

# 北海道東方沖で発生する地震津波の災害アセスメント

高橋智幸\*・首藤伸夫\*\*・越村俊一\*\*\*

## 1. はじめに

1994年北海道東方沖地震は千島海溝付近すなわち太平洋プレートとユーラシア・プレートの境界付近で発生しているにも関わらず、そのメカニズムはプレート内部の破壊（以下、内部型）を示していた。また、その発生海域では1969年にもマグニチュード7.8の地震が発生しており、地震の空白域ではなかった。

この地震は、空白域でのプレート境界型（以下、境界型）地震を前提としている従来の津波防災に対し、次の問題点を提示した。（1）大きなひずみ応力が溜まっているプレート境界においても、内部型のメカニズムを示す地震が起り得る。（2）地震の空白域でなくとも、内部型であれば巨大地震が起り得る（周期説によると、境界型の巨大地震はある周期を経なくては発生しない）。

本研究では、境界型および内部型地震で発生する津波の相違を検討するとともに、空白域以外においても巨大地震を想定し、北海道南東部沿岸での津波に対する災害アセスメント（事前評価）を行う。

## 2. 1994年北海道東方沖地震津波の再現および想定プレート境界型地震津波との比較

### (1) 1994年北海道東方沖地震津波の再現

この地震津波を再現するための断層モデルのうち、現在最良と思われるのはDCRC-3cモデルである。表-1の第一行にその断層パラメータを示す。内部型のメカニズムを持つ高角逆断層である。

断層の寸法は、断層面積 $S$  (km<sup>2</sup>)とマグニチュード $M$ の関係式 (Sato, 1979) および一般的な断層の長さ $L$  (km)と幅 $W$  (km)の関係

$$\log S = M - 4.07 \dots\dots\dots (1)$$

$$L = 2W \dots\dots\dots (2)$$

から決定した。ただし、 $M$ はHarvard大学の $M_w = 8.3$ を採用した。また、断層位置は、余震分布(勝俣ら, 1995)を含むように決定した。

走向 (strike), 傾斜角 (dip), すべり方向 (slip) はHarvard大学のCMT解の南東傾斜のものを採用した。この解は、余震の鉛直分布とも調和的である。断層の深さ $d$  (km)は、経験的に10 kmとした。

すべり量 (dislocation) は

$$M_0 = \mu DLW \dots\dots\dots (3)$$

より求めた。なお、地震モーメント $M_0$ はHarvard大学の $3.7 \times 10^{28}$  dyne·cmを採用した。また、剛性率 $\mu$ は、1968年北海道東方沖地震津波に対して良好な結果を得ているAbe (1973) にならい $5.0 \times 10^{11}$  dyne/cm<sup>2</sup>を採用した。

このモデルは、傾斜方向がプレートの沈み込み方向とは反対の高角逆断層あり、北海道および東北地方の太平洋側で発生する境界型地震のメカニズムとは明らかに異なっている。

DCRC-3cにより計算される鉛直方向の地盤変動、すなわち津波の初期波形を図-1に示す。色丹島より南東の海面が上昇、北西の海面が下降している。ロシアより伝えられている、色丹島の沈降約60 cmがほぼ再現できている。

DCRC-3cにより計算された北海道南東部沿岸での最大波高の分布を図-2に示す。同図では、実測による津波の打ち上げ高分布と比較してある。全体的な傾向としては良く対応している。

### (2) プレート境界型地震津波

DCRC-3cと震源、マグニチュードおよび断層寸法が等しくなるように、典型的なプレート境界型地震DCRC-5cモデルを想定した。傾斜方向が太平洋プレートの沈み込み方向と一致する低角逆断層モデルである。

その断層パラメータを表-1の第二行に、初期波形を図-3に示す。

DCRC-5cの初期波形の最高変位は2.97 mと、

表-1 DCRC-3c および DCRC-5c の断層パラメータ

モデル名	断層長	断層幅	strike	dip	slip	dis.	depth
DCRC-3c	160 km	80 km	52°	77°	128'	5.78 m	10 km
DCRC-5c	160 km	80 km	232°	30°	90°	5.78 m	10 km

