物質破壊時のマイクロ波発生現象とその物理探査への応用

高野 忠^{*, *4}・牧謙一郎^{**}・相馬央令子^{*3}・千葉茂生^{*4}・前田崇^{*4}・藤原顕^{*}・吉田真吾^{*5}

要 旨

超高速な衝突や静的な圧力で物質を破壊する時、マイクロ波が発生することが見出された。本論文では、この現象を観測するための実験系、得られた内容・事実、そして物理探査に応用する可能性について述べる。この分野は多くの読者にこれまで余りなじみがないと思われ、かつ瞬発マイクロ波の受信・計測という特殊な技術を用いるので、全体的な記述に重きを置き詳細は省く。受信系では、まずマイクロ波信号を低雑音増幅器で増幅した後、観測する周波数にたいし十分高い標本化周波数でデジタル化して、データを取り込む。観測周波数としては、22GHz, 2GHz, 300MHz, 1MHzを選んだ。データが多すぎて蓄積容量が足りない時は(22GHzと2GHz)、ヘテロダイン受信で周波数を落としてからデータとする。

衝突実験における速度は最高約 7km/sec である。衝突標的の材料はアルミニウム、鉄などの金属、セラミック、煉瓦、ゴムなどを用いた。静的な圧力での破壊実験には、4種の岩石をコンプレッサで加圧した。得られたマイクロ波は、いずれの破壊モード・材料においても、断続的な極めて狭いパルス状である。岩石の静的圧力での破壊では、22GHzは硅石でのみ観測された。このようにして得られた波形は、パルス内ではほぼ正弦波状なので、受信系を通して電力校正が可能である。その結果平均発生電力は2GHzにおいて、超高速衝突の実験で $2.7 \times 10^{-5} \text{mW}$ 、静的圧力の実験で $2.7 \times 10^{-8} \text{mW}$ であった。マイクロ波発生原因として原子あるいは分子間の結合が切れることが推定されるが、未だ確定するには至っていない。本現象は、次のような分野の物理探査に応用することを考えている。

- (1) 物質の性質探求： 天体衝突現象，材料科学，宇宙デブリ問題
- (2) 地下構造の変動： 岩石の破壊
- (3) 地震の探査

キーワード：超高速衝突・岩石破壊・マイクロ波発生・物理探査・天体衝突・地震

1. まえがき

従来から、物質破壊に伴い発生する種々の現象を、捉えるための研究や実験が行われてきた。すなわち超高速衝突による破壊に絡んでは、弾丸衝突による破壊のシミュレーション解析 (Eftis et al., 2001)、衝突による物性の変化に関する研究 (Christiansen, 1993)、ダイナマイトの爆破に関する研究 (O'Keefe et al., 2000)等が進め

られた。また飛翔体を超高速に加速する装置の研究・開発 (Chhabildas et al., 1992; 矢守ほか, 1992)も進められた。その中で電気信号の発生については、数 100kHzの電気振動の検出報告 (Bianchi et al., 1984)や磁界生成の報告 (Crawford and Schultz, 1988)、破壊の程度と発生電荷量と電流との関係の研究 (McDonnell et al., 1997)がある。しかし物質の破壊に伴って何故電気信号が発生するかについては、マイクロクラック説 (O'Keefe and

2006年10月4日原稿受付; 2007年2月5日受理

* JAXA・宇宙科学研究本部
〒229-8510 神奈川県相模原市由野台 3-1-1

** 理化学研究所
〒351-0198 埼玉県和光市広沢 2-1

*3 東京理科大学
〒162-8601 東京都新宿区神楽坂 1-3

*4 東京大学
〒113-8656 東京都文京区本郷 7-3-1

*5 東京大学・地震研究所
〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1

Thiel, 1995)やプラズマ説 (Martelli and Cerroni, 1985), 圧電効果説 (Yoshida et al., 1997)があるものの、未だ定かではない。

本論文で扱うもうひとつの破壊現象は、静的圧力による岩石破壊である。この分野の研究は、地質学や地球物理学、地震学の研究者により進められてきた (Fraser-Smith et al., 1990)。破壊のための実験設備としては、圧縮機を用いる。その中で電気信号の発生に関して、数 100kHz の放射検出 (Bianchi et al., 1984)、パルスの電気雑音の検出 (O'Keefe and Thiel, 1996) が報告されている。電気信号と岩石物性との関係 (Nitsan, 1977; Ogawa et al., 1985) や水分含有量との関係 (Yoshida and Ogawa, 2004) が報告されている。周波数的には、30GHz までの高い周波数の発生が示唆されているが、確認するには至っていない (Geng et al., 1999)。電気信号発生の原因として、圧電現象 (Nitsan, 1977) 接触電位差 (Ogawa et al., 1985)、微小亀裂 (O'Keefe and Thiel, 1995)、エキソ電子等による電荷蓄積 (Cress and Rowell, 1987; Freund, 2000) が提案されている。

超高速衝突と静的圧力により物質が破壊する現象は、一見全く異なっており、研究者の分野や使用設備も著しく異なっている。本論文の著者の一部は、まず衝突破壊に伴って、22GHz までのマイクロ波が発生することを発見した (Takano et al., 2002; Maki et al., 2004; Maki et al., 2005)。その後、このマイクロ波がプラズマにより発生するものかを明らかにするため、プラズマが発生しないよう静的圧力による破壊の実験を行った。その結果殆ど同じ形のマイクロ波パルスを検出することに成功した (牧謙一郎ほか, 2003; Maki et al., 2006)。本論文では、まず両方の破壊実験に用いる設備について説明し、次に得られた結果について述べる。

