

(21) 模擬地震波に関する経験式の物理的基礎

鹿島建設小堀研 正員 武村雅之

1. はじめに

模擬地震波の評価には、設計用の地震力に相当する地震波を作成するという面と、想定地震に対し特定の地点で地震動を予測するという面がある。後者の目的に対しては、近年断層モデルを用いた評価法も研究されている。本稿では、模擬地震動評価法を地震動予測法の1つと考え、それについて以下のような検討を行った。

模擬地震動評価法と断層モデルによる評価法の大きな相違点は、断層モデルによる方法が地震現象を震源および伝播経路にモデル化し、理論的に地震動を評価するのに対し、模擬地震動評価法は、観測点で記録された地震波の性質を、マグニチュードMと震源(震央)距離X(Δ)を用いて経験的に整理し、導かれた経験則に基づいて地震動を評価する点である。従って模擬地震動は、震源での地震波の発生過程や、震源から観測点への地震波の伝わり方に関し、理論的な背景をもたないため、特に地震波の位相の評価がむずかしいという問題点がある。しかしながら、多数のパラメータを評価する必要がある断層モデルに比べ、MやXから簡便に地震動を評価できるという実用上の利点は、工学的に重要である。

このような模擬地震動評価の精度向上のためには、経験則の信頼性向上が不可欠である。しかしながら、一般に設計用として想定する地震は、観測史上未経験の大地震である場合が多く、観測記録から求められた経験則をそのまま外挿して用いることの妥当性が問題となる。そこで本稿では、これらの経験則をできるだけ普遍的なものとして導くため、経験式に対する物理的検討を試みる。検討対象は、模擬地震動評価に必要な振幅スペクトルおよび波形の経時的変化に関する経験則である。

2. スペクトル

スペクトルに関しては、武村他¹⁾が減衰定数hの応答スペクトル $S_{r,h}(T)$ ($r=A$ 又は V)を取り上げ、M、Xに関する経験式を検討している。それによれば、断層モデルの遠方近似解に基づき以下の回帰式を導き、

回帰係数を物理的パラメータによって表現している。

$$\log S_{r,h}(T) = a(T)M - (b(T)X + \log X) + c(T) \quad (1)$$

$$a(T) = 1 - k \log(TM/T) \quad (2)$$

$$b(T) = \pi(QVsT \ln 10)^{-1} \quad (3)$$

$$c(T) = \log \frac{Hg(T) \delta r,h(T) s(T)}{T^2} + \log \frac{R \theta \phi \pi P}{\rho Vs^3 C_x} \quad (4)$$

ここで T_M はMの決定周期(気象庁マグニチュードの場合 $T_M \approx 4$ 秒)、 k は $T \leq T_M$ での震源スペクトル $M_0(T)$ の傾きを定める係数、 Q 、 V_s 、 ρ は媒質の Q 値、 S 波速度、密度、 $Hg(T)$ は地盤の伝達関数、 $s(T)$ は非減衰の速度応答スペクトル $S_{v,0.0}$ とFourierスペクトルの比、 $\delta r,h$ は減衰定数 h の応答スペクトルと $S_{v,0.0}$ との比、 $R \theta \phi$ は S 波の振幅方位分布、 P は M と $M_0(T_M)$ の関係を決める係数、 C_x は右辺と左辺の長さに関する単位の差の補正項である。

図1は、武村他¹⁾により得られた観測記録に基づく回帰係数 $a(T)$ の値と(2)式による理論値の比較である。0.1秒から2秒の範囲で、理論値により観測値がほぼ説明されていることが分る。また、この際の k は0.375または0.5程度で、この値より $T \leq T_M$ での震源スペクトルは $T^{-2.3}$ に比例していることが分る¹⁾。また $b(T)$ 、 $c(T)$ も同様に(3)(4)式より伝播経路の Q 値や地盤の伝達関数等、物理的パラメータで説明できることが分る。

3. 波形の経時的変化

(1) 評価法

模擬地震波を評価するためには、2.で述べた振幅スペクトルの他に、地震動波形の経時的変化を決める包絡形状と地震動の継続時間に関する経験則が必要である。有名な経験式としては、原子力発電所の設計用として広く用いられているJennings et al.²⁾による包絡形状およびHisada and Ando³⁾による地震動の継続時間についてのもがあり、いずれもMの関数として経験的に表現されている。

