PENGARUH GAYA GESEK DAN TEKANAN HIDROSTATIK PADA PROPAGASI TSUNAMI (STUDI KASUS: TSUNAMI JAWA TIMUR 3 JUNI 1994)

THE EFFECT OF FRICTION FORCE AND HYDROSTATIC PRESSUR ON TSUNAMI PROPAGATION (CASE STUDY: EAST JAVA TSUNAMI, JUNE 3,1994)

Wiko Setyonegoro[1]
[1]Pusat Riset Kebencanaan Geologi, Badan Riset dan Inovasi Nasional
Jl. Sangkuriang, Dago, Kecamatan Coblong, Kota Bandung, Jawa Barat 40135
Email: wiko.setyonegoro@brin.go.id

ABSTRAK

Pada tanggal 3 Juni 1994 pukul 01.18 WIB (2 Juni 1994 pukul 18.17 GMT) gempa sebesar 7,7 Skala Richter yang terjadi di Jawa Timur dengan titik pusat gempa berada di 10.477^{0}S dan 112.835^{0}E (USGS, 2012), menimbulkan tsunami dengan ketinggian run-up mencapai 14 meter, menyebabkan 223 orang tewas, 400 orang luka-luka dan 15 orang lainnya hilang terutama di daerah Pancer sekitar 50 Km Barat daya Banyuwangi lebih dari 70% bangunan rusak. Tujuan penelitian ini akan dilakukan hipotesis mengenai pengaruh gaya gesek dan tekanan hidrostatik terhadap propagasi gelombang tsunami. koefisien gesekan f dan Koefisien Manning's roughness dapat menyebabkan selisih run-up tsunami antara model dan run-up hasil survey lapangan. Penelitian ini dilakukan dengan menganalisis selisih antara run-up tsunami antara model dan data survey / pengamatan. Hasil yang diperoleh adalah model 1 dan model 2 tidak memperhitungkan pengaruh gaya gesek, tekanan hidrostatik terhadap propagasi gelombang tsunami dan manning's roughness (koefisien kekasaran) sehingga menyebabkan selisih run-up tsunami antara model dan run-up hasil survey lapangan teramat besar yaitu >12 m. Sedangkan model 3 memperhitungkan pengaruh gaya gesek, tekanan hidrostatik terhadap propagasi gelombang tsunami dan manning's roughness, sehingga selisih antara model 3 dan hasil survey lapangan hanya 0,33 m.

Kata kunci: tsunami, gaya gesek, hidrostatik

ABSTRACT

On 3 June 1994 at 01.18 WIB (2 June 1994 at 18.17 GMT) an earthquake of 7.7 Ritcher Scale occurred in East Java with the epicenter at 10.4770S and 112.8350E (USGS, 2012), causing a tsunami with a run height -up reached 14 meters, causing 223 people to die, 400 people injured and 15 other people missing, especially in the Pancer area, about 50 km southwest of Banyuwangi, more than 70% of the buildings were damaged. The purpose of this research is to conduct a hypothesis regarding the effect of friction force and hydrostatic pressure on the propagation of tsunami waves. the friction coefficient f and the Manning's roughness coefficient can cause the difference between the tsunami run-up between the model and the run-up from the field survey. This research was conducted by analyzing the difference between the tsunami run-up between the model and the survey / observation data. The results obtained are that model 1 and model 2 do not take into account the effect of friction, hydrostatic pressure on tsunami wave propagation and manning's roughness, causing the difference in tsunami run-up between the model and the run-up from the field survey results is very large,> 12 m. Meanwhile, model 3 takes into account the effect of

friction, hydrostatic pressure on tsunami wave propagation and manning's roughness, so that the difference between model 3 and the results of the field survey is only 0.33 m.

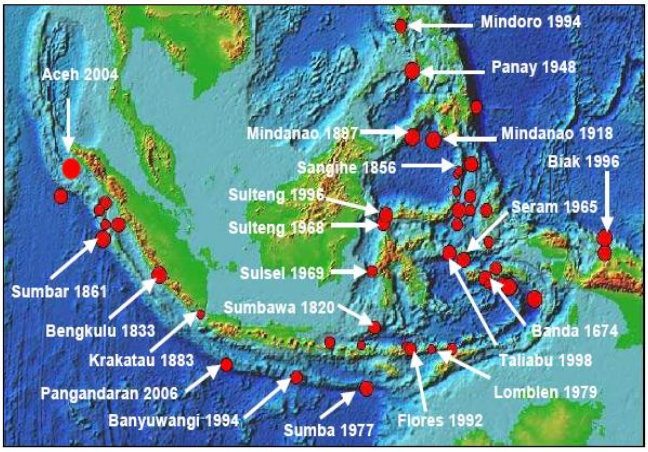
Keywords: tsunami, friction force and hydrostatic

1. Pendahuluan.

Letak geografis Indonesia yang membujur dari 94º-141º BT dan 6º LU-11º LS merupakan negara kepulauan dengan tingkat kegempaan tinggi dengan beberapa kejadian tsunami. Hal ini dijelaskan oleh kondisi tektonik wilayah Indonesia yang mendapat tekanan lempeng Eurasia dari arah utara dan tekanan lempeng Lautan Hindia-Australia dari arah Selatan, ditambah dengan pergerakan lempeng pasifik dari arah Timur [1].

Tekanan dahsyat karena pergerakan dari empat lempeng besar bumi ini menyebabkan interior lempeng bumi dari Kepulauan Indonesia terpecah-pecah menjadi bagian-bagian kecil *kerak* bumi yang bergerak antara satu terhadap lainnya yang dibatasi oleh patahan-patahan aktif. Kejadian gempabumi besar dan merusak umumnya terjadi pada wilayah di sepanjang pertemuan ke tiga lempeng besar tersebut dan juga pada jalur patahan-patahan aktif yang terbentuk di bagian interior lempeng kepulauan Indonesia. Sebagian sumber gempa bumi tersebut berada di bawah laut sehingga berpotensi tsunami [2].

Dalam kurun waktu 1992-2005, sebanyak 8 kali gempa yang menimbulkan tsunami telah terjadi diIndonesia yaitu di Flores NTT tahun 1992, Banyuwangi – Jawa timur tahun 1994, Palu –Sulawesi tengah tahun 1996, Pulau Biak – Irian jaya tahun 1996, Taliabu – Maluku Utaratahun 1998, Banggai – Sulawesi Tengah tahun 2000, NAD dan Sumatra Utara tahun 2004 dan Pulau Nias tahun 2005 [3].



Gambar 1. Gempa dan Tsunami di Indonesia [6].

Sedangkan sejarah tsunami di pulau Jawa yang diakibatkan oleh gempabumi antara lain terjadi pada tahun 416, 1815, 1851, 1859, 1862, 1994 dan 2006 [4]. Kejadian bencana gempabumi dan tsunami seringkali

menimbulkan korban jiwa dan materi. Gempabumi dengan M7.7 yang terjadi di Jawa Timur tanggal 3 Juni 1994 pukul 01.18 WIB (2 Juni 1994 pukul 18.17 GMT) dengan titik pusat gempa berada di 10.477^0S dan 112.835^0E (USGS, 2012), menimbulkan tsunami yang menyebabkan 223 orang tewas, 400 orang luka-luka dan 15 orang lainnya hilang terutama di daerah Pancer sekitar 50 Km Barat daya Banyuwangi lebih dari 70% bangunan rusak [5].

Jawa adalah pulau yang paling rentan dampak tsunami karena berbatasan dengan zona subduksi Lempeng Indo-Australia [6]. Berdasarkan informasi kondisi tektonik, sejarah kegempaan dan tsunami yang pernah melanda wilayah Jawa Timur dan sekitarnya (gambar 1), termasuk Tsunami Banyuwangi (1994) mengindikasikan Pulau Jawa bagian selatan memiliki potensi terjadinya tsunami dan selisih waktu antara gempabumi dengan tsunami kurang dari 20 menit, maka sangatlah diperlukan upaya-upaya mitigasi bencana gempabumi dan tsunami salah satunya dengan membuat skenario tsunami yaitu pemodelan tsunami dengan simulasi numerik untuk wilayah tersebut. Pemodelan simulasi ini menggunakan parameter patahan untuk mensimulasikan penjalaran gelombang tsunami dan hasil analisisnya meliputi prediksi ketinggian dan waktu penjalaran tsunami diharapkan dapat dijadikan acuan untuk mengurangi resiko atau dampak yang timbul apabila tsunami kembali terjadi di wilayah tersebut.

1.1. Perumusan Masalah.

Bencana tsunami yang terjadi di Jawa Timur, 3 Juni 1994 menimbulkan banyak korban jiwa dan materi, hal ini disebabkan oleh energi gelombang tsunami sangat besar, mampu meluluh lantakan infrastruktur, bangunan dan *lifeline* yang ada di pesisir pantai. Sehingga permasalahan yang dikaji dalam penelitian ini adalah bagaimana pemodelan tsunami di Jawa Timur (1994) dengan simulasi numerik metode beda hingga (*finite difference method*) meliputi pemodelan sumber tsunami *(source modeling)*, pemodelan penjalaran tsunami *(ocean modeling)* dan pemodelan ketinggian tsunami *(run-up modeling)* yang sangat dibutuhkan sebagai acuan untuk mengurangi dampak yang diakibatkan oleh bencana tsunami di Jawa Timur.

