



**SIMULASI PENJALARAN GELOMBANG TSUNAMI DENGAN VARIASI
MATERI PENYUSUN DASAR LAUT MENGGUNAKAN
METODE RUNGE-KUTTA**

SKRIPSI

Oleh

**Fathur Rohman
NIM 091810101004**

**JURUSAN MATEMATIKA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
UNIVERSITAS JEMBER
2013**



**SIMULASI PENJALARAN GELOMBANG TSUNAMI DENGAN VARIASI
MATERI PENYUSUN DASAR LAUT MENGGUNAKAN
METODE RUNGE-KUTTA**

SKRIPSI

Diajukan guna melengkapi tugas akhir dan memenuhi salah satu syarat untuk menyelesaikan Program Studi Matematika (S1) dan mencapai gelar Sarjana Sains

Oleh

**Fathur Rohman
NIM 091810101004**

**JURUSAN MATEMATIKA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
UNIVERSITAS JEMBER
2013**

PERSEMBAHAN

Skripsi ini saya persembahkan untuk :

1. Mansur, S.Pd dan Ruchi Hidayati N.K selaku orang tua yang telah mencurahkan seluruh kasih sayangnya kepada anakmu tercinta;
2. Fatimatuz Zahro sebagai kakak dan Muflihatus Surur, Mahbub Nuroni, dan Muhammad Sirojuddin sebagai adik yang telah mendukung saudaranya tercinta;
3. guru-guru sejak taman kanak-kanak sampai perguruan tinggi, yang telah memberikan ilmu dan membimbing dengan penuh kesabaran;
4. Almamater Jurusan Matematika FMIPA Universitas Jember;
5. Unit Kegiatan Mahasiswa Seni TITIK dan HIMATIKA “GeoKompStat” yang telah memberikan dukungan moril.

MOTTO

Baginya (manusia) ada malaikat-malaikat yang selalu menjaganya bergiliran, dari depan dan belakangnya. Mereka menjaganya atas perintah Allah. Sesungguhnya Allah tidak akan mengubah keadaan suatu kaum sebelum mereka mengubah keadaan diri mereka sendiri. Dan apabila Allah menghendaki keburukan terhadap suatu kaum, maka tidak ada yang dapat menolaknya dan tidak ada pelindung bagi mereka selain dia.
(Terjemahan Q.S 13 Ar-Ra'd: 11)*

*) Departemen Agama Republik Indonesia. 2006. *Al Qur'an dan Terjemahannya*. Bandung: CV Penerbit Diponegoro

PERNYATAAN

Saya yang bertanda tangan di bawah ini :

nama : Fathur Rohman

NIM : 091810101004

menyatakan dengan sesungguhnya bahwa karya tulis ilmiah yang berjudul “simulasi penjalaran gelombang tsunami dengan variasi materi penyusun dasar laut menggunakan metode runge-kutta” adalah benar-benar hasil karya sendiri, kecuali kutipan yang sudah saya sebutkan sumbernya dan belum pernah diajukan pada institusi manapun serta bukan karya jiplakan. Saya bertanggung jawab atas keabsahan dan kebenaran isinya sesuai dengan sikap ilmiah yang harus dijunjung tinggi.

Demikian pernyataan ini saya buat dengan sebenarnya, tanpa ada tekanan dan paksaan dari pihak manapun serta bersedia mendapat sanksi akademik jika ternyata dikemudian hari pernyataan ini tidak benar.

Jember, Mei 2013

Yang menyatakan,

Fathur Rohman
NIM 091810101004

SKRIPSI

SIMULASI PENJALARAN GELOMBANG TSUNAMI DENGAN VARIASI MATERI PENYUSUN DASAR LAUT MENGGUNAKAN METODE RUNGE-KUTTA

Oleh

Fathur Rohman
NIM 091810101004

Pembimbing

Dosen Pembimbing Utama : Drs. Rusli Hidayat, M.Sc.
Dosen Pembimbing Anggota : Kusbudiono, S.Si, M.Si

PENGESAHAN

Skripsi berjudul “Simulasi Penjalaran Gelombang Tsunami Dengan Variasi Materi Penyusun Dasar Laut Menggunakan Metode Runge-Kutta” telah diuji dan disahkan pada :
hari, tanggal :
tempat : Fakultas MIPA Universitas Jember

Tim Penguji :

Dosen Pembimbing Utama,

Dosen Pembimbing Anggota,

Drs. Rusli Hidayat, M.Sc.
NIP.19661012 199303 1 001

Kusbudiono, S.Si., M.Si.
NIP.19770430 200501 1 001

Penguji I,

Penguji II,

Bagus Juliyanto SSi
NIP.19800702 200312 1 001

Dr. Alfian Futuhul Hadi SSi,Msi
NIP.19740719 200012 1 001

Mengesahkan

Dekan,

Prof. Drs. Kusno, DEA, Ph.D.
NIP 196101081986021001

RINGKASAN

Simulasi Penjalaran Gelombang Tsunami Dengan Variasi Materi Penyusun Dasar Laut Dengan Metode Runge-Kutta; Fathur Rohman; 091810101004; 2013; 44 halaman; Jurusan Matematika Fakultas MIPA Universitas Jember

Indonesia merupakan negara yang menjadi pertemuan tiga lempeng tektonik aktif di dunia, yaitu lempeng Eurasia, lempeng Australia, dan lempeng Pasifik. Letak Indonesia yang menjadi pertemuan ketiga lempeng tersebut menyebabkan Indonesia menjadi salah satu negara dengan jumlah gunung api terbanyak dan memiliki pusat-pusat gempa bumi sehingga daerah-daerah di Indonesia dapat dikatakan sebagai daerah tektonik aktif. Daerah tektonik aktif adalah daerah rawan gempa. Pusat gempa bisa terjadi baik di darat maupun di dasar laut. Jika pusat gempa terjadi di dasar laut berpotensi mengakibatkan terjadinya tsunami.

Weisstein & Trott (2005) menggunakan teori perairan air dangkal guna untuk mengetahui profil penjalaran gelombang tsunami, akan tetapi sangat sulit untuk mendapatkan solusi penjalaran gelombang tsunami yang sudah ada. Sehingga Satake (1992) melakukan linierisasi dan pendekatan komputasi serta simulasi secara numerik yang hingga saat ini banyak diterapkan guna mempelajari perilaku/profil penjalaran gelombang tsunami. Zamzami (2006) melakukan penelitian tentang profil penjalaran gelombang tsunami menggunakan teori perairan air dangkal, dengan menghilangkan pengaruh dari suku-suku non-linier dan suku-suku gesekan antara air laut dan dasar laut sehingga model yang diteliti oleh Zamzami merupakan model linier dari teori perairan air dangkal yang disimulasikan menggunakan *software* Matlab. Sedangkan untuk metode Runge-Kutta adalah salah satu metode numerik yang sering digunakan untuk menyelesaikan persamaan diferensial dan juga tingkat keakuratannya dapat dipercaya. Prihandini (2012) melakukan penelitian dengan membandingkan metode Runge-Kutta orde empat dengan metode Prediktor-Korektor, dengan hasilnya yaitu didapat bahwa metode Runge-Kutta orde empat lebih akurat jika dibandingkan dengan metode Prediktor-Korektor.

Pada penulisan tugas akhir ini digunakan perhitungan numerik untuk memperoleh profil penjalaran gelombang tsunami, menggunakan metode Runge-Kutta orde empat. Akan tetapi sebelum menggunakan metode Runge-Kutta, terlebih dahulu digunakan metode beda hingga agar persamaan profil penjalaran gelombang tsunami yang pada awalnya merupakan persamaan diferensial parsial menjadi persamaan diferensial biasa.

Simulasi penjalaran gelombang tsunami dilakukan dengan menggunakan fungsi *Gaussian Bell* sebagai keadaan awal tsunami dengan Amplitudo sebesar 0,005 Km dengan panjang gelombang 5 Km, yang disimulasikan secara dua dimensi dan tiga dimensi. Pada awal akan dicari profil umum dari gelombang tsunami, kemudian hubungan fluks debit dengan tinggi gelombang, waktu kedatangan gelombang pada bibir pantai dan yang terpenting adalah pengaruh penyusun materi dasar laut sebagai tujuan utama tugas akhir ini. Selain itu diamati juga bentuk penjalaran gelombang secara dua dimensi dan tiga dimensi.

Hasil simulasi penjalaran gelombang tsunami menunjukkan bahwa pada awalnya gelombang tsunami bergerak menurun. Setelah selang beberapa waktu gelombang tsunami bergerak naik. Dalam penelitian ini juga didapatkan bahwa besar fluks debit pada awalnya berbanding terbalik dengan tinggi gelombang, akan tetapi pada suatu saat besar fluks debit menjadi berbanding lurus dengan tinggi gelombang. Hasil lain yang didapatkan bahwa gelombang tsunami dengan amplitudo 0.005 Km dan pusat gempa berjarak 25 Km dari bibir pantai akan mencapai bibir pantai dengan waktu tempuh 159,4 detik. Dalam penelitian ini juga didapatkan fakta bahwa materi penyusun dasar laut tidak mempengaruhi ketinggian gelombang tsunami.

PRAKATA

Puji syukur Alhamdulillah penulis panjatkan kehadirat Allah SWT atas segala rahmat dan karunia-Nya sehingga penulis dapat menyelesaikan skripsi yang berjudul “simulasi penjalaran gelombang tsunami dengan variasi materi penyusun dasar laut menggunakan metode runge-kutta”. Skripsi ini disusun untuk memenuhi salah satu syarat menyelesaikan pendidikan strata satu (S1) pada Jurusan Matematika Fakultas MIPA Universitas Jember.

