

特集 記事

大規模森林火災が及ぼす環境への影響

編集委員会

企画・総括 谷 宏*・福田 正己**

編集担当 塩野 計司***・高野 伸栄****・松岡 延浩*****・三村 衛*****

はじめに

谷 宏*

自然災害科学の対象として火災が取り上げられることは少なく、地震災害が引き金となりその被害を拡大させる二次災害として捉えられることが多かったと思われる。近年、高緯度帯や低緯度帯に存在する広大な森林において大規模な火災が発生する頻度が増加し、人間の生命や財産に被害をもたらすばかりでなく、地球環境にも影響を及ぼしている。すなわち、炭素貯蔵の場として重要な役割を担う北方林や熱帯林において大規模火災が発生することにより、二酸化炭素を主とした温室効果ガスを発生させ、温暖化に拍車がかかりかねない観測結果が得られている。しかも、大規模森林火災が増加傾向にある原因として近年の気候変化が背後にありそうだということも分かってきて、看過できない事態である。

火災を自然災害として捉えるかどうかは議論の分かれるところである。本特集で取り上げる大規模森林火災は、発生の誘因として人為的なものもあるが、雷のような自然現象も多く、また火災を拡大させるのに自然的な要因が強く関与する現象である。しかも、短期的かつ直接的に人間の生命や財産を脅かす存在であり、長期的には気候変動を通じて人間生活に徐々に影響を与え、また、人類全体の財産ともいえる広大な森林に脅威を及ぼす存在になりつつあることを考慮すれば立派な自然災害といえる。

本特集記事は、以上のように重要さを増してきた自然災害としての大規模森林火災に焦点を当て、執筆者ご自身の調査研究を踏まえ多方面から解説していただくものである。まず、大規模森林火災が発生する背景と火災の実態、さらに環境へのさまざまな影響について多くの実例を挙げて解説いただく。次に、地球環境の中でも主として気候変化に関連して、大規模森林火災による炭素収支への影響、温室効果ガスやエアロゾルの放出に関する解説が続く。最後に、大規模森林火災への対策として、その防災や減災の技術につながる森林火災の早期検出や延焼のシミュレーション、さらにそれらの連携の取り組みに関する解説をしていただく。本特集記事が、自然災害科学の裾野を広げる役割を果たすことを期待する。

1. 大規模北方森林火災発生の背景と実態

福田 正己**

1.1 はじめに

人類が本格的に活動を始めた頃(8000年前)には、地球の陸域は約60億haが森林で覆われていた。現在はその約半分はまだ減少している。図1-1に過去30年間(1964年~1994年)の世界の森林積算消失の地域比率を示す。この期間に約2億haの森林が消失した。特にシベリアではこの期間にその50%にあたる約1億haが消失した。その内容は火災と伐採であるが、火災による比率が高い。アマゾンを中心とする南米熱帯地域の消

* 北海道大学大学院農学研究科

** 北海道大学低温科学研究所

*** 長岡工業高等専門学校

**** 北海道大学大学院工学研究科

***** 千葉大学園芸学部

***** 京都大学防災研究所

失は、シベリアの10%程度であるが、これは伐採後の森林回復の速度が速いためである。また2002年の熱帯アマゾン年間消失は250万haに達し急増している。過去に遡って森林火災による焼失を推定した事例（アラスカ）を図1-2に示す。土壌中に残された木炭の存在量と分布面積、及び木炭を用いた炭素同位体年代測定によって復元された。変化の傾向を見ると、2500年前に大規模な火災が発生したことが推定され、ほぼ数100年毎に大規模火災が発生している。この時期には、まだ人類活動は限定されていることから、気候変動を反映しているものと考えられている。最近の火災発生状況では、2003年にシベリアでは大規

模な森林火災が発生した。引き続き2004年にはアラスカでも大規模な森林火災が発生した。こうした北方森林では火災が規模を拡大する傾向にある。2003年のシベリアでの火災発生の様子をNOAA AVHRRを用いた検出結果を図1-3に示す。1点は火災規模1km²を示し、総面積は2000万haに達した。火災の発生頻度及び焼失面積は過去50年間では増加傾向にある。シベリアでの森林火災拡大には、この地域が極端な温暖化の影響を受けているからである。（本特集2章、気候変動に伴う最近の大規模森林火災の発生傾向図2-6で示されている）。2004年のアラスカ森林火災の場合にも、夏季の高温と乾燥気候が拡大に影響を与えている。火災の発生増加にはこうした気候変動だけが影響している訳ではない。シベリアでは、火災発生の原因の70%は人為によるとされている。火災の起きやすい条件に火種となる人間の活動の増加も影響している。東シベリアでの10km²以上の火災発生件数は1947年には約12,000件であったが、1992年には20,000件を超えた。これは森林での人の活動が増加していることを意味している。それだけ多くの人々が森林に入り込んでいるわけである。また火災発生地点は、主な道路沿いあるいは河川沿いで多く分布していることから、人為の影響が読み取れる。

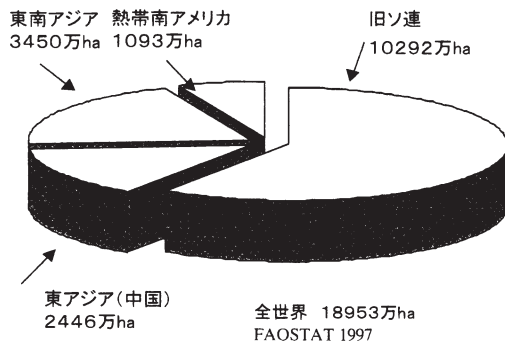


図1-1 過去30年間の地球の森林の積算消失（一旦消失してもこの期間に更新した分を減ずる）

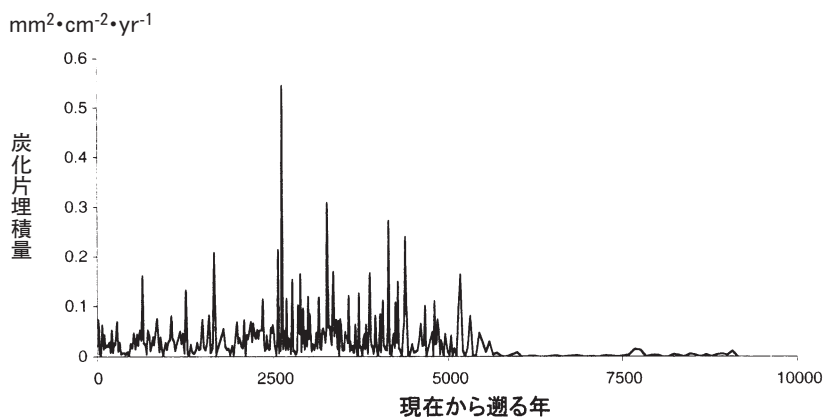


図1-2 後氷期以降のアラスカで発生した森林火災の復元（アラスカ大学 F. S. Chapin 教授提供）

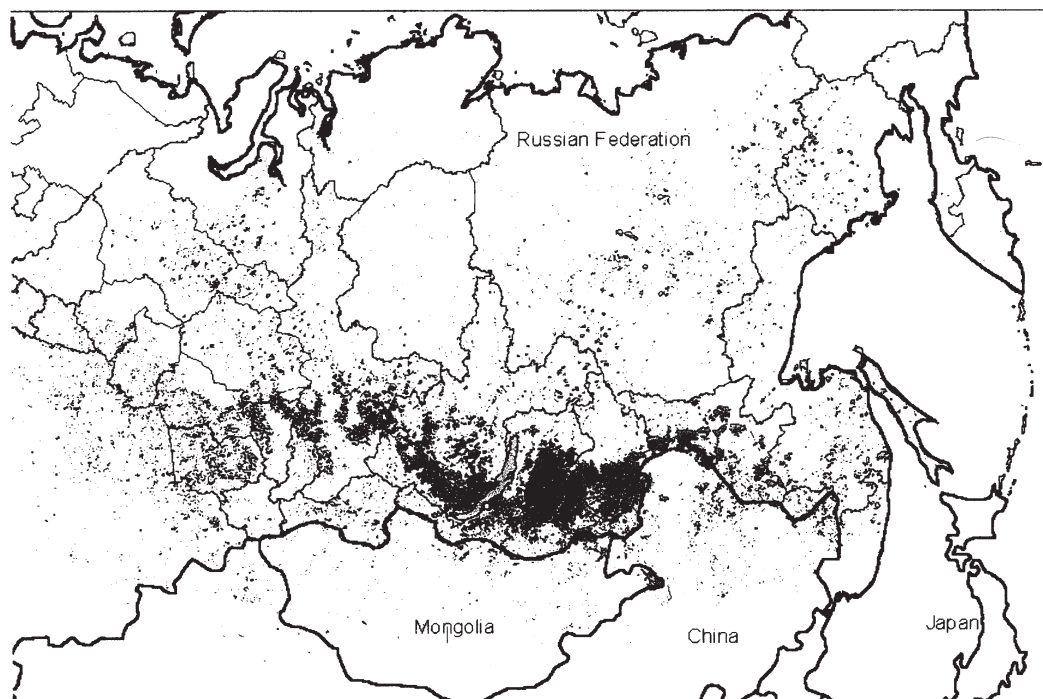


図 1-3 2003 年夏季の森林火災の発生分布 (ロシア科学アカデミー イルクーツク 地球・太陽物理研究所 セルゲイ タシリン博士提供)

2.2 火災の影響－永久凍土の融解－

シベリアやアラスカのタイガ(森林)の成立には、その地域に分布する永久凍土の存在が欠かせない。東シベリアの中心地ヤクーツクの年降水量は 230 mm 程度であり、気候区分では 200 mm の砂漠に近い。にもかかわらず世界最大の森林が成立するのは下層に永久凍土が存在するからである。図 1-4 にはタイガの下に永久凍土が存在する様子を示す。永久凍土は水を下方に浸透させない。表層の 1 m 深さまでは夏季に融解するが、そこに貯留される土壌水を植生は有効に利用して樹木が生育できる。永久凍土側では、後氷期以降の地球温暖化で融解せずに残ったのは、表面を覆うタイガで保護されてきたためである。相互に依存することから、これを疑似共生関係ということが出来る。しかし、一旦森林火災で表層植生が失われると、表面熱収支バランスが失われ、凍土の大規模融解が引き起こされる。図 1-5 にはタイガが火災あるいは伐採で攪乱を受けた後の表面熱収支変動



図 1-4 タイガと永久凍土との共生関係 (ヤクーツク レナ川河畔)

と融解を示している。この融解が進行すると凍土

中の水分が失われ、地表面の陥没と湖沼形成が起こる。こうした融解による地形をアラスと呼ぶ。(図 1-6)。アラスは円形で直径は数 100 m から数 km で、陥没の深さは数 m から 8 m 程度である。

一時的に水を貯留して湖沼となる。永久凍土の上層部には、最終氷期にあるメカニズムで高濃度のメタンガスが貯留された。その濃度は現大気 (1.8 ppm) の数千倍である。凍土の融解でこうした閉

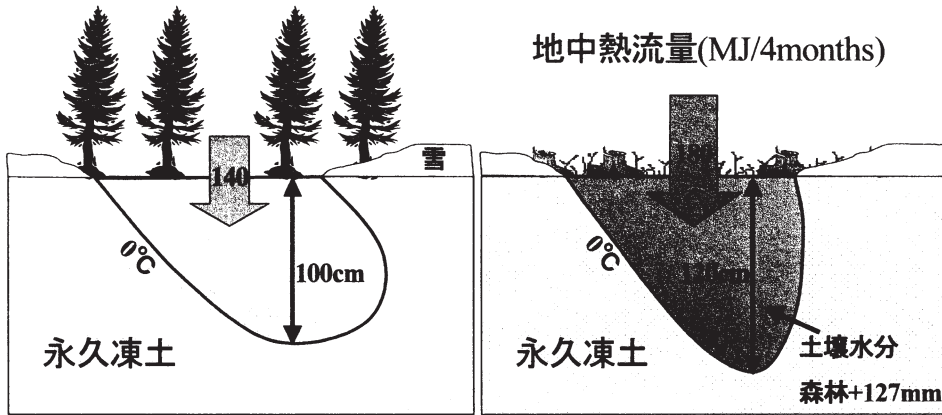


図 1-5 森林攪乱による凍土の融解

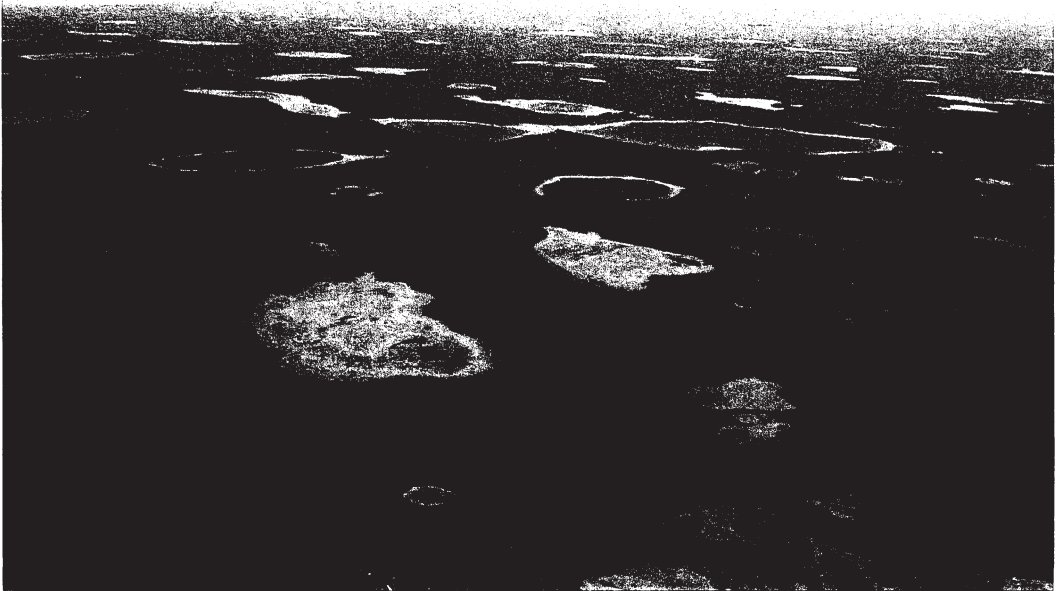


図 1-6 シベリアタイガに形成された融解後凹地地形 アラス (レナ川中位段丘面 ヤクーツク付近)

じこめられていたメタンガスが大気へ放出されてくる。更に図1-7に示すように湛水した湖沼では、その嫌気的環境下で有機物の分解に伴うメタンガス生成も活発に行われている。ヤクーツク周辺での観測によると、アラスからのメタンガスフラックスは $300\sim 400 \text{ mg/m}^2 \cdot \text{day}$ にも達する。

