

実測潮位データを用いた日本海および陸棚エッジ波の固有振動特性に関する研究

泉宮 尊司¹⁾・島田 尚典²⁾

1. 緒言

海底の地震断層によって発生した津波は、震源域を中心に四方八方に広がって伝播し、沿岸に襲来し、かなり長時間に亘って海面は変動し続ける性質がある。特に、日本海で発生した津波は、日本海という閉鎖海域で伝播・反射を繰り返すために、大変複雑な水位変動を示すことが知られている。羽鳥¹⁾は、日本海における津波は、大陸で反射するために、津波の最大波の発現時間が数時間遅れて発生することを、観測された津波を解析することにより明らかにしている。著者らは、北海道南西沖地震津波に際し、酒田において津波第 1 波到着の 5 時間後の第 11 波目に津波が最大となり、かなり長時間に亘り海面が変動していたことを報告している^{2),3)}。

津波の減衰過程を理解し、津波警報解除や救助活動再開等のタイミングを明らかにすることは、大変に重要である。林ら^{4),5),6)}は、数多くの津波後続波の時系列を収集し、それらの特徴を時定数を用いて定量的に評価している。しかしながら、それらの多くは太平洋側の津波であり、日本海側の津波に関しては余り詳しくは調べられていないのが現状である。

Satake らは^{7),8)}、日本海には数多くの固有振動モードが存在し、津波はそれらのモードの重ね合わせで表現できることを示している。Wu ら⁹⁾は、格子サイズ 2 分の地形において、周期約 10 分以上の 2000 モードもの日本海振動モードを数値計算により明らかにしている。また、Carrier¹⁰⁾ および越村¹¹⁾ は陸棚に入射した津波が、多重反射しながらエッジ波

として伝播することを示した。さらに、河田ら¹²⁾は陸棚エッジ波の発生により、津波の減衰が緩やかになることを指摘している。なお、著者らは津波の時だけでなく時化時に、佐渡や能登沿岸では周期が数 10 分程度の陸棚波が発達することを観測データより明らかにしている¹³⁾。このように日本海で発生する津波は、大陸からの反射波や日本海固有振動および陸棚エッジ波の発生などが影響するために、どのようなモードが発達しやすいのか、それらの発達特性を明らかにしておく必要がある。

本研究では、代表的な地震津波の変動・減衰特性を調べると共に、日本海の固有振動および陸棚エッジ波の振動特性を明らかにすべく、1 ヶ月程度の潮位データを収集し、スペクトル解析等によりそれらを明らかにする。

2. 津波の最大波および減衰特性

(1) 酒田における北海道南西沖地震津波

1993 年 7 月 12 日北海道南西沖において、マグニチュード 7.7 の地震が発生した。これに伴い日本海側では最大級の極めて大きい津波が発生し、奥尻島および北海道沿岸部の襲来し、大きな被害をもたらした¹⁴⁾。この津波は、日本海沿岸域部に次々と伝播し、一部は大陸の沿海州および朝鮮半島で反射して、長時間に亘り潮位変動が観測されていた。特に奥尻島の西側では平均 10m 以上もの津波が襲来し、藻内で最大 31m の遡上高を記録している¹⁴⁾。

図 1 は、山形県酒田港における潮位変動の極大値の変化を示したものである。横軸は津波第 1 波が到達してからの経過時間を示している。この図から、最大値は 5 時間以上も経過して発生していることに注目すべきであ

¹⁾ Freelance Researcher

²⁾ 新潟市

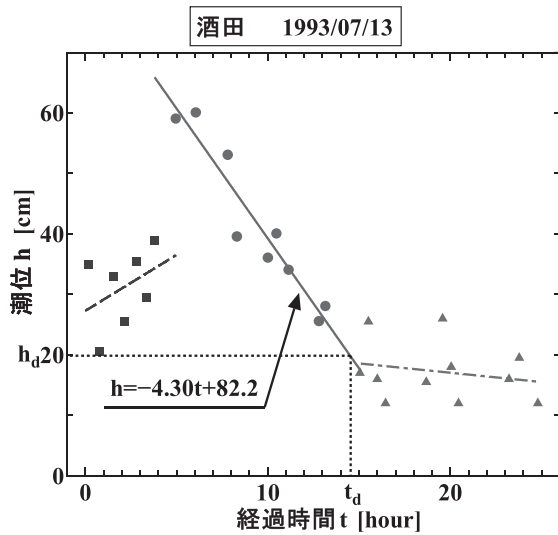


図 1 酒田における北海道南西沖地震津波の極大値の変化

る。これは、羽鳥¹⁾も指摘しているように、大陸からの反射波が大きく影響しており、それに加えて波源域から沖回りで伝播してくる津波と本州の陸棚沿いに伝播して来たエッジ波とが重合して最大波が形成されたものと推測される。なお、新潟県北東部の胎内川では、地震発生から 12 時間以上経過した翌日まで、津波が河川遡上していた。

酒田での極大値の変化は、やや遠地津波であったこともあり、変動しながらも徐々に高くなり、大陸の沿海州からの反射波が到達する 4～5 時間後に急激に高くなり、その後直線的に減衰していることが読み取れる。極大値が 20cm 程度となる経過時間 t_d 以降では、やや緩やかに減衰しているが、詳しく見ると約 4 時間周期で極大値が変動しているのが分る。これは、後述するように日本海の代表的な固有振動であると考えられる。

