

表層地盤の非線形挙動を考慮した 1993年釧路沖地震の強震動シミュレーション

野津厚¹

¹独立行政法人港湾空港技術研究所 地盤・構造部 主任研究官
(〒239-0826 神奈川県横須賀市長瀬3-1-1)
E-mail: nozu@pari.go.jp

強震動予測において、表層地盤の非線形挙動の影響を考慮することは重要である。著者らは、経験的グリーン関数法の枠組みの中で、表層地盤の非線形挙動の影響を簡便に取り入れて強震動予測を行うための方法を提案している。提案法では、堆積層のS波速度の低下率と減衰定数の増分を意味する二つのパラメータを用いる。これらはいずれも堆積層内にトラップされた地震波の波線経路における平均的な値である。提案法の適用性を検討するため、1993年釧路沖地震の強震動シミュレーションを実施したところ、先に述べた二つのパラメータが適切に設定されれば、非線形性の影響を受けた観測点での記録を良好に再現できることがわかった。

Key Words : the 1993 Kushiro-oki earthquake, strong ground motion, empirical Green's function method, soil nonlinearity

1. はじめに

中小地震の記録を多数重ね合わせることで大地震による揺れを予測する経験的グリーン関数法¹⁾⁻⁵⁾は、記録に含まれる地下構造の情報をそのまま予測結果に生かすことができ、地下構造に関する詳細な知識を前提としないという利点を有する。しかし、この方法は震源からサイトに至る媒質の線形的な挙動を前提としているので、大地震の際に想定される地盤の非線形挙動については別途考慮する必要がある^{例え}ば⁶⁾。

既存の経験的グリーン関数法では、サイト直下の堆積層を非線形性を示す浅い部分(表層地盤)とそれより深い部分(深層地盤)とに区分し、地震波は下方より表層地盤に入射してから初めて地盤の非線形挙動の影響を受けると仮定することが普通であった^{7),8)}。しかしながら、図-1に示すように、震源とサイトを結ぶ波線を考えたとき、これが非線形挙動を示す表層地盤を何度も横切ることがある。この場合、地震波は伝播の過程で表層地盤の非線形挙動の影響を何度も受けることになる。この多重非線形効果が、非線形性の影響を受けた観測点での地震動を再現しようとする場合に無視できぬ存在であることが、1995年兵庫県南部地震⁹⁾と2000年鳥取県西部地震¹⁰⁾の記録から明らかにされてきた。

著者ら¹⁰⁾は、経験的グリーン関数法の枠組みの中

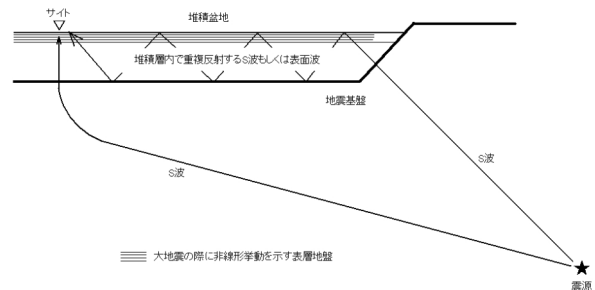


図-1 多重非線形効果の概念図

で、多重非線形効果を取り入れて強震動予測を行うための簡便な方法(後述)を提案している。また、1995年兵庫県南部地震と2000年鳥取県西部地震について、提案法の適用性の確認を行った。しかしながら、提案法の適用事例はまだ多いとは言えず、より多くの地震に対して適用性を確認していく必要がある。また、上述の解析は postdiction であり、合成波と観測波が一致することを念頭においてパラメータの値を決めているが、同じ方法を prediction に適用しようとするれば、解析に用いるパラメータの設定方法が確立されていないという問題が残されている。そこで、より多くの地震に対して同様の方法で postdiction を繰り返すことにより、パラメータのとりうる値の範囲を明確にしていく必要がある。

そこで、本研究では、提案法による1993年釧路沖

地震の強震動シミュレーションを実施し、その適用性を検討するとともに、解析に用いるパラメタのとりうる値の範囲について考察を行うこととした。

2. 表層地盤の非線形挙動を考慮した経験的グリーン関数法

著者ら¹⁰⁾の提案する方法は次の通りである。まず小地震記録（グリーン関数）の諸位相と波線との対応関係について図-2のように考える。グリーン関数上で直達S波の到来時刻を t_0 、波形後半のある位相の到来時刻を t としたとき、 $t-t_0$ は両位相に対応する波が小地震の震源からサイトまで到達するのに要した時間の差 $t'-t_0$ に等しいが、さらにこれは、近似的には波形後半の位相が堆積層内に留まっていた時間を示すと考えることができる。なぜなら、小地震の場合、破壊に要する時間は十分に短いから、波形に見られる各位相は震源を同時にスタートしたと見なすことができるからである。同様の考え方は震源時間の長い大地震の記録には適用できないことに注意する必要がある。

次に、大地震の際には、堆積層内の媒質の一部が非線形挙動を示す（図-3の中段）。この非線形挙動は堆積層内で一様に生じるわけではなく、主に地表に近い表層地盤で非線形挙動が生じる。また、堆積層内の媒質は水平方向にも不均質であり、また、地震動の振幅も水平方向に一様でないから、表層地盤の非線形挙動自体、水平方向に一様に生じるわけではない。しかし、ここでは、簡単のため、堆積層内の媒質を等価な線形媒質（S波速度 V_s 、減衰定数 h ）に置き換え（図-3の下段）、その非線形性の程度を示す2つのパラメタ ν_1 と ν_2 を導入する（非線形パラメタと呼ぶ）。 ν_1 は堆積層内の媒質の平均的なS波速度の低下率を示すパラメタである。すなわち $\nu_1 = V_s/V_{s0}$ である。ここに V_s は非線形時のS波速度、 V_{s0} は線形時のS波速度である。一方 ν_2 は堆積層内の媒質の平均的な減衰定数の増分を意味するパラメタである。すなわち $\nu_2 = h-h_0$ である。ここに h は非線形時の減衰定数、 h_0 は線形時の減衰定数である。

