

(37) 気象庁1倍強震計記録を用いた長周期地盤震動の地域特性について

鳥取大学工学部 野田 茂

1. まえがき

やや長周期帯域(約2~20秒)の地震動は、深さ数百m~十数kmにおける地盤の影響を受けると考えられる。しかし、このような深部の地下構造に関する情報は、ごく一部の地域を除いて、ほとんど知られていないのが現状である。速度応答スペクトル S_v の設計値には地域別補正係数が導入されている。これを地域・地盤別に設定することが望まれる。例えば、周期 T の関数として、 $S_v(T)=100(1\pm f(T))$ のようにすることも考えられる。しかしながら、現状では、1) 地下構造が解明されていない地域が多いこと、2) S_v 値は震源や伝播特性によっても異なる可能性があること、3) 地震動の多くの組み合わせ(データベース)を考慮する必要があることなどの理由から、 $f(T)$ を特定化することは困難である。そこで、本研究では、全国各地の地盤の揺れ易さを分析することにより、 $f(T)$ を検討する際の基礎データを提供することを目的とする。

2. 分析方法と考え方

速度応答スペクトルに影響を及ぼす因子のうち、震央距離、記録の成分や各観測点の地盤条件を説明変数として、特定の地震時における応答スペクトルの重回帰分析を実施した。観測点や成分の差異は、一種の分類区分なので、ダミー変数を用いて、それらの影響を取り入れた。ただし、特定の地震データに注目しているので、マグニチュードや震源深さなどの地震の諸元は説明変数に含めなかった。

今、応答スペクトルが N 個の異なった観測点で得られたものとする。このとき、観測点 i で得られたデータは、変数 X_i の値が1であるとする。 i 番目の観測点から得られないデータは、変数 X_i の値を0とする。このようなダミー変数 X_i を N 個導入すれば、 N 個の観測点の違いを変数化することができる。同様に、記録の成分を表わすために、ダミー変数 Y_k ($i=1$ でNS、 $i=2$ でEW、 $i=3$ でUD成分)を考慮する。

気象庁の全国観測ネットワークの地点 i (観測点の総数 $=N$)の速度応答スペクトル $S_v^{ik}(T)$ (k =成分)は、以下の式によって回帰する。すなわち、応答スペクトル振幅の対数は、 N 個の変数 X_i や3個の変数 Y_k が加わった線形な重回帰式として書ける。

$$\log S_v^{ik}(T) = -0.5 \log \Delta^i - a(T) \Delta^i + \sum_{j=1}^n A_j(T) X_j + \sum_{k=1}^3 B_k(T) Y_k + C(T) \quad \dots (1)$$

ここで、説明変数としては、震央距離 Δ (km)、観測点の差異を表わすダミー変数 X 、水平と上下の成分(NS、EW、UD)の違いを表わすダミー変数 Y を考えた。例えば、 X_j について、応答スペクトル S_v^{ik} が観測点 n ($i=n$)で得られたとき、 $X_j = \delta_{jn}$ (クロネッカーデルタ記号)で与えられることを意味する。

上式において、応答スペクトルに対する観測点と成分の影響の大きさは、変数 X_i の回帰係数 $A_i(T)$ と Y_k の回帰係数 $B_k(T)$ で定量化できることになる。係数 $A_i(T)$ は、各観測点の揺れ易さを示す増幅スペクトルを意味するものであり、各観測点の種々の条件を反映したものである。これらの条件には、地盤のP波・S波速度分布、密度分布、粘弾性分布、地表や地中の地形形状、地盤を構成する土の応力・ひずみ関係の非線形性や地盤を伝播する波動特性(実体波・表面波)などが考えられる。実体波の増幅スペクトルはS波重複反射理論を用いると計算できる。一方、Love波やRayleigh波の表面波の増幅スペクトルは、Medium Responseによって評価可能である。Medium Responseは、震源の影響を受けず、媒質の物性、モードと周期によって決まる振幅特性関数である。

