

## 土壌・風化帯の形成と水質変化

関 陽児\*

Yoji SEKI (1998) Chemical change of underground water in soil and weathered mantle. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 49 (12), p.639-667, 6 figs., 5 tables.

**Abstract:** Characteristics of soil and weathered mantle typically seen in forested mountainous area in Japan and chemical change of underground water taking place in the region are reviewed.

Deep weathering of granitic rocks, wet-dry slaking of mudstone, sulfuric acid leaching due to oxidation of pyrite, and decay by formation of gypsum-rich scabs of marine sedimentary rocks are the major types of weathering in humid mountainous areas of Japan.

Weathering products from bedrock and humus are major constituents of soil in general. In addition, volcanic ash generated by Holocene volcanic activity and long-range transported eolian dust, mostly derived from Asian continent, are the other significant components of the soil in Japan.

Rain water is ultimate source of hydrologic system in mountainous areas. Annual mean pH value of recent precipitation over Japan is 4.7, which is relatively lower than pH 5.5 for CO<sub>2</sub> saturated normal rainwater. In forested mountainous areas, quality of rainwater commonly changes through interaction with vegetation. For example, rainwater under tree crown and stem flow water of beech stands are characterized by increase of Ca<sup>2+</sup> and K<sup>+</sup> but decrease of H<sup>+</sup>, while those of Japanese cypress are characterized by low pH.

Infiltration capacity of typical forest soil in Japan commonly reaches level large enough to absorb complete ordinal rainfall so that huge amount of percolation water can be stored in the soil.

Most of the percolation water subsequently outflows into stream water. The rest penetrates into the bedrocks to become underground water, having relatively long-term retention, with which deeper bedrocks interact.

In the soil, carbonic acid is generated by dissolution of carbon dioxide mainly from biological activity. Various types of organic acids are also added to the percolation water. Where the bedrock contains pyrite, sulfuric acid generated by the oxidation of pyrite is introduced into groundwaters.

The sulfuric acid containing groundwater reacts effectively with rock-forming minerals, resulting in dissolution of such minerals as carbonates and zeolites, and decomposition of feldspars, micas and mafic minerals. As this groundwater penetrates into deeper portion, neutralization by cation exchange from clay minerals may occur. Thus, the groundwater changes its water quality toward higher concentration of Na<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup> and HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> (and SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> if pyrite exists) with near neutral pH.

### 要 旨

日本国内における土壌・風化帯とそこでの水質変化に関する研究を総括し、今後の課題を検討した。

湿潤温暖気候下にある日本国内における典型的な風化作用には、深層風化(花崗岩類)、スレーキング(泥質岩類)、黄鉄鉱の酸化に起因する酸性溶脱風化(海成堆積岩類)、硫酸塩の析出による風化(海成堆積岩類)などがある。現在日本で観察される花崗岩類の風化帯の多くは、過去のより激しい風化環境の下で形成されたもの

と考えられており、風化過程を考察する際には過去の風化環境や削剝により失われた部分についての考察を要する。泥質岩の風化における黄鉄鉱の酸化は、地下水の水質変化にも重要な役割をになっている。

日本の土壌の多くは、母岩の風化生成物に腐植が加わり、それに第四紀の火山活動に起因するテフラや二次堆積物を伴う。給源火山の東側の地域では、テフラ起源物質を多量に含む土壌が厚さ数mに達することも珍しくない。また土壌には、大陸から偏西風により運搬されてきた風成塵が普遍的に加わることも特徴である。テフラの供給が少ない地域では、細粒画分中の風成塵の割合が

\*資源エネルギー地質部 (Mineral and Fuel Resources Department, GSJ)

Keywords : soil, weathered mantle, undergroundwater, stream water, water quality, dissolution experiment, topography, hydrology

相対的に高くなる。

国土の70%以上を占める山地・丘陵地は、土壌・風化帯と水の相互作用が活発に行われる場である。山地の地表への降水は、1) 洪水時では土壌深層および岩盤風化帯中へ浸透したのち溪流に湧出(基底流出)、2) 洪水時には、洪水ピーク時の流量と基底流出との差に相当する部分の多くは土壌表層ないし地表を流下して溪流に直接合流(直接流出)、3) 洪水ピーク時以降の流量逓減時には、基底流出を超える部分の多くは土壌浅層を經由したのち湧出して溪流に加わる(中間流出)。日本の森林地域における土壌の浸透能は極めて大きく、洪水時を除けば雨水のかなりの部分が一旦土壌中に浸透する。土壌中に浸透した水の多くの部分は、岩盤に浸透することなく溪流に湧出すると考えられるが、それについての定量的な知見は乏しい。

山地・丘陵地に降った雨水は、森林植生、土壌、風化岩石の順に接触、反応していく。自然状態での雨水のpHは大気中の炭酸ガスの飽和で規定される5.5であるが、現在のわが国の平均的な降水のpHはそれよりも低い4.5ないし5.2の酸性雨となっている。雨水は、山地・丘陵地を被覆する森林植生を通過する過程で、植物種に応じて、その水質が変化する。例えばヒノキ林とブナ林を比較すると、ヒノキ林では地表に達するまでの間にpHが低下するが、ブナ林では逆に上昇する。また樹木から溶出した塩基成分の添加量はヒノキ林よりもブナ林の方が大きい。

森林土壌に浸透した水は、主として植物や土壌微生物の呼吸により生じた炭酸ガスの吸収により、またバクテリアによる有機物の硝化作用や有機酸の生成、場合によっては黄鉄鉱の酸化などの効果が加わることで酸性化する。雨水がさらに下方へ浸透すると、今度は有機酸や粘土鉱物との陽イオン交換反応や二次鉱物による中和反応などにより塩基成分が増加していく。こうして土壌下層にはアルカリやアルカリ土類の陽イオンや $\text{HCO}_3^-$ などの陰イオンを含み、炭酸ガスに富む地下水が形成される。土壌の下方に位置する岩盤の風化帯中では、溶存する炭酸により、あるいは黄鉄鉱などの硫化鉱物が存在する場合にはその酸化により生ずる硫酸により、斜長石や炭酸塩鉱物などの造岩鉱物が分解あるいは溶解され、溶存成分濃度が徐々に上昇する。

土壌・風化帯の水質変化に関して最も理解が遅れているのは、土壌下層から岩盤風化帯にかけての水理特性や水・固相相互作用に関する部分である。その理解を深めるためには、土壌下層や岩盤風化帯と相互作用しつつある水とみなされる山地の渓流水、トンネル湧水、人工大露頭からの湧水などの水質や水文データの蓄積と解析が有効である。さらに、土壌・風化帯の水質変化に関してより深い理解を得るためには、室内において種々の条件の下で風化に関する水・固相反応実験を行い、その結果

を野外の土壌・風化帯の水質変化と比較検討しながら研究を進めることが有効であろう。

## 1. はじめに

国土の70%以上を占める山地・丘陵地域の表層は、岩石の風化生成物、腐植、降下火山灰、風成塵などからなる土壌および風化した岩石(以下、土壌・風化帯とよぶ)に被覆されており、地表に達した雨水の多くは、この土壌・風化帯と接触、反応した後、水文学的下流へと流動していく。雨水の多くは速やかに地中に浸透し、表層の浸透能を超える部分のみが地表面を流下し、直接表流水系に流出する(Horton, 1933)。地中への浸透量は表層物質の種類や構造により異なるが、湿潤温暖気候下の植生を有する土壌では想像以上に大きく、わが国の森林土壌では最大で200mm/h以上を示す(辻村ほか, 1991)。この数値は、通常の降雨強度であれば降水はその全量がいっただん地中へ浸透しうることを示している。地中に浸透した水は、土壌や岩石の風化部などと接触・反応した後、再び湧出して表流水となり河川を流下するか、あるいは透水層や破砕帯、裂かなどを通り岩体のより深部へと移動する(田中, 1996)。

水が土壌・風化帯を通過する過程で生じる水質変化の特徴としては、1) 土壌・風化帯では吸着やイオン交換など低温でも速やかに進行する反応が卓越しているため、通過時間・距離が限られている割には、その間の水質変化が大きい、2) 降水の多くが地中に浸透し、土壌・風化帯と相互作用をした後、表流水系や地下水系に加わるため、土壌・風化帯で形成された水質がその後の水質に大きな影響を与える、などが挙げられる。一方、その応用的な見地からみると、1) 近年、急速に進行している雨水の酸性化に対する土壌・風化帯のもつpH緩衝能の評価や予測(吉永ほか, 1994; 新藤ほか, 1995; 林ほか, 1995)、2) 高レベル放射性廃棄物の地層処分や大規模地下空間利用などに際して問題となるより深層の地下水の水質との関連性(柳沢, 1995)などにおいて重要な意味をもつ。

このように、土壌・風化帯での水質変化に関する研究は環境問題や放射性廃棄物の地層処分問題などの応用面でも大きな意味をもつが、関連する研究分野が水文学、地質学、岩石学、火山学、地形学、土壌学、森林学、土木地質学、土木工学、環境化学など多岐にわたり、学際的研究領域の性格をもっている。そしてその現状を見ると、関連する研究分野相互の交流不足や分野間での研究の進展の違いが見られ、全体としてはまだ発展途上の段階にあるように思われる。

この解説では、土壌・風化帯における水質変化の研究が上述のように学際的研究領域としての特徴をもっている点を踏まえながら、関連する諸分野の研究をできるだ

け相互の関連性が把握できるように概括したい。初めに土壌・風化帯に関する共通的な理解を確認してから、わが国で普通に見られる土壌および風化帯の特徴や成因について概括する。次に土壌・風化帯と水との相互作用が活発に行われる場である山地の微地形、表層の構造、水の挙動等についての一般的な理解と最近の研究を紹介する。ついで土壌・風化帯での水質に関する知見を、植生、土壌、風化帯の順で見ることにより、それぞれのゾーンでの水質変化の特徴を明らかにする。また、地下水やトンネル湧水を用いた解析事例もあわせて紹介する。最後に、土壌・風化帯における水質変化に関する現時点における知見を総括し、今後取り組むべき課題を考えてみたい。

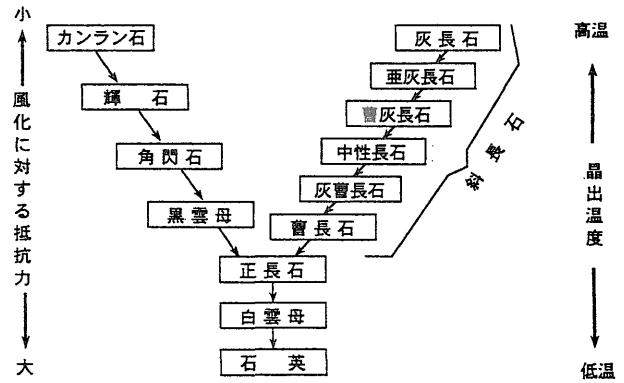
## 2. 岩石の風化

### 2.1 風化の概念

風化とは、岩石圏の様々な深度で平衡状態にあった鉱物からなる岩石が地表（付近）に置かれ、そこでの条件のもとで気圏、水圏、生物圏と相互作用することにより岩石が変化する現象である（岩生・木村, 1973；歌田, 1979, 一國, 1989など）。この変化は全体積の増加、密度と粒径の減少、地表付近の環境で安定な新しい鉱物の生成などとなって現われる。風化作用を扱う場合、異なる風化プロセス、すなわち物理的、化学的、生物学的風化、を個別に考えると理解しやすい。

物理的風化作用は、地下深所の高圧下にあった岩石が地表付近に現われることにより応力が解放されて生じる除荷割れ目（シーティング）、日射や温度変化に起因する岩体の歪による亀裂の発生や熱膨張率を異にする鉱物相互の分離、乾湿の繰り返しに起因する膨潤性粘土鉱物の乾燥収縮・湿潤膨張による剥離（スレーキング）、凍結融解による亀裂や剥離の進行、霜上現象による細粒化、塩類の結晶成長による盤膨れなどにより、岩石が物理的に破碎されていく、すなわち岩石の細片化のプロセスである（小島, 1992；木宮, 1992）。

化学的風化作用は岩石と水、酸素や二酸化炭素を主とするガスとの反応による岩石の化学的変化であり、溶解、加水分解、炭酸化合、水和、酸化、還元、キレート化、イオン交換などがある。これらの作用により地表条件下で（準）安定な粘土鉱物の生成や岩石中の溶解しやすい化学成分の溶脱が進行し、岩石が化学的に分解される。すなわち化学的風化は岩石の粘土化のプロセスでもある（小島, 1992；木宮, 1992）。造岩鉱物の化学的風化に対する抵抗性としては、石英が最も大きく、白雲母、カリ長石がそれに次ぎ、カンラン石やカルシウム質斜長石が最も小さいことが知られているが（Goldich, 1938；第1図）、鉱物の風化抵抗性と鉱物が集合した岩石の風化抵抗性とは必ずしも一致しない（八田ほか, 1981）。



第1図 造岩鉱物の風化抵抗性 (Goldich, 1938).  
Fig. 1 Resistivity of major rock-forming minerals against weathering (Goldich, 1938).

木宮 (1991) は化学的風化の一般則として以下を挙げている。1) 鉱物の構造の破壊と Si イオン等の遊離, 2) 遊離したイオン、分子等の移動, 3) 残留物、水、炭酸ガス等の結合による地表条件下で（準）安定な二次鉱物の生成。

生物学的風化作用は、植物や微生物の働きによって生産・分解される有機物の作用による風化であり、植物根による陽イオン交換、腐植酸類（例えばフルボ酸）のキレート作用による珪酸塩鉱物の分解、バクテリアの作る酸（例えば乳酸、シュウ酸など）によるマフィック鉱物の分解などが知られている（Chorley ほか, 1995）。

これらの風化プロセスは、それぞれが独立して進行するのではなく、各作用が密接に関連しつつ相伴って進行していく。風化のプロセスは、岩石の組織、構造、物理的性質、力学的強度、化学組成や鉱物組成など岩石自体のもつ性質に加えて、その周囲の温度、降水量、水理条件、日射量、波浪や風などの風化環境の双方により決定されるため、極めて多様で複雑なものとなる（松倉, 1994）。一般には、寒冷地や乾燥地では物理的風化作用を主とする風化がゆっくりと進み、湿潤高温気候下では化学的風化作用を主とする風化がより速く進行する。岩石の特性と風化に対する抵抗性との関係は、Lindsey ほか (1982) により第1表のようにまとめられている。風化の速度に比べて浸食の速度が小さい場合には、その地域の岩石の性質と風化環境に応じて、厚い風化殻が形成される（歌田, 1979）。

### 2.2 日本の風化の特徴

風化は、気候や水理条件などの環境に大きく依存することから、地域性が強く現われる。また、風化を受ける岩石の物性にも規制されることから（ロックコントロール：谷津, 1965；鈴木, 1974）、物性の異なる岩石種ごとに風化の違いが出てくる。ここでは、湿潤温暖な気候下にある日本で普通に見られる風化の特徴と、その風化

第1表 岩石物性と風化抵抗性 (Lindsay *et al.*, 1982).  
 Tab. 1 Physical properties and weathering resistivity for various rocks (Lindsay *et al.*, 1982).

岩石特性	物理的風化		化学的風化	
	抵抗性大	抵抗性小	抵抗性大	抵抗性小
鉱物組成	長石の割合大 カルシウム斜長石 石英の割合小 CaCO <sub>3</sub> 均質な組成	石英の割合大 ナトリウム斜長石 不均質な組成	均一の組成 シリカ分の割合大 (石英, 安定した長石) 金属イオン (Fe-Mg), 黒雲母の割合小 正長石, Na長石多 アルミニウムイオンの割合大	混合/変化に富む 鉱物組成 CaCO <sub>3</sub> の割合大 石英の割合小 カルシウム斜長石の割合大 カンラン石の割合大 不安定な一次火成鉱物
組織	粒径小 (一般的に) 均一組織 結晶質, 密に詰まった 碎屑物 片麻岩状組織 細粒ケイ酸塩鉱物	粗粒組織 (一般的に) 変化に富む組織 片状組織 粗粒ケイ酸塩鉱物	細粒高密度岩石 均一組織 結晶質 碎屑状組織 片麻岩状組織	粗粒火成岩 変化に富む組織 (斑状組織) 片状組織
間隙率	間隙率低, 自由排水 内部表面小 大きな間隙径が水分飽 和後の自由排水を許す	間隙率高, 排水悪 内部表面大 小さな間隙径が飽和後 の自由排水を遅らせる	間隙径大, 透水性低 自由排水 内部表面小	間隙径小, 透水性高 排水悪 内部表面大
岩塊としての特性	吸収小 強い弾性体として 強度大 新鮮岩 硬い	吸収大 強度小 部分的に風化した岩石 (マサ状, 蜂の巣状風 化) 軟らかい	吸収小 圧縮・引張強度大 新鮮岩 硬い	吸収大 強度小 部分的に風化した岩石 (酸化リング, 穴あき) 軟らかい
構造	葉理最小 碎屑性 塊状構造 厚い堆積物層	葉理構造 破断, 割れ目 溶解する鉱物としない 鉱物の混在 薄い堆積物層	膠結強, 密に詰まった粒 子 シリカ質膠結 塊状	膠結弱 石灰質膠結 薄層 破断, 割れ目 溶解する鉱物と しない鉱物の混在
代表的な岩石	細粒花崗岩 石灰岩のいくつか 輝緑岩, ハンレイ岩, 粗粒花崗岩の いくつか, 流紋岩 珪岩 (変成岩) 膠結の強い砂岩 スレート 花崗片麻岩	粗粒花崗岩 膠結の弱い砂岩 玄武岩の多く ドロマイト, 大理石 軟質堆積岩 (膠結弱) 結晶片岩	火成岩 (酸性) 変成岩 (大理石以外) 結晶質岩 流紋岩, 花崗岩 珪岩 (変成岩), 片麻岩 花崗片麻岩	石灰質堆積岩 膠結の弱い砂岩 石灰岩, 塩基性火成岩 粘土-炭酸塩岩 スレート 大理石, ドロマイト 炭酸塩岩 (その他の) 結晶片岩

に伴う岩石の物理化学的变化を, 主な岩石種ごとに見ていく。風化の進み方を正確に議論するためには, 物性の異なる岩石種ごとに, 種々の環境の下での風化を記述する必要があるが, そうした研究例は多くなく, また対象となる岩石種にも偏りがあるのが現状である。

(1) 花崗岩類

花崗岩類の風化は, 窯業や土木地質などの応用面や, 地形学や地史学の研究から注目されており, 比較的多くの研究例がある。

陣内・向山 (1973) は, 工業用原料としての利用価値の評価を目的として, 北部九州の花崗岩類を対象に, 風化に伴う鉱物・化学組成変化を粒度分画ごとに調べた。その結果, 粗粒部ほど SiO<sub>2</sub>が, 細粒部ほど Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, CaO, 総含水量が増加すること, その傾向が風化の進行とともに強くなることを認めた。

松倉ほか (1983) は, 石材採取によって出現した稲田

花崗岩の大露頭上の一つの風化断面を対象として, 地表から深度50mまでの間の, 物理的性質や力学的性質の変化を, 鉱物・化学組成変化とあわせて測定した。その結果, 鉱物・化学組成から見た風化の程度が深部から上方に向かい徐々に進行するのに伴い, 乾燥単位体積密度・弾性波速度・シュミットロックハンマー反発値・力学的強度の減少, 間隙率・比表面積・透水性の増加などが認められた。

木宮 (1975a) は, 三河高原の花崗岩類を, 野外での肉眼観察に基づいて7つの風化帯に区分し, それぞれの化学組成, 鉱物組成, 引張強度を測定した。その結果, 同地域で見られる風化による化学組成, 鉱物組成の変化は, 加茂・大東地域 (大八木ほか, 1969) や北上地域 (中川ほか, 1972) など国内他地域と共通していることや野外観察による風化分帯が化学的, 鉱物学的, 物性的な区分とよい対応を示すことを明らかにした。

花崗岩類の風化帯中での鉱物組成の変化を要約すれば、深部から地表に向かい、斜長石と黒雲母の消滅、それに伴うイライト、加水黒雲母、バーミキュライト、カオリナイト、ギブサイトなどの二次鉱物の出現、増加となる。石英と正長石は風化が相当に進行しても残存する(木宮, 1975a; 秦, 1984)。化学組成の変化を見ると、 $\text{SiO}_2$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{CaO}$  は風化の進行とともに減少し、 $\text{H}_2\text{O}+$  と  $\text{H}_2\text{O}-$  は増加する。FeO は風化初期から中期にかけて減少するが、風化末期(マサ中部以上)に再び増加する。Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> は FeO と逆に変化し、全鉄は風化の進行とともにわずかに減少する(中川ほか, 1972; 木宮, 1975a)。

一方、花崗岩風化殻と地形との関係に注目した場合、風化殻の厚い地域は起伏量が小さいことや深層風化の発達する地域が開析ペディメント(平坦面)の分布と一致することが知られている(柏木, 1963; 橋川, 1978)。木宮(1981)は、三河高原で小起伏面に注目しつつ、1000 km<sup>2</sup>に及ぶ風化殻分布図を作成し、厚い風化殻の分布域が小起伏面地形の残存する地域と一致することを見出した。小起伏面の起源は古く中新世後期以降と考えられているので、上記の事実は厚い風化殻が現在の風化で生

じたものではなく、現在と比べてかなり激しい風化環境にあった中新世後期以降に生じたことを示すと推定した。また、木宮(1975b)は形成年代が分かっている河成レキ層中のレキの風化度を引張強度をもとに定量的に評価し、厚いマサが生成するためには600万年程度の時間を要すると推定した。さらに木宮(1992)は、阿武隈山地での同様な調査結果(遠藤・木宮, 1987)も踏まえ、日本各地の準平原や小起伏面をもつ花崗岩類分布域に見られる厚い風化殻のほとんどは、三河高原と同様の化石風化殻であるとした。これらの研究を通じて提案された花崗岩類の風化分帯は、野外観察に基づいたものとして実用性が高い(第2表)。

徳山(1986, 1993)は、風化と地下水との関係に注目し、過去の高温多雨気候下で厚い地下水域が存在した地域では、それに対応して花崗岩の深層風化が生じたとした。そのような深層風化帯は厚いところでは200mに達し、典型的な場合、ギブサイト、カオリナイト、ハロイサイトで特徴づけられる上部の酸性溶脱帯(I帯)と、バーミキュライトとモンモリロナイトを特徴鉱物とする下部の中性および弱アルカリ性交換集積帯(II帯)、さらにその下位の弱風化帯(III帯)が形成される(徳山,

第2表 花こう岩類の風化分帯(木宮, 1992).  
Tab. 2 Zonation of weathering crust of granitic rocks (Kimiya, 1992).