さて、小地震記録の波形後半のある位相（到来時刻 t ）は、堆積層内を通過するのに時間 $t-t_0$ を要していたが、大地震時には堆積層内のS波速度が ν_1 倍になるのであるから、堆積層内を通過するのに要する時間は $(t-t_0)/\nu_1$ となるはずである。このような考え方でグリーン関数の時刻 t_0 以降の部分を $1/\nu_1$ 倍に引き延ばす。一方、減衰定数 h の地盤を角振動数 ω の地震波が時間 t だけ伝播する間に振幅は $\exp(-h t)$ 倍となるが、地盤の非線形性により減衰定数が ν_2 だけ増えたとすれば、堆積層内を時間 $t-t_0$ だけ伝播した後では地震波の振幅は線形時と比較して $\exp(-\nu_2 (t-t_0))$ 倍となる。以上のことを考慮して、次式により経験的グリーン関数を補正する。

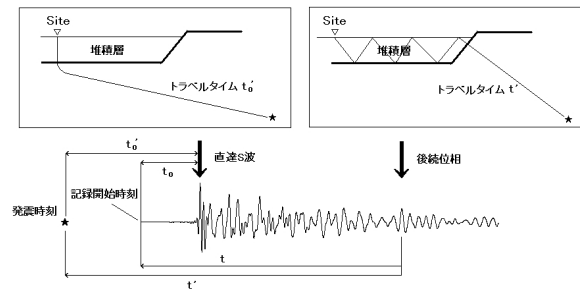


図-2 小地震記録の諸位相と波線の対応

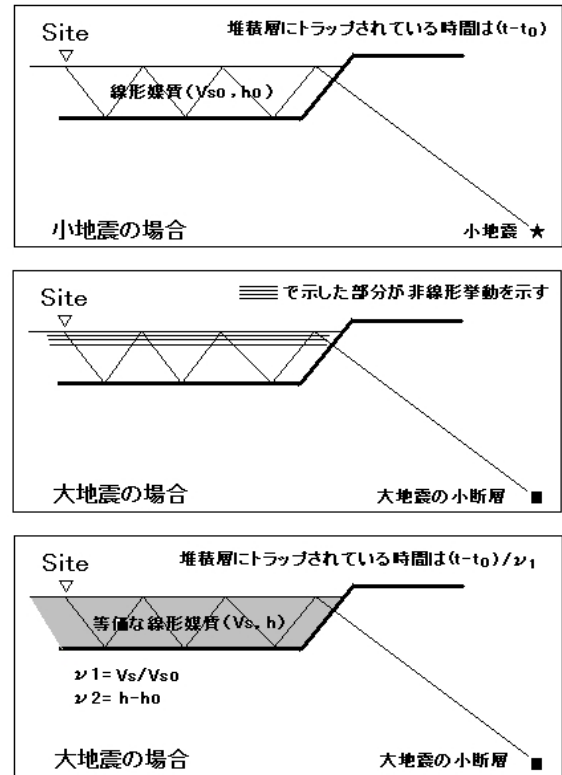


図-3 非線形パラメタ (ν_1, ν_2) の定義

$$g_n(t) = g(t) \quad (t < t_0) \quad (1a)$$

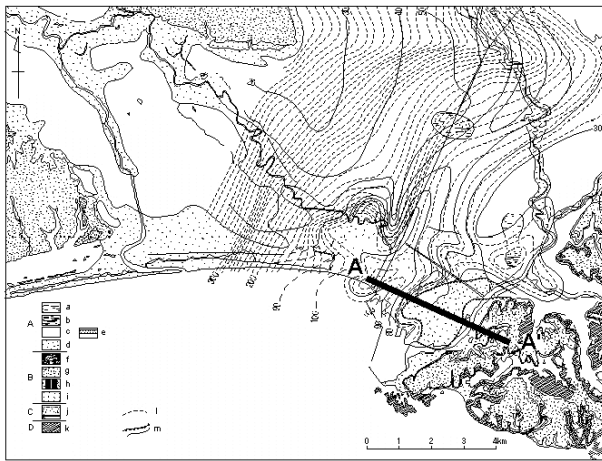
$$g_n(t_0 + (t-t_0)/\nu_1) = g(t) \exp(-\nu_2 (t-t_0)) \quad (t > t_0) \quad (1b)$$

ここに $g_n(t)$ は補正後のグリーン関数、 $g(t)$ は補正前のグリーン関数である。

式(1b)の右辺を計算する際、グリーン関数に含まれる振動数成分が狭帯域であれば、その振動数に対応した ν_2 を用いれば良いし、広帯域であれば、まず $g(t)$ から帯域通過フィルタにより特定の帯域(バンド幅 f_b)をとりだし、この時間関数に $\exp(-\nu_2 (t-t_0))$ を乗じた上で、すべての帯域について加え合わせればよい。以下の解析では、 $f_b=0.08\text{Hz}$ に統一している。

3. 釧路市内の強震観測地点と強震記録

1993年1月15日20時6分に釧路沖の東経144度21.4



A: 軟弱地盤地質系統, B: 上部更新統, C: 下部更新統, D: 吉野三系ならびに白亜系, a: 高位泥炭, b: 中層泥炭, c: 低位泥炭, d: 砂層, e: 伏在する火砕流堆積物, f: 伏在する礫層, g: 屈斜路火砕流堆積物, h: 上部更新統, i: 上部更新統の礫相部, j: 下部更新統, k: 吉野三系・白亜系, l: 第四系基底の構造等高線, m: 軟弱地盤地質系統の構造等高線

