

Identifikasi Pendekatan Shallow Water Equation Dalam Simulasi 2D Gelombang Tsunami di Pantai Keburuhan Purworejo

Benny Hartanto^{1*}, Ningrum Astriawati²

¹Prodi Studi Nautika, Sekolah Tinggi Maritim Yogyakarta, Jl. Magelang KM 4.4, Yogyakarta 55284, Indonesia

²Prodi Permesinan Kapal, Sekolah Tinggi Maritim Yogyakarta, Jl. Magelang KM 4.4, Yogyakarta 55284, Indonesia

* Corresponding Author. E-mail : ben13hart@gmail.com. Telp : 081328881732

Abstrak

Kabupaten Purworejo merupakan salah satu dari lima daerah yang terkena dampak *run-up* tsunami Jawa 17 Juli 2006. Berdasarkan hasil Rapid Survey oleh BPDP dan BPPT, sepanjang Pantai Keburuhan merupakan lokasi terjadinya *run-up* tsunami di Kabupaten Purworejo di koordinat 109.912 LS -7.85 BT sebesar 1,7 meter. Tujuan dari penelitian ini adalah memperkirakan waktu tempuh tsunami, distribusi tinggi gelombang tsunami dan daerah jangkauan tsunami akibat dampak gempa tsunami Jawa 17 Juli 2006 di Pantai Keburuhan, Purworejo. Metode yang digunakan adalah metode deskriptif analitis dengan pendekatan kuantitatif. Data yang digunakan pada penelitian ini adalah titik tinggi, batimetri, parameter gempa, peramalan pasang surut wilayah perairan Pantai Keburuhan, data citra *Geo Eye 1*, dan kelerengan pantai. Pemodelan tsunami menggunakan perangkat lunak COMCOT v1.7 dengan kejadian gempa Jawa 17 Juli 2006. Berdasarkan pengolahan data, diketahui bahwa kecepatan gelombang maksimal sebesar 3.8788 m/s. Pada menit ke- 40, amplitudo awal gelombang tsunami sebesar 1.644 meter telah mencapai Pantai Keburuhan. Daerah jangkauan tsunami terluas dan jarak jangkauan maksimum terjauh terjadi di Pantai Keburuhan adalah 1,23 km² dan 1,4 km. Berdasarkan hasil verifikasi dengan nilai RSR sebesar 0,26. Hasil validasi simulasi tsunami menggunakan COMCOT v1.7 diketahui bahwa tinggi *run-up* tsunami model sudah cukup sesuai dengan data *run-up* yang terjadi saat kejadian, dengan nilai RSR sebesar 0,29 dan CF sebesar 1,63.

Kata Kunci: COMCOT, Tsunami, *Runup*, Keburuhan, Purworejo

Abstract

Purworejo Regency is one of the five areas affected by the Java tsunami run-up on July 17, 2006. Based on the results of the Rapid Survey by BPDP and BPPT, along Pantai Kebempuan is the location of the tsunami run-up in Purworejo Regency at coordinates 109,912 LS -7.85 East BT 1.7 meters. The purpose of this study is to estimate the tsunami travel time, distribution of tsunami wave heights and tsunami coverage areas due to the impact of the Java earthquake on July 17, 2006 at Pantai Kebempuan, Purworejo. The method used is a descriptive analytical method with a quantitative approach. The data used in this study are the high point, bathymetry, earthquake parameters, tidal forecasts for the waters of the Kebempuan coast, Geo Eye 1 image data, and beach slope.

Tsunami modeling using COMCOT v 1.7 software with the Java 17 July 2006. Based on data processing, it is known that the maximum wave speed is 3.8788 m / s. In the 40th minute, the initial amplitude of the tsunami wave of 1,644 meters had reached the Kebshore Beach. The widest tsunami coverage area and the maximum farthest distance to occur on the Labor Beach are 1.23 km² and 1.4 km. Based on the results of verification with an RSR value of 0.26. The results of validation of tsunami simulations using COMCOT v.17 note that the height of the model tsunami run-up is quite in accordance with the run-up data that occurred at the time of the incident, with an RSR value of 0.29 and a CF of 1.63.

Keywords: COMCOT, Tsunami, Runup, Labor, Purworejo

PENDAHULUAN

Latar Belakang

Tsunami merupakan salah satu fenomena alam yang mengakibatkan bencana dahsyat di pantai khususnya di wilayah Indonesia. Bencana alam ini relatif sering terjadi di Indonesia, karena wilayah Indonesia terletak pada pertemuan tiga lempeng tektonik utama dunia dengan pergerakan relatif dinamis dan saling mendesak satu dengan lainnya. Ketiga lempeng tersebut adalah Lempeng Samudera Indo-Australia di sebelah selatan, Lempeng Samudera Pasifik di sebelah timur, Lempeng Eurasia di sebelah utara dan ditambah Lempeng Laut Philipina (Rusli et.al., 2010). Hal ini menjadikan wilayah Indonesia rawan terjadi fenomena Tsunami. Peristiwa tsunami merupakan kejadian dimana gelombang laut yang merambat ke segala arah akibat adanya gangguan impulsif pada dasar laut. Gangguan impulsif tersebut diakibatkan karena adanya perubahan bentuk struktur geologis pada dasar laut secara vertikal utamanya dalam periode waktu yang singkat (Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi, 2015).

Menurut Badan Nasional Penanggulangan Bencana (BNBP, 2016) salah satu daerah yang memiliki potensi terjadinya tsunami adalah Kabupaten Purworejo, dimana termasuk dalam urutan sepuluh nasional dalam kategori rawan tsunami. Kabupaten Purworejo merupakan salah satu Kabupaten di Provinsi Jawa Tengah yang terletak antara 109.47 – 110.08 BT dan antara 7.32 -7.54 LS (Pemerintah Kota Purworejo, 2016). Berdasarkan data BPS (2003) Purworejo memiliki garis pantai sepanjang 21 km, meliputi 28 desa di tiga kecamatan yang beresiko terkena dampak apabila terjadi tsunami dan terdapat puluhan ribu jiwa tinggal di wilayah pesisir Purworejo. Risiko tsunami juga semakin meningkat karena pesisir tidak terlindungi perbukitan dan jarang terdapat hutan pantai (Pemerintah Kota Purworejo, 2016).

Penelitian tentang peristiwa tsunami di masa lalu memberikan rujukan penting tentang peristiwa tsunami di masa datang. Hingga saat ini simulasi tsunami di Pesisir Keburuhan Purworejo akibat dampak gempa Jawa 17 Juli 2006 belum pernah dilakukan, sehingga jalur rendaman tsunami yang pernah terjadi belum dapat di ketahui. Oleh karena itu, penelitian ini dilakukan untuk mempelajari lebih lanjut tentang bagaimana simulasi tsunami di Pesisir Keburuhan Purworejo berdasarkan gempa Jawa, 17 Juli 2006.

TINJAUAN PUSTAKA

Gelombang Tsunami

Tsunami merupakan bencana dahsyat yang mengakibatkan kerusakan dan kerugian, baik nyawa, materi yang dapat dihitung maupun materi yang tidak terhitung jumlahnya. “Tsunami adalah gelombang air laut yang merambat ke segala arah akibat adanya gangguan impulsif pada dasar laut” (Triatmadja, 2009). Gangguan impulsif terjadi karena perubahan bentuk struktur geologis dasar laut secara vertikal dan dalam waktu yang singkat (Disaptono, 2006). Terdapat beberapa syarat terjadinya tsunami akibat gempa bumi diantaranya berdasarkan pusat gempa yang terjadi di dasar laut, kedalaman pusat gempa kurang dari 60 km, magnitudo lebih besar dari 6.0 *Skala Richter* (SR), dan jenis patahan adalah yang memiliki dislokasi vertikal, yaitu sesar naik dan sesar turun biasanya akibat zona subduksi (Pusat Vulkanologi Dan Mitigasi Bencana Geologi, 2015).

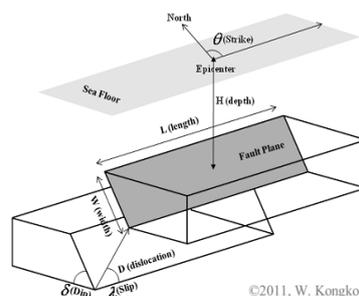
Penyebab Terjadinya Gelombang Tsunami

Pada umumnya tsunami disebabkan oleh gangguan seperti gempa bumi, letusan gunung berapi dan longsoran bawah laut (Diposaptono, 2006).

1. Gempa Tektonik

Menurut Rusli *et.al* (2010) terjadinya tsunami dipicu gempa bumi tektonik karena beberapa faktor penentunya seperti *epicenter* (pusat gempa) yang terjadi di dasar laut, kedalaman sumber gempa (fokus) yang dangkal dimana kurang dari 50 km, magnitudo gempa besar diatas $M = 6,5$ SR, gerak pemicu gempa vertikal (*dip-slip*) bukan horizontal (*strike-slip*), topografi, kelandaian dan bentuk dari pantai yang sesuai, dan adanya kandungan energi tsunami sehingga mampu membentuk gelombang soliter. Gelombang soliter adalah gelombang yang mempunyai kemiripan dengan gelombang tsunami dan bukan gelombang acak (Synolaskis, 1987).

Area sumber gelombang tsunami dianggap mengikuti bidang deformasi sesar gempa bumi di dasar laut berdasarkan teori elastisitas Okada *dalam* Kongko (2011). Deformasi vertikal lantai samudera akibat pergeseran sesar dihitung dengan menggunakan metode dari (Satake, 1989 *dalam* Widjo K, 2011). Menurut Satake, terdapat parameter yang dibutuhkan dalam perhitungan deformasi vertikal ini ialah:



Gambar 1. Parameter Sesar dan Sistem Koordinat (Kongko, 2011).

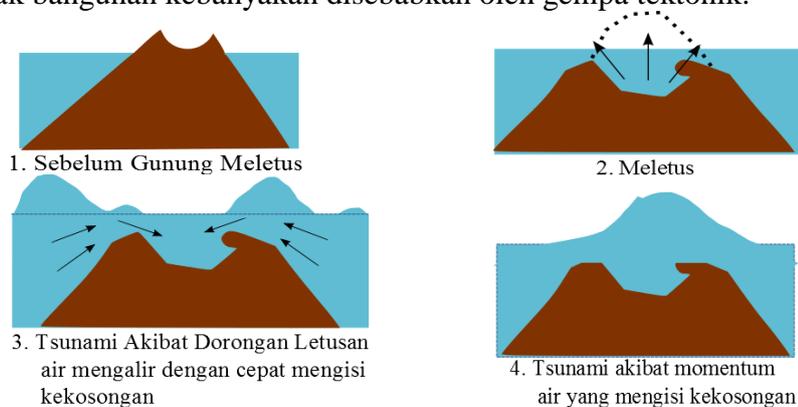
Keterangan:

L : Panjang sesar D : Dislocation λ : Slip
 W : Lebar sesar θ : Strike bidang sesar δ : Dip
 H : Kedalaman

Dengan mengasumsikan bahwa sesar yang terjadi merupakan sesar naik (*pure thrust*), slip vertikal berharga sama dengan slip rata-rata dan slip horizontal berharga nol. Karakteristik gempa seperti yang dijelaskan di atas dapat dipenuhi oleh jenis gempa subduksi. Oleh karena itulah, sering terjadi bencana tsunami di Indonesia sebab merupakan daerah zona tektonik aktif yang sebagian besar adalah zona subduksi (Satake, 1985).

