

想定東海地震を対象とした震源過程の 即時推定システムの検討

坪田 琢也¹・久世 益充²・杉戸 真太³・能島 暢呂⁴

¹ 岐阜大学大学院工学研究科 博士前期課程 (〒 501-1193 岐阜市柳戸 1-1)

E-mail: i3101021@guedu.cc.gifu-u.ac.jp

² 岐阜大学産官学融合センター 非常勤研究員 (〒 501-1193 岐阜市柳戸 1-1)

E-mail: kuse@cive.gifu-u.ac.jp

³ 岐阜大学流域圏科学研究センター 教授 (〒 501-1193 岐阜市柳戸 1-1)

E-mail: sugito@cc.gifu-u.ac.jp

⁴ 岐阜大学工学部社会基盤工学科 助教授 (〒 501-1193 岐阜市柳戸 1-1)

E-mail: nojima@cive.gifu-u.ac.jp

本研究では、将来発生が危惧されている想定東海地震のように、規模が大きな断層を対象とした震源過程推定法を試みた。想定東海地震発生直後に波形記録が複数地点で得られた場合を仮定して解析を行うこととした。各地の加速度時刻歴を用いて、種々の解析条件の下、加速度パワーの時刻歴によるインバージョンを行い、アスペリティ分布を推定した。推定したアスペリティ分布の情報を利用して各地点の地震動波形を算出した結果、想定地震による波形の特徴をある程度再現できることがわかった。

*Key Words: Asperity, Inversion, Prediction of Strong Motion,
Tokai Earthquake*

1. はじめに

2001 年の中央防災会議¹⁾による東海地震の想定震源域の見直しにより、東海地域に大被害を及ぼすと予想される東海、東南海地震などの海溝型地震に対する防災意識が高まってきている。想定東海地震については、震度分布予測¹⁾や地震防災対策強化地域の再検討²⁾が行われ、各自治体においても、想定東海地震を対象とした地震被害想定が行われつつある。

このような想定地震に対する震度予測や被害想定に基づく事前の耐震化対策は、地震被害の軽減において重要となる。一方、地震発生直後に的確な初動体制が確立されれば、被害拡大を大きく軽減できると考えられる。そのためには、発生直後の限られた情報から震源過程を推定し、それに基づく詳細な震度分布を早い段階で知ることが必要となる。

久世ら³⁾は、断層パラメータを考慮した非定常スペクトル合成法による地震動予測法 EMPR⁴⁾を用いて、加速度記録のインバージョンによる震源過程推定法の開発を試みた。1999 年台湾集集地震を対象としてインバージョンを行い、得られた結果と Yagi and Kikuchi⁵⁾による遠地実体波を用いて推定した断層面上のすべり量分布を比較したところ、おおまかなアスペリティを再現してい

ることが確認できた。

本研究では、東海地震の発生を想定し、直後に各地の波形記録が得られた場合における、著者らによる震源過程推定法の適用結果について述べる。なお、本文で述べる震源過程は、断層面上の地震動パワー放出の相対的な比率であり、一般にすべり量で表されるアスペリティの 0.4 乗と等価なパラメータである。

2. 震源過程推定法の概要と解析条件

(1) 推定法の概要³⁾

震源過程推定法³⁾の概要を図-1 に示す。ここでは、震源位置(緯度・経度・深さ)、断層位置(長さ・幅・走向・傾斜角)は予め与えられているとして推定を行う。与えられたパラメータを基に STEPI で M_0 , v_r を推定した後、STEPII で地震動パワーの相対比率を推定する。

STEPI では、震源位置、マグニチュード M 、断層位置と各地点の強震記録より算出される、地震動パワー P_t と地震動継続時間 t_{90} を用いて久世ら⁷⁾の手法により、地震モーメント M_0 、断層の破壊伝播速度 v_r を推定する。なお、この段階では断層面上のパワー放出は一様と仮定している。

