

ANALISIS TRAVEL TIME DELAY UNTUK KASUS TSUNAMI LINTAS SAMUDERA

Bertin Bintoro Putri

Jurusan Fisika, FMIPA, Universitas Negeri Surabaya

Email: bertin.putri@mhs.unesa.ac.id

Abstrak

Waktu kedatangan gelombang tsunami dan *time delay* di lokasi tertentu merupakan isu penting terkait dengan studi mitigasi bencana. *Time delay* dihitung dari perbedaan waktu antara *observed travel time* dan *estimated travel time*. *Observed travel time* diperoleh dari instrumen DART buoys dan *tide gauges* sedangkan estimasi waktu tempuh perambatan gelombang tsunami diperoleh dari solusi asumsi kecepatan gelombang panjang. Dalam penelitian ini, *time delay* dihitung untuk 3 kasus tsunami lintas samudera, yaitu Tohoku 2011, Sumatra 2012, dan Iquique-Chili 2014. Untuk semua kasus yang dipelajari, temuan penting adalah *time delay* meningkat secara linier dengan pertambahan jarak episentral. Hal itu menunjukkan bahwa kecepatan tsunami berkurang selama propagasi setidaknya karena dua faktor, yaitu variasi topografi dan batimetri dasar laut dan serta stratifikasi laut. Reduksi kecepatan tsunami untuk 2 kasus tsunami di Samudera Pasifik berada pada kisaran 1,3-1,4% sedangkan kasus tsunami di Samudera Hindia reduksi kecepatan ditemukan sebesar 4% karena kompleksitas batimetri dan topografi.

Kata Kunci: *time delay*, estimasi waktu tempuh, reduksi kecepatan tsunami

Abstract

Tsunami arrival time and its corresponding time delay at a particular location or station has been an important issue in recent years. The delay in time is calculated from a difference in arrival times between observed and estimated travel times. While the observed travel times were obtained from records of DART buoys and gauge stations, the predicted travel times were derived from the basic solution for a long wave speed of propagating tsunami. In this study, we estimated time delay for trans-oceanic tsunamis, that is, 2011 Tohoku, 2012 Sumatra, and 2014 Iquique-Chili occurrences. We found for all cases that the delay increases linearly with increasing epicentral distance. It follows that tsunami speed is reduced during propagation due to at least two possible factors. These factors include varying ocean floor topography and ocean stratification. Speed reduction for 2 cases in the Pacific Ocean is lying in the range 1,3-1,4% whereas the case in the Indian Ocean takes a bit larger for the reduction in speed by 4%, owing to complex bathymetry and topography.

Keywords: time delay, observed travel time, estimated travel time, reduced speed

PENDAHULUAN

Isu seputar kerentanan berbagai wilayah di Indonesia terhadap bahaya laten bencana kebumihan mulai banyak dibicarakan terutama sejak tsunami Aceh 2004. Kerentanan tersebut dipicu oleh dua faktor alam, yaitu posisi geografis Indonesia yang terletak diantara dua samudera dan struktur batuan kepulauan Indonesia yang dibentuk melalui proses geologis-mekanis kompleks sepanjang pertemuan tiga lempeng tektonik besar dan beberapa mikro lempeng serta jalur patahan aktif.

Menurut data terkini Pusat Studi Gempa Bumi Nasional (PuSGeN, 2017), gempa tektonik dan tsunami adalah dua bencana kebumihan (baik hidrometeorologi maupun non-hidrometeorologi) yang paling mematikan dan banyak menimbulkan korban jiwa dan harta benda. Koulali *et al.* (2016) menemukan jejak deformasi kerak yang signifikan sepanjang wilayah timur busur Sunda dan Banda dengan sumber penyebab adalah *back-arc thrusting* dan patahan aktif. Penelitian paleoseismik di beberapa segmen patahan aktif di Sumatra, Jawa, dan Sulawesi (Daryono, 2016) dan studi relokasi hiposenter gempa di kepulauan nusantara (Nugraha *et al.*, 2015) bersama-sama memberikan dukungan terhadap temuan peningkatan magnitudo gempa di jalur patahan aktif di

wilayah timur busur Sunda dan Banda. Sebagai contoh adalah bencana gempa tektonik dengan magnitudo 7,4 akibat pergerakan lateral patahan aktif Palu-Koro yang memicu tsunami dan liquefaksi lokal di teluk Palu dan Donggala pada tanggal 29 September 2018 (Kompas, 15 November 2018).

Survei lapangan untuk cakupan wilayah terdampak tsunami Tohoku-oki 2011 (kerusakan infrastruktur, properti, dan korban jiwa) baik daerah sekitar pantai akibat terjangan *run-up* maupun wilayah yang jauh di daratan akibat *inundation* (Mori *et al.*, 2011; Goto *et al.*, 2013) memberi penegasan tentang arti penting peringatan dini tsunami. Dalam konteks Indonesia, ketiadaan sistem peringatan dini gelombang tsunami yang handal sejak pada kasus Aceh 2004 sampai saat gelombang tsunami menghantam pesisir teluk Palu dan sekitar Donggala (Kompas, 23 Oktober 2018) memberi inspirasi pada penulis untuk meneliti tsunami.

