プレート境界地震の震源域を考慮した地震危険度解析

SEISMIC HAZARD ANALYSIS USING SOURCE MODELS
FOR INTERPLATE EARTHQUAKES

井上 超*, 神田 順**

Takashi INOUE and Jun KANDA

Seismic hazard of Tokyo and Osaka areas is evaluated by the Probabilistic Model Method and the Cumulative Distribution Method using historical earthquake data of 300 years and the Kanai's attenuation relationship. The hazard curve obtained by the Probabilistic Model Method almost agrees with the result by the Cumulative Distribution Method. Seismic source areas of interplate earthquakes are separately modeled. The seismic hazard of the Tokyo area is greatly affected by the extent of the source area. Seismic hazard based on nonstationary earthquake occurrences at the interplate faults is also studied.

Keywords : seismic hazard, probabilistic model, source area, interplate, nonstationarity

地震危険度, 確率モデル, 震源域, プレート境界, 非定常

1. はじめに

定常な地震発生に基づく地震危険度の評価方法としては, 大別して地震発生の確率モデルに基づく方法と累積頻度分布による方法がある¹⁾。前者は, 地震発生の確率モデルから地動強度年最大値の確率分布を求める方法であり, 確率モデルのパラメータは地震カタログや活断層データに基づいて推定される²⁾。後者は, 地震カタログと距離減衰式を用いて対象地点での過去の地震による地震動強さを推定し, その累積頻度分布から再現期待値を求める方法である³⁾。累積頻度分布に極値分布を当てはめる場合もある。

確率モデルによる手法では, 地震カタログや活断層データに基づき地震発生確率モデルのパラメータを設定することができるが, 確率モデルの妥当性が問題となる。累積頻度分布による方法は, 地震カタログをそのまま用いるという点で明快な方法であるが, 地震資料が時間的・空間的に不均質であり, 地震動レベルの上限値付近の議論を行う場合には, 大地震のデータが十分ではないという問題がある。これら二つの手法による結果を比較し, それぞれの手法の欠点を補うことを目的として, 地震危険度評価の一つの手法を提案する。

歴史地震データを補うために, 陸上活断層データを用

いた確率モデルによる地震危険度解析では, 東京など推積層の厚い地域においては活断層の存在自体が不明という問題がある⁴⁾。プレート境界では内陸活断層に比べ, 比較的短い繰返し間隔で大地震が発生し, 東京や大阪などの大都市に大きな被害をもたらしてきた。本論文では, プレート境界地震の震源域を他の地震の震源域と分離して用いる形の手法を提案し, 例題として東京および大阪地域の地震危険度を評価して累積頻度分布による結果と比較した。また, プレート境界地震の繰返しの影響を地震危険度評価に反映させるべきと考え, 単純なモデルにより地震発生の非定常性を考慮した。

2. 解析手法

1) 解析条件

解析対象地域は, 図—1に示す東京および大阪の市街地を中心とした緯度, 経度 3° の範囲とし, 地震危険度を求める地点は, 東京では 35.7°N , 139.7°E , 大阪では 34.7°N , 135.5°E の地点とした。歴史地震資料としては, 比較的信頼性の高い過去300年間(1686年～1985年)の資料を用いることとし⁵⁾, 1686年から1884年は宇佐美カタログ⁶⁾, 1885年から1925年は宇津カタログ⁷⁾, 1926年から1985年は気象庁地震月報⁸⁾を用いた。

本論文の一部は日本建築学会大会1992.8において発表した。

* ハザマ技術研究所 主任研究員・M.S.

** 東京大学工学部建築学科 助教授・Ph.D.

Senior Research Engineer, Technical Research Inst. Hazama Corporation, M.S.

Assoc. Prof., Dept. of Architecture, Faculty of Engineering, Univ. of Tokyo, Ph.D.

