

なぜ高周波地震計が必要なのか

楠瀬勤一郎¹⁾・長 秋雄¹⁾

1. はじめに

地下深部まで掘削している鉱山に生じる、坑道の崩壊を伴う破壊である山はねと、このような鉱山の生産活動によって誘発される微小地震活動についての国際学会が、1982年に南アフリカのヨハネスブルグで開かれました。そして、1984年にその論文集が出版されました(Gay and Wainwright 編, 1984)。論文集の内容は、山はねの累積数を坑内に設置した地震計の一点観測でモニターする事から始まり、多数の地震計を設置し、それらで得られた地震波記録をもとにした震源の位置の標定、山はねの発生に伴った応力降下量の見積りに至る広範なものでした。しかし、山はねより長周期の弾性波である自然地震では、70年代末から80年代にかけて、コンピュータの発達と観測網の充実・観測技術の向上などともなって、地震の震源過程や地球内部構造を明らかにするためのいろいろな方法が発達してまいりました。また、山はねより高周波の弾性波である、1MHz程度の周波数を持つAEについても、室内での観測技術と解析手法の向上がはかられ、その結果として、岩石の破壊の前兆現象について少しずつ分かってまいりました。このように、より低周波側でも、高周波側でも種々の解析手段が発達してきておりましたから、山はねでも、観測方法と解析手法をもう少しいじれば、もっといろいろな事がわかってきて、その発生過程への理解が深められるのでは、という感じが強くしました。

また、地殻熱部の西沢 修さんが、Los Alamos 国立研究所に滞在中に行った研究(Nishizawa et al., 1983)は、別な意味で高周波地震計の必要性を認識させてくれました。Los Alamos 研究所は、ニューメキシコ州北部のヘメス・マウンテンというカルデラ火山の東の山腹にあります。ヘメス・マウンテンの西側のカルデラ壁のすぐ外に、フェントンヒルと呼ばれる場所があり、そこで深いボーリングを行い、熱い岩体に水を注入し、熱水にして取り出すという研究が行われておりました(写真1)。このために、水を岩体にそそぎ込む井戸と熱水を回収する

