

大地震早期検知のための強震動初期波形の理論・データ解析

Model and data analysis of initial wave form of strong motion
for development of early earthquake warning

北代 州平*・堀 宗朗**
Shuheï KITADAI and Muneo HORI

*学生会員 東京大学大学院 社会基盤工学専攻 (〒 113-8656 東京都文京区本郷 7-3-1)
**正会員 Ph.D. 東京大学助教授 東京大学地震研究所 (〒 113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1)

This paper presents a method to judge a huge earthquake for an early warning system. The judgement is made by assessing a wave form at an initial stage. In this paper, rate of acceleration is studied, as a possible decision index that is used for the judgement. The following results are shown: 1) the system performance simulation using the physical model of the fault with built-in fault fracture process and, 2) statistical verification of the system accuracy by processing and examining measured data.

Key Words : *Disaster Prevention, Early Warning System, Rate of Acceleration, Fault Mechanism*

1. はじめに

地震予知の一つの形態として早期警報システムがある。これは実際に発生した巨大地震を検知し、強震動が襲来する前に都市基盤施設に警報を流すものであり、鉄道施設に対するユレダス¹⁾が代表的なものである。また、シグナル²⁾やナウキャスト等³⁾⁴⁾もこの警報システムに近い。一方、情報技術革命が示すように、都市活動の中で情報が占める重要性は飛躍的に増加することが予想されている。したがって、巨大地震発生時には、何らかの形で、組織のみならず個人が持っている情報の安全を図ることが必要であり、このための早期警報システムの開発が望まれる。

社会基盤システムと比べ、個人情報機器を対象とする早期警報システムには大きく3つの特徴がある。第1の特徴は、警報を流す対象が、都市人口と同程度の多数となることである。十分な地震対策を講じられない中小企業で利用される情報機器も含まれるであろう。第2の特徴は、システムに流す情報は、「巨大地震の到達」のみで十分なことである。高度な機能を有する都市基盤施設には、相応の詳細な地震情報¹⁾も必要とされることと大きく異なる。第3の特徴は、巨大地震到来の1秒を切る直前に警報を流したとしても情報保全は十分可能である点である。したがって、数は多くとも、警報情報は単純であり、また、直前であっても有効であるため、巨大地震到来のみを判定し、地上波デジタ

表-1 社会基盤施設と個人情報機器を対象とした警報システムの比較

	社会基盤施設	個人情報機器
数	10 ^{0~2}	10 ⁶
警報	地震情報	発生のみ
時間	10 ⁰ [sec]	10 ⁻¹ [sec]

ル放送やインターネット等の既存通信ネットワーク²⁾を利用することで、個人情報機器を対象とした早期警報システムを開発することは意義があると考えられる。

上記を背景として、我々は、都市内に多数ある個人用の情報機器を対象とした、巨大地震の早期警報システムを検討してきた(図1参照)。少しでも早く強震動の襲来を判定することがこのシステムの有効性を高める。このため、観測された地震波の立ち上がり1秒のデータを解析し、適切な判定指標を見いだすことを試みた。詳細は次章に説明するが、現時点では、加速度の時間変化である加速度変化率が有望な指標であると考えている。物理的意味の明解な速度や加速度、また、地震工学では被害との相関が強いとされるSI値等の指標に比べ、コンマ数秒の違いではあるが、この加速度変化率を用いることで強震動のより早い判定が可能となる。

加速度変化率は地震波形のデータ解析をもとに見つ

¹⁾ ユレダスは海洋地震を念頭にして開発されている。個人情報機器を対象とする場合、海洋・内陸地震を区別することなく、強震動が襲来するか否かを警報することになる。

²⁾ ネットワークの防災を検討する際、費用と同報性・冗長性・安全性を考慮しなければならない。費用と冗長性・安全性はトレードオフの関係にあるものの、同報性の向上はランニングコストをあまり増加させない。したがって、大量の情報機器への同報性は大きな問題とはならないであろう。

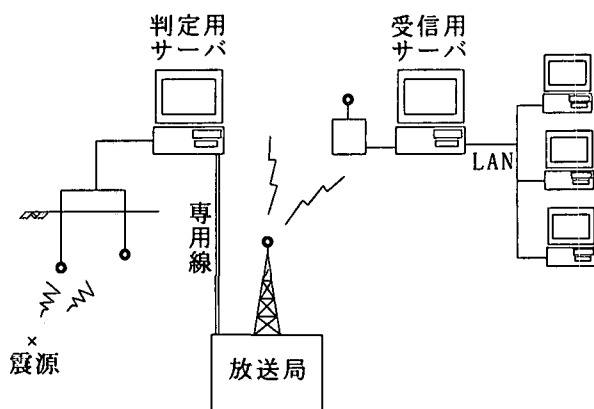


図-1 即時警報システムの概念図

けられた指標⁵⁾である。したがって、有効性を実証する他に、加速度変化率の持つ物理的意味を調べることも必要である。これが本論文の第一の目的である。具体的には、断層の破壊過程をモデル解析し、加速度変化率が強震動判定の指標となるか否かを検討する。断層破壊過程は地球物理学の分野でも盛んに研究⁶⁾⁷⁾⁸⁾されており、その知見を参考にモデル解析を行う。第二の目的は、多数の観測データを利用して加速度変化率の有効性を検討することである。強震ネットワークから提供された、1997年に発生した6個の地震に対する実測データを用いてデータ解析を行う。加速度変化率はP波初動に対して計算し、その後、S波の主要動が何秒後に到達したかを見ることで、有効性が検討される。

