

講

座

石造文化財の保存

2. 岩石・石材における風化作用とその速度

松倉公憲 (まつくら ゆきのり)

筑波大学助教授 地球科学系

2.1 はじめに

石造建造物に与える風化の影響は実に多様である。例えば、**口絵写真-12**は、香川県の五色台にある白峰寺の2基の十三重石塔である。およそ700年前（鎌倉中期）に建てられた東塔は花崗岩からできているが、表面はまさ化している。一方凝灰角礫岩からなる西塔はそれより新しい（鎌倉末期の建立）にもかかわらず、風化による損傷が著しく陽のあたる南面の角が大きく欠け落ちている。また、主に石灰岩で造られているロンドンのセントポール寺院では、場所によって種々の風化形態が観察される¹⁾。雨滴の直接当たる場所や雨水の流下するところでは、溶食孔がみられる。雨滴のあたらない日陰の部分ではすすけた硫酸塩の厚い黒い積雲状のものがたまっている。ほかの所では、剝離、分離、粒状破壊、ケースハードニング（表面硬化の皮殻）、地衣類や微生物による破壊も観察される。このように多様な風化現象はどのように理解すればよいのだろうか。

この章の目的は、岩石・石材の多様な風化現象を理解するため、岩石一般の風化作用とその速度について、現時点でどの程度のことか明らかにされているのかを概説することにある。さらに詳しい解説やデータを必要とする場合には、成書^{1)~11)}やレビュー論文^{12),13)}をあわせて参照されたい。この中の1), 11), 13)は、ビルディング石材の風化についても詳しい。

2.2 岩石・石材の風化作用とそのメカニズム

風化現象の多様性は、場所や岩石の種類に応じて卓越する風化作用の種類が異なることに由来する。そこで、「風化作用」にはどのようなものがあるかについて、以下に簡潔にまとめておこう。

2.2.1 風化の三つのタイプ

風化作用は、物理的（機械的）風化作用、化学的風化作用、生物風化作用の三つに分類される。化学的風化作用は、岩石中の化学成分と空気、雨水、浸透水との化学的反応であり、その反応の結果、岩石の色の変化、造岩鉱物の変質、あるいは化学的な分解などが引き起こされる。物理的風化作用は、温度変化や氷・塩類の結晶化などにより岩石を徐々に細かく破壊していくプロセスであり、生物風化作用は有機体によって行われるものである。

ところで、これらの風化作用は、単独で作用するよりは、複合して起こることが多いので、上記の分類はあくまで便宜的なものである。例えば、「塩類風化」（一般には物理的風化作用として分類されている）の作用は、蒸発という化学的プロセスと、それに引き続いて起こる、

結晶化して圧力を発生させるという物理的プロセスとから成っている。したがって化学的作用と物理的作用のどちらが主要なプロセスであるかを定めることはなかなか難しい。

2.2.2 物理的風化作用

物理的風化作用には、除荷作用、熱風化あるいは日射風化、乾湿風化、凍結破碎、塩類風化などが含まれる。

除荷作用：荷重が取り去られたために発生する作用であり、例えば花崗岩にみられるドーム地形やシーティング・ジョイントなどの形成がこの作用の結果と考えられている（ただし、岩石が応力緩和の性質をもつとして、この考えに否定的な見解もある）。しかし、この作用は岩体規模の大きさと、しかも地質学的時間（数百万年～数千万年）スケールで形成されるものであり、石材の風化を考える場合には無視できよう。

熱風化（日射風化）：高温と低温の繰返しによる疲労破壊と定義される。熱帯の砂漠などにおける岩石の粒状破壊や剝離現象などが、この熱風化の作用の結果であることがよく報告される。自然条件でも、熱帯乾燥地域では、岩石表面は80℃まで加熱されることが知られており、夜間の冷却時との温度差が著しいことがこの風化を引き起こす原因と考えられている。しかし、実験室での熱風化の実験においては岩石の破壊はほとんど認知できないケースが多く、この作用が単独で（すなわち水の作用の介在なしで）岩石を風化・劣化させうるかは、現在のところよく分かっていない。いずれにしても石材の劣化を考える場合には、火災による高温（800～1000℃）での岩石の挙動¹⁴⁾をも考慮にいれなければならないであろう。

