氷の破壊実験：クラックに伴なう波動， およびクラックの発生と塑性変形

北海道大学理学部地球物理学教室
前田 亙・笹谷 努・浅野紳一郎

(昭和 49 年 10 月 26 日受理)

Experimental Studies of Fracture of Ice: Elastic Waves Generated by Cracks and a Relation between the Cracks and Plastic Flow

Itaru MAEDA, Tsutomu SASATANI and Shin-ichiro ASANO
Geophysical Institute, Faculty of Science, University of Hokkaido
(Received October 26, 1974)

Laboratory experiment has been made on the fracture of ice under uniaxial compression. The shape and the dimension of micro-cracks are directly observed and the elastic waves accompanied by the formation of cracks are correctly recorded by using a oscilloscope. The wave forms of the elastic waves are analyzed by the method used in seismology. The rise time of the displacement source time function is obtained to be a few micro second for the crack with the dimension 1×2 cm.

Properties of crack generation during the plastic flow are discussed.

§ 1. 序

岩石の破壊実験においては基本的な測定量は応力，歪および破壊強度である。資料は三次元的であり実験は常温常圧から高温高圧までの環境で広く行なわれている。二次元媒質を用いた実験では岩石そのものを用いるよりも，ガラスや樹脂等の材料が資料として用いられ，micro crack の位置 [MOGI (1968)], radiation pattern [PFLUKE and HOWELL (1964), LAVIN and HOWELL (1963)], rupture velocity [DENoyer and POLLACK (1963), WU *et al.*, (1972)] 等が調べられている。

二次元媒質を用いる理由は，その測定量が三次元媒質では極めて測定困難なものとなるからである。しかし地震現象を念頭に置いている限り，できるだけ三次元的資料を用いて実験を行なうのが望ましいと思われる。その場合岩石を資料として用いることが必ずしも最良の方策ではない。寸法効果や既存のクラック等が測定量に決定的影響を及ぼすことが考えられるからである。これ等の未知の，あるいは量的に評価できない影響のことを考えれば岩石資料よりも

少しは性質の分っている材料を用いた方が良い実験ができると考えられる。実験資料には氷が用いられた。§ 2 で氷を用いた理由、その性質、また実験方法が述べられる。

測定する物理量として我々は動的な現象に関するものに注目した。第 1 に、マイクロクラックの発生に伴う波動を後で解析可能な形で記録することを目的にした。それは地震学的議論と対比させるためである。しかし § 3(2) で述べられるようにこの目的に対して実験が完全に成功したとは言えない。確かに波動は完全な形で記録できたが断層パラメータと呼ばれる一群の量を直接測定できなかつたからである。

第 2 の目的としてマイクロクラックの発生様式とそれに関係する応力や歪の変化の詳細を調べることが挙げられる。これは二次元的資料では不可能であり、また透明でない資料でも不可能なことであるから十分有益な実験であると考えられる。この問題について § 3(3) で詳しく議論する。

最後に補遺で圧電素子を用いたピックアップについて述べる。それは波動を記録する上でピックアップの特性が最大の鍵となるからである。ピックの他に記録装置の電気的な特性も関係してくる。例えば普通のデータレコーダでは、そのアンプの特性は勿論のことヘッドの特性も大きく関係してくる。ヘッドの問題は特に面倒であつて手がつけられないのが実情であり、我々は問題の少ないオシロスコープを使用した。

§ 2. 実験系と資料

実験は 10 t の万能試験機とオシロスコープを用いて行なわれた。図 1 にそのブロックダイアグラムを示す。試験機全体は低温室に収められており、オシロスコープ等は低温室外の常温のところに置かれている。低温室の温度、即ち実験温度は -15°C であつた。ラム速度は実験を通じて 0.5 mm/min である。

Fig. 1. Block diagram of the experimental system.

