

一軸圧縮応力下で発生する アコースティック・エミッション震源の時間-空間分布

西沢 修* 楠瀬勤一郎** 小内 薫***

NISHIZAWA, Osamu, KUSUNOSE, Kinichiro and ONAI, Kaoru (1981) A study of space-time distribution of AE hypocenters in a rock sample under uniaxial compression. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 32(9), p. 473-486.

Abstract: Hypocenters of 460 AE (acoustic emission) events were determined in a cylindrical sample of Yugawara Andesite under uniaxial compression. In the earlier stage when the number of AE events starts to increase, hypocenters are located at random near fracture planes which appear in a stage of the final rupture. In the later stage when the rock sample approaches to the final rupture, hypocenters concentrate on the final rupture planes. An anomalous change of volumetric strain is observed in a region near an AE swarm; high AE activity in a limited region. An AE gap, which seems to correspond to seismic gap observed many times prior to a large earthquake, is also observed in the present experiment just prior to the main rupture. These results strongly suggest that there exist some similar mechanisms between earthquake phenomena and AE events. This conclusion will encourage us to study AE events as a model of earthquake phenomena in order to find a way to predict large earthquakes.

1. 序 論

近年地熱地帯での微小、極微小地震の観測が行われるに伴い、地熱地帯で相当数の微小、極微小地震が発生していることが明らかになった(伊藤ほか, 1980 a; 伊藤ほか, 1980 b; 久保寺ほか, 1980; LUDWIN and BUFE, 1980など). 地熱地帯では熱水系の活動によって岩石中の孔隙水の温度に著しい変化が生じ、これに伴い局所的に孔隙水圧が著しく変化する。孔隙水圧の増加は岩石強度を弱め、局所的に岩石が破壊して微小、極微小地震が発生するものと考えられる。したがって、地熱地帯での自然地震調査は地下の熱水系の広がりを知るための手がかりとなることが期待される。

一方、地下浅部で発生する中規模の地震はしばしば局地的災害をもたらす。この種の地震については長期間の観測で得られた経験をもとに予知が可能であると言われている場合もあるが、詳しいメカニズムは不明である。

地震は地下の岩石の破壊に伴って発生する。したがって、室内実験で岩石を破壊し、この間の岩石の諸物性を測定することによって地震発生のプロセスを推定することが可能である。我々は岩石の微小破壊形成に伴って発生するアコースティック・エミッション(以下、AE と

略記)の研究が、地震発生メカニズムの解明の手がかりを与え、地熱資源探査、地震予知研究にとって有用なデータを提供すると考える。

AE と自然地震との間には類似の性質の存在が報告されている。例えば、AE の最大振幅の度数分布は地震学で求められた石本-飯田の式、あるいはマグニチュードで表現した場合の Gutenberg-Richter の式によく合う(SCHOLZ, 1968a; MOGI, 1962)。

最近、AE を発生する crack の大きさ、応力降下量など自然地震の震源パラメタに相当する量を求めようとすする試みもなされている(前田ほか, 1977; 平澤ほか, 1976; 金子・伊藤, 1978; 楠瀬ほか, 1979; KUSUNOSE *et al.*, 1980)。しかし、これらの研究はAE発生場所(AE震源)が不明であり、詳しい議論を進めることはできない。AE震源の決定は以下に列記する重要性を持っており、AEに関する実験では欠かすことができない。

1) AEの時空分布を知ることにより微小破壊と最終破断面との関係を調べる。これによって最終破壊に先行して生ずる岩石中の微小破壊が、岩石の破壊過程でいかなる役割を果たすかを知ることができる。

2) AEの波形解析を行い震源パラメタに相当する量を求めるためには、採取された波のP波、S波、表面波など各フェイズを正しく同定する必要がある。これらフ

*地熱熱部 **環境地質部 ***千葉大学

エイズの現われ方は AE 震源と検出器(圧電素子)との間の距離及び方向に関係する。初動の押し引き分布からメカニズム解を求める場合にも震源決定が必要である。

3) AE の中には振幅の顕著に大きい波が存在する。このような AE を地震の本震と対比させ、この AE の前後に発生する AE を調べ、前震一本震一余震の系列を明らかにすることができる。これは地震予知研究にとって大変興味あることがらである。このためには AE 震源決定が必要である。

以上のように AE 震源に関する研究は重要であり、これに関しての研究も現在までいくつか報告されているが、以下に述べるようにいずれもまだ十分とはいえない。Mogi (1968a) は花崗岩の板の折りまげの際に発生する AE 震源の 2 次元分布を求めた。そして、震源は初期に試料内にランダムに分布し、最終破壊が近づくにつれ最終破断面近傍に集中することを明らかにした。しかし、まげ応力は地殻内に働く応力としては考えにくく、圧縮応力下での震源の 3 次元分布の研究が必要である。圧縮応力下での震源決定には古くは SCHOLZ (1968 b) の例があるが、決定数が少なく何らかの結論を導くことはできない。LOCKNER and BYERLEE (1977 a, b), BYERLEE and LOCKNER (1977) は AE の振幅が設定されたしきい値を越えた時刻を初動到達時刻とし、この時刻の各チャンネル間の時間差を自動的に測ることによって震源決定を行った。この方法では振幅の小さな AE では初動到達

時刻を読み誤る危険性がある。初動到達時刻を正しく知るためには初動部分の波形を完全に記録する必要がある。

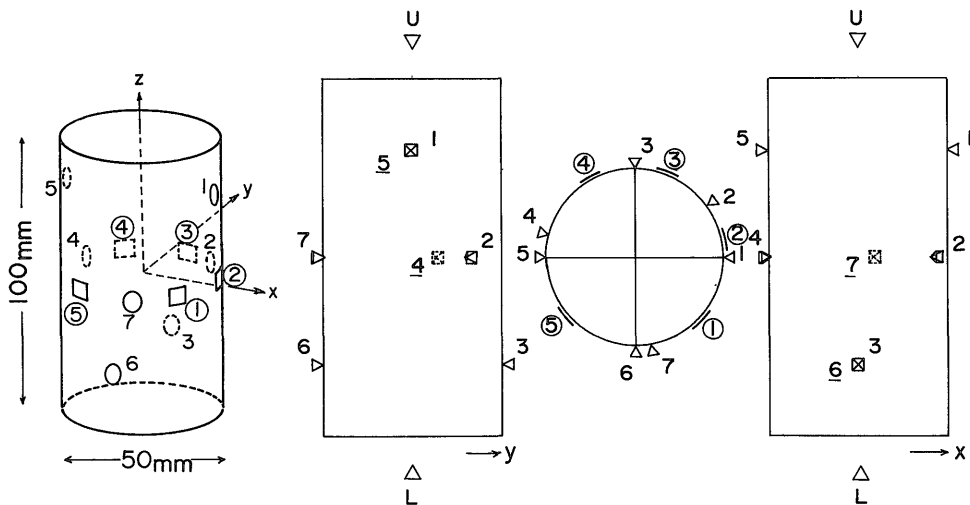
昨今、“トランジェント・メモリ”(以下 TM と略記)と呼ばれる高速の波形記憶装置が普及し、AE 波形は簡便に記録できるようになった。これを用いて清水と前田(1980)は花崗岩の一軸圧縮下での AE 震源分布を求めた。また、楠瀬ほか(1981)、小菅ほか(1980)は同様の方法で震源分布を求め、初動の押し引き分布から AE 発生メカニズムを求めた。SONDERGELD and ESTEY (1980), ESTEY and SONDERGELD(1980)も似た方法で震源分布とメカニズムを求めている。しかし、これらの実験はいずれも震源決定数が数十から百程度と少なく、破断面形成と AE 震源分布との関係は明瞭でない。

