

岩石破壊と地震

—地震素過程の解明における室内岩石破壊実験の役割—

雷 興林¹⁾²⁾・佐藤 隆司¹⁾²⁾

1. はじめに

地震は地下深部に生じる岩石破壊現象であり、岩石試料を用いた変形・破壊実験は不均質な地殻における破壊をモデル化したものである。室内実験で地下の温度・圧力環境下で岩石を破壊し、この間の岩石の諸物性値を測定することによって地震発生過程、特に地震直前の震源域の振舞いを推定することが可能である。特に岩石変形に伴い岩石内部に生じる微小破壊から発生する微小破壊音 (Acoustic Emission, 以下、AEと略記) を利用する研究は、マクロな最終破壊までの微小破壊の時空間分布を推定でき、地震準備過程の理解を深めるものと考えられる。

ここで、いくつかの重要な述語を説明しておきたい。「地震」とは、専門的には地面の揺れではなく、断層やプレート境界での突然の滑り等の地下深部における岩石破壊現象を指す。地下の岩石破壊の衝撃が地球内部を「地震波」として伝播し、それが地表に達して「地震動」として大地を揺らす。地震時の震源域の破壊現象を直接観測することができないため、地震学では主に地表で観測される地震動を用いて地震破壊過程を推測する。固体の内部で局所的に変形や破壊が起こり音が発生する現象をAEという。亀裂が発生したり成長するとき弾性エネルギーが開放され弾性波が発生することによるものである。室内岩石実験の場合、応力作用下の岩石試料内部の既存の微視割れ目や鉱物粒子の結晶境界など、脆弱な場所に応力が集中することにより、突然亀裂が発生あるいは成長しAEが起こる。それに伴って発生する弾性波もAEまたはAE波と呼ぶ。特に土木・岩盤工学分野ではAEという

言葉はあいまいに使われて、破壊現象とそれによって放射される弾性波の両方を指すことが多い。

岩石あるいは材料の種類や微小破壊の規模により、AEの卓越周波数はkHzからMHzのオーダーの幅広い範囲に分布する。岩石表面に伝わってきたAE振動のエネルギーの一部が超音波及び音波となり空气中に伝播する。人間が聞きとれるものもある。これが「AE」の名の由来である。岩石破壊の場合では最終破壊直前に発生する規模の大きいAEの音が聞こえることがあるが、ほとんどのAEは人間の耳には聞こえない。鉱山などの現場でのRock Burstなどの岩石の破壊現象もAEと呼ぶ。さらに、弾性波や音波の放射を伴うあらゆる破壊現象を広義のAEと呼ぶこともある。この意味では地震もAEの一種といえる。

実はAEと自然地震の間にはさまざまな類似した特徴がある。たとえば、AEの規模を示すマグニチュードMの大小と発生数N(m) (M>mの累積イベント数)との関係は自然地震におけるGutenberg-Richterの関係式と類似の関係($\log N \propto b \cdot m$)を持っており、b値は岩石の不均質と関係している。さらに以降の節で詳しく述べるが、「AE」と「地震」はスケールが何桁も違うが、同じ岩石破壊現象であることを認識してほしい。したがって小さいスケールの実験結果を大きいスケールに応用し、岩石破壊実験から地震予知のための知見を得ることができる。

産総研の岩石破壊実験室は1970年代初期に発足し、1980年頃からはAEの時空間分布や発生メカニズムに関する研究を開始した。AE波形を多点で同時に計測し、地震の震源決定と同様の手法でAEの発生位置を決定するためのAE波形計測処理技術の開発にも力を入れてきた。これを踏まえて近

1) 産総研 地球科学情報研究部門
2) 現在：産総研 地質情報研究部門

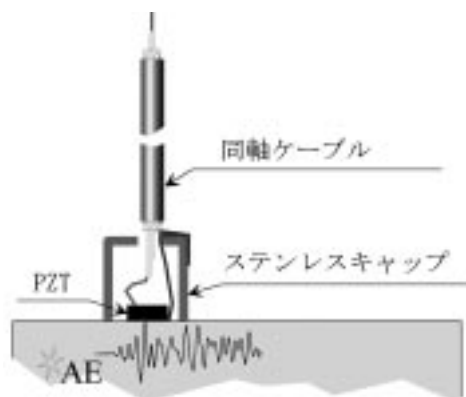
キーワード：岩石破壊実験, AE, 微小破壊, 地震, 地震波, 地震準備過程

年「高速AE震源モニタリングシステム」を開発し、AEの震源つまり微小破壊の空間位置を実験中にリアルタイムで決定・表示する事が可能となった。このシステムの開発により、単に実験の効率が向上しただけではなく、破壊直前の試料内部に生じている破壊面の発達状況をその場で知ることが出来るようになった。実験の際、破壊進行状況を把握しながら歪や弾性波速度などAE以外のパラメータを高密度に観測することにより、物性変化と断層形成過程との相関性をより詳しく調べることができ、これまでよりも格段に地震予知観測に則した実験を行うことができるようになった。近年このシステムを利用した研究成果が多数発表され、当分野において主導的な地位を確立しつつある。本稿ではAE波形計測の歴史及び高速AE震源モニタリングシステムを利用した近年の研究成果を紹介しながら、微小破壊と地震の相似性、微小破壊が描いた断層核形成過程、地震準備過程の解明における室内岩石破壊実験の役割などについて議論する。

2. AE波形の記録

2.1 AEセンサーについて

地震波を記録するには振動の速度や加速度を電気信号に変換する慣性装置-地震計が必要である。これと同様にAE波形を記録するためにAEセンサーが使われる。岩石破壊実験で観測されるAE波の卓越周波数は数十kHz～数MHzであり、地震波よりはるかに高い。このような高い周波数の振動信号を受信するには圧電素子がよく使われる。その原理は圧電効果(Piezoelectric effect)である。圧電効果はチタン酸バリウムや電気石のような単位格子が非対称性をもつ結晶性物質で現れる。結晶が歪を受けると単位格子でイオンが変位し、電極分極が積み重なり結晶全体のある面に電位差を発生する。逆に、特定の面に電圧を加えると、結晶に歪が生じる逆圧電効果がある。したがって、AEセンサーはそのまま弾性波の発振源としても利用できる。小さい試料の実験の場合または封圧下で実験する場合は、直径および高さが数mm程度の圧電素子を被測定物に直接接着する方法を採用する(エポキシ系の2液混合型の接着剤を使用する)。この場合第1図に示すように圧電素子にス