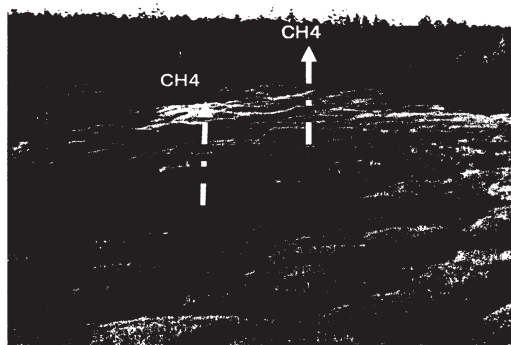


図1-7 永久凍土の融解によるアラスの形成とメタンガスの発生

1.3 多発する森林火災が地球温暖化に与える影響

IPCCの第2次報告書(1995)によると、北方森林は重要な二酸化炭素の吸収源であるとされている。しかし、最近の多発する森林火災の影響を考慮すると、むしろ放出源になっている可能性がある。それは4章, 5章でも触れているように炭素収支への影響の他に前述の凍土融解によるメタンガス放出が付加されるからである。こうした様々な過程での温暖化効果ガスの放出で、タイガの火災は地球温暖化を加速していることになる。その様子を模式的に図1-8に示す。各過程での温暖化効果ガスの発生量の見積りはまだ明らかでない。燃焼時の放出から、焼け跡からの放出は数年~数十年にわたり、永久凍土融解の影響は数十年から数百年継続する。このように大規模森林火災は地球温暖化を加速し、そのために火災発生も増加するという正のフィードバック効果をもたらす。

1.4 非可逆的な変化

シベリアでは乾燥が卓越する。年降水量は

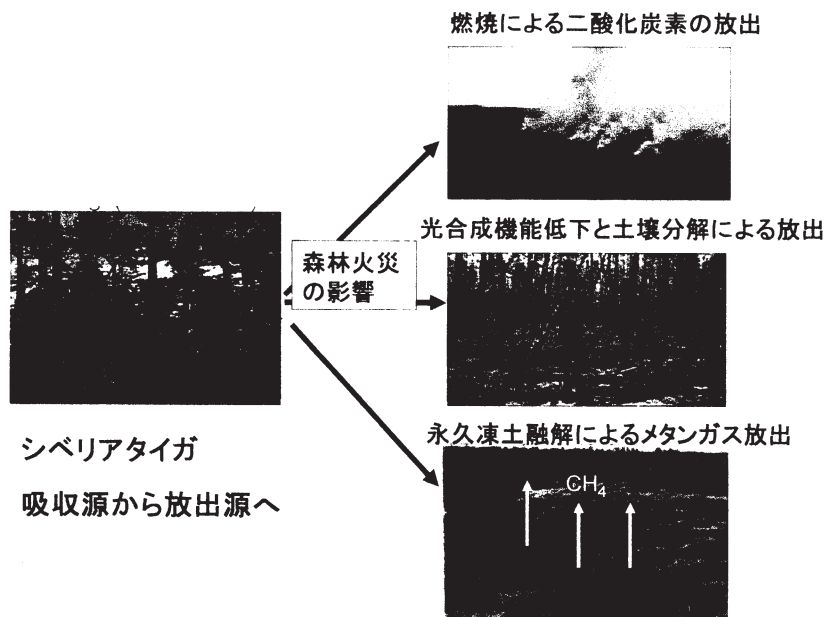


図1-8 シベリア森林火災の温暖化への影響

200~300 mm 程度に過ぎないが夏季の可能蒸発量は 1,000 mm 以上となる。凍土の融解で形成された湖沼はやがて干上がる。この過程で地表面付近に塩類の集積が卓越する。図 1-9 には干上がったアラスの湖底に集積した塩類が見られる。この状態では、新たな種が芽生えることは出来なくなり森林更新が停止する。こうした森林が戻らないアラスは、レナ川中流では約 30 % の面積を占め



図 1-9 干上がったアラスに集積した塩類（レナ川高位段丘面 アパラッハ湖）

る。非可逆的な変化を防止するためには、火災の発生の軽減や火災拡大の阻止という、より積極的な森林管理が必要とされる。人為起源で火災が発生することを考慮するなら、それを適正な森林管理システムで火災発生を抑制することは可能ではなくである。新たな森林火災管理のシステムの一例を図 1-10 に示す。ここでは、まず衛星画像処理で早期に火災を検出する。発生地点の地理情報、気象情報、植生情報に基づき、延焼予測を行う。その結果を現地の消防隊に連絡し、的確な消火活動を行うという内容である。このシステムで森林火災の早期検出については本特集 7 章に詳細が解説されている。また延焼予測については 8 章で解説されているので参照されたい。

2004 年 10 月時点でロシアが京都議定書批准の準備を開始した。来年 2 月に京都議定書が発効すると、シベリア森林火災の予防と抑制で、温暖化ガス放出を削減することは、日本・ロシアの共同実施の枠組みとなりうる。今後二国間が協力し、シベリア森林火災抑制システムが実現することを

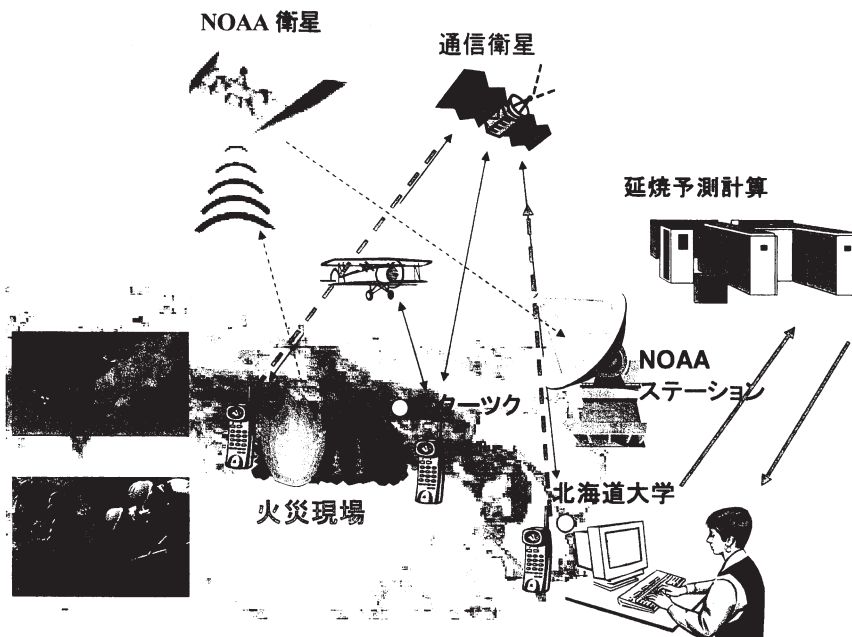


図 1-10 国際協力によるシベリア森林火災抑制システム

期待したい。

参 考 文 献

- 1) 福田正己・高橋邦秀：シベリアタイガの破壊が何をもたらすか，科学，69，568-571，1999.
- 2) 福田正己：シベリアと地球環境問題，岩波地球環境講座，第8巻，175-205，1999.
- 3) 福田正己：シベリア永久凍土地域の森林破壊と温暖化ガス，北海道の林木，育種，42，4-9，1999.
- 4) Fukuda M.: Influence of Boreal Forest Fire in Siberian Permafrost Region to Future Global Warming. In Special Reports on the Regional Studies of North-East Eurasia and North Pacific in Hokkaido University, 85-93, 1999.
- 5) Alexander Fedorov and Masami Fukuda : Some Observation Results of Surface Dynamics in Permafrost Landscapes, Yakutsk Area, Proceedings of The Ninth Symposium on The Joint Siberian on The Joint Siberian Permafrost Studies Between Japan and Russia in 2000, 199-203, 2001.
- 6) Fukuda. M.: Eye on the Taiga. Look Japan, 48, 28-29, 2002.
- 7) Fukuda M.: Siberian Permafrost Disturbance Induced by Boreal Forest Fire and Its Impacts to Global Warming. In Technology Innovation and Its Relations to Humanities and Social Sciences. Ed. By Nakamura M. and Lee Ki-Jum, 23-32. Hokkaido University Press, 155 pp., 2003.
- 8) 福田正己：「地球温暖化」は何が問題か，岩波応用倫理学講義2 環境（越智貢他編集），201-209，2004.

2. 気候変動に伴う最近の大規模森林火災の発生傾向

早坂 洋史*

2.1 はじめに

ユーラシア大陸北部のシベリアや北米大陸のアラスカやカナダには，全世界森林面積の約1/3を占める大森林地帯が広がっている。このような高緯度帯の森林は，北方林（通称タイガ）と呼ばれる針葉樹林帯である。

この北方林で近年，大森林火災が連続して発生している。米国アラスカ州では，今年2004年の夏，1956年からの観測史上，最大規模の森林火災に見舞われた。2002年には，アラスカとほぼ同緯度に位置する，ロシア極東シベリアのサハ共和国で，1955年からの観測史上，最大規模の森林火災が起こっている。これらの北方林火災は，あまり報道されることもなく，よく知られていない。また，遠い国での出来事で，火災は森林の自然の営みで放置しても地球環境に何の影響も与えない，と思われがちである。

例えば，2003年10月の南カリフォルニア大火災は，人的被害が大きく大々的に報道され記憶に新しい。焼失面積は，東京都の面積の1.4倍と騒がれたが，高々3,035 km²であった。これと比べ，2004年アラスカ大火災での焼失面積は，約25,000 km²とされており，約8倍の規模で燃えているのが現実である。さらに，2002年のサハ共和国の火災もアラスカと同程度の焼失面積であったことや，ロシアでの2002年の焼失面積は約12万 km²であった¹⁾ ことなどを考えると，北方林での大規模森林火災は，地球規模の自然災害の一つとして位置付け，その地球環境に及ぼす影響や火災の背景を知ることは重要であると言える。

2.2 最近の大規模火災

(1) 北方林の位置と概要

図2-1の正距方位図²⁾により，東京から見たアラスカ州とサハ共和国の位置関係と距離を示した。北方林は北緯50～70度の亜寒帯に北極を取り巻くように分布している。気候は年較差の大きい気温が特徴で夏は30℃を超えるし，冬は-30℃以下にもなる。年間雨量は500 mm以下の所が多く，雨は主に夏に降る。アラスカ州とサハ共和国の雨量は，300 mm程度である。砂漠気候並みの雨量で森林が成立するのは，永久凍土層が地下に存在しているためである。このような気候下では，夏期に日照りが発生すると，森林火災が起こりやすい条件が整うのである。また，図2-1より，東京からアラスカ州とサハ共和国までの距離は，5,000 km程度であり，そこで起きている森林火

* 北海道大学大学院工学研究科

災は、地球規模で考えると、決して遠い国の出来事ではないこともわかる。

(2) 北方林火災の歴史と概要

図 2-2 と図 2-3 にアラスカ州とサハ共和国の森林火災の 1950 年代後半からの火災件数と焼損面積の推移を示した。図 2-2 で折れ線グラフは火災件数を、棒グラフは焼損面積を表している。図 2-2 で各 2 本ずつあるが、大きい値の方は人為と雷が原因の火災の合計値を、小さい値の方は雷が原因の火災を表している。

アラスカ州では、図 2-2 のように年間平均 460 件の森林火災が発生している。雷が原因の火災件数は 175 件で、全体の約 40 % 程度である。ところが焼損面積は、全体平均 3,500 km² に対して、雷が原因の焼損面積は 3,200 km² にも達する。このことから、アラスカでは、焼損面積のほとんど (91 %) は、雷が原因の火災によるものであると言える。この傾向は、一般的に、人為火災は人命や財産などに影響するので消火活動を行うが、雷が原因で人のあまり住まない所で発生した火災に対しては、あまり消火活動を行わないために生

じている、と考えられる。

サハ共和国では、図 2-3 のように年間平均 558 件の森林火災が発生し、平均焼損面積は 2,400 km² である。火災原因は人為火災がほとんどとされている。雷の発生がアラスカと比べかなり少ないようであるが、アラスカ並みの雷観測が行われないと何とも言えない。2002 年のヤクーツク大火災は、雷が主役であったと筆者は考えている。件数がアラスカよりも年間 100 件ほど多いのは、サハ共和国の方が森林面積が 3 倍ほどアラスカよりも大きいためである。しかし、一方で焼損面積が小さいのは、雷の発生が少ないことと植生の違いによるものと思われる。

アラスカの北方林は、主に常緑針葉樹のトウヒ林と林床は主にコケや地衣類から構成される。これに比べ、サハ共和国付近の極東シベリアの北方林は、落葉針葉樹のカラマツ林と林床は落ち葉と枯れ枝や地位類からなっている。東シベリアは明るいタイガとも呼ばれるとおり、あまり密にカラマツが密生していないため、森林火災は地表火が主であり、激しい樹冠火はあまり起こらない。こ

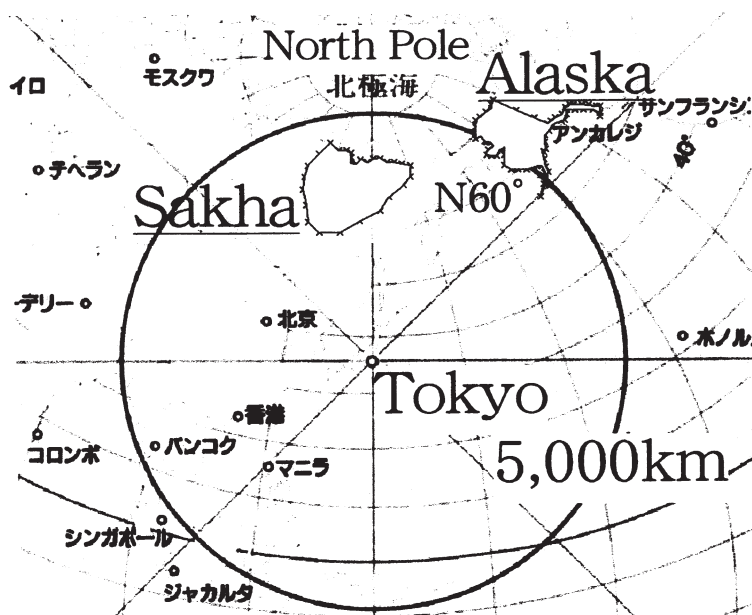


図 2-1 アラスカとサハの方向と距離 (正距方位図)

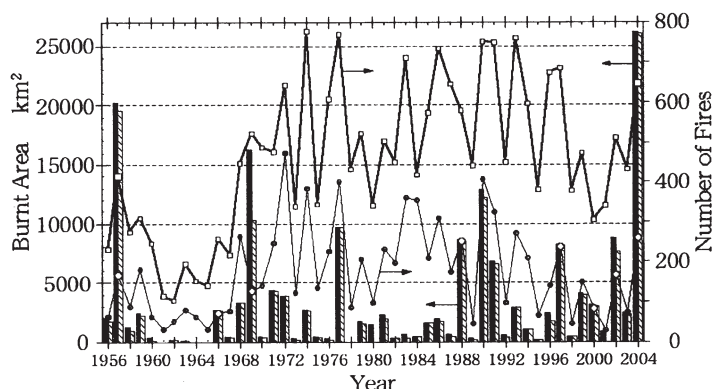


図 2-2 アラスカの森林火災の発生傾向

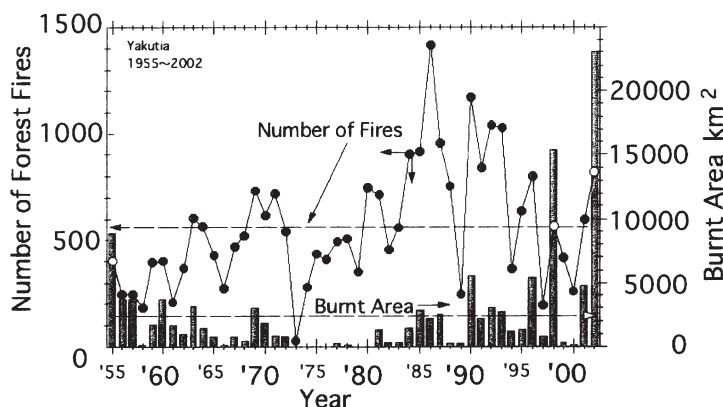


図 2-3 サハ共和国の森林火災の発生傾向

れに比べ、アラスカでは、常緑針葉樹のトウヒは、ロソク型で枝の間隔も fuel ladder と呼ばれるほど燃えるのに適した形で、激しい樹冠火を起こしやすい。このような植生の違いのために、上記の森林火災の焼損面積に大きな差が生じたと考えられる。