Dinamika tsunami bisa dipelajari secara rinci melalui pembagian tiga zona yang meliputi zona saat gelombang tsunami dibangkitkan di permukaan laut jauh dari daerah pantai oleh gangguan lokal (zona generasi), saat gelombang tsunami merambat di permukaan laut menuju ke daerah pantai (zona propagasi), dan saat gelombang tsunami tiba di daerah pantai (zona mitigasi).

Selain kecepatan fase, karakteristik gelombang tsunami di zona propagasi bisa dipelajari melalui besaran *tsunami travel time*, yaitu waktu yang diperlukan oleh tsunami untuk merambat dari sumber menuju ke lokasi tertentu, di mana kehadiran tsunami dideteksi oleh instrumen ukur *buoy* dan *tide gauge*. Pasca kejadian, seringkali simulasi tsunami dilakukan dengan cara memanfaatkan data dari beberapa stasiun pengamatan, di mana *predicted travel times* hasil simulasi dibandingkan dengan *observed travel times* dari hasil pengamatan (Wessel, 2009).

Dalam praktek, kedua besaran *travel time* (*predicted* dan *observed values*) tersebut di atas seringkali menunjukkan perbedaan cukup signifikan, terutama untuk lokasi pengamatan medan jauh (*far-field observations*). Waktu tempuh perjalanan gelombang tsunami sebenarnya di lapangan sering terekam oleh instrumen ukur di stasiun lokal lebih lama daripada waktu tempuh gelombang tsunami hasil simulasi (Inazu and Saito, 2013; Heidarzadeh *et al.*, 2014). Perbedaan waktu tempuh ini biasa dikenal sebagai *travel time delay* yang menjadi bagian vital untuk prediksi waktu kedatangan tsunami di daerah pesisir (Cholifah and Prastowo, 2017).

Dalam konteks mitigasi bencana, prediksi *tsunami arrival time* yang akurat sangat dibutuhkan sebagai bagian dari upaya pengurangan risiko bencana tsunami sampai sekecil mungkin. Oleh karena besaran *arrival time* dihitung dari *onset time* (saat tsunami dibangkitkan) dan *travel time*, di mana ada perbedaan waktu tempuh gelombang tsunami antara pengamatan dan simulasi, maka penentuan *travel time delay* adalah krusial. Sejalan dengan hal tersebut, maka penelitian skripsi ini membahas topik tentang penentuan *travel time delay* perambatan gelombang tsunami untuk beberapa kasus *trans-oceanic tsunamis*. Dengan demikian, perjalanan tsunami di laut dapat dilaporkan dengan lengkap mulai dari pengamatan medan dekat (*near field*) sampai medan jauh (*far field*).

Persamaan Hidrodinamika Tsunami

Dinamika fluida harus memenuhi hukum Newton yang berlaku dan berguna untuk menyelesaikan masalah-masalah hidrodinamika di dalam perut bumi, di permukaan bumi, dan di atmosfer dalam berbagai skala. Terapan hukum gerak Newton dalam disiplin ilmu hidrodinamika seringkali dikenal sebagai persamaan momentum atau persamaan Navier-Stokes (Kundu and Cohen, 2002) sebagai berikut,

$$\rho \frac{d\mathbf{u}}{dt} = -\nabla p + \rho \mathbf{f}_b + \mu \nabla^2 \mathbf{u} \quad (1)$$

di mana ρ adalah densitas fluida, \mathbf{u} adalah vektor kecepatan aliran fluida, μ adalah viskositas dinamik fluida, p adalah tekanan fluida, dan \mathbf{f}_b adalah ‘body

forces’ per satuan massa kolom fluida (jikalau ada), yaitu gaya-gaya yang bekerja pada titik pusat massa fluida.

Persamaan gerak Navier-Stokes (1) tersebut di atas masih bersifat umum. Untuk fluida non-viskos dengan $\mu = 0$, misalnya air laut, yang dipengaruhi oleh gravitasi lokal \mathbf{g} sebagai *body force*, maka persamaan (2.1) berubah menjadi,

$$\rho \frac{d\mathbf{u}}{dt} = -\nabla p + \rho \mathbf{g} \quad (2)$$

Dalam praktek perambatan gelombang tsunami, persamaan (2) tersebut di atas bisa disederhanakan lebih lanjut dengan mempertimbangkan faktor internal yang merepresentasikan karakteristik gelombang tsunami, misalnya panjang gelombang dan faktor eksternal yang merepresentasikan media di mana tsunami merambat, misalnya kedalaman lokal dari *ocean basin* (Kundu and Cohen, 2002).