Dalam penyelesaian karya tulis ilmiah ini, penulis telah banyak mendapat bantuan dan dorongan baik secara langsung maupun tak langsung dari berbagai pihak. Oleh karena itu, penulis menyampaikan terima kasih kepada :

1. Bapak Drs. Rusli Hidayat, M.Sc., selaku Dosen Pembimbing Utama dan Bapak Kusbudiono, S.Si., M.Si., selaku Dosen Pembimbing anggota, yang telah meluangkan waktu, pikiran, dan perhatian dalam penyusunan skripsi ini;
2. Bapak Bagus Juliyanto S.Si., dan Bapak Dr. Alfian Futuhul Hadi S.Si, M.Si, selaku Dosen Penguji yang telah memberi kritik dan saran dalam penyusunan skripsi ini;
3. teman-teman GDS, *A Fire Life* dan juga matematika FMIPA angkatan 2009 yang telah mendukung dengan segenap hati;
4. semua pihak yang tidak dapat disebutkan satu-persatu.

Penulis juga menerima segala kritik dan saran dari semua pihak demi kesempurnaan skripsi ini. Akhirnya, penulis berharap semoga skripsi ini dapat bermanfaat bagi semua pihak.

Jember, Mei 2013

Penulis

DAFTAR ISI

	Halaman
HALAMAN JUDUL	ii
HALAMAN PERSEMBAHAN	iii
HALAMAN MOTTO	iv
PERNYATAAN	v
PENGESAHAN	vii
RINGKASAN	viii
PRAKATA	x
DAFTAR ISI	xi
DAFTAR GAMBAR	xiv
DAFTAR TABEL	xv
BAB 1. PENDAHULUAN	1
1.1 Latar belakang	1
1.2 Perumusan masalah	3
1.3 Tujuan	3
1.4 Manfaat	3
BAB 2. TINJAUAN PUSTAKA	4
2.1 Teori Lempeng Tektonik	4
2.2 Gempa Bumi	4
2.2.1 Pengertian Gempa Bumi	4
2.2.2 Penyebab Terjadinya Gempa Bumi Karena Kegiatan Tektonik	5
2.3 Tsunami	5
2.4 Pemodelan Penjalaran Gelombang Tsunami	5
2.4.1 Teori Perairan Dangkal	5
2.4.2 Gesekan Dasar Laut	8

2.4.3 Aturan Persamaan	9
2.5 Persamaan Diferensial Parsial	10
2.6 Deret Taylor	11
2.7 Kesalahan Pemotongan (<i>truncation error</i>)	12
2.8 Metode Beda Hingga	12
2.8.1 Pendekatan Beda Maju untuk Turunan Pertama	13
2.8.2 Pendekatan Beda Mundur untuk Turunan Pertama	14
2.8.3 Pendekatan Beda Pusat untuk Turunan Pertama	15
2.9 Metode Runge-Kutta	15
2.10 Syarat Batas Von Neumann	16
2.11 Penelitian Sebelumnya Tentang Metode Runge-Kutta	17
BAB 3. METODE PENELITIAN	19
BAB 4. HASIL DAN PEMBAHASAN	22
4.1 Model Penjalaran Gelombang Tsunami	22
4.2 Diskritisasi Variabel Spasial	23
4.2.1 Diskritisasi Persamaan Dua Dimensi	23
4.2.2 Diskritisasi Persamaan Tiga Dimensi	25
4.3 Diskritisasi Variabel Temporal	28
4.3.1 Diskritisasi Variabel Temporal Untuk Dua Dimensi	28
4.3.2 Diskritisasi Variabel Temporal Untuk Tiga Dimensi	29
4.4 Syarat Awal	31
4.5 Simulasi dan Analisis Hasil Program	32
4.5.1 Profil Penjalaran Gelombang Tsunami	32
4.5.2 Hubungan Antara Tinggi Gelombang Dan <i>Flux Discharge</i> ..	36
4.5.3 Tinggi Gelombang Tsunami pada bibir pantai	37
4.5.4 Pengaruh Materi Penyusun Dasar Laut Dalam	
Penjalaran Gelombang Tsunami	38
4.5.5 Perbandingan antara gelombang tsunami dua dimensi	
dan tiga dimensi	40

BAB 5. PENUTUP	42
5.1 Kesimpulan	42
5.2 Saran	42
DAFTAR PUSTAKA	43
LAMPIRAN	45

DAFTAR GAMBAR

	Halaman
2.1 Grafik dari turunan pertama pendekatan beda maju	14
2.2 Grafik dari turunan pertama pendekatan beda mundur	14
2.3 Grafik dari turunan pertama pendekatan beda pusat	15
3.1 Sketsa Metode Penelitian	19
4.1 Plot Fungsi <i>Gaussian Bell</i>	32
4.2 Profil Awal Gelombang Tsunami	33
4.3 Gelombang Tsunami setelah 30 detik	33
4.4 Gelombang Tsunami setelah 60 dan 90 detik	34
4.5 Gelombang Tsunami setelah 120	34
4.6 Profil awal gelombang Tsunami dengan Amplitudo 0,005 Km dan 0,05 Km	35
4.7 Gelombang tsunami dengan amplitudo 0,05 setelah 60 detik dan 90 detik	36
4.8 Keadaan awal Gelombang Tsunami dan fluks debit	36
4.9 Keadaan Tsunami pada detik ke-30	37
4.10 Gelombang tsunami dengan materi penyusun dasar laut semen halus dan logam halus dan puing-puing bebatuan	38
4.11 Gelombang tsunami dengan materi penyusun dasar laut semen halus dan logam halus dan puing-puing bebatuan pada detik ke-60 dan 120	39
4.12 Gelombang tsunami dua dimensi dan tiga dimensi pada keadaan awal	40
4.13 Gelombang tsunami dua dimensi dan tiga dimensi pada detik ke-60 dan 120	41

DAFTAR TABEL

2.1 Nilai dari koefisien kekasaran Manning materi penyusun dasar laut n	9
---	---

BAB 1. PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Indonesia merupakan negara yang terletak pada pertemuan tiga lempeng tektonik aktif di dunia yaitu lempeng tektonik aktif Eurasia, lempeng tektonik aktif Australia, dan lempeng tektonik aktif Pasifik. Letak Indonesia yang menjadi pertemuan ketiga lempeng tersebut menyebabkan Indonesia menjadi salah satu negara dengan jumlah gunung api terbanyak dan memiliki pusat-pusat gempa bumi sehingga daerah-daerah di Indonesia dapat dikatakan sebagai daerah tektonik aktif. Daerah tektonik aktif adalah daerah rawan gempa (Dulbahri,tanpa tahun).

Menurut Nandi, 2006 gempa terjadi karena adanya kegiatan gaya-gaya tektonik yang terjadi secara terus menerus dalam proses pembentukan gunung-gunung, terjadi patahan-patahan dan tarikan atau tekanan dari pergerakan lempeng-lempeng batuan penyusun kerak bumi. Jika pusat gempa berada di tengah laut maka akan berpotensi menghasilkan gelombang tsunami (Dulbahri,tanpa tahun)

Gelombang tsunami sangat berbahaya bagi umat manusia, tercatat dari berbagai bencana tsunami yang pernah terjadi telah menewaskan ribuan orang dan menghancurkan berbagai fasilitas-fasilitas umum. Bencana tsunami terbaru terjadi di Jepang pada tanggal 11 Maret 2011 menewaskan sedikitnya 10.000 orang dan warga Jepang terancam mengalami radiasi akibat meledaknya reaktor nuklir di PLTN Fukushima, sehingga banyak sekali peneliti-peneliti yang memodelkan tentang penjalaran gelombang tsunami.

Berbagai upaya dilakukan guna menginvestigasi mekanisme penjalaran gelombang tsunami, salah satunya adalah dengan mengkaji penjalaran gelombang tsunami menggunakan teori perairan dangkal. Gelombang tsunami dianggap sebagai gelombang permukaan air laut yang terjadi pada perairan dangkal. Akan tetapi, pada kenyataannya sangat sulit untuk mendapatkan model-model gelombang perairan

dangkal (Weisstein & Trott, 2005). Berbagai cara dilakukan guna mendapatkan solusi dari model-model penjalaran gelombang yang telah ada, akan tetapi model-model tersebut tidak bisa dicari penyelesaian secara analitik. Untuk itu diperlukan berbagai metode guna mendapatkan penyelesaian dari model tersebut, salah satu diantaranya adalah melakukan linierisasi dan pendekatan komputasi serta simulasi secara numerik yang hingga saat ini banyak diterapkan guna mempelajari perilaku/profil penjalaran gelombang tsunami (Satake, 1992). Teori perairan air dangkal merupakan sistem persamaan non-linier yang sering digunakan untuk mensimulasikan penjalaran gelombang tsunami baik untuk kasus penjalaran secara lokal (menuju daerah yang lebih dangkal) maupun penjalaran *transoceanic* (penjalaran jarak jauh menuju laut lepas) (Tinti & Vannini dalam Zamzami, 2006).

Zamzami, 2006 melakukan penelitian tentang profil penjalaran gelombang tsunami menggunakan teori perairan air dangkal, dengan hasil yang dihasilkan hanya berupa ketinggian penjalaran gelombang tsunami. Zamzami melakukan penelitian dengan menghilangkan pengaruh dari suku-suku non-linier dan suku-suku gesekan antara air laut dan dasar laut sehingga model yang diteliti oleh Zamzami merupakan model linier dari teori perairan air dangkal. Penelitian Zamzami kemudian disimulasikan menggunakan *software* Matlab.

Pada tugas akhir ini simulasi penjalaran gelombang tsunami akan disimulasikan dengan menggunakan metode Rung-Kutta orde empat. Metode ini adalah salah satu metode numerik yang digunakan untuk mencari solusi dari persamaan diferensial. Prihandini, 2012 melakukan penelitian membandingkan antara metode Runge-Kutta orde empat dengan metode Prediktor-Korektor. Hasilnya didapatkan bahwa metode Runge-Kutta lebih akurat dibandingkan dengan metode Prediktor-Korektor dalam menyelesaikan suatu persamaan diferensial.