その方法は種々の物理探査の手段として用いることが考えられる。まず衝突破壊に伴う物質研究の手段としては、従来機械的破壊の観測 (Thoma et al., 2005; Kadono et al., 2005) を初め、光学分光観測 (Sugita and Schultz, 1998)、プラズマ観測 (Crawford and Schults, 1999) がある。それに対し本研究によるマイクロ波発生現象は、物質の機械的定数と電気的定数に関係しており (Ohnishi et al., Oct. 2005)、新しい知見を提供できる可能性がある。また電気信号が数 GHz のマイクロ波であるため、チェンバ中を伝搬しても大きな減衰を受けにくいことも有利な点である。

圧力による岩石破壊の応用について、最も期待できるのは、地震に絡んで考えられる。地震の検出には従来、地面への機械的振動 (Berger and Ingate, 2004)、微小変位を GPS や SAR により測定するもの (加藤, 1991; 藤原ほか, 2000) がある。更に発生する電気信号を測定するものとしては、地電位を測る VAN 法 (Varotsos et al., 1993)、低周波振動 (Molchanov and Hayakawa, 1998)、

FM 波の伝搬 (Yoshida and Nishi, 2002) あるいは電離層に振動が波及して電子密度が変化することを測定する (Liu et al., 2001) まで、行われている。それに対し本研究による手段は、広域な観測が可能でシステム展開ができること、特にマイクロ波が電離層を通過できるため人工衛星による観測ができることに長所がある。また従来の電磁気手法は、ほとんどが物理的な因果関係を実験室レベルで実証できていない。それに対し本研究では、波形と共に発生電力の較正もできており、検出法の信号対雑音比 (S/N) の推定を可能にしている。これらの応用については、第 5 節で述べる。

2. マイクロ波受信・記録系の構成

衝突や圧縮により物質が破壊する時、発生する電気信号はこれまでの研究により、極めて巾が狭い (少なくとも数 nsec) パルス状であることが判ってきた。従って、そのパルスのスペクトルは極めて広く、マイクロ波領域まで達しているものと考えている。実際衝突によるマイクロ波のスペクトルは、少なくとも 22GHz まで観測されており、また圧縮破壊では全ての岩石で 2GHz の信号が観測され、珪岩では 22GHz も観測されている。実際に実験において、信号を受信・記録するシステムを、Fig. 1 に示す。

Fig.1. Constitution of receiving and recording systems. The higher frequency bands are down-converted to the intermediate frequency to reduce data.

観測すべき周波数は、対象とする物理探査の目的によると思われる。そのためにパルス状マイクロ波の検出には、特別な注意が必要である。制限要因は受信系性能、

特に広帯域で低雑音な受信機能およびデータの蓄積機能である。さらに波形を観るため、十分高い標準化周波数 f_s でデジタル化する必要がある。すなわち観測する最高周波数を $f_{\max}$ とすれば、標準化周波数は最低でもその 5 倍必要であり、

$$f_s = 5f_{\max} \quad (1)$$

$f_{\max} = 300\text{MHz}$ であれば、 $f_s \geq 1.5\text{GHz}$ であり、通常のデジタルオシロスコープで対応できる。ところが $f_{\max} = 2\text{GHz}$ となると、 $f_s \geq 10\text{GHz}$ であり観測は難しい。従って、この周波数成分を観るためには、低い周波数に落としてから波形記憶する。具体的にはミキサにより、マイクロ波 (RF) を局部発振信号 (Fig.1(b) の SG) とかけ合わせて、中間周波数 (IF) を生成する。

Fig.1(a)は、受信波形を直接標準化して記録するもので、これまで 1MHz と 300MHz の受信に用いてきた。アンテナは通常半波長の大きさを持つので、このような低い周波数では実際の機器設定が難しい。例えば衝突実験では、真空チェンバの電波窓からはみ出してしまう。アンテナで受信した微小信号は、まず低雑音増巾器 (LNA) で十分増巾した後、処理を行う。Fig.1(b)は RF を IF に落としてから記録するもので、 2GHz と 22GHz の受信に用いて来た。この周波数帯になると、半波長ダイポールアンテナが小さくなり、またホーンアンテナ等も使えて設定し易くなる。受信信号はまず LNA で十分増巾した後、ミキサで局部発振信号 f_{LO} との差周波数 (f_{IF}) を作り出し、後の処理に回す。IF 帯での周波数特性は、LNA の通過特性、 f_{LO} の位置により決まる。

Table1. Characteristics of receiving and recording systems. The lower frequency bands of 300MHz and below 300MHz are directly received and recorded.

