

次世代地熱エネルギー開発のための き裂波 3 成分計測による 地下き裂面の接触特性評価法の開発

室蘭工業大学 情報工学科 永野宏治

1999 年 11 月 12 日

概要

地下き裂はそのまわりの岩盤より速度が遅いため、地下き裂付近で発生した弾性波の一部は地下き裂に補足され、地下き裂面に沿って伝搬する。この弾性波は一般にき裂波と呼ばれている。き裂波の対称基本モードの分散特性は地下き裂面の力学的・幾何学的性質に強く依存するため、地下き裂の特性評価に利用できる。申請者は、深さ約 370 m の人工地下き裂を加圧した時にき裂波を計測した。坑口圧が 2.4 MPa から 2.7 MPa に上昇した時に、このき裂波の分散特性に変化がみられた。き裂波の分散特性が変化した坑口圧は、この人工地下き裂面のき裂閉口圧に対応する坑口圧 (2.8 MPa) に近い値であった。

研究成果報告書

「次世代地熱エネルギー開発のための き裂波 3 成分計測による 地下き裂面の接触特性評価法の開発」

室蘭工業大学 情報工学科 永野宏治

1999 年 11 月 12 日

1 はじめに

地下き裂周辺の岩石と地下き裂内の流体の境界にエネルギーが集中し、き裂面に沿って伝搬する弾性波は、「き裂波」と呼ばれている [1, 2]。き裂波はき裂面に沿って伝搬するため、き裂面の力学的・幾何学的性質を地下き裂以外の構造の影響を受けずに計測できる。しかも、き裂波は透過波や反射波とは異なる弾性波のモードであるため、き裂波計測では透過波と反射波を使った計測では得られなかった地下き裂に関する情報が期待できる。

き裂波には対称と反転対称の振動形態があり、それぞれに無数のモードがある。対称基本モード以外のき裂波は分散性が弱く、その速度は地下き裂内の流体の音速にほぼ等しい。一方、対称基本モードの速度はき裂内の流体の音速より極めて遅く、強い正の分散性をもつ [1]。しかも、対称基本モードの分散性はき裂面の接触特性の影響を受ける [3]。したがって、き裂波の対称基本モードの分散性を解析することにより、地下き裂面の接触特性を推定できる。

著者らはこれまで東北大学東八幡平 HDR モデルフィールドの人工地下き裂でき裂波の計測実験を行い、き裂波の計測手法、地下き裂面の接触剛性や傾きの推定方法を研究してきた [2, 4, 5, 6]。この人工地下き裂は深さ約 370 m の岩盤内に水圧破砕法で作成した。水圧破砕時にはプロパントを地下き裂内に圧入したため、この地下き裂は部分接触した状態になっている [7]。

本報告では、人工地下き裂に水を圧入し、き裂面の接触状態を変化させた時のき裂波の分散特性

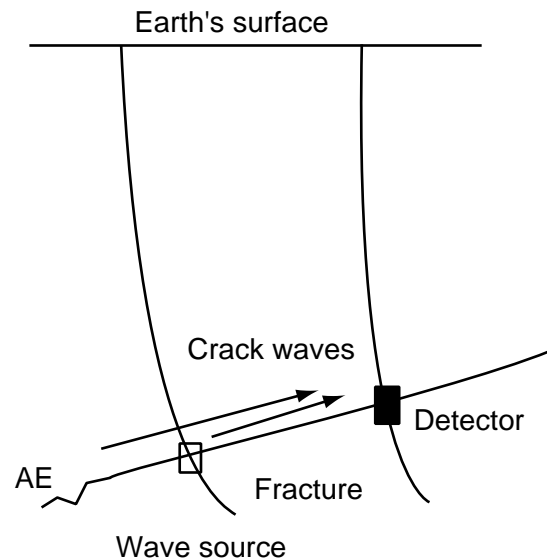


図 1：き裂波計測の概念。

の変化を述べる。

2 き裂波計測実験

き裂波計測の概念を図 1 に示す。人工音源からの弾性波や AE が地下き裂に捕捉された時にき裂波は地下き裂面近傍で計測できる [2]。き裂波は東北大学東八幡平 HDR モデルフィールドの深さ約 370 m の人工地下き裂で計測した。図 2 にその人工地下き裂とそれに交わる坑井の概観を示す。このき裂波計測実験の特徴 [2] をまとめる。