2. Gempa Gunung Berapi

Gunung berapi yang meletus adalah salah satu penyebab terjadinya gempa, yaitu gempa vulkanik. Akan tetapi, getaran yang disebabkan oleh gempa vulkanik biasanya tidak terlalu kuat, karena sebagian besar energi yang dilepaskan oleh gempa tersebut telah disalurkan dalam bentuk suara ledakan. Jenis gempa yang lain adalah gempa tektonik. Gempa tektonik yang kuat sering terjadi di sekitar tapal batas lempengan-lempengan tektonik. Lempengan-lempengan tektonik ini selalu bergerak dan saling mendesak satu sama lain. Pergerakan lempengan-lempengan tektonik ini menyebabkan terjadinya penimbunan energi secara perlahan-lahan. Gempa tektonik kemudian terjadi karena adanya pelepasan energi yang telah lama tertimbun tersebut. Gempa tektonik biasanya jauh lebih kuat getarannya dibandingkan dengan gempa vulkanik, maka getaran gempa yang merusak bangunan kebanyakan disebabkan oleh gempa tektonik.

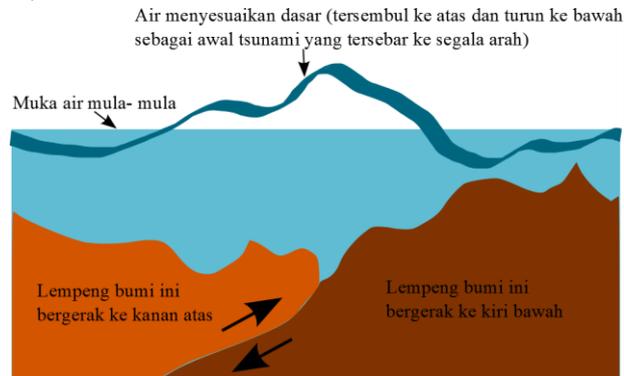


Gambar 2. Pembangkitan tsunami akibat ledakan gunung berapi di laut (Triatmadja, 2010).

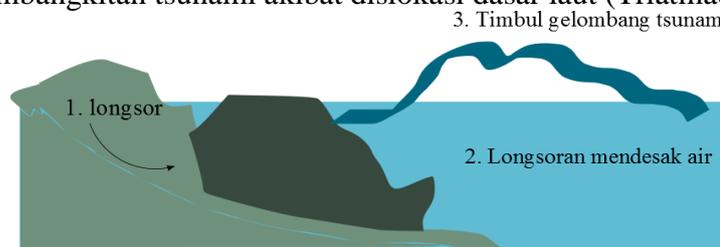
3. Gempa Longsoran

Pada Gambar 3. Massa tanah atau batuan yang masuk ke dalam laut menggeser massa air laut dengan cepat akan mengumpul di sekitar longsoran dan menyebabkan gelombang tsunami yang menjalar hingga daerah pantai akibat gerakan massa air yang besar (Triatmadja, 2010). Selain gerakan akibat dislokasi,

pembangkitan tsunami juga dapat dibangkitkan akibat adanya gerakan longsoran seperti pada Gambar 4.



Gambar 3. Pembangkitan tsunami akibat dislokasi dasar laut (Triatmadja, 2010).



Gambar 4. Pembangkitan tsunami akibat longsoran (Triatmadja, 2010).

Faktor Lingkungan Fisik Berpengaruh Terhadap Tingkat Kerusakan Akibat Tsunami

a. Morfologi Pantai

Faktor morfologi pantai yang mempengaruhi adalah bentuk pantai, jika pantai berbentuk teluk maka dampak kerusakan akan besar. Faktor lain yang berpengaruh adalah kelerengan. Besarnya nilai kelerengan pantai akan berpengaruh terhadap kemampuan *run-up* tsunami. Tinggi gelombang tsunami akan lebih besar pada wilayah landai (Triatmodjo, 1999). Berikut adalah hubungan besar nilai kelerengan dan satuan relief.

Tabel 1. Klasifikasi Kelerengan

Kelerengan	Bentang Alam
0-5 ⁰ atau (0-3)%	Datar
5-15 ⁰ atau (3-9)%	Landai
15-30 ⁰ atau (9-17)%	Bergelombang
30-40 ⁰ atau (17-27)%	Terjal
>50%	Sangat Terjal

(Noor, 2011).

b. Batimetri

Kedalaman laut mempengaruhi pergerakan penjalaran tsunami. Berdasarkan hasil analisis simulasi numeris gelombang tsunami oleh Triatmadja (2009) batimetri merupakan data yang penting untuk mengetahui arah pergerakan tsunami dan proses *shoaling* yang terjadi saat gelombang tsunami. Proses ini akan

berpengaruh terhadap meningkatnya tinggi gelombang di perairan. Menurut Diposaptono (2006), penjalaran gelombang tsunami ke arah pantai akan menyesuaikan perubahan kedalaman.

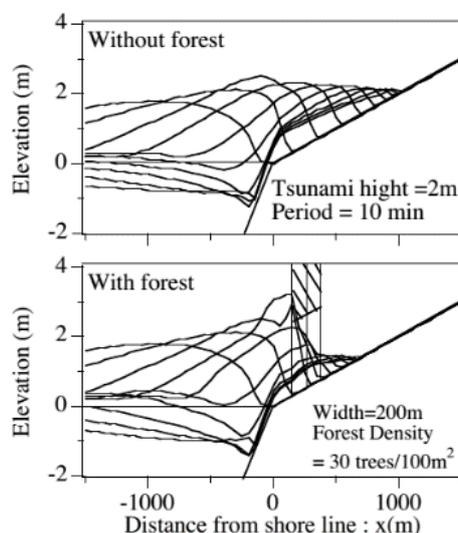
c. Keberadaan Pulau Penghalang

Faktor fisik adanya pulau penghalang pada wilayah penjalaran gelombang tsunami menyebabkan terjadi deformasi gelombang tsunami yaitu refleksi. Refleksi gelombang akan menyebabkan berbeloknya arah penjalaran gelombang dan berkurangnya energi gelombang. Keberadaan pulau penghalang mampu sebagai pelindung alami pantai, seperti dalam hasil simulasi numerik yang telah dilakukan Musa *et.al.* (2015) tentang keberadaan Pulau Ujong Seudeun sebagai penghalang ketika Tsunami Aceh 2004.

d. Vegetasi

Adanya vegetasi pantai sebagai peredam tsunami saat terjadinya *run-up*. Berdasarkan penelitian Harada (2004), vegetasi pantai mampu mengurangi kedalaman genangan dan jarak tempuh *run-up*. Menurut Harada (2004) adanya hutan vegetasi dengan ketebalan lebih dari 200 meter merupakan mitigasi efektif dalam mengurangi dampak genangan tsunami.

Pada Gambar 5 dapat dilihat bahwa banyaknya vegetasi mampu meredam energi penjalaran tsunami. Jenis serta ketebalan dari vegetasi di pantai juga mampu mengurangi energi penjalaran tsunami (Harada, 2004). Dalam penelitian Harada (2004) beberapa faktor yang mempengaruhi dalam mengurangi energi tsunami adalah periode tsunami, kuantitas dan kualitas vegetasi.



Gambar 5. Hasil Penelitian Harada (2004) Perbandingan Pengaruh Penjalaran Tsunami Berdasarkan Banyaknya Vegetasi.

Mekanisme Terjadinya Gelombang Tsunami

Mekanisme terjadinya tsunami dalam Triatmadja (2010) terdiri dari empat tahap yaitu kondisi awal, pemisahan gelombang, amplifikasi, dan rayapan, sebagai berikut :

Kondisi Awal Terbentuknya Tsunami

Gempa bumi umumnya berhubungan dengan guncangan permukaan yang terjadi sebagai akibat perambatan gelombang elastik (*elastic waves*) melewati batuan dasar ke permukaan tanah. Pada daerah yang berdekatan dengan sumber-sumber gempa laut (patahan), dasar lautan sebagian akan terangkat (*uplifted*) secara permanen dan sebagian lagi turun ke bawah (*down-dropped*), sehingga mendorong gerakan kolom air naik dan turun. Energi potensial yang diakibatkan dorongan air ini, kemudian berubah menjadi gelombang tsunami atau energi kinetik di atas elevasi muka air laut rata-rata (*mean sea level*) yang kemudian merambat secara horizontal (Triatmadja,2010).

Pemisahan Gelombang Tsunami

Setelah beberapa menit kejadian gempa berlangsung, gelombang awal tsunami akan terpisah menjadi tsunami yang merambat ke samudera yang disebut sebagai tsunami berjarak (*distant tsunami*), dan sebagian lagi merambat ke pantai-pantai di wilayah pesisir yang disebut sebagai tsunami lokal (*local tsunami*). Tinggi gelombang di atas muka air laut rata-rata dari kedua gelombang tsunami yang merambat dengan arah berlawanan ini, besarnya kira-kira setengah dari tinggi gelombang tsunami awal. Kecepatan rambat ke dua gelombang tsunami tersebut dapat dihitung dari $c = \sqrt{gh}$. Oleh karena itu, kecepatan rambat tsunami di samudera dalam akan lebih cepat dari pada tsunami lokal (Triatmadja,2010).

Amplifikasi Gelombang Tsunami

Pada waktu tsunami lokal merambat melewati lereng kontinental, akan terjadi peningkatan amplitudo gelombang dan penurunan panjang gelombang pada saat setelah mendekati daratan. Fenomena ini disebabkan karena umumnya lereng daratan pesisir lebih tegak yang selanjutnya terbentuk rayapan gelombang tsunami (Triatmadja,2010).