風化分帯	野 外 で の 特 徴	平均的厚さ
zone I 花崗岩A (granite A)	新鮮なもので、風化作用の影響を全くまたはほとんど受けていない。	
zone II 花崗岩B (granite B)	黒雲母の周辺に鉄さび色のくまが生じているが、ハンマーで軽打したぐらいでは割れない。花崗岩Aとは、漸移する。	20~40m
zone III 風化花崗岩A (weathered granite A)	長石は白濁するが、岩盤としての組織を残しており、節理面もはっきりしている。ハンマーで軽打してもくいこまず、軟らかい部分は砂状になるが、硬い部分は10cm程度の岩塊となる。花崗岩Bとは漸移する。	20~30m
zone IV 風化花崗岩B (weathered granite B)	長石は指頭で粉碎できるほど風化し、岩石全体としてもかなり風化しているが、一様な風化ではなく、節理面は残っている。粘土分はほとんどなく、ハンマーで軽くたたくと砂状となり、岩塊とならない。風化花崗岩Aとは漸移する。	5~10m
zone V まさA (masa A)	全体が一様に風化し砂状を呈する。粘土分はまさBに比べて少なく、軽く手で握ってもかたまりとならない。節理面の跡は厚さ1cm程度の粘土層となっている。風化花崗岩Bとの境ははっきりしている。	10~20m 時に40~50m
zone VI まさB (masa B)	全体が一様に風化し砂状を呈する。長石、黒雲母はかなり粘土化しているため、軽く手で握るとかたまりとなる。本帯を欠く場合もある。まさAとの境ははっきりしている。	2m以下
zone VII 赤色まさ (red masa)	全体が一様に風化し砂状を呈する。長石、黒雲母、角閃石などは粘土化し、しかも赤色化しているため全体としても赤色を呈する。花崗岩の構造は残っており、粘土分はかなり多い。	1~5m
zone VIII しもふり粘土 (shimofuri clay)	粘土分がほとんどで、わずかに石英の未風化粒が見られる。地下水による移動が見られ、花崗岩の構造は全く残っていない。牛肉のしもふり肉のような様相を呈する場合が多い。	1~5m

1983; 泰, 1984). 徳山・湊 (1986) も木宮同様, 日本国内に現在残されている深層風化殻は, 中新世以降現在までの間の, 気温や表面水の pH 等に関する風化ポテンシャルが最も高かった時期の風化作用によるもの, すなわち化石風化殻であると考えた. 現在の花崗岩分布域では, 本来化石風化殻の最上部に存在していたはずの酸性溶脱帯がほとんど見られない. その理由は, 深層風化以後の削剝によって大部分が失われたことによる.

## (2) 斑れい岩, 変成岩類

花崗岩類以外の深成岩や変成岩を対象とした風化プロセスの研究例は限られている.

松倉ほか (1979) は, 柿岡盆地北部の地すべり地の角閃石斑れい岩, 斜長岩, シソ輝石斑れい岩からなる斑れい岩体を対象とした鉱物学的観察の結果, 斑れい岩の風化に伴う鉱物変化として, 角閃石から緑泥石, カオリナイトへの変質と, 斜長石からカオリナイト, ハロイサイトあるいは東沸石への変質を認めた.

八田ほか (1981) は, 筑波山斜面の土石流堆積物中に共存する斑れい岩レキと花こう岩レキの鉱物組成およびシュミットハンマー反発係数を測定した結果, 花崗岩よりも斑れい岩に新鮮部が残っているものが多いことを認めた. その理由として松倉 (1994) は, 斑れい岩の風化生成物である粘土鉱物が不透水性をもつことにより, 岩石内部への風化の進行を遅れさせるためとしている. 土石流堆積物定置時に双方の岩石ともに新鮮であったとする前提には議論の余地があると思われるが, 一般に花崗岩の広く分布する地域において斑れい岩体が残丘状に突出することが多いという観察事実とは調和している.

相良ほか (1990) は, 北上山地遠野接触変成帯において泥質岩を原岩とするスレートとホルンフェルスの風化様式を比較した. それによれば, 両者の差は風化断面形態によく現われ, 前者が厚さ20m程度の地表面に平行に発達する帯状の風化断面をもつのに対し, 後者では不規則な選択的風化部が岩体深部まで達し, 全体としては風化の発達程度が弱い差別的風化断面を示す. 泥質ホルンフェルスの差別的風化の進行度はその岩質と関係しており, 石灰質 > Mg, K (黒雲母-キン青石) に富むもの > Si に富むもの > Al, Fe (ザクロ石) に富むものの順に風化されやすい. スレートとホルンフェルスの風化様式の違いは地形にも反映され, 前者はV字谷の樹枝状河系をもち起伏量が大きく, 後者は平底ないし船底谷の平行ないし羽毛状河系をもち起伏量が小さい. 渇水期の単位面積当りの表流量である基底流量は, スレートがホルンフェルスより大きく, ホルンフェルスは相対的に地下水流出量が多い.

## (3) 泥質岩

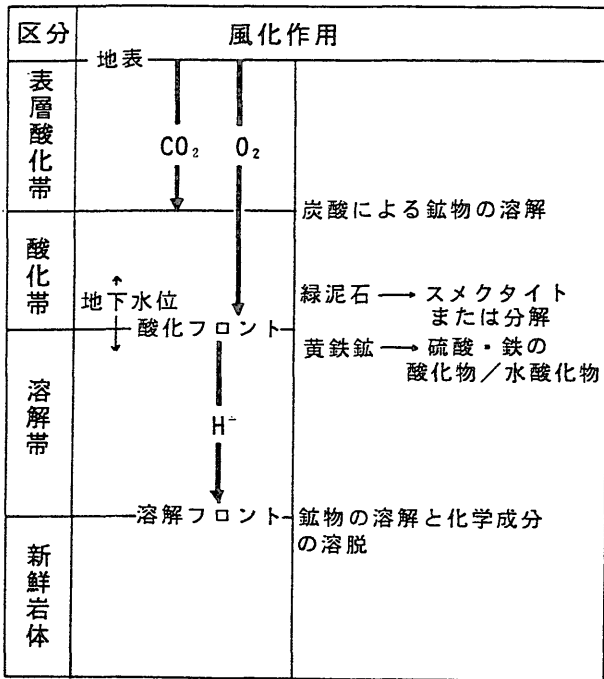
泥質岩の風化は, 法面維持や地滑り防止など, 主として土木地質の分野で関心が払われてきた. グリーンタフ地域などに広く分布する新第三紀以降に形成された泥質

岩類は, 土木地質の分野では”堆積性軟岩”と呼ばれ (千木良・大山, 1992), 人工法面の経時変化の観察などから古生層や変成岩よりも風化の進行速度が大きいとされている (田中, 1972; 奥園, 1978). この種の泥岩の風化における重要なプロセスは, スレーキング剝離と黄鉄鉱の酸化によって生じる硫酸酸性水による溶解反応であり, 条件によっては塩類析出も重要な要素となることがある.

鈴木ほか (1970) は, 三浦半島荒崎海岸の中新統三崎層の凝灰岩泥岩互層に見られる“鬼の洗濯岩”として知られる差別的風化岩の力学的強度や吸水膨張歪を調べた. その結果, 圧縮強度や衝撃・摩擦硬度などの外的破壊力に対する抵抗性は, 突き出している凝灰岩よりも凹んでいる泥岩の方が大きいことを明らかにした. このような力学的強度と地形との逆転が生ずる理由は, 潮間帯における乾湿繰り返しにより吸水膨張歪と吸水膨張圧の大きな泥岩の中で節理形成と細片化が進むためと考えられた. 同様の現象は, 新第三系日南層群の砂岩泥岩互層 (高橋, 1975, 1976), 白亜系和泉層群の泥岩 (林田, 1977), 中新統神戸層群の泥岩 (林田, 1974) など多数知られている.

主として泥質岩に見られるこのような乾湿繰り返しによる風化はスレーキングと呼ばれ, かつては乾燥した岩石が吸水する際に生じる間隙空気圧の上昇に起因するとされていたが, Nakano (1967) による大気圧と真空下での比較吸水実験により否定され, 現在ではモンモリロナイトなどの膨潤性粘土鉱物の体積変化が主な原因であるとされている (千木良, 1992). 藁谷 (1986), 藁谷・松倉 (1988) は, 上総丘陵の中期更新統笠森層のシルト岩からなる谷壁斜面を対象として, 斜面の含水状態, 谷壁の後退速度などを調べ, スレーキング剝離が乾燥後の降雨によって含水比が増加するときに発生すること, 剝離量は含水比の変化量が大きいほど, またその頻度が高いほど増加することを明らかにした. 湿潤膨張する前に一定以上に乾燥収縮することがスレーキングを促進させることは, 水分ポテンシャルをコントロールした室内実験でも確かめられている (田中, 1980).

泥質岩の風化のもう一つの大きな特徴は, 泥質岩にごく普通に含まれる黄鉄鉱が, 風化の進行に重要な役割を果たしていることである. 千木良 (1988c) は更新統橋爪層 (新潟県) の泥岩を対象とし, 深度40-50mのボーリング試料を用いて風化部から未風化部までの鉱物・化学組成と化学成分の出入りを検討した. その結果, 黄鉄鉱の酸化およびそれに起因する硫酸酸性水による溶解反応が泥岩の化学的風化の主な要因であることを見出した (第2図). それによれば, 1) 風化帯は表層から深部にむかって, 表層酸化帯, 酸化帯, 溶解帯, 新鮮岩体に分けられ, 最も激しい化学的風化は酸化帯基底部 (酸化フロント) と溶解帯基底部 (溶解フロント) で起こ



第2図 泥岩の化学的風化 (千木良, 1988).  
Fig. 2 Relationship between weathering zone, mineral composition, chemical composition and physical properties of mudstone (Chigira, 1988).

る, 2) 酸化フロントでは黄鉄鉱と緑泥石の消失, スメクタイトの増加, およびほとんどのSとCの消失, FeOのFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>への酸化がおこる, 3) 溶解フロントでは鉱物が溶解し, 多くの成分が最も多く溶脱される, 4) 溶解フロントでの鉱物の溶解は, 酸化フロントでの黄鉄鉱の酸化により生じた硫酸酸性水により引き起こされる. 酸化フロントは平均的な地下水位面付近に位置することが多く, この風化プロセスは地下の水利と密接に関連している (千木良, 1992). 野外では, 酸化帯は黄褐色化や密度と強度の減少により, 溶脱帯は色調が新鮮部と同様 (多くは青灰色) であるにもかかわらず強度がやや低下していること, などでそれぞれ識別できる. 泥質岩の化学的風化に伴う鉱物の溶解は岩石の物性変化を引き起こし, 深部から浅部に向けて力学的強度が減少, 物理的風化を促進する (Chigira, 1990).

田村・鈴木 (1984) と山下・鈴木 (1986) は新第三紀の細粒堆積岩の間隙径ごとの間隙容量と各種の物性を測定し, 総間隙容量の増加とともに相対的に大きな間隙 (10 $\mu$ m ~ 10<sup>-0.5</sup> $\mu$ m) の容量が増加すること, それに伴って透水性が増加し力学的強度が低下することを見出した. 泥岩の化学的風化に伴って方解石が溶解することは, 千木良 (1988b) によって実験的に確かめられ, またその溶解に伴う物性変化は, 方解石が岩石組織の骨格構造をなすか単なる間隙充填物であるかの存在状態によって異なることが明らかにされた (田中, 1985).

泥岩からの塩類析出は, トンネル内壁や掘削後室内に

保管されたボーリングコアの表面などにしばしば見られるほか, 摩崖仏の表面 (関・酒井, 1987; 関ほか, 1987), 切土した住宅基礎地盤 (高谷, 1983) などでも報告されている. 析出する塩類の大部分は石膏, ジャロサイトなどの硫酸塩であり (千木良・大山, 1992), 塩類析出と剝離の繰り返しは岩石表面付近の風化の主要なプロセスとなりうる. さらに, 岩盤中に塩類が析出することで高い応力が発生し, “盤膨れ”を生じ切土造成された宅地の崩壊を招くことすらある. このような硫酸塩の析出は, 母岩中の黄鉄鉱の酸化により供給された硫酸イオンを含む間隙水が, 地下水位面より上で蒸発量の多い条件が整った場合に, 硫酸塩に過飽和な状態となることにより生じるとされている (落合ほか, 1986; 千木良, 1992).

#### (4) 砂質岩

砂質岩を対象とした風化の研究は比較的最近始められたばかりで, その研究例は限られている.

千木良 (1988a) は, 新第三系魚沼層群山屋層 (鮮新統) のワッケ質細粒砂岩の風化帯を貫いたボーリング試料を用いて, 密度, 間隙率, 粒度組成, 鉱物組成, 化学組成, 岩石組織を調べ, 基本的には橋爪層の泥岩と同様に, 表層から酸化帯, 溶解帯, 新鮮岩体に区分できること, 黄鉄鉱の酸化が風化プロセスで重要であることを示した. そこでは, 酸化帯での黄鉄鉱と緑泥石の消失と鉄の酸化・水酸化物による間隙の充填, 溶解帯での砂粒子を膠結していた基質や火山ガラスの溶解, スメクタイトの減少が認められた. 中新統豊似川層のゼオライトによって膠結された砂岩でも同様の結果が得られているが (千木良・曾根, 1988), そこでは鉄の沈殿物による膠結により, 酸化フロントでの力学的強度がその上下よりも増加している.

泥質岩に認められる黄鉄鉱の酸化とそれに起因する硫酸塩析出による風化は, 第三系の凝灰質砂岩でも報告されている (関・酒井, 1987).

#### (5) 火山岩・凝灰岩類

火山岩や凝灰岩類の風化研究例も限られている.

小口ほか (1994) は, 神津島における1.1ka から40kaまでの時代の異なる多孔質黒雲母流紋岩の鉱物組成, 化学組成, 物理的・力学的性質を調べた. 時代を異にし, 鉱物・化学組成がほぼ等しい多孔質流紋岩の風化は, いずれも露頭規模で一様に進行していることから, 岩石年代が風化継続時間にほぼ等しいと仮定して, 風化に伴う変化が論じられた. それによれば, カオリン鉱物や雲母粘土鉱物の生成, ガラス質石基表面の剝離やクラックの発達などの鉱物学的変化およびそれらを反映すると考えられる比表面積は, 風化継続時間が2万年程度までは小さいが, それ以降では次第に大きくなる. SiO<sub>2</sub>やNa<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>Oの減少, H<sub>2</sub>O-, H<sub>2</sub>O+, CaO, FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>の増加などの化学的変化も同様である. それに対して, かさ密度の減少と間隙率の増加などの物性変化, および圧縮



強度, 引張強度などの力学的強度の減少は, 風化継続期間が2万年までの間に急激に進み, その後は徐々に進行する. 続報で小口・松倉(1996)は間隙径分布を測定し, 風化継続期間が2万年までの間に10 $\mu$ m程度の大間隙が急増することを見出し, それが風化に伴う強度低下をもたらす原因と考えた.

新潟県弥彦山の玄武岩質岩の風化断面では, 斜長石, 輝石がスメクタイトを経てハロイサイトへと変化すること, 風化の進行に伴い赤鉄鉱が生成することが認められている(丹, 1993).

福島県の鮮新統竜の口層(関ほか, 1987), 房総半島の新第三系(関・酒井, 1987)では, 塩類析出による凝灰岩類の風化が認められている.

西山・楠田(1994)は蛍光法により凝灰岩のポーリングコア試料を観察し, 凝灰岩の風化が微細な割れ目の発生により始まり, 次いでその周辺から化学的風化が進むとした.

#### (6) 炭酸塩岩類

石灰岩やドロマイトなどの炭酸塩岩は, わが国の先第三系の構成要素の一つであり, その風化が主として溶食により進行することは一般的に知られている. しかし, 具体的な検討例は, 河川水質に基づく風化量の推定(遠山, 1983)や風化に伴う重金属の挙動(相沢・赤岩, 1987)などに限られている.

### 2.3 進行度合の指標

風化作用と水質変化との関連を考察する際には, 化学的風化作用の進行度合を定量的に把握することが必要となる.

三浦(1973)は江津花崗岩体の風化断面における化学成分の変化傾向に基づいて, 式(1)で示される“化学的新鮮度”を提案するとともに, 式(2)で表わされる“絶対的化学的新鮮度(ADF)”が岩石の化学的風化の度合を知るために有効であると示し; 日野閃緑岩(三浦・樋口, 1974), 大東花崗閃緑岩(三浦, 1975)などの風化研究に適用した.

$$\text{化学的新鮮度} = (\text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{H}_2\text{O}(+)) \quad (1)$$

$$\text{絶対的化学的新鮮度} = \text{風化岩の化学的新鮮度} / \text{未風化岩の化学的新鮮度} \quad (2)$$

風化に伴うADF値の減少, すなわちCaOとNa<sub>2</sub>Oの減少は斜長石の分解・溶脱を, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>とH<sub>2</sub>O(+)の相対的增加は粘土鉱物の生成を, FeOの減少とFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>の増加は鉄苦土鉱物の酸化を, それぞれ反映している(三浦, 1980).

大見ほか(1975)は新第三紀の安山岩を用いて, Reiche(1950)による風化ポテンシャル指数(WPI:式(3))および風化進行指数(PI:式(4)), Ruxton(1968)によるシリカ-アルミナ比(SAR:式(5)), シリカ-アルミナ比に強熱減量値を加味した値(SAIR:式(6))などの化

学的風化指標値と物性, 力学的強度との関係を調べた.

$$\text{WPI} = 100 \times (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{MgO} - \text{H}_2\text{O}(+)) / (\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{TiO}_2 + \text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \quad (3)$$

$$\text{PI} = 100 \times \text{SiO}_2 / (\text{SiO}_2 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{Al}_2\text{O}_3) \quad (4)$$

$$\text{SAR} = \text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3 \quad (5)$$

$$\text{SAIR} = \text{SiO}_2 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{H}_2\text{O}(+)) \quad (6)$$

その結果, WPIやPIなどの化学的風化指標値の分布範囲が物性値よりもかなり狭く両者の対応づけが難しいこと, P波伝播速度や一軸圧縮強度などの物性値との相関は, SAIRが最も高く, 強熱減量値, SARがそれに次ぐことを認めた.

