- NOSE, M., 1964, Rock Tests *in situ*, Conventional Tests on Rock Properties and Design of Kurobegawa No. 4 Dam Based Thereon, Trans. 8th Congr. Large Dams, ICOLD, Edinburgh, 219-252.
- OHNAKA, M., 1973, The Quantitative Effect of Hydrostatic Confining Pressure on the Compressive Strength of Crystalline Rocks, J. Phys. Earth, **21**, 125-140.
- PRATT, H. R., A. D. BLACK, W. S. BROWN and W. F. BRACE, 1972. The Effect of Specimen Size on the Mechanical Properties of Unjointed Diorite, Int. J. Rock Mech. Min. Sci., **9**, 513-529.
- SHIMADA, M., 1981, The Method of Compression Test under High Pressures in a Cubic Press and the Strength of Granite, Tectonophysics, **72**, 343-357.
- SHIMADA, M., A. CHO and H. YUKUTAKE, 1983, Fracture Strength of Dry Silicate Rocks at High Confining Pressures and Activity of Acoustic Emission, Tectonophysics, **96**, 159-172.
- SIBSON, R. H., 1984, Roughness at the Base of the Seismogenic Zone: Contributing Factors, J. Geophys. Res., **89**, 5791-5799.
- SINGH, M. M. and P. J. HUCK, 1973, Large Scale Triaxial Tests on Rocks, in *New-Horizons in Rock Mechanics*, Proc. 14th Symp. Rock. Mech., Penn. State Univ., ASCE, 35-60.
- SUITO, K. and K. YASUKAWA, 1984, Very High Pressure Generation at the Deep Sea, Mat. Res. Soc. Symp. Proc., **22**, 253-256.
- 渡辺 晃, 1973, 極微小地震の規模別頻度分布について, 地震 **2**, **26**, 107-117.
- WORTEL, R., 1986, Deep Earthquakes and the Thermal Assimilation of Subducting Lithosphere, Geophys. Res. Letters, **13**, 34-37.
- 安川克己, 1979, 深海底の高圧利用, 第20回高圧討論会講演要旨集, 245-247.
- 横堀武夫, 1974, 材料強度学第2版, 岩波全書256, 5-9.

地震 第2輯
地 第39巻 (1986) 317-321 頁

SEISOBS

—SEIS 83 の海底地震記象用 プログラムへの変更—

東京大学理学部地球物理学教室

平田 直・新庄直樹

(昭和 61 年 3 月 26 日受理)

SEISOBS

—Modified Version of SEIS83 for Ocean
Bottom Seismograms—

Naoshi HIRATA and Naoki SHINJO

Geophysical Institute, Faculty of Science,
The University of Tokyo,
Tokyo 113, Japan

(Received March 26, 1986)

§1. はじめに

人工地震実験によつて得られたデータの解析には、理論地震記象を作つて観測波形と比較する事が有益である。海中爆破による海底での理論記象を得る方法はいくつかある [例えば, TANIMOTO and SATO (1980), OGAWA *et al.* (1986)]. 波線理論に基づく方法は2次元あるいは3次元的に不均質な媒質に対する計算法として優れている。[ČERVENÝ and RAVINDRA (1971), ČERVENÝ *et al.* (1977)]. ČERVENÝ 等の理論に基いて作られた計算機プログラム [ČERVENÝ and PŠENČÍK (1983)] は、人工地震実験で得られたデータの解析に広く用いられている。彼らのプログラム「SEIS83」は、主として陸上の爆破実験を念頭に作られているため、海底地震計で観測されるデータを解析するためには多少の変更が必要である。小論では、「SEIS83」の海底地震記象版とでも言うべきプログラム「SEISOBS」に「SEIS83」を変更する方法について述べる。

§2. SEIS83 と SEISOBS との違い

陸上での人工地震実験と海洋での実験との間には

主として2つの違いがある。1つは、陸上実験の場合には少数の爆破を多数の地震計で記録するのに対して、海洋実験の場合には少数の地震計で多数の人工地震（火薬、エアガン等）を観測するのが普通である。2つめは、陸上実験では観測点が固体地球の自由表面にあるのに対し、海底地震計（OBS）を用いた海洋実験の場合では観測点が海底、つまり固体流体の境界上にある、ということである。この2つの違いを考慮してプログラムを変更する。

最初の違いに対してはプログラム上で、観測点と爆破点の役割を入れ替えることで容易に変更できる。つまり、波線を決めるためのルーチン（RAY2）では、OBS から爆破点に向けて波線追跡する。近接した爆破点への波線追跡は既知の波線の情報を利用することができる。振幅を計算するルーチン（AMPL, JPAR）では、実際通り爆破点から OBS へ向けて幾何学的拡がり、反射・透過係数等を求める必要がある。この為に波線追跡によつて求めた波線の履歴の方向を反転するルーチン（REVERS）を加えた。