1.2. Batasan Masalah.

Pada penelitian ini wilayah kajian diambil yaitu wilayah Jawa bagian Timur terletak pada 7,12° – 8,48° LS dan 111,0° BT – 8,48°BT dengan batas wilayah sebelah Utara berbatasan dengan Pulau Kalimantan, sebelah Timur berbatasan dengan Pulau Bali, sebelah Selatan berbatasan dengan Samudera Indonesia dan sebelah Barat berbatasan dengan Provinsi Jawa Tengah. Skenario penjalaran tsunami dalam penelitian ini dilakukan dengan mempertimbangkan suku gesekan dasar. Sedangkan suku *coriolis* dan suku gesekan angin diabaikan karena pengaruh gesekannya sangat kecil. Perubahan paras muka laut akibat pasang surut tidak diperhitungkan karena perubahannya sedikit dibandingkan dengan tinggi tsunami yang terjadi dan diasumsikan konstanselama pemodelan tsunamiordenya 1 sampai dengan 2 jam.

1.3. Tujuan Penelitian.

a) Memodelkan sumber tsunami *(source modeling)* Jawa Timur, 3 Juni 1994 dengan titik episentrum 10,477^{0}LS dan 112,835^0 BT sekitar Samudera Hindia.
b) Memodelkan penjalaran gelombang tsunami *(ocean modeling)* Jawa Timur, 3 Juni 1994.
c) Memodelkan ketinggian tsunami *(run-up modeling)* Jawa Timur, 3 Juni 1994.
d) Mengetahui pengaruh kedalaman dasar laut terhadap tinggi *run up* tsunami.
e) Dapat mengetahui pemodelan tsunami dengan simulasi numerik metode beda hingga (*finite difference method*) dengan menganalisis pengaruh gaya gesek dan tekanan hidrostatik terhadap propagasi gelombang tsunami.

2. Metodologi.

Untuk menghasilkan deformasi di dasar laut, maka gempa harus mempunyai momen seismik yang besar dengan posisi hiposenter yang dangkal. Hubungan antara momen seismik dandeformasi dirumuskan sebagai berikut [14]:

$$Mo = \mu * A * D \quad (1)$$

Dimana *Mo* adalah momen seismic gempa (Nm); *μ* adalah rigiditas (tingkat kekakuan benda, semakin keras bendanya maka energi yang diperlukan untuk menggerakannya semakin besar, artinya momen seismiknya semakin besar) (N/m^2); *A* adalah luas bidang sesar (m^2); *D* adalah deformasi / dislokasi (m). Dan hubungan antara magnitudo gempa dengan *moment seismic* menurut persamaan [7].

$$M_w = \frac{2}{3}\log M_0 - 10{,}73 \quad (2)$$

Parameter gempa bumi ditentukan berdasarkan teori *scaling law* untuk sesar yang memiliki pergerakan vertikal (*dip-slip fault*) di zona penunjaman [8]. *Scaling law* digunakan dalam perhitungan parameter sesar yang dikontrol oleh momen magnitudo (Mw). Parameter sesar ini dijadikan sebagai input dalam pemodelan tsunami (gambar 2).

Perhitungan parameter sesar di zona penunjaman menggunakan rumus:

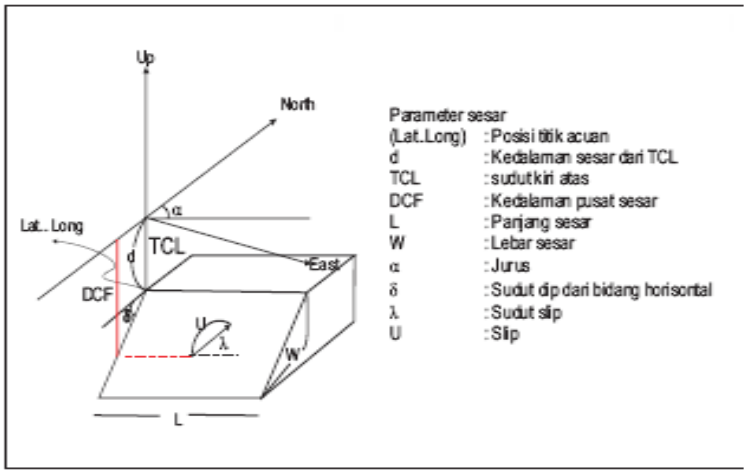
$$\log L = 0{,}5M - 2{,}19 \quad (3)$$
$$W = 0{,}31M - 0{,}63 \quad (4)$$
$$\log U = 0{,}5M - 1{,}4 \quad (5)$$

Sedangkan perhitungan parameter sesar di daerah kerak kontinental menggunakan rumus:

$$\log L = 0{,}50M - 1{,}86 \quad (6)$$
$$W = 0{,}28M - 0{,}7 \quad (7)$$

Untuk menghitung waktu tiba, amplitudo, dan tinggi gelombang tsunami, serta pengaruh gelombang tsunami terhadap suatu wilayah maka dibuat model tsunami berdasarkan parameter yang telah ditentukan. Deformasi dasar laut diestimasi melalui parameter-parameter sesar.

Parameter-paramter sesar seperti panjang dan lebar sesar, energi atau magnitude, kedalaman pusat gempa, *slip* dan mekanisme fokus (*strike*, *dip*, dan sudut *slip*) adalah parameter-parameter yang utama dari sumber gempabumi (gambar 2).

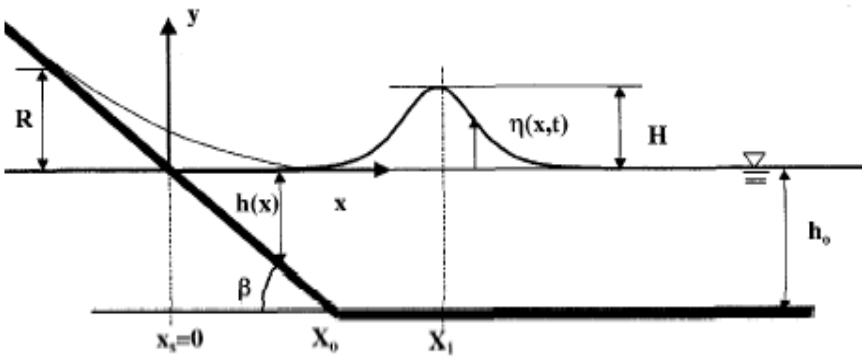


Gambar 2. Parameter Sesar yang dipergunakan dalam pemodelan numerik sebagai sumber tsunami.

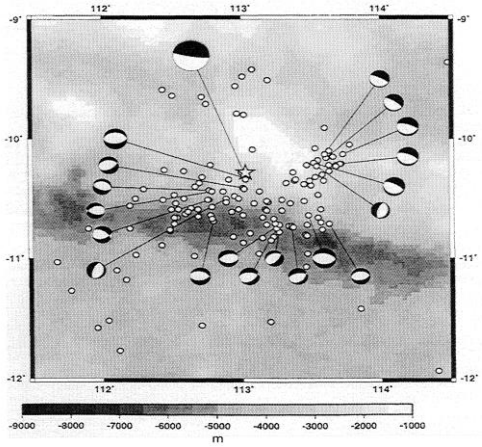
Pada saat rambatan berada di zona dua aliran yang terjadi diakibatkan oleh *run up* gelombang datang. Tinggi *run up* maksimum akan bergantung kepada besarnya gelombang datang, kedalaman air normal dan kemiringan pantai. Solusi analitis untuk aproksimasi *nonlinear* besarnya tinggi *run-up* untuk *solitary wave* (*non breaking*) dinyatakan oleh studi sebelumnya [7].

$$\frac{Rs}{ho} = 2{,}831\sqrt{\cot\beta}\left(\frac{H}{ho}\right)^{5/4} \quad (8)$$

Dengan Rs adalah maksimum *run-up*; h_0 adalah kedalaman air normal; H adalah tinggi gelombang dan β adalah sudut kemiringan *shore line* (gambar 3).



Gambar 3. Skema model perhitungan run-up [10].



Gambar 4. Peta distribusi gempa Jawa timur 1994 [10].

Gempabumi tersebut pada dasarnya adalah adanya zona subduksi akibat daripergerakan Lempeng Indo-Australia yang relatif bergerak ke utara bertumbukan dengan lempeng Eurasia yang relatif diam. Salah satu yang menjadi ciri khas zona subduksi pulau Jawa adalah terbentuknya palung laut (gambar 4).

Daerah-daerah yang diterjang gelombang tsunami Jawa Timur (1994) dari hasil survey lapangan adalah Bali, Banyuwangi, Jember, Lumajang, Malang, dan Tulungagung. Tinggi run-up tsunami maksimum 13,9 meter di daerah Rajakwesi, Banyuwangi [11].

Di daerah Jawa Timur penunjaman Lempengan Samudera Hindia-Australia relatif tegak lurus terhadap Lempengan Eurasia dengan kecepatan lebih rendah daripada dibagian Sumatera yaitu hanya sekitar 60 mm/tahun dan 49 mm/tahun [2], mengakibatkan di Jawa lebih berkembang pola sesar-sesar normal dan naik sejajar busur pulau. Maksimum magnitudo gempa dalam sistem penunjaman di daerah ini mencapai 8,0 dengan perioda ulang sekitar 181 tahun.

2.1. Bagan Alur Penelitian.

Proses pembuatan simulasi dimulai dengan pengumpulan data parameter mekanisme fokus gempa bumi dan batimetri, menentukan desain model atau skenario yang akan dilakukan (*source modeling*), membuat grid dari nilai batimetri wilayah simulasi dan desain simulasi penjalaran tsunami (*ocean modeling*), setelah itu memodelkan tinggi gelombang tsunami (*run-up modeling*). Untuk mengetahui kevalidan model, hasil simulasi akan diverifikasi dengan data pengukuran lapangan. Berikut diagram alir pengerjaan simulasi penjalaran tsunami (gambar 5).

