

断層上の応力降下過程が断層近傍の地震動に与える影響

The Effect of Stress Drop Process of Fault on Ground Motion Near Fault

谷山 尚

Hisashi TANIYAMA

正会員 理修 埼玉大学助手 工学部建設工学科 (〒338-8570 浦和市下大久保255)

The effect of stress drop process of fault on ground motion near fault is investigated numerically by dynamic model. The shear stress on the fault is assumed to decay exponentially toward residual stress with slip after rupture multiplied by η and $1/\eta$ is used as an index of slip needed for stress drop. Results of calculation of the prototypic fault model (10km wide and 20km long strike slip fault with stress drop 10MPa in a homogeneous medium and constant rupture velocity) show the stress drop process has little effect on 1.5Hz low pass filtered seismic waves near fault, if the index is equal or less than 20cm. The maximum velocity on the ground surface becomes about 6% small if the index is 30cm, and about 20% small if the index is 40cm. The value of the index that has effects on ground motion is proportional to the stress drop.

Key Words: ground motion, slip weakening model, fault rupture

1. はじめに

断層の近傍で生じる地震動を予測することは、被害の予測や被害の軽減の研究のために重要である。断層近傍の速度波形や加速度波形には、断層上の詳細な動き、特に震源時間関数が影響を与える。そのため、断層近傍の地震動の予測には、断層面上での動きを合理的に与える必要がある。動力学モデル（例えば、Miyatake¹⁾, Toki and Miura²⁾, Toki and Sawada³⁾）は、断層面上の応力降下量と破壊基準（または破壊時刻）を与えて、地震を応力解放過程として表現し、震源時間関数も含めて地震動を計算するモデルで、物理的にも妥当なモデルである。

Miyatake¹⁾は、いくつかの内陸地震について、地震波解析の結果得られた最終すべり量分布から応力降下量を求め、この応力降下量分布と破壊時刻分布を併せて用いて動力学モデルにより地震を再現することで、動的断層破壊パラメーターや断層近傍での地震動を解析している。その結果、例えば、応力降下量は各々の地震において最も大きいところで5MPaから20MPa程度になること、すべり速度の最大値は5Hz以下の振動数で5m/sに達することを示している。

島田・他⁵⁾は、長野県西部地震に対して動力学モデルによる解析を行い、解析において大きな地震動が得られた領域と、飛び石などを調べた結果から地震動が

大きかったと推定される領域が比較的良好に一致するという結果を得ている。

これらの動力学モデルによる解析は、破壊が起こると直ちに応力降下が起こるとしている。

一方、震源断層上での動特性を規定すると考えられる摩擦法則が岩石実験により明らかになりつつあり、slip weakening model（例えば、Andrews⁶⁾, Ida⁷⁾, Ohnaka and Yamashita⁸⁾）やrate- and state-dependent friction law（例えば、Dietrich⁹⁾, Ruina¹⁰⁾）と呼ばれる摩擦法則が提案されている。

Slip weakening modelは、震源断層の破壊先端で残留強度まで不連続に応力が低下するとした際に、破壊先端で生じる応力の特異性を数学的に除くために導入され⁷⁾、さらに岩石実験により検証されたモデルで、せん断応力がせん断強度に達した後に、応力は瞬間的に残留強度まで低下するのではなく、すべりとともに低下し、臨界すべり量(Dc)と呼ばれる量をすべって、残留強度に達するとしている。

一方、rate- and state-dependent friction lawは、岩石実験結果を基に、摩擦力を、速度(V)に直接依存する項と、状態変数と呼ばれる、以前の状態に依存する項の和として表しており、状態変数が1つ(θ)の場合、摩擦係数(ψ)は以下のように表される。

$$\psi = \psi_0 + \theta + A \ln(V/V_0) \quad (1a)$$

$$\dot{\theta} = (-V/L)[\theta + B \ln(V/V_0)] \quad (1b)$$

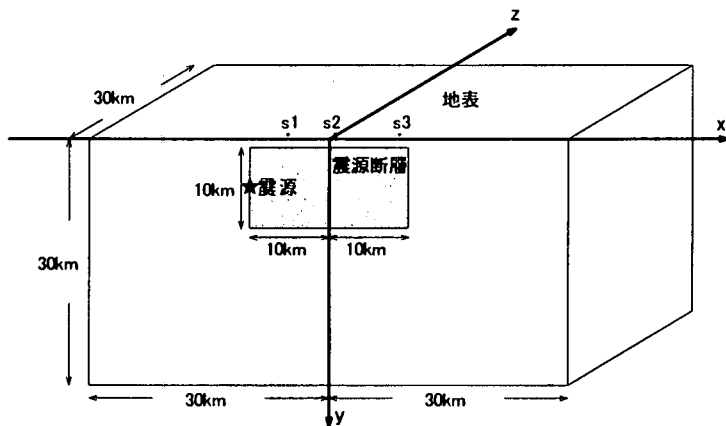


図-1 解析モデル

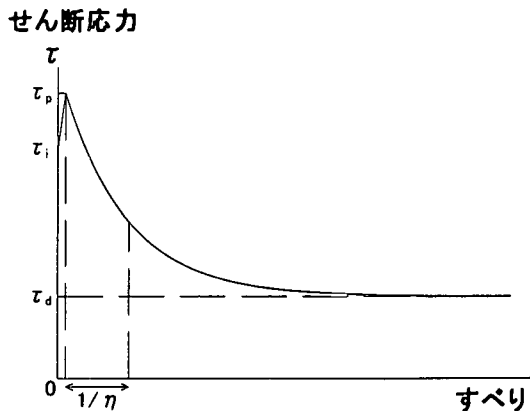


図-2 仮定した応力とすべりの関係

ここで、 A 、 B は定数、 ψ_0 は速度が V_0 の時の摩擦係数で、摩擦力は摩擦係数と垂直応力との積になる。すべりとともに、式(1b)に従って、特徴的な長さ L に応じて状態変数が指数関数的に変化することで、摩擦力はその速度固有の摩擦力へと漸近していく。

