

3次元有限要素法による2000年鳥取県西部地震の断層運動シミュレーション

水本学千¹・三浦房紀²・坪井利弘³

¹正会員 工博 山口大学大学院 環境共生工学専攻 (〒755-8611 宇部市常盤台 2-16-1)

²正会員 工修 株式会社永楽開発 設計部 (〒461-0027 名古屋市東区芳野 1-13-19)

³山口大学大学院学生 環境共生工学専攻 (〒755-8611 宇部市常盤台 2-16-1)

2000年10月6日に発生した鳥取県西部地震の断層運動シミュレーションを3次元有限要素法により行い、出力された加速度波形やくい違い量などを実際の地震記録と比較し本手法の妥当性を検討した。その結果、くい違い量などは、ほぼ十分に再現することができた。一方、加速度波形に関しては地盤条件などを含めて今後様々な角度から検討する必要があることが分かった。

Key Words : Fault rupture, 3D-FEM, Tottorikenseibu earthquake, numerical simulation

1. はじめに

一昨年トルコを襲ったコジャエリ地震および台湾を襲った集集地震では極めて大きな地震動とともに大きな地盤変状が観測され、大都市に甚大な人的・物的被害を生じた。これらは震源近傍における地動の特徴の解明、及び耐震設計用入力地震動の見直しの必要性を迫るものであった。筆者らはこの様な問題を念頭において、これまで非線形の有限要素法を用いて断層の破壊過程と、これに伴う地震波の発生を同時にシミュレーションする手法を開発し、その妥当性について検討を行っている^{1,2)}。

本研究では、3次元有限要素法によるシミュレーションにより、どの程度実地震による観測波形がシミュレートできるかを鳥取県西部地震を対象に検討を行った。

2. 3次元有限要素法による断層モデルの解析手法

(1) ジョイント要素による断層面のモデル化

本研究では断層を図1に示すジョイント要素でモデル化する³⁾。この要素は各節点の対が、3方向のばね、 k_r 、 k_s 、 k_t によって結合されている。これにより、4組の節点の対は隣接するソリッド要素の変形のみ依存して運動することになる。

ここに、 l 、 m はジョイント要素の2辺の長さである。

本手法で用いる構成関係を図2に示す。3次元ジョイント要素は、 r 、 s 2方向のせん断応力成分 σ_r 、 σ_s をもつ。従って図2に示した構成関係は、(1)式で与えられる合成せん断応力 τ およびそれに対応する相対変位 ϵ_0 に対して規定される。

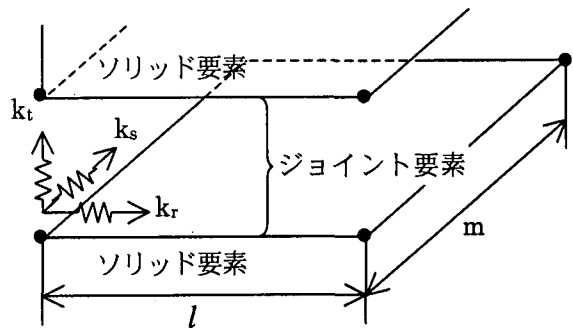


図-1 3次元ジョイント要素

$$\tau = \sqrt{\sigma_r^2 + \sigma_s^2} \quad \epsilon_0 = \sqrt{u_r^2 + u_s^2} \quad (1)$$

ここに、 u_r 、 u_s は r および s 方向のせん断変形に伴う相対変位である。このせん断応力 τ が降伏応力 τ_y に達すると滑り破壊を生じる。その瞬間、 $\Delta\tau$ の応力降下が生じるが、この応力降下量はその時のせん断応力に比例して、 r 方向、 s 方向の2成分に配分される。なおここでは、せん断応力 τ が τ_y に達した瞬間応力降下が生じていると仮定しているが、本来は指数関数的に応力降下が生じることが地球物理学の分野で明らかになっている。この点の改良については今後行う予定である。

