

層位学 (総論 その10-1)

福田 理 おまむ

3. 侵食

先に述べたように 侵食は運搬作用による破壊的なプロセスである。侵食は 風化 運搬 沈積 および石化と並んで 堆積作用の重要な要素の1つであるが これに正当なスペースをさいている層位学の教科書はほとんどない。その反面 一般地質学の教科書には 侵食に正当なスペースをさき かつすぐれた説明を与えているものが少なくない。HOLMES (1965) や GILLULY et al. (1968) の教科書がその好例である。地形学の教科書が侵食の説明にかなりのスペースをさいているのは けだし当然であるが 新鮮さを感じさせる説明を与えているものは意外に少なく 小著ながら BLOOM, A. L. (1969) の入門書のなかの説明がすぐれているように感じられる。ここでは主として手ぎわよくまとめられている GILLULY et al. および BLOOM の教科書に準じて述べることにするが HOLMES のものを含むこれら3種の教科書は いずれも邦訳が出版されているので 必要に応じて参照されたい。

重力の働きが卓越しているもともと身近な地質学的過程は侵食 すなわち 陸上あるいは海中で行なわれる地球の表面の磨損と それによってできた岩層の低水準への運搬である。侵食を起こす主要な営力は

- 1) 重 力
- 2) 風
- 3) 氷 河
- 4) 大洋の波浪と海流
- 5) 河 流

の5つである。しかし すべての侵食営力は重力に由来するものである。

土壌 岩石 水 氷 および空気は すべて 重力によって地球の中心に引かれており 個々の粒子は 地球の表面のより低いところへ向かって 落ち 滑り あるいは流れようとしている。重力があるので 風化によってゆるんだ岩石は 急斜面を落下し はね下り かつ滑り落ち 河流は下り坂を流れ また 氷河は岩石をは

ぎとり かつゆっくり流れ下る。風は 重い空気の塊が より軽い空気の塊の下に流れこむことに起因する。大洋の海流もまた ある水塊が 密度の異なる水塊との間に 重力的平衡を回復しようとして起こるものである。

しかし 重力は侵食の直接的な推進力であるに過ぎない。主要な侵食の営力である風と水が効果的なのは そのエネルギーを太陽の輻射に負っているからにほかならない。太陽からの輻射は 極地よりも熱帯地方において 空気と大洋を余計に暖めるので 気団および水塊に密度の変化ができる。密度の高い水と空気に働く重力は 密度の低い同容積の水と 空気に働くそれよりも大きいので 密度の高い方の気団および水塊が それぞれ密度の低い方の気団および水塊の下に流れこんで 熱を再配分させる風および海流を起こす。熱の大部分は風によって再配分され 海流によるものはそのおよそ10%に過ぎない。大気循環の結果 大洋から蒸発した水が大陸に運ばれ かつそこに雨や雪となって降って 侵食に一役買うに至る。もし 風が水蒸気を運ぶことがなければ 険しい山が氷河によって食刻されたり 肥沃な谷間を流れる大河が生まれたりすることもあり得ない。風もなければ 水もない世界では 陸地は急速に乾き切って 塵と岩石だけの裸の砂漠となってしまおう。そこで行なわれる侵食は 重力によって岩石が下り坂を転落することに起因するものだけである。

3.1. 風化の侵食に対する関係

風化という言葉には 運動を意味するところはほとんどないが 平地においてさえ 風化には重力による物質の移動の一部が含まれている。たとえば A層からB層への細かい粘土粒子の下方移動や 下方へ浸透する雨水による溶解されたイオンの浸出などがそれである。このように 風化と侵食とははっきり区別することは不可能である。

土壌その他の風化の産物を取り去られることがなければ ついには すべての岩石はそれ自身の分解による産物の厚い被覆の下に埋まってしまふ。このようなことが温暖・湿潤などで行なわれると 風化した岩石が地下100m 以上にもわたって形成されることもあり得る。

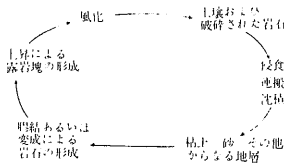


図4-31 岩石変化のサイクル (GILLULY et al., 1968)

この場合には 風化が侵食にまさっているが ここでも可溶性の物質が しみ出る水によって ゆっくり溶かし出されている。 さらに 緩斜面では ほとんどすべての不溶性の粘土 シルト および砂が 雨のはね返りや小さな流れによって 次第に下の方へ押し流される。これに対して 険しい山の斜面では 岩石の滑走 雪崩 および水で飽和された岩層の漸進的な匍行に助けられて 走流水および氷河が非常に能動的なので 広い面積にわたって 土壌がほとんど完全にはぎ取られ その下にある岩石が 連続的に更新された風化にさらされている。この場合には 侵食が風化にまさっている。

このように 侵食は岩層が生成された場所から運ばれることを強調するものであり また風化は事実上静的な条件下におけるその場所での岩層および土壌の生成を強調するものである。しかし 両者は 単一の過程 すなわち陸地を低下せしめる削剝の 実際に相互関係のある両面を代表するものである。 風化は 岩石を弱くし かつ崩壊させることによって 侵食を助けるのに対して 侵食は 土壌および未固結の岩層の被覆をとり去ることによって 風化を助ける。 風化と侵食によってできた岩層は より低いところに運ばれ 条件が許す限り地球の中心に近づいて そこで沈積される。 風化 侵食 および沈積は それぞれ岩石の変化の終わりのないサイクルの一部分である。 すなわち 風化は岩石を運搬し やすくし 侵食の営力は岩石を低いところ(たとえば海)へ移動させ また 沈積して地層となったものは やがて固結して岩石となる。 数100 万年を経て この岩石が上昇して 海面上に出ると 空気と雨にさらされ 再び風化・侵食・沈積のサイクルに入る。 このサイクル およびその産物の相互関係を示したのが図4-31である。

