

弾性波 CT による岩石内を浸潤する水の観察

THE OBSERVATION OF WATER INFILTRATION INTO ROCK BY
SEISMIC COMPUTER TOMOGRAPHY

柳谷 俊*・山田浩陽**・寺田 孚***

By Takashi YANAGIDANI, Hiroaki YAMADA and Makoto TERADA

Seismic CT (computer tomography) was applied to visualize water infiltration into the specimen of dry granite. The spatial distributions of both P wave velocity and the change in attenuation coefficient (seismic profiles) were determined. When the microcracks within rock are filled with permeating water, the effective bulk modulus of rock increases, hence P wave velocity increases. Attenuation is also influenced greatly both the degree of saturation and the flow type of water within the microcracks. As a result, we can observe the spreading water through the interconnecting microcracks by reconstructing the seismic profiles. The location of the wetting front is successively determined by the reconstruction of the change in attenuation coefficient. It is now possible to map nondestructively the interior of specimen with seismic CT.

1. はじめに

X線 CT (Computer Tomography) の実用機が1972年に出現し¹⁾, 臨床医療に大きな衝撃を与えたことは広く知られている。X線 CTの完成によって, 頭蓋内の形態的構造を, 造影剤を用いたり外科手術を用いたりせずに, すなわち, 患者に苦痛を与えずに診断することが可能になった。その後, さまざまな Radiation (放射) を使用した CT が次々と開発され^{2), 3)}, 医療に用いられている。また, 臨床医療の分野にかぎらず, CT はさまざまな分野に適用され, 今日, その重要性は広く認められている^{4), 5)}。

著者らは, 前報“弾性波 CT による岩石のダイレイタンスー局所化の観察”⁶⁾において, Radiation に超音波領域の弾性波 (P 波) を使った CT (Seismic CT, または Ultrasonic CT) を岩石破壊実験に適用するため, 具体的な検討を行い, その詳細を報告した。この研究では, 断層形成にさきだって起こるダイレイタンスーの局

所化のプロセスを観察するため, 岩石試料の載荷軸を含む断面の二次元 P 波速度分布 (Seismic profile) を, 弾性波 CT を用いて再構成 (reconstruct) することを試みた。

圧縮荷重を受けた岩石の弾性波速度や減衰の変化は, 主として, マイクロクラックの伸展や新たな発生によって生じるマイクロクラックの密度, アスペクト比, 体積の変化によって決まり, ダイレイタンスーの発達を良く表わす。したがって, 弾性波 CT を用いて, ダイレイタンスーの発達の様相を非破壊的にとらえることは, 断層形成のプロセスを明らかにするための有効な方法の一つであると考えられる。

前報での研究においては, 一軸圧縮のもとで破壊を進行させた大島花崗岩試料を用いて, P 波速度の二次元分布の再構成に成功した。この研究では, 岩石破壊実験に弾性波 CT を適用するという目標からいったん離れ, 乾燥した岩石試料に水を浸潤させ, その進展の様相を弾性波 CT によって画像化して観察することを試みた。もちろん, 圧縮応力を受けた岩石のダイレイタンスー局所化 (断層形成) のプロセスを観測することは, われわれの最終目標の一つである。したがって, ここで述べる研究も, そのための予備実験的な面をあわせもっている。さて, 乾燥している岩石への水の浸潤は, 水がマトリッ

* 正会員 工修 京都大学助手 工学部資源工学科
(〒606 京都市左京区吉田本町)

** 京都大学大学院工学研究科修士課程 (現・石油資源開発 (株))

*** 正会員 工博 京都大学教授 工学部資源工学科
(〒606 京都市左京区吉田本町)

ク・ポテンシャルや重力ポテンシャルによって引張られ、交差・連結しているマイクロクラックを伝って移動することによって起こる。その結果、マイクロクラックは、水で充填されたりぬれたりするので、マイクロクラックの密度、アスペクト比、体積に変化がなくても、マイクロクラックをよこぎって伝播する弾性波の速度と減衰は変化することが期待される⁷⁾。そこでまず、P波速度と減衰係数の変化の二次元分布を、弾性波CTによって再構成する実験的研究を行った。その結果、弾性波CTによって、水の移動を非破壊的に追跡できるのみならず、水の浸潤がP波速度と減衰に及ぼす影響を調べられることがわかったので、その詳細を報告し、結果を検討する。

2. 実験に用いた岩石試料

弾性波CTの実験に使用する岩石試料として大島花崗岩を用い、直径118 mm、高さ166 mmの正32角柱に整形した (Fig. 1)。正32角柱に整形した理由は、超音波トランスデューサーを試料にしっかり接着するためである。超音波トランスデューサーは、直径が4 mm、縦

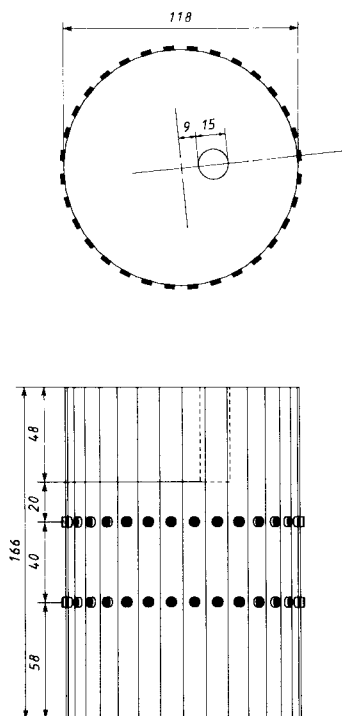


Fig. 1 A diagram of the Ohshima granite sample used in the infiltration experiment. The regular polygonal prisms that has 32 side faces is used for tight installation of PZT-7 transducers. The locations of PZT-7 transducers, used both as transmitter and receiver, are also shown.

