

意見書

令和元年10月31日

野津厚

1 はじめに

筆者は土木工学の立場から、強震動予測に係る研究と実務に20年ほど携わってきている者です(経歴については付録A参照)。土木構造物であれ建築物であれ、耐震設計を行うときに、どのような揺れを想定するかは根本的に重要な課題です。このようなことから、土木工学、建築学、地震学の各分野出身の研究者が強震動予測に係る研究に従事しています。そもそもこの分野に携わるきっかけとなったのは1995年兵庫県南部地震です。この地震による土木構造物の大被害をもたらしたのは、アスペリティの破壊に起因する周期1-2秒のパルス状の地震動でした。当時京都大学防災研究所におられた入倉孝次郎先生のグループが、断層面上に複数のアスペリティを置いた震源モデルにより、このパルス波を精度良く再現できることを示されました。事後の解析とは言え、実際に起きた現象を見事に説明できる強震動地震学という分野に大きな未来を感じ、この学問を土木工学の中でも活用すれば、土木構造物の安全に寄与できるのでは無いかと考えたのが、この分野に入ったきっかけです。以来、強震動研究の分野で一定数の論文を執筆してきました。実務では港湾構造物の耐震設計基準の策定等に関わってきました。

今回、日本原子力発電株式会社による東海第二発電所の基準地震動の策定に関する資料¹⁾などを読み、この基準地震動に基づく検討では原子力発電所の安全が確保できず首都圏の安全が脅かされると感じ、意見書を提出させていただくこととしました。

なお、以下の記述において、地震の揺れの強さを表す表現が多く出てきますが、地表面で最大加速度800Gal(=cm/s²)以上、かつ最大速度100kine(=cm/s)以上となれば、兵庫県南部地震クラスの極めて強い揺れであるということを念頭に置いていただければと思います。なお、強震動に関する一般的な知見については文献²⁾³⁾も参考にして下さい。

2 強震動研究は原子力発電所の安全に寄与できるほどには成熟していない

上述のとおり、強震動に関する研究は、実際に起こった地震に関する事後の分析という点では大きく発展してきましたが、今後起こりうる事象の予測という点においては、強震動研究はまだまだ発展段階にあり、原子力発電所の安全性の保証に活用できるほどにはこの分野の研究は成熟していない、ということをも最初に申し上げたいと思います。

そもそも、地震学が全体として若い学問です。現代の地震学が依拠しているプレートテクトニクスが発展したのは1960年代後半以降になります。すなわ

ち、石橋⁴⁾が指摘しているように、1966年に福島第一原発の1号機の設置が許可されたとき、その沖合にプレート境界があり足元に太平洋プレートが沈み込んでいることに誰も気付いていなかったのです。

強震動研究は若い学問であるが故に、被害地震が起こる度に、それ以前の知見では予測できなかったような事態が生じ、それによって強震動研究の知見は塗り替えられてきています。

1995年兵庫県南部地震は、既に知られていた六甲・淡路断層帯に沿って発生したという点では驚くべき地震ではなかったかも知れません。しかしながら、この地震がもたらした強い揺れとそれによる大被害は、当時の専門家の想像を大きく越えるものでした。この地震の際に神戸市内で観測された地震動は最大加速度800Gal、最大速度100kineといった極めて強いものでした。これらは、それ以前の土木構造物の耐震設計で考慮されていた地震動レベルよりもはるかに大きいものであったため、これをきっかけとして土木構造物の耐震設計に用いられる設計地震動は大きく改められました⁵⁾⁶⁾。

2011年東北地方太平洋沖地震はM9クラスの巨大地震でしたが、この地震の発生以前は日本海溝においてM9クラスの巨大地震の発生は想定されていませんでした⁷⁾⁸⁾。2011年3月11日の時点で、宮城県沖から茨城県沖にかけての日本海溝には、M9の地震がいつ発生してもおかしくない程度に応力とひずみが蓄積されていたこととなります。この応力とひずみは一朝一夕に蓄積されたものではなく、少なくとも500年程度の長い時間をかけて蓄積されたものと考えられます。従って、地震発生前の数十年程度は、M9の地震がいつ発生してもおかしくない程度に応力とひずみが蓄積した状態が継続していたと考えられるにも関わらず、そのことに誰も気付いてはいませんでした。日本海溝においてM9クラスの巨大地震の発生を想定できなかったという反省から、南海トラフにおける想定地震の規模は東北地方太平洋沖地震と同等のM9クラスまで引き上げられました。

2016年熊本地震は、基本的に既に知られていた布田川・日奈久断層帯に沿って発生した地震ではありますが、この地震の発生以前に公表されていた地震調査研究推進本部による長期評価は地震規模を過小評価しており、また、地震後に確認された地表地震断層の長さをもとに地震調査研究推進本部の「レシピ」に従って評価された地震規模も実際のものを下回っていました⁹⁾。これを踏まえて地震動予測手法をどのように改良すべきかの議論が学会において続けられています。

これらに加え、1995年兵庫県南部地震から2016年熊本地震までの間にわが国で発生した規模の大きい内陸地殻内地震のうち、2000年鳥取県西部地震(M7.3)、2005年福岡県西方沖の地震(M7.0)、2007年能登半島地震

(M6.9)、2007年新潟県中越沖地震(M6.8)、2008年岩手・宮城内陸地震(M7.2)などはいずれも事前に「その規模の地震がその場所で起こる」とは考えられていなかった地震です。

このように、強震動研究およびそれに関連する研究分野では、これまでの数十年間、被害地震が起こる度に、それ以前の知見では予測できなかったような事態が生じ、それによって知見が塗り替えられてきています。言い換えればパラダイムシフトが繰り返し起きています。したがって、今後も、少なくとも数十年間程度は、それ以前の知見を覆すような事態が度々生じるであろうと考えられます。これが、「強震動研究はまだ原子力発電所の安全性の保証に活用できるほどには成熟していない」と考える理由です。

強震動研究のリーダーの一人である地震学者の武村¹⁰⁾は、2011年の段階で、「地震の発生予測が短期であろうが長期であろうが簡単でないことは誰の目にも明らかです。地震学者や国やマスコミは予測をあまりに楽観的に考えすぎていませんか。地震学者はもっと広い視野に立って、自分達の持つ不完全な知識をどのような方面でどのようにして社会に役立てることができるか、地震工学者をはじめ他分野の方々の知恵も借りながら真剣に考えるべきです」と述べています。この指摘は現時点でもそのまま当てはまります。

土木分野の耐震の専門家の間では「入力地震動はどのみちよく分からないものだから、その部分を精緻に検討しても、設計の改善につながらないのではないか」といった考え方が支配的です。例えば高橋他¹¹⁾は「地震や津波などの将来予測には、依然として圧倒的な不確実性を伴っており、現状の技術レベルでは、これらに対して確かな安全を保証することはできない」と述べています。長年土木分野の耐震研究をリードしてきた川島はその著書¹²⁾の中で「まだよくわかっていない強震動の特性」という節を設け、「強震動の推定には多くの未知の領域が残されている」と述べています。別な専門家の方からは、「M9.0地震の発生を予測できないのになぜ強震動予測の結果を設計に使えるだろうか」という趣旨の意見をいただいたこともあります(ここで言っている予測とは短期予測のことでなく長期予測のことです)。これらはいずれも強震動研究の成熟度に対する疑念の表明とも言えます。筆者は、これらの土木分野におけるいわゆる「主流」の考えが、現時点での強震動研究の実力がある意味で正確に見抜いていることを認めざるを得ないと思います。すなわち、現状の強震動研究の実力の下では、地震動の振幅レベルの将来予測に大きな不確実性を伴うことを、事実として認めなければならないと考えます。

筆者自身は、「強震動研究の成果をできるだけ構造物の設計に活かすべきである」との立場で研究を行っており、原子力発電所ではなく一般的な土木構造物の耐震設計においては、強震動研究の成果を活かすことが、より小さなコス

トでより高い安全性を達成するのに役立つと考えているものの¹³⁾、原子力発電所の耐震設計に使えるほどには、現状の強震動研究は成熟していないと考えます。

今後も「考えてもいなかったような場所で」「考えてもいなかったような規模の地震が」「考えてもいなかったような起こり方で」起こり、それによってパラダイムは変わっていくと考えられます。したがって、強震動研究の成果を活用して原子力発電所の安全性の保証することは現段階では不可能であると考えます。しかし、それでもなお、原子力発電所の耐震検討に強震動研究の成果を活用しようとするのであれば、現状のパラダイムの下で想定される地震あるいは地震動を考えるだけでは不十分であり、物理的に確実に否定できるシナリオ以外のあらゆるシナリオを考えるべきであると考えられます。以下の記述はこのような観点からのものです。

3 プレート間地震について

日本原子力発電がプレート間地震を対象に行っている強震動評価の決定的な不備は、一言で言えば、東北地方太平洋沖地震の経験から十分に学ばないうちに次の予測に進んでしまっているという点です。東北地方太平洋沖地震では、福島第一原子力発電所および女川原子力発電所において、基準地震動を上回る地震動を観測しました。断層面上でどのように強震動が生成され、その結果としてどのように基準地震動を上回る地震動となったのか、日本原子力発電は十分な分析を行っていません。

3. 1 女川原子力発電所周辺で観測された大振幅パルス波の起源とその教訓

女川原子力発電所では、周期 2 秒程度のパルス状の地震波が観測され、これが最大加速度の値が大きくなる原因であったことが、入倉先生のグループにより明らかにされています¹⁴⁾。このような地震動がどのような震源過程によって生成されたのか、どのような震源モデルを用いれば再現できるのか、きちんとした調査を日本原子力発電は行っていません。構造物の耐震性を精緻に把握するには、最大加速度、応答スペクトル等を用いた評価だけでなく、時々刻々と変化する揺れを表現できる時刻歴波形による評価が極めて重要です。したがって、ここで言う女川原子力発電所での波形の再現とは、単に応答スペクトルの再現ではなく、「時々刻々と変化する揺れを表現できる時刻歴波形」の再現でなければなりません。女川発電所の周期 2 秒程度のパルス波については、通常の SMGA モデルでは表現できず、SMGA 内部の不均質を考慮することが必要

であることも入倉先生のグループが明らかにしています¹⁴⁾。このような重要な知見が東海第二発電所の強震動評価に反映されていません。

実は女川原子力発電所で観測されたのと同様のパルス波は宮城県内で広く観測されています。その重要性和意義については拙文¹⁵⁾の中で述べていますが、重要な点なのでここに再掲します。

====以下、引用=====

構造物にとって脅威となるパルス波が含まれていた

福島第一原子力発電所の事故を受けて、今後の原子力発電所の安全性を検討するにあたり、先ずは、事故の全体像を解明することが必須であり、その中には、東北地方太平洋沖地震の強震動生成過程の解明も含まれなければならない。しかし、この地震の強震動生成過程に関する理解と、それに基づく原子力発電所の安全性のための議論はまだ不十分である。

この地震の際に宮城県などで観測された強震動が大きく二つの波群からなることは多くの研究者が指摘している^{例えば 14)16)17)18)19)}。しかし、第二波群の先頭に、大振幅の、構造物にとって脅威となるパルス波が含まれていることはあまり知られていない。

図1の上段は2011年東北地方太平洋沖地震の際に宮城県内の二つの観測点、MYGH12 (KiK-net 志津川) と MYG013 (K-NET 仙台)²⁰⁾で観測された広帯域(周期0.02-100秒)の速度波形を示したものである。これらは、積分するために周期100秒以上の成分をカットしただけで、基本的にフィルタリングの影響を受けていない波形である。この広帯域の波形にすでに問題のパルスが表れており、周期数十秒程度のゆるやかに変動する成分に、周期1.5秒程度の鋭いパルスが複数重なっていることが確認できる。特に、第二波群の先頭に位置するパルス(四角で囲ったもの)が顕著である。これらの波形から、一般的な構造物に対しては影響が少ないと考えられる周期5秒以上の成分をカットしたものが図1の中段である。この図からわかるように、構造物に対して影響が大きいと考えられる周期5秒以下の地震動においてはパルスが支配的となっている。さらにわかりやすくするため、周期1秒以下の短周期成分をカットし、周期1-5秒の帯域の波形を示したものが図1の下段である。この帯域の波形は離散的な複数のパルスから構成されていると言っても過言ではない。

過去において、1995年兵庫県南部地震や1994年ノースリッジ地震のような内陸地殻内地震の際、周期1-2秒程度の強震動パルス(工学上重要な周期帯域に現れるパルスを本稿では強震動パルスと呼ぶ)が大被害をもたらしたことは広く知られている²¹⁾。図2の上段は1995年兵庫県南部地震の際、鷹取で観測された強震動パルス、図2の下段は1994年ノースリッジ地震の際、Sylmar County Hospitalで観測された強震動パルスである。図1と図2の比較からわかるように、パルスの形状や周期特性という点で、東北地方太平洋沖地震の際に観測された強震動パルスは、内陸地殻内地震による強震動パルスと良く似ており、振幅が大きければ構造物にとって脅威となる。

強震動パルスの振幅が地盤条件によって大きく変化することは内陸地殻内地震の場合と同じである。図1でMYGH12での最大速度が20 cm/s、MYG013での最大速度が73 cm/sと大きく異なるのは、後者のパルスが地盤条件によって増幅されたためと考えられる。大野他²²⁾は仙台市内の17地点における速度波形(ほぼNS成分)を示している。地点によっては堆積層による後続波群の発達が見られるが、最大速度は全ての地点で第二波群先頭のパルスで決まっており、ここでもその重要性が確認できる。ただし、最大速度の値は29~80 cm/sとなっており、地盤条件の影響が大きいことを示している。同じく仙台市内の七郷中学校(Small-Titan²³⁾の観測点)では、やはり第二波群先頭のパルスが支配的であり、パルスの振幅はNS成分で

114 cm/s に達していたことが永野²⁴⁾により報告されている。七郷中学校では、パルスを含む 10 秒程度の区間の応答スペクトルが全区間のそれと大差なく、強震動の継続時間は長いものの、大振幅のパルスによって応答スペクトルが決定づけられていることも示されている²⁴⁾。このように地盤条件により増幅されたパルスが仙台市内の構造物被害^{例えば²⁵⁾²⁶⁾}の原因となった可能性が高い。

強震動パルスは断層面上のどこから来たか

それでは、パルスの発生源（本稿では SPGA と呼ぶ）は断層面上のどこにあったのだろうか。

著者は、パルスの発生源が断層面上にあることを仮定し、その位置（東経・北緯）と発生時刻を、観測点でのパルス到来時刻を最もうまく説明できるよう、グリッドサーチで求めている²⁷⁾。図 3 は、最も顕著な第二波群先頭のパルスに着目して、パルスが伝播する様子を示したものの²⁸⁾である。ここで着目する観測点を図 3 上に示す。牡鹿半島の先端に位置する MYG011 から北に向かっていくつかの観測点が存在するが、それらの観測点に沿ってパルスが南から北へ伝播する様子を示したものが図 3 中である。図の横軸は時間であり震央での破壊開始時刻をゼロとしている。図の縦軸は、第二波群先頭のパルスの発生源と推定された SPGA4（位置を図 3 上に示す）から各観測点までの距離である。斜めの破線は、仮に SPGA4 において 14 時 47 分 26.3 秒にパルスが生成され、それが S 波速度 3.9km/s で伝播とした場合に、各観測点にパルスが到達する時刻を示したものであるが、実際ほぼその時刻にパルスが到来しているので辻褄が合う。同様に、パルスが東から西へ伝播する様子を示したものが図 3 下である。これらの図から、上述の時刻に上述の場所でパルスが生成されたと考えることの妥当性を確認できる。

