

反応速度論を用いた土壌呼吸速度のモデル化

小森 友明・関 平和

(金沢大学工学部土木建設工学科)

A Study on Modeling of Soil Respiration by the Technique of Chemical Kinetics

Tomoaki KOMORI and Hirakazu SEKI

(Department of Civil Engineering, Faculty of Technology, Kanazawa University)
2-40-20, Kodatsuno, Kanazawa, 920 Japan

Abstract

Experiments of soil respiration are made using a soil sample mixed with a proper amount of compost in laboratory scale. Considering CO₂ generation and diffusion processes, it is explained that the rate of soil respiration does not depend on the oxygen concentration in the soil because the size of moist compost particles is as small as 44 μm on average. It means that the rate of soil respiration does not depend on the depth from the surface but depends on time only. Based on the above idea, an analytical solution of the unsteady diffusion equation is obtained and a method for estimating the rate of soil respiration by applying the experimental results of CO₂ concentration in the soil is discussed. Following a manner of chemical kinetics, it is found out that the rate of soil respiration is proportional to the mass of compost introduced and the Q₁₀ value representing the temperature dependence of soil respiration is about 2.5 on average, which is smaller than the value 3.0 obtained by Monteith *et al.*

The theory of estimation of soil respiration and the procedure to make up an experimental equation proposed here will be useful to get the basic information before investigating the prevention of snow mold.

Key words: Chemical kinetics, Gas diffusion, Snow mold, Soil respiration.

キーワード: ガス拡散, 土壌呼吸, 反応速度論, 雪腐れ病

1. 緒 言

北陸地方のような多雪地域における冬作物の雪腐れ病が積雪下の土壌ガス環境と深い関係を持つことが指摘されている(高見ら, 1991)。土中で発生したCO₂ガスが土壌層, 積雪層を通して大気中へ放散する速度が小さく, 根圏付近に滞留して作物の生長を阻害するというものである。雪腐れ病防止対策を検討するためには, 土中のCO₂発生速度(土壌呼吸速度)と拡散速度, 雪層中のCO₂ガスの拡散及び吸着速度などの基礎的知見を正確に把握することが重要である。このうち, 土壌呼吸速度については我が国では矢吹(1966), 矢吹・青木(1977)による測定結果の報告例などがある。しかし, 土壌呼吸は, 物理的(通気性, 含有水分, 温度など), 化学的(含有有機物

の種類など)諸条件のみならず, 生物学的(優占微生物種など)条件にもかかわる非常に複雑な現象であるため, これらの断片的な測定結果のみからあらゆる地域に適用し得る普遍的な土壌呼吸速度の推算式を得ることは困難である。したがって, 実際上は調査の対象となる地域ごとにその都度個別の測定を行い, その結果に基づいてその地域に適用可能なモデルを作成しなければならない。そのためにも土壌呼吸速度の正確な測定方法とモデル化の手法を整理しておくことは重要であろう。

土壌呼吸速度の測定方法については, 乱流変動法などの微気象学的方法(例えば, 長谷場, 1992)と, 土壌表面にチェンバーを被せてその中の濃度増加量から見積るチェンバー法が一般的である(井上, 1986)。これらの方法はCO₂発生源である土壌層をブラックボックスとし, 結果として土壌表面から放出されるCO₂の全量を測定する直接法であるため, 現場での測定は簡便であるが,

土壌の内部情報を与えないので土壌呼吸の機構を把握するには不向きである。これに対して土壌内のCO₂濃度の測定結果から間接的に土壌呼吸速度を推定する方法も考えられる。この方法は土壌内へのセンサーの設置などの煩雑さを伴うが、単に土壌呼吸速度を算出できるのみならず、土壌呼吸の機構解明に役立つ。たとえば、van Bavel (1951)によって得られた土壌内のCO₂濃度分布式を利用する方法などがこの方法に属する。ただし、van Bavelの式は定常状態を仮定して得られたものなので、例えば、施肥直後の非定常状態における土壌呼吸速度の時間的変化などを詳しく検討したい場合についてはそのまま適用できない。Kanwar *et al.* (1989)は非破壊土壌を対象に、拡散と土壌呼吸を考慮して得られた土中の酸素ガス濃度の経時的变化の数学的解析を行い、得られた酸素濃度の計算値が実測値とよく一致することを明らかにした。しかし、土壌層を下方に無限に広がる半無限体と仮定しているため、その理論式はせいぜい24 hrまでの短い時間に対してしか適用できない。

本研究では、土壌呼吸の室内実験を行い、後者の方法の一例として土壌中の任意深さに設置したイオンセンサーにより土壌空気中のCO₂濃度を経時的に測定し、その測定結果に基づいて土壌内のCO₂の発生、拡散機構を整理した。そして、土壌層を有限厚さの平板とみなして予め誘導した非定常拡散方程式の解を用いて工学的手法により土壌呼吸速度を求める方法を検討した。さらに、得られた土壌呼吸速度の経時的变化から土壌呼吸の機構を反応速度論的に整理しモデル化した。