\* 正会員 工修 東北大学助手 工学部災害制御研究センター  
 \*\* 正会員 工博 東北大学教授 工学部災害制御研究センター  
 \*\*\* 学生会員 東北大学大学院 工学研究科

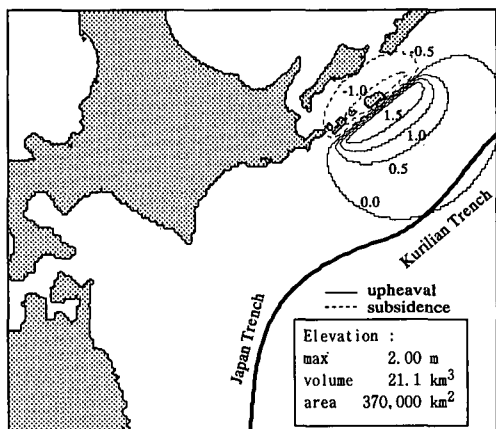


図-1 DCRC-3cによる津波初期波形

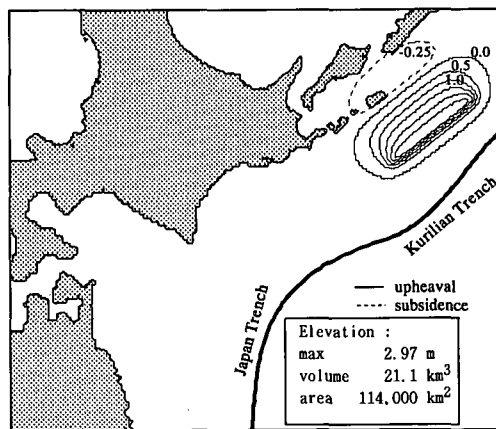


図-3 DCRC-5cによる津波初期波形

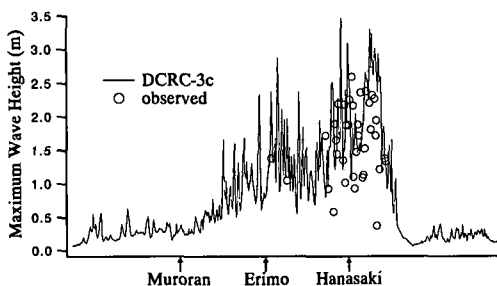


図-2 DCRC-3cによる計算結果と実測値の比較

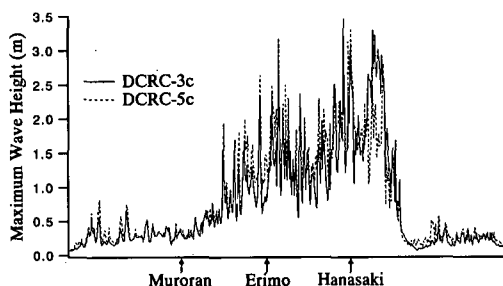


図-4 DCRC-5cおよびDCRC-3cによる計算結果の比較

DCRC-3c (2 m) の約 1.5 倍になっている。これは、DCRC-5c の slip が 90° の純粋な縦ずれ断層としてあるためである。

しかし、DCRC-3c では、横ずれ成分が大きい分だけ、変動する領域が広がる。そのため、両モデルでの海面の総上昇量は図中にそれぞれ示すように、21.1 km<sup>3</sup> と等しい値となった。

DCRC-5c (実線) と DCRC-3c (点線) から計算される北海道東南部沿岸での最大波高分布を図-4 に示す。両モデルの結果には、初期波形ほどの相違は現れていない。これは、波源が遠いため、初期波形の形状より、海面の総上昇量の影響が大きく出たものと考えられる。つまり、波源から離れるほど、その伝播距離に比べて小さな波源内での水位分布の相違の効果は目立たなくなる。波源から離れるほど、点源から放出される状態に近くなり、その全位置エネルギーの大小と伝播途上での地形の効果によって、沿岸での津波の大きさがほとんど決定される。

