

実験室で地震をつくる

楠 瀬 勤 一 郎 (環境地質部)

Kinichiro KUSUNOSE

岩石に力を加えると 岩石が最終的に破壊するかなり以前から 岩石の内部には微小な割れ目が発生する。この時 微小な割れ目から放射される高周波の弾性波を AE (Acoustic Emission; 微小破壊音) という。AE は自然地震と大変似た性質をいろいろ持っているので AE を地震になぞらえて 地震の発生過程の研究が行われている。岩石中に発生する AE について 地震学の立場での研究は1960年代に開始され 地質調査所においても小出 星野 南雲により AE の測定が行われた。しかし 実験室で高周波をあつかう技術が未熟だったため日本の松島 茂木 アメリカの SCHOLZらによる定性的な成果はあがったものの その後研究の進展がしばらくなかった。1970年代後半に 半導体技術の発達により高周波増幅器 高速メモリーの開発が行われ また コンピュータの導入が容易になり 大量のデータの処理が可能となるなど 高周波を比較的容易に取り扱える条件が整ったため AE の研究が再び活発になり現在に至っている。

AE は岩石内部の数ミリ以下の割れ目から発生するのに 対し 地震は数キロ~数百キロメートルの断層から発生する。したがって AE を調べて得た結果のすべてが自然地震に対して適応できるとは限らないので このスケールの違う現象間の関係(スケーリング法則)を明らかにしておく必要がある。そのためには 記録された AE 波形から AE を放出した割れ目の寸法 その際の応力降下量や破壊の伝ば速度などの震源要素とよばれる

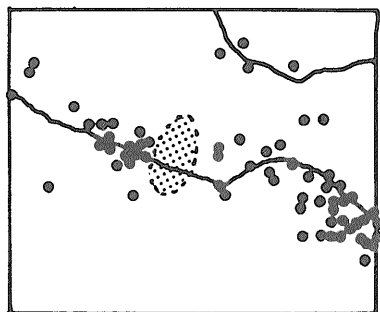


図2 1968年8月2日 中米に発生した M=7.1の地震に先行した空白域。黒丸は地震発生前の震源分布。楕円は本震の余震域 (Ohtake 他 1977)

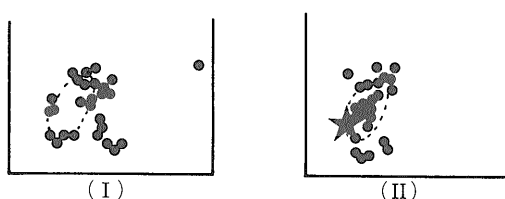


図1 AE の空白域。(I)は巨大 AE 発生前の AE 震源分布。破線で囲まれた所が空白域を表わしている。(II)は巨大 AE 発生後の AE 震源分布。黒でぬりつぶされた星印が巨大 AE の震源。巨大 AE は空白域の端に発生し その余震が空白域を埋めるように発生する。

量を求めることが さしあたりの研究課題となる。

AE 波形から AE の震源要素を求めるためには AE がどのような破壊運動にともなって発生するのかを明らかにする必要がある。この破壊運動の様式を知る第一歩として AE がどこで生じるのか つまり AE の震源を知る必要がある。このためには 自然地震の震源を求めるのとまったく同じことを AE について行えばよい。我々の実験室では 円柱状の岩石試料の側面に9個の AE センサー(共振周波数2 MHz の圧電素子)をはり 試料の軸方向から圧縮応力を加え 試料内に生じた AE をこれらのセンサーで受信する。受信した AE 信号はデータレコーダやフロッピーデスクに記録する。これはたとえば東北地方に9ヶ所の微小地震観測所を設け 内陸部に発生する地震を検知し 電話回線を通じてこれらの記録が仙台へ集められるのと全く同じことである。

自然地震の震源分布を求めることで 活断層に沿った地震活動度の時間-空間的変化や たとえば 海溝から陸側へ沈み込んでいく海洋プレートに沿って地震の震源が二層構造をしている などの重要で基本的なことが分ったように AE の震源分布からも 岩石の破壊に至るまでの岩石内部の様子について 種々のことが分る。比較的大きな しかし最終破壊ではない割れ目の発生にともなう AE を巨大地震に見たてて その前後での AE の震源分布がどのように変化するかを見た(図1)。巨大 AE 発生前には 岩石が巨大 AE の発生する場所を知っているかのように その場所には AE が発生せず

