

## ポドゾル性土壌に関する実験土壌学的試み

### (I) 乾性ポドゾルと湿性鉄型ポドゾルについて

平山良治\*・有光一登\*\*・大角泰夫\*\*

HIRAYAMA, Ryoji, Kazuto ARIMITU and Yasuo OHSUMI: A Study on the  
Pedogenesis of Podzolic Soils by means of Experimental Pedology

#### (I) Pedogenesis of Dry Podzolic Soil and Wet Iron Podzolic Soil

本邦において、ポドゾル性土壌は、土壌の断面形態の違いにより、乾性ポドゾル (PD 型)、湿性鉄型ポドゾル (PW(i) 型)、湿性腐植型ポドゾル (PW(h) 型) の3つに区分され (農林省林業試験場土壌部, 1976)、主としてブナ帯上部や亜高山帯以上の寒冷湿潤な針葉樹林帯に広く分布している。ゾン(1963)は特定のトウヒの森林群下にポドゾル性土壌が発達することを、Swindale (1955) は、熱帯の *Agathis australis* の下では“バスケット”ポドゾルが発達し易いことを報告している。このように植生とポドゾル化作用とは密接な関係があり、樹木の落枝落葉およびそれによって生成される堆積腐植が、物理化学的に土壌鉱質部に作用していることが推定される。Delong and Schnitzer (1955)、Bloomfield (1957) や Muir (1964a, b) により、樹葉や堆積腐植抽出物、特に還元糖、ポリフェノールやある種の有機酸が鉄やアルミニウムの溶解、可動化に大きな役割を持っていることが室内実験で確かめられている。カラム等を使った実験は、複雑な土壌生成作用を単一因子の作用に分解し制御した状態で研究できるために、ポドゾルの研究にも利用されている。Crawford (1965) はポドゾルの生成機構を、八木ら (1972, 1973, 1974) は湿性型のポドゾルの生成機構をカラムを使って明らかにしている。

これらの研究では、土壌生成作用因子がどの様に絡み合っているのか明らかにせず研究を進めている。おそらく生成作用因子を単離することは現在の土壌学の研究段階では困難であろう。Ponomareva (1969) によればポドゾルの生成作用の要因として洗浄型水文型を主要な要因の一つとしている。堆積腐植を通過した水は比較的 low molecular weight の腐植 (フルボ酸) を作り、土壌鉱質部分の 2・3 酸化物等の無機物と反応し下方へ溶出させる。このように水の動きが重要であることは、鷹見ら (1969, 1971, 1972)、八木ら (1972, 1973, 1974) によっても確認されている。

そこで水の動きとポドゾルの生成作用の関連を解析する目的で、生成作用因子を同一にし、その中の一つだけ因子を増やした系を作り実験を行うことにした。つまり、堆積腐植を通過した水に 2・3 酸化物等を含む天然の無機物を反応させ、それがどのように反応し変化するかをポドゾル土壌地帯で 'in situ' に調べることにした。ここでは、土壌中を移動する土壌水とその反応性について報告する。

\* 国立科学博物館 筑波実験植物園。Tsukuba Botanical Garden, National Science Museum, Tsukuba, 305.

\*\* 農林水産省 森林総合研究所 〒305 茨城県稲敷郡茎崎町。Forestry and Forest Products Research Institute, Kukizaki-cho, Inashiki-gun, Ibaraki Prefecture 305.

## 調査地点と実験方法

Pw(i) 型は新潟県南部苗場山山塊の高石山中腹で、ブナ天然生林下の Pw(i) I 型を選んだ。  
PD 型は長野県南部国師岳中腹で、アオモリトドマツ—コメツガ天然生林下の PD I 型を選んだ。

両地点の土壤断面を以下に示す。

Pw(i) I 型……苗場山，海拔高 1,350 m，母材—安山岩質，傾斜20度。

土壤断面の形態

L：層厚 2cm。

F：層厚 6cm。

H：層厚 7cm，

HA：層厚 8cm， } 2.5 YR 7/1，下層との境は漸変，中小細根富む。

A1：層厚 4cm，2.5 YR 2/1，LiC，壁状構造，腐植は頗る富む，軟，細根あり，下層との境は明瞭。

A2（溶脱層）：層厚 3cm，5YR 6/2，CL，壁状構造，腐植は乏し，やや堅，根は無し，下層との境は明瞭。

B1（鉄集積層）：層厚 9cm，7.5YR 3/4，CL，壁状構造，赤褐と褐色の多量の鉄斑紋に富む，腐植は乏し，やや堅，根は無し，下層との境は判然。

B2：層厚 12cm，7.5YR 4/6，CL，壁状構造，灰褐色の斑紋に富む，腐植は乏し，やや堅，根は無し，下層との境は判然。

B3：層厚 10+cm，7.5YR 4/4，SiL，壁状構造，腐植は乏し，やや堅，根は無し。

PD I 型土壤……国師岳，海拔高 2,000 m，母材—花崗岩風化物，傾斜20度。

土壤の断面の形態

L：層厚 2cm。

F：層厚 6cm。

H：層厚 2cm。

A2（溶脱層）：層厚 3cm，7.5YR 7/2，SL，粒状構造，腐植は乏し，小礫に富む，軟，小根有り，下層との境は明瞭。

B1（腐植集積層）：層厚 2cm，10YR 2/2，SL，粒状構造，腐植に富む，小礫に富む，軟，小根に富む，下層との境は明瞭。

B2（鉄集積層）：層厚 8cm，7.5YR 3/3，SL，粒状構造，腐植含む，大小礫に富む，やや堅，小根に富む，下層との境は明瞭。

B3：層厚 15+cm，7.5YR 4/4，SL，亜角塊状構造，腐植乏し，小礫に頗る富む。

実験方法は有光 (1982b) の考案したテンションフリーライシメーターを使用した。

2・3 酸化物等の無機物質として，駿河小山のスコリアと山梨県塩山市柳沢峠のミソ土を共に篩で2—0.2mm に画分し，等量混合したもの（以下スコリアと称す）約 30 g を Fig. 1 のように入れた。

混合したスコリアの一般理化学性は Table 1 に示した。

埋設方法は Fig. 1 に示したように，AO層またはB1層の土壤をライシメーターに詰め，Pw(i) 型ではH層に，PD I 型ではF—H層と B2 層に各々 2~3 個埋設した（以下対照区と称す）。スコリアを入れたものも同様に 2~3 個埋設した（以下スコリア区と称す）。