このslip weakening modelの D_c やrate- and state-dependent friction lawの L の値としては、実験室では、 $2\mu\text{m}$ 程度⁸⁾、 $1\mu\text{m}$ 及び $5\mu\text{m}$ ⁹⁾など、 μm のオーダーの値が一般には得られている。また、これらの値は、接触面の粗さ・温度・応力等に依存するが、中でも接触面の粗さに大きく依存し、粗くなるほど値が大きくなることが示されている¹¹⁾。実際の地震における値も断層面上の凹凸の粗さに大きく依存すると考えられるが、その値は必ずしも明らかになってはいない。rate- and state-dependent friction lawを用いた断層運動の解析においては L の値として、 1cm 程度から十数 cm 程度の値が用いられることが多かった(Stuart¹²⁾、谷山・宮武¹³⁾、Tse and Rice¹⁴⁾など)。その一方で、地震波から求めた断層面上でのすべりと破壊時刻の解析結果を基に、断層面上でのすべりと応力の関係を求めると、兵庫県南部地震において淡路島の野島地震断層下の震源断層浅部では、 D_c の値は 1m に達していたことが示されている¹⁵⁾。

摩擦法則を考慮に入れた解析は過去に数多くされているが、slip weakening modelを用いたものは破壊伝播過程に関する研究がほとんどであり、また、rate- and state-dependent friction lawを用いたものは、破壊後に断層が回復する過程を表現することで、断層が繰り返し動く様子について調べたものがほとんどで、地震動に関する研究はほとんどされていない。地震動に関する研究としては、2次元の限られた条件下での計算例(Ida¹⁶⁾、Fujiwara and Irikura¹⁷⁾、坪井・三浦¹⁸⁾など)がある程度である。

現在、断層面上での破壊過程や地下構造を与えることで、地震基盤上の地震動については、 1Hz から 2Hz

程度の周波数までは決定論的に計算がなされており、強震動予測にも用いられつつある。本研究は、断層近傍の強震動を計算する際、このような $1\text{--}2\text{Hz}$ 程度の周波数の地震動に対する摩擦則の影響を調べる目的で行った。地震動を発生させる応力降下過程に着目し、破壊後に応力が降下する際にすべりとともに応力が低下する関係を与え、応力が低下するのに必要なすべり量を変化させることによって、地震動はどのような影響を受けるかについて検討した。応力降下過程に主眼を置き、その他についてはできる限り単純なモデルを仮定して解析を行った。

2. 解析手法とモデル

応力が低下するのに必要なすべり量が地震動に与える影響を見るために、一様な地下構造を持ち、断層上で一様な破壊伝播をするモデルを用いて検討した。断層幅 10km 、断層長 20km 、傾斜角 90 度、断層上端の地表からの深さが 1km の横ずれ断層を対象とした。座標は、図-1のように、原点を地表面かつ断層中央上にとり、断層面が xy 平面上にのるようにして、断層に平行な水平方向を x 軸、地表面に垂直な方向(上下方向)を y 軸、断層に直交する水平方向を z 軸とした。断層を含む面での対称性を考慮して断層の片側半分だけをモデル化し、 $-30\text{km} \leq x \leq 30\text{km}$ 、 $0\text{km} \leq y \leq 30\text{km}$ 、 $0 \leq z \leq 30\text{km}$ を計算領域として、以下の、運動方程式と、弾性体の構成式を時間で1回微分した式を、格子間隔を 200m としたスタッガード格子を用いた3次元差分法¹⁹⁾により、時間間隔 0.01 秒で 20 秒間計算した。

$$\rho \dot{V}_i = \tau_{ij,j} \quad (2)$$

$$\dot{\tau}_{ij} = \lambda V_{k,k} \delta_{ij} + \mu (V_{i,j} + V_{j,i}) \quad (3)$$

ここで、 i, j, k はいずれも座標軸 x, y, z のいずれかを表し、 ρ は密度、 V_i は i 方向の速度、 τ_{ij} は応力の ij 成分、 λ, μ はともにラメの定数、 δ はクロネッ

表-1 仮定した地下構造

Vp(km/s)	Vs(km/s)	ρ (g/cm ³)
5.2	3.0	2.5

カーのデルタ, $\cdot$ は時間微分, j は j 成分での空間微分を表す。

地下構造については表-1に示すような様な構造を仮定し, また, 断層上での破壊に関しては断層左端の中央 (図-1中★) からS波速度の0.8倍 (2.4km/s) で円状に伝播するものとした。応力降下量 (図-2において $\tau_i - \tau_d$) は断層面上で一定の値10MPaとした。

