

1998 年パプアニューギニア・シッサノ津波の数値的解析

松山昌史* ・今村文彦**・橋 和正***
松本 剛****・都司嘉宣*****

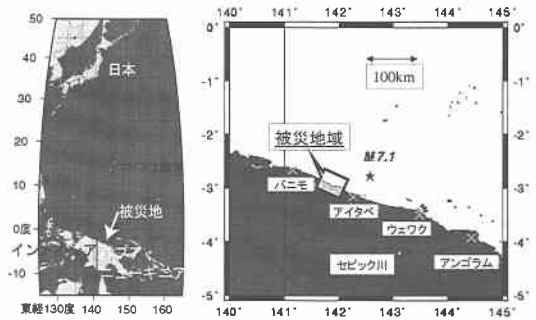
1. はじめに

1998 年 7 月 17 日現地時間 18 時 49 分頃, パプア・ニューギニア北西部沿岸で地震が発生, その後に津波が同国の西セピック州シッサノ沿岸(図一1)に来襲, 2,000 名以上の方が犠牲となり, 今世紀最大級の大災害となった。直後に文部省より突発災害調査団が組織され, 筆者の一部も参加して現地の被災調査を実施した(河田ら 1999)。その結果, 最高水位高が 10 m をこえ, 沿岸 30 km にわたる地域に被害を及ぼす巨大津波であることが判明した。当初, 地震の規模と比較して, 津波による最高水位が大きく, またこの地震がスローアスクェイクではないことから, 地震を契機とした他の現象によって巨大津波が引き起こされたのではないかとされているが, まだ結論は見いだせていない。その後, 海洋科学技術センター(JAMSTEC)と南太平洋応用地学委員会(SOPAC)の共同調査研究が 2 回実施され, 海底地形調査及び海底目視探査が行われた(Tappin ら, 1999)。

本研究では現地調査を踏まえて行われた, 海底調査の結果を述べ, さらに数値解析を基に, 本津波の原因について検討した。

2. 災害直後の情報による津波の解析

津波発生直後にいくつかの研究機関で数値計算が実施されたが, 実測で得られた 10 m をこえる津波による最高水位(図一2(b)の○印)を説明できるものは得られなかった。この段階でパプア・ニューギニアで得られた海底地形を用いた数値計算による沿岸での津波の最高水位を図一2(b)の実線に示す。この計算は非線形長波理論に基づく平面 2 次元計算モデル(後藤ら, 1982)を用い, 海岸線では鉛直壁の境界条件を設定している。ハーバード大学の CMT メカニズムから地震はプレート間で発生した低角逆断層もしくは高角逆断層と推測され(谷岡, 1998), 津波の発生効率が高いと考えられる高角逆断層モ

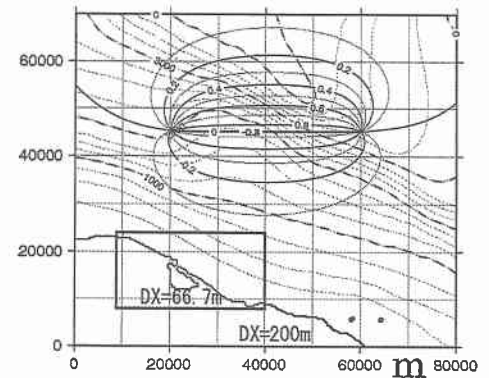


図一1 パプア・ニューギニアと被災地周辺

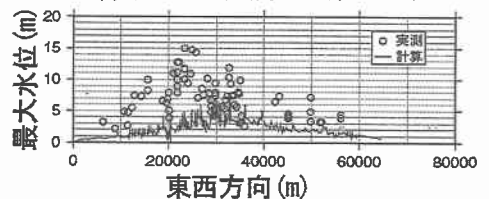
表一1 断層パラメータ

L (km)	W (km)	D (m)	TH (°)	DL (°)	RD (°)
40	25	1.5	270	75	80

L, W: 断層の長さと同幅, D: 滑り量, TH: 走向, DL: 傾斜角, RD: すべり角



(a)海底地形と初期条件(断層モデル)