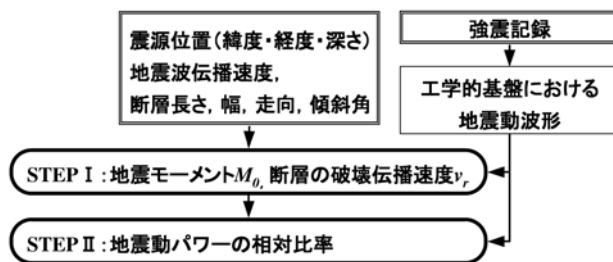


図-1 震源過程推定法の概要³⁾

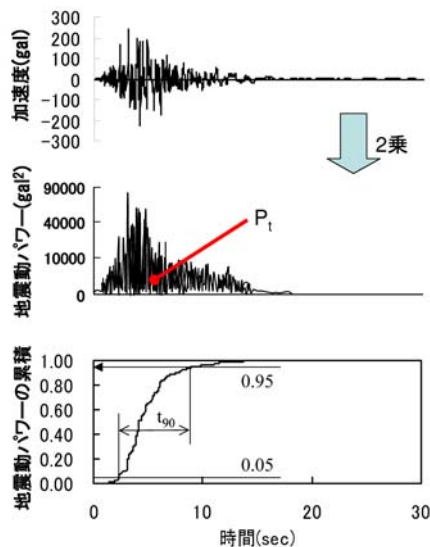


図-2 地震動パワー P_t と地震動継続時間 t_{90} の定義

表-1 想定東海地震の断層パラメータ⁸⁾

震源位置	緯度	34°12'10"
	経度	137°56'20"
断層	長さ L (km)	145*
	幅 W (km)	70*
	面積 (km ²)	7536**
	走向 θ (度)	207.0
	傾斜角 δ (度)	16.4
地震モーメント M_0 (dyne · cm)		1.10×10^{28}
モーメントマグニチュード M_W		7.96
破壊伝播速度 v_r (km/sec)		2.70
地震波伝播速度 v_{prop} (km/sec)		3.82

* 断層の長さとは、想定断層面を包含する長方形で表した値を示す。

** 断層面積は破壊部分の面積を示す。

ここで、図-2 に示すように、地震動パワー P_t と地震動継続時間 t_{90} はそれぞれ、加速度時刻歴の 2 乗の積分値、地震動パワーの累積が 5% から 95% までに達するまでの時間で定義される。

STEP では、推定した M_0 , v_r と、与えられた断層パラメータより算出した地震動パワーの時刻歴を用いてインバージョンを行い、アスペリティと等価なパラメータである断層面上の地震動パワーの相対比率を推定する。

(2) 解析条件

本節では、東海地震を想定して作成した観測記録の概

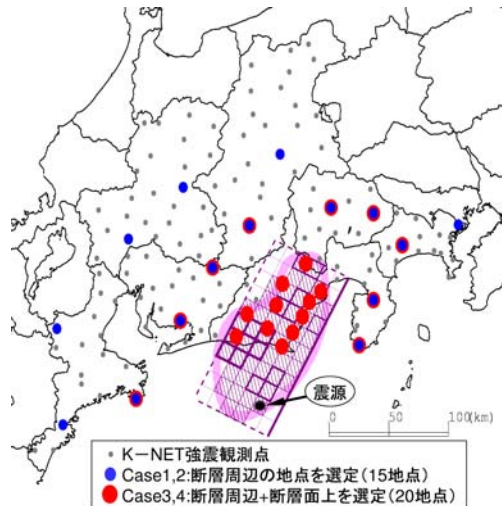


図-3 想定震源域周辺の K-NET 観測点と選定地点

表-2 解析に用いた条件

(a) 断層周辺の 15 地点を選定 (図-3, ●の地点)

	Case1	Case2
地震モーメント M_0 (dyne · cm)	1.10×10^{28}	0.97×10^{28}
破壊伝播速度 v_r (km/sec)	2.70	2.91

(b) 断層周辺及び断層面上の 20 地点を選定 (図-3, ●の地点)

	Case3	Case4
地震モーメント M_0 (dyne · cm)	1.10×10^{28}	1.01×10^{28}
破壊伝播速度 v_r (km/sec)	2.70	3.25