2. 材料および実験

2.1 使用した混合土の特性

実験に使用した混合土は、真密度 $\rho_s = 2582 \text{ kg/m}^3$ の土粒子からなる試料土に、牛糞、豚糞を原料とした混合堆肥をモルタル用の攪拌機で混ぜ合わせて作成した。堆肥/土の混合比は乾物質量比で2.05~4.39%の範囲とした。試料土の粒径加積曲線をFig.1に示す。その平均粒径は216 μm であった。堆肥は3日間天日乾燥した後、粉碎機で粉状にした。なお、天日乾燥後の堆肥の平均含水率(湿量基準の質量比)は2%であった。アンドレアゼンピペット法により測定した堆肥粒子の粒径加積曲線はFig.1に示す通りであり、その平均粒径は44 μm であった。

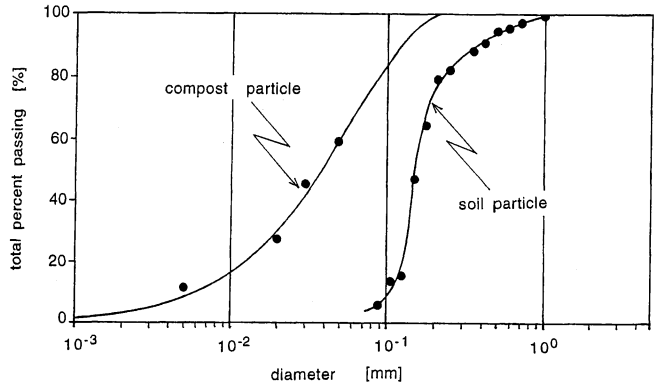


Fig. 1. Particle size accumulative curves of the sample soil and compost.

2.2 実験装置

農地では一般に0.4~0.5mの厚さの作土層だけが耕作の対象となり、その下の底部土層は堅く締め固められた状態になっているものと考えられる。このため、ガス交換、水分移動、土壌呼吸などの現象はほとんど作土層のみで起こっていると考えて差し支えないだろう。そこで、作土層の一部を切り取ったものと想定した実験装置をFig.2に示す。試料容器は縦横340mm、高さ550mmの亚克力樹脂製の直方体型容器で、底面から深さ530mmの位置まで土壌を投入する。土壌中にCO₂濃度測定用のイオンセンサー(東亜電波製、CE-331)をそれぞれ土壌表面から100, 200, 300, 400mmの位置に設置し、記録計と接続して実験中の土壌内の各位置のCO₂濃度が連続的に記録できるようにしてある。

2.3 実験手順

試料容器に試料土を投入する前に、CO₂ガスボンベからの純ガスを用いてイオンセンサーの校正を行った。このセンサーによる測定値の相対誤差は5%以内である。

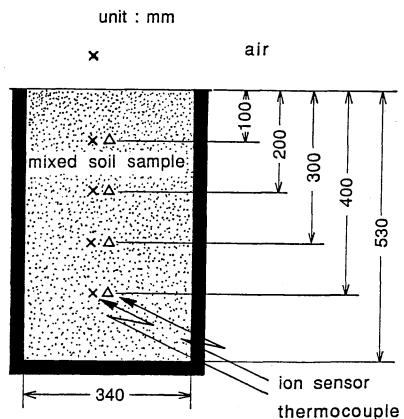


Fig. 2. Experimental apparatus.

Table 1 Average temperature, volume, mixing ratio of compost to soil, moisture content and gas filled porosity of mixed soil samples.

Run	Average temperature T [°C]	Volume V [m ³]	Soil dry mass M_s [kg]	Compost dry mass M_c [kg]	Mixing ratio M_c/M_s [%]	Moisture content w [-]	Gas filled porosity θ_g [-]
1	23.0	0.0540	45.89	1.96	4.27	0.264	0.427
2	20.0	0.0540	50.32	1.03	2.05	0.231	0.415
3	17.0	0.0637	59.12	1.83	3.10	0.232	0.410
4	2.5	0.0637	55.34	2.43	4.39	0.296	0.386
5	2.5	0.0637	57.83	1.87	3.23	0.288	0.371
6	2.5	0.0637	60.04	1.24	2.07	0.278	0.363

たとえば測定値が0.2%のときの精度は±0.01%、測定値が5%のときの精度は±0.25%である。予備実験により試料土と堆肥を混合した直後から土壌呼吸が始まるのが分かったので、作成直後の混合土を少量ずつほぼ一定の力で締め固めながら試料容器に投入した。このとき、イオンセンサーと銅-コンスタンタン熱電対を土中の所定の位置に埋め込んだ。土壌表面から放出されたCO₂ガスが土壌表面近傍に滞留しないように、試料容器から約3m離れた位置に扇風機を置き送風した。熱線風速計の測定結果に拠れば、土壌表面の水平方向風速は約2m/secであった。記録紙上に描かれた濃度-時間曲線を見ながら土壌内の各位置でのCO₂ガス濃度が時間的にほとんど変化しなくなった時点で実験を終了した。なお、実験は常温[17~20°C…実験室内で実施(Run 1, 2, 3)]および低温[約2.5°C…低温室内で実施(Run 4, 5, 6)]の2通りの温度条件下で行い、各条件について試料土と堆肥の混合比率をそれぞれ3通りに変えた。なお、各実験の温度条件と試料の諸元はTable 1にまとめて記した。