共振周波数が1 MHzのディスク型圧電磁器振動子 (PZT-7)で、P波の送波と受波に兼用して用いられた。試料に水を浸潤させるため、上の表面に水の注入孔を掘削した。その直径は15 mm、深さは48 mmで、その中心は、試料断面の中心から16.5 mmはずされている。注入孔の底面から、20 mm、60 mm下がった2つの断面を、弾性波CTによって観測することとし、断面のまわりに32個ずつトランスデューサーを接着した。なお、実験にさきだって、試料を約2か月間、室内に放置して自然乾燥させた。

3. 弾性波CTのシステム

Fig. 2に、この研究で用いた測定システムのブロック・ダイアグラムを示す。その概要は、前報の研究で用いたシステムと基本的には同じであるが、トランジェント・レコーダーにアベレージャーが付加されている点が異なっている。信号のアベレージングを行うことにより、信号に重畳するランダムなノイズを除去でき、信号のSN比が向上する。その結果、P波初動到着時間と、減衰の変化を再構成するために必要なP波の初動振幅 (ここでは、初動のPeak-to-peak amplitude: 電圧振幅)の測定精度が向上した。

また、トランスデューサーを正32角形に配置したため、スキヤンの形状を扇形 (Fan beam)にした。この

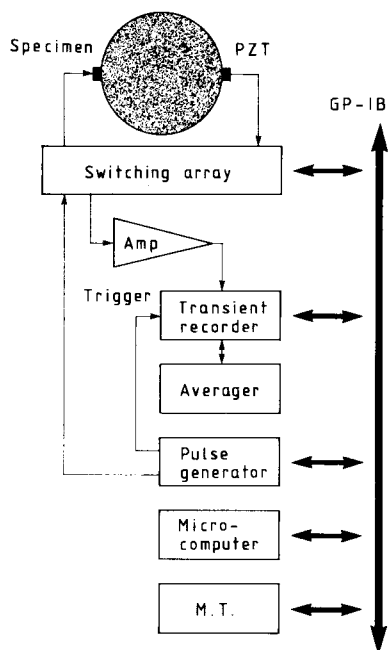


Fig. 2 Block diagram of V_p and attenuation (peak-to-peak amplitude of the first P wave arrival) measurement system for seismic CT.

スキャン方式による、トランスデューサー間を直線で結んだパス配列を Fig. 3 に示した。まず、あるトランスデューサーから P 波を送波することとし、それを中心とする扇形の測定パスを、次々にスイッチさせてスキャンし、P 波の伝播波形を記録する。次に、トランスデューサーを 1 つ隣へ移して、再びそれを中心とする扇形パスの測定を繰り返す。ここでは、1 つの扇当たり 15 パスの測定を行った。パスの数を 15 パスに限定した理由は、縦共振（ディスク）型圧電磁器振動子を超音波トランスデューサーとして、岩石試料に接着した場合に生じる P 波の放射の指向性を考慮したからである。すなわち、振動子の中心軸と約 45° 以上の方向へ放射される P 波の強度は弱いことがわかっている^{8),9)}。逆に、この振動子が P 波の受波に使われると、送波の場合と同様に、約 45° 以上の角度で入射する P 波に対して感度が落ちる。したがって、送波・受波に使われる圧電磁器振動子間を結んだパスとおのおののトランスデューサーのなす角度が 30° 以下になるように扇の開きを絞り、試料内を伝播してくる P 波の初動到着と初動振幅が正確に測定できるよう配慮した。その結果、スキャン・パスの総数は 240 本となった。

すでに述べたように、アベレージャーを導入して P 波伝播波形信号のアベレージング（平均化処理）を行い、SN 比改善をはかった。アベレージングの回数は、1 本の測定パスにつき 256 回に設定した。信号の SN 比がアベレージング回数の 1/2 乗に比例して向上するので、振幅と時間軸の測定精度がよくなることが期待できる。ただし、測定精度の向上は機器の制約を受け、アベレージャーを付加した場合に得られる信号分解能は 12 bit である（トランジェント・レコーダーの本来の分解能；10 bit に対して 4 倍）。最大アベレージング速度は、毎秒

400 回であった。この測定系を用いて、1 つの断面につき 240 本の測定パスをスキャンするのに約 3.5 分要した。

この実験では、常に、“完全なデータ・セット”が得られ、得られた P 波伝播信号波形の SN 比も良好であった。したがって、将来、適当なアルゴリズムを採用して初動到着時間や初動振幅の自動読み取りを行うことができれば、準リアル・タイムでの再構成が可能であると考えられる。

4. 異方性を考慮した P 波速度再構成のアルゴリズム

扇形測定パスを採用したので、X 線 CT の商用機にインプリメントされ、その優位性が広く認められているフィルター補正逆投影法¹⁰⁾を使って再構成を行うことを、まず計画・検討した。しかし、後に述べるように、P 波速度の異方性による影響を除去する必要が生じたため、そのような作業を計算途中において簡単に組み入れることができる SIRT¹¹⁾を使うことにした。SIRT については、前報で詳細に説明した。