このように、日本海で発生する津波の変動・減衰特性は、波源域から伝播する津波だけでなく、日本海沿岸で反射されて形成される固有振動および陸棚に沿って伝播するエッジ波の重合に依存するものであり、それらの個々の特性を十分に理解しておく必要があると考えられる。

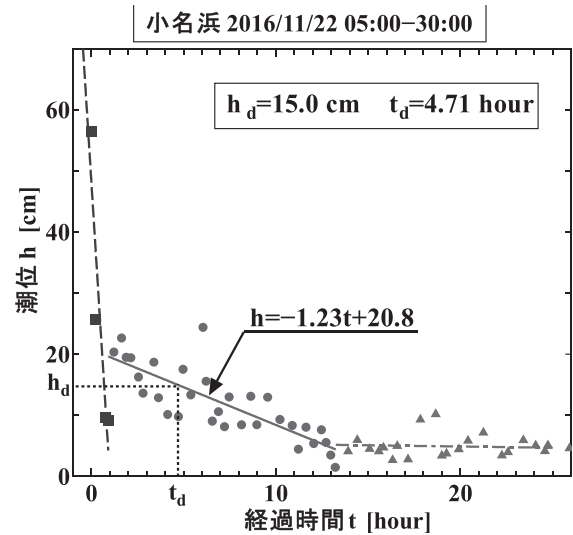


図 2 小名浜における福島県沖地震津波の極大値の変化

(2) 小名浜における福島県沖地震津波

福島県沖地震津波は、2016 年 11 月 22 日に福島県沖で発生し、気象庁マグニチュード $M_J=7.4$ であった。地震断層は、北西-南東方向に引張軸を持つ正断層であり、6 時 02 分に福島県に津波警報が出された¹⁵⁾。この地震断層の走向は、福島の海岸線の走向に対して 40 度前後傾いていたために、やや特異な伝播特性を示し、仙台湾では 1.5m 以上の津波が観測され^{16)・17)}、午前 8 時 9 分に宮城県においても津波警報が発令された。これは、この津波の伝播の方向特性 (directivity) と仙台湾の共鳴周期等に関係していると推測される。一方、この地震の南側の沿岸である小名浜では、図 2 に示すように第 1 波目に最大値を記録しており、その後直達津波成分は急激に減衰しているが、経過時間 1 時間から 13 時間まで比較的緩やかに減衰しているのが分る。この緩やかに減衰している潮位変動は、どのような波動成分であるかを明らかにすることは、津波の長時間減衰特性を予測する上で重要な要素である。したがって、本研究ではそれらの周波数特性を中心に詳しく調べることにする。

3. 日本海の実測潮位の長周期変動特性

本研究では、日本海の長周期変動特性を調べるために、図3に示す日本海沿岸域の9地点（深浦、粟島、佐渡、富山、能登、舞鶴、西郷、境、浜田）で、海上保安庁海洋情報部が提供している潮位観測データ¹⁸⁾ および気圧データ¹⁹⁾ を約1ヶ月間に亘って収集して用いた。また、北海道南西沖地震津波のデータは、旧運輸省第一港湾建設局で観測された潮位データを用いた。

(1) 潮位変動と気圧補正

海面水位は、気圧によって変化するため、



図3 潮位データを収集した日本海沿岸の9地点

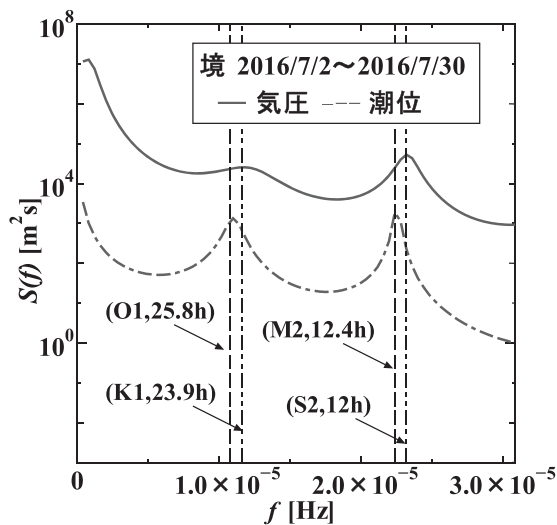


図4 境における気圧および潮位の周波数スペクトル

それによる変化は、静的な関係式により補正を行っている。図4は、2016年7月2日から7月30日までの境における気圧および潮位変動のMEMによる周波数スペクトルを示したものである。まず、潮位変動については、この周波数帯においては、 O_1 潮、 K_1 潮および M_2 潮が卓越しているのが分る。

しかしながら、気圧変動に関しては、 S_1 潮および S_2 潮が卓越している。この S_1 潮および S_2 潮が卓越する結果は、岩井ら²⁰⁾ の観測結果とも符合している。また、1ヶ月程度の気圧と潮位データを収集することにより、 M_2 潮と S_2 潮との差異も検出することが出来ることを示している。

(2) 大陸からの反射波と日本海固有振動

収集された潮位データに気圧による静的な変化の補正を施して、注目する周波数帯の長周期変動特性を調べた。

図5は、佐渡における長周期波が大陸で反射して帰って来るまでの往復時間を示したものである。この図の数値は、羽鳥¹⁾ による等時線から読み取った概略値である。ロシアの沿海州からは約3時間、朝鮮半島北部の沿岸からは約4時間、および韓国の沿岸からは約4時間40分で佐渡に到達することを示している。この中で、朝鮮半島北部沿岸からの長波は、比較的に浅い大和堆を通過するため、波束が収斂して増幅する可能性を有している。