摩擦法則については, rate- and state-dependent friction law や slip weakening model などによって定式化されているが, せん断強度から残留強度へ応力が低下する破壊過程に着目した際, 適当な速度依存性のカットオフを設けることで, rate- and state-dependent friction law は slip weakening model と一致することが示されている²⁰⁾。本研究では, 破壊後に生じたすべりに伴い応力 (τ) が指数関数的に低下する slip weakening タイプの構成関係を仮定し, せん断応力とすべり量の間の関係として, 破壊時までは線形, せん断強度に達した後は, 以下の式に従うものと仮定した。(図-2)

$$\tau = (\tau_p - \tau_d) \exp(-\eta D) + \tau_d \quad (4)$$

ここで, τ_p は破壊時のせん断応力 (せん断強度), τ_d は残留強度, D は破壊後に生じたすべり量である。 D が $1/\eta$ になると, せん断応力と残留強度との差は, せん断強度と残留強度との差の $\exp(-1)$ 倍になる。本解析においては, $1/\eta$ を応力が低下するのに必要なすべり量の指標として用いることにし, この値が変わることで断層近傍の地震動にどのような影響が現れるかについて検討した。

断層面上の各点において, 破壊時刻以後は, その点で生じたすべり量に応じて式(4)で表される関係に従って応力が低下するものとして解析を行う。ただし, 本解析においては, 断層面 ($z=0$) 上でせん断応力 (τ_{ij}) を求めるようなスタaggerド格子を用いているため, 断層面上でのすべりを求めることができない。本解析では, 断層から半格子 (100m) 離れた点において破壊時刻以後に生じた変位を, 対称性を考慮して2倍したものを断層上のすべりに近似的に等しいと仮定し, この値を D として用いている。断層上では破壊開始時まではすべりが生じないのに対して, 半格子ずれた点では, 破壊以前にも伝播してきた波による変位が生じ, また, 破壊後のすべりも断層面上に比べる

と小さいなどの違いがある。半格子ずれた点のすべり量を用いることで, $1/\eta$ の影響を大きめに見積もることになる。

破壊を伝播させるため, 破壊開始点及びその隣接点においては破壊時に瞬間的 (1タイムステップ) に応力が低下するものとした。また, 断層上においてはすべり量が減少することがないように拘束した。

断層面を含む面と自由表面以外の境界面では反射波を消去するために Clayton and Enquist²¹⁾ による方法を用いた。また, 計算上の数値分散を安定化させるために媒質にわずかながら人工的な粘性を与えている。

断層上の各点で, 破壊時刻に達した際応力を瞬間的 (1タイムステップ) に落とす場合, $1/\eta$ の値を5cm, 10cm, 20cm, 30cm, 40cmとした場合について計算を行った。

差分法における離散化による数値分散を考慮し, 格子間隔の10倍以下の波長の短周期波形を落とすために (格子間隔200m, S波速度3km/sを用いると1.5Hzに当たる), 計算された波形にpass frequency, stop frequencyがそれぞれ1.5Hz, 3.0Hzのローパスフィルター²²⁾をかけた。以下では, その結果得られた速度波形に対して議論する。

3. 解析結果および考察

3.1 速度波形

計算された地表での速度波形例を図-3に示す。いずれも, 大きな速度が得られた断層直交方向水平成分のものであり, 断層直上から断層直交方向に1km離れた点 ($z=1$ km) での波形である。左からそれぞれ, $x=-4$ km (図-1中s1), $x=0$ km (図-1中s2), $x=8$ km (図-1中s3) に対応している。図-3(a)が破壊時刻に達した後1タイムステップで応力を低下させた場合 (図中 $1/\eta = 0$ cmと記述), 図-3(b)が $1/\eta = 5$ cm, 図-3(c)が $1/\eta = 10$ cm, 図-3(d)が $1/\eta = 20$ cm, 図-3(e)が $1/\eta = 30$ cm, 図-3(f)が $1/\eta = 40$ cmの場合の波形である。

図-3の左の波形 ($x=-4$ km) においては, $1/\eta$ が20cm以下だと, 鋭く立ち上がってピークに達した後に短時間で小さくなる波形をしている。一方 $1/\eta$ が40cmの場合は, 緩やかに立ち上がってピークに達した後, 時間と共に徐々に減衰する形をしている。 $1/\eta$ が30cmの波形は, 20cm以下と40cmの中間的な波形になっている。ピーク値は $1/\eta$ が20cm以下だと1.2m/s程度であるのに比べて, $1/\eta$ が40cmでは0.2m/sと著しく小さくなっており, $1/\eta$ が30cmの場合は約0.9m/sになっている。