図-4 釧路周辺の地質(文献¹⁵)に加筆)

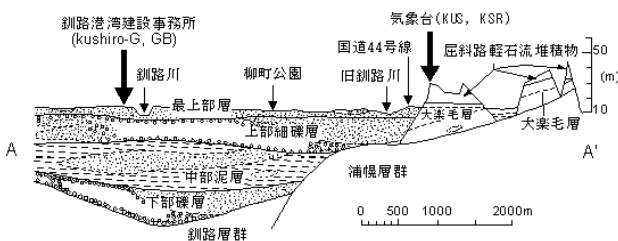


図-5 釧路周辺の模式地質断面図(文献¹⁶)に加筆)

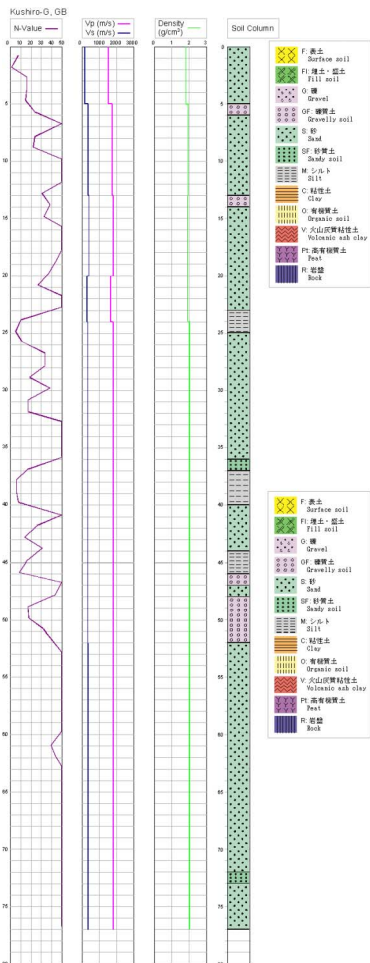


図-6 釧路港強震観測地点の土質柱状図

分、北緯42度55分、深さ100.6kmを震源とする気象庁マグニチュード7.8の地震が発生した。この地震では釧路市を始め多くの地点で強震記録が得られた。ここでは、釧路周辺の地形と地質を概観するとともに、釧路市内で得られた複数の強震記録について、これまでに得られている知見¹¹⁾⁻¹⁴⁾を整理する。さらに、解析対象記録の選定の考え方について述べる。

(1) 釧路周辺の地形と地質

釧路周辺の地形は、釧路湿原を含む平坦地と、それをとりまく低い丘陵地からなる。図-4に釧路周辺の地質図¹⁵⁾を示す。丘陵地の表層は屈斜路カルデラに由来する火砕流堆積物とさらに新期の火山灰層に被覆されている¹⁵⁾。平坦地は、海岸沿いの砂丘と、その内側の泥炭地からなる。図-4の線分A-A'における模式断面図¹⁶⁾を図-5に示す。図-5には矢印()で釧路市内の強震観測地点を示している。

(2) 釧路市内の強震記録と関連研究

釧路川河口付近の釧路港湾建設事務所(図-5)敷地内ではERS-GV型強震計により地表(Kushiro-G)と地中(Kushiro-GB, GL-77m)の2箇所で同時に記録が得られている。図-6に観測地点のボーリング柱状図を示す。同図に示すように、この観測地点の地盤は砂質土が主体である。地表で得られた記録のNS成分は、周期1.5s程度の波にスパイク状のピークが重なった特徴のあるものであった(図-7)。この記録についてはIai et al.¹¹⁾により詳しい解析がなされ、上記の特徴ある波形は、密な砂地盤のサイクリック・モビリティによるものであることが明らかにされた。Iai et al.¹¹⁾は同じ地点で本震と余震(2月4日23時43分, M4.9)の記録から地表と地中のスペクトル比を求めて比較しているが、図-8に示すように1次のピークは余震(1Hz付近)よりも本震時(0.8Hz付近)の方が明らかに長周期側にある。このことから考えても、地表の記録が表層地盤の非線形挙動の影響を受けていることは確実である。

一方、丘陵地に位置する釧路地方气象台(図-5)の敷地では、建物1階(KUS)で気象庁87型強震計による記録が、地表(KSR)において建設省建築研究所(当時)のSMAC-MD型強震計による記録が得られている。敷地内における両観測点の位置関係を図-9に示す。両観測点の記録(NS成分)を図-10に示す。地表(KSR)ではもともとN063E成分とN153E成分が得られているが、ここでは座標変換してNS成分を求めた。両観測点で得られた記録(建物短辺方向成分)の応答スペクトル比(KUS/KSR)を求めると、周期0.5sで2.5程度のピークを示すことが知られている¹²⁾。また、同じ地点で得られた弱震時の記録について同様に応答スペクトル比を求めると、ピークは0.3sに生じることが知られている。壇¹²⁾は、建物と地盤の非線形相互作用解析を実施し、応答スペクトル比のピークの0.3s(弱震時)から0.5s(強震時)への移動が非線形相互作用の結果として説明できることを示した。しかし、ピークの値そのものを

