土壌の二酸化炭素の発生速度と土壌溶液中の 溶存有機炭素量との関係

森林の風乾土壌を湿潤処理した場合

瀬戸昌之・牛島忠広・神山恵三*

東京農工大学農学部*

いくつかの地域の森林から土壌を採取し、採土による攪乱の直接的な影響がなくなるまで、25°Cで静置培養した。これらの土壌の二酸化炭素の発生速度は土壌の採取地域によって大きな差を示した。この差は、土壌の pH, 含水比、従属栄養細菌数あるいは全有機炭素量との相関は低く、遠心分離して得られた土壌溶液中の微量な溶存有機炭素量との相関が高かった。

土壌の風乾・湿潤処理による二酸化炭素の発生速度の大きな変化も溶存有機炭素量の変化と高い相関を示した。すなわち、同じ土壌であっても、これを風乾しその後湿潤処理すると、二酸化炭素の発生速度 Y (mg 炭素/kg 乾土/時) は著しく増加しやがて減少した。このとき、溶存有機炭素量 X (mg 炭素/kg 乾土) も同様の増減を示し、処理後しばらくの間を除いて、 $Y=aX$ が成立した。温度 25°C における勾配 a は、府中市の関東ローム土で 0.355、鹿追町の火山灰土で 0.077、帯広市の沖積土で 0.072、鹿児島市の火山灰土で 0.131、および名護市の石灰岩土で 0.125 であった。

以上のように、土壌の二酸化炭素の発生速度は土壌溶液中の溶存有機炭素量ときわめて密接に関係することが明らかとなった。しかし、土壌の採取地域によって勾配 a が異なる理由は今後の課題として残された。また、二酸化炭素の発生速度、溶存有機炭素量および従属栄養細菌量との相互関係について二、三の考察を行った。

1980年3月21日受付

はじめに

土壌の二酸化炭素の発生速度は土壌の温度によって強く支配されることは広く認められている^{6,12,13,18}。しかし、温度が等しくとも二酸化炭素の発生速度は土壌の種類¹³により、また、同じ土壌であっても土壌の処理^{4,5,16}により大きな差があることも知られている。これらのことは土壌の二酸化炭素の発生速度が温度に加えて他の要因によっても強く支配されていることを意味する。

この支配要因として土壌の水溶性有機物量は重要であることが示された¹³。しかし、水溶性有機物量は、二酸化炭素の発生に重要な役割を果たすと考えられる土壌の従属栄養微生物が、利用できる量とは必ずしも一致しない¹³。そこで、上述の支配要因として遠心分離によって得られる土壌溶液中の溶存有機炭素量の重要性が示された^{13,15,16}。

また、上述の支配要因として土壌の含水比は重要であるとする報告^{6,22}がある。そこで、土壌の含水比を変えて二酸化炭素の発生速度と溶存有機炭素量との関係を調べた。その結果、含水比は溶存有機炭素量 X (mg 炭素/kg 乾土) に変化を与えることにより二酸化炭素の発生速度 Y (mg 炭素/kg 乾土/時) を間接的に支配することが明らかとなった¹⁵。この場合、含水比が極端に大きいときを除いて $Y=aX$ が成立し、温度 25°C における勾配 a は、府中市の森林の関東ローム土では 0.378、八王子市の水田の沖積土では 0.360 となり、二種類の土壌の勾配 a はほぼ等しかった。

Masayuki SETO,* Tadahiro USHIJIMA* and Keizo KAMIYAMA*: Relation between the Rate of CO₂ Evolution from Soil and the Amount of Dissolved Organic Carbon in Soil Solution—On the Forest Soils with Air-drying and Wetting Treatment.

* Faculty of Agriculture, Tokyo University of Agriculture and Technology, Fuchu, Tokyo 183, Japan.

