Alaska,
- 11) Liu, L., K. M. Schaefer, A. C. Chen, A. Gusmeroli, H. A. Zebker, and T. Zhang: Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 120(9), 1935-1948 (2015)

Remote sensing measurements of thermokarst subsidence using InSAR

- 12) Iwahana, G., M. Uchida, L. Liu, W. Gong, F. Meyer, R. Guritz, T. Yamanokuchi, and L. Hinzman: Remote Sensing, 8(3), 218 (2016)
InSAR Detection and Field Evidence for Thermokarst after a Tundra Wildfire, Using ALOS-PALSAR
- 13) Brown, J. et al.: National Snow and Ice Data Center, Digital media, Boulder, CO, (1998, revised 2001)
Circum-arctic map of permafrost and ground ice conditions.
- 14) G. Hugelius, et al., Earth Syst. Sci. Data, 5, 3-13, (2013)
The Northern Circumpolar Soil Carbon Database: spatially distributed datasets of soil coverage and soil carbon storage in the northern permafrost regions.
- 15) Murton, J. B., et al.: Permafrost and Periglacial Processes, 26(3), 208-288 (2015)
Palaeoenvironmental Interpretation of Yedoma Silt (Ice Complex) Deposition as Cold-Climate Loess, Duvanny Yar, Northeast Siberia
- 16) Iwahana, G., K. Harada, M. Uchida, S. Tsuyuzaki, K. Saito, K. Narita, K. Kushida, and L. D. Hinzman: Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 121(9), 1697-1715 (2016)
Geomorphological and geochemistry changes in permafrost after the 2002 tundra wildfire in Kougarak, Seward Peninsula, Alaska
- 17) Meyer, F.J., Nicoll, J.B., and Dougeris, A.P.: IEEE Trans. Geosci. and Remote Sensing, 51 (10), 4961-4972 (2013)
Correction and Characterization of Radio Frequency Interference Signatures in L-Band Synthetic Aperture Radar Data,
- 18) Muskett, R.R.: International Journal of Geosciences, 6 (10), 1101-1115 (2015)
ICESat GLAS Elevation Changes and ALOS PALSAR InSAR Line-of-Sight Changes on the Continuous Permafrost Zone of the North Slope, Alaska
- 19) Braconnot P. et al., Nature Climate Change 2: 417-424. DOI:10.1038/NCLIMATE1456, (2012)
Evaluation of climate models using palaeoclimatic data.
- 20) Saito, K. et al., Boreas, 43, 733-749. Doi:10.1111/bor.12038 (2014)
Evaluation of LPM permafrost distribution in NE Asia reconstructed and downscaled from GCM simulations.
- 21) Saito, K., G. Iwahana, H. Ikawa, H. Nagano, and R.C. Busey, Geosci. Instrum. Method. Data Syst., 7, 223-234, (2018)
Links between annual surface temperature variation and land cover heterogeneity for a boreal forest as characterized by continuous, fibre-optic DTS monitoring.
- 22) Dee, D. P. et al., Q. J. Roy. Meteor. Soc., 137, 553-597, (2011)
The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system.
- 23) Harden J. W. et al., Science. 258, 5090, 1921-1924, (1992)
Dynamics of Soil Carbon During Deglaciation of the Laurentide Ice Sheet.
- 24) Argus, D.F., et al., Geophys. J. Int., 198(1), 537-563, doi:10.1093/gji/ggu140, (2014)
The Antarctica component of postglacial rebound model ICE-6G_C (VM5a) based upon GPS positioning, exposure age dating of ice thicknesses, and relative sea level histories.
- 25) Peltier, W.R., et al., J. Geophys. Res. Solid Earth, 120, 450-487, doi:10.1002/2014JB011176, (2015)

- Space geodesy constrains ice-age terminal deglaciation: The global ICE-6G_C (VM5a) model.
- 26) Lambeck, K. et al., PNAS, 111 (43), 15296-15303, (2014)
Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene.
- 27) Everdingen, R. V. ed.: National Snow and Ice Data Center/World Data Center for
Glaciology, Boulder, p. 98, (1998. revised January 2005)
Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms, in *Multi-language
glossary of permafrost and related ground-ice terms*
- 28) Antonova, S., H. Sudhaus, T. Strozzi, S. Zwieback, A. Kääb, B. Heim, M. Langer, N.
Bornemann, and J. Boike: Remote Sensing, 10(4), 494. (2018)
Thaw Subsidence of a Yedoma Landscape in Northern Siberia, Measured In Situ and Estimated
from TerraSAR-X Interferometry
- 29) Vitt, D. H. et al., Canadian Journal of Earth Science 37:683-693. (2000)
Spatial and temporal trends in carbon storage of peatlands of continental western Canada
through the Holocene.
- 30) Vitt, D. H. et al., Canadian Journal of Forest Research 30:283-287. (2000)
The changing landscape of Canada' s western boreal forest: the current dynamics of
permafrost.
- 31) MacDonald, G. M. et al., Science, 314, 285-288, DOI:10.1126/science.1131722, (2006)
Rapid Early Development of Circumarctic Peatlands and Atmospheric CH₄ and CO₂ Variations.
- 32) Yu Z. et al., In Carbon Cycling in Northern Peatlands, Geophysical Monograph Series
184, 55-69, (2009)
Sensitivity of Northern Peatland Carbon Dynamics to Holocene Climate Change.
- 33) Kanevskiy, M., et al. Permafr. Periglac. Process. 25 (1), 14-34 (2014)
Cryostratigraphy and permafrost evolution in the lacustrine lowlands of west-central
Alaska.
- 34) Olefeldt, D. et al., Nature Comm., 7, 13043, doi:10.1038/ncomms13043, (2016)
Circumpolar distribution and carbon storage of thermokarst landscapes.
- 35) Strauss, J. et al., Earth-Science Reviews, 172, 75-86, (2017)
Deep Yedoma permafrost: A synthesis of depositional characteristics and carbon
vulnerability

Ⅱ－２ 巨大地下水体および凍土堆積物中の有機炭素（温室効果ガス）量の把握

国立大学法人 北見工業大学
地球環境工学科

大野 浩

＜研究協力者＞

アラスカ大学フェアバンクス
国際北極圏研究センター

岩花 剛

＜研究協力機関＞

アラスカ大学フェアバンクス 国際北極圏研究センター

平成28～30年度累計予算額：38,150千円

（うち平成28年度：10,096千円、平成29年度：14,387千円、平成30年度：13,667千円）

累計予算額は、間接経費を含む。

【要旨】

エドマと呼ばれる極端に含水率が高い永久凍土層が、近年の温暖化によって急速に融解しつつある状況が報告されている。一般的に永久凍土は有機炭素に富み、地球全体の有機炭素の大半が永久凍土に固定されていると考えられている。エドマの融解によって大量の温室効果ガスが放出され、地球規模の気候変動を引き起こすことが危惧されている。エドマの消長に伴い、どの程度の有機炭素の出入りがあり、その結果どの程度の環境変化（気温の変動）が生じるのか、評価・予測することが求められているが、そのために欠かせないエドマ層の組成についての情報が不足している。とりわけ、エドマ層の体積の大半を占める地下氷体に含まれる有機炭素量の研究例はほとんどない。そこで本研究は、北極圏の永久凍土地帯でエドマの広域サンプリングを行い、特に地下氷に含まれるメタンに着目して成分分析を行った。エドマに含まれる有機炭素（温室効果ガス）の量のみならず、それらの起源を推定するために、有機炭素の安定炭素同位体組成も分析した。その結果、エドマ地下氷のガス含有量は100gあたり約3～4ccで、場所にほとんど依存しないことや、地下氷中のメタンの濃度は平均6300ppmv程度で、サイト内・サイト間で差が大きい（値に3桁の幅がある）ことなどが明らかになった。加えて、安定炭素同位体組成の分析結果から、エドマに含まれるメタンが微生物起源であることや、微生物活動によるメタン生成経路（二酸化炭素還元経路と有機酸発酵経路の寄与率）がサイトによって（恐らくエドマ形成当時の気候の違いによって）異なることなども明らかにした。エドマの有機炭素（温室効果ガス）含有量やその空間分布に関する情報は、サブテーマ3による全球陸域統合モデル（永久凍土融解による温室効果ガス放出が気候システムに及ぼす影響の将来予測）のインプットデータとして利用されている。

【キーワード】

高含水永久凍土（エドマ）、ガス含有量、有機炭素量（温室効果ガス濃度）、広域分布

1. はじめに

永久凍土は、北半球陸地の約1/4という広範な面積を占め、その融解による温室効果ガスおよび有機炭素の放出や、大気-地表（植生）間の複雑な熱・物質交換に伴うフィードバックを通じて、北極環境の変動を左右する主要な因子と考えられる。

永久凍土帯の中でも、北米および北東シベリアの永久凍土帯に広く分布している巨大地下水塊を大量に含む永久凍土層（エドマ層）（図(2)-0）は、規模や融解時の状態変化が大きいことから、とりわけ気候変動の影響を受けやすく、かつ大きなフィードバックをもたらす存在とされている。

しかし、エドマ凍土層の動態はほとんどわかっていない。これまでの結晶学的研究によって、エドマ

氷体は熱収縮によって生じた地表の割れ目に、たまった霜や積雪が圧密氷化したり、春（夏）季の天水が入って凍結したりすることで形成される楔状の氷体（アイスウェッジ）が大きく成長したものと理解されているが、研究事例の少なさや、氷の古さを直接見積もることの困難さから、エドマ氷体の発達史は十分には解明されていない。

エドマ層の融解が気候変動に与える影響を評価するためには、その内部に温室効果ガス（メタンと二酸化炭素）や有機炭素が、どのような空間分布で、どの程度存在するのか把握する必要があるが、先行研究例は限られている。とりわけ地下氷体については、エドマ層の主要な構成要素にもかかわらず、含有温室効果ガスの調査はこれまでにほとんど行われていない。

エドマ中のメタンの起源については、微生物に由来するものであることが予想されているが、具体的なメタンの形成（反応）経路の詳細はわかっていない。また、メタンの起源や形成経路が、地域や時代（気候）によって変わり得るのか調べた例は皆無である。



図(2)-0 アラスカ Itkillik 川岸で観察されたエドマ永久凍土層

2. 研究開発目的

高含氷永久凍土（エドマ層）を採取し、各種分析を行うことで、エドマ層に含まれる有機炭素（メタン）の量やその成因・履歴等を明らかにする。サブテーマ1と連携して、サブテーマ3で必要となる、永久凍土大規模融解によって炭素循環に組み込まれる得る有機炭素量を見積もる。

3. 研究開発方法

1) 高含氷永久凍土（エドマ層）の広域サンプリング

アラスカ北部の連続永久凍土地帯（Barrow, Itkillik Bluff, MP355, Anak2）、アラスカ中西部の不連続永久凍土地帯（Fox, UAF, Kougarkok, Teller）、およびスバルバル諸島ニーオルスン周辺の連続永久凍土帯（Stuphallet）において、高含氷永久凍土（エドマ層）の調査を行った（図(2)-1）。チェーンソーやコアラーを用いて、分析用の地下氷試料および土壌試料を採取し、凍結した状態を保って研究施設まで持ち帰った（図(2)-2, 図(2)-3）。

2) 地下氷コアの目視観察

地下氷コアを板状に切り出し、目視観察を行った。氷体への土壌成分の混入状態を調べるとともに、実体顕微鏡を用いて、含有気泡の形状や分布も観察した。

3) エドマ層のガス含有量測定

試料毎に、数百グラムの地下氷もしくは土壌を、塩化ナトリウムで飽和させた水中で融かし、水上置換法で、試料に含まれるガスを抽出した。ガスが水へ溶解込むことを防ぐために、塩化ナトリウムで飽

和させた水を水上置換に用いた。採取したガスの体積、温度、気圧を測定し、標準状態（0℃，1気圧）におけるエドマ層のガス含有量を算出した。

4) エドマ層含有ガスの組成

水上置換で回収したガスの組成を、ガスクロマトグラフを用いて分析した。熱伝導度検出器による、全ガス種（キャリアガスとして用いたヘリウムを除く）を対象にした測定に加え、メタンをはじめとした有機物 に対しては、より感度の高い、水素炎イオン化検出器による測定を行った。濃度既知の標準ガスの測定結果を基準として、試料のイオンクロマトグラムのピーク強度から、各ガス成分の濃度を算出した。

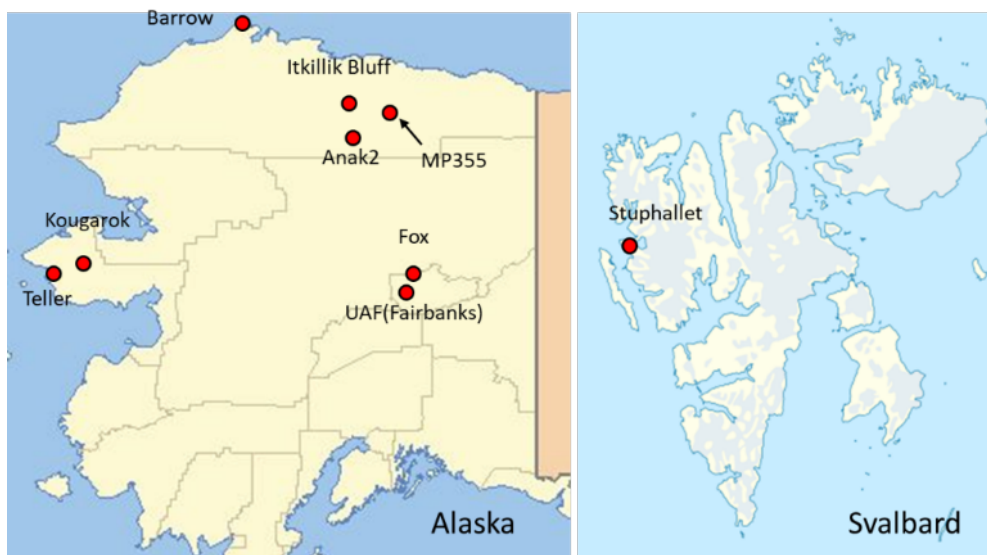
5) エドマ層含有ガスや固体有機物の安定炭素同位体組成

水上置換で回収した温室効果ガス（メタンおよび二酸化炭素）の安定炭素同位体組成を、連続フロー型安定同位体質量分析装置を用いて測定した。永久凍土試料の測定結果を国際標準試料（V-PDB）の測定結果と比較し、V-PDBからの差分の千分率（ $\delta^{13}\text{C}$ ）を算出した。

加えて、エドマ層に含まれる固体有機物の安定炭素同位体組成の分析も行った。凍土試料を融解後、水分を気化させて、土壌を取り出した。土壌に含まれる炭酸塩（無機炭素）は、塩酸と反応させて、取り除いた。有機炭素のみが含まれる土壌を炉で燃焼させ、出てきた二酸化炭素の質量分析を行うことで、安定炭素同位体比（ $\delta^{13}\text{C}$ ）を求めた。

6) エドマ層の年代測定

エドマ層に含まれる植物遺体を抽出し、その放射性炭素年代を測定した。放射線炭素年代測定は、アリゾナ大学のアリゾナ加速器質量分析研究所（AMS研究所）に依頼して行った。



図(2)-1 永久凍土試料サンプリングサイト



図(2)-2 Anak2 におけるチェーンソーを用いた地下氷のサンプリング

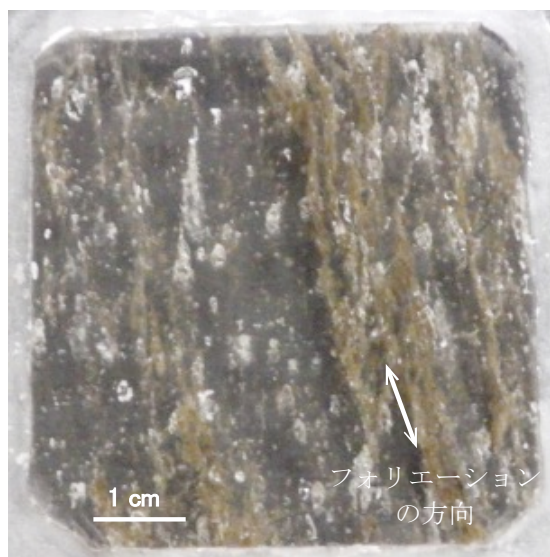


図(2)-3 コアラーを用いて Stuphallet で採取された地下氷コア

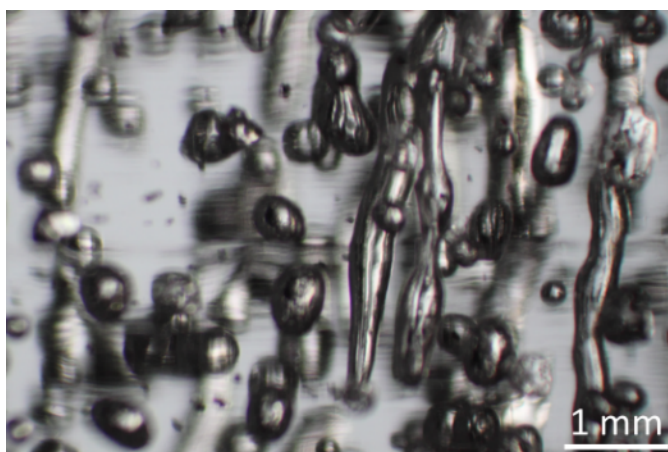
4. 結果及び考察

1) 地下氷（エドマ）の起源

本研究で調査した地下氷のほとんどが、土壌混入による鉛直方向の縞状構造（フォリエーション）を有することから、氷の起源はアイスウェッジ（氷楔）と推定される（図(2)-4）。今回調べた地下氷に含まれる気泡の多くは鉛直方向に伸びた形状をしていることから（図(2)-5）、地下氷の多くは、アイスウェッジの割れ目に侵入した天水が鉛直方向上向きに一方向凍結して出来たものと考えられる。



