

環太平洋沿岸域における津波リスクに関する研究

河田 恵昭*・小池 信昭**・井上 雅夫***・嘉戸 重仁****

1. 緒 言

環太平洋沿岸域は世界でも有数の地震発生地帯であり、歴史的に地震やそれに伴う津波により多大な被害を被っている。このような津波災害に対して現存の防災対策では不十分な点があり、とくに発展途上国においては貧困に起因する災害対策の遅れや住民の津波に対する理解も低い。したがって、津波による人的被害を軽減するためには、その危険性がどの程度であるかを事前に知り、すばやく避難することがたいへん重要であると考えられる。そこで本研究では、過去の地震発生の経緯をふまえて環太平洋地震帯に断層モデルを設定し、各々の地域で発生する地震津波の数値計算を行う。これにより各地域に襲撃する最大水位、到達時間などの伝播特性が明らかになる。さらに、この伝播特性と津波を発生させる地震の発生確率を組み合わせることにより、環太平洋沿岸域における津波リスクの評価を試みた。

2. 地震発生モデル

ここでは再生過程に基づく非ポアソン型の地震発生モデルを考え、環太平洋地震帯の各地域における巨大地震の発生確率を求めた。

2.1 非ポアソン型モデル

地震危険度解析の手法としては、Kawasumi (1951)の方法やポアソン型モデルによる方法 (Cornell, 1968) がある。しかしながら、前者の方法では過去の地震の震央が将来の地震においても繰り返されることを仮定することになり、将来の地震の危険度を評価する上で、過去の地震の震央付近の危険度が高くなりすぎるという欠点がある。また、後者の方法では、地震発生の時間分布を独立としているため、いつの時間から将来をみてもそれから得られる危険度は常に一定となるという問題点がある。

地震のメカニズムを考慮すると、ある地域で大地震が

発生した場合、同じ地域で次の大地震を起こすに足るひずみエネルギーが蓄えられるまでには相当の年月を要するから、大地震の経過年数によって地震危険度は変化すると考えるべきである。そこで、Kameda・Takagi (1981)は再生過程の考え方による非ポアソン型の地震発生モデルを提案した。彼らは、海洋性巨大地震の再帰時間の累積確率を指数確率紙にプロットすることにより、地震発生間隔の下限 t_0 および平均発生率 ν をもつシフトした指数分布を求め、これを地震発生モデルとした。その際、現象の周期特性を考慮して地震発生間隔の上限 t_u も決定される。すなわち、海洋性巨大地震の再帰時間 T_r の確率分布は、 t_0, t_u, ν を用いて、以下のように定式化される。

$$F_{Tr}(t) = \begin{cases} 1 & (t > t_u) \\ \frac{1 - \exp[-\nu(t - t_0)]}{1 - \exp[-\nu(t_u - t_0)]} & (t_0 \leq t \leq t_u) \quad \dots(1) \\ 0 & (t < t_0) \end{cases}$$

これより再帰時間 μ_{Tr} は、以下のように求められる。

$$\mu_{Tr} = \int_{t_0}^{t_u} t dF_{Tr}(t) = \frac{(1 + \nu t_0) - (1 + \nu t_u) e^{\nu(t_u - t_0)}}{\nu[1 - e^{-\nu(t_u - t_0)}]} \quad \dots(2)$$

前回の事象が生じた時点を $t=0$ とし、現在 ($t=t$) までに事象が生起していないという条件下で、次の dt の間に事象が生起する条件付確率は、上記の分布関数 $F_r(t)$ とその密度関数 $f_r(t)$ を用いて $f_r(t)dt / \{1 - F_r(t)\}$ で与えられる。この条件付確率を dt で除したものを $\nu(t)$ とおくと、

$$\nu(t) = \frac{f_r(t)}{1 - F_r(t)} = \frac{1}{1 - F_r(t)} \frac{dF_r(t)}{dt} \quad \dots(3)$$

この $\nu(t)$ は、信頼性工学の分野では瞬間危険率と呼ばれる。

2.2 環太平洋地震帯における地震発生確率

再生過程の考え方に基づく非ポアソン型の地震発生モデルによって地震の発生確率を算定するためには、各地域におけるパラメータとして t_u (地震発生間隔の上限)、 t_0 (地震発生間隔の下限)、 ν (平均発生率) を求める必要がある。そこで、環太平洋地震帯の各地域において、つぎのようにパラメータの推定を行った。

