

土の地質学

地質講座執筆グループ

1. 土とは何か、その地質学的、農学的、および土質工学的意味

地質学的には土も岩石の一種である。というのは地質学では岩石の定義として“鉱物の集合体で地殻の表層部を形成するもの”としているからである。しかし、一般には固結した岩石からの風化生成物が土と称されている。土には岩石からの直接風化産物である風化土* (weathering soils) のほか、チュウ積土などのように、種々の営力により運搬され、タイ積してできたタイ積土** (sedimentary soils) も含まれる。タイ積土はその性質上、水成岩 (タイ積岩) (sedimentary rocks) の未固結のものともみることができ、成因的には水成岩と全く同じものである。

風化土や、タイ積土の表層部分は気候的ならびに生物的環境の影響を受けて、長時間の間には特有の断面 (土壌断面 soil profile) をもつ層に分けられる。これが農学的意味での土で、一般的に土壌といわれるものである。

土質工学的には一般にかなり広い意味で土という語が用いられており、土質力学で取扱いうるかぎりの未固結から半固結の鉱物粒子の集合体 (一部有機物質を含む) をいっている。地スベリや土工材料としての土を考えると風化土が問題になることが多く、基礎地盤としては一般にタイ積土が問題となることが多い。

一口に土といっても風化土とタイ積土では、その生成過程、組織、性質に大きな違いがあることに注意すべきである。とくにわが国においては、造山運動や火山活動が激しく地形が若いため、一般に風化土の発達が悪く、タイ積土の占める範囲が大きい。とくに基礎地盤の問題はほとんどタイ積土にかぎられている。一方、欧米、その他では地盤の安定した地域が比較的多く、安定大陸では厚い風化土でおおわれた地域が広く存在するので、土といえば風化土がその大部分を占めている。タイ積土といえどもおおもとは風化土と同じく岩石であるが、一般の教科書に見られるように土は岩石が単純に風化してそ

の表層にできたものであるとする、なかば常識化した概念は、タイ積土の圧倒的に多いわが国では反省すべきであろう。

2. 地質学的にみた土の生成とその分類

2.1 土の生成

土の生成にあずかる力は、次の三つの作用に大きく分けることができる。

- (i) 風化作用
- (ii) 運搬タイ積作用
- (iii) 植物の腐朽集積作用

(i) 岩石の風化とは、その岩石が生成されたときの環境・条件と異なる条件になったとき、不安定となった物質から、より安定的な物質へと移行するための過程である。風化作用は一般に物理的に行なわれるものと、化学的に行なわれるものがあり、この作用は一般に相ともなっていく。風化作用により岩石は、岩塊から岩クズへ、さらに風化土へと次第に細片化されてゆく。

物理的風化作用とは温度変化による岩石・鉱物の収縮膨張の繰返しによる鉱物粒子のかみ合わせのユルミ、割れ目に入った水の凍結によるクサビ作用などによる岩石の破砕崩壊作用 (disintegration) である。化学的風化作用とは大気による岩石鉱物中の鉄マンガン化合物の酸化、地下水に溶けこんでいる炭酸ガスによる鉱物 (長石・角セン (閃) 石・カンラン石など) の炭酸化作用、雨水・流水・地下水による溶解作用・水和作用などであり、堅い造岩鉱物より、大気下ではより安定した柔らかい鉱物あるいはコロイドに変化する分解腐朽作用 (decomposition) である。物理的風化作用は斜面傾斜の大きい高山地帯・砂バク地方・極地方などで、より活発に行なわれ、化学的作用は雨量の多い温暖な地域において著しい。

また植物の根による岩石の割れ目の破壊、樹液による化学的分解、あるいは人工による耕作などの生物的作用によっても岩石は分解し、細片化して一種の風化作用をうける。

このような各種の風化作用により生成された土は残積土あるいは風化土と呼ばれる。

* 残積土 (residual soils) ともいう。

** 運積土 (transported soils) ともいう。

(ii) 運搬タイ積作用とは母岩上に生成された岩クズ・土砂・コロイドなどの各種風化生成物を重力・河水・海流・風力・氷河など種々の営力によって母岩上から侵食し、他の場所に運搬し、タイ積する作用をいう。(図-1) これらの各種の営力のうち最も普通で主要なものは

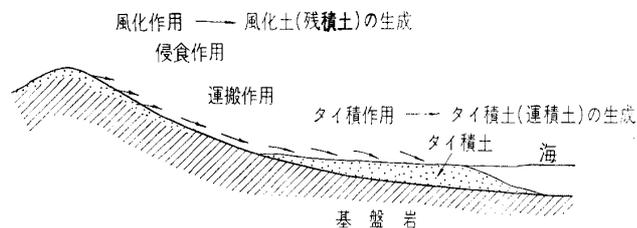


図-1 風化とタイ積の関係

流水の作用によるものである。営力の種類によって運搬距離、タイ積機構、およびその過程における運搬物質の変化が著しく異なり、あるものは母岩からあまり離れない個所に原物質の組成をあまり変えることなくタイ積するが、あるものは長い距離を長時間にわたって運搬され、母岩から遠く離れたところにタイ積し、原物質と著しく異なった組成と形状を示すようになる。各種大小の風化産物は運搬の過程において大きさを減じ、形状を変え、異なった起源からのものと混合し、また分級作用 (sorting) を受けて種々さまざまなタイ積土層を生ずる。かくして運搬されタイ積して生じた土は運積土またはタイ積土と呼ばれ、運搬・タイ積の営力の違いによってさらに分類される。