一方、他のいくつかの研究¹⁴⁾¹⁷⁾¹⁸⁾¹⁹⁾では、第二波群全体を生成した強震動生成領域があると考え、この強震動生成領域の最初の破壊開始点を求めているが（その方法は文献毎に異なるのでそれぞれの文献を参照されたい）、問題のパルスは第二波群の先頭に位置しているので、これらはパルスの発生源を求める作業に対応しているとも見える。そこで、これらの研究で得られた破壊開始点を参照してみると、Asano & Iwata¹⁸⁾と Kurahashi & Irikura¹⁴⁾のものは SPGA4 にほぼ一致している（図 3 上）。川辺・釜江¹⁹⁾の破壊開始点はやや北側であるが、図 3 中に示す通り海岸線に沿ってパルスが南から北へ伝播していることを考えると、パルスの発生源は牡鹿半島の先端より南であったと考える方が妥当である。一方、佐藤¹⁷⁾の破壊開始点は SPGA4 よりもやや南西であり、牡鹿半島の先端から南東方向に 45° の角度で引いた線にほぼ位置している。しかしながら、図 3 に示すとおり、MYG011 から北隣の MYG008 への伝播時間と西隣の MYG012 への伝播時間を比較すると、距離はほぼ同じであるにも関わらず前者の方が短いので、パルスの発生源は牡鹿半島の先端から南東方向に 45° の角度で引いた線よりも北東側であったと考える方が妥当である。以上の考察から、パルスの発生源はほぼ図 3 上に「SPGA4」として示した位置であったと考えて良さそうである。

なお、この位置は、周期 10 秒以上の長周期地震動の発生源を調べた研究のうち、Yokota et al.²⁹⁾の研究ですべりが大きかったとされている位置にほぼ対応している。海溝型巨大地震における地震動生成の周期依存性は急速に確立されつつある概念であると思われるが^{例えば³⁰⁾}、「この場所」に限ると、長周期地震動の解析結果と周期 1 秒前後の解析結果には不思議な対応が見られるようであり、ここで何が起こっていたかを動力的に追求する価値はありそうである。

パルスの発生源はどの程度の広がりを持っていたか

次に、パルスの発生源がどの程度の広がりを持っていたかを考える。

額瀨²¹⁾は断層面上の隣り合う小領域からの地震波が効率的に（coherent に）加算されてパルスができる様子をわかりやすく示している。このとき、断層面全体からの地震波が coherent に重なるわけではなく、パルスの生成に寄与する部分（SPGA）はその一部である。SPGA は一定の時間地震波を出し続けるが、地震波が観測点に最初に到来してから最後に到来するまでの

時間差（これには、SPGA 上を破壊が伝播するのに要する時間、SPGA 上の各部分が地震波を出し続ける時間、観測点の方向などが関係する）がパルスの時間軸上の幅となる。

文献 14)17)18)19)で導入されている強震動生成領域のうち第二波群に対応するものは一辺が 36~90 km のサイズを有しているが、これらはもともと第二波群全体の生成を説明するために導入されたもので、第二波群の先頭に位置するパルスを生成した部分は、強震動生成領域のごく一部、最初の割れはじめの部分であったと考える必要がある。念のため、最も小さい Asano & Iwata¹⁸⁾の強震動生成領域からの地震波が仙台市内に最初に到来してから最後に到来するまでの時間差を計算すると約 17 秒となり、実際のパルスの時間幅（約 1.5 秒）よりはるかに長くなるので、強震動生成領域はパルスの生成に寄与した部分としてはサイズが大きすぎる。

東北地方太平洋沖地震の第二波群先頭のパルスを説明するために著者²⁷⁾²⁸⁾が提案している SPGA は、図 4 に示す通り長さ 3.5 km、幅 3.0 km であり、破壊は★印の箇所から同心円状に速度 3.0 km/s で広がると仮定している。SPGA 上の各部分は、同心円状の破壊フロントが通過してから 0.25 秒間だけ地震波を出すと考えている（各部分が地震波を出す時間はライズタイムと呼ばれる）。このモデルに対して、伝播経路特性とサイト特性も考慮して地震波を計算すると、実際に観測されたパルス波をほぼ再現することができる²⁷⁾²⁸⁾。なお、Kurahashi & Irikura¹⁴⁾は女川原子力発電所等で観測された強震動パルスを説明するため強震動生成領域の最初の割れはじめの部分に局所的に応力降下量の高い部分を導入しているが、これらは著者の研究における SPGA に対応するものと考えられる。場所もほぼ同じである。

パルス波は 150km 沖合から来た

以上の議論から明らかになったことは、第二波群先頭の問題のパルス波は仙台市から見て 150km も沖合から来たということである。パルスの発生源（SPGA4）のサイズはたかだか数 km であったと考えられるので、SPGA4 の東端からの距離を用いるか西端からの距離を用いるかは、サイズの推定結果に多少の誤差があったとしても、以下の議論ではほとんど問題にならない。

第二波群先頭のパルス波は、地盤条件によっては 100 cm/s を越えていたことを想起していただきたい。また、より馴染みやすい地震動指標である震度で見ると、前述の七郷中学校の他、宮城県築館でも、第二波群先頭の振幅の影響で震度 7 相当となっている。すなわち、海溝型巨大地震の SPGA は 150km 離れた地点に震度 7 や 100 cm/s の地震動を作り出すだけの力がある。これまで我々は規模の大きい内陸地殻内地震において震度 7 や 100 cm/s の地震動を経験してきたが、これらはいずれもアスペリティ最短距離にして 20 km 程度以下の観測事例であったことを考えれば、海溝型巨大地震の SPGA がいかに脅威であるかがわかる。この SPGA がより陸域に近いところに存在していたら...と考えてみることも必要である。

著者らは他の県で観測された強震動も検討した上で、最終的に、宮城県沖から茨城県沖にかけて 9 つの SPGA からなる震源モデルを提案し（図 5）、これによりパルスを含む強震動が説明できることを示している²⁷⁾²⁸⁾。このモデルでは、福島県沖~茨城県沖ではより陸域に近いところに SPGA が存在しているが、宮城県沖の SPGA4 に相当するような強い SPGA の破壊は陸域に近い所には存在していなかったと考えられる。

原子力発電所の安全性の検討のための海溝型巨大地震による強震動の想定について

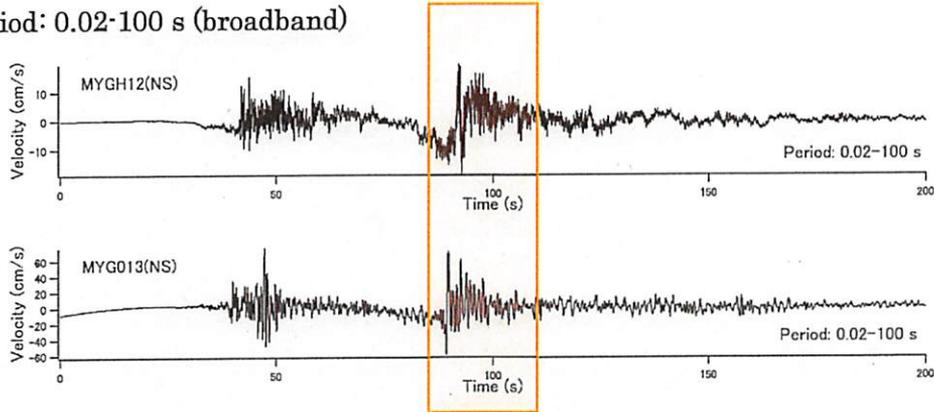
以上の分析からわかることは、東北地方太平洋沖地震の際に観測された強震動は、けして worst case scenario と呼べるようなものではなかったという点である。東北地方太平洋沖地震の際に最も強い地震波を励起した SPGA4 は、震央より西側であったとは言え、仙台市から見ても 150km も沖合であった。福島県沖～茨城県沖の陸域に近い場所でも SPGA の破壊は見られたが、それらは相対的に弱いものであった。SPGA4 のような強い SPGA の破壊が陸域の近傍で生じなかったのは不幸中の幸いと言うほか無い。なぜなら、強い SPGA の破壊が沖合で生じ陸域の近傍で生じなかった理由を現代の地震学では説明できないからである。

福島第一原子力発電所の事故を受けて、今後の原子力発電所の安全性を検討するにあたり、東北地方太平洋沖地震の教訓から学ぶことが求められているが、地震動についていえば、東北地方太平洋沖地震において我々が偶然に助けられたということがその教訓の最たるものである。

原子力発電所のように、一旦事故が起これば国民生活全般を脅かしかねない重要施設の耐震性の検討のために、大規模なプレート境界地震を対象として基準地震動を策定する場合においては、東北地方太平洋沖地震の SPGA4 に相当するような強い SPGA の破壊が対象施設の近傍で生じるような条件を考慮することが必要である。別の言い方をすれば、強震動生成領域の中で局所的に応力降下量の高い部分¹⁹⁾が対象施設の近傍に存在するケースを考慮すべきである。

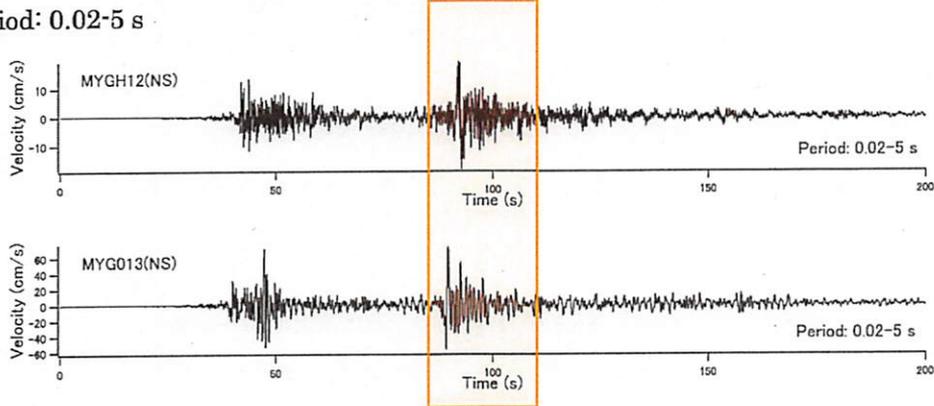
しかしながら、現時点で原子力規制委員会が作成している審査ガイド(案)³¹⁾においては、アスペリティ(強震動生成領域に相当)の位置や応力降下量の不確かさには言及されているが、SPGA(もしくは強震動生成領域の中で局所的に応力降下量の高い部分)の位置や応力降下量の不確かさには言及されていない。これでは、上述のような東北地方太平洋沖地震の教訓を反映した審査ガイドであるとは言えないので、本稿で述べたような観点からの審査ガイドの改訂が望まれる。

Period: 0.02-100 s (broadband)



↓ remove long period components longer than 5 s

Period: 0.02-5 s



↓ remove short period components shorter than 1 s

Period: 1-5 s

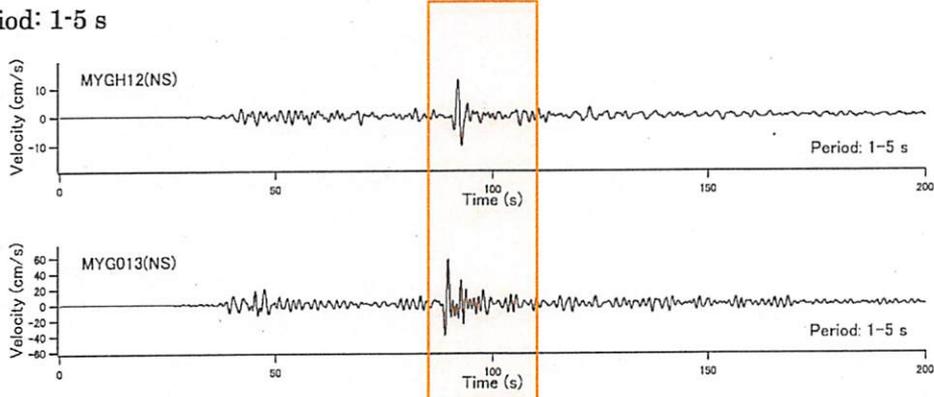


図1 東北地方太平洋沖地震の際に観測された強震動パルスの例

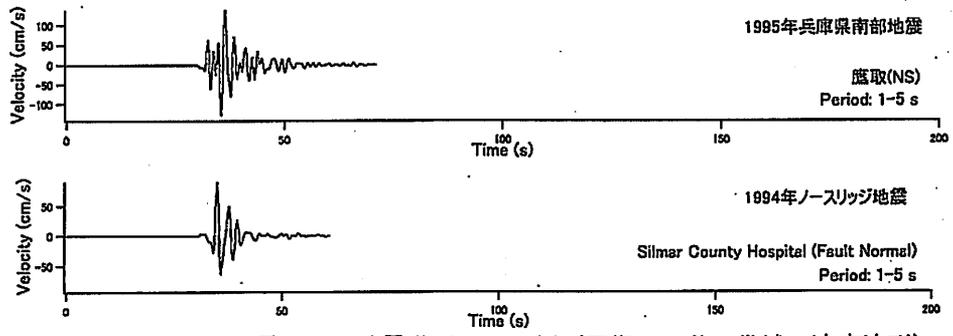


図2 内陸地殻内地震による強震動パルスの例 (周期 1-5 秒の帯域の速度波形)

