

# 土壌と古環境の研究方法について

## —土壌腐植特性の空間分布からわかること—

渡 辺 真紀子

### 1. これまでの方法と成果

土壌は土壌生成因子と呼ばれる気候、生物、地形、地質母材、人為的作用の環境要因に時間が加わり、これらが複合的に働きかけることによってつくられる。過去にさかのぼってある時代に生成された土壌を材料に、土壌生成時の地表環境を推定するためには土壌と生成環境が1:1に対応することが都合がよい。これには、現在の自然環境下にできた土壌 (recent soil) と埋没した古土壌 (paleosol) すなわち化石土壌<sup>1)</sup>があてはまる。たとえば火山灰やレスなどの新たな被覆物下に埋没した土壌は、生成環境と1:1対応をもつ単元土壌 (monogenetic soil) として保存されやすいのでこれまでに古環境推定のための研究対象となってきた。

このような対応関係にもとづく地表環境の推定は、土壌学 (pedology) における古くからの命題であり、古土壌学 (paleopedology) とよばれる研究分野で成果があげられている。その代表的な研究例としてThorpe et. al. (1951) によってまとめられた北米中西部の氷河性堆積物と埋没古土壌の層準や、日本における立川ローム暗色帯の研究 (黒部, 1963など) や赤黄色土の分布と地形面の形成時期との関係 (松井・加藤, 1962) などにみるように、土壌の分布や性質から地質時代の温暖期を解明する手がかりが得られている。第1表は、松井 (1964) によって内外の研究動向を基礎にまとめられた古土壌学の方法の体系化試案である。

### 2. 土壌属性の空間分布

#### (1) 空間分布のとらえ方

土壌分析手段の向上とともに、古土壌の研究も土壌断面の理化学的性質を精度高く調べることに重点がおかれてきた。このような土壌断面の点情報からは、ある環境条件における土壌物質の移動・集積と生成過程を明らかにすることはできる

が、土壌が貯える豊富な情報を活用するには地理学的視野の導入が必要である。そこで、第1表に示されるような土壌属性 (理化学的性質) の解析によって得られる情報をさらに総合的に活用する方法の1つとして、土壌属性の空間分布を試案した (渡辺:1987, 1988)。

空間分布とは、ここでは土壌断面を点とする点事象の集合によって形成される平面分布をさす。そして空間分布は時間的な連続性をもつ複数の平面分布から構成される。第1図はこの概念を山麓斜面に発達する火山灰土壌について適用したときのモデルである。このモデルに示したように、火砕流堆積面上に降下堆積した火山灰とこれを母材とするような土壌の累層が発達する場合、IからIIIの各々の層位について求めた土壌属性の平面分布を比較することによって土壌生成当時の地表環境を近似的に復元し、その変遷を推定することができると思われる。

