

本資料は 年 月 日付けで登録区分、
変更する。 2001. 6. 20 [技術情報室]

土 壌 中 の 物 質 移 動

— 物質の地中移行に関する要因と評価モデルの検討 —

1 9 9 7 年 3 月

動力炉・核燃料開発事業団
東 海 事 業 所

本資料の全部または一部を複写・複製・転載する場合は、下記にお問い合わせください。

〒319-1184 茨城県那珂郡東海村大字村松4番地49
核燃料サイクル開発機構
技術展開部 技術協力課

Inquiries about copyright and reproduction should be addressed to:
Technical Cooperation Section,
Technology Management Division,
Japan Nuclear Cycle Development Institute
4-49 Muramatsu, Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki, 319-1184
Japan

© 核燃料サイクル開発機構 (Japan Nuclear Cycle Development Institute)
2001

は複製，
して下さい



土壌中の物質移動 —物質の地中移行に関する要因と評価モデルの検討—

牧野明寛* 武田伸荘*

要 旨

再処理施設等の核燃料施設から大気中に放出される気体状の放射性廃棄物は、地表に栽培されている植物の葉面吸収によって植物体内にとりこまれるとともに、土壌表面への沈着によって、土壌中の植物の根を経由しても植物の可食部に移行することになり、最終的には一般公衆の線量当量に結びつくこととなる。

これまでの動燃事業団および日本原燃の再処理施設の安全審査においては、一般公衆の線量当量評価の際に、地表沈着した放射性物質の放射性壊変による減衰は考慮されているが、降雨等による土壌からの流亡による放射性物質の減少の効果は、評価に取り入れられていない。

ここでは、地表面に沈着した放射性物質の経根移行の評価をより合理的なものとするための基礎研究の一環として、これまで行ってきた土壌中の物質移動に関する調査研究の結果を整理して報告する。

報告の内容は、土壌中の物質移動に深い関係を持つ土壌の物理・化学的性質およびこれらの諸性質を考慮して組み立てられた土壌中での水移動および物質移動に関する基礎理論であるが、気体および熱移動などの関連する事項についてもその基礎的な内容を整理して報告する。

また、土壌中で引き起こされる水移動を、すわわち水に伴う物質移動を、土壌—植物—大気系の水循環の一環として捕らえる SPAC (Soil—Plant—Atmosphere Continuum) モデルについてもその概要を報告する。

* 安全管理部 安全技術課

土壌中の物質移動
ー物質の地中移行に関する要因とモデルの検討ー

目 次

はじめに	1
概要	2
第1章 土壌汚染の歴史	4
第2章 土壌の特性	6
2.1 土壌の生成	6
2.1.1 土壌の定義	6
2.1.2 土性	6
2.1.3 土壌の構成	7
2.1.4 土壌の粘土鉱物	9
2.1.5 土壌有機物	12
2.2 土壌の物理・化学特性	14
2.2.1 吸着	14
2.2.2 表面電荷	15
2.2.3 イオン交換と拡散2重層	16
2.2.4 陽イオン交換反応	17
2.2.5 陰イオン交換反応	19
2.3 土壌中の生態系	20
2.3.1 土壌中の微生物	20
2.3.2 土壌中の有機物	23
2.4 水田・畑土壌	25
2.4.1 水田土壌	25
2.4.2 畑土壌	25

第3章 マクロな水移動としての地下水	27
3.1 マクロな水移動	27
3.1.1 概要	27
3.1.2 マクロな水移動現象	27
3.2 水文学から見た流出過程	30
3.2.1 歴史的経緯	30
3.2.2 早い流出成分	31
3.2.3 降雨から流出に至る素過程	32
3.3 流出過程における地下水	34
3.3.1 地下水質の形成	34
3.3.2 環境中の同位体	39
3.4 地下水の流出	42
3.4.1 土壌中の水変動	42
3.4.2 地下水流出成分の分離	46
第4章 水移動	48
4.1 概要	48
4.2 土壌中の水移動を支配する要因	49
4.2.1 土壌中の間隙	49
4.2.2 保水機構	52
4.2.3 通水機能	58
4.3 水移動の基礎方程式	62
4.3.1 Richardsの基礎方程式	62
4.3.2 ポテンシャル	63
4.3.3 水分特性曲線	66
4.3.4 透水係数	67
4.3.5 見掛けの駆動力	69
第5章 物質移動	70
5.1 物質移動	70

5.1.1	化学物質(溶質)およびガスの移動	70
5.1.2	熱移動の影響	71
5.2	物質移動の一般式	72
5.3	溶質移動	76
5.3.1	溶質の移流	76
5.3.2	拡散と水理学的分散	78
5.3.3	溶質と土壌の相互作用	79
5.4	溶質移動の基礎方程式	80
5.4.1	溶質移動のフラックス	80
5.4.2	溶質移動の基礎方程式	81
第6章	気体移動	85
6.1	有機物の分解と蓄積	85
6.1.1	有機物の分解予測	85
6.1.2	有機物の蓄積	86
6.2	気体の拡散フラックス	88
6.2.1	土壌中の拡散フラックス	88
6.2.2	空気中の拡散フラックス	89
6.2.3	土壌中水蒸気の拡散フラックス	90
6.3	気体移動の基礎方程式	92
6.3.1	ガス移動の基礎方程式	92
6.3.2	水蒸気拡散の基礎方程式	94
6.4	土壌中での気体移動	96
6.4.1	土壌中ガス成分の移動	96
6.4.2	土壌中水蒸気の移動	97
第7章	熱移動	100
7.1	熱による水移動	100
7.1.1	エントロピー変化	100
7.1.2	エントロピー生成	101

7.2 土壌中の熱移動	103
7.2.1 熱移動フラックス	103
7.2.2 熱移動の基礎方程式	103
第8章 SPACモデル	105
8.1 SPAC モデル	105
8.1.1 SPACでの水移動	105
8.2 植物による土中水の蒸散	107
8.3 根からの水分吸収	109
8.4 植物体内の水移動	111
第9章 SPACモデルの構築	114
9.1 モデル構築の方向性	114
9.2 モデル構成	114
9.2.1 水移動モデル	114
9.2.2 物質移動モデル	117
9.3 モデルの解法	119
9.4 モデルの検証	119
第10章 今後の課題	121
あとがき	123
文献集	124

土壌中の物質移動 ー物質の地中移行に関する要因とモデルの検討ー

はじめに

再処理施設等の核燃料施設から大気中に放出される気体状の放射性廃棄物は、大気中での移流および拡散によって希釈されながら地表面に到達する。地表面に到達した放射性物質は、地表に栽培されている植物の葉面吸収によって植物体内にとりこまれるとともに、土壌中の植物の根を経由して植物の可食部に移行することになる。

根を経由して可食部に移行する放射性物質の量は、土壌中の放射性物質の濃度と植物が土壌中の物質を吸収する能力(経根吸収割合)によって決定される。

プラントライフ(通常は、20年程度)の間に施設から定常的に放出され地表面に蓄積した放射性物質は、固有の半減期で放射性壊変しながら減衰すると同時に、実際の自然環境中では、一部は降雨等によって生じる表層流によって河川へと運ばれ、また、一部は地下への浸透水とともに地表面から地下へと移動して、地表面から除去されることになる。

これまでの動燃事業団および日本原燃の再処理施設の安全審査においては、一般公衆の線量当量評価の際に、地表沈着した放射性物質の放射性壊変による減衰は考慮されているが、降雨等による土壌からの流亡による放射性物質の減少の効果は、安全審査の時点で十分なデータが無かったことと線量当量を保守側に評価するとの観点から、実質的には評価に取り入れられていない。

ここでは、地表面に沈着した放射性物質の経根移行の評価をより合理的なものとするための基礎研究の一環として、これまで行ってきた土壌中の物質移動に関する調査研究の結果を整理して報告する。

報告の内容は、土壌中の物質移動に深い関係を持つ土壌の物理・化学的性質およびこれらの諸性質を考慮して組み立てられた土壌中での水移動および物質移動に関する基礎理論であるが、気体および熱移動などの関連する事項についても報告する。

また、土壌中で引き起こされる水、すわわち物質移動を、土壌ー植物ー大気系の水移動(循環)として捕らえる SPAC (Soil – Plant – Atmosphere Continuum)モデルについてもその概要を報告する。

概要

再処理施設の安全審査は、昭和61年2月20日に原子力安全委員会が決定した再処理施設安全審査指針に基づいて行われるが、指針にも記載されているとおり、施設から放出される放射性気体廃棄物に起因する平常時の一般公衆の線量当量評価は、基本的には軽水炉の安全審査指針を参考にして行われる。

再処理施設と軽水炉では、平常時に施設から放出される放射性核種の相違から生じる評価経路に違いはあるものの、評価の考え方および手法は基本的には同じと考えてよい。

事故時に放出される核種については、再処理施設では、冷却後の使用済燃料中に含まれるセシウム、ストロンチウムおよびアクチノイド等の比較的長半減期の放射性核種が線量当量評価上重要となる。一方、軽水炉では、事故直後の短期的には燃焼中の燃料に含まれる多量の短半減期の放射性核種が高線量当量の被ばくを引き起こすことになるが、長期的には再処理施設と同様に長半減期の放射性核種が問題となる。

このような観点から、ここでは、核燃料施設から放出される粒子状の放射性気体廃棄物の比較的長期にわたる表層土壌への沈着およびこれらの地中への移行の問題を議論の対象とする。

事故直後の放出放射性核種の自然環境中での拡散・移行等の挙動を正確に把握するには、放出される放射性核種の種類および量等の情報のみならず時時刻刻変化する風向、風速、温度あるいは湿度等の自然環境中の膨大な量の情報が必要となる。このような研究はアメリカのTMI(Three Mile Island)事故、とりわけ旧ソ連のChernobylの事故以来多くの研究者の関心を集め、Dynamic Ecological Modelとして研究が進められているが、比較的積極的な取組を示したドイツのGSFの報告例を含めて、研究のレベルとしては依然初期の段階に留まっている。

核燃料施設から放出され土壌表層に沈着した粒子状の放射性気体廃棄物は、一般的には、一部は再度大気中に浮遊して沈着の場所を移動することになるが、大部分は降雨等によって地下へ浸透することになる。このように土壌表層に供給される放射性核種は、地表から地下へと浸透を繰り返し、ある一定期間経た後には、地表から地下へ向かって減衰するある種の濃度分布を形成するようになる。

このような状況は、日常生活でも身近に経験されると同時に、これまでの一般公害物質による環境汚染の調査結果からも確認されている。また、動燃事業団がこれまで実施してきた環境放射能調査によると、ある特定の土壌および核種については、土壌中の放射性核種の濃度分布は、土壌表層から地下に向かって対数正規型を示すことも明らかにされている。

このように、物質の土壌中への移行に関する一般的な性質は、次第に科学的に明らかにされつつあるが、一方では、ある国立の原子力研究機関が実施したセシウムおよびコ

バルト等の地中の濃度分布の調査によると、上に述べたような一般的な傾向に反して、土壌中の物質濃度は必ずしも表層から地下に向かって単調に減少するのではなく、表層からある深さでピークを持つ正規分布状の特異な分布を示すことも報告されている。

このことは、一見単純に見える土壌中の物質移動も、ミクロの領域では非常に多くの要因が複雑に相互作用を行っていることを示しているといえる。

安全審査の場で、土壌環境での物質移行に伴う減衰効果(流亡)を取り込んだより合理的な線量当量評価を実施するためには、施設からの放出条件、地域の気象観測結果および安全評価上想定される最大濃度地点の土壌の物理・化学的性質等が与えられた場合に、施設の運転開始後の当該地点での放射性核種の土壌中濃度分布の将来予測を十分正確に行うことができないからではない。このためには、土壌中の物質移動に関係する種々の要因を明らかにし、これらの各要因が土壌中の物質の濃度分布の形成に果たす役割(メカニズム)を十分に解明する必要がある。

幸いにもこれまで農業あるいは農業土木等の農業関係の分野で、土壌に関する広範な研究がなされ豊富な知見が蓄積されている。これらの研究の視点は多くの場合植物の成育母体としての土壌の研究であるが、その成果の多くはここで問題とする放射性核種の地中移行の研究に直接適用することができる。これらの研究を通じて言えることは、「植物の成育に必要な養分の土壌中での移動に大きな役割を果たしているのは、土壌そのものの物理・化学的性質および土壌中の水分である。」という結論である。

ここで、「養分」を一般的な「物質」あるいは「沈着した放射性核種」に置換えると、これらの結論が「土壌中の物質移行」に対する一般解を形成していることは明らかである。

このような知見を背景として、本報告書では放射性核種の地中移行の問題を以下のような枠組で捕えることとする。

地表沈着後の放射性核種の地中への移行を支配する主要な要因として、土壌の吸着・離脱等の物理・化学的な特性および物質を溶解する土壌中の水分分布を考察の対象とする。

降雨、温度、湿度等の地表大気の諸条件は、土壌表面からの水分供給項或いは蒸発項として、また、地表および地中の植物は根を通じての土壌からの水分吸収項として、土壌中水分分布の形成に関して是一種の外乱として作用するとの立場をとることとする。

ただし、沈着する放射性物質の種類による移行形態依存性については、施設から放出後の化学形の変化など未解決の問題も多く含んでいるため、詳細は別途検討することとして、ここでは議論の対象を土壌および土壌中の物質移行に限定する。

第1章 土壤汚染の歴史

1960年代の後半の高度経済成長時代に、工業化に伴う自然環境特に農地の重金属汚染の問題が表面化してきた。特に、富山県神通川流域の水田土壌のカドミウム汚染は、経済発展による直接の環境破壊の一例といえる。このため、昭和45年には、農業用地を重金属汚染から護る「農用地汚染防止法」が制定され、環境汚染に対する社会的な関心が高まると同時に、汚染対策に関する多くの調査・研究が行われるようになった。

放射性物質の地中移行の観点からは、放射性物質の放射エネルギーが問題であり、通常はこの放射エネルギーに対応する量(質量)が環境にインパクトを与えるような状況は極めて希である。

しかしながら、一方で、重金属等の公害物質の調査・研究を通じて微量元素等の分析技術が飛躍的に進歩し豊富な知見が得られたのもまた事実である。このため、物質の地中移行に関する知識の背景として、我が国の代表的な土壤汚染の歴史とその特徴を概観することとする。

1.1 渡良瀬川鉍毒事件

この鉍毒事件は、明治10年に操業が開始された足尾銅山による群馬県、栃木県および茨城県にまたがる渡良瀬川流域の鉍毒による被害であり、公害の原点ともいわれ、日本における土壤汚染を含む公害の本質が全てここに集約されているといわれている。

鉍毒発生の原因は、銅精練の排水、精練に伴う高濃度の亜硫酸ガスの排出と、鉍山周辺の森林荒廃に伴って多発した洪水による、大量の放置廃滓、鉍屑、廃石等の銅の流出である。

渡良瀬川はしばしば氾濫を引き起こしたが、このことは流域沿岸を地味豊かな沃土としてきたが、政府の殖産興業策に支えられた足尾銅山の飛躍的な生産量増加に伴い、これらの田畑は鉍毒を含む水によって甚大な被害を蒙ることになった。

東大農学部の中野は、鉍毒による作物被害の原因を鉍山から排出された銅と硫酸によるものであることを初めて明らかにし、水質改善の必要性を報告した。この報告も一つの契機となって、政府は鉍毒調査委員会を組織し委員会の報告書に基づき、鉍山側に鉍毒予防工事を命じるとともに渡良瀬川を改修した。公害の激しい一部の村は廃村とされるとともに住民は強制的に移住させられ、一見解決したかのように見える鉍毒事件も、時間的には依然現在にまで及んでいる。

1.2 神通川流域イタイイタイ病

1920年頃から神通川流域の一部で骨軟化症様の激しい痛みを伴う奇病が見られるようになった。この病気の原因として神通川上流の神岡鉍業所から排出される鉍毒が疑われていたが、1961年吉岡等の研究グループによって、この病気の主因が神岡鉍業所の排水

および浮遊物に含まれるカドミウムであることが、ネズミのカルシウム代謝実験からも裏付けられた。

また、厚生省研究班の報告書でも、土壌中カドミウムの分析値とイタイイタイ病の有病率との間に相関関係があることが示された。

イタイイタイ病については、住民側が神岡鉱業所を相手に訴訟を起こし、新潟水俣病、水俣病および四日市公害とともに4大公害裁判として争われ、1, 2審とも住民側が勝訴した。

1.3 土呂久の砒素公害

宮崎県と大分県の県境に位置する土呂久鉱山の開発の歴史は旧く、15世紀の中葉から銀や銅の採掘が行われ、江戸時代には佐渡の金山と並び称されていた。

その後大正時代になると、亜砒酸の焙焼が本格的に始められ、多量の亜砒酸が放出されるようになった。土呂久で採用された焙焼法は、亜砒鉱石を加熱して昇華した無水亜砒酸を冷却して亜砒酸をとる原始的な方法で、焼滓に多量の砒素が残留するとともに排煙中に多量の砒素が排出された。この排煙等による被害は、土壌汚染、農作物の不作に留まらず、牛馬の斃死および人体にまで及んだ。土呂久村の40世帯のうち100人が平均年令39歳で死んで、焙焼炉から100メートルのところに住んでいた一家の7人は全滅したと言われている。

1.4 土壌汚染防止法

これまで見てきたいくつかの産業公害の犠牲の上に、1970年に「農用地の土壌汚染防止に関する法律」(土壌汚染防止法)が制定され、政令で指定された特定有害物質(カドミウム、銅および砒素)が指定基準を越えたとき、客土を中心とする措置が講じられることとなった。

また、一方学術的にも、土壌中に含まれる重金属の汚染の評価を行うためには、水系－土壌溶液－固相の各形態間の平衡状態を定量的に記述するような研究も必要であるとの認識が示され、この領域での研究が加速される一因ともなった。

第2章 土壌の特性

2.1 土壌の生成

土壌に関する研究は、近年著しく進展してきたが、一方で鉱物・物理・化学・生物・植物等の専門分野へと細分化されるにしたがい、その全貌を捕えることが困難になってきている。本報告書では、これらの中から特に耕作可能な土壌を念頭において、土壌の物質吸着・保持に関係すると考えられる土壌の特性を中心にその内容を取りまとめることとする。

2.1.1 土壌の定義

陸地では、気温や水分等の気候条件に応じて、森林－草原－砂漠等の景観が形成され、これらの下には、それぞれ形態を異にした種々の土壌が分布している。土壌は、岩石の風化産物である微細な破碎物質と植物遺体の混合体に、微生物等の生物作用が加わって生じたものである。岩石の風化産物である微細物質の凝集体(無機物質)に植物等の遺体(有機物質)が付加され、これに土壌中の微生物が作用すると、団粒構造が形成される。このような団粒構造では、土壌粒子の隙間に水分や空気が自由に進入でき、したがって植物の根も容易に伸張して水分や養分を吸収できるようになる。

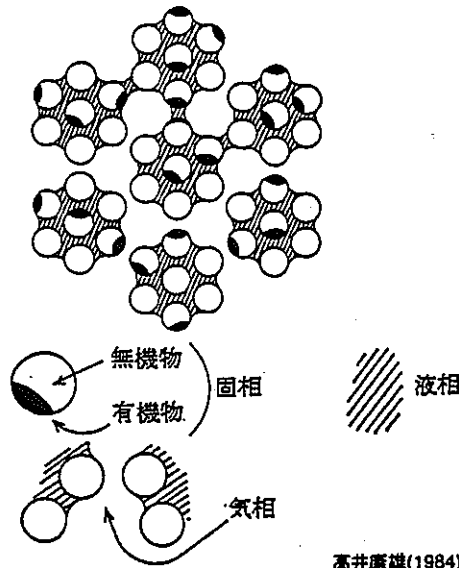
このようにして生成される土壌も、一般的には土、泥あるいは土地等と同じ意味で用いられるが、学問的には「土壌とは、地表部における気候・生物・母材・地形の自然環境因子と人間活動および時間的因子の影響下で、岩石の風化物である無機物質と動物・微生物の遺体およびその分解物である有機物質の相互作用によって垂直方向に分化した物理性・化学性の異なる土層の集合した体制で、高等生物の根の成育を維持できる部位である。」と定義されている。

2.1.2 土性

土壌の無機質および有機質の固体粒子間には孔隙とよばれる隙間があり、通常この孔隙は水分と空気によって満たされている。この固相－液相－気相のことを土壌の3相と呼ぶ。土壌の3相の占める割合は、3相分布と呼ばれ、気候条件、土壌粒子の大きさや集合状態によって異なる。土壌の三相および畑土壌の三相分布を図2.1－1および図2.1－2に示す。

土壌の固相は、無機質の大半(80～90%)を占める石礫、砂等の鉱物質と植物の遺体(茎葉・根)や腐植等の有機質に大別される。さらに、無機質の鉱物粒子は、その大きさによって、礫、砂、シルト、粘土の各粒径区分に分けられる。このような粒径組成による土壌

の分類は土性と呼ばれる。粒径組成は、土壌の最も基本的な性質で、物理性・化学性のいずれにも深い関係を持っている。



高井康雄(1984),土壌通論,p7

図2.1-1 土壌の三相

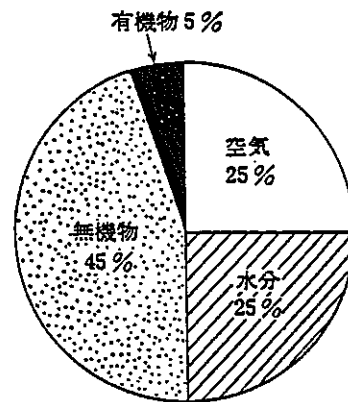


図2.1-2 畑土壌の三相分布

2.1.3 土壌の構成

地殻の元素の大分部を占める Si, O, Fe, Ca, Mg, Na, K 等は、お互いに結合して各種の鉱物を作っている。岩石は、これらの鉱物の集合体である。このように岩石を構成している鉱物は、造岩鉱物と呼ばれる。土壌の主要構成成分である鉱物は、さらに一次鉱物と二次鉱物に分けられる。一次鉱物は、地下でマグマが冷却して岩石を形成するときに生成された造岩鉱物であり、この造岩鉱物が地表の風化作用によって変化し、新しく生成した鉱物が二次鉱物である。通常、一次鉱物は、無水物で大型であり土壌中では礫、砂、シルトに区部され、二次鉱物は含水物で小型であり主として粘土に区分される。

風化作用には、物理・化学的な風化作用に加えて微生物等によって引き起こされる生物的風化作用がある。これらは、現実の環境ではそれぞれ相互に関連し合って進行することになる。物理的風化作用は、岩石が機械的に崩壊する作用であり、化学的風化作用は、溶解、加水分解、水和、酸化還元、キレート化、イオン化等の反応を伴う。

岩石圏の95%を占める火成岩および火成岩が堆積して形成された砂岩は、主として石英、長石類、雲母類、鉄苦土鉱物の4種類の一次鉱物群から構成されている。

土壌の二次鉱物は、その化学組成と原子配列の規則性から、ケイ酸塩鉱物と酸化物・和水酸化物に分けられ、ケイ酸塩酸化物はさらに、結晶性と非結晶性の鉱物に分けられる。このうち、ケイ酸塩鉱物が普通粘土鉱物と呼ばれている。

土壌の無機物は、一次鉱物および粘土鉱物等の二次鉱物によって構成されている。こ

これらの土壌の材料となる鉱物は土壌の母材と呼ばれる。母材には土層の区別はないが、長い年月放置しておくと、草木が成育し有機物が供給され、また、雨水等水分移動によって物質の溶脱・集積が進行して相位の区分が行われ、土壌が形成されることになる。

すなわち、岩石から土壌への変化を示すと、図2.1-3のようになる。

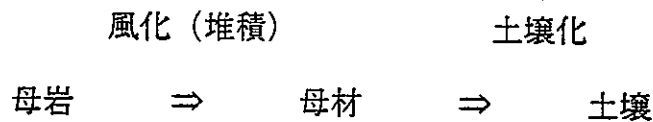
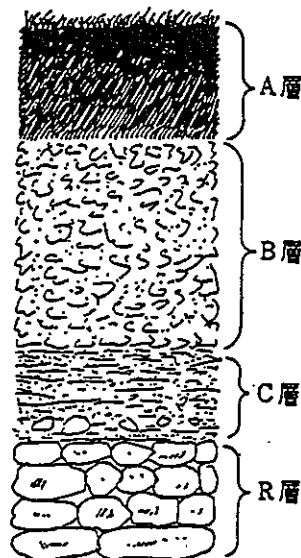


図2.1-3 岩石から土壌への変化

土壌は、表面から空気、水等の影響を受けていくつもの層に細分化していく。このような土壌の細分化の過程が、土壌生成作用の主要な部分を占めることになる。土壌の断面形態を図2.1-4に示す。



高井康雄(1984),土壌通論,p4

図2.1-4 土壌の断面形態

A層は、気候と動植物および微生物の影響を最も強く受ける部分で、生物の遺体およびその分解物等の有機物が集積しており、降雨等によって水が土壌中を浸透する時、土壌中の物質を溶解(溶脱)して地下の下層へと移動させる。この層は、また溶脱層とも呼ばれる。

B層は、A層から溶脱した粘土、有機物、鉄等の物質が集積していることが多く、集積層とも呼ばれる。

C層は、土壌の母材になる層で、岩石の風化した微小な破碎物質から構成されている。

C層の下に、まだ風化を受けていない岩石の層がある場合には、これをR層と呼ぶ。

土壌中の物質移動を考察する場合に重要になるのは、物質の交換・吸着能等の大きい

粘土鉱物および土壌有機物の役割である。以下においては、粘土鉱物の構造の特徴および土壌有機物の生成等について紹介する。

2.1.4 土壌の粘土鉱物

土壌の無機性粒子は、表2.1-1に示すように、その粒子の大きさによって、礫、粗砂、細砂、シルトおよび粘土に区分される。

表2.1-1 土壌の粒径区分とその理化学性

地球環境工学ハンドブック(1991),p118

区分の名称	粒 径 (mm)	表面積 (cm ²) *	
		土 壤 1g	
粗 砂	2.0 ~ 0.2	21	① 土壌の骨格形成に寄与し、粒子間孔隙を大きくして通気・排水を促進する
細 砂	0.2 ~ 0.02	210	② 各粒子が分離して、粘着性・凝集性がない
シルト (微砂)	0.02 ~ 0.002	2,100	① 粗い部分は骨格的役割に、細かい部分は物理化学反応に寄与する ② 粘着性はないが、わずかに凝集性がある
粘 土	0.002以下	23,000	① 表面積が大きいので、水の表面吸着・イオン交換などの物理化学反応に寄与する ② 粘着性・凝集性が大きい

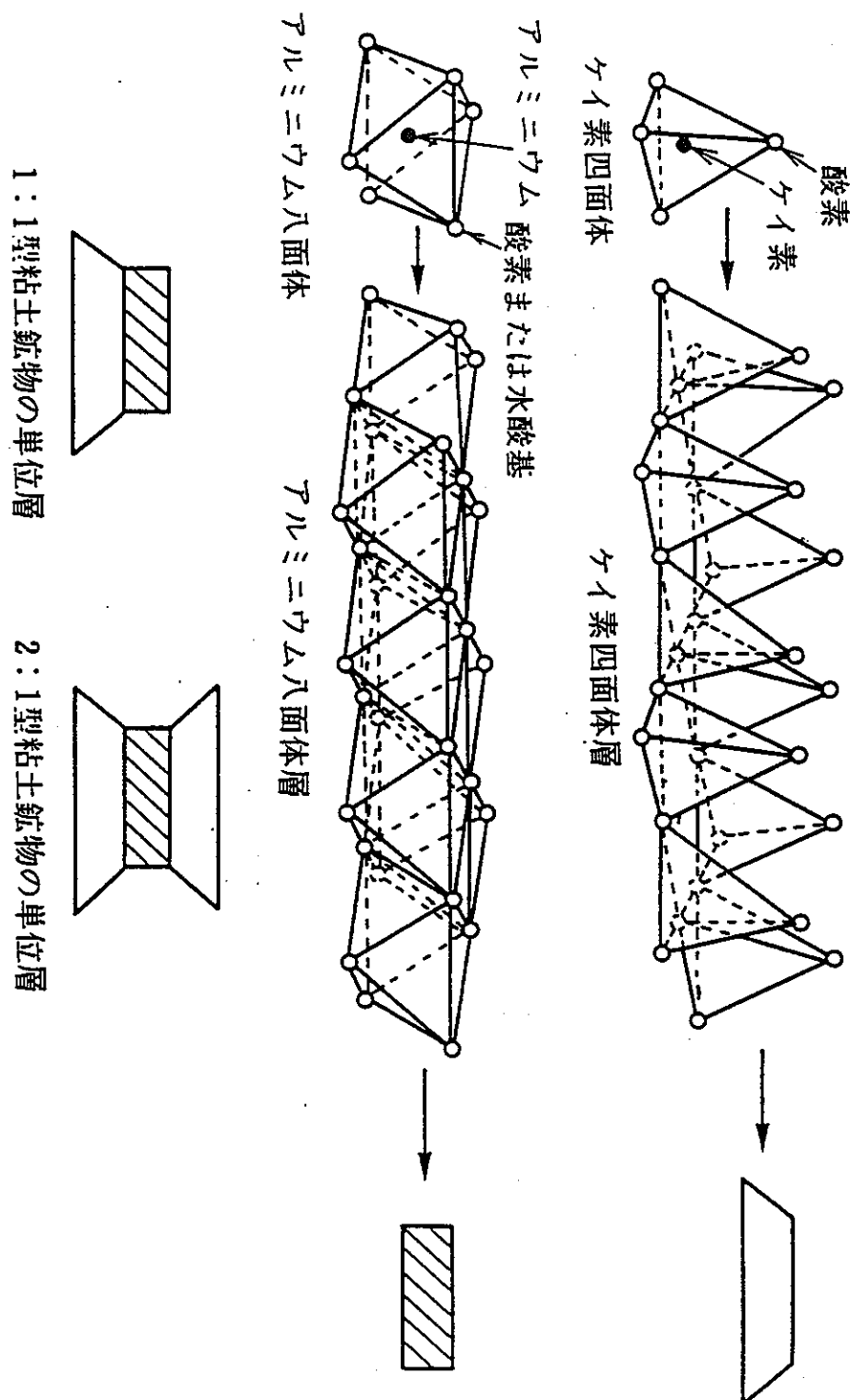
* 真比重 2.65とし、その平均直径と密度から算出した値

粘土は、2ミクロン以下の土粒子として定義され、主として、結晶性粘土鉱物とアルミニウムや鉄等の非結晶性(Amorphous)含水酸化物から構成される。すでに述べたように、粘土は単なる岩石の破碎物ではなく、岩石を構成する元素が化学的風化作用によって溶脱したケイ素とアルミニウムが再結合して生成されたもので、多量の電荷と大きい表面積を有し、高い化学的活性を示す物質である。

結晶性の粘土鉱物は、図2.1-5に示すように、ケイ素4面体層とアルミニウム8面体層が結合し、二次的に発達して形成された層状粘土鉱物である。これらは、大きく1:1型粘土鉱物と2:1型粘土鉱物に分けられる。1:1型粘土鉱物は、ケイ素4面体層と8面体層が1枚ずつ積み重なってできている。代表的な1:1型粘土鉱物は、8面体層のアルミナ面が4面体層のケイ酸面と水素結合しているカオリナイトと、8面体層と4面体層と結合した基本単位層の間に水分子層がはさまれたハロサイトである。これらは、水分吸着量、陽イオン交換量はともに低い。一方、2:1型粘土鉱物は、アルミニウム8面体層をケイ素4面体層が両側からはさんだ形である。代表的な2:1型粘土鉱物はモンモリロナイトで、この基本単位層の間には水分子と陽イオンが入り込んでいる。陽イオンの種類により、性質は若干異なるが、陽イオン交換容量が高く、多量の水分を吸収し、膨潤性を示す。

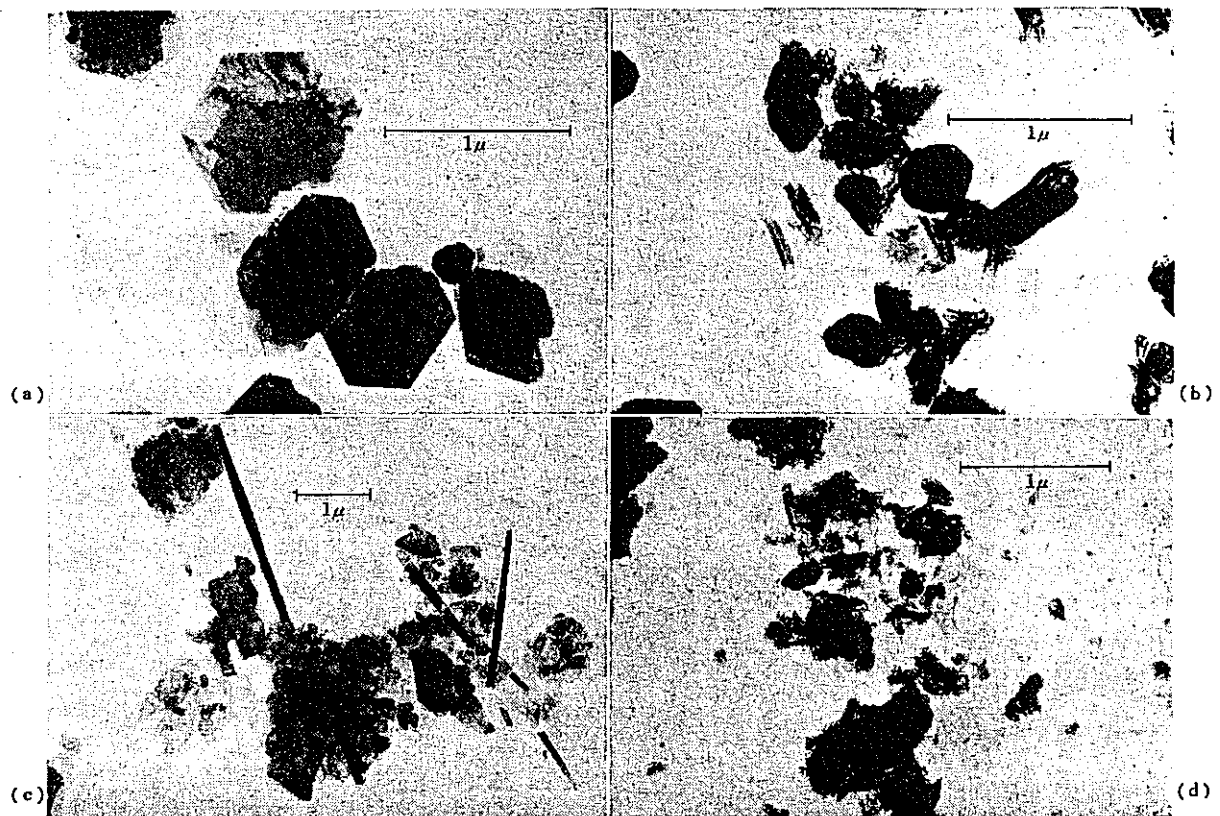
非結晶性の粘土鉱物のアロフェンは、 $1 \sim 2 \text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ で表される水和ケイ酸アル

ミニウムで、これが結晶化すると、ハロサイトやギブサイトに変化する。アロフェンとハロサイトとの中間のイモゴライトは、準結晶性の水和ケイ酸アルミニウムである。これらは、黒ボク土に広く見いだされ、火山灰土壌の主成分である。

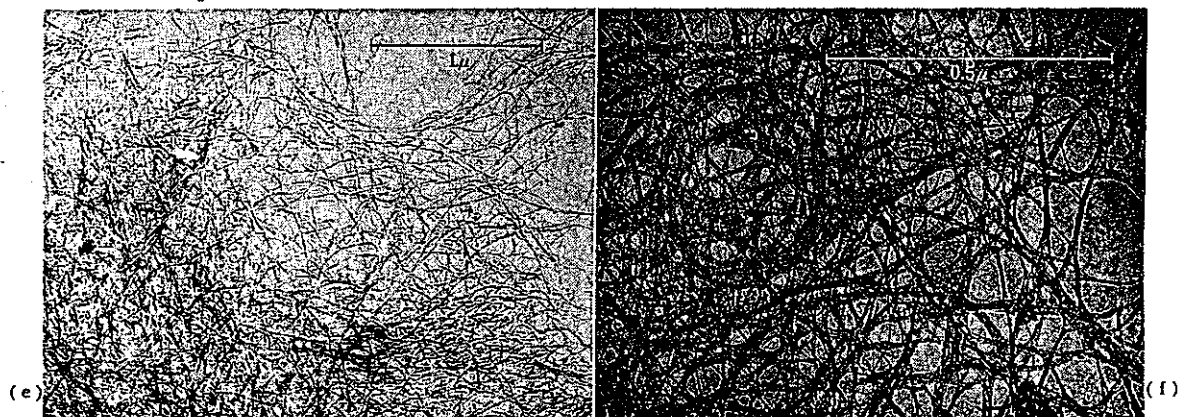


地球環境工学ハンドブック(1991),p118

図2.1-5 層状粘土鉱物の構造



高井康雄(1984),土壌通論,p22



- (a) カオリナイト (ジョージアカオリン) (渡辺裕)
- (b) ハロイサイト (岐阜県苗木カオリン) (渡辺裕)
- (c) イライト (新潟県村上粘土) (渡辺裕)
- (d) プロフェン, 一部イモゴライト (栃木県今市土) (渡辺裕)
- (e) イモゴライト (熊本県神楽原) の低倍率写真 (吉永長則)
- (f) イモゴライト (栃木県今市土のゲル被膜) の高倍率写真 (吉永長則)

高井康雄(1984),土壌通論,p23

図2.1 -6 粘土鉱物の顕微鏡写真

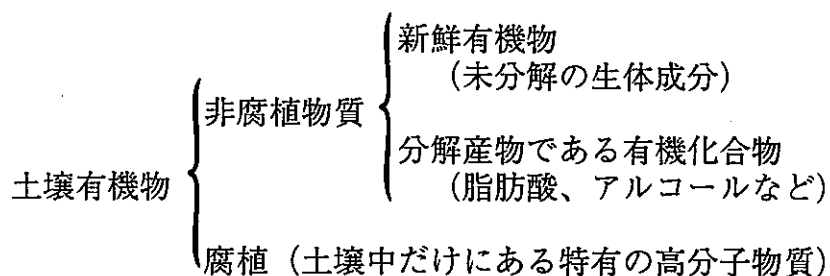
2.1.5 土壤有機物

土壤の母材である岩石の風化のみでは、高等植物、土壤動物および土壤微生物の陸上生物圏の生態系を発展・維持することは出来ない。このような無機質の風化物に有機物が加わって初めて生態系の環境としての土壤が作られる。