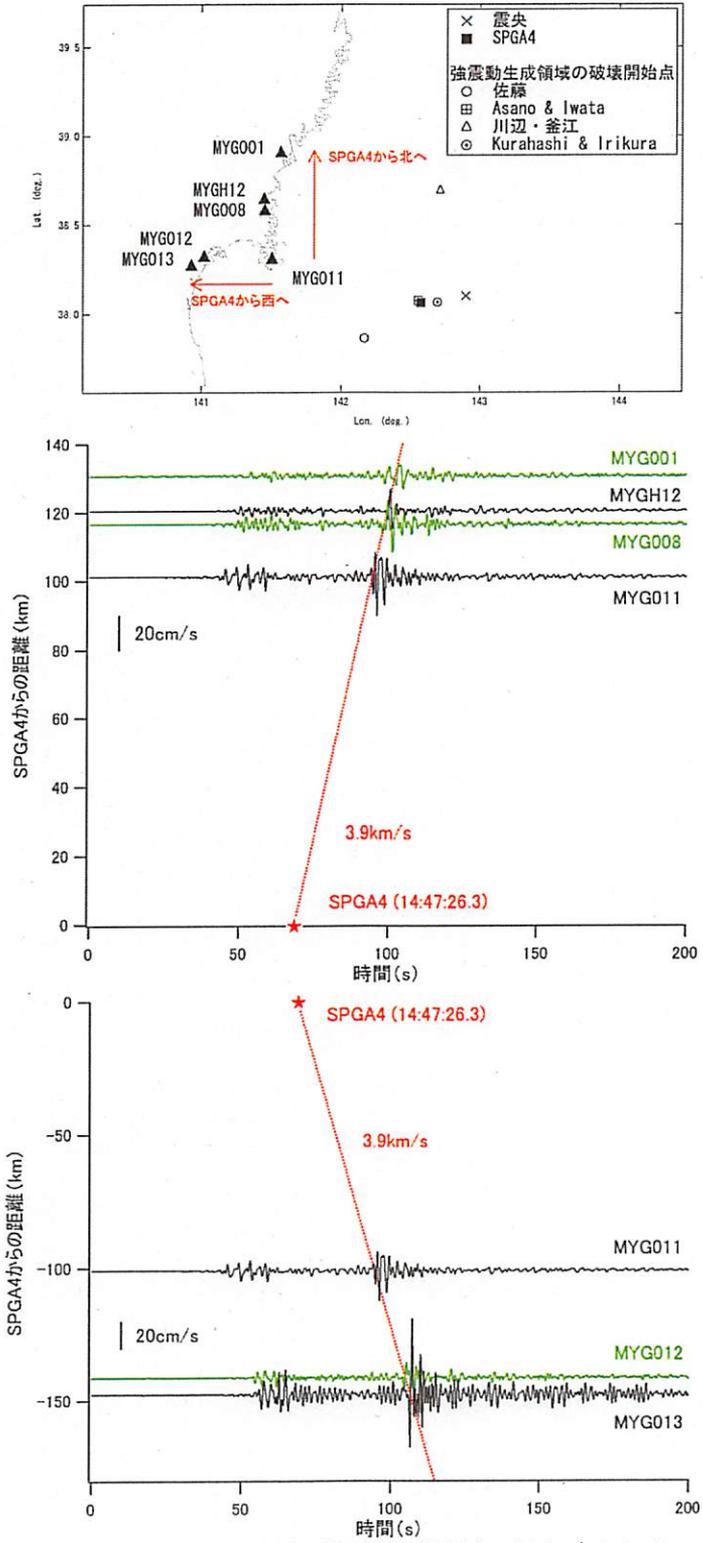


図3 強震動パルスの伝播の様子。(上) 着目する観測点 (中) 南から北へ (下) 東から西

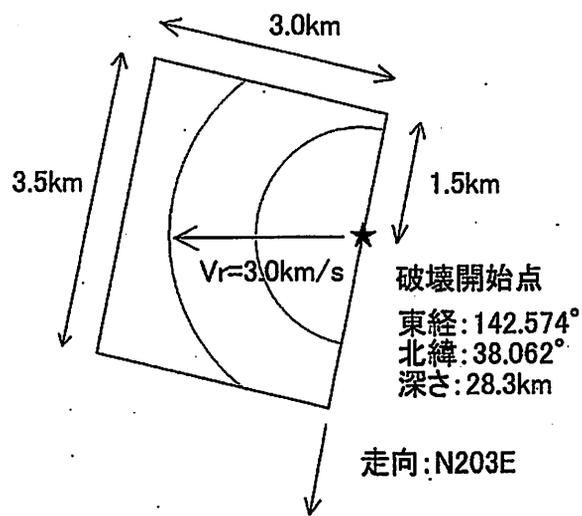


図4 東北地方太平洋沖地震の第二波群先頭のパルスを説明するために著者²⁷⁾²⁸⁾が提案している SPGA

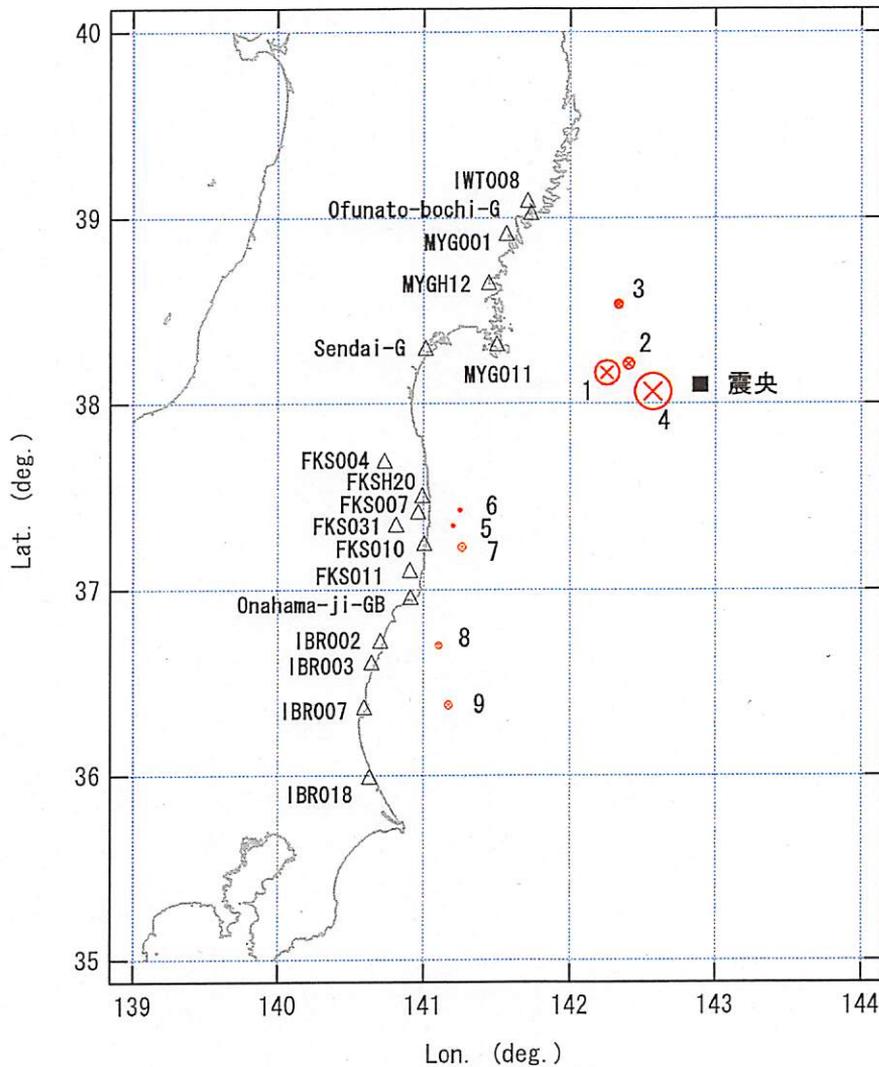


図5 東北地方太平洋沖地震の SPGA モデル²⁷⁾²⁸⁾
 (円の半径は SPGA の短周期レベル²⁸⁾に比例)

====引用終わり=====

以上が拙論で述べた中身ですが、この中には、東海第二発電所の耐震安全性を考える上で極めて重要な事項が含まれています。すなわち、問題のパルス波は仙台市から見て150kmも沖合から来ているという点です。このことは、繰り返しになりますが筆者の研究だけでなく Kurahashi and Irikura¹⁴⁾の研究でも明らかとなっているのです。同じようなパルス波の波源 (SPGA) がもっと至近距離にあったらと考えることが必要です。

東北地方太平洋沖地震では SPGA4 の破壊によってもたらされたパルス波が女川原子力発電所での基準地震動を超える地震動の原因となりました。この点については、文献 14) の Figure 5(b) の RD 成分の波形が最もわかりやすいと言

えます。重要な図面ですのでここに図6として再掲します。この図面上で97秒付近にパルス波が到来しており、これがこの地点での最大加速度を決めていることが読みとれます。なお、文献14)のFigure 5(b)では速度波形が示されていないため、NS成分の加速度波形と速度波形を図7に示します。この図面上で90秒付近に加速度で見ても速度で見ても振幅の大きいパルス波が到来しています。これがSPGA4に由来するパルス波です。

このように、パルスの波源が比較的沖合にあった場合でさえ、原子力発電所の基準地震動を超える地震動が生じています。パルスの波源がより近くに存在すれば、なおさら厳しい地震動となり得ます。東海第二発電所はプレート境界の近傍に立地していますから、パルス波の波源が原子力発電所の近傍に存在するというシナリオも否定できません。その場合のパルス波の振幅はサイト特性に大きく依存しますが、手元で利用可能な情報に基づいてサイト特性を考慮に入れば、東海第二発電所の解放基盤において最大加速度 2000Gal 程度、最大速度 200cm/s 程度の極めて強い地震動となる可能性もあります。この算定手順については後述します。

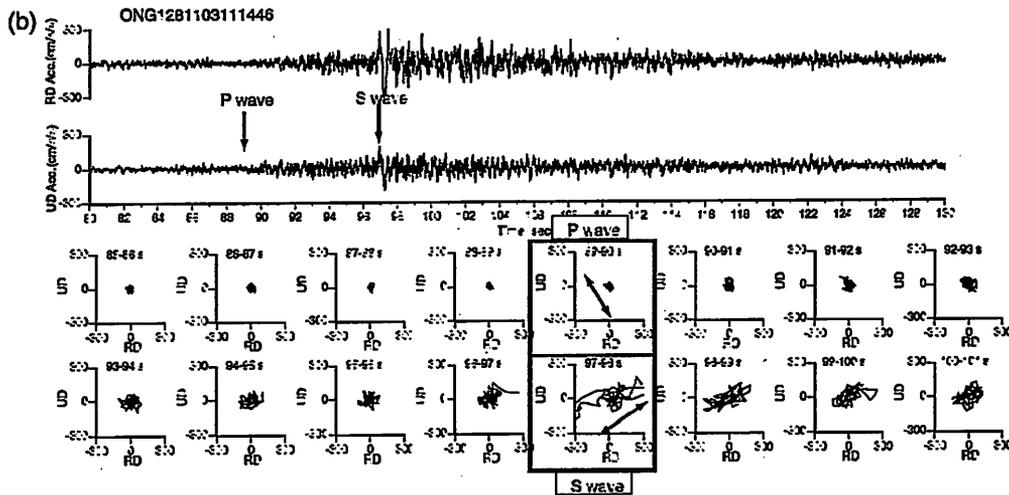


Figure 5. Observed acceleration waveforms at ONG128 (Onagawa Nuclear Power Plant [NPP]) at a depth of 128 m, and particle motion diagrams for a time window of 1 s. The arrows indicate the onsets of the P and S waves of wavepacket 3 (WP3). (a) Horizontal plane motions (north-south and east-west components). (b) Vertical plane motions (radial and UD components).

図6 Kurahashi and Irikura¹⁴⁾のFigure 5(b)の再掲。上段の二つの波形は東北地方太平洋沖地震の際に女川原子力発電所の深さ128mで観測された地震波のRD成分とUD成分。RD成分は水平2成分のうち観測点と震央を結ぶ線分に平行な成分を言う。この図面上の97秒付近に周期2秒程度のパルス波が到来しており、これがこの地点での最大加速度を決めていることが読みとれる。

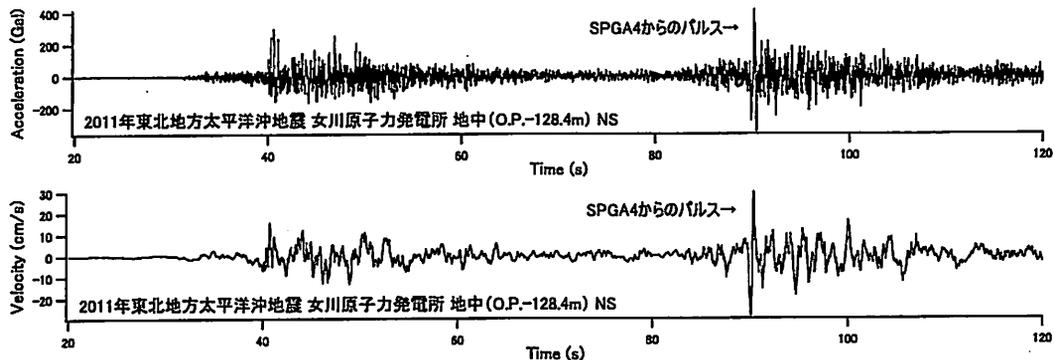


図7 東北地方太平洋沖地震の際に女川原子力発電所の深さ128mで観測されたNS成分の加速度波形と速度波形。この図面上の90秒付近に加速度で見ても速度で見ても振幅の大きいパルス波が到来している。これがSPGA4に由来するパルス波である。

SPGA4に相当するような強いSPGAが東海第二原発敷地の直近に存在するというシナリオは、現代の地震学では否定することができません。万が一このようなシナリオが現実のものとなった場合、日本原子力発電の想定を大幅に上回る地震動が東海第二発電所を襲い、福島第一原発事故のような事態が再発することが考えられます。

女川原子力発電所で観測された地震動には、東海第二発電所の耐震安全性を確保する上での重要なヒントが含まれています。日本原子力発電は、女川原子力発電所で基準地震動を超える地震動の原因となったパルス波の生成過程について、少なくとも上記と同等またはそれ以上の詳細な分析を行い、それに基づいて、東海第二発電所におけるプレート間地震を対象とした強震動評価の方針を策定すべきでしたが、それを行った形跡がありません。従って、日本原子力発電が実施したとするプレート間地震を対象とした強震動評価は、東北地方太平洋沖地震の反省にたったものとは言えず、信頼性はありません。

3. 2 福島第一原子力発電所周辺で観測された大振幅パルス波の起源

3. 1では東北地方太平洋沖地震の際に女川原子力発電所周辺で観測されたパルス波の重要性について述べ、その起源について考察しました。これと類似のパルス波は、宮城県だけでなく、福島県や茨城県でも観測されています²⁸⁾。また、海溝型巨大地震による強震動パルスの生成は、東北地方太平洋沖地震だけに見られる現象ではありません。2003年十勝沖地震や1978年宮城県沖地震など、強震記録の取得されている主要な海溝型巨大地震において(1978年宮城県沖地震は巨大地震と呼ぶにはやや規模が小さいですが)、強震動パルスの生成が確認されています²⁸⁾。特に1978年宮城県沖地震の際、開北橋²⁹⁾で観測

された強震動パルスは著名であり、これまで、筆者自身³²⁾や松島・川瀬³³⁾により、それを説明するための震源モデルの作成が行われています。さらに遡ると、1968年十勝沖地震の際、強震動パルスが観測されており、それを説明するための震源モデルがMori and Shimazaki³⁴⁾により作成されています。Mori and Shimazakiの論文では、強震動パルスという用語は用いられていませんが、3.1で述べた定義に即して言えば、そこで解析対象となっているのは強震動パルスです。このように、海溝型巨大地震による強震動パルスの生成はかなり普遍的な現象であるように思われます。

筆者はこれらのパルスを含む強震動を説明できる震源モデルの構築を行ってきましたが(図5)²⁷⁾²⁸⁾、福島第一原子力発電所に近いK-NET大熊

(FKS007)とKiK-net浪江(FKSH20)の記録は、震源モデルの構築を行った時点では未回収であったため、使用できていませんでした(これらの地点を図8に示します)。その後、防災科学技術研究所の御尽力によりこれらの記録が回収・公開されたため、これを利用して震源モデルの検証を試みました。東北地方太平洋沖地震に対して筆者が提案している震源モデルは、宮城県沖から茨城県沖にかけて9つのSPGAが次々に破壊していくものです(図8)。ここで利用する記録は福島沖のSPGAに近いので、震源モデルのうち福島沖部分の検証を行う上で特に有用であると考えられます。

この震源モデルでは、福島沖で3つのSPGA(図8のSPGA5~7)が7-11sほどの間隔をおいて破壊するとしています。このことの妥当性について検討しました。図9~図11は、各サブイベントからのS波の伝播の様子を示したものです。図の縦軸は各サブイベントから観測点までの直線距離、横軸は震央での破壊開始時刻を原点としています。赤の破線はS波速度を3.9km/sと仮定した場合にS波が到来するはずの時刻を示していますが、FKS007とFKSH20のいずれにおいても、対応する位相がはっきりと確認できるので、福島沖に3つのサブイベントがあると考えerことは妥当であると考えられます。また、その位置や破壊時刻なども概ね妥当であると判断されます。この結果から、福島第一原子力発電所で基準地震動を上回る地震動を観測したのは、SPGA1~SPGA9の中で相対的に強い部類に属するSPGA7の破壊に原因があることがわかります。

3.1の末尾で女川原子力発電所の観測地震動について述べたことと同様、日本原子力発電は、福島第一原子力発電所で基準地震動を越える地震動が観測された原因について、上記と同等またはそれ以上の詳細な分析を行うべきでしたが、それを行った形跡がありません。

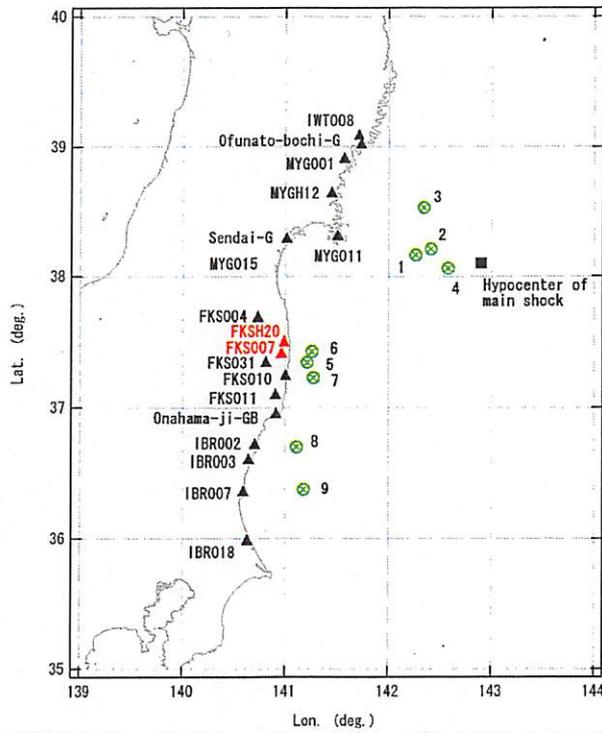


図8 東北地方太平洋沖地震のSPGAモデル²⁷⁾²⁸⁾と本節で対象とする観測点の位置 (▲)

