

レイリー波を用いる津波早期検知手法の提案

井 上 修 作*・大 町 達 夫**

海岸線の極近地で地震が発生した場合、地震発生から短時間で津波が到来する。本研究ではこのような極近地の津波を早期に検知するために地震動一点観測による津波検知手法を検討する。まず、海底地盤の隆起量に関係する地震の断層パラメータの中で、既往の方法や経験則から求められない断層深さ・傾斜角が、地盤隆起に与える影響を、2次元解析を用いて検討する。次に、縦ずれ断層として1993年北海道南西沖地震と1999年台湾集集地震、横ずれ断層として2000年鳥取県西部地震を対象とし、縦ずれ断層と横ずれ断層によるレイリー波の伝播特性の違いを調べた。そして、その伝播特性の違いからすべり角を推定する方法を提案する。

1. はじめに

地震多発国で四方を海に囲まれた島国である日本は、過去に数多くの津波被害を受けてきた。近年の津波被害としては、1983年日本海中部地震や1993年北海道南西沖地震での津波が挙げられる。日本海中部地震での津波による犠牲者は100名以上にのぼり、震源域から十数kmしか離れていない深浦では地震発生から約7分で津波が到達した。また、北海道南西沖地震での津波による被害は200名以上に上り、震源域にはほぼ隣接する位置に存在した奥尻島では地震発生から約5分で津波が到達した。

北海道南西沖地震では津波警報が津波来襲とほぼ同時に発令されたが、奥尻島の住民には間に合わなかった。これを機に1999年4月から、日本では新津波警報システムが運用され始めた(館畑, 1998)。このシステムは、あらかじめ断層を想定し約十萬通り津波伝播計算を行い、その結果をデータベース化し、実際の地震時に多点観測から得られる地震波から震源断層を特定し、その断層に対応する津波波高をデータベースから引き出すという手順になっている。この手法では多点観測による地震波読み取りに時間を費やす。現在の警報システムは震源から数百km離れた遠地津波に対しては時間的・精度的に問題ないが、波源域近傍の極近地津波に対しては、より短時間で高精度な津波警報システムが望まれている。

以上のことから本研究では、波源域近傍において、津波を早期に検知する新しい手法を提案することを目的とする。

2. 地震断層パラメータ

地震による津波発生は、地震の断層運動によって海底地盤が隆起し、その上に乗っている海水が同様に隆起することに起因する。よって、津波の大きさは地震発生時

の海底地盤の隆起量に大きく影響される。

本研究では地盤の隆起量を求めることが最大の目標となるが、地盤の隆起量を地震動記録からリアルタイムで直接求めることは、通常困難である。そこで、海底地盤を隆起させる地震断層の断層パラメータを利用する。断層パラメータが分かれば既存の方法(Mansinha and Smylie, 1971)によって海底地盤の隆起量を算定できるため、断層パラメータを推定できれば地盤の隆起量から津波発生状況を知ることができる。

本研究では断層パラメータを(1)断層規模を決めるパラメータ、(2)断層の空間的な諸元を決めるパラメータ、(3)断層の時間的な変化に関係するパラメータ、に分けて検討する。断層パラメータの定義を図-1に示す(佐藤ら, 1989)。各パラメータの意味は以下の通り。

