

岩石破壊実験に伴って放射される電磁波と地震に伴う電磁波の観測

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2018-07-19 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 三浦, 泰二 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.14945/00025511

岩石破壊実験に伴って放射される電磁波と 地震に伴う電磁波の観測

三 浦 泰 二*

地震発生前、あるいは発生時に震源地付近で電磁波が放射され、これを観測した例が過去にいくつか報告されている。もしこの電磁波を地震前に観測することができるなら、地震の直前予知に極めて有効な一手段となるであろう。

1960年5月16日に発生し、日本の太平洋沿岸に多大の津波被害をもたらしたチリ地震の時、J. W. Warwickらはアメリカ各地で、地震先行現象とみられる異常な電波をHF帯(周波数18 MHz)において観測した。Gokhbergらは1978年9月16日イラン中央部で発生した地震の30分ほど前から27 KHz、85 KHz、1.63 MHzの各周波数で、パルス状の異常電波をソ連コーカサスで観測した。また芳野らは1980年3月31日京都府を震央とする深さ480 kmの深発地震の時、菅平電波観測所で81 KHzの異常電波を地震発生の一時間ほど前から観測している。これらの報告から、地震に伴う異常電波は、地震発生前、VLF帯からHF帯までのかなり広帯域をもって発生しているように思われる。

葦山高校は地震予知観測学習モデル校として、種々の予知観測を行っているが、1982年から市販されているラジオを用いて、地震に伴って放射される電波の観測を行っている。本報告では、この観測方法とその結果、さらに筆者が国内留学中に、京都大学理学部地球物理学教室で行った岩石破壊に伴って放射される電波の観測実験の結果について述べる。

§1 長波帯における地震電波の観測

図1-1に観測システムの概要を示す。観測に使用したラジオ(ソニー製 ICF 2001、現在製造中止)は長波帯150 KHzから30 MHzまで受信できるもので、一般に市販されているものである。このラジオのAGC信号(AGCとは受信信号が弱いときは増幅器に正のフィードバックをかけて信号をより大きく増幅し、信号が過大なときは負のフィードバックにより増幅をおさえ、常に一定の受信状態を保つ回路のこと。)の電圧を測定することにより、入射した電波強度を知ることができる。

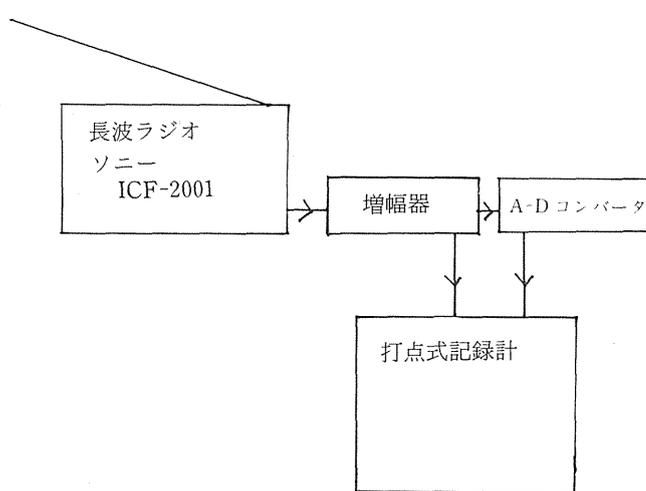


図1-1 地震電波観測システム

*静岡県立葦山高校

AGC 信号をアンプで増幅し、打点記録計で記録する。また A-D コンバータでパルス状電波の数をカウントして記録する。図 1-2 は雷の空電による電波観測の例である。観測する周波数は人工的な