3. 土中のCO₂の発生および拡散機構の検討

本実験における土中のCO₂の発生および拡散の機構は概ね以下の通りであろう。混合土壌内の堆肥粒子の存在状態は分散状態が理想的であると仮定すれば、Fig.3のように土壌内に均一に分散しているであろう。堆肥粒子を球とみなすと土壌空气中の酸素が堆肥粒子内部へ球状に拡散する。堆肥粒子内部に存在する微生物はこの酸素を用いて堆肥粒子中の有機物を分解する。その結果発生したCO₂は拡散によって堆肥粒子外へ運ばれ土壌中の空隙内に放出された後、混合土壌層の深さ方向に生じてい

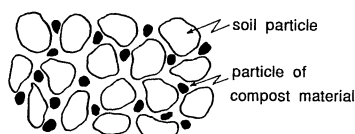


Fig. 3. Particles of compost material in a mixed soil bed.

る濃度勾配により鉛直方向へ1次的に拡散して土壌表面に達した後、大気中へ放出される。

この場合、堆肥粒子が固体部分と液状水からなる湿润状態にあるものとする、粒子内の溶存酸素の物質収支式は次のように表される(Bird *et al.*, 1960)。

$$D_{OL} \left(\frac{d^2 O}{dr^2} + \frac{2}{r} \frac{dO}{dr} \right) = r_0 \quad (1)$$

境界条件は

$$r=0, \quad \frac{dO}{dr} = 0 \quad (2)$$

$$r=R, \quad O=O_R \quad (3)$$

ここで、 O は湿润堆肥粒子内の溶存酸素濃度[kg-O₂/m³]、 D_{OL} は溶存酸素の拡散係数[m²/h]、 r は湿润堆肥粒子の半径方向距離[m]、 r_0 は土壌呼吸による溶存酸素の消費速度[kg-O₂/(m³h)]、 R は湿润堆肥粒子の半径[m]、 O_R は湿润堆肥粒子表面の溶存酸素濃度[kg-O₂/m³]を表す。

後述のCO₂発生速度の結果から本実験における r_0 の最大値を見積ると 2.59×10^{-8} kg-O₂/(m³h)となる。いま仮に r_0 が粒子内で均一にこの値であるものと仮定して上式を解き、粒子表面の濃度 O_R と粒子中心の濃度 O_0 の比を求めると粒子径 R に対してFig.4のように変化する。ただし、 D_{OL} は20°Cにおける値 7.2×10^{-6} m²/hを

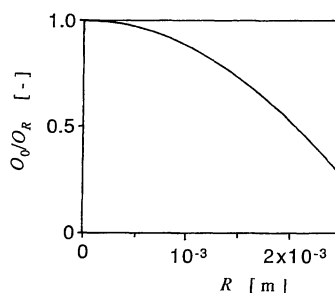


Fig. 4. Relation between the ratio of dissolved oxygen concentration at the center to that at the surface of a moist compost particle O_0/O_R and its radius R .

用いた(化学工学協会, 1978)。本実験で用いた堆肥粒子の質量平均粒径は $4.4 \times 10^{-5} \text{m}$ ($44 \mu\text{m}$)であるから $O_R = 0$ とみなすことができる。すなわち、堆肥粒子内の溶存酸素濃度はほとんど均一とみなせることが分かる。

いっぽう、ここで対象としている土壌呼吸は微生物による土中有機物の分解反応であり、 r_0 は O について次のようなMono型の式で与えられる(例えば、中野(1991))。

$$r_0 = k \frac{O}{K+O} \quad (4)$$

ここで、 k は O の値が十分に高いときに示す最大反応速度 [$\text{kg-O}_2/(\text{m}^3\text{h})$]、 K は飽和定数と呼ばれ、反応速度が $k/2$ のときの溶存酸素濃度 [$\text{kg-O}_2/\text{m}^3$]を表す。後述の実験結果によれば、土壌空気中の CO_2 濃度は最大10%であった。したがって、呼吸商をほぼ1と仮定して概算すると酸素濃度は約11%以上である。この場合、Henryの法則に基づいて堆肥粒子表面における溶存酸素濃度 O_R を計算すると約5 mg/l 以上となる。また、上述の考察により粒子内濃度 O は O_R に等しいと考えてよいから $O > 5\text{mg/l}$ といえる。また、Molz *et al.*(1986)によれば、土中水溶存酸素の飽和定数 K は0.7~0.8 mg/l であるという。もしそうなら K は O の約15%以下となるので、

$$0.87 \leq \frac{O}{K+O} \leq 1 \quad (5)$$

の関係が仮定でき、式(4)の r_0 に及ぼす O の影響は小さく r_0 は近似的に一定値 k に等しいとみなしても差し支えないものと考えられる。すなわち、堆肥粒子内の反応速度は近似的に酸素濃度に無関係とみなせるであろう。

以上のことから、土壌層内には高さ方向に酸素濃度の分布があるが、土壌呼吸速度は土壌層の高さ方向にはほとんど変化せず、時間のみの関数になると考えることができる。

4. 拡散方程式の非定常解を利用した 土壌呼吸速度の算出理論

土壌と大気とのガス交換速度が土壌内のガスの蓄積速度を無視できる程度に大きい場合には、擬定常状態を仮定した物質収支式を解いて得られたvan Bavel(1951)の濃度分布式から呼吸速度を算出することが可能である。しかし、本実験の初期のように土壌内部のガス濃度の変化が大きい時期における呼吸速度の算出は、より一般的な非定常条件下での解析解を用いる必要がある。そこで、本章では、前章の検討結果を考慮しながら拡散方程式の非定常解の誘導とその解を用いた土壌呼吸速度の算出理論について述べる。