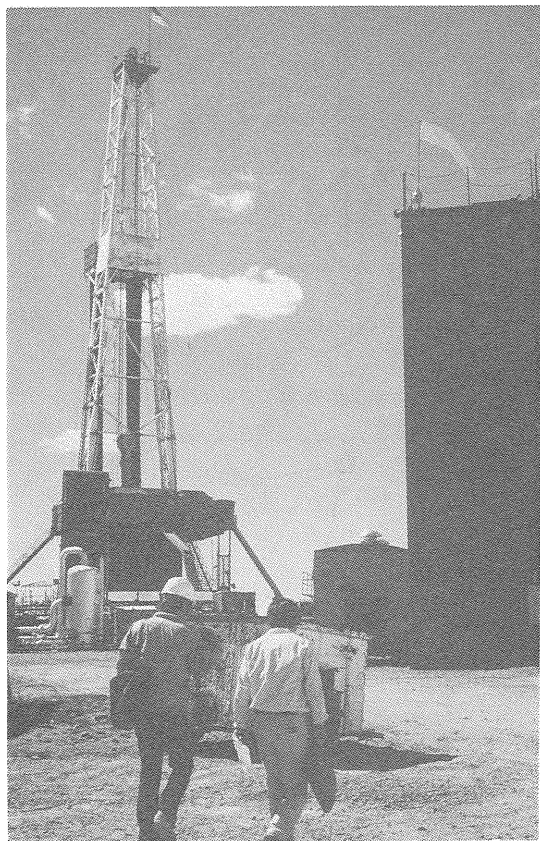


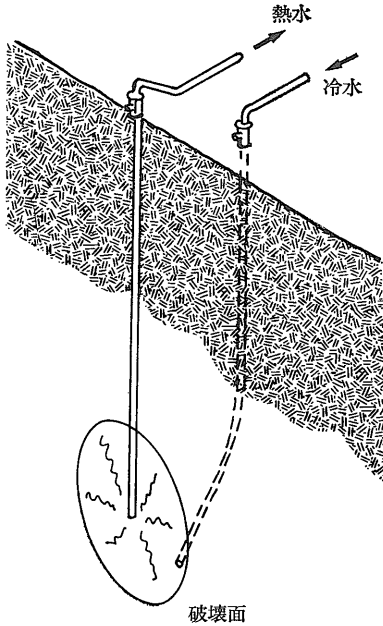
写真1 フェントンヒル地熱発電野外実験場

ための井戸とが掘られており、水が熱い岩体になるべく多く接触すると同時に、効率よく熱水回収の井戸に到達できるようにということで、井戸の底近くで、水圧破砕法によって周辺の岩盤に亀裂をいれました(第1図)。ところが、この亀裂がどうもうまく相手の井戸につながらないので、ではいったい亀裂はどこにどの方向に延びてしまったのか、ということその当時盛んに調べていました。

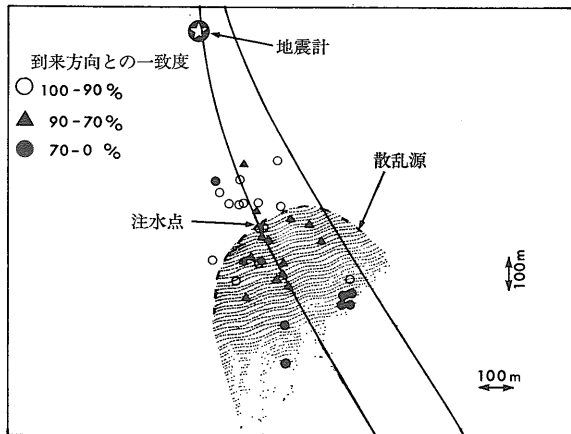
水圧破砕を行うと、小さな地震が誘発されます。幸い、

1) 地質調査所 環境地質部

キーワード：高周波地震計，AE，ホログラフィー法，弾性波



第1図 水圧破碎による破壊面形成の概念図



第2図 フェントンヒルでの誘発地震の震源分布. 地震計へのP波到来方向が、震源の方向に一致するものの震源を白丸、有意にずれるものを黒三角と黒丸で示す。

観測用に掘られた別の井戸の中におかれた地震計で、誘発地震が記録されましたので、これを使って、深部の岩盤の中に発達した亀裂について、何らかの情報が得られないかと考えました。南北、東西および水平方向の三成分の地震計が、それぞれ波形を忠実に記録できれば、それらの記録を合成することで、孔壁の振動の様子を三次元的に描くことが可能となります。震源からこの地震計に来る間に強い散乱源がないような場合には、P波は当然ながら震源の方向から到来します。しかし、この経路の周囲に強い散乱源があると、波は観測点に来るまでの

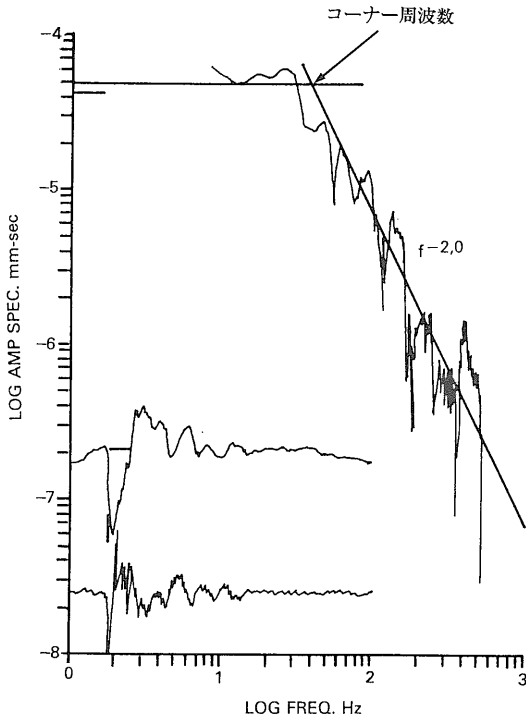
間にあちこちにぶつかり、P波の到来方向が震源の方向からずれてきます。このようにして、岩盤内部に生じた亀裂を推定することができたのです(第2図)。