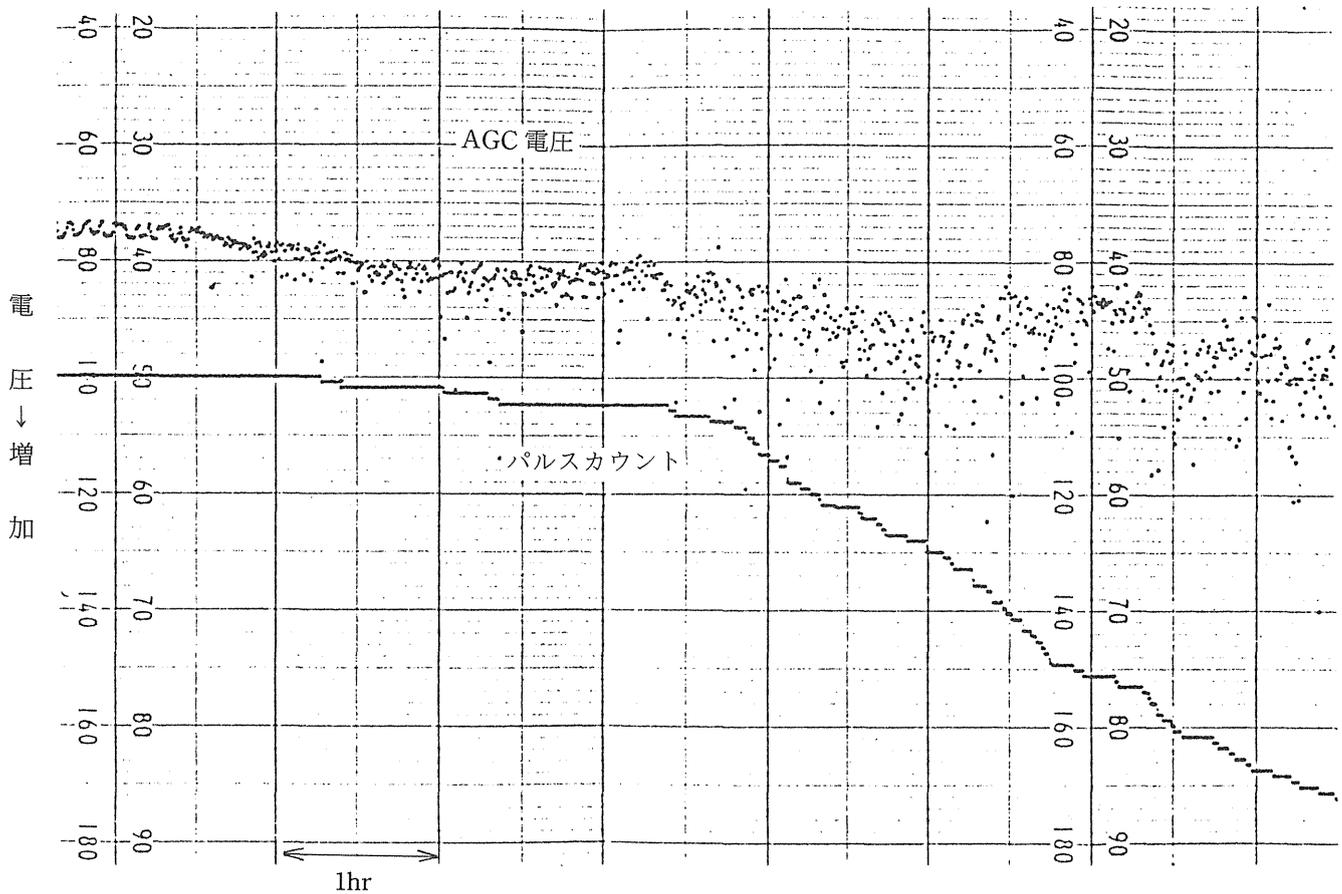


図 1-2 雷による空電観測の例

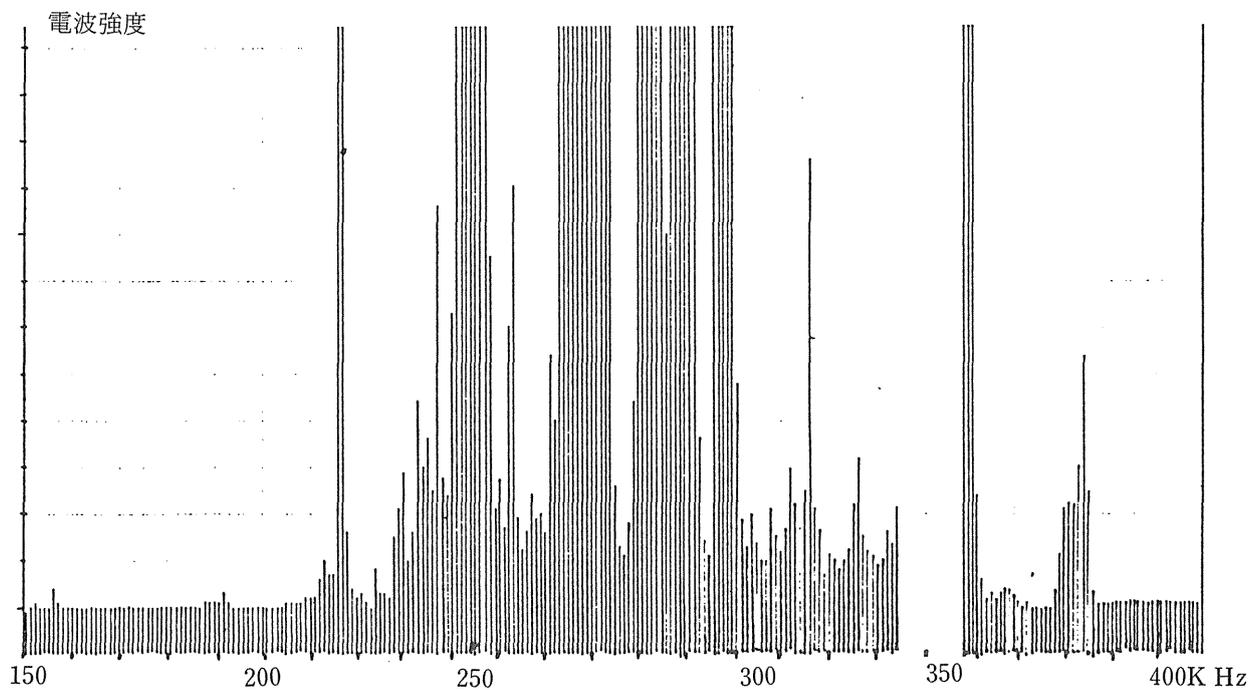


図 1-3 蕪山におけるラジオノイズのスペクトル
1982年 1月26日20時

電波のない所でなければならない。図1-3は斐山における長波帯のノイズスペクトルである。長波帯にはソ連の放送が多数あるので、観測周波数は最もノイズの少ない162 KHzとしている。観測上最も困難な問題は低気圧や前線に伴う雷雲から発生する空電である。地震電波をキャッチできる条件は、地震時に晴天であることが必要である。そうでないと雷雲からの空電と区別できなくなるだろう。

図1-4は1982年8月12日伊豆大島の近海での地震に伴って観測された異常電波の記録である。地震発生1時間ほど前と、発生と同時に二つの山がみられる。1984年9月14日の長野県西部地震では、極めて大きなノイズと、パルス状の電波がカウントされなが、低気圧の接近で雷雲があり、空電との区別は困難であった。なおこの観測システムは京都大学防災研究所の尾池助教授によって開発されたものを使用させていただいた。