(3) 2002年ヤクーツク大火災

2002年サハ共和国では、首都のヤクーツクの西方を中心に大規模な火災が発生した。図 2-4 の衛星写真は、この大火災から発生した数百キロの煙がレナ川左岸を覆い尽くしているのを鮮明に写し出している。大火災は5月中旬から始まり、7月中旬から9月中旬まで続いた。7月上・中旬に

発生した雷が大火災の元を作ったと考えられている。

(4) 2004年アラスカ大火災

2004年アラスカでは、内陸の主要都市フェアバンクスの主に東側のユーコン川沿いに大規模な火災が発生した。フェアバンクス住民は近郊で発生した火災のため、煙害に苦しんだ。図 2-5 の旅客機からの写真で、火災から発生した巨大な火災雲が見て取れる。

2.3 大火災の原因

(1) 温暖化と降水傾向

温暖化の影響は、高緯度地方に顕著に現れるこ

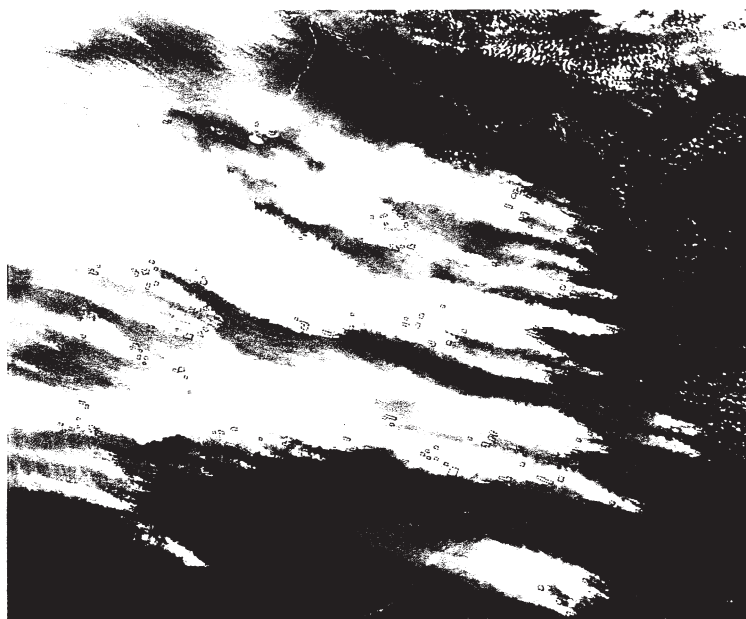


図 2-4 2002 年ヤクーツク大火災 (MODIS 8/16日撮影)



図 2-5 2004 年アラスカ大火災 (8/9日撮影)

とが知られている。図 2-6 にヤクーツクの 1830 年代からの平均気温と 1890 年代からの降水量の変化を示した。平均気温は、1830 年代の -11°C

から現在の -8°C へと、約 3°C の温度上昇が観測されている。この気温上昇は主に冬季の気温上昇によるものであるが、夏場も 1°C 程度の気温上昇

となっており、無視はできない。

気温に加え、森林火災に一番大きな影響を与えているのは、降水の変化傾向と思われる。図 2-6 下図に示したように、1980 年頃より降水量は増加傾向から減少傾向へと変化してきていることがわかる。このような降水量の減少傾向が大火災の原因となっていると思われ、以下に最近の降水傾向を詳細に調べた。

(2) 火災期の降水傾向

図 2-7 にヤクーツクの 1994 年以降の降水量の

変化傾向を示した。図 2-7 より年間の降水量は平均で 240 mm 程度と少ないことがわかる。火災期を 5 月から 9 月とし、残りを冬期として考えると、図 2-7 に太線の折れグラフで示したように、火災期の降水量は徐々に低下傾向であることが見て取れる。1999、2000 年の年間降水量は多いが、これは、冬期の降雪によるものであり、雪は 4 月中頃までには消えてしまうので、火災にはあまり影響していないように思われる。図 2-7 に破線の折れグラフで示したのは、日平均降水量 (= 全降

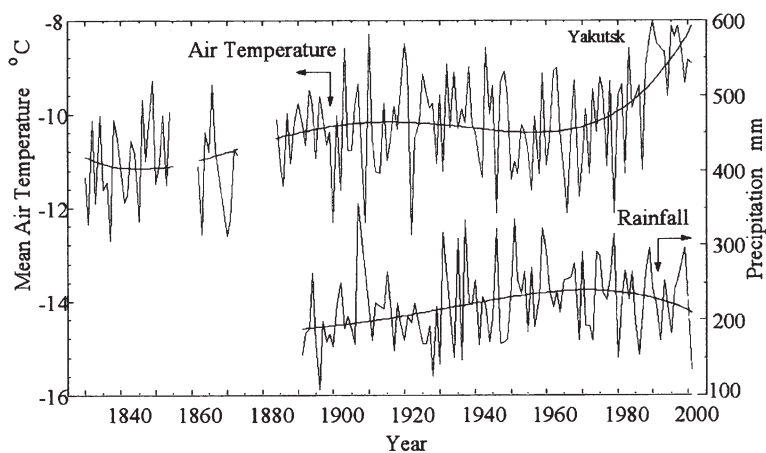


図 2-6 平均気温と降水量の変化傾向 (ヤクーツク)

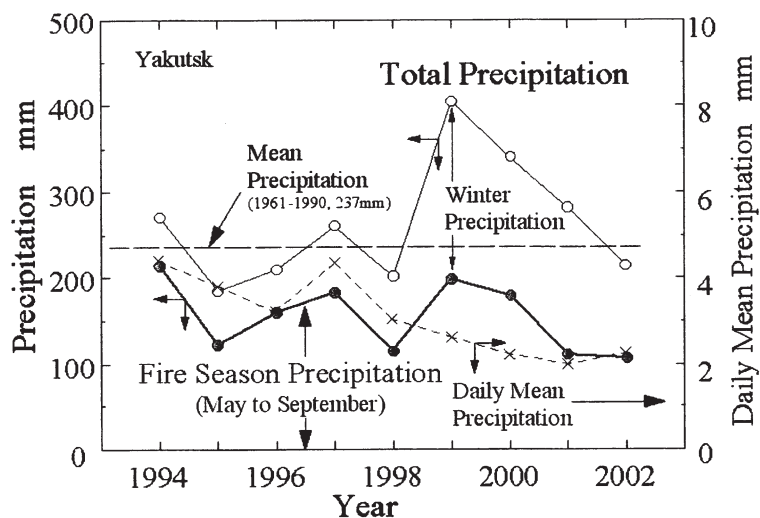


図 2-7 最近の降水量の変化 (ヤクーツク)

水量／降水日の全日数)の変化である。2002年の日平均降水量は2mm程度で、1994年の4mmと比べると、半減していることがわかる。

以上の考察から、最近の北方林での大火災の原因として、地球温暖化に伴う気温の上昇と降水量の減少が背景にあると言える。

2.4 まとめ

北方林での森林火災は、自然災害の一部として捉える事ができるが、温暖化に伴い発生していることを考慮すると、人為により発生している災害とも言える。北方林での森林の回復が遅いことなどを考慮すると、このまま火災発生を放置すれば、北方林破壊のスピードが増す恐れも出ている。温暖化に貢献している日本は、今、起きている大規模な森林火災に責任がある。

現在、筆者らは、北海道大学の北ユーラシア・北太平洋地域研究センターを核とし、アラスカ大学の国際北極圏研究センター(IARC)やヤクーツクの凍土研究所や生物研究所などとの共同研究により、森林火災問題に取り組んでいる。衛星を使った火災の早期発見と消火システムの開発や、火災の延焼シミュレーション手法の開発に取り組んでいる。

なお、本研究の一部は、文部科学省環境プロジェクト(人・自然・地球共生)と(独)宇宙航空研究開発機構 地球観測利用推進センター(EORC/JAXA)の「IARC/JAXA北極圏研究」の各助成を受けた。ここに付記して、謝意を表す。

参 考 文 献

- 1) International Forest Fire News (IFFN) No. 28 (January- June 2003, 2-14), The Wildland Fire Season 2002 in the Russian Federation, An Assessment by the Global Fire Monitoring Center (GFMC).
- 2) 世界・日本地図帳, 昭文社, p.128, 2001.

3. 熱帯泥炭地／森林の大規模火災

高橋 英紀*

3.1 はじめに

1997年は熱帯泥炭地とその上に成立する森林にとって20世紀最大の災厄年であった。20世紀最大とも言われた1997/98年のエルニーニョ現象は、東南アジア各地に例年より長く厳しい乾季をもたらしたが、この長い乾季により熱帯泥炭地では地下水位が急激に低下し、それとともに表層泥炭の水分含量も減少した。森林伐採跡地では乾燥した倒木や草本類が、焼畑からの飛び火などで着火延焼し、それが乾燥した表層泥炭に燃え移り、人力では消火不能な泥炭火災が数ヶ月にわたって燃え続けた。また泥炭火災は特有の濃い煙を発生し、その煙霧が東南アジアを覆い、航空機の墜落や様々な交通障害、人々の健康被害など、各地に計り知れない多様な悪影響をもたらした。

熱帯泥炭地とくに東南アジアに分布する熱帯泥炭地は、その高いカーボン集積能力と豊富なカーボン堆積量から地球温暖化への影響が注目され始めていた時期の火災であった。また、その火災の発生から拡大へといたった原因として、それまでに行われてきた無謀な泥炭地開発や不法伐採が背景として存在することも指摘されている。ここでは1997年におきた熱帯泥炭地火災の実態とその背景、地域および地球環境に及ぼした影響について述べる。

世界には日本総面積の約11倍に相当する約 $4.12 \times 10^6 \text{ km}^2$ の泥炭地がある(図3-1)1)。その33.8%はロシア、30.0%はカナダ、15.2%はアメリカに分布し、世界の泥炭地の実に79%がこの3カ国に分布していることになる。これにフィンランドやスウェーデンを含めると、ゆうに80%を越える泥炭地が北極圏に近い寒冷少雨地帯に分布していることになる(表3-1)1)。一方、ここで取り上げる熱帯泥炭地はインドネシアに6.6%、ブラジルに1.3%、ブラジルに1.3%、パルーに1.2%が分布し、これにパプアニューギニアとマ

* 北海道水文気候研究所

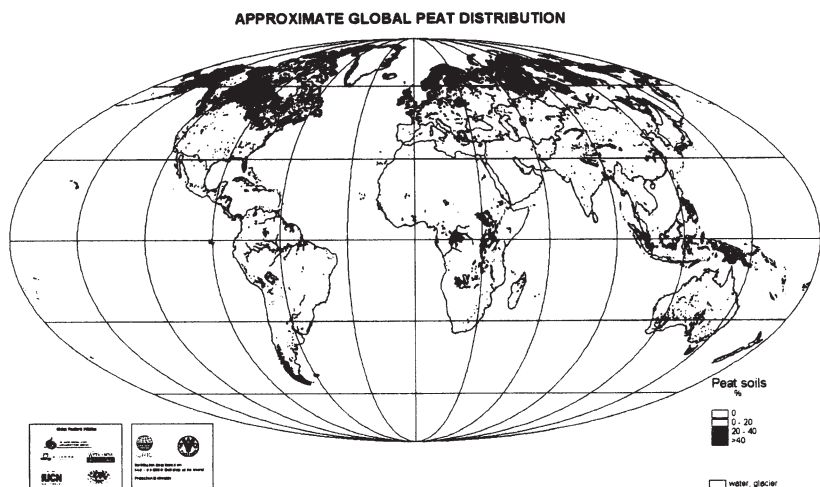


図 3-1 The Global Peat Initiative が作成した世界の泥炭地分布図。高緯度寒冷地の泥炭地面積は圧倒的に多いが、東南アジア、アフリカ、南アメリカの赤道直下にも泥炭地が分布する。

レーシアを加えると 10.4 % に達する。寒冷地域に発達する泥炭はヨシ、スゲの遺体が堆積した低位泥炭とミズゴケなどの貧栄養環境下に生育する植物の遺体が堆積した高位泥炭が主体であるが、熱帯には高木が枯死堆積した木質泥炭が主に分布する。一般に、寒冷地域の泥炭の堆積速度は約 1 mm yr⁻¹ 程度であるが²⁾、熱帯泥炭の場合にはその上に成立する森林の光合成能力が高く、年を通じて活動を続けていることから、泥炭として堆積される有機質の量も多い。パラツキは多いが西カリマンタンやスマトラ島で泥炭層の年代測定から推定された堆積速度は 1~2 mm yr⁻¹ で³⁾、寒冷地域の堆積速度よりかなり大きいことがわかる。ただし、インドネシア中部カリマンタンの内陸泥炭地で測定されたケースでは、表層泥炭の年代が 3000~7000 yrBP と非常に古い年代を示したことから^{3), 4)}、火災などにより表層がかく乱されたか、あるいは気候に変化により堆積より分解の方が早くなったのか議論がわかれている。

3.2 熱帯泥炭火災の規模

熱帯泥炭地はその成立環境によりいくつかのタイプにわけられるが、大きくはマングローブ林に発達する海浜性泥炭地と、海水の影響を受けない

表 3-1 世界の泥炭地分布 (Global Peat Initiative 提供¹⁾)

地域	面積 (千 km ²)	比率 (%)
北アメリカ	1,860	45.16
ロシア	1,390	33.75
東南アジア	327	7.95
北ヨーロッパ	183	4.45
南アメリカ	164	3.97
アフリカ	54	1.30
東ヨーロッパ	50	1.20
西ヨーロッパ	45	1.09
中央アメリカ	25	0.59
東アジア	10	0.25
オセアニア	5	0.12
南極大陸など	3	0.07
南ヨーロッパ	2	0.05
南アジア	1	0.02
中央アジア	0	0.01
中近東	0	0.01
合計	4,119	100.0

内陸淡水性泥炭地の二つに大別できる。面積は内陸性淡水泥炭地の方が圧倒的に多く、泥炭火災もこの内陸性淡水泥炭地で起きている。したがってここで扱う熱帯泥炭火災は主として内陸性淡水泥炭地での火災である。東南アジアにおける森林火災の経年変化の一例として、1984年から2001年までのインドネシア全域の森林火災面積を