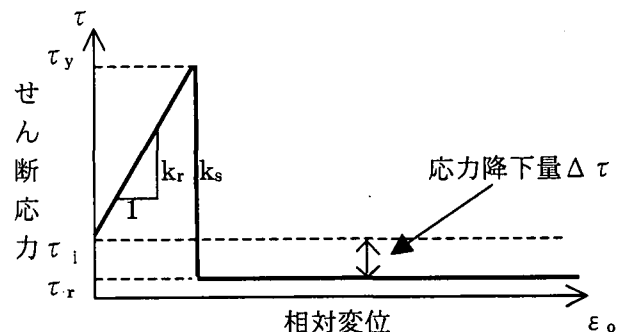


図-2 本研究で用いる構成関係

(2) 運動方程式

解析にあたっては、地殻全体を 8 節点アイソパラメトリック要素で、予め与えた断層面をジョイント要素でモデル化する。また解析では反射波の影響を取り除くため粘性境界処理を行っている。境界に粘性境界を用いた運動方程式は (2) 式で与えられる。

$$[M] \{\dot{u}\}_n + ([C] + [CV]) \{u\}_n + [K] \{u\}_n = \{F(n,s)\} \quad (2)$$

ここに、 $[M]$ 、 $[C]$ 、 $[K]$ はそれぞれ系全体の質量、減衰、剛性マトリックス、 $[CV]$ はモデルの前後左右および底面の粘性境界マトリックス、 $\{u\}_n$ は時刻 $t=n\Delta t$ における節点変位ベクトルである。 n はステップ数、 Δt は時間間隔であり、 $\dot{\cdot}$ は時間微分を意味する。また、外力ベクトル $\{F(n,s)\}$ の s は n ステップ目に破壊した節点対が s であることを意味する。

3. 鳥取県西部地震の断層モデル

(1) 鳥取県西部地震

2000年10月6日13時30分頃に、鳥取県日野町付近を震源とするマグニチュード 7.3 (M_j) の地震が発生した。震源の深さは約 10km であり、地震に伴う断層は左横ずれ断層である。図 3 に鳥取県西部地震の震央の周辺地図を示す。太線部分が本研究でシミュレーションを行う解析モデルの部分にあたる。断層に沿う方向 40km、それに直角な方向 30km の部分を対象としている。解析ではその内部に含まれる K-net と KiK-net 観測地点である、米子、江府、日野の 3 観測点について波形の比較を行う。

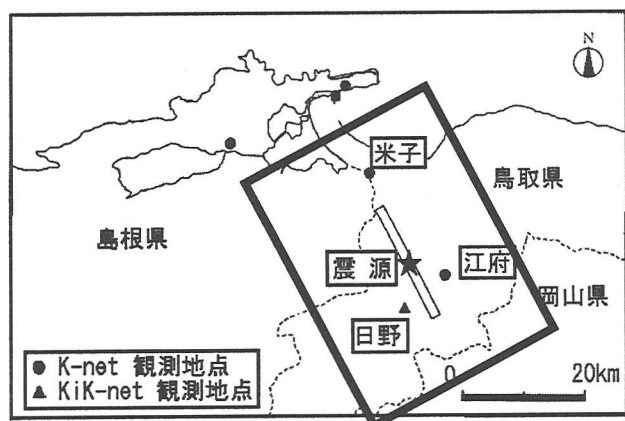


図-3 鳥取県西部地震の震央の周辺地図

(2) 断層モデル

国土地理院⁴⁾による断層モデルによると、断層の走向は 152° 、大きさは水平方向 20km、垂直方向 10km で傾斜角 86° とほぼ垂直である。上端部の深さは約 1km で推定された断層運動は左横ずれ(滑り角 7°) で、滑り量は約 1.4m とされている。