Pemodelan numerik dapat dilakukan dengan pendekatan beda hingga (*finite difference*) ataupun volume hingga (*finite Volume*). Perbedaan paling mendasar dari kedua metode tersebut adalah bentuk grid. Pada metode beda hingga, bentuk grid terbatas kotak. Sedangkan pada metode volume hingga, bentuk grid lebih fleksibel (*quadrangular*). Pada dasarnya notasi numerik beda hingga sering ditulis fi,j dimana f adalah variabel suatu fungsi dan subskrip i,j menunjukkan nomor sel dimana

variabel tersebut berada. Subskrip i menunjukkan nomor sel pada arah-x dan subskrip j menunjukkan nomor sel pada arah sumbu-y. Jarak antara dua titik dalam arah-x adalah Δx dan jarak antara dua titik dalam arah-y adalah Δy. Untuk fungsi yangberubah terhadap waktu serta berubah terhadap jarak, notasi skema numeriknya ditulis seperti fi,j^n dimana n adalah langkah waktu ke-n (gambar 6).

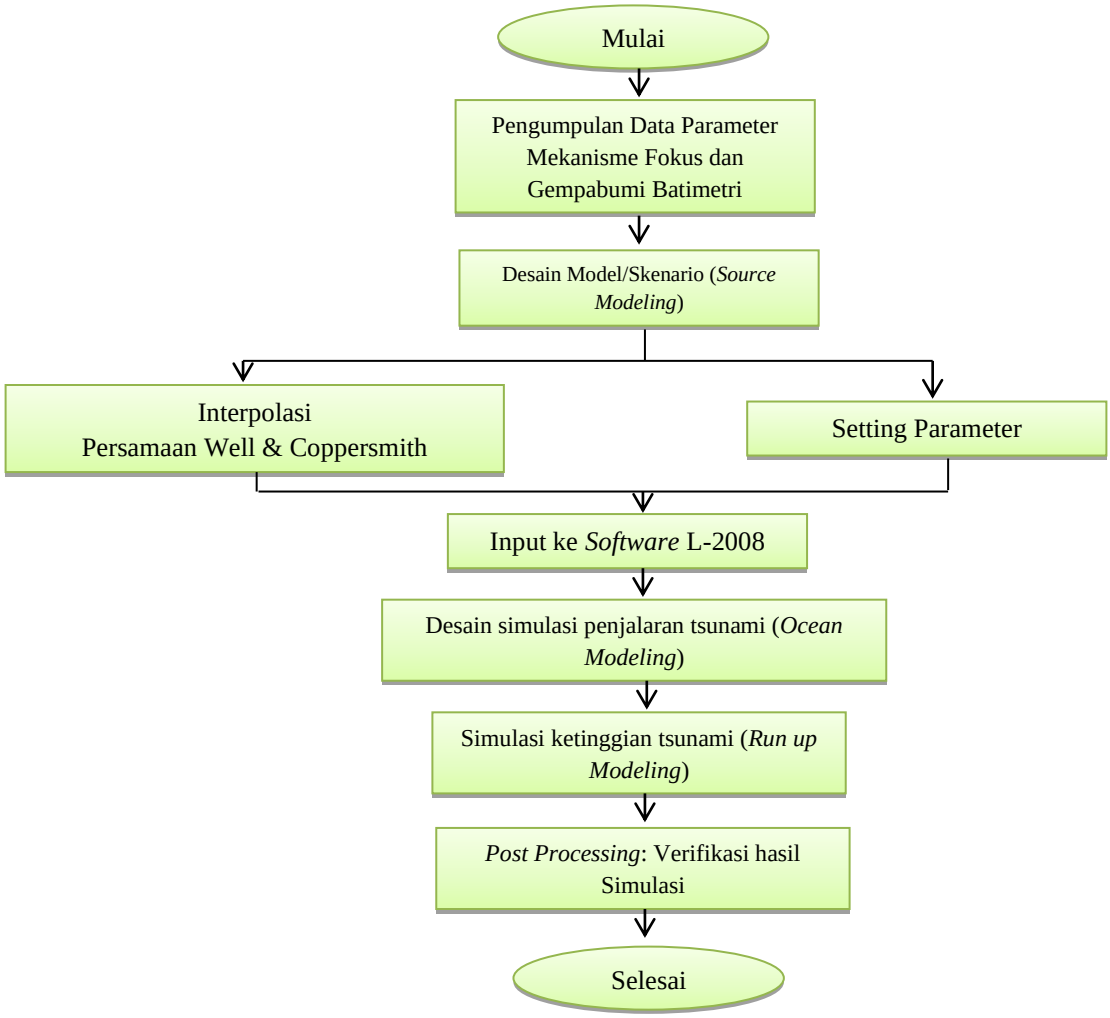
Penyelesaian yang diperoleh dari skema ini memiliki ketelitian orde 1.

2.1.1. Backward Difference Scheme.

Pada skema ini, nilai turunan pada suatu titik didekati dengan menggunakan nilai di titik tersebut dan nilai di titik sebelumnya [12], seperti pada persamaan (9).

$$\frac{\partial f(x)}{\partial x} = \frac{f(x) - f(x - \Delta x)}{\Delta x} \quad (9)$$

$$\frac{\partial \eta(x,t)}{\partial t} = \frac{\partial \eta(x,t) - \partial \eta(x,t - \Delta t)}{\Delta t} + 0(\Delta t)$$



Gambar 5. Diagram alur penelitian pemodelan numerik tsunami.

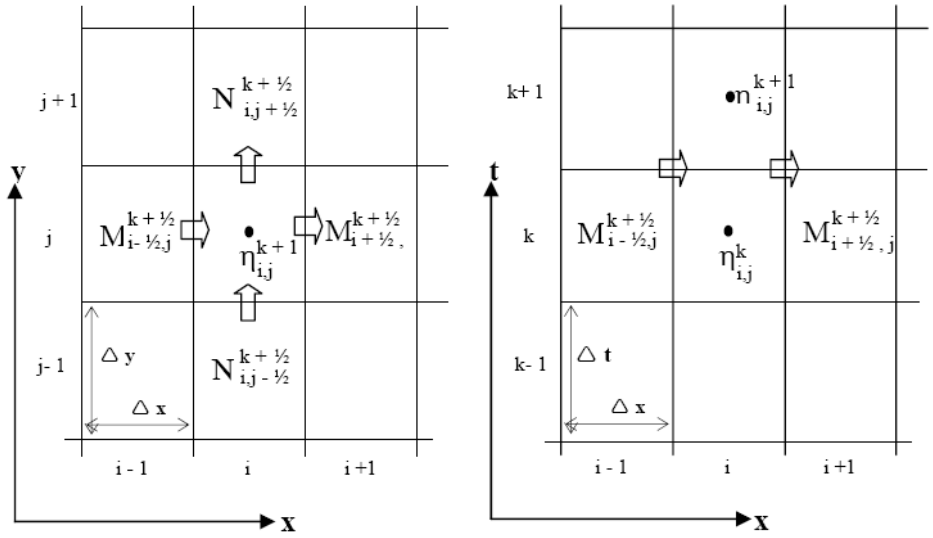
3. Central Difference Scheme.

Pada skema ini, nilai turunan pada suatu titik didekati dengan menggunakan nilai di titik tersebut dan nilai di titik sebelumnya, ditampilkan seperti pada persamaan (10).

$$\frac{\partial f(x)}{\partial x} = \frac{f(x+\Delta x) - f(x-\Delta x)}{\Delta x}$$

$$\frac{\partial \eta(t)}{\partial t} = \frac{\partial \eta\left(t + {}^{1}/_{2}\Delta t\right) - \partial \eta\left(t - {}^{1}/_{2}\Delta t\right)}{\Delta t} + 0(\Delta t) \qquad (10)$$

Penyelesaian yang diperoleh dari skema ini memiliki ketelitian orde 2. penyelesaian yang diperoleh dari skema ini memiliki ketelitian orde 1 .



Gambar 6. Skema numerik beda hingga [17].

2.1.2. Persamaan Penjalaran Gelombang Tsunami.

Persamaan dasar untuk pemodelan tsunami laut dangkal, adalah:

$$\frac{\partial\,(\eta + h)}{\partial t} + 7\,(h\,v) = 0 \qquad (11)$$

Dimana h = kedalaman laut (m); v = kecepatan rambat (m/det); t = waktu rambat (detik).