(iii) 植物の腐朽集積作用は上述の二つの作用が、岩石から土への生成であるのに対し、植物から土への生成作用である。一般に植物の落葉や枯死した樹幹などはバクテリアその他による腐朽分解作用と炭化作用を受ける。これらの生成物は植物源の有機土となり、あるいは岩石源の風化土あるいはタイ積土と混じって土の一部を形成する。この作用により生成された土は植積土と呼ばれる。

2.2 成因による土の分類

土はその生成にあずかる営力の違いによって一般に

表-1 土の成因による分類

位置による区別	生成の営力	成因による分類
定積土 sedentary soils	物理的破碎 化学的分解腐朽	残積土 residual soils, (風化土 weathering soils)
	植物の腐朽集積	植積土 cumulose soils (有機土 organic soils)
運積土 transported soils	重力	崩積土 colluvial soils
	流水	河成 (チュウ積) 土 alluvial soils (fluvial soils)
		海成 (チュウ積) 土 marine soils
湖成 (チュウ積) 土 lacustrine soils		
(タイ積土 sedimentary soils)	風力	風積土 (風成土) aeolian soils
	火山	火山性タイ積土 volcanic soils
	氷河	氷積土 (氷成土) glacial soils or till

表-1 のように分類することができる。

定積土は生成されたもとの位置にとどまっている土であり、運積土は母岩や生成地から各種の運搬営力により他所に運ばれてタイ積したものである。この分類にしたがえば原位置で植物の腐朽分解により生成された植積土は風化土とともに定積土として扱われるが、タイ積土として扱われることもあり、また植物源のもののみ独立して別個にすることもある。

3. 各種土層の概要

3.1 残積土 (風化土)

残積土は岩石風化の速度が、風化生成物が侵食によって取り去られる速さより早い場所に存在している。侵食作用が激しく行なわれる急峻な山地では残積土は薄くしか存在しないが、地形がゆるやかな波状をしている老年期の山地や丘陵地では風化が深部まで及んでいて厚い残積土が存在している。

わが国では造山運動が激しく、山地は一般に急峻で侵食作用が激しいため、残積土が厚く発達していることはまれで、一般には数十 cm からせいぜい数メートル程度の風化土がみられるにすぎない。一方、新しい時代の造山運動を受けていない安定した大陸では、古い岩層からなる起伏の少ない大平原 (タイ積してできた平野ではなく侵食により平坦となった平原) が厚い風化土層でおおわれていることが多い。

風化土は母岩の性質と生成された地形的・気候的環境によって異なった性状のものがつくられる。一般に風化作用は新鮮な岩石の表面から行なわれ次第に深部に及ぶため、風化土と母岩との境界は図-2 に示されるように漸移的となる。この移り変わる部分の状況は母岩の性質により多少異なってくる。

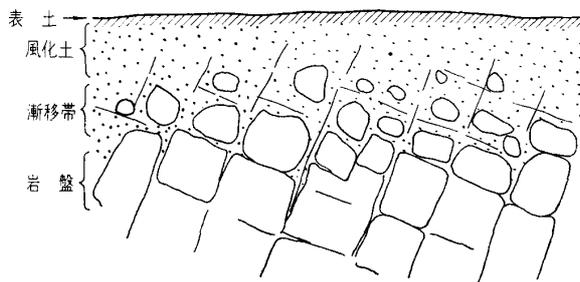


図-2 深成岩類の風化断面

花コウ岩やセン (閃) 緑岩などの深成岩では図-2 に示されるような模式的な風化が行なわれる。わが国では花コウ岩系の風化土は六甲山付近から瀬戸内海沿岸の中国地方にかけて発達し、マサ土あるいはマサと呼ばれている。マサ土の風化深さは比較的深く、厚さ数十メートルに及ぶことがある。石英砂と陶土化した長石を主成分とし、おうおう風化にとり残された花コウ岩の大玉石を含んでいる。マサ土は豪雨に対する侵食抵抗が弱い。砂

講 座

岩・硬砂岩も規模は小さいが同様な風化土を生ずる。

安山岩・玄武岩などの火山岩類は粘性に富む褐色の風化土を生ずる。

粘板岩・ケツ岩・泥岩などの粘土シルト系の層状をなす水成岩類は、岩石の小碎片を含んだ粘土分の多い風化土層をつくるが、厚さは比較的薄く、かつ母岩との境界線は直線的である。

石灰岩は炭酸ガスを含む水に溶解、化学的風化を主とし、とくに地下水による溶解侵食が行なわれるため、母岩との境界は明りょうであるが、きわめて凹凸に富み不規則である(図-3)。テラ・ロサ(Terra rossa)と呼ばれる赤色の風化土を生ずる。

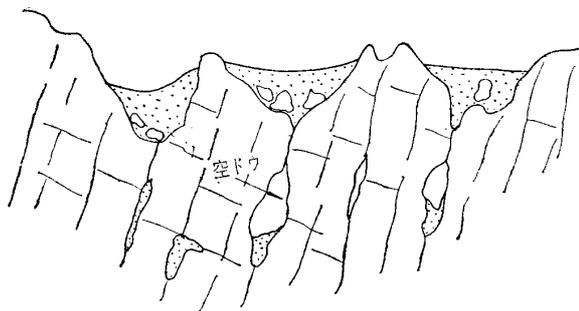


図-3 石灰岩の風化断面

風化土層の表層部は、その風化土の存在する気候帯に応じて、ポドゾール・チェルノーゼム・ラテライトなど各種のそれぞれ特徴をもった土壌が生成され、特有の土壌断面(A・B・C層位に分けられる)が生成されるが、わが国では風化土が山地斜面地にかぎられ、その生成年代も新しいため、土壌断面の発達が不完全で、世界的な土壌型による分類をあてはめることは困難であり、かつ土質工学的な意味は少ないと思われる。