次に、再構成に用いた画素の配列について説明する。再構成を行う断面は正 32 角形なので、正方形画素の集合で断面全体をカバーし、その集合部分を再構成することにした（Fig. 5 参照）。画素の数と大きさを決定するにあたっては、以下に説明する“波長と分解能の条件”と“多元連立一次方程式の解が求まる条件”を考慮して、1 辺 8 mm の正方形画素を 196 個用いた。CT では、使用する Radiation の波長より細かい構造は再構成できない。したがって、試料のなかを伝播してゆく P 波の波長と画素の大きさを同じオーダーに選ぶことが、分解能と精度を向上するために必要である。また、SIRT は、

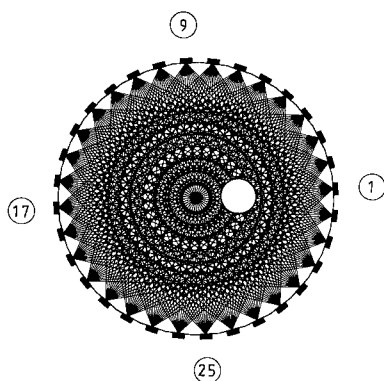


Fig. 3 Straight ray path linking of transmitters to receivers of the fan beam scan is shown. A single transmitter has 15 receivers. The number of scanning paths was 240. The white circle indicates the drilling hole for water injection.

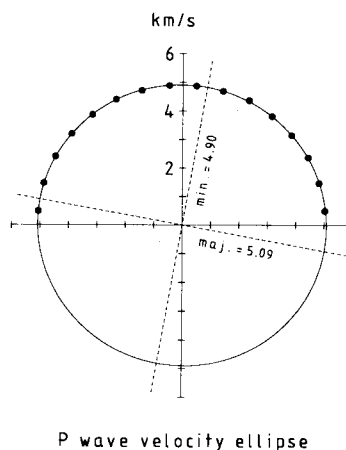


Fig. 4 P wave velocity ellipse (the azimuthal variation of V_p) of Ohshima granite within the plane of reconstruction.

原理的に多元連立一次方程式を解くことに帰着するので、画素の数（未知数の数）より測定されるパスの数（方程式の元の数）が多いことが必要である。

次に、今回、アルゴリズムを決めるにあたって問題となった、大島花崗岩の P 波速度の異方性が再構成に及ぼす影響について説明し、その解決法について述べる。一般に、花崗岩の P 波速度¹²⁾、強度¹³⁾、ダイレイタンスの発達^{14), 15)}、Linear compressibility¹⁵⁾は等方・均一ではなく、マイクロクラックの配向 (Fabric) に起因して、斜方晶系 (Orthorhombic) をなす異方性をもつ¹⁶⁾。強い配向を示す面から順に、アメリカ合州国での石切場では、Rift plane, Grain plane, Hardway plane とよばれている。日本では、一の目、二の目とよばれ、一般には、Hardway plane に相当する面は、認識・識別されていない。もちろん、配向の強さの順に、その面に沿って割れやすい。このようなマイクロクラックの配向に起因して、ある断面内での P 波速度の方向による分布 (Azimuthal variation, または P 波速度の異方性) は、楕円に近似でき、Rift plane に直交する方向で P 波速度は最小になる。

この研究で用いた大島花崗岩試料においても、P 波速度の異方性がみられた。実験開始時 (乾燥状態) の上の断面での P 波速度の方向による分布を、Fig. 4 に示す。これらは、弾性波 CT のデータ・セットから、正 32 角形の中心を通るパス (16 本) での P 波速度を読み出したものである。同時に、この結果を、P 波速度楕円¹⁷⁾に最小 2 乗法によって近似させたものを示した。P 波速度楕円の長軸は 5.09 km/s ($V_{\rho\max}$)、短軸は 4.90 km/s ($V_{\rho\min}$) であり、実測値のずれは P 波速度楕円から ± 0.01 km/s 以内である。

上に述べたような、花崗岩が本来もっている P 波速度の異方性は、再構成にどのような影響を与えるのであろうか？ 一般に、X 線 CT のアルゴリズムを使用するには、おのおのの画素のなかで P 波速度が等方・均一であることを仮定しなければならない。したがって、SIRT を採用した場合にも、計算の過程で P 波速度の異方性を除去する操作 (補正) が必要となる。もし、P 波速度の異方性の補正を行わなければ、再構成は収束しないか、収束したとしても、結果には誤り (Artifact : 偽像) が生じる。

Fig. 5 の左側に、浸潤実験前のフレッシュな大島花崗岩試料の二次元 P 波速度分布を、異方性を補正せずに再構成した例を示す。ここでは、再構成は収束したが、フレッシュな試料において期待される均一な P 波速度の分布が得られず、Artifact が $V_{\rho\max}$ 軸と $V_{\rho\min}$ 軸方向 (Fig. 4 参照) の周縁部にみられる。P 波速度の補正をしない場合に Artifact が生じる原因として、周縁部でパ

スの密度が低い (Fig. 3 参照) ことが挙げられる。すなわち、再構成の反復計算の途中で、束縛 (パスの数) の少ない周縁部の画素に、誤りが系統的に集まる。

次に、P 波速度の異方性を補正して、均一な P 波速度分布を得る方法について述べる。すでに明らかにしたように、大島花崗岩試料の P 波速度の異方性は、P 波速度楕円で表現できる。したがって、このようなマクロ的な楕円性がミクロ的にも成り立つことを仮定すれば、P 波速度の異方性に起因して発生する Artifact を除去する操作を再構成の計算の途中で行うことが可能になる。ここでは、速度“楕円”を速度“円”へ変換するのと等価な補正・操作を各画素ごとに行って、見掛けの P 波速度の等方性をつくりだし、SIRT による再構成を可能にする。