(1) 腐植

土壤には、動植物および微生物の遺体としてたえず新たな有機物が供給されている。これらの有機物の構成成分は、炭水化物、蛋白質および脂肪等であり、土壤生物によって分解を受け、大部分は二酸化炭素、水、アンモニア等の無機物に転換される。残りの部分は、次に述べる腐植化の過程を経て、土壤固有の有機物である暗色の高分子化合物に変化していく。土壤有機物を分類すると、表2.1-2のようになる。上記の高分子化合物と分解過程にある生物遺体成分を腐植と呼ぶ。また、腐植物質が生成してゆく過程を腐植化作用と呼ぶ。

表2.1-2 土壤有機物質



土壤腐植はその機能によって耐久腐植と栄養腐植に区分される。耐久腐植は、土壤生物の分解に対して安定な成分をいい、長期間土壤中に留まり、陽イオンや水分を吸着保持し、土壤の重要な緩衝物質となっている。また、栄養腐植は、土壤生物によって容易に分解される部分をいい、その分解によって各種の無機養分が供給され、土壤生物の活性を高め、団粒構造の形成を促進する。

(2) 腐植の機能

微生物はセルロースその他の炭水化物を分解してポリフェノール、キノンを生成する。これらと蛋白質の分解によって得られる一連の窒素化合物が、微生物の酸化酵素、無機イオン、粘土鉱物等の触媒作用の基に、酵素化学的に重縮合して、黒色の高分子化合物である腐植物質が生成すると考えられている。このようにして生成された腐植物質の詳細な化学構造は、まだ十分に解明されていない。

腐植は団粒形成の不可欠の成分である。微細団粒は、腐植化の進んだ腐植物質、粘土鉱物および Fe_2O_3 , Al_2O_3 , Ca^{2+} 等が結合した複合体と考えられ、これが微生物の分泌した粘質な多糖類、糸状菌の菌糸等によって接着され、大型の団粒が形成されると推定されている。団粒構造は、透水性・通気性を良好にする働きがある。

2.2 土壌の物理・化学的特性

どのような土壌中においても、水を媒介として、イオン交換・吸着反応は、極く自然に進行する。この場合、土壌の主なイオン交換・吸着体は、粘土鉱物と腐植である。土壌、特に粘土土壌に関するイオン交換・吸着反応に関しては、これまでの研究で以下の内容が明らかになっている。

1910年から1930年代の研究では、イオンの吸着現象は、無機コロイド粒子表面の電荷と溶液中のイオン間の静電気力による相互作用として捕えられて研究が進められた。まず、粘土粒子表面の荷電と近接する溶液中のイオンの分布を、拡散電気二重層モデルに基づいて説明する理論が提唱された。これらの研究を通じて、イオン交換・吸着反応に対する、イオンの荷電数と大きさ、イオンの和電、イオン吸着体の表面荷電密度、溶液のイオン濃度等が重要な影響因子となることが解明された。

その後、X線回折法の適用によって粘土の結晶構造が明らかにされ、イオンの交換・吸着に関与する荷電が粘土鉱物の表面にどのように現れるか、また、これらの荷電に基づくイオン交換基の鉱物の結晶構造上での位置、分布および水分子とイオンの接近の難易等も明らかになった。

2.2.1 吸着

同一の物体で、物体を構成する分子あるいは原子が相互に引力で結び付いている現象を凝集、異種の2つの物質が接触したときに互いにくっつき合う現象を付着という。2つの物質のうち一方が固相で他方が液相または気相であって、両者が接触した結果、気相又は液相の成分濃度が接触面付近と相内部とでは異なった状態で平衡しているとき、これを特に吸着といい、2つの相が接している境界面を界面という。

気体や液体が界面に吸着するとき、一般的に熱を発生し、この熱は吸着熱と呼ばれる。熱力学的には、吸着によって平衡になった状態においては、自由エネルギーは減少し吸着分子の運動も束縛されているので、系のエントロピーは減少している。これをギブスの自由エネルギーの変化で表すと、次式のようになる。

$$\Delta G = \Delta H - T \cdot \Delta S \quad (2.2-1)$$

ΔG : ギブスの自由エネルギーの変化量

ΔH : エンタルピーの変化量

T : 絶対温度

ΔS : エントロピーの変化量

したがって、 ΔH は負の量となり、吸着反応は発熱反応であることがわかる。この吸

熱量を測定すると、物質1モル当り10kcal程度の反応と、30～150kcal程度の反応に別れる。前者はファン・デル・ワールス力が作用していると考えられており、ファン・デル・ワールス吸着または物理吸着と呼ばれる。後者の場合は、化学的な結合力(共有結合とイオン結合)が作用していると考えられており、化学吸着と呼ばれる。

物理吸着は化学吸着に比べて、速やかに反応が進行する。物理吸着では、一般的に吸着分子が1分子或いは多分子の層をなして吸着しているが、昇温等によって吸着分子は容易に離脱する。一方、化学吸着した分子は界面で化合物を形成しているものもあり、容易には離脱しない。

土壌の物理吸着を考える場合、土壌粒子の物理的性質として、土壌粒子1グラムが持つ表面積(比表面積)が重要になる。砂質土壌の比表面積は、数 m^2/g であるのに対して、粘土は砂に比べて粒子が小さく、数～数百 m^2/g と比表面積が大きい。このことは、土壌固相表面と液相間の物理吸着反応に際して、粘土が大きな役割を果たしていることを示している。

しかしながら、一般的に土壌固相表面と液相間との吸着反応を取り扱う場合には、土壌と吸着分子間のイオン交換を通じて行われる化学吸着が最も重要となる。土壌のイオン交換作用については後述する。

2.2.2 表面電荷

一般的に土壌中で、結晶性粘土鉱物、非晶質粘土、*Fe*や*Mn*等の酸化鉱物および腐植等は正或いは負に帯電しており、荷電物質と呼ばれる。これらの荷電物質は、常に負に帯電して周囲の条件変化に対して一定の荷電量をもつ永久荷電と、周囲の*pH*変化等に応じて荷電量が変化する*pH*依存(変異)荷電に分けられる。

層状の粘土鉱物の4面体層は、通常は Si^{4+} が4個の酸素原子で囲まれた安定な配位となっているが、粘土鉱物の生成過程で大きさの似ている Al^{3+} に置換されることがある。その結果、この4面体層は1単位の負の電荷を持つことになる。これを同型置換という。同様に8面体層の Al^{3+} は、主に Mg^{2+} に置換され負の電荷を持つ。これらの荷電は土壌の*pH*に依存しない永久荷電である。

一方、結晶性の粘土鉱物やケイ素、鉄、アルミニウム等の非晶質酸化物の内部は、金属イオンと酸素イオンが配位結合しており電気的には中性で安定しているが、その表面は配位が不完全である。このため表面の酸素イオンには、電気的に中性を保つために、溶液中の H^+ が付着する。ケイ素やアルミニウム等の格子内部にある原子を*M*とすると、これらの表面の結合状態は MOH と表すことができる。この物質が水と接触すると、 H^+ が解離して表面は負に帯電する($M-OH/M-O^- + H^+$)。この $M-O^-$ を破壊原子価という。また、結晶性粘土鉱物の表面や非晶質の水酸化物のアルミニウムや鉄と結合してい

る水酸基の荷電状態は、電子の偏りのため幾分負に帯電している。このため水中の H^+ と結合して正に帯電した状態($M-OH^2+$)になる。このような電荷を pH 依存電荷という。 pH 依存電荷は、 pH が高くなると相対的に負の荷電が卓越するようになり、反対に pH が低くなると、正の電荷が卓越するようになる。正負の電荷が等しくなる pH が存在して、これを等電点という。

腐植は、カルボキシル基やフェノール水酸基を多量に含んでいる。カルボキシル基やフェノール水酸基の末端の水素は、結合力が弱く土壤水中の水酸イオンにより強く引かれて解離し、基の末端に負の電荷が形成される。

2.2.3 イオン交換と拡散二重層

土壤と物質のイオン交換は、土壤固相表面に荷電物質が存在することによって生じる。荷電物質は、正あるいは負に帯電してその反対の符号の電荷を持つイオンを引きつける。土壤の荷電容量は、土壤に引きつけられるイオン量を測定することによって推定することができる。土壤が引きつける陽イオンあるいは陰イオンの総荷電量を、それぞれ陽イオン交換容量 (CEC : *Cation Exchange Capacity*) および陰イオン交換容量 (AEC : *Anion Exchange Capacity*) といい、土壤100g当りのミリグラム(me)当量で表される。

荷電物質の表面近くのイオンの分布は、イオンを電氣的に固相表面に引きつけようとする吸着(クーロン)エネルギーとイオンの熱運動によって水溶液中に拡散しようとする運動エネルギーの釣り合いによって決まる。このことをより普遍的な概念を用いて表現すると、系は最小エネルギー状態と最大エントロピー状態の両方に近づこうとする傾向を持つといえる。このようなエネルギーとエントロピーの両面からの要求の釣り合いの結果もたらされる状態が「最小自由エネルギー状態」である。この様な釣り合いの結果、図2.2-1に示すように、荷電物質表面のイオン濃度分布は、表面近くで固相表面電荷と反対符号の電荷のイオン濃度が高く、表面から離れるにつれて濃度は小さくなる。固相表面と同じ符号の電荷のイオンについては、全く逆の現象となり、表面近くのイオン濃度はほぼ0で、表面からの距離が大きくなるにつれて増大する。陽イオンと陰イオンの濃度差は、表面から離れるにしたがって小さくなり、ある距離において0となる。固相表面からこの濃度差が0になるまでの領域即ち固相表面の電荷の影響が及ぶ領域を拡散二重層とよび、この領域の外側を外液と呼ぶ。

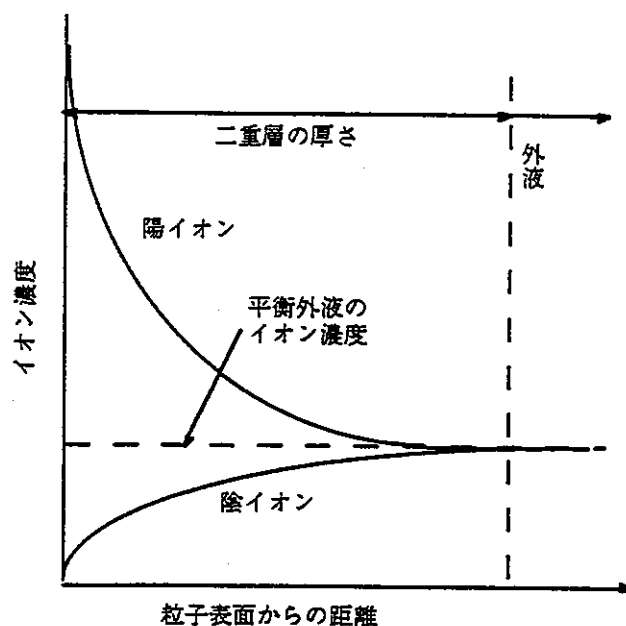
拡散二重層内の電荷の分布は、大気中の気体分子の分布と似た「拡散集積圏」を示し、次の *Boltzmann* の式に従う。

$$C_1 / C_2 = \text{Exp}(-\Delta E / kT) \quad (2.2-2)$$

C_1, C_2 : 引力場の任意の位置(1, 2)におけるイオン濃度

ΔE : 位置1および2におけるイオンの位置エネルギーの差

kT : イオンの運動エネルギー



地球環境工学ハンドブック(1991),p126

図2.2-1 荷電物質の表面近くのイオン濃度の分布

2.2.4 陽イオン交換反応

陽イオン交換反応は、次式で表される平衡反応である。



ここで、 R^- は陽イオン交換体を、 $A_{(R)}^+$ や $B_{(R)}^+$ は交換体表面の拡散二重層中の交換性陽イオン濃度を、 $B_{(S)}^+$ や $A_{(S)}^+$ は平衡溶液中の交換性陽イオン濃度をそれぞれ示している。土壌中の主な交換性陽イオンは、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 K^+ 、 Na^+ 、 H^+ およびアルミニウムイオンである。これらのなかで、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 K^+ 、 Na^+ は土壌のpHを高くする効果があり塩基と呼ばれ。一方 H^+ およびアルミニウムイオンは土壌の酸性を高める効果がある。主なイオン交換体のCECと荷電状態を表2.2-1に示す。

イオン交換体	CEC* [me/100g]	負荷電の構成
カオリナイト	2~10	一定荷電>変異荷電
ハロイサイト	5~40	一定荷電>変異荷電
スメクタイト	60~100	一定荷電>変異荷電
バーミキュライト	100~150	一定荷電>変異荷電
雲母 (イライト)	10~15	一定荷電>変異荷電
2:1~2:1:1型 中間種鉱物	20~40	一定荷電>変異荷電
緑 泥 石	2~10	一定荷電>変異荷電
イモゴライト	20~30	変異荷電
アロフェン	30~135	変異荷電
腐 植	150~300	変異荷電

* pH7.0 : イオン濃度 $10^{-1} \sim 10^{-2}N$

表2.2-1 主要なイオン交換体のCECと荷電状態

式(2.2-3)のイオン交換反応は、通常は可逆反応であり、平衡点や $A_{(R)}^+$ と $B_{(S)}^+$ の量比に依存するが、陽イオンの種類、イオン交換体 R^- の性質、共存イオンの種類や濃度にも影響される。

化学平衡の基本法則である質量作用の法則を式(2.2.3)のイオン交換反応に適用すると、イオン交換反応の濃度平衡定数 K_{AB} はつぎのようになる。

$$K_{AB} = \frac{B_{(R)}^+ A_{(S)}^+}{A_R^+ B_S^+} \quad (2.2-4)$$

K_{AB} は、 A^- を基準にした B^- の選択係数とよばれる。荷電数が同一の陽イオンに対する選択性は、陽イオンの水和直径の序列とほぼ対応しており、1価のイオンについては $Li, Na < K, NH_4, Rb < Cs$, 2価のイオンについては $Mg < Ca, Sr < Ba$ の順に増加する。

土壌中の重金属イオンは、アルカリ、アルカリ土類金属イオンと同様に、土壌中の陽イオン交換体によって吸着される。このような重金属イオンの中には陽イオン交換体によって著しく選択的に吸着保持されるものがあり、これらは特異吸着と呼ばれる。重金属の特異吸着は、 H^+ を電離した破壊原子価を有する粘土鉱物と重金属原子との間に、また酸化鉄鉱物等の OH 基や $COOH$ 基の酸素原子と重金属原子との間にイオン結合よりも強い共有結合の性格を帯びた配位結合が形成されることによるものと言われている。

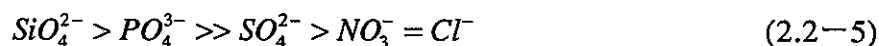
H^+ も特異吸着が著しく、この特異吸着は pH に大きく依存し、破壊原子価による負電

荷を消失させる。また、特異吸着される重金属イオンとも競合する。その結果、酸性土壌では重金属イオンの特異吸着が抑制されることになる。

2.2.5 陰イオン交換反応

土壌の固相表面の正の電荷の分布は、粘土鉱物の端面や酸化鉱物の表面に限られており、その表面積も小さい。したがって、多くの場合負の荷電量よりも小さくなる。このことは、また、AECはCECよりも小さいことを表している。陰イオン交換基を持つのは、アロフェン、イモゴライト、ギブサイト、酸化鉄鉱物および硫化鉄鉱物である。すでに述べたように、固相表面の正電荷は、破壊原子価を構成するアルミニウムや鉄原子と結合しているOH基が H^+ を取り込むことによって起きる。このような陰イオン交換基は pH に強く依存し、AECは pH が低下するにつれて増加することになる。

正の電荷部分における各種の陰イオンに対する吸着の選択性については、陽イオンの場合よりも大きい。これは、陰イオンの多くが複数の原子から構成されていることおよび陽イオンに比べてイオン半径が大きいこと等から、水和度が低くなるためである。土壌中の陰イオンの吸着選択性の順位は、つぎのようになる。



2.3 土壌中の生態系

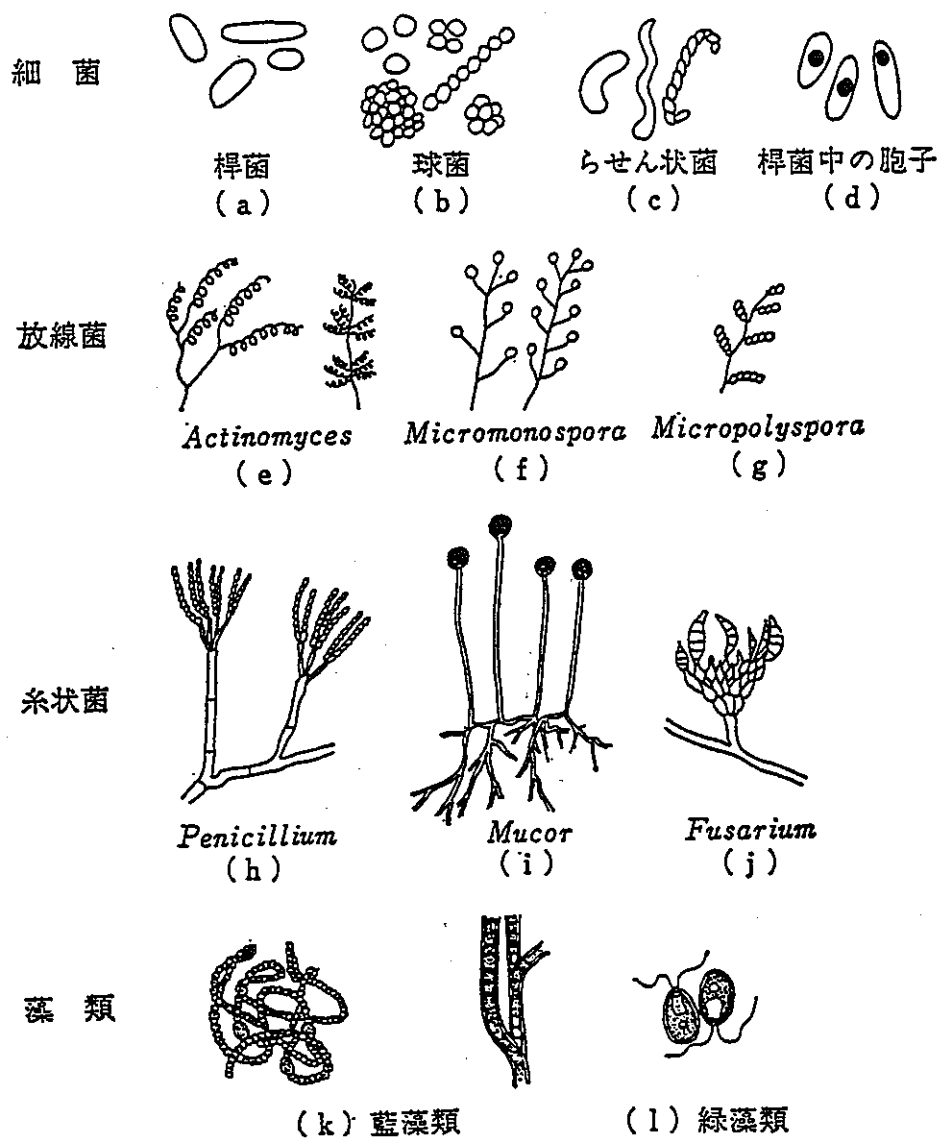
2.3.1 土壌中の微生物

土壌中の微生物は、細菌、放線菌、真菌類、藻類および原生動物に大別され、これらはさらに多くの属に分類されている。土壌中では、細菌が最も多く棲息しついで放線菌、糸状菌の順に少なくなる。このような微生物の大きさは $0.5\sim 55\mu m$ で、乾燥土壌1g当り106～109個ぐらい棲息している。棲息場所は、土壌表層が最も多く、深くなるほど少なくなる。深さ50cmでは表層の約1/10に、深さ100cmでは表層の約1/1000以下に減少する。土壌微生物の種類を表2.3-1および図2.3-1に示す。

表2.3-1 土壌微生物の種類および形態

高井廣雄(1984),土壌通論,p53

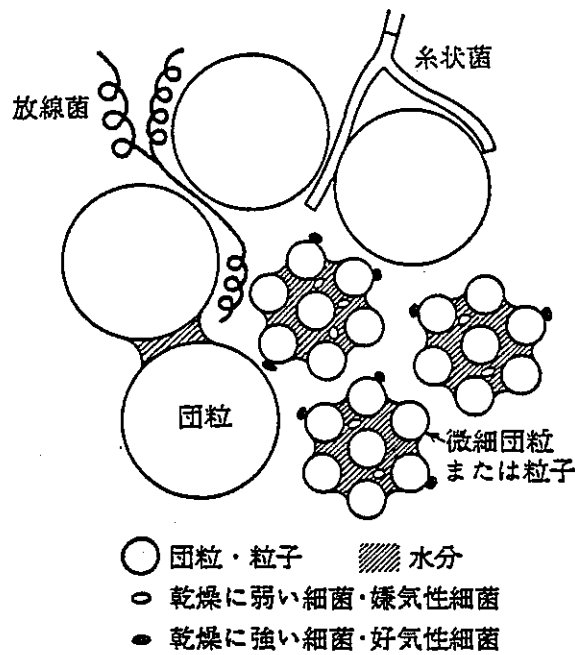
グループ	形態と大きさ	主 要 な 種 類
細 菌	単細胞 ($0.5\sim 2.0\mu \times 1.0\sim 8.0\mu$) あるいはこの細胞のゆるい連結状	{ 有機 (従属) 栄養細菌 無機 (独立) 栄養細菌
放 線 菌	分枝状の菌糸 (直径 $0.5\sim 2.0\mu$)	{ 好気性細菌 嫌気性細菌
糸 状 菌	分枝状の菌糸 (直径 $3.0\sim 50\mu$)	<i>Penicillium</i> <i>Fusarium</i> <i>Mucor</i> など
藻 菌	単細胞、細胞の連結状あるいは糸状 (直径 $3.0\sim 50\mu$)	緑 藻 藍 藻 ケイ藻



高井廣雄(1984),土壌通論,p53

図2.3-1 土壤微生物の形態

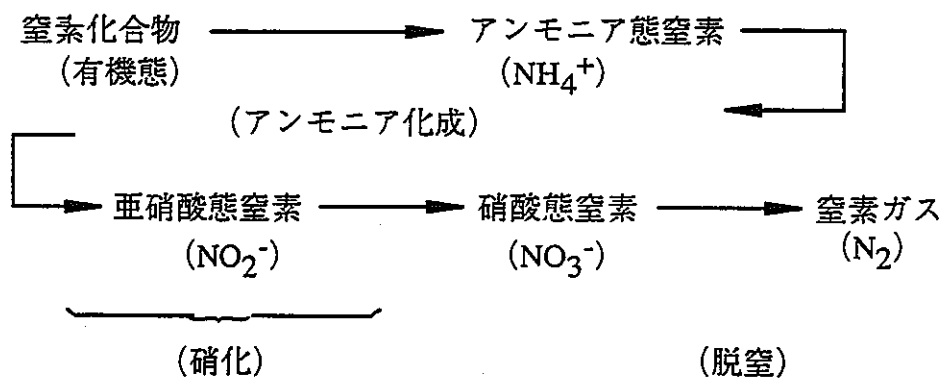
微小な土塊をとって、その中に棲息している微生物の分布を調べてみると、図2.3-2のように、極めて不均一な分布をしていることが解かる。菌糸の直径が $10\mu\text{m}$ 程度の糸状菌は団粒と団粒の間の大孔隙に、乾燥に強い放線菌も団粒間の空気の流通が良好な孔隙にそれぞれ菌糸を延ばしている。細菌の大部分は、土壤粒子に付着して生活していることが知られており、団粒の表面の乾燥しやすい部分には好気性細菌が、一方、団粒の内部の湿潤な部分には嫌気性細菌がそれぞれ棲息している。



高井康雄(1984),土壌通論,p57

図2.3-2 団粒構造と微生物分布

土壌中の微生物は、土壌中の炭素化合物や窒素化合物を分解し、メタンガス、二酸化炭素ガスあるいは窒素ガス等のガスの発生をもたらす。炭素化合物の分解過程では、細菌、放線菌、糸状菌に属する多くの有機栄養性微生物が活躍する。畑のような好気性条件下では二酸化炭素ガスが発生し、水田等の嫌気性条件下ではこれに加えて、メタン生成菌の働きによってメタンガスも発生する。窒素化合物の分解過程(循環)は次の図2.3-3のように進行する。



中野政詩(1991),土の物質移動学,p132

図2.3-3 窒素化合物の分解過程

上図の窒素循環の各過程に関与する主要な微生物を、表2.3-2に示す。

表2.3-2 窒素循環に関与する主要な微生物

窒素の形態変化	関与する微生物
アンモニア化成作用 蛋白質→アミノ酸→ NH_4^+	大部分の有機栄養微生物
硝化作用 $\text{NH}_4^+ \rightarrow \text{NO}_2^-$ $\text{NO}_2^- \rightarrow \text{NO}_3^-$	亜硝酸菌 硝酸菌
硝酸還元作用 $\text{NO}_3^- \rightarrow \text{NO}_2^- \rightarrow \text{NH}_4^+$	有機栄養微生物
脱窒作用 $\text{NO}_3^- \rightarrow \text{NO}_2^- \rightarrow \text{N}_2\text{O}, \text{N}_2$	脱窒細菌
窒素固定作用 $\text{N}_2 \rightarrow$ 蛋白質	独立窒素固定細菌 共生窒素固定細菌 藍藻類
有機化作用 $\text{NO}_3^-, \text{NH}_4^+ \rightarrow$ 蛋白質	大部分の有機栄養微生物

2.3.2 土壌中の有機物

土壌中での有機物の分解過程は、腐植化の過程と相互に影響しながら進行する。分解過程で生成される腐植の生成量および性質は、分解される植物遺体の化学組成、土壌中の生物種、水分の含有量、通気性、温度および pH 等によって支配される。

土壌中の炭素化合物や窒素化合物は、土壌に投下された各種の有機物が分解されて生成される。土壌中の有機物は植物の遺体が圧倒的に多く、温帯地域では年間に乾燥重量で5～30ton/haの有機物が土壌中に残される。農地では、作物の収穫残渣が主な有機物の供給源であり、水田および牧草地では約5ton/ha、葉菜類で約14ton/haの有機物が土壌中に残される。農地はこの外に多くの有機物が人為的に土壌中に投与されている。

このような有機物は、ヘミセルロース、セルロース、デンプン、糖類、タンパク質、脂肪、リグニン、タンニン、ペクチン等の成分で構成されている。このうち、微生物により分解され易いものは、デンプン、糖類、タンパク質であり、ついで、ヘミセルロース、セルロースが分解され易い。これらは易分解性有機物と呼ばれる。リグニンは分解され難く、難分解性有機物と呼ばれる。

土壌中に混入した有機物は、最初は、小動物が摂取したり、機械的に細粉化され、有

機体のリグニン化した組織に覆われていた分解しやすい成分が露出し、微生物による分解がしやすくなるような作用を受ける。畑地では、デンプンを分解する細菌や糸状菌の増殖が最初にあり、ついで、セルロース分解菌およびリグニンを分解する菌の増殖がある。リグニンやタンニンを多く含む樹木や落葉の分解では、逆に、リグニン分解菌が初めに活動し、ついでセルロース分解菌の活動が盛んになる。このような分解過程はおおよそ1年間程度継続するといわれている。この最終段階に黒色の高分子物質で水にとけ難いコロイド物質である腐植物質が生成される。この腐植物質の分解は、その後、数100年かけて進行する。腐植物質や微生物の代謝の結果生産された多糖類は、土の粒子と結合して、土に団粒構造を作る。

有機物のこのような分解過程は、有機物自体の性質、外部環境および土壌自体の性質に応じて、その早さが種々に異なる。有機物自体の性質としては、有機物を構成する炭素と窒素の原子数比(C/N)が有機物の性質を表す指標となる。 C/N の大きい有機物は、繊維質有機物といわれ、糖やセルロース中の炭素が有機物中の主要炭素を構成しており、自然環境中では速やかに分解される。一方、 C/N の高い有機物は窒素質有機物と呼ばれ、リグニン等の難分解性有機物質の含有量が高く、分解速度が遅い。一般的に、窒素は微生物の栄養分となるので、窒素成分の多い有機物を含む土壌中では、微生物の活動が活発になり有機物の分解速度も早くなると言われている。周囲の環境条件としては、地中温度が最も大きな因子となる。土壌中温度は土壌中の微生物活動に大きく影響し、30度付近が微生物活動の最適温度と言われている。

有機物質の分解過程に影響を与える土壌の性質については、まだ十分に解明されていないが、一般的に、粘土の種類と粘土の含有量に応じて分解速度が変化するといわれている。 C/N が高い場合には、カオリナイトやアロフェン土で分解が早く、 C/N が低い場合には、モンモリロナイトやアロフェン土で分解が早い。

2.4 水田・畑土壤

2.4.1 水田土壤

水田土壤には養分の蓄積が多く、そのうえ灌漑水によりかなりの量の養分が供給されるため、水稻は畑作物に比べて土壤からの養分の吸収の割合が多く、従って、多くの収穫が上がる。また、水稻は根に大きな空隙があり、これが地上部に連なって酸素を地上から供給する役割を果たしている。このため、水稻は酸素の極めて少ない水田土壤環境でも呼吸を保つことができる。

水田の表面水中の酸素濃度はわずかであり、湛水後有機物の分解に伴って微生物の酸素消費が進行すると、次第に水田土壤中には還元状態が形成されてくる。一般的には還元状態になると種々の物質は水に溶け易くなる。水田表土に存在する鉄やマンガン等は還元されて土壤溶液中に溶け、水の下降運動によって土壤の下方に移動する。これを溶脱という。このように溶脱した物質は、下層の酸化層に達すると酸化されて溶解度が減少して沈殿する。また、下層の酸化力が弱い場合には、これらの還元態イオンは下層の粘土鉱物の陽イオン交換基に吸着保持されて、落水後に土壤中に進入する空気中の酸素によって酸化されると考えられている。

このように、水田土壤では湛水期間の還元過程の進行に伴う土壤中物質の溶脱とこれらの下層での集積によって、溶脱層と集積層の分化が起きる。

水田土壤の土層は、表層から深層に向かってそれぞれ、作土、鋤土および下層土に区分される。作土は施肥および耕耘の行われる層で10～15cmの厚さがあり、軟らかく腐植が多い。鋤層土は作土の直下にあり、硬く緻密な層を形成しており作土から溶脱してきた粘土、鉄等が集積している。下層土は鋤層土の下にあり土壤形態学上の分類では、B層に相当する。

水田の土層が畑土壤と最も異なる点は、すでに述べた還元層が存在することである。水田は地下水位が高く、さらに湛水するので、土層内の物質は空気に接触する機会が少なく、酸素が欠乏した還元状態を示すことになる。このような還元状態の土層は、グライ層とも呼ばれる。

2.4.2 畑土壤

畑土壤は水田土壤に比べて一般的に地下水位が低く湛水することもない。また、水田のように灌漑することもないため養分の補給もない。このため、一般に水田土壤に比べて、有機態窒素および塩基等の養分含有量は低い。

日本の畑で最も広い面積を占めるのは、火山性洪積台地および丘陵地の土壌で、火山灰および火山砂礫を母材とする火山灰土壌で、黒ボク土として分類される。

火山灰土壌の性質は噴出の年代、母材の種類、風化の程度、降水量等によって種々に変化する。一般に新しい火山灰は粗粒であり、噴出口から遠くなると細粒になる。

火山灰は透水性が大きく地下水位が高くない限り過湿になることはなく、保水力も非火山灰土壌の2～3倍程度大きい。しかしながら、粗孔隙が多いことは排水を良くする半面、毛管水膜の連結を絶つことになるため水分の伝導性が悪くなる。

第3章 マクロな水移動としての地下水

3.1 マクロな水移動

3.1.1 概要

土壌中の物質の移動に土壌表層から供給される雨水あるいは土壌中に蓄えられている水が大きな役割を占めていることは、定性的にはあるが、既に、前章において説明を行った。また、これらは、農業規模での穀物の生産あるいは家庭内での植物の栽培等の日常生活経験を通じて、十分に理解され得る。

土壌中の物質移動の解析とは、最終的には、「土壌中で水を媒介として起こる土壌成分と移動物質とのミクロな相互作用現象の解明を通じて、我々が現実的に感知し得るマクロな物質移動現象を十分に説明できるような予測・評価モデルを構築することである。」とも言える。

しかしながら、このような解析手法(予測モデルの開発等)は、これまで農業関係の専門家を始め多くの物理・化学領域の研究者の努力にもかかわらず、土壌中の物質移動現象の関係する要因の多さ、これら要因の相互関係の複雑さおよび時間的・空間的な広がり、の広範さ等の困難に直面して、まだ、部分的にしか完成されていないのが実情である。

一方、ミクロなモデルによって構成されるマクロなモデルも最終的には、現実には生起する(マクロな)現象によって検証を受け、はじめて完成されたモデルとなる。

したがって、ここでは、第4章以降のミクロな水および物質移動の解析に進む前に、我々が日常生活空間のなかで感知し得る水移動に関するマクロな諸現象から、その背後にどのようなメカニズムが推定されるかについて、その概要を説明していくこととする。

第3章の3.2においては、水文学的な見地からマクロな水の(土壌からの)流出過程を、また、第3章の3.3においてはこれらの流出過程において地下水が大きな位置を占め、また、地下水の成分を分析することによって多くの情報が得られることを、これまでに得られた知見を整理して示すこととする。

3.1.2 マクロな水移動現象

地球上での水の循環を概略的に記述すると、つぎのようになる。

地表および海洋表面から蒸発した水蒸気は、大気中で冷却されて、雨雲等を形成する。雨雲の中の水蒸気がさらに凝縮し雨滴がさらに成長すると、やがて雨滴は大気中での

浮力を失い、降水となって地上に落下する。これが降雨である。

地上に到達した降雨は、一部は、地表面を流れて河川に流入し、また、残りは地表から土壤中に浸透し、一般的に土壌下層に形成される地下水系に合流していく。

一度地中に浸透して、地下水となった降水も、一部は再び地表に現れて河川に合流して、最終的には海洋に流入することになる。

このような地球全体の、一般的に長期的な水(水分)移動(循環)現象のなかで、地表における比較的短時間の現象については、さらに、次のことが解る。

強度の降雨があるときに、河川の流量変化(流出の時間変化: *Hydrograph*)を注意深く観測すると、降雨開始後間もなく河川の流量は増加を始め、やがて最高流量に達した後しばらくして流量は減少していく。しかしながら、この流量の減少は降雨が停止した後もしばらくは始まらない。むしろ、降雨停止後も流量の増加が続き、ある程度の時間遅れの後に減少が始まる。

卑近な例としては、1986年の那珂川の氾濫で引き起こされた水戸市近郊の広範な家屋の床上浸水があげられる。この時は、降雨はすでに停止し天気も回復の兆しを見せていた。したがって、那珂川への雨水による流量供給も停止しており、一見したところ河川の増水の理由は何も無いように思われたが、河川の水位上昇は止まらず、ついには堤防を越えて河川氾濫に至っている。

このように、河川の流量変化を観測すると、河川への流入についてはいくつかの成分があることが解る。上記の例で示すと、比較的降雨に敏感に反応する早い流出成分と時間遅れのある遅い流出成分とである。

早い流出成分は、これまで浸透現象の解明でミクロな立場から流出理論を提案した Horton(1931年)の考え方で、地表面を流下する成分として解釈されていたが、この考え方では実際の現象をうまく説明出来ないことが明かとなってきた。これについては、次の第3章の3.2の「水文学から見た流出過程」で詳細を説明する。

また、降雨停止後も長く続く遅い流出成分については、土壤中に浸透した降雨によって涵養された地下水系から主として供給されていると考えるのが自然である。

上記の例を極めて単純化して、つぎのように解釈することもできる。

ある特定地域の山地、溪谷、河川、平野および地下水系等を全体として一つの系として考え、しかも、この系は、年間を通じて平均的には、ある一定の平衡状態にあると考

える。

すなわち、降雨量、蒸発量、地下水量、河川流量等がある一定の平均値で釣り合っていると考える。このことは、比較的長期の平均についてはある程度は成り立つ。

このような仮定の基に、この系に、平均値を越えるある降雨量をパルス的に一種の外乱として入力すると、その応答として平均値を越えるある河川流量の変化が現れることになる。すなわち、河川流量と降雨量に着目した場合に、河川の流域特性が一種の伝達

関数の役割を果たすことになる。

マクロな水移動をこのような観点から捕らえようと、さらに、生体の代謝モデルとの類似が成り立つ。

人体は、骨格を形成するカルシウムを除けば、大部分は水で構成されている。

この一定の平衡状態に維持されている人体(水系)に、短時間にしかも平均摂取量を越える多量の水分を与えると、人体は平衡維持に必要な量以上の水分はやがて排泄し、もとの平衡状態に戻ろうとする。この場合、排泄される水分は、摂取した新しい水分そのものではなく体内に保持(涵養)されていた古い水分である。このように、摂取(入力)と排泄(出力)の関係を調べることによって、人体の排泄(伝達)関数が求められる。

また、排泄物中の成分分析によって体内での代謝の機構が推定されると同様に、地下水の成分分析によっても地下水系等に関する多くの情報が得られることになる。

3.2 水文学から見た流出過程

3.2.1 歴史的経緯

水文学者の研究の関心が降雨に対する河川流量に変化のみに限定されているかぎり、*Horton*流の考え方でも特段の問題はないが、研究の対象が降雨から流出量を計算する流出モデルに拡大されてきて初めて問題点が明らかになった。

最近の研究によると *Horton*流の考え方は様々な流出形態の一つの極限(例えば、極めて透水性の悪い地表面で生じる流出)としては有りえても、一般的なものとは認められなくなっている。つまり、地表流を発生させる地下水飽和面は河川近傍に形成され、河川に至る斜面全域に地表流が発生することはないと考えられている。

*Horton*流の単純な考え方による地表流に対する疑問が提出されるようになったのは新しく1960年代に入ってからであるが、すでに *Horton*と同時代にも地表流以外の流れが洪水のピークの形成に支配的な要因を形成しているとの考えが提案されていたことが、最近の文献調査によって明らかにされている。

1960年代に始まった地中流の活発な研究の中で、山腹斜面小流域(研究対象に好都合)の流出過程を流域の一部から流域全体を観測の対象とした欧米の研究者の研究が、上に述べたように、水文学の方向を大きく変えることになった。

このような中で *Hewlett*は、地表流の発生は流域の特定部に限られること、また、斜面土壤中水分の横方向(斜面下流方向)への運動が、斜面基部において流出を発生させるのに効果的であることを明らかにしている。さらに、不飽和土壤が長期流出の供給源であることも実験によって示している。