(1) 既存き裂の少ない岩盤の中に人工地下き裂を

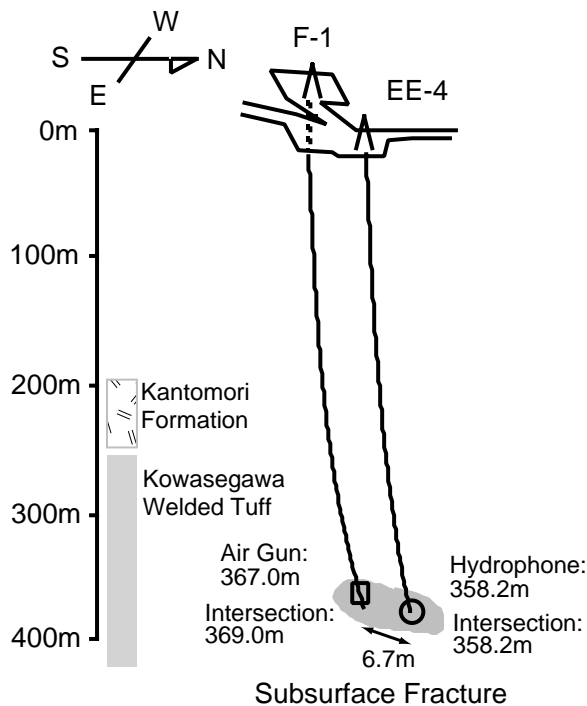


図 2：東八幡平 HDR モデルフィールドの人工地下き裂と坑井の配置。

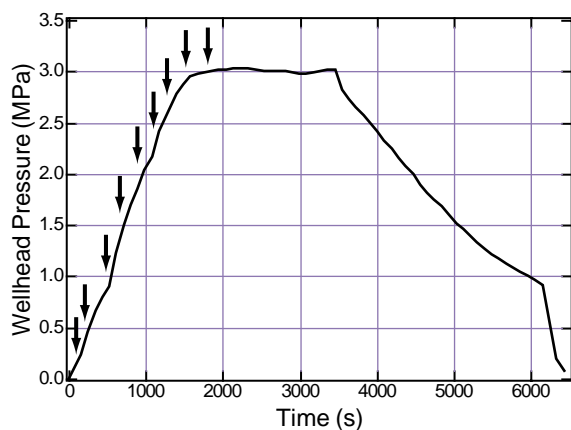


図 3：地下き裂に水を圧入した時の坑口圧の変化。矢印はき裂波を計測した時刻を示す。

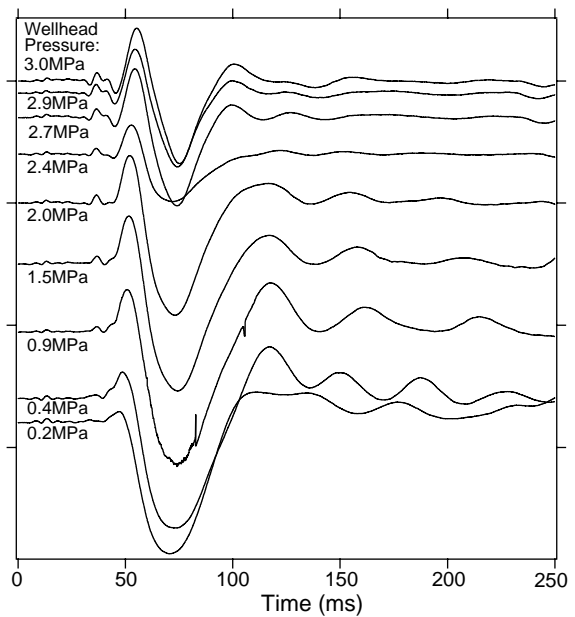


図 4：坑口圧を上昇させた時のき裂波の変化。40 ms に入力している波がき裂波。

作成したため、地上より水を圧入することにより人工地下き裂の接触状態を変化させることができる。

- (2) 水の圧入により図 3 のように坑口圧を変化させた。
- (3) 人工地下き裂と坑井の交点にハイドロフォンや 3 成分弾性波検出器を設置して、き裂波を計測できる [2]。
- (4) チューブウェーブの解析により、き裂波の入力時刻が判明している [2]。
- (5) 坑井間弾性波計測によれば、このフィールドの縦波と横波の速度はそれぞれ 3100 m/s、1860 m/s である [8]。
- (6) トランスミッシビリティテストを行っている。滑らかな平行平板モデルを使って地下き裂内の流体の流れを解析したところ、この地下き裂の開口幅は無加圧時で 0.08 mm、坑口圧が 3.0 MPa の時で 0.2 mm であった [9]。
- (7) 循環試験によれば、この人工地下き裂のき裂閉口圧に対応する坑口圧は 2.8 MPa であった。

3 き裂波の分散特性

ウェーブレット変換 (WT) は信号の時間領域と周波数領域の変化を同時に解析する信号解析法

である [10]。関数 $s(t)$ に関する WT $W_\phi(a, b)$ は次式で定義される。

$$W_\phi(a, b) = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{\infty} \phi^* \left(\frac{t' - b}{a} \right) s(t') dt' \quad (1)$$

ここで、 $\phi(t)$ は基本ウェーブレット関数、* は共役複素数、 a はスケールパラメータ、 b はシフトパラメータである。WT は高い周波数成分に対しては周波数分解能が低くなり時間分解能が高くなる。逆に、低い周波数成分に対しては周波数分解能が高くなり時間分解能が低くなる。

き裂波の WT では、基本ウェーブレット関数に modulated Gaussian $\phi_M(t)$

