

## 4. 岩石の形成過程

岩石の形成過程を知ることは、同じような工学的性を示す岩盤の三次元的分布を知る上で欠かせないことです。

例えば、河口で形成された堆積岩は古い地層が下にあり上に行くほど新しいものになります。ところが、付加体堆積物ではこのような順番が崩れます。また、火成岩でも深成岩と火山岩では単位体積重量が違いますし、節理の分布密度も異なってきます。

このように、どんな環境で形成されたかを明らかにすることは、工学的な検討を行う上で非常に重要です。

ここでは、各岩石の形成過程を見ていきます。

### 4.1 最初の岩石

宇宙の年齢はおよそ 137 億年で、太陽系が形成されてからは約 46 億年が経過しています。この年齢は、地球に落下した始原的な隕石の放射年代とほぼ一致します。

現在考えられている地球の始まりは、宇宙のチリが固まって隕石が形成され、それが集合して直径 10km ほどの微惑星が形成され、これらが衝突合体して原始地球がつくられたというものです。原始太陽に近いところに岩石主体の塵が集積し、遠いところには氷主体の塵が円盤状に集まりました。この時代の末期に火星ほどの大きさの天体が地球に衝突し、「ジャイアント・インパクト」を地球に与えたとされています。その結果、月ができ、地球は溶解してマグマが表面を覆ったと考えられています。これが「マグマオーシャン」の形成です。つまり、今の地球の構造ができる前に一度地球は火の玉になったと考えられています。

マグマオーシャンの時代には鉄が中心に集積し、核、マントル、マグマオーシャン、原始大気というほぼ現在の地球に近い成層構造が生まれました。この状態で揮発成分が放出されて大気ができました。

地質的証拠からは約 40 億年前に地球が冷えた結果、原始大洋が形成されたと考えられます。

40 億年前に原始海洋ができ、初めての花こう岩ができ、最初の生命が誕生したとされます。花こう岩は水があって初めて玄武岩質マグマから形成されるので、花こう岩の存在は海があったことの証拠になります。

40 億～38 億年前の岩石には水中にマグマが流出して形成される枕状溶岩や堆積岩が含まれています。これも、この頃海洋が存在していた証拠になります。

また、原始海洋の形成により表面の岩石は剛体となりプレートが形成されます。

つまり、原始海洋の形成により、現在見るような岩石の循環が始まったと考えられています。

原始太陽系の物質がそのまま残っていると考えられているのが小惑星です。地球など太陽系の惑星は球形です。これは惑星として集合したチリや岩石物質(小惑星)が衝突の熱や放射性物質の崩壊熱により、少なくとも一部は解けたことを示しています。

小惑星探査機「はやぶさ」が試料を持ち帰った小惑星イトカワは球形をしていません。つまり、この小惑星は長軸が 500m ほどで、あまりにも小さいため大規模に溶けていないことを示しています。つまり、太陽系形成時からあまり変わらない状態で構成物質が残っていると考えられています。現在、イトカワが持ち帰った微粒子の分析結果が報告され始め、さらに全世界的に微粒子を配布して研究が進められています。

約 40 億年前に核、マントル、地殻、海水、大気が形成され、ほぼ現在の地球の構造が形成されました。この頃、地球表層でのプレートの運動も開始されたと考えられます。最初の生物は、中央海嶺の熱水噴気孔付近で形成された可能性が高いと考えられています。

これ以来、地球上での物質循環が始まり、様々な岩石が形成されました。

太陽系の形成過程については、次の本が分かりやすいです。

## 4.2 火成岩の形成

火成岩は地球内部に由来する高温の珪酸塩溶融体（マグマ）が固まって形成された岩石です。大きく分けると、マントルからほとんど混じりけのない状態で噴出してくる玄武岩類と沈み込み帯で海洋地殻と共に引き込まれた水によって、地殻が溶かされて形成される安山岩や花こう岩に分けられます。また、マグマが地下深部で固結したか地表に噴出したかによって、深成岩、火山岩などに分けられます。

日本列島は北米のカスケード地域とともに沈み込み帯の典型的な場所で、世界で最も詳しく研究されている地域の一つです。

地球上で最も活発な火成活動をしているのは、沈み込み帯での花こう岩や安山岩類の形成と中央海嶺での玄武岩類の活動です。

そのほかに、ハワイ諸島で典型的なホットスポットでの火山活動、アフリカ大陸の大地溝帯での火山活動などがあります。

### 沈み込み帯での火成活動

沈み込み帯では海洋プレートの沈み込みに伴って、水がマントル中に引き込まれるのが大きな特徴です。水があるために岩石の融点が下がって、安山岩質のマグマが形成されます。日本やインドネシア、アンデス山脈などはこのような火山の活動帯となっています。

東北日本を見ると、海溝の島弧側には前弧と呼ばれる火山のない地帯があり、脊梁山脈付近から第四紀の火山が分布し始めます。この火山が出現し始める線を火山前線（火山フロント）と呼んでいます。そして日本海東縁までは火山がありますが、それより大陸側には火山は分布していません。日本海は背弧海盆と呼ばれ海洋地殻が顔を出しています。

海洋地殻の沈み込みによって、かんらん岩（＝マントル）が脱水分解作用による水（ $H_2O$ ）の存在のもとで融点が下がり部分溶融を起こします。

この溶けた塊は周囲より軽いため上昇を始めます。これをダイアピルと言います。沈み込んだ海洋プレートの上面には深部からの高温流があり、ここでさらにダイアピルの溶融が進みます。

マグマ発生に必要な温度は  $1400^{\circ}C$  以上です。ダイアピルの上昇により地殻にクラックができ安山岩質の火山が噴火します。地殻の途中で停止したマグマは花こう岩などの深成岩になります。

沈み込み帯の火山岩の典型としては、北海道では昭和新山と有珠山があります。

昭和新山は粘性の高いデイサイトの貫入岩です。レンガ色をしているのは空気に触れて、含まれている鉄分が高温で酸化するためです。

有珠山は約 30 年周期でデイサイト質マグマが爆発を繰り返しています。最近の有珠山の噴火では噴出物が次第にマフィックになっています。非常に活発な火山です。



【図 4.1 昭和新山と有珠山】

右：昭和新山。これは粘性の高いデイサイトの貫入岩です。レンガ色をしているのは空気に触れて含まれている鉄分が高温で酸化するためです。このレンガ色の部分は溶岩の流れた単位を見分ける目安となります。

左：有珠山の火口原。中央手前は銀沼火口，中央の植生のない山は小有珠，左手遠くは西山です。噴煙を上げていますが，小休止中の火山で約 30 年周期で爆発を繰り返しています。