我々は震源決定の解析作業を能率化することにより、ひとつの岩石試料の一軸圧縮下で発生する AE の震源を 460個求めた。さらに、その結果から AE の震源分布と岩石試料内の破断面の位置との間に密接な関係が存在することを認めたので以下に報告する。

2. 試料, AE 測定システム, 及び震源決定法

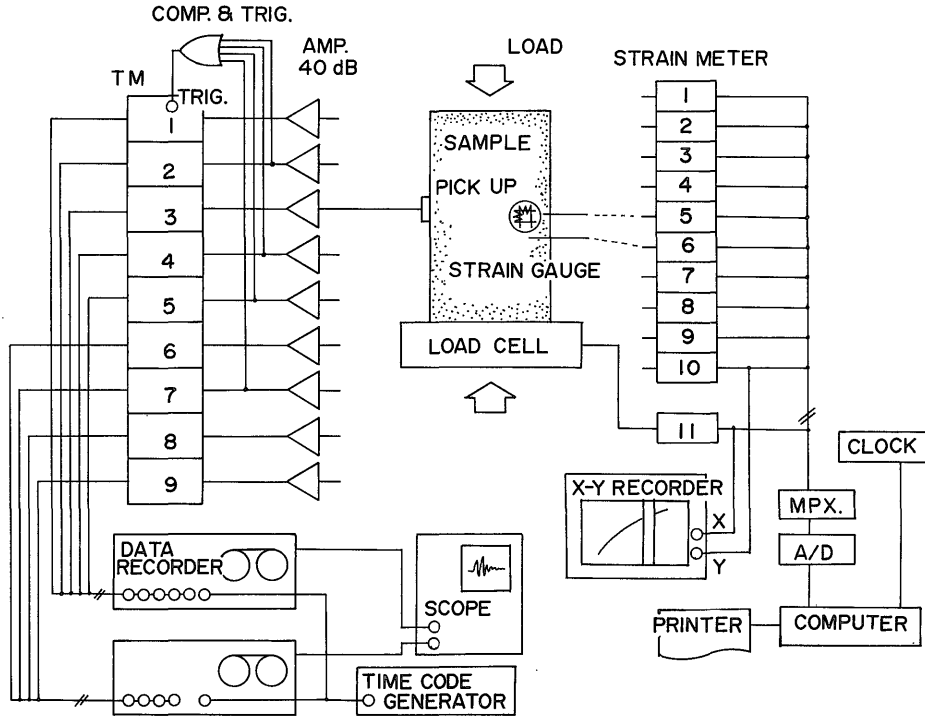
2.1 試料

この実験に用いた岩石試料は湯河原産新小松安山岩である。形状は円柱で大きさは直径 50 mm, 長さ 100 mm である。試料両端面の平行度は 2/100 mm 以内に仕上げてある。試料を整形後数日間室内に放置し、圧電素子、ひずみゲージを貼り実験に用いた。



第 1 図 岩石試料にとりつけた AE 検出用の圧電素子, 及びひずみゲージの配置図

円柱状試料側面に圧電素子 1-7 をとりつけ、上下端の鋼鉄製の当てがねにも圧電素子をとりつけた (U, L)。また①-⑥はひずみゲージ (タテ, 円周方向を同一箇所測定できるもの) を示す。



第2図 AE計測システム

トランジェントメモリ (TM) はマスタースレイブ接続されており、第1チャンネルのトリガで全チャンネル一斉に波形の記憶が開始される。1チャンネル1024サンプルである。ひずみは5カ所のタテ、円周方向が測定され、デジタル記録される。

第1図に示すように試料の側面、長さ方向の中央部5カ所に、たて、横方向のひずみゲージを、試料側面7カ所に AE 検出用圧電素子を貼った。また試料端面、上下に鋼鉄製エンドピースを置き、そこにも圧電素子を貼った (第1図, U, Lで示す)。圧電素子はすべて直径約5 mm の円板状P波用厚み方向振動子で、共振周波数は5 MHzである。

2.2 測定システム

第2図は測定システムを示す。圧電素子によって検出された AE 信号は各チャンネルとも帯域 10kHz-2 MHz, 利得40 dB のアンプで増幅された後 TM (トランジェント・メモリ) に記憶される。2, 4, 5, 7番の4チャンネルに入力した AE を同じトリガレベルで検出し、この中のひとつがトリガレベルを越えた場合に9チャンネルすべてに一斉にトリガがかかる。TMにはあらかじめ負の遅延が設定されており、波形は初動から記憶することができる。TMのA/D変換のサンプリング間隔は50ns, 分解能は8ビットである。サンプル数は全体で1024であり、波形は約50 μ sの長さにはわたって記録できる。TMに記憶された波形はただちに1サンプル1msに引き伸ばさ

れてアナログ出力される。波形全体を出力するのに約1秒を要する。この間、TMは“BUSY”状態にあり、発生したAEを記録することができず、いわゆるデッドタイムとなる。波形のアナログ出力が終るとTMはただちにトリガ待ち状態となる。アナログ出力は磁気テープに記録される。この磁気テープ記録は実験終了後ペンレコーダによって再生される。試料に加わる荷重及び試料のひずみは1分ごとにA/D変換器でデジタル化され、マイクロコンピュータに読みとられ、プリンタに出力される。

2.3 震源決定法

2.2で述べたように今回の実験では弾性波速度を測定しているため未知数は発震時刻と震源の各座標値の計4個となる。震源計算は初動到達時刻の読みとりが5チャンネル以上でなされた場合について行った。

一軸圧縮の際のP波速度は応力軸方向とこれに垂直な方向とでは異なる (LOCKNER *et al.*, 1977; 西沢ほか, 1980など)。応力軸方向に伝播する弾性波速度は応力の増加とともに速くなり、応力に垂直な方向に伝播する弾性波速度は応力増加とともに遅くなる。この実験に用いた試料

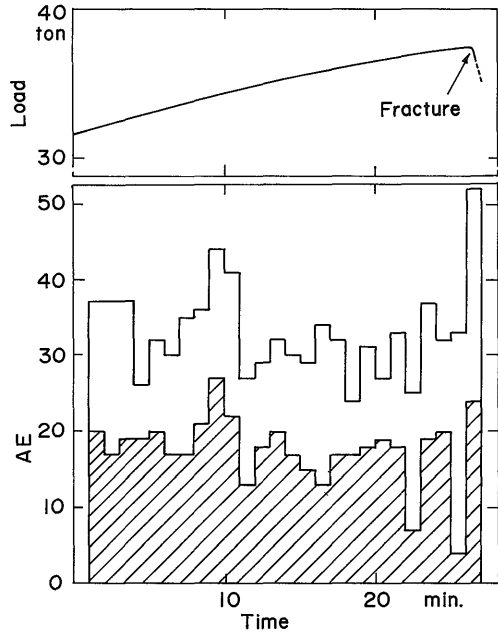
の速度変化は最終破壊までに応力軸方向とこれに垂直な方向でそれぞれ約20%の増、減である。楠瀬ほか(1981)と同様、震源計算の際には弾性波速度の異方性を考慮に入れた。