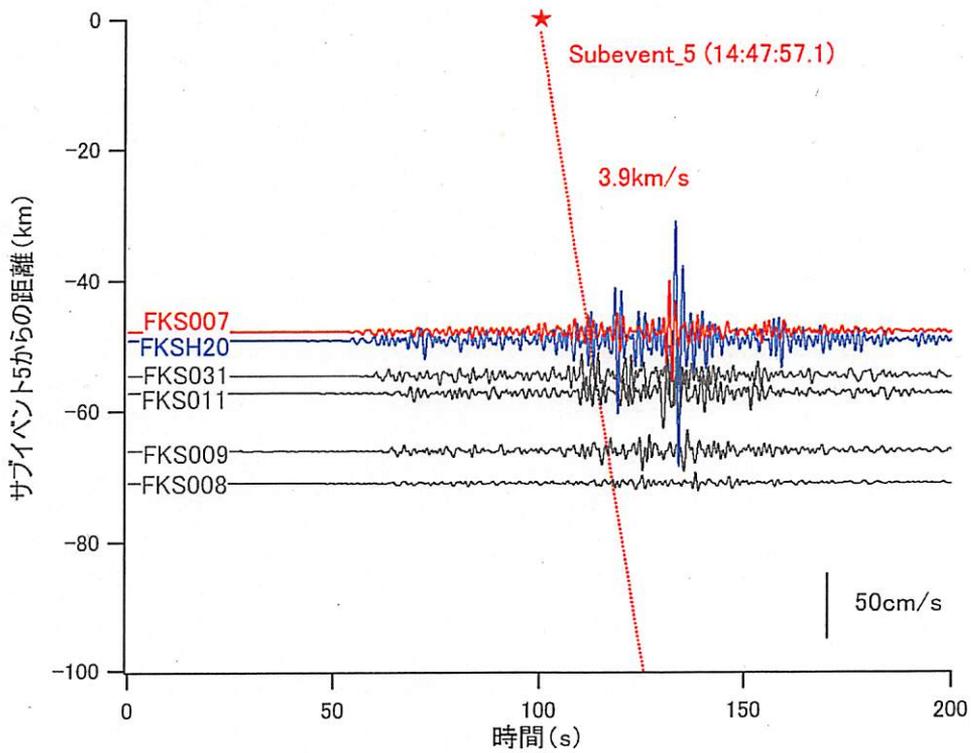


図9 SPGA5 (サブイベント5) からのS波の伝播の様子

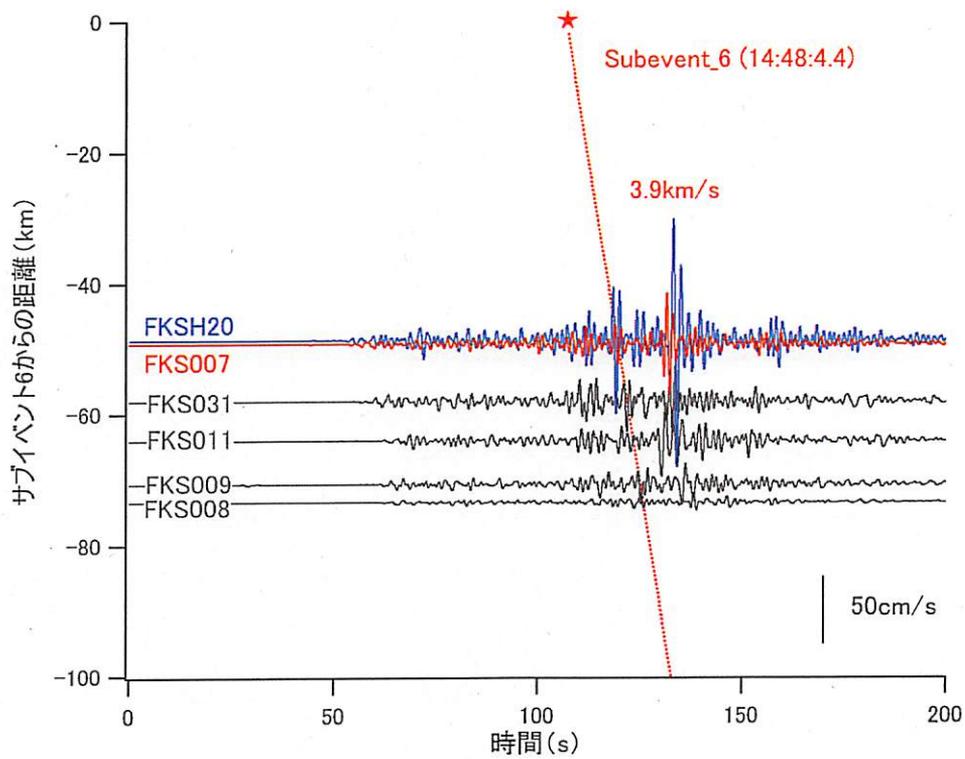


図 10 SPGA6 (サブイベント 6) からの S 波の伝播の様子

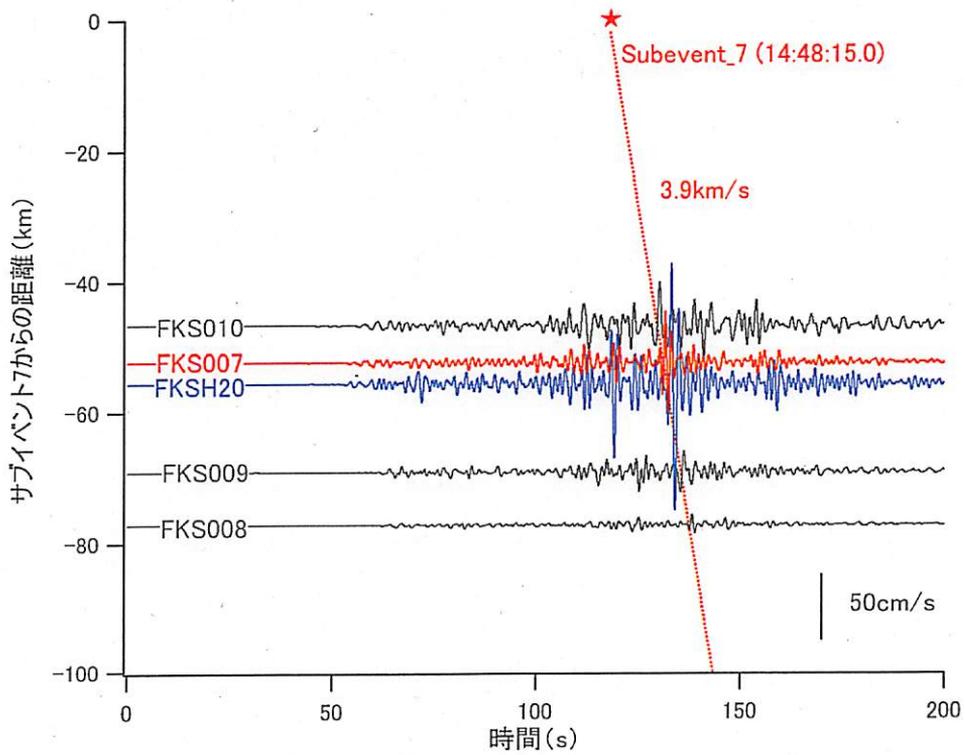


図 11 SPGA7 (サブイベント 7) からの S 波の伝播の様子

3. 3 東北地方太平洋沖地震の強震動を対象とした震源モデルの相互比較

筆者が開発した SPGA モデルは、東北地方太平洋沖地震をはじめとする海溝型巨大地震において特徴的な強震動パルスのパルス幅と調和的なサイズのサブイベント (SPGA : Strong-motion Pulse Generation Area) から構成される震源モデルであり、サブイベントのサイズは、地震にもよりますが、一辺が数 km 程度です。それに対して、より広い領域 (東北地方太平洋沖地震の場合、一辺が数十 km 程度の領域) からまんべんなく強震動が生成されるとする震源モデルもあり、それらは SMGA モデルと呼ばれます。日本原子力発電が東海第二発電所でプレート間地震を対象に用いているのは SMGA モデルです。東北地方太平洋沖地震を対象に筆者らが開発した SPGA モデルと、他の研究者により提案されている SMGA モデル¹⁷⁾¹⁸⁾¹⁹⁾を比較して図 12 に示します。断層面上においてサブイベントが位置する場所については、細部はともかくとして、SPGA モデルと SMGA モデルとの間に類似性が見られます。SPGA モデルと SMGA モデルとの本質的な違いはサブイベントのサイズにあります。

図 13 および図 14 に、MYGH12 および IBR007 における観測波形 (0.2-1Hz) と、SMGA モデルおよび SPGA モデルによる計算結果との比較を示します。各モデルによる地震動の計算には、各々の震源モデルの構築に用いられたのと同様の計算手法を用いました。すなわち、佐藤¹⁷⁾の SMGA モデルについては壇・佐藤の経験的グリーン関数法³⁵⁾を用い、Asano and Iwata¹⁸⁾、川辺・釜江¹⁹⁾による SMGA モデルについては入倉他の経験的グリーン関数法³⁶⁾を用いました。グリーン関数イベントとして用いた中小地震も、個々の文献に示されたものと同様です。SPGA モデルについては文献²⁸⁾に示された方法、すなわち、経験的サイト増幅・位相特性を考慮して設定したグリーン関数を入倉他の方法³⁶⁾で重ね合わせる方法で地震動を計算しました。

なお、2011 年東北地方太平洋沖地震を対象とした SMGA モデルとしては、図 11 (右) に示したものの他に、Kurahashi and Irikura¹⁴⁾の震源モデルがあります。しかしながら、この震源モデルでは、2005 年 8 月 16 日宮城県沖の地震 (Mw7.2) の記録から前半部分を削除したものが経験的グリーン関数として用いられており、一部の観測点において記録を前半部分と後半部分に分けることが困難であったため、ここでは計算の対象としていません。

図 13 および図 14 では、観測波形には強震動パルスが明瞭に表れており、SPGA モデルではそれを再現できていますが、SMGA モデルでは残念ながらそれを全く再現できていません。Asano and Iwata と川辺・釜江のモデルでは、

強震動パルスに該当する部分が過小評価となっています。佐藤のモデルでは、過小評価とはなっていますが、計算結果はランダムな波形となっており、観測された波形とは特性が全く異なっています。

ここに示している帯域は、0.2-1Hzの帯域ですが、この帯域は原子力発電所の耐震安全性と関係のない帯域であると考えるのは誤りです。なぜなら、3.1でも述べたように、この帯域のパルス波が女川原子力発電所等での基準地震動を超える地震動の原因となっているからです。また、京都大学の川瀬博先生が「PGA（加速度）が大きい限り速度パルスはその卓越周期より短周期の構造物に対してのみ大きなインパクトを持つ」と指摘しているように³⁷⁾、周期1-2秒の加速度・速度ともに大きいパルスは、短周期構造物に対しても大きな破壊力を及ぼすと考える必要があります。SPGA4に相当するような強いSPGAが東海第二原発敷地の直近に存在した場合、加速度と速度の両者が大きく、破壊力の大きいパルスとなります。したがって、この帯域での地震動の計算精度は極めて重要であり、この帯域が正確に計算できない震源モデルは、原子力発電所の基準地震動を策定するための震源モデルとしては相応しくありません。日本原子力発電は東海第二発電所でプレート間地震を対象にSMGAモデルを用いているため、その評価結果には信頼性がありません。

なお、SMGAモデルにより強震動パルスが再現できず、SPGAモデルではそれが再現できるのは本質的な理由によるものであり、従来のSMGAモデルの枠組みを維持したまま、パラメーターの修正のみで0.2-1Hzの帯域での波形の計算精度を向上させることは困難であると考えられます。これについては付録Bで述べます。また、SPGAモデルは主に0.2-1Hzの周波数帯域に着目して作成した震源モデルであることを述べてきましたが、0.2-10Hzの広帯域で見ても、SPGAモデルはSMGAモデルと同程度もしくはそれ以上の適用性を示します。この点については付録Cで述べます。

以上、海溝型巨大地震における強震動パルスの生成と、それを再現するための震源モデルの考え方について述べてきました。本項のまとめとして、SMGAモデルでは、工学上重要な0.2-1Hzの帯域の波形を正確には計算できないこと、その原因もはっきりしていることを指摘せざるを得ません。この帯域が正確に計算できない震源モデルは、原子力発電所の基準地震動を策定するための震源モデルとしては相応しくありません。原子力発電所の基準地震動には、一般的な構造物の設計入力地震動以上の信頼性が求められることから、その策定に用いる計算手法および震源モデルは、図13～図14に示されるSPGAモデルによる結果と少なくとも同程度またはそれ以上の精度で、東北地方太平洋沖地震による地震動を再現できるものでなければなりません。そうでなければ、東

北地方太平洋沖地震による教訓を踏まえた基準地震動策定とはなっていないこととなります。

SPGAモデル	SMGAモデル
<p>東北地方太平洋沖地震をはじめとする海溝型巨大地震において特徴的な強震動パルスのパルス幅と調和的なサイズのサブイベント(SPGA)から構成される震源モデルであり, サブイベントのサイズは対象地震の場合一辺が数km程度.</p>	<p>より広い領域(対象地震の場合, 一辺が数十km程度)からまんべんなく強震動が生成されるとする震源モデル.</p>

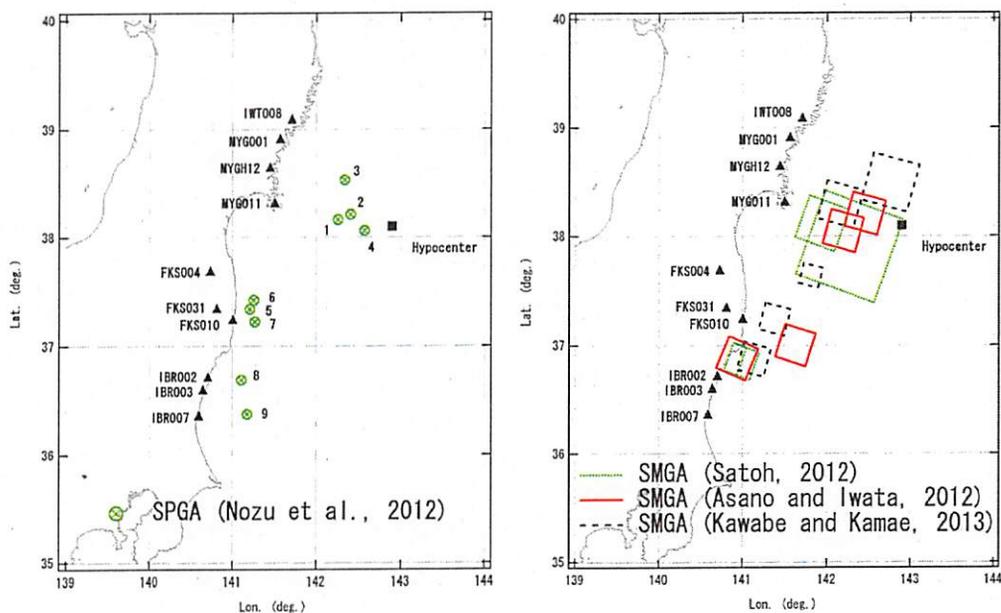


図 12 2011 年東北地方太平洋沖地震を対象とした SPGA モデルと SMGA モデルの比較

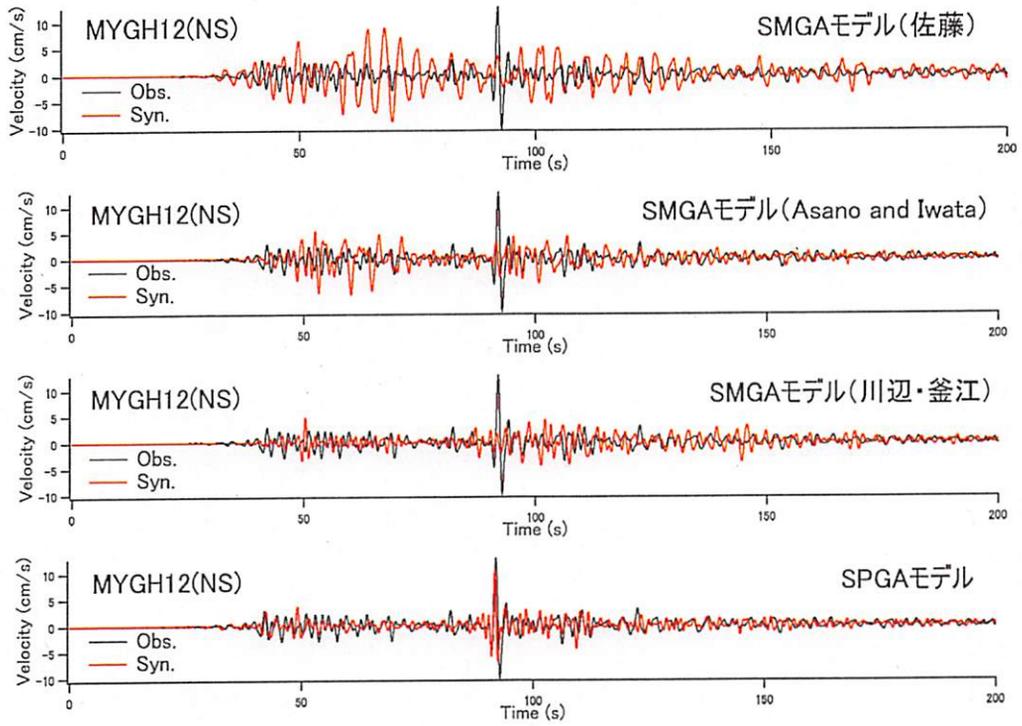


図 13 MYGH12 における速度波形 (0.2-1Hz) の観測結果 (—Obs.) と SMGA モデルおよび SPGA モデルによる計算結果 (—Syn.)