3.2 植積土

植積土は植物の落葉・樹幹などがその位置に集積されて生じたものである。一般の土の表層部数十cmから1m程度の厚さに存在する黒色の表土は植物源の有機物質を多量に含み、植積土の一種である。

沼沢地において主として水生植物の原位置における枯死タイ積により生成されるPEAT(peat)も代表的植積土である。

3.3 崩積土

崩積土は主として重力の作用によって運搬された運搬距離の短い運積土で、ガイスイタイ積物、および地スベリ崩土は最も普通な崩積土である。

物理的な風化作用を受けている岩石の露出したがけの面で、岩石片がゆるむとがけの下に落下し、がけの斜面または麓に安定するまで転がるかまたはすべり落ちる。このような風化ハク(剥)落による岩クズのタイ積が、ひきつづき生ずると図-4に示すようなガイスイ(talus)が形成される。

ガイスイ斜面は上方にやや凹な30~40°くらいの半円スライ状、またはこれらの複合した特徴ある斜面地形を示し、山岳地方の谷壁に多くみられる。ガイスイを構成する物質は、大小種々の岩クズおよび粗な風化土砂からなるが、運搬距離がきわめて短かく流水の作用をほとんど受けぬため、構成粒子は角ばり、角レキを主とし、またほとんど分級作用を受けておらず、かつ成層を示さないのが普通である。

普通のガイスイを観察すると、粒径大なる岩クズは主として下方に、小なる岩クズは上部に多い傾向がある。また湿潤地方においては、この30~40°のガイスイ斜面の下部にガイスイ中から流水の作用で洗い出された細粒分が、図-4に示すように二次的にタイ積していることがあり、この部分においては砂・シルトなどの比較の細かい粒子で構成されている。

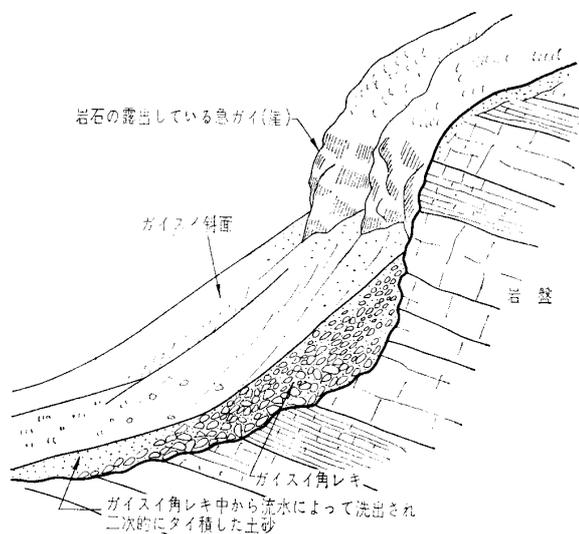


図-4 ガイスイとその断面

一般にガイスイにおいては空ゲキが多く透水性大であり、この傾向は上部ほど著しい。ガイスイ上部は通常地下水に乏しいが、末端の縁の部分からは地下水が浸出する。常時上方のがけから新しい岩クズの供給を受けているガイスイ斜面は、それを構成する岩クズ・土砂のほぼ安息角に近い状態で平衡を保っているものである。

地スベリ崩土(slide detritus)の運搬・タイ積の機構は、原岩の性質、地形、崩壊の原因などの違いによって、積上げたブロックや粉体が崩壊するようなもの、滑動によるもの、多量に水を含んだ泥流的なものなど種々あり、その運動の速度も急激な崩壊性のものから、きわめて徐々に移動するクリープ性のものまでである。その規模も風化表土の部分的な滑落崩壊から、基盤岩石を含む大きな山くずれに至るまで多種多様である。

崩土タイ積物は原岩の種類や地スベリ崩壊の規模形状によって、角レキ質のものから粘土質のものまで、その性状は非常に異なる。一般的にいて粒径不ぞろいで成層がなく、非常に大きな岩塊を含むことがしばしばあ

る。岩クズ中には、その表面に、滑動の際の摩擦による条コン（痕）を有しているものがある。またスベリ面付近には通常地スベリ粘土と称される粘土質の土がキョウ在されている。地スベリ地はそれぞれ特徴ある不規則な地形を形成し、崩土タイ積物の存在は外観的に明らかに認めうるものが普通である。

わが国の地スベリ崩土は主として裏日本含油第三紀層地帯に発達する粘土質、パントナイト質のものと、天竜川、吉野川沿岸などに分布する結晶片岩地帯の比較的角レキを多く含むもの、および火山地帯の火山噴出物系統のやや不均質のものである。

3.4 チュウ積土

チュウ積土は運積土のうち最も普通なもので、風化生成物が流水により侵食、運搬されて他所にタイ積したものである。一般には河流により運搬されたレキ、砂、シルト、粘土などが河川コウ配がゆるやかになって運搬能力が減じた下流の谷底、海岸などにタイ積してチュウ積土層を形成しチュウ積平野をつくる。チュウ積土はまた河流によるもののみでなく、海成のチュウ積土層、湖沼中にタイ積した湖成チュウ積土層なども存在し、あるいはこれらの中間的なものや、営力が復合して生成されたものもある。

