

地表面燃焼下における土壌中の温度変化と有機物量の変動

小淵敦子 西村 拓 溝口 勝 井本博美 宮崎 毅

東京大学大学院農学生命科学研究科, 〒113-8657 東京都文京区弥生 1-1-1

要 旨

黒ボク土を用いて地表面燃焼下における土壌中の温度, 体積含水率, 炭素・窒素含有率の変化を測定した。土壌試料を内径 15cm の素焼土管に充填し, 地表面で炭を 6 時間燃焼した。燃焼中の地表面温度は 600~700°C になった。湿った土では土壌温度は 95~100°C まで上昇し, しばらく停滞し, その後再度上昇した。乾燥した豊浦砂では土壌温度の停滞はなく, 連続的に, より急激に上昇した。このことから, 温度の停滞は土壌水分蒸発に伴う潜熱消費によるものと考えられる。土壌温度が 100°C を超える深さは燃焼時間の平方根に比例して深くなった。これは, 燃焼開始時の初期体積含水率が大きいほど, 地表面における燃焼の影響が及ぶ土層が浅くなることを示唆している。電気炉を用いた燃焼試験では, 500°C 以上で土壌の炭素・窒素含有率はそれぞれ 0.4, 0.1 g kg⁻¹ より小さくなった。一方, 地表面を燃焼した土壌カラムにおいては, 土壌温度上昇に伴って炭素・窒素含有率は低下したものの, 土壌温度 700°C においてもそれぞれ 20, 1.0 g kg⁻¹ を超える, 炭素, 窒素含有率を示した。

キーワード: 地表面燃焼, 土壌温度, 有機物, 炭素含有率, 窒素含有率, C/N 比

1. はじめに

世界の森林面積は約 40 億 ha であり, 地球の陸上の約 30% を占めている。しかし, 近年, 世界の森林は減少傾向にあり, 2000 年から 2005 年の間に約 700 万 ha の森林が消失した (環境省, 2006)。森林の消失原因の一つとして, 森林の焼失があげられる。例えばインドネシアでは落雷等による自然発火を原因とした森林火災に加えて, 煙草の火の不始末など人為的な理由で火災が発生し, 大規模な森林焼失が起こっている。

生物多様性の保全を考えたとき, 森林の持つ役割はきわめて大きい。森林火災は, 火災によって失われた森林の生物多様性にダメージを与えるだけでなく, 森林外の生物多様性にも影響を与える。例えば, 森林火災により土壌に撥水性が生じる (Doerr et al., 2006) と, 土壌侵食が起こりやすくなる (Shakesby et al., 2000)。土壌侵食によって, 土壌や富栄養化物質をはじめとする化学物質が河川や湖沼, 沿岸域へ流入すると, 水環境が変わり, そこに成立する生物生態系が変化した結果, 生物多様性が損なわれる。

また, 森林火災によって失われた植生の回復において, 焼失した森林の根圏から生じる萌芽は大きな役割を持っている (Fernandez et al., 2004)。土壌温度が 48~54°C に達すると植物根は乾燥したり, 失活したりする (Neary et al., 1999)。森林火災後の萌芽による森林再生を考えると, 火災による熱が及ぼす土中深さや, 植物の生育に不可欠な基盤である土壌の物理性や化学性に, 火災が与える影響を考慮することは非常に重要である。

森林火災時の地表面温度について, Raison et al. (1986) は, ユーカリ林の火災時の地表面温度の測定を試み, 最高で 700°C, 平均で 452°C であったと報告した。Certini (2005) も森林火災時には地表面温度は 500~700°C に達することを報告し, DeBano (2000) は, リター層と土壌の境界面で燃焼時の温度が 850°C に達することもある一方で, 乾燥土は熱伝導率が小さいことから, 鉱物質土壌において深さ 5 cm では 150°C を超えることはほとんどないとしている。

地表面加熱下での体積含水率の変化に関して, Campbell et al. (1995) は砂, シルトロームを供試土として, ヒーターで地表面を加熱している間の土壌中の体積含水率変化を, ガンマ線水分計を用いて測定した。彼らは, 土壌加熱開始後に表層土壌中の体積含水率は, 比較的一定の値に留まるか, わずかに上昇した後, 急激に減少すること, 体積含水率が 0.2 m³ m⁻³ 以下になると温度の急激な上昇が始まることを報告した。また, 同じ加熱時間において, 湿った土壌では熱は速く, 深くまで伝わることや, 土壌水分が完全に蒸発するまで, 蒸発潜熱により土壌の温度上昇が 95°C 程度に抑えられることを報告した。Certini (2005) も同様に, 水の蒸発による潜熱消費が終わると土壌温度は 200~300°C に上昇することを報告した。このように森林火災中の土壌温度について水の動態との関わりが指摘されている。