3.2. 陸上における侵食の過程

3.2.1. 下り斜面での運動

地球上のいかなる場所にも存在する重力は 他の力によって生じた運動に 常に下向き成分を加える。 それ故 斜面上の岩層は 多少のまわり道をして も ほぼ下方へ向かって移動する。 斜面に平行に働く重力の成分は 傾斜角の正弦に比例する (図4-32)。

ある面上に置かれた1物体に 面に平行な力を加えて動かそうとする際 一般に力と反対方向に抵抗力を生じ物体の運動を阻止する。 この抵抗力を 静止摩擦 (Static friction) という。 静止摩擦は常に外力に等しいが外力が増してある値に達すると それ以上静止摩擦によって運動を阻止することが不可能になって 物体はこれ以上の外力に対して動き始め 抵抗力は 運動摩擦 (Kinetic friction) に変ずる。 これら両摩擦の限界にある静止摩擦を 最大静止摩擦 (Maximum static friction) という。 よく知られているように 静止摩擦については「最大静止摩擦 f_m は接触両面間の垂直圧力 P に比例し 両面の性質にのみ関係するもので 面積の大小には無関係である」という実験的な法則がある。 この法則は モランの法則 (Morin's law) として知られている。

2つの物体が接触している時 接触面間に生ずる摩擦力 (Frictional force) と 両面間の法線圧力との比を物体間の 摩擦係数 (Coefficient of friction) という。 これは 静止摩擦および運動摩擦 (滑りの摩擦と転がりの摩擦) のそれぞれに対して その値を異にする。 一般に静止摩擦係数は運動摩擦係数に比べて大きく また後者のうち 滑りの場合に比べて 転がりの場合ははるかに小さい。

静止摩擦の大きさを f 両面間の法線 (垂直) 圧力を P とし $f = \mu_0 P$ と置く時 μ_0 を 静止摩擦係数 (Coefficient of static friction) という。 斜面上に平面底の物体を置く時 この斜面の傾斜を増して その物体が滑り落ち始める時の傾斜角を 摩擦角 (Angle of friction)

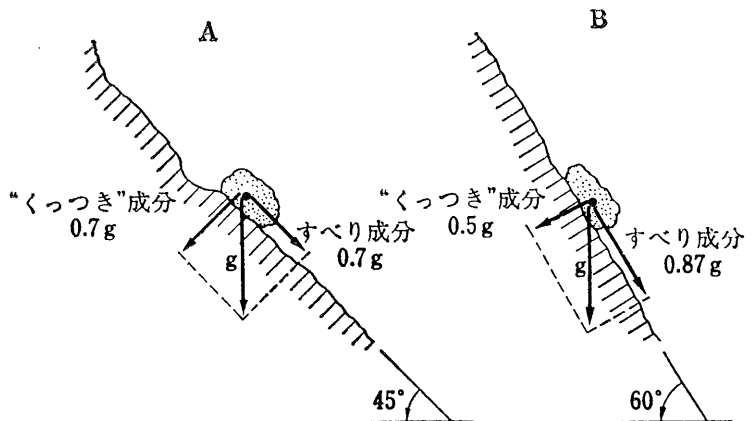


図4-32 傾斜 θ の斜面上の岩層に働く重力 (G) の成分

A $\theta = 45^\circ$ の場合
B $\theta = 60^\circ$ の場合

(BLOOM, 1969)

表4-1 マスウエイस्टィングの分類

運動の性質と速さ	水の含有率増加 ← 岩石または土壌 → 水の含有率増加		
流	ソリフラクション	匍行 (岩石如行)	ソリフラクション
動	緩～急	土泥 砕屑 なだれ	石 土泥 砕屑 なだれ
滑	緩～急	スランプ 砕屑 すべり 落下 岩石 すべり 落下	石 土泥 砕屑 なだれ
動			

• C. F. S. Sharpe, 1938 年を簡単にした。

(SHARPE 1938による; BLOOM 1969より)

というが これを φ とし 物体の重さを M とすれば
モランの法則により

$$\mu_0 Mg \cos \varphi = Mg \sin \varphi$$

(μ_0 は静止摩擦係数 g は重力加速度) となる。 すなわち

$$\mu_0 = \tan \varphi$$

である。これを文章で表現すれば 「滑りの摩擦係数(Coefficient of sliding friction)は 傾斜角の正切に等しい」となる。乾燥状態の椶と麻縄の静止摩擦係数でさえ0.80 (岩波書店版 理化学辞典) であって 1 よりも大きい摩擦係数をもつ両種の物質はほとんどないから 傾斜角が45° より大きい斜面上では 摩擦だけでは 風化によって生じた岩屑をその表面に保持することはできない(図4-32)。事実 40° より急な自然の斜面は珍しいので 英国では一般にそれらを 崖 (Cliff) と呼んで 一般の斜面と区別している。これに対して 岩屑で被われた表面は 粒子の形や粗さに応じて25°~40°の最高角度をもつ傾向がある。