図(2)-4 Fox で観察された典型的な縞状氷の鉛直厚片写真



図(2)-5 Barrow で観察された鉛直方向に伸びた形状の気泡

2) 各サイトにおける地下氷および土壌のガス含有量・温室効果ガス濃度（平均値）

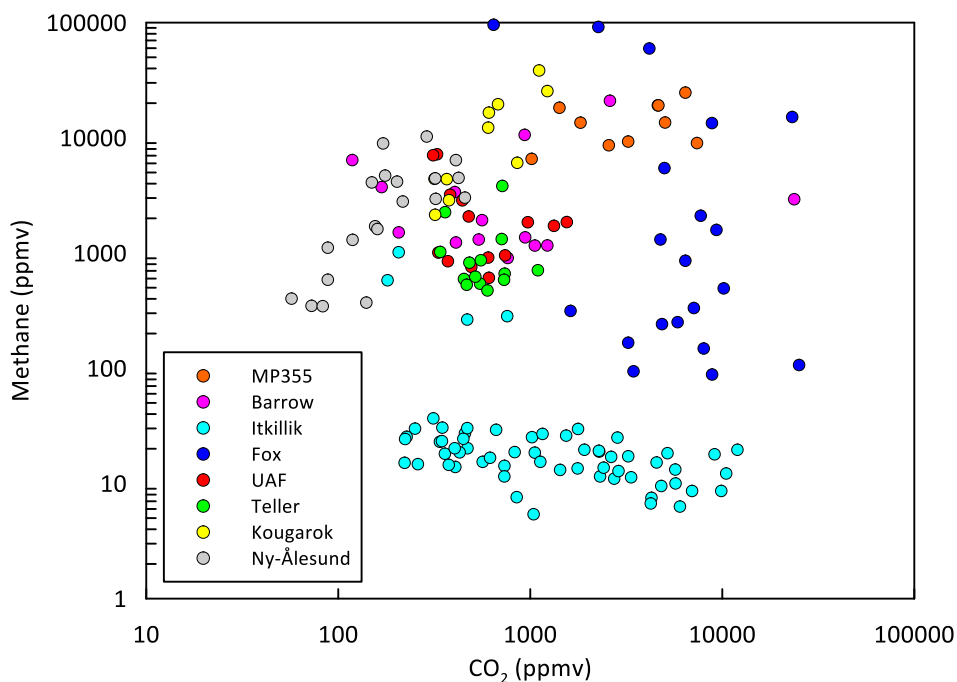
各サイトにおける地下氷のガス含有量・温室効果ガス濃度を表(2)-1 に示す。Stuphallet を除いて、地下氷 100g あたりのガス含有量は 3～4cc で、積雪の圧密氷化によってできる氷河・氷床氷のガス含有量（約 10cc/100g）と比べて数分の一程度の値であった。この事実は、今回調査した地下氷の主要な形成メカニズムが、積雪の圧密氷化ではないことを示唆しており、前節の気泡形状の観察結果による推定と矛盾しない。Stuphallet の地下氷のガス含有量は例外的に多く、氷河・氷床氷の値に匹敵することから、この場所は例外的に、積雪や霜の圧密氷化等の別プロセスが氷体形成に強く関与していた可能性がある。地下氷に含まれるガスのメタン濃度は、サイト間で大きな違いが認められ、平均値は 51～14463ppmv の広いレンジにわたっていた。二酸化炭素濃度の平均値についても同様に、サイト間で大きな差異が認められた（205～12793ppmv）。Itkillik においては、二酸化炭素の濃度が高いほどメタンの濃度が低くなる傾向が観察されたが、その他のサイトにおいては、両者の間に明瞭な相関関係は認められなかった（図(2)-6）。

各サイトにおける土壌のガス含有量・温室効果ガス濃度を表(2)-2 に示す。いずれのサイトにおいても、土壌 100g あたりのガス含有量は、地下氷と比べて低い値を示し、平均値の範囲は 0.7～2.8cc/100g であった。過去の研究も同様の値を報告している。土壌に含まれるガスのメタン濃度は、地下氷と同様にサイト間で大きな違いが認められ、平均値は 443～280041ppmv の広いレンジにわたっていた。いずれのサイトにおいても、土壌中のメタン濃度は地下氷中のメタン濃度よりも高い値を示した。二酸化炭素

濃度の平均値についても、メタンと同様に、サイト間で大きな差異が認められた（49～32265ppmv）。他方で、土壌と地下水の比較においては、メタンのケースとは異なり、土壌中の二酸化炭素濃度の方が地下水の二酸化炭素濃度よりも高い値を示すサイトもあれば、その逆のサイトもあった。土壌においても、地下水で観察されたように、メタン濃度と二酸化炭素濃度の平均値の間に、明瞭な相関関係は認められなかった。

表(2)-1 各サイトにおける地下水のガス含有量・温室効果ガス濃度（平均値）

	ガス含有量 (cc/100g)	CO ₂ (ppmv)	メタン (ppmv)
Itkillik Bluff	3.9	2301	51
MP355	3.4	3817	14177
Fox	3.1	7526	14463
Barrow	3.4	2401	3736
Anak2	3.7	12793	4399
UAF	2.9	639	2352
Teller	4.7	593	1060
Kougarok	4.1	647	13212
Stuphallet	9.4	205	3204



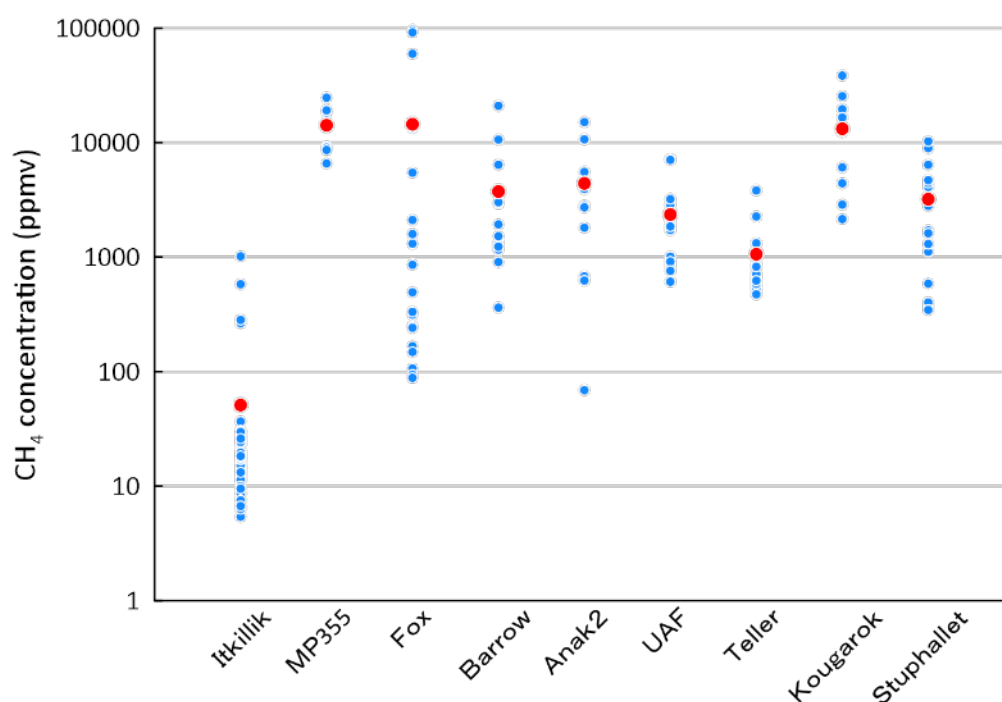
図(2)-6 地下水中メタン濃度と二酸化炭素濃度の関係

表(2)-2 各サイトにおける土壌のガス含有量・温室効果ガス濃度（平均値）

	ガス含有量 (cc/100g)	CO ₂ (ppmv)	メタン (ppmv)
Itkillik Bluff	0.7	49	443
MP355	1.3	626	280041
Barrow	1.4	4385	8927
Anak2	0.4	717	88619
UAF	2.2	12087	120004
Teller	0.9	398	2824
Kougarok	1.9	32265	119740
Stuphallet	2.8	326	71923

3) 各サイトにおける地下水中のメタン濃度のばらつき

前節で示したように、地下水に含まれるメタンの濃度は、サイト間で明瞭に異なるが、サイト内においても、試料毎に値のばらつきが大きい（図(2)-7）。少なくとも二桁、サイトによっては三桁メタン濃度の幅が認められた。特にメタン濃度の濃淡の差が激しい Itkillik と Fox は共に、放射性炭素年代測定の結果から、氷期に形成されたアイスウェッジと判断されるため、アイスウェッジ形成時の気候が、メタン濃度の空間的ばらつきに関与している可能性がある。例えば、気候変動にともない、アイスウェッジを形成する各種プロセス（霜や積雪の圧密氷化や天水の凍結等）の寄与率が変化し、その結果メタン濃度の空間分布に違いが生じるのかもしれない。なお、各サイトにおいて、試料毎のメタン濃度の濃淡を、地下水の見た目（フォリエーションや含有気泡の分布や形状）から事前に判断するのは困難な状況であった。



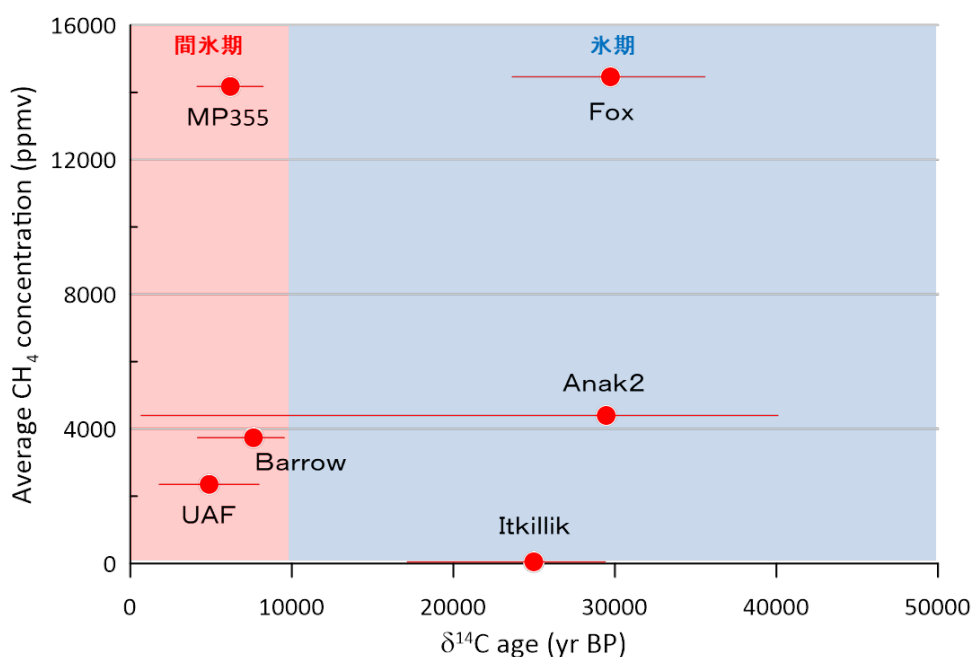
図(2)-7 各サイトにおける地下水中のメタン濃度
青丸と赤丸はそれぞれ各試料の測定結果と各サイトの平均値を示している

4) 永久凍土試料の年代（気候）とメタン濃度（平均値）の関係

エドマ形成時の気候や、形成後の経過時間が地下水中のメタン濃度に与える影響を評価するために、

永久凍土試料の年代（気候）とメタン濃度（平均値）の関係を調べた（図(2)-8）。年代（経過時間）に着目して解析したところ、時間とともに系統的にメタン濃度の平均値が増減する様子は認められなかった。この事実は、地下水に含まれるメタンガスは、外部からやってきたものか、もしくは、たとえ地下水の内部でメタンが発生することがあっても、一時的な現象であることを示唆している。地下水の内部にメタン生成菌は存在するものの、不活性（冬眠状態）であることが過去の研究によって報告されているので、本研究で調べた氷試料内のメタンは、土壌（活動層）で生成されたものの一部がアイスウェッジの割れ目に拡散し、アイスウェッジが成長するタイミングで氷体に取り込まれたものと考えるのが妥当である。もしそうであれば、アイスウェッジ形成当時の凍土中メタンが氷体内部に隔離・保存されていることになるので、地下水コアのメタン（同位体）組成を調べることで、過去のメタン生成状況に関する知見が得られることが期待される。

他方で、気候区分でメタンの平均濃度の平均値を見比べてみても、氷期と間氷期で明瞭な違いは認められなかった。両気候区分共に、メタン濃度の平均値に大きな幅が見られた。一般的に、気温（地表面温度）が高いほど、（微）生物活動が活性化し、その結果メタンの生産量が増加することが予想されるので、本研究の観測事実と相いれないように思われるが、地下水に含まれるメタンの濃度は必ずしも実際のメタンの生産量を反映しないと考えると矛盾はない。前述のように、地下水コアに含まれるメタンは氷の中で作られたものではなく、主に土壌（活動層）起源であると考えられる。土壌で発生したメタンがアイスウェッジに取り込まれる程度は、表面積雪の深さ、土壌の通気性、アイスウェッジの割れ目のサイズ・形状、アイスウェッジの形成機構（霜や積雪の圧密氷化や天水の凍結等）等の複数のプロセスによるために、単純に寒暖の違いによって決まらないのであろう。