RF band	IF band
22 – 23 GHz	0 – 500 MHz
1.94 – 2.24 GHz	0 – 190 MHz
292 – 309 MHz	—
0.3 – 300kHz	—

記録部では、デジタルオシロスコープを用いている。その観測時間は、前記標準化周波数とデータ取り込み用メモリ容量で決まる。まず波形をきちんと観るため、標準化周波数を最高周波数の 5 倍とすれば、周波数帯域 200MHz の IF 信号 (RF 2GHz の場合に相当) の場合、 1.0GSps となる。従って 1 標本点を 1Byte で記録し、4 チャンネル同時観測し、 16MByte のメモリに保存する場合、観測時間は次のように求まる。

$$16 \times 10^6 / (200 \times 10^6 \times 5 \times 4) = 4.0\text{m sec} \quad (2)$$

このように、高速で発生するデータを具備メモリに収容するため、観測時間は短く制限される。

また瞬発現象であるため、衝突直前から記録を開始する必要があり、トリガシステムが必要である。実際の実験では、部品を組み替えたり、 f_{LO} の位置を変えたりしている。典型的な例を、Table 1 に示す。

3. 超高速衝突実験

3.1 実験設備

この実験では飛翔体を加速するため、比較的低速にはヘリウムの 2 段軽ガス銃を、高速にはレールガンを用いた。前者では、 $7\text{mm} \phi \times 21\text{mm}$ 長の円柱状ナイロンや、サボー (粒子入れ) を用いて粒子状の飛翔体を飛ばすことができる。後者では電極を兼ねたレール間に金属製アーマチャ (電機子) をはさんで大電流を流し、アーマチャ上の電流とレール周りの磁界との相互作用により、アーマチャ (実験ではプラズマ化している) を加速する。従って飛翔体はアーマチャの前面で、形を保っている必要があり、ここではポリカーボネートの $13\text{mm} \phi \times 6\text{mm}$ で 1.1g 重さの円柱を用いている。最大約 7km/sec の速度を得られる。

Fig.2. Layout of measuring instruments around an accelerator (in the case of the rail gun). Radio waves emitted in impact propagate through the window, and are received by antennas.

いずれの加速器の場合も、飛翔体速度は有効数字 2 桁程度で測れる。衝突は真空チェンバ ($480\text{mm} \phi$) 内で行われる。発生するマイクロ波は、チェンバ内で取り出すか、チェンバの窓から外部に放射される波を取り出す。ここでは後者の方法を採用しているので、各種アンテナの設置場所を、適宜選ぶ必要がある。Fig.2 にレールガンにおける配置例を示す。衝突実験における記録開始のトリガには、ワイヤ断あるいは光ダイオード通過検出の信号を用いる。

3.2 実験結果

超高速衝突による物質破壊の程度は、衝突速度や標的の材料・形状・寸法により異なる。Fig. 3 では、飛翔体方向に 45° 傾けて設置した 2mm 厚のアルミ板に、約 4km/sec で衝突した場合を示す(Takano et al., 2002)。飛翔体は板を貫通し、表側には 10mm 程度の穴と共に、飛翔体破片が飛び散った跡が見える。裏側の穴はめくれて、20mm 弱の破壊跡を示している。8 mm 厚のアルミ板にすると、飛翔体は貫通しない (Fig. 4)。表側には直径 15mm、深さ数 mm の凹みができたが、裏側にはわずかの凸部が見られるのみである。

(a) Front

(b) Back

Fig.3. Destruction example due to hypervelocity impact projectile penetrated the plate. (Aluminum plate, thickness 2mm, velocity 4.0km/sec) The projectile penetrated the plate.

この衝突に際し、マイクロ波が検出された。Fig.5 は 2mm 厚アルミ板の場合、22GHz の受信波形を示す。IF で記録したので、実際の周波数は 0~500MHz である。

(a) Front

(b) Back

Fig.4. Destruction example due to hypervelocity impact (Aluminum plate, thickness 8mm, velocity 4.4km/sec). The projectile did not penetrate the plate. A crater on the front side and a projection on the back side are obvious.

$52\mu\text{sec}$ に衝突したのに対し若干遅れてパルス状の波形が見え、 $60\sim 63\mu\text{sec}$ の間および $75\mu\text{sec}$ 以降に特に多数見える。各パルスは包絡線であり、その中に IF の振動波形が存在している。一例を Fig. 6 に示す。8mm 厚アルミ板の場合のマイクロ波波形を Fig. 7 に示す。板厚が薄い場合に比べ、パルス数は格段に減っている。包絡線の中の IF 振動波形は、Fig. 6 と同じようである。

標的の材料を金属から他の物質に代えて、同様の測定を行う。Fig. 5 と 7 の縦軸は、発生電力に較正できる。結果を Fig. 8 に示す(Maki et al., 2005)。セラミックの場合、板が粉々に割れてしまう。発生電力は、 $7\mu\text{w}$ であり、金属で貫通する場合の約 1/3 である。レンガおよびゴムの場合、殆どマイクロ波が発生しない。

Fig.5. Microwave waveform at 22GHz in association with hypervelocity impact (Aluminum plate, thickness 2mm, velocity 4.0km/sec). The pulse train start radiated several μ sec after the impact, and last longer than 40 μ sec.

Fig.6. Expanded waveform of a microwave pulse (22GHz reception, IF 0-400MHz). Each pulse in Fig. 5 contains microwaves like this.

Fig.7. Microwave waveform at 22GHz in association with hypervelocity impact (Aluminum plate, thickness 8mm, velocity 4.4km/sec). The pulse train is more sparse in density and weaker in amplitude than those in Fig.5.

Fig.8. Emitted microwave power in association with impact to various materials. Strong dependence of the power on fragility and electrical conductivity is inferred.

