近似波線法による 3 次元不均質構造内 での走時について

東京大学地震研究所 宮 武 隆

(昭和 62 年 1 月 29 日受理)

On the Travel Time Calculations by using Approximate Ray Tracing in a Laterally Heterogeneous Velocity Structure

Takashi MIYATAKE

Earthquake Research Institute, University of Tokyo

(Received January 29, 1987)

Recently Approximate Ray Tracing Technique (ART) has been developed so that the travel time in a laterally heterogeneous media can be rapidly computed for a small region in which seismic ray paths are not too long (1 degree or less). In this paper, this technique is improved and applied to a slightly larger area of greater than 10 degree radial distance.

In addition more simple method (ART-0) with a increase in efficiency and small loss in accuracy was developed. In ART-0, the correction term of a heterogeneous media is calculated as the integral along the seismic ray path given by interpolation of Path Table (9 points for each path). This table is previously calculated in a laterally homogenous standard model (Ichikawa and Mochizuki, 1971).

In a simple structure model of Japan which has only Pacific Plate, travel time residuals are about 5 or 10 times smaller than 1 dimensional structure model in case of ART-0 and ART, respectively. The computational time for ART is about 10^4 times larger than that for ART-0.

Hypocenter determination problem was also simulated by Monte-Carlo method in two cases; (1) shallow oceanside earthquake with poor azimuthal coverage of seismic stations, and (2) deep focus earthquake. Trial number of simulation is 50 for each case. 16 and 18 reading data of P wave are prepared by travel times of 3-dimensional ray tracing added by a normal random number with standard deviation of 0.05 s and average of 0 s. Although in both cases locations estimated by using 1 dimensional velocity structure model are systematically shifted by amount of 20 and 80 km for case (1) and (2) respectively, the present method can determine the earthquake location accurately and rapidly. The accuracy of ART-0 was the same as that of ART, because the travel time difference between ART and ART-0 is nearly equal to errors of data.

§1. はじめに

日本のようにプレートが沈み込んでいるような地域で震源決定を行う場合、地下構造の不均質の影響が無視できない。3次元不均質構造内での走時の計算は3次元波線追跡法によつて可

昭和 61 年 10 月 7 日発表

能であるが [JACOB (1970), JULIAN and GUBBINS (1977)], 計算時間が膨大でありあまり実用的でなかった. しかし最近, 厳密な 3 次元波線追跡法を行わずに, 観測点—震源間の平均 1 次元構造による path [THURBER and ELLSWORTH (1980)] や, 円弧近似 [THURBER (1983)] といった近似波線を使う方法が開発され震央距離 50~100 km のローカルな範囲では成功を納めている. ここではこの方法を多少修正して, 広範囲の領域に拡大し日本全体での震源決定に使える程度 (震央距離 10 度程度) までの応用を試みる. またさらに近似を進めてより計算時間の少ない実用的な方法の検討も行った.

§ 2. 近似波線法 (Approximate Ray Tracing)

THURBER (1983) は震源—観測点を結ぶ多数の円弧の内, 走時最小の円弧を path として選んでいる. ここでは, この方法を修正して以下の 2 つの方法で走時の計算を行った.

ART-0

あらかじめ 1 次元の標準速度構造 [市川・望月 (1971)] に対して古典的方法 [BULLEN and BOLT (1985)] で path $r_0(\theta)$ を求めておき, これを path として採用する [長谷見・石田 (1985), ISHIDA and HASEMI (1986)]. なお, θ は震央からの角距離である.

$$\int ds/v$$

Fig. 1. Projection of Seismic rays to 36°N vertical plane. Locations of fictitious hypocenters are aligned on the line of 36°N. The depth of hypocenters are about 5 km lower than upper boundary of Pacific Plate. Seismic rays were calculated by Shooting (3-D ray tracing) method. The shooted points are used as the fictitious stations. The deviation from line of 36°N is less than 0.5°.

標準走時を T_0 とすれば不均質媒質による走時の差 ΔT は,

$$\Delta T = \int (\delta u + u \cdot d\delta s / ds) ds$$

ここで u は slowness ($1/v$). 被積分関数の第1項は不均質な速度自体による走時の変動, 第2項は不均質な速度により path が変化することによる走時変化である. 今, 第2項は第1項に比べ十分小さく path は $r_0(\theta)$ に等しいと仮定すると,

$$\Delta T = \int \delta u \cdot ds.$$

媒質内部の点 (r, ϕ, λ) での P 波速度 v が標準速度 v_0 より $(1+\alpha)$ 倍だけ大きいとすれば, $\Delta T = -\int \alpha ds / (1+\alpha)v_0$ となる. このように標準走時 T_0 が既知の場合, 補正值 ΔT を計算すれば良いので, $T = \int ds/v$ を直接計算する場合よりも積分間隔は粗くてもよい. なお, 標準 path は上記方法による path を震央距離が等間隔の9点に分割し, これに対する3次スプライン係数を記憶しておき, 適当な間隔(後述)に内挿して使う. 以上のように, (1)補正值を計算することで精度を保つて積分間隔を粗くとり, (2)第1近似 path として現実に近いものを採用すること, の2点により計算時間を短縮する.

