薄層法を用いた理論地震動の 計算精度向上とその検証

IMPROVEMENT OF CALCULATION PRECISION OF THEORETICAL GROUND MOTIONS USING THIN LAYER METHOD AND ITS VERIFICATION

永野正行 — * 1

渡辺哲史 — * 2

Masayuki NAGANO — * 1

Tetsushi WATANABE — * 2

キーワード:

薄層法, 長周期地震動, 平行成層地盤, 計算精度, 震源断層, 2007年能登半島地震

Keywords:

Thin layer method, Long period ground motion, Horizontally flat layer soil, Calculation precision, Seismic fault, The 2007 Noto Hanto earthquake

Thin layer method is numerically effective tool to evaluate theoretical ground motions due to large-scale seismic fault, especially when fault parameters have large complexity or soil property gradually varies in depth direction. In spite of those advantages, there remain several problems in connection with its formulation, e.g., discretization artifacts, artificial reflection of waves impinging at the bottom, and numerical instability when epicentral distance is extremely small. This paper describes some modeling techniques to improve these numerical problems and shows its validation. This method is also applied to ground motion evaluation at near-fault, surface faulting and the 2007 Noto Hanto earthquake.

1. はじめに

近年の地震動評価では, 短周期成分を経験的グリーン関数法や統計的グリーン関数法で, 長周期成分を理論的手法で評価するハイブリッド合成法が広く利用されている(例えば¹⁾). このうち, 長周期理論地震動については, 3次元地盤構造を忠実にモデル化できる差分法(例えば²⁾)が実用的となりつつあるが, 広範囲における地盤構造をモデル化する必要があり, また計算機能力が向上したとはいえ, 一般的には計算対象とする周期帯域に限られるのが現状である。

震源断層が地震動評価地点から比較的近傍に位置し, 地盤構造の3次元的な変化が当該地点の地震動特性に与える影響が比較的小さいと見なせる場合には, 地盤を平行成層構造と仮定しても実用的に十分な数値解が期待できる。この場合の厳密解として, 時間に関し定常状態を仮定し, 弾性波動論に基づき地表面, 地層間の境界条件を適合させることにより, 波数に関する0~無限大の積分の形で導かれる波数積分法がある。この際, 地層間の遷移マトリックスを安定させるための緻密な計算法や無限積分を精度良く評価するための計算法も提示されている(例えば^{3,4)})。一方, この計算は基本的に, 加振点-受信点の組み合わせ毎に波数に関する無限積分を実行する必要があるため, 地震の規模が大きく断層面の空間積分が多い場合や, 複数の地点の理論地震動を評価する場合に計算時間を要する。

動的相互作用の分野では, 平行成層構造のグリーン関数の実用的な評価方法として3次元薄層法(例えば⁵⁾) (以降, 薄層法と呼称する。)が活用されている。薄層法では, 深さ方向を有限要素法と同様にガラキン法などを用いて離散化し, 波数に関する複素固有値解析により得られる固有モードの重ね合わせによりグリーン関数を求める。

ある振動数で複素固有値解析を1度実施すれば, グリーン関数を陽な形で計算することが出来るため, 加振点-受信点(震源-観測点)の組み合わせが数多くある場合, 波数積分法に比べ計算効率が高くなる。例えば, 巨大地震を想定した大きな断層面により計算に必要なサブフォールトの数が膨大となる場合, 曲面形状の断層面を多数の微小な平面サブフォールトで表現する必要がある場合, 断層面の震源パラメータ(すべり角, すべり量, すべり時間関数)に空間の揺らぎが導入され, サブフォールト毎にパラメータが変化する場合等では, その優位性が高くなる。また, 深さ方向に離散化しているため, 複雑な速度構造にも対応しやすいという利点もある。薄層法をベースに震源断層解を算定した既往の研究例^{6,7,8)}もいくつか見られる。

一方, 薄層法では深さ方向の離散化に伴う計算精度の劣化や, 底面境界での波動の人工的な反射等, 有限要素法と同様の数値計算上の問題点も抱える。また最終解が固有波数 k と震央距離 r の積を引数とする第2種 Hankel 関数を含む形となるため, 極端に震央距離が小さい場合には解が不安定となる可能性がある。

