

(14) 震源近傍の強震動記録による震源インバージョン

SOURCE INVERSION ON STRONG MOTION RECORDS IN THE NEAR-SOURCE REGION

飯田昌弘* Stephen HARTZELL**

Masahiro IIDA

Source effects on near-source high-frequency strong motion records remain much less known than local site effects. To demonstrate source effects, a strong-motion source inversion analysis is required. However, we have been faced with luck of well-instrumented earthquakes. Exceptionally, the 1987 Whittier Narrows, California, earthquake was excellently instrumented. Application of a source inversion method to this earthquake reveals a complex rupture process. The data records are fit well with the synthetics. The ground motion in the epicentral region predicted on the basis of the inferred distribution of slip is consistent with the real damage and intensity pattern. The ground motion can be well explained by considering source effects.

Key Words: Near-source high-frequency strong motion, Source effects, Source inversion, Fault rupture process

1. 序

ほとんどすべての地震において、最大被害は震源地域で発生する。最近では、強震動は、局地的な地盤条件に加えて、震源や伝播経路の影響もうけることがわかってきている。震源地域の強震記録では、伝播経路の影響はあまり受けないので、震源と局地的な地盤条件が重要な要因であろう。地盤条件の研究は数多くあるのに対して、震源の研究は少ない。正確に言うと、低周波数領域では震源理論が有効であるのに対し、地震工学で重要な高周波数領域では震源の効果が不明である。その最大の理由は、震源の研究が行えるだけのアレイ強震記録がほとんどないことである。

本研究では、震源インバージョン（逆解析）を、最もすぐれた強震観測網の1つによって得られた記録に適用し、高周波強震記録における震源の効果を実証する。言葉を換えると、高周波強震記録が基本的に震源理論で説明できるかどうかを検討する。高周波成分に最も適すると思われる、HartzellとHeatonの震源インバージョン法を使用する¹⁾。

* 工博 東京大学地震研究所助手

** 理博 アメリカ地質調査所研究員

2. 震源インバージョン

震源の効果を調べる最も効果的な方法は、アレイ強震記録を使って、断層面上のすべりの時間空間分布を推定する震源インバージョンであろう。断層面のくい違いと弾性放射場を関係づける動弾性表示式が使われる。

$$U^i(y, t) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_S d(x, \tau) n(x) G^i(x, t - \tau; y) dx d\tau \quad \text{----- (1)}$$

ここで第1の積分は時間 t に関するたたみこみ積分、第2は断層表面 s にわたる積分である。 $U^i(y, t)$ は時刻 t における点 y での変位の i 成分である。すべりベクトル $d(x, \tau)$ は、時刻 τ における断層面上の点 x での変位の局所的な不連続を、 $n(x)$ は断層面に垂直な単位ベクトルを示している。グリーン関数 $G^i(x, t - \tau, y)$ は時刻 τ における点 y での i 方向の衝撃荷重による時刻 t における点 x での2次の応力テンソルを表している。

表示式(1)を時間・空間の両方において離散化すると、グリーン関数の行列を使って、すべり量の未知ベクトルと地動記録のデータベクトルを関係づける線型正規方程式ができる。これに基づいて、震源逆問題の基本的な方法論を確立したのはTrifunacである²⁾。彼は想定している断層区域を小断層に分割した。各小断層に対する地動は、無限媒質に対するHaskell法で計算された³⁾。震源位置と破壊様式があらかじめ与えられた状態で、各小断層におけるすべり量を得るために最小二乗法が使われた。

より実的なすべりの時間空間的な分布特性を得るために、Trifunacの定式化に物理的な拘束が追加された^{4), 1)}。それらは、(a) 安定で適切な解を得るための解の平滑化、(b) 正のすべり量を得るために解が負にならないようにする、(c) 解の一意性を保障するために条件を満たす解のうち最小の解を求める、という拘束条件の追加である。

異なるインバージョン法には、繰り返しはぎとり法⁵⁾や周波数領域法⁶⁾などがある。くり返しはぎとり法では、断層における破壊を一連の多重ショックとみなし、最小二乗法をくり返し使用して、個々のショックを大きいものから順に決定していく。この方法は、低周波数領域において大地震を形成する時間空間的に連続でないショックを識別するのに適すると思われる。周波数領域法は、周波数領域での時間に関する分解によって、すべりの空間分布を各周波数で独立に評価できるという長所がある。計算量が少なくすむので、空間的に高密度な計算が可能である。ただし、まだ実用段階には至っていない。この周波数領域法を含めて、断層面上でのすべり量のみならず破壊の進展をも推定する非線形インバージョン法が開発段階にある^{7), 8), 9)}。