強熱減量値は風化岩に含まれる粘土鉱物中の結晶水量を表わすと考えられており, 風化度の指標として土木地質方面で広く用いられている(西田, 1979). 西田・青山(1979)は領家型花こう閃緑岩の風化断面を対象として, 強熱減量値の増加に伴って斜長石のX線回折強度が減少し, 比表面積が増加することを示した.

土木地質の分野で用いられる種々の岩盤分類, 例えば電研式岩盤分類(田中, 1964), 土研式岩盤分類(岡本・安江, 1966), 日本道路公団(1966)や菊地ほか(1982)による岩盤分類などでは, 岩石の風化の進行度も分類の指標に含まれている. しかし, それらの分類は, 基本的には岩石の種類と風化の進行度の組み合わせによって決定される岩石の力学的強度の区分であって, 岩石の風化度そのものの分類法ではない. そうした中でIlive(1986)の分類は, 同種の新鮮な岩石と当該岩石とのP波速度の比を尺度としたものであり, 岩盤の物理的性質からみた風化の進行度の指標といえる.

## 3. 土 壤

### 3.1 土壌層位

通常, 土壌の断面は, 色, 堅さ, 粘度, 湿潤度, 植物根の発達度などの異なるいくつかの層の積み重なりからなる. これらの層のうち, 後述する土壌生成作用によって形成されたものを土壌層位と呼ぶ. それに対して, 河川の氾濫堆積物や降下火山灰層などのように明らかに地質学的作用により形成された層は, 層理と呼んで前者と区別する(日本ペドロロジー学会編, 1997).

土壌の材料として普遍的なものは, その地点に存在する岩石(母岩)である. 母岩が風化作用により破碎, 分解されて風化生成物ができると, 当初は養分をほとんど必要としない地衣類が, 次いで苔類や微生物が, ついには高等植物が生育し, 腐植が蓄積されていく. こうして, 母岩の風化生成物からなる無機質に多量の腐植が加わって, 暗〜黒色の土色を呈する一つの層を形成するに至ったものが土壌層位のA層である. A層の上位にあって,



未分解の落葉や落枝が堆積した有機質のみからなる部分をO層 (organicに由来) と呼ぶことがある。より下位に位置し、岩石の物理的風化層または未固結堆積物のみからなる部分はC層と呼ばれる。A層とC層の中間に位置し、A層から溶脱、移動した成分が集積する部分はB層と呼ばれる。このように土壌A層、B層、C層ができることを、土壌の生成あるいは土壌層位の分化という。

土壌の生成に際しては、ドクチャーエフにより唱えられた土壌生成因子と呼ばれるいくつかの条件、すなわち母材、気候、生物、地形、時間、人為などが生成する土壌の性質を大きく左右すると考えられている。土壌生成因子の一つである時間の大小に注目すると、土壌は1) 成帯性土壌、2) 成帯内性土壌、3) 非成帯性土壌の3つに分類できる (山根, 1984)。1) の成帯性土壌は時間の因子が極めて大きい場合に形成される土壌である。気候の影響が強く働くことから生物相が特定され、それにより腐植の集積や水の挙動が規定されるので、母材や地形の少々の違いは影響力を失ってしまう。巨視的に見た場合に地球的規模で気候分布に調和的に帯状に分布する土壌型が、成帯性土壌である。2) の成帯内性土壌は時間の因子が成帯性土壌よりも小さく、気候や生物の影響以外の局地的因子、例えば母岩や地形の特殊性などが強く働いて形成される土壌をいう。3) の非成帯性土壌は新しく供給された材料から生成した土壌などのように、時間の因子の極めて小さい土壌をいう。

### 3.2 土壌の組成と表記法

土壌の組成の表わし方は、物理性に注目する場合と無機成分および有機成分に注目する場合に大別できる。

物理性にに基づく区分としては粒径組成と三相分布がある。粒径組成は、土壌の無機成分粒子の大きさを粒径区分に基づいてレキから粘土までの数段階に分け、各粒度の重量組成として示す。砂、シルト、粘土を端成分とする土性三角図上の領域に対応する“土性区分”として表現されることが多い (日本ペドロロジー学会編, 1997)。粒度組成は土壌の基本的な性質であり、土壌の他の物理性や化学性に密接に関係する。三相分布は、土壌に含まれる岩石片や有機物などの固相、水分である液相、および気相の各相の体積分率であり、土壌の保水性、透水性、通気性や植物根の伸長の難易などの評価に用いられる (浜田, 1984a)。

無機成分に注目した区分には、鉱物組成と化学組成とがある。鉱物組成についてみた場合、土壌に含まれる鉱物は、岩石を構成する造岩鉱物 (一次鉱物) と、その風化変質により生成した二次鉱物 (カオリナイト、ハロイサイト、スメクタイト、パーミキュライト、アロフェン、イモゴライト、ギブサイト、ゲータイトなど) からなる。二次鉱物は粘土鉱物を主体として酸化物、水酸化物鉱物

を含み、鉱物粒子が小さく大部分は土壌の粘土画分に含まれる。一般に風化の進んでいない土壌では、母岩の構成鉱物のほとんどが見い出されるが、風化が進むと石英や正長石など風化抵抗力の強い鉱物に限られてくる。土壌の化学組成は、基本的には母岩からの風化遊離成分の移動 (流亡) によって決まる (吉永, 1984)。

土壌中の有機物は、概念的には粗腐植と腐植とに分類される。腐植はその場所における土壌生成条件の下で安定であるがゆえに集積した有機物であり、粗腐植は落葉や植物遺骸などから腐植に至る途上のものをいう。土壌有機物はまた、実験操作上、フルボ酸、腐植酸およびヒューミンとに分けられる。土壌からアルカリ溶液により抽出された腐植に酸を加えて沈殿する画分が腐植酸、酸を加えても沈殿しない画分がフルボ酸、アルカリ溶液で抽出されない腐植画分がヒューミンと呼ばれる (浜田, 1984b)。

### 3.3 土壌の物理的・化学的性質

土壌と水との相互作用を考える場合、土壌の物理的・化学的性質についての基礎知識は欠かせない。本節では、浅見 (1984)、松田 (1984)、佐久間 (1984)、和田 (1984)、久馬 (1984)、日本ペドロロジー学会 (1997) などにしたがい、これらの性質の概要を述べる。

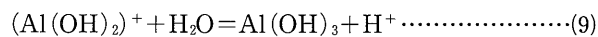
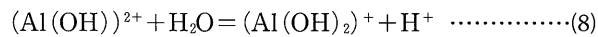
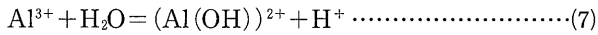
#### (1) 土壌のコロイド的性質

土壌に含まれる  $1\mu\text{m}$  以下の微細な粒子は、コロイドとしての性質をもつ。土壌コロイドは、主として粘土鉱物からなる無機コロイドと主として腐植質からなる有機コロイドに分けられるが、両者は結合して粘土腐植複合体として存在している。土壌コロイドはその表面の電気的性質を通じて、土壌の物理的・化学的性質に重要な影響を与える。

#### (2) 土壌の反応

土壌が酸性、中性、アルカリ性のいずれを示すかを“土壌の反応”と呼び、それを表わすために土壌中の遊離水素イオンの多少を示す土壌pHと、土壌酸性の容量を示す土壌酸度が用いられる。土壌pHは、KCl溶液または純水に土壌を加えて振とうした後の溶液のpHで、それぞれpH(KCl)、pH(H<sub>2</sub>O)として表示される。土壌酸度は、KClや(CH<sub>3</sub>COO)<sub>2</sub>Caなどを用いた土壌浸出液の中和に要するアルカリ(NaOH)の量として表示される。

わが国のように降水量が蒸発散量を上回る湿潤地域では、炭酸を含む雨水が土壌に浸透する際にH<sup>+</sup>が土壌中の交換性Ca<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup>、Na<sup>+</sup>、K<sup>+</sup>などを置換して陽イオン交換基に保持されることにより、土壌pHが酸性化する。土壌の酸性化がさらに進むと吸着されたH<sup>+</sup>は粘土鉱物の八面体層に侵入しAl<sup>3+</sup>と交換されていき、Al<sup>3+</sup>を交換性陽イオンの主体とする酸性土壌が形成される。このような土壌は加水分解によりH<sup>+</sup>を解離することで土壌pHを酸性化させる (式(7)、(8)および(9))。



土壌の酸性化は、土壌生物や植物根の呼吸によって生じる炭酸、腐植中のカルボキシル基から電離したH<sup>+</sup>、硫化鉄の酸化により生じる硫酸などによっても促進される。

(3) 土壌の酸化・還元

土壌はその酸化還元状態の変化を通じて、そこに含まれる元素の化学形態や性質を変えるだけでなく、土壌中の微生物の活動や高等植物の生育にも重要な影響を与える。土壌の酸化還元状態の表示には、溶液と同じく酸化還元電位が用いられる。酸化還元電位には多くの系が関係するが、最も重要な系は鉄系 (Fe<sup>2+</sup>/Fe(OH)<sub>3</sub>系) である。鉄の酸化・還元は土色に著しい影響を与え、酸化状態では赤、黄、赤褐色を、還元状態では暗灰、青色を示す。酸化還元状態を異にする土壌では、植物遺体などの有機物の分解に大きな差が認められ、酸化状態では好気性細菌による迅速な分解と同化が進みCO<sub>2</sub>、NO<sub>3</sub><sup>-</sup>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>および安定な腐植が最終生成物となるのに対し、還元状態では嫌気性微生物による緩慢な分解によりCO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub>、NH<sub>3</sub>、H<sub>2</sub>S、腐朽した植物遺体などが生成される。

(4) 陽イオンの交換と固定

土壌中にコロイド状態で存在する粘土や腐植は、その表面に正と負の荷電をもつ。その多くは負荷電であるため、土壌コロイド表面には多くの陽イオンが保持されており、土壌溶液中の陽イオンとの間でイオン交換反応が行われる。土壌の陽イオン交換反応は、鉱物の風化により溶出したイオンや土壌有機物の無機化により生成したイオンの保持、重金属の吸着などを通じて、地表付近の物質循環に大きな役割を演じている。

土壌の主な交換性陽イオンは、Ca<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup>、K<sup>+</sup>、Na<sup>+</sup>、H<sup>+</sup>およびAlイオンである。このうちCa<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup>、K<sup>+</sup>、Na<sup>+</sup>は、土壌pHを高くする効果をもち(交換性塩基)、H<sup>+</sup>とAlイオンは反対に土壌pHを低くする。土壌が交換性陽イオンをどれだけ保持できるかは、その植物養分供給能力、肥料成分保持能力などの評価に際して重要である。単位重量の土壌が保持できる交換性陽イオンの総量を、土壌の“陽イオン交換容量(CEC)”と呼び、乾土100g当りのme数で表わす。同じ土壌のCECは、交換溶液のpH、イオン種、イオン濃度により若干変化するため、土壌相互のCECを比較する際には、それらの条件を統一する必要がある。土壌の陽イオン交換基の大部分は粘土鉱物および腐植の表面に存在するため、それぞれの土壌のCECは、含まれている粘土の種類、粘土および腐植の量が分かれば概略を推定できる。当然ながら、粘土や有機物含量が大きいほど、CECは大きくなる(第3表)。陽イオン交換容量の中で交換性塩基の占

第3表 土壌粘土の種類・量と陽イオン交換容量との関係 (松田, 1984).

Tab. 3 Clay minerals in soil and their Cation Exchange Capacity (Matsuda, 1984).

種類	比表面積 (m <sup>2</sup> /g)	CEC (me/100g)
カオリナイト	10~55	2~10
ハロイサイト	1,100	10~40
モンモリロナイト	770	60~100
パーミキュライト	770	100~150
イライト	10~55	10~15
クロライト	10~55	2~10
イモゴライト	1,540	20~30
アロフェン	2,210	30~135
腐植	—	30~280

土壌	土性	CEC (me/100g)			主要粘土鉱物
		原土	粗粘土 (0.2~2μm)	細粘土 (<0.2μm)	
岩手	壤土	23.1	55.8	56.5	2:1型鉱物
山形	埴壤土	28.3	59.0	76.9	2:1型鉱物
栃木	軽埴土	24.4	95.0	98.2	非晶質鉱物
富山	壤土	10.1	47.4	65.0	1:1型鉱物
岐阜	埴壤土	9.2	27.6	41.8	1:1型鉱物
広島	砂壤土	9.0	23.7	31.2	1:1型鉱物

める比率を“塩基飽和度”と呼び、CECの大小にかかわらず、塩基飽和度が大きいと土壌pHは高くなる。

パーミキュライトやモンモリロナイトなどの2:1型粘土鉱物はK<sup>+</sup>とNH<sub>4</sub><sup>+</sup>に対する吸着力が著しく強く、他のイオンにより交換侵出されにくい(陽イオン固定)。

(5) 陰イオンの交換と固定

単位重量の土壌が保持できる交換性陰イオンの総量を“陰イオン交換容量(AEC)”と呼ぶ。多くの土壌では、そのAECはCECに比較して小さい。土壌の陰イオン交換能はNO<sub>3</sub><sup>-</sup>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>などの保持や土壌粒子の集合体形成に重要な働きをしている。AECはpHに依存し、pHの低下により増加する。中性pHでCECとほぼ等しいAECをもつ粘土鉱物はイモゴライトと、それと同様の化学組成をもつアロフェンの準晶質・非晶質物質だけである。

リン酸、フッ素、ヒ酸などの陰イオンは土壌に強く吸着される。中でも酸性ないし微酸性土壌におけるリン酸イオンの吸着は特に強い(リン酸固定)。

(6) 重金属・有機物の吸着

重金属イオンはアルカリ・アルカリ土類金属イオンなどと同様に土壌の陽イオン交換基に吸着されるが、両者の違いは重金属イオンの一部が著しく選択的に吸着・保持される点である。例えばCa<sup>2+</sup>に対するCu<sup>2+</sup>、Pb<sup>2+</sup>、Zn<sup>2+</sup>の選択性は1000ないし10000にも達する(特異吸着)。特異吸着は土壌pHに依存し、酸性土壌では抑制される。

土壌中の粘土鉱物はその正・負荷電により有機物を吸着し、腐植・粘土複合体を形成する。

(7) 土壌構造

砂、シルト、粘土、有機物などの土壌を構成する粒子が作る集合体を“ペッド”と呼び、ペッドの配列状態を“土壌構造”と呼ぶ。ペッドの表面は、色の違いや粘土、

有機物、酸化鉄の有無などでその内部と異なっていることが多く、そのようなベッド表面の装飾を“キュータン”と呼ぶ。ベッド内部の凝集力はベッド相互の付着力よりも大きく、隣合うベッドに弱い力が加えられるとベッドの表面から分割される。土壌構造は、ベッドの発達度(ベッドの識別度合)、形状(粒状、塊状、柱状、板状など)および大きさに基づいて記載される。

粒状ないし屑粒状のベッドを単位とする構造を団粒構造といい、有機物が多く生物活動の盛んな表層土に特徴的に見られる。

#### (8) 土壌水と土壌空気

土壌中の液態水と水蒸気を合わせたものを土壌水と呼び、湿潤土の重量(湿土重)から、105℃での乾熱で恒量を得るまで乾燥させた際の重量(乾土重)を差し引いた重量が土壌水量とみなされる。この土壌水には、風乾により失われていく自由水から、105℃で長時間乾燥しなければ失われないものまで、様々な程度に土壌に拘束された水が含まれている。土壌中の水には、粘土や有機物により静電的に吸着された吸着水、大小の孔隙中に毛管力により保持された毛管水、重力によって迅速に移動する重力水などがある。

土壌により拘束された水と自由水との自由エネルギー水準の差は“水分ポテンシャル”と呼ばれ、その大きさは水を引き離すのに必要な吸引圧で示すことができる。通常、吸引圧は水柱cmの常用対数をとるpF表示が用いられる。吸着水はpF4.5-7.0、毛管水はpF1.8-4.2、重力水はpF1.5-1.7であり、植物が利用できるのはpF1.8から4.2の間の水である。

土壌中における水の動きは、飽和の流れと不飽和の流れとに分けられる。飽和の流れは土壌中の全ての孔隙が水で満たされた状態、すなわち地下水位面以下での流れであり、流水の作用力として毛管力は働かず重力だけが働く。地下水位面より上方での不飽和の流れでは、土壌中の孔隙は一部しか水で満たされておらず、水に満たされていない孔隙中の空気が大気と連続しているため、毛管力と重力の両方が作用力として働く。

地表に降水や湛水による給水源があり、水が相対的に乾いた土壌中に浸み込んでいくことや、その逆に表層が乾くことにより水が下方から上方へ毛管上昇により移動する現象を浸潤と呼ぶ。地下水位面が浅い場合には、地下水位面よりも上位の不飽和帯では主として浸潤により水が移動する。地下水位が下がると地表付近の不飽和帯で毛管が断たれるために液態での水の移動は大幅に減少し、水蒸気での移動が主体となる。農学では、地下水位深度が2.5m以下の場合、浸潤による水分移動量は実用上無視される。

不飽和帯の孔隙中には液相と気相が共存し、その体積組成は降水、蒸散、蒸発により常に動的に変化している。気相の化学組成は生物の呼吸による酸素消費と炭酸ガス

放出により変動しているが、気相孔隙が大気と連絡している限りガス交換と拡散により大気組成に近づこうとするため、土壌表層付近では下層と比べて大気組成に近い。土壌空気は大気に比べて酸素が少なく二酸化炭素が多いことを特徴とし、大気中に0.03%存在する二酸化炭素は、土壌表層で数10倍、下層では数100倍に達する。このように多量に存在する二酸化炭素は、土壌水に溶解して酸性化させるとともに土壌物質の溶出を促進する。還元的な条件下では、NO<sub>x</sub>、硫化水素、メタンなどが生じることもある。

#### (9) 土壌の力学性

土壌の塊を握った際に、容易に砕けたり、締まっていたりなかなか崩れなかったりする性質、すなわち凝集力や粘着力に起因する土壌の物理的性質をコンシステンと呼ぶ。野外土壌調査では、多湿時、湿時、乾時での粘着性、可塑性、緻密度、固さなどを記載する。

一般に土壌は大過剰の水の存在下での懸濁液から、水分の減少にしたがって流動性をもつペーストとなり、やがて強い粘着性を示すようになる。さらに乾燥が進むと、外部から受けた力に応じて変形する塑性体の状態を経て、柔らかくてもろい半固体から堅硬な固体へと変化していく。このような含水量の変化に対する土壌の状態変化のありかたがコンシステンシーである。状態変化の転移点における含水比を一定の方法にしたがって測定した値をアッターベルグ限界といい、通常、液性限界(LL)、塑性限界(PL)、収縮限界(SL)が測定される。アッターベルグ限界の水分状態をpFで表わすと、LLがpF1-2、PLが2.3-3、SLが4-4.8程度である。

土壌の硬さは、土壌硬度計によりコーンの貫入抵抗値として測定されるが、その意味するものは複雑で、粒径組成、孔隙量、含水状態などが総合されたものと考えられている。

#### (10) 土壌の温度と色

土壌温度は土壌中で起きる化学的、生物的過程の律速因子であり、例えば、微生物による土壌有機物の分解速度や化学的風化作用の速度は温度が高いほど大きい。また、土壌水や土壌空気の移動のような物理的過程も土壌温度に大きく依存する。同一地点における土壌温度は季節や深度により大きく変動するが、年平均土壌温度は深さにかかわらずほぼ一定となり、中緯度地方ではその地点の年平均気温プラス1℃とされている。したがって、わが国の年平均土壌温度は7-25℃の範囲となる。土壌温度の日変化量は深度とともに急激に減少し、50cm程度の深さでほとんど認められなくなる。

土壌の色(土色)は深さ、酸化還元状態、孔隙の状態などにより変化する。様々な物質が土色に関与するが、重要なものに腐植の黒色、水酸化鉄の赤色、還元鉄の青灰色、珪酸、アルミナ、炭酸カルシウムの白色などがある。土色の記載には、色相、明度、彩度の3要素を用い

