

東海・東南海・南海地震の
連動性評価研究プロジェクト

- ② 連動性を考慮した強震動・津波予測及び
地震・津波被害予測研究

(平成 20-24 年度)

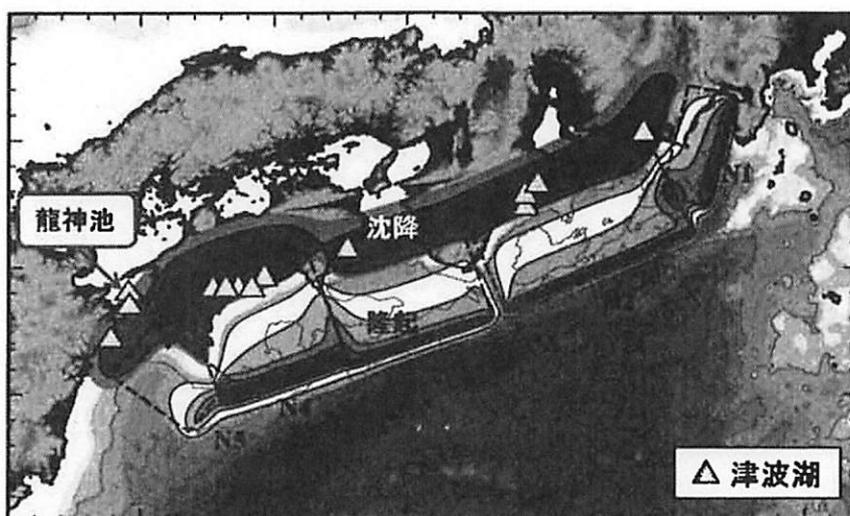
成果報告書

平成 25 年 5 月

文部科学省 研究開発局

国立大学法人 東京大学大学院情報学環

1. 連動型巨大地震による強震動の高精度予測 (3.1 参照)



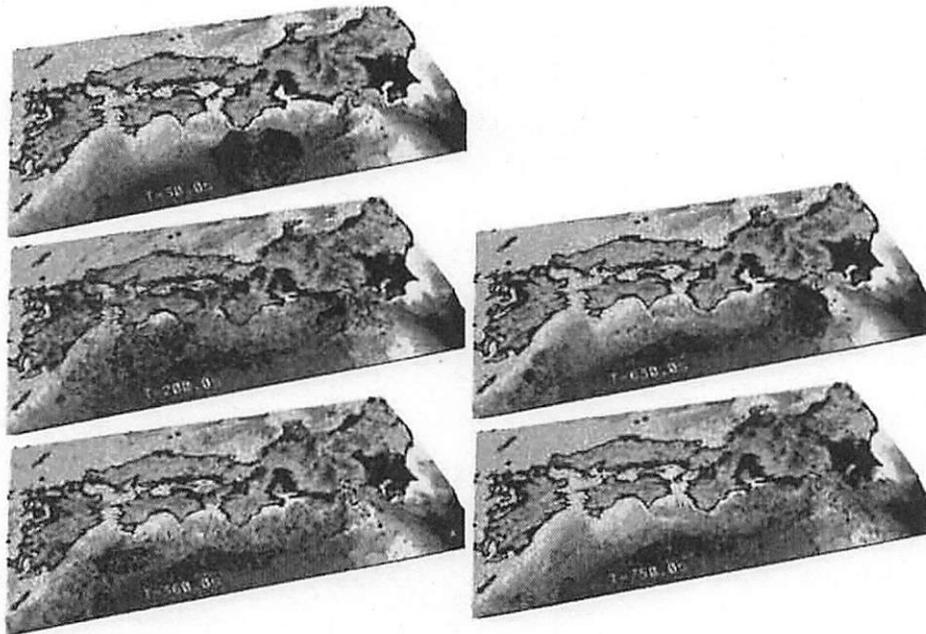
(a) 宝永地震モデル



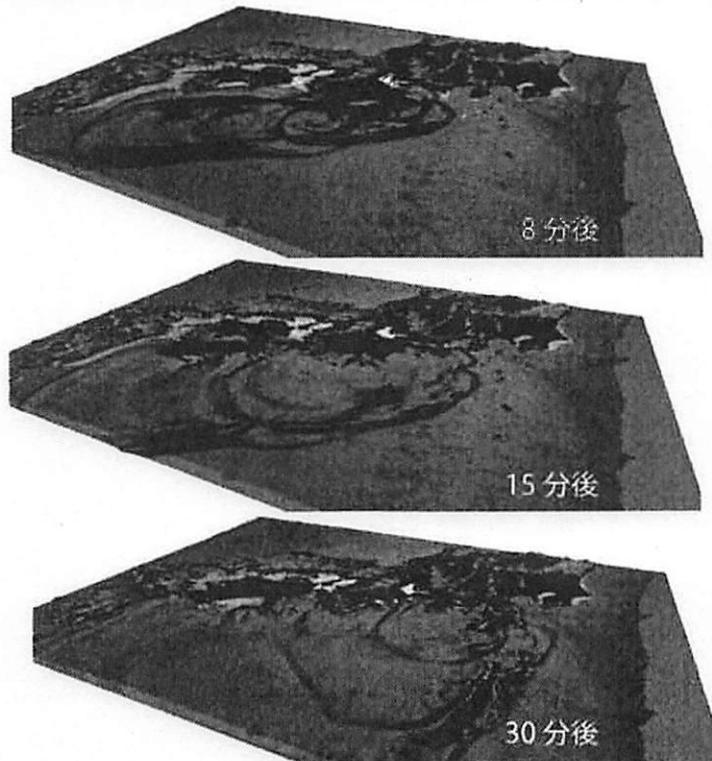
(b) 修正 宝永地震モデル (N5あり)



近年発見された津波堆積物（龍神池）と九州沿岸の津波被害の史料の解釈と、海底地下構造調査、地震観測研究の総合的評価から、1707年宝永地震の震源域が日向灘まで延びていたことを示し、修正宝永地震モデルを作成した。



東海・東南海・南海地震の連動発生による強震域の拡大に加え、数分～十数分の時間差連動により、長周期地震動の継続時間が最大 15 分～20 分以上長く継続する問題を確認した。



東北地方太平洋沖地震から分かった新たな連動地震の知見をもとに、宝永地震（東海・東南海・南海地震の連動）と慶長地震（津波地震）の大連動による津波の増幅が評価できた。

2. 津波災害の高精度予測に基づく人的被害軽減戦略の策定 (3.2 参照)



合成地形モデルの開発により、従来の合成粗度モデルでは表現できなかった密集市街地や道路沿いなどの浸水深を正しく評価できるようになった (高知市の津波到達時間の例)。



(a) 地震発生から 3 分



(b) 地震発生から 30 分



(c) 地震発生から 90 分



(d) 地震発生から 120 分



(e) 地震発生から 160 分

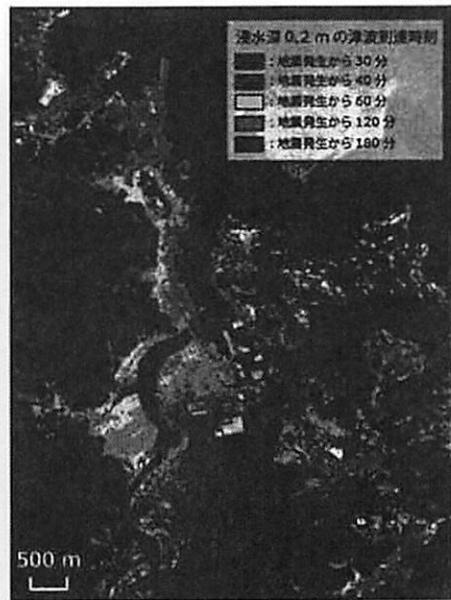
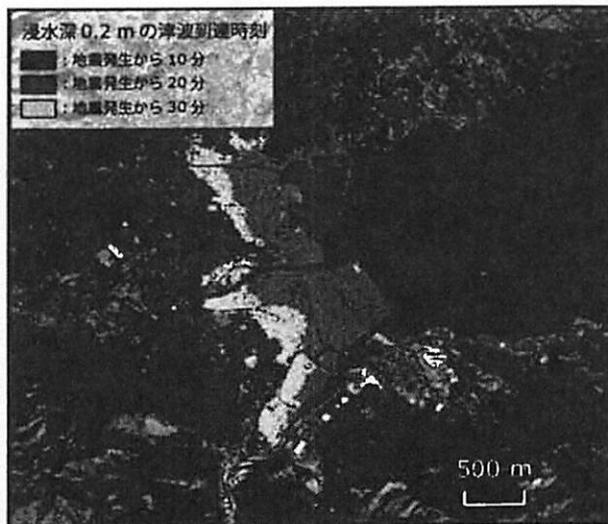


(f) 地震発生から 179 分

一般の方に津波の伝播過程をわかりやすく伝え、適切な津波避難行動と防災対策の促進を目指した効果的な CG 教材を作成した。

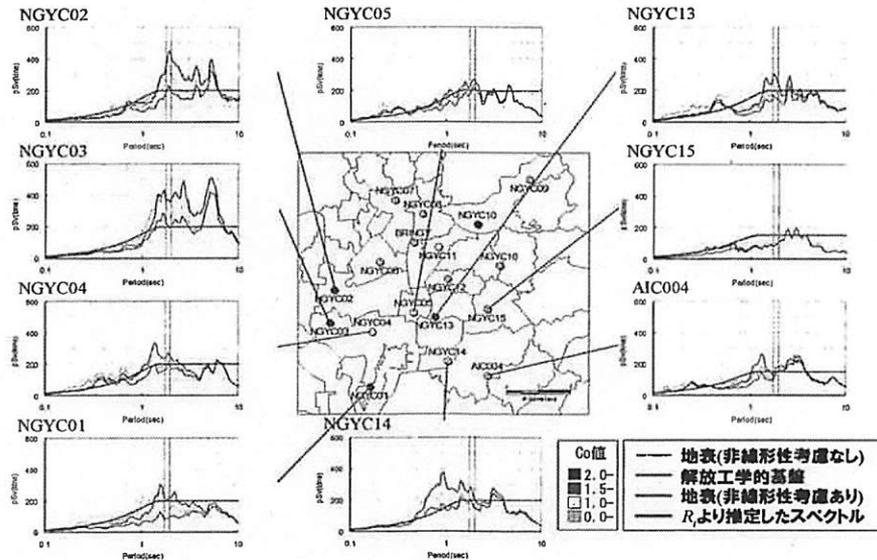


宝永地震（プレート境界深部滑り）と慶長地震（浅部滑り）の大連動による津波を評価し、影響が大きい外海に比べ、内海では津波高が変化しないことを確認した（高知、左：浅部滑りあり、右：なし）。

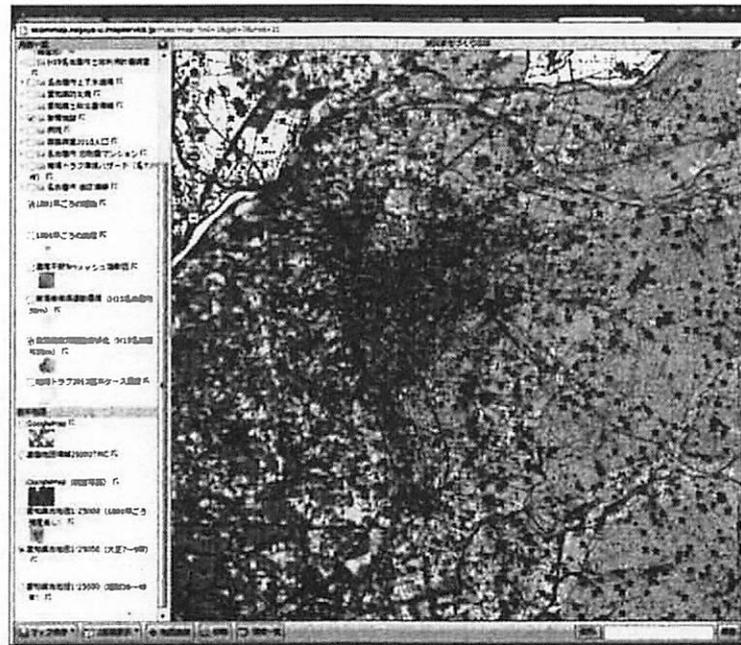


地形に津波浸水時間を重ね書きした新しいリスク・ハザードマップを活用した防災力・対応力の検討を進めた（左：尾鷲市、右：鳥羽市）。

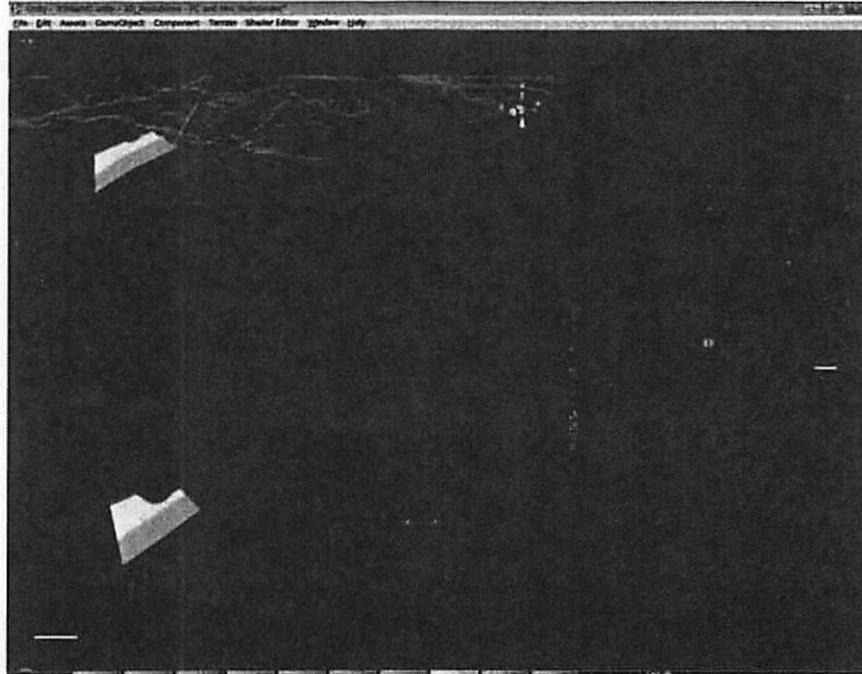
3. 都市域の地震動予測と構造物の被害予測・減災戦略の策定 (3.3 参照)



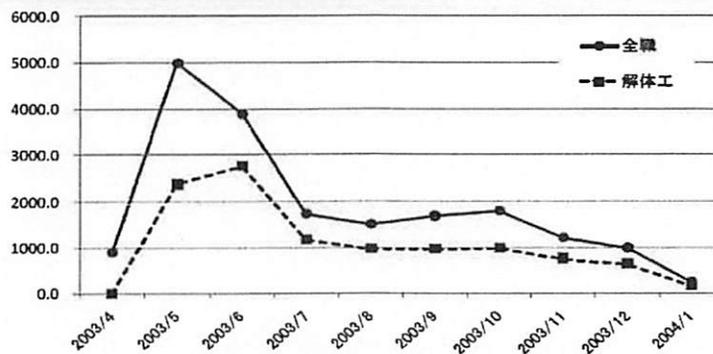
地盤による地震動の増幅を評価し、構造物の被害を適切に見積もりが可能になった（東海・東南海地震連動時の名古屋市南部の速度応答と4階建物相当の標準層せん断力係数 C_0 ）。



人口密集地域の地盤情報に加え、古地図から抽出した溜池の位置から液状化危険度を判定し、現在の教育施設等の重要構造物の配置から都市の脆弱性が明確化した（名古屋市の例）。

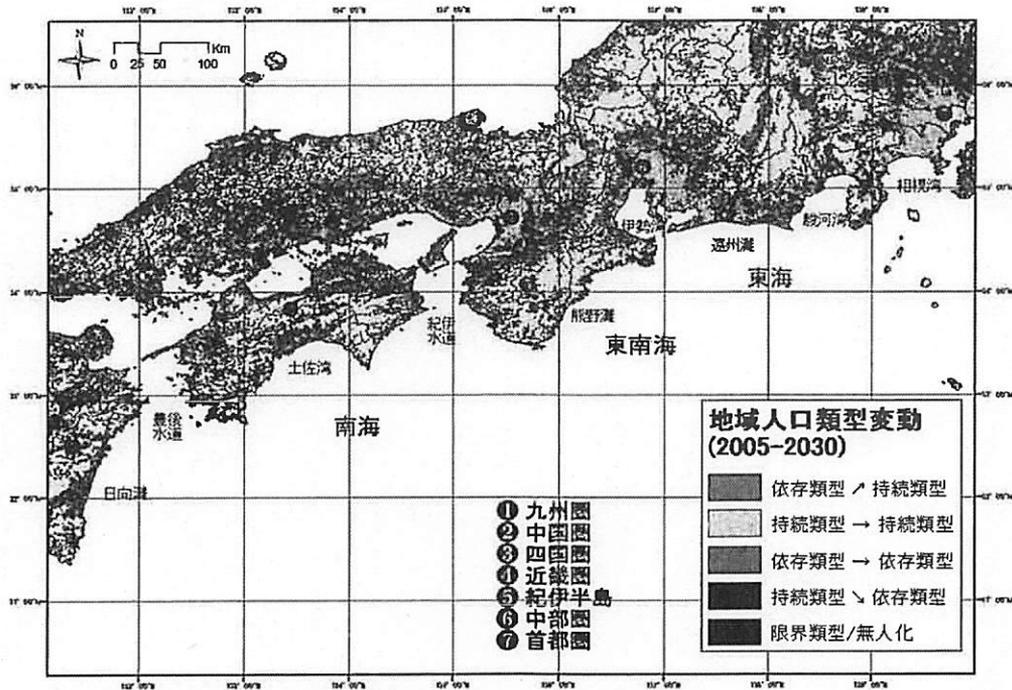


都市、社会、歴史、地理、ハザード、地盤、施設、人口など多岐にわたる情報を適切に収集・整理、分析、表示する相互運用システムをウェブGISを用いて整備した。

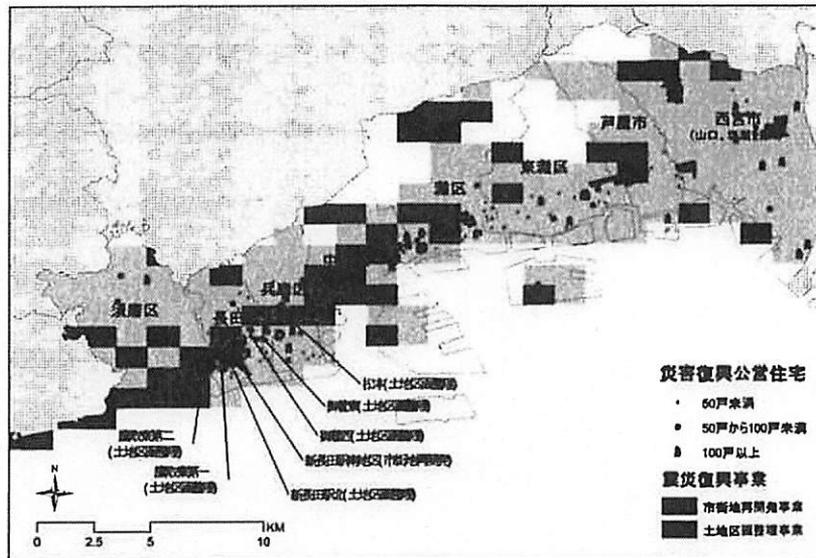


想定される強震動と、建物耐震性に基づく被害予測をもとに、調達可能な重機、就労人員、その他の制約を考慮して建物解体・撤去に要する総日数を具体的に評価することができた。