1) 各地域から巨大地震をリストアップする (宇津

* フェロー 工博 京都大学教授 防災研究所巨大災害研究センター

** 学生会員 工修 京都大学大学院工学研究科

*** 正会員 工博 関西大学教授 工学部土木工学科

**** 学生会員 関西大学大学院工学研究科

表-1 環太平洋地震帯における地震発生モデルのパラメータ

Region	t_0 (years)	t_u (years)	ν	μ_{tr} (years)
Central America	1.5	37	0.075	12.2
Alaska	2.9	33	0.072	12.9
Aleutian	3.8	28	0.082	12.1
South America	2.2	84	0.024	30.7
South West Pacific	1.4	12	0.324	4.1
East South Asia	-1.2	26	0.162	4.7
Kamchatka	-1.4	50	0.043	15.5
Japan	30.0	97	0.034	51.8

表-2 環太平洋地震帯における巨大地震発生瞬間危険率

Region	5 years (%)	10 years (%)	20 years (%)	30 years (%)
Central America	33.7	56.9	83.7	96.4
Alaska	37.4	63.5	94.3	—*
Aleutian	44.7	74.4	—	—
South America	16.6	31.4	56.1	75.7
South West Pacific	83.4	100.0	—	—
East South Asia	56.6	81.8	98.1	—
Kamchatka	22.4	40.5	66.9	84.0
Japan	16.3	30.1	51.5	66.8

*: 100%を超えることを示す。

(1990)の「世界被害地震の表」を用いた。2)地震が再び発生するまでの期間を再帰時間として計算する。3)再帰時間の小さい順に並び替え、 $i/(n+1)$ を求める(ここで、 i は*i*番目の統計量、 n は標本の総数である)。4)これを指数確率紙上にプロットする。5)この図において、切片が地震発生間隔の下限を示し、傾きを $1/\nu$ とすると ν が平均発生率である。

環太平洋地震帯の各地域における地震発生モデルのパラメータ t_u (地震発生間隔の上限)、 t_0 (地震発生間隔の下限)、 ν (平均発生率) および μ_{tr} (期待値=再帰時間) を表-1 にまとめて表す。さらに、1997年を基点とする巨大地震発生の危険率(瞬間危険率)を表-2 に表す。これらより、現時点では南西太平洋地域において巨大地震が発生する確率が高いことがわかる。

3. 太平洋全域モデル

太平洋を伝播する津波の数値計算は、つぎのような太平洋全域モデルを用いて行った。

3.1 基礎方程式

太平洋を伝播する津波を扱うには、近地津波で通常用いられる直交座標系に代わって球面座標系(地球座標系)を採用する必要がある。また、後藤ら(1988)は遠地津波に対する支配方程式の検討を行い、線形圧力項の他に波数分散項およびコリオリ力の項が重要かつ不可欠であると結論づけている。したがって、遠地津波の基礎方程

式としては、以下のようなコリオリ力を考慮した線形 Boussinesq 方程式を用いる必要がある。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \theta} \frac{\partial M}{\partial \lambda} + \frac{1}{R} \frac{\partial N}{\partial \theta} = 0 \dots\dots\dots (4)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos \theta} \frac{\partial \eta}{\partial \lambda} = fN + \frac{1}{R \cos \theta} \frac{\partial}{\partial \lambda} \left[\frac{h^3}{3} F \right] \dots\dots\dots (5)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \theta} = -fM + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \theta} \left[\frac{h^3}{3} F \right] \dots\dots\dots (6)$$

ただし、

$$F = \frac{1}{R \cos \theta} \left[\frac{\partial^2 u}{\partial t \partial \lambda} + \frac{\partial^2}{\partial t \partial \theta} (v \cos \theta) \right] \dots\dots (7)$$

$$u = \frac{M}{\eta + h}, \quad v = \frac{N}{\eta + h} \dots\dots\dots (8)$$

ここに、 λ, θ : 経度、緯度、 η : 水位変動、 M, N : λ, θ 方向の流量フラックス、 h : 静水深、 g : 重力加速度、 f : コリオリ係数、 R : 地球の半径である。