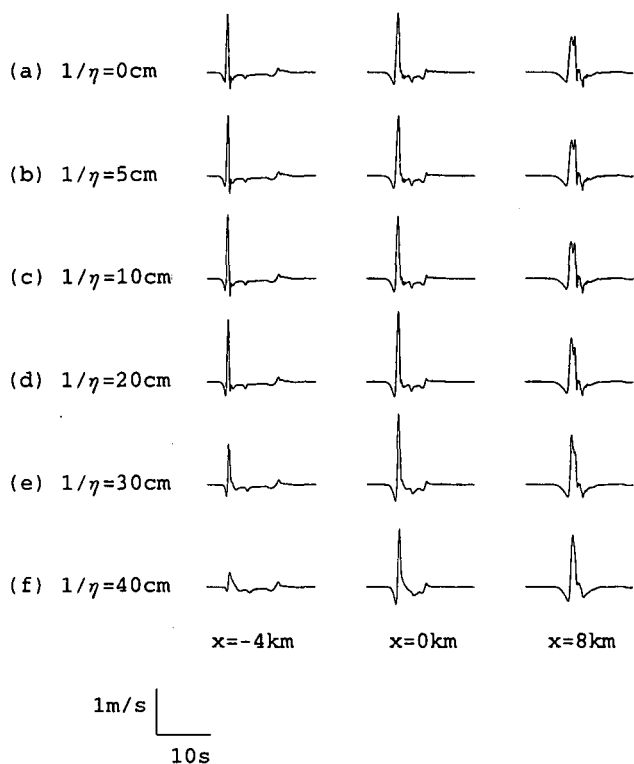


図-3 地表での速度波形 ($z=1\text{km}$). (a) $1/\eta=0\text{cm}$, (b) $1/\eta=5\text{cm}$, (c) $1/\eta=10\text{cm}$, (d) $1/\eta=20\text{cm}$, (e) $1/\eta=30\text{cm}$, (f) $1/\eta=40\text{cm}$.

断層が破壊したときにパルスのS波が現れ、このパルスのS波が最大速度を担う²³⁾。 $1/\eta$ が小さいと破壊時刻に達した後の短い時間に応力が低下し、その際にパルスのS波が生じる。そして、破壊の伝播とともに各点で生じた波が重なり合って、パルスのS波は鋭い立ち上がりを持つようになる。一方 $1/\eta$ が大きくなると破壊時刻に達した後、すべりとともに徐々に応力が低下するため、各点で生じる波形は幅を持つようになり、破壊の伝播とともにそれらが重なり合って生じた地震動も立ち上がりが鈍り、減衰するのに時間がかかる、なだらかな形状を持つようになる。

中央の波形 ($x=0\text{km}$) では、 $1/\eta$ が 30cm の波形は 20cm 以下の波形とほぼ同様な形状をしている。 $1/\eta$ が 40cm の波形については、他の波形と比べると立ち上がりが鈍り減衰するのに時間がかかるなだらかな形状をしているが、波形の違いは、左 ($x=-4\text{km}$) に比べると小さくなっている。地表のある点での波形には、断層面上においてその地表点に近いところで生じた波が最も影響を与える。破壊が伝播していくのに伴って断層上のすべり速度は大きくなり、断層中央部まで破壊が進むと、 $1/\eta=30\text{cm}$, 40cm の場合のすべり速度と $1/\eta$ が 20cm 以下の場合のすべり速度の差が小さくなるため (例えば、断層中央最浅部における 1.5Hz 以下の周波数のすべり速度は、最大で $1/\eta=0\text{cm}$ の場合は

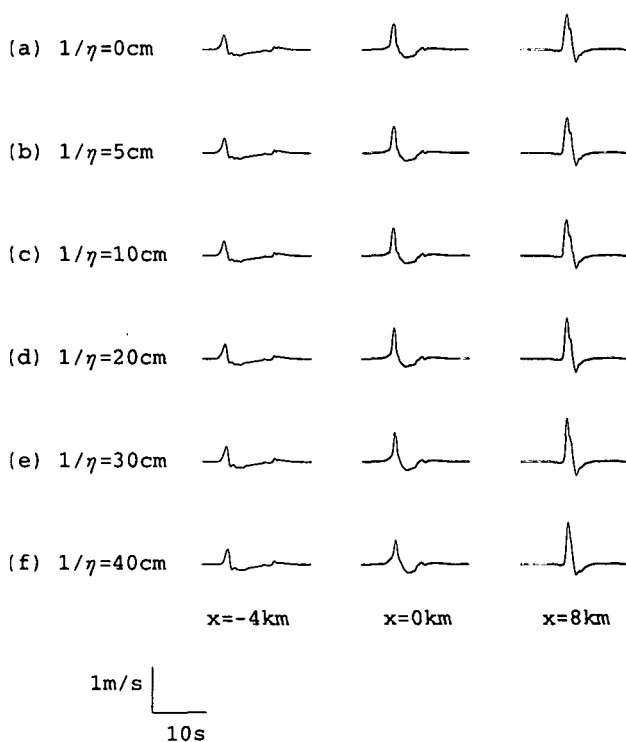


図-4 地表での速度波形 ($z=5\text{km}$). (a) $1/\eta=0\text{cm}$, (b) $1/\eta=5\text{cm}$, (c) $1/\eta=10\text{cm}$, (d) $1/\eta=20\text{cm}$, (e) $1/\eta=30\text{cm}$, (f) $1/\eta=40\text{cm}$.

