



Title	地震波伝播経路特性を考慮した広域地震動分布予測手法の開発とその応用
Author(s)	高井, 伸雄
Degree Grantor	北海道大学
Degree Name	博士(工学)
Dissertation Number	乙第6329号
Issue Date	2005-03-25
DOI	https://doi.org/10.14943/doctoral.r6329
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/28096
Type	doctoral thesis
File Information	thesis.pdf



地震波伝播経路特性を考慮した
広域地震動分布予測手法の開発とその応用

高井伸雄

2005 年

目次

第 1 章	序論	5
1.1	研究の背景と目的	7
1.2	本研究に関する既往の研究	8
1.3	本研究の対象とする地震動指標	9
1.4	本研究の構成	10
	第 1 章の参考文献	11
第 2 章	広域地震動分布の特徴	13
2.1	異常震域の定義と要因	15
2.2	スラブ構造による異常震域	15
2.3	その他要因による異常震域	19
2.4	本章のまとめ	22
	第 2 章の参考文献	24
第 3 章	地震波伝播経路を考慮した広域地震動分布の解析	27
3.1	考え方	29
3.2	解析手法	29
3.3	レイトレーシング	32
3.4	データ	36
3.5	解析	39
3.6	議論と予測式の一般化	42
3.7	結果を用いた予測	44
3.8	本章のまとめ	54
	第 3 章の参考文献	55
第 4 章	火山フロントを用いた簡便な広域地震動分布予測手法	57
4.1	考え方	59
4.2	解析手法	60
4.3	データ	61
4.4	解析	64
4.5	議論	70

4.6	結果を用いた予測	71
4.7	本章のまとめ	78
	第4章の参考文献	79
第5章	表層地質による増幅特性の補正と被害予測への適用	81
5.1	予測手法の高精度化	83
5.2	広域地震動分布を利用した建物被害予測	89
5.3	地震防災への展開	98
5.4	本章のまとめ	101
	第5章の参考文献	102
第6章	総括	103
	謝辞	107

第 1 章

序論

1.1 研究の背景と目的

1995年兵庫県南部地震発生後、都市直下地震を対象とした、特定地域内に於ける詳細地震動分布を再現及び予測するいわゆるサイスミックマイクロゾーネーションに関する研究は多々行われ、またその成果が得られている。しかし、過去日本において海溝付近で発生する大規模な地震により多くの被害を受けてきたことも事実である。都市防災を考える上でマイクロゾーネーションは市町村単位の防災計画に有益な情報を得る。加えて、都道府県単位及び国レベルの防災を考える上では広域地震動分布の把握を行うことも重要である。広域地震動分布は被害分布との関係に加え、例えば地震時の災害情報の収集過程を大きく左右している [岡田 (1997)]。これを踏まえれば想定地震に於ける広域地震動分布は防災計画における重要な基礎資料となることは明らかである。

地震波は観測される距離が遠くなればその振幅は小さくなる。その原因は幾何減衰と言われる距離による減衰と、伝達媒質にエネルギーを散乱や吸収されながら減衰する内部減衰とに大きく分けることが可能である。一般的な距離減衰式は主に、実体波が観測される地震動の最大値を与えると仮定して、主に地域により内部減衰の係数が変化すると考えて良い。本論で提案する手法はその内部減衰が伝達経路により異なることを踏まえ、その影響を反映させ、簡便に正確に予測するものである。

広域の地震動分布を簡便に予測し、または観測値を検討するに際して、地震動の距離減衰式が用いられることが多い。地震動の距離による減衰式はこれまで多く作成されておき、その重要性に関しては論を俟たない。近年では、地震タイプを分類し、震源近傍までも予測可能な予測式導出に関しての提案も見られる [司・翠川 (1999)]。

しかし、直下に限定することなく、より広域での地震動を対象可能とする距離減衰式もまた重要である。特に北海道・東北地方では沈み込む太平洋プレートで規模の大きな地震が多発し広域での被害発生の原因となってきた。

ところが、距離減衰式は、地下構造を均一と仮定し、震央・震源距離もしくは断層からの最短距離と幾つかのパラメータを用いて統計的に求める方法が主であり、距離減衰式を用いた地震動分布予測は空間上では断層を考慮しない限り同心円となる。この減衰式と観測値の残差をサイト特性とし、観測点の補正項を導出することで、より精度を高めようとする研究も見られる [Fujimoto and Midorikawa(2004)]。しかし、特定地域内における予測式として有効性は高いものの、広域の地震動強さに対しては、地震波減衰構造が大きく関係するため、地震発生位置により精度劣化が著しい。

中村・他 (1994) は3次元Q値構造を逆解析により求め、地震波経路に沿って積分演算した高精度な震度分布予測を行っているが、膨大なデータ数・計算量が必要で、高精度な反面、簡便性に欠ける。

ところで、広域の地震動分布に影響する地殻構造としては、東北日本弧においては沈み込む太平洋プレートの影響が大きいことが定性的に示唆されており [宇津 (1977)]、また、火山フロントの影響としても指摘されてきた。しかしあくまで定性的な指摘に留まってお

り、予測手法への発展は見られない。

以上をふまえ、本研究においては、広域地震動分布に対する、プレートの沈み込み構造、火山フロントの影響を定量的に把握することで、広域で簡便かつ高精度な地震動分布を予測する手法を構築することを目的とする。これまでの距離減衰式の研究が地域の地震データベースに依存し、その回帰式からの分離をあくまでも地盤増幅による影響であるとしてきた点と比較し、本研究では、地震波伝播特性の影響を評価しているため、より、正確に各観測点の特性を評価することが可能になる。また、テストフィールドとする北海道東北地域以外のサブダクションゾーンでの手法の適用も可能性であり、汎用性の高い手法である。

1.2 本研究に関する既往の研究

距離減衰式に関する研究は数多くなされ、またそれに関するレビューも見られる [福島 (1993), 大野 (2004)] ので、地殻構造を考慮した広域の地震動分布に言及した研究に限定する。

伊神 (1975) は、火山フロントを境界にして震度分布が特徴づけられ、その東側では良く揺れ、西側では揺れづらいと指摘している。しかしながら、その原因については火山フロント下の low-Q low-V と日本列島大陸下に沈み込む high-Q, high-V の海洋プレートの影響によるものである、という定性的な議論にとどまっている。

また、同様に定性的ではあるが、久本 (1977) は北海道の有感域に関して、震源位置・深さからその性質を議論している。

距離減衰式は、地球内部の構造を均一と仮定して構築されるもので、幾何減衰と内部減衰の影響が考慮されている Kawasumi (1954) (河角式と呼ばれることが多い) を代表とするものが主である。河角式をさらに精度高く利用しようとする試みとして、札幌都市圏を対象に、観測された震度と河角式の差を地盤による影響との関係で議論し、地盤による補正項を導出したものがあり [岡田・他 (1985)]、ある一定の地域内での震度分布を予測・再現するものとして優れている。しかし、この考え方を広域に拡張すると、地震の発生位置により、精度が大きく変化する。すなわち、距離減衰式と地球内部の大きな減衰構造に影響される広域の震度分布予測は困難である。

サイト特性を国土数値情報等で補正する手法とは異なり、森川・他 (2003) は海溝軸から観測点までの距離を補正項にして、距離減衰式を補正することで広域地震動分布予測手法を提案しており、広域での予測精度向上の可能性を示したと言えるが、補正項の物理的意味合いは明確であるとは言えない。加えて、この補正項は、サイト特有の補正項として導かれるため、震源域がどのような地域であっても同様の補正を行い、伝播経路特性を正確に考慮している補正項であるとは言えない。

宇佐美・他 (1994) は東北日本の震度分布が火山フロント付近をはさんで南北方向に延び、その西側地域の震度は東側より格段に小さくなっており、内陸部の浅い地震についてはその傾向が弱く、震度分布が同心円状になる傾向があることを指摘している。また、火

山フロント付近に震度急変線を定義したうえで、震度急変線の東西によって地域分けをし、各地域毎に予測式を求めている。しかし、減衰構造をまたがった震源距離を変数に用いて予測式を構築しているため、観測点を分類したことで、伝播経路の影響が正確に評価できていないと考えられる。このことは、プレートが沈み込んでいる東北・北海道地域において、東方の太平洋プレート内で発生する地震に関して震源距離で予測する場合、伝播経路の影響をよく評価できないため、以下の点に留意しなければならないことを示唆している。

- ・遠地の記録を多く利用して回帰した予測式を用いて、近地の地震で使用する場合、過大評価しやすい。
- ・近地の記録を多く利用して回帰した場合は、遠地の地震で使用する場合過小評価しやすく危険である。

距離減衰式を導き出す方法と全く異なる方法として、中村・他(1994)は地球内部の構造を、小さなブロックに分割し、ブロックを伝播する地震波を推定し、ブロック毎のQ-値を、逆解析により求めている。ブロックインバージョンを行う上での要求されるデータ数、計算量は膨大である。また、利用可能な信頼性の高いデータが地域によって偏りがある。計算環境の向上、データの拡充に伴い、今後非常に有益な手法となり得ると思われるが、現状では簡易予測への適用は難しい。

古村・古村(1999)は北海道下の地殻・上部マントルの3次元構造モデルを作成して、差分法を用いた3次元数値計算により地震動強さ分布の再現を試み、計算機の高性能化に伴い大容量計算が可能となれば、将来的に防災対策に利用可能な精度までの予測が期待できるが、一般的利用からはほど遠く、観測値との比較も困難である。

また、川瀬・松尾(2004)は全国の強震観測点における観測記録を用い、スペクトル分離手法によって震源・パス・サイトの各特性を分離抽出しており、予測手法への展開が期待されるが、簡便な予測もしくは、観測記録との比較には適さない。

この他、北米大陸西域では既往の距離減衰式を組み合わせ、想定される地震動強さを予測しようとするものもみられる[Lam Nelson et al. (2000)]。

1.3 本研究の対象とする地震動指標

地震動強さを表現する指標は、数多くあるが、防災対策等に比較的簡単に利用できるものとしては単一量で表されるものがふさわしい。単一指標としては、地表最大加速度、速度、S I 値、震度等があるが、広域震度分布は被害分布との関係に加え、例えば岡田(1997)は、震度が地震時の行政体の初期対応に大きく関わっていることを示している。これを踏まえれば想定地震等の広域震度分布は、特に広い行政区域を有する行政体にとって、防災対策を立案する上での重要な基礎資料となる。

よって、本研究では主に震度を地震動強さの指標として扱う。ただし、一部では最大加

速度と速度応答による検討も加えている。

1.4 本研究の構成

本研究は、東北日本弧を対象地域として、地殻構造を考慮して広域に、簡便かつ精度良く地震動分布を予測する手法を開発するものである。対象とする地震波主に、プレート境界付近で発生するスラブ内地震である。地殻構造として主に日本弧の下部に沈み込む太平洋プレートを考慮し、地震動分布を予測する。具体的には、プレート上面の構造を用いて簡便な地震波線を求めて、プレート内部とそれより上部の距離をパラメータとして予測式を構築するものであるが、より簡便に予測可能である、火山フロントの位置と震源位置との関係を用いた予測手法に発展させる。さらに、観測点での地盤特性に基づく検討と、加えて被害分布想定までの応用に関して言及する。

本論文は5章から構成されており、各章の概要は以下の通りである。

第1章では、これまでの広域地震動分布予測に関する研究を概観し、その問題点を指摘し、本研究の目的・意義を明らかにした。加えて、本論文の構成について述べる。

第2章では、広域地震動分布に現れる、伝播経路の影響による異常震域に関して言及した。特に、北海道東北地方で顕著に現れるスラブ構造に影響を受ける異常震域に関し、3章以降でのモデル化の前提となる、太平洋プレート構造の沈み込み、火山フロントの影響に関して定性的に言及し、異常震域の予測手法の重要性を都市防災の観点から述べる。

第3章では、高減衰である太平洋プレート内と、低減衰のプレートより上部の減衰性状を広域地震動分布の影響から定量的に把握するため、それぞれの地震波経路を求め、減衰性状を検討する。

第4章では、第3章の手法をさらに簡便な形に発展させ、波線経路を求めることなく、広域地震動分布の予測を精度良く行う事を目的とし、火山フロントで分離される震源距離を用いて、火山フロント前弧側と背弧側での地震波減衰特性を議論する。

第5章では、予測手法の検証として、これまでに得られた観測記録と予測値を比較し、手法の適用性に関しての議論を行う。加えて、上記で得られた広域地震動分布予測手法を用い再度観測点での記録をサイト特性の観点から整理し、より正確な予測手法への発展の見通しと、さらには被害把握への方策に関して述べる。

第6章は、総括であり、各章における成果とさらなる精度向上への課題を述べ、まとめを行う。

第1章の参考文献

福島美光, 1993, 地震動強さの距離減衰式(経験式)に関する最近の研究動向, 地震 2, 46, 315-328.

Fujimoto, K., and S., Midorikawa, 2004, Prediction of average shear-wave velocity for ground shaking mapping using the Digital National Land Information of Japan, Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering, Paper No.1107.

古村美津子・古村孝志, 1999, 北海道周辺の被害地震の3次元数値シミュレーション, 第4回都市直下地震災害総合シンポジウム, 447-450.

久本壮一, 1977, 北海道の有感域, 地震, 第2輯, 30, 401-414.

伊神輝, 1975, 日本の火山線下における地震波の減衰, 地震 2, 28, 61-73.

川瀬博・松尾秀典, 2004, K-NET KiK-net JMA 震度計観測網による強震動波形を用いた震源・パス・サイト各特性の分離解析, 日本地震工学会論文集, 第4巻, 第1号, 33-52.

Kawasumi, H., 1954, Intensity and magnitude of shallow earthquakes, Travaux Scientifique, Publ, BCSI, Ser. A, 19, 99-114.

Lam. Nelson, J. Wilson, A. Chandler and G. Hutchinson, 2000, Response spectral relationships for rock sites derived from the component attenuation model, Earthquake Engng Struct. Dyn., 29, 1457-1489.

森川信之・神野達夫・成田章・藤原広行・福島美光, 2003, 東北日本の異常震域に対応するための距離減衰式の補正係数, 日本地震工学会論文集, 第3巻, 第4号, 13-26.

岡田成幸・宮川忠芳・太田裕, 1985, 高密度震度調査に基づく地域内震度予測式の構成 - 札幌市を例として -, 日本建築学会構造系論文報告集, 348, 11-17.

岡田成幸, 1997, 地震時における防災行政機関の災害情報集積に関する時系列解析, 文部省科学研究費成果報告書, 64pp.

大野晋, 2004, 6.2 距離減衰式のバリエーション, 地盤震動 - 現象と理論 -, 日本建築学会.

中村亮一・島崎邦彦・橋田俊彦, 1994, 震度データトモグラフィによる日本列島の三次元減衰構造および広域震度予測, 地震 2, 47, 21-37.

司宏俊・翠川三郎, 1999, 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 構造系論文集, NO.523, 63-71.

宇佐美龍夫・濱松音蔵・久本壮一・渡辺健・中村亮一・植竹富一, 1992, 震度分布からみた東日本の地震特性, 地震 2, 45, 339-351.

宇津徳治, 1977, 地震学, 共立出版, 310pp.

第2章

広域地震動分布の特徴

2.1 異常震域の定義と要因

震源を点震源であると仮定し，地震波が伝播する地球内部の媒質が均質であれば，地震動強さの空間的な拡がり，震央を中心とした同心円状になると予想される．多くの距離減衰式はこの仮定に立っているといえる．しかし，減衰構造の地域性という条件下で，地震動振幅の空間的広がりは，実際にどのように観測されるのか．1993年釧路沖地震の広域震度分布 [宇佐美 (1996)] (図 2.1) を見ると，等震度線は同心円からかけ離れ，東北日本弧に沿った形状をしている．東北日本弧の太平洋側で発生した地震で観測されるこの震度

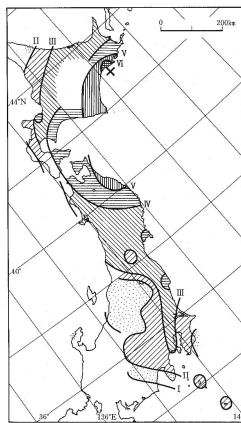


図 2.1 1993 年釧路沖地震の震度分布図 (宇佐美, 1996)

分布に代表されるように，地震動強さの分布は必ずしも同心円状にはならない．震度分布が同心円と著しく異なる場合で，震度が異常に高い地域を異常震域と言う [宇津 (1977)] ．

本章では東北日本でよく見られるやや深発～深発地震に伴う異常震域を主に，遠方における地震動が大きくなる事例を紹介する．尚，SmS 波と Lg 波に関する記述は加藤 (1999) を参考にしている．

2.2 スラブ構造による異常震域

図 2.1 で見たように，太平洋岸で発生した地震の震度分布を見みると，等震度線の形状は火山フロント (VF) に沿って南北に大きく伸びた形となる．以前は高密度アンケート震度調査に頼るところの多かった広域・高密度な地震動強さ分布が，現在では同一精度で計測され公開されている．K-NET により観測された太平洋岸の地震の例 (図 2.2) を見ると，釧路沖地震と同様に VF より太平洋側に，東北日本弧に沿って高震度域が見られる．最大加速度の距離による減衰を VF で東西に地域を分割して見てみる (図 2.3) と，際だって東側の距離による地震動の減衰が小さいことが理解できる．このように，地盤の相異などの局所的な現象で説明不可能な震度分布の異常が古くより指摘され，原因として地震波伝播経路の不均質性が考えられている [例えば伊神 (1975)] ．東北地方で発生した被害地

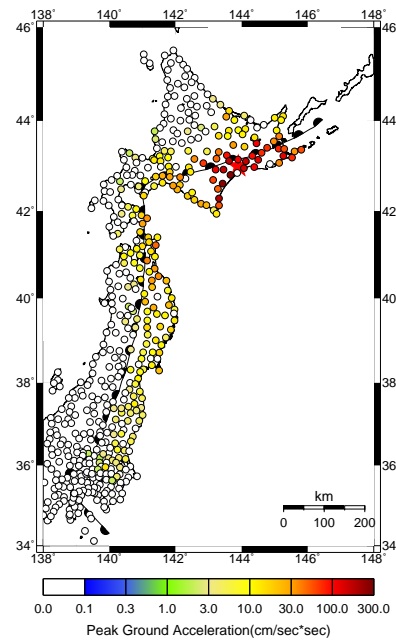


図 2.2 K-NET による地表最大加速度分布 (1999 年 5 月 13 日釧路地方の地震)

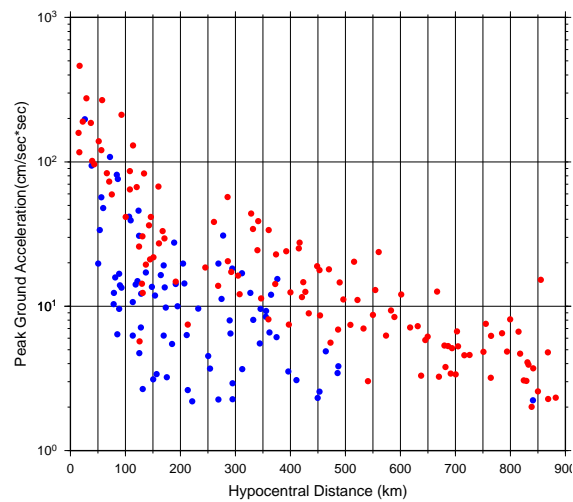


図 2.3 K-NET による地表最大加速度分布の距離による減衰 (1999 年 5 月 13 日釧路地方の地震) 図中: 青が火山フロント背弧側, 赤が前弧側.

震および最大震度 以上の地震を，震源とプレート境界およびアサイスミックフロント (AF:VF より太平洋側に平行して位置する) [吉井 (1975)] との関係から地震を分類すると，各グループの震度分布の特徴は以下に整理される [宇佐美 (1992)] .

- ・ AF より太平洋側の地震は南北に伸びた震度分布となる .
- ・ AF より日本海側の浅い地震は同心円的な傾向を示す .
- ・ AF より日本海側の深い地震は，震央付近よりも遠い地域に高震度の分布が見られる .

これらの現象を説明するモデルとして，図 2.4 が提案されており [宇津 (1997)]，スラブ内の High-Q を地震波がエネルギーをさほど減少することなく遠方まで伝播するため，高震域は VF にそって太平洋岸に現れ，震度分布が同心円からかけ離れていくと考えられる . 一方， $M_{JMA}7.5$ クラス以上の大地震の最大変位データを用いた検討では，太平洋側の地震

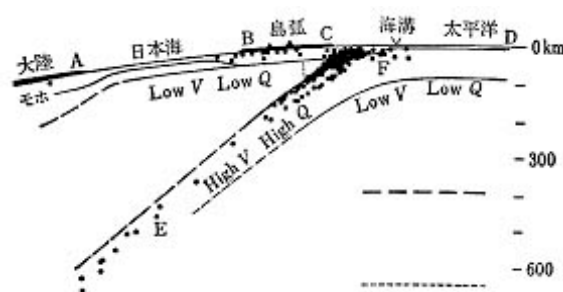


図 2.4 島弧の大局的な深部地下構造モデル (宇津, 1977)

でも振幅分布は比較的同心円状で，距離減衰の傾向も太平洋側の地震と日本海側の浅い地震で大差はないとの報告もある [武村 (1987)] . 原因としては地震波の周期帯の違い，やや長周期地震動が表面波成分に支配され上部マントルの Q 値構造の地域性を受けにくいこと等が指摘されており，高密度強震観測に基づく Q 値の地域的な分布，Q 値の周波数依存性のさらなる把握が必要である .

次に，日本海側の深い地震の震度分布をしてみる . 同様に K-NET で観測された最大加速度分布図 (図 2.5) によれば，先ほどの太平洋側の地震と同様の形状で高震域は分布しており，常識から考えると震央は太平洋側に位置する . しかし実際の震央はウラジオストックで震源の深さは約 600km の地震 (1999/4/8 $M_{JMA}:7.2$) である . 地震波伝播のメカニズムは太平洋岸の地震と同様であり，先の図 2.4 のモデルで説明可能であるが，さらに模式化すると理解しやすい (図 2.6[Fukushima(1997)]) . ここに示されるように，Low-Q をより長く伝播する日本海側において震度は小さく，より短く伝播する太平洋側は震央から遠くとも震度が大きくなるのである . 図中に日本海の深発地震で観測された気象庁震度を，日本海側と太平洋側で比較してある . 日本海側で無感であるのに対して太平洋側で軽震～弱震の震度が観測されており，距離減衰とは全く正反対の傾向を示していることが良く理解できる . 以上東北日本弧から北海道にかけての事例を紹介したが，他の島弧でも同様の現

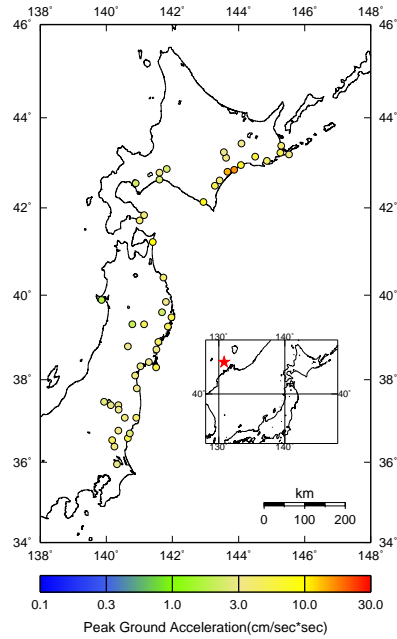


図 2.5 K-NET による最大加速度分布 (1999 年 4 月 8 日ウラジオストックの地震)

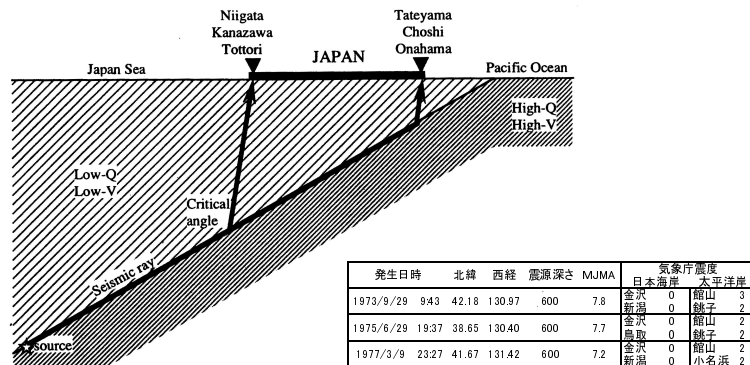


図 2.6 深発地震による地震波伝播経路の概念図 (Fukushima, 1997)

象が見られる [宇津 (1997)] .

これらの現象を踏まえ、スラブ構造を反映させて地震動強さ分布を精度良く推定するための方法として、VF を挟大きく Q 値が変化すると仮定し、VF をまたぐ複数の観測点での強震動を解析し、両側の Q 値を求め各観測点の強震動特性を検討した例 [川瀬 (1994)] や、High-Q, Low-Q に加えスラブより上部かつ VF よりも海溝側の上部マントルと地殻内を Intermediate-Q として与える (図 2.7) ことにより、さらに検討の精度向上を試みた例もある [前田・笹谷 (2001)] . Intermediate-Q の領域を与えることで、深さ約 150km の地震

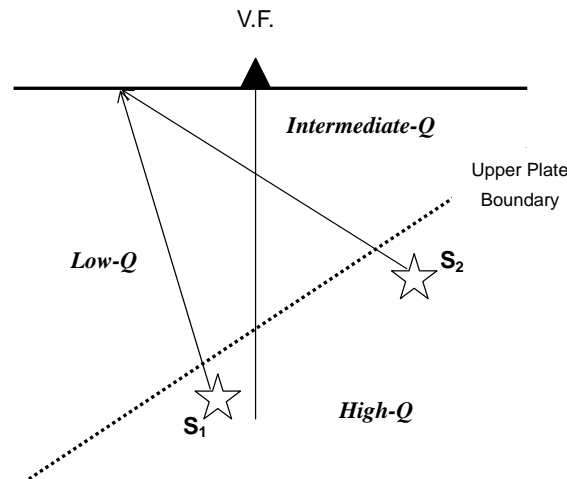


図 2.7 中間的な Q 値を考慮した沈み込み帯付近の地殻モデル ((前田・笹谷, 2001) より作成)

(S_1) と深さ 100km の地震 (S_2) では観測点によって, Low-Q の領域内を伝播する距離が大きく異なるため (図 2.7), スラブ内で発生する地震に対する地震動分布予測の精度は大きく向上すると思われるが, 各領域の形状と値の定量評価までは至っておらず [前田・笹谷 (2001)], 今後の記録の蓄積と解析が待たれる. また, 北海道下の地殻・上部マントルの 3 次元構造モデルを作成して, 差分法を用いた 3 次元数値計算により地震動強さ分布の再現を試みた例もあり [古村・古村 (1999)], 計算機の高性能化に伴い大容量計算が可能となれば, 将来的に防災対策に利用可能な精度までの予測が期待できる.

2.3 その他要因による異常震域

- 地殻内地震における SmS 波の卓越 -

SmS 波は地殻内で発生した地震の地震波が Moho 面で反射して観測点に到達する地震波である. 通常観測される地震波で最大震幅を与える地震波は直達 S 波であるが SmS 波が卓越する例も存在する. 1989 年に発生したロマプリエタ地震の際, 震源から 90-100km はなれた San Francisco や Oakland 地域で被害が発生した. 図 2.8 にロマプリエタ地震で観測された地震動の距離による減衰の様子を示す [EERI(1990)]. 同震央距離では, 軟らかい地盤での増幅は認められるが, 岩盤の観測点においても震源から 90-100km の距離で振幅が減らない傾向があることが指摘でき, この原因が SmS 波の卓越であると考えられる. 図 2.9 のロマプリエタ地震の MM 震度分布図 [EERI(1990)] を見ると, 等震度線の形状が同心円とはならない事が良く理解できる.