### 海嶺などでの火成活動

海嶺，大地溝帯，ホットスポットなどではマントルから直接マグマが上昇して来ます。これらは玄武岩で，ほとんど化学組成は変わりません。

中央海嶺に代表される発散型プレート境界では，マントルから直接マグマが上昇してきます。このようなプレートの分裂はマントルの動きを反映して活発な火山活動を伴います。

#### (1) マグマの上昇と大陸地殻の隆起

マグマがマントルから上昇してくることにより，それまで大陸であったところが広範囲に隆起します。

#### (2) 火山活動の開始

隆起によって薄くなった地殻が正断層で落ち込んで火山活動が開始されます。現在のアフリカの大地溝帯がこの状態です。

#### (3) 浅海の形成

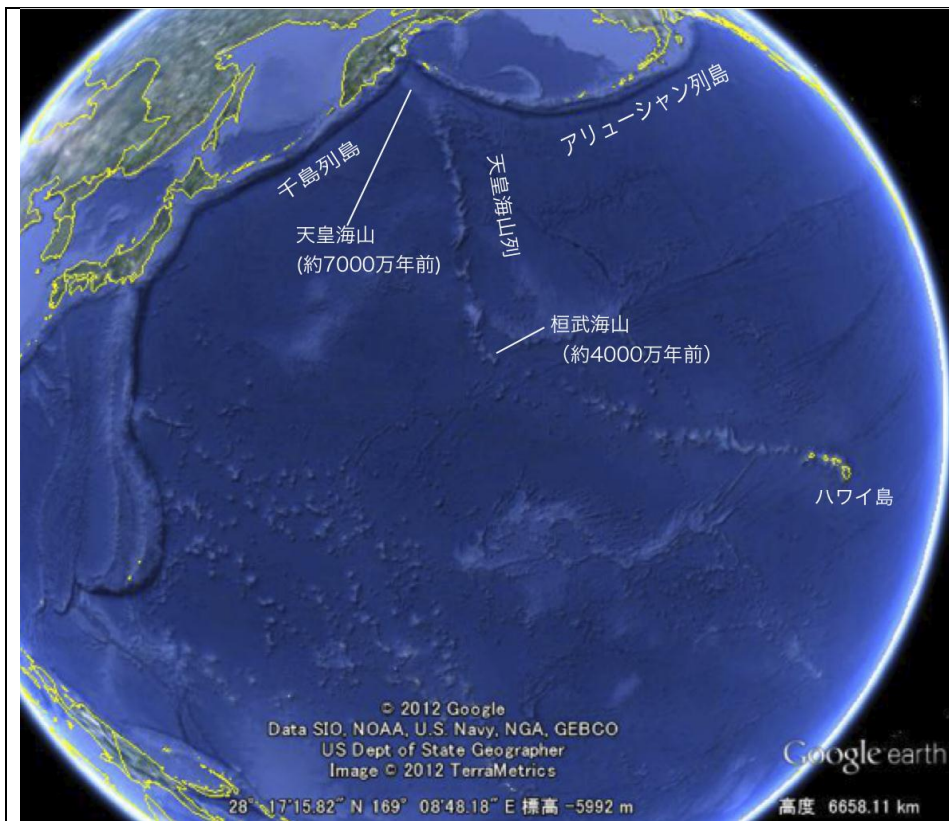
さらに大陸の分裂が進行し浅い海が形成されます。現在の紅海は，これよりやや進んだ段階にあります。日本海もほぼこの段階です。日本海には海洋地殻が分布しています。

#### (4) 中央海嶺の形成

大量の玄武岩質マグマの上昇によって中央海嶺が形成され，海洋プレートが拡大していきます。

地球儀などで太平洋のハワイ諸島の北側を見ると，海底に点々と高まりが連なっています。ハワイ諸島から北東に伸びる列がハワイ海山列で，ミルウォーキー海山から北の天皇海山列は北北西に伸びてカムチャッカ半島付近の千島弧とアリューシャン弧の交点付近まで続いています。この「くの字」の曲がりは太平洋プレートの移動方向が変化したことを表しています。

ハワイ島の火山のようにホットスポットと呼ばれる火山では，マグマがマントルから直接上昇してくるために太平洋プレートの動きに対してマグマの噴出口が不動点となっています。海洋プレート上に噴出して固結した火山は，プレートの動きに乗って移動するのにに対してホットスポットは移動しないために，次々と新しい火山が生まれることとなります。

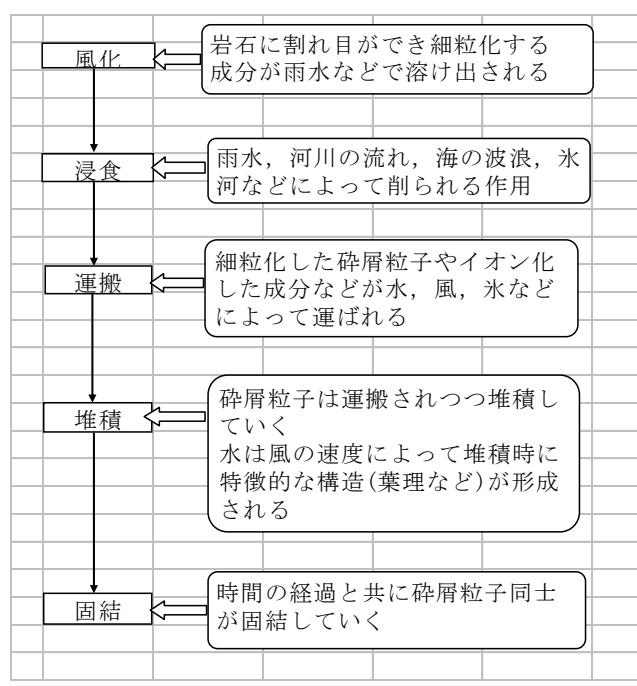


【図 4.2 ハワイ海山列と天皇海山列（グーグルアースに加筆）】  
 これらの海山列はハワイ島のあるホットスポットから上昇してくるマグマによって形成されました。  
 右側にあるハワイ列島から西北西方向に延びる海山列が屈曲して北北西方向に変化しています。これは約??千万年前に太平洋プレートの移動方向が変化したためと考えられています。

### 4.3 堆積岩

堆積岩は少なくとも4つに大別されます(表 3.1 参照)。ここでは、碎屑性堆積岩の形成過程について、やや詳しく述べます。

碎屑性堆積岩と言うのは、陸上に露出した岩石が風化・浸食により細粒化し、水や風で運ばれて堆積したものが固結して形成されます。堆積岩は、次のような過程で形成されます。