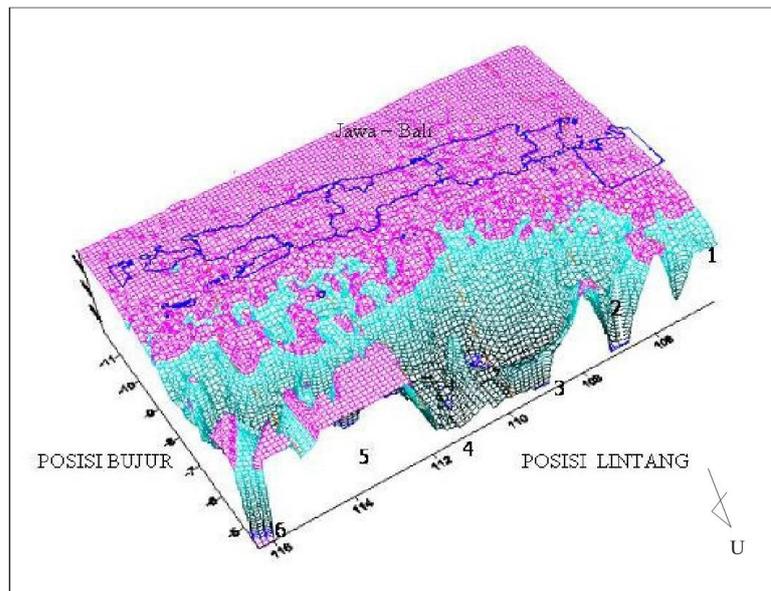
Rayapan Gelombang Tsunami

Pada saat gelombang tsunami merambat dari perairan dalam dan melewati bagian lereng kontinental hingga mendekati bagian pantai akan terbentuk rayapan gelombang tsunami. Rayapan gelombang tsunami adalah ukuran tinggi muka air di pantai terhadap muka air laut rata-rata yang digunakan sebagai rujukan. Berdasarkan pengamatan berbagai kejadian tsunami, diketahui bahwa tsunami tidak menyebabkan gelombang tinggi yang berputar setempat seperti gelombang akibat angin yang dimanfaatkan oleh peselancar air untuk meluncur di pantai. Namun, tsunami datang berupa gelombang dengan energy yang sangat kuat dan berkecepatan tinggi di daratan pesisir, dan rayapan gelombang pertama tidak selalu merupakan rayapan tertinggi.

Keadaan Tektonik Pulau Jawa

Keadaan tektonik regional wilayah Jawa diatur oleh tektonik tunjaman selatan Jawa yang mengakibatkan terbentuknya struktur-struktur geologi regional di wilayah Jawa. Pada daratan Jawa barat hingga Jawa timur struktur tersebut dapat diamati. Di antaranya Sesar Banten, Sesar Cimandiri, Sesar Citarik, Sesar Baribis, Sesar Citanduy, Sesar Bumiayu, Sesar Kebumen – Semarang - Jepara,

Sesar Lasem, Sesar Rawapening, Sesar Opak, Sesar Pacitan, Sesar Wonogiri, Sesar Pasuruan, dan Sesar Jember. Gempa regional wilayah Jawa dapat dibagi atas dua kelompok kegempaan, yakni kegempaan lajur tunjaman selatan Jawa dan kegempaan lajur sesar aktif Jawa (Soehaimi, 2008). Gempa bumi lajur tunjaman Jawa berkedalaman dangkal hingga dalam 0 – 400 km (Gambar 6).



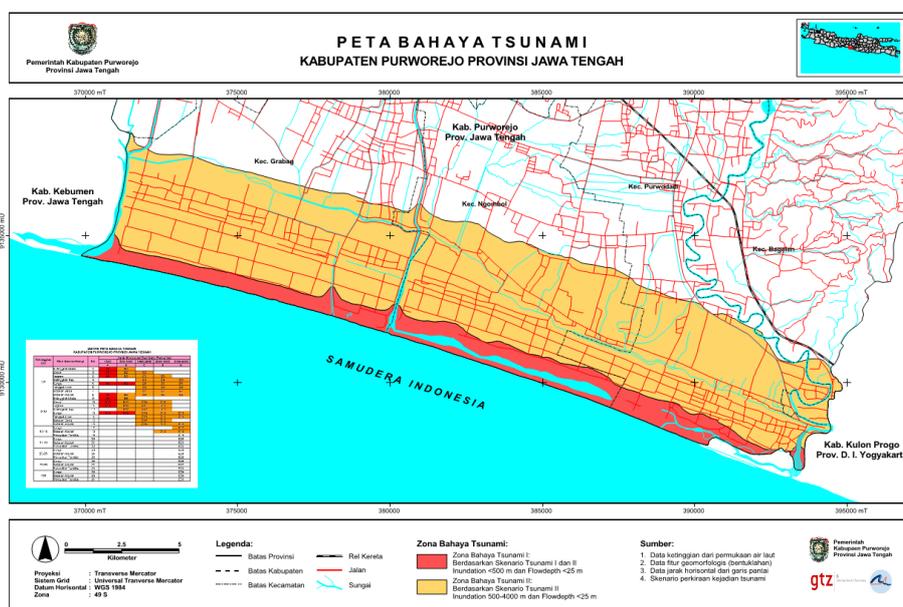
Gambar 6. Blok diagram morfologi kedalaman gempa bumi Lajur Penunjaman Selatan Jawa – Bali (Soehaimi, 2008).

Pada lajur tunjaman ini umumnya gempa bumi yang tercatat berkekuatan lebih dari 4 SR. Sejarah terjadinya gempa bumi terbesar di wilayah Jawa ini mencapai 8,5 SR, terutama di Jawa bagian barat, sedangkan yang berkekuatan 5-6 SR sering terjadi di wilayah Jawa bagian selatan (NEIC, USGS, 2006 dalam Soehaimi, 2008). Gempa bumi pada lajur tunjaman ini umumnya memperlihatkan mekanisme gempa bumi sesar naik atau sesar normal juga terjadi pada lajur ini, terutama pada kedalaman lebih dari 300 km di sebelah utara Jawa. Gempa bumi dengan mekanisme normal tersebut disebabkan oleh proses peregangan (*extension*) pada lajur di bawah rumpang gempa bumi (*seismic gap*). Gempa bumi berkedalaman dangkal (< 30 km) yang berpusat pada lajur sesar aktif memperlihatkan mekanisme sesar naik, geser, dan normal. Maka dari itu pemerintah dan instansi terkait bekerjasama dalam upaya mitigasi bencana gempa yang menyebabkan tsunami, salah satunya dengan pembuatan peta rawan bencana tsunami Indonesia yang di buat oleh BNPB atau Badan Penanggulangan Bencana (2011).

Tsunami Pesisir Keburuhan Purworejo berdasarkan gempa Jawa, 17 Juli 2006.

Kawasan pesisir Keburuhan Kabupaten Purworejo terletak pada Kecamatan Grabag memiliki garis pantai sepanjang 21 km, yang membentang dari perbatasan dengan Kabupaten Kebumen sampai dengan perbatasan dengan Kabupaten

Kulonprogo, daerah pantai tersebut memiliki morfologi atau relief daratan yang tergolong datar (BPS, 2014). Berdasarkan hasil survey lapangan terdapat relief daratan pantai yang berupa *sand dunes* atau gundukan pasir.



Gambar 7. Peta Bahaya Tsunami di Kabupaten Purworejo (Pemb. Purworejo, 2010).

Berdasarkan hasil *Rapid Survey On Tsunami Jawa* 17 Juli 2006 yang dilaksanakan pada 9-21 Juli 2006 oleh Widjo Kongko, Suranto, Chaeroni, Aprijanto, Zikra, dan Sujantoko dari BMG, BPPT (Badan Pengkajian dan Penerapan Teknologi), BPBD (Badan Penanggulangan Bencana Daerah), ITB (Institut Teknologi Bandung), dan ITS (Institut Teknologi Surabaya) menunjukkan bahwa gempa Jawa 17 Juli 2006 telah menyebabkan *run-up* gelombang di pesisir Keburuhan Purworejo sebesar 2,5 meter. Dampak dari gempa Jawa 17 Juli 2006 menyebabkan salah satu kapal nelayan terdampar hingga 50 meter dari bibir pantai.

Simulasi Menggunakan Software COMCOT

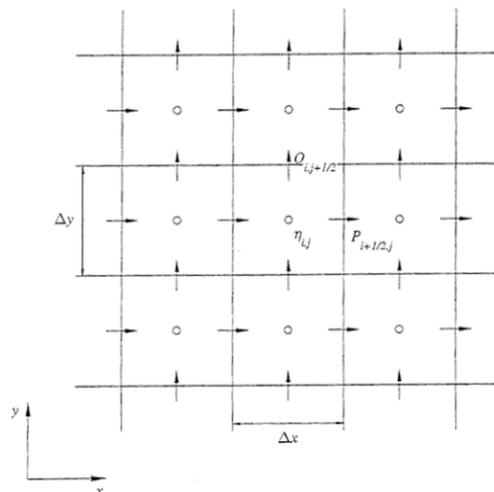
Software COMCOT adalah salah satu perangkat lunak pemodelan tsunami, yang bebas di unduh pada *website* Cornell University Phil's Group Research. Perangkat lunak ini mampu mensimulasikan membuat pemodelan numerik gelombang tsunami. COMCOT yang berfungsi membangkitkan dan penjalaran tsunami dari pusat gempa, menggunakan Shallow Water Shallow Water Equations (SWE) (Liu, *et al*, 1998 dalam Wang, 2009). Gelombang dapat dihasilkan melalui pembuatan gelombang datang, model kesalahan, longsor, dengan profil yang dapat disesuaikan. Untuk menyeimbangkan efisiensi dan akurasi, sistem grid ditetapkan. Dimana dapat berupa persamaan air dangkal linear atau nonlinear yang disesuaikan pada tiap lapisan jaringan. Kemudian dimodifikasi menggunakan metode *leap-frog*. Persamaan tersebut diselesaikan secara numerik dengan metode beda hingga *leap-frog* bagian linear dan non linearnya. Pada

penelitian ini aplikasi persamaan di atas dibantu dengan menggunakan program komputer *Cornel Multi grid Copled Tsunami model* (COMCOT), yang dikembangkan oleh Professor Philip L-F. Liu dari Cornell University (Liu *et.al.*, 1998 dalam Wang, 2009).

Penggunaan aplikasi COMCOT telah banyak digunakan untuk mensimulasikan berbagai kejadian tsunami. Model ini telah digunakan untuk menyelidiki beberapa kasus sejarah tsunami, seperti tahun 1960 tsunami Chili, 1992 Flores Kepulauan (Indonesia) tsunami.

