

# 自然教育園内のハイドロカタナの土壌 (1)

— 水分条件と断面形態 —

浜田龍之介\*・田中治夫\*・村田智吉\*・坂上寛一\*

Soils of a Hydro-catena in the Institute for Nature Study (1)

— Hydro-condition and Soil Profile —

Ryunosuke Hamada\*, Haruo Tanaka\*

Tomoyoshi Murata\* and Kan-ichi Sakagami\*

## 緒 言

土壌は、岩石の風化物である母材に対し、それを取りまく環境（気候、植生、地形（地表の起伏））が影響を及ぼし、物質の変化、溶脱、集積に伴って、層位の分化が進行した結果の産物として生成する独特の歴史的な自然体である。また、土壌生成に及ぼす人類の活動（人為）の影響も大きい。近年、この人為の影響についても、関心が寄せられるようになってきた。

傾斜地を有する地表面の起伏は、尾根、斜面、低地の三つに分けて考えることができる。起伏の違いにより、日射量などの局所的気候や土壌侵食量に差異が生じ、それぞれの地形条件に応じた土壌体が生成される。

起伏の違いは、土壌の水分条件にも大きく影響を与え、尾根、斜面、低地では、それぞれに水分条件が異なる。地形が平坦である場合、蒸発で失われる水分を除けば、降水はすべてその場所で土壌へ浸透していく。しかしながら、傾斜地では水の横の方向への移動が生じ、その起伏の違いにより降水量と土壌へ浸透していく水量の割合に差異が生じる。尾根では、降水の多くが地表を下方へと流へ去り、土壌へ浸透する水の量は平坦な場合に比べて少なくなる。一方、低地では、尾根からの流去水が集まり、土壌へ浸透する水の量は多くなる。斜面では、流去水の尾根からの流入と低地への流出の差により、土壌へ浸透する水の量は様々に異なる。以上のように、地形の違いにより土壌への水供給量に差異が生じ、尾根では水供給量が少なく、低地では多くなる傾向がある。さらに、低地では、地表から地下水までの距離が尾根の場合より近接していることもあり、低地ではより湿潤な、尾根ではより乾燥した水分条件になる。

---

\* 東京農工大学農学部, Faculty of Agriculture, Tokyo University of Agriculture and Technology

一定地域内の同一の母材に由来するにもかかわらず、水分条件の違いにより、異なった断面形態をもつ土壌が規則的に遷移して出現する場合がある(佐久間, 1973)。これら一連の土壌はハイドロカタナとよばれる。

坂上ら(1989)は、自然教育園内のさんしょう魚の沢の南方の斜面をハイドロカタナと仮定し、その一連の土壌の相対含水量が異なること、またその水分条件の違いが微生物相に影響を及ぼしていたことを報告している。

本研究の目的は、地形の違いにより土壌の水分条件はどのように異なるかを改めて議論し、また、異なる水分条件が、その土壌の断面形態、理化学性、微生物的性質にどのように反映されるかを明らかにすることである。