いっぽう、土壌を風乾しその後湿潤処理すると、二酸化炭素の発生速度は著しく増加すること⁴⁾、また、風乾により土壌の水溶性有機物量も増加すること^{7,17)}が知られている。そこで、風乾土壌を湿潤処理し、二酸化炭素の発生速度と溶存有機炭素量との関係を調べた¹⁶⁾。この場合も、上述の含水比を変えた場合と同様に、二酸化炭素の発生速度は溶存有機炭素量によって直接的に支配され、処理後しばらくの間を除いて、 $Y=aX$ が成立した。温度 25°C における勾配 a は八王子市の水田の沖積土では 0.363、これに隣接する畑の沖積土では 0.367 であった。

以上のように、土壌の含水比を変えること、あるいは土壌を風乾しその後湿潤処理することは土壌の溶存有機炭素量に変化をもたらす、この変化に従って二酸化炭素の発生速度が決定されと考えられる。

上述の結果は府中市の関東ローム土と八王子市の沖積土について得られた結果であるが、本実験では、北海道および沖縄県を含む日本のいくつかの地域の森林土壌について、二酸化炭素の発生速度と溶存有機炭素量との関係を比較検討することを目的とした。また、これらの関係に及ぼす土壌の風乾と湿潤処理の影響について、従属栄養細菌量の相互関連を含めて、いくつかの考察を行った。

材料と方法

供試土壌 実験に用いた土壌は、東京都府中市の針広混交林の関東ローム土、北海道鹿追町の雑木林の湿性火山灰土、沖縄県名護市のモクマオー林の石灰岩土の他に、神奈川県川崎市の稲毛神社境内のイチョウ並木の沖積土、石川県金沢市の兼六公園の赤黄色土などである。すべての土壌はリター層を除く深さ約 5 cm までの表層土で、採土後ただちに直径 15 cm、高さ 9.5 cm の円形のプラスチック製の密閉容器に、約 1 cm 以上の動物や植物遺体をビンセットなどで除去しながら、湿重量で 250 g を入れた。これらの土壌の二酸化炭素の発生速度は、密閉容器に入れた当初は採土による攪乱のために比較的大きく、やがて減少して 2, 3 週間経過した後は長期間一定の値を示した。そこで、密閉容器に土壌を入れて 3~4 週間、25°C で静置培養した土壌を静置土壌 (incubated soil) として以後の実験に用いた。また、用いたプラスチック容器には気密性の高い蓋が装着できるが、この静置の間、容器内の酸素の減少を補うために、容器の蓋を約 1 分間外して再び蓋をすることを適宜行った。これらの土壌のいくつかの理化学的性質は Table 1 に示した。

風乾土壌を得るためには容器の蓋を外したまま室内に 3~5 週間放置した。なお、80°C で 2 日間加熱乾燥した

Table 1 Some physico-chemical properties of incubated soils.

Soil	Colour (wet soil)	Texture	pH		Maximum water holding capacity ^{a)}	Water con- tent ^{a)}	Bac- teria ^{b)}	TOC ^{c)}	DOC ^{d)}	Rate of CO ₂ evolu- tion ^{e)}
			H ₂ O	KCl						
● Fuchu (Kanto loam)	Brownish black	L	5.2	4.5	103.5	66.0	1.8	111.5	3.75	1.46
● Kawasaki (alluvial)	Brownish black	L	—	5.9	—	40.9	3.0	68.4	3.14	1.30
◎ Hachioji (alluvial)	Dark brown	CL	—	5.1	—	51.0	—	48.2	2.11	0.66
□ Kagoshima (volcanic)	Brownish black	L	5.2	4.3	49.4	40.3	1.5	42.0	2.56	0.40
☐ Nago (lime)	Dull brown	SL	5.8	5.3	54.0	25.2	—	20.4	2.63	0.38
○ Kirigamine (volcanic)	Black	L	4.8	4.5	—	78.4	1.7	74.0	2.30	0.32
○ Kanazawa (red-yellow)	Bright brown	SL	—	7.0	—	25.6	0.54	6.6	0.65	0.28
△ Shikaoi (volcanic)	Black	L	4.6	4.2	113.4	40.1	0.34	96.7	1.24	0.13
▲ Obihiro (alluvial)	Dark brown	L	5.2	5.1	61.1	33.5	0.75	21.7	0.85	0.08

^{a)} On an oven-dry weight basis (%); ^{b)} $\times 10^{10}$ cells/kg dry soil; ^{c)} Total organic carbon (g C/kg dry soil); ^{d)} Dissolved organic carbon (mg C/kg dry soil); ^{e)} mg C/kg dry soil/hr.