ART

ART-0 の path に変分 $\varepsilon \cdot \xi(\theta)$ を加えた

Fig. 2. Projection of seismic rays to 140°E vertical plane. Locations of fictitious hypocenters are aligned on 140°E line. The depth of hypocenters are about 5 km lower than upper boundary of Pacific Plate. Seismic rays were calculated by shooting method, and the deviation from 140°E line is less than 0.5°.

$$r(\theta) = r_0(\theta) + \varepsilon \cdot \xi(\theta) \quad (2)$$

に対し $T = \int u ds$ を計算し最小の走時を選ぶ。最小走時を探索する方法については、ここでは簡単な方法をとった。まず ε を 5 km 毎に ± 50 km まで変化させ最小走時 path を求める。次に、この path から今度は ε を 1 km 毎に ± 5 cm まで変化させ最小走時を求める。さらに 0.1 km 間隔にし ± 1 km まで変化させる。このようにして最小走時を求めた。この点でもつと効率の良い探索法を使えば計算時間はさらに短縮される。THURBER (1983) は $r(\theta)$ として震源・観測点を結ぶ円弧を採用している。このような円弧近似は震央距離が 100 km 以下程度の場合には良い近似になるが、それ以上だと破綻する。本稿では円弧を使う代わりに、初期値に現実的な path を使うことで THURBER (1983) の方法を拡張した。

§3. 3次元不均質構造内でのP波走時

§2 で述べた方法を日本付近への応用を試みる。

速度構造モデル

ここでは、山水 (1973) の太平洋プレートだけのモデルを使つた。より現実的なモデルとしてはフィリピン海プレートも入れたモデルを使うべきであるが、方法の検討には単純なモデルの方が都合なことになる。P 波速度はプレート内で +2%、低速度層で -3% 標準速度構造より増減がある。

Fig. 3. Locations of fictitious stations (closed circle) and hypocenters (open triangle) in CASE-C.

震源・観測点分布

以下の4つの場合について3次元波線追跡法による走時と §2 の方法による走時, 1次元速度構造モデルでの走時を比較した.

CASE-A

北緯 36 度の緯線に沿い震源を分布させる. なお震源は東経 135 度~142 度まで 1 度毎, 深さはプレート上面より 5 km 深く置く. 観測点も北緯 36 度の線上に置く. この測線は多少のずれはあるが, 沈み込むプレートに沿う方向になっている (Fig. 1).

CASE-B

東経 140 度に沿い震源・観測点を置く. 震源は北緯 34 度~41 度まで 1 度毎, 深さはプ

Fig. 4. The same as Fig. 3 in CASE-D.

レート上面下 5 km である。この測線はほぼ沈み込むプレートにほぼ直行する (Fig. 2)。

CASE-C

深発地震の場合 (Fig. 3)。震源として 37.34°N , 134.96°E , 深さ 373 km を選ぶ。これは SUYEHIRO and SACKS (1979) によつて使われた地震である。観測点は関東・中部にほぼ 1 度毎の分布になるように、標準速度構造による射出角を初期値とする shooting による波線追跡法で位置と走時を計算した。観測点が海底にもあるが、あくまでも仮想観測点である。

CASE-D

海の浅い震源 (Fig. 4)。震源は 36°N , 142°E , 深さ 10 km。観測点は関東・東北に置く。CASE-C と同様 1 度毎に分布させようと試みたが、path のゆがみが激しく、いびつな分布となっている。

積分間隔の検討

積分間隔 ds を小さくすればするほど積分精度は向上する。しかしそれにつれて計算時間がかかる。そこで精度と ds の関係を調べた。結果を Fig. 5 に示す。Fig. 5 で CASE-A から CASE-D のすべての場合を区別せずまとめてある。図中、上が ART-0、下が ART である。ART では積分間隔 ds が細かくなるにつれて平均値が 0 に近くなり分散も小さくなる。しかし ART-0 では積分間隔の精度への影響が小さいことがわかる。ここでは今後、ART-0 では $ds=30$ km, ART では $ds=20$ km を採用することにする。

走時残差

すべての CASE について、走時残差のヒストグラムを描くと Fig. 6 のようになる。すべての場合について、ART-0 は 1 次元構造での走時より精度がかなり良い。標準偏差は 5 倍改善されている。ART ではさらに 2, 3 倍改善され、1 次元構造モデルと比べると 10 倍以上の改善となる。ART-0, ART とともに、残差が負の側にシフトしている。最小走時を与えるものが真の解だからである。CASE-B の場合、CASE-A より精度が悪い。これは Fig. 2 を見てわかるように、CASE-B の場合、波線のゆがみが大きく、ここで採用した近似波線から大きく外れることが多いためである。

Fig. 5. The rms travel time residuals for all cases (CASE-A, B, C, D) versus the interval of path integral (ds).