3.3m/s 程度、 $1/\eta=30\text{cm}$ の場合 2.9m/s 程度)、地表での波形も $1/\eta$ が 20cm 以下の波形と似てきたものと考えられる。

右の図 ($x=8\text{km}$) における波形では、差がさらに小さくなり、 $1/\eta=40\text{cm}$ の波形は他に比べて、短周期の成分が少ないものの、概形やピーク値はほぼ同じになっている。断層破壊が終了する端に当たる断層の右端付近では、 $1/\eta$ の値の違いによるすべり速度の差が小さくなったのに加え、断層の破壊伝播速度はS波速度の 0.8 倍としており、破壊開始点から遠くなるにつれて、S波の初動の到達時刻と、観測点近傍の断層面上の点に破壊先端が到達して生じたS波が到達する時刻との差が開くため、地表での地震波形は、立ち上がりおよびピーク後の減少とともに時間的に幅を持った緩やかな形になり、 $1/\eta$ による違いが目立たなくなることとも一因と考えられる。

断層の近傍の地震波形は、 $1/\eta$ の値により影響を受けるが、断層から離れるに従い、その影響は小さくなり、今回の解析においては、断層直交方向に 5km 離れるとその差は余りみられなくなった (図-4)。

3. 2 最大速度分布

計算の結果得られた、地表面各点における水平方向速度の最大値の分布によって、 $1/\eta$ の影響を比較す

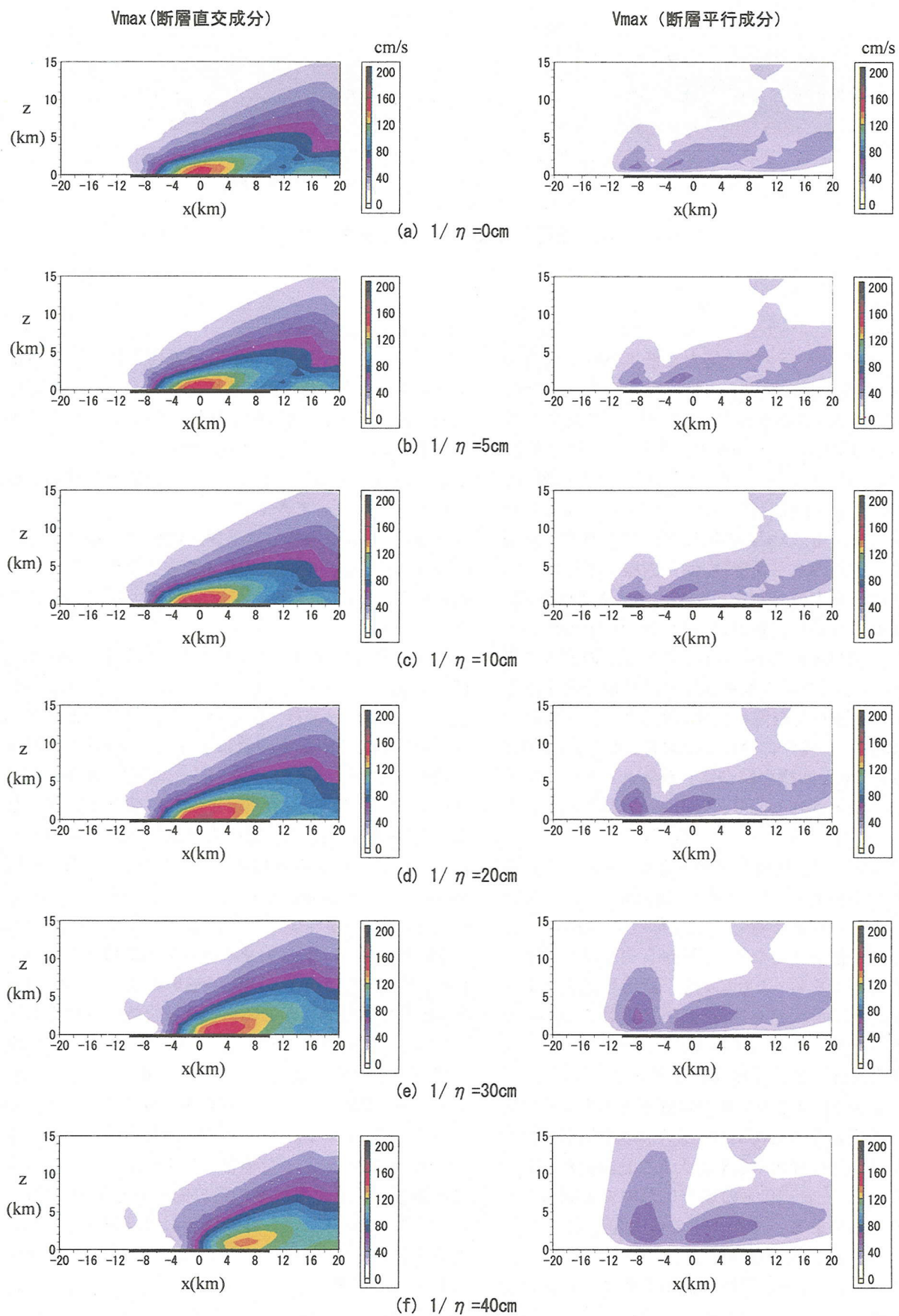


図-5 地表の最大速度分布. (a) $1/\eta = 0\text{cm}$, (b) $1/\eta = 5\text{cm}$, (c) $1/\eta = 10\text{cm}$, (d) $1/\eta = 20\text{cm}$, (e) $1/\eta = 30\text{cm}$, (f) $1/\eta = 40\text{cm}$.