Salah satu faktor penyebab utama tsunami adalah adanya gerakan dasar laut akibat gempabumi yang dapat menimbulkan perairan dangkal atau gelombang panjang (*long wave*). Teori gelombang dangkal menyebutkan bahwa syarat terjadinya gelombang dangkal adalah jika nilai perbandingan antara kedalaman air yang dilalui oleh gelombang tersebut dan panjang gelombangnya lebih kecil dari 1/20. Teori ini menjelaskan bahwa

percepatan vertikal air dapat diabaikan, karena besarnya lebih kecil daripada percepatan gravitasi. Sehingga berdasarkan pendekatan ini gerak vertikal dan partikel air tidak berpengaruh pada distribusi tekanan. Persamaan momentum dalam koordinat z dengan kondisi dinamik pada permukaan p=0 memberikan tekanan hidrostatik (persamaan 12):

$$P = -\rho.g.(z-\eta) \quad (12)$$

Berdasarkan kondisi batas dinamik dan kinematika dasar maka diperoleh persamaan integrasi Teori Gelombang Dangkal [13]:

$$\frac{\partial M}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{M^2}{D}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{MN}{D}\right)+gD\frac{\partial \eta}{\partial x}+\frac{\tau_x}{\rho}=A\left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 M}{\partial y^2}\right)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{MN}{D}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{N^2}{D}\right)+gD\frac{\partial \eta}{\partial y}+\frac{\tau_y}{\rho}=A\left(\frac{\partial^2 N}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 N}{\partial y^2}\right) \quad (13)$$

dimana *D* adalah kedalaman total perairan yang diberikan oleh *h+η*, *τx* dan *τy* adalah gesekan dasar pada arah *x*- dan *y*-, *A* adalah viskosotas eddy horizontal di mana diasumsikan konstan terhadap ruang, *shear stress* pada gelombang permukaan diabaikan. Gesekan dasar secara umum dinyatakan sebagai berikut, yang merupakan analogi dari aliran seragam (persamaan 14).

$$\frac{\tau_x}{\rho}=\frac{1}{2g}\frac{f}{D^2}M\sqrt{M^2+N^2}\frac{\tau_y}{\rho}=\frac{1}{2g}\frac{f}{D^2}N\sqrt{M^2+N^2} \quad (14)$$

dimana *f* adalah koefisien gesekan. Nilai *f* pada saat ini dapat dipilih dari koefisien kekasaran Manning, *n* yang sudah dikenal dengan baik dalam teknik sipil. Nilai *n* dapat dilihat pada Tabel1, hubungan antara koefisien gesekan *f* dan Koefisien Manning's roughness *n* adalah sebagai berikut (persamaan 15):

$$n=\sqrt{\frac{fD^{1/3}}{2g}} \quad (15)$$

Sebagai implikasinya adalah *f* menjadi lebih besar ketika kedalaman total *D* kecil (dangkal) ketika *n* hampir konstan. Sehingga, suku gesekan dasar dapat dinyatakan sebagai berikut (persamaan 16):

$$\frac{\tau_x}{\rho}=\frac{fn^2}{D^{7/3}}M\sqrt{M^2+N^2}\frac{\tau_y}{\rho}=\frac{fn^2}{D^{7/3}}N\sqrt{M^2+N^2} \quad (16)$$

Untuk model pada saat ini, persamaan gesekan dasar yang digunakan adalah pada persamaan di atas, dengan nilai *n* dipilih berdasarkan kondisi dasar perairan seperti terlihat pada Tabel 3.2

Tabel 1. Nilai koefisien gesekan dasar.

Material dasar	n
Neat cement, smooth metal	0,010
Rubble masonry	0,017
Smooth earth	0,018
Natural channels in good condition	0,025
Natural channels with stones and weeds	0,035
Very poor natural channels	0,060

2.1.3. Persamaan Kontinuitas.

Selain persamaan gerak yang mempengaruhi model tsunami ini, persamaan kontinuitas sebagai persamaan konversi massa tiga dimensi juga mempengaruhi untuk *fluida incompressible* (persamaan 17).

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0 \qquad (17)$$

Persamaan di atas berlaku untuk dimana saja di dalam fluida. Untuk menyederhanakan persamaan di atas maka diperlukan syarat batas. Sehingga hasil akhirnya adalah sebagai berikut (persamaan 18):

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \qquad (18)$$

Dimana $M = \int u dz = \bar{u}\,(h+\eta)$, *discharge fluks* dalam arah x; $N = \int v dz = \bar{v}\,(h+\eta)$, discharge fluks dalam arah y; g adalah percepatan gravitasi; h adalah kedalaman perairan; η adalah elevasi muka air laut.

Program ini hanya digunakan untuk gelombang tsunami. Pengaruh gelombang yang diakibatkan angin dan pasang surut tidak diperhitungkan. Paras muka laut diberikan oleh pasang surut saat tersebut dan diasumsikan konstan selama pemodelan tsunami. Hal ini dikarenakan simulasi tsunami hanya memiliki durasi sekitar satu hingga tiga jam. Syarat batas tertutup dalam model ini menggunakan asumsi garis sebagai dinding. Sehingga tidak ada aliran yang melewatinya, dan gelombang terefleksi secara sempurna. Dengan kondisi stabil jika h jauh lebih besar dari η.

$$c\,\frac{\Delta t}{\Delta x} \leq 1 \qquad (18)$$

Dimana c adalah kecepatan penjalaran gelombang, Δt adalah spatial waktu, Δx adalah *spatial grid* dalam arah x.

3. Data *Source Modeling.*

Beberapa Institusi mengeluarkan solusi mekanisme sumber gempa setelah gempa terjadi. Rincian parameter-parameter gempa Jawa Timur 1994 dapat dilihat pada tabel 2.

Tabel 2. *Focal* Mekanisme Sumber Gempa

Parameter		USGS	Harvard CMT	Tokyo Univ.	Yokohama Univ.
Depth (Km)		6	15	13,5	27
Strike (Degree)		276	284	266	266
Dip (Degree)		89	12	4,3	9
Slip (Degree)		79	99	743	78
Mw (Richter)		7,7	7,5	7,6	7,6
Mo (Nm)		$4,4x10^{20}$	$3.5x10^{20}$	$3.65x10^{20}$	$3.6x10^{20}$
Center Fault Coordinate	*Lattitude*	-10,477	10,69	10,69	10,69
	Longitude	112,835	113,13	113,13	113,13

Profil awal sumber tsunami dapat diperoleh dengan menggangapnya sebagai deformasi dasar laut dengan parameter patahan yang ditentukan berdasarkan data solusi mekanisme sumber gempa. Dalam penelitian ini solusi mekanisme sumber gempa yang digunakan adalah dari USGS yang mempunyai kedalaman sumber gempa lebih dangkal.

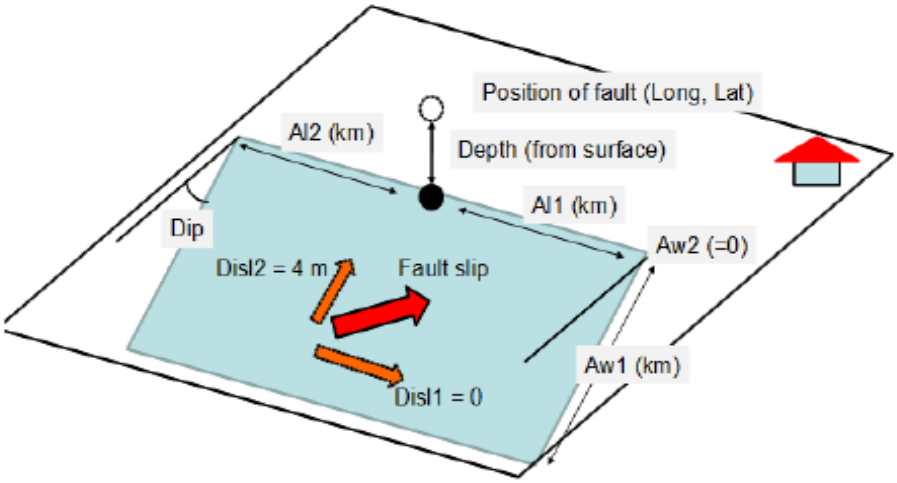
Panjang dan lebar dari deformasi tersebut dapat ditentukan dari daerah distribusi gempa utama (*mainshock*), gempa-gempa kecil sebelum gempa utama *(foreshock)* dan gempa-gempa susulun *(aftershock)*. Magnitude dari f*oreshock* dan *aftershock* selalu lebih kecil dari pada *mainshock* Secara empiris panjang, lebar dan slip *fault* dapat ditentukan dengan melakukan interpolasi berdasarkan tabel persamaan Well dan Coppersmith [14].

Tabel 3. Tabel persamaan hubungan Mw dan Luas sesar [14]

Mw	Luas (km^2) A = W. L	Lebar W (km^2)	Panjang L (km^2)	Slip (m)
6,5	239,9	11,4	17,2	0,9
7,0	741,3	18,2	35,5	1,6
7,5	2290,9	29,2	73,3	2,9
7,7	4206,34	36,4	104,54	3,86

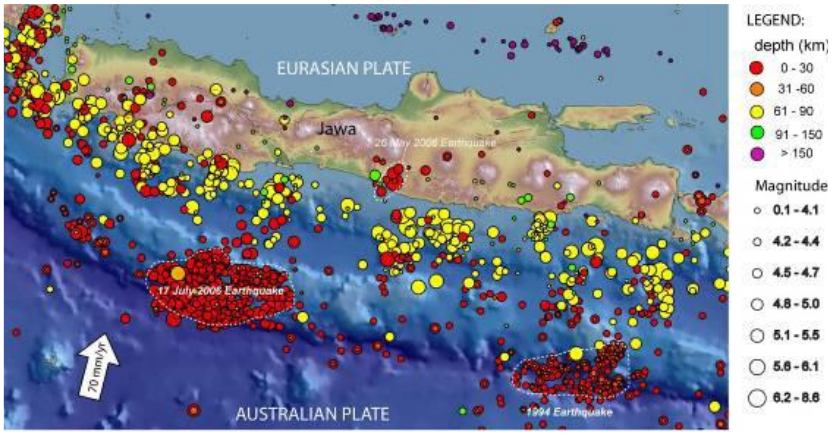
8,0	7079,5	46,8	151,4	5,3
8,5	21877,6	75,0	312,6	9,6
9,0	67608,3	120,2	645,7	17,5

Software yang digunakan dalam penelitian ini adalah *software* Tsunami L2008 merupakan *software* yang dapat menganalisis mekanisme sumber dari sesar saat terjadinya gempabumi, lalu dihubungkan dengan outputnya berupa *run-up* tsunami pada garis pantai. Dari sekian banyak *software* yang telah *publish* dan dikenal seperti WINITDB, Tunami N-2, TTT, telah dikembangkan *software* Tsunami L-2008 dan dipelopori oleh Dr. Mamoru Nakamura dari *Nagoya University* dan dikembangkan format outputnya oleh Nguyen Anh Duong dari *Institute of Geophysics* Vietnam. Setting parameter dalam *software* Tsunami L2008 seperti terlihat pada Gambar dengan panjang *fault* Al1 (km) dan Al2 (km), lebar *fault* Aw1, *position of fault* x_eq merupakan letak Bujur, y_eq merupkan letak Lintang dari epicenter dan z_eq merupakan *depth* [15]. (gambar 7).