また地質時代的な区分の意味で、第四紀チュウ積世の時代に生成されたタイ積物は、その生成営力が何んでもチュウ積層と呼ばれている*。

(1) 河川による土粒子の運搬とタイ積

河川流水は、多くの異なった源からの風化生成物を侵食・運搬し、混合し、ついでこれを分級選別して、主として粒径に応じてタイ積させる働きを行なう。

流水によって岩クズ・土粒子などが運搬される方法は、① 転動運搬、② 躍動運搬、③ 浮遊運搬に分けられ、主として化学的風化によって生成された可溶性物質は大部分、④ 溶解運搬による。

溶解運搬を除き、コロイド粒子以上の土粒子の運搬を支配する因子は、土粒子の大きさ・形状・密度・河川コウ配・流速・流量・流路の形状などに関係し複雑であるが、最も重要なものは流水の運動状態（主として流速）と土粒子の沈降速度である。流水の運動は流速がおそいときは層流であるが、流速が速くなると乱流を生ずる。細砂・シルト・粘土などの細粒子は乱流によって河床から持上げられ、持上げられた土粒子の沈降速度が乱流中の上向きの流速に比べて等しいか、小さいときは、流水中を浮遊して下流に運搬される。一方、レキ・玉石など粒径の大きなものは沈降速度が大きいため浮遊することなく、河床上の流速（底流速）がある限界流速以上になると、河床上を転がり、あるいはすべりながら下流へと

移動して転動運搬される。両者の中間の粒径をもつ土粒子（主として砂）は、乱流により一時的に河床から持上げられ流水中に浮遊するが、沈降速度の関係で再び河床上に沈降し、転動と浮遊運搬の中間的な経路を経て運搬される。

ヒルストローム (Hjulstrom) によれば流速と土粒子の粒径による侵食・運搬・タイ積の関係は図-5のようになる。この図の上の曲線は各粒径に対する限界流速を

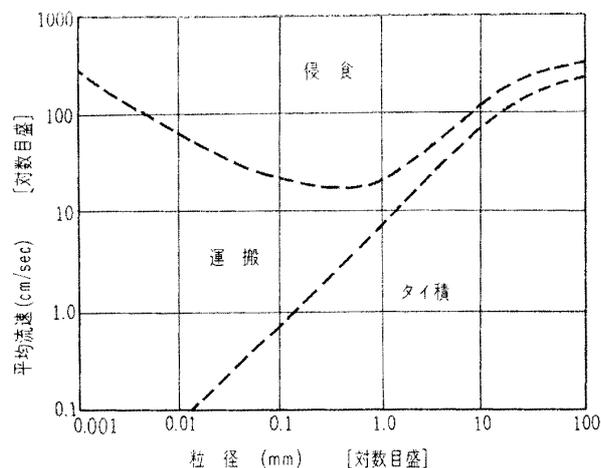


図-5 土粒子の侵食・運搬・タイ積と流速の関係 (Hjulstrom による)

示すもので、10 cm 以下の粒子を考えた場合 0.1~1.0 mm の粒径のものは、限界流速が最小で最も侵食されやすいこと、および細粒部分のものは一度動きだせばなかなか沈殿しないことがわかる。いずれにしても流速・流量ともに大なる大洪水の際には、バク大な量の大小の粒子を運搬するが、低水位の時期においては、わずかの量の細粒のもののみが運搬されるにすぎない。河床が急な部分に達したとき、あるいは降雨により水量が増したときのように流速が増加すれば、河川は限界流速に達した土粒子を、運搬能力が許されるかぎり侵食し運搬する。傾斜がゆるくなり、あるいは流量が減少し、流速が小となれば運搬粒子の一部はタイ積する。

タイ積は転動に対する限界流速の大きいもの、沈降速度の大きいものから順次タイ積し、分級作用が行なわれる。

分級作用 (sorting) は侵食の際、その粒子の大きさによって限界流速が異なるため、ある流速により運搬されるものと残留するものとに分かれて、ここに第一次の分級が行なわれる。ついで浮遊、躍動、転動など、運搬中の状態の相違によって、0.1 mm 程度以下の粒径のものは浮遊してほぼ流速に等しい速度で運搬されるが、転動で運搬される大きな粒子は底面との摩擦抵抗のため流速より小さい速度で運搬され、ここに第二次の分級が行なわれる。さらに流速が減じタイ積する際、浮遊運搬されたものは沈降速度の相違により、転動するものは転動速

* チュウ積層については次回に述べる予定。

講座

度の相違によって第三次の分級が行なわれる。

かくて風化作用を受けている場所で侵食にさらされる岩クズ・土砂は非常に広い範囲の大きさ、形、密度のものを含んでいるにもかかわらず、最終的なタイ積物である河川下流地域のチュウ積土は、比較的良好に分級されたレキ、砂、シルトあるいは粘土からなっている。また運搬移動の距離が長いほど、流速の減少割合がゆるいほど、よく分級が行なわれる。

運搬過程において転動・運搬される岩クズは、相互の衝突や河床との摩擦などにより角がとれ摩耗し、下流にいくにしたがい丸味を帯び、かつ粒径を減少するが、浮遊して運ばれる粒径おおよそ0.1mm以下の細粒子は運搬中、摩耗がほとんど行なわれず、したがってチュウ積土中の細粒子は角ばっている。