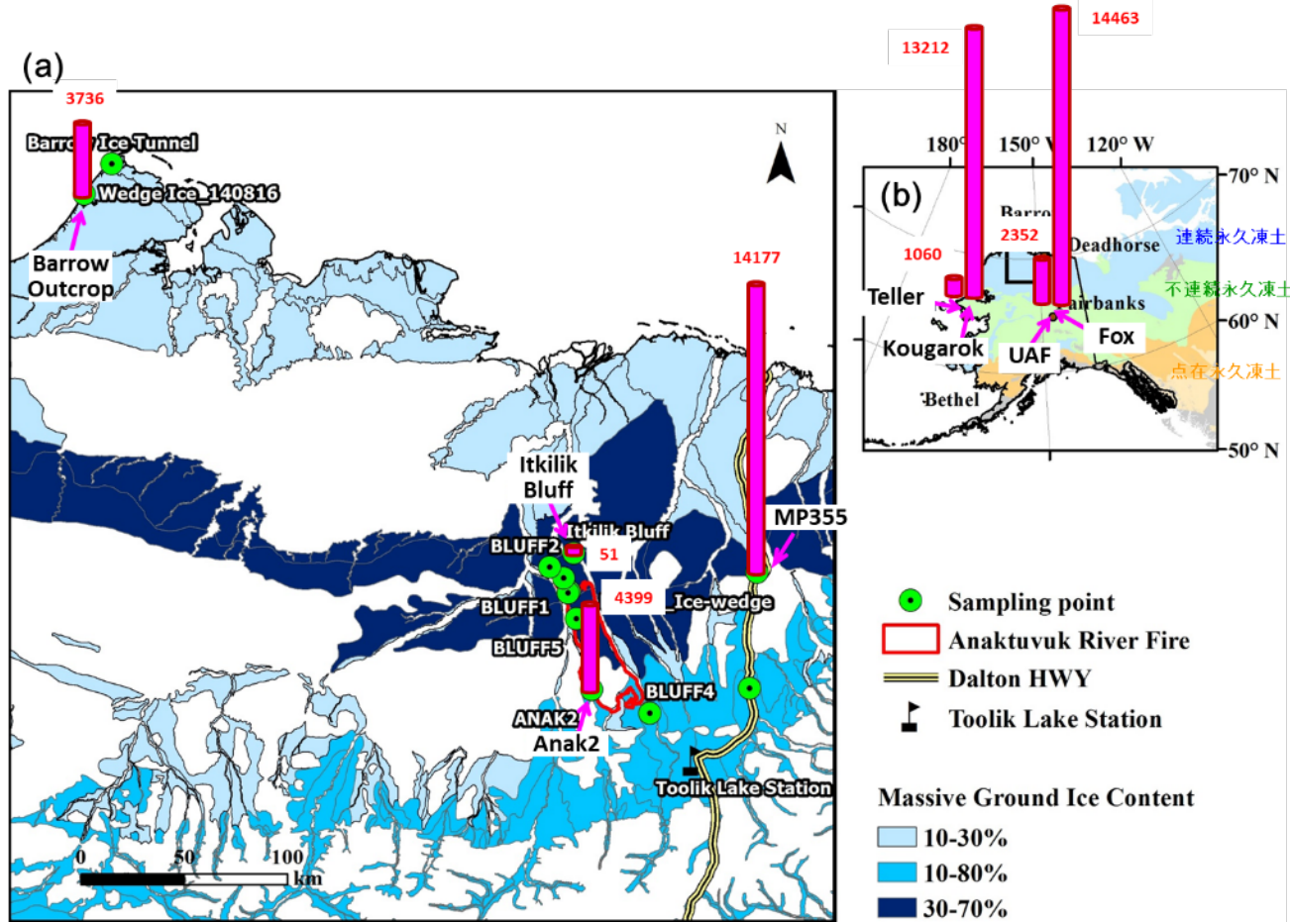


図(2)-8 永久凍土試料の年代（気候）とメタン濃度の関係
赤丸と赤線はそれぞれ各サイトの平均値と年代測定結果の幅を示している

5) アラスカにおける地下水中のメタン濃度（平均値）の分布

地下水に含まれるメタン濃度の平均値が、永久凍土の含水率や分布状態と対応しているかどうかを調べた。図(2)-9aはアラスカ北部の連続永久凍土地帯における各調査ポイントの位置および平均メタン濃度と、含水率の空間分布を示している。地下水のメタン濃度とは永久凍土の含水率の間に明瞭な関係性は認められなかった。例えば、ItkillikとMP355は共に、含水率の高い地域に位置するが、地下水コアのメタン濃度の平均値は三桁も異なる。連続永久凍土地帯と、アラスカ中西部の不連続永久凍土地帯を比較しても、メタン濃度の明瞭な地域差は見当たらなかった（図(2)-9b）。例えば、フェアバンクス近郊

(FoxとUAF) やスワード半島周辺 (TellerとKougarok) においても、調査ポイントによって地下水コア中のメタン濃度は相当異なる値を示した。これらの観測結果は、地下水中のメタン濃度が、永久凍土の含水率や、永久凍土の発達の度合い（広がり）によって規定されるものではないことを示唆している。その一方で、地下水に高濃度のメタンが含まれるサイト (MP355, Fox, Kougarok) においては、ピート質に富む土壌が頻繁に観察された。恐らくこれらの地点においては、メタンのソースとなる有機物の多さゆえに、大量のメタンが生成され、その結果地下水に比較的高濃度のメタンが取り込まれたものと思われる。今後各観測地点の土壌成分を詳細に分析して、メタンの生成量や地下水のメタン含有量との関係性を明らかにする予定である。



図(2)-9 アラスカにおける地下水中のメタン濃度（平均値）の分布
バーチャートの高さ（赤字の数値）は各サイトのメタン濃度の平均値を示している

6) 地下水メタンの起源

地下水に含まれるメタンの起源を推定するために、炭化水素（メタンとエタン）や二酸化炭素の安定炭素同位体組成 ($\delta^{13}\text{C}$) を分析した。地下水コア中メタンおよび二酸化炭素の炭素同位体比の平均値は、観測地点間で明瞭に異なる値を示し、それぞれ-84.1～-57.3‰, -28.8～-16.6‰程度の幅があった（表(2)-3）。温室効果ガスの元となる固体有機炭素（植物遺体）の安定炭素同位体組成も併せて分析したところ、サイトによらずほぼ一定の値をとることから（表(2)-4）、観測された温室効果ガスの $\delta^{13}\text{C}$ のサイト間の差異は、原料の違いではなく、生成経路の違いに起因すると考えられる。なお、植物が炭素を固定するときに同位体分別が生じるが、同位体分別の量は光合成のしかたによって異なることが知られている。凍土中固体有機炭素が示した約-26‰という値は、 C_3 と呼ばれる光合成サイクルに相当する。

図(2)-10は地下水に含まれるメタンの安定炭素同位体組成と炭素ガス組成比（メタンに対するエタンとプロパンのモル比、 $\text{C}_1/(\text{C}_2+\text{C}_3)$ ）の関係を示している。天然のメタンは、嫌気性環境下における微生物

による有機物の分解と、高温環境下における有機物の熱分解を主要な起源としている。微生物起源のガスは熱分解起源のガスと比べて、メタンに富み、メタンの安定炭素同位体比が低い値をとることが経験的に知られていて、図4-7のダイヤグラムは、地下氷に含まれるガスは微生物起源のガスを主成分とする混合ガスであることを示唆している。

メタンの $\delta^{13}\text{C}$ とエタンの $\delta^{13}\text{C}$ の関係も、炭化水素の起源の推定に有用であることが知られていて、我々の結果は、地下氷中メタンは基本的に微生物を起源とすること、その一方でエタンは熱分解由来であることを示唆している（図(2)-11）。

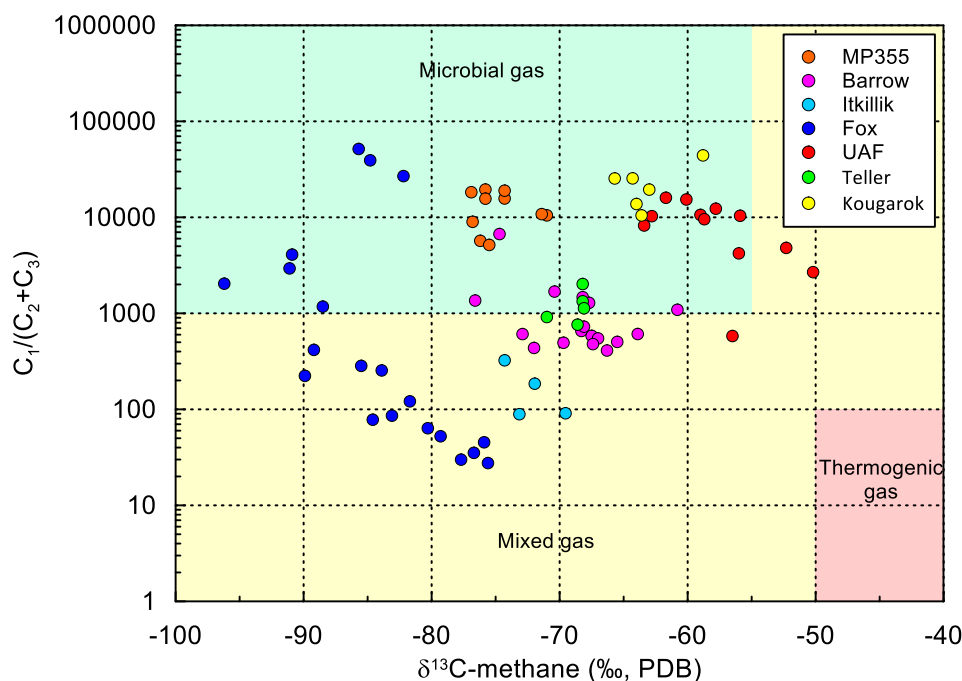
以上の結果から、地下氷に含まれるメタンのほとんどは、微生物活動（メタン生成菌による有機物の分解）に由来するものと考えられる。

表(2)-3 氷中の温室効果ガスの安定炭素同位体組成（平均値）

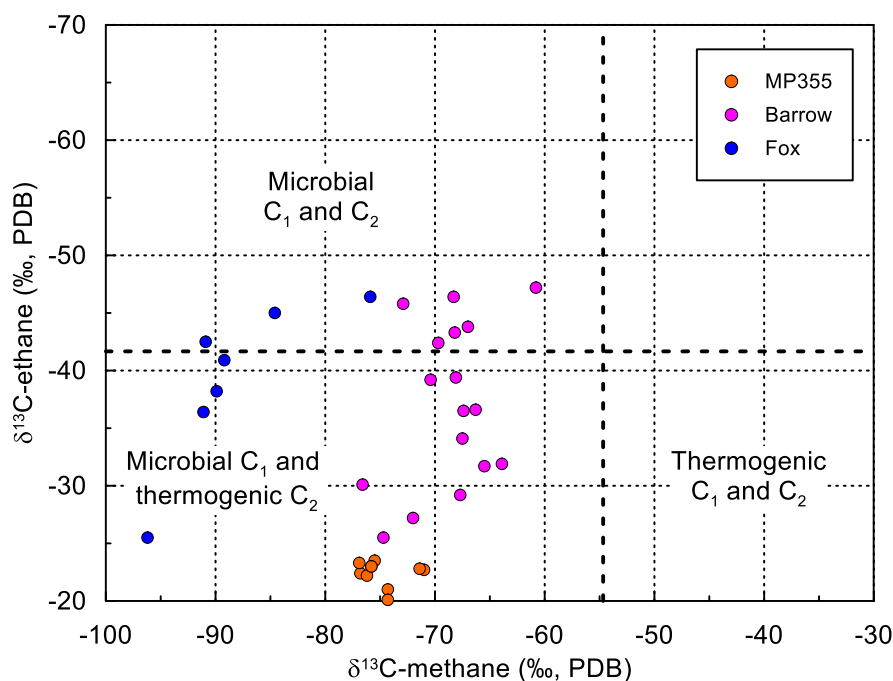
	$\delta^{13}\text{C}\text{-CH}_4 (‰)$	$\delta^{13}\text{C}\text{-CO}_2 (‰)$
Itkillik Bluff	-72.2	-16.6
MP355	-74.8	-22.4
Fox	-84.1	-26.9
Barrow	-68.6	-23.3
Anak2	-73.2	-25.3
UAF	-57.7	-28.8
Teller	-68.7	-25.1
Kougarok	-63.2	-24.7

表(2)-4 土壌中固体有機炭素の安定炭素同位体組成

	$\delta^{13}\text{C} (‰)$
Anak2 氷	-25.1
Anak2 土	-26.6
Barrow 氷-1	-27.1
Barrow 氷-2	-27.6
Barrow 氷-3	-27.5
Fox 氷-1	-25.9
Fox 氷-2	-25.8
Itkillik 氷	-25.1
Itkillik 土-1	-25.0
Itkillik 土-2	-25.6
Itkillik 土-3	-25.3
MP355 土-1	-25.0
MP355 土-2	-26.3
MP355 土-3	-26.5



図(2)-10 地下水中メタンの安定炭素同位体組成と炭化水素組成比の関係



図(2)-11 地下氷に含まれるメタンの $\delta^{13}\text{C}$ とエタンの $\delta^{13}\text{C}$ の関係

7) 地下水中メタンの生成経路

詳細なメタン生成過程を探るために、地下氷試料に含まれる地下氷に含まれるメタンおよび二酸化炭素の安定炭素同位体組成の関係も調べた。生物起源のメタンは、二酸化炭素還元 ($\text{CO}_2 + 4\text{H}_2 \rightarrow \text{CH}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$) と、有機酸発酵 ($\text{CH}_3\text{COOH} \rightarrow \text{CH}_4 + \text{CO}_2$) の2つの経路に大別される。一般的に、二酸化炭素還元経路で生成したメタンの $\delta^{13}\text{C}$ と二酸化炭素の $\delta^{13}\text{C}$ との差 (ϵ_c) は55~90‰程度の値を示し、有機酸発酵経路の場合は ϵ_c が30~55‰程度となることが知られている。4) で述べたように、地下氷に含まれるメタンは土壌(活動層)由来の成分が保存されたものと考えられるので、氷コア中メタンの $\delta^{13}\text{C}$ と二酸化炭素の $\delta^{13}\text{C}$ との関係は、アイスウェッジが成長していた当時の土壌において、FoxおよびItkillikでは二酸化炭素還元が、MP355, Barrow, UAF, Teller, Kougarkokにおいては有機酸発酵が、それぞれ優勢なメタン生成経路であったことを示唆している(図(2)-12)。前者は寒冷期の氷、後者は温暖期の氷と考えら

れるので、メタンの生成過程が気候変動に伴い変化していた可能性がある（図(2)-12）。

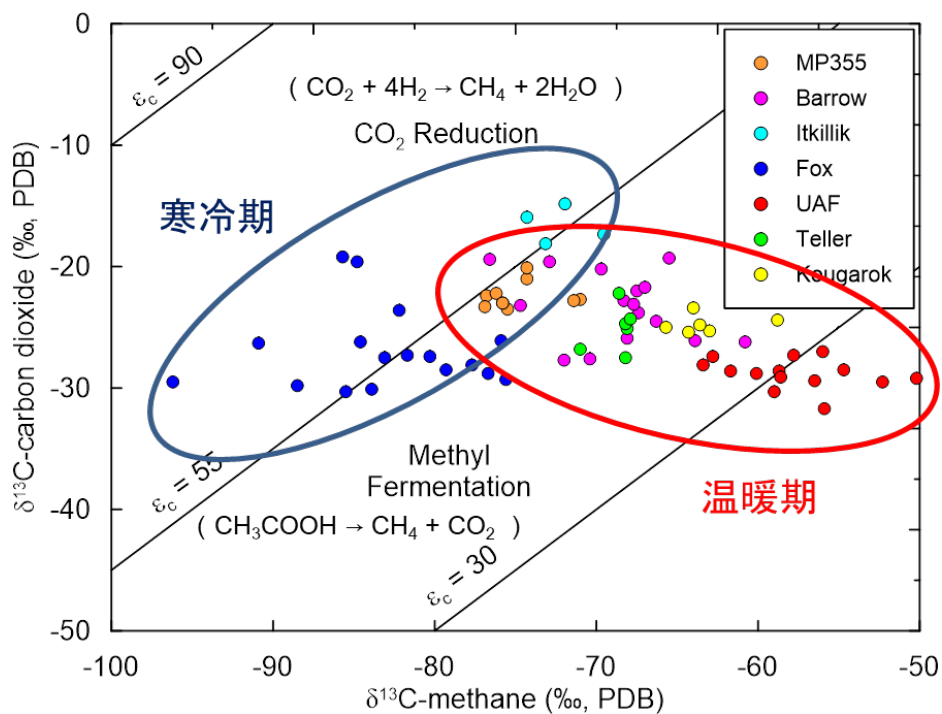
さらには、以下の同位体混合モデルを用いて、二つのメタン生成経路の寄与率を算出した。

$$(f_{CO_2} + f_{ace})(\delta^{13}C_{CH_4}) = f_{CO_2}(\delta^{13}CH_{4(CO_2)}) + f_{ace}(\delta^{13}CH_{4(ace)})$$

ここで、 f_{CO_2} は二酸化炭素還元経路の寄与率、 f_{ace} は有機酸発酵経路の寄与率、 $\delta^{13}C_{CH_4}$ は測定された安定炭素同位体組成比、 $\delta^{13}CH_{4(CO_2)}$ は二酸化炭素還元経路によって生成されたメタンの $\delta^{13}C$ 、 $\delta^{13}CH_{4(ace)}$ は有機酸発酵経路によって形成されたメタンの $\delta^{13}C$ を、それぞれ意味する。 $\delta^{13}CH_{4(ace)}$ は二酸化炭素の安定炭素同位体組成の測定値 ($\delta^{13}CO_2$) と、過去の研究によって報告されている同位体分別係数 ($\alpha_{CO_2}=1.79$) を以下の式に代入することによって求めることができる。

$$\delta^{13}CH_{4(CO_2)} = \frac{\delta^{13}CO_2 + 10^3}{\alpha_{CO_2}} - 10^3$$

$\delta^{13}CH_{4(ace)}$ の値は、有機物が豊富な環境においては-43‰程度の値を、有機物が枯渇している環境においては-27‰程度の値をとることが知られているので、前者をケース1、後者をケース2として両方のケースで計算した。最も二酸化炭素還元経路が優勢だったサイトはFoxで、寄与率は91%以上と見積もられた。その反対に、最も二酸化炭素還元経路が劣勢だったサイトはUAFで、寄与率は42%以下と見積もられた（表(2)-5）。氷期に該当するFoxとItkillikにおける二酸化炭素還元経路の寄与率は、他のサイト（間氷期に該当）と比べて高い値を示しており、上記の ϵ_c に基づいた考察（気候とメタン形成経路の関係）を支持するものであった。



