

歴史地震データと活断層データに基づく近畿地方の地震危険度解析

土岐 憲三・佐藤 忠信・清野 純史・藤村 和也

SEISMIC RISK ANALYSIS FOR THE KINKI DISTRICT BASED ON THE HISTORICAL EARTHQUAKE AND ACTIVE FAULT DATA

By Kenzo TOKI, Tadanobu SATO, Junji KIYONO and Kazuya FUJIMURA

Synopsis

We estimate the seismic hazard for the Kinki district by combining historical earthquake data and active fault data jointly according to the Bayes' theorem. Because the active fault data have information about the seismic activity of last one million years.

Attenuation equation is indispensable to calculate the earthquake occurrence rate that the acceleration, a , exceeds a value, a^* , at the site. The newly developed procedure considering fault extent is applied in order to derive the attenuation equation from the active fault data.

Risk maps for the Kinki district for a return period of 100 years were calculated from the combined data. The expectation of acceleration exceeds 300 gal in places such as the Osaka Bay area, the vicinity of Lake Biwa and around Ise Bay for the return period of 100 years.

1. ま え が き

耐震設計をはじめとする各種の耐震安全性の措置を講じるためには、建設地点などの着目地点周辺で期待される地震動の強度を予測することが不可欠である。これらは対象とする構造物の供用期間内に発生する地震動の特性に基づいて設定される。断層モデルに代表されるような地震動の推定手法は、断層運動のメカニズムを明確化した上での確定論的な手法である。しかし、地震の発生は時間的、空間的にランダムであり、将来の発生位置、時期、規模などを正確に予想することは困難であることから、これらを確率事象と見なし、地震動強度の確率分布を求めて再現期待値などの統計量を求める確率論的手法により地震荷重を設定するのが合理的である。

地震危険度解析においては、ある地域、又はある断層での地震発生率が重要であり、これを求めるデータとしては、歴史地震データ、活断層データが利用できる。活断層データと歴史地震データが得られている期間は、前者が数十万年の地震活動を反映しているのに対し、後者は1000年程度である。しかも日本で計器観測が始まったのは、19世紀後半以降の高々100年間に過ぎず、歴史地震データの期間が必ずしも十分とは言えない。例えば、近畿地方に多く存在する地震断層でも、歴史的にみてこの断層上で発生したと思われる被害地震はほとんど記録されていない。太平洋岸のプレート境界で起こる地震のように、繰り返し発生間隔が短い(100年程度)の地震については、歴史地震データから地震危険度を推定することができるのに対し、内陸の地震の繰り返し発生間隔は1000年程度以上¹⁾であるので、この発生間隔より短い期間の歴史地震データのみに基づいて、地震危険度を推定する場合には、河角マップ²⁾が1964年新潟地震を予測できなかったように推定を誤る可能性も生ずる。

一方、地震が断層運動によって起こり、同一の断層から繰り返し発生することが明らかになってきた今日では、活断層の調査も精力的に進められてきた。データの蓄積に伴い、わが国でも活断層データの利用が可能になり、断層の平均変位速度、長さ、位置などのデータから地震発生率が算出できるようになった。ある特定の断層からの地震の発生による、ある特定の地域における地震の危険度について考える場合、必要な情報は Shimazaki ら³⁾により、(1) その断層から発生する地震の規模、(2) その断層から発生する地震の頻度、(3) その断層の特定規模の地震によって当該地域に予想される被害、である。これらの情報が揃えば、地域における地震危険度はかなり正確に推定されるが、活断層データは海洋のプレート間断層や、プレート内の断層であっても地表に現れていない断層を推定するのは困難である。このように、歴史地震データ、活断層データは共に一長一短があり、一方のみで地震危険度を推定することは得策ではない。これらを統合して扱うことが最も良い手法であると考えられる。従来から行われてきた地震危険度解析は、歴史地震データから地震発生率を算出したものが大部分であり、両者を組み合わせた解析は亀田ら⁴⁾によって行われた研究以外はほとんど見あたらない。活断層データのみを用いた地震危険度解析としては戸松・安田・片山⁵⁾、Blume and Kiremidjian⁶⁾等の研究が挙げられ、活断層データに基づく解析は歴史地震データに基づく解析を補うものとして両者の結合の必要性を指摘している。

本研究においては、地震発生率を確率変数として捉え、ある地点での最大水平加速度があるレベルを超える事象の発生率を考えている。そして、距離減衰則のばらつきを考慮して、歴史地震、活断層両データから得られた発生率をベイズの方法によって結合し、その平均値を発生率として近畿地方を対象とした地震危険度解析を行った。

2. 歴史地震データに基づく地震発生率の算定

2.1 歴史地震データ

歴史地震に関する資料は

- (A) 宇佐美リスト (416 ~ 1964)⁷⁾
- (B) 宇津リスト (1885 ~ 1980)⁸⁾
- (C) 理科年表 (416 ~ 1980)⁹⁾
- (K) 運輸省港湾技研資料「港湾地域強震観測年報」(1963 ~ 1982)¹⁰⁾
- (J, L) 気象庁「地震月報」「地震火山概況」(1983)¹¹⁾
- (x) 建設省土木研究所彙報 NO. 1 ~ NO. 8 (1963 ~ 1980)¹²⁾

等である。本研究では使用したデータベースは、上記資料の (A)、(B) を主体にし、他はこれを補う形で構築されている¹³⁾。

これらのデータは、1926年の前後で基にする資料が異なり、データの性質も異なる。そこで解析に際しては、Katayama¹⁴⁾の用いた区分に従い、各マグニチュード M の範囲に応じて次の期間内のデータを用いた。

$5.5 \leq M \leq 6.1$: 1956 ~ 1983年

$6.1 \leq M \leq 7.5$: 1885 ~ 1983年

$7.5 \leq M$: 1600 ~ 1983年

これをプロットしたものが、Fig. 1である。×は $M5 \sim M6$ 、△は $M6 \sim M7$ 、○は $M7 \sim M8$ 、□は $M8$ 以上の震源を示す。