一方、波源から近い沿岸では、初期波形形状が当然違いをもたらす。この津波の発生機構を境界型とするか内部型とするかによる相違については、4. で述べる。

### 3. 既往地震による津波の再現と危険度の評価

#### (1) 北海道東方沖での過去の巨大地震による津波

北海道東方沖では、マグニチュード 7 以上の地震が、過去 50 年以内に 7 回発生している。これらのうち、1963 年エトロフ沖地震は北海道から距離があるため、また 1961 年釧路沖地震は、1973 年根室半島沖地震に先行した局地的な破壊 (宮島・阿部, 1982) と考えられるため、本研究では対象地震から除外した。

表-2 に、他の 5 個の地震の断層パラメータを示す。ただし、断層の深さは、引用文献によらず、一律 10 km に設定した。いずれの地震も低角逆断層となっているが、1968 年十勝沖地震だけは大きな横ずれ成分を含んでいる。

それぞれの断層パラメータから計算された津波の波源を図-5、北海道東南部沿岸での最大波高の分布を図-6 に示す。

一般的に、沿岸と波源の距離が近いほど、また地震のマグニチュードが大きいほど、来襲する津波の波高は大きくなっている。もちろん、この他に海底地形の効果も加わる。

表-2 既往地震の断層パラメータ

	A	B	C	D	E
地震名	1957年 エトロフ沖地震	1969年 北海道東方沖地震	1973年 根室半島沖地震	1952年 十勝沖地震	1968年 十勝沖地震
マグニチュード	8.1	7.8	7.4	8.2	7.9
震源	44.5° N 149.6° E	43.5° N 148.4° E	42.94° N 147.11° E	42.33° N 145.22° E	41.80° N 143.04° E
断層長	150 km	180 km	100 km	130 km	150 km
断層幅	80 km	85 km	100 km	100 km	100 km
strike	225°	220°	230°	220°	156°
dip	30°	16°	27°	20°	20°
slip	90°	90°	101°	76°	38°
dislocation	510 cm	290 cm	96 cm	400 cm	410 cm
depth	10 km	10 km	10 km	10 km	10 km
引用文献	Fukao&Furumoto (1979)	Abe (1973)	Aida (1978)	笠原 (1975)	Kanamori (1971)

(2) 津波エネルギーの場所的集中度を表す指標 TCD

ある対象地域へ来襲する津波のエネルギーの度合は、その地点での津波危険度を表わすこととなるため、防災上重要な情報である。

沿岸での津波の大きさは、波源との位置関係、初期波形の持つ全エネルギーとその場所的分布、伝播中の海底地形等によって、大きく異なる。そのため、いくつかの津波の沿岸波高分布を単純に重ねて表示しても、それぞれの場所への津波エネルギーの集中度の判断には不便である。例えば、図-6(a), (b) をまとめて一つのグラフにすると、初期波形の持つエネルギーが小さい津波による (a) の情報は埋もれて、見えにくくなる。

そこで、来襲する全津波エネルギーの大小によらず、その場所的集中度を表す方法を考える。対象としている海岸線に沿って  $s$  軸をとり、津波高  $H(s)$  の自乗を全海岸線に沿って総和したものを全来襲津波エネルギー  $E_t$  とする。

$$E_t = \int_s H(s)^2 ds = \Delta s \sum_{n=1}^N H(n\Delta s)^2 \dots\dots\dots (4)$$