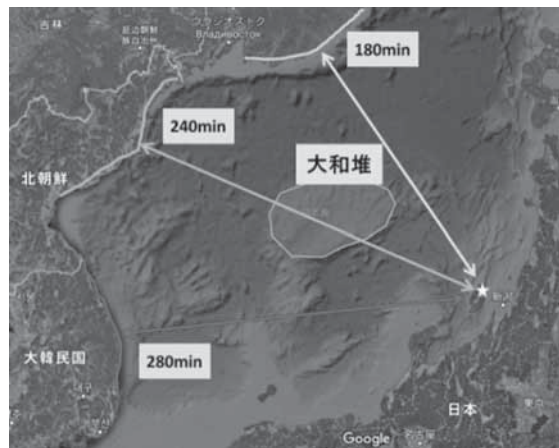


図5 佐渡における長周期波の大陸までの往復時間（時間は羽鳥から算出）

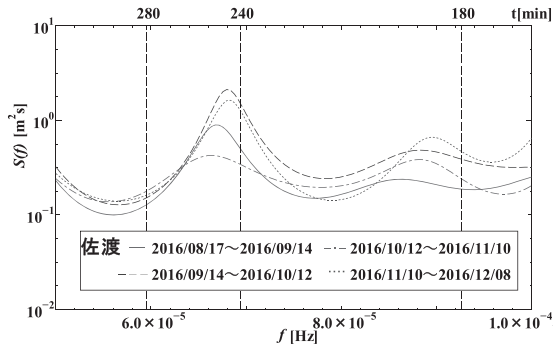


図 6 佐渡における潮位変動の周波数スペクトル

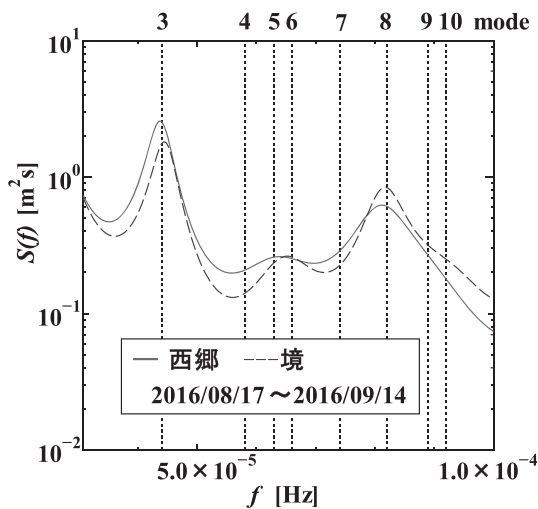


図 7 西郷および境で観測された潮位変動

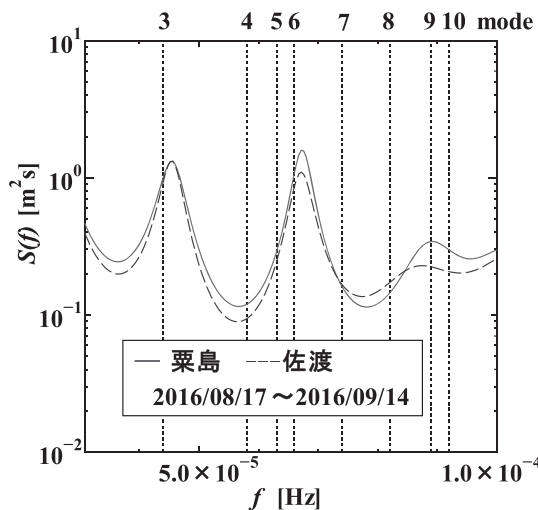


図 8 粟島および佐渡で観測された潮位変動

図 6 は、佐渡における約 1 ヶ月毎の周波数スペクトルを示したものである。各期間でスペクトルがやや異なるが、これは主要分潮等

の振幅や位相が月毎に変化している結果であると考えられる。大局的にみると、周期 240 分および 180 分付近のやや長い周期帯でエネルギーのピークが生じていることが分る。これは、正に図 5 に示す大陸までの往復時間にほぼ相当しており、これらの反射波が卓越していることの証であると考えられる。

日本海で津波が発生すると、それらが日本海沿岸に伝播・反射して、やがて固有振動が発生・発達する。Wu and Satake^{9), 21)} は、格子サイズ 2 分で日本海の固有振動解を 2000 モードまで求めている。図 7 は、西日本の西郷および境で観測された実測潮位変動のスペクトルを MEM で算定した結果である。この潮位データの期間は、2016 年 8 月 17 日から 9 月 14 日までのものである。この図より、Wu ら⁹⁾ によるモード 3 および 8 の変動が卓越しており、モード 5 および 6 付近にも弱いピークが見られる。したがって、この 2 地域ではこれらのモードの水位変動が卓越しており、腹 (loop) に近いことが分る。また逆に、Wu らの日本海の固有モードの周期が精度よく予測されていることの証拠となるものである。