$$\phi_M(t) = \exp \left(-\frac{t^2}{2} + jmt \right), \quad (2)$$

を用いる。modulated Gaussian $\phi_M(t)$ は時間領域と周波数領域の不確定性が最小であるため、非定常な信号の周波数成分の分布の時間変化をよく表現できる。modulated Gaussian $\phi_M(t)$ は厳密な意味ではアドミッシブル条件を満たさないが、 $m > 5$ の時実質的にアドミッシブル条件を満足したとみなせる [10]。なお計算では $m = 6$ とする。

図 4 に解析するき裂波の波形を示す。同図で 40 ms 付近に入力している振幅の大きな波が地下き裂に沿って伝搬してきたき裂波である [2]。図 3 には、解析したき裂波を測定した時刻を矢印で示す。き裂波の WT では、エアガンの発振周波数（最大周波数 300 Hz）と WT の不連続点検出能力を考慮して、2 Hz ~ 512 Hz までの帯域を解析する。エアガンからガスが発射された瞬間を時刻 0 とし、き裂波の初動の大きな波が減衰する 150 ms までのき裂波のウェーブレット変換の特徴を検討する。エアガンからはパルス状の弾性波が発振されるため、受信波形の初動時にき裂波の伝搬特性を反映した分散特性が現れる。圧入開始から最大坑口圧 3.0 MPa までに測定した 9 つのき裂波の WT を図 5 に示す。同図の WT では、各周波数成分の入力時刻を明確にするために、周波数 f_i 成分の時間変化に関して、その周波数における WT の絶対値の最大値で正規化し、 $|W\phi(f_i, t)|^2 / \max(|W\phi(f_i, t)|^2)$ を表示した。この解析の時間と周波数の分解能は、周波数 100 Hz で 5 ms である。

WT は、信号の不連続点で広い周波数帯域にわ

たって大きな絶対値をもつ。したがって、WT を使った信号の分散特性の解析では、信号が本来もっている成分と信号の不連続点に起因する成分を分離して解析する必要がある。WT の絶対値を等高線で表示した場合、不連続点に起因する峰は周波数軸に平行になる。図 5 では、き裂波の入力時刻付近（40 ms）で周波数が 150 Hz 以上の帯域にみられる峰が周波数軸に平行であるため、この峰はき裂波の入力時の不連続に起因していると考えられる。一方、同図の 40 ms 以降、150 Hz 以下の帯域に周波数軸方向に対して傾いて分布する峰がある。この峰の傾きはき裂波の分散特性の理論解析と定性的に一致する。しかも、図 4 では、き裂波は 40 ms に入力している。したがって、図 5 の 40 ms 以降、150 Hz 以下にある峰がき裂波の分散特性を表していると考えられる。