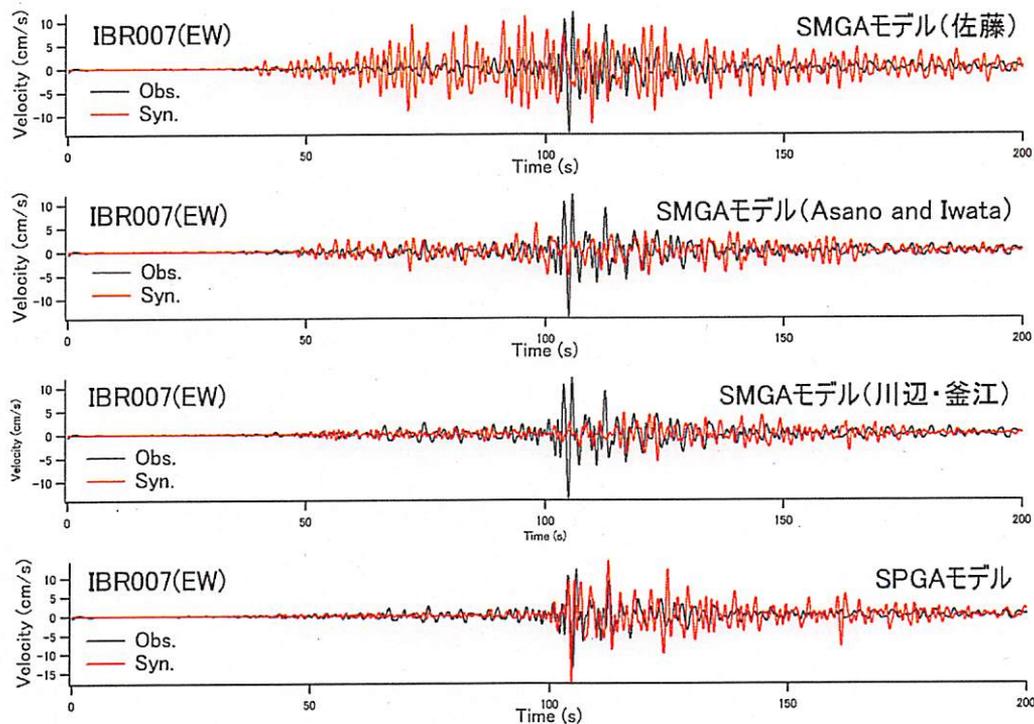


図14 IBR007における速度波形(0.2-1Hz)の観測結果(—Obs.)とSMGAモデルおよびSPGAモデルによる計算結果(—Syn.)

なお、日本原子力発電の資料³⁸⁾では東北地方太平洋沖地震に関して倉橋・入倉による2017年のモデル³⁹⁾を引用していますが、長周期の地震動を対象としたものであり、女川原子力発電所や福島第一原子力発電所で基準地震動を超える地震動の原因となったパルスの再現に成功したモデルでもなく、原子力発電所の基準地震動の策定とは無関係なモデルですから、資料の中で引用するのは奇異な印象を受けます。

また、SPGAモデルは強震動予測のパッケージとして確立していないとの指摘が日本原子力発電の資料³⁸⁾の中でなされていますが、これは誤解であり、SPGAは設計実務において多用されています^{40)・45)}。加えて、特定の敷地に対して厳しくなるSPGAの配置を見いだすことは容易であり、保守性の求められる原子力発電所の基準地震動の策定には極めて適した手法です。

3. 4 東海第二発電所の敷地を対象にしたプレート間地震による地震動の算定

3. 1で述べたように、東海第二発電所はプレート境界の近傍に立地していますから、上述のようなパルス波の波源が原子力発電所の近傍に存在するというシナリオも否定できません。その場合に想定される地震動を、手元で利用可能な情報のみを用いて算定しました。ここではその算定手順と算定結果について述べます。なお、ここで行っている計算は、筆者が現時点で利用可能な情報のみに基づいていますが、日本原子力発電から敷地における地震観測データや地盤データの提供があれば、より現地に即した計算を同様の方法で実施する用意が筆者にはあります。なお、以下の計算に使用した経験的サイト増幅特性

(https://www.pari.go.jp/bsh/jbn-kzo/jbn-bsi/taisin/siteamplification_jpn.html)、位相特性の評価に使用した地震波形 (<http://www.mlit.go.jp/kowan/kyosin/eq.htm>)、強震動計算プログラム (https://www.pari.go.jp/bsh/jbn-kzo/jbn-bsi/taisin/sourcemodel/somodel_program.html) はすべて公開されているものですから日本原子力発電は以下の計算を容易に再現できます。

計算に際し、図 15 および図 16 に示すとおり、東北地方太平洋沖地震の SPGA モデルを構成する各 SPGA のうち最も強力な SPGA4 を図 15 および図 16 に「×」として示す位置に置きました。表 1 に SPGA4 のパラメタを示します。この位置は東北地方太平洋沖地震における SPGA9 の位置に相当します。地震動の計算手法は、東北地方太平洋沖地震による地震動の再現に成功したのと同様の手法²⁷⁾²⁸⁾を用いました。

表 1 SPGA4 のパラメタ

パラメタ	値
長さ×幅	3.5 km × 3.0 km
地震モーメント	2.1×10^{19} Nm
短周期レベル	5.23×10^{20} Nm/s ²
破壊伝播速度	3.0 km/s
ライズタイム	0.25 s
分割数	5×5×5

経験的サイト増幅特性は、東海第二発電所の敷地における地震観測記録を筆者は入手できていないため、東海第二発電所の敷地に近く地盤条件もある程度類似していると考えられる港湾地域強震観測の HITACHINAKA-U 地点での経験的サイト増幅特性⁴⁶⁾を用いました。文献 1)の 4-83 ページには東海第二発電

所付近の深部地下構造が示されています。このうち NS 断面に着目すると、東海第二発電所と、それより 6km ほど南に位置する常陸那珂-U では、直下の地層構成が類似しており、また 4-87~4-89 ページにあるリック波に対する応答の振幅にも、東海第二発電所とそれより 6km ほど南ではある程度の類似が認められるため、HITACHINAKA-U 地点での経験的サイト増幅特性⁴⁶⁾を用いました。HITACHINAKA-U 地点での経験的サイト増幅特性を図 17 に示します。

サイト位相特性としては、図 15 および図 16 の「×」の位置に近く、かつプレート境界の地震である 2008 年 9 月 11 日の地震における HITACHINAKA-U の記録を用いました。この地震の F-net によるメカニズム解 (2 枚の節面のうちの一つ) は走向 203 度、傾斜 14 度、すべり角 81 度となっています。

計算結果の解放基盤への引き戻しには、文献 1) の 4-118 ページにある同定された地盤モデルを用いました。減衰定数としては表に示されている周波数依存型のものを用いました。

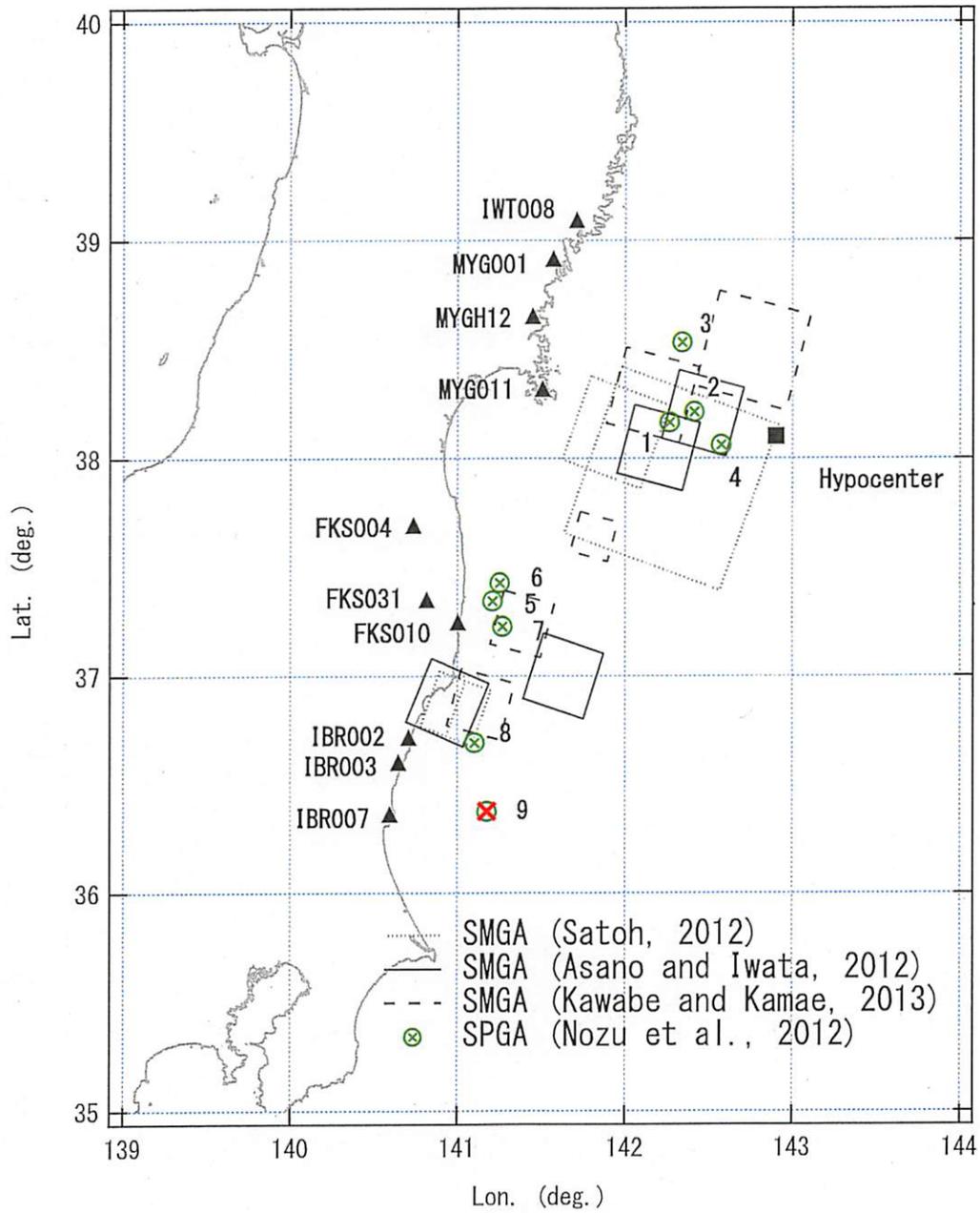


図 15 地震動の計算に用いた SPGA の位置

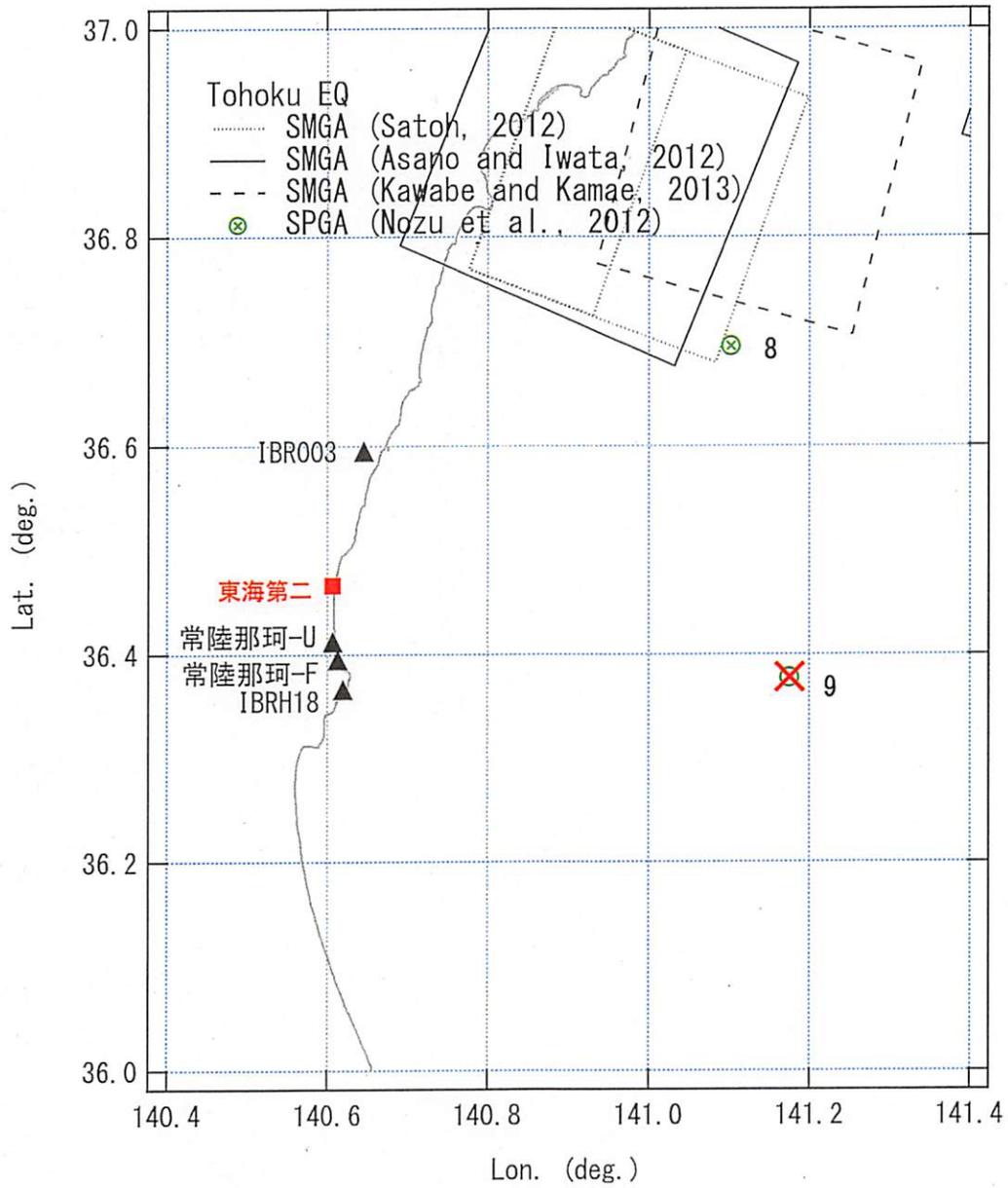


図 16 地震動の計算に用いた SPGA の位置 (拡大図)