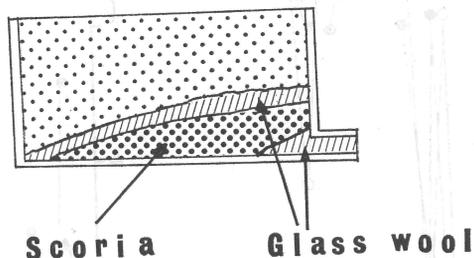
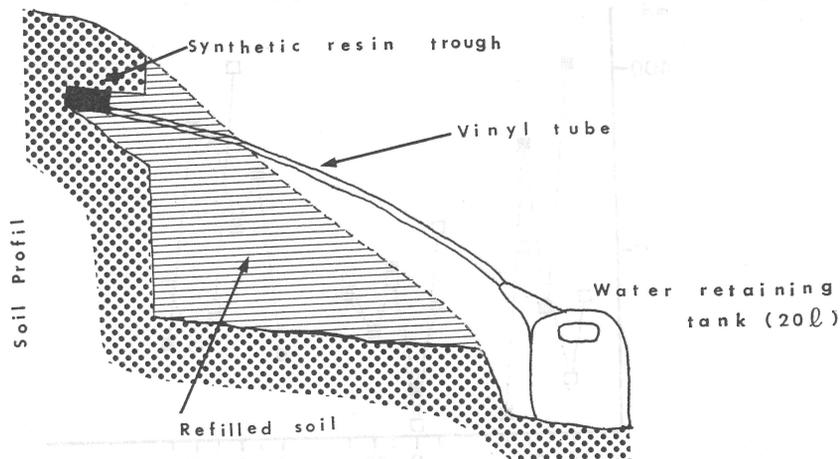


Fig. 1. Tension free lysimeter apparatus.

### 土壌水の分析方法

土壌水は実験室に持ち帰り、直ちに東洋濾紙 No. 6 の濾紙で濾過したのち、以下の項目について分析した。

pH…ガラス電極法。水溶性有機炭素…0.1N カセイソーダでアルカリにしたのち、湯浴上で蒸発乾固させ、硫酸希釈熱法により測定した。窒素…無機態窒素はコンウェイの微量拡散法に準拠した。有機態窒素はブレムナーの方法により、無機態窒素を放出させたものに濃硫酸を加え分解し、蒸留測定した。カルシウム、マグネシウム…原子吸光分析法によった。鉄、アルミニウム…王水分解後に、鉄はO-フェナンスロリン比色法、アルミニウムは原子吸光分析法によった。

### 結 果

両土壌断面の一般理化学性はTable 1 に示した。両土壌とも断面形態と理化学性の分布状態からI型の典型を示していた。



Table 1. Chemical properties of the soil at Naeba [Pw(i) type], Kokusidake [PD type] and 'scoria'

Horizon	pH		C %	N %	C/N	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	CEC me./100 g dry soil	ex-Ca	ex-Mg	
	H <sub>2</sub> O	KCl									
苗場山 (Pw(i)型)	LF	4.30	3.12	43.1	2.03	21	0.46	0.53	—	—	—
	HA	4.25	3.15	37.4	2.33	16	0.80	1.40	—	—	—
	A1	4.04	3.66	19.1	0.67	29	2.03	1.28	60.6	0.19	0.50
	A2	4.27	3.71	7.7	0.24	32	2.72	0.95	34.4	0.07	0.18
	B1	4.58	4.20	3.9	0.21	19	4.80	1.70	33.9	0.05	0.14
	B2	4.90	4.68	2.9	0.19	15	2.77	2.79	18.5	0.11	0.06
国師岳 (PD型)	LF	4.85	3.60	59.2	1.86	32	0.72	0.83	—	—	—
	HA	4.62	3.30	47.3	1.67	28	1.00	0.64	—	—	—
	A2	4.08	3.20	8.2	0.27	30	0.72	0.73	21.3	0.31	0.33
	B1	4.16	3.92	12.4	0.35	35	6.75	4.08	39.3	0.22	0.16
	B2	4.20	3.92	11.6	0.35	33	6.35	5.06	51.8	0.21	0.15
	B3	4.50	4.25	3.6	0.10	36	3.69	5.48	13.6	0.18	0.04
スコリア原土		6.50	—	0.4	0.06	7	2.04	8.47	22.7	5.8	3.1

on dry weight basis

土壌水の採水は1972年7・8月から1974年の11月までの月始めに行ったが、積雪や土壌凍結のために前年の12月から翌年の6月—7月まで採水できなかった。Fig. 2 から Fig. 7 までの横軸の数字は採水月を表すので前1月の採水を示している。なお溶存成分濃度は Pw(i) 型では採水量が測定できなかったので単純平均で表し、PD 型では採水量にばらつきがあるので荷重平均で表した。

各林内雨量とライシメーターの土壌水流出量の測定結果は Fig. 2 に示した。林内雨量は両調査地点ともほぼ同程度の量 約 200 mm 前後であった。Pw(i) 型の AO 層、PD 型 AO 層および B 層で、対照区とスコリア区はほぼ同程度の流出量を示し、スコリアの固結等による流出の妨害はなかったと考えられる。Pw(i) 型では、ほとんどの測定月で 10~20 l 以上を示したのに対して PD 型では、4 l 以下が大半であった。Pw(i) 型では1カ月の流出量を蓄えるタンクの容量以上にでていた。林内雨が同程度であるのに対し、土壌中を通過する水の量に大きな差があった。

pH の測定結果は Fig. 3 に示した。両土壌とも対照区の AO 層は 4 より少し高い程度で、PD の B 層は AO 層より多少高目で 4.5 前後であった。スコリア区は、どの土壌型、層でも対照区より高い値かほぼ同じ値を示した。

炭素濃度の測定結果は Fig. 3 に示した。対照区では、Pw(i) 型の AO 層の土壌水溶存炭素量は 10~20 ppm に対し、PD 型の AO 層は数 10 から 200 ppm と高い値を示し、PD 型の B 層は数 ppm と低い値であった。スコリア区では、Pw(i) 型の AO 層で対照区より数 ppm 低い値、PD 型の AO 層では対照区より極めて低い値で 20 ppm と安定していた。PD 型の B 層では、対照区とはほぼ同じ様な値であった。両土壌共対照区の AO 層では、8 月から 10 月にかけて高い濃度を示していることが多かった。

カルシウム濃度の測定結果は Fig. 4 に示した。対照区では、Pw(i) 型の AO 層で、0.2 ppm から 1 ppm の値を示すのに対し、PD 型の AO 層では、2 ppm から 10 ppm と 10 倍の開きがあった。PD 型の B 層の対照区では、0.2 ppm から 1.5 ppm と Pw(i) 型の AO 層と同じ様に低濃