Dalam hal gerak gelombang tsunami di laut lepas direpresentasikan melalui 2D *linear shallow-water waves*, persamaan (2) tersebut dapat diuraikan menjadi komponen horisontal yang searah dengan arah perambatan gelombang tsunami dan komponen vertikal yang menjamin kesetimbangan hidrostatis gerak kolom massa air laut (Kundu and Cohen, 2002). Asumsi lebih lanjut adalah *Boussinesq approximation*, di mana variasi densitas air laut relatif kecil terhadap nilai rata-rata densitasnya (Kundu and Cohen, 2002). Dengan mempertimbangkan semua pendekatan di atas, maka komponen horisontal persamaan (2) adalah sebagai berikut,

$$\frac{\partial}{\partial t} (H + \eta) u = -g(H + \eta) \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (3)$$

di mana H adalah kedalaman lokal laut (jarak dari *sea surface* menuju *sea floor*), η adalah elevasi muka laut (simpangan vertikal permukaan air laut diukur dari keadaan setimbang permukaan laut), dan u adalah komponen horisontal kecepatan (nilai rata-rata terhadap kedalaman). Selain tunduk pada persamaan gerak Navier-Stokes yang tereduksi seperti terlihat pada persamaan (2), gerak fluida baik fluida viskos maupun non-viskos memenuhi kekekalan massa dalam bentuk persamaan kontinuitas sebagai berikut,

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot \rho \mathbf{u} = 0 \quad (4)$$

Air laut sebagai fluida konduktif dapat diasumsikan bersifat inkompresibel yang berarti bahwa densitas air laut ρ berharga konstan sepanjang gerak tsunami dalam arah perambatan gelombang dari sumber di laut lepas menuju garis pantai. Dengan demikian, suku pertama pada ruas kiri persamaan (4) berharga 0 yang mengubah persamaan (4) menjadi

$$\nabla \cdot \mathbf{u} = 0 \quad (5)$$

Dengan mempertimbangkan variasi tinggi kolom massa air laut ($H + \eta$) dalam arah horisontal sepanjang sumbu x sebagai arah perambatan tsunami, maka persamaan (5) berubah menjadi

$$\frac{\partial}{\partial t}(H + \eta) + \frac{\partial}{\partial x}(H + \eta) u = 0 \quad (6)$$

Dinamika persamaan kontinuitas (8) di atas mengalami beberapa proses penurunan sehingga menjadi ,

$$\frac{\partial^2 H}{\partial t^2} + \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - gH \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} = 0 \quad (7)$$

dimana, $H + \eta \approx H$ (dengan H bernilai tetap)

Definisi H adalah jarak dari *sea surface* menuju *sea floor*, di mana *sea floor* diasumsikan datar, maka $\frac{\partial H}{\partial t} = 0$ sehingga $\frac{\partial^2 H}{\partial t^2} = 0$. Dengan demikian, persamaan (7) berubah menjadi

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - gH \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} = 0 \quad (8)$$

yang bisa dibandingkan secara langsung dengan persamaan gelombang berikut,

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - c^2 \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} = 0 \quad (9)$$

yang mendiskripsikan tsunami sebagai gelombang dengan kecepatan fase

$$c = \sqrt{gH} \quad (10)$$

Persamaan (14) di atas menunjukkan kebergantungan kecepatan fase tsunami terhadap faktor kedalaman lokal. Keberlakuan persamaan tersebut dibatasi oleh tsunami sebagai non-dispersive long wave, di mana kecepatan fase tsunami tidak bergantung pada frekuensi atau panjang gelombang. Kecepatan fase tsunami pada persamaan (10) tersebut merupakan estimasi kecepatan tsunami selama perambatan di laut lepas yang bermanfaat untuk menghitung *estimated travel time* dari episenter menuju ke stasiun pengamatan

Efek Deformasi Fisis Dasar Laut

Penurunan rumus kecepatan fase tsunami (10) dilakukan dengan asumsi dasar laut adalah datar. Dalam praktek, tenaga endogen dari dalam perut bumi yang dikeluarkan saat gempa tektonik bawah laut yang mengguncang kestabilan permukaan air laut bisa memicu deformasi fisis dasar laut. Sehingga, kecepatan fase tsunami pada persamaan (10) berubah menjadi

$$c_1 = \sqrt{gH} \sqrt{1 - \beta}$$

(11)

Faktor β inilah yang menjadi kandidat mengapa gelombang tsunami di alam datang terlambat dibandingkan dengan gelombang tsunami hasil simulasi berbasis asumsi tsunami sebagai *a linear long water wave* sehingga muncul terminologi *tsunami travel time delay* (Inazu and Saito, 2013; Cholifah and Prastowo, 2017; Prastowo *et al.*, 2018). Reduksi kecepatan fase tsunami pada persamaan (15) inilah yang disebut sebagai *ocean depth-corrected speed* (Watada *et al.*, 2014; Wang, 2015) yang berguna untuk menjelaskan selisih waktu kedatangan tsunami di satu lokasi tertentu antara pengamatan oleh stasiun lokal dan simulasi tsunami berbasis *linear long wave approximation*.

Efek Variasi Densitas Air Laut

Koreksi kecepatan fase gelombang tsunami yang diberikan oleh persamaan (11) hanya memperhitungkan efek variasi topografi dan batimetri laut sepanjang perambatan tsunami. Efek ini bisa dipandang sebagai faktor eksternal yang berasal dari media perambatan (Prastowo *et al.*, 2018). Dalam konteks *large trans-oceanic tsunamis* di mana jarak tempuh gelombang tsunami bisa mencapai belasan ribu kilometer dari sumber, maka variasi densitas air laut (*density stratification*) sebagai faktor internal yang berasal dari kompresibilitas air laut juga memberikan pengaruh reduksi kecepatan tsunami (Tsai *et al.*, 2013; Watada, 2013; Allgeyer and Cummins, 2014). Oleh karena itu, paragraf sesudah ini membahas akumulasi efek variasi densitas air laut terhadap kecepatan fase tsunami.