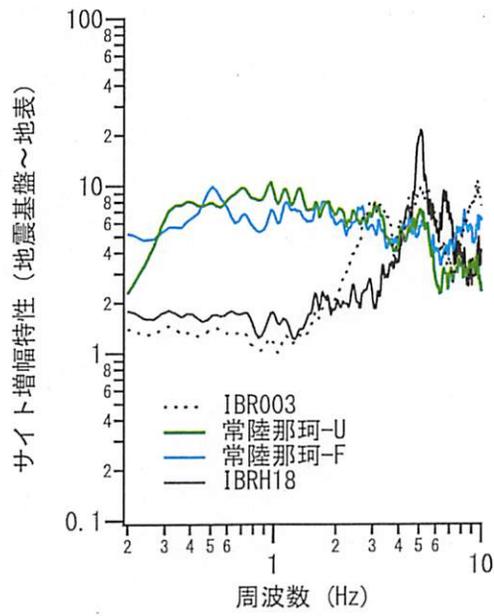


図 17 常陸那珂-U 地点でのサイト増幅特性

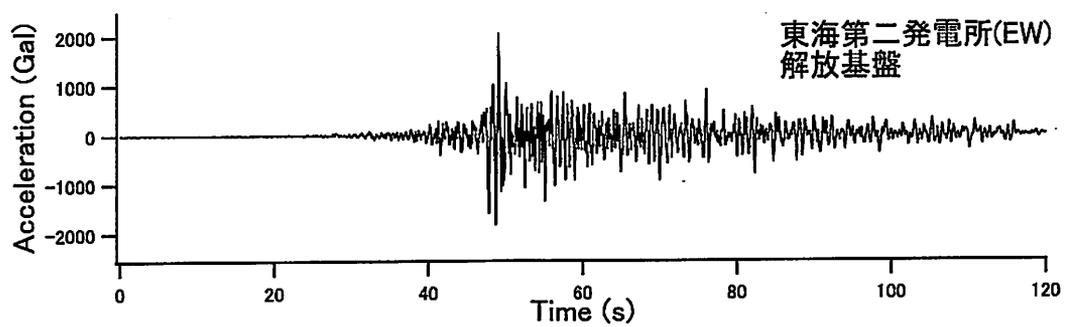
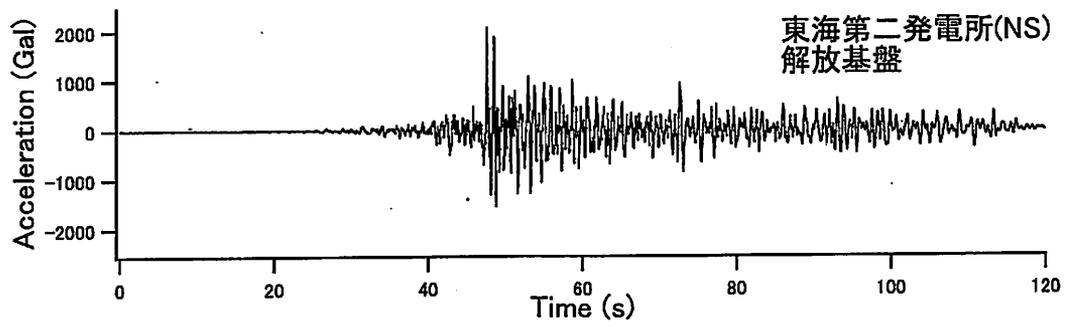


図 18 計算結果の加速度波形 (解放基盤)

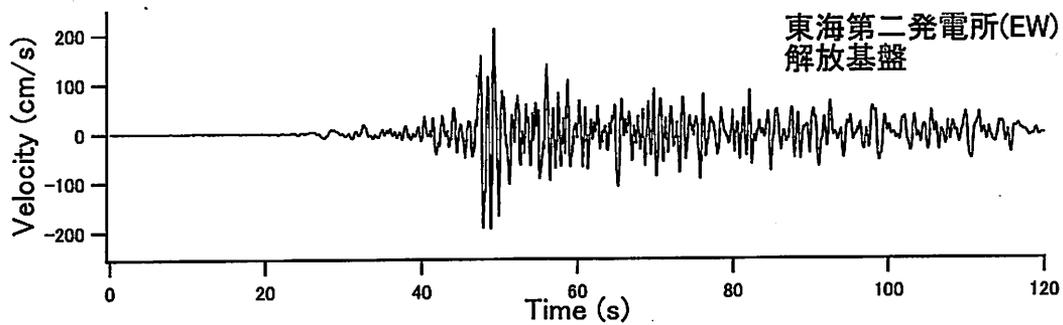
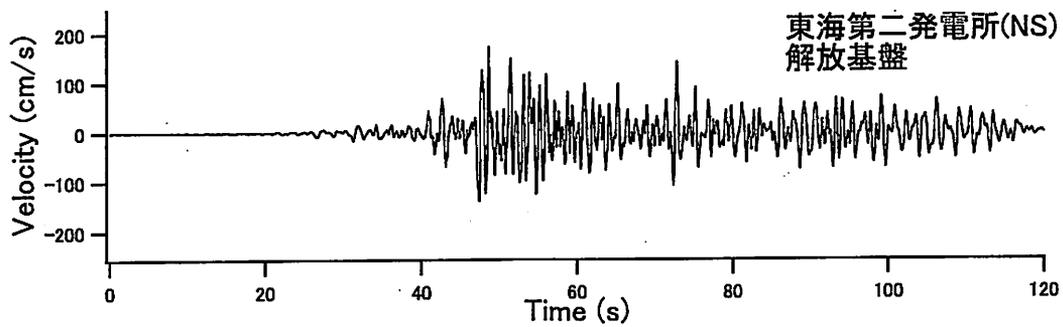
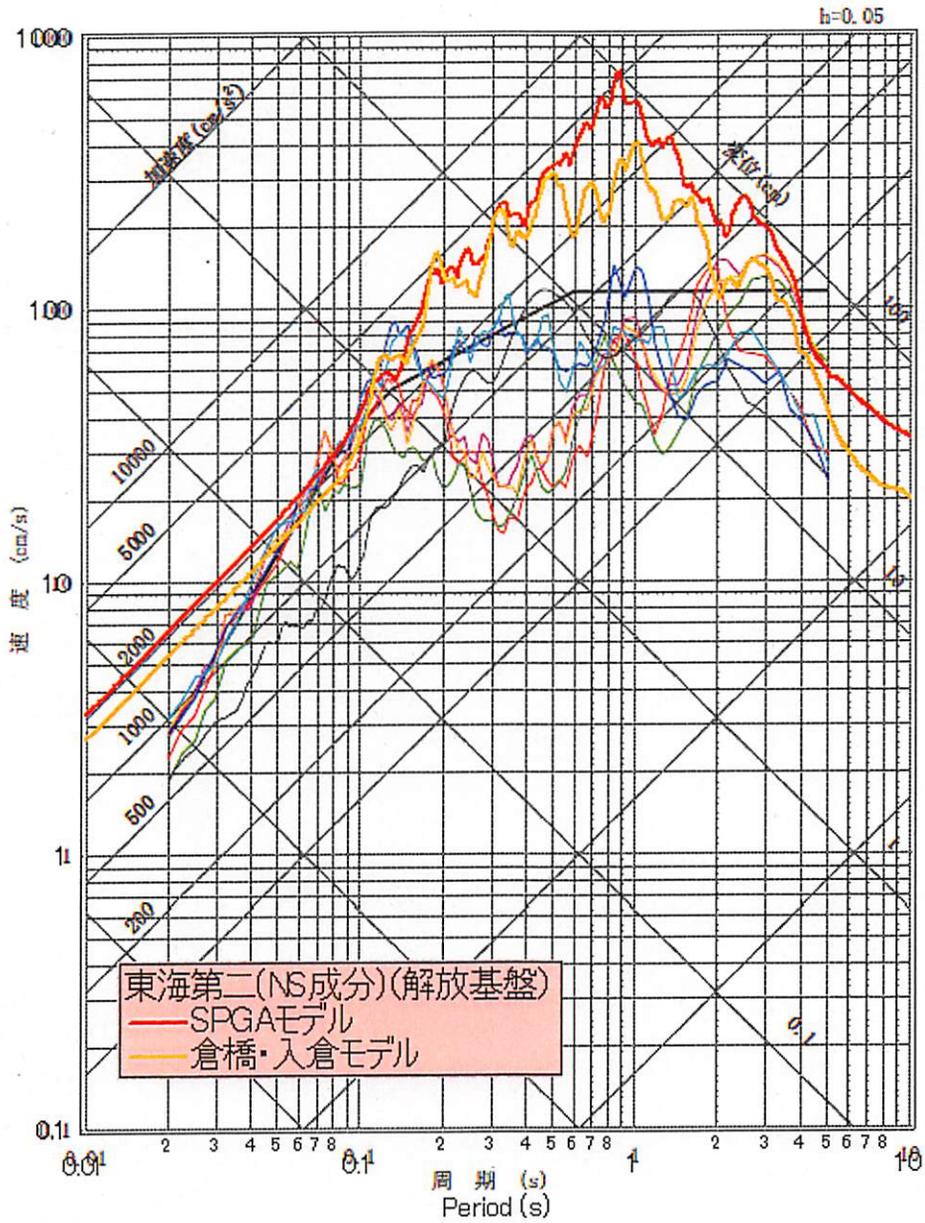
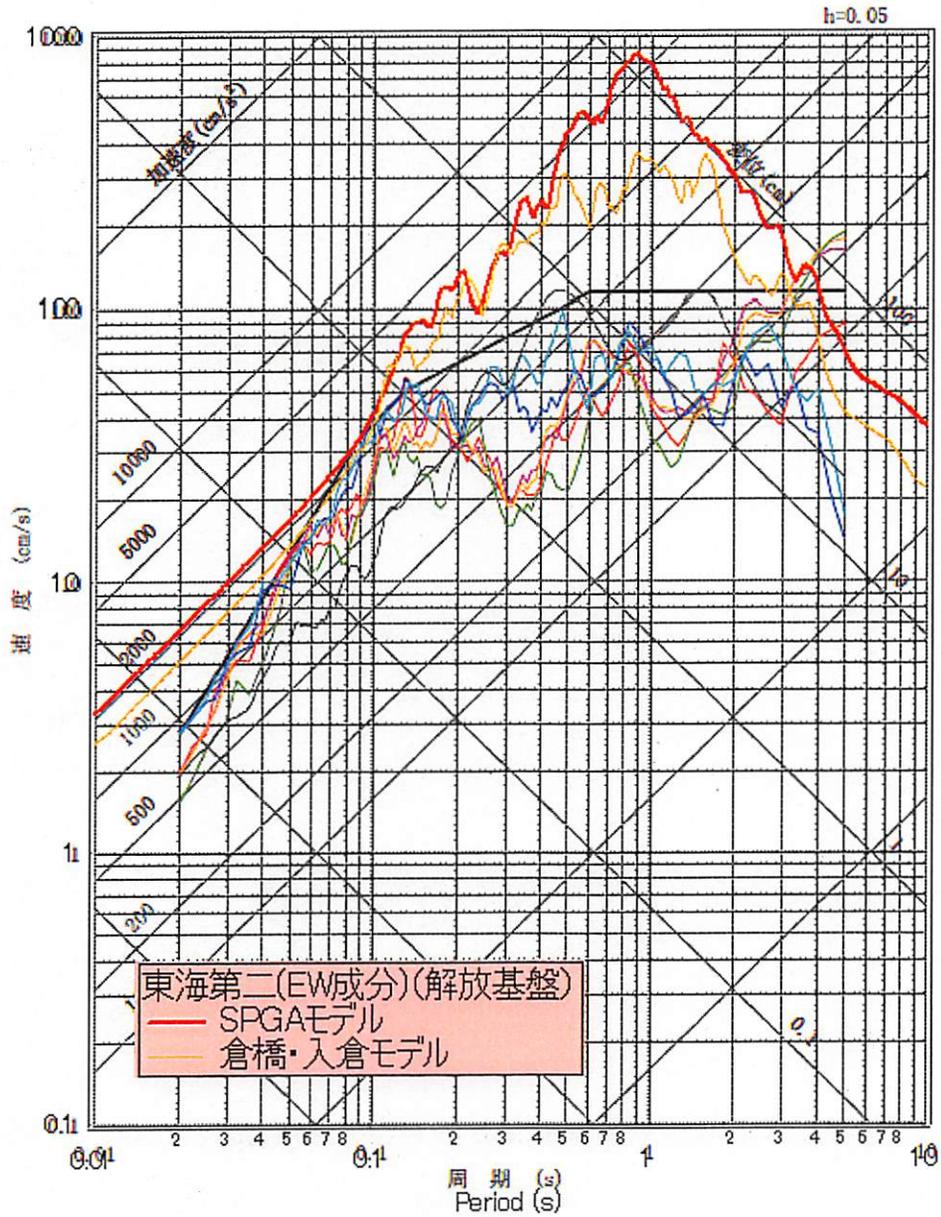


図 19 計算結果の速度波形 (解放基盤)



NS成分

図 20 応答スペクトル (減衰定数 5%) のトリパタイト表示 (基準地震動との比較 NS 成分)



EW成分

図 21 応答スペクトル (減衰定数 5%) のトリパタイト表示 (基準地震動との比較 EW 成分)

計算結果の加速度波形と速度波形 (解放基盤) を図 18 と図 19 に示します。この図にあるように、最大加速度は 2000Gal 程度、最大速度は 200cm/s 程度となり、SPGA からの最短距離が小さいために、加速度、速度ともに大きな値

を示しており、解放基盤での値であるにも関わらず、その値は兵庫県南部地震の際の神戸市内の地震動を上回っています。応答スペクトル（減衰定数5%）で見ても、図20および図21に赤線で示すように、計算結果の地震動は基準地震動を大きく上回っています。将来の地震において、このような地震動が東海第二発電所を襲う蓋然性は否定できず、万が一このようなシナリオが現実のものとなった場合、福島第一原発事故のような事態が再来することが考えられます。

参考までに、図20および図21の黄色線は、同じ位置に Kurahashi & Irikura¹⁴⁾の SMGA3 を置き、SMGA 内の不均質性を考慮した場合の結果です。ただしこの場合、Kurahashi & Irikura¹⁴⁾がグリーン関数として用いた2005年8月16日の宮城県沖の地震の二つ目の波群の震源特性をどのように評価するかで、計算結果は変わってきます。筆者は2005年8月16日の宮城県沖の地震の二つ目の波群をもたらした震源の破壊領域の面積は5km²、地震モーメントは2.0×10¹⁸Nmであると評価しており（文献²⁸⁾の表1）、ここではこれに基づいてグリーン関数の震源スペクトルを評価し、これに伝播経路特性・サイト増幅特性/サイト位相特性を加味したものをグリーン関数とし、これを、Kurahashi & Irikura¹⁴⁾による重ね合わせのパラメタ（NとC）を用いて重ね合わせています。この結果から、Kurahashi & Irikura¹⁴⁾の SMGA3 を東海第二発電所に近い位置に置いた場合は、やはり基準地震動を大きく上回る地震動になります。

原子力発電所の基準地震動の策定においては、物理的に確実に否定できるシナリオ以外のあらゆるシナリオを考えるべきであり、少なくともここに示したようなシナリオを考慮すべきであると考えます。

5 震源を特定せずに策定する地震動について

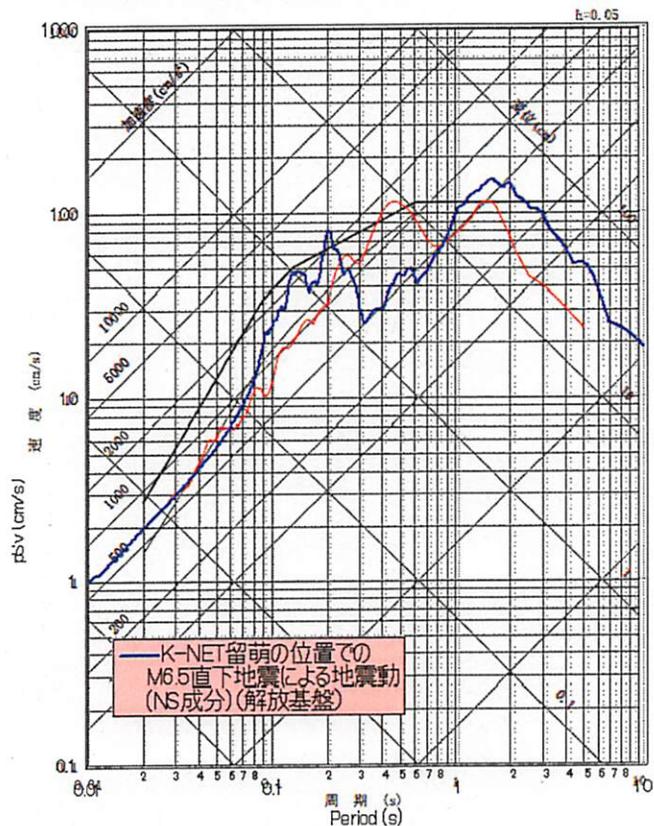
活断層として認識されていない震源で発生する内陸地殻内地震に対応するため、各種土木構造物では、全国のどこでも考慮すべきレベル2地震動の下限値の設定方法を定めています。その具体的方法は、道路橋、鉄道構造物など構造物毎に異なります。このうち港湾における方法⁴⁷⁾は、M6.5の地震が港湾の直下で発生するものと考え、断層モデルにより対象港湾での地震動を計算するものです。その際、安全側の地震動を設定するために、港湾に向かってアスペリティの破壊が伝播する状況を考えます⁴⁷⁾。また地点毎のサイト増幅特性を考慮します⁴⁷⁾。