4.1 土壌内の CO_2 濃度分布式の誘導

作土層を想定した試料容器内の CO_2 の非定常拡散問題を解くに当たり、次の仮定を導入する。

1) 作土層(試料容器)内の水分、有機物濃度、温度は層全体を通じて均一である。

2) 気相中酸素濃度は作土層(試料容器)底部においても10%以上であり、土壌呼吸速度は層全体を通じて均一である。

3) 層内の CO_2 拡散係数は気相率のみによって決まる一定値である。

4) 土壌表面での拡散抵抗は無視できる。

以上の仮定の下に、土中の CO_2 の拡散方程式は

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} + \Phi(t) \quad (6)$$

ここで、 C は土壌内の CO_2 濃度 [kmol/m^3]、 t は時間 [h]、 z は土壌表面からの深さ [m]、 D は土壌内の CO_2 拡散係数 [m^2/h]、 $\Phi(t)$ は土壌呼吸速度 [$\text{kmol-CO}_2/(\text{m}^3\text{h})$]である。

仮定4)より土壌表面の CO_2 濃度は大気中の CO_2 濃度にほぼ等しいものと考えると、

$$C = C_0 \quad (z=0) \quad (7)$$

作土層と底部土層の境界(容器底)ではガスの移動がないので、

$$\frac{\partial C}{\partial z} = 0 \quad (z=l) \quad (8)$$

初期条件は層全体にわたって均一であるとする

$$C = C_i \quad (t=0) \quad (9)$$

式(7)~(9)を満たす式(6)の解はGreen関数法(Carslaw and Jaeger, 1959)により次のように求まる。

$$\begin{aligned} C = & C_0 + (C_i - C_0) \sum_{n=1}^{\infty} \frac{4}{(2n-1)\pi} \sin\left\{\frac{(2n-1)\pi}{2l} z\right\} \\ & \cdot e^{-D\left\{\frac{(2n-1)\pi}{2l}\right\}^2 t} \\ & + \int_0^t \Phi(\lambda) \sum_{n=1}^{\infty} \frac{4}{(2n-1)\pi} \sin\left\{\frac{(2n-1)\pi}{2l} z\right\} \\ & \cdot e^{-D\left\{\frac{(2n-1)\pi}{2l}\right\}^2 (t-\lambda)} d\lambda \quad (10) \end{aligned}$$

4.2 土壌呼吸速度の算出法

2.3で述べたように土壌呼吸実験は試料容器に土壌を充填し終えると同時に開始したので、土壌内の CO_2 ガスの初期濃度 C_i は大気中の CO_2 濃度 C_0 とほぼ等しいと考えることができる。また、 C_0 は $5.0 \times 10^{-6} \text{kmol}/\text{m}^3$ で、本実験では土壌中の C の実測値($10^{-4} \text{kmol}/\text{m}^3$ 以上)に対して非常に小さいので、相対的に0と置くことができ、式(10)は次のように書き換えられる。

$$C = \int_0^t \Phi(\lambda) \sum_{n=1}^{\infty} \frac{4}{(2n-1)\pi} \sin\left\{\frac{(2n-1)\pi}{2l}z\right\} \cdot e^{-D\left\{\frac{(2n-1)\pi}{2l}\right\}^2(t-\lambda)} d\lambda \quad (11)$$

式(11)は積分形になっているので、この式から直接 $\Phi(t)$ の値を求めるのは困難であるが、微小な時間区間 $(j-1)\Delta t < t < j\Delta t$ において $\Phi(t)$ が一定値 $\Phi(j)$ であるものと近似して積分項を離散化すれば、 $\Phi(j)$ の値は次式により $j=1$ の場合から逐次求めることができる。 $\Phi(j)$

$$C(j\Delta t, z) - \sum_{i=1}^{j-1} \Phi(i) \sum_{n=1}^{\infty} \frac{4}{(2n-1)\pi} \sin\left\{\frac{(2n-1)\pi}{2l}z\right\} \cdot e^{-D\left\{\frac{(2n-1)\pi}{2l}\right\}^2(j-i+1/2)\Delta t} \cdot \Delta t \\ = \frac{\sum_{n=1}^{\infty} \frac{4}{(2n-1)\pi} \sin\left\{\frac{(2n-1)\pi}{2l}z\right\} \cdot e^{-D\left\{\frac{(2n-1)\pi}{2l}\right\}^2 j \Delta t / 2} \cdot \Delta t}{\sum_{n=1}^{\infty} \frac{4}{(2n-1)\pi} \sin\left\{\frac{(2n-1)\pi}{2l}z\right\} \cdot e^{-D\left\{\frac{(2n-1)\pi}{2l}\right\}^2 j \Delta t / 2} \cdot \Delta t} \quad (12)$$