Mengikuti metodologi analitik yang dikembangkan oleh Tsai *et al.* (2013), maka asumsi yang diambil adalah densitas air laut merupakan fungsi kedalaman, di mana kenaikan densitas terhadap kedalaman merupakan akibat kompresibilitas air laut. Dalam metodologi ini, diperkenalkan simbol ρ_o sebagai densitas air laut yang berada di permukaan dan ρ_{ave} sebagai nilai densitas rata-rata air laut dari permukaan laut sampai dasar laut (*depth-integrated density*), di mana $\rho_{ave} > \rho_o$. Rincian penurunan rumus kecepatan fase gelombang tsunami dengan memperhitungkan efek variasi densitas air laut (Tsai *et al.*, 2013) lebih kompleks daripada penurunan rumus kecepatan fase tsunami dengan memperhitungkan efek variasi topografi dan batimetri (11). Oleh karena itu, dalam skripsi ini hanya diberikan hasil akhir penurunan sebagai solusi asimtotik dalam bentuk persamaan sebagai berikut,

$$c_2 \approx \sqrt{gH} \left(1 - \frac{\Delta\rho}{4\rho_{ave}} \right) \quad (12)$$

di mana $\Delta\rho \approx \rho_H - \rho_o$ adalah *sea water density contrast* yang menyatakan selisih antara densitas air laut yang ada

di dasar dan permukaan laut (Tsai *et al.*, 2013) Koreksi kecepatan fase gelombang tsunami pada persamaan (12) menurut Tsai *et al.* (2013) memberikan hasil yang tidak berbeda signifikan dengan metode reduksi kecepatan fase tsunami yang dikembangkan oleh Okal (1982) dan Wang (2015).

Efek Deformasi Fisis Dasar Laut dan Variasi Densitas Air Laut

Dengan memperhatikan kedua efek yang berasal dari faktor eksternal dan internal, yaitu efek deformasi fisis dasar laut saat terjadi gempa besar bawah laut dan efek variasi densitas air laut akibat kompresibilitas air laut, maka skripsi ini mengajukan hipotesa bahwa kedua efek tersebut sekaligus memberikan pengaruh terhadap kecepatan fase tsunami. Dalam hal ini, pengaruh yang terakumulasi dan terukur sebagai reduksi kecepatan fase gelombang tsunami (dibandingkan dengan nilai kecepatan fase tsunami $c = \sqrt{gH}$ berbasis linear long wave approximation) menurut rumusan kombinasi antara persamaan (15) dan (16) adalah sebagai berikut,

$$c_3 = \sqrt{gH} \sqrt{1 - \beta} \left(1 - \frac{\Delta\rho}{4\rho_{ave}} \right) \tag{13}$$

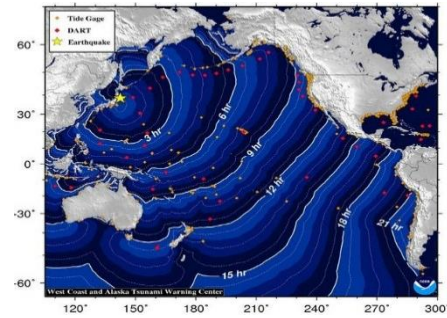
Kecepatan fase tsunami c_3 yang ditunjukkan oleh persamaan (17) di atas selalu bernilai lebih kecil daripada kecepatan fase tsunami c yang dihitung berdasarkan persamaan (14). Kecepatan fase tsunami c_3 adalah kecepatan yang diperoleh dari pengamatan dan bermanfaat untuk memahami mengapa *observed travel time* selalu lebih lama daripada *estimated travel time*. Selisih antara *observed and estimated travel times* inilah yang didefinisikan sebagai *travel time delay* Δt ,

$$\Delta t = t_{obs} - t_{est} \tag{14}$$

di mana secara teoritis t_{obs} dihitung dari *epicentral distance* dibagi dengan c_3 sedangkan t_{est} dihitung dari *epicentral distance* dibagi dengan c . Namun dalam penelitian ini, baik t_{obs} maupun t_{est} tersedia dari beberapa referensi yang relevan dengan kejadian tsunami yang sedang dipelajari.

HASIL DAN PEMBAHASAN
Kasus Tsunami Tohoku 2011

Tsunami Tohoku 11 Maret 2011 terjadi dengan magnitudo sebesar M_w 9,0 berpusat di garis 38,32° LU dan 142,37° BT dan OT jam 05:46 UTC. Gambar 1 memberikan informasi posisi episenter dan kontur *travel times* untuk kasus Tohoku 2011.



Gambar 1. Simulasi kasus tsunami Tohoku 2011 yang didapatkan dari laman NOAA.