2つめの違いに対するプログラムの変更点は、振幅を計算する際、OBS の乗っている海底面の影響を考慮することである。SEIS83 には、自由表面に対する変換係数（conversion coefficient）を計算するルーチンが含まれていた。海底面での変換係数を与える表現式を求めこれを計算するルーチン（FAMPL）を加えた。

§3. 海底面での変換係数

ČERVENÝ *et al.* (1977) は固体自由表面に P 波あるいは S 波が入射した場合の変換係数を与えた。ここでは、固体-流体境界に対する変換係数を求める。彼らと同様にして、固体-流体境界での変換ベクトル $\mathbf{q}$ は、固体側からの P 波入射に対して、

$$\mathbf{q} = \mathbf{n}^0_P + R_1 \mathbf{n}^1_P + R_2 \mathbf{n}^2_{SV}, \quad (1)$$

固体側からの SV 波入射に対しては、

$$\mathbf{q} = \mathbf{n}^0_{SV} + R_3 \mathbf{n}^1_P + R_4 \mathbf{n}^2_{SV}, \quad (2)$$

流体からの P 波入射に対しては、

$$\mathbf{q} = R_3 \mathbf{n}^3_P + R_4 \mathbf{n}^4_{SV}, \quad (3)$$

となる。但し、固体から SH 波が入射する場合の変換ベクトルは自由表面に対してと同じであるので以下では議論しない。記号の意味はすべて、ČERVENÝ *et al.* (1977), p28~32 によつた（以下彼らの教科

書を RMIS と略す）。特に座標系及び SV 波に対する単位ベクトルのとり方は彼らの定義と同じにした。従つて局所座標系のとり方は、(1), (2) では Z 軸の正の方向が固体側に向いており、(3) では流体側に向いていることに注意すべきである。また反射・透過係数 ($R_i, i=1\sim6$) は RMIS の P31, Fig. 2.2 によつた。入射波の進行方向が局所座標系 X 軸の正の方向のとき、変換ベクトルの成分は次のようになる。

(i) 固体からの P 波入射

$$q_x = (4P_1P_2P_3\beta_1 + 2p\rho_1^{-1}\alpha_2\rho_2P_1)/D_1, \quad (4)$$

$$q_z = -2P_1P_3(1-2\beta_1^2p^2)/D_1. \quad (5)$$

(ii) 固体からの SV 波入射

$$q_x = 2\{P_2P_3(1-2\beta_1^2p^2) + (\alpha_1\rho_1)^{-1}(\alpha_2\rho_2)P_1P_2\}/D_1, \quad (6)$$

$$q_z = 4\beta_1^2\alpha_1^{-1}pP_1P_2P_3/D_1. \quad (7)$$

但し、(4)~(7) 式中で、

$$D_1 = P_3(1-2\beta_1^2p^2)^2 + 4p^2P_1P_2P_3\alpha_1^{-1}\beta_1^3 + (\alpha_1\rho_1)^{-1}(\alpha_2\rho_2)P_1, \quad (8)$$

であり、 α, β は P 波及び S 波速度、 ρ は密度を表し、下添え字 1 の量は固体側の値、2 は流体側の値を表す。他の記号は RMIS, p. 32 を参照の事。(4)~(8) 式は流体中の P 波速度 (α_2) が 0 の時 RMIS に示されている自由表面に対する変換係数に一致する。

(iii) 流体からの P 波入射

$$q_x = 2(\alpha_1\rho_1)(\alpha_2\rho_2)^{-1}P_1p\{\alpha_2(1-2\beta_2^2p^2) - 2\beta_2P_3P_4\}/D_2, \quad (9)$$

$$q_z = -2(\alpha_1\rho_1)(\alpha_2\rho_2)^{-1}P_1P_3/D_2. \quad (10)$$

但し、

$$D_2 = P_1(1-2\beta_2^2p^2)^2 + 4p^2\alpha_2^{-1}\beta_2^3P_1P_3P_4 + (\alpha_1\rho_1)(\alpha_2\rho_2)^{-1}P_3. \quad (11)$$

下添え字 1 は流体、下添え字 2 は固体での量を表している。入射波の進行方向が X 軸の負の方向の時は、(4), (7), (9) 式の符号を変えればよい。SEIS83 で採用されている変換係数に対する座標系は、RMIS 及び小論で用いているものと異なるので注意が必要である。SEISOBS では、小論と同じものにした。また RMIS, p. 32 の R_4 の表現には誤植がある。 R_4 の右辺に p をかけるとよい。