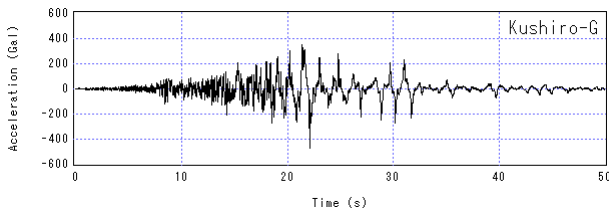


図-7 釧路港の地表で得られた加速度記録のNS成分

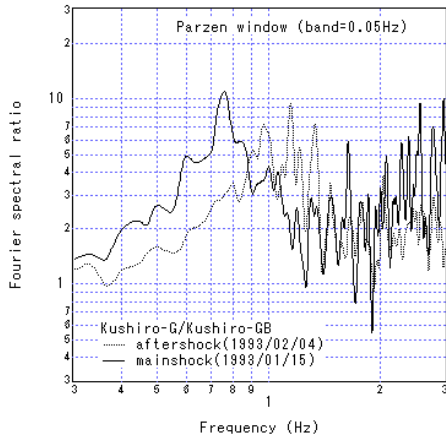


図-8 釧路港における本震時と余震時の地表と地中のスペクトル比（観測結果）

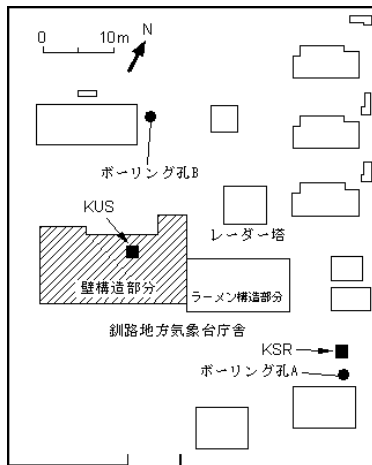


図-9 釧路地方気象台の強震計位置（文献¹²⁾に加筆）

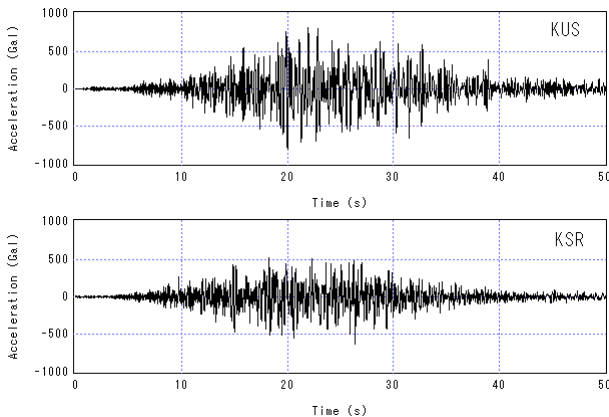


図-10 釧路地方気象台で得られた加速度記録のNS成分

再現することはできず、他の要因、例えば、翠川・松岡¹³⁾が指摘しているようなレーダー塔の衝突などの要因を考慮の必要があると結論付けている。い

表-1 ボーリング杭Aにおける地盤調査結果¹²⁾

層厚 (m)	土質名	単位体積 重量 (t/m ³)	S波速度 (m/s)
0.20	盛土 砕石	1.56	110
0.50	盛土 中砂	1.56	110
0.30	盛土 礫混じりシルト質火山灰	1.56	110
0.40	盛土 礫混じりシルト質火山灰	1.56	140
0.50	盛土 中砂	1.56	140
4.95	シルト質火山灰	1.63	140
1.30	火山灰	1.67	260
3.25	火山灰質細砂	1.78	310
1.10	火山灰質中砂	1.78	310
1.50	火山灰質微細砂	1.78	310
0.60	礫混じり火山灰質粗砂	1.78	350
2.55	火山灰質細砂	1.78	350
2.85	砂岩	1.89	650

れにしても、建物1階の記録は、地盤・構造物の複雑な非線形挙動の影響を受けていると考えられる。一方、地表観測点（KSR）直下の地盤の非線形挙動について、壇¹²⁾は次のような評価を行っている。まず、ボーリング杭A（図-9）での調査結果に基づき、表-1に示すような表層地盤モデルを作成した。このモデルに基づき、モデル下端（GL-20m）から上端（地表面）までの伝達関数を算定し、伝達関数のピークは弱震時の4Hzから釧路沖地震時には3Hzまで低下したと推定している。

山本他¹⁴⁾は、釧路地方気象台における弱震時と強震時のサイト特性の評価を行っている。このとき、地表で得られた釧路沖地震の記録のフーリエスペクトルを、統計的グリーン関数法で算定した基準スペクトルで除すことにより、強震時のサイト特性を求め、これを弱震時のサイト特性と比較することにより、2Hz以上の周波数帯域において、強震時のサイト特性の方が小さいと結論付けている。しかしながら、基準スペクトルの算定に用いたKakehi et al.¹⁷⁾の震源モデルは、厚岸・浦河・八戸の3地点での記録と整合するように求められており、これら3地点はいずれも震源から見て釧路と同じ方位にあるとは言えないから、この震源モデルが釧路の方位へのradiationを正確に表現し得ているかという点については未解明となっている。

(3) 解析対象観測点の選定

上記の知見を踏まえ、本稿での解析に適した観測点を選定する。

本研究では、後述するように、まず、非線形挙動の影響を受けていないと考えられる観測点での記録を十分に再現できるような震源モデルを構築し、同じ震源モデルを用いて、非線形挙動の影響を受けている観測点での地震動を、上述の提案法により再現するという手順を踏む。非線形挙動の影響を明らかに受けている観測点として、以下においてはKushiro-Gを対象とする。このとき、解析に用いる震源モデルに求められる条件は、釧路の方位へのradiationを正確に表現することである。このことを念頭におくと、震源モデルの構築に用いる観測点として、釧路市内の観測点がぜひとも必要である。し