実際には、P 波伝播時間を補正して、P 波速度の異方性を除去した。すなわち、 $V_{\rho\max}$ 軸と角度 θ をなす方向に伝播する P 波速度 $V(\theta)$ は、

$$V(\theta) = (V_{\rho\max}^2 \cos^2 \theta + V_{\rho\min}^2 \sin^2 \theta)^{1/2} \dots \dots \dots (1)$$

となるので、この関係を用いて、再構成の計算には、 $V_{\rho\max}$ 軸と角度 θ をなす方向のパスを通る P 波が画素内を伝播する時間 $t_p(\theta)$ を、 $V_{\rho\max}$ 軸に対して補正して使う。ここで、補正後の P 波伝播時間 $t'_p(\theta)$ は、

$$t'_p(\theta) = t_p(\theta) V_{\rho\max} / V(\theta) \dots \dots \dots (2)$$

である。

Fig. 5 の右側に、左側の再構成に用いたデータ・セットを使い、P 波速度の異方性を補正して再構成しなおした結果を示す。補正の効果は良好であり、周縁部で生じた Artifact は除去され、試料断面の P 波速度分布はほぼ均一に再構成されている。この場合、求められた P 波速度は、おのおのの画素の $V_{\rho\max}$ 軸方向の P 波速度と解釈する。

次に、配向するマイクロクラックのなかに水が入って、P 波速度が変化した場合に、P 波速度の異方性がどのように変化するかを知らなければならない。残念なことに、このような研究はなされていない。したがって、ここでは、P 波速度が変化した場合でも、P 波速度の方向による分布は楕円性を維持し、しかも $V_{\rho\max}$ 軸の方向と $V_{\rho\max} / V_{\rho\min}$ が一定で変化しないことを仮定して、再構成を行うことにした。

P 波速度の異方性が再構成に及ぼす影響を除去する方法として、別の方法も考えられる。ここでは、P 波速度分布の変化を観測することが目的である。したがって、初期値の再構成は行わず、P 波速度変化の初期値に対する変化率を再構成する方法が考えられる。すなわち、時間 t_0 と時間 t のあいだの P 波初動到着時間の変化 $T_{k,t_0} - T_{k,t}$ を測定し、初期値 T_k 、 t_0 で除して変化率を求め、それを、おのおのの画素にわりふる方法であ

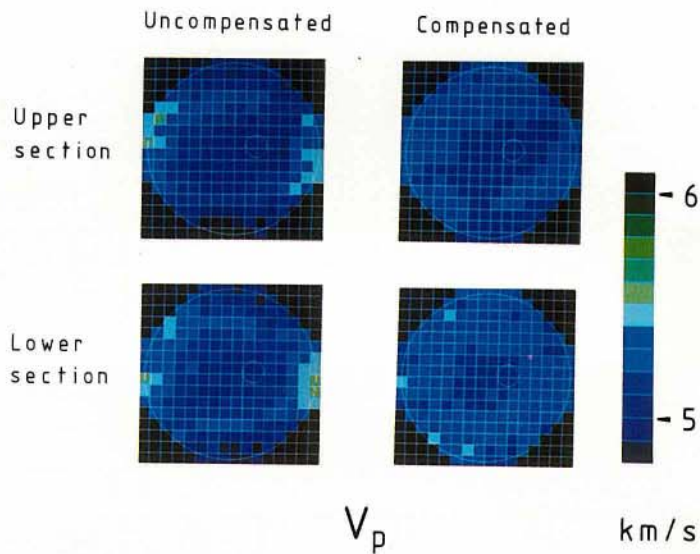


Fig.5 The artifacts resulting from the anisotropic variation of V_p . The velocity anomalies are observed in the boundaries whose directions are the same as those of V_{pmax} and V_{pmin} axes of the P wave velocity ellipse.

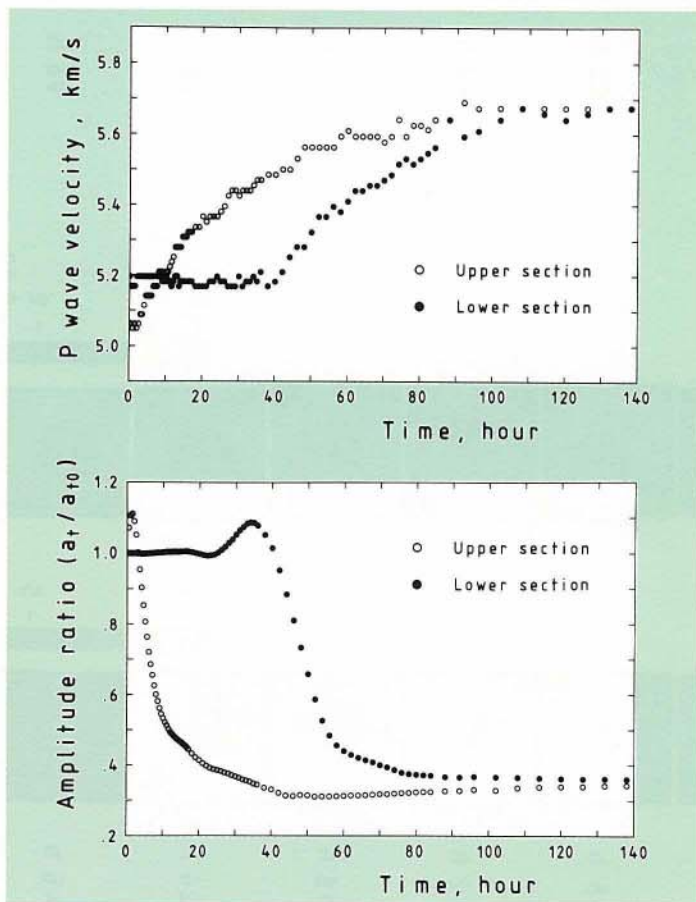


Fig.6 The changes of V_p and the peak to peak amplitude ratio along the scanning paths passing just below the injection hole during the water infiltration experiment.