1.2 Perumusan Masalah

Dari latar belakang diatas muncul berbagai permasalahan tentang profil penjalaran gelombang tsunami yang dikaji menggunakan model teori perairan air dangkal non-linier, diantaranya :

- a. Bagaimana solusi numerik dari model penjalaran gelombang tsunami dengan metode Runge-Kutta?
- b. Bagaimana profil penjalaran gelombang tsunami dengan variasi materi penyusun dasar laut dengan metode Runge-Kutta?

1.3 Tujuan

Tujuan dari penelitian kali ini adalah untuk mengetahui:

- a. Solusi numerik dari model penjalaran gelombang tsunami metode Runge-Kutta
- b. Profil gerak penjalaran gelombang tsunami dengan variasi materi penyusun dasar laut metode Runge-Kutta

1.4 Manfaat

Setelah tujuan dari penelitian ini tercapai, akan diketahui solusi numerik dan profil dari penjalaran gelombang tsunami akan didapatkan informasi mengenai karakteristik penjalaran gelombang dan juga hubungan antara tinggi gelombang dan fluks debit dari gelombang tsunami.

BAB 2 TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Teori Lempeng Tektonik

Teori lempeng tektonik diyakini oleh banyak ahli sebagai teori yang menerangkan proses dinamika bumi, antara lain gempa bumi dan pembentukan jalur pegunungan. Menurut teori ini kulit bumi (kerak bumi) yang disebut litosfer terdiri dari lempengan yang mengambang di atas lapisan yang lebih padat yang disebut astenosfer. Ada dua jenis kerak bumi, yaitu kerak samudra dan kerak benua. Kerak samudra tersusun atas batuan yang bersifat basa, sedangkan kerak benua tersusun atas batuan yang bersifat asam.

Kerak bumi menutupi seluruh permukaan bumi. Namun, akibat adanya aliran panas yang mengalir di astenosfer menyebabkan kerak bumi pecah menjadi bagian-bagian yang lebih kecil. Bagian-bagian itulah yang disebut lempeng kerak bumi (lempeng tektonik). Aliran panas tersebut untuk selanjutnya menjadi sumber kekuatan terjadinya pergerakan lempeng. Lempeng tektonik merupakan dasar dari “terbangunnya” sistem kejadian gempa bumi, peristiwa gunung berapi, pemunculan gunung api bawah laut, dan peristiwa geologi lainnya (Oktaviani, tanpa tahun).

2.2 Gempa Bumi

2.2.1 Pengertian Gempa Bumi

Gempa bumi merupakan hentakan besar yang terjadi sekaligus akibat penimbunan energi elastik atau strain dalam waktu yang lama secara kontinuitas akibat dari adanya pergerakan lempeng tektonik. Sesungguhnya bergetar secara kontinu walaupun relatif kecil. Getaran tersebut tidak dikatakan sebagai gempa bumi karena sifat getarannya terus menerus, sedang gempa bumi memiliki waktu awal dan akhir terjadinya sangat jelas (Nandi, 2006).

2.2.2 Penyebab Terjadinya Gempa Bumi karena kegiatan tektonik

Gempa bumi mempunyai efek yang sangat besar sebenarnya berasal dari kegiatan tektonik. Gempa bumi terjadi karena adanya gaya-gaya tektonik yang telah berlangsung dalam proses pembentukan gunung-gunung, terjadinya patahan-patahan dan tarikan atau tekanan dari pergerakan lempeng-lempeng penyusun kerak bumi atau yang lebih sering disebut dengan lempeng tektonik (Nandi, 2006).

2.3 Tsunami

Tsunami adalah sebuah ombak yang terjadi setelah sebuah gempa bumi, gempa laut, gunung berapi meletus atau hantaman meteor di laut. Tsunami tidak terlihat saat masih berada jauh di tengah lautan, akan tetapi begitu mencapai wilayah dangkal gelombangnya yang bergerak cepat ini akan semakin membesar. Tenaga setiap tsunami adalah tetap terhadap fungsi ketinggian dan kelajuannya (Sugito, 2008).

Tsunami sendiri terjadi akibat adanya gempa bumi di dasar laut. Tsunami dipicu oleh tanah longsor di dasar laut, adanya letusan gunung api pada permukaan dasar laut, dan juga jatuhnya meteor di tengah laut.

Namun tidak semua peristiwa gempa bumi di dasar laut dapat mengakibatkan tsunami. Tsunami akan terjadi jika :

- a. pusat gempa berada di dasar laut
- b. kedalaman pusat gempa kurang dari 60 km
- c. kekuatan gempa lebih dari 7 SR

2.4 Pemodelan Penjalaran Gelombang Tsunami

2.4.1 Teori Perairan Dangkal

Tsunami terutama yang dihasilkan oleh pergerakan dasar laut akibat gempa bumi memiliki gelombang panjang. Dalam teori gelombang tersebut, percepatan vertikal partikel air dapat diabaikan dibandingkan dengan percepatan gravitasi kecuali untuk perambatan tsunami samudra. Akibatnya, gerakan vertikal partikel air tidak

berpengaruh pada distribusi tekanan. Ini adalah pendekatan yang baik bahwa tekanan tersebut adalah hidrostatis (Imamura *et al*, 2006).

Berdasarkan perkiraan tersebut dan mengabaikan percepatan vertikal, persamaan konservasi massa dan momentum dalam masalah tiga dimensi yang dinyatakan dalam teori

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \right) = 0 \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} \right) = 0 \quad (2.3)$$

$$g + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} = 0 \quad (2.4)$$

di mana x dan y adalah sumbu horisontal, z sumbu vertikal, waktu t , h kedalaman air, η perpindahan vertikal permukaan air di atas permukaan air, u , v dan w adalah kecepatan partikel air pada arah x , y , dan z , g percepatan gravitasi, dan τ_{ij} tegangan geser normal atau tangensial dalam arah i dengan $i=x,y$ dan z pada bidang normal j (Imamura *et al*, 2006).

Persamaan momentum dalam arah z -dengan kondisi dinamis di permukaan yang $p = 0$ menghasilkan tekanan hidrostatis $p = \rho g(\eta - z)$. Persamaan (2.1-2.4) dapat digunakan guna menyelesaikan persoalan perambatan gelombang dengan syarat batas. Kondisi dinamis dan kinetik di permukaan dan bawah diberikan sebagai berikut:

$$p = 0 \quad \text{pada } z = \eta \quad (2.5)$$

$$w = \frac{\partial \eta}{\partial t} + u \frac{\partial \eta}{\partial x} + v \frac{\partial \eta}{\partial y} \quad \text{pada } z = \eta \quad (2.6)$$

$$w = -u \frac{\partial h}{\partial x} - v \frac{\partial h}{\partial y} \quad \text{pada } z = -h \quad (2.7)$$

persamaan (2.1-2.4) diintegrasikan dari dasar laut ke permukaan dengan menggunakan aturan Leibnitz. Sebagai contoh, bentuk pertama dari persamaan momentum pada arah-x dapat ditulis ulang sebagai :

$$\int_{-h}^{\eta} \frac{\partial u}{\partial t} dz = \frac{\partial}{\partial t} \int_{-h}^{\eta} u dz - u \frac{\partial \eta}{\partial t} \Big|_{z=\eta} + u \frac{\partial(-h)}{\partial t} \Big|_{z=-h}$$

dengan menggunakan Kondisi dinamis dan kinetik pada persamaan (2.5-2.7), dihasilkan persamaan dua dimensi atau yang lebih dikenal teori Perairan dangkal sebagai berikut :

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (2.8)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\tau_x}{\rho} = A \left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2} \right) \quad (2.9)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\tau_y}{\rho} = A \left(\frac{\partial^2 N}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N}{\partial y^2} \right) \quad (2.10)$$

dimana D adalah total kedalaman air diberikan $h+\eta$, τ_x dan τ_y gesekan pada dasar laut pada arah sumbu-x dan sumbu-y, A adalah viskositas arus horizontal yang diasumsikan konstan pada ruang, tegangan geser pada permukaan diabaikan. M dan N adalah fluks debit (Jumlah debit yang mengalir melalui luasan tertentu yang tegak

lurus terhadap aliran air persatuan waktu) pada arah sumbu- x dan sumbu- y yang diberikan oleh :

$$M = \int_{-h}^{\eta} u dz = u(h + \eta) = uD$$

$$N = \int_{-h}^{\eta} v dz = v(h + \eta) = vD$$

(Imamura *et al*,2006)

2.4.2 Gesekan Dasar Laut

Gesekan dasar laut secara umum diekspresikan sebagai berikut, dalam analogi aliran yang seragam,

$$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{1}{2g} \frac{f}{D^2} M \sqrt{M^2 + N^2} \quad (2.11)$$

$$\frac{\tau_y}{\rho} = \frac{1}{2g} \frac{f}{D^2} N \sqrt{M^2 + N^2} \quad (2.12)$$

dimana f adalah koefisien gesekan. Tanpa pembahasan lebih rinci dari nilai f ini lebih disukai menggunakan koefisien kekasaran Manning n yang sangat familiar dikalangan insinyur sipil. Nilai n akan diberikan pada Tabel 2.1(Imamura *et al*, 2006).

Koefisien gesekan f dan koefisien kekasaran Manning dihubungkan oleh :

$$n = \sqrt{\frac{fD^{1/3}}{2g}}$$

ini berimplikasi bahwa f menjadi lebih besar ketika total kedalaman kecil sebagai n tetap hampir konstan. Dengan demikian gesekan dasar laut dapat diekspresikan oleh :

$$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} \quad (2.13)$$

$$\frac{\tau_y}{\rho} = \frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} \quad (2.14)$$

sepanjang model ini, ekspresi gesekan dasar laut pada persamaan (2.13-14) sering digunakan. Nilai dari n dipilih bergantung pada kondisi permukaan bawah laut yang diberikan dalam Tabel 2.1 (Imamura *et al*, 2006).

