

2006 年千島列島沖地震津波の伝播特性における天皇海山列の影響評価

The effect of Emperor seamounts on the propagation of the 2006 Kuril Island tsunami

越村俊一¹・宗本金吾²・大家隆行³・柳澤英明⁴・阿部郁男⁵・今村文彦⁶

Shunichi KOSHIMURA, Kingo MUNEMOTO, Takayuki OIE, Hideaki YANAGISAWA
Ikuo ABE and Fumihiko IMAMURA

Focusing on the scattering of tsunami energy by the seamounts, this study aims to discuss the effect of Emperor seamounts on the tsunami propagation of the 2006 Kuril Island tsunami, using a finite difference method. The model results suggest that the contribution of Emperor seamounts on the maximum tsunami energy along the Pacific coast of Japan is as much as 50 % or more. Also, the spectral analysis of the observed tsunami records in Japan indicates that the scattering waves from Kinmei seamount dominate the wave components of 8-20 minutes in its wave period, which is consistent with the theory of Longuet-Higgins(1967).

1. はじめに

2006 年 11 月 15 日 20:14 (JST) に千島列島沖で発生した地震津波の防災上最も重要な特徴は、日本への最大波の到達が地震発生後 6 時間以上と、大きく遅延したことである。気象庁 (2006) によると、津波第 1 波の観測を行った 28 箇所の検潮所のうち 22 箇所で、最大波は第 1 波到達から 5 時間以上経過してから出現していた。また、宮城県気仙沼市では地震発生から約 7 時間後の海面変動により漁船の転覆被害が報告された (宮城県, 2006)。遠地津波における最大波の遅延は、大陸棚上のエッジ波 (越村ら, 1996; 越村, 2002) や海嶺に沿って伝播するトラップモードの波の存在 (Koshimura et al., 1999) が、その主因として挙げられてきた。しかし、第 1 波到達から 5 時間以上もの遅延は、エッジ波や海嶺波の伝播経路では説明できない。そこで著者らは、この遅延の主因が北太平洋の海山列に励起された散乱波の到達によるものであるとして、数値解析を行った。

海山による津波散乱波の問題は、Mofjeld et al. (2001) がその重要性について指摘してはいたが、これまでほとんど注目されてこなかった。しかし、対象領域や精度の問題により、現在の気象庁の津波予警報システムでは予測が不可能であり、海面振動が長期化するにも関わらず予警報解除の意思決定に資する有効な資料がないため、遠地津波による予想外の被害発生要因となり得

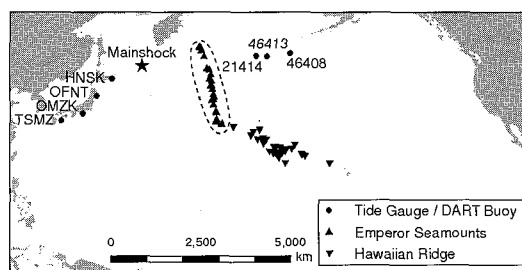


図-1 津波数値解析の対象領域と計算波形出力地点

る。本研究では、天皇海山列が津波の伝播特性に与える影響を定量的に評価することを目的とする。

具体的にはまず、2006 年千島列島沖地震津波の数値解析を実施し、北太平洋上の津波伝播特性と日本への伝播経路を明らかにする。

次に、天皇海山列の存在が日本の太平洋岸の津波増幅に与える影響を調べる。天皇海山列を含む現在の海底地形のデータと、天皇海山列を仮想的に除去して作成したデータによる 2 通りの計算を行うことにより、海山列の存在が日本近海での津波高に与える影響を評価する。数値解析結果に基づき、天皇海山列の有無による最大波のエネルギーフラックスの差を求め、日本近海の津波高に及ぼす散乱波のエネルギー寄与率を評価する。

最後に、Longuet-Higgins (1967) の理論に倣い、海山により励起される散乱波の特性を、入射波周期と海山の空間スケールとの関連で整理し、散乱波として卓越した津波の周期成分を明らかにする。