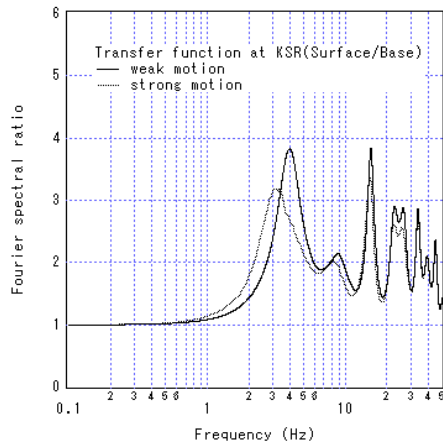


図-9 KSRにおける弱震時と強震時の表層地盤の伝達 (計算結果)

かしながら、釧路地方気象台の建物1階の観測点 (KUS) の記録は、地盤・構造物の複雑な非線形挙動の影響を受けていると考えられるので、震源モデルの構築に用いることができない。一方、地表観測点 (KSR) でも、上述の壇¹²⁾の検討結果から、地盤の非線形挙動があったものと推定される。しかし、ここでは表層地盤の層厚が小さいので、非線形挙動の影響は、比較的高い周波数帯域にとどまっていた可能性も考えられる。そこで、表-1のモデルに基づいてあらためて弱震時と強震時の表層地盤の伝達関数 (地表波/基盤波) を求めた。ここに言う基盤波とは砂岩層 (表-1) 上端における上昇波の2倍の振幅を持つ波のことである。強震時の伝達関数は、KSRにおける釧路沖地震の観測波 (NS成分) を表-1のモデルの地表に入力して、等価線形の地震応答計算プログラムFDEL¹⁸⁾を用いて求めた。算定結果を図-9に示す。伝達関数のピークが弱震時の4Hzから釧路沖地震時に3Hzまで低下するという算定結果は壇¹²⁾の結果と調和的である。ここで2Hz以下の比較的低い周波数帯域に着目すると、弱震時と釧路沖地震時の伝達関数には大きな差がないことがわかる。そこで、2Hz以下の周波数帯域に限って言えば、釧路地方気象台の地表 (KSR) の記録は非線形挙動の影響を受けていないものと考え、KSRの記録を震源モデルの構築に用いることとした。

4. 釧路沖地震の震源モデル

ここでは、経験的グリーン関数を用いたインバージョン手法により、釧路沖地震の震源モデルを求める。経験的グリーン関数法のための既往の震源モデルとしては、上述のKakehi et al.¹⁷⁾のものと、森川・笹谷¹⁹⁾のものがある。しかし、これらのモデルはいずれも釧路市内の観測点を用いていないので、釧路の方位へのradiationを正確に表現し得ているかどうかは不明である。これが、新たな震源モデルを必要とする理由である。

経験的グリーン関数としては、1993年2月4日23時43分に発生した最大余震の記録を用いる。この余震

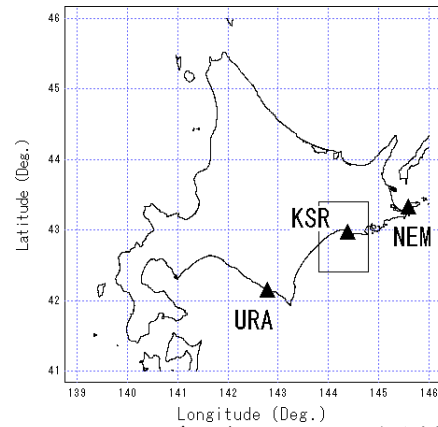


図-10 インバージョンに用いた観測点

の震源は東経144度16.9分、北緯42度57.2分、深さ94.7km、気象庁マグニチュード4.9である。

インバージョンには、釧路地方気象台の地表観測点 (KSR) で得られたSMAC-MD型強震計の記録の他、根室 (NEM) と浦河 (URA) の気象庁87型強震計の記録を用いた。図-10にこれらの観測点を示す。余震波形のNS成分を周波数領域で積分し、0.3-2.0Hzの帯域通過フィルタに通した速度波形をグリーン関数として用いた。また本震波形のNS成分に同様の処理をほどこして得た速度波形をインバージョンのターゲットとした。解析に用いる周波数帯域の下限は余震記録の精度を考慮して定めた。本震波形の主要動部分を含む30秒間をインバージョンのターゲットとした。

インバージョンはHarzell and Heaton²⁰⁾の方法に基づいている。気象庁の震源を含む60km×40kmの断面 (走向76°、傾斜0°) を仮定し (図-11)、この断面を30×20に分割して、それぞれの領域では、破壊フロント通過後の1.2秒間に4回のすべりが許されるものとした。各々のすべりによるモーメント解放量が余震モーメントの何倍であるかを未知数としてインバージョンを行う。インバージョンの自由度は30×20×4=2400である。破壊フロントは、気象庁発表の震源時刻から、気象庁の震源を中心として同心円状に速度2.8km/sで広がるものとし、基盤のS波速度は4.6km/sとした。インバージョンには非負の最小自乗解を求めるためのサブルーチン²¹⁾を用いた。また、すべりの時空間分布を滑らかにするための拘束条件を設けた。本震と余震のメカニズムの違いは大きくないので²²⁾、ラディエーションパターンの補正は実施していない。NEMとURAについては、記録のヘッダに記載された絶対時刻の情報をそのまま用いている。ただしKSRについては、ヘッダに記載された絶対時刻の情報がやや不自然に思われたので、KUSの記録との比較から絶対時刻を求め直して、その値を用いた。

図-12に、インバージョンの結果として得られた合成波と観測波の比較を示す。両者の一致はおおむね良好である。図-13におおまかな最終すべり量の分布を示す。ここでのインバージョンでは、直接には各々の小断層におけるモーメント解放量の余震モーメントに対する比が明らかになるだけであるが、

