

2004年紀伊半島沖地震にともなう津波の 沖合リアルタイム観測

松本浩幸¹・三ケ田均²

¹海洋研究開発機構 地球内部変動研究センター (〒237-0061 神奈川県横須賀市夏島町2-15)
E-mail:hmatsumoto@jamstec.go.jp
²京都大学 大学院工学研究科 社会基盤工学専攻 (〒606-8501 京都市左京区吉田本町)
E-mail:mikada@tansa.kumst.kyoto-u.ac.jp

2004 年紀伊半島沖地震にともない発生した津波は,高知県室戸岬沖約100 kmに設置してある高精度海底津 波計でも観測することに成功した.本稿では,この津波の沖合観測の報告と数値シミュレーションとの比較・検 討を行う.海底津波計の直近にある室戸岬検潮所よりもおよそ20分前に観測された沖合の津波の振幅は4 cm (前震)と7 cm (本震)相当であり,検潮所で観測された津波の1/10程度の大きさであった.リアルタイムで津 波の沖合観測を行うためには地震動によるノイズを除去することが不可欠で,簡便な60 sのリアルタイム移動 平均を施せば沿岸到達の20分前には津波の検知が実現可能であることを示した.

Key Words : the 2004 off Kü-Peninsula earthquakes, tsunami , pressure gauge, offshore submarine-cabled observatory, real-time monitoring

1. はじめに

最近のスマトラ沖地震の津波災害を契機として,こ れまで以上に早期津波警報システムの構築が注目され るようになった.沖合のリアルタイム津波観測を実用 化して,津波をいち早く捕らえようとする試みも研究 段階で進められており¹⁾,その一つが海底ケーブル式地 震・津波常時観測システムである.このような観測シ ステムは,1978年に御前崎沖に整備されて以来,房総 半島沖,伊豆東方沖,相模湾,三陸沖,室戸岬沖そし て釧路沖といった日本の周辺海域に拡がっている.シ ステムの仕組みは,地震計や津波計などの海底観測機 器を海底ケーブルでネットワーク化して,巨大地震発 生帯での地震活動の連続観測と津波の早期検知を目的 としたものである.

海洋研究開発機構 (JAMSTEC) は,1997年に高知県 室戸岬沖に海底地震総合観測システムを設置して,この 海域の地震活動と津波を継続的に観測しており,2004 年9月5日に紀伊半島沖地震により相次いで発生した 津波を沖合で観測することに成功した.沖合で観測さ れた津波波形を利用した震源断層の理解や津波波源の 推定など,すでに地球物理学的なデータ利用はなされ ている^{2),3),4)}.本報告では,室戸岬沖の観測システムで 観測された津波の報告および津波の再現計算について 述べる.

2004 年 9 月 5 日 19 時 07 分 (日本時間) および同日 23 時 57 分 (同時間) に紀伊半島沖で気象庁マグニチュー ド 6.9 および 7.4 の地震が発生した.気象庁が決めた震 源の深さは 38 km および 44 km で, プレート境界より も深いところで発生したプレート内地震であった.こ の一連の地震を2004年紀伊半島沖地震と呼ぶが,2つ の地震の震源は北東-南西方向に約40kmしか離れて おらず,発生間隔がわずか5時間であること,地震の マグニチュードが前者よりも後者の方が大きいことか ら,前者が前震,後者が本震と考えられている(図-1). この地震により,静岡県から高知県までの太平洋沿 岸および伊豆諸島,小笠原諸島で津波が観測された.気 象庁の発表資料^{5),6)}によれば,検潮所で観測された,前 震と本震にともなう津波の最大波高は,それぞれ神津 |島神津島港の 0.5 m (20 時 05 分に記録) と串本町本町 袋港の 0.9 m (6 日 00 時 22 分に記録) であった.詳細 は日本地震学会7)によりまとめられている.この一連の 紀伊半島沖地震による津波波高は検潮所の観測値より も大きく,現地調査⁸⁾によれば三重県紀宝町では4.6 m の津波痕跡が認められている.

2. 室戸岬沖海底観測システムと津波

(1) 室戸岬沖海底地震総合観測システム

フィリピン海プレートがユーラシアプレートの下に 年間4cmの速度で沈み込む高知県室戸岬沖の南海トラ フ沿いの海域はおよそ180年間隔でマグニチュード8 クラスの巨大地震が発生し,その沿岸では津波に襲わ れてきた.