本論文は以下のように構成される。第2章において大地震の判定指標としての加速度変化率の特徴を整理する。ついで第3章においてモデル解析を行う。このモデルは、簡略化されているが、断層の構成則を満たしながら震源核が成長する際に観測される地震波を与えるものである。さまざまな破壊過程を想定した場合に観測される加速度変化率を計算する。第4章において強震ネットワークの中小地震の実測データを用いて加速度変化率を用いた判定の有効性を検討する。判定時間や強震動の大きさといった工学上重要な項目を調べるとともに、地震を起こした断層の場所・相対位置・方位といった観点からもデータを解析する。

2. 初期波形の解析結果

加速度変化率とは加速度の時間変化である。加速度計で計測している場合、加速度・速度に比べ $10^{-2} \sim 1$ [sec]のオーダーであるが、加速度変化率を用いることで地震波の到達を判定できる可能性が指摘⁵⁾されている。また、加速度変化率の大きさと観測点での強震動の大きさにはある程度の相関が見られることも指摘⁹⁾されている。したがって、巨大地震の襲来をできるだけ速く検知するためには、加速度変化率を判定指標として用いる

ことが考えられる。

加速度変化率の推定方法には注意が必要である。最も単純な方法として、計測される加速度3成分の変化率を各々計算しそのベクトルのノルムを求めて加速度変化率とする方法が考えられる。一方、加速度変化率はP波に対する指標であるため、P波伝播方向の加速度成分の変化率を計算する方法が考えられる。常時微動やノイズを考慮すると、単純な方法に比べ、P波伝播方向成分を用いるほうが判定時間が短いことが期待できる。

実測データを用いてP波方向の加速度変化率を計算した。同時に、P波方向の速度・加速度も計算し、比較を行う。府中観測点の地下2,750[m]で計測されたデータを用いた計算結果のうち、地震波が観測点に到達してから0.2秒間の波形を図2に示す。図2に示される地震は1988年9月5日のもので、 $M5.6$ である。初動データ全体を用いてP波方向を推定し、速度と加速度変化率は数値積分と差分で計算される。速度・加速度・加速度変化率は地震波到達から0.2秒間の最大値(v_p , a_p , c_p)によって無次元化している。ピークの出現する早さは加速度変化率、加速度、速度の順になっている。これは、速度のピークが出現する時点では加速度の値は正から負に移り、加速度のピークが出現する時点では加速度変化率の値が正から負に移るというためである。したがって、加速度変化率を地震検知指標として使うことで少しでも早く地震波を捕らえる可能性が示されている。他に5個の地震データに関しても同様の解析を行い、図2の結果も含め、P波方向の速度(v)・加速度(a)・加速度変化率(c)の立ち上がり時間を計算した。地震の諸元とともにその結果を表2に整理する。立ち上がり時間は、地震波到達から0.2秒間での最大値が出現した時間である。数mm秒の差³⁾ではあるが、加速度変化率の立ち上がりが早いことがわかる。なお、P波方向の成分を計算せず、3成分の加速度変化率を直接用いると、1) 測定ノイズが判定により強く影響すること、2) 特定の成分のみに大きな変化があること、という二つの理由により、必ずしもこのような早い検知が可能であるとは限らなかった。加速度変化率は次の方法で推定することとした。

1. 加速度3成分からP波方向を推定
2. この方向の加速度成分を計算
3. その成分の変化率を計算

3. 破壊過程と初期波形の理論解析

本章では、加速度変化率が持つ検知指標としての意味をモデル解析によって検討する。なお、強震動検知

³⁾ 表2の結果は、P波方向の加速度変化率に、加速度・速度を併せて検知指標として使う方法を示唆している。詳細な検討が必要であろう。

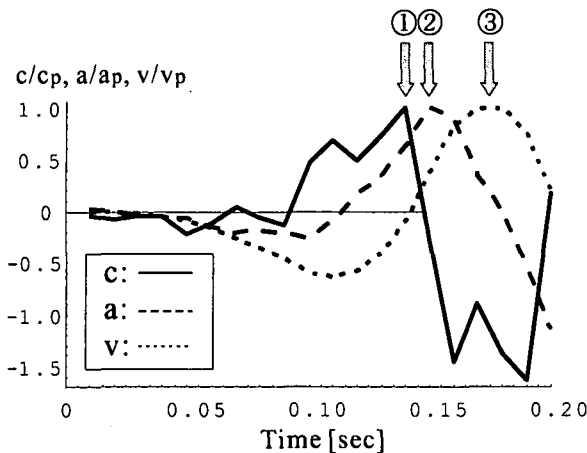


図-2 各指標の初動部分の時間変化

表-2 各指標の立ち上がり時間

a) 立ち上がり時間 $[\times 10^{-2} \text{sec}]$

地震	v	a	c
1	20	10	8
2	20	20	19
3	12	6	5
4	15	13	12
5	20	16	14
6	13	13	12

b) 地震の諸元

地震	発生日時	M	震央距離
1	1985.10.04	6.1	67
2	1986.06.24	6.5	147
3	1987.02.06	6.7	264
4	1988.09.05	5.6	47
5	1988.09.29	5.0	39
6	1990.08.05	5.1	60

[km]

播, 3) 地表付近の強震動, という三つの過程を考慮しなければならない. 粗い近似ではあるが, 基盤を一樣弾性体としてモデル化して 2) の過程を簡略に扱うことはできる. したがって, 本章は 1) と 3) の過程のみをモデル解析の対象とする.