荷重された氷の内部で破壊が発生すると、伴なつて発生した波は資料の両側に配置された 2 つのピックアップに達する。片方の信号は増幅されてトリガ端子に入る。もう一方は直接オシロの入力端子に入る。使用した圧電素子は感度が良く、 1 mm^2 位の大きさのクラックが発生した場合 0.01 V 以上の出力があるので、増幅器を必要としない。

トリガは入力信号が最初に + でくるか - でくるかにより数 μsec 遅れて作動することがある。オン

ロの画面上で何度も掃引されたものが一枚の写真に写ると複雑な記録となるのでオシロスコープは単掃引動作するようにセットされている。しかし，単掃引では発生した波の初めの部分しか記録されずその他の部分は全く失われてしまうという欠点がある。

カメラの巻上げと単掃引のリセットを手動で行なつた故，短時間に複数個のクラックが発生する場合にはその中のどれか一つしか記録されない。ピックアップの配置は，このような場合，肉眼的に観察されたいいくつかのクラックの中で，どのクラックに伴つた波動が記録されたかある程度対応付けることを可能にしている。

しかしこの配置は，資料の可成限られた領域で発生したクラックしか，後で解析できるような波動を記録できないという欠点をもっている。更に資料に多くのクラックができると見通しが悪くなるしクラック同士の相互作用，既存のクラックの拡大等複雑な現象が生じるので，10ないし 20 個のクラック（非常に小さいものを含むともう少し多い）ができたところでその資料を新しいものに変えねばならない。

以上の欠点があるので極めて多量の資料を必要とすることになつた。しかも発生する波の波長に比して“十分”大きい資料であることが質の良い波形を記録する条件である。そのためには安価に入手でき透明であり，成形容易な材料でなければいけない。氷がその条件を満足する材料の一つであると考えられた。

氷は適当な方法で凍らせたものと市販氷を用いたが，多量を必要とするという理由で主に市販氷を用いた。この氷は下図に示すごとく柱状結晶の集りである。結晶の集合体としての性質は等方性に関して理想的とは言えない。我々はこの氷の大きな固まりから種々の方向に切り出したものを資料とした。資料の性質を表 1 に示す。

Fig. 2. Structure of aggregate of the ice crystal.

Table 1. Properties of ice.

Wave velocity	V_p	3.9 km/s
	V_s	1.3-1.5 km/s
Stress at yield point (mean)		20 kg/cm ²
Size of sample		8×8×23 cm
Density		0.9 g/cm ³

Fig. 3. Examples of the particle velocity wave-form displayed on an oscilloscope. The arrival of S wave is denoted by S .

を決めることである。二つの結果が矛盾しなければ、クラックと波とは対応がついていることになる。

補遺で示すように、記録された波は近似的に速度波形を示すと考えられるので、その1回積分は変位波形に対応する。変位の P 波波形は単純で孤立した1つのピークを示している。図4には同時に対応するクラックのスケッチが示されている。一般にクラックは複雑な形をしている。このことに関しては § 3(2) で述べる。

最近の地震学においては、仮定された断層モデルから計算される理論記象を記録された記象に合せるという方法で、断層に関するパラメータ、即ち断層面積 S 、変位量 D 、ライズタイム τ 、破壊の伝播速度 V_r 、ストレスドロップ $\Delta\sigma$ 等の推定が行なわれている。

本実験の目的の1つは、地震学的方法で求められるこれ等の量と、実際にクラックの面上で

§ 3. 実験結果

(1) 波動に関する結果

記録された波の数例を図3に示す。直達 P 波の最初のピークは比較的単純な波形を示すが、 S 波の到達と同時に振幅は極めて大きくなり、波形も複雑になる。この複雑な波は、資料の側面からの反射、表面波、角柱(資料)の振動、記録系内における多重反射等に困ると考えられ、それ等の分離は不可能である。この理由で以下の波形解析には直達波の初動部分にのみ注目する。

クラックの位置と対応のついた波と、それを1回積分した波形を図4に示す。クラックと記録された波との対応は次の二つの方法でチェックした。一つはトリガがかかった時に発生したクラックを目でを見つけること。もう一つは、記録された波の $P \sim S$ time および初動のトリガがかかった時刻からの遅れとピックアップの位置を基にして逆にクラックの位置

Fig. 4. Particle velocity wave-forms (Tracing A) and its integrated wave-forms, i.e., displacement wave-forms (Tracing B). The sketch of the ice crack corresponding to each record is also shown.