AE波形は約50 μ s 分のデータが記録紙上で130 mmの長さになって再生されている。再生記録を用いての初動の読みとり、震源位置の計算、震源位置のプロットにはミニコンピュータ HP 9845, 及びこれに接続されたデジタルタイザ、プロッタを用いた。このシステムを用いると初動到達時刻の読み誤りの際、即座に再読みとり、再計算が可能であり、作業能率を上げることができる。震源決定精度は、試料側面の圧電素子より出された弾性波を用いて調べた結果、 ± 3 mm 以内であった(楠瀬ほか, 1980)。試料の中心付近では精度はこれより向上する。一般に試料表面付近の震源は x, y 方向に、試料の上下に片寄った位置での震源は z 方向に精度が悪くなる。

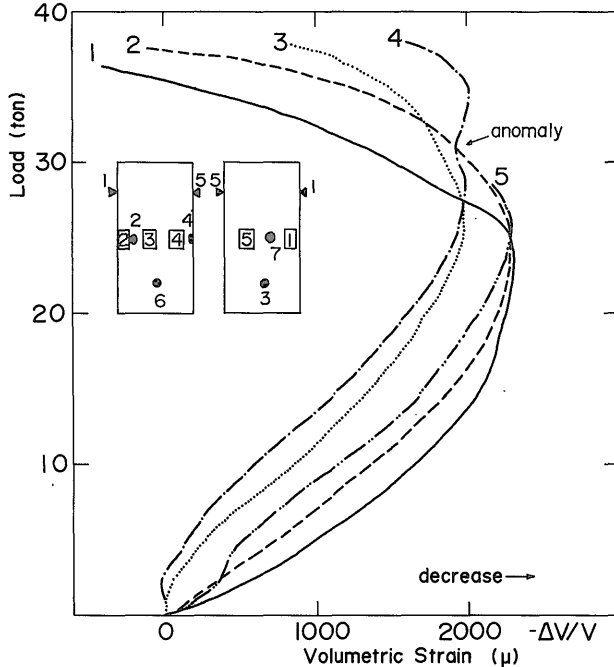
3. 結果と考察

3.1 試料の非弾性体積ひずみと AE 震源分布との関係について

実験は応力の時間あたりの増加量が一定となる条件で行った。実験に用いた安山岩試料は最終破壊応力の約80



第3図 試料に加えられた荷重の時間変化、データレコーダに記録された1分間毎のAE数と震源決定されたAE数(斜線部)の時間変化
荷重上昇の割合はほぼ一定である。震源決定されたAEの数はデータレコーダに記録されたAE数の53.3%である。



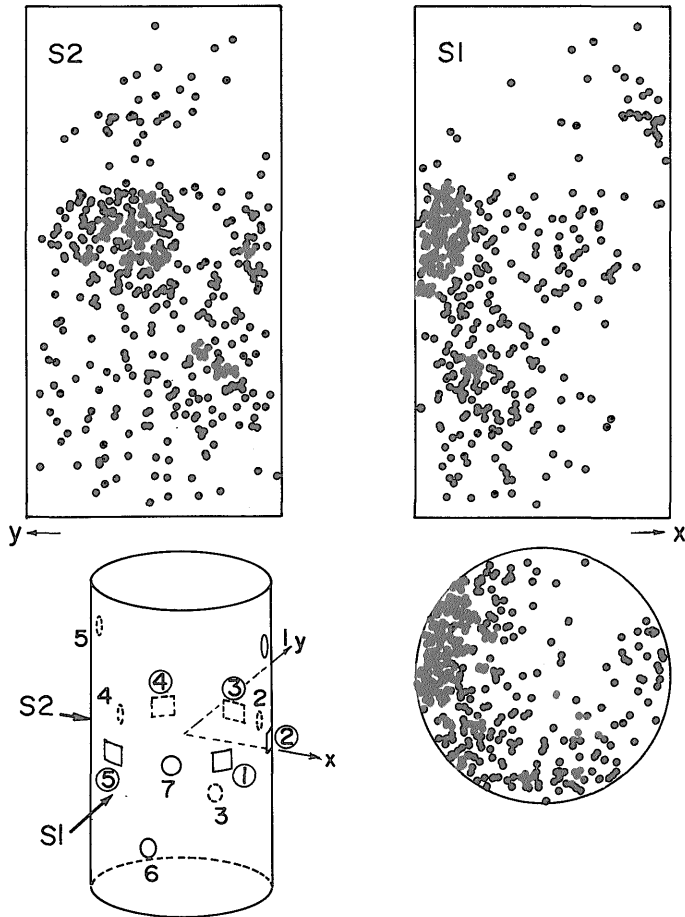
第4図 荷重—ひずみ曲線

タテ軸は試料に加えられた荷重を、横軸は1-5番のひずみゲージが貼られた各部分の体積ひずみを示す。右方向が体積ひずみの減少(収縮)を示す。荷重40tで試料に加わる応力は約200MPaである。5番のひずみゲージは一部が実験途中で断線。4番のひずみゲージに体積ひずみの異常変化が記録されている。この異常発生の時期はこのひずみゲージ付近のAEの巣(AE swarm)の活動の活発な時期に対応している。

%以上で AE 数が急増し、毎分数十以上となる。震源決定された AE は最終破壊応力の80%以上から最終破壊までの AE である。第3図は1分間にデータレコーダに記録された AE 数とこの中で震源の求まった AE 数を示す。また応力の変化も同時に示す。震源決定できなかった AE は振幅が小さく5チャンネル以上の初動読みとりのできなかったものか、TM のデッドタイム期間内に発生した AE 波形の尾の部分に次に発生した AE 波形が重なっているため、初動が読みとれなかったものである。後者は最終破壊前に頻繁に生ずる。第3図において最終破壊前に震源の決定率が低下しているのはこのためである。震源決定された AE 数は460である。これは同じ時間内にデータレコーダに記録された AE 数の53.3%である。