a) L, W, U : 断層面の大きさと食い違い量。 L は走向方向の長さ、 W は傾斜方向の長さ(幅)とし、 U は食い違い量を示す。

b) N, E, d : 断層の位置。 N, E はそれぞれ緯度、経度を示し、 d は断層上端の深さを示す。

θ, δ, λ : 断層面の向きと食い違い方向。 θ は走向方向を北より東回りに回った角度、 δ は断層の傾き角、 λ は上

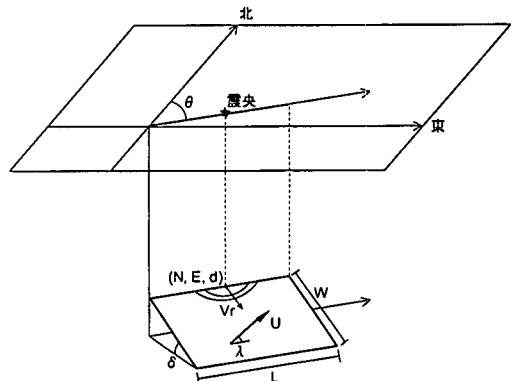


図-1 断層パラメータ

* 正会員 修(工) 東京工業大学教務職員総合理工学研究科人間環境システム専攻

** 正会員 工 博 東京工業大学教授総合理工学研究科人間環境システム専攻

盤の下盤に対する食い違い方向を示す。

c) τ , V_r : 食い違いの時間経過を表す震源関数の立ち上がり時間と断層破壊の伝播速度

3. 断層規模を決めるパラメータ

断層規模を決めるパラメータは断層幅、断層長さ、断層の食い違い量がある。これらのパラメータが地盤の隆起量に与える影響は大きい。しかし、既往のリアルタイム地震波観測システム(中村, 1996)でP波初動のデータから、地震の規模であるマグニチュードを推定することは可能である。また、経験則から断層幅、断層長さ、食い違い量には互いに相似則が成り立ちマグニチュード(M)から次のように求められる(佐藤ら, 1989)。

$$\log S(\text{km}^2) = M - 4.07 \dots\dots\dots (1)$$

S は $L \times W$ で求まる面積,

$$\log U(\text{cm}) = 0.5M - 1.40 \dots\dots\dots (2)$$

つまり、既往の一点観測手法を用いることにより、断層規模(マグニチュード)を求め、さらに相似則を用いることでこれらの断層パラメータは推定可能となる。

4. 断層の空間的な諸元を決めるパラメータ

断層の空間的な諸元を決めるパラメータは図-1に示すように断層の位置(N , E)、断層深さ d 、断層の傾斜角 δ 、走向 θ 、すべり角 α がある。走向 θ は津波発生に関係ないのでここでは省略する。断層の緯度経度に関しては断層位置が海域にあるかどうかが問題となるが、これは既往の手法(中村, 1996)により求めることができる。また、断層深さも同様に既往の手法により求めることができる程度可能であるが、精度よく求めることは現時点では難しい。また、断層が縦ずれ断層であるか横ずれ断層であるかが津波発生に大きくかかわってくるが、これはすべり角をいかに推定するかにかかっている。

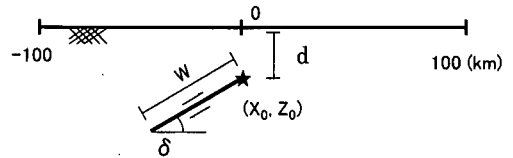
そこで、本節では、断層深さ、傾斜角が地盤の隆起量にどのような影響を与えるかを考察し、さらにすべり角を推定する方法について検討する。

(1) 断層深さ、傾斜角について

本節では、断層深さ・傾斜角について検討する。具体的には図-2のモデルで、断層幅を30 km、震源を(0, -1) (km)として解析(Ohmachi ら, 2001)を行い、津波を発生させる。地盤の隆起量と断層深さ・傾斜角の関係を調べた。このとき、断層幅を1 km ずつに分け30個の点震源モデルとして基本的な特徴を調べた後、2次元線震源モデルとして断層深さ・傾斜角の影響を検討した。