飛翔体の衝突速度も大事なパラメータである。27mm厚さアルミ板を標的に用いた時、2km/sec と 4km/sec では、板に穴があかないが、7km/sec ではあいている。この3データ点を用いて、放射電力 P_e と速度 v との関係を求めると、Fig. 9 で表される。22GHz(実線)と 2GHz(破線)では、各々 v^8 と v^9 に比例している。比較のため v^2 の関係を、一点鎖線で示してある。従って衝突によるマイクロ波発生エネルギーは、運動エネルギーよりも更に v への依存性が高い。単なる凹みを作る破壊から貫通孔が生じるような破壊に至る場合、破壊モードが変化することにより、エネルギーが急増しているようにも見える。

Fig.9. Velocity dependence of the emitted power. Stronger dependence than that of kinetic energy, power of 2, is significant.

4. 岩石破壊実験

4.1 実験設備

岩石破壊実験は、Fig. 10 に示す装置を用いて、岩石試料に圧縮力を印加することにより行った (Maki et al., 2006)。コンプレッサによる圧縮力を制御器で制御しつ

つ、圧縮力をロードセルで測定している。最大 11 トンの力で、0.08mm/sec の変形に対応できる。岩石試料としては、それぞれ特徴ある次の 4 種を用いた。

珪岩：石英が組成の 9 割を占める。

花崗岩：石英 3 割。陸の地殻で最も一般的である。

斑レイ岩：石英を含まない。

玄武岩：石英を含まない。海底の地殻で最も一般的である。

試料は円柱状で、27mm ϕ $\times$ 60mm 長である。

Fig.10. Experimental Setup of rock crush due to pressing force. The antennas are placed around this compressor, and the whole is shielded with radio wave absorbers. The receiving and recording systems are connected to the antennas with coaxial cables through the absorbers.

Fig. 10.の装置周囲に、各周波数帯 (300MHz, 2GHz, 22GHz) のアンテナを配し、全体を電波吸収体で被った、受信機は電波吸収体の外側に置き、同軸ケーブルでアンテナと結んでいる。また破壊による状態変化を観るため、高速ビデオカメラを設置する。

メモリで制限される観測時間内で信号を捕まえるため、トリガー信号の発生法が重要である。本実験では 3 周波数帯のいずれかの信号が、ある設定値を超えた時に、トリガーを発生する回路構成とした。

4.2 実験結果

破壊は殆ど瞬時に起る。Fig. 11 は斑レイ岩のビデオカメラ記録例であるが、破壊直前に斜めに割れ目が入り、それが成長して全面破壊に至っている。他の岩石も同様な破壊を示した。ロードセルによる変化は Fig. 12(a)に示されているが、立ち下りの速さは現象そのものよりもロードセルの応答を表している。

破壊に伴ったマイクロ波の波形を、珪岩の場合について Fig. 12(b)~(d)に示す。22GHz では岩石破壊した直後 100 μ sec の間に、パルス波形が出て、その後は見当たら

ない。2GHz では、22GHz と同じ時間にパルス群があるが、その後散発的に現れ、観測時間 (3.7msec) まで続いている。300MHz では、100 μ sec 付近にパルスが無く、それより後方でパルス密度が高くなっている。

Fig.11. Status sketch of rock crush. Before crush, a crush ran obliquely.

Fig.12. An example of microwave emission in rock crush due to pressing force (the case of quartzite). At the same time as the crush, the signal is seen clear at 22GHz and 2GHz, and faint at 300MHz. The subsequent signals last for 3.5msec at least, and are stronger in the lower frequency band.

斑レイ岩の破壊に伴うマイクロ波形を、Fig. 13 に示す。22GHz の信号は、ほとんど認められない。2GHz か 300MHz における 0ms 位置のパルスにより、トリガがかかったと思われる。珪岩に比べ全体的にパルス数が少ないが、パルス高が高い。その結果、発生電力は珪岩とほとんど同じレベルである。

花崗岩においてはパルス数・高さ共に斑レイ岩より小さい。玄武岩では、更に小さい。

Fig.13. An example of microwave emission of rock crush due to pressing force (the case of gabbro). The signal was not detected at the time of crush. The time of 0 ms is about 1 msec after the crush.

5. 応用

5.1 隕石衝突に伴うマイクロ波放射

隕石が天体に衝突すると、発光現象が観測される (Yanagisawa et al., 2006)。それと同時に、マイクロ波も放射される可能性がある。マイクロ波は、宇宙空間特に電離層プラズマ中を、散乱・吸収を余り受けず伝搬し、地球に到達する。第3節に述べた衝突実験の結果を見ると、マイクロ波発生量や周波数特性 (スペクトル) は衝突物体の物性値や速度により異なる。ただ貫通することは無いので、Fig. 9 におけるアルミ板の場合のように破壊モードによるあいまいさは存在しない。従って衝突に

よるデータを蓄積しておけば、隕石あるいは天体の構成物質に関する情報を推定することができよう。

ここで隕石が月に衝突する例について、検出可能性を検討する。セラミックの衝突実験データでは、次の値が得られている (Maki et al., 2005)。

飛翔体：ポリカーボネート、13mmφ×6mm 長、1.1g

標的：アルミナ・セラミック

速度 v : 7km/sec

受信電力 p_r : $7 \mu W$

発生電力 p_e : -103.6dBm ($4.37 \times 10^{-11} mW$)