現在の河川タイ積物の研究から、河川タイ積物が下流に向って粒径が減少することは、粒子の運搬中における摩耗から計算されるより、はるかに急激であることがわかった。このことは下流ほどタイ積物の粒径が小さいことは、摩耗よりも前述の選別運搬による分級作用が、より重要であることを示している。

(2) 河成チュウ積土

河川は急傾斜の上流部分においては流速がはやく、侵食作用を主として行ない、タイ積作用は局部的にしか行なわれないが、下流部においては流速が減じ、主としてタイ積作用を行なって厚いチュウ積土層を発達せしめる。

河川沿岸のチュウ積地は図-6に示すように上流側から山間谷部・扇状地帯・自然堤防地帯・三角州地帯に分けられる。山間谷部のタイ積物は主として、まだリョウ角の完全にとれていない玉石・レキなどの粗大なタイ積物が多く、分級程度も貧弱で不整なタイ積である。

ついで山間谷部から平野への移り変わりでは、多くの場合河川コウ配が急にゆるくなり、あるいは河水が分散して流速を減じ、土砂の運搬能力を一時に失って急激なタイ積作用を行ない、ここに扇状地 (fan) を形成する。

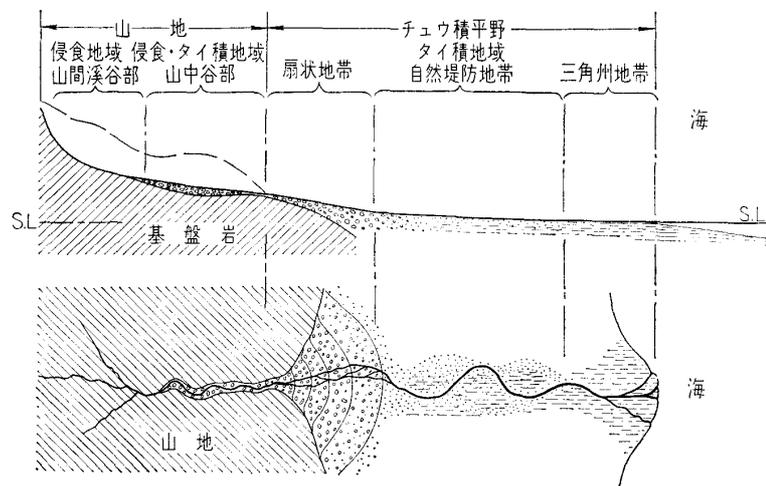


図-6 河成チュウ積土のタイ積地

扇状地においては、しばしば繰返される河道の移動と、バク大な量のタイ積物によって、谷の出口を頂点として半円を描くきわめて偏平な円スイ面を形成し、同心円状の等高線をもった特徴ある地形を形成する。

扇状地タイ積物は一般に砂レキを主体とし、上流側ほど粗大であり、下流末端寄りほど細粒となる。普通、分級作用が完全でないので成層していないことが多く、粒度分布は不規則である。扇状地内においては河川は網状に分流して流れ、また河水の一部は伏流して砂レキ層中にもぐり、扇状地末端で再び泉となって地表に現われることが多い。

広い谷底や平野を流れる河川はタイ積作用を主として行なう。低水位の期間中はタイ積と侵食はほぼ釣合の状態にあり、タイ積は主として洪水時のハンランによって行なわれる。河川コウ配が急であるほど、タイ積する土砂の粒径は大きく、コウ配がゆるやかなほど細粒土をタイ積する。一般に河川コウ配が1/1000以上で網状流を形成しているときは、砂レキの存在を示し、一方広い谷中または平野中を曲流して流れるときは、タイ積物は細砂・シルトが主成分である。

主として曲流地帯の河川が洪水時に河岸を越えてハンランした場合、ハンラン水は河道を離れると急激に流速を減少するため、河道の岸に沿ってタイ積が多く行なわれ、比較的粗粒の土砂から構成される堤防状の高まりを河の両岸に形成する。これを自然堤防 (natural levee) と称し (図-7), 普通1~2m程度の高さで幅は数百メートル以内のことが多い。自然堤防と自然堤防 (あるいは山地・丘陵地など) の間は低平な土地で、後背湿地あるいはハンラン原 (flood plain) と呼ばれている。ハンラン原におけるタイ積物は、自然堤防を越えて侵入した洪水によって、泥水として運びこまれた細粒物質が、長時間にわたって徐々に沈殿タイ積したシルト・粘土などの細粒土によって主として構成される。また停タイした洪水により生じた沼沢地にタイ積したピートが含まれることもある。

自然堤防地帯のチュウ積平野では、図-7(a)に示すように古い自然堤防と後背湿地が入りみだれて存在するが、自然堤防地帯では部落や畑が帯状に連なり、がいて地盤は良好で、一方、後背湿地では広い水田となっていることが多く、しばしば軟弱地盤を形成している。

河川が海・湖沼などの静水中に注ぐと、運搬能力がなくなるので、運搬してきた土砂をタイ積し、河口の海岸線は沖の方へ広がり、三角州 (delta) が形成される。三角州が発達するためには、波浪・沿岸流などによる侵食