ただし、 $N$  は、長さ  $\Delta s$  の部分区間で全海岸線を分割した

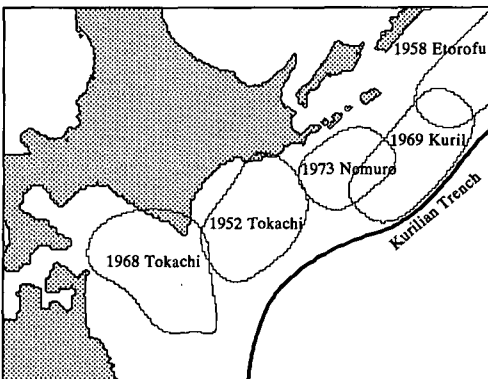


図-5 既往地震による津波初期波形

場合の総数であり、 $s = n \cdot \Delta s$  と表す。

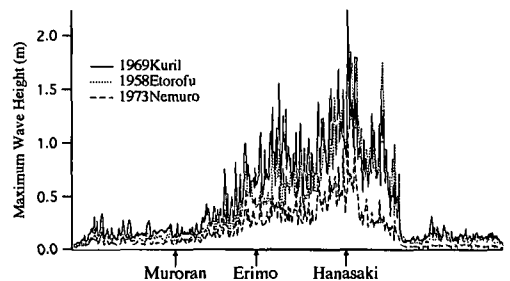
また、ある一つの部分区間での津波高の自乗を、その海岸への来襲津波エネルギー  $E(s)$  とする。

$$E(s) = \int_{\Delta s} H(s)^2 ds = \Delta s H(n\Delta s)^2 \dots\dots\dots (5)$$

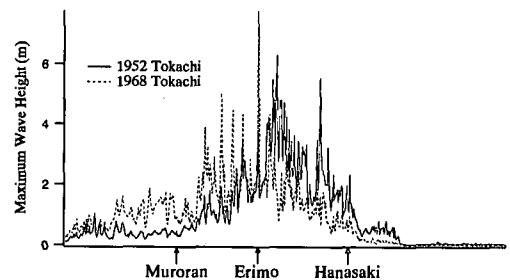
したがって、前者における後者の比率が、当該海岸への、その津波の集中度 (Tsunami Concentration Degree) TCD である。

$$TCD(s) = E(s)/E_t \times 100 \dots\dots\dots (6)$$

なお、この指標は、データ数が十分に多ければ、実測値についても適用できる。



(a) 北海道南東部沿岸から遠い波源



(b) 北海道南東部沿岸から近い波源

図-6 既往地震津波による計算結果の比較

(3) 既往津波の場所的集中度

各既往地震によって計算される津波から求めた TCD の場所的分布を図-7 に示す。各津波による分布の相違では無く、この地域におけるエネルギー分布を検討するためであるから、区別する事なく全て実線で表示してある。

津波エネルギーは、襟裳岬から花咲に至る領域に集中している。したがって、この領域は、北海道南東部沿岸へ来襲する津波が集中しやすく、津波による危険度が高い場所であることが分かる。

4. 想定地震による津波の危険度の評価

(1) 想定地震の断層パラメータ

千島・日本海溝と平行になる曲線上に 15 箇所の震源 (Test-3~Test-17) を想定した。この曲線と海溝の距離は約 100 km で、既往地震の分布 (図-5) を参考にして決定した。

地震のメカニズムは、境界型と内部型の 2 種類を考え、それぞれ添字 b と i をモデル名に付けて区別する (例えば、Test-10b, Test-10i)。

具体的な断層パラメータは、以下のように決定した。

地震の規模は 1994 年東方沖地震と同程度を考え

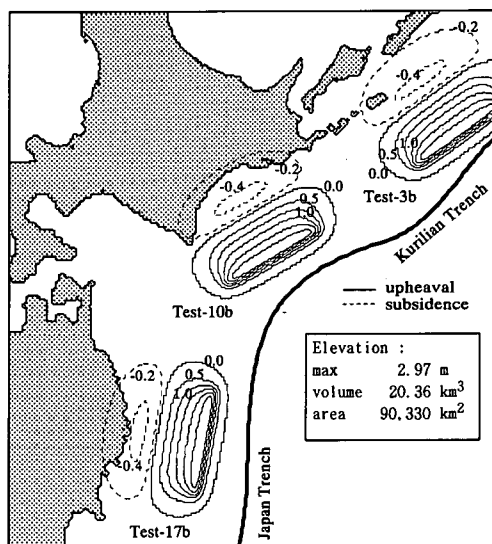
$$L=160 \text{ km}, W=80 \text{ km}, \text{dislocation}=5.78 \text{ m} \dots\dots\dots (7)$$