(b)沿岸での最高水位の実測値との比較

図一2 海底調査前の地形を用いた津波再現計算

* 正会員 工修 (財)電力中央研究所 水理部
** 正会員 工博 東北大学助教授 大学院工学研究科
*** 正会員 工修 東北大学大学院工学研究科
**** 正会員 理博 海洋科学技術センター 深海研究部
***** 理博 東京大学助教授 地震研究所

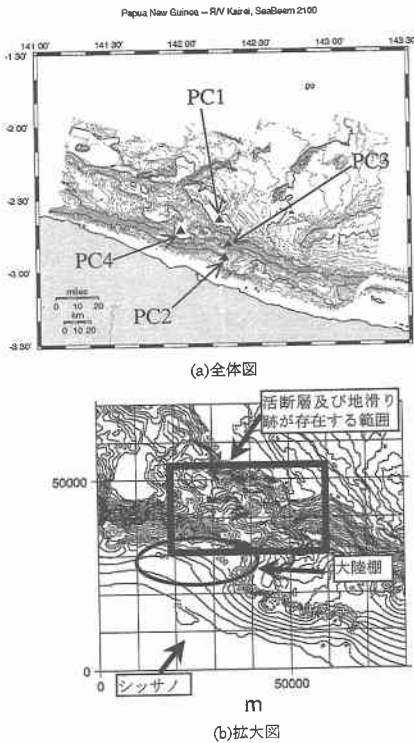


図-3 海底調査で明らかになった海底地形

デルを採用した。断層モデルは表-1に示すものを用いた。計算領域は図-2(a)に示すように東西80 km、南北70 kmで、全体を格子幅200 m、シッサノ沿岸では約66.7 mの格子幅とした。

図-2(b)に示すように津波の最大水位についてその分布形状ではピーク値の場所に大きなずれがみられ、またその実測で10 m以上の最大水位を示した場所において、計算結果では5 m以下と大きな差異がみられる。地震波データ解析から、津波地震を発生させるようなスローアスケイクではないことが明らかになっており(菊池ら, 1998)。これらのことから、この段階では本津波は地震そのものでは説明できる可能性は低く、断層滑動以外の現象により引き起こされた可能性が高いと考えられた。そのような状況の下で、もっとも可能性の高い原因として海底地滑りが注目された。

3. 海底調査

1999年1月と2月にJAMSTECとSOPACの共同研究として被災を受けたSissano沖の海底調査が2回に分けて行なわれ、筆者の一部がこれに参加した(Tappinら, 1998)。その調査では1)SEABEAMによる精密海底地形測量(200 m以深の海域のみ)、2)海底反射強度、3)底泥採取、4)海底目視観測が行われた。

Lithology of cores recovered in the North shore of PNG

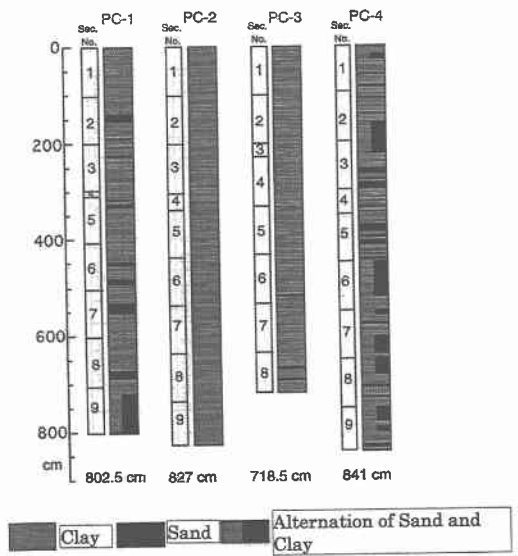


図-4 コアサンプル結果のスケッチ

海底調査後に明らかになった海底地形を図-3に示す。このようにシッサノ沖の複雑な海底地形が明らかになった。但し、200 m以浅は航海の安全上の理由で未測量であることを付記しておく。この付近は太平洋プレートがオーストラリアプレートの下に沈みこんでいる。その境界にあるオーストラリアプレートの端部は東西圧縮を受けており、その結果、東経142度10分~142度25分、南緯2度55分~2度45分の領域(図-3(b)の四角で囲まれた部分)で南北に伸びる断層がみられる。図-2(a)の断層に相当する今回の地震もこのあたりで発生したことが地形的に推定される。海底地滑りについては数100 mオーダーの小さな地滑り跡はあちこちに見うけられるが、比較的大きな数kmオーダーのものは東経142度10分~142度15分、南緯2度55分~2度50分(図-3)あたりに可能性があることが指摘されている。