また、一方 *Beston*は、流出の実測値と全降雨量との間に系統的なずれがあることを見だし、このずれは流出が全領域からではなく、流域の一部から発生すると考えることによってうまく説明できることに気づき、部分的流出寄与域(*Partial Source Area*)の概念を提案した。

このように、現在では地表流を発生させる飽和面は、河川近傍に形成され、斜面全域に地表流が発生することはないと考えられている。

日本においても、同時代に欧米の研究に劣らず優れた研究成果が得られている。

東大の試験林では降雨と流出現象の微視的過程に関する研究が行われ、その結果地表流の発生は見られず、浅い土壤中の地中流が卓越することが示されていた。また、利根川の支流(相俣川)流域での実測で、同じく地表流は発生せず、早い地中流の存在が確認されていた。

また、これらの研究に引き続き、多摩丘陵を試験対象領域として同様な研究が精力的

に進められた。

3.2.2 早い流出成分

現在研究はさらに進展して、流出過程で発生する早い流出成分は、最近では地表流だけではなく、側方流およびパイプ流などの地中流の重要性も指摘されるようになった。

(1) 地表流

地表流を発生させる機構は大きく分けて次の3つに区分できる。

(A) Horton型地表流

降雨強度が地表面の浸透能を上回るときに発生する。

(B) 飽和型地表流

降雨強度は土壌の浸透能を上回ることはないが、土壌中に浸透した雨水によって発生する側方流が土壌表面を飽和状態にする(飽和面を形成する)ときに発生する。

(C) 復帰流

不透水性あるいは難透水性の地層の上部に発達する側方流の厚さが、上部から供給される浸透降雨によって十分に厚くなるか、あるいは土壌層の厚さが薄いところで地表面に達して地表流となる。

(2) 側方流

側方流は、土壌中を斜面下方に向かう地中水で、これには2つの型がある。

(A) 飽和側方流

ある一定の水分条件を満たしている土壌が降雨に曝されると、土壌中の不連続境界面では、土壌表面から供給される浸透水によって、飽和状態が形成される。この飽和状態は、斜面下方に向かって移動し飽和側方流が発生する。

(B) 不飽和側方流

基岩や難透水性地層の上部の土壌が不飽和状態であっても、斜面の基部では流出が発生する。

上に述べた流出過程の背後には、飽和毛管帯効果と呼ばれる作用が働いている。

土壌中の水分分布を見ると、地下水面直上の不飽和帯は、土壌の毛管作用によって、極めて飽和に近い状態に保たれている。これを飽和毛管帯(毛管水縁)と呼ぶ。この飽和毛管帯が河川近傍で地表面と交さる領域は、降雨が極わずかに浸透するだけで、直ちに

飽和してしまい地下水面の急上昇と飽和面の急速な拡大をもたらす。したがって、これによって生じるポテンシャル勾配のために、土壤中に貯留されていた古い雨水が押しだされて流出水となる。このような効果を飽和毛管帯効果と呼ぶ。

(3) パイプ流

土壤中には、パイプ状に繋がった自然の空隙があり、土壤中に浸透した雨水はこのパイプ網を通して速やかに排出されるとする考え方がある。

パイプの成因については、モグラあるいはミミズ等の地中動物のつくる孔や植物の根等が腐った跡であるとの考えもあるが、むしろ大きなポテンシャル差によって、粘土層等の難透水性層の上に自然に形成されたものと言われている。

3.2.3 降雨から流出に至る素過程

降雨は次のようないくつかの過程(素過程)を通じて最終的には河川へ流入することとなる。この中で主要な過程としては、地上に到達した降雨が河川流となるまでの過程と、地上に到達した後地中に浸透し、その後土壤中から直接的にあるいは草木などの蒸散作用によって間接的に大気中に移行する蒸・発散量である。しかしながら、蒸発散過程は確かに主要な研究課題ではあるが、ここに述べる降雨と河川の増水(洪水)との関係を調べる比較的短期な時間スケールにおいては、それほど重要な因子とはならない。

次に主要な素過程を示す。

(1) 蒸発散過程

降雨は大気中を落下する間にも雨滴の表面から蒸発し、また、地上に到達した降雨は地表で形成する水流の表面から蒸発するが、大部分の降雨は一度地中に浸透して土壤中に保持される。その後、その一部が地表面から蒸発し、あるいは植物の根系を通して吸収され、葉面の気孔から蒸散される。この2つの過程をまとめて蒸発散過程と呼ぶ。

(2) 浸透過程

一般的に地表面に到達した降雨は、土壤中に浸透するが、土壤表面を形成する土層(透水係数の変化)に応じて様々な浸透の様相を呈することになる。

温帯地方では地表面は腐植などの透水性の高い土壤層で覆われており、土壤の浸透能を越える降雨はまれである。一方、熱帯地方では高温多湿のため微生物の活動が活発で、落葉な枯死植物の分解速度が速く、表土層は温帯地方ほど発達していない。さらに、高

頻度の降雨によって鉱物成分の溶脱がおこり、独特の土壌層を形成している。

(3) 側方流

土壌は一般的に上層から下層に向かって順に浸透能の高い腐植質の層から、透水性のやや高い土壌層、透水性の低い粘土層そして亀裂の入った岩盤のようにいくつかの互層から成っている。土壌中に浸透した降雨は、土壌中を上部の空隙部分から順次満たしつつ流下していく。この浸透水は下層の低い透水性の層に到達すると2つの層の境界面を斜面下方に地中流として流下する。これを側方流と呼ぶ。

(4) 復帰流

側方流は土壌層上部からの浸透降雨を集めながらその厚さを増し、斜面の下部あるいは土壌層の薄い所で、地表面に再び現れる。この様な流水を復帰流と呼ぶ。

(5) 地表流

降雨強度が土壌の浸透能を上回ったり、あるいは飽和側方流により土壌が飽和状態になると、降雨は地表面上に湛水し、斜面上に地表流が発生する。この概念は特に飽和側方流と呼ばれ、河川流入となるまでの間、地表面上の一時貯留として扱われる。

温帯地方では、流域内で地表流の発生する面積の割合はそれほど大きくはなく、山腹斜面の地中流が集中する勾配の緩くなった谷川源流部のくぼ地形な、表土層の薄くなった部分に局所的に発生する。谷川源流の地表流域は、降雨の継続とともに斜面上方からの側方流の発達と相まってその面積が増大するが、降雨停止とともにやがて縮小する。

(6) 窪地貯留

降雨が土壌の浸透能を上回ると、地表流となって山腹斜面を流下するが、流下の過程で地表面に出来た凹みがあればこれが雨水で満たされるまで貯留される。これを窪地貯留と呼ぶ。降雨後、窪地に貯留された雨水は、一部は表面から蒸発するが、残りはやがて地中に浸透していく。

3.3 流出過程における地下水

陸地にある表流水は、降水に由来することは明らかであるが、その表流水もその起源を辿ればそのほとんどは降水が一度地下に浸透した地中水(土壌水および地下水)であることを説明した。

日本の国土の約70%近くは、森林に覆われた山地で形成されており、このような森林域から供給される水の流出が量的にも質的にも河川水の主要な部分を成している。

降雨時に河川の水量が増加する現象についてはすでに述べたが、山地の雨水が直接的に河川に流出する割合は非常に僅かで、河川の増水をもたらす水の大部分はかつての降水時に地下に浸透した水がその大半を占めている。降水や流出水に含まれる溶存物質の追跡から推定された結果によると、100mmを越える豪雨の場合でも90%近くは地中水の流出によることが明らかにされている。

ここでは、このように流出過程で重要な役割を果たす地下水についてその水質形成流出過程における水質の変化について説明する。

3.3.1 地下水質の形成

(1) 概要

土壌中では土壌粒子への吸着や脱着などのイオン交換反応、植物による吸収や植物遺体の分解、土壌鉱物からの溶出など、様々な要因によって地下水の水質が形成されている。このことは溶存イオン濃度の総量を示す電気伝導度に加えて、窒素、リン等の栄養物質およびナトリウム、カリウム等の一般物質も地下水の起源を知る手掛かりとなることを示している。

また、水(H_2O)を構成する酸素と水素の同位体である酸素-18($O-18$)と重水素($H-2$)を含む水は通常の水と変わらないが、蒸発や凝縮の過程で僅かではあるがその組成が変化する。このため、酸素や水素の同位体の細かな変化を分析することによって温度や高度等の物理情報が得られ、河川水および地下水の起源の解明に利用することができる。

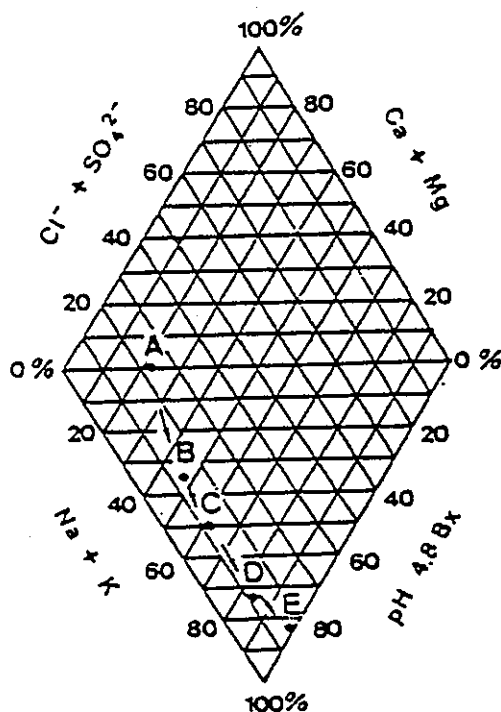
さらに、これらの安定同位体に加えて、3重水素($H-3$)は時間の情報を含んでおり、地下水の滞留時間評価に利用することができる。

(2) 水質形成

一般的な水質変化として降雨が土壌に浸透した当初は、水に含まれる CO_2 の作用で土壌から炭酸塩が溶出し、水質は $Ca-HCO_3$ 型となる。

水に溶解している様々なイオンの電気的な結合力は、イオンの持つ電荷が大きいほどまた水和イオン半径が小さいほど、大きくなる。水素イオンは電荷は1価であるが、水和半径が小さいためイオン結合力が大きい。

すでに説明したように、土壌を構成する粘土鉱物は負に帯電しており、このため多くの陽イオンを吸着している、水素イオンと接触するとこれよりもイオン結合力の小さい Na^+ や Ca^{2+} と交換される。水が土壌中を移行するにしたがって土壌や岩石との接触時間が長くなり、水中の Ca^{2+} や Mg^{2+} はイオン結合力の小さい粘土鉱物中の Na^+ に交換され次第にその濃度は減少していく。最終段階では水中の Ca^{2+} や Mg^{2+} はほとんどなくなり、地下水の水質は Na-HCO_3 型になる。このような水質の変化を表す手法の1つとして図3.3-1に示すようなキーダイアグラムがある。



平田健正(1992), 流出過程に果たす地下水の役割[その1], p22

図3.3-1 キーダイアグラム

実際の地下水では新しく追加された水は図3.3-1のA地点近傍の成分分布を示すが、時間の経過した水、すなわち同じ滞水層の水であれば涵養域から離れるにしたがってまた、同一地点では滞水層の深部の水ほど溶存成分の変化はAからEの方向に進展していく。

(3) 森林の物質循環と水質

森林域は団粒構造な腐植層などが発達した土壌特性を持っている。このため、水の滞留効果が大きく、降雨流出の制御や涵養等の作用を通じて水文循環過程に大きな役割を果たしていることが知られている。さらに最近の研究によると、森林生体系における物質の循環は、土壌水質、地下水質さらには渓流水質までも支配していることが明らかになった。

森林の植物体にとって必要な養分物質は根から吸収され素の一部は植物体に固定され、

残りは落葉等によって林床に還元される。このように森林生態系に組み込まれた養分物質であれば次第に循環量は多くなるが、森林の物質循環から外れた物質の循環量は少なくなる。この結果、森林生態系の発達は森林で循環される物質の取捨選択に結びつき、最終的に森林土壌中の物質含有量の変化として現れることになる。

土壌中の物質分布を問題とする場合、樹木の根の進入する深さである1m程度がその対象となる。森林土壌中の物質の鉛直分布を図3.3-2に示す。この図から、土壌起源の Si や Na は土壌表層で含有率が低くなるが、 P 、 N および C は森林の発達に伴い物質循環が生じて土壌表層の含有率が高くなっている。

(4) 土壌成分と地下水水質

土壌水や地下水の接している土壌中の物質含量がこれらの水質形成に大きな役割を果たす。それでは、これらの土壌の物質含有率がどの程度水質形成に影響しているかを見ていくこととする。

図3.3-3に筑波の森林試験地(杉林)で観測された土壌水質の季節変化を示す。試料の採取深度は175cmまで取られているが、地下水位は冬季でも1mより深くなることはなく、したがって125cmと175cmの土壌水は地下水と考えられる。

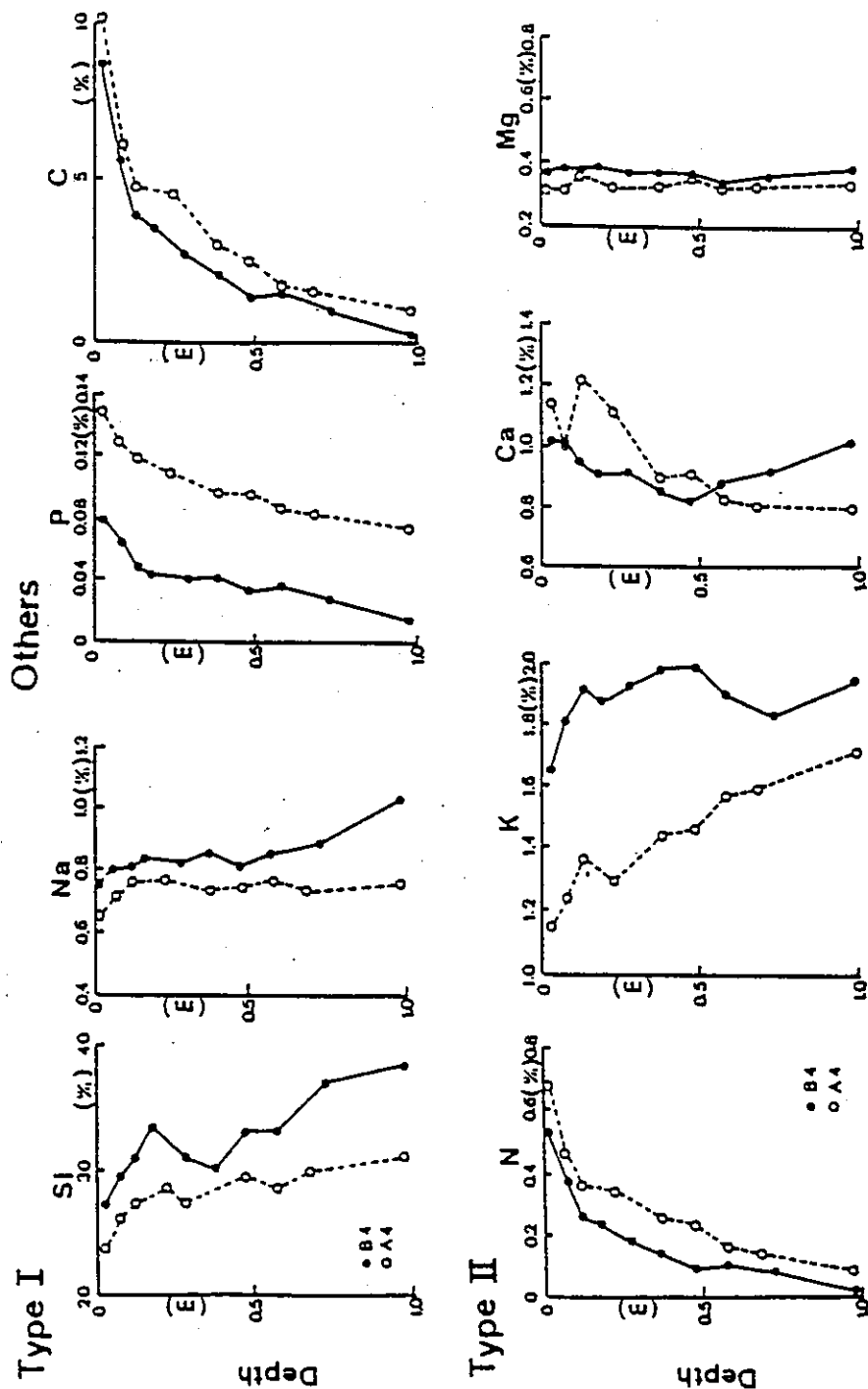
Si は重量で土壌の約50%を占める物質であり、 Na は降雨にも含まれているが、基本的には土壌起源の物質である。したがって、土壌水中の濃度は水と土壌との接触時間が長いほど、また温度が高いほど上昇する。さらに、これらの物質は表層土壌で含有率が減少していることと関連して、深層土壌水や地下水で濃度が高まっている。

土壌中の N の大部分は有機態であり、微生物分解によって硝酸にまで無機化される。この硝化過程は温度に依存するため、表層土壌中の $NO_3^- - N$ 濃度は夏季に上昇する。冬季にかけては、温度低下によって微生物分解が進まず、降雨流出による溶脱が優先されて濃度は減少する。 K^+ 、 Ca^{2+} や Mg^{2+} は、植物遺体等の有機物に含まれるとともに、土壌鉱物由来の物質でもある。 $NO_3^- - N$ と同様に、夏季には微生物分解によって、表層土壌中の K^+ や Ca^{2+} 濃度は高まる。さらに有機物分解とともに炭酸ガスが放出され、土壌水中には炭酸塩ができる。夏季の森林土壌はこのような過程で放出された H^+ が土壌中の K^+ や Ca^{2+} と置換する塩基反応の生じやすい環境にあり、 K^+ や Ca^{2+} の溶出が進むと考えられている。

Na^+ や K^+ の陽イオンは負に帯電している土壌に吸着されやすい。とくに、 Na^+ は K^+ や Ca^{2+} に比べてイオンとしての結合力が弱く、他の陽イオンと交換されて土壌から放出され、土壌中を移動しやすくなる。一方、 K^+ や Ca^{2+} は土壌植物による吸収に、降下浸透中の土壌への吸着が加わって、地下水中的の変動が少なくなったものと考えられる。

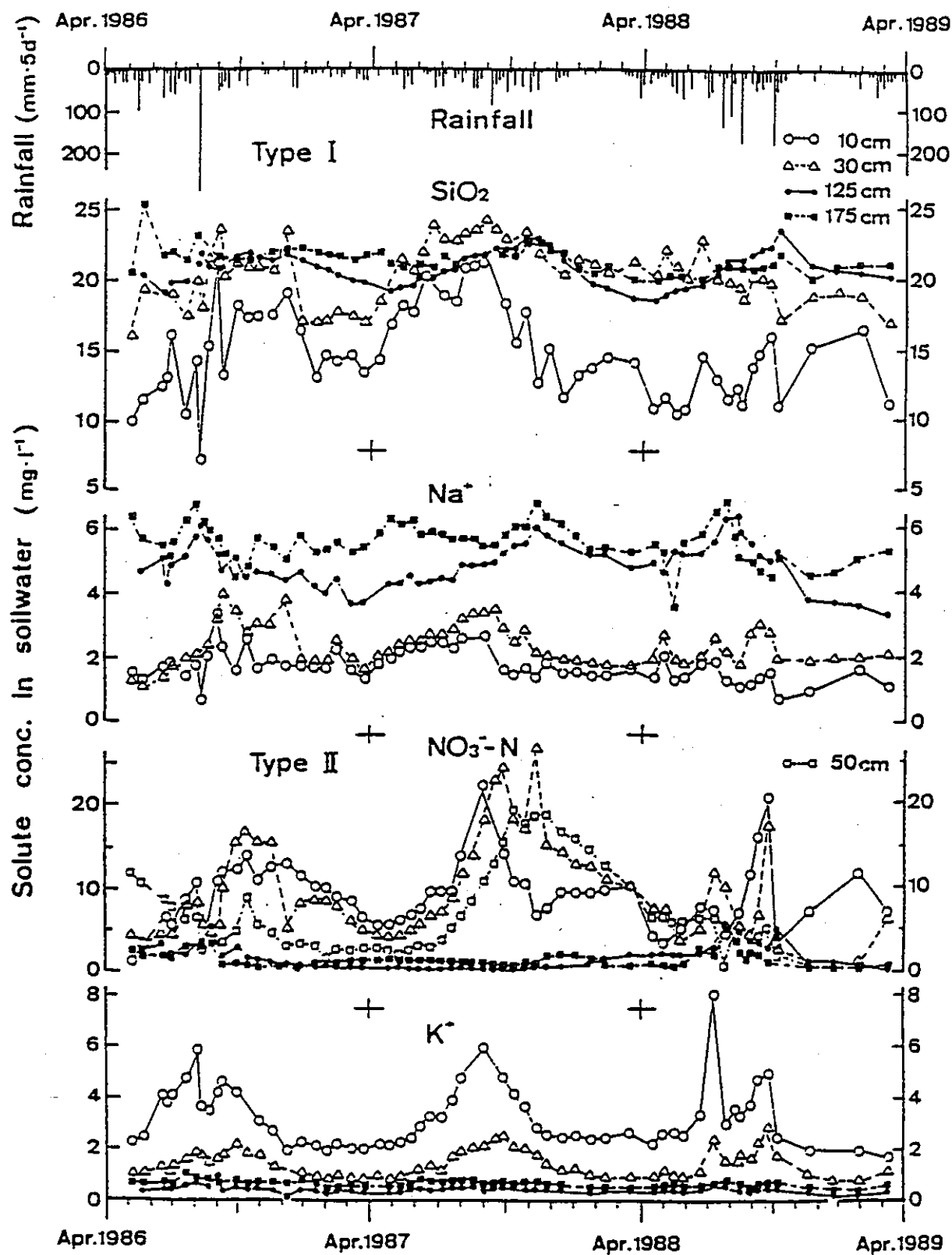
以上見てきたように、森林生態系における物質循環はまず森林土壌の組成を変え、森林特有の土壌水質や地下水質を形成する。このような様々な物質を含む土壌水や地下水の流出は、降雨時にも季節的にも溪流水質に変動をもたらすことになる。

逆にこのことは、水質変動の把握が、降水から溪流水に至る水の移動経路や、土壌水および地下水の流出割合を知る手掛かりになることを示している。



平田健正(1992),流出過程に果たす地下水の役割[その1],p24

図3.3 -2 森林土壌中の物質の鉛直分布



平田健正(1992),流出過程に果たす地下水の役割[その1],p25

図3.3 -3 森林試験地での土壤水質の季節変化

3.3.2 環境中の同位体

(1) 安定同位体

水を構成する水素と酸素にはそれぞれ通常の水素($H-1$)酸素($O-16$)のほかに、重水素(D), 3重水素(T), 酸素-18($O-18$)の同位体が存在する。この中で、3重水素等の放射性同位体は原子炉等で人工的に作りだすことができるが、重水素や酸素等の安定同位体は、地球と地球外との物質の授受のないかぎりそれらの地球上での存在比は変わらない。

通常の水中の酸素は酸素-16が大部分を占めるが、酸素-18が約2,000ppm含まれている。これらの同位体水分子は化学的には水そのものであるが、養分物質等の溶存成分と違って流域や生態系内で化学変化を起こしにくいことから、水の移行を追跡する有力なトレーサとなる。

D や $O-18$ を含む重い水は、通常の水に比べて僅かながら飽和蒸気圧が低い。このため、軽い水は重い水よりも蒸気相に入りやすい性質がある。この分離係数(軽い水の蒸気圧/重い水の蒸気圧)は、1より僅かに大きな値を取るが、温度依存性があり温度が高いほど小さくなり、1に近づく。このように水分子は、蒸発・凝縮の過程で分別されることになる。

対象とする水の D や $O-18$ の安定同位体濃度は、世界の標準海水の同位体比からの千分偏差で表される。 D の場合には次式のようになる。

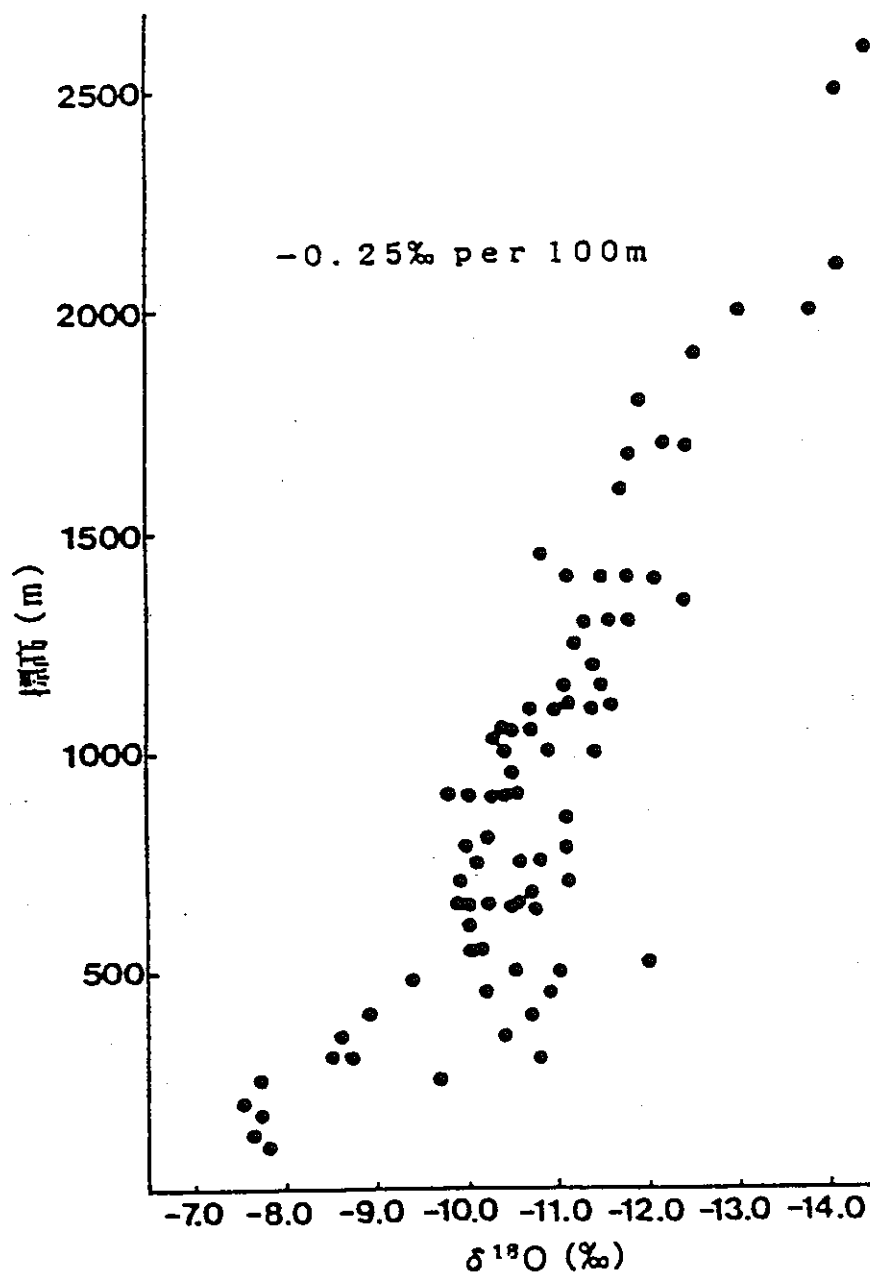
$$\delta \cdot D = \frac{R(\text{sample}) - R(\text{standard})}{R(\text{standard})} \times 1000(\text{‰}) \quad (3.3-1)$$

水は蒸発・凝縮過程で分別されるが、温度が変化しなければ、偏差はある一定値を保つ。このため、ある地方に降る雨水中の同位体組成はその地方(地域)の年間平均気温と比例関係になる。このように、降水中の同位体組成は年平均気温によって決まり、赤道付近では水は重くなり、一方極地では水は軽くなる。(温度効果)

さらに、図3.3-4に示すように、高度が増すごとに降水は軽い同位体が増加することも解っており、富士山では $0.4\text{‰}/100m$ の値が報告されている。

酸素や水素の安定同位体は降水の生成過程に関係する物理的な情報を含んでいるが、窒素や炭素の同位体組成は生態系での物質循環・食物連鎖における栄養段階を反映している。食物連鎖は植物の光合成に始まるが、水環境中では植物プランクトンから動物プランクトン、さらに小魚から大魚へと栄養段階が進むにつれて、窒素等の安定同位体は濃縮されることが知られている。

窒素は炭素と同様に本来は土壤に含まれない物質であり、自然状態では土壤中の窒素の起源は土壤微生物による窒素固定に始まる。陸上での微生物による窒素固定量は $4 \times 10^{10} - 1.4 \times 10^{14} \text{ kg/y}$ と見積もられているが、これに対して工業的に固定される窒素量は $8 \times 10^{10} \text{ kg/y}$ にも達している。この問題は、1960年代に欧米で施肥由来硝酸性窒素による地下水汚染として顕在化した。



平田健正(1992), 流出過程に果たす地下水の役割[その1], p27

図3.3 - 4 $\delta^{18}\text{O}$ と高度効果

(2) 放射性同位体

放射性同位体は放射性壊変によって時間とともに固有の半減期で濃度が減少していく。したがって、環境中の濃度が解れば、物質の年代測定が可能となる。

天然の3重水素は高層大気中で宇宙線と $N-14$ の反応で、一定速度で作られており、 HTO として環境中を循環している。一方、1950年代には大気中核実験によって環境中の3重水素の濃度が大幅に上昇して地下水の年代測定に混乱をもたらしたが、その反面で3重水素をトレーサとした研究も促進された。現在は3重水素の濃度は減少の一途を辿っており長期間観測しなければ十分な精度が得られなくなりつつある。

3.4 地下水の流出

地表面に到達した降水は土壤中に浸透するが、土壤にも水に対する受容限界があるため、土壤の浸透能を上回った降水は地表面に湛水し地表面を流れる表面流として河川に流出していく。この表面流出は降雨時の河川増水のピーク流量にいくらか寄与するが、すでに述べたように流出寄与の大きいのは土壤水および地下水で構成される地中水である。さらに、森林域では表面流の発生することは少なく、表面流出成分から流出現象を説明するHorton地表流では理解出来ない現象が数多く指摘されている。したがって、何か別の地中水を流出させる機構があることになる。

一般の浸透現象では土壤中を浸透する水の速度は1年間にたかだか数m程度であり、降雨時に観測される極めて早い地中水の流出応答は説明できない。

土壤水分は土壤中を降下浸透する水や地下水の挙動を支配しており、流域からの水の流出機構そのものと言える。このように土壤水や地下水の流出挙動を解明するためには、直接地中の水分を観測する必要がある。ここでは、実験および現地の観測結果からこれまでに得られた土壤中での水移動について説明する。また、河川への流出成分の分離について併せて説明する。

3.4.1 土壤中の水変動

土壤の粒子と粒子との間には間隙があり、この間隙が水で満たされている領域が飽和領域あるいは飽和帯(地下水)、水と空気で構成されている領域が不飽和帯(不飽和土壤あるいは毛管帯)と呼ばれる。このように区分すると、水の存在量に関する限り地下環境は大きく地下水帯と毛管帯に分けられる。しかし、水の流出を扱う場合には、さらに地下水面の上に水で満たされているが毛管帯としての性質を持つ毛管水縁の存在が大きな役割を果たすと考えられている。土壤の水分含有量から分類される土壤・地下水帯の区分を図3.4-1に示す。

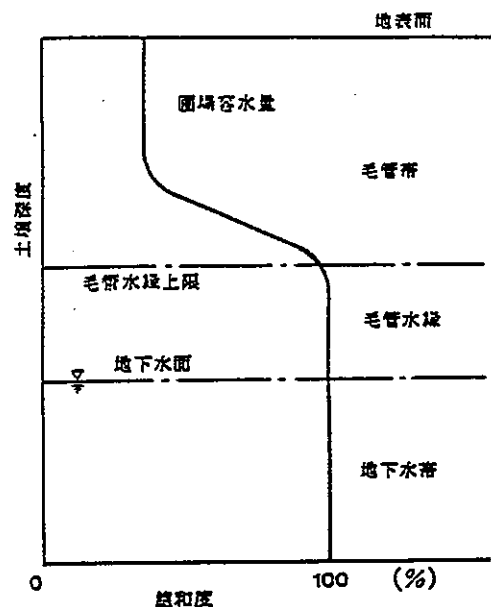
地下水中の最も大きな水の駆動力は重力である。毛管帯では重力と毛管力(水の表面張力)が微妙な釣り合い状態にある。毛管帯と毛管水縁では、水は静止しているが、土壤中を降下浸透する水やなんらかの圧力が加わるとこの均衡が破れ、静止していた水は移動を始めることが知られている。

例えば、森林域の河道付近では地下水面が地表近くにあり、毛管帯が地表面に露出していることがある。このような部分に降水が加わると、毛管水は下降浸透を開始し、地中水の流出を促すことになる。特に、水で満たされている毛管水縁が地表面に達している時には、地下水面が一気に地表面まで上昇することになり、地下水流出を速めることになる。また、この時、地表面が飽和していることから、この部分に降った雨は表面流として河川(河道)に向かうことになる。降雨が継続すると、飽和面積は急速に拡大するが降雨終了とともに飽和面積も消滅する。河道近くに形成される飽和領域の消長によっ

て表面流出量が増減することになる。

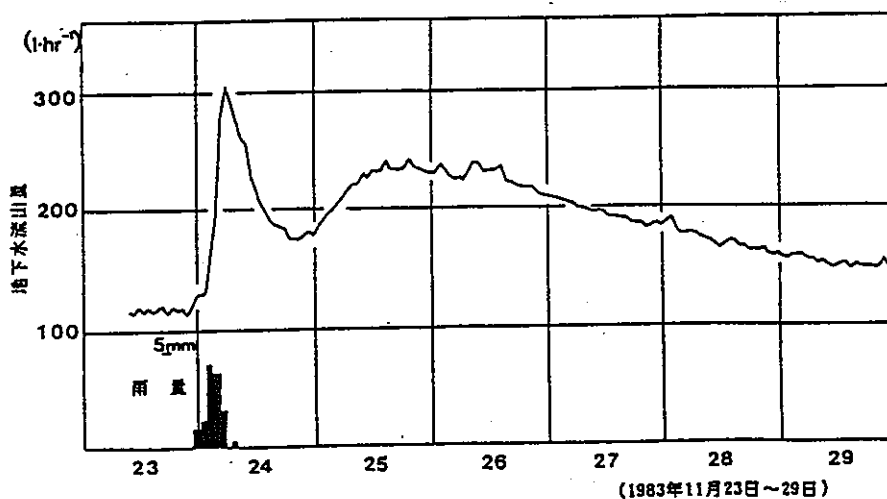
実際の流出現象では流出の不均一性等が加わり、小さな試験流域でも、いくつかの素過程が複合していることから、単純化されたモデルで説明できる事例は限られる。

図3.4-2は、流域面積が数haの谷頭部での地下水流出の観測例である。これを見ると流出量には2つのピークがあることが解る。第1のピークは、降雨に対して極めて速やかに応答しており、ピーク流量は大きく、減衰も速い。その後、緩やかな流出水量の増加と減衰が第2のピークを形成している。このように流出流量に見られる2つのピークは、総降水量が少ない場合でも、比較的降雨強度の大きい時に生じる傾向がある。また、第1のピークは降水による地下水の押しだし、第2のピークは降水による実質水分の降下浸透に起因すると説明されている。



平田健正(1992), 流出過程に果たす地下水の役割[その2], p56

図3.4-1 水分量による土壌・地下水帯の分類



平田健正(1992), 流出過程に果たす地下水の役割[その2], p57

図3.4-2 降雨時における地下水流出の時間変化

Andersen等は氷河堆積土壌を対象に長期の観測を行い、土壌水分の速い降下浸透の圧力は伝播に起因すると説明しているが、なぜ圧力波が発生するかについては触れていない。このように、土壌水分が水の実質部分の浸透に先行して、波の形で伝播する現象は、わが国でも報告の例がある。

土壌水分押し出しや圧力波の存在を仮定すると、水の実質部分の浸透がなくても毛管帯や毛管水縁を刺激することによって、地下水の流出を引き起こすことになり、降雨に対する地下水の速い流出応答を説明することが出来る。しかしながら、なぜ圧力波が発生するのかについての機構については、ほとんど解明されていないのが実情である。

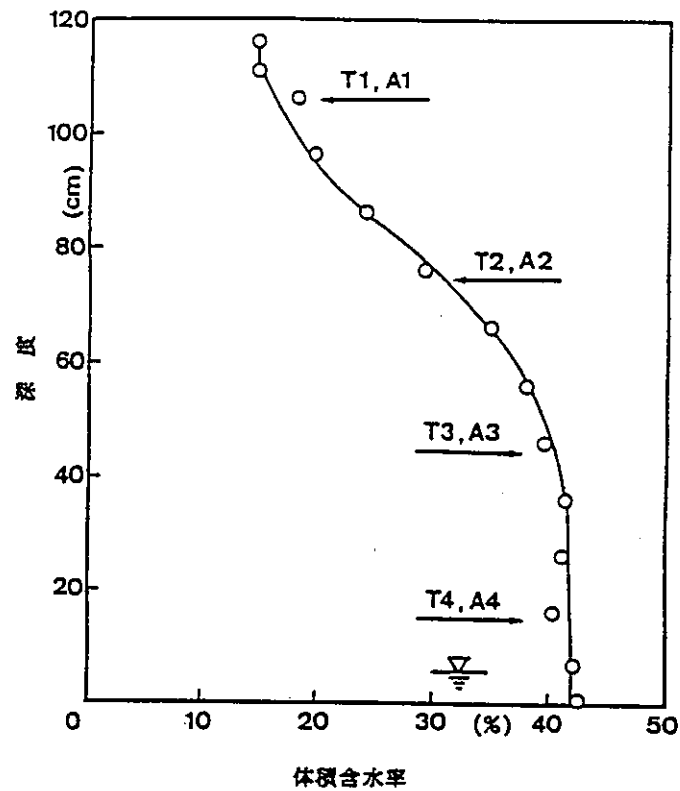
地表面湛水が生じた場合には、土壌中に封入された空気は上部の水の重さによって圧縮される。また、湛水が生じないような弱い降雨の場合でも、水の降下浸透に伴う湿潤前線が空気の逃げ道を塞ぎ、不飽和土壌中の空気を圧縮する可能性がある。不飽和土壌中の空気圧は、屑の降下浸透速度に比べれば圧倒的に速く伝わるため、この圧力伝播によって毛管帯や毛管水縁を刺激し、極めて速やかに地下水を流出させる可能性がある。