本報告では、その第一報として、斜面上の一連の土壌が、水分条件の違いにより、異なった断面形態をもつハイドロカタナを形成しているかどうか考察をした。

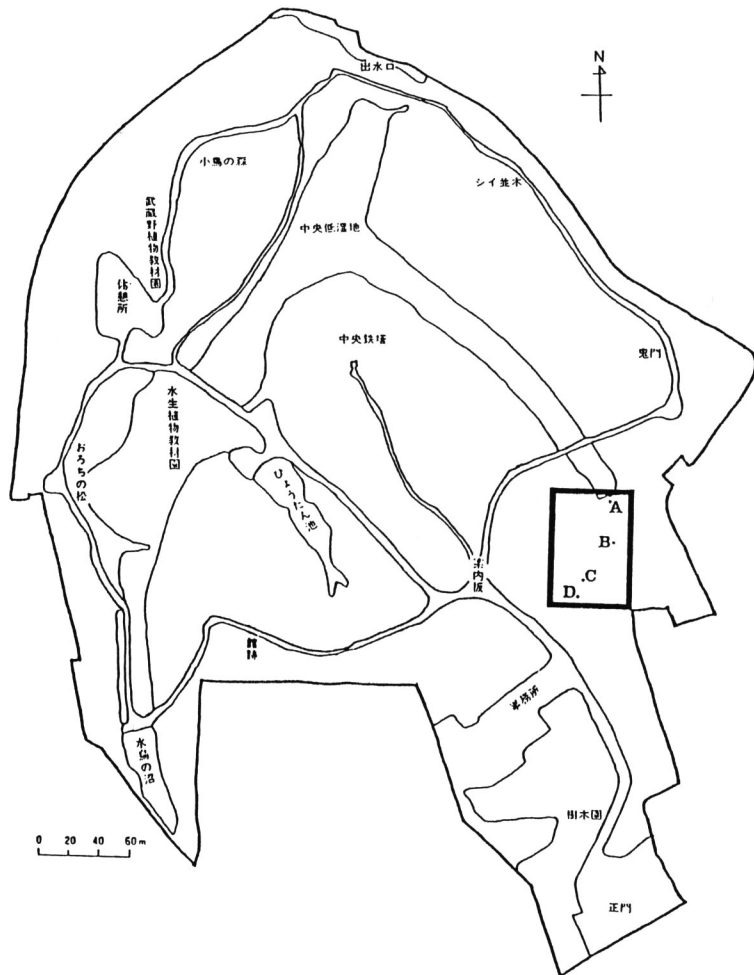


図1. 土壌調査地点  
Fig. 1. Locations of the pedon.

## 土壌調査と供試土壌，実験方法

### 1) 調査地点

土壌調査地点は，坂上ら（1989）がハイドロカタナとして設定した自然教育園内のさんしょう魚の沢から南の方角に面した斜面上のA、B、C、Dとほぼ同一の4地点である（図1）。D地点は土塁の尾根上，C、B地点は斜面上，A地点は低地であった。調査は1989年7月27日におこなった。調査日の前日終日と当日の朝に降雨があった。

### 2) 土壌調査

通常の方法（ペドロジスト懇談会編 1984）によりおこなった。試坑は表層30cmとし，30cm以深は検土杖を用い調査をおこなった。

また，50cm×50cmの枠内の堆積腐植層（Ao層）およびHA層，A層の表層30cmに生息する体長2cm以上のミミズの個体数を調べた。

### 3) 供試土壌の採取

調査時に採取をおこなった。各地点とも，Ao層およびHA層を除去した後，A層の表層10cm以浅の土壌を採取した。土壌は，採取後直ちに実験室に持ち帰り，篩を通し礫および2mm以上の粗大落葉枝根を取り除き，生土試料とした。また，その一部を室温で風乾し，風乾土試料とした。

### 4) 供試土壌の水分および孔隙率

前報と同様に，生土試料の水分を乾熱法（前田，1986）で求め，最大容水量をHilgard法（川口・小島，1965）により求めた。水分は含水比（乾土当たり水分量）で表し，最大容水量に対する含水比の割合を相対容水量（%）とした。

### 5) pH (NaF)

FIELDDESの方法（天野，1983）によった。

## 結果と考察

### 1) 土壌調査地点の地形

調査地点周辺の鳥瞰図を図2に示した。A地点は斜面最下部の平坦部に位置し，標高は約20m。B地点は斜面下方部に位置し，標高は約21m。C地点は斜面上方に位置しているが，土塁を少し下った開けた場所に位置し，斜面と集水的要素をあわせもった場所と考えられる。標高は約28m。D地点は斜面最上部の土塁上に位置し，標高は約29m。A地点とD地点の標高差は約9m，水平直線距離は約73mであった。

自然教育園内の地下水位は標高15～16mで（坂上ら，1978），地下水位までの距離は，A地点の約4mから，B、C地点と順に遠くなり，D地点では約13mと考えられる。

地形からみると，A地点は低地に位置し，最も湿潤な条件にあると考えられる。B、C地点は斜面上に位置し，A地点よりも乾燥している条件であると考えられる。ただしC地点は斜面上ではあるが，集水的要素もあり，湿潤な条件もあわせもつと考えられる。D地点は尾根に位置し，最も乾燥した条件にあると考えられる。