本稿では, 前者の課題については, 二次の内捜関数の利用, 下部領域の変動, 減衰層の導入等により薄層解の精度向上を試みた(図1)。後者の課題については, 断層面の広がりやを考慮した面積分による数値計算の安定性を調べた。さらに震源断層がサイト直下もしくは近傍に存在する場合の長周期地震動の計算精度を検証した。これらの検証は, 具体的な計算例を通じて, 厳密解である波数積分法⁴⁾との比較により行った。最後に, 断層近傍で大きな被害が見られた, 2007年能登半島地震時の地震動評価への適用を試みた。

*1 鹿島 小堀研究室 博士(工学)
(〒107-8502 東京都港区赤坂6-5-30)

*2 鹿島 小堀研究室

*1 Kobori Research Complex, Kajima Corporation, Dr. Eng.

*2 Kobori Research Complex, Kajima Corporation

2. 解析条件

中央防災会議による想定東海地震⁹⁾を対象に、静岡市内のある地点の地震動評価を想定し、計算精度の検討を行った。深部地盤モデルは中央防災会議等を参考に表1のように設定し、S波速度0.7km/s層上面の地震動を評価する。底面境界からの人工反射波は、遠方地点を評価する際に問題となることから、図2のように評価地点から遠方に点震源を設定し検証を行った。震央距離は約118kmである。点震源の断層パラメータを表2に示す。薄層法に基づくせん断食い違いによる理論解は、相反定理に基づき定式化した¹⁰⁾。水平方向の偏微分は解析的に展開し、深さ方向の偏微分は薄層の変位関数に応じて処理した。領域底面は粘性境界とした。

3. 変位関数の検討

薄層要素内の変位を1次関数と2次関数に近似した場合の速度波形(EW成分)を、波数積分法と比較して図3(a)(b)に示す。解析対象振動数は1Hzまでとし、薄層要素の節点は1HzでS波1波長を5分割(1次で5層、2次で2.5層)以上となるように設定した。なお、

図1 薄層解の精度向上のためのモデリング

表1 地盤構造と物性一覧

地盤	V_s (km/s)	V_p (km/s)	ρ (t/m ³)	Q_s ($=Q_p$)	上面 深度 (km)	薄層 分割 (2次)
①	0.7	2.1	2.0	100	0.0	2
②	1.4	3.1	2.1	100	0.3	2
③	2.4	4.7	2.6	150	0.8	2
④	2.9	5.5	2.6	300	2.5	2
⑤	3.3	6.0	2.7	500	4.5	7
⑥	3.7	6.8	2.9	600	13.0	13
⑦	4.2	7.6	3.2	1000	32.0	8
⑧	4.5	8.1	3.4	1000	45.0	10
⑨	4.5	8.1	3.4	1000	61.0	変動

表2 点震源の断層パラメータ

地震モーメント	2.0×10^{19} Nm	走行角	N230° E
ライズタイム	4s	傾斜角	15°
すべり速度関数	矩形	すべり角	90°
		震源深さ	20.25km

下部領域は後述の4.の検討結果から、表3のCase6に設定した。2次関数を用いた場合の結果は、1次関数に比べ波数積分法による結果と良く一致する。

2次関数を用い1Hz以上の高振動数も考慮して計算した速度波形(EW成分)を図3(c)(d)に、そのフーリエ振幅スペクトルを図4に、それぞれ波数積分法と比較して示す。1.67Hz(1波長3分割)まで考慮すると両者の差異はやや顕著であるが、1Hz(1波長5分割)までは両者はほぼ一致し、1.25Hz(1波長4分割)までは最大速度にやや差異が見られるものの、位相やスペクトル振幅は概ね対応する。これより、2次関数の場合、1波長の分割数が4以上であれば精度の良い解が期待できる。以降の検討では、2次関数を用い計算を進める。