にした。また、断層の破壊は双方向に進行すると仮定し、震源が中心に位置するよう断層を配置した。ただし、ユニラテラルな破壊が発生しても、それは半断層長のズレに過ぎないため、得られる結果の普遍性が損なわれることはない。

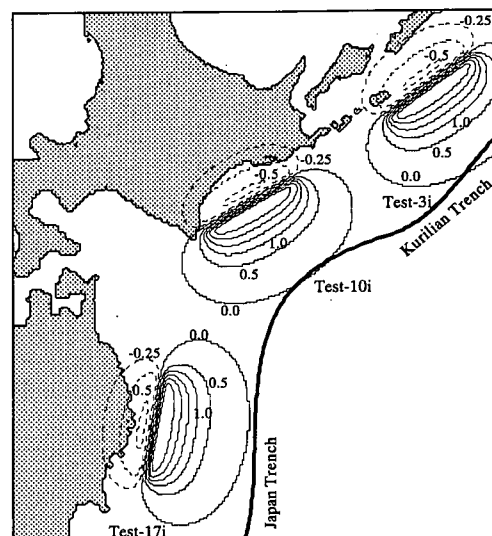
走向は海溝の接線方向を採用した。一般に海溝は海岸線に平行であるため、波源の短軸方向が海岸線を向くことになる。津波エネルギーの単軸方向への指向性を考慮すると、海岸線へ向かうエネルギーが大きくなるように走向を決定したことになる。ただし、傾斜方向は、境界型では太平洋プレートがユーラシア・プレートの下部に潜り込む方向、内部型ではその逆とした。

傾斜角は、境界型では低角(30度)、内部型では高角(60度)とした。ただし、内部型が必ずしも高角であるとは限らない。むしろ、高角にも低角にもなり得ることが、内部型の特徴とも言える。ここでは、高角なほどすべり量の鉛直方向が大きくなることを踏まえ、過大評価側になるように決定した。

すべり方向は、境界型・内部型のどちらも 90 度を採用した。これも過大評価側になるように考えたためである。



(a) プレート境界型地震



(b) プレート内部型地震

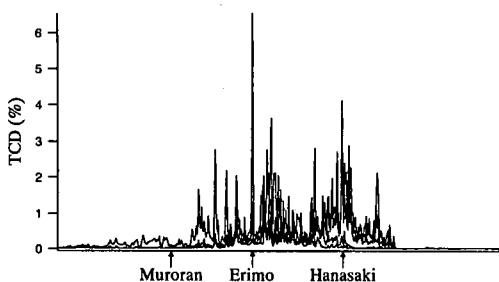


図-7 既往地震津波による TCD 分布の比較

図-8 想定地震による津波初期波形

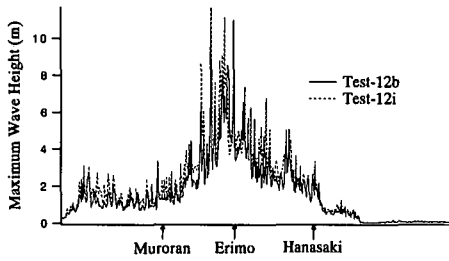
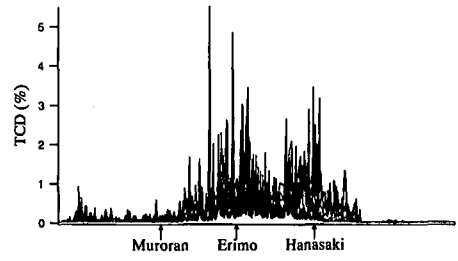
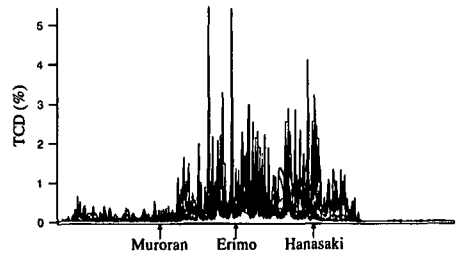