海洋研究開発機構は1997年3月に,この海域の地震活動や海底変動現象,海底環境変動を長期間連続的に



図-1 2004年紀伊半島沖地震(印は震央)と海底地震総合 観測システム(は津波計)

リアルタイムで観測する目的で,海底地震総合観測シ ステムを高知県室戸岬沖に設置した.観測システムは2 台の海底地震計と2台の津波計および先端観測ステー ションから構成されており,これらの観測機器は海底 ケーブルでリンクされている.各観測機器は水深1500 m以上の海底に設置されており,取得されたデータは 室戸岬にある陸上局へリアルタイムで転送されている. 本論文で述べる海底津波計は水晶発振式の水圧計を使 用しているので,Pressure Gaugeの頭文字をとって便 宜上PGと略称を用いる(図-1).

(2) 2004 年紀伊半島沖地震の津波観測

2004年紀伊半島沖地震を含む津波計PG1とPG2の 観測記録を図-2に示す.地震の震央とPGまでの距離 は直線で約250kmあった.図-2は,2002年9月5日 18時00分から翌日06時00分までの記録を1sサンプ リングでプロットしたものである.通常,津波計は潮汐 を記録しているが,津波計の近傍で地震が起こると入 力時震動の影響で,潮汐に加えてパルス状の水圧変化 を記録する.図-2には2度のパルス状の波形が記録さ れているが,それぞれ前震と本震に対応している.す なわち前震は,2004年9月5日19時07分08秒に発 生して,本震は同日23時57分18秒に発生しているこ とと対応している.前震は潮汐が押しのときに,本震 は潮汐が引きとのきに発生したということが分かる.

前震時には 100 ~ 300 hPa,本震時には 300 ~ 500 hPa の短周期かつ大振幅の水圧変動が卓越していることか ら,入力地震動によるノイズが格段に大きいことが分 かる.この場合,1sサンプリングのデータをそのまま 海面の波高とみなしてしまうと,静水圧の1 hPaは水 頭換算すると1 cm に相当するので,津波波高が沖合で 数 mのオーダーとなり津波を過大評価してしまう.し



図-2 津波計 PG1 と PG2 の観測記録

たがって,沖合の津波波高を正確に評価するためには, 地震動ノイズと津波成分を分離しなければならない.巨 大地震発生後の沖合津波計のリアルタイムデータを取 得できるということは,前もって正確な津波情報を利 用できるということなので,沿岸の津波防災に寄与で きる有効な手段になりうる.そのためにはリアルタイ ムで地震動ノイズを除去して,精度のよい津波波高を 評価できる手法をあらかじめ検討しておく必要がある.

3. 津波波形と検潮記録

前震,本震時の PG 波形データに $60 ext{ s}$ の移動平均を 施した後の PG 波形を図-3 に示す.波形には,潮汐に よる水圧変動そして依然として地震動ノイズが残って いるが,ハッチの部分に周期が $6 \sim 7$ 分の長周期成分の 水圧変動が明瞭に記録されていることが分かる.これ らが紀伊半島沖地震で発生した津波成分で,前震では PG1 と PG2 でそれぞれ 19 時 23 分と 19 時 25 分に津 波の立ち上がりを観測している.同様に本震では PG1 と PG2 でそれぞれ 15 時 16 分と 15 時 18 分に津波の到 達を観測している.すなわち,地震発生から 20 分後に 津波の第一波が PGを通過したことになる.一方,振 幅は PG1 と PG2 で大差はなく,前震と本震でそれぞ れ 4 hPa と 7 hPa を示している.津波の場合,波高は 静水圧にほぼ等しいことから,沖合での波高は前震と 本震でそれぞれ 4 cm と 7 cm ということになる.