3-2 に示す。この中で泥炭地での火災は区分されていないが、1997 年の場合、泥炭火災面積は Page et al. (2002)⁵⁾ によりインドネシアに分布する熱帯泥炭地面積約 $201 \times 10^3 \text{ km}^2$ の 7.2~33.9% と推定している。いまその推定の間中値として 12.1% ($24.4 \times 10^3 \text{ km}^2$) を用い、焼失した森林面積 $2.64 \times 10^3 \text{ km}^2$ ^{6), 7)} と比較すると、焼失した森林は泥炭が燃えた土地面積の 10.8% に過ぎないことが分かる。すなわち、1997 年にインドネシアを中心として発生した大規模森林火災は森林火災と言うよりも大規模泥炭火災と言うべき災害であった。この泥炭を中心とする火災でインドネシア全体から大気に放出された炭素は 0.81~2.57 Gt と推定され、世界で一年間に化石燃料の使用で放出される炭素量の 13~40% に相当した⁵⁾。日本全体から大気中に排出される炭素量は 2000 年の例では 0.34 Gt であり、1997 年のインドネシア泥炭火災により、日本の年間総排出量の 2.4~7.6 倍の炭素が大気中に放出されたことになる。マウナロア（ハワイ）の 1997 年 9 月から 1998 年 9 月にかけてのガス濃度の増加は 3.71 ppm yr^{-1} で、1990 年代の平均的な年間炭酸ガス増加量 1.6 ppm yr^{-1} の 2.3 倍と言う驚異的な値を示した（図 3-3）。この年の炭酸ガスの異常な上昇の原因をすべて熱帯泥炭／森林火災に帰することはできないが、大きな一因であることは間違いない。

3.3 熱帯泥炭／森林火災の実態

著者は 1993 年 9 月以来、インドネシア中部カリマンタンの州都パラカラヤの熱帯泥炭湿地林で、英国ノッチングム大学、地元パラカラヤ大学と共同で森林生態・水文気象環境の調査研究を行ってきた。1997 年からは日本学術振興会拠点大学交流事業の共同研究として引き継がれ現在にいたっている。中部カリマンタンの南半分の泥炭地を南北に貫流するセバングウ川の右岸に広がる熱帯泥炭湿地林における地下水位・降雨量の観測結果によれば⁸⁾、1997 年は 6 月に入ってから雨がほとんど降らず、湿地林内の地下水位は低下を続けた。7 月始めに 40 mm ほどの雨があったが、地下水はほとんど回復することなく低下をつづけ

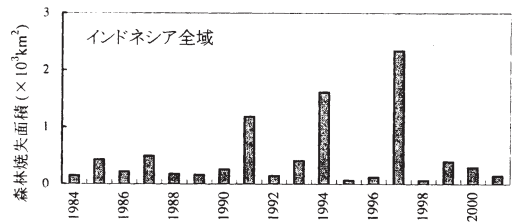


図 3-2 インドネシア環境省が集計した 1984 年から 2001 年までのインドネシア全域での森林焼失面積 ($\times 10^3 \text{ km}^2$)

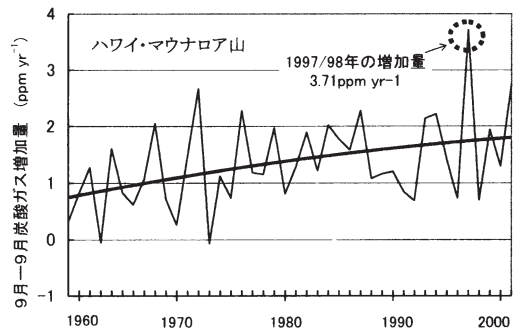


図 3-3 ハワイのマウナロア山での大気中炭酸ガス濃度の年間（9月—9月）濃度増加量 (ppm yr^{-1})。1997 年 9 月の増加は過去 40 年間で最大であった。

た。8 月に入ると、農地開発地域で行なった火入れが周辺の雑草や森林に飛び火して延焼し、表層泥炭にも燃え移った。森林内の地下水位が地表下 1 m 近くに達した 9 月下旬には、火災で焼失する泥炭層の厚さも 1 m に達した（写真 3-1）。その火災から発生する煙霧が空を厚く覆い始めると、視程は悪化し、地上に到達する日射も急激に減少し、9 月下旬には、通常の 40% の量にまで減少した。この煙霧のため 1997 年 9 月 26 日午後 1 時 34 分インドネシア・ジャカルタ発同国メダン（スマトラ島北西部）行きガルーダ・インドネシア航空 152 便エアバスが、メダン・ポロニア空港に着陸進入中メダン近郊に墜落するという惨事がおきた。

泥炭層燃焼のメカニズムについては寒冷地域の泥炭については研究例はあるが、熱帯泥炭における調査研究例は非常に少ない。Usup et al. (2004)⁹⁾ によると、地下水位が地表 50 cm 以下に下がると、表層泥炭は乾燥し重量含水比 80%

以下となる。ここまで乾燥すると飛び火してきた火種が容易に泥炭表層に着火するようになる。泥炭層が着火すると、泥炭は炎をあげて「燃焼」するのではなく、低酸素供給でも燃焼が継続する「燻焼」で燃え広がる。泥炭層は地下水が比較的高い場合には表層 20 cm ほどが燃え広がるが、地下水位が深く、20 cm 以下の泥炭層が乾燥している場合や樹木の根の部分などのように根の下の泥炭組織が疎で空気が入りやすい場合には、表層は燃えずに深さ 20~50 cm の下層が燻焼で燃え広がる（写真 3-2）。この様な泥炭火災が広がると、樹木は幹が焼けずに根が焼けて立ち枯れとなったり、倒れて地上に横たわる（写真 3-3）。この燃え



写真 3-1 1997 年の中部カリマンタンにおける泥炭／森林火災跡地の状況。地下水位の深さ 1 m まで泥炭層が燃え、燃えづらい巨木の根が燃え残った。(S. H. Limin 氏提供)。



写真 3-2 2004 年 9 月、中部カリマンタン、クアラカブラス付近の泥炭火災現場で見られた、泥炭深層への燻焼火災の進入跡。深さ 20~50 cm の部分がえぐれるように燃えている。

残りの枯死木が乾燥して燃えやすくなり、次のエルニーニョによる乾燥時に泥炭／森林火災の格好の燃料となり、被害を拡大する原因となる。

3.4 熱帯泥炭／森林火災の原因

熱帯泥炭は寒冷地域の泥炭と同様に常に地下水が高いか、あるいは地表水が安定的に供給されて地表が常に、あるいは長期にわたって湛水状態にあり植物遺体の堆積がその分解速度を上回るところで発達する。ただし、熱帯では平均気温が年間を通じて 20~25℃であるため、地下水位が低下して、酸素の供給が盛んになると、泥炭の分解速度も早まり、泥炭の堆積は進まない。伐採があまり入っていない自然状態に近い熱帯泥炭林では、地下水位が一時的に深さ 1 m 近くまで低下しても、20~30 m の高木層が厚く覆い、林床に到達する太陽光を樹冠上部の 10~20%にまで減衰させているため、林床の植物や植物遺体を極端に乾燥させることはない。しかし、排水路を設けて人為的に地下水位を低下させた森林では林床まで地下水位が達することがなく、表層泥炭も次第に乾燥し、植物遺体の乾燥も進んでくる。この様な、森林に火が入ると、乾燥した表層泥炭が燻焼で燃



写真 3-3 2004 年 9 月、中部カリマンタン、カランパングン付近の森林火災跡地。この地域はメガライズプロジェクトで建設された排水路に隣接しているが、1997 年の大火災では類焼をまぬがれた森林が残っていた。しかし、2002 年の乾季に 1997 年の火災跡地から出火した火により、泥炭層が燃え、地表には枯死した樹木の山ができていた。この枯死した樹木の山が次の火災を引き起こす元凶となる。

え広がり、貴重な森林資源を失うことになる。1990年代はじめころから徐々にすすめられた中部カリマンタンの熱帯泥炭地の農地開発事業、いわゆるメガライス (Mega Rice) プロジェクトは、1997年の泥炭火災発生の最大の原因となった。乾燥すれば絶好の燃料となる木質泥炭地を覆っていた厚い熱帯林を伐採して、裸地化し、その上に巨大な排水路を縦横に建設した結果は、同地域の1997年の泥炭／森林火災を誘発し、先述のSusanら(2002)が衛星データから示したように、排水路が建設された地域1Mhaの55.5%が被災した。

図3-2に示したインドネシア全域での森林火災の経年変化を主要な被災地であるカリマンタン地区・ジャワ地区・スマトラ地区で比較してみると図3-4のように、1994年の森林火災ではジャワ地区が被害の主体であったが、泥炭地の排水路が完成して乾燥化が進んだ1997年には、カリマンタン森林焼失面積はジャワやスマトラ地区を上回った。ここで注意しなければならないのは、中部カリマンタンで農地開発のために伐採された泥炭林はこの森林火災の面積の中に入れていないことである。さらに自然林の被害を大きくしたのは、森林伐採跡地や農地造成時の火入れが、周辺の森林、それも排水路の影響で乾燥化しつつある森林に飛び火したためである。

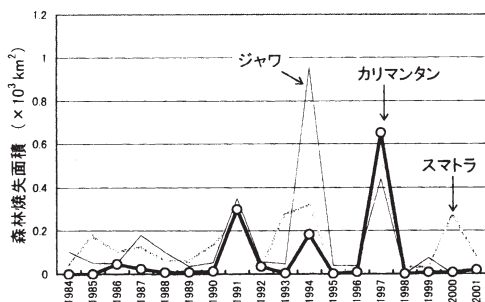


図3-4 1994年の森林火災ではジャワ島での被災面積が群をぬいて広がった。しかし、ジャワ島の泥炭地面積はわずかなので、火災は森林火災そのものであった。一方、1997年の火災ではカリマンタンでの被災面積が最大となった。しかし、この面積には1995年前後に伐採され、その跡地の泥炭が被災した森林の面積は含まれていない。

3.5 熱帯泥炭／森林火災の防止と森林の再生

熱帯泥炭地を火災からまもることが、地球温暖化防止の重要な鍵であることは、1997年の火災により大気に放出された炭素量が日本の年間排出量の2倍以上であることから明らかである。泥炭火災を抑制する技術、あるいは組織づくりが、植林以上に地球温暖化防止に役立つことも明らかとなった。現在、地球温暖化防止京都議定書の発効が取りざたされ、日本が目標に達することが難しいらしいことも言われ始めた。いわゆるカーボンクレジットに泥炭／森林火災抑制の成果も組み込んだ新しいレジームづくりを始めても良い時期と言える。また、排水が進み、乾燥した泥炭表層の上には、からからに乾燥した倒木が山積みになっている、カリマンタンのメガライスプロジェクト跡地は、燃料の山とも言える状態である。この状況を放置するなら、深さ10m近くある熱帯泥炭が大気中に炭素を放出し続け、地球温暖化に拍車をかける結果になりかねない。現在、1990年代に建設された巨大排水路網を堰止めし、地下水位を回復し、豊かな熱帯泥炭湿地林を再生させる試みが、日本やヨーロッパの研究者や地元の研究者によって徐々に進められつつあることは心強い。しかし、本格的な修復にはかなりの投資が必要であり、国家あるいは国際規模での修復が焦眉であることは間違いない。

謝辞

本報告は日本学術振興会拠点大学交流事業「東南アジア湿地生態系の利用と環境保全」が実施した共同研究の一部である。共同研究に参加している日本および研究対象地域のパランカラヤ大学の研究者各位のご協力に感謝の意を表する。

参考文献

- 1) The Global Peatland Initiative website: <http://www.wetlands.org/projects/GPI/>
- 2) 五十嵐八枝子: 時間目盛りとしての泥炭の堆積速度. ジオサイエンス技術研究報告, 3, 60-66, 1991.
- 3) Neuzil, S. G.: Onset and rate of peat and carbon accumulation in four domed ombrogenous peat deposits, Indonesia. Biodiversity and

- sustainability of tropical peatland, 55-72, 1995.
- 4) Yulianto, E., K. Hirakawa, H. Tsuji: Charcoal and organic geochemical properties as an evidence of Holocene fires in tropical peatland, Central Kalimantan, Indonesia. TROPICS, 14(1), (in press).
 - 5) Page, S. E., F. Siegert, J. O. Rieley, H. D. V. Boehm, Adi Jaya, S. H. Limin: The amount of carbon released from peat and forest fires in Indonesia during 1997. Nature, 420, 61-65, 2002.
 - 6) MacKinnon, K., Gusti Hatta, Hakimah Halim, Arthur Mangalik: The ecology of Kalimantan, The ecology of Indonesia series Vol. 3, 802, 1996.
 - 7) Indonesian Ministry of Environmental and UNDP: Forest and land fire in Indonesia: impact, factor and evaluation. 211 pp., 1998.
 - 8) 高橋英紀: カリマンタン内陸泥炭湿地の水文気象環境—特に森林火災の影響に着目して—, TROPICS, 9(1), 17-25, 1999.
 - 9) Usup, A., Y. Hashimoto, H. Takahashi, H. Hayasaka: Combustion and thermal characteristics of peat fire in tropical peatland in Central Kalimantan, Indonesia. TROPICS, 14(1), 2004 (in press).

4. 森林火災発生と炭素収支

高橋 邦秀*

4.1 はじめに

地球の陸地面積の30%を覆っている森林は温暖化ガス二酸化炭素の地上における最大の吸収源であり炭素貯蔵庫である。しかし、この貯蔵庫が強力な炭素放出爆弾になる。それが森林火災である。世界の森林火災統計はまだ十分に整備されていないが、FAOの統計では46カ国（アフリカ、東南アジア諸国は含まれていない）の年平均は210万ヘクタール、最大値は560万ヘクタールである。このうち、約9割はアルゼンチン、カナダ、ロシア、スペインの四カ国で占められている（FAO, 2001）。また、インドは年平均145万ヘクタール（FAO, 2001）、1998年のインドネシアで

965万ヘクタールが燃えている（IFFN, 2002）。永久凍土地帯に分布するシベリアタイガはカラマツ林が海原のように続く大森林帯であるが、この大森林地帯では森林火災が年中行事となっている。とくに2002年、2003年の森林火災はそれぞれ1,170万ヘクタール、1,933万ヘクタールでこの半世紀では最大規模となっている（IFFN, 2003; FAO, 2004）。森林火災による被災面積は地上調査、航空機による調査、衛星画像による調査により推定されているが、それぞれの推定面積にかなりの違いがあり、地球規模の炭素収支の検討を行うには更に精度を上げる必要がある。

4.2 森林は炭素の貯蔵庫

森林は巨大な炭素貯蔵庫であり、その蓄積炭素量は樹木や林床植生の光合成量や成長量から求めることが出来る。植物が吸収・固定している炭素量は光合成により固定している。植物の光合成は赤外線を利用した二酸化炭素分析装置により野外でも容易に測れるようになった。しかし、樹木1本全体の光合成量や森林としての光合成量を計算するには葉量の他、樹木の生理に影響を及ぼす光・気温・大気湿度などをパラメータとして組み込んだ推定式が必要で、まだ実用化には至っていない。一般的には樹木の成長量（バイオマス増加量）にあたる純生産量（NPP）から森林に蓄積される炭素量を推定している。

1年間のNPPは森林の蓄積増加量（成長量）にはほぼ等しいと考えられるので、森林統計から求められる成長量（体積）に容積密度数と炭素率および拡大係数（枝や根系部分の増加量の補正）を乗じて求められる。FAOやIPCCでは、容積密度数0.45、炭素率0.5、幹以外の根や枝葉を見積もるための拡大係数1.7（針葉樹）や1.8（広葉樹）が用いられている（小林, 2003）。このようにして求められた地球上の森林に毎年蓄積される炭素量は0.7~3.5炭素トン/haと推定されている（山形ほか, 2001）。また、森林バイオマスに蓄積されている炭素貯蔵量は466ギガトン、地表1mの森林土壌に蓄積されている炭素量は2011ギガトンと推定されている。熱帯林ではバイオマスに、北