乾湿風化：湿潤と乾燥の繰返しによって岩石が細片化、粒状化する現象である。多くの場合、モンモリロナイトや膨潤性クロライトなどのような、水分を与えられたとき膨潤する粘土鉱物を含んでいる泥岩・凝灰岩などで顕著にみられる作用である。モンモリロナイトの量が多く、間隙径が小さいような岩石（例えば、沖縄に分布する島尻泥岩など）では特にスレーキング速度が大きく、1～2回の乾湿の繰返しだけで泥状に崩れてしまうものもある¹⁵⁾。このような風化特性から、一般には泥岩が石材として使われることはほとんどない。

凍結破碎：寒冷地では、凍結破碎作用が起これ、岩盤から岩塊を剝離させたり、岩塊をさらに細片化させる。凍結破碎のメカニズムは以下のように考えられている。氷点下になると水は氷になり、その体積を9%増加させるが、この体積膨張が岩石内で圧力を発生させる。-22℃では2100 kgf/cm²もの圧力が発生する。また、

講 座

氷の結晶が成長するときに発生する圧力もある。飽和した多孔質の岩石が凍結するとき、結晶は大きな間隙においてまず形成される。そしてその結晶は、小さい間隙から水が引き込まれることによって成長を続ける。力学的破壊はこのような結晶成長に伴って起こると考えられている¹⁶⁾。このことは、岩石中の小さな間隙の量、あるいは大きな間隙と小さな間隙がどのように配列しているか、などが凍結破砕作用の速度に大きく影響することを示している。岩石の強度（特に引張り強度）が小さい岩石ほど凍結破砕しやすいことはもちろんである。

塩類風化：主に乾燥地域においては、岩石の表面や表層に、炭酸塩、硫酸塩、塩化物などのような白華物 (salt efflorescence) が形成されることが多い。このような塩の結晶は、岩石をぼろぼろに壊したり、細片化したり、鱗片状にしたり、水膨れのような状態にしたりする。このような作用が塩類風化と呼ばれている。そのメカニズムとしては、以下の三つが考えられている¹⁷⁾：(1)結晶化した塩の熱による膨張（例えば、NaCl (halite), CaSO₄ (gypsum；石膏), KCl, NaNO₃などの塩類は、花崗岩などの一般の岩石よりも熱膨張率が大きい)、(2)水和作用によって生じる応力（例えば、無水石膏と石膏とが相互に水和・脱水するときに生じる体積変化がある）、(3)溶液から結晶が成長するときに生じる応力。

ところで、(3)の結晶成長は凍結破砕で述べたと同様のメカニズムを考えればよい。すなわち、結晶成長によって発生する圧力は以下のように表される¹⁸⁾。

$$P = \frac{RT}{V} \log_n \left(\frac{C}{C_s} \right) \dots\dots\dots (1)$$

ここで、 P は結晶圧、 R は気体定数、 T は温度、 V は結晶塩のモル体積、 C は飽和状態での濃度、 C_s は外部の応力下での溶液の濃度を示す。この考えは、溶液の皮膜が塩の結晶と岩石との界面に保持されているときは、塩の結晶は封圧に対抗して成長し続ける、というものである。この溶液の保持は、塩と岩石、塩と溶液、溶液と岩石との間のそれぞれの界面張力の大きさに依存する。すなわち、後ろの二つの界面張力の合計が最初の界面張力よりも小さければ、溶液は塩と周辺岩石との間に侵入することができ、発生する圧力を大きくする。

塩類風化のプロセスの中でも、この(3)の結晶成長が岩石破壊に与える効果が最も大きいとされており、これは実験においても確かめられている。また、塩類風化の強度は存在する塩の種類によって異なることが知られている¹⁹⁾。例えば、硫酸ナトリウムとその水和物や、硫酸マグネシウム、Na₂CO₃などが風化に効果的である。海岸や大気汚染地域に普遍的にみられるNaCl(岩塩)やCaSO₄(石膏)などは、それらに比較して攻撃性は小さい。

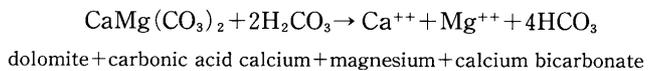
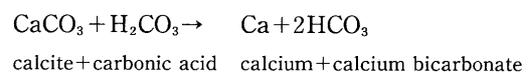
石材の風化・劣化を考える場合には、物理的風化作用の中でも、この塩類風化が最も重要なものである¹⁾。特に、乾燥地域における石材の風化は、この塩類風化作用によってもたらされていることが多数報告されているか

らである。例えば、ピラミッドにおいて、硫酸マグネシウムの白華物が、モヘンジョダロにおいては、硫酸ナトリウムの結晶が形成されており、これらが岩石をぼろぼろにしている。