図2 検討対象地震と評価地点

図3 変位関数の違いによる速度波形の比較

図4 速度波形のフーリエ振幅スペクトル

4. 下部領域の検討

薄層法の下部領域には、領域内で発生した波動の境界面での反射を防ぐために、粘性境界を設定する。一方、境界面に波動が斜め方向から入射した場合、底面の境界で波動が完全に吸収されず一部反射するため、人工的な波動が地震動の後続部に現れることがある⁹⁾。これを防ぐには下部領域に十分な領域深さを確保する必要があるが、層数増加に伴い計算効率が悪くなる。この対処法としては、振動数に応じてある波長分の領域を粘性境界等と併用する方法¹¹⁾¹²⁾や、下部領域に人工的な減衰を段階的に設定する方法¹³⁾が考えられる。ここでは、下部領域に粘性境界を利用し、表3に示す7ケースで解析を行い、変動領域と減衰層の影響を検討する。固定領域の領域深さは16kmである。変動領域とする場合は、振動数に応じてある波長分の領域を1波長につき5要素で分割した。地盤物性は表1の①-③を④に置き換えたものを用い、人工反射波の現れ方を比較した。

各ケースの速度波形(EW成分)の主要部分を波数積分法と比較して図5に示す。Case1,2,3を比較すると、固定領域に比べ変動領域の

表3 変動領域、減衰層の影響評価に関する解析ケース

Case	薄層下部変動領域の設定	減衰層	減衰定数
1	厚さ1.6kmを10層(固定長)	無	—
2	厚さ($L_s/5$)を10層(2波長)	無	—
3	厚さ($L_s/5$)を30層(6波長)	無	—
4	厚さ1.6kmを10層(固定長)	下部10層	0.01~0.10
5	厚さ1.6kmを10層(固定長)	下部10層	0.05~0.50
6	厚さ($L_s/5$)を10層(2波長)	下部10層	0.01~0.10
7	厚さ($L_s/5$)を30層(6波長)	下部10層	0.01~0.10

L_s はS波1波長で、振動数に応じて変動。いずれも底面は粘性境界。

図5 変動領域、減衰層の導入による速度波形の比較

方が波数積分法との合致度は良い。Case2,3の比較で、領域が大きくなると主要動部分の精度は良くなるが、後続の人工反射波は残ったままである。次に減衰層の検討としてCase1,4,5を比較すると、減衰層の設定により波数積分法との対応が良くなるが、後続の長周期成分に誤差が見られる。減衰定数を大きくしても同様の傾向である。一方、底面で最大0.1とした減衰定数を用い、変動領域の違いを考慮したCase6,7では、両者とも後続の反射波はほとんど見られず、波数積分法の結果にほぼ一致する。

これらの結果より、薄層法の下部領域に、振動数に応じてある波長分の領域を粘性境界と併用し、かつ下部領域に人工的な減衰を段階的に設定することにより、粘性境界からの人工的な反射波動が地表応答に与える影響を低減できることが分かった。以降では、評価精度に対する計算効率を考慮し、Case6の条件を利用する。

5. 震央距離が小さいときの計算精度

薄層法を用いた点加振解には、固有波数 k と震央距離 r の積を引数とする第2種Hankel関数が含まれる⁹⁾。このため、震央距離が0に近づくにつれ、計算上点加振解が不安定となる。ここでは、サイト直下に震源断層が存在するときの計算精度を調べる。

図6に示すように、計算地点直下に点震源と面震源を設定した。表2の断層パラメータを基本としたが、走行角、傾斜角、すべり角は簡単に全て0とした。点震源では、震央距離を0.01kmとした。面震源のケースでは、2km×2kmの水平断層面を設定し、これを100×100で等分割し、各サブフォルトの中心点で震源断層解を算定した。サブフォルトの最短の震央距離は0.01kmとなる。破壊伝播速度は無限大とした。対象振動数は0~1Hzである。

2つのケースでの薄層法と波数積分法による速度波形を比較して、図7に示す。点震源の場合は、薄層解の低振動数域での精度低下により、波数積分法による結果に対し、全体的に振幅ずれが生じてい