【図 4.3 堆積岩の形成過程】

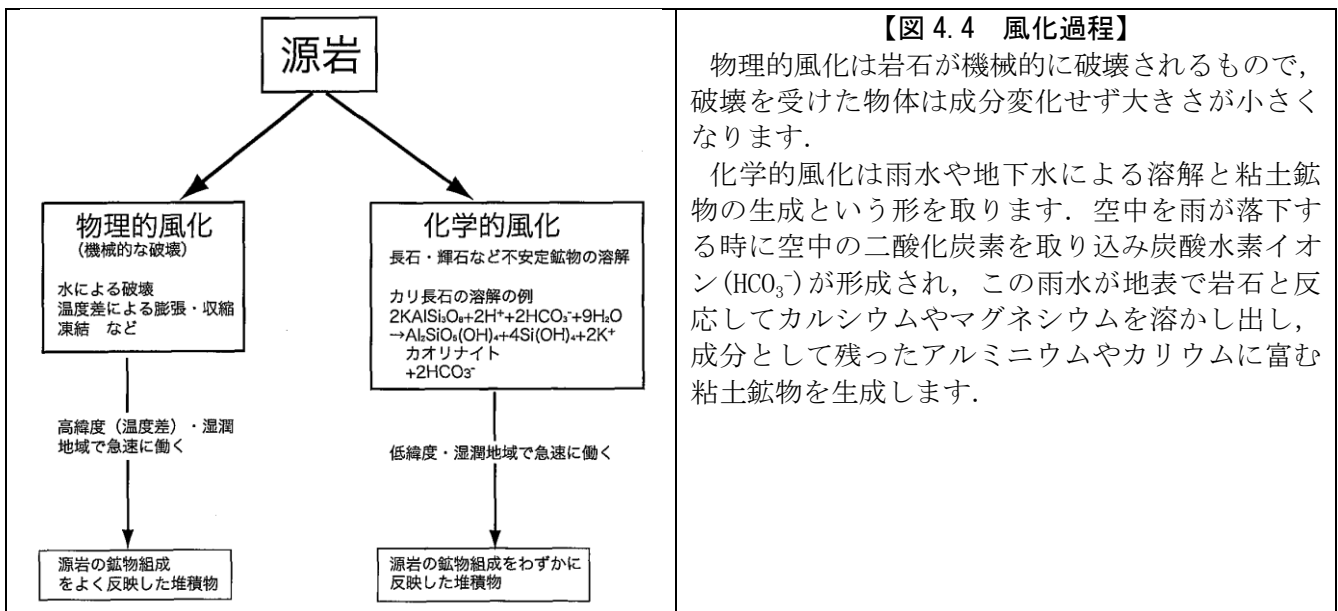
## 風化作用

岩石が地表にさらされてルーズな含水鉱物に変化する過程を風化作用と呼びます。含水鉱物というのは各種の粘土鉱物で、例えば、雲母類は風化によってイライト→バーミキュライトと変化します。長石類はカオリナイトに変化します。風化の進行に伴って、アルミニウムに富む種類が増加します。

化学的風化作用では、もともとの鉱物から溶脱しやすい成分は次の順番になっています。

塩素(Cl) > 硫酸塩(SO<sub>4</sub>) > ナトリウム(Na) > マグネシウム(Mg) > カルシウム(Ca) > カリウム(K) > 珪素(Si) > 鉄(Fe) > アルミニウム(Al)

火成岩の場合は、結晶の晶出温度が高い鉱物ほど風化に対する抵抗が小さくなります(風化抵抗度)。つまり、黒っぽい鉱物(有色鉱物)では、かんらん岩→輝石→角閃石→黒雲母の順で風化抵抗度が高くなり、白色鉱物では、長石類よりも石英の風化抵抗度が高くなります。方解石や火山ガラス(結晶していない)はもっとも風化抵抗度が小さくなります。



**【図 4.4 岩石の機械的風化】**

泥岩が乾湿繰り返しにより指くらいの大きさの岩片に細粒化しています。これがさらに細粒化し洪水時には一気に流され運搬されます。少しずつ水の中に落ちると粘土化して運搬されやすくなります。



**【図 4.5 岩石の化学的風化】**

切土のり面上部のレンガ色の部分は、最終間氷期(約 11 万年前)の温暖な気候で風化したと推定されます。ここでは、アルミニウムや鉄が残存し、その他の成分は溶脱したと考えられます。

## 浸食作用

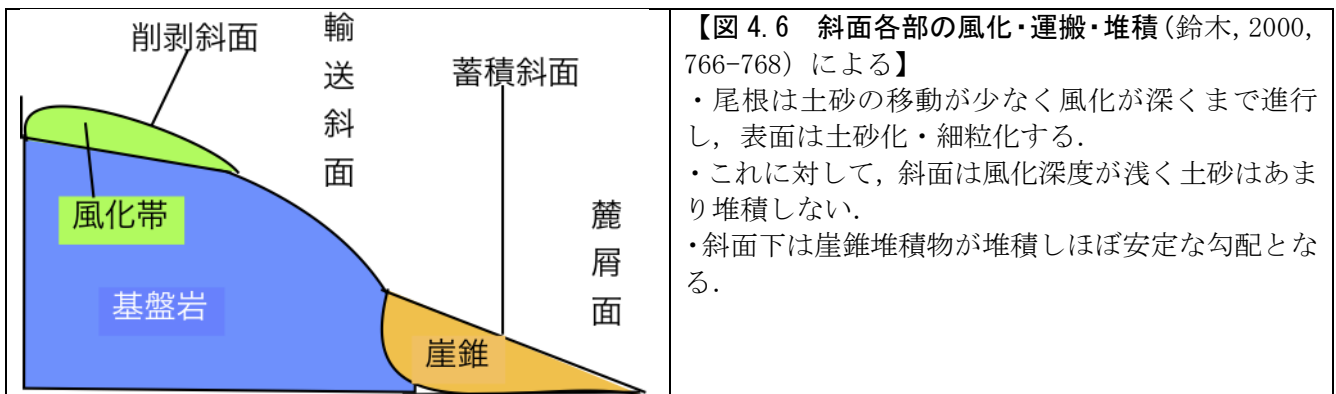
浸食作用というのは、地球の表層が、雨水、流水(河川水など)、風、波、雪、氷河などの外因的営力により削り取られる作用です。水に対する抵抗力が強い鉱物や岩石はそのままの形で残り洪水時などに一気に運搬されるのに対し、抵抗力が弱い鉱物などは微細な粘土鉱物となって浮遊しながら流されます。