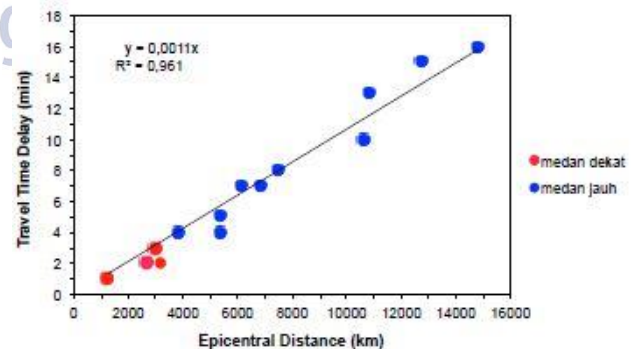
Tabel 2 berikut ini memberikan hasil perhitungan *travel time delay* dengan menggunakan persamaan (14) untuk 13 lokasi DARTs sebagai instrumen ukur untuk memonitor tsunami Tohoku 2011.

Tabel 1. Hasil perhitungan *travel time delays* untuk tsunami Tohoku 2011.

Kode DART	Lintang	Bujur	Medan observasi	Epicentral Distance (km)	Estimated Travel Time (jam)	Observed Travel Time (jam)	Travel Time Delay (menit)
21413	30,52°LU	152,12°BT	medan dekat	1246	1,32	1,33	1,0
21415	50,18°LU	171,85°BT	medan dekat	2670	3,15	3,18	2,0
52405	12,88°LU	132,33°BT	medan jauh	3001	4,02	4,07	3,0
52402	11,88°LU	154,12°BT	medan jauh	3165	3,70	3,73	2,0
52403	4,05°LU	145,59°BT	medan jauh	3828	4,73	4,80	4,0
46409	55,30°LU	211,49°BT	medan jauh	5344	6,73	6,80	4,0
52406	5,30°LS	165,00°BT	medan jauh	5388	6,70	6,78	5,0
51407	19,59°LU	203,42°BT	medan jauh	6183	7,63	7,75	7,0
51425	9,51°LS	183,76°BT	medan jauh	6839	8,10	8,22	7,0
46411	39,35°LU	232,98°BT	medan jauh	7486	9,20	9,33	8,0
43412	16,07°LU	253,00°BT	medan jauh	10619	13,37	13,53	10,0
51406	8,48°LU	234,97°BT	medan jauh	10828	13,37	13,58	13,0
32411	4,99°LU	269,16°BT	medan jauh	12741	16,58	16,83	15,0
32412	17,98°LS	273,61°BT	medan jauh	14816	18,90	19,17	16,0

Tabel 1 menunjukkan bahwa $t_{obs} > t_{est}$ berlaku untuk semua lokasi pengamatan pada kasus tsunami Tohoku 2011. Selain itu, peningkatan *time delay* terhadap peningkatan *epicentral distance* juga ditemui pada kasus ini yang sekaligus mengungkap kebergantungan *time delay* terhadap zona pengamatan.

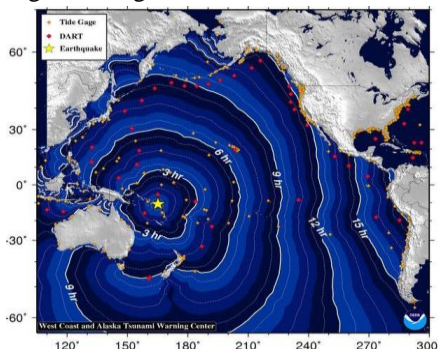
Berikut ini grafik hubungan antara *travel time delay* dan *epicentral distance* untuk kasus Tohoku 2011.



Linieritas antara *travel time delay* dan *epicentral distance* dilihat dari koefisien korelasi $R^2 \approx 0,96$ dan dilengkapi dengan persamaan regresi linier dengan reduksi kecepatan fase tsunami sebesar 1,4%.

Kasus Tsunami Sumatra 2012

Tsunami Sumatra terjadi pada tanggal 11 April 2012 dengan magnitudo terukur M_w 8,6, episenter pada $2,31^\circ\text{LU}$ dan $93,06^\circ\text{BT}$, dan OT jam 08:38 UTC. Informasi terkait dengan posisi episenter dan kontur *travel times* gelombang tsunami Sumatra 2012.



Gambar 2. Simulasi kasus tsunami Sumatra 2012 yang didapatkan dari laman NOAA.

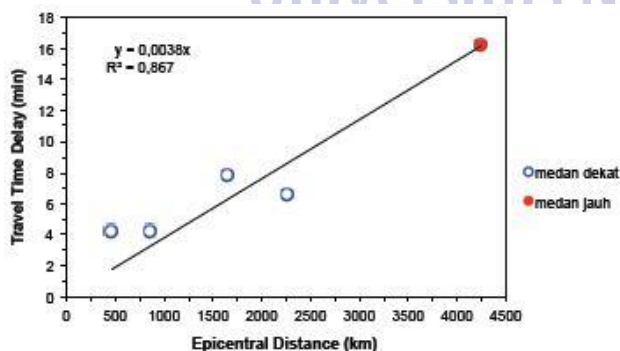
Tabel 2 berikut ini memberikan hasil perhitungan *travel time delay* dengan menggunakan persamaan (14) untuk 5 posisi *tide stations* yang tersebar dan merekam peristiwa tsunami Sumatra 2012.