隕石衝突時のマイクロ波電力は、飛翔体の体積に比例すると仮定すれば、10m 直径の隕石の場合、 $p_e = 4.4 \times 10^{-11} mW$ である。更に $v = 7 km/sec$ より高速で $v = 70 km/sec$ (しし座流星群に相当) では、 $p_e \propto v^2$ と仮定すれば、 $p_e = 4.36 \times 10^{-9} mW$ となる。

発生するマイクロ波の受信可能性を検討するには、衝突場所と受信点の距離、受信局の性能等が必要である。ここでは隕石が月に衝突して、日本の臼田宇宙空間観測所で受信することを考える。すなわち

月～地球の距離 : 38 万 km

臼田局 : アンテナ利得 62dBi, 2GHz

雑音 (日陰時) 14K+100K

(日照時) 14K+300K

周波数帯域 190MHz

以上から、観測すべきマイクロ波電力の受信量と、背景となる全雑音電力量の比 (S/N) は、70km/sec で衝突する場合、 $S/N = +4.6 dB$ 。これは認識できる量である。更に VLBI 技術により、波形蓄積・相関 (積分) を行えば、S/N を数桁改善することは可能である。ただし積分時間は、マイクロ波発生時間以内に限られる。

また上記検討では $p_e \propto v^2$ と仮定したが、金属への衝突結果の Fig. 9 によれば、 v に更に強く依存し $p_e \propto v^3$ である。

従って 7km/sec より速い衝突に対しては、上記検討より発生電力が増えると予想される。

5.2 地震探知や地質学への応用

地震の際、プレート境界や断層近くの岩石が強烈な圧縮力でつぶされたり、剪断力で擦れたりすると考えることは、不自然ではない。それに対し静的圧縮力による岩石破壊に際し、マイクロ波が検出された。従って地震の前後における地殻の変化に応じて、マイクロ波を受信できる可能性がある。この地殻における変化は、地震時以外でも起るので、マイクロ波発生現象は一般に地質学への応用が考えられる。

Fig. 14 は、地震や火山噴火活動に伴うマイクロ波発生について、検出するシステム構成を示している。火山内部で発生するマイクロ波は、岩石の割れ目や破砕帯を伝わって、特定の場所で強く現れると予想される。その方向に指向性アンテナを向けて受信点に設置し、受信機を

Fig.14. Ground detection system of microwave due to an earthquake and a volcanic eruption. In an earthquake and a volcanic eruption, rock is expected to be crushed by pressing force or scrubbed by shear force. The emitted microwave may be detected by the ground system.

Fig.15. Schematic configuration of a satellite detection system of microwave due to an earthquake including propagation path. The propagation loss L_p in the ground has much uncertainty. If the rock is pure quartzite and does not contain water, the detection is possible as shown in Table 2.

接続する。岩石破壊に伴うマイクロ波は非熱的であるが、溶岩や噴煙からは熱的マイクロ波も発生する。前者はパルス状に発生すると予想されるが、数が十分多くなるとパルスが連続してくるので、後者との区別は難しくなる。パルス群がバースト的に発生する場合は、その包絡線が変化するので、低域フィルタを使ったり包絡線時間内で積分すれば、抽出できると思われる。

地震や噴火に伴い発生するマイクロ波を、人工衛星に搭載した受信機により受信することも考えられる。Fig. 15 ではシステム構成と共に、地震の場合マイクロ波の発生と伝搬の様子を示す。衛星は低地球軌道上に有り、地球上をアンテナビームで走査しながら移動していく。震源近くの岩石破壊あるいは岩石擦れにより発生するマイクロ波は、まず地中を伝搬し、地表に出ると衛星まで自由空間を伝搬する。震源から人工衛星まで電波は、基本的に球面波状に広がって行く。そのための電波強度の低下(自由空間損失 L_f)、アンテナ利得 G_r を考慮すると、受信電力 P_r は次式で求められる。

$$P_r = P_e L_p L_f G_r \quad (3)$$

地中伝搬においては、岩石による吸収(誘電体損失)や、水分による吸収が有り、更に誘電率が一樣でないため散乱損失も存在する。これらによる損失 L_p は、震源の深

Table 2. Estimation of S/N of the EQ-origin microwave signal at 18.7 GHz or wavelength $\lambda=16.04$ mm. According to the experimental result, the signal detection with S/N of 10 may be possible.

Term	Value
Emitted power in the experiment	1.6×10^{-12} [W]
Sample volume	3.4×10^{-5} [m ³]
Radius of crushed rock sphere	1230 [m]
Volume of crushed rock sphere	7.6×10^9 [m ³]
Extrapolated microwave emission	3.5×10^3 [W]
Propagation loss in the ground	0.141
Free space loss	3.28×10^{-18}
Antenna gain	2.5×10^4
Received signal power	1.8×10^{-12} [W]
Noise power	4.2×10^{-13} [W]
Signal to noise power ratio	4.3

さや地下構成岩石，あるいは割れ目の有無等により，大きく異なる。

この時衛星で受信できるマイクロ波を，前節の隕石衝突の例と同じく，実験事実を基に推定する。Table 2 は，その結果をまとめて示す。実験で用いた試料岩石は， $2\text{mm}\phi \times 60\text{mm}$ 長なので体積 $3.4 \times 10^{-5}\text{m}^3$ である。全放射電力は，珪岩の場合，4msec にわたって平均して $1.6 \times 10^{-12}\text{W}$ である。実際の岩石破壊が半径 1230m の球状に起ったとすると，体積比例で考えると $3.5 \times 10^3\text{W}$ のマイクロ波が発生する。式(3)から P_r は， $1.8 \times 10^{-12}\text{W}$ と小さい値となる。これに対し受信機内外で発生する雑音は， $4.2 \times 10^{-13}\text{W}$ と約 4.3 である。この S/N であれば，雑音の中からマイクロ波信号（これも雑音のように見えるかもしれない）を，十分認識できる。