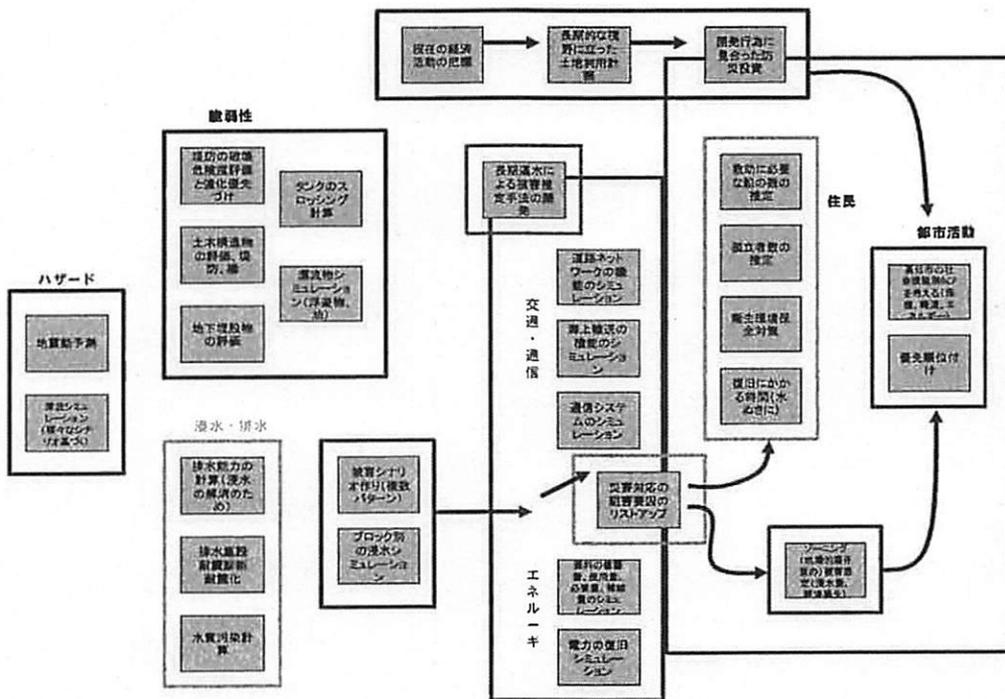
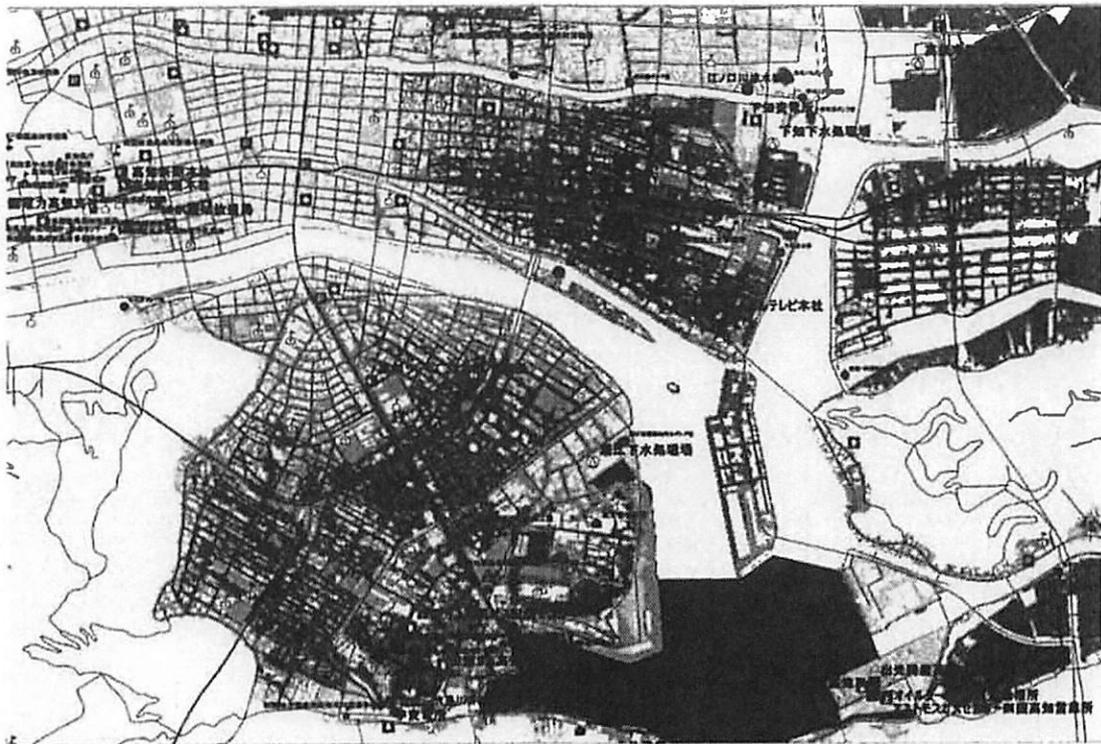
4. 将来の地域社会特性を反映した災害対応、復旧・復興戦略の策定 (3.4 参照)



現在の西南日本地域の人口の変動の分析と将来の予測から、将来の地域類型の変化を考慮した復興復旧戦略を検討することができた。

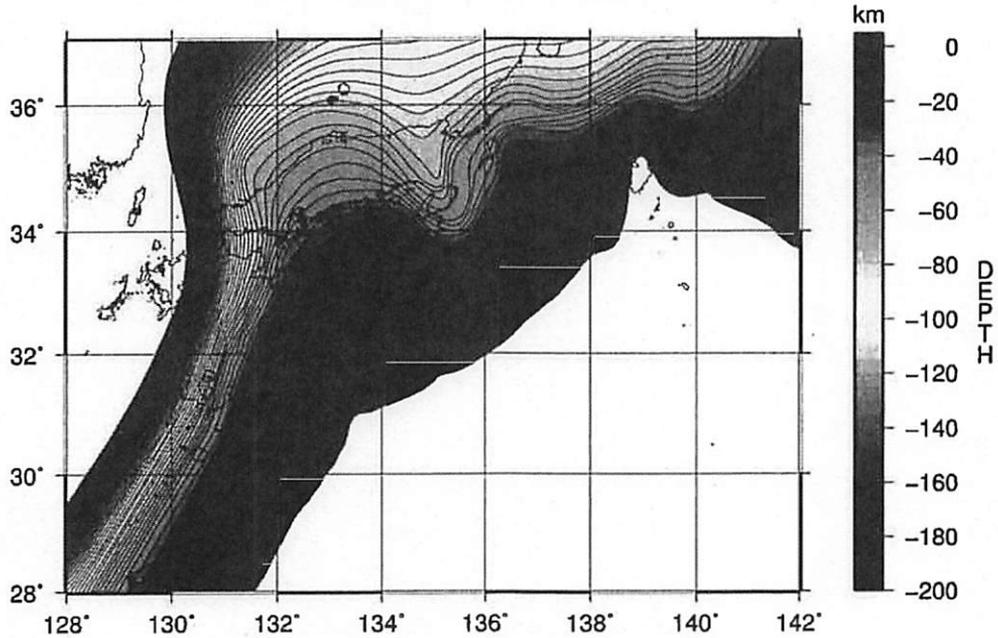


1995年兵庫県南部地震（阪神淡路大震災）の被災前・後の地域人口特性変動と、震災復興事業・災害復興公営住宅分布図の関連から、適切な復興施策とその効果が具体的に見えた。

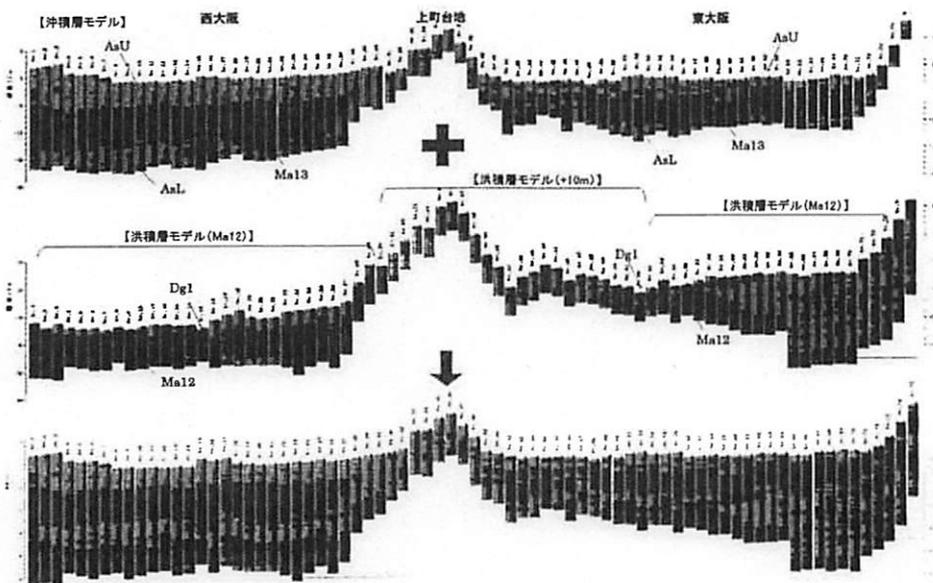


津波シミュレーション結果を用いて、地震地殻変動による長期湛水の影響・被害を明確し、応急対応の手順と速やかな復旧に向けての事前・事後対策の検討が進んだ（高知市の例）。

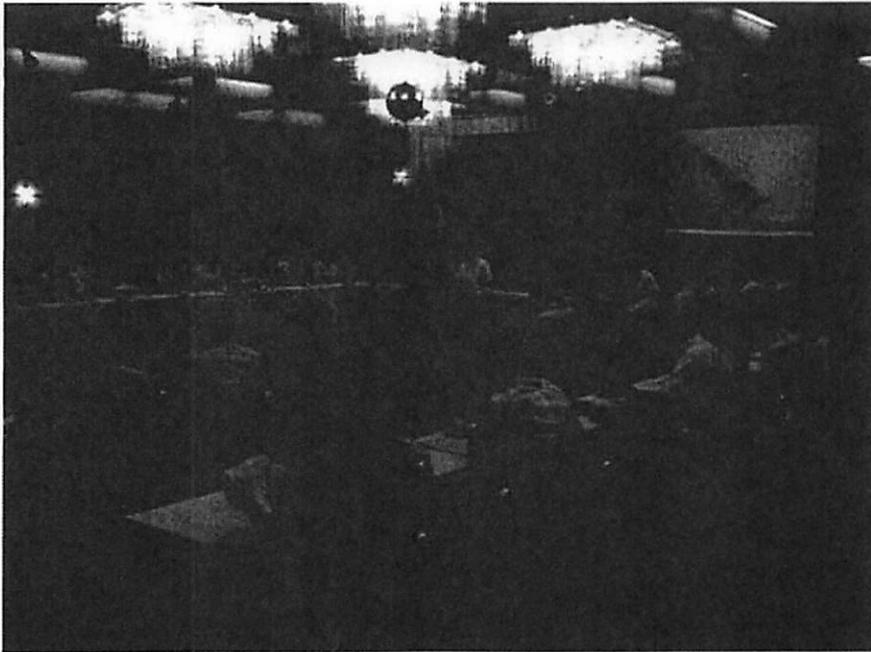
5. サブプロジェクト①の研究成果の活用及び地域研究会の開催 (3.5 参照)



南海トラフ海域構造探査により、フィリピン海プレートの詳細な形状を詳細に求め、地震発生シミュレーション、強震動・津波シミュレーションの高精度化が実現した。



ボーリングデータや微動観測データ等を統合的に解釈し、表層地盤モデルを整備して、都市域での強震動・建物振動シミュレーションの高度化が進んだ（大阪平野の地盤モデルの例）。



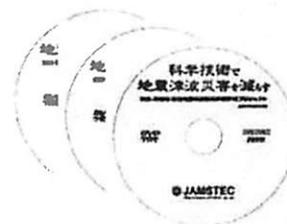
地域研究会を開催し、自治体やライフライン企業等の防災担当者と研究者集まり、研究の進捗の報告と、成果の防災活用に向けた研究ニーズの把握ができた（高知地域研究会の例）。



■ 連動性プロジェクト全体成果の紹介ビデオの製作

- 本編（15分）
- ダイジェスト（3分）

■ ナビゲータを起用し、プロジェクト成果と地震防災とのつながりをわかりやすく説明



5カ年のプロジェクト研究の成果を、CGを多用して一般にわかりやすい形で取りまとめた成果普及DVDを制作した。

まえがき

東海・東南海・南海地震の連動発生の条件と可能性を探り、そして連動発生による強震動と津波の生成とこれによる被害を的確に予測して、地震直後の応急対応と速やかな復旧・復興に向けた防災情報を提供して、災害の軽減に資することを目的とする本プロジェクト「東海・東南海・南海地震の連動性評価プロジェクト」が平成 20 年度から 5 カ年の計画で実施された。

本連動性評価プロジェクトは、上記の目的を達成するために理工学研究の連携と社会学研究の参画により

- ① 東海・東南海・南海地震の連動性評価のための調査観測・研究
- ② 連動性を考慮した強震動・津波予測及び地震・津波被害予測研究

の 2 つのサブプロジェクト研究を、サブプロジェクト間で密接に連携を取りながら進めた。

本サブプロジェクト②では、東海・東南海・南海地震の連動発生による強震動と津波被害の全貌を明らかにし、これに対応した防災・減災対策等の検討に必要な災害情報を提供することを目的に、次の 5 つのサブテーマを定めて研究が行われた。

(1) 「連動型巨大地震による強震動の高精度予測」

連動型巨大地震により生まれる強震動、地殻変動、そして津波をスーパーコンピュータを用いて高精度に予測することにより、連動発生による地震と津波のリスクを的確に把握した。

(2) 「津波災害の高精度予測に基づく人的被害軽減戦略の策定」

上記のシミュレーション結果をもとに、津波の河川遡上や沿岸部での波高と浸水等を高精度に予測して、津波被害軽減に有効なハザードマップ等を作成し、また、これを有効に活用した人的被害の軽減戦略プログラムを提案した。

(3) 「都市域の地震動予測と構造物の被害予測・減災戦略の策定」

地震観測に基づく平野部での強震動の評価や、構造物の地震応答解析等に基づき大型の現代構造物や埋立地における大規模構造物の耐震性の評価を行なった。応急対応、復旧・復興の鍵となる地域の災害対応力を調査し、そしてボトルネックとなる重要課題を明確化した。

(4) 「将来の地域社会特性を反映した災害対応、復旧・復興戦略の策定」

連動型巨大地震による強震動と地殻変動、そして津波が引き起こす複合災害の全貌を明らかにし、重要施設の被災による直接及び間接的な社会影響を評価した。そして、10 年、20 年、あるいは 30 年後の被災地の社会状況の変化を見据えた災害対応

と復興プロセスを明確化した。

(5)「サブプロジェクト①の研究成果の活用および地域研究会の開催」

サブプロジェクト①の地下構造調査結果等を用いて、強震動及び津波シミュレーションの高度化に必要となる地下構造モデルや濃尾平野及び大阪平野等の主要平野の地盤モデルを整備した。また、本プロジェクトを地域自治体の防災担当者やライフライン企業等と意見交換を図りながら計画的に進めるための地域研究会を開催運した。

本報告書は、本サブプロジェクト②研究の5カ年の研究成果をまとめたものである。

目次

グラビア	i
1. 連動型巨大地震による強震動の高精度予測 (3.1 参照)	i
2. 津波災害の高精度予測に基づく人的被害軽減戦略の策定 (3.2 参照)	iii
3. 都市域の地震動予測と建造物の被害予測・減災戦略の策定 (3.3 参照)	v
4. 将来の地域社会特性を反映した災害対応、復旧・復興戦略の策定 (3.4 参照)	vii
5. サブプロジェクト①の研究成果の活用及び地域研究会の開催 (3.5 参照)	ix
まえがき	xi
1. プロジェクトの概要	4
2. 業務の実施体制	8
3. 研究報告	10
3.1 連動型巨大地震による強震動の高精度予測	10
(1) 業務の内容	10
(2) 平成 20～24 年度の成果	12
3.2. 津波災害の高精度予測に基づく人的被害軽減戦略の策定	80
(1) 業務の内容	80
(2) 平成 20～24 年度の成果	82
3.3 都市域の地震動予測と建造物の被害予測・減災戦略の策定	172
(1) 業務の内容	172
(2) 平成 20～24 年度の成果	174
3.4 将来の地域社会特性を反映した災害対応、復旧・復興戦略の策定	226
(1) 業務の内容	226
(2) 平成 20～24 年度の成果	227
3.5 サブプロジェクト①の研究成果の活用および地域研究会の開催	254
(1) 業務の内容	254
(2) 平成 20～24 年度の成果	256
4. 活動報告	318
4.1. 会議録	318
(1) 第 1 回九州地域研究会	318
(2) 第 7 回大阪地域研究会	320
(3) 第 8 回高知地域研究会	322
(4) 第 3 回紀州分科会	324
(5) 第 9 回高知地域研究会	326
(6) 第 8 回大阪地域研究会	328
(7) 第 2 回九州地域研究会	330
(8) 第 8 回名古屋市地域研究会	332
(9) 「南海トラフ巨大地震連動性評価研究」推進委員会規則	334
(10) 「南海トラフ巨大地震連動性評価研究」研究推進委員会② 構成	336

4.2. 成果の論文発表・口頭発表など	338
(1) 連動型巨大地震による強震動の高精度予測	338
(2) 津波災害の高精度予測に基づく人的被害軽減戦略の策定	343
(3) 都市域の地震動予測と構造物の被害予測・減災戦略の策定	345
(4) 将来の地域社会特性を反映した災害対応、復旧・復興戦略の策定	349
(5) サブプロジェクト1の研究成果の活用および地域研究会の開催	352
5. むすび	356