一方、日本海中南東部の新潟県の粟島および佐渡における潮位変動は、図 8 に示すようにモード 3 および 6 付近の変動が卓越しているが、周波数は完全には一致せず少しエネルギーピークがずれている。このずれの原因を探るべく、数多くの分潮を調べた²²⁾ ところ、非線形分潮である M_4 潮 (太陰 1/4 日周潮) と M_6 潮 (太陰 1/6 日周潮) にかなり近いことが分った。これらの分潮の周期等 (時間, 分, 周波数) は、 M_4 潮 (6.21h, 372.6min, $4.47 \cdot 10^{-5}$ Hz), M_6 潮 (4.14h, 248.4min, $6.71 \cdot 10^{-5}$ Hz) である。これらの分潮の方が、モード 3 およびモード 6 の周波数よりエネルギーピークのそれに近いが、それらの振幅が 1cm 以下とかなり小さいことから、これらの非線形潮汐に共鳴しているというよりは、 M_2 潮と調和振動 (周波数比が 1:2, 1:3) していると思なした方が良さそうである。これは、図 6 のエネルギーレベルの変化が月によって変化して

おり、潮位変化のより大きい期間ほどエネルギーピーク値が大きいことから支持されるものである。

4. 陸棚エッジ波等の変動特性

(1) 佐渡沿岸

佐渡沿岸の周波数 $2.0 \times 10^{-4} \sim 1.0 \times 10^{-3} \text{ Hz}$ (周期 1000s ~ 5000s) の長周期変動のスペクトルを示したのが、図9である。この周波数帯の中で、エネルギーの最も大きい周波数(周期)は、 $2.92 \times 10^{-4} \text{ Hz}$ (57min) である。この周期は、陸棚セイシュのそれに相当しており、0次モードのエッジ波の周期にも対応している。エッジ波の分散関係式より、 n 次のモードの周期 T_n および周波数 f_n は、勾配 s が $s \ll 1.0$ の時には次式で求められる^{23), 24)}。

$$\sigma_n^2 = gk(2n + 1)s, \quad (n = 0, 1, 2, \dots) \quad (1)$$

$$\frac{T_n}{T_0} = \frac{1}{\sqrt{2n+1}}, \quad \frac{f_n}{f_0} = \sqrt{2n+1} \quad (2)$$

ここに、 $\sigma_n = 2\pi/T_n$ は n 次の角周波数、 k は波数、 s は陸棚の勾配、 T_0 は0次の周期、 f_0 は0次の周波数である。図9には、0次から3次までのモードと周期を↓(mode,min)で示している。

図9より、0次のエッジ波だけでなく、1次から3次までの周波数でエネルギーが他より高くなっており、観測期間中にそれらのモードのエッジ波が存在していたことを示している。同図の左側には、エッジ波だけ

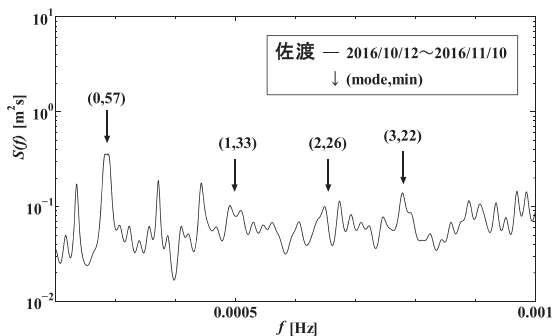


図9 佐渡における潮位変動のスペクトルと陸棚エッジ波のモードと周期

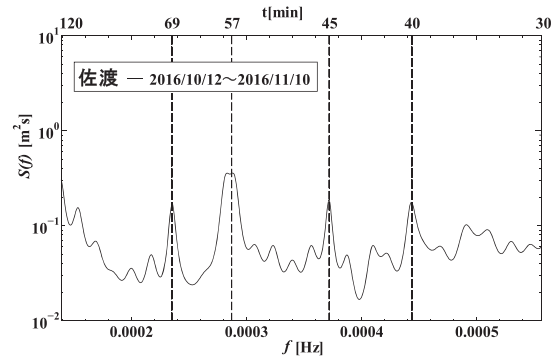


図10 非線形干渉による長周期波の発生

表1 非線形干渉による長周期波の発生

$(f_1, f_2, f_3) = (1/T_1, 1/T_2, 1/T_3)$		
$f_1 + f_2 = f_3$		
T1	T2	T3
156	120	68
120	69	44
96	69	40
※単位は min		

く他に3つの鋭いエネルギーピークが存在している。それらを拡大したのが、図10である。他の周波数帯のエネルギーピークを調べた結果、これらのエネルギーピークは、2つの長周期波の非線形干渉によって発生していることが明らかとなった。

表1に示すように、エネルギーピークを示す周期 T_1 と T_2 の長周期波が干渉して、周期 T_3 の長周期波が発生するとして、理論的に計算している。算定された非線形性によって発生する長周期波の周期は、68分、44分および40分であり、実測の潮位変動からは、69分、45分、および40分であり、その周期の誤差はそれぞれ1.4%、2.2%および0%である。このように殆ど誤差なく周波数の関係が成立しているため、非線形干渉によって新たな長周期波が発生していると判断することができる。

このように数時間レベルの長周期波においても、非線形干渉により生じていることは、大変興味深いものである。このことは、2~3日程度の長さのデータを用いた通常の解析からは明確には見出すことは出来ず、1ヶ月程度の長さの実測潮位データを用いることに