沖合の PG 上を伝播した津波は,いずれ沿岸に到達 する.津波の沖合観測と沿岸到達までの時間と波高の ギャップがどれくらいあるのかを見るために,PG に最 も近い室戸岬の検潮記録を図-3 に併せてプロットした. 振幅は同じスケールで表示すると,検潮記録が大きい ために飽和してしまうので,図-3 の PG 用の水圧変化

(a) Foreshock



(b) Mainshock



図-3 60 s の移動平均をとった水圧記録と室戸岬の検潮記録

を表す右軸スケールは1目盛を10hPa(0.1m)表示し てあるのに対して,検潮記録用の波高変化を表す左軸 スケールは1目盛を1m表示してある.したがって,室 戸岬の検潮記録には同じ潮汐成分が記録されているが 顕著に現れていない.気象庁の報告^{5),6)}によれば,室戸 岬での津波の第一波到達時刻は,前震と本震それぞれ 19時48分と00時37分である. すなわち, 津波は地 震発生から約 40 分後, PG を通過してから約 20 分後 に室戸岬まで到達したことになる.沿岸での津波振幅 は前震に伴う津波が 50 cm であるのに対して,本震に 伴う津波は 100 cm である. すなわち沖合の波高に比べ て 10 倍の増幅が起きていることが明らかとなった.ま た津波の周期は第一波に関しては沖合と沿岸で大差は ないものの,第二波以降に沖合では短周期の後続波と して海面変動が現れるが、沿岸ではそのような短周期 の後続波は観測されていない.

4. 津波シミュレーションによる再現

数値シミュレーションから予測される津波も沖合で は数 cm の振幅をもつことを検証するため,地震の震 源断層モデルから津波の数値シミュレーションを行う ことにする.沖合の実測データは深海底の水圧記録で あり,流体領域を三次元的にモデル化して数値シミュ

<u>表-1</u>2004年紀伊半島沖地震の断層パラメータ⁹⁾

	前震	本震
深さ (km)	15.0	15.6
走向 (°)	71	135
傾斜角 (°)	56	40
すべり角 (°)	75	123
長さ (km)	50	70
幅 (km)	30	40
津波発生までの時間 (s)	30	30

レーションによって再現された水圧との比較を行う.津 波の数値シミュレーションで用いる震源断層は地震波 解析に基づいて提案した断層パラメータ⁹⁾とした.本研 究で採用した津波発生のモデル化は,マグニチュード 8 クラスの巨大地震に比べて今回の地震は震源断層の大 きさがひとまわり小さいことから破壊伝播過程の影響 は小さいと考えて,次のようにした.山中が提案した 断層モデルを用いて,海底面の上下変位量を計算する. 次に,地震の震源時間関数に等しい時間をかけて,先 に計算された上下変位を流体底部に入力する.この手 順を数値シミュレーションで再現することにより,津 波が発生して伝播する.

計算に用いた前震と本震の主要な断層パラメータを 表-1 に示す.断層面内のすべりの不均一性,すなわち アスペリティが津波に及ぼす影響は無視できないと考 え,本研究でも小断層に異なるすべり量を与えて断層 運動のアスペリティを考慮した.詳細は,著者らの論 文³⁾に記述されている.

津波計で観測された波形には潮汐成分も含まれてお り,津波成分よりも振幅が大きい.したがって潮汐成 分を考慮する必要があり,潮汐の理論計算¹⁰⁾をして上 述の計算された水圧に足し合わせた.

観測記録と計算結果との比較を図-4 に示す.PG1, PG2 ともに津波第一波の周期と振幅は一致するが,本 震については到達時刻が計算の方が1~2分程度早い結 果となった.このように計算でも数 cmの波高に相当す る津波の再現ができて,前述の60 sの移動平均で津波 を抽出することは可能であることを示すことができた. しかしながら現段階では本震に関して,到達時刻が観 測と計算で一致しないという問題は残っている.例え ば,2004年紀伊半島沖地震について同じ地震波形デー タのインバージョン解析もモデル間で断層パラメータ が異なっており,断層の位置などの精査が必要なこと を示唆している.

5. まとめ

以上,2004年紀伊半島沖地震の前震と本震のときに 高知県室戸岬沖の津波常時監視システムで観測された 津波の報告と数値シミュレーションによる再現計算を 行った.

政府の地震調査研究推進本部によると,南海トラフ

(a) Foreshock





図-4 観測と数値シミュレーションの比較

沿いでマグニチュード 8 超の東海,東南海,南海地震が 発生する確率は,今後 30 年以内で 50~60 % 程度と評 価されている.2004 年紀伊半島沖地震の震源域は,こ のうちマグニチュード 8.0 の 1994 年東南海地震の震源 域に近いところで発生した.今回の津波は,高知県か ら静岡県にかけての太平洋沿岸,伊豆諸島および小笠 原諸島で観測されたが,想定東南海地震が発生しても 津波はほぼ同様の振る舞いを示すと考えられる.