日本国内では, 1923 年関東地震とほぼ震源域を同じくする小田原で発生した地震 (1990/8/5 $M_{JMA}:5.1$) の愛知県犬山における観測記録で, Moho 面で反射した地震波が卓越していることが確認され, Generalized Ray Theory においても再現されている [Sato

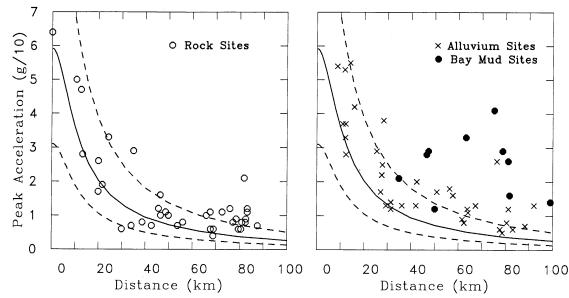


図 2.8 ロマプリエタ地震の最大加速度の距離減衰 (EERI, 1990)

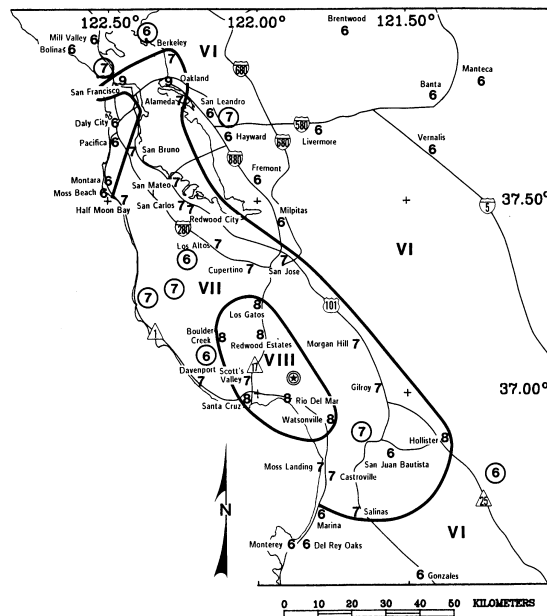


図 2.9 ロマプリエタ地震の MM 震度分布図 (EERI, 1990)

etal.(1998)] . ロマプリエタ地震の例でも明らかのように、もちろん地盤による増幅が被害地域の被害増大の主な原因ではあるが、SmS 波の卓越による、より大きな地震動振幅の基盤への供給がその原因の一つであるとすれば、関東地震での震源域よりやや離れた地域での地震動を検討する際の材料として SmS 波も重要であろう。

ここで、この SmS 波の卓越をどのように予測するかであるが、Generalized Ray Theory 等を用いて想定する地震に対してシミュレーションを行うことは重要であるが、簡便に予測するには適さない。北米大陸の西部の地震を整理し回帰した距離減衰式として、距離 100km 前後 (70-130km) において地震動振幅が減少せずに、一定とするモデルが提案されている [Atkinson and Boore(1995)] . これは震源から近い距離では直達 S 波が卓越するが、距離が離れるにつれて Moho 面から全反射した S 波 (SmS) と直達 S 波の距離減衰とが相殺するために、ほぼ一定の値として減衰式を 3 段階で与える工夫をしたものである

が、あくまで相殺程度であり SmS 波の振幅が上回るものではない。日本ではまだこのような減衰式の提案は見られないが、小田原で発生した地震の解析事例を踏まえれば、今後検討が望まれる。

- 大陸性地殻に特有の波動 Lg 波 -

古村 (1999) は 強震被害に大きく寄与する周期 2-3 秒の波動はサイト特性の影響を強く受けるが、さらにこの波動は Lg 波の卓越周期とも一致するため強震動予測の上では無視できないと指摘している。

Lg 波とは地表と Moho 面との間を多重反射しながら伝播するトラップ S 波であり、卓越周期は 0.2-5 秒付近にあり、地殻内の平均的な S 波速度に対応する 3.5-2.8km/sec の群速度の範囲にエネルギーを持つため、伝播距離とともに波群が延びる [古村 (1999)]。

1985 年メキシコのミチョアカン地震では、震源から 400km 以上離れたメキシコシティで死者 1 万人を超える大被害が発生した。主な原因として考えられるのは、周期 3-5 秒の卓越周期を持つ波動が数分間にわたって盆地内で継続したことであり、メキシコシティ直下の軟弱地盤および大規模な地下構造の不整型性との関連から議論されてきている [Kawase and Aki(1989)]。しかし加えて、メキシコ盆地への入射波が既に Lg 波の影響により長い波群を有していた事を指摘する研究 [Campillo et al(2001), Furumura and Kennett(1999)] もある。

日本においては、J-array 観測記録から日本周辺における Lg 波の減衰消失が定量的に検討されている [Furumura and Kennett(2001)]。大陸と比較し、日本では Lg 波の減衰は大きい [宇津 (1997)] とされているが、J-array のデータを用い、日本周辺の Lg 波の伝播性状を観測された Sn 波と Lg 波の振幅比を伝播経路に沿って逆投影することにより、Lg 波強度の空間性状がインバージョンされている (図 2.10) [Furumura and Kennett(2001)]。この図が示すように Lg は本州の西部で特によく励起され、古くより指摘されるように日本海では Lg 波の減衰が非常に大きい。近年の被害地震では、1995 年兵庫県南部地震や 2000 年鳥取県西部地震でその影響が確認され、特に気象庁マグニチュードの過大評価が話題となった 2000 年鳥取県西部地震 (M_{JMA} 7.3 M_W 6.6) では、計算に用いられた記録が Lg 波の卓越に影響されていると考えられる [Furumura and Kennett(2001)]。

Lg 波が地震動の最大振幅を与える可能性があることを述べたが、Pseudo Spectral 法による再現は予測手法の一つである。経験式としては、北米西域で提案されている距離減衰式で、震源距離 130km 以上の関数型に Lg 波の影響が考慮されている [Atkinson and Boore(1995)]。ミチョアカン地震の事例では、メキシコシティでの大被害を左右したのは盆地構造による影響が非常に大きい、Lg 波の励起がその大振幅に寄与したことも否めない。すなわち、震源から遠い地域でも地震被害を拡大させる可能性がある Lg 波の励起は地震基盤への入力を考える上では重要な要素であり、注意する必要がある。

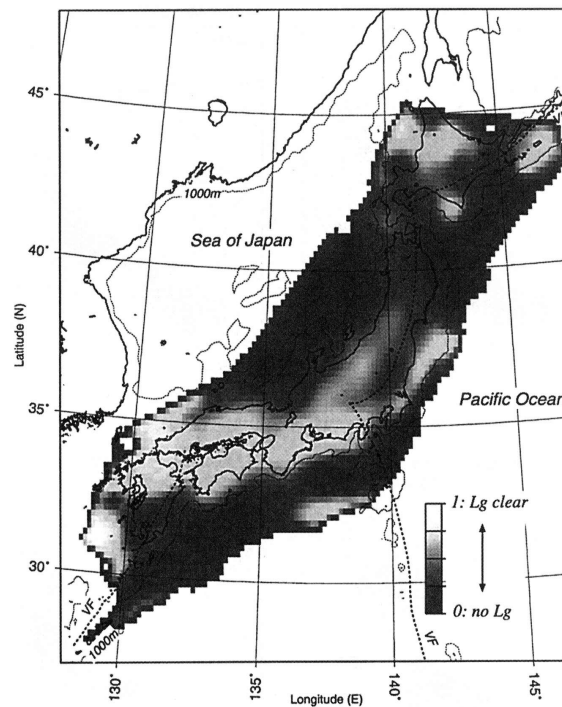


図 2.10 日本周辺における Lg 波の励起強度分布 (Furumura and Kennet, 2001)

2.4 本章のまとめ

本章では異常震域の定義とその要因に関し、特に、スラブ構造が影響した異常震域に関して述べた。図 2.1 のような震度分布では、特に同心円とかけ離れた形状をしているのが震度 以下等の震度線である。震度 以下では建物被害の危険性は低い、この地震では人的被害が震度 の領域でも発生しており、農業被害などになると震度 の領域でも発生している [岡田 (1993)]。地震直後の対応を迫られる行政体にとって、地震発生時に職員召集や災害対策本部の設置に関する意思決定の判断材料となるのは、震度や津波に関する警・注意報であり、震度に関しては多くの自治体はその基準を震度 としている。実際 1993 年釧路沖地震発生直後に対応をとった市町村は震度 ~ の地域に良く対応している [岡田 (1993)]。すなわち、想定される地震に対し、異常震域を踏まえて震度 程度までの広域の震度分布をあらかじめ予測しておくことは、構造物被害が発生しなくとも、行政の意思決定に対して貴重な情報を提供する。

本章では、距離減衰式から観測値が乖離する現象に関して述べたが、重要なことは、これら特異な現象を理解しようとする努力も重要であるが、その成果を将来起こりうるであろう地震時の減災に生かすにはどうするかと考えることも必要である。異常震域の盆地構造などによるさらなる増幅を除いては、建物被害に直結する地震動とはならない事例であるが、同心円とならない地震動強さの空間分布を予測することは、利用する立場が違えば

非常に貴重な情報となる。近年の計算機能力の向上により、工学的に利用可能な精度までのシミュレーションも行われ、多くの成果があげられ、今後益々期待できる。しかし一方、すべての立場の者が利用できるものではない。例えば、北米大陸西域では既往の距離減衰式を組み合わせ、想定される地震動強さを予測しようとするものもみられる [Lam et al.(2000)]。このように、距離減衰式を改良し、より広域に精度良く、さらには簡便に地震動強さの空間分布を予測する方向性の研究も一つの立場として必要であり、本研究で開発する手法もその1例であると言える。

第 2 章の参考文献

Atkinson, G. and D. Boore, 1995, Ground-motion relations for eastern North America, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 17-30 .

Campillo, M., J. Gariel, K. Aki, and F. Sanchez-Sesma, 2001, Destructive Strong Ground Motion in Mexico City: Source, Path, and Site Effects During Great 1985 Michoacan Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91, 667-682 .

EERI, 1990, Loma Prieta Earthquake Reconnaissance Report, *Earthquake Spectra*, Suppl. 6 .

Fukushima, Y., 1997, Comment on "Ground Motion Attenuation Relations for Subduction Zones", *Seism. Res. Lett.*, 68, 947-951 .

古村美津子・古村孝志, 1999, 北海道周辺の被害地震の 3 次元数値シミュレーション, 第 4 回都市直下地震災害総合シンポジウム, 447-450 .

古村孝志, 1999, 不均質な地殻・上部マントル構造における地震波の伝播と減衰異常, 第 4 回都市直下地震災害総合シンポジウム, 109-112 .

Furumura, T. and B. Kennett, 1999, On the nature of regional seismic phases - . The influence of crustal heterogeneity on the wavefield for subduction earthquakes: the 1985 Michoacan and 1995 Copala, Guerrero, Mexico earthquakes, *Geophys. J. Int.*, 135, 1060-1084 .

Furumura, T. and B. Kennett, 2001, Variations in Regional Phase Propagation in the Area around Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91, 667-682 .

伊神輝, 1975, 日本の火山前線下における地震波の減衰, *地震* 2, 28, 61-73 .

加藤研一, 1999, 観測記録に基づく伝播経路の減衰評価, 日本建築学会第 27 回地盤震動シンポジウム, 17-28 .

川瀬博, 1994, 北海道内の各地気象台における強震動特性, 日本建築学会構造系論文集, 459, 57-64 .

Kawase, H. and K. Aki, 1989, A study on the response of a soft basin for incident S, P, and Rayleigh waves with special reference to the long duration observed in Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 1361-1382 .

Lam, Nelson, J. Wilson, A. Chandler and G. Hutchinson, 2000, Response spectral relationships for rock sites derived from the component attenuation model, *Earthquake Engng Struct.*

Dyn., 29, 1457-1489 .

Mori, J . and D. Helmberger , 1996 , Large-amplitude Moho reflections (SmS) from Landers aftershocks, Southern California, Bull. Seism. Soc. Am., 86, 1845-1852.

前田宜浩・笹谷努, 2001 , 上部マントルの異常構造が強震動に与える影響 , 北海道大学地球物理学研究報告, 64, 91-113 .

岡田成幸 , 1993 , 1993 年釧路沖地震の教訓と課題 - ソフト地震工学の見地から - , 1993 年日本建築学会大会 PD 資料 , 21-28 .

Sato, T., D. Helmberger, P. Somerville, R. Graves, and C. Saikia, 1998 , Estimates of Regional and Local Strong Motions during the Great 1923 Kanto, Japan, Earthquake (Ms 8.2). Part 1: Source Estimation of a Calibration Event and Modeling of Wave Propagation Paths, Bull. Seism. Soc. Am., 88, 183-205 .

武村雅之 , 1987 , 地球内部における地震波の減衰と距離減衰式 , 日本建築学会第 15 回地盤震動シンポジウム , 33-46 .

宇佐美龍夫・濱松音蔵・久本壮一・渡邊健・中村亮一・植竹富一 , 1992 , 震度分布からみた東北日本の地震の特性 , 地震 2 , 45 , 339-351 .

宇佐美龍夫 , 1996 , 新編日本被害地震総覧 [増補改訂版] , 東京大学出版会, 494pp .

宇津徳治, 1977 , 地震学 , 共立出版, 310pp .

吉井敏尅 , 1975 , "Aseismic Front" の提案 , 地震 2 , 28 , 365-367 .

第3章

地震波伝播経路を考慮した 広域地震動分布の解析

3.1 考え方

前章までで、北海道・東北地域における震度分布の特徴に付いて述べ、その原因については火山フロント下の low-Q low-V と日本列島大陸下に沈み込む high-Q, high-V の海洋プレートの影響によるものである、という定性的な議論にとどまっていることを指摘してきた。既往の距離減衰式ではこのような特徴的な震度分布等を予測することが不可能である。以上より、地震波伝播特性を考慮した、広域地震動分布を定量的に把握する必要がある。本章では、太平洋プレートの沈み込みをモデル化し、簡易なレイトレーシングを実施することで、広域地震動分布の解析を行う。

3.2 解析手法

本研究では、既往のプレートの沈み込み構造を基に、伝播経路を求め、北海道における震度分布予測手法の提案を行う。既往の距離減衰式においては図 3.1 に示すように、震源から観測点までの伝播経路が均一であると仮定している。ここでは、それに代わり、既往の研究から Q-値構造が大きく異なるということを仮定している（図 3.2）。地球内部の地下構造を逆解析を行い、求める研究も見られるが、本研究においては、直接 Q-値構造を把握することにはつとめず、あくまで工学的利用をにらんだ予測式の構成に力点を置く。

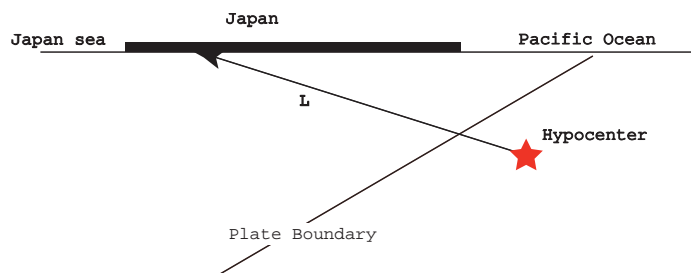


図 3.1 既往の距離減衰における震源から観測点までの経路

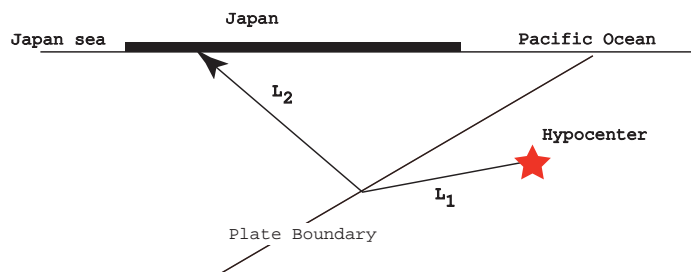


図 3.2 本研究における震源から観測点までの経路

本手法は以下の仮定を基に解析を行った。

1. 震度に寄与する地震波は主に直達S波である。
2. 太平洋プレートは High-Q, High-V であり, それより上部は Low-Q, Low-V である。
3. プレートの沈み込み構造は, 海野・他(1984)により示された2重深発地震面とする(図3.5)。
4. 震源と観測点を含む地表への鉛直断面内をスネルの法則(図3.3)に従って伝播する。

以上の仮定をふまえ各地震で, いくつかの断面を設定しその断面上に存在する観測点に関する, プレート内の伝播経路(L_1), プレートより上部の伝播経路(L_2)を求めた。尚, スネルの法則は, 図3.3が与えられたときに, 式3.1の関係で示される。

$$\frac{\sin i_1}{V_1} = \frac{\sin i_2}{V_2} \quad (3.1)$$

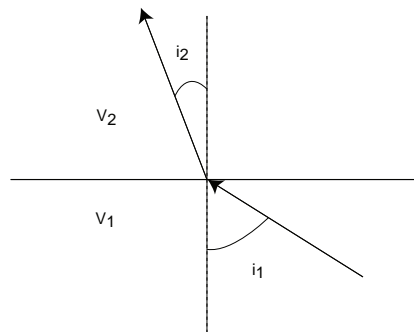


図3.3 スネルの法則

求めたそれぞれの伝播経路(L_1, L_2)を説明変数とし, 震度を目的変数として回帰を行う。本解析の大まかな流れを図3.4に示す。

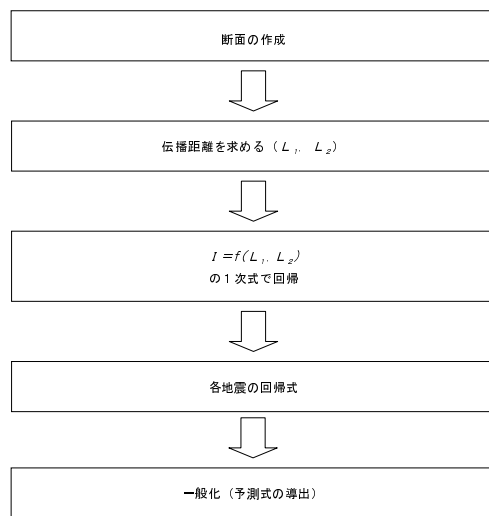


図 3.4 解析のフロー

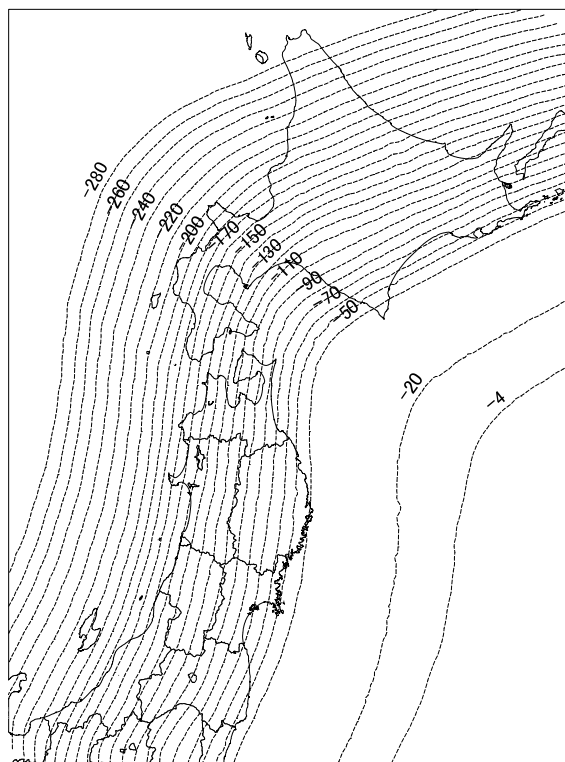


図 3.5 東北北海道地域の2重深発地震面上面 ((海野・他, 1984) より作成)

3.3 レイトレーシング

3.3.1 概要

伝播経路を計算するときは、地震波速度分布構造に従って、波線理論に従って求められる。特に、東北日本弧においては太平洋スラブが南北に走るので、速度モデルの3次元構造に波線は強く影響されると思われる、正確に求めることは非常に困難である [纈纈 (1991)]。纈纈 (1991) は、速度が不均質で不連続な媒質についてレイトレーシング (波線追跡) の定式化を行い、それをを用いて、プレート沈み込み帯のレイトレーシングを実行しているが、水平構造の変化と加えて、潜り込むスラブ内の中を長く走る波線の場合鉛直下側へ引かれる傾向が強いと指摘している。しかし、波線の正確な追跡には、正確な速度構造のモデルが不可欠であり、本手法ではきわめて単純に太平洋スラブ上面のみを境界としているため、3次元で正確に波線を追跡するまでの精度を有していると思われぬ。そこで、前節で示したように、あくまで単純に鉛直断面内での波線を仮定している。

3.3.2 3次元構造から2次元構造の作成

第1に、上面のコンターを元に、震源および観測点を結んだ直線と、コンターとの交点を求め (図 3.6)、震央を原点とした、km 単位の平面座標を作成する (図 3.7)。次に、プレート上面の座標をスプライン関数で接続する (図 3.8)。スプライン関数を用いるのは、全区間で微分可能であるためであり、経路探索に非常に有利である。

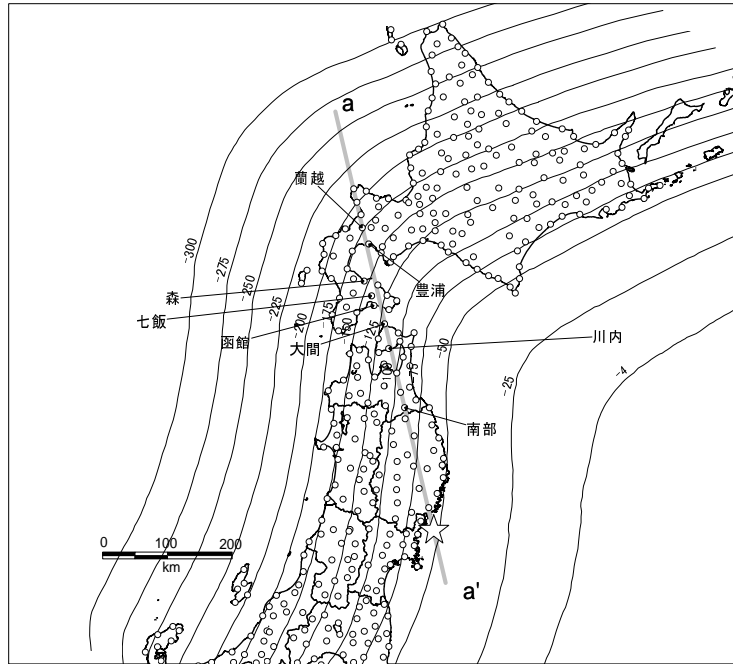


図 3.6 断面を求める測線例

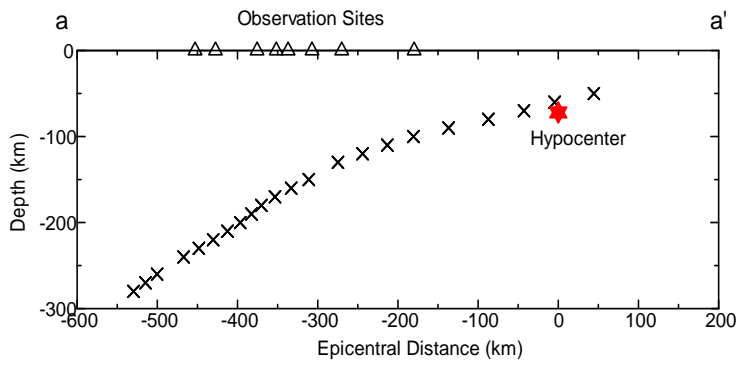


図 3.7 得られたコンターとの交点

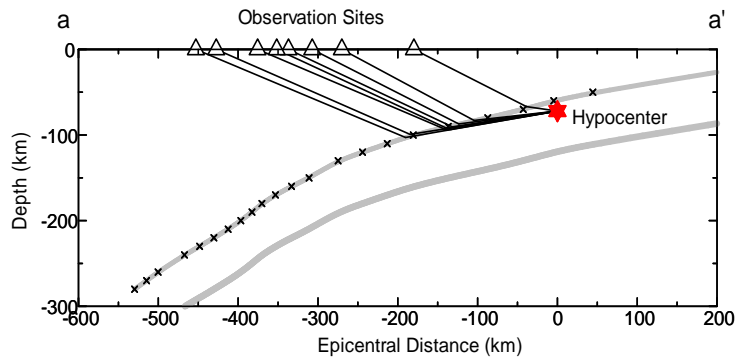


図 3.8 スプライン補間した断面と求められた波線例

3.3.3 速度構造の勾配等を考慮した検討

ここでは、スラブ以浅とスラブ内での速度構造が一定と仮定するか、変化が有る物と仮定するかで伝播経路の長さがどの程度変化するかを比較検討する。

レイトレーシングを実施する際に重要なパラメータは速度である。波線はスネルの法則に従うため、全て速度構造により規定される。沈み込み帯でのレイトレーシングを実施する際、極座標系で速度構造を双曲線関数により与えている例もあるが[纈纈(1991)]、物理探査などで行うレイトレーシング実施する際、地表から深さ方向に一定の傾きで速度が増加すると仮定する場合が多い[狐崎(2001)]。一定の傾き(一次関数)で速度構造を与えると、波線は円弧となる。また、速度が各構造内で一定で有れば、直線となり、境界面でのスネルの法則を満たす伝播経路となる(図3.9)。

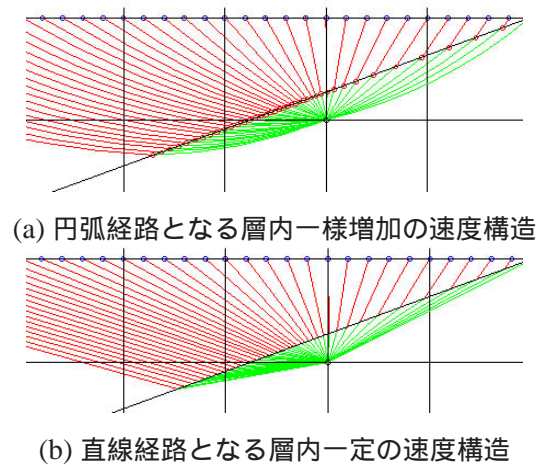


図3.9 速度構造を一様増加とした場合と、一定とした場合の波線の違い

沈み込み帯の速度構造は Miyamachi et al.(1994) 等で求められているが、ここでは Miyamachi et al.(1994) による北海道地方の太平洋プレート付近の S 波速度構造からスラブ内とスラブより上部での速度を与えることとする。Miyamachi et al.(1994) によれば、スラブ表面がほぼ 4.6km/sec であり、地殻内が 3.8km/sec であり、求められている断面図より、スラブ以浅では深さ方向に $0.005(\text{km/sec})$ とし、スラブ無いではスラブ表面へ垂直下方へ 0.01 とした。

傾斜角度の検討

ここで、プレート等深線よりも明らかなように、北海道では断面の取り方により、沈み込む角度が大きく異なる。そこで、沈み込み角度を 45 度から 5 度まで変化させ、それぞれのモデルでの伝播経路長さの構成比 $L_1 / (L_1 + L_2)$ を比較した(図3.10)。これを見ても直線経路での波線長と円弧で求める波線長がさほど変わらず、大きく経路長さが変化するのは、モデル下層が地表に露呈し、そこへ直達する経路であり、実際の解析では対象範

圏外となる地域であり、直線経路で特に問題は無い。

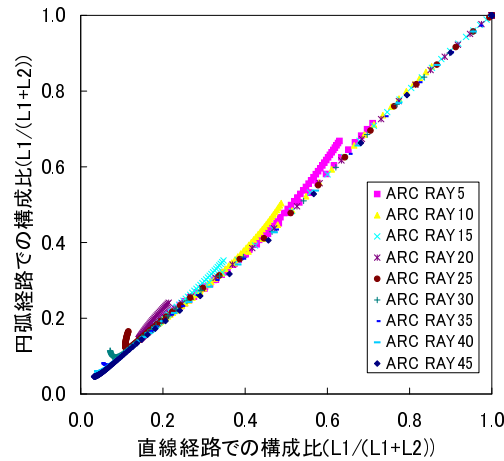


図 3.10 プレーートの傾斜角度の変化による直線経路と円弧経路の各層内距離の構成比

速度値の検討

Miyamachi et al.(1994)でも明らかなように、地域により速度は変化している。各構造内を一定とする際の値の取り方で、円弧経路との波線長がどの程度変化するかを検討する。円弧経路での速度パラメータは固定し、一定構造における速度値を変化させた。変化はスラブ内 (V_1) で $4.6 - 4.8 \text{ km/sec}$ 、スラブ以浅 (V_2) では $3.8 - 4.4 \text{ km/sec}$ を 0.2 刻みで検討した。結果は図 3.11 のようである。速度のコントラストが高いモデルでは、沈み込み深さが深い観測点への波線経路において、スラブ内での経路長さは長くなる。またコントラストが低いと、円弧経路と比較して大幅にスラブ内経路の長さが減少する。スラブ以浅での経路に関してはさほどの誤差は生じない。これにより、与える速度構造により直線経路で非常に大きな経路長さの変化が有ることが明らかになった。

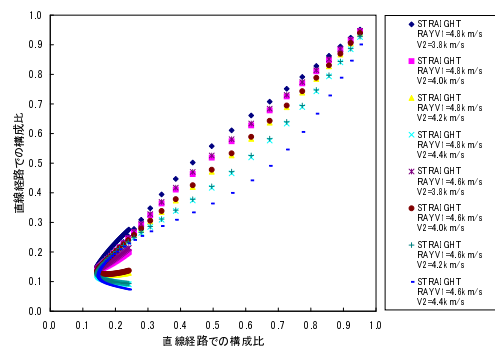


図 3.11 2層の速度コントラストによる直線経路と円弧経路の各層内距離の構成比

ここで、どの値を取るかであるが、図 3.11 を見ると、 $V_1 = 4.8 \text{ km/sec}$ $V_2 = 3.8 \text{ km/sec}$ と $V_1 = 4.6 \text{ km/sec}$ $V_2 = 3.8 \text{ km/sec}$ とでは、円弧経路に対する長さ関係が逆転しており、

この中間に、円弧経路との相関の高い値が存在すると思われる。図 3.11 のうち、バラツキのもっとも小さいモデルは $V_1 = 4.8\text{km/sec}$ $V_2 = 3.8\text{km/sec}$ であり、以降、直線経路で求めるための速度モデルはスラブ内 $V_1 = 4.8\text{km/sec}$ 、スラブ以浅 $V_2 = 3.8\text{km/sec}$ とする。

以上により対象地域でのレイトレーシングは、2層の傾斜構造で、各構造内を一定の速度（スラブ内： 4.8km/sec 、スラブ以浅： 3.8km/sec ）とした波線追跡とする。

3.4 データ

3.4.1 解析に用いる地震データ

k-NET で観測された地震のうち、北海道東北地域で発生した、スラブ内地震を対象とする。広域を有感ならしめた地震は比較的少ないが、そのうち M5.5 以上の地震を対象とした。対象とする地震を表 3.1 に、震央位置を図 3.12 に示す。

表 3.1 解析に用いた地震の諸元

No.	DATE	TIME(JST)	LONGT(E)	LAT(N)	Depth(km)	(M_{JMA})	Region
1	1999/05/13	02:59	143.9	43.0	106	6.3	KUSHIRO REGION
2	2000/01/28	23:21	146.7	43.0	59	7.0	OFF NEMURO PENINSULA
3	2000/12/22	19:13	147.4	44.5	141	6.5	ETOROHU ISLAND
4	2001/04/27	02:49	145.9	43.0	80	5.9	OFF NEMURO PENINSULA
5	2001/12/02	22:02	141.3	39.4	122	6.4	SOUTHERN IWATE PREF
6	2002/12/01	18:57	144.0	42.7	103	5.5	SE OFF TOKACHI
7	2003/05/26	18:24	141.8	38.8	72	7.1	KINKAZAN REGION