土壌は乾土 (dry soil) として風乾土壌 (air-dried soil) と区別した。

土壌の湿潤処理は、あらかじめ加熱により殺菌し、かつ炭酸イオンを除去した 50~100 ml のイオン交換水を、25~50 ml のホールピペットで容器内の 140~200 g の風乾土壌の上部から全面に注いだ。

すべての測定、操作および土壌の培養は 25°C の恒温室で行った。

二酸化炭素の測定 上述の方法で培養した静置土壌から発生する二酸化炭素量は、密閉容器内にあらかじめ設置してあるヨーグルトびんに 0.25 N KOH 溶液 25 ml を入れ、これに二酸化炭素を一定期間吸収させ、残存するアルカリ溶液を 0.25 N HCl 溶液で中和滴定して求めた。風乾土壌を湿潤処理したとき発生する二酸化炭素量は、土壌を含む上記と同じ大きさの容器に空気を取り入れ口と取り出し口を設け、容器を一定流速 (0.4 l/分) で通過する前および後の空気中の二酸化炭素の濃度差を非分散型赤外線ガス分析計で求めることにより計算した¹⁵⁾。なお、通気による土壌の乾燥をさけるために、土壌を含

むプラスチック容器を通過する前の空気は、あらかじめ水を満たした同じ容器を通過させた後に流した。

土壌溶液の採取と溶存有機炭素の定量 土壌溶液の採取は遠心分離法によった¹³⁾。これは二重の遠沈管を用い、底部に小孔を有する内側の遠沈管にあらかじめ洗浄・乾燥したろ紙 (ミリポアメンブランフィルター, HA タイプ) を装着して土壌を充てんする。これを冷却遠心機で 13,000×g, 4°C, 40 分間遠心し、外側の遠沈管に土壌溶液を集めた。土壌溶液中の溶存有機炭素量は湿式酸化-赤外線ガス分析法¹¹⁾を一部改良した方法¹⁴⁾で求めた。なお、遠心分離には 40 分を要するが、遠心分離を開始して 10 分後にはかなりの土壌溶液が得られ、かつ、土壌の温度も下がって微生物などの代謝も低下すると考えられる。そこで、溶存有機炭素量の経時変化は、遠心分離を開始して 10 分後の値をもって示した。

細菌数の測定 土壌中の従属栄養の細菌数は普通寒天培地を用いて希釈平板培養法で計測した¹⁶⁾。なお、土壌溶液の採取や細菌数の測定には採土による土壌の攪乱を伴うので、二酸化炭素の発生速度を測定するときはこの攪乱による影響をさけるために別の容器の土壌を供試した。また、測定値は可能な限り 3 回の繰り返し実験の平均値をもって示した。

結 果

静置土壌の二酸化炭素の発生速度と溶存有機炭素量との関係

Table 1 には供試した静置土壌のいくつかの理化学的性質の他に、二酸化炭素の発生速度を示した。これには二酸化炭素の発生速度の高い順に並べてあるが、この速度と土壌の粒径組成, pH あるいは含水比との相関は低い。この速度と細菌数, 全有機炭素量あるいは溶存有機炭素量とは比較的高い相関が認められた。最小自乗法による相関係数は、それぞれ、0.785, 0.528 あるいは 0.822 となり、ここでは溶存有機炭素量との相関がもっとも高かった。そこで、二酸化炭素の発生速度を Y (mg 炭素/kg 乾土/時)、溶存有機炭素量を X (mg 炭素/kg 乾土) とすると、最小自乗法により $Y = 0.391X - 0.280$ が得られた (Fig. 1)。

風乾湿潤処理土壌の二酸化炭素の発生速度、溶存有機炭素量および細菌数の経時変化

つぎに府中市の森林の風乾土壌を湿潤処理し、二酸化炭素の発生速度などの経時変化を調べた。湿潤処理により含水比は風乾土の 8.7% から 81.7% になった。これは最大容水量の 78.9% に相当する。二酸化炭素の発生速度は、湿潤処理前はきわめて小さくほぼ零であったが、

Fig. 1 Relation between the rate of CO_2 evolution (Y) and the amount of dissolved organic carbon (X) in soil solution of several incubated soils. Dotted line shows the equation of $Y = 0.391X - 0.280$ obtained by least squares. Symbols are the same as those shown in Table 1.

Fig. 2 Time course of the rate of CO_2 evolution, the amount of dissolved organic carbon in soil solution and the number of heterotrophic bacteria after wetting air-dried soil of forest floor at Fuchu.
 ○—○, CO_2 evolution; ●—●, carbon amount; ×...×, bacterial number.