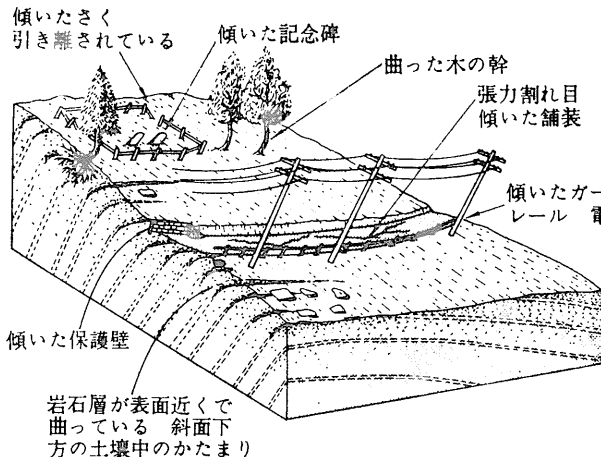


図4-33 普通に見られる 匍行の 効果 (BLOOM, 1969)

風化によって生じた岩屑が重力によって斜面の下方へ 向う運動の総称が マスウエイस्टィング (Mass-wasting) である。この邦訳が困難な術語は 重力が唯一の重要な力であり 風水氷あるいは未固結の岩屑などの運動媒介物が関与していない場合に用いられる。しかし 流水そのものの作用によるものは 定義によって除かれるが 水は滑剤として作用したり また間隙を満たして風化した岩屑の重さを増すことによって マスウエイस्टィングに重要な役割りを演ずる。水にもこの場合の水に似た働きがある。

SHARPE, C. F. S. (1939) はマスウエイस्टィングを 独自の図式で分類しているが 表4-1は BLOOM(1969) がそれを簡略化したものである。SHARPE がマスウエイस्टィングの細分に用いた因子は

- 1) 滑材として含まれている氷や水の量
- 2) 運動の性質 (密着した塊としての滑動または落下 あるいは内部変形による流動)
- 3) 運動の速さ (ほとんど認知できない程度のものから 重力の加速度による毎秒数 100ft の速さまで)

の3つである。彼は 地すべり (Landslide) という一般的な術語に特定の定義を与えなかったが ここでは BLOOMに従って これをすべての急速なマスウエイस्टィングに対する一般的な術語として使うことにする。

1) 匍行

もっともおそいマスウエイस्टィングは 匍行 (Creep) と呼ばれる。岩石匍行とか 土壌匍行というのは 運動する物質の種類による匍行の分類である。匍行の速さは表層でもっとも大きく 深さとともに0まで減少する。したがって 匍行によって 深部の岩石が剪断されることもないし 埋まっている表面が削磨されることもない。図4-33は普通に見られる匍行の効果である。これらの特徴が1地点ですべて見られるわけではないが 1つが見つかれば その他のものを認めるきっかけになる。また 図4-34に示すように 匍行の影響が岩盤のなか深く及んでいることがあるので 走向・傾斜の測定に際して注意しなければならない。

土壌匍行は 凍結と融解 あるいは湿潤と乾燥のくり返しによる土壌の膨張と収縮によって助長される。すなわち 膨張に際して 地表と直角の方向に押し上げられた粒子は 収縮に際して以前の位置へはもどらず 重力の方向に定着する(図4-35)。

2) ソリフラクション

先に周氷河気候下での風化に関連して述べた ソリフラクション (Solifluction) は SHARPE のマスウエイスティングの分類によれば いわば狭義のそれで SHARPE のソリフラクションには 水で飽和された土壌が 斜面の下方に向かって きわめてゆっくり移動する現象のすべてが含まれている。しかし 周氷河気候下でソリフラクションが顕著に現われることには変わらない。なぜなら 融水で満たされた碎屑物の下の凍結層の表面ほど滑りやすいものはないからである。広義のソリフラクションは 水で飽和された土壌から 水が逃げることのできない場所では どこにも見られる形のマスウエイスティングで 土壌中の粘土の硬盤や 不透水性の基盤岩層は 凍結層ほどではないが ソリフラクションを促進する。

3) 土石流と泥流

土石流 (Earthflow) や 泥流 (Mudflow) は ソリフラクションとよく似た特徴的なマスウエイスティングである。これらの運動はソリフラクションより急速で 後者が斜面を広く碎屑物で被うのに対して 土石流や泥流は通常谷に沿って流れる。

大地震による土地の荒廃は 振動そのものによってではなく 土石流のカテゴリーに入る地すべりが原因となって生ずることがある。アラスカの Anchorage における1964年3月27日の地震によって生じた地すべりがその好例である。Anchorageは厚い粘土層を被う厚さ18mまでの砂礫層よりなる海岸平野の上に位置している。地震の振動によって粘土層中の厚さ6~9mの敏感な層が液状化し(いわゆる揺変現象) その上にある堅練りの粘土と それをおおう砂礫は 液状化した粘土層の上

を滑って 海の方へ移動した。地すべり地域の大部分はほぼ水平に移動し 液状化した粘土の上を滑り 移動塊の前面に沿って 圧カリッジ (Pressure ridge) を作り 後面ではギャップを埋めるための下落ち断層によるくさび すなわち小規模な地溝 (Graben) を生んだ(図4-36)。

上に述べた例は土石流としては特殊なもので 一般に土石流と泥流は乱流状態で流れるのに十分な水分を含み流れるにつれて流路を侵食することが知られている。水の量が多くなると マスウエイスティングというよりも 流水そのものによる運搬およびそれに伴う侵食とみなされるようになる。表4-1 から読みとれるように マスウエイスティングの諸過程が互いに漸移的であるばかりでなく マスウエイスティングと流水および氷河の運搬・侵食作用とも漸移的である。

4) なだれ

邦語で なだれ といえば 一般に大部分が冰雪からなるものを指すが ここでは大部分が岩層からなるものも含めて すなわち英語の Avalanche の訳として使うことにする。いいかえれば ここにいうなだれは マスウエイスティングのもっとも急激なものである。