次にこのような現象を説明する実験について述べる。

実験装置は、内径19cm深さ120cmの円筒カラムに砂を詰めて、円筒上部から降水を模擬して水を80.4mm/hrで1時間供給するものである。円筒内の深度方向に4点で、土壌水圧と空気圧を測定している。また、地下水面はカラム底面から9.5cmの位置に設定されている。4点の測定地点は、それぞれ毛管帯上端、毛管帯中央部、毛管水縁上端および毛管水縁下端に対応している。このような実験装置で測定された、体積含水率とと深度の関係を図3.4-3に示す。

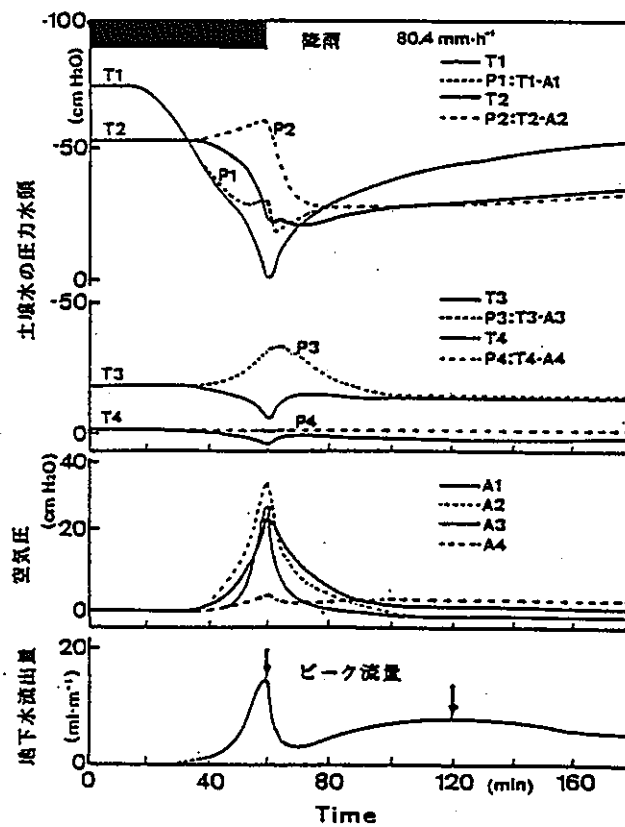
図3.4-4には、この実験で得られた全水頭(T)、空気圧(A)および土壌水の圧力水頭($P = T - A$)が示されている。ただし、ここでは、非湛水の状態で実験が行われた。

図3.4-4から、土壌中の空気圧の上昇とともに地下水流量は増加し、第1のピークを形成する。さらに、空気圧が低下すると地下水流量も減少し、その後再び地下水流量は増加して第2のピークを形成している。特に、第1のピークを形成する迄の時間帯では、土壌水の圧力水頭(P)は、 P_1 では増加し P_2 と P_3 では減少している。土壌水の圧力水頭の増加は、降雨浸透による湿潤前線の到達を、また減少は排水過程にあることを示しているから、実験で与えた降雨はまだ、 P_2 および P_3 地点には達していないことになる。これにもかかわらず、地下水の流出はすでに始まっている。この結果は、不飽和帯に封入された空気の圧縮が地下水流出を促進していることを示している。しかも、図に示した地下水流量の2つのピークは、現地の観測結果と非常に類似しており、このことは封入空気が地下水流出に深く関与していることを示唆している。



平田健正(1992),流出過程に果たす地下水の役割[その2],p59

図3.4-3 円筒カラムの体積含水率と土壤水圧力・空気圧の測定位置



平田健正(1992),流出過程に果たす地下水の役割[その2],p59

図3.4-4 封入空気圧と土壤水圧力水頭の経時変化

3.4.2 地中水流出成分の分離

(1) 溶存物質を用いた流出成分分離

降雨時には、降雨パターンに対応した河川水量の変化に加えて、河川水中の溶存物質濃度も変化する。この水質変化は、表面流出成分、中間流出成分および地下水流出成分中の溶存物質濃度が、それぞれの起源に応じて大きく異なることに由来している。したがって、この性質を利用すると、降雨流出時の流出成分を分離することができる。

ここで、降雨時の河川水が、表面流出成分と地中水流出成分(中間流出成分および地下水流出成分)から構成されていると仮定すると、以下の関係式が成立することになる。

Q_i 河川(溪流)水量, Q_e 表面流出量, Q_p 地中流出量およびそれぞれに含まれる溶存物質量を C_i, C_e, C_p とすると、水量の保存関係式および濃度の保存式つぎのようになる。ただし、ここで流出過程において、溶存物質の化学変化はないものとしている。

$$Q_i = Q_e + Q_p \quad (3.4-1)$$

$$C_i \cdot Q_i = C_e \cdot Q_e + C_p \cdot Q_p \quad (3.4-2)$$

これらの式から地中水の流出量を求めると、

$$Q_p = \frac{C_e - C_i}{C_e - C_p} \times Q_i \quad (3.4-3)$$

のようになる。

ここで、表面流出成分は、地下を流れる成分と比べて土壌との接触時間が短く、したがって、表面流出成分中の溶存物質濃度は、降水中の溶存物質濃度と同じものと考えられる。また、降水流出の始まる前の流量が安定している状態の河川水は地中水で占められているから、地中水流出成分としては降雨流出開始前の河川水中の溶存物質濃度を用いることができる。図3.4-5に SiO_2 を追跡物質として観測した結果を示す。 SiO_2 は、土壌起源の物資で降雨にはほとんど含まれないこと、また、降雨停止後にはその濃度は降雨開始前の濃度に戻る性質がある。

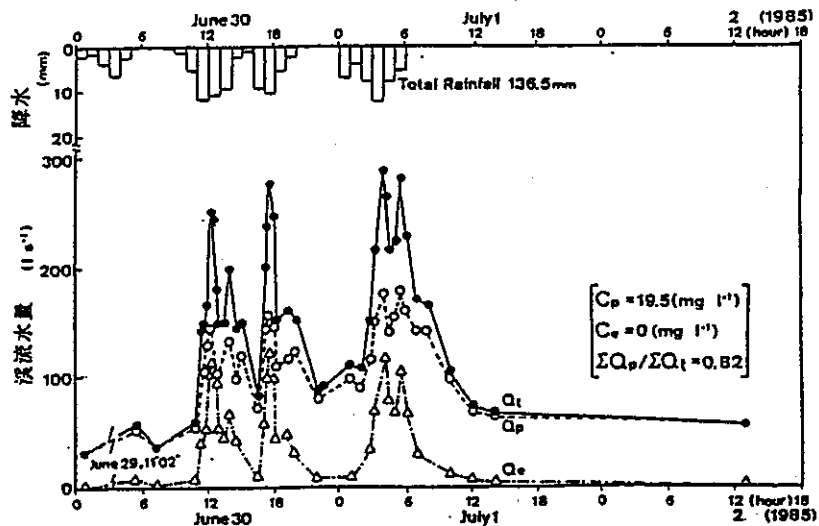
ここでの解析結果によると、全流出量に占める地中水の割合は92%、ピーク流量への寄与率は74%となった。この結果からも降雨流出ではそのほとんどが地中水の流出で占められていることが解る。

(2) 同位体を用いた流出成分分離

水素および酸素の環境中の同位体は、溶存物質と異なり流出の過程で化学変化を起こ

しにくい性質がある。このため追跡子としてはよりすぐれている。カナダで観測された降雨流出時の酸素($O-18$)の経時変化を図3.4-6に示す。この観測結果でも、地中水の流出は80%以上の寄与率を示している。

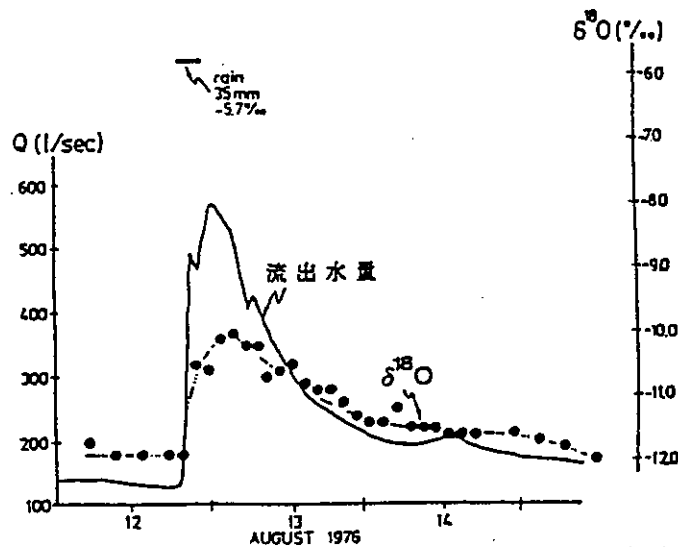
流出量と溶存物質濃度が解れば、比較的簡単に表面流出成分と地中水流出成分は分離が可能となる。しかしながら、地中水は不飽和帯を流れる中間水(土壌水)と地下水から構成されており、これらの成分がどのような割合で流出に寄与しているかは解らない。また、中間流と見なしうるパイプ流等の取り込みなど、まだ解決しなければならない問題も多く残されている。



○：地中水流出成分、△：表面流出成分

平田健正(1992), 流出過程に果たす地下水の役割[その2], p63

図3.4-5 SiO_2 濃度を用いた流出成分の分離



平田健正(1992), 流出過程に果たす地下水の役割[その2], p64

図3.4-6 降雨流出時に観測された河川水分中の $O-18$ 濃度の経時変化

第4章 水移動

4.1 概要

第3章でマクロの水移動現象を見てきたが、これらの日常的な水移動に関する現象の中にも注意深く観察してみると、その背後に複雑な機構の存在を暗示する種々の変化を読み取ることができることが解った。

第4章以降では、これらの機構をミクロのレベルから数理モデルとして解析していくための道具を整えていくこととする。

このために、土壤中で水はどのように保持されているのか、また、その水保持あるいは保持力の均衡が破れたときの水の移動を引き起こす力はどのような原理で発生するのか等を究明していく。

物質移動に関しては、大きく移流と拡散による移動が主要な要因となるが、放射性物質の土壤中の移動を考えた場合、事故時等の大量の放射性物質が環境中に放出された場合を除いて、原子力施設の通常の運転状態での放出量は極めて微量であり、したがって、濃度勾配による拡散よりも水を媒体とする移流の効果の方が大きくなる。

一方、水に溶解した物質の土壌粒子との交互作用による吸着・離脱現象は、放射性物質以外の溶質の影響を受けるものの、一般的に濃度の大小とは係りなく生じる現象であり、極微量の放射性物質と言えども重要な因子となる。

本章以降では、*Richards*の浸透方程式を基本に、土壤中の水移動現象および物質移動現象の基本的な解析手法を整理していくこととする。

4.2 土壌中の水移動を支配する要因

4.2.1 土壌中の間隙

土壌は、土の実質を占める土壌骨格とその余事象である空間すなわち空隙から構成されている。ここでは、土壌粒子の配列から決まる土壌体の幾何学的な構造について、それらの構造が水等の物体を収容するのにどのような働きをするのかを見ていくこととする。

(1) 土壌の幾何学的な構造

土壌は土粒子と呼ばれる色々なサイズのしかも多くの種類からなる微細粒子から構成されている。これらの土粒子は、岩石の風化、火山の噴火、あるいは河川の運搬によってもたらされた粒子であることは、既に述べた。

このような土粒子が空間的に配列すると、土には様々な構造が生まれてくる。大きな一次鉱物が集積して出来た隙間に小さい一次鉱物が組み込まれたもの、異なる土粒子が特に強く結びついた特別な粒塊(団粒)、腐植等の有機物を含んだもの等、現実の土には様々な構造が見られる。

一見均一に見える土壌も、微視的なスケールで観察すると、非常に不均一な物質で構成されていることが解る。しかしながら、このような不均一な土壌もある一定の量の土塊を取りだし、物理的・化学的性質を調べてみるとある程度の均一性が認められる。

土壌の骨格を形成する部分を固体部分、それ以外の部分は乾燥によって重量を示さなくなる空隙部分と単純化して土壌を区分すると、土壌の固相部分および空隙部分についてはつぎのように表現できる。

$$\text{真比重量 } \rho_s = \frac{W_s}{V_s}, \text{ 仮比重量 } \rho_d = \frac{W_s}{V}, \text{ 固相率 } \sigma = \frac{W_s}{V} \quad (4.2-1)$$

ここで、 V は土の全体積、 W_s は体積 V 中の固相の重量、 V_s は体積 V 中の固相の体積を表す。

$$\text{空隙率 } \eta = \frac{V_v}{V}, \text{ 空隙比 } \varepsilon = \frac{V_v}{V_s} \quad (4.2-2)$$

ここで、 V_v は土の体積 V に占める空隙の体積を表す。

土壌中の物質移動に関係してよく用いられるのは、仮比重と空隙率である。

空隙は、土粒子や団粒さらには有機物の空間的な配列に余って形成されるが、それら

は孤立した空間ではなく、多くの場合他の間隙と連結していることが多い。しかし、これらの中には全く出口を持たない閉塞した間隙もあり、物資移動の観点からは、これらは死間隙と呼ばれる。また、間隙は立体的な形状が極めて複雑であり、大きさ(長さおよび直径)もまちまちである。土の間隙の大きさは、 $0.3\text{cm} \sim 10^{-6}\text{cm}$ ぐらいのものまであると考えられている。

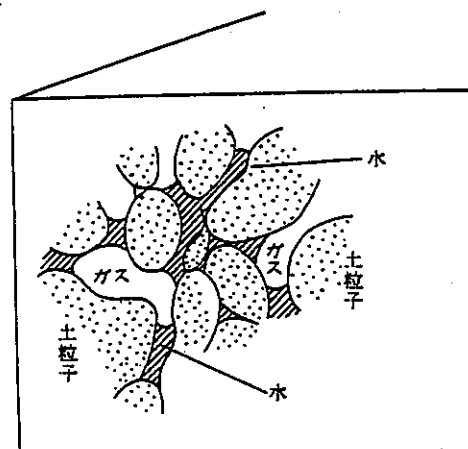
(2) 土壌中の水と気体

一般的に土壌をはじめ多孔体と呼ばれる物質の特徴は、その体積の多くの部分を間隙として保有して、そこに多くの物質を収容することができるという点にある。この能力は、土壌の物理的な機能のなかでも際立って大きなものである。

間隙に収容されている最も重要な物質は水である。土壌中の物質移動(物理現象)を扱う際には、土壌を構成している物質で「液相をなしているもの」は、すべて「土壌水」と呼ばれる。したがって、土壌の物理学で扱う水は、通常の水の概念とは幾分異なることになる。このことは、気相(水蒸気)となって土壌空気の成分となっている水分は物質としては水であるが、液相をなしていないので「土壌水」には含まれないことになる。

土壌中の水は間隙の内の小さいもの、あるいはくびれた部分に滞留する。水と空気の境界面は水の表面張力作用のために、水の内部に向かって湾曲した曲面になる。このような水の分布は土壌中で全くランダムに発生する。水の量が増加すると間隙中で屈曲したパイプ状の水の柱が形成されるようになる。このような状態で土壌が水を保持している状態を不飽和状態という。

このような状況を図式化すると、図4.2-1のように表される。



中野政詩(1991),土の物質移動学,p5

図4.2-1 土壌中の水とガスの形態

水で満たされずに残っている部分には空気がある。土壌中の空気は大気と連通していることが多く、通常は大気圧を示すが、土中の水が多くなると、間隙中の水の連続が土壌の全体におよび、空気のある間隙は土壌中に孤立することになる。このような空気は、

封入空気と呼ばれる。

土の間隙空間がすべて水で満たされた状態は、飽和状態と呼ばれる。封入空気が存在する状態では、厳密には飽和状態ではないが、実質的にはそれ以上水を吸収しない飽和状態に極めて近い。自然環境中で飽和状態が実現することはないと考えてよい。

土壌中の水の定量的な把握は、つぎのような物理量によって行われる。

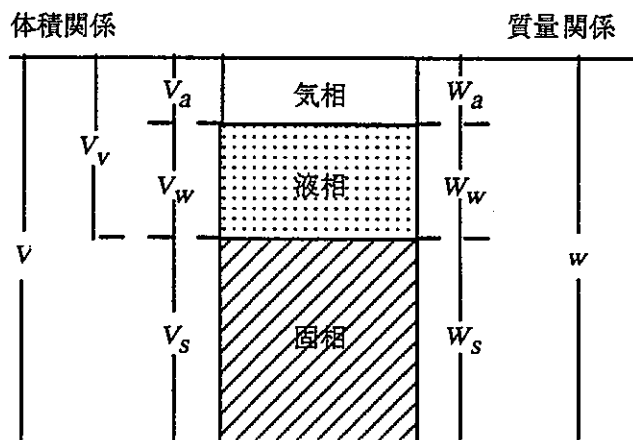
$$\text{体積含水率 } \theta = \frac{V_w}{V}, \text{ 体積含水比 } \vartheta = \frac{V_w}{V_s} = \frac{\theta}{\sigma}, \text{ 含水比 } \omega = \frac{W_w}{W_s} \quad (4.2-3)$$

$$\text{飽和度 } S_a = \frac{V_w}{V_v}, \text{ 気相率 } a = \frac{V_a}{V} = 1 - \theta - \sigma \quad (4.2-4)$$

ここで、 V_w は土の体積 V に占める水の体積、 W_w は体積 V 中の水の質量、 V_a は体積 V の中にある空気の体積を表す。

土壌中の物質移動を解析する際に、通常は粘性および密度などの水の物性は変化せず一定として扱われるが、土壌中の水は土壌から供給される電解質を溶解した溶液であり、溶液中のイオンが粘土鉱物表面の電荷と相互作用を行う等の作用があるため、イオンを含まない純水の物性との違いを無視することはできない。さらに、土中の温度変化が激しい場合の温度の影響さらには土中で発生するガスの蒸気分圧に与える影響等も状況に応じて考慮する必要がある。

上に掲げた土壌の特性に関する諸量を把握するために、土壌の構造を簡略化して図示すると、図4.2-2のように表される。



中野政時(1991),土の物質移動学,p7

図4.2-2 土壌の気相、液相、固相の関係

4.2.2 保水機構

土壌の保水機能とは、土壌がなんらかの作用を働かして土壌中に液状の水を保持する機能のことをいう。ここでは、これらの作用がどのような機構に基づいて発生するのかを見ていくこととする。

既に2.2.1の吸着の項で述べたように、土壌の固相表面には物体を吸着する能力すなわち作用がある。ここでは吸着物質を水の分子に置き換えれば、水の土壌への吸着現象は、エンタルピーや自由エネルギーを基にした熱力学的平衡によって説明が可能となる。

水の保水機構としては、この他に土壌中の細い間隙に起因する微小水面メニスカスが水を保持する作用を作り出している。

(1) 固相表面における水の保持エネルギー

水を水理学的な観点から扱っているかぎりには、比重あるいは粘性等の物理量を除けば、水の物理的な性質を詳細に議論する必要はあまりない。しかしながら、分子レベルで固相表面における水の吸着を扱う場合には、これだけでは不十分である。

水分子は2個の水素と1個の酸素が結合して構成されているが、酸素原子は水素原子に比べて電子をより強く引き付けるために、水素原子をほとんど陽子の状態にしている。このため、分子全体としては中性であるにもかかわらず、この陽子が他の陰性原子に極めて近くまで接近して、ファンデルワールス力よりも数倍強い分子間結合(水素結合)を作ることになる。水分子のこの特徴が土壌の固相表面の水の保持作用に大きく影響する。分子間にファンデルワールス力しか働かない液体に比べて、水が高い沸点や融点を持ち、蒸発に際して多くのエネルギーを吸収(必要と)するもの、この分子間結合を切断するために余分なエネルギーが必要となるからである。

自由水1モルが土壌の固相表面に吸着され、そこに保持されるまでの熱力学的な変化を以下に示す。

ここで、 T は温度、 p は圧力、 V は体積、 S はエントロピー、 U は内部エネルギー、 G はギブスの自由エネルギーをそれぞれ表す。

これらの量の間の関係式は、つぎのようになる。

$$G = U - ST + pV \quad (4.2-5)$$

$$dG = dU - TdS - SdT + pdV + Vdp \quad (4.2-6)$$

$$dU = TdS - pdV \quad (4.2-7)$$

$$dG = -SdT + Vdp \quad (4.2-8)$$

等温($dT=0$), 等圧($dp=0$)下で自由水と平衡状態にある水蒸気(p_0)については, 上式から G は変化しない。

次に, この水蒸気が固相表面に保持されている水と平衡状態にある水蒸気(p_0)へと変化すると, 水蒸気を理想気体($pV=RT$)と見なすことによって, ギブスの自由エネルギーの変化はつぎのようになる。

$$\Delta G = \int_{p_0}^p V dp = \int_{p_0}^p \frac{RT}{p} dp = RT \ln \frac{p}{p_0} \quad (4.2-9)$$

さらにこの水蒸気が土壌表面に保持された水に変化しても, この変化は等温, 等圧下の変化でありギブスの自由エネルギーの変化はない。

固相表面に保持された水は自由水程の水蒸気圧を示すことは出来ないので, $p \leq p_0$ となり p/p_0 は1よりも小さく, したがって固相表面に保持されている水の自由エネルギーはより低い状態に落ち込んでいることになる。

以上の例からも解るように, 通常は自由水のギブスの自由エネルギーを基準にとると, 固相表面に拘束されている水はそれよりも低いエネルギー状態にあることになる。通常は, 力学系のポテンシャルエネルギーとの類似から, この拘束された状態を負のエネルギーとして表す。すなわち, 負の絶対値が大きいほど強く表面に拘束されていることを表すことになる。

自然環境中での土壌粒子の表面への水分子の吸着については, 土粒子表面に存在する分子間力や静電力の他に, 土壌溶液の浸透圧, 毛管凝縮, 表面張力等の種々の作用が複合的に影響して, その保水(水保持)機構はそれほど単純ではない。

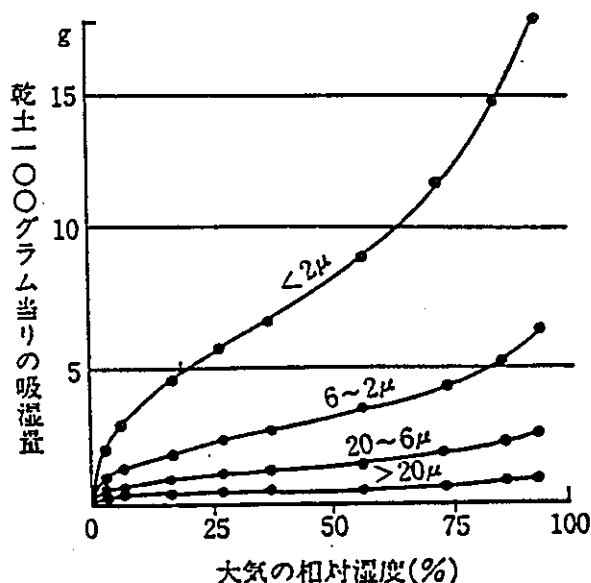
(2) 固相表面における水の保持状態

土壌の固相は様々な粒子で構成されており, また, その比表面積や表面の活性の程度も種々に異なっている。このような状況を反映して, 固相表面における保水(水保持)の微細な機構も非常に複雑になる。このため, 試験・研究には, ある程度土性等を選択した試料が使われることになる。ここでは, このようにして得られた試料をもとに得られた, 固相表面に保持された結合水について説明する。

図4.2-3は, 種々の粒径をパラメータとして, 湿度を変化させた場合の土壌の水分吸収量を測定した結果を示している。

乾燥した土壌をある一定の水分(湿度)を含む環境に静置すると, 土壌は表面から水分を吸収して重量が増加する。この関係は吸着等温線と呼ばれ, 図に示すような緩いS字型の曲線を示す。

初期の急激な立ち上がりは、土壌粒子の直接的な水分子の吸収を、中間領域の緩やかな増加は水分子の極性による水分子層の肥厚を、最後の急激な上昇は肥厚水膜のくびれた部分に起きる毛管凝縮によるものと説明されている。



八幡敏雄(1973)土壌物理,p50

図4.2-3 土壌の水分吸着量の粒径依存性

図4.2-3から、土壌では、粘土に相当する粒径の土壌の水分吸収能力が非常に大きいことが解る。このことから、土壌の吸湿性は土壌の含有量が多いほど、また、一方で腐植の含有量が多いほど、高くなることが知られている。

(3) 間隙による水の保持

(A) 間隙水の保持形態

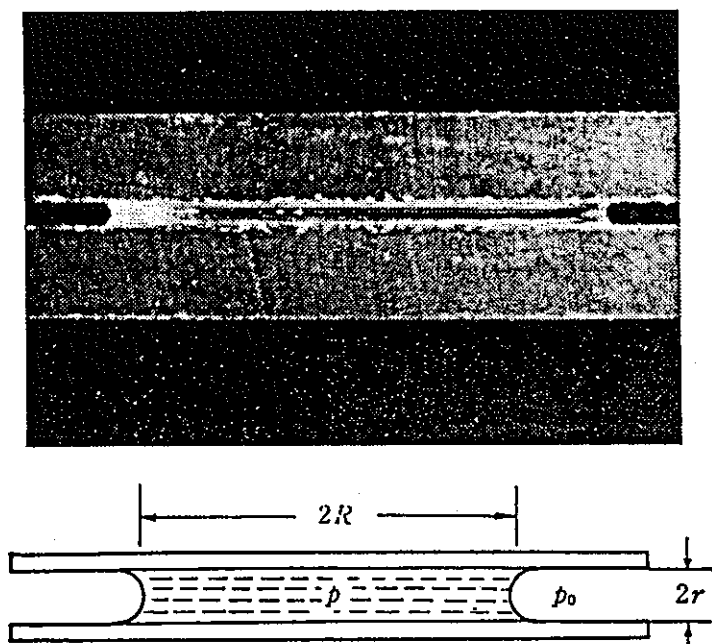
上に述べた固相表面への吸着現象は、分子レベルの個々の粒子の吸着による保持機構として説明された。土壌はこのような吸着機構を持つ反面で、無数の土壌粒子が集合して作りだす多孔体としての水保持の機能も併せ持っている。ここでは、このような土壌粒子集合体の間隙に捕らえられている水の保持機構について説明する。

間隙の水の保持機構を解明する場合には、固相表面の吸着現象解明の際に行った微視的な取り扱いとは異なり、巨視的な液体静力学の観点から水に働く力の平衡を考える。したがって、ここでは水に働く重力も考察の対象となる。

間隙中の水の平衡状態(保持状態)を単純化して図式化すると、図4.2-4のように表すことができる。水の表面張力および水の端点の凹面の主曲率半径をそれぞれ、 σ, r_1, r_2 とすると、凹面の内側(水側)の液圧は外圧よりも低く、その差圧はつぎのように表される。

$$\sigma \left(\frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_2} \right) \quad (4.2-10)$$

このことは、土壤壁(間隙壁)が上に示す力で水を保持していることを示している。



2枚のガラス板の平行な間隙に、厚さ $2r$ 、半径 R の水の円形蓋層を挟むとき、水の表面張力を σ 、接触角を 0 とすると、両方の板の間隙に働く引力は、次のようにして求められる。

本文、式(4.2-10)の次式に置いて、 $r_1 = R$ および $r_2 = -r$ を代入すると。

$$p - p_0 = \sigma \left(\frac{1}{R} - \frac{1}{r} \right)$$

単位面積あたりの引力は、

$$p - p_0 = \sigma \left(\frac{1}{R} - \frac{1}{r} \right) = -\sigma \left(\frac{R-r}{Rr} \right)$$

となり、全体では次のように近似できる。

$$(p - p_0) \cdot \pi R^2 = -\sigma \left(\frac{R-r}{Rr} \right) \cdot \pi R^2 = -\pi \sigma R \frac{R-r}{r} = -\frac{\pi \sigma R^2}{r}$$

八幡敏雄(1973), 土壤物理, p47

図4.2-4 間隙中の水の保持状態

一般的に未発達な構造の土壤の場合、粗粒土では単粒状の、また、細粒土では壁状の構造を取ることが多い。粗粒土では粒子表面の吸着保水の機能が弱く、表面積も細粒土

ほど大きくないから、水の大部分は粒子と粒子の接触部分にリング状に保持されるか、粒子間の間隙でこれを支えることになる。水に働く重力などの外力に対抗して水を間隙に保持しようとする力は、間隙を埋めた水の末端に働くメニスカスである。

これに対して、細粒土の場合には、粒子表面の水分子吸着機能が大きいことと、粒子間隙も狭いため粒子壁面に吸着した水によってそのまま間隙が満たされることが多く、メニスカスによる水保持機能は粗粒土の場合ほど大きくはない。

発達した構造の土壌の場合には、上記の機構が同時に働いている。すなわち、個々の団粒の内部では細粒土の水保持機構が、また、団粒相互間では粗粒土の水保持機構が働いていると考えられる。

単純な土壌構造による水の保持については、以上の機構で十分に理解できるが、現実の土壌は土性あるいは構造などその成因に応じて種々の様相を呈しており、また、土壌への水の供給も土壌表面からの降水あるいは地下水等と様々である。

地表から降水によって土壌に水が供給されると、この水は重力の作用を受けて土壌中を地下に向かって浸透していく。降水による水の供給が終了し平衡状態に達した後、土壌中の深さ方向の水分分布を測定してみると、ある特有の水分分布を得られるが、この分布は上に述べた水保持機構だけで説明できない。

このような状況を実験的に再現すると、つぎのようになる。

粗粒土を均一に詰めた円筒に、下から水で間隙を飽和させ上端まで飽和に達した後、重力によって自由に排水させる。円筒の下端は水の中に浸し下端近くの円筒の中に置き水面ができるようにして置く。このような状態で、排水が終了した後に土壌中の水分を測定してみると、排水後の土壌中の水分は零ではなく、図4.2-5に示す特有の水分分布が形成され重力場の中で静水力学的な平衡状態が実現していることが解る。

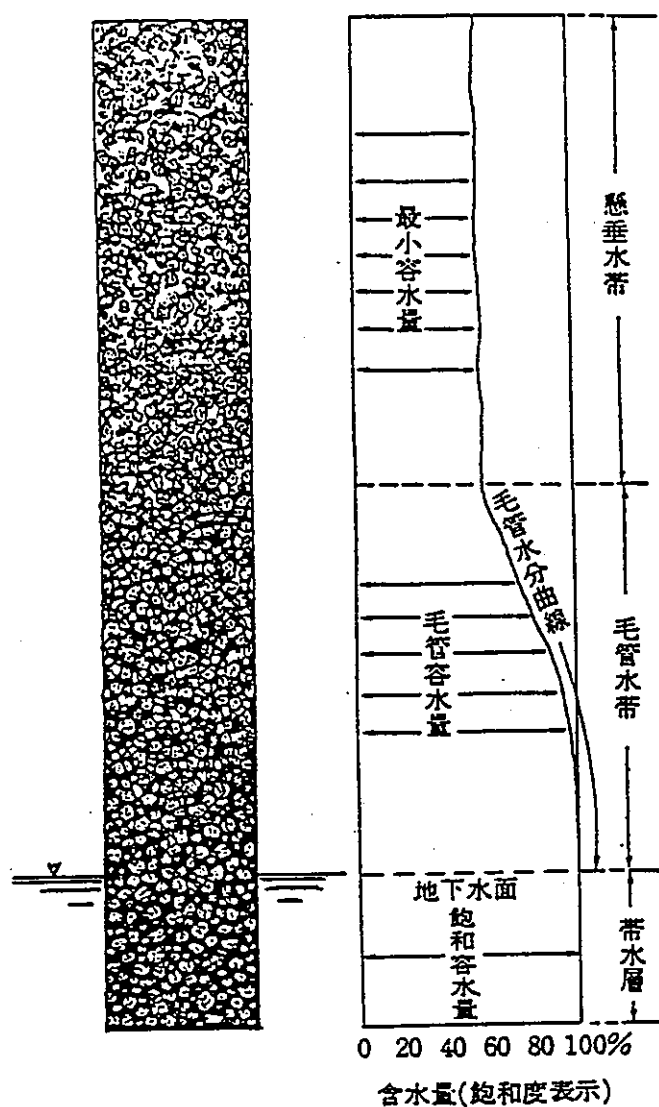
毛管水帯の水は、土壌間隙に形成される凹面のメニスカスによる吸引圧力によって保持され、凹面から地下水面までの静水圧と釣り合っている。

土壌の間隙にはその土壌の種類に応じてある最小の間隙径が存在するため、毛管現象によって上昇できる高さにも限界が存在することになる。この限界以上の高さでは、間隙の凹面にはる圧力によって、その地点から地下水面までの静水圧と釣り合うことは出来なくなり、空気が侵入することになる。このため、水は間隙内に取り残され中吊の状態になる。含水率の一定な懸垂帯はこのようにして形成される。

(B) 毛管(マトリック)ポテンシャル

土壌中の水保持が、吸着による微小な水保持機構から土壌の骨格内の空隙(間隙による巨視的な水保持機構)に移行すると、土壌間隙にできるメニスカスの毛管負圧な重力が主要な役割を果たすようになる。図4.2-5の毛管水帯の部分に水マノメータを差し込み各位置に保たれている水の圧力を測定すると、大気圧に等しい自由水面から上方(毛管水

帯)に向かって、重力の場とは反対に、高さに比例したエネルギーの低い保存力の場があることが解る。これは、間隙中の水(毛管水)がその先端で間隙の中にメニスカスを形成し、自由水面の上方に(負の)毛管圧力の領域を作りだした結果生じたものである。この保存力の場を、毛管(マトリック)ポテンシャルの保存力の場と呼ぶ。



八幡敏雄(1973),土壌物理,p32

図4.2-5 土壌中の水分平衡状態

4.2.3 通水機能

土壌骨格の隙間、すなわち間隙に存在する空気および水に流路を与え、流体としての流動を引き起こす能力を土壌の通気性および通水性と呼ぶ。このような性質は、既に述べた土壌の特性すなわち、間隙率、間隙径、団粒構造等によって概略の説明は可能であるが、通気・通水現象を支配する機構はこのような単なる固相の幾何学的な構造だけではなく、静止した空気や水が運動(流動)することによって引き起こされる新たな構造の解明によって初めて理解することが可能となる。

(1) 飽和流

地下水水面下や図4.2-6に示す実験装置のなかで生じている水の流れ(流動)のように、土壌の間隙が水で満たされた(飽和)状態で、しかも、給水原と流れの末端が連続している流れを浸透流動と呼ぶ。

1856年に、*Darcy*は、図4.2-6のような実験で以下の関係式(*Darcy*の法則)が成立することを見いだした。

$$\frac{V}{A \times t} = \frac{Q}{A} = q \propto \frac{\Delta H}{\Delta L} = p \quad (4.2-11)$$

この場合の比例定数を透水係数と呼ぶ。このように単純化して表される関係式も、詳細に実験を繰り返すと、同一材料でも透水係数は一定値を示すとは限らず、また、 p がある程度以上になると比例関係が失われる。反対に、 p が小さい場合には、土壌の種類によっては、 p がある値になるまで流動が始まらない等、流動現象の背後に存在する機構は必ずしも単純ではない。

浸透実験の結果によると、透水係数(K)は、重力加速度(g)と浸透水の密度(p)に比例し、粘性(ε)に反比例することが知られている。したがって、透水係数はづきのように2つの部分に分けて表すことが出来る。

$$K = k \frac{gp}{\varepsilon} \quad (4.2-12)$$

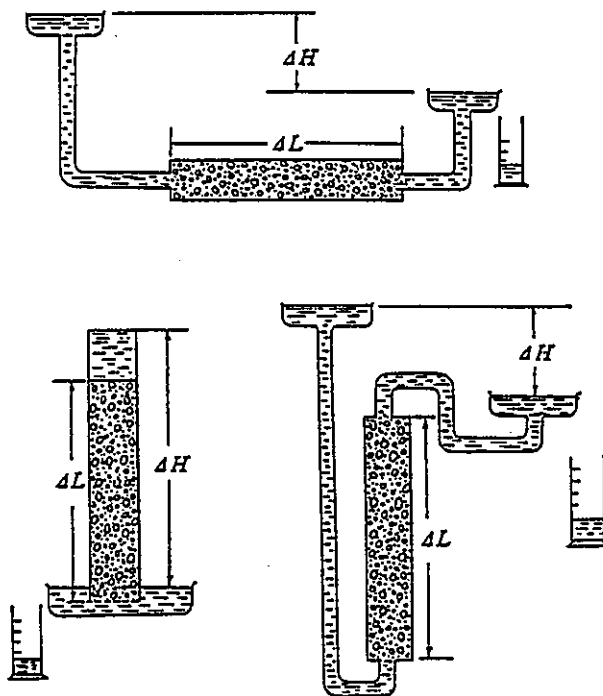
この式から、透水係数(K)は土壌骨格の構成が変わらなくても(k = 一定)、水の $\frac{gp}{\varepsilon}$ が変化すれば、それに応じて変化することになる。

土壌の透水性を規定する大きな要因は、間隙率、間隙径、およびその形等であること

は容易に想像できるが、これだけでは十分な説明は出来ない。

土壌中の間隙が水の流動場(流路)として働くには、これらの間隙が相互に連結していなければならない。すなわち、間隙の連続性(疎通性)が、上に述べた要因に劣らず重要な役割はを果たし、透水係数の規定因子となる。この間隙の連続性がいかに大きな因子なるかは、浸透が連続している最中に、浸透水のなかで気泡が発生し、これが土壌中で長成してある容積を占めるようになると、気泡が間隙を切断するようになり、水の流量は急激に減少することからも明らかである。

動水勾配を大きくして流量が大きくなると流体の流速も増加し、したがって、レイノルズ数($Re = \text{慣性力} / \text{粘性}$)も大きくなる。 Re が1を越えるころから、透水係数と流動勾配の線形性は失われてゆく。これは、流路での水の流れが層流から乱流へと変化するためだと考えられている。