浸食された斜面の勾配は、ほぼその岩盤の安息角を示していて山地の形が決まります。山地斜面の平均勾配は数万年の時間オーダーで形成されるので岩盤としての強度を反映している場合が多く、工学的に重要な指標となります。

浸食過程で山地が“固まり (mass)” で移動する場合は地すべりとなります。地すべりは防災上非常に重要なものですが、山地形成と土砂移動の点でも重要な役割を果たしています。

一つの斜面を見てみると、尾根の部分は風化が深く削剥斜面となり碎屑物の供給源となっています。遷急線より下部の斜面は、斜面そのものの勾配にもよりますが、あまり土砂が堆積せず輸送斜面となり。斜面下部は崖錐堆積物が分布する蓄積斜面となります。つまり、風化、運搬、堆積が一つの斜面で発生しています。

地すべりや落石、土石流は、この削剥斜面で不安定化した土砂が輸送斜面を通過して斜面下に堆積する過程ということになります。



## 運搬作用

風化、浸食により細かくされた碎屑粒子は流水、氷河、風などによって運ばれます。日本では水によって運ばれるものが大部分ですが、日本海沿岸には風によって運ばれた砂丘堆積物があり、日高地方には、かつて氷によって運ばれた氷河堆積物が分布しています。また、最終氷期の周氷河環境で形成された岩塊流やソリフラクションによる堆積物も存在します。

ここでは水による運搬作用について述べます。

水による運搬の代表は河川による運搬です。

河川縦断曲線を見ると、多くの河川が上流で急勾配、下流で緩やかな勾配となっています。しかし、詳しく見ると河川には勾配が急激に変化する点があります。木曾川の例では扇状地の勾配は、0.001(1パーミル)程度であったものが扇状地を過ぎて蛇行原に移行すると0.0002となり、扇状地の約1/10の勾配となります。

このような不連続が生じる原因は次のように考えられています。

- (1) 河床礫が運搬される間に摩滅によって小さくなる。
- (2) この細粒化の時に、鉱物一つの大きさである粒径2mm以下の粗砂と鉱物の集合体である4mm以上の中礫(土質分野では4.75mm)との間の堆積物がほとんど作られない。
- (3) 堆積物を構成する碎屑粒子の粒径と河床勾配には関係があって、粒径2~4mmの細礫に相当する勾配

配の堆積地形が形成されないため、下方勾配の急激な変化が生ずる。(谷津, 1954).

この考えは地形学での画期的発見といわれています(鈴木, 1998, 228-229)。

### 砕屑粒子の運搬形式

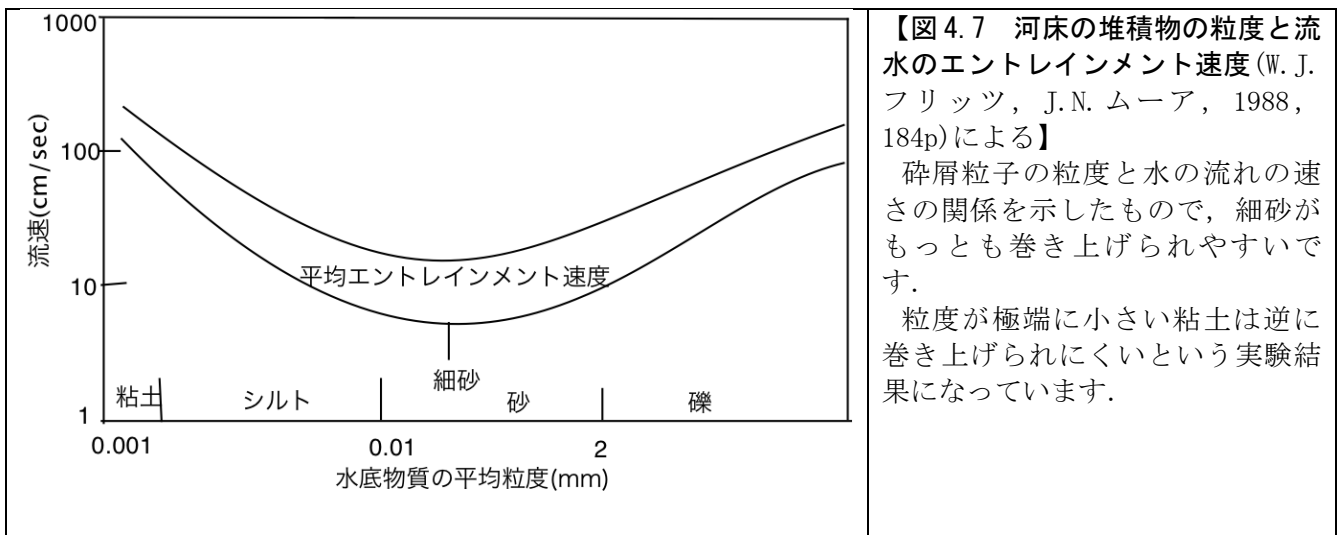
水のような流体中を砕屑粒子が移動していくときは、様々な動き方をします。

水のような流体は、せん断応力のもとで強さを持たない物質です。そのため、水は水頭差による重力の働きによって移動します。この移動(流れ)の際の抵抗性が粘性です。

流れには層流と乱流とがあります。

層流は、粘り気の大きい「堆積物-水混合物」で構成されている流れで発生し、河床に平行な「ラミナ(葉理)」を形成します。

乱流では水は複雑に動き、刻々と流れの方向を変え、複雑な渦を生み出し全体の流れは不規則になります。このような流れは効率的に堆積物を巻き上げ(entrain)て運びます。



### 堆積作用

堆積岩は運搬されつつ堆積していくのが大きな特徴です。堆積岩には様々な構造がありますが、この構造は流速、流れの深さ、堆積物の粒径の3つに左右されます。

ここではまず、砂の堆積構造について述べます。

#### 砂の堆積構造

##### (1) 斜交層理

底を中粒砂で敷き詰めた水槽に 20cm ほどの水を入れ、流速を遅い状態から次第に速くしていくと堆積構造が変化していきます。このような実験にもとづいて、形成される堆積物の構造(ベッドフォーム)と流速との関係が明らかにされています。

ここで形成されている堆積構造には、それぞれ名前が付いています。図 4.8 はいずれも左から右への流れで形成される構造です。

##### 1) フォアセット葉理: 図 4.8 の一番上

リップル、砂波、デューンでは流れの下流側の斜面に、下流側傾斜の構造(葉理)が形成されます。

このような構造をフォアセット（前置）葉理といいます。三角州ではこの構造が形成されながら沖へ沖へと三角州が成長していきます。

2) リップル斜交葉理：

リップル（砂漣：波によってできる、さざ波のような堆積構造。砂浜で波が退いた後にできる模様がこれに相当する）の形成と移動に伴ってできる葉理を言います。一方向の流れ（一方向流）だけでできるものや、行ったり来たりする波（振動流）、二者の複合したものがあります。