ここでは、2.のスペクトルと同様、波形の経時的変化に関しても1つの考え方を示し、物理的検討を試

みる。地震動の継続時間に関しては、Izutani and Hirasawa⁴⁾が同種の検討を行っており、地震動の継続時間 T_D が断層の長さ L に依存していることを以下のような式で表現している。

$$T_D = k_1 L + k_2 \quad (5)$$

ここで k_1 、 k_2 は観測点毎に決まる定数である。Izutani and Hirasawa⁴⁾に従って震源からの地震波の放出時間 T_S を考えると、断層がユニラテラルに破壊する場合、 $T_S \approx L/V_R$ 、バイラテラルに破壊する場合、 $T_S \approx L/2V_R$ となる。ここで破壊伝播速度 V_R を平均的に3km/secと仮定すれば、前者は $T_S \approx 0.33L$ 、後者は $T_S \approx 0.17L$ となる。Izutani and Hirasawa⁴⁾によれば(5)式の k_1 は0.1~0.3であり、平均的には L の比例係数としてバイラテラルの場合の方が調和的であることが分る。断層モデルの理論に従えば、地震動の経時変化は、断層と観測点の位置関係や破壊伝播方向によっても変化することが指摘されている⁴⁾が、ここでは工学的見地から簡便さを重視し、主要動がどこでも $L/2V_R$ 間続くと仮定する。

次に、地震動波形の振幅がどのように減衰してゆくかを考える。これに対しては、Aki and Chouet⁵⁾がCoda波に対し、波動の一次散乱理論を用いて、周波数別に評価した地震波の経時変化 $A(\omega|t)$ に関する考えを用いる。

$$A(\omega|t) = g(\omega) t^{-m} e^{-\omega t/2Q} \quad (6)$$

ここで $g(\omega)$ は散乱効果の強さを示すturbidity coefficientや震源スペクトルを含む未知数である。またCoda波を実体波(S波)とした場合には $m=1$ 、表面波と考えた場合には $m=1/2$ となる。さらに Q 値は観測点周辺の平均的な地殻の Q 値であると考えられている。⁵⁾

強震動をS波と仮定し、以上の結果から地震波の包絡形状を模式的に示すと図2のようになる。つまり主要動が $T_S = L/2V_R$ 間続いた後、振幅が減少し、充分時間がたつと(6)式に従って減衰する。図の点線で示す中間領域については、理論的な包絡形を導くことはできないが、便宜的に(6)式の減衰特性に従うものと仮定する。また、図2の $t=0$ は主要動の始まりに対応し、S波の到達時刻に一致すると仮定する。

図3に M に対する理論的な包絡形状の変化を示す。断層の長さ L と M の関係は、Sato⁶⁾による断層面積 S

と M の経験式に、長さ L と幅 W の関係 $L=2W$ を仮定したものを用いた。

$$\log L(\text{km}) = 0.5M - 1.88 \quad (7)$$

Q 値はCoda波に対し、Aki⁷⁾により求められた結果を参考に、 $f=3\text{Hz}$ で $Q=300$ とした。なお $M=8$ の場合に関しては、 Q が周波数に依存しないとした際の $f=9\text{Hz}$ 及び 1Hz の包絡形も示されている。また、 $Q \propto f$ なる周波数依存性をもつと(6)式より包絡形状が周波数に依存しなくなることが分る。Aki⁷⁾により求められた関東周辺地震についての結果は、 $Q \propto f^{0.6-0.8}$ である。

(2) 観測値との比較

次に、上記包絡形の妥当性をおおまかに見るため、 $f=3\text{Hz}$ 、 $Q=300$ の包絡形状を代表値として、実地震記録や継続時間に関する従来の経験式と比較する。継続時間の定義は様々であるが、Hisada and Ando³⁾は地震動記録のはじまりから、最大振幅の約1/10に地震動が減衰するまでの時間を、地震動の継続時間と定義している。ここでも同様の定義に従って継続時間を評価する。その際、図2に示す包絡形状の初期の一定レベルを実効値的に考え、最大振幅の $1/\sqrt{2}$ に対応すると仮定する。このようにして求めた継続時間とHisada and Andoによる結果を比較すると図4のようになり、両者は良い一致を示すことが分る。同図には菅野他⁸⁾の結果も示されている。菅野他⁸⁾は、地震波を周波数帯域別に分け、S波初動以降の包絡形状をガンマ関数でモデル化し、その確率分布関数が0.9となるまでの時間を継続時間と定義している。継続時間の定義が異なるため今回の結果と直接比較はできないが、周波数 $f=2.5\sim 8.0\text{Hz}$ 、 $X=50\text{km}$ のケースと今回の結果はほぼ整合することが分る。