5.3 リモートセンシング衛星の取得データの解析例

前節の推定結果を基に，リモートセンシング衛星 AQUA に搭載してあるラジオメータ AMSR-E のデータを，実際の地震発生時にあわせて解析した。AQUA は，高度 705km で，16 日で地球全域を走査完了する。AMSR-E は，6.3GHz から 89GHz まで 6 周波数を観測できる (Kawanishi et al., 2003)。しかし電波干渉や天候の影響が少なく，かつ岩石破壊による電波が発生する

と見られるのは，18.7GHz あるいは 23.8GHz である。18.7GHz において受信周波数帯域は 200MHz，アンテナ利得は 2.5×10^4 ，地上のビーム照射径は， $16\text{km} \times 27\text{km}$ 雑音電力は帯域全体で $4.2 \times 10^{-10}\text{mW}$ である。

Fig.16. Analyzed range and geological status around the epicenter in Morocco earthquake. There are many faults and fissures around the epicenter which may act as waveguides for the microwave generated around the hypocenter.

Fig.17. Contour presentation of brightness temperature (18GHz-band). The increase of T_b or microwave emission is significant around 0.1° east and 0.2° south of the epicenter.

地震の一例は、モロッコで2004年2月24日に発生したものを選んだ。これは震度6.4で強い上に、震源が極めて浅く、地下が珪岩でできており、かつ断層が多く存在するためである(Cakir et al., 2006)。これらの条件により、岩石破壊に際しマイクロ波が十分発生し、式(4)の L_p が十分大きくなる(損失が少ない)と期待できる。Fig.16は解析対象とする地域範囲を示すが、同時に地震発生地域の地勢も示している。震央(4.00°西, 35.14°北)は海岸から10kmしか離れていないので、アンテナビームは震央を照射する時、海も視野に入れてしまう。震央周囲には、種々の断層や亀裂が走っていることが判る。

AMSR-Eで取得したデータを、欠落データを補いつつ、輝度温度 T_b を等温表示する。地震発生日について示したものが、Fig. 17である。震央を座標原点にとっている。電界成分は、H偏波すなわち地表水平面内である。同図において、震央より南東方向0.1°~0.2°の当りで T_b が増加していることが判る、この増加は、地震の2日前から現れて、4日後まで認めることができる。ただし、震源とマイクロ波発生点との位置関係、さらには地震(地面の揺れ)と岩石破壊・マイクロ波発生との関係等、今後検討する必要がある。

この輝度温度の変化分は1~2Kと小さく、時々刻々の全体的な変化について埋もれている。この変化の要因として、雨や気温の時間的・空間的変動が大きい。ただマイクロ波は、空間的に限られた領域から発生すると考えられる。また時間的には、雨による土壌水分の変化や気温変化よりも速い変化をされると考えられる。従って、空間的な相関特性や時間的トレンドを解析することにより、地震によるマイクロ波を分離・抽出できると考えている。

6. まとめ

- (1) 物質破壊時のマイクロ波発生現象を見出した。
- (2) 物質破壊の方法としては、超高速衝突と静的圧力の2種類を実施した。
- (3) いずれにおいても、殆ど同じようなパルス状のマイクロ波が得られる。
- (4) 本現象は、次のような物理探査に応用できると思われる。
 - (a) 天体衝突現象, 材料科学, 宇宙デブリ問題
 - (b) 地震や噴火の探知
 - (c) 地下構造の変動
- (5) 特に、隕石の月面衝突と地震の探知について、マイクロ波検出の可能性を数値的に示した。

謝 辞

本論文の内容は、宇宙デブリ問題から始まり、超高速衝突実験、岩石破壊実験そして衛星データの解析と続いた一連の研究の成果である。その間多くの学生が協力して来たことに、感謝する。

参 考 文 献

- Berger, J. and Ingate, S. (March 2004): Proceeding of Broadband Seismometer Workshop, Lake Tahoe, California. (IRIS Homepage)
- Bianchi, R., Capaccioni, F., Cerroni, P., Coradini, M., Flaminio, E., Hurn, P., Martelli, G. and Smith, P.N. (1984): Radofrequency emissions observed during macroscopic hypervelocity impact experiments, *Nature*, **308**, 830-832.
- Ando, M. (1975): Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai Trough, Japan, *Tectonophysics*, **27**, 119-140.
- Cakir, Z., Meghraoui, M., Akoglu, A. M., Jabour, N., Belabbes, S. and Ait-Brahim, L. (2006): Surface deformation associated with M_w 6.4, 2004 February 2004 Al Hoceima, Morocco, earthquake deduced from InSAR: Implications for the active tectonics along North Africa, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **96**, 1, 59-68.
- Chhabildas, L.C., Dunn, J.E., Reinhart, W.D. and Miller, J.M. (1992): An impact technique to accelerate flier plates to over 12km/s, *International Journal of Impact Engineering* **14**, 121-132.
- Christiansen, E.L. (1993): Design and performance equation for advanced meteoroid and debris shields, *International Journal of Impact Engineering*, **14**, 145-156.
- Crawford, D.A., Schultz, P.H. (1988): Laboratory observations of impact-generated magnetic fields, *Nature*, **336**, 6194, 50-52.
- Crawford, D.A., and Schultz, P. H. (1999): Electromagnetic Properties of Impact-Generated Plasma, Vapor and Debris, *International Journal of Impact Engineering*, **23**, 169-180.
- Cress, G. O., Brady, B. T. and Rowell, G. A. (1987): Sources of electromagnetic radiation from fracture of rock samples in the laboratory, *Grophys. Res. Lett.*, **14**, 331-334.
- Eftis, J., Carrasco, C. and Osegueda, R. (2001): Simulations of hypervelocity impact damage and fracture of aluminum targets using a constitutive-microdamage material model, *International Journal of Impact Engineering*, **26**, 157-168.
- Fraser-Smith, A. C., Bernardi, A., McGill, P. R., Ladd, M. E., Helliwell, R. A. and Villard, Jr., O. G. (1990):