3) ハンモック状斜交成層：

暴風時の波によって沿岸から陸棚域で形成されると考えられている砂層で、お皿のような凹部と緩やかな凸部が形成されます。水深 50m～100m ほどの所にできると言われています。

4) クライミング・リップル層理：

リップルが前進するとともに上方へも積み重なって、下流へ移動して形成されます。砂の量が多く流れが割合緩やかな条件で形成されます。

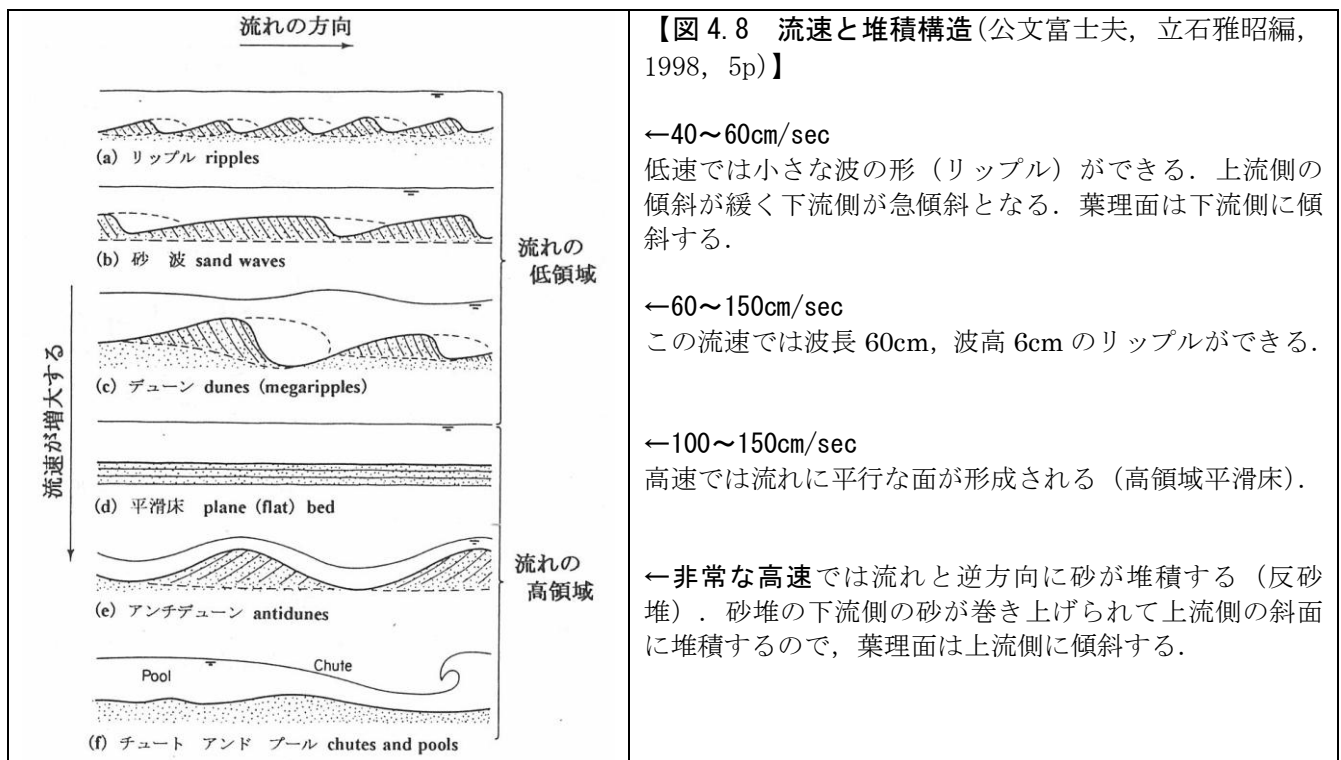
5) ヘリボーン斜交層理：

海の波の上げ潮の流れと引き潮の流れの二つの流れで反対向きの葉理が形成されます。上げ潮の時の流れの堆積構造と引き潮の時の堆積構造が、潮の流れが変わるときに水が停滞して泥が溜まる層を挟んで、ちょうど魚の背骨のような形になります。

6) アンチデューン斜交層理：図 4.8 の下から 2 番目

大きな流速でデューンの下流側の砂が巻き上げられて上流側に堆積してできる構造で、層理面は上流に緩く傾斜します。

流れが弱いときは、碎屑粒子が上流側の傾斜の緩い斜面をゆっくり登って下流側の斜面を転がり落ちて堆積するために、下流側に傾斜した葉理が形成されます。流れが強くなると上流側斜面の傾斜（登はん角度）が次第に急になり、波長の長いリップルが形成されます。さらに、流れが速くなると、上流側斜面で碎屑粒子が巻き上げられ上流側に堆積します。これが、アンチデューン斜交層理です。

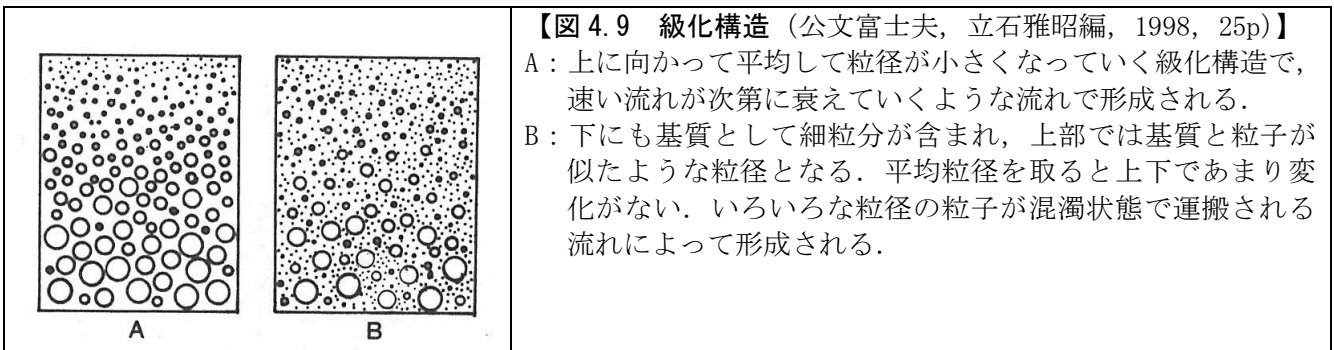


## (2) 斜交層理以外の堆積構造

### 級化層理(graded bedding) :

大きな粒子が相対的に早く沈降するために、構成粒子が基底から上方へ徐々に細粒化している構造をもつ層理です。

- 1) 基質があまりなく構成する粒子の大きさが上方に行くほど細粒となるタイプは、運動能力が徐々に減衰するような流れによって形成されます。
- 2) 下部から上部に向かって平均粒径にあまり差はないが、上部ほど粗粒な粒子の割合が減少して級化を作るもの。いろいろな粒径の粒子が混濁状態で運搬される流れによって形成されます。