要と、震源過程推定法における解析条件について述べる。想定東海地震の断層パラメータについては、表-1 に示すように中央防災会議発表¹⁾のデータを基に設定した。ここでは、陸域での K-NET 強震観測点⁶⁾で記録が得られた場合を仮定して、EMPR により各地のシミュレーション波形を与えることとした。ところで、K-NET は地表地震動の観測網であるが、ここでは各地点で工学的基盤相当の地震動が得られたと仮定している。

震源域周辺の K-NET 観測点と解析に用いた地点を図-3 に示す。図の楕円型と長方形は、東海地震の想定震源域と解析で設定した断層面である。ここでは、地点選定方法が解析結果に及ぼす影響を見るため、断層近傍で断層を囲むように 15 地点、断層周辺と断層面上に 20 地点を選定した場合について解析することとした。

また、図-3 の地点選定条件に加え、表-2 に示すように、推定した M_0 , v_r の値が結果に及ぼす影響を見るため、表-1 の赤字で示した想定東海地震の M_0 , v_r の値を与えた場合、2.(1) の方法で推定した M_0 , v_r を与えた場合の計 4 ケースで解析を行った。

3. 解析結果と考察

(1) M_0 , v_r 推定結果

M_0 , v_r の推定結果については、表-2 に示したように、

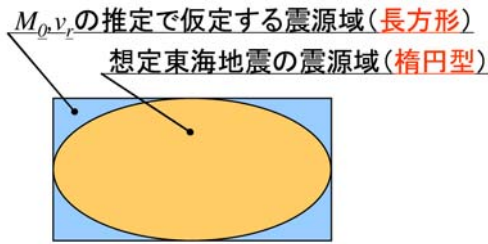


図-4 解析対象とした断層面と想定東海地震の断層面 (模式図)

M_0 は比較的良好に一致していることが確認できるが、 v_r は Case2,4 共に設定した値より速い結果となった。これは、断層面の仮定方法に起因する影響と考えられる。推定では、図-4 に示したように、対象とした想定東海地震の震源域は楕円型であるが、 M_0 、 v_r の推定では長方形の断層面を仮定している。つまり、設定した長方形の断層面全域で破壊が発生すると仮定しているため、断層面として若干小さい想定震源域に対して v_r を推定する場合には、久世の手法³⁾では、 v_r の推定値が速くなるものと考えられる。

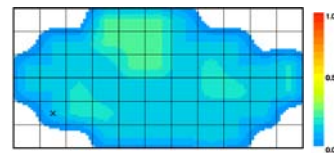
(2) 地震動パワーの相対比率推定結果

得られたアスペリティ分布を図-5 に示す。ここでは推定結果の違いを比較するため、各ケースで得られた地震動パワーの相対比率より、各小断層の地震モーメントの大きさを考慮し表示している。図のように、想定東海地震と同値の M_0 、 v_r を初期値として与えた Case1,3 では、図-4 に示すようなおおまかな楕円で表される破壊領域を捉えることができていたが、STEPI で M_0 、 v_r を推定しそれに基づいてアスペリティを推定した Case2,4 では、捉えられていない。また、どのケースにおいても (a) に示す想定東海地震のアスペリティの大きな領域の位置を的確に捉えることが出来なかった。Case2,4 については、先に述べたように、 v_r の想定した値と推定された値の違いにより、(a) と大きく異なる分布形状となった。

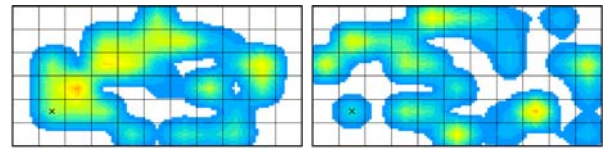
想定東海地震の様に広大な断層を解析の対象とする場合、断層面上の地点では、断層の破壊進行方向やアスペリティよりも直近の小断層の影響が観測波形に現れる。よって、地点を選定する際には、断層近傍で断層を囲むような地点選定が望ましいと考えられる。