上で得られた基礎方程式を差分化するには、空間方向の離散化には水位と流量フラックスの計算点を半メッシュずつずらしたスタッガードメッシュを採用し、時間方向の離散化にはリーブフロッグ法を用いることにする。しかし、上の運動方程式には未知数が2つ以上含まれているため、陰解法を用いる必要がある。一般に、陰解法は安定性は高いが計算容量や計算時間がかかるため、太平洋全域を対象とするような極めて広い範囲を数値計算する場合には向いていない計算方法である。

そこで、差分近似により生じる数値誤差(ここでは数値分散性)を利用して、低次近似ながら高次近似と同等の解を得る方法を用いることにより、短い時間で数値計算を行うことを考える。後藤ら(1988)は、数値計算の打ち切り誤差に起因する数値分散性と物理分散効果が同程度となる条件を用いれば、比較的簡単な計算ですむ線形長波理論を用いても、実用上問題のない結果が得られることを明らかにしている。したがって、ここでも線形長波理論を用いることにすると、

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \theta} \frac{\partial M}{\partial \lambda} + \frac{1}{R} \frac{\partial N}{\partial \theta} = 0 \dots\dots\dots (9)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos \theta} \frac{\partial \eta}{\partial \lambda} = fN \dots\dots\dots (10)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \theta} = -fM \dots\dots\dots (11)$$

のようになる。

3.2 差分式

空間方向の離散化には水位と流量フラックスの計算点を半メッシュずつずらしたスタッガードメッシュを採用し、時間方向の離散化にはリーブフロッグ法を用いることにすると、式(9)~(11)の差分式は次式になる。

$$\eta_{i,j}^{k+1} = \eta_{i,j}^k - \frac{\Delta t}{R \cos \theta_j \Delta \lambda} (M_{i+1/2,j}^{k+1/2} - M_{i-1/2,j}^{k+1/2}) - \frac{\Delta t}{R \Delta \theta} (N_{i,j+1/2}^{k+1/2} - N_{i,j-1/2}^{k+1/2}) \dots \dots \dots (12)$$

$$M_{i+1/2,j}^{k+3/2} = M_{i+1/2,j}^{k+1/2} - \frac{gh_{i+1/2,j} \Delta t}{R \cos \theta_j \Delta \lambda} (\eta_{i+1,j}^{k+1} - \eta_{i,j}^{k+1}) + f(N_{i,j-1/2}^{k+1/2} + N_{i+1,j-1/2}^{k+1/2} + N_{i,j+1/2}^{k+1/2} + N_{i+1,j+1/2}^{k+1/2})/4.0 \dots \dots \dots (13)$$

$$N_{i,j+1/2}^{k+3/2} = N_{i,j+1/2}^{k+1/2} - \frac{gh_{i,j+1/2} \Delta t}{R \Delta \theta} (\eta_{i,j+1}^{k+1} - \eta_{i,j}^{k+1}) - f(M_{i-1/2,j}^{k+1/2} + M_{i-1/2,j+1}^{k+1/2} + M_{i+1/2,j}^{k+1/2} + M_{i+1/2,j+1}^{k+1/2})/4.0 \dots \dots \dots (14)$$

ここに、上、下添字は時間と空間メッシュ番号を表す。

3.3 初期条件

初期条件としては、地震の断層パラメータから Mansinha・Smylie (1971) の方法を用いて計算した鉛直海底地盤変動量を、そのまま海面変動として与え、津波の初期波形とする。海底地盤変動量を海面上に与える際には、変動全体が瞬時に完了するものとしても実用上は問題ないことが知られている (Aida, 1969)。

3.4 境界条件

陸地との境界では、津波が完全反射するものとして、境界面に垂直な流量フラックスを0とする。また、計算領域と接する外海との境界では、日野 (1985) の無反射境界条件を用いることにする。

3.5 計算領域・格子間隔・時間間隔

計算格子間隔と時間間隔は、数値分散性と実際の物理分散性がほぼ等しい大きさになるように設定する必要がある。今村ら (1990) は計算格子条件として、 $\Delta \lambda = \Delta \theta = 10'$ 、 $\Delta t = 20 \text{ sec}$ としているので、本研究でもこの値を採用することにす。そして、計算領域は南緯 50 度から北緯 60 度、東経 120 度から西経 70 度で囲まれる長方形領域を取ることにす。