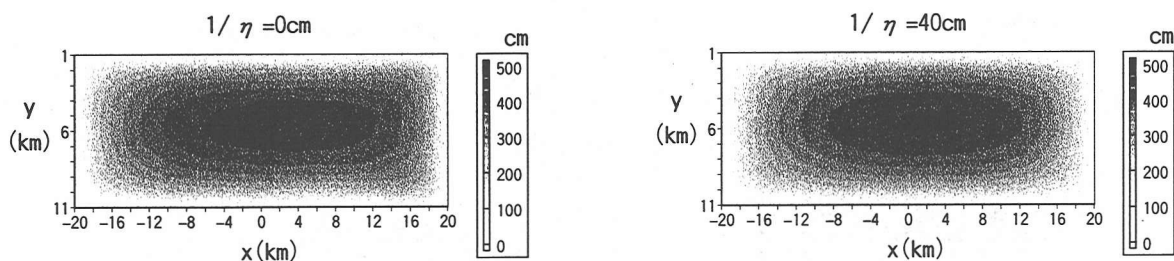


図-6 断層上の最終すべり量分布

る。

図-5に1タイムステップで応力を低下させた場合および $1/\eta$ の値を変えた場合の地表面での最大速度の分布を示す。図-5(a)が1タイムステップで応力を落とした場合(図中 $1/\eta = 0\text{cm}$ と記述)、図-5(b)が $1/\eta = 5\text{cm}$ 、図-5(c)が $1/\eta = 10\text{cm}$ 、図-5(d)が $1/\eta = 20\text{cm}$ 、図-5(e)が $1/\eta = 30\text{cm}$ 、図-5(f)が $1/\eta = 40\text{cm}$ とした場合の結果である。いずれの図においても左側が断層に直交する方向の水平速度、右側が断層に平行な方向の水平速度の最大値分布を示しており、横軸が x 軸、縦軸が z 軸に対応し、各図の底辺($z=0$)上の黒い線を引いた $x=-10\text{km}$ から $x=10\text{km}$ の間が断層の直上に当たる。図中 $z \geq 0$ のみの水平速度の最大値分布を示しているが、断層を含む面に関する対称性(x 成分については反対称、 z 成分については対称)から、 $z \leq 0$ においても $z \geq 0$ と同様の図が得られる。スケールはすべての図で統一されており、色が濃いところほど大きな速度となっている。

今回の解析では、断層上端の深さを 1km としているため、断層に平行な速度については、地表において連続かつ断層を含む面に対して反対称という条件から、断層直上での値が 0 となり、断層からやや離れたところで最も大きくなる。これに対し、断層に直交する速度は断層直上で最大値を取り、断層に近いことからその値も大きなものとなっている。

断層直交成分の最大速度分布を見ると、応力を1タイムステップで低下させた場合は断層直上の中央部分で大きな地震動が生じており、また、破壊伝播の方向性から断層延長右方向でもやや大きな地震動が生じている。 $1/\eta$ が 5cm 、 10cm の場合においても同様なパターンを示しており、また、その最大値も 1.6m/s 程度でほとんど同じ値となっている。

$1/\eta$ が 20cm になると、断層破壊の始まりに近い断層近傍左側($-10\text{km} < x < 0\text{km}$, $z < 4\text{km}$)において最大速度分布のパターンに違いが認められるようになるが、概して $1/\eta$ が 10cm 以下の結果と似たパターンになっており、最大値も 1.6m/s 程度で $1/\eta$ が 10cm 以下

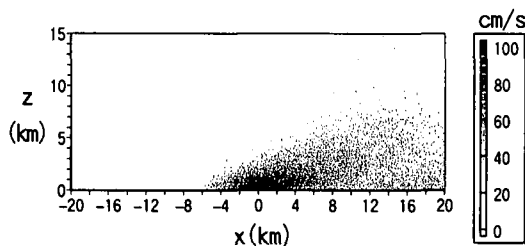
とほぼ同じ値になっている。

$1/\eta$ が 30cm においては、断層近傍左側での違いがより顕著になり、また、速度最大となる場所は断層中央から 1km 程度、断層破壊伝播方向である右側にずれ、その値も約 1.5m/s と 6% 程度ではあるが小さくなっているなど、 $1/\eta$ が 10cm 以下の結果と違いが見られるようになってきている。

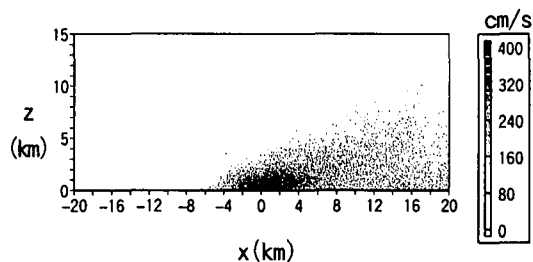
$1/\eta$ が 40cm の場合には、速度最大となるところが中央から 6km 程度右にずれるなど、分布パターンに違いがみられ、最大値も 1.3m/s と2割ほど小さくなっている。

断層に平行な方向の速度に関しては、 $1/\eta$ が 10cm 以下であれば、パターンに違いはほとんどみられない。 $1/\eta$ が 20cm では、断層近傍の左側で分布パターンに違いがみられ、その値は $1/\eta$ が 10cm 以下の場合と比べてやや大きくなっている。断層左側の分布パターンの違いは $1/\eta$ が 30cm 以上になると顕著になる。 $1/\eta$ が 40cm では、断層の右側を含め分布パターンにさらに違いがみられるようになり、断層周辺領域($-10\text{km} < x < 10\text{km}$, $z < 5\text{km}$)では、概して、 $1/\eta$ が 10cm 以下の場合よりも大きな値となっている。