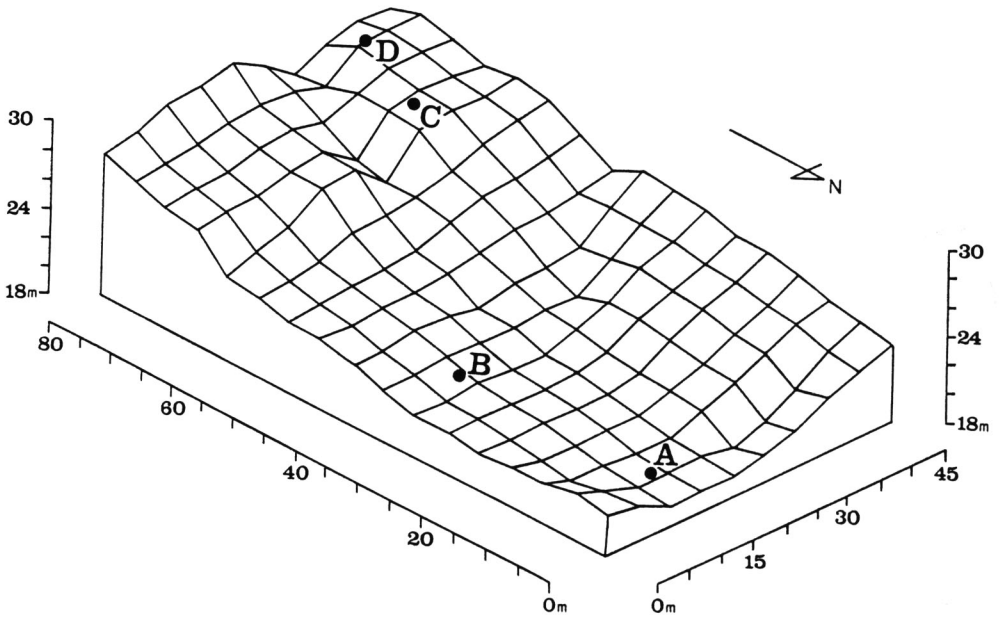


図2. 土壌調査地点の鳥瞰図

Fig. 2. A bird-eye view of the location of pedons.

2) 水分条件

生土試料の含水比, 最大容水量と相対容水量を表1に示した。水分状況を表す指標として, 本実験では, 含水比と相対容水量を求めた。相対容水量は, 最大容水量に対する採取時の水分量を示し, 水分条件を表す指標として用いた。

表1. 各地点の生土試料の含水比 (MW), 最大容水量 (Max. WC) と相対容水量 (MW/Max. WC)

Table 1. Moisture weight (MW), maximum water capacity (Max. WC), and MW/Max.WC of moist soil.

		A	B	C	D
MW	(%)	156	133	92	128
Max. WC	(%)	265	285	200	307
MW/Max. WC	(%)	59.2	46.5	46.1	41.6

含水比は, A地点の土壌で最も高く, 以下, B, D, Cの順であった。相対容水量は, A地点が最も高く, 以下B, C, Dの順になり, 斜面の下方から上方にむけて減少していく傾向がみられた。含水比や相対容水量は, 昨年同じ地点の土壌で測定した坂上ら (1989) と近い値であった。坂上らのサンプルは, 降雨3日後に採取したものであるのに対し, 本実験のサンプルは降雨の直後に採取したものである。供試土壌の水分は降雨の影響をあまり受けていなかった。

風乾試料を用いて最大容水量を求めようとしたところ, D地点の土壌は全く水を吸収しなかった。この土壌試料には, 2 mm以下の植物残さが多く混入しており, 植物残さに含まれる疎水性の脂質類によ

て水が吸収されなかったものと考えられる。D地点では、土壌中に植物残さを多く混入しているだけでなく、Ao層も厚い。これらが降水を土壌に浸透させない働きをもち、乾燥条件を助長しているものと思われる。同様にA, B, C地点においても土壌中の植物残さとAo層が、それぞれの水分条件をある程度一定に保つ働きをもっていることが想像される。

土壌微生物の活性と土壌の水分量の関係は必ずしも明らかではない。しかし、微生物活性を測定する際には、相対含水量を60%前後とし培養することが、微生物活性を最も高くする条件として用いられている(香川ら, 1975)。A地点の相対含水量は59.2%で、これらの地点のなかでは、微生物の活動に最も適している水分条件だと考えられる。B, C, Dと相対含水量が減少、乾燥するにつれ、微生物の活性が低くなっているものと思われる。