2.2.3 化学的風化作用

化学的風化作用には、炭酸塩化と溶解、加水分解、水和、酸化などの諸作用が含まれる。

炭酸塩化と溶解：多くの鉱物は水に溶解するが、この溶解はほかのプロセス、例えば、炭酸塩と結合することによって助長される。石灰岩の上に硫酸を垂らすと、泡をたてながら岩石が溶けていくという例でそれを確かめることができる。降雨（弱酸性）が石灰岩にあたると、以下の式のように、石灰岩の鉱物（カルサイト、ドロマイト）を炭酸化し、重炭酸にする。それらは水に溶けるので、石灰岩は効果的に溶解する。



岩石の中で最も化学的風化が速い（溶解しやすい）のは、石灰岩である。例えば、同体積の多種類の岩石を蒸留水と反応させる実験を行うと、石灰岩の溶解量が最も大きい²⁰⁾。また、水のpHがより低ければ（より酸性であれば）、あるいは、二酸化炭素がより多く含まれていれば、石灰岩の溶解量はさらに大きくなる。最近の酸性雨によって風化速度が加速しているのはこのためである。また水温が上昇しても溶解量は多くなる。

もっとも、同じ石灰岩と呼ばれる岩石でも、その岩石物性は多様であり、それぞれ風化速度は異なっている。従来の研究によれば、岩石中の微小間隙 (<0.005 mm) の割合が高く、大きい飽和係数（全間隙量に対する一定時間における吸水量の割合）をもつ岩石ほど、化学的風化が速い²¹⁾とされている。

加水分解：加水分解は、水の水素イオンと鉱物中のナトリウムイオンやカリイオンとのイオン交換が行われる作用である。例えば、正長石が加水分解してカオリナイトになる反応もこの加水分解である。このような結果、花崗岩はまさ化し脆弱となる。

水和：水和作用は加水分解よりも破壊力は小さい。鉱物等に水が吸着され、これによって体積が膨張する現象である。この繰返しによって徐々に岩石を弱くする。塩類風化の(2)のケースもこの作用である。ほかに、黒曜石の表面に水和層をつくる作用でもある。

酸化：酸化は風化の最も普通のプロセスの一つである。例えば鉄は酸化された水酸化鉄の水和物となり、特徴的な赤色を呈し、硫化物は酸化して硫酸塩となる。これとは逆に、例えば、赤色や黄色の酸化鉄が湛水下の嫌気的な環境下で緑色や灰色に変化するのが還元である。

このように、化学的風化作用は、主に岩石と水または空気（酸素・二酸化炭素）との反応であるので、これらの作用は別々に起こるわけではなく、一般には複合して起こっている。同時に起こることもあれば、一つのプロ

セスの結果がその後起こるほかのプロセスを起りやすくすることもある。

2.2.4 生物風化作用

生物風化作用には、バクテリアによる硫黄・鉄などの酸化、菌糸・地衣類などによる鉱物の破碎、藻類・鮮苔類による鉱物の変質、木の根の根圧による岩石の割れ目の拡大、穿孔貝による海岸の岩石への穿孔、などがある。例えば、イスラエルのネゲブ砂漠において、地衣類で覆われた石灰岩を2匹のかたつむりが食べ、年間1haあたり0.7~1.1tの風化を起こしたことが知られている²²⁾。有機質起源の環状構造の中に、金属イオンを保持することが、キレート化と呼ばれる。植物は、キレート剤が鉱物からイオン(栄養素)を抽出することを利用し、鉱物の風化を促進させている可能性があるが、その詳しいメカニズムについては分かっていない。

2.3 風化作用の種類を決める要因

ある場所でどのような風化作用が卓越しているかを決める要因は大きく分けて二つある。一つは、風化を受けるものとしての岩質である。このことは、石灰岩が雨水に溶解しやすいとか、泥岩が乾湿風化しやすい、というようなことを考えればよいであろう。もう一つの要因は、風化を働きかけるものとしての風化環境である。このことは、気温が高く、雨量が多い所では化学的風化作用が顕著に働き、低温な地域では凍結融解が活発に起こることなどを考えればすぐ理解できよう。風化環境には、気候(気温、降水量、湿度、etc.)、土壌や植生、地下水位、地形(斜面の勾配や向き)など種々のものがある。