地震動シミュレーション

次に、慶長地震モデルによる地震動を地震動シミュレーションから評価し、宝永地震モデルとの違いを比較した。宝永地震の震源モデルには、中央防災会議の東海・東南海・南海地震モデル（中央防災会議、2003）を用い、アスペリティ領域と背景領域の震源パラメータに対応した震源時間関数を、疑似動力学震源（中村・宮武、2000）により与え、地震動シミュレーションに組み込んだ。慶長地震の震源モデルは、宝永地震モデルを単純に沖合にトラフ軸まで 75km 移動し、プレート境界（フィリピン海プレートの上層）の深さに設定したものを用意した。

求められた慶長地震と宝永地震の最大地動（PGV）分布を図 34 に比較する。慶長地震モデルによる計算結果では、震源距離が陸から 75km 遠まったことにより、陸域の PGV が 1/2 程度に小さくなった。しかしながら、名古屋では 50 cm/s を超える強い揺れが、また京都地点では 10cm/s（震度 4 程度以上；図 35b）を超える強い揺れが起きているなど、慶長地震の時に京都で揺れを記録した史料がないことと矛盾する。従って、この地震の震源域が陸から遠いトラフ軸付近にあったという理由だけでは、揺れを伴わない津波地震であったことの説明は難しい。

次に、浅部プレート境界の剛性率を深部プレート境界の 1/3 に、また震源での応力降下量を宝永地震モデルの 1/2 に再設定した新たな慶長地震モデルを用いて地震動を再評価した。その結果、京都の揺れは 2cm/s 程度（おおよそ震度 2 以下）にまで小さくすることができた（図 35c）。震源域に近い名古屋や和歌山では、新しい震源モデルでも 10cm/s 以上の大きな揺れは生じるが、強い揺れの成分は周期 3～5 秒前後の長周期地震動に限られ、周期 1 秒以下の短周期成分の揺れは小さいことがわかる。このため、地動の値自体は大きくても木造家屋に被害が起きるような成分を持つ揺れはなく、また揺れに対する体感も小さかったと考えることもできる（図 36）。

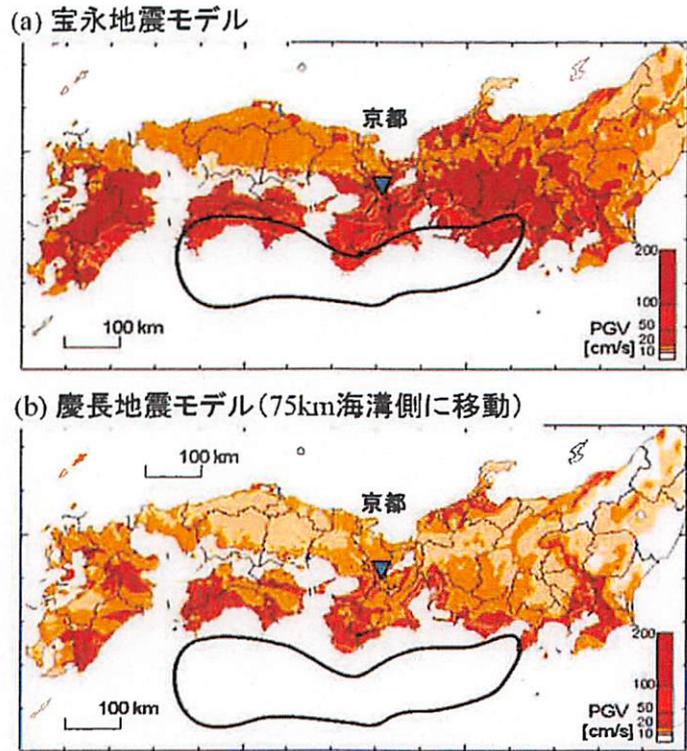


図 34 最大地動速度 (PGV) 分布。(a) 宝永地震モデル、(b)慶長地震モデル。

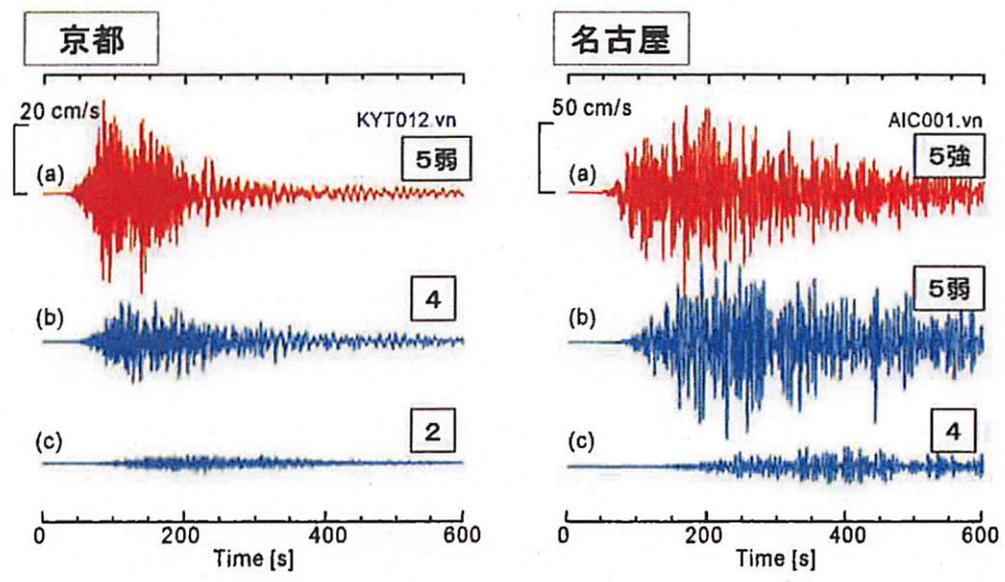


図 35 京都と名古屋地点での地震波形 (速度、NS 成分) と震度の比較。(a) 宝永地震モデル、(b) 慶長地震モデル、(c)修正慶長地震モデル。

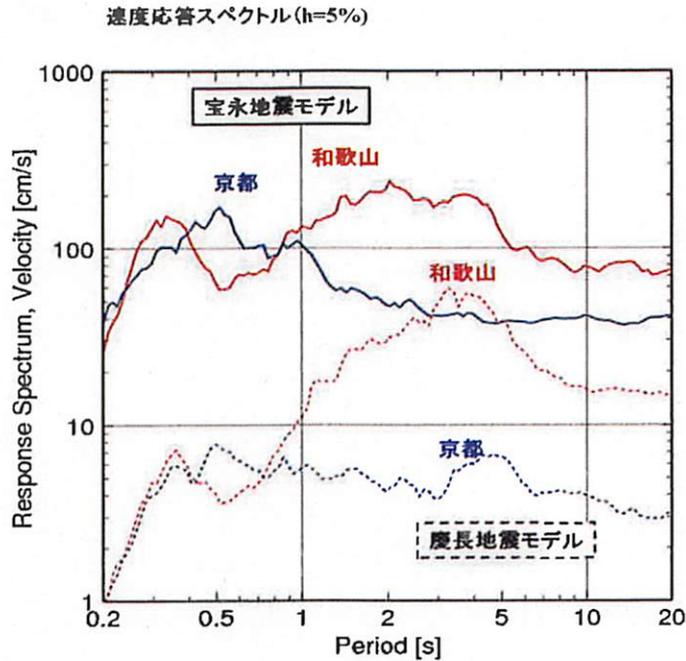


図 36 和歌山と京都での地震動の速度応答スペクトル（実線：宝永地震モデル、点線：慶長地震モデル）。

iii) 1605 年慶長地震における八丈島の津波記録の再検討

慶長地震の震源モデルの検討のために、津波や揺れの史料調査は重要であるが、この地震の史料は宝永地震に比べて圧倒的に少ないことが問題である。これは、慶長地震が発生した 17 世紀初頭は、江戸幕藩体制の草創期であり、政治機構の整備が進んでいなかったために史料の残存状況が良くないためである。限られた史料の中でも、八丈島で津波により 57 名（75 名との説もある）が死亡したという『八丈実記』の記録は重要であり、この記述をもとに羽鳥（1975）は八丈島に最大 10-20m の津波が来襲した可能性を指摘している。これを引用して、多くの研究が慶長地震の波源モデルの推定を試み（たとえば、相田、1981）、そして小笠原諸島や東海～関東にかけての津波防災計画が立てられている。一方、山本（1995）は、『八丈実記』に記された津波の記録伝承と当時の集落の位置、島の地形の精査から、慶長地震での八丈島の 10-20m の津波高に疑問を呈している。また、渡辺（1998）も史料の精査により、八丈島の津波高はせいぜい 7~8m 以下であったことを述べている。

先に示した慶長地震の津波シミュレーションからは、『八丈実記』の津波記録がある八丈島の西側海岸（図 37）の津波高は 2m 程度にしかならず、さらに宝永地震のモデルでは 1m 程度に小さくなる。本シミュレーションでは、海岸線の形状が詳細に組み込まれてはいないとはいえ、羽鳥（1975）が示した八丈島の 10-20m の津波の再現は、よほど大きな南海トラフ地震を考えない限り困難である。相田（1981）は、房総沖の相模トラフ沿いと伊豆・小笠原・小笠原海溝沿いの二箇所に震源域を起し、津波が島の両側で同時に発生したとい

う特殊なケースも検討しているが、こうした極端なモデルを用いても 20m の津波はとうてい説明できない。

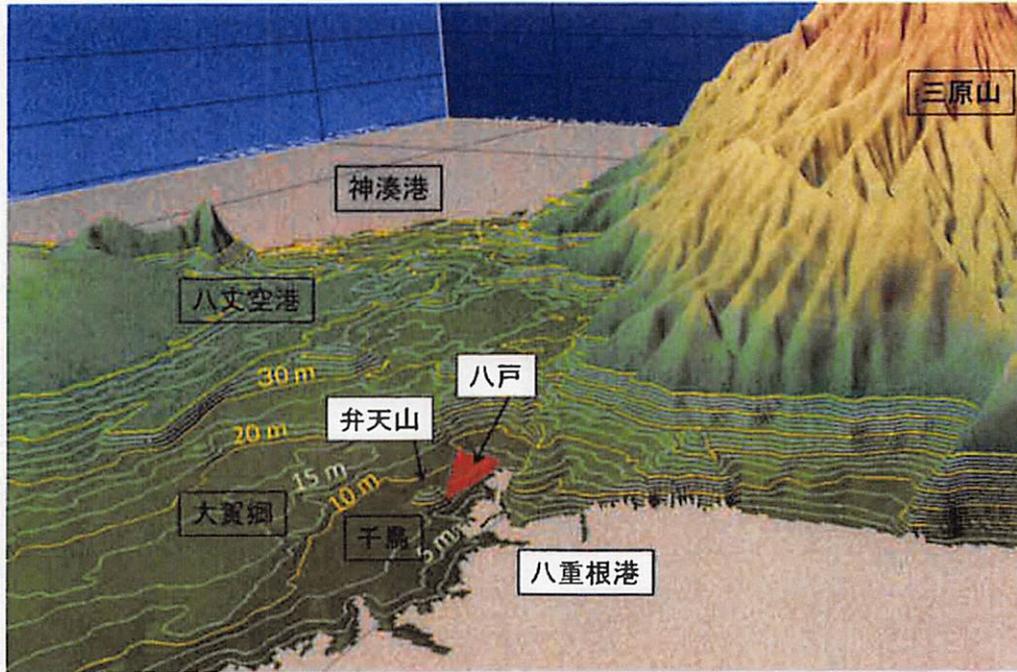


図 37 島の西部の拡大図と主要な地名。国土地理院 10m 数値地図より作製、標高コンターは 2.5m。図上が東、図下が西を表す。

●海嘯

○八丈年代記云、慶長九年甲辰十二月六日津浪アガリテヤツカ里ノ村ノ下残ラズ失フ嶋ノ田地多ク損失御年貢多引ル

○八丈嶋日記云、延宝五丁巳年九月九日ノ夜津浪打谷ガ里半迄浪入当嶋漁舟嶋中ニ而十三艘波ニトラル、青ヶ嶋舟波ニ被取水手一人死

○元禄十六癸未年十一月廿二日ノ夜八ツ時大地震一時ホドユリタテ方モ知レス大キナルナリモノ致シ其上大波打掃ヶ谷トヶ原半分稻宮山弓手馬手打払ヒ時附タル麦芋アシタ損亡ス、此節御蔵役道具屋敷石垣共ニ引払当

四〇九

嶋漁舟踏道具引払三峯村榎立村中之郷ニテモ漁舟引払末吉村小嶋エハ波強ク揚ス漁舟残ル

中之郷ニテ女一人ニ波ニ取ル

○古覚集云、宝永五戊子年十月四日津浪揚ル当嶋ニテハヨタ少入ル末吉村塩間ニ浪ヨホドアガル御国本豆州下田上ミ國ニハ大分浪アガリ人民家蔵引払其上大地震人

○奥山日記云、延享四丁卯年本郷部漁舟多ク津浪ニ払ハ

○嘉永七甲寅年十一月五日津浪ニ似タルコトアリ国土地州紀州志州大嶋等ノ文字アル家財八丈嶋漂着ス

図 38 八丈実記第 6 卷（活字版、八丈実記刊行会、緑地社）における津波（海嘯）の記述。

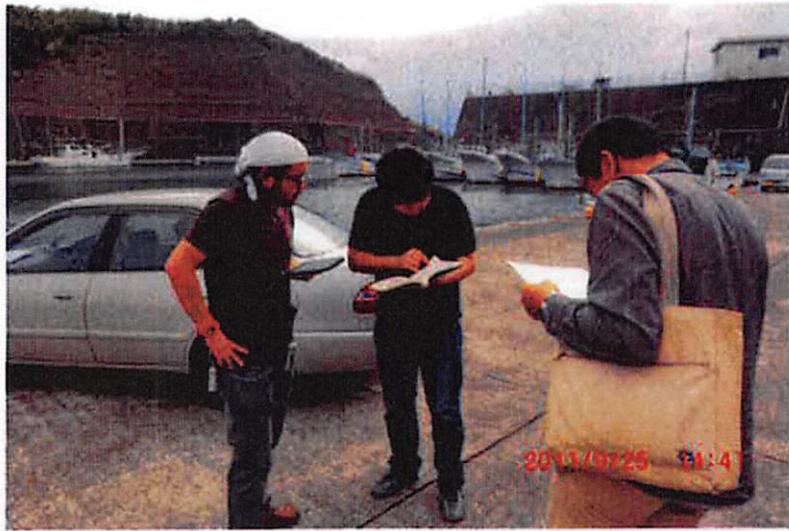


図 39 南海トラフ地震や関東地震においてたびたび津波が来襲した「八戸の下」(現在の八重根漁港)。



図 40 大賀郷から八戸、弁天山(指さし方向の小山)の方位を見る。

そこで、羽鳥(1975)の指摘の元になった『八丈実記』の記述に立ち戻り、記載内容をもとに実際に現地を調査して慶長地震の津波高を精査した(古村・ほか、2012)。

『八丈実記』は近藤富蔵が八丈島に流罪中の1848～1861年に、島内に存在する諸記録をもとに編纂したものであり、原本は東京都公文書館に所蔵、活字本が八丈実記刊行会により7巻本として刊行され(八丈実記刊行会、1972)、その第6巻第7編「天変地災諸病」に、慶長地震(1605年)、延宝房総沖地震(1677年)、元禄関東地震(1703年)、宝永地震(1707

年) などによる強い揺れと海嘯(津波)の記録や伝承がまとめられている(図 38)。これを読むと、当時の島の人口の多くが集まる、島の西側海岸に近い八戸(谷ヶ里、八トヶ原)は南海トラフの地震や関東地震の際にたびたび津波被害を受けていることがわかる。そのときの被害に関する記述を抜粋し、現代語に解釈したものを表 4 に示す。

地震	津波に関する記述(現代語解釈)
1605 年慶長地震	谷ヶ里の村の下が残らず打ち払われた。島の田地も多く損失し、大幅な年貢の引き下げがあった。
1677 年延宝房総沖地震	谷ガ里の半ばまで波が入り、島の 13 艘の船が波に取られた。
1703 年元禄関東地震	大波打ち上げ八トヶ原の半分、稲宮山(今の弁天山)の左右を打ち払って、蒔きつけた麦・芋・あしたばが全滅した。御蔵役の道具が、屋敷・石垣ともに引き払われ、島の漁船が流された。
1707 年宝永地震	ヨダ(津波)が少し入った。末吉村(八丈島の南部)へ波がよほど(激しく)揚がった。

表 4 八丈実記に記載された津波被害の記述の解釈。

こうして、4つの津波被害の記述を比較すると、慶長地震の津波は、「谷ヶ里の村の下が残らず打ち払われた」とあるように、八戸集落の下、現在の八重根港と、海岸を掘り込んで作られた八重根漁港の付近までは浸水したが、海拔 8~10m の高台にある八戸集落(図 37 参照)までは浸水していないことがわかる。宇佐美(1996)は『八丈実記』から慶長地震による八丈島の津波被害の様子を「谷ヶ里の家残らず流失し」と転載しているが、これは「谷ヶ里の下残らず流失し」の転載の誤りである。すなわち、『八丈実記』に記されているのは、慶長地震で谷ヶ里集落の家が流失したのではなく、高台にある集落の下が流失したということである。山本(1975)や渡辺(1998)が以前より指摘しているように、慶長地震の津波高は、島の西側海岸(現在の八重根港付近、八戸の集落の下付近(図 39)での津波は集落の海拔より低い 8m 以下と考えるのが適当である。

なお、『八丈実記』の記述によれば、延宝房総沖地震と元禄関東地震では八戸の集落が津波で浸水し、八トヶ原(現在の八戸)の半分、稲宮山(図 39; 現在の弁天山; すそ野の標高 10m)の左右を打ち払って津波が来襲したという。この津波は島の地形を考えると 10~20 m 規模の津波であっても不自然ではない。羽鳥(1975)が指摘した慶長地震の高い津波高は、元禄関東地震際の津波の記述と混同したものと思われる。

『八丈実記』には、宝永地震の津波被害は慶長地震の時よりもずっと小さかったことが述べられており、これは宝永地震の津波高が慶長地震の半分程度となったシミュレーション結果(図 32)と整合する。

3) 東海・東南海・南海地震の連動発生の多様性と強震動と津波への影響

a) 南海トラフ地震の連動発生シナリオに基づく地震動の特性評価

東海・東南海・南海地震の連動発生による地震動を、震源域の広がりや破壊伝播方向（破壊開始点）の違いなどの多様な連動発生シナリオを考慮してシミュレーションにより評価した。