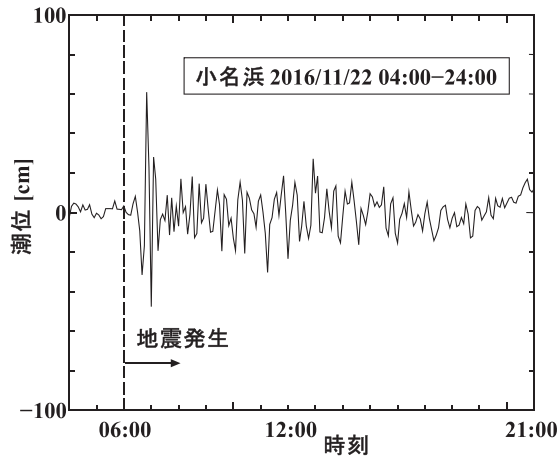


図 11 小名浜における 2016 年福島県沖地震津波

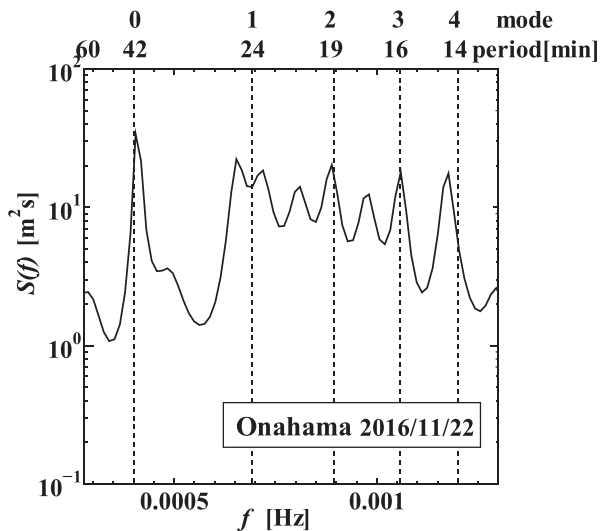


図 12 小名浜で検出された陸棚エッジ波のモード

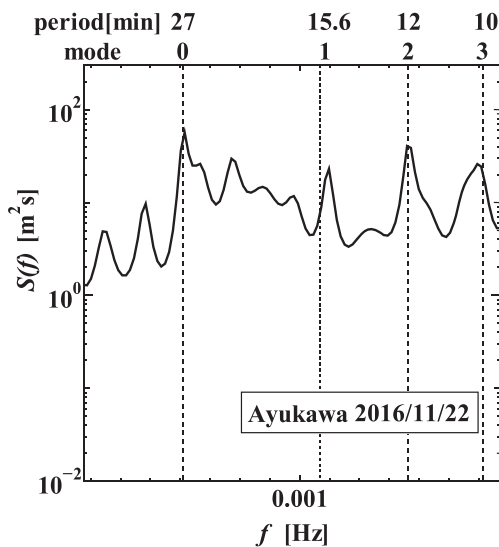


図 13 鮎川で検出された陸棚エッジ波のモード

よって初めて明らかになったことである。長期間の潮位データを用いる利点は、スペクトル分解能を高めると同時に、相対的に SN 比も高める効果があると考えられる。

(2) 小名浜沿岸 (2016 年福島県沖地震津波時)

2016 年に発生した福島県沖地震津波は、これまでのこの海域における地震津波と異なり、正断層の走向が海岸線とやや大きな角度をなしていたため、特異な伝播・増幅特性を示していた。地震モーメントは、 $M_w=6.9$ であったが¹⁵⁾、図 2 および図 11 に示すように比較的長く海面変動が続いていた。

図 12 は、福島県小名浜における潮位変動の周波数スペクトルを MEM で算定した結果である。一番低周波数の周期 42 分の変動は、陸棚セイシュで 0 次のエッジ波の周期であるとする、エッジ波の 1 次から 4 次までの各モードの周期は、24 分、19 分、16 分および 14 分となる。図 12 から、エネルギーのピークがそれぞれのモードの周波数にほぼ対応しており、地震発生から 10 数時間の間に、4 次までのモードのエッジ波が発達していたことになる。

また、1 次と 2 次モードおよび 2 次と 3 次モードの中間周波数にもエネルギーピークが存在しており、これらのモード波間の非線形干渉により発生している可能性が示唆される。

一方、震源より北側の宮城県鮎川においては、図 13 に示すように卓越する陸棚エッジ波の周期は小名浜のものとは異なり、0 次モードの周期が 27 分であった。この周期 27 分の変動は、伊藤ら²⁵⁾によってエッジ波であると見出されており、図に示すように福島県沖地震津波時には 0 次から 3 次モードまでのエネルギーピークが明確に出現している。

(3) 陸棚エッジ波等の減衰特性について

陸棚エッジ波等の長周期波の減衰を予測するために、底面摩擦と乱れによるエネルギー逸散を考慮したエネルギー方程式を用いる^{26), 27)}。乱れ強度が流速に比例するものとす

ると、単位表面積当りのエネルギー方程式は、次式のように表される。

$$\begin{aligned} & \frac{\partial E}{\partial t} + \text{div}(EC_g) \\ & = -\sqrt{2}C_f \frac{E^{\frac{3}{2}}}{\rho^{\frac{1}{2}}h^{\frac{3}{2}}} - \gamma_*\beta \frac{E^{\frac{3}{2}}}{\rho^{\frac{1}{2}}h^{\frac{3}{2}}} \end{aligned} \quad (3)$$

ここに、 E は n 次のエッジ波の単位表面積当りのエネルギー、 C_g は群速度、 h は水深、 ρ は海水の密度である。また、 C_f は摩擦係数、 $\gamma_*\beta$ は比例定数で、これらの係数はほぼ一定値であるものとする。単位表面積当りのエネルギー E は、位置エネルギー E_p および運動エネルギー E_k の和として与えられ、

$$E = E_p + E_k = \frac{1}{2}\rho g \zeta^2 + \frac{1}{2}\rho(\overline{u^2} + \overline{v^2})h \quad (4)$$

