震度データによる東海・南海地震の 強震動発生源分布の推定

引間和人¹·後藤真希枝²·增田徹³

 ¹応用地質株式会社技術本部 地震防災センター地震動・津波解析グループ主任 (〒331-0804 埼玉県さいたま市北区土呂町2-61-5)
²応用地質株式会社技術本部 地震防災センター地震動・津波解析グループ
³応用地質株式会社技術本部 地震防災センター副所長
⁶E-mail:masuda-tetsu@oyonet.oyo.co.jp

南海トラフ沿いで繰り返し発生している東海・南海地震の震度データを用いて、震源断層での強震動発 生域の推定を試みた。インバージョンの際には、断層面上で破壊伝播の影響を考慮した評価方法を取り入 れて計算を行った。宝永地震、安政東海・南海地震、昭和東南海・南海地震の5つの地震の解析結果では、 東海地震側では御前崎~遠州灘、伊勢湾口付近、南海地震側では紀伊水道付近に、共通の強震動発生源が 存在することが示唆された。しかし、地盤増幅度の評価方法などの問題も多く残されており、今後さらに 検討を続ける必要がある。

Key Words : seismic intensity, source process, strong motion, seismic hazard, inversion analysis

1.はじめに

南海トラフ沿いではマグニチュード8クラスの巨大地 震が90~200年程度の間隔で繰り返し発生していること が知られている。次の地震は「今世紀前半にも発生する 可能性がある」と言われており、地震調査研究推進本部 や中央防災会議では、この領域で発生する地震による強 震動予測を実施し、被害予測・防災対策が行われつつあ る。

最近実施されている強震動予測では、想定される地震 の規模だけでなく、断層面上で大きな地震動を放出する 領域(一般にアスペリティと呼ばれている)を考慮して統 計的グリーン関数法などの手法を用いて強震動波形の予 測を行うことが多い。そのような予測を行う上で、過去 に南海トラフ沿いで発生した地震の強震動発生領域を知 ることは重要である。また、プレート境界で繰り返し発 生する巨大地震の発生様式についての考察を行う上でも 貴重な情報を得ることができる。

神田他¹は等価震源距離による距離減衰式を使用して 震度データのインバージョンを行い、断層面上でのエネ ルギー放出強度分布を推定している。彼らの方法では破 壊伝播の効果(directivity)を考慮することはできないが、 震度が対象とする短周期成分ではdirectivity効果は大 きくないとしている。しかし、歴史地震の震度の推定は 建物などの被害状況に依っていることから、数比~数秒 程度の地震動の影響を反映していると考えられ、この周 期帯ではdirectivity効果は無視することはできないと 思われる。

我々はdirectivity効果を考慮するため、要素断層から放出される地震動を表現するものとして距離減衰式から想定される最大振幅を持った包絡線を考え、これらを 一定破壊速度を仮定した時間差を考慮して足しあわせる ことにより観測地点での地震動を評価することとし、震 度データのインバージョンを行った。

2.計算方法

(1) 入力データ

計算に用いる震度データとして宇佐美²などによって 収集整理された震度分布を使用した。震源での強震動発 生源分布を求めるためには、震度データから観測点近傍 の表層地盤による増幅の効果を除去する必要がある。こ れには、国土数値情報による1kmメッシュごとの微地形 区分と表層30mの平均S波速度(AVS30)との経験的関係 [松岡・翠川³]、およびAVS30と最大速度の増幅率の関 係 [Midorikawa *et al.*⁴]を使用した。なお、微地形区 分とAVS30との関係式の係数は、中央防災会議³が関東~ 近畿地方のボーリングデータを元に決めたものを使用した。

ここで使用した増幅率は最大速度値に対するもので ある。そこで、童・山崎⁶⁰による計測震度と最大速度の 関係式を用いて震度値を最大速度に換算し、上記の増幅 率で除して工学的基盤での最大速度データを作成した。 図-1にデータ作成の流れを示す。

(2) 破壊伝播を考慮した最大速度の評価

上で述べたように、インバージョンには工学的基盤での最大速度分布を用いる。directivity効果を取り入れて最大速度値を予測するために、経験的・統計的グリーン関数法による波形合成法と同様の考え方を用いた。