地震動シミュレーションの範囲は関東から九州に至る水平 600km×1200km とした。堆積層モデルの最小 S 波速度は $V_s=0.5 \text{ km/s}$ とし、最大周波数 0.5Hz (周期 2 秒) までの地震動を評価した。震源モデルは、中央防災会議 (2003) の東海地震 (東南海地震を含む) と南海地震のモデルを用い、断層面を $2\text{km} \times 2\text{km}$ の小断層に分割して、各小断層から中村・宮武 (2000) の震源時間関数を用いて地震波を放射させた。断層破壊開始点 (震源) は、安政東海地震や安政南海地震などと等しく潮岬沖に設定し、 2.7km/s の破壊伝播速度で断層面から順次地震波を放出させた。計算は、地球シミュレータ (ES) の 32 ノード (256CPU) を用いて行なった。

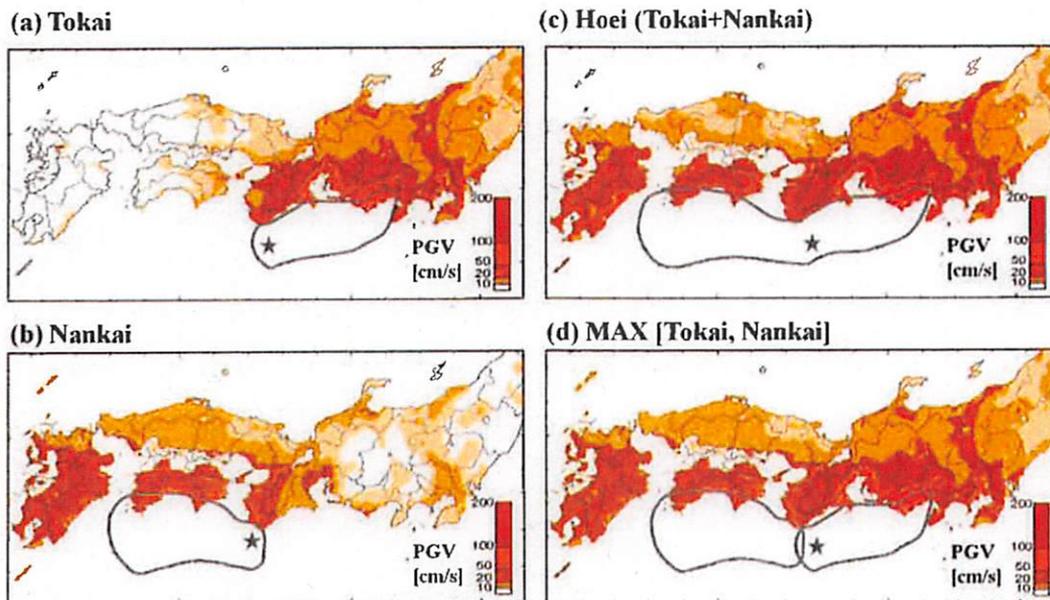


図 41 地震動シミュレーションにより得られた、最大地動速度 (PGV) 分布。(a) 東海地震モデル、(b)南海地震モデル、(c)宝永地震 (東海地震+南海地震連動) モデル。(d)東海地震と南海地震の各地の PGV 最大値から作成した最大 PGV 分布。

求められた最大地動速度 (PGV) 分布を図 41 に示す。東海地震モデル (図 41a) と南海地震モデル (図 41b) のシミュレーション結果は、それぞれの地震の震源域の広がりに沿って 50cm/s を越える強い揺れが内陸の 500km 以上の範囲に広がり、さらに堆積層平野 (宮崎、

大阪、名古屋、静岡、東京など) では、局所的に 100cm/s を越える強震域が点在して現れている。また、宝永地震モデルの広がりには東海地震と南海地震の震源域を足したものに等しく、計算から求められた PGV 分布も先に示した二つの地震の計算結果を包括するものになっていることがわかる (図 41c)。また、PGV の値は東海地震と南海地震モデルの PGV 分布の最大値から作成した合成 PGV 分布 (図 41d) と大きな違いが見られないこともわかる。このことは、東海地震と南海地震が連動発生しても、大部分の地点では二つの地震から放射された地震動が重なりあって大きくなることを意味している。

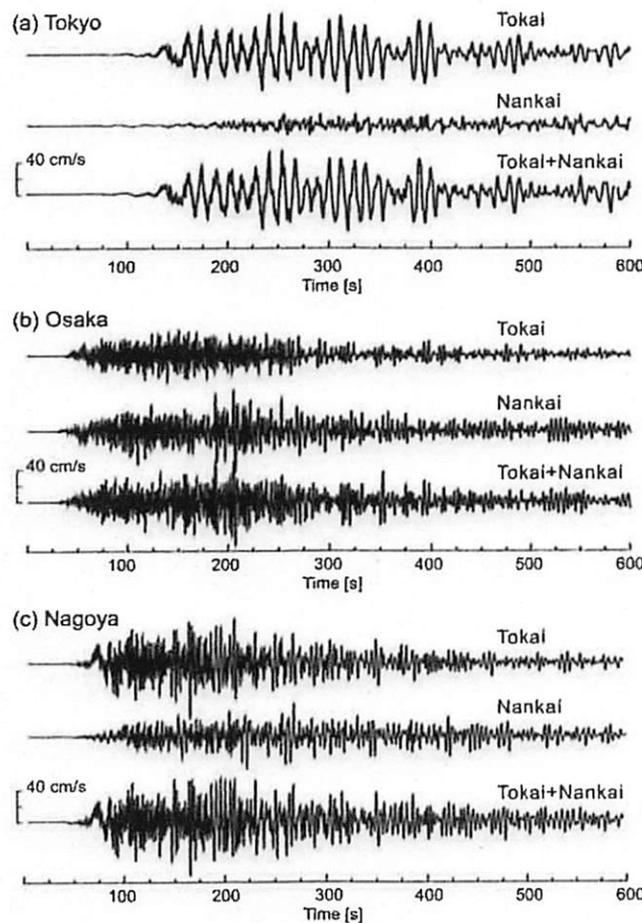


図 42 東海地震モデル、南海地震モデル、および宝永地震モデル (東海+南海) により求められた (a) 東京 (K-NET, TKY007 観測点) 地点、(b) 名古屋 (AIC003 観測点) 地点、(c) 大阪 (OSK005 地点) の速度波形 (NS 成分) の比較。

周期 1 ~ 2 秒程度以下の短周期地震動は、波長が短い (数 km 以下) ため断層運動の不均質性と地下構造の不均質性による地震波の散乱効果により震源断層の各点から放射される地震波の位相は崩れ、互いにランダムなものとなる。この結果、複数の地点から到達する短周期地震動が集まっても、地震動が干渉して揺れが増幅することは考えにくく、PGV や震

度が大きくなるためである。

図 42 に、東海地震モデル、南海地震モデル、及び東海地震+南海地震（宝永地震）モデルをから求められた、東京、大阪、名古屋の 3 地点の地震波形（南北動の速度波形）を、また図 43 には速度応答を比較する。東京地点の地震動（図 42a）の震幅は、震源域が東京に近い東海地震モデルによる揺れが圧倒的に強く、数百 km 以上離れた南海地震による揺れは相対的に小さいことがわかる。従って、東京では宝永地震のような連動発生が起きても東海地震の単独発生の場合と揺れの強さは大差ないことがわかる。大阪地点と名古屋地点は、東海地震の震源域と南海地震の震源域からほぼ等距離にあり、二つの地震の揺れは同程度に大きい。これらの地点では、二つの地震が連動発生しても揺れが大きくなることはないが、震源域の拡大により揺れの継続時間が 1.5 倍程度長くなることに注意が必要である（図 42b, c）。

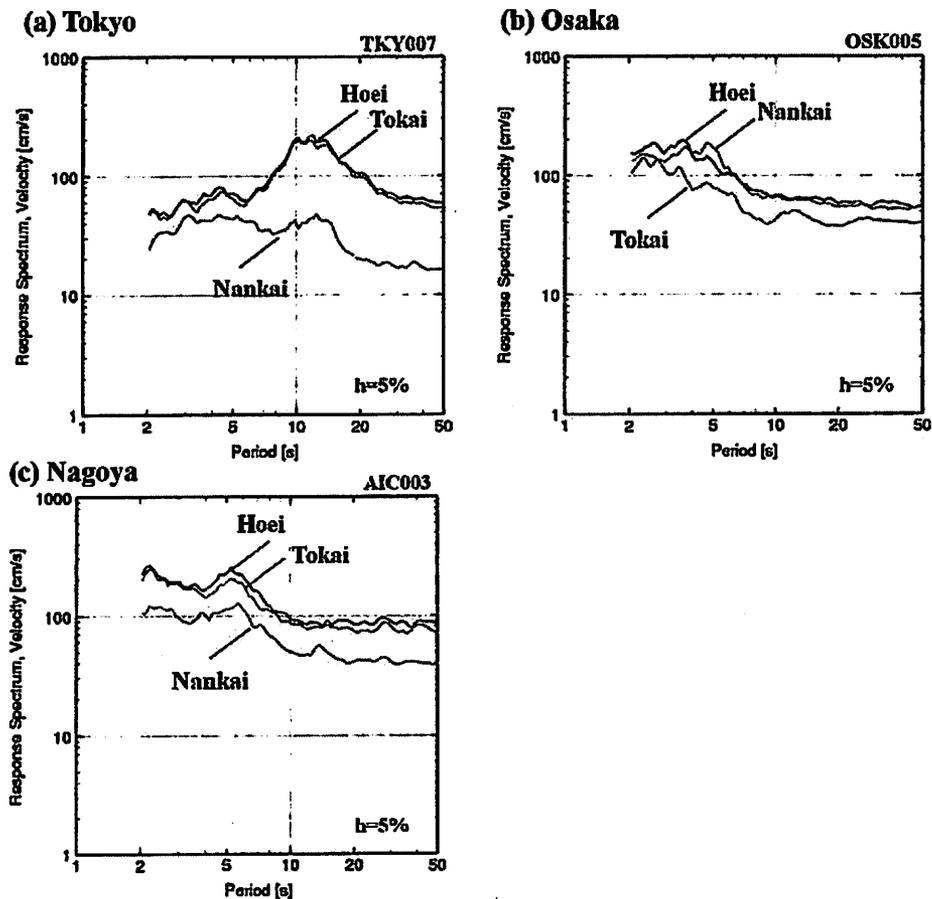


図 43 東海地震モデル、南海地震モデル、および宝永地震モデル（東海+南海）により求められた(a)東京（K-NET, TKY007 観測点）地点、(b)名古屋（AIC003 観測点）地点、(c)大阪（OSK005 地点）の速度応答スペクトル（水平動成分、減衰=5%）。

b) 連動発生における断層破壊伝播方向の影響

次に、連動発生における震源（破壊開始点）の位置の影響として、地震動の放射指向性（ディレクティビティ）効果による長周期地震動の増幅の効果について地震動シミュレーションから評価を行った。

図 44 は、東海・東南海・南海地震の連動発生において、断層破壊が四国から駿河湾（南海地震→東海地震）に進行した場合(図 44(a))と、これとは逆に駿河湾から四国（東海地震→南海地震）に進行した場合について、長周期地震動の生成過程を評価したものである。波動伝播のスナップショットを見ると、断層破壊の進行方向（破壊先端）に地震波が集まり（ディレクティビティ効果）、大きな揺れが生まれる様子がわかる。PGV 分布（図 45）を見ると、PGV のコンターが破壊進行方向に大きく膨らんだ形を示しており、進行方向と逆方向では PGV の変動に 2 倍以上の差ができることがわかる。

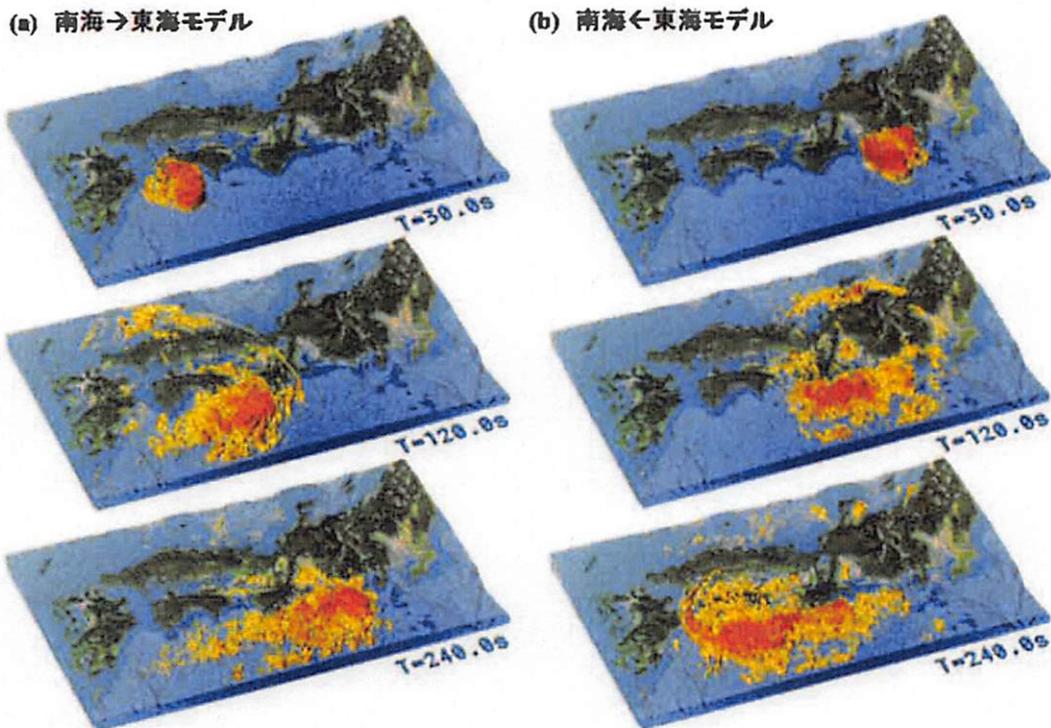


図 44 断層破壊伝播方向を変えた宝永地震の強震動シミュレーション。地震波伝播のスナップショット（地震発生後 30、120、240 秒後）。(a)断層破壊が西から東（南海→東海地震側へ）に進行した場合、(b)断層破壊が東から西（東海→南海海地震側へ）に進行した場合。

名古屋地点では東海→南海側に破壊が進行する場合の揺れがもっとも大きく、また地震動継続時間も長いことがわかる（図 46）。先に述べたように、周期 1 秒程度以下の短周期地震動では地震波形のランダム性によりディレクティビティ効果は小さいと考えられるが、波

長が数キロメートルを超える長周期地震動では、断層破壊過程の不均一性や地下構造の不均質性による地震波散乱の影響は小さく、震源からは位相が揃った波が次々と放射されることが考えられ、各地では揺れの重ね合わせにより震幅が増大することを考える必要が出てくる。このため、連動発生と断層破壊のディレクティビティ効果は長周期地震動の評価では重要である。

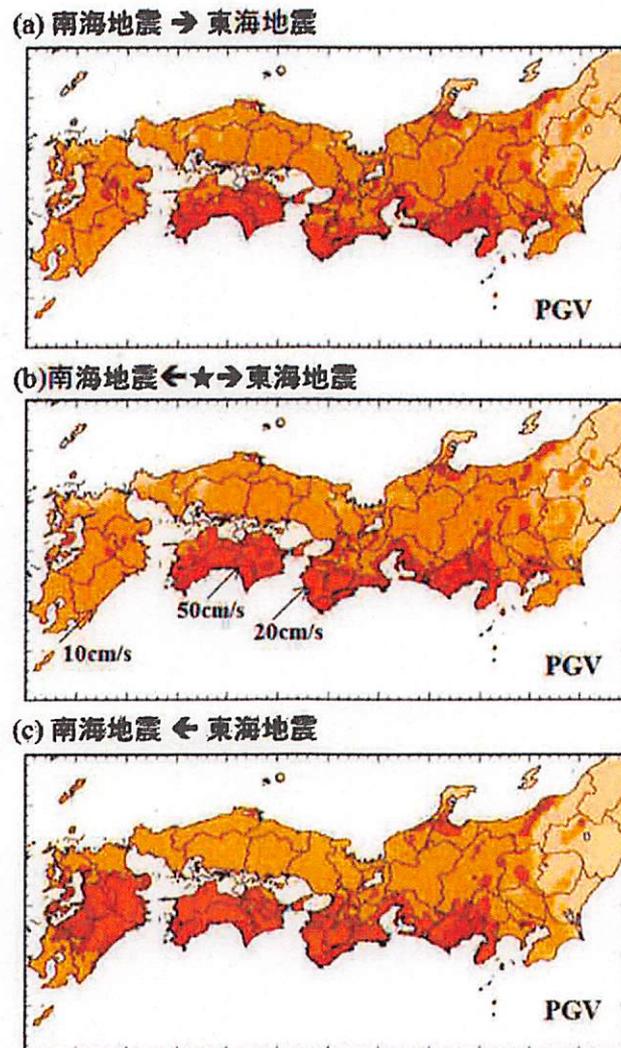


図 45 宝永地震の断層破壊方向の違いによる最大地動 (PGV) 分布の違い。(a)断層破壊が南海地震側から東海地震側 (西→東) に進行した場合、(b) 断層破壊が潮岬から南海地震側と東海地震側の両側進行した場合、(c)断層破壊が東海地震側から南海地震側に進行した場合。

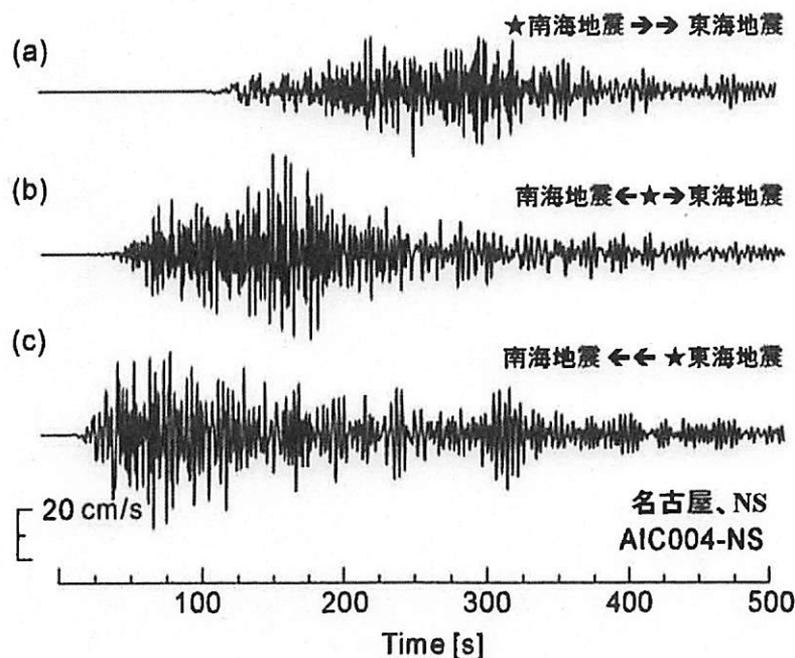


図 46 断層破壊方向の違いに見られる地震動の違い（名古屋地点、NS 成分）。(a)断層破壊が南海地震側から東海地震側（西→東）に進行した場合、(b) 潮岬から南海地震側と東海地震側の両方に進行した場合、及び(c)東海地震側から南海地震側（東→西）に進行した場合。

c) 時間差連動による強震動と津波の評価

宝永地震は、東海・東南海・南海地震がほぼ同時に発生した、いわゆる「3連動地震」と一般に考えられているが、東海地震（東南海地震を含む）と南海地震の発生に十数分～数十分の時間差があった可能性についても議論がある（飯田、1980；宇佐美、1996；Imai, et al., 2010）。