3.4.2 震度分布図

用いた地震の震度分布図を図 3.13-3.19 に示す。何れも 2 章で述べた、太平洋側に沿った有感域が見て取れる。

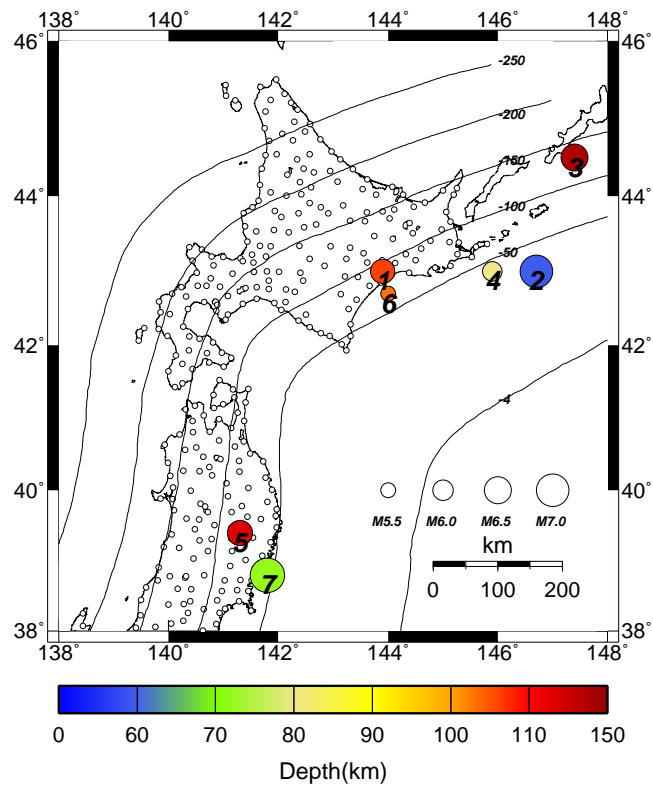


図 3.12 7地震の震央位置

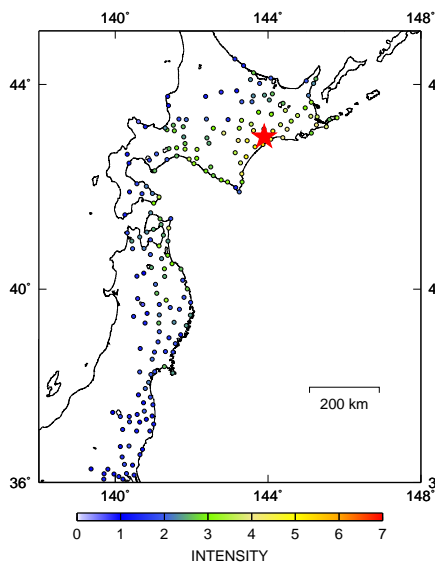


図 3.13 1999年5月13日の地震

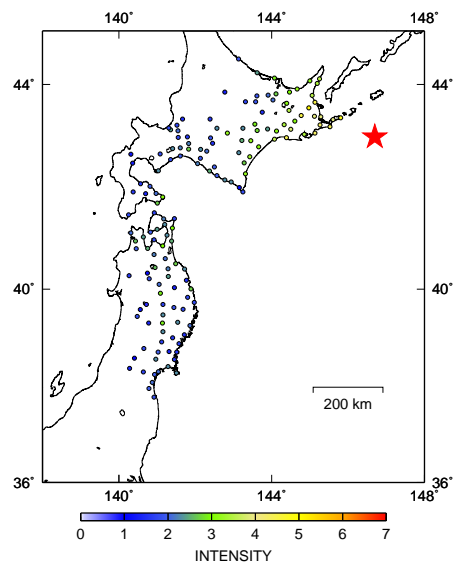


図 3.14 2000年1月28日の地震

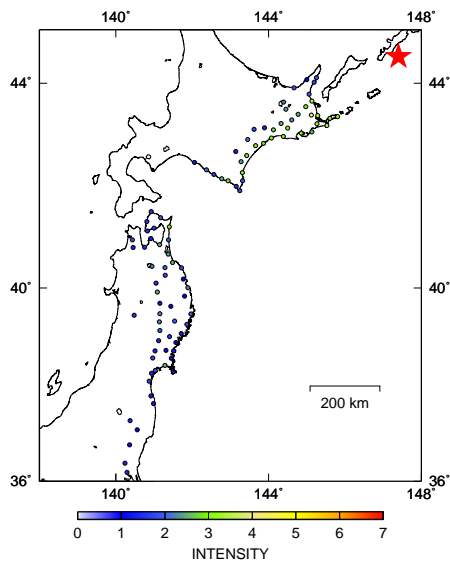


図 3.15 2000 年 12 月 22 日の地震

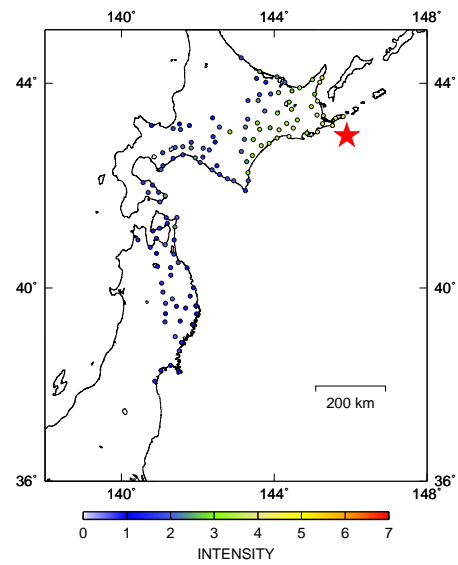


図 3.16 2001 年 4 月 27 日の地震

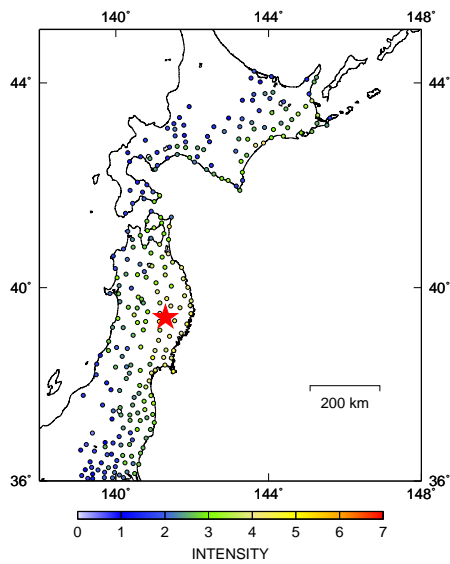


図 3.17 2001 年 12 月 02 日の地震

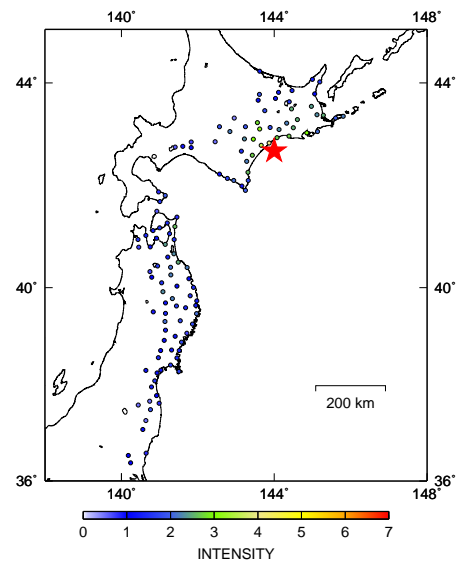


図 3.18 2002 年 12 月 01 日の地震

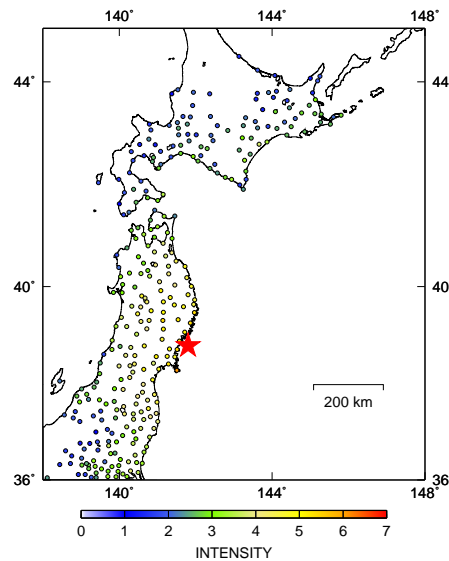


図 3.19 2003 年 5 月 26 日の地震

3.4.3 減衰の傾向

各地震の震源距離に対する震度を図 3.20-3.26 に示す．既往の距離減衰式の作成においては，これらの関係に一つの式を当てはめるものであるが，図を見ても明らかなように，非常にばらつきが大きい．各図において，地点毎にレイトレーシングして求められた， L_1 ， L_2 をもちいた構成比 ($L_1/(L_1 + L_2)$) 毎に色が塗り分けてある．構成比が大きくなる，すなわち，太平洋プレート内の伝播経路の長い観測点においては高震度である．逆に，比の小さいプレート上部を長く伝播する観測点においては振幅が小さくなるのが非常に良く理解出来る．これより明らかなように，既往の距離減衰式からの残差を表層地質の影響であると考え方には無理があり，広域震度分布に非常に大きな伝播経路の影響が含まれていることが理解出来る．構成比によって，震度の距離による減衰の傾向が大きく異なり，すなわち，回帰の変数としての L_1 ， L_2 が有効であろう事が予測される．

3.5 解析

地震動の観測記録は震源距離 R を用い周波数の関数として表現すると式 (3.2) と表せる．

$$O(f) = S(f)R^{-n} \exp\left(\frac{-\pi f R}{Q(f)V}\right) G(f) \quad (3.2)$$

右辺は順に震源項，幾何減衰項・内部減衰項，サイト特性である．両辺を常用対数を取ることによって (3.3) 式となり，

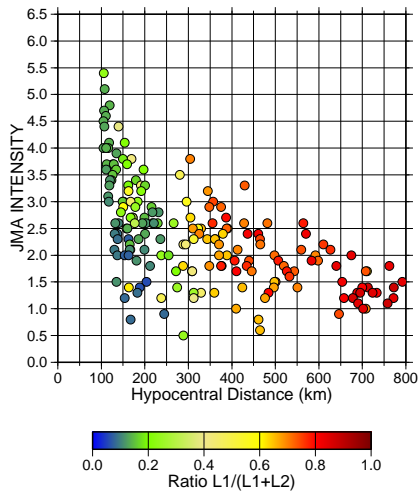


図 3.20 1999 年 5 月 13 日の地震

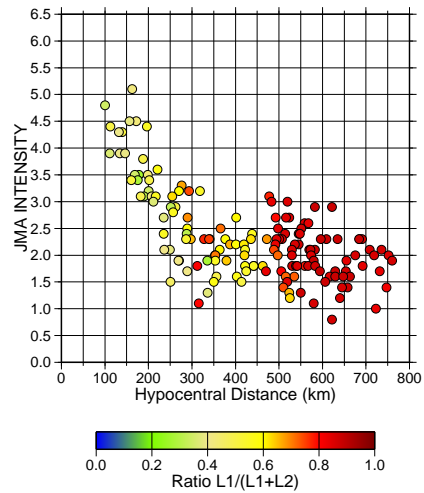


図 3.21 2000 年 1 月 28 日の地震

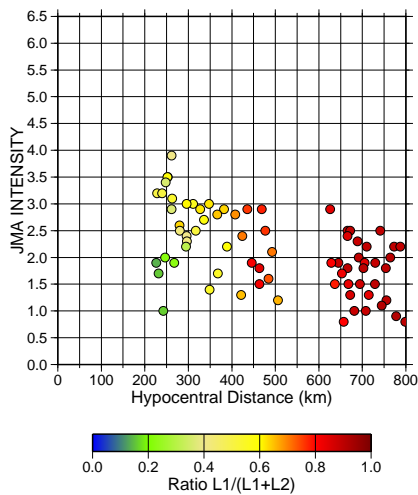


図 3.22 2000 年 12 月 22 日の地震

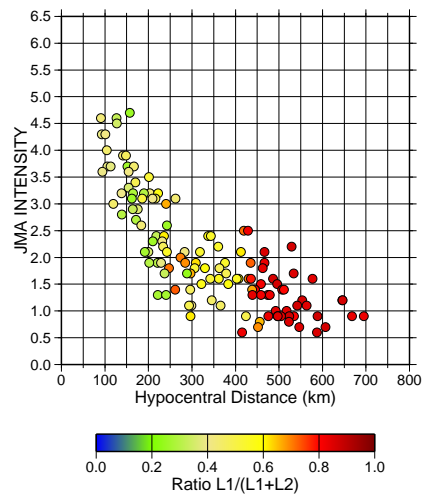


図 3.23 2001 年 4 月 27 日の地震

$$\log O(f) = \log S(f) - nR - \log(e) \left(\frac{\pi f R}{Q(f)V} \right) + \log G(f) \quad (3.3)$$

ここで、実体波を仮定すると $n=1$ である。

ところで、震度と物理量の関係は様々な議論があるが、既往の変換式では、速度や加速度の最大振幅の常用対数表現が多く、特にその係数は 2.0 周辺の値をとる [翠川・他 (1999), Muramatu (1966)]。そこで、本研究では震度が地震動のある周期 f_0 の振幅の常用対数で表現できると仮定し、(3.4) 式とした。

$$I = 2.0 \log O(f_0) + \beta \quad (3.4)$$

さらに震源項は M の一次式で与えられると仮定すると、(3.2) 及び (3.3) 式より気象庁

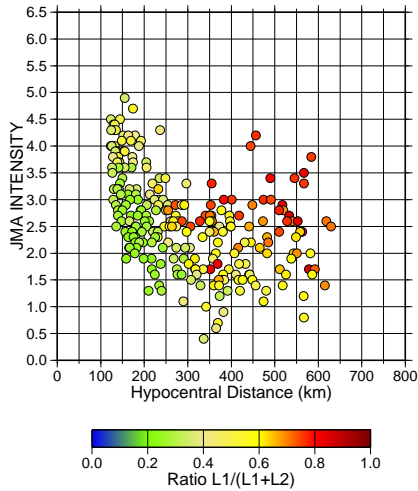


図 3.24 2001 年 12 月 02 日の地震

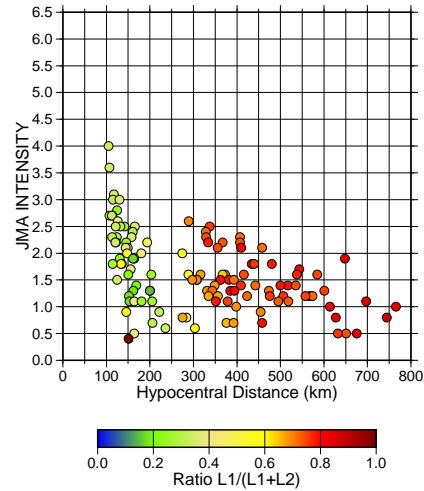


図 3.25 2002 年 12 月 01 日の地震

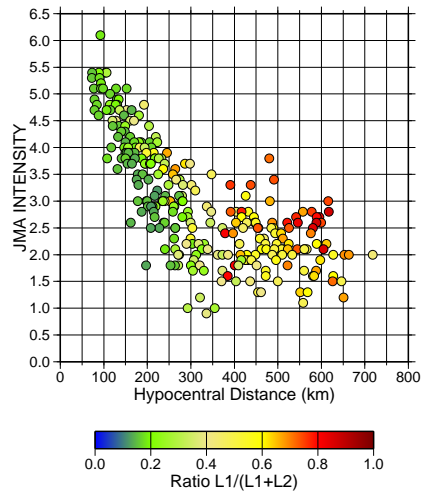


図 3.26 2003 年 5 月 26 日の地震

マグニチュード (M_{JMA}) を用いて、震度の震源距離による減衰式として次式を得る。

$$I = a \cdot M_{JMA} + C - 2 \cdot \log R - b \cdot R \quad (3.5)$$

ここに I は計測震度であり、 C は震源、サイト係数に加え、震度変換の際の定数項が含まれる。本手法においては観測点までの、 L_1, L_2 の長さを求めており、それを考慮して変形すると

$$I = a \cdot M_{JMA} + C - 2 \cdot \log(L_1 + L_2) - b_1 L_1 - b_2 L_2 \quad (3.6)$$

となる。ここでは2変数で回帰することによる精度向上に関して検討するために、各地震に対して (3.5)(3.6) 式でそれぞれ、回帰分析を行う。実際に回帰を行う際にはそれぞれ

(3.7)(3.8) 式に変型し左辺を目的変数, L_1, L_2 を説明変数として各地震毎に回帰を行う.

$$I + 2 \cdot \log R = C - b \cdot R \quad (3.7)$$

$$I + 2 \cdot \log(L_1 + L_2) = C - b_1 L_1 - b_2 L_2 \quad (3.8)$$

各地震の緒元と回帰結果による定数 C, b_1, b_2 を表 3.2 に示す.

表 3.2 伝播経路特性を考慮した回帰式による各地震の係数

No	震源深さ (km)	M	C	b_1	b_2	R^2 値
1	106	6.3	8.4	0.0003	0.0082	0.18
2	59	7	8.8	0.0011	0.0078	0.27
3	141	6.5	8.8	0.0010	0.0079	0.14
4	80	5.9	8.5	0.0025	0.0077	0.43
5	122	6.4	8.5	-0.0018	0.0094	0.39
6	103	5.5	6.7	-0.0012	0.0047	0.13
7	72	7.1	9.4	0.0007	0.0081	0.49

表 3.2 から明らかに, スラブ内を伝播する経路に対する係数 L_1 は, スラブより上部の経路に対する係数 L_2 と比較し, 非常に小さい. 地震 5,6 においては, 値が負となっており, 増幅の意味を持っている. すなわち, スラブ内の経路では地震波は減衰が非常に小さく太平洋側で遠地まで有感域となることを定量的に裏付けるものである. 式 3.5 で回帰した係数は表 3.3 に示す.

表 3.3 震源距離による各地震の回帰係数

No	震源深さ (km)	M	C	b	R^2 値
1	106	6.3	7.4	0.00039	0.01
2	59	7	7.9	0.00080	0.06
3	141	6.5	7.6	0.00030	0.02
4	80	5.9	7.9	0.00253	0.33
5	122	6.4	7.5	0.00009	0.00
6	103	5.5	6.2	-0.00087	0.06
7	72	7.1	8.6	0.00223	0.23

表 3.2 と表 3.3 の回帰決定係数 R^2 値を比較すると, 本手法による回帰の精度の高さが理解出来る.

3.6 議論と予測式の一般化

以上で, 伝播経路を考慮して震度分布を回帰する事で, 精度の高い予測式が構築出来る可能性を示した. 表 3.2 と表 3.3 における, 定数項と M_{JMA} との関係を示すと, 図 3.27,

図 3.28 となる．それぞれの図中に直線回帰とその決定係数を示したが，伝播経路を考慮することで，震源の評価が精度良くされていることが理解出来る．

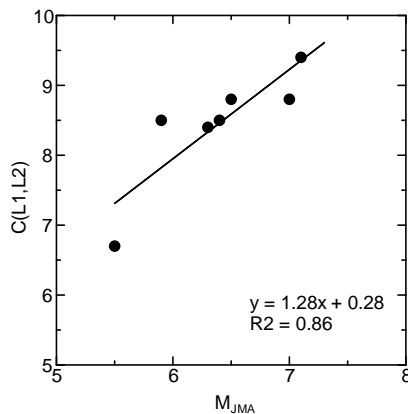


図 3.27 M_{JMA} と本手法による回帰で得られた定数項の関係

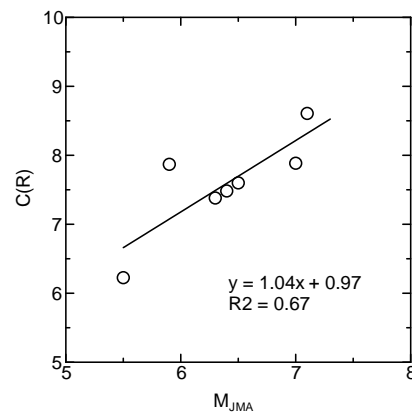


図 3.28 M_{JMA} と震源距離での回帰で得られた定数項の関係

ここでは，全地震同時に回帰し，スラブ内及び上部の減衰係数の違いを定量的に求める．回帰の方法は２段階回帰 [福島 (1993)] を用いた．具体的には，第 1 段階で (3.9) 式により b_1, b_2 を求める．

$$I = -2 \log(L_1 + L_2) - b_1 L_1 - b_2 L_2 + \sum d_i l_i \quad (3.9)$$

このとき， d_i は地震毎に与えられるダミー変数であり l_i はその係数である．次に各地震に対して，得られた b_1, b_2 を用いて，各観測値の

$$I + 2 \log(L_1 + L_2) + b_1 L_1 + b_2 L_2 = C \quad (3.10)$$

となる値を求め，(3.10) 式で得られる値から (3.6) 式の気象庁マグニチュード (M_{JMA}) で回帰する．

$$C = a M_{JMA} + c \quad (3.11)$$

本式において， a は回帰係数， c は定数項である．以上により得られる回帰式を (3.12) 式に示す．

$$I = 2.3 + 1.0 M_{JMA} - 2 \log(L_1 + L_2) - 0.0004 L_1 - 0.0074 L_2 \quad (3.12)$$

なお，震源距離のみで回帰して得られる予測式は式 (3.13) に示される．

$$I = 2.7 + 0.77 M_{JMA} - 2 \log(R) - 0.0008 R \quad (3.13)$$

式 (3.12) を見ると，プレートより上部での減衰係数が，プレート内と比較し 15 倍程度で，太平洋側で発生した地震における，太平洋岸での有感域の分布や，また，日本海域の

深さ 500km 以深の地震において見られる太平洋側での有感域を、定量的に示したと言えよう。地震波伝播特性を評価することによって、マグニチュードに関する相関係数が大きく向上しており、震源評価項についての精度も向上し、 $I(M, L_1, L_2)$ では震度分布の傾向だけではなく、予測震度の絶対値についての精度の向上が期待できる。一方、伝播特性を考慮しない予測式においては、震源の評価に関しても予測誤差が大きくなる可能性が高い。

3.7 結果を用いた予測

前節で一般化した予測式を基に、回帰に用いた 7 地震の震度を予測したものを図 3.29 ~ 3.35 に示す。同時に観測された震度と、従来の減衰式に相当する、震源距離のみで回帰した一般式 (3.13) で予測した震度も同時に示した。これらによると、従来法での予測では太平洋側での有感域の伸びが正確に予測出来ていないが、本手法では、それらが良く再現されていると言える。

次に、回帰式作成に使用していない過去の被害地震での予測を試みる。ここでは、1993 年 1 月 15 日に釧路地方で発生した、深さ 101km を震源とする 1993 年釧路沖地震 (図 4.21) と、1994 年 10 月 14 日に根室半島東方沖の深さ 30km を震源として発生した、1994 年北海道東方沖地震 (図 4.22) に適用する。両地震共に太平洋スラブ内で発生した地震であり、北海道の広域に渡り被害を及ぼした。伝播経路を考慮しない距離減衰式との比較のため、従来法に相当する式 (3.13) による予測震度も算定する。なお、当時は高密度強震観測網が存在しないので、比較のため、宇佐美 (1996) による震度分布図を同時に示す。

両地震共に震度分布は、太平洋プレートの High-Q の影響を受けるために等震度線は北海道地方では東西方向に、東北地方では南北方向に伸びる。すなわち、東北地方にかけては地震波伝播特性により震源距離の割に高震度となる。既往の距離減衰式では、予測震度は震央を中心とした同心円となるが、本手法においては、太平洋に沿って有感域が示されている。特に何れの地震においても、地震規模は今回予測式を作成したデータベース外であるにも関わらず、震度 4 以上の地域が的確に予測出来ている。また、日本海側での震度の低減も比較的良く再現している。ただし、道北へ向けての急な減衰に関しては再現力が若干乏しい。

Kawasumi(1954) に代表されるような内部構造を均質という仮定による距離減衰式では地震波伝播特性を評価できないために精度の高い予測は期待できない。東北地方から関東地方にかけての遠方の観測点では、予測震度は観測震度よりも低くなる傾向があり、その予測誤差は震度差 1.0 ~ 3.0 程度にもなる。