わが国でも 雪山のなだれで毎年多くの人命が失われているが 侵食の営力としては 大きいとはいえない なだれの概念を得るには 外国の大規模な事例について見るのがよい。

史上最大のなだれの1つが 1962年1月10日 ペルーの Ranrahirca 周辺地域を破壊し およそ3,500人を死亡させたものでこのなだれは高度6,768mの Huascaran 山の頂上近くの無名の氷河からの巨大な氷の蛇腹の落下に始まり 岩層が14.5kmも離れた高度が約4,000m 低い反対側の谷壁に達して止まった。「この間 約300万

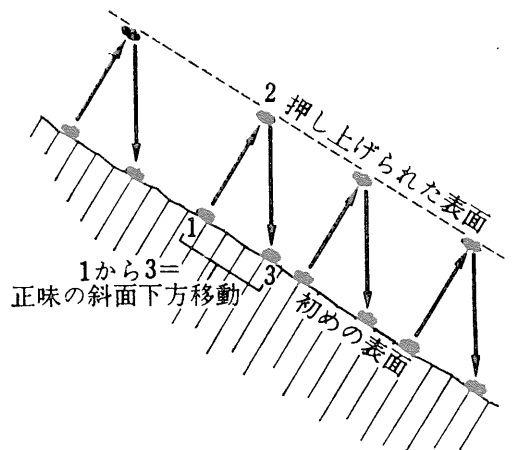
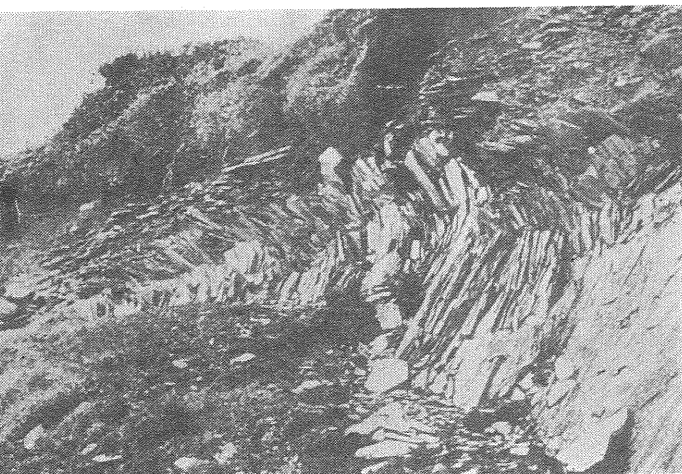


図4-34 土壌爬行による地層のひっくり返り(南西ウエールズの Pembroke 州におけるカンプリア系の粘板岩の例)(HOLMES, 1965)

図4-35 土壌の膨脹と収縮が爬行を助長する機構(BLOOM, 1969)

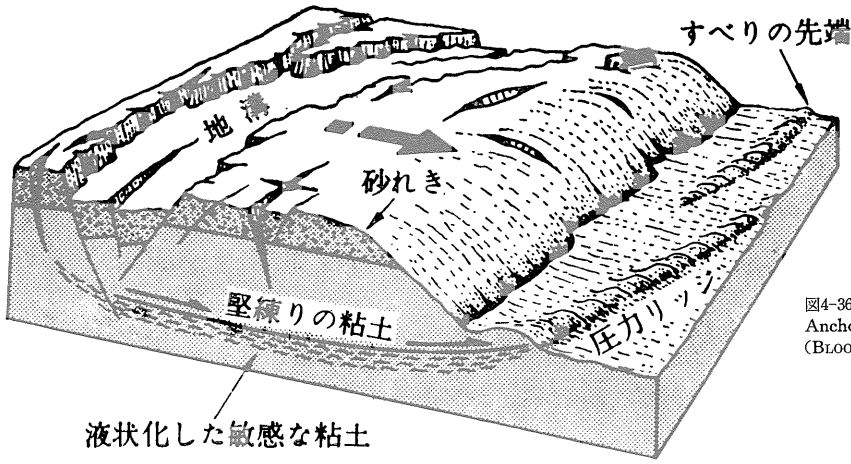


図4-36
Anchorage の地震による地すべり
(Bloom, 1969)

トンと推定される最初の氷の塊は 谷を怒濤のように押し流れる時 流路に沿って 数100万トンもの岩石を砕いた。衝撃波は絶え間なく成長する雷のような音を鳴り響かせ 斜面から植生をはぎ取った 氷と岩石は乱流によって粉状になった。なだれは 山麓にある肥沃な人口密度の高い谷底の上に現われるまでに せまい谷の一方の側から反対側へ 少なくとも5回はね返った。この間のなだれの時速はおよそ160kmであった。山麓の谷底に入ったなだれは幅が2.4kmに広がり 時速はおよそ100kmに減じ かつ約18mにまで薄くなった」ということである (Bloom, 1969)。

5) スランプ 滑り および 落下

ある条件下では 一塊まりの岩石や土壌が下層から分離してルーズになり 一塊まりのまま特定の面に沿って下層の上を滑りながら下方へ移動する。このような滑りつつあるマスウェィスティングのもっとも地味な形は