* 北海道大学大学院農学研究科

方林では土壤に多量の炭素が貯蔵されている（図4-1, IPCC, 2000）。

最近では森林の樹冠を突き抜けるタワーに各種の測器を付けて大気中の二酸化炭素フラックスを直接測定し、森林による二酸化炭素収支を求める方法に渦相関法がある。世界的に多くの研究グループにより試みられているが、この方法は地形的な測定条件の制約とコストがかかることから一般的に利用できる方法となっていないが、世界的なネットワークが形成されつつあるので、近々、信頼性の高いデータが出される可能性がある。

4.3 森林の炭素収支

森林における炭素収支は渦相関法あるいはNPPから土壤の有機物分解に伴う炭素放出量（有機物分解量 OMD）を差し引いたもの（生態系純生産量 NEP）により求められる。後者の方法で推定したヤクーツク近郊の150年生前後のカラマツ成熟林（図4-2）での測定例では1.24~1.40炭

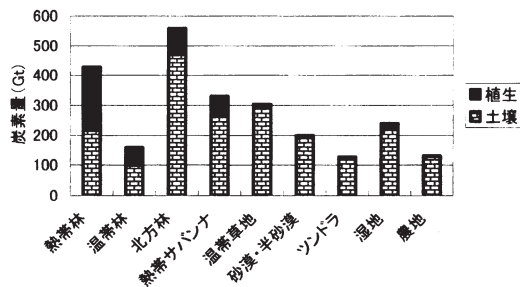


図4-1 陸地における炭素量



図4-2 永久凍土地帯のカラマツ成熟林

素トン/haの吸収、25年生の若齢林（図4-3）では2.39炭素トン/haの吸収となっている。一方、森林火災で5年前にカラマツが焼失した林地（図4-4）では0.89炭素トン/haの放出あるいは0.07炭素トン/haの吸収となっており（T. Sawamoto et al., 2003）、森林火災による影響が大きいことを示している。

IPCCは1850年から1998年の149年間に化石燃料から炭素量で270ギガトン、土地利用変化に伴う森林の消失で136ギガトンが放出されたと推定している（IPCC, 2000）。この放出量を現在の地球上の森林が吸収するためには100年前後かかる。

4.4 火災による炭素放出

1998年のロシアでの森林火災は1100万ヘクタールに被害を与え、バイオマス約3億5千万トンを燃やし、1億8千万トンの炭素を放出したと推定



図4-3 カラマツ若齢林



図4-4 火災跡地

されている。平均焼失バイオマス 30トン/ha, 15炭素トン/ha となる。このような火災による直接的放出の他に火災後の地表や土壌中の有機物分解により 2 倍の炭素が放出される (IFFN, 2003)。

2002 年は 1,170 万 ha, 2003 年は 1,933 万 ha もの森林地帯が燃えている。これは後作用も含めると炭素放出量はそれぞれおおよそ 3 億 5,000 万トン, 5 億 8,000 万トンとなる。平均炭素吸収量を 1 トン/ha とすると, 同一面積の森林が 1998 年の放出量を吸収するには 30 年間必要となる。また, この 3 年間で放出された炭素量はロシアの森林 (8 億 6,000 万 ha) で吸収させるには 1.2 年かかる。日本の森林 (人工林 1.77 炭素トン/ha, 天然生林 0.9 炭素トン/ha) で吸収するには 35 年以上が必要となる。

以上, 出来るだけ統計や実測の数値を用いて話を進めたが, 世界の森林統計は推定誤差が大きいので絶対値として用いる場合は十分な吟味が必要である。

参 考 文 献

- 1) FAO: Global Forest Fire Assessment 1990-2000, Forest Resources Assessment Working Paper 55, 454 pp., 2001.
- 2) IFFN: Fire Situation in Indonesia, International Forest Fire News (IFFN) No. 26, 2002.
- 3) IFFN: Russian Federation Fire 2002 Special, Part I, International Forest Fire News (IFFN) No. 28, 2003.
- 4) FAO: Global Forest Fire Alerts, www.fao.org/forestry/site/fire-alerts/en, 2004
- 5) 小林紀之: 地球温暖化と森林ビジネス—「地球益」をめざして, 日本林業調査会, 231p., 2003.
- 6) 山形与志樹ほか: 陸域生態系の吸収源機能評価に関する研究, 国立環境研究所年報平成 13 年度 50-51, 2001.
- 7) Sawamoto, T. et al.: Change in Net Production Associated with Forest Fire in Taiga Ecosystem, Near Yakutsuku Russia, Soil Sci. Plant Nutr. 49(4), 493-501, 2003.
- 8) IPCC: Land Use, Land-Use Change, and Forestry. 2000, Summary for Policy Makers, 20 pp.

5. 森林火災が引き起こす温室効果ガス放出の上昇

—メタン (CH₄), 亜酸化窒素 (N₂O) に着目して—

森下 智陽*

5.1 はじめに

—森林火災による温室効果ガスの発生—

地球温暖化を助長する温室効果ガスとして, 二酸化炭素 (CO₂) が広く知られており, 森林火災によっても CO₂ は発生する。また, 森林火災を含めたバイオマス燃焼によって, CO₂ 以外の温室効果ガス, あるいは間接的に温室効果を引き起こすガスが発生することが報告されている (IPCC, 2001)。このうち, メタン (CH₄) と亜酸化窒素 (N₂O) はそれぞれ, 温室効果寄与率が 16, 7% と高い (IPCC, 2001)。さらに, CH₄ と N₂O は, それぞれ, CO₂ よりも約 20, 300 倍もの温室効果を持つガスである (IPCC, 2001)。したがって, これらガスの発生は温暖化を助長するかも知れない。そこで, CH₄ と N₂O に着目して, 森林火災がこれらの温室効果ガス動態におよぼす影響について述べる。

5.2 メタン (CH₄) の発生と吸収

(1) 全球的な CH₄ 動態

表 5-1 に全球における CH₄ の発生源と吸収源を示す。全球的な CH₄ 発生量は 500 - 600 Tg CH₄ yr⁻¹ と見積もられている。自然発生源としての湿地 (92-237 Tg CH₄ yr⁻¹), 人為発生源としての水田 (25-100 Tg CH₄ yr⁻¹) などが CH₄ の主要な発生源であり, 嫌気的条件下で CH₄ 生成菌によって生成される。また CH₄ は非生物のプロセスからも発生し, 森林火災などのバイオマス燃焼によって 23-55 Tg CH₄ yr⁻¹ の CH₄ が発生すると見積もられている。一方, 対流圏における OH ラジカルによる CH₄ 酸化が主要 (450-510 Tg CH₄ yr⁻¹) な CH₄ の吸収源である。また, 森林土壌をはじめとする酸化的な土壌には CH₄ 酸

* 独立行政法人 森林総合研究所 立地環境研究領域 養分環境研究室

化菌が棲息し、CH₄の吸収源(10-44 Tg CH₄ yr⁻¹)となっている。

(2) 森林におけるCH₄動態

好気的な土壌に立地する森林生態系は、CH₄の吸収源である(IPCC, 2001)。一方で、泥炭林や地下水位が地表面まで上昇する森林生態系はCH₄の放出源になっている(Inubushi et al., 2003)。土壌から大気へCH₄が放出するか、逆に吸収されるかは、表層土壌のCH₄酸化量と生成量のバランスで決まる(Bender and Conrad, 1994)。両過程とも微生物がつかさどるため、温度、水分、土壌中の養分動態などがCH₄動態の制御要因となっている。一般に好気的な森林土壌はCH₄酸化活性が卓越しており(Bradford et al, 2001)、温度の上昇(Roslev et al., 1997)はCH₄吸収を上昇させ、水分率の上昇(Castro et al., 1994)、NH₄⁺インプットの増加(Morishita et al., 2004)は、CH₄吸収を低下させると報告されている。

5.3 亜酸化窒素(N₂O)の発生と吸収

(1) 全球的なN₂O動態

表5-2に全球におけるN₂Oの発生源と吸収源を示す。全球的なN₂O生成量は、6.7 - 36.6 Tg N yr⁻¹と見積もられている。自然発生源である熱帯の湿潤な森林土壌(2.2 - 3.7 Tg N yr⁻¹)、人為発生源である農耕地(0.6 - 14.8 Tg N yr⁻¹)が主要な発生源である。これらはいずれも微生物が関与する過程でN₂Oが発生する。また、非生物的过程からもN₂Oは発生し、バイオマス燃焼からのN₂O発生量は0.2-1.0 Tg N yr⁻¹と見積もられている。一方、主要な吸収源は、大気圏における分解であり、9 - 16 Tg N yr⁻¹と見積もられている。

(2) 森林におけるN₂O動態

森林土壌は一般にN₂Oの放出源である。N₂Oは、脱窒菌による脱窒過程および硝化菌による硝化過程の両プロセスから発生する(Sahrawat and Keeney, 1986)。このように微生物がN₂O生成をつかさどるため、温度、水分、土壌養分状態が制御要因となっている。硝化由来のN₂O生成は、土壌温度、pH、土壌炭素含量の上昇、水分率の低下によって促進される(Sahrawat and Keeney, 19

表5-1 IPCC(2001)による大気中メタン(CH₄)の発生源と吸収源の推定

		範囲
		Tg CH ₄ yr ⁻¹
発生源	自然	
	湿地	92 - 225
	シロアリ	20 - 20
	海洋	10 - 15
	メタン水和物	5 - 10
	人為	
	石炭・石油・天然ガス	75 - 110
	廃棄物埋立地	35 - 73
	反すう動物	80 - 115
	廃棄物処理	14 - 25
	水田	25 - 100
	バイオマス燃焼	23 - 55
	その他	15 - 20
合計	500 - 600	
吸収源	土壌	10 - 44
	対流圏	450 - 510
	成層圏	40 - 46
	合計	460 - 580
大気での増加		22 - 37

表5-2 IPCC(2001)による大気中亜酸化窒素(N₂O)の発生源と吸収源の推定

		範囲
		Tg N yr ⁻¹
発生源	自然	
	海洋	1 - 5.7
	NH ₃ 酸化	0.3 - 1.2
	熱帯湿潤林土壌	2.2 - 3.7
	熱帯乾燥サバンナ土壌	0.5 - 2.0
	温帯森林土壌	0.1 - 2.0
	温帯草地土壌	0.5 - 2.0
	人為	
	農耕地	4.6 - 16.8
	バイオマス燃焼	0.2 - 1.0
	工業発生源	0.2 - 1.8
	牛および飼養場	0.2 - 3.1
	合計	6.7 - 36.6
吸収源	成層圏	9 - 16
	大気での増加	3.1 - 4.7

86)。また脱窒由来のN₂O生成は、pHや土壌炭素含量の上昇によって低下し、高い水分率や基質となる硝酸含量の増加によって促進される(Sahrawat and Keeney, 1986)。

近年、森林土壌でN₂O吸収がみられることが報告された(Castro et al., 1993)が、そのメカニ

ズムはまだ明らかになっていない。

5.4 森林火災時におけるメタン (CH₄) および 亜酸化窒素 (N₂O) の発生

森林火災時に CH₄ や N₂O が放出し、その地域における大気 CH₄ および N₂O 濃度が上昇することは様々な地域で報告されている。例えば、寒帯については Ontario の針葉樹林の森林火災時、上空 20~150 m において、CH₄ 濃度は 0.37~4.57 ppmv の上昇 (20~250% の上昇)、N₂O 濃度は 0.009~0.076 ppmv の上昇 (3~24% の上昇) が観測された (Coffer et al., 1989)。寒帯のみならず南アフリカのサバンナの火災においても、CH₄ 濃度は最大で約 2 ppmv の上昇、N₂O 濃度は最大で約 0.05 ppmv の濃度上昇が見られた (Coffer et al., 1996)。このような観測によって、寒帯の森林火災による CH₄ 放出量は、2.9~4.7 Tg CH₄ yr⁻¹ (Kasische and Bruhwiler, 2003), 6.7 Tg CH₄ yr⁻¹ (Goode et al., 2000) などと見積もられている。

しかし、森林火災には林冠まで燃焼するパターン、地表面のみが燃焼するパターンなどがあり、燃焼パターンと発生する温室効果ガスの関係はまだ明らかになってはいない。この関係を明らかにするために、今後、火災による温室効果ガス発生量について、土壌および植生からのそれぞれの寄与をわけなどの研究が重要であると考えられる。

5.5 森林火災跡地におけるメタン (CH₄) および 亜酸化窒素 (N₂O) の動態

森林火災時に CH₄ や N₂O が大量に放出するが、森林火災跡地のこれら温室効果ガス動態は、火災前と比較して変化することが、いくつか報告された。Kim and Tanaka (2003) は、アラスカの針葉樹林地帯で火災から 1 年後には、CH₄ は吸収から放出に転じた地点があり、N₂O 放出量は 10~50% 低下したと報告した。CH₄ 放出は、永久凍土の融解により中に含まれていた CH₄ が放出したためであり、N₂O 放出量の低下は、微生物活性の低下が原因であると考察した。また、Weitz et al. (1998) は、Costa Rica の熱帯鉍質

森林土壌において、森林火災後、CH₄ 吸収量が低下し、N₂O 放出量が増加していることを報告した。彼らは、森林火災によって窒素の無機化が促進され、NH₄⁺が増大し、その NH₄⁺が CH₄ 酸化を阻害し、さらに硝化の過程で発生する N₂O が増えたと考察した。また、極東シベリアでは、極度の森林火災によって、永久凍土が融解し、沼地をもなった草地が出現することがある。Morishita et al. (2003) は、森林は CH₄ 吸収だったが、沼地は CH₄ 放出源だったことから、永久凍土地帯における森林火災は、CH₄ 吸収源を放出源に転じさせる可能性があることを報告した。このように、直接の森林火災のみならず、森林火災後の生態系の変化が温室効果ガス動態に影響をおよぼすことが明らかになりつつある。

一方で、土壌微生物相は火災後速やかに回復することも報告された。Wuthrich et al. (2002) は、南スイスの広葉樹林で、森林火災直後には微生物バイオマス量は小さくなっているが、森林火災から 20 時間後には微生物バイオマス量が上昇していることを報告した。彼らは、深層にいた微生物が、表層へ移動したためであると考察した。また、Mabuhay et al. (2003) は、広島県の針葉樹林土壌で、火災から 2 年後には火災前と同程度まで、火災時に低下した微生物バイオマス量が回復していることを報告した。

以上から、火災後の温室効果ガス動態は、生態系の変化や微生物相の回復状態が影響するため、気候や立地環境などの地域特性を踏まえて、森林火災の影響を明らかにすることが重要であると考えられる。

参 考 文 献

- Bender, M., R. Conrad: Methane oxidation activity in various soils and freshwater sediments: Occurrence, characteristics, vertical profiles, and distribution on grain size fractions, *Journal of Geophysical Research*, 99 (D8), 16531-16540, 1994.
- Bradford, M. A., P. A. P. Ineson, H. M. Wookey, Lappin-Scott: Role of methane oxidation, production and transport in forest soil