図(2)-12 永久凍土地下水中メタンの $\delta^{13}C$ と二酸化炭素の $\delta^{13}C$ との関係

表(2)-5 凍土中メタンの生成経路 (CO₂: 二酸化炭素還元、Ace: 有機酸発酵) の寄与率
Case 1 は有機炭素に富んだ環境を、Case 2 は有機炭素が枯渇した環境を想定した計算結果

	Case 1		Case 2	
	CO ₂ %	Ace %	CO ₂	Ace %
Itkillik	64	36	74	26
MP355	62	38	71	29
Fox	91	9	93	7
Barrow	58	42	69	31
Anak2	61	39	71	29
UAF	26	74	42	58
Teller	48	52	60	40
Kougarok	38	62	52	48

5. 本研究により得られた成果

(1) 科学的意義

アラスカおよびスバルバル諸島の多点でエドマの成分測定を行うことで、エドマ氷のガス含有量ならびに温室効果ガス（メタン）濃度の平均値（前者は3~4cc/100g、後者は6300ppmv）や、それらの空間的広がりを明らかにすることができた。これまでにエドマの組成を広域にわたって調べた例はなく、本研究に得られた知見は、炭素循環を介したエドマと気候システムの相互作用を議論するための基礎となるものである。実際に、本研究プロジェクト（サブテーマ3）において、永久凍土融解に伴う温室効果ガスの放出効果を組み込んだ全球陸域統合モデルを駆動させるための入力データとして利用されている。このように、一定の成果はあげられたものの、試料に寄らずほぼ一定であるガス含有量とは対照的に、強いサイト内外の依存性を示す温室効果ガス濃度（値に3桁の幅がある）についてはさらなる研究が必要であると考えられる。今後エドマの成分測定を継続して分析結果を積み重ねるとともに、本研究によって示唆されている温室効果ガス濃度と土壌成分との関係を明らかにすることで、より確度の高いエドマにおける有機炭素の分布情報を気候変動予測モデルに提供することが期待される。

さらには、メタンのみならず、他の有機炭素やガス成分の濃度や安定炭素同位体組成を分析することで、エドマ中のメタンの起源や形成経路を明らかにすることができた。特にメタン生成経路の定量的評価（二酸化炭素還元経路と有機酸発酵経路の寄与率）は、今回初めて得られたものであり、オリジナリティーの高い研究成果である。興味深いことに、本研究の結果は、メタン生成菌によるメタン生成経路が時代（気候）とともに変化してきたことを示唆しており、永久凍土システムにおけるメタン発生メカニズムの根本的理解につながることを期待される。

(2) 環境政策への貢献

<行政が既に活用した成果>

特に記載すべき事項はない。

<行政が活用することが見込まれる成果>

当初の目標通り、高含氷永久凍土（エドマ層）の温室効果ガス（メタンおよび二酸化炭素）含有量を明らかにし、サブテーマ3の全球陸域統合モデルのインプットデータとして供した。全球陸域統合モデルによる、永久凍土融解による温室効果ガス放出が気候システムに及ぼす影響の将来予測は、IPCCをはじめとする政府間機関による気候変動の評価に資するものであり、我が国の北極圏政策の判断材料となることが期待される。

6. 国際共同研究等の状況

サブテーマ2における永久凍土および地下水分析研究のうち、バローおよびスワード半島の調査はNGEE-Arctic（米国エネルギー省が主導する北極ツンドラ陸域研究プロジェクト）との共同研究として実施した。調査許可の取得や安全対策、移動手段の確保においてサポートを受け、本研究で得られた研究結果は関連するカウンターパート（Robert Busey・UAF）を通じて一部共有され、温暖化によるツンドラ生態系の変化モデリングに利用される。

FoxおよびUAFにおける試料の採取・分析は、アラスカ大学フェアバンクス校のInstitute of Northern Engineeringとの共同研究として実施した。

7. 研究成果の発表状況

（1）誌上発表

<論文（査読あり）>

- 1) Yoshinori Iizuka, Chihiro Miyamoto, Sumito Matoba, Go Iwahana, Kazuho Horiuchi, Yoshio Takahashi, Naoya Kanna, Koji Suzuki, and Hiroshi Ohno: Earth and Planetary Science Letters, 515, 58-66, (2019)
Ion concentrations in ice wedges: An innovative approach to reconstruct past climate variability.

<査読付論文に準ずる成果発表>

特に記載すべき事項はない。

<その他誌上発表（査読なし）>

特に記載すべき事項はない。

（2）口頭発表（学会等）

- 1) 斉藤和之、大野 浩、横畠 徳太、岩花 剛、町屋 広和：日本地球惑星科学連合（2017）
永久凍土不可逆融解による温室効果ガス放出量の現状評価と将来予測
- 2) 横畠 徳太、斉藤和之、大野 浩、岩花 剛、伊藤昭彦、高田久美子：気象学会春季大会（2017）
凍土動態を考慮した全球陸面-植生モデルによる将来予測
- 3) K.Saito, H.Ohno, T.Yokohata, G.Iwahana, H.Machiya, #2 Asian Conference on Permafrost, Sapporo, Japan, 2017
Assessing and Projecting Greenhouse Gas Release due to dynamic Permafrost Degradation
- 4) Yokohata T.Saito K.Ohno H. Iwahana G. Machiya H.：第8回極域科学シンポジウム（2017）
Assessing and projecting greenhouse gas release due to abrupt permafrost degradation
- 5) 岩花 剛・檜山哲哉・大野 浩・南 雅代・斉藤和之・Ahn Jinho・A. N. Fedorov：名古屋大学宇宙地球環境研究所年代測定研究シンポジウム（2017）
永久凍土を利用した古環境復元の可能性
- 6) Kazuyuki Saito, Hirokazu Machiya, Go Iwahana, Hiroshi Ohno, and Tokuta Yokohata. 第9回極域科学シンポジウム（2018）
A simple-model simulation of Late Quaternary Arctic ground ice and soil organic carbon changes.
- 7) T. Yokohata, K. Saito, T. Hajima, A. Ito, K. Takata, H. Ohno, G. Iwahana, H. Machiya, T. Sueyoshi：日本地球惑星科学連合（2019）
Projecting future greenhouse gas release by an Earth system model with explicit permafrost dynamics.

(3) 出願特許

特に記載すべき事項はない。

(4) 「国民との科学・技術対話」の実施

特に記載すべき事項はない。

(5) マスコミ等への公表・報道等

1) 研究成果（誌上発表<論文<（査読あり）>1））のプレスリリース（平成31年4月3日）
<http://www.kitami-it.ac.jp/topics/33890/>

(6) その他

特に記載すべき事項はない。

8. 引用文献

特に記載すべき事項はない。

Ⅱ－３ 凍土動態を考慮した全球陸域統合モデルによる将来予測

国立研究開発法人国立環境研究所

地球環境研究センター 気候変動リスク評価研究室

横畠 徳太

研究協力者

国立研究開発法人国立環境研究所

地球環境研究センター 物質循環モデリング解析研究室

伊藤 昭彦

国立研究開発法人国立環境研究所

地球環境研究センター 気候変動リスク評価研究室

田中 克政

国立研究開発法人海洋研究開発機構

気候モデル高度化研究プロジェクトチーム

羽島 知洋

平成28～30年度累計予算額：22,125千円

（うち平成28年度：7,500千円、平成29年度：7,500千円、平成30年度：7,125千円）

累計予算額は、間接経費を含む。

【要旨】

永久凍土には大気中の2倍程度の炭素が含まれていると考えられているため、気候変動による永久凍土の融解は、温室効果ガスの放出をもたらす、将来の気候変動をさらに促進する可能性がある。しかしながら、永久凍土に関しての観測的知見が不足しているために、永久凍土融解が果たす役割は気候モデルにおいて簡略化され、将来気候予測における大きな不確実要素となっている。特に近年、アラスカやシベリアに存在する「エドマ層」と呼ばれる非常に巨大な氷塊を含む永久凍土層が、地盤沈下などを伴い、進行する気候変動によって急速に融解していることが注目されているが、エドマ層の融解が気候変動に及ぼす影響に関しては、これまで十分に調べられてこなかった。そこで本研究では、1) IPCC評価報告書などに貢献してきた、日本の気候モデルにおける永久凍土過程の改良を行い、2) サブテーマ1・2によって得られた観測的な知見などを利用することにより、エドマ層の永久凍土融解が与える影響についての評価を行った。その結果 1) の研究において、気候モデルを改良することにより、従来のモデルに比べてより現実的な永久凍土分布を再現することが可能になった。さらに 2) の研究において、モデルパラメータを不確実性の範囲で変化させて計算を行ったところ、現在のペースで将来気候変化が起こるシナリオ（RCP8.5）の下では、エドマ層の融解に伴う二酸化炭素・メタン放出による2100年での追加的な全球平均気温上昇が、最大で0.23-0.26℃程度となることが分かった。これは、人為的温室効果ガス増加による気温変化を6%程度上昇させることに相当し、エドマ層の融解が、2100年における気候変化に、無視できない影響を及ぼしうることを意味する。今後、永久凍土域における観測データを有効に活用し、将来の気候変動と永久凍土融解によって生じる物理的環境と、融解によって追加的に起こる有機物分解過程の詳細を把握することが、より信頼の置ける気候変動予測のために重要であることが明らかになった。

【キーワード】

気候変動 永久凍土融解 温室効果ガス排出 全球モデル 将来予測

1. はじめに

土壌温度が二年以上連続して0℃以下になる地面のことを「永久凍土」と呼ぶ。夏季において地表付近の土壌温度が0℃を超えても、その下層で温度が0℃を下回っている場合には、その地点は永久凍土と定義される。永久凍土地点において、夏季に土壌温度が0℃を上回り、水分が融解する土壌層は「活動層」と呼ばれる。

土壌には生物（主に植物）の死骸が有機物の形で含まれている。土壌が凍結していない場合には、有機物は微生物によって分解され、二酸化炭素やメタンの形で、少しずつ地表から大気に放出されていく。しかし土壌が凍結すると、その強度はコンクリートのように固くなる。現在の永久凍土の多くは、直近の氷期（最終氷期の約2万年前）の頃から凍結しているものと考えられている。このため永久凍土では、非常に長い間、凍結した土壌の中に、有機物が閉じ込められていると考えられる。凍結した土壌の中で有機物が分解され、ガスが生成されたとしても、そのガスは凍結した土壌の中に閉じ込められ、地上に放出されない状態が続く。このことから、地球表層の炭素量を比較すると、永久凍土には大気の2倍、陸上植物の3倍程度の炭素量が含まれていると推定されている¹⁾。

気候変動が進むことで極域の地表気温が上昇すると、永久凍土地帯において、活動層が深くなり、地下の土壌が融解する。これにより、凍結した土壌に含まれていたガスが、大気中に放出される。また、強固な凍結土壌に閉じ込められていた有機物が、微生物によってより活発に分解されるようになり、二酸化炭素やメタンなどが大気中に放出されることになる。大気中に放出された温室効果ガスは、より温暖化を促進することになる。このように、気候変動による永久凍土の融解によって、温室効果ガスが放出され、さらに気候変動を加速するという「正のフィードバック」が働く可能性がある²⁾。永久凍土に含まれている炭素量を考えると、永久凍土融解による正のフィードバックは、気候システムの変化に大きな影響を及ぼす可能性がある。

しかしながら、永久凍土融解による温室効果ガス放出過程には、非常に大きな不確実性がある。これは、永久凍土中に含まれる有機物や温室効果ガスの存在量に関する観測的な知見が不足しており、このこととも関係して、将来予測を行う気候（地球システム）モデルにおいて、永久凍土融解に関わるプロセスがモデルで正しく考慮されていないためである³⁾。これにより、永久凍土融解過程は、将来の気候変動を予測する上で大きな障壁となっている。IPCC評価報告書に貢献して来た、日本の気候モデル MIROC (Model for Interdisciplinary Research on Climate Change)⁴⁾ においても、これまで永久凍土過程に関して十分な検証が行われておらず、土壌凍結融解過程については簡略化されたスキームが用いられている⁵⁾。

永久凍土はその形成要因によって様々な形態が存在するが、近年注目されているのが、アラスカやシベリアに存在する「エドマ層」と呼ばれる非常に巨大な氷塊を含む永久凍土である。エドマ層が永久凍土帯に広く存在することは以前から知られていたが、近年その巨大な地下氷が、地盤沈下などを伴い、急速に融解していることが注目されている⁶⁾。しかしながら、今後の気候変動により、エドマ層がどのように融解するか、それにより気候システムにどのような影響を与えうるかに関しては、これまでに十分評価されていない³⁾。本研究では、サブテーマ1と2によって得られた観測的な知見と、数値モデルによる間氷期から現在までの永久凍土形成シミュレーション結果を利用することにより、この問題に取り組む。

2. 研究開発目的

本研究では、最新の気候モデルをベースに開発された陸域統合モデルにおける凍土動態の改良を行い、エドマ層における永久凍土融解の融解によって発生する温室効果ガス放出量と、それによる全球的な気温変化を求めることを目標とする。温室効果ガスの放出プロセスとしては、前述の通り一次放出と二次放出を考慮する。一次放出とは、地球温暖化によって地温が上昇し、永久凍土が融解する（地温の年間の最低気温が0℃を上回る）ことにより、凍結した土壌に閉じ込められた温室効果ガスが大気中に放出されることを指す。また二次放出は、同様に地球温暖化によって永久凍土が融解し、永久凍土に閉じ込められていた有機物が分解されることによって温室効果ガスが放出されることを指す。

本サブテーマでは、サブテーマ1と2の結果を利用して、大きく分けて二つの研究を行った。前半では、永久凍土の融解過程を高度化するために、陸域統合モデルにおける陸面物理過程の改良を行うことである。陸域統合モデルは最新の気候モデル MIROC をベースにしているが、凍土過程が簡略化されている。土壌水分の凍結による熱物理変数（熱伝導率など）の変化を考慮することで、永久凍土融解過程をより現実的に記述することが可能となった。後半では、エドマ層における永久凍土融解による一次放

出と二次放出過程のモデル化を行い、様々な気候シナリオの下で将来の温室効果ガス放出量予測を行う。この際、サブ1aの観測研究で得られたエドマ層の融解速度、サブ1bのモデル研究で得られたエドマ層の有機物分布推定結果を利用する。さらに簡易気候モデルを用いることにより、温室効果ガス放出による全球平均気温変化を計算する。

3. 研究開発方法

1) 陸面物理過程の改良による永久凍土融解過程の予測

本研究ではサブ課題代表者らが開発してきた陸域統合モデル MIROC INTEGRated Terrestrial Model (MIROC-INTEG)⁷⁾を利用する。MIROC-INTEG は、IPCC 評価報告書などに長年貢献してきた日本における最新の気候モデル MIROC⁴⁾ に、陸域生態系・水資源・作物・土地利用モデルが結合された自然環境と人間活動モデルが統合されたモデルである。我々はまず、MIROC における陸面物理過程を扱う MATSIRO (Minimal Advanced Treatment for Surface Interaction and Runoff)^{8,9)} の改良を行った。これまでの MATSIRO では、土壌温度・水分の計算を行う際に、土壌が凍結する効果が考慮されていなかった。ここでは土壌水分が凍結することによる、熱伝導率と熱容量の変化を考慮する⁵⁾。これにより、氷が水に比べて熱伝導率が大きいことを考慮した凍土動態のモデル化が可能となった。改良前後の熱伝導、熱容量の定式化は以下の通りである。

$$\text{熱伝導：改良前 } k = k_{\text{soil}} \{1 + f \tanh(w/w_0)\}$$

$$\text{改良後 } k = k_{\text{soil}}^{(1-w/w_0)} \left\{ (1 - v_i) k_{\text{water}}^{(w/w_0)} + v_i k_{\text{ice}}^{(w/w_0)} \right\}$$

$$\text{熱容量：改良前 } C = C_{\text{soil}} + w C_{\text{water}}$$

$$\text{改良後 } C = C_{\text{soil}} + w \{C_{\text{water}}(1 - v_i) + C_{\text{ice}} v_i\}$$

$k_{\text{soil}}, k_{\text{water}}, k_{\text{ice}}$: 土壌・水・氷の熱伝導率

$C_{\text{soil}}, C_{\text{water}}, C_{\text{ice}}$: 土壌・水・氷の熱容量

w : 土壌水分量

w_0 : 飽和土壌水分量

v_i : 土壌水分における凍結水分の割合

さらに、永久凍土が存在する高緯度地帯で特徴的な「土壌有機層」をモデルにおいて考慮した。ツンドラ域やタイガ域では、非常に寒冷なために植生が発達しないため、地表付近に空隙率の高いモス層でおおわれていることが多い。MATSIRO では地表の土壌タイプごとに空隙率や透水係数の鉛直分布を与えて土壌温度・水分の計算をしているが、ツンドラ域とタイガ域において土壌有機（モス）層を考慮した。これにより、地表付近に土壌有機層では、透水係数が高く、熱伝導率が低く、熱容量が大きいことを考慮できるようになった。