一方、日本原子力発電¹⁾では、2004年北海道留萌支庁南部地震の際に K-NET 留萌で観測された地震動を GL-41m まで引き戻した地震動を用いていま

す。この地震動が十分に保守的であるかを検討するため、港湾で用いているレベル2地震動の下限値と比較しました。文献⁴⁷⁾で指定されている方法に従い、K-NET 留萌の直下でM6.5の地震が発生すると考え、K-NET 留萌におけるサイト増幅特性⁴⁸⁾を考慮し、地表での地盤線形応答時の地震動を算定しました。その際、グリーン関数の位相特性を決めるための中小地震記録としては、留萌支庁南部地震の余震(2004/12/14 17:54)の記録を用いました。そしてこれを、日本原子力発電が用いているのと同様の佐藤他⁴⁹⁾の地盤モデルでGL-41mまで引き戻しました。その際、地盤線形応答時の地表地震動を引き戻すため地盤応答解析には線形時の物性を用いました。また日本原子力発電ではGL-6m以深の減衰定数を一律3%としています。以下の計算では佐藤他⁴⁹⁾と同様に1%としています。これを3%とすると計算結果は若干大きくなる方向に動きま

す。結果を、日本原子力発電が用いている地震動と比較して図22に示します。周期により大小がありますが、0.1s付近では港湾の地震動が上回っています。最大加速度は、日本原子力発電が用いている地震動が609Gal、M6.5直下の地震動が619Galです。このように、活断層として認識されていない震源で発生する内陸地殻内地震に対応するため、一般の土木構造物でも相当保守的な地震動を考慮しているにも関わらず、はるかに重要であるはずの原子力発電所で、周期によってはそれを下回るような地震動しか考慮されていないのは、たいへんな不備であると思います。

- Ss-D1 応答スペクトル手法による基準地震動
- Ss-31 2004年北海道留萌支庁南部地震の検討結果に保守性を考慮した地震動
- 加藤ほか(2004)による応答スペクトル



水平成分

図 22 応答スペクトル (減衰定数 5%) のトリパタイト表示
(赤線で示す日本原子力発電が考慮している地震動との比較 ; NS 成分)

5 基準地震動の年超過確率について

日本原子力発電は、基準地震動の年超過確率を 10^{-4} ~ 10^{-5} 程度などと主張していますが¹⁾、確率論的地震危険度解析に基づくこれらの数字が極めて信頼性に乏しいことは多くの専門家が指摘しており、筆者も同意見です。本稿の「2」で述べたように、「その場所でその規模の地震が起こるとは思っていません」ような地震が度々発生しているのですから、年超過確率の数字が信頼性に乏しいことは明らかです。この点については拙著「確率論的地震危険度解析に過度の期待が寄せられることへの危惧」⁵⁰⁾も参照ください。本稿の「2」で紹介した武村¹⁰⁾の言葉「地震の発生予測が短期であろうが長期であろうが簡単でないことは誰の目にも明らかです。地震学者や国やマスコミは予測をあまりに楽観的に考えすぎていませんか」は確率論的地震危険度解析にこそ最も良く当てはまるものです。確率論的地震危険度解析では種々の確率変数について例えば「ガウス分布に従う」などの検証されていない仮定がなされています。確率論的地震危険度解析に使用されている確率モデルや解析結果の検証には非常に長い時間がかかり（年超過確率 10^{-5} という数字を検証するのにどれほど長い時間がかかるか容易に想像できます）、検証の結果間違っていたことが判明したときにはすでに遅いのですから、こうした未検証の数字を示すことはまさにモラルハザードです。川島はその著書¹²⁾で「常識的に考えて、軽々しく被害確率が 10^{-4} /年とか 10^{-6} /年ということがいかに非現実的かは明らかである」と述べています。この主張に全面的に賛成します。

6 補足

本意見書で取り上げた既往地震のアスペリティの破壊に起因する周期 1-2 秒のパルス状の地震動による被害状況については文献⁵¹⁾⁻⁵⁴⁾等を参照ください。

謝辞

本稿では防災科学技術研究所の K-NET、KiK-net、国土技術政策総合研究所地震防災研究室、JR、California Geological Survey の強震記録を利用しました。心より御礼申し上げます。なお JR の波形は JR 警報地震計 (FD シリアル番号 R-087) ⁵⁶⁾によります。

参考文献

- 1) 日本原子力発電株式会社：東海第二発電所，基準地震動の策定について，2017年11月10日。
- 2) 翠川三郎：強震動一観測記録とその特性，朝倉書店，2018。
- 3) 日本地震学会強震動委員会：新・強震動地震学基礎講座，https://www.zisin.jp/kyosindo/shin_kisokoza/shin_kisokoza.html。
- 4) 石橋克彦：地震列島・日本の原子力発電所と地震科学，日本地震学会モノグラフ，第3号，2015，pp.3-11。
- 5) 土木学会 耐震基準等基本問題検討会議：土木構造物の耐震基準等に関する提言（第一次提言），1995，<http://www.jsce.or.jp/committee/earth/propo1.html>。
- 6) 土木学会 阪神・淡路大震災対応技術特別委員会：土木構造物の耐震基準等に関する「第二次提言」，1996，<http://www.jsce.or.jp/committee/earth/propo2.html>。
- 7) ロバート・ゲラー：防災対策と地震科学研究のあり方：リセットの時期，日本地震学会モノグラフ，第1号，2012，pp.5-8。
- 8) 松澤暢：M9を想定するために何が欠けていたのか？今後どうすれば良いのか？，日本地震学会モノグラフ，第1号，2012，pp.9-13。
- 9) 森川信之・藤原広行・岩城麻子・前田宜浩：長期評価に基づく震源断層モデルと強震動予測，第44回地盤震動シンポジウム，日本建築学会，2016，pp.18-25。
- 10) 武村雅之：日本地震工学会ニュース No.243。
- 11) 高橋良和，秋山充良，片岡正次郎，本田利器：国内外の道路橋の設計指針にみられる「危機耐性」の分析，土木学会論文集 A1（構造・地震工学），Vol.72，No.4，pp.I_821-I_830，2016。
- 12) 川島一彦：耐震工学，鹿島出版会，2019。
- 13) 野津厚：土木分野における設計用入力地震動一特にサイト波について一，第47回地盤震動シンポジウム，日本建築学会，2019（印刷中）。
- 14) S. Kurahashi & K. Irikura: Short-period source model of the 2011 M_w9.0 off the Pacific coast of Tohoku earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., 103, 1373(2013)
- 15) 野津厚：不幸中の幸いであった東北地方太平洋沖地震の強震動生成過程から原子力発電所の耐震安全を考える，科学，第85巻，2015，pp.974-980
- 16) 青井真・他：2011年東北地方太平洋沖地震の強震動，地震2，64，169(2012)
- 17) 佐藤智美：経験的グリーン関数法に基づく2011年東北地方太平洋沖地震の震源モデルプレート境界地震の短周期レベルに着目して一，日本建築学会構造系論文集，No.675，695(2012)
- 18) K. Asano & T. Iwata: Source model for strong motion prediction in 0.1-10 Hz during the 2011 Tohoku earthquake, Earth Planets Space, 64, 1111(2012)
- 19) 川辺秀憲・釜江克宏：2011年東北地方太平洋沖地震の震源のモデル化，日本地震工学会論文集，13，75(2013)
- 20) S. Aoi et al.: Strong-motion seismograph network operated by NIED: K-NET and KiK-net, Jour. Japan Association for Earthquake Engineering, 4, 65(2004)
- 21) 額瀨一起：カリフォルニアの被害地震と兵庫県南部地震，科学，66，93(1996)
- 22) 大野晋・他：2011年東北地方太平洋沖地震における仙台市域の地盤震動特性，日本地震工学会論文集，12，339(2012)
- 23) 神山眞・他：オンラインアレー地震観測システムの構築とその記録の若干の考察，土木学会論文集，No.688，283(2001)

- 24) 永野正行: 地震動の特徴—2011年東北地方太平洋沖地震時の強震記録から見る地盤増幅—, 日本建築学会・第9回構造物と地盤の動的相互作用シンポジウム, 5(2013)
- 25) 秦吉弥・他: スーパーアスペリティモデルと経験的サイト増幅・位相特性を考慮した2011年東北地方太平洋沖地震における岩切線路橋での地震動の評価, 構造工学論文集, 59A, 383(2013)
- 26) 秦吉弥・他: 余震観測記録に基づく2011年東北地方太平洋沖地震におけるゴム系支承の被災橋梁での地震動の評価, 日本地震工学会論文集, 13, 30(2013)
- 27) 野津厚: 2011年東北地方太平洋沖地震を対象としたスーパーアスペリティモデルの提案, 日本地震工学会論文集, 12, 21(2012)
- 28) 野津厚, 山田雅行, 長尾毅, 入倉孝次郎: 海溝型巨大地震における強震動パルスの生成とその生成域のスケーリング, 日本地震工学会論文集, 12, 209(2012)
- 29) Y. Yokota et al., Joint inversion of strong motion, teleseismic, geodetic, and tsunami datasets for the rupture process of the 2011 Tohoku earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L00G21, doi:10.1029/2011GL050098
- 30) K.D. Koper et al., Frequency-dependent rupture process of the 2011 Mw 9.0 Tohoku Earthquake: Comparison of short-period P wave backprojection images and broadband seismic rupture models, *Earth Planets Space*, 63, doi:10.5047/eps.2011.05.026
- 31) 原子力規制委員会, 基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド(案), 2013
- 32) 野津厚, 菅野高弘: 経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法—内陸活断層地震および海溝型地震への適用性の検討—, 港湾空港技術研究所資料, No.1120, 2006年.
- 33) 松島信一, 川瀬博: 海溝性地震におけるスーパーアスペリティモデルの提案, 月刊地球号外, No.55, 2006年, pp.98-102.
- 34) Mori, J. and Shimazaki, K.: High stress drops of short-period subevents from the 1968 Tokachi-oki earthquake as observed on strong-motion records, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.74, 1984, pp.1529-1544.
- 35) 壇一男, 佐藤俊明: 断層の非一様すべり破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測, 日本建築学会構造系論文集, No. 509, 1998年, pp.49-60.
- 36) 入倉孝次郎, 香川敬生, 関口春子: 経験的グリーン関数を用いた強震動予測方法の改良, 日本地震学会講演予稿集, No.2, B25, 1997年.
- 37) 川瀬博, 震源近傍強震動の地下構造による増幅プロセスと構造物破壊能—1995年兵庫県南部地震での震災帯の成因に学ぶ, 第10回日本地震工学シンポジウム, パネルディスカッション資料集, 29(1998)
- 38) 日本原子力発電: 本件発電所の地震に係る安全性について(追補), 2019年.
- 39) 倉橋奨, 入倉孝次郎: 2011年東北地方太平洋沖地震における強震動生成域からの長周期地震動, 日本地震工学会論文集, 第17巻, 第2号, pp.1-22, 2017年.
- 40) 中部地方整備局名古屋港湾空港技術調査事務所: 管内防波堤耐津波安定性検証業務, <http://www.meigi.pa.cbr.mlit.go.jp/file/gichoreport/h24/file004.pdf>
- 41) 近畿地方整備局神戸港湾空港技術調査事務所: 業務概要, http://www.pa.kkr.mlit.go.jp/kobegicyo/pdf/office/office_2017.pdf
- 42) 寺本健太朗: 和歌山下津港海岸(海南地区)湾奥部ゾーンにおけるL2地震動の設定について, http://www.pa.kkr.mlit.go.jp/kobegicyo/pdf/thesis-pdf/H28kenkyuhappyukai_teramoto.pdf
- 43) 大川大一, 福岡正, 高尾俊輝, 小椋卓実: 四国臨海部の液状化対策について, 沿岸技術研究センター論文集, No.13, <http://www.cdit.or.jp/monograph/2013/H25-6.pdf>
- 44) 河村哲哉, 齊藤幸博, 服部昌樹: 管内のレベル2地震動作成について, http://www.ktr.mlit.go.jp/ktr_content/content/000105751.pdf
- 45) 静岡県土木施工管理技士会: 漁港護岸の耐震・耐津波性能向上を目的としたグラウンドアンカー工について, http://www.sizur-dobokugisi.or.jp/report/thesis/report17080401_39.pdf

- 46) 野津厚, 長尾毅, 山田雅行: スペクトルインバージョンに基づく全国の強震観測地点におけるサイト増幅特性とこれを利用した強震動評価事例, 日本地震工学会論文集, Vol.7, pp.215-234, 2007.
- 47) 日本港湾協会: 港湾の施設の技術上の基準・同解説, 2018.
- 48) 野津厚, 菅野高弘: スペクトルインバージョンに基づく道北の強震観測地点におけるサイト増幅特性, 港湾空港技術研究所資料, No.1214, 2010.
- 49) 佐藤浩章, 芝良昭, 東貞成, 功刀卓, 前田宣浩, 藤原広行: 物理探査・室内試験に基づく2004年留萌支庁南部の地震によるK-NET港町観測点(HKD020)の基盤地震動とサイト特性評価, 電力中央研究所報告, N13007, 2013.
- 50) 野津厚: 確率論的地震危険度解析に過度の期待が寄せられることへの危惧, 日本地震学会モノグラフ第1号, 地震学の今を問う(東北地方太平洋沖地震対応臨時委員会報告), pp.95-96, 2012.
- 51) 土木学会耐震工学委員会: 1994年ノースリッジ地震震害調査報告, 1997年, <https://www.jsce.or.jp/library/eq10/book/bklist/45721/eqbk01.htm>
- 52) 阪神・淡路大震災調査報告編集委員会: 阪神淡路大震災調査報告 土木建造物の被害 橋梁, 1996年.
- 53) 東日本大震災合同調査報告書編集委員会: 東日本大震災合同調査報告土木編1 土木建造物の地震被害と復旧 (CD-ROM).
- 54) 秋山充良: 鉄道高架橋の被害, 土木学会東日本大震災被害調査団(地震工学委員会)緊急地震被害報告会, 2011年, http://committees.jsce.or.jp/report/system/files/11_akiyama.pdf
- 55) 中村豊, 上半文昭, 井上英司: 1995年兵庫県南部地震の地震動記録波形と分析(II), JR地震情報 No.23d, (財)鉄道総合技術研究所ユレダス開発推進部.