八幡敏雄(1973), 土壌物理, p28

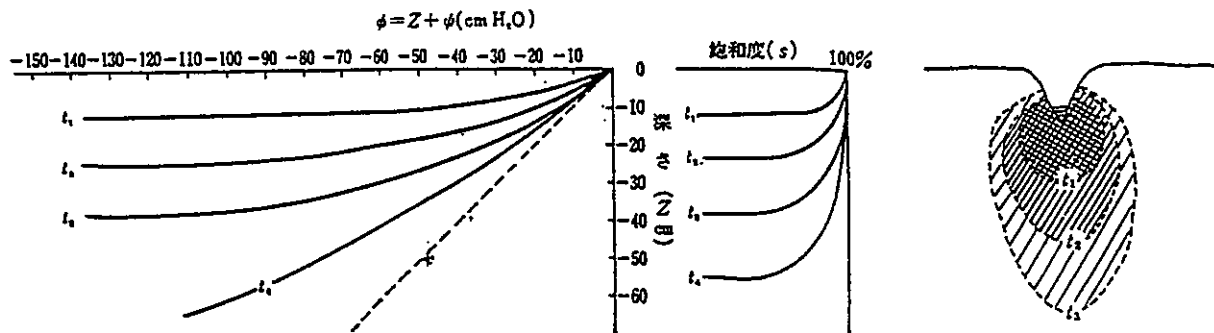
図4.2-6 飽和流動実験

(2) 不飽和流

間隙の一部が水で満たされて、残りの部分が空気で満たされた状態を不飽和という。不飽和の状態で起きる水の移動を、不飽和流と呼ぶ。

乾燥した土壌表面に湛水を与えると水分は土壌表面から深部へと移動していく、このような現象を浸潤と呼ぶ。さらに、湿分の進行の先端部分は、湿潤前線と呼ばれる。図4.2-7に、畝間に湛水(灌漑)した場合の、湿潤前線の時間変化を示す。はじめは、マト

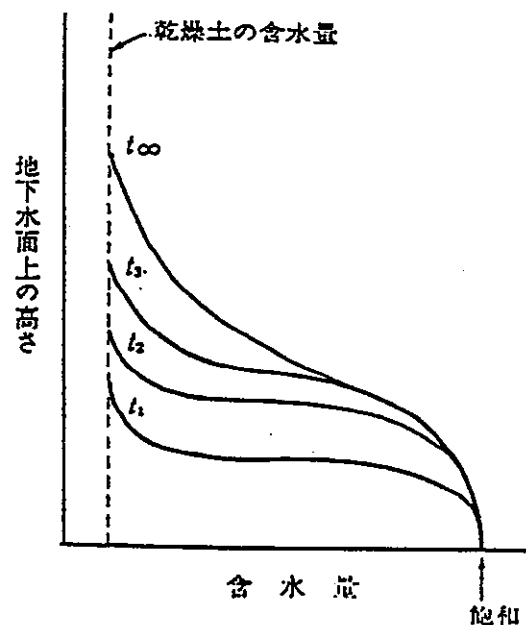
リックポテンシャルが強く働いて、水は土壤中を均等に湿潤前線を拡大していくが、その勾配が弱くなると、重力ポテンシャルの勾配が支配的となり、深部方向への移動が卓越するようになる。



八幡敏雄(1973),土壌物理,p50

図4.2-7 湿潤前線の時間変化(上方給水)

地下水面から水が供給される場合には、図4.2-8に示すように逆の方向を辿ることになる。



八幡敏雄(1973),土壌物理,p50

図4.2-8 湿潤前線の時間変化(下方給水)

不飽和状態の水移動機構は、飽和状態の水移動機構とは異なるが、飽和状態との類推から、Richardsはつぎのように考えた。

土壤中の2点間にポテンシャルの差がある場合には、その間が間隙で連続しており水の流動が可能な状態であれば、土壌間隙内の液状水は、ポテンシャルの高い所から低い所へ向かって移動し、比例定数Kを含水率(θ)あるいはポテンシャル(ϕ)の関数と考えて、熱等の輸送現象と同様に水移動のフラックスは、次式であたえられるとした。

$$q = -K(\phi)\nabla\phi \quad (4.2-13)$$

ここで、 K は、不飽和透水係数あるいは毛管伝導度と呼ばれ、土壌中の含水率によって激しく変化するところが、飽和状態の水移動と大きく異なる。

さらに、下記の水の連続式に代入すると、*Richards*の *Potential* 方程式と呼ばれる不飽和の水移動式が得られる。

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = -\nabla q \quad (4.2-13)$$

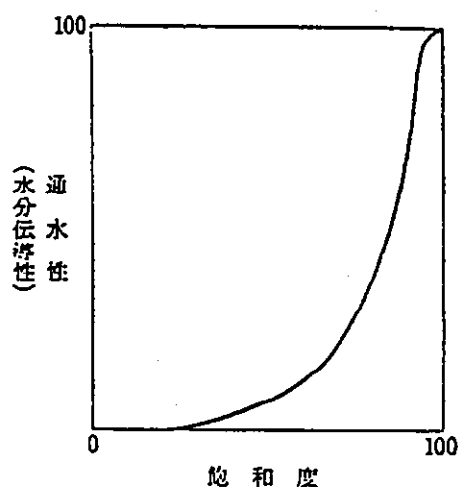
$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \nabla[K(\phi)\nabla\phi] \quad (4.2-14)$$

不飽和状態の土壌でも、湿潤前線までの湿潤部分は飽和状態あるいは部分的に飽和状態にあると考えてもよく、したがって、水の移動現象についても飽和透水係数を用いることが出来るが、蒸発等によって乾燥が進み含水量が低下すると、状況は一変する。

土壌中の水は大きく広い間隙から先になくなるため、不飽和状態での水移動は、依然水で満たされている残りの間隙と空になった間隙の湿った部分を通じて行なわれる。しかし、水移動に大きく貢献する広い間隙水は、既に失われているため、不飽和度の進行とともに土壌の通水性は急激に低下することになる。

このような関係を、一般的な土壌について図示すると、図4.2-9のようになる。

地下水位が高い場合の方が、低い場合の方よりも蒸発が盛んなのは、地表面と地下水面との間の飽和度が地下水面が高い場合の方が大きく、したがって、上に述べた理由で通水性がよくなっているため、地表面に向かう水伝達が円滑に行なわれるからである。



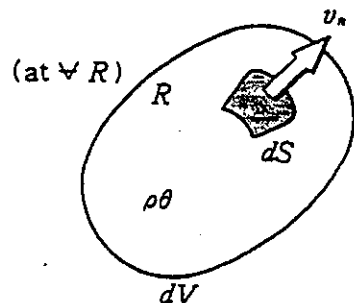
八幡敏雄(1973),土壌物理,p56

図4.2-9 飽和度と通水性の関係

4.3 水移動の基礎方程式

4.3.1 Richardsの基礎方程式

いま、対象とする透水性の媒体の土壌中に一つの閉局面を取り、この閉局面で囲まれた領域内で質量保存の関係を調べる。閉局面上の一点における流速の外向き法線成分を v_n とする。領域内の各点での単位時間あたりの流体の質量の増加は、流体の密度を ρ 、土壌体積含水率を θ とすれば、 $d(\rho\theta)/dt$ で表される。これを閉局面内で積分すると、閉局面に囲まれる領域内の水分量の単位時間あたりの増加量となり、この閉局面を通して領域内に侵入してくる流体の閉局面全体の積分に等しい。すなわち、次式が成立する。



$$\begin{aligned} \iiint \frac{\partial}{\partial t}(\rho\theta) dV &= - \iint \rho\theta v_n dS \\ &= - \iint \text{div}(\rho\theta \mathbf{v}) dV \end{aligned}$$

日野幹雄他(1989),洪水の数値予報,p48

図4.3-1 不飽和浸透流の基礎方程式の誘導

$$\iiint \frac{\partial(\rho\theta)}{\partial t} dV = - \iint (\rho\theta) v_n dS \quad (4.3-1)$$

上式の右辺に Gauss の定理を適用すると、つぎのように変形される。

$$= - \iiint \text{div}(\rho\theta \mathbf{v}) dV \quad (4.3-2)$$

したがって、水の圧縮性や土壌の骨格構造の変化を無視するとともに、見掛けの流速ベクトル($\mathbf{q} = \theta \mathbf{v}$)を用いると、土壌中の水分の連続の式として、次式が得られる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\text{div}(\mathbf{q}) \quad (4.3-3)$$

一方、土壌水中の水移動を表す基礎方程式としては、飽和水に関する Darcy 則を不飽和水の流れにまで拡張して一般化された次の Buckingham の式で与えられる。

ただし、ここで、透水係数 $K(\theta)$ は体積含水率 θ の関数である。また、 ϕ は、水移動の駆動力となる土壌中のポテンシャルであり、 $\phi = \psi + z$ と表される。ただし、 ψ は毛管ポテンシャルを、 z は重力ポテンシャルを表す。

$$q = -K(\theta) \cdot \text{grad} \phi \quad (4.3-4)$$

水移動の連続の式(質量保存則)に、上の関係式を代入すると、Richardsの不飽和流の基礎方程式が得られる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\nabla q = -\left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right) \quad (4.3-5)$$

実際の土壌中の透水係数は、一般的に場所に依存するため異方性を持つと考えるべきであるが、単純化したモデルでは、等方性を仮定し、通常はつぎのように表される。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + \frac{\partial K(\psi)}{\partial z} \quad (4.3-6)$$

4.3.2 ポテンシャル

土中水のポテンシャルは、熱の流れに対する温度あるいは電流に対する電圧に相当する役割を水移動の中で果たしている。換言すれば、土中水はこのポテンシャルの勾配によって流れている。Darcyの法則によると、この土中水の流れは次式で表される。

$$f_w = -k \frac{d\psi}{dx} \quad (4.3-7)$$

f_w は水分フラックス、 $\frac{d\psi}{dx}$ は土中水のポテンシャル勾配で流れの駆動力であり、 k は不飽和透水係数である。土中水のポテンシャルが等しい土を接触させた場合には、たとえ両者の水分量が異なるといたとしても水の流れは生じない。

土中水のポテンシャルは単位重量の土中水あたりのポテンシャルエネルギーであり、大気圧下にあつて拘束を受けていない純水を基準状態にとっている。

土中水のポテンシャルは色々な成分の和としてつぎのように表すことができる。

$$\psi = \psi_m + \psi_o + \psi_p + \psi_a + \psi_\Omega + \psi_g \quad (4.3-8)$$

ここでそれぞれの添字は、 ψ_m はマトリック成分、 ψ_o は浸透圧成分、 ψ_p は静水圧成分、 ψ_a は空気圧成分、 ψ_Ω は荷重圧成分、 ψ_g は重力成分を表す。通常水の流れでは1あるいは2つの成分を考えるだけで十分な場合が多いが、条件次第ではどのポテンシャル成分も水移動を引き起こす可能性を持っている。

(1) マトリックポテンシャル

土壌中の水保持が、吸着による微小な水保持機構から土壌の骨格内の空隙(間隙)による巨視的な水保持機構に移行すると、土壌間隙にできるメニスカスの毛管負圧や重力が主要な役割を果たすようになる。

マトリックポテンシャルは、土-植物系において最も重要な土中水のポテンシャル成分の一つである。これは、微量の土中溶液を土中から取りだし、高さ、圧力、温度が等しい同じ溶液の貯留槽まで運ぶのに要する仕事量を負値としたものとして定義されている。多孔体中の水は、水を土粒子に引き付ける物理的な力のためにポテンシャルエネルギーは低下している。また、毛細管や土の間隙中に存在する土中水は、水と空気の境界面が湾曲しており、そのためマトリックポテンシャルは次のような毛管上昇高の式で表される。

$$\psi_m = -2 \frac{\sigma}{r \rho_w} \quad (4.3-9)$$

ここで、 r は空気境界面の曲率半径、 σ は表面張力、 ρ_w は水の密度を表す。

土中水のポテンシャルのマトリック成分は、不飽和土中あるいは植物の皮層や葉肉組織の細胞壁中を水が流れるときの駆動力となる。

(2) 浸透ポテンシャル

浸透ポテンシャルは、土中溶液と同じ溶液のたまった貯留槽から微量の純水を取りだし、同じ高さの純水貯留槽まで等温可逆的に運ぶのに必要な仕事量を単位重量の純水あたりに換算して、これを負値としたものとして定義されている。これは、土中溶液と純水を半透膜を境界面として接触させた場合に、これを平衡させるために土中溶液に加えなければならないエネルギーである。浸透ポテンシャルは、植物の細胞の水ポテンシャルにおいては重要な働きをするが、土中では溶液が水と一緒に移動するため、浸透ポテンシャルの勾配は、土中水移動の駆動力にならない場合が多い。

(3) 圧力ポテンシャルと空気圧ポテンシャル

圧力ポテンシャルと空気圧ポテンシャルの両成分は、それぞれ静水圧および周囲の空気圧の変化が土中水のポテンシャルに及ぼす影響を表しており、次の関係式で与えられる。

$$\psi_p \text{ or } \psi_a = \frac{P}{\rho_w} \quad (4.3-10)$$

圧力は、基準圧力よりも高くも低くもなりうるので、 ψ_p or ψ_a は、正にもまた負にもなりうる。

(4) 荷重ポテンシャル

荷重ポテンシャルは、多孔体中の水に圧力が加えられたときに増加するポテンシャルである。圧力ポテンシャルは、直接水に圧力が加えられた結果生まれるもので、土壌が水で飽和状態にあるときに限られる。一方、荷重ポテンシャルでは、土の骨格を介して圧力が加えられる。機械的な圧力が土の骨格に加えられると、その力の一部は土の骨格自身で支えられるが、残りは土中水に伝えられる。したがって、荷重ポテンシャルは、土の骨格に加えられた圧力と、その荷重が土中水に伝達される割合によって決まる。

荷重ポテンシャルは、砂等ではそれほど重要ではないが、湿潤な粘土では荷重圧の大部分は荷重ポテンシャルになる。

(5) 重力ポテンシャル

重力ポテンシャルは、土中水が重力場で受ける体積力によって生み出されるもので、上に述べたポテンシャル成分とは基本的に異なり、次式で与えられる。

$$\psi_g = -gz \quad (4.3-11)$$

g は重力加速度、 z は基準位置からの距離(高さ)を表す。高さの基準には、通常地表面あるいは地下水面をとる。水の移動を扱う場合には、上に述べたポテンシャルそのものではなく、ポテンシャルの勾配が重要な要素となる。重力ポテンシャルの場合には、ポテンシャルの勾配は $\frac{d\psi_g}{dz} = -g$ で一定となる。

4.3.3 水分特性曲線

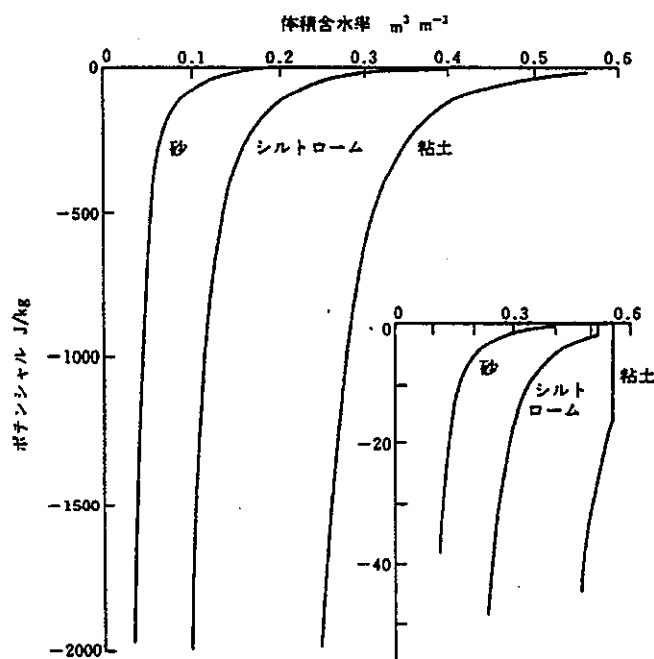
(1) ポテンシャルと水分量との関係

土中水のポテンシャルの構成成分のうちで、マトリックポテンシャルと浸透ポテンシャルは、土壌中の含水量に依存する。ここでは、以後の解析で重要になるマトリックポテンシャルについて述べる。マトリックポテンシャルと含水量の関係は水分特性曲線と呼ばれる。多くの場合、マトリックポテンシャルは、空気侵入ポテンシャル(ψ_e) (土壌中の最大間隙から排水が始まるときのマトリックポテンシャル)よりも小さい領域では、つぎのように表すことができる。ここで、 θ_s は飽和体積含水率を表す。

$$\psi_m = \psi_e \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{-b} \quad (4.3-12)$$

指数および空気侵入ポテンシャルは、通常脱水過程のマトリックポテンシャルと体積含水率の両対数グラフから、直線回帰で求められる。

代表的な土壌であるシルト、ロームおよび粘土の水分特性曲線を図4.3-2に示す。



ゲイロン&キャンベル(1987),パソコンで学ぶ土の物理学,p41

図4.3-2 シルト、ローム、粘土の水分特性曲線

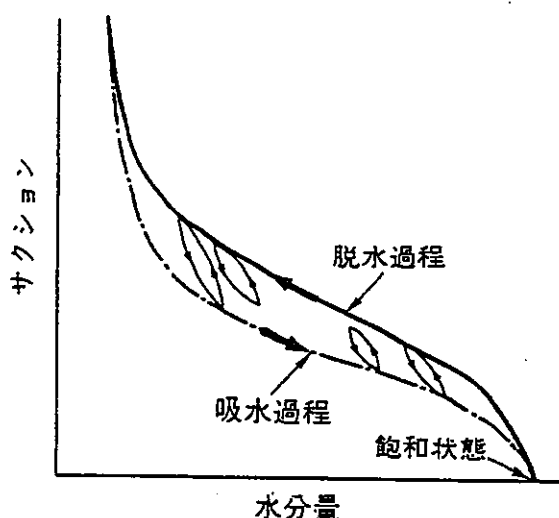
多くの研究者によって、土性のデータから水分特性曲線を求める努力が成されてきたが、まだ、十分には成功していない。関係式がデータを極めてよく表現するものの、研究者間でのデータについては、よい一致が見られず関係式も全く異なることが多い。

これらについてはいくつかの理由が考えられるが、そのうちの一つとして、間隙径分布が挙げられ。通常土性のひとつとして粒径を測定するが、水の保水特性に関係するのは土壌の粒径分布よりもむしろ土壌粒子間の間隙径分布である。さらに、粒子の充填状況、形状あるいは配向状態なども影響する。

(2) 水分特性のヒステリシス

マトリック ポテンシャルと水分量の関係は画一的なものではなく、多孔体の土壌が湿潤過程にあるのかある乾燥過程にあるのかによって変化の様子が異なる。

土が風乾状態から湿潤状態へ、あるいは飽和状態から乾燥状態へと変化する時の水分特性をそれぞれ、主吸水曲線および主脱水曲線と呼ぶ。実際の土壌中では、天候状態に応じてこれらの過程が複雑に進行することになるが、本報告書の以降の説明においては解析を単純化するために、このヒステリシスの効果はないものとして扱う。



日野幹雄他,洪水の数値予報,p72

図4.3-3 水分特性のヒステリシス

4.3.4 透水係数

既に、土中水のポテンシャルの勾配が土壌中の水の流れの駆動力になることを述べた。その際、熱の流れに対する温度に相当するのがポテンシャルの勾配になる。したがって、熱フラックスを求めるためには、温度勾配とともに熱の伝導度(率)が必要となったように、水の流れの解析でも、水分フラックスを計算するためには、土中水のポテンシャル勾配とともに、透水係数を求めなければならない。

このような、類似で一応の理解は可能であるが、水の流れに関するポテンシャル成分は複数あり、駆動力もそれらの組み合わせとなる。また、熱伝導率と透水係数は、流れの問題の中で同様な役割を担うが、熱伝導率が導電体の物性だけで決まる反面、透水

係数は土壌の物性と同時にポテンシャルにも依存する。このため、流れの方程式は非線形になり、数学的な取り扱いが非常に困難になるという特徴がある。

(1) 飽和透水係数

飽和している土壌中の水の流れの駆動力は、圧力、重力および荷重ポテンシャルである。飽和土壌の透水係数は、土壌中の間隙の大きさとその分布で定まる。したがってこれらに密接に関係する、土壌の乾燥密度と土性に依存することになる。

したがって、 f_w および k が一定ならば、次式は容易に積分可能となる。

$$f_w = -k \frac{d\psi}{dx} \quad (4.3-13)$$

透水係数と土性を関係付ける式は、土壌を構成する固相の骨格は十分に不規則に分布していることを前提に導かれているが、実際の土壌では亀裂、虫の孔あるいは根の腐植によって生じた空洞等があり、かならずしもこの仮定は満足されていない場合が多い。このような流路は、通常の土壌中の空隙径に比べて大きな径を持ち、したがって、飽和土壌のように水で満たされれば均一な土壌よりもはるかに多くの水を流すことになる。

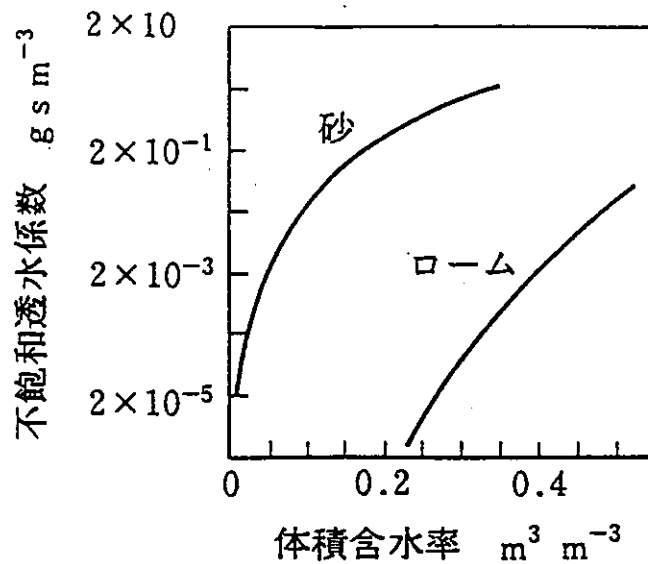
(2) 不飽和透水係数

飽和状態にある土壌が排水過程等によって不飽和状態になると、水の流れを引き起こす駆動力は、マトリックポテンシャルと重力ポテンシャルの勾配になる。土壌中の大きな間隙から水が排水され空になるので、透水係数は急激に減少する。典型的な不飽和透水係数と水分量との関係を図4.3-4に示す。透水係数は飽和領域から不飽和領域まで大きく変化する。小さな間隙は大きな間隙に比べてはるかに水を通し難い、また、不飽和の度合いが大きくなると、流れの屈曲が多くなり、流路が長くなることも水の流れの抵抗として働く。

このような要因を評価モデルに組み込んで、Campbell等は、不飽和透水係数を水分量の関数として、つぎのように与えている。

$$k = k_s \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^m \quad (4.3-14)$$

k, k_s, θ, θ_s は、それぞれ不飽和透水係数、飽和透水係数、体積含水率、飽和時の体積および含水率を表す。



ゲイロン&キャンベル(1987),パソコンで学ぶ土の物理学,p53

図4.3-4 水分量の関数として表した不飽和透水係数

4.3.5 見掛けの駆動力

土壌中の水分量に比べて、ポテンシャルの測定は非常に難しく通常は土中のポテンシャル分布の測定は行われない。水移動の基礎式(4.3-13)をつぎのように変形すると、土壌中の水分量の勾配を測定することによって、水移動の解析が行えることが解る。

$$f_w = -k \frac{d\psi}{d\theta} \frac{d\theta}{dx} \quad (4.3-15)$$

$\frac{d\psi}{d\theta}$ は、すでに求めた土壌の水分容量の逆数であり、ここで、 $k \frac{d\theta}{dx}$ は、水分拡散係数と呼ばれる。したがって、水の密度を ρ_w とすると、上式はつぎのようになり、見掛け上水分量が水の流れの駆動力として働いていると解釈することが可能になる。

$$f_w = -\rho_w D_w \frac{d\theta}{dx} \quad (4.3-16)$$

この変形の過程で、ポテンシャルが水分量の一価の関数であることが、すなわち、逆関数が存在することが前提となっている。したがって、この変形は流れの駆動力が ψ_m および ψ_o の時にのみ可能となることに注意する必要がある。また、すでに述べたように、 $\psi(\theta)$ にはヒステリシスがあるので、湿潤と乾燥が繰り返されるような場合には適用できない。

第5章 物質移動

5.1 物質移動

土壤中を移動する物質は、水、水に溶解したさまざまな物質、そしてガスである。このような物質は、自然の循環あるいは人為的な作用によって土壤に付加された後、一部は土壤中に貯留されまた、ある一部は土壤中を移動、通過していく。

水は、降雨によって地表から土壤中に侵入し、土壤中を通過して、地下水帯にまで浸透し、最終的には河川に流出するか、あるいは、再び地表に向かって上昇し、地表から大気中へ蒸発する。

水に溶解する物質は、水とともに、地表面から土壤中に侵入して、水と同じ経路を通り、水の流出過程から同様に土壤外に排出されることになる。水の地表蒸発に際しては、溶解物質は地表に取り残され土壤中に堆積することになる。また、土壤中を移動する過程では、スメクタイトやバーミキュライト等の粘土鉱物を多く含む土壤に吸着され、集積して行くことになる。

ガスは、土壤中に混入した動植物の遺体をはじめとする有機物等の分解生成物として発生し、これが気体状で土壤中を移動し、大気中に排出されるか、または、水に溶解して、水の移動とともに河川に放出される。

上に述べた水、水に溶解した溶質およびガス等の土壤中の物質は、単独に移動することではなく、これらは通常は相互に作用しながら土壤中を移動することになる。特に、溶質の移動は、水に移動によって引き起こされることが多く、溶質移動と水移動は極めて密接な関係にある。また、炭酸ガス等の溶解性のガスの場合には、ガスの移動も水移動に左右されることになる。さらに、このような物質相互間の複雑な相互作用に加えて、温度変化の大きい土壤の場合には、熱移動とも関連して物質移動を解析しなければならない。このような状況を反映して、土壤中の物質移動は、水、溶質、ガスおよび熱の同時移動現象となり、基礎方程式は、複数の連立方程式の系を構成することになる。

5.1.1 化学物質(溶質)およびガスの移動

化学物質(溶質)の移動は、土壤中の水の中での拡散移動とともに、土壤中の水の移動による移動(移流)によっても行なわれる。溶質の水の中での拡散は、土壤中間隙の折れ曲がりの状況、拡散に有効な通水断面積等に影響されるが、これらの因子は移動を表す方程式の中の拡散係数に反映されることになる。また、移流による移動は、水の移動に置き換えることができる。

溶質の移動についても、方程式の基礎となるのは、溶質(化学物質)についての質量保存則であるが、水単独の場合と異なり、若干注意が必要である。溶質の移動が水を媒介

として行なわれるため、物質(溶質)の釣り合いの式は土壌中の水のなかで評価される。

しかしながら、この土壌中の水の中の濃度も厳密には、間隙毎に異なっており、また、同一間隙の中でも濃度差がある。さらに、水に含まれる溶質が土壌の固相表面との間で引き起こす吸着・離脱の交換反応、土壌中微生物の活動および有機物の分解等によって、溶質の濃度が変化するため、質量保存則の適用に当たっては慎重な配慮が要求される。

土壌中のガス移動で重要になるのは一般的に酸素と二酸化炭素であるが、これらのガスの移動は、空気で満たされた間隙内での拡散移動が中心となる。これらの質量保存則の適用にあたっては、微生物や植物の根の代謝作用による生成・消滅や、有機物の分解によるガス発生に配慮しなければならない。

5.1.2 熱移動の影響

太陽エネルギーは土壌中に熱の形で貯留されるが、この熱は土壌を取り巻く周囲の媒体とそれぞれの条件にあわせて交換することになる。この際に、土壌中では熱の移動が引き起こされ、その熱流速の差によって土壌中には温度分布が形成される。このような熱分布は短期的(時間的)にも、長期的(季節的)にも変化するが、水移動や溶質移動は、これらの熱すなわち温度分布の影響を大きく受ける。

温度の分布があるとその温度変化方向に温度の勾配(差)が生じて、液状の水も水蒸気も、高温部分から低温部分へ向かって移動を開始する。また、土中水の温度勾配によって、土中水に溶解している溶質の濃度勾配が発生し、溶質の拡散移動が引き起こされる。

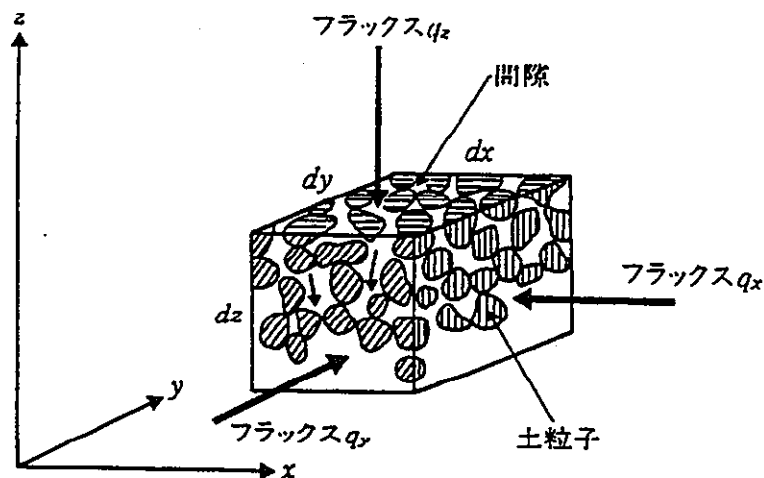
一方、土壌中で水が移動すると、この水移動によって熱が運ばれて、土壌中の温度分布の形成に影響を与える。

温度分布が形成されているときには、このような因子も検討の上、物質移動の考察を進めなければならない。

5.2 物質移動の一般式

土壌中の物質は土壌中の間隙を通して移動するが、土壌中の間隙は非常に複雑な形態をとるため、これらの個々の間隙に着目して物質移動を取り扱うのは極めて困難を伴う。このため、一般的には土壌を一つの連続体として捕らえ、しかも、この連続体のなかの微小な土壌の要素を取りだし、そこでは、長さ、半径、土壌中での間隙割合等の間隙に関する種々の性質(微小要素を含む大きな塊としての土壌が有しているのと同じ性質)が均一であると仮定して、物質移動現象が考察されることになる。

土壌内部に、図5.2-1に示すような静止した座標系(x,y,z)を取り、重力の方向をz軸とする。ここで、微小体積 $dx dy dz$ を取ると、土壌中を移動する物質は、この微小体積を通過する間に、この微小体積内で、貯留、発生等の変化を受けることになる。



中野政詩,土の物質移動学,p10

図5.2-1 土の微小要素

移動する物質は、一般的には土壌中の媒体に含まれ、この媒体の中を、その物質に作用する駆動力によって移動するとともに、媒体が移動することによって土壌中を移動すると見なすことが出来る。この移動の速さは、その物質が土壌の微小要素の各断面を通過するとして表すと、つぎのようになる。

$$q = -L \cdot \text{grad} \phi + q_{\text{con}} \cdot C \quad (5.2-1)$$

ここで、 q は物質のフラックス、 $\text{grad} \phi$ は物質の駆動力、 L は移動係数(土壌の示す抵抗力)、 q_{con} は物質を含む媒体のフラックス、 C は物質の媒体中での濃度をそれぞれ示している。

ϕ は、水の移動では水のポテンシャルエネルギーであるが、水に溶解した物質では濃度がこれに相当する。式(5.2-1)の第1項は拡散項を、第2項は移流項を表している。

式(5.2-1)は、ベクトル式であるが、これを成分で表すと、つぎのようになる。

$$q_x = -L_x \frac{\partial \phi_x}{\partial x} + q_{conx} \cdot C \quad (5.2-2)$$

$$q_y = -L_y \frac{\partial \phi_y}{\partial y} + q_{cony} \cdot C \quad (5.2-3)$$

$$q_z = -L_z \frac{\partial \phi_z}{\partial z} + q_{conz} \cdot C \quad (5.2-4)$$

水の場合には、重力の効果が無視できないので、重力方向の成分は他の成分と異なるが、ガス等を扱う場合には重力作用も小さく、3つの式は同じ形式になる。

微小要素 $dx dy dz$ 内で移動物質が、時間 dt の間に变化する量を dM とすると、次の式が成り立つ。ただし、ここで Δ は、単位体積の土壤に含まれる媒体の量で、土壤の媒体含有率を示す。

$$dM = d(\Delta C) dx dy dz \quad (5.2-5)$$

この微小要素の物質の変化量は、各軸方向のフラックスの2つの断面での変化と微小要素内部での物質の発生量と釣り合うことになる。したがって、各軸方向の物質の流入と流出の差の総和に、微小体積内部で発生する物質量を合計すると、物質の変化量は、つぎのように表される。ここで、 Y は、単位体積あたりに単位時間内に発生する物質質量である。

$$d(\Delta C) dx dy dz = - \left(\frac{\partial q_x}{\partial x} \right) dx dy dz dt - \left(\frac{\partial q_y}{\partial y} \right) dx dy dz dt - \left(\frac{\partial q_z}{\partial z} \right) dx dy dz dt + Y dx dy dz dt \quad (5.2-6)$$

これから、次の連続の式が得られる。

$$\frac{\partial(\Delta C)}{\partial t} = - \left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right) + Y \quad (5.2-7)$$

この式に、式(5.2-2)、式(5.2-3)および式(5.2-4)を代入すると、次に示す土壤中の物質移動を表す基礎方程式が得られる。

$$\frac{\partial(\Delta C)}{\partial t} = \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(L_x \frac{\partial \phi_x}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(L_y \frac{\partial \phi_y}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(L_z \frac{\partial \phi_z}{\partial z} \right) \right\}$$

$$-\left(\frac{\partial}{\partial x}(q_{conx}C) + \frac{\partial}{\partial y}(q_{cony}C) + \frac{\partial}{\partial z}(q_{conz}C)\right) + Y \quad (5.2-8)$$

土壤中に存在する1つの媒体に含まれる移動物質の湧きだしは、その媒体中での化学変化等で発生する他に、土壤粒子表面に吸着されていたものが媒体中に侵入したり、共存する他の媒体に含まれていたものが対象とする媒体に侵入する場合にも発生する。

J_a 、 μ をそれぞれ、単位時間に単位体積あたりに対象とする媒体に侵入する量、化学変化を表す変質係数とすると、この場合の発生量はつぎのようになる。

$$Y = -J_a - \mu \cdot \Delta C \quad (5.2-9)$$

一方、土壤粒子表面や土壤中の他の媒体中の存在する対象とする物質の単位時間当たりの変化量は、それらが静止している状態では、つぎのようになる。

$$\rho \frac{dR}{dt} = J_a - \rho \cdot \mu_r \cdot R \quad (5.2-10)$$

ここで、 R は対象とする媒体以外の土壤の部分に存在する物質の濃度、 ρ は土壤の単位体積中に存在する対象とする媒体以外の土壤の部分の比率、 μ_r はその物質の化学的な変化を表す変質係数を表す。

考える媒体を一つに限定せずに土壤全体に存在する媒体に着目すると、物質の変化量を表す基礎式はつぎのように拡張される。

$$\begin{aligned} \frac{\partial(\Delta C)}{\partial t} + \rho \frac{dR}{dt} = & \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(L_x \frac{\partial \phi_x}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(L_y \frac{\partial \phi_y}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(L_z \frac{\partial \phi_z}{\partial z} \right) \right\} \\ & - \left(\frac{\partial}{\partial x}(q_{conx}C) + \frac{\partial}{\partial y}(q_{cony}C) + \frac{\partial}{\partial z}(q_{conz}C) \right) \\ & - \mu \Delta C - \rho \mu_r R \end{aligned} \quad (5.2-11)$$

土壤粒子や土壤中に共存する他の媒体が移動する場合には、そこに含まれる物質についても式(5.2-8)と同様な式が成立し、つぎのようになる。ただし、この場合には、湧きだし量は、 $Y = J_a - \mu_i \cdot \Delta_i \cdot C_i$ となる。

土壤全体に着目して物質の変化量を見るときは、式(5.2-8)に、上記の方程式を辺辺に加えた次式が、一般的に成立することになる。

$$\begin{aligned}
\sum_i \frac{\partial(\Delta_i C_i)}{\partial t} = & \sum_i \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(L_{ix} \frac{\partial \phi_{ix}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(L_{iy} \frac{\partial \phi_{iy}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(L_{iz} \frac{\partial \phi_{iz}}{\partial z} \right) \right\} \\
& - \sum_i \left(\frac{\partial}{\partial x} (q_{conix} C_i) + \frac{\partial}{\partial y} (q_{coniy} C_i) + \frac{\partial}{\partial z} (q_{coniz} C_i) \right) \\
& - \sum_i (\mu_i \cdot \Delta_i \cdot C_i)
\end{aligned} \tag{5.2-12}$$

5.3 溶質移動

5.3.1 溶質の移流

水に溶解した化学物質が土壌中で水と一緒に移動するとき、このような様態の移動は溶質の移流と呼ばれる。溶質が定常な移流によって移動するとき、土壌中のある位置での溶質濃度の時間変化は、すでに述べた物質移動の一般式を1次元に簡略化すると、つぎのように表すことができる。

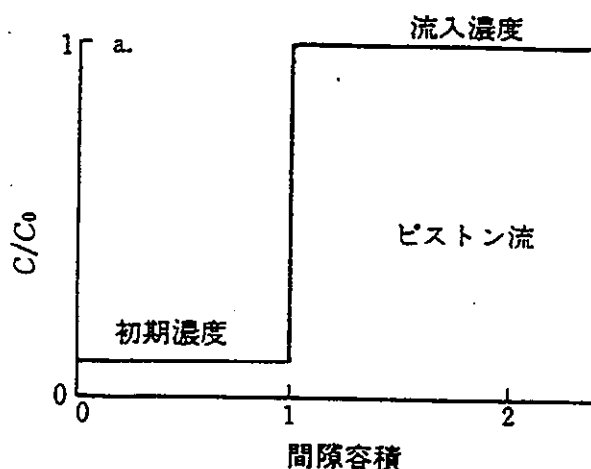
$$\rho_b \frac{\partial S}{\partial t} = f_w \frac{\partial c}{\partial z} \quad (5.3-1)$$

ここで、 c, S, f_w, z, ρ_b, t は、それぞれ、土壌中水溶液中の溶質濃度、土壌の単位質量当たりの溶質量、土中水のフラックス、土壌中の深さ、乾燥密度および時間を表す。

土壌中の間隙を通る流れが一様な速度であると仮定する最も単純な移流モデルでは、土壌中の溶質のフラックスは、土壌中の初期溶質濃度と土中水のフラックスが既知であれば上式で表すことができる。