震源分布にドーナツ状の空白域が生じる。このような現象は自然地震でも報告があり 巨大地震の発生位置の予測において重要な手がかりとみなされている。実験では巨大 AE は この空白域の端に生じ その余震が空白域を埋めていく。このありさまも自然地震とより二つであり たとえば 図2は中米の地震の例であるが 地震発生前後の様子が実験結果とよく似ている。自然地震での空白域の形成メカニズムは 今のところよく分っていない。メカニズムの解明には 現象例を多数集める必要があるが 自然地震で空白域が見られるような地震が発生するのは数年に一度と なかなか思うようには現象例を増やすことはできないが 実験では 比較的容易にこのような空白域発生の例を見いだすことができるので 空白域形成メカニズムを理解する際に有力な手段となることが期待できそうである。

破壊運動が生じると 破壊源では局所的に応力が小さくなる。破壊源での破壊前後の応力の差が 震源要素の1つである 応力降下量と呼ばれるものである。図3は AE の発生時に生じる AE 震源での応力降下量を求めた結果で 軸圧上昇にもなった平均的な応力降下量の変化を示してある。軸圧上昇にもない応力降下量は軸圧にほぼ比例して増加するが 最終破壊直前では軸圧上昇による増加が急激になり 破壊強度の95%の軸圧下では80%程度のときに生じる AE に伴った応力降下量の約10倍となる。最終破壊の前にこのような応力降下量の急激な増加が生じるということは 岩石内部での応力分布が不均質になることを示している。自然地震でも このようなことが見いだされると 今発生している地震が巨大地震の前震なのか それとも普通の地震なのかを 地震の応力降下量を求めることで識別でき 巨大地震の直前予測の重要な手がかりとなると考えられる。

自然地震でも 大きな地震の前に付近に発生する地震

の応力降下量が大きくなるのが 数例報告されている (たとえば 1976年7月の唐山地震)。図4は ソビエトのガルム地域の例で この時の本震は $M_L=4.7$ と比較的小さな地震ではあるが 本震前6ヶ月より 付近の地震の応力降下量が相対的に増加しているのが読み取れる。このような現象が一般的であるのかどうかは 自然地震での研究が進まなくてはなんとも言い難いが 直前予測としては b 値 (地震の振幅別度数分布の傾き) を用いるよりは データ数が少なくすみ 魅力的な方法の一つである。

AE を用いた研究は 自然地震の研究に比べればまだ始まったばかりで 震源要素を求めるということを例にとれば 自然地震で1960年代にさかに行われていたことを ちょうど今 AE について盛んに研究を進めている段階で 解決しなくてはならない技術的な問題も多数あるが 逆に 実験室の有利さを行かせるようにやっとなったという段階でもある。これからは 実験室で予測した現象を自然地震に適応し その可否を確かめることで 地震予測の新技術が確立されていくことが期待される。

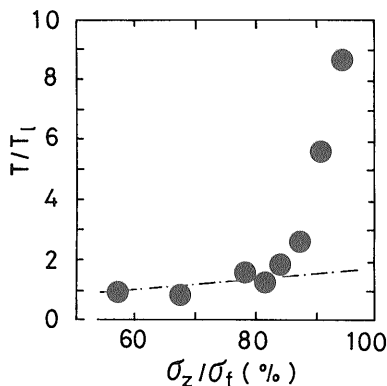


図3 破壊強度で規格化された軸応力 (横軸) に対する AE による応力降下量の相対量 (たて軸)。破壊強度の80%以下の軸圧では 応力降下量は軸圧に比例して増加するが 80%以上では 応力降下量は急激に増加する。

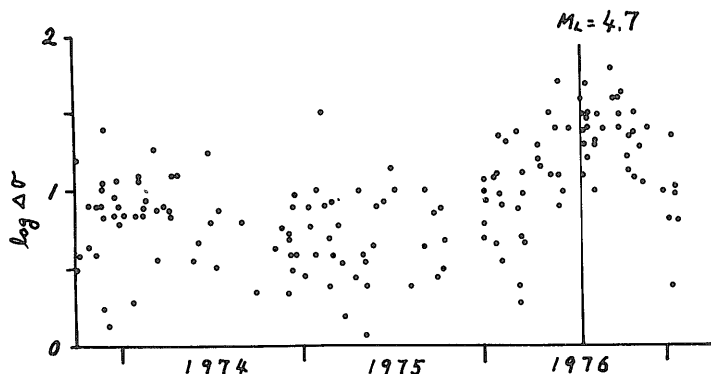


図4 ガルム地方の $M_L=4.7$ の地震に先だつ地震の応力降下量の変化。本震の約6ヶ月より 応力降下量が増加する傾向が見られる。(T.G. Rautian 他, 1978)