Tabel 2.1 Nilai dari koefisien kekasaran Manning materi penyusun dasar laut n

Jenis Materi	Nilai koefisien n
Semen halus, logam halus	0,010
Puing – puing bebatuan	0,017
Tanah halus	0,018
Saluran alami dalam kondisi baik	0,025
Saluran alami dengan batu dan tumbuhan	0,035
dasar laut	
Saluran alami yang buruk	0,060

sumber : Imamura *et al*, 2006.

2.4.3 Aturan Persamaan

Untuk perambatan tsunami pada perairan dangkal, gerakan arus putar horizontal dapat diabaikan dibandingkan dengan gesekan dasar laut kecuali untuk

kasus *run-up land*. Oleh karena itu persamaan berikut menjadi dasar mendalam dari model ini :

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (2.15)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad (2.16)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad (2.17)$$

(Imamura *et al*, 2006).

2.5 Persamaan Diferensial Parsial

Persamaan diferensial parsial merupakan suatu persamaan yang didalamnya terdapat satu atau lebih turunan – turunan parsial. Turunan parsial dinotasikan dengan subskrip berikut

$$u_x = \frac{\partial u}{\partial x}, u_{xx} = \frac{\partial^2 u}{\partial x^2}, u_{xy} = \frac{\partial^2 u}{\partial x \partial y}$$

sebagai sebuah contoh sederhana dari persamaan diferensial parsial dapat dilihat pada persamaan berikut

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} = cu \quad (2.18)$$

pada persamaan diatas $u = u(x, y)$ adalah suatu fungsi dengan dua peubah bebas x dan y , sedang c adalah suatu konstanta (Hidayat, 2006).

Suatu persamaan diferensial parsial terbagi menjadi dua macam jika dilihat dari kelinieran persamaan tersebut. Persamaan diferensial parsial dikatakan linier jika semua suku-suku dari u dan turunan -turunannya merupakan kombinasi linier dengan

koefisien-koefisien yang bebas dari u , sedang suatu persamaan diferensial parsial dikatakan nonlinier jika koefisien-koefisien merupakan fungsi dari turunan turunannya. Dalam suatu persamaan diferensial parsial linier, koefisien-koefisiennya bisa tergantung kepada peubah-peubah bebas. Misal, suatu persamaan diferensial parsial linier tingkat dua dengan dua peubah bebas seperti berikut ini

$$Au_{xx} + Bu_{xy} + Cu_{yy} + Du_x + Eu_y + Fu = G \quad (2.19)$$

pada persamaan (2.19) A, B, C, D, E, F dan G adalah konstanta – konstanta atau fungsi – fungsi dari x dan y yang diberikan. Jika $u = u(x, y)$ adalah sebuah fungsi dengan dua peubah bebas x dan y maka persamaan (2.20) adalah sebuah persamaan diferensial parsial linier dan persamaan (2.21) adalah persamaan diferensial parsial nonlinier.

$$u_{xx} + 5u_{xy} + u_{yy} - u_x + u = e^{x-y} \quad (2.20)$$

$$u_{xx} + 5u_{xy} + u_{yy} - u_x^2 + u = e^{x-y} \quad (2.21)$$

jika A, B, C, D, E , dan F di dalam persamaan (2.19) adalah konstan maka persamaannya disebut persamaan diferensial parsial dengan koefisien konstan dan jika tidak demikian disebut persamaan diferensial dengan koefisien peubah (Hidayat, 2006).

2.6 Deret Taylor

Deret Taylor merupakan dasar untuk menyelesaikan masalah dalam metode numerik, terutama penyelesaian persamaan diferensial. Jika suatu fungsi $f(x)$ diketahui dan semua turunan dari f pada interval tertentu yang mengandung x serta nilai f di titik x diberikan maka nilai fungsi di titik x_{i+1} yang terletak pada jarak Δx dari titik x_i dapat ditentukan dengan menggunakan deret Taylor

$$f(x_{i+1}) = f(x_i) + f'(x_i) \frac{\Delta x}{1!} + f''(x_i) \frac{\Delta x^2}{2!} + f'''(x_i) \frac{\Delta x^3}{3!} + \dots + f^n(x_i) \frac{\Delta x^n}{n!} \quad (2.22)$$

dalam persamaan (2.22) kesalahan pemotongan R_n diberikan dalam bentuk ini

$$R_n = f^{n+1}(x_i) \frac{\Delta x^{n+1}}{(n+1)!} + f^{n+2}(x_i) \frac{\Delta x^{n+2}}{(n+2)!} \quad (2.23)$$

persamaan (2.22) yang mempunyai suku sebanyak tak terhingga akan memberikan perkiraan nilai suatu fungsi dengan penyelesaian nilai eksaknya. Dalam praktiknya sulit memperhitungkan semua suku tersebut dan biasanya hanya diperhitungkan beberapa suku pertama saja (Triatmodjo, 2002).

2.7 Kesalahan Pemotongan (*truncation error*)

Deret Taylor akan memberikan perkiraan suatu fungsi dengan benar jika semua suku dari deret tersebut diperhitungkan, sehingga hasil perkiraan tidak tepat seperti pada penyelesaian analitik. Kesalahan karena tidak diperhitungkannya suku-suku terakhir dari deret Taylor ini, disebut dengan kesalahan numerik (*truncation error*, R_n), yang ditulis dalam bentuk

$$R_n = O(\Delta x^{n+1})$$

Indeks n menunjukkan bahwa deret yang diperhitungkan adalah sampai pada suku ke n sedang subskrip $n+1$ menunjukkan bahwa kesalahan pemotongan mempunyai order $n+1$. Notasi $O(\Delta x^{n+1})$ berarti bahwa kesalahan pemotongan mempunyai order Δx^{n+1} ; atau kesalahan adalah sebanding dengan langkah ruang $n+1$. Kesalahan pemotongan tersebut kecil apabila:

- a. interval Δx adalah kecil,
- b. memperhitungkan lebih banyak suku dari deret Taylor (Triatmodjo, 2002).

2.8 Metode Beda Hingga

Dalam menyelesaikan persamaan diferensial parsial secara numerik banyak metode yang dapat digunakan, salah satunya adalah metode beda hingga. Metode ini memanfaatkan deret Taylor dengan mengaproksimasi atau melakukan pendekatan turunan-turunan yang ada pada persamaan diferensial parsial menjadi bentuk persamaan linier.

Pendekatan turunan-turunan pada persamaan diferensial parsial dengan menggunakan metode ini dapat dilakukan dari kanan, kiri atau titik tengah sehingga didapatkan nilai suatu fungsi pada titik tertentu. Cara pendekatan seperti ini lebih sering dikenal sebagai beda maju, beda mundur dan beda pusat.

2.8.1 Rumus Pendekatan Beda Maju Dua-titik untuk Turunan Pertama

Misalkan f adalah suatu fungsi yang terdiri atas dua variabel yaitu variabel spasial x dan variabel temporal t , $f_x = \frac{\partial f}{\partial x}$ merupakan turunan parsial dari fungsi f terhadap variabel spasial x , dengan menggunakan deret Taylor berderajat 1 untuk $f(x)$ di sekitar $x=x_0$ maka didapat

$$f(x, t) = f(x_0, t) + (x - x_0)f_x(x_0, t) + \frac{(x - x_0)^2 f_{xx}(c, t)}{2} \quad (2.24)$$

dengan c adalah sebuah bilangan diantara x dan x_0

Misal $x = x_0 + \Delta x$, dengan $\Delta x > 0$. Maka persamaan (2.24) dapat ditulis ulang sebagai

$$f(x_0 + \Delta x, t) = f(x_0, t) + \Delta x f_x(x_0, t) + \frac{(\Delta x)^2 f_{xx}(c, t)}{2} \quad (2.25)$$

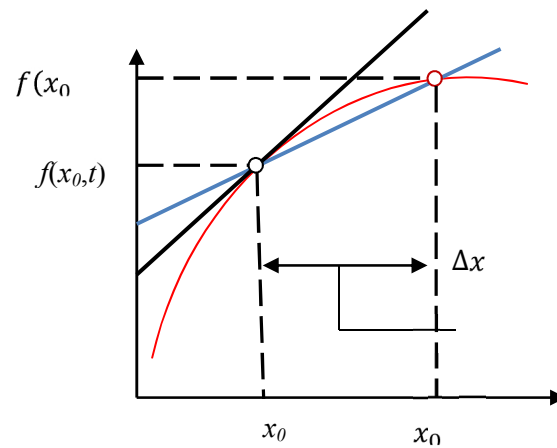
Jadi

$$f_x(x_0, t) = \frac{f(x_0 + \Delta x, t) - f(x_0, t)}{\Delta x} - \frac{\Delta x f_{xx}(c, t)}{2} \quad (2.26)$$

Jika Δx sangat kecil, maka persamaan (2.26) menjadi,

$$f_x(x_0, t) \approx \frac{f(x_0 + \Delta x, t) - f(x_0, t)}{\Delta x} \quad (2.27)$$

Persamaan (2.27) adalah rumus beda maju dua-titik untuk turunan pertama (Sahid, 2005). Penggambaran dari beda maju adalah sebagai berikut.