震源断層の破壊は「断層面上の一部 (震源核) から起こった破壊が面内に広がっていく」過程である. 断層の位置や向き等の形状を指定すると, この過程は, 震源核を径 R の円, 破壊を強さ M のダブルカップルとすることでモデル化できる. この R と M は時間の関数として変化する. これに応じて震源核のせん断応力 τ や滑り量 Δ も変化するが, この τ や Δ は破壊過程を支配する断層の構成則を満足しなければならない. 一方, 地表付近の強震動は, 最初に P 波が到達した後, S 波によって引き起こされる. この P 波と S 波は波速が

違うために到達時刻に差はあるが, 震源の同一の破壊過程から生じている. したがって, 全てではないにせよある程度の破壊過程の特徴が P 波に含まれている. この特徴を解析することで, 少なくとも S 波が引き起こす強震動がある基準より大きいのか否かの判断を下すことは期待できる.

3.1 定式化

震源核と破壊過程のモデル解析は, 巨大地震の強震動には P 波方向の加速度変化率が大きくなることを示すことを具体的な目的とする. 逆に言えば, 加速度変化率が大きくならずに強い S 波が発生することはないことを示す. そのため, 解析は次の手順で行う.

1. 破壊過程の多様性に対応できるように, 震源核の径 $R(t)$ に任意の関数を設定
2. 断層のせん断力 τ と滑り量 Δ が断層の構成則を満たすよう, ダブルカップルの大きさ $M(t)$ を計算
3. この $R(t)$ と $M(t)$ が作る地表付近での P 波の加速度変化率 $c(t)$ を計算

解析には一樣な等方弾性無限体のグリーン関数を用いる. 断層の構成則には, 大中らのせん断応力と滑り量の関係⁶⁾を用いる.

無限体のグリーン関数は解析的に与えられているが, 関数型は複雑である. そこで断層近傍と遠方の漸近解を用いて解析を簡略化する. 具体的なグリーン関数は, 中心が原点にあり面が x_3 軸に垂直な断層を考え, x_2 軸回りのダブルカップル M が作る変位 u_i とする.

1) 断層近傍

$$u_i = -\frac{1}{2\pi} \frac{\partial^3 r^{-1}}{\partial x_i \partial x_1 \partial x_3} \int_{-\frac{R}{\alpha}}^{\frac{R}{\beta}} s M(t-s) ds \quad (1)$$

2) 遠方

$$u_i = \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3 r} \frac{2x_i x_1 x_3}{r^3} \dot{M}(t - \frac{r}{\alpha}) + \frac{1}{4\pi\rho\beta^3 r} (\delta_{i1} \frac{x_3}{r} + \delta_{i3} \frac{x_1}{r} - 2 \frac{x_i x_1 x_3}{r^3}) \dot{M}(t - \frac{r}{\beta}) \quad (2)$$

ここで α と β は P 波と S 波の波速, ρ は密度, r は原点からの距離である.

最初に震源核での滑り量とせん断応力を計算する. 断層面の不均一性により, 震源核の局所的な破壊の詳細を解析することは難しく, 震源核の平均的な挙動を調べることのほうが適当である. このため, 震源核での滑り量が一樣 (Δ) であると仮定し, 滑り量は単位面積毎のダブルカップルの大きさ $M/(\pi R^2)$ とせん断弾性係数 G によって次のように計算する.

$$\Delta = \frac{1}{\pi G} R^{-2} M \quad (3)$$

同様に, 特異性を持つ震源核先端の応力の代わりに, 円形の震源核の平均値を震源核のせん断応力 τ として評

価する。平均せん断応力は解析的に計算できる。最初に震源核と同じ径を持ち厚さ $h (\ll R)$ の薄い円盤を考える。この円盤の平均せん断ひずみ $\bar{\epsilon}_{31} = \frac{1}{2}(\partial u_3/\partial x_1 + \partial u_1/\partial x_3)$ は次のように計算される。

$$\bar{\epsilon}_{31} = \frac{1}{2\pi R^2 h} \left(\int_0^{2\pi} u_3 n_1 R d\theta h + \Delta \pi R^2 \right) \quad (4)$$

ここで n_1 は震源核の外縁での法線の x_1 方向成分であり、震源核の外縁の周積分を $d\ell = R d\theta$ として円周角 θ に関する積分として行っている。せん断弾性係数を G とすると式 (4) に対応した平均せん断応力は、

$$\bar{\sigma}_{31} = \frac{3G}{2\pi\rho R^5} \left(\frac{5h^2}{R^2} - 1 \right) \int_{\frac{R}{\alpha}}^{\frac{R}{\beta}} s M(t-s) ds + G \frac{\Delta}{h} \quad (5)$$