図6 直下に震源断層がある場合の検討ケース

図7 直下に震源断層がある場合の速度波形の比較

る。一方、面震源の場合は、薄層解と波数積分法による速度波形はほぼ一致し、薄層解による計算精度劣化の影響は見られない。

薄層法を用いた動的相互作用解析で地盤の柔性マトリックスを構築する際に、加振点－受信点が同一のグリーン関数に関しては、点加振解を用いる代わりにディスク加振解を用い対処する¹⁴⁾。この場合、第2種 Hankel 関数の引数である震央距離 r がディスク半径 r_0 に代わり、計算結果が安定する。震源が点ではなく面で構成される場合、相反定理よりディスク加振解によるグリーン関数を求めるのと同じ条件となる。このため、サイト直下に震源断層が存在する場合、1 点の震源で評価する代わりに断層面で評価することにより、数値計算で第2種 Hankel 関数の発散項がキャンセルされ、薄層解の計算精度の低下を防ぐことができると考えられる。

なお、ここでは最短震央距離を十分小さくするために分割数を多めに取ったが、 10×10 の粗めの分割でも解はほとんど変化しないことを確認している。また以降に示す想定東海地震に対する断層面直上や、地表断層近傍における地震動評価でも、計算精度劣化の影響は小さく、極端に震央距離に近い位置において点震源のみで地震動を評価する特殊なケースを除き、実用上の問題は小さいものと考えられる。

6. 想定東海地震の理論地震動評価への適用

想定東海地震を対象に、図2に示す断層面直上地点の理論地震動を評価した。断層パラメータは、中央防災会議⁹⁾によるアスペリティの応力パラメータ一定ケースを参照し、表4のように設定した。図2に示す断層面は曲面となっており、6つのアスペリティを含め、

表4 想定東海地震の震源パラメータ

地震モーメント	$1.1 \times 10^{21} \text{ Nm}$	
断層面積	9408 km^2	
破壊伝播速度	2.7 km/s	
微視的パラメータ	アスペリティ	背景領域
地震モーメント	$2.0 \times 10^{19} \sim 3.1 \times 10^{22} \text{ Nm}$	$4.7 \times 10^{20} \text{ Nm}$
面積	$175 \sim 1087 \text{ km}^2$	6497 km^2
すべり量	$2.8 \sim 6.9 \text{ m}$	1.8 m
ライズタイム	$1.9 \sim 5.6 \text{ s}$	11.7 s
走行角	$167^\circ \sim 286^\circ$	$163^\circ \sim 292^\circ$
傾斜角	$9^\circ \sim 42^\circ$	$8^\circ \sim 43^\circ$
すべり角	$23^\circ \sim 202^\circ$	$4^\circ \sim 200^\circ$

図8 想定東海地震時の速度波形 (EW 方向)

9069 個の平面サブフォールトでモデル化した。計算地点と最短のサブフォールト間の震央距離は約 0.4 km である。走行、傾斜、すべり角は各サブフォールトで異なる。すべり角にはさらに $\pm 30^\circ$ で一様乱数の揺らぎを考慮した。3, 4 の結果を踏まえ、変位関数は2次関数、下部領域は表3の Case6 とした。計算振動数は $0\text{--}1 \text{ Hz}$ とした。

表1に示す地盤物性ケースのほか、薄層法の特長を生かし、各薄層要素(最下層10層を除く)毎の波動速度に20%の揺らぎを導入したケース、さらに最表層に $V_s=150 \text{ m/s}$, 300 m/s , 500 m/s (層厚はそれぞれ 20 m , 30 m , 100 m , 薄層はそれぞれ1層ずつ)の仮想の低速度層を考慮したケースについても計算を実施した。このときのEW方向の速度波形を図8に示す。本ケースでは V_s の揺らぎを考慮した時に短周期成分がやや増幅しており、低速度層の考慮に伴いさらに振幅の大きい速度波形となっている。

薄層法では鉛直方向に層毎の地盤物性が変化しても、計算時間は変わらない。また最表層に低速度層を考慮しても層分割で保証される周期範囲については十分に計算可能であり、特に本解析ケースでは薄層数が3層増加するだけであったため、計算時間の増加もわずかであった。

