

海底横ずれ断層での津波ポテンシャルについて

韓 世 燮*・河田 恵 昭**・岡 村 真***・松岡 裕 美****

海底横ずれ地震断層ではそのメカニズムが海水面の変化と直接繋がらない。横ずれ断層地域では地質学的に津波発生を説明出来るのは例外的にいくつかのメカニズムが挙げられる程度である。また、巨大な地殻規模の断層地域で局地的に地形的理由で津波が起こることがある。その中で特別なケースで断層線が曲がっている所や offset の所では、沈降もしくは隆起によって津波が発生する場合がある。北アナトリア断層帯に属している、トルコ・イズミット地震は横ずれ地震であるのにも関わらず大規模な津波を引き起した。本研究では、海底断層調査と数値計算の結果から湾内に曲がった断層線が存在することを提示し、それが津波発生の原因であることを解明する。

1. はじめに

水平運動が顕著に生じる横ずれ断層は、大規模な津波を引き起すとは考え難い。地殻変動による津波は、普通沈み込む地域での押し付け断層や拡張地域での正断層のような鉛直運動をする断層で起きる。横ずれ地震での津波の発生は、大部分が直接的海底断層運動によるものではなく、地すべりによるものとして考えられてきた。したがって、横ずれ断層での津波ポテンシャルは、しばしば無視される傾向にあった。ところが、1994 年フィリピン・ミンドロ地震 (Daag ら, 1995) や、1999 年トルコ・イズミット地震 (Altinok ら, 1999) では、横ずれ地震であったのにもかかわらず大規模な津波が発生した。

カリフォルニアのサンアンドレアス断層や北アナトリア断層のような大きな地殻規模の横ずれ断層は、単純な水平変位だけではなく、その構造の不規則性や複雑性から様々な地殻変位を引き起す。

その中の特別なケースとして、曲がった断層やステップ型断層が、横ずれ運動を阻害する所では restrain bend や step-over が生じ、断層沿いの区域が隆起する。同様に、その反対側の拡張地域では releasing bend もしくは pull-apart が生じ、その区域が沈降する場合がある (図一

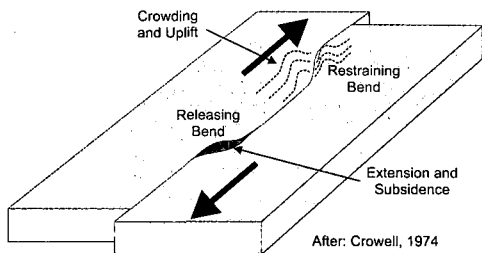
1)。本研究では、このような地殻変動メカニズムに注目し、北アナトリア断層帯に属しているトルコ・イズミット湾で発生した津波を対象として、横ずれ地震が局地的に大規模な津波を引き起こした原因を解明することを目的とした。ただし、通常地震波解析から得られる断層パラメータを用いた場合、津波は発生しないので、ここでは音波探査等の結果を考慮して、地震による断層運動を踏まえずに解析したことを断っておく。

2. 海底断層調査

1999 年 8 月のトルコ・イズミット地震から 6 ヶ月経過した 2000 年 3 月、イズミット沖からツツラ・ヤロバ沖にかけてのイズミット湾およびマルマラ海東部における東西約 60 km の海域において、高分解能音波探査を実施した。南北の測線間隔は 250 m から 500 m、測線数は計 130 である。海底活断層は、130 すべての測線で良好に捉えられた (図-2)。

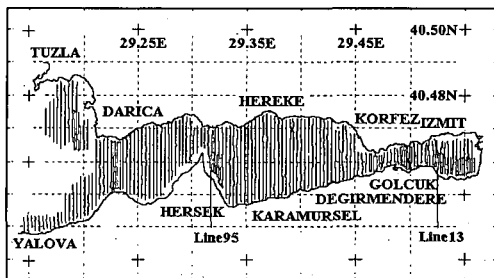
陸上のイズミット断層セグメントの西方延長域海底では、あらたな海底断層崖が形成された (図-3(b))。このような 99 年 8 月地震の破壊は、海底ではイズミット沖からカラムルゼル沖まで追跡可能である。この海底地震断層はヘルセク半島の東西海域までは延びていない。