(3) シミュレーション波形の比較

各ケースの観測波形と合成波形を図-6 に示す。図中の合成波形は、解析結果のアスペリティを考慮せず一定で合成した波形と、推定したアスペリティを用いて合成した波形である。前述のように、インバージョン結果ではどのケースも断層破壊領域とアスペリティ分布形状は捉えていないが、どのケースにおいても得られたアスペ

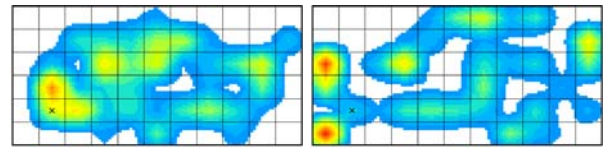


(a) 想定東海地震のアスペリティ分布



(b) Case1

(c) Case2



(d) Case3

(e) Case4

図-5 アスペリティ分布の比較

リティ分布により合成した波形が観測波形を再現していることが確認できた。

(4) 計測震度の比較

各ケースの推定したアスペリティ分布を用いて、図-3 に示した K-NET 観測点 (136 地点) の工学的基盤面上の計測震度算出結果を図-7 に示す。

図に示したように、全般的には、想定東海地震の計測震度をほぼ再現できていることがわかる。しかし、断層の近傍で破壊伝播方向に位置する地点や断層面上の地点といった、震度が比較的高めの場所では、他の場所に比べて誤差が大きい。

想定東海地震において、あらかじめ与えられるアスペリティ分布を用いたシミュレーション地震動による計測震度と各ケースのアスペリティ分布を用いて算出した計測震度では、大きくても ± 0.5 程度の誤差の範囲で再現可能なことが確認できた。

4. おわりに

本研究では、地震発生後直ちに震源過程に基づく震源情報を推定するため、想定東海地震を対象に震源過程推定法³⁾を適用した。地震モーメント M_0 、断層の破壊伝播速度 v_r の異なる 4 つのケースでインバージョンした結果が想定東海地震による加速度パワーの時刻歴、計測震度をよく再現できていることを確認することができた。

今後の課題は、解析に用いる地点数や断層との位置関係がインバージョン結果に及ぼす影響について考察し、アスペリティ分布をよりの確に推定するための地点選定法について検討する必要がある。また、インバージョンの際に最小二乗法を用いているが、2段階の推定法による制約があること、ならびに初期条件の考え方の検討をさらに行う必要がある。