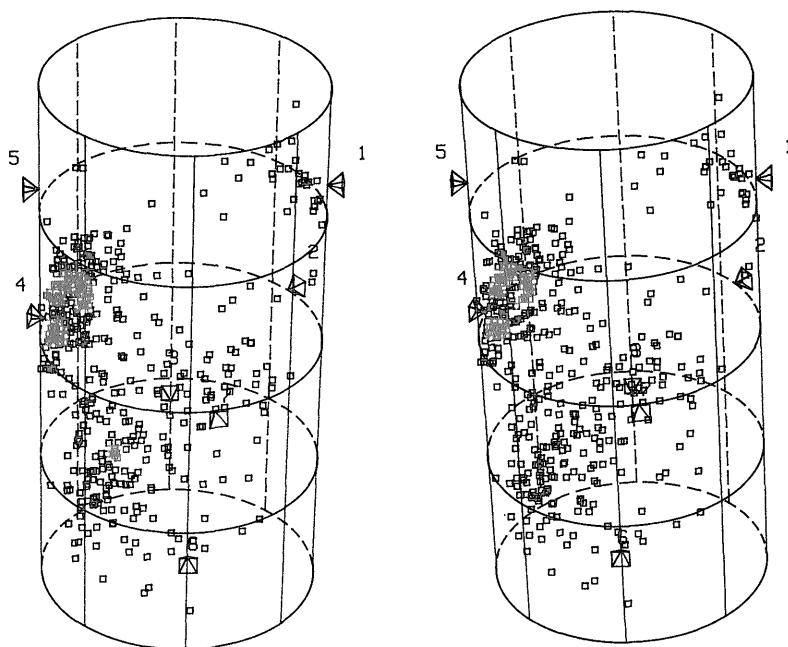
第4図は試料に貼られたひずみゲージ1-5番のそれ

ぞれの場所の体積ひずみと試料に加えられた荷重との関係を示す。図の右方向は体積の減少を表わす。応力を加えた初期の段階で試料の体積ひずみは一様でない。これは試料の中心軸が試験機の耐圧板の面に対し垂直に精度良く置かれていなかったため、応力を加えた初期の段階で試料端面に一様な応力分布が得られなかったのが原因であろう。応力が最終破壊応力の60%を越えると、体積ひずみ減少量の最も大きい1番のひずみゲージの部分から、体積ひずみの変化分は体積増加の傾向へ転ずる。このあと、2、5番と体積減少量の大きい部分から体積ひずみは減少から増加の方向に転ずる。なお、5番のひずみゲージは横方向のひずみゲージのリード線が実験中に断線したため第4図では途中までしか示していない。最後に4番で体積ひずみが増加し始めるがすぐに再び減少し、異常変化を示す。この時期は3.2で述べる4番のひ



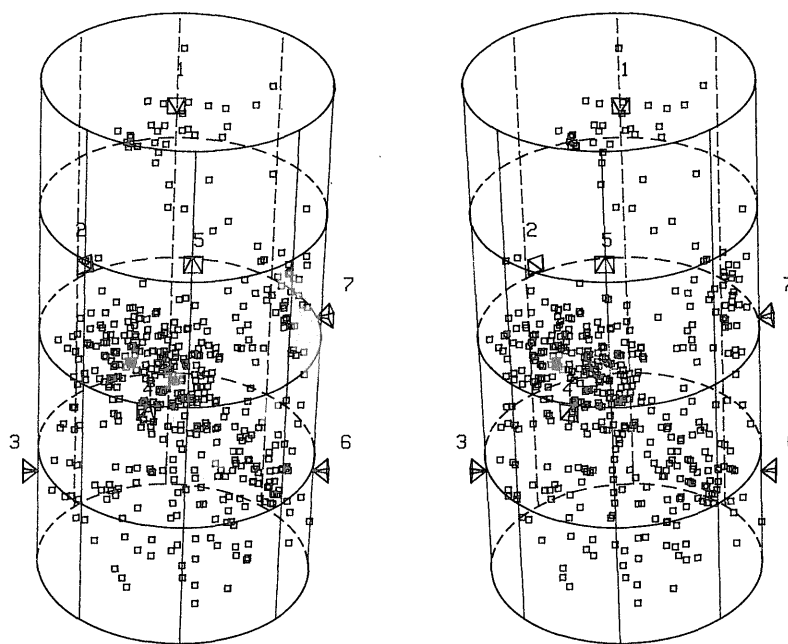
第5図 震源の空間分布図 (460個)

S1, S2及び上部方向からの透視図。長さ方向の中央部付近にAEの集が見られる。このAEの集の活動は4番のひずみゲージでの体積ひずみの異常変化と関係している。

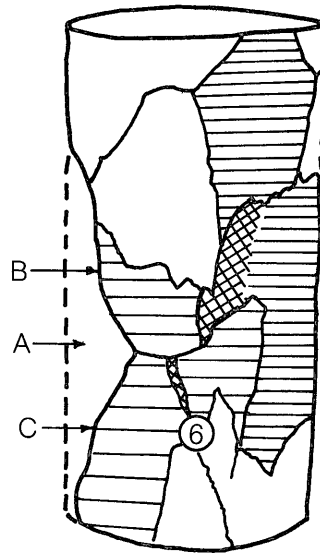
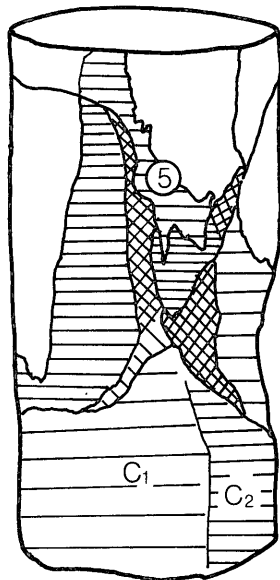
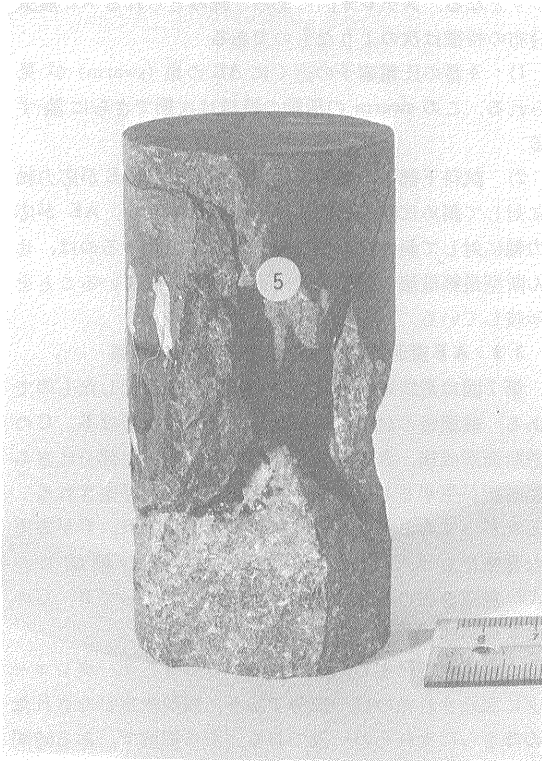


第6図 AE震源の立体透視図

a. 第5図のS1方向の斜め上からの透視図



b. 第5図のS2方向の斜め上からの透視図



第7図 破壊後、破片を回収、復元した安山岩試料の写真とスケッチ
Aの部分は細かく破碎されており、B、Cで示すふたつの方向に破断面が形成されている。
C方向はさらにC₁、C₂のふたつの面から構成されている。

ずみゲージ近傍に形成された AE の巣の活動の活発化する時期に一致している。4番はその後、再度体積ひずみの増加を示すが、この時期には4番近傍の AE の巣の活動は低下している。

第5図は AE 震源 460 個をプロットしたもので、図中の S 1, S 2 は 90 度の角をなす 2 方向からの側面透視図である。以後, x, y 方向は図に示した方向に取ることにする。第5図の分布図によると、4, 5番のひずみゲージの間付近に AE が多数発生している。しかし、非弾性体積ひずみの膨張量が大い 1, 2 番のひずみゲージ付近に発生する AE 数は他の部分に比べ少ない。AE 発生数と試料の非弾性体積ひずみの大きさとの間には正の相関のあることが、SCHOLZ (1968b), MOGI (1962) によって指摘されている。また、単位時間の非弾性体積ひずみの増加量を一定にコントロールした実験では、単位時間あたりの AE 発生数も一定である (桜井ほか, 1980)。しかし、この実験では非弾性体積ひずみ量の小さい 4 番のひずみゲージ付近で多数の AE が発生しており、従来の結果とは逆の結果が得られた。従来の結果は岩石全体のひずみ量から得られた関係であるが、この実験のように局所的ひずみ量と AE 数とを比較すると逆の結果が得られる。この問題は今後、多くの事例について検討すべき課題である。