a) 点震源モデル

隆起量と震源深さ・傾斜角の関係を調べるために、図-3のように最大変位と最小変位の差を隆起振幅、その幅を隆起幅と定義した。



W : 断層幅 d : 断層深さ
 δ : 傾斜角 (X_0, Z_0): 震源

図-2 解析モデルとパラメータ

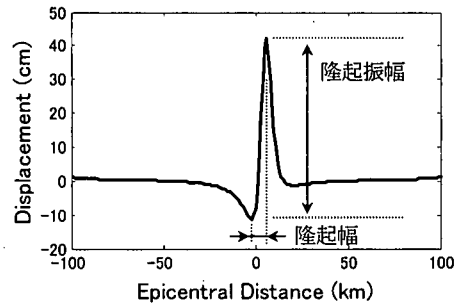


図-3 地盤の永久変位

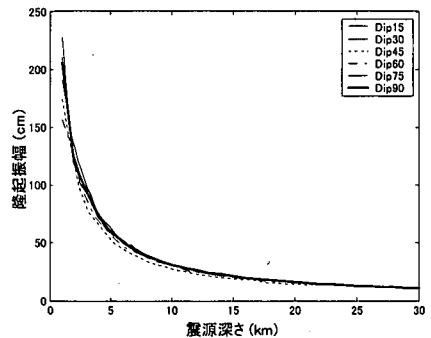


図-4 断層深さ・傾斜角による隆起振幅の変化

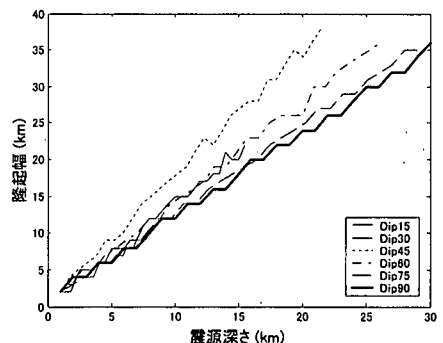
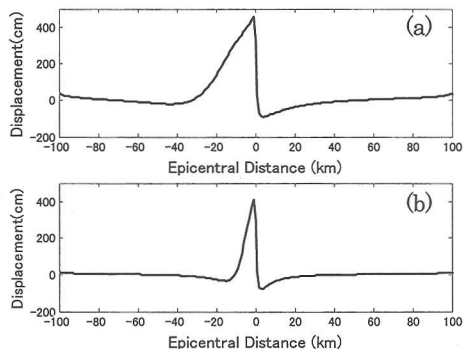
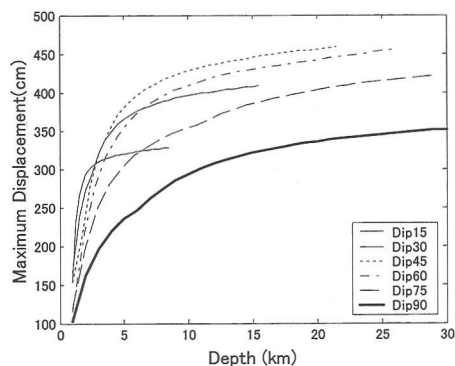


図-5 断層深さ・傾斜角による隆起幅の変化

図-4は傾斜角15~90度の場合の隆起振幅と震源深さの関係、図-5は同様に隆起幅と震源深さの関係である。これらの図からわかるように、隆起振幅は震源深さ



図—6 (a) 断層幅 30 km の場合の永久変位
(b) 断層幅 10 km の場合の永久変位



図—7 断層深さと最大変位の関係

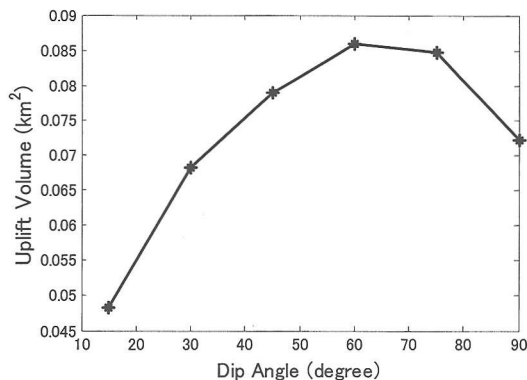
に反比例し、隆起幅は震源深さに比例する。点震源では隆起振幅・幅ともに傾斜角にはほとんど依存しておらず、傾斜角 45 度のときにわずかに隆起幅が大きくなる程度である。また、地盤の隆起体積は(隆起幅×隆起振幅/2)でだまかに求められるが、点震源では地盤の隆起体積は震源深さや傾斜角に関係せず、ほぼ一定であるということが分かる。