図-1 解析対象範囲

震源深さは古い地震では明らかでないため、平均的な値としてすべて 30 km とした。基盤速度 v_0 (cm/sec) の距離減衰式としては、次式で表される金井式⁹⁾を用いた。

$$v_0 = 10^{0.61M - (1.66 + \frac{3.60}{x}) \log x - (0.631 + \frac{1.83}{x})} \dots \dots \dots (1)$$

ここで、 M はマグニチュード、 x は震源距離である。距離減衰式のばらつきは考慮しない。

2) 確率モデルによる地震危険度解析^{2), 10)}

ある地点の地震動の大きさ Y がある値 y を超過する確率は、マグニチュードと震源距離を確率変数としたとき、次式で表される。

$$P(Y > y) = \int_m \int_x P(Y > y | m, x) f_m(m) f_x(x) dm dx \dots \dots \dots (2)$$

ここで $f_m(m)$ 、 $f_x(x)$ はそれぞれマグニチュード M と震源距離 X の確率密度関数、 $P(Y > y | m, x)$ はマグニチュードと震源距離が与えられたとき、距離減衰式から定まる条件付き確率である。地震発生の規模別分布が Gutenberg-Richter 式 ($\log N(M) = a - bM$, ここで $N(M)$ はマグニチュードが M 以上の地震の数、 a, b は定数) に従い、対象とするマグニチュードの上下限値をそれぞれ m_1, m_0 とすれば

$$f_m(m) = \frac{\beta \exp \{-\beta(m - m_0)\}}{1 - \exp \{-\beta(m_1 - m_0)\}} \dots \dots \dots (3)$$

ここで $\beta = b \ln(10)$ 。 $f_x(x)$ は震源域とサイトの位置関係から決定される。 m_0 以上の地震の年間発生率を ν とし地震発生がポアソン過程に従うと仮定すれば、 Δt 年間の超過確率は、

$$P(Y_{\Delta t} > y) = 1 - \exp \{-\nu \Delta t P(Y > y)\} \dots \dots \dots (4)$$

となる。

解析には McGuire のプログラム EQRISK¹¹⁾ を用いた。このプログラムは (2) 式の積分を離散的に実行するもので、震源距離については震源域内をサイトを中心

とする半径方向に 50 分割し、マグニチュードについては増分を 0.05 とした。

3) 累積頻度分布による地震危険度解析

累積頻度分布による地震危険度解析には、壇・神田⁵⁾の方法を用いる。壇らは歴史地震に金井式を適用し、サイトを中心とした半径 R 内の平均地震基盤速度 v_{est} を求めた。 R は平均化を施す半径であり、震源近傍での距離減衰式の適用性の問題から、地震危険度解析では適切な半径 R を設定することが必要と考えられるが、ここでは壇らにならって 40 km とした。統計年数 T_s 年間の平均地震基盤速度 v_{est} の年最大値を大きさの順に並べ代え、 n 番目の年最大値を v_{estn} とすると、非超過確率 F_n は Hazen 式を用いて

$$F_n = 1 - \frac{n - 0.5}{T_s} \dots \dots \dots (5)$$

で与えられる。壇らは、累積頻度分布に上下限値を有する極値分布を当てはめ基盤速度の上限値の存在を示唆している。

3. 緯度経度 1° 角の震源域による地震危険度解析

確率モデルに用いる Gutenberg-Richter 式の係数は、緯度、経度 1° (ほぼ 100 km 角) の範囲ごとに歴史地震データに基づき決定した。Katayama の方法¹²⁾を参考にして、宇佐美の資料では $M \geq 7.5$ 、宇津カタログでは $M \geq 6.0$ 、気象庁地震月報では $M \geq 5.0$ の地震記録だけを用い、各マグニチュードの地震の年間発生率の累積値から最小二乗法によって、Gutenberg-Richter 式の係数 a と b を決定した。 $M \geq 5.0$ の年間地震発生率は、Gutenberg-Richter 式より求めている。各領域の b 値、 $M \geq 5.0$ の年間地震発生率 ν を図-2 に示す。最大マグニチュード m_1 の決定には、できるだけ長期間の地震記録を用いるべきという考えに従い、各領域の 1307 年間