2. 2006 年千島列島沖地震津波の数値解析

図-1 に示すように、(5°S, 120°E) から (60°N, 250°E) までは計算領域として津波の数値解析を行う。

1 正会員 博(工) 東北大学准教授 大学院工学研究科
2 学生員 東北大学大学院工学研究科
3 学生員 東北大学大学院工学研究科
4 学生員 工修 東北大学大学院工学研究科
5 学生員 東北大学大学院工学研究科
6 正会員 工博 東北大学教授 大学院工学研究科

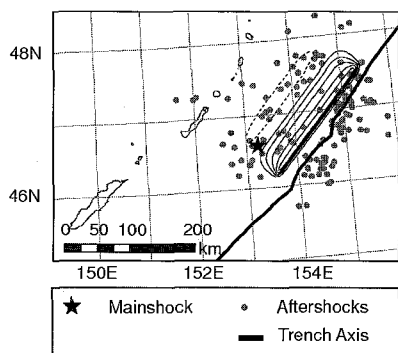


図-2 2006年千島列島沖地震津波の初期水位分布

表-1 2006年千島列島沖地震津波の発生モデル

断層長さ×幅	200 km×60 km
走向, 傾斜角, 滑り角	(220°, 25°, 96°)
滑り量	5.8 m
地震モーメント	2.09×10^{21} Nm
地盤の剛性率	3.0×10^{10} N/m ²

計算には、地球座標系の線形長波理論に基づく差分モデルを採用する（たとえば Nagano et al., 1991）。空間格子間隔は1分（約1800 m）、時間格子間隔は3秒、時間積分は14400 step（12時間）とした。海底地形データは、GEOBCO (British Oceanographic Data Centre, 1997) の1分グリッドデータを利用した。図中の・は計算波形の出力地点で、気象庁所管の4地点（HNSK：花咲，OFNT：大船渡，OMZK：御前崎，TSMZ：土佐清水）と、米国海洋大気局（NOAA）所管の海底津波計の設置位置3地点（NOAA, 2006）で観測波形との比較を行う。

津波発生モデルは、山中（2006）による遠地実体波解析の結果と余震分布、地震調査研究推進本部（2004）が公表している千島列島沖のテクトニクスを参考に、表-1に示すように断層パラメータを決定した。津波初期水位分布の推定は、Mansinha and Smylie（1971）の方法を用いて行った。上記パラメータに基づいて求めた海底地盤の鉛直変動量分布（津波発生時初期水位分布）を図-2に示す。図のコンター（実線：隆起，点線：沈下）は0.5 m 毎に表示し、最大隆起は2.91 m，最大沈下は0.62 mであった。

図-3に、津波観測点での計算波形と観測波形（津波成分）との比較を示す。それぞれのグラフで、上の波形は計算波形，下は観測波形を示している。左側がNOAAの海底津波計（DART），右側は日本の太平洋岸の検潮所においての比較である。観測波形は、鉛直方向にそれぞれ20 cm，1 m オフセットして表示してある。

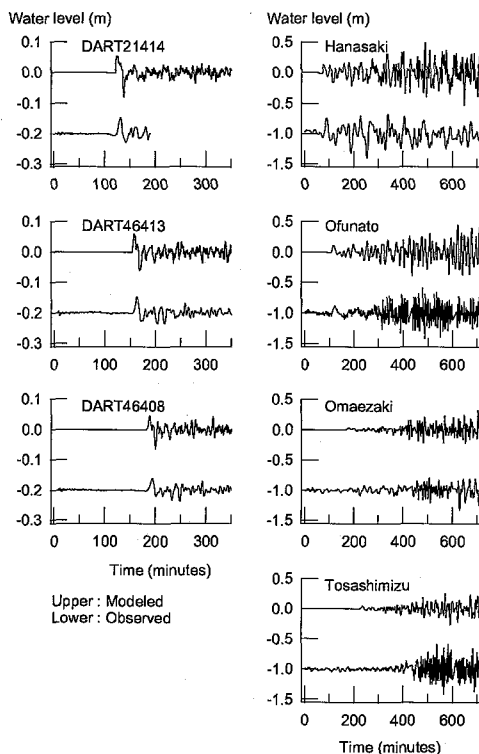


図-3 津波観測点における計算波形と観測波形との比較

計算の再現性は、津波初動から概ね良好であり、特に水深5000 mの沖合で観測された海底津波計での計算の再現性は、津波到達時刻、振幅ともに良好である。

図-4に、地震発生から3時間後の計算津波水位のスナップショットを示す。(a)は北太平洋全域で表示したもの。(b)は天皇海山列南方でそれを拡大したものである。ここで特徴的なのは、天皇海山列南方で発生している散乱波である。図-4(b)の白線は1000 m 毎の等深線である。ここには天皇海山列で最大規模の欽明海山（直径約175 km）が存在しており、散乱波が同心円状に放射されていることが分かる。