ここでは、風化環境がどのように風化作用を規定しているかという具体例を浅間山の南西麓で見てみよう^{23),24)}。ここには、軽石流堆積面を刻む箱形の断面形をもった谷が東西方向に何本も走っている。谷壁基部には風化作用によって形成されたノッチが発達している(口絵写真13参照)。このノッチは谷底から1~1.5mほどの高さで最大1.5mほどの奥行きをもっている。ノッチの高さと含水比の高いゾーンは一致している。北向き谷壁のノッチのゾーンでは、冬季には崖の表面で霜柱ができたり、崖の内部20~30cmのところまでアイスレンズが形成される。これが春になると融解し、時として厚さ20~30cmの壁がはがれ落ちる。すなわち北向き谷壁のノッチの形成には凍結破碎作用が重要な役割を果たしている。一方南向き谷壁では、日射が直接あたることから、谷壁表層の温度が低下せず凍結しない。しかし、春先になるとこの日射と湿度の低下の影響で、崖の面(ノッチのゾーン)に塩類(硫酸ナトリウム)が析出すると同時に乾燥のクラックが形成される(口絵写真14参照)。南向き谷壁のノッチの形成には主に塩類風化がかかわっていることになる。

このように、崖の向きや水分条件、あるいはその水の化学的成分などが、ここでの風化作用の種類を決定していることがわかる。ほんの数mしか離れていない場所で、斜面の向きが異なるだけで、全く異なった風化作

用が働いていることになり、風化環境が風化作用の種類を決めている好例といえる。

2.4 岩石・石材の風化速度

前節では風化の種類を決める要因について考えた。いわば風化の「質」の問題をとりあげた。そこで次に風化の「量」、すなわち風化速度の問題を考えてみよう。

岩石・石材の風化は、一般的には数年では知覚しえないほどきわめてゆっくり進行している。したがってその速度を正確に把握することはなかなか難しい。地形学者はしばしば墓石を利用して風化速度の見積もりを行ってきた。墓石には建立した年が刻まれており、建立時点から調査時点までの期間(風化継続期間)における風化速度を見積もることが可能となる。また、建築年代の分かっている石造建築物を利用してもそれを知ることができる。このような従来の研究例を、風化速度の大きい順に整理したのが表2.1である。大谷石を除くと、風化速度の大きいものは炭酸塩岩石(石灰岩や大理石)に集中している。その平均風化(剥落)速度は、速い場合は、1000年で数10cmにも及んでいる。通常の場合でも、数十年、数百年で、銘の文字が判読できないほど風化することが多い。欧米では墓石のみならず、建築石材としても石灰岩を使用している場合が多いので、風化の問題は深刻である。一方、砂岩の風化速度は数cm/1000年と小さく、花崗岩のそれはさらに小さく、数mm/1000年ほどである。

2.5 風化速度をコントロールする要因

風化速度の差異をもたらす要因の一つは、風化作用の違いである。これは、表に取り上げられたものの大部分が「溶解」による風化であるのに対し、風化速度が大きいウクライナの要塞やピラミッド、大谷石などの例では塩類風化や凍結破碎が関与していることから推測できる。また、風化速度の差異をもたらす要因を別の視点からみれば、それは、風化を起こさせる風化環境(特に風化要因のストレスの強弱)と風化を受ける岩石の物性(風化に対する抵抗性の大小)の二つに分けて考えることができる。そこで、風化速度をコントロールするこれら二つの要因を、以下で少し詳しく検討してみよう。

2.5.1 風化速度をコントロールする風化環境

岩石の風化速度に風化環境が与える環境は多様で複雑である。例えば、気温が高いほど、あるいは降水量が多いほど化学的風化量(速度)が大きくなり、気温が氷点下を上下する回数が多いほど凍結破碎が進行する。

ここでは、まず、石材(特に石灰岩)の風化を考える場合に重要な酸性雨の問題をとりあげる。次に具体的な例として、砂岩の塩類風化の速度をコントロールする風化環境について考察する。