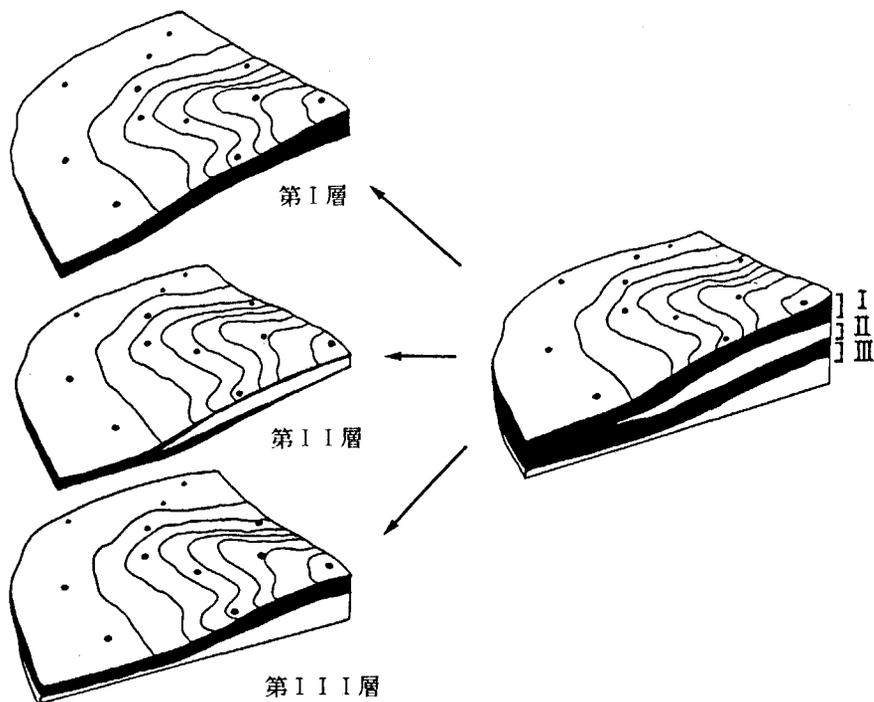
#### (2) 火山灰土壌の腐植特性を対象とする場合の前提

土壌属性の中で、腐植<sup>2)</sup>は最も敏感に環境変化に対応する属性であり、気候に依存する土壌—植生環の平衡関係は腐植によって特徴づけられる (Duchaufour, 1986)。第2図に示すように、A層を特徴づける腐植の集積平衡は、粘土の集積や生成によって特徴づけられるB層とくらべて短期間に平衡に到達すると考えられている。この性質に加えて火山灰土壌の腐植の安定性が高いことが指摘されており (坂上, 1988)、腐植は火山灰による埋没土などの単元土壌を対象とした古環境の推定にはほかの属性よりも有利であるといえる。

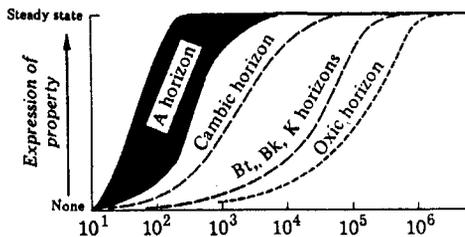
ところで、火山灰土壌を対象とする場合、第1図のモデルに示すように母材テフラの堆積による地層の層理と土壌生成作用による土層分化とが重複して土壌断面に現れる。したがって、土壌学的層位と地質学的層位とは一致しないことがある。とくに広域を対象とするとき、層位の対比がむずかしい。そこで、空間分布を求めるためにはつぎのことが前提条件として挙げられる。すなわち、

第1表 古土壌学の研究方法の体系化試案(松井, 1964)

	研究段階	研究手段	得られる情報
野外調査	1. 分布・産状調査	土壌形態学, 層位学, 地形学, テフクロノジー, <sup>14</sup> C法その他による年代測定	生成時期, 土壌生成因子, 生成過程にかんするマクロのデータ
解 析 的 方 法	2. 風化と生成学的特性の理化学的研究 a. 粒径組成 b. 一次鉱物組成 c. 粘土鉱物組成 d. 化学組成 e. 腐植の質と量 f. 塩基状況	下記の方法による 機械分析 細砂の偏光顕微鏡による同定と計数 X線回折, 熱分析, 電子顕微鏡, 赤外吸収スペクトルなどによる総合判定 原土と粘土分の完全分析, 遊離酸化物の定量 C, N, C/N, 腐植組成(フミン酸/フルボ酸, 無機物との結合)の定量と腐植の構造特性の可視部, 赤外部吸収曲線, X線, 元素分析等による解析 pH, 置換酸度, カチオン置換容量, 塩基飽和度の定量	風化過程の特性と土壌生成学的特性 母材の異同, 物理的風化の程度, 粘土の移動・集積 母岩の判定, 母材の異同, 風化過程 化学的風化の型と土壌生成過程での変質 無機成分の分解・合成と移動・集積 有機物の添加・変化・分解合成, 炭化・無機化, 有機無機複合体の形成 塩基の移動・集積と生物学的循環
	3. 土壌組織の微形態学的研究	定方位土壌薄片の偏光・反射顕微鏡による観察	有機物の構造型 (Mull, Moderなど), 地中動物と植物の遺体・遺跡の同定, 土壌構造 (集合体の微細形態), 粘土の分散・凝集, 移動・沈積, 水酸化鉄の酸化・還元と沈積状況
総合的方法	4. 土壌型の同定 (古土壌と現土壌について) 5. 生成環境—自然景観型の復元 6. 地史的総合 7. 土壌の生成・分布におよぼす時間因子の研究 (土壌進化の研究)	1~3から得た情報をもとに, 生成学的土壌分類法による 現土壌とその生成環境にかんする資料の比較地理学的適用 5から得た情報を, 層位学, 地形発達史, 古生物学, 考古学等からの情報と照合 5, 6の結果にもとづき, 現土壌の生成・分布および分類体系の地史的再検討	土壌生成過程と生成環境 古土壌生成時の生物—気候条件その他の自然環境 地史学上の資料 (古気候, 古景観等) 土壌生成・分類・地理学上の理論的基礎資料; 土壌の生成・分布の歴史的法則性



第1図 土壤特性の三次元的空間分布のモデル  
層位区分にもとづいて形成年代の異なる地表面 ( I , II , III ) を再現し、各層位の土壤特性の平面分布を求める。  
・は土壤調査地点を示す。