### 逆級化層(inverse graded bedding)

上方に向かって粗粒化する構造をもつ単層です。

逆級化層が形成される要因の一つは、密集した粒子間の衝突による粗い粒子の浮き上がりであると考えられています。タービダイトの最下部に逆級化層が認められ、土石流堆積物でも巨大な岩塊が上部に集まります。

火山性水中堆積物では、軽石は発砲の良い粒子の沈降が遅くなり、逆級化層が形成されることがあります。

洪水の始まりのように、時間の経過とともに流れの規模と運搬能力が増大し、上方に粗粒な物質を堆積することによって形成される逆級化層があります。これらは、洪水堆積物、特に自然堤防上や氾濫原上、放棄河道上で形成された洪水流堆積物中に見られます。

### 塊状層理(massive bedding)

無級化、無構造の堆積物からなる単層です。

### 平行層理(parallel lamination)

層理面に平行で、互いにも平行な葉理を平行葉理といい、この葉理からなる単層を平行層理と呼びます。流れの高領域の平滑床に対応するものと低領域の最も低い位置の平滑床に対応するものがあります。平行葉理は、海浜から深海、河川などの各種堆積環境で形成される普遍的な堆積構造の一つです。

### コンボルト層理(convolute bedding)

葉理群が褶曲状の変形を繰り返していたり、顕著なしわを寄せていたりする構造をコンボルト葉理と呼び、その構造をもつ単層をコンボルト層理といいます。convolute は、「渦巻き型の」という意味です。タービダイト、潮間帯の砂州、河川の氾濫原堆積物、ポイントバーなどで見られます。

原因は、堆積直後の固結していない時期に形成されたとする考えと堆積時に形成されたとする考えがあります。

堆積直後説：葉理間で起きた差別的な液状化、水抜けによる液状化、差別的な過荷重で形成されると考えます。

堆積時説：混濁流通過の際のリップル頂部での流れの吸引力、流れによるせん断作用、底面起伏・層流条件・粘着力の組み合わせで形成されたと考えます。

### 水抜け構造・脱水構造 (water-escape structure, dewatering structure)

堆積直後の水を多く含んだ堆積物が、上部からの荷重によって水を排出する過程で生じた堆積構造で、皿状構造、柱状構造などがあります。

### タービダイト

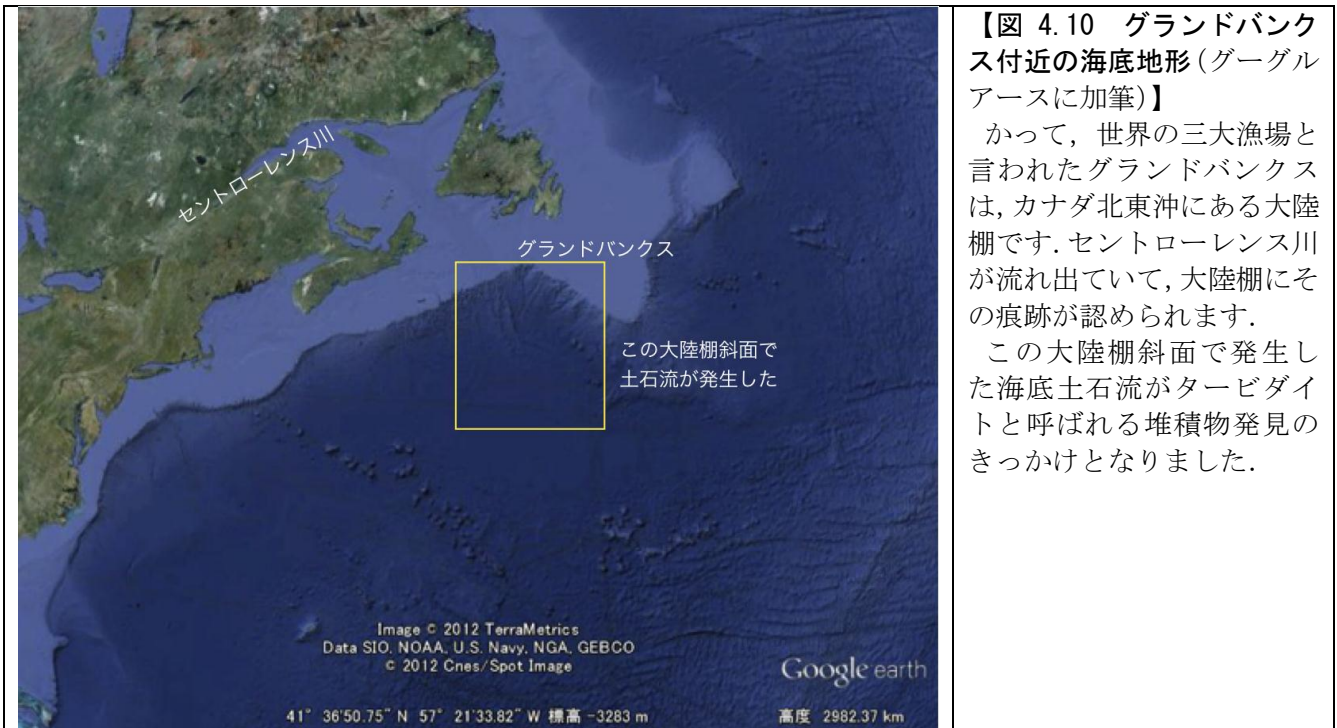
タービダイトというのは「混濁流によって運搬・堆積した堆積物」のことで、水などの流体中に堆積物が分散・懸濁されることによって密度の大きな流動体が出来て、それが下方に移動し運搬され平坦地で堆積したものです。重力流堆積物の一種で、陸上では土石流堆積物がその代表です。

タービダイト発見のきっかけは、アメリカとヨーロッパを結ぶ海底ケーブルが海底地震によって切断されたことでした。

カナダのニューファンドランド島から南東に伸びるグランドバンクスという浅瀬があります。古くからタラの漁場として有名でした。この浅瀬にはアメリカとヨーロッパを結ぶ海底ケーブルが多数敷設されていました。この浅瀬の沖側の大陸斜面下部付近で1929年11月に地震があり、12本の海底電信ケーブルが12時間で23箇所切断されました。1952年になってこのケーブルの切断が海底土石流（タービダイト）によるものと考えられるようになりました。

