

## 6. 応力開放による破壊現象に起因する花崗岩の風化帯形成

Formation of zone of weathering in granite initiated by fracturing due to stress release

高知大学・大学院生 藤田勝代  
高知大学・理学部 ○横山俊治

### 1. はじめに

西南日本内帯には後期白亜紀花崗岩類が広く分布する。花崗岩類の主な岩相は粗粒のアダメロ岩～花崗閃緑岩である。このような粗粒の花崗岩（広義）はしばしば著しく風化して、強風化花崗岩であるマサが厚く分布する風化帯を形成している。

従来、花崗岩の風化現象については、地質時代に形成された方状節理などのクラックに沿って浸潤した地下水と岩との反応によって、化学的風化が岩の中心に向かって進行していき、それによって、花崗岩に特徴的な厚い深層風化帯が形成されると理解されてきた。しかし、深層風化に関しては特別な条件が必要であるとする見解もある。そのひとつは熱水変質作用先行説である。たとえば、北川は粘土細脈の発達する領域で厚い風化帯が形成されているという広島市周辺などの野外観察データから、花崗岩固結最末期に熱水変質作用で形成された粘土細脈および周辺母岩の変質帯に沿って化学的風化も進行し深層風化が起きるといふモデルを提案している<sup>2)</sup>。ただし、粘土細脈の発達していない領域でも、一般に花崗岩の風化帯は他の地質体と比較すると厚い。また、クラックの少ない新鮮な岩盤でも、地表部には厚い風化帯が形成されている。こういった花崗岩特有の風化帯はどのようにして形成されたのであろうか。

本稿では、応力開放による破壊現象が化学的風化に先行して起こり、そのときに形成されたラミネーション・シーティングと呼んでいる緩傾斜のクラック群に沿って浸潤した地下水と花崗岩との化学的反応で、風化帯が形成されたというモデルを提案する。

### 2. 花崗岩の風化帯の特徴

はじめに、瀬戸内～中国山地、紀伊半島に分布する領家帯および中国帯の花崗岩地域を典型例として花崗岩風化帯の特徴を概観してみよう。

花崗岩分布地域では、しばしば侵食小起伏面が山頂部に発達している。とくに花崗岩が広く分布する中国地方では、なだらかな尾根の連なる準平原を開析して、河川が流れている。こういった準平原を形成している花崗岩は深層風化が顕著である。風化帯（D級岩盤に相当）の下底面は水平に近い形態をもつことが多く、大局的には準平原面に平行になり、現在の河川兩岸の斜面とは斜交することになる。

風化帯の下底面付近では、 $C_L$ 級岩盤の領域が狭くD級岩盤から新鮮な $C_M$ 級あるいは $C_H$ 級岩盤に変わる。地表面付近のマサは著しい化学的風化（初生鉱物の粘土鉱物への置換）を被っているところがあるが、風化帯全体の岩盤劣化はむしろ物理的風化（鉱物の破碎）が卓越している。