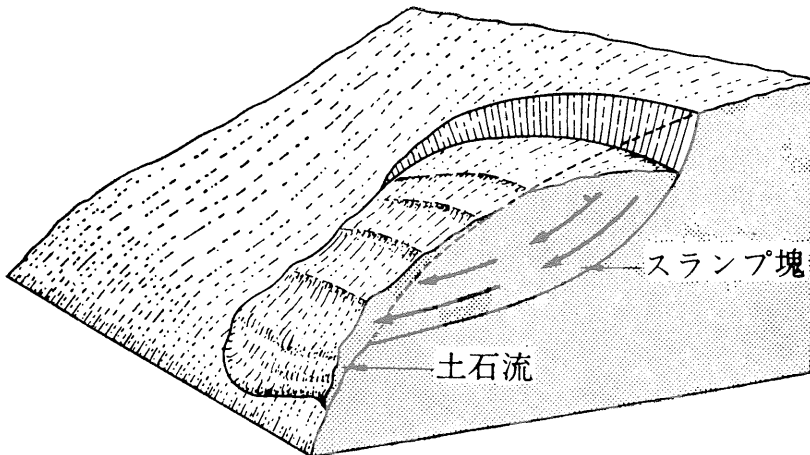


図4-37 典型的なスランプのブロック・ダイアグラム (Bloom, 1969)

回転スランプ (Rotational slump) と呼ばれるもので 普通 それによって 未固結または風化した物質からなる斜面の一部は その最上部を下方へ また基部を外側へ出すような形で落着く(図4-37)。スランプ塊の下面はスプーン状の凹形をしている。また スランプ塊の表面の傾斜は もとの斜面のそれより緩くなっている。そして 表面には波状の起伏が見られることが多いし スランプ塊の先端は土石流となっているのが普通で 両者とも 表面の形をもとの斜面のそれより複雑なものにしている。

碎屑滑り (Debris slide) 岩石滑り (Rock slide) および岩石落下 (Rock fall) などは 滑りつつあるマスウェィスティングのより派手な形のものである。これらのうち 碎屑滑りは ある程度以上の急斜面上の碎屑物が 一般に基盤との間にできやすい滑り面上を滑り落ちるものであり 岩石滑りは ある程度以上に続成作用が進んだ地層群 あるいは火成岩や変成岩のなかにできた滑り面上で行なわれる滑り落ちの現象である (図4-38)。これら両者に対して 岩石落下は 急斜面上を岩石がとびはねながら落下する現象である。完全に平滑な斜面であれば いかにも急傾斜であっても このように落下するものが斜面を離れることはないはずであるが 実際の斜面には完全に平滑なものはずらぬであろう。岩石落下の極端

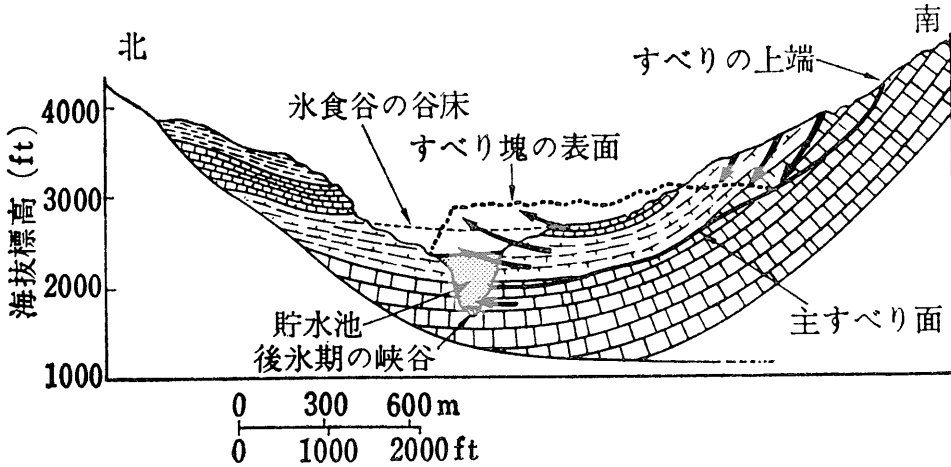


図4-38 岩石滑りの例 (北イタリアの Vaiont 貯水池) 1963年10月9日の夜 長さ1.9km 幅1.6km 厚さ150m以上の岩石滑りが突然 Vaiont 峡谷南壁上を下方へ移動し 深さ287mの貯水池をダムの上流1.9kmにわたって 以前の水面上175mの高さまで完全に満たした。(KIERSCH, 1964 原図を BLOOM, 1969が書き直したもの)

な例は 傾斜が90° を超える部分を有する谷壁や海崖での 文字どおりの岩石落下である。

6) マスウェイディングと地形・地質

岩石の崖はその基底部に岩層の傾斜した面 すなわち崖錐 (Talus) をもっている (図4-39)。 崖錐は斜面すなわち地表面形態を指しており それを作っている岩層は滑り岩石 (Slide rocks) と呼ばれる 岩層が崖から崖錐の最上部へ落下すると それらは止るまで滑ったりころがり落ちたりする。 崖錐を作っている滑り岩石全体は 風化してより運搬されやすい砕屑になったり あるいは流水によって侵食されるにつれて 徐々に斜面の下方へ匍行する。

崖錐についてとくに重要なことは それが運搬斜面であることである。 すなわち 崖錐の表面は斜面下方への運動を維持するのに適した傾斜をとっている。 崖錐の基底部が流水によって削られると 滑り岩石は下方へ移動し 頂上部で新しい崖面を露出させ そこからより多くの岩層が落下できるようになって 崖錐を養う。

わが国で崖錐とよく混同されているものに 崩積斜面 (Colluvial slope) がある。 これは おもに匍行によって岩層が下方に運ばれ 山麓部などの緩斜面下部に堆積して生じた堆積面であるところから 麓層斜面 と訳されることもある。 崩積層 (Colluvium) と呼ばれることもある崩積斜面を作る堆積物は 角礫を主とした淘汰の悪い堆積物で構成されているが 崖錐の滑り岩石に粘土分が少ないのに対して 粘土分がかなり含まれておりしたがって水はけは滑り岩石ほどよくない。 また 崖錐のところで述べたことから明らかなように 崖錐の滑り岩石の匍行によって生じた崩積斜面が 崖錐の前面に