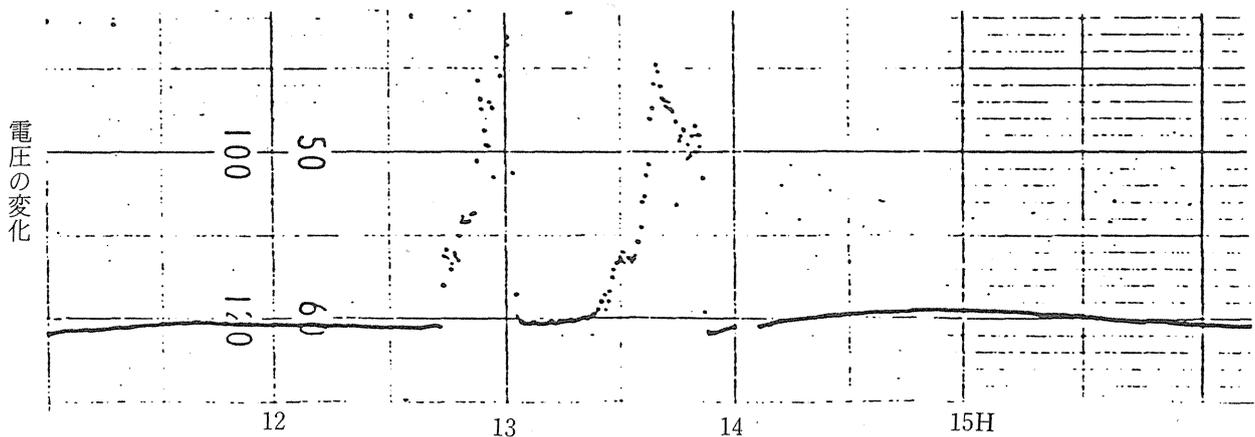


図1-4 長波163K Hz にあらわれた異常電波
 $M=5.7 \Delta=55\text{KM}$
 1982年8月12日
 伊豆大島近海地震

§2 岩石破壊に伴う電波の放射とその観測方法

地震は地殻を構成している岩石の破壊によって生ずる現象であるから、実験室内で岩石を破壊した場合、どのような電磁波が放射されるかは興味ある問題である。そのため地殻を構成している代表的な岩石である花崗岩（導電率 $10^{-3} \sim 10^{-4} \text{ S/M}$ ）*に種々の衝撃力を加えたり、徐々に力を加えて破壊されるとき生ずる電磁気現象を観測した。本実験は完全にシールドされた実験室内で行われた。測定には容量性アンテナを用いる。このアンテナはその形状からボールアンテナと呼ばれ、静電界に近い極めてゆっくり振動する電界から数100 KHzの高周波まで幅広く測定することができる。