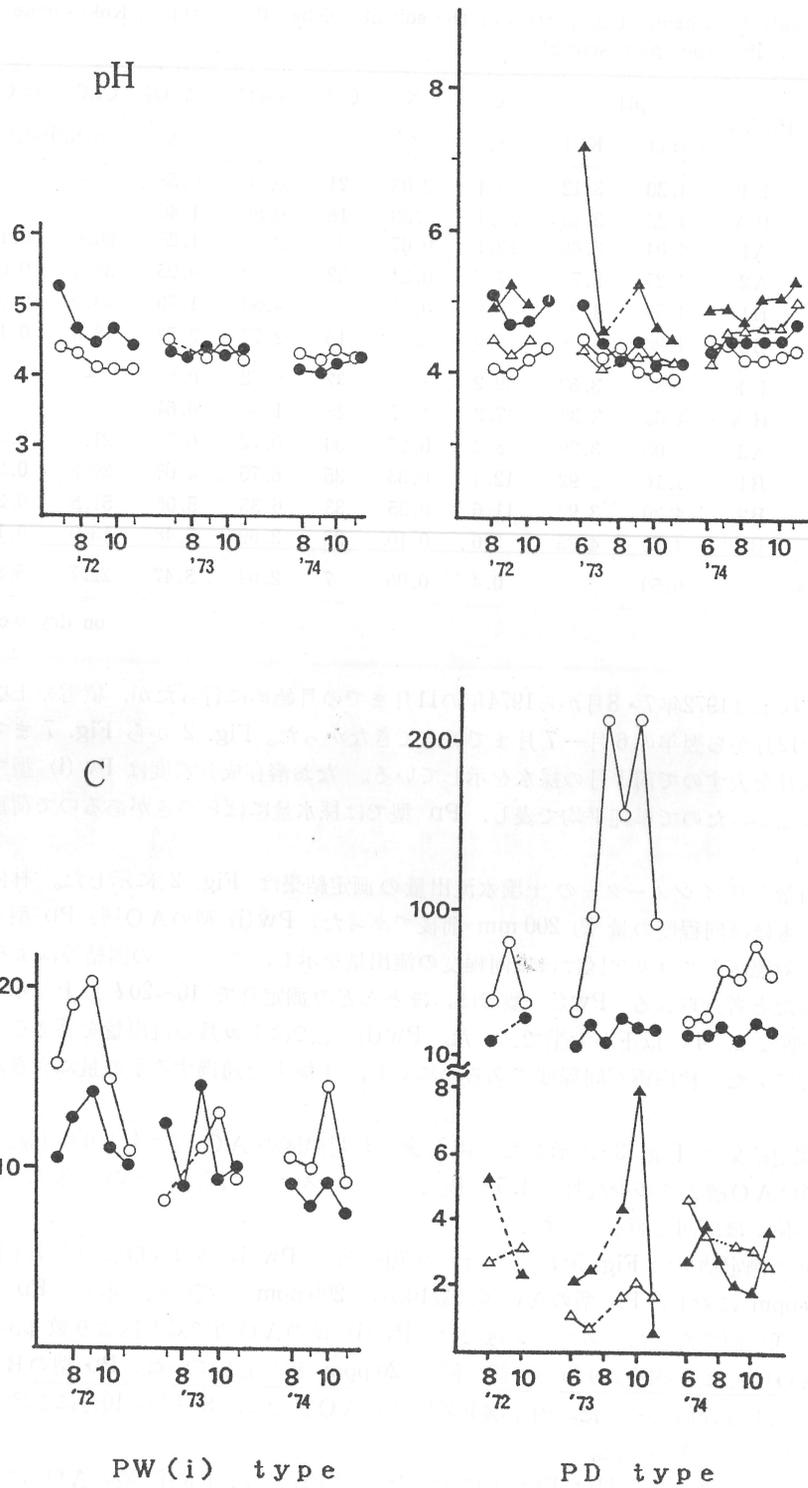


Fig. 3. Monthly fluctuation of pH and carbon (C) concentration of soil water.  
 (○) AO horizon of control, (△) B horizon of control, (●) AO horizon of 'scoria',  
 (▲) B horizon of 'scoria'.