鳥取県西部地震に関する文献^{4),5)}から、本研究で用

いる断層パラメータを決めた。その値を表 1 に示す。

表-1 断層パラメータ

断層幅	W	10km
断層長さ	L	20km
傾斜角	δ	90°
応力降下量	$\Delta \tau$	85bar

(3) 解析モデル

解析モデル(節点数 27552、自由度 82656)を図 4 に示す。水平方向(X 方向) 30km、垂直方向(Z 方向) 20km、奥行き方向(Y 方向) 40km の直方体でモデル化している。図には示していないが、地殻を表す要素は 1km の立方体である。また太線の部分が断層面を表している。実際の傾斜角は 86° であるが、ここではモデル化を簡単にするために 90° としている。地殻の物性は S 波速度 3500m/s、単位体積重量 2.8tonf/m³、ポアソン比 0.24 である。比較対象点は図 4 中の点 A の米子、点 B の江府、点 C の日野の 3 点である。

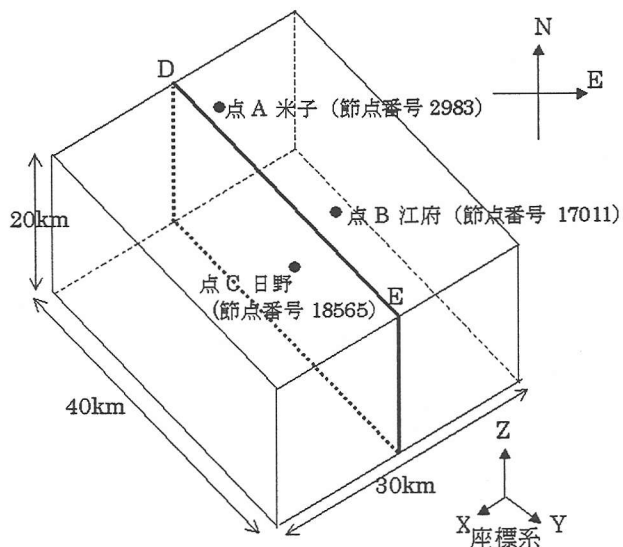


図-4 解析モデル

図 4 中の D-E 面、即ちこのモデルの断層を含む平面を図 5 に示す。断層幅 10km、断層長さ 20km でモデル化している。★印が震源を表し、地表面下 10km に設定してある。また周辺の灰色部分は非破壊面である。

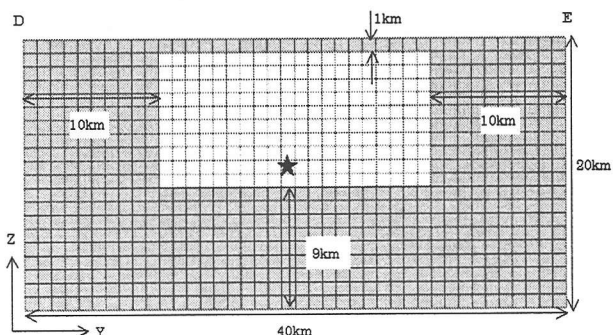


図-5 断層面

4. 解析結果

(1) 破壊過程

断層が破壊する過程を図6に示す。国土地理院のモデルに習い、滑り角 7° になるように初期応力を設定したので、破壊はまず横方向に伝わって行き、その後上部に伝わり3秒以内にすべての要素が破壊していることが分かる。

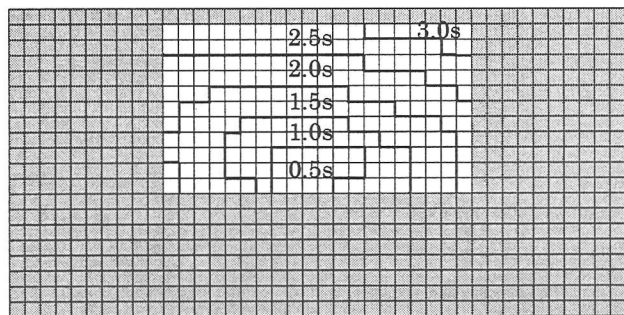


図-6 破壊過程

(2) 断層のくい違い量

破壊終了後の断層のくい違い量の様子を図7に示す。中心部分ではくい違い量が2.0mを超えている。また非破壊層に近づくに従ってくい違い量が小さくなっていくことが分かる。またこのときの平均くい違い量は1.63mとなり、文献の記録⁴⁾である1.4mに近い値となった。また、他の文献⁵⁾では1.6mであることから今回のシミュレーション結果はほぼ妥当な範囲であると考えられる。