なお、土中の CO_2 ガスの拡散係数 D はBruggeman型の式(遅沢ら, 1989)で整理した小森ら(1993)の実験式により求めた。

5. 結果と考察

5.1 CO_2 濃度の経時の変化

常温及び低温条件下それぞれの温度及び CO_2 濃度の経時の変化の実験結果の1例をFig. 5に示す。常温実験では室温の日変化に追従して土壌温度も変化した。室温変化の振幅が $1\sim 2^\circ\text{C}$ であったのに対し、土壌温度変化の振幅は各位置でほぼ 0.5°C であり、かつ高さ方向にも最大 1°C の差しか生じなかった。近似的にはほぼ一定の温度条件が満たされたと考えられる。低温実験では土壌温度は約 2.5°C でほとんど一定に保たれ、かつ高さ方向にもほとんど変化がなかった。ただ、実験開始直後に温度がいくぶん高いのは試料土と堆肥の混合作業を低温室外で行ったので、実験開始後低温室内の温度にまで低下するのに約1日要したためである。

図に示した CO_2 濃度はイオンセンサーで測定した土壌空隙内 CO_2 ガスのモル分率 C_{EX} [$\text{m}^3\text{-CO}_2/\text{m}^3$]をパーセント表示した生データである。 C_{EX} から C への換算は次式による。

$$C = \Psi_a \frac{1}{22.4} \frac{273}{273+T} C_{EX} \quad (13)$$

ただし、 Ψ_a は土壌の気相率[-]、 T は温度 $[\text{C}]$ を表す。

C_{EX} はすべての実験において実験開始直後から急速に増加し5~6h後に最高値に達し、その

後は徐々に低下した。最高値は常温条件下の方が低温条件下よりも約2倍高い値を示し、温度が高い方が有機物分解反応速度が大きくなることを示している。このことについての考察は5.4で述べる。

5.2 土壌呼吸速度の経時の変化

まず、4.2で述べた方法による算出結果の妥当性を確認しておく。土壌呼吸による混合土壌内の炭素減少量を ΔC [kg]とするとそれが全て CO_2 ガスに変わったものと考えられるから、実験中に発生した CO_2 ガスの全量は、 $(44/12)\Delta C$ [kg]と表される。ただし、44は CO_2 のモル質量 [kg/kmol]、12は炭素のモル質量 [kg/kmol]である。いっぽう、これは式(12)から得られる $\Phi(j)$ の値を用いると $44V\sum\Phi(j)\Delta t$ [kg]とも表される。ここで、 V は混合土の容積を表す。両者の結果を比較したものをTable 2に示す。Run 2を除き計算値は実験値よりも10~20%小さいものの両者は比較的良好一致し、

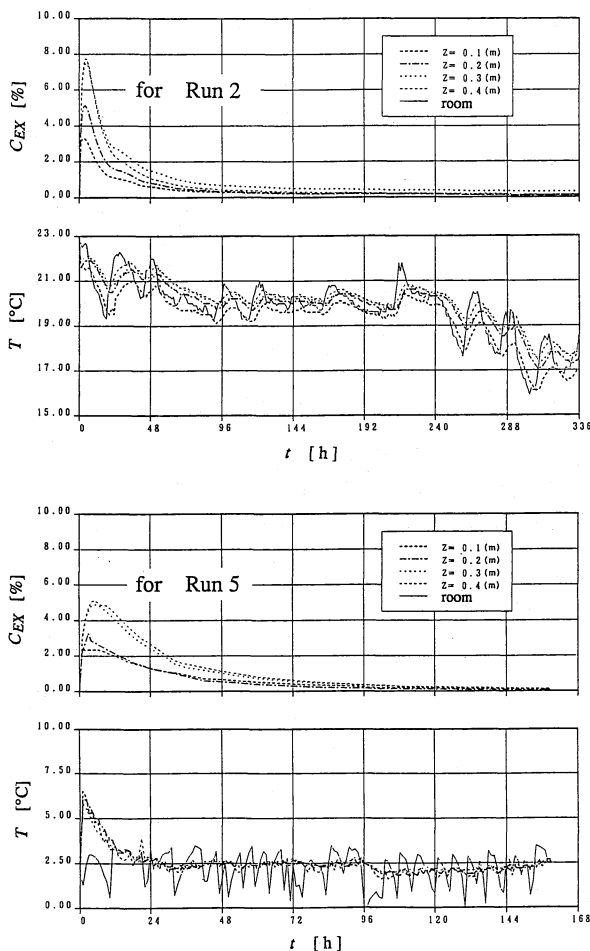


Fig. 5. Changes in temperature T and carbon-dioxide concentration in the mixed soil C_{EX} with time t .

Table 2 Relation between the experimental results of the total amount of CO₂ generation during the experiment with the estimated results from $\Phi(j)$.