### 3) 母材, pH (NaF)

これら一連の土壌は、断面形態の項に示すように、土色が、5YR2/1~7.5YR 3/1(黒褐)で、有機物の集積量が多いと判断できる。また、これらの土壌は膨軟で軽いため、母材は火山灰であると推定される。また、表2に示したpH (NaF)の値は火山灰土の判定に補足的に使われ、この値が9.4以上であることが火山灰土の充足条件の一つであるが、すべての土壌がこの条件を満たしていた。

表2. 各地点の土壌のpH (NaF)

Table 2. pH (NaF) of soil.

	A	B	C	D
pH (NaF)	10.0	9.8	10.1	9.7

### 4) 植生

A地点の高木、亜高木にはミズキ、ムクノキ、ヤマグワが、低木にはアズマネザサとアオキ、草本としてはイラクサ、フッキソウ、ニリンソウなどがみられた。B地点の高木、亜高木のほとんどがムクノキで、他にエノキやミズキが、低木にはアオキ、草本にはジャノヒゲがみられた。C地点の高木はミズキで、亜高木にはミズキ、イロハモミジ、ウワミズザクラ、低木はほとんどがアオキで他にシロダモ、草本にはアズマネザサ、ジャノヒゲがみられた。D地点の高木はスダジイで、低木にはアオキが草本にはアズマネザサ、ジャノヒゲがみられた。

### 5) 土壌の断面形態

A, B, C地点でA層の層厚は1m以上もあった。本調査では、検土杖を用いたため、これらの地点での無機質層位の調査はA層の一部に限られた。A層の層厚およびA層の上部10cmの土性、土色と落葉枝、根などの植物残さの混入程度を以下に示した。

#### A地点：

Ao層 0.5cm (L層 0.5cm；F層 なし)。

HA層 1cm (ミミズ糞塊よりなる)。

A層 0~100cm以深、土色 7.5YR 3/1(黒褐)、土性 LiC(軽埴土)、植物残さを多く含む。

表層から55~77cmの土壌は、水分を多く含み黒色味が弱い。

#### B地点：

Ao層 2cm (L層 1cm；F層 1cm)。

HA層 1 cm (ミミズ糞塊よりなる)。

A層 0~100cm以深, 土色 7.5YR 2/2 (黒褐), 土性 LiC (軽埴土), 植物残さを頗る多く含む。

C地点:

Ao層 2.5cm (L F層 2.5cm)。

HF層 1 cm (ミミズ糞塊よりなる)。

A層 0~100cm以深, 土色 7.5YR 3/1 (黒褐), 土性 CL (埴壤土), 植物残さを頗る多く含む。

D地点:

Ao層 3 cm (L層 2 cm; F層 1 cm)。

HA層 0.5cm (ミミズ糞塊よりなる)。

A層 0~55cm, 土色 5YR 2/1 (黒褐), 土性 CL (埴壤土), 植物残さを極めて頗る多く含む。

各地点ともA層は厚く, 特に, A, B, C地点では1 m以上もあり, D地点では55cmであった。和田(1967)は, 火山灰土で有機物を最大に集積したときのA層の層厚は, 40cmであろうと推測している。A, B, C地点では, 斜面上部の土壌が流れこみ堆積し, 層厚が厚くなっていると考えられるが, D地点でも層厚が55cmある。人為の影響も考えられるが, この土壌が火山灰の累積土壌であり, 表層のA層が埋没腐植層(過去に表層のA層であったが, 後の火山砕屑物により埋没した土壌)と連続し, 厚いA層が形成されていると考えるのが妥当であろう。D地点で, A層が55cmであったのは, この地点が土塁上であり, 斜面上部であるため, 人為的または自然に削剝をうけ, 他の地点より層厚が薄くなったためと考えられる。本調査では, A層の層厚が, 地形の影響をどの程度受けているかを明らかにすることはできなかった。