図-2の概念図に示すように、断層面を小断層に分割し、 そこでのマグニチュードに応じた最大値を持った包絡線 を考える。ここで、最大値の推定には司・翠川⁷による 最大速度振幅の距離減衰式を用いる。それぞれが破壊伝 播による時間遅れを伴って順次観測点に到達すると考え る。これらの包絡線を足し合わせて断層全体からの包絡 線を求める。このとき、今考えているような短周期成分 では位相がランダムであると仮定し、包絡線の二乗和で 評価することとする。このような最大振幅の評価方法は 最大加速度に対して翠川⁸が行ったものと同様のもので ある。

(3) インバージョンによる強震動発生域分布の推定

断層でのdirectivity効果を考慮した最大速度の評価 法を用いて、震度データから推定した工学的基盤での最 大速度(V_{cas})と計算される最大速度(V_{cal})との残差二乗和 が最小となるように各小断層のマグニチュードを求める。 このとき、2-(2)に示したように各小断層からの速度包 絡線の二乗和で最大値を評価しているため、残差も $d = V_{obs}^2 - V_{cal}^2$ で評価した。

最小二乗法の観測方程式は、

 $\mathbf{d} = \mathbf{H}\mathbf{a} + \mathbf{e}$

(1)

と書くことができる。ここで、dはデータベクトル、a は各小断層のマグニチュードからなるモデルパラメタベ クトル、elは誤差ベクトル、Hは係数行列である。さらに、 安定して解を求めるために、断層面上での隣り合う小断 層ではマグニチュードは滑らかに変化するという拘束条 件を付ける。これは、

 $\mathbf{0} = \mathbf{D}\mathbf{a} + \mathbf{e}$ (2) と表す。ここで

 $Da_{ij} = 4a_{ij} - a_{i+1j} - a_{ij+1} - a_{i-1j} - a_{ij-1}$

(i=1~N, j=1~M; N,Mは断層の走向、傾斜方向の分割数) で表されるディジタルのラプラシアンである。このとき、 次の $S(\mathbf{a})$ を最小にする**a**が求める解となる。

 $S(\mathbf{a}) = (\mathbf{d} - \mathbf{H}\mathbf{a})^{\mathrm{T}}\mathbf{E}^{-1}(\mathbf{d} - \mathbf{H}\mathbf{a}) + \beta \mathbf{D}^{\mathrm{T}}\mathbf{D}$

ここで は滑らかさの決めるパラメータであり、大きな 値ほど滑らかな分布の解となる。 の値はABIC(Akaike's Baysian Information Criterion)の値を参考にして決定し た。







図-2 破壊伝播を考慮した最大速度の評価

3.データ作成

解析は歴史資料が比較的多く残されている江戸時代 以降の、1707年宝永地震、1854年安政東海・安政南海地 震、1944年東南海地震、1946年南海地震の5地震につい て行った。これらの地震について、表-1に示す出典から データを収集した。図-3には例として安政東海地震の地 表震度データを示す。これらの地表震度から2-(1)で示 した手順で工学的基盤での最大速度値を求めた。図-4(1)~(2)には安政東海、昭和東南海地震について、推 定した工学的基盤での最大速度値の分布を示す。図-3と 図-4(1)を見比べるとわかるように、地表では大きな震 度となっている地点でも、地盤条件を考慮した増幅率で 補正することにより最大速度の推定値は小さくなり工学 的基盤でのばらつきは小さくなる。しかし、工学的基盤 において、近接した地点でも最大速度が大きく異なって



いる箇所が見られる。このような地点では元の震度データや増幅率の補正が必ずしも適切でない可能性がある。

4. 解析結果

工学的基盤での最大速度分布を元に、断層面を仮定 してインバージョンを行った。断層面の設定は、地震調 査研究推進本部および中央防災会議によって示されたも のを使用した。潮岬付近を境に東側を東海地震、西側を 南海地震の震源域として解析を行った。結果を図-5(1) ~(5)に示す。破壊開始点は昭和東南海地震、昭和南海 地震については地震観測記録から震源が推定されている のでそれを使用し潮岬沖とした。それら以外の地震につ いては昭和の地震に準じて設定した。解析を行う際の破 壊伝播速度は2.7km/sとした。