第1図 圧電素子によるAEの検出。

テンレスのシールドキャップをつけて電磁氣的雑音を低減する工夫が必要である。岩石の表面に多数の歪ゲージを貼り付けて岩石の変形を測定する場合、歪ゲージに電流を流す必要がある。これが電磁場を励起しノイズのもとになる。

圧電素子には主にPZT(チタン酸ジルコン酸鉛磁器)が使われている。この圧電素子のキュリー点は300～400℃である。キュリー点を超えると圧電特性が失われるので、これを超えて使用することはできない。通常はその半分くらいの温度までで使用する。さらに高温用にはニオブ鉛(300℃まで測定可能)、ニオブ酸リチウムの単結晶(450℃まで測定可能)等を使うことも考えられるが、感度がそれぞれPZTと比較して1/10、1/100になってしまう。

PZT素子をそのまま使う場合は、周波数応答が複雑なため、通常、波動の初動の到達時刻と振動方向のみを利用する。波形解析が必要な場合はフラットな周波数応答特性を持つセンサーを使わなければならない。ダンピングや複数枚の異なる共振周波数を持つ圧電素子を組み合わせるなどの手法でフラットな周波数応答特性を作り出すことができる。

AEセンサーからの信号は、送信ケーブル内で減衰する。AEセンサー用の同軸ケーブルの容量は約100pF/mであるから、センサーの出力インピーダンスを100pFとするとケーブル長が1mの時、信号は約半分になる。ケーブルを10mにすると信号は約1/10になる。さらにAE計測システムで一番雑音を拾い易いのはセンサー-プリアンプ間である。した

がってセンサーとプリアンプとの間には1m以内の同軸ケーブルを使用することが望ましい。

AE波は弾性波の一種で、伝播しながら減衰する。減衰には、伝播領域の広がりによる幾何減衰と媒体の内部の粘性や散乱などによる内部減衰との2種類がある。幾何減衰は距離の関数であるが、材料には依存しない。内部減衰は岩石の内部構造(鉱物構成、亀裂の密度など)により減衰の大きさは数桁も違うといわれている。岩石破壊実験の場合、微小破壊の形成により減衰が大きくなるので、試料内部の微小破壊を均等に検出するため試料表面にできる限り多くのセンサーを均等に貼り付ける必要がある。

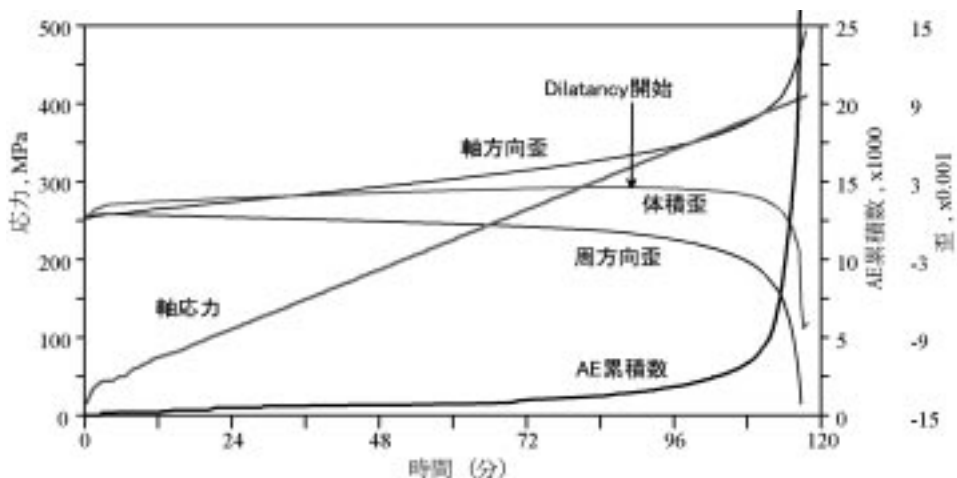
2.2 地質調査所(現産総研地質調査総合センター)のAE計測システムとその歴史

AEの周波数は高いので波形の記録は容易ではなかった。最初の波形記録はシンクロスコープのモニター画面を写真で撮影したものであった。地質調査所では1980年頃に岩石破壊実験の際に発生する微小な破壊の時空間分布に関する研究を本格的に開始し、高周波数のAE波形を多点で同時に計測するための高速・多チャンネル波形記憶装置(トランジェントメモリ、以下TMと略す)を導入した。当初はTMに一時記録した波形データをアナログ磁気テープに記録するシステムやマイクロコンピュータを介してフロッピーディスクに記録するシステムを用いたが、1980年代中頃にミニコンピュータを導

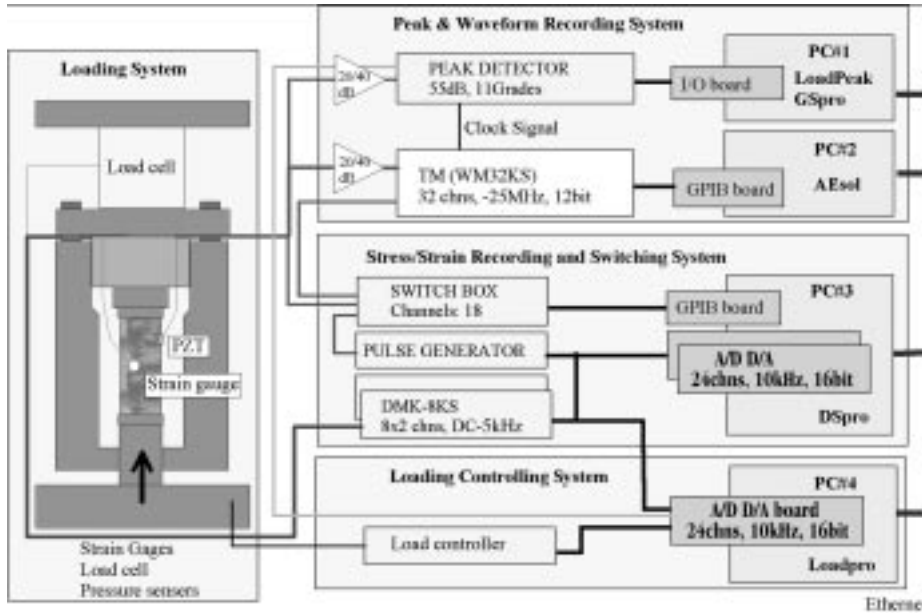
入して大量のAE波形データの収録(354MBのハードディスクと磁気テープ)と震源自動決定を行うシステムを開発した。しかし、コンピュータの性能およびデータ転送の速度が不十分のため、収録できるAEの数が必ずしも十分ではない上、波の初動自動読取りと震源決定には数日を要した。80年代後半からパーソナルコンピュータおよび波形記憶装置の著しい進歩(メモリの高速化と安価化など)を受けて、地質調査所ではAE波形収録処理システムの多チャンネル化、大容量化、高速化に向けて年々改良を加えてきた。地質調査所の多チャンネルAE波形記録システムは概略的に3つの世代に分けることができる。以下に、それぞれの特徴および得られた主な研究成果などを紹介する。