3.2 AE の空間分布

AE の空間分布を詳しく見るには第5図のような平面透視図のほかに、立体視の可能な“ステレオ図”が有効である。第6図は460個の AE 震源すべてをプロットしたステレオ図である。いくつかの異なった方向から眺めた場合のステレオ図によって AE 震源の分布パターンをより詳しく読みとることができる。AE 震源の分布パ

ターンは AE 発生メカニズムを推定する上での重要な手がかりとなる。ステレオ図によって読みとられる AE 震源分布の特徴は次のようなものである。

1) 4番の圧電素子の近くに AE の巣 (swarm) が見られる。この swarm の活動の特徴は次節でさらに論ずる。

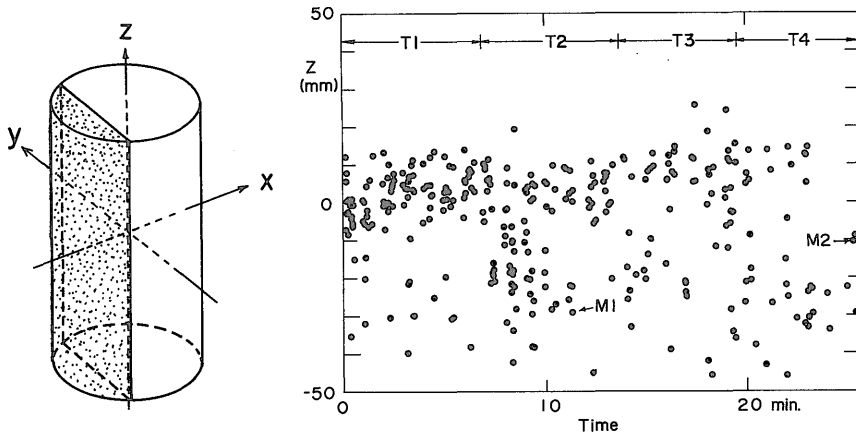
2) 試料下部と1番の圧電素子付近には AE が応力軸に対して斜めに配列したパターンが見られる。AE が応力軸に対して斜めに伸びた線、面状に配列するのは、せん断型最終破壊の前駆的破断面が形成されていることを示唆している。

3.3 AE 震源の時空分布と破断面との関係

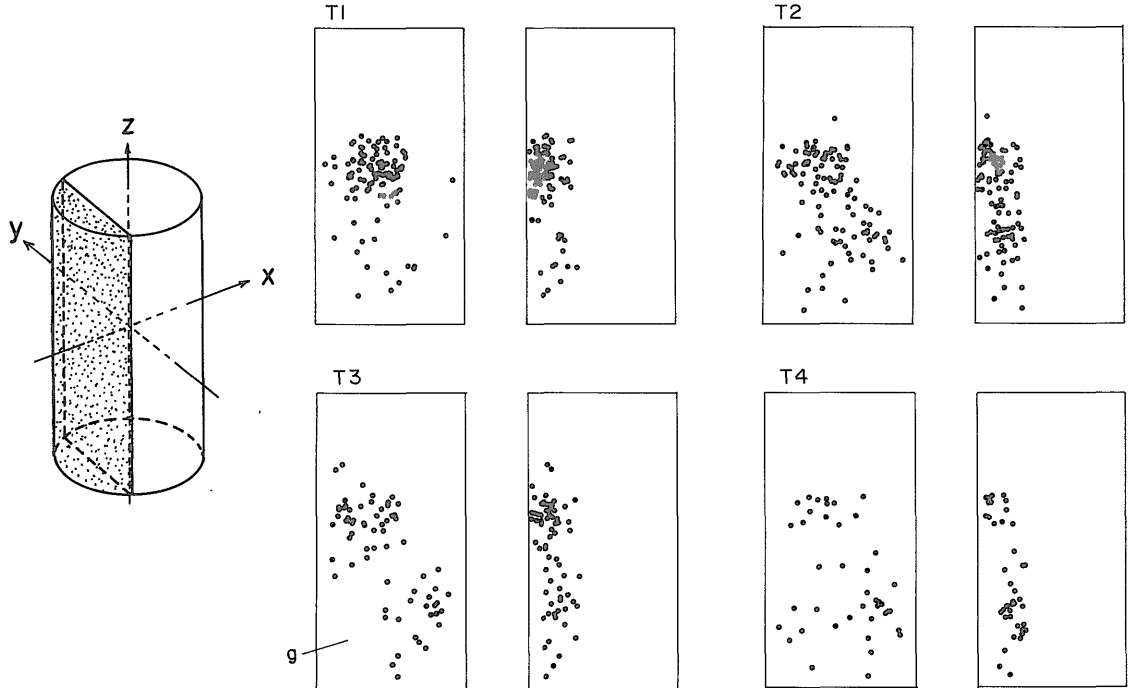
第7図は最終破壊後に破片を回収して復元したものである。破壊後の試料の状況から、試料の破断は B, C の破断面形成後、A の部分が飛び散り、残った部分にさらに破断が生ずるとい順に進行したものと推定される。したがってここでは最初に発生した破断面 B, C が重要な意味をもつ。以下では破断面 B, C を含む領域での AE 震源分布の時間的変化を追うことによって B, C の破断面形成プロセスを明らかにする。

この実験で発生したすべての AE のうちデータレコーダに記録されたのは一部分であり、震源決定がなされたのはさらにそれらの一部である。ある領域で、ある時間帯の AE 活動度が低い場合、「どの程度の信頼性で活動度が低いと言えるか」については統計的検定を必要とする。この種の統計的検定については付録で論ずるが、この実験に関しての以下の議論は妥当であると判断される。

第8図は破断面 B, C を含む領域、すなわち、第5図の側面透視図 S 1 の左側の部分、 $x \leq -8 \text{ mm}$ の領域の



第8図 第7図の A, B, C を含む領域、 $x \leq -8 \text{ mm}$ で発生した AE 震源の z 座標の時間変化
M1, M2 は振幅の著しく大きい AE (大振幅 AE)。M1 の波形は第10図に示す。T1-T4 の各期間内の空間分布は第9図で示す。



第9図 第8図で示したT1-T4の各期間のAE震源の空間分布図

透視方向は第5図と同じで左側がS1, 右側がS2. T3の期間にはAE発生 of 著しい低下を示す領域(g)が存在する. また, 最終破壊に近づいたT4の期間では震源が第7図のB, Cで示した部分に集中する.

中で発生したAEのz座標を発生時間に対してプロットしたものである. 試料の長さ方向の中央(z=0)の近傍でAE活動度が高い部分はswarmである. Swarmの活動度は時間とともに低下する. 3.1で述べたストレインゲージ4番の体積ひずみ量 $\Delta V/V$ の異常変化の開始の時期はAEのswarmの活動度が高い時期に一致している. 体積ひずみ量が異常変化から回復する時期はAEのswarmの活動が衰える時期に一致している.

第8図に示した時間帯をT1, T2, T3, T4の4期間に分ける. 第9図は各期間のAE震源の空間分布を示し, 透視方向は第5図のS1, S2の方向と同じである. 第9図によるとT1-T4の各期間の特徴は次のようになる.