安政東海、昭和東南海の結果は比較的似ており、御 前崎~遠州灘、伊勢湾口付近に強震動発生源が存在する。 熊野灘では比較的沖合に発生源がある。一方、安政東海 および宝永では駿河湾奥に発生源があるのに対して、昭 和東南海では御前崎より西にのみ強震動発生源が存在す る。これらの特徴は従来言われていた両者の震源域の相 違と一致するが、昭和東南海地震に見られる浜名湖~御

表-1	解析に使用したデータ
地震	出典
宝永地震	
安政東海地震	国の歴史地震の震度分布・等震度 - 線図、日本電気協会、1994
安政南海地震	
昭和東南海地震	宇佐美龍夫:東海沖四大地震の震 度分布 , 地震予知連絡会会報 , 1986
昭和南海地震	気象庁収集資料による



前崎の発生源は長周期地震波形などを使った他の研究結 果(例えばKikuchi *et al.*⁹)が想定している震源域よりも やや東に広がっている。この結果は、被害に関係する短 周期地震波の発生源が長周期とは異なる可能性があるこ とを示していると考えることもできる。しかし、今回の 結果はこの地域で見られた大きな被害を反映したもので あり、被害や地盤の状況についてより詳細な検討を行っ て判断する必要があろう。

南海地震の震源域では紀伊水道付近に共通の強震動 発生源が見られるが、安政南海地震では土佐湾や足摺岬 に発生源が見られ、宝永地震では室戸岬沖に周囲より強 い発生源があるなど、地震毎に強震動発生源の相違が見





5.まとめ

今回得られた結果では、宝永、安政、昭和の地震に 共通の強震動発生源が存在する可能性が示された。これ は強震動予測を行う際の震源モデルを考える上で重要な 情報となる。しかし、震度データは数少ない歴史資料か ら推察したものもあり、その信頼性は一様ではない。ま た、表層地盤による増幅効果の補正も、その周期特性と 被害との関係などより詳細な検討を行う必要があろう。 このように検討が必要な事項は多いが、歴史地震の震度 データのインバージョンにより、プレート境界で繰り返 し発生している地震の震源過程を考察することが可能と なる。特に震度データからは、地震被害に結びつく短周 期成分発生に関する震源情報を知ることができるため、 地震防災・強震動予測にとっても有用な情報を提供する ことが期待される。

参考文献

1) 神田克久, 武村雅之, 宇佐美龍夫: 震度データを用いた東海・ 南海地震の震源特性の推定, 第11回日本地震工学シンポジウ



Ц, рр. 139-144, 2002.

- 2) 宇佐美龍夫:新編日本被害地震総覧[増補改訂版416-1995],東京大学出版会,1996.
- 3) 松岡昌志, 翠川三郎:国土数値情報とサイスミックマイクロ ゾーニング,第22回地盤震動シンポジウム,日本建築学会, pp.23-34,1994.
- Midorikawa, S., Matsuoka M. and K. Sakugawa: Site effects on strongmotion records observed during the 1987 Chiba-ken-toho-oki, Japan earthquake, *Proc. 9th Japan Earthq. Engnrg. Sympo.*, Vol.3, pp. 85-90, 1994.
- 5) 中央防災会議:東海地震に関する専門調査会 第11回資料, 2001.
- 6) 童華南,山崎文雄:地震動強さ指標と新しい気象庁震度との 対応関係,生産研究, Vol.48, pp.31-34, 1996.
- 7) 司宏俊, 翠川三郎:断層タイプ及び地盤条件を考慮した最 大加速度・最大速度の距離減衰式,日本建築学会構造系論 文報告集,No.523,pp.63-70,1999.
- 8) 翠川三郎:小地震の加速度包絡波形の合成による大地震の 最大加速度の推定,日本建築学会構造系論文報告集,No.398, pp.23-30,1989.
- Kikuchi, M., Nakamura, M. and K. Yoshioka : Source rupture processes of the 1944 Tonankai earthquake and the 1945 Mikawa earthquake derived from low-gain seismograms, *Earth, Planets and Space*, Vol.55, pp. 159-172, 2003.

(2003.10.9受付)