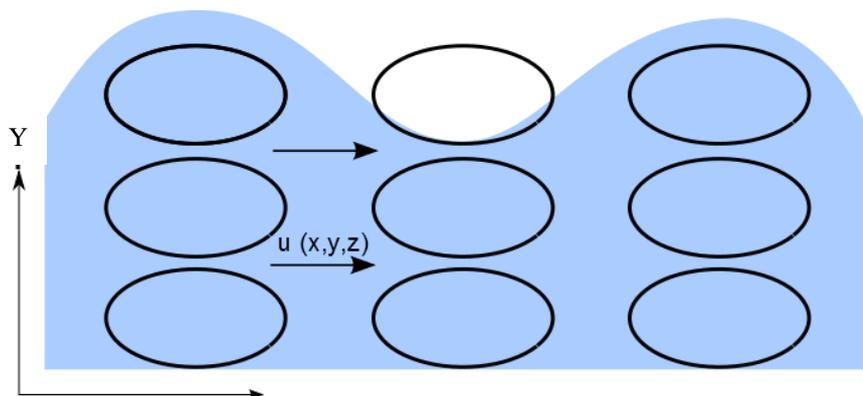
Pendekatan Numerik pada *Software* COMCOT

Prinsip dari gelombang tsunami yaitu mempunyai energi yang stabil dan kontinyu untuk melakukan pergerakan momentum ke segala arah, tidak hanya di permukaan saja namun juga berfraksi terus sampai ke bawah permukaan air (*bottom friction*). Pada perangkat lunak ini menggunakan pendekatan *Shallow Water Equation* (SWE) nonlinear dengan menggunakan beda *leap-frog finite* (Liu *et.al.*, 1998 dalam Wang, 2009).



Gambar 8. Sketsa Grid Pembangun Pada COMCOT (Wang, 2009).

Shallow Water Equation merupakan persamaan eksplisit pada skema numerik yang tidak di perlukan penyelesaian orde tinggi diasosiasikan dengan nonlinier dispersi frekuensi (Wang, 2009). SWE diasumsikan dengan skala horizontal yang sangat panjang daripada skala vertikal dan akurasi hanya untuk gelombang sangat panjang dengan $kh < 0,25$ (panjang gelombang > 25 kedalaman air) dan efek viskositas yang diabaikan (Wang, 2009). Karena asumsi diatas kecepatan vertikal (w) pada SWE sangat kecil daripada kecepatan horizontal (u,v), adanya tekanan hidrostatis $p = g(z)$, dan kecepatan horizontal sama di setiap kedalaman seperti pada Gambar 10 (Wang, 2009).



Gambar 9. Sketsa *Shallow Water Equation* (Wang, 2009).

Pada SWE konservasi massa dan persamaan kontinuitas yang terjadi pada nonlinier maupun linier di tuliskan dalam persamaan berikut ini (Wang, 2009):

- **Nonlinier**

Konservasi massa

$$\frac{\partial}{\partial t} [h] + \frac{\partial}{\partial x} (hu) + \frac{\partial}{\partial y} (hv) = 0 \quad (1)$$

Persamaan momentum

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \mathbf{u} + g \nabla h = 0 \quad (2)$$

- **Linier**

Konservasi massa

$$\frac{\partial}{\partial t} [h] + \nabla \cdot (\mathbf{u}h) = 0 \quad (3)$$

Persamaan momentum

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

Pada kasus lokal tsunami dimana jarak sumber tsunami dengan lokasi pantai cukup dekat sehingga berlaku pergerakan rambat gelombang non linear. Persamaan pembangunan (*governing equation*) teori hidrodinamika perambatan gelombang tsunami dalam dua dimensi berdasarkan teori persamaan air dangkal (*Shallow Water Theory*) dalam bentuk linear dan nonlinear persamaan air dangkal di kedua koordinat *spherical* dan koordinat *cartesian* diimplementasikan dalam *software* COMCOT. Untuk tsunami di laut dalam, amplitudo tsunami jauh lebih kecil dari kedalaman air dan persamaan *linear shallow water equations* di koordinat *spherical* dapat diterapkan (Wang, 2009).

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left\{ \frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (\cos \varphi Q) \right\} = -\frac{\partial h}{\partial t} \quad (5)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos \varphi} \frac{\partial \eta}{\partial \psi} - fQ = 0 \quad (6)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \varphi} + fP = 0 \quad (7)$$

Di mana η adalah elevasi permukaan air (P, Q) menunjukkan fluks volume dalam X (Barat-Timur) arah dan Y (Utara-Selatan) arah, masing-masing (Φ , ψ) menunjukkan lintang dan bujur bumi, R adalah jari-jari bumi, g adalah percepatan gravitasi dan h adalah kedalaman air. Dan istilah $-(\partial h/\partial t)$ mencerminkan efek gerak dasar laut sementara, dapat digunakan untuk model tsunami longsor yang dihasilkan (Wang,2009).

$$f = \Omega \sin \varphi \quad (8)$$

f mewakili gaya koefisien coriolis karena rotasi Bumi dan Ω merupakan tingkat rotasi Bumi. Ketika simulasi pada daerah yang relatif kecil di mana rotasi bumi Efek tidak menonjol, persamaan air dangkal di koordinat cartesian lebih digunakan. Penggunaan persamaan linear air dangkal di koordinat cartesian juga diimplementasikan dalam COMCOT (Wang, 2009).

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \left\{ \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} \right\} = -\frac{\partial h}{\partial t} \quad (9)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial x} - fQ = 0 \quad (10)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + gh \frac{\partial \eta}{\partial y} + fP = 0 \quad (11)$$

(Wang, 2009).

Di mana (P, Q) menunjukkan fluks volume dalam X (Barat-Timur) arah dan Y (Utara-Selatan) arah, masing-masing, dan keduanya adalah produk dari kecepatan dan kedalaman air, yaitu, $P = hu$ dan $Q = hv$ (Wang, 2009).

Karena sebagai tsunami merambat di atas landas kontinen dan mendekati pesisir daerah, persamaan linear air dangkal tidak lagi berlaku. Panjang gelombang tsunami menjadi lebih pendek dan amplitudo menjadi lebih besar. Oleh karena itu, gaya inersia nonlinear konvektif dan gesekan bawah menjadi semakin penting, sedangkan signifikansi kekuatan Coriolis dan persyaratan dispersi frekuensi berkurang. *Nonlinear shallow water equations* termasuk efek gesekan bawah yang menggambarkan gerak aliran di zona pesisir (Kajiura dan Shuto, 1990;. Liu et al, 1994 dalam Wang, 2009). Selanjutnya, bersama garis pantai, di mana kedalaman air menjadi nol, metode khusus diperlukan untuk melacak kebenaran gerakan garis pantai (Wang, 2009).

Dalam COMCOT, persamaan air dangkal nonlinier berikut ini diimplementasikan di koordinat *spherical* sebagai berikut (Wang, 2009):

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left\{ \frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial (\cos \varphi Q)}{\partial \varphi} \right\} = -\frac{\partial h}{\partial t} \quad (12)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \psi} \left\{ \frac{P^2}{H} \right\} + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left\{ \frac{PQ}{H} \right\} + \frac{gH}{R \cos \varphi} \frac{\partial \eta}{\partial \psi} - fQ + F_x = 0 \quad (13)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \psi} \left\{ \frac{PQ}{H} \right\} + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left\{ \frac{Q^2}{H} \right\} + \frac{gH}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \varphi} + fP + F_y = 0 \quad (14)$$

Dan dalam koodinat *cartesian* seperti berikut (Wang,2009):

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \left\{ \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} \right\} = -\frac{\partial h}{\partial t} \quad (15)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \frac{P^2}{H} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ \frac{PQ}{H} \right\} + gH \frac{\partial \eta}{\partial x} + F_x = 0 \tag{16}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \frac{PQ}{H} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ \frac{Q^2}{H} \right\} + gH \frac{\partial \eta}{\partial y} + F_y = 0 \tag{17}$$

Di mana H adalah kedalaman air total dan $H = \eta + h$, F_x dan F_y merupakan bagian bawah gesekan di X dan Y arah, masing-masing. Kedua istilah ini dievaluasi melalui Rumus Manning di mana n adalah koefisien kekasaran Manning (Wang, 2009).

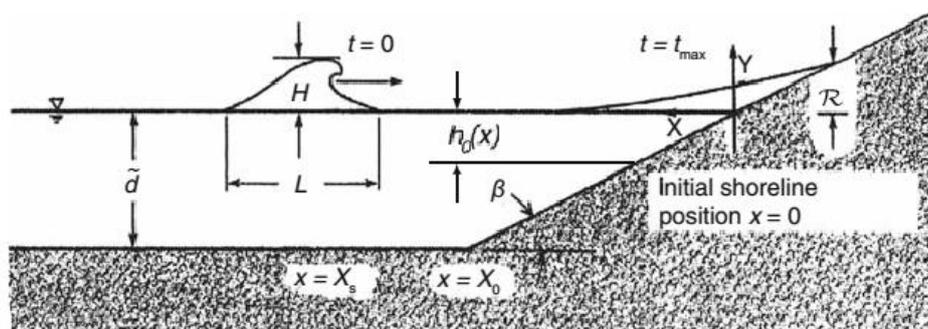
$$F_x = \frac{gn^2}{H^{7/3}} P(P^2 + Q^2)^{1/2} \tag{18}$$

$$F_y = \frac{gn^2}{H^{7/3}} Q(P^2 + Q^2)^{1/2} \tag{19}$$

(Wang,2009).

Hukum *Run-Up* Gelombang Soliter

Tsunami menggunakan pendekatan gelombang pada perairan dangkal dengan teori gelombang tunggal (soliter). Gelombang soliter adalah gelombang yang terdiri dari satu puncak gelombang (Synolaskis, 1987). Apabila gelombang memasuki perairan dangkal maka amplitudo gelombang menjadi semakin tinggi. Puncaknya menjadi tajam dan lembahnya datar. menyebabkan *run-up* yang menyebabkan kerusakan pada wilayah daratan yang terkena rambatan tsunami. Beberapa peneliti telah melakukan penelitian dalam merekonstruksi proses terjadinya *run-up* tsunami. Salah satu peneliti bernama Costas Emmanuel Synolakis (1987) melakukan pendekatan pantai datar dalam mencari persamaan nilai *run-up* gelombang soliter yang merambat ke daratan akibat di pengaruhi tinggi maksimum elevasi gelombang tsunami dan kelerengan pantai. Gelombang soliter merupakan gelombang berjalan yang terdiri dari satu puncak gelombang. Apabila gelombang memasuki perairan yang sangat dangkal, amplitudo gelombang menjadi semakin tinggi, puncaknya menjadi semakin tajam dan lembahnya menjadi semakin datar. Berikut gambaran dari proses gelombang soliter yang di buat oleh Synolakis (1987).



Gambar 10. Sketsa Pengertian Gelombang Soliter Terhadap Kelerengan Pantai (Synolakis, 1987).

Keterangan:

H: Tinggi Gelombang

d: Kedalaman Perairan

β : Sudut Kemiringan Pantai

R: Run- up

x,y: koordinat

Berdasarkan pertimbangan topografi yang terdiri dari sudut kemiringan pantai sudut β , seperti yang ditunjukkan pada Gambar 10 dimana memengaruhi peningkatan tinggi elevasi muka air laut. Dari hasil penelitian Synolaskis (1987) didapatkan.

$$R = 2.831(\cot \beta)^{0.5}(H)^{1.25} \quad (20)$$

Keterangan

R: Tinggi *run-up* gelombang

β : Sudut Kemiringan Pantai

H: Tinggi Gelombang

Pada 2008 persamaan Synolaskis berhasil dilakukan verifikasi dan validasi dalam skala laboratorium maupun lapangan. Selanjutnya persamaan Synolaskis ditetapkan sebagai hukum *run-up*. Persamaan tersebut akan efektif digunakan jika nilai $\sqrt{H} = 2.88 \tan \beta$ (Synolaskis, 1987).