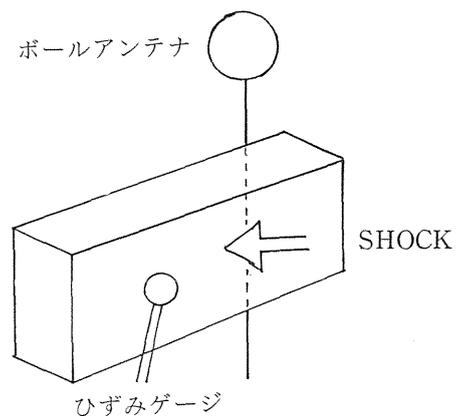


図2-1 岩石に衝撃力を加えたときに生ずる電界の測定

*S/Mは導電率の単位、Sはジーメンズの略でひ（モー）と同じである。Mはメートル。

① 岩石に衝撃力を加えたとき発生する電界の特徴

図2-1に示すように、電氣的に絶縁された花崗岩サンプル(ポルトガル産 $20 \times 5.8 \times 3.3$ cm)の中央部に衝撃力を加えたとき、その周囲の空間に生ずる電界を、サンプル近傍におかれたボールアンテナで測定した。同時にサンプルにはりつけた歪みゲージにより、岩石に生じた歪みを測定する。

衝撃力を加えた直後10ミリ秒(m sec)の短時間には図2-2のような電界が観測される。衝撃の瞬間幅0.1 m sec程度のパルスを生じ、その後は岩石の弾性歪み振動と同周期の振動電界がみられる。