Tabel 2. Hasil perhitungan *travel time delays* untuk tsunami Sumatra 2012.

Tide Station	Lintang	Bujur	Medan observasi	Episentral Distance (km)	Estimated Travel Time (jam)	Observed Travel Time (jam)	Travel Time Delay (menit)
Sabang	$5,83^\circ\text{LU}$	$95,35^\circ\text{BT}$	medan dekat	464	1,01	1,08	4,2
Ko Taplaho	$7,82^\circ\text{LU}$	$98,42^\circ\text{BT}$	medan dekat	851	2,83	2,90	4,2
Cocos Island	$12,12^\circ\text{LS}$	$96,88^\circ\text{BT}$	medan dekat	1661	1,95	2,08	7,8
Hanimadhoo	$6,77^\circ\text{LU}$	$73,17^\circ\text{BT}$	medan dekat	2260	3,42	3,53	6,6
Ponte La Rue	$4,68^\circ\text{LS}$	$55,53^\circ\text{BT}$	medan jauh	4248	6,83	7,10	16,2

Meskipun jumlah stasiun pemantau tsunami pada kasus Sumatra 2012 terbatas, namun pola yang sama seperti pada 2 kasus tsunami terdahulu juga ditemukan, yaitu gelombang tsunami teramati datang terlambat tiba di lokasi stasiun tertentu dibandingkan dengan tsunami hasil pemodelan.

Berikut ini grafik hubungan antara *travel time delay* dan *epicentral distance* untuk kasus Sumatra 2012.

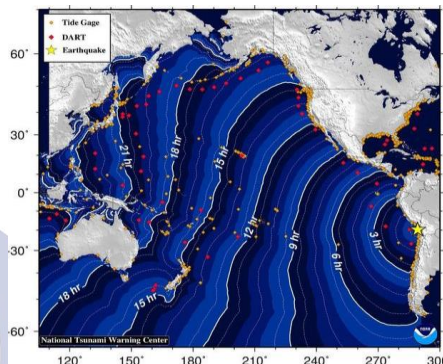


Sama seperti kasus Tohoku 2011, linieritas antara *travel time delay* dan *epicentral distance* ditunjukkan oleh

$R^2 \approx 0,87$ dan dilengkapi oleh persamaan regresi linier dengan reduksi kecepatan fase tsunami sebesar 4%.

Kasus Tsunami Iquique-Chili 2014

Kasus tsunami yang terjadi di kawasan pantai barat Chili seperti Iquique pada tanggal 1 April 2014. Tsunami Iquique-Chili dipicu oleh gempa berkekuatan M_w 8,2 dan berpusat di garis $19,64^\circ\text{LS}$ dan $70,82^\circ\text{BB}$ pada jam 23:46 UTC.



Gambar 3. Simulasi kasus tsunami Iquique-Chili 2014 yang didapatkan dari laman NOAA.

Tabel 3 berikut ini memberikan hasil perhitungan *travel time delay* dengan menggunakan persamaan (14) untuk 18 DARTs yang merekam dan memonitor gerak gelombang tsunami Iquique-Chili 2014.

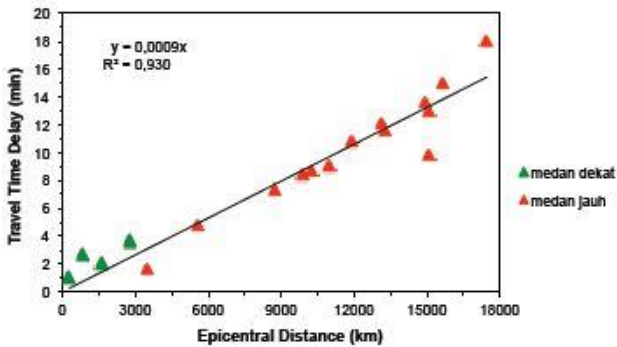
Tabel 3. Hasil perhitungan *travel time delays* untuk tsunami Iquique-Chili 2014.