パラメータに代表的な値を代入したときの変換係数 q_x, q_z の絶対値と入射角との関係を Fig. 1 か

Fig. 1. Conversion coefficients for incident P-wave from a solid to a liquid medium as a function of the angle of incidence for different values of α_1 . 1: $\alpha_1=1.51$ km/s, 2: $\alpha_1=2.0$ km/s, 3: $\alpha_1=3.5$ km/s, 4: $\alpha_1=5.0$ km/s, 5: $\alpha_1=7.5$ km/s, 6: $\alpha_1=7.5$ km/s. α_2 is 1.5 km/s in all curves except the curve 6, where $\alpha_2=0.0$ km/s. The other parameters are the same for all curves: $\alpha_1/\beta_1=\sqrt{3}$, $\rho_1=3.3$ g/cm³, $\rho_2=1.0$ g/cm³. Note that for 1 and 2, $\alpha_1>\beta_1$ while $\alpha_1>\beta_1>\alpha_2$ for 3, 4, 5 and 6. (a) The amplitude of x conversion coefficient. (b) The amplitude of z conversion coefficient.

Fig. 2. Conversion coefficients for incident SV-wave from a solid to a liquid medium for different values of α_1 . Parameters are the same as in Fig. 1. (a) The amplitude of x conversion coefficient. (b) The amplitude of z conversion coefficient.

ら Fig. 3 に示す。固体及び流体の密度、流体中の P 波速度、固体中の P 波速度と S 波速度の比を一定にして、固体中の P 波速度を 1.51 km/s から 7.5 km/s まで変えた 6 つの場合について計算した。但し、番号 6 は固体中の P 波速度を 0 にして固体媒質の自由表面に対応する変換係数になっている。一般に入射側の速度に対する透過側の速度の比が小さく

なると、 q_x が大きくなる傾向がみられる。また、入射波の速度が反射波や透過波の速度より小さいと臨界角のところで大きな変化がみられ、その効果は無視できない。

固体からの P 波入射の場合は臨界角がないので変換係数と入射角の関係は単純である。固体-流体境界に対する変換係数 q_x と、自由表面に対するもの

Fig. 3. Conversion coefficients for incident P-wave from a liquid to a solid medium for different values of α_2 , 1: $\alpha_2=1.51$ km/s, 2: $\alpha_2=2.0$ km/s, 3: $\alpha_2=3.0$ km/s, 4: $\alpha_2=5.0$ km/s, 5: $\alpha_2=7.5$ km/s. α_1 is 1.5 km/s in all curves. The other parameters are the same for all curves: $\alpha_2/\beta_2=\sqrt{3}$, $\rho_1=1.0$ g/cm³, $\rho_2=3.3$ g/cm³. Note that for 1 and 2, $\alpha_2>\alpha_1>\beta_2$ while $\alpha_2>\beta_2>\alpha_1$ for 3, 4 and 5. (a) The amplitude of x conversion coefficient. (b) The amplitude of z conversion coefficient.

(6) とは、ほぼ同じであるが、 q_x については、流体が存在する場合の方が常に小さい (Fig. 1). 固体からの S 波入射では 2 種類の臨界角がある。固体中の S 波速度は P 波速度より遅く、両者の比に対応するものは全部の場合について 35.2° である。(1) と (2) の場合は固体中の S 波速度が流体中の P 波速度より遅く、その比に対応する臨界角はそれぞれ 35.5° と 50.3° である。これらの角度では、 q_x が顕著に大きくなり、 q_z が 0 になっている。但し (1) の場合には図中で 35.2° と 35.5° は区別できない (Fig. 2).

流体からの P 波入射の場合にも 2 種類の臨界角がある。流体中の P 波速度は固体中の P 波速度より常に遅いので、その比に対応する臨界角の所で変換係数は大きく変化している。また、(3), (4), (5) の場合には流体中の P 波速度が固体中の S 波速度より遅いので、その比に対応するものがみられる。これらの場合、流体中の P 波速度が一定であるのに対して固体中の弾性波速度が変化しているの、臨界角はそれぞれの場合について異なった値をとっている (Fig. 3).