るマンセル表色系が用いられ、例えば7.5YR3/3のように表示される。

### 3.4 日本の土壌

中緯度湿潤気候、島国、変動帯に属し、多くの山岳、火山、急流河川をもつわが国には多種類の土壌が出現する。本節では、農林省林業試験場 (1968, 1976)、加藤 (1984)、山根 (1984)、ペドロジスト懇談会 (1986)、国土調査研究会 (1992) などにしたがい、わが国の主な土壌の特徴を述べる。わが国の土壌構成には、1) 多雨のため酸性土壌や湿性土壌が多い、2) 森林土壌が多く、山地斜面には比較的未熟な土壌が多い、3) 本州、四国、九州の山岳では垂直成帯性が認められるが、水平成帯性は不明瞭、4) 母材に降下火山灰を含む黒ボク土が多い、5) 低地土壌は砂レキ質が多い、などの特徴が認められる。土壌構成の比率は、褐色森林土が最も多く51%、次いで低地 (沖積) 土が22%、黒ボク土が15%、赤黄色土が10%、残りがポドゾル (ポドゾル性土)、未熟土などとなっている。

#### (1) 褐色森林土

ブナ、ミズナラなどの主に広葉落葉樹林下にできる土壌で、A層は褐色ないし黒色だがB層が強い褐色を呈し、名称の由来となっている。わが国の森林土壌の7割以上を占める。堆積腐植層は薄く、よく分解したA層をもち、漂白層はない。A層、B層ともに粘土含量が高く、強酸性 (pH4-5) を示す。水分状態に基づいて乾性、適潤性、湿性などに細区分される。照葉樹林下ではB層が黄色に近くなる土壌があり、黄褐色森林土と呼んで区別することがある。

#### (2) 低地土

更新世後期から現在にかけて河川が運搬堆積した物質を母材として生成された低地の土壌であり、地下水位面の深度に対応して褐色低地土と灰色低地土に分けられる。褐色低地土は自然堤防や中州などの微高地の地下水位の深い砂質堆積物に発達し、層位の分化が悪い。灰色低地土は地下水位の浅い後背湿地に広く分布し、粘土質で土壌層位の分化が比較的明瞭である。この他に恒常的に水で飽和された還元環境下では、鉄の還元色である青灰ないし緑灰色を呈するグライ土が発達する。寒冷湿潤気候下で広範囲の草地在に飽和された状態を継続すると、植物遺体の分解が不完全で有機物の極めて多い強酸性土壌、泥炭土を生じる。

#### (3) 黒ボク土

腐植含量の多い真っ黒なA層を特徴とする。北海道南部、東北北部、関東全域、九州中南部の火山山麓や更新世に形成された段丘面上に多く分布する。森林域では褐色森林土に次ぐ占有率をもつ。無機成分として降下火山灰や風成塵を、有機成分としてススキなど草本植物を重要な母材要素とする。酸性かつリン酸が欠乏している

ため化学的には農耕不適土壌だが、透水性、保水性、通気性など物理的特性には優れる。乾燥すると微粒子になりやすいため、風食を受けやすい。淡色で腐植のやや少ないものを淡色黒ボク土と呼ぶことがある。また、粘土鉱物組成の違いからはアロフェン質黒ボク土と非アロフェン質黒ボク土とに区分される。

#### (4) 赤黄色土

ABCの層位を呈しているが堆積腐植層はほとんど見られず、A層の厚さは10cm以内で褐色がかっており、別の成帯性土壌に移行しつつあることを示している。塩基や珪酸が溶脱し鉄とアルミニウムが残留しているために強酸性で農耕のためには土壌改良が必要とされる。赤黄色土は、湿潤高温で排水良好な熱帯地方に見られるラテライト化土壌と酷似するが、現在の日本の気候条件下ではその成因を説明できないため、地質時代の温暖期に生成された土壌の残存物 (古土壌) とみなされている。

#### (5) ポドゾル

寒冷湿潤地域の常緑針葉樹林下に典型的に発達するポドゾルに類似した土壌 (ポドゾル性土) が、花崗岩の分布する高山帯や北海道北部の砂質地域など、寒冷で鉄に乏しく排水の良好な条件下に認められる。

#### (6) 未熟土

比較的新しい時代の河成、海成、風成堆積物を母材とした土壌で、半固結ないし固結堆積物上部の残積性未熟土、海岸砂丘や砂州などの排水良好な砂地に分布する砂丘未熟土、比較的新しい降下火山噴出物を母材とする火山放出物未熟土などに分けられる。

### 3.5 起源物質

母材である新鮮な岩石が風化するとともに地表付近の生物活動に由来する有機物の量が増して土壌が生成されていくという理想的な土壌生成プロセスの捉え方だけでは、現実の土壌の成り立ちの全てを説明することはできない。日本の土壌の多くは、土壌の一般的な起源物質である母岩の風化生成物や腐植に加えて、第四紀の活発な火山活動を反映する降下火山灰 (テフラ) を起源物質として伴うことが多い。さらに土壌には、大陸地域から偏西風により運搬されてきた広域風成塵が普遍的に加わっており、テフラの供給が少なく堆積性の条件の下で形成された土壌では細粒画分中に風成塵の占める割合が増加する。3.1で述べたように、土壌層位のA、B、C各層は母岩が徐々に土壌化されていく過程に対応しているので、土壌形成と平行してテフラや広域風成塵が堆積する場合には、厳密には土壌層位を本来の意味で記載することは困難になる。この問題は、現在も研究の途上にあるといえる。いずれにせよ、土壌を構成する物質の起源についての知識は、土壌形成過程や土壌と水との反応を考える際に不可欠なものである。以下にわが国の土壌の起源物質についての知見を、母岩、テフラ、腐植、風

成塵の順に見ていく。

(1) 母岩

母岩の風化生成物は土壌の構成要素として最も普遍的なものである。母岩を“その場所に存在する土壌の材料となる地質体”と定義すれば、比較的古い時代に形成された堆積岩や火成岩のように固結した岩石と、第四紀の河成堆積物や降下火山灰のような未固結ないし半固結の堆積物とが含まれる。土壌学の慣例では、未固結の堆積物は母岩ではなく“母材”と呼ばれることが多いが、母岩と呼ばれる固結堆積物との区分基準は不明確である。母岩は単一の岩石であるとは限らず、例えば地滑り堆積物の上に生成した土壌では多種の岩石が母岩となりうるし、後述のテフラも母岩の一つとみなせば、複数の岩石種からなることが普通である(増井, 1954a, 1955, 1956; 丸山・木立, 1974)。

母岩と土壌の性状との関連としては、花崗岩類を母岩とする土壌は石英粒子が多く砂質で肥沃度が低いこと(増井, 1954a, b; 永塚, 1979)、苦鉄質岩類は風化速度が大きく肥沃度が高いこと(原田, 1953)などが一般的傾向として知られている。

また、丸山(1995)は山形県真室川町の第三系分布地域において、流紋岩や安山岩などの火山岩類からなる山地では傾斜と起伏量が大きく土壌が薄いのに対して、泥岩や凝灰岩などの堆積岩類からなる山地では傾斜と起伏量が小さく、褐色森林土や黒色土からなる厚い土壌に覆われることを認めた。

(2) 降下火山灰(テフラ)

第四紀火山の多いわが国では、それらの火山の噴火に伴う降下火山灰(テフラ)は、量の多寡こそあれ、国土の大部分で認められる(町田・新井, 1992)。テフラの給源である第四紀火山の周辺地域には、火山ガラスや火山起源の重鉱物などテフラ起源物質を多く含む土壌が分布している(鳥居ほか, 1987; 大倉ほか, 1993)。それらの土壌の多くは、その表層が真黒でボクボクした手触りであることから“黒ボク土”と呼ばれる(三枝, 1989)。また、テフラそのものが土壌生成作用により土壌になったと考える立場からは“火山灰土”とも呼ばれていた時期もある(加藤, 1983)。

黒ボク土の成因については、二つの異なる見解が長年対立してきた。ひとつは母材集積生成説(母材説)と呼ばれ、すでに存在するテフラが母材となり地表およびその付近で腐植を二次的に、上方から下方へ向けて集積させて土壌を形成したと考える立場である(加藤, 1980; 松井, 1967)。他は土壌堆積生成説(堆積説)と呼ばれ、無機成分を堆積しつつ腐植に富む土壌が下方から上方に向けて累積的に形成されたと考える(小林, 1967; 町田, 1967; 佐瀬ほか, 1993)。両者の違いは本質的であるが、以下に紹介するとおり、最近の研究の多くは堆積説を支持している。

鳥居ほか(1987)は八甲田山地域のテフラ層序と森林土壌中の一次鉱物を調べ、土壌の細砂画分中に46-81%もの火山ガラスが含まれること、テフラ起源物質に富む土壌層位中には直下のテフラだけでなくより古いテフラ起源物質が混入していること、泥炭層の粘土・シルト画分中にテフラには全く含まれない石英が多量に含まれることなどを見出した。そして黒色土や褐色森林土などの森林土壌が、テフラを主たる母材として定常的に土壌物質の移動、擾乱を起こししつつ外来の風成塵を混入しながら累積していったと結論した。鳥居(1990)はまた、周辺に第四紀火山が少ない近畿・中国地方の花こう岩類を母岩とする森林土壌を記載し、褐色森林土の細砂画分から1-10%の火山ガラスを検出した。そして、それらが複数の広域テフラを起源とすること、土壌の形成過程ではマスマーブメントなどによる局地的な移動現象が重要な役割を果たしていることを述べている。

大倉ほか(1993)は、富士山から約60kmの距離にある方位の異なる地点間の黒ボク土について細砂画分中の一次鉱物組成を比較した。その結果、東側でカンラン石に富む玄武岩質火山灰が、北側では無色火山ガラスと斜方および単斜輝石に富む安山岩質火山灰が母材となっていることを見出し、それぞれ富士山と浅間山を給源とする火山灰が黒ボク土の主たる母材であると結論した。一方、黒ボク土はその土壌コロイド(粘土鉱物)組成の違いからアロフェン質と非アロフェン質とに区分できることが庄司(1983, 1984)により提唱され、両者とテフラとの関連が東北地方(三枝ほか, 1993)や関東・中部地方(松山ほか, 1994)で調べられた。その結果、アロフェン質黒ボク土はテフラの寄与が大きい条件下で、非アロフェン質は小さい条件下で形成されたことが明らかにされた。さらに、山野井(1996)は東北日本各地の黒ボク土とローム質土の野外調査、年代測定、ヒューミンの観察を行ない、黒ボク土が風成堆積物としての特徴をもつローム質土と漸移すること、いずれの地点においても炭化物の<sup>14</sup>C年代が下位ほど古いことを見出し、黒ボク土の本質は風送による堆積作用により形成された風成堆積層である点にあり、テフラの有無は本質的には無関係であると主張した。同様の主張は火山層序の立場からもなされている(早川・由井, 1989; 早川・井村, 1991; 早川, 1991a, b)。

これらの最近の知見に従えば、テフラ起源物質は直接地表に降下した火山灰およびその再堆積物であり、多くの火山近傍の黒ボク土やローム質土の重要な土壌母材となっている。また、広域テフラの寄与も含めれば広く非浸食地形の土壌の多くに土壌母材として含まれていると言える。ただし、近年になって大陸起源の広域風成塵の寄与が従来想像されていた以上に大きいことが明らかにされつつあり(後述)、黒ボク土やローム質土を従来のようにテフラを主な構成物質とみなして“火山灰土”(加

藤, 1983) と呼ぶことに対しては, 疑義が生じている状況にある。

### (3) 腐植

土壌の構成要素として不可欠な腐植は, 土壌の表面や土壌中の植物, 動物, 微生物などの遺骸が土壌微生物などにより分解され, さらに重縮合を経るなどして形成された有機物である。腐植に含まれる植物珪酸体, 花粉, ヒューミンなどの観察から種々の土壌の形成過程での植物の関与のしかたが推定されている。

河室・鳥居 (1986) は, 長野県黒姫山に分布する同一のテフラを母材として地形的に同じ条件下で形成された黒ボク土と褐色森林土を対象として, 植物珪酸体・花粉分析を行なった。その結果, 黒ボク土の過去の植被はススキやササなどからなる草原であるのに対し, 褐色森林土はササとブナからなる森林だったことを明らかにした。鳥居ほか (1996) は, 兵庫県氷ノ山地域の厚層多腐植質 A 層をもつ土壌がテフラや広域風成塵などの無機質母材の累積的な堆積と平行して, バイオマス量の大きなチシマザサの遺骸が集積することにより形成されたとした。

黒ボク土の有機物の材料の主体がススキなどの草本植物であることは川村 (1950), 山根 (1973), 佐瀬・加藤 (1976a, b) などにより, さらに黒ボク土壌の形成には山火事や野焼などによりそれらが炭化するプロセスが必要であることは加藤 (1964), 坂口 (1987) などにより指摘されていた。山野井 (1996) は土壌層位内の上下方向での年代比較から有機物が累積的に堆積したこと, 黒ボク土中に特徴的に含有されるヒューミンがススキの燃焼炭であること, 土壌有機物の全炭素とヒューミン中炭素との年代比較から初めにヒューミンが次いで可溶性腐植が定置したこと, 燃焼炭と可溶腐植の量が正相関することなどを認めた上で, 古代人の野焼等によるススキの燃焼によりもたらされた微粒炭の堆積と, 定置した微粒炭による可溶腐植の吸着・保持が黒ボク土を特徴づける真っ黒な色調と高い有機物含有量の原因であると結論した。

山野井 (1996) が黒ボク土と漸移する風成層であるとしたローム質土の代表である関東ロームからは, 加藤 (1962) により植物珪酸体の産出が知られていたが, 佐瀬ほか (1987) は武蔵野台地の成増における関東ロームの模式的露頭から植物珪酸体を普遍的に検出し, そのような産出様式はテフラの堆積が植生に決定的な打撃を与えずに土壌生成と平行して進行したことを意味すると考えた。

### (4) 広域風成塵

風成塵を土壌の重要な構成要素の一つと見る考えは, 氷河の影響が強かった大陸では広く認められていたが, わが国の土壌形成に大陸起源の広域風成塵が寄与していることが認識されるようになったのは, 井上 (1981),

成瀬・井上 (1982, 1983), 成瀬 (1982) などにより, 石英の酸素同位体組成を有力なツールとして (溝田・井上, 1988) 西日本や日本海側の土壌での実証結果が得られ始めた1980年代以降のことである。また, 火山層序学の立場からも, 2枚のテフラに挟まれた黒ボクやロームの厚さは給源火山からの距離とは無関係であり時間に比例することや, 給源火山が全く噴火しなかった期間でもそれらが堆積していることなどを理由として, 黒ボクやロームを広域風成塵堆積物とみる考え方が提出されてきた (早川・由井, 1989; 早川, 1990, 1991a, b)。

井上・溝田 (1988), 井上・成瀬 (1990) などの総説によれば, 広域風成塵の概要は次のようにまとめられる。広域風成塵とは, 砂漠のような乾燥・半乾燥地域で低気圧の発生に伴って高く巻上げられ対流圏内に浮遊しながら地球規模の大気循環により長距離を運搬される微細な土壌粒子をいう。中緯度のジェット気流 (偏西風) 帯の下にあるわが国には, サハラ砂漠と並ぶ世界の二大砂嵐地帯であるタクラマカン・ゴビ両砂漠を起源とする広域風成塵が飛来する。広域風成塵の起源に関する有力な情報は微細石英の酸素同位体組成から得られた。日本, 韓国, 中国の非アロフェン質黒ボク土, 褐色森林土をはじめとする種々の土壌中の微細石英の酸素同位体比は+16‰前後の限られた範囲をもち, 花崗岩やテフラ中の石英が示す値とは明らかに異なっており, 中国大陸の砂漠の石英砂の値と一致する。広域風成塵の粒径は発生源からの距離に関係し, わが国では3-30 $\mu$ mのものを主体とする。構成鉱物はイライト, パーミキュライト, モンモリロナイト, カオリン, 石英, 斜長石を主体とし, 緑泥石, 方解石, 角閃石, タルクなどを含むこともある。わが国における広域風成塵の堆積速度は, 完新世には4-7mm/1000年, 大陸内部の乾燥が進んだとみられる最終氷期には14-23mm/1000年に達する。

井上 (1981) は東北地方の黒ボク土の細粒画分中の2:1型鉱物と微細石英の量が正相関を示すこと, それらの含量が積雪の多い地域ほど高いことを見出し, そのような特徴をもつ鉱物が火山灰から生成されたものではなく, アジア内陸部の乾燥地帯からの風成塵の影響を受けたものであると説明した。鳥居ほか (1996) も兵庫県の日本海側に厚層多腐植質 A 層をもつ土壌が偏在する理由として, 冬から春にかけての北西季節風によって飛来し積雪とともに堆積した大陸起源の広域風成塵を挙げている。吉永ほか (1988) はテフラの寄与が大きい八甲田山周辺の黒ボク土や褐色森林土などの粘土画分の鉱物組成を検討し, その中に降下テフラの風化による生成では説明することが困難な石英や雲母鉱物が含まれる層準があること, その層準には14Å鉱物も出現すること, 石英・雲母鉱物の量と14Å鉱物の量との間には正相関が見られることなどを認め, “火山灰土”に含まれるそれらの鉱物が中国大陸由来の風成塵であろうと推測した。

雁沢ほか (1994) は、西南北海道から東北地方北部に分布する“古期ローム”あるいは“古期火山灰”と呼ばれてきた粘土層の粒径分布、鉱物組成、石英の酸素同位体比を測定した。その結果、粒径分布がバイモーダルなパターンをもつこと、鉱物組成が中国の風成塵堆積物のそれと類似すること、石英の酸素同位体比が+16‰付近に集中することなどを認め、“ローム”が大陸起源の広域風成塵を主体として周辺の裸地やテフラから再移動したより粗粒な粒子が混入したレスの性格の強い風成堆積物であると結論した。張ほか (1994) も鉱物組成や微細石英の酸素同位体比などに基づいて、岩手火山のテフラ層中にレス質の風成堆積物が挟有されることを主張している。

これらの知見を見るかぎり、わが国の非浸食環境で形成された土壌中には、ほとんど普遍的に中国大陸に起源をもつ広域風成塵が含まれていると考えざるをえない。

#### 4. 山地の地形と水の挙動

##### 4.1 微地形と土層の構造

山地や丘陵地では、土壌・風化帯と水との相互作用が、山地特有の微地形や土層構造などの水文条件に規制されながら多様かつ活発に行われている。ここで“土層”とはテフラや土壌などからなる固結していない孔隙に富む表層を指す。土層に対して、基盤の風化部は“岩体”あるいは“岩盤”と呼ばれる。

山地地形の主要部を占めるのは、谷頭あるいは一次谷と呼ばれる流域最上部の斜面である。谷頭部は、地形学的にはマスムーブメントの卓越する領域へ、水流の卓越する領域が拡大しようとしている最先端であり (田村, 1974)、山地水文学的には土層中での飽和・不飽和側方流、パイプ流、岩盤内部での地下水流など、多様な水の動きとそれらに伴う水質変化が生起するユニークな場所である (田中, 1984)。

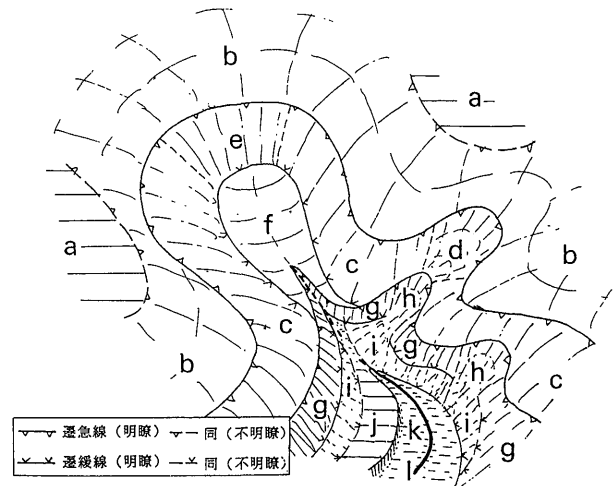
表面に微妙な凹凸をもつ山地斜面の形態は、流線 (最大傾斜線) の形状に基づく3タイプ (凸型, 等斜, 凹型) と、等高線の形状に基づく3タイプ (尾根型, 直線型, 谷型) の組合せで決まる9個の基本斜面形により記述できる (鈴木, 1977)。田村 (1974) は、谷頭部の地形が頂部斜面, 谷壁斜面, 谷頭凹地, 谷頭底部, 水路からなる5つの微地形単位から構成されるとした (第3図)。頂部斜面は稜線上に普通に見られる緩傾斜の凸型斜面で、土壌はあまり厚くない。谷壁斜面は谷頭部を構成する微地形単位の中で最も急な20-40°の傾斜をもち、上部で凸型、下部で凹型斜面であることが多く土壌は薄い。谷頭凹地は三方を谷壁斜面に囲まれた傾斜15°以下の凹型斜面で半円状の平面形をもち土壌の発達が良い。谷頭底部は谷頭凹地の下流に位置し5-10°の傾斜をもち谷頭部を構成する微地形単位の中で最も厚い土壌をもつ。水

路は谷頭底部の湿地から発する連続的な水みちで河川の最上流部である。分水界から水路の出現地点までの距離は20ないし500mと大きな幅がある。田村 (1996) は、微地形単位を12に増やす改訂を行なったが、1974年の田村の微地形区分は多くの山地地形、山地水文の研究に引用されてきた。

本来、強い削剝条件の下にある斜面には土壌は極めて定着しにくいはずであるが、森林の生育とともに樹幹のダム効果や根系の抵抗に助けられて土壌が発達する。森林限界以上の高山、煙害地、山火事頻発地などを除くわが国山地の斜面は、平均で1m近い土層に覆われている (竹下・高木, 1977)。森林土壌学では、斜面土壌は残積土 (Residual soil)、ホ行土 (Creeping soil)、崩積土 (Colluvial soil) に分類される (塚本, 1992)。残積土は原位置で風化した物質が土壌化したもので、山地では一般に頂部斜面に見られる。ホ行土は斜面上を現在移動しつつある土壌を指し、谷壁斜面中腹を比較的薄く被覆することが多い。崩積土は斜面上部から土壌や岩塊が主として重力により移動、集積したもので、斜面下部に厚く堆積する。

斜面の土層 (土壌) の厚さには限界がある。すなわちある傾斜の斜面では一定以上の厚さの土壌は存在しないという経験則が知られている (塚本, 1992)。それによれば土壌が見られるのは傾斜約50°以下の斜面に限られ、傾斜40°で約2m, 30°で約4mが最大土層厚となる。

竹下 (1985) は、日本の森林山地の平均的な斜度である35°程度の斜面上に土層が形成される過程を、野外調査に基づいて考えられた4つのモデルを用いて比較検討した。その結果、強い浸食条件下にある斜面において認



a 頂部平坦面, b 頂部斜面, c 上部谷壁凹斜面, e 谷頭斜面, f 谷頭凹地, g 下部谷壁斜面, h 下部谷壁凹斜面, i 麓部斜面, j 小段丘面, k 谷底面, l 水路。

第3図 谷頭部の微地形 (田村, 1986)。  
Fig. 3 An idealized valley-head area composed of several micro-landform units (Tamura, 1986).