イズミットからゲルジュクの東西約 8 km の海域には、最大で 4 m の南落ち垂直変異をもつ長さ約 4 km の 2 本の正断層が分布し、互いに右雁行形態をとり繋がっ



図一 曲がっている横ずれ断層での convergence と extension 区域を表す模式図 (Crowell, 1974)。

- * 学生会員 工 修 京都大学大学院土木工学専攻
- ** フェロー 工 博 京都大学教授 防災研究所
- *** 博(理) 高知大学教授 理学部
- **** 博(理) 高知大学助教授 理学部



図二 海底断層探査測線図。

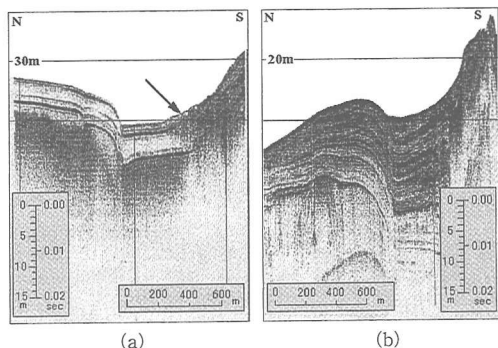


図-3 (a) イズミット東端部—ゲルジュクのプロファイル。小規模の地すべり(厚さ 1m, 矢印)が見られる(図-2 の Line 13)。 (b) ヘルセク東方沖のプロファイル。約 1 万年間における累積変位量は約 20m (図-2 の Line 95)。

ている。(図-3(a))。

海底断層調査の結果は、次のようないくつかの特徴を示している。つまり、イズミット湾の西部(図-4(b))と東部(図-4(c))は湾の中央に比べて断層が少なく、ほぼ一直線を形成している。一方、湾の中央には多くの断層群が散在している(図-4(a))。西部と東部にある断層線の方向は水平線にほぼ平行であるが、湾の中央の断層群は、ある流れ線に沿っているよう、一定な規則性を持っているのが分かる。つまり、断層群の中心線が水平線に対して約 15 度右向きになっている。特に南西部の断層群は、著しく曲がっている。

多少不規則な模様だが、大きな地震によって変形されているのが分かる。このような断層群の変形状態に注目して調査結果から指摘したいのは、湾の中央にある既存の北アナトリア断層線の上に、また別の断層線が存在するということである。

3. 津波痕跡と証言

マルマラ海およびその周辺地域では、古代から現在まで多くの津波が報告されている。イズミット地震では、大規模な津波がわずか数分で湾の北と南の沿岸を襲った。北側沿岸では、コルフエズの東側 4 km とヘレケの西側 10 km の範囲で津波の襲来が報告されている。第 1 波は地震のあと数分後、周期は約 1 分だった。津波の被害が多かったところはシリニャリ、キラズリャリ、ヤルムジャおよびコルフエズであった。コルフエズとヤルムジャでの津波の遡上は 35 m 位だった。目撃者によると、南東からキラズリャリ向きに、南からコルフエズ向きに津波が襲来したと報告している。一方、デレメンデレとグゼリャリ間の南沿岸では 0.8 m~2.5 m の波高が報告されている。