Gambar 7. Setting Parameter dalam *Software* Tsunami L2008.

Dalam simulasi tsunami, sumber tsunami diasumsikan sama dengan perubahan deformasi bawah laut, seperti terlihat pada gambar berikut [14]. Gempa Jawa Timur (1994) diperkirakan terjadi pada *seismic gaps* (zona 29 relatif dimana aktivitas seismiknya skenario kecil pada periode yang panjang, sehingga dapat terjadi akumulasi energi yang sangat besar) di sepanjang zona *narrow seismic* (gambar 8).



Gambar 8. Seismisitas modern di Jawa. Data gempa dari NEIC-USGS catalog 1973-2006 (Natawidjaja, 2006 dalam Sujatmiko 2008).

Dalam model pembangkitan tsunami terdapat 3 skenario. Secara garis besar setiap skenario dibedakan oleh parameter deformasi. Skenario 1 dan 2 mengikuti solusi dari USGS dengan momen seismic 5,2 x 10^{20} Nm dimana pada skenario 2 diterapkan penggunaan sub*fault*, panjang dan lebar diperkecil sedangkan slip diperbesar menurut persamaan Hanks dan Kanamori; Mo = $\mu\ A\ D$ dimana μ adalah *Rigidity*, Mo adalah Momen Seismik (Nm), A adalah Luas *fault* (m^2) dan D adalah *slip* (m) [16]. Skenario 3 menggunakan fault tunggal (*plan fault*). Parameter untuk masing-masing skenario dapat dilihat pada tabel 4.

Tabel 4. Parameter masing-masing skenario/model.

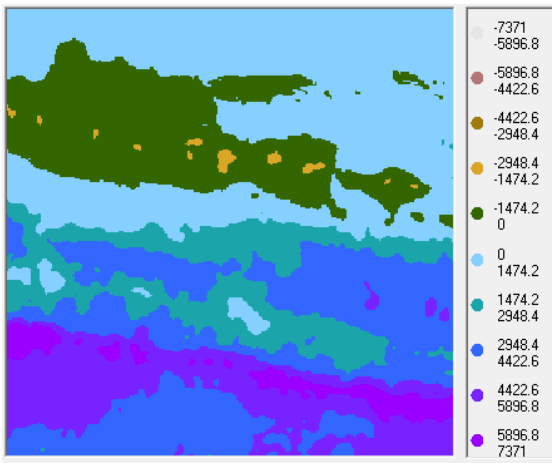
Parameter		Model 1	Model 2	Model 3
Length (Km)	*Al1*	52,27	30	80
	Al2	52,27	30	80
Width (Km)	*Aw1*	18,12	5	15
	Aw2	18,12	5	15
Depth (Km)		6	6	6
Strike (Degree)		276	276	276
Dip (Degree)		89	89	89
Slip (m)		3,86	25	25
Mw (Richter)		7,7	7,7	7,7
Mo		5,2x10^{20}	5,2x10^{20}	4,2 x10^{21}
Center Fault Coordinate	*Lattitude*	10,477	10,477	10,477
	Longitude	112,835	112,835	112,835

Parameter di atas selanjutnya digunakan sebagai *input* dalam *source modeling* dengan memperhatikan setting parameter yang berlaku di

Program Mamoru Nakamura. *Output* dari *source modeling* berupa *vertical displacement* yaitu deformasi yang terjadi di dasar laut.

3.1. *Ocean Modeling.*

Data yang dibutuhkan dalam *ocean modeling* adalah *output* dari *source modeling* dan data batimetri. Untuk mendapatkan hasil simulasi yang baik diperlukan data *bathymetri* yang detail setidaknya sama dengan daerah yang dimodelkan. Situs oseanografi dunia GEBCO NOAA (*The General of Bathymetry Chart of The Oceans*) menyediakan data batimetri untuk seluruh wilayah perairan di dunia. Data batimetri yang digunakan dalam penelitian ini adalah data Etopo2 dengan grid data 2 menit atau sekitar 3,7 km dengan format '*.xyz' (Lon Lat Depth). Batas kordinat batimetri wilayah penelitian terletak di antara 12^0 LS - 6^0 LS dan 110^0 BT -112^0 BT seperti terlihat pada gambar 9.



Gambar 9. Peta Batimetri daerah penelitian.

3.2. Parameter Simulasi.

Parameter simulasi yang menjadi input dalam Program Mamoru Nakamura meliputi *Maximum Time* adalah waktu yang dibutuhkan untuk menjalankan simulasi dan dalam penelitian ini ditetapkan selama 3600 detik, *Graph interval* dipilih 30, *Dt* 5 agar penyimpanan hasil simulasi tiap 25 detik, *Hmax* dan *Hmin* otomatis terisi 10000 dan -10000, *Maning Parameter* ditentukan 0,025, *Max Depth for Friction* 50, *Color Chart* merupakan pilihan warna yang diinginkan dalam penelitian ini dipilih warna *rainbow*, *save CSV* untuk menyimpan file *Result* dengan format '*.csv', *save BMP* untuk menyimpan gambar dan *Print in time figure* untuk menampilkan waktu simulasi pada gambar. Hasil dari *Ocean modeling* berupa simulasi penjalaran gelombang tsunami tiap 25 detik sesuai dengan durasi *Maximum Time* yang dipilih, dari sini dapat diketahui waktu tiba (*arrival time)* gelombang tsunami mencapai daratan.

3.3. Run-up modeling.

Tinggi *run up* tsunami adalah jarak vertical antara ujung tsunami di pantai dengan titik nol muka air laut atau mean sea level. Tinggi *run up* bergantung pada magnitude gempa,

morfologi dasar laut, dan bentuk pantai. Run up modeling dilakukan dengan menggunakan Program Mamoru Nakamura L-2008 di sepanjang pantai yang terkena gelombang tsunami dan ketinggian tsunami di beberapa titik target.

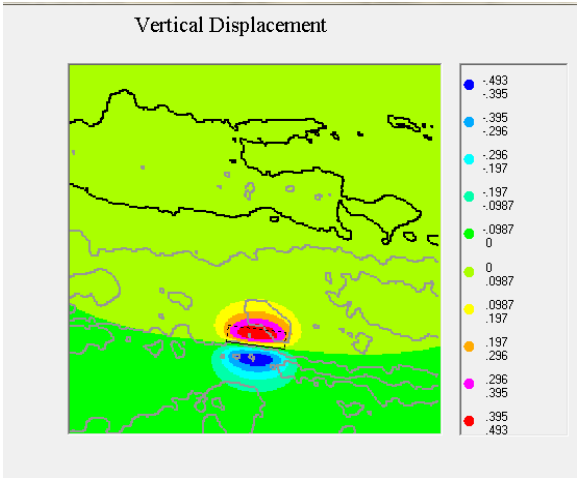
4. Hasil dan pembahasan.

4.1. *Source Modeling.*

Dalam skenario pembangkitan tsunami terdapat 3 model. Secara garis besar setiap skenario dibedakan oleh parameter deformasi.

4.1.1. Model ke-1.

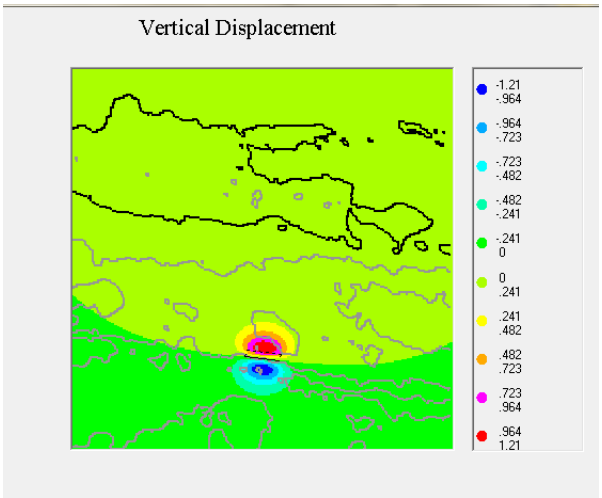
Skenario pemodelan tsunami Model 1 dilakukan dengan menggunakan masukan parameter sesar sama seperti solusi yang dikeluarkan oleh USGS dengan *momen seismic* 5,2 x 10^{20} Nm (Tabel 4). Parameter sesar tersebut kemudian disimulasikan untuk mendapatkan deformasi gempanya. Simulasi menggunakan *software* Tsunami L-2008. Plot deformasi dapat dilihat pada nilai *vertical displacement* pada *source modeling* adalah 0,493 meter (gambar 10).



Gambar 10. *Vertical displacement* model 1.