上記の改良を行い、様々な気候シナリオの下で将来予測実験を行う。陸域統合モデル MIROC-INTEG は陸面過程だけを計算するモデルであるため、将来の地表気温・降水量・比湿などの大気物理量の変化をモデルに与える。分野横断モデル比較プロジェクト ISIMIP (Inter-Sectoral Model Inter-comparison Project)¹⁰⁾において利用されているデータを用いる。これにより、過去 (1950-2005) および将来 (2006-2100) の期間で、異なる5つの気候モデルによる予測データを MIROC-INTEG に与えて計算を行う。将来予測に関しては、2100年での放射強制力を8.5, 6.0, 4.5, 2.6 W/m² に安定化させるシナリオ（それぞれRCP8.5 および RCP2.6）を利用する。

2) 永久凍土融解による温室効果ガスの一次・二次放出が気候システムに及ぼす影響

上記で開発したモデルの結果とサブ1・2で得られた結果を利用して温室効果ガス放出を推定するモデルを構築する。一次放出に関しては、MIROC-INTEG によって行った永久凍土体積の将来予測の結果を

利用する。気候変動による永久凍土融解によって放出される温室効果ガス放出量 $\Delta F_{GHG,1}$ [kg yr⁻¹] は、

$$\Delta F_{GHG,1} = \Delta V_{PF} \times R_{pore} \times C_{GHG} \times \rho_{GHG} \quad (1)$$

ΔV_{PF} ：永久凍土の変化量（地下氷と凍土を考慮、モデル計算結果を利用）[m³ yr⁻¹]

R_{pore} ：気泡の体積割合（サブテーマ2の実測を利用）[-]

C_{GHG} ：気泡中の温室効果ガス濃度（サブテーマ2の実測を利用）[ppmv]

ρ_{GHG} ：温室効果ガスの質量密度 [kg m⁻³]

となる。ここで温室効果ガスとしては二酸化炭素とメタンを考慮する。また ΔV_{PF} としては、MIROC-INTEG によって計算された、地下氷（地下に存在する氷、凍結土壌水分）と、凍土（凍結した土壌、地温が0℃以下の領域）の両方を考慮する。サブ2では、地下氷と凍結土壌の中の気泡体積の割合（ R_{pore} ）、気泡中の温室効果ガス濃度（ C_{GHG} ）の測定を行っているため、これを利用する。

表(3)-1 一次放出の計算のために与えた地下氷と凍土における気泡の体積割合（ R_{pore} ）と、気泡中の温室効果ガス濃度（ C_{GHG} ）。二酸化炭素とメタンの平均値（標準偏差）。

変数	CO ₂ /地下氷	CH ₄ /地下氷	CO ₂ /凍土	CH ₄ /凍土
R_{pore} [cc/cc]	0.044 (0.021)	0.031 (0.004)	0.019 (0.010)	0.014 (0.0074)
C_{GHG} [ppmv]	2992 (5101)	21848 (38434)	7714 (11933)	131675 (139746)

式(1)の計算を行うにあたり、モデルパラメータである R_{pore} , C_{GHG} に大きな不確実性（ばらつき）があることがわかる。このため、パラメータの標準値として表(3)-1 で示す二酸化炭素とメタンの平均値を用いた計算を行い、平均値±標準偏差をモデルに与えることで、パラメータの不確実性を考慮した将来予測を行う。

次に、二次放出としては、気候変動に伴いエドマ層が凍土融解に伴い力学的に崩壊し、有機物が分解されることにより、放出される温室効果ガス量 $\Delta F_{GHG,2}$ [kg] を求める。

$$\Delta F_{GHG,2} = P_{dstrb} \times V_{dstrb} \times A_{ydm} \times D_{GHG} \quad (2)$$

P_{dstrb} ：森林火災などの攪乱の発生確率 [-]

V_{dstrb} ：攪乱による永久凍土の損失量（サブテーマ1aの知見を利用）[m³ yr⁻¹]

A_{ydm} ：エドマ層の面積割合（サブテーマ1bの推定値を利用）[ppmv]

D_{GHG} ：有機物の分解による温室効果ガスの放出量 [kg m⁻³]

以下で、式(2)の詳細について説明する。式(2)で考慮する要素は、本来複雑な現象によって決まるものであるが、本研究ではモデルパラメータを利用してこれらを簡易な形で表現し、モデルパラメータを幅広く変化させることで、不確実性の大きさを評価する。表(3)-2 において、本研究で与えるすべてのパラメータと、パラメータの標準値とその変化幅を示す。モデルパラメータは、サブテーマ1および2において行った観測結果を利用し、観測されていないパラメータに関しては、既存の研究をもとに幅を持たせて与える。

式(2)における攪乱の発生確率 P_{dstrb} は気候変動に伴う地表気温変化 ΔT_a （過去1980-2000年平均を基準とした地表気温偏差）の関数と仮定する。気温が上昇することによって、森林火災などの攪乱が発生しやすくなることを表現する定式化とする。

$$P_{dstrb} = 1/T_{th} \times f(\Delta T_a) \quad (3)$$

式(3)の第一項 $P_0 = 1/T_{th}$ は攪乱発生確率を表すパラメータであり、 T_{th} は以下で説明する線形モデル

における確率が1となる気温上昇の閾値である。 T_{th} の標準値として、表(3)-2 に示すように 20℃を与える。最終間氷期と氷期の気温差が20℃程度であり、最終間氷期には永久凍土がほとんど融解していたことを想定したパラメータ設定である。また、 $f(\Delta T_a)$ の関数形として、線形モデルと非線形モデルを考える。

$$f(\Delta T_a)_{linear} = \Delta T_a \quad (4)$$

$$f(\Delta T_a)_{non-linear} = \frac{\Delta T_0}{\exp(\Delta T_0) - 1} \exp(\Delta T_a) - 1 \quad (5)$$

非線形型の式 (5) において、 ΔT_0 は線形型が非線形型と一致する気温変化の大きさである ($\Delta T_a = \Delta T_0$ の時に線形型と非線形型が一致する)。 ΔT_a の標準値として、9℃とする。これは RCP8.5 の21世紀後半の高緯度域における気温上昇に対応し、21世紀後半に攪乱が非線形的に増加することを想定したパラメータ設定である。

次に、式 (2) におけるエドマ層の面積 A_{ydm} に関しては、サブテーマ 1b の知見を利用して、地形分類に応じてエドマ層の面積割合を変えることにより計算を行う。Olefeldt et al.¹¹⁾ では、環北極における地形を wetland, thermo-karst lake, hills, others の4つの領域に分類し、それぞれの面積割合 $r_{wtl}, r_{thk}, r_{hls}, r_{oth}$ をグリッドデータとして提供している ($r_{wtl} + r_{thk} + r_{hls} + r_{oth} = 1$ となる)。それぞれの領域におけるエドマ層の割合を、それぞれ $y_{wtl}, y_{thk}, y_{hls}, y_{oth}$ とすると、各グリッドにおけるエドマ層の面積を

$$A_{ydm} = r_{wtl}y_{wtl} + r_{thk}y_{thk} + r_{hls}y_{hls} + r_{oth}y_{oth}$$

として表現する。 $r_{wtl}, r_{thk}, r_{hls}, r_{oth}$ は Olefeldt et al.¹¹⁾ によって提供されているデータを MIROC-INTEG の解像度 (緯度経度1°) に変換し、 $y_{wtl}, y_{thk}, y_{hls}, y_{oth}$ の標準値を [0.015, 0.015, 0.15, 0.015] とし、これを表(3)-2に示す値で変化させる。

また式 (2) における永久凍土の損失量 V_{dstrb} は、サブテーマ1aの知見を利用する。火災などの攪乱が起こった場所で、永久凍土の融解による地表面の年間沈下量は 3 年間で 1 m 程度との観測結果が得られている。火災が起こった場合の面積割合が 10% 程度であることを考慮し、 V_{dstrb} の標準値として $1/3 \times 0.1$ [$m s^{-1}$] と設定する。

さらに、有機物の分解による温室効果ガスの放出量 D_{GHG} は、以下のように表現することができる。

$$D_{GHG} = SOC_{ydm} \times \frac{\gamma\alpha [1 - \{\exp(-\alpha/\tau (t+1))\}]}{\tau [1 - \exp(-\alpha/\tau)]} \quad (6)$$

式 (6) の第一項 SOC_{ydm} [$kg m^{-3}$] は、エドマ層に含まれる有機物分布であり、サブテーマ1b によって得られた、最終氷期から現在までのシミュレーション結果を利用する。本研究では過去再現実験を1950 年から開始しているため、サブテーマ1b によって得られた1950年における有機物分布を初期値として利用し、過去再現実験および将来予測実験を行う。さらに、式 (6) の第二項において、 α は有機物の分解によってガスとして放出される割合 ($1 - \alpha$ が固体として残る割合)、 γ はガスが二酸化炭素あるいはメタンとして放出される割合 (それぞれ $\gamma_{CO_2}, \gamma_{CH_4}$ とする)、 τ は有機物分解の時定数、を表す。第二項を導出するためには、有機物の量を m [kg]、有機物がガスとして分解される割合 α 、有機物の分解の時定数を τ として、ある年の有機物の分解を

$$\frac{dm}{dt} = -\frac{\alpha}{\tau} m \quad (7)$$

として得ることができる。モデルパラメータの標準値として、それぞれ $\alpha = 0.66$, $\gamma_{CO_2} = 0.95$, $\gamma_{CH_4} = 0.05$, $\tau = 30$ [yr] とし、表(3)-2 に示す形で変化させた。これは、陸域生態系モデル VISIT¹²⁾ による極域での計算結果を利用したものである。前述のように、永久凍土が融解したときの環境が好氣的であ

れば、分解された有機物は CO_2 として放出され、嫌氣的であれば CH_4 として放出される。ここでは、VISIT による計算結果から、有機物の大部分が CO_2 として放出されるという結果を利用している。

以上が二次放出モデルの詳細であり、これまで述べたように、モデルに与えるパラメータは $T_{th}, \Delta T_0, y_{wtl}, y_{thk}, y_{hls}, y_{oth}, V_{dstrb}, \alpha, \gamma_{\text{CO}_2}, \gamma_{\text{CH}_4}, \tau$ の11パラメータである。モデルパラメータの名称と標準値、計算の際に変化させる幅を、表(3)-2 に示す。

表(3)-2 二次放出の計算のためにモデルに与えたパラメータの一覧。本文で説明した標準値と、不確実性を考慮してモデルに与えるパラメータの幅（上限と下限）を示す。

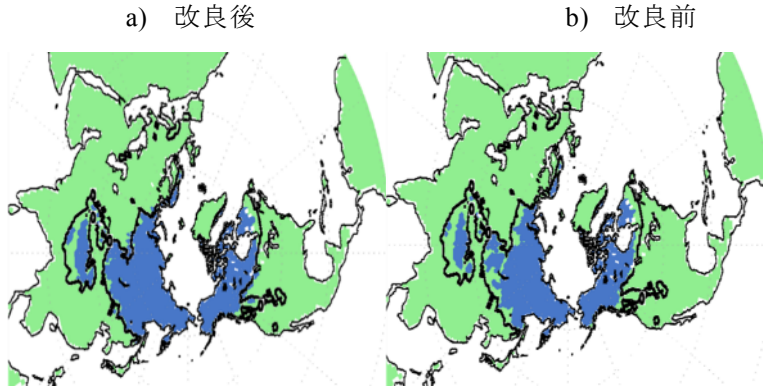
モデルパラメータ	物理量	標準値 [単位]	変化幅
T_{th}	火災などの攪乱の発生確率を決める気温閾値	20 [K]	20-30 [K]
ΔT_0	線形・非線形モデルの関係を定める	9 [K]	8-9 [K]
y_{wtl}	Wetland におけるエドマ層の面積割合	0.015	0.01-0.02
y_{thk}	Thermo Karst におけるエドマ層の面積割合	0.015	0.01-0.02
y_{hls}	Hills におけるエドマ層の面積割合	0.15	0.1-0.2
y_{oth}	上記以外 (Other) におけるエドマ層の面積割合	0.015	0.01-0.02
V_{dstrb}	火災などの攪乱によるエドマ層沈下速度	0.033 [m/yr]	0.015-0.066 [m/yr]
α	有機物の分解によってガスが生じる割合	0.65	0.5-0.8
γ_{CO_2}	有機物分解によるガスにおける CO_2 の割合	0.9	0.9-0.95
γ_{CH_4}	有機物分解によるガスにおける CO_2 の割合	0.1	0.05-0.1
τ	有機物分解の時間スケール（有機物の滞留時間）	20 [yr]	20-30 [yr]

4. 結果及び考察

1) 陸面物理過程の改良による永久凍土融解予測

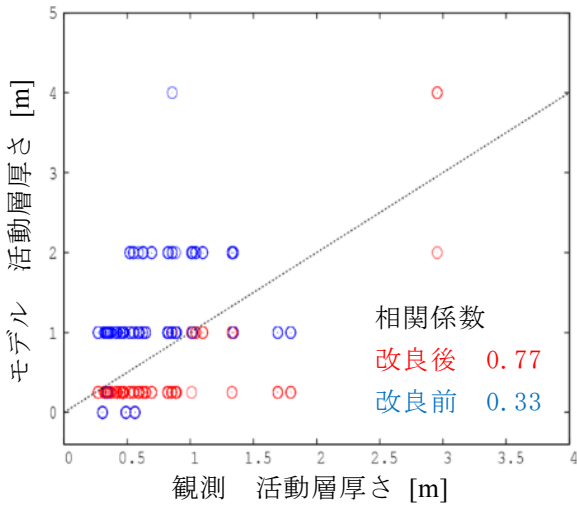
陸域統合モデル MIROC-INTEG による永久凍土面積の計算結果を図(3)-1に示す。「永久凍土」の定義に合わせ、土壌温度が年間を通じて 0°C 以下になる領域が存在する地点を永久凍土とした。International Permafrost Association (IPA)¹³⁾ による観測に基づく永久凍土分布と比較している。モデル改良によって、永久凍土面積が広がり、特にシベリア南端など、永久凍土分布の下限緯度付近の再現性が向上した。永久凍土が将来どのように変化するかを予測する上で、永久凍土分布の制限性を向上させることは非常に重要である。

モデル改良によって永久凍土の分布がより広がったのは、次のような理由による。モデル改良によって、①土壌が凍結することによる熱物理定数の変化を考慮し、②地表付近で、より現実に近い有機層（モスなどの空隙率の高い層）を考慮した。①の効果によって、冬に水分が凍結した際に、熱伝導率がより大きくなることにより、より水分が凍結しやすくなった。また②の効果によって、地表付近の土壌により多くの水分が含まれることによって、冬季の熱伝導率が大きくなり、より水分が凍結しやすくなった。このため、改良前に比べて永久凍土域が拡大した。



図(3)-1 永久凍土面積、観測との比較。青い部分が陸域統合モデル MIROC-INTEG によって計算した永久凍土面積、黒線が IPA¹³⁾ によって観測をもとに診断された永久凍土面積。

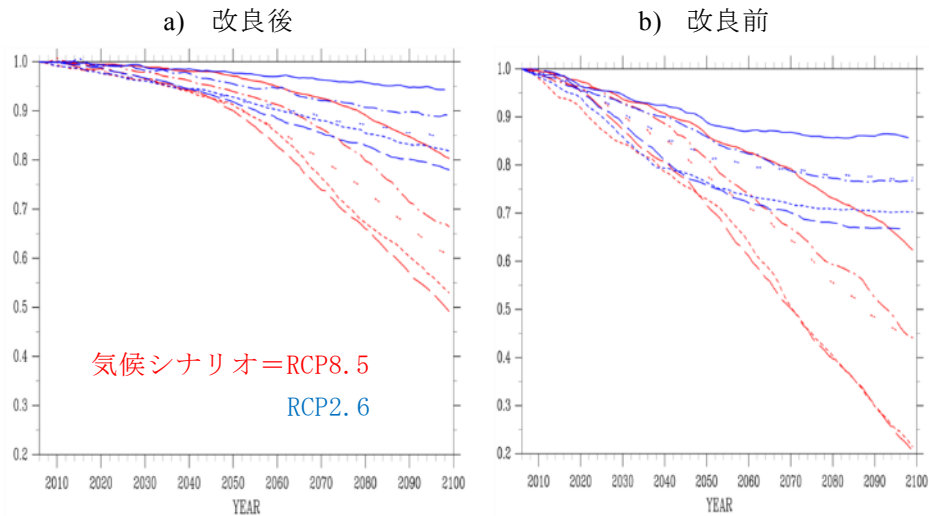
モデル改良の効果を別のデータで検証した結果が図(3)-2 である。IPA が提供している Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM)¹⁴⁾ の 44 サイトの結果を利用し、モデル結果との比較を行った。モデルの活動層の厚さは、Koven et al.¹⁵⁾ と同様に、月平均土壌気温が 0℃ 以上になる深さの年最大値（凍結水分が夏季に融解する深さの最大値）を計算した。MIROC-INTEG の鉛直計算点数（層数）は 6 であり、各層の土壌温度を診断し、0℃を上回る層の下端の深さを活動層としているため、図(3)-2のモデルの結果は不連続になっている。前述の通り、モデル改良によって土壌の凍結が進み、活動層の再現性が向上した。