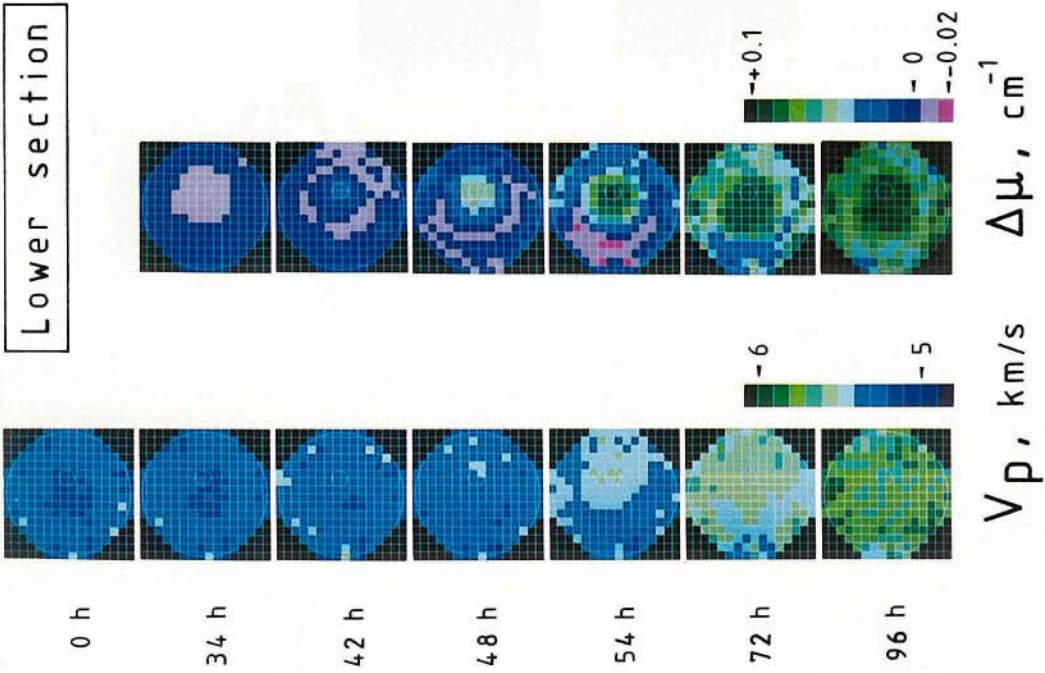


Fig.8 Reconstruction of V_p and $\Delta\mu$ within the lower section during water infiltration.

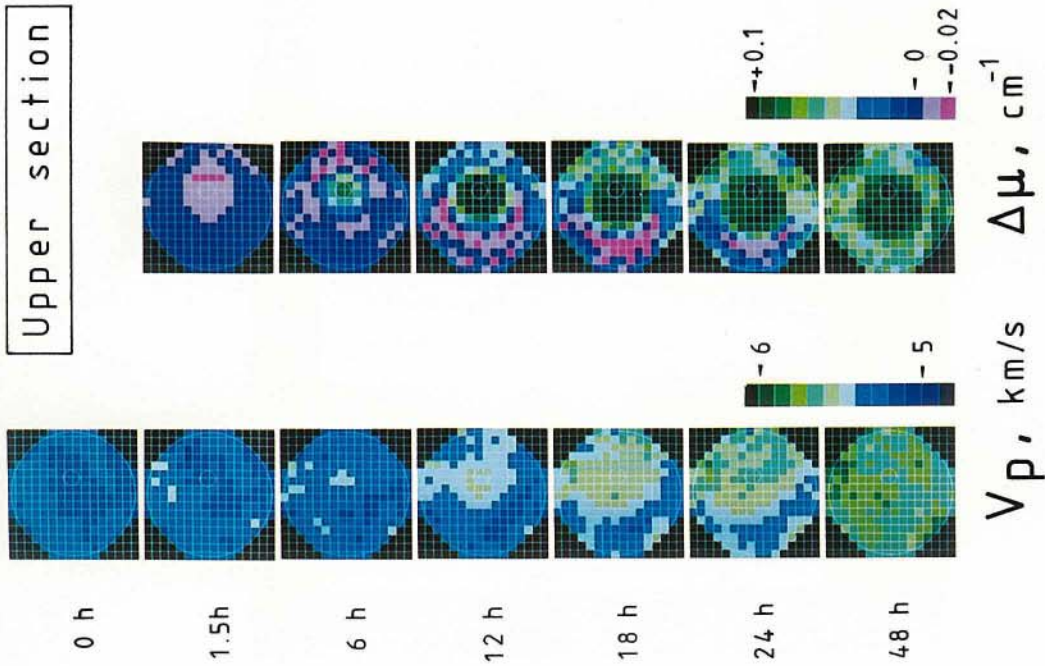


Fig.7 Reconstructions of V_p and $\Delta\mu$ within the upper section during water infiltration.