初代のミニコンピュータを用いたAEシステム(1991年以前)では、波形データを記録転送するためにシステムがAE波形の収録を行うことができなくなる時間(これをシステムのデッドタイムあるいはマスクタイムと呼ぶ)が1.5秒以上もあり、AE発生率が高い時には記録されるAEの割合が極端に低くなる。このシステムを使って主にクリープ下のAE震源時空間分布および震源メカニズムの特徴、空間分布のフラクタル構造、間隙水の浸透と微小破壊の相互作用などについて数多くの研究成果が出された。しかしながら、これらの実験はいずれも定性的な結論にとどまっていた。

二代目のAEシステム(1992-1996年)ではチャンネルごとに2Mバイトのバッファを内蔵し、デッドタ



第2図 典型的な花崗岩試料破壊実験の例。最終破壊の前に体積歪の加速増大(Dilatancy)に伴いAEの発生率が急激に増加し、最終破壊直前では毎秒千個以上にも達する。



第3図 リアルタイムAE震源モニタリングシステムの構成。圧縮装置，AE計測システム，応力・歪記録と速度計測システム，ロード制御システム等から構成される。

イムが20msecと著しく短くなったため、AE発生率の高い状態でも多数のAEを記録できた。このシステムを用いてAE時空間分布のクラスターや破壊の段階についての定量化が始まった。このシステムではバッファが飽和に達した後もコンピュータに転送しながらデッドタイムが0.7秒で次々にAEを記録できる。しかし、バッファに一時保存できる波形が1,024イベント分しかなく、最終破壊直前に起こる多数のAEを記録するには十分ではなかった。

現役稼動している三代目のAEシステム(1997年～)では200 μ secのデッドタイムを実現した上で、チャンネルごとに16Mバイトのバッファを内蔵している。AE波動の継続時間はおよそ数十 μ sec～1msecであるので200 μ secのデッドタイムは実用上十分な速さである。バッファに8,012個分のAE波形を記録できるため、最終破壊の直前に発生する膨大なAEもほぼ漏れなく記録できる。破壊核の形成および成長、破壊過程各段階の特性などについての定量化の研究に大いに役立つことが期待できる。第2図に花崗岩試料(直径50mm, 高さ100mmの円柱形)の三軸圧縮破壊実験の典型的な結果を示す。ダイラタンシ(Dilatancy)に伴う微小破壊の急激な増加の様子がわかる。破壊の直前ではAEの発生率は毎秒千個以上にも達している。従来の

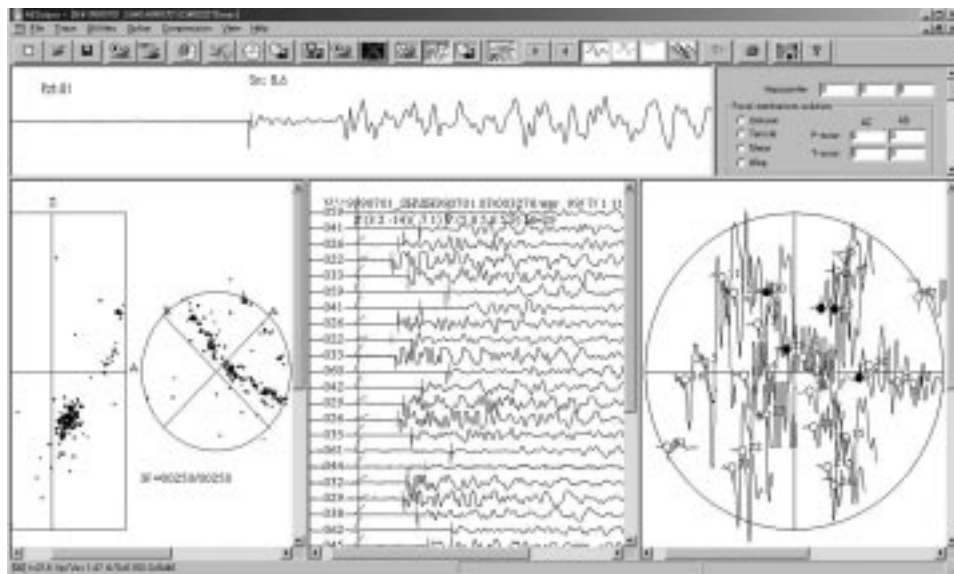
波形記録装置では毎秒数個のAE波形しか記録できず破壊核形成開始後の断層の成長の様子を把握できなかった。しかし、新しいシステムを使えば毎秒約5千個のAEの波形を32チャンネルで記録でき、巨視的な破壊(最終破壊)の直前までの微小破壊の時空間分布を詳細に調べることが可能である。

3. リアルタイム震源モニタリングシステムを利用する岩石破壊実験

3.1 AE波形データ収録および震源決定

上に述べた三代目のAEシステムをもとにして、Windows用のデータ収録処理ソフトAESolを開発した。これによりリアルタイムAE震源モニタリングが可能になった。実験システムの概念図を第3図に示す。