図-9 波源が近い場合での地震メカニズムの相違の影響



(a) プレート境界型地震



(b) プレート内部型地震

図-10 想定地震津波による TCD 分布の比較

(2) プレート境界型地震とプレート内部型地震による津波の比較

境界型および内部型を想定した地震による津波の初期波形の一部を図-8に示す。海面の上昇量にはほとんど違いが無いが、ピークの位置が異なっている。内部型では陸に近い側、境界型では陸から離れた側がピークとなる。

このずれの影響を検討するため、図-9に最大波高の比較を示す。なお、2.(2)で述べたように、波源が海岸線から遠い場合には波源形状の影響が弱くなるため、北海道南東部沿岸に最も近い Test-12b および Test-12i モデルを用いた。

両者の比較では、内部型の方が若干大きな波高を示すが、実際的には同程度と判断できる。すなわち、津波被害に関して言うなら、走向やすべり方向を過大評価側に見積もっておけば、境界型と内部型による差は小さいと考えられる。

(3) 想定地震による津波の危険度の評価

各想定地震によって計算される津波から求めた TCD の分布を図-10に示す。ただし、図-7と同じ理由から、全て実線で引いてある。

境界型と内部型での分布は類似している。また、図-7と同様に、襟裳岬から花咲に至る領域でエネルギーの集中度が大きくなっている。

5. おわりに

1994年北海道東方沖地震津波を再現するための DCRC-3c モデルを決定した。また、典型的なプレート境界型地震として DCRC-5c モデルを考え、DCRC-3c との比較を行った。

北海道南東部沿岸での津波に対する危険度を評価するため、既往の巨大地震と 30 個の想定地震から津波数値計算を行った。この際、津波エネルギー集中度を表す指標 TCD を導入し、来襲する津波エネルギーの大小に左右されず危険な場所を発見する、津波危険度評価法を提案し

た。

謝辞：本論文の公表にあたっては小川記念基金の補助を受けた。ここに記して謝意を表す。

参考文献

笠原 稔 (1975): 1952年十勝沖地震の断層モデル、地震学会講演会予稿集, No. 2, p. 90.  
 勝俣 啓・一柳昌義・笠原 稔・岡山宗夫・高田真秀・石川春彦・本谷義信・高波鉄夫[北大地震予知観測地域センター](1995): 余震活動から推定した1994年北海道東方沖地震の破壊領域、地球惑星科学関連学会 1995年合同大会予稿集, p. 147.  
 宮島衛次・阿部勝正 (1982): 1961年8月釧路沖地震のメカニズム、北海道大学地球物理学研究報告, 41号, pp. 77-82.  
 Abe, K. (1973): Tsunami and mechanism of great earthquakes, Phys. Earth Planet. Inter., Vol. 7, pp. 143-153.  
 Aida, I. (1978): Reliability of a tsunami source model derived from fault parameters, J. Phys. Earth, Vol. 26, pp. 57-73.  
 Fukao, Y. and M. Furumoto (1979): Stress drops, wave spectra and recurrence intervals of great earthquakes-Implications of the Etorofu earthquake of 1958 November 6, Geophys. J. Roy. Astr. Soc., Vol. 57, pp. 23-40.  
 Kanamori, H. (1971): Focal mechanism of the Tokachi-Oki earthquake of May 16, 1968: Contortion of the lithosphere at a junction of two trenches, Tectonophysics, Vol. 15, pp. 1-13.  
 Sato, R. (1979): Theoretical basis on relationships between focal parameters and earthquake magnitude, J. Phys. Earth, Vol. 27, pp. 353-372.