2.2 発生率の算定

解析対象地点の含まれる地域で、 T 年間に N_{eq} 個の歴史地震データが得られているとする。ここでいう

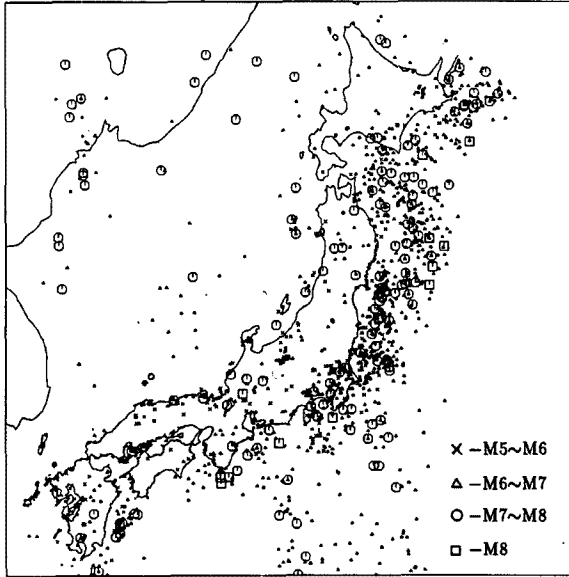


Fig. 1. Historical earthquake data (1600-1983).

まず、最大水平加速度の距離減衰式については現在まで各種提案されているが、本研究では地盤の増幅率を考慮し、基盤への入力から表層での値を推定するため、江尻等¹⁵⁾による岩盤における距離減衰則を用いた。ここでいう岩盤とはS波速度3 km/sec程度の地震基盤を指す。これによると、距離 R (km) でマグニチュード M の地震が起こった場合の当該地点での最大水平加速度の推定値 \bar{a} は、次式で与えられる。

$$\log \bar{a} = c_1 + c_2 \cdot M - c_3 \cdot \log R \dots\dots\dots (2)$$

ただし、 $c_1 = 2.07$, $c_2 = 0.18$, $c_3 = 0.18$ である。しかし、実測値 a は上式の回りではらついており、このばらつきを度合を表す指標として次式の U_h を導入する。

$$U_h = \frac{a}{\bar{a}} \dots\dots\dots (3)$$

$\log U_h$ の頻度分布は正規分布で近似され、その平均 m_{U_h} 、分散 $\sigma_{U_h}^2$ は、 $N(0, 0.259)$ で与えられる。この U_h を用いると、地点での最大水平加速度 a は次式で与えられる。

$$\log a = c_1 + c_2 \cdot M - \log R + \log U_h \dots\dots\dots (4)$$

次に地盤条件を考慮し、距離 R でマグニチュード M の地震が起こったときの、ある地点での最大水平加速度 a がある値 a^* を超える確率を考える。式(4) において推定されるのは基盤への入力 a' であり、これに地盤の増幅特性を考慮することにより表層での値が推定される。地盤の増幅率を G_A とすると、基盤への入力が a' のとき表層での値 a は、

$$a = G_A \cdot a' \dots\dots\dots (5)$$

これにより、

$$P(a \geq a^* | M, R) = P(a' \geq \frac{a^*}{G_A} | M, R) = P(\log U_h \geq \log \frac{a^*}{G_A} - \{c_1 + c_2 \cdot M - c_3 \cdot \log R\}) \dots (6)$$

$\log U_h$ の頻度分布は正規分布 $N(0, \sigma_{U_h}^2)$ で近似されるので、 K を

$$K = \log \frac{a^*}{G_A} - \{c_1 + c_2 \cdot M - c_3 \cdot \log R\} \dots\dots\dots (7)$$

とすると、 $P(a \geq a^* | M, R)$ は次式のようになる。

地域とは、その外側で地震が起こったとしても地点には影響を及ぼさないと考えられる地域であり、本研究では解析対象地点のまわり半径300 km以内の地域とした。解析地点での最大水平加速度 a (gal) がある値 a^* (gal) を超える事象の年平均発生率 ν_h は、次式で与えられる。

$$\nu_h = P(a \geq a^*) \cdot \nu'_h \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 $P(a \geq a^*)$ は地域内の任意の点で地震が起こったときに解析地点で $a \geq a^*$ となる確率、また ν'_h は地域内の地震の年平均発生率を表す。したがって、年平均発生率 ν_h を求めるには $P(a \geq a^*)$ と ν'_h を算定する必要がある。

地震の発生はランダムであり、地域内の震源の位置、地震の規模(マグニチュード)を正確には規定できないが、観測データを基に提案されている距離減衰式を考慮すれば、上記の値を算定することが可能となる。

$$P(\alpha \geq \alpha^* | M, R) = 1.0 - \Phi\left(\frac{K - m_{U_h}}{\sigma_{U_h}}\right) \dots\dots\dots (8)$$

ここに、 Φ は累積分布関数を表す。これを模式的に表したものが Fig. 2 である。

以上より各々の歴史地震データに対して、ある地点での最大加速度 α がある値 α^* を超える確率 P_i が求められる。

$$P_i = P(\alpha \geq \alpha^* | M_i, R_i) \dots\dots\dots (9)$$

したがって、地域内の任意の点で地震が起こったとき、対象地点において最大水平加速度 α がある値 α^* を超える確率は、領域内で P_i の平均値を取るにより次式で与えられる。

$$P(\alpha \geq \alpha^*) = \sum_{i=1}^{N_{eq}} P_i / N_{eq} \dots\dots\dots (10)$$

