

津波伝播に伴う振動特性の変化について

阿南高専 学生会員 ○峠 三四郎
阿南高専 正会員 笹田 修司
阿南高専 正会員 島田 富美男

1. 研究背景

地震は、いつどこで発生するか明確に予測することができない。しかし、30年以内に50%、50年以内に80%の確率で次の南海地震が起こるといわれている。1854年に発生した安政南海地震(M8.4)では、地震と津波によって死者1万8000人、津波による流失家屋は1万5000件にも及ぶという被害記録¹⁾がある。次の南海地震も安政南海地震と同規模、またはそれ以上になると予測されており、それに伴う津波による被害も甚大なものになると思われる。本研究では1854年安政南海地震の断層モデルを使用した数値シミュレーションで津波を再現し、そこで得られた潮位記録をウェーブレット変換することにより津波の伝播に伴う振動特性を検討する。

2. 数値シミュレーション

2.1 断層モデルの決定

地球の表面は十数枚のプレートからできており、地球内部のマントルの運動によって、プレートも運動している。このプレートの運動によって境界面にひずみが生じ、そのひずみが限界に達した時、プレートが元に戻ろうとする。これが地震発生メカニズムである。地震の発生に伴って断層運動が起こり、この断層運動のパラメータを1854年安政南海地震のデータで与えて数値シミュレーションを行う。表1に1854年安政南海地震の断層パラメータを示す。図1に断層モデルと断層パラメータの概略図を示す。

表1 安政南海地震の断層パラメータ²⁾

断層面の位置			断層面の向きと食い違いの方向			断層面の大きさと食い違い量		
緯度 (N°)	経度 (E°)	深さ (km)	走行方 向 (°)	断層面の 傾き角 (°)	食い違い 方向角 (°)	走行方 向の長さ (km)	傾斜方 向の長さ (km)	食い違い 量 (m)
N	E	d	θ	δ	λ	L	W	U
32.7	134.7	1	250	20	117	150	120	630
33.41	136.2	10	250	10	127	150	70	470

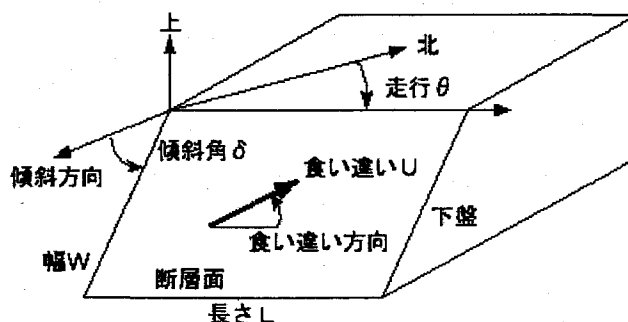


図1 断層モデルと断層パラメータ

2.2 津波の初期海面変化量

津波の初期海面変化量を与える海底変化量を以下のように求める。地盤をポアソン比1/4の等方弾性体と仮定し、断層が縦ずれ型または横ずれ型で断層面上を一定量食い違った場合についての地盤の変動量を求める

Mansinha-Smylieの解析解³⁾に断層パラメータのデータを入力し、海底面変化量を求める。それが初期海面変化量として津波が伝播していくものとする。

2.3 津波数値計算

津波は長波として伝播するものとし、運動方程式と連続の式を差分化し、leap-frog法によって流量と海面上昇量を交互に求めていく。海面の初期水位は、最大の浸水被害を想定するために遡望平均満潮位面(H.W.L.)を用いて0.856mとし、津波の数値計算の再現時間は8時間、計算時間間隔は0.2秒間隔とする。

2.4 計算領域

津波の数値計算は外洋から着目地域に絞り込むにつれて格子間隔を小さくする。本研究ではメッシュサイズが異なる複数の領域を組み合わせ、外洋部は最も粗いメッシュとし、陸域に近づくほど細かいメッシュとなるよう設定した。本研究では外洋の計算領域のメッシュサイズを1620mとし、陸域に近づくにつれ540m、180m、60m、20mと細かくした。

3. ウェーブレット変換

非定常信号のスペクトル解析法の1つであり、結果として得られるスペクトルに時間依存性を持たせ、周波数・時間平面上の強度として表すことができる。定義式を以下に示す。

$$\omega_{(a,b)} = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{1}{\sqrt{a}} \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) f(t) dt \quad (1)$$