b) 線震源モデル

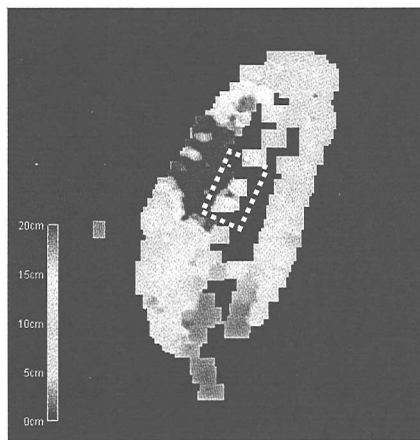
本節では、前節の点震源モデルを足しあわせ 2 次元線震源モデルで地盤の隆起量を調べ、断層深さと傾斜角の関係を求めた。

図—6 に示すのは傾斜角 45 度での永久変位で、(a) は断層幅 30 km、(b) は断層の浅い部分 10 km だけの場合である。図から分かるように (a) (b) とともに最大変位にほとんど差はない。同様に各傾斜角で断層幅をいくつか区切った場合の最大永久変位を示したのが図—7 になる。横軸は断層下端の深さを表す。この図から、地盤の最大永久変位は浅部数 km でほぼ決定され、その傾向は低角であるほど顕著であることがわかる。

断層幅 30 km 一定とした場合の隆起体積と傾斜角の関係を図—8 に示す。図—7、図—8 から傾斜角 60 度前後



図—8 傾斜角と隆起体積の関係



図—9 上下動記録の最大変位コンター図

の場合が、津波を発生させる地盤の隆起量が最大となることが分かる。

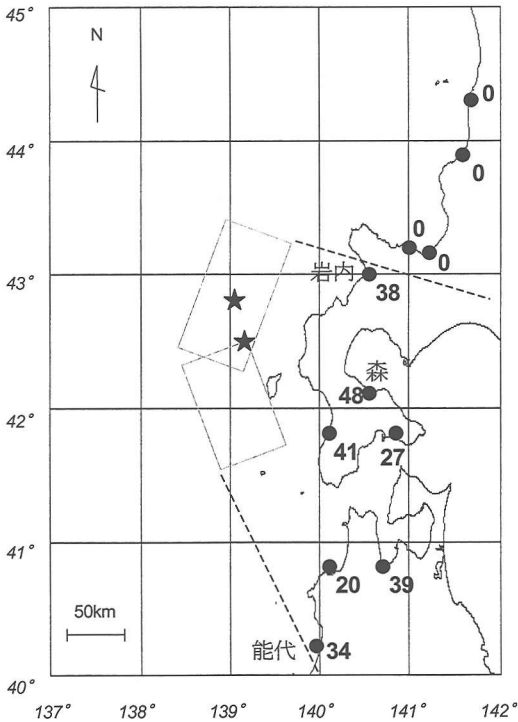
以上のことから、津波警報システムのためには断層深さ、特に浅部を高精度で求めることが必要であり、傾斜角は 60 度前後と設定することで安全側の評価となることが分かった。

(2) レイリー波によるすべり角推定法

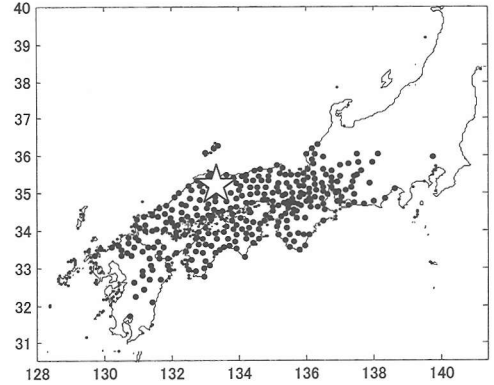
本節では縦ずれ断層と横ずれ断層でレイリー波の伝播特性の違いを調べ、その違いをもとにレイリー波によるすべり角推定法を提案する。縦ずれ断層としては 1999 年台湾集集地震と 1993 年北海道南西沖地震を、横ずれ断層として 2000 年鳥取県西部地震を扱う。