この方法の長所は、震源と観測点を結ぶ線上の外にある散乱源についての情報が得られるということです。この利点は、たとえば最近よくいわれるトモグラフィー法の場合を考えれば、震源と観測点のアレーがつくる二次元平面の外の情報得られるという事になります。孔を掘るのは、経済的には大きな負担ですから、トモグラフィー法の経済効率をあげるという点でも、これは魅力的です。そこで、たとえば散乱源が数mの大きさの物を、このように後続波から検知する事を考えると、数kHzまで周波数特性がのびている、高周波のセンサーを開発する必要があると考えました。

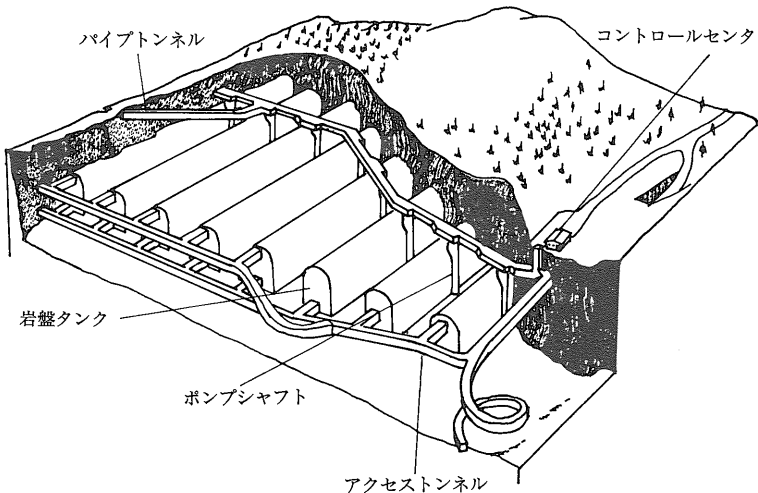
2. なぜ高周波の弾性波を用いなければならないか

岩盤中に空洞を掘削すると、空洞周囲に歪が解放される領域が生じます。この領域を、緩み域とよんでおります。地下深部に、大規模な空洞を掘削するような場合には、空洞の掘削によって大きな歪エネルギーが、周囲の岩盤中で解放されます。そこで、ときには空洞の周辺の緩み域や掘削作業をしている前面で、岩盤の破壊が起こる事も考えられます。今回の研究の目的は、緩み域の大きさや、解放される歪エネルギーの量を、弾性波を用いてモニターするために必要な、高周波の地震計を開発することです。

弾性波を用いたモニターの手法としては、破壊にともなって放出される短周期の弾性波(ここでは、室内実験におけるAEと区別するために、野外のAEとよびます)を用いる方法と、人工震源を用いて、反射やトモグラフィーの手法によってモニターする方法とが考えられます。初めの方法は、野外のAEを観測するために、空洞の床や壁などに3点以上のセンサーを配置し、その初動が、各センサーに到達した時刻から、野外の震源の位置を標定し、これらの観測点で観測された波形から、それを射出した破壊面の寸法や破壊の伝播方向、破壊にともなって放出したエネルギーの量などを見積もるものです。破壊面の向きと破壊の伝播方向は、野外のAEが来たときに、地面が突き上げられたのか引かれたのかの向きが、十分な数の観測点でわかれば推定する事ができます。さらに、弾性波を放出するような動的な破壊のモデルに基づけば、S波のパワースペクトルは、コーナー周波数より低周波側では破壊の際に放出した地震モーメントに比例したほぼ一定の振幅を持ち、高周波側では周波数の自



第3図 微小地震の波のSパワースペクトル (Spottiswoode, 1984)



第4図 スカンジナビアの石油備蓄基地

乗で小さくなっていきます (第3図)。コーナー周波数は破壊面の大きさに逆比例した量で、かりにS波速度程度の速さで破壊が10m伝播するとしたら、S波のパワースペクトルのコーナー周波数は、100Hz位になることが予想されます。したがって、数mの破壊ともなった震源