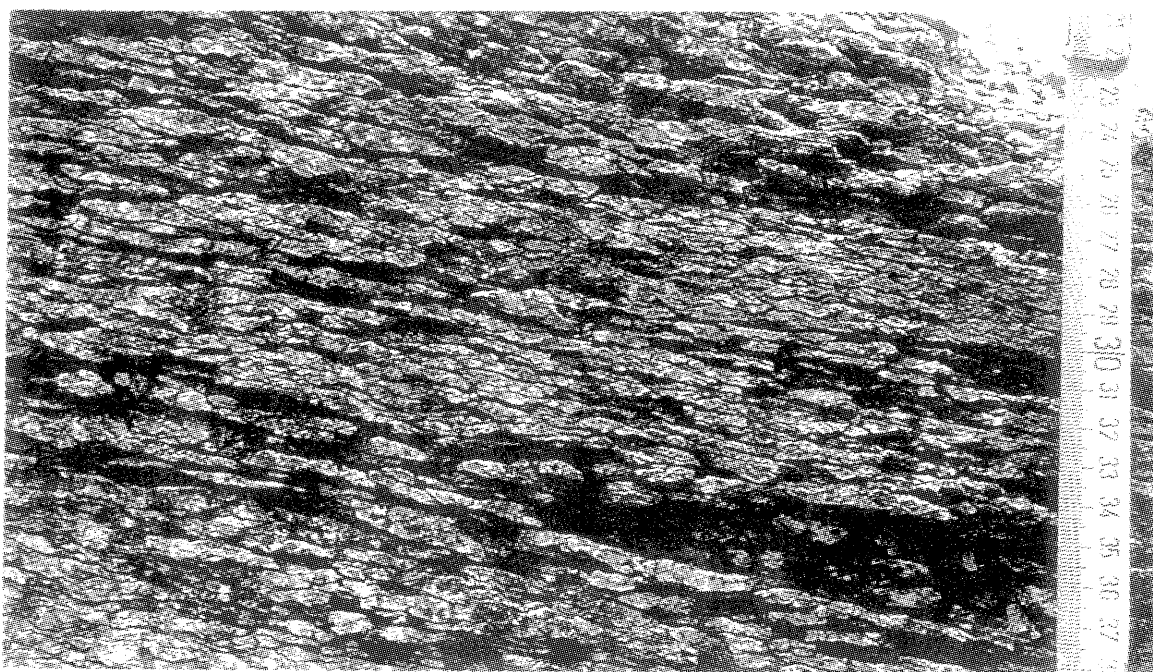
未風化核岩の存在も花崗岩風化帯の特記すべき特徴である。未風化核岩はコアストーンや、boulder、玉石などと呼ばれることもあり、周囲をマサに囲まれて存在する。その形態

は球状～扁平な楕円体状で、長径が1 mから10mに達するものまでである。未風化核岩はしばしば非常に新鮮（A級～B級岩盤）で、節理間隔の広い岩盤を起源としていることは明らかである。

以上要約すると、花崗岩の（深層）風化帯を構成するマサはほぼ水平に広がり、マサから弱～未風化岩盤への変化は急激である。風化帯全体では化学的風化よりも物理的風化が卓越する。そしてマサの中に巨大で新鮮な未風化核岩が分布する地域がある。花崗岩の風化体形成のモデルはこういった特徴がうまく説明されるものでなければならぬと考えている。

### 3. 応力開放によって形成された地質構造：ラミネーション・シーティング，玉ねぎ状構造，未風化核岩

領家帯および山陽帯の粗粒アダメロ岩や粗粒花崗閃緑岩にはしばしばmmオーダーの間隔で密に発達するクラック群が形成されている（写真－1）。クラック群は多くの場合ほぼ水平～緩傾斜で発達している。このクラック群は野外の産状および偏光顕微鏡下の特徴から、橋川がラミネーション(lamination)と呼んだシーティングジョイントに対比される<sup>3)</sup>。シーティングジョイントの成因に関しては、昔から様々な考えが述べられてきたが、現在では地表付近の岩の応力開放による破壊現象と理解されることが多く、われわれのデータも応力開放説を支持する。



写真－1 小豆島アダメロ岩に発達するラミネーション・シーティング

香川県小豆島池田町の小豆島アダメロ岩（粗粒黒雲母アダメロ岩）や吉野花崗閃緑岩（粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩）や、広島県福山市法成寺の粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩では、ラミネーション・シーティング（以下、シーティングを省略する）は、ほとんど化学的に風化していない新鮮な岩石で発生している。

小豆島池田町では、ラミネーションは尾根頂部の侵食小起伏面と低角度の方状節理にほぼ平行に発達している。ただし、尾根頂部から離れると、ラミネーションと侵食小起伏面との平行性は必ずしも認められず、ラミネーションは低角度方状節理に規制されてそれと平行になっている。福山法成寺では、C<sub>H</sub>級～B級岩盤のなかをほぼ水平に走っている方状節理に沿って途切れながらもラミネーションが形成されている。これらの事例から、ラミネーション形成時の応力開放は、侵食小起伏面形成時の地表面と低角度方状節理に規制されたと考えられる。