円筒に土壌を充填し、この土壌を水で飽和させる。この円筒の上端にある既知の濃度の溶液を湛水し、円筒の下端に浸出した水中の溶質濃度と浸出量を測定する。

この場合、溶質が移流によってのみ移動し、全ての土壌中の間隙が一様であれば、溶質の破過曲線は、図5.3-1のようになる。このような移動はピストン流と呼ばれる。



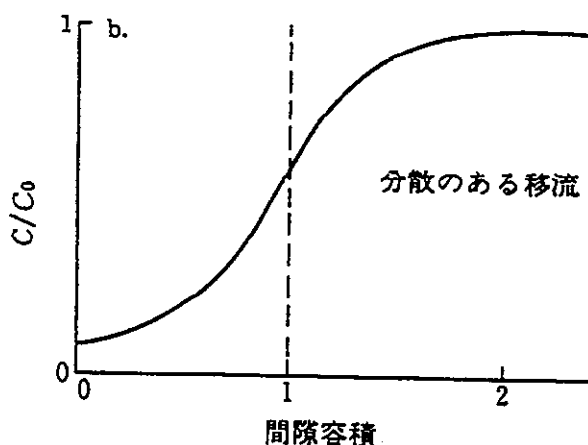
ゲイロンSキャンベル(1987),パソコンで学ぶ土の物理学,p100

図5.3-1 一様な間隙の破過曲線

この場合、溶質が浸出水の中に現れるのに要する時間は、土壌中の全ての水が表面からの侵入水と入れ替わるのに要する時間に等しくなり、この時間は、円筒内の水のフラッ

クスに依存する。透水係数の増加や減少によっても溶質が浸出するのに要する時間は増減するが、破過曲線の形状は変化しない。

しかしながら、実際の土壌では全ての間隙で水が一様な速度で移動すると仮定することは出来ない。不均一な土壌中の間隙内の水の流れに対する粘性の影響を *Hagen-Poiseuille* の式で評価できるとすると、水のフラックスは間隙径の2乗に比例することになる。このことは、水と水に溶解している溶質は、最も大きな間隙を最も速く移動することを示している。すなわち、大きな間隙を通る溶質は平均よりも速く、また、小さい間隙を通る溶質は平均よりも遅れて浸出してくる。このような状況を反映して、実際の破過曲線は図5.3-2のようになる。



ゲイロン&キャンベル(1987),パソコンで学ぶ土の物理学,p100

図5.3-2 実際の破過曲線

なお、透水係数の平均値の前後の変動は、一般的に正規分布にならない。このため、間隙径とこれらの破過曲線との関係には、正の相関関係はない。

移流による溶質移動は、次の式でより正確に表すことができる。

$$\rho_b \frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\partial c}{\partial z} \sum_i f_{wi}, \text{ ただし, } f_{wi} = -k_i \frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (5.3-2)$$

また、 i は間隙の種類を表す。

一方、多孔体中の水の流れも、間隙内に速度勾配があるため、一様ではない。したがって、溶質の移流はさらに複雑な現象となる。*Newton*の粘性の法則によると、間隙中の任意の点の水のフラックスは、間隙中心からの距離の関数となり、間隙の端近くにあ

る水中の溶質は、間隙の中央にある溶質よりもゆっくりと流れるという結論になる。

5.3.2 拡散と水理学的分散

溶質は、水理学的なポテンシャル勾配によって水と一緒に移動するほか、濃度勾配によって拡散移動する。拡散移動は、*Fick*の拡散則によって、つぎのように表すことができる。

$$\rho_b \frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left\{ \rho_w D(\theta, f_w) \frac{\partial c}{\partial z} \right\} \quad (5.3-3)$$

ここで、 $D(\theta, f_w)$ は、分子拡散と水理学的分散の両方を含む拡散係数である。

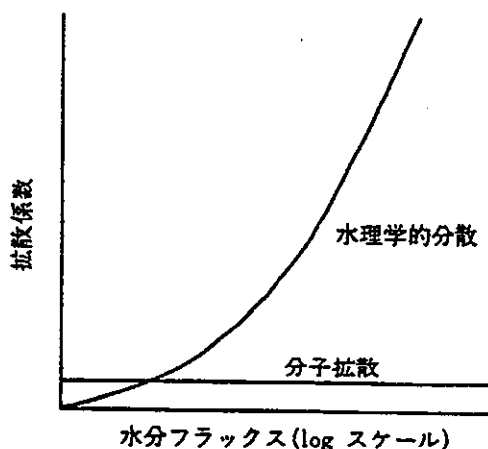
拡散による溶質濃度の時間変化を予測するには、溶質濃度勾配と拡散係数の両方が既知でなければならない。土壤中で溶質の湧きだしや吸い込みがないとき、 c を深さと時間の関数として予測するには、土壤中の溶質の初期濃度と土壤表面から侵入する溶質量の時間変化を知るだけでよい。

土壤中のイオンの分子拡散を計算するためにいくつかの式が提案されているが、*Bresler*と(*Papendick & Campbell*)の式を以下に示す。

$$D_m = D_0 a e^{b\theta} \text{ (Bresler)} \quad (5.3-4)$$

$$D_m = D_0 a e^3 \text{ (Papendick \& Campbell)} \quad (5.3-5)$$

ここで、 D_0, a, b は、それぞれ水中のイオン拡散係数、土壤に応じて異なる定数を表す。図5.3-3に水分フラックスの関数としての拡散係数を示す。



ゲイロンS.キャンベル(1987),パソコンで学ぶ土の物理学,p103

図5.3-3 水分フラックスの関数としての拡散係数

5.3.3 溶質と土壌の相互作用

溶質のフラックスは、溶質の濃度(c)によって決定されるが、土壌中の任意の点における溶質の貯留は、土壌の単位質量当たりの溶質量(S)の変化によって表される。土壌中の溶質には、溶液中に溶解したもののほかに固体状になって存在するもの、あるいは複合体や交換体の形態をとって存在するものがある。これらの土壌中における溶質の形態は、土壌のイオン交換特性と対象としている溶質以外の溶質の濃度等に依存する。土壌中のイオンや複合体の濃度を決定するには化学平衡のモデルが使われる。このモデルは水移動モデルと組み合わせて用いられている。

土壌に吸着された溶質の量は、水に溶解している溶質の濃度と次のような *Langmuir* 式によって関係づけられる。ここで、 k, Q は、土壌と溶質によって異なる定数である。

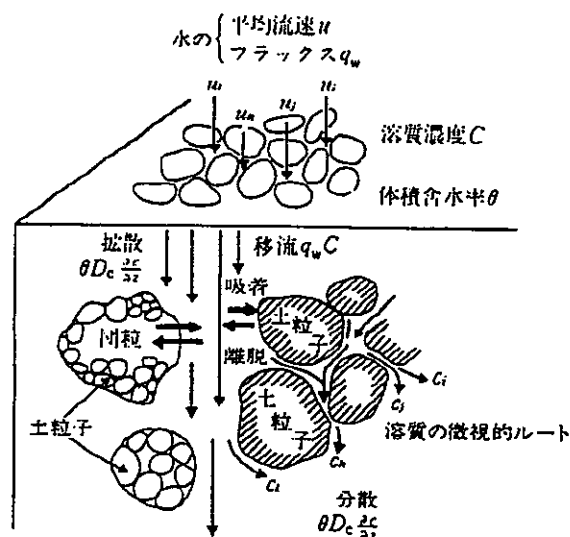
$$N = k \cdot Q \cdot c / (1 + k \cdot c) \quad (5.3-6)$$

5.4 溶質移動の基礎方程式

5.4.1 溶質移動のフラックス

土壌中に含まれている物質の様態は、土粒子への吸着、水への溶解等さまざまである。特に、水に溶解している物質(化学物質)は溶質と呼ばれる。溶質は水の中でその濃度勾配によって拡散移動するとともに、水の間隙移動に伴って水とともに移動する(移流)ことは、既に一般的な物質移動の取扱の項で説明した。

溶質はこのような土壌中での移動の過程で、一部は土粒子表面に吸着されその位置に貯留されるが、同時に土の表面に吸着されていた化学物質でも、新たな化学物質が土に吸着される過程で土表面から離脱して再び水に溶解して、拡散や移流によって土壌中を移動していく。



中野政経(1991),土の物質移動学,p46

図5.4-1 土壌中の溶質移動

土壌中における溶質の水中での純粋な拡散は分子拡散と呼ばれる。土壌中の溶質の分子拡散による移動は、土の単位面積当たり、その中の水の占める領域内で発生することを考慮すると、つぎのように表すことができる。

$$q_{cm} = -\theta \cdot D_{cm} \cdot \text{grad}C \quad (5.4-1)$$

ここで、 q_{cm} , θ , D_{cm} , C は、それぞれ溶質移動のフラックス、水の体積含水率、水中の分子拡散係数および土中水中の溶質の濃度を表す。

移流による溶質移動のフラックスは、土中水の移動のフラックスを用いて、つぎのように表される。ただし、 q_w , u , q_w は、それぞれ溶質移動のフラックス、水の平均流速、

水移動のフラックスを表す。

$$q_{cc} = u \cdot \theta \cdot C = q_w \cdot C \quad (5.4-2)$$

すでに述べたように、土壌中の溶質の移動には、間隙ごとにその中の水の持つ流速が異なることによって発生する別の移動形態がある。つまり、太い間隙径をもつ間隙ほど、その中での水の流速が大きく、したがって、溶質は、細い径の間隙内の水よりも太い径の間隙内の水によって移流し、速くそして遠くまで移動することになる。

土壌中の間隙は、間隙径だけでなく、間隙の形、間隙相互間の連結性等極めて複雑に変化しながら、空間的にランダムな分布を示す。このような、土壌中の間隙構造に起因して、局所的な溶質の移流が進行方向とそれに直角な方向にランダムに発生することになる。

間隙ごとの溶質の移流速度の違いによる、このような溶質移動は、これを連続体としての土の中の溶質移動として見るとき、移流速度の異なる水塊が、土壌中をランダムに拡散して移動するような現象となる。土壌中のこのような移動は、分散移動と呼ばれる。

このような溶質移動の分散フラックスは、つぎのように表される。

$$q_{cp} = -\theta \cdot D_{cp} \cdot \text{grad}C \quad (5.4-3)$$

ここで、 q_{cp} 、 D_{cp} は、それぞれ溶質の分散移動のフラックス、物理的分散係数と呼ばれる。

土壌中の物質(溶質)移動のフラックスは、このように分子拡散、移流および分散移動の3つの現象が重なり合って形成されており、つぎのように表すことができる。

$$q_c = -\theta \cdot (D_{cm} + D_{cp}) \cdot \text{grad}C + q_w \cdot C \quad (5.4-4)$$

ここで、 $D_c = D_{cm} + D_{cp}$ は、流体力学的分散係数である。

5.4.2 溶質移動の基礎方程式

(1) 溶質の生成・消滅

土壌中の溶質移動の場合にも、前の章で導いた物質移動の一般式が利用できる。溶質移動の場合には、溶質を運ぶ媒体含有率 Δ は水の体積含水率 θ に、また、一般に濃度 C は土中水中の溶質濃度に相当することになる。

また、溶質の場合の湧きだし項は、つぎのように大きく3つの項から構成される。

溶質が移動中に土粒子に吸着されたり、土粒子から離脱して水に溶出する項については、土の単位重量あたりに吸着されている量を S とすると、単位体積当たりの湧きだし量は、分解等で消滅する量を考慮して、次の用に表すことができる。

$$Y_s = -\rho_d \frac{dS}{dt} + \lambda_s \cdot \rho_d \cdot S \quad (5.4-5)$$

ただし、ここで $Y_s, \lambda_s, \rho_d, S$ は、それぞれ単位体積当たりの湧きだし量、分解定数、土壌の比重および単位質量あたりに吸着されている量を表す。

土壌中に形成されている団粒が水を透過する能力を持たないか、あるいは透過速度が極めて小さく、水や溶質の貯留機能だけを示すような間隙構造を持つような場合には、この団粒の中の溶質が団粒外に流出して土壌全体の溶質移動に参加したり、逆に移動中の溶質が団粒外の間隙から団粒内に移動して土壌全体の溶質移動から離脱するようときには、これらが湧きだし項の1成分となる。

このような量は、 C_a, α をそれぞれ、団粒内間隙中の水に含まれる溶質の濃度、団粒内から団粒外の間隙へ向かう拡散移動係数とすると、つぎのように表すことができる。

$$Y_{ag} = -\alpha \cdot (C - C_a) \quad (5.4-6)$$

さらに、溶質として、移動中に合成や分解して性質が異なる物質に変化する溶質(化学物質)や、放射性壊変する同位体を取り扱うときは、時間の経過とともにその量が減衰するので、これも湧きだし項を構成することになる。 Y_d, λ をそれぞれ、分解による減衰量、分解(崩壊)定数とすると、土壌の単位体積当たりの湧きだし量は、つぎのようになる。

$$Y_d = -\lambda \cdot \theta \cdot C \quad (5.4-7)$$

以上の議論から、溶質の湧きだし項は、つぎのようにまとめることができる。

$$Y = Y_s + Y_{ag} + Y_d \quad (5.4-8)$$

$$= -\rho_d \frac{dS}{dt} + \lambda_s \cdot \rho_d \cdot S - \lambda \cdot \theta \cdot C \quad (5.4-9)$$

(2) 溶質の基礎方程式

物質移動の一般式に、上で得られた溶質の土壌中での生成・消滅による湧きだし項を

代入すると、溶質移動の基礎方程式が得られる。

土壌中の団粒による水や溶質の貯留機能が働かない場合には、を土粒子に吸着されている成分が変質する速度とすると、溶質移動の基礎方程式はつぎのようになる。

$$\begin{aligned} \frac{\partial(\theta \cdot C)}{\partial t} = & \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(\theta \cdot D_{cx} \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\theta \cdot D_{cy} \frac{\partial C}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta \cdot D_{cz} \frac{\partial C}{\partial z} \right) \right\} \\ & - \left(\frac{\partial}{\partial x} (q_{wx} \cdot C) + \frac{\partial}{\partial y} (q_{wy} \cdot C) + \frac{\partial}{\partial z} (q_{wz} \cdot C) \right) \\ & - \rho_d \frac{dS}{dt} + \lambda_s \cdot \rho_d \cdot S - \lambda \cdot \theta \cdot C \end{aligned} \quad (5.4-10)$$

団粒による貯留機能が働く場合には、団粒内に保持される溶質について、団粒内の水に含まれる成分と団粒内の土粒子に吸着されている成分とに分離して表すと、団粒内から団粒外へ湧きだす量が、これらの両方から発生するので、湧きだし量はつぎのようになる。

$$Y_{ag} = -\alpha \cdot (C - C_a) \quad (5.4-11)$$

$$= -\frac{\partial(\theta_a \cdot C_a)}{\partial t} - \rho_{da} \frac{\partial S_a}{\partial t} + \lambda \cdot \theta_a \cdot C_a + \lambda_{as} \cdot \rho_{da} \cdot S_a \quad (5.4-12)$$

この湧きだし量を用いると、溶質移動の式はつぎのようになる。

$$\begin{aligned} \frac{\partial(\theta_a \cdot C_a)}{\partial t} + \frac{\partial(\theta_u \cdot C_u)}{\partial t} = & \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(\theta_u \cdot D_{cx} \frac{\partial C_u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\theta_u \cdot D_{cy} \frac{\partial C_u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta_u \cdot D_{cz} \frac{\partial C_u}{\partial z} \right) \right\} \\ & - \left(\frac{\partial}{\partial x} (q_{wx} \cdot C_u) + \frac{\partial}{\partial y} (q_{wy} \cdot C_u) + \frac{\partial}{\partial z} (q_{wz} \cdot C_u) \right) \\ & - \rho_{du} \frac{\partial S_u}{\partial t} - \rho_{da} \frac{\partial S_a}{\partial t} - \lambda \cdot \theta_u \cdot C_u + \lambda_a \cdot \theta_a \cdot C_a + \lambda_s \cdot \rho_{du} \cdot S_u + \lambda_{as} \cdot \rho_{da} \cdot S_a \end{aligned} \quad (5.4-13)$$

ここで、 θ_u, C_u はそれぞれ、団粒部分以外の水の体積含水率と溶質濃度である。 θ, C をそれぞれ全体積含水率、全体の濃度とすると次式が成立する。

$$\theta = \theta_a + \theta_u, \quad C = (\theta_a \cdot C_a + \theta_u \cdot C_u) / \theta \quad (5.4-14)$$

また、 $\rho_{du}, \rho_{da}, S_u, S_a, \lambda_a, \lambda_{as}$ は、それぞれ、団粒以外の部分の仮比重、団粒部分の仮比重、団粒以外の吸着量、団粒内の吸着量、団粒内の溶質の分解定数および吸着成分の分解定数を表す。

一方、土壌中の水の量が多い場合には、土中水を抽出することによって、溶質の濃度を測定することが可能であるが、水分量が少ない場合には、土壌中の物質は、土粒子に吸着されているものを合わせて評価することになる。この場合には、土が含む全物質の変化を見ることになり、溶質の移動式は、つぎのようになる。

$$\begin{aligned}
 & \frac{\partial(\theta_a \cdot C_a)}{\partial t} + \frac{\partial(\theta_u \cdot C_u)}{\partial t} + \rho_{da} \frac{\partial S_a}{\partial t} + \rho_{du} \frac{\partial S_u}{\partial t} \\
 & = \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(\theta_u \cdot D_{cx} \frac{\partial C_u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\theta_u \cdot D_{cy} \frac{\partial C_u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta_u \cdot D_{cz} \frac{\partial C_u}{\partial z} \right) \right\} \\
 & \quad - \left(\frac{\partial}{\partial x} (q_{wx} \cdot C_u) + \frac{\partial}{\partial y} (q_{wy} \cdot C_u) + \frac{\partial}{\partial z} (q_{wz} \cdot C_u) \right) \quad (5.4-15) \\
 & - \lambda_a \cdot \theta_a \cdot C_a - \lambda \cdot \theta_u \cdot C_u - \lambda_{as} \cdot \rho_{da} \cdot S_a - \lambda_s \cdot \rho_{du} \cdot S_u
 \end{aligned}$$

土壌中の溶質の移動を解析する場合には、評価対象の土壌と溶質をどのようにモデル化するかによって、採用する基礎方程式は異なるが、いずれの場合にも、土壌中の水の体積含水率と水のフラックスが必要になる。この両者は、既に述べた下記の水の移動式を同時に解いて得られる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_x \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D_y \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D_z \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial k_z}{\partial x} \quad (5.4-16)$$

ここで、 $C, k_x, k_y, k_z, D_x/C, D_y = k_y/C, D_z = k_z/C$ は、それぞれ、水分容量、各座標軸方向の不飽和透水係数および水分拡散係数を表す。

第6章 気体移動

6.1 有機物の分解と蓄積

一般的に、土壌中では、植物の茎葉や根、種子、動物の遺体等の有機物が常に供給され、同時に分解されている。特に、農地の開発の営農等に伴う地力保全では、堆肥や藁等の有機物質が土壌に積極的に投入され、土壌の物理性や化学性の改良に供されている。

土壌中の物質移動現象の中で、この勇氣物質の土壌中への供給と土壌中での分解は、水に溶解して土壌中を移動する有機態、無機態の種々の化学物質あるいは土壌中の気相中を移動するガス状の化学物質の発生源であり、その発生速度の変化は物質移動解析の中に必ず現れてくる重要な因子である。

また、有機物の投与によって、その分解過程で生成される腐植物質により、土壌団粒が形成され、土壌構造に変化が見られるようになり、必然的に保水性、透水性、通気性等が変化し、結果的に、水、化学物質、気体(ガス、水蒸気)、熱等の土壌中での移動と貯留の性質が変化することになる。

有機物の分解は、微生物の食餌現象であり、微生物の成長・死滅と相互に関係している。微生物の成長が活発であれば、有機物の分解は速く、不活発であれば、遅くなる。

有機物の分解過程では、二酸化炭素や無機態の窒素が生成される。これらの物質はガス状で発生して大気中に放出されたり、土壌中の水に溶解して移動し、最終的には土壌から排出される。一方、腐植物質が生成され土壌中に蓄積されるが、一般的に腐食物質は不溶性のコロイド状を呈した高分子物質である。

腐植にも分解され易栄養腐植と分解され難い耐久腐植がある。また、土壌中では腐植と同時に、微生物の代謝によって生み出される多糖類の蓄積も進行する。

腐植の分解には極めて長い年月を要し、完全に分解するには数百年から数千年かかるといわれている。

6.1.1 有機物の分解予測

土壌中の有機物の分解量は、通常、有機態の炭素や窒素量の減少量で表される。有機態の炭素や窒素は、分解速度の異なる種々の有機物質の中に含まれている。したがって、有機物の分解は、それを構成する個々の有機物質の分解の合成となる。有機物質の分解速度(減少速度)が、土壌中に存在する量に比例すると仮定すると、次の分解式が成り立つ。ただし、ここで、 i, M_i, k_i はそれぞれ、土壌中の有機物の種類(構成)、各種類毎の有機物量、各種類毎の分解速度定数を表す。

$$\frac{dM_i}{dt} = -k_i \cdot M_i \quad (6.1-1)$$

この式から、初期の有機物量を M_{i0} とすると、 t 時間後の有機物量は次のようになる。

$$M_i = M_{i0} \cdot \text{Exp}(-k_i \cdot t) \quad (6.1-2)$$

土壌中での分解をこのように表すと、分解に影響するさまざまな因子、すなわち、温度、土壌水分、 pH 、粘土鉱物の種類等は、全て分解速度定数に反映されることになる。これらの諸因子の中でも、温度の影響はとくに大きく、温度上昇とともに分解速度定数は大きくなり、一般的に次のように表すことが出来る。

$$M_i = A_i \cdot \text{Exp}(-k_i \cdot t / R \cdot T) \quad (6.1-3)$$

ここで、 k_i, A_i, R, T は、それぞれ、分解速度定数、定数、活性化エネルギー、気体定数および絶対温度を表す。

実際の自然環境中では、有機物は落葉等によって毎年周期的に供給が繰り返され、また、農地では施肥等によってさらに頻繁に供給が繰り返されることになるため、土壌の物理・化学的特性に関する環境条件も、周期的に変化することになる。また、新たな有機物の供給が古い有機物の分解を促進させる等の効果もあり、分解速度定数は、経年的にも変化することになる。

有機物の分解量は、最終的には、式(6.1-2)から、次のようになるが、これをさらに易分解性有機物(easy)と難分解性有機物(diff)の2つに区分することも出来る。

$$M = \sum M_i = \sum M_{i0} \cdot \text{Exp}(-k_i \cdot t) \quad (6.1-4)$$

$$= \sum M_i^{\text{easy}} + \sum M_i^{\text{diff}} \quad (6.1-5)$$

6.1.2 有機物の蓄積

有機物がある一定期間において、土壌に供給されると、これらは徐々に土壌中に蓄積されていく。蓄積量を土壌中の存在量として表すと、この変化は単位時間当たりの供給量と分解量の差として与えられ、これから得られる次式を、ある初期条件のもとに積分すると、存在量が得られる。

$$\frac{dS_i}{dt} = M_{i0} - r_i \cdot S_i \quad (6.1-6)$$

$$S_i = \frac{1}{r_i} \{ M_{i0} - (M_{i0} - r_i \cdot S_{i0}) \cdot \text{Exp}(-r_i \cdot t) \} \quad (6.1-7)$$

ただし、ここで、 M_{i0}, r_i, S_{i0} は、それぞれ、ある期間において定期的に供給される成分の量、その期間内の分解率、成分の存在量を表す。

この結果から、極めて多くの回数の供給を受けた後、すなわち、長い時間を経た後には、この量はある平衡値($S_{io} = M_{io}/r_i$)に収束していく。

土壌中の有機物の分解を考える際に、有機炭素の存在量を一つの指標に取ることが出来る。この場合には、分解の最終生成物は二酸化炭素と考えることが出来る。二酸化炭素のガスは、通気性の良い土壌では、土壌の間隙を通じて大気中に拡散していき、また、通気性の悪い土壌では、土壌中の水に溶解して、炭酸として土壌中に残留(蓄積)する。

土壌中での物質移動を考えるとときには、これらは、水とガスの移動および貯留として解析される。

6.2 気体の拡散フラックス

6.2.1 土壌中の拡散フラックス

土壌中では、水は水蒸気の形態でも移動する。また、土壌中では、植物の根や微生物等の呼吸作用や有機物の分解作用によって、酸素、二酸化炭素、窒素ガスの他に、硫化水素、亜硝酸、硝酸ガス等が発生し、これらが空気とともに土壌中の間隙中に存在する。これらの気体状の物質の間隙内の移動は、拡散によるところが大きい。これは、土壌中気体の全圧の勾配が、通常の状態では、無視しうるほどに小さいからである。全圧勾配が発生するのは、土壌中で特別なガスが激しく発生したり、また、地表湛水が全て地中に侵入した後、土壌中の水が降下浸透を続け、土壌中での水の再配分過程にも、土壌中気体の全圧に勾配が見られる。さらに、地下水位の変動や大気的气圧変動によっても圧力勾配が発生すると見られている。

土壌中気体の拡散フラックスは、気体を構成する個々の成分について考える必要があるが、一般的には、土壌の間隙の構造要因を考慮して、つぎのように与えられる。

$$q_G = a \cdot \tau \cdot q_{Ga} \quad (6.2-1)$$

ここで、 q_G , a , τ は、それぞれ、ガス移動フラックス、土壌の単位面積におけるガス拡散が行なわれる間隙面積の比率およびガス拡散が行なわれる間隙の屈曲度を表す。 a は、土壌中水分が小さい場合には、気相率で近似できる。

Fickの拡散法則を用いると、ガスの空気中での拡散フラックスは、 C , D_{Ga} を、それぞれ、ガス濃度、空気中におけるガスの分子拡散係数とすると、つぎのように表される。

$$q_G = -D_{Ga} \frac{dC}{dz} \quad (6.2-2)$$

また、 D_{Ga} は、絶対温度と全圧に依存するが、経験的に、つぎのように表されることが知られている。

$$D_{Ga} = D_o \frac{P_o}{P} \left(\frac{T}{T_o} \right)^n \quad (6.2-3)$$

ここで、 D_o , P_o , T_o は、それぞれ、標準状態の分子拡散係数、全圧、および絶対温度である。 D_o は、温度273.16K, 1気圧のとき、酸素で0.180, 二酸化炭素で0.135, 窒素で

0.178である。n は、酸素で1.67、二酸化炭素で1.71、窒素で1.67となる。

水蒸気に対しては、n=2.3として、つぎのように表される。

$$D_{Ga} = 4.42 \times 10^{-4} \times \frac{T^{2.3}}{P} \quad (6.2-4)$$

6.2.2 空気中の拡散フラックス

対象とするガスの空気中での拡散フラックスを評価する際に、これを理想気体と見なして、状態方程式 $C = p/RT$ を適用すると、フラックスはつぎのように表される。

$$q_G = -D_{Ga} \frac{1}{R_G} \frac{d}{dz} \left(\frac{p_G}{T} \right) \quad (6.2-5)$$

ここで、 D_{Ga} , p_G , R_G は、それぞれ、対象とするガスの空気中の拡散係数、分圧および気体定数を表す。ただし、 R_G は気体定数で Γ/M である。 Γ は一般気体定数である。

一般に土壌中の気体は、対象とするガスと空気との混合気体である。この混合気体中でガスが移動するとき、空気成分も分圧を持ち、ガスの移動方向とは逆の方向に拡散移動する。しかし、地下の土壌中には空気成分を捕らえる機構はなく、また、地表からの空気の侵入も特別な外気的作用が働かない場合には生じない、したがって、土壌中の空気成分の純粋な移動は起きえないことになる。このことは、混合気体の対流が空気成分の拡散移動を打ち消す程度に存在しなければならないことを示している。すなわち、土壌中のガスの拡散は、一方向拡散の形を取ると考えられている。

このような一方向拡散の条件下では、ガス成分と空気成分のフラックスは、次の式を満たす。ここで、 a, G の指標はそれぞれ空気成分とガス成分を表し、 q は対流のフラックスである。

$$q_{aa} = -\frac{D_{aa}}{R_{aa}} \frac{d}{dz} \left(\frac{p_a}{T} \right) + q \cdot C_a \quad (6.2-6)$$

$$q_{Ga} = -\frac{D_{Ga}}{R_G} \frac{d}{dz} \left(\frac{p_G}{T} \right) + q \cdot C_G \quad (6.2-7)$$

ここで、ガス成分と空気成分の拡散係数が等しく、空気成分の純移動はないと仮定するとともに、 $C = p/RT$ 状態方程式と全圧 $P = p_a + p_G$ を用いると、上式からフラックスはつぎのようになる。

$$q = \frac{D_{Ga}T}{P-p_G} \left\{ -\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{p_G}{T} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{P}{T} \right) \right\} \quad (6.2-8)$$

これから、次のガスのフラックスが得られる。

$$q_{Ga} = -\frac{D_{Ga}}{R_G \cdot T} \frac{P}{P-p_G} \frac{\partial p_G}{\partial z} + \frac{D_{Ga}}{R_G \cdot T} \frac{p_G}{P-p_G} \frac{\partial P}{\partial z} \quad (6.2-9)$$

土壌中の間隙にある気相は、通常は、外気(大気)と繋がっておりどの深さでも大気圧に等しい全圧を示すもの考えると、第1項のみが有効となり、つぎのように近似できることになる。

$$q_{Ga} = -\frac{D_{Ga}}{R_G \cdot T} \nu \frac{\partial p_G}{\partial z} \text{ただし, } \nu = \frac{P}{P-p_G} \quad (6.2-10)$$

ここで、 ν は質量流量係数と呼ばれる。

6.2.3 土壌中水蒸気の拡散フラックス

土壌中の水蒸気は、土の間隙の中では、水と共存しており、水との間で蒸発や凝縮を繰り返しながら、平衡を維持している。このポテンシャルエネルギーをとすると、水蒸気の分圧は、つぎのようになる。ここで、 p_s, g は水の飽和水上気圧と重力加速度を表す。

$$p_v = p_s \cdot \text{Exp} \left(\frac{g \cdot \phi}{R_v \cdot T} \right) \quad (6.2-11)$$

また、ポテンシャルエネルギーと体積含水率との間の次の関係式を使うと、

$$\frac{d\phi}{dz} = \frac{\partial \phi}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{\partial \phi}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (6.2-12)$$

土壌中の空気中の水蒸気の拡散フラックスは、つぎのようになる。

$$q_{va} = -D_{va} \cdot \nu \left[C_v \left\{ \frac{1}{C_s} \frac{dC_s}{dT} + \frac{1}{T} - \frac{g \cdot \phi}{R_v \cdot T^2} + \frac{g}{R_v \cdot T} \frac{\partial \phi}{\partial T} \right\} \frac{\partial T}{\partial z} + C_v \frac{g}{R_v \cdot T} \frac{\partial \phi}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] \quad (6.2-13)$$

ここで、各項を評価すると、さらにつぎのように置くことができる、

$$\frac{1}{C_s} \frac{dC_s}{dT} \gg \frac{1}{T} - \frac{g \cdot \phi}{R_v \cdot T^2} + \frac{g}{R_v \cdot T} \frac{\partial \phi}{\partial T} \quad (6.2-14)$$

したがって、水蒸気の拡散フラックスは、つぎのように近似できることになる。

$$q_{va} = -D_{va} \cdot v \left\{ \left(\frac{C_v}{C_s} \frac{\partial C_s}{\partial T} \right) \frac{\partial T}{\partial z} + \left(\frac{g \cdot C_v}{R_v \cdot T} \frac{\partial \phi}{\partial \theta} \right) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right\} \quad (6.2-15)$$

また、次のClapeyronの式を用いると、

$$\frac{d \ln p_s}{dT} = \frac{H}{R_v \cdot T^2} \quad (6.2-16)$$

フラックスは、 H を蒸発の潜熱として、つぎのようになる。

$$q_{va} = -\frac{D_{va} \cdot v}{R_v^2 \cdot T^2} p_v \left[\left\{ \frac{H}{T} - g \left(\frac{\phi}{T} - \frac{\partial \phi}{\partial T} \right) \right\} \frac{\partial T}{\partial z} + \left(g \frac{\partial \phi}{\partial \theta} \right) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] \quad (6.2-17)$$

この式で、 $g \left(\frac{\phi}{T} - \frac{\partial \phi}{\partial T} \right)$ は、 $\frac{H}{T}$ の1%程度の大きさであり、 ϕ が大きくなるさらに小さくなる。つまりフラックスは、つぎのようにも近似できる。

$$q_{va} = -\frac{D_{va} \cdot v}{R_v^2 \cdot T^2} p_v \left(\frac{H}{T} \frac{dT}{dz} + g \frac{\partial \phi}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \quad \text{ただし、} \frac{H}{T} \gg -g \left(\frac{\phi}{T} - \frac{\partial \phi}{\partial T} \right) \text{とする。} \quad (6.2-18)$$

6.3 気体移動の基礎方程式

6.3.1 ガス移動の基礎方程式

(1) 拡散の基礎方程式

土壌中のガスの移動が、土壌中空気の中を拡散移動するときには、既に一般の物質移動の項で求めた移動方程式の中の濃度 C は、ここでは、土壌中空気の中のガス成分の濃度 C_G になり、また、ガスを運ぶ媒体含有率 Δ は気相割合 a に相当することになる。

したがって、ガス移動の基礎方程式は、式(5.2-7)から、

$$\frac{\partial(a \cdot C_G)}{\partial t} = -\left(\frac{\partial q_{Gx}}{\partial x} + \frac{\partial q_{Gy}}{\partial y} + \frac{\partial q_{Gz}}{\partial z}\right) + Y \quad (6.3-1)$$

となり、この式に、式(6.2-1)および式(6.2-2)を用いると、次のようになる。

$$\frac{\partial(a \cdot C_G)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left(D_x \frac{\partial p_G}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(D_y \frac{\partial p_G}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(D_z \frac{\partial p_G}{\partial z}\right) + Y \quad (6.3-2)$$

ただし、ここで、 Y は湧き出しを表し、拡散係数については $D = a \cdot \tau \cdot D_{Ga}$ とする。通常、自然環境中では、気相率は土壌の深さ方向に変化するのが一般的であり、このため、この式で a を定数として扱うことは出来ない。

また、分圧で表示するときには、式(6.2-10)を用いて、次のようになる。

$$\frac{\partial(a \cdot C_G)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left(D_x \frac{\partial p_G}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(D_y \frac{\partial p_G}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(D_z \frac{\partial p_G}{\partial z}\right) + Y \quad (6.3-3)$$

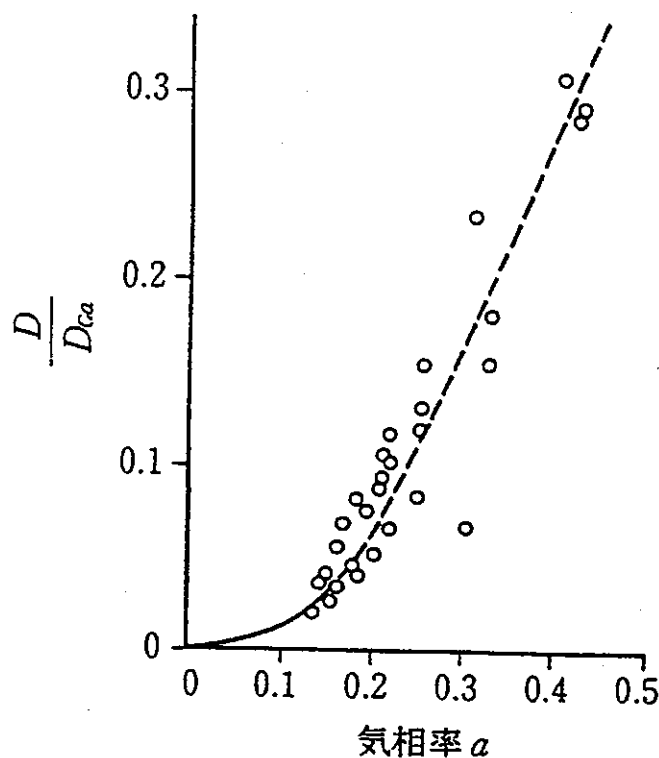
$$\text{ただし、} D = a \cdot \tau \frac{D_{Ga} \cdot V}{R_G \cdot T}$$

現実的には屈曲度の実測は困難であり、ガスの拡散係数は、ガスの占める間隙比率を指標にして表されることが多く、例えばCurieによれば、について、次のような関係式が得られている。ここで、 D は間隙率、 D_{Ga} はガスが占めている間隙比率で通気率に相当する。

$$\frac{D}{D_{Ga}} = n^{\frac{3}{2}} \quad (\text{乾燥した土壌のとき}) \quad (6.3-4)$$

$$\frac{D}{D_{Ga}} = \left(\frac{a}{n}\right)^4 n^{\frac{3}{2}} \quad (\text{湿った土壌のとき}) \quad (6.3-5)$$

図6.3-1に二酸化炭素の土壌中での拡散係数を示す。



中野政詩(1991),土の物質移動学,p93

図6.3-1 二酸化炭素の土壌中での拡散係数

(2) 移流がある場合の基礎方程式

土壌中のガスの移流は、土壌中気体の全圧の勾配によって表すことができ、移流フラックスはつぎのように表すことができる。ただし、 J_{apx} , P , μ , k はそれぞれ、移流フラックス、全圧、ガスの粘性、透過係数を表す。

$$J_{apx} = -\frac{k_x}{\mu} \frac{\partial P}{\partial x}, \quad J_{apy} = -\frac{k_y}{\mu} \frac{\partial P}{\partial y}, \quad J_{apz} = -\frac{k_z}{\mu} \frac{\partial P}{\partial z} \quad (6.3-6)$$

したがって、移流があるときの、ガスの全フラックスは、 $q_t = q_g + J_{ap}$ となり、基礎方程式はつぎのようになる。

$$\frac{\partial(a \cdot C_G)}{\partial t} = -\left(\frac{\partial q_{Gx}}{\partial x} + \frac{\partial q_{Gy}}{\partial y} + \frac{\partial q_{Gz}}{\partial z}\right) - \left(\frac{\partial J_{apx}}{\partial x} + \frac{\partial J_{apy}}{\partial y} + \frac{\partial J_{apz}}{\partial z}\right) + Y \quad (6.3-7)$$

全圧による移流のみの土壌中気体の移動では、上式で $q_g = 0$ として解析できる。

6.3.2 水蒸気拡散の基礎方程式

対象とするガスが水蒸気であれば、式(6.3-1)に式(6.2-15)を適用すれば、水蒸気移動の基礎方程式が得られる。鉛直方向の1次元の場合には、つぎのようになる。

$$\frac{\partial(a \cdot C_g)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\eta \cdot \tau \cdot D_v \cdot v \frac{C_v}{C_s} \frac{dC_v}{dT} \frac{dT}{dz} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(a \cdot \tau \cdot D_v \cdot v \frac{g \cdot C_v}{R_v \cdot T} \frac{d\phi}{d\theta} \frac{d\theta}{dz} \right) + Y \quad (6.3-8)$$