- methane flux, *Soil Biology and Biochemistry*, 33, 1625-1631, 2001.
- Castro, M. S., P. A. Steudler, J. M. Melillo, J. D. Aber, S. Millham: Exchange of N_2O and CH_4 between the atmosphere and soils in spruce-fir forests in the northeastern United States, *Biogeochemistry*, 18, 119-135, 1993.
- Castro, M. S., J. M. Melillo, P. A. Steudler, J. W. Chapman: Soil moisture as a predictor of methane uptake by temperate forest soils, *Canadian Journal of Forest Research*, 24, 1805-1810, 1994.
- Cofer 3, W. R., J. S. Levine, E. L. Winstead, P. J. Riggan, B. J. Stocks, J. A. Brass, V. G. Ambrosia, P. J. Boston: Trace gas emissions from Chaparral and boreal forests fires, *Journal of Geophysical Research*, 94 (D8), 2255-2259, 1989.
- Cofer 3, W. R., J. S. Levine, E. L. Winstead, D. R. Cahoon, D. I. Sebacher, J. P. Pinto, B. J. Stocks: Source compositions of trace gases released during African savanna fires, *Journal of Geophysical Research*, 101 (D19), 23597-23602, 1996.
- Goode, J. G., R. J. Yokelson, D. E. Ward, R. A. Susott, R. E. Babbitt, M. A. Davies, W. M. Hao: Measurements of excess O_3 , CO_2 , CO , CH_4 , C_2H_4 , C_2H_2 , HCN , NO , NH_3 , $HCOOH$, CH_3COOH , $HCHO$, and CH_3OH in-1997 Alaskan biomass burning plumes by airborne fourier transform infrared spectroscopy (AFTIR), *Journal of Geophysical Research*, 105 (D17), 22147-221466, 2000.
- Inubushi, K., Y. Furukawa, A. Hadi, E. Purnomo, H. Tsuruta: Seasonal changes of CO_2 , CH_4 and N_2O fluxes in relation to land-use change in tropical peatlands located in coastal area of South Kalimantan, *Chemosphere*, 52, 603-608, 2003
- IPCC: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group-1 to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J. T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, C. A. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2001.
- Kasischke, E. S., L. P. Bruhwiler: Emission of carbon dioxide, carbon monoxide, and methane from boreal forest fires in-1998, *Journal of Geophysical Research*, 108 (D1), 2-1 - 2-14, 2003.
- Kim, Y., N. Tanaka: Effect of forest fire on the fluxes of CO_2 , CH_4 and N_2O in boreal forest soils, interior Alaska, *Journal of Geophysical Research*, 108 (D1), 10-1 - 10-12, 2003.
- Mabuhay, J. A., N. Nakaboshi, T. Horikoshi: Microbial biomass and abundance after forest fire in pine forests in Japan, *Ecological Research*, 18, 431-441, 2003.
- Morishita T, R. Hatano, R.V. Desyatkin: CH_4 flux in an Alas ecosystem formed by forest disturbance near Yakustk, eastern Siberia, Russia. *Soil Science and Plant Nutrition*, 49 (3), 369-377, 2003.
- Morishita T, R. Hatano, O. Nagata, K. Sakai, T. Koide, O. Nakahara: Effect of nitrogen deposition on CH_4 uptake in forest soils in Hokkaido, Japan. *Soil Science and Plant Nutrition*, 50 (6), 2004 (in press).
- Roslev, P., N. Iversen, K. Henriksen: Oxidation and Assimilation of Atmospheric Methane by Soil Methane Oxidizers, *Applied and Environmental Microbiology*, 63 (3), 874-880, 1997.
- Sahrawat, K. L., D. R. Keeney: Nitrous oxide emission from soils, In *Advances in Soil Science* [Stewart, B. A. (eds.)]. Springer-Verlag, New York, vol. 4, pp.103-148, 1986.
- Weitz, A. M., E. Veldkamp, M. Keller, J. Neff, P. M. Crill: Nitrous oxide, nitric oxide, and methane fluxes from soils following clearing and burning of tropical secondary forest, *Journal of Geophysical Research*, 103 (D21), 28047-28058, 1998.
- Wuthrich, C., D. Schaub, M. Weber, P. Marxer, and M. Conedera: Soil respiration and soil microbial biomass after fire in a sweet

chestnut forest in southern Switzerland, Catena, 48, 201-215, 2002.

6. 森林火災とエアロゾル

中島 映至*・鶴田 治雄*

6.1 森林火災起源のエアロゾル

森林火災や一般の植生燃焼からは、一次エアロゾルとともにガス状成分から生成される二次エアロゾルが発生する。また、気候変動研究の観点から言えば、その発生原因から自然起源と人為起源に分類することが重要である。図 6-1 はマレーシアにおける粒子状物質の重量濃度の時系列である (Tsuruta et al., 2003)。顕著な特徴はエルニーニョの年に発生する重量濃度の大きな増加である。すなわち、植生火災に伴うエアロゾルの発生はその気象条件に強く依存し、主に乾期に自然起源と人為起源のエアロゾルの発生が増加する。全球における植生燃焼起源中の人為起源エアロゾルの寄与率は約 45 % であるとされているが、その主な発生要因は、サバンナおよび草原での植生燃焼、

焼き畑によるもの、開発による森林火災によるもの、農作物残渣の燃焼、燃料用木材の燃焼などである。図 6-2 に CCSR-RIAM/SPRINTARS エアロゾル化学輸送モデル (Takemura et al., 2002) でモデル化された植生燃焼起源エアロゾル中の黒色炭素の排出量を示す。図によるとアマゾン、アフリカ、東南アジアにおける排出量が大きく、これらの地域から発生するエアロゾルが当該地域のみならず全球の気候に顕著な影響を及ぼしている。Ohara et al. (2003) によると東アジア域の 2001 年春季における有機炭素性および黒色炭素性エアロゾルに占める植生燃焼起源物質の割合はそれぞれ 38 % と 20 % であった。

6.2 その特性

これらのエアロゾルはひとくちに有機炭素性エアロゾルと呼ばれるが、その化学構造は複雑で 6 割程度の生成メカニズムは明らかになっていない。これらのエアロゾルが引き起こす気候影響を評価するには、さらにエアロゾルの物理特性と放射特性を知る必要がある。太陽放射との相互作用を評

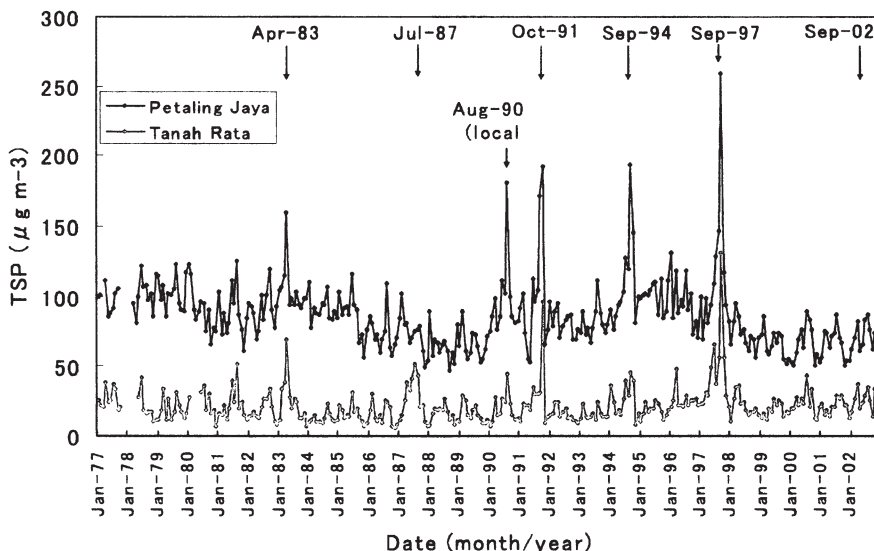


図 6-1 マレーシアにおける粒子状物質の月平均重量濃度の時系列。(Tsuruta et al., 2003)

* 東大気候システム研究センター

価するためには、粒子系の粒径分布と代表的な複素屈折率が重要である。さらにこれらのエアロゾルがある相対湿度の状況でどの程度、水分を吸収するかも雲との相互作用を知る上で重要な情報である。現在のところ、これらの全球的な描像は工業起源の硫酸塩エアロゾルに比べて明らかではなく、エアロゾル化学輸送モデルや数値気候モデルにおいては有機炭素モデルとしてひとくくりに仮定されることが多い。全球の特性を把握するには

現在のところ人工衛星による多波長観測やアメリカ航空宇宙局による AERONET (Aerosol Robotic Network) による太陽放射観測による結果が広く利用されている。図 6-3 にそのような観測によって得られるアマゾン域の植生火災エアロゾルの粒径分布と一次散乱アルベドを示す (Dubovik et al., 2002)。このような事例に見られるように、蓄積モードの代表的な粒径である半径 0.15 ミクロン程度にモードがあることがわか

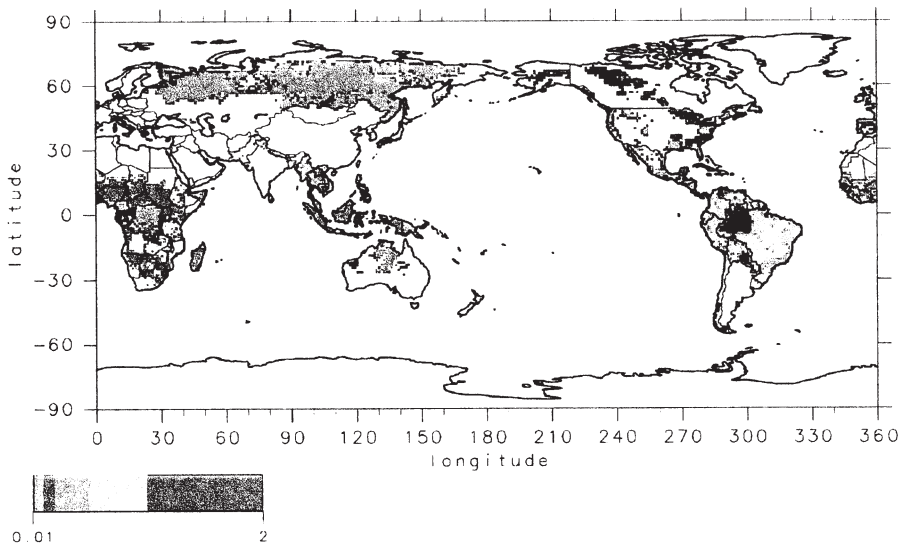


図 6-2 SPRINTARS モデルにおける植生燃焼起源の黒色炭素の排出量 (Gg yr⁻¹ (0.5度×0.5度))。

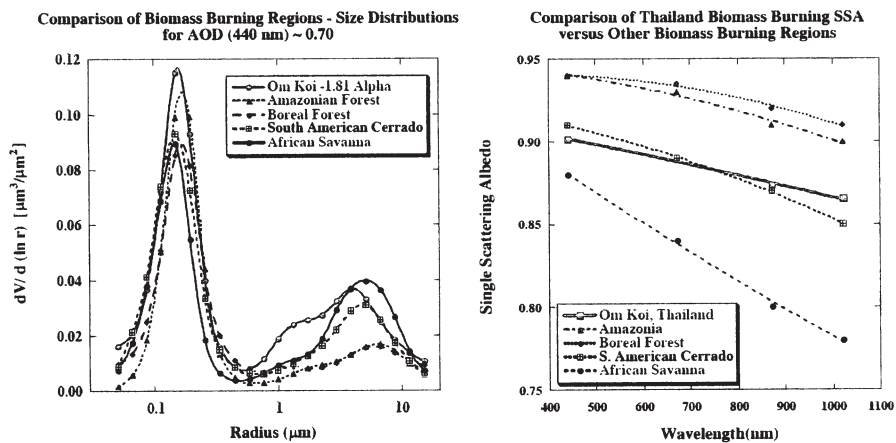


表 6-3 植生燃焼起源のエアロゾルの粒径分布 (左) と一次散乱アルベドの波長依存性 (右)。(Dubovik et al., 2002)

る。一次散乱アルベドは、波長に対して増加する傾向があり波長 0.5 ミクロンで 0.9 程度である。このような顕著な光吸収は温度の高い燃焼によって生じる黒色炭素によって引き起こされる。エアロゾル中の黒色炭素の割合は燃焼温度や、輸送距離によって変化し 10% から数 10% に及ぶ。燃焼温度は植生の種類によって変化するので、必然的に顕著な地域依存性がある。

このような情報は近年急速に発達した人工衛星によるリモートセンシング・アルゴリズムにも活かされている。植生火災起源のエアロゾルは土壌起源エアロゾルと同様に紫外域の太陽放射を顕著に吸収するので、もともとオゾンの光吸収量を測定するための TOMS による植生火災起源エアロゾルの観測が可能である。このような有機炭素エアロゾルと土壌粒子を比較するとすでに述べたように前者がサブミクロンサイズである一方、後者は数ミクロンから 10 ミクロン程度と粒径が顕著

に異なる。このようなエアロゾルの粒径の違いは近赤外波長域の 2 波長を使ったオングストローム指数によって衛星観測が可能であるので、紫外および近赤外波長域の 3 波長から 4 波長を使った 4 種類のエアロゾルを分類するアルゴリズムなどがある (Higurashi and Nakajima, 2002; Hsu et al., 2003)。図 6-4 に 2003 年 5 月に発生したロシア域の森林火災からのエアロゾル・プリュームについてのこれらのアルゴリズムによる解析事例を示す。このように植生火災起源エアロゾルは土壌起源粒子と同じ程度で東アジアと言った大陸スケールの大気の混濁を大きく左右している。大西洋域におけるエアロゾルの緯度依存性も、サハラ砂漠からの土壌起源エアロゾルのみでは説明できず、説明できない大きなエアロゾルの寄与を Tegen and Fung (1995) は人為起源の砂漠化による効果で説明しているが、植生域からの燃焼起源エアロゾルによる寄与であるという説明もある

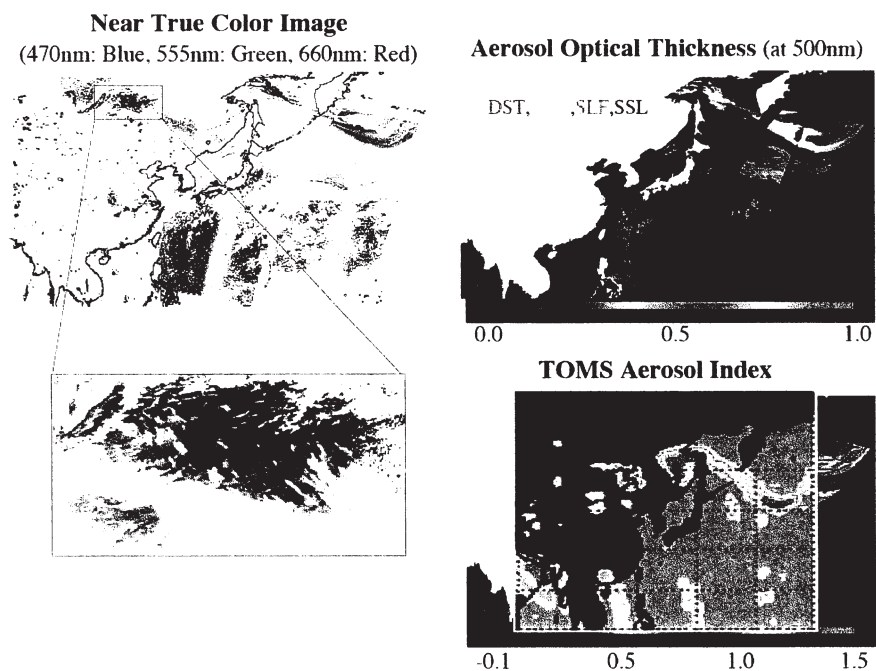


表 6-4 2003 年 5 月 5 日の衛星画像解析。TERRA/MODIS 衛星センサーによる RGB コンポジット合成画像 (左上), その拡大図 (左下), 4 チャンネル法によるエアロゾル種別光学的厚さ (赤: 土壌性, 黄: 炭素性, 緑: 硫酸塩, 青: 海塩起源) (右上), TOMS センサーによるエアロゾルインデックス (右下)。(国立環境研究所 日暮明子氏提供)