薄層法、波数積分法の計算時間については、地盤条件、面積分の方法、計算アルゴリズムにより変化するため直接の比較は難しいが、本ケースの場合、利用した解析ツールの計算時間の概算から5~10倍以上の計算効率が見積もられた。ただし薄層法でサブフォールト－計算地点の組み合わせが少ない場合には、複素固有値解析に要する計算時間の割合が大きくなるため、必ずしも高い計算効率は得られない。

7. 地表断層近傍における計算精度

地表断層の近傍地点における地震動評価に薄層法を適用した。波数積分法では無限積分の収束加速などの計算技法が必要となるが、薄層法は5. で示した事項に注意すれば、震源－サイトの位置関係に関わらず同じ計算手順で評価することができる。

ここでは2. ~6. のモデルに代わり、Hisada&Bielak(2003)¹⁵⁾で検討された図9(a)の地表断層に対し近傍地点の地震動を評価した。すべり分布等の詳細は同文献を参照されたい。断層面は 0.1 km 間隔で、5000 のサブフォールトとした。地盤条件、薄層分割を表5に示す。薄層法の計算振動数は $0\text{--}5 \text{ Hz}$ とした。表3の Case6 の条件で、振動数に応じてS波2波長分の領域を粘性境界と併用し、かつ下部領域に人工的な減衰を段階的に設定した。

図9 地表断層解の精度検討のための解析モデル

表 5 地盤モデル(Case-A)と薄層分割

地盤	V_s (km/s)	V_p (km/s)	ρ (t/m ³)	Q_s (= Q_p)	上面 深度 (km)	薄層 分割 (2 次)
①	1.0	3.0	2.5	50	0.0	20@0.05
②	2.0	4.0	2.5	75	1.0	10@0.1
③	3.0	5.0	2.5	100	2.0	10@0.1
						85@0.2
						10@0.25
						10@変動

図 10 地表断層の近傍サイトにおける断層直交方向の速度波形

図 9(b)に示す 3 層地盤(Case-A)を用いたときの断層直交方向の速度波形を、波数積分法と比較して図 10(a)(b)に示す。両者はほぼ一致し、断層近傍でかつ地表断層の地震動評価についても、薄層解は十分な計算精度を有する。ここには示していないが、他の 2 方向についてもほぼ一致する。

次に、表層地盤の物性を深さ方向に線形に変化させた図 9(b)の Case-B について、薄層法で計算した速度波形を図 10(c)に示す。このときの P 波速度は、Case-A での各層のポアソン比を一定と仮定して設定した。Case-A とは主要動部の振幅や後続位相の傾向が異なり、地盤構造の仮定が評価結果の精度に影響を与えることが分かる。平行成層に限られること、計算周期が限定されるという短所はあるものの、薄層法は比較的複雑な速度構造に対し、数値計算上有利な解析手法であると考えられる。

8. 2007 年能登半島地震への適用

2007 年能登半島地震時の被害地域は断層の極近傍に位置し、被害との関連を論じる上で断層近傍の地震動評価は重要となる。ここでは図 11 に示す簡略化した断層モデルを用い、断層近傍の地震動を評価した。断層面は青井・他¹⁶⁾に基づき設定し、すべり分布については堀川¹⁷⁾、気象庁¹⁸⁾に基づき破壊開始点の近傍にアスぺリティを仮定した。断層面は 0.25km 間隔で約 14000 の小断層に分割した。地

震源パラメータ
 str:58,dip:60,rak:117(共通)
 すべり量
 アスぺリティ 1(中心): 2.0m
 アスぺリティ 2: 1.5m
 アスぺリティ 3(外殻): 1.0m
 背景領域: 0.2m
 ライズタイム: 2s (共通)
 2 等辺三角形のすべり速度
 地震モーメント: 1.2×10^{19} Nm
 破壊伝播速度: 3km/s

図 11 2007 年能登半島地震時の断層モデルと検討対象地点

表 6 解析に用いた深部地盤構造

V_s (km/s)	V_p (km/s)	ρ (t/m ³)	Q_s (= Q_p)	ISK006 層厚 (km)	ISK007 層厚 (km)	ISKH02 層厚 (km)
0.46	1.8	1.9	10	0.20	0.35	—
0.75	2.3	2.1	50	0.40	0.20	0.25
2.2	4.7	2.5	150	0.10	0.25	0.30
3.46	5.9	2.7	220	17.3	17.2	17.6
3.8	6.7	2.9	250	17.0	17.0	17.0
4.4	7.9	3.3	290	—	—	—