と表される。ここに、上付きバーは時間平均を表す。 n 次のエッジ波の水位を ζ 、岸沖および沿岸方向の流速をそれぞれ u および v とすると、

$$\zeta = a_n L_n (2kx) e^{-kx} \cos(ky - \sigma t) \quad (5)$$

$$\begin{aligned} u &= a_n \frac{g}{\sigma} \frac{\partial}{\partial x} \{L_n(2kx)e^{-kx}\} \cos(ky - \sigma t) \\ v &= -a_n \frac{g}{\sigma} k L_n(2kx) e^{-kx} \sin(ky - \sigma t) \end{aligned} \quad (6)$$

と表される²⁴⁾。ここに、 a_n は汀線における n 次のエッジ波の振幅、 k は波数、 $L_n(2kx)$ はラゲール多項式である。

ここで、 n 次のエッジ波の陸棚を含む全領域に亘る平均のエネルギーを算定するために、図 14 で示すように、一点鎖線で囲まれた領域 A に亘って面積積分を行う。式 (3) の左辺第 2 項の発散成分は線積分に変換され、

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \left\{ \frac{1}{A} \int_A E dA \right\} + \frac{1}{A} \int_S EC_g \cdot n ds \\ & = -\frac{(\sqrt{2}C_f + \gamma_*\beta)}{\rho^{\frac{1}{2}}} \frac{1}{A} \int_A \frac{E^{\frac{3}{2}}}{h^{\frac{3}{2}}} dA \end{aligned} \quad (7)$$

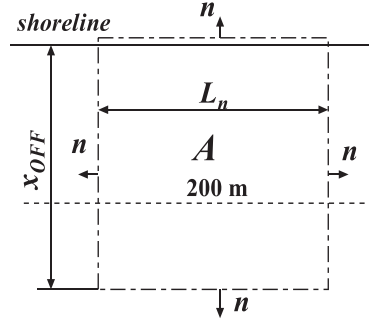


図 14 積分領域 A と水深 200m 等深線

となる。領域 A の岸側および沖側では、エネルギー流束は 0 であり、平行等深線海浜の場合には沿岸方向のエネルギー流束は、上流側と下流側で等しく互いに打ち消されるので、その積分も 0 となる。なお、沿岸方向に海底地形が有意に変化する場合には、エネルギー流束の差が十分に小さくなるように L_n を十分に短くとる必要がある。

n 次のエッジ波の単位表面積当りのエネルギー E は、式 (4) から式 (6) の関係から、振幅 a_n の 2 乗に比例するため、次式のように書くことができる。

$$E = a_n^2 f(x, y) \quad (8)$$

ここに、 $f(x, y)$ は平面座標の関数である。上式を式 (7) に代入し、左辺第 2 項が 0 となることを考慮して積分を実行すると、

$$\frac{\partial}{\partial t} \{a_n^2 F_1\} = -\frac{(\sqrt{2}C_f + \gamma_*\beta)}{\rho^{\frac{1}{2}}} F_2 a_n^3 \quad (9)$$

なる関係式を得る。ここに、 F_1 および F_2 は、

$$F_1 = \frac{1}{A} \int_A f(x, y) dA, \quad F_2 = \frac{1}{A} \int_A \frac{f^{\frac{3}{2}}(x, y)}{h^{\frac{3}{2}}} dA \quad (10)$$

である。 a_n は汀線における振幅で、緩やかな時間のみの関数であるので、式 (9) を常微分方程式で書換えることができ、

$$\frac{da_n}{dt} = -\frac{(\sqrt{2}C_f + \gamma_*\beta)F_2}{2\rho^{\frac{1}{2}}F_1} a_n^2 = -K^{-1} a_n^2 \quad (11)$$

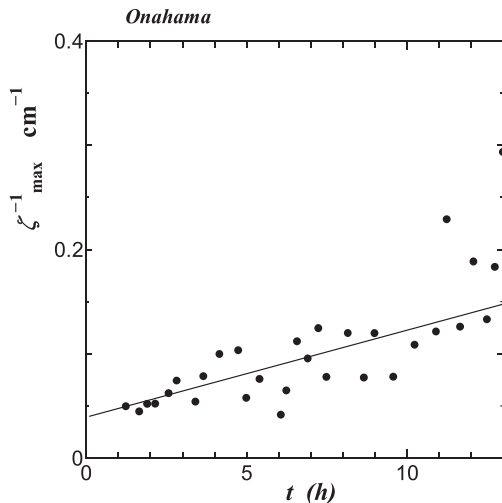


図 15 小名浜における潮位変動の極大値の逆数 ζ_{\max}^{-1} と時間 t との関係

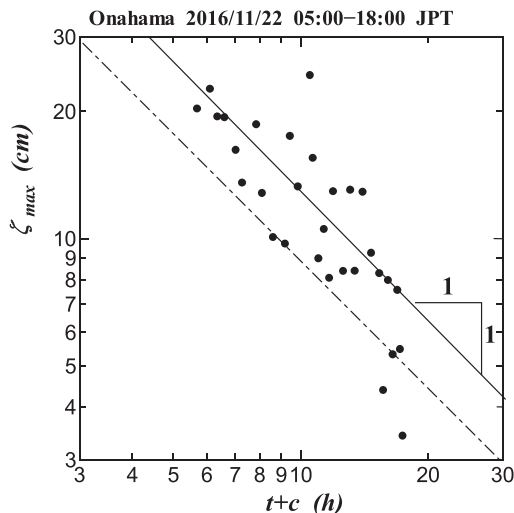


図 16 小名浜における潮位変動の極大値 ζ_{\max} と $t+c$ との関係

となる。ここに、

$$K = \frac{1}{2\rho^2 F_1} \frac{F_2}{(\sqrt{2}C_f + \gamma_*\beta)} \quad (12)$$