3. WHITTIER地震への震源インバージョンの適用

高周波領域に最も適する震源インバージョン法は、適切な物理的拘束をもつ正規方程式を解く方法であると思われる^{4), 1)}。その理由は、(1) 解の平滑化や正領域拘束のため、より信頼できる解が得られること、(2) 断層が多く的小要素に分割されるので、詳細な解析ができること、(3) この方法は、実的な速度構造を使っていくつもの地震に適用され、方法の有効性が確認されていること、である。そこで、HartzellとHeatonのインバージョン法¹⁾を1987年にカリフォルニア州で発生したWhittier Narrows地震に適用する⁹⁾。

これまで震源の効果を実証する機会に恵まれなかったのは、この地震のように以下の2つの条件を満たす地震がなかったことによると思われる。(1) 震源近くに適切に配置された多くの観測点がある。(2) 地震の被害や震度の分布が詳細に調べられている。(1)については、逆解析において解の一意性の拘束条件を加えても、真の解が再現されず、その再現の良否は観測能力(観測点の数とその配置)に大きく依存すること¹⁰⁾がわかっている。(2)については図-1¹¹⁾にその震度分布を示した(これを、強震記録より推定した震源

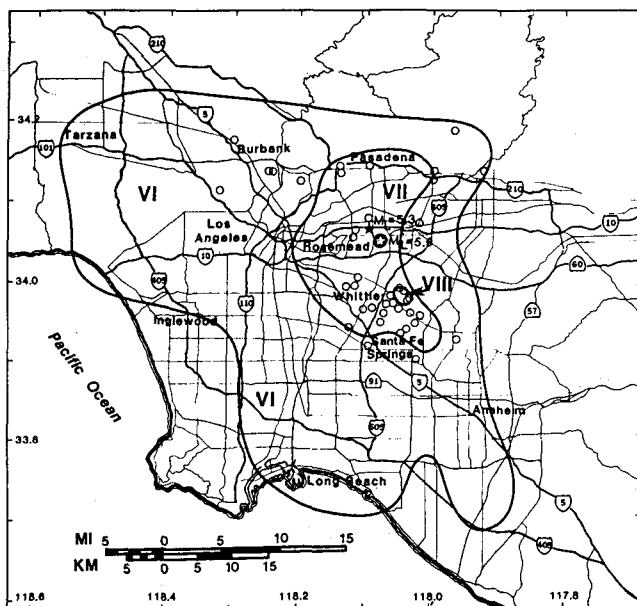


図-1 Whittier Narrows地震に対するロサンゼルス地域の修正メルカリ震度分布。白丸は調査地域の中心を、黒丸で囲まれた白星は本震の震央を示す(Leyendeckerらによる¹¹⁾)。

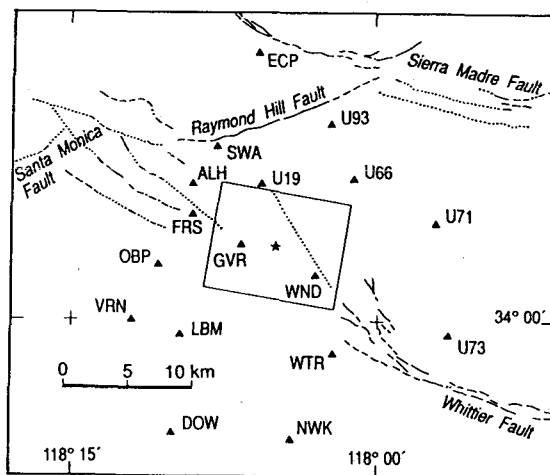


図-2 強震観測点の位置と断層面の地表への投影図(長方形)。震央は星印で示されている。

のすべり分布に基づいて計算した、最大速度分布と比較する)が、震源から離れたWhittierで最大被害が発生し、断層の北西側で被害が大きい、といった特異な震度分布は、局地的な地盤条件や地形効果のみでは説明できない。川瀬と安芸は、点震源を発生し臨界角で入射するSV波と不規則な地形の相乗効果によって、Whittierで地震波の振幅が大きくなると解釈した¹²⁾。

震源の効果をみるために、伝播経路と局地的な地盤の影響はできるだけ除かれるべきである。経路の影響を最小にするために、震央(断層の中心)から15km以内の17観測点を使用する(図-2)。波動の主体は直

連実体波であり、S波が卓越する水平成分のみを使用する。0.2-3.0 Hzの周波数成分だけを含む速度波を使用するが、この周波数範囲は地震被害や震度分布に極めて関係が深い。グリーン関数は、DWF E法¹³⁾を使って深さ方向に変化する速度構造に対して計算され、すべての理論派を含む。ロサンゼルス地域の垂直断面図をみると、実際には水平方向に一樣でないが¹⁴⁾、このことは考慮しない。局地的な地盤条件も考慮しないが、観測記録を見る限り、異常な地盤の影響はないようである。