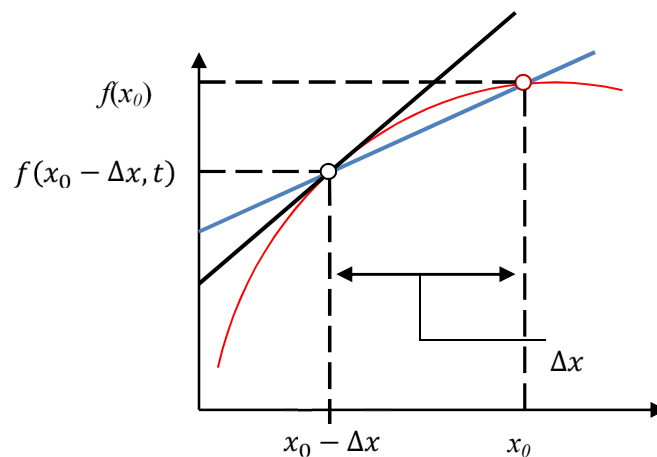
Gambar 2.1 Grafik dari turunan pertama pendekatan beda maju

2.8.2 Rumus Pendekatan Beda Mundur Dua-titik untuk Turunan Pertama

Patut diperhatikan bahwa rumus beda maju dua-titik pada persamaan (2.27) menggunakan nilai fungsi di x_0 dan $x_0 + \Delta x$. Dengan cara serupa akan didapat rumus beda mundur dua-titik untuk $f_x(x_0, t)$ dengan menggunakan nilai fungsi di titik x_0 dan $x_0 - \Delta x$ sebagai berikut

$$f_x(x_0, t) \approx \frac{f(x_0, t) - f(x_0 - \Delta x, t)}{\Delta x} \quad (2.28)$$

Persamaan (2.28) adalah rumus beda mundur dua-titik untuk turunan pertama (Sahid, 2005). Penggambaran dari beda mundur adalah sebagai berikut,



Gambar 2.2 Grafik dari turunan pertama pendekatan beda mundur

2.8.3 Rumus Pendekatan Beda Pusat Dua-titik untuk Turunan Pertama

Dari persamaan (2.27) dan (2.28) didapat :

$$\Delta x f_x(x_0, t) = f(x_0 + \Delta x, t) - f(x_0, t)$$

$$\Delta x f_x(x_0, t) = -f(x_0 - \Delta x, t) + f(x_0, t)$$

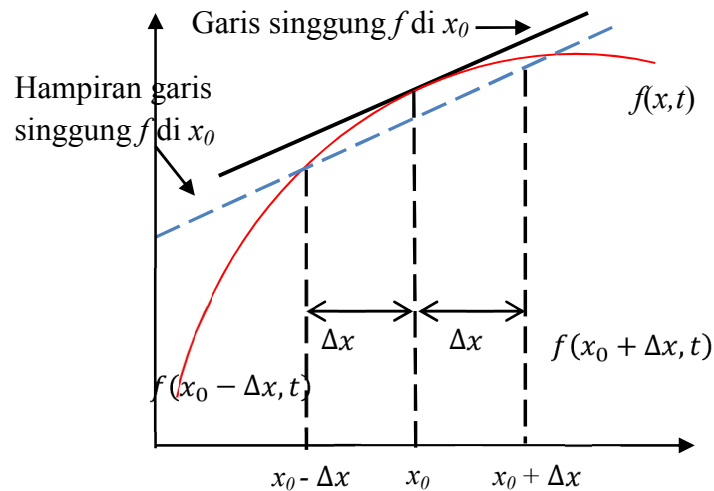
Dengan menambahkan keduanya maka didapatkan

$$2\Delta x f_x(x_0, t) = f(x_0 + \Delta x, t) - f(x_0 - \Delta x, t)$$

didapat

$$\Delta x f_x(x_0, t) = \frac{f(x_0 + \Delta x, t) - f(x_0 - \Delta x, t)}{2} \quad (2.29)$$

Persamaan (2.29) adalah rumus beda pusat dua-titik untuk turunan pertama (Sahid, 2005). Penggambaran dari beda pusat adalah sebagai berikut,



Gambar 2.3 Grafik dari turunan pertama pendekatan beda pusat

2.9 Metode Runge-Kutta

Metode Runge-Kutta merupakan salah satu metode satu langkah yang memberikan ketelitian hasil yang lebih besar dan tidak memerlukan turunan dari fungsi. Bentuk umum dari metode Runge-Kutta adalah,

$$y_{i+1} = y_i + \phi(x_i, y_i, \Delta x)\Delta x \quad (2.30)$$

dengan $\phi(x_i, y_i, \Delta x)$ adalah fungsi pertambahan yang merupakan kemiringan rerata pada interval (Triatmodjo, 2002). Metode Runge-Kutta yang sering digunakan adalah Runge-Kutta orde 4. Karena metode ini memberikan ketelitian yang lebih akurat dibandingkan dengan metode Runge-Kutta yang berorde dibawahnya. Metode ini mempunyai bentuk sebagai berikut.

$$y_{i+1} = y_i + \frac{1}{6}(k_1 + 2k_2 + 2k_3 + k_4)\Delta x \quad (2.31)$$

dengan

$$\begin{aligned} k_1 &= f(x_i, y_i) \\ k_2 &= f\left(x_i + \frac{1}{2}\Delta x, y_i + \frac{1}{2}\Delta x k_1\right) \\ k_3 &= f\left(x_i + \frac{1}{2}\Delta x, y_i + \frac{1}{2}\Delta x k_2\right) \\ k_4 &= f(x_i + \Delta x, y_i + \Delta x k_3) \end{aligned}$$

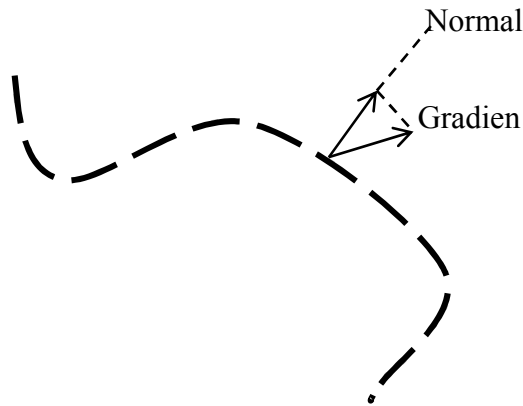
(Sahid, 2005).

2.10 Syarat Batas Von Neumann

Nilai-nilai turunan berarah dari suatu penyelesaian pada arah normal terhadap Ω ditentukan pada Ω . Misalkan $\partial_N u = g$ pada Ω . Disini $\partial_N u = \mathbf{grad} u \cdot N =$ turunan u pada arah normal, dengan N menyatakan normal satuan untuk Ω . Untuk masalah yang multidimensi, turunan berarah ini adalah turunan dari suatu fungsi terhadap masing-masing peubah yang ada pada medan vektor (yaitu suatu fungsi yang mengambil suatu nilai vektor pada masing-masing titik diruang), biasanya disebut gradien. Untuk tiga peubah gradien ini berbentuk : $\mathbf{grad} f(x, y, z) =$

$$\nabla f(x, y, z) = \left(\frac{\partial f}{\partial x}(x, y, z), \frac{\partial f}{\partial y}(x, y, z), \frac{\partial f}{\partial z}(x, y, z) \right)$$

Secara khusus gradien pada daerah batas tidak bisa ditentukan karena hal ini akan selalu membatasi penyelesaian yang diperbolehkan di daerah batas. Tetapi di dalam masalah fisika sering diperlukan penentuan komponen normal terhadap batas (*boundary*) seperti terlihat pada gambar dibawah ini :



2.4 Sketsa turunan normal untuk syarat batas Von Neumann

Bila turunan normal tersebut ditentukan atau ditetapkan, maka syarat batas seperti ini disebut syarat batas Von Neumann. Dalam kasus perpindahan panas pada sebatang logam dengan panjang a yang diisolasi kedua ujungnya, maka pada ujung-ujung logam tersebut tidak akan ada fluks panas sehingga gradien temperatur pada ujung-ujungnya menjadi nol. Syarat batas seperti merupakan syarat batas Von Neumann, diberikan oleh persamaan dibawah ini

$$\frac{\partial u}{\partial x}(0, t) = \frac{\partial u}{\partial x}(a, t) = 0 \quad (2.32)$$

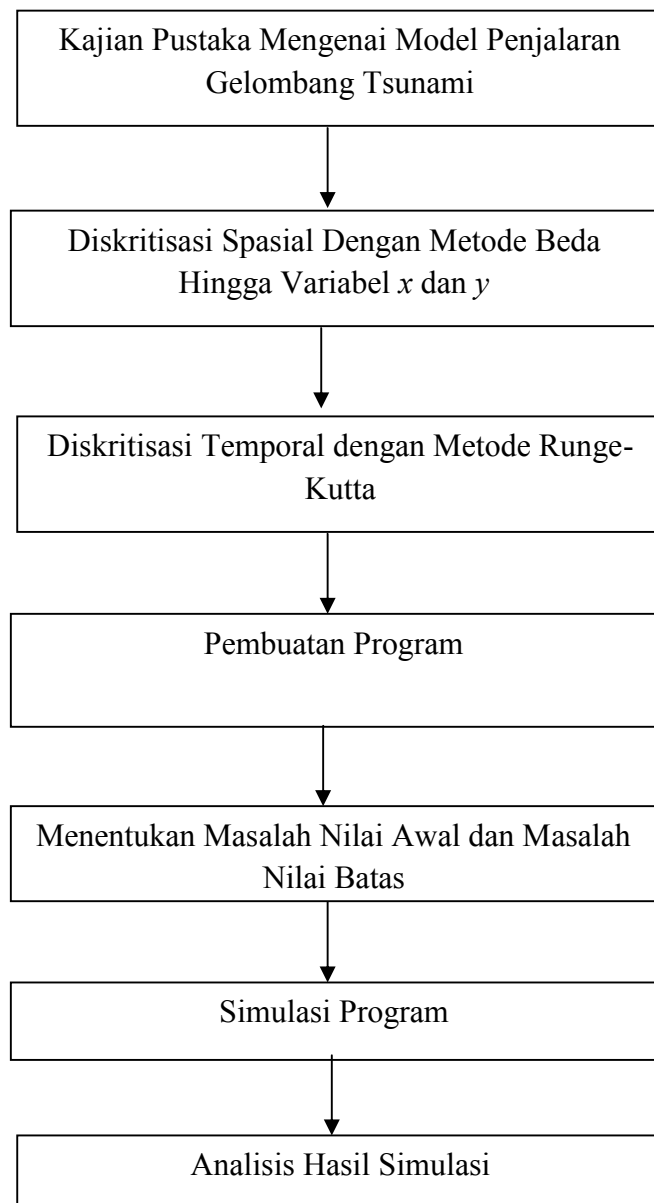
2.12 Penelitian Sebelumnya Tentang Metode Runge-Kutta