AESolを使って32チャンネルのTMからGPIBバスを介し波形データをPCのメモリに転送する。PC側ではmsecオーダーのタイマ間隔でGPIBのSRQ信号を監視し、新しいAEイベントによる波形データをただちにPCに転送し、P波初動の検出や震源決定等の一連の処理を経て、すべてのデータをハードディスクに保存する。同時に波形および震源データを画面に表示する。AE発生から波形・震源が



第4図 波形収録およびAE震源表示画面。実験しながらAE波形の収録，震源位置及び発震機構の決定を自動的に行う。

表示されるまでに必要な時間は0.5秒以下で，AE発生率が低い場合にはほぼリアルタイムで震源をモニタリングできる。数秒程度の短時間内に数多くのAEが発生するような場合には，波形データは $200\mu\text{sec}$ のデッドタイムでTMのバッファに一時保存され，PC側ではある程度遅れて波形データを取り込み震源を決定して表示する。ほとんどの実験では，最終破壊前の数秒以内に発生するAEでTMのバッファが飽和状態になる。実験終了後，バッファ内に貯まっているデータの転送のため数十分必要となる。第4図に波形データおよび震源表示している画面を示す。AEが発生していない間はP波初動をマニュアルで決定したり，弾性波速度値の変更を行ったりして，より良い精度で震源を再決定することが可能である。

初動の検出と震源の決定には自然地震と同じような方法が採用されている。なお，震源の精度は通常3mm以下である。さらに，AE計測と平行して任意の時刻に最大18個のあらかじめ選択したセンサーに順次に電圧パルスを送り弾性波を励起する。これらの信号はAE信号と同様に他のすべてのセンサーに記録される。P波の走時をもとにコンピュータトモグラフィ技術を利用すれば試料内部の速度構造を詳細に調べることができる。一回の測定(順次に最大18回発振)には1秒もかからないため，AE計測を邪魔せずに岩石変形のあらゆる段階で

弾性波速度の測定が実施できる。

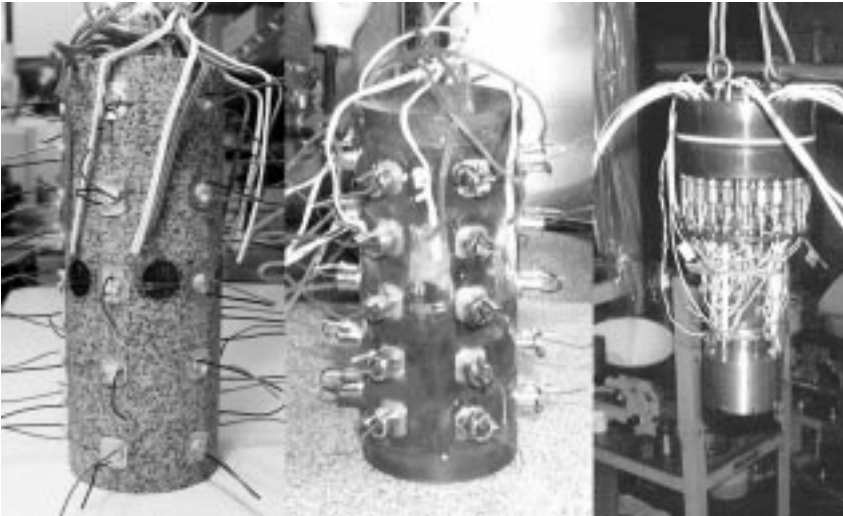
実験中のAE震源決定にはあらかじめ与えられたP波速度あるいは測定データから概略計算したものを使うため，実験後正確なP波速度データを使用して震源を再決定する。震源再決定に必要な時間は，HDDから波形データを読み込む場合では1イベントあたり0.3sec以内で，1時間で1万個以上のイベントを処理できる。

3.2 実験装置

3.1においてAE波形及び関連データの収録システムを紹介した。次に岩石試料に応力を加える装置—岩石変形実験装置について述べる。

「二軸岩石滑り実験装置」大型剪断試験機により，断層長さ(最大1m)方向に不均一法線応力場を作り出し，アスペリティ間相互作用を調べる実験を実施している。断層面の幾何形状，凹凸状況，断層ガウジなどの含有を変えリアリティのある任意な不均質構造を作ることが可能で，二軸岩石滑り実験装置で滑りを発生させ断層運動を実験室に再現する。アスペリティの相互作用や断層の強度回復過程に関する新たな知見を得る。

「三軸岩石圧縮実験装置」地下の圧力及び水化学環境での岩石の物性の測定，破壊機構の解明を目的として，岩石圧縮試験装置を導入した。この装置の軸圧フレームは最大2,000tの圧力を試料に



第5図
準備途中(左, 中)と結線
終了後(右)の岩石試料。
試料表面にPZT素子と歪
ゲージを貼り付けてある。

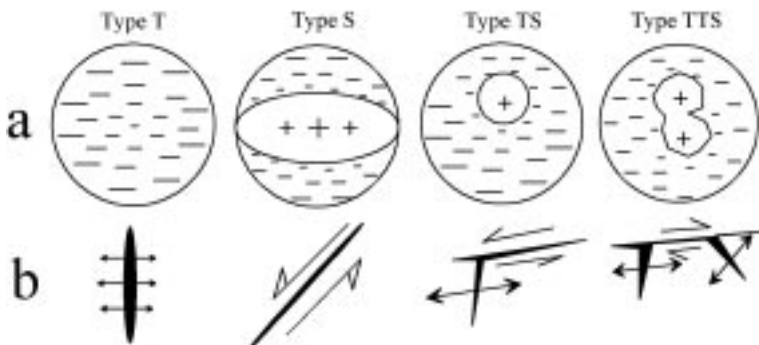
加えることができる。装置の圧力容器は、最大封圧100MPaの高圧環境を実現できる。試料は、直径50mm、高さ125mmの円筒形のものまで使用できる。この装置を用いて定荷重(クリープ)及び定ストレスレート条件下で実験でき、最大16枚の歪ゲージと32個のAEセンサーを試料の表面に貼り付けることができる。第5図はAE震源モニタリングのための準備途中及び結線終了後の岩石試料の写真である。このような試料を使って高速AE波形記録システムと併用することにより、岩石変形に伴う微小破壊の詳細な時空間分布・歪の局域化(Localization)を調べることができる。