図-2 緯度経度1°角震源域のパラメータ

図-3 緯度経度1°角震源域の最大マグニチュード

図-4 累積頻度分布と確率モデルによる地震危険度解析

の地震記録中 (679 年～1985 年)^{6)~8)} の最大値を用いた。また比較のため、Makino ら¹³⁾ が地震地体構造に基づいて定めた最大マグニチュードを用いた解析も行った。最大マグニチュードを図-3 に示す。最小マグニチュード m_0 は 5.0 とした。

累積頻度分布による地震危険度 (50 番目までの v_{estn})

と、確率モデルによって計算した地震危険度を図-4 に示す。横軸は非超過確率 F の規準化変数 $y = -\ln(-\ln F)$ と再現期間、縦軸は基盤速度の年最大値である。地震地体構造に基づく最大マグニチュードを用いた結果も、図中に点線で示す。東京の 1, 2 番目の年最大値は、それぞれ 1923 年の関東地震, 1703 年の元禄地震による

ものであり、3～5 番目の年最大値は直下型地震による。大阪の 1, 4 番目の年最大値はサイト周辺の地震によるものであり、2, 3 番目の年最大値はそれぞれ 1707 年の宝永地震、1891 年の濃尾地震によるものである。緯度、経度 3 度角の解析対象範囲を広げても、両手法ともハザード曲線の形状はあまり変化しない。

確率モデルによる結果は、累積頻度分布による結果よりも、やや大きめな基盤速度値を与えるが、両手法による結果はおおむね一致している。基盤速度の小さい部分で、確率モデルによる危険度が累積頻度分布によるものよりも大きいのは、Gutenberg-Richter 式の係数を決定する際に、観測期間に応じたマグニチュード範囲を設定して、記録漏れの影響を取り除いていることが原因の一つと考えられる。また、確率モデルでは、震源域の最大マグニチュードの地震が、震源域内で一様に発生し得ると仮定するため、サイト周辺の震源域の最大マグニチュードの影響を受けて、規準化変数の大きいところ(超過確率の小さいところ)で基盤速度の値は大きくなる。累積頻度分布による方法では、基盤速度最大値をサイト周辺で平均化しているため、サイト近傍の地震は過小評価される。平均化を行わない場合 ($R=0$ km), 東京地域で直下型地震が 2, 3 番目の年最大値を与え、基準化変数 $y=5$ 付近で累積頻度分布による基盤速度値が増加して、両手法の結果はよく一致する。東京地域のそれ以外の部分や大阪地域では、平均化の影響は小さい。地震地体構造に基づく最大マグニチュードを用いた場合(図—4 の点線)は、1307 年間の地震記録中の最大マグニチュードを用いた場合よりも、さらに大きな基盤速度となり、累積頻度分布による結果との差が大きくなる。

4. プレート境界地震を分離したモデル

太平洋沿岸地域における地震被害を考える場合、プレート沈み込み部分で繰り返し発生する大地震の影響は無視できない。プレート境界地震の繰返し間隔は、一般にプレート内断層による地震の繰返し間隔よりも短く、歴史地震によってある程度評価できる。ここでは相模トラフ、南海トラフの大地震を他の地震と分離したモデルを用いて地震危険度を評価する。

緯度、経度 1° 角の震源域モデルにおいて、相模トラフで発生した大地震(1703 年元禄地震 $M=8.1$, 1923 年関東地震 $M=7.9$) および南海トラフで発生した大地震(1707 年宝永地震 $M=8.4$, 1854 年安政南海地震 $M=8.4$, 1946 年南海地震 $M=8.0$)を除いた場合の震源パラメータ(パラメータが変化した震源域のみ)を図—2, 3 の括弧内に示す。南海トラフを含む震源域の最大マグニチュードは、上記の大地震以外に、1686 年以前に南海トラフで発生した大地震を除いた最大マグニチュードを用いた。プレート境界地震の震源域を、どの範囲に