る。この方法を使えば、P 波速度の異方性を考慮しないまま再構成できる。しかし、この場合でも、 V_{pmax} 軸の方向と V_{pmax}/V_{pmin} は変化しないことを仮定しなければならない。したがって、この方法は上で述べた P 波速度楕円を使う方法と等価であり、得られる結果も同じである。次に述べる減衰係数の変化の再構成には、この方法を採用した。

5. 減衰係数の変化 ($\Delta\mu$) の再構成

P 波の初動振幅の変化も同時に測定されるので、水の浸潤に伴う P 波の減衰係数 μ の変化も再構成することが可能である。弾性波の減衰係数は、X 線における X 線吸収率に対応する定数である。

さて、あるトランスデューサー間のパスを伝播した後の P 波の強度（ここでは、Peak-to-peak amplitude）を a_{t0} とすると、試料のなかを伝播してゆく P 波の波長が変化しなければ、パスが切り取る画素 i の減衰係数 μ_i と投影 P_{t0} の関係は、

$$P_{t0} = \ln(A_{t0}/a_{t0}) \\ = \sum(\mu_{i,t0} * l_i) \dots \dots \dots (3)$$

となることが知られている。ここで、 A_{t0} は送波側の P 波の強度、 l_i は画素 i を切り取るパスの長さである。式 (3) は、投影が減衰係数の伝播パスに沿う線積分で表わされており、再構成が可能であることを示している。ここで、岩石の減衰係数 μ は、一般に、伝播する弾性波の周波数に比例すること¹⁸⁾、すなわち、減衰定数 Q は周波数に依存しないことが知られている。

ところで、この研究で用いた測定系では、 a_{t0} は測定できるが、 A_{t0} は測定できない。したがって、減衰係数 μ_i の絶対値を再構成することを断念し、減衰係数の変化 $\Delta\mu_i = \mu_{i,t0} - \mu_{i,t}$ を再構成することを考える。ある時間 t_0 から時間 t 間の投影の変化を考えると、

$$P_{t0} - P_t = \ln(a_t/a_{t0}) \\ = \sum((\mu_{i,t0} - \mu_{i,t}) * l_i) \dots \dots \dots (4)$$

となり、式 (4) は式 (3) と同じ形になるので、 $\Delta\mu$ の再構成が可能である。

6. 乾燥した花崗岩に対する水の浸潤実験

注入孔に蒸留水を満たし、その水位を常に表面と同じレベルに保ちながら、試料のなかへ水を浸潤させた。注入孔の側壁はシールしなかったため、孔底のみならず側壁からも水は浸透する。なお、試料と室温を実験のあいだ約 20°C に保った。弾性波 CT のための測定は、30 分ごとに行い、312 時間後に実験を終了した。

Fig. 6 に、代表的なパスでの P 波速度と初動の振幅比 a_i/a_{i0} の変化を示す。それぞれ、上および下の再構成を行った断面内で、注入孔と正 32 角形の中心線を通る

パス (①→⑰) での測定結果である。上の断面では、水を注入した直後から、まず初動振幅比の変化が観測され、少し遅れて P 波速度も増加した。下の断面でも、振幅は約 20 時間後、P 波速度は約 32 時間後に、上の断面での変化と同様な変化をみせ、時間の経過とともに、P 波速度と初動振幅はともに一定値に漸近した。

7. 再構成の結果とその検討

Fig. 7 に上の断面の、Fig. 8 に下の断面の、P 波速度と $\Delta\mu$ の再構成の結果を示す。図中の大きな円は試料断面、小さな円は水の注入孔を示す。P 波速度、 $\Delta\mu$ とも、5 回の反復計算によって良好な収束が得られた。

上の断面での P 波速度の変化をみると、6 時間後には注入孔の直下の領域で、P 波速度がわずかに増加し、その後、P 波速度は単調に増加してゆくことがわかる。この領域の P 波速度は、浸潤を開始したときは約 5.1 km/s で、6 時間後には約 5.4 km/s に、48 時間後には約 5.6 km/s に、最終的には約 5.7 km/s 程度におちついている。下の断面では、32 時間遅れて P 波速度が変化しはじめ、そのパターンは上の断面のそれと同じである。P 波速度の再構成結果はそれだけを見ると、水の広がりをよく画像化していると考えられるが、P 波速度の再構成からどのような情報が得られるかは、後で検討することにする。

この結果から水の浸潤速度を計算すると、注入孔底と上の断面のあいだでは 1×10^{-4} cm/s、上の断面と下の断面のあいだでは 3×10^{-5} cm/s である。比較のため、浸潤速度を Linear average velocity とみなし、大島花崗岩の空隙率を 0.3%¹⁹⁾ として、これらの値から浸潤速度を Darcy flow の Permeability に相当する量に換算すると、それぞれ 3×10^{-9} cm²、 1×10^{-10} cm² となる。この値は文献による測定値 ($10^{-12} \sim 10^{-17}$ cm²)²⁰⁾ より 3 桁から 7 桁大きい。したがって、水の浸潤による移動は、Darcy flow と異なり、重力ポテンシャルによる寄与分はきわめて少なく、マトリック・ポテンシャルに起因していることがわかる。

P 波速度の再構成の結果を解釈するために必要な“ものさし”として参照できる研究として、すなわち、花崗岩（石英閃緑岩）の水の飽和度と P 波速度との関係について調べた研究に、阿部・斎藤によるものがある²¹⁾。その結果、実測によってもシミュレーションによっても、乾燥状態での P 波速度が 4.5 km/s 以上、有効空隙率が 1% 以下の岩石の P 波速度は、乾燥状態から飽和状態まで、飽和度に比例して単調増加することが明らかにされている。