「高温高圧岩石試験装置」物性の測定、岩石の破壊・すべりのメカニズムの解明を目的として導入された。本装置は、封圧500MPa、温度300℃、間隙水圧200MPaまでの実験を行うことができる。これは、地下15～20km程度の地質環境に相当する。試料は、直径50mm、高さ125mmの円筒形のものまで使用でき、この温度圧力条件を実現できる装置としては最大級のものである。本試験装置は、24本のフィードスルー端子を持ち、試料内の種々の物理量をリアルタイムで測定することができる。この装置を用いて、高温高圧下における変形破壊実験に加え、摩擦すべり実験を開始し、地殻内地震発生域における岩石の変形・破壊・すべりのメカニズムの解明を目指している。また、本装置にはサーボ制御システムが導入されているため、試料の周方向歪速度を制御することにより、強度破壊点以降の岩石の変形破壊を準安定的に進行さ

せることができる。これにより、最終破壊直前までの任意時点で実験を中止し、試料を取り出して内部の微小破壊の発達状況をX線CTスキャン装置を使って調べることができる。さらに、このような破壊核がある程度形成された試料の表面にAEセンサーと歪ゲージを貼りつけ、上記の「三軸岩石圧縮実験装置」で再度破壊実験を行うことも可能である。その場合破壊核の成長方向や最終破壊面の場所が事前に推定できるので、センサーを破壊核の成長方向に密に貼り付ければ局所的な応力場の変化を詳細に調べることが可能である。

4. 新しいAEシステムの有効性と近年の研究成果

地殻内の地震は、そのほとんどが既存の断層と何らかの関係を持っており、断層の形態は地震発生を支配する重要な条件と考えられている。これまでの研究で用いられた試料は、比較的均質で既存の巨視的な弱面を含まないものがほとんどである。これに対して、ジョイントのような巨視的な弱面が存在する場合の破壊プロセスの研究は、既存断層が関係した地震発生のモデル実験として重要である。一方、岩石の不均質には、構成鉱物種や鉱物粒子サイズに起因するものと、差応力下での変形・破壊の過程で作られられる微小破壊に起因するものがある。岩石固有の不均質は差応力で作られる微小破壊の分布を支配する。例えば鉱物粒子サイズの違いはAE震源の集中の度合いに影響を及ぼす。一方、差応力で作られる微小破壊の分布



第6図 主なAEの発震機構。

は変形・破壊の過程で変化する。したがって破壊を支配する要因は岩石変形とともに変化する。新しいAEシステムでは、取得されるAE波形の数がこれまでのものに比べ格段に多くなっており、AE震源の時空間分布についての定量的把握を高い精度で行うことができる。このため、破壊の進行に伴う震源の集中や、AE発生 の時間分布と空間分布との関係を高い精度で論じることが可能であり、破壊過程の進展及び支配要因の変化の抽出が可能であることが最近の研究成果により明らかになった。以下に、幾つかの研究成果を紹介する。

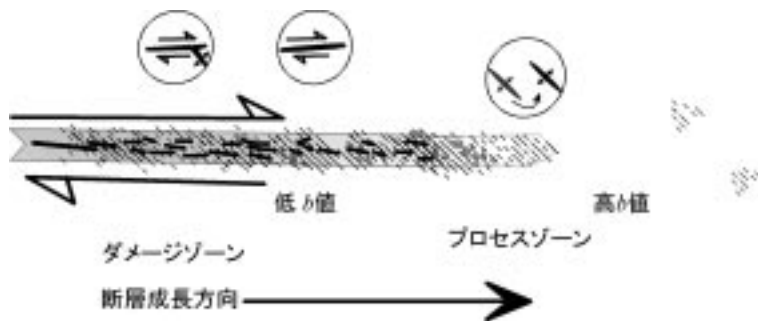
4.1 AEの発生機構

地震と同じようにP波初動の押し引き分布を用いて発震機構を推定できる。実験では主に第6図に示す4種類のAEの発生機構が得られている(Lei *et al.*, 2000a)。T型のAEはクラックの突然開口または伸張によるものでP波の初動はすべての方向において押し(－、符号の定義は統一されていない)である。これと逆に、極少数であるが、C型というクラックや空隙の突然の閉鎖によるものもある。

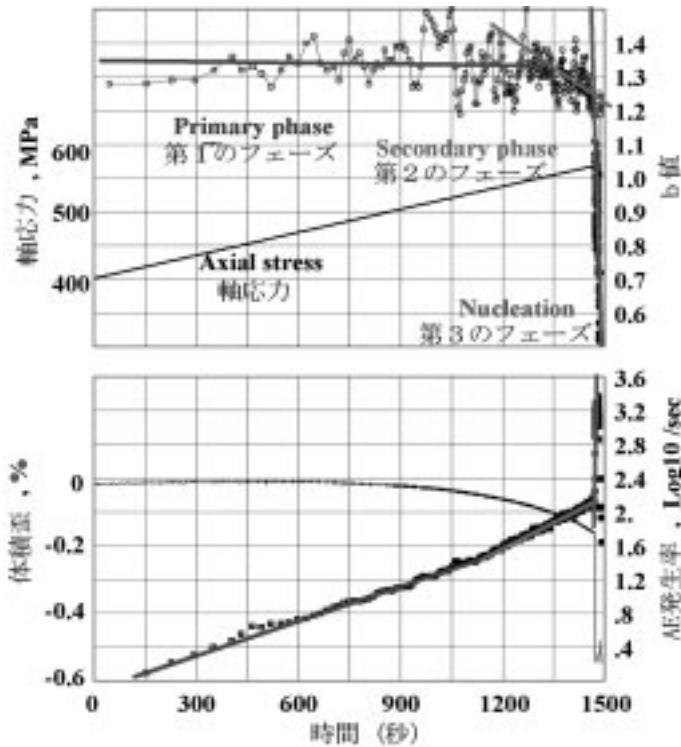
S型のAEは剪断型の微小破壊によるものでP波の初動は4象限型分布を示す。TS型とTTS型のAEはS型とT型の混合種で剪断型のクラックとその先端に伸張型のクラックがほぼ同時に破壊したことによるものである。自然界の地震のほとんどはS型である。AEのほとんどはT型かS型であるが、規模の大きいAEには混合型のTS型も良く観測される。鉱物粒子サイズの小さい(1mm以下)均質試料ではT型のAEが、鉱物粒子サイズの大きい(2-3mm以上)不均質試料ではS型が支配的である。一方、変形の初期段階ではT型が多いが、最終破壊直前の段階ではクラックの連結が重要となりS型が支配的な割合を占める。さらに、以下に述べるように巨視的な断層の核が形成された後の断層の先端のプロセスゾーンとその後のダメージゾーンではそれぞれ支配的な発震機構が違う(Lei *et al.*, 2000b)。