- Low-frequency magnetic field measurements near the epicenter of the M_s 7.1 Loma Prieta earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 1465-1468.
- Freund, F. (2000): Time-resolved study of charge generation and propagation in igneous rocks, *J. Geophys. Res.*, **105**, 11, 001-11,019.
- 藤原 智, 小沢 慎三郎, 村上 亮, 飛田 幹男 (2000): 干涉 SAR によって得られた地表変位の勾配解析による 1995 年兵庫県南部地震の地表断層位置推定, *地震*, **2**, **53(2)**, 127-136.
- Geng, N., Deng, M. and Cui, C. (1999): Simulated experimental studies on earthquake prediction by using infrared and microwave remote sensing, in *Atmospheric and Ionospheric Electromagnetic Phenomena Associated with Earthquakes*, ed. by M. Hayakawa, Terra Scientific Publishing Company (TERRAPUB), Tokyo, 751-758.
- Kadono, T., Arakawa M. Mitani N.K. (Oct 2005) : Fragment velocity distribution in the impact disruption of thin glass plates, *Physical Review E*, **v 72**, n 4, 45106-1-4.
- 加藤照之 (1991): 地殻変動研究の立場からみた地震・地球動力学研究の最近の発展, *地震*, **44(特集号)**, 365-379.
- Kawanishi, T., Sezai, T., Imaoka, K., Takeshima, T., Ishido, Y., Shibata, A., Miura, M., Inahata, H. and Spencer, R.W. (Feb. 2003) : The advanced microwave scanning radiometer for the Earth Observing System (AMSR-E), NASDA's contribution to the EOS for global energy and water cycle studies, *IEEE Trans. Remote Sensing*, **41**, 2, 184-194.
- Liu, J.Y., Chen, Y. I., Chuo, Y. J. and Tsai, H. F. (2001): Variations of ionospheric electron content during the Chi-Chi earthquake, *Geophys. Res. Lett.* **28**, 1383-1386.
- 牧謙一郎, 相馬央令子, 石井健太郎, 高野忠, 吉田真吾, 中谷正生, 桑野修 (Oct.2003): 岩石破壊によるマイクロ波放射の観測と発生メカニズムの検討, 日本地震学会秋季大会, C-079.
- Maki, K., Takano, T., Fujiwara, A. and Yamori, A. (2004): Radio-Wave Emission due to Hypervelocity Impacts in Relation to Optical Observation and Projectile Speed, *Advances in Space Research*, **34**, 1085-1089.
- Maki, K., Soma, E., Takano, T., Fujiwara, A. and Yamori, A. (2005): Dependence of microwave emissions from hypervelocity impacts on the target material, *Journal of Applied Physics*, **97**, 104911/1-6.
- Maki, K., Takano, T., Soma, E., Ishii, K., Yoshida S. and Nakatani, M. (2006): An experimental study of microwave emission from compression failure of rocks, *Jour. of the Seismological Society of Japan*, **58**, 4, 375-384.
- Martelli, G., and Cerroni, P. (1985): *Phys. Earth Planet. Inter.* **40**, 316.
- McDonnell, McBride, N. and Gardner, D.J. (1997): The Leonid meteoroid stream: Spacecraft interactions and effects", *Proc. of 2nd European Space Debris Conference*, ESA SP-393, 39-396.
- Molchanov, O., and Hayakawa, M. (1998): Subionospheric VLF signal perturbations possibly related to earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **103**, 17, 489, 504.
- Nitsan, U (1977): Electromagnetic emission accompanying fracture of quartz-bearing rocks, *Geophys. Res. Lett.*, **4(8)**, 333-336.
- O'Keefe, S.G. and Thiel, D.V. (1995): A mechanism for the production of electromagnetic radiation during fracture of brittle materials, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **89**, 127-135.
- O'Keefe, S.G. and Thiel, D.V. (1996): Conductivity effects on electromagnetic emissions (EME) from ice fracture, *Journal of Electrostatics*, **36**, 3, 225-234.
- O'Keefe, S.G., Thiel, D.V. and Davey, N.P. (2000): Fracture induced electromagnetic emissions in the mining industry, *Int. J. Applied Electromagnetics and Mechanics*, **12**, 203-209.
- Ogawa, T., Oike, K. and Miura, T. (1985): Electromagnetic radiations from rocks, *J. Geophys. Res.*, **90(D4)**, 6245-6249.
- Ohnishi, H., Maki, K., Soma, E., Chiba, S., Takano, T., Yamori, A. (Oct. 2005): Study on Microwave Emission Due to Hypervelocity Impact Destruction, URSI-GA, Delhi.
- Sugita, S and Schultz, P. H. (1998): Spectroscopic measurements of vapor clouds due to oblique impacts, *J. Geophys. Res.*, **103**, E8, 19, 427-19,441.
- Takano, T., Murotani, Y., Maki, K., Toda, T., Fujiwara, A., Hasegawa, S., Yamori, A and Yano, H. (November 2002): Microwave emission due to hypervelocity impacts and its correlation with mechanical destruction, *J. Appl. Phys.*, **92**, 9, 5550-5554.
- Thoma, K., Hornemann, U., Sauer, M., Schneider E. (2005) : Shock waves - phenomenology, experimental, and numerical simulation, *Meteoritics & Planetary Science*, **40**, n 9-10, 1283-98.
- Varotsos, P., Alexopoulos, K and Lazaridou, M. (1993): Latest aspects of earthquakes prediction in Greece based on seismic electric signals, Two, *Tectonophysics*, **224**, 1-37.
- 矢守章, 古川卓, 柳澤正久, 河島信樹 (1992): 科学実験用レーザの開発, 電気学会論文誌A (基礎・材料・共通部門誌), **112-A**, 1, 56-60.
- Yanagisawa, M., Ohnishi, K., Takamura, Y., Masuda, H., Sakai, Y., Ida, M., Adachi, M. and Ishida M. (2006): The first confirmed Perseid lunar impact flash, *Icarus*, **182**,