本地点の土壌は, 過去に多くの人為の影響を受けている。縄文中期には人々が住んでいたと考えられ, 平安時代には原野で, 牧馬が放たれていたとも考えられている。鎌倉時代には, 当時の豪族がこの地に館をかまえ, 土塁もこの当時に造られたと考えられている。以後, 明治時代には火薬庫に, 戦後になって自然教育園となった(国立科学博物館附属自然教育園, 1983)。

本地点の土壌は, 農耕地の土壌分類(農技研化学部土壌第3科, 1983)によれば厚層多腐植質黒ボク土に, 林野土壌の分類(土じょう部, 1976)によれば黒色土または淡黒色土に分類されるものである。黒ボク土や黒色土などの火山灰土は, 草原植生であることが生成の重要な条件と考えられており(加藤, 1960; 1964; 土じょう部, 1976), この土壌の生成は現在の森林植生の立地条件と異なると考えられる。

平山(1978)によれば, これらの地点は人間活動の影響からほとんど回復した地域, または自然が良く残っている地域に分類される。しかしながら, 火山灰土壌におけるA層の発達には数百年の時間経過が必要であり(山田, 1967), これらの土壌は過去の人為の影響下で生成されたものと考えられる。

以上の, 人為の影響, 火山灰土の生成条件, A層の発達に要する時間から考えて, 現在見られる無機質層位の層位分化は, 現在の森林植生のもので形成されたのではなく, 人為の影響を強く受けた草原植生など, 現在とは異なる過去の立地条件のもので形成されたものと思われる。したがって, 現在の無機質層位の層位分化は, 現在の土壌の地形, 水分などの立地条件よりも, 火山灰土を生成した過去の立地条件の方をより強く反映していると考えられる。

無機質層位の層位分化が, 現在土壌がおかれている立地条件を反映しているかをどうかを明らかにすることはできなかった。しかしながら, Ao層は落葉・落枝や草本遺体を母材とし, 立地条件の違いによる母材の分解程度の違いにより形成されるため, 時間因子の影響は弱く, 本調査地点の立地条件の違い

をあらわしやすいと考えられる。

Ao層の層厚は、A地点で0.5cmと最も薄く、B、C、Dの順に斜面の上部になるほど厚くなる傾向がみられた。Ao層の堆積形態は、植生の影響も強く受けるが、基本的には土壌の水分条件によって異なるといわれている。土壌は堆積腐植層の形態から、堆積腐植層のほとんどがL層からなるムル型、堆積腐植層がL、F、H層の3層からなるモル型、それらの中間型であるモーダ一型の3つの型に大別される。

(浜田, 1984)。A地点の粗腐植層はムル型に、B、C、D地点の堆積腐植層はモーダ一型に近いものと分類されるであろう。A地点の土壌の水分条件はAo層の形態から、弱湿から適潤な状態であり、微生物の活動が盛んで粗腐植の分解が順調におこなわれていると考えられる。一方、B、C、D地点の土壌の水分条件は、弱乾から乾燥した状態であり、粗腐植の分解が抑制されていると考えられる。また、B、C、Dの順に斜面の上部になるほど層厚が厚くなることから、斜面の上部ほど土壌はより乾燥した状態にあると考えられる。

Ao層の断面形態より推定される水分条件は、地形より推定され、相対含水量から明らかにされた水分条件と対応するものであった。Ao層の断面形態は、各土壌の立地する水分条件を反映しているといえる。

#### 6) ミミズの生息数

A、B、C、Dの各地点で、それぞれ2、8、4、3個体のフトミミズ科のミミズが確認された。各地点の土壌で、ミミズの糞塊によるHA層が見いだされており、落葉枝の分解におけるミミズの役割が大きいことが想像される。また、A地点を除けば、斜面下方ほどミミズの個体数が多く、よりミミズの影響が大きいと考えられる。調査は夏におこなわれており、A地点ではAo層の落葉枝量は少なく、落葉枝が消費されミミズの個体数が減少したのではないかと考えられる。C、D地点では、落葉枝が多量に残存しているにもかかわらず、ミミズの個体数が少ないことが興味深い。

## ま と め

自然教育園内のさんしょう魚の沢から南の方角に面した斜面上の一連の土壌は、A地点は低地に、B、C地点は斜面上に、D地点は尾根に位置していた。ただし、C地点は斜面上ではあるが、開けた場所に位置していた。地形からみると、A地点は最も湿潤な条件に、B、C地点は、A地点よりも乾燥した条件に、D地点は最も乾燥した条件にあると推測された。