本手法 $I(M, L_1, L_2)$ による震度分布では、東北地方から関東地方にかけての等震度線が伸びる傾向をよく再現できる。

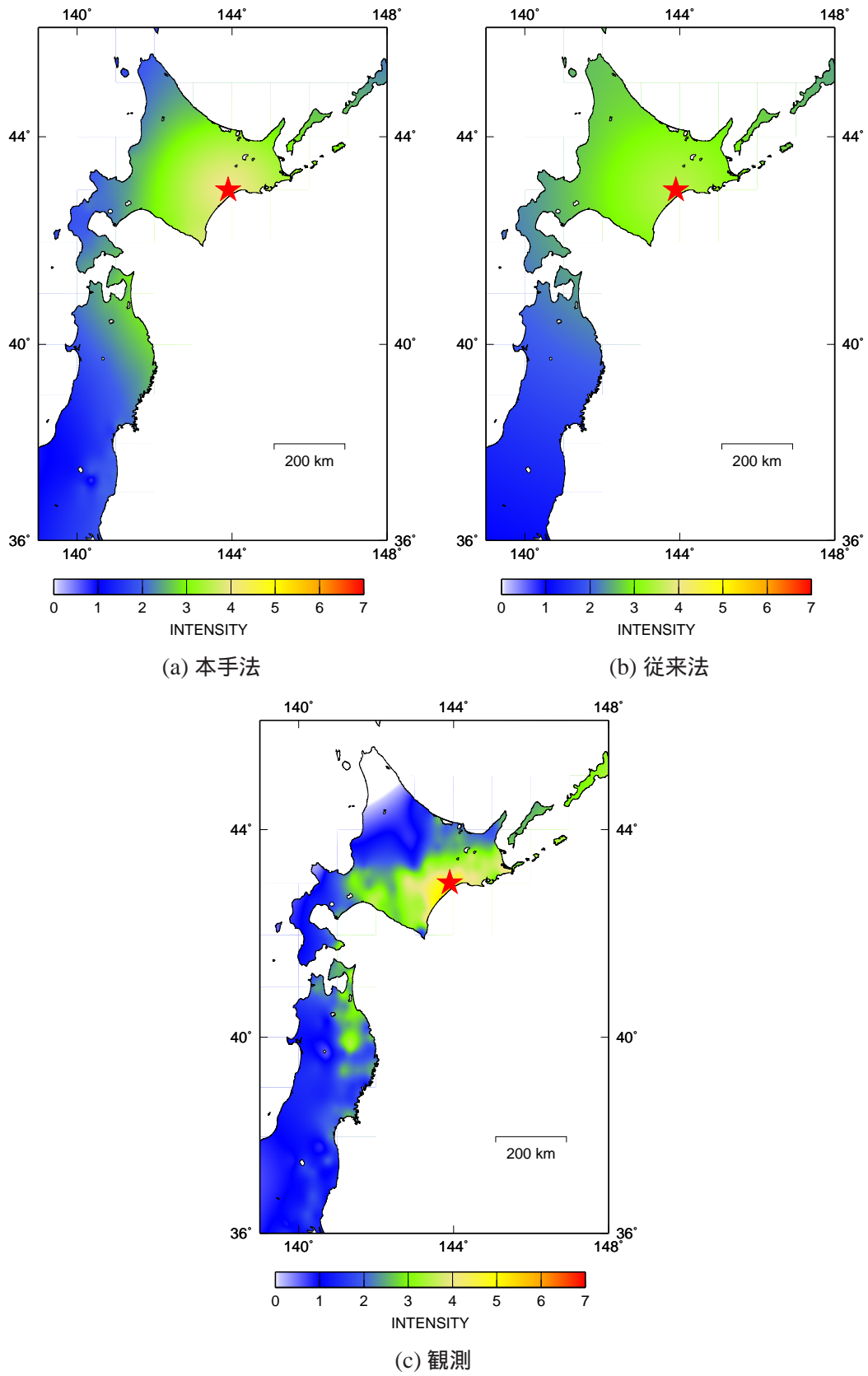


図 3.29 1999 年 5 月 13 日の地震の震度分布図

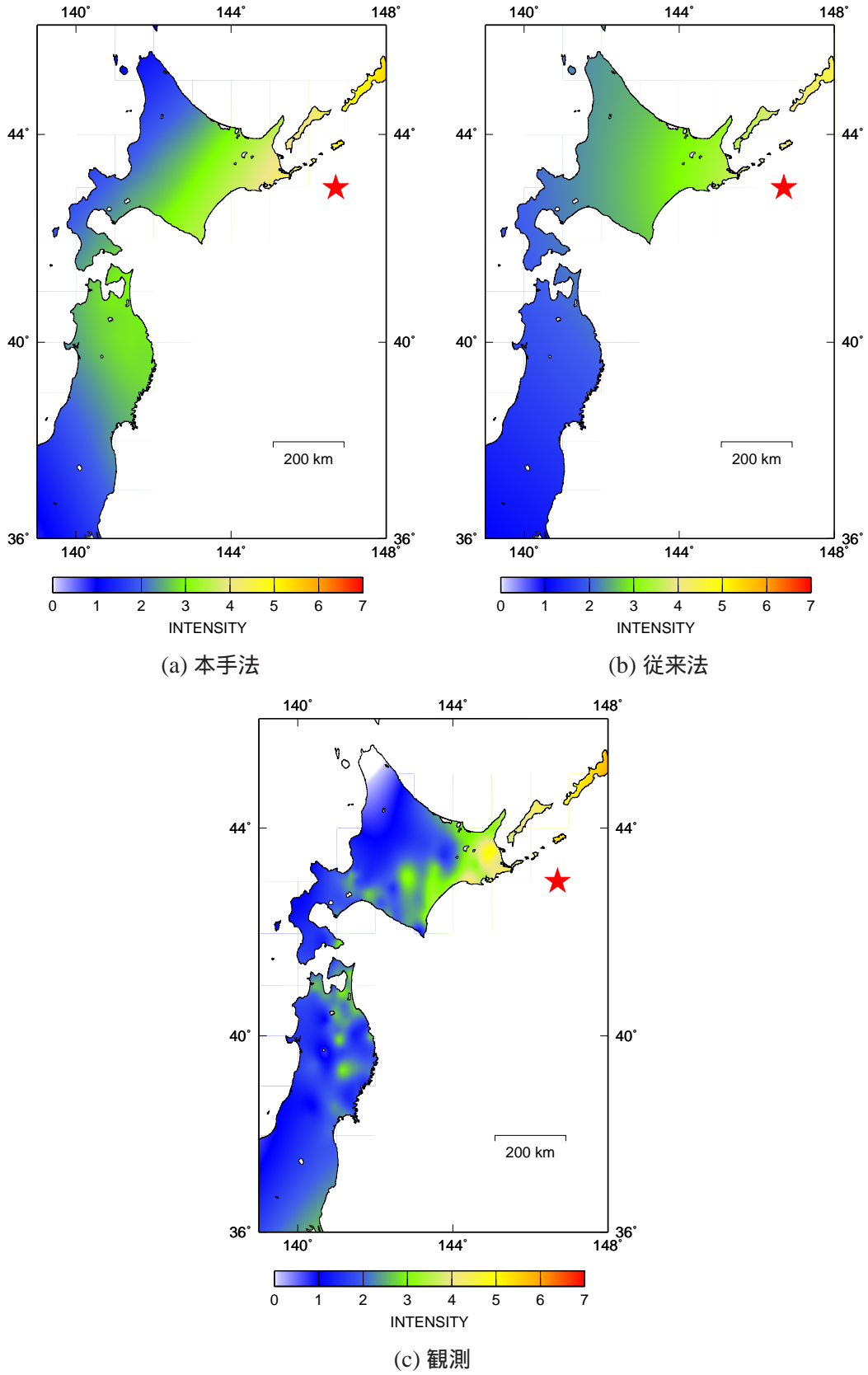


図 3.30 2000 年 1 月 28 日の地震の震度分布図

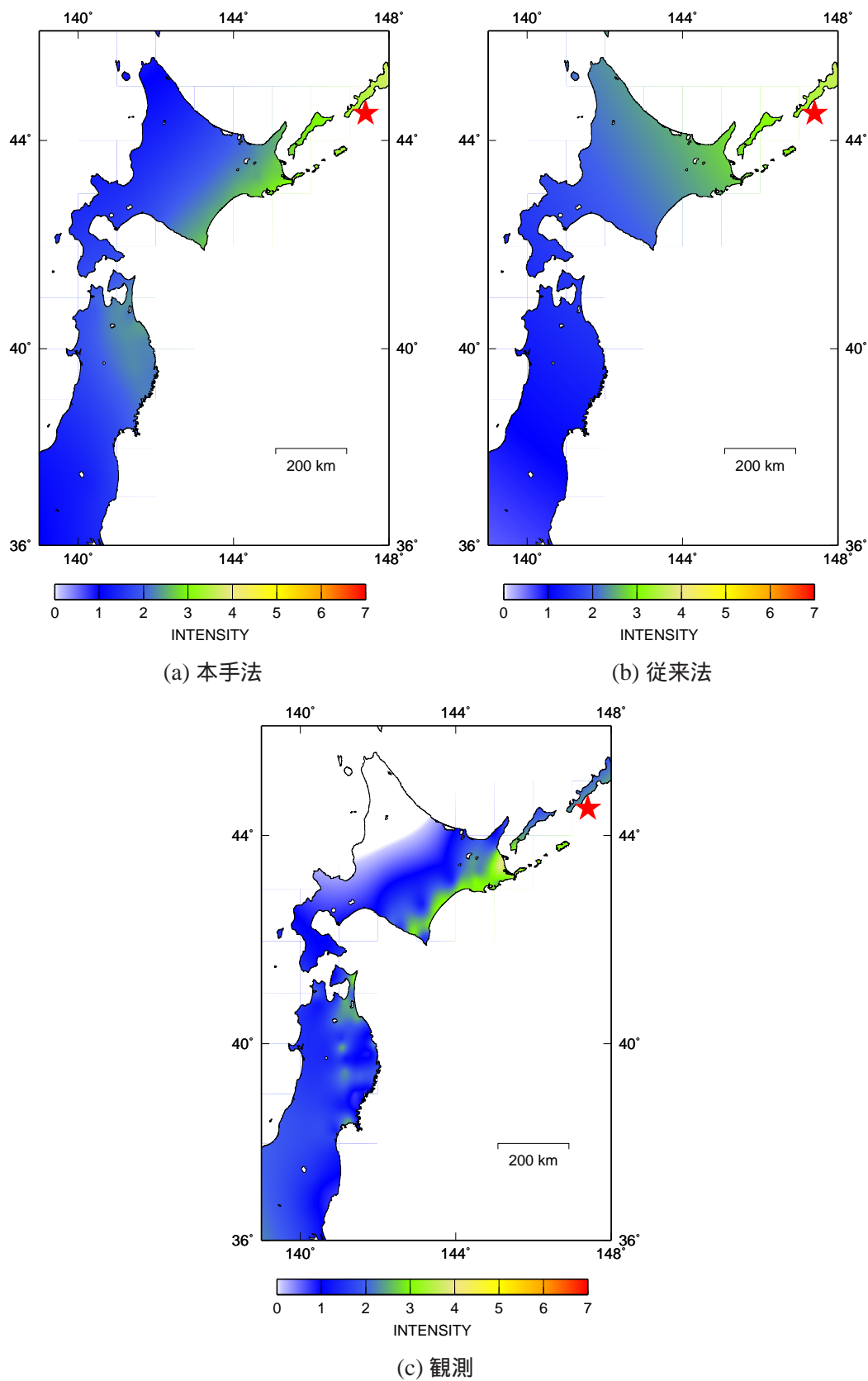


図 3.31 2000 年 12 月 22 日の地震の震度分布図

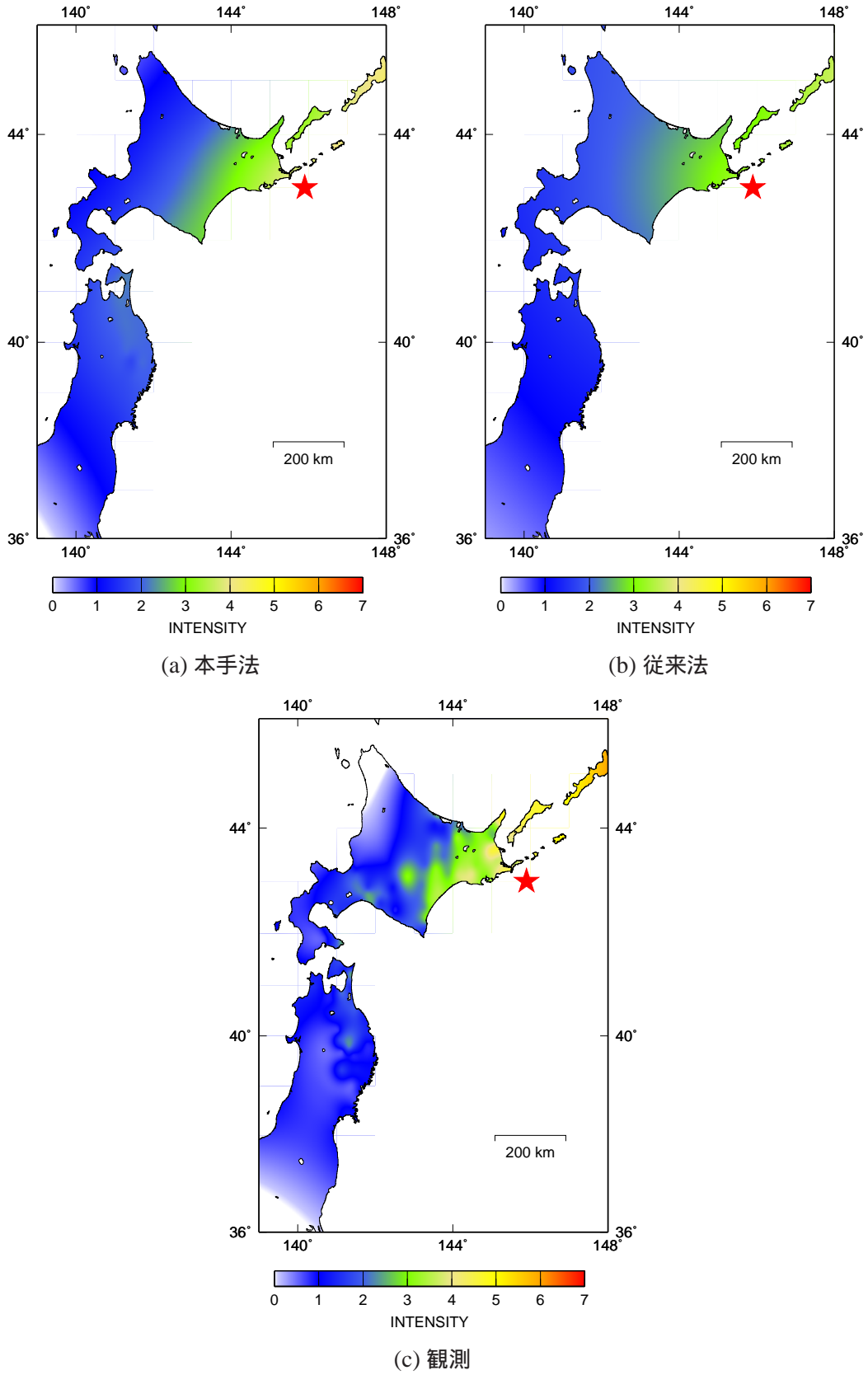


図 3.32 2001 年 4 月 27 日の地震の震度分布図

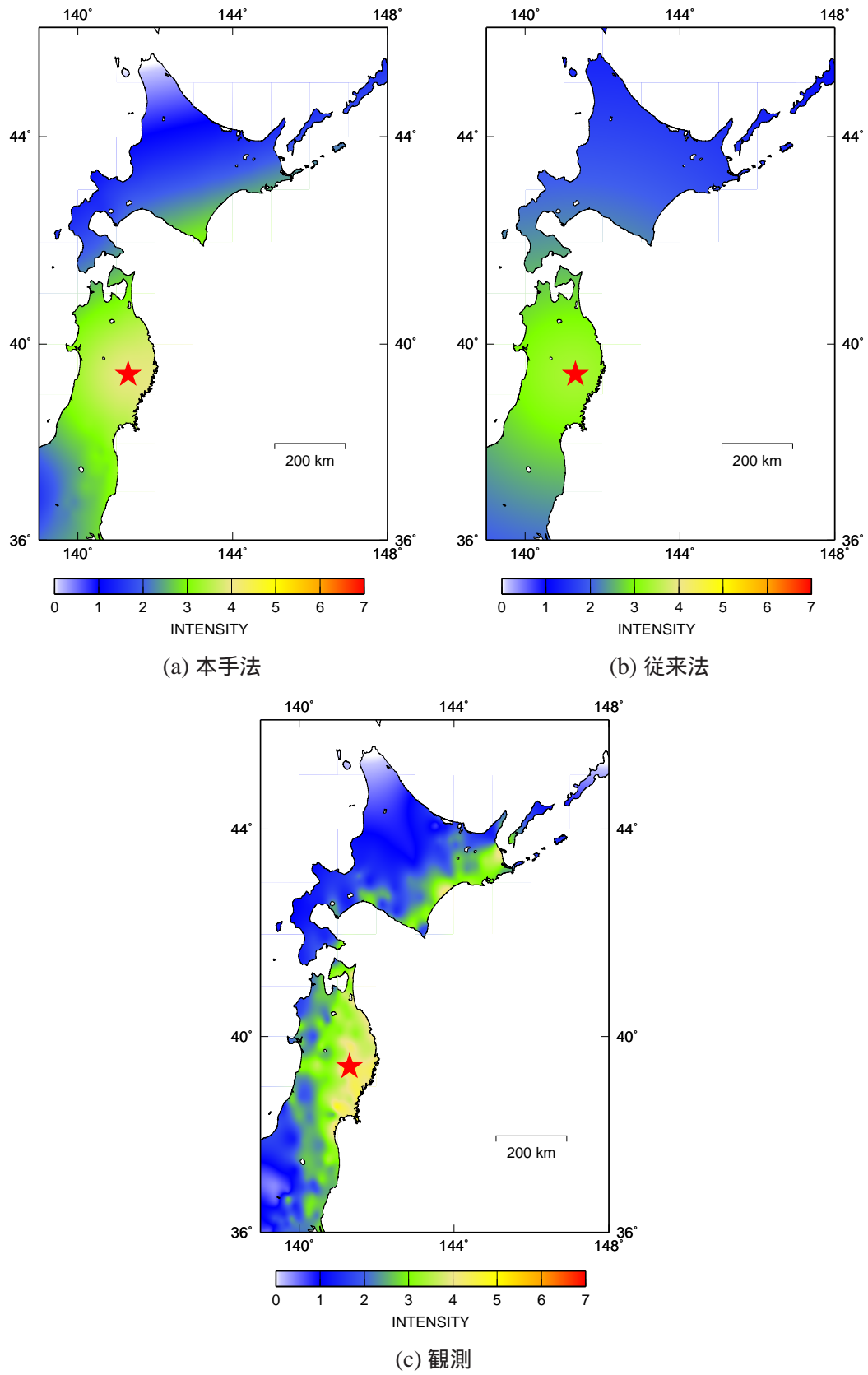


図 3.33 2001 年 12 月 02 日の地震の震度分布図

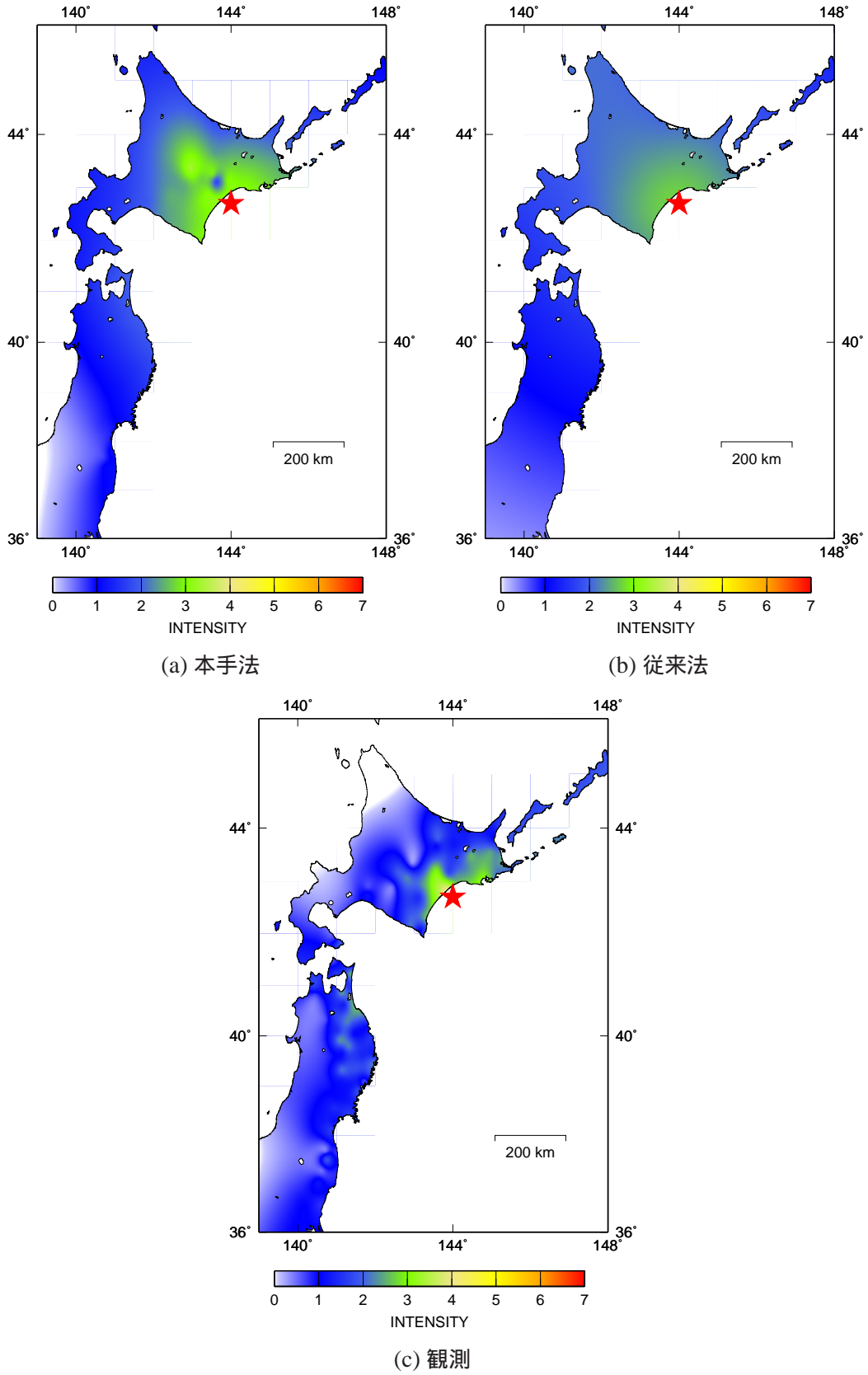


図 3.34 2002 年 12 月 01 日の地震の震度分布図

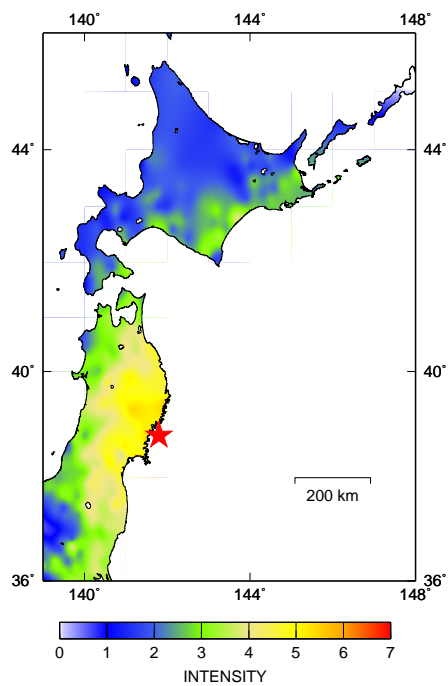
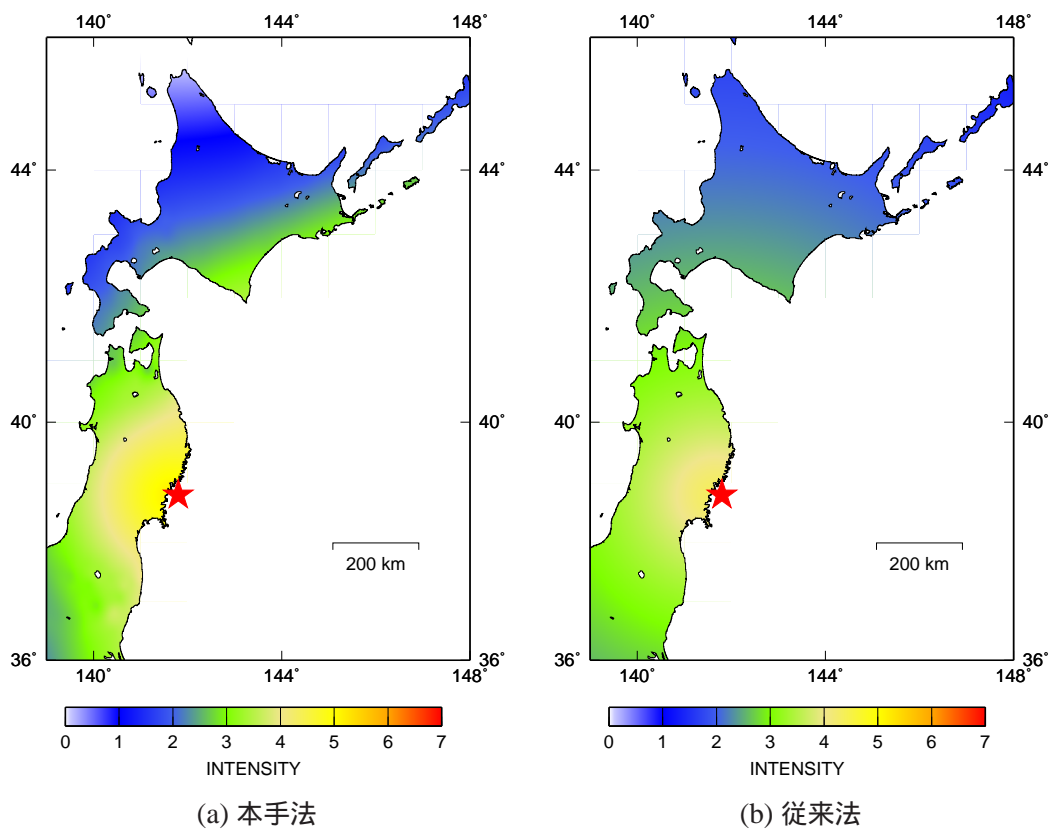
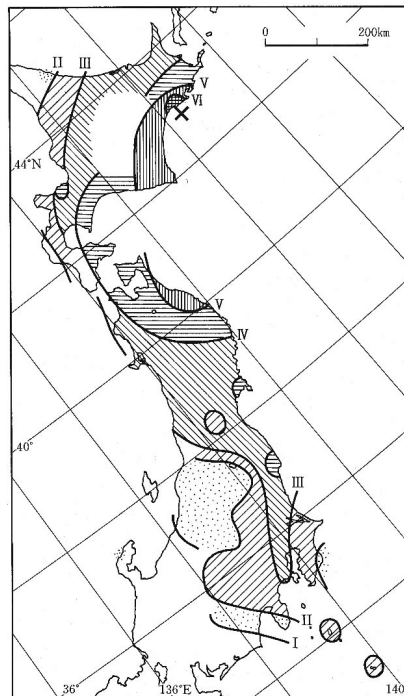
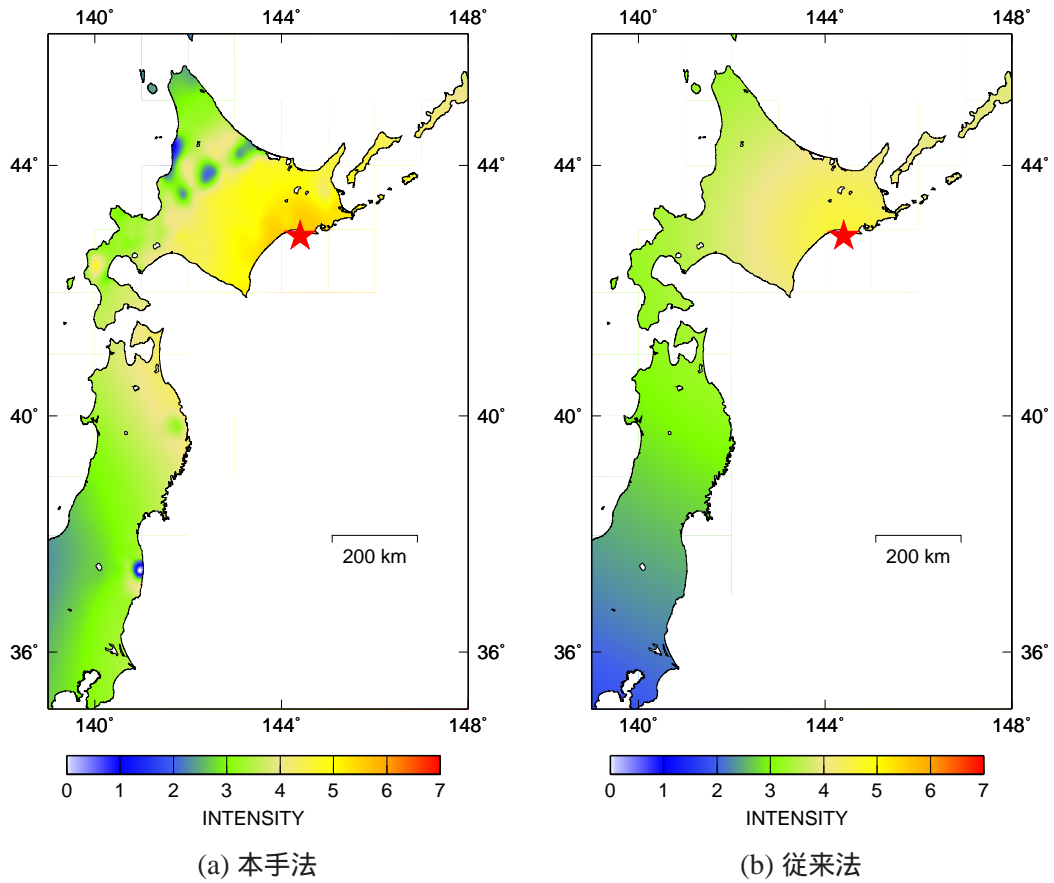
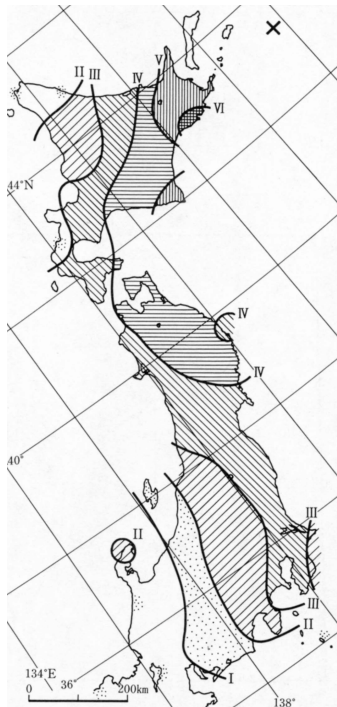
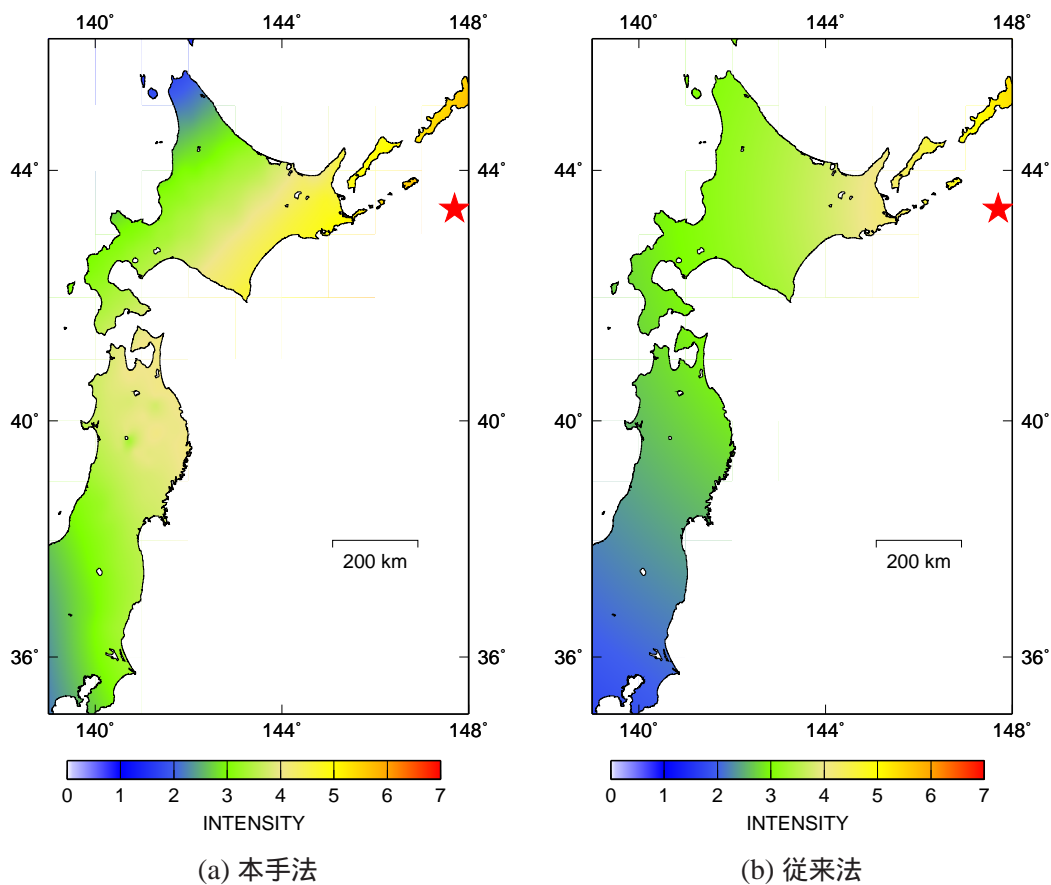


図 3.35 2003 年 05 月 26 日の地震の震度分布図



(c) 観測 [宇佐美 (1996)]

図 3.36 1993 年釧路沖地震の震度分布図



(c) 観測 [宇佐美 (1996)]

図 3.37 1994 年北海道東方沖地震の震度分布図

3.8 本章のまとめ

本章では、定性的に地震波の減衰が小さいと指摘される太平洋プレート内と、減衰が大きいと指摘されるプレートより上部の減衰性状を広域地震動分布の影響から定量的に把握するため、それぞれの地震波伝播経路を求め、減衰性状を検討した。地震波の伝播経路を求める構造は、既往の文献に基づき太平洋プレート上面を境界とした2層の速度構造でモデル化し、そのモデルを用いて伝播経路を求める。伝播経路の求め方は、簡単に速度構造の異なる2層構造の境界面で波線がスネルの法則に従うものとし、各層内での直線経路を求めた。各構造内での減衰係数を、震度を目的変数とし、得られた各経路を説明変数とした重回帰分析により得た。その結果、プレート内で外部と比較し著しく地震波の減衰性が低いことが明らかとなった。加えて、得られた回帰係数を用いることで予測が可能となった。

第3章の参考文献

福島美光, 1993, 地震動強さの距離減衰式(経験式)に関する最近の研究動向, 地震 2, 46, 315-328.

Kawasumi, H., 1954, Intensity and Magnitude of Shallow Earthquakes, Travaux Scientifique, Publ, BCSI, Ser. A, 19, 99-114.

狐崎長琅, 2001, 応用地球物理学の基礎, 古今書院, 306pp.

瀧澤一起, 1991, 沈み込み帯における3次元レイトレーシング, 地震 2, 44, 165-176.

翠川三郎・藤本一雄・村松郁栄, 1999 計測震度と旧気象庁震度および地震動強さの指標との関係, 地域安全学会論文集, 1, 51-56.

Miyamachi, H., Kasahara, M., Suzuki, S., Tanaka, K. and Hasegawa, A., 1994, Seismic Velocity Structure in the Crust and Upper Mantle beneath Northern Japan, J. Phys. Earth, 42, 269-301.

Muramatu I., 1966, Expectation of maximum of earthquake motion within 50 years throughout Japan, Sci. Rep. Gifu Univ., 3, 470-481.

海野徳仁・長谷川昭・高木章雄・鈴木貞臣・本谷義信・亀谷悟・田中和夫・澤田義博, 1984, 北海道および東北地方における稍深発地震の発震機構-広域の験震データの併合処理-, 地震 2, 37, 523-538.

宇佐美龍夫, 1996, 新編日本被害地震総覧, 東京大学出版会, 494pp.

第4章

火山フロントを用いた 簡便な広域地震動分布予測手法

4.1 考え方

距離減衰式は、地下構造を均一と仮定し、震央・震源距離もしくは断層からの最短距離と幾つかのパラメータを用いて統計的に求める方法が主である [福島 (1993)]。すなわち、距離減衰式を用いた地震動分布予測は空間上では断層を考慮しない限り同心円となる。また、この減衰式と観測値の残差をサイト特性とし、観測点の補正項を導出することで、より精度を高めようとする研究も見られる [例えば Fujimoto and Midorikawa(2004)]。しかし、特定地域内における予測式として有効性は高いものの、広域の地震動強さに対しては、地震波減衰構造が大きく関係するため、地震発生位置により精度劣化が著しい。図 4.1 は 1995 年 5 月 13 日に北海道釧路管内の深さ 104km で発生した $M_{JMA}=6.4$ の地震で得られた K-NET の計測震度と震央距離の関係を示しており、図中には同時に既往の震度の距離減衰式 [Shabestari and Yamazaki(1998)] を示した。

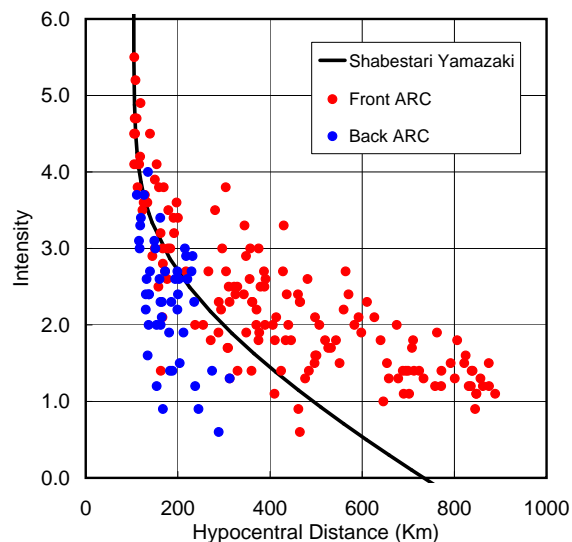


図 4.1 1999 年 5 月 13 日釧路地方の地震の計測震度と震源距離の関係 図中：青が火山フロント背弧側，赤が前弧側，実線は Shabestari and Yamazaki(1998) による距離減衰式

これを見ても明らかなように、等距離における観測振幅のバラツキが大きく、一本の予測式では、サイト補正項を用いたとしても予測可能な分布ではない。しかし、古くより指摘される火山フロント (Volcanic Front : VF) (図 4.2) での地震波減衰傾向の違い [伊神 (1975)] を考慮して、VF で分割し、日本海側と太平洋側で分類すると、減衰の傾向が全く異なることが理解できる (図 4.1)。

サイト特性を国土数値情報等で補正する手法とは異なり、森川・他 (2003) は海溝軸から観測点までの距離を補正項にして、距離減衰式を補正することで広域地震動分布予測手法を提案しており、広域での予測精度向上の可能性を示したと言えるが、補正項の物理的

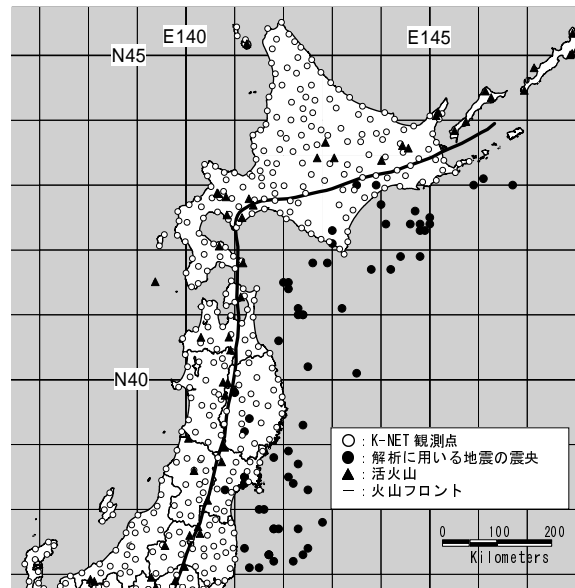


図 4.2 検討対象域の K-NET 観測点，火山フロント及び震央分布

意味合いは明確であるとは言えない。一方，宇佐美・他 (1992) は東北日本の震度分布に関して VF とほぼ並行する，震度急変線という概念を提案し，その急変線で分けられる観測点により異なる減衰式を提案し，3次元減衰構造との比較を行っているが定性的な指摘に留まっている。

本章では，広域震度分布の特徴の物理的解釈を通じ，より精度の高い震度距離減衰式の提案を目指すものである。具体的には，簡便にパラメータを得ることの可能な震源距離を，VF で分割することで高精度な距離減衰式の作成を試みる。本研究で得られる成果は均質媒質と仮定した距離減衰式やそれを補正する手法と異なり，大規模減衰構造との対応を議論することが可能であると思われる。