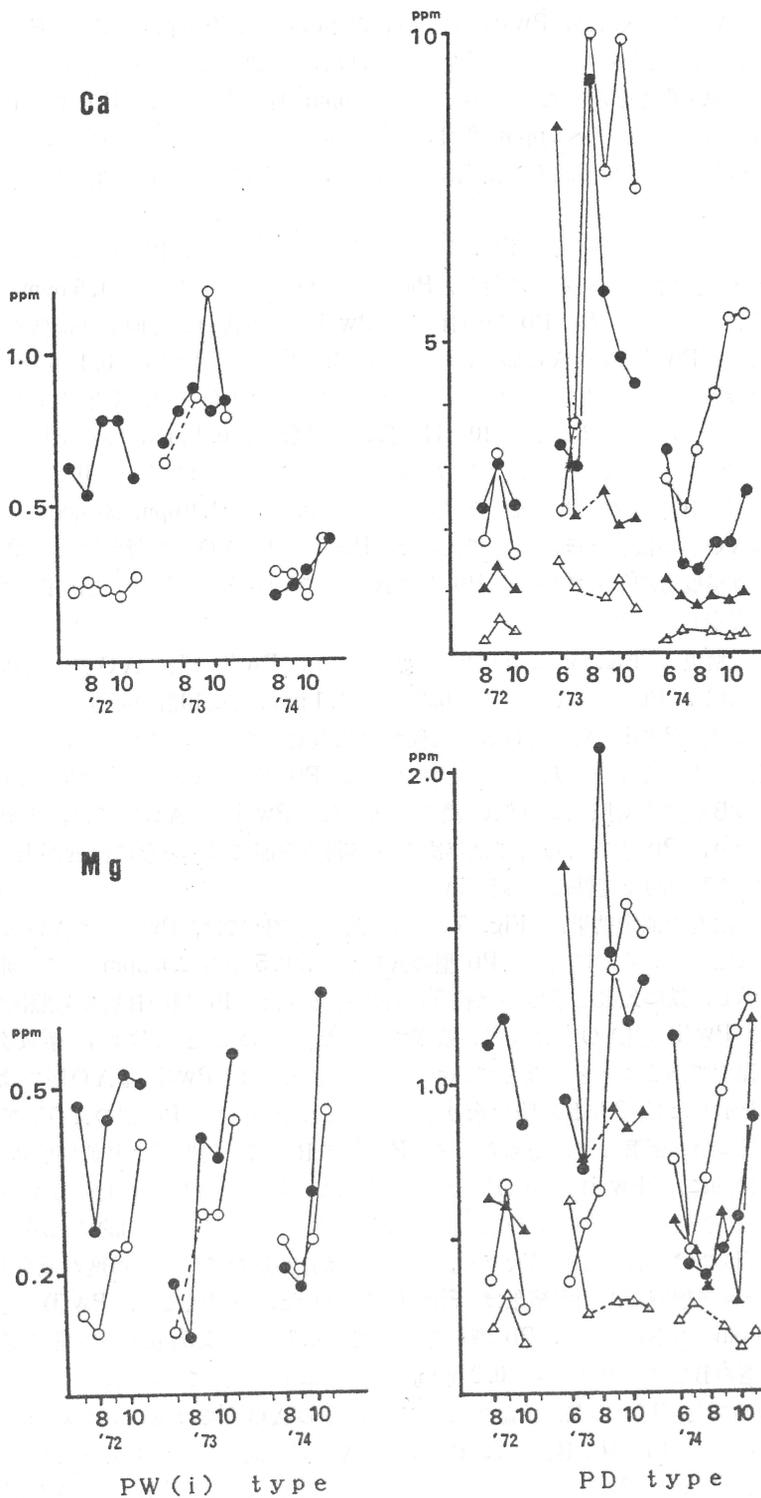


Fig. 4. Monthly fluctuation of calcium (Ca) and magnesium (Mg) concentration of soil water. (○) AO horizon of control, (△) B horizon of control, (●) AO horizon of 'scoria', (▲) B horizon of 'scoria'.

度であった。スコリア区では、Pw(i)型で最初の年に濃度が0.5 ppm程度対照区より高く、2年次以降はほとんど変わらなかった。PD型のA O層では初年度と各年の最初の採水つまり6月に対照区より高い濃度を示したが、他の月は数 ppm程度下回った。PD型のB層のスコリア区では、常に対照区より1~2 ppm程度高い値を示した。対照区については、両土壌のA O層では月が進むにつれて濃度が高まる傾向にあった。PDのB層では年間通して変動幅は小さかった。

マグネシウム濃度の測定結果は Fig. 4 に示した。対照区では、Pw(i)型のA O層で、0.1から0.5 ppm程度の濃度であるのに対し、PD型のA O層では0.2から1.5 ppm程度で約2から3倍の濃度に関差があった。PD型のB層はPw(i)型のA O層と同じ様に低濃度であった。スコリア区では、Pw(i)型のA O層で、大半の月が、スコリア区の方が0.1から0.2 ppm高い濃度を示したカルシウムの結果とは異なっていた。PD型のA O層では1年目はスコリア区の方が0.5 ppm程度高いが、2年目の10、11月に対照区が約0.1 ppm高くなり、3年目の6月にまたスコリア区が高くなったが、7月以降はスコリア区が下回りその差0.2から0.5 ppmとなった。PD型のB層のスコリア区は常に対照区より0.1から1.0 ppm高い濃度を示し、スコリア区の濃度はA O層の濃度とほぼ同じであった。Pw(i)型のA O層の対照区では9、10、11月と月が進むにつれ濃度も増加していた。PD型のA O層でも同様なことがいえ、B層では年間を通して低濃度で安定していた。

鉄濃度の測定結果は Fig. 5 に示した。対照区では、Pw(i)型のA O層で、0.02から0.1 ppmの濃度に対し、PD型のA O層では0.2から1.1 ppmと約10倍の開きがあった。PD型のB層の対照区では、Pw(i)型のA O層と同程度の低濃度であった。スコリア区では、Pw(i)型A O層では対照区とほとんど変わらない濃度であり、PD型のA O層では対照区より低い濃度を示し、PD型のB層でも対照区より低い濃度であった。Pw(i)型A O層では、年次が進むにつれ濃度が低くなり、PD型のA O層では年次より年間の季節で春から秋に濃度が上がっている。PD型のB層では季節的な変動はみられない。

アルミニウム濃度の測定結果は Fig. 5 に示した。対照区では、Pw(i)型A O層で0.5 ppm前後の濃度で安定しているのに対し、PD型のA O層では0.5から2.6 ppmまでと非常に変動幅のある濃度を示し、鉄に比較し濃度差は約5倍程度であった。PD型のB層の対照区では0.3から1.6 ppmとPw(i)型A O層より高い濃度であった。このことは他の溶存成分の濃度がPw(i)型と同程度であることと異なっていた。スコリア区では、Pw(i)型A O層では初年度に対照区が低い値を示したが、2年目以降は余り差は認められなかった。PD型のA O層では対照区とスコリア区の間余り顕著な差は認められず、PD型のB層では対照区より低い値0.1~0.8 ppmを示した。季節的にはPw(i)型A O層の対照区では、年間を通して変動の幅が小さかった。PD型のA O層の対照区では月毎の変動が激しく、年毎に全体の濃度が平均的に上がっていた。PD型のB層の対照区では月毎の変動が大きく、3年目には月が進むにつれて濃度が減少していた。

無機のアンモニア態窒素の測定結果は Fig. 6 に示した。対照区では、Pw(i)型のA O層で0.1から0.5 ppmの濃度であり、PD型のA O層では0.1から6.5 ppmと非常に変動幅が大きかった。PD型のB層では0.1から0.2 ppmと非常に低い値であった。スコリア区では、Pw(i)型A O層で対照区との差は明瞭でなく、PD型のA O層では明らかに対照区より濃度が低いことが多かった。PD型のB層ではPw(i)型A O層と同じように対照区との差は明瞭ではなかった。季節的变化はPw(i)型A O層では夏場に濃度が上がる。PD型のA O層ではPw(i)型A O層と同様に夏場高濃度を示したが、PD型のB層では年間を通して変動はほとんど認められなかった。