Kode DART	Lintang	Bujur	Medan observasi	Episentral Distance (km)	Estimated Travel Time (jam)	Observed Travel Time (jam)	Travel Time Delay (menit)
32401	$20,47^\circ\text{LU}$	$73,42^\circ\text{BB}$	medan dekat	288	0,32	0,33	1,0
32402	$26,74^\circ\text{LS}$	$73,98^\circ\text{BB}$	medan dekat	853	1,12	1,17	2,7
32412	$17,97^\circ\text{LS}$	$273,61^\circ\text{BT}$	medan dekat	1642	2,13	2,17	2,0
32413	$7,40^\circ\text{LS}$	$266,50^\circ\text{BT}$	medan dekat	2797	3,77	3,83	3,6
32411	$4,99^\circ\text{LU}$	$269,16^\circ\text{BT}$	medan jauh	3505	5,31	5,33	1,6
43412	$16,07^\circ\text{LU}$	$253,00^\circ\text{BT}$	medan jauh	5595	8,17	8,25	4,8
46411	$39,35^\circ\text{LU}$	$232,98^\circ\text{BT}$	medan jauh	8770	12,88	13,00	7,3
51426	$22,99^\circ\text{LS}$	$191,87^\circ\text{BT}$	medan jauh	9869	13,61	13,75	8,4
51407	$19,59^\circ\text{LU}$	$203,41^\circ\text{BT}$	medan jauh	10301	13,85	14,00	8,7
46409	$55,30^\circ\text{LU}$	$211,49^\circ\text{BT}$	medan jauh	11036	16,27	16,42	9,0
46402	$51,07^\circ\text{LU}$	$195,98^\circ\text{BT}$	medan jauh	11904	16,74	16,92	10,8
21414	$48,97^\circ\text{LU}$	$178,22^\circ\text{BT}$	medan jauh	13147	17,80	18,00	12,0
52406	$5,29^\circ\text{LS}$	$165,00^\circ\text{BT}$	medan jauh	13304	18,47	18,67	11,7
21419	$44,46^\circ\text{LU}$	$155,74^\circ\text{BT}$	medan jauh	14916	19,44	19,67	13,6
52401	$19,26^\circ\text{LU}$	$155,77^\circ\text{BT}$	medan jauh	15134	19,95	20,17	13,0
52402	$11,88^\circ\text{LU}$	$154,12^\circ\text{BT}$	medan jauh	15143	20,17	20,33	9,8
21418	$38,71^\circ\text{LU}$	$148,69^\circ\text{BT}$	medan jauh	15660	20,08	20,33	15,0
52405	$12,88^\circ\text{LU}$	$132,33^\circ\text{BT}$	medan jauh	17443	23,37	23,67	18,0

Tabel 3 menunjukkan bahwa semua stasiun pengamatan baik yang berada pada zona medan dekat maupun zona medan jauh memberikan $t_{\text{obs}} > t_{\text{est}}$ untuk kasus Iquique-Chili 2014. Ketergantungan *time delay* terhadap *epicentral distance* juga ditemui pada kasus ini yang memperkuat temuan bahwa tsunami datang semakin terlambat untuk jarak tempuh yang semakin jauh dari episenter.

kasus *trans-Pacific tsunamis*, *time delay* terlama berkorelasi terhadap reduksi kecepatan fase antara 1,3-1,4%, relatif terhadap kecepatan fase referensi tsunami sebagai gelombang panjang. Untuk kasus Sumatra 2012, reduksi kecepatan fase tsunami adalah 4% karena Samudera Hindia memiliki batimetri dan topografi yang lebih kompleks.

Berikut ini grafik hubungan antara *travel time delay* dan *epicentral distance* untuk kasus Iquique 2014.



Seperti kedua kasus diatas menyatakan linieritas antara *travel time delay* dan *epicentral distance* ditunjukkan oleh $R^2 \approx 0,93$ dan dilengkapi oleh persamaan regresi linier dengan reduksi kecepatan fase tsunami sebesar 1,3%.

PENUTUP

Simpulan

Berdasarkan hasil penelitian dan pembahasan, maka 2 simpulan penting penelitian skripsi ini adalah sebagai berikut:

1. Sebagai fenomena gelombang, tsunami merambat sepanjang permukaan laut dengan kecepatan fase yang tereduksi sebagai akibat ‘gangguan geofisik’ yang diberikan oleh kombinasi efek deformasi fisis dasar laut (parameter eksternal) dan variasi densitas air laut (parameter internal). Reduksi kecepatan tersebut menyebabkan gelombang tsunami datang terlambat dibandingkan dengan waktu tiba yang diprediksi berdasarkan asumsi kecepatan gelombang panjang. Keterlambatan kedatangan gelombang tsunami di lokasi tertentu itulah yang dikenal sebagai *time delay* dan didefinisikan sebagai $\Delta t = t_{\text{obs}} - t_{\text{est}}$.
2. Untuk 3 kasus tsunami lintas samudera yang dibahas dalam skripsi ini, yaitu Tohoku 2011, Sumatra 2012, dan Iquique-Chili 2014, hasil-hasil analisis grafis adalah *time delay* bergantung secara linier terhadap *epicentral distance* dengan koefisien korelasi $R^2 \geq 0,9$. Linieritas *time delay* terhadap *epicentral distance* dalam semua kasus tidak direpresentasikan oleh persamaan regresi karena alasan teknis. Untuk 2

Saran

Estimasi *tsunami arrival time* adalah parameter penting studi mitigasi terkait dengan bahaya bencana tsunami di suatu wilayah dengan kerentanan yang tinggi. Estimasi tersebut bisa dilakukan melalui pengetahuan tentang *travel time delay*. Penelitian ini telah berhasil mengungkap kebergantungan *time delay* secara linier terhadap *epicentral distance*, namun belum bisa mendiskripsikan secara grafis kecepatan tsunami yang teramati sebagai fungsi jarak tempuh. Oleh karena itu, sangat baik bila sesudah ini dirancang penelitian lanjutan estimasi *observed travel time* dan kemudian *time delay* dengan cara membuat secara terpisah grafik c_1 sebagai fungsi β dan jarak tempuh, grafik c_2 sebagai fungsi $\Delta\rho$ dan jarak tempuh, dan c_3 sebagai fungsi β dan $\Delta\rho$ serta jarak tempuh.