4.2 解析手法

伊神 (1975) は，VF を境界にして震度分布が特徴づけられ，VF の太平洋側で発生した地震のエネルギーは VF で著しく減衰する事を指摘している。しかしながら，その原因については VF 下の low-Q low-V の影響によるものである，という定性的な議論にとどまっている。VF の影響が震度の減衰にどの程度寄与しているかを定量的に把握するため，川瀬 (1994) は VF を挟み，減衰特性を示す Q 値構造が大きく変化するとした仮定に基づき，北海道の各気象台の強震動特性を把握している。これに倣い，本研究では VF により震源距離を分割して震源側 (VF 前弧側)，観測点側 (VF 背弧側) の距離をそれぞれ説明変数として用いて回帰する。これは，図 4.3 に示すとおり，前弧側で High-Q，背弧側で Low-Q という仮定を行い，それぞれの距離での粘性減衰係数を把握しようと考えたためである。

説明変数に用いる距離 (R, R_1, R_2) と，その地表面への射影距離 ($\Delta, \Delta_1, \Delta_2$) との

関係を図 4.3 に示す．説明変数 (R_1, R_2) は，震源距離 (R) と震央距離 (Δ) と射影距離 (Δ_1, Δ_2) を用いて，

$$R_1 = R(\Delta_1/\Delta) \quad (4.1)$$

$$R_2 = R(\Delta_2/\Delta) \quad (4.2)$$

と求められる．以上で求められる R_1, R_2 を用いて，各地震で計測震度の回帰分析を行う．得られた R_1, R_2 に対する係数を議論することで，減衰性状の把握を行う．

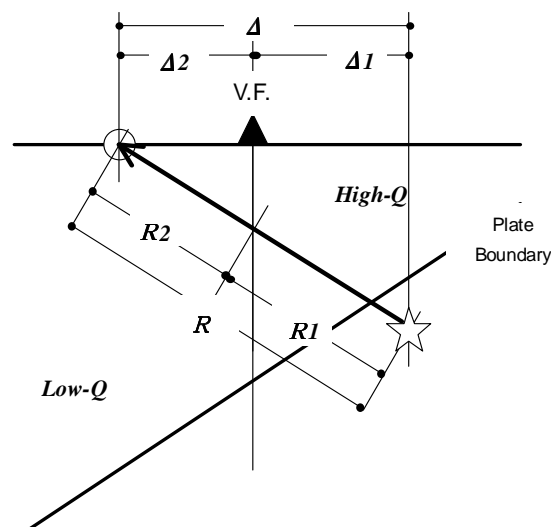


図 4.3 震源距離と回帰で用いる R, R_1, R_2 の関係

4.3 データ

使用するデータは防災科学技術研究所の K-NET (図 4.2) データを利用し，その 3 成分の地表加速度記録から算出される計測震度を検討対象とする．ここでの震度とは全て計測震度である．

VF は火山前線の名の通り，火山分布の太平洋側をトレースした場所に位置する．文献によりその位置は若干異なるが，ここでは活火山の分布に基づき，図 4.2 に示す位置とした．東北より南側ではフィリピン海プレートが沈み込み，構造が非常に複雑となるため，本研究では，対象地域として図 4.2 に示す範囲で発生した地震を対象とした．

対象とする地震の抽出条件は，検索対象時期を 1996 年 5 月から 2003 年 12 月までとし， M_{JMA} が 5.0 以上で観測記録数が 50 以上の地震を対象とした．抽出した 65 地震は表 4.1 であり，震央を図 4.2 に示す．抽出した地震は，メカニズム解と震源深さから大陸地

殻内地震，スラブ内地震，プレート境界地震に分類した．尚，特にVFの前弧側の地震という条件は付加していないが，抽出された地震は全て前弧側で発生した地震であった．

全データの M_{JMA} と震央距離の関係を図4.4に示すと， M_{JMA} が大きい地震では震央距離の小さい記録が少ないことが理解でき，回帰の際には注意を要する[福島(1993)]．抽出した地震のマグニチュード，地震タイプ，震源深さに関する頻度分布を図4.5に示す．地震タイプではプレ-と境界地震が最も多く，直下地震(C)は非常に少なかった．また，プレート境界地震(P)とスラブ内地震(S)を前記の方法で判別出来ないものはSPとして分類してある．

表4.1 解析対象とした地震

No.	DATE	TIME(JST)	LAT(N)	LONGT(E)	Depth(km)	(MJMA)	Region	Eq Type
1	1997/02/20	16:55	41.8	142.9	49	5.9	S OFF URAKAWA	P
2	1997/05/12	07:59	37.1	141.3	54	5.7	E OFF FUKUSHIMA PREF	P
3	1997/12/07	12:50	37.7	141.8	84	5.4	E OFF FUKUSHIMA PREF	S
4	1997/12/23	01:31	40.2	142.5	37	5.2	NE OFF IWATE PREF	P
5	1997/12/23	04:08	43.0	143.5	114	5.2	TOKACHI REGION	S
6	1998/01/31	00:50	41.4	142.1	62	5.3	E OFF AOMORI PREF	S
7	1998/03/12	04:27	37.7	142.3	35	5.1	SE OFF MIYAGI PREF	S
8	1998/05/21	06:54	38.5	142.1	84	5.0	E OFF MIYAGI PREF	S
9	1998/08/16	23:05	37.2	141.8	42	5.3	E OFF FUKUSHIMA PREF	P
10	1998/09/03	16:58	39.8	141.0	8	6.2	NORTHERN IWATE PREF	C
11	1998/09/15	16:24	38.3	140.8	13	5.2	SOUTHERN MIYAGI PREF	C
12	1998/11/24	04:48	38.0	141.6	83	5.2	SE OFF MIYAGI PREF	S
13	1999/02/01	01:52	37.1	141.5	45	5.3	E OFF FUKUSHIMA PREF	P
14	1999/03/19	02:55	41.1	143.2	29	5.8	E OFF AOMORI PREF	P
15	1999/05/13	02:59	43.0	143.9	106	6.3	KUSHIRO REGION	S
16	1999/10/05	09:39	37.4	142.5	57	5.2	SE OFF MIYAGI PREF	S
17	1999/11/15	10:35	38.3	142.5	46	5.7	E OFF MIYAGI PREF	P
18	2000/01/09	13:02	37.3	141.7	43	5.1	E OFF FUKUSHIMA PREF	P
19	2000/01/28	23:21	43.0	146.7	59	7.0	OFF NEMURO PENINSULA	S
20	2000/03/20	06:26	38.0	141.5	78	5.1	SE OFF MIYAGI PREF	S
21	2000/07/01	05:34	37.3	141.7	42	5.2	E OFF FUKUSHIMA PREF	P
22	2000/10/03	13:13	40.1	143.5	10	6.0	FAR E OFF SANRIKU	P
23	2000/11/14	00:57	42.5	145.0	41	6.1	OFF NEMURO PENINSULA	P
24	2001/02/25	06:54	37.2	142.2	16	5.9	E OFF FUKUSHIMA PREF	P
25	2001/04/03	04:54	40.6	141.9	63	5.6	E OFF AOMORI PREF	S
26	2001/04/12	16:02	37.3	141.7	44	5.1	E OFF FUKUSHIMA PREF	P
27	2001/04/27	02:49	43.0	145.9	80	5.9	OFF NEMURO PENINSULA	S
28	2001/08/14	05:11	41.0	142.4	38	6.4	E OFF AOMORI PREF	SP
29	2001/08/24	18:48	41.0	142.4	41	5.3	E OFF AOMORI PREF	SP
30	2001/10/02	17:20	37.7	141.9	41	5.5	E OFF FUKUSHIMA PREF	P
31	2001/12/02	22:02	39.4	141.3	122	6.4	SOUTHERN IWATE PREF	S
32	2002/01/27	16:09	39.3	142.4	46	5.5	E OFF IWATE PREF	S
33	2002/02/14	10:12	41.5	142.1	64	5.1	E OFF AOMORI PREF	SP
34	2002/04/04	08:42	41.5	142.0	59	5.4	E OFF AOMORI PREF	SP
35	2002/05/06	17:12	38.4	142.2	40	5.0	E OFF MIYAGI PREF	P
36	2002/05/12	10:29	39.2	141.2	96	5.2	SOUTHERN IWATE PREF	S
37	2002/07/24	05:05	37.3	142.4	30	5.9	E OFF FUKUSHIMA PREF	P
38	2002/08/25	03:40	43.1	146.1	44	6.0	OFF NEMURO PENINSULA	SP
39	2002/10/14	23:13	41.1	142.3	53	6.1	E OFF AOMORI PREF	S
40	2002/11/03	12:37	38.9	142.1	46	6.3	KINKAZAN REGION	P
41	2002/12/01	18:57	42.7	144.0	103	5.5	SE OFF TOKACHI	S
42	2002/12/05	00:50	38.7	142.3	40	5.3	E OFF MIYAGI PREF	P
43	2003/02/16	12:03	37.4	141.2	63	5.2	E OFF FUKUSHIMA PREF	S
44	2003/03/03	07:47	37.7	141.8	41	5.9	E OFF FUKUSHIMA PREF	P
45	2003/04/17	03:00	41.0	142.3	40	5.6	E OFF AOMORI PREF	S
46	2003/05/26	18:24	38.8	141.8	72	7.1	KINKAZAN REGION	S
47	2003/07/03	08:52	42.4	145.0	33	5.9	OFF NEMURO PENINSULA	S
48	2003/07/26	00:13	38.4	141.2	12	5.6	NORTHERN MIYAGI PREF	C
49	2003/07/26	07:13	38.4	141.2	12	6.4	NORTHERN MIYAGI PREF	C
50	2003/07/26	16:56	38.5	141.2	12	5.5	NORTHERN MIYAGI PREF	C
51	2003/07/28	04:08	38.5	141.2	14	5.1	NORTHERN MIYAGI PREF	C
52	2003/08/30	19:06	41.8	142.6	55	5.4	S OFF URAKAWA	P
53	2003/09/26	04:50	41.7	144.2	45	8.0	SE OFF TOKACHI	P
54	2003/09/26	06:08	41.7	143.8	21	7.1	SE OFF ERIMOMISAKI	P
55	2003/09/27	05:38	41.9	144.8	34	6.0	SE OFF TOKACHI	S
56	2003/09/28	07:23	42.1	143.0	51	5.2	HIDAKA REGION	P
57	2003/09/29	11:37	42.4	144.6	43	6.5	SE OFF TOKACHI	P
58	2003/09/29	16:50	42.4	144.1	64	5.5	SE OFF TOKACHI	S
59	2003/10/08	18:07	42.6	144.7	51	6.4	SE OFF TOKACHI	SP
60	2003/10/08	22:32	42.3	144.9	28	5.7	SE OFF TOKACHI	SP
61	2003/10/11	09:08	41.9	144.4	28	6.1	SE OFF TOKACHI	SP
62	2003/10/31	10:06	37.8	142.8	33	6.8	FAR E OFF FUKUSHIMA PREF	P
63	2003/11/24	21:18	42.3	143.0	52	5.3	HIDAKA MOUNTAINS REGION	S
64	2003/12/22	17:47	42.3	144.8	34	5.7	SE OFF TOKACHI	P
65	2003/12/29	10:31	42.4	144.8	39	6.0	SE OFF TOKACHI	P

Eq. Type
 C: shallow Crustal earthquake
 S: Intra-Plate(Slab) earthquake
 P: Inter-Plate earthquake
 SP: The earthquake in which there was no classification P or S.

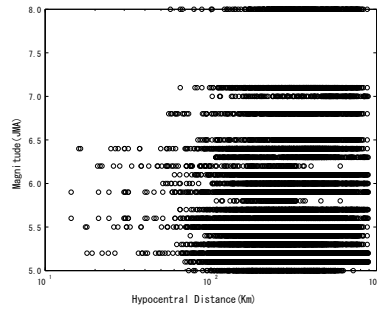
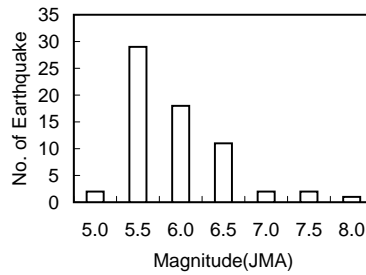
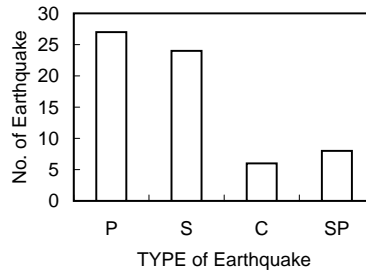


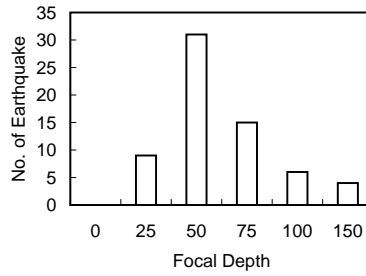
図 4.4 使用したデータの震央距離と M_{JMA} の関係



(a) 気象庁マグニチュード別頻度



(b) 地震タイプ別頻度



(c) 震源深さ別頻度

図 4.5 使用した地震の頻度分布

4.4 解析

4.4.1 全地震に対する基礎的検討

前章と同様に、回帰分析を行っていく。地震動の観測記録は震源距離 R を用い周波数の関数として表現すると式 (4.3) と表せる。

$$O(f) = S(f)R^{-n} \exp\left(\frac{-\pi f R}{Q(f)V}\right) G(f) \quad (4.3)$$

右辺は順に震源項、幾何減衰項・内部減衰項、サイト特性である。両辺を常用対数を取ることによって (4.4) 式となり、

$$\log O(f) = \log S(f) - nR - \log(e) \left(\frac{\pi f R}{Q(f)V} \right) + \log G(f) \quad (4.4)$$

ここで、実体波を仮定すると $n=1$ である。

ところで、震度と物理量の関係は様々な議論があるが、既往の変換式では、速度や加速度の最大振幅の常用対数表現が多く、特にその係数は 2.0 周辺の値をとる [翠川・他 (1999), 村松 (1967)]。そこで、本研究では震度が地震動のある周期 f_0 の振幅の常用対数で表現できると仮定し、(4.5) 式とした。

$$I = 2.0 \log O(f_0) + \beta \quad (4.5)$$

さらに震源項は M の一次式で与えられると仮定すると、(4.3) 及び (4.4) 式より気象庁マグニチュード (M_{JMA}) を用いて、震度の震源距離による減衰式として次式を得る。

$$I = a \cdot M_{JMA} + C - 2 \cdot \log R - b \cdot R \quad (4.6)$$

ここに I は計測震度であり、 C は震源、サイト係数に加え、震度変換の際の定数項が含まれる。本手法において、VF で分割される震源距離を考慮して変形すると

$$I = a \cdot M_{JMA} + C - 2 \cdot \log(R_1 + R_2) - b_1 R_1 - b_2 R_2 \quad (4.7)$$

となる。

ここでは2変数で回帰することによる精度向上に関して検討するために、各地震に対して (4.6)(4.7) 式でそれぞれ、回帰分析を行う。

実際に回帰を行う際にはそれぞれ (4.8)(4.9) 式に変型し左辺を目的変数、 R_1, R_2 を説明変数として各地震毎に回帰を行う。

$$I + 2 \cdot \log R = C - b \cdot R \quad (4.8)$$

$$I + 2 \cdot \log R = C - b_1 R_1 - b_2 R_2 \quad (4.9)$$

図 4.6 に、同規模の地震におけるプレート境界地震とスラブ内地震・地殻内地震の減衰と回帰曲線を示す。a) プレート境界地震や c) 直下地震と比較し、b) スラブ内地震で回帰曲線からの実測値の分散が大きい。

この傾向を全体で確認するため、図 4.7 に、各地震における、震源距離による単回帰で得られた、回帰式からの分散とマグニチュードの関係を示す。明瞭ではないがマグニチュードに比例して分散は大きくなっており、且つ、スラブ内地震における分散が、プレート境界地震のそれと比較して大きいことが理解出来る。各地震の(4.8)(4.9)式における回帰決定係数を比較すると、2変数にすることで、回帰の決定精度が向上するが、その向上の程度は地震により大きく異なっている。特にスラブ内地震の、震源距離による単回帰での決定係数が低い地震に、分割した震源距離を用いた重回帰で飛躍的に精度が向上している地震が見られる(図 4.8)。

すなわち、ここまでで見ると、 R_1, R_2 で回帰して減衰式を作成すると、スラブ内地震において最も精度が向上している事が明らかになった。尚、直下地震に関しては地震数が少なく厳密な議論は行えなかった。

4.4.2 スラブ内地震に対する回帰

前節までで、特にスラブ内地震で VF の影響が震度の減衰に顕著であり、すなわち、震源距離を分割することで、距離減衰式の予測精度の向上が望まれることが明らかとなった。ここでは、スラブ内地震に関して、距離減衰式を作成することで、前弧側、背弧側との減衰の違いを定量的に把握する。

回帰の方法は、第 1 段階で (4.10) 式により b_1, b_2 を求める。

$$I = -2 \log(R) - b_1 R_1 - b_2 R_2 + \sum d_i l_i \quad (4.10)$$

このとき、 d_i は地震毎に与えられるダミー変数であり l_i はその係数である。次に各地震に対して、得られた b_1, b_2 を用いて、各観測値の

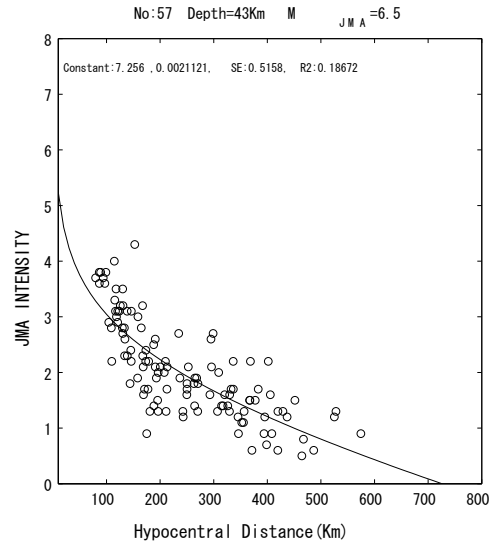
$$I + 2 \log(R) + b_1 R_1 + b_2 R_2 = C \quad (4.11)$$

となる値を求め、(4.11) 式で得られる値から (4.7) 式の気象庁マグニチュード (M_{JMA}) と、既往の研究で指摘されている要因として震源深さ (D) を加え (4.12) 式で回帰する。

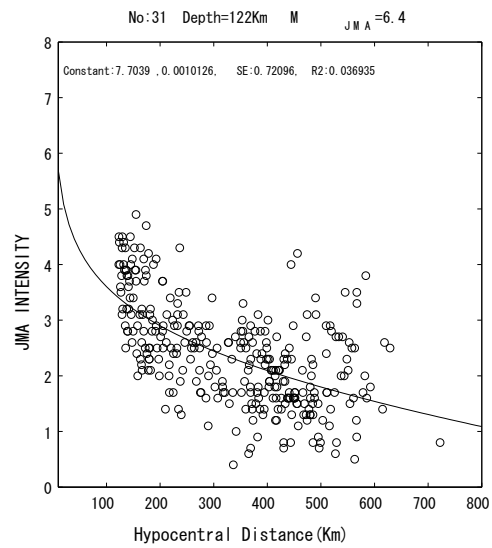
$$C = a M_{JMA} + h D + c \quad (4.12)$$

ここで、 a, h は回帰係数、 c は定数項である。

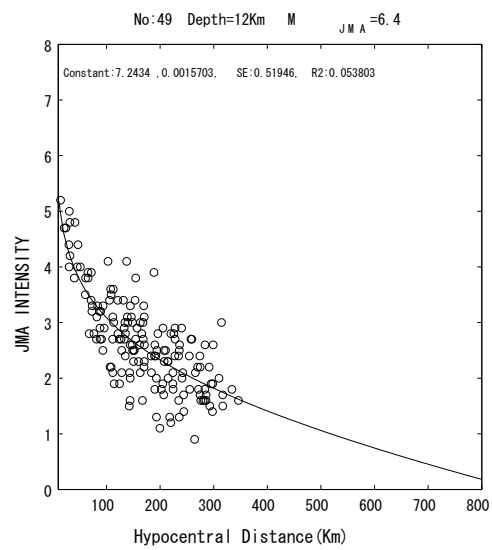
ところで、VF を挟んだ観測点の数の偏りは回帰の決定精度に大きく寄与すると思われる。福島 [1993] は距離減衰式の作成に当たって、回帰に用いるデータの条件として、ある無観点までの距離を回帰データの最大震央距離とする、という抽出条件を提案している



a) プレート境界地震



b) スラブ内地震



c) 直下地震

図 4.6 震度の震源距離による回帰例

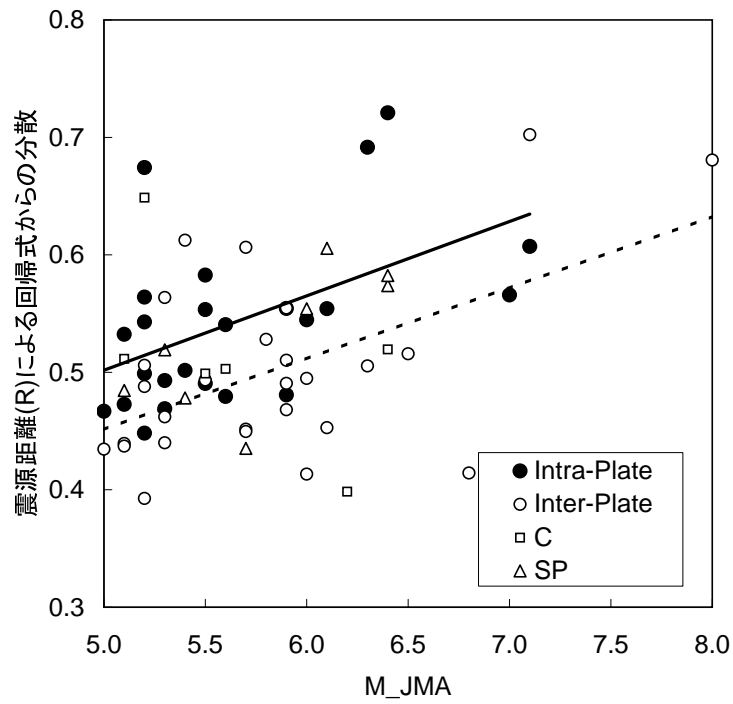


図 4.7 地震タイプ別のマグニチュードと回帰式からの分散 (SE) の比較

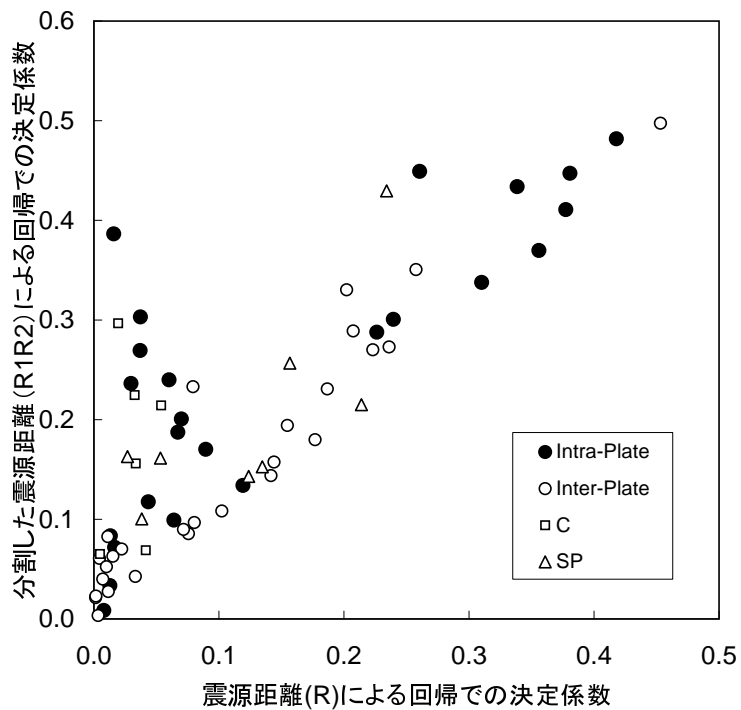


図 4.8 地震タイプ別の回帰式の違いによる決定係数 (R^2) の比較

が、本研究では観測点数が多いため、震央距離を回帰対象とする観測記録の抽出条件とし、さらに、VF 両側の観測記録数の割合を地震の選定条件に加え、両者を段階的に変化させた。尚、観測記録数の割合とは、(背弧側個数 / 前弧側個数)であり、この一定数以上の地震を抽出する。割合は 0.1 ずつ変化させた。

両側の観測点数の割合と解析対象震央距離を変化させて、解析対象地震数の変化を見ると(図 4.9)、震央距離を 200km 未満とすると、解析対象地震数が非常に少なく、式の構築に影響が大きい。それに伴い、回帰決定係数の精度も 200km 以内では急激に低下する(図 4.10)。しかし、逆に 200km からは決定精度は低下している。

また、同様の条件下でのマグニチュード係数 (a) の変化を図 4.11 に示す。マグニチュード係数は割合が 0.4 の時に最大値を常に示し、且つ対象震央距離が 150km の時に最大値を示している。しかし、図 4.11 で指摘されるように、150km では決定係数が急激に低下しており、決定精度の保証がない。対象震央距離が大きくなるとマグニチュード係数は徐々に低下しており、震央距離が大きくなることで、他の要因が混在していることが予想される。

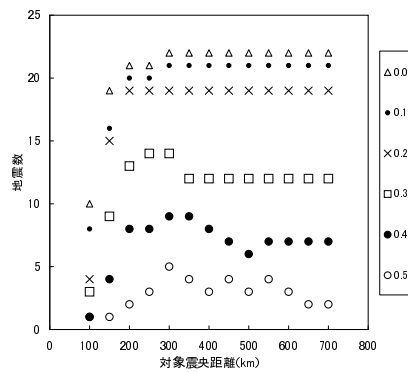


図 4.9 スラブ内地震を対象とした対象震央距離と VF 両側の観測記録数割合と解析対象地震数

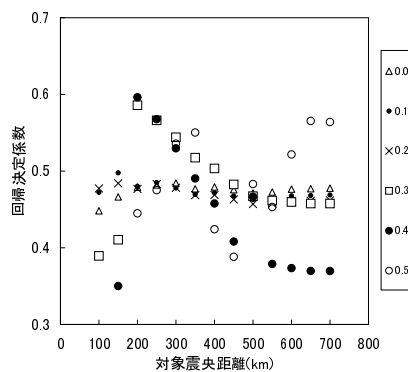


図 4.10 スラブ内地震を対象とした対象震央距離と VF 両側の観測記録数割合の変化に伴う回帰決定係数の変化

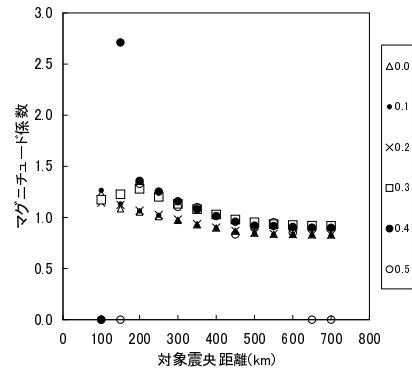


図 4.11 スラブ内地震を対象とした対象震央距離と VF 両側の観測記録割合の変化に伴うマグニチュード係数 (a) の変化

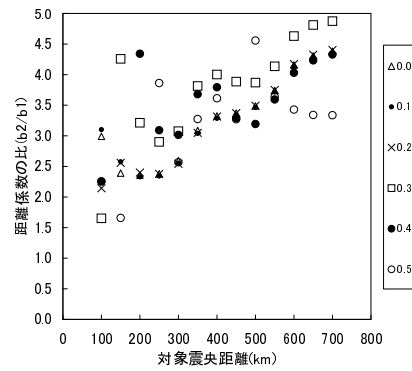


図 4.12 スラブ内地震を対象とした対象震央距離と VF 両側の観測記録割合の変化に伴う距離係数の比 (b2/b1) の変化

図 4.12 に示す同様の条件下での距離係数の比 (b_2/b_1) の変化をみると、対象震央距離が大きくなることで、距離係数の比が大きくなっており、遠方の記録を用いて回帰することで、VF を挟んだ減衰の違いがより明確に示される可能性がある。本研究の目的とする、VF を挟んだ減衰の違いを反映させた減衰式を構築するためには、遠方の記録を含んで回帰する必要性も考えられるが、これは近地、すなわち高震度域での精度を落とすことに他ならない。そのため、ここでは決定係数の最大値をとる、対象震央距離 200km、観測数割合 0.4 の条件で距離減衰式を構築した。構築の対象となった地震を表 4.2 に示す。

求められた減衰式は (4.13) 式である。同時に、震源距離のみを用いた回帰式を (4.14) 式

表 4.2 回帰式作成に用いた地震

No.	DATE	TIME(JST)	LAT(N)	LONGT(E)	Depth(km)	(MJMA)	Region	Eq Type
15	1999/05/13	02:59	43.0	143.9	106	6.3	KUSHIRO REGION	S
19	2000/01/28	23:21	43.0	146.7	59	7.0	OFF NEMURO PENINSULA	S
27	2001/04/27	02:49	43.0	145.9	80	5.9	OFF NEMURO PENINSULA	S
31	2001/12/02	22:02	39.4	141.3	122	6.4	SOUTHERN IWATE PREF	S
41	2002/12/01	18:57	42.7	144.0	103	5.5	SE OFF TOKACHI	S
46	2003/05/26	18:24	38.8	141.8	72	7.1	KINKAZAN REGION	S
58	2003/09/29	16:50	42.4	144.1	64	5.5	SE OFF TOKACHI	S
63	2003/11/24	21:18	42.3	143.0	52	5.3	HIDAKA MOUNTAINS REGION	S

に示す．

$$I = -0.64 + 1.35M_{JMA} + 0.0038D - 2\log(R) - 0.0024R_1 - 0.011R_2 \quad (4.13)$$

$$I = -0.43 + 1.41M_{JMA} + 0.0018D - 2\log(R) - 0.0069R \quad (4.14)$$

4.5 議論

以上でスラブ内地震の観測震度に対する回帰式が得られた．距離減衰の係数は5倍以上背弧側の経路で大きいことが理解できる．この得られた b を，周波数 (T) と S 波速度 (V_S) を仮定することで (4.15) 式により Q 値に変換する．

$$Q(T) = \pi / (b(T) \cdot V_S \cdot T \cdot \log_e 10) \quad (4.15)$$

ここで，計測震度のフィルター特性を考慮して， $T=1.0\text{sec}$ ， $V_S=3.5\text{km/sec}$ と仮定すると前弧側で $Q_{f=1.0} = 126$ 背弧側で $Q_{f=1.0} = 35$ と求まる．川瀬 (1994) は背弧側と前弧側での Q を $110 * f^{0.69}$ とし背弧側では $50 - 90 * f^{0.69}$ に分布することを示しており，前田・笹谷 (2001) は背弧側で $49.2 * f^{1.2}$ と求めており，背弧側・前弧側共に，既往の研究結果と調和的である．しかし，図 4.12 に示すとおり，仮に，回帰に用いる対象震央範囲を大きく設定すると，前弧側での Q 値がより高くなると思われる．この要因としては，本研究では遠距離 (500km) の観測記録まで回帰データとして用いており，プレート内の High- Q の影響を大きく受けている為と思われる．しかし，中村・他 [1994] による震度データトモグラフの結果においては，北海道・東北地方の太平洋側で 30km 以深では $Q^{-1} = 0.0025 (Q = 400)$ で分布する範囲も見られ，やはり，火山フロントの前弧側では背弧側と比較し，減衰が小さいと見ても間違いのないと思われる．また，震度に寄与する地震動成分が，実体波で有れば幾何減衰項の係数 2.0 は妥当であるが，後続波が寄与している可能性もあることを考えれば，今後，幾何減衰に関しても検討を行うことで，距離減衰項の係数 n が変化する可能性も否定出来ない．