式(1)の回帰式は、一般によく用いられている震源を点とみなす、点震源モデルに基づいている。なお、ここでは、幾何学的な波面の拡がりの影響だけではなく、伝播経路における媒質の内部減衰の影響も考慮して、 $-a(T) \log \Delta$ の回帰式ではなく、 $-p \log \Delta - a(T) \Delta$ とした。ただし、やや長周期帯域では表面波が支配的であると考えると、理論通りに $p=0.5$ を仮定した。本回帰式は従来提案されている多くの回帰式と異なっており、

物理的に明確にしていると言う点で、本研究の一つの特色となっている。

式(1)の回帰係数 ($a(T), A_i(T), B_k(T)$ と $c(T)$) の決定に当たっては、特異値分解法に基づく実行列の最小2乗最小ノルム解を採用した。これは、 m 行 n 列の実行列 A を係数とする連立1次方程式 $Ax=b$ の最小2乗最小ノルム解 x^+ を求める方法である。すなわち、 b が m 次元の実定数ベクトルであるとき、 $\|b-Ax\|$ (ユークリッドノルム) が最小となる n 次元のベクトル x の中で、 $\|x\|$ が最小となるものが得られる。なお、数値解析に当たっては、京都大学大型計算機センターのSSL II (サブルーチンLAXLM) を使用した。

3. 周期ごとの地盤の揺れ易さの地域特性

著者は、文献1)において、岡田・鏡味²⁾の考え方を踏襲し、気象庁87型電磁式強震計の記録(1989年岩手県沖地震、 $M=7.1$)を用いることにより、やや長周期地震動に対する各地の揺れ易さを検討した。図1には各地の揺れ易さ係数を示す。これより、いくつかの例外地点を除き、岡田らが指摘した揺れ易さのランク(図2)に極端な変化は見られないことがわかる。ただし、この結果は、岡田らの結果と同様に、最大変位振幅の情報だけに基づいており、波形解析による定量的な検討ではない。

そこで、式(1)の係数 $A_i(T)$ に基づき、増幅スペクトル $\alpha_i(T) = 10^{A_i(T)}$ を計算し、各地の揺れ易さを検

討した。図3~図6にはデータ取得地点の増幅スペクトル $\alpha_i(T)$ を示す。ただし、対象とした地震は、1)1964年新潟地震、2)1968年十勝沖地震と同余震、3)1968年日向灘地震、4)1978年宮城県沖地震、5)1983年日本海中部地震と同余震である。ここでは、紙面の都合上、1)~4)の地震に対する結果を示す。

図からわかるように、地盤の揺れ易さは、地域によって、周期に依存していたり、独立している。各地の揺れ易さの卓越周期は異っている。卓越周期はその地盤に固有な表面波のモードに対応するものと考えられる。また、卓越周期におけるスペクトル振幅も、地域によって大きく異なるのが特徴である。同一地点であっても、この傾向は地震ごとに異なっている。このことは、site effectとsource effectを完全に分離して、増幅スペクトルを算定できないことによる。

1964年新潟地震時の増幅スペクトルから、名古屋、御前崎、甲府、浜松、秩父、大島、津、盛岡、石巻、宮古、網代や高山(グループA)では、周期2~20秒の範囲におけるスペクトルがフラットであり、その振幅も大きくなく、やや長周期の地震動によってそれほど励起されていない。東京、横浜、秋田、軽井沢、前橋、熊谷と高田の地点(グループB)は、やや長周期帯域で揺れ易いことがわかる。これらの地点のスペクトル振幅は、揺れにくい地点の4倍強にも達している。一方、青森、仙台、富山、白河、宇都宮と富崎(グループC)は、揺れ易い地点(グループA)と揺れにくい地点(グループB)の中間の揺れ易さになっている。