我々は実際にはHartzellとHeatonの方法を改良したものを用いる⁹⁾。断層の破壊速度を規定して、各要素でのすべり量のみを求める場合は、線形問題である。観測記録と各小断層に対する理論解は正規方程式を形成する。解の不安定化を防ぐために、解の平滑化を行いつつ、解を正の範囲内に限定するHouseholderのReduction法¹⁵⁾を用いて解を求める。破壊の進展とすべり量を同時に求める場合は非線形問題であるので、未知パラメータの変動量に対して繰り返し計算で解く。

4. 結果

2つの破壊モデルに対するすべり分布が図-3に示されている。小さな断層区域内に複雑な破壊の進展が観察され、少なくとも4つのすべりの大きな領域があることがわかる。理論地動は、波形と振幅の両方において強震記録に一致している。特に地震動の前半部分はよく一致する。数観測点における比較が図-4でおこなわれている。理論地動と強震記録のこうした一致の傾向は、過去の研究においても見うけられた^{4), 1), 7)}。この地震の記録の主要動の部分が、局地的な地盤条件の影響をさほど受けていないことは、注目に値する。地震動の継続時間はしばしば地震被害に関係するので、記録の後半部分も重要であるが、我々の簡単なモデルでは説明できない。そこで地下構造の不均質な位置とその程度を推定し、後続波の意味を説明する散乱インバージョンを開発中である¹⁶⁾。

推定した断層面上のすべり分布を使って、震央地域の地動を予測することができる。図-3(a)のモデルから計算した最大速度の分布を図-5に示す。図-1の震度や被害分布とおおむね調和している。震源地域の地動は、震源の不規則なすべりと平均的な地下構造を考えればかなり説明できることがわかった。

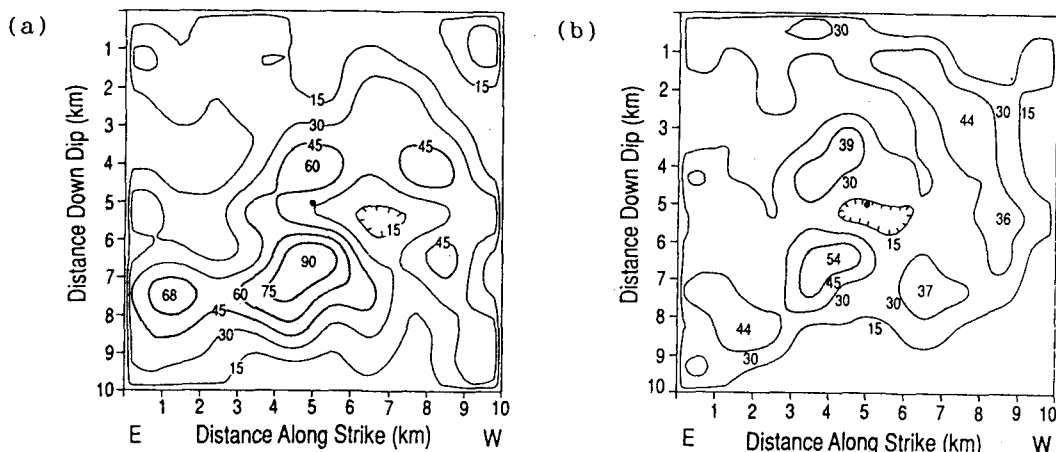


図-3 2つの破壊モデルに対するすべり量の分布 (cm)。震央は断層の中心である。(a) 各小断層は、断層の中心から同心円上に広がる破壊 (破壊速度2.5km/sec)に従ってすべる。(b) 各小断層の破壊時刻は規定されていない (推定される)。