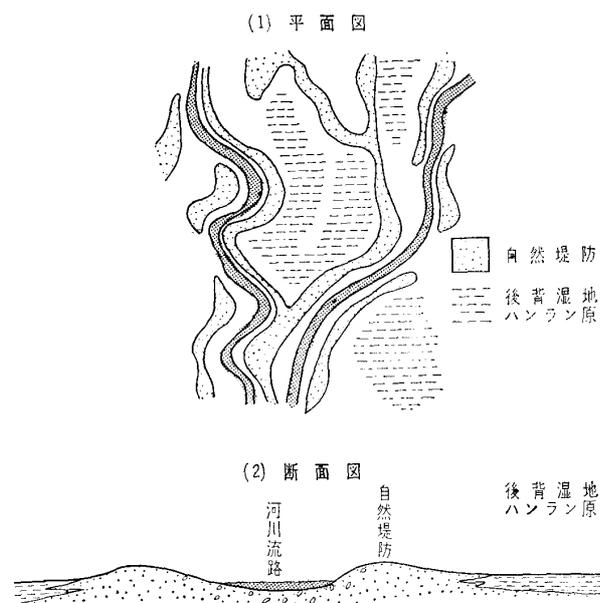


図-7 自然堤防と後背湿地

作用によって新しいタイ積物が運び去られる量よりも、河川からの供給量が大でなければならず、このため外洋に面した河口では、三角州の発達がほとんどなく、静かな入海や湖沼などに流入する河口では大規模なものが形成される。

また河水中では負電荷を帯びて互に反発してブラウン運動を行なっている微細土粒子が、河口に達すると海水中の電解質の陽イオンのため中和されて互に引合い付着して沈殿し、綿毛状構造をもった微粒の粘土層がタイ積する。

三角州地帯はコウ配はもっともゆるく、完全なタイ積地域である。河川は洪水のたびに流路を変え、またハンランし、三角州全域が河道ないしハンラン原ともいうことができる。したがって三角州表層部のタイ積物は、がいて細かい砂質の土層からなるのが普通であり、三角州末端から海底に延びた部分では表層よりも細粒のシルト・粘土をタイ積する。三角州チュウ積土は分級作用が良く行なわれており成層している。内湾に注ぐ河川の三角州は一般に軟弱地盤である。

(3) 海成チュウ積土

河川により海へ運び込まれた土砂が、陸地近くの海底（主として内湾）にタイ積したのや、みききなどの突出部から波浪や海食により取り去られた岩クズが海流や沿岸流で運ばれて流速がおとろえる湾口部分や湾岸などにタイ積したものが海成チュウ積土である。前者によるタイ積物は陸上からの供給物質の大きさと、海岸からの距離によって砂質となり、あるいは粘土質となる。後者は砂質または砂レキ質で、浜堤や砂州を形成する。いずれも分級作用は良く行なわれており、内湾タイ積物は一般に比較的均質である。浅海生の貝殻を含み、粘土やシルト層は水平層を示し、蜂巢状や綿毛状の構造をもって

いることが多い。

わが国の海岸に接して発達するチュウ積平野では、平野の表層部をおおう河成のチュウ積土の下に、貝化石を含む海成のチュウ積土層が存在するのが普通である。このようなチュウ積層の生成機構については次号において詳述する予定である。

(4) 湖成チュウ積土

湖は巨大な沈砂池としての作用を行ない、湖中にはその湖を養う流入河川によって運び込まれる物質の大部分がタイ積し、これに波浪によって沿岸から侵食された砕セツ（屑）物加わる。流入河川の口には海の場合と同様に三角州が形成され、次第に沖に向かって進展してゆく。岸に近いところには粗な砂粒子がタイ積し、細かいシルト・粘土粒子は深いところへ運ばれて徐々にタイ積する。

流入する河川の水量の季節的变化に伴ってタイ積する土砂の粒径に違いが生じ、きれいな互層となってシマ（縞）状粘土層（varved clay）を形成することがある。氷河の融氷水が流れ込む湖ではとくに著しい。

湖が土砂によって次第に埋立てられ浅くなると、湖の縁に沿って水生の植物が生長しはじめ、これらの植物の枯死したものは腐朽して有機質コロイドを生じ、シルト・粘土とともにタイ積して有機質土をつくる。湖の末期には水生植物で埋められ、沼沢地（bog）となり、水生植物の枯死したものは非常に厚くなりマット状になるので、そのなかでは不完全な分解しか行なわれない。その結果、湖はセンイ質の有機物、すなわち泥炭（peat）として知られるものになる。よって湖成チュウ積土の断面は、主としてシルトと粘土の互層からなり、上方ほど有機質のシルト・粘土が多くなり、最上部はピート層となる。

3.5 風積土

風力による土粒子の運搬方法は、大気中に浮遊するもの、地上を転動するもの、および中間の躍動によるものに分けられる。風により持上げられ浮遊運搬される土粒子の大きさは、一般に約 0.05 mm 以下の粒径をもったシルト以下の粒子に限られ、砂のような粗な粒子は地面上を転動されるか、または激しい暴風のとき、大気の乱流によって地表から数メートル持上げられ、短かい距離のあいだ空中を飛ばされて再び地上に達し、これを繰返しつつ運搬される。風は湿った粘着性の土に対してはほとんど侵食能力をもたない。よって風力は土粒子の運搬に対し、高い選択能力をもった営力であり、したがって風積土は分級作用が完全に行なわれた均等粒径をもつタイ積物である。

運搬とタイ積を支配するおもな因子は、流水の場合と同様に、風速と土粒子の大気中における沈降速度であ

講 座

る。浮遊粒子の沈降速度はストークスの法則にしたがう。

転動運搬によって造られた砂のタイ積は砂丘 (sand dune) として知られる。砂丘は物理的風化作用によってバク大な量の砕セツ物が造られる砂バク地方や、波の作用で砂粒子が集められて造られた砂浜や砂州などから供給されて、海や湖の海岸に沿って形成される。