一方, 加熱により土壌有機物が失われることが一般に知られている。Giovannini et al. (1988) は土壌温度が 200~250°C に達すると有機物の焼失が始まると報告している。Fernandez et al. (1997) は, 森林火災によって, 深さ 0~10 cm で炭素含有量の約 50% が失われたこと, 実験室条件下では

490°Cで土壌中のほぼ全ての有機物がなくなったことを報告した。また、実験室条件下で 220°Cに熱した試料に見られた有機物量の変化が、森林火災後の土壌試料で見られた有機物量の変化と最も類似していたとしている。Badia and Marti (2003) は室内実験で土壌を 250°Cと 500°Cで加熱した結果、有機物含量と C/N 比は減少することを報告した。Acca et al. (2003) は砂質土と、異なる母材に由来する二つのシルトローム土を 350°Cで 1 時間加熱し、その結果、いずれの試料でも炭素含有率と C/N 比が共に低下したことを報告した。

このように、燃焼時の土壌温度の変化は、土壌中の有機物の消失に影響することが指摘されている。しかしながら、ほとんどの研究が燃焼炉を用いた土壌の加熱実験であり、実際に地表面を燃焼した森林火災に近い条件下で土壌の有機物量変化を検討する研究は行われていない。

そこで本研究では、地表面(土壌カラム表面)で炭を燃焼することによって森林火災を模擬し、土壌水分量の多寡が地表面燃焼下における土壌の温度・水分量・有機物量に与える影響を明らかにすることを目的とした。

2. 実験方法

2.1 試料と土壌カラムの作成

実験試料として東京大学大学院農学生命科学研究科附属農場の黒ボク土(SiL)の2mmふるい通過分を用いた。炭素含有率は 48.5 g kg^{-1} 、窒素含有率は 3.69 g kg^{-1} であった。初期体積含水率(θ_i)を 0.15, 0.32, 0.39, $0.45 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ に調整し、乾燥密度 0.75 Mg m^{-3} で充填し、土壌カラムを作成した。また比較のため、風乾した豊浦砂($\theta_i = 0.0 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$)を乾燥密度 1.53 Mg m^{-3} で充填した土壌カラムも用いた。

カラム容器は内径 15 cm, 外径 18 cm, 高さ 30 cm の暗渠用の素焼土管を高さ 5 cm に切断してリングとし、これを積み重ねたものである。これに試料を 5 cm 毎に手で充填した。

2.2 土壌カラムの設置

実験装置図を Fig.1 に示す。

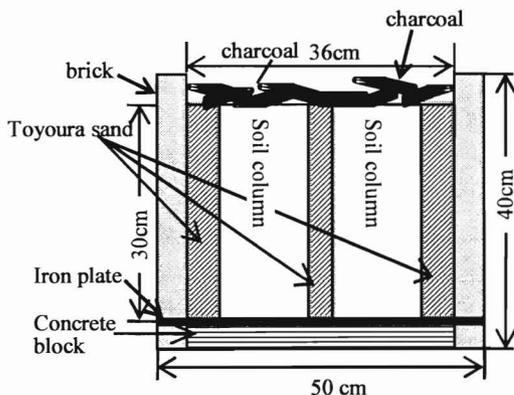


Fig.1 実験装置図
Experimental apparatus

まず実験圃場にコンクリートブロックを並べ、その上に鉄板を敷いた。次に $5 \times 9 \times 20 \text{ cm}$ のレンガを積み上げて、 $50 \times 50 \times 40 \text{ cm}$ の囲いを作った。レンガの下 2 段を漆喰で固定し、そこに土壌カラムを設置した。横方向の熱移動を小さくするため、適度に湿った豊浦砂を周りに充填した。その後、地表面(土壌カラム表面)で、炭を 6 時間燃焼させた。各実験で燃焼条件を一定に保つように地表面温度を常時モニターしながら適宜炭を追加した。そして、燃焼中の土壌中の温度分布、燃焼後の体積含水率分布、燃焼後の土壌中の炭素・窒素含有率を測定した。

2.3 土壌の温度測定

K 熱電対(クロメル-アルメル)を 0, 1, 2, 4, 6, 8, 10, 15, 20, 25, 30 cm の深さに、先端がカラム中央部にくるようにカラム側面から挿入し、燃焼中の土壌カラム中央の鉛直方向の温度分布を、データロガー CR10X (Campbell 社製) とマルチプレクサー AM16/32 (Campbell 社製) を用いて、地表面燃焼開始から終了まで 1 分間隔で連続測定した (Fig.2)。また、横方向の熱移動を評価するために、深さ 10 cm のカラム壁面にも熱電対を挿入し、温度を測定した。その結果、カラム中央とほぼ同じ温度であり、実験中の横方向の熱移動が十分に小さいことを確認した。