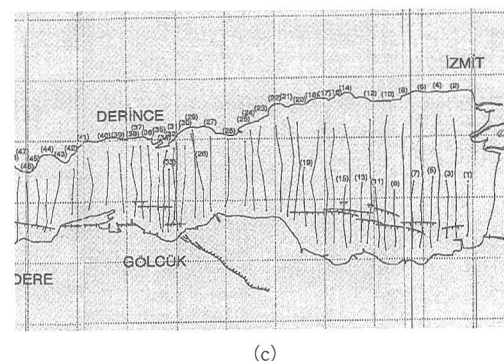
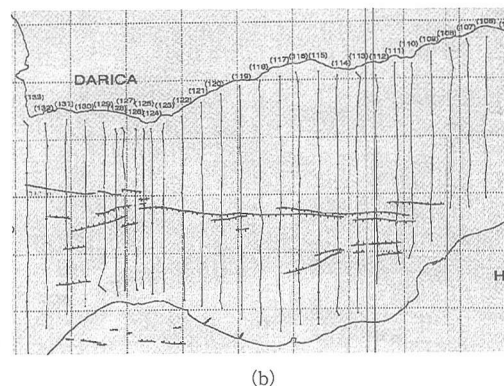
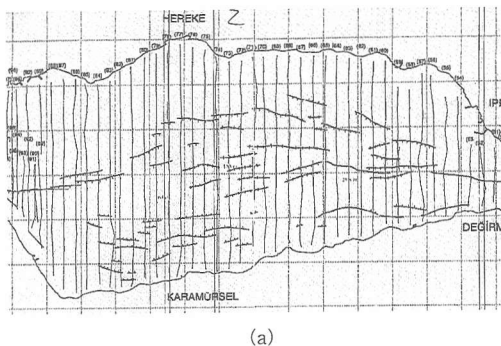


図-4 (a) イズミット湾の中央部の断層分布図。 (b) 同湾の西部の断層分布図。 (c) 同湾の東部の断層分布図。

南側沿岸では、ゲルジュク東方 6 km、そしてグゼリャリの西 10 km まで津波が襲来したという報告がある。沈降のあったハリデレ沿岸地区では 5 人の犠牲があった。

津波を示す最も顕著な証拠は湾の両側で地震にあった引き波である。引き波は全域で現われたが、デレメンデレの津波は、他地域のものとは少しその特徴が異なり、地震の前に引き波があったと報告されている。もし、これが事実である場合、本震が第 2 の破裂に影響したことを意味している。両沿岸共に津波の周期は 1 分未満で、地震後、津波は南側沿岸にさきに襲来し、その後北部海岸に到着した。それゆえ、津波の中心線は南部海岸に近

い所にあったと推定できる。しかしながら、湾の地形は南の方が深いため、その分だけ北の方に位置しているとも推定出来る。

正確な津波観測データは津波数値計算に欠かせない要素であるが、研究者によって異なるデータがあるため、津波断層モデルを作るのが非常に困難である。場所によっては第2、第3波があったようだが、ほとんどの目撃者は引き波の後、一回だけ押波があったと証言している。以上から分かるように、全域での引き波は海底断層の沈降を意味し、また引き波の後一回の押し波があったとの証言に基づいて初期波のモデルを作成した。

4. 地震情報

1999年8月17日、規模(M_w)7.4のイズミット地震が北アナトリアの断層帯で発生した。北アナトリアの断層帯は横ずれ断層として世界中よく知られている地震帯である。今回の地震も横ずれ地震でその震央はトルコの西部イズミットから南東11 kmの地域である。この地震はコジャエリ、イズミット、ゲルジュックあるいはマルマラ地震のように研究者によって異なる名前が与えられた。

当時の東京大学地震研究所の分析結果によると、strike 268, dip 84, rake 179で、震央は40.81 N, 30.08 E(深さ16.7 km)である。断層が動く時、地震のストレスが掛かる場所は破裂した断層の両側で最も大きいことはよく知られている。同様に、イズミット中央湾では曲がっている断層線の北東部および南西部が他のところより多くのストレスを受けていると考えられる。

当時のマスメディアの報道によると、多くの地震被害があったのは中央湾の北東部であるコルフエズ、デリンズおよび南西部であるヤロバとヘルセクで、ヘルセクでは液状化が報告されている。ブロック形をしている中央湾は、右横ずれの力が通り抜けないよう妨害の役割をして全体的には渦力を受けて形成されたと考えられる。実際、その断層線は湾内で水平線に対して15度位傾いている。これは、なぜ右上と左下の地域がほかの地域より、相対的にはではあるが、被害が大きかったのかを物語っている。特に、精油所等の産業施設のあるコルフエズでは、いつか今回と同じ震災があるかも知れない。この現象の研究には、もっと詳しい地震被害情報と地震観測資料が必要である。