この地形を踏まえて、コアサンプルを4ヶ所実施した。その実施地点を図-3(a)のPC1~PC4に示す。またコアサンプルの結果を図-4に示す。サンプル長さは約8~9 mであり、場所によっては薄い砂層が何度か堆積しており、繰り返して地滑りが発生していることを示唆している。しかし、いずれも砂層の厚さは数cmであり、特に最近に起こったと思われる大規模地滑り跡は発見することはできなかった。

2月に行われた無人海底探査船「ドルフィン3K」による海底目視観測(Tappinら)によると、図-3(a)のPC2付近ではマリンスノーの堆積層上面において深さ数m以上の地割れが長さ数kmにわたって発見された。この

地割れの上端部の角度は非常に鋭角で、新しい地割れと考えるので、今回の地震でできたものと推測される。また、同じ場所では急勾配の斜面の表面が崩れ落ちた様子が見られ、別の地点では大きさ 10 cm 前後の石が堆積層上で発見された、その上にマリンスノーがほとんど堆積していないことから、最近崩れ落ちたと考えられる痕跡が発見された。しかしいずれの痕跡もその範囲は数 10 m 四方と、その規模はそれ程大きいものではなく、今回の地震で発生したたものではあると考えられるが、大規模地滑りの証拠を示すものとは考えられない。

これらの結果から、シッサノ沖の 200 m 以深の海底において、地震の証拠となる地割れやそれ程大規模ではない崖崩れや海底地滑りは発見された。しかし、大規模な津波を発生させるような平面的な規模数 km、厚さも数 10 m 以上の地滑りを発見するには至らなかった。但し、200 m 以浅の浅海域については未調査である。また、シッサノ西方にはアーノルド川などが膨大な土砂を排出している。また、シッサノ沖では海中から気泡を出している場所があるとの証言もある。これらから浅海域で海底地滑りなどの諸現象が発生した可能性は残されている。

今回の調査で重要な発見の一つはシッサノラグーン沖に東西 20 km 程度の棚が前面につきだしたような海底地形であり、この海底地形で津波がシッサノ沿岸へ集中することが予想された。

4. 数値的解析

4.1 沿岸での地形特性が津波に及ぼす影響

今回の被災地であるシッサノ沿岸は図-5 にモデル化したように汀線付近に高さ 3 m 程度の小さなこぶ（砂嘴）があり、その背後に低地が数 100 m 以上もつづく陸上地形であり、その上を津波は完全に越流したという点特徴的である（松富ら, 1999）。数値計算の陸上境界条件には、海岸線上に無限の鉛直壁が存在するという完全反射条件を用いる方法と打上げ計算を行なう方法の 2 つがある。図-2 及び図-7 の計算では完全反射条件を用いている。しかし、その境界条件の結果得られた津波の最高水位と越流する津波が残す痕跡の最高高さとの調和するのは疑問が残る。これを検討するために、数値実験を行なった。

図-5 に示すシッサノ沿岸でみられた地形をモデル化した断面地形を仮定し、そこに津波とほぼ同じ周期と考えられる周期 4 分、振幅 4 m の正弦波を入力させた。数値計算は非線形長波理論に基づく断面 1 次元モデルを有限差分法により計算し、格子幅は 1 m、時間ステップは 0.025 秒、打上げの先端条件は小谷ら (1998) の方法を用いた。沿岸での津波の最高水位について、完全反射条件の場合と比較するとともに、砂嘴の高さによる違いも検

表-2 境界条件の違いによる最高水位の違い

条件：砂嘴の高さ	最大水位	場所：x	鉛直壁との比較
無限鉛直壁	8.319 m	399.0 m	100%
2 m	6.023 m	385.0 m	72.4%
3 m	6.652 m	413.0 m	80.0%
4 m	7.160 m	423.0 m	86.1%
5 m	7.584 m	436.0 m	91.2%