また ν'_h については、地域内で T 年間に N_{eq} 個の歴史地震データが得られているとき次式で表される。

$$\nu'_h = \frac{N_{eq}}{T} \dots\dots\dots (11)$$

以上より、 T 年間に N_{eq} 個の歴史地震データ (R_i, M_i) により推定される地震発生率 ν_h —すなわち、ある地点で $\alpha \geq \alpha^*$ となる事象の年平均発生率は次式で表される。

$$\nu_h = P(\alpha \geq \alpha^*) \cdot \nu'_h = \frac{1}{T} \cdot \sum_{i=1}^{N_{eq}} P_i \dots\dots\dots (12)$$

ここに

$$P_i = 1.0 - \Phi\left(\frac{K_i - m_{U_h}}{\sigma_{U_h}}\right) \dots\dots\dots (13)$$

$$K_i = \log \frac{\alpha^*}{G_A} - \{c_1 + c_2 \cdot M_i - c_3 \cdot \log R_i\} \dots\dots\dots (14)$$

2.3 解析結果

歴史地震データに基づく地震発生率が求めれば、これをもとに最大水平加速度の再現期間を求めることによりハザード曲線が作成できる。

地震の発生をポアソン過程とすると、年平均発生率が ν のとき、 T 年間に N 回の地震が発生する確率は次式で表される。

$$P(N=n) = \frac{(\nu T)^n}{n!} e^{-\nu T} \dots\dots\dots (15)$$

当該地点での最大加速度 α がある値 α^* を越える事象の年平均発生率を ν とすると、 α が α^* を越える事象の再現期間は、年超過確率 F_p を用いて次のように表される。

$$t = \frac{1}{F_p} = \frac{1}{1 - \exp(-\nu)} \dots\dots\dots (16)$$

ここでは、大阪(北緯 34.7°, 東経 135.5°) を対象にして、歴史地震データに基づくハザード曲線を求め

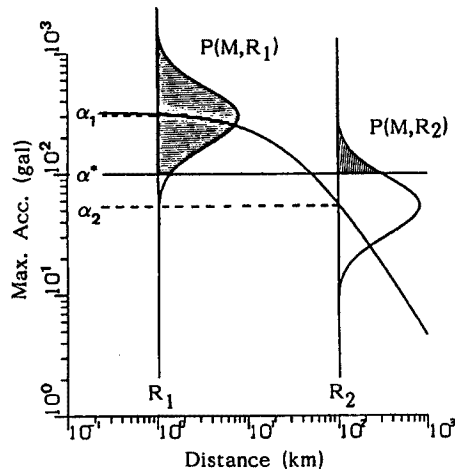


Fig. 2. Illustration of probability that the acceleration, α , exceeds a value, α^* , at a site.

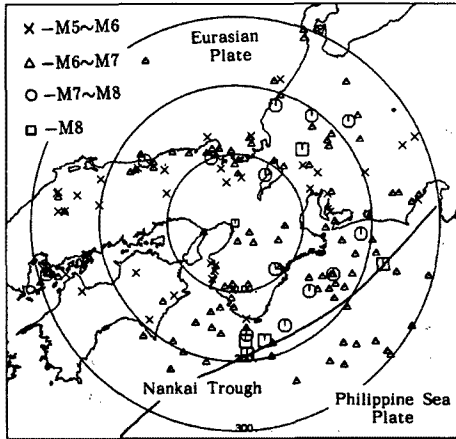


Fig. 3. Historical earthquake data in the Kinki district.

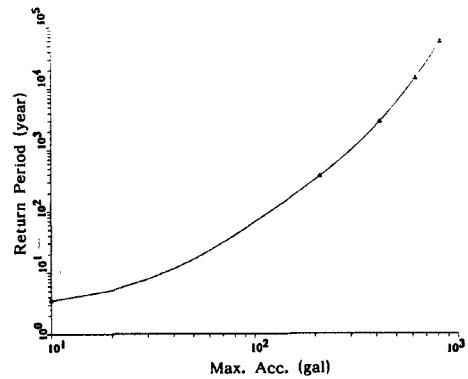


Fig. 4. Estimated hazard curve for Osaka based on the historical earthquake data.

た。地盤種別は第四紀層とし増幅率は入射波の 5.5 倍¹⁶⁾とした。大阪を中心として半径 300 km 以内の歴史地震をプロットしたものが Fig. 3 である。これより上述の方法にしたがって解析した結果を Fig. 4 に示す。Fig. 3 によると、太平洋岸で多くの歴史地震データが記録されており、かつ規模も大きなことが分かる。中央構造線上での地震は記録されておらず、また、活断層の集中している大阪付近での歴史地震も少ない。Fig. 4 によると歴史地震データに基づく再現期間 100 年の最大水平加速度の期待値は、130 gal 前後である。

3. 活断層データに基づく地震発生率の算定

3.1 活断層データ

活断層データは「日本の活断層」¹⁷⁾より確実度Ⅱ以上の活断層を一本の直線で理想化したもの¹³⁾を用いた。断層の総数は 887 断層である。これを示したものが Fig. 5 である。地震発生率の算定には断層の平均変位速度のデータが必要であるが、資料に具体的な値が記載されている断層は全体の 3 割にも満たない。このため本研究では活断層を活動度によって分類し、それぞれの活動度に対して平均変位速度を与えた亀田ら⁴⁾の式を採用した。

A級	3.3m/1000年	} (17)
B級	0.32m/1000年	
C級	0.053m/1000年	

3.2 断層の活動式

活断層データに基づいて地震発生率を算定するには、特定の断層から発生する地震の規模と頻度—すなわち断層の活動様式を知ることが必

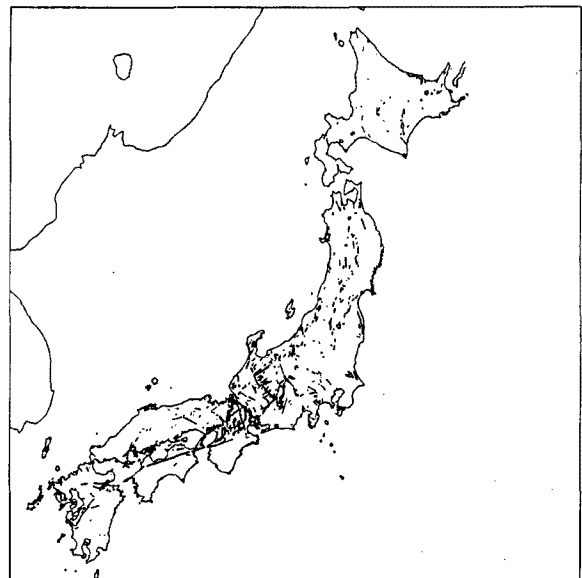


Fig. 5. Distribution of active faults in Japan.