右辺の第1項、温度勾配による水蒸気移動を表すもので温度依存項であり、また、第2項は水分勾配による移動を表すので水分依存項と呼ばれる。

土壌中の、固相、液相および気相では、それぞれ温度勾配がことなるのが一般的であり、このため通常測定される温度勾配は、これらの3相の平均であると考えられている。式(6.3-8)の温度勾配は、式の誘導の過程から明らかなように、間隙中の気相の形成される温度勾配である。水蒸気が空気間隙のみを拡散して移動する場合には、空気間隙中に形成される温度勾配が土の3相の平均温度勾配に等しいと見られ、式(6.3-8)では実測される温度勾配を適用することができる。ただし、このような状況は一般的に土壌中の水分含有率がかなり少ないときに限られる。

土壌中の水分含有率が比較的に多くなったときには、後で述べる液島を介するような水蒸気移動が土壌中で発生し、空気間隙中の温度勾配は、土の三相の平均温度勾配に等しくはならず、実測される温度勾配は適用出来なくなる。*Philip*と*de Vries*は、次のような補正係数を用いて、このような場合に適用する式(6.3-8)の修正式を示している。

$$\eta = \frac{a + \theta}{a \cdot \tau} \times \frac{\left(\frac{dT}{dz} \right)_a}{\left(\frac{dT}{dz} \right)} \quad (6.3-9)$$

ここで、 $(dT/dz)_a$ は空気間隙内の温度勾配である。 (dT/dz) は土の温度勾配である。すなわち、式(6.3-8)は、つぎのようになる。

$$\frac{\partial(a \cdot C_g)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\eta \cdot \tau \cdot D_v \cdot v \frac{C_v}{C_s} \frac{dC_v}{dT} \frac{dT}{dz} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(a \cdot \tau \cdot D_v \cdot v \frac{g \cdot C_v}{R_v \cdot T} \frac{d\phi}{d\theta} \frac{d\theta}{dz} \right) + Y \quad (6.3-10)$$

ここで、相対湿度 $h = C_v / C_s$ を使って、

$$D_{Tv} = \eta \cdot \tau \cdot D_v \cdot v \cdot h \frac{dC_v}{dT} \quad (6.3-11)$$

$$D_{\theta v} = a \cdot \tau \cdot D_v \cdot v \frac{g \cdot C_v}{R_v \cdot T} \frac{d\phi}{d\theta} \frac{d\theta}{dz} \quad (6.3-12)$$

とおくと、式(6.3-8)はさらに、つぎのように表すことができる。

$$\frac{\partial(a \cdot C_v)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_{Tv} \frac{dT}{dz} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D_{\theta v} \frac{d\theta}{dz} \right) + Y \quad (6.3-13)$$

$D_{Tv}, D_{\theta v}$ は、それぞれ温度勾配に依存する水蒸気移動の拡散係数、水分勾配に依存する水蒸気移動の拡散係数と呼ばれる。

6.4 土壌中での気体移動

6.4.1 土壌中ガス成分の移動

土の間隙の中の気体は、土壌中の水に溶解して平衡している。したがって、空気間隙を気体が移動するとき、水の圧力変化によって水からの気体の放出あるいは水への溶解が発生する。一般的に、液体に溶解している気体の量は、圧力と温度に依存する。溶解量は圧力が高くなるにつれて増大し、温度が高くなると減少する。

水の移動中に、気体の分圧が Δp 変化したとき単位体積の水とのあいだで、間隙に放出あるいは間隙から溶解するその気体の体積 ΔV_a は、Henryの法則から、つぎのようになる。

$$\Delta V_a = \frac{k_a}{P_o} \Delta p \quad (6.4-1)$$

ここで、 ΔV_a 、 P_o 、 k_a は、それぞれ、溶解あるいは放出量、気体の分圧、気体の溶解度を表す。

土壌中の空気についても、土中水が Δp の圧力差を生じたときには、式(6.4-1)に従って ΔV_a だけの放出あるいは溶解を行い、この量に相当するだけの空気率を変化させる。この影響は、通水断面を減少または増加させて、不飽和透水係数を変えるように働くことになり、通気間隙中の空気の拡散や移流による移動が発生させる

したがって、土壌中のガスの移動では、土中水の圧力変化が大きいとき、水移動のフラックスを q_w とすると、つぎの式で与えられるような質量のガスが単位時間に土中水とやり取りされることになり、移動式の湧きだし項として加算しなければならない。

$$Y = k_a \frac{M}{22400} \frac{\Delta p}{1033.6} q_w \quad (6.4-2)$$

ここで、 M はガスの分子量である。

土中水に溶解しているガスの種々の成分は、植物の根や微生物の呼吸、有機物の分解等によって、吸収あるいは生成される。この際、ガスと水は常に溶解平衡を保っていると仮定すると、この吸収や生成の量は、そのまま、土壌中空気の中のガス成分の変化に相当する。このため、この量もガスの移動方程式の中で湧きだし項として付加しなければならない。

この湧きだし項(ガス発生速度) Y は、つぎのように考えられる。

$$Y = k \cdot \theta \cdot C \quad (6.4-3)$$

ここで、 C, θ, k はそれぞれ、土中水が含むガス発生物質の量、体積含水率、ガス発生物質のガス発生速度(あるいは分解・生成速度)である

一例として、硝酸カリウム(KNO_3)溶液が、パルス的に土壌表面に加えられて、これが地中に浸潤するときの状況を考えてみる。

硝酸カリウムは土壌水中に溶解した後、 NO_3^- を解離する。この解離された NO_3^- は、酸化され N_2O や N_2 ガスが発生する。このとき、ガスの移動は、水に溶解している NO_3^- の移動に左右される。

水に溶解した NO_3^- の移動は、土中水における拡散移動と移流によって進行するので、水移動に左右される。一方、ガス移動は、土壌中の空気間隙中で進行する。この空気間隙中での移動は、水移動の結果として形成される土壌中の分布の中での移動になる。

このような状況を考慮して、土壌中でのガス移動については、まず最初に水移動の解析がなされ、ついで、溶質移動の解析が行なわれた後に、はじめてこれらの結果を用いてガス移動の解析が行なわれることになる。

このような解析の過程を空間的に1次元に単純化すると、つぎのようになる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_w \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial k}{\partial z} \quad (\text{水移動式}) \quad (6.4-4)$$

$$\frac{\partial (\theta \cdot C)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta \cdot D_s \frac{\partial C}{\partial z} \right) - \frac{\partial (q_w \cdot C)}{\partial z} - k \cdot \theta \cdot C \quad (\text{水に溶解した硝酸カリウムの移動式}) \quad (6.4-5)$$

$$\frac{\partial (a \cdot C_g)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_g \frac{\partial C_g}{\partial z} \right) + k \cdot \theta \cdot C \quad (\text{土中空気中の窒素ガス移動式}) \quad (6.4-6)$$

6.4.2 土壌中水蒸気の移動

水蒸気の拡散移動は空気間隙の量に大きく支配されるだけでなく、土中の空気間隙の連通性にも支配される。

土壌の含水量が小さく、土が乾いているときは、土壌中の空気間隙は、ほとんど連続しており、水は薄膜状に土粒子の表面に付着し、土粒子の接点に僅かに集積している。このような状態における水蒸気拡散は、単に空気間隙を通過する移動として扱うことができる。ここでも、全圧に勾配があれば、この圧力勾配による移流も発生する。

一方、土壌中の水蒸気は、水蒸気から液状水へあるいは液状水から水蒸気へと常に平衡を維持しようとする作用が働くように振る舞う。

水蒸気の拡散移動を引き起こす駆動力として水蒸気のポテンシャルエネルギーの勾配を取ると、式(6.3-13)は、鉛直1次元方向のみを考えた場合、つぎのようになる。

$$\frac{\partial(a \cdot C_v)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_{rv} \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\Delta_{\theta v} \frac{\partial T}{\partial z} \right) + Y_v \quad (6.4-7)$$

ただし、ここで、 $\Delta_{\theta v} = D_{\theta v} / (d\phi_v / d\theta)$ であり、 ϕ_v は水蒸気のポテンシャルエネルギーである。

また、水移動の方程式は、つぎのようになる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial \phi_w}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} k - Y_w \quad (6.4-8)$$

水蒸気移動における水蒸気の湧きだしの量は、それが液状水の相変化によって発生するので、水移動の湧きだし量に等しい。

水分が少なく、乾燥した土の水蒸気移動に関しては、湧きだしが発生するときは、水蒸気のポテンシャルエネルギー(ϕ_v)と液状水のポテンシャルエネルギー(ϕ_w)が異なるときである。このとき、水の相変化速度は、土の単位体積当たり、両者のポテンシャルエネルギーの差に比例すると考えられ、つぎのようになれる。

$$w = k_{ph} \cdot (\phi_w - \phi_v) \quad (6.4-9)$$

ここで、 k_{ph}, w はそれぞれ、相変化係数、相変化速度である。

すなわち、 Y_v, Y_w は、つぎのようになる。

$$Y_v = Y_w = w \quad (6.4-10)$$

ここで、 $\phi_w > \phi_v$ ならば、土壌中では液状水が蒸発し、 $\phi_w < \phi_v$ ならば、水が蒸発する。

$\phi_w = \phi_v$ のときには、水蒸気は全く液状水とは関係なく、独立して土壌中の拡散移動を行うようになる。

土壌の水分が比較的多くなり、水蒸気が地表から大気中へ逸散するとき、土壌中では水蒸気が地表へ向かって上昇しながら拡散移動する。これにより、土壌中空気中の水蒸気濃度が減少するため、となり、土壌中の液状水が間隙の中で蒸発し、土壌中の液状水

の量(含水量)が減少することになる。

含水量が多く湿った土では、空気間隙は全土層にわたって連通することはなくなる。小さい間隙全て水で満たされ、残った大きな間隙だけが空気で占められる。しかし、このような大きな間隙も部分的には水で塞がれて、寸断されている場合が多い。このような土壌中では、個々の孤立した空気間隙の中で、微視的で局所的な水蒸気の拡散移動が生じていると考えられている。

空気間隙の両側にある水に水－空気界面の曲率の違いが生じ、これが原因となって水蒸気圧に差が発生する。この差がポテンシャルエネルギーの違いを生み、これを駆動力として水蒸気が拡散移動する。

曲率の大きい界面(ポテンシャルエネルギーの大きい界面)では、液状水の蒸発が起こり、曲率の小さい界面では水蒸気の凝縮が発生する。すなわち、液島と呼ばれる孤立した液状水の両側の界面の一方で水蒸気の凝縮が、他方で水の蒸発が発生することになる。

液島の中の液状水の移動が瞬時に進行すると考えると、このような現象は、液島を仲介とする土壌中の間隙全体にわたる水蒸気移動と解釈することができる。

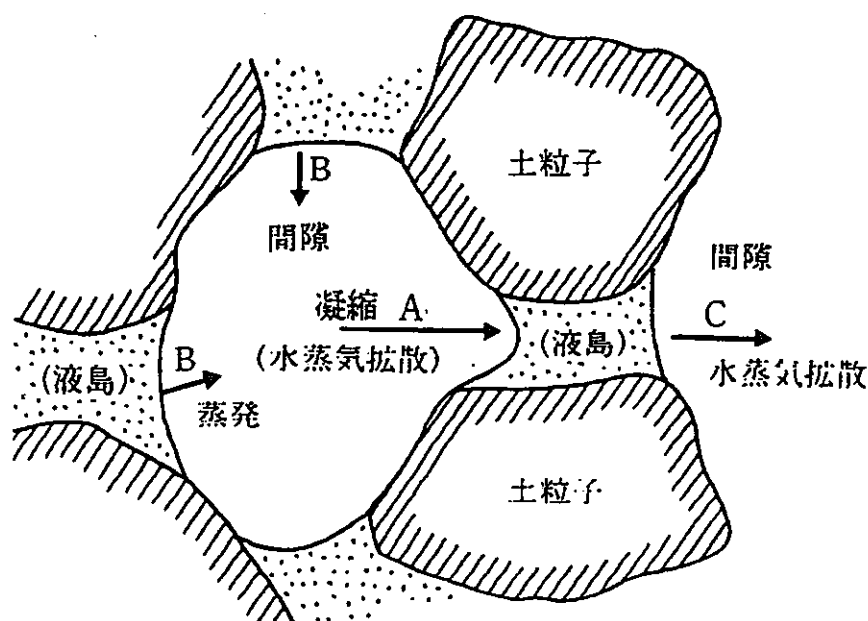


図6.4 -1 液島モデル

中野政詩(1991),土の物質移動学,p101

Aで水蒸気が凝縮し、Bで水が蒸発して、
AからCへの水蒸気移動が連続して進む。

第7章 熱移動

7.1 熱による水移動

7.1.1 エントロピー変化

土壌の微小要素 $dx dy dz$ を考え、この要素は孤立しているが周囲との熱および物質の移動(交換)は可能な系であるとする。この微小要素内では温度、圧力、化学ポテンシャルの勾配は実質的に一定と見なしうると仮定すれば、この微小要素 $dx dy dz$ 内では、次の式が成り立つ。

$$T \cdot ds = du + P \cdot dv - \sigma \cdot dA - \sum \mu_i \cdot dn_i \quad (7.1-1)$$

ここで、 s, u, n_i, A をそれぞれ、エントロピー、内部エネルギー、モル数、表面積の局所濃度とし、さらにこれらをそれぞれ s_v, u_v, c_i, a としてつぎのようにおき、上式に代入すると、式(7.1-3)が得られる。

$$s_v = \frac{s}{v}, \quad u_v = \frac{u}{v}, \quad c_i = \frac{n_i}{v}, \quad a = \frac{A}{v} \quad (7.1-2)$$

$$T \cdot d(v \cdot s_v) = d(v \cdot u_v) + P \cdot dv - \sigma \cdot d(v \cdot a) - \sum \mu_i \cdot d(v \cdot c_i) \quad (7.1-3)$$

この微分式を展開して、整理するとつぎのようになる。

$$\begin{aligned} & v \cdot (T \cdot ds_v - du_v + \sigma \cdot da + \sum \mu_i \cdot dc_i) \\ & = dv \cdot (-T \cdot s_v + u_v + P - \sigma \cdot a - \sum \mu_i \cdot c_i) \end{aligned} \quad (7.1-4)$$

内部エネルギー u は、 T, P, σ, μ_i が一定のときは、 $u = T \cdot s - P \cdot v + \sigma \cdot A + \sum \mu_i \cdot n_i$ のように表されるので、上式の右辺は0となり、したがって、次の関係式が成り立つ。

$$T \cdot ds_v = du_v - \sigma \cdot da - \sum \mu_i \cdot dc_i \quad (7.1-5)$$

一方、今考えているような周囲との物質の交換が行われる開いた系では、熱の変化 dq は、純粋な熱の増分と系の成分変化による熱の増分との和として表されるが、これは内部エネルギーの変化そのものとなり ($dq_v = du_v$)、上式はつぎのように書くことができる。

$$T \cdot ds_v = dq_v - \sigma \cdot da - \sum \mu_i \cdot dc_i \quad (7.1-6)$$

これから、つぎの微小要素におけるエントロピーの時間変化を表す方程式が得られる。

$$T \frac{\partial s_v}{\partial t} = \frac{\partial q_v}{\partial t} - \sigma \frac{\partial a}{\partial t} - \sum \mu_i \frac{\partial c_i}{\partial t} \quad (7.1-7)$$

7.1.2 エントロピー生成

微小要素の中での、エントロピー、物質および熱の保存則はつぎのように表すことができる。ただし、以下の式で、 J は微小要素の境界面でのフラックスを示す。

$$\frac{\partial s_v}{\partial t} = -\text{div } J_s + \sigma_e \quad (\text{エントロピー}) \quad (7.1-8)$$

$$\frac{\partial C_i}{\partial t} = -\text{div } J_i \quad (\text{物質}) \quad (7.1-9)$$

$$\frac{\partial q_v}{\partial t} = -\text{div } J_q \quad (\text{熱}) \quad (7.1-10)$$

これらの関係式をエントロピーの時間変化式の中に代入し、両辺を T で割ると、つぎのようになる。

$$-\text{div } J_s + \sigma_e = -\frac{1}{T} \text{div } J_q - \frac{1}{T} \sigma \frac{\partial a}{\partial t} - \frac{1}{T} \sum \mu_i (-\text{div } J_i) \quad (7.1-11)$$

ここで、さらに、次の関係を使うと、

$$\frac{1}{T} \text{div } J_q = \text{div } \frac{J_q}{T} - J_q \cdot \text{grad } \frac{1}{T} \quad (7.1-12)$$

$$\frac{\mu_i}{T} \text{div } J_i = \text{div } \frac{\mu_i \cdot J_i}{T} - J_i \cdot \text{grad } \frac{\mu_i}{T} \quad (7.1-13)$$

エントロピーのフラックスの発散と発生項は、つぎのように表すことができる。

$$-\text{div } J_s + \sigma_e = \text{div } \frac{J_q - \sum \mu_i \cdot J_i}{T} + \left\{ J_q \cdot \text{grad } \left(\frac{1}{T} \right) + \sum J_i \cdot \text{grad } \left(-\frac{\mu_i}{T} \right) - \frac{\sigma}{T} \frac{\partial a}{\partial t} \right\} \quad (7.1-14)$$

ここで、 J_q の定義 $J_q = T \cdot J_s + \sum \mu_i \cdot J_i$ を用いると、

$$\text{div } J_s = \text{div } \frac{J_q - \sum \mu_i \cdot J_i}{T} \quad (7.1-15)$$

となり，次の方程式が成立する。

$$\sigma_e = J_q \cdot \text{grad} \left(\frac{1}{T} \right) + \sum J_i \cdot \text{grad} \left(-\frac{\mu_i}{T} \right) - \frac{\sigma}{T} \frac{\partial a}{\partial t} \quad (7.1-16)$$

この式から，微小要素における熱と物質の出入りによるエントロピーの生成速度は，それらの流れとそこに組み合わされている力(駆動力)との積となることが解る。さらに，熱は， $(1/T)$ の勾配を駆動力として流れ，物質は $(-\mu_i/T)$ の勾配を駆動力として流れると解釈することができる。

7.2 土壌中の熱移動

7.2.1 熱移動のフラックス

土壌中での熱移動は、主に熱伝導によって行なわれるが、そのほかにも土壌中を移動する水とガス等の流体による熱運搬によっても引き起こされる。土壌は土粒子、水、気体の3相から構成されているため、土壌中での熱移動形態は、熱の移動方向へのこれら3相の混合や接続の状態によって大きく影響されることになる。土壌内部の微視的な熱の伝動経路としては、土粒子と水の2相を通過するもの、土粒子空気の2相を通過するもの、土粒子のみを通過するもの、水のみを通過するもの、気体のみを通過するもの等が考えられる。

実際上は、これらの経路の移動が複合して、土壌中の熱の移動が引き起こされている。また、水やガスの移動による熱の移動も、土の中の個々の間隙内の水やガスの移動によるものが複合して現れる。

土壌の熱移動についても、土壌の微小体積 $dx dy dz$ について *Fourier* の熱移動の法則を適用して解析すると、熱のフラックスはつぎのようになる。ここで、水やガスの移動は鉛直方向にのみ起こると仮定している。

$$q_{hx} = -\lambda_x \frac{\partial T}{\partial x}, \quad q_{hy} = -\lambda_y \frac{\partial T}{\partial y}, \quad q_{hz} = -\lambda_z \frac{\partial T}{\partial z} + T \sum q_i \cdot C_{hi} \quad (7.2-1)$$

ただし、 $q_h, T, \lambda, q_i, C_{hi}$ は、それぞれ、熱フラックス、温度、熱伝度率、土壌中を移動する物質(水、水蒸気、その他のガス等)および移動する物質の比熱を表す。

熱伝度率は、土壌粒子を構成する成分、土壌粒子の配位、土の構造、仮比重、含水率、間隙率および温度に大きく影響される。

7.2.2 熱移動の基礎方程式

土の微小体積 $dx dy dz$ の中では、 (x, y, z) の各方向への熱の出入りの差と内部で発生する熱が、その中にある土粒子、水、気体等の温度を上昇させる。

dt 時間にこの3相の温度が dT だけ上昇したとすると、熱の連続式はつぎのようになる。

$$C_p \frac{\partial T}{\partial t} = \left(\frac{\partial q_{hx}}{\partial x} + \frac{\partial q_{hy}}{\partial y} + \frac{\partial q_{hz}}{\partial z} \right) - H \cdot \rho_w \cdot E + W \cdot \rho_w \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (7.2-2)$$

$$C_p = C_s \cdot \rho_s + C_w \cdot \rho_w + C_a \cdot \rho_a \quad (7.2-3)$$

ここで、 C_p, C_s, C_w, C_a は、それぞれ、土粒子、水、気体の比熱を、 ρ_s, ρ_w, ρ_a は、それぞれ土の単位体積当たりに含まれる土粒子、水、気体の質量すなわち仮比重を表す。

$H \cdot \rho_w \cdot E$ は、土の内部における水の蒸発や凝縮による熱の吸収や放出を表す。また、 E, H は、それぞれ、水の相変化速度と蒸発の潜熱または凝縮熱である。

$W \cdot \rho_w \frac{\partial \theta}{\partial t}$ 、 W, ρ_w, θ は、それぞれ、水が土に浸透し土粒子が濡れる際に発熱する熱量、単位質量の水が浸透したときに発生する浸漬熱、水の密度および体積含水率を表す。

体積熱容量 C_p については、気体の比熱は水および土粒子に比べて無視でき、また、水と土粒子の実測値から、 $C_p = 0.2\rho_s + 1.0\rho_w$ のようにおくことができる。

以上から、土の微小体積中での熱移動式は、つぎのようになる。

$$C_p \frac{\partial T}{\partial t} = \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda_x \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\lambda_y \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_z \frac{\partial T}{\partial z} \right) \right\} - \frac{\partial}{\partial z} (T \Sigma q_i \cdot Chi) - H \cdot \rho_w \cdot E + W \cdot \rho_w \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (7.2-4)$$

これが、土壤の熱移動を表す基礎方程式である。

土壤の温度すなわち地温の変化は、地表における昼間の太陽放射により温度が上昇し、夜間の地表から大気へ向かう熱放射や大気との熱交換により温度が降下することを繰り返して、日周期の変動を行う。この間に、地表における水の蒸発による温度降下、水の凝縮による温度上昇が作用している。野外では、通常このような温度変化はたかだか地表から30-40cmまでの深さであり、それより深いところではほとんど温度の変化は見られない。しかし、年間を通じて見ると、10m位の深さまでは熱の出入りがあると言われている。そのため、地表近くの物質移動を解析する際には、ここで述べた地温解析を同時に行わなければならない。

第8章 SPAC モデル

8.1 SPAC モデル

本来植物生産を直接的に規定するのは土壌の水分状態ではなく、植物体そのものの水分状態である。そして、この水分状態は、土壌中の水移動、根からの水分吸収、植物体の中の水移動、葉から大気への蒸散等の諸現象の相互の関連性のなかから、決定されるものであり、土壌水分恒数に相当する水分量もその他の因子の変化により大きく異なってくる。

このような認識に立って生まれたのが *Philip* によって命名された、*SPAC (Soil – Plant – Atmosphere Continuum)*、土壌－植物－大気系という概念である。これは、水ポテンシャルの連続性を基礎として、土壌、植物、大気の3つの領域を結び付けた系であり、これらの相互作用現象の中から植物の水移動を解明しようとするものである。

SPAC という言葉は、1966年に *Philip* によって命名されたものであるが、このような考え方は古く1928年の *Gradmann* の研究に遡る。*Gradmann* は、等温系における蒸散の研究を行ったが、これは植物と大気の界面におけるポテンシャルの連続性を考えオームの法則のアナロジーとして蒸散を捕らえ *SPAC* の概念の先鞭を成した。その後、*van den Honet* は、*Gradmann* の考え方を推し進め、ポテンシャル差と抵抗を用いたオームの法則のアナロジーとして *SPAC* の各領域での流れをモデル化した。

SPAC は、その系の中に3つの領域を含んでいるが、物質移動だけでなく水移動だけ考えてもそれぞれの領域の中で個々の移動を表す方程式が存在する。ここでは、土壌物理の立場に立って、土壌と植物の2つの領域について注目し、そこでの水移動現象は、水移動のポテンシャルの連続性を基礎として、水ポテンシャルの勾配がその駆動力となるとの立場から現象を捕らえることとする。

8.1.1 SPACでの水移動

土中の水や溶質の移動モデルで表される物理環境とその環境から影響を受ける植物との相互関係のなかで特に重要なのは、*SPAC* における水移動とポテンシャル変化である。水は、土中から根によって吸水された後、木部(茎)、葉肉細胞、細胞壁などを經由して最終的には、気孔から大気中に蒸散される。水のポテンシャルは、土のなかで最も高く、蒸散流の経路に沿って(葉に向かって)低下しており、このポテンシャルの勾配が土から植物体を通過して、大気へ向かう水移動の駆動力となっている。

図8.1－1に、*SPAC* の簡単なアナロジーを表し、系内で重要になる抵抗とポテンシャルを示す。

この図では、葉からの水の蒸散が電流の発生源(電源)となっている。これは、葉の水ポテンシャルに対応して決まる気孔の蒸気圧が常に1に近いので、葉の水ポテンシャル自身は直接には大気への蒸発フラックスに関係しないためである。van den Honet以来、SPACは、図8.1-1のようなアナロジーで捕らえられ、ポテンシャルはつぎのように関係付けられることが多い。

$$E = \frac{\varphi_{xL} - \varphi_L}{R_L} = \frac{\varphi_{xr} - \varphi_{xL}}{R_x} = \frac{\varphi_r - \varphi_{xL}}{R_r} = \frac{\varphi_s - \varphi_r}{R_s} \quad (8.1-1)$$

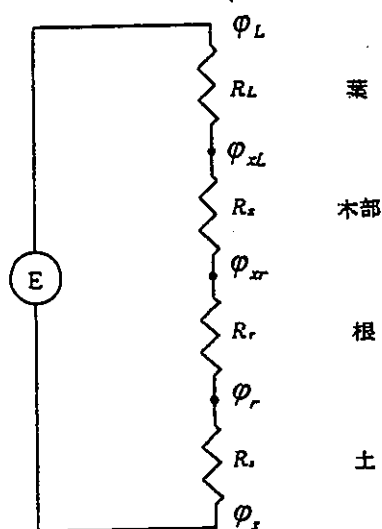
$$= \frac{\varphi_s - \varphi_L}{R_L + R_x + R_r + R_s} \quad (R = R_L + R_x + R_r + R_s) \quad (8.1-2)$$

ここで、 E は蒸散速度、 R は抵抗、 φ はポテンシャルを表す。この式は、水のフラックスと土中水のポテンシャルが解れば、全てのポテンシャルを予測することができることを示している。

この式を使えば、葉のポテンシャルはつぎのように表される。

$$\varphi_L = \varphi_s - E \cdot R \quad (8.1-3)$$

葉の水ポテンシャルは、土中水のポテンシャルと比べて、蒸散速度と水移動の抵抗から決まる量だけ低くなる。土中水が十分にあり系内の水の流れを阻害する要因にならない場合には、蒸散速度は φ_L から影響されず、 R もほぼ一定となり、 φ_L は単に E に従って変化することになる。



ゲイロンS.キャンベル, パソコンで学ぶ土の物理学(1987), p112

図8.1-1 SPACのモデル化

8.2 植物による土中水の蒸散

植物は、葉の気孔から水を大気中に蒸散している。この植物の葉で行なわれる水の蒸発は蒸散と呼ばれる。植物は、通常の生理状態であれば、この蒸散によって葉の中の水のポテンシャルを低下させ、葉と根の先端の間にポテンシャル差をつくり、根と土との間のポテンシャルの差によって、土から水を吸収する。植物体内の水のポテンシャルの差は、この水を葉にまで移動させる。土の中では、そのために根の表面に向かう水の移動が発生する。そして、土壌中の体積含水率が減少し、土は乾燥していく。

そのため、蒸散速度は、大気の蒸発能力により変化し、植物体の中の水移動の速度、換言すれば、水の供給源としての土から植物体内に入る水の量や入りやすさ等によっても違いが現れてくる。

日射も強く空気が乾燥している晴天の日には、蒸散速度は大きいですが、そのような大きな蒸散速度は長くは維持されず、すぐに小さくなる。しかし、曇って大気が湿っている日には、蒸散速度は小さくなり、しかもそれが一定値で長く続く。

つまり、蒸散速度の一般的なパターンとしては、恒率期がはじめにあり、やがて減率期に移行する。

蒸散速度は、植物の1個体について見ると、1日の中で変化している。概略的には、昼間は正弦波状に変化し、夜間は一定値で推移すると見ることができる。植物の生育中にこの蒸散速度の1日の時間変化を詳細に測定することは困難であるが、植物1個体当たりの1日の蒸散速度と土からの蒸散速度を合計した蒸発散量 ET は、比較的容易に測定することができる。

蒸散速度に対する蒸発速度の比 β をとすると;

$$E(t) = \beta \frac{T_{rt}(t)}{A_{rz}} \quad (8.2-1)$$

$$ET = (1 + \beta) \int_0^T T_{rt}(t) dt \quad (8.2-2)$$

ここで、 A_{rz} , $T_{rt}(t)$, $E(t)$ は、それぞれ、根圏の地表面積、1個体当たりの蒸散速度および単位地表面積当たりの蒸発速度を表す。

この関係から、1日の蒸散速度の変化はつぎのように近似できる。

$$T_{rt}(t) = \frac{ET}{(1 + \beta) \cdot T} \left[\gamma + (1 - \gamma) \cdot \pi \cdot \max \left\{ \sin \frac{2\pi t}{T}, 0 \right\} \right] \quad (8.2-3)$$

ここで、 γ は、 ET のうちで夜間に行なわれる蒸散の比率を表す。

また、植物は、地上の高さ毎に葉面積が異なり、下部ほど蒸散は小さいと考えられる。そのため、高毎の蒸散速度は、つぎのように近似できる。

$$Tr(z,t) = \frac{\delta}{\int_0^{z_1} \delta \cdot LA(z) dz} Trt(t) \quad (8.2-4)$$

ここで、 $\delta, LA(z)$ は、それぞれ、蒸散速度の高さ方向の減衰率、高さにおける葉面積である。

定数、 β, γ, δ の各値は、土中の水分減少に影響を及ぼすと見られ。石田の最近の研究成果によると、 β は、およそ0~0.16の値を取るが、0の時と0.16の時で土中水分に影響が出るのは表層5cmの深さまでであり、それより深いところでは、体積含水率で最大1%の違いしかもたらさない。また、 γ は、0~0.12の値をとるが、0の時と0.01の時とでは体積含水率の差は1%以下しかない。 δ は、最下層の葉の蒸散が最上層の葉の蒸散の12%のなるような値(0.979)を与えても、 $\delta=1$ としたときと、ほとんど同じ土中水分分布を示す。

8.3 根からの水分吸収

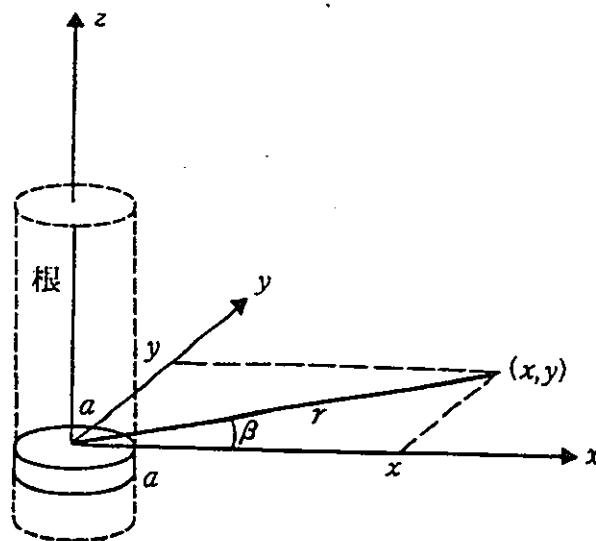
1本の根が単位長さあたりに吸収する単位吸水速度は、植物の種類や根の年齢により異なるが、概略 $10^{-3} \sim 10^{-2} \text{ cm}^3 \text{ d}^{-1}$ の程度である。また、この吸水速度は、土の種類によっても異なると同時に土中のマトリックポテンシャルによっても大きく違う。マトリックポテンシャルが大きい程、つまり水分量が多いほど、単位吸水速度が大きくなる傾向にある。

根の吸水によって、根の周辺の土の中には、マトリックポテンシャル分布、つまり、体積含有率分布が形成される。ねの表面に垂直な方向で見るとき、マトリックポテンシャルが大きいとき、つまり水分が多いときには、その勾配はあまり大きくない。しかし、水分が小さくなると、根の表面近くで急に減少するような分布、つまり根から遠くなるほどその勾配が小さくなるような分布が形成される。このポテンシャル分布は、土の表面から水が蒸発するとき形成される分布と類似した傾向を持っている。

図8.3-1のように1本の根を z 軸方向に取り、この根が (x,y) 平面から水を吸収すると考えると、根を取り巻く土の中の水移動は、根に向かって放射状に移動することになる。

z 軸方向の水移動は考えないものとして、放射状の水移動の基礎方程式は、 x,y 方向の不飽和透水係数が等しいとして、つまり等方的として、 $k_x = k_y = k$ とおいて、つぎのように表すことができる。

$$C \frac{\partial \psi_m}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial \psi_m}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k \frac{\partial \psi_m}{\partial y} \right) \quad (8.3-1)$$



中野政詩(1991),土の物質移動学,p122

図8.3-1 根に Z 軸を置いた極座標

ここで、根の中心に原点をとり、そこからの位置 (x,y) を距離 r および動径と x 軸の成す角を β で表す。すなわち、つぎのように極座標で表すと、

$$\begin{aligned} x &= r \cos \beta \\ y &= r \sin \beta \end{aligned} \quad (8.3-2)$$

式(8.3-1)は、つぎのように変形できる。

$$C \frac{\partial \psi_m}{\partial t} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(k \cdot r \frac{\partial \psi_m}{\partial r} \right) \quad (8.3-3)$$

根の半径を a 、隣接する根との中間点を b として、根による単位長さ当たりの吸水速度は、つぎのように表される。

$$q_s = 2\pi \cdot a \cdot \left(k \frac{\partial \psi_m}{\partial r} \right)_{r=a}, \quad r=a, \quad t>0 \quad (8.3-4)$$

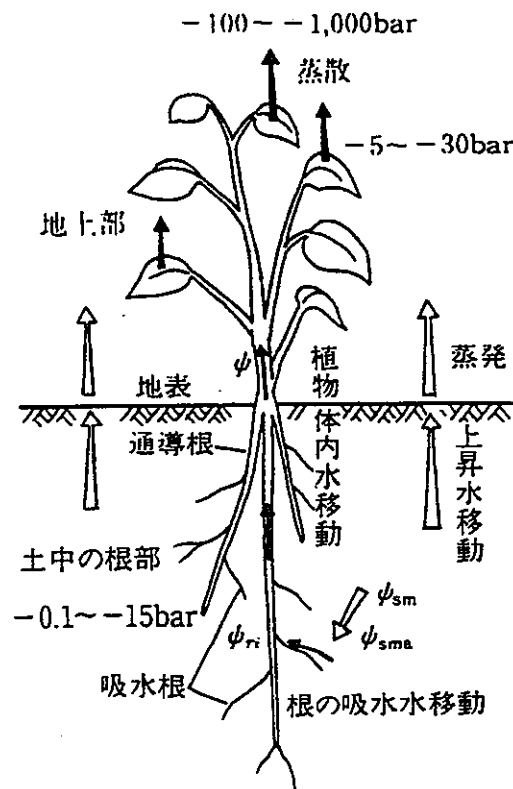
$$\left(k \frac{\partial \psi_m}{\partial r} \right)_{r=b} = 0, \quad r=b, \quad t>0 \quad (8.3-5)$$

式(8.3-3)を解くと、根の周辺のマトリックポテンシャル分布の時間変化が求められる。

8.4 植物体内の水移動

根によって吸収された水は、植物体内の水のポテンシャル勾配によって体内を葉まで移動する。植物体の地上部では茎が枝分かれし、根部でも分岐して、空間的に広がっている。しかし、同じ高さでは、どの茎あるいは根の中でも、その中の水はポテンシャルが等しい状態にあると考えられている。大気のポテンシャルは、 $-100 \sim -1,000\text{bar}$ 位で変化し、土中の水のポテンシャルは、 $-0.1 \sim -15\text{bar}$ 位の範囲で変化する。

植物体内では、値上部はほとんどポテンシャルの差はなく、茎の基部から最も深い位置の根まで急にポテンシャルが減少する。このような植物体内のポテンシャル分布による水の移動は、パイプのような導管の中を水理学的に流れる流れとして考えることができる。つまり、植物体内の水のポテンシャルは、圧力ポテンシャルとして扱うことができる。



中野政時(1991),土の物質移動学,p123

図8.4-1 水移動の経路

石田の研究によると、1個体について、値上部と地下部を一体として水移動を考えると、次の方程式が成り立つ。

$$C_p \frac{\partial \phi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left\{ C_p \frac{\partial}{\partial z} (\phi + \phi_g) \right\} + Y_p \quad (8.4-1)$$

ここで、 ϕ, ϕ_g は、それぞれ、植物体内の水のポテンシャルおよび重力ポテンシャルを表す。

C_p は植物体の水分容量で、地上部と地下部ではつぎのように使い分けられる。

$$C_p = LA \cdot C_l + A_{st} \cdot C_{st} \quad (\text{地上部}) \quad (8.4-2)$$

$$= \frac{A_{rl}}{\alpha} \cdot N_{rl} \cdot C_{rl} + V_{r2} \cdot A_{rz} \cdot C_{rl} \quad (\text{地下部}) \quad (8.4-3)$$

ここで、 $LA, (C_l = d\theta_l/d\phi), \theta_l$ は、それぞれ、葉面積、葉の面積含水率であり A_{st} は、水のポテンシャルが0の時の茎の断面積で $C_{st} = d\theta_{st}/d\phi$ であり、 θ_{st} は茎の体積含水率を示す。

地下部では、大豆のように、茎の基部から水を通すだけの役割を持つ通導根が地中に伸び、それぞれの通導根に水を吸収する役割を持つ吸水根が派生していると考えて、 A_{rl} は水のポテンシャルが0の時の通導根の断面積、 α は通導根の屈曲度、 N_{rl} は通導根の数、 V_{r2} は土壌単位体積当たりの吸水根の体積、 A_{rz} は1個体が占める地表面積、 C_{rl} は通導根と吸水根に共通な根の水分容量($C_{rl} = d\theta_r/d\phi$)、 θ_r は根の体積含水率である。