広く発達していることがよくある。 崩積斜面と崖錐のもっとも大きな相違点は 後者が運搬斜面であるのに対して 前者は匍行より速い動きのない準静止面であることである。

崖錐は その性質上 広く分布していることはないの で 地質図にそれを省略したり 他のものと誤認したりしても 大勢に影響するところは少ないが 崩積斜面の分布はかなり広い場合があるので これを誤認すると 学術的にも また利用面からも 地質図の価値が著しく減ずる。 これまでに出版されたわが国の地質図には 残念ながら 崩積斜面あるいはそれを作る堆積物が正しく表現されているものはほとんどなく 高位段丘 崖錐あるいは鮮新・更新両統の境界付近の礫質堆積物 (たとえば大阪層群など) と誤認されている場合が多い。 同様の誤りは 既刊の土地条件図 およびそれに類する地形学者の手になるものにも少なくない。 これらの問題



図4-39 崖錐 (南極南 Victoria Land の Wright 谷の例) 年平均気温は約-20℃で 崖錐の表面を被う土壌はない。(BLOOM, 1969)

点に関する具体例については 筆者の企画によって研究・作成された生駒山脈西麓部の地質図およびそれに関連する論文(藤本弁蔵・福田 理 1972)を参照されたい。

3.2.2. 風

表面が植生によって保護されていないゆるい物質があるところであればどこでも ものを運び 侵食し 堆積せしめる風の働きを見ることができる。いうまでもなく 風の作用がもっとも顕著に見られるのは砂漠地方である。ここでは 黒塵 (Black dusters) と呼ばれるように 嵐は空をまっ暗にし (図4-40) また 多量の物質を長い距離を越えて運ぶ。たとえば キャンナリー諸島の砂丘は 海を越えてサハラ砂漠から飛んできた砂からなるということである (HOLMES, 1969)。黒塵としては 1934年5月12日 合衆国の大平原地方の諸州から大量の砂の雲を吹き上げ それを巨大な砂塵嵐として東方へ運んだものが有名で 砂塵は New York を越えて大西洋に達した (GILLULY et al., 1968)。この砂塵嵐によって覆われた北アメリカ大陸の中央部および東部においては 1平方マイル当り 100 t 以上の砂塵が落ちた。この数字 およびこの砂塵嵐が北アメリカ大陸のおよそ 2/3 と西大西洋の大部分を覆ったところから それが大平原地方から運び出した風化土壌は3億 t すなわち600万輛もの貨車を満たすのに十分な量であったと計算されている。

それ自身では 風が運ぶことのできるのは 乾いて粘着性のない風化物・堆積物・火成碎屑物だけである。陸地の表面を平らにする風のこの作用は 風食 (Deflation) と呼ばれている。また このようにして砂などの粒子

を運ぶ風は ものをすり減らす働きをする。こうして起こる侵食が風による 削削 (Abrasion) である。風で運ばれる粒子は 粒子同志が何回もぶつかったり 地表の岩石にぶつかったりしている間に 次第に丸くなる。シルトや粘土のような細粒なものほど 風によって遠方まで運ばれるのは当然である。これに対して 砂粒のような粗粒なものは地面に沿って飛ばされ 飛びはねることによっておもに運ばれ 風の勢いが衰えるか 何か障害物にぶつかると すぐに地面に落ちてしまう。中央アジア・蒙古地方の砂漠と 北支那・満州 (東北) 地方の黄土の分布の対立は この関係をよく示している。このように より細かい粒子は遠くまで運ばれ より大きい岩屑がとり残されるので 中礫や細礫が風によって洗われた岩屑の表面へ次第に集まってくる。

HOLMES (1965) によれば 風の侵食・運搬・堆積の結果として 次の3つのタイプの砂漠ができる。

- 1) サハラ地方で ハマダ (Hamada) と呼ばれている破砕された岩片に富んだ砂漠で 基盤の岩石がところどころに露出しているもの。
- 2) 破砕された岩片に富む砂漠であるが 基盤の岩石の露出は見られない。アルジェリアやサハラで レグ (Reg) と呼ばれているもの。
- 3) 砂に富んだ砂漠で サハラ地方で エルグ (Erg) と呼ばれているもの。

エルグに特徴的な砂丘はハマダおよびレグには見られないところから エルグを 砂丘砂漠 と呼ぶのに対して 後2者を 岩石砂漠 と呼ぶことがある。

風食のなかで人類にとって一番問題になるのは アメリカの大平原地方のような半乾燥地域で見られるものである。この地方では 以前は小麦のよい農場であった数1,000の畑から 多量の土壌が風によって吹き飛ばされ 洗い流されてしまった。ここでは 元来一続きの草の被覆によって地面が安定していたが 長い間の耕作と収穫過剰のため ついに土壌の粘着力がなくなり それが風によって吹き飛