揺れ易さを反映した増幅スペクトル $\alpha_i(T)$ には、距離減衰の効果が含まれていない。東京や横浜のように、震央距離の遠い地点でも揺れ易くなっており、しかも6秒前後のやや長周期成分が優勢に現われていることは注目値する。これは、やや長周期地震動の特性に大きな影響を及ぼすと考えられる地下構造に左右され

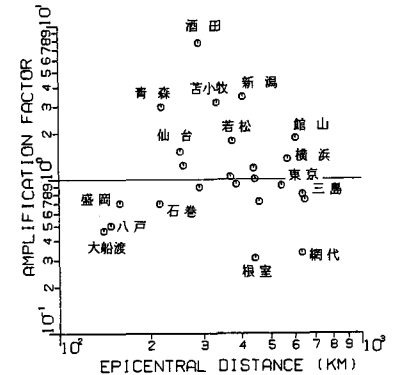


図1 1989年岩手沖地震時の揺れ易さ係数

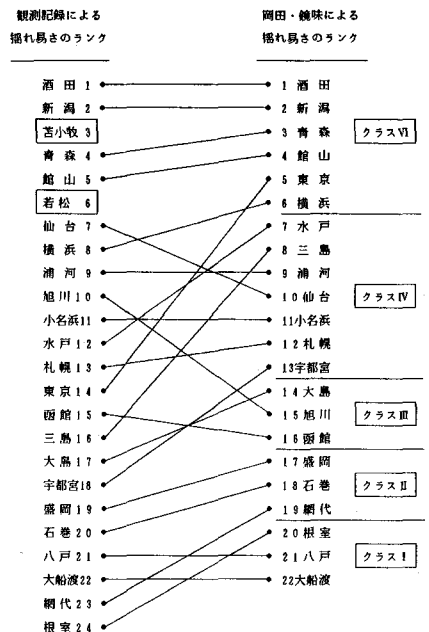


図2 図1の結果と岡田らの揺れ易さの比較

ているためである。前橋と熊谷では、5秒前後の顕著な揺れが目立っている。

1968年十勝沖地震の際の揺れ易さは、図4のようになる。本震と余震の両記録は、仙台、盛岡、大船渡で得られている。余震の際に比べて、本震時の盛岡は、10秒前後で揺れにくくなり、15秒付近で揺れ易くなった程度である。しかし、大局的には、3地点の増幅スペクトルは震源の影響を大きく受けていないことが理解できる。

スペクトル振幅も大きく、全体的に揺れ易い地点は、秋田、広尾、盛岡、宮古と森（グループA）である。これらの地点の中には明らかに地盤の卓越周期が見られる。例えば、森は4秒付近に、広尾は3秒前後に、秋田は3.7, 10秒付近に、宮古は3.7, 14秒付近に、ピークが出現している。盛岡は15秒で特に揺れ易くなっている。これらの地点（特に盛岡、広尾、宮古）は、周期によらず、全体的に大きなスペクトルを示している。一方、仙台、留萌、石巻、根室、大船戸（グループB）のスペクトルは、振幅も小さく、周期によらずほぼ一定となっている。札幌、釧路、函館と室蘭の各地点（グループC）も、スペクトルは周期依存性を示していない。これらの地点（グループC）のスペクトル振幅は、揺れ易い地点（グループA）と揺れにくい地点（グループB）の中間レベルとなっている。

最近、日本で発生する被害地震は主に東北地方で発生することが多い。1968年日向灘地震は、本研究で対象とした地震の中で、唯一西南地方で発生したものである。対象地域は、九州、中国山陽、四国と関西の広範囲に亘っている。

大阪は周期5秒付近で、佐賀と鹿児島は2～3秒、延岡は7～10秒において、大きなスペクトルを示している。これら以外の周期帯においても、かなり揺れ易くなっており、特に鹿児島の揺れが際立っている。大阪、佐賀と鹿児島（グループA）、中でも大阪のように、震央距離が遠くても、揺れ易く、卓越周期が存在することは注目に値する。これらの地域は揺れ易い地点として有名であり、岡田らによる揺れ易さのランクも高い。やや長周期帯域で揺れにくい地点としては、福岡、福江、高松、広島、下関、京都、岡山、剣山と厳原（グループB）が挙げられる。その他の地点（グループC）は中間の揺れ易さとなっている。