4.2 破壊核形成・成長に関するプロセスゾーンモデル

破壊進行速度を遅くするような特殊な制御を行わない自然条件下で岩石試料内の最終断層破壊面形成・成長過程に伴う微小破壊を完全に記録することに世界ではじめて成功した。得られた微小破壊の時空分布データを利用し岩石内の断層核の形成および成長の過程を詳しく解析した。断層核の先端にプロセスゾーンと呼ばれる領域があり、主に引張型の微小破壊が急発生し断層の成長をガイドする。一方、断層先端の後ろにあるダメージゾー



第7図 岩石内の断層(破壊面)形成・成長メカニズムモデループロセスゾーンモデル。断層先端のプロセスゾーンでは伸張型のクラックが多発生し断層の成長をガイドする。ダメージゾーンには剪断型クラックが支配的な割合を占める。



第8図 断層形成に伴う微小破壊に特徴的な3つのフェーズ。第2及び第3(nucleation)のフェーズでは特徴的な長期・短期前兆変化を示し、地震などの岩石破壊現象の予知に手掛かりを与える。

ンには剪断型の微小破壊が多くて規模の大きいAEの割合がプロセスゾーンより多い数字を示す(第7図; Lei et al., 2000b)。

4.3 断層形成・成長過程の3つの段階について

岩石試料内の断層形成・成長過程が3つの特徴的な微小破壊フェーズに分けられることが明らかになった。第8図に典型的な結果を示す。各フェーズにおいて微小破壊のメカニズム、時空分布特性などが異なる。これは微小地震から断層の状態を知る手法の開発に有益である。第1のフェーズではb値(第1章参照)の増加を示し、低い応力段階の既存亀裂等の破壊に対応する。この段階では各亀裂や小さいアスペリティは独自に成長し、相互作用が無視できる。第2のフェーズでは亀裂間の相互作用が重要になり、クラックなどの連結が発生する。b値も減少傾向に転じる。第3のフェーズは破壊核の形成及び成長に対応しb値が急速に減少し最小値0.5に達する。破壊は非線形的に加速成長し、準静的

な破壊から動的な破壊に発展する。第2、3のフェーズではb値だけではなく微小破壊の発生率も長期・短期的な前兆変化を示す。後述するように、短期変化はアスペリティの分布など断層面の不均質構造に強く依存し多様性を示す。このような段階的な破壊過程は自然地震、火山性地震、鉦山誘発地震等の岩石破壊現象において共通な特徴であるため、実験室で得られた成果はこれらの事象の予測に有用である。

4.4 既存亀裂の役割に関する研究

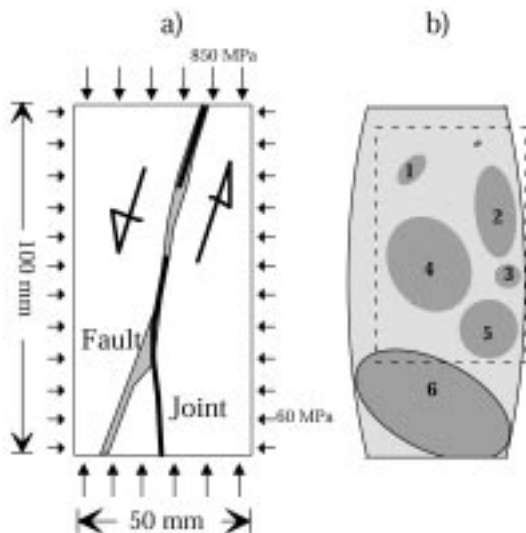
岩石破壊において既存亀裂は最も重要な不均質構造であることがわかった。既存亀裂は断層の形成成長をコントロールし、階層的な破壊過程に導く要因である。既存亀裂密度の高い試料では、長い核形成フェーズを有し多様な前兆的な変動を示すため、破壊は予知可能である。一方、既存亀裂密度の低い試料では核形成フェーズが現れず、予知不可能な破壊パターンを示す(Lei et al., 2000a)。

4.5 断層アスペリティの役割に関する研究

断層アスペリティが地震核の形成及び地震準備過程をコントロールしていることがわかった。断層の弱い部分は先行的に大きな圧縮歪を示す。一方、強いアスペリティ部分は動的な破壊の直前に大きなダイラタンシを伴う微小破壊が発生する。圧縮領域の地下流体がダイラタンシ領域に移動することによりアスペリティの破壊を促進し地震をトリガーすることが考えられる。その時、流体の流動に伴い地電位、地下水等の異常が現れる可能性がある。これらの結果は実際の地震前兆現象の検出・解析に役立つと考えられる(Lei et al., 2004)。