(Takemura et al., 2000)。このように植生燃焼起源のエアロゾルの全球分布を詳細に把握することは全エアロゾルの寄与の理解にとっても重要であるが、いまだに未解決の問題も多い。

6.3 気候影響

前節で述べたように植生起源の炭素性エアロゾルの大気混濁度への寄与は大きく、従って、その気候影響も著しい。このような気候系への負荷を定量化するためにはエアロゾルの放射強制力と言う量が使われる。これは、当該の気候変動要因（今の場合はエアロゾル）のみが変化して、他の大気構造が変化しないとした場合に起こる放射エネルギー収支の変化を W/m^2 の単位で示したものである。植生起源のエアロゾルは粒径が小さいので、赤外放射の変化（例えば温室効果）はあまり重要ではない。一方、太陽放射は植生燃焼起源のエアロゾルによって晴天域で散乱と吸収が同時に起こる。このような気候影響を直接効果と呼ぶ。大気上端で見るとこれらの光散乱と吸収は微妙にバランスしておりほぼ放射強制力は $0 W/m^2$ であるが、地表面では全球平均で $-1 W/m^2$ 、地域によっては $-10 W/m^2$ 程度の値を示す。煙の濃いところではもちろん $-100 W/m^2$ の大きさになる。値が負であることは、植生起源エアロゾルによって地表面にふりそそぐ日射量が減少する日傘効果が起こっていることを示しており、地表面を冷却する効果を作り出している。また減少した太陽放射はほぼ大気を加熱するのに使われる。一方、人為起源の二酸化炭素等の温室効果ガスは、主に地表面から宇宙に散逸する熱赤外線を遮断して温室効果を引き起こすが、その大きさは $-2.5 W/m^2$ 程度である。従って、植生燃焼起源を含む人為起源エアロゾルが地表面を冷やし、大気を暖める効果は無視できない。このような放射収支の変化の結果、さらに対流や2次的な大循環が生み出され、広域にわたって雲量や降雨量なども変化する。

植生起源のエアロゾルは雲の中にも取り込まれることによって雲場を変化させることが知られているが、そのメカニズムは複雑で未だに全球的な変化の描像は明らかになっていない。このような変化に

は、雲層に取り込まれたエアロゾルが太陽放射を効率良く吸収して雲を加熱するために雲量が増加する準直接効果と、エアロゾルが雲核になるために雲粒子数密度が増加して雲の寿命や降雨能率を変化させる間接効果がある。IPCC の第3次報告書 (IPCC, 2001) の評価では間接効果の大きさは大気上端の全球平均では0から数 W/m^2 程度とほとんどわかっていなかったが、最近の人工衛星とモデルによる研究 (Nakajima et al., 2001; Takemura et al., 2004) では $-1 W/m^2$ 程度の値が提案されている。これは温室効果を1/3程度相殺する大きさであり、地球を冷却していると考えられている。植生起源エアロゾルの寄与はそのうち20~30%程度であると思われる。特に、亜熱帯陸域での寄与は大きい。そのためにアマゾン域や南アフリカ域での航空機観測を含む局地観測が最近盛んに行われている (J. Geophys. Res., 1998; J. Geophys. Res., 2003)。最近の研究によると、植生火災の煙が太陽放射を強く吸収して雲形成が抑制される準直接効果や、間接効果のために降雨が減少して地表面を冷やす効果が抑制されて、対流雲の背が高くなる現象が見いだされている (Koren, 2004)。

このような植生燃焼起源を含む人為起源エアロゾルの気候影響はまだ明らかになっていないことが多く、IPCCの第4次報告書でもひとつの重要な論点になるとと思われる。また、国連環境計画 (UNEP) が推進する Atmospheric Brown Cloud (ABC) プロジェクト (Ramanathan and Crutzen, 2003) の中でも植生火災によって発生するエアロゾルは重要な観測対象になっている。このような研究の中で、地表面と人工衛星による観測システムやエアロゾルの効果を詳細に取り込んだモデルの開発などが急務となっている。

参考文献

- Dubovik, O., B. N. Holben, T. F. Eck, A. Smirnov, Y. J. Kaufman, M. D. King, D. Tanre, and I. Slutsker (2002): Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations, *J. Atmos. Sci.*, 59, 590-608.
- Higurashi, A., and T. Nakajima (2002): Detection of

aerosol types over the East China Sea near Japan from four-channel satellite data, *Geophys. Res. Lett.*, 29(17), 1836, doi: 10.1029/2002 GL015357.

Hsu, N. C., J. R. Herman, and S. Tsay (2003): Radiative impacts from biomass burning in the presence of clouds during boreal spring in southeast Asia, *Geophys. Res. Lett.*, 30 (5), 1 224, doi: 10.1029/2002 GL016485.

IPCC (2001): *Climate Change 2001 – The Scientific Basis*, J. T. Houghton, Ed., Cambridge Univ. Press.

J. Geophys. Res., 1998: SCAR-B Special Issue, *J. Geophys. Res.*, 103, 31,781.

J. Geophys. Res., 2003: Special Issue, SAFARI 2000-Southern African Regional Science Initiative. *J. Geophys. Res.*, 108 (D13).

Koren, I., Y. J. Kaufman, L. A. Remer, and J. V. Martins (2004): Measurement of the effect of Amazon smoke on inhibition of cloud formation, *Science*, 303, 1342-1345.

Nakajima, T., A. Higurashi, K. Kawamoto, and J. E. Penner (2001): A possible correlation between satellite-derived cloud and aerosol microphysical parameters. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1171-1174.

Ohara, T., N. Tanimoto, and I. Uno (2003): A three dimensional model analysis of carbonaceous aerosol dynamics in East Asia during spring 2001. Nakajima, T., and APEX Science Team, 2003 Eds. *Findings and Current Problems in the Asian Particle Environmental Change Studies: 2003*, Center for Climate System Research, 240 pp, ISBN 4-9901912-0-X.

Ramanathan, V., and P.J. Crutzen (2003): New directions: Atmospheric Brown Clouds, *Atmos. Environ.*, 37, 4033-4035.

Takemura, T., H. Okamoto, Y. Maruyama, A. Numaguti, A. Higurashi, and T. Nakajima (2000): Global three-dimensional simulation of aerosol optical thickness distribution of various origins, *J. Geophys. Res.*, 105, 17853-17873.

Takemura, T., T. Nakajima, O. Dubovik, B. N. Holben, and S. Kinne (2002): Single scattering albedo and radiative forcing of various aerosol species with a global three-dimensional model.

J. Climate, 15, 333-352.

Takemura, T., T. Nozawa, S. Emori, T.Y. Nakajima, and T. Nakajima (2004): Simulation of climate response to aerosol direct and indirect effects with aerosol transport-radiation model. *J. Geophys. Res.*, in press.

Tegen, I., and I. Fung (1995): Contribution to the atmospheric mineral aerosol load from land surface modification, *J. Geophys. Res.*, 100, 18707-18726.

Tsuruta, H., Leong. C.P., K.N. Ibrahim, I.E.S. Neo, S. Urban, and S. Sudo (2003): The effect of biomass burning on atmospheric aerosols measured at Tanah Rata station in Cameron Highland, Peninsular Malaysia, during Jul-Dec. 2002, ABC Workshop, RCAST, University of Tokyo, November 17-18, 2003 (in CD-R).

7. 大規模森林火災の早期検出と対策

中右 浩二*

7.1 はじめに

北方地域の開発，人間活動の拡大や気候変動などの影響で，近年，北方地域での森林火災が急速に増大している。例として，ロシア・ヤクーチア地方における5年毎の森林火災件数と火災発生件数の推移を図7-1に示す。森林火災の件数は大きく変動していないにもかかわらず，消失面積が大幅に増加している事が分かる。

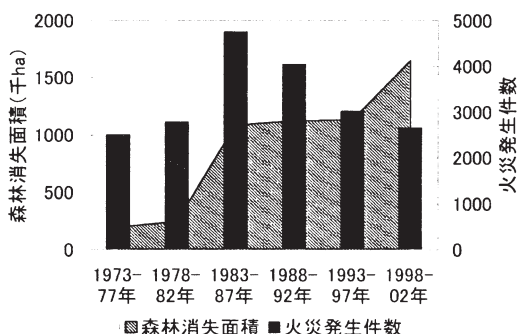


図7-1 ロシア・ヤクーチア地方における森林火災の件数と焼失面積（5年毎の集計）

* 北海道大学北ユーラシア・北太平洋地域研究センター

森林火災の抑制には、賛否両論があるものの、人間活動に起因する大規模な火災や、森林の再生サイクルを妨げる過度の火災は抑制すべきと筆者は考える。その一方で、北方森林は広大で人口密度も低く、火災の発生や延焼の状況を把握して効率的に火災を抑制するためには衛星画像が必須である。それゆえ、衛星画像のもたらす情報もにして、効率的な消防活動へ結びつける事が非常に重要となる。

7.2 森林火災による経済的影響

火災の影響は、現地での影響と広範囲に及ぶ影響に分けられる。現地での影響としては、森林の消失による生態系や土壌への影響はもちろん、家財の消失や休業による損害、強制避難などの住民への影響、消防活動への出費などの財政への影響が挙げられる。また、広範囲に及ぶ影響としては、煙霧の影響と地球全体の気候変動への影響が挙げられる。このうち、消防活動費用と煙霧の影響について取り上げる。

米国アラスカ州での年間の森林火災消防活動費は、1993年から2003年のうち1996年に費用が最大の7,130万ドルに上った(図7-2)。このうち、消防隊員の人件費は高額で、この1996年には1,100万ドルを要した。消防隊は、夏季の森林火災が発生する期間に編成され、その際に臨時の消防隊員が現地の集落から雇用される。2004年夏季は、森林火災の消防隊員は時給11.54~35ドルであった。このような高額な時給が支払われるのは、アラスカ州の僻地かつ危険な作業を伴うためである。2004年度は7月の時点で、既に1993年以降で最大の消失面積となっており、消火活動の費用がさらに大きく増加するとみられる。

次に、広域的影響として、煙霧の拡散が挙げられる。日本国内では大規模な森林火災は少なく、広範囲に影響を及ぼすことは少ないが、アラスカやシベリアでは、しばしば大規模な火災を引き起こし、広範囲に影響を及ぼしている。例えば2004年10月17日には中国東北部とロシア・シベリアの国境のアムール川流域で発生した火災の煙が、北海道に達した。この際に札幌や稚内など北海道の広域

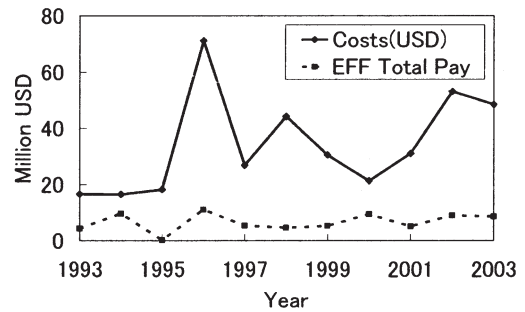


図7-2 アラスカ州における消防活動費総額 (EFF Total Pay は緊急消防隊の賃金)

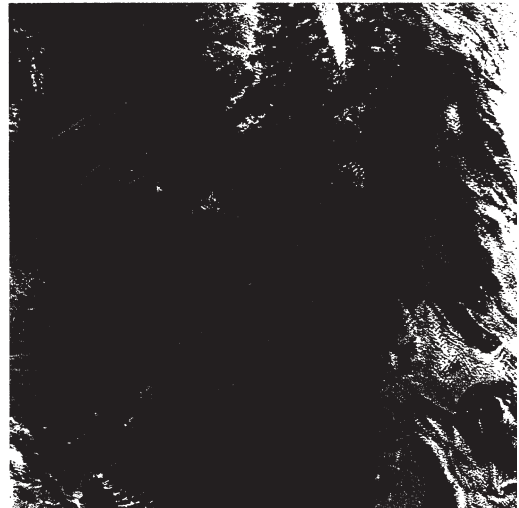


図7-3 NOAA 16号 AVHRR 擬似カラー画像 (2004年10月18日・火災検出点を赤色表示)

で数日間煙霧に覆われ、視程が下がった。その様子を図7-3に示す。アムール川流域(図左上)での火災により発生した煙が日本海に到達した様子が見える。森林火災の煙は反射能が雲と異なるため、色と明るさが異なり、雲と判別できる。

また、アラスカ州フェアバンクス市でも、2004年6月29日に100 km程度遠方の火災の煙が到達して視程が800 mまで下がり、町中が煙霧と悪臭に包まれた。そのため、アラスカの重要な産業の一つである観光をしようにも、景色が望めない状況であった。また、現地住民の中にも、子供

への健康影響を心配して米国本土へ非難する住民もいた。

7.3 衛星画像を利用した森林火災の把握

現時点でも、アラスカ大学地球物理研究所では所内で受信した TERRA/MODIS の衛星画像を利用して火災発生を自動的に解析し、検知した火災の位置情報を Alaska Fire Service へ随時提供し、火災検知画像をインターネットにて公開している (<http://gina.alaska.edu/>)。同様に、ロシアにおいても MODIS や NOAA/AVHRR 衛星画像を用いた火災検知情報を航空消防隊で利用している (<http://www.nffc.aviales.ru/engl/main.shtml>)。しかしながら、いずれも衛星画像をもとに火災を検知した情報を利用しては留まる。衛星画像と火災検知結果はあくまで現時点や過去の火災の状況の指標であり、今後の火災の動向を得られるわけではない。そのため、将来の火災の動向に関しては、消防活動を行う各機関の担当者が推測して消防活動の指揮を取るのが現状である。

また、衛星画像による火災検知には速報性が必須だが、毎日地球全体を監視できる衛星は画像が荒く利用できる波長帯が限られ、その結果、実際には火災が無いにもかかわらず、誤って火災であ

ると認識する場合も多い。それゆえ、衛星画像を用いた火災検知についても、継続して改善する必要がある。

7.4 効率的な火災の管理をめざして

先述のとおり、衛星画像を用いた自動的な火災検知結果は既に消防活動へ利用されている。しかし、火災の現状把握だけではなく、将来の延焼の客観的な予測が、北方林の火災抑制に非常に重要だと考えられる。北方林は水に乏しく、燃え盛る火を消すことは難しい。そのため、延焼を食い止める事が消防活動の基本となっており、防火帯や向かい火を予想される延焼方向や延焼範囲に設置している。現在は火災の位置情報をもとに、延焼範囲を現地消防機関が判断しているが、延焼モデルを用いて予測すれば、延焼範囲を客観的に判断する手助けにできると考えられる。

そこで、本研究グループは衛星画像情報を有効に活用して森林火災による影響を抑制する事を旨としたプロジェクト。「森林火災抑制イニシアチブプロジェクト」(BFFCI) を立ち上げ、AESTO (地球科学技術総合推進機構) より委託を受けた。既存の火災検知に加え、検知情報にもとづく延焼のモンテカルロシミュレーションを用いて、将来