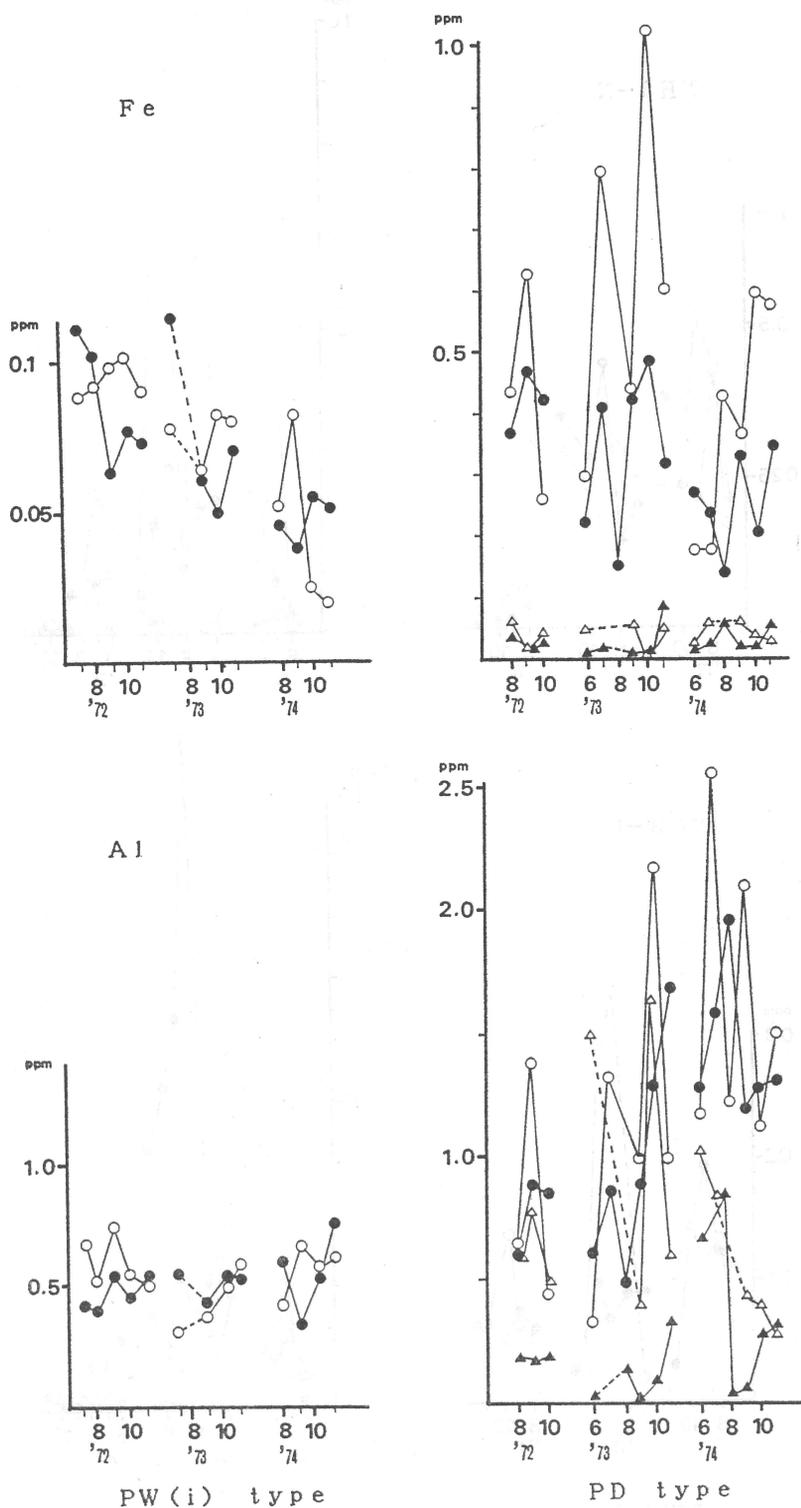


Fig. 5. Monthly fluctuation of iron (Fe) and aluminium (Al) concentration of soil water. (○) AO horizon of control, (△) B horizon of control, (●) AO horizon of 'scoria', (▲) B horizon of 'scoria'.