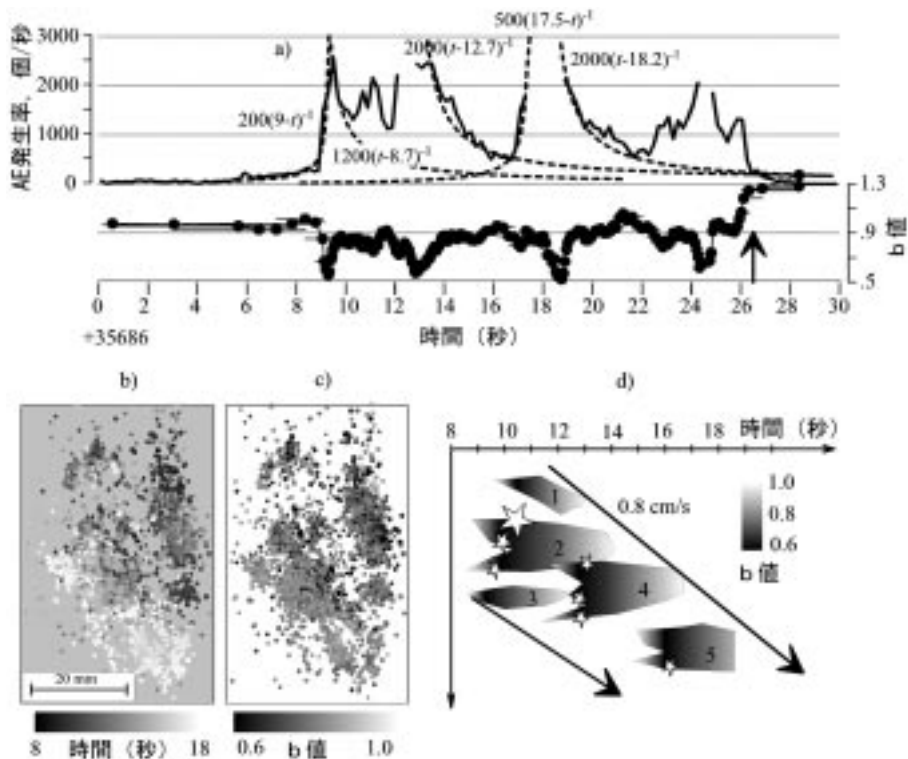
4.6 断層破壊核形成・成長とアスペリティの破壊-AEと地震の相似性

強度分布が一様でない断層の破壊過程をシミュレーションするため第9図に示す岩石試料の破壊実験を実施した。この試料内部には強度が一様でない既存のジョイント面がある。最終破壊を起こした

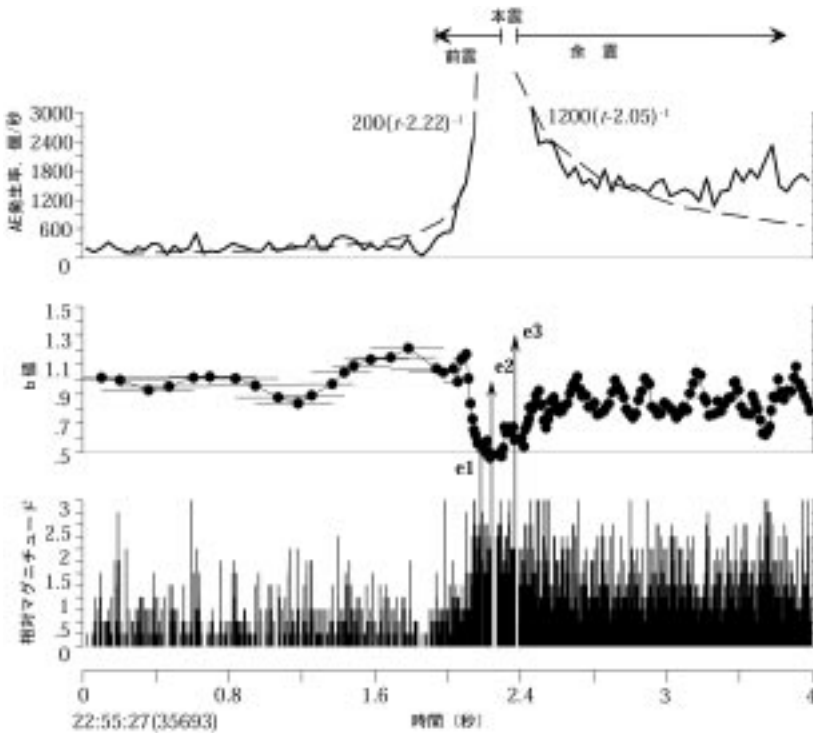


第9図 強度が一樣でない断層の破壊過程をシミュレーションするための岩石試料。断層面の一部は既存のジョイントに沿って形成され、断層面上に示すアスペリティ(強度の強い領域、bの数字で示す領域)が分布している。

断層面は部分的にこのジョイント面に沿って形成されたため、断層面上には強度の強い領域(地震学ではアスペリティと呼ばれる)と弱い領域が混在することになる。この断層面の形成に伴う約2万個のAEが記録された。AE発生率とb値の時間変化、震源の時空間分布等を第10図に示す。AEは各アスペリティに集中して発生した。断層は最終破壊の前に0.8cm/sの速度で準静的に成長したことがわかった。さらに、この準静的な滑り過程で各アスペリティが順次に破壊されたこともAEの時空間分布から推定される。各アスペリティの破壊は自然地震の前震-本震-余震系列と極めてよく一致するAE系列を示す。前震と余震の発生率は大森公式に従うことからアスペリティの破壊は自然地震とよく似た破壊現象であることがわかる。前震段階ではb値が約1.1からほぼ半分の0.5まで減少し、その後の余震期間で徐々に回復する(第10, 11図)。これも自然地震における最近の研究成果と調和する(Lei, 2003a)。



第10図 第9図の試料を用いた実験結果。(a) AE発生率とb値の時間変化。(b, c)断層面上AE震源の分布、濃淡は(b)発生時刻、(c)発生時のb値を示す。(d)各アスペリティ(1-5)の破壊と準静的な断層成長過程。星印は各アスペリティの破壊に対応する主破壊を示す。