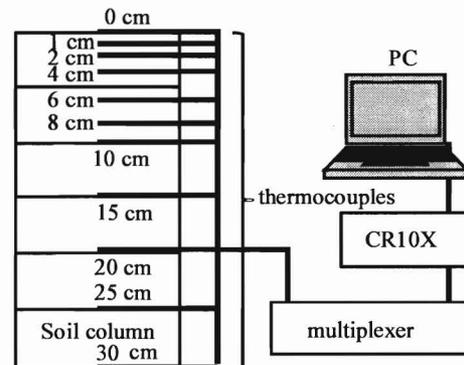


Fig.2 熱電対の配置と接続
Setup and connection of thermocouples

2.4 土壌の体積含水率の測定

燃焼終了後、カラム内の土壌温度が常温になるまでカラムにフタをして 18 時間静置した。その後、土壌試料の乾燥状態に応じて 20, 50, 100 mL の金属製サンプラーを適宜使い分けて(地表面付近は 20 mL) 深さ 30 cm まで各深さの試料を採取し、炉乾法 (105°C , 24 時間) によって体積含水率を求めた。

2.5 土壌の炭素・窒素含有率の測定

体積含水率用の金属製サンプラーとは別に 1~10 cm 間隔で(地表面付近は 1 cm 間隔) 攪乱試料を採取した。この試料から 10 g ずつを風乾し、メノウ鉢ですり潰した後、CN analyzer NC-90A (島津製作所) を用いて炭素・窒素含有率

を測定した。加熱温度と土壌中の炭素・窒素含有率の変化の関係を調べ、地表面燃焼実験と比較するために、10 gの風乾試料で、電気炉試験を行った。炉内温度は105, 200, 300, 400, 500, 600, 750°Cで5~5.5時間燃焼し、同様に炭素・窒素含有率を測定した。

3. 結果および考察

3.1 土壌の温度変化

黒ボク土における地表面燃焼中、土壌の表面温度はいずれの θ_i でも600~700°Cに上昇した。Fig.3は黒ボク土における $\theta_i = 0.32 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ の場合の、燃焼中の各深さにおける土壌温度の経時変化である。比較のため、豊浦砂 $\theta_i = 0.0 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ の場合を点線で示した。燃焼開始から約200分経過後に表面(0 cm)温度が600°Cに達した。深さ1~4 cmの土壌温度は、95~100°Cで温度がしばらく停滞した後に、再び急激な温度上昇が見られた。豊浦砂 $\theta_i = 0.0 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ の場合、こうした温度の停滞は見られなかった(Fig.3 点線)。このことから、温度の停滞は土壌水分の蒸発に伴う潜熱によるためと考えられる。このような温度停滞に関して、Campbell et al. (1995)もヒーターで地表面を連続的に600°C程度に加熱した時の土壌温度が95°C付近で一時的に停滞することを報告している。

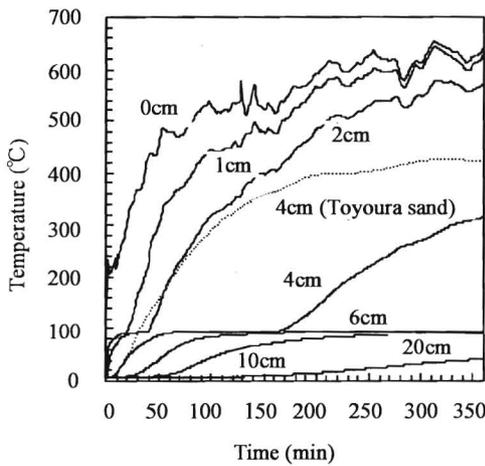


Fig.3 黒ボク土、初期体積含水率 $\theta_i = 0.32 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ の場合の地表面燃焼中の土壌温度変化(点線: 豊浦砂 $\theta_i = 0.0 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$, 深さ4 cm)

Temperature change under burning soil surface when initial volumetric water content $\theta_i = 0.32 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ (dotted line: Toyoura sand $\theta_i = 0.0 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$, 4 cm depth)

次に、 $\theta_i = 0.32 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ における温度分布の経時変化をFig.4に示す。ここでも比較のため、豊浦砂 $\theta_i = 0.0 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ の場合を点線で示した。0~25 cmでは、燃焼時間の経過に伴って各層の温度が上昇した。Fig.3で、95~100°Cで温度が停滞

する傾向が明らかになったが、Fig.4より燃焼時間の経過につれて土壌温度が95~100°Cの層が厚くなったことが確認できる。こうした傾向は $\theta_i = 0.0 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ 豊浦砂では全く見られなかった。