Run	Experimental results $\frac{44}{12} \Delta C$ [kg-CO ₂]	Calculated results $44V \sum_j \Phi(j) \Delta t$ [kg-CO ₂]
1	1.82×10^{-2}	1.49×10^{-2}
2	6.53×10^{-3}	7.04×10^{-3}
3	1.11×10^{-2}	1.06×10^{-2}
4	4.87×10^{-3}	4.09×10^{-3}
5	5.86×10^{-3}	4.67×10^{-3}
6	4.07×10^{-3}	3.16×10^{-3}

基質(井ノ子, 1981)の分解が盛んであること, その分解が終わって難分解基質(井ノ子, 1981)のみになると分解速度は非常に小さいので, 見かけ上ほぼ一定の値となることが推察される。

5.3 土壌呼吸過程のモデル化

井ノ子(1981), Knapp(1983)によれば, 土壌中に存在するある有機質成分 i の分解速度はその成分 i の質量に比例すること, すなわち, 1次反応に従うことが指摘されている。有機物中の炭素含有量はほぼ一定と考えることができるので(例えば, 熊田, 1981), 成分 i の質量をその代表的化学物質である炭素の質量 m_i [kg-C/m³] で代表させると, その時間的变化は次式で与えられる。

$$\frac{dm_i}{dt} = -k_i m_i \quad (14)$$

ここで, k_i は成分 i の分解反応の速度定数 [1/h] を表す。初期値を m_{i0} として上式を積分すると

$$m_i = m_{i0} e^{-k_i t} \quad (15)$$

成分は特定できないものの, 前節での推測結果から土中有機物(炭素質量 m) は易分解有機物群(炭素質量 m_1) と難分解有機物群(炭素質量 m_2) の2群に大別できる。この場合, m はつぎのように表される。

$$m = m_1 + m_2 = m_{10} e^{-k_1 t} + m_{20} e^{-k_2 t} \quad (16)$$

前節の結果から $k_1 \gg k_2$ であるから, ここで行った実験時間の範囲では式(16)の右辺第2項を Taylor 展開し第2項までを残すと, m は次のように近似できる。

$$m = m_{10} e^{-k_1 t} + m_{20} (1 - k_2 t) \quad (17)$$

$$\frac{dm}{dt} = \frac{dm_1}{dt} + \frac{dm_2}{dt} = -m_{10} k_1 e^{-k_1 t} - m_{20} k_2 \quad (18)$$

1 kmol の CO₂ 発生に対して炭素 1 kmol すなわち 12 kg が消費されるから, 土壌呼吸速度 $\Phi(t)$ と dm/dt の関係は次のようになる。

$$-\frac{dm}{dt} = 12 \Phi(t) \quad (19)$$

Fig. 6 においてはほぼ一定とみなせる状態での $\Phi(t)$ の値を Φ_0 とすると, この時点では既に m_1 が消失していると考えられるので,

$$12 \Phi_0 = m_{20} k_2 \quad (20)$$

式(20)を式(18)へ代入すると, dm_1/dt は次のように表される。

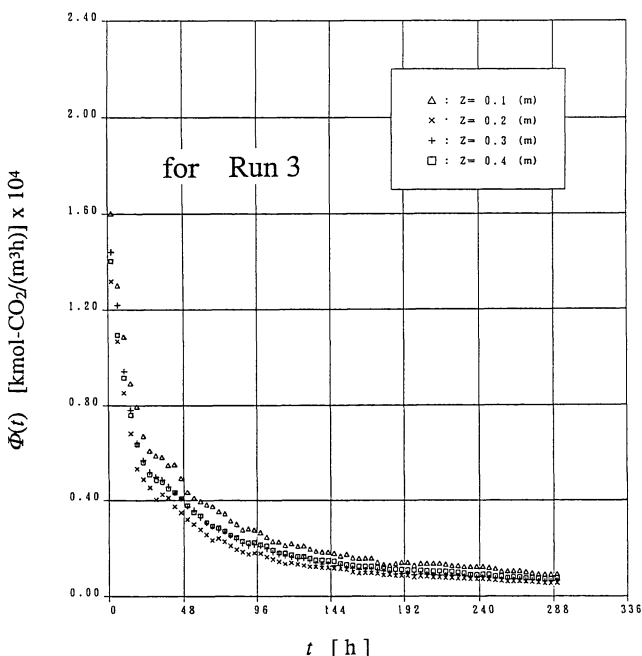


Fig. 6. Calculated results of the rate of CO₂ generation $\Phi(j)$ with time t .

ここで述べた $\Phi(j)$ の算出法は妥当であるといえる。

式(12)から求めた $\Phi(j)$ の結果の一例を Fig. 6 に示す。算出に当たっては時間刻み Δt を 4 h としたが, 2 h とし算出した場合との差は 1% 以下であったことからそれが十分小さい刻み幅であることを予め確認した。 $\Phi(j)$ 値は濃度測定を行った各深さごとに別々に求めたが, 深さによって約 ±20% の差を生じた。位置 z と $\Phi(j)$ の関係は実験によって異なり, 両者の間に一定の関係が見い出せなかったが, 仮定 2) は少なくとも約 ±20% の誤差範囲内で妥当であるといえよう。

$\Phi(j)$ の値は初期に相対的に大きく, 時間の経過とともに減衰し, ある程度時間が経過するとほぼ一定となる傾向が見られる。このことから, 実験の初期には易分解