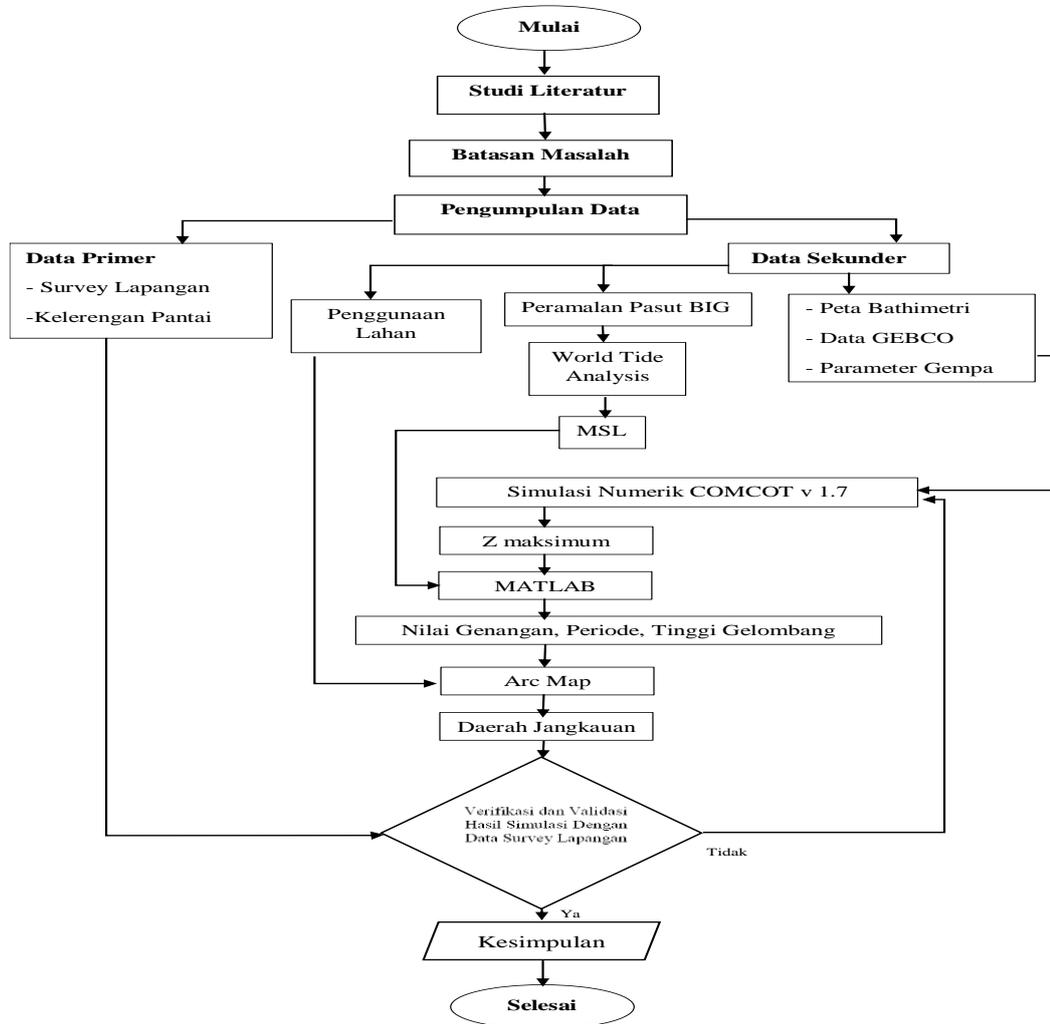
METODE PENELITIAN

Metode Penelitian

Penelitian yang dilakukan di Pantai Keburuhan Purworejo menggunakan metode deskriptif analitis dengan pendekatan kuantitatif. Metode deskriptif analitis Kongko (2011) merupakan suatu penjelasan dan analisis melalui simulasi pemodelan tsunami dengan memperhitungkan nilai elevasi muka laut ketika terjadi gelombang tsunami. Kemudian hasilnya dapat dianalisis untuk mengetahui daerah rendaman tsunami yang telah terjadi di sepanjang pesisir Keburuhan, Kabupaten Purworejo Jawa Tengah.

Diagram Alir Penelitian

Secara garis besar penelitian ini melalui tahap studi literatur, pengumpulan data, pengolahan data, verifikasi data, validasi data, analisa dan kesimpulan. Secara lengkap dapat diamati pada diagram alir sebagai berikut :

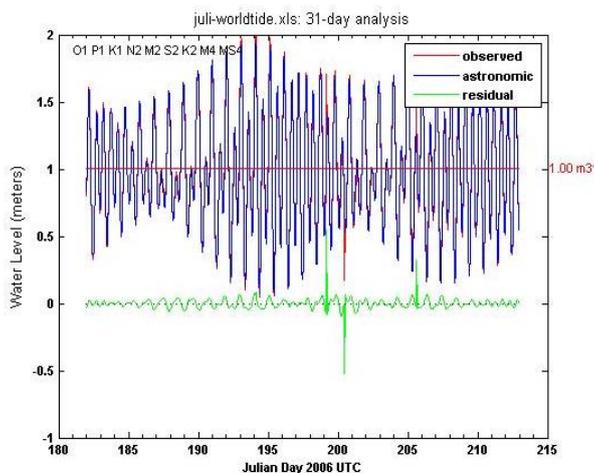


Gambar 11. Diagram Alir Penelitian

HASIL DAN PEMBAHASAN

Kondisi Pasang Surut di Perairan Keburuhan

Nilai *Mean Sea Level* (MSL) Perairan Keburuhan didapatkan dari analisis data ramalan dari BIG di bulan Juli tahun 2006 menggunakan aplikasi *World Tide Analysis*. Melalui pengolahan tersebut, didapatkan nilai MSL sebesar 1,0014 meter dan grafik pasang surut (Gambar 12) yang menunjukkan pasang surut campuran condong ganda.



Gambar 12. Grafik Hasil Pasang Surut Purworejo Juli 2006

Pada Gambar 12 pasang surut yang terjadi berdasarkan kondisi hasil pengamatan di lapangan ditunjukkan dengan warna garis warna merah. Garis berwarna biru adalah hasil perhitungan pasang surut secara astronomis dan garis berwarna hijau menunjukkan perubahan muka laut non-pasut (residual). Berdasarkan Gambar 12 terlihat bahwa hasil nilai pasang surut observasi dan astronomi memiliki nilai amplitudo dan fasa yang relatif sama. Hal ini menunjukkan bahwa hasil analisis pasang surut di lapangan sudah cukup sesuai dengan siklus pasang surut secara astronomis.

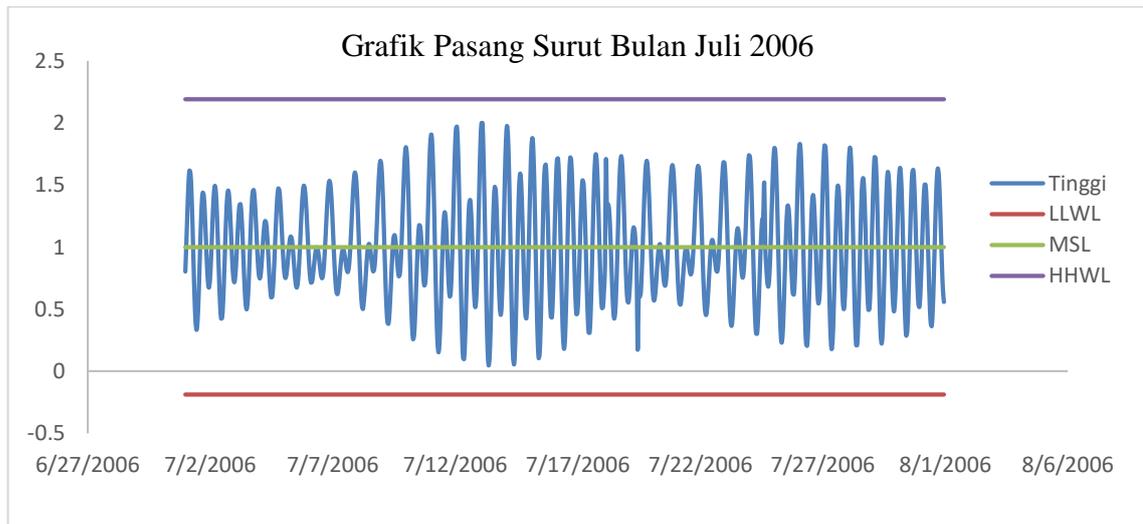
Tabel 2. Hasil Pasang Surut Purworejo Juli 2006

	O1	P1	K1	N2	M2	S2	K2	M4	MS4
A (m)	0.116	0.066	0.186	0.093	0.502	0.232	0.085	0.001	0
g⁰	111.79	172.12	156.63	224.78	329.19	75.27	229.98	139.67	142.21

Keterangan:

- O1 : Pasang surut diurnal dipengaruhi perubahan deklinasi bulan
- P1 : Pasang surut diurnal dipengaruhi perubahan deklinasi matahari
- K1 : Pasang surut diurnal dipengaruhi perubahan deklinasi bulan & matahari
- N2 : Pasang surut semi diurnal perubahan jarak lintas bulan elips
- M2 : Pasang surut semidiurnal dipengaruhi bulan
- S2 : Pasang surut semidiurnal dipengaruhi tarik matahari
- K2 : Pasang surut semi diurnal dipengaruhi perubahan jarak revolusi bumi-matahari
- M4 : Kecepatan sudutnya dua kali M2 & termasuk perairan dangkal
- MS4 : Hasil interaksi S2 & M2 dimana kecepatan sudutnya adalah dari S2 dan M2

Tabel 2 merupakan hasil komponen pasang surut di wilayah perairan Keburuhan, Purworejo. Komponen pasut tersebut diolah untuk mendapatkan nilai HHWL dan LLWL sebagai titik pembandingan nilai tinggi muka air laut dalam simulasi tsunami. HHWL dan LLWL adalah air tertinggi dan terendah pada saat pasang surut purnama atau bulan mati, selama periode 19 tahun.



Gambar 13. Grafik Hasil Pasang Surut Purworejo Juli 2006

Berdasarkan Gambar 13. di ketahui bahwa besar tinggi muka air terendah atau LLWL sebesar -0,186 m dan tinggi muka air laut tertinggi HHWL sebesar 2,189 m. Dari analisis diatas didapatkan nilai RMS (*Root Mean Square*) = 0.042 meter % $R_var= 99.02$ HAT= 1,087 meters.