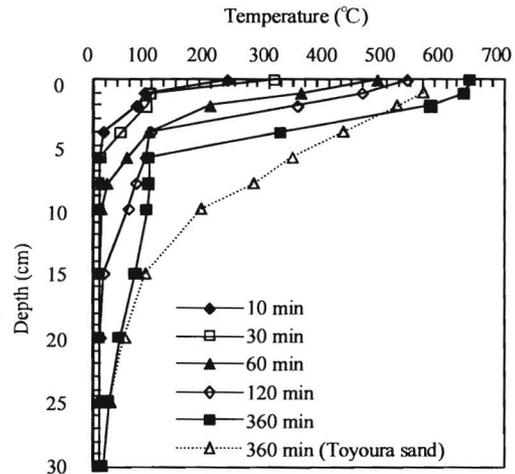


Fig.4 黒ボク土、初期体積含水率 $\theta_i = 0.32 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ の場合の温度分布の経時変化(点線: 豊浦砂 $\theta_i = 0.0 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$, 360分間燃焼後)

Changes in soil temperature profiles with time when initial volumetric water content $\theta_i = 0.32 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ (dotted line: Toyoura sand, $\theta_i = 0.0 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$, after 360 minutes of burning)

各初期体積含水率における、燃焼開始から6時間経過時の温度分布をFig.5に示す。点線は100°Cを示す。

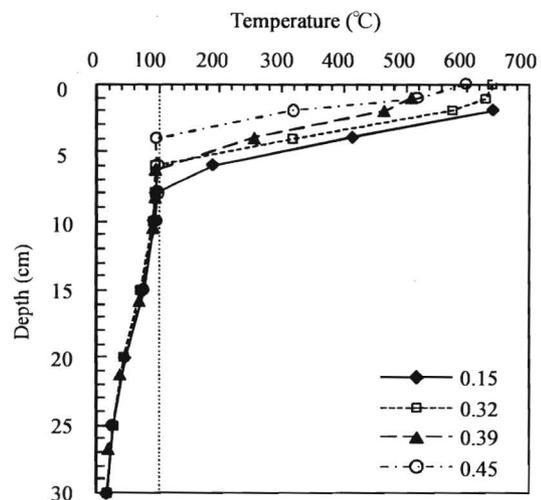


Fig.5 地表面燃焼開始後6時間経過時の温度分布(凡例は各初期体積含水率 $\theta_i (\text{m}^3\text{m}^{-3})$ を示す。点線は100°Cを示す)

Temperature profiles when elapsed time was 6 hours(Graph legends indicate θ_i in m^3m^{-3} . Dotted line indicates 100°C)

温度分布は高温領域(100~700°C)、温度停滞領域(95

～100℃), 低温領域 (95℃以下) という3つの領域に分類できる. 例えば, $\theta_i = 0.45 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ の場合, 4 cm より浅い層では温度が表面温度の 500～700℃から 100℃まで直線的に変化し (高温領域), 4～10 cm の層で約 100℃の一定温度を示し (温度停滞領域), 10 cm より深い層では 100℃からゆるやかに試料下端温度に近づいている (低温領域). このような3領域は, 表面の乾燥領域の熱伝導率が低いため下層に熱が伝わりにくく, さらに停滞領域で蒸発潜熱として熱が消費されたために形成されたと考えられる. 燃焼開始から6時間後に 100℃以上になる高温領域は初期体積含水率が低いほど厚く, $\theta_i = 0.45 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ では 4 cm であるのに対し, $\theta_i = 0.15 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ では 8 cm であった. 一方, 低温領域では初期体積含水率によらず同じような温度分布になった. これは, 土壤水分の蒸発潜熱が, 土壤中深くへの熱移動を抑制したためと考えられる.

Fig.3 において, 100℃を超える時間を深さごとに読み取り **Fig.6** にプロットした. こうした 100℃を超える深さを, ここでは 100℃前線と定義する. 黒ボク土では同じ表面燃焼時間であれば, θ_i が小さいほど 100℃前線が深くなり, その深さ (z cm) が燃焼時間 (t min) の平方根に比例する傾向が見られた. そこでアプリオリに

$$z = m\sqrt{t} \quad (1)$$

の関係式を測定値に当てはめ, **Fig.6** に線で示した. 最小二乗法により係数 m を計算したところ決定係数 0.834 から 0.987 の良い適合が得られた. 係数 m と初期体積含水率 θ_i の関係を **Fig.7** に示す. この図は土壤水分が高いと, 係数 m の値は小さく, 地表における燃焼の熱が下方に及びにくくなることを示している. こうした 100℃前線進行の特徴に関しては Campbell et al. (1995) も報告しているが, **Fig.7** のような解析はしていない.