T1: 後に破断面が形成される場所の近傍にAEが発生する. Swarmの活動は活発である.

T2: AE震源は不規則に広がる. 最終破断面とAE震源との位置関係は明瞭ではない. Swarmの活動は依然として活発である.

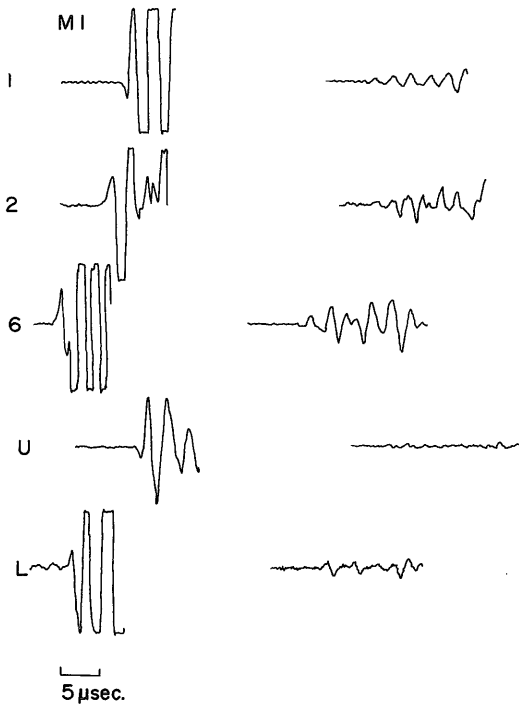
T3: 側面図(右側)にAE震源が線状に配列する様子が見られる. 正面図(左側)では左下(gで示す)に著しくAE活動度の低い部分“AE gap”が出現する. Swarmの活動度が低下する.

T4: 側面図に見られる震源の線状配列はますます顕著になり, 最終破断面の形成を示している. また, 正面図には, 第7図に示された下側の破断面Cを形成するふたつの平面 C_1, C_2 の交線に相当する位置にAEの線状配列が見られる. この配列パターンは傾きの異なったふたつの平面, C_1, C_2 が連結したことを示すものと解釈される. 期間Cで見られた“AE gap”の中にもAEが発生する. Swarmの活動度は低下する.

以上の結果から次の結論が得られる.

1) 最終破壊に近づくにつれ, AEは最終破断面近傍に集中する. これはMogi(1968a)が板状試料の折りまげ試験の際のAE震源の2次元分布から得た結論である. 我々は円柱状試料の一軸圧縮の際にも同じ結果が得られることを確かめた.

2) 最終破壊前に“AE gap”が発生する領域がある. これは大きな地震の発生前にしばしば観測される“seismic gap”に対比できる. AE発生過程でのこのようなgapの存在はまだ報告されていない. しかし, 我々の行った同種の実験においても“AE gap”が観測されており, “AE gap”は後に発生する振幅の著しく大きなAEの発生と関係している(楠瀬ほか, 1980). これについて



第10図 大振幅AEの波形

左側は第8図のM1、右側はその近傍で発生した通常の振幅のAE。両者は同倍率で示されているがM1の振幅は著しく大きく、Uを除く各チャンネルで振り切れている。

ては次節でさらに論ずる。

3.4 振幅の著しく大きなAEの発生とAE震源の時空分布との関係

振幅が他のAEに比して著しく大きいAEが存在する。我々はこれらを地震の本震との対比から“AEの本震”と呼ぶ。第10図はAEの本震の例であり、左はAEの本震を、右はその近傍で発生した通常の大きさのAEを同倍率で示す。左の波形は振幅が振り切れており、著しく大きい振幅であることがわかる。このようなAEの本震の発生プロセスが自然地震の本震と似たものならば、これを研究することは地震予知研究にとって大変興味深い。

自然地震においては本震の発生前に、本震の震源近傍で地震の発生が見られなくなる場合がある(Mogi, 1968b; OHTAKE *et al.*, 1977; ISHIDA and KANAMORI, 1978; YAMASHINA and INOUE, 1979)。このような地震の空白域は第2種の空白域と呼ばれる(Mogi, 1977)。楠瀬ほか(1980)はAEの本震発生前にもこの種の空白域が存在することを見出した。

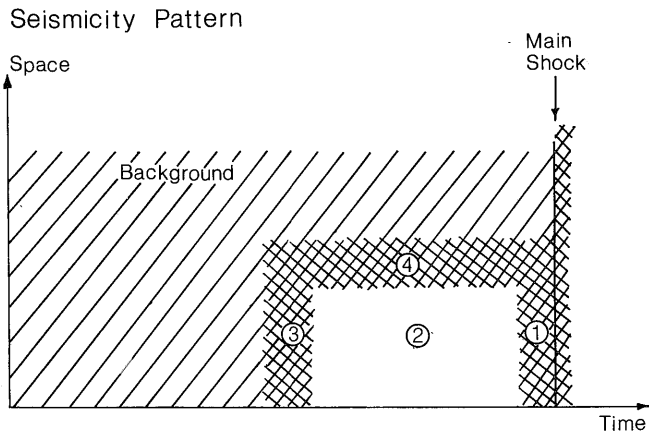
この実験で発生した大振幅AEを調べ、AEの本震の前後に発生したAEの時間、空間分布から次の結果を得た。

1) 最終破壊の2分ぐらいから数個の振幅の大きなAEを記録しているが、この中で震源が第7図で示した破断面B、Cの近傍に存在するものはひとつである。これは第8図のM2である。その他の大振幅AEは震源が破断面B、Cと無関係な位置にあるものか、直前のAEとの波形の重なりのため初動読みとりができず震源決定のできなかったものである。第8図でM2発生前のAEの活動度を見るとM2発生直前のAEの活動度が低下している。しかし最終破壊前はAEが時間的に重なって発生しているため、TMのデッドタイムによる記録もれや連続して発生するAE波形の重なりのため初動読みとりの不能によって真の震源決定率は著しく低下する。したがってM2発生直前のAE活動度の低下が第2種の空白域に対応する“AE gap”であると結論することはできない。一方、先に第9図のT3の時間帯に見られた“AE gap”の中にAEの本震が発生する可能性は十分あり得るが、最終破壊前の震源決定率低下のため震源が決定されなかった可能性もある。したがって第9図のT3に見られた“AE gap”がAEの本震発生前の第2種の空白域に相当するものである可能性は否定されない。

2) 第8図のT2の期間内に振幅の大きなAEが破断面近傍でひとつ発生しており、第8図のM1がこれである。M1発生前にはAEの空白域は存在せず、逆に周辺のAE活動が活発化した後に発生している。また、第8図にはM1の余震に対応するパターンが見られない。T2の期間内には発生したAEの50%以上がデータレコーダに記録されており、第3図で示したT2期間中に対応する震源決定率を考慮すれば余震パターンの見られないことを単なる偶然とすることはできない。一方、楠瀬ほか(1980)は“AE gap”と典型的余震とを伴ったAEの本震を報告している。このように、AEの本震の発生様式には異なったふたつのパターンがある。