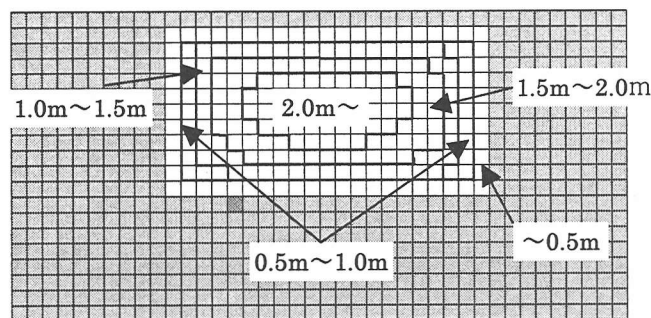


図-7 断層のくい違い量

(3) 加速度波形の比較

観測された加速度波形とシミュレーション結果の加速度波形を比較するにあたって、フィルタ処理を考えなければならない。

ここで、遮断周波数を f_0 、1波長当たりの要素数を n 、波の伝播方向の要素の長さを l 、S波速度を V_s とすると以下の関係が得られる。

$$f_0 = \frac{V_s}{n \times l} \quad (3)$$

文献⁶⁾より n は4程度で十分であり、メッシュサイズ l に1000m、S波速度3500m/sを(3)式に代入すると $f_0=0.875\text{Hz}$ を得る。よって以下の波形はすべて0.875Hz

のローパスフィルタをかけたものである。図8、9、10に米子観測点、江府観測点、日野観測点の観測加速度波形とシミュレーション結果の加速度波形を示す。米子、江府観測点はK-net、日野観測点はKiK-netの観測記録である。

a) 米子観測点 (K-net)

観測波形の最大値と、シミュレーション波形の最大値を比較するとシミュレーション波形の方小さくなっていることが分かる。特にY方向では約12分の1の値となっている。

b) 江府観測点 (K-net)

観測波形を見ると、振幅の増減の時間的な変化が複雑な波形になっている。シミュレーション波形は非常に単純でその違いは明らかである。また最大値を比較すると、シミュレーション波形のほうが大きくなっていることが分かる。特にY方向では約5.6倍となっている。

c) 日野観測点 (KiK-net)

3観測点の中では観測波形とシミュレーション波形が最も似ている。最大値を比較すると、X方向では、約10分の1の大きさとなっているが、Y、Z方向ではそれほどの違いはない。特にZ方向は最大値及び波形も非常に近いものとなった。

5. まとめ

くい違い量に関しては、文献にある値をほぼ再現することができた。加速度波形に関しては、米子観測点で両者の差が最も大きかった。これは表層地盤の影響と考えられる。一方、日野観測点の加速度記録は地中の観測波であり、表層地盤の影響が少ないので最も差が小さかったものと思われる。しかし観測波形とシミュレーション波形の一致度はまだ低く、今後さまざまな観点から検討を進める必要がある。

参考文献

- 1) K. Toki and F. Miura: Simulation of a fault rupture mechanism by a two-dimensional finite element method, J. Phys. Earth, Vol.33, pp.485-511, 1985.
- 2) 三浦房紀、坪井利弘：断層の固着滑り機構を考慮に入れた地震動の生成に関する研究、平成7年度～平成8年度科学研究費補助金（基礎研究（C））研究報告書、1997.
- 3) 三浦房紀、岡重嘉泰、沖中宏志：3次元ジョイント要素を用いた破壊伝播の解析、山口大学工学部研究報告、Vol.36, No.1, pp.81-87, 1985.
- 4) 国土交通省国土地理院：<http://www.gsi-mc.go.jp/WNEW/PRESS-RELEASE/2000/1007-2b.gif>
- 5) 東京大学地震研究所地震予知情報センター：http://www.eic.eri.u-tokyo.ac.jp/EIC/EIC_News/001006.html
- 6) 水本学千、三浦房紀、坪井利弘：有限要素法による断層モデルの解析法に関する基本的検討、地域安全学会梗概集、No.10, pp189-192.2000.