4.6 結果を用いた予測

式 (4.10) は 2 変数のため予測曲線ではなく曲面となる。 $M_{JMA} = 8.0$ とした場合の例は図 4.13 に示され、 R_1 と R_2 の距離から予想される震度が算定出来る。

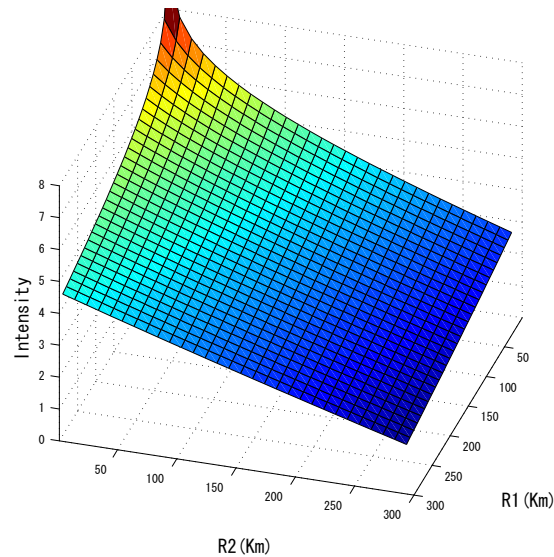


図 4.13 得られたスラブ内地震の距離減衰曲面 ($M_{JMA} = 8.0$)

しかし、予測曲面で与えた場合、観測記録との比較は困難である。そこで、(4.16) 式に示す R_1 と R_2 の長さの比、すなわち Δ_1 と Δ_2 の比 (θ) を導入する (図 4.3, 図 4.14)。

$$\theta = R_2/R_1 = \Delta_2/\Delta_1 \quad (4.16)$$

この θ を利用することで、減衰曲線の傾きが決定され、震源距離に対する 2 次元での減衰曲線が表現出来る。前述の $M_{JMA} = 8.0$ の地震における減衰曲線は図 4.15 に示せる。

2003 年宮城県沖地震における複数の減衰曲線と、観測記録を比較した例を図 4.16 に示す。震源距離と前弧側との比が予測値と観測値で良く対応していることが理解出来る。この観測結果を 50-100km, 100-200km, 200-300km, 300-400km, 400-500km, 500km 以上に分割して、 $0.6 < R_2/R_1$, $0.0 < R_2/R_1 < 0.6$, $R_2 = 0$ (太平洋側観測点) 毎に平均値と最大値、最小値の範囲を示すと、図 4.17, 4.18, 4.19 となる、 $0.6 < R_2/R_1$ における遠地で、観測地が大きくなっているものの、他の地域においては、そのバラツキはおおよそ ± 1.5 以内に収まっており、良い対応が見られると考えられる。

このように、一つの地震に対して複数の傾きを持つ予測式が構築出来た。 θ はサイトの補正係数とは全く異なり震源と VF と観測点の位置のみから求まるため、震源位置により変化する事に注意が必要である。次に、作成された予測式と過去の地震の震度とを比較する。2003 年に発生した宮城県沖地震は深さ約 100km の Intra-Plate 地震であり、東北地方で

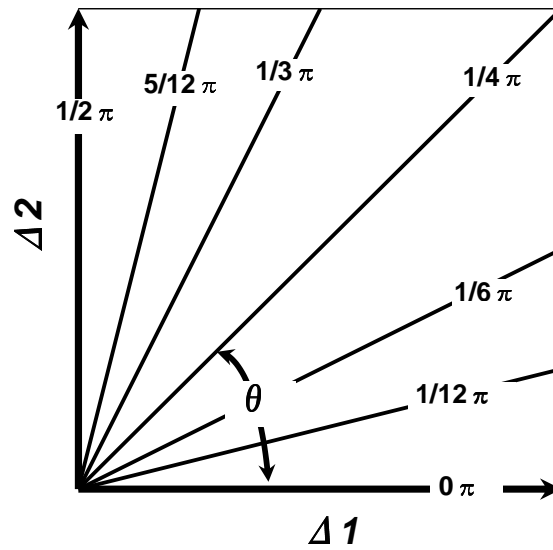


図 4.14 $\theta(\Delta_1, \Delta_2$ 距離比) の意味

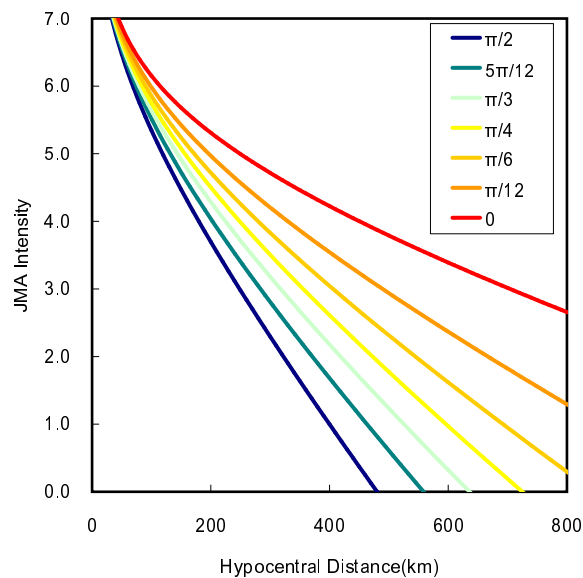


図 4.15 スラブ内地震の θ 別距離減衰曲線

多くの被害が発生した。予測した震度分布図と、観測された震度分布図を図 4.20 に示す。仮に、既往の予測式で予測した場合、震度分布図は震源断層を考慮しない限り、等震度線が同心円状になる。しかし、本研究で得られた回帰式では震度 3 以上の地域に関して非常に正確に再現している。

前章と同様に 1993 年釧路沖地震 (図 4.21) と 1994 年北海道東方沖地震 (図 4.22) とも比較する。両地震共に、震度 4 から 5 の範囲が大規模地震に対する外捜にも関わらず、良く再現されている。

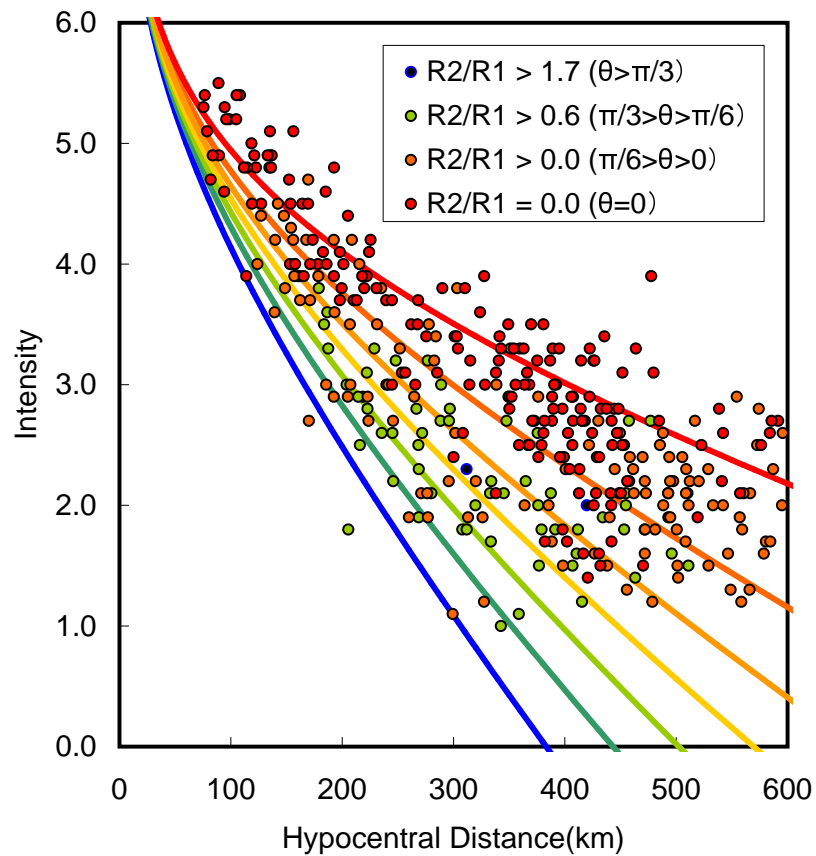


図 4.16 2003 年宮城沖地震の θ 別距離減衰曲線と観測値

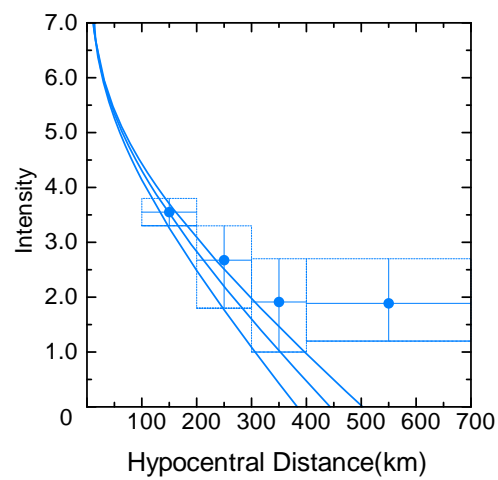


図 4.17 2003 年宮城沖地震の $0.6 < R2/R1$ における距離減衰曲線と観測値（一定区間における平均値と最大値，最小値を示した）

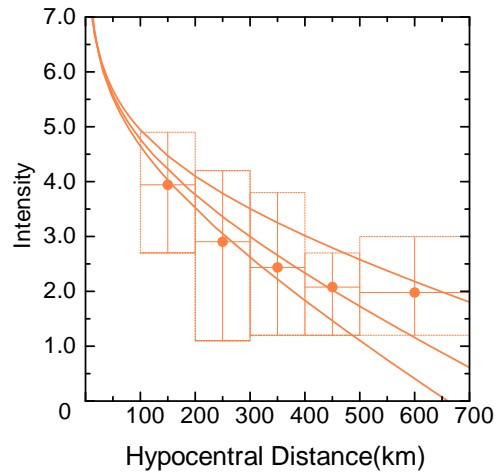


図 4.18 2003 年宮城沖地震の $0.0 < R2/R1 < 0.6$ における距離減衰曲線と観測値（一定区間における平均値と最大値，最小値を示した）

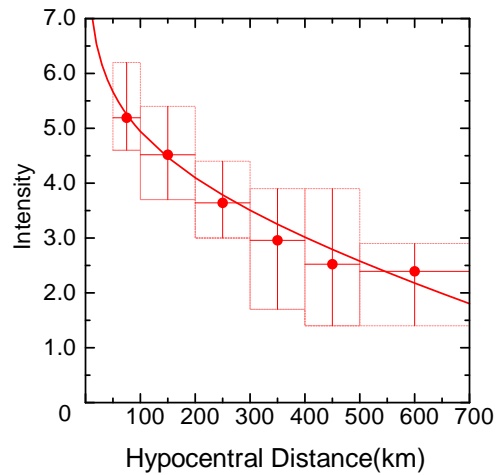
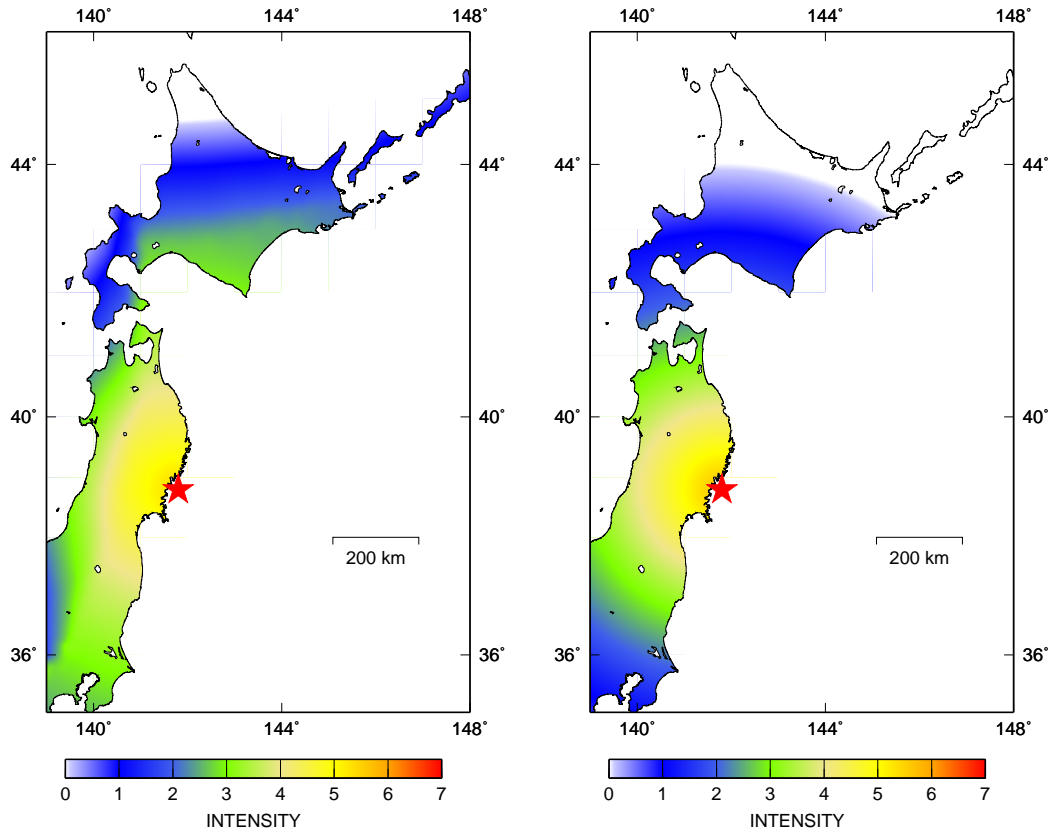


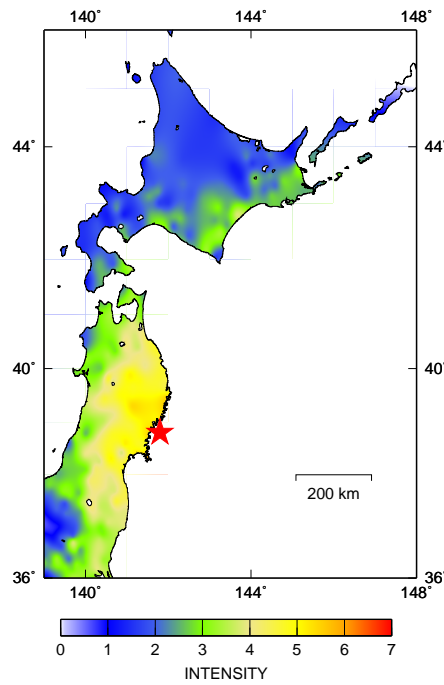
図 4.19 2003 年宮城沖地震の $R2 = 0$ における距離減衰曲線と観測値（一定区間における平均値と最大値，最小値を示した）

尚，本研究では観測点毎の地盤による増幅の影響はを除去していないため，結果には地盤による局所的な増幅の影響が含まれている．



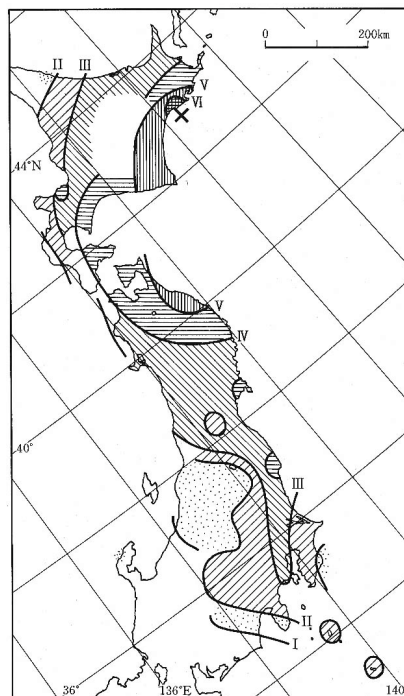
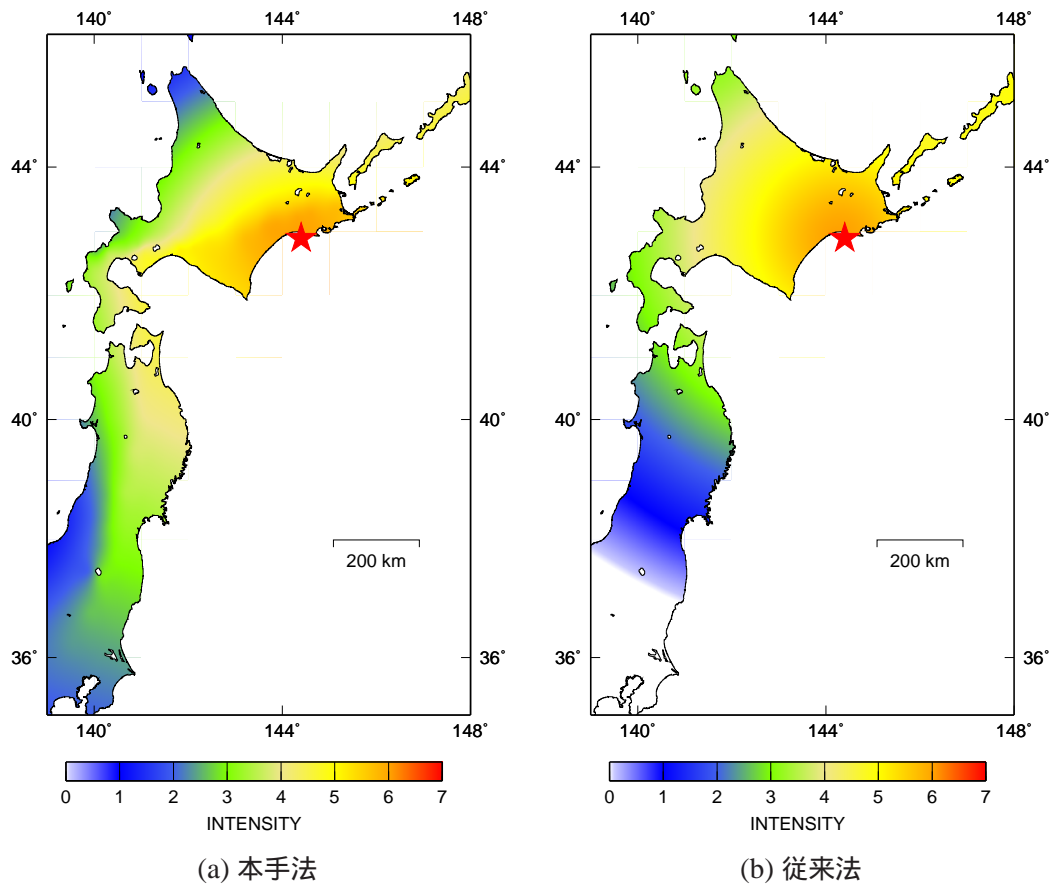
(a) 本手法

(b) 従来法



(c) 観測

図 4.20 2003 年 05 月 26 日の地震の震度分布図



(c) 観測 [宇佐美 (1996)]

図 4.21 1993 年 釧路沖地震の震度分布図

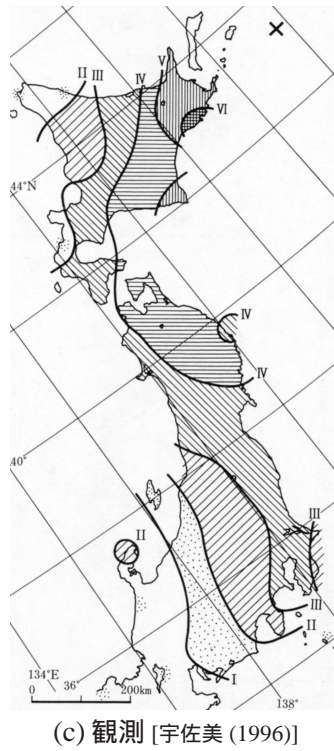
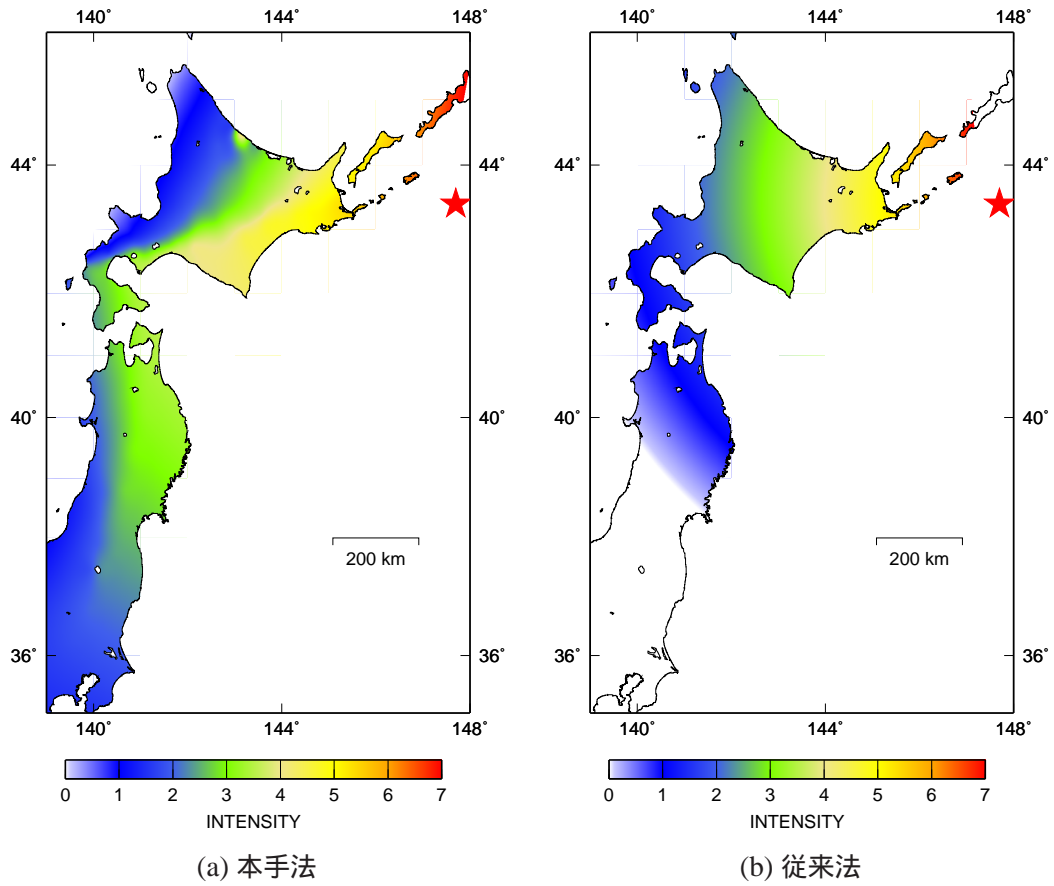


図 4.22 1994 年北海道東方沖地震の震度分布図

4.7 本章のまとめ

本研究では以下の事が明らかとなった。

1. スラブ内地震は他のカテゴリ地震と比較し、震度の減衰性状への VF の影響が大きい。
2. スラブ内地震に於ける震度の回帰より、VF の背弧側、前弧側で距離減衰の係数にして 10 倍以上の差が認められ、背弧側（日本海側）での減衰が非常に大きいことが明らかとなった。
3. 震源距離を VF で分割するそれぞれの距離で距離減衰式を構築することで、より正確な広域震度分布予測を行える可能性が明らかとなった。

各観測点の地盤増幅の影響を考慮し、回帰に用いるデータの抽出条件をより吟味し、さらに、断層面最短距離等を用いることで、近距離から遠距離までの正確な広域震度分布予測を行える手法の構築が行える。

第4章の参考文献

福島美光, 1993, 地震動強さの距離減衰式(経験式)に関する最近の研究動向, 地震 2, 46, 315-328.

Fujimoto, K., and S., Midorikawa, 2004, Prediction of average shear-wave velocity for ground shaking mapping using the Digital National Land Information of Japan, Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering, Paper No.1107.

伊神輝, 1975, 日本の火山線下における地震波の減衰, 地震 2, 28, 61-73.

川瀬博, 1994, 北海道内の各地気象台における強震動特性, 日本建築学会構造系論文集, 459, 57-64.

前田宜浩・笹谷努, 2001, 上部マントルの以上構造が強震動に与える影響, 北海道大学地球物理学研究報告, 64, 91-113.

翠川三郎・藤本一雄・村松郁栄, 1999, 計測震度と旧気象庁震度および地震動強さの指標との関係, 地域安全学会論文集, 1, 51-56.

森川信之・神野達夫・成田章・藤原広行・福島美光, 2003, 東北日本の異常震域に対応するための距離減衰式の補正係数, 日本地震工学会論文集, Vol.3, No.4, 13-26.

Shabestari, K.T. and F. Yamazaki, 1998, Attenuation relationship of JMA seismic intensity using recent JMA records, 日本地震工学シンポジウム論文集, 10, 529-534.

中村亮一・島崎邦彦・橋田俊彦, 1994, 震度データトモグラフィによる日本列島の三次元減衰構造および広域震度予測, 地震 2, 47, 21-37.

宇佐美龍夫・濱松音蔵・久本壮一・渡邊健・中村亮一・植竹富一, 1992, 震度分布からみた東北日本の地震の特性, 地震 2, 45, 339-351.

宇佐美龍夫, 1996, 新編日本被害地震総覧, 東京大学出版会, 494pp.

第5章

表層地質による増幅特性の補正と 被害予測への適用

5.1 予測手法の高精度化

5.1.1 表層地盤を用いた震度回帰残差の傾向の分析

本節及び次節では、前章までで開発した広域地震動分布予測手法の精度をさらに高めるため、表層地質による補正項の導出を試みる。各観測点の震度残差 δI_{ij} は (5.1) 式に分離し、評価することができる。 i は地震、 j は観測点を示している。

$$\delta I_{ij} = I_{obj} - I(L_1, L_2) \quad (5.1)$$

初期的検討として、アンケート震度調査 [太田・他 (1979)] による北海道内の高密度震度データを用い、1987 年日高北部地震、1993 年釧路沖地震について第 3 章の手法に基づき地震波伝播経路の影響を分離し、各地震毎に回帰を行い、表層地質の影響による回帰残差を観測地点毎に算定した。各観測点を、表層地質図 [加藤・他 (1990)] より、表 5.1 に示す 3 カテゴリーに分類した。図 5.1 は各観測点における表層地質の影響による震度差を示したものであり、各カテゴリーの平均値を算定したものが、残差平均として表 5.1 に示されている。このように、軟弱な地盤ほど震度の残差が正に大きく、一般的に指摘される軟弱地盤の増幅特性を示している。

表 5.1 表層地質の分類

分類	表層地質分類	残差平均
1：硬質	先新第三系	-0.26
2：やや硬質	新第三系	-0.04
3：軟弱	第四系および第四紀火山	0.21

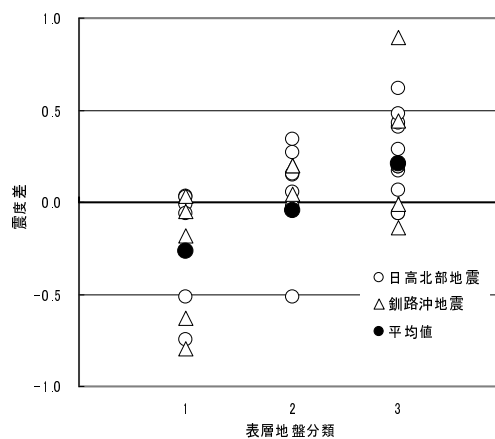


図 5.1 表層地質分類による残差と補正定数

次に国土数値情報を用いた地形・地質分類によつての残差の傾向を把握する。国土数値情報を用いた地震動増幅特性の把握に関する手法は松岡・翠川 (1994) らに提案されて以

降多く解析がなされてきた。検討の対象とするのは北海道とし、アンケート震度データ(1987年日高北部地震, 1993年釧路沖地震, 1994年北海道東方沖地震)を用いた。各観測点が含まれる1kmメッシュの国土数値情報の地形分類コード, 表層地質コードに基づいて大西・他(1998)における地形・地質分類に従って11カテゴリーに分類する。表5.2, 表5.3に各カテゴリーと国土数値情報(地形分類コード・表層地質コード)の対応関係を示す。表5.4に, 各カテゴリーの地形・地質分類と分類された観測点数を示す。ただし, 北海道内の観測点では埋立地にあたる観測点は存在しないので10カテゴリーになる。

表5.2 6地震の各カテゴリーにおける δI_{jk} と地盤増幅度 δI_k

地形分類	コード	カテゴリ
大起伏山地	01	4
中起伏山地	02	4
小起伏山地	03	4
山麓地	04	4
小起伏火山地	07	2
火山山麓	08	2
大起伏丘陵地	09	7
中起伏丘陵地	10	7
小起伏丘陵地	11	7
砂礫台地・段丘	13	3
ローム台地・段丘	14	6
シラス台地	15	6
砂礫台地	16	3
岩石台地・段丘	13	1
扇状地性低地	19	5
三角州性低地	20	8 or 10
三角州性低地	21	8 or 10
自然堤防・砂州	22	9
被覆砂丘	23	9
ローム台地(上位)	31	6
ローム台地(中位)	32	6
ローム台地(下位)	33	6
砂礫台地(上位)	34	3
砂礫台地(中位)	35	3
砂礫台地(下位)	36	3
岩石台地(上位)	37	1
岩石台地(中位)	38	1
岩石台地(下位)	39	1

表5.3 表層地質分類コードとカテゴリーの対応

岩石の区分	コード	カテゴリー	
未固結堆積物	礫	11	8
	砂	12	8
	泥、砂、礫	16	8
	砂、礫、粘土	23	8
	粘土	24	10
半固結-固結堆積物	泥炭	25	10
	砂岩	32	8
火山性岩石	各岩石の互層	36	8
	軽石	43	8

表5.4 各カテゴリーの地形・地質分類と観測地点数

カテゴリー	地形・地質分類	観測地点数
1	岩石台地	2
2	火山山麓地・台地	4
3	砂礫台地	45
4	山地	14
5	扇状地性台地	95
6	火山灰台地	12
7	砂州・砂丘	11
8	三角州性低地(砂混じり)	19
9	丘陵地	6
10	三角州性低地(泥)	4
11	埋立地	0
-	合計	212