表—1 断層パラメータ

パラメータ	関東地震 ¹⁴⁾	南海地震 ¹⁵⁾
断層長さ (km)	95	150
断層幅 (km)	54	70
上端深さ (km)	1.9	10
傾き角 (°)	25	10

設定するかは大きな問題を含み、限定された期間のデータから決定することは難しい。ここでは、提案されている断層モデルの断層面が震源域を含むものと仮定し、次の 3 つのケースを考える。

CASE 1: 断層モデル上端部の平面的位置に線震源を考慮。線震源の深さは 30 km とする。

CASE 2: 断層モデルの断層面(傾斜面)の上半分を面震源とする。

CASE 3: 断層モデルの断層面(傾斜面)をそのまま面震源とする。

東京地域の断層モデルは関東地震のもの¹⁴⁾、大阪地域の断層モデルは安政南海地震のもの¹⁵⁾を用いた。断層モデルのパラメータを表—1 に示す。対象とした大地震の震源位置(図中○印)と、断層モデルによる震源域(CASE 1 は図中の太線、CASE 2 は図中の斜線部分)を図—1 に示す。震源位置と震源域は必ずしも一致していないが、CASE 1 は歴史地震の震源位置に近い、きわめて限定された震源域と考えられる。CASE 3 は、提案されている断層面全体を震源域とした場合であり、CASE 2 は両者の中間的な領域である。

Wesnousky ら¹⁶⁾は、1 つの断層で発生する地震の規模別分布は Gutenberg-Richter 式には従わず、断層長さから定まる最大マグニチュードの地震が繰り返し発生するという考えを示した。ここでは、この考え方を参考にして、相模トラフの地震発生は、平均発生率 0.005 ($1/200$)¹⁶⁾ のポアソン過程で、マグニチュードは 7.9～8.1 の一様分布、南海トラフの地震発生は平均発生率 0.00855 ($1/117$)¹⁷⁾ のポアソン過程で、マグニチュードは 8.0～8.4 の一様分布とする。

プレート境界地震とその他の地震による危険度を組み合わせた結果を図—5, 6 に示す。図—5 にはプレート境界地震を除いた危険度、線震源による危険度、それらの和を別々に示した。東京では、歴史地震の震源位置に最も近いモデルである CASE 1 を用いた場合に、確率モデルによる結果が、累積頻度分布による結果に近づく。断層面の半分もしくは全部で地震が一様に発生し得とした場合、 $y=5$ (再現期間 150 年) までは CASE 1 と同じであるが、それより大きな y に対しては基盤速度がかなり大きくなる。大阪でも CASE 1 の結果が累積頻度分布による結果とよく一致しているが、東京に比べ

図—5 断層モデルを用いた地震危険度 (CASE 1)

図—6 断層モデルを用いた地震危険度

てプレート境界地震の影響はあまり大きくない。断層震源域を大きくするにつれて基盤速度値は増すが、断層位置が遠いため増加傾向は東京ほど顕著ではない。

5. 地震発生の非定常性を考慮したモデル

その地域の主要な地震発生サイクルを十分にカバーするような長期間の地震危険度評価では地震発生をポアソン過程としたモデル化が妥当であるが、短期間の地震危険度を評価する場合、地震発生の非定常性を考慮する必要があると言われている¹⁸⁾。ここでは、プレート境界地震の発生が再生過程に従うとした場合の地震危険度について、単純なモデルを用いて検討する。

地震発生間隔 T の確率分布 $F_A(t)$ にはワイブル分布が用いられることが多く、ここでもワイブル分布と仮定

図—7 危険度関数

図-8 経過時間による地震危険度の変化

すると、

$$F_A(t) = 1 - \exp(-\alpha t^\gamma) \dots (6)$$

南海トラフでは、Utsu¹⁷⁾が南海道で発生した6回の大地震(1361年～1946年, $M \geq 7.9$)について求めたパラメータ $\alpha = 2.98 \times 10^{-14}$, $\gamma = 6.44$ を用いる。平均発生間隔は117年、標準偏差は21年である。