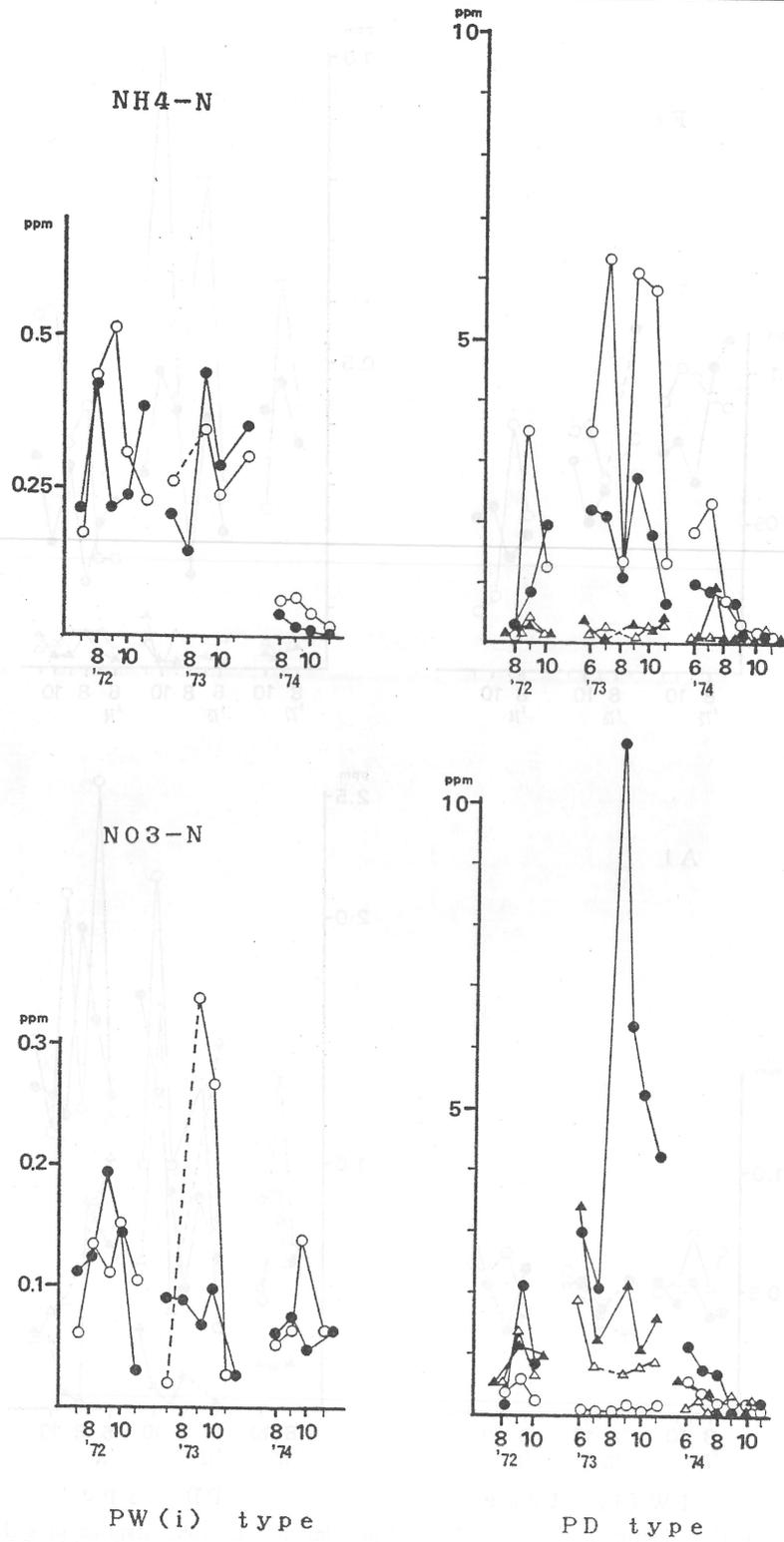


Fig. 6. Monthly fluctuation of ammonium nitrogen ( $\text{NH}_4\text{-}$ ) and nitrate nitrogen ( $\text{NO}_3\text{-}$ ) concentration of soil water. (○) AO horizon of control, (△) B horizon of control, (●) AO horizon of 'scoria', (▲) B horizon of 'scoria'.

無機の硝酸態窒素の測定結果は Fig. 6 に示した。対照区では、Pw(i) 型の A O 層で 0.05 から 0.35 ppm の濃度であり、PD 型の A O 層では Pw(i) 層 A O とほぼ同じ程度の濃度であった。PD 型の B 層では 0.2 から 2 ppm であった。他の溶存成分と異なり、Pw(i) 型の A O と PD 型の A O 層の濃度がほぼ等しく、PD 型では、B 層の濃度が A O 層の濃度より高い値を示した。スコリア区では、Pw(i) 型 A O 層で対照区より幾分低い値を示すことが多かったが、PD 型の A O 層では対照区より数十倍から数百倍スコリア区の方が高い濃度を示した。PD 型の B 層ではスコリア区の方が多少高めであった。季節的変動は、対照区で Pw(i) 型の A O 層で夏場に高い値を示し、PD 型の A O 層では常に低い値で年間を通して安定していた。PD 型の B 層でも余り顕著な変動は認められなかった。

有機態の窒素の測定結果は Fig. 7 に示した。実験最後の一年間だけのデータである。対照区では、Pw(i) 型の A O 層で 0.3 から 0.5 ppm の濃度であった。PD 型の A O 層では 0.8 から 1.4 ppm の濃度であり、PD 型の B 層では 0.2 ppm 前後であった。無機の硝酸態と異なり PD 型の A O 層の方が Pw(i) 型の A O 層より数倍高濃度であった。PD 型の B 層は Pw(i) 型の A O 層よりこころもち低い値であった。スコリア区では、Pw(i) 型の A O 層で、最初の採水月 (8 月) 以外は対照区の方が高い濃度を示した。PD 型の A O 層では常に 0.1 から 0.6 ppm 対照区が高い濃度を示し、PD 型の B 層では対照区との差は認められなかった。季節的変動については、一年間の測定であるが、Pw(i) 型の A O 層で夏の濃度が高く、PD 型の A O 層では月が進むにつれて濃度が上がった。PD 型の B 層では年間を通して変動幅は小さく安定していた。

考 察

土壌水の移動量に対しては、前報 (平山ら 1984) で報告した。苗場山塊の Pw(i) 型と国師岳の PD 型では、外部から供給される林内雨としてはほぼ同じ量であった。しかし土壌内部を移動する水がこのように量的に異なっていることは、地形などによる集水面積の差が考えられる。今回の実験では、ほぼ同等の斜面長を持つ斜面で実験を行ったがこれだけの差が生じた。水の動きは地形の形態や土壌そのものの持つ保水能、離水能の差によっても異なるので (佐久間 1987), 複合的に考慮して検討する必要があるようだ。土壌水の全体の平均値を Table 2 に示した。A O 層では、対照区の分析溶存成分すべて PD 型の方が濃度が高く、2 倍から 9 倍の濃度差であった。PD 型の B 層の溶存成分の大半は濃度が低く、A O 層の 2 倍から 30 倍の開きがある。硝酸態の窒素は B 層が 2 倍程度濃度が高かった。Pw(i) 型と PD 型の A O 層を流れる土壌水

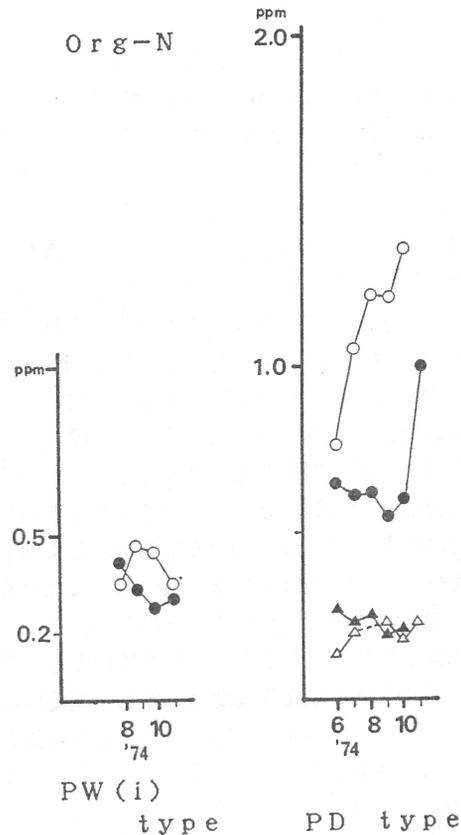


Fig. 7. Monthly fluctuation of organic nitrogen (Org-) concentration of soil water. (○) AO horizon control, (△) B horizon of control, (●) AO horizon of 'scoria', (▲) B horizon of 'scoria'.