Kelerengan Pantai Keburuhan

Pada Tabel 3 berikut menjelaskan hasil verifikasi antara data kelerengan model dan kelerengan lapangan dengan menggunakan metode RSR sebagai uji validitas data.

Tabel 3. Hasil Verifikasi RSR Data Kelerengan Pantai Keburuhan

Koordinat		M (%)	D (%)	(D-M) ²	(D- \sum D) ²
Bujur	Lintang				
109.911	7.8541833	3.76	0.3	12,1237	268,63
109.912	7.8541389	1.20	2.2	1,0413	208,80
109.912	7.8543333	0.71	0.6	0,0227	259,53
109.913	7.8544167	1.00	5.8	23,3239	117,51
109.913	7.8545833	5.12	3.6	2,2662	170,56
109.914	7.8547778	0.74	2.8	4,1723	192,93
109.916	7.855	0.41	1.4	0,9623	233,48
JUMLAH		12.93	16.67	43,91	1451,45
σD				14,4	
$\sum((D - M)^2/n)$				6,27	
RMSE				2,5	
RSR				0,17	

Keterangan :

M = *Run-up Model* (m)

RSR = *Standar Observasi Error Run up*

Rm = *Run-up Laws* (m)

RMSE = *Root Mean Square Error*
 σD = Standar Deviasi

$$\sigma D = \sqrt{\frac{(D-\sum D)^2}{n}} = \sqrt{\frac{1451,45}{7}} = 14,4$$

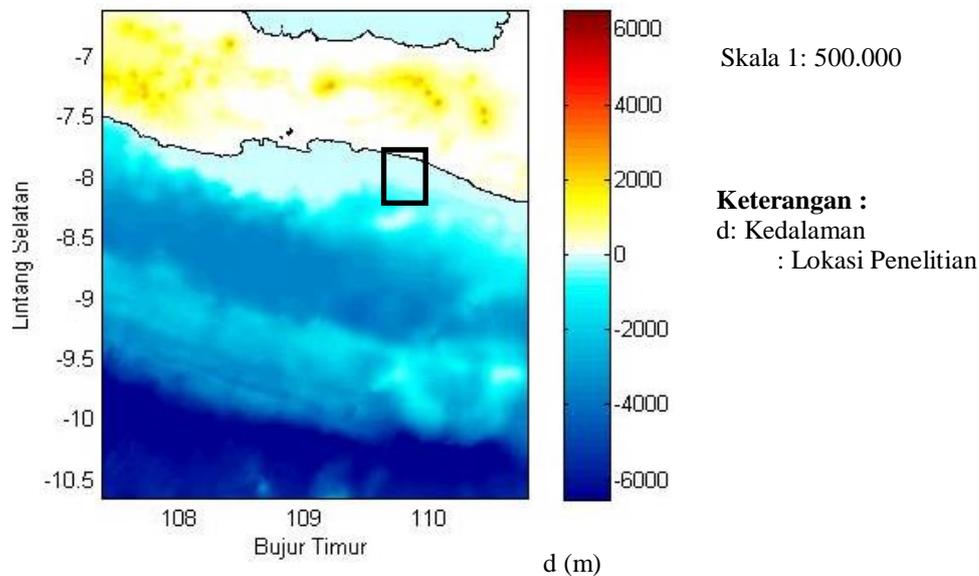
$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum(D-M)^2}{n}} = \sqrt{\frac{6,27}{7}} = 2,5$$

$$RSR = \frac{RMSE}{\sigma D} = \frac{2,5}{14,40} = 0,17$$

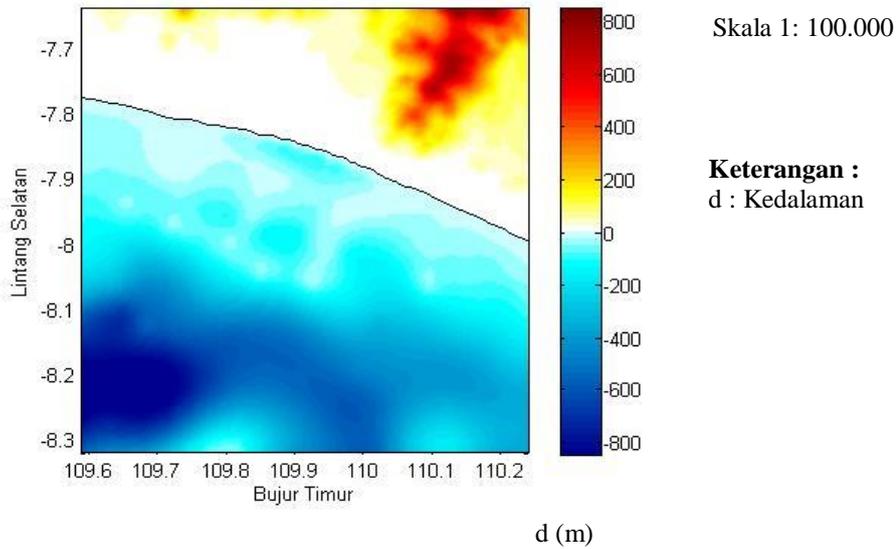
Melalui analisis data yang diperoleh diketahui bahwa nilai RSR termasuk dalam kriteria baik. Hal ini menunjukkan bahwa karakteristik kelerengan pada model sesuai dengan karakteristik kelerengan di lapangan, sehingga titik tinggi layak digunakan sebagai input dalam model.

Kontur Topografi dan Batimetri Pantai Keburuhan

Hasil perangkat lunak COMCOT 1.7 berdasarkan data GEBCO 30 *arc sec*, mampu memperlihatkan batimetri di daerah Kabupaten Purworejo (lihat Gambar 14 dan 15).

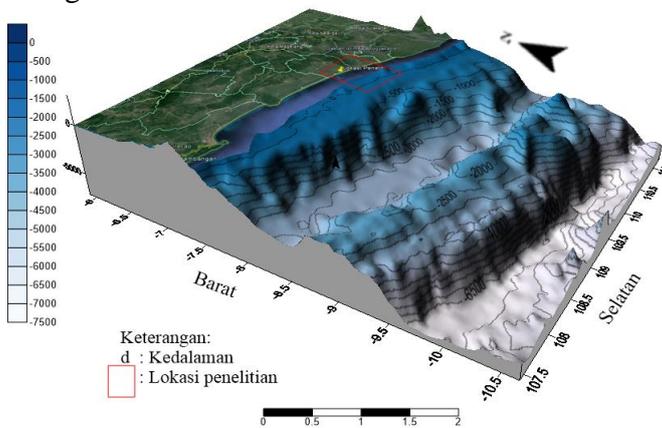


Gambar 14. Batimetri Wilayah Pantai Selatan Jawa



Gambar 15. Batimetri Wilayah Pantai Keburuhan

Software Surfer digunakan untuk menampilkan data batimetri GEBCO 30 arc dalam bentuk 3D. Gambar 16 merupakan hasil pengolahan data batimetri dengan menggunakan *software Surfer* dalam bentuk *contour* dan *3D surface*, sebagai berikut:



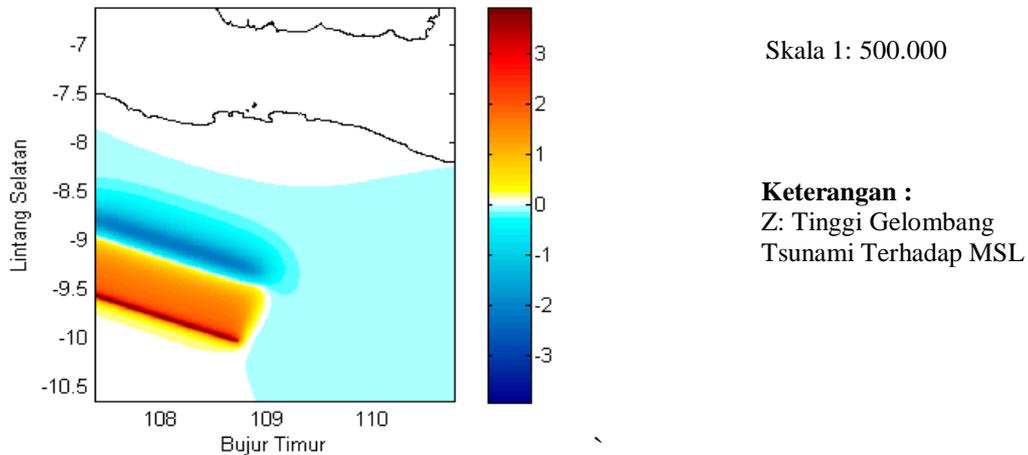
Gambar 16. Kontur 3D Surface Batimetri di Pantai Keburuhan

Pemodelan Tsunami

Kondisi Awal Tsunami

Berdasarkan hasil pemodelan tsunami dari *plot_ini.m* yang berhasil dilakukan, terlihat bahwa *initial condition* merupakan proses terjadinya pengangkatan dan penurunan dasar laut yang menyebabkan pergerakan kolom air. Pergerakan kolom air tersebut menghasilkan nilai dan gambar perubahan muka air laut di sekitar pusat gempa saat terjadinya tsunami. Pada pengolahan *plot_ini* layer yang dipilih sebagai inputan adalah data *layer01_x.dat*, *layer01_x.dat*, *layer01_y.dat* yang mengacu pada layer 01, karena pada layer tersebut merupakan layer yang mencakup titik gempa dan lokasi penelitian. Nilai yang dihasilkan dari *plot_ini.m* berupa nilai elevasi permukaan tertinggi *zmax* dengan nilai 4,083

meter, elevasi permukaan terendah z_{min} sebesar -2,155 meter, dan kecepatan gelombang c_{max} sebesar 3,8788 m/s. Berikut gambar dari kondisi awal terjadinya tsunami. z_{max}