図(3)-2 活動層の厚さ、モデル結果（縦軸）と観測（横軸）との比較。赤点がモデル改良後、青点がモデル改良前。モデル結果と観測データの相関係数を図中に示す。

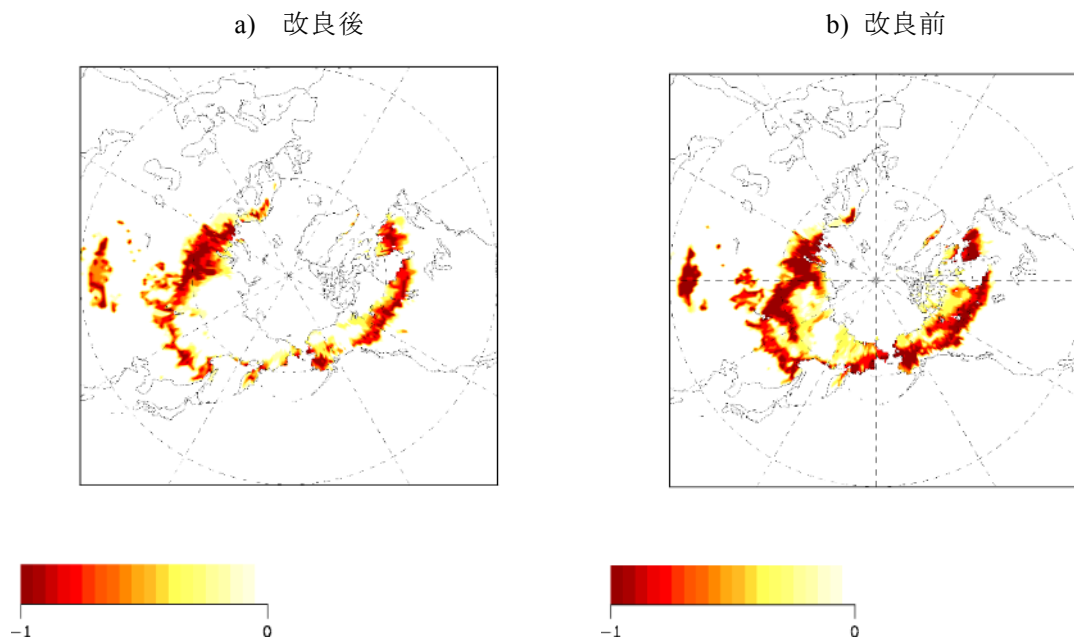
改良前後のモデルを用いて、将来の永久凍土面積変化の予測を行なった結果が図(3)-3である。将来予測シミュレーションによって得られた土壌温度の結果を利用し、図(3)-1と同じ手法により永久凍土面積を診断した。将来シミュレーションを行う際の気候シナリオとしては、現在のペースで温室効果ガスの排出が続く RCP8.5 と、将来の気候変化を2℃程度に安定化させる RCP2.6 の二つのシナリオを計算することにより、永久凍土変化の幅を推定した。図(3)-3 に示すように、モデルの改良前と改良後で、特に RCP8.5 において将来予測結果に大きな違いが見られる。改良前の結果では、永久凍土面積が単調に減少している。与える気候モデルによってばらつきはあるが、最大で 80% も減少する結果となっている。これに対して、改良後の結果では、最大で 50% 程度の減少となっている。前述のように、改良前のモデルでは、改良後のモデルに比べて現在気候における永久凍土分布が少なかった。モデルの改良によって、冬季においてより土壌温度が下がることによって、永久凍土面積が広がった。将来予測の結果

においても、同様の理由によって、改良後のモデルでは有機層により多くの水分が含まれ、冬季における土壌の凍結によって熱伝導率が上昇し、より土壌温度が下がるために、温暖化に伴う永久凍土の融解が抑えられる。



図(3)-3 将来予測シミュレーションによって得られた永久凍土面積の変化。現在の永久凍土面積を1として縦軸を計算した。5本の線は、陸域統合モデル MIROC-INTEG に与えた異なる5つの気候モデルの大気変化を与えた場合の結果を表し、実線：GFDL、破線＝MIROC、点線＝HadGEM、一点鎖線＝NorESM、二点鎖線＝IPSLの結果を表す。左図が改良後、右図が改良前の時系列。

改良前後の永久凍土面積の変化分布を示したのが図(3)-4である。改良前の計算ではより高緯度側にまで永久凍土の損失が見られる。これも、改良後には冬季に凍土が形成されやすくなったことが原因と考えられる。興味深いことは、永久凍土面積の減少が、高緯度側に一様に減少するのではなく、減少の仕方が場所によって異なることである。例えば、シベリア東部は将来においても寒冷であるために、永久凍土の減少がそれほど進まない。この一方で、西シベリアでは大きく永久凍土が減少する結果となっている。

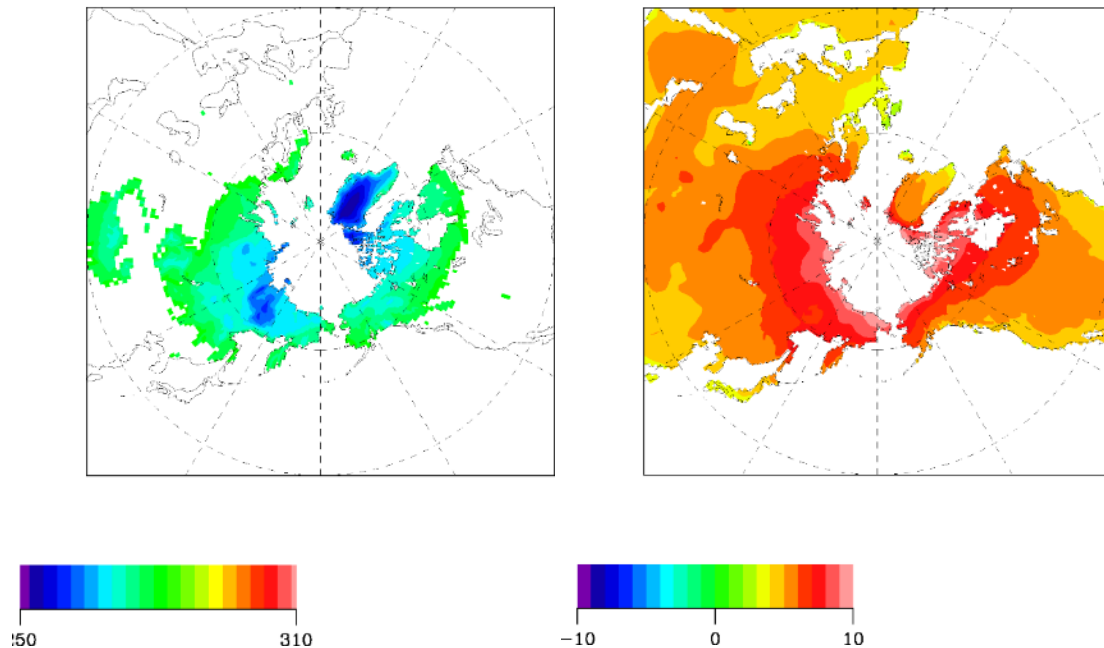


図(3)-4 将来予測シミュレーションによって得られた永久凍土分布の変化量。各グリッドにおいて現在の永久凍土面積を1として計算。モデルに5つの気候モデルの大気変化を与えた場合の、平均値をプロットした。気候シナリオは RCP8.5、2081-2090年の平均値と、2006-2015年の平均値の差を計算した。

図(3)-4 において、将来どの場所で永久凍土が融けやすいかという問題は、現在気候における気温分布と、将来の気温変化の分布に関係している。図(3)-5 に、21世紀末における平均気温と、現在気候からの偏差の結果を示す。気温偏差はシベリアの東から西にかけて、緯度が高いほど大きな昇温が見られるが、もともとの平均気温が低いため、シベリア東部では、21世紀の末になっても気温が低くなり、永久凍土が融けにくくなっていることが分かる。

a) 21世紀末での平均気温

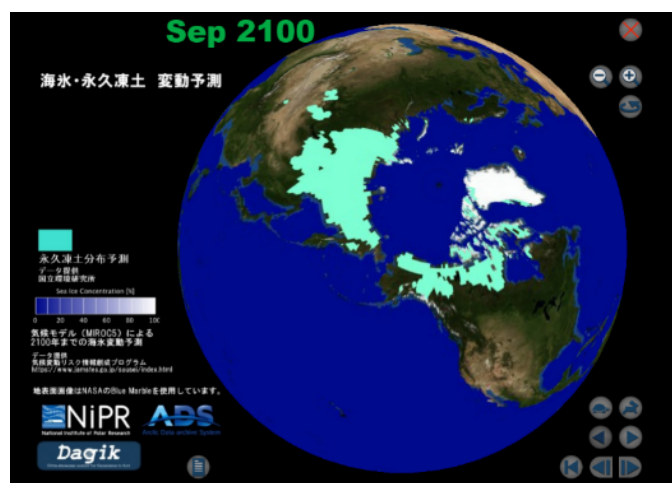
b) 21世紀末における気温変化



図(3)-5 将来の気温変化予測。陸域統合モデル MIROC-INTEG に与えた5つの気候モデルの平均値を利用。
a) 2081-2090年の地表気温平均値 [K]、b) 2081-2090年の平均値と、2006-2015年の平均値の差。

前述のように、IPCC 第5時評価報告書で用いられたモデル相互比較プロジェクト Coupled Model Inter-comparison Project (CMIP5) に提供された複数の気候モデルによる将来予測結果を評価した研究¹⁵⁾ によると、RCP8.5 シナリオにおける永久凍土面積の相対的な減少率は 30%-100% であり、非常に不確実性が大きいことが報告されている。Koven et al.¹⁵⁾ では、18の気候モデルの結果を利用して予測の幅を定量的に評価したが、これらは世界の気候機関によって開発された全く構造の異なるモデルであるため、予測の幅がどのような原因で生じているのかを特定することは難しい。これに対して、本研究の結果により、土壌における熱物理定数（熱伝導や熱容量）が、現在の永久凍土分布の再現性や将来の永久凍土分布変化に大きく影響を与えることが明らかになった。土壌の熱伝導や熱容量は、土壌中の水分量やその状態によっても変わりうる物理量である。本研究の結果によって、熱伝導や熱容量をより現実的に扱うことが、より現実的な将来予測を行う上で重要であることが明らかになった。

将来予測の結果を国立極地研究所の研究チームに提供することにより、web 上で将来の永久凍土分布変化のアニメーションを見ることができるようになった(図(3)-6)。将来の気候変動予測のアニメーションは、これまで気温や降水量、海氷や海面上昇などに関しては作成されていたが、永久凍土分布に関しては作成されてこなかった。21世紀の間に、永久凍土の面積が半分程度に減っていく様子を、研究者以外の方にもわかりやすく表現することが可能となった。

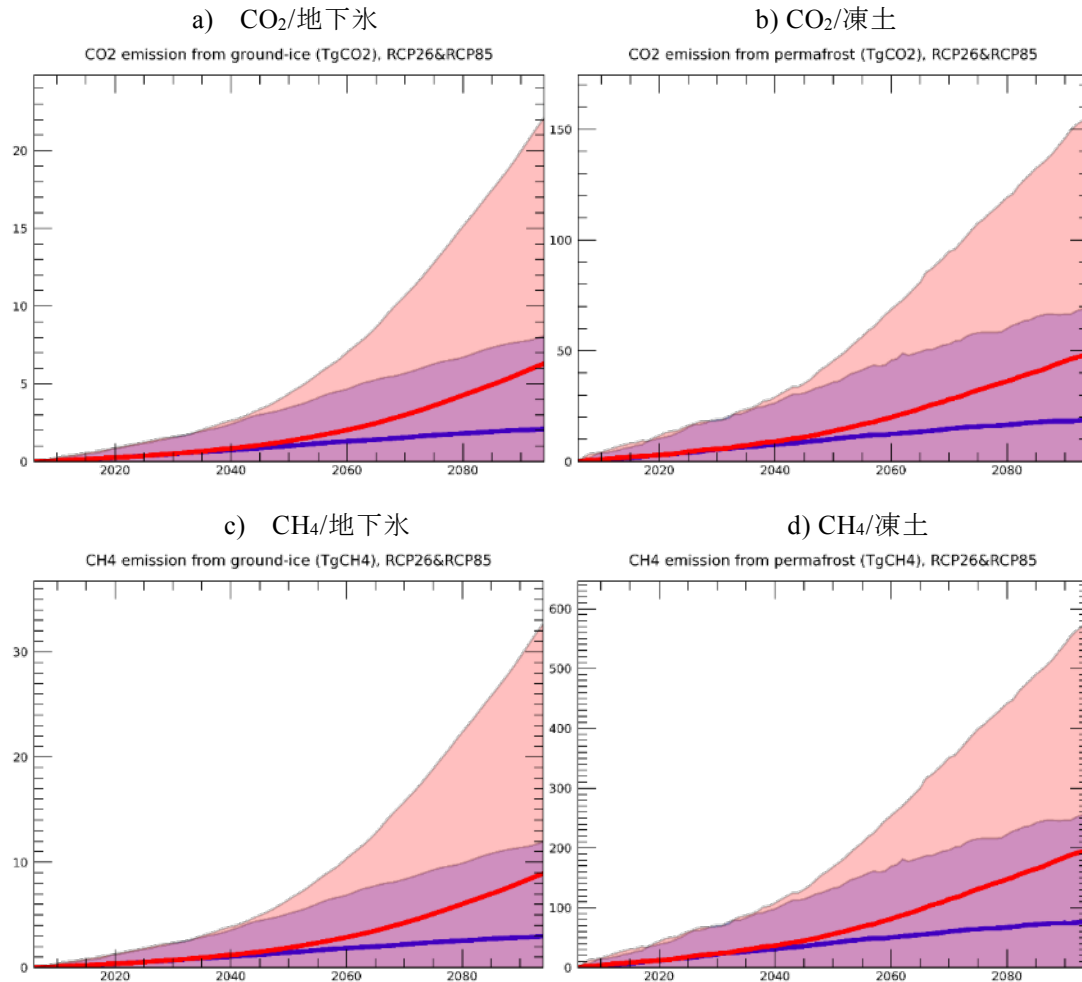


図(3)-6 将来予測動画のスナップショット。国立極地研究所国際北極環境研究センターとの共同研究によって作成した。国立極地研究所のサイト¹⁶⁾ において公開をしている。気候シナリオは RCP8.5 を利用し、永久凍土過程を改良した MIROC-INTEG による永久凍土分布変化をアニメーションで表現した。