観測される量とを比較して，前者の妥当性をチェックすることであつた。しかし，残念ながらピックアップの性質と荷重—ラム変位の記録系の鈍感さの故に， D および 4σ の絶対値を測定できなかった。クラックに関する直接測定量は断層面積 S のみである。以上の理由で，ここでは地震学的方法を用いて波形解析を行ない，ライズタイム τ の推定を試みる。

理論波形の計算は無限媒質中の理論を用いた HASKELL (1969), HASKELL and THOMSON (1972) に依った。震源でのくいちがいの時間関数はライズタイム τ の ramp function を仮定した。理論波形と観測波形との比較はクラックの形が単純な 図 4 の No. 1 と No. 3 について行つた。§ 3 (2) に示すように一軸応力下での氷のクラックの発生には 2 つの様式が考えられる。先ず最初に、図 4 に示された波がどのようなクラックの発生に対応するかを調べるために tensile クラックと shear クラック両方について計算し観測波形と比較した (図 5)。初動部分の波形および S 波の振動方向から考えて、観測された波は tensile クラックに対応することがわかる。以下の計算は tensile クラックについて行つた。いくつかの仮定されたパラメータを用いて得た結果を図 6 に示す。種々の仮定に基づく計算であるが、例えば破壊速度、破壊様式は図 6 の様に仮定した。観測された波形と一致するライズタイムは $3 \sim 5 \mu\text{sec}$ である。

Fig. 5. Comparison between the observed displacement and the calculated displacements for the tensile and the shear cracks. The assumed model is shown in Fig. 6.

最近、くいちがいの時間関数を求める実験として岩石等を用いた stick-slip の実験が行なわれている [SCHOLZ *et al.* (1972), BRUNE (1973), OHNAKA (1973)]. それ等の結果によれば、くいちがいの時間関数はほぼ ramp function で、そのライズタイムは数 msec 程度である。この値は、今回得られた氷の破壊のライズタイムとはオーダー 3 の相違がある。この相違は、岩石と氷の破壊機構の違い、あるいは、新しいクラックの生成と stick-slip の機構の違いによるものと考えられる。

Fig. 6. Comparison between the observed displacement and the calculated displacement for the crack NO. 1 and 3.

(2) クラックの発生様式と変形について

観察されたクラックの一例を写真1に示す。クラックは全く二次元的方形なものからねじ曲つたもの，何枚も交叉したもの等々極めて変化に富んだ形状を示す。これ等は資料の結晶の集り具合に関係している。1つの結晶の大きさは資料の大きさに比して十分小さいとは言えない。結晶内部の破壊は主としてc軸に垂直な面(0001面)で起こる。これは tensile クラックの時も shear クラックの場合もあり得る。肉眼で観察できるものは主に tensile クラックである。その理由は氷内部にはつきりした(光の波長より幅の広い)空間ができるとその部分に光が当たった場合反射されてクラックが光つて見える。そのようなことが起こるのは tensile クラックで

Plate 1. Photograph of the ice cracks.

Plate 2. Cross section of the ice crack.

可能だからである。このことは更に抜荷重後資料を切断し顕微鏡で調べても確認した。

結晶内部で生長したクラックが粒界に達するとそこで向きを変える。隣接結晶の軸の向きが異なっているからである。粒界で止ることもある。止つた例を写真2に示す。この写真は資料を切り出しクラック面に直交する面で見ただけのもので、図4 No. 3のクラックの断面である。

クラックが向きを変えることの他に粒界がはがれることにより、また出来上つたクラックは一層複雑なものとなる。

図7に応力—歪曲線の一例を示

Fig. 7. Typical stress-strain curve of ice under uniaxial compression at -15°C .

す。どの資料についても同じ型の曲線が得られる。この曲線の記録装置は応答速度が遅いので、クラックに対応する応力の減少は記録されていない。クラックはいわゆる弾性領域でも起こっている。その数は降伏点を超過応力が最大となるところまでは幾分増減はあるが増大していく。最大応力を過ぎると応力は不規則に減少し、それと共に発生するクラックの数も不規則に変化する。やがて応力の減少が止り、ほぼ一定の応力下で歪が進行していく。しかし細かく見れば応力は振動し、応力の減少といくつかのクラックの発生が時間的に対応する。この期間は見かけの塑性領域であるが見方を逆にすれば、塑性変形の一つの様式を細く見れば上で述べたような応力一歪一クラックの発生が機構として成り立っていると考えられる。そこでこのことについてもう少し詳しく考えて