解析に用いた3地震毎に各観測点における δI_{ij} を算出し、各カテゴリー毎に平均を求め、 δI_{jk} として算定した(図5.2~5.4)。

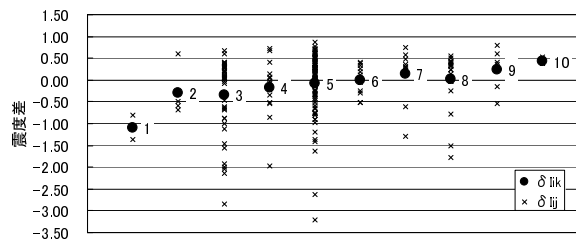


図 5.2 1987 年日高北部地震の各カテゴリーにおける δI_{ij} と δI_{jk}

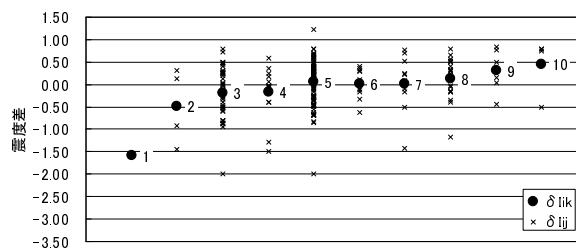


図 5.3 1993 年釧路沖地震の各カテゴリーにおける δI_{ij} と δI_{jk}

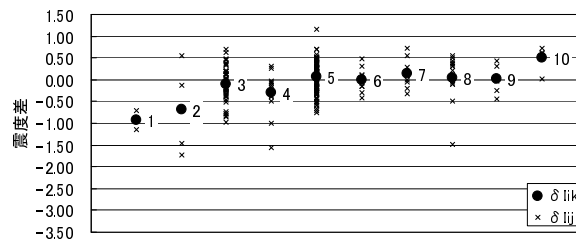


図 5.4 1994 年北海道東方沖地震の各カテゴリーにおける δI_{ij} と δI_{jk}

表 5.5 に解析に用いた3地震の各カテゴリーにおける δI_{jk} を示す。地震毎に各カテゴリー毎の δI_{jk} は安定した値となっている。各カテゴリー毎の δI_{jk} の平均値を平均的地盤からの震度に対する地盤増幅度 δI_k と定義して算定している。地盤増幅度は、一般に指摘される軟弱地盤の増幅傾向を表している。表層地盤特性が最もマイナス側に評価されたカテゴリーは、岩石台地で地盤増幅度-1.20、最もプラス側に評価されたカテゴリーは三角州性低地(泥)で地盤増幅度+0.46となった。表層地盤特性による震度に対する影響の幅は1.66となった。

表 5.5 6 地震の各カテゴリーにおける δI_{jk} と地盤増幅度 δI_k

	地形・地質分類	日高山脈北部	釧路沖	北海道東方沖	δI_k
1	岩石台地	-1.09	-1.58	-0.94	-1.20
2	火山山麓地・台地	-0.30	-0.48	-0.69	-0.49
3	砂礫台地	-0.34	-0.18	-0.10	-0.21
4	山地	-0.18	-0.17	-0.30	-0.22
5	扇状地性台地	-0.08	0.06	0.06	0.01
6	火山灰台地	0.00	0.02	0.00	0.01
7	砂州・砂丘	0.13	0.03	0.13	0.10
8	三角州性低地（砂混じり）	0.02	0.14	0.05	0.07
9	丘陵地	0.24	0.31	0.01	0.19
10	三角州性低地（泥）	0.43	0.46	0.49	0.46

5.1.2 表層地盤による補正係数の導出

前節により、表層地盤特性を用いた補正係数を導出可能であることが示された。前章までに行ってきた手法では K-NET データを用いており、K-NET ではほぼ深さ 20m までの PS 速度検層の結果が公開されている。本節では、深さ 20m までの平均的な S 波速度 (AVS_{20}) を各観測点で求め、3, 4 章で構築した手法に対するそれぞれの地盤の補正項を導出しようとするものである。

深さ 20m までの平均的な S 波速度 (AVS_{20}) は (5.2) 式で表される。通常用いられるのは AVS_{30} であるが、検層結果の特性上 20m までとした。

$$AVS_{20} = \frac{D_{20}}{\sum \frac{D_i}{V_{si}}} \quad (5.2)$$

北海道内における K-NET 観測点の AVS_{20} の頻度分布を図 5.5 に示す。松岡・翠川 (1994) は、第三紀ないしそれ以前の丘陵地 (AVS_{30} が 600m/sec 程度) を基準とした表層地盤の速度増幅度を議論していることを考えれば、深さが 10m 変化することを考慮しても、北海道でその条件に対応する観測点は非常に少ないと考えられる。

ここでは、この AVS_{20} を用いて、前節の様に残差を検討するのではなく、3, 4 章で回帰を行った式に補正項を加え、回帰の段階から説明係数として AVS_{20} を加え、再度回帰を実施する。回帰式は 3 章の伝播経路特性を考慮した手法に対応する (5.3) 式をここでは示す。尚、4 章の火山フロントを用いた予測手法に対応する式は距離に対する説明変数が異なる以外、同式と全く同様であるが、4 章と同様に利用する震央距離を 200km と制限して回帰した。

$$I = -2 \log(L_1 + L_2) - b_1 L_1 - b_2 L_2 + \sum d_i l_i + g AVS_{20} \quad (5.3)$$

ここで、 g が AVS_{30} に対する係数、 d_i は地震毎に与えられるダミー変数、 l_i はその係数であり、各地震に対して、得られた b_1 , b_2 を用いて、各観測値の

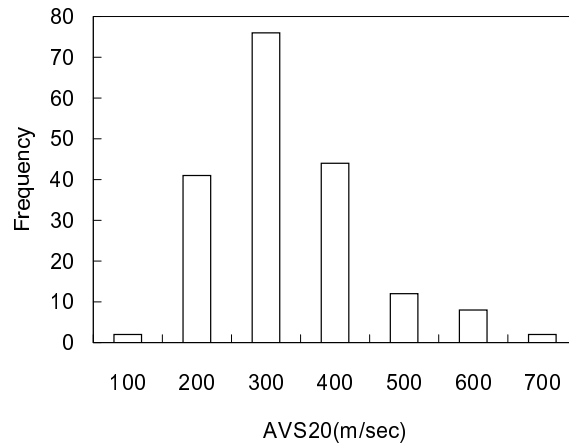


図 5.5 北海道の K-NET 観測点における AVS_{20} の頻度分布

$$I + 2 \log(L_1 + L_2) + b_1 L_1 + b_2 L_2 - g AVS_{20} = C \quad (5.4)$$

となる値を求め、(5.4) 式で得られる値を、気象庁マグニチュード (M_{JMA}) で 3 章と同様に (5.5) 式で回帰する。

$$C = a M_{JMA} + c \quad (5.5)$$

ここで、 a は回帰係数、 c は定数項である。VF 分割手法に関しては第 4 章と同様に (4.12) 式を用いた。

以上により得られる回帰式が地盤増幅の補正項として AVS_{20} を用いた予測式となる。地震波伝播経路を用いた (5.6) 式

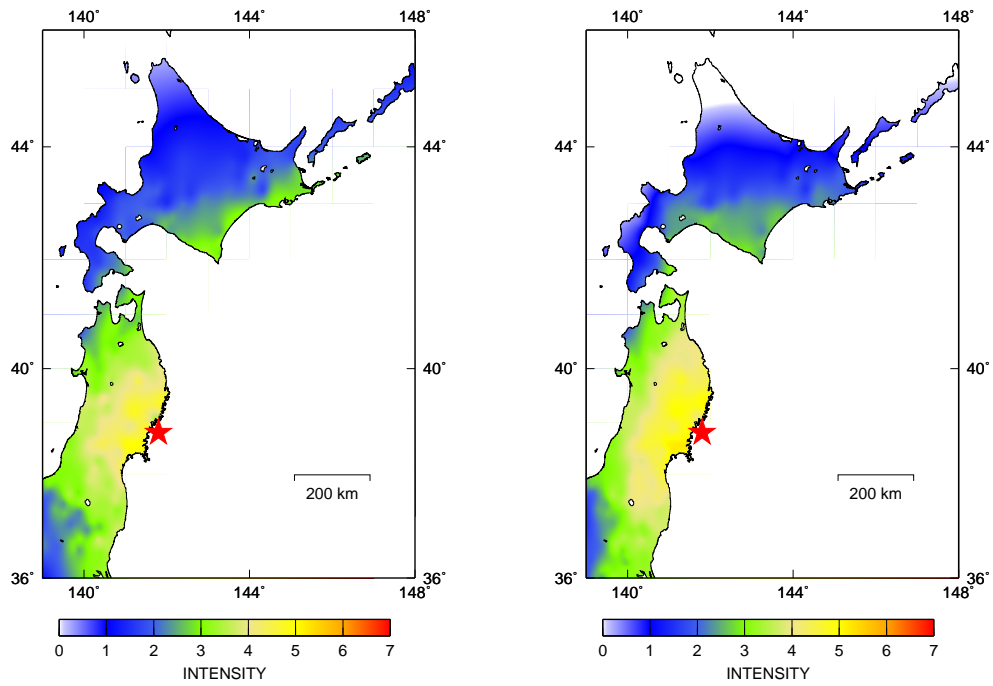
$$I = 2.7 + 1.0 M_{JMA} - 2 \log(L_1 + L_2) - 0.0004 L_1 - 0.0081 L_2 - 0.0021 AVS_{20} \quad (5.6)$$

火山フロント分割により得られる距離を用いた (5.7) 式

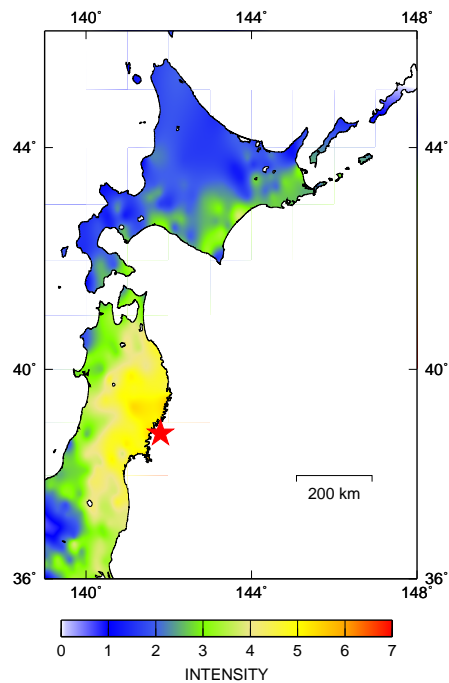
$$I = -0.4 + 1.4 M_{JMA} + 0.0042 D - 2 \log(R) - 0.003 R_1 - 0.011 R_2 - 0.0017 AVS_{20} \quad (5.7)$$

が得られた。(5.6)、(5.7) 式共に、 AVS_{20} に関する係数はほぼ同様の値が求められた。

得られたそれぞれの予測式を用いて 2003 年宮城県沖地震に適用し震度分布を求め、観測地と比較すると、図 5.6 となり、両予測式共に、結果を良く再現している。しかし、震源近傍に関しては、火山フロントを用いた予測がより正確であり、反面、遠地に関しては伝播経路特性を考慮した手法が正確である。これは 5.7 式作成にあたって、使用するデータを震央距離で制限していることに起因していると思われる。



(a) 伝播経路特性を考慮し地盤特性で補正を行った予測図 (b) 火山フロントを用い地盤特性で補正を行った予測図



(c) 観測

図 5.6 2003 年 05 月 26 日の地震の震度分布図

5.2 広域地震動分布を利用した建物被害予測

5.2.1 高分解能建物被害評価法の提案

これまでの被災度調査判定法 = 判定尺度の多くは調査員の目視を主体としたものであり、その客観的判断が極めて難しいものとなっている [村尾・山崎 (1999), 建設省建築研究所 (1996)]。被害調査の結果は現象の把握はもとより、来るべき被害地震に対する貴重は基礎資料となることは言うまでも無く、正確な被害把握手法の確立は急務であると言えよう。これに対する一つの解として、また建物被害の理解の共通化を試みるために、既存の被害尺度を整理し建物被害の状態を系統的にパターン化し視覚化することを提案する。

建物破壊パターンは、主として建物の全体的被害に着目した分類である。研究の主目的を建物倒壊に伴う人的被害発生メカニズム解明に置いているためであり、人的被害発生に大きく影響する建物内部空間の保存状態に着目した分類法ではある。しかし被害状況をこれまでのように文章記載に留めるのではなく、破壊パターンとして視覚化し分類したことにより、調査法上以下の利点が生まれた。

1. 非専門家でも被害調査が可能である。実被害と破壊パターンを比較することにより、被害の程度が直感的に把握でき、さほどの専門的知識を必要とせずに被害状況判断が可能となった。
2. 簡便で短時間調査が可能である。被災建物の内部調査を必要とせず、外部からの目視のみの安全で簡便かつ短時間（一棟当たり1分以内）調査が可能である。
3. 被害状況判断の精度が高い。調査員の資質及び経験の差による被害状況判断にばらつきがなく調査精度が高い。
4. 悉皆調査が容易である。上記の特長を生かし、種々の目的を持った被災地域全体の全数調査が比較的簡単に実行できる。この方法を導入することにより、災害見舞金交付申請や罹災証明等に必要自治体による住家被害評価がより客観性を持って受け入れられるであろう。
5. 被害の統一尺度構成・被害区分詳細化が可能となる。世にある種々の被害尺度を破壊パターン図を介することにより、被害尺度どおしの対応が視覚的に理解でき、被害の理解の共通化が可能となった。さらに、被害区分が細分化され、個々の被害尺度の分解能が向上した。

以上の利点より、ここで提案する破壊パターンチャートはいくつかの地震において既に他研究者の利用 [小山・太田 (1998), 小川・山崎 (2000)] に預かっている。

提案する破壊パターンチャート図 5.7, 5.8 に示す。

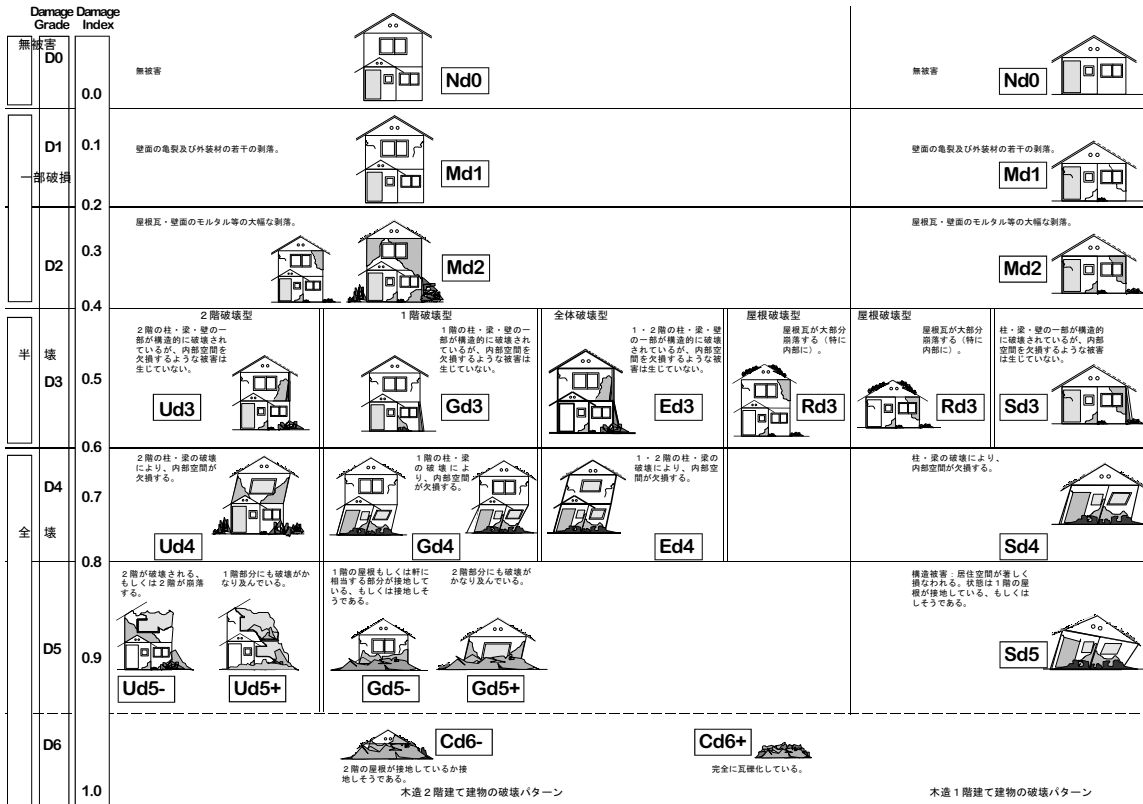


図 5.7 木造建物の破壊パターンチャート

5.2.2 震度を軸とした被害率関数

被害状況（被害パターン）は『地盤の揺れの強さ』と『構造様式』に大きく関わっているが、これを数量的に扱ったのが被害率関数（Vulnerability 関数）であり、地域の被害評価等にも用いられる。これまで木造住家に関する被害率関数は、「全壊」「半壊」「一部破損」の被害状況について求められていた [岡田・鏡味 (1991)] が、より詳細な被害状況（希望的には図 5.7, 5.8 示した全破壊パターン）についても用意しておく重要性が理解できる。ここでは Damage grade D1 ~ D5 に相当するそれぞれの破壊パターンについて求めることを試みた。尚、RC 造建物に関しては資料の不在のため、得ることが出来なかった。

被害関数を求めるためには、地盤の揺れの大きさ（たとえば震度）とそれぞれの被害パターンごとの被害率を知る必要がある。これらの情報を全て実測値として入手するのは困難である。そこで、岡田・鏡味 (1991) の方法を踏襲し、震度階解説表 [東京都防災会議 (1980)] の被害記載を震度と被害率に関する防災エキスパートの知識とみなし既知データとして扱う。但し、気象庁震度階が 以上に関しては信頼度が落ちるので、兵庫県南部地震の建物被害を淡路島北淡町でパターンを用いた調査を行い、これに加え、資料 [小川・山崎 (1998)] より値を補った。対応する震度はアンケートにより求められた震度を用

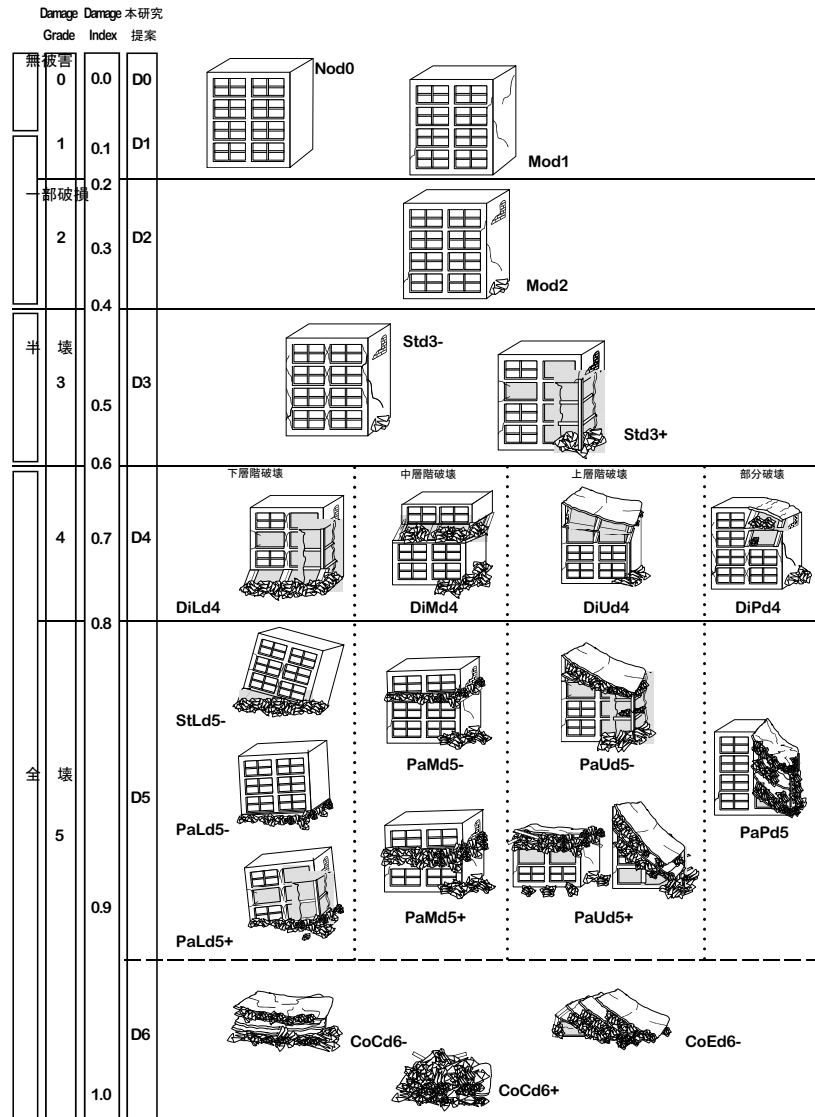


図 5.8 RC 造建物の破壊パターンチャート

いた。いずれの被害データも被害状態を図化し、チャートを利用して被害のパターン分類が可能であった。被害関数は累積正規分布関数を仮定し既知データより最小自乗法的に求める。被害関数 $V(I)$ は累積正規分布関数を用いて以下のように記述できる。

$$V(I) = 1/(\sqrt{2\pi}\sigma \int_0^1 \exp[-(I' - I_0)^2/(2\sigma^2)]dI' \tag{5.8}$$

上式は、(5.9) 式の誤差関数 $\phi(x)$ を用いると、(5.10) 式となる。

$$\phi(x) = 2/\sqrt{\pi} \int_0^x \exp[-x'^2]dx' \tag{5.9}$$

$$V(x) = 1/2(\phi(x)) \tag{5.10}$$

ここに、媒介変数 x は建物の平均的強さ I_0 とその標準偏差 σ を用いて、以下のとおりとなる。

$$x = (I - I_0) / (\sqrt{2}\sigma) \quad (5.11)$$

当てはめた結果を図 5.9 に示す。得られたパラメータ (I_0, σ) は表 5.6 のとおりである。

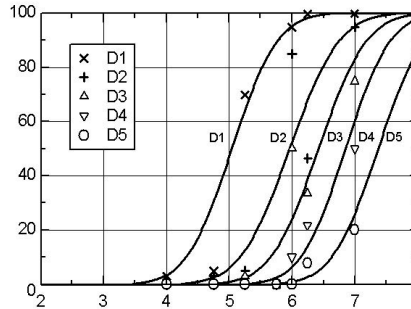


図 5.9 木造軸組建物の被害関数

表 5.6 木造軸組建物の被害関数（震度 - 被害率）パラメータ

	I_0	σ
D5 被害	7.37	0.582
D4 被害以上	6.85	0.565
D3 被害以上	6.42	0.600
D2 被害以上	5.96	0.621
D1 被害以上	5.04	0.574

5.2.3 広域震度分布予測手法の検証

広域震度分布の実利用の一例として木造・RC造建物の被害想定があげられる。前節において木造建築物は震度 4.0 以上から被害を生じる可能性がある (図 5.9, 表 5.6)。つまり、震度 4.0 以上の地域の予測精度が被害想定において、特に重要となる。例えば、室内被害であれば、その発生の危険性は高い。ここでは過去の被害地震 (1993 年釧路沖地震, 1994 年北海道東方沖地震) の広域震度分布図を再現し、震源距離のみで回帰して作成した予測式 (減衰式) と、本手法 (伝播経路特性を考慮した式 5.6) とを比較して、その範囲の検討を行う。加えて、(図 5.9, 表 5.6) を基に、D1 被害の発生率の分布を予測し、実際の被害との検討を行う。

1993 年釧路沖地震

図 5.10 より、震度分布合計面積を考慮すれば、両予測手法とも比較的良好に予測をしていると思われる。しかし、地理上での範囲として、減衰式が北海道北部にかけて高震度

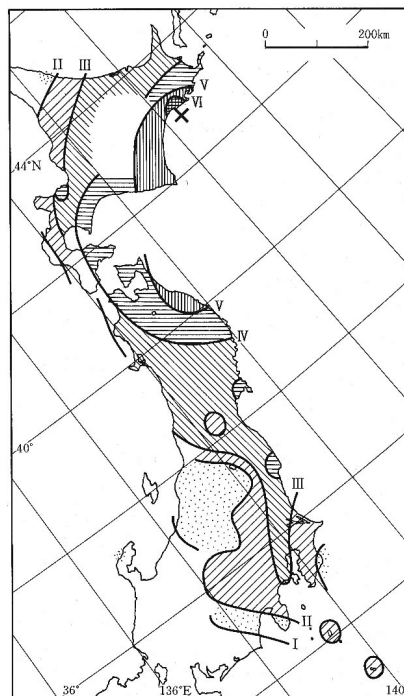
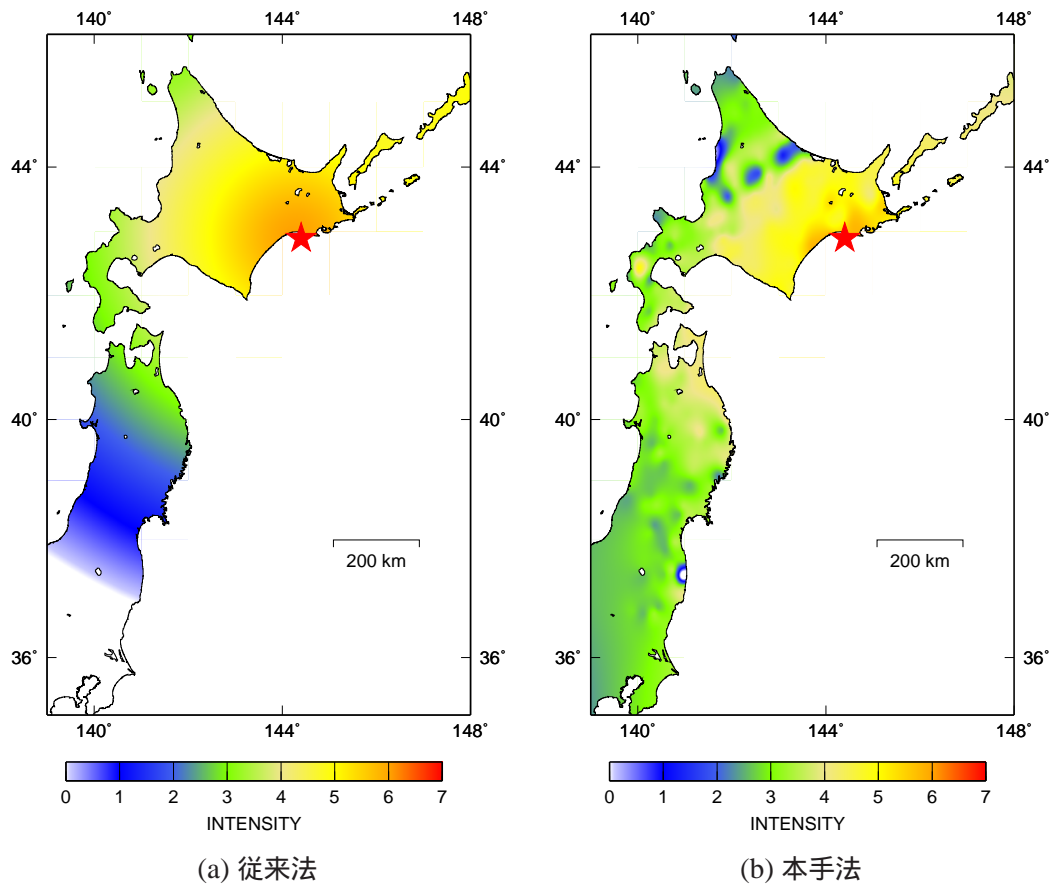
と算定していることが原因であり、その逆に、東北地域に関しては低震度と算定しており、その相殺が面積的には本手法と同程度になるのであるが、分布予測として正確とは到底言い難い。観測震度の震度分布では東北地方にかけて震度 4.0 以上となる地域があり、この地域の震度を大きく低震度側に予測しているため被害を過小評価する。本手法では東北地域の被害発生を予測することが可能である。震度 以上の範囲の予測に関しては、地震規模として外捜であるが、非常に高い再現性を持ち実用的であると言える。

図 5.11 では D1 被害率の分布予測を行った。図 5.10 を基にしたものであるがより、分布形状の違いが鮮明となる。従来法において、道北域での被害が予測されているが、実際は無被害である。一方青森県においては、八戸で地震発生時に震度 と発表され、 に訂正された経緯があるものの、実際に多くの被害が発生し、建物被害においては、RC 造建物の外壁が剥落する被害も発生した。建物被害以外では農林関係で深刻な被害が発生し、被害額は 5 億円と報告されている [青森県防災 HP]。にもかかわらず、従来法では再現出来ていない。本手法においては、東北地方での被害発生を予測している。

1994 年北海道東方沖地震

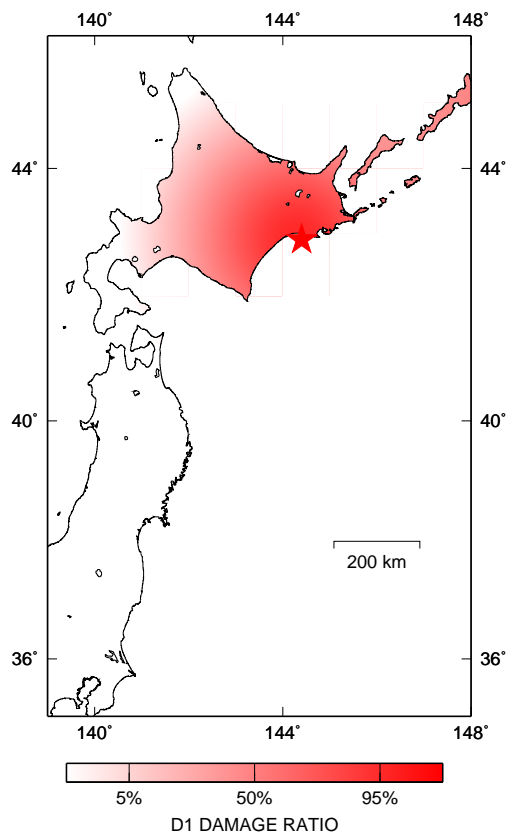
図 5.12 より、減衰式による予測は、東北地域で既に無感の地点が発生し、有感域が非常に小さい。また、分布の形状が全く異なり、整合性のとれると思われるのが北海道東部の極一部の地域に限られる。本手法の予測震度は、北海道から関東にかけてまでの高震度域から低震度域までの形状を非常に正確に再現しており、釧路沖と同様に震度 以上での整合性は非常に高く、特に震度 以上の地域の分布の再現性が高い。

図 5.13 では D1 被害率の分布予測を行った。従来法においては、北海道東部のみでの被害発生予測となった。しかし、実際の被害は帯広や広尾でも報告されており、被害分布と全く対応が付かない。釧路沖地震での検証と同様に、青森県においても建物被害は報告されており、青森県における被害総額は約 9 千万円と報告されている [青森県防災 HP]。この額は、釧路沖地震と比較すると少ないが、前年に脆弱な構造物が震動の洗礼を受けていることを考慮すれば、小さな額ではない。本手法においては、青森における被害率分布を予測しており、被害率の大小関係は不明であるが、被害発生の予測に成功している。

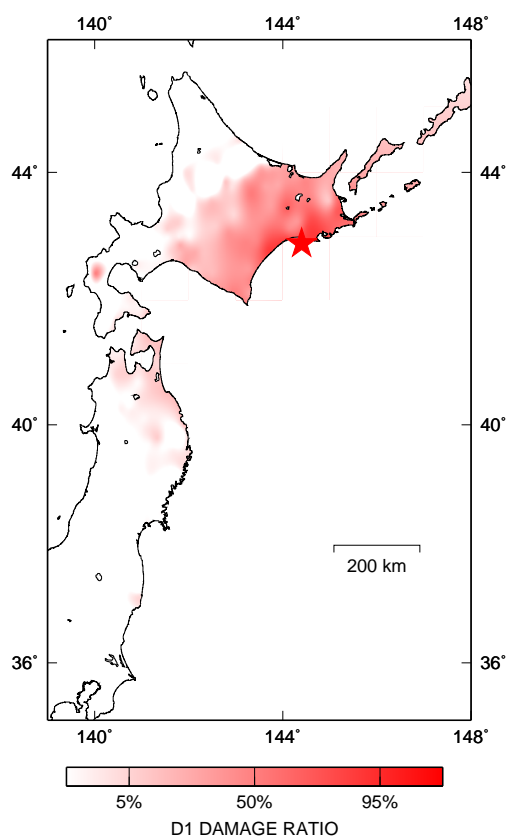


(c) 観測 [宇佐美 (1996)]