相対含水量を指標として水分条件を評価したところ、A地点は適潤で、B、C、Dの順に、斜面上部ほど乾燥していくことがわかった。これは、先に地形から推測された一連の土壌の水分条件を裏付けるものである。一連の土壌の水分条件は、地形の違いを反映していることが明らかにされた。

これらの土壌の母材は、断面観察とpH (NaF) の値より火山灰であると考えられた。

本地点の無機質層位の断面形態は、必ずしも水分条件を反映したものではなかった。これは火山灰土の無機質層位の層位分化には数百年の時間経過が必要なこと、過去に人為の影響を受けていること、また埋没腐植層が存在することなど、無機質層位の断面形態が必ずしも現在の立地・水分条件下で形成したものではないからであると推測された。

しかしながら、Ao層の形成は、無機質層位のような長期の時間経過を必要としない。Ao層は、現在の水分条件を反映し、A地点で最も薄く、斜面上部になるほど厚くなった。そしてその断面形態は、ム

ル型からモーダ型への遷移がみられた。

以上の結果から、自然教育園内のさんしょう魚の沢から南の方角に面した斜面上の一連の土壌は、一定地域内の同一の母材に由来するにもかかわらず、地形の差異により生じた水分条件の違いにより異なったAo層の断面形態をもつ土壌が規則的に遷移して出現するハイドロカタナを形成していると考えられる(図3)

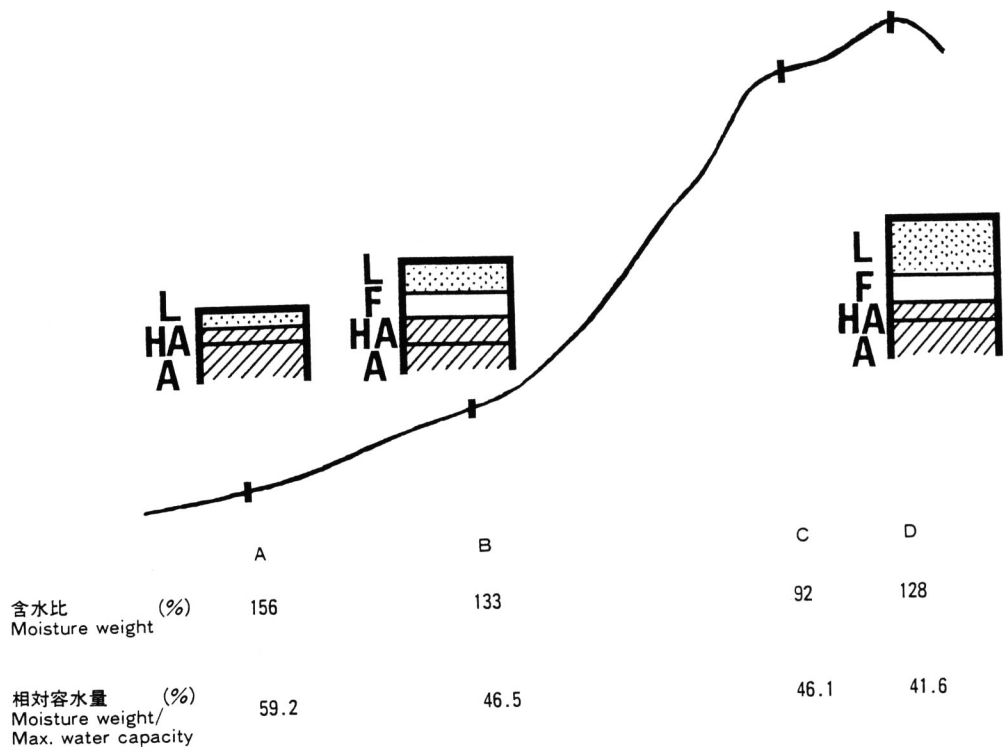


図3. 自然教育園内のハイドロカタナの模式図

Fig. 3. Illustration of a Hydro-catena in the Institute for Nature Study.