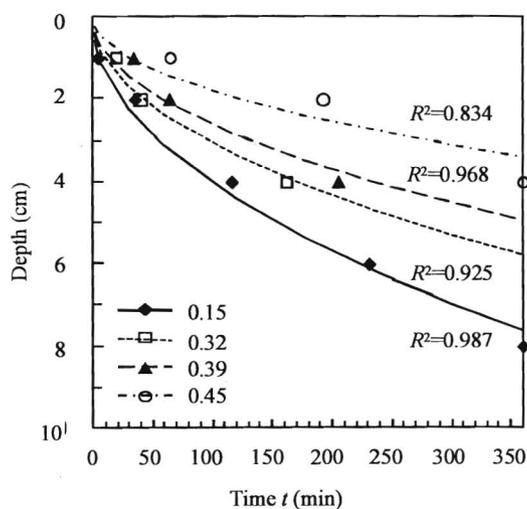


Fig.6 時間と 100℃前線の深さの関係 (凡例は各初期体積含水率 θ_i (m^3m^{-3}) を示す)

Relationship between elapsed time and depths of 100℃ front (Graph legends indicate initial volumetric water content θ_i in m^3m^{-3})

地表面を一定温度で冷却したときの凍結前線 (z cm) の進行も凍結を伴う非定常熱伝導方程式の解析解 (Stefan 解や Neuman 解) として式(1) と同じ形式で表わされることが知られている (Jumikis, 1966). これらの解では m が地表面の境界温度や土壤の熱物性などによって決まる係数であることが理論的に誘導されている.

したがって, **Fig.6** や **Fig.7** の結果は, 地表面燃焼下の土壤中の熱移動が, 潜熱消費を伴う凍結問題と同様に, 蒸発による潜熱消費を伴う非定常熱伝導問題として扱うことができることを示唆している.

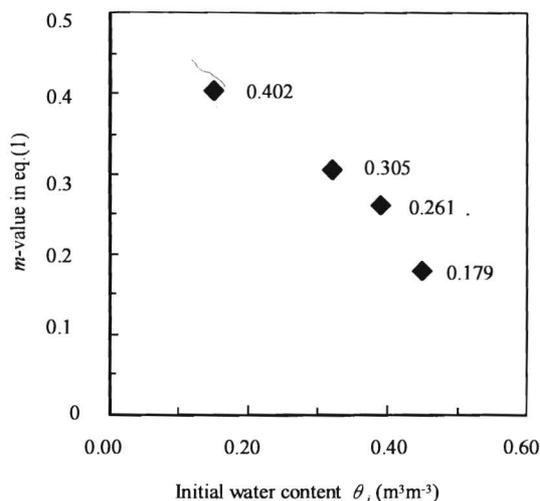


Fig.7 式 (1) の係数 m と初期体積含水率 θ_i の関係 (図中の値は係数 m の値を示す)

Constant m -value in equation (1) versus initial volumetric water content θ_i (Numbers near plots indicate m -value)

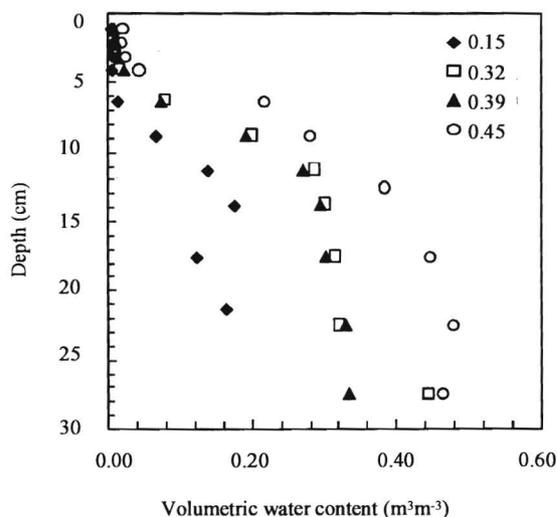


Fig.8 燃焼終了後 18 時間経過時の体積含水率分布 (凡例は各初期体積含水率 θ_i (m^3m^{-3}) を示す)

Volumetric water content profiles 18 hours after the halt of burning (Graph legends indicate initial volumetric water content θ_i in m^3m^{-3})

3.2 土壌の体積含水率分布

燃焼終了後の体積含水率分布を Fig.8 に示した。ただし、値は2反復行った測定の平均値である。

乾燥前線は $\theta_i = 0.15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ の場合、深さ 10 cm まで進んだが、 $\theta_i = 0.45 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ の場合、深さ 6 cm にとどまった。特に注目したいのは、このような乾燥前線の深さと燃焼終了時の 100°C 前線の深さ (Fig.5) がほぼ一致したことである。これは、燃焼時に土壌中の水分が蒸発 (相変化) する深さが乾燥前線であり、その位置は温度が停滞する深さと一致していたことを裏付けている。

3.3 土壌の炭素含有率・窒素含有率の変化

Figs.9, 10 はそれぞれ、燃焼実験後の土壌中の炭素含有率、および窒素含有率である。ここで横軸は、炭素・窒素含有率を測定した深さの温度を、燃焼開始から 6 時間経過時の温度データ (Fig.5) を用いて線形補間して求めたものである。ただし、0~1 cm の層は地表面で燃焼した炭が混入した可能性があるためデータから省いてある。実線は電気炉試験の結果を示している。