砂丘は風上側にゆるく傾斜した平らな斜面をもち、風下側は安息角に等しい斜面をもった丘陵を形成する。風力・風向・地形などの影響によってバルハン・縦砂丘など特有な地形になる。砂粒子は砂丘の風上側を風の力で転がり上がり、風下側に重力で転がり落ち、風上側は次第に削られ風下側にタイ積してゆく。かくて砂丘は全体として卓越する風の風下側に徐々に移動する。砂丘の内部は風下側に傾いた為層を形成し、構成粒子はよく分級されたほぼ様な粒径をもつとともに、転動の際の摩擦によって流水運搬されたものより、角がとれて、はるかに丸味をもっている。

粘土や湿った土は風の侵食に抗するので、風により浮遊運搬される土粒子は大部分、乾燥地方の乾いたシルトに限られている。風により吹上げられ浮遊したシルトは、風速が減少すれば沈降速度の大なるものから漸次タイ積する。一般に一度大気中に浮遊した細かい粒子は、タイ積するまでに長い距離を運搬され、乾燥地方の周辺にある半乾燥草地に集積される。このような風積土はレス (loess) と呼ばれる。大部分のレスは炭酸石灰や酸化鉄のため結合され、堅くなっているが、水で飽和すると柔らかく軟弱になり崩壊しやすくなる。レス層は 0.01~0.05 mm の様な粒径をもつことと、黄カッ色であること、垂直な割れ目が発達し成層していないことを特徴とする。レス中の河川の岸、ミゾ(溝)および切り取りは、その垂直方向の割れ目と透水性のため、ほとんど垂直ながけを形成する。レスを構成する粒子は物理的風化作用によって破砕された長石・石英・方解石・雲母などの比較的新鮮な角ばった鉱物粒子が普通である。湿潤地方においては、レスは風化作用により変化してレスローム (loess loam) となり、これはレスの特徴とする一様性、高い間ゲキ率、割れ目などを失っている。

レスはヨーロッパでは英仏海峡から黒海沿岸ウクライナ地方に至る帯状の地域、アジアでは中国東北部、アメリカ中央部ミシシッピー河沿岸、および南米パンパス地域など全世界にわたって広く分布している。レスの生成タイ積機構については種々の説があるが、欧州・北米のレスはその大部分が洪積世に氷河でおおわれた地域の南側に接して帯状に分布すること、および氷レキ土との層位的関係などから、洪積世氷河時代およびそれにつづく時期において氷レキ原や、融氷流のハンラン原 (out-

wash plain), あるいは氷河成の湖の乾上がった湖底から砂ぼこりが供給されたものと推定され、中国東北部に広く分布し黄土と呼ばれているものは、中央アジアの乾燥地方、とくにオルドス、ゴビ砂バクから供給されたものと考えられている。

アメリカの西部諸州の半乾燥地方に発達し、アドービ (adobe) とよばれる淡色の砂質シルトないしブラスティックな粘土からなる石灰質土も、この種の風積土に相当するとされている。

3.6 火山性タイ積土

火山の噴火に伴って空中に吹上げられた火山レキ・軽石・火山砂・火山灰など、火山岩と同質の小細片からなる火山噴出物は火山の周辺にタイ積して火山性の降下タイ積物 (volcanic fall deposit) を形成する。火口に近いものは粗な砂レキ質の火山砂レキおよび降下軽石タイ積物 (pumice fall deposit) を主とし、遠く離れるにしたがって、分級作用がよく行なわれた細粒の火山灰がタイ積する。高空にまで吹上げられた火山灰は風によって遠くまで運搬され、広域にわたって分散タイ積し、風積性のよく分級された火山灰土 (volcanic ash deposit) を形成する。

またこのほか、火山爆発によって火山噴出物の一部または崩壊した山体の一部が、噴火に伴う降雨、地下水などによる水とまじって泥流となって裾野に流下タイ積した火山泥流タイ積物 (volcanic mud flow deposit) や、マグマが高熱のまま火口から放出され、多量のガスとまじって斜面を流下する熱雲 (glowing cloud) からタイ積した多孔質溶岩片とその細粉からできている熱雲タイ積物、および同様な機構によるタイ積で構成物質が軽石またはスコリアからなる軽石流、スコリア流タイ積物 (pumice flow deposit, scoria flow deposit) などの特殊な火山性タイ積土がある。

わが国では火山性タイ積土が図-8に示されるように広い範囲に分布している。

これらの火山性タイ積土は第四紀洪積世の時代に生成されたものが多く、洪積世火山の裾野、台地、丘陵地上部などにタイ積している。また一般に火山の東側に多く分布しているが、これは高空で卓越している西風によって火山灰が流されることによるものと考えられている。

関東ロームは風積性火山灰土の代表的なものの一つである。関東ロームは古富士山などの関東周辺の火山群が洪積世末に噴出した火山灰がタイ積し分解したもので、赤カッ色を呈し数 m から 15 m くらいまでの厚さで洪積台地、第三紀丘陵地の上部をおおっている。関東ローム層のタイ積は一回の噴火によるものではなく、途中に大小の休止期をおいて繰返し、火山活動が行なわれ厚くなったものである。戦後の研究により関東ロームは大きく