4. 環太平洋沿岸域における津波ハザード

環太平洋地震帯の各地域で既往最大の地震の断層モデルを想定し、太平洋全域モデルを用いて沿岸域に襲う津波の最大水位を求めた。これにより、環太平洋沿岸の各地域がどのくらいの大きさの津波に襲われるかがわかる。

4.1 断層モデル

断層モデルのパラメータを決定する際には、すでに長周期地震波解析などから求められている場合にはそれを用いた。しかし、南西太平洋や東南アジアなど地域によっては、詳しい断層パラメータが求められていない場合もあるので、その場合には断層がプレート境界線に平行であると仮定して、マグニチュードと断層パラメータの関

表-3 環太平洋地震帯における断層パラメータ

Region	L	W	d	ϕ	δ	U	λ
Central America	200	100	16	N 58 W	10	6	87
Alaska	800	290	33	N 114 W	20	20	90
Aleutian	1200	150	53	N 105 W	30	5	90
South America	800	200	53	N 10 E	10	24	90
South West Pacific	235	117	20	N 110 E	10	7	90
East South Asia	235	117	20	N 170 E	10	7	90
Kamchatka	650	200	53	N 146 W	30	5	110
Japan	210	50	20	N 156 E	1	13	58

L: length (km), W: width (km), d: depth (km), ϕ : strike of the fault (deg), δ : dip angle (deg), U: dislocation (m), λ : slip angle (deg).

係式 (佐藤, 1985)

$$\log L = 0.5M - 1.88 \dots \dots \dots (15)$$

$$\log U = 0.5M - 1.40 \dots \dots \dots (16)$$

から推定することにした。環太平洋地震帯の各地域における断層パラメータを表-3 に表す。

4.2 環太平洋沿岸域における津波の最大水位分布

各断層モデルに対して、太平洋全域モデルを用いて津波の最大水位分布を求めた。その際、グリーンの公式

$$\frac{\eta_2}{\eta_1} = \left(\frac{h_1}{h_2}\right)^{1/4} \left(\frac{b_1}{b_2}\right)^{1/2} \dots \dots \dots (17)$$

を用いて水深が 10 m の値に換算した。各断層モデルから求めた環太平洋における津波の最大水位分布を図-1~8 に表した。

5. 環太平洋沿岸域における津波リスク

5.1 津波リスクの定義

津波リスクは、津波発生の原因となる巨大地震の発生確率、それによって発生した津波ハザードの大きさ、および津波が襲う地域の脆弱性 (vulnerability) を組み合わせたものと考えられる。したがって、この定義によれば、同じ大きさの津波に対して防波堤などの防災施設のある先進国よりもそれらの施設の少ない発展途上国の方が津波リスクが高くなるはずである。しかしながら、それを定量的に評価することは非常に困難である。ここでは、津波が襲う地域の脆弱性は考慮せず、津波ハザードの来襲確率を津波リスクと定義することにす。

5.2 環太平洋沿岸域における津波リスク

上記のことを考慮して、津波リスクをつぎのようにして求めた。まず、図-1~8 の数値シミュレーション結果より最大水位 X m 以上の津波を引き起こす地震の発生地域がわかる。そして、この地震が現在から Y 年以内に発生する瞬間危険率は表-2 より求められる。例として、最大水位 2 m 以上の津波が 10 年以内に襲うと設定した場合の津波リスクを図-9 に表す。ただし、津波リスクが 20% 以下の地域は表示していない。この図より、環

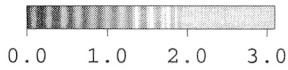
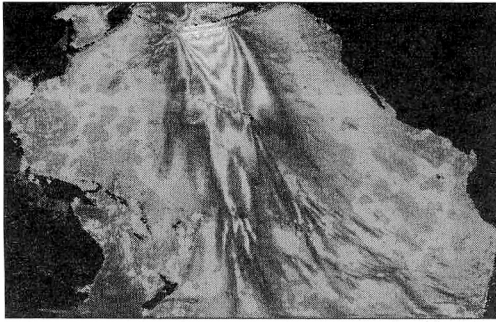


図-1 アリューシャンを波源域とする津波の最大水位分布 (単位: m)