みよう。

1 つのクラックを統計物理学的な意味での微視的状态即ち、クラックの集団の最小単位と考えよう。集団が大きければ、母集団を表わす物理量のゆらぎは小さい。一つ一つのクラックが大きく資料が一定の大きさであれば応力のゆらぎは大きい。物質固有の性質と歪速度により微視的状态の空間的大きさが決まると考えられる。最小単位は原子であり、いわゆる拡散クリープが起こる。次の単位は **dislocation** であろう。この単位の空間的大きさは **dislocation** 密度に逆比例すると考えられ、ポリゴンの程度である。この程度の小単位の変型は資料の全体としての応力が一定のまま起こる。ここで一定というのは、十分多くの **dislocation** 等が存在し、一定体積の資料では小単位破壊の母集団は極めて大きく、応力のゆらぎは逆に小さく観測にからないという意味である。

実際には十分敏感な圧力計を用いれば原子一個の移動と雖もストレスドロップを伴なっている筈である。もう一段大きな単位として **dislocation** のなだれ (例えばリュースダース帯の形成) の場合には、十分小さい資料と敏感な圧力計を用いてストレスドロップが観測されたという報告がある [FISEER and LALLY (1968)].

更に破壊の単位が大きくなったものが、今回の実験で得られた結晶の大きさの“クラック”であると考えられる。

ここでの議論では破壊、クラック、**dislocation**、拡散を意識的に混用した。その理由は、す

べて外から成された仕事を系の内部で消費または解放する機構であると考えられ，その単位のとりに方に，それぞれ名前が付けられていると考えられるからである．また各単位の機構は並列して存在していると考えられ，より小さい機構はすべて同時に起こっていると思われる．更に大きな単位は不均質さである．

高温高圧下で岩石は **ductile** になることが知られている．**ductile** であることの機構的内容がはつきりしているわけではないが，定性的には塑性変形の一つであるとして差支えないだろう．GIARDINI (1973) 達による超高圧下での変則的な変形実験では，**ductile** 領域での音波の発生と，それに伴う応力降下が観測されている．彼等はまた圧力が高くなる程応力の変動が大きくなると言っている．

高圧下で岩石が **ductile** になること，高圧実験で **ductile** でも音波が観測され得ること，上で述べたごとく塑性変形と雖ども応力降下が（急激に）起こること，実際マントル内で地震が起こっていること等を考え合せると深発地震に対して **brittle fracture** を天下一的に適用するのはどうかと思う．勿論 **stick-slip** のすべりについても疑問がある．深発地震が巨大な単結晶中の **dislocation**（弾性論の **dislocation** ではなく結晶場の巨大 **dislocation**）であつても良い．

§ 4. あとがき

クラックの起こる場所が予め知られていないという理由で，その面上で直接物理量を測定するのが困難であつた．クラックの起こる場所を予め指定し，小型のセンサを資料に埋込むという方法で，現在，我々は実験を行なっている．必要な量がすべて測定されるためには，いくつかの種類のトランスデューサーが必要であるが，良いものが見つからない．

得られた波形はクラックの形が複雑なわりに単純な初動を持つているように思う．これは実際にそうなのか，途中高周波成分が減衰を受けたためなのかは，はつきりしない．

今回の氷の資料は，結晶の大きさと資料全体の大きさが特殊なものであつた．単結晶と微結晶集合体（相対的な関係で）の中間に位置し，両方の性質がはつきり認められたことが長所であるが逆に現象としては複雑なものと言えるわけで，これは欠点であるかもしれない．

補遺，受信子の応答

受信子に用いられている圧電素子の応答自体は現象論的に良く理解されており，原子論的にもかなりはつきりしている．問題なのは，入射波動によりいかなる型で力が素子に伝わり，そこで発生した電圧がどのように変形されてオシロスコープの画面上に現われるかという二点である．前者は受信子の構造と，資料に対する受信子の取付け方に関係しており，後者はオシロ

Fig. A1. Structure of the receiver.