地震は15時30分に発生しました。最初のケーブル切断は、地震発生約1時間後（16時30分頃）に水深2,000mのところにあるケーブルで起きました。その後、次々にケーブルが切断され12時間40分後には水深2,800m付近のケーブルが切断されました。

その後、このような海底土石流堆積物が世界の各地に存在すること、地質時代にもこのような堆積物があることが分かってきました。



【図 4.10 グランドバンクス付近の海底地形 (グーグルアースに加筆)】

かつて、世界の三大漁場と言われたグランドバンクスは、カナダ北東沖にある大陸棚です。セントローレンス川が流れ出ている、大陸棚にその痕跡が認められます。

この大陸棚斜面で発生した海底土石流がタービダイトと呼ばれる堆積物発見のきっかけとなりました。



【図 4.11 川端層のタービダイトの砂岩・泥岩互層（夕張市千鳥ヶ滝）と礫岩（岩見沢市朝日）】

- 左：砂と泥の互層が縞模様をつくっている。タービダイトの本体の砂とその上部を覆う泥の組み合わせとなっている。
- 中：砂岩の底面に形成されたフルートキャスト。砂層の下底に形成された堆積構造で、この場合は右から左に流れがあったことを示している。
- 右：下位のシルト層を削り込んだ礫層。ハンマーのあるところで礫層が急に左側に落ち込んでいる。この部分は礫層が下（左側）のシルト層を削り込んで溝状の地形を形成したものである。地層がずれているように見えるが断層ではない。

### 続成作用

続成作用というのは、堆積物が物理的・化学的・生物学的諸作用を受けて固結し、より硬い岩石に変化していく過程を言います。変成作用との明瞭な区別は難しいのですが、温度 100℃～300℃付近が境界とされています。

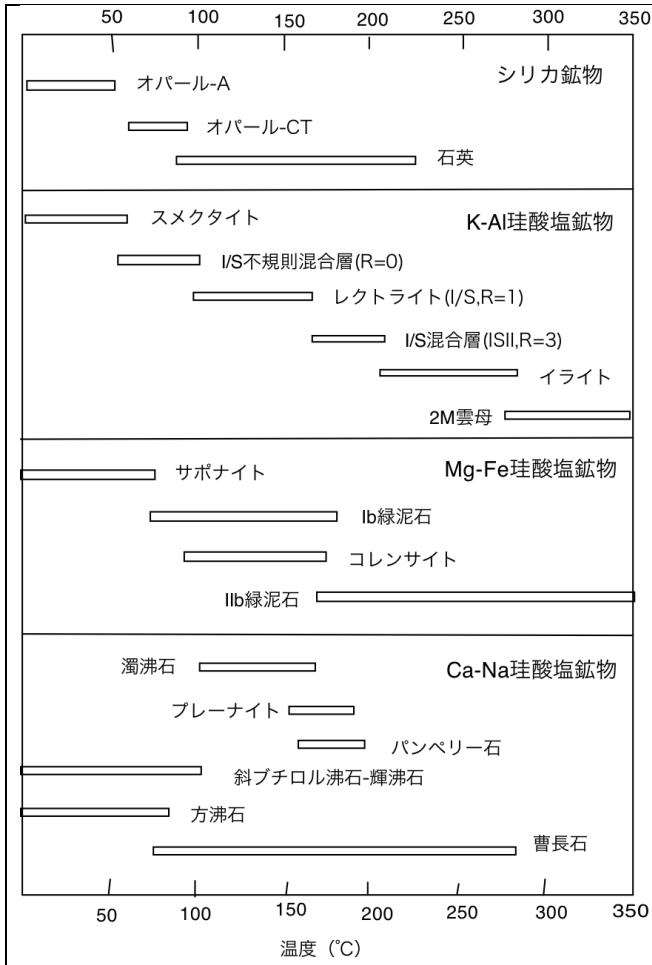
堆積性軟岩は時代とともに間隙比が減少し一軸圧縮強度が増加していきますが、これは続成作用により強度が増加していく過程です。

続成作用は、堆積物の碎屑粒子と粒子間に取り込まれた間隙水との反応で進行します。堆積物が深く埋没していくと物質の出入りがあまりない閉鎖系に近い反応系となります。この反応系で形成される鉱物を自生鉱物といいます。

堆積物に含まれる有機物も続成作用を受けます。石炭や石油・天然ガスの生成にとって重要な作用です。

粘土鉱物に関しては、この本が優れています。

\* 吉村尚久編著（2001）粘土鉱物と変質作用。地学団体研究会。



【図 4.12 砕屑性堆積岩の続成作用で形成される自生鉱物の温度 (吉村編著, 2001, 175p) による】

一番上のシリカ鉱物の変化や二番目の欄のK-Al珪酸塩鉱物であるスメクタイトの変化が続成作用の指標となります。

オパールは鉱物としてだけでなく珪藻 (珪質のプランクトン) や放散虫の遺骸に含まれています。

泥岩と頁岩を区別する一つの指標は、オパールA(非晶質のオパール) が再結晶してオパールCT (クリストバライトやトリディマイトの集合体) に変化していることです。目安としては堆積物が、深度 1,500m くらいまで埋没し地温が 50°Cでいどまで上昇するとオパールCTが形成されます。さらに、埋没深度が 2,500m くらいになると石英が形成されます。

注 1) オパール-A : 全く非晶質(Amorphous)のオパール

注 2) オパール-CT: クリストバライト(Cristobalite)が、トリディマイト(Tridymite)より卓越するオパール

注 3) I/S 混合層 : イライト-スメクタイトの混合層

注 4) R : ライヒヴェアイト(Reichweite)のことで、混合層の積み重なり方を表す指標。

注 5) Ib 緑泥石, IIb 緑泥石 : 緑泥石のポリタイプ。6 種ある。

【表 4.1 シリカ鉱物の続成変質 (吉村編著, 2001, 172-185) による】

シリカ鉱物名と形成温度	特徴	イライト/スメクタイト混合層	形成温度
オパール A 50°C	珪質な珪藻, 放散虫の硬質部 (殻) 砕屑粒子の間隙に沈殿非晶質(Amorphous)。	R=0 : 不規則混合層	50~60°C
オパール CT 80°C	低温型クリストバライト(Cristobalite)やトリディマイト(Tridymite)が不規則に重なったもの。	R=1 : IS (イライト層+スメクタイト層) の組み合わせを含む。	100~110°C (長期) 120~140°C (短期 =300 万年以下)
石英	2θ=68° 付近の 5 重線によって結晶度を識別できる。	R=3 : IIIS (イライト+イライト+イライト+スメクタイト) の組み合わせを含む。	170~180°C