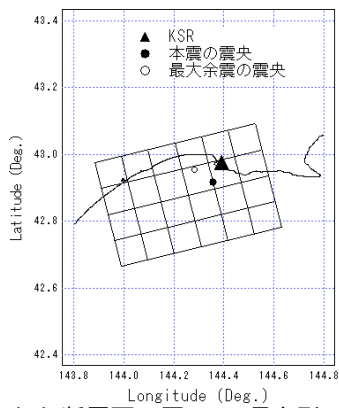


図-11 仮定した断層面．図-11の長方形の部分拡大して示している．

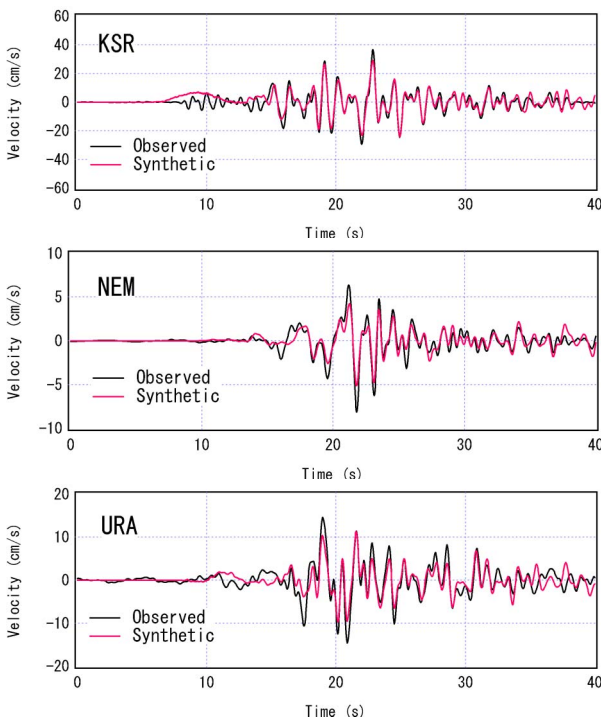


図-12 合成波と観測波の比較

ここでは余震のモーメントマグニチュードが気象庁マグニチュードに等しいと仮定して、おおまかな最終滑り量の分布を求めている．同図によれば、破壊開始点(図-13の)から10kmほど西に顕著なサブイベントのあることがわかる．根室・釧路・浦河の3地点の記録は、ほぼ1つのサブイベントの破壊で説明がつくことになる．

釧路沖地震については、Ide and Takeo²³⁾が水平成層構造に関する理論的なグリーン関数を用いて根室・釧路・浦河・網走の記録と調和的な震源モデルを求めている．Ide and Takeo²³⁾のモデルは主に3つのサブイベントからなるモデルであるが、これと比較すると、今回得られたモデルはよりシンプルである．経験的グリーン関数法では、地下構造の複雑な影響はグリーン関数に反映されているので、地下構造の影響が震源に押しつけられることがないため、シンプルな震源モデルが求めたとも解釈できる．

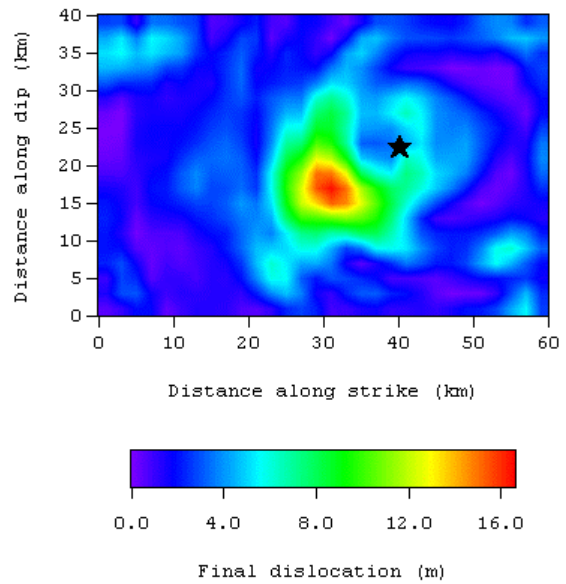


図-13 おおまかな最終滑り量の分布

5. 表層地盤の非線形挙動を考慮した強震動シミュレーション

さて、ここで得られた震源モデルを用い、釧路港の地表観測点(Kushiro-G)で得られた余震波形をグリーン関数として本震波形を計算する．

まず、非線形性を全く考慮せずに合成を行い、その結果を観測波と比較したところ、図-14(上段)に示すように、最大振幅は過小評価となり、また、25s以降の波形後半の位相もあまり良好に再現されない結果となった．

次に、上述の非線形パラメタを用いて合成を行った．非線形パラメタの値は、試行錯誤により、本震波形の振幅と位相が最も良く再現される値を選択することとした．振幅と位相の一致度は目視により判定した．その結果、 $\beta_1=0.87$ 、 $\beta_2=0.01$ が選択された．これらの値は、堆積層内のS波速度が平均的には線形時の87%であること、堆積層内の減衰定数が平均的には線形時より0.01だけ大きいことに対応する．

非線形パラメタを用いた合成結果と観測波との比較を図-14(下段)に示す．非線形パラメタを用いることにより、観測波の振幅を良好に再現できること、波形後半の位相も改善できることがわかる．

6. 考察

以上の結果に関して、次の二点について考察を行う．

一点は、表層地盤の非線形挙動が速度波形の振幅に及ぼす影響についてである．図-14の結果から、1993年釧路沖地震の際、釧路港の地表では、地盤の非線形挙動の影響で、速度波形の振幅が60%程度大きくなったと考えることができる．これは、既往の