相模トラフでは、大地震の発生が2回しか記録されておらず歴史地震資料だけから発生間隔の確率分布を決定することはできない。Wesnousky ら¹⁶⁾は地震発生間隔の確率分布を正規分布と仮定し、断層変位データから平均発生間隔200年、標準偏差20年とした。標準偏差を20年とした場合、地震発生時期はかなり限定される。ここでは、平均発生間隔200年のワイブル分布を用い、変動係数は南海トラフと同じ0.18と仮定して標準偏差は36年とする。これらの値に対応するワイブル分布のパラメータは $\alpha = 7.0 \times 10^{-16}$, $\gamma = 6.5$ となる。

危険度関数 $\nu(t)$ を、

$$\nu(t) = \frac{1}{1 - F_A(t)} \frac{dF_A(t)}{dt} \dots (7)$$

とすれば、前回の地震発生から t 年間地震が発生せず、今後 Δt 年間に地震動の大きさ $Y_{\Delta t}$ がある値 y を超過する確率は次式で与えられる¹⁹⁾。

$$P_A(Y_{\Delta t} > y) = 1 - \exp \left\{ - \int_t^{t+\Delta t} \nu(t) dt P(Y > y) \right\} \dots (8)$$

ここで $\nu(t)$ が時間に関して一定 ($\gamma=1$) であればポアソン過程となり (4) 式と一致する。ワイブル分布の危険度関数 $\nu(t)$ は次式で与えられる。

$$\nu(t) = \alpha \gamma t^{\gamma-1} \dots (9)$$

相模トラフおよび南海トラフの $\nu(t)$ の経時変化を図-7に示す。 $\nu(t)$ がポアソン過程の年平均発生率と一致する

のは、相模トラフで $t=150$ 年、南海トラフで $t=90$ 年程度である。

相模トラフ、南海トラフでの前回の大地震発生(それぞれ1923年、1946年)から $t=50, 100, 150, 200$ 年経過した時点での基盤速度の年間超過確率を図-8に示す。プレート境界地震の震源域としてはCASE2を用いた。地震危険度は再生過程のプレート境界地震によるものと、ポアソン過程のその他の地震によるものの組み合わせである。プレート境界地震もポアソン過程とした前節の結果も同時に示す。ポアソン過程による結果は、相模トラフで $t=150$ 年、南海トラフで $t=90$ 年にほぼ対応している。 t が増加するにつれてハザード曲線の立ち上がり部分が左側に移動し、想定した震源域においてプレート境界地震が確実に発生する場合のハザード曲線に近づいていく。現時点(東京で $t=70$ 年、大阪で $t=50$ 年程度)の地震危険度は、東京、大阪ともポアソン過程よりも小さい。

6. まとめ

過去300年間の地震カタログと金井式を用いて、東京および大阪地域の地震危険度を評価した。歴史地震による年最大基盤速度の累積頻度分布から得られる地震危険度と、確率モデルを用いて評価した地震危険度を比較し以下の結論を得た。

① 緯度、経度 1° 角の震源域を用いた確率モデルによる結果は、累積頻度分布による結果とおおむね一致する。基盤速度の小さい部分では、歴史地震データをそのまま用いた累積頻度分布による危険度が、確率モデルによる危険度よりも若干小さくなった。確率モデルによる基盤速度の上限値は、サイト周辺の震源域の最大マグニチュードに依存するため、累積頻度分布による結果より

も大きい。

② プレート境界地震を分離したモデルでは、震源域の設定位置によってハザード曲線の形状が変化する。プレート境界地震の震源域を広げていくと、東京地域では再現期間の長い部分で、累積頻度分布による値に比べてかなり大きな基盤速度値を与え、プレート境界地震の震源域から遠い大阪地域ではあまり変化しない。