Table 2. Mean value of amount and element concentration of soil water

		Volume	pH	C	Ca	Mg	Fe	Al	NH <sub>4</sub> -N	NO <sub>3</sub> -N	Org-N
Pw(i)-AO	Control	20<	4.26	13.1	0.46	0.27	0.078	0.553	0.25	0.13	0.42 <sup>ppm</sup>
	scoria	10<	4.44	11.2	0.64	0.40	0.073	0.513	0.25	0.09	0.35
Pd-AO	Control	1.12	4.22	63.9	3.18	0.61	0.602	0.888	1.98	0.20	1.16
	scoria	1.83	4.55	25.0	2.64	0.84	0.634	1.148	1.05	1.39	0.65
Pd-B	Control	1.35	4.48	3.1	0.42	0.25	0.048	0.631	0.11	0.42	0.21
	scoria	1.07	5.13	3.1	1.22	0.54	0.028	0.335	0.15	0.64	0.24

中の溶存成分について、Table 1 の土壌自体の分析値と比較してみると、炭素で Pw(i) 型の HA 層で 37%、Pd 型の H 層で 47% である。土壌水の方は Pw(i) 型で 13 ppm、Pd 型で 64 ppm と傾向はうかがえる。しかし全窒素と遊離のアルミニウムについては明らかに Pw(i) 型の H 層が多量に含んでいるのに溶存成分では Pd 型の方が高い濃度であった。土壌中の成分の多寡がそのまま土壌水には反映されていないようだ。カルシウムとマグネシウムについては、土壌自体の交換性の測定データがないが、AO 層の有機物の供給源である樹木の葉を調べてみると、Pw(i) 型の代表種であるブナの葉のカルシウムは 6.5%、Pd 型の代表種であるアオモリトドマツは 4.0%、マグネシウムはそれぞれ 2.2% と 1.1% 含まれている。アルカリ金属の供給に対しては、AO 層の厚さからしても Pw(i) 型の方が多くを持っている。この結果からも土壌水の溶存成分量は別の要因で規定されているようだ。一方季節的変動を見てみると、AO 層では、炭素などのように夏場の高温期に濃度が高まるものと、カルシウム、マグネシウムのように秋の樹木の落葉期に濃度が高まるものとがある。夏は高温期の堆積腐植の分解の結果で、秋は落葉に含まれる新鮮成分の供給であると考えられる。Pd 型で AO 層と B 層とを比較してみると、B 層はほとんどの溶存成分で年間を通して低濃度で安定している。しかしアルミニウムは濃度も AO 層と比較してそれほど低い濃度ではなく特異な動きをしていた。土壌断面内の分布では、鉄が B1 層に極大値があるのと異なり、アルミニウムはさらに下方の B3 層に極大値があり、B 層に動くことと土壌水の分析値の傾向とも一致していた。このように土壌の比較的浅い部分では、土壌水中の溶存成分濃度は、外部の環境に影響されている。

スコリアという無機物を反応させた結果を Table 2 と Fig. 2~7 までとを合わせて考えてみると、減少したものは、Pw(i) 型 AO 層では炭素、硝酸態窒素 それに有機態窒素であった。Pd 型の AO 層では炭素、カルシウム、アンモニア態窒素それに有機態窒素であった。AO 層では両土壌で炭素、有機態窒素が共に減少している。分子量の多い有機物がスコリアに吸着されたと思われる。逆に増加したものは、Pw(i) 型 AO 層ではマグネシウムで、Pd 型の AO 層ではマグネシウムと硝酸態窒素であった。さらに詳細に溶存成分間の関係を見てみるために、土壌水の溶存成分間の相関係数を求めた。相関係数の計算には全分析データを用いた。相関係数の計算結果で相関が 1% 有意水準以上の主なものを Table 3 に示した。Pw(i) 型 AO 層では、有機態の窒素がアルミニウム・鉄などと正の相関を、炭素とマグネシウム・カルシウムの相関が負の傾向を示し、他方 Pd 型の AO 層では炭素と有機態窒素・カルシウム・マグネシウムが正の相関を示し、負の相関を示したのはアンモニア態と有機態の窒素であった。土壌水がスコリアと反応した結果は、Pw(i) 型 AO 層で炭素と有機態窒素が非常に高い正の相関を示すほかは余り高いものはない。Pd 型の AO 層ではカルシウム、マグネシウムそれに硝酸態窒素の三者の間で非常に高い相関がみられるようになった。カルシウムと鉄の間には弱いけれども負の相関がみられた。

Table 3. Correlation table of element concentration of soil water

土壌型	対照区		スコリア区		
Pw(i)型 AO層	Al	—org-N	0.734	C —org-N	0.828
	Fe	—org-N	0.654	Fe —org-N	0.580
	C	—org-N	0.560	Ca —NH <sub>4</sub> -N	0.569
	C	—Mg	—0.674		
	NH <sub>4</sub> -N	—org-N	—0.640		
	C	—Ca	—0.622		
PD型 AO層	C	—org-N	0.849	Ca —NO <sub>3</sub> -N	0.934
	C	—NH <sub>4</sub> -N	0.829	Ca —Mg	0.921
	C	—Ca	0.814	Mg —NO <sub>3</sub> -N	0.851
	Ca	—Mg	0.752	Ca —Fe	—0.581
	Mg	—org-N	0.660		
	NH <sub>4</sub> -N	—org-N	—0.653		
PD型 B層	Mg	—NO <sub>3</sub> -N	0.696	Ca —Mg	0.895
	Ca	—Mg	0.645	Ca —NO <sub>3</sub> -N	0.885
	Ca	—Al	0.611	Mg —NO <sub>3</sub> -N	0.843
	NH <sub>4</sub> -N	—NO <sub>3</sub> -N	0.586		
	Ca	—NO <sub>3</sub> -N	0.548		
	C	—NO <sub>3</sub> -N	—0.701		
	C	—Ca	—0.595		
	C	—Mg	—0.578		

このように Pw(i) 型では、有機物同志による関係が成立するのに対して、PD 型では明らかにスコリアの中の無機成分の溶出による増加で溶存成分間の関係が成立していた。Pw(i) 型と PD 型の AO 層を流れる土壌水については、スコリアに対する反応に違いが認められる。

PD 型の B 層で、溶存成分の平均値に減少が認められたものは、鉄とアルミニウムであり、増加したものはカルシウム、マグネシウムそれに硝酸態窒素であった。PD 型の B 層ではカルシウムとマグネシウム・アルミニウムなどに正の高い相関がみられ、炭素と硝酸態窒素、カルシウム、マグネシウムに負の高い相関がみられた。負の相関の関係は、Pw(i) 型の AO 層での関係と似ている。スコリアと反応すると PD 型の AO 層と同じようにカルシウム、マグネシウム、硝酸態窒素の三者の間に正の高い相関が認められるようになった。B 層でもスコリアと反応したことがうかがえる。

土壌中の水が土壌の生成因子として関与している土壌カテゴリーには、アメリカの土壌分類体系では、いわゆるアクイックという水分レジームの範疇のものがある。これらの考え方として、地下水の影響がどの程度、つまり水による飽和時間の長さによって区分されており、地下水の化学性については余り考慮されていない。水田土壌では、湛水時間と母材の質により鉄やマンガンの集積や還元層の分布など様々な土壌断面形態を示すことが知られている(三土 1982)。このように静的な水の動きに対しての研究は進んでいる。しかし土壌中を不飽和の状態で移動している水についての報告は Cole ら(1961)、と有光(1982a, b)など数例に過ぎない。この報告のライシメーターで補足できる水は、有光(1982b)も指摘しているようにエネルギー的にいえば自由に動く降下重力自由水が主である。土壌中で移動している水はエネルギー状態によって、重力自由水のほかに蒸気態、結合水それに懸垂自由水がある(ロージェ 1963)。今までの土壌分類でいえば、