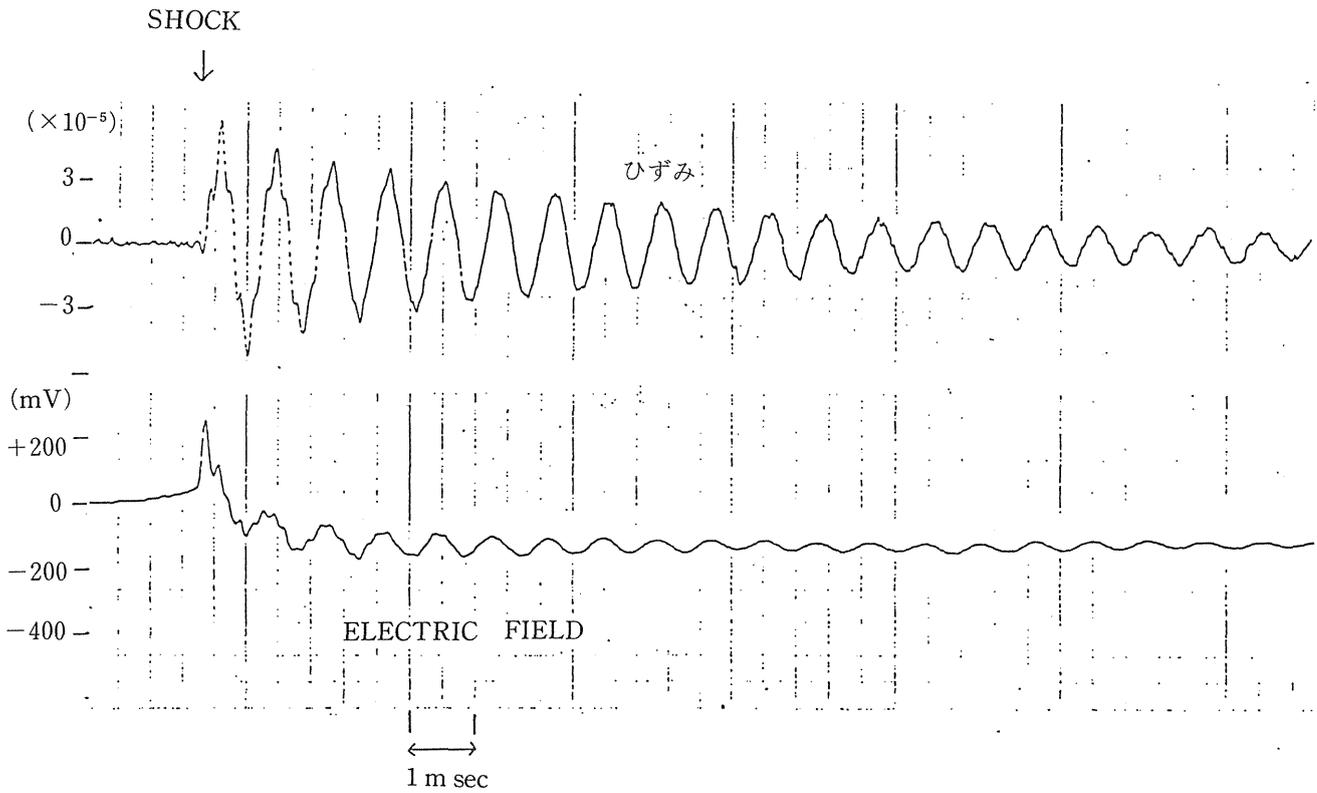


図2-2 衝撃後約10 m sec間の電界のようす

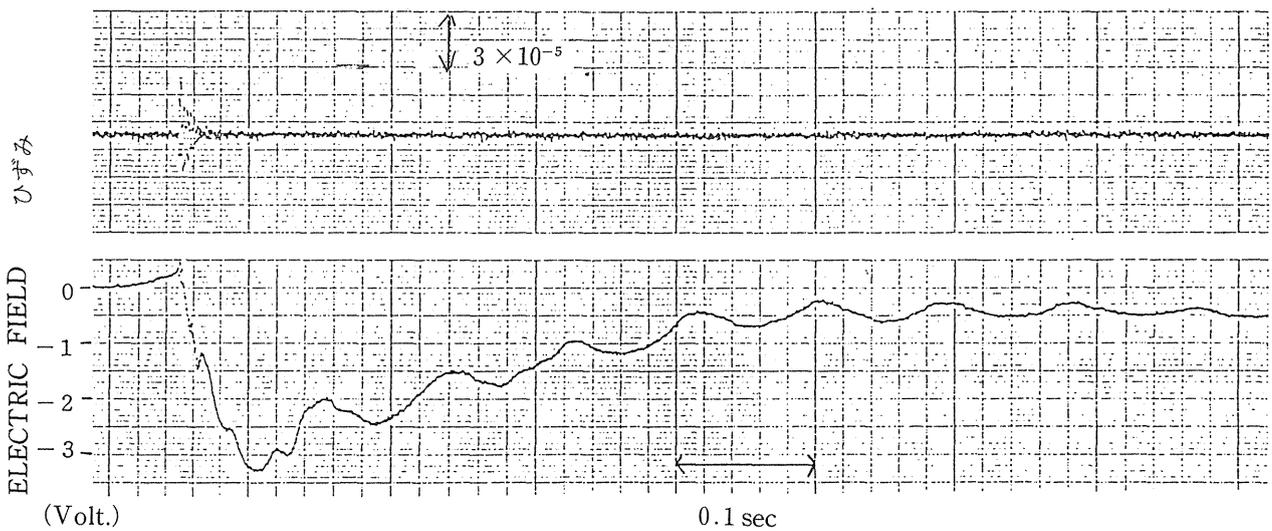


図2-3 衝撃後約1秒間の電界のようす

しかし同じ現象を衝撃後 1 秒間で観察すると、図 2-3 のような電界が観測される。衝撃後 20 m sec 間は上に述べたような弾性歪み振動と、それに対応する振動電界がみられるが、弾性振動が減衰した後一般に 100 mV 程度の静電界を生ずる。この静電界は岩石に加えられた衝撃力あるいは、弾性振動によって岩石内部から電荷が比較的ゆっくり「湧き出て来る」ことを示唆している。

これらの実験記録から、岩石サンプルから数 cm 離れた点の電界強度は、弾性歪みが 10^{-5} 程度の時、およそ数 V/m である。また発生した電気量を GAUSS の定理で求めると、岩石の単位体積当たりの電気量は 10^{-8}c/m^3 、単位面積あたりでは 10^{-10}c/m^2 のオーダーとなる。