4. 加圧時の分散特性の変化

図 5 のき裂波の分散特性を解析するために、き裂波の WT を周波数帯域を 2 Hz ~ 256 Hz に拡大して図 6 に示す。図 6 の WT では、低い周波数成分の入力時刻が遅い分散特性がみられる。また、高い周波数成分ほど分散特性が弱くなっている。例えば、同図(g)では、50 Hz 以上では分散特性が小さく、50 Hz 以下では強い分散特性がみられる。坑口圧が上昇するに伴い、き裂波の分散特性も変化している。例えば、最大坑口圧の同図(i)を圧入初期の同図(a)と比べると、坑口圧が上昇するに伴って分散性が強くなっている。

き裂波の分散特性はその入力時刻に基づいて評価すべきである。しかし、図 6 では等高線の傾斜部にあると考えられるき裂波の入力時刻を検出することが難しい。そこで、比較的読み取りやすい同図の最大値の時刻を使ってき裂波の分散特性の変化を解析する。WT では、時間分解能と周波数分解能には不確定性があるため、時間分解能を限りなく小さくはできない。しかも、WT では時間分解能は周波数により変わる。したがって、図 6 の WT ではその絶対値の最大値は滑らかには変化していない。

そこで、図 6 に示した WT の絶対値の最大値の変化を、関数で最小二乗近似する。前節で述べた

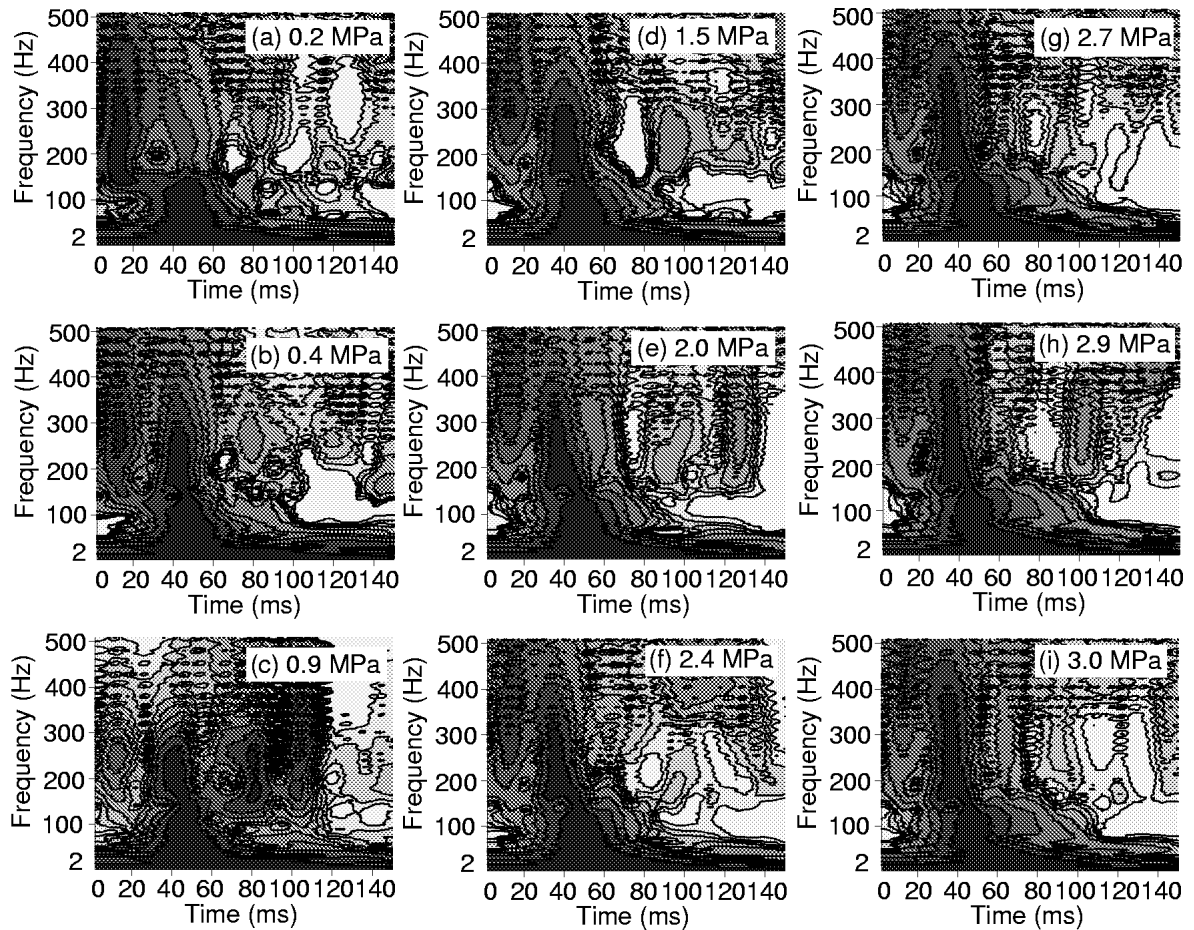


図 5 : 坑口圧を変化させた時のき裂波の WT。各周波数毎にウェーブレット変換の 2 乗の最大値で正規化をしている。不連続点に起因する偽像を判別するために 512 Hz まで表示した。

不連続点に起因する偽像の影響をなくするために、150 Hz 以下の WT を近似の対象とする。近似に用いた 2 つの関数は、