である。式 (11) は、容易に積分することができて、

$$\frac{da_n}{a_n^2} = -K^{-1} dt \quad (13)$$

$$a_n = \frac{K}{t+c} \quad (14)$$

なる関係式を得る。ここに、 c は積分定数で任意の定数である。式 (14) の関係は、降雨

強度と降雨継続時間 t との関係でよく用いられているタルボット型の関係式²⁸⁾ と同一であり、地震学では余震数の大森公式²⁹⁾ と同一であることは、大変興味深いものである。

なお、本研究で得られた式 (14) の関係式は、その誘導過程から陸棚エッジ波だけでなく、一般の長周期波に対しても成立するものであり、津波の減衰関係式と見なすこともできる。

本研究で得られた減衰の関係式の適用性を検証するために、小名浜における 2016 年福島県沖地震津波の実測データと比較した。図 15 は、小名浜における潮位変動の極大値の逆数 ζ_{\max}^{-1} と時間との関係を示したものである。観測値に多少の変動があるものの、理論的に予測されたように、前者は時間に関して線形的な関係にあることが分る。したがって、潮位変動の極大値は、 $t+c$ の -1 乗則に従うはずである。

図 16 に示すように、多少ばらつきが見られるが、潮位変動の減衰は時間 $t+c$ の -1 乗則にほぼ従っていることが確認できる。このことは、降雨強度や余震発生数と同じく、津波（陸棚エッジ波）の減衰においても、近地津波では時間に関して指数関数的に減衰するのではなく、時間 $t+c$ のほぼ逆数に比例して減衰していることは大変興味深いものである。

5. 結論

津波による最大波の出現および減衰特性を明らかにすべく、実測の潮位データを用いて、日本海固有振動や陸棚エッジ波の発現特性等を調べた。また、陸棚エッジ波等の長周期波の減衰特性を理論的に取扱った。その結果、以下の事項が明らかとなった。

- (1) 酒田における北海道南西沖地震津波の最大波の出現が約 5 時間後となったのは、大陸からの反射波と沖側から伝播してきた津波および沿岸に沿って伝播してきた陸棚エッジ波との重合により発生した可能性が示唆された。
- (2) 日本海で発生した津波は、15 時間後を

過ぎた時点でも日本海の固有振動が有意に残存していた。また、太平洋側の福島県沖地震津波の際には、小名浜や鮎川において陸棚波の発生により10時間以上に亘って海面変動が続いていた。

- (3) 気圧による潮位変化の補正をすべく、気圧データも約1ヶ月にわたりデータを収集し、スペクトル解析を行ったところ、 S_2 潮および S_1 潮のエネルギーピークが観測された。これらは、大気潮汐由来の変動であり、既往の観測結果とも符合していた。
- (4) 観測された潮位変動の潮汐バンドでは、 M_2 潮、 O_1 潮および K_1 潮等の4分潮が確認されたが、日本海の低次の固有振動モードは明確には確認されなかった。
- (5) 佐渡における約1ヶ月間の潮位変動には、北朝鮮半島や沿海州からの反射波が有意に存在していることが、長周期波の往復時間がエネルギーピークの周期とほぼ一致することから確認された。
- (6) 日本海南西部の西郷および境においては、Wuらの日本海固有振動のモード3およびモード8の固有振動が卓越していることが確認された。また、モード5および6にも緩やかなエネルギーピークがあることが分った。逆に、Wuらの日本海固有振動数が精度よく推定されていると言ったことができた。
- (7) 日本海中南東部の粟島および佐渡においては、日本海固有振動のモード3およびモード6付近にエネルギーのピークが存在していた。しかしながら、ピーク周波数はそれらのモードの周波数とは多少異なり、何らかの変調を受けている可能性が示唆された。
- (8) 粟島および佐渡において、潮位変動に変調を受けている可能性として、 M_4 潮および M_6 潮とほぼ周期に近いが、それらの振幅は十分に小さいことから、 M_2 潮と周波数比 1:2 および 1:3 で調和振動している可能性が示唆された。
- (9) 日本海側の佐渡および太平洋側の小名

浜および鮎川において、0次から3次モードの陸棚エッジ波の発生が確認された。また、佐渡においては、非線形干渉による長周期波の発生も観測された。

- (10) エネルギー方程式を用いて、陸棚エッジ波の減衰を理論的に取扱い、タルボット型の減衰関係を示すことが分った。さらに、実測の津波の減衰と比較して、ほぼ一致することが確認された。この減衰の関係式は、余震発生数を表す大森公式や、降雨強度と継続時間との関係式と同型である。

謝辞：

本研究において、北海道南西沖地震津波の潮位データは、旧運輸省第一港湾建設局から提供されたものであり、日本海の潮位および気圧データは、海上保安庁および気象庁によるデータを用いたことを付記し、感謝します。なお本研究は、第一著者が新潟大学在職中の2016年度に、第二著者の卒業論文の研究として行ったものであり、新たに4.(3)を加えて論文としたものであることを付記する。