となる。ここで式 (1) を使って変位 u_3 を計算している。断層の厚さは 0 ではないものの震源核の径に比べて十分小さいと考えることができる。したがって、

$$\frac{h}{R} \ll 1 \quad (6)$$

と近似する。さらに対象としている時間は、破壊の初期とはいえ、S 波や P 波が震源核の外縁に届く時間 (R/α , R/β) より十分長いいため、 $M(t-s) \approx M(t) - \dot{M}(t)s$ とすることで式 (5) の積分を、

$$\begin{aligned} \int_{\frac{R}{\alpha}}^{\frac{R}{\beta}} s M(t-s) ds &\approx \frac{1}{2} \left(\frac{1}{\beta^2} - \frac{1}{\alpha^2} \right) R^2 M(t) \\ &\quad - \frac{1}{3} \left(\frac{1}{\beta^3} - \frac{1}{\alpha^3} \right) R^3 \dot{M}(t) \quad (7) \end{aligned}$$

と近似する。以上、式 (6) と (7) を用いると、断層の平均のせん断応力 τ を次のように評価することができる。

$$\begin{aligned} \tau &= -\frac{3G}{4\pi\rho} \left(\frac{1}{\beta^2} - \frac{1}{\alpha^2} \right) R^{-3} M \\ &\quad + \frac{G}{2\pi\rho} \left(\frac{1}{\beta^3} - \frac{1}{\alpha^3} \right) R^{-2} \dot{M} + G \frac{\Delta}{h} \quad (8) \end{aligned}$$

次に断層の構成則を考える。室内実験等で確認されている構成則は、滑りが増加するにつれて応力が低下し、滑り量がある大きさを越えると一定の応力のみを受け持つ、というものである。解析の対象が破壊の初期であることを考えると、この非線形の構成則のうち、最初の部分である滑りによる応力の低下のみを扱えばよい。この関係は次のように表すことができる。

$$\tau = -\frac{\tau_d}{\Delta_c} \Delta \quad (9)$$

ここで τ_d は最大の応力低下量、 Δ_c は限界の滑り量である。なお τ は破壊による応力の変化量である。

式 (3) と (8) によって与えられた Δ と τ が式 (9) を満たすことから、 M と R に対する次の微分方程式が導

かれる。

$$\begin{aligned} 2 \left(\frac{1}{\beta^3} - \frac{1}{\alpha^3} \right) \dot{M} - 3 \left(\frac{1}{\beta^2} - \frac{1}{\alpha^2} \right) R^{-1} \dot{M} \\ + \frac{4\rho}{Gh} \left(1 + \frac{h\tau_d}{\Delta_c G} \right) M = 0 \quad (10) \end{aligned}$$

この方程式は M に関して積分することができる。すなわち、震源核の径 R を与えると、それに対応するダブルカップル M が次のように与えられることになる。

$$\begin{aligned} \ln \frac{M}{M_0} &= \frac{1}{2} \left(\frac{1}{\beta^3} - \frac{1}{\alpha^3} \right)^{-1} \\ &\quad \int_0^t \left(3 \left(\frac{1}{\beta^2} - \frac{1}{\alpha^2} \right) R^{-1} - \frac{4\rho}{Gh} \left(1 + \frac{h\tau_d}{\Delta_c G} \right) \right) ds \quad (11) \end{aligned}$$

式 (11) によって与えられたダブルカップル M が遠方で作る P 波を計算する。なお P 波は、式 (2) を球座標に変換して得られる r 方向の変位、

$$u_r = \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3 r} \dot{M} \left(t - \frac{r}{\alpha} \right) \sin^2 \theta \sin 2\phi \quad (12)$$

で表される。ここで θ と ϕ は球座標での観測点の方位である。この式の時間に関する微分を計算することにより、P 波の加速度変化率は次のように M の関数として与えられることになる。

$$c_r = \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3 r} \frac{d^4 M}{dt^4} \left(t - \frac{r}{\alpha} \right) \sin^2 \theta \sin 2\phi \quad (13)$$

3.2 数値計算

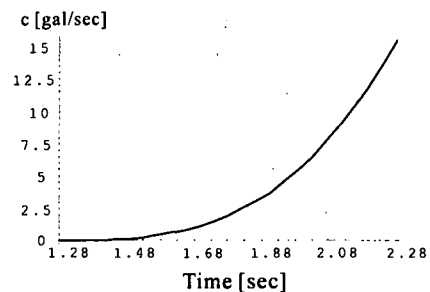
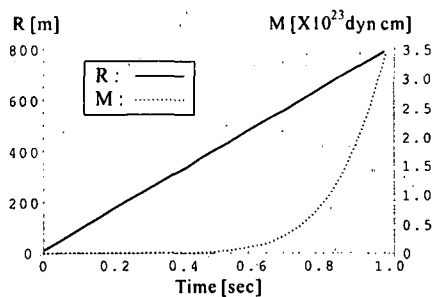
断層の構成則を満たす震源核の径 R とダブルカップルの大きさ M を用いて、初期の破壊過程が作る P 波の加速度変化率を計算する。具体的な計算の手順は、 R に対して適当な関数を設定し、式 (11) を用いて M を計算し、ついでそれを式 (13) に代入して加速度変化率を評価することになる。地殻の材料定数は、 $G = 80[\text{GPa}]$, $\rho = 3.2[\text{g/cm}^3]$, $(\alpha, \beta) = (7.8, 4.5)[\text{km/sec}]$, 断層の解析パラメータを表 3 に整理する。