図6は、1978年宮城県沖地震時の地盤の増幅スペクトルである。

青森のスペクトルには、2秒付近にピークが見られ、対象とした周期範囲において、比較的高いスペクトル振幅（1.5～2）を保持している。周期6～20秒における宮古のスペクトルは、約2の値となっている。小名浜と水戸のスペクトル形状は類似しており、短周期（数秒）で卓越した揺れを生じている。岡田らの揺れ易さ指標によれば、山形のランクは全国平均を下回っている。しかし、山形のスペクトルは約3.5秒付近で鋭いピークがある。しかも、2～20秒の周期で2を越える増幅スペクトルを示し、かなり揺れ易い地点であることがわかる。山形は速度応答スペクトルは他地点に比してそれほど大きくないが、地盤は数秒の周期で揺れ易いようである。

新潟の速度応答スペクトルは、解析の対象とした観測点の中でも、比較的大きな振幅を示していた。震央距離が離れていた割に、図6の増幅スペクトルは異常に大きな値を示し、特に約8秒で揺れ易くなっているのが特徴である。1983年日本海中部地震の際にも、新潟では、周期10秒前後の長周期地震動が励起されて、スロッシング現象が顕著であった。岡田らの指摘の通り、新潟は全国的にもかなり揺れ易い地点として有名である。このような特異な地域については、地下構造の詳細な調査をするなど、別途検討する必要があるだろう。

帯広は周期3秒付近で比較的大きな速度応答となっていた。しかし、平均的な増幅スペクトル振幅はあまり大きくなく、12番目に位置している。浦河、苫小牧、森、八戸、銚子、前橋、宇都宮、東京、横浜、相川や長野の増幅スペクトルは小さく、比較的フラットである。図6の対象地点の中で、岡田らによって指摘された揺れ易い地域（分類VI、V）や森では、増幅スペクトルから判断すると、揺れ易さのランクが低くなっている。これは、地盤だけでなく、震源の破壊パターンにも左右された結果と考えられ、特殊なケースと言えるであろう。

4. あとがき

本研究では、特定の地震に対するやや長周期地盤震動の揺れ易さを明らかにするために、各地の揺れ易さを表わす増幅スペクトルを、ダミー変数の概念を用いた回帰分析によって求めた。用いたデータは、気象庁1倍強震計記録から得られた速度応答スペクトル ($h=0.1\%$, 2~20秒) である。求めた増幅スペクトルは、source effect と site effect を完全に分離できたわけではない。しかし、揺れやすい地域が特定でき、また周期に依存した特徴的な増幅度が明瞭に見られる地域のあることがわかった。従って、今後は、都市域の揺れ易くかつ社会的に重要な地域に注目し、地震記録データベースを集中的に整え、かつ数値シミュレーションで補完して、地盤の揺れ易さを定量化する必要がある。

謝辞 本研究は、危険物保安技術協会に設置された「屋外タンクのスロッシングに関する調査検討委員会」(委員長・奥村敏恵東京大学名誉教授、主査・片山恒雄東京大学生産技術研究所教授)の一環として実施したものである。

本研究で使用した地震データは、建設省土木研究所地震防災部の田村敬一主任研究員と相沢興氏のご好意によりお借りしたものである。ここに、片山先生を始めとする関係各位に心より謝意を表します。

参考文献

- 1) 自治省消防庁：2.1 気象庁87型電磁式強震計記録の解析 - 1989年岩手県沖地震を対象として - , 屋外タンクのスロッシングに関する調査報告書、pp. 9~23, 平成2年3月。
- 2) 岡田成幸・鏡味洋史：日本各地におけるやや長周期の地盤特性の定量評価の試み、日本建築学会論文報告集、第267号、pp. 29~38, 昭和53年5月。