要である。本研究においては断層の活動様式を最大モーメントモデル³⁾と仮定し、特定の断層から発生する地震の規模と頻度を算定した。

(1) 最大モーメントモデル

最大モーメントモデルに従えば、次の仮定が成り立つ。すなわち「1個の断層（或は断層の独立した一部分=セグメント）はその断層長さやテクトニックな場によって定まる特有の大きさの地震を発生し、この断層から発生する地震は、この特有の大きさを持つ地震とその前震および余震のみであり、この特定の大きさを持つ地震のマグニチュード（モーメント）は、この断層から期待される最大地震のマグニチュード M_0^{max} （モーメント M_0^{max} ）に他ならない³⁾という仮定である。

以下、地震の大きさを表す基本的な量として次式で定義される地震モーメント¹⁸⁾を用いる。

$$M_0 = \mu DS \dots\dots\dots (18)$$

ここに M_0 は地震モーメント (cm · dyne), μ は地盤剛性 (dyne/cm²), D は断層面上の平均くい違い量 (cm), そして S は断層面積 (cm²) を表す。これを時間微分することにより、この断層の地震モーメント放出率 \dot{M}_0 は次式で求められる。

$$\dot{M}_0 = \mu \dot{D} S \dots\dots\dots (19)$$

ここで \dot{D} は式(16) で与えられる年平均くい違い速度である。上記の量は、断層面積 S がわかっているならば活断層データより得られる。本研究では断層の相似則を考慮して、断層長さを L とするとき断層面積 S は、 $S = \frac{1}{2} L^2$ で与えた。

ある断層から発生する最大地震のモーメントを M_0^{max} とするとこの断層における地震の再現期間 T , 年平均発生率 ν は次式で与えられる。

$$T = \frac{M_0^{max}}{\dot{M}_0} \dots\dots\dots (20)$$

$$\nu = \frac{\dot{M}_0}{M_0^{max}} \dots\dots\dots (21)$$

\dot{M}_0 は活断層データにより求められるので、 M_0^{max} がわかれば平均発生率を求められる。

(2) 最大モーメント M_0^{max} の算定

断面上のくい違い量 D は断層の長さ L に比例する²⁾ので、地震モーメントは断層長さ L の関数となる。ここでは過去の地震で断層長さや地震モーメントがわかっている地震について以下の式を用いて回帰分析を行った。

$$\log \bar{M}_0 = a \log L + b \dots\dots\dots (22)$$

得られた回帰係数は、 $a = 2.619$, $b = 22.445$ である。ただし \bar{M}_0 は (cm · dyne), L は (km) を単位としている。これを Fig. 6 に示す。図中、太線は回帰直線を表し、細線は回帰直線の値からそれぞれ $\pm 1\sigma$ 離れた値を示す。この式により、断層長さ L がわかると断層で発生する最大地震のモーメントの期待値 \bar{M}_0 が求められるが、実測値 M_0 は上式のまわりにはばらついており、このばらつきの度合を表す指標として次式の U_{M_0} を導入する。

$$U_{M_0} = \frac{M_0}{\bar{M}_0} \dots\dots\dots (23)$$

$\log U_{M_0}$ の頻度分布を正規分布とすると、その平均値 $m_{U_{M_0}}$, 分散 $\sigma_{U_{M_0}}$ は、 $N(0, 0.21)$ となる。

(3) 特定の断層から発生する地震の規模と頻度

以上より、ある特定の断層で発生する地震の規模 (地震モーメント: M_0) と頻度 (年発生率: ν) は断層

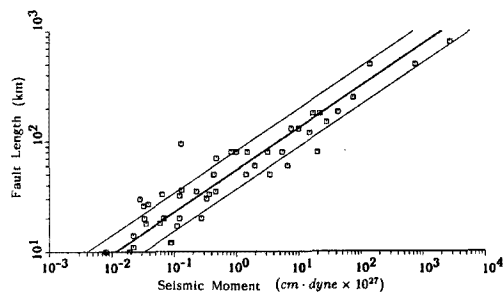


Fig. 6. Relation between fault length, L , and seismic moment, M_0 .

長さを L (km), 年平均変位速度を \dot{D} (cm/year) とすると, 確率変数 U_{M_0} を用いて次式で表される。

$$\log M_0 = \log \bar{M}_0 + \log U_{M_0} = a \log L + b + \log U_{M_0} \dots\dots\dots (24)$$

$$\nu = \frac{\dot{M}_0}{M_0} = \frac{\mu \dot{D} S}{L^a 10^b} \cdot 10^{-\log U_{M_0}} = (0.5 \cdot \mu \cdot \dot{D} \cdot L^{2-a} \cdot 10^{-b}) \cdot 10^{-\log U_{M_0}} \dots\dots\dots (25)$$

ここで $\log T_{M_0}$ は正規分布に従うことがわかっているので M_0 , ν は対数正規分布に従うことになる。

3.3 地震発生率の算定

3.2 で述べた活動様式をもとに, 地域内のある活断層を考えると, 当該地点での最大水平加速度 α (gal) がある値 α^* (gal) を超える事象の年平均発生率 ν_f は次式で与えられる。

$$\nu_f = P(\alpha \geq \alpha^* | E) \nu(E) \dots\dots\dots (26)$$

ここに $P(\alpha \geq \alpha^* | E)$ は断層上で地震が起こったときに解析地点で $\alpha \geq \alpha^*$ となる確率, $\nu(E)$ は地域内の地震の年平均発生率である。