表-3 断層の解析パラメータ

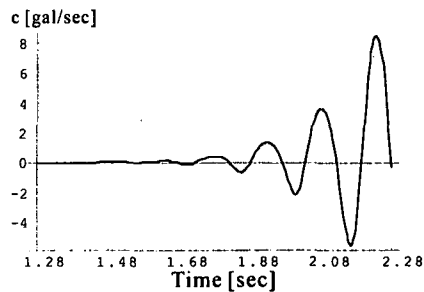
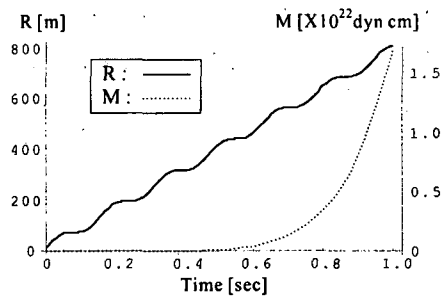
h	τ_d	Δ_c
5[m]	15[MPa]	0.01[m]

破壊速度は一定であるため、震源核の破壊過程として、大/小の震源核が滑らかに/不規則に破壊する、という四つのパターンを考えた。一例として、関数 R を $R(t) = R_0 + R_1(t)$ とし、 R_0 と R_1 を各々次の二つとする。

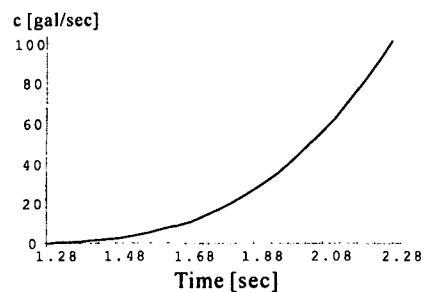
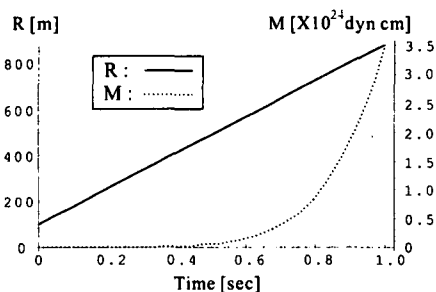
$$\begin{aligned} R_0 &= \begin{cases} 10[\text{m}] \\ 100[\text{m}] \end{cases} \\ R_1(t) &= \begin{cases} 0.1\alpha t \\ 0.1\alpha t + \frac{3.9 \sin(\log(100/R_0) \times 20t)}{\log(100/R_0)} \times 10^3 \end{cases} \end{aligned}$$



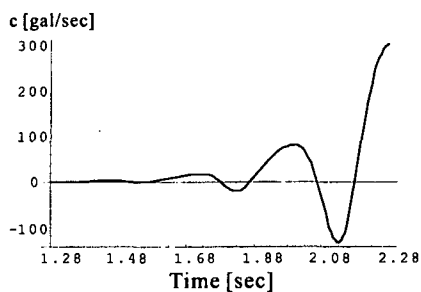
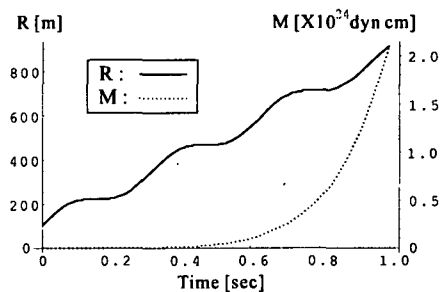
a) 震源核小, 破壊過程滑らか



b) 震源核小, 破壊過程不規則



c) 震源核大, 破壊過程滑らか



d) 震源核大, 破壊過程不規則

図-3 モデル解析の一例

計算結果を図 3 に示す。なお、 R と M のグラフでは経過時間は破壊発生から、 c のグラフでは経過時間は地震波到達からである。加速度変化率は立ち上がりが増加する。他の R についても同様の計算を行ったところ、「加速度変化率が増加せずに P 波が到達することはない」ことが示された。また、 R の関数型を設定した場合、 R の大きさが増加しそれにつれてモーメント M が増加すると、 c も増加する。すなわち、大きな地震であれば P 波の加速度変化率は大きくなる。これは、巨大地震の判定指標として機能することを示すもので

ある。

4. 観測データの解析結果

観測データを用いて、P 波加速度変化率の巨大地震判定指標としての有効性を検討する。なお、変化率の計算には P 波方向の推定が必要である。このため、時系列として得られる加速度 3 成分データにカルマンフィル

タ⁴を適用し、P波方向の推定を行った。カルマンフィルタの定式化¹⁰⁾に基づき、P波地到達後 m 回目に計測される加速度 a_i^m の方向ベクトルを n_i^m 、その時の真のP波方向を N_i^m とし、発展方程式と観測方程式を次のように設定した。

$$\begin{cases} N_i^{m+1} = N_i^m + v_i^m \\ n_i^m = N_i^m + w_i^m \end{cases} \quad (14)$$