K_p は、植物体内を水が通るときの通導抵抗で、つぎのように表される。

$$K_p = \frac{1}{r_{st}} \quad (\text{地上部}) \quad (8.4-4)$$

$$= \frac{\alpha \cdot N_{rl}}{r_{conl}} \quad (\text{地下部}) \quad (8.4-5)$$

ここで、 r_{st}, r_{conl} は、それぞれ、茎の単位長さ当たりの単位通導抵抗、通導根の単位長さ当たりの単位通導抵抗を表す。

Y_p は、地上部では蒸散による体内水の放出量であり、根部では、根による水の吸収量である。いずれも、位置の関数でつぎのように表される。

$$Y_p = -T_r \cdot LA \quad (8.4-6)$$

$$= A_{rz} \cdot q_{2l} \quad (8.4-7)$$

ここで、 LA は葉面積であり(高さの関数)、 T_r は蒸散速度である。

地下部の q_{2l} は、単位体積の土壌中で見られる吸水根の中を通導根へ移動する水のフラックスで、つぎのようになる。

$$q_{2l} = \frac{\varphi_{sa} - \varphi_{rl}}{r_{ab} \cdot (\theta_{sat} / \theta^*) / L_{v2} + R_{12}} \quad (8.4-8)$$

ここで、 φ_{sa} は、吸水根に接する土の表面における水のポテンシャルで、マトリックポテンシャルとオスモティックポテンシャルの和、 φ_{rl} は通導根の中の水のポテンシャルである。また、 r_{ab} は吸水根の単位長さ当たりの透過抵抗である。

θ_{sat}, θ^* は、それぞれ、土の飽和体積含水率、根と接している土の表面の体積含水率である。また、 R_{12}, L_{v2} は、それぞれ、単位土壌体積当たりの吸水根の中を移動する水が受ける通導抵抗、土の単位体積当たりの吸水根の総延長として定義される根密度である。

土から根へ移動する水の連続性を考えると、この吸水根の中を通導根へ向かって移動する水のフラックス q_{2l} は、土の単位体積当たりで根が吸収する量 Y に等しい。したがって、 $Y = q_{2l}, Y = q_s \cdot L_{v2}$ の関係から、吸水根の単位長さ当たりの単位吸水速度は、つぎのようになる。

$$q_s = \frac{q_{2l}}{L_{v2}} = \frac{\varphi_{sa} - \varphi_{rl}}{r_{ab} \cdot (\theta_{sat} / \theta^*) + L_{v2} \cdot R_{12}} \quad (8.4-9)$$

第9章 SPACモデルの構築

9.1. モデル構築の方向性

土壌中の物質の移動は、土壌中の水の移動、特に土壌表層の不飽和土壌中の水の移動に支配されている。地下水の滞水層に到達するまでの不飽和土壌中の水の移動は、地表面における蒸発や、植生による蒸散に伴う植物の根からの水の吸収に強く影響される。これらの蒸発・蒸散作用は日射や気温、湿度、風等の大気中の気象条件によって左右される。したがって、既に述べたように、土壌中の水を介する物質移動を解明するには、究極的には土壌－植物－大気を一体の系として取り扱う *SPAC (Soil – Plant – Atmosphere Continuum)* の中で物質移動モデルを構築する必要がある。

前の章で述べた *SPAC* モデルは水移動に限定されていたが、この *SPAC* モデルによって評価された水の移動に、さらに物質の移動を評価するモデルを組み込むことによって、目的とする周辺環境中に放出された放射性廃棄物の移行評価を行うことができるようになる。

従って、*SPAC* モデル構築の方向性としては、

- (1) 土壌－植物－大気系の中での水移動モデルと、
- (2) 土壌中の物質移動モデルの2つのメインモデルの構築が必要になる。

また、これらの主モデルを構成するサブモデルについては、物質の移動現象が関係する実際の状況を勘案しながら必要なサブモデルを付加していくこととなる。

9.2 モデル構成

具体的に構築すべきモデルは、評価対象となる地域の気象、植生あるいは土壌等の条件に応じて決定されるが、ここでは、これまでに述べてきた土壌中での物質移動に関係する因子を、水移動と物質移動に分けて掲げることとする。実際にモデルを構築する際には、これらの因子の中から寄与の大きい因子を取りだして、これらをサブモデルとして組み上げていけばよい。

9.2.1 水移動モデル

土壌中の水移動の基本方程式は、*Richards* の浸透方程式であり、土壌－植物－大気系の中での水移動をモデル化する。ここでは、地表面からの蒸発や植物の吸水および蒸散は、土壌からの排水(シンク)として扱う。

以下に、水移動モデルに関係する項目(因子)を掲げる。

(1) 土壌系のモデル

- (A) 土壌中の水分移動現象
 - ・ Richardsの浸透方程式
 - ・ 植生の根による水の吸収
 - ・ 蒸発による水分減少
- (B) 土壌中の熱移動現象
 - ・ 土壌温度移流拡散式

(2) 大気－植物系のモデル

- (A) 植生からの蒸散作用
- (B) 植生周囲の大気系および微気象(風速, 気温, 水蒸気量)の変化
 - ・ 連続の式および *Navier – Stokes* の式
- (C) 熱移動および水の蒸発現象
 - ・ 移流拡散型の方程式

(3) 土壌－大気系のモデル

- (A) 微気象(風速, 気温, 水蒸気量)の変化
- (B) 降水および蒸発現象
 - ・ 連続の式および *Navier – Stokes* の式

(4) 土壌－植生系のモデル

- (A) 葉系のモデル
 - ・ 熱交換, 蒸散による水蒸気交換作用
- (B) 茎幹系のモデル
 - ・ 水移動ポテンシャル
- (C) 根系のモデル
 - ・ 土壌と植生根との間の浸透現象

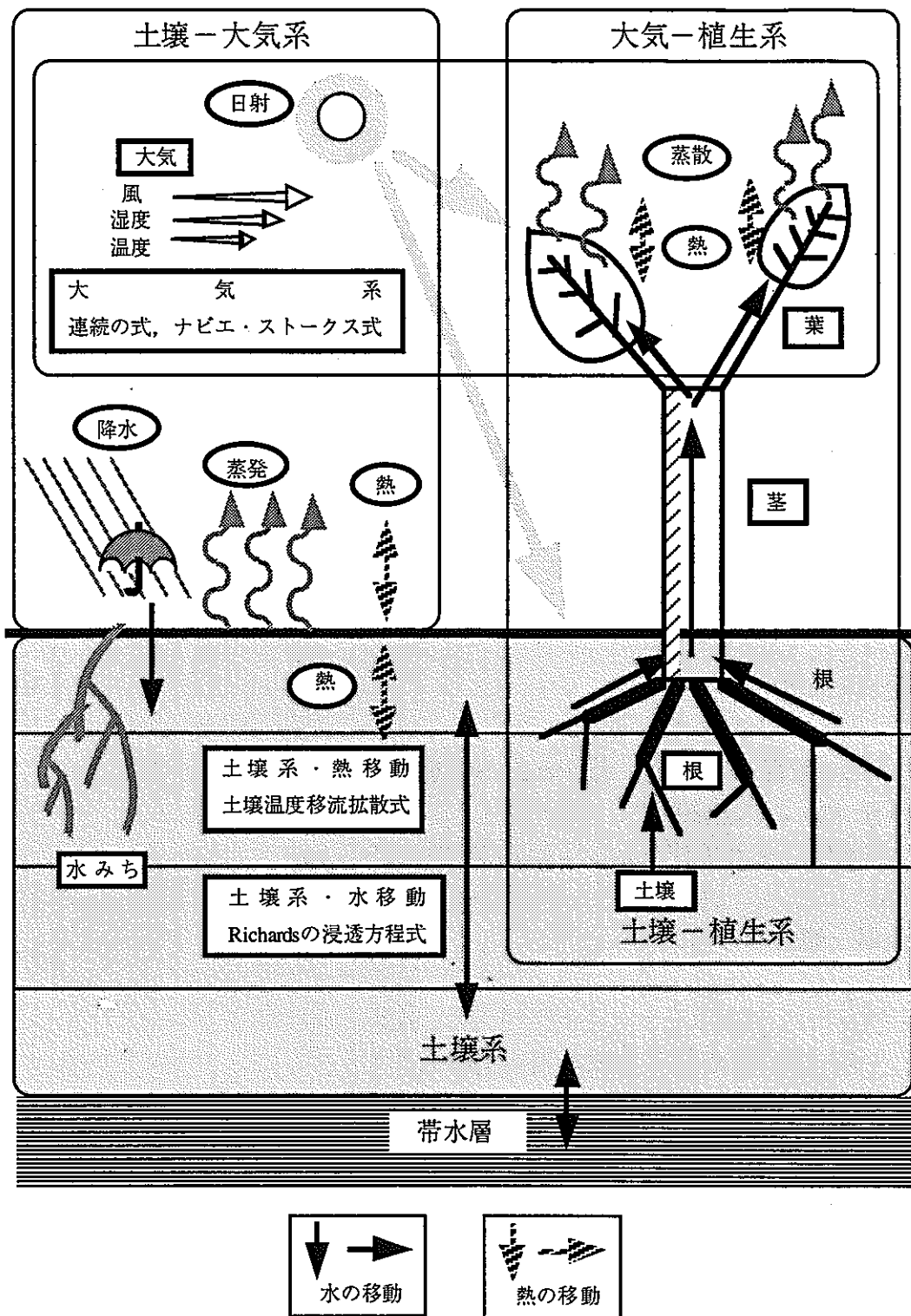


図9.2-1 水移動モデルを構成する要素

9.2.2 物質移動モデル

土壌中の物質移動は水移動と密接な関係にあり、水への物質の溶解を組み込まなければならぬと同時に、水を媒介とすることが多い土壌と物質の反応(溶出、吸着および離脱等)も考慮する必要がある。また、吸着現象については種々の評価式が提案されておりこれらに対応する複数のモデルを整備しておく必要がある。

以下に、物質移動モデルに要求される項目を掲げる。

(1) 土壌系のモデル

- (A) 物質の移動現象
 - ・ 移流および拡散方程式
- (B) 土壌と物質の反応
 - ・ 吸着・離脱現象
 - ・ 溶出現象
- (C) 水の移動
 - ・ 多成分流
 - ・ 水路
 - ・ 蒸発条件下の物質移動
- (D) 熱の移動現象
 - ・ 移流・拡散方程式

(2) 土壌－植物系のモデル

- (A) 植物への物質の取り込み

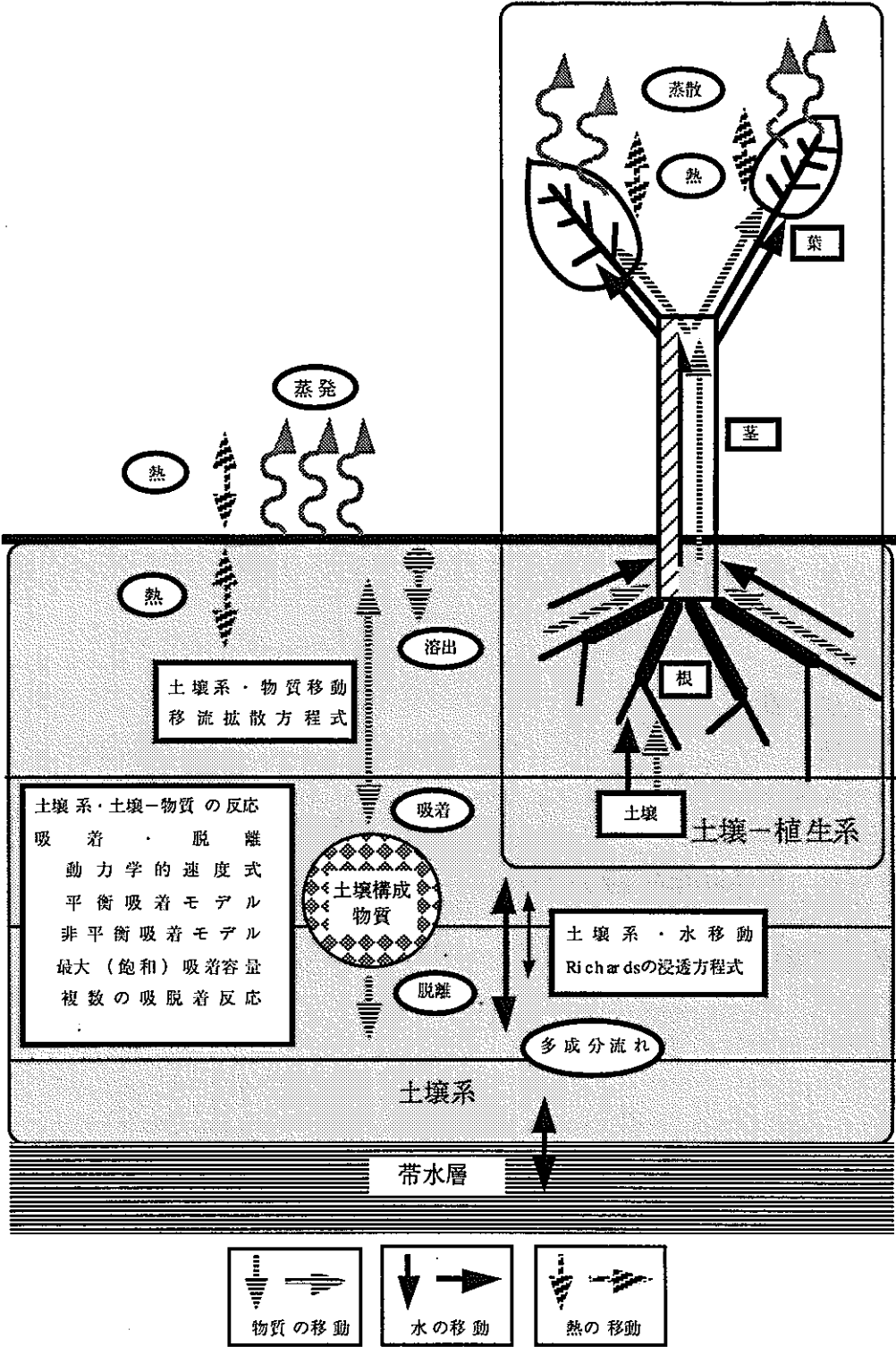


図9.2-2 物質移動モデルを構成する要素

9.3 モデルの解法

既に見てきたように、モデルの基本となる方程式は多くの場合非線形の微分方程式となり、解析的に解が求まるのは極めて特殊な場合に限られる。このため、一般的にはこれらの方程式系を連立して数値解析的に解を求めることになる。このような数値解を求める方法としては、大きく分けて差分法と有限要素法に分けられる。

有限要素法や陰解法による差分法では、適当なタイムステップや土壌層の厚さを適切に選べば、非線形となる不飽和層の方程式系でも安定して正確な解が得られる。

有限要素法あるいは差分法とも長所および短所があるが、差分法のほうがモデル化および計算コード化が容易であり、このため、評価の誤りや計算評価コードの保守性を向上させることができる。また、複雑な2次元および3次元の形状を取り扱う場合にも、一般座標系の考え方を導入することによって差分法でも対応は可能である。

従って、方程式系の数値解法については、差分法による解法を用いるのが適当と考えられる。

9.4 モデルの検証

これまでに得られ研究の成果を調査してみると、水の移動を扱った研究では、多くのモデルが実際の観測結果との検証を考慮して、鉛直1次元で構成されている。特に、物質移動を扱ったモデルでは鉛直1次元のものが圧倒的に多い。これは、水の移動解析以上に、物質の移動現象が複雑であり、土壌の構成物質や移行する物質によって、地中浸透過程が異なり、モデルの検証や吸着過程のモデルの同定のために必ず実験による検証を伴うことによると推定される。

特定の物質の、特定の土壌での浸透・溶出過程や、吸着過程の機構を解明するためには鉛直1次元のモデルが妥当と考えられる。

一方、日野および神田等は一般座標系を取り入れることによって、複雑な地形での2次元あるいは3次元でのシミュレーションを可能にしている。

物質の拡散・移動を広範囲に評価する場合には2次元あるいは3次元の取り扱いが必要となるが、局所的な物質の沈着・移動(移動)を解析するには1次元で十分な場合が多い。

物質の地中浸透過程では、土壌と物質の相互作用による吸着が最も解析を複雑・困難にしている。これは、物質によっては、さらに土壌を構成する物質や、土壌の環境(含水率、pH、酸化・還元状態)等によって土壌と物質の反応や相互作用が大きく異なるためである。

物質移動モデルでは、これらに対応するために、土壌と物質の反応過程を複数の方法で取り扱えるように整備しておくことも重要な要件である。

物質の土壌への吸着過程も、植物への取り込み過程もその機構の解明や、モデルの検証として実験結果との比較検討が *SPAC* モデル開発の中の重要な課題となる。

第10章 今後の課題

環境中に放出される放射性廃棄物の周辺環境中への影響評価をこれまでの保守(安全)的な評価方法からより現実的な評価方法へ高度化するために、土壌表面に沈着した放射性物質が地中に移行していく過程にどのような現象が介在した、これらが相互にどのように関係しているかを自然環境中での物質移動というより広い観点から調べてきた。

ここでは、これらの基礎的な研究成果を基に、本来の課題である放射性廃棄物の土壌中への移行の問題に焦点を絞り、いわゆる動燃事業団型のSPACモデル(*P-SPAC*と呼ぶ)をどのように構築していくかについて、その方向性と具体的な研究課題を整理して示す。

まず、*P-SPAC*を構成する基本モデルとしては、土壌中の水移動モデルと土壌中の物質移動モデルが挙げられる。さらに、これらは、既に述べたようにいくつかのサブモデルで構成されなければならない。

つぎに、これらのモデルをどのような自然環境条件の中で実現するのか、すなわち、対象として想定される環境条件をどのように設定するかが問題となる。

現在設置されている多くの原子力施設の中で、有意な気体廃棄物を環境中に放出し地表面への蓄積が(評価上)問題となるのは再処理施設と原子力発電所と考えてよい。

原子力発電所の多くは、比較的人口密度の低い沿岸に立地されており、その周囲に農耕地等の食物生産の場が位置することは稀である。また、放射性気体廃棄物も一般公衆の線量当量に寄与するのは多くは希ガスであり、これらは地表面沈着の観点からは問題とはならない。一方、再処理施設については、設置されている数は少ないものの、施設周辺に一般公衆が居住するとともに畑・水田等の食物生産のための環境が広がっている。このような状況を考慮して、ここでは再処理施設を念頭においてその周辺、特に放出放射能の濃度が最大となる地点近傍の自然条件を中心に、*P-SPAC*モデル構築のための課題設定を進めていくことが適切であると考えられる。

山林、原野への放射性廃棄物の蓄積も環境汚染の観点からは軽視できないが、食物連鎖を通じて人の被ばくに結びつく経路としては極めて確率が低く、事故時の評価は別として、平常時の放射性廃棄物の放出を考える場合には無視しうると考えてよい。

したがって、対象とする土壌としては、畑、水田あるいは牧草地等として利用されている通常の土壌(関東地域であれば、関東ロームおよびこれらに粘土、砂質等の混じった土壌)を想定すればよい。また、植生としては野菜、稲、麦および牧草等が考えられ、これらの根圏層の深さはたかだか1.5m程度で十分である。

また、地下水の水位および地域の気象条件も日本の平均的な状況を仮定すればよい。

以上のような枠組みの中で、具体的にサブモデルを構成することになるが、*P-SPAC* 開発の方向としては、まず、基本モデルの一つである、水移動モデルを完成させ、その後このモデルに物質移動モデルを組み込んでいく方向が現実的な選択と考えられる。

水移動モデルも、水移動に大きく影響する水分特性曲線および不飽和透水係数と含水率の関係等の選択に関してその妥当性を検証しながら、最初は最も簡単な土壌中での鉛直1次元水移動モデルを構築する。その後、地表面からの蒸発、植物の吸水・蒸散作用を土壌に対する一種の外乱(湧きだしあるいは吸い込み)として、水移動モデルをより現実に近い姿へ改良していくことが適切と考える。

物質移動モデルについても、放射性気体廃棄物の蓄積に関する現実の条件を適切に反映させる必要がある。すなわち、放出される放射性廃棄物は、放射能としては有意量であるが、物質質量(質量)では極めて小さく、従って、自然環境中でそれ自体が濃度勾配を形成して移動するような状況は稀であり、常に例えば水等を媒体として移動すると考えるのが自然である。

物質移動の基礎方程式も水移動の基礎方程式と基本的には同様な手法で数値解析できると考えられる。したがって、物質移動のモデル構築に当たっては、複雑極まりない多くの因子の中から、どのような因子を取捨選択するのが大きな課題となる。

あとがき

我々の関心は、環境中に放出された放射性物質が地表面に沈着した後、どのような移行の挙動を示すかを解明し、ある初期条件が与えられた場合にその後の蓄積・移行の時間変化を予測することにある。

このためには、まず移行の媒体となる土壌について知る必要があり、ついで土壌中の物質移動がどのような因子に支配され、それぞれの因子がどのような機構で物質移動に関与しているかを数式で表現する必要がある。

本報告書は、上記の観点に立って、土壌、土壌中の水移動および土壌中の物質移動に関する各種の文献、学術論文および専門書等を調査し、これらの中から「表層土壌中の物質移動」に関係する部分を整理して取りまとめた。

これまで原子力と土壌とは、環境線量評価あるいは環境モニタリングに携わる一部の関係者以外は、あまり深い係りあいではなかった。しかしながら、今後は放射性廃棄物の地中処分等が本格化するに伴って、単に研究レベルの関係から産業規模での関係へと密接な連携が必要とされる方向にあり、原子力分野への土壌の専門家の参画を期待したい。

文 献 集

- 1) Bolt, G. H., M. G. M. Bruggenwert (岩田進午他訳) (1989): 土壌の化学, 学会出版センター.
- 2) Daniel Hillel (岩田進午監修, 高見晋一, 内嶋善兵衛訳) (1991): 土壌物理学概論, 養賢堂.
- 3) ゲイロン S. キャンベル (中野・東山 監訳) (1987): パソコンで学ぶ土の物理学, 鹿島出版会
- 4) ローゼ, A. A. (山崎不二夫監訳) (1963): 土壌と水, 東京大学出版会
- 5) 阿部 清(1990): 市街化地域における地下水汚染の総合解析, 地下水学会誌 第32巻
- 6) 荒井真一(1989): 土壌汚染対策の現状と課題, 水質汚濁研究 Vol. 12 No. 11
- 7) 荒木 峻ほか(1985): シアン (シアン化合物) 環境科学辞典, 東京化学同人
- 8) 安全工学協会編(1982): 水質汚濁・土壌汚染, 安全工学講座 8, 海文堂.
- 9) 五十嵐敏文, 下垣久 (1991): 石炭灰中微量物質の土壌への吸着特性, 電力中央研]研究所報告, No. 91003.
- 10) 石橋 豊 他(1977): 新版農業水利学, 朝倉書店
- 11) 石橋 豊 他(1977): 土壌の pH, 陰イオンの吸収, 酸化還元電位, 土壌生物 新版農業水利学, 朝倉書店.
- 12) 石黒宗秀, 岩田進午 (1988): 土の中の物質移動 (その4) 土中におけるイオンの交換吸着現象, 農業土木学会誌, vol. 56, No. 10.
- 13) 石田朋靖(1985): 土壌-植物系における水分移動に関する研究 (東京大学博士論文), 山形大学紀要 (農学), 第9巻第4号別冊, 別刷.
- 14) 石田朋靖, 多田敦, 東山勇(1987): pFの原理と応用 12. 植物の水環境と pF, 土と基礎 35-9(356).
- 15) 石田朋靖, 中野政詩(1989): 土の中の物質移動 (その11) 植物生長と土からの水移動, 農業土木学会誌, vol. 57, No. 5.
- 16) 糸山東一ほか(1992): 土壌層浸透と物質変化, 地下水汚染とその防止策に関する研究集会
- 17) 今井恒, 堀内将人, 井上頼輝(1987): 不飽和砂カラム内における蒸発-降雨サイクル下での収着性物質の移動, 土木学会第42回年次学術講演会講演概要集.
- 18) 今村 聡ほか: 揮発性有機塩素化合物による地盤中への浸透・移行現象の予測, 大成建設技術研究所報
- 19) 岩田信午(1989): 土, を科学する, N H K 市民大学(1989-04~06).
- 20) 宇都宮陽二郎(1990): 土壌水分のリモートセンシング, ハイドロロジー 第20

巻 第1号

- 21)大井節男, 岩田進午 (1988): 土の中の物質移動 (その5) 土の中の化学物質の移動, 農業土木学会誌, vol.56, No.11.
- 22)大橋弘子ほか(1992): 飽和帯におけるトリクロロエチレンの挙動に関する実験的研究, 地下水汚染とその防止対策に関する研究集会
- 23)大竹久夫(1993): 重金属クロムの生物処理, 環境微生物工学研究法, 土木学会衛生工学委員会編
- 24)大坪国順(1988): 大型ライシメータにおける不飽和土壌中の水分の鉛直移動特性, 第32回水理講演会.
- 25)小川 滋 ほか(1990): 雨水の浸透・流出と押し出し作用に関する研究, 水文・水資源学会誌 第3巻3号
- 26)尾留川正平 他(1973): 不飽和水帯の水の調査自然地理調査法, 朝倉書店.
- 27)開発一郎(1989): 気象研究ノート 第167号
- 28)金子 良(1973): 農業水文学, 共立出版
- 29)鋤塚昭三(1981): 土壌の吸着現象ー 基礎と応用ー, 日本土壌肥料学会編, 博友社
- 30)榎根 勇 ほか(1980): 環境トリチウムで追跡した関東ローム層中の土壌水の移動, 地理学評論 53-4
- 31)榎根勇(1980): 水文学 自然地理学講座3, 大明堂.
- 32)河上房義(1963): 現場における透水試験土質試験法, 土質工学会
- 33)環境庁水質保全局(1983): 昭和57年度地下水汚染実態調査結果
- 34)環境庁水質保全局土壌農薬課監修(1992): 土壌汚染対策ハンドブック, 公害研究対策センター
- 35)神田 学・日野幹雄(1989): 植生による気候緩和効果に関する基礎的研究, 第33回水理講演会論文集.
- 36)神田 学・日野幹雄(1990a): 大気-植生-土壌系モデル(NEO SPAM)による数値シミュレーション (1)植生効果のモデリング, 水文・水資源学会誌, Vol.3No.37-46.
- 37)神田 学・日野幹雄(1990b): 大気-植生-土壌系モデル(NEO SPAM)による数値シミュレーション(2)植生の気候緩和効果の数値実験, 水文・水資源学会誌, Vol.3. No.3.
- 38)神田 学・日野幹雄(1990c): 植生が大気表層および土壌水分に及ぼす影響, 水工学論文集, 第34巻.
- 39)北原 曜(1992): 森林土壌におけるパイプ流の特性, 水文・水資源学会誌, Vol.5. No.1.
- 40)木内豪, 日野幹雄, 野上啓一郎 (1989): 降雨浸透にともなう表層不飽和帯中の溶質移動の数値モデルによる検討, 第33回水理講演会論文集.
- 41)葛葉泰久・石原安雄・下島栄一(1988): 数値シミュレーションによる裸地からの蒸発に関する研究, 第32回水理講演会論文集.

- 42)江種伸之ほか(1992)：揮発を考慮した有機塩素化合物の不飽和土壤中での輸送特性について,地下水汚染とその防止対策に関する研究集会
- 43)香月繁孝,飯塚慶久他(1990)：農業便覧,農文協.
- 44)小林稔,山田正(1987)：降雨の鉛直浸透におけるkinematic wave 特性とヒステリシスの効果を考慮した新しい不飽和浸透方程式の解の特性,土木学会第42回年次学術講演会.
- 45)後藤重義(1989)：土壤中における重金属の行動と地下水汚染,水質汚濁研究
V o l . 1 2 N o . 1 1
- 46)坂本 康,竹内邦良,武富幸郎(1987)：水みちモデルによる不飽和土壤中の溶質移動の解析,土木学会第42回年次学術講演会.
- 47)佐久間敏雄(1987)：斜面の物質移動と土壌・地形発達移動現象－土壌をめぐるエネルギーと物質の転流－,日本土壌肥料学会編,博友社.
- 48)佐倉保夫 ほか(1983)：土壌水の移動特性に関するカラムを用いた降雨浸透実験,地理学評論 56-2
- 49)佐藤一男(1988c)：各種元素の土壌中移行機構（その3）浸透水のpH変化を考慮した元素の土壌内輸送モデル,電力中央研究所報告,No.T87106.
- 50)佐藤一男,坂田昌弘(1988a)：各種元素の土壌中移行機構（その1）土壌中移行過程のモデル化,電力中央研究所報告,No.T86096.
- 51)佐藤邦明,福原輝幸,宗像雅広,佐藤浩一(1988)：地表付近の不飽和帯における溶質の鉛直移動に関する研究,第32回水理講演会論文集.
- 52)塩沢昌,宮崎毅,中野政詩(1988)：土の中の物質移動（その2）土の中の水の浸潤と貯留,農業土木学会誌,vol.56,No.8.
- 53)渋谷政夫(1979)：土壌汚染の機構と解析,産業図書,PP.232-235
- 54)渋谷政夫編著(1979)：土壌汚染の機構と解析－環境科学概論－,産業図書.
- 55)下垣久,五十嵐敏文,佐藤一男(1992a)：石炭灰陸上埋立に伴う環境影響予測手法
微量物質の溶出・移行挙動の予測,電力中央研究所報告,No.92015.
- 56)下垣 久,五十嵐敏文(1992b)：石炭灰陸上埋立に伴う環境影響予測手法,電力土木,
No.241
- 57)庄子貞雄(1984)：新土壌学,朝倉書店
- 58)水収支研究グループ編(1993)：地下水資源論・環境論,共立出版株式会社.
- 59)相馬光之(1989)：土壌のモニタリング,水質汚濁研究 V o l . 1 2 N o . 1 1
- 60)高井康雄,三好洋(1984)：土壌通論,朝倉書店.
- 61)高木東,宮崎毅,中野政詩(1989)：土の中の物質移動（その10）農地斜面の水の流れと土壌侵食,農業土木学会誌,vol.578,No.4.
- 62)瀧 和夫(1993)：市街化地域における地下水の汚染調査と解析,最新の地下水汚洗浄化技術の現状と展望（工業技術会）
- 63)武部慎一,向井雅之,古宮友和,神山秀雄(1993a)：通気層土壌試験の低吸着領域における放射性核種の移行挙動,日本原子力研究所J A E R I - M レポート,

M-92-205.

- 64)武部慎一, 向井雅之, 古宮友和, 神山秀雄(1993b): 通気層土壌試験の低吸着領域における放射性核種の移行挙動 第2報 流量の影響とその解析,日本原子力研究所 J A E R I - M レポート, M-93-349
- 65)谷 誠(1992): 土壌水分移動の蒸発抑制効果をバケツ型貯留モデルへ導入するパラメーター化手法の提案,水文・水質源学会誌 第5巻1号
- 66)種田行男(1959): 農業土木 改訂増補版,理工図書
- 67)地下水ハンドブック編集委員会(1989): 地下水汚染地下水ハンドブック,建設産業調査会.
- 68)地下水問題研究会(1991): 地下水汚染論 -その基礎と応用-,共立出版株式会社.
- 69)地球環境工学ハンドブック編集委員会編(1991): 地球環境工学ハンドブック,オーム社.
- 70)中央公害対策審議会(1993): 水質環境基準関係資料,公害対策研究センター.
- 71)土質工学会土のはなし編集グループ(1992): 雨水の浸透土のはなしⅡ,技報堂出版.
- 72)土壌物理研究会編(1974): 土壌物理用語事典-付データ集,養賢堂.
- 73)中辻啓二(1987): 有機塩素化合物による地下水汚染の時間的・空間的拡がり,土木学会論文集 第387号/Ⅱ-8
- 74)中野政詩(1991): 土の物質移動学,東京大学出版会
- 75)中野政詩, 宮崎毅(1988): 土の中の物質移動(その1) 土の中の物質移動のよりよい理解のために,農業土木学会誌,vol.56,No.7.
- 76)中野政詩, 宮崎毅, 田淵俊雄(1989): 土の中の物質移動(その12) 実際の土中における特異な物質移動,vol.57,No.6.
- 77)永井 茂(1991): 地下水汚染の水文化学的アプローチ,地下水学会誌 第33巻 第3号
- 78)長瀬和雄(1992): 地層と地下水の汚染,地下水汚染とその防止対策に関する研究集会
- 79)西村直正ほか(1984): 不飽和透水係数予測のための統一モデルの提案,農業論集(116)
- 80)日本土壌肥料学会編(1991): 土壌の吸着現象,博友社.
- 81)日本土壌肥料学会編(1991): 土壌の有害金属汚染,博友社.
- 82)袴田共之 ほか(1990): 酸性雨の土壌影響予測モデル,環境情報科学 19-1
- 83)長谷川周一(1987): 土壌中の水移動と根の吸水移動現象-土壌をめぐるエネルギーと物質の転流-,日本土壌肥料学会編,博友社
- 84)波多野隆介(1978): 土壌中におけるイオンの挙動移動現象-土壌をめぐるエネルギーと物質の転流-,日本土壌肥料学会編,博友社.
- 85)早川哲夫(1988): 地下水質保全行政の現状と今後の動向,かんきょう,13(2).
- 86)原田茂樹ほか(1990): 土壌内の雨水浸透のシミュレーションに関する研究,水文・水資源学会 1990年研究発表会要旨集
- 87)日野幹雄,大田猛彦,砂田憲吾,渡辺邦夫(1989): 洪水の数値予報<その第一歩>.

森北出版.

- 88)平田重夫(1971):本郷台,白山における不圧地下水の涵養機構,地理学評論
- 89)平田健正(1989):土壤中の揮発性有機塩素化合物の挙動,水質汚濁研究,
Vol.12,No.11.
- 90)平田健正(1992):土壌・地下水中における揮発性有機塩素化合物の挙動,地下水汚染
とその防止対策に関する研究集会
- 91)平田健正(1992):流出過程に果たす地下水の役割 [その2] 地下水の流出と水
質変化,vol.34,No.12.
- 92)平田健正(1992):流出過程に果たす地下水の役割 [その1] 地下水の形成,地
下水技術,vol.34,No.11.
- 93)福井正美(1981):飽和土壌水中における放射性核種の非線形吸着モデルに関する研
究,保健物理,vol.16,No.2.
- 94)藤田他(1988):土壌中における降雨の浸透過程の研究,第32回水理講演会論文集.
- 95)古市 徹(1990):河川を考慮した地域地下水汚染の解析,地下水学会誌 第32巻
第2号
- 96)堀内将人,井上頼輝,森沢真輔(1985):降雨-蒸発サイクル下での反応性物質地層
内移動の数値シミュレーション,京都大学環境衛生工学研究会シンポジウム講演論
文集,vol.7.
- 97)堀内将人,井上頼輝,森沢真輔(1986):降雨-蒸発サイクル下での収着性物質の通気
層内移動に関する数値シミュレーション,衛生工学研究論文集,vol.22.
- 98)堀内将人,井上頼輝,颯田尚哉(1986):クロムの不飽和土壌カラム内移動の解析,土木
学会第41回年次学術講演会・講演要旨集.
- 99)真柄泰基(1988):地下水汚染の調査解析手法,用水と排水 Vol. 30 No. 8
- 100)松原明雄,佐藤一男(1988b):各種元素の土壌中移行機構(その2)土壌によるア
ルカリ性溶出水の中和,電力中央研究所報告,No.T87056.
- 101)溝口勝,藤井克己,宮崎毅,中野政詩(1988):土の中の物質移動(その3)土中水
の蒸発,消費および凍結(上方移動のメカニズム),農業土木学会誌,vol.56,
No.9.
- 102)皆川新一(1990):有機塩素系溶剤によるクロスメディア汚染の実態,環境情報科学
19-1
- 103)宮本健一ほか(1992):土壌中有機塩素化合物の気化と溶出,地下水汚染とその防止
対策に関する研究集会
- 104)向井雅之,武部慎一,古宮友和,神山秀雄(1991):放射性核種の地表水中から地表面
への移行に関する試験研究 第1報 ローム層攪乱試料,日本原子力研究所
JAERI-Mレポート,M-91-100.
- 105)虫明功臣,岡泰道,小池雅洋(1986):現地土壌特性の評価に基づく数値シミュレー
ションの再現性,土木学会第41回年次学術講演会.
- 106)虫明功臣・岡泰道(1988):現地土壌特性の評価に基づく蒸発過程の数値シミュレ

ーション,第32回水理講演会論文集.

- 107)村岡浩爾ほか(1992):不飽和多孔体における揮発性物質の挙動について,地下水汚染とその防止対策に関する研究集会
- 108)森田弘昭(1992):日本の地下水汚染の現状,地下水汚染とその防止対策に関する研究集会
- 109)盛谷明弘ほか(1990):ヒステリシスを考慮した雨水の不飽和浸透による地下水涵養機構に関する研究,水文・水質源学会誌 第3巻1号
- 110)安原正也 ほか(1992):大間隙を有する土壌中の降雨浸透水の挙動に関する実験的研究,ハイドロロジー 第22巻 第1号
- 111)山根靖弘,高島英伍,内山充編(1983):環境汚染物質と毒性 有機物質編,南江堂.
- 112)山本莊毅(1968):陸水,共立出版
- 113)山本莊毅(1992):地下水水文学,共立出版.
- 114)山本太平(1986):地下水位一定の土壌カラムにおける上方浸潤と土壌面蒸発の非定常解析,鳥取大学農学部砂丘研究所報告,No.25.
- 115)山本太平(1987):地下水位一定の土壌カラムからの蒸発に伴う塩類動態の非定常解析,鳥取大学農学部砂丘研究所報告,No.26.
- 116)八幡俊雄(1973~74):土壌物理,(その1)~(その11) 農業土木学会誌 第41巻 第2号~第42巻 第2号
- 117)八幡敏雄(1975):土壌の物理,東京大学出版会.
- 118)吉岡昌徳(1992):地下水流動と揮発性有機塩素化合物の季節変動,地下水汚染とその防止対策に関する研究集会
- 119)渡辺明英,灘岡和夫,日野幹雄(1986):一般座標系による不飽和浸透流の3次元数値モデルの開発,土木学会第41回年次学術講演会.
- 120)渡辺明英,日野幹雄(1987):一般座標系を用いた3次元不飽和浸透流モデルによる流出解析,第31回水理講演会論文集.
- 121)和田光史(1981):土壌粘土によるイオン交換・吸着反応土壌の吸着現象ー基礎と応用ー,日本土壌肥料学会編,博友社.
- 122)和田光史(1984):土壌の化学性新土壌学,朝倉書店.