図 5.10 1993 年 釧路沖地震の震度分布図

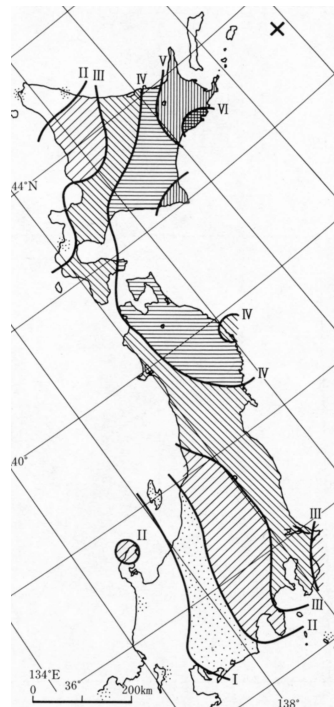
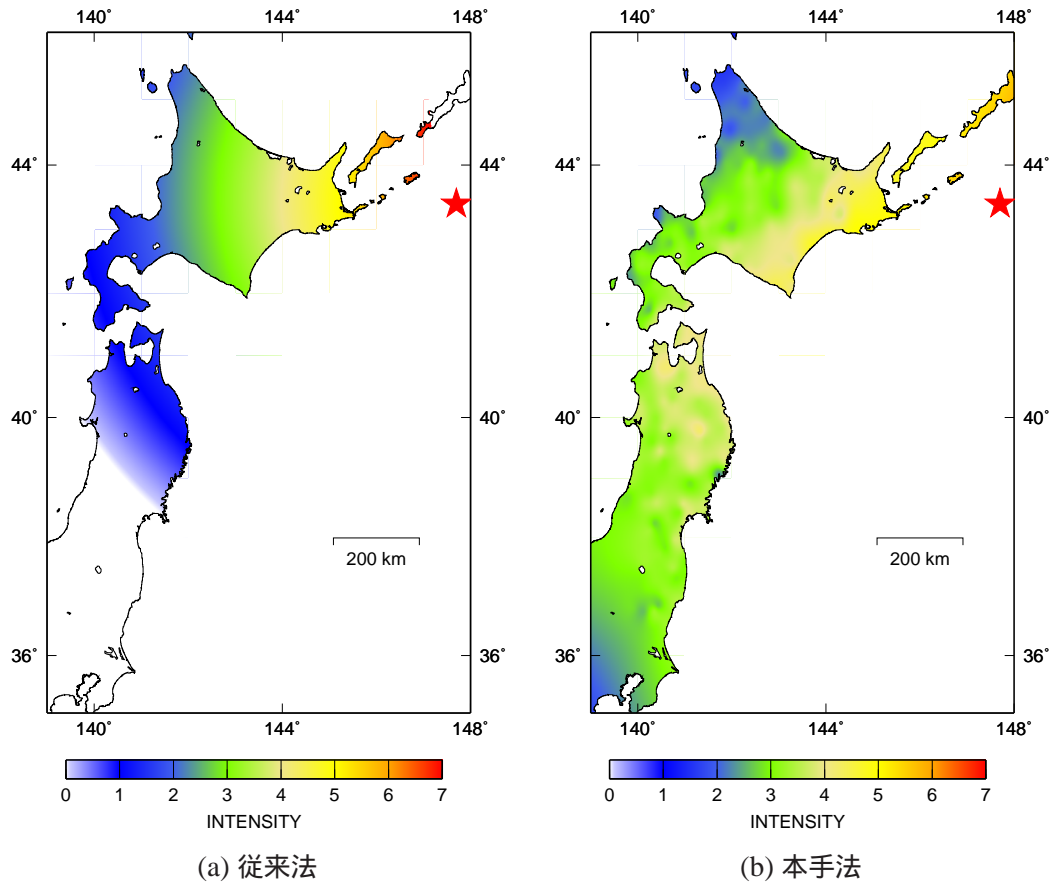


(a) 従来法



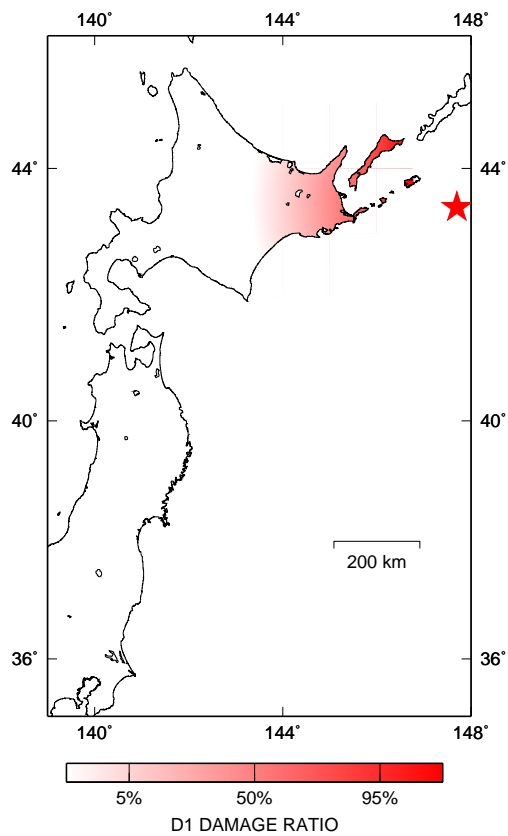
(b) 本手法

図 5.11 1993 年釧路沖地震における木造建物 D1 被害率分布予測図

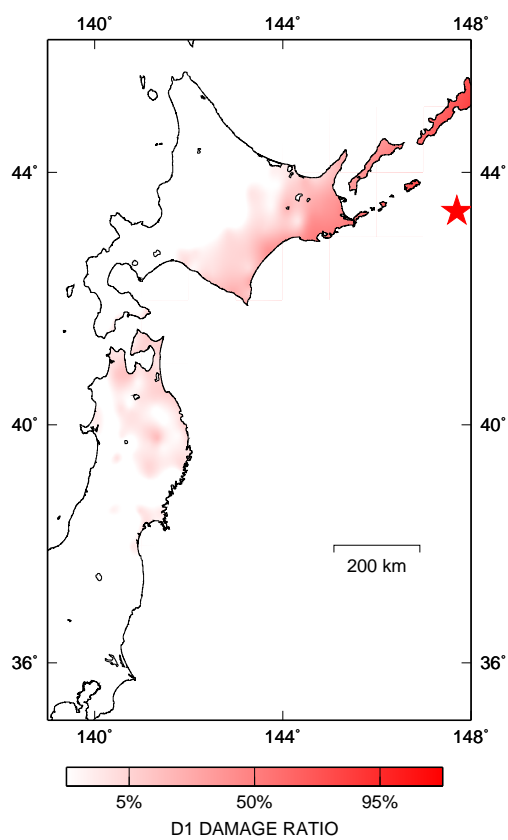


(c) 観測 [宇佐美 (1996)]

図 5.12 1994 年北海道東方沖地震の震度分布図



(a) 従来法



(b) 本手法

図 5.13 1994 年北海道東方沖地震における木造建物 D1 被害率分布予測図

5.3 地震防災への展開

5.3.1 広域地震防災へ向けて

地震防災の究極の目的は、人命の損失を皆無にすることであると考えられる。図 5.5 で示した木造と RC 造の建物の破壊パターンの内、人的被害が発生する破壊形式は主に、D5 以上である。本研究で提案した、予測手法は前章で示したように、主に、気象庁震度でと 程度をより精度高く予測しようとするものであり、建物被害としては、D2,D3 程度の被害が発生する地震動であると考えられる。しかし、例えば 1993 年釧路沖地震や 1994 年北海道東方沖地震、2003 年十勝地震等の海溝付近で発生する地震では広い範囲（震度の地域）で、農業被害、土木被害、建築被害が発生している。被害額としても土木被害を中心に非常に激甚な被害を受けており [岡田 (2004)]、すなわち、地震防災行政にとって、想定される地震における広域地震動分布は重要な基礎資料となる。その手法として、前節で述べた通り、距離減衰式と比較し、精度の高い本手法は非常に有効であると言える。

シナリオ地震に対する広域的な地震防災を考えたとき、その対策投資を正確に行う基礎資料となるのは、減衰式であるか、本手法であるかの選択は議論の余地を与えない結果が図 5.12 である。

5.3.2 設計用入力地震動計算への組み込み

これまで、防災的な観点からの議論であったが、ここで、建物の設計用入力地震動を検討するにあたり、本手法の展望を述べる。図 5.14 に 2004 年十勝沖地震の本震の K-NET の加速度記録から計算される速度応答スペクトルの周期毎の振幅値の広域分布図を示す。これまで検討してきた震度では見えなかった、地震動の周期特性の違いにより、振幅の減衰の違いが理解出来る。すなわち、防災行政等で用いられる、震度と異なり、建物の周期特性を考慮した設計用入力地震動を検討する場合、その周期毎の振幅値が同等の減衰を示すことにはならない。本地震においては、周期 1 秒のコンター形状は震度のコンターと良く対応しており、計測震度のフィルター特性を考慮しても矛盾しない。しかし、長周期の 3 秒や 10 秒では、同一の形状とはならない。苫小牧から石狩に振幅の大きい地域があり、本地震でほぼ 300km 近い震源距離に位置する石狩湾においても石油タンクの被害が生じた。

そこで、本手法の火山フロントの背弧側前弧側の構成比を基に、応答スペクトルの減衰性状を把握するため、構成比毎に分類して、距離と応答スペクトル値との関係を示した (図 5.15)。500km 以上に関しては東北・関東地域の太平洋側での高振幅が見られるが、500km まではほぼ一定の傾きを持って減衰している。0.1 秒に関しては、本手法で示した、明瞭な違いが見られるが、長周期ではそれらが見えなくなる。すなわち、本手法はタンクや超高層被害を発生しうる、長周期地震動の検討には、不向きであると言える。しかし、例えば、設備等に影響を与えるの短周期域では威力を発揮すると思われる。図 5.15

において、地域の違いを考慮せずに、各周期毎に 500km 以内での減衰の傾きを求めると図 5.16 に示すように、短周期で傾きが大きく、長周期側で傾きが小さいことが明らかであり、今後、地震動の周期特性が考慮可能な広域地震動予測手法へと発展させ設計用入力地震動をも議論可能な域に展開していく必要がある。

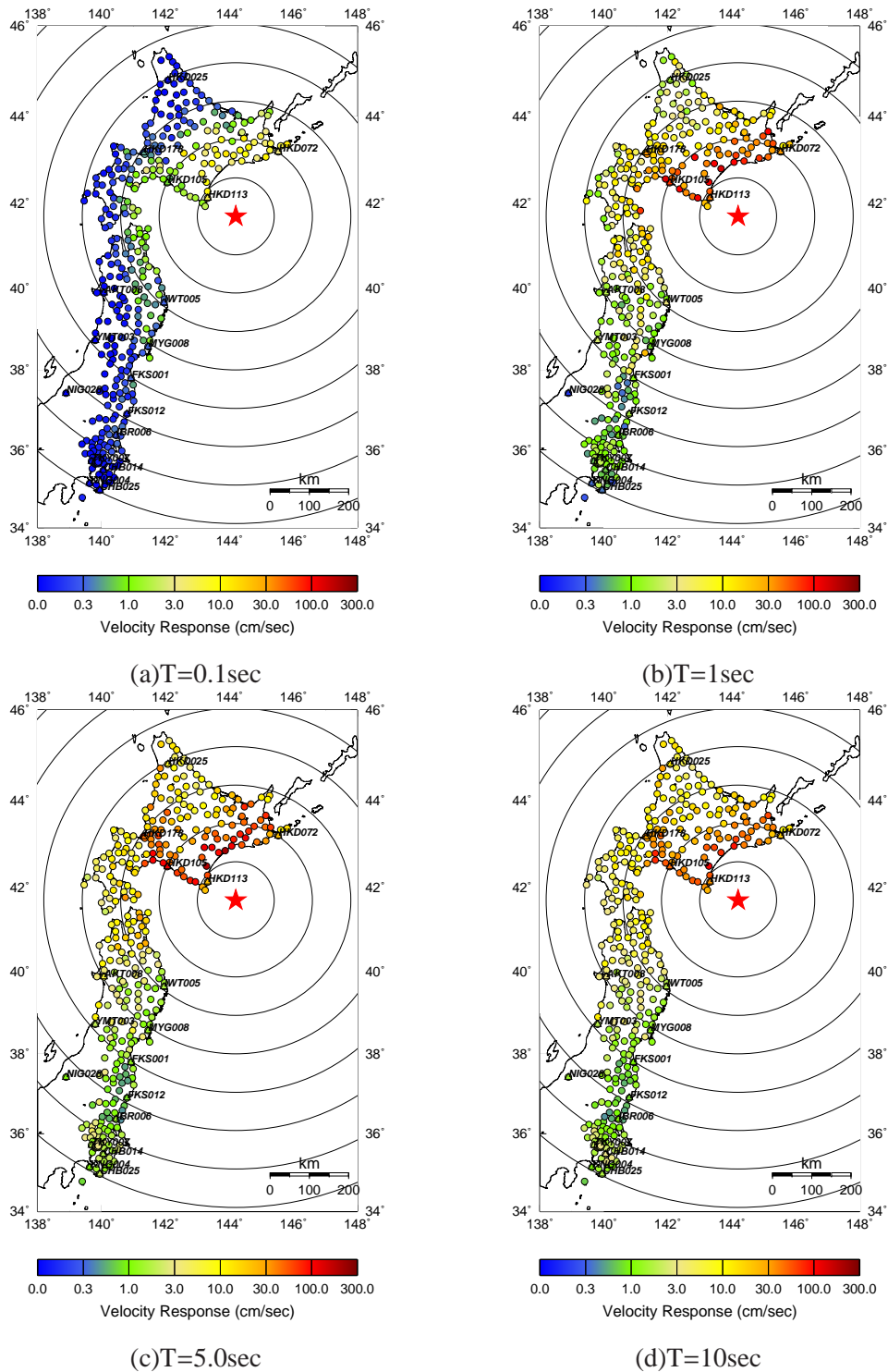


図 5.14 2003 年十勝沖地震における速度応答スペクトル値の分布

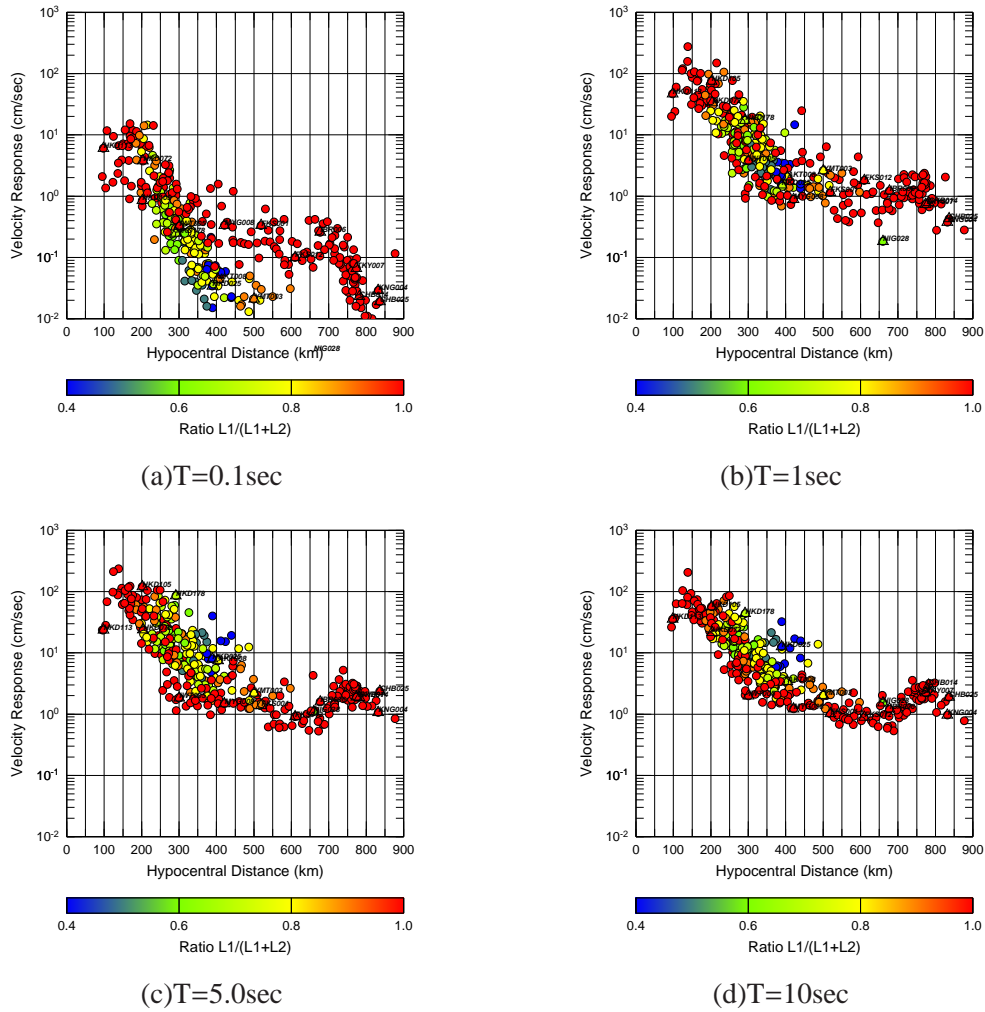


図 5.15 2003 年十勝沖地震における速度応答スペクトル値の距離による減衰

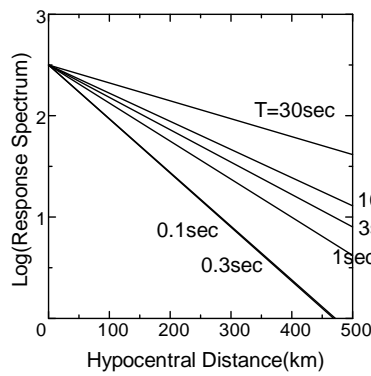


図 5.16 2003 年十勝沖地震における速度応答スペクトル値の周期毎の傾き (切片は便宜的に 2.5 に固定)

5.4 本章のまとめ

予測手法の検証として、これまでに得られた観測記録と予測値を比較し、手法の適用性に関する議論を行った。これまでの距離減衰式では地盤による増幅特性と理由づけられてきた、予測値と観測値との残差を、本手法では、減衰構造による影響を除外してより詳細に議論することが出来た。次に、建物の地震被害の破壊形式に着目し、現状の被害尺度より高分解能の尺度で被害を記述することを提案した。構築した広域地震動予測手法を基に、算定される被害率から予測値の精度を議論した。その結果、想定地震等の本手法による予測結果が、行政等の地震防災に重要な情報を提供できる可能性があることを示した。

第5章の参考文献

青森県防災 HP 地震総覧, <http://www.bousai.pref.aomori.jp/jisinsouran/index.htm>.

加藤誠・勝井義雄・北川芳男・松井愈, 1990, 日本の地質 1 北海道地方, 共立出版, 337pp.

Kawasumi,H., 1954, Intensity and Magnitude of Shallow Earthquakes, Travaux Scientifique, Publ, BCSI, Ser. A, 19, 99-114.

建設省建築研究所, 1996, 平成7年兵庫県南部地震被害調査最終報告書-第 編中間報告書以降の調査分析結果-, 303pp.

松岡昌志・翠川三郎, 1994, 国土数値情報とサイスミックマイクロゾーニング, 第22回地盤震動シンポジウム資料集, 23-34.

村尾修・山崎文雄, 1999, 兵庫県南部地震における建物被害の自治体による調査法の比較検討, 日本建築学会計画系論文集, 515, 187-194.

小川直樹・山崎文雄, 1998, 兵庫県南部地震における航空写真を用いた建物被害判読精度, 第3回都市直下地震災害総合シンポジウム論文集, 419-422.

岡田成幸, 2004, 2003年十勝沖地震 - 地震による土木・建物被害の特徴 -, 月刊地球, 189-196.

岡田成幸・鏡味洋史, 1991, 震度による地震被害系統評価のためのバルナラビリティ関数群の構成, 地震 2, 44, 93-108.

大西淳一・山崎文雄・若松加寿江, 1998, 気象庁地震記録に基づく地盤増幅度と地形分類との関係, 第10回日本地震工学シンポジウム論文集 vol.1, 909-914.

太田裕・後藤典俊・大橋ひとみ, 1979, アンケートによる地震時の震度の推定, 北海道大学工学部研究報告書, 92, 117-128.

東京都防災会議, 1980, 地震の震度階解説表.

第 6 章

総括

本論文では、広域地震動分布に対する、プレートの沈み込み構造、火山フロントの影響を定量的に把握することで、広域で簡便かつ高精度な地震動分布を予測する手法を構築した。さらに、構築した予測手法をもとに、広域での被害予測を行い、従来法との違いを議論した。

最初に、太平洋プレートの沈み込み構造を基に、プレート上面を境界とした2層構造で地震波伝播経路を求め、各層内の伝播経路を用いて観測された広域地震動分布の解析を行い、予測手法の構築を行った。

次に、予測手法の簡便化及び観測結果の比較検討を容易に行うための方策として、火山フロントを利用した予測手法へ発展するべく、震源距離の火山フロントの前弧側と背弧側の距離を分離して、観測された広域地震動分布の解析を行った。

以上により得られる予測手法を基に、表層地盤の影響を議論した。距離減衰式を基に、同様に国土数値情報等の表層地質区分で補正する手法が近年多用されるが、地震波減衰構造を考慮せずに補正項を求めることは、大きな誤差が補正項に含まれることになる。減衰構造を考慮した本手法に補正項を導入することで、精度のより高い予測手法の構築が可能となった。さらに得られた予測手法から想定される地震時の被害分布の範囲を、作成した被害率関数を用いて行い、従来法との算定被害量の違いに関し言及した。

本手法の今後の課題としては、設計用入力地震動を検討するために不可欠な、地震動の周期特性を考慮した予測手法への展開である。地殻内のQ値構造の議論も含め、周波数毎の地震波の減衰性状を把握していくことは非常に重要であると言える。

以下に各章の要約を示す。

第1章では、これまでの広域地震動分布予測に関する研究を概観し、その問題点を指摘し、本研究の目的・意義を明らかにした。加えて、本論文の構成について述べた。

第2章では、広域地震動分布に現れる、地震波の伝播経路の影響による異常震域に関して言及した。特に、北海道東北地方で顕著に現れる異常震域に関し、3章以降でのモデル化の前提となる、太平洋プレート構造の沈み込み、火山フロントの影響に関して定性的に言及した。加えて、異常震域の予測手法の重要性を都市防災の観点から述べた。

第3章では、定性的に地震波の減衰が小さいと指摘される太平洋プレート内と、減衰が大きいと指摘されるプレートより上部の減衰性状を広域地震動分布の影響から定量的に把握するため、それぞれの地震波伝播経路を求め、減衰性状を検討した。地震波の伝播経路を求める構造は、既往の文献に基づき太平洋プレート上面を境界とした2層の速度構造でモデル化し、そのモデルを用いて伝播経路を求める。伝播経路の求め方は、簡単に速度構造の異なる2層構造の境界面で波線がスネルの法則に従うものとし、各層内での直線経路

を求めた。各構造内での減衰係数を、震度を目的変数とし、得られた各経路を説明変数とした重回帰分析により得た。その結果、プレート内で外部と比較し著しく地震波の減衰性が低いことが明らかとなった。加えて、得られた回帰係数を用いることで予測が可能となった。

第4章では、第3章の手法をさらに簡便な形に発展させ、地震波伝播経路を求めることなく、広域地震動分布の予測を精度良く行う事を目的とし、火山フロントで分離される震源距離を用いて、火山フロント前弧側と背弧側での地震波減衰特性を議論した。第2章で言及した通り、前弧側と背弧側での減衰性状の違いに加え、火山フロントの位置は太平洋プレートの上面の等深度線とほぼ並行であり、第3章で明らかにしたプレート構造の広域地震動分布の影響をも簡便に考慮することが可能である。背弧側と前弧側のそれぞれの距離を説明変数とし、第3章と同様の重回帰分析を行うことで、それぞれの減衰性状に相当する回帰係数を求めた。その結果、前弧側での減衰が背弧側での減衰と比較し、非常に小さいことが定量的に明らかとなった。得られた回帰係数を用いて、予測が可能となり、加えて第3章での手法では困難であった、観測値との比較が従来の距離減衰式と同様に可能となった。

第5章では、予測手法の検証として、これまでに得られた観測記録と予測値を比較し、手法の適用性についての議論を行った。これまでの距離減衰式では地盤による増幅特性と理由づけられてきた、予測値と観測値との残差を、本手法では、減衰構造による影響を除外してより詳細に議論することが出来た。次に、建物の地震被害の破壊形式に着目し、現状の被害尺度より高分解能の尺度で被害を記述することを提案した。構築した広域地震動予測手法を基に、算定される被害率から予測値の精度を議論した。その結果、想定地震等の本手法による予測結果が、行政等の地震防災に重要な情報を提供できる可能性があることが指摘できた。

第6章は、総括であり、各章における成果とさらなる精度向上への課題を述べまとめている。

謝辭

私の所属する耐震工学研究室（現：都市防災学研究室）が、1993年釧路沖地震と1994年北海道東方沖地震のアンケート震度調査を北海道全212市町村で実施し、そのデータのとりまとめに参加した。1994年の暮れ頃であったが、研究室の研究会でこのデータを用いて、震度の距離による減衰の図面を報告したところ、なぜ、遠地で震度が高いところが在るのか？と鏡味洋史先生に質問された。答えに困った当時修士課程2年目の私は地盤の影響であろうと、適当に答えた。果たして、その答えは、大凡間違っていたのである。その場で先生に不勉強を叱られつつ、異常震域に関して説明頂いた。それが、北海道東北地方の異常震域に取り組むきっかけとなった。

博士後期課程に入学した1995年から、これらのデータを用いて、色々と試行錯誤を重ねていた。当時は並行して、1995年兵庫県南部地震で被害を受けた建物の破壊形式の分類を岡田成幸先生（現名古屋工業大学）の指導の元でさせて頂いていた。この成果は破壊パターンチャートとして、多くの被害地震で他の研究機関も用いる被害調査法として定着してきている。

1996年6月に助手として就任し、初めてこのテーマを選択してくれた学生が1997年の4月に研究室に配属された梅田浩士君（現根室西高校教諭）である。梅田君と研究を一緒に行うようになり、彼の精力的な作業により、飛躍的に研究は進歩した。はじめは、地盤による増幅の影響を除去するために空間的平滑化処理を施したデータを使用して解析を行っていたが、本学理学部の笹谷努先生の研究室を訪ね、解析方針を指導頂いた際、偶然居合わせたDOCONの斎藤誠治博士との4人での議論で、まずは元のデータを利用すべきであろうと指摘され、手順として、元データを用いて解析を行い、それからその傾向からの残差を地盤で議論するという、いわば正攻法で行くことにした。この時の議論で、波の経路がどのようなようであり、特定の遠地に現れる高震度域、低震度域が太平洋プレートとその上部との減衰構造の違いによる影響であることをイメージ出来た。しかし、それをどのように解析に持ち込むかを考えあぐねていた。というのも、仮に、震源からの観測点までの直線で経路を表現すると、プレート内はさほど通過しないのである。

プレート上面の等深度線をもてあます日々が続いたが、研究室の研究会で、岡田成幸先生に波の屈折法則の利用を提案頂き、早速梅田君と手作業で断面を作成し、適当な速度構造を与えることで、波線を手計算で求めるというアナログな方法での検討を行い、梅田君の卒業論文となった。ほぼ、ここで、手法の枠組みが完成されたと思っている。それにしても、これが1997年の出来事であるから、なんとも、時代遅れも甚だしい指導教官であったことを反省している。しかし、手作業を行ったことで、手法のイメージは非常に明確化された。

梅田君と1998年5月の地震学会でポスター発表を行い、多くの方に議論頂いたが、本学科の先輩でもある電源開発の仲田満也氏に注目頂き、その後は岡田成幸先生と共に平井

武氏を交えて多くの議論を頂いたことは、後の原動力になったと思っている。梅田君が修士課程に進み、これまた1から波線を求めるプログラムを共に作成した。1998年に太田裕先生が本学科に講演に来られた際、遅くまで手法の是非に関して議論頂いたが、工学的判断が重要であることを学ばされ、勇気づけられた。太田先生はその後も研究の進展を気に掛けてくださった。1999年の11月には、第27回地盤震動シンポジウムで、鹿島建設小堀研究所の加藤研一博士に本手法を紹介頂き、非常に大きな継続の力となった。

2000年春には梅田君が作成したプログラムでアンケート震度データの解析を北海道全域で行い修士論文として纏められたが、私の怠慢で一向に研究は進まなかった。その後、プログラムの完全自動化を行い、1996年から飛躍的に観測網の整備が進んだK-NETやKiK-netのデータを利用して頂き、既往の距離減衰式の研究を参考にしながら回帰式の検討したりと、亀の歩みでここまで来た。

笹谷先生には、1993年釧路沖地震後に釧路市内でESGグループによる高密度観測が実施された頃からご指導を頂いているが、札幌地盤震動研究会、北海道強震動研究会（北震研）を通して、多くの議論を頂いた。2003年十勝沖地震後には、ほぼ毎週開催のTS研究会（努笹谷研究会？否 Tokachi-oki eq. Strong ground motion 研究会）で、Oguz Ozel 博士、前田宣浩博士、斎藤誠治博士、清水学君、三浦尚史君、新屋雅之君、三輪田吾郎君と共に多くの議論を頂いたことは、本論文を纏めるにあたり、非常に大きなよりどころとなった。TS研に時に参加される理学部の岡田廣先生には、北震研での多くの指摘や提案、そして何よりも、工学的観点の重要性を指導頂いた。TS研における先生方との議論を、本論文で纏めきることは出来なかったが、TS研は今後の研究の礎であり、強震動研究の楽しさを学ばされている。

耐震工学講座に私が配属された当時の、村上ひとみ先生（現山口大学）と坂井忍先生の指導なくしては研究の継続は無かった。多くの先輩方、友人達、後輩学生諸君との議論は、研究を進める上で無くてはならないものであり、今後も大切にしていければと考えている。学生時代、院生時代、そして現在の助手時代を通し、津川りゅう子事務官には多くの便宜を図って頂いている。

このように、また書ききれない多くの方々や機関の協力によって、本論文を纏められたと考えています。深く御礼申し上げます。

本論文を提出するにあたり、主査をお引き受け頂いた鏡味洋史先生を始め、副査の石山祐二先生、城攻先生、岡田成幸先生には、貴重な時間を割き、本論文に関して議論頂きました。委員長の横山真太郎先生を始め、上田正生先生、角幸博先生、越澤明先生、小林英嗣先生、野口孝博先生、林川俊郎先生、三浦清一先生にお忙しい中、授与審議委員をお引

き受け頂きました。厚く御礼申し上げます。

遅々として進まぬ研究を、仕事が忙しい中見守ってくれた妻真希子、家事に協力してくれるようにもなった娘花野、何より忙しい我々夫婦に代わって花野の面倒を見てくれた妻の両親、祖母、叔母、弟、そして依然心配を掛けている私の両親、祖父母、妹、弟に心より感謝致します。

2005年2月10日

高井伸雄