今回発生した津波の沖合観測に成功して,海底ケー ブル式沖合津波観測が有利な点だけでなく,実際の津 波警報システムに利用するにあたりいくつかの注意点 を残した.沖合100 km 程度のところに津波計があれ ば,沿岸に到達する20分前には津波の観測が可能であ る.ただし,地震時には津波の振幅を越える地震動ノ イズが卓越するため,実用的には60 sの移動平均をか けてリアルタイムデータを観測する必要がある.沿岸 での津波は沖合での波高に比べて10倍の増幅が認めら れた.沿岸到達の数十分前に沖合の津波波高を検知で きることは,津波予警報情報の修正に利用できる可能 性を示唆している.

現段階では、本震の津波シミュレーションの結果は 良好とは言えないが,地震データのインバージョン解 析でもモデル間で断層パラメータが大きく異なってお り,さらに精査が必要である.逆に言えば,今後さら に地震を含めた室戸システムの観測データは,地震時 の海底地殻変動の理解および断層パラメータの推定に

寄与できると期待される.

謝辞:本論文の海底津波計データは高知県室戸岬沖「海 底地震総合観測システム」で取得されたもので,海洋 研究開発機構の海底ケーブルデータセンターから提供 していただいた.また室戸岬の検潮記録は気象庁から 提供していただいたデジタルデータを使用した.

参考文献

- Kato, T, Terada, Y., Ito, K., Hattori, R., Abe, T., Miyake, T., Koshimura, S. and Nagai, T.: Tsunami due to the 2004 September 5th off the Kii peninsula earthquake, Japan, recorded by a new GPS buoy, *Earth Planets Space*, Vol. 57, No. 4, pp.297–301, 2005.
- Baba, T., Cummins, P.R. and Hori, T.: Compound fault rupture of the 2004 Off Kii-Peninsula earthquake (Mjma 7.4) inferred from tsunami waveform inversion with a new technique, *Earth Planets Space*, Vol. 57, No. 3, pp. 167–172, 2005.
- Matsumoto, H. and Mikada, H.: Fault geometry of the 2004 Off-Kii Peninsula earthquake inferred from offshore pressure waveforms, *Earth Planets Space*, Vol. 57, No. 3, pp161–166, 2005.
- 4) Satake, K., Baba, T., Hirata, K., Iwasaki, S. I., Kato, T., Koshimura, S., Takenaka, J. and Terada, Y.: Tsunami source of the 2004 Off-Kii Peninsula earthquakes inferred from offshore tsunami and coastal tide gauges, *Earth Planets Space*, Vol. 57, No. 3, pp173– 178, 2005.
- 5) 気象庁:2004年9月5日19時07分頃の紀伊半島沖の 地震について(第2報),平成16年9月5日報道発表資 料,2004.
- 6) 気象庁: 2004年9月5日23時57分頃の東海道沖の地 震について(第2報), 平成16年9月6日報道発表資料, 2004.
- 7) 日本地震学会:日本地震学会ニュースレター,第16巻, 第4号,2005.
- 8) 小池信昭・越村俊一・高橋智幸・今井健太郎・河田惠昭・ 原田賢治・鈴木進吾・奥村与志弘・今村文彦・藤間功司・ 鴫原良典・谷岡勇市郎・西村裕一・加藤照之・行谷佑一・ 寺田幸博:2004年紀伊半島沖地震津波に関する現地調 査と防災上の課題,海岸工学論文集,第52巻,2005(印 刷中).
- 9) 山中佳子: EIC 地震学ノート, http://www.eri.utokyo.ac.jp/sanchu/SeismoNote/, No. 152, 2004.
- 10) Matsumoto, K., Takanezawa, T. and Ooe, M.: Ocean tide models developed by assimilating TOPEX/POSEIDON altimeter data into hydrodynamical model: A global model and a regional model around Japan, J. Oceanography, Vol. 56, pp. 567-581, 2000.

(2005. 2. 23 受付)