められる細粒成分に富む土層の形成は、非常にゆっくりと進む母岩の風化のみでは説明が困難であり、“テフラ”や風成塵などの風成堆積物の寄与が必要であると考えた。

#### 4.2 水の挙動

森林山地における水の挙動(降雨流出過程)は、降雨、蒸発、蒸散、林内雨、 Horton 地表流、土層内での飽和・不飽和浸透流、復帰流、岩盤内部の地下水など多くの要素から構成されている。ここではまず、田村(1987)、塚本(1992)、大谷(1992)、谷(1992)、太田(1992)、辻村(1993)、辻村・恩田(1996)、田中(1996)などの総説にしたがい、国内の森林山地に一般にみられる土層に覆われた斜面における降雨流出過程をまとめてみる(第4図)。

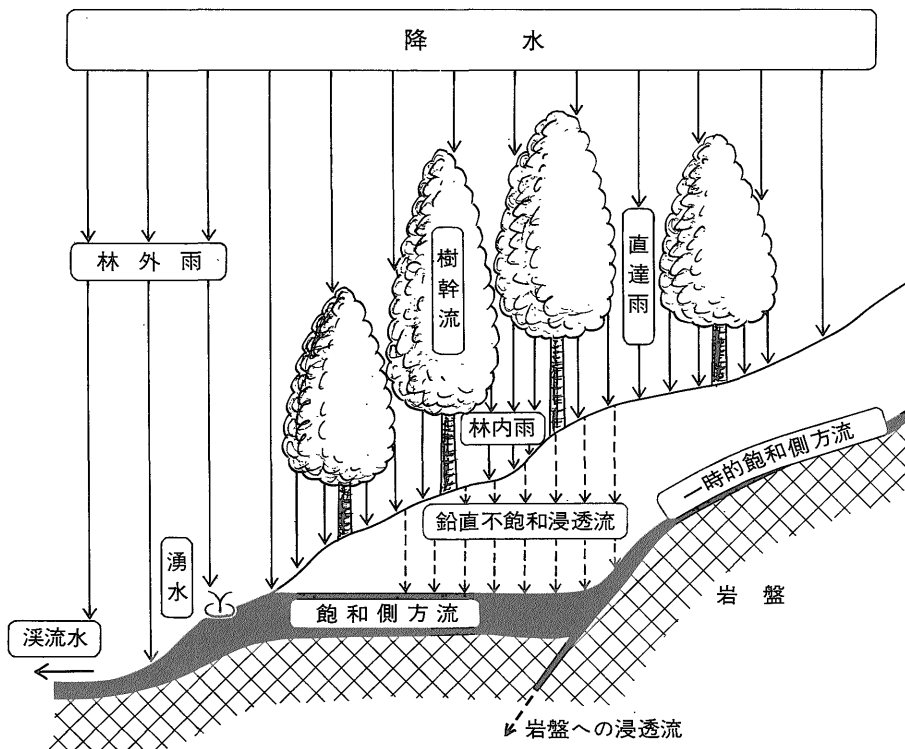
植生に覆われた山地に降雨があると、降水はいくつかの異なる経路を通して地表に到達する。植生に接触することなく直接地表に達する降雨は直達雨と呼ばれ、その水質は森林外に降る林外雨と同じである。一旦樹木に捕えられたのち、枝葉からの滴となって地表へ落ちるものは林内雨、樹木の幹上を伝わって地表に至るものは樹幹流(樹幹雨)と呼ばれ、両者を合わせて樹冠通過雨ということもある。

樹木に捕えられた雨水の一部は、葉面吸収や気孔からの侵入などにより樹木に吸収される。森林土壌の浸透能は他の土壌と比べて格段に大きいため、多くの場合地表に達した水は一旦その全量が土壌中に浸透し土壌水とな

る。裸地など透水率の低い部分で地中に浸透しきれなかった一部の雨水は Horton 地表流として斜面上を流下する。土壌中の孔隙の一部のみが水に満たされた不飽和帯では、土壌水はほぼ鉛直に浸透降下し、その下位に存在する孔隙のすべてが水に満たされた飽和帯に達すると飽和側方流として斜面の土層内を谷に向かって流下する。

通常、飽和帯の下底は土層の底面(岩盤の上面)であり、降雨流出過程における水文学的基盤面をなしている。降雨が続くと直上からの浸透降水量と上方斜面に由来する側方からの浸透水量の増加に応じて飽和帯の上面は上昇する。飽和帯の成長が続き斜面下部で飽和帯上面が地表面に達すると、飽和側方流の地表への湧出、すなわち復帰流が生じる。復帰流の生じている範囲内(ソースエリア)では、復帰流の流量に降雨の全量に加わった大量の地表流が現われ、高速で流下し溪流に合流する。このソースエリアから発生する流量が降雨時の河川増水(直接流出量)をもたらす原因である。また復帰流の発生に伴ってしばしば引き起こされる表層崩壊は、谷頭部における重要な地形形成プロセスの一つである。

森林斜面の土壌内部には、植物根系の枯死や動物の巣穴などが連結してできたと推定されるパイプ状の巨大空隙がかなり普遍的に存在する。パイプは水理学的には管路に相当し流水抵抗が小さいため、降雨の際には効率的な水みちとして働らく。飽和帯中の土壌水の一部は割れ目や破砕帯などを通じて岩体のより深部へ移動する。すなわち、降水の一部は降雨流出過程における水文学的基



第4図 山地における降雨流出過程 (大手, 1986; 田中, 1996).

Fig. 4 Runoff process during a storm event in mountain region (Ohte, 1996; Tanaka, 1996).

盤面を突き抜け、岩体内部に存在する地下水面に達し山地の地下水を灌養する。一方、無降雨時には地表面からの蒸発、樹根による吸水と枝葉からの蒸散、それらに伴う不飽和帯中での毛管力による上向きの土壤水の流れ、土壤水の不飽和降下浸透による岩盤内地下水の灌養などが起きる。

以上は山地斜面の表層付近の土層からその直下の岩体風化部の最上部までの間の水の挙動を見たものであるが、“土壌・風化帯における水質変化”が生じる場合は、さらにその下の岩体の風化部全体に及んでいる。

太田 (1992) は山地の地下水をハイドログラフ (河川流出曲線) との関係に基づいて分類した。ハイドログラフは横軸に時間、縦軸に河川流量をとった水文学解析のためのグラフで、その例を第5図に示す。渇水期の流量は基底流量と呼ばれる。洪水時の流量から基底流量を差し引いた流量は地表流量 (直接流出) と中間流量からなる。地表流量の分離にはいくつかの方法があるが、流量曲線上のピーク流量の立ち上がり点と流量減少速度の変化率が一定になった点とを結び、それより上側を地表流量とする方法が一般的である。中間流量は、さらに“速い中間流出”と“遅い中間流出”とに細分されることがある。“速い中間流出”と“遅い中間流出”の違いや実態についての実証的な研究例は少ないが、平田・村岡 (1986, 1988) は、土壌水質の鉛直分布や降雨時の渓流水質の経時変化に基づいて、太田 (1992) のいう“滞留時間の短い地下水” (“速い中間流出”) は森林土壌中に蓄えられた土壌水と降水との混合水であると考えた。

虫明ほか (1981) は積雪の影響を受けない太平洋側の山地河川の流況と流域地質との関係を考察した。その結果、低水流量 (渇水期の河川流量、上述の基底流量にほぼ相当する) は第四紀火山岩類が発達する地域で最大で (2-5mm/日)、花崗岩類、第三紀火山岩類の地域がこれにつき、中古生界の発達する地域が最低 (0.3-1 mm/

日) であること、日流量標準通減曲線 (洪水後の河川流量の減少のしかた) は低水流量が大きいほど緩慢で同じ地質の地域同士では類似すること、年最大流量は第四紀火山岩類の地域が最小で低水流量とは逆の順に大きくなることなどを見出し、その原因を浸透性や岩体内部の亀裂や孔隙の多寡に求めた。

土層内での降雨流出の過程は森林水文学の立場からかなり詳しく研究されているのに対し、岩体内部での地下水の挙動については土木工学や土木地質学の対象とされてきた。新藤・井伊 (1995) が指摘するように、この両者をカバーする研究が遅れており、表層の土壌帯と下部の岩体との境界部における地下水の挙動や岩盤中の亀裂への灌養機構などの解明が待たれている。

## 5. 土壌・風化帯における水質変化

### 5.1 降水の水質と林内での水質変化

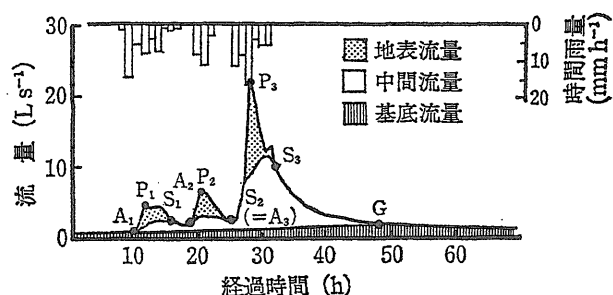
降水の pH は、大気中の二酸化炭素との平衡と雲を形成する凝結核の成分の溶解により規定され、人為的あるいは火山噴火などの影響がない場合には二酸化炭素との平衡 pH である 5.6 ないしそれよりやや低い値とされている。しかしながら近年は、工業活動に伴って発生した硫酸酸化物や窒素酸化物が溶解することにより、より低い pH を示す降雨が増加しつつある (例えば、大喜多, 1991; 鶴田, 1994 など)。日本国内においても 1980 年代に環境庁が実施した酸性雨対策調査によれば、全国の降水の年間平均 pH は 4.5 から 5.2 を示し、国内の降雨のほとんどが酸性雨となっている (北村ほか, 1991; 玉置ほか, 1991)。玉置ほか (1991) によれば、全国 29 地点の 2 年間 (1986 年 4 月から 1988 年 3 月) の pH と主成分の平均値は以下のとおりである。

pH : 4.7,  $\text{SO}_4^{2-}$  : 2.64,  $\text{NO}_3^-$  : 0.96,  $\text{Cl}^-$  : 3.82,  $\text{NH}_4^+$  : 0.39,  $\text{Ca}^{2+}$  : 0.52,  $\text{Mg}^{2+}$  : 0.26,  $\text{K}^+$  : 0.18,  $\text{Na}^+$  : 1.97 (mg/kg)。

地点間での変動幅は、pH が 4.5 から 5.2 ( $\text{H}^+$  濃度で約 5 倍)、各成分濃度は 10 倍程度のものが多いが、 $\text{SO}_4^{2-}$  は 4 倍程度と地域差が小さく、 $\text{Cl}^-$  と  $\text{Ca}^{2+}$  は 15 倍程度と地域差が大きい。同じ調査で人為的影響が小さい地域の降水の年平均値は、以下の程度と考えられた。

pH : < 5.0, 電気伝導度 : 10-15  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  : 1.0-1.5,  $\text{NO}_3^-$  : 0.3-0.4,  $\text{Cl}^-$  : 0.5-0.8,  $\text{NH}_4^+$  : 0.10-0.15,  $\text{Ca}^{2+}$  : 0.10-0.15,  $\text{Mg}^{2+}$  : 0.03-0.05,  $\text{K}^+$  : 0.03-0.05,  $\text{Na}^+$  : 0.3-0.4 (mg/kg)。

このような水質をもつ降雨が森林植生を通過すると、樹木表面に付着した乾性沈着の溶解、樹冠や枝葉からの溶脱や洗脱などにより、その溶存成分濃度が増加する。林外雨に対する林内雨の濃度増加の程度は、K 以外の溶存成分濃度が数倍、K 濃度は針葉樹では約 5 倍、落葉広葉樹では 10 倍程度とされている (生原, 1992)。例



A<sub>1-3</sub> : 降雨流出が始まる時点, S<sub>1-3</sub> : 地表流出が終わる時点, G : 中間流出が終わる時点, P<sub>1-3</sub> : ピーク流量。

第5図 ハイドログラフ上での渓流水の流出分離例 (生田ほか, 1995)。

Fig. 5 Separation of surface runoff, through-flow, and base flow from stream discharge on a hydrograph (Ikuta et al., 1995).

えば井上ほか (1993) は富士山麓におけるブナ林, ヒノキ林の林外雨, 林内雨, 樹幹流の水質, 水量を比較した結果, 林外雨量に対する林内雨量はいずれの林も65%前後であること, 林外雨量に対する樹幹流量はヒノキ林で約4%であるのに対し, ブナ林では倍近い約9%であること, ブナ林では多量の塩基成分, 特に $K^+$ ,  $Ca^{2+}$ が樹幹流と林内雨に溶出するのに対し, ヒノキ林では塩基成分の溶出はあるもののその量はブナ林よりも少ないことを認めた。また, ブナ林では降水の $H^+$ は樹冠や樹幹を通過する過程でかなり中和される結果, 林内雨と樹幹流のpHは降水のpHよりも高くなるのに対し, ヒノキ林では林内雨, 樹幹流ともにそのpHが雨水よりも低下することを確かめた。同様な林内水文の調査としては, 札幌近郊のトドマツとエゾマツの人工林(真田ほか, 1991), 盛岡市周辺のスギ, ブナ, シラカンバなど7種類の樹種の林(佐々ほか, 1991), 筑波周辺のヒマラヤスギ, ヒノキ, サワラなど12樹種の比較(渡辺ほか, 1993)などがある。

### 5.2 土壌中での水質変化

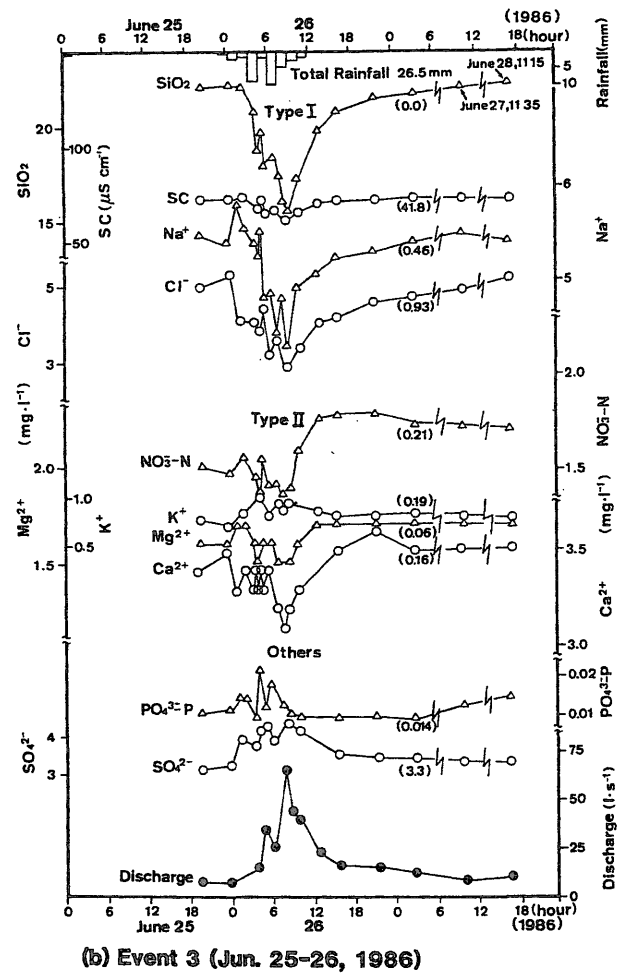
土壌中での水質変化は, 植物の吸収や溶脱, 土壌微生物による有機物の分解・無機化・呼吸などの生物化学的要因と, 粘土鉱物の陽イオン交換・吸着や風化による陽イオンの溶出, 風化生成鉱物の沈殿などの地球化学的要因に規制される。さらに水移動の物理的特性, 例えばそれが不飽和条件下で起きるか飽和条件下であるかなどのによっても影響を受ける(生原, 1992; 大手, 1996)。土壌水質はこのように多くの要因が関与した複雑な過程で形成されることや原位置での土壌水の採取が困難であったことなどから, 従来の研究では土壌をブラックボックスとして扱いその入力である降雨水質と出力である渓流水質とを比較して土壌中での現象を推定する手法が一般的であった(例えば西村, 1973; 相場ほか, 1981; 遠藤ほか, 1984; 生田ほか, 1995a, bなど)。テンションフリーライシメーターやポーラスカップなどを用いて現位置で採取した土壌水の水質データに基づいて, 土壌水中の溶存成分の動態を解明する試みが行われるようになったのは比較的最近のことである(大手, 1996)。

田中・山崎(1985)は多摩丘陵の森林小流域を対象として, 半年間にわたり降水, 林内雨, 樹幹流, 土壌水, パイプ水, 地下水, 沢水の陽イオン分析と水文調査を行ない,  $K^+$ を除く陽イオンの全体的傾向として降水<林内雨<樹幹流<土壌水の順に濃度が高くなること, 降水に対する土壌水の濃度は数倍から数10倍に達すること, 土壌水と地下水, 沢水は同程度の濃度を持つこと,  $K^+$ は林内雨と樹幹流での濃度が増加するものの土壌水, 地下水, 沢水の濃度は降水とほぼ等しいことなどを認めた。

土壌水中の溶存物質を森林生態系内の物質循環との関わりで捕えると, その循環に組み込まれた養分物質は循

環経路上に濃集する点で, そうでない物質とは異なる移動特性をもつことが考えられる。平田・村岡(1988)は降雨時の渓流水質変化から溶存物質の流出特性をパターン分類し, その流出特性と土壌水質の鉛直分布を対照することにより森林域からの溶存物質の流出機構を, 森林生態系内の物質循環と関連づけて考察した。対象となったのは筑波山東麓の花こう岩類と変成岩類を岩盤にもつヒノキ, スギ, アカマツを優占種とする森林植生に覆われた森林小流域(67.5ha)で, 降雨, 林内雨, 土壌水, 地下水, 渓流水の水質の季節変化と降雨時の渓流水質の変化が観測された。それによれば, 降雨時の渓流水の溶存物質の流出パターンには二つのタイプが認められる。ひとつは, 流出ピーク時前後に希釈効果により最低濃度となったのち流量通減時に降雨前のベース値に回復するタイプI, もうひとつは流量通減時に降雨前のベース値を上回る“リバウンド現象”を示すタイプIIである(第6図)。

タイプIの代表的な成分は $SiO_2$ であり,  $Na^+$ ,  $Cl^-$ を



第6図 渓流水の降雨後流量通減時にみられる二つの濃度変化パターン(平田・村岡, 1988)。

Fig. 6 Two types of stream solute runoff (Hirata and Muraoka, 1988).