② 岩石破壊に伴って生ずる電界の特徴

岩石サンプルに徐々に力を加えサンプル中央部で破断させる。このとき生ずる電界を上で述べたと同様な方法で測定した結果を図 2-4 に示す。岩石は歪みが 10^{-4} のオーダーで破壊され、この時、数 cm 離れたアンテナには数 V の電位が観測される。これを電界強度になおすと、10 V/m ~ 数 10 V/m となり、①の実験の場合の 10 倍から 50 倍もの電界を生ずる。この電界が破壊面に生じた電荷によるものと仮定すれば、少なく見積って単位面積あたり 10^{-8}c/m^2 の電気量を生じていることになる。

さて岩石破壊に伴って生ずる電荷の原因としては、接触電気、摩擦電気、圧電効果、界面電気などがあげられる。実験室内の岩石サンプルと地下深くで応力を受けた状態の岩石とでは性質が異なり、上で述べた実験が直ちに実際の地震に適用できるものではないが、岩石に加えられた衝撃力や破壊によって岩石が多量の電気を帯びることは明らかである。今仮に長さ 100 km、深さ 10 km にわたって地殻が破壊されたとすると、破壊面積は 10^9m^2 であり、単位面積あたり 10^{-8}c/m^2 の電気を生じたとすれば、破壊面全体では 10 C の電気量を生ずることになる。これは雷数個 ~ 数 10 個分に相当する。

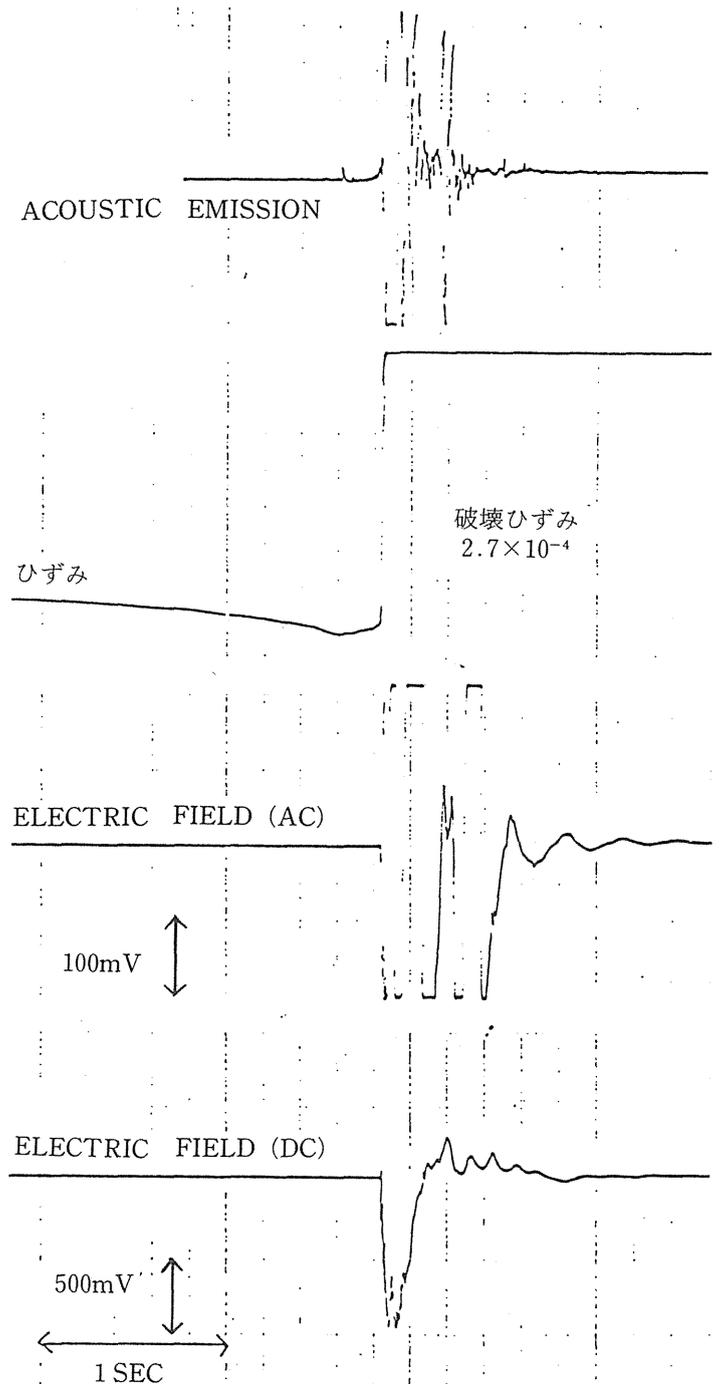


図 2-4 岩石破壊時に生ずる電界

次に破壊によって生じた電荷が電磁波を放射するためには、電荷の放電が伴わなければならない。地表付近では多孔性の岩石は地下水によって飽和されており、この領域で導電率は $1 \sim 10^{-1} \text{s/m}$ である。電荷の放電時定数は岩石の電気容量 C と導電率の逆数 R によって定まるが、地表付近では R は小さいので、電荷は短時間で放電し、パルス状の電磁波を放射するだろう。