スコープに至るまでの回路の特性に関係している。

第1の問題から考える。受信子の構造を図A1に示す。圧電素子の静電容量は約4pF, 絶縁抵抗は400 M Ω 以上, 固有振動数は5 MHz, 振動のモードは厚み振動

である。素子の大きさは直径5 mm, 厚さ約0.3 mmの円板である。+側の電極は長さ30 cmの金属棒で押えられている。圧電性から、無限媒質中に埋込まれた素子は、それが十分薄い時、波による応力に比例した出力電圧を生じる。この応力は波による変位の空間座標による一回微分に対応する。入射波を平面波に分解して考えれば、比例定数を除き、空間微分形と時間微分形とは相似であるから、出力電圧は速度(粒子の)に比例する [O'BRIEN and SYMES (1971)]。半無限の場合、表面に素子がとり付けられているとする。素子の後には十分長い弾性棒がある。素子が接している面の近傍以外では表面は自由表面の境界条件を満す。変位が十分小さければ、素子の存在は系を乱さない。素子の表面に達した波は、資料、素子、電極棒の弾性定数が等しければ、圧電素子を通して電極棒の中に伝つていく。この時の状況は棒の中の波の伝播と同じになり係数を別にすれば、出力は応力に比例する。

即ち速度に比例する。弾性定数について言えば、これを縦波速度で表現すると4 km/sec 前後である。すべて比例係数は不明のままである。このことが波を解析する時、その形だけしか議論できない理由である。

第2の問題を考える。素子オシロスコープの時定数が波の周波数、あるいは出力電圧の変化の周期から見て十分長かつ素子の容量が、それ以外の部分の容量(特に途中のケーブル等の容量)に比して十分大きければ、オシロスコープの画面上の波形は素子の出力電圧の変化を正しく再現する。我々の系では、時定数1 ms 程度、素子の容量はそれ以外の値の100倍以上であり、解析した波については、正しい速度波形を示すと考えられる。

謝 辞

この実験には北大低温科学研究所の施設を利用させていただいた。若浜教授他同研究所の方々の御協力、御教示に感謝致します。

文 献

- BRUNE, J. N. 1973, Earthquake Modeling by Stick-Slip along Precut Surfaces in Stressed Foam Rubber, Bull. Seism. Soc. Amer., **63**, 2105-2119.
 DENOYER, J. and H. POLLACK, 1963, Measurements of the Velocity of Crack Propagation in Glass Plates, Bull. Seism. Soc. Amer., **53**, 87-93.
 FISHER, R. M. and J. S. LALLY, 1968, Dislocation Dynamics, ed's. A. R. Rpsenfield et al., 617-619, McGraw Hill.

- GIARDINI, A. A. and A. E. ABEY, 1973, The Torsional Shear Strength of Granodiorite and Dunitite under Near-Homogeneous Confining Stress to about 90 Kbar, 2, *Tectonophysics*, **18**, 147-165.
- HASKELL, N. A., 1969, Elastic Displacements in the Near-Field of a Propagating Fault, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **59**, 865-908.
- HASKELL, N. A. and K. C. THOMSON, 1972, Elastodynamic Near-Field of a Finite Propagating Tensile Fault, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **62**, 675-697.
- LAVIN, P. M. and B. F. HOWELL, Jr., 1963, Model Studies of Effects of Near-Source Velocity Discontinuities on First-Motion Patterns, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **53**, 933-954.
- MOGI, K., 1968, Source Locations of Elastic Shocks in Fracturing Process in Rocks (1), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **46**, 1103-1125.
- O'BRIEN, P. N. S. and M. P. SYMES, 1971, Model Seismology, *Rep. Prog. Phys.*, **34**, 697-764.
- OHNAKA, M. 1973, Experimental Studies of Stick-Slip and Their Application to the Earthquake Source Mechanism, *J. Phys. Earth*, **21**, 285-303.
- PFLUKE, J. H. and B. F. HOWELL, Jr., 1964, Seismic Model Studies of First Motions Produced by an Actual Fault, *J. Geophys. Res.*, **69**, 635-665.
- SCHOLZ, C., P. MOLNAR and T. JOHNSON, 1972, Detailed Studies of Frictional Sliding of Granite and Implications for Earthquake Mechanism, *J. Geophys. Res.*, **77**, 6392-6406.
- WU, F. T., K. C. THOMSON and H. KUENZLER, 1972, Stick-Slip Propagation Velocity and Seismic Source Mechanism, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **62**, 1621-1628.