含む。タイプIIの代表は硝酸態Nであり、 $K^+$ 、 $Mg^{2+}$ 、 $Ca^{2+}$ を含む。一方、土壌水中の成分濃度をみると、タイプIを代表する $SiO_2$ は深度に関わりなくほぼ一定であるのに対し、タイプIIを代表する硝酸態Nは表層0.5m以浅で高くそれ以深で激減する。さらに土壌そのものの成分含有量をみると、 $SiO_2$ は深度とともに増加するのに対し、全Nは表層で極大を示し深度とともに減少する。ところで、 $SiO_2$ と硝酸態Nとは、その起源と森林生態系内での位置付けのいずれにおいても対照的な特徴をもつ。すなわち、 $SiO_2$ は降水にはほとんど含まれず無機土壌母材を起源とし、調査地の植物体の代謝には多量には必要とされない物質であるのに対し、硝酸態Nは降水に含まれ養分物質として生態系内で多量に循環する物質である。また、タイプIに分類された他の成分も植物体にとっての必須元素ではないか、必須ではあっても微量必須元素に属するのに対し、タイプIIに分類された成分は全て多量必須元素に属する。

以上を総合して、森林生態系の物質循環に組み込まれた物質は、森林土壌の表層に濃集し降雨の流出過程では流量逓減時にも土壌水の流入として渓流水に寄与するためにリバウンドの高濃度期間をもつものに対し、物質循環に組み込まれていない物質は、土壌内に極端に偏在しないため、流量逓減の時点で素直にバックグラウンド値に回復すると結論された。

山地森林の土壌水中の硝酸態Nの特異性は、生原(1992)によっても指摘された。それによれば、硝酸態Nは土壌水や渓流水の溶存成分の中で、伐採や施肥などの森林生態系の変化に最も敏感に反応し、その濃度変化は主要陽イオンである $Ca^{2+}$ や $Mg^{2+}$ の濃度を規制する。土壌中の硝酸態Nは陰イオンであるため、陰性コロイドを主とする土壌コロイドと交換・吸着されにくく、大部分が土壌水中に溶存する。この際、土壌水中の陰イオンの硝酸態N濃度と電気的中性を維持するために、土壌コロイドに置換吸着されている $Ca^{2+}$ や $Mg^{2+}$ などの陽イオンが当量的に引き出され、それら塩基の土壌水中での溶存濃度が高くなる。結果として硝酸態Nは森林水系の水質変化に関するよいマーカーになるという。

全国的な酸性雨問題に伴って近年注目されている森林土壌の酸性降水に対するpH緩衝能力は、森林土壌中での水質変化の問題でもある。以下に和田(1987)、吉田・川畑(1988)、石塚(1992)、岡崎(1991, 1994)などの総説にしたがって、まず自然状態における土壌の酸性化プロセスを、次にpH緩衝作用の概要を述べる。

湿潤気候下では土壌の酸性化は自然のプロセスであり、1)炭酸、2)硝化、3)有機酸の生成、4)黄鉄鉱の酸化などの酸化要因が知られている。1)大気中に0.03%の濃度で存在する二酸化炭素と平衡にある水のpHは約5.6であるが、土壌空気は土壌微生物や植物根

の呼吸などにより大気よりも高い二酸化炭素濃度をもつため、土壌水のpHは大気平衡水のpHよりも低くなる。炭酸が土壌の酸性度を決める唯一の要因である場合には、表層土壌のpHは5程度を示す。2)土壌を酸性化するもうひとつの要因は硝化作用である。植物遺体や腐植に含まれる窒素の一部は土壌中の従属栄養微生物によって分解され、アンモニアを生成する。アンモニアはさらに別の従属栄養微生物である硝化菌により硝酸に酸化される。これらの土壌微生物は土壌中の窒素の形態変化に重要な役割を果たしており、硝化の進行に応じて土壌pHは低下する。3)腐植酸やフルボ酸を含む有機酸の生成も土壌酸性化要因のひとつである。植物遺体の微生物分解によって生じる有機酸にはフルボ酸のような高分子のものから酢酸のように低分子のものまで数多くの種類が存在する。ポドゾル土壌は土壌pH3.5ないし4を示す酸性土壌であるが、その形成には有機酸が深く関与している。4)黄鉄鉱は泥質海成堆積物や熱水変質を被った岩石中に普通にみられ、酸化により強い酸性土壌を生成する。黄鉄鉱は還元状態では極めて安定だが、地表付近の酸化環境に置かれると、大気中の酸素により緩慢に、あるいはイオウ酸化菌の働きにより迅速に分解され、硫酸を生成する。それにより土壌は強く酸性化され、土壌pHは2ないし3まで低下して酸性硫酸塩土壌となる。

土壌中の土壌物質(固相)と土壌水との間には一定の平衡関係が存在しており、土壌に新たに酸性物質が負荷されると、土壌物質は土壌水中に増加した酸性物質と反応し、それを土壌水中から消去しようとする。これが土壌のpH緩衝作用であり、1)炭酸塩・重炭酸塩による中和、2)交換性陽イオンの溶脱、3)二次鉱物による中和、4)造岩鉱物の分解などが知られており、酸性化の進行に伴ってほぼこの順に生起する。1)炭酸塩・重炭酸塩による中和は耕作地土壌での炭酸カルシウム施用などに相当するが、わが国の通常の土壌ではみられない。2)土壌中には、強酸的な陽イオン交換基をもつ結晶性粘土鉱物(スメクタイト、バーミキュライト、ハロイサイト、カオリナイトなど)、弱酸的な交換基をもつ非-低結晶性粘土鉱物(アロフェン、イモゴライトなど)、および強酸的・弱酸的両交換基をもつ腐植が存在する。pH6ないし5付近で酸の中和に働くのは弱酸的な交換基についての塩基( $Ca^{2+}$ 、 $Mg^{2+}$ 、 $K^+$ 、 $Na^+$ など)であり、それらと土壌水中の $H^+$ とが交換される。ついでpH5以下になると強酸的な交換基による緩衝作用が働くとともに交換性アルミニウムが土壌水中に現われる。この交換性アルミニウムは植物根に対して強い害作用をもつ。3)さらに酸性化が進むと、土壌中の鉄・アルミニウムの酸化物・水酸化物から $Fe^{3+}$ や $Al^{3+}$ が溶解、溶脱される。4)造岩鉱物の風化・分解に伴う塩基の放出は、前記1)から3)に比べると非常に緩慢な作

用であるとされているが、その実態には不明な点が多い。これについては次節で述べる。

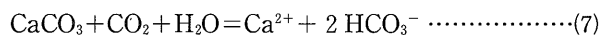
### 5.3 風化帯中での水質変化

表層の土壤中で炭酸や硝酸、有機酸などが溶け込むことにより酸性化した土壌水の一部は、裂かや孔隙を通過して下位の岩盤中へ移動し、そこで周囲の岩石と相互作用をしつつ風化帯を形成する。珪酸塩鉱物を構成する元素の風化過程での移動のしやすさは元素により異なり、一般にSi, Al, Fe(III), Tiなどは溶出されにくく、粘土鉱物(カオリナイト, ハロイサイトなど)や酸化物あるいはその水和物(赤鉄鉱, ゲータイト, ギブサイトなど)として風化生成物を構成する。一方,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Na^+$ ,  $K^+$ などのイオンは地下水中に溶出する(嘉門, 1990; 渡辺, 1997)。

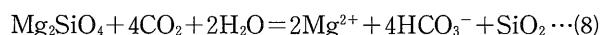
風化帯の中で起きている主な反応には、1) 炭酸による鉱物の分解・溶解、2) 黄鉄鉱の酸化により生じた硫酸酸性水による鉱物の分解・溶解などがある。1)は湿潤地域の風化帯で普遍的にみられる反応であり、表層の土壤中に引き続く反応である。2)は母岩中に黄鉄鉱が含まれている場合に生じる反応であり、この反応が加わると炭酸のみの場合と比べて、鉱物の分解、溶解の度合いが格段に大きくなる。

炭酸を含む水は、例えば次式のように、鉱物を溶解したり分解してカオリナイトなどの粘土鉱物を生成する(半谷, 1988; 鶴巻, 1981)。

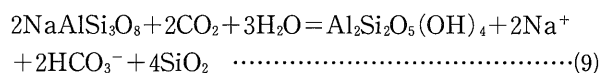
方解石の溶解:



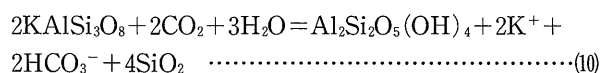
Mg カンラン石の溶解:



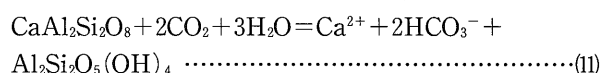
ナトリウム長石からカオリナイトの生成:



カリ長石からカオリナイトの生成:



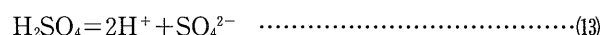
カルシウム長石からカオリナイトの生成:



一方、わが国の第三紀以降の海成堆積岩のように黄鉄鉱を含む岩石の風化では、黄鉄鉱の酸化による硫酸の生成(式(12), (13))と、硫酸酸性水による鉱物の溶解(例えば式(14), (15))が非常に重要な反応となる(千木良, 1988c)。黄鉄鉱の酸化と硫酸の生成:



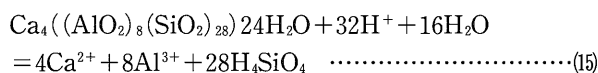
硫酸酸性水の生成:



方解石の溶解:



沸石の溶解:



風化帯におけるこれらの水-岩石反応の結果、地下水中には主要成分として  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Na^+$ ,  $K^+$ などの陽イオン,  $HCO_3^-$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $Cl^-$ ,  $NO_3^-$ などの陰イオン, 非解離成分の  $SiO_2$ などが溶存することになる。

### 5.4 土壌・風化帯の水質変化に関連した室内実験

風化帯における水-岩石反応の要は前項のように考えられてはいるものの、実際に風化帯から湧出する地下水をその場で、他の地下水と混合することなく採取して検討した例は皆無といってよい。すなわち、野外のデータに基づいた風化帯における水質変化の追跡事例はほとんどない。一方、種々の岩石と水とを容器内で反応させて、その水質変化や岩石の鉱物・化学組成の変化から風化帯での水質変化を考察する室内実験が近年行われるようになってきた。そこで、そのような実験的手法により得られた風化帯での水質変化に関する知見のいくつかを以下に紹介する。

玉利ほか(1988)は種々の岩石と鉱物の溶出実験を行ない、溶出した主要陽イオン相互の溶出率(=溶出した元素量/原岩中の元素量)のパターンを比較することにより、それぞれの岩石の溶解に最も寄与している鉱物種を推定した。溶出実験では100メッシュ以下に粉碎した試料が用いられ、二酸化炭素通気下での蒸留水による繰り返しバッチ式溶出試験により溶出量が求められた。斜長石の溶出パターンを各元素の溶出率でみると、Kが大(平均9%)でNaが小(0.7%)、アルカリ長石ではCaとMgがともに大(それぞれ10%と12%)、黒雲母はいずれの陽イオンの溶出率も中程度(4ないし7%)であった。これらの鉱物の溶出パターンと岩石のそれとを比較した結果、花こう岩の溶出に大きく寄与しているのはアルカリ長石と斜長石、流紋岩ではアルカリ長石、玄武岩では斜長石であると結論された。また、花こう岩と玄武岩の溶出パターンがそれらの分布域の河川水や地下水の濃度パターンと類似することから、少なくともそれらの岩石の分布域では、岩質が陸水の水質を規定していると考えられた。泥岩や砂岩からの溶出パターンはそれらの分布域で湧出する地下水の水質と調和せず、その理由として粘土鉱物と地下水との間で行われる陽イオン交換反応による水質変化が推定された。

一方、岩石から溶出する成分の絶対量に注目すると、試料1kgから溶出する主要陽イオンの総量は、ほとんどの岩石が1000ないし2000mg/kgを示すなかで、泥岩(3試料の平均)が10000mg/kgとずばぬけて大きく、角閃石安山岩(5試料)も6700mg/kgと大きな値を示した。また鉱物からの溶出量をみると、試料1kgあたり4g以上のKを溶出する雲母(黒雲母・白雲母計7

試料)からの溶出量が最も多く5400mg/kgに達し、長石類は1000mg/kg前後であり、石英からの溶出量は非常に少なく200mg/kgであった。玉利ほか(1988)では供試岩石の鉱物組成の詳細が不明であるが、泥岩や安山岩の一部からの極めて大きな溶出量は、この実験で対象とされた石英、長石類、雲母類などの鉱物からの溶出だけでは説明が困難であり、他の造岩鉱物や炭酸塩鉱物、硫化鉱物などの関与が予想される。

高松ほか(1981)は250メッシュ以下に粉碎した花こう岩の蒸留水による溶出実験を異なる雰囲気、すなわち大気、窒素、二酸化炭素通気下で行なった。その結果、主要陽イオン、シリカのいずれもが二酸化炭素雰囲気中で最も多量に溶出する一方、大気と窒素雰囲気では大きな差は認められなかった。大気、窒素雰囲気での溶出量に対する二酸化炭素雰囲気での溶出量の比は、CaとMgが最も大きく約5倍、Siが約3倍、Kが約2.5倍、Naが最も小さく約1.3倍であった。溶出液のpHは二酸化炭素雰囲気のもの5.3前後の弱酸性であるのに対し、大気と窒素雰囲気では9ないし10のアルカリ性を示した。

千木良(1988b)はpHと溶存酸素濃度をコントロールした水中で第三系泥岩の溶解・酸化実験を行ない、鉱物・化学組成や物理特性の変化を調べた。実験の結果、pH3、溶存酸素濃度4ないし16mg/lの水中に約2カ月置かれた半径5cmの円筒形試料には、表面付近に褐色を帯びたゾーンが、その内側に黒色を帯びたゾーンが形成され、それらのゾーン間および原岩の暗灰色部とはシャープな境界で接する。褐色帯ではFeOが減少しFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>が増加していることから泥岩の風化帯における酸化帯(千木良, 1988c)に、また黒色帯では方解石が溶解し化学成分が溶脱するとともに密度が減少し間隙率が増加していることから泥岩の風化帯における溶解帯(千木良, 1988c)にそれぞれ対応する。野外での泥岩の風化の観察結果とこの実験結果とを比べると、各帯の鉱物・化学組成の変化の違いはあるものの、酸化帯と溶解帯の形成という泥岩の風化における基本的な構造が室内実験で再現されたことの意義は大きい。

### 5.5 トンネル湧水からみた土壌・風化帯の水質変化

種々の地質、様々な規模の山体や台地などを貫くトンネルからは、ほとんどの場合湧水を生じている。それらの湧水は多くの場合、トンネル上部の山体や台地などへの降雨が土壌・風化帯さらに未風化の岩盤を通過したのちトンネル内部に湧出したものである。一般にトンネル周辺では地質がよく理解されているうえ、水文的に独立した山体や台地などに掘削された場合には、水理構造も比較的単純と予想されることから、そのようなトンネルでは土壌・風化帯における水-岩石反応についての貴重な情報を得ることができる(駒田・石橋, 1992)。

石橋・山田(1986)は、濃飛流紋岩類と花崗岩類を貫く最大土被り厚約1000mの恵那山トンネル(長さ8.5km)の湧水と周辺沢水の水質を調べた。それによれば、地下水は土被り厚にほぼ比例して溶存イオン総量が増加するCa-HCO<sub>3</sub>型地下水と、土被り厚とは無関係に高い溶存イオン総量と突出したNa+K濃度をもつNa+K-HCO<sub>3</sub>型地下水とに区分できる。Ca-HCO<sub>3</sub>型地下水は炭酸を含んだ地下水が周囲の岩石に化学的風化を及ぼす過程で進化してきた比較的新しい地下水であり、Na+K-HCO<sub>3</sub>型地下水は熱水変質帯を通過した地下水であると考えられた。また、土被り厚の小さな坑口付近から湧出するCa-HCO<sub>3</sub>型地下水の溶存イオン総量は、基底流出時の沢水のうちの溶存イオン総量の大きなものの2倍程度であった。

井伊・三沢(1994)は、松本市北方の地形的に独立した台地下に掘削された松本トンネル(長さ2.0km)の湧水と周辺の湧水、井戸水、沢水の水質を調べた。同トンネルは新第三系安山岩質凝灰角レキ岩を主とする地層を貫き、最大土被り厚は約200mである。溶存イオン総量は台地上部から台地中腹部、トンネルのある台地内部の順に増加し、pHもその順に上昇する。溶存イオン組成は、この順にHCO<sub>3</sub><sup>-</sup>とCa<sup>2+</sup>の割合が増加し、Cl<sup>-</sup>とNa<sup>+</sup>+K<sup>+</sup>の割合が減少する。これらのことから、台地に浸透した降水が土壌中で高濃度の炭酸ガスを得たのち、岩盤中を浸透降下しつつ斜長石を主とする造岩鉱物を分解しながら(式(9), (11)), HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>、Ca<sup>2+</sup>、Na<sup>+</sup>などの濃度を増加させるとともにpHを上昇させ、トンネル湧水へと進化したと考えた。同様のプロセスは、花こう岩類と泥質片麻岩を貫く平均土被り約200mの筑波トンネル(嶋田, 1985)や花こう岩類からなる六甲山地のトンネル(笠間・鶴巻, 1971)などでも報告されている。

森田ほか(1991)は、高温交代銅鉄鉱床である釜石鉱山の同一レベルに展開する長さ約1500mの旧坑道から湧出する50箇所余の湧水の溶存成分を調べた。その結果、湧水は主要陰イオンに基づいてHCO<sub>3</sub><sup>-</sup>型とSO<sub>4</sub><sup>2-</sup>型とに大別された。溶存イオン総量は全体としては1epm程度ないしそれ以下のものが多いが、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>型には2epm以上のものもある。両タイプの違いはpHと酸化還元電位(Eh)にも明瞭に現われ、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>型の多くはpH8ないし9、Eh200ないし300mVであるのに対し、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>型の多くはpH9ないし10、Eh100mV程度ないしそれ以下であった。このような水質形成の原因として、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>型は炭酸による花崗閃緑岩の風化、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>型は硫化鉱物の酸化の寄与が考えられた。

### 5.6 渓流水からみた土壌・風化帯の水質変化

基底流出条件下での山地渓流水は、地表から山体内の様々な深度に浸透した降水が再湧出して沢に流入したものであり、山体の規模や水理・地質条件などに応じて、

土壌・風化帯中の種々の経路での水質変化に関する情報を提供する。もたらされる情報の種類は、例えば起伏量や傾斜などの地形の違いにより異なると考えられる。すなわち、起伏量が大きく傾斜が急な地域では山体のより深部まで浸透した地下水が再湧出するであろうから土壌・風化帯全体のより深部まで関与した水質変化が読み取れる可能性がある。反対に起伏量が小さく傾斜が緩い地域では、より浅い部分を通じた地下水が大きく寄与しているであろうから土壌・風化帯のより上部における水質変化についての情報が得られるであろう。また、沢水の表流開始点である源頭付近での渓流水質は、土壌・風化帯のごく浅い部分での水質変化の結果を示していると考えられる。