Pada penelitian yang dilakukan oleh Prihandini, 2012 membandingkan metode Runge-Kutta orde 4 dengan metode Prediktor-Korektor guna mencari penyelesaian numerik dari persamaan Korteweg-De Vries. Hasil yang didapatkan bahwa skema numerik metode Runge-Kutta menghasilkan kesalahan numerik sebesar $5,41 \times 10^{-6}$ sedangkan untuk skema numerik Prediktor-Korektor didapatkan kesalahan numerik $2,14 \times 10^{-4}$. Waktu yang dibutuhkan oleh skema numerik Runge-Kutta guna melakukan komputasi sebesar 155,15 detik sedangkan untuk Prediktor-

Korektor sebesar 328,78 detik. Dari hasil tersebut dapat disimpulkan bahwa kesalahan numerik skema Prediktor-Korektor lebih besar daripada kesalahan numerik skema Runge-Kutta orde empat. Dengan kata lain, Runge-Kutta orde empat memiliki keakuratan yang lebih baik dibandingkan dengan Prediktor-Korektor untuk kasus persamaan gelombang Korteweg-De Vries.

BAB 3. METODE PENELITIAN

Langkah-langkah yang akan dilakukan dalam menyelesaikan tugas akhir ini, secara sistematis dapat dilihat pada Gambar 3.1



Gambar 3.1 Skema Metode Penelitian

Dari skema pada Gambar 3.1, langkah-langkah penelitian dapat dijelaskan sebagai berikut.

a. Kajian Pustaka Mengenai Model Penjalaran Gelombang Tsunami

Pada tahap ini peneliti akan mengkaji literatur-literatur tentang model penjalaran gelombang tsunami.

b. Diskritisasi spasial dengan Metode Beda Hingga Variabel x dan y

Untuk melakukan diskritisasi spasial variabel x dan y dengan metode beda hingga model persamaan (2.15-2.17), nilai turunan pertama η, M dan N akan didekati dengan beda hingga orde satu seperti pada persamaan (2.27).

c. Diskritisasi Temporal dengan Metode Runge-Kutta

Untuk menyelesaikan persamaan penjalaran gelombang Tsunami akan dilakukan diskritisasi terhadap temporal t , yaitu mengubah turunan terhadap waktu dengan Runge-Kutta orde empat dengan skema umum persamaan (2.31) untuk memperoleh syarat nilai F pada grid $s = 1, 2, 3$.

d. Pembuatan Program

Software yang akan digunakan dalam pembuatan program adalah *software* MATLAB 7.8.0.347. Prosedur untuk membuat program simulasi perambatan gelombang Tsunami adalah sebagai berikut :

- 1) Input nilai-nilai parameter yaitu domain x dan y , lebar grid x dan y (Δx dan Δy), waktu t , lebar grid t (Δt), material penyusun dasar laut (n), dan kondisi awal, syarat batas Von Neumann.
- 2) Proses pembuatan program dilakukan sebagai berikut :
 - a. Pembuatan subprogram perambatan gelombang tsunami dua dimensi
 - b. Pembuatan subprogram perambatan gelombang tsunami tiga dimensi
- 3) Output yaitu $\eta^{s+1}, M^{s+1}, N^{s+1}$

e. Menentukan Masalah Nilai awal dan Masalah Nilai Batas

Pada tahap ini kemudian ditetapkan suatu kondisi awal yang menggambarkan keadaan gelombang tsunami pada saat awal tsunami. Untuk masalah syarat batas digunakan syarat batas Von Neumann.

f. Simulasi Program

Setelah pembuatan program selesai, langkah selanjutnya yaitu mensimulasi beberapa parameter yaitu material penyusun dasar laut (n), lebar grid x dan y (Δx dan Δy) dan lebar grid t (Δt). Simulasi dilakukan dengan pusat tsunami berada pada 25 Km dari bibir pantai dan selama 160 detik untuk dua dimensi dan 90 detik untuk tiga dimensi. Nilai n diambil berdasarkan Tabel 2.1. Sedangkan nilai Δx dan Δy sebesar 1. Sedang untuk nilai Δt diambil nilai sebesar 0,1. Simulasi dilakukan dengan langkah-langkah sebagai berikut :

- 1) Masukkan nilai Δx dan Δt untuk kasus dua dimensi dan Δx , Δy dan Δt untuk kasus tiga dimensi
- 2) Pilih penyusun materi dasar laut berdasarkan Tabel 2.1
- 3) Simulasikan penjalaran tsunami dalam waktu 0, 30, 60, 90, dan 120 detik untuk dua dimensi dan 0, 30, dan 60 detik untuk tiga dimensi
- 4) Lakukan langkah 1-3 sehingga semua materi penyusun dasar laut telah disimulasikan.

g. Analisis Program

Hasil yang diperoleh dari simulasi, selanjutnya dianalisis untuk mengetahui profil penjalaran gelombang tsunami dengan berbagai variasi material penyusun dasar laut (n). Kemudian dianalisis berbagai hal diantaranya :

- 1) Profil penjalaran gelombang tsunami secara umum
- 2) Hubungan antara tinggi gelombang tsunami dan fluks debit
- 3) Ketinggian gelombang tsunami pada bibir gelombang
- 4) Pengaruh materi penyusun dasar laut dalam profil penjalaran gelombang tsunami
- 5) Perbandingan antara gelombang tsunami yang disimulasikan secara dua dimensi dan tiga dimensi

BAB 4. HASIL DAN PEMBAHASAN

4.1 Model Penjalaran Gelombang Tsunami

Terdapat berbagai macam model matematika dari penjalaran gelombang tsunami. Salah satunya model yang dipublikasikan oleh Weisstein & Troot, 2005. Model tersebut adalah

$$\begin{aligned}\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} &= 0 \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial y} &= 0 \\ \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial u(\eta)}{\partial x} + \frac{\partial v(\eta)}{\partial y} &= 0\end{aligned}$$

dengan u dan v adalah kecepatan horizontal pada arah sumbu x dan y . η adalah ketinggian gelombang diatas laut.

Model lain dari penjalaran gelombang tsunami diperoleh oleh yacoob *et al*, 2008. Yacoob *et al* menggunakan pendekatan persamaan KdV guna mengetahui profil penjalaran gelombang tsunami. Model yang dihasilkan adalah

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + c \frac{\partial \eta}{\partial x} + \alpha \eta \frac{\partial \eta}{\partial x} + \beta \frac{\partial^3 \eta}{\partial x^3} = \frac{\partial f}{\partial x}$$

dengan η adalah ketinggian gelombang dengan kedalaman h , c adalah suatu konstanta dan $\alpha = 3c/2 h$, $\beta = ch^2/6$, dan $f = -hp_{atm}/2c\rho$.

Dan model yang lain adalah model yang didapat dengan menggunakan teori perairan air dangkal, yaitu persamaan (2.15-2.17) sebagai berikut

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (4.1)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad (4.2)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad (4.3)$$

Model ini menarik untuk disimulasikan karena memperhatikan banyak faktor sehingga nantinya akan menghasilkan penjalaran gelombang tsunami yang mendekati keadaan asli. Model persamaan (4.1-4.3) akan disimulasikan dengan syarat batas

$$\frac{\partial u}{\partial x}(0, t) = \frac{\partial u}{\partial x}(a, t) = 0 \quad (4.4)$$

Persamaan (4.1-4.3) merupakan persamaan tiga dimensi dengan $D = h + \eta$.

Bentuk persamaan dua dimensi dari persamaan tersebut adalah

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} = 0 \quad (4.5)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2} = 0 \quad (4.6)$$

persamaan (4.5-4.6) didapatkan dengan mereduksi persamaan (4.1-4.3) dengan mengabaikan suku-suku pada arah sumbu- y .

4.2 Diskritisasi Variabel Spasial

4.2.1 Diskritisasi Persamaan Dua dimensi

Bentuk dua dimensi dari penjalaran gelombang tsunami adalah persamaan (4.5-4.6) dengan syarat batas

$$\frac{\partial \eta}{\partial x}(0, t) = \frac{\partial \eta}{\partial x}(a, t) = 0 \quad (4.7)$$

Akan didiskritisasi menggunakan metode beda hingga. Sebelum persamaan tersebut didiskritisasi suku $\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right)$ pada persamaan (4.6) terlebih dahulu diubah

menggunakan aturan $\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{u}{v} \right) = \frac{\frac{\partial u}{\partial x} v - u \frac{\partial v}{\partial x}}{v^2}$. Misal $u = M^2$ dan $v = D$ maka

$$\frac{\partial u}{\partial x} = 2M \frac{\partial M}{\partial x} \text{ dan } \frac{\partial v}{\partial x} = \frac{\partial D}{\partial x}, \text{ sehingga}$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) = \frac{2M \frac{\partial M}{\partial x} D - M^2 \frac{\partial D}{\partial x}}{D^2} = \frac{2M \frac{\partial M}{\partial x}}{D} - \frac{M^2 \frac{\partial D}{\partial x}}{D^2} \quad (4.8)$$

Substitusikan persamaan (4.8) kedalam persamaan (4.6) sehingga didapat

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{2M \frac{\partial M}{\partial x}}{D} - \frac{M^2 \frac{\partial D}{\partial x}}{D^2} + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2} = 0 \quad (4.9)$$

Variabel spasial pada persamaan (4.5) dan (4.9) didiskritisasi menggunakan metode beda hingga menjadi

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{(M'_{i+1} - M'_i)}{\Delta x} = 0 \quad (4.10)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{2M'_i \frac{(M'_{i+1} - M'_i)}{\Delta x}}{D'_i} - \frac{(M'_i)^2 \frac{(D'_{i+1} - D'_i)}{\Delta x}}{(D'_i)^2} + gD'_i \frac{(\eta'_{i+1} - \eta'_i)}{\Delta x} + \frac{gn^2}{(D'_i)^{7/3}} M'_i \sqrt{(M'_i)^2} = 0 \quad (4.11)$$

dengan indeks i menyatakan indeks terhadap variabel ruang x dan indeks t menyatakan indeks terhadap variabel waktu.