特に、A、B、D地点の土壌は、それぞれ低地、斜面、尾根に位置し、適潤性、弱乾性、乾性な土壌であると考えられる。

### 謝 辞

本実験の実施にあたって、自然教育園の関係各位に大変お世話になった。特に、植生に関しては萩原信介氏ご教示いただいた。記して感謝の意を表する。



## Summary

Soils of the slope on the southern side of the Sansyou-uo swamp in the Institute for Nature Study were surveyed.

Parent material and horizon differentiations of 4 pedons on the slope were investigated. Hydro-condition was estimated from the value of moisture weight/maximum water capacity.

Hydro-condition of pedon corresponded with the relief as described below. Pedon A was located on the foot of the slope, and the hydro-condition was moderately moist. Pedon B and C were located on the side of the slope, and weakly dried. But the microrelief of pedon C was flat. Pedon D was located on the top of the slope, and dried.

It is also proved that these soils were derived from volcanic ash.

It is obvious that there were high degree of human impact for many years on these soils from the historic document. These soils were classified as Andosols, and it is also known that soil profile development of these soils took more than hundred years, and formed mainly under the grass vegetation. So it is doubtful whether mineral horizon of these soils were developed under the present condition of vegetation of forest. Horizon differentiation of mineral horizon of these pedon did not necessarily correspond with the hydro-condition.

Horizon differentiation of organic horizon (Ao horizon) of these pedons corresponded to the hydro-condition. Ao horizon of pedon A was thin, and mull type. Ao horizon became thicker corresponding with the hydro-condition and changed to moder type. Pedon D was found to have thicker Ao, and mor type.

It is concluded that the soils of the slope on southern side of the Sansyou-uo swamp were the hydro-catena, of which Ao horizon corresponded to the hydro-condition caused by the relief.

## 引用文献

- 天野洋司. 1983. Andisol 提案と日本の火山灰土. 火山灰土(日本土壤肥料学会編), p187-204, 博友社.
- 土じょう部. 1976. 林野土壌の分類(1975). 林試研報, **280**: 1-28.
- 浜田龍之介. 1984. 有機成分. 土壌学(山根一郎ら), p48-63, 文永堂.
- 平山良治・山崎美津子・坂上寛一・浜田竜之介. 1978. 自然教育園の土壌図. 自然教育園報告, **8**: 39-59.
- 香川尚徳ら. 1975. 土壌中の微生物活性の測定. 土壌微生物実験法(土壌微生物研究会編), p270-349, 養賢堂.
- 川口桂三郎・小島懋. 1957. 土壌学実験法. 農芸科学実験書(京大農学部農芸化学教室編)第1巻, p270-272, 産業図書.
- 加藤芳朗. 1960. 「黒ボク」土壌中の植物起源粒子について(予報). 土肥誌, **30**: 549-552.
- 加藤芳朗. 1964. 腐植にとむ土壌(「黒ボク」土壌)の生成に関する問題点. 第四紀研究, **3**: 212-222.
- 国立科学博物館附属自然教育園. 1983. 自然教育園.
- 前田乾一. 1986. 水分(乾熱法). 土壌標準分析・測定法(土壌標準分析・測定法委員会編), p8-10, 博友社.

- 農技研化学部土壌第3科. 1984. 農耕地土壌の分類. —土壌糖の設定基準および土壌糖一覧表—, 第2次案改定版, 75p.
- ペドロジスト懇談会編. 1984. 土壌調査ハンドブック. 156p, 博友社.
- 坂上寛一・山崎美津子・平山良治・浜田龍之介. 1978. 自然教育園の代表的植生の土壌と水分環境. 自然教育園報告, **8**:20-38.
- 坂上寛一・奥山篤司・田中治夫・浜田龍之介. 1989. 自然教育園の土壌 —カテナにおける土壌微生物相—. 自然教育園報告, **20**:21-29.
- 佐久間敏雄. 1973. 重粘性土壌の生成過程における物理的因子の役割. 近代農業における土壌肥料の研究 (土肥学会編), **4**, 13-26, 養賢堂.
- 山田忍. 1967. 土壌学的見地から見た沖積火山灰の年代測定法とその実例. 第四紀研究, **6**:200-206.
- 和田光史. 1967. 火山灰土における有機物の集積過程とC-14年齢. ペドロジスト, **11**:46-58.