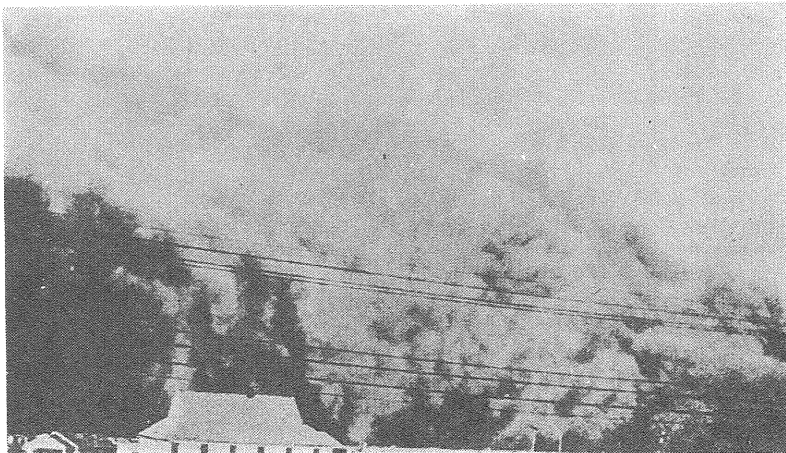


図4-40 黒塵 (1935年4月14日 テキサスの Spearman を襲ったもの) (GILLULY et al., 1968)

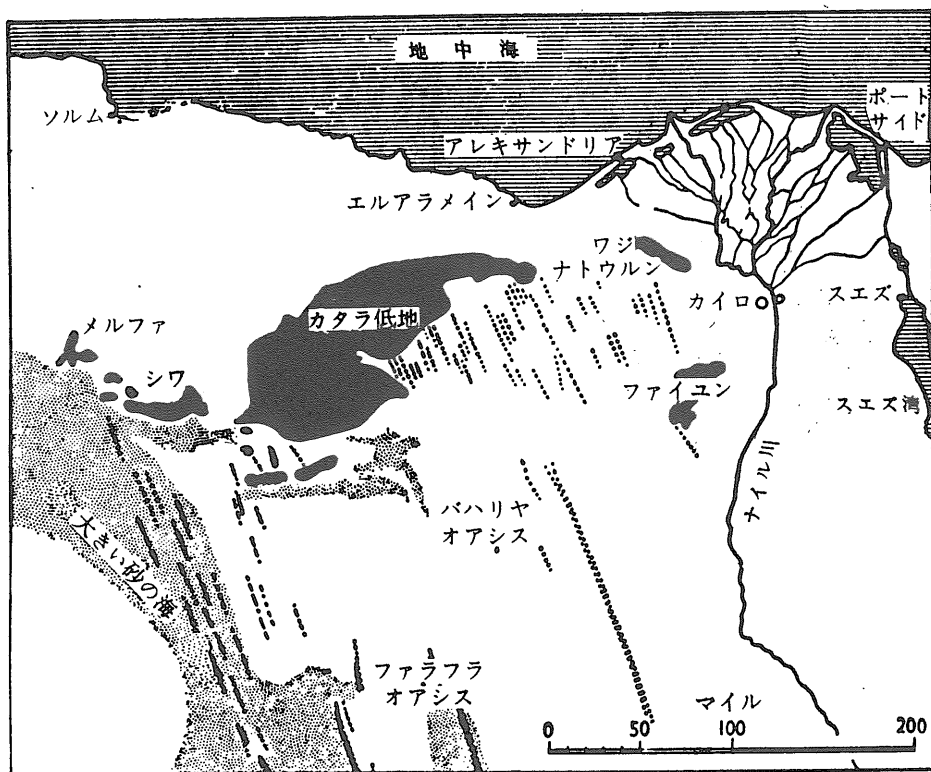


図4-41
エジプトの砂漠の中の
凹地 砂の海 および
砂丘の列
(HOLMES, 1965)

ばされてしまったのである。この種の災害は1934年と1935年の大旱魃の時に絶頂に達した。先に述べた1934年5月12日の黒塵もその1つに由来するものである。

風食の1つの特徴的な結果は 広い平地あるいは凹地ができることである。この際の風が地面を掘り起こす作用が止るのは 地面が低下して 地下水面に達した時である。砂漠では 地下水面が海面よりはるかに低いところにあることも少なくない。砂漠地方に海面より低い凹地がよく見られるのはそのためである。南アメリカやカラハリ砂漠のパン(Pan)と呼ばれる凹地や北アフリカや蒙古の砂漠の凹地は すべて風のこのような作用によってできたものである。

エジプトのCairoの西には 海面以下の底部をもったQattara 低地と呼ばれる一続きの凹地がある(図4-41)。この凹地のもっとも低いところは 海面下420ftに達している。このほかのより小さな凹地は 海面下50~100ftの深さにある地下水の蓄えから水の供給を受けてよく肥えたオアシスとなっている。これらの凹地はすべて風だけによって作り上げられたものである。

風の削剝作用は ハマダのところどころに露出している基盤の岩石の表面によく現われている。風による

自然の砂の吹きつけは その行手にあるすべてのものを攻撃する。露出した岩石に対するこのような風の働きは非常に選択的で 構造の細かい部分を浮き彫りにする。そのため硬い礫や団塊や化石などが それより軟かい生地から浮き上がってくる。複雑にセメントされた岩石の表面はひどく幻想的な彫刻のようになる。硬・軟の両層が互層をなしているところでは 両者の風食に対する抵抗力の差によって 深い溝の部分をもった蛇腹のような地形ができる。昔から竜堆として知られている中央アジアの砂漠のなかの小丘 すなわち ヤルダン(Yardang)の幻想的な形も この種の差別風食によるものである。

差別風食によって奇怪なばかりの地形が作られる原因となるものに節理がある。節理は風食を受け入れやすいので 節理の入り方によって 風食にさらされた岩石はさまざまな地形を示す。たとえば 縦方向の節理が発達した岩石の丘が長い間風食にさらされていると 軟かい部分が削剝され 節理に囲まれた比較的堅硬な部分を大・小の柱として残し 悪魔の髯さながらの奇怪な地形を作る。有名な米国 Utah 州 Monument Valley の赤色砂岩の柱(図4-42)はその好例である。一方 砂漠のなかの孤立した岩石柱のなかには 周辺の比較的