5. 地震前後の海底地形変化調査

イズミット地震で、海底地形の深さに変化があったというのは確かである。まず、フィールド・インタビューからはデレメンデレ地域での水深変化が報告されている。デレメンデレ海岸の沈降は約20 mで、その西方は3

mから約17 mまで深くなった。ダイバーによって地割れが海の中まで入るのも確認された。沿岸地区の沈降は観察し易いが、海の深い所は困難である。

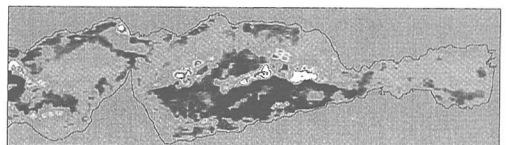
本研究では海底地形変化を知るために二つの地形図を作成し、比較を行った。一つは1997年トルコで作られた海図で、もう一つは海底断層調査の結果から得た地形図である。二つの地形図はパソコンによってデジタル化され、同じグリッド上で比較計算を行った(図一5)。トルコで製作された地図は、水深の深い所についてはデータが少ない為、部分的に荒いところもあるが、比較計算の結果、中央湾半円で囲まれたエリアに、沈降と隆起および地形変化のないエリアがすべて現われたので、作成した地形データの信頼性は十分確保されているといえる。

部分的には地形変化が誇張されている所もあるが、これは恐らく、密なデータと荒いデータを比較したせいであろう。中央湾の沈降は、海底断層調査の結果とほとんど対応している。イズミット地震津波の断層モデルは、この比較図および海底断層調査の結果である断層分布図に基づいて作成した。

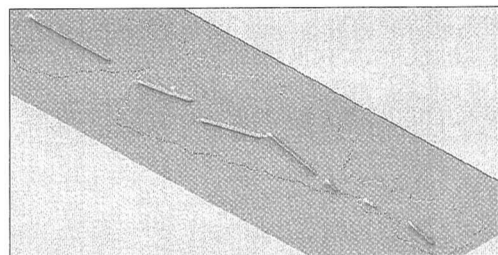
6. 津波モデリングと数値計算

イズミット湾の断層モデルは海底断層調査および地形図データの結果から採用した。この断層モデルはゲルジュックからヘルセク西のほうまでである。一般的に震源が深くて、狭く短い横ずれ断層は地表変位をほとんど起さない。本研究では初期波として、Mansinha・Smylie (1971)方法を使用して深さ4 m、幅500 mの波を計算に導入した(図一6(a))。これは、全断層モデルに共通で適用した。計算範囲は、40.48 N, 29.21 Eから40.40 N 29.57 E (51.825 km 15.567 km)までである。 D_x (横軸)および D_y (縦軸)がいずれも50 m、計算時間間隔は0.1秒の2次元計算である。地形図データは調査から採用され、1036(X)×311(Y)のグリッド上で補間した。

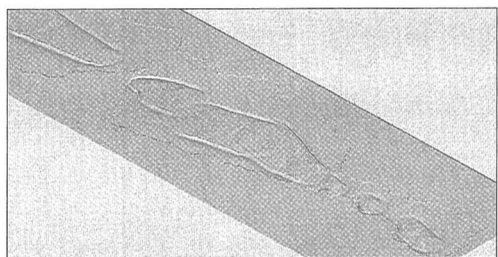
計算スキームはstaggered leap frog schemeを使用して非線形の長波方程式で計算を行った。コリオリの力および海底摩擦は伝播距離が短い為無視した。計算の結果、次のような津波の伝播特性が示された。(1)4 mの初期波は-2 mに分割されて両側に伝播される。(2)波の



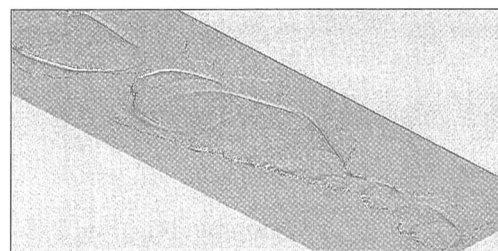
図一5 海底地形比較図。暗いエリアは沈降区域で明るいエリアが隆起区域を示す。



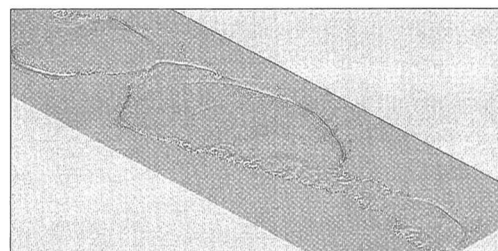
(a)