討した。

図-6 に砂嘴の高さが 6 m のケースの計算例を示す。この例では汀線より 36 m 陸側で最高水位を示し、その高さは 7.58 m である。このように沿岸域で常流であった津波が遡上して、砂嘴の上で水位を上昇させ、その背後に越流すると限界流を経て射流になる。現地調査でも、砂嘴背後での強い流れによる表面土壌の浸食が見られた。表-2 に砂嘴の高さの違いによる津波の最大水位、その場所及び完全反射条件との比較を示す。こぶが高くなるにつれて、最高水位は大きくなるが、5 m の高さであっても完全反射条件と比較すると、約 9% も小さくなり、完全反射条件は越流計算よりも津波の最高水位を大きく評価することが明らかになった。最大水位高が測量されたシッサノ沿岸ではこの砂嘴の高さは 3~4 m 前後であり、この数値実験によると津波の完全反射条件の計算結果は越流計算より 15~20% 程度大きく評価することになる。

4.2 海底地形の違いによる津波挙動の変化

「かいいい」の海底調査で測量された海底地形を用いた数値計算が船上で行われた。計算手法は 2 で示したものと同一条件である。

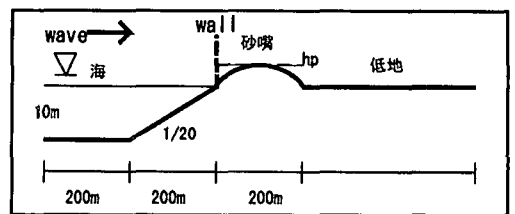


図-5 シッサノ沿岸の海底地形のモデル化

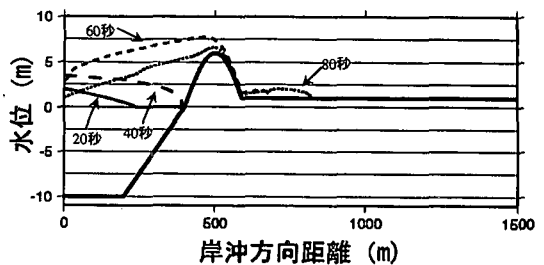


図-6 砂嘴を越える津波の計算結果

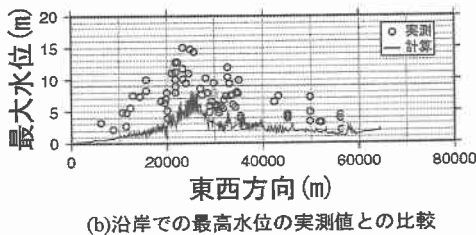
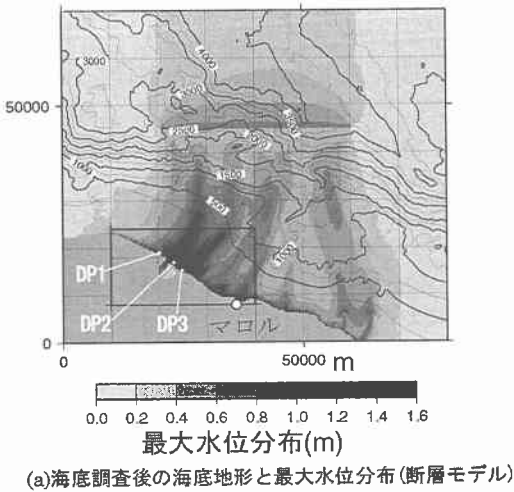


図-7 海底調査後の海底地形での津波数値計算結果(断層モデル)

表-1 に示された断層モデルを用い、調査後の海底地形を用いて沿岸での津波による最高水位を比較したものを図-7 に示す。調査前の地形データを用いた計算結果(図-2)と比較すると、そのピーク値の位置が実測値と一致し、沿岸方向の30 km程度の範囲に津波高の高い地域が集中している点も再現されている。すなわち、その分布形状が実測値に近いものになった。また、シッサノ沖の複雑な海底地形の影響でシッサノ東方沿岸でも小さなピークがいくつかみられる点も実測結果に近い傾向を示している(例えば、マロル)。しかし、ピークでの値は8 m程度である。4の陸上境界条件検討結果から越流時の最大水位に関してさらに20%程度は小さく見積もる必要があるとすると、その値は実測値の1/2程度と小さい。図-8 に沿岸での水位変動の時系列を示す。到着時間は最も遅いシッサノ周辺で引波のピークが地震後10分、押波のピークはその20秒後に来襲している。