Issue 2, 489-495. (Icarus Homepage)

Yoshida, S., Uyeshima M. and Nakatani, M. (1997) *J. Geophys. Res.* **102**(B7), 14.

Yoshida, S. and Ogawa, T. (2004): Electromagnetic emissions from dry and wet granite associated with acoustic emissions, *J. Geophys. Res.*, **109**, B09204, doi:10.1029/2004JB003092.

Yoshida, T. and Nishi, M (2002): Observation of co-seismic electromagnetic phenomena in VHF associated with the

Tottori-ken Seibu earthquake in 2000 and the Geiyo earthquake in 2001, *Journal of the Seismological Society of Japan*, **55**, **2**, 107-118.

吉田彰顕, 西 正博(2002): 2000 年鳥取県西部地震および 2001 年芸予地震に関連した VHF 帯電磁現象の観測, 地震 **2**, **55**, 107-118.

Microwave emission phenomena due to material destruction and its applications to geophysical exploration

Tadashi Takano^{*, *4}, Ken-ichiro Maki^{**}, Eriko Soma^{*3}, Shigeo Chiba^{*4}, Takashi Maeda^{*4},
Akira Fujiwara^{*} and Shingo Yoshida^{*5}

ABSTRACT

Microwave emission was found when materials were destroyed by a hypervelocity impact or by a static pressure. This paper describes the experimental setup to observe the phenomena, the obtained terms and results, and the possibility to apply the phenomena to geophysical explorations. As this field may not be familiar to most readers and the special techniques to receive and measure impulsive microwaves are required, the overall understanding is pursued instead of detailed description. In the receiving system, microwave signal is first amplified by a low noise amplifier, digitized in a sampling frequency high enough for the observed frequency, and then stored as data. The observed frequency was 22GHz, 2GHz, 300MHz and 1MHz. If the data storage capacity is too small to keep the data, namely at 22GHz and 2GHz, the signal is converted to a lower frequency by a heterodyne receiver and then processed to data.

In the impact experiment, the velocity is 7 km/sec at maximum. Target material was selected from metal such as aluminum or iron, ceramic, brick or rubber. In the destruction experiment due to a static pressure, four kinds of rocks were pressed with a compressor. The observed microwave is intermittent quite narrow pulses in every destruction mode. In the rock destruction due to a static pressure, 22 GHz was detected only from quartzite. As the waveforms thus obtained are almost sinusoidal in shape, we can calibrate the power through the receiving system. As a result, the average emitted power at 2 GHz was 2.7×10^{-5} mW and 2.7×10^{-8} mW in the hypervelocity and static pressure experiments, respectively. The cause of microwave emission is inferred to be the dissociation of atoms or molecules, but is not yet completely confirmed. Currently, the phenomena are expected to be applied to geophysical explorations in the following fields:

- (1) Research of material characteristics: celestial body impacts, material science, space debris issues.
- (2) Change of the underground structure: rock crush.
- (3) Earthquake detection.

Keywords: hypervelocity impact, rock crash, microwave emission, geophysical exploration, celestial body impact, earthquake

Manuscript received October 4, 2006; Accepted February 5, 2007

*ISAS/ JAXA

3-1-1, Yoshino-Dai, Sagamihara-shi, Kanagawa 229-8510
Japan

**RIKEN

2-1, Hirosawa, wako-shi, Saitama 351-0198 Japan

*3 Tokyo University of Science

1-3, Kagurazaka, Shinjuku-ku, Tokyo 162-8601

*4 University of Tokyo

7-3-1 Hongo, Bunkyo-ku, Tokyo 113-8656 Japan

*5 Earthquake Research Institute/ University of Tokyo

1-1-1, Yayoi, Bunkyo-ku, Tokyo 113-0032 Japan