4.1.2. Model ke-2.

Skenario pembangkitan tsunami Model 2 juga dilakukan dengan menggunakan masukan parameter sesar sama seperti solusi yang dikeluarkan oleh USGS dengan momen seismic 5,2 x 10^{20} Nm, namun diterapkan penggunaan *subfault*, panjang dan lebar diperkecil sedangkan *slip* diperbesar menurut persamaan Hanks dan Kanamori; Mo = $\mu\ A\ D$, dimana μ adalah *Rigidity*, Mo adalah Momen Seismik (Nm), A adalah Luas *fault* (m^2) dan D adalah slip (m). Plot deformasi dapat dilihat pada gambar 12 dengan nilai *vertical displacement* pada *source modeling* adalah 1,21 meter (gambar 11).

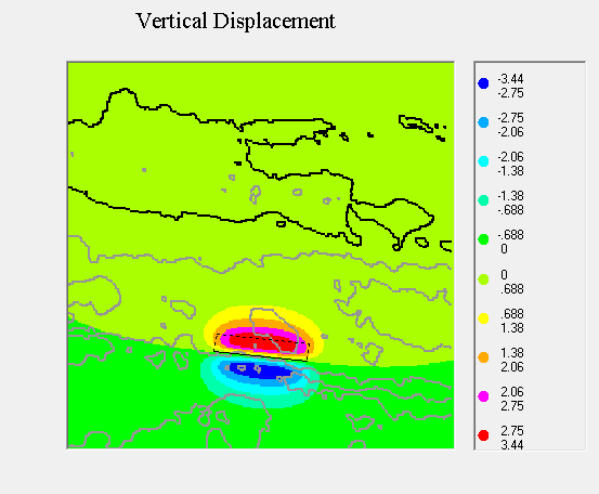


Gambar 11. *Vertical displacement* model 2.

4.1.3. Model ke-3.

Skenario pembangkitan tsunami Model 3 dilakukan dengan menggunakan sumber fault tunggal (*plan fault*), dengan masukan parameter sesar hasil modifikasi solusi mekanisme sumber gempa dari USGS. Pada Model 3 dilakukan skenario panjang, lebar fault dan *slip* nya yang dapat dilihat pada Tabel 5 [14]. nilai *momen seismic* sebesar 4,2 x 10^{21}, ini berarti delapan kali lebih besar dari pada solusi USGS.

Modifikasi ini dilakukan agar diperoleh tinggi tsunami yang mendekati hasil pengkuran lapangan. Plot deformasi dapat dilihat pada Gambar 13 dengan nilai *vertical displacement* pada *source modeling* adalah 3,44 meter (gambar 12).



Gambar 12. *Vertical displacement* model 3.

4.2. *Ocean Modeling.*

Hasil *ocean modeling* memperlihatkan penjalaran gelombang tsunami dari sumber ke segala arah. Simulasi dibuat dengan total durasi maksimal 1 jam (3600 detik). Durasi 1 jam diambil dengan asumsi bahwa durasi tsunami umumnya tidak kurang dari 1 jam untuk penjalaran tsunami lokal. Dalam durasi tersebut dilakukan pencatatan waktu tiba (*arrival time*) tsunami dan tinggi elevasi paras muka laut (*run up*) pada lokasi-lokasi yang telah ditentukan.

Hasil *ocean modeling* yang ditampilkan di sini adalah hasil simulasi dari skenario pembangkitan tsunami Model 3, menunjukan bahwa waktu penjalaran tsunami dari titik pusat tsunami berkisar antara 15 - 40 menit, dengan jarak pusat tsunami ke daerah pesisir pantai terdekat sekitar 240 km. Pengukuran waktu penjalaran tsunami dimulai ketika pergeseran patahan terjadi sampai dengan ketika gelombang tsunami menyapu kawasan pesisir pantai. Pada simulasi tsunami, hasil penjalaran simulasi mencapai garis pantai Jawa Timur pada menit ke 15 dan menyapu pesisir pantai Pulau Bali bagian Barat pada menit ke 40 dapat dilihat pada Gambar 13.

Waktu penjalaran gelombang tsunami sampai ke daratan (*arrival time*) hasil simulasi dibandingkan dengan *eyewitness* hasil survey yang dilakukan Tsuji et al (1995) dapat di lihat pada Tabel 5.

Tabel 5. Perbandingan *arrival time* hasil simulasi dengan *eyewitnes.*

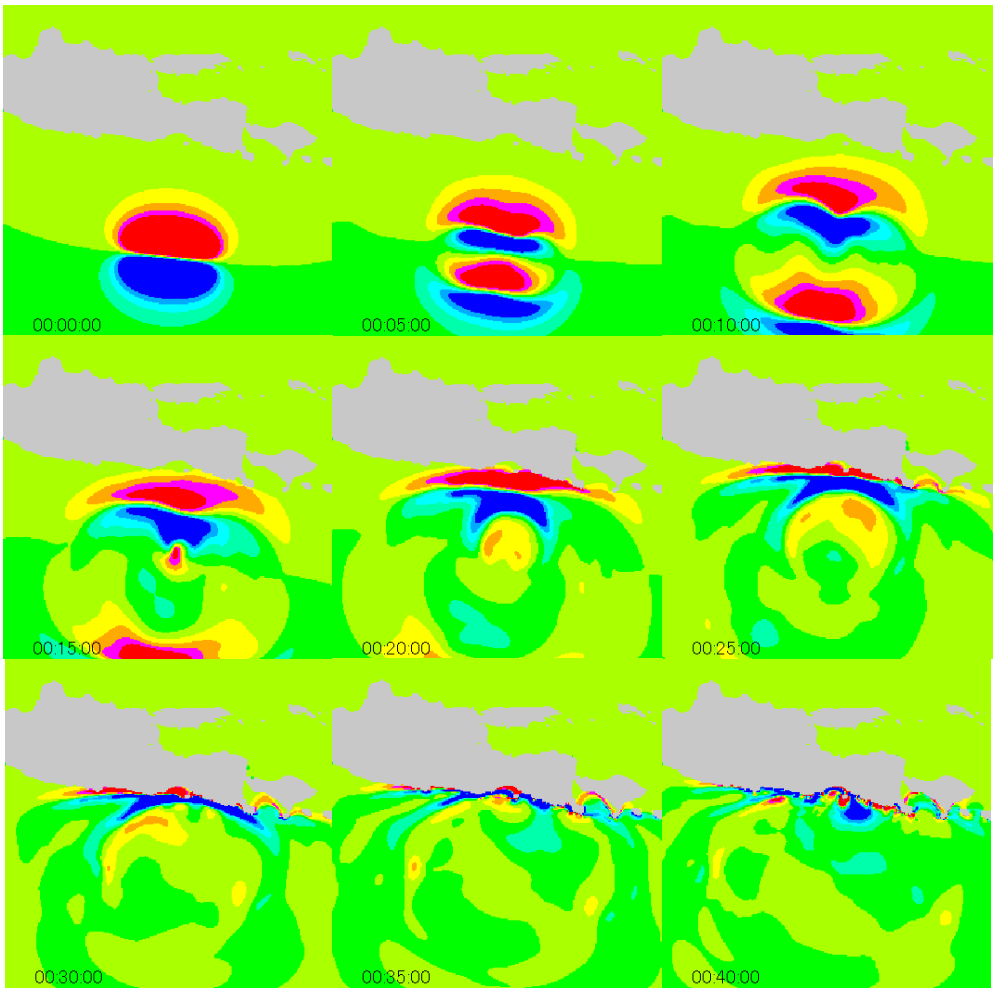
Daerah		*Arival time by eyewitnes*	*Arival time* Hasil simulasi
Banyuwangi	Pancer	46	
Lumajang	Bambangan	15 – 20	22,05
Malang	Ngeliyep	40	
Tulungagung	Popoh	15 – 20	23,20

Berdasarkan hasil simulasi, waktu tiba (*arrival time)* gelombang tsunami ada yang lebih cepat dan lebih lambat dari waktu tiba saksi mata (*eyewitness*) hal ini terjadi karena beberapa faktor diantaranya waktu tiba hasil simulasi menunjukkan waktu tiba saat tsunami mencapai pesisir pantai sementara saksi mata biasanya berada beberapa meter ke arah dalam pantai atau pun sebaliknya saksi mata memperhitungkan kedatangan gelombang tsunami saat sebelum mencapai pesisir pantai, selain itu tingkat keakuratan pengakuan saksi mata masih terbilang kurang akurat.

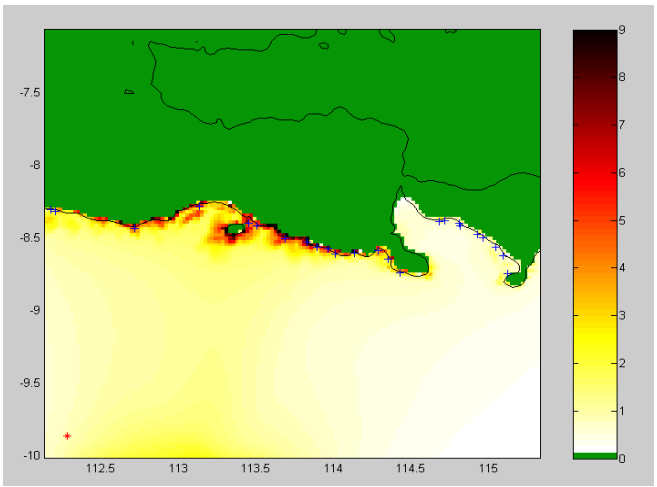
4.3. *Run up Modeling.*

Run-up modeling dilakukan dengan melakukan digitasi pada lokasi-lokasi yang telah ditentukan. Adapun lokasi digitasi pemodelan *run-up* dalam penelitian ini meliputi daerah pesisir pantai Pulau Bali bagian Barat, Banyuwangi, Jember, Lumajang, Malang, dan Tulungagung dapat dilihat pada Gambar 14.