こうして多くの場合、ラミネーションは高角度の方状節理に対してはアバットしていることが多いが、応力開放が高角度方状節理に規制されたことを示す破壊現象も認められる。それがいわゆる玉ねぎ状構造と呼ばれている多殻球状構造で、中央の塊状の未風化核岩を厚さ数 cm～20cm 程度の殻{殻型シーティング (shell sheeting)} が取り巻きさらにその外側をラミネーションが取り巻く。なかには非常に新鮮な未風化核岩を直接ラミネーションが取り巻いている場合もある(京都府加茂, 領家帯の粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩)。

ラミネーションに取り巻かれた核岩が扁平であると、核岩とラミネーションが互層しているように見える(写真-2)。また、殻型シーティングはその側方で、ほぼ水平で平行なシーティング{平板型シーティング (planar sheeting)} に連続的に移化することもある。ただし、このような平板型シーティングの発達する領域の幅は厚くても2～3mであり、それに対して、ラミネーションの発達領域は厚さ30～40mに達することから、ラミネーションの発達する表層部から深部の塊状岩への変化は急激であるということが出来る<sup>4)</sup>。



写真-2 未風化核岩と調和的に発達するラミネーション・シーティング(小豆島アダムメロ岩)

#### 4. 応力開放による破壊現象に起因した風化帯形成モデル

微視的スケールでラミネーションの形成過程を解読すると、マイクロクラックの発生に始まり、マイクロクラックの成長と連結によって、ラミネーションは形成されている<sup>5)</sup>。したがってラミネーションの発達している岩石を偏光顕微鏡下で観察すると、ラミネーションの近傍には、それと平行に多くのマイクロクラックが発達している。

ラミネーションの発達によって本来塊状岩盤であった花崗岩は層状岩盤に転化している。地表付近では、さらなる応力開放や重力による滑動、地下水による地中浸食などによっても、ラミネーションがさらに連結して連続したクラックに成長したり、ラミネーションの開口幅も広くなったり、ラミネーションの構造そのものが破壊されている。それと同時に密に発達するラミネーションの存在はクラックに沿った地下水の浸潤を容易にし、化学的風化も促進させるようになる。化学的風化が進行し、岩盤強度が低下すると、マイクロクラックも開口するようになり、マイクロクラックに沿っても化学的風化が進行するようになる。

花崗岩の風化帯の特徴と比較してみると、まず、花崗岩の風化帯におけるマサの水平方向への広がり、マサから弱～未風化岩盤への急激な変化は、ラミネーションの分布形態と調和的である。そしてマサの中に巨大で新鮮な未風化核岩の存在する理由も応力開放で説明可能である。また、化学的風化よりも物理的風化が卓越するという、花崗岩の風化帯の重要な特徴もラミネーション、マイクロクラックの形成と結びつけると理解できる。これが応力開放による破壊現象に起因した花崗岩の風化帯形成モデルである。

#### <引用文献>

- 1) 横田修一郎(1992)：節理面の発達した岩盤での風化・劣化過程とそれを表す数学的モデル，地質学雑誌，Vol.98，No.2，pp.155-163
- 2) 北川隆司(1994)：花崗岩のマサ化と斜面崩壊—粘土細脈に注目して—，マサ土分布地域における植生の変遷と土砂災害の変遷に関する研究，ワークショップ広島平成5年度報告書，11-18
- 3) 橋川邦武(1985)：花崗岩体表層部に発達する面状破壊構造に関する研究，広島大学研究報告，25，1-37
- 4) 藤田勝代・菊山浩喜・田中英幸・横山俊治(2001)：小豆島の花崗岩に見られるラミネーション・シーティングの発生と成長に起因した岩盤の緩みと斜面崩壊，第40回日本地すべり学会研究発表会地すべり2001講演集，591-594
- 5) 菊山浩喜・藤田勝代・横山俊治(2001)：ラミネーションタイプのシーティングジョイントとマイクロクラックの構造的関係—西南日本内帯花崗岩類の事例—(日本地形学連合2001年春季大会講演要旨)，地形，Vol.22，No.3