(b)

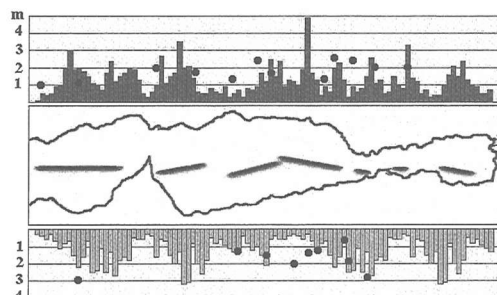


(c)



(d)

図一6 イズミット津波の (a) 初期波 (b) 一分後 (c) 二分後 (d) 三分後の伝播様子。



図一7 南北沿岸での 500 m おきの波高分布図。真中は数値計算に使った津波の初期波形、●マークは観測値を示す。

東海岸であるイズミット湾沖では、沈降があるため津波の波高を正確に測定するのは困難である。また、西部湾は研究者によって異なるフィールド観測データを持っているのでモデルを作るのが難しいが、津波の伝播様子を見る為に海底断層調査の結果から推定してモデル化した。津波伝播はわずか4分位で兩岸のすべての所まで届いた。観測データは主に Yalciner ら (2001) と Altinok ら (1999) の論文から採用した。

7. 曲がった断層線が存在

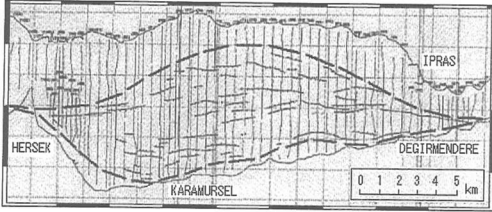
イズミット湾の地殻構造については、活発な研究がなされている。イズミット湾は東西の圧縮力と南北の張力によって形成されている。活断層地域での運動学的ブロック変位を齎したと知られている。Barka・Kuscu (1996) は、イズミット湾の地質学構造を表わす最良のモデルとして pull-apart モデルを提示している。海底断層調査に基づいた本研究では、図一8 のように中央湾の中に曲がったマスタ断層線が存在することを提案し、これによって中央湾の中にあつた断層群が津波を引き起したと推定した。イズミット湾の地質構造モデルとして、pull-apart に加えて、回転モデルを提案する。また、曲がった断層線が存在することに対して幾つかの根拠を提示する。

7.1 断層群の線形的特徴

中央湾の中には北側に半円形に曲がった断層線があると推定した。この断層線の下には多くの断層が散在している。断層群の伸び方向は一定な規則性を持っているのが分かる。その力は横圧縮と回転で、ブロック形の湾は曲がった断層線により大きな地震の時に横圧縮と回転によって変形され、傾いている。中央部と南西部の断層群はそれらに作用している回転力を示すように著しく曲がっている。中央湾の変形は、まず断層線の半円の模様によって造られた releasing bend によって出来た。この releasing bend は大きな地震によって造られたもう一つ

前面では引き波が生じ、伝播しながら南側海岸で平均約 1.2 m、北側海岸では平均約 1.4 m まで上がった。(3) 波の周期は平均約 45 秒を記録した(図一6(a), (b), (c), (d), 図一7)。

津波断層モデルの形と数が7個になっているのは、海底断層探測結果と目撃者の証言によるもので、計算結果は全体的にフィールド観測データにほぼ対応している。



図ー8 中央湾の断層分布図。上の厚線は新たに提示された断層線、下の線は既存断層線である。

の releasing bend によって押されながらずれて行く。これは恐らく、70 万年から百万年以上こういう変形が繰り返されて今の湾形を造り出した。現在の中央湾は曲がった断層線があったため全体的に extension zone となっている。