.



Gambar 13. Waktu Penjalaran Simulasi Gelombang Tsunami.



Gambar 14. Distribusi *run-up* tsunami pada area terdampak.

Untuk mengetahui kevalidan dari model maka perlu dilakukan verifikasi dengan data lapangan. Data pengukuran survei lapangan yang digunakan dalam penelitian ini untuk memverifikasi model adalah hasil pengukuran lapangan yang dilakukan oleh Tsuji et al (1995). Dari ketiga model yang diujicobakan hanya skenario pembangkitan tsunami Model 3 yang memenuhi syarat tinggi maksimum *run-up* mendekati pengukuran lapangan yaitu 13,66 meter pada daerah Rajekwesi. Perbandingan tinnggi *run-up* untuk daerah Rajekwesi dari ke tiga model dapat dilihat pada gambar 15.

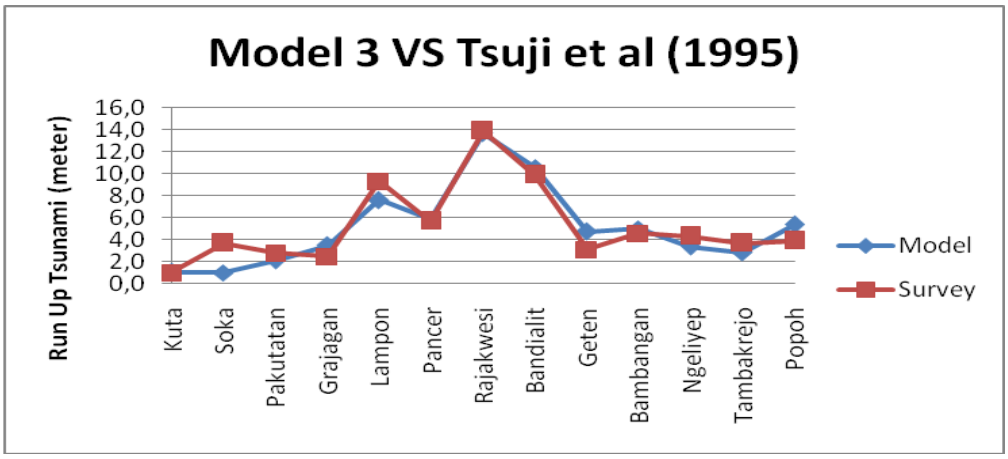
Gambar 15. Diagram perbandingan tinggi *run up* daerah Rajekwesi.

Dari diagram di atas dapat dijelaskan bahwa tinggi *run up* untuk Model 1 yakni 1,76 meter selisih 12,14 meter dari hasil survey, tinggi *run up* untuk Model 2 yakni 3,72 meter selisih 10,18 meter dengan hasil survei, sementara untuk Model 3 dengan tinggi *run up* 13,66 meter hanya selisih 0,33 meter dari hasil survey. Dengan alasan di atas maka hasil pemodelan *run-up* difokuskan pada skenario pembangkitan tsunami Model 3. Distribusi tinggi *run up* tsunami di setiap lokasi sepanjang pesisir pantai di wilayah yang terkena dampak tsunami dan hasil verifikasi *tinggi run up* pengukuran lapangan (Survei) dengan Model 3 dapat dilihat pada Tabel 6.

Tabel 6. Distribusi tinggi run up observasi dan model 3.

Daerah		Lokasi		Run Up Survey	Run Up Model 3
		Longitude	Latitude		
Bali	Kuta	115,11468	-8,74173	1,0	1,02921
	Soka	114,95551	-8,49468	3,7	1,00504
	Pakutatan	114,68265	-8,38239	2,8	2,11361
Banyuwangi	Grajagan	114,29610	-8,58452	2,5	3,44855
	Lampon Timur	114,13693	-8,60697	9,3	7,60195
	Pancer	114,00050	-8,60697	5,7	5,85989
	Rajekwesi	113,81859	-8,53960	13,9	13,66417
Jember	Bandialit	113,88680	-8,56206	9,9	10,56512
	Geten	113,45477	-8,40485	3,1	4,71286
Lumajang	Bambangan	112,72714	-8,42731	4,6	5,02330
Malang	Ngeliyep	112,20415	-8,31501	4,3	3,35911
Tulungagung	Tambakrejo	112,18141	-8,31501	3,7	2,82115
	Popoh	113,13643	-8,29255	3,9	5,35162

Validasi hasil tinggi *run up* pengukuran lapangan (survey) dengan Model 3 juga disajikan dalam bentuk grafik seperti terlihat pada Gambar 16 Grafik validasi tinggi *run up* maksimum skenario pembangkitan tsunami Model 3 adalah mengkuti bentuk grafik hasil pengukuran lapangan dengan selisih terkecil tinggi *run up* yakni 0,19 meter.



Gambar 16. Validasi tinggi *run up* maksimum antara Model 3 dengan survey Tsuji et al (1995).

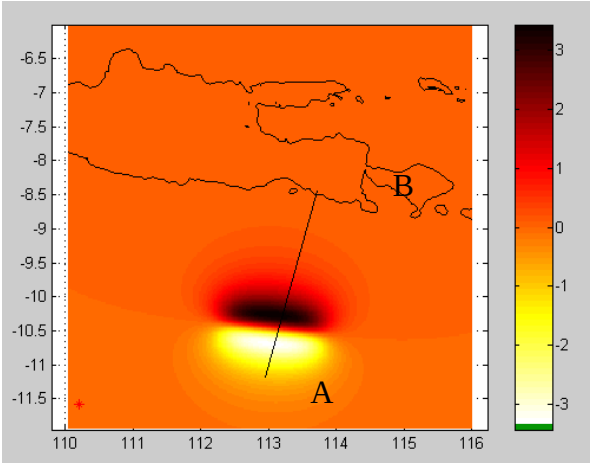
4.4. Pengaruh Kedalaman Dasar Laut Terhadap Tinggi *Run up* Tsunami.

Run up tsunami, adalah ujung tsunami terjauh yang sampai di pantai. Tinggi *run-up* tsunami adalah jarak vertikal antara ujung tsunami di pantai dengan titik nol muka laut atau *mean sea level.* Tinggi *run up* dan tinggi tsunami bergantung pada karakteristik sumber pembangkit tsunami, morfologi dasar laut, dan bentuk pantai.

Energi dari gelombang tsunami merupakan fungsi perkalian antara tinggigelombang dan kecepatannya. Nilai energi ini selalu konstan, yang berarti tinggi gelombang berbanding terbalik dengan kecepatan merambat gelombang. Oleh sebab itu, ketika gelombang mencapai tempat yang dangkal, tingginya meningkat sementara kecepatannya menurun.

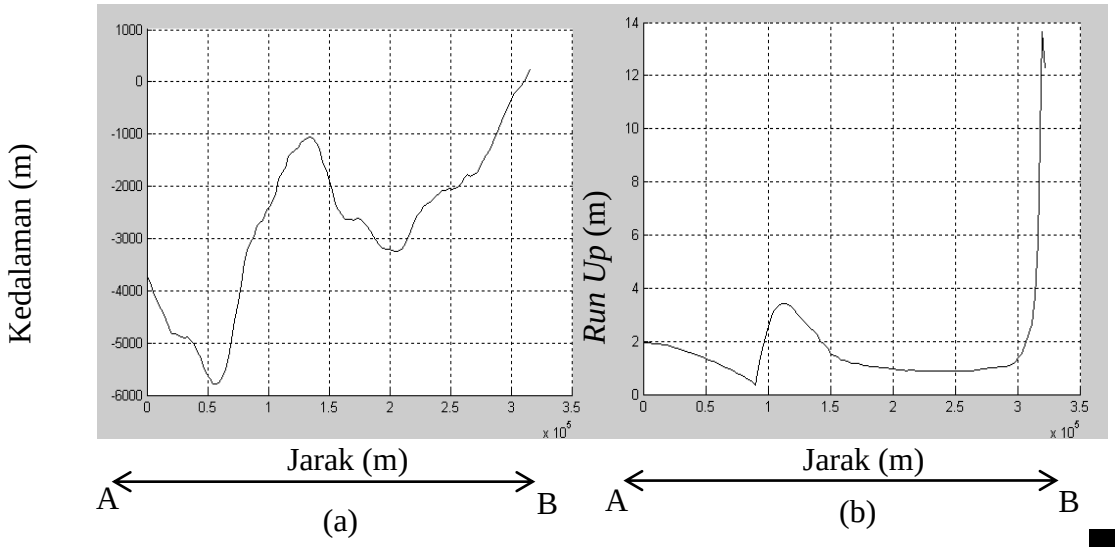
Kenaikan *run up* tsunami ketika mencapai dasar laut yang lebih dangkal berlaku juga dalam simulasi penjalaran tsunami pada penelitian ini. Lokasi yang di ambil untuk melihat pengaruh kedalaman dasar laut terhadap tinggi *run-up* tsunami adalah sekitar pusat gempa (A) yang ditarik garis lurus ke arah pesisir pantai Rajekwesi (B) dapat dilihat pada Gambar 17.