Fig.9 において、地表面燃焼の場合と電気炉試験の場合を比較すると、炭素含有率の変化は温度が 0~300°C の範囲では比較的一致しているが、300°C 以上では地表面燃焼の場合の方が電気炉の場合よりかなり大きい値を示していることがわかる。一方、窒素含有率の変化に関しては 400°C 以上で地表面燃焼の結果の方が電気炉試験の結果よりも大きな値を示している (Fig.10)。

Figs.9, 10 と同様にして求めた土壌温度と燃焼後の C/N 比の関

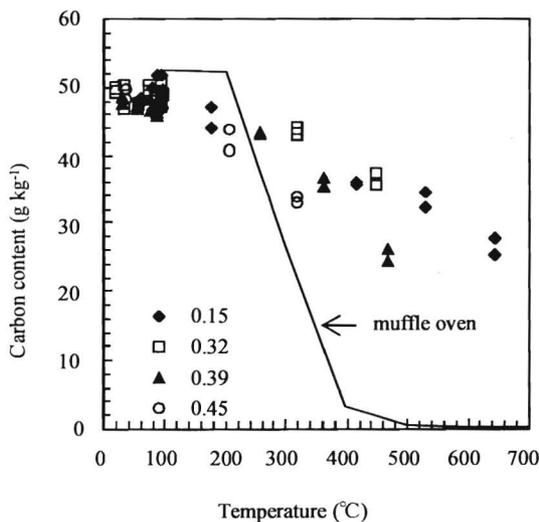


Fig.9 燃焼後の炭素含有率と土壌温度の関係 (凡例は初期体積含水率 $\theta_i (\text{m}^3 \text{ m}^{-3})$ を示す。プロットは地表面燃焼実験、実線は電気炉試験の結果)

Relationship between soil temperature and carbon content after burning (Graph legends indicate initial volumetric water content θ_i in $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$. Plots show the results from burning experiment and solid line shows the result of muffle furnace experiment)

係を Fig.11 に示した。また、比較のために電気炉で加熱した土の C/N 比を実線で示した。地表面燃焼実験後の C/N 比と電気炉試験後の C/N 比を比較してみると、電気炉試験の場合には温度が上昇するに従って C/N 比が低下したが、燃焼実験の場合は上昇する傾向が見られた。

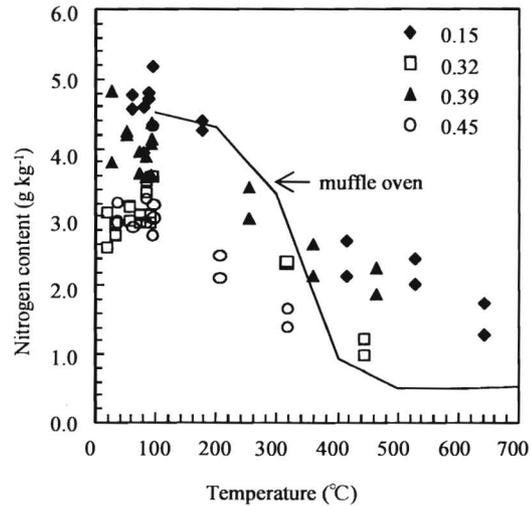


Fig.10 燃焼後の窒素含有率と土壌温度の関係 (凡例は初期体積含水率 $\theta_i (\text{m}^3 \text{ m}^{-3})$ を示す。プロットは地表面燃焼実験、実線は電気炉試験の結果)

Relationship between soil temperature and nitrogen content after burning (Graph legends indicate initial volumetric water content θ_i in $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$. Plots show the results from burning experiment and solid line shows the result of muffle furnace experiment)

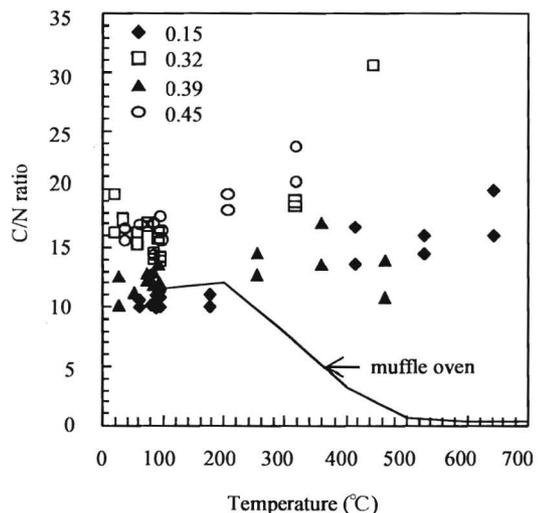


Fig.11 燃焼後の C/N 比と土壌温度の関係 (凡例は初期体積含水率 $\theta_i (\text{m}^3 \text{ m}^{-3})$ を示す。(プロットは地表面燃焼実験、実線は電気炉試験の結果)