距離減衰式に関しては, 実測値により各種提案されているが, これらは震源(震央)の位置が既知のものについて求められている。活断層上のある点を震源とした場合, 同じ震央距離にある地点でも地点と断層との位置関係によって, 観測される値が異なってくる。活断層データに基づいて将来の地震による当該地点での最大水平加速度推定する場合, 震源(破壊開始点)も不定であり, 断層によってはディップアングルが不詳のものもあり, これらを考慮した上で距離減衰則を定めなければならない。本研究では断層の破壊過程を考慮し, 断層の破壊開始点, ディップアングル, 当該地点からみた断層の走向, 断層の midpoint から地点までの距離, マグニチュードをランダムに与え, それぞれ地点での最大水平加速度の期待値 $\bar{\alpha}$ を求め¹⁹⁾, それを断層の midpoint と地点との距離 R , マグニチュード M について回帰分析を行い, 次式を得た。

$$\log \bar{\alpha} = c_1 + c_2 M - c_3 \log(R+30) \dots\dots\dots (27)$$

ここに $c_1 = 5.566$, $c_2 = 0.2520$, $c_3 = 2.920$ である。

ここで, $\bar{\alpha}$ は地点での最大水平加速度 α の期待値であり, 実際計算されたデータは上式のまわりにばらついており, このばらつきの度合を表す指標として次式の U_f を導入する。

$$U_f = \frac{\alpha}{\bar{\alpha}} \dots\dots\dots (28)$$

$\log U_f$ を正規分布で近似すると, その平均値 m_{U_f} , 分散 $\sigma_{U_f}^2$ は, $N(0, 0.023)$ となる。 U_f を用いると, 断層での地震のマグニチュード M がわかっているとき, 断層の midpoint から R の距離の点での最大水平加速度 α は次式で推定される。

$$\log \alpha = c_1 + c_2 \cdot M - c_3 \log(R+30) + \log U_f \dots\dots\dots (29)$$

式(29) は地震モーメント M_0 でなくマグニチュード M の関数であるので, Geller の式²⁰⁾により M_0 を M に変換した。

断層上で地震が起こったとき, 当該地点で $\alpha \geq \alpha^*$ となる確率を求める。距離減衰式で推定されるのは, 基盤における値であるのでこれに地盤の増幅特性を考慮することにより, 表層での値が推定される。式(29) によって推定される値が基盤での値 α' であるとき, 地盤での増幅率を G_A とすると表層での値は $\alpha = G_A \cdot \alpha'$ で推定される。よって

$$P(\alpha \geq \alpha^* | E) = P(\log U_f \geq \log \frac{\alpha^*}{G_A} - \{c_1 + c_2 \bar{M} - c_3 \log(R+30)\}) = 1 - \Phi\left(\frac{K - m_{U_f}}{\sigma_{U_f}}\right) \dots (30)$$

ただし,

$$K = \log \frac{a^*}{G_A} - \{c_1 + c_2 \bar{M} - c_3 \log(R+30)\} \dots\dots\dots (31)$$

以上より、地点で最大加速度 a がある値 a^* を超える事象の年平均発生率 ν_f は次式で表される。

$$\nu_f = P(a \geq a^* | E) \nu(E) = \left(-\Phi \left(\frac{K - m_{U_f}}{\sigma_{U_f}} \right) \right) \frac{1}{2} \mu \dot{D} L^{2-a} 10^{-b} 10^{-\log U_{M_0}} = c \cdot 10^{-\log U_{M_0}} \dots\dots (32)$$

ここで、 ν_f は対数正規分布に従うので、 $\lambda = \ln c$ 、 $\xi^2 = \ln 10^2 \cdot \sigma_{U_{M_0}}$ とすると、その平均値 m_{ν_f} 、分散 σ_{ν_f} は次式で表される。

$$m_{\nu_f} = \exp \left(\lambda + \frac{1}{2} \xi^2 \right) \dots\dots\dots (33)$$

$$\sigma_{\nu_f} = e^{2\lambda} (e^{2\xi^2} - e^{\xi^2}) \dots\dots\dots (34)$$

地域内の複数の震源断層を考える場合は、各々の断層から求められる発生率の和を対数正規分布と仮定し、その平均値としては各々の対数正規分布の平均値の和、分散としては各々の対数正規分布の分散の和とした。

3.4 解析結果

ここでは、大阪（北緯 34.7°，東経 135.5°）を対象にして、活断層データに基づくハザード曲線を求めた。大阪を中心として半径 300 km 以内の活断層をプロットしたものが、Fig. 7 である。これより上述の方法にしたがって解析した結果を Fig. 8 に示す。地盤の種別は第四紀層とし増幅率は入射波の 5.5 倍とした。ここで、縦軸の再現期間は、歴史地震によるものと同様、地震の発生をポアソン過程として求めたものである。

Fig. 7 によると、大阪周辺では中央構造線のような大きな断層をはじめとして中小の断層が密集しておりかなり危険な地域と考えられる。Fig. 8 から、活断層データに基づく、大阪での再現期間 100 年の最大水平加速度の期待値は 220 ~ 230 gal 程度であることがわかる。ここで前章の歴史地震データによる解析結果 Fig. 4 と比べると、加速度 100 gal 以下の範囲では再現期間が歴史地震のそれよりも長く、100 gal 以上の範囲では短い。このように、活断層の集中した内陸の地域では活断層データによる解析の方が

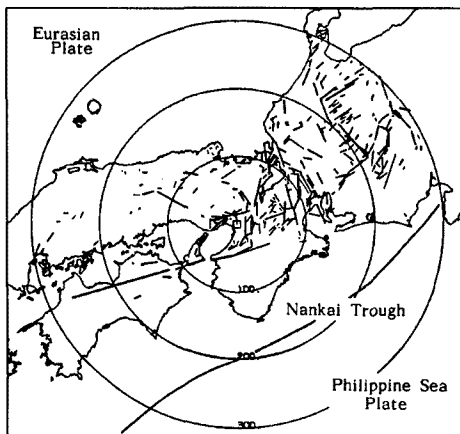


Fig. 7. Active faults in the Kinki district.