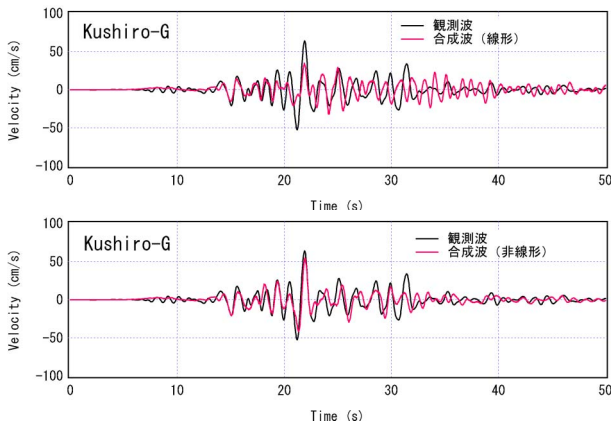


図-14 観測波と合成波との比較・非線形性を考慮しない場合(上)と考慮する場合(下)

研究¹⁰⁾で地盤の非線形性を考慮することで速度波形の振幅が小さくなる傾向にあったことは対照的である。釧路沖地震について上記の結果が得られたのは、断層面のうち、早く破壊した部分から到来する後続位相と、遅れて破壊した部分から到来する直達S波とが、増幅的干渉を示したためであると考えられる。

もう一点は、最適と判断された非線形パラメタの値の特徴についてである。上記の結果は、既存の強震記録の再現を目指すpostdictionとしては成功していると思われるが、同様の方法をpredictionに適用しようとするれば、非線形パラメタの設定方法の確立が不可欠である。そこで、今回用いた非線形パラメタの値を、既存の解析¹⁰⁾に用いたパラメタの値と比較して図-15に示した。ただし、ここでは釧路港のプロットに幅を持たせて示している。これは、 β_2 を0.005~0.02の範囲で変化させても、図-14(下段)に示した解析結果にはあまり変化は見られず、今回の解析結果では、 β_2 の値を十分に拘束できていないためである。また、考察を助ける意味で、動的変形試験²⁴⁾の結果からひずみを消去して得られる地盤材料の剛性の低下(すなわちS波速度の低下)と減衰定数の増加の関係式を図-15に重ね書きしている。 β_1 と β_2 はそれぞれS波速度の低下率と減衰定数の増分を意味するので、それらは歪みレベルを介して互いに関係があるはずであるが、1993年釧路沖地震の際の釧路港周辺の地盤では、剛性の低下が著しかったのに対し、減衰定数の増加はさほどでもなかったことが図-15からわかる。

このようなパラメタの傾向の違いを、表層地盤の条件の相違から理解することは重要であると考えられる。この点については、今後、詳しい検討が必要であるが、現時点で考えられる理由として、次のことが考えられる。

図-15に示した動的変形試験結果²⁴⁾からわかるように、一般的には、砂質土より粘性土の方が、剛性の低下に対して減衰定数の増加が著しい傾向にある。釧路港周辺の地盤は砂質土が主体であるため(図-4、図-6)、減衰定数が比較的小さかったと解釈できる。

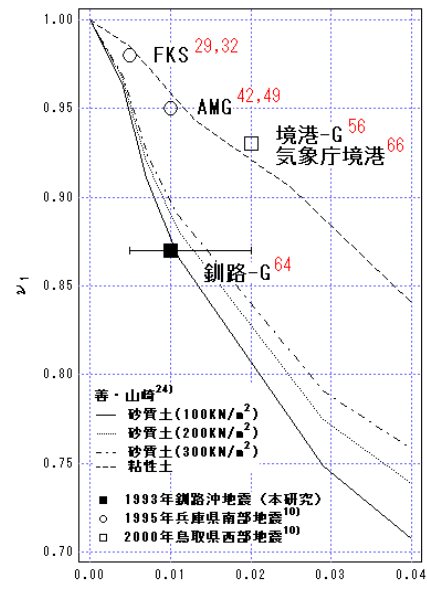


図-15 本研究と既往の研究で用いた非線形パラメタの値・プロットの横に書かれた文字は観測点名を、右上の赤い数字は観測波の最大速度(単位cm)を示す。

これに対して、1995年兵庫県南部地震の際には、阪神地域の地盤に広く分布する粘土層Ma13で非線形挙動が見られたと考えられている(例えば²⁵⁾)。また、2000年鳥取県西部地震の際には、境港市の地盤で、シルト層および粘土層に非線形挙動が見られたと考えられている²⁶⁾。

以上のような表層地盤の条件等と非線形パラメタとの関係が今後さらに詳しく解明されれば、predictionのためのパラメタの設定方法も確立されるものと考えられる。

7. 結論

本研究では、著者らの提案している非線形性を考慮した経験的グリーン関数法により、1993年釧路沖地震の強震動シミュレーションを実施した。その結果、堆積層のS波速度の低下率と減衰定数の増分を意味する二つのパラメタが適切に設定されれば、非線形性の影響を受けた観測点での記録を良好に再現できることがわかった。本研究で用いたパラメタと既存の解析のパラメタとの比較から、1993年釧路沖地震の際の釧路港周辺の地盤では、剛性の低下が著しかったのに対し、減衰定数の増加はさほどでもなかったことがわかる。このようなパラメタの傾向の違いを、表層地盤の条件の相違から理解することは重要であると考えられる。この点については、今後、詳しい検討が必要である。

謝辞：本研究では気象庁および建設省建築研究所(当時)が取得した記録を使用しています。派遣職員佐藤陽子さんには図面の作成等で多大な助力を得ました。記して謝意を表します。