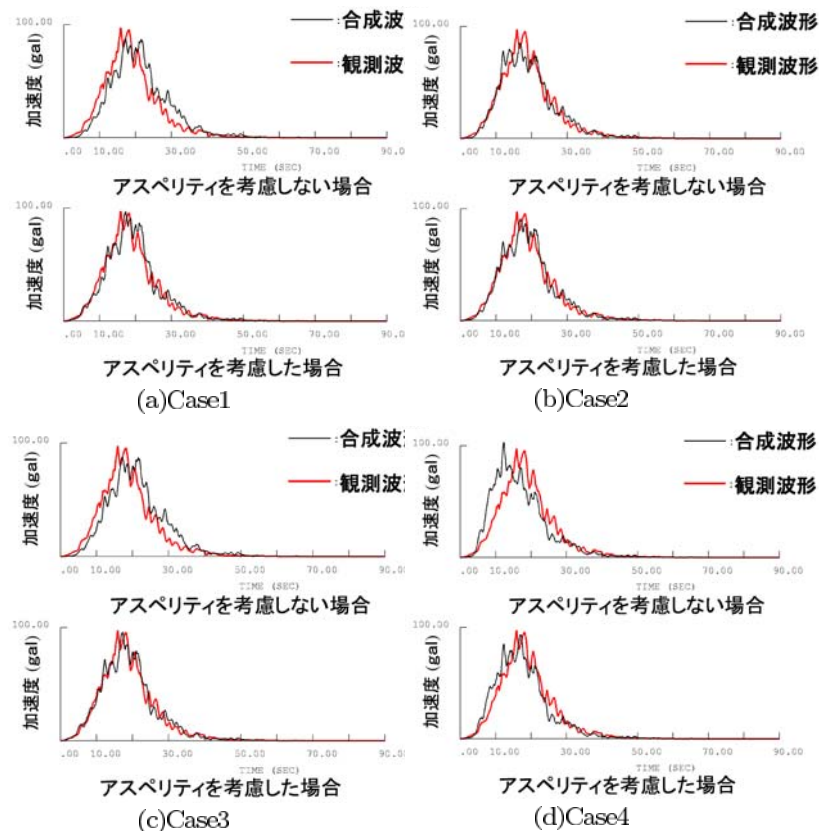


図-6 シミュレーション波形の地震動パワーの時経変化の比較

参考文献

- 1) 中央防災会議：東海地震に関する専門調査会，<http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/tokai/index.html>
- 2) 中央防災会議：地震防災対策強化地域の指定について，<http://www.bousai.go.jp/chubou/4/20020423siryou-1-1.pdf>，2002.4.
- 3) 久世益充，杉戸真太，能島暢呂，柳生健治：強震動加速度記録を用いた 1999 年台湾集集地震における震源過程のインバージョン，土木学会第 26 回地震工学研究発表会，pp.537～540，2001.8.
- 4) Sugito, M., Furumoto, Y. and Sugiyama, T.: Strong Motion Prediction on Rock Surface by Superposed Evolutionary Spectra, 12th World Conference on Earthquake Engineering, 2111/4/A, CD-ROM, 2001.
- 5) Yagi, Y. and Kikuchi, M.: Spatiotemporal Distribution of Source Rupture Process for 1999 Chi-Chi, Taiwan, Earthquake (Revise), <http://www.eic.eri.u-tokyo.ac.jp/yuji/taiwan/taiwan.html>
- 6) 防災科学技術研究所ホームページ, K-NET, <http://www.k-net.bousai.go.jp/>
- 7) 久世益充，杉戸真太，能島暢呂，古本吉倫：断層の破壊方向を考慮した即時広域強震動分布推定法の検討，JCOS-SAR2000 論文集，pp.229～236，2000.11.
- 8) 久世益充・杉戸真太・能島暢呂，南海トラフの巨大地震を想定した広域震度予測，自然災害科学，Vol.22，No.1，pp.87-99, 2003.

(2003.10.10 受付)

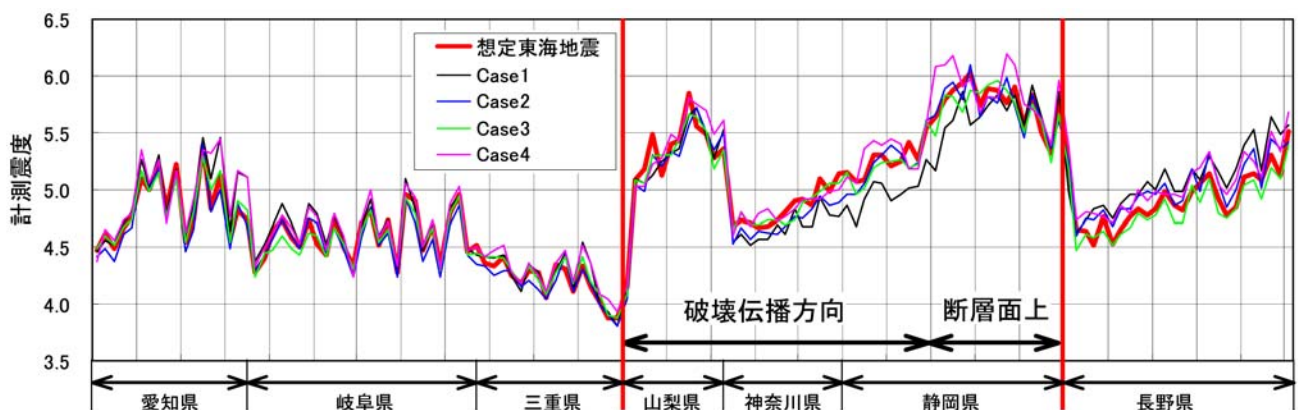


図-7 計測震度の比較