ただし、このような研究の結果を参照するうえで留意しなければならないのは、マイクロクラックのなかが完

全に水で満たされないと体積弾性率は変化せず、したがって、P波速度の変化として観測されないという点である。ところが、理論的な取扱いにおいては、理想化がなされ、クラックの全体数と水で充填されたクラック数の比として不飽和の程度が定義され、シミュレーションが行われている。空隙の一部が水、残りの部分が空気と占められている状態のことを一括して不飽和というが、乾燥した岩石に水を浸潤させた場合には、乾燥状態から飽和状態への“不飽和”（部分的飽和）にはさまざまな状態が考えられ、シミュレーションの結果をもとにして、P波速度を飽和度に換算するには注意が必要である。

次に、 $\Delta\mu$ の再構成の結果をみてみよう。この場合は、“ものさし”に使えるような、花崗岩での飽和度と減衰の関係性を調べた測定は過去になされていない。

一方、石油がトラップされるような空隙率の大きな砂岩については、石油探査のための基礎的データを得るために、飽和度と弾性波の減衰との関係について多くの研究がなされている^{22)~24)}。砂岩の場合には、含水するとQが減少することが知られている。ただし、飽和度とQの関係は線形ではない。

花崗岩の場合にも、砂岩の場合と同様な飽和度とQの関係が、単純に成り立つと考えると、 $\Delta\mu$ の再構成の結果の最も顕著でまえても予測できなかった特徴は、 $\Delta\mu$ が負になる領域（Fig. 7, 8のなかではピンクで表示）がみられることである。すなわち、水の浸潤に伴って、いったん、P波の減衰が減少することである。過去の研究では、マイクロクラックに水が流れ込むと、減衰係数は必ず増大することが報告されている。したがって、以上の結果は、P波の屈折、回折、多重反射、マルチパス伝播（以上の効果が重なりあってP波がFocusすることがあり、この場合には振幅に大きな影響がでる）によるArtifactである可能性がある。また、P波速度の異方性の性質が含水によって大きく変化すれば、Artifactが生じる可能性がある。しかし、Artifactが生じた場合には再構成の合理的な解釈が困難になる。この点に留意して、 $\Delta\mu$ の再構成結果をさらに詳しく検討しよう。

上の断面では、水の浸潤直後に注入孔の真下で $\Delta\mu$ が負（ピンク）の領域が現われ、注入孔軸を中心に外側へ拡散してゆく。その後、注入孔の下では、 $\Delta\mu$ は減少から増加へ反転し時間の経過とともに単調にふえ、しかも、 $\Delta\mu$ が正の領域の面積は拡大してゆくことがわかる。また、注入孔の直下ほどその変化は大きく、離れるに従って連続的に減少している。P波速度の場合と同様に下の断面においても、同じような変化が、34時間遅れて観測される。ただし、下の断面での変化は、上の断面の

変化と比較して、少しばけてみえる。

$\Delta\mu$ が負になる領域が、水の浸潤をはじめた直後に、注入孔の直下の画素に集まっているので、 $\Delta\mu$ の負の領域は、移動してゆく水のフロント（浸潤前線：Wetting front）を表わしていると考えられる。この考えに従うと、 $\Delta\mu$ のパターンの変化を合理的に解釈できる。

この実験の場合には、マトリック・ポテンシャルが水の移動の原動力になっているが、マトリック・ポテンシャルによる水の移動・拡散は、上下左右のすべての方向に一樣である。この実験では、注入孔の側壁からも水の浸潤を許しているため、浸潤前線は“洋梨”のような形をし、時間の経過とともに広がってゆくことが予想される。

マトリック・ポテンシャルによる浸潤は、土の場合にはよく研究されている²⁵⁾。その結果、浸潤前線の移動速度は、はじめ大きく、急速に減少し、やがて一定値に近づくことが明らかになっている。さらに、浸潤前線のなかの飽和度の変化は急激であり、浸潤前線と飽和領域とのあいだにTransmission zone（飽和度が大きく変化しない領域）ができることが知られている。また、浸潤前線の進展に従い、Transmission zoneのなかの飽和度の変化はだんだんだらかになる。土の浸潤実験で得られた知見が、そのまま岩石の場合にもあてはまるならば、 $\Delta\mu$ の再構成は、上に述べたような浸潤過程をはっきりと画像化しており、 $\Delta\mu$ の負の領域の存在はArtifactでないと結論できる。

さらに、弾性波CTに使用した大島花崗岩の試料を再度用いて、底面全体から水を浸潤させて（一次元の条件下で）、大島花崗岩試料内を伝播するP波の初動振幅の増加がみられるか否か、また、そのとき初動の周波数成分に変化が生じるかどうかをチェックした。その結果、一次元の場合でも、二次元の場合と同様に、初動振幅の増加が浸潤直後に、その後の減少にさきだって観測された。また、いったん、初動振幅が増加し、その後反転して元に戻るまでは、周波数成分に変化はなかった。したがって、再構成において、減衰係数の減少する領域が存在する結果が得られたのは、弾性波をRadiationに使ったためではなく、すなわち、弾性波特有の性質によってもたらされたArtifactではなく、クラックのなかに流れ込む水によって引き起こされたことと結論できる。一方、さらに浸潤が進むと、初動振幅は減少しつつけると同時に、初動の卓越周波数も低い方へシフトした。この現象は、再構成において $\Delta\mu$ の変化量が実際より大きく求まる効果をもたらしている。