処理後はただちに上昇して1時間後には極大値を示すことがわかる (Fig. 2)。これはその後減少したが7時間後から再び上昇して16時間後には第二の極大値を示し、以後減少を続け、6日後からはほぼ一定の値を示した。いっぽう、溶存有機炭素量は、湿润処理後、ただちに増加し約30分後には最大値を示し、以後急減し7時間後からはゆるやかに減少した。溶存有機炭素量は、二酸化炭素の発生速度と同様に、6日後からはほぼ一定の値を示した。また、従属栄養細菌数は土壌を風乾する前は、Table 1 に示すように、 1.8×10^{10} 細胞/kg 乾土であったのに対し、風乾後は 0.86×10^{10} 細胞/kg 乾土となり約半分に減少した。細菌数は湿润処理して7時間後から増加し始め、34時間後には最大値となり、やがて減少して3日後からはほぼ一定となり風乾前の数とほとんど等しくなった。

風乾湿润処理土壌の二酸化炭素の発生速度と溶存有機炭素量との関係

Fig. 2 で得られた二酸化炭素の発生速度とその時の溶存有機炭素量のすべての値から両者の相関関係を調べた (Fig. 3)。すなわち、二酸化炭素の発生速度は溶存有機炭素量と直線関係を示す値と、直線関係を示さない値(点線で囲んだ部分)の二つの群の存在がわかる。前者は湿

Fig. 3 Relation between the rate of CO_2 evolution and the amount of dissolved organic carbon in soil solution when the soil from forest floor at Fuchu was wetted after air-drying.

潤処理後しばらく経過（24時間経過）した後の値であり、後者はそれ以前の比較的早い時期に得られた値である。直線関係を示すとき、最小自乗法により求めた二酸化炭素の発生速度 Y (mg 炭素/kg 乾土/時) と溶存有機炭素量 X (mg 炭素/kg 乾土) との関係は、ほぼ原点を通る一次関数 ($Y=0.355X$) で表わされ、相関係数 r は 0.999 ときわめて高い値を示した。

いくつかの風乾湿潤処理土壌の二酸化炭素の発生速度と溶存有機炭素量との関係

以上は府中市の森林の土壌を用いて得られた結果であるが、これを他の森林の土壌と比較検討するために、北海道や沖縄県から採取したいくつかの風乾土壌を湿潤処理し、その後の二酸化炭素の発生速度と溶存有機炭素量の経時変化およびこれらの両者間の関係を調べた。湿潤処理後の含水比は帯広市の沖積土で 38.9、鹿追町の火山灰土で 52.2、鹿児島市の火山灰土で 50.2、および名護市の石灰岩土で 35.0% であった。これらはそれぞれの土壌の最大容水量の 63.7、46.0、101.6 および 64.8% に相当する。これらの土壌の二酸化炭素の発生速度の経時変化 (Fig. 4) は、比較のために記した上述の府中市の関東ローム土の場合と同様に、湿潤処理前はきわめて小さくほぼ零であり、処理後はただちに上昇して二つの極

Fig. 4 Time courses of the rates of CO_2 evolution of several soils after wetting the air-dry soils. Symbols are the same as those shown in Table 1.

Fig. 5 Relation between the rate of CO_2 evolution and the amount of dissolved organic carbon in soil solution when the soils from several forests were wetted after air-drying. Numbers are hours after wetting when the rates of CO_2 evolution and the amounts of organic carbon were determined. Symbols are the same as those shown in Table 1.

大値を示し、やがてゆるやかに減少した。さらに、それぞれの土壌における二酸化炭素の発生速度とその時の溶存有機炭素量との関係を Fig. 5 に示した。すなわち、上述の府中市の土壌と同様に、湿潤処理後しばらく経過（帯広市の土壌で 18 時間、鹿追町のそれので 26 時間、鹿児島市のそれので 16 時間そして名護市のそれので 16 時間経過）した後は、二酸化炭素の発生速度は溶存有機炭素量と原点を通る直線関係を示した。なお、この図には比較のために府中市の土壌のこれらの関係も示した。最小自乗法で求めた各土壌における二酸化炭素の発生速度 Y と溶存有機炭素量 X との関係は、帯広市で $Y=0.072X$ (相関係数 $r=0.998$)、鹿追町で $Y=0.077X$ ($r=0.995$)、鹿児島市で $Y=0.131X$ ($r=0.994$) および名護市で $Y=0.125X$ ($r=0.999$) であった。