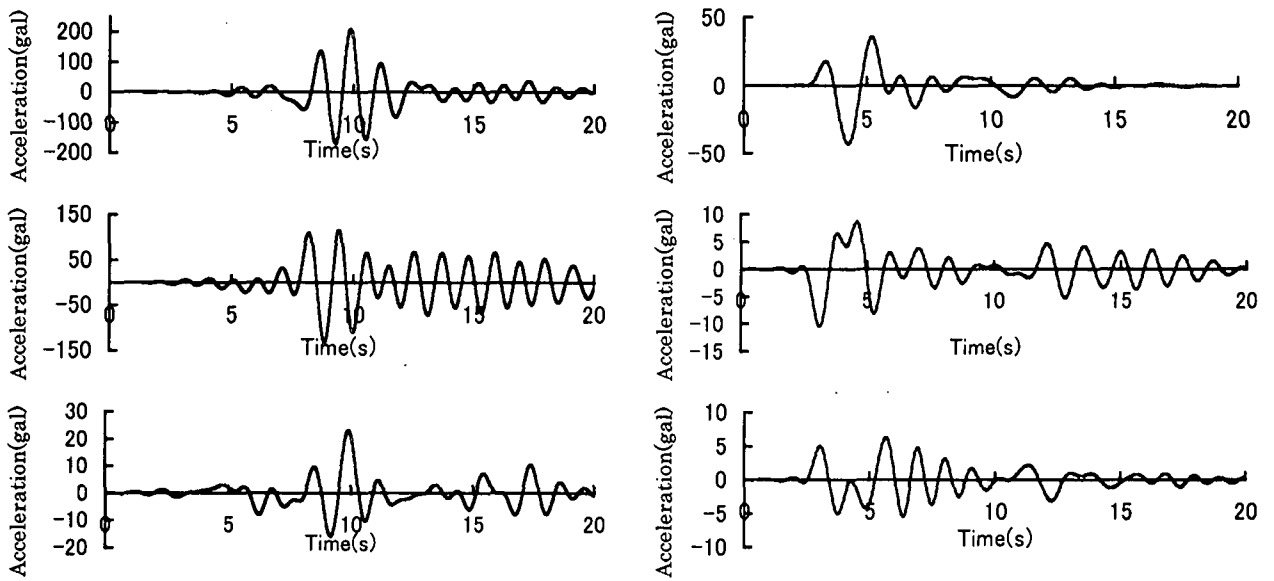


図-8 米子観測点の加速度波形 (左: 観測波形、右: シミュレーション波形 上から X、Y、Z 方向)