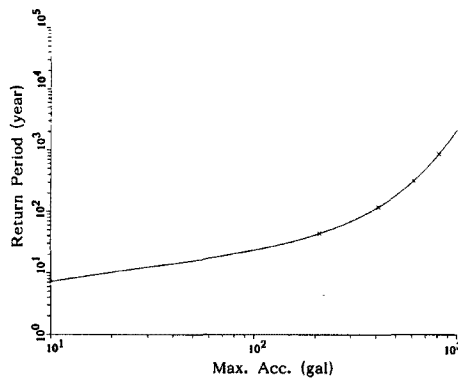


Fig. 8. Estimated hazard curve for Osaka based on the active fault data.

より危険な結果を得ることがあるので、両データを結合した解析が望ましいと考えられる。

4. 歴史地震データと活断層データの発生率の組合せ

4.1 ベイズの方法²¹⁾

これまでに、活断層データからは、ある地点での最大水平加速度 α がある値 α^* を超える事象の年平均発生率が、平均値 $\bar{\nu}$ 分散の対数正規分布として、また、歴史地震データからは ν_h として求められる。ここでは、ベイズの定理を用いてこれらを組み合わせる。

ベイズの方法は、確率分布の母数（正規分布の平均値など）も確率変数と仮定し、母数の推定にともなう不確定性と、基礎確率変数の本来のばらつきを、ベイズの定理を通して形式上統合する方法であり、利用できる情報が限られており、主観的判断を要する工学問題においては、特に有意義な方法である。

ある分布の母数 θ を推定する場合、その母数を取り得る値や値の範囲についての事前分布を $f'(\theta)$ 、実験や実測に照らし合わせた尤度関数を $L(\theta)$ 、ベイズの定理によって修正された事後分布を $f''(\theta)$ とすると、この事後分布 $f''(\theta)$ は次のようになる。

$$f''(\theta) = kL(\theta)f'(\theta) \dots\dots\dots (35)$$

$$k = \left[\int_{-\infty}^{\infty} L(\theta)f'(\theta)d\theta \right]^{-1} \dots\dots\dots (36)$$

ここに、 k は $f''(\theta)$ に密度関数の性質を持たせるための正規化係数である。これより、母数 θ の期待値は次式の値に更新される。

$$\bar{\theta} = \int_{-\infty}^{\infty} \theta f''(\theta)d\theta \dots\dots\dots (37)$$

4.2 地震発生率への適用

上記のベイズの方法を地震発生率に適用する。本研究では、ポアソン分布の母数—すなわち年平均発生率 ν の推定に際し、活断層データから得られた対数正規分布（平均値 m 、分散 σ^2 ）を事前分布として、また歴史地震データから得られた発生率 ν_h を尤度関数を求める情報として用いる。

(1) 事前分布

事前分布の確率密度関数としては次式のような活断層データから得られた対数正規分布 (m, σ^2) に従うものとする。

$$f'(\nu) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\xi}} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{\ln\nu - \lambda}{\xi}\right)^2\right] \cdot \frac{1}{\nu} \dots\dots\dots (38)$$

ここで、 $\xi = \ln(1 + \sigma^2/m^2)$ 、 $\lambda = \ln m - \frac{1}{2}\xi^2$ である。

(2) 尤度関数

歴史地震データから求められた年平均発生率 ν_h より尤度関数を求める。地震の発生をポアソン過程と仮定すると、年平均発生率が ν であるとき、 T 年間に N 回の地震が起きる確率は $P(N) = (\nu T)^N \exp(-\nu T)/N!$ で与えられる。年平均発生率が ν_h であるということは、1年間に平均 ν_h 回の地震が起こることであり、 $1/\nu_h$ 年間に1回の地震が起こることと等価である。このことより尤度関数 $L(\nu)$ は、次式で与えられる。

$$L(\nu) = \frac{\nu}{\nu_h} \exp\left(-\frac{\nu}{\nu_h}\right) \dots\dots\dots (39)$$

(3) 事後分布

(1)(2) により事前分布 $f'_v(\nu)$, 尤度関数 $L(\nu)$ が得られるので, これを組み合わせることにより $f''(\nu)$ を得る。

$$f''_v(\nu) = \frac{f'_v(\nu)L(\nu)}{\int_0^\infty f'_v(\nu)L(\nu)d\nu} \dots\dots\dots (40)$$

したがって, 組み合わせた後の平均発生率 $\bar{\nu}$ は次式で与えられる。

$$\bar{\nu} = \int_0^\infty \nu f''_v(\nu)d\nu \dots\dots\dots (41)$$

4.3 解析結果と考察

活断層データによる地震発生率の平均値 μ , 分散 σ^2 が, それぞれ $m = 2.0 \times 10^{-3}$, $\sigma^2 = 3.6 \times 10^{-6}$ で, 歴史地震データによる尤度関数の平均発生率 ν_h が, $\nu_h = 5.3 \times 10^{-3}$ であるときの事前分布, 尤度関数, 事後分布を示したものが Fig. 9 である。図中 \times は事前分布, \triangle は尤度関数, \square は事後分布を示す。また縦線は, 左から事前分布, 事後分布の平均値, 尤度関数に用いた歴史地震データの年平均発生率を示す。事後分布の平均発生率は 2.567×10^{-3} であり, 事前分布の平均発生率にかなり近い値となっている。これは事前分布に対数正規分布を仮定し, またその分散が非常に小さいためである。したがって, 歴史地震データによる発生率 ν_h と活断層データによる発生率 $\bar{\nu}_f$ が大きく異なるような地域では, 全体として活断層データ側の発生率に近づく結果となる。