での、いろいろな物理量を、野外のAE波のスペクトルから推定するためには、少なくとも、1kHz程度までの周波数が観測できる地震計が必要です。

次に、石油地下備蓄基地や鉱山のように、いくつものトンネルや坑道があるような現場では (第4図)、発震源と地震計をそれぞれ別のトンネルにおき、三次元/二次元的に多数の波線を得る事ができるかもしれません。そのような場合には、弾性波トモグラフィーの手法を用いて、空洞の掘削にともなって周辺岩盤に生じる緩み域を、推定できる可能性もあります。しかし、緩み域のような、不均質な構造を詳しく求めようとすればするほど、高い周波数の弾性波を用いなければなりません。高い周波数を必要とする理由として、初動の立ち上がりをシャープにし、初動到達時間の読みとり精度をあげるためと説明されている事が多いようですが、本当にそうでしょうか。

一般に、不均質の大きさが、波長に比べ大きい場合は、めだたなかった回折波の影響が、不均質の寸法が小さくなり、波長と同じくらいになってくると無視できなくなってきます。第5図は、Aki and Richard (1980) の教科書の中にある図で、弾性的な母体のなかに、それとは弾性的な性質が異なった混合物が分布している不均質媒体中を、弾性波が伝播するときどのような近似が使え

るのかを、伝播する弾性波の波長と伝達距離の関係で示した図です (蓬田, 1989)。この図の縦軸は、波長で計った不均質の大きさ、横軸は波長で計った伝達距離を表しています。一番上の $a=L$ の直線は、不均質の大きさ (a) が伝播距離 (L) と等しいところを表しており、この直線より上では、不均質の大きさが伝播距離より大きくなります。その場合には、弾性波は混合物にしる母体にしろ、いずれか一方だけの均質な弾性体を伝播することとなります。一方、不均質の寸法が波長よりずっと小さいと、不均質の存在はだんだんぼやけていって、ついには、混合物とその周囲の母体との混合体としての弾性的な性質を持つ、均質な (た

だし、等方であるとは限らない) 弾性体中を、弾性波が伝播していくのと同じように振る舞うことになります。この境い目を示したのが、 $AI/I=0.1$ の二本の直線です。 AI/I はフラクショナルエネルギーロスと呼ばれる値で、波が、不均質な混合物によって散乱させられる効果の強さを示

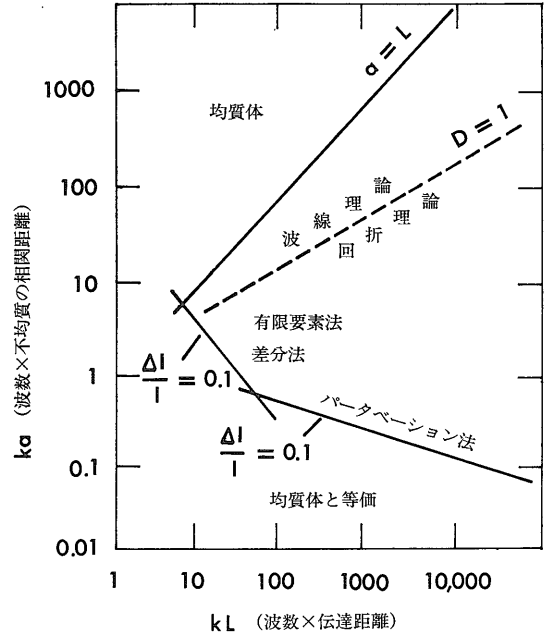
すものです。これらの直線より下では、再び、均質弾性体のように振る舞うこととなります。そこで、これらの二つの場合には含まれた中間的な部分が、不均質な構造を弾性波から明らかにすることができる領域ということになります。

そこで、ある周波数でみたときに、 $\Delta I/I=0.1$ の直線より小さな寸法の不均質構造を求めようとすれば、この図で、その不均質構造をあらわす点を縦軸方向に正の方向にもって行ってやるか、横軸方向に正の方向に移動するしかないわけです。しかし、これらの両方の軸とも波数が単位になっておりますから、震源と観測点の距離が同じでも、使用する弾性波をより高くしてやることによって、寸法の小さな不均質を弾性波によって解像する事ができるようになります。これが、高周波の弾性波を使わなければならない第一の理由だと思えます。