第2図 土壤特性が平衡状態に到達する時間 ( Birkeland, 1976 )

A層 (腐植層) を特徴づける性質は $10^2 \sim 10^3$ 年と短く、下層土は風化作用が強くなるにしたがって土壤特性の平衡到達に要する時間。

対比する層位の地質母材が「同時期」の堆積物であるとともに、「同過程」の土壤生成作用を受けていることである。これらは地質学的手段 (一次鉱物組成、火山ガラスの検出による鍵層テフラの同定、 $^{14}\text{C}$ 年代測定など) と土壌学的手段 (土色、粘土含有率、粘土鉱物の同定など) によって確か

めることができる。

### 3. 腐植特性の空間分布から推定される環境変化

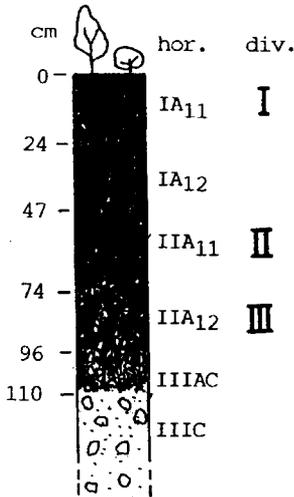
それでは、火山灰土壌の腐植特性の空間分布を調べることによってどのようなことが明らかにされるのか、ここではいくつかの研究例を用いて述べる。

第4図は、日光男体火山東麓から鬼怒川の洪積台地にかけて発達する火山灰土壌の腐植集積量の空間分布である。男体火山東麓土壌は第3-a図に示すように厚く、一様に暗色化した腐植層をもつ。この土壤断面の母材特性を調べ、生成過程にもとづいてI~IIIの3つの層位<sup>3)</sup>に区分した。そしてそれぞれの層位について有機炭素含有率を定量すると、第4図にみるように腐植層の生成年代によって腐植集積域の分布が推移することがわかる。例えば、第III層生成期 (5000-7000年前) に

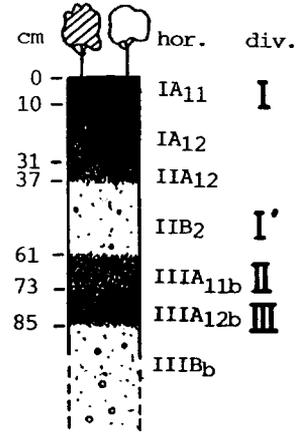
は腐植の集積が卓越する水熱環境条件が第I層生成期（現在）よりも北西方向、つまり高所にあったと判断できる（渡辺, 1987）。

同様の傾向は赤城火山南麓の土壤についてもみられる。赤城火山南麓斜面には第3-b図に示すような厚さ40cm位の表土腐植層と30cm位の埋没腐植層が発達する。2つの腐植層に挟まれる火山灰

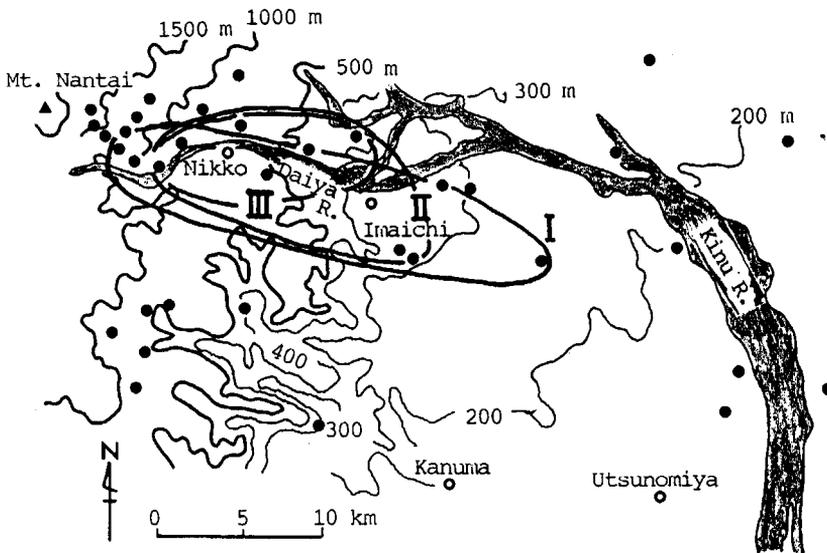
層を含めてこの地域の土壤を4つの層位<sup>4)</sup>に区分し、それぞれの層位における緑色腐植酸の分布下限を求めたのが第5図である。緑色腐植酸とは、緑色色素（ベリレンキノン系色素）を含む腐植酸<sup>5)</sup>であり、Kumada (1967) やSato (1967) の報告から、植物（とくに樹木）と共生関係にある糸状菌の一種<sup>6)</sup>によって生産される色素の残存形態で