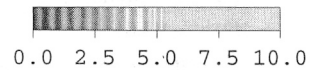
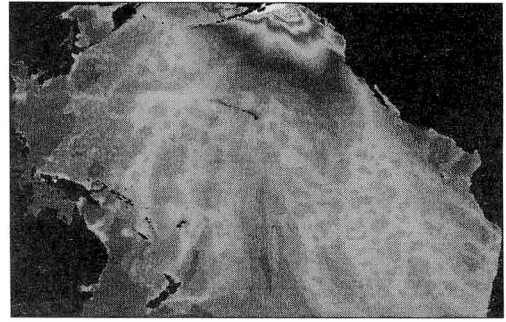


図-2 アラスカを波源域とする津波の最大水位分布 (単位: m)

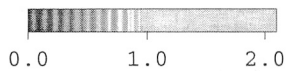
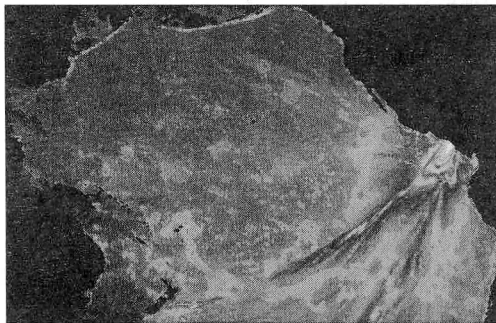


図-3 中米を波源域とする津波の最大水位分布 (単位: m)

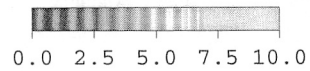
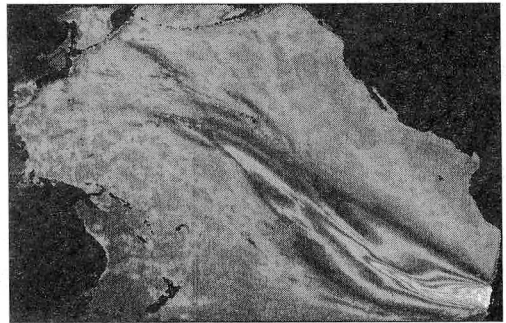


図-4 南米を波源域とする津波の最大水位分布 (単位: m)

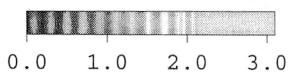
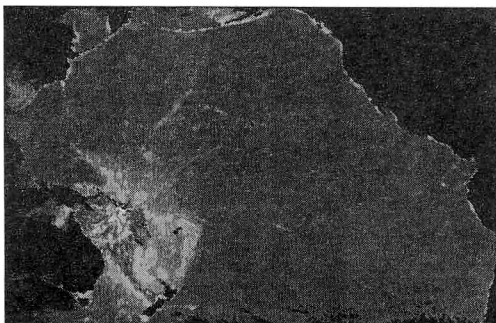


図-5 南西太平洋を波源域とする津波の最大水位分布 (単位: m)

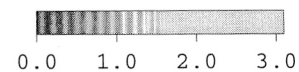
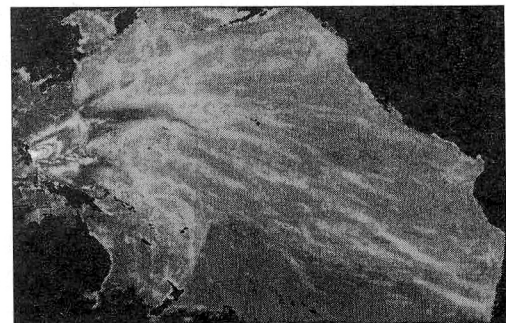


図-6 東南アジアを波源域とする津波の最大水位分布 (単位: m)

太平洋沿岸域のうちアリューシャン・アラスカ・アメリカ西海岸地域およびフィリピン・南西太平洋諸島が80%以上ともっとも津波の危険性が高く、次いで日本・カム

チャッカ地域、次いでハワイ・チリ地域が危険であることがわかる。

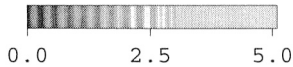
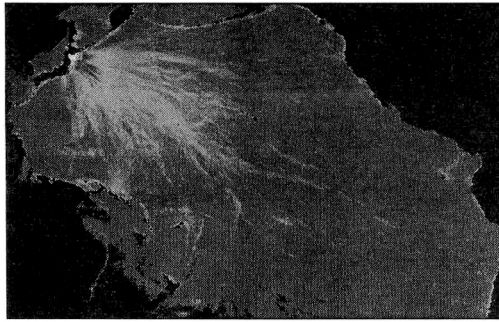