考 察

土壌から二酸化炭素が発生する速度を支配する環境要因として、土壌の温度^{1,6,12,13,18,19}、含水比^{4,9,22}、微生物

物数³⁾, 栄養塩類^{5,19)}, 有機物の質と量^{10,20)}, およびその他²¹⁾が重要であると考えられている。これらに対して, たとえば, 土壌有機物の量は土壌の酸素消費速度や有機物の無機化速度とはあまり関係がないとする報告^{1,8)}もある。また, 土壌の全有機炭素量と二酸化炭素の発生速度との相関性は低く, 採土地が同じ土壌でのみ正の相関が認められている⁶⁾。しかし, 同じ土壌で, 全有機炭素量にあまり変化がなくとも, 二酸化炭素の発生速度は土壌の処理により大きく変動した^{15,16)}。このことは土壌の二酸化炭素の発生速度が土壌の全有機炭素量によって直接支配されていないことを意味する。

本実験では, いくつかの環境要因のうち, 土壌の二酸化炭素の発生速度と最も密接な関係を持つ要因は, 遠心分離で得られる土壌溶液中の溶存有機炭素量であった。この量は, たとえば府中市の森林の関東ローム土では 1 kg の乾土当たり全有機炭素量は 111.5 g であるのに対して溶存有機炭素量は 3.75 mg であり (Table 1), 全有機炭素量と比べてきわめて微量である。

いっぽう, 土壌の従属栄養微生物量は, その測定法の困難さから推定の域を出ないが, いくつかの報告の平均値は, 草原の土壌 1 m², 深さ 15 cm に乾重量で細菌は 54 g, 糸状菌は 38 g 程度であった²⁾。これらの値にいくつかの仮定を設けて 1 kg の乾土当りに換算すると, 炭素量で細菌は 180 mg, 糸状菌は 127 mg と推定された (瀬戸, 未発表)。したがって, 1 kg の乾土当りの従属栄養微生物の全量は炭素量で 300 mg 程度となる。

また, 土壌の二酸化炭素の発生は主として従属栄養微生物による土壌有機物の好氣的分解によると考えられている。土壌有機物が呼吸基質として微生物に取り込まれ代謝される時, 有機物が溶存状態であることは必要条件であろう。

以上を考慮すると, 土壌の従属栄養微生物量は比較的多量であるが, これが直接利用しうる有機物量はきわめて少量であると考えられる。土壌の微生物の呼吸速度は実験室の定常期における微生物のその 1/35~1/70 程度であり, 年に 1~2 回程度しか分裂できない²⁾のは, 上述のように利用しうる有機物の欠乏が主な原因と思われる。また, 本実験で示したように, 湿潤処理後しばらくの時間を除いて, 二酸化炭素の発生速度が溶存有機炭素量に対して原点を通る直線関係を示したのは, 溶存有機炭素量が微生物の代謝活性を厳しく制限する重要な支配要因であることを意味する。

湿潤処理後しばらくの間にこの直線関係が認められず, 溶存有機炭素量に比して二酸化炭素の発生速度が小さかった。これは風乾により微生物の数や活性が低下

し, 湿潤処理により一時に大量の有機炭素が溶出したので, 溶存有機炭素量が微生物の物質代謝速度を制限する要因にならなかったためと思われる。

本実験で述べたように, 湿潤処理後しばらくの時間を除いて, 二酸化炭素の発生速度 Y (mg 炭素/kg 乾土/時) と溶存有機炭素量 X (mg 炭素/kg 乾土) との間には $Y = aX$ が成立した。温度 25°C における勾配 a は府中市の森林の関東ローム土で 0.355, 八王子市の畑と水田の沖積土で, それぞれ 0.367 と 0.363 であった¹⁶⁾。また, 府中市の森林土と八王子市の水田土の含水比を変えて勾配 a を求めると, 含水比が極端に高い場合を除いて, それぞれ, 0.378 と 0.360 であった¹⁵⁾。これらは, 一つの土壌からいくつかの土壌溶液を得て溶存有機炭素量を測定したとき, その変動係数が数パーセントであったことを考慮すると, 植生や土性の違いにもかかわらず, 相互に差がないといえる。ところが, 採土地域が異なると勾配 a は異なり, 鹿児島市, 名護市, 鹿追町および帯広市の土壌の順に勾配 a は小さくなった。これが小さいことは溶存有機炭素量に対して二酸化炭素の発生速度が小さいことを意味する。この違いは土壌の有機物組成, 微生物相あるいは団粒構造などが異なることに起因していると思われるが, 不明の点が多く, 今後の課題として残された。ただし, 土壌の含水比は, 極端に高くなければ, この勾配には影響しないことが八王子市の水田土および府中市の森林土を用いた実験で示された¹⁵⁾。