津波伝播途上の計算水位の可視化により、波源から日本への津波伝播経路は、(1)波源からの直接波、(2)太平洋沿岸の大陸棚上の多重反射波、(3)天皇海山列からの散乱波として3つの経路が挙げられる。図-4からも明らかに、この津波のエネルギーは主に波源から南東を向いており、日本に直接波として来襲する成分は小さく、遅れて到達する天皇海山列からの散乱波が最大波出現に寄与したと考えられる。なお、散乱波の発生が最も顕著であったのが欽明海山周辺海域であることは、計算結果より確認できた。

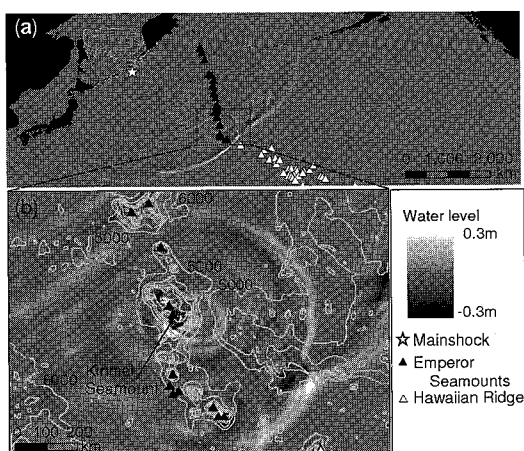


図-4 地震発生から3時間後の計算津波水位の分布

3. 天皇海山列からの散乱波の到達

天皇海山列からの散乱波の日本への到達時間について詳細に検討する。観測波形から散乱波の成分を厳密に抽出して到達時間を議論することは不可能であるから、ここでは波向線法に基づき、波源から海山列まで、海山列から日本の太平洋岸までの津波の走時を求めることにより、散乱波の到達時間を推定する。直行座標系の波向線方程式（例えば大垣ら，2006）を地球座標系に変換し、それを差分化して数値的に解くこととする。支配方程式を以下に示す。

$$\frac{\partial \alpha}{\partial s} = \frac{1}{c} \left(\frac{\sin \alpha}{R \cos \theta} \cdot \frac{\partial c}{\partial \lambda} - \frac{\cos \alpha}{R} \cdot \frac{\partial c}{\partial \theta} \right) \dots \dots \dots (1)$$

ここで、 R ：地球の半径、 λ 、 θ ：緯度、経度、 α ：波向線の屈折角、 c ：波向線位置での長波の波速、 s ：波向線に沿って測った伝播距離である。波向線法に基づく津波の走時を図-5に示す。上から、(a)波源からの第1波の走時、(b)天皇海山列北端からの散乱波の走時、(c)天皇海山列南端（欽明海山列）からの走時で、1時間毎の波向線到達位置をプロットした。この結果より、海山列からの散乱波は、早くて地震発生から4時間、遅くとも7時間で日本に到達していたことが分かる。

4. 天皇海山列の津波増幅への寄与率

ここでは、天皇海山列が日本への津波伝播特性に与える影響を評価する。そのために、天皇海山列周辺の海底地形（図-1の点線で囲んだ領域）を除去した仮想の海底地形データを作成し、上述と同様の計算を行った。図-6に大船渡と御前崎での計算波形の比較例を示す。それぞれのグラフで、上が実際の海底地形で計算した結果、下が仮想地形で計算した結果である。大船渡では地震発生後300分後から、御前崎では400分後から波形に