第11図
アスペリティの破壊に伴うAEの発生率、b値及び規模。AEの発生率、b値の変化のパターンは自然地震の前震-本震-余震系列とよく一致する。

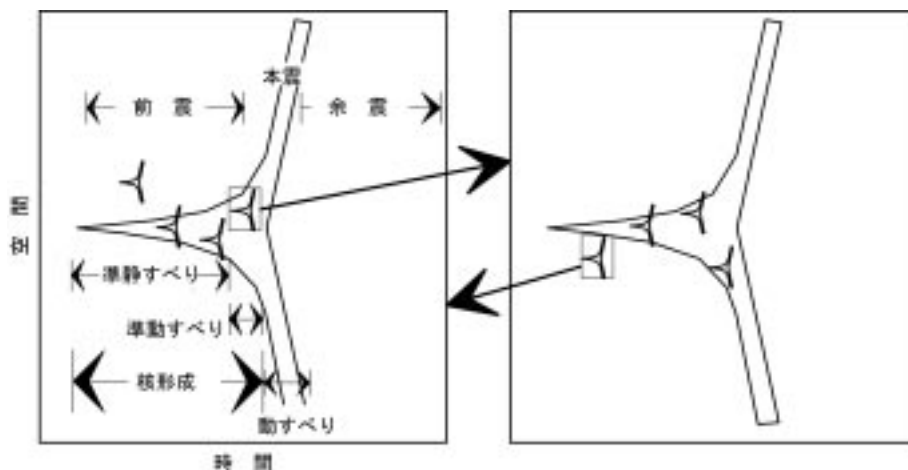
5. 終わりに-地震予測精度向上に向けて

これまでの研究の成果によれば、地震の発生は全く突然に起こるわけではなく、非常にゆっくりと進行する準静的な破壊核形成・成長という段階を経たのち、徐々に「前駆のすべり」という現象が始まり、やがて加速的な破壊、すなわち本震の発生に至るといふ筋書きが描かれる。このような段階性の特徴を持つ地震発生過程では、震源域周辺における応力変化に対応した地震活動度の変化や、破壊前における地表付近の異常変形といった、前兆的現象の出現も予想される。このような前兆的現象が大地震の前に地表付近で検出できるかどうかは地震短期予知の鍵である。

ここまで紹介してきたように、岩石破壊実験においても、動的な最終破壊発生の前に準静的な破壊核形成・成長過程があることが明らかにされた(第7図)。破壊核成長過程においても強度の強いアスペリティでは動的な破壊が起きるが、アスペリティの動的破壊の前にも準静的な準備過程があることがAE時空間分布から示唆される(第11図)。本報告では紹介されていないが、AE波形の中には主要動の前に振幅の小さな初期フェーズの認められるもの

もあり、個々の微小破壊の前にも準静的な準備過程があると考えられる(Lei *et al.*, 2003b)。このように静から動までの破壊進化過程はあらゆるスケールで起こり、第12図に描かれたような階層モデルを考えることができる。このような階層はおそらくmm以下のオーダーの微小破壊から数十から数百kmの大地震まで成り立つ。さらに小さい階層の破壊過程は大きい階層の破壊過程と相似性を持つことにより、室内実験による小さい階層の破壊過程に関する結果を自然界の大きい階層の破壊現象に応用できる。大地震の前駆滑り段階において、規模の小さい動的な破壊現象及び物性値の変化をモニタリングできれば大地震の進行状況を把握することも可能ではないかと考えられる。あるアメリカの有名な地震学者が「地震予知できるのは愚かものか嘘つきかイカサマ師だけ」という名言を唱えたが、最近の地震震源過程に対する認知及び観測技術の進歩をみれば、地震の中・短期予知はできないと断言するのは賢明なことではない。

近年の研究成果及びこれまでの地震予知研究計画の教訓を踏まえ、地震予知研究計画は稠密な観測網による観測及び地震発生過程の解明・モデル化に重点を移した。「地震予知のための新たな観測



第12図 不均質断層の階層的な破壊モデル。

研究計画」(第2次)の推進について(建議)」(科学技術・学術審議会, 平成15年7月)には「地震発生の素過程」の解明が地震発生に至る地殻活動解明のための観測研究の重要な1項目として盛り込まれている。ここでは、「ア. 摩擦・破壊現象の物理・化学的素過程」と「イ. 地殻・上部マントルの物質・物性と摩擦・破壊構成則パラメータ」の2つの課題が取上げられている。自然地震の場合、震源を直接観測できないことや、大地震の発生周期が数十年(海溝型巨大地震)から数千年(内陸活断層で起こる大地震)もあるため、自然地震の観測研究だけでは地震の素過程を十分解明できないと考えられる。室内では数時間から数日間で“大地震”のサイクルをシミュレーションできる。地震素過程や直前地震前兆現象の特徴などの解明に岩石破壊実験(滑り実験を含む)が不可欠である。そのため、岩石破壊実験により、地震発生前後における岩石の微視的な変形や微小破壊の時空間分布、破壊核と流体との相互作用等を詳しく調べたり、岩石同士が接触する面の性質に関する様々な実験を行ったり、地球内部の高温・高圧状態における岩石物性を調べたりといった研究が必要である。これらの実験結果や地震に関する諸観測事実を合理的に説明するため、地震の発生や地震サイクルに関する理論的モデルの研究も必要である。

産総研の岩石破壊実験室の実験装置は世界トップ水準のものであり、今後の研究の進展も大いに期待されている。最近の実験で得られた岩石破壊過程に関する結果、例えば、アスペリティの破壊過

程、破壊の前のb値の低下、アスペリティ間の相互作用等に関する実験結果は地震及び地殻変動の稠密観測により解明されつつある自然地震に関する知見と極めてよく調和する。地震発生の素過程を念頭に今後の研究課題として以下のテーマを中心に展開したい。1) 地下流体が岩石破壊過程に及ぼす影響, 2) 地下深部震源域物性値の変化とその検出手法の開発。

引用文献

- Lei, X.-L., Masuda, K., Nishizawa, O., Jouniaux, L., Liu, L., Ma, W., Satoh, T. and Kusunose, K. (2004) : Three typical stages of acoustic emission activity during the catastrophic fracture of heterogeneous faults in jointed rocks, *Jou. Struct. Geol.*, 26, 247-258.
- Lei, X.-L. (2003a) : How do asperities fracture? An experimental study of unbroken asperities, *Earth and Planetary Science Letters*, 213, 345-357.
- Lei, X.-L., Kusunose, K., Satoh, T. and Nishizawa, O. (2003b) : The hierarchical rupture process of a fault: an experimental study, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 137, 213-228.
- Lei, X.-L., Kusunose, K., Nishizawa, O., Cho, A. and Satoh, T. (2000a) : On the spatio-temporal distribution of acoustic emissions in two granitic rocks under triaxial compression: the role of pre-existing cracks, *Geophysical Research Letters*, 27, 1997-2000.
- Lei, X.-L., Kusunose, K., Rao, M.V.M.S., Nishizawa, O. and Satoh, T. (2000b) : Quasi-static fault growth and cracking in homogeneous brittle rock under triaxial compression using acoustic emission monitoring, *J. Geophys. Res.*, 105, 6127-6139.

LEI Xinglin and SATOH Takashi (2004) : Rock fracture and earthquake-understanding of earthquake source process by experimental study in laboratory.

< 受付 : 2004年2月18日 >