以上の考察の結果、 $\Delta\mu$ の再構成は、水の浸潤の様相、特に、浸潤前線の移動をよくとらえていると結論できる。一方、P波速度の再構成は、浸潤前線の存在をとらえ

ることに失敗している。このような相違を導きだす原因として、マイクロクラックのなかが完全に水で飽和されるまで、P波速度は変化しないのに対して、P波の減衰は、マイクロクラックのなかの水の存在に、たとえそれが少量で完全に充填しなくても、大きな影響を受けることが挙げられる。

謝 辞：この研究を遂行するにあたって京都大学大学院学生 吉留良史（現・石油資源開発（株））、京都大学工学部学生 浅野 浩（現・小松製作所（株））の両君に、実験の助力を得た。心から謝意を表す。なお、この研究は、昭和59・60年度科学研究費特定研究〈超音波〉の補助金を受けたことを付記し、謝意を表す。

参 考 文 献

- 1) Hounsfield, G.N. : Computerized transverse axial scanning (tomography) : Part 1. Description of system, Brit. J. Radiol., Vol.46, pp.1016~1022, 1973.
- 2) Pykett, I.L., Newhouse, J.H., Buonanno, F.S., Brady, T.J., Goldmann, M.R., Kistler, J.P. and Pohost, G.M. : Principles of NMR imaging, Radiology, Vol.143, pp.157~168, 1982.
- 3) Greenleaf, J.F. and Bahn, R.C. : Clinical imaging with transmissive ultrasonic computerized tomography, IEEE Trans. Biomed. Eng., Vol. BME-28, pp.177~185, 1981.
- 4) Dines, K.A. and Lytle, R.J. : Computerized geophysical tomography, Proceedings of the IEEE, Vol.67, pp.1065~1073, 1979.
- 5) Anderson, D.L. and Dziewonski, A.M. : Seismic tomography, Scientific American, Vol.244, pp.58~66, 1984.
- 6) 柳谷 俊・寺田 孚 : 弾性波 CT による岩石のダイレイタンス局所化の観察, 土木学会論文集, 第370号/Ⅲ-5, pp.159~168, 1986.
- 7) Nur, A. and Simmons, G. : The effect of saturation on velocity in low porosity rocks, Earth Planet. Sci. Lett., Vol.7, pp.183~193, 1969.
- 8) Silk, M.G. : Ultrasonic Transducers for Nondestructive Testing, Adam Hilger Ltd, 1984.
- 9) Hall, K.G. : Observing ultrasonic wave propagation by stroboscopic visualization methods, Ultrasonics, Vol.22, pp.159~167, 1982.
- 10) Brooks, R.A. and Di Chiro, G. : Principles of computer assisted tomography (CAT) in radiographic and radioisotopic imaging, Phys. Med. Biol., Vol.21, pp.689~732, 1976.
- 11) Gilbert, P. : Iterative methods for the three dimensional reconstruction of an object from projections, J. Theor. Biol., Vol.36, pp.105~117, 1972.
- 12) Thill, R.E., Willard, R.J. and Bur, T.R. : Correlation of longitudinal velocity variation with rock fabric, J. Geophys. Res., Vol.74, pp.4897~4909, 1969.
- 13) Peng, S. and Johnson, A.M. : Crack growth and faulting in cylindrical specimens of Chelmsford granite, Int. J. Rock Mech. Min. Sci., Vol.9, pp.37~86, 1972.
- 14) Hadley, K. : Azimuthal variation of dilatancy, J. Geophys. Res., Vol.80, pp.4845~4850, 1975.
- 15) Scholz, C.H. and Koczyński, T. : Dilatancy anisotropy and the response of rock to large cyclic loads, J. Geophys. Res., Vol.84, pp.5525~5534, 1979.
- 16) Simmons, G., Todd, T. and Baldrige, W.S. : Toward a quantitative relationship between elastic properties and cracks in low porosity rocks, Am. J. Sci., Vol.275, pp.318~345, 1975.
- 17) Nye, J.F. : Physical Properties of Crystals, Oxford University Press, 1957.
- 18) Toksoz, M.N. and Johnston, D.H. : Seismic Wave Attenuation, Soc. Exploration Geophysicists, 1981.
- 19) 江原昭次・柳谷 俊・寺田 孚 : 低温で熱サイクルをうける乾燥岩石の熱膨張について, 材料, Vol.34, pp.857~863, 1985.
- 20) Brace, W.F. : Permeability of crystalline and argillaceous rocks, Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., Vol.17, pp.241~251, 1980.
- 21) 阿部 司・斎藤徳美 : クラック状空隙に含まれる水分が岩石の弾性波速度に及ぼす影響, 日本鉱業会誌, Vol.92, pp.73~78, 1976.
- 22) Toksoz, M.N. and Johnston, D.H. : Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks : I. Laboratory measurements, Geophysics, Vol.44, pp.681~690, 1979.
- 23) Winkler, K., Nur, A. and Gladwin, M. : Friction and seismic attenuation in rocks, Nature, Vol.277, pp.528~531, 1979.
- 24) Murphy, W.F., III : Effects of partial water saturation on attenuation in Massilon sandstone and Vycor porous glass, J. Acoust. Soc. Am., Vol.71, pp.1458~1468, 1982.
- 25) Hillel, D. : Soil and Water : Physical Principles and Processes, Academic Press, 1971.

(1985.10.14・受付)