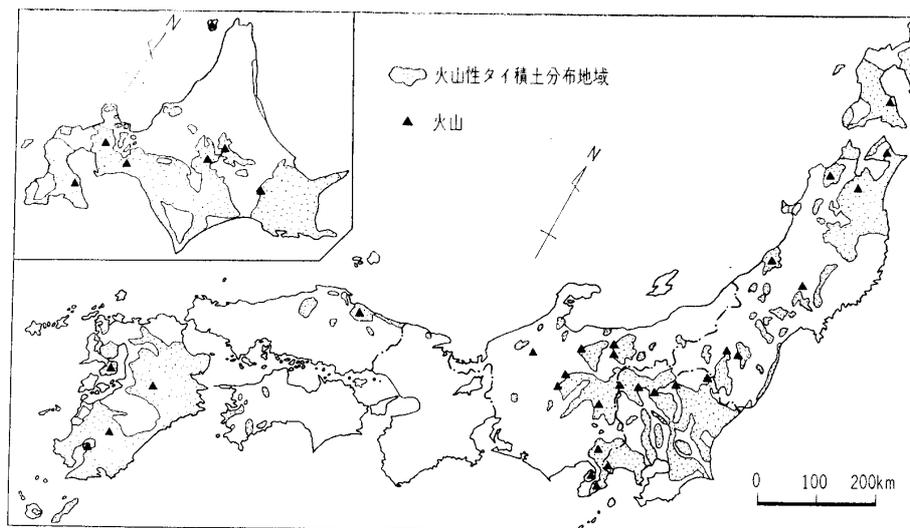


図-8 日本における火山性タイ積土の分布

四つに分けられ、古いものから順に多摩ローム、下末吉ローム、武蔵野ローム、立川ロームと呼ばれており、古い時代の段丘・丘陵ほどたくさんの時代のローム層を乗せていることになる。

関東ロームを構成するものは斜長石・カンラン石・輝石・磁鉄鉱などの風化したもので、粘土鉱物としてアロフェンを含み、原岩は玄武岩あるいは輝石安山岩と考えられる。成層面がなく無層理で、垂直の割れ目があり、がけを生じやすい特徴をもっている。

宇都宮近傍で鹿沼土とよばれている淡色の軽石は男体山の噴出による降下軽石タイ積物であり、この種のものは浅間山、北海道駒ヶ岳など多くの火山周辺に存在している。

箱根火山の裾野、十和田湖の周辺などには無層理の軽石の層があり、これらは軽石細粉中に粗粒の軽石片がまじったもので、そのタイ積状況から軽石流タイ積物とされている。

南九州の鹿児島県の大部分、および宮崎県南部には、火山灰・粗砂・軽石・岩片などからなる特異な火山噴出物が広くタイ積し、シラス（白砂）とよばれている。

淡色の軽石質の砂を主成分とし、このなかに大小さまざまな軽石質角レキ、あるいは垂角レキを多量に含有し、チ（緻）密な安山岩片やその他の基盤岩類の岩片を含んでいる。多孔質のため水を浸透しやすく、また斜面は流水の侵食により垂直ながけをつくり特異な地形を形成する。

シラスは洪積世の時代に鹿児島湾から噴出した石英粗面岩質の溶結凝灰岩および軽石流を主体とし、一部降下軽石層をまじえ、大部分は熱雲流タイ積物と考えられて

いる。宮崎県下に多い成層したシラス層は湖沼中にタイ積したものである。

3.7 氷積土

氷は氷河の形で侵食作用や運搬作用に非常に強力な営力として作用する。氷河によって運搬タイ積した氷積土は、わが国においては中部地方の高山および北海道日高山脈などの、ごく一部の山に山岳小氷河によるタイ石 (moraine) としてわずかに認められるにすぎないが、北欧および北米大陸においては非常に広い面積にわたって分布しており、また土質工学上問題の多い土である。

第四紀洪積世の前後 4~5 回にわたり繰返しおそってきた氷河期に、北欧や北米において拡大しつつある大陸氷河は、丘陵の頂を平らに削り、侵食し、もぎとった岩クズを積上げ、まぜ合わせて南方へ押出し、氷床におおわれた広大な地域に氷レキ土 (glacial till) をタイ積した。

氷河により運搬される砕セツ物の一部は、移動している氷河から直接タイ積し、残りのものは氷河から流出する融水水の水流によって運搬されタイ積する。またあるものは氷河によって、できた氷河湖中にタイ積する。

氷河が流動する間に集められた大レキから粘土までの範囲の種々雑多な粒径をもつ混合タイ積物は、氷レキ土 (till) と名付けられている。氷河の前縁のブルトラー的作用により押し上げられたタイ石は、氷河の後退の際とり残され終タイ石 (terminal moraine) の丘を形成し、かつて氷河におおわれた地域には底タイ石 (ground moraine) が広く分布してタイ石原 (till plain) をつくり、またドラムリン・エスカー・ケームなどと呼ばれるタイ石からなる特異な地形を形成する。

これらのタイ石の造る氷積土は一般に大小の角ばったレキと粘土の混合物からなり、分級はまったく行なわれてなく成層はみられない。レキの表面にはしばしば氷河擦コン (痕) と呼ばれる条コンが見られる。

また氷床の線から融水により流れ出た河川は、終端石を突破してアウトウォッシュプレーン (out wash plain) と呼ばれる地形を形成し、バク大な量の砂レキからなる成層した融水流水タイ積物 (fluvio glacial deposits) の層をつくる。(担当 国鉄構造物設計事務所 池田俊雄)