図5、図6で、観測された強震記録(水平動)のうち、比較的震源近傍で観測されたものと今回評価した経時変化を比較する。図5は国内の例、図6は米国の例で、図6は特に震源の極近傍で観測されたものを集めた。いずれの場合も経時変化が M に大きく依存しており、断層の長さ L と地震動継続時間が比例するとするIzutani and Hirasawaの指摘を指示する結果である。図7に、今回の評価結果と大きくくい違う例として、1983年日本海中部地震の強震記録を示す⁹⁾。日本海中部地震の震源での破壊過程は詳細に検討されて

あり¹⁰⁾、それらによれば破壊が途中で休止したことが知られている。断層破壊の詳細が分った後においては、破壊が休止した分を考慮して、破壊伝播速度 V_R を平均的な値より小さく与え(本ケースでは $V_R = 1.5 \text{ km/s}$ となる¹⁰⁾)、包絡形の経時変化を求めれば、観測波形を説明することも可能である。しかしながら、日本海中部地震の発生前に、破壊伝播の方向や詳細な伝播速度の変化を予測することは非常に困難であり、平均的な包絡形の経時変化を予測しようとする限り、このような例外が生じることは避け難いと言わざるを得ない。ただし、その場合でも、本稿で示すように、包絡形状が震源や伝播経路における物理的パラメータにより現わされている場合には、平均値からのずれの原因を求明することが容易になり、場合によってはそれらの物理的パラメータの取り得る範囲から、設計上の安全側の評価の限度を合理的に決めることも可能になると考えられる。

4. まとめ

模擬地震動の評価法は、 M と X によって簡便に地震動の平均像を予測できる実用的な方法であると考えられる。しかしながら、従来用いられるスペクトルや地震動の経時変化は、単なる経験則に基づいているため、評価結果の普遍性に問題があった。そこで本稿では、評価結果に普遍性を与えるため、それらの経験式と震源や伝播経路に関する物理的パラメータとの関連性を明らかにする1つの試みを示した。

特に地震動の経時変化に関しては、周波数依存性や震源(震央)距離の影響等、今後検討すべきいくつかの課題が残されているが、応答スペクトルや地震動波形に関する観測値と、本稿で求めた理論的評価結果は、おおむね良好な一致を示すことが分った。

(参考文献)

- 1)武村他(1987) 建築学会論文報告集, Vol. 375.
- 2)Jennings et al.(1968) Earthq. Eng. Res. Lab. C. I. T.
- 3)Hisada and Ando(1975) KICT Rep.
- 4)Izutani and Hirasawa(1985) Proc. Int. Tsunami Symp.
- 5)Aki and Chouet(1975) J.G.R.
- 6)Sato(1979) J.P.E.
- 7)Aki(1980) P.E.P.I.
- 8)菅野他(1985) 建築学会大会
- 9)沢田他(1986) 電研報告385045
- 10)Sato(1985) J.P.E.