図 12 観測と計算による速度波形の比較

図 13 震源近傍地点における速度波形の比較

盤構造は各地点直下の地層を平行成層と仮定し、地盤物性、層厚等は地震調査研究推進本部による資料¹⁹⁾²⁰⁾に基づき、表 6 に示すように設定した。

図 12 に震源周辺の 3 サイトで得られた観測記録と計算による速

度波形を比較した。計算対象とした振動数は0~0.5Hzである。観測位置はいずれも地表面である。計算では表6の最表層よりも浅い表層地盤とその非線形挙動の影響、さらには3次元地盤構造の影響が考慮されていないため、地点によっては水平方向で振幅や後続位相に違いが見られる。しかしながら全体的な観測による位相の傾向、振幅レベルは計算により捉えられており、特に表層地盤の影響が比較的小さいと考えられる上下方向での波形は良好に再現されている。

図13は震源近傍における5km毎の5地点P-1~5(図11, P-3は門前町に相当)で評価した速度波形である。このときの地盤構造は簡単にISK006と同じとした。アスペリティ近傍では振幅が大きいが、それから少し離れると振幅が急に小さくなる。P-3では、上下方向の最大速度が、図12の3地点に比べ大きくくなっている。上記結果はすべりモデルの仮定で大きく変化する可能性があるため、地盤構造と併せて今後詳細に検討する必要があるが、極めて単純なすべりモデルにも関わらず、3地点の観測記録とは位相、振幅ともに整合性は良く、やや長周期地震動評価のための1次近似としては概ね妥当と考えられる。

9. 結語

薄層法を用いた長周期地震動評価に際し、深さ方向の離散化に伴う精度劣化、底面境界での波動の人工反射、サイト直下に震源断層が存在する場合の計算精度について、モデリングの工夫による改良を計るとともにその検証を行った。また本手法を想定東海地震の断層直上地点、地表断層近傍地点の地震動評価、2007年能登半島地震時の断層近傍地点の地震動評価に適用した。得られた知見を以下にまとめる。

- ① 薄層要素内の変位を1次関数から2次関数とすることにより、同じ節点数で計算精度が向上した。2次関数の場合、1波長の分割数が4以上であれば精度の良い解が期待できる。
- ② 薄層法の下部領域に、振動数に応じてS波2波長分の領域を粘性境界と併用し、かつ下部領域に人工的な減衰を段階的に設定することにより、粘性境界からの人工的な反射波動が地表応答に与える影響を低減することができた。
- ③ サイト真下に震源断層が存在する場合、1点の震源で評価する代わりに断層面で評価することにより、固有波数 k と震央距離 r の積を引数とする第2種Hankel関数を伴う薄層解の計算精度の低下を防ぐことができた。
- ④ 本手法を想定東海地震の断層直上地点、地表断層近傍地点の地震動評価に適用し、既往の計算結果との比較等により、妥当性や有効性を示した。本手法は平行成層に限られること、計算周期が限定されるという短所はあるものの、大規模で複雑な震源断層や深さ方向に変動する速度構造に対し、数値計算上有利な解析手法と考えられる。
- ⑤ 2007年能登半島地震時の地震動評価に本手法を適用した。震源、地盤構造とともに暫定モデルではあるものの、震源断層周辺の3地点の観測記録を概ね良好に再現することができた。また震源近傍地点で、アスペリティ近傍とそこから離れた地点での地震動特性の違いを示した。

謝辞

波数積分法には工学院大学・久田嘉章博士の解析コードを利用させて頂きました。また2007年能登半島地震時のK-NET, KiK-netの観測記録、地震ハザードステーション(J-SHIS)の深部地盤構造データを使わせていただきました。ここに感謝の意を表します。