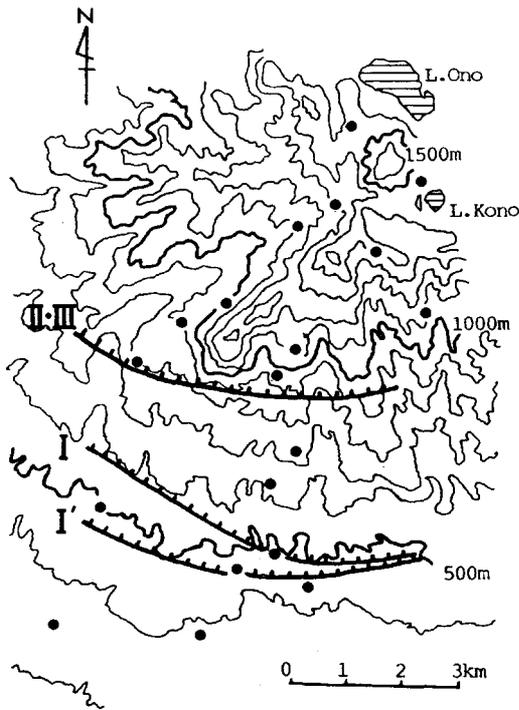
第3図a 日光土壤の土壤断面と層位区分  
(今市市明神, 310m)



第3図b 赤城土壤の土壤断面と層位区分  
(鍋割山西, 1020m)



第4図 日光土壤における腐植集積量の空間分布  
実線は炭素含有率が10%以上の範囲を示す。



第5図 赤城土壌における緑色腐植酸の空間分布  
実線は分布の下限を示す。

あると考えられる。

第5図では、緑色腐植酸の分布下限は第I層とI'層では標高500m付近にあり、第II層とIII層では標高800m付近に上昇している。本地域における表土腐植層の緑色腐植酸の含有量は植生帯としてブナ属 (*Fagus*) との関係が強く認められ、さらに分布の特徴から Kumada *et. al.* (1967) ほかの指摘のように、緑色腐植酸の生成の好適な水熱条件として寒冷多湿条件が認められる。このことから、第III層生成期 (6000–9000年前) には第I層生成期 (現在) よりも緑色腐植酸の生成条件が高所 (移動量として300m程度の上昇) に相当するような位置に存在していたと推定できる (渡辺, 1988)。

以上2つの事例にみるように、完新世において気温および乾湿に変化が生じたことが、土壌腐植特性の分布によって示される。

#### 4. まとめと展望

土壌研究の新しい視点として土壌属性の空間分

布を提示し、これまでに事例研究によって古環境推定の手段としてのその有効性を確認した (渡辺; 1985, 1987, 1988)。とくに火山灰土壌の腐植特性を対象とすることによって過去1万年から現在の気候生物環境の推定が可能である。これは腐植特性が水熱条件に支配される有機物の供給と分解のバランスを指示し、短期間 ( $10^2 \sim 10^3$ 年) で平衡に達すること、草原性土壌 (火山灰土壌やチェルノーゼムなど) の腐植炭素の平均残留時間 (Mean Residence Time) は万年単位の時間経過がみられる (Scharpenseel, 1971など) ことから導かれる復元期間である。

近年のCO<sub>2</sub>増加に伴う温室効果によって、近い将来にヒブサーマル期 (縄文海進期) に相当する世界的な気温の上昇が見込まれている。これにともなう乾湿分布の変動の予測がモデルを使ったシミュレーションによって求められており、その検証手段の一つとしてヒブサーマル期の古環境データが重視されてきている (Kellogg *et. al.*, 1982など)。土壌腐植特性と古環境変遷の研究からは、花粉などの微化石の形態分析では得られにくい水分環境に関する資料を補充することができると考えられる。このような方面への寄与においても、腐植特性の空間分布から求められるデータの精度を高めると同時に、事例研究を積み重ねていくことが必要である。

#### 注

- 1) 新しい被覆層によって埋没して現在の地表環境から遮断され (土壌生成作用の中断)、生物の化石のように地層中に保存される土壌をいう。
- 2) 一般には、土壌有機物のうち分解が進んでいない新鮮な動植物を除いたものをさす。
- 3) 日光土壌の層位区分はつぎのとおりである。