Mogi(1977)によると、地震発生の時空分布のパターンは第11図のように分類される。

主破壊前に発生する振幅の大きなAEを真の本震と考えれば、第8図に示されたT2の期間中にM1発生前、 $z = 0 \sim -40$ mmの領域で活発なAEはPrecursory Clustering(Precursory Swarm, 先行群発地震)に対比することができる。このときの震源分布の特徴は、3.3で述べたように震源が必ずしも最終破断面に集中しないことである。第8図、M1はPrecursory Clusteringの中で発生したものと考えることができる。これが余震を伴わないことがPrecursory Clusteringの特徴のひとつならば興味ある事実である。この問題についてはさらに多くの事例について調べる必要がある。



- Elementary Patterns
- ① Foreshocks (Preshocks)
 - ② Quiescence
 - ③ (+②) Precursory Clustering (Swarm)
 - ④ (+②) Doughnut

第11図 サイスマシシティ・パターンの概念 (Mogi, 1977より)

Quiescence は通常「第2種の空白域」と呼ばれ、本震前に本震発生場所の周辺で地震の発生が少なくなる。

一方、3.3で述べたように最終破壊に近づくと、“AE gap”が見られる。楠瀬ほか(1980)は自然地震で見出されたと同様なドーナツ型の空白域 (YAMASHINA and INOUE, 1979) がAEの本震前に生ずることを報告しているが、この実験の“AE gap”はAEの本震の位置が明らかでないので形状については不明である。

4. まとめ

一軸圧縮下の岩石破壊実験において、AE震源の空間分布、時間分布は最終破断面形成プロセスと密接な関係のあることが明らかになった。局所的なひずみ量はAE発生と密接な関係を持つが、従来、岩石全体の変形から明らかにされた「非弾性ひずみ量の大きさとAE発生率との間の正の相関」は成立しない。

自然地震でしばしば観測されている大地震前の「地震空白域 (Seismic gap)」が岩石の一軸圧縮下で発生するAEでも観測される。この事実は自然地震発生プロセスと、AE発生プロセスとの間に類似な関係があることを示唆している。また先行群発型地震に対比される群発的AEではAEの本震発生後余震が発生しない場合がある。

5. 地震現象解明の手段としてのAE観測

前節までに述べたようにAE震源の時間、空間分布と

自然地震の時間、空間分布との間には多くの類似点が存在する。この事実は自然地震の発生過程とAE発生過程とが岩石の破壊現象としての共通の性質を有していることを意味する。したがって我々は自然地震発生の機構を明らかにするため室内実験でのAE観測を行い、結果を地震予知、地熱資源の探査、地熱資源開発に伴う地下岩石の性質の変化の予測のため利用することができる。

災害をもたらす自然地震は数年、数十年に一度発生する。この間の地震発生過程を分析するためには数年、数十年の観測データの蓄積を必要とする。一方、AE観測は短期間で多量のデータを得ることができるので、AE観測を自然地震観測とともに行えば、自然地震予知のための観測指針を得るために役立つ。また、ある種の地震は孔隙水圧の変化など、地殻応力の変化以外の原因で発生すると考えられている (中村, 1971)。また孔隙水の ζ -電位は岩石の強度に著しい影響をおよぼす (ISHIDO and MIZUTANI, 1980; WAZA *et al.*, 1980)。地熱地帯ではこの種の地下水の状態変化に伴った地震が発生するであろう。孔隙水圧、孔隙水の物理化学的性質をコントロールすることも室内実験では可能であり、室内実験でのAE観測は地熱探査、熱水抽出、還元に伴う地下環境保全に対しての基礎的データを提供するであろう。

文 献

- BYERLEE, J. D. and LOCKNER, D. (1977) Acoustic emission during fluid injection into rock, in Proceedings of the 1st conference of acoustic emission/Microseismic activity in geologic structure and materials, Clausthal-Zellerfeld, W. Germany, p. 87-98.
- ESTEY, L. H. and SONDERGELD, C. H. (1980) New insights into microfracturing obtained from studies of acoustic emissions focal mechanism. *Trans. Am. Geophys. Un.*, vol. 61, p. 372.
- 平澤朋郎・山本清彦・楠瀬勤一郎(1976) 岩石の破壊と地震の前兆現象. 地震予知シンポジウム, p. 176-183.
- ISHIDA, M. and KANAMORI, H. (1978) The foreshock activity of the 1971 San Fernando earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 68, p. 1265-1297.
- ISHIDO, T. and MIZUTANI, H. (1980) Relationship between fracture strength of rocks and ζ -potential. *Tectonophysics*, vol. 67, p. 13-23.
- 伊藤久男・楠瀬勤一郎・西沢 修・石戸経士・横倉隆伸・野口静雄・吉村 司(1980a) 九州中北部における微小地震観測. 地震学会講演予稿集, 1980, no. 2, p. 76
- ・—————・—————・—————・長谷川功・横倉隆伸(1980b) 豊肥地域における微小地震観測. 日本地熱学会昭和55年度学術講演予稿集, p. 62
- 金子勝比古・伊藤一郎(1977) 岩石内に発生するマイクロフラクチャーに関する研究. 材料, vol. 26, p. 503-509.
- 北川敏男(1958) 推測統計学 I. 岩波書店, p. 122-156.
- 小菅正裕・山本清彦・平澤朋郎・佐藤伸夫(1980) 繰返し定応力下での速度変化と A E. 地震学会講演予稿集, 1980, no. 2, p. 142.
- 久保寺 章・表 俊一郎・三浪俊夫・木下保美 (1980) 豊肥地域における地震活動について. 日本地熱学会昭和55年度学術講演要旨集, p. 63.
- 楠瀬勤一郎・山本清彦・平澤朋郎(1979) 岩石の一軸圧縮により発生する微小破壊音の解析法とその応用例—微小クラックの寸法と粒径の関係—. 地震, vol. 32, p. 11-24.
- KUSUNOSE, K., YAMAMOTO, K. and HIRASAWA, T. (1980) Source process of microfracturing in granite with reference to earthquake prediction. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. 5, vol. 26, p. 111-121.
- 楠瀬勤一郎・西沢 修・小内 薫(1980) 岩石中に発生する AE 震源分布(序報). 地震学会講演予稿集, 1980, no. 2, p. 128
- ・—————・伊藤久男・石戸経士・長谷川功(1981) 岩石の一軸圧縮試験における AE 発生機構. 地震, vol. 34, p. 131-140.
- LOCKNER, D., WALSH, J. B. and BYERLEE, J. D. (1977) Changes in seismic velocity attenuation during deformation of granite. *J. Geophys. Res.*, vol. 82, p. 5374-5378.
- and BYERLEE, J. D. (1977a) Hydrofracture in Weber sandstone at high confining pressure and differential stress. *J. Geophys. Res.*, vol. 82, p. 2018-2026.
- ・—————(1977b) Acoustic emission and creep in rock at high confining pressure and differential stress. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 67, p. 247-258.
- 前田 函・笹谷 努・浅野紳一郎(1975) 氷の破壊実験: クラック発生に伴う波動およびクラックの発生と塑性変形. 地震, vol. 28, p. 11-21.
- MOGI, K. (1962) Study of elastic shocks caused by the heterogeneous materials and its relation to earthquake phenomena. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 40, p. 125-173.
- (1968a) Source locations of elastic shocks in the fracturing process in rocks (1). *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 46, p. 1103-1125.
- (1968b) Sequential occurrence of recent great earthquakes. *J. Phys. Earth*, vol. 16, p. 30-36.
- (1977) Seismic activity and earthquake predictions, in proceedings of the symposium on Earthquake prediction Research. p. 203-214.
- 中村一明(1971) 松代地震から学んだこと. 科学朝日, 1971, 10月号, p. 127-133.
- 西沢 修・伊藤久男・石戸経士(1980) 一軸圧縮応力下における微小われ目の発生とそれに伴