次に, 地点を大阪(北緯34.7°, 東経135.5°) として解析したハザード曲線を Fig. 10 に, 地点を鳥取(北緯35.6°, 東経134.2°) として解析した結果を Fig. 11 に示す。この図で, 横軸は最大水平加速度であり, 縦軸はポアソン過程を仮定して求めた再現期間である。Fig. 10 によると, 大阪での再現期間 100 年の最大水平加速度は歴史地震と活断層データを組み合わせた解析によるも, 27.5 gal 程度であり, 鳥取においては 25 gal 程度である。Fig. 11 では歴史地震によるハザード曲線と, 活断層データによるハザード曲線が大きく分離している。これは Fig. 1, Fig. 5 から分かるとおり, 鳥取近辺においては歴史地震データは得ら

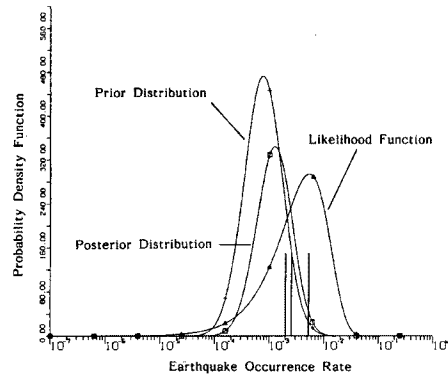


Fig. 9. Prior distribution, likelihood function and posterior distribution.

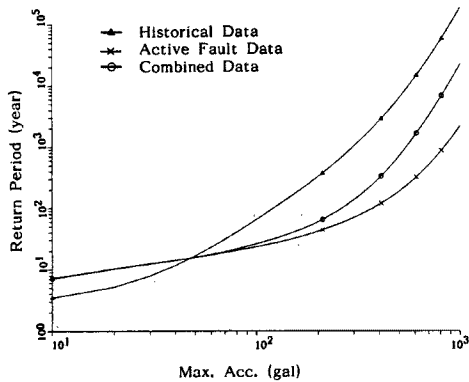


Fig. 10. Comparison of hazard curves for Osaka.

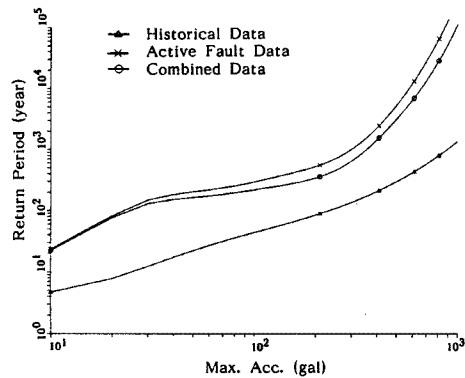


Fig. 11. Comparison of hazard curves for Tottori.

れているのに対し、活断層が存在しないことに起因する。またこの図において再現期間 100 年の最大水平加速度は、歴史地震データから 230 gal、活断層データから 20 gal、組み合わせた結果 20 gal 程度であり、両者を組み合わせた結果が活断層データによる解析結果とあまり変わらない値となっている。しかし、もともと地震モーメント放出率の低い地域であることから、歴史地震データのみによる推定は誤差が大きいと考えられるので、この地域では活断層データによる推定を尊重すべきであると言う報告³⁾と対応している。Fig. 10, Fig. 11 に共通していることは、第一に再現期間が短いところでは歴史地震データに基づいた解析の方が危険な結果が得られること、第二に歴史地震データによる発生率が活断層データによる発生率よりも大きい場合、組み合わせた結果が活断層データ解析結果に寄った結果となり、それは活断層データによる発生率がより大きな場合に著しいということである。しかし、本研究で対象とした近畿、中、四国地方のように比較的未登録の断層の存在が少なくと言われる地域では、活断層データに基づく結果がその地域の活動度を反映すべきであり、その点から考えるとこの特徴を備えた結果となっている。

地盤の増幅度¹⁶⁾については、日本地質アトラス²²⁾の地質条件を参考にして以下のように定めた。

$$G_A = \begin{cases} 5.5 & \text{(第四紀層)} \\ 5.0 & \text{(第三紀—第四紀層)} \\ 4.0 & \text{(第四紀噴出物)} \dots\dots\dots (42) \\ 3.5 & \text{(先第三期層)} \\ 2.5 & \text{(第三期層)} \end{cases}$$

歴史地震データのみに基づくもの、活断層データのみに基づくもの、両データを組み合わせたものについて再現期間 100 年の最大水平加速度の期待値を求めるものがそれぞれ Fig. 12, 13, 14 である。Fig. 12 ~ Fig. 14 によると、大阪湾岸では再現期間 100 年の最大水平加速度の期待値が、いずれの場所においても 200 gal を超えている。また、琵琶湖近辺、伊勢湾周辺でも大きな加速度が得られている。

5. 結 論

本研究では、地点での地震発生率—すなわち地点での最大水平加速度があるレベルを超える事象の発生

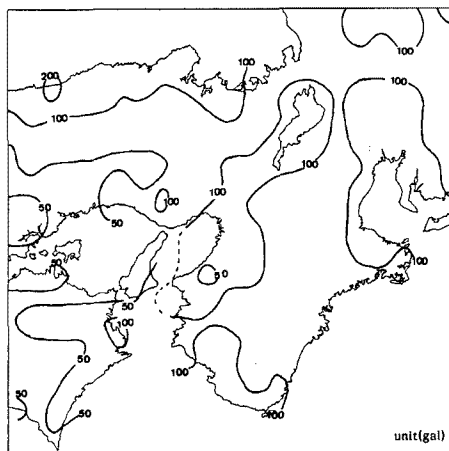


Fig. 12. Seismic risk map of the Kinki district for the return period of 100 years calculated from historical earthquake data.