Gambar 17. *Initial Condition* Tsunami Gempa Jawa 17 Juli 2006

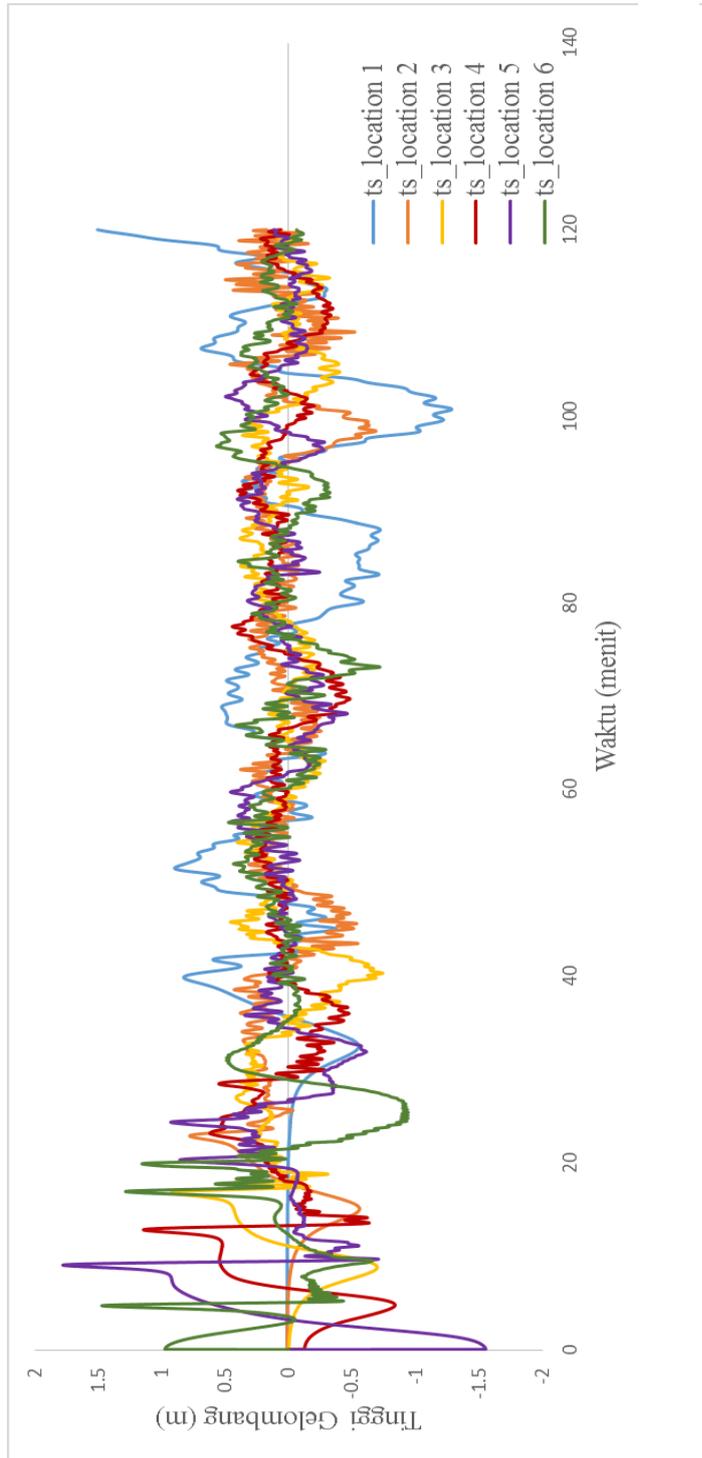
Waktu Tempuh, Tinggi Tsunami Maksimum, dan Waktu Saat Tinggi Maksimum

$Ts_location$ sebagai titik pengamatan virtual yang di input pada `data_proc.m` menghasilkan data berupa `ts_recordxx`. Data tersebut berisi rekaman *time series* muka air laut selama penjalaran tsunami dengan durasi 14.400 detik atau selama 4 jam. Tahap selanjutnya untuk menghasilkan data waktu tempuh, tinggi tsunami maksimum, dan waktu saat tinggi maksimum diperlukan pengolahan hingga menjadi grafik pada Ms. Excel. Berdasarkan hasil pengolahan grafik, data yang dihasilkan dapat diamati pada Tabel 4

Tabel 4. Waktu Tempuh Tsunami dan Ketinggian Tsunami Maksimum

Ts_location	Koordinat		Kedalaman ts_location (meter)	Z max (meter)	Waktu Zmax (jam:menit:detik)
	Bujur	Lintang			
1	109,894	-7,936	48.16	1,64	00:40:01
2	109,529	-8,231	1207,48	3,84	00:22:71
3	109,169	-8,505	2455,99	0,92	00:17:23
4	108,809	-8,791	3560	1,14	00:12:76
5	108,446	-9,062	2462,23	1,78	00:09:36
6	108,097	-9,324	2571,17	1,47	00:00:44

Keterangan :
 Z max = tinggi gelombang tsunami maksimum terhadap MSL
 Waktu Zmax = waktu saat terjadi gelombang maksimum



Gambar 25. Grafik Perbandingan Periode dan Amplitudo Gelombang Tsunami di Setiap Titik ts_location

Tabel 5. Waktu Tempuh Tsunami dan Ketinggian Tsunami di Setiap ts_location

s_location	Koordinat		Tinggi Gelombang di detik Pertama	Tinggi Gelombang di 45 menit	Tinggi Gelombang di 3 jam 55 menit
	Bujur	Lintang			
1	109.89	-7.93	0,0097 m	-0,37 m	0,75 m
2	109.52	-8.23	0,0098 m	-0,45 m	3,84 m
3	109.16	-8.50	-0,002 m	0,38 m	0,19 m
4	108.80	-8.79	-0,13 m	0,09 m	-0,21 m
5	108.44	-9.06	-1,56 m	0,04 m	-0,06 m
6	108.09	-9.32	0,98 m	-0,02 m	-0,16 m

Tabel 6. Periode dan Tinggi Gelombang Tsunami di Setiap ts_location

ts_location	Koordinat		Periode Gelombang (jam: menit: detik)	Tinggi Gelombang (meter)
	Bujur	Lintang		
1	109.89	-7.93	00:40:21	0,82
2	109.52	-8.23	00:23:25	0,77
3	109.16	-8.50	00:16:08	0,92
4	108.80	-8.79	00:12:09	1,12
5	108.44	-9.06	00:09:01	1,765
6	108.09	-9.32	00:00:03	0,97

Kondisi Lokasi Penelitian

Berdasarkan hasil survey langsung dapat diketahui bahwa kondisi topografi Pantai Keburuhan termasuk dalam katagori landai dengan nilai kelerengan rata-rata di daerah tersebut 7,85 derajat dan termasuk dalam katagori landai. Hal tersebut di perkuat dengan hasil pengolahan data peta RBI Purworejo dari BIG serta pengolahan kondisi kedalaman dari data Dihidros maupun data GEBCO 30 *arc sec*.

Pada peta kontur dan 3D *surface* batimetri di lokasi penelitian, dapat dilihat bahwa kondisi permukaan laut disekitar lokasi dekat dengan *subduction zone*, dimana berdasarkan skenario gempa jawa 17 Juli 2006 titik pusat gempa berada pada 107.989 BT dan 9.405 LS. Pembuatan *nested grid* menggunakan data batimetri dari GEBCO dan penentuan *layer* 01 dan *layer* 02 juga sudah tepat, karena sudah mencakup daerah pembangkitan gelombang tsunami dan lokasi penelitian.

Kondisi pasang surut di lokasi penelitian dari hasil wawancara dengan saksi mata dan hasil analisis data peramalan pasang surut BIG menggunakan *World Tide Analysis* menunjukkan hasil yang sama. Dimana termasuk dalam tipe pasang surut campuran condong ganda. Dari hasil analisis menunjukkan MSL di Pantai Keburuhan sebesar 1,0014 meter. Data batimetri dan data MSL yang telah dihasilkan sudah pantas untuk di jadikan data masukan pemodelan tsunami menggunakan perangkat lunak COMCOT v.1.7.

Kondisi Awal Tsunami

Kondisi awal tsunami merupakan suatu tahap dalam pemodelan tsunami yang menunjukkan daerah awal ketika tsunami terjadi. Berdasarkan simulasi numerik gelombang yang telah dilakukan oleh Hammax (1973) dalam Radianta (2010) menunjukkan bahwa waktu dan dislokasi mendekati dua pertiga dari dislokasi total, hal ini di tunjukkan pada simulasi numerik yang berhasil dilakukan menggunakan COMCOT v.1.7 . Pada perangkat lunak COMCOT ini mampu menghasilkan *initial condition* (kondisi awal tsunami) dengan pendekatan *Shallow Water Equation*. Salah satu perangkat bawaan dalam *software* COMCOT v.1.7 adalah *plot_ini.m* yang mampu menghasilkan gambar kondisi awal tsunami.

Berdasarkan hasil Gambar 34, kondisi awal kejadian pemodelan tsunami Jawa 17 Juli 2006 terlihat pergerakan kolom air akibat dari gempa tersebut yang menghasilkan nilai dan gambar perubahan muka air laut di sekitar pusat gempa saat terjadinya tsunami. Nilai yang dihasilkan dari *plot_ini.m* berupa nilai elevasi permukaan tertinggi z_{max} setinggi 4,083 meter, nilai elevasi permukaan terendah z_{min} sebesar -2,155 meter , dan kecepatan gelombang c_{max} sebesar 3,8788 m/s. Tanda negatif menunjukkan arah dari gelombang yang berada dibawah nilai MSL.

Waktu Tempuh, Tinggi Tsunami Maksimum, dan Waktu Saat Tinggi Maksimum

Pemodelan tsunami yang telah dilakukan menggunakan COMCOT v.1.7 mampu menghasilkan pergerakan permukaan air laut akibat tsunami dengan durasi 4 jam (14400 detik) pada *layer* 01 maupun *layer* 02. Pergerakan permukaan air tersebut di perlihatkan dari perbedaan persebaran warna tiap satu detik. Pada daerah pergerakan permukaan laut ditunjukkan oleh persebaran warna, dimana tiap warna memiliki nilai yang di perlihatkan dalam *colorbar*.

Pada *layer* 01 dengan luas daerah mencakup daerah titik gempa memperlihatkan penjalaran pergerakan muka air laut akibat tsunami dengan range tinggi permukaan laut dari -10 hingga 10 dalam meter. Dari hasil gambar *layer* 01 terlihat awal terjadinya surut di daratan tepatnya di pangandaran pada menit ke-20. Pada menit ke-30 *run-up* tsunami sudah mencapai daratan pangandaran. Sedangkan pada lokasi penelitian, terjadinya *run-up* tsunami secara rinci dapat di lihat pada *layer* 02 dengan range -5 hingga 5 meter. Pada *layer* 02 lokasi Pantai Keburuhan terjadi penjalaran tsunami pada menit ke- 40, sedangkan terjadinya *run-up* pada menit ke- 58.

Menurut Wang (2009) *ts_location* sebagai titik pengamatan untuk mengamati rambatan tsunami dari sumber gempa menuju Pantai Keburuhan. Titik pengamatan atau *ts_location* dibuat dengan arah 30^0 (lihat Gambar 42 hingga Gambar 44) dari titik *epicenter* gempa menuju lokasi penelitian di Pantai Keburuhan. Berdasarkan hasil grafik *ts_location* yang berhasil diolah, memperlihatkan amplitudo dan waktu penjalaran gelombang tsunami yang terjadi pada setiap titik pengamatan. Dapat dilihat bahwa penjalaran gelombang awal terjadinya tsunami dimulai dari *ts_location* 6 yang berada di dekat lokasi sumber gempa hingga ke *ts_location* 1 terletak di dekat lokasi penelitian.