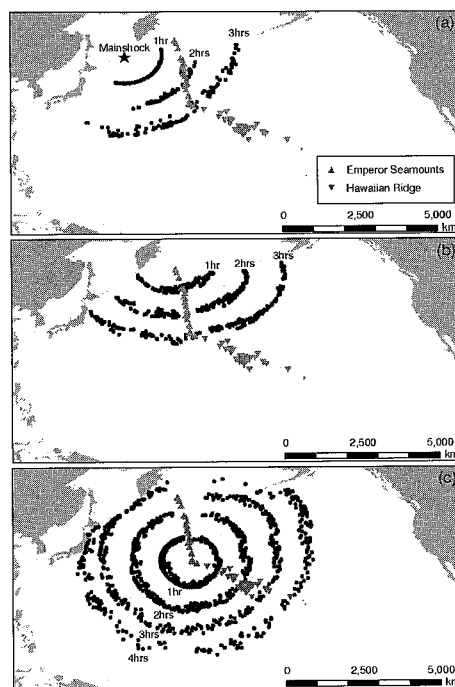


図-5 津波第1波および海山からの散乱波の走時

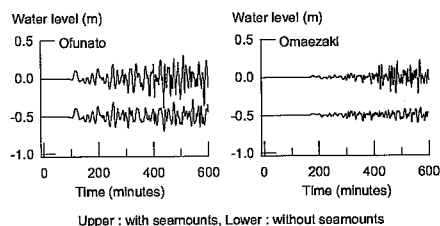


図-6 海山の有無による津波波形の違い

相違が見られる。天皇海山列を考慮した場合には、海山からの散乱波の影響が津波最大波の出現に大きく寄与していることが分かる。

天皇海山列の、日本周辺海域の津波エネルギーに対する寄与を評価するために、海山列からのエネルギー寄与率を(2)式で定義する。 E_R は実地形データで計算した最大波のエネルギーフラックス、 E_H は天皇海山列を除去した仮想地形で計算したものであり、いずれも式(3)に従い、計算格子毎に求める。ここでは、式中の $E_R - E_H$ が散乱波のエネルギー寄与分であると仮定する。

$$E_c = \frac{E_R - E_H}{E_R} \dots \dots \dots (2)$$

$$E = \frac{\rho g \eta^2}{2} \cdot \sqrt{gh} \dots \dots \dots (3)$$

ρ は海水の密度、 η は各計算格子上の最大波高（計算値）、 h は各格子での水深である。

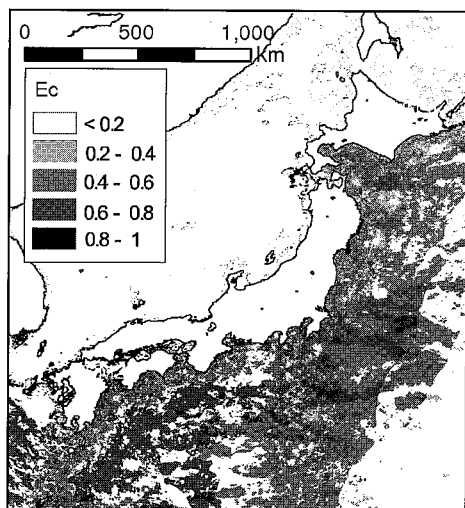


図-7 天皇海山列からの散乱波のエネルギー寄与率

散乱波のエネルギー寄与率 E_c の空間分布を図-7に示す。天皇海山列からの散乱波のエネルギーの寄与は太平洋岸で50%以上におよんでいることが分かる。日本近海の水深100m以浅の領域で E_c を集計した結果、最大波のエネルギーの57%が散乱波によるものであったことが判明した。

5. 欽明海山による散乱波の周波数特性

津波数値解析結果の可視化に基づく検討により、2006年千島列島沖地震津波において、欽明海山からの散乱波が最も顕著であることが分かった。ここでは、Longuet-Higgins (1967) の円筒形の海山モデルによる散乱波理論に基づき、欽明海山による散乱波の周期特性を検討する。

いま図-8に示す問題を考える。すなわち、図の左側無限遠（水深 h_1 ）より波数 k_1 の定常正弦波が入射する場合、円筒形海山により励起される散乱波の線形長波解（振幅 B_n ）は（4）式で与えられる。

$$B_n = i^n \cdot \frac{J_n(v)J'_n(sv) - sJ'_n(v)J_n(sv)}{sJ'_n(v)H_n(sv) - J_n(v)H'_n(sv)} \dots\dots\dots (4)$$