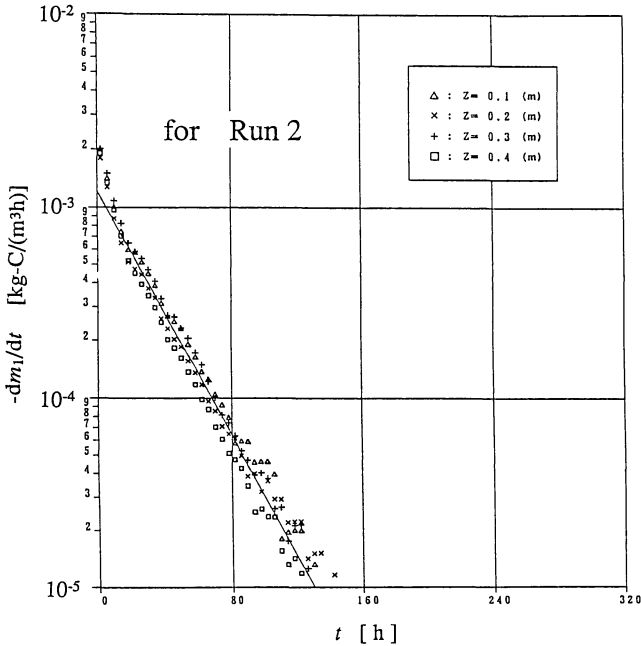


Fig. 7. Change in $-dm_1/dt$ with time t .

Table 3 Estimated results of k_1, k_2, m_{10} and m_{20} .

Run	k_1 [1/h]	k_2 [1/h]	m_{10} [kg-C/m ³]	m_{20} [kg-C/m ³]
1	3.57×10^{-2}	1.02×10^{-6}	7.28×10^{-2}	15.26
2	3.68×10^{-2}	1.10×10^{-6}	3.26×10^{-2}	7.98
3	2.39×10^{-2}	1.01×10^{-6}	4.18×10^{-2}	12.16
4	4.07×10^{-2}	1.99×10^{-7}	1.70×10^{-2}	15.94
5	3.57×10^{-2}	2.15×10^{-7}	1.96×10^{-2}	12.26
6	3.76×10^{-2}	2.34×10^{-7}	1.33×10^{-2}	8.29

$$\frac{dm_1}{dt} = 12 \{ \Phi_0 - \Phi(t) \} \quad (21)$$

$\Phi(t)$ の実験値を式(21)に代入して得られた dm_1/dt を時間に対して片対数グラフにプロットした結果の一例を Fig.7 に示す。 dm_1/dt は時間に対してほぼ直線的に減少し、式(18)はほぼ妥当である。また、 dm_1/dt の値は深さごとにそれほど差がないので、すべての深さにおけるデータを基に最小二乗法により直線を決定した。その直線の切片は $m_{10}k_1$ 、傾きは $k_1/2.303$ を与えるので、これらから k_1 と m_{10} が求められる。 m の初期値 (CN コーダーにより測定) から m_{10} を差し引くと m_{20} が求まり、これを式(20)に代入すると k_2 が求まる。このようにして得られた各実験についての $k_1, k_2, m_{10}, m_{20}, k_1m_{10}, k_2m_{20}$ の値を Table 3 に示す。各実験における投入堆肥中の炭素量と易分解有機物中の炭素量 m_{10} とを比較すると、常温実験に関しては m_{10} が全量の 0.3~0.5% であり、低温実験においては 0.1~0.2% であった。ともに非常に

少なく、投入堆肥はほとんど難分解有機物からなっていたものと思われる。

5.4 土壌呼吸速度に及ぼす投入堆肥質量と温度の影響

5.1 で指摘したように低温実験では土壌内温度が 2.5℃ でほぼ一定であった。各実験において土壌呼吸速度がほぼ一定となったとき、すなわち安定分解期間における土壌呼吸速度 Φ_0 を投入堆肥質量 C_X に対してプロットすると Fig.8 のようになる。 Φ_0 は明らかに C_X に比例し、最小 2 乗法によりつぎの関係が得られた。

$$\Phi_0 = 1.0 \times 10^{-7} C_X \quad (22)$$

いっぽう、投入堆肥質量が一定であるとき、土壌呼吸のような生物反応における反応速度の温度依存性は、温度が 10℃ 上昇すると反応速度が何倍になるかを表す特性値、すなわち Q_{10} 値を用いて次式のように与えられる (Rosenberg *et al.*, 1983)。

$$\Phi_0(T) = \Phi_0(T_0) \cdot Q_{10}^{\frac{T-T_0}{10}} \quad (23)$$

ここで、 $\Phi_0(T)$ は任意温度 T における土壌呼吸速度、 $\Phi_0(T_0)$ は基準温度 T_0 における土壌呼吸速度を表す。投入堆肥質量がほぼ等しい Run 1 と 4、Run 2 と 6、Run 3 と 5 のそれぞれの組み合わせについて $\Phi_0(T)$ を温度 T に対し片対数紙にプロットした。その一例を Fig.9 に示す。図の直線の傾きから算出された Q_{10} 値は 2.28 (Run 1, 4)、2.35 (Run 2, 6)、2.73 (Run 3, 5) で、平均値は 2.5 となった。これまでに得られている数少ない測定データのうち、Monteith *et al.* (1964) によれば土壌呼吸の Q_{10} 値はほぼ 3 であるといわれているが、ここで対象とした混合土について得られた結果はそれよりも小さい値となった。

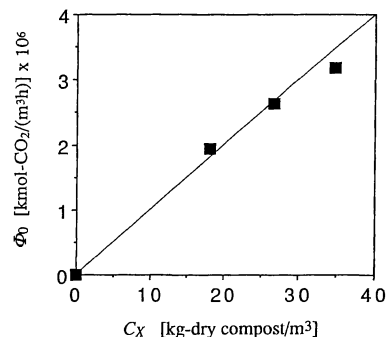


Fig. 8. Relation between the rate of soil respiration in the steady-decomposition period Φ_0 and the amount of compost introduced C_X .