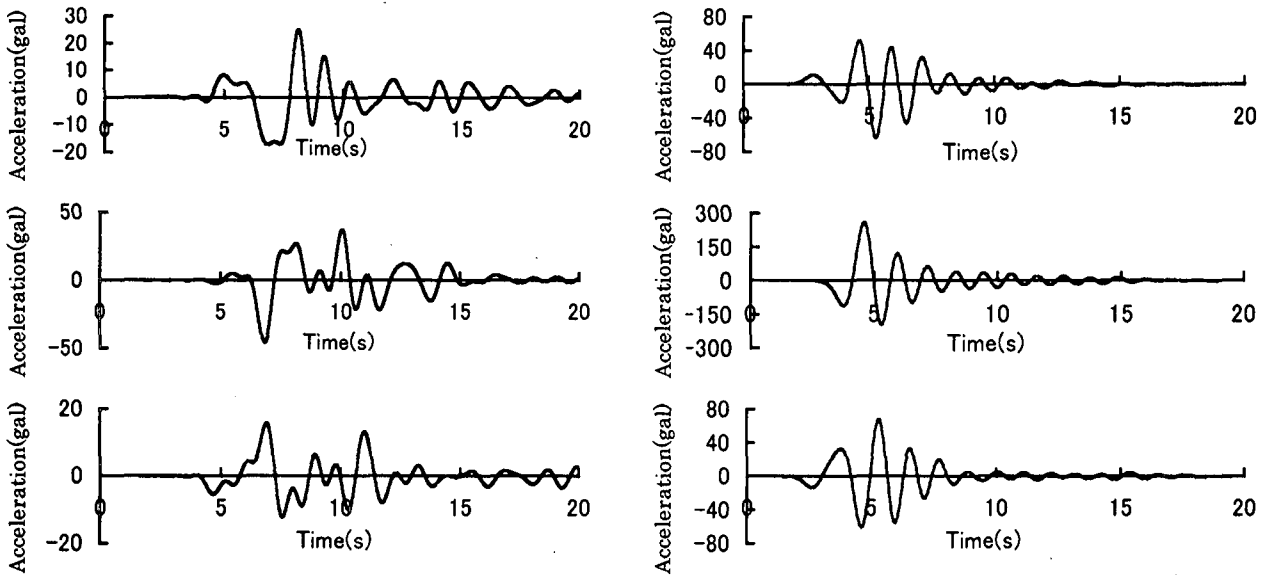


図-9 江戸観測点の加速度波形 (左: 観測波形、右: シミュレーション波形 上から X、Y、Z 方向)

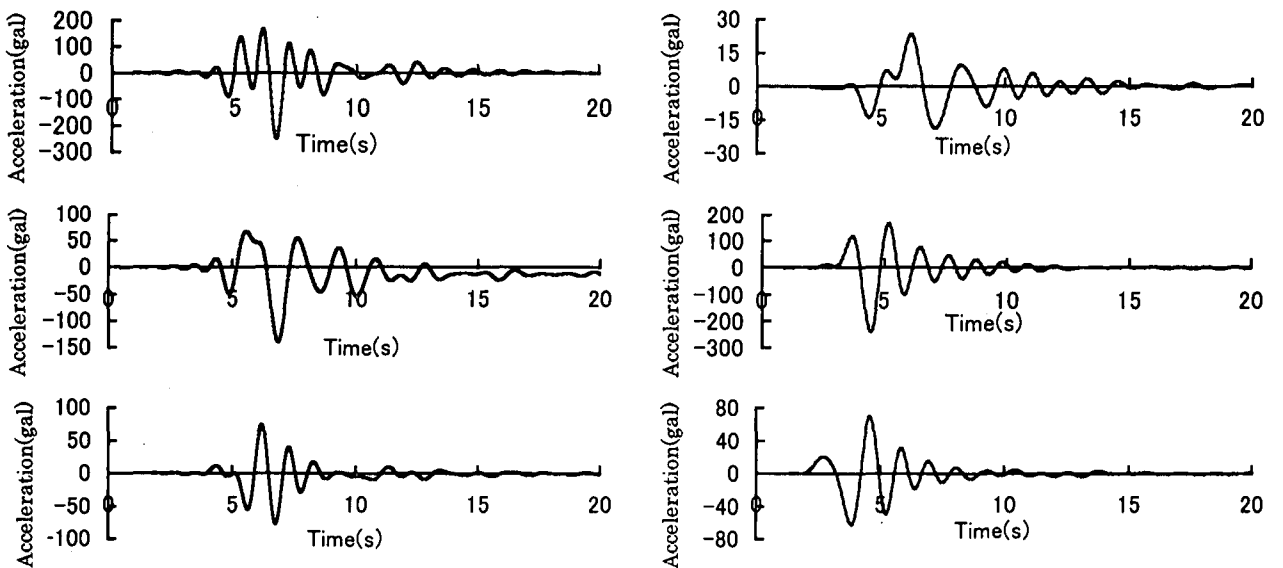


図-10 日野観測点の加速度波形 (左: 観測波形、右: シミュレーション波形 上から X、Y、Z 方向)