ここで v_i^m と w_i^m はシステムと計測ノイズである。フィルタを設定するために、1) v_i^m と w_i^m は定常であり分散が r と q 、2) 誤差分散の初期値を $P_i^{0/-1} = 0.3$ 、3) P波の進行方向の初期値を $(N^{-1}) = (0, 0, 1)$ 、とする。この結果、 m 回までの計測データで推定される $m+1$ 回の推定値 $(N_i^{m+1/m})$ に関して次の漸化式が導かれる。

$$N_i^{m+1/m} = N_i^{m/m-1} + K_{ij}^m (n_j^m - N_j^{m/m-1}) \quad (15)$$

ここで K_{ij}^m はカルマンゲインであり、マトリクス表示すると、漸化式 $[P^{m+1/m}] = ([I] - [K^m])[P^{m/m-1}] + [Q^m]$ によって与えられる誤差分散マトリクスを使って $[K^m] = [P^{m/m-1}][P^{m/m-1} + [R^m]]$ として計算される。ここで $[Q^m]$ と $[R^m]$ はノイズ v_i^m と w_i^m の共分散マトリクスである。なお、 N_i^m のノルムが1であるため独立な成分は二つであるが、この条件を用いてもカルマンフィルタによる判定は大きな差を生まなかった。

カルマンフィルタを適用するには、P波到来の判定が必要である。これは常時微動より大きなシグナルをとらえればよい。このため、「 K_1 個の加速度の平均のノルムが K_2 回続けて微動ノルムの標準偏差 σ_a を超える」とことと仮定した。すなわち以下のような条件である。

$$\bar{a}^{m-k} > \sigma_a \quad \text{for } k = K_2, K_2 - 1, \dots, 0 \quad (16)$$

ここで $\bar{a}^m$ は $a_i^{m-K_1+1}$ から a_i^m の平均値のノルムである。実測データを利用してこの判定を検討したところ、 $K_1 = K_2 = 10$ とすれば十分判定が可能であった。なお $K_1 > 8$ であれば平均が安定して計算され、この時には $K_2 = 5$ 程度でも判定可能である。確実かつ高速に判定するために、本論文では $K_1 = K_2 = 10$ を設定した。

科学技術庁防災科学技術研究所の強震ネット (K-net) で1997年3月に最大震度5以上が観測されたデータを用いて、加速度変化率の有効性を検証した。地震の諸元は表4に示す。なお、票データ解析の手順は以下の通りである。

1. 式 (16) を用いて P 波到来を判定

2. 式 (15) を用いて P 波方向を推定

3. 推定された P 波方向の加速度変化率を差分によって計算

4. 加速度変化率が閾値 c_c を越えると巨大地震波襲来を判定

閾値は判定する地震波の大きさを決める。図4に、計測された236個の強震動の震度とP波部分の加速度変化率の最大値をプロットする。今回の解析でポイントとなる小さい震度の加速度変化率 (図中の枠で囲んだ領域) は拡大している。閾値を $c_c = 800[\text{gal/sec}]$ とすると計測震度1以下の地震波の到来は判定されないことがわかる。なお、この値は $0.01[\text{sec}]$ の間に $8[\text{gal}]$ の変化があることに対応し、以下の解析ではこれを閾値として用いた。有効性を次の指標で検討する。

$$\Delta T = (\text{最大ノルム発生時刻}) - (c > c_c \text{ の時刻}) \quad (17)$$

この ΔT は、判定後、S波の主要動が到達するまでの警報時間間隔に対応する。

表-4 データ解析に用いた地震の諸元

地震	発生日時	M	震源位置	深さ
1	1997.03.03	5.2	35.0N, 139.1E	10.0
2	1997.03.04	5.1	35.0N, 139.2E	10.0
3	1997.03.04	5.6	34.9N, 139.1E	0.0
4	1997.03.05	4.6	35.0N, 139.1E	0.0
5	1997.03.07	4.7	34.9N, 139.1E	0.0
6	1997.03.07	4.6	35.0N, 139.2E	10.0

[km]

図5に236個の地震波のうち、加速度変化率が閾値を超えたものに対する警報時間間隔 ΔT を示す。なお、a) は震源からの距離、b) は計測震度とプロットしている。加速度変化率が計測時間内において閾値を超えなかったものに関しては、 $\Delta T = -100[\text{sec}]$ という値を便宜的に当てはめている。図a) については、P波とS波の波速 (α , β) の違いから $\Delta T \approx d(1/\beta - 1/\alpha)$ が成立することが予想される。 $\alpha = 6.0[\text{km}]$ 、 $\beta = 3.5[\text{km}]$ とし、これをa) に破線として示した。ばらつきは大きいものの震源距離が $20[\text{km}]$ 以内では概ねこの破線に近い。一方、 $20[\text{km}]$ 付近から ΔT の値が小さくなっているが、これは、震源から観測点が遠くなることで強震動が減衰しているためにP波部分では加速度変化率をとらえられなかったにも関わらず、S波が到達した時点の波を観測したため、求める ΔT の値は非常に小さなものになったと考えられる。図b) については、加速度変化率の閾値を震度1に対応するように設定しているため、震度1以下では ΔT が $-100[\text{sec}]$ となっている。一方、震度1から2の間で2秒以下の ΔT があることが示されているが、これは初動ではないS波の部分を捕らえたためである。なお、震度の大きい部分では、震