7.2 断層線存在の根拠

中央湾に曲がった断層線が存在することに対しては次のような根拠を提示する。(1)三つの小湾の中で中央湾だけが多くの断層群をもっている。この断層群が出来たのは湾の中に存在する、曲がった断層線が原因であろうと考えられる。断層群は、流体の流れの中で支配されているような一定な方向を持っている。その流れの中で断層が造られそこに作用している力(横ずれと回転力)によって動いている。半円内部にある断層群の伸び方は力方向に従い、中心部は右向きで傾いている。これは断層群が上部では右向きの圧縮力、下部では左向きの圧縮力が働いているのを語っている。(2)下部の断層線は多少不規則的であるが全体的には屈曲模様をしている。南西部の断層線は明らかに半円に作用している横圧縮力によって生じた回転力を見せている。全体的には断層線は力学的流れのような一定な規則性を持っている方向である。(3)地震の被害は相対的に半円の右上部と左下部が大きかった。曲がった断層線があるからこれら地域はストレスをもっとも受けるわけである。これは実際の地震被害報告と一致している。この点に対しては中央湾の地質学的、地震学的にもっと詳しい研究が必要である。

8. 結 論

横ずれ地震であるトルコ・イズミット地震津波は、湾内を通る主断層線が曲がっているのが原因で、これに

よって生じた extension zone での releasing bend が沈降し津波を起したことが分かった。したがってイズミット湾は、過去数十万年間巨大地震の繰り返しによって生じた releasing bend が蓄積され形成されたということが推定出来る。湾を通る既存の断層線は、その上に存在する、曲がった断層線が造り出した副次的断層線であることが分かった。津波発生の原因として地すべりが想定されたこともあるが、海底断層調査結果より、一番深い所の近くにある小さいスランプ(Altinok ら, 1999)以外は地すべりの痕跡はわずか 1 m 位で(岡村・松岡, 2000)、これによる津波の発生可能性は低いことが分かった。また、中央湾の中では横ずれ断層運動によって、地質構造的回転力が存在することが分かった。湾の中での海底地形変化は、単純な断層の沈降だけでなく、局地的隆起も見られるので沈降と隆起の複雑な海底地形変化が津波を起したと考えられる。数値計算では聞き取り調査から判明している湾全域での引き波初動を再現し、観測結果とのよい対応を示した。

参 考 文 献

- 岡村 真・松岡裕美 (2000): トルコ、北アナトリア断層系の海底活断層, 月刊地球・号外 No. 31, 2000, pp. 88-91.
- Altinok, Y., Alpar, B., Erosy, S., and Yalciner, A. C (1999): Tsunami Generation of Kocaeli Earthquake of August 17, 1999 in Izmit Bay; coastal observations, bathymetry and seismic data, Turkish Journal of Marine Sciences, 5 (3), pp. 131-148.
- Barka, A. and Kusu, D. (1996): Izmit, Gemlik ve Bandörma körfezlerinde Kuzey Anadolu Fayöğn uzunömlarö, Turkish J. Mar. Sci., 2, pp. 93-106.
- Crowell, J. C. (1974): Origin of late Cenozoic basins in southern California. In Tectonics and Sedimentation, edited by W. R. Dickinson, Society of Economic Paleontologists, Tulsa, Special Publication, 22, pp. 190-204.
- Daag, A. S., P. J. de los Reyes, B. S. Tubianosa, D. V. Jevier, and R. S. Punonbayan (1995): Tsunami deposit of the 15 November 1994 Mindoro earthquake, Philippines. Proc. Tsunami Deposits, Geologic Warnings of Future Inundation, University of Washington, Seattle, 22-23 May, 1995, 3.
- Mansinha, L. and Smylie, D. E. (1971): The Displacement Fields of Inclined Faults, Bull. Of the Seismological Soc. Of America, Vol. 61, No. 5, pp. 1433-1440.
- Yalciner, A. C., Synolakis C. E., Sukuru Ersoy, Ugur Kuran, Salim Pamukcu, and Utku Kanoglu (2001): Field survey and modeling of the 1999 Izmit tsunami, Proc Int Tsunami Symp, ITS, Seattle, Washington, pp. 557-563.