このように、海底調査結果から、この棚の東端の隅角部がレンズのような効果を津波伝播にもたらし、シッサノラグーン沿岸で津波エネルギーが集中することが明らかになった。今回の津波の原因として地震を仮定した場合に、最高水位分布が狭い範囲に集中する点やピーク値がシッサノである点は説明することができる。しかし、

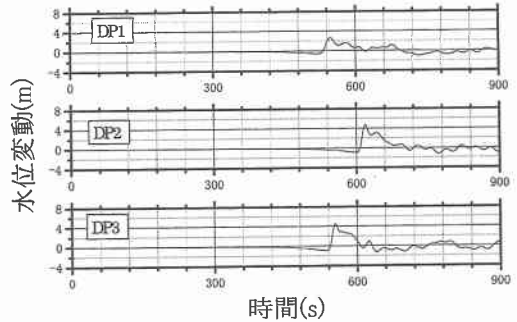


図-8 沿岸での水位の時系列(海底調査後、断層モデル)

そのピーク値は依然として実測値より小さく、完全に説明できるわけではないが、地震だけでもシッサノ沿岸へ来襲した津波エネルギーの50%程度を担っていたという事を推定できる。

4.3 海底地滑り津波の特性

今回明らかになった海底地形を用いて、海底調査より判明した海底地滑りが発生した痕跡とみられる図-3のA地点について、その可能性を検討する。計算手法は、松本ら(1998)による2層流数値計算モデルを用い、計算領域は図-9(a)に示すように東西109.8 km、南北82.8 kmの範囲である。計算格子幅は200 m、時間ステップは0.025秒とした。海底地滑りは、表-2に示す幅2,000 m長さ800 mのものが北西方向へ滑るものと仮定し、堆積層の厚さは50 mと100 mの2ケースについて行なった。

厚さ100 mのケースについて各地点の最大水位分布を図-9(a)にグレースケールで示す。色の濃い部分が相対的に最大水位の高い場所である。図-7と比較すると、地滑りによる津波はエネルギーをあらゆる方向に伝播している点が特徴的であり、これは波源の平面的なスケールが断層モデルと比較して小さいためである。沿岸での水位の時系列(図-10)を見たところ、押波の到着時刻は発生後9~10分程度であり、断層モデルとそれほどの違いはみられない。沿岸の津波最高水位分布について図-9(b)に示す。シッサノ沿岸及びその東方では沖合地形の影響でいくつかピーク値がある。これは断層モデルと同じ傾向を示しており、地滑り津波についても沖合の複雑な地形が津波の伝播に影響することを示している。堆積層厚さについては100 mと厚い場合の方が最高水位は全体的に大きくなる。但し、その値は最大で3 mを越える程度であり、断層モデルと比較すると小さく、この地滑りを仮定した場合にはシッサノ沿岸へ来襲した津波エネルギーの30%程度を担ったことを推定できる。