(1) 風化速度に与える酸性雨の影響

通常の風化(大気汚染のない場所での風化)はpHが5.6以上の雨水の攻撃の結果もたらされる。しかし産業革命以来の大気汚染の進行(炭酸ガス濃度の増加、

表—2.1 墓石ほかの人工構造物の風化（溶食・剝落）速度

岩石	速度* (mm/1 000y)	地域	出典	備考
石灰岩	1 320	ウクライナ	Akimtzev (1932)	要塞
凝灰岩 (大谷石)	250~33	日本	糟谷 (1979, 1982)	墓石・石塚・石倉
石灰岩	200	エジプト	Emery (1960)	ギザのピラミッドからの剝落
石灰岩	100~50	ヨークシャー	Goodchild (1890)	墓石
大理石	90	エジンバラ (英)	Geikie (1880)	墓石
石灰岩	78	ロンドン	Trudgill et al. (1989)	セントポール寺院の欄干
大理石	35	インディアナ (米)	Winkler (1966)	墓石の上部
大理石	34~2	フィラデルフィア (米)	Feddema and Meierding (1987)	墓石 (都市域で大)
大理石	15	USA	Meierding (1981)	墓石
花崗岩	15	日本	糟谷 (1979, 1982)	墓石・石塚・石倉
砂岩	14~11	日本	糟谷 (1979, 1982)	墓石・石塚・石倉
砂岩 (アルコース)	11	コネティカット (米)	Matthias (1967)	墓石
大理石	10~2	北イングランド	Attewell and Taylor (1990)	墓石
花崗岩	9	エジンバラ (英)	Geikie (1880)	墓石
安山岩	9~5.6	日本	糟谷 (1979, 1982)	墓石・石塚・石倉
花崗岩	7.6	ニューヨーク	Winkler (1965)	クレオパトラ・ニードル
花崗岩	7.1~2.4	香川県五色台	飯島 (1974)	石塔
大理石	6~1	東オーストラリア	Neil (1989)	墓石
花崗岩	5.7~3.6	エジプト	Barton (1916)	古代建築物の剝落
石灰岩	平均2.5	リージュ (ベルギー)	Kupper and Pissart (1974)	墓石 (工業地区で大)
石灰岩	2.5	イスラエル	Klein (1984)	墓石
大理石	2.5~1.7	東オーストラリア	Dragovich (1986)	墓石 (工業地帯で大)
大理石	1	南オーストラリア	Cann (1974)	墓石
砂岩	200年でも風化程度小	エジンバラ (英)	Geikie (1880)	墓石

*それぞれの論文で、扱われている風化継続期間は異なっている（したがって、風化速度の単位はまちまちである）が、ここでは、比較しやすいように、すべて1 000年あたりの風化速度に換算してある。この表は、松倉²⁵⁾の表3を整理しなおしたものであり、出典については、その参考文献欄を参照されたい。

SO₂ や NO₂ 濃度の増加) は、溶解や塩類風化などを活発化させる。例えば、石油や石炭を燃焼させると、それらに含まれている硫黄分は SO₂ になって大気中に排出される。また自動車からは多量の NO_x が排出される。これらは雨水に溶解し、酸性雨となり、石灰岩や大理石を溶かす。あるいは SO₂ と反応して石膏の薄膜を形成（硫酸塩化）する。この石膏の層はもろく崩れやすいため、風雨によって剝離する。

例えばヨーロッパでは1900年頃と比較すると、最近の SO₂ や NO₂ 濃度は2倍にも増加している（もっとも、近年は経済の縮小や使用燃料の変化、法律による規制などによって減少傾向にあるが）。このような、産業革命による工業化とともに始まった大気汚染の影響で、岩石の風化は加速していると言われている。

酸性雨の影響は、風化速度が加速するという時間的な風化速度の差異をもたらすだけでなく、空間的（地域的）な風化速度の差異となっても現れる。それは都会（大気汚染地域）と郊外（大気汚染されていない地域）とにおける風化速度の差異である。例えば、東オーストラリアの住宅地（非汚染地域）の墓石が0.17mm/100yの風化速度であるのに対し、工場地帯（汚染地域）のそれは0.25mm/100yとかなり速いことが報告されている²⁶⁾。同様に大気汚染されている地域の墓石の風化速度の大きいことがしばしば報告されている（表—2.1中の備考欄参照）。また、ニューヨークのセントラルパークにあるクレオパトラニードルは、1879年にエジプトから移送されてから後の痛みが大きい、これも都会の大気汚染の影響であろうといわれている。