$$f(x) = K_0 + \frac{K_1}{(x - K_2)^2 + K_3}, \quad (3)$$

$$g(x) = K_4 + K_5 \exp(-K_6 x), \quad (4)$$

である。ただし、 K_i は最小二乗法により決まる定数とする。これら 2 つの関数のなかから残差が少ない関数を選び、WT の絶対値の最大値の近似曲線とする。WT の絶対値の最大値の変化を近似した曲線を図 6 に白い実線で示す。同図(a) ~ (f)では $f(x)$ 、同図(g) ~ (i)では $g(x)$ の残差が少なかった。

坑口圧が 2.4 MPa を越えた時に近似した関数が $f(x)$ から $g(x)$ に変わったことは、き裂波の分散特性がその坑口圧で変化していることを示している。近似曲線の変化を周波数をパラメータとして図 7 に示

す。坑口圧 2.4 MPa の入力時刻にずれがみられるが、坑口圧 2.5 MPa 付近で坑口圧の上昇に伴う入力時刻の変化の傾きがかわっている。坑口圧の上昇に伴う入力時刻の変化は周波数が 20 Hz や 30 Hz 等の低い周波数帯域で著しく、高い周波数帯域ではほとんどみられない。つまり、周波数が 20 Hz および 30 Hz では、坑口圧が 2.5 MPa 以下では入力時刻の変化は緩やかであるが、坑口圧が 2.5 MPa より高くなると入力時刻の変化が急になっている。このことは坑口圧上昇に伴い分散特性が強くなっていることに対応している。

地下き裂面の圧縮方向のスティフネスの影響を考慮した力学モデルにおけるき裂波の分散特性の理論解析 [3, 6] の結果を図 8 に示す。この理論解析によれば、流体層の厚さが同じであればスティフネスが低下すると、き裂波は全ての周波数帯域で速度が低下し、かつ分散性は強くなる。しかも、速度の低下と分散性の変化は周波数が低いほど大きい。