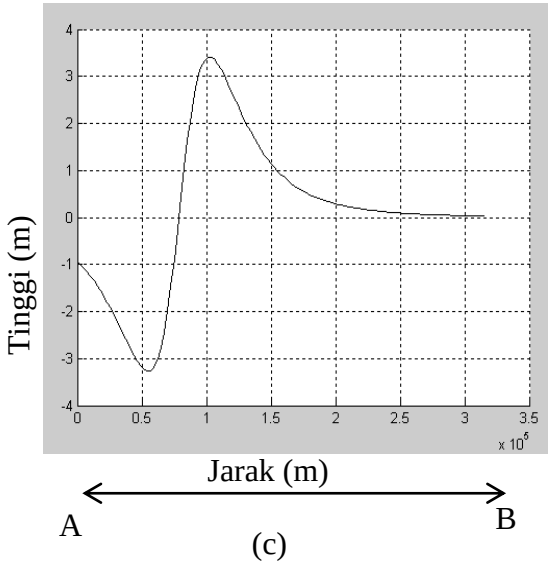
.



Gambar 17. Lokasi perhitungan tinggi *run up* tsunami dengan kedalaman samudera.

Bentuk dan kedalaman dasar laut, jarak dari lokasi pusat gempa sampai ke pesisir pantai Rajekwesi serta tinggi gelombang tsunami dapat dilihat pada Gambar 18. Dari grafik Gambar 18 (a) dan (b) memperlihatkan karakteristik gelombang tsunami sebagai gelombang perairan dangkal. Bentuk dasar laut sangat mempengaruhi ketinggian *run up* tsunami, dapat dijelaskan bahwa semakin dangkal dasar laut maka *run up* tsunami semakin tinggi. Hal ini menyebabkan ketinggian gelombang tsunami jauh lebih tinggi ketika mencapai daerah pesisir pantai dari pada ketinggian gelombang pada lokasi awal pusat gempa. Tinggi tsunami pada saat mendekati pantai akan mengalami perbesaran karena adanya penumpukan massa air akibat adanya penurunan kesempatan penjalaran. Terlihat pada Gambar 19 (b) tinggi tsunami yang ada di laut dalam atau sekitar pusat gempa hanya sekitar 0,5 – 3 meter, namun saat mendekati pantai dapat mencapai tinggi lebih dari 13 meter. Gambar 19 (c) menggambarkan cerminan bentuk deformasi yang terjadi di dasar laut pada muka air laut. Adanya bukit gelombang menunjukan dinding patahan yang mengalami kenaikan.





Gambar 18. Pengaruh morfologi dasar laut terhadap tinggi *run-up* tsunami
(a) morfologi dasar laut, (b) Tinggi *run up* tsunami, (c) Bentuk deformasi vertikal muka air laut.

5. Kesimpulan.

Berdasarkan hasil dan pembahasan pemodelan tsunami Jawa Timur 3 Juni 1994 dapat disimpulkan sebagai berikut:

1. Hasil *source modeling* tsunami Jawa Timur (1994) menggunakan solusi parameter mekanisme focus gempa USGS berupa nilai *vertical displacement* untuk model 1 adalah 0,493 meter, model 2 adalah 1,21 meter, dan model 3 adalah 3,44 meter.
2. Hasil *ocean modeling* tsunami Jawa Timur (1994) menunjukkan waktu penjalaran tsunami dari titik pusat tsunami berkisar antara 15 – 40 menit. Hasil penjalaran simulasi mencapai kawasan Pantai Jawa Timur pada menit ke 15 dan menyapu seluruh pesisir pantai Pulau Bali bagian Barat pada menit ke 40.
3. Tinggi *run-up* untuk Model 1 yakni 1,76 meter selisih 12,14 meter dari hasil survey, tinggi *run up* untuk Model 2 yakni 3,72 meter selisih 10,18 meter dengan hasil survey, sementara untuk Model 3 dengan tinggi *run up* 13,66 meter hanya selisih 0,33 meter dari hasil survey. Disini model 1 dan model 2 tidak memperhitungkan pengaruh gaya gesek, tekanan hidrostatik terhadap propagasi gelombang tsunami dan *manning's roughness* (koefisien kekasaran) sehingga menyebabkan selisih *run-up* tsunami antara model dan *run-up* hasil survey lapangan teramat besar yaitu >12 m. Sedangkan model 3 memperhitungkan pengaruh gaya gesek, tekanan hidrostatik terhadap propagasi gelombang tsunami dan *manning's roughness*, sehingga selisih antara model 3 dan hasil survey lapangan hanya 0,33 m.
4. Bentuk dasar laut sangat mempengaruhi ketinggian *run up* tsunami, dapat dijelaskan bahwa semakin dangkal dasar laut maka *run u*p tsunami semakin tinggi.

6. Saran.

Adapun saran yang berkaitan dengan penelitian tsunami di Jawa Timur adalah dibutuhkan banyak skenario penjalaran tsunami sebagai acuan dalam upaya mitigasi bencana tsunami di Jawa Timur dan Sekitarnya.

Ucapan terimakasih.

Terimakasih kepada Badan Meteorologi dan Geofisika yang telah memberikan dukungan baik arahan dan administratif bagi penulis untuk dapat terus berkarya dalam publikasi ilmiah di bidang tsunami.

Referensi.

[1] Setyonegoro, W., dkk.. (2012). Analisis Sumber Gempabumi dengan Potensi Tsunami pada Segmen Mentawai, *Jurnal Meterologi dan Geofisika (BMKG).* Vol.13, No.2, page : 139-138, 2012. ISSN 1411 – 3082.

[2] Natawidjaja D, Sieh K, Galetzka J, Suwargadi B, Cheng H Edwards R, Chlieh, M. (2007). Interseismic deformation above the Sunda Megathrust recorded in coral microatolls of the Mentawai islands, West Sumatra. Journal of Geophysical Research. 112.

[3] Wallansha R and Setyonegoro, W. (2015). "Skenario Tsunami Menggunakan Data Parameter Gempabumi Berdasarkan Kondisi Batimetri (Studi Kasus: Gempabumi Maluku 28 Januari 2004)"". *Jurnal Segara Kementrian Kelautan dan Perikanan (KKP)*, ISSN: 1907-0659, Vol.11, No.2, page: 159-168.

[4] Shanmugam, G. (2012). O Process - sedimentological challenges in distinguishing paleo-tsunami deposits. *Natural Hazards*. 63. 5-30. 10.1007/s11069-011-9766-z.

[5] Lander, Karen & Bruce, Vicki. (2003). The role of motion in learning new faces. *Visual Cognition*. 10. 897-912. 10.1080/13506280344000149.

[6] Bock, L. Y. and Prawirodirdjo, J. F. (2003). Crustal motion in Indonesia from Global Positioning System measurements. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 108, No. B8.

[7] Geist, Vasily V. Titov, Diego Arcas, Fred F. Pollitz, and Susan L. Bilek, Implications of the 26 December 2004 Sumatra-Andaman Earthquake on Tsunami Forecast and Assessment Models for Great Subduction-Zone Earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 97, No. 1A, pp. S249–S270, January 2007.

[8] Papazachos BC, Scordilis EM, Panagiotopoulos DG, Papazachos CB, Karakaisis GF (2004) Global Relations between Seismic Fault Parameters and Moment Magnitude of Earthquakes. Greece, Vol. XXXVI. *Proceedings of the 10 International Congress, Thessaloniki*, April 2004Th 36(3):1482-1489.

[9] Geist, Eric & Dmowska, Renata. (1999). Local Tsunamis and Distributed Slip at the Source. *Pure and Applied Geophysics.* 154. 485-512. 10.1007/s000240050241.

[10] Abercrombie, Rachel & Antolik, Michael & Felzer, Karen & Ekström, Göran. (2001). The 1994 Java tsunami earthquake: Slip over a subducting seamount. *Journal of Geophysical Research*. 106. 6595-6608.

[11] Tsuji Yoshinobu, Imamura Fumihiko, Matsutomi Hideo, Synolakis Costas E., Nanang Puspito T., Jumadi, Harada Satoshi, Han Se Sub, Arai Ken'ichi, Cook Benjamin. 1995. Field Survey of the East Java Earthquake and Tsunami of June 3, 1994. *Pure and Applied Geophysics,* Vol.144, Issue 3-4, pp. 839-854.

[12] Natakusumah, Dantje K & Kusuma, Muhammad Syahril Badri & Darmawan, Hendra & Adityawan, Mohammad & Farid, Mohammad. (2007). Pemodelan Hubungan Hujan dan Aliran Permukaan pada Suatu DAS dengan Metoda Beda Hingga. ITB *Journal of Sciences*. 39. 97-123. 10.5614/itbj.sci.2007.39.1-2.6.

[13] Imamura, Fumihiko, Ahmet Cevdet Yalciner dan Gulizar Ozyurt, 2006, “Tsunami Modelling Manual”, Jepang: Tohoku University.

[14] Wells, D.L., & Coppersmith, K.J. (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4). 974-1002.

[15] Nakamura, M. 2006. Source fault model of the 1771 Yaeyama Tsunami-Southern of Ryukyu island Japan, Inferred from Numerical Simulation, *Pure Appl. Geophys*., 163, 41-54.

[16] Setyonegoro, W. (2011). Tsunami Numerical Simulation Applied to Tsunami Early Warning System, *Journal of Meteorologi dan Geofisika (BMKG)*, Vol.12, No.1, Hal : 21 -32, Mei 2011.

[17] Imamura F, Yalciner AC, Ozyurt G (2006) Disaster Control Research Center, Tohoku University., Sendai, Japan. Tsunami Modelling Manual. http://www.tsunami.civil.tohoku.ac .jp/hokusai3/J/projects/manual-ver-3.1.pdf. Print. Off.