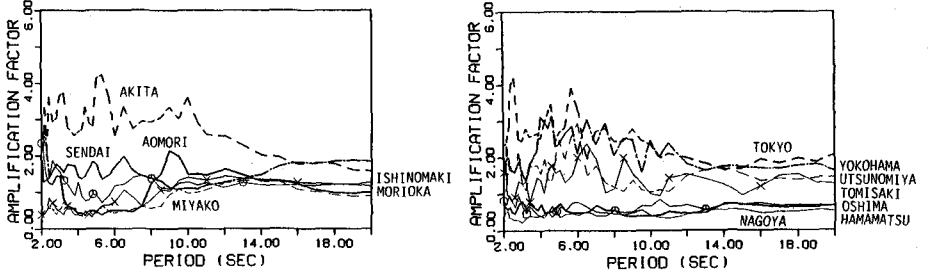


図3 1964年新潟地震の増幅スペクトル

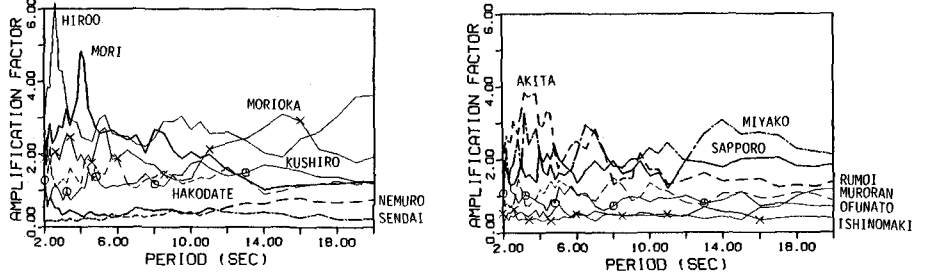


図4 1968年十勝沖地震の増幅スペクトル

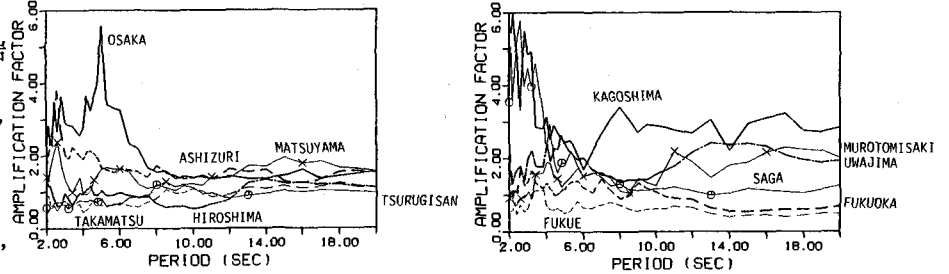


図5 1968日向灘地震の増幅スペクトル

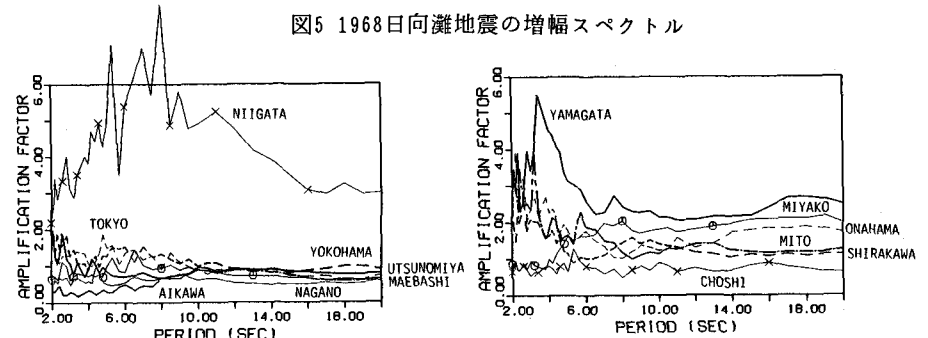


図6 1978宮城県沖地震の増幅スペクトル