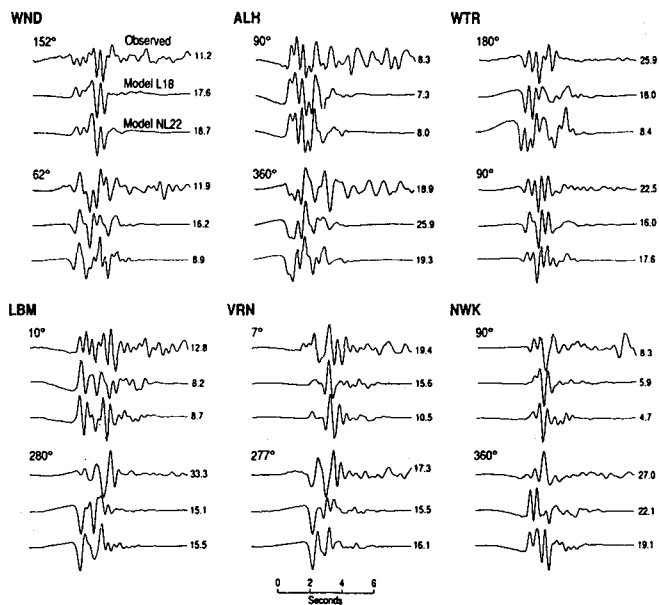


図-4 強震速度記録（上段の曲線）と図-3のモデル(a)による合成波（中段）、同モデル(b)による合成波（下段）の比較。

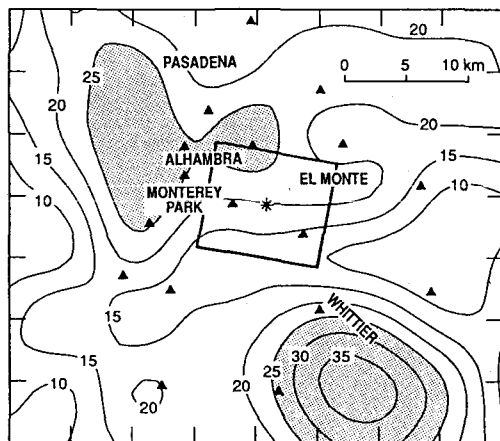


図-5 図-3のモデル(a)に基づく最大速度分布 (cm/sec)。0.2-3.0 Hzの範囲の南北成分が使用されている。

参考文献

- 1) Hartzell, S.H. and Heaton, T.H.: Inversion of strong-motion and teleseismic waveform for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.73, pp.1553-1583, 1983.
- 2) Trifunac, M.D.: A three-dimensional dislocation model for the San Fernando, California, earthquake of February 9, 1971, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.64, pp.149-172, 1974.

- 3) Haskell, N.A.: Elastic displacements in the near-field of a propagation fault, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.59, pp.865-908, 1969.
- 4) Olson, A.H. and Apsel, R.J.: Finite faults and inverse theory with applications to the 1979 Imperial Valley earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.72, pp.1969-2001, 1982.
- 5) Kikuchi, M. and Kanamori, H.: Inversion of complex body waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.72, pp.491-506, 1982.
- 6) Olson, A.H. and Anderson, J.G.: Implications of frequency-domain inversion of earthquake ground motions for resolving the space-time dependence of slip on an extended fault, *Geophysical Journal*, Vol.94, pp.443-455, 1988.
- 7) Takeo, M.: An inversion method to analyze the rupture processes of earthquakes using near-field seismograms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.77, pp.490-513, 1987.
- 8) Beroza, G.C. and Spudich, P.: Linearized inversion for fault rupture behavior: Application to the 1984 Morgan Hill, California, earthquake, *J. Geophys. Res.*, Vol.93B, pp.6275-6296, 1988.
- 9) Hartzell, S. and Iida, M.: Source complexity of the 1987 Whittier Narrows, California, earthquake from the inversion of strong motion records, *J. Geophys. Res.*, Vol.95B, pp.12475-12485, 1990.
- 10) Iida, M.: Optimum strong-motion array geometry for source inversion -- II, *Earthq. Eng. Struct. Dyn.*, Vol.19, pp.35-44, 1990.
- 11) Leyendecker, E.V., Highland, L.M., Hopper, M., Arnold, E.P., Thenhaus, P. and Powers, P.: The Whittier Narrows, California earthquake of October 1, 1987 -- Early results of isoseismal studies and damage surveys, *Earthquake Spectra*, Vol.4, pp.1-10, 1988.
- 12) Kawase, H. and Aki, K.: Topography effect at the critical SV wave incidence: possible explanation of damage pattern by the Whittier Narrows, California earthquake of October 1, 1987, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.80, pp.1-22, 1990.
- 13) Olson, A.H., Orcutt, J. and Frazier, G.: The discrete wavenumber/finite element method for synthetic seismograms, *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, Vol.77, pp.421-460, 1984.
- 14) Davis, T.L., Namson, J. and Yerkes, R.F.: A cross section of the Los Angeles area: Seismically active fold and thrust belt, the 1987 Whittier Narrows earthquake, and earthquake hazard, *J. Geophys. Res.*, Vol.94B, pp.9644-9664, 1989.
- 15) Lawson, C. and Hanson, R.: *Solving Least Squares Problems*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 1974.
- 16) Iida, M. and Spudich, P.: Scatterer inversion based on microearthquake seismograms, *Proc. Int. Symposium Effects Surface Geology Seismic Motion*, Odawara, Japan, 1992 (in preparation).