Pada periode 3 detik gelombang tsunami dengan amplitudo 0,97 meter sudah mencapai *ts_location* 6 dengan koordinat 108.09706 BT 9.324023 LS. Tinggi amplitudo gelombang maksimum yang terjadi di *ts_location* 6 sebesar 1,47

meter. Pada ts_location 5 dengan koordinat 108.44684 BT 9.062283 LS pada menit ke- 9 tinggi awal gelombang tsunami sebesar 1,76 meter. Titik ts_location 5 mampu menghasilkan amplitudo gelombang maksimal hingga 1,78 meter. Titik ts_location 4 berada pada 108.809708 BT 8.791024 LS penjalaran tsunami dimulai di menit ke- 12 dengan tinggi gelombang 1,12 meter, ts_location 4 mampu menghasilkan amplitudo gelombang tsunami maksimal hingga 1,43 meter. Gelombang tsunami terekam pada titik ts_location 3 yang berada di koordinat 109.169007 BT 8.505489 LS, tsunami terjadi di menit ke-16 dengan awal penjalaran setinggi 0,92 meter, dimana penjalaran tinggi tsunami di titik ini maksimal sebesar 0,92 meter.

Pada menit ke-23 ts_location 2 mengalami penjalaran gelombang tsunami setinggi 0,77 meter. Titik ts_location 2 merupakan titik yang memiliki rekaman penjalaran amplitudo gelombang paling tinggi dibandingkan titik yang lain yaitu sebesar 3,84 meter.. Hal tersebut di karenakan letak titik ts_location yang berada pada koordinat 109.529495 BT 8.231851 LS yang merupakan daerah terjadinya efek *shoaling* akibat pendangkalan dasar laut. Dapat dilihat pada hasil pembangkitan tsunami di layer 02, terdapat pola perputaran gelombang di area tersebut akibat proses penjalaran gelombang tsunami yang kompleks. Menurut Radianta (2010) gelombang tsunami pada kedalaman homogen mengalami perubahan bentuk baik panjang gelombang maupun tingginya, hal ini dikarenakan sifat nonlinear dari gelombang tsunami.

Radianta (2010) juga mengatakan bahwa tsunami mengalami pemampatan energi akibat pemendekan gelombang atau sebaliknya penyebaran energi akibat pemanjangan gelombang selama perjalanannya dari bagian dangkal atau sebaliknya. Secara lengkap, selain perubahan bentuk karena sifat non liniernya, perubahan gelombang atau transformasi tsunami dapat berupa perubahan panjang dan tinggi gelombang (*shoaling*), perubahan arah gelombang (*refraksi*), penjalaran gelombang ke daerah terlindung (*difraksi*), penjalaran karena dipantulkan oleh alam atau bangunan (*refleksi*).

Pada titik ts_location 1 yang terletak dekat dengan lokasi penelitian di koordinat 109.894743 BT dan 7.939797 LS pada 40 menit 21 detik terlihat mulai nya penjalaran gelombang tsunami se tinggi 0.82 meter. Pada titik ini memiliki amplitudo gelombang tsunami maksimal hingga 1,64 meter.

Dari hasil ts_location 1 hingga ts_location 6, dapat diketahui bahwa pembangkitan gelombang tsunami memiliki puncak gelombang yang rendah di pusat gempa dan akan mengalami kenaikan amplitudo puncak gelombangnya saat mencapai daratan (Radianta, 2010). Hal ini disebabkan penjalaran gelombang yang dipengaruhi oleh struktur batimetri dasar laut dari pusat gempabumi ke daratan periode awal penjalaran gelombang tsunami di pengaruhi oleh lokasi koordinat. Semakin dekat dengan sumber gempa, waktu penjalaran tsunami dimulai lebih cepat dan singkat. Terbukti dari lokasi titik terdekat tsunami yaitu ts_location 6 yang memiliki durasi awal terjadinya penjalaran tsunami lebih dahulu dibandingkan dengan ts_location 1. Nilai dari besar kecil nya tinggi gelombang tsunami di pengaruhi oleh pergerakan kolom air (Radianta,2010), terbukti dari ts_location 2 yang memiliki nilai tinggi maksimum amplitudo tsunami terbesar dari pada titik yang lain. Hal ini di karenakan lokasi ts_location 2

merupakan lokasi terjadinya efek pendangkalan dasar laut dan hasil dari pendekatan *Shallow Water Equation* yang dilakukan dalam perangkat lunak COMCOT v.17.

Distribusi Tinggi Maksimum Tsunami

Pada distribusi tinggi maksimal tsunami (lihat Gambar 45 dan Gambar 46) dihasilkan dari plot *zmax.m* (Wang,2009). Plot *zmax* menghasilkan gambar distribusi tinggi maksimum tsunami yang menunjukkan bahwa tinggi gelombang maksimum lebih dari 4 meter. Pada gambar distribusi dapat diamati bahwa wilayah Pantai Keburuhan pada sisi barat memiliki tinggi gelombang maksimum yang lebih tinggi dibandingkan tipe wilayah Pantai Keburuhan bagian Timur, hal ini diakibatkan dari bentuk dasar laut. Gelombang pada daerah Pantai Keburuhan mengalami efek *shoaling* akibat terjadinya pendangkalan dasar laut dan adanya *refaksi* atau perubahan arah gelombang, hal ini menyebabkan energi gelombang tsunami mengalami perbesaran dan perubahan arah (Radianta, 2010).

SIMPULAN

Tsunami Jawa 17 Juli 2006 memiliki kecepatan gelombang maksimal sebesar 3.87 m/s. Pada menit ke 40, amplitudo awal gelombang tsunami 0,82 meter telah mencapai Pantai Keburuhan. Pada hasil simulasi tsunami menggunakan COMCOT v.17. diketahui bahwa tinggi *run-up* tsunami model sudah cukup sesuai dengan data *run-up* yang terjadi saat di lapangan, dengan nilai RSR sebesar 0.29 dan CF sebesar 1,63.

DAFTAR PUSTAKA

- Al'ala, Musa, (2015). Numerical Simulation Of Ujong Seudeun Land Separation Caused by The 2004 Indian Ocean Tsunami, Aceh-Indonesia. *Journal of Tsunami Society International*.,34(3): 159-172.
- BAPPEDA dan BPS Kabupaten Purworejo, (2013). Kabupaten Purowrejo dalam Angka 2012/2013.
- BNPB, (2016). Data Bencana. www.bnpb.go.id. (20 Oktober 2016)
- BNPB, (2011). Peta Geospasial. <http://geospasial.bnpb.go.id/>.(19 Januari,2017)
- BPBD Kabupaten Purworejo, (2014). Dokumen Jalur Evakuasi Bencana Tsunami di Kabupaten Purworejo Tahun 2014-2018.
- BPS Kabupaten Purworejo, (2014). Kecamatan Grabag Dalam Angka 2014.
- Diposaptono, S dan Budiman, (2006). Tsunami. Ed.2. PT Sarana Komunikasi Utama. Bogor.
- George, M.S., L. Bertino., O.M. Johannessen, and A. Samuelsen, (2010). Validation of a Hybrid Coordinate Ocean Model for the Indian Ocean. *Journal of Operational Oceanography*.,3(2).
- Harada, Kenji and Yoshiaki Kawata, (2004). Study on the Effect of Coastal Forest to Tsunami Reduction. *Annals of Disaster. Kyoto University*.
- ITIC, (2016). Earthquake and Tsunami in Pangandaran July 18th 2006. <http://itic.ioc-unesco.org/>. (10 September, 2006)
- Kongko, W. et al, (2006). Rapid Survey on Java Tsunami 17 July 2006.

- Kongko, W., (2011). South Java Tsunami Model Using Highly Resolved Data And Probable Tsunamigenic Sources.[Disertasi]. Genehmigt von der Fakultät für Bauingenieurwesen und Geodäsie der Gottfried Wilhelm Leibniz Universität Hannover, Hannover German, 314 hlm.
- Liu P. L.-F., S-B. Woo., Y-S Cho, (1998). Computer programs for tsunami propagation and inundation. Technical report, Cornell University.
- Moriassi, D.N, J.G Arnold, M.W. Van Liew, R.L. Binger, R.D. Harmel, T.L. Veith, (2007). Model Evaluation Guidelines for Systematic Quantification of Accuracy in Watershed Simulations. American Society of Agricultural and Biological Engineers., 50: 885-900.
- Noor, Djauhari, (2011). Geologi untuk Perencanaan. Graha Ilmu. Yogyakarta.
- Pemerintah Kota Purworejo, (2016). Profil Purworejo. <http://www.purworejokab.go.id/>. (20 Oktober 2016)
- Pusat Vulkanologi Dan Mitigasi Bencana Geologi, (2015). Gempa Bumi dan Tsunami.Kementerian Energi Dan Sumber Daya Mineral Badan Geologi, Bandung, 20 hlm.
- Rusli, Irjan dan R. Ariska, (2010). Pemodelan Tsunami Sebagai Bahan Mitigasi Bencana Studi Kasus Sumenep dan Kepulauannya. Jurnal Neutrino.,2(2):164-182.
- Sargent, Robert G., (2009). Verification and Validation of Simulation Models. Proceedings of the 2009 Winter Simulation Conference, U.S.A, p. 162-176.
- Satake, K., (1985). The Mechanism of the 1983 Japan Sea Earthquakes as Inferred from Long-Period Surface Waves and Tsunami, Phys. Earth.
- Soehaimi, A., (2008). Seismotektonik dan Potensi Kegempaan Wilayah Jawa. Bandung. Jurnal Geologi Indonesia., 3(4): 227-240.
- Synolaskis, Emmanuel, (1987). The Runup of Solitary Wave.J.Fluid.Great Britain.,185:523-545.
- Theodore F. Najoan, Ari Budiman. Peta Zonasi Tsunami Indonesia., 2(2): 96-107.
- Triatmadja, Radianta, (2009). Model Matematik Teknik Pantai Menggunakan Diferensi Hingga dan Metode Karakteristik. Beta Offset. Yogyakarta.
- Triatmadja, Radianta, (2010). Tsunami Kejadian, Penjalaran, Daya Rusak, dan Mitigasinya. Gajah Mada University Press. Yogyakarta.
- Triatmodjo, B., (1999). Teknik Pantai. Beta Offset. Yogyakarta.
- UNESCO, (2007).Rangkuman Istilah Tsunami.UNESCO House, Jakarta:36hlm.(Diterjemahkan oleh Jakarta Tsunami Information Centre).
- USGS, (1998). Revised Methods for Characterizing Stream Habitat in the National Water-Quality Assessment Program. U.S. Geological Survey. North Carolina.
- _____, (2016). USGS Search Earthquake Catalog. <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>(1 Oktober 2016).
- Wang, X and Liu PLF, (2004). An Analysis of 2004 Sumatra Earthquake Fault Plane Mechanisms and Indian Ocean Tsunami. Journal of Hydraulic Research., 00(0): 1–8.
- Wang, X., (2009). User Manual For Comcot Version 1.7 (First Draft). Cornell University.USA.