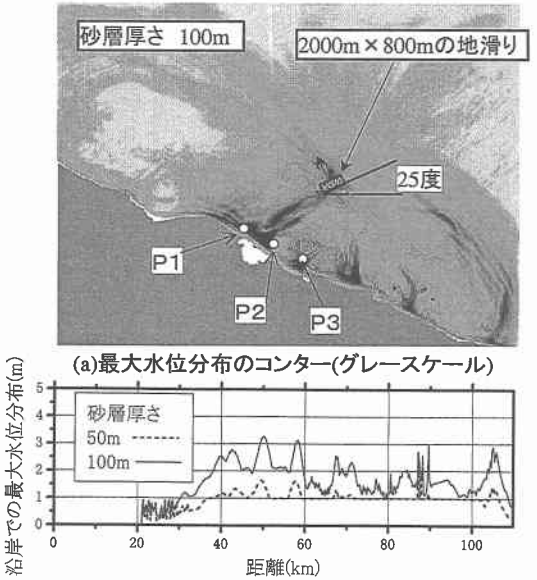


図-9 地滑りモデルにおける数値計算結果

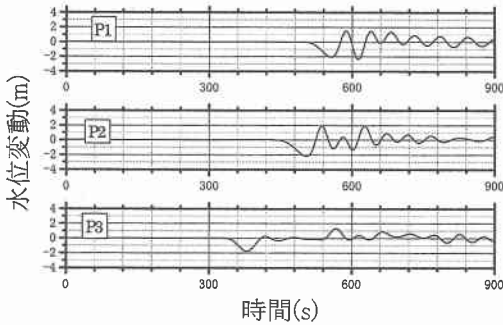


図-10 地滑りモデルによる水位の時系列

5. 現状でのまとめ

1998年パプア・ニューギニア・シッサノ津波について、海底調査について報告するとともに、数値解析によって、その原因について検討した。津波の原因についてはまだ確定していないが、以下のことが明らかになった。

1) 今回の海底調査によって、小規模な地滑り跡や地割れが発見された。これらは地震によってできたと考えられる。しかし、平面的な規模が数kmに及ぶような大規模地滑り跡は発見されなかった。但し、サンプリング調査や目視観測の範囲は限定されている。

また、200m以浅の浅海域については未解明でありその可能性は残されている。

2) 津波の原因として地震による断層もしくは海底地滑りを想定した場合、複雑な海底地形の影響、特に大陸棚の隅角部地形によりシッサノ沿岸で津波エネルギーが30km程度の狭い範囲に集中すること、また最高水位分布形状が実測結果に近いものになることが明らかになった。しかし、そのピーク値は実測値より小さく断層モデルで50%、地滑りモデルで30%程度であった。

これらのことから今回の津波の原因を特定するには至らなかったが、地震に加えて何らかの他の要因が影響してこれほどの巨大災害になったと考えることもできる。例えば、浅海域の海底地滑りや沿岸での泥火山などといったことがあげられる。また、シッサノ沿岸は沖合海底地形から津波危険地域であることも今後の防災を考える上で重要なことである。

今後の課題として、水深200m以浅の海域の地形が明らかになることが望まれる。また、断層と他の要因も組み合わせた検討も重要である。

なお、本研究では、1998年パプアニューギニアの北西部沿岸域の津波災害に関する調査研究(文部省、科学研究費)、及びJAMSTECの「かいいい」によるパプアニューギニア北岸シッサノ沖調査(1999年1月)で得られたデータを基に行われたことを付記し、謝意を表します。

参考文献

河田恵昭・高橋智幸・今村文彦・松富英夫・藤間功司・都司嘉宣・松山昌史 (1999): 1998年パプア・ニューギニア地震津波の現地調査, 海岸工学論文集, 第46巻, pp. 391-395.
 菊池正幸・山中佳子・阿部勝征・森田裕一 (1998): 1998年7月17日パプアニューギニア地震(Ms 7.1)の遠地実体波による震源過程, 1998年秋の地震学会予稿集, p. 61.
 小谷美佐・今村文彦・首藤伸夫 (1998): GISを利用した津波遡上計算と被害推定法, 海岸工学論文集, 第45巻, pp. 356-360.
 後藤智明・小川由信 (1982): Leap-frog法を用いた津波の数値計算法, 東北大学土木工学科資料, 52 p.
 谷岡勇市郎 (1998): 1998年7月17日パプア・ニューギニア地震-日本で観測された津波の解析から-, 1998年秋の地震学会予稿集, C61.
 松富英夫・他 (1999): 1998年パプア・ニューギニア津波の陸上での流勢と被害, 海岸工学論文集, 第46巻, pp. 376-380.
 松本智裕・橋和正・今村文彦・首藤伸夫 (1998): 土石流による津波発生モデルの開発, 海岸工学論文集, 第45巻, pp. 346-350.
 Tappin, D. 他 (1999): Offshore surveys identify sediment slump as likely cause of devastating Papua New Guinea Tsunami 1998, EOS. (印刷中)