第I層: 榛名火山起源の角閃石–輝石–安山岩質火山灰を含む表土腐植層でおよそ2000年から現在の地表環境によって土壌生成を受けている。

第II層: つぎの第III層と鉱物組成が類似し、輝石–安山岩質の火山灰を母材とする。肉眼によっても暗色が強いことが認められる場合があり、粘土含有率が高く、遊離酸化物 ( $Fe_2O_3$ ,  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$ ) の定量結果から溶脱の進んだ層位であることから、かつて表土を形成していた埋没腐植とみなせる。生成時期は

$^{14}\text{C}$ 年代値からおよそ5000-4000年前と推定される。  
第Ⅲ層：男体火山末期の活動による七本桜軽石層 (SP) の降下堆積にひきつづいて放出された火山灰を母材の主体として土壌化作用が開始した層位である。アカホヤ火山灰 (Ah) が含まれ、生成時期は7000-5000年前と推定される。

4)赤城土壌の層位区分はつぎのとおりである。

第Ⅰ層：榛名火山を起源とする角閃石-輝石-安山岩質の火山灰を母材の主体とし、およそ2000年前から現在まで土壌生成作用を受けている層位である。

第Ⅰ'層：浅間火山起源と推定される輝石-安山岩質の赤褐色火山灰層で、二次堆積によって標高500-800mの緩傾斜で厚さを増す。堆積時期はおよそ4000-2000年前と推定される。

第Ⅱ層：粘土含有量が多く、火山活動の静穏期に比較的長い期間表土を形成していた層位で、第Ⅲ層とほぼ同じ母材特性をもつ。生成時期は $^{14}\text{C}$ 年代値よりおよそ6000-4000年前と推定される。

第Ⅲ層：浅間火山を起源とする板鼻黄色軽石層 (YP) の降下堆積後に土壌化作用が開始した層位で、アカホヤ火山灰 (Ah) が混在する。生成時期は $^{14}\text{C}$ 年代値と併せておよそ9000-6000年前と推定される。

5)腐植を構成する物質のうち土壌の暗色化に関係し、土壌の性質に重要な役割をもつ無定形な酸性の高分子物質。有機化学においてその構造はまだ解明されていない。

6)*Cenococcum graniforme*と推定されるかびの菌核の代謝物質であることが知られている。この色素に似た物質がこれまでに数種の木材腐朽菌から抽出されている (熊田, 1981)。

#### 参考文献

熊田恭一 (1981) : 「土壌有機物の化学 (第2版)」学会出版センター, 304 p.

黒部隆 (1963) : 立川ローム層の腐植に関する生成学的研究. 日本土壌肥科学雑誌34, 181-184, 203-204

坂上寛一 (1988) : 腐植からみた土壌と年代, ベドロジスト32, 181-188

松井健・加藤芳朗 (1962) : 日本の赤色土の生成時期・生成環境にかんする二三の考察. 第四紀研究 2, 161-179

松井健 (1964) : 古土壌学の動向と課題. 第四紀研究 3, 223-247

渡辺真紀子 (1985) : 男体火山東麓域における腐植質火山灰土壌の腐植特性-生成環境推定の試論-. 地理評58, 237-254

渡辺真紀子 (1987) : 男体火山東麓域における土壌腐植特性の垂直分布と水平分布. 地理評60, 251-262

渡辺真紀子 (1988) : 火山灰土壌の腐植特性の空間分布の推移にみる環境変化-赤城火山南麓における事例-. 地学雑誌97, 684-695

Birkeland, P. W. (1974) : Pedology, Weathering and Geomorphological Research, Oxford Univ. Press, 258p.

Duchaufour, P. (1986) : (永塚鎮男・小野有五訳) 「世界土壌生態図鑑」, 古今書院, 388 p.

Kellogg, W. W. and Schware, R. (1982) : Climate Change and Society, Westview Press, 178p.

Kumada, K. (1967) : Green humic acid and its possible origin as a fungal metabolite. Nature 214, 631-633

Kumada, K., Sato, O., Osumi, Y. and Ohta, S. (1967) : Humus composition of mountain soils in Central Japan with special reference to the distribution of P type humic acid. Soil. Sci. Plant Nutr. 13, 151-168

Sato, O. (1967) : A green pigment similar to the Pg fraction of P type humic acids and related compound produced by litter-decomposing fungi. Soil Sci. Plant Nutr. 22, 269-275

Scharpenseel, H. W. (1971) : Radiocarbon dating of soils, Soviet Soil Sci., 3, 76-83

Thorp, J., Johnson, W. M. and Reed, E. C. (1951) : Some post-Pleistocene buried soils of Central United States. Jour. Soil Sci. 2, 1-19

Study Methods of Soil and Past Environment  
-Informations from the study on spatial  
distributions of soil humus properties-  
Makiko WATANABE