付録 A 経歴

生年月日 昭和 43 年 1 月 6 日

学歴

平成 3 年 3 月 京都大学工学部土木工学科卒業
平成 5 年 3 月 京都大学大学院工学研究科土木工学専攻修士課程修了
平成 16 年 9 月 博士（工学）東京工業大学

職歴

平成 5 年 4 月 運輸省港湾技術研究所 構造部地震防災研究室 研究官
平成 11 年 4 月 運輸省港湾技術研究所 構造部主任研究官
平成 13 年 4 月 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
平成 22 年 4 月 独立行政法人港湾空港技術研究所 地震動研究チーム チームリーダー
平成 26 年 4 月 独立行政法人港湾空港技術研究所 地震防災研究領域 領域長

主な研究業績

1. 港湾地域強震観測の運営

国立研究開発法人 海上・港湾・航空技術研究所 港湾空港技術研究所が国土交通省の各地方整備局等と連携して実施している港湾地域強震観測の運営において、2001年以降18年以上にわたり主要な役割を果たしている。観測の成果は広く一般に公開されている。

(<http://www.mlit.go.jp/kowan/kyosin/eq.htm>)

2. 港湾・空港を含む全国の強震観測地点におけるサイト増幅特性の評価

港湾・空港を含む全国の強震観測地点におけるサイト増幅特性の評価を行い、その成果を広く公表 (https://www.pari.go.jp/bsh/jbn-kzo/jbn-bst/taisin/siteamplification_jpn.html) している。この結果は港湾・空港構造物の設計入力地震動の策定に活用されている。

3. 断層モデルを用いた強震動シミュレーション手法の開発と普及

断層モデルを用いた強震動シミュレーション手法の開発と普及に努めており、その成果を学術誌などで公表している。この成果は港湾・空港構造物の設計入力地震動の策定に活用されている。

4. 技術基準策定への参画

『港湾の施設の技術上の基準・同解説』『海岸保全施設の技術上の基準・同解説』の改訂にあたり分担執筆者として参画している。

付録 B

SMGA モデルにより強震動パルスが再現できず、SPGA モデルではそれが再現できるのは本質的な理由によるものであり、従来の SMGA モデルの枠組みを維持したまま、パラメーターの修正のみで 0.2-1Hz の帯域での波形の計算精度を向上させることは困難であると考えられます。以下にその理由を述べます。

もともと、SMGA モデルや SPGA モデルの構築に用いられている入倉他の波形合成法¹⁾では、低周波側では要素波が効率的に（コヒーレントに）重なり合ってパルスを生成し、高周波側では要素波がランダムに重なり合うように工夫されています（壇・佐藤²⁾も同様）。

ここで「コヒーレントに」あるいは「ランダムに」重なり合うとの表現が若干理解しにくいかも知れませんが、次のように理解できます。いま、同じ周期で同じ振幅の正弦波を N 個重ね合わせることをイメージして下さい。このとき、これらの正弦波の位相が揃うように重ね合わせれば（すなわち山と山、谷と谷が合うように重ね合わせれば）、最も効率的に重なり合い、振幅は N 倍となります。これがコヒーレントな重ね合わせです。それに対して、N 個の正弦波をばらばらのタイミングで重ね合わせれば、山と山、谷と谷が合わないのので、加算は非効率となり、重ね合わせ後の振幅の期待値は理論上 $N^{1/2}$ 倍となります。これがランダムな重ね合わせです。入倉他の方法¹⁾でも、壇・佐藤の方法²⁾でも、要素波は時間軸上で少しずつずれながら加算されますが、このとき、要素波の低周波成分（＝長周期成分）は、図 B1 に示すように、時間軸上で多少ずれたとしても、ほぼ山と山、谷と谷が重なります。すなわちコヒーレントに重なります。しかし、要素波の高周波成分（＝短周期成分）は、図 B2 に示すように、時間軸上でずれることにより、簡単に山と山が合わなくなってしまいますから、ランダムに重なります。

ただし、ここで言う「低周波」「高周波」がどの程度「低周波」「高周波」なのかが問題です。入倉他の方法で生成されるコヒーレントなパルスは、仮定する SMGA や SPGA のサイズに起因した時間幅を持っています。図 B1 および図 B2 の破線は重ね合わせの際に与えるべき最大のずれ幅を示します。このずれ幅は、SMGA や SPGA などの仮定する破壊領域のサイズに影響されます。このずれ幅がパルスの時間幅を決定します。この時間幅に対応したコーナー周波数（patch corner frequency と呼ばれます。）よりも高周波側では、入倉他の方法では、ランダムな波形が生成されます。従って、サイズの大きい SMGA モデルにおいては、patch corner frequency は 0.1Hz 程度あるいはそれよりも低周波側となるので、0.2-1Hz 程度の帯域はランダムな波形にしかならず、この帯

域にコヒーレントなパルスを生成することは不可能で、実際の観測に一致しません。一方、SPGA モデルでは、本文で述べたように、観測されたパルスの幅と調和的なサイズのサブイベントを導入しているので、パルスを再現することができます。

参考文献

- 1) 入倉孝次郎、香川敬生、関口春子：経験的グリーン関数を用いた強震動予測方法の改良、日本地震学会講演予稿集、No.2、B25、1997年。
- 2) 壇一男、佐藤俊明：断層の非一様すべり破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測、日本建築学会構造系論文集、No. 509、1998年、pp.49-60。
- 3) 日本地震学会強震動委員会：新・強震動地震学基礎講座、https://www.zisin.jp/kyosindo/shin_kisokoza/shin_kisokoza.html。

正弦波をずらしながら重ね合わせるときの最大のずれ幅

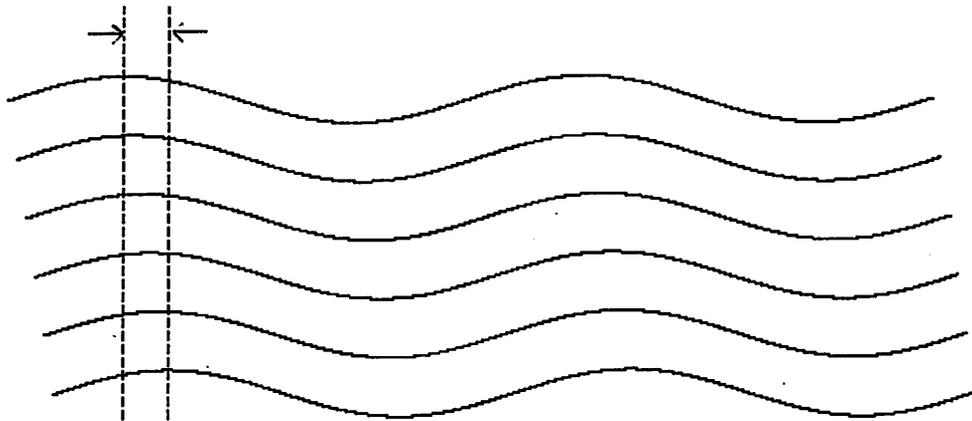


図 B1 長周期の正弦波はコヒーレントに重なる

正弦波をずらしながら重ね合わせるときの最大のずれ幅

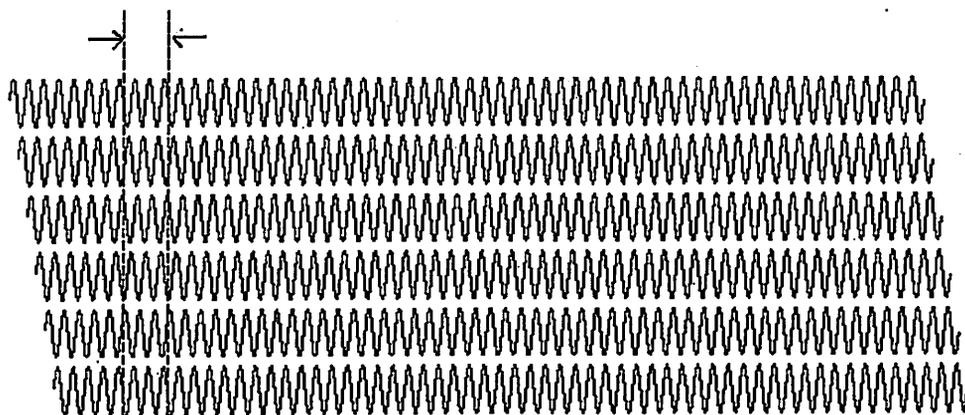


図 B2 短周期の正弦波はランダムに重なる

付録 C

SPGA モデルは主に 0.2-1Hz の周波数帯域に着目して作成した震源モデルですが、0.2-10Hz の広帯域で見ても、SPGA モデルは SMGA モデルと同程度もしくはそれ以上の適用性を示します。ここではこの点について述べます。

ここでは、図 12 に示した 10 地点を対象に、SPGA モデルおよび SMGA モデルにより地震動を計算し、0.2-10Hz (周期 0.1-5 秒) の帯域の速度エンベロープおよび 0.2-10Hz (周期 0.1-5 秒) の帯域のフーリエスペクトルを対象に、観測波形との誤差を文献¹⁾の評価式で評価しました。ここで、一般に 2Hz よりも高周波側では波形の山谷の一致を議論することが困難であるため、波形の経時特性の再現性を調べるために速度エンベロープを用いています。また、地震動の周波数特性の再現性を調べるためにフーリエスペクトルを用いています。結果を図 C1 および表 C1 に示します。図 C1 についてはより線が左側にある方が、表 C1 については数値が小さい方が、誤差が少ないということになります。これらの結果から、0.2-10Hz の広帯域で見ても、SPGA モデルによる誤差は SMGA モデルによる誤差よりも小さいことがわかります。

参考のため、一般的な建物被害と対応の良い指標として境ほか²⁾により提案されている「1-2 秒震度」の計算も行いました。この「1-2 秒震度」は直接的には一般的な建物被害を説明するためのものですが、周期 1-2 秒のパルス波の特性を端的に表す指標であり、上述の通りこの帯域の地震動を精度良く計算できることは原子力発電所の基準地震動の算定手法にも求められる条件であることから、「1-2 秒震度」の計算精度を確認することは、原子力発電所を対象とした場合にも重要となります。観測波による「1-2 秒震度」と合成波によるそれとの比較を図 C2 に示します。右上がりの斜めの点線近くに赤い四角が集まっている程、より精度が高いということになります。この図から、SPGA モデルは観測波の「1-2 秒震度」を概ね再現できているのに対し、SMGA モデルは再現できていないことがわかります。しかも、SMGA モデルでは、いずれも斜め点線の右下側の赤い四角が左上側よりも多くなっていますが、これは SMGA モデルが「1-2 秒震度」を過小評価する傾向を表すものです。「1-2 秒震度」の誤差を全地点に対して平均したものを表 C1 に示します。SMGA モデルでは SPGA モデルに対して 2.2 倍～3.8 倍程度の誤差が生じていることがわかります。

参考文献

- 1) 野津厚：強震動を対象とした海溝型巨大地震の震源モデルをより単純化する試み—疑似点震源モデルによる 2011 年東北地方太平洋沖地震の強震動シミュレーション—、地震 2、Vol.65、2012 年、pp.45-68.
- 2) 境有紀、神野達夫、額綱一起：建物被害と人体感覚を考慮した震度算定方法の提案、第 11 回日本地震工学シンポジウム、2002 年、pp.17-22.

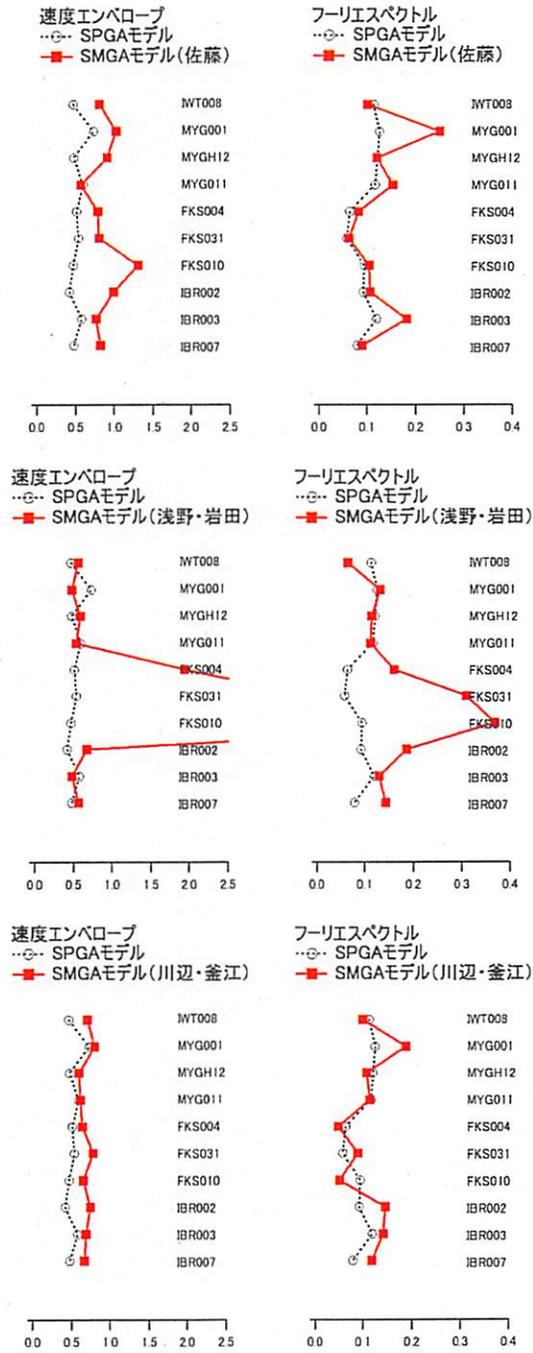


図 C1 SPGA モデルと SMGA モデルによる速度エンベロープと
フーリエスペクトルの誤差評価結果

(縦軸は観測地点を表す。横軸は誤差を表し、線が左側にあるほど誤差が小さい。)

表 C1 各種の誤差の全地点における平均値
(数値が小さいほど誤差が小さいことを意味する)

	速度 envelope	フーリエ スペクトル	1-2秒 震度
SPGAモデル	0.52	0.096	0.21
SMGAモデル(佐藤)	0.87	0.124	0.47
SMGAモデル(浅野・岩田)	1.61	0.171	0.80
SMGAモデル(川辺・釜江)	0.68	0.109	0.57

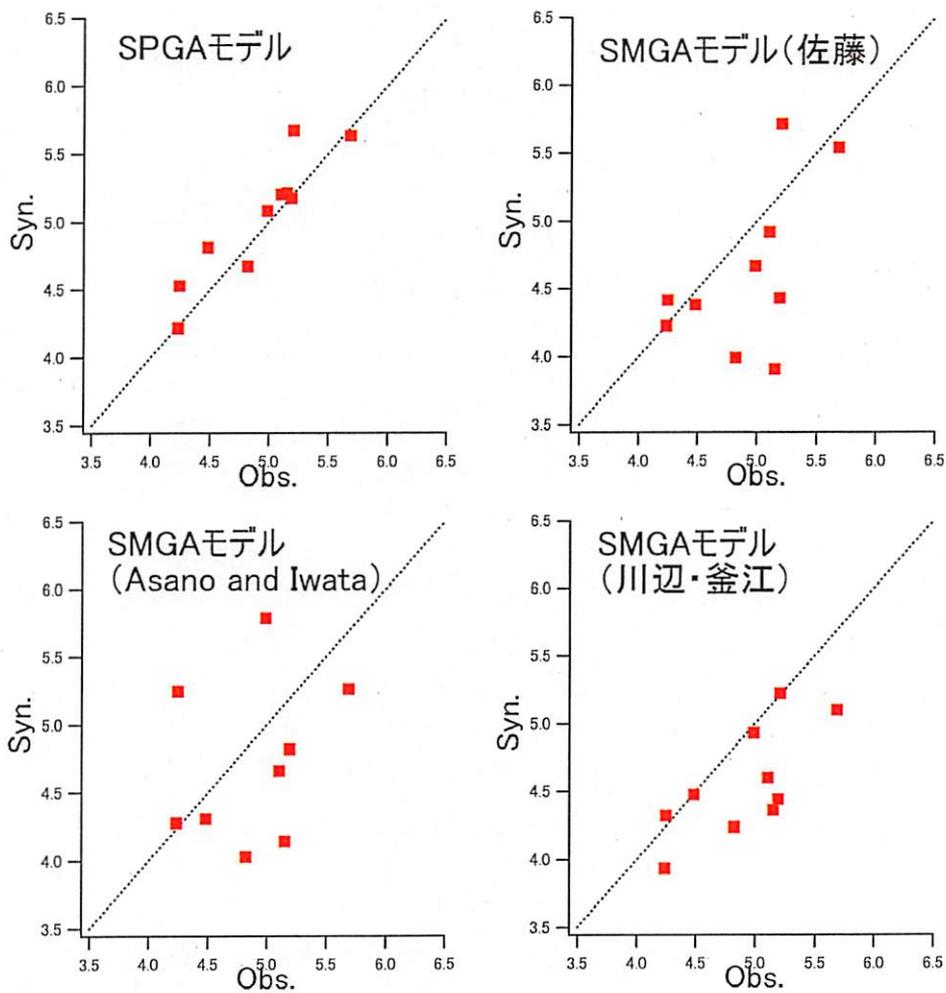


図 C2 「1-2 秒震度」²⁾の観測値と計算値の比較

(縦軸は各震源モデルによる強震動シミュレーション結果に基づく 1-2 秒震度。横軸は観測結果に基づく 1-2 秒震度。プロットが右上がりの斜め点線(1:1 の線)に近いほど、各震源モデルによる強震動シミュレーション結果が観測結果を適切に再現していることになる。)