参考文献

- 1) 羽鳥徳太郎：日本海津波における大陸からの反射波，地震研究所彙報，vol61，pp.329-338，1986.
- 2) 泉宮尊司，砂子 浩，石橋邦彦：北海道南西沖地震津波の新潟県における遡上高の現地調査，第11回土木学会新潟会研究調査論文集，pp.107-111，1993.
- 3) 阿部邦昭，泉宮尊司，砂子 浩，石橋邦彦：北海道南西沖地震津波の新潟県における浸水高の分布，地震研究所彙報，第69巻，pp.159-175，1994.
- 4) 林 豊，越村俊一，今村文彦：津波コーダとエンベロープの遠地津波予測への活用可能性—その定義と2006年千島列島沖地震津波への適用—，土木学会論文集B2

- (海岸工学), Vol. 65, No.1, pp. 276-280, 2009.
- 5) 林 豊, 今村文彦, 越村俊一: 津波減衰過程のトレンドとばらつきの性質の遠地津波予測への活用可能性, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 66, No.1, pp. 211-215, 2010.
 - 6) 林 豊: 津波警報を解除するタイミングに関する研究の現状と展望, 験震時報, 第 75 巻, pp. 13-24, 2012.
 - 7) Satake, K. and Shimazaki, K.: Free oscillation of the Japan Sea excited by earthquakes-I. Observation and wave-theoretical approach, *Geophysical Journal* 93, 451-456, 1988
 - 8) Satake, K. and Shimazaki, K.: Free oscillation of the Japan Sea excited by earthquakes-II. Observation and wave-theoretical approach, *Geophysical Journal* 93, 457-463, 1988
 - 9) Wu, F. and K. Satake, K.: Synthesis and source characteristics of tsunami in the Sea of Japan, *Jour. Geophys. Res., Solid Earth*, 2016.
 - 10) Carrier, G.F.: On-shelf tsunami generation and coastal propagation, *Tsunami: Progress in Prediction, Disaster Prevention and Warning*, pp.1-20, 1995.
 - 11) 越村俊一: 陸棚斜面に入射した津波の多重反射, 土木学会論文集, No. 705, II - 59, pp. 151-160, 2002.
 - 12) 河田恵昭・奥村与志弘・越村俊一・藤間功司・永井紀彦: エッジ波の発生を考慮した津波予警報の改良に関する研究, 海岸工学論文集, 第 51 巻, 261-265, 2004.
 - 13) 泉宮尊司・白晃栄・石橋邦彦: 2008 年 2 月 24 日新潟・富山高波被害の気象・海象からの要因分析, 海岸工学論文集, 第 55 巻, pp. 181-185, 2008
 - 14) 首藤伸夫, 松富英夫, 卯花政孝: 北海道南西沖地震津波の特徴と今後の問題, 海岸工学論文集, pp. 236-240, 1994.
 - 15) Suppasri, A, 山下 啓, Latcharote, P, Roeber, V., 林晃大他: 2016 年福島県沖地震津波の数値解析と現地調査, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), 第 73 巻, No.2, pp. I 1597-I 1602, 2017.
 - 16) 気象庁: 平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震について (第 79 報) -平成 28 年 11 月 22 日 05 時 59 分頃の福島県沖の地震-, 報道発表資料, 平成 28 年 11 月 22 日 11 時 00 分。
 - 17) 今村文彦: 平成 28 年 (2016 年) 11 月 22 日福島県沖地震による津波について, -その実態と対応-, 地震ジャーナル, 63 号, pp.2-6, 2017.
 - 18) 気象庁: リアルタイム検潮データ, 港湾海洋沿岸域情報提供センター, http://www1.kaiho.mlit.go.jp/KANKYO/TIDE/real_time_tide/sel/index.htm.
 - 19) 気象庁: 過去の気象データ検索, 気象観測データ, <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php>.
 - 20) 岩井邦中, 境野千重紀, 杉山裕也: 日本の 85 地点での気圧日変化の調和解析, 天気, 第 55 巻, No. 6, pp.457-468, 2008.
 - 21) 佐竹健治: 津波予測, 日本海地震・津波調査プロジェクト, 平成 27 年度第一回運営委員会資料, 2016.
 - 22) 海上保安庁 (編): 潮汐調和定数表, 日本水路協会, 1992.
 - 23) Ursell, F.: Edge waves on a sloping beach, *Proc. Roy. Soc., A*, Vol. 214, pp. 79-98, 1952.
 - 24) Eckart, C.: surface waves on water of variable depth, *Wave Rept. No.100*, Scripps. Inst. Oceanogr., Univ. Calif., 99p, 1951.
 - 25) 伊藤亮一, 佐藤慎司, 劉海江, 田島芳満: 東北地方太平洋沖地震津波の広域沿岸挙動に関する研究, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.68, No. 2, pp. I 135-I 140, 2012.
 - 26) 泉宮尊司, 堀川清司: 砕波帯における波のエネルギー方程式のモデリング, 第

- 30 回海岸工学論文集, 土木学会, pp. 15- 19, 1983.
- 27) Izumiya, T. and K. Horikawa : Wave Energy Equation Applicable in and outside the Surf Zone, Coastal Eng. in Japan, JSCE, Vol.27, pp.119-137, 1984.
- 28) Chow, V.T., Maidment, D. R. and Mays, L.W.: Applied Hydrology, McGraw-Hill., 1988.
- 29) Utsu, T., Y. Ogata and R. Matsuura: The Centenary of the Omori Formula for a Decay Law of Aftershock Activity, J. Phys. Earth, Vol. 43, pp. 1-33, 1995.