DAFTAR PUSTAKA

- Allgeyer, S. and Cummins, P. 2014. Numerical tsunami simulation including elastic loading and seawater density stratification, *Geophysical Research Letters*, **41**, 2368-2375.
- Cholifah, L. and Prastowo, T. 2017. Travel time difference between estimated and observed values of the 2011 trans-oceanic Tohoku tsunami. *Proceedings. 7th Basic Science International Conference (BaSIC)*, Faculty of Science, The University of Brawijaya: Malang.
- Daryono, M. R. 2016. Paleoseismologi Tropis Indonesia (dengan studi kasus di Sesar Sumatra, Sesar Palukoro-Matano, dan Sesar Lembang). *Disertasi*. Tidak dipublikasikan. Prodi Sains Kebumihan, Institut Teknologi Bandung: Bandung.
- Goto, K., Fujima, K., Sugawara, D., Fujino, S., Imai, K., Tsudaka, R., Abe, T. and Haraguchi, T. 2013. Field measurements and numerical modeling for the run-up heights and inundation distances of the 2011 Tohoku-oki tsunami at Sendai plain, Japan. *Earth, Planets Space*, **64**, 1247-1257.
- Heidarzadeh, M., Satake K., Murotani S., Gusman, A. R. and Watada, S. 2014. Deep-water characteristics of the trans-Pacific tsunami from the 1 April 2014

- Mw 8.2 Iquique, Chili earthquake. *Pure and Applied Geophysics*, doi:10.1007/s00024-014-0983-8.
- Inazu, D. and Saito, T. 2013. Simulation of distant tsunami propagation with a radial loading deformation effect. *Earth, Planets Space*, **65**, 835-842.
- Irsyam, M., Hendriyawan, Asrurifak, M., Mikail, R., Sabaruddin, A., Faisal, L., Meilano, I., Widiyantoro, S., Natawidjaja, D.H., Triyoso, W., Hidayati, S., Rudiyanto, A., Imran, I. dan Sakti, L.M. 2016. *Pemutakhiran Sumber dan Peta Gempa Indonesia 2017*. Pusat Studi Gempa Bumi Nasional: Jakarta.
- Koulali, A., Susilo, S., McClusky, S. Meilano, I., Cummins, P., Tregoning, P., Lister, G., Efendi, J. and Syafi'i, M. A. 2016. Crustal strain partitioning and the associated earthquake hazard in the eastern Sunda-Banda Arc. *Geophysical Research Letters*, **43**, 1943-1949.
- Kundu, P. K. and Cohen, I. M. 2002. *Fluid Mechanics*. 2nd Edition. San Diego: Academic Press, US, 1-730. ISBN-13: 978-0121782511.
- Mori, N., Takahashi, T., Yasuda, T. and Yanagisawa, H. 2011. Survey of 2011 Tohoku earthquake tsunami inundation and run-up. *Geophysical Research Letters*, **38**, L00G14.
- Okal, E. A. 1982. Mode-wave equivalence and other asymptotic problems in tsunami theory. *Physic of the Earth and Planetary Interiors*, **30**(1), 1-11.
- Nugraha, A. D., Widiyantoro, S., Shiddiqi, H. A., Ramdhan, M., Wandono, Sutiyono, Handayani, T. and Nugroho, H. 2015. Preliminary results of teleseismic double-difference relocation of earthquakes around Indonesian archipelago region. *AIP Conference Proceedings*, **1658**(1), 030002, doi:101063/14915010.
- Prastowo, T., Cholifah, L. and Madlazim. 2018. Analysis of travel time delay for large tsunamis across the Pacific and Indian Oceans. *Science of Tsunami Hazards*, **34**(4), 195-212.
- Rabinovich, A. B., Candella, R. N. and Thomson, R. E. 2011. Energy decay of the 2004 Sumatra tsunami in the world ocean. *Pure and Applied Geophysics*, **168**, 1919-1950.
- Tsai, V. C., Ampuero J. P., H. Kanamori H. and Stevenson, D. J. 2013. Estimating the effect of earth elasticity and variable water density on tsunami speeds. *Geophysical Research Letters*, **40**, 492-496.
- Wang, D. 2015. An ocean depth-correction method for reducing model errors in tsunami travel time: application to the 2010 Chile and 2011 Tohoku tsunamis. *Science of Tsunami Hazards*, **34**(1), 1-22.
- Watada, S. 2013. Tsunami speed variations in density-stratified compressible global oceans. *Geophysical Research Letters*, **40**, 4001-4006.
- Watada, S., Kusumoto, S. and Satake, K. 2014. Traveltime delay and initial phase reversal of distant tsunamis coupled with the self-gravitating elastic earth. *Journal of Geophysical Research*, **119**, 4287-4310.
- Wessel, P. 2009. Analysis of observed and predicted tsunami travel times for the Pacific and Indian oceans. *Pure and Applied Geophysics*, **166**, 301-324.