a) 1999 年台湾集集地震

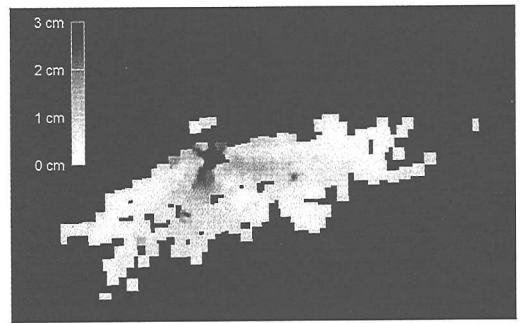
1999 年台湾集集地震 (M_w 7.7) は、台湾中央部で発生した東下がりの低角逆断層型のプレート間地震である。この地震では Lee ら (2001) によって、台湾ほぼ全域で 441 点の地震動加速度デジタルデータが提供されている。本研究ではこれらのデータを積分することで簡易的にレイリー波の振幅を求めた。詳しくは前回の論文 (井



図一10 検潮記録 (cm) と断層位置



図一11 観測点と震源位置



図一12 上下動記録の最大変位コンター図

上・大町, 2002)にあるので、ここでは省略する。その結果得られた最大振幅の分布が図一9となる。

この結果によると、断層西北西正面で特に変位振幅が大きい。また、同じ断層西側でも断層正面から若干離れた地点では急激に振幅が減少しており、レイリー波が断層正面の限定された範囲に強く伝播する特性が見られる。また、逆の断層東側では、断層の西側と比較してレイリー波の振幅は小さくなっている。この地震の震源は断層のほぼ中心であり、東側ほど断層が深く潜っているため、断層破壊が浅い部分を伝わる西側においてレイリー波が強く発生し、深部を伝わる東側では表面波レイリー波が発生しにくいことに起因するものと考えられる。

b) 1993年北海道南西沖地震

1993年に発生した北海道南西沖地震($M7.8$)の際に検潮所で記録されたレイリー波によって励起される海面変動の振幅分布を図一10に示す。検潮記録としては、高山ら(1994)の資料や羽鳥徳太郎(1994)の論文に記載された検潮記録を使用した。図では検潮所を●で示し、観測された海面変動の両振幅をcm単位で記入した。断層などの具体的な説明は前回の論文に譲り(井上・大町, 2002)、ここではレイリー波の伝播特性を述べる。

図一10によれば、レイリー波による海面変動が観測さ

れているのは、北は岩内検潮所、南は能代検潮所までで、断層正面の限定された範囲外のみ観測されている(図一10点線内)。また、観測されている波高は振幅数十cmとあるのに対し、観測されない点ではまったく観測されていない。この海面変動が見られた観測点が南側に偏っている。これは、断層破壊が北断層から始まり南に伝わるにつれて、レイリー波の振幅が大きくなったためと考えられる。

c) 2000年鳥取県西部地震

2000年鳥取県西部地震($M_w 6.6$)は、鳥取県を北西一南東に走向をもつ左横ずれ断層であった。この地震による加速度データは、日本国内に設置されている強震観測網K-netで多数の地震動加速度波形が記録されている。観測点と震源位置を図一11に示す。

レイリー波の変位振幅を簡易的に求めるために、短周期成分を除いた、周期帯2~20秒の上下動加速記録を積分して変位記録を求めた。その結果得られた最大振幅の分布が図一12である。