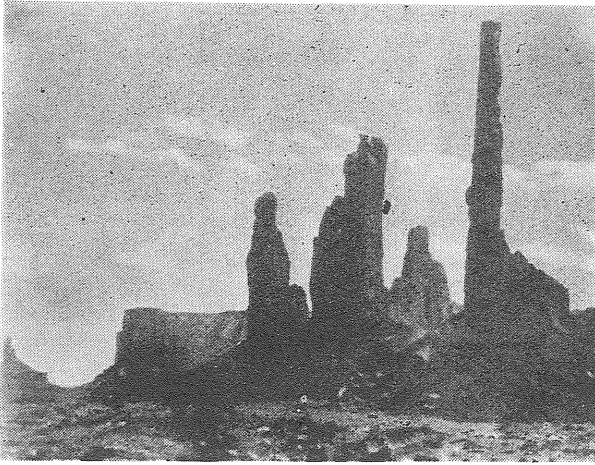


図4-42 節理のよく発達した赤色砂岩の柱(Monument Valley, Utah, 州 米国) (HOLMES, 1965)

軟かい部分が削剝し去られた火山頭もある。この種の岩石柱としては サハラ砂漠のなかの Hoggar および Tibesti のものが有名である。これらは玄武岩中の火山頭に由来するものである。

ハマダにおいてうちつける砂にさらされている基盤の岩石は その構造に従って あるいは滑らかにされ あるいは穴をあけられ またあるいは溝をうがたれる。たとえば 緻密な石灰岩は磨かれ 重い花崗岩は滑らかにされたり 穴をあけられたりする。片麻岩類および結晶片岩類は その葉理の方向が卓越した風の方向に近いと あばら骨のようなひだをもった表面を示すようになる。また より細かい物質がとり去られて礫が集中

したところでは 礫は次第にきっちり詰ってきて やがてその上の表面が削られて平らになる。砂漠の表面にばらまかれた孤立した礫や岩層は その風に向いた側が斜めに切られて やがて滑らかな表面ができる。風の方向が季節的に変ったり また礫がその下側をえぐられて ひっくり返るような場合には 2つあるいはそれ以上の表面が切りとられ たがいに稜をもって交わるようになる。この種の 風食礫 (Sand-blasted, wind-worn or faceted pebbles) の代表的なものが 三稜石 (Dreikanter) である (図4-43)。これは礫の片側に3つの面と稜が作られたものである。わが国の三稜石としては 静岡県御前崎付近の砂丘中に見出されるものが有名である。風で運ばれる砂粒は 回転と衝突の際の摩擦による摩滅によって 次第に丸くなる。砂粒を丸くするという点では 継続した風の働きが 流水の働きより ずっと効果的である。砂漠のミレット・シード・サンド (Millet seed sand) (きびの種型の砂粒) のなかには ほとんど完全に球型をなし つや消しにしたガラス玉のような表面をもっているものがある (図4-44)。

また 砂漠の砂や砂丘では 水中に堆積した砂に普通に見られる雲母片が非常にまれである。雲母の物理的性質を考えれば この理由についての説明は不用であろう。水で運ばれた砂と空気中で運ばれた砂との間のこの大きなちがいは 太古の砂に由来する砂岩が 水中で堆積したものか あるいは砂漠に堆積したものかをきめる上で 重要な価値をもっている。

(筆者は 燃料部)

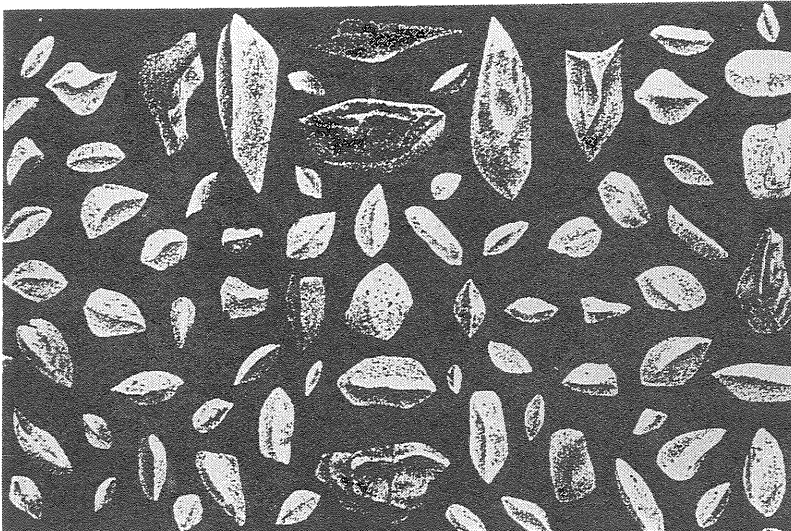


図4-43 三稜石を含む各種の風食礫 (エジプトの砂漠のもの) (HOLMES, 1965)

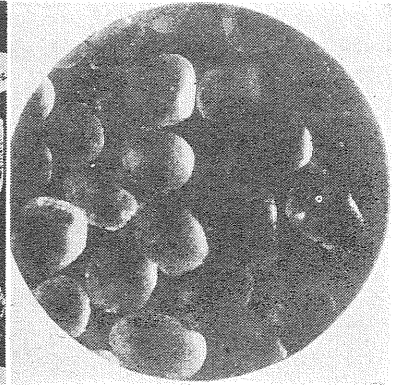


図4-44 オールドビス紀の風によって丸くなった砂粒 (米国の Mississippi 河流域の St. Peter 砂岩) (HOLMES, 1965)