- なう岩石の弾性, 非弾性的性質の変化. 昭
和53, 54年度広域深部地熱資源賦存に関す
る研究, 地質調査所, p. 125-143.
- OHTAKE, M., MATSUMOTO, T. and LATHAN, G. V.
(1977) Seismicity gap near Oxaca Southern
Mexico as a probable precursor to a large
earthquake. *Pure Appl. Geophys.*, vol. 115, p.
375-385.
- RUDWIN, R. S. and BUFE, C. G. (1980) Continued
seismic monitoring of The Geysers, California
geothermal area. USGS open-file rept., no.
80-1060.
- 桜井繁樹・江原昭次・佐野 修・寺田 孚(1980)
非弾性体積ひずみ速度一定サーボコントロ
ール試験について. 日本鉱業会昭和55年度
春季大会講演要旨集, p. 91-92.
- SCHOLZ, C. H. (1968a) The frequency-magnitude
relation of microfracturing in rock and its
relation to earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*,
vol. 58, p. 399-415.
- SCHOLZ, C. H. (1968b) Microfracturing and the
inelastic deformation of brittle rock. *J.
Geophys. Res.*, vol. 73, p. 1417-1432.
- (1968c) Experimental study of fracturing
process in brittle rock. *J. Geophys. Res.*, vol.
73, p. 1447-1454.
- 清水信之・前田 函(1980) AE 震源の時間的推移
と破碎帯の発達. 地震学会講演予稿集,
1980, no. 1, p. 175.
- SONDERGELD, C. H. and ESTEY, L. H. (1980) A
study of acoustic emissions and their hy-
pocenters during the cyclic loading of Westerly
granite. *Trans. Am. Geophys. Un.*, vol. 61, p.
372.
- WAZA, T., KURITA, K. and MIZUTANI, H. (1980)
The effect of water on the subcritical crack
growth in silicate rocks. *Tectonophysics*, vol.
67, p. 25-34.

付録 “AE gap” についての統計上の問題

本文の実験では多数発生した AE のすべてについて震源決定がなされたわけではない. ある期間内で適当な数の AE 震源決定を行い, その結果, ある場所における AE 活動度が低いという結果が得られても, これがそのままその場所での AE 活動度の低さを示していると結論することはできない. ここではある期間には AE が発生し, 別の期間には AE が発生しない領域について考える. このような場所では検出器の配置による震源の“求まりにくさ”は同程度と考えることができる.

この種の問題は統計的検定における「消費者危険 (consumer's risk)」の問題と等価である. これは受入抜取検査第2種の過誤と呼ばれ不良品の存在するロットを受入側が受入れてしまう危険性の問題である (北川, 1958). いま扱っている問題の場合は同体積のふたつの領域の一方で発生した AE を不良品に対応させればよい.

いま, ある領域 Q において次の場合にその領域の AE 活動度が低いと定義する.

発生する全 AE 数 N に対し, 領域 Q 内で発生する AE 数 R が,

$$R/N \leq P_A \quad (A-1)$$

の場合.

しかし, 実際には N 個すべてについて AE 震源決定がなされるわけではなく, そのうちの n 個について震源決定がなされるのみである. n 個のうちの r 個が領域 Q の内部に発生する. このとき我々は

$$r \leq c \quad \text{ならば} \quad R/N \leq P_A$$

と考えるわけであるが, このときの我々の犯す誤りの確率を考えればよい. 以上のモデルにおいて, $r \leq c$ となる確率は R/N の関数であり, $R/N = p$ とおいて, $r \leq c$ となる確率を $L(p)$ で表現すると,

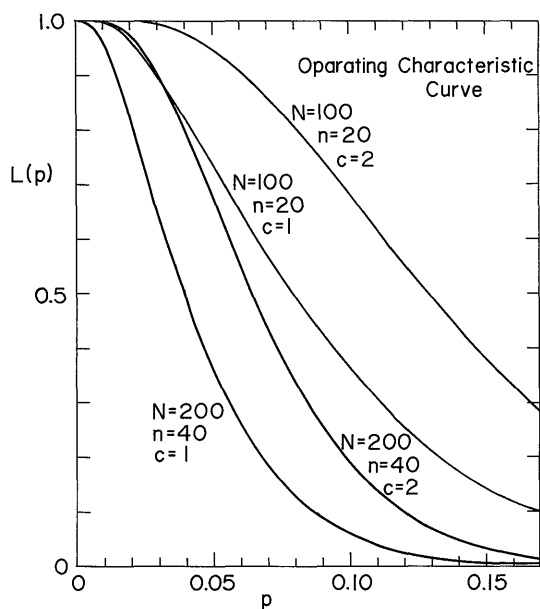
$$L(p) = \sum_{r=0}^c \frac{r C_r \times N - r C_{n-r}}{N C_n} \quad (A-2)$$

となる (北川, 1958). これは抜取検査の OC 曲線 (検査特性曲線, operating characteristic curve) と呼ばれる. 我々の犯す過誤は“領域 Q 内の AE 発生率が P_A 以上であるにもかかわらず, 領域 Q の AE 発生率を P_A 以下”としてしまうことであるから, このような過誤を犯す確率がある値 β 以下であることは,

$$P \geq P_A \quad \text{のとき} \quad L(p) \leq \beta \quad (A-3)$$

で与えられる. $\beta = 0.1$ とすれば過誤の確率は 10% 以下ということである.

本文の実験において発生した AE 数に対する震源決定数の割合は, 観測システムのデッドタイム, 記録された



A-1図 検査特性曲線 (operating characteristic curve) の例

N=200, n=40, c=1は200個の中から40個とり出しその中に異常なものが1個以下である確率が全体に含まれる異常なもの割合Pによってどのように変わるかを示す。抜き取り数の割合 n/N が同じでもNが大きいかほど過誤の確率 L(p) は小さくなる。これによって gap の問題を論ずるには全AE数の何パーセントの震源決定が必要かがわかる。

AE での決定率53.3%等を考慮して、最終破壊の2, 3分前のAE活動度の極めて高い時期を除き、同じトリガレベルで観測にかかるAE数の20%程度と考えられる。

具体例として40個の震源分布と20個の震源分布が得られた場合のOC曲線の例をA-1図に示す。全AE数の20%の震源決定がなされているとすると、n=40でN=200, n=20でN=100となる。A-1図にはc=1, 2の場合を示した。β=0.1とすると、n=40のとき、

$$c=1 \text{ で } P_A = 8.5\%$$

$$c=2 \text{ で } P_A = 12\%$$

となる。すなわち40個のAE震源の中で他と同体積の領域内のAE数が2個程度であるならば、その領域内でのAE活動度が非常に低いと考えることは十分意味がある。n=20のときc=1で $P_A=17\%$ となり P_A は大きくなる。3.3で示した第9図のT3でのgの部分の場合、下半分には約30個のAE震源がプロットされている。30個のうち左側で発生したAEは2個であり、β=0.1とすると $P_A=15\%$ である。すなわちT3の期間では下半分の左側は右側に比べ著しく活動度が低いと考えることができる。

(受付: 1981年5月20日; 受理: 1981年6月17日)