#### 4.4 変成岩

変成岩は熱や圧力などによる変成作用を受けた岩石です。変成作用というのは、堆積岩や火成岩が、そ

れができたときとは異なった温度・圧力、その他の条件の下で、大部分が固体の状態で鉱物組成や組織が変化する現象です。

どんな変成作用を受けて変化したかによって、広域変成岩（千枚岩，結晶片岩，片麻岩など），接触変成岩（ホルンフェルス，天紋粘板岩など），動力変成岩（カタクラサイト，マイロナイトなど）があります。動力変成岩については次の断層岩で述べます。

## 広域変成岩

広域変成岩は温度・圧力により様々な結晶ができます。それをまとめたのが図 4.12 です。

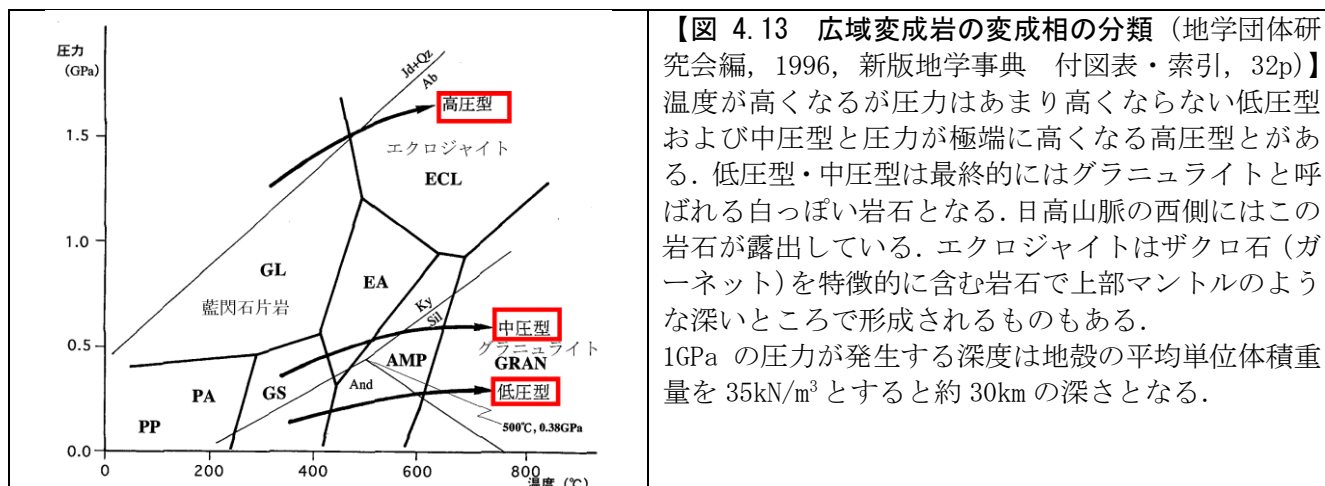
エクロジャイト：最も高压で形成される変成岩。ザクロ石とオンファス輝石（ヒスイに近い鉱物）からなる。

グラニュライト：やや圧力は低いが高温で形成される。斜方輝石，単斜輝石，斜長石からなる。

角閃岩：斑れい岩などの塩基性の岩石を原岩とする。中圧・中温で形成され，グラニュライトに変化する。ホルンブレンド（角閃石），斜長石からなる。

らん閃石片岩：らん閃石，ローソン石，緑れん石からなる。低温・高压で形成される。

緑色片岩：最も一般的な変成岩である。緑れん石，斜長石，アクチノ閃石，緑泥石からなる。低压・中温で形成される。原岩は玄武岩であることが多い。



## 接触変成岩

接触変成作用は，深成岩体などの周辺での温度上昇により起こる再結晶作用です。花こう岩の大規模な岩体（バソリス）では，その影響範囲が数 km に及ぶことがあります。この接触変成作用で形成された岩石が接触変成岩です。

身近なところでは，札幌市の硬石山デイサイトが砥山層群の黒色泥岩に接触変成作用を与えているのを十五島公園の河床で見ることができます。ここでは黒色泥岩が淡灰緑色に変色しています。地表には露出していませんが，黒雲母が形成されている箇所もあります。

## 4.5 断層岩

断層運動に伴い原岩が圧砕されて構成鉱物が破碎されたり，再結晶作用を受けたりして形成された岩石をマイロナイト（mylonite）と呼んでいます。圧砕岩という言葉もありますが，断層岩は深部では再結晶作用が重要ですのでマイロナイトと呼ぶのが適切です。

断層破碎帯では，断層ガウジ（断層粘土），断層角礫，固結した破碎岩などが形成されます。

これらは形成深度と破碎の程度（破碎岩片の粒径）で分類します。

【表 4.2 断層岩の分類（高木，小林，1996，171p）による】

名称	肉眼で見える破碎岩片の割合	破碎岩片の粒径
断層角礫	>30%	メガブレッチャー >256mm
		メソブレッチャー 10-256mm
		マイクロブレッチャー <10mm
断層ガウジ	<30%	通常 <10mm
	破碎岩片の割合	破碎岩片の粒径
プロトカタクレーサイト	>50%	通常 <10mm
カタクレーサイト	10-50	
ウルトラカタクレーサイト	<10%	
粒子	ポーフィロクラストの量	基質構成鉱物の粒径
プロトマイロナイト	原岩の種類により多様	>100 μm
マイロナイト		20-100 μm
ウルトラマイロナイト		<20 μm

注 1) 「カタクレーサイト」というのは破碎岩。

注 2) 「ポーフィロクラスト」というのは圧碎作用により破碎された結晶が細粒になっていく時に細粒化をまぬがれた“斑晶”のことを言う。



【図 4.14 破碎された泥岩】

左：ほとんど破碎されていない泥岩優勢な互層。

白い板状のブロックは砂岩層で，この段階ですでにちぎれています。これは比較的地下深部での変形作用を示しています。このような状態のものを破断相と呼びます。

中：破碎された泥岩優勢層

白っぽく見えるのが砂岩層で，その間を埋める泥岩がやや破碎されています。

右：完全に破碎された泥岩

片状構造がありペラペラに剥がれます。ハンマーの左の白い筋は粘土脈です。

(いずれも山梨県富士川右岸の新第三紀中新世の地層です。)