ここで、 $\omega_{(a,b)}$:ウェーブレット係数、 a :スケールパラメータ、 b :シフトパラメータ

$\psi\left(\frac{t-b}{a}\right)$:マザーウェーブレット $\psi(t)$ の複素共役である。

スケールパラメータ a はマザーウェーブレット $\psi(t)$ の時間方向のスケールを伸縮するためのパラメータであり、シフトパラメータ b は時間軸上での位置を平行移動するためのパラメータである。したがって、式 (1) で求まるウェーブレット係数は、この2つのパラメータごとに算定されるため時間帯情報と周波数情報の両方を同時に解析できることとなる。

4. 解析結果および考察

本研究では、図2に示すように潮位解析を行う点を4点定め、数値シミュレーションを行った。数値シミュレーションで得た潮位記録のデータを30秒刻みに出力し、マザーウェーブレット関数は d_{may} を用いて8次までウェーブレット変換を行った。表2にLevelと周期領域の関係を示す。

図3は、解析地点①における潮位変化のウェーブレット成分を示している。図の縦軸は潮位変化 (m)、横軸は時間 (min) を表している。一番上の s は解析地点①における潮位変化をグラフ化したものである。ここでは記載していないが、解析地点①から④におけるウェーブレット成分からいえることは、津波は波源域から沿岸域に伝播していくに従って短周期の波 (d_1, d_2) は減衰し、長周期の波 ($d_3 \sim a_8$) は増幅しているということである。また、沿岸域では全ての周期における波が増幅している。陸域からの反射波によって津波が共振したと思われる。

表2 Levelと周期領域の関係

$\Delta t=1$ (min)	T_{min}	T_{max}
j (Level)	$2^j \Delta t$	$2^{j+1} \Delta t$
d_1	2	4
d_2	4	8
d_3	8	16
d_4	16	32
d_5	32	64
d_6	64	128
d_7	128	256
d_8	256	512
a_8	512	~

●参考文献

- 1) 国会資料編集会：日本の自然災害，pp298，1998。
- 2) 佐藤良輔編：日本の地震断層パラメータ・ハンドブック；鹿島出版会，1989。
- 3) Mansinha-Smylie：THE DISPLACEMENT FIELDS OF INCLINED FAULTS, Bulletin of The Seismological Society of America, Vol. 61, No5, pp1433~1440, 1971。



図2 潮位解析地点

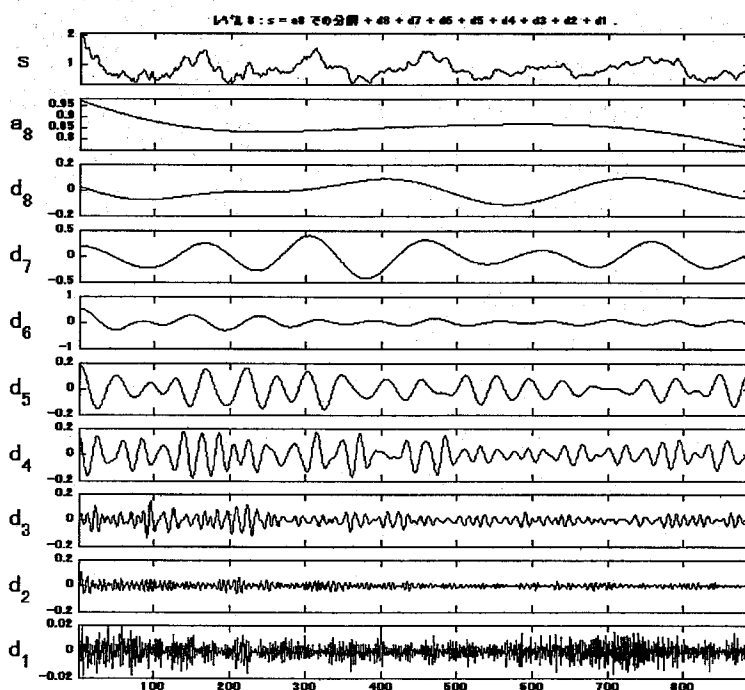


図3 観測点①における潮位変化のウェーブレット成分