図-7 日本を波源域とする津波の最大水位分布 (単位: m)

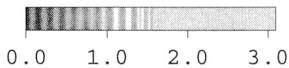
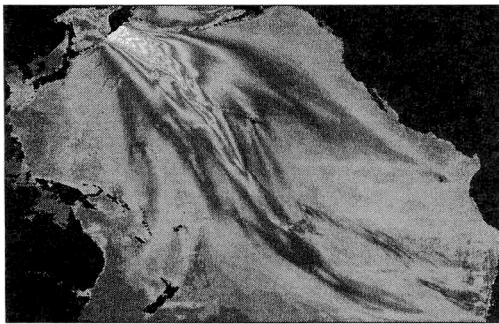


図-8 カムチャッカを波源域とする津波の最大水位分布 (単位: m)

6. 結 語

津波を引き起こす巨大地震の発生確率と、それによって発生した津波ハザードの大きさを組み合わせて環太平洋沿岸域における津波リスクを評価した。その結果、巨大地震の発生間隔の短いアラスカ・南西太平洋・東南アジアで高い津波リスクとなった。南西太平洋・東南アジア地域は、防災施設などが整備されていない箇所が数多くあるので、防災教育などのソフト対策でハード対策の不備を補っていくことが、人的被害軽減の観点から重要であると考えられる。

最後に本研究の問題点として、地震発生をモデル化する際に、地震の大きさと発生位置を評価しなかったことがあげられる。この問題は地震予知とも深く関わっており、すぐに解決できるものではないが、リスクを正

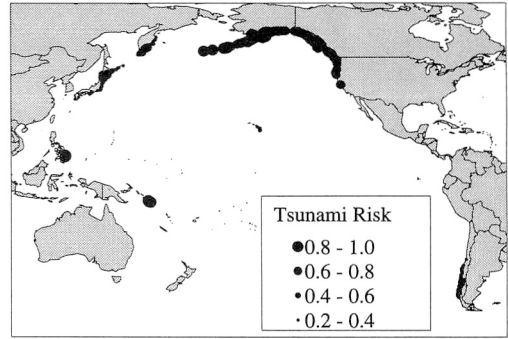


図-9 環太平洋沿岸域における津波リスク

確に評価するためにも積極的に取り組んでいく必要がある。

謝辞: 太平洋全域モデルの水深データは、日本海洋データセンター (JODC) に提供していただいた。宇津 (1990) の「世界の被害地震の表」のデータを、東京大学地震研究所の加藤育子さんに提供していただいた。また、1960年チリ地震津波の資料を東北大学工学部の今村文彦助教授に提供していただいた。ここに記して、謝意を表す。

参 考 文 献

- 今村文彦・首藤伸夫・後藤智明 (1990): 遠地津波の数値計算に関する研究 その2, 地震2, 第43巻, pp. 389-402.
- 宇津徳治 (1990): 世界の被害地震の表, 宇津教授退官記念事業出版.
- 後藤智明・今村文彦・首藤伸夫 (1988): 遠地津波の数値計算に関する研究 その1, 地震2, 第41巻, pp. 515-526.
- 佐藤良輔 (1989): 日本の地震断層パラメータ・ハンドブック, 鹿島出版会, p. 390.
- 日野幹雄 (1987): 開放境界における波の無反射透過条件の極めて簡単な計算スキームの提案, 東京工業大学土木工学科研究報告, No. 38, pp. 33-37.
- Aida, I. (1969): Numerical experiments for tsunamis caused by moving deformation of the sea bottom, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 47, pp. 849-862.
- Cornell, C. A. (1968): Engineering seismic risk analysis, Bull. Seism. Soc. Amr., Vol. 58, No. 5, 1968, pp. 1583-1606.
- Kameda, H. and H. Takagi (1981): Seismic hazard estimation based on non-Poisson earthquake occurrences, Memories of the Faculty of Engineering, Kyoto Univ., Vol. 43, Part 3.
- Kawasumi, H. (1951): Measures of earthquake danger and expectancy of maximum intensity throughout Japan as inferred from the seismic activity, Bull. Earthq. Research Inst., Vol. 29, pp. 469-482.
- Mansinha, L and D. E. Smylie (1971): The displacement fields of inclined faults, Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 61, No. 5, pp. 1433-1440.