参考文献

- 1) Hartzell, S.H.: Earthquake aftershock as Green's functions, *Geophys. Res. Lett.*, Vol.5, 104p., 1978.
- 2) Irikura, K.: Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes, *Bull. Disaster Prevention Res. Inst.*, Kyoto Univ., Vol.32, pp.63-104, 1983.
- 3) Irikura, K.: Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's functions, *Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp.*, pp.151-156, 1986.
- 4) Takemura, M. and Ikeura, T.: A semi-empirical method using a hybrid stochastic and deterministic fault models: Simulation of strong ground motions during large earthquakes, *J. Phys. Earth*, Vol.36, pp.89-106, 1988.
- 5) Dan, K., Watanabe, T. and Tanaka, T.: A semi-empirical method to synthesize earthquake ground motions based on approximate far-field shear-wave displacement, *J. Structural and Construction Engineering (Transactions of AIJ)*, Vol.396, pp.27-36, 1989.
- 6) 香川敬生, 入倉孝次郎, 武村雅之: 強震動予測の現状と将来の展望, *地震2*, Vol.51, pp.339-354, 1998.
- 7) 大阪府土木部: 大阪府土木構造物耐震対策検討委員会報告書, 1997.
- 8) 中央防災会議事務局: 東海地震に関する専門調査会(第11回)とりまとめ資料, 2001.
- 9) Nozu, A. and Uwabe, T.: Applicability of empirical Green's function method to strong motion records on man-made island in Kobe, *Proc. 12th WCEE*, 538/4/A, 2000.
- 10) 野津厚, 盛川仁: 表層地盤の多重非線形効果を考慮した経験的グリーン関数法, *地震2*, Vol.55, pp.361-374, 2003.
- 11) Iai, S., Morita, T., Kameoka, T., Matsunaga, Y. and Abiko, K.: Response of a dense sand deposit during the 1993 Kushiro-oki Earthquake, *Soils and Foundations*, Vol.35, No.1, pp.115-131, 1995.
- 12) 壇一男: 釧路地方気象台の強震記録に見られる地盤と建物の相互作用効果およびそのシミュレーション, *日本建築学会構造系論文集*, Vol.470, pp.75-84, 1995.
- 13) 翠川三郎, 松岡昌志: 釧路気象台構内で観測された強震記録のスペクトル特性, *日本建築学会大会学術講演梗概集(東海)B*, pp.433-434, 1994.
- 14) 山本みどり, 岩田知孝, 入倉孝次郎: 釧路地方気象台における強震動と弱震動に対するサイト特性の評価, *地震2*, Vol.48, pp.341-351, 1995.
- 15) 笠原稔, 藤原嘉樹, 加藤誠: 1993年釧路沖地震震害調査報告, 2. 地震活動・地質構造, *土木学会*, pp.10-26, 1994.
- 16) 西川純一, 稲直美, 三田地利之, 若松幹男, 三浦均也, 石川裕, 森伸一郎: 1993年釧路沖地震震害調査報告, 4. 土質・地盤, *土木学会*, pp.102-149, 1994.
- 17) Kakehi, Y. and Irikura, K.: Estimation of high-frequency wave radiation areas on the fault plane by the envelope inversion of acceleration seismograms, *Geophys. J. Int.*, Vol.125, pp.892-900, 1994.
- 18) 杉戸真太, 合田尚義, 増田民夫: 周波数依存性を考慮した等価ひずみによる地盤の地震応答解析法に関する一考察, *土木学会論文集*, Vol.493/ -27, pp.49-58, 1994.
- 19) 森川信之, 笹谷努: 経験的Green関数法によるスラブ内地震の震源特性及び強震動評価, *月刊地球号外*, No.37, pp.138-144, 2002.
- 20) Hartzell, S.H. and Heaton, T.H.: Inversion of Strong Ground Motion and Teleseismic Waveform Data for the Fault Rupture History of the 1979 Imperial Valley, California, Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.73, pp.1553-1583, 1983.
- 21) Lawson, C.L. and Hanson, R.J.: *Solving Least Squares Problems*, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 1974.
- 22) Ozel, N. and Moriya, T.: Different stress directions in the aftershock focal mechanisms of the Kushiro-oki earthquake of Jan. 15, 1993, SE Hokkaido, Japan, and horizontal rupture in the double seismic zone, *Tectonophysics*, Vol.313, pp.307-327, 1999.
- 23) Ide, S. and Takeo, M.: The dynamic rupture process of the 1993 Kushiro-oki earthquake, *Journal of Geophysical Research*, Vol.101, No.B3, pp.5661-5675, 1996.
- 24) 善功企, 山崎浩之, 梅原靖文: 地震応答解析のための土の動的特性に関する実験的研究, *港湾技術研究所報告*, Vol.26, No.1, pp.41-113, 1987.
- 25) Kazama, M., Yamaguchi, A. and Yanagisawa, E.: Seismic behavior of an underlying alluvial clay on man-made islands, *Special Issue of Soils and Foundations*, pp.23-32, 1998.
- 26) 三輪滋, 池田隆明, 綾部孝之, 沼田淳紀: 2000年鳥取県西部地震における境港市の地盤の地震時挙動, *構造工学論文集*, Vol.48A, pp.445-455, 2002.

(2003年6月29日受付)

STRONG MOTION SIMULATION OF THE 1993 KUSHIRO-OKI EARTHQUAKE CONSIDERING SOIL NONLINEARITY

Atsushi NOZU

In the strong motion prediction it is important to take into account the nonlinear behavior of the soft soil layers. The author and colleagues have been developing a simple method to incorporate soil nonlinearity within the framework of the empirical Green's function method. The method requires only two additional parameters; one represents the averaged reduction of the shear wave velocity and the other represents the averaged increase of the damping factor. The method was applied to the simulation of the 1993 Kushiro-oki earthquake ground motions. It was found that, with appropriate parameters, the method can simulate the records on soft soil layers with sufficient accuracy.