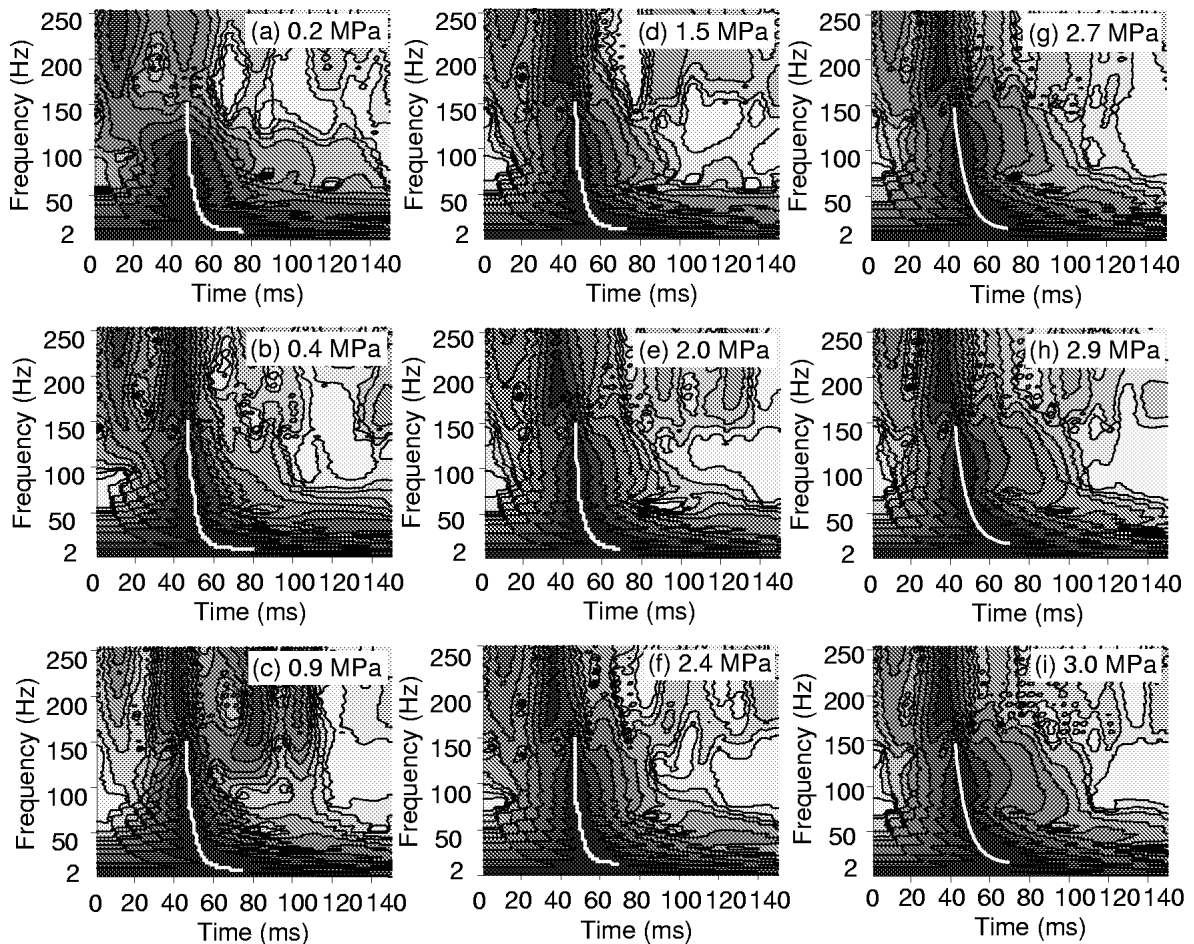


図 6 : WT の絶対値の最大値を近似する曲線。き裂波の分散特性を明確に示すために、周波数は 256 Hz までを表示した。

一方、流体層の厚さが増加するときき裂波の速度は速くなる。この理論解析に基づいて、図 7 に示したき裂波の分散特性を定性的に考察すると、それらは、流体層の開口よりむしろ、き裂面のスティフネスの低下を示唆している。

水の循環実験によれば、この人工地下き裂のき裂閉口圧に対応する坑口圧は 2.8 MPa であった。き裂波の分散特性に変化がみられた坑口圧 (2.5 MPa) は、このき裂閉口圧に対応する坑口圧にほぼ等しかった。したがって、本報告で述べた実験結果は、き裂波の分散特性の変化を解析することにより、地下き裂の開口挙動の推定が可能であることを示唆している。

4 まとめ

本報告では、水を圧入して人工地下き裂を開口させた時のき裂波の分散特性の変化を検討した。30 Hz

以下の低周波数帯域のき裂波はある坑口圧を境に分散特性が強くなるとともに速度の低下が大きくなっていた。また、この変化がみられた坑口圧は、循環実験で推定したき裂閉口圧に対応する坑口圧にほぼ等しかった。

本報告では、き裂波の WT の絶対値の最大値を 2 つの関数で近似して、き裂波の入力時刻の周波数特性を検討した。この手法は、等高線表示した WT を直接解釈する手法に比べて、より客観的に入力時刻を評価できると考えられる。しかし、WT の絶対値の最大値を入力時刻にしている点と用いる関数の妥当性について、より考察を加える必要がある。