Relationship between soil temperature and C/N ratio after burning (Graph legends indicate initial volumetric water content θ_i in $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$. Plots show the results from burning experiment and solid line shows the result of muffle furnace experiment)

3.4 地表面燃焼下における土壤中の物質移動と炭素・窒素含量

従来、450~500°C程度で土壤炭素がほぼすべて焼失する (Badia and Marti, 2003; Fernandez et al., 1997; Nelson and Sommers, 1996) と考えられており、実際、電気炉試験の結果では、炭素含有率が400°C加熱で3.08 g kg⁻¹になり、500°C以上では0.4 g kg⁻¹未満になった (Fig.9)。しかし、地表面燃焼下の土壤試料では、500°Cを超える高温にさらされた試料においても、20 g kg⁻¹を超える炭素含有率を示した。また、電気炉で土壤の加熱実験を行った Badia and Marti (2003) や Acea et al. (2003), Fernandez et al. (1997) の研究で、250°Cを上回るような温度において、土壤中のC/N比が低下することが報告されているが、地表面燃焼実験では温度が上昇するとC/N比は上昇し、これらの研究とは異なる結果が得られた。

このような違いが生じた理由として、燃焼方法の違いが考えられる。従来の研究は、土壤試料を電気炉の中で所定の温度で加熱している。従来と同様に、電気炉を用いて加熱したところ、従来の報告と類似した結果を得た (Fig.9~11, 実線)。他方、地表面燃焼実験系では垂直方向で炭素・窒素含有率が変化した。電気炉試験では土壤試料に十分に酸素が供給されることに対し、地表面燃焼実験では土壤中には酸素が供給されにくいため、土壤への酸素供給量の差によって、電気炉試験と地表面燃焼実験における炭素・窒素含有率変化の差を生じたと考えられる。

また、DeBano (2000) は、地表面が燃焼された土壤において、高温に曝されて気化もしくは燃焼によって生じた気体が、燃焼中の大きな温度勾配によって下方へ移動し、下層の相対的に低温な領域で凝集沈着する可能性を指摘している。この過程は、森林火災によって発現する土壤撥水性のメカニズムの一つとして考えられている。本実験でも温度分布に応じて生じた気体の移動によって、電気炉試験との違いが生じた可能性も考えられる。

4. 結論

地表面で炭を燃焼させることによって、地表面温度を600~700°Cまで上昇させる地表面燃焼実験を行った。その結果燃焼時間の経過に伴い土壤温度は上昇するが、95~100°Cで土壤温度の上昇が停滞する現象が観察された。燃焼後の体積含水率分布から見て、この温度停滞は、土壤水分の蒸発による潜熱消費によるものと考えられる。土壤温度が100°Cを超える位置(100°C前線)の進行は、燃焼時間の平方根に比例した。その比例定数は、初期体積含水率が大きいほど小さな値となった。これは、燃焼開始時の初期体積含水率が大きいほど、地表面における燃焼の影響が及ぶ土層が浅くなることを示唆している。

地表面燃焼に伴い土壤中の炭素含有率、窒素含有率は低下したが、500°Cを超えるような高い土壤温度下でも0にはならなかった。他方、電気炉試験により500°C以上で加熱した試料では炭素・窒素含有率はほぼ0であった。さらに、

電気炉試験に用いた土壤のC/N比は温度上昇に伴って減少したのに対し、地表面燃焼実験後の土壤中のC/N比は、温度の上昇に伴って上昇する傾向を示した。このような地表面燃焼実験の結果は、既往の報告とは異なる。燃焼中及び燃焼後に土壤カラム中で生じた温度勾配に伴う物質移動や土壤への酸素の供給状態の違いが、既往の研究との相違の原因ではないかと考えられる。実際の森林火災下では、酸素を供給する側である大気との境界において燃焼が生じている。そのため、土壤温度が数百度に上昇した場合に、同じ温度の電気炉中の燃焼に比べて酸素の供給が制限されることが予想される。これを考慮すると、土壤中の炭素・窒素含有率の変化に関して、実際の森林火災下では今回実施した地表面燃焼実験と同様の現象が土中で生じていると推察される。

謝辞：本研究の一部は、地球環境研究総合推進費(森林-土壤相互作用系の回復と熱帯林生態系の再生に関する研究、代表：鈴木英治(鹿児島大学))から補助を受けた。ここに記して感謝する。