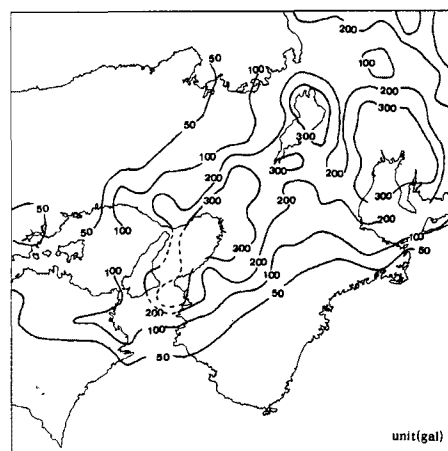


Fig. 13. Seismic risk map of the Kinki district for the return period of 100 years calculated from active fault data.

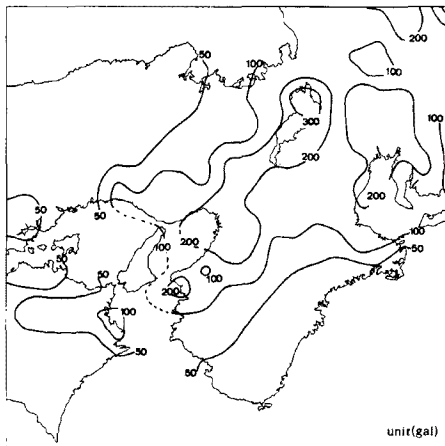


Fig. 14. Seismic risk map of the Kinki district for the return period of 100 years calculated from combined data.

活動度が内陸に集中しているような地域では良い結果が得られる反面、陸上の活断層データが少ない東北・関東地方への適用には、なお議論の余地が残されている。したがって、信頼度の高いモデルを作成するためには、この点について更に検討する必要がある。

4) 近畿地方を対象とした危険度解析では、100年期期待値で大阪湾岸と大阪湾から琵琶湖にかけた地域そして伊勢湾周辺で250 galを越える加速度が得られた。これは周辺に活断層が多く存在すること、また、地盤条件による増幅度が大きいことに起因する。

謝辞 本研究を遂行するにあたり、有益な御助言と貴重な資料を提供して下さいました(株)大林組江尻譲嗣様に感謝いたします。

参考文献

- 1) Matuda, T.: Estimation of future destructive earthquakes from from active faults on land in Japan, Jour. Phys. Earth, Suppl. 25, pp. 795-855, 1977.
- 2) 河角 広: 有史以来の地震活動より見たる吾国各地の地震危険度及び最高震度の期待値, 東大震研彙報, Vol. 29, 1951.
- 3) S. G. Wesnousky, C. H. Scholz, K. Shimazaki and T. Matsuda: Earthquake Frequency Distribution and the Mechanics of Faulting, Jour. of Geophys. Res., Vol. 88, pp. 9331-9340, 1983.
- 4) 亀田弘行・奥村俊彦: 活断層データと歴史地震データを組み合わせた地震危険度解析, 土木学会論文集, 第362号, pp. 407-414, 1985.
- 5) 戸松征男・安田 実・片山恒雄: 陸上活断層に基づく地震危険度図の特徴, 第17回地震工学研究発表会講演概要, pp. 21-24, 1983.
- 6) Blume, J. A. and Kiremidjian, A. S.: Probabilistic Procedures for Peak Ground Motions, Journal of the Structural Division, ASCE, No. ST 11, pp. 2293-2311, 1979.
- 7) 宇佐美龍男: 日本付近のおもな被害地震の表, 東大震研彙報, Vol. 44, pp. 1571-1622, 1966.
- 8) 宇津得治: 日本付近の M 6.0 以上の地震および被害地震の表: 1885年~1980年, 東大震研彙報,

Vol. 57, pp. 401 - 463, 1982.

- 9) 東京天文台編：理科年表 1983, 丸善, pp.770 - 879, 1982.
- 10) 運輸省港湾技術研究所：港湾地域強震観測年報, 港湾技研資料, 1963 - 1982.
- 11) 気象庁：「地震月報」「地震火山概況」, 1983.
- 12) 建設省土木研究所振動研究室：土木構造物における加速度強震記録 No. 1 ~ No. 8, 土木研究所彙報, Vol. 32 ~ 38, 41.
- 13) 榎大林組 技術研究所振動研究室：地震情報・地震動データベース, 1990.
- 14) Katayama, T.: Seismic Risk Analysis in Terms of Acceleration Response Spectra, Proc. 2nd U.S. National Conf. on Earthq. Eng., pp.117 - 126, 1979.
- 15) 江尻譲嗣・後藤洋三：岩盤における地震動特性—最大加速度—, 土木学会第 45 回年次学術講演会講演概要集, pp.1028 - 1029, 1990.
- 16) 翠川三郎・小林啓美：震源域及びその周辺での地表面最大加速度分布の推定, 日本建築学会論文報告集, 第 290 号, pp.83 - 94, 1980.
- 17) 活断層研究会：日本の活断層—分布図と資料—, 東京大学出版会, 1982.
- 18) Aki, K. and P.G. Richards: Quantitative Seismology, W.H. Freeman, San Francisco, pp. 932, 1980.
- 19) Sato, T., J. Kiyono and T. Matuoka: Attenuation of Peak Ground Motion Taking into Account the Fault Extent, Proc. of 7th Japan Earthq. Eng. Sympo., pp.541 - 546, 1986.
- 20) Geller, R.J.: Scaling Relations for Earthquake Source Parameters and Magnitudes, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.66, pp.1501 - 1523, 1976.
- 21) 伊藤 学・亀田弘行：土木建築のための確率・統計の基礎, 丸善, 1977.
- 22) 地質調査所：100 万分の 1 日本地質図—日本地質アトラス—第 2 刷 (複製), 1982.