本解析ではせん断応力をすべり量の関数としているため、すべり量が小さい場合、最終的なせん断応力が τ_d と異なる可能性がある。その場合最終的な応力降下量(τ_i と解析終了時のせん断応力の差)は、想定している応力降下量($\tau_i - \tau_d$)と異なる。最大速度分布へ最終的な応力降下量が影響を与えているか否かを見るため、1タイムステップで応力を低下させた場合と $1/\eta$ を 40cm とした場合の、断層面上で走向方向に破壊後に生じたすべりの最終的な分布図を図-6に示す。この図より、どちらの場合もほぼ同程度すべっていること、また、断層の周辺部分を除けば、最終すべり量は、解析で用いた中で最も大きい $1/\eta$ の値 40cm と比べて十分に大きいことから、いずれの $1/\eta$ の値に対しても十分に応力は降下しており、 $1/\eta$ の値による最大速度分布の違いは、応力降下量が異なることから生じたものではないことが分かる。



(a) $1/\eta = 10\text{cm}$, 応力降下量 5MPa.



(b) $1/\eta = 40\text{cm}$, 応力降下量 20MPa.

図-7 地表の最大速度分布

断層周辺 ($-10\text{km} < x < 10\text{km}$, $z < 5\text{km}$) の地表において、断層に平行方向の速度が、 $1/\eta$ が 40cm の場合の方が他の場合よりも概して大きな値であったことについては、以下のような理由によるものと考えられる。これらの領域においては、最終変位量は、断層に平行な方向が直交方向に比べて大きく、本解析で用いた $1/\eta$ のどの値に対しても秒単位の短時間でその最終変位量に達するために、 $1/\eta$ が大きくなっても、断層に平行な方向の速度はある程度の大きさを持つ。そして、 $1/\eta$ が大きくなって波形がなだらかに幅を持つようになった結果、 $1/\eta$ が小さくて鋭く幅の狭いピークを持つ波形よりも波が重なり合いやすくなり、そのため、 1.5Hz 以上の高周波を取り除いた波形においては、 $1/\eta$ が 40cm の場合の方が、 10cm 以下あるいは 20cm と比べて、速度が大きくなる場所も生じたものと考えられる。

最終変位量は応力降下量で決まるために、断層上のすべり量が $1/\eta$ に比べて十分大きければ、 $1/\eta$ の違いによる影響をほとんど受けないのに対して、加速度で比較した場合、一般に、 $1/\eta$ が大きいとパルスの形状が鈍り、その周期が長くなっているため、速度で比較する場合よりも、 $1/\eta$ が小さい方が値が大きくなる傾向がもっとも強くなる。

3. 3 応力降下量による違い

これまでの議論は内陸地震の典型的な応力降下量として 10MPa とした場合について行ってきた。しかし、これらの結果は、応力降下量の値によって異なってくる。

本解析で用いた条件下では、応力降下量の値と η の値の積が同じであれば、計算される値は、応力降下量に比例する。

応力降下量 10MPa の場合の解析例に対して、応力降下量、 $1/\eta$ 共に、 k 倍（応力降下量と η の積は一定）であったとすると、初期条件として、破壊開始点において 1 タイムステップで 10MPa の k 倍の応力降下が起きるとしているため、式 (2)、式 (3) から

得られる加速度、速度、応力増分は、応力降下量 10MPa の結果の k 倍になる。一方、それ以後の時刻についても、各点の変位、速度、応力増分がいずれも応力降下量 10MPa の解析の k 倍であったとすると、式 (4) 中の ηD は 10MPa の場合と同じ値であるのに対して、 $\tau_p - \tau_i$, $\tau_i - \tau_d$ は 10MPa の場合に対して k 倍になっているため、その時刻までに生じた応力降下量 ($\tau_i - \tau$ (その時刻のせん断応力)) も k 倍となり、式 (2)、式 (3) から得られる加速度、速度、応力増分とも 10MPa の値の k 倍になり、すべての時刻において、計算される加速度、速度、変位、応力増分は 10MPa の場合の結果を k 倍したものになる。

例として、応力降下量を 5MPa 、 $1/\eta$ を 10cm とした場合、および、応力降下量を 20MPa 、 $1/\eta$ を 40cm とした場合における、地表での断層直交水平方向の速度の最大値分布を図-7に示す。応力降下量 10MPa 、 $1/\eta$ が 20cm とした場合の結果に対して、分布パターンは全く同じで、値がそれぞれ、半分、2倍になっているのが分かる。

以上のように、本解析で仮定した破壊伝播速度一定の条件の下では、地震動に影響を与える $1/\eta$ の値は、応力降下量に比例する。ただし、実際には、応力降下量が異なれば破壊伝播にも影響を与えると考えられ、今後、破壊伝播についても考慮して検討を進める必要があると考えている。

4. 結論

断層上の破壊後のせん断応力の降下について、すべりとともに指数関数的にせん断応力が低下して残留強度に漸近する関係を与え、応力が低下するのに必要なすべり量の指標として、指数の逆数を用いた。そしてその値が変わることで、地表の地震動にどのような影響が現れるかに関して、上端の深さを 1km とした長さ $20\text{km} \times$ 幅 10km の横ずれ断層の場合について、破壊が一定速度で伝播していくものとして、 1.5Hz 以下の周波数の地震動で検討した。以下に得られた結果をまと