(2) 海岸での塩類風化速度をコントロールするミクロ

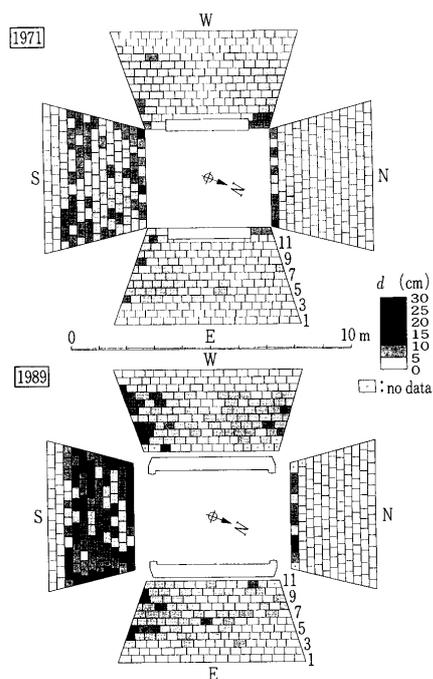
な風化環境

鬼の洗濯板で有名な宮崎県青島は、石積みの橋脚をもつ弥生橋によって本土と結ばれている。橋脚の4面はそれぞれ東西南北の4方向を向いており、橋脚下部は潮間帯に位置していることから、橋脚面には海水およびその飛沫が間欠的に供給されるという条件下にある。この弥生橋は1951年に竣工しているの、橋脚を構成する砂岩の岩塊は1971年、1989年の計測時まで、それぞれ20年間、38年間の風化・侵食にさらされたことになる。その結果、岩塊（間知石）の表面には、**口絵写真—15**に見られるような窪みが形成されている。その窪み（後述するタフォニに形状が類似している）の深さの分布を**図—2.1**に示したが、それらの大きさはそれぞれの岩塊の位置、すなわち、(1)橋脚の向きと(2)積まれている層の高さ、によってかなり異なっている^{27),28)}。種々の考察の結果、この窪みの分布は、日射量（**図—2.2**）および海水の供給量の分布と強い相関が認められた。すなわち、海水が供給されて、しかもよく乾燥するゾーンに存在する砂岩の窪みが大きい（このことから、この窪みをつくる主要な作用として塩類風化が関与していることが推定された）。すなわち、岩塊ごとの風化速度の差異は、ミクロな風化環境の差異によって生じていることになる。

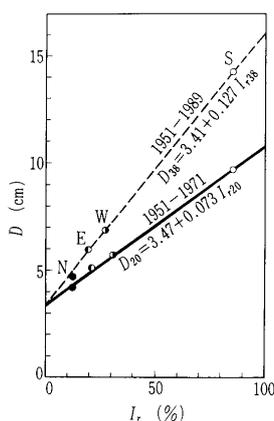
2.5.2 風化速度をコントロールする岩石物性

(1) 風化に対する抵抗性

風化に対する抵抗性の大小は、一次近似としては岩石の種類で決まると考えてよい。しかし、同じ岩石名をもつ岩石でもその種類は多様である。例えば、イギリスには石炭紀のもの、ジュラ紀のもの、白亜紀のもの（チョーク）など何種類もの性質の異なる石灰岩が分布してい



図一2.1 青島・弥生橋の橋脚砂岩塊表面の窪み深さの分布 (橋脚展開図)²⁷⁾：上部は1971年(竣工後20年目)、下部は1989年(竣工後38年目)の計測値



図一2.2 各橋脚面における最大窪み深さ (D) と日射指数 (I_r) との関係²⁷⁾：窪み深さは、最大3層の平均値であり、日射指数は、その3層が受ける年間の直達総日射総量を水平面が受ける量の百分率で表したものである。

る。石灰岩が溶解しやすいと言っても、これらの石灰岩が(例え同じ風化環境であっても)同じ風化速度(風化に対する抵抗性)をもつわけではない。

このような風化に対する抵抗性を岩石物性の面からとらえようという研究が近年盛んに行われるようになってきた。この背景には近年の物性計測の手法の進歩がめざましいことがある。例えば、X線回折や示差熱分析などによる鉱物の同定、蛍光X線分析やEPMAによる化学組成分析、ICPなどによる水質分析、BET法による比表面積の測定、ポアサイザーや紫外線蛍光顕微鏡などによる岩石の間隙径分布や間隙構造の計測、SEM、TEMなどの電子顕微鏡による微細組織の観察などである。そのような研究成果の蓄積により、風化に対する抵抗性は、岩石名によって整理されるものではなく、岩石

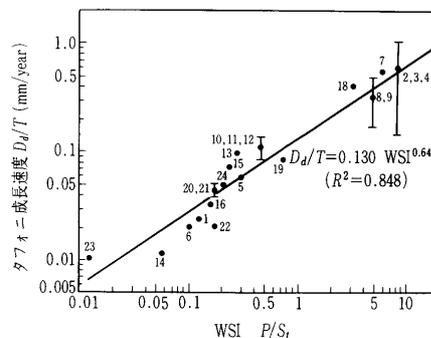
の物性(鉱物組成、鉱物の粒径や結晶度、間隙率や透水性、力学的強度、化学的溶解度など)に制約されていることが分かってきた。