2) 永久凍土融解による温室効果ガスの一次・二次放出が気候システムに及ぼす影響

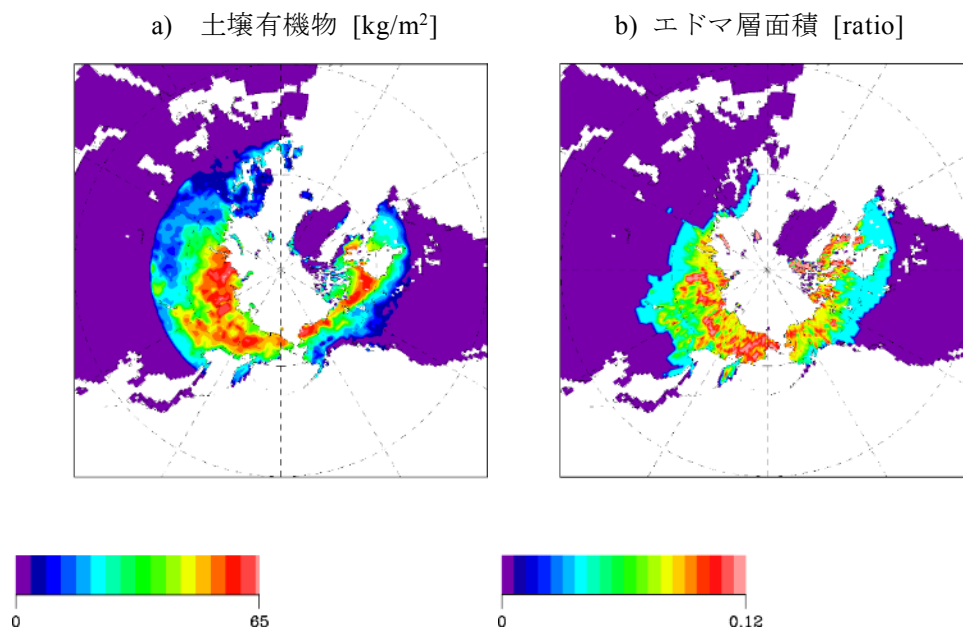
サブテーマ1・2による観測の結果と、陸域統合モデル MIROC-INTEG による将来シミュレーションの結果を利用して構築した永久凍土融解による温室効果ガス放出モデルの結果について説明する。本研究では永久凍土融解による温室効果ガス放出を一次放出、二次放出に分けて考え、永久凍土中にガスとして含まれる物質（二酸化炭素とメタン）が融解によって放出される過程を前者、永久凍土中の有機物が分解されて温室効果ガスが放出される過程を後者と定義している。一次放出では、サブテーマ2において観測された凍土中のガス濃度と、陸域統合モデル MIROC-INTEG によって計算された結果を利用する。サブテーマ2における観測値として、地下に氷楔の形で存在する固体氷に含まれるガス濃度と、凍結した土壌に含まれるガス濃度の観測値を利用する（表(3)-1においてそれぞれ「地下氷」および「凍結土壌」として記載）。陸域統合モデル MIROC-INTEG における陸面物理過程モデルでは、地表面下において土壌水分の凍結融解過程を計算しており、凍結した土壌水分の計算結果を得ることができる。地下氷の融解による一次放出を計算する際に、MIROC-INTEG による凍結土壌水分の変化量の結果を利用する。この際、夏季に融解して凍結する「季節凍土」における凍結土壌水分は考慮せずに、年間を通して凍結している土壌水分の変化量を計算し、式(1)における ΔV_{PF} として利用し、一次放出量の計算を行う。また、「凍結土壌」からの放出量に関しては、MIROC-INTEG によって得られた土壌温度を利用し、年間を通して0度を下回る土壌領域を「凍結土壌」と定義し、凍結土壌の減少量を式(1)における ΔV_{PF} として利用し、一次放出量の計算を行う。

永久凍土融解による温室効果ガス放出、一次放出の将来予測の時系列が図(3)-6である。ここでは実測された地下氷と凍土における気泡の体積割合、気泡中のガス濃度（表(3)-1）を利用して、平均値±標準偏差を与えることで、予測の不確実性を表現している。特にガス濃度にばらつきが大きいため、予測には大きな幅がある。全体的な傾向として、気泡中の温室効果ガスは、二酸化炭素よりもメタンの濃度の方が高くなっている（表(3)-1）。二酸化炭素よりもメタンの方が温室効果ポテンシャルが大きいことから、一次放出に関しては、二酸化炭素の効果よりもメタンの効果の方が大きいことがわかる。さらに、地下氷に比べて、凍結土壌からの放出の方が大きな値をとる。地下氷には濃度の高いガスが含まれているものの、地下で凍結する土壌水分の量が限られるために、放出量としては凍結土壌からの放出量が大きくなる。前述のように、凍結した土壌は強度が高く、過去に生成された温室効果ガスが閉じ込められている。温暖化に伴い土壌温度が上昇し、土壌の強度が低下することで、そこに閉じ込められていた高濃度の温室効果ガスが放出されることになる。凍結土壌に含まれたメタンガスの放出量は、2100年時点の積算値で最大 600 Tg CH₄ 程度（気候シナリオは RCP8.5）と予測された。永久凍土融解による温室効果ガス放出量と、それによる気温変化については、本節の最後（表(3)-2, 3）で議論する。



図(3)-7 将来予測、一次放出の時系列変化、a) 地下氷からの CO_2 放出、b) 凍土からの CO_2 放出、c) 地下氷からの CH_4 放出量、d) 凍土からの CH_4 放出量。赤線が RCP8.5、青線が RCP2.6 による計算結果を示す。5つの気候モデルによる出力結果を利用し、表(3)-1 に示したガス濃度の平均値±標準偏差を与えて計算した結果を表す。将来予測実験の2006年を開始年として、各年までの積算 CH_4 放出量 $[\text{TgCH}_4]$ として表示する。

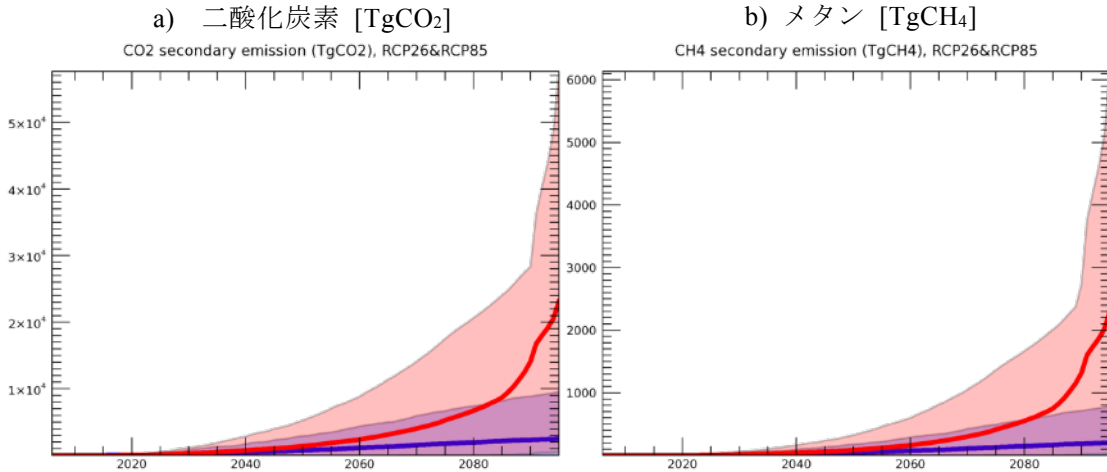
次に、二次放出の結果について議論する。前述の通り、二次放出の計算を行う際に、サブテーマ1で計算を行なった土壌有機物の分布を利用する。また、Olefeldt et al.¹¹⁾ による地形データを利用して、エドマ層の分布を推定する。エドマ層の分布には大きな不確実性があると考えられるため、表(3)-1 で示したように、モデルパラメータを変化させて将来予測の不確実性評価を行う。二次放出モデルで用いた土壌有機物とエドマ層面積割合を図(3)-8 に示す。土壌有機物は、アラスカでは高緯度側に、シベリアでは内陸部に分布し、図(3)-5 で地表気温が特に低かった場所に対応する。気温の低い場所で有機物が凍結し、最終氷期から現在まで有機物が蓄積されてきたと考えられる。



図(3)-8 永久凍土融解による温室効果ガスの二次放出の将来予測に利用した a) 土壌有機物分布 [kg/m²] とエドマ層面積分布 [ratio]。

永久凍土融解による温室効果ガスの二次放出量の将来予測結果を図(3)-9 に示す。表(3)-1 で示した範囲でパラメータを変化させて計算を行なった。二次放出予測モデルでは、火災などの攪乱が起こる確率の温度依存性を、式(4)および(5)の線形・非線形モデルで表現しているが、図(3)-9 では 2つのモデルを利用してパラメータを全て変化させ、図(3)-9 を計算している。モデルパラメータを幅広く変化させているために、結果にも大きな幅が生じている。有機物が分解されることによって放出される温室効果ガスが二酸化炭素かメタンになるかを決めるパラメータが、式(6) および表(3)-2で示した $\gamma_{CO_2}, \gamma_{CH_4}$ であり、二酸化炭素が多いケースではメタンが少なく（あるいはその逆； $\gamma_{CO_2} + \gamma_{CH_4} = 1$ ）になっている。二次放出による二酸化炭素の放出量は最大で 5×10^4 TgCO₂ 程度であり、メタンの放出量は最大で 6000 TgCH₄ 程度である。一次放出の結果は、二酸化炭素は小さくメタンの方が大きかったが、二次放出では二酸化炭素の方が多くなり、これは前述の γ_{CO_2} が [0.9-0.95] 程度の高い値をとるためである。二酸化炭素・メタンともに、2090年付近で非線形的に放出量が増加しているのは、式(4)-(5) に示すように、非線形モデルで攪乱の発生確率が高まり、二次放出量が増加するためである。二酸化炭素・メタンともに一次放出に比べて二次放出の方が値が大きく、二次放出に対する一次放出の割合は、二酸化炭素の場合は無視できるほど小さく、メタンの場合は1割ほどという結果になった。

最後に、本研究で得られた温室効果ガス放出量の結果が、二酸化炭素・メタン収支にどのような影響を与え、どのような気温変化をもたらすかについて議論する。Global Carbon Project¹⁷⁾ では、観測やモデルデータを利用して、全球の二酸化炭素・メタン収支に関する最新のデータを発表している。二酸化炭素に関する最新の推定値¹⁸⁾ を表(3)-2 に、メタンに関する最新の推定値¹⁹⁾ を、表(3)-3 にまとめる。二酸化炭素に関しては、化石燃料起源の年間放出が 34 (33-36) PgCO₂、土地利用変化による年間放出が 5 (9-14) PgCO₂ であり、大気への蓄積量が 17.3 PgCO₂ である¹⁸⁾。これに対して、本研究で示した、エドマ層の永久融解による二酸化炭素の放出は最大で 5×10^4 TgCO₂ = 50 PgCO₂ 程度であり、現在の二酸化炭素の大気への蓄積量の、数年分の大きさに相当する。さらに、メタンに関しては、年間放出量が 558 (推定幅 540-568) TgCH₄ であり、年間の大気への蓄積量は 10 (9.4-10.6) TgCH₄と推定されている¹⁹⁾。これに対して、本研究で示した、エドマ層の永久凍土融解による二酸化炭素積算放出は最大で 6600 TgCH₄ 程度であり、現在のメタンの大気への蓄積量の、60年程度分の大きさに相当する。



図(3)-9 永久凍土融解による温室効果ガス二次放出量、将来予測の時系列変化。a) 二酸化炭素 [TgCO₂], b) メタン [TgCH₄] の結果。RCP8.5 (赤) および RCP2.6 (青) シナリオを利用し、5つの異なる気候モデルの結果を与え、表(3)-1 で与えたパラメータを変化させた場合の最大-最小値を表示。

表(3)-2 現在の全球二酸化炭素収支。年間放出量と年間吸収量の推定値 (単位は GtCO₂ = PgCO₂ = 10³ TgCO₂)。Global Carbon Project¹⁷⁾ によるGlobal carbon budget 2018¹⁸⁾ のデータを利用して作成。

収支項目	化石燃料起源 による放出	土地利用変化 による放出	陸域における 吸収	海洋における 吸収	大気への蓄積
[10 ³ TgCO ₂ /yr]	34 (33-36)	5 (3-8)	12 (9-14)	9 (7-11)	17.3

表(3)-3 現在の全球メタン収支。年間放出量と年間吸収量の推定値 (単位は TgCH₄)。Global Carbon Project¹⁷⁾ による Global methane budget 2016¹⁹⁾ のデータを利用して作成。

収支項目	化石燃料・農 業活動・廃棄 物からの放出	森林火災・湿 原など自然起 源からの放出	大気化学反応 による損失	土壌への吸収	大気への蓄積
[Tg CH ₄ /yr]	293(192-376)	265(163-387)	515(510-583)	33(28-38)	10(9.4-10.6)

永久凍土の融解によって生じた温室効果ガスの放出は、温室効果によって地球を加熱して地表気温が上昇する。本研究によって求めた、エドマ層の融解による一次・二次放出の積算値が、地球の全球平均気温をどの程度変化させるかについて、表(3)-4 にまとめた。表(3)-4 では、好気的な環境が卓越して二酸化炭素の排出量が多くなる Dry case と、嫌気的な環境が卓越してメタンの排出量が多くなる Wet case について、2100年までの一次・二次放出による二酸化炭素・メタンの放出量 (図(3)-7 と図(3)-9) を簡易気候モデルに与え、全球平均気温変化の計算を行った。Dry case では分解された有機物が二酸化炭素・メタンになる割合 $\gamma_{CO_2}, \gamma_{CH_4}$ を 0.95, 0.05 とし、Wet case では 0.90, 0.10 とした。また、表(3)-4 の計算では、幅広くパラメータ計算を行った上限に相当する結果を評価するために、 $\gamma_{CO_2}, \gamma_{CH_4}$ 以外のパラメータは表(3)-1 で与えた上限値を与え、5つの気候モデルによる RCP8.5 シナリオを与えて計算した二酸化炭素・メタン放出量の平均値を求めた。求めた二酸化炭素・メタン放出量を簡易気候モデルに与えることにより、全球平均の地表気温変化の計算を行った。ここで用いた簡易気候モデルは Tanaka and O'Neil²⁰⁾ によるモデルであり、温室効果ガス増加に対する気温変化や炭素循環応答の全球平均値を計算することが可能である。まず、簡易気候モデルによって、RCP8.5 に近い排出シナリオに対し、本研究で得た永久凍土融解による温室効果ガス排出量を追加した実験と、追加しない実験を行い、両者の差をとることにより、永久凍土融解による温室効果ガス排出がもたらす気温変化を計算した。表(3)-4 では、参考までに先行研究 (Schneider von Deimling et al. 2015, SvD2015)³⁾ による計算結果も示す。

表(3)-4 エドマ層の永久凍土融解による温室効果ガス一次・二次放出の RCP8.5 シナリオに基づく将来予測と、それによる全球地表気温の変化。好氣的な環境を想定した Dry case と嫌氣的な環境を想定した Wet case における結果を示す(Wet/Dry case の詳細は本文参照)。比較のため、先行研究 Schneider von Deimling et al. 2015, SvD2015)³⁾ による計算結果(中央値と68%幅)も示す。二酸化炭素・メタン放出量は、一次・二次放出の和を2100年までの積算値で示し、それによる全球平均気温変化を℃で示す。

Case	二酸化炭素放出量 [10 ³ TgCO ₂]	メタン放出量 [TgCH ₄]	永久凍土融解による全球 平均気温上昇 dT [°C]
Dry case	57.84	3943	0.23
Wet case	57.32	6756	0.26
SvD2015	319 (154-517)	1474 (836-2614)	0.09 (0.05-0.14)

表(3)-4 から分かるように、エドマ層の融解に伴う二酸化炭素・メタン放出による追加的な気温上昇(dT)は、全球平均で 0.23-0.26 °C 程度である。表(3)-4 では、5つの気候モデルによる RCP8.5 実験の結果を利用したが、2100年における5気候モデルの気温上昇の全球平均値は、4.12°Cである。RCPシナリオに基づく気候モデルによる将来予測実験では、人為的な温室効果ガスの増加に対する気温上昇を評価している。このことから、本研究の結果は、永久凍土融解によって、人為的温室効果ガス増加による全球平均気温変化が 6% 程度上昇したことを意味する。

表(3)-4に示すように、先行研究(SvD2015)の温度上昇の中央値と68%幅は $dT = 0.09 (0.05 - 0.14)$ である。一方、本研究の計算では、上限を把握するためにパラメータ不確実性の上限に近い値を利用して、表(3)-4の計算を行なっている。SvD2015 においても、予測不確実性の上限に近い値を見ると、 $dT = 0.3$ °C程度となり、本研究の表(3)-4の計算結果と同程度である。しかしながら、SvD2015 では、エドマ層を含む全ての永久凍土融解による温度上昇を見ているのに対し、本研究の表(3)-4 では、エドマ層の融解による、全球平均気温上昇を評価している。このため、本研究によって推定したエドマ層からの温室効果ガス放出量の見積もりは、SvD2015 よりも大きな結果となったと考えられる。

将来の温室効果ガス放出を決めるパラメータとして特に重要な要素は、分解された有機物が二酸化炭素・メタンになる割合を決める $\gamma_{CO_2}, \gamma_{CH_4}$ である。表(3)-4において dry/wet case の違いは、前述のように $\gamma_{CO_2}, \gamma_{CH_4}$ だけであるが、これによりメタン放出量が大きく違う。また、21世紀終盤における温室効果ガス放出を大きく決めるもう一つの要素は、将来の攪乱の発生確率である。式(4)-(5)で示した攪乱発生確率の定式化によって、温室効果ガス放出量の結果が大きく異なる。

本研究では観測された永久凍土に含まれる二酸化炭素・メタンガス濃度や、火災などの攪乱によるエドマ層の融解速度を利用して、特に二次放出に関しては簡略化したモデルを利用して、エドマ層における永久凍土融解による温室効果ガス放出量を求めた。本研究で推定したエドマ層の面積割合は、図(3)-8に示すように、北緯50度以上の面積の2%程度、全球面積から比較すると 0.3% 程度に過ぎないにもかかわらず、エドマ層の永久凍土融解が 2100年における気候変化に無視できない影響を及ぼしうることがわかった。今後、永久凍土域における観測データを有効に活用し、将来の気候変動と永久凍土融解によって生じる物理的環境と、融解によって追加的に起こる有機物分解過程の詳細を把握することが重要である。