める。

(1) 指標の値が小さければ、破壊後直ちに応力降下が始まる場合に比べて、地震波形にあまり違いは見られないが、指標の値が大きくなると断層近傍においては、立ち上がりやピーク後の減衰に幅を持ち、短周期成分が少なく、最大値も小さい波形が見られるようになる。これは、断層破壊の始まりに近い領域での波形で顕著であり、断層の破壊が伝播して行くにつれて地表の波形の違いは目立たなくなる。

(2) 指標の値による波形の違いは断層から離れると小さくなる。本解析では、5km 離れると波形の違いはあまり見られなくなった。

(3) 地表における速度の最大値の分布パターンについても、指標の値が小さければ断層に直交する成分、平行な方向の成分ともに、わずかな違いしか見られないのに対し、指標の値が大きくなるにつれて、断層の近傍においては概して値が小さくなり、また、地震動の大きな領域が断層の破壊伝播方向へとずれていくなど、パターンにも違いが見られるようになる。

(4) 地震動に影響を与える指標の値については、応力降下量におおよそ比例的であると考えられる。

今後、指標の値や応力降下量が破壊伝播に与える影響も含めて検討していく必要があると考えている。

参考文献

- 1) Miyatake, T.: Numerical simulations of earthquake source process by a three-dimensional crack model. Part I. Rupture process, *J. Phys. Earth*, 28, pp.565-598, 1980.
- 2) Toki, K. and F. Miura: Simulation of a fault rupture mechanism by a two-dimensional finite element method, *J. Phys. Earth*, 33, pp.485-511, 1985.
- 3) Toki, K. and S. Sawada: Simulation of a fault rupture process and near field ground motion by the three-dimensional finite element method, *Proceedings of the 7th Japan earthquake engineering symposium*, pp.169-174, 1986.
- 4) Miyatake, T.: Reconstruction of dynamic rupture process of an earthquake with constraints of kinematic parameters, *Geophys. Res. Letters*, 19, 4, pp.349-352, 1992.
- 5) 島田篤, 宮武隆, 谷山尚: 動力学モデルによる断層近傍の強震動, *地震*, 49, pp.179-191, 1996.
- 6) Andrews, J.: Rupture velocity of plane strain shear cracks, *J. Geophys. Res.*, 81, pp.5679-5687, 1976.
- 7) Ida, Y.: Cohesive force across the tip of a longitudinal-shear crack and Griffith's specific surface energy, *J. Geophys. Res.*, 77, pp.3796-3805, 1972.
- 8) Ohnaka, M. and T. Yamashita: A cohesive zone model for dynamic shear faulting based on experimentally inferred constitutive relation and strong motion source parameters, *J. Geophys. Res.*, 94, pp.4089-4104, 1989.
- 9) Dietrich, J.H.: Time dependent friction and the mechanisms of stick-slip, *Pure Appl. Geophys.*, 116, pp.790-806, 1978.
- 10) Ruina, A.L.: Slip instability and state variable friction laws, *J. Geophys. Res.*, 88, pp.10359-10370, 1983.
- 11) Okubo, P. G. and Dietrich, J. H.: Effects of physical fault properties on frictional instabilities produced on simulated faults, *J. Geophys. Res.*, 89, pp.5817-5827, 1984.
- 12) Stuart, W. D.: Forecast model for great earthquakes at the Nankai trough subduction zone, *Pure Appl. Geophys.*, 126, pp.619-641, 1988.
- 13) 谷山尚・宮武隆: 質点ばねモデルによる地殻内地震のシミュレーション, *Proceedings of the 9th Japan earthquake engineering symposium*, pp.685-690, 1994.
- 14) Tse, S.T. and J. R. Rice: Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties, *J. Geophys. Res.*, 91, pp.9452-9472, 1986.
- 15) Ide, S. and M. Takeo: Determination of constitutive relation of fault slip based on seismic wave analysis, *J. Geophys. Res.*, 102, pp.27379-27391, 1997.
- 16) Ida, Y.: The maximum acceleration of seismic ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63, pp.959-968, 1973.
- 17) Fujiwara, H. and K., Irikura: High-frequency seismic wave radiation from antiplane cohesive zone model and f_{max} as source effect, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, pp.1115-1128, 1991.
- 18) 坪井利弘・三浦房紀: 震源特性を考慮したFEMによる地震波の生成シミュレーション, 第10回日本地震工学シンポジウム論文集, Vol.1, pp.117-122, 1998.
- 19) Virieux, J. and R. Madariaga: Dynamic faulting studied by a finite difference method, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, pp.345-369, 1982.
- 20) Okubo, P. G. and J. H. Dietrich: State variable fault constitutive relations for dynamic slip, *Am. Geophys. Union Mono.*, 37, pp.25-35, 1986.
- 21) Clayton, R. and B., Engquist: Absorbing boundary conditions for acoustic and elastic wave equations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, 1529-1540, 1977.
- 22) 斉藤正徳: 漸化式デジタル・フィルターの自動設計, *物理探査*, 31, pp.240-278, 1978.

23) 井上智広：動力学的モデルによる断層近傍の強震
動分布予測，東京大学理学系大学院修士論文， 1996.

(1999 年 4 月 23 日受付)