J_n , H_n は n 次の第1種ベッセル関数と第1種ハンケル関数、 $'$ は微分演算子である。 s は海山周辺海域と海山頂部の水深比 $s = \sqrt{h_2/h_1}$ 、 v は海山上の津波の波数 k_2 と海山の半径 a による無次元波数 $v = ak_2 = ak_1/s$ である。詳細な解の導出過程については、Longuet-Higgins (1967) または Mei (1992) を参照されたい。

図-9に、FFTにより求めた大船渡と御前崎における津波観測波のフーリエ成分と、図-4(b)に示す欽明海山列の空間スケールで近似した散乱波の理論解 $|B_n|$ (3次, 4次モード) の周期特性を示す。欽明海山の半径お

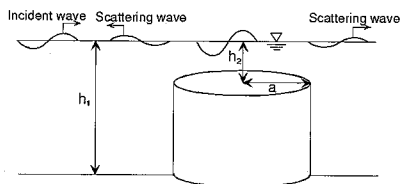


図-8 Longuet-Higgins (1967) の円筒形海山モデル

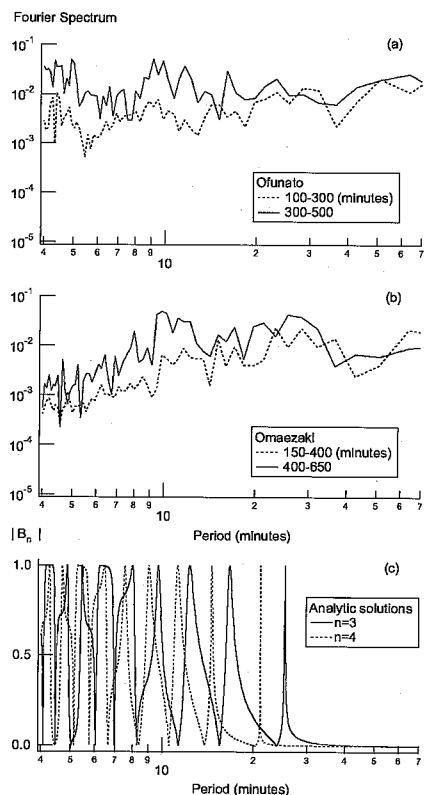


図-9 津波観測波形の周波数特性と散乱波の理論解

よび水深は、GEBCO グリッドより読み取り、 $a=87.5$ km, $h_1=5000$ m, $h_2=350$ m と仮定した。観測波形は、図-5と図-6に示した検討結果から、欽明海山からの散乱波の到達時刻前後（大船渡では地震後100-300分と300-500分、御前崎では150-400分と400-650分）に分けてFFT解析を行った。データのサンプリング間隔は60秒である。

図-9(a)(b)から、大船渡と御前崎の観測波形の周期特性は、散乱波の到達前後で大きく変容することが分かる。特に、散乱波の到達後では、周期8分から20分の短周期成分のピークが見られ、これらの成分の増幅が欽明海山からの散乱波によるものである可能性が高いといえる。一方、図-9(c)の散乱波理論解（3次, 4次モード）においても、観測波形と同様の帯域で鋭いピークが

見られ、顕著な散乱波を励起し得ることが分かる。すなわち、この帯域での波高増幅が欽明海山によるものである裏付けが得られたといえる。

欽明海山からの散乱波として到達した成分は、もともとは南米方向に向かう高いエネルギーをもった津波が偏向したものである。散乱波の波高が、日本に到達する第1波の波高に対して相対的に高くなったことが、散乱波の影響が大きく現れた主因であろう。したがって、遠地津波の予警報においては、第1波の走時やその津波高だけにに基づく判断は危険であり、太平洋上の海山による散乱波の影響も考慮して、特に予報解除の基準を検討すべきである。

6. おわりに

本研究では、2006年千島列島沖地震津波の伝播特性における天皇海山列の影響について検討した。主要な結論を以下に列挙する。

2006年千島列島沖地震津波の数値解析を実施した結果、日本の太平洋岸に到達した津波の初動、波高、最大波の波高についての再現性は概ね良好であった。後続波の周波数特性や最大波の出現時間についての再現性には限界があるが、1分程度の空間格子でも比較的良好な精度で予測が可能であることが示された。