5. 本研究により得られた成果

(1) 科学的意義

本研究の前半部分「1) 陸面物理過程の改良による永久凍土融解過程の予測」では、これまで全球気候モデルで簡略化されていた土壌水分の凍結融解過程を高度化することにより、モデルの再現性を向上させることができた。より信頼のできる将来予測を行うためには、予測を行うモデルが、現実を再現するための高い能力を持つことが非常に重要である。今回の研究で得られた、熱容量や熱伝導といったモデルにおける基本的な過程を改良することで、永久凍土面積という気候変動研究を行う上で

重要な物理量の再現性が向上したという知見は、これまでのモデル開発研究では見出されてこなかった新たな知見であり、今後の気候モデル性能の向上や、より信頼のおける将来予測に対して重要な貢献ができると考えられる。また、今回改良を行った全球気候モデル MIROC は、国内の様々な研究機関の研究者が協力して開発・利用し、気候変動対策に資するための将来気候予測や、気候変化メカニズムの解明のための研究を行っているが、これまで凍結土壌水分や土壌温度の再現性や将来予測に関して、ほとんど調査がされてこなかった。本研究によって、MIROC における高緯度域のモデル特性に関する理解が深まったという意味でも、重要な科学的な貢献ができたと考える。

本研究の後半部分「2) 永久凍土融解による温室効果ガス放出が気候システムに及ぼす影響」に関する研究によって、エドマ層の融解という非常に複雑な過程を、簡易モデルで表現することが可能となった。これまでの研究では、観測的な知見の不足もあり、このような複雑な過程がモデル化されることが難しかったが、本研究では、サブテーマ 1 および 2 による観測的研究によって得られた知見に加えて、サブテーマ 1 で行った間氷期から現在までの長期的な計算結果も踏まえることによって、はじめてエドマ層の融解のモデル化を行うことができた。モデルパラメータを広く振って計算を行うことにより、様々なモデルパラメータに対する一次・二次放出過程の依存性についてあきらかにすることにより、エドマ層の融解の全体像を把握することが可能となった。本研究で得られた結果から、今後の課題として、特に二次放出に関して、火災などの攪乱の発生確率や、有機物の分解過程についての予測を高度化することが重要だと考えられる。

（2）環境政策への貢献

<行政が既に活用した成果>

特に記載すべき事項はない

<行政が活用することが見込まれる成果>

本報告書で示した通り、本研究の成果を「1) 陸面物理過程の改良による永久凍土融解過程の予測」および「2) 永久凍土融解による温室効果ガス放出が気候システムに及ぼす影響」に分けて、二つの論文として投稿することを予定している^{20, 21)}。IPCC 第 6 次報告書に貢献するためには 2020 年 1 月までに論文の投稿をする必要があるため、近日中に論文を投稿する計画である。IPCC 報告書における寒冷圏の将来気候予測、また永久凍土が気候変動に及ぼす影響に関して貢献することが期待できる。また、永久凍土の将来予測に関する研究に関して、これまで雑誌やテレビからの取材をたびたび受け、国立環境研究所の地球環境研究センターニュースに投稿した、アラスカでの観測や永久凍土予測に関する紹介記事は、非常に数多くプレビューされている（下記 7. の（5）3）および 6）地球環境研究センターニュース『永久凍土は地球温暖化で解けているのか？ アラスカ調査レポート』：合計 28 万 9088 プレビュー）。このことから、永久凍土融解の問題に対する社会の関心は高いと考えられる。論文が受理された場合には、研究の内容を分かりやすくまとめて報道発表を行うことで、本研究の成果を広く伝える予定である。

6. 国際共同研究等の状況

本研究で改良した陸域統合モデルによる将来の予測結果を、国際的モデル比較プロジェクトである分野横断影響評価プロジェクト（Inter-Sectoral Model Inter-comparison Project, ISIMIP）にデータを提供する。ISIMIP で取り扱う気候変動影響部門のうち、永久凍土セクターにもデータを提供する予定である。これにより、世界の研究者が複数のモデルを用いて気候変動影響を評価することに貢献することが期待できる。

7. 研究成果の発表状況

（1）誌上発表

＜論文（査読あり）＞

特に記載すべき事項はない。

＜その他誌上発表（査読なし）＞

特に記載すべき事項はない。

（2）口頭発表（学会等）

- 1) 横島徳太，斉藤和之，大野浩，岩花剛，伊藤昭彦，高田久美子，日本地球惑星科学連合（2017）.
「凍土動態を考慮した全球陸面-植生モデルによる将来予測」
- 2) 横島徳太，斉藤和之，大野浩，岩花剛，伊藤昭彦，高田久美子，日本気象学会春季大会（2017）.
「永久凍土不可逆融解による温室効果ガス放出量の現状評価と将来予測」
- 3) T. Yokohata, Hydrology Delivers Earth System Sciences to Society 4（2017）.
“Interaction of water, land use, and ecosystem in Integrated Terrestrial Model: a biogeophysical land surface model with human components”
- 4) T. Yokohata, K. Saito, H. Ohno, G. Iwahana, H. Machiya, The 8th Symposium on Polar Science（2017）.
“Assessing and projecting greenhouse gas release due to abrupt permafrost degradation”
- 5) 横島徳太，斉藤和之，大野浩，岩花剛，伊藤昭彦，高田久美子，日本地球惑星科学連合（2018）.
「凍土動態を考慮した全球地球システムモデルによる将来予測」

（3）知的財産権

特に記載すべき事項はない

（4）「国民との科学・技術対話」の実施

- 1) 国立環境研究所一般公開（平成29年4月22日（土））にて成果紹介（パネル・展示：永久凍土からメタン！？ 巨大永久凍土が解けている）

（5）マスコミ等への公表・報道等

- 1) 朝日新聞デジタル（平成29年7月17日）
「アラスカの森に「砂漠」の段々畑 永久凍土解けて変化か」
<http://digital.asahi.com/articles/ASK7J7TC5K7JULBJ00J.html?rm=344>
- 2) 地球環境研究センターニュース 平成29年7月号 [Vol. 28 No. 4] 通巻第319号
平成29年4月22日（土）国立環境研究所春の環境講座

「パネル・展示 2：永久凍土からメタン！？ 巨大永久凍土が解けている」

<http://www.cger.nies.go.jp/cgernews/201707/319007.html>

- 3) 地球環境研究センターニュース 平成29年10月号 [Vol. 28 No. 7] 通巻第322号

「永久凍土は地球温暖化で解けているのか？ アラスカ調査レポート」

<http://www.cger.nies.go.jp/cgernews/201710/322001.html>

(平成31年4月16日時点で 201424 プレビュー)

- 4) ビッグイシュー日本版322号 (平成29年11月1日)

「アラスカでも永久凍土が急速に融解！2万年前からの永久凍土、100年後“半分に”の予測」

<https://www.bigissue.jp/backnumber/322/>

- 5) プライムニュース (平成30年12月4日)

「「ゆがむ住宅」永久凍土“溶解”で危機 米・アラスカ」

- 6) 地球環境研究センターニュース 平成30年11月号 [Vol. 29 No. 8] 通巻第325号

「永久凍土は地球温暖化で解けているのか？ アラスカ調査レポート（現地観測編）」

<http://www.cger.nies.go.jp/cgernews/201811/335001.html>

(平成31年4月16日時点で 87644 プレビュー)

(6) その他

特に記載すべき事項はない

8. 引用文献

- 1) P. Ciais, C. Sabine, G. Bala, L. Bopp, V. Brovkin, J. Canadell, A. Chhabra, R. DeFries, J. Galloway, M. Heimann, C. Jones, C. Le Quéré, R.B. Myneni, S. Piao and P. Thornton, Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (2013).
Carbon and Other Biogeochemical Cycles. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis.
- 2) E. A. G. Schuur, A. D. McGuire, C. Schädel, G. Grosse, J. W. Harden, D. J. Hayes, G. Hugelius, C. D. Koven, P. Kuhry, D. M. Lawrence, S. M. Natali, D. Olefeldt, V. E. Romanovsky, K. Schaefer, M. R. Turetsky, C. C. Treat & J. E. Vonk, Nature 520, 171-179 (2015).
Climate change and the permafrost carbon feedback.
- 3) T. Schneider von Deimling, G. Grosse, J. Strauss, L. Schirrmeister, A. Morgenstern, S. Schaphoff, M. Meinshausen, and J. Boike, Biogeosciences, 12, 3469-3488 (2015).
Observation-based modelling of permafrost carbon fluxes with accounting for deep carbon deposits and thermokarst activity.
- 4) M. Watanabe, T. Suzuki, R. O'ishi, Y. Komuro, S. Watanabe, S. Emori, T. Takemura, M. Chikira, T. Ogura, M. Sekiguchi, K. Takata, D. Yamazaki, T. Yokohata, T. Nozawa, H. Hasumi, H. Tatebe, and M. Kimoto, J. Climate, 23, 6312-6335 (2010).
Improved Climate Simulation by MIROC5: Mean States, Variability, and Climate Sensitivity.
- 5) K. Saito, Climate models, Climate Models, Dr. Leonard Druyan (Ed.), InTech (2012).
Modeling Freezing and Thawing of Subsurface Soil Layers for Global Climate Models.

- 6) J. Strauss, L. Schirrmeister, G. Grosse, D. Fortier, G. Hugelius, C. Knoblauch, V. Romanovsky, C. Schädel, T. Schneider von Deimling, E. A.G. Schuur, D. Shmelev, M. Ulrich, A. Veremeeva, *Earth-Science Reviews* 172: 75-86 (2017).
Deep Yedoma permafrost: A synthesis of depositional characteristics and carbon vulnerability.
- 7) T. Yokohata, T. Kinoshita, G. Sakurai, Y. Pokhrel, A. Ito, M. Okada, Y. Satoh, E. Kato, T. Nitta, W. Wenchao, S. Fujimori, N. Hanasaki, K. Takahashi, Y. Yamagata, S. Emori, to be submitted to *Geoscience Model Development* (2019).
Model description of a global bio-geochemical land surface model with human water management, crop growth, and land use change:MIROC-INTEG1.
- 8) K. Takata, S. Emori, T. Watanabe, *Global and Planetary Change* 38(1-2): 209-222 (2003).
Development of the minimal advanced treatments of surface interaction and runoff.
- 9) T. Nitta, K. Yoshimura, K. Takata, R. O'ishi, T. Sueyoshi, S. Kanae, T. Oki, A. Abe-Ouchi, and G. E. Liston, *Journal of Climate* 27(9): 3318-3330 (2014).
Representing Variability in Subgrid Snow Cover and Snow Depth in a Global Land Model: Offline Validation.
- 10) S. Hempel, K. Frieler, L. Warszawski, J. Schewe, and F. Piontek, *Earth Syst. Dynam.*, 4, 219-236 (2013)
A trend-preserving bias correction - the ISI-MIP approach.
- 11) D. Olefeldt, S. Goswami, G. Grosse, D. Hayes, G. Hugelius, P. Kuhry, A. D. McGuire, V. E. Romanovsky, A.B.K. Sannel, E.A.G. Schuur & M. R. Turetsky, *Nature Communications*, 7, 13043. (2016).
Circumpolar distribution and carbon storage of thermokarst landscapes.
- 12) Ito, A. and M. Inatomi, *Biogeosciences* 9(2): 759-773 (2012).
Use of a process-based model for assessing the methane budgets of global terrestrial ecosystems and evaluation of uncertainty.
- 13) Brown, J., O.J. Ferrians, Jr., J.A. Heginbottom, and E.S. Melnikov, eds., U.S. Geological Survey in Cooperation with the Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Circum-Pacific Map Series CP-45, scale 1:10,000,000, 1 sheet. (1997).
Circum-Arctic map of permafrost and ground-ice conditions.
- 14) Circumpolar Active Layer Monitoring Network,
<https://www2.gwu.edu/~calm/>
- 15) C. D. Koven, W. J. Riley, A. Stern, *Journal of Climate* 26(6), 1877-1900 (2013).
Analysis of Permafrost Thermal Dynamics and Response to Climate Change in the CMIP5 Earth System Models.
- 16) 国立極地研究所北極域データアーカイブシステム ADS (2018)
https://ads.nipr.ac.jp/node/dagik/?type=MIROC5/PERMAFROST_SEP_JP
- 17) Global Carbon Project (2018).
<https://www.globalcarbonproject.org/>
- 18) Global Carbon Project (2018).
Carbon budget and trends 2018.
<https://www.globalcarbonproject.org/carbonbudget>
- 19) Global Carbon Project (2016).
The Global Methane Budget 2000-2012.
<http://www.globalcarbonproject.org/methanebudget>
- 20) K. Tanaka, B. C. O' Neill, *Nature Climate Change*, 8, 319-324 (2018).

The Paris Agreement zero-emissions goal is not always consistent with the 1.5 ° C and 2 °C temperature targets.

- 21) T. Yokohata, K. Saito, A. Ito, T. Hajima, K. Takata, T. Sueyoshi, to be submitted to Environment Research Letters (2019).

Improvement and future projection of permafrost thawing processes in a global climate model.

- 22) T. Yokohata, K. Saito, A. Ito, G. Iwahana, H. Ohno, T. Hajima, K. Takata, T. Sueyoshi, to be submitted Environment Research Letters (2019).

Future projection of greenhouse gas emission due to Yedoma permafrost thawing.

III. 英文Abstract

Assessing and Projecting Greenhouse Gas Release from Large-scale Permafrost Degradation

Principal Investigator: Kazuyuki SAITO

Institution: Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC)
 3173-25 Showa-machi, Kanazawa-ku, Yokohama-city,
 Kanagawa, 236-0001, Japan
 Tel: +81-45-778-5536 / Fax: +81-45-778-5707
 E-mail: ksaito@jamstec.go.jp

Cooperated by: Kitami Institute of Technology, National Institute for Environmental Studies

[Abstract]

Key Words: Ice-rich permafrost (Yedoma), Permafrost degradation, Greenhouse gas (Methane), Irreversible processes, Cumulative release projection, Collaboration and integration of in-situ observations and modelling.

Permafrost is a large reservoir of frozen soil organic carbon (SOC; about half of all the terrestrial storage). Therefore, its degradation (i.e., thawing) under global warming may lead to a substantial amount of additional greenhouse gas (GHG) release. Past studies have emphasized the release from slow and reversible warming due to subsurface heat conduction (slow release).

Recently, it has been recognized that thermokarst, which is ground subsidence induced by melting of massive ground ice in ice-rich permafrost (or Yedoma), affects local and regional societies and eco-systems, and can also be another source of GHGs (especially methane). Methane can be released directly from melted ice (direct release), or by decomposition of newly exposed SOC (secondary release) to accelerate large-scale warming beyond the Arctic.

However, earth system modeling is presently limited by insufficient quantitative understanding of the thermokarst degradation processes, the amount and distribution of ground ice and SOC, the geographical distribution of degradation hazards (vulnerability to degradation in terms of additional GHG release), and the absence of the relevant processes in advanced earth system models. Therefore thermokarst processes and associated GHG releases remain among the large sources of uncertainty in present-day climatic and biogeochemical assessments and in future projections, including relative contributions on global warming from slow, direct and secondary releases.

In this project, we aimed to provide observational evidence and numerical estimates to quantitatively assess and project the impacts of GHG release from ice-rich permafrost degradation. We conducted in-situ and remote (e.g., satellite and airborne) observations, lab analysis of sampled ice and soil cores from multiple circumpolar sites (more than 14 sites from Alaska, Siberia, and Svalbard), and numerical model development.

We successfully established and validated the DInSAR technique to detect the distribution and rates of subsidence in the disturbed landscape of the Yedoma region. Average subsidence rates were found to be 1-6cm/yr for a wildfire scar on the North Slope, Alaska, and 0-3cm/yr for abandoned farmland in Central Yakutia, Siberia). The gas content in Yedoma ice is within a small range of 3-4 ml per 100 g ice (except for about 9 ml per 100 g from Stuphallet, Svalbard,

suggestive of glacier-origin), but methane concentrations showed large intra- and inter-site variations (51 to 14463 ppmv in the site averages).

A conceptual 2-box model to calculate the budget of subsurface water, ice and carbon was developed, and integrated to simulate the changes and distribution of ground ice and SOC for the recent 125 thousand years (from the Last Interglacial to the present). Further, a high-resolution Yedoma degradation hazard map was produced, incorporating hydrological-topographical information derived from a 1-arc minute digital elevation model.

By incorporating the above observation-based and model-derived results into a simple evaluation scheme for direct and secondary release mechanism, GHG release projections and their contribution as a consequence of the increase in global-average surface air temperature during this century was investigated. In the upper limit case, the total contribution from the direct and secondary releases to temperature increase during this century ranged from 0.23 to 0.26 K (depending on drier or wetter conditions), which compares well to the upper values obtained by previous studies (ca. 0.3 K).