弾性波には、走時だけではなく、振幅とか、波形とかいろいろな情報が含まれておりますから、将来的には、たとえば波形まで使うようなことを考えたと予想されます。しかし、いままでトモグラフィ法では、一般に波線理論を用いていますが、波線理論は短波長近似ですので、回折波というものは考慮しておりません。したがって、当然、波線理論を用いて波形などを近似できる範囲というものがああります。それを表したのが、図中の $D=1$ の直線です。この直線より上の領域は、波線理論で弾性波の波形をよく予測する事ができる、いわゆる波線理論適応範囲となります。従って、 $D=1$ の直線と、 $a=L$ の直線によって囲まれる領域では、波線理論を使って震源から観測点にきた波を予測する事ができることとなります。この範囲の外では、波形から構造を求めようなどとするときには、ほかの方法、たとえば弾性体の方程式を差分法や有限要素法で解く、というようなことが必要になってきます。差分や有限要素法は、万能な方法ではありませんが、計算機の演算速度とか記憶容量の能力で、計算できる規模・複雑さが限られてしまいます。普通、トモグラフィ法ではイタレーション(繰り返し計算)を行いますので、あまりに大変な計算はしたくないということになりますと、簡便な波線理論が使える範囲でということになり、ここでもより高周波の弾性波を使いたくなるわけです。

3. 今後の展望について

岩盤の微細構造が知りたい、しかし、波源のエネルギーなどの問題からどうしても波線理論が使えるだけ十分な高周波の波を使えない、というようなことがたぶん起こってくるわけですが、不均質の寸法が弾性波の波



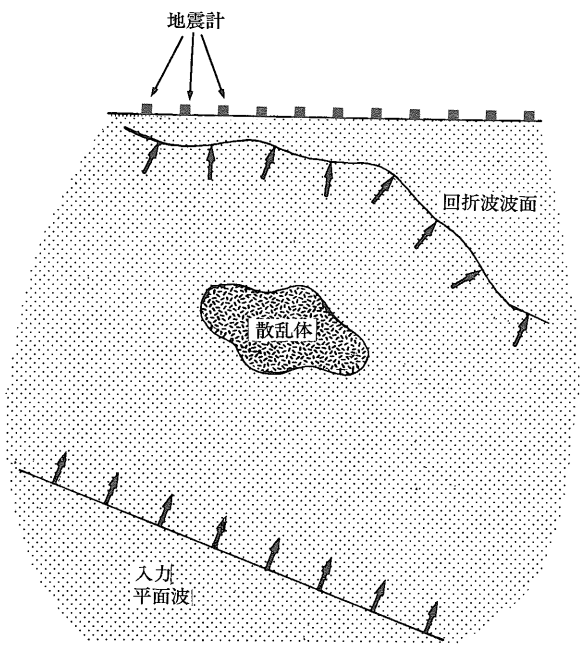
第5図 不均質性の空間スケールと弾性波の伝播距離による各波動理論の適用範囲 (Aki and Richards 1980).

長と同程度になると、回折などの影響が大きくなってきて、いま普通に使われているような波線理論に基づいて走時を使うトモグラフィ法は、有効な手法とはなくなってしまいます。そこで、このようなときも何とかしよう、ということで考えられているのが、回折トモグラフィ法とかホログラフィー法とかいわれている方法です。Wu and Toksöz (1987) は、両者はじつはある種のフィルター操作をしているかいないかだけの違いであると、のべております。

ホログラフィー法や回折トモグラフィ法の原理は、ホログラムの原理と同じものです。ホログラムの原理は、波面を記録することでその波を放出している像を記録する手法です(第6図)。波面の形とその強さがわかれば、波面を逆方向に戻って行って、その発生源の形がわかるということになります。波面は、位相と振幅の情報を記録することで再構成することができます。通常は、平面波の場合を取り扱うので、まず、遠地地震の波を使って観測点直下の構造を出すところから始めました(たとえば、Troitsky et al, 1981; Nikolaev and Troitsky, 1987)。しかし、構造探査という意味では、平面波というのは実状に合わない場合が多いので、Wu and Toksöz (1987) は、点震源の場合に拡張して、震源とセンサーがそれぞれ一直線に並んでいる場合についても、波の波面から散乱体の形を求める方法を理論的に導き出