引用文献

- Acea, M.J., Fernandez, A. P. and Diz-Cid, N. (2003) : Cyanobacterial inoculation of heated soils: effect on microorganisms of C and N cycles and on chemical composition in soil surface, *Soil Biol. & Biochem.*, 35, 513-524.
- Badia D. and C. Marti (2003) : Plant Ash and Heat Intensity Effects on Chemical and Physical Properties of Two Contrasting Soils, *Arid Land Res. and Manage.*, 17, 23-41.
- Campbell G.S, Jungbauer, J.D. Jr, Bristow, K.L. and Hungerford, R.D. (1995) : Soil temperature and water content beneath a surface fire, *Soil Sci.*, 159(6), 363-374.
- Certini, G. (2005) : Effect of fire on properties of forest soil: a review, *Oecologia*, 143, 1-10.
- DeBano, L.F. (2000) : The role of fire and soil heating on water repellency in wildland environments: a review, *J. of Hydrol.*, 231-232, 195-206.
- Doerr S.H., Shakesby, R.A., Blake, W.H., Chafer, C.J., Humphreys, G.S. and Wallbrink, P.J. (2006) : Effect of differing wildfire severities on soil wettability and implications for hydrological response, *J. of Hydrol.*, 319, 295-311.
- Fernandez I., Cabaneiro, A. and Carballas, T. (1997) : Organic matter changes immediately after a wildfire in an Atlantic forest soil and comparison with laboratory soil heating, *Soil Biol. Biochem.*, 29(1), 1-11.
- Fernandez, S. B., Martinez, C., Garcia, J. A. and Puerto, A. (2004) : Postfire regeneration in *Cytisus oromediterraneus*: sources of variation and morphology of the below-ground parts, *Acta Oecologica*, 26, 149-156.
- Giovannini, G., Lucchesi, S. and Giachetti, M. (1988) : Effect of heating on some physical and chemical-parameters related to soil aggregation and erodibility, *Soil Sci.*, 146(4), 255-261.
- Jumikis, A.R. (1966) : *Thermal Soil Mechanics*, Rutgers University Press,

NJ, USA, 101-118.

環境省総合環境政策局環境計画課 (2006) : 環境統計集 平成 18 年度版, 株式会社ぎょうせい, p. 255

Neary, D. G., Klopatek, C. C., DeBano, L. F. and Follitt, P. F. (1999) : Fire effects on belowground sustainability: a review and synthesis, *Forest Ecology and Manage.*, 122, 51-71.

Nelson, D.W. and Sommers, L.E. (1996) : *Methods of Soil Analysis Part 3. Chemical Methods*, SSSA Book series no.5, Soil Sci. Soc. Am., WI, USA, 961-1010.

Raison, R.J., Woods, P.V., Jakobsen, B.F. and Bary, G.A.V. (1986) : Soil

Temperatures during and Following Low-intensity Prescribed Burning in a *Eucalyptus pauciflora* Forest, *Aust. J. Soil Res.*, 24, 33-47

Shakesby, R.A., Doerr, S.H. and Walsh, R.P.D. (2000) : The erosional impact of soil hydrophobicity: current problems and future research directions, *J. of Hydrol.*, 231-232, 178-191.

[2008. 5. 20. 受稿, 2009. 1. 19. 閲読了]

[この研究論文に対する公開の質疑あるいは討議(4,000字以内, 農業農村工学会論文編集委員会あて)は, 2009年10月24日まで受け付けます.]

Changes in Temperature and Fate of Soil Organic Matter in an Andisol due to Soil Surface Burning

OBUCHI Atsuko, NISHIMURA Taku, MIZOGUCHI Masaru, IMOTO Hiromi and MIYAZAKI Tsuyoshi

Graduate School of Agricultural and Life Sciences, The University of Tokyo, 1-1-1 Yayoi, Bunkyo-ku, Tokyo 113-8657, JAPAN

Abstract

This is a print of a camera-ready Japanese manuscript for the Transactions of JSIDRE. This will provide an example and directions for the layout and font size/style to be used. Please refer to this when preparing the headings, figures/table and text of your manuscript. The manuscript should be submitted on A4 size. Changes in temperature, soil moisture, and carbon and nitrogen contents were measured in Andisol under soil surface burning. Soil samples were packed into an unglazed cylinder of 15 cm inner diameter and 30 cm high. Charcoal was burned for 6 hours on the surface of the soil column. During the burning soil surface temperature rose to between 600-700°C. In initially wet soil, rise in soil temperature was retarded for a while at around 95-100°C. On the other hand, in initially dry Toyoura sand showed more rapid temperature increase without retardation. The temperature retardation in the wet soil could be caused by consumption of latent heat by vaporization of soil water.

Rate of proceeding of the 100°C front was proportional to square root of the burning time. This indicates that higher the initial volumetric water content, shallower the depth affected by burning. Soil samples suffered temperature above 500°C still had total carbon and nitrogen contents of over 20 and 1 g kg⁻¹, respectively, whereas the soil that was heated up to over 500°C by muffle furnace contained less than 0.4 and 0.1 g kg⁻¹ of the carbon and nitrogen.

Key words : *Soil surface burning, Soil temperature, Organic matter, Carbon content, Nitrogen content, C/N ratio*