Fig. 1 で, 採土地域が異なるいくつかの土壌の二酸化炭素の発生速度と溶存有機炭素量の関係が一つの直線 ($Y = 0.391X - 0.280$) で表現できたのは, 土壌を長期間 (3~5 週間) 静置培養したので溶存有機炭素量などの測定値が小さかったためと思われる。また, 直線が原点を通らなかったのは直線の勾配が異なる土壌, いいかえると性質の異なる土壌のこれらの関係を一つの直線に当てはめたためと思われる。

府中市の土壌で初めの 5 日間に発生した二酸化炭素の総量 (Fig. 4) は炭素量で 445 mg/kg 乾土であり, これは土壌の全有機炭素量 111.5 g/kg 乾土の 0.40% に相当する。同様に, 鹿追町, 帯広市, 鹿児島市そして名護市の土壌で, それぞれ, 189, 151, 215 および 224 mg が発生し, これは土壌の全有機炭素量の, それぞれ, 0.20, 0.70, 0.51 および 1.10% に相当する。このように, 二酸化炭素の発生に及ぼす土壌の風乾と湿潤処理の効果は寒冷な地域より温暖な地域の土壌でいくぶん大きくなる傾向が認められた。

土壌を風乾すると, 畑の土壌の従属栄養細菌数は風乾前に比べてほとんど変化しなかったのに対して, 水田の

土壌では約 1/10 に減少した¹⁶⁾。いっぽう、本実験で用いた森林土壌では約 1/2 に減少した。また、湿潤処理後、いずれの土壌でも細菌数は風乾前より増加し、やがて減少し、風乾前とほぼ等しくなった。このとき、畑や水田の土壌の細菌はほとんど誘導期を示さずに増殖したのに対して、森林の土壌では約 6 時間の誘導期が認められた。土壌の風乾と湿潤処理によって引き起こされる細菌数の変動は、以上のように、土壌によっていくつかの相違がある。これは細菌の種類やこれをめぐる土壌の理化学的性質の相違を反映していると思われるが、不明の点が多く今後の検討すべき課題であろう。

実験を行うにあたり、東邦大学理学部田崎忠良教授、都立大学理学部北村博教授、農工大学農学部倉石衍教授および丹下勲教授のはげましと助言をいただいた。また、論文をまとめるにあたり、農工大学農学部山根一郎教授、都立大学理学部手塚泰彦助教授に多くの教示をいただいた。さらに、北海道十勝農協連合の高橋進氏と琉球大学農学部馬場繁幸助手には土壌採取に多くの援助をいただいた。ここに記して厚くお礼申しあげる。