例えば、2, 3の例をあげると、「泥質岩の中でも乾湿風化しやすい岩石は、モンモリロナイトの含有量が多く、間隙径の小さいものである¹⁵⁾」とか、「凍結破碎しやすさは、間隙率や比表面積、透水性、引張り強度などに依存する²⁹⁾」などという知見である。

前述したように、石材の風化作用の中で「塩類風化」は重要な位置を占めている。しからば、この塩類風化に対する抵抗性はどのように理解されているのだろうか? 以下に最近著書らが行った研究³⁰⁾を例にそのことを議論しよう。

(2) 塩類風化に対する抵抗性(塩類風化を受けやすい岩石の物性)

岩石海岸の多くの場所(特に離水波食棚の海側の崖面)で、塩類風化の結果形成されたとと思われる多数の窪み(地形用語では“タフォニ”と呼ばれる)を見ることができる(口絵写真一16)。そのタフォニの形成は波食棚が離水してから形成され始めたと考え、離水の時期から現在までの時間をタフォニ形成時間とすると、その時間でそのタフォニの深さを除したものが、そこでの平均タフォニ成長速度となる。このような仮定のもとに、房総半島、佐渡島、紀伊半島の岩石海岸において、タフォニの大きさを計測すると同時に、波食棚を構成している岩石を採取し種々の物性を計測した。得られた平均タフォニ成長速度と岩石物性の関係をプロットしたのが図一2.3である。



図一2.3 タフォニ成長速度と WSI(易風化指数) との関係³⁰⁾

この図の横軸の WSI は塩類風化の受けやすさを表す指標である。分子の P は、岩石内部で発生する結晶圧(ポアサイザーによって得られた間隙径をもとに推定した潜在結晶圧)、すなわち岩石を破壊させようとする力を示し、分母の S_t は岩石の引張り強度、すなわち結晶圧に対抗する力を示している³⁰⁾。したがって、WSI が大きくなるほど塩類風化しやすいことになる。得られたデータは、タフォニ成長速度が WSI でうまく説明できることを示している。すなわち、岩石中に小さい間隙径の量(体積量)が多く、引張り強度の小さい岩石においてタフォニの成長速度が大きいことがわかった。すなわち、岩石の強度と間隙の状態(間隙率、間隙形や間隙径分布など)が風化速度(タフォニの成長速度)を決定す

講 座

る重要な要因であることがわかる。

ただし、この関係は、海水飛沫の場合（つくられる塩は halite であり、破壊力は比較的小さい）に成り立つものであり、内陸や乾燥地域（多くの場合、破壊力の大きい硫酸ナトリウムや硫酸マグネシウムの結晶が形成されている）にそのまま適用できるか否かは不明である。

2.6 おわりに

岩石や石材の風化作用の種類を決めたり、風化速度をコントロールしたりする要因について、いずれの場合も、風化を作用させる側の環境と、風化を受ける側の岩石とに分けて考察した。このような見方は、石材の風化防止を考える場合にも有効であろう。すなわち、石材の風化防止には大きく二つの方法が考えられる。一つは、風化環境をコントロールする方法（例えば、酸性雨にさらさない、凍結するような温度にまで低下させない、地下水の侵入をシャットアウトするなど）である。もう一つは、岩石物性を変化させる方法（例えば間隙をふさぐ＝コーティングして塩を含む水の浸入を防ぐなど）である。もちろん、前者には大気汚染を軽減する努力なども含まれるであろう。いずれにしても、石材の風化を防ぐためには、そこで使われている石材の物性と、そこで生起している風化作用が何かを正しく理解した上で、その働きを抑制するような適切な対策を講じなければならない。