一般に正負の電荷によって双極子モーメント P が形成されると、 P の時間変化によって次のような電界 E を生ずる。

静電界 誘導電界 放射電界

$$E = \frac{1}{4 \pi \epsilon_0} \left(\frac{P}{r^3} + \frac{\dot{P}}{cr^2} + \frac{\ddot{P}}{c^2 r} \right)$$

ここで ϵ_0 は真空の誘電率、 r はアンテナまでの距離、 c は光速、 $\dot{\cdot}$ は時間微分をあらわす。

地震断層の生ずる付近では上式第 1 項の静電界も観測される可能性がある。また断層に沿う良導電層は送信アンテナの役目をはたし、大地震ほど長いアンテナが存在することになり、数 10 km を越える長大なアンテナからは極超低周波 (ELF) 帯の電磁波放射の可能性もある。一般的に遠方で観測できるのは第 3 項による電波であろう。

最後に地殻の破壊によって放射された電磁波が観測される可能性は、地震発生場所の深さとその周波数による。図 2-5 はウィラーによって示された地殻の深さによる導電率の変化をあらわしたものである。地表面付近では導電率は $10^{-1} \sim 1 \text{s/m}$ で空気のそれ 10^{-12}s/m にくらべてずっと大きい。それ故地表付近は導体に近い性質をもち、表皮効果によって、地下で発生した電磁波は周波数が高いほど急激に減衰する。内陸の震源の浅い地震では電磁波が観測される可能性は高い。

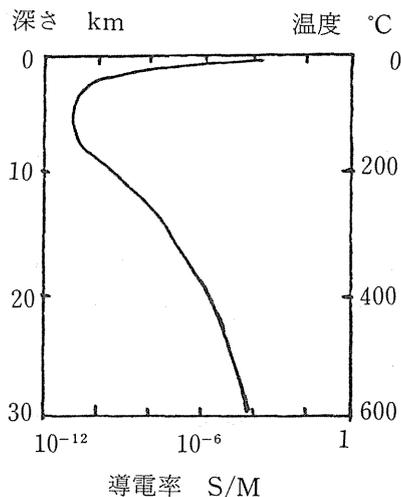


図 2-5 ウィラーの地殻導電率変化の推定図

表 2-1 は海中及び地中の ELF 帯から LF 帯までの電波の減衰係数を示したものである。地中で 100 Hz の電波では深さ 1 m あたりの減衰係数は 0.0171 であるから、ELF 帯の電波は地下の深い所で発生した場合でも地上で観測される可能性はある。しかし海水中では減衰係数は地中の 20 倍もあり、海底地震では地上で電波が観測できる可能性は小さいと思われる。これらのことは、今までの観測結果からも裏付けられている。

表 2-1 海水中および海中での ELF 帯から LF 帯までの電波の減衰係数

周波数 (H Z)	海水中 (d b / m)	地中 (d b / m)	導電率 10^{-6} S/M
1 0 0 H Z	0. 3 4 5	0. 0 1 7 1	
1 K H Z	1. 1 0	0. 0 5 4 5	
1 0 K H Z	3. 4 5	0. 1 7 1	
1 0 0 K H Z	1 1. 0	0. 5 4 5	

§3 結 論

以上の考察から、地震に伴って放射される電波は、地震の規模と発生場所によって異なるが、ELF帯から種々の周波数帯まで観測できると思われる。電波発生メカニズムを知るためには、波形そのものの観測が必要である。このためには前述のラジオ受信機方式によるより、直接電界が測