この重力自由水が一般に飽和している時間が生成因子として取り上げられている。これらは主として空気（酸素）の遮断による還元作用である。しかしながら土壌生成的には、どのエネルギーの水が粘土の移動、有機・無機物の移動などに強く関与しているか、また土壌水の移動している時間、いわゆるフローのスピードとストックの時間の関係が土壌生成因子としてどの様に関係しているかの報告はない。この報告で降下重力自由水においても無機物質と反応していることが明らかになった。懸垂自由水では、より土壌鉱質部分に接しているために反応性は強いと考えられる。今後は、これら土壌水の状態と土壌生成作用の関係を明らかにしなければならない。

### 謝 辞

本報告をまとめるにあたり、国立科学博物館筑波実験植物園黒川造園長、東京農工大農学部教授浜田竜之介、助手坂上寛一氏に貴重な御助言をいただいた。記して謝意を表する。

### Summary

An experimental pedogenetic study was carried out 'in situ' for clarifying the mechanism of podozolization of dry podzolic soil (PD), that is one of the typical podzolic type at Mt. Kokushidake, Nagano-ken. The differences between pedogenetic mechanism of dry podzolic soil (PD) and that of wet iron podzolic soil (PW(i)) at Mt. Naeba, Niigata-ken were also clarified. Tension free lysimeters were set at the bottom of AO layer of PW(i) and PD and at the bottom of B2 horizon of PD in order to collect soil water. As shown in Fig. 1, some of these lysimeters contained 'scoria', which was expected to react with certain elements included in the soil water. The soil water collected by each lysimeter was analyzed to determine pH, C, Ca, Mg, Fe, Al,  $\text{NH}_4\text{-N}$ ,  $\text{NO}_3\text{-N}$  and organic-N.

The amount of collected soil water without 'scoria' of AO layer of PW(i) was far larger than that of AO layer and B horizon of PD (Fig. 2). Although the concentration of aluminium was not different significantly, those of other investigated elements were different between soil waters collected through lysimeters with 'scoria' and that without 'scoria', for instance, concentrations of inorganic and organic matters were lower in soil waters through 'scoria'. However, it is noteworthy that concentrations of Ca and Mg were a little higher in soil water collected through 'scoria' at the bottom of B2 horizon of PD. It seems to indicate that most of inorganic and organic matters were absorbed by 'scoria' from the soil water leached through AO layer at least (Fig. 3~7).

The correlation coefficients between different elements were calculated in soil water collected under AO layer of PD and PW(i) and B horizon of PD using 'scoria' and without 'scoria'. They were not evident and were not changed in soil water of PW(i) even when 'scoria' was used or not. When 'scoria' was used in soil water of PD, the correlation coefficients between some pairs of investigated elements showed higher values (AO layer and B horizon... $\text{NO}_3\text{-N}$ :Ca, Mg and Ca:Mg) and those between some other pairs showed lower values (AO layer...C:Ca,  $\text{NH}_4\text{-N}$ . B horizon...Ca:Al) (Table 3).

## 文 献

- 有光一登, 1982a. 序説森林土壌の水分動態の経時変動, 森林土壌の水分動態に関する研究(第1報). 林業試験場研究報告 317: 67-112.
- , 1982b. 森林土壌の水分および溶存成分の動態, 森林土壌の水分動態に関する研究(第2報). 林業試験場研究報告 318: 12-78.
- Bloomfield, C., 1957. The possible significance of polyphenols in soil formation. *J. Sci. Food Agric.*, 8: 389-392.
- Cole, D. W., Gessel, S. P. & Held, E. E., 1961. Tension lysimeter studies of ion and moisture movement in glacial till and coral atoll soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 25: 321-325.
- Crawford, D. V., 1965. Some processes of podzolization. 267-281. *In* Hallsworth, E. D. & D. V. Crawford (ed.) *Experiment Pedology*. Butterworths, London.
- Delong, W. A. & M. Schnitzer, 1955. Investigation on the mobilization and transport of iron in forested soils, 1) The capacities of leaf extracts and leachates to react with iron. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 19: 360-363.
- 平山良治・有光一登・大角泰夫・松井光瑠, 1973. 乾性ポドゾルと湿性ポドゾルの水分動態の相違. *日林講* 84: 98-100.
- 三土正則, 1982. 水稲栽培下の土壌と人間の営為. *ペドロジスト* 26: 163-172.
- Muir, J. W., R. I. Morrison & J. Logan, 1964a. The mobilization of iron by aqueous extracts of plants. (I) Composition of the amino-acid and organic-acid fractions of an aqueous extract of pine needles. *J. Soil Sci.* 15: 220-225.
- , 1964b. Ditto (II) Capacities of the amino-acid and organic-acid fractions of a pine needle extract to maintain iron in solution. *J. Soil Sci.* 15: 226-237.
- 農林省林業試験場土壌部, 1976. 林野土壌の分類(1975). 林業試験場研究報告 280: 1-28.
- Ponomareva, V. V., 1969. Theory of podzolization. IPST, Jerusalem (Translated from Russian).
- ロージェ, A. A. (山崎不二夫訳), 1963. 土壌と水. 東京大学出版会, 東京.
- 佐久間敏雄, 1987. 斜面の物質移動と土壌・地形発達. 109-138. 佐久間敏雄編 移動現象. 博友社, 東京.
- Swindale, L. D., 1955. Mineralogy and genesis of some rhyolite-derived soils of New Zealand. Ph. D. thesis, Univ. Wis., Madison.
- 鷹見守兄・松井光瑠, 1969. 湿性ポドゾルの2価鉄について. *日林講* 80: 108-109.
- , 1971. 森林土壌の2価鉄について(II). *日林講* 82: 92-94.
- , 1972. 森林土壌の2価鉄について(III). *日林講* 83: 137-138.
- 八木久義・大角泰夫・松井光瑠, 1972. Pw型土壌の生成要因に関するモデル実験(I). *日林講* 83: 138-141.
- ・松井光瑠, 1973. Pw型土壌の生成要因に関するモデル実験(II). *日林講* 84: 109-112.
- , 1974. Pw型土壌の生成要因に関するモデル実験(III). *日林講* 85: 88-91.
- ゾン, エスヴェ (遠藤健治郎訳), 1976. 森林と土壌. 日本林業技術協会, 東京.