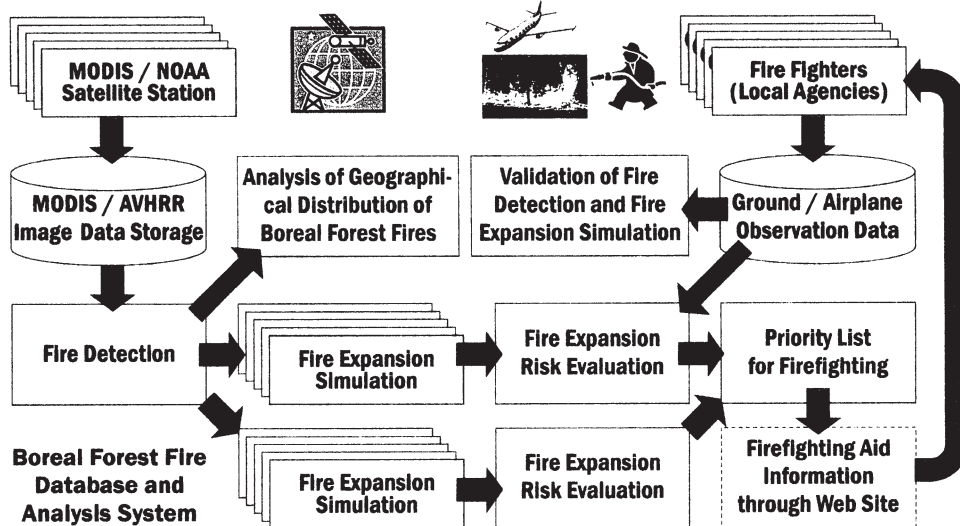


図 7-4 森林火災削減を目指した情報システムの概念図

の延焼範囲の確率分布を推定し、延焼そのものや延焼による損害についてリスク評価を行い、消火活動へ客観的な予測・分析情報を提供することを目標としている。この衛星画像を用いた消火活動支援部分の概念図を図7-4に示す。この中で、筆者は衛星画像や地上観測情報などの情報の収集・蓄積システムの構築、ならびに情報をもとにした火災検知システムの構築とリスク評価を担当している。

8. 森林火災の延焼シミュレーション

本間 利久*・上田 英典*・渡辺 浩太*・五十嵐 一*・福田 正己**

8.1 はじめに

地球温暖化の大きな要因の一つとしてシベリア森林火災があげられ、火災によって固定されていた炭素が二酸化炭素となり大気に放出される。このように、森林火災は非常に重要な問題となっている。

本論文では、2、3年前に激しい火災が発生し、ほぼすべての木が枯死してしまった地域に行き、実際に測定したデータを基に、シベリア森林火災延焼モデルを構築し、シミュレーションの結果と実測値との比較を行い、開発したシミュレーションモデルの正当性を検証した。さらに、構築モデルから得られた火災前の立ち木分布から炭素固定量を計算し、今回の火災による炭素固定量の変化を推定した。

8.2 シベリア森林火災の特徴

シベリアにおける森林の地表から約1mの所から下は永久凍土層となっている。そのため、樹木の根は、地面の浅いところを地面と平行に伸びる。また、地面には有機層と呼ばれる下草や枯れ枝が厚く堆積しているので、火災が発生すると有機層が燃え、樹木全体が燃えることはない(地表火)。また、永久凍土層の影響で根が比較的浅い部分にあるため、火災により根が比較的損傷を受け

やすく、火災鎮火後は、強風が吹くと損傷を受けた根が樹木を支えきれずに倒れる。その後、倒木が枯れて乾燥し、次の火災では薪となり、大きな火災となる(樹冠火)。

8.3 セルオートマトン法¹⁾

セルオートマトンはもともと形態形成や自己増殖機能、また計算理論、数理言語学などに関連して研究されてきたものである。

セルオートマトン法の特徴は簡単なセル間の局所的相互作用から複雑な現象を再現できることにある。現象には非常に簡単な素過程と、それが複合してできた複雑なものがある。そのため、解析を行う際には、解析領域を規則的なセルで分割する必要がある。セルオートマトン法のもうひとつの大きな利点は、全体の各セルの状態を同時に計算することができることにある。

8.4 シミュレーション解析

(1) 測定地域

2、3年前に地表火と樹冠火が発生した地域を現地で測定した。測定地域のおよそ6割が樹冠火によって激しく損傷を受けており、50m×100mの範囲を25m四方の8つのグループに分けて測定した(図8-1)。

測定した内容は、つぎのとおりである。

- 立ち木の本数(本)・倒木の本数(本)
- 立ち木の胸高直径(cm)・倒木の胸高直径(cm)
- 倒木の倒れている方向(°)
- 立ち木の燃焼度(1~4)

今回のモデルは、以前に構築した地表火のモデル²⁾とは異なり、樹冠火が測定地域の外で発生し、測定範囲内で延焼が止まっている(図8-2)。また、樹冠火が発生したと思われる範囲の立ち木だけでなく、すべての範囲の立ち木の燃焼度は4(根まで火が入っている状態)であった。このことから、今回の火災は樹冠火と共に、比較的木への損傷の少ない地表火も発生し、測定範囲すべてに延焼したと考えられる。

* 北海道大学大学院情報科学研究科

** 北海道大学低温科学研究所

(2) シミュレーション法

測定データを基にコンピュータ上で現象を再現するため、セルオートマトン法を用いる。50 cm×50 cm を1セルと設定し、測定対象の全領域を100×200セルで分割した。また、現地の観測結果および衛星写真などから、火災は測定範囲の外で発生したと考えられるので、シミュレーションでの解析範囲を100 m×200 m (200×400セル)とし、そのうちの1/4を今回の対象測定範囲に設定した。(図8-3)

(3) 火災前の立ち木分布

火災前の立ち木の分布については、今回の火災(特に樹冠火)によって燃え尽きた木も多数存在したと考えられるため、正確に知ることができない。そのため、測定地域に発生した樹冠火については、今回の火災以前に地表火が最初に発生し、それによって倒木が生じ、それが薪の役割を果た

して、2、3年前の火災が広がったと考えられる。そのため、2、3年前の火災発生以前の状態をコンピュータ上で再現する必要があり、立ち木、有機層を適切に分布させた後、地表火を起し、倒木を発生させた上で、有機層を再生させた状態を今回の火災前の初期状態とした。

初期配置の立ち木分布については、樹冠火による被害が少ない地域の実測データを基にそのデータから火災前の立ち木分布を推定し、それが全体に一樣に分布していたと考えた。この分布については、つぎのワイブル分布

$$F(x) = 1 - \exp\left(-x^{\frac{a}{b}}\right) \quad (1)$$

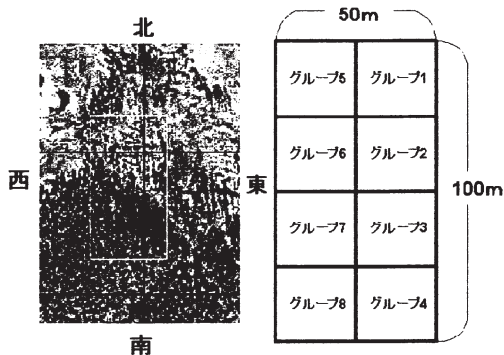


図8-1 測定地域

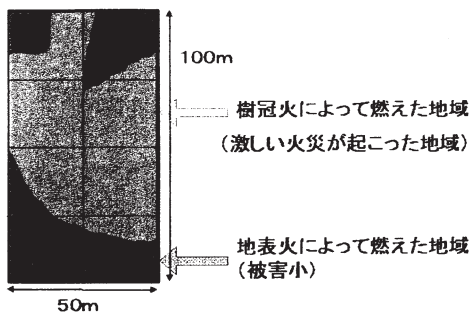


図8-2 測定地域の火災の状態：赤は樹冠火によって激しく燃えた地域、緑は地表火の被害だけの地域。

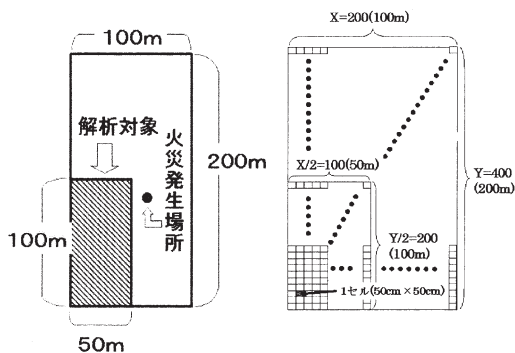


図8-3 シミュレーション解析領域と解析対象

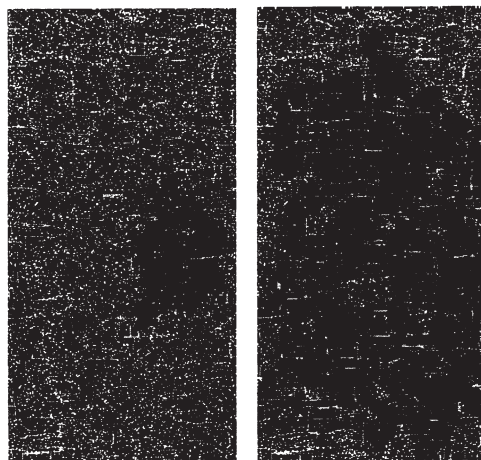


図8-5 地表火と樹冠火の延焼状態(左)と鎮火状態(右)

ただし、 $a=1.05$ 、 $b=12$ で近似した (図 8-4)。

(4) 解析手順

ステップ 1：各セルの初期状態設定。

各セルにおける立ち木の有無を決めるために、ワイブル分布で近似した初期分布を基に乱数により、立ち木を配置する。また、最初、火災が起きていないので木の燃焼度は、全て 1 を割り当てる。立ち木のないセルは有機層とする。

ステップ 2：地表火の発生と延焼。

今回の火災の前の状態を推定するために、地表火を発生させる。地表火の延焼モデルは、以前構築したものを使用する²⁾。

ステップ 3：立ち木の倒木の発生。

火災が鎮火した後、燃焼度 4 になった立ち木は、ある確率で倒木にする。倒れる角度は測定データを基に、簡単のために 8 方向に振り分ける。倒木の長さは、その立ち木の胸高直径より算出する。また、倒木セルには胸高直径のデータを与える。

この様にして得られた立ち木の状態を、今回の火災前の立ち木の初期状態分布とする。

ステップ 4：地表火・樹冠火の発生と延焼。

・時間ステップ $T=0$

最初、地表火を発生させる。地表火についてはステップ 2 と同様に処理する。ただし、倒木が発生しているので、胸高直径の小さい燃えやすい倒木に対しては強く燃焼する効果を考える。

・時間ステップ $T=50$

地表火と同様に樹冠火を発生させる。樹冠火の立ち木に対する影響は胸高直径によって異なるため胸高直径の大きさにより 3 つのグループに分ける。樹冠火によって立ち木は倒木になることと、胸高直径の小さなものは立ち木のまま燃え尽きることを考慮する。

・時間ステップ $T=X$

ある時間ステップ X になると樹冠火が延焼から鎮火に向かうようにパラメータを変化させる (実際は気温、湿度、天気、風などの気象条件の変化により、樹冠火が延焼から鎮火に向かうと考える)。

現地調査の結果、樹冠火による燃焼面積は全体の約 6 割であるため、鎮火した状態の樹冠火の延焼面積が 6 割となるよう X を決定する。

ステップ 5：立ち木の倒木の発生。

地表火、樹冠火が鎮火した後、ステップ 3 と同様に倒木を発生させる。ただし、樹冠火によって延焼した地域は倒木が発生しやすくなった。また、シミュレーションのステップ 5 とステップ 3 で発生した倒木の分布は、胸高直径 5 cm 以上のものとした。

以上の 5 つのシミュレーションのステップを経て終了した状態を、今回の火災後の状態とした。

8.5 シミュレーション結果

解析範囲外から地表火、樹冠火の順に発生し延焼が広がり、樹冠火については解析対象内で延焼が止まっている様子が図 8-5 に見られる。ただし、白：立ち木、灰：倒木、緑：有機層、茶：地表火で燃えた有機層、黒：樹冠火によって燃えた有機

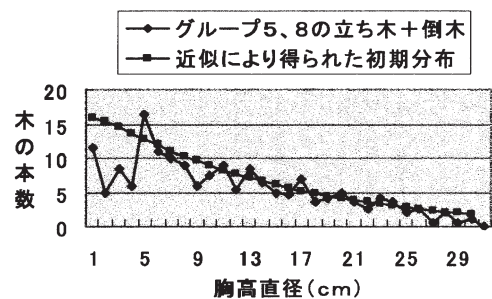


図 8-4 初期配置の推定：樹冠火の被害の少ない測定グループ 5、8 とワイブル分布で近似したときの初期分布。ただし、木の本数は 1 グループ当りの数。

火災後の立ち木の分布

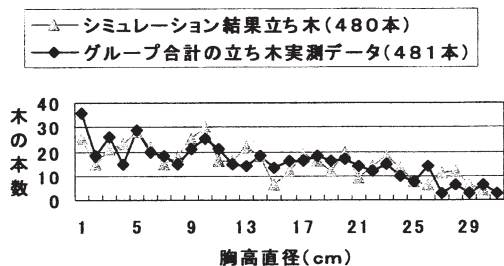


図 8-6 シミュレーション結果と測定データの立ち木の本数と胸高直径との相関

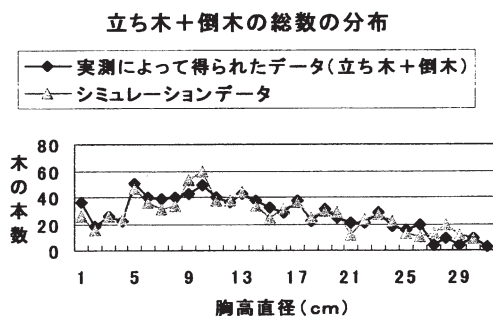


図 8-7 シミュレーション結果と測定データの(立ち木+倒木)の本数と胸高直径との相関

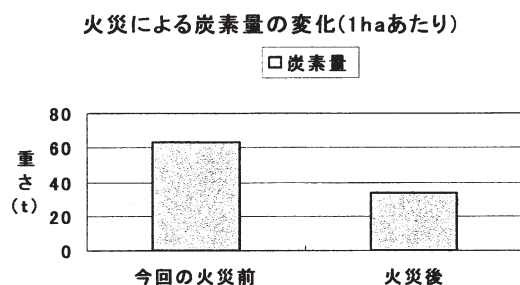


図 8-8 火災による炭素量の変化：1 ha 当たり

層。

また図 8-6、図 8-7 より測定データとシミュレーション結果がほぼ一致していることがわかる。このことから、このモデルにより実際の火災を概ね再現できると考えられる。従ってこのモデルから火災前の立ち木の分布がわかるので、火災前と火災後の炭素固定量を計算すると(図 8-8)、今回の火災で測定地域から約 25 t の炭素固定量が減少したと考えられる。

8.6 まとめ

樹冠火と地表火による森林火災モデルをコンピュータ上に構築することができた。その結果、火災前の立ち木の状態を推定することができ、火災前の炭素固定量を計算することで、火災による炭素固定量の変化の評価が可能となった。

参考文献

- 1) 加藤恭義・光成友孝・築山 洋：セルオートマトン法—複雑系の自己組織化と超並列処理—，森北出版，ISBN 4-627-82541-2，1998.
- 2) 本間利久・北知将・渡辺浩太・五十嵐一・福田正己：シベリア森林火災，第 22 回シミュレーション学会論文集，pp. 281-284，2003.