文 献

- BROADBENT, F. E., R. H. JACKMAN, and J. MCNICOLL. 1965. Mineralization of carbon and nitrogen in some New Zealand allophanic soils. *Soil Sci.* **98**: 118-128.
- CLARK, F. E., and E. A. PAUL. 1970. The microflora of grassland. *Adv. Agron.* **22**: 375-435.
- GRAY, T. R. G., P. BAXBY, I. R. HILL, and M. GOODFELLOW. 1968. Direct observation of bacteria in soil. In "The Ecology of Soil Bacteria" (Ed. by Gray, T. R. G., and D. Parkinson) 171, Liverpool University Press, Liverpool.
- GRIFFITHS, E., and H. F. BIRCH. 1961. Microbiological changes in freshly moistened soil. *Nature* **189**: 424.
- INO, Y., and M. MONSI. 1964. On the decomposition rate of soil organic matter in humic allophanic soils of Mt. Kirigamine. *Bot. Mag. Tokyo* **77**: 168-175.
- INO, Y., and M. MONSI. 1969. An experimental approach to the calculation of CO₂ amount evolved from several soils. *Jpn. J. Bot.* **20**: 153-188.
- 弘法健三・和田秀徳. 1969. 土壌の水溶性有機物について (第 1 報). *土肥誌* **40**: 288-292.
- ROSS, D. J., and H. S. ROBERTS. 1970. Enzyme activities and oxygen uptake of soil under pasture in temperature and rainfall sequences. *J. Soil Sci.* **21**: 368-381.
- ROVIRA, A. E. 1953. Use of the Warburg apparatus in soil metabolism studies. *Nature* **172**: 29.
- SALONIUS, P. O. 1972. Microbiological response to fertilizer treatments in organic forest soils. *Soil Sci.* **114**: 12-19.
- 瀬戸昌之. 1978. 湿式酸化-赤外線ガス分析計による全有機炭素の高感度迅速定量法, *分析化学* **27**: 660-663.
- 瀬戸昌之・松前恭子・田崎忠良. 1978. 林床における二酸化炭素の発生速度の季節変化と土壌の生物および環境条件に関するいくつかの考察. *生物環境調節* **16**: 103-108.
- 瀬戸昌之・宮沢武重・田崎忠良. 1978. いくつかの土壌における二酸化炭素の発生速度と土壌の温度および水溶性有機物量との関係. *生物環境調節*. **16**: 109-112.
- 瀬戸昌之・丹下 勲. 1980. 過硫酸カリウム-赤外線ガス分析計による土壌の全炭素の迅速高感度定量法. *土肥誌* **51**: 27-30.
- 瀬戸昌之. 林床および水田土壌の二酸化炭素の放出速度と土壌の含水化および土壌溶液中の溶存有機炭素量との関係. *日生態誌*, 印刷中.
- 瀬戸昌之・丹下 勲. 土壌の二酸化炭素の放出速度と土壌溶液中の溶存有機炭素量との関係—とくに土壌を風乾湿潤処理した場合—. *土肥誌*, 投稿中.
- 塩入松三郎・青峰重範・宇野要次・原田登五郎. 1941. 水田土壌乾燥の效果に就いて. *土肥誌* **15**: 331-333.
- SOULIDES, D. A., and F. E. ALLISON. 1960. Effect of drying and freezing soils on carbon dioxide production, available mineral nutrients, aggregation and bacterial population. *Soil Sci.* **91**: 291-298.
- STANFORD, G., M. H. FRERE, and D. H. SCHWANINGER. 1973. Temperature coefficient of soil nitrogen mineralization. *Soil Sci.* **115**: 321-323.
- WAKSMAN, S. A., and F. G. TENNEY. 1928. Composition of natural organic materials and their decomposition in the soil. III. The influence of nature of plant upon the rapidity of its decomposition. *Soil Sci.* **26**: 155-171.
- WEBLEY, D. M. 1947. A technique for the study of oxygen availability to micro-organisms in soil and its possible use as an index of soil aeration. *J. Agric. Sci.* **37**: 249-256.
- 吉田富男・坂井 弘. 1963. 土壌の水分環境と有機物の分解について. *土肥誌* **34**: 197-202.

Summary

Soils from several forests were sampled, and incubated at 25°C until the direct effects of disturbance by soil sampling were extinguished. The rates of CO₂ evolution of these soils varied considerably among the soils from different forests. The rates were not correlated with pH of soil, water content, number of

heterotrophic bacteria or the amount of total organic carbon, but highly correlated with the amount of dissolved organic carbon in soil solution obtained by a centrifugation at $13,000 \times g$ for 40 min at 4°C.

Even in the soil from the same forest, the rate of CO₂ evolution Y (mg C/ kg dry soil/ hr) increased rapidly then decreased gradually, when the soil was air-dried and wetted. Whereas, the amount of dissolved organic carbon X (mg C/ kg dry soil) also changed in the same manner, and the relation between X and Y was expressed by a simple equation of $Y=aX$ except of soils immediately after wetting.

The gradient (a) at 25°C differed considerably among the soils from different forests as in 0.355 of Kanto loam soil at Fuchu, 0.077 of volcanic soil at Shikaoi, 0.072 of alluvial soil at Obihiro, 0.131 of volcanic soil at Kagoshima and 0.125 of lime soil at Nago. The reason for the differences of the gradient (a) among the soils from different forests left to be studied.

Furthermore, some mutual relations of the rate of CO₂ evolution were also discussed, the amount of dissolved organic carbon and the amount of heterotrophic microbes in soil.

(Received March 21, 1980)