しました。いまのところまだ、この手法で岩盤の構造を明らかにするには道具立てが揃っていないように思われるのですが、なんとといっても走時トモグラフィ法に比べて分解能がありますので、将来的には盛んに使われる方法となるのではないのでしょうか。

次に、もしS波震源が使えるようになると、S波のスプリットングといって、クラックの配置の方向が並んでいるとSH波とSV波の速度が違ってくるといふ現象があります(第7図)。雑な言い方をすれば、クラックを持った岩盤がS波に対してまるで太陽光に対する偏光フィルターのような役割を果たすことになるわけです。自然地震では、たとえば、Kaneshima et al., (1987) は、近畿地方の微小地震観測網で観測される浅発地震のS波にこのようなスプリットングが見られることを指摘し、これが上部地殻に存在する微小割れ目による可能性がある事を示唆しました。S波のスプリットングについては、イギリス地質調査所のクランピン博士が精力的に研究しており、この現象を物理探査に応用する事によって、たとえば、ジョイントの卓越方向などを明らかにしてくれるかも知れません。



第6図 ホログラフィー法の原理

文 献

Aki, K. and Richards P. G. (1980): Quantitative seismology theory and methods. W. H. Freeman and Company.

Gay, N. C. and Wainwright E. H. ed.(1984): Rockbursts and seismicity in mines, The South African Institute of Mining and Metallurgy, Johannesburg. 363p.

Kaneshima S., Ando, M. and Crampin, S. (1987): Shear-wave splitting above small earthquakes in the Kinki district of Japan- Phys. Earth Planet. Interia, **45**, 45-58.

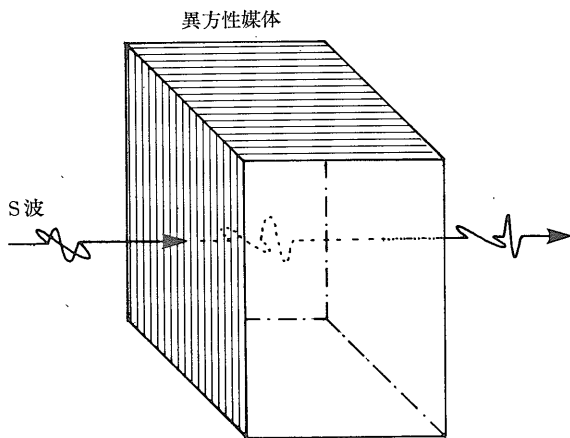
Nikolaev, A. V. and Troitskiy, P. A. (1987): Lithospheric studies based on array analysis of p-coda and microseism. Tectonophys., **140**, 103-113.

Nishizawa, O., Peatson, C. and Albright, J. (1983): Properties of seismic wave scattering around water injection well at Fenton hill hot dry rock geothermal site. Geophys. Res. Let', **10** 101-104.

Spottiswoode, S. M., (1984): Source mechanisms of mine tremors at Blyvooruitzicht gold mine, in Gay, N. c. and Wainwright, E. H. ed. Rockbursts and Seismicity in Mines, The South African Institute of Mining and Metallurgy Johannesburg, 29-37.

Troitskiy, P., Husebye, E. S. and Nikolaev, A. (1981): Lithospheric studies based on holographic principles. Nature, **294**, 618-623.

Wu, R. S. and Toksöz M. N. (1987): Diffraction tomography and multisource holography applied to seismic imaging. Geophysics. **52**, 11-25.



第7図 S波のスプリットング

蓬田 清 (1989): 横方向不均質媒体における波動場の最新の計算法—ガウシアンビームを中心として—, 地震 **42**, 117-129.

KUSUNOSE Kinichiro and CHO Akio (1991): Why high-frequency seismometer?

<受付: 1991年8月1日>