宝永地震の時間差発生の可能性を調べるために、近年調査が進んだ新たな史料を含め、全史料を精査して地震発生時刻に関する信頼性の高いデータのみを用いて発震時刻を再検討した。推定された各地の発震時は大きなバラツキを持つが、赤池の情報量規準（AIC；Akaike, 1974）をもとに情報論に基づき最適な地震発生遅れ時間を検討した。

既往研究（飯田、1980；宇佐美、1996；Imai, et al., 2010）で収集された地震発生時刻を表す史料（図 47；赤+印）に加え、新たな史料（黒+印）を収集して検討材料に加えた。このうち、九州から東北地方において、宝永地震から 30 年以内に記録され、かつ伝聞記録でないものを選び、その中から地震発生時刻に関する信頼性の高い 145 件の記述を選定した。当時の暦は、日の出から日没までの時間を 6 つの刻で分けた不定時報に基づくものであり、時間分解能は 2 時間と粗く、かつ地域によりその絶対時刻が異なる。そこで、各地の時刻を日本標準時に直して定時報化し、また地震発生時を上刻、中刻、下刻と分けた記載から、2 時間以内の時間分解能と誤差（たとえば「午下刻」の時刻は 13 時 17 分±

20 分となる) で全国の地震発生時刻の分布を調べた (図 47)。こうして推定された宝永地震の発生時刻の記載の全国平均は 13 時 47 分 ± 62 分となった。

全国の地震発生時刻の頻度分布を調べたところ、平均時刻 (13 時 47 分) の前後に 2 つのピークがあることがわかり、宝永地震では揺れが異なる時刻に 2 回起きた可能性が出てきた。そこで、AIC に基づき評価したところ、東南海地震と東海地震の震源域を境にして 2 つの地震の発生時刻が異なること、東南海地震の発生から 19 分後に東海地震が起きたと考えるモデルが適切であるという結果が得られた (図 48)。

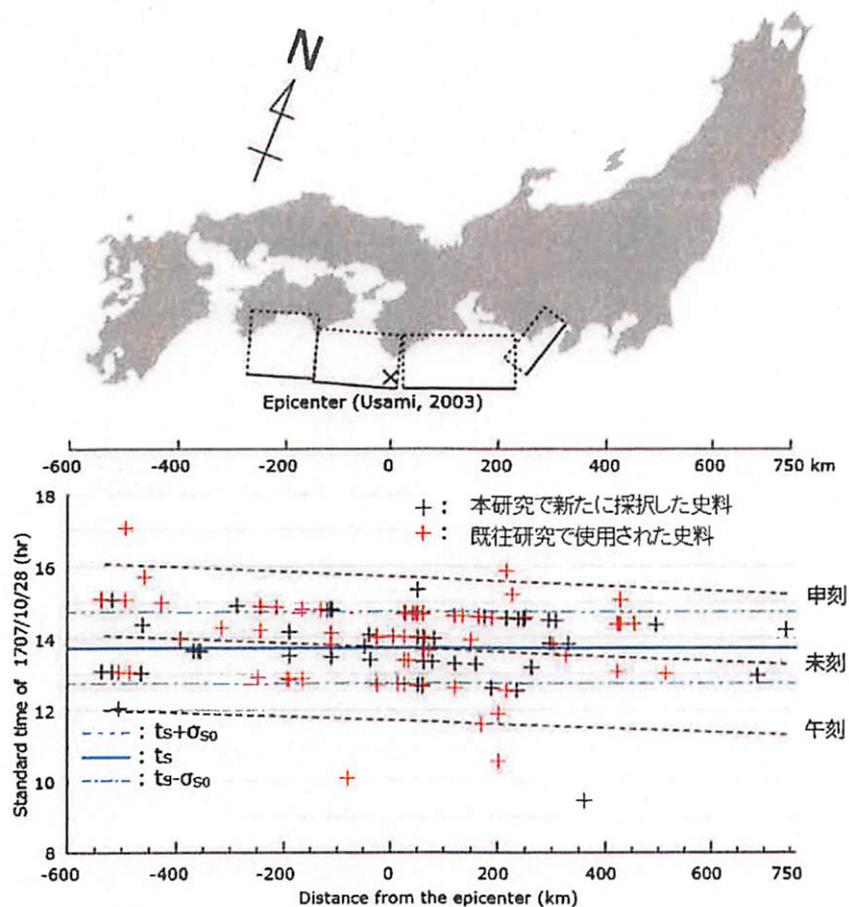


図 47 史料から読み取られた、各地の宝永地震の発震時刻 (横軸は潮岬の震源からの距離、縦軸は発震時を表す)。1983 年以前に収集された史料 (赤+印) と、本評価に新たに追加した史料 (黒+)。

次に、東南海地震の発生後に東海地震が 0~80 分遅れて発生した場合の浜名湖~伊豆での津波高を津波シミュレーションの観点から評価した。宝永地震の駿河湾・遠州灘沿岸での津波痕跡の調査結果 (羽鳥, 1988; 1985; 1980) のうち、河川遡上高を除いた純粋な津波高を選定してシミュレーション結果と比較した。その結果、東海地震が東南海地震から

19 分後に発生した場合のシミュレーション結果が観測を最も良く説明することわかった (図 49)。

揺れの時刻と津波高分布という独立したデータのいずれもが宝永地震において南海地震と東南海地震が先行し、それから 19 分後に東海地震が遅れ発生した可能性を示す結果が得られたが、このことだけから宝永地震の時間差連動を結論づけるには無理があろう。南海トラフ地震の時間差連動は、津波の重なり合いによる波高の増幅や、地震後の救援中の二度揺れによる二次災害の発生など、連動型巨大地震の防災の観点から重要な課題であることから、今後も史料の精査や地震発生サイクルシミュレーション等からの時間差発生の可能性の検討など、多面的な議論が引き続き必要である。

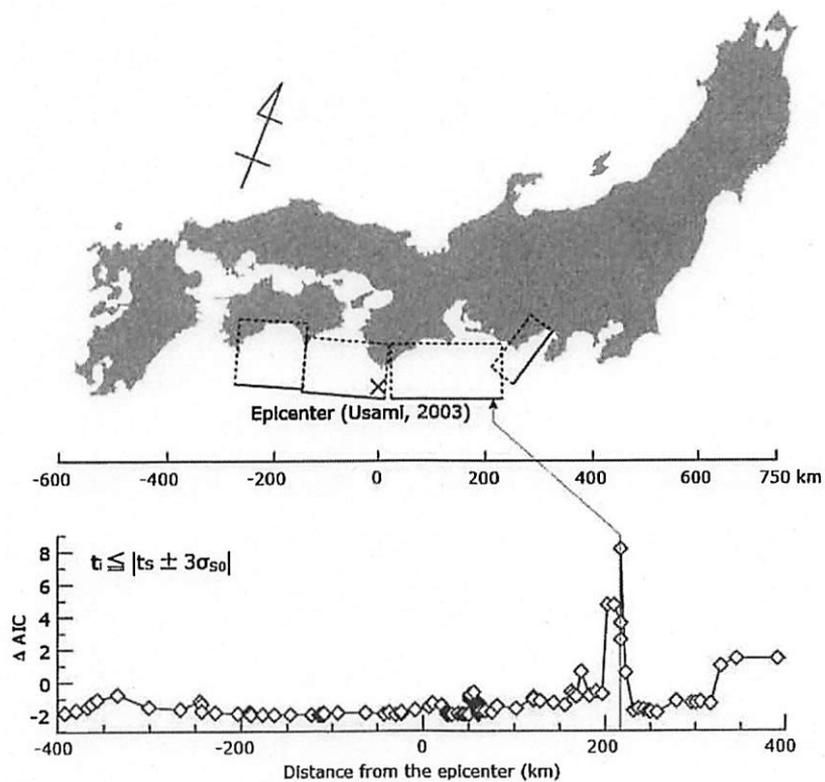


図 48 発震時の変化地点の優位性を考える AIC 指標の変動。震源から 220km 北東 (東南海地震、東海地震セグメントの境界付近) で発震時が変化すると考えた場合に、AIC 指標が最大となる。

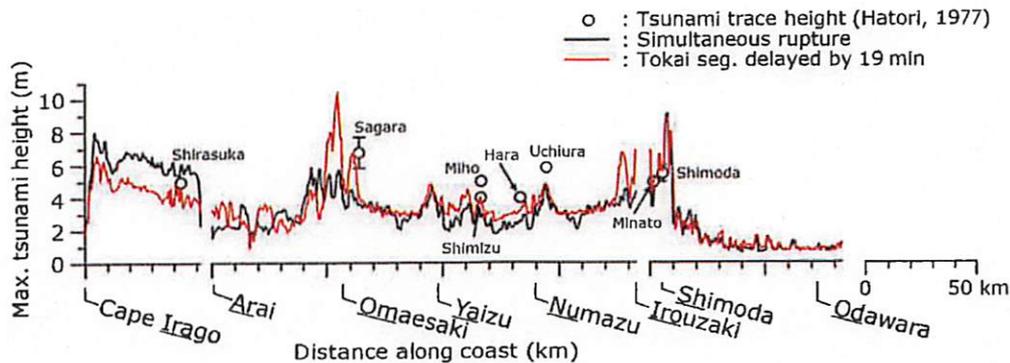


図 49 宝永地震における南海・東南海・東海地震同時発生の場合の津波高（黒）と、東海地震が 19 分遅れて発生した場合を想定した津波高（赤）。○は羽鳥（1977）による宝永地震の津波高を表す。

d) 東海・東南海・南海地震の時間差発生による揺れの長時間継続の課題

東海・東南海・南海地震の時間差発生（時間差連動）に伴う地震動の継続時間の増長の可能性を、地震動シミュレーションに基づき検討した。

先に議論したように、複数の地震が同時に発生しても、各地点に到達する地震動が重なって揺れが増幅することはない。ところが、東海、東南海、または南海地震の震源域からほぼ等しい距離にある地域では、個々の地震による揺れの強さは同程度あることから、東海・東南海・南海地震が数分の時間差で続けて起きた場合（図 50）には、最初の地震の強い揺れから数分遅れて同程度の強い揺れが 2 度ないし 3 度遅れて発生することになり、揺れの継続時間が長く伸びることになる（図 51,52；古村・前田、2012）。この結果、東海・東南海・南海地震の同時発生よりもずっと揺れの継続時間が長くなる問題が生じる。

地震動が長時間継続する効果は、たとえば材料の減衰が小さく、揺れがすぐに収まらないような建物（たとえば超高層ビルや石油タンクの浮屋根など）に長時間にわたって共振を起し、建造物の揺れが大きくなることや累積変位の増大による材料疲労の蓄積などの影響が心配される。また、強い加速度が長時間にわたって継続する効果は、土砂崩れや地滑り、地盤の液状化など地盤災害にも大きな影響を与える心配がある。ところが、こうした揺れの継続時間の問題は、地震動シミュレーションが示す最大 PGV 値や、震度、速度応答スペクトルには現れないことが影響を過小評価する危険性にも注意が必要であろう。

南海トラフ地震の連動・時間差連動による長い強震動継続時間の課題は、たとえば建物の応答計算から評価した変位量を積算する累積変位量などの別の指標（図 53）から適切に評価することが必要である。



図 50 時間差発生シナリオ 1 (東南海、南海地震が先行、東海地震が 10 分後に遅れ破壊した場合) による揺れの広がり、大阪、名古屋、関東平野での長時間の揺れの継続の様子 (地震発生から 30、200、360、630、750 秒後)。

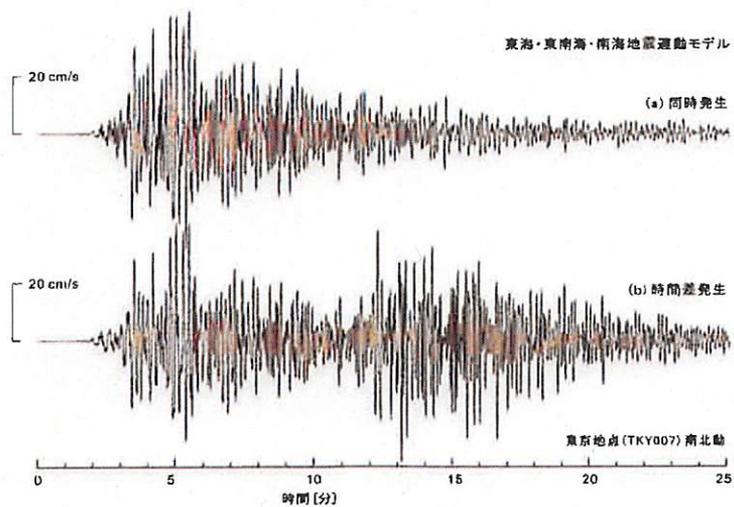


図 51 (a)東海・東南海・南海地震の同時発生と、(b)時間差発生シナリオ 1 (東南海、南海地震が先行、東海地震が 10 分後に遅れ破壊した場合) による揺れの継続時間の違い (東京地点)。

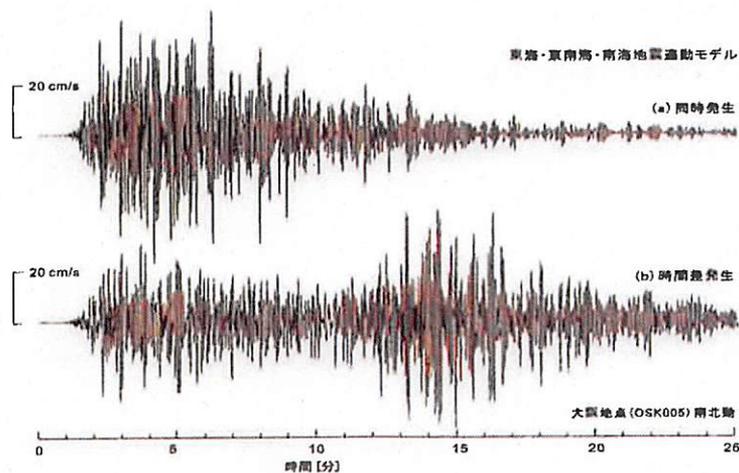


図 52 (a)東海・東南海・南海地震の同時発生と、(b)時間差発生シナリオ2（東南海地震が先行、東海地震が5分後、南海地震が10分後に遅れ破壊した場合）による揺れの継続時間の違い（大阪地点）。

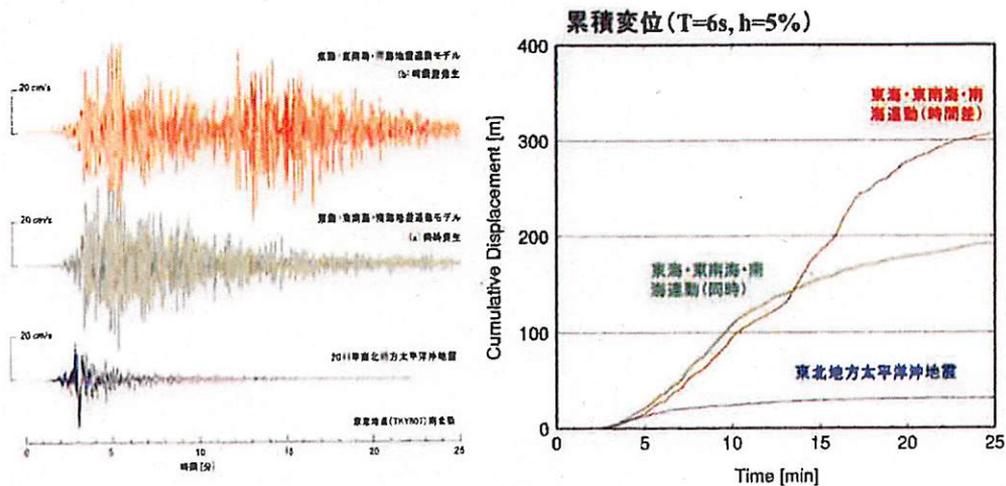


図 53 固有周期6秒における速度応答（減衰定数5%）から想定される、東海・東南海・南海地震の同時発生と、時間差発生シナリオによる構造物の累積変位量（東京地点）。同時発生の場合（緑線）と時間差発生シナリオ（赤線）、及び東北地方太平洋沖地震（青線）との比較。

e) 南海・東南海・東海地震の時間差発生による津波の重ね合わせの影響

東海・東南海・南海地震の時間差発生による津波の重ねあわせによる各地の最大津波の評価については、河田ほか（2003）による線形長波津波モデル計算に基づく研究がある。ここでは、東海・東南海・南海地震の数分～数十分の時間差で順番に発生するという、よ

り現実的な時間差発生シナリオについて、非線形長波モデルに基づく詳細な検討を行った。

南海トラフ地震の連動シナリオとして、東南海地震が先行することを仮定し、続いて東海地震と南海地震が60分以内に遅れ発生する中から、全国的に津波増幅の影響が最も大きくなる場合を調べた。その結果、東南海地震の発生からそれぞれ15分と28分後に南海地震の東側と西側の2つのセグメントが遅れ破壊し、さらに東海地震が21分遅れで発生した場合に、九州～相模湾の沿岸全体での津波増幅が最大となり、平均津波増幅率 K (Aida, 1978) が、東海・東南海・南海地震の同時発生の1.13倍となることがわかった。