この結果から、横ずれ断層では、縦ずれ断層のように断層正面に限定されるレイリー波が伝播していないことがわかる。また、前述の2つの地震と比べ M_w が1程度小

さいものの、それ以上にレイリー波の振幅が縦ずれ断層の場合に比べて小さいこともわかる。

以上をまとめると、縦ずれ断層ではレイリー波の振幅が大きくなり、断層正面の限定された範囲に強くレイリー波が伝播する。しかし、横ずれ断層では断層正面に限定されるレイリー波は見られず、レイリー波の振幅も縦ずれ断層に比べ小さい。従って、断層規模とレイリー波の振幅の関係を調べることで断層が縦ずれであるか横ずれであるかを推定できる可能性がある。また、レイリー波の振幅が特に大きい場合は観測点が断層正面である可能性が高く、このような場所では津波波高も大きくなることから近地津波を考える場合、特に注意が必要である。

5. 断層の時間的变化に関するパラメータ

断層の時間的变化に関するパラメータは、図-1に示すように断層面上を破壊が伝わる破壊伝播速度 V_r 、破壊が開始したある一点がすべり量分動くのに要する時間であるライズタイム τ がある。

ゆっくり破壊が進行する津波地震のような例外を除けば、通常の地震ではライズタイムや破壊伝播速度は常識的な範囲にとどまる。例えばライズタイムは、食い違い速度を約 80 cm/s と置けば、式 (2) から

$$\tau(S) = \frac{10^{0.5M-1.4}}{80} \dots\dots\dots (3)$$

と求められる。

破壊伝播速度は、S波速度の 8～9 割になると知られているため、地震発生時にこれらを特別に推定しなくとも、あらかじめ簡略的に求めておくことができる。

6. 結 論

本研究では、津波を発生させる直接の原因となる地盤の隆起量と断層パラメータに着目し、それらの関係を調べるとともにレイリー波を用いてすべり角を推定する手法を提案した。

本研究結果を踏まえ、地震波観測から津波検知までの

流れを簡単に示すと以下ようになる。

① P波を検知するとともに、マグニチュードをもとめ相似則から断層幅、断層長さ、断層の食い違い量を求める。

② 震源位置・深さを P波の振動方向と初期微動継続時間から求める。

③ レイリー波の振幅からすべり角を推定する。

④ 求められたパラメータで傾斜角 60 度とした場合の地盤の隆起量を求める。

今後の課題としては、断層深さの違いにより地盤隆起量が急激に変化するため、断層深さの推定精度を向上させることやレイリー波によるすべり角推定法の理論的補強などが挙げられる。

参 考 文 献

- 佐藤良輔他 (1989): 日本の地震断層パラメータ・ハンドブック, 鹿島出版会.
- 高山知司・鈴木康正・鶴谷広一・高橋重雄・後藤智明・永井紀彦・橋本典明・長尾 毅・細山田得三・下迫健一郎・遠藤仁彦・浅井 正 (1994): 1993 年北海道南西沖地震津波の特性と被害, 港湾技術資料, No. 775, pp. 146-160.
- 羽鳥徳太郎 (1994): 1993 年北海道南西沖地震津波の規模および波源域, 地震第 2 輯, 第 47 巻, 第 1 号, pp. 1-9.
- 中村 豊 (1996): 研究展望: 総合地震防災システムの研究, 土木学会論文集 No. 531/I-34, pp. 1-33.
- 館畑秀衛 (1998): 津波数値計算技術の津波予報への応用, 月刊海洋/号外, No. 15, pp. 23-30.
- 井上修作・大町達夫 (2002): 津波に先行する海面変動とレイリー波の解析的研究, 海岸工学論文集, 第 49 巻, pp. 281-285.
- Manshinha, L. and D. E. Smylie (1971): The displacement fields of inclined faults, Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 61, No. 5, pp. 1433-1440.
- Ohmachi, T., H. Tsukiyama, H. Matsumoto (2001): Simulation of tsunami induced by dynamic displacement of seabed due to seismic faulting, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 91, No. 6, pp. 1898-1909.
- Lee, W. H. K., T. C. Shin, K. W. Kuo, K. C. Chen and C. F. Wu (2001): CWB free-field strong-motion data from the 921 Chi-Chi earthquake: processed acceleration files on CD-ROM, Central Weather Bureau, Taiwan, 2001.