③ プレート境界の地震発生に非定常性を考慮したモデルでは、時間の経過とともに危険度が増大し、プレート境界地震が確実に発生する場合のハザード曲線に近づいていく。

震源域の設定、震源近傍での距離減衰式の扱い、震源域の最大マグニチュードの設定等に関しては今後さらに検討を加えていく必要があるが、プレート境界の地震動を分離してモデル化することにより、より有効な地震危険度解析手法を提案することができた。

参考文献

- 1) 日本建築学会：地震荷重—その現状と将来の展望，日本建築学会，昭和62年11月
- 2) Cornell, C.A. : Engineering Seismic Risk Analysis, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 58, No. 5, pp. 1583~1606, 1968. 10
- 3) Kawasumi H. : Measures of Earthquake Danger and Expectancy of Maximum Intensity Throughout Japan as Inferred from the Seismic Activity in Historical Times, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 29, pp. 469~482, 1951
- 4) 戸松征夫, 安田 実, 片山恒雄：陸上活断層資料に基づく地震危険度図の特徴，土木学会第17回地震工学研究発表会講演概要，pp. 21~24, 1983
- 5) 壇 一男, 神田 順：上下限値を有する極値分布を用いた地震危険度解析，日本建築学会構造系論文報告集，第363号，pp. 50~56, 昭和61年5月
- 6) 宇佐美龍夫：新編日本被害地震総覧，東京大学出版会，1987
- 7) 宇津徳治：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，地震研究所彙報，Vol. 57, pp. 401~463, 1982
- 8) 気象庁：地震月報，1926~1985
- 9) Kanai, K., Hirano, K. and Yoshizawa, S. : Observation of Strong Earthquake Motions in Matsushiro Area, Part 1, Bull. Earthq. Res. Inst. Vol. 44, pp. 1269~1296, 1966
- 10) 松村和雄, 牧野 稔：ポアソン確率モデルから求められる最大地動の極値分布，日本建築学会論文報告集，第273号，pp. 55~62, 昭和53年11月
- 11) McGuire, R.K. : FORTRAN Computer Program for Seismic Risk Analysis, U.S. Geological Survey Open-File Report 76~67, 1976
- 12) Katayama, T. : Seismic Risk Analysis in terms of Acceleration Response Spectra, Proc. 2nd U.S. National Conference on Earthquake Engineering, pp. 117~126, 1979
- 13) Makino, M. and Matsumura, K. : A Correlation between The Recurrence Intervals of Active Faults and The Extreme Value Distributions of Earthquake Ground Motions, 第5回日本地震工学シンポジウム講演集，pp. 17~24, 1978
- 14) Matsu'ura M. et al. : Statical and Dynamical Study on Faulting Mechanism of the 1923 Kanto Earthquake, J. Phys. Earth, Vol. 28, pp. 119~143, 1980
- 15) 相田 勇：南海道沖の津波の数値実験，地震研究所彙報，Vol. 56, pp. 713~730, 1981
- 16) Wesnousky, S.G. et al. : Integration of Geological and Seismological Data for the Analysis of Seismic Hazard, A Case Study of Japan, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 74, No. 2, pp. 687~708. 1984. 4
- 17) Utsu, T. : Estimation of Parameters for Recurrence Models of Earthquakes, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 59, pp. 53~66, 1984
- 18) Kameda, H. and Takagi, H. : Seismic Hazard Estimation Based on Non-Poisson Earthquake Occurrences, Momoirs of the Faculty of Engineering, Kyoto Univ., Vol. 43, Part 3, 1981. 7
- 19) Savy, J.B. et al. : Nonstationary Risk Model with Geophysical Input, Journal of the Structural Division, ASCE, ST1, pp. 145~163, 1980. 1

(1992年5月8日原稿受理，1992年9月25日採用決定)