⁴ カルマンフィルタは加速度変化率の推定にも適用した。これはより迅速に加速度変化率を推定するためである。しかし、前章で示したように、加速度変化率の増加にはさまざまな形式があり、変化率の発展方程式を一意的に決定することはできない。692-また、時間に関して線形に増加するという最も簡単な発展方程式

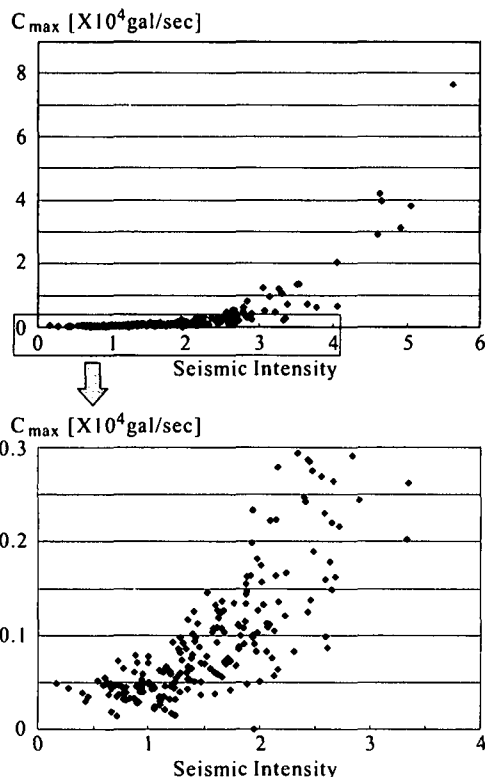
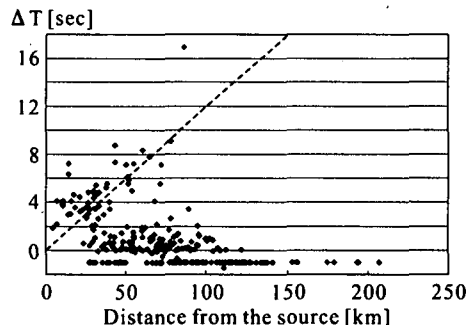
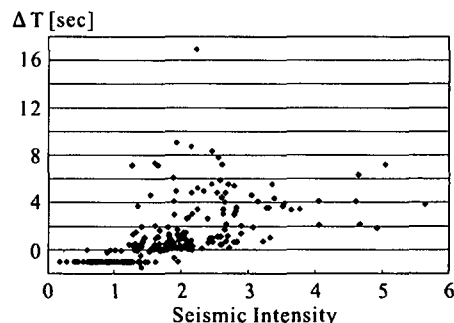


図-4 計測震度と加速度変化率最大値の関係



a) 震源距離との関係



b) 計測震度との関係

図-5 推定された警報時間

度と警報時間間隔の間に負の相関があることが予想されるが、図では必ずしも明瞭にこの相関は現れていない。初動のP波が小さい場合にS波による加速度変化率を捉えてしまう問題点を解決する必要がある。この計算結果は加速度変化率という指標はその後に続く大きなゆれをいち早く検知できる可能性を示すと考えられる。

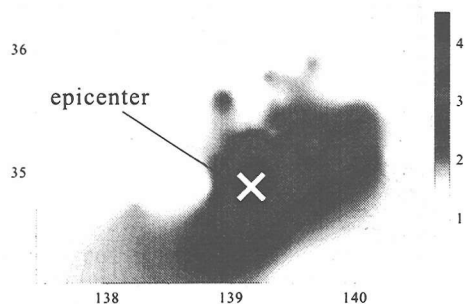
実測データのより詳細な解析として、1) 震源からみた観測点の方位の影響、2) 震源の地域特性の有無、3) 観測点のサイト効果の有無、を検討している。一例として、観測点の方位の影響について紹介する。解析を行った地震のうち、観測されたサイトが最も多かった地震を用いた(1997年3月4日発生、 $M = 5.6$ 、表4参照)。この地震について、各観測点での計測震度、警報時間間隔、及び初動分布での最大加速度変化率を図6のa)、b)、c)に示す。図のコンタは観測点のデータをクリッピングを用いて平滑化して得られている。また、方位を示すための断層面解を図7に示した¹¹⁾。計測震度及び警報時間間隔は断層面解とある程度の相関があるように見受けられる。しかし、加速度変化率の最大値は震源付近の震度の大きい地域においては方位依存性を持たないようである。これは測定データからP波として判定された波は、方位依存性がある直達のP波とは違い、伝播の途中で励起されたP波であることを示唆している。したがって、直達のP波を捕まえないため判定時間が遅れることは事実ではあるが、P