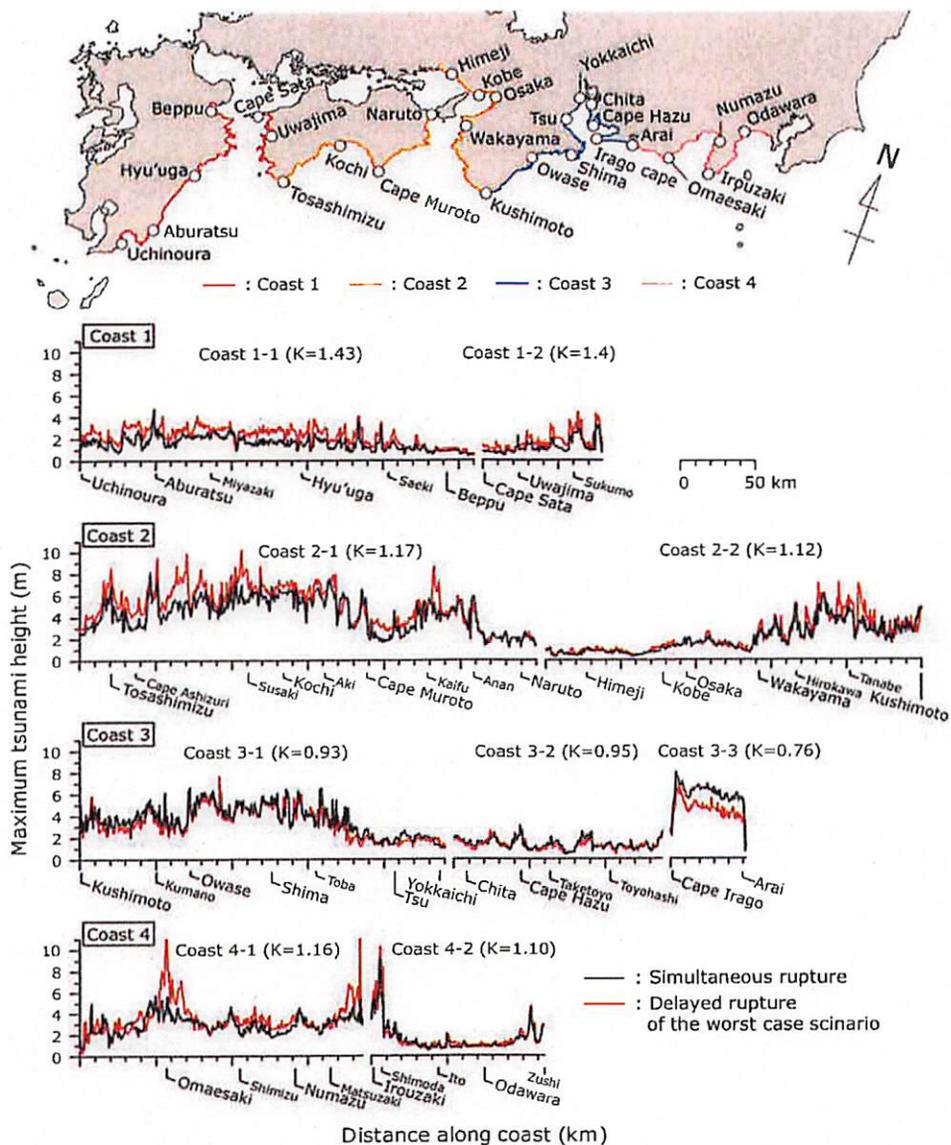


図 54 南海・東南海・東海地震の同時発生の場合（黒線）と、時間差発生の場合（赤線）の最大津波波高の違い。九州～四国～紀伊半島～東海地域の海岸線の最大津波波高の比較。

次に、東南海、東海地震の時間差発生による地域毎の津波増幅率を見ると、日向灘や豊後水道の沿岸（図 54、Coast 1）では津波の重ね合わせの影響が大きく、津波高が最大 1.4 倍増幅することがわかった。また、土佐湾、紀伊水道の沿岸（図 54、Coast 2）では、時間差発生による津波高の増加は 1.2 倍程度になった。須崎や海部周辺の沿岸では局所的ではあるが津波高が 2 倍程度大きくなる場所も見られた。また、東海地震の震源域に近い遠州灘東部や駿河湾の沿岸（図 16、Coast 4）では、東海地震の発生遅れにより津波高が約 1.2 倍程度増幅するほか、御前崎周辺や伊豆半島西岸では部分的に 2 倍以上増幅する場所も見られた。相模湾沿岸より東側の地点では時間差発生による増幅は小さいこともわかった（平均 1.1 倍程度）。

以上より、南海トラフ地震の連動発生による津波高の増加の影響は、地震規模の増大に伴う断層滑り量の増大（地震のスケーリング則による）による波高の増加だけでなく、加えて十数分の時間差発生による津波の増幅効果として最大 2 倍程度の増幅を考える必要があることが確認できた。

f) 東北地方太平洋沖地震の知見を取り入れた新たな連動発生シナリオの評価

2011 年 3 月 11 日に発生した東北地方太平洋沖地震（M9.0）では、震源域が岩手県沖から茨城県沖の約 500km×200km の広い範囲に拡大し、岩手県から福島県にかけての太平洋岸で 10m を越える津波が発生した。また、岩手県宮古市では最大遡上高が 40.5m にも達するなど、1896 年明治三陸地震や 1933 年昭和三陸地震の津波をはるかに超える規模の津波が発生した。

巨大津波の発生原因として、宮城県沖の深部プレート境界から発生した地震が拡大し、津波地震の震源域である浅部プレート境界にまで達した結果、浅部プレート境界が深部プレート境界（20m 程度）の 2 倍以上（50m 以上）の過剰滑りを起こしたことが指摘されている（たとえば、Ide et al., 2011）。ここで、大きくズレ動いた場所は、1896 年明治三陸地震や 1677 年延宝房総沖の地震など、近年発生が知られている日本海溝の津波地震の震源域に挟まれた、津波地震の空白域だった場所にあたる。

i) 大連動シナリオに基づく津波の評価

こうした、東北地方太平洋沖地震の巨大津波を作り出した、通常の高溝型地震の連動発生（たとえば、1707 年宝永地震など）と、津波地震（たとえば 1605 年慶長地震など）の「大連動」という、新たな連動発生シナリオを南海トラフ地震に当てはめ、同様の地震が南海トラフで発生した場合の強震動、地殻変動、及び津波評価を行った。

宝永地震の震源モデル（Furumura et al., 2011）をもとに、プレート境界に沿って図 55 に示すモデル（N1-N5 セグメント）を設定し、断層のズレ動き時間（ライズタイム）は全セグメントともに 60 秒とした。

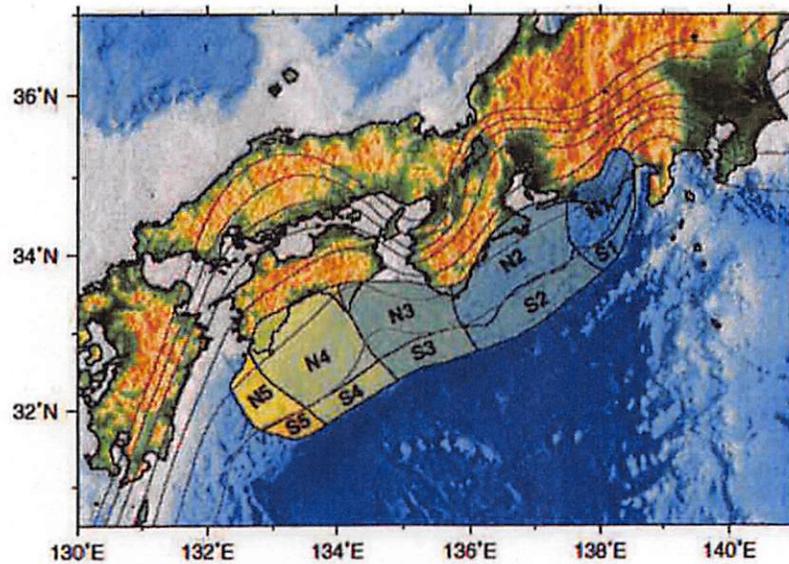


図 55 宝永地震 (N1~N5) と慶長地震 (S1~S5) の震源モデル。

	東海 N1 (S1)	東南海 N2 (S2)	南海-東 N3 (S3)	南海-西 N4 (S4)	日向灘 N5 (S5)
Strike (deg.)	193	246	251	250	250
Dip (deg.)	20	10	12	8	8
Rake (deg.)	71	113	113	113	118
Slip (m)	5.6 (11.2)	7.0 (14.0)	5.6 (11.2)	9.2 (18.4)	9.2 (18.4)

表 5 宝永地震 (N1~N5) と慶長地震 (S1~S5) の震源パラメータ。括弧内は慶長地震の各セグメントに与える滑り量 (宝永地震のズレ動き量の 2 倍) を表す。

津波地震 (慶長地震) の震源モデル (S1~S5 セグメント) は、宝永地震の震源域をトラフ軸に延長した幅 20~25km の領域に置いた。また、通常の連動地震と津波地震の大連動シナリオでは、津波地震の震源域の各セグメント (S1~S5) のズレ動き量を、深部プレート境界のセグメント (N1~N5) の 2 倍の大きさに、そしてライズタイムは宝永地震モデルと等しく 60 秒に設定した (表 4-括弧内の数値)。

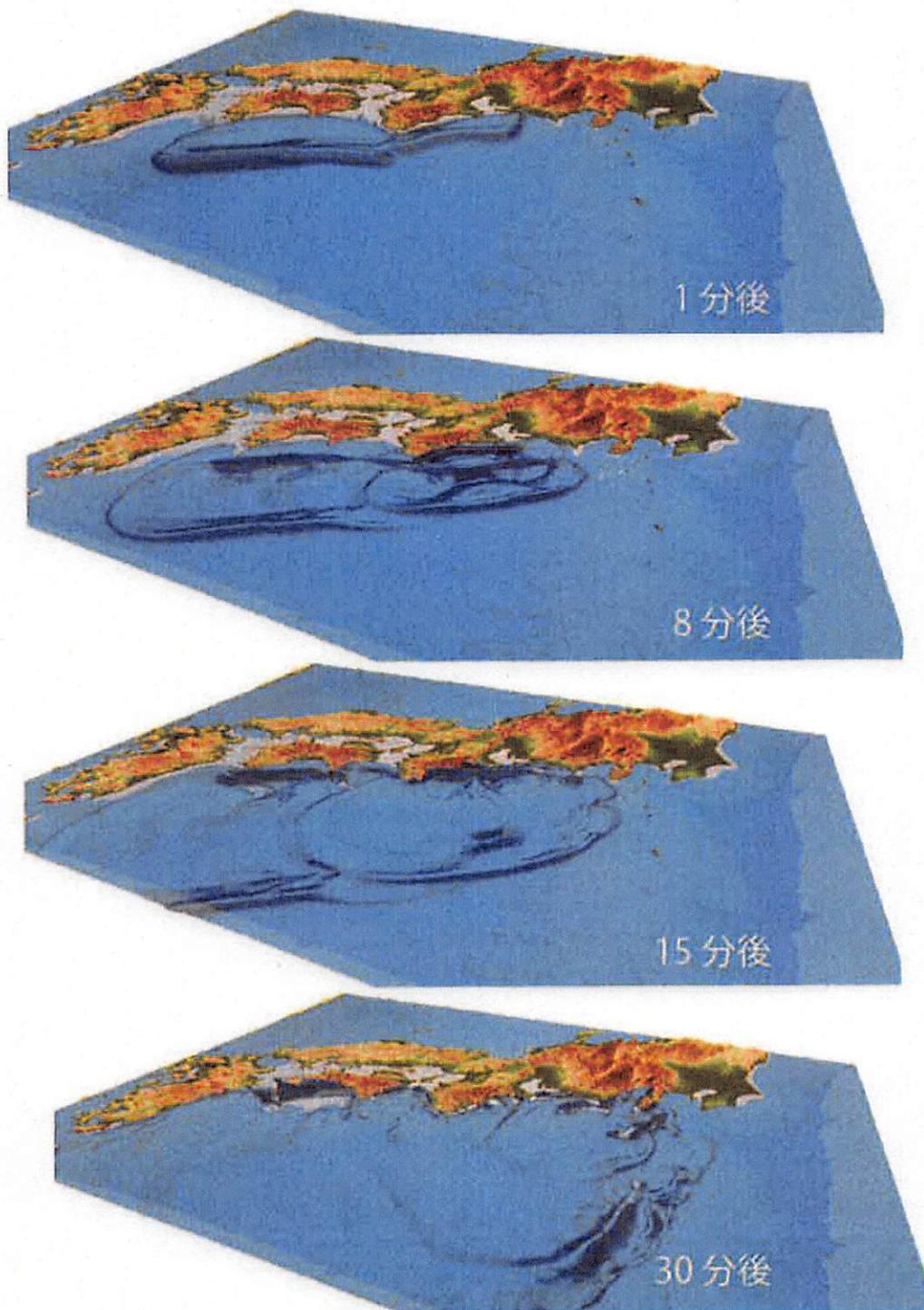


図 56 宝永地震と慶長地震の大連動モデルによる津波シミュレーション。地震から1分、8分、15分、30分後の津波伝播の様子。

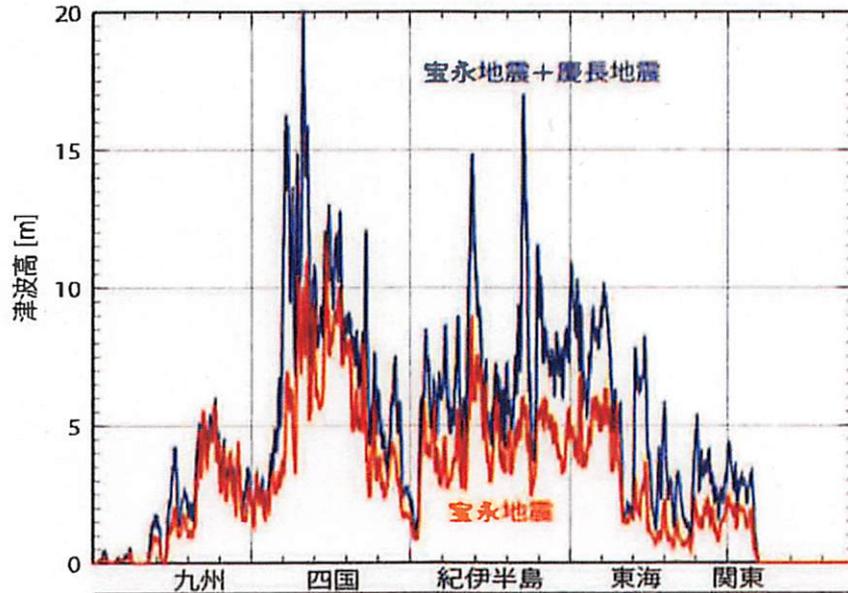


図 57 宝永地震モデルによる津波（赤）と、宝永地震と慶長地震の大連動による太平洋沿岸での津波（紫）。

津波シミュレーションから得られた、大連動モデルによる九州～関東の太平洋沿岸の津波高を図 57 に宝永地震のシミュレーション結果と比較して示す。宝永地震のモデルによる津波高（図 57 赤線）は、土佐湾で最大 12m 程度であったが、大連動（図 57 紫線）により、四国～房総半島の太平洋岸の広い範囲の沿岸の津波高が 1.5～2 倍高くなり、土佐湾では津波が最大 20m を越える可能性が示された（古村・ほか、2012）。

また、津波が直撃する沿岸では波高の変化が大きいが、大阪湾や伊勢湾などの湾奥や、瀬戸内海では大連動の影響は小さく、宝永地震モデルのものと波高がほとんど変わらないこともわかった。これは、津波地震（慶長地震）の震源域は、南海トラフ軸に沿って北東-南西方向に細長く伸びた形状を持ち、大阪湾、伊勢湾、瀬戸内海の方位には宝永地震よりもずっと短波長の津波が放射されるためである。狭い湾口は津波の短波長成分を取り除くハイカット・フィルタのような働きを持ち、長い波長の津波は通過させるが、短波長の津波は通過できず大きく減衰するためである。大阪湾の固有周期は数十分以上と長く、宝永地震の長波長の津波成分は湾奥内で強く増幅されるが、慶長地震の津波には増幅される長周期成分がほとんど含まれていない。このため、大連動による湾内の津波高は宝永地震を大きく越えることはない。

図 58 には、紀伊水道から大阪湾口そして湾奥に伝わる津波波形を示す。慶長地震の震源域から生まれる津波（図 58-青線）は、宝永地震（同、赤線）に比べて波長が短く、短波長津波は紀伊水道の狭い海峡を通過して湾奥に向かう途中で急激に減衰する様子がわかる。

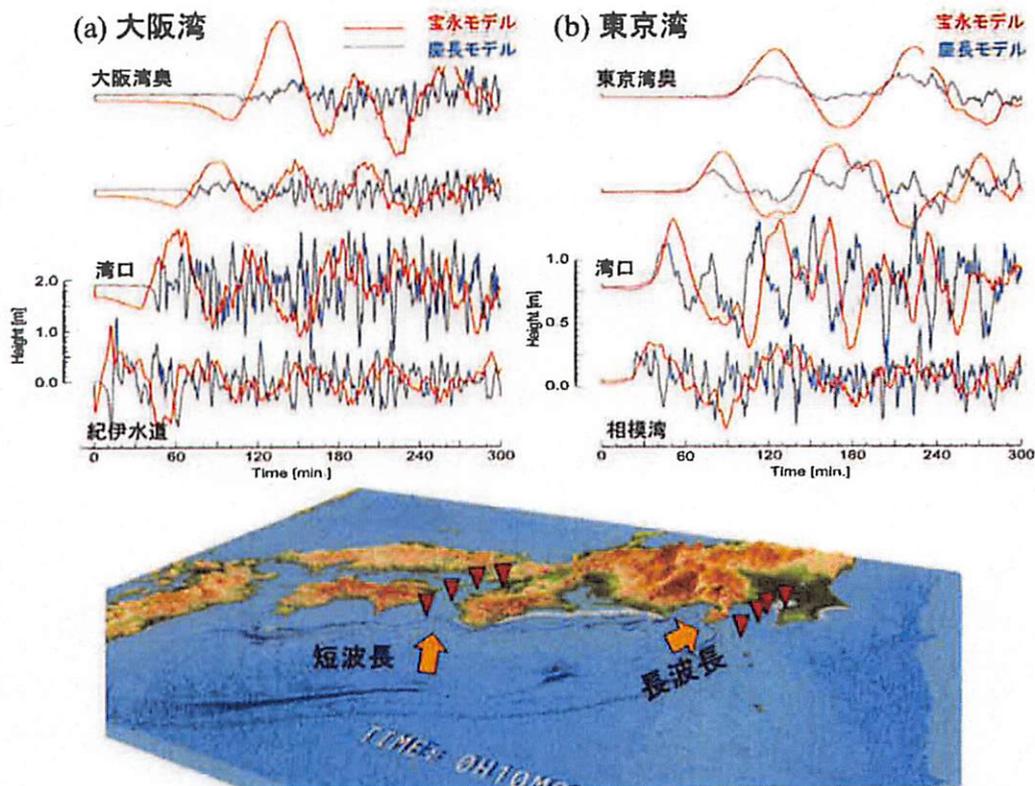


図 58 宝永地震（赤線）と慶長地震（青線）モデルによる湾内を伝わる津波の減衰と増幅の特性。(a)大阪湾、(b)東京湾。

これに対してトラフ軸に沿って広がる慶長地震の波源の長軸方向には、波高は低いものの長波長成分が含まれる津波が放射される（図 58）。延長上にある東京湾や日向灘には長波長の津波が伝播し、東京湾内に入った慶長地震津波は、周期数十分以上の長周期津波が徐々に増幅され、波高が高まる様子が見られる（図 58b）。東京湾奥での慶長地震の津波高は数十 cm 程度にすぎないが、大連動による波高の増加に注意が必要である。

ii) 大連動シナリオに基づく強震動の評価

次に、宝永地震と慶長地震の大連動シナリオ（図 55、表 5）に基づき地震動のシミュレーションを行った。震源モデルとして、浅部プレート境界の S1～5 セグメントには、先に実施した慶長地震の地震動シミュレーションと同様に、深部プレート境界（N1～5）と同量の滑り量に対して、1/3 の剛性率と 1/2 の応力降下量を与えたものを用いた。