§4. ま と め

海底にある観測点で多数の爆破点からの地震波を記録する人工地震実験のデータ解析の為にプログラ

ム SEIS83 [ČERVENÝ and PŠENČÍK (1983)] を変更した。観測点が海底にある影響を考慮するための変換係数を求めた。海底地震計で観測される実体波の解析に有用な、波線理論による海底地震記象計算プログラム SEISOBS を作った。海底面を固体の自由表面で近似することは、入射角が大きい時及び臨界角に近い時には適切でないことがわかった。

謝 辞

本研究の為にプログラム SEIS83 を使わせていただいた ČERVENÝ, PŠENČÍK 両博士に感謝します。プログラム SEIS83 の存在を教えて下さった額額一起氏に感謝します。原稿を読んで戴いた鈴木保典氏に感謝します。本研究の一部は文部省科学研究費奨励研究 (A) 課題番号 60740203 によった。

文 献

- ČERVENÝ, V. and R. RAVINDRA, 1971, Theory of Seismic Head Waves, Univ. Toronto Press, Toronto, 312pp.
- ČERVENÝ, V., I. A. MOLOTOKOV and I. PŠENČÍK, 1977, Ray Method in Seismology, Univerzita Karlova, Praha, 214pp.
- ČERVENÝ, V. and I. PŠENČÍK, 1983, Program SEIS83, Numerical Modeling of Seismic Wave Fields in 2-D Laterally Varying Layered Structures by the Ray Method, Charles Univ., Praha.

OGAWA, R., N. HIRATA and R. SATO, 1986, Theoretical Seismograms at the Ocean Bottom due to Underwater Explosions, J. Phys. Earth, **34**, 101-125.

TANIMOTO, T. and R. SATO, 1980, Ocean Bottom Displacements and Velocities due to Underwater Explosions, J. Phys. Earth, **28**, 201-219.

地震 第2輯
第39巻 (1986) 321-323頁

地震の起り方のシ ミュレーション

——第6部 一つの数値実験——

九州大学理学部物理学教室

大塚道男

(昭和 61 年 4 月 8 日受理)

A Simulation of Earthquake Occurrence
Part 6. A Numerical Model Experiment

Michio OTSUKA

Department of Physics, Faculty of Science,
Kyushu University

(Received April 8, 1986)

§1. はじめに

筆者が同名の論文で地震の起り方を論じてからはや10年近く経ってしまった[大塚(1971a, 1971b, 1972a, 1972b, 1973, 1975, 1976, 1979)]. 今、考え直して見ると、そこでは、震源というか、破壊というものに主体が置かれ、媒質にはむしろ従の立場しか与えられていなかった。しかし媒質あつての震源である以上、ひとつ地震があれば媒質の性状がそれに応じて変化するのは当然で、それを考えに入れることの必要性は当時から気にかかっていたが、適当な方法がなかなか思い付かないままに時が流れてしまった。

最近、ふとした機会にひとつのアイデアが思い浮かんで、それを軸にして、それなりに筋道の通った地震観を作り上げることが出来そうな気配を感じたのでそれを考えながら、ひとつひとつ紹介して行き

たいと思う。諸兄姉の御叱正を乞うものである。

§2. 数値実験 (グラフィック 画面に断層群を作る)

まず、ひとつの数値実験を紹介することから始める。計算機としては PC-9801E を用いた。計算は Fig. 1 の手順により行う。ここに、言うまでもなく、Pは震源を、直線は垂直な断層の切り口を想定したものである。また、計算機のステップは単位時間の経過に対応させるものとした。この仮定は、地震が時間的にランダムなトリガーによつて起こり、かつそれが時間に対して一定のペースで起こると考えたことと同等である。

§3. 結 果

Fig. 2 は、断層の生成過程とその長さの頻度分布を示したものである。後者では、断層の長さの対数を横軸に、頻度の対数を縦軸に目盛っている。長さの対数はマグニチュードを、頻度は Gutenberg-Richter の関係式を意識したものである。左肩の数字は断層の総数であり、150, 300, 600, ... いう風に、2 倍ずつにしてある。

ここに見られるパターンも頻度曲線もはなはだ興味深いものであるが、今回は、まず図をお見せするだけに止める。今後はこの図を発想の原点として何故こうなるのかの考証を含め、一つの地震観をこのシリーズの中でまとめたいと思う。

§4. 次号以降に議論してみたいことがら

Gutenberg-Richter 関係はどんな物理学に支えられた現象か

破壊の Mean Free Path という概念

余震の大森公式の意味を探る

定常的地震活動と大地震の再来期間をどう解釈するか。

模擬断層のフラクタル構造

など

文 献

大塚道男, 1971a, 地震の起り方のシミュレーション, 第1部, 一つの機械的モデル, 地震, **2**, **24**, 13-25.

大塚道男, 1971b, 地震の起り方のシミュレーション, 第2部, 地震の規模別頻度分布, 地震, **2**, **24**, 215-227.

大塚道男, 1972a, 地震の起り方のシミュレーション, 第3部, 地震の規模別頻度分布の折れ曲が