恵那山トンネル周辺での沢水の調査(石橋・山田, 1986)では、渓流水の水質から土壌・風化帯の比較的浅い部分から深い部分に至る情報が連続的に読み取られた。トンネル中央付近の地表の最高地点(標高1730m)からトンネル坑口付近(標高721m)へ流下する比高約1000m, 平均勾配20%の沢には、基底流出状態で山頂から比高100ないし200m下流の地点で表流水が現われる(源頭)。源頭からトンネル坑口までの区間の6ヵ所で測定された渓流水質をみると、源頭付近で0.3epm程度の溶存イオン総量は流下にしたがい上昇し、坑口付近では1ないし1.5epm程度にまで増加する。この間の水質タイプはCa-HCO<sub>3</sub>型でありほぼ変化しない。流下に伴うこのような渓流水質の変化の理由は、山体内部に浸透した後に沢に再湧出する地下水の水質が場所により異なることによると考えられた。すなわち、沢の上流部では山体の比較的浅所の短距離を短時間で通過した溶存成分量の小さい地下水のみが灌養するために沢水は小さな溶存イオン総量をもつものに対して、沢の下流部ではそれに加えて山体の比較的深部に達する長い経路を長時間かけて通過した溶存成分量の大きな地下水が灌養するために沢水の溶存イオン総量は大きくなる。

金井ほか(1998)は八溝山地と阿武隈山地の数ヵ所の溪流源頭部の水質を測定し、流域の地質と渓流水質との関係を検討した。それによれば、源頭水質の溶存イオン総量は流域の地質が碎屑性堆積岩と花こう岩の場合1epm前後、結晶片岩の場合は1ないし3epm、チャートで0.5epm以下であった。流域の土壌はほとんどが褐色森林土であるがチャートの流域では土壌の厚さが他に比べて極端に薄い。水質パターンをみると碎屑性堆積岩ではNa+Ca-HCO<sub>3</sub>型でMg<sup>2+</sup>もやや多く、花こう岩ではNa+Ca-HCO<sub>3</sub>型、結晶片岩ではCa-HCO<sub>3</sub>型ないしNa+Ca-HCO<sub>3</sub>型、チャートではNa+Ca-Cl型である。地質と渓流水質とのこのような対応関係は、それぞれの地質の流域における水質形成が、例えば花崗岩類では斜長石の分解、碎屑性堆積岩類では斜長石と苦鉄質鉱物の分解、結晶片岩では斜長石の分解や方解石の溶解などに

規制されていることを示していると考えられる。表流水質と流域の地質との関係は、より広い流域をもつ河川水質と地質との関係について、例えば中禅寺湖への流入河川(小林ほか, 1985)、長野県下伊那郡西部(竹村, 1985)、秩父市周辺(岸ほか, 1989)、琵琶湖への流入河川(森井ほか, 1993)、東濃地域(尾方, 1995)などの例があるが、山地の独立流域単位においても渓流水質と地質との間に明瞭な対応関係があることが、金井ほか(1998)により初めて確認された。

平田・村岡(1986, 1988)は従来、基底流出条件の下で扱われることの多かった渓流水質に基づく後背地の化学性状推定について、基底流出条件と洪水流出、中間流出条件下での渓流水質データを総合的に考察することにより、森林の土壌・風化帯の物理・化学的構造を解明した(5.2節参照)。

## 6. おわりに

土壌・風化帯に関する一般的な理解、わが国にみられる土壌・風化帯の特徴、そして土壌・風化帯における水質変化についての知見をまとめた。はじめにも述べたように、“土壌・風化帯での水質変化”に関連する研究分野は、地質学、鉱物学、土壌学、水質化学だけでなく、地形学、火山学、森林水文学、森林生態学など多岐にわたることが改めて実感される。土壌・風化帯とそこでの水質変化を研究する場合には、各分野の研究者が専門の手法でアプローチしつつ、常に関連する研究分野の動向に注意を払う必要がある。

土壌・風化帯についての地球化学的研究を、対象別にまとめて第4表に、また土壌・風化帯における水質変化に関する知見のまとめを第5表に、それぞれ示す。これらの表を参考に、現時点でまだ理解が不足していると思われる領域や、その解明のためのアプローチの方法などを考えながら小文を終えることとする。

最も理解が遅れている領域は、土壌下層から岩盤風化帯にかけての水理特性や水-岩石相互作用に関する部分であろう。森林水文学の分野では、山地森林における降水が、植生や土壌と相互作用した後、渓流水になるまでの間の水質変化がかなり明らかにされた。しかし、このプロセスから分岐して、土壌下層から岩盤の風化帯へと浸透し地下水となる部分についての水質変化の過程については、ほとんど研究の対象とされてこなかった。一方、土木地質の分野では、トンネルや坑道などの岩盤湧水の水質が記載されてきた。しかし、それらの多くは土壌・風化帯における一定の区間における水質変化の最終結果を示してはいるものの、その間のプロセスについては間接的な考察にとどまっている。また、進藤・井伊(1995)が指摘するように、空隙に富み水-固相比の大きな土壌から、裂かや破砕部などの限られた空間が主た



土壌・風化帯の形成と水質変化 (関)

第4表 研究対象により分類した土壌・風化帯に関する地球化学的研究。  
Tab. 4 Geochemical studies on soil and weathered mantle.

	地表・土壌	風化帯	未風化帯
岩石 (固相)		千木良 (1988a,b,c) , Chigira (1990) 木宮 (1975a,b,1981,1991) 松倉ほか (1983)	
	小口ほか (1994) 小口・松倉 (1996)		
岩石 (固相) +水	平田・村岡 (1988)		
水	金井ほか (1998)	笠間・鶴巻 (1971) 三木・吉沢 (1977) 嶋田 (1985) 石橋・山田 (1986) 森田ほか (1991) 井伊・三沢 (1994)	
	田中・山崎 (1985)		

第5表 土壌・風化帯における水質変化のまとめ。  
Tab. 5 Chemical and physical characteristics in each zone of weathered mantle.

ゾーン	構成物質の特徴		水 理 的 特 性			水・固相間の相互作用	
	起源物質	物性	水の移動速度	水の移動様式	ハイドログラフ上の位置	水の化学的性状	卓越する反応
植生・地表	植物		極めて大	表流	直接流出	林外では酸性 (pH4-5) 林内では酸性-中性 (pH4-7)	植物表面での陽イオン交換 乾性沈着物の溶解など
土壌	母岩の風化生成物 腐植, テフラ 広域風成塵	空隙発達 可塑的	大	飽和~不飽和 浸透流	直接流出と速い中間流出	炭酸ないし微量の硝酸酸性 (pH5前後) 炭酸ガスに富む	植物根・微生物の呼吸 微生物による腐植の分解 粘土鉱物による陽イオン交換
風化帯	母岩	割目発達 空隙発達	中~小	飽和地下水流	遅い中間流出と 基底流出の一部	炭酸~硫酸酸性 (pH4-5) アルカリ・アルカリ土類に富む	炭酸や硫酸による造岩鉱物の 分解・溶解と粘土鉱物の生成
未風化帯	母岩	堅硬 緻密	小~極めて小	飽和地下水流	基底流出の一部	中性~弱アルカリ性 (pH6-8) アルカリ・アルカリ土類と重炭 酸ないし硫酸根に富む	

る通路となるであろう岩盤の風化帯への境界部分での水理的な実態についても不明な点が多い。

土壌下層から岩盤風化帯にかけての水理特性や水-岩石相互作用に関する理解を深める方法としては、山地溪流水のより詳細な調査、坑井や人工大露頭などを利用した土壌・風化帯の様々な位置から採取した水試料の調査などがある。山地溪流水、特に源頭付近の水質はその全量といったん地下に浸透したのちに再湧出した水により灌養されているため、土壌・風化帯での水質変化に関する重要な情報を提供しうるものと考えられるが、その水文、水質データは極めて少ない。金井ほか (1998) で予察的に行われたこの種の調査を今後も継続し、地形、地質、植生、土壌などの異なる多くの独立流域からの水質および水文データを蓄積し、解析する必要がある。また、例えば森田ほか (1991) の方法による土壌・風化帯を貫く坑井からパッカー等を用いて採取した深度別の

水と固相試料、あるいは採石場や土木建設現場などで見られる大規模な人工露頭における種々のレベルから採取した湧水と固相試料を利用すれば、土壌・風化帯の原位置ないし原位置に近い場所から採取した試料に基づいてそこでの水質変化を直接考察することが可能になろう。

“土壌・風化帯の水質変化”を考察する際に密接不可分な関係にある岩石の種類や物性の違いと対応づけた、すなわちロックコントロールの視点をもった岩石の風化過程、特に化学的風化過程についての研究は、花こう岩と新第三紀以降の堆積岩類の一部に限られており、火山岩やより古い時代の堆積岩類などには手が付けられていない。各種の地質における“土壌・風化帯の水質変化”を知ろうとすれば、それらの岩石の化学的風化過程の研究をも同時に進める必要がある。

土壌・風化帯における水質変化を総合的に理解するためには、野外調査により土壌・風化帯の原位置から採取

した試料の分析と、種々の風化条件を設定して行なう室内での水-固相反応実験、例えば、玉利ほか (1988) や高松ほか (1981) の実験を発展させたものを、互いにその結果をフィードバックしつつ比較検討することが有効であろう。

謝辞：資源エネルギー地質部金沢康夫博士と月村勝宏博士からはこの問題に対する興味を喚起して頂いた。また、中嶋輝允博士には査読の労を快く引き受けて頂いた。記して感謝申し上げる。

## 文 献

- 相場芳憲・生原喜久雄・木下喜博 (1981) 地力におよぼす集約的保育作業の影響(1) 荘齡林と対比した幼齡林での養分状態と放出。日本林学会誌, **63**, 425-434.
- 相沢省一・赤岩英夫 (1987) 沖縄本島中部に分布する第四紀炭酸塩岩の生成, 続成, 風化における重金属元素の地球化学的挙動。地球化学, **21**, 21-30.
- 浅見輝男 (1984) 土壌の物理化学的性質。土壤学, 文永堂出版, 64-78.
- 千木良雅弘 (1988a) 砂岩の風化のメカニズム (その2) - 細粒砂岩の風化 -。電力中央研究所報告, U88040, 1-36.
- 千木良雅弘 (1988b) 泥岩の化学的風化のメカニズム - 溶解および酸化実験 -。電力中央研究所報告, U88041, 1-26.
- 千木良雅弘 (1988c) 泥岩の化学的風化 - 新潟県更新統灰爪層の例 -。地質学雑誌, **94**, 419-431.
- 千木良雅弘 (1992) 建設工事における風化・変質作用の取扱い方 4. 軟岩の風化作用。土と基礎, **40** (8), 71-79.
- Chigira, M. (1990) A mechanism of chemical weathering of mudstone in a mountainous area. *Engineering Geology*, **29**, 119-138.
- 千木良雅弘・大山隆弘 (1992) 堆積性軟岩の風化過程の工学的的重要性。電力土木, **241**, 1-6.
- 千木良雅弘・曾根賢治 (1988) 砂岩の風化のメカニズム (その1) - ゼオライトによりこう結された粗粒砂岩の風化 -。電力中央研究所報告, U88039, 1-32.
- Chorley, R. J., Schumm, S. A. and Sugden, D. E. (1995) *Weathering*. 現代地形学(大内俊二訳), 古今書院, 231-258.
- 遠藤治郎・三沢真一・山本仁志 (1984) 低木広葉樹および牧草地の流出と水質。新潟大学附属演習林報告, **17**, 89-97.
- 遠藤則夫・木宮一邦 (1987) 中部阿武隈山地の花こう岩類風化殻の分布状態と黒雲母の風化変質。応用地質, **28**, 101-114.
- 雁沢好博・柳井清治, 八幡正弘, 溝田智俊 (1994) 西南北海道・東北地方北部に広がる後期更新世の広域風成塵堆積物。地質学雑誌, **100**, 951-965.
- Goldich, S. S. (1938) A study in rock weathering. *Jour. Geol.*, **46**, 17-58.
- 生原喜久雄 (1992) 森林流域における渓流水質の形成。森林水文学, 文永堂出版, 215-237.
- 浜田竜之介 (1984a) 土壌の組成。土壤学, 文永堂出版, 22-30.
- 浜田竜之介 (1984b) 有機成分。土壤学, 文永堂出版, 48-63.
- 半谷高久 (1988) 地球化学入門。丸善。
- 原田 光 (1953) 鳥取県若桜町における蛇紋岩の風化について。日本土壤肥料学雑誌, **23**, 137-140.
- 橋川邦武 (1978) 開析ペディメントにおける花こう岩類の風化帯構造 - 広島市西部の深層風化帯について -。応用地質, **19**, 45-59.
- 泰 明德 (1984) 島根県東部地域の花こう閃緑岩深層風化殻。兵庫教育大学修士論文, 84p.
- 八田珠郎・木股三善・松倉公憲・谷津栄寿 (1981) 筑波山周辺における深成岩の風化について。鉱物学雑誌, **15** (特別号), 202-209.
- 早川由紀夫 (1990) 堆積物から知る過去の火山噴火。火山, **34**, S121-130.
- 早川由紀夫 (1991a) テフラとレスからみた火山の噴火と噴火史。第四紀研究, **30**, 391-398.
- 早川由紀夫 (1991b) 北海道駒ヶ岳  $Ko-c_2$  軽石の噴火年代。火山, **36**, 183-186.
- 早川由紀夫・井村隆介 (1991) 阿蘇火山の過去8万の噴火史と1989年噴火。火山, **36**, 25-35.
- 早川由紀夫・由井将雄 (1989) 草津白根火山の噴火史。第四紀研究, **28**, 1-17.
- 林健太郎・真田純子・山田和人・原沢英夫・西岡秀三 (1995) 日本全国を対象とした定常物質収支モデルによる酸性沈着物の臨界負荷量の推定。環境情報科学論文集, 69-74.
- 林田精郎 (1974) 神戸層群 (中新世) 泥岩の鉱物組成と物理的性質について。応用地質, **15**, 99-104.
- 林田精郎 (1977) 和泉層群 (白亜紀) の珪化していない泥岩の風化についての二, 三の研究。応用地質, **18**, 37-42.
- 平田健正・村岡浩爾 (1986) 渓流水質からみた森林の浄化機能に関する研究 (第2報) - 水文流出と水質調査 -。国立公害研究所研究報告, **95**, 37-55.

- 平田健正・村岡浩爾 (1988) 森林域における物質循環特性の渓流水質に及ぼす影響. 土木学会論文集, 399, II-10, 131-140.
- Horton, R. E. (1933) The role of infiltration in the hydrologic cycle. *American Geophysical Union, Transac.* 14, 446-460.
- 一国雅巳 (1989) 珪酸塩の風化とその生成物. 季刊化学総説, 4, 6-18.
- 井伊博行・三沢伸也 (1994) 松本トンネルの湧水とその周辺地下水の水質について. 地下水学会誌, 36, 13-29.
- 生田和義・藤山英保・長井武雄 (1995a) 森林小流域からの窒素流出に影響をおよぼす溪流流量と土壌温度. 日本土壌肥科学雑誌, 66, 348-355.
- 生田和義・藤山英保・長井武雄 (1995b) 森林小流域からの降雨時窒素流出の解析. 日本土壌肥科学雑誌, 66, 396-403.
- 井上克弘 (1981) 火山灰土壌中の14 Å 鉱物の起源—風成塵の意義—. ペドロジスト, 25, 97-118.
- 井上克弘・溝田智俊 (1988) 黒ボク土および石灰岩・玄武岩台地上の赤黄色土の2:1型鉱物と微細石英の風成塵起源. 粘土科学, 28, 30-47.
- 井上克弘・成瀬敏郎 (1990) 日本海沿岸の土壌および古土壌中に堆積したアジア大陸起源の広域風成塵. 第四紀研究, 29, 209-222.
- 井上克弘・横田紀雄・村井 宏・熊谷直敏・望月純 (1993) 富士山麓におけるブナ林・ヒノキ林の雨水および土壌浸透水の水質とブナの酸性雨中和機能. 日本土壌肥科学雑誌, 64, 265-274.
- 石橋弘道・山田憲夫 (1986) トンネル湧水の湧出機構と水質—恵那山トンネルの場合—. ハイドロロジー, 16, 18-26.
- 石塚和裕 (1992) 酸性降下物に対する土壌緩衝能の実態と評価. 森林立地, 34(1), 26-35.
- 岩生周一・木村敏雄 (1973) 風化作用. 一般地質学, 朝倉書店, 25-36.
- 陣内和彦・向山 広 (1973) 花こう岩の風化による諸性質の変化—特に工業原料としての利用を目的として—. 鉱山地質, 23, 411-423.
- 嘉門雅史 (1990) 土の起源と生成. 応用地質, 31, 216-225.
- 金井 豊・上岡 晃・金沢康夫・月村勝宏・関 陽児・浜崎聡志・中嶋輝允 (1998) 水と地表物質との相互作用による水質について—福島・茨城県における湧水・地表水の調査例—. 地質調査所月報, 49(8), 425-438.
- 笠間太郎・鶴巻道二 (1971) 六甲山地のトンネル湧水状況とその水質. 応用地質, 12, 16-28.
- 柏木日出治 (1963) 花こう岩風化の研究 (予報). 広島大地研報告, 12, 319-342.
- 糟谷憲司 (1979) 石材建造物を対象とした岩石の風化実態調査とその考察. 応用地質, 20, 47-57.
- 加藤芳朗 (1962) 関東ローム層の細砂軽鉱物組成. 地球科学, 62, 11-19.
- 加藤芳朗 (1964) 腐植に富む土壌 (黒ボク土壌) の生成に関する問題点. 第四紀研究, 3, 212-222.
- 加藤芳朗 (1980) テフラと斜交する黒土層. 軽石学, 6, 87-89.
- 加藤芳朗 (1983) 火山灰土の生成メカニズム. 日本土壌肥料学会編, 火山灰土, 博友社, 5-30.
- 加藤芳朗 (1984) 土壌生成・分類・調査. 新土壌学, 朝倉書店, 131-158.
- 川村一水 (1950) 土壌の分類について. 農業及園芸, 25, 11-14.
- 河室公康・鳥居厚志 (1986) 長野県黒姫山に分布する火山灰由来の黒色土と褐色森林土の成因的特徴—とくに過去の植被の違いについて—. 第四紀研究, 25, 81-98.
- 菊地宏吉・斎藤和雄・楠建一郎 (1982) グム基礎岩盤の安定性に関する地質工学的総合評価について. 大ダム, 102-103 合併号.
- 木宮一邦 (1975a) 花こう岩類の物理的風化指標としての引張強度—花こう岩の風化・第1報—. 地質学雑誌, 81, 349-364.
- 木宮一邦 (1975b) 三河・富草地域の花こう岩レキの風化速度—花こう岩の風化・第2報—. 地質学雑誌, 81, 683-696.
- 木宮一邦 (1981) 三河高原の風化殻とその形成時期—花こう岩の風化・第3報—. 地質学雑誌, 87, 91-102.
- 木宮一邦 (1991) 地質学から見た岩石風化. 応用地質, 32, 120-129.
- 木宮一邦 (1992) 建設工事における風化・変質作用の取扱い方 3. 硬岩の風化作用. 土と基礎, 40(7), 67-74.
- 岸 和男・永井 茂・石井武政・安原正也 (1989) 秩父市周辺小河川における比流量および水質と地質(岩種)との関係. 地質調査所月報, 40, 673-690.
- 北村守次・加藤拓紀・関口恭一・田口圭介・玉置元則・大原真由美・森 淳子・村野健太郎・若松伸司・山中芳夫・大喜多敏一・原 宏 (1991) わが国の酸性雨のpHとその頻度分布パターン. 日本化学会誌, 1991(6), 913-919.
- 小林 純・森井ふじ・徳井利信 (1985) 奥日光における陸水の水質. 陸水学雑誌, 46, 25-31.
- 小林国夫 (1967) 黒土の堆積過程に関する試論. ペドロジスト, 11, 5-24.