シミュレーションから求められた最大地動速度（PGV）分布を比べると、大連動に伴う震源域の拡大と地震規模の増大（M8.7 から M8.9）により、九州～関東にかけての広い範囲の地動速度が 1.2 倍程度大きくなる可能性が示された（図 59）。また、震源域の拡大により揺

れの継続時間が伸びる効果も大きいことがわかった。たとえば、静岡地点での PGV は宝永地震モデルとほぼ等しい 150cm/s 程度であるが、強い揺れ (>50cm/s) の継続時間は宝永地震モデルの 2 倍以上の 250 秒以上にわたって長く延びていることがわかる (図 60)。このように、大連動は、揺れの増幅よりも継続時間の増長に大きな影響を与えることがわかった。

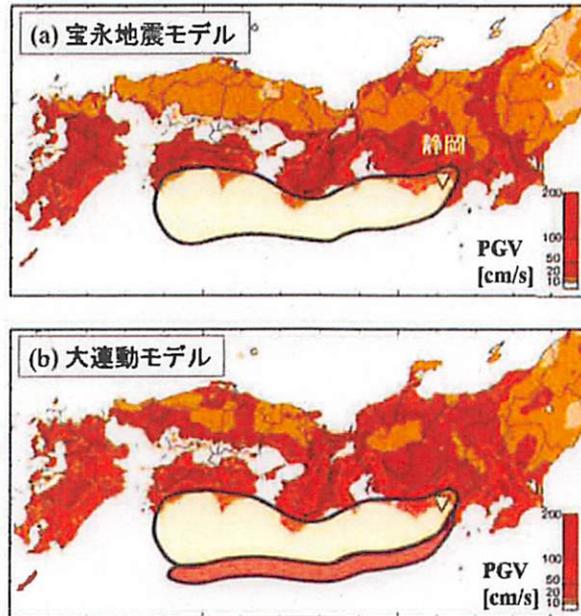


図 59 (a)宝永地震モデルと、(b) 宝永地震と慶長地震の大連動モデルによる最大地動速度 (PGV) 分布。

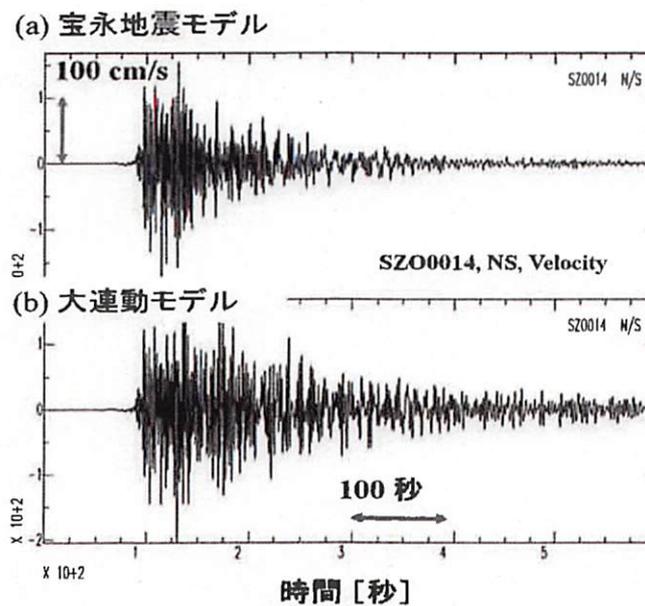


図 60 (a)宝永地震モデルと、(b) 宝永地震と慶長地震の大連動モデルによる地動速度波形

南北成分の比較 (K-NET SZ0014; 静岡地点)。

iii) 連動型巨大地震の震源近傍観測による緊急地震速報と津波警報の精度向上の可能性

東北地方太平洋沖地震での釜石沖海底ケーブル津波計の観測データと、東北地方太平洋沖地震時の緊急地震速報の発表状況を参考にして、南海トラフへの海底地震計や津波計(地殻変動計)による津波地震や大連動地震の発生の即時把握の可能性を津波シミュレーションに基づき検討した。また、南海トラフ震源域直上への海底ケーブル地震計の設置による連動型巨大地震の緊急地震速報の震源位置と地震規模推定精度の向上、及び警報の発信時間の短縮と強震動到来までの時間猶予の確保の可能性について、地震波伝播シミュレーションに基づき検討した。

東北地方太平洋沖地震の巨大津波を記録した釜石沖の海底ケーブル津波計記録には、まず地震発生から10分の間に海面が2m上昇し、その後の5分でさらに5mまで急上昇する2段階の成長が示されていた(図61)。第1段階目の津波(2m)とその長い周期(60分程度)は、M9規模のプレート境界型地震の断層幅(200km)と海底隆起量(およそ5m程度)に良く対応する。第2段階の急峻な津波は日本海溝寄りの浅部プレート境界の超大滑り(>50m)により作り出されたと考えられる(Fujii et al., 2011; 気象庁2011; Lay et al., 2011; Maeda et al., 2011; 図62)。

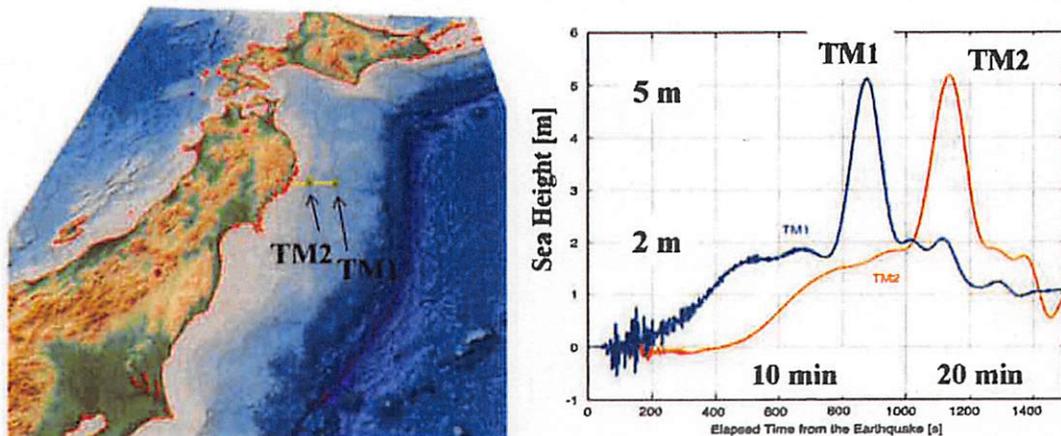


図61 釜石沖海底ケーブル津波計 (TM1, TM2) の位置と、TM1, 2 で記録された津波波形と2段階の津波成長の様子。

深部プレート境界のズレ動き(22m)のみを考慮した津波シミュレーション結果からは釜石沖GPS波浪計の津波記録(図63c)に見られた第1段階目の2.5mの津波は再現できるものの(図63a)、2段階目の7mの津波の再現には浅部プレート境界の大きなズレ動き(55m)が必要であることが津波シミュレーションから確認された(図63b)。

地震の断層滑りによる海底地殻変動の分布を求めると、通常のM9地震を起こす深部プレ

一境界のズレ動きは、断層面上の数百 km の広い範囲にゆるやかな地殻変動を起こし、隆起量は断層の上端部分で最大 10m 程度となり、沈降域のすそ野は陸地にまで及び海岸線が沈降する (図 64)。したがって、陸地での地殻変動(GPS)観測による、巨大地震の波源域の広がり把握と、震源モデルの推定・津波予測が十分可能である。

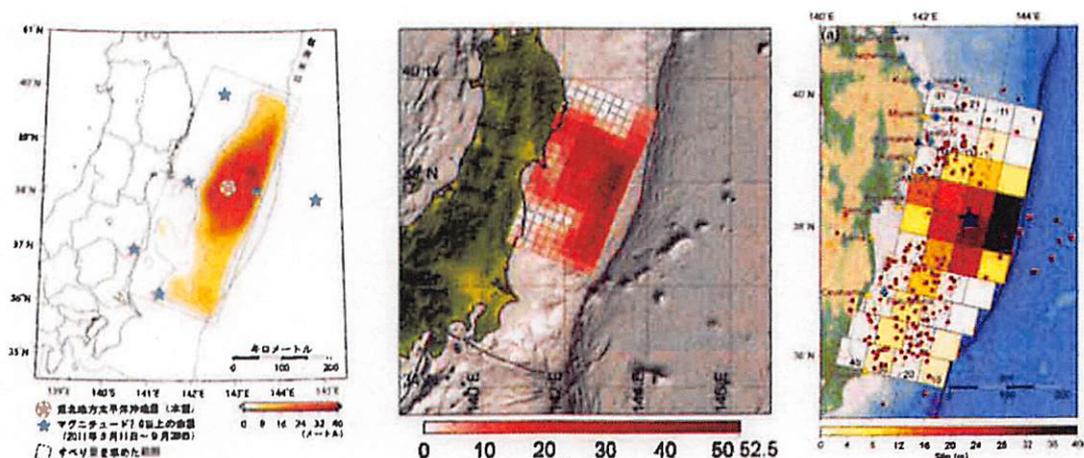


図 62 津波観測から推定された東北地方太平洋沖地震の震源モデルの例。(右) 気象庁 (2011)、(中) Lay et al. (2011)、左) Fujii et al. (2011)。

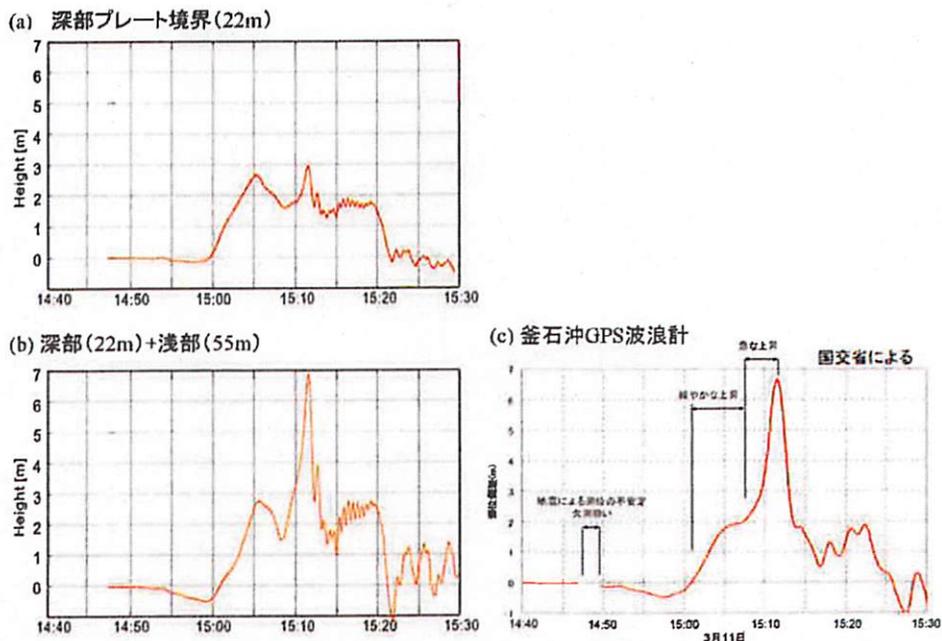


図 63 (a)深部プレート境界滑り (22m)による、釜石沖 GPS 波浪計の地点の津波波形、(b) 深部プレート境界滑り (22m) と浅部プレート境界の大滑り (55m) による津波は計、(c) 釜石沖 GPS 波浪計による津波波形記録 (国土交通省資料による)。

しかし、溝軸付近の浅部（海底下 2~10km）プレート境界のズレ動きは、海溝軸付近の数十 km の狭い範囲に局所的に最大 20m 程度の大きな地殻変動を起こすが、海溝軸付近の地殻変動は、遠く離れた陸地には及ばず陸上の GPS 観測では検出できない。この結果、通常の M9 地震とは震源過程の違いを区別できないことから、観測データから巨大津波の発生を議論することは困難である。

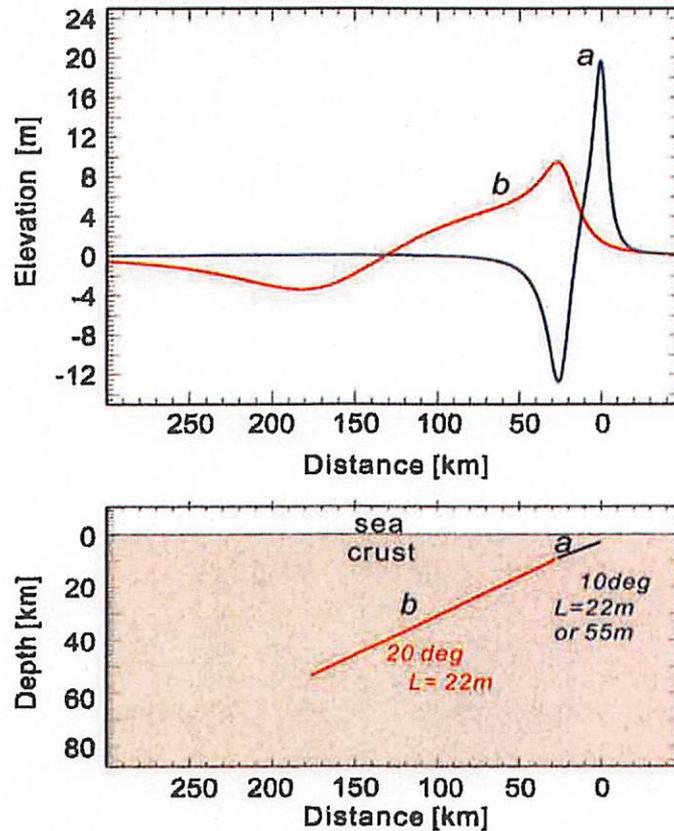


図 64 地中のプレートズレ動きに伴う、海底地殻変動。深部プレート境界のズレ動き（赤）による海底地殻変動（赤線）と、浅部プレート境界のズレ動きによる海底地殻変動（青）。

先に行った慶長地震の震源モデルを用いた地殻変動分布の評価（図 30）からもわかるように、南海トラフにおいて将来東北地方太平洋沖地震のような、海溝軸付近の超大滑りが起きた場合には、陸域の GPS 観測網ではこの地震による地殻変動を捉えることはできない（図 33、64）。大連動地震の発生と、巨大津波の生成を知るためには、海域での地殻変動観測が必須となる。また、海底圧力計（津波計）観測により特異な津波が陸に向かう過程を捉えることができれば、陸域の津波予測の精度向上に役立つことが期待できる。

海底ケーブル観測の役割として、緊急地震速報の発表から主要動が到着するまでの猶予時間を延ばす効果も大きい。現在の緊急地震速報は、最初に観測点に揺れを観測するまで平均 4 秒、そして警報発表までに平均 3 秒の合計平均 7 秒間を要している。東北地方太平

洋沖地震では、震源が陸から 200km 以上離れていたことから、地震発生から 22.1 秒後に陸の観測点で地震波を検知、それから 5.4 秒後に緊急地震速報の第 1 報が出された。その 1.2 秒後に出された緊急地震速報の第 4 報では最大震度 5 弱程度の揺れが予想されたことから、高度利用者向け警報だけでなく、一般向けの警報も発表された。この時点で、宮城県石巻市では主要動到達までに 2 秒、栗原市では 15 秒、そして東京千代田区では 63 秒の時間猶予があった。

南海トラフ地震の震源域は陸に近い (0~100km) ため、現行の陸域の地震観測では東北地方太平洋沖地震ほどの猶予時間は期待できない。たとえば、東南海地震と南海地震が連動により起きた場合には、震源距離が 300km 離れた静岡では S 波の到達までに 60 秒近い時間があるが (図 65)、震源に近い新宮や尾鷲では S 波到達まで十数秒程度と短く、警報が発表される前に主要動が来てしまう。東海地震が先に起きた場合には、状況は反転し、新宮では 60 秒の猶予時間が生まれるが、静岡の主要動は地震発生から 10 秒後に到来する。南海地震が紀伊半島南東沖から開始した場合には、徳島では S 波の到達までに 50 秒、岡山で 70 秒の時間があるが、和歌山では 20 秒程度しか猶予時間はない (図 66)。

陸から 30km 以上沖合に地震観測点が面的に配置されれば、震度判定と警報の伝送にかかる 3 秒以上の時間を稼ぐことが可能になり、震源直上観測による震源 (震源域) 決定精度の向上とあわせ、地震・震度判定と警報伝送の時間が大きく短縮できると期待される。