また、数値解析結果の可視化により、天皇海山列からの散乱波の励起を確認し、最も規模の大きな欽明海山からの散乱波が顕著であることが分かった。

千島列島沖津波の我が国への伝播経路は、到達順に、(i)波源からの直接波、(ii)陸棚上の多重反射波(エッジ波)、(iii)天皇海山列からの散乱波の3つに分類できる。特に、波向線法を用いて天皇海山列からの散乱波の走時を詳細に求めた結果、天皇海山列から日本に向かう散乱波は、地震発生後早くも4時間後、遅くとも7時間後に到達していたことが分かった。

天皇海山列を除去した仮想地形による数値解析との比較により、同海山列が日本近海の津波高に及ぼす影響を、最大波のエネルギー寄与率として評価した。日本沿岸の水深100m以浅の海域で散乱波の寄与率を集計した結果、最大波のエネルギーの57%が散乱波によるものであった。

欽明海山を想定し、Longuet-Higgins (1967)の円筒形海山モデルに基づく散乱波の理論的検討を行った。また、散乱波の影響が最も大きかった大船渡と御前崎の観測波形のフーリエスペクトルを求めた結果、周期特性が散乱波到達前後で大きく変化していた。散乱波到達後に卓越した周波数成分は、欽明海山による散乱波の理論解(3次モード、4次モード)と一致しており、この成分が欽明海山からの散乱波であると裏付けられた。

遠地津波の予測においては、津波第1波の走時や初動の津波高だけに基づいた判断は注意が必要である。特に予警報の解除の問題においては、本研究で行った検討や過去の事例等を蓄積し、総合的に検討する必要があることが示された。

謝辞：本研究の実施にあたり、気象庁より津波観測データを提供頂いた。ここに記して謝意を表する。本研究の一部は、科学研究費補助金基盤研究(A)(代表者：今村文彦、課題番号：18201033)、同基盤研究(A)(代表者：加藤照之、課題番号：17201038)、同基盤研究(A)(代表：目黒公郎、課題番号：18254002)の補助を受けて実施されたことをここに付記する。

参考文献

- 大垣圭一・安間友輔・越村俊一・今村文彦(2006):リアルタイム観測情報を用いた津波予報の段階的修正法, 海岸工学論文集, 第53巻, pp. 216-220.
- 気象庁(2006):平成18年11月地震・火山月報(防災編), pp. 37-45.
- 越村俊一・今村文彦・高橋智幸・首藤伸夫(1996):境界波としての津波の挙動特性とその数値解析, 海岸工学論文集, 第43巻, pp. 276-280.
- 越村俊一(2002):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.
- 地震調査研究推進本部(2004), 千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第二版) http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04dec_chishima2/
- 宮城県(2006):千島列島沖を震源とする地震による津波について(記者発表資料), 2p.
- 山中佳子(2006), EIC地震学ノート, No. 183 http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2006/
- British Oceanographic Data Centre (1997):The Centenary Edition of the GEBCO Digital Atlas(CD-ROM)
- Koshimura, S., F. Imamura and N. Shuto(1999):Propagation of obliquely incident tsunamis on a slope Part II, Characteristics of on-ridge tsunamis, Coastal Engineering Journal, Vol. 41, No. 2, pp. 165-182.
- Longuet-Higgins, M. S.(1967):On the trapping of wave energy round islands, J. Fluid Mech., 29(4), pp. 781-821.
- Mansinha, L. and D. E. Smylie(1971):The Displacement Fields of Inclined Faults, Bull. Seism. Soc. Amer., 61(5), pp. 1433-1440.
- Mei, C. C.(1992):The Applied Dynamic of Ocean Surface Waves, Second printing, World Scientific, 740p.
- Mofjeld, H. O., C. M. Symons, P. Lonsdale, F. I. Gonzalez and V. V. Titov (2004):Tsunami Scattering and Earthquake Faults in the Deep Pacific Ocean, Oceanography, 17(1), pp. 38-46.
- Nagano, O., F. Imamura and N. Shuto(1991):A Numerical Model for Far-Field Tsunamis and Its Application to Predict Damages Done to Aquaculture, Natural Hazards, 4, pp. 235-255.
- NOAA (2006):Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis, National Oceanic and Atmospheric Administration <http://nctr.pmel.noaa.gov/Dart/>