- 小島圭二 (1992) 建設工事における風化・変質作用の認識. 土と基礎, **40** (6), 65-70.
- 国土調査研究会編 (1992) 土地・水情報の基礎と応用, 古今書院, 300p.
- 駒田広也・石橋弘道 (1992) 建設工事における風化・変質作用の取り扱い方 7. 風化変質帯での地下水の挙動. 土と基礎, **418**, 79-86.
- 久馬一剛 (1984) 土壌の物理性. 新土壌学, 朝倉書店, 97-130.
- Lindsey, C. G., Doesburg, J. M. and Vallario, R. W. (1982) A review of long-term rock durability. Proc. 5th Sympo., Uranium Tailing Management, Colorado State Univ., 101-115.
- 町田 洋 (1967) 富士山の火山灰に由来する黒土について. 第四紀研究, **6**, 41.
- 町田 洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラス. 東京大学出版会, 276p.
- 丸山明雄 (1995) 第三系地域における緩斜地形と急斜地形との土壌の諸性質の比較—山形県真室川町で見られた例—. ペドロジスト, **39**, 12-25.
- 丸山明雄・木立正嗣 (1974) 小起伏面上の土壌における母材といわゆる基岩との不連続性—六甲山地の一例—. 東北地理, **26** (1), 1-10.
- 増井淳一 (1954a) 福島県片曾根山土壌における粘土鉱物と母材について (第1報) —その母材について—. 日本土壌肥科学雑誌, **24**, 277-280.
- 増井淳一 (1954b) 福島県片曾根山土壌における粘土鉱物と母材について (第2報) —粘土分の鉱物組成について—. 日本土壌肥科学雑誌, **24**, 313-317.
- 増井淳一 (1955) 花こう閃緑岩土壌中の粘土鉱物について (第1報) 組成鉱物の風化について. 日本土壌肥科学雑誌, **25**, 268-272.
- 増井淳一 (1956) 福島県大越町付近における石灰岩土壌中の粘土鉱物について (第1報) 土壌の母材ならびにその風化. 日本土壌肥科学雑誌, **27**, 37-39.
- 松田敬一郎 (1984) 土壌の化学的性質. 土壌学, 文永堂出版, 79-91.
- 松井 健 (1967) 黒土の土壌生成学的意義. 第四紀研究, **6**, 41-42.
- 松倉公憲 (1994) 風化過程におけるロックコントロール—従来の研究の動向と今後の課題—. 地形, **15**, 203-222.
- 松倉公憲・前門 晃・八田珠郎・谷津栄寿 (1983) 稲田型花こう岩の風化による諸性質の変化. 地形, **4**, 65-80.
- 松倉公憲・木股三善・谷津栄寿 (1979) 柿岡盆地北部・東山におけるハンレイ岩の風化と地すべり粘土の生成. 地理学評論, **52**, 30-39.
- 松山信彦・三枝正彦・故・阿部篤郎 (1994) 関東および中部地方におけるアロフェン質黒ボク土と非アロフェン質黒ボク土の分布. 日本土壌肥科学雑誌, **65**, 304-312.
- 三浦 清 (1973) 深成岩類の風化に関する研究—第1報 新第三紀末の赤色風化作用による江津深成岩体の風化—. 応用地質, **14**, 87-102.
- 三浦 清 (1975) 大東花こう閃緑岩の赤色風化—深成岩類の風化に関する研究 (第3報) —. 応用地質, **16**, 90-97.
- 三浦 清 (1980) 軟岩をめぐる諸問題—花こう岩の風化とその力学特性—. 土と基礎, **28** (7), 11-20.
- 三浦 清・樋口和之 (1974) 深成岩類の風化に関する研究—第2報 鳥取県日野閃緑岩体の赤色風化—. 応用地質, **15**, 23-34.
- 溝田智俊・井上克弘 (1988) 風成石英粒子の酸素同位体組成—そのトレーサーとしての意義—. 粘土化学, **28** (2), 38-54.
- 森井ふじ・松村竹子・田中 好 (1993) 琵琶湖流入河川の水質と水源地地質との関連. 陸水学雑誌, **54**, 3-10.
- 森田誠也・嶋田 純・長 久 (1991) 深部結晶質岩中の地下水の地化学特性とその挙動 (その1) —岩手県釜石鉱山大峰地域における地下水の水質と分類—. 応用地質, **32**, 155-166.
- 虫明功臣・高橋 裕・安藤義久 (1981) 日本の山地河川の流況におよぼす地質の効果. 土木学会論文報告集, **309**, 51-62.
- 永塚鎮男 (1979) 天然林下において花こう岩から生成した黄褐色森林土の成因的特徴 (第2報). 日本土壌肥科学雑誌, **50**, 91-97.
- 中川善兵衛・小坂丈予・浦部和順・山田久夫 (1972) 岩手県千厩地方における石英閃緑岩の風化について. 岩石鉱物鉱床学会誌, **67**, 283-290.
- Nakano, R. (1967) On weathering and change of properties of Tertiary mudstone related to landslide. Soil and Foundation, **7** (1), 1-14.
- 成瀬敏郎 (1982) 最終氷期以降の日本沿岸域の風成堆積層. 第四紀研究, **21**, 223-227.
- 成瀬敏郎・井上克弘 (1982) 北九州および与那国島のレス—後期更新世の風成塵の意義—. 地学雑誌, **91**, 164-180.
- 成瀬敏郎・井上克弘 (1983) 山陰および北陸沿岸の古砂丘に埋没するレスについて. 地学雑誌, **92**, 116-129.
- 日本道路公団 (1966) 日本道路公団設計要領.

- 日本ペドロロジー学会編 (1997) 土壌調査ハンドブック・改訂版, 博友社, 169p.
- 西田一彦 (1979) マサ土の分類と特性. 土質工学会編, 風化花こう岩とマサ土の工学的性質とその応用, 土質工学会, 175-184.
- 西田一彦・青山千彰 (1979) 花こう岩風化層の間隙径分布と水分吸着特性について. 応用地質, **20**, 3-12.
- 西村武二 (1973) 山地小流域における物質の動き. 日本林学会誌, **55**, 323-333.
- 農林省林業試験場 (1968) 林野土壌層断面図集・2, 84p.
- 農水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.
- 落合英俊・松下博通・林重徳 (1986) 硫酸イオンを含む地盤における住宅基礎. 土と基礎, **34** (6), 45-50.
- 尾方伸久・若松尚則・梅田浩司・柳沢孝一 (1995) 河川水の流量および水質による表層部の地下水挙動の推定. 応用地質, **36**, 2-13.
- 小口千明・八田珠郎・松倉公憲 (1994) 神津島における多孔質流紋岩の風化とそれに伴う物性変化. 地理学評論, **67**, 775-793.
- 小口千明・松倉公憲 (1996) 風化による多孔質流紋岩の組織変化とそれに伴う強度低下. 地形, **17**, 1-15.
- 岡本隆一・安江朝光 (1966) グムサイトにおける岩盤区分の試み. 土木技術資料, **8**, 9.
- 岡崎正規 (1991) 土壌酸性化プロセスと土壌中和能. 環境と測定技術, **18** (10), 52-61.
- 岡崎正規 (1994) 酸性雨 4 酸性降下物によって土壌はどうか. 日本土壌肥科学雑誌, **65**, 215-220.
- 大喜多敏一 (1991) 酸性雨. 地学雑誌, **100**, 927-936.
- 奥園誠之 (1978) 切り取り法面の風化とその対策. 土と基礎, **26** (6), 37-44.
- 大八木規夫・内田哲男・鈴木宏芳 (1969) 加茂・大東地方花こう閃緑岩地帯における風化帯の粘土鉱物 (第1報) —風化生成粘土鉱物とその生成系列—. 国立防災科学技術センター研究報告, **2**, 21-44.
- 大倉利明・坂上寛一・松田隆夫・浜田龍之介 (1993) 南関東の完新世火山灰土壌の母材—一次鉱物組成と元素組成による判定—. 地学雑誌, **102**, 217-233.
- 大見美智人・本田彰義・井上正康・吉田幸信 (1975) 風化安山岩の化学的・物理的性質の関係について. 応用地質, **16**, 169-177.
- 太田猛彦 (1992) 山地の地下水. 森林水文学, 文栄堂出版, 157-169.
- 大谷義一 (1992) 森林地の降雨. 森林水文学, 文栄堂出版, 41-53.
- 大手信人 (1996) 地中水の水質形成機構. 恩田裕一ほか編, 水文地形学. 古今書院, 67-78.
- ペドロジスト懇談会土壌分類命名委員会 (1986) 日本の統一的土壌分類体系 (第一次案). ペドロジスト, **30**, 23-39.
- Reiche, P. (1950) A survey of weathering processes and products. Albuquerque, NM, Univ. of New Mexico Press
- Ruxton, B. P. (1968) Measures of the degree of chemical weathering of rocks. *Jour. Geol.*, **76**, 518-527.
- 相良和広・川崎逸郎・新藤静夫 (1990) 北上山地遠野接触変成帯における変成度—風化過程—組織地形の関係. 応用地質, **31**, 171-184.
- 三枝正彦 (1989) 黒ボク土. 季刊化学総説 **4**, 148-154.
- 三枝正彦・松山信彦・故阿部篤郎 (1993) 東北地方におけるアロフェン質黒ボク土と非アロフェン質黒ボク土の分布. 日本土壌肥科学雑誌, **64**, 423-430.
- 坂口豊 (1987) 黒ボク土文化. 科学, **57**, 352-361
- 佐久間敏雄 (1984) 土壌の物理的性質. 土壌学, 文永堂出版, 92-129.
- 真田勝・太田誠一・大友玲子・真田悦子 (1991) 札幌近郊におけるトドマツ, エゾマツ人工林の樹幹流・林内雨および林外雨について. 森林立地, **33** (1), 8-15.
- 佐々朋幸・後藤和秋・長谷川浩一・池田重人 (1991) 盛岡市周辺の代表的森林における林外雨, 林内雨, 樹幹流の酸性度ならびにその溶存成分—樹種による樹幹流のpH固有値—. 森林立地, **32**, 43-58.
- 佐瀬隆・加藤芳朗 (1976a) 現世ならびに埋没火山灰土腐植層中の植物起源粒子—とくに植物珪酸体—に関する研究 (第1報) —給源植生の推定に関する問題—. 第四紀研究, **15**, 21-33.
- 佐瀬隆・加藤芳朗 (1976b) 現世ならびに埋没火山灰土腐植層中の植物起源粒子—とくに植物珪酸体—に関する研究 (第2報) —火山灰土の腐植給源植物に関する問題と植物珪酸体を用いた古気候推定—. 第四紀研究, **15**, 66-74.
- 佐瀬隆・細野衛・宇都川徹・加藤定男・駒村正治 (1987) 武蔵野台地成増における関東ローム層の植物珪酸体分析. 第四紀研究, **26**, 1-11.
- 佐瀬隆・細野衛・青木潔行・木村準 (1993)

- 指標テフラによる黒ボク土の生成開始時期の推定と火山灰土壌生成に関する一考察—十和田火山テフラ分布域川向、赤坂両地区を例にして—。地球科学, **47**, 391-408.
- 関陽太郎・平野富雄・渡辺邦夫(1987) 福島県小高町薬師堂石仏群の劣化と水・岩石相互作用。岩鉱, **82**, 269-279.
- 関陽太郎・酒井 均(1987) 千葉県館山市船形摩崖仏十一面観音像の劣化と水・岩石相互作用。岩鉱, **82**, 230-238.
- 嶋田 純(1985) 筑波トンネルの掘削に伴う結晶質岩中の地下水挙動と水質変化。ハイドロロジー, **15**, 42-54.
- 新藤純子・Bregt, A. K.・袴田共之(1995) 酸性降水物の臨界負荷量の概念と推定法の評価。環境科学, **8**, 59-69.
- 進藤静夫・井伊博行(1995) 表層における地下水流動。放射性廃棄物と地質科学, 東京大学出版会, 39-68.
- 鈴木隆介(1974) 地形とロックコントロール。土と基礎, **22**(6), 77-82.
- 鈴木隆介(1977) 地形断面図と斜面の形態的分類—現場技術者のための地形図入門(3)—。測量, 7月号.
- 鈴木隆介・高橋健一・砂村継夫・寺田 稔(1970) 三浦半島荒崎海岸の波食棚にみられる洗濯板状起伏の形成について。地理学評論, **43**, 211-222.
- 庄司貞雄(1983) 火山灰土の鉱物学的性質。日本土壤肥料学会編, 火山灰土, 博友社, 31-72.
- 庄司貞雄(1984) 非アロフェン質火山灰土の生成と特性。粘土科学, **24**, 152-165.
- 高橋健一(1975) 日南海岸青島の“波状岩”の形成機構。地理学評論, **48**, 43-62.
- 高橋健一(1976) 波食棚における差別侵食—とくに日南海岸青島の波食棚について。中央大学理工学部紀要, **19**, 256-316.
- 高松信樹・下平京子・今橋正征・吉岡龍馬(1981) 花こう岩地帯湧水の化学組成に関する一考察。地球化学, **15**, 69-76.
- 高谷精二(1983) 東石崩壊の発生した地域に見られる塩類集積現象について。土と基礎, **31**(1), 101-104.
- 竹村元志(1985) 水—岩石相互作用を通してみた長野県下伊那西部地区における河川の水質—ケーススタディとして—。陸水学雑誌, **46**, 128-134.
- 竹下敬司(1985) 森林山地での土層の生成を考慮した急斜面の生成過程に関する考察。地形, **6**, 317-332.
- 竹下敬司・高木潤治(1977) 暖帯林地の水保全環境に関する土壌および地形的研究。福岡県林業試験場報告, **26**, 1-51.
- 玉置元則・加藤拓紀・関口恭一・北村守次・田口圭介・大原真由美・森 淳子・若松伸司・村野健太郎・大喜多敏一・山中芳夫・原 宏(1991) 日本の酸性雨の化学。日本化学会誌, 1991(5), 667-674.
- 玉利祐三・辻 治雄・日下 譲(1988) 岩質と陸水の水質との関係。地球化学, **22**, 139-147.
- 田村俊和(1974) 谷頭部の微地形構成。東北地理, **26**, 189-199.
- 田村俊和(1987) 湿潤温帯丘陵地の地形と土壌。ペドロジスト, **31**, 135-146.
- 田村俊和(1996) 微地形分類と地形発達—谷頭部斜面を中心に—。恩田裕一ほか編, 水文地形学, 古今書院, 177-189.
- 田村 仁・鈴木隆介(1984) 第三紀堆積岩の間隙径分布とその他の物理的性質。地形, **5**, 311-328.
- 丹 恵美(1993) 弥彦山地における玄武岩の風化。谷津栄寿編, 火打山付近の水河地形・風化論・その他, 創造社, 59-72.
- 田中治雄(1964) 土木技術者のための地質学入門。山海堂.
- 田中 正(1984) 谷頭部の地形特性に関する従来の研究。ハイドロロジー, **14**, 1-6.
- 田中 正(1996) 降雨流出過程。恩田裕一ほか編, 水文地形学。古今書院, 56-66.
- 田中 正・山崎 崇(1985) 森林小流域の水循環過程における水質特性—多摩丘陵源流流域を例として—。ハイドロロジー, **15**, 21-32.
- 田中芳則(1972) 秩父盆地内道路切取法面の風化後退と岩質について。応用地質, **13**, 151-160.
- 田中芳則(1980) 水分ポテンシャルからみた泥岩の乾燥収縮と湿潤膨張。応用地質, **21**, 123-131.
- 田中芳則(1985) 方解石の溶出に伴う岩石の組織と物性の変化。応用地質, **26**, 129-135.
- 谷 誠(1992) 森林斜面での雨水流動。森林水文学, 102-125.
- 徳山 明(1983) 古期深層風化。地学雑誌, **92**, 488-494.
- 徳山 明(1986) 古期深層風化殻の形成と後期第三紀以降の地形化作用 (2)風化殻の形成と地形。地学雑誌, **95**, 155-166.
- 徳山 明(1993) 深層風化。土と基礎, **41**(5), 59-61.
- 徳山 明・湊 秀雄(1986) 古期深層風化殻の形成と後期第三紀以降の地形化作用 (1)風化殻形成の機構。地学雑誌, **95**, 114-125.
- 鳥居厚志(1990) 近畿・山陽地方の花こう岩土壌中

- のテフラ起源粒子と母材の堆積状態. ペドロジスト, **34**, 104-118.
- 鳥居厚志・河室公康・吉永秀一郎 (1987) 八甲田山の火山土壌にみられる A 層の発達様式について. ペドロジスト, **31**, 26-38.
- 鳥居厚志・高原 光・清野嘉之 (1996) 兵庫県氷ノ山のササ植生下にみられる土壌の母材の累積性と生成環境. 第四紀研究, **35**, 313-323.
- 遠山栄一 (1983) 陸水の溶存化学種が指示する岩石風化量—沖縄島泥灰岩地域—. 陸水学雑誌, **44**, 173-183.
- 辻村真貴 (1993) 厚い土層からなる急峻な森林斜面における土壌水の挙動について. ハイドロロジー, **23**, 3-18.
- 辻村真貴・恩田裕一 (1996) 浸透能と地下浸透の測定. 恩田裕一ほか編, 水文地形学. 古今書院. 24-33.
- 辻村真貴・田中 正・島野安雄 (1991) 川上試験流域における浸潤能と浸潤後の水の流動経路について. 筑波大学農林技術センター演習林報告, **7**, 137-161.
- 塚本良則 (1992) 流域と斜面. 森林水文学, 文永堂出版, 11-19.
- 鶴巻道治 (1981) 地下水調査の手法と問題点・水質. 地質と調査, 1981 (1), 20-23.
- 鶴田治雄 (1994) 酸性雨はどのようにして生じるのか. 日本土壤肥科学雑誌, **65**, 81-91.
- 歌田 実 (1979) 風化作用とその生成物. 岩波講座地球科学 5—地球表層の物質と環境—, 10-22.
- 和田秀徳 (1987) 酸性雨と土壌. 気象研究ノート, **158**, 557-564.
- 和田光史 (1984) 土壌の化学性. 新土壌学, 朝倉書店, 73-96.
- 藁谷哲也 (1986) 上総丘陵を開析する谷でみられる谷壁の剝離と乾湿風化. 地理学評論, **59**, 505-522.
- 藁谷哲也・松倉公憲 (1988) 上総丘陵の谷壁斜面表面における含水比変化に伴うスレーキング剝離. 地形, **9**, 135-144.
- 渡辺浩一郎・岡本玲子・大嶋秀雄・藤井国博・嶋田典司 (1993) 筑波における樹冠雨の化学的性状と樹種間差. 日本土壤肥科学雑誌, **64**, 402-407.
- 渡辺 隆 (1997) 地下水水質化学の基礎 3. 土壌岩石化学の基礎. 地下水学会誌, **39**, 217-228.
- 山根一郎 (1973) 黒ボク土の生成におけるススキの意義. ペドロジスト, **17**, 84-94.
- 山根一郎 (1984) 土壌の生成と種類. 土壌学, 文永堂出版, 1-21.
- 山野井徹 (1996) 黒土の成因に関する地質学的検討. 地質学雑誌, **102**, 526-544.
- 山下伸太郎・鈴木隆介 (1986) 風化による堆積岩の間隙径分布の変化とそれに伴う強度の低下. 地形, **7**, 257-273.
- 柳沢孝一 (1995) 深層を含む広域地下水流動. 放射性廃棄物と地質科学, 東京大学出版会, 69-103.
- 谷津栄寿 (1965) 岩石制約論の研究法について. 地理学評論, **38**, 43-45.
- 吉田 稔・川畑洋子 (1988) 酸性雨の土壌による中和機構. 日本土壤肥科学雑誌, **59**, 413-415.
- 吉木岳哉 (1993) 北上山地北縁の丘陵地における斜面の形態と発達過程. 季刊地理学, **45**, 238-252.
- 吉永長則 (1984) 無機成分. 土壌学, 文永堂出版, 30-48.
- 吉永秀一郎・鈴木裕一・松倉公憲・小林 守・新井正 (1994) 国土数値情報を用いた酸性雨に対する感受性分布図の作成. 日本土壤肥科学雑誌, **65**, 565-568.
- 吉永秀一郎・鳥居厚志・河室公康 (1988) 粘土鉱物からみた八甲田山周辺に分布する火山灰土壌の母材の起源. ペドロジスト, **32**, 2-15.
- 張 一飛・井上克弘・佐瀬 隆 (1994) 洞爺火山灰以降に堆積した岩手火山テフラ層中の広域風成塵. 第四紀研究, **33**, 131-151.

(受付: 1998年8月27日; 受理: 1998年9月7日)