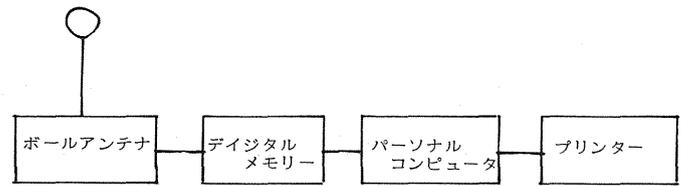


図3-1 ボールアンテナによる観測システム

定できるボールアンテナ方式が最も適している。現在京都大学が中心になって図3-1に示した方式で各地で観測を行っている。

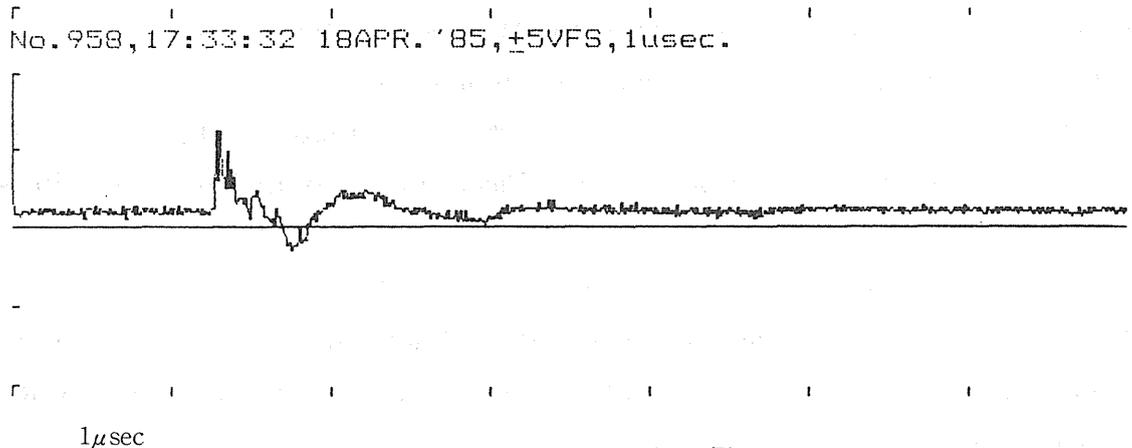


図3-2 空電波形の観測例

図3-2は空電の観測波形の例で、地震に伴う電波観測の最も困難な問題は、雷雲による空電との区別をどうつけるかということである。地震に伴う電波がパルス状のものであれば、図3-2に示した空電波形に似たものが観測されるであろう。1984年9月14日の長野県西部地震では、この方式による観測でも、ラジオ受信機方式でも共に多量のパルスを観測している。今後のデータの集積が待たれる。

最後にこれらの観測及び実験に際し、全般的に御指導していただいた京都大学防災研究所の尾池和夫助教授と高知大学理学部の小川俊雄教授にお礼を申しあげる。

参考文献

- Derr J. S. (1973) Earthquakes Lights: A review of observations and present theories. Bull. Seis. Soc. Amer. vol. 63, no. 6, 2177-2187.
- Gokhberg M. B. and Morgounov V. A. () Experimental measurement of electromagnetic emissions possibly related to earthquakes in Japan. Inst. Phys. Earth, Academy of Science, USSR.
- Maki K. and Ogawa T. (1983) ELF emission associated with earthquakes. Geophys. Inst., Kyoto Univ.
- Mizutani H., Ishido T., Yokokura T. and Ohnishi S. (1976) Electrokinetic phenomena associated

with earthquakes. G. R. Letters.

Nitsan V. (1977) Electromagnetic emission accompanying fracture of quartz-bearing rocks. G. R. Letters p. 333-336

尾池和夫 小川俊雄 三浦泰二 (1983) 地震に伴う電磁放射の観測 地震学会講演予稿集 No. 1

尾池和夫 小川俊雄 (1985) 浅発地震前後の電磁波ノイズの時間的变化について 地震学会講演予稿集 No. 1

Ogawa T. (1973) . Analyses of measurement techniques of electric fields and currents in the atmosphere. Geophy. Inst., Kyoto Univ. No.13, . 111-137

Ogawa T., Tanaka Y., and Yasuhara M. (1969) Schumann resonances and world wide thunderstorm activity. Jour. Geomagnetism and Geoelectr. vol. 21, No. 1

小川俊雄 尾池和夫 三浦泰二 (1984) 岩石破壊に伴う電磁放射 地震学会講演予稿集 No. 1

Ogawa T., Oike K., and Miura T. (1985) Electromagnetic Radiatin From Rocks. J. G. R. (in press)

佐尾和夫 (1981) 空電 雷の電波ふく射をめぐって 成山堂書店

Warwik W. J., Stoker C. and Meyer R. (1982) Radio emission associated with rock fracture : Possible application to the great Chilean earthquake of May 22, 1960. J. G. R. vol. 87 No. 134 2851-2859.