参考文献

- 1) Kamae, K., Irikura, K. and Pitarka, A.: A Technique for Simulating Strong Ground Motion Using Hybrid Green's Function, Bulletin of the Seismological Society of America, 88, pp.357-367, 1998
- 2) Graves, R. W.: Simulating Seismic Wave Propagation in 3D Elastic Media Using Staggered-Grid Finite Differences, Bulletin of the Seismological Society of America, 86, pp.1091-1106, 1996
- 3) Luco, J. E. and Apsel, R. J.: On the Green's Functions for a Layered Half-Space. Part I, Bulletin of the Seismological Society of America, 73, pp.909-929, 1983
- 4) 久田嘉章:成層地盤における正規モード解及びグリーン関数の効率的な計算法, 日本建築学会構造系論文集, 501, pp.49~56, 1997.11
- 5) Tajimi, H.: Contribution to Theoretical Prediction of Dynamic Stiffness of Surface Foundations, Proc. of 7th World Conference on Earthquake Engineering, Vol.5, pp.105-112, 1980
- 6) 佐藤俊明, 長谷川正幸:三次元薄層要素と軸対称有限要素のハイブリッド法を用いた理論地震動の計算方法, 日本建築学会構造系論文報告集, 第414号, pp.55~69, 1990.8
- 7) 馮徳民, 渡部 丹:三次元薄層要素法による理論地震動の作成, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造B, pp.269~267, 1990
- 8) 竹宮宏和, 合田和哉:薄層要素に基づく離散ディスロケーション法による断層近傍地震動のシミュレーション, 土木学会論文集, No.640/I-50, pp.89~98, 2000
- 9) 中央防災会議, 2001, 東海地震に関する専門調査会(第8回), 資料1説明資料(平成13年9月21日)
- 10) 源栄正人:地盤震動-現象と理論-, 4.1 弾性波動場の基礎理論と食い違い断層震源による点震源解, pp.68~84, 日本建築学会, 2005
- 11) 前田寿朗:面内問題における半無限体近似インピーダンスの検討, 日本建築学会構造系論文報告集, 第442号, pp.61~70, 1992.12
- 12) 永野正行, 源栄正人:軸対称 hyperelement を用いた不整形地盤における埋め込み構造物の動的相互作用解析, 日本建築学会構造系論文集, 第490号, pp.81~90, 1996.12
- 13) Cerjan, C., D. Kosloff, R. Kosloff, and M. Reshef: A Nonreflecting Boundary Condition for Discrete Acoustic and Elastic Wave Equations, Geophysics, 50, pp.705-708, 1985.
- 14) 田治見宏:薄層法による相互作用解析, 建築構造力学の発展-応力解析の考え方-, 日本建築学会, pp.850~876, 1987
- 15) Hisada, Y. and Bielak, J.: A Theoretical Method for Computing Near-Fault Ground Motions in Layered Half-Spaces Considering Static Offset Due to Surface Faulting, with a Physical Interpretation of Fling Step and Rupture Directivity, Bulletin of the Seismological Society of America, 93, pp.1154-1168, 2003
- 16) 青井 真・関口春子:近地地震動記録による能登半島地震の震源インバージョン(暫定版), 防災科学技術研究所 K-NET・HP, <http://www.k-net.bosai.go.jp/k-net/topics/noto070325/>, 2007
- 17) 堀川晴央:2007年能登半島地震の破壊過程(第一報, 第二報), 活断層研究センターHP, 平成19年(2007年)能登半島地震, <http://unit.aist.go.jp/actfault/katsudo/jishin/notohanto/index.html>, 2007
- 18) 気象庁:「平成19年(2007年)能登半島地震」の震源過程と余震分布, 気象庁HP, 「平成19年(2007年)能登半島地震」の特集, http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/2007_03_25_noto/index.html, 2007
- 19) 先名重樹・他:砺波平野断層帯の地震を想定した地震動予測地図作成手法の検討, 防災科学技術研究所研究資料263, 2005
- 20) 防災科学技術研究所:地震ハザードステーション J-SHIS・HP, 深部地盤構造モデル, <http://www.j-shis.bosai.go.jp/>

[2007年4月20日原稿受理 2007年7月26日採用決定]