Persamaan (4.10-4.11) dapat ditulis ulang menjadi

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = - \frac{(M'_{i+1} - M'_i)}{\Delta x} \quad (4.12)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} = -\frac{2M_i^t \frac{(M_{i+1}^t - M_i^t)}{\Delta x}}{D_i^t} + \frac{(M_i^t)^2 \frac{(D_{i+1}^t - D_i^t)}{\Delta x}}{(D_i^t)^2} - gD_i^t \frac{(\eta_{i+1}^t - \eta_i^t)}{\Delta x} - \frac{gn^2}{(D_i^t)^{7/3}} M_i^t \sqrt{(M_i^t)^2} \quad (4.13)$$

Persamaan (4.7) yang merupakan syarat batas didiskritisasi dengan cara yang sama sehingga menjadi

$$\left(\frac{\eta_1^t - \eta_0^t}{\Delta x} \right) = \left(\frac{\eta_{a+1}^t - \eta_a^t}{\Delta x} \right) = 0 \quad (4.14)$$

4.2.2 Diskritisasi Persamaan Tiga dimensi

Persamaan (4.1-4.3) merupakan persamaan penjalaran gelombang tsunami untuk dimensi tiga dengan syarat batas

$$\frac{\partial \eta}{\partial x}(0,0,t) = \frac{\partial \eta}{\partial x}(a,b,t) = 0 \quad (4.15)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial y}(0,0,t) = \frac{\partial \eta}{\partial y}(a,b,t) = 0 \quad (4.16)$$

dengan a adalah batas atas variabel x dan b adalah batas atas variabel y.

Persamaan (4.1-4.3) didiskritisasi menggunakan metode beda hingga.

Seperti sebelumnya suku-suku $\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right)$, $\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right)$, $\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right)$, dan $\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right)$ diubah

menjadi

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) = \frac{2M \frac{\partial M}{\partial x}}{D} - \frac{M^2 \frac{\partial D}{\partial x}}{D^2} \quad (4.17)$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) = \frac{\left(\frac{\partial M}{\partial y} N + M \frac{\partial N}{\partial y} \right)}{D} - \frac{MN \frac{\partial D}{\partial y}}{D^2} \quad (4.18)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) = \frac{\left(\frac{\partial M}{\partial x} N + M \frac{\partial N}{\partial x} \right)}{D} - \frac{MN}{D^2} \frac{\partial D}{\partial x} \quad (4.19)$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) = \frac{2N}{D} \frac{\partial N}{\partial y} - \frac{N^2}{D^2} \frac{\partial D}{\partial y} \quad (4.20)$$

Substitusikan persamaan (4.17-4.20) ke dalam persamaan (4.2-4.3), sehingga didapat

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{2M}{D} \frac{\partial M}{\partial x} - \frac{M^2}{D^2} \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{\left(\frac{\partial M}{\partial y} N + M \frac{\partial N}{\partial y} \right)}{D} - \frac{MN}{D^2} \frac{\partial D}{\partial y} + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad (4.21)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\left(\frac{\partial M}{\partial x} N + M \frac{\partial N}{\partial x} \right)}{D} - \frac{MN}{D^2} \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{2N}{D} \frac{\partial N}{\partial y} - \frac{N^2}{D^2} \frac{\partial D}{\partial y} + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad (4.22)$$

Variabel spasial pada persamaan (4.1) dan (4.23-4.24) didiskritisasi menggunakan metode beda hingga menjadi

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{(M_{i+1,j}^t - M_{i,j}^t)}{\Delta x} + \frac{(N_{i,j+1}^t - N_{i,j}^t)}{\Delta y} = 0 \quad (4.23)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial M}{\partial t} + \frac{2M_{i,j}^t}{D_{i,j}^t} \frac{(M_{i+1,j}^t - M_{i,j}^t)}{\Delta x} - \frac{(M_{i,j}^t)^2 (D_{i+1,j}^t - D_{i,j}^t)}{(D_{i,j}^t)^2 \Delta x} \\ & + \frac{\left(\frac{(M_{i,j+1}^t - M_{i,j}^t)}{\Delta y} N_{i,j}^t + M_{i,j}^t \frac{(N_{i,j+1}^t - N_{i,j}^t)}{\Delta y} \right)}{D_{i,j}^t} - \frac{M_{i,j}^t N_{i,j}^t (D_{i,j+1}^t - D_{i,j}^t)}{(D_{i,j}^t)^2 \Delta y} \\ & + gD_{i,j}^t \frac{(\eta_{i+1,j}^t - \eta_{i,j}^t)}{\Delta x} + \frac{gn^2}{(D_{i,j}^t)^{7/3}} M_{i,j}^t \sqrt{(M_{i,j}^t)^2 + (N_{i,j}^t)^2} = 0 \end{aligned} \quad (4.24)$$

$$\begin{aligned}
& \frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\left(\frac{(M_{i+1,j}^t - M_{i,j}^t)}{\Delta x} N_{i,j}^t + M_{i,j}^t \frac{(N_{i+1,j}^t - N_{i,j}^t)}{\Delta x} \right)}{D_{i,j}^t} - \frac{M_{i,j}^t N_{i,j}^t (D_{i+1,j}^t - D_{i,j}^t)}{(D_{i,j}^t)^2} \\
& + \frac{2N_{i,j}^t \frac{(N_{i,j+1}^t - N_{i,j}^t)}{\Delta y}}{D_{i,j}^t} - \frac{(N_{i,j}^t)^2 (D_{i,j+1}^t - D_{i,j}^t)}{(D_{i,j}^t)^2} \\
& + gD_{i,j}^t \frac{(\eta_{i,j+1}^t - \eta_{i,j}^t)}{\Delta y} + \frac{gn^2}{(D_{i,j}^t)^{7/3}} N_{i,j}^t \sqrt{(M_{i,j}^t)^2 + (N_{i,j}^t)^2} = 0
\end{aligned} \tag{4.25}$$

Dengan indeks i,j menyatakan indeks terhadap variabel ruang x,y dan indeks t menyatakan indeks terhadap variabel waktu.

Persamaan (4.23-4.25) dapat ditulis ulang menjadi

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = - \frac{(M_{i+1,j}^t - M_{i,j}^t)}{\Delta x} - \frac{(N_{i,j+1}^t - N_{i,j}^t)}{\Delta y} \tag{4.26}$$

$$\begin{aligned}
\frac{\partial M}{\partial t} &= - \frac{2M_{i,j}^t \frac{(M_{i+1,j}^t - M_{i,j}^t)}{\Delta x}}{D_{i,j}^t} + \frac{(M_{i,j}^t)^2 (D_{i+1,j}^t - D_{i,j}^t)}{(D_{i,j}^t)^2} \\
& - \frac{\left(\frac{(M_{i,j+1}^t - M_{i,j}^t)}{\Delta y} N_{i,j}^t + M_{i,j}^t \frac{(N_{i,j+1}^t - N_{i,j}^t)}{\Delta y} \right)}{D_{i,j}^t} + \frac{M_{i,j}^t N_{i,j}^t (D_{i,j+1}^t - D_{i,j}^t)}{(D_{i,j}^t)^2} \\
& - gD_{i,j}^t \frac{(\eta_{i+1,j}^t - \eta_{i,j}^t)}{\Delta x} - \frac{gn^2}{(D_{i,j}^t)^{7/3}} M_{i,j}^t \sqrt{(M_{i,j}^t)^2 + (N_{i,j}^t)^2}
\end{aligned} \tag{4.27}$$

$$\begin{aligned}
\frac{\partial N}{\partial t} = & - \frac{\left(\frac{(M_{i+1,j}^t - M_{i,j}^t)}{\Delta x} N_{i,j}^t + M_{i,j}^t \frac{(N_{i+1,j}^t - N_{i,j}^t)}{\Delta x} \right)}{D_{i,j}^t} + \frac{M_{i,j}^t N_{i,j}^t \frac{(D_{i+1,j}^t - D_{i,j}^t)}{\Delta x}}{(D_{i,j}^t)^2} \\
& - \frac{2N_{i,j}^t \frac{(N_{i,j+1}^t - N_{i,j}^t)}{\Delta y}}{D_{i,j}^t} + \frac{(N_{i,j}^t)^2 \frac{(D_{i,j+1}^t - D_{i,j}^t)}{\Delta y}}{(D_{i,j}^t)^2} \\
& - gD_{i,j}^t \frac{(\eta_{i,j+1}^t - \eta_{i,j}^t)}{\Delta y} - \frac{gn^2}{(D_{i,j}^t)^{7/3}} N_{i,j}^t \sqrt{(M_{i,j}^t)^2 + (N_{i,j}^t)^2}
\end{aligned} \tag{4.28}$$

Persamaan (4.17-4.18) didiskritisasi dengan cara yang sama sehingga dihasilkan

$$\left(\frac{\eta_{1,0}^t - \eta_{0,0}^t}{\Delta x} \right) = \left(\frac{\eta_{a+1,b}^t - \eta_{a,b}^t}{\Delta x} \right) = 0 \tag{4.29}$$

$$\left(\frac{\eta_{0,1}^t - \eta_{0,0}^t}{\Delta y} \right) = \left(\frac{\eta_{a,b+1}^t - \eta_{a,b}^t}{\Delta y} \right) = 0 \tag{4.30}$$

4.3 Diskritisasi Variabel Temporal

Diskritisasi variabel temporal dilakukan dengan menggunakan metode Runge-Kutta. Pada tahap ini akan dibagi menjadi dua sub-bab yaitu diskritisasi menggunakan metode Runge-Kutta untuk dua dimensi dan tiga dimensi.