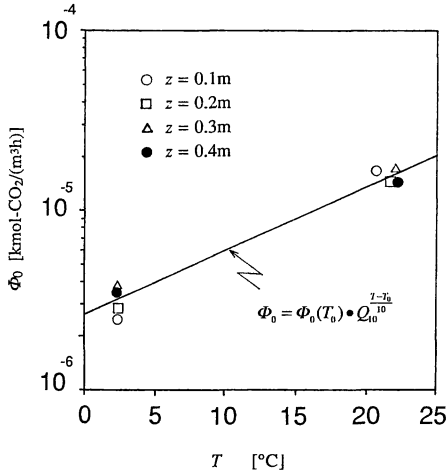


Fig. 9. Relation between the rate of soil respiration in the steady-decomposition period Φ_0 and temperature T .

6. 結 言

適量の堆肥を混入して作成した混合土を用いて土壌呼吸の室内実験を行った。本実験では使用した堆肥の平均粒子径が 44μ と小さかったことから、土壌呼吸速度は土中の酸素濃度には依存しないこと、すなわち、土壌呼吸速度が場所(深さ方向)の関数にはならず、時間のみに依存することを土中の CO_2 発生、拡散機構を検討することによって説明できた。この知見に基づき非定常拡散方程式の解析解を求め、その解に実験で得られた濃度実測値を代入して土壌呼吸速度を見積る方法を検討した。そして、実験結果に基づいて求めた土壌呼吸速度を工学的な立場からモデル化した。その結果、土壌呼吸速度は投入堆肥質量に比例し、温度依存性を表す Q_{10} 値は 2.5 であり Monteith *et al.* (1964) の測定結果 3 よりも小さかった。

ここで得られた土壌呼吸速度の算出理論と実験式作成手順は、土壌通気の計画、雪腐れ病誘発防止など土壌環境改善対策の検討に先だって基礎的な知見を得るために利用できるものと思われる。

引用文献

Bird, R. B., Stewart, W. E. and Lightfoot, E. N., 1990: Transport Phenomena. John Wiley &

Sons, 542-546.
 Carslaw, H. S. and Jaeger, J. C., 1959: Conduction of Heat in Solids, 2nd ed., Clarendon Press, Oxford, 353-361.
 長谷場徹也, 1992: 新版 農業気象学. 文永堂出版, 57-60.
 井上君夫, 1986: チャンバー法による土壌面 CO_2 フラックスの測定. 農業気象, **42** (3), 225-230.
 井ノ子昭夫, 1981: 土壌中における有機物の分解と集積. 土肥誌, **52** (6), 548-558.
 化学工学協会, 1978: 化学工学便覧 改訂四版. 丸善, 68-69.
 Kanwar, P. S., Mukhtar, S. and Singh, P., 1989: Transient-State Oxygen Diffusion Through Undisturbed Soil Columns. *Trans. ASAE.*, **32** (5), 1644-1650.
 Knapp, E. B., 1983: Carbon, nitrogen and microbial biomass interactions during decomposition of wheat straw. *Soil Biol. Biochem.*, **15** (4), 455-461.
 小森友明・関 平和・高見晋一・小南靖弘・横山宏太郎, 1993: 拡散方程式の非定常解を利用した土壌中の CO_2 拡散係数の測定法. 日本農業気象学会北陸支部会誌, **19**, 36-40.
 熊田恭一, 1981: 土壌有機物の化学 第2版. 学会出版センター, 249-276.
 Molz, F. J., Widdowson, M. A. and Benefield, L. D., 1986: Simulation of Microbial Growth Dynamics Coupled to Nutrient and Oxygen Transport in Porous Media. *Water Resources Research*, **22** (8), 1207-1216.
 Monteith, J. L., Szeicz, G. and Yabuki, K., 1964: *J. Appl. Ecol.*, **1**, 321-337.
 中野政詩, 1991: 土の物質移動学. 東京大学出版会, 141.
 遅沢省子・久保田 徹・宮崎 毅・中野政詩, 1988: 土の中の物質移動(その8). 農業土木学会誌, **57** (2), 135-142.
 Rosenberg, N. J., Blad, B. L. and Verma, S. B., 1983: Microclimate - the biological environment, 2nd ed., John Wiley & Sons, 111-112.
 高見晋一・横山宏太郎・小森友明・関 平和, 1991: 積雪下の CO_2 環境. 日本農業気象学会北陸支部会誌, **16**, 8-11
 van Bavel, C. H. M., 1951: A Soil Aeration Theory Based On Diffusion. *Soil Sci.*, **72**, 33-46.
 矢吸万寿, 1966: グリーン研究報告集, **10**, 1-17.
 矢吹万寿・青木正敏, 1977: 環境科学総合研究所報告, **4**, 165-170.