謝辞 本研究はエスペック地球環境研究技術基金の援助の下で行われました。関係各位に感謝いたします。

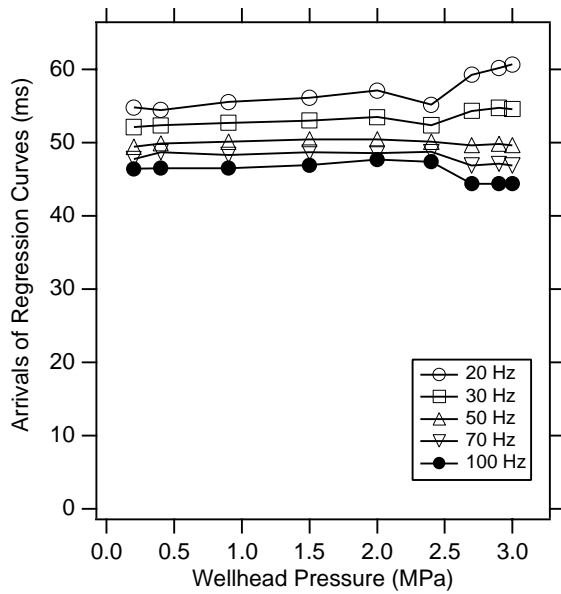


図7：坑口圧が上昇した時のWTの最大値の入力時刻の変化。

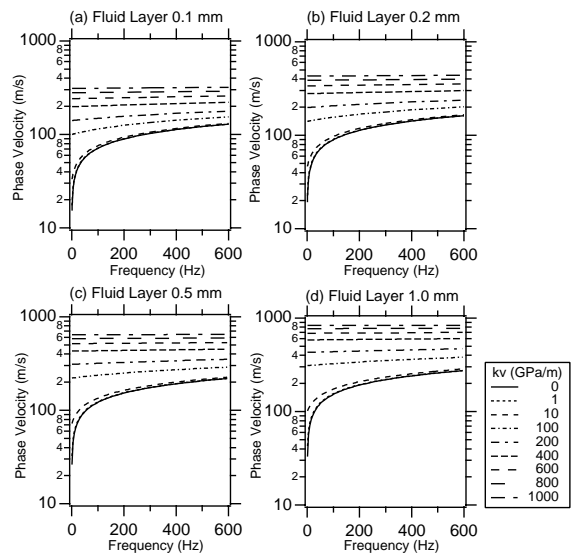


図8：圧縮方向のスティフネス k_v を考慮した地下き裂モデルにおけるき裂波の理論的な分散曲線。

参考文献

- [1] V. Ferrazzini and K. Aki, *J. Geophys. Res.*, vol. 92, no. B9, pp. 9215-9223, 1987.
- [2] K. Nagano, H. Saito, and H. Niitsuma, *Geothermal Science and Technology*, vol. 5, no. 1/2, pp. 63-70, 1995.
- [3] K. Hayashi and K. Sato, *Progress in Acoustic Emission VI*, The Japanese Society for NDI, pp. 423-430, 1992.
- [4] K. Nagano and H. Niitsuma, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 23, no. 6, pp. 689-692, 1996.
- [5] K. Nagano, K. Sato, and H. Niitsuma, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 23, no. 16, pp. 2017-2020, 1996.
- [6] K. Nagano and H. Niitsuma, *IEEE trans. Geoscience and Remote Sensing*, (to be published)
- [7] H. Niitsuma, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, vol. 26, no. 3/4, pp. 169-175, 1989.
- [8] K. Tanaka, H. Moriya, H. Asanuma, and H. Niitsuma, *Geothermal Science and Technology*, vol. 6, pp. 181-200, 1999.
- [9] K. Hayashi and H. Abé, *Journal of Geothermal Research Society of Japan*, vol. 11, pp. 203-215, 1989.
- [10] R. Kronland-Martinot, J. Morlet, and A. Grossmann, *International Journal of Pattern Recognition and Artificial Intelligence*, vol. 1, pp. 273-302, 1987.