参 考 文 献

- 1) Cooke, R. U. and Doornkamp, J. C.: *Geomorphology in Environmental Management*. Clarendon Press, Oxford, 410p., 1990.
- 2) Carroll, D.: *Rock Weathering*. Plenum, 203p., 1970.
- 3) Embleton, C. and Thorns, J. ed.: *Process in Geomorphology*, Edward Arnold, London, pp. 73~129, 1979.
- 4) Wilson, R. C. L. ed.: *Residual Deposits: Surface Related Weathering Processes and Materials*, The Geological Society of London, by Blackwell Scientific Publications, Oxford, 258p., 1983.
- 5) Goudie, A. S. and Pye, K. ed.: *Chemical Sediments and Geomorphology*, Academic Press, London, 439p., 1983.
- 6) Ollier, C.: *Weathering*, Longman, London, 270p., 1984.
- 7) Colman, S. M., and Dethier, D. P.: *Rates of Chemical Weathering of Rocks and Minerals*, Academic Press, Orland, 603p., 1986.
- 8) Gerrard, A. J.: *Rocks and Landforms*, Unwin Hyman, London, 319p., 1988.
- 9) Yatsu, E.: *The Nature of Weathering: An Introduction*, Sozoshya, Tokyo, 624p., 1988.
- 10) Robinson, D. A., and Williams, R. B. G.: *Rock Weathering and Landform Evolution*, John Wiley and Sons, Chichester, 519p., 1994.
- 11) Winkler, E. M.: *Stone in Architecture* (3rd edition), Springer-Verlag, Berlin, 313p., 1994.
- 12) Whalley, W. B. and McGreevy, J. P.: *Weathering. Progress in Physical Geography*, Vol. 7, pp. 559~586, 1983; Vol. 11, pp. 357~369, 1987; Vol. 12, pp. 130~143, 1987.
- 13) McGreevy, J. P. and Whalley, W. B.: *Weathering. Progress in Physical Geography*, Vol. 8, pp. 543~569, 1984.
- 14) Goudie, A. S., Allison, R. J. and McLaren, S. J.: *The relations between modulus of elasticity and temperature in the context of the experimental simulation of rock weathering by fire. Earth Surface Processes & Landforms*, Vol. 17, pp. 605~615, 1992.
- 15) Matsukura, Y. and Yatsu, E.: *Wet-dry slaking of Tertiary shale and tuff. Trans., Japan. Geomorph. Union*, Vol. 3, pp. 25~39, 1982.
- 16) Everett, D. H.: *The thermodynamics of frost damage to porous solids. Trans. Faraday Soc.*, Vol. 57, pp. 1541~1551, 1961.
- 17) Cooke, R. and Warren, A.: *Geomorphology in Deserts*, Batsford, London, 374p., 1973.
- 18) Correns, C. W.: *Growth and dissolution of crystals under linear pressure. in Disc. Faraday Soc.*, 5, *Crystal Growth* (Butterworth, London), pp. 267~271, 1949.
- 19) Goudie, A. S.: *Salt weathering. Research Paper No. 33, School of Geography University of Oxford*, 31p., 1985.
- 20) 高屋康彦・八田珠郎・松倉公憲: 堆積岩類および火成岩類の溶解特性に及ぼす岩石物性の影響。地形 (印刷中), 1996.
- 21) Honeyborne, D. B. and Harris, P. B.: *The structure of porous building stone and its relation to weathering behaviour. The Colston Papers*, Vol. 10, pp. 343~365, 1958.
- 22) Shachak, M., Jones, C. G. and Granot, Y.: *Herrivory in rocks and the weathering of a desert. Science*, Vol. 236, pp. 1098~1099, 1987.
- 23) Matsukura, Y. and Kanai, H.: *Salt fretting in the valley cliff of the Asama Volcano region, Japan. Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 13, pp. 85~90, 1988.
- 24) Matsukura, Y.: *Notch formation due to freeze-thaw action in the north-facing valley cliff of Asama Volcano region, Japan. The geographical Bulletin*, Vol. 32, pp. 118~124, 1990.
- 25) 松倉公憲: 風化過程におけるロックコントロール。地形, Vol. 15, pp. 203~222, 1994.
- 26) Dragovich, D.: *Weathering rates of marble in urban environments, eastern Australia. Zeit. Geomorph., N. F.*, Vol. 30, pp. 203~214, 1986.
- 27) 高橋健一・松倉公憲・鈴木隆介: 海水飛沫帯における砂岩の侵食速度—日南海岸・青島の弥生橋橋脚の侵食速度。地形, Vol. 14, pp. 143~164, 1993.
- 28) Takahashi, K., Suzuki, T. and Matsukura, Y.: *Erosion rates of a sandstone used for a masonry bridge pier in the coastal spray zone. in Robinson, D. A., and Williams, R. B. G. eds. Rock Weathering and Landform Evolution. John Wiley and Sons, Chichester*, pp. 175~192., 1994.
- 29) Lautridou, J. P. and Ozouf, J. C.: *Experimental frost shattering: 15 years of research at the 'Centre de Geomorphologie du CNRS'. Progress in Physical Geography*, Vol. 6, pp. 215~232, 1982.
- 30) Matsukura, Y. and Matsuoka, N.: *The effect of rock properties on rates of tafoni growth in coastal environments. Zeit. Geomorph., N. F.*, in press, 1996.