4.3.1 Diskritisasi variabel temporal untuk dua dimensi

Semisal,

$$F(t, \eta) = - \frac{(M_{i+1}^t - M_i^t)}{\Delta x} \text{ dan}$$

$$G(t, M) = - \frac{2M_i^t \frac{(M_{i+1}^t - M_i^t)}{\Delta x}}{D_i^t} + \frac{(M_i^t)^2 \frac{(D_{i+1}^t - D_i^t)}{\Delta x}}{(D_i^t)^2} - gD_i^t \frac{(\eta_{i+1}^t - \eta_i^t)}{\Delta x} - \frac{gn^2}{(D_i^t)^{7/3}} M_i^t \sqrt{(M_i^t)^2}$$

maka skema Runge-Kutta orde empat didapat sebagai berikut

Untuk tinggi gelombang;

$$\eta_i^{t+1} = \eta_i^t + \frac{1}{6}(k_1 + 2k_2 + 2k_3 + k_4)\Delta t \quad (4.31)$$

dengan,

$$k_1 = F(t_i^t, \eta_i^t)$$

$$k_2 = F\left(t_i^t + \frac{1}{2}\Delta t, \eta_i^t + \frac{1}{2}\Delta t k_1\right)$$

$$k_3 = F\left(t_i^t + \frac{1}{2}\Delta t, \eta_i^t + \frac{1}{2}\Delta t k_2\right)$$

$$k_4 = F(t_i^t + \Delta t, \eta_i^t + \Delta t k_3)$$

dan

Untuk tinggi fluks debit;

$$M_i^{t+1} = M_i^t + \frac{1}{6}(l_1 + 2l_2 + 2l_3 + l_4)\Delta t \quad (4.32)$$

dengan,

$$l_1 = G(t_i^t, M_i^t)$$

$$l_2 = G\left(t_i^t + \frac{1}{2}\Delta t, M_i^t + \frac{1}{2}\Delta t l_1\right)$$

$$l_3 = GG\left(t_i^t + \frac{1}{2}\Delta t, M_i^t + \frac{1}{2}\Delta t l_2\right)$$

$$l_4 = G(t_i^t + \Delta t, M_i^t + \Delta t l_3)$$

4.3.2 Diskritisasi variabel temporal untuk tiga dimensi

$$\text{Semisal } H(t, \eta) = -\frac{(M_{i+1,j}^t - M_{i,j}^t)}{\Delta x} - \frac{(N_{i,j+1}^t - N_{i,j}^t)}{\Delta y},$$

$$\begin{aligned}
I(t, M) = & -\frac{2M_{i,j}^t \frac{(M_{i+1,j}^t - M_{i,j}^t)}{\Delta x}}{D_{i,j}^t} + \frac{(M_{i,j}^t)^2 \frac{(D_{i+1,j}^t - D_{i,j}^t)}{\Delta x}}{(D_{i,j}^t)^2} \\
& - \frac{\left(\frac{(M_{i,j+1}^t - M_{i,j}^t)}{\Delta y} N_{i,j}^t + M_{i,j}^t \frac{(N_{i,j+1}^t - N_{i,j}^t)}{\Delta y} \right)}{D_{i,j}^t} + \frac{M_{i,j}^t N_{i,j}^t \frac{(D_{i,j+1}^t - D_{i,j}^t)}{\Delta y}}{(D_{i,j}^t)^2}, \text{ dan} \\
& -gD_{i,j}^t \frac{(\eta_{i+1,j}^t - \eta_{i,j}^t)}{\Delta x} - \frac{gn^2}{(D_{i,j}^t)^{7/3}} M_{i,j}^t \sqrt{(M_{i,j}^t)^2 + (N_{i,j}^t)^2} \\
J(t, N) = & -\frac{\left(\frac{(M_{i+1,j}^t - M_{i,j}^t)}{\Delta x} N_{i,j}^t + M_{i,j}^t \frac{(N_{i+1,j}^t - N_{i,j}^t)}{\Delta x} \right)}{D_{i,j}^t} + \frac{M_{i,j}^t N_{i,j}^t \frac{(D_{i+1,j}^t - D_{i,j}^t)}{\Delta x}}{(D_{i,j}^t)^2} \\
& - \frac{2N_{i,j}^t \frac{(N_{i,j+1}^t - N_{i,j}^t)}{\Delta y}}{D_{i,j}^t} + \frac{(N_{i,j}^t)^2 \frac{(D_{i,j+1}^t - D_{i,j}^t)}{\Delta y}}{(D_{i,j}^t)^2} \\
& -gD_{i,j}^t \frac{(\eta_{i,j+1}^t - \eta_{i,j}^t)}{\Delta y} - \frac{gn^2}{(D_{i,j}^t)^{7/3}} N_{i,j}^t \sqrt{(M_{i,j}^t)^2 + (N_{i,j}^t)^2}
\end{aligned}$$

maka skema Runge-Kutta orde empat didapat sebagai berikut

Untuk tinggi gelombang;

$$\eta_{i,j}^{t+1} = \eta_{i,j}^t + \frac{1}{6}(k_1 + 2k_2 + 2k_3 + k_4)\Delta t \quad (4.33)$$

dengan,

$$\begin{aligned}
k_1 &= H(t_i^t, \eta_j^t) \\
k_2 &= H\left(t_i^t + \frac{1}{2}\Delta t, \eta_j^t + \frac{1}{2}\Delta t k_1\right) \\
k_3 &= H\left(t_i^t + \frac{1}{2}\Delta t, \eta_j^t + \frac{1}{2}\Delta t k_2\right) \\
k_4 &= H(t_i^t + \Delta t, \eta_j^t + \Delta t k_3)
\end{aligned}$$

Untuk tinggi fluks debit searah sumbu x ;

$$M_{i,j}^{t+1} = M_{i,j}^t + \frac{1}{6}(l_1 + 2l_2 + 2l_3 + l_4)\Delta t \quad (4.34)$$

dengan,

$$\begin{aligned} l_1 &= I(t_i^t, M_j^t) \\ l_2 &= I\left(t_i^t + \frac{1}{2}\Delta t, M_j^t + \frac{1}{2}\Delta t l_1\right) \\ l_3 &= I\left(t_i^t + \frac{1}{2}\Delta t, M_j^t + \frac{1}{2}\Delta t l_2\right) \\ l_4 &= I(t_i^t + \Delta t, M_j^t + \Delta t l_3) \end{aligned}$$

dan

Untuk tinggi fluks debit searah sumbu y ;

$$N_{i,j}^{t+1} = N_{i,j}^t + \frac{1}{6}(m_1 + 2m_2 + 2m_3 + m_4)\Delta t \quad (4.35)$$

dengan,

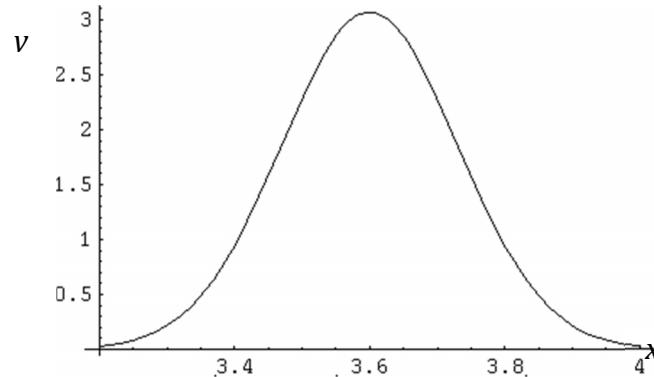
$$\begin{aligned} m_1 &= J(t_i^t, N_j^t) \\ m_2 &= J\left(t_i^t + \frac{1}{2}\Delta t, N_j^t + \frac{1}{2}\Delta t m_1\right) \\ m_3 &= J\left(t_i^t + \frac{1}{2}\Delta t, N_j^t + \frac{1}{2}\Delta t m_2\right) \\ m_4 &= J(t_i^t + \Delta t, N_j^t + \Delta t m_3) \end{aligned}$$

4.4 Syarat Awal

Syarat awal yang digunakan dalam mensimulasikan penjalaran gelombang tsunami adalah fungsi *Gaussian Bell*, karena dianggap mewakili keadaan awal sesungguhnya dalam gelombang tsunami. Fungsi *Gaussian Bell* dirumuskan sebagai berikut :

$$\eta_0(x, y) = Ae^{\left(-\frac{1}{2}\left(\frac{x-x_0}{\sigma_x}\right)^2 - \frac{1}{2}\left(\frac{y-y_0}{\sigma_y}\right)^2\right)} \quad (4.36)$$

dimana A adalah amplitudo dari gelombang awal tsunami, x_0 dan y_0 adalah pusat gelombang awal tsunami. σ_x dan σ_y adalah lebar lonceng fungsi *Gaussian Bell* (Knut & Lie, 2005). Fungsi *Gaussian Bell* digambarkan sebagai berikut :



Gambar 4.1 Plot Fungsi *Gaussian Bell*

Untuk syarat awal fluks debit dirumuskan sebagai berikut :

$$M_0(x, y) = 0, \text{ dan}$$