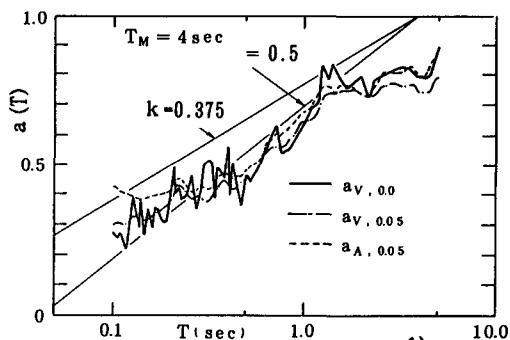


図1 a(t)の結果と理論的關係¹⁾

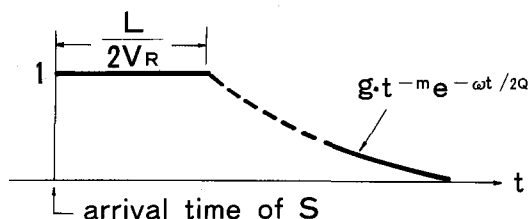


図2 主要動の経時変化の考え方

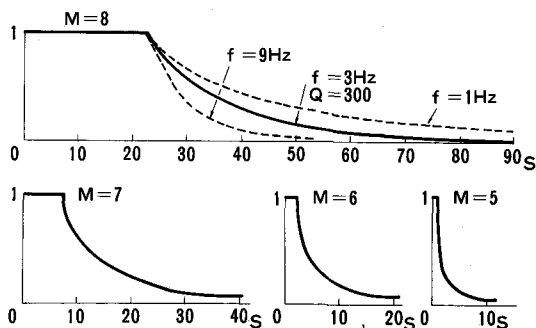


図3 Mによる主要動の経時変化

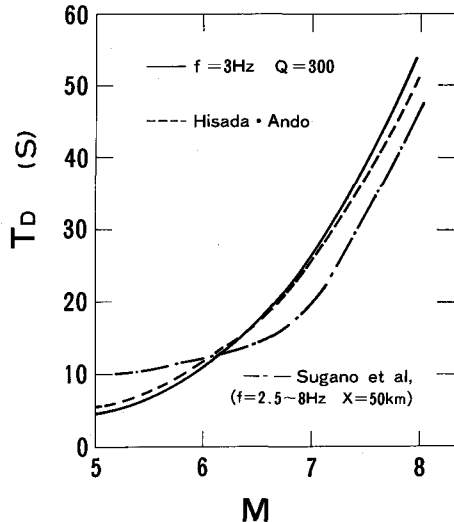


図4 主要動継続時間の理論的關係と経験式

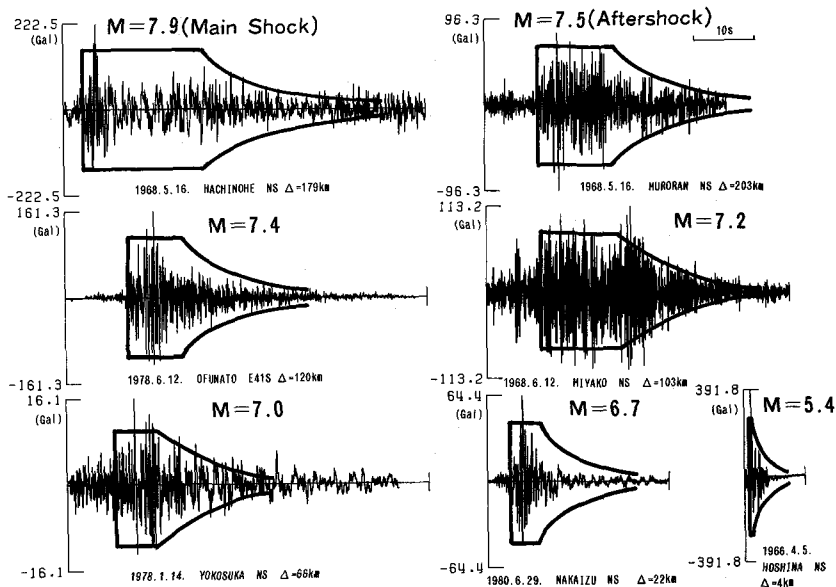


図5 国内の地震動の例

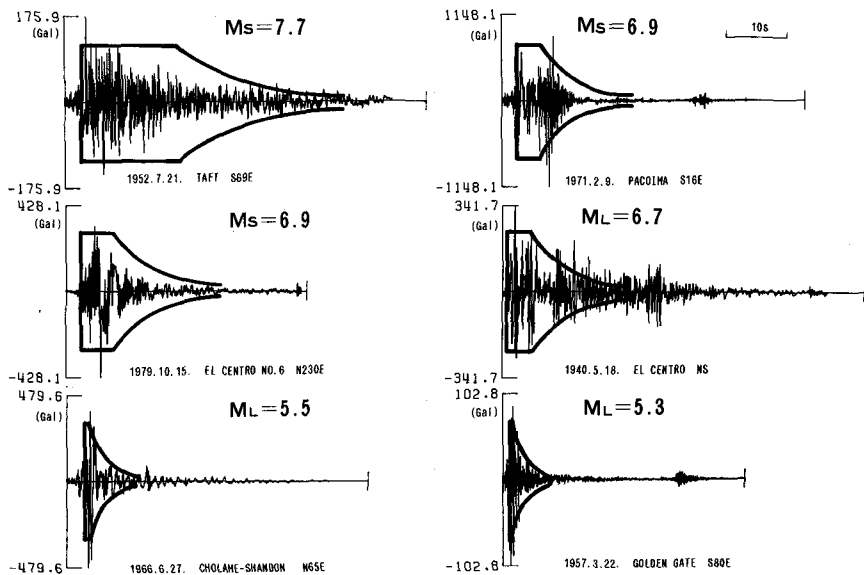


図6 米国の震源近傍の地震動の例

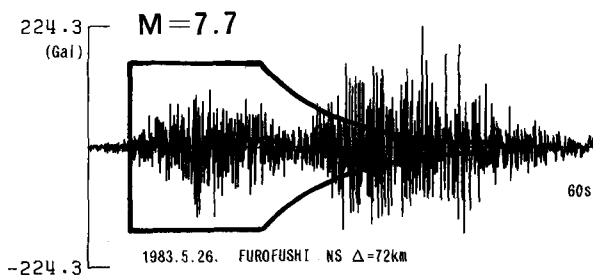


図7 日本海中部地震の地震動の例