波の方位依存性のため初動の加速度変化率を捕らえられないことは無いように考えられる。より多数のデータ解析によって、この結果の妥当性を検証する必要がある。

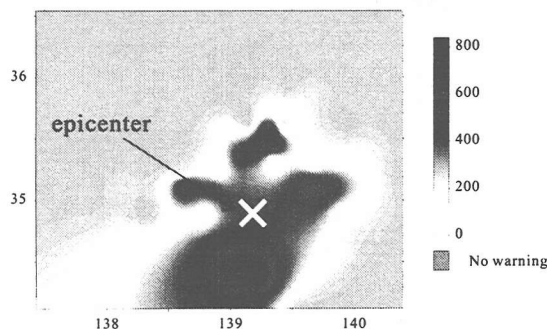
5. おわりに

強震動即時警報の判定指標の候補として提案された加速度変化率の妥当性を調べるため、本論文は、モデル解析とデータ解析を行った。データ解析は震源核の破壊過程を考慮して、観測されるP波に現れる加速度変化率の特徴を調べた。さまざまな破壊過程に対して、大きな強震動が発生する際には、必ずP波の加速度変化率が増加することが示された。これは、破壊過程の途中であっても、加速度変化率が一定値を越えなければ伝播する強震動は一定の大きさを越えないことを意味する。データ解析では、強震ネットでデータを用いて、加速度変化率の有効性を検討した。適当な閾値を設けることで一定以上の大きさの地震の判定が可能であることが検証された。

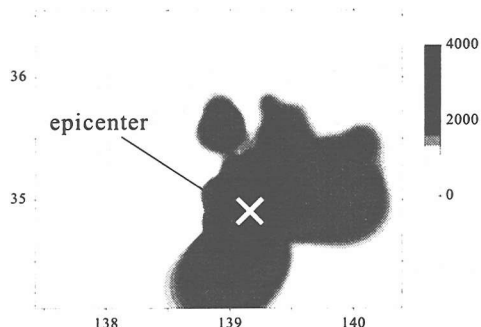
データ解析に利用した地震は中小規模のものがほとんどであったため、加速度変化率が巨大地震の判定に有効か否かを実証することはできない。また、巨大地震に対応する加速度変化率の閾値を経験的に設定することは難しい。しかし、破壊過程によらず、加速度変化



a) 計測震度の分布



b) 警報時間間隔の分布



c) 初動部分での最大加速度変化率の分布

図-6 P波の方位依存性の検討

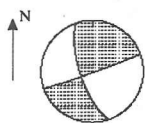


図-7 断層面解

い、当初信頼性はある程度犠牲にし、中規模地震を対象とした低めの閾値を設定することは現実的であるかもしれない。

本研究には科学技術庁防災科学技術研究所の方々より、強震ネットのデータの借用をはじめさまざまな助言をいただいた。ここに記して感謝の意を表する。

参考文献

- 1) 高山昭, 江本佑橘, 阿部英彦, 中村豊, 地震動早期検知システムの研究, 土木学会誌, 1981年5月号, 51-56, 1981.
- 2) 山崎文雄, 片山恒雄, 野田茂, 吉川洋一, 大谷泰昭, 大規模都市ガス導管網の地震時警報システムの開発, 土木学会論文集, 525/I-33, 331-340, 1995.
- 3) 菊地正幸, リアルタイム地震学(地震発生のメカニズムと予測), 地震工学会誌第46巻, 第7号, 45-50, 1998.
- 4) 山崎文雄, リアルタイム地震防災システム, 地震と調査, 第3号, 37-42, 1997.
- 5) 北代 州平, 巨大地震即時警報システムの開発, 東京大学工学部学士論文, 1999.
- 6) 大中 康譽, 山下 輝夫, 地震はどう始まりどう終わるか, 阪神・淡路大震災と地震の予測, 128-138, 1996.
- 7) 金森 博雄, 地震の物理, 岩波地球科学選書, 岩波書店, 1994.
- 8) 笠原 慶一, 地震の力学(近代地震学入門), 鹿島出版会, 1983.
- 9) 北代 州平, 堀 宗朗, 強震動即時警報システムの可能性, 日本災害情報学会 1999 年研究発表大会, 37-44, 1999.
- 10) 片山 徹, 応用カルマンフィルタ, 朝倉書店, 1985.
- 11) http://www.eic.eri.u-tokyo.ac.jp/EIC/EIC_News/970312.html 参照.
- 12) <http://www.sdr.co.jp/cue/shindo.html> 参照.
- 13) S. Ide, Source process of the 1997 Yamaguchi, Japan, earthquake analyzed in different frequency bands, Geophysical Research Letters, Vol. 26, No. 13, 1973-1976, 1999.
- 14) 国立天文台編, 理科年表, 丸善, 1999.
- 15) 日本地震学会, 強震動地震学・地震工学研究の現状と展望, 1994.
- 16) 佐藤智美, 川瀬博, 松島信一, 微動とS波, P波, coda から求められる地盤特性の違いとその理論的解釈, 地震, 第2輯, 第51巻, 第3号, 291-318, 1998.
- 17) 宮武隆, 断層近傍の強震動パルスの成因, 地震, 第2輯, 第51巻, 第2号, 161-170, 1998.

(2000年4月21日受付)

率が一定値を越えなければ強震動が伝播しないというモデル解析の結果を考慮すると、何らかの外挿によって閾値を設定することは可能であろう。なお、社会基盤施設と違い個人情報機器では、安全側の誤警報が発信されても、大きな社会的混乱を引き起こすことはな