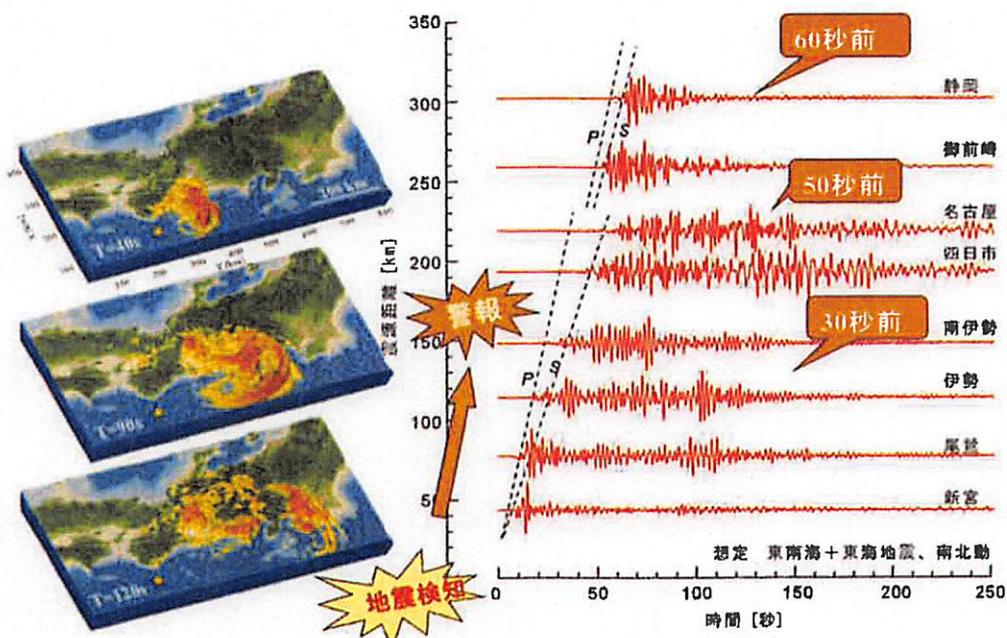


図 65 陸上強震観測網 (K-NET, KiK-net) における地震到達時間と緊急地震速報の猶予時間の評価。潮岬沖から東海地震が発生、東海地震が連動する場合の各地の揺れの様子。

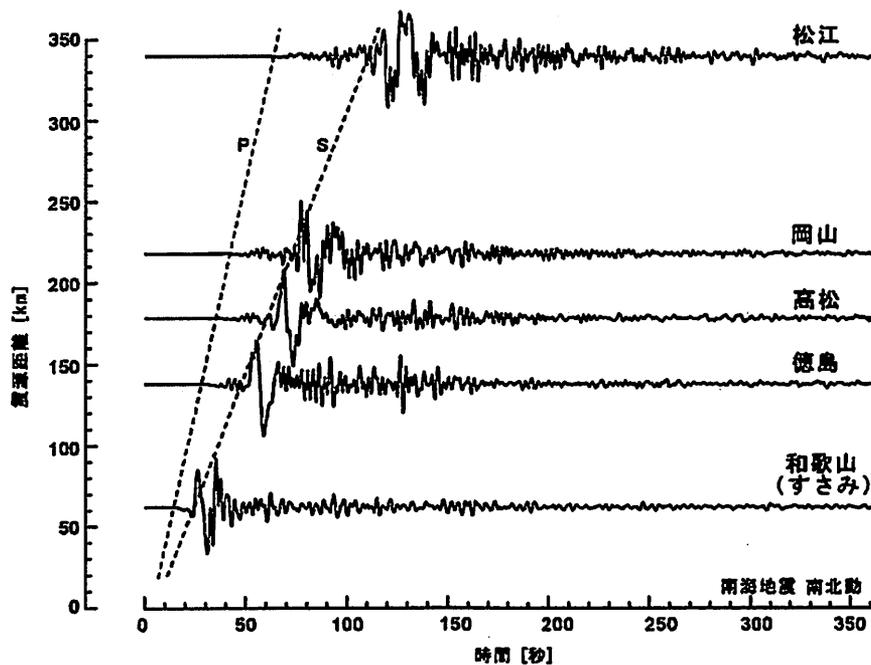


図 66 潮岬沖から南海地震が発生した場合を想定した、和歌山、四国、中国地方の揺れの広がり方と地震発生からS波（主要動）到着までの猶予時間の評価。

(d) 結論ならびに今後の課題

1) 南海トラフ地震（東海・東南海・南海地震）の連動発生による地震動と津波の高精度予測に向けて、短周期～長周期強震動と地殻変動、そして津波を同時に評価できる広帯域地震津波計算コードを開発した。地球シミュレータ（旧・新型）、及び T2K スパコンにおいて性能チューニングを実施し、CPUの理論性能の8.3%（T2K）～50%（地球シミュレータ、旧型）の高い実効性能と、高い並列化率（99.99%以上）を実現して、十数万 CPU 以上の超並列地震動および津波シミュレーションの環境が整備された。高精度シミュレーションの入力データとなる高分解能陸海地下構造モデルを、サブプロジェクト①の地下構造調査結果や、サブプロジェクト②の表層地盤モデル構築研究の成果を集めて整備することができた。地震動（地殻変動）シミュレーションと津波シミュレーションを結合した、地震-津波連成シミュレーションコードを整備して、連動型巨大地震による地震動、地殻変動、津波の複合災害の評価に活用した。

2) 地球シミュレータ等を用いた大規模並列計算により、過去の南海トラフ地震（宝永地震、安政東海・南海地震、昭和南海・東南海地震）の強震動と津波を再現し、震度分布や津波高の史料との評価から震源モデルを再検討した。破壊開始点（震源）が南海トラフの中央（潮岬沖）である場合には、東海・東南海・南海地震の連動発生により強い揺れの範

囲は拡大するが、各地の周期 1~2 秒程度以下の短周期（短波長）地震動の強さは変わらず、地震の単独発生の場合を越えないことを確認した。また、津波についても同様に連動発生により高い津波の範囲は拡大するが、各地の津波高の増大は起きないことを確認した。ただし、連動発生により各地の地震動や津波の継続時間が増大することや、時間差連動という別の課題が生まれるなど、連動型巨大地震の問題は、震源域の拡大とは別の観点からの影響評価の重要性が見えた。

3) 大きな津波と被害をもたらした 1707 年宝永地震の震源モデルを再検討し、近年の調査から明らかとなった九州地域での津波記録や、特に大分県佐伯市で発見された津波湖（龍神池）での津波堆積物記録を説明するために、サブプロジェクト①の地殻変動観測や地震発生シミュレーション研究の成果を参照して、宝永地震の震源モデルの修正を行った。この結果、震源域を日向灘に 100 km 拡張した新しい宝永地震モデルを提案した。新しい宝永地震モデルにより、龍神池での沈降と津波堆積物の生成、そして足摺岬~日向灘の津波高の説明性が大きく向上した。また、九州の震度が大きくなかったことから、日向灘付近の断層セグメントは低速破壊であった可能性を検討した。

4) 津波地震の可能性が議論されてきた 1605 年慶長地震の震源モデルを検討し、この地震が 1896 年明治三陸津波地震と同様にトラフ軸付近の浅部プレート境界の低速滑りにより起きた可能性を、震度分布、地殻変動、そして津波記録の比較から検討した。慶長地震モデルの推定に大きな影響を与える、八丈島での 10~20m という特異な津波高の報告について、古文書の記述の再点検と現地調査から間違いと結論づけた。これより、前述の津波地震のモデルで全国の津波高を説明できることを示した。

5) 連動型巨大地震の「最悪シナリオ」として、東海・東南海・南海地震が十数分~数十分の時間差で時間差連動が起きる場合の長周期地震動と津波の増幅の影響を検討した。時間差連動により、長周期地震動の継続時間が 1.5~2 倍長く延びる可能性と、超高層ビル等の長時間の揺れと累積変位の問題を示した。また、断層破壊のディレクティブティ効果により、破壊開始点（震源）の違いにより各地の長周期地震動の強度と継続時間が大きく変化することを示した。時間差発生による津波の重ね合わせの影響により、最大 1.5~2 倍の津波高の増幅が起きる可能性を示した。また、信頼度の高い史料による再解析に基づき、1707 年宝永地震では東南海地震が先行して、その十数分後に東海地震が発生した可能性を示した。

6) 2011 年東北地方太平洋沖地震の特異な震源破壊過程から得られた知見から、海溝型地震の連動（宝永地震）と津波地震（慶長地震）が同時発生した「大連動」という、南海トラフ地震の新しい「最悪連動シナリオ」を想定し、想定される強震動と津波を評価した。

この結果、これまで最大シナリオと考えてきた宝永地震の津波高を2倍以上越える超巨大津波の発生の可能性が示された。津波の直撃を受ける外海に対して、大阪湾や伊勢湾、瀬戸内海などの内海では、慶長地震の震源域から生まれる短波長の津波が湾口を通過できないため、津波高は宝永地震のものより高くないことを示した。また、強震動については、揺れの継続時間は1.5倍以上長くなるものの、各地の地震動の強さ（震度）は大きく変わらないことを示した。

7) 2011年東北地方太平洋沖地震の津波を捉えた釜石沖の海底ケーブル津波計データを分析し、沖合の地殻変動・津波観測により巨大津波の発生をいち早く察知して沿岸の津波警報に活かす方策を検討した。特に、陸から遠く離れた海溝軸（トラフ軸）付近の浅部プレート境界の大きな滑りと海底地殻変動、そして巨大津波の発生を把握するためには、海溝軸（トラフ軸）近傍の地殻変動観測が必須であることを示した。また、南海トラフ巨大地震シナリオに対して、現行の陸域の地震観測点を用いた緊急地震速報の警報発表から強震動の主要動到達までの猶予時間を評価した。沖合の地震観測点の設置による警報発表までの時間短縮と猶予時間の確保の可能性を検討した。

以上の成果を、サブプロジェクト①の「地震観測」及び「地震発生サイクルシミュレーション」研究担当者と共有し、プロジェクト研究の協力体制と研究の方向性を確認した。また、サブプロジェクト②「防災課題」のサブテーマの研究担当者と協力して、強震動が都市構造物に与える被害や、沿岸部の津波浸水による被害と社会影響を明確化するとともに、減災に向けた地域毎の災害対応や復興・復旧施策の検討を進めた。また、研究成果を社会に分かりやすい形で伝えるために、過去の南海トラフ地震の揺れの広がりや平野での強震動・長周期地震動の生成、地震地殻変動による津波の発生と伝播過程について、大規模数値シミュレーション結果に基づく次元可視化動画を作成して（グラビア参照）、連動・単独発生シナリオによる強震動分布の違い、地震発生から強震動と津波の到達までの時間的猶予、地震後の平野の大きく長い揺れの特徴等を直感的に理解できる可視化教材をDVDにまとめ公表した（3.5章「サブプロジェクト①の研究成果の活用および地域研究会の開催」を参照）。

また、上記の成果を踏まえ、次の項目が今後の検討課題として示された。

1) 南海トラフ超巨大地震の震源モデルの構築

東北地方太平洋沖地震で明らかとなった、海溝型地震と津波地震の「大連動」と同様のメカニズムを持つ巨大地震が南海トラフでも起きうるかどうかについて、その発生条件や頻度を含めて詳しく検討する必要がある。このためには、プレート境界やトラフ軸付近での詳細な構造探査や地殻変動・プレート運動の観測、これらの観測データに基づく地震発

生シミュレーション等からの多面的な検討が必要である。近年発生した M9 クラスのスマトラ島沖地震やチリ地震、アラスカ地震などの M9 クラスの地震の震源過程の再検討が必要である。

2) 地震津波ハザードの高精度評価

連動発生が強震動や津波に与える影響は、地震規模と震源域の拡大による直接的な影響以上に、さらに破壊開始点（断層破壊方向）の違いや、数分～数十分の時間差連動などの連動の多様性が大きく影響することが明らかになった。こうした、連動発生の多様性による地震津波評価結果のバラツキの大きさを明確化し、最大津波と平均津波を適切に評価して、防災対策に活用する必要がある。地震動評価の高精度化には、詳細な地下構造データが不可欠であるが、地下構造探査には限界がある。こうした地震発生の不確実性や地下構造モデルの不確実性を適切に評価し、シミュレーション結果の誤差を正しく見積もった上でのハザード評価が必要である。

3) 高精度地震動・津波シミュレーションの整備

本研究では、海洋研究開発機構の地球シミュレータや東京大学情報基盤センターT2K スパコンを用いて地震動と津波の高精度シミュレーションを行なうなど、高速スパコンを活用した地震動・津波の高精度予測の有効性を示すことができた。昨年より運用が開始された次世代スパコン（京コンピュータ）等の計算環境の発展に期待して、木造家屋や施設の被害に結びつく周波数 1Hz 以上の高周波数（短周期）地震動の評価モデルの整備が必要である。このためには、不均質構造による地震波の強い散乱を含めた複雑な波動場を正しく評価できる、新たな地下構造モデルの構築が必要になる。

(e) 引用文献

- 相田勇：東海道沖におこった歴史津波の数値実験、東京大学地震研究所彙報、56、pp. 367-390、1981.
- Aida, I. : Reliability of a tsunami source model derived from fault parameters, J. Phys. Earth, 26, pp. 57-73, 1978.
- Akaike, H. : A new look at the statistical identification model, IEEE Trans. Auto Control., 19, pp. 716-723, 1974.
- 安中正・稲垣和男・田中寛好・柳沢賢：津波シミュレーションに基づく南海トラフ沿いの大地震の特徴、土木学会地震工学論文集、CD-ROM、2003.
- 馬場俊孝・伊藤亜妃・金田義行・早川俊彦・古村孝志：制御地震探査結果から構築した日本周辺海域下の 3 次元地震波速度構造モデル、日本地球惑星科学連合大会講演予稿集、2006.
- 千田昇・中上二美：大分県佐伯市米水津とその周辺地域における宝永 4 年、安政元年の

- 南海地震と津波の分析、大分大学教育福祉科学部研究紀要、29(1)、pp. 69-80、2006.
- 中央防災会議：東南海、南海地震等に関する専門調査会：
www.bousai.go.jp/jishin/chubou/nankai/index_nankai.html、2003.
- Fujii, Y, K. Satake, S. Sakai, M. Shinohara, and T. Kanazawa: Tsunami source of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, 63, 815-820, 2011.
- 古村孝志・今井健太郎・前田拓人・原田智也：1605年慶長地震における八丈島の津波高の再検討、日本地球惑星科学連合2012年大会、2012.
- 古村孝志・前田拓人：東北地方太平洋沖地震を踏まえた、南海トラフ地震の時間差運動による長周期地震動の再評価、日本地球惑星科学連合2012年大会、2012.
- 古村孝志・前田拓人・今井健太郎：津波堆積物が語る、南海トラフ巨大地震の実像、*岩波科学*、82、2012.
- 古村孝志・Simanchal PADHY・前田拓人：高周波数地震動の伝播特性から見たフィリピン海プレートの形状、日本地震学会2012年秋季大会、2012.
- Furumura, T., S. Padhy and T. Maeda: Detailed structure of the Philippine Sea plate subducting along the Nankai Trough, western Japan, inferred from high-frequency seismic wave analysis, AGU Fall Meeting, 2012.
- Furumura, T., K. Imai, and T. Maeda: A revised tsunami source model for the 1707 Hōei earthquake and simulation of tsunami inundation of Ryujin Lake, Kyushu, Japan., *J. Geophys. Res.*, v116, B02308, doi:10.1029/2010JB007918, 2011.
- Furumura, T. and T. Saito: An integrated simulation of ground motion and tsunami for the 1944 Tonankai earthquake using high-performance super computers, *Journal of Disaster Research*, vol7, No.4, 2009.
- Furumura, T. Hayakawa, M. Nakamura, K. Koketsu, and T. Baba: Development of long-period ground motions from the Nankai Trough, Japan, earthquakes: Observations and computer simulation of the 1944 Tonankai (Mw8.1) and the 2004 SE Off-Kii Peninsula (Mw7) Earthquakes, *Pure Appl. Geophys.*, 165, 585-607, 2008.
- 古村孝志・中村 操：1944年東南海地震記録の復元と関東の長周期地震動、*物理探査*、59、4、pp. 337-351、2006.
- Furumura, T. and L. Chen: Large-scale parallel simulation and visualization of 3D seismic wavefield using the Earth Simulator, *Computer Method and Engineering Sciences*, 6, pp. 153-168, 2004.
- 橋本千尋・鷺谷威・松浦充宏：GPS データインバージョンによる西南日本のプレート間カップリングの推定、日本地震学会2009年度秋季大会講演予稿集、A32-08, 2009.
- 八丈実記刊行会：八丈実記、第六巻、緑地社、1972.

- 羽鳥徳太郎：瀬戸内海・豊後水道沿岸における宝永（1707）・安政（1854）・昭和（1946）南海道津波の挙動、歴史地震、4、pp.37-46、1988.
- 羽鳥徳太郎：九州東部沿岸における歴史津波の現地調査—1662年寛文・1769年明和日向灘および1707年宝永・1854年安政南海道津波一、東京大学地震研彙報、60、pp.439-459、1985.
- 羽鳥徳太郎：宝永・安政津波の現地調査による波高の検討、海洋科学、12（7）、pp.495-503、1980.
- 羽鳥徳太郎：明応7年・慶長9年の房総および東南海道大津波の波源、地震研究所彙報、50巻、171-185、1975.
- Hirose, F., J. Nakajima, and A. Hasegawa: Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography, *J. Geophys. Res.*, 113, B09315, doi:10.1029/2007JB005274, 2008.
- Ide, S., A. Baltay, and G. C. Beroza: Shallow Dynamic Overshoot and Energetic Deep Rupture in the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki Earthquake, *Science*, 332, 1426-1429, doi:10.1126/science.1207020, 2011.
- 飯田汲事（編）：四大地震（明応・宝永・安政東海・東南海）の調査と比較、東海地方の地震被害調査研究グループ、1980.
- Imai, K., K. Satake, and T. Furumura: Amplification of tsunami heights by delayed rupture of great earthquakes along the Nankai trough, *Earth, Planets and Space*, 62, pp.427-432, 2010.
- 石橋克彦：1605（慶長9）年東海・南海津波地震の地学的意義、日本地震学会昭和58年度秋季大会講演予稿集、pp.96、1983.
- Ishida, M., 1992: Geometry and relative motion of the Philippine Sea plate and Pacific plate beneath the Kanto-Tokai district, Japan. *J. Geophys. Res.*, 97, 489-513, 1992.
- 鳴原良典・藤間功司：非構造格子を利用した新しい津波数値計算のネスティング手法、日本土木学会第63回年次講演会、講演概要集（CD-ROM）、2008.
- 河田恵昭・鈴木進吾・高橋智幸：東海・東南海・南海地震の発生特性による広域津波の変化、海岸工学論文集、第50巻、pp.326-330、2003.
- Kennett, B.L.N., Engdahl, E.R. and Buland R.: Constraints on seismic velocities in the Earth from travel times, *Geophys. J. Int.*, 122, pp. 108-124, 1995.
- 気象庁：気象業務はいま、特集1 平成23年（2011年）東北地方太平洋沖地震 <http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/hakusho/2011/HN2011sp1.pdf>、2011.
- Lay, T., Y. Yamazaki, C. J. Ammon, K.-Fai Cheung, and H. Kanamori, The 2011 Mw 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake: Comparison of deep-water tsunami