§4. 震源決定

震源決定への応用を試みる。いろいろな場合について行うべきであるが、ここでは簡単に、(1) 深発地震 (CASE-C), (2) 観測網からはずれて方位カバー

Fig. 6-1.

Fig. 6-2.

Fig. 6. The histogram of travel time residuals.

Fig. 7-1.

Fig. 7-2.

Fig. 7. The deviation of source in hypocenter determination using ART, ART-0 and 1D model.

の悪い海の地震 (CASE-D), の 2 つの場合を選んだ.

データは CASE-C と CASE-D の 3 次元波線追跡法の走時に平均値 0, 標準偏差 0.05 秒の正規乱数を加えて, データとする. こうして作った読み取り値から震源決定を行い, これをそれぞれの CASE について 50 回繰り返した. その際の震源位置のずれをプロットすると Fig. 7 のようになる. ART-0, ART では同じ程度に良く決まっているのに対し, 1 次元速度構造では海の浅い地震については深さが 20 km, 深い地震については 80 km も系統的に深く決まっている. CASE-C については path が上部マントルの低速度層を通るため走時が遅くなるのに対し, 標準速度構造で震源決定すると震源を遠くに押しやる. その結果, 震源が深く決まることになる. CASE-D については走時はプレート内を通過するため標準よりも早い. これを標準速度構造を使つて震源決定すると観測点から震源を近くに引つ張ることになる. しかし今度は path が震源から下方に出るので観測点に近づけることは震源を深くすることになる. また ART-0 も ART でもあまり差はない. ART-0 ですでに精度が, データの誤差と同じ 0.05 秒程度にまで改善されていてこれ以上の改善は無意味なためである. なおこの震源計算に要した時間は最小自乗法の繰り返し回数 10 回, 100 件のデータに対し 1 次元構造モデルでは日立 M280H で 8 秒程度, ART-0 では 1 分程度, ART では 20 分程度である (ただしこれは暫定値でありプログラム高速化の改善によつて, これ以上の短縮は可能である). 従つて震源決定に関しては ART-0 でも十分実用的である.

§ 5. 結 論

THURBER (1983) の方法を変更して, 日本列島程度の広範囲に効率よく (少ない計算時間で) 応用し震源決定も行った. その結果, 本稿の簡便な方法は十分機能し有効であつた. 1 次元構造の走時表による震源決定では海の浅い地震や, 深発地震では系統的に震源が数 10 km 程度ずれてしまい震源位置が正確に求まらない. 本稿の方法は, このような場合でも有効であつた.

謝 辞

研究過程において京大防災研究所の平原和朗博士, 東大地震研究所の額額一起氏との議論は有益でした. 国立防災科学技術センターの野口伸一博士には 3 次元波線追跡法のプログラミングに関し有益な助言を頂きました. ここに感謝致します.

文 献

- BULLEN, K. E. and B. A. BOLT, 1985, An Introduction to the Theory of Seismology, 4th ed., Cambridge Univ. Press.
- 長谷見晶子・石田瑞穂, 1985, 関東・東海地域の三次元速度構造モデルで計算した走時, 地震学会講演予稿集, No. 2, A64.
- 市川政治・望月英志, 1971, 近地震用走時表について, 気象研究所報告, 22, 229-290.
- ISHIDA, M. and A. HASEMI, 1986, The Three-Dimensional Fine Velocity Structure and Hypocenter Distribution of Earthquakes beneath the Kanto-Tokai District, Japan, submitted to J. Geophys. Res.
- JACOB, K. H., 1970, Three-Dimensional Ray Tracing in a Laterally Heterogeneous Spherical Earth, J. Geophys. Res., 75, 6675-6689.
- JULIAN, B. R. and D. GUBBINS, 1977, Three-Dimensional Seismic Ray Tracing, J. Geophys. Res. 43, 95-113.

- SUYEHIRO, K. and I. S. SACKS, 1979, P- and S-wave Velocity Anomalies Associated with Subducting Lithosphere Determined from Travel-time Residuals in the Japan Region, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **69**, 97-114.
- THURBER, C. H., 1983, Earthquake Locations and Three-Dimensional Crustal Structure in the Coyote Lake Area, Central California, *J. Geophys. Res.*, **88**, 8226-8236.
- THURBER, C. H. and W. L. ELLSWORTH, 1980, Rapid Solution of Ray Tracing Problems in Heterogeneous Media, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 1137-1148.
- 山水史生, 1973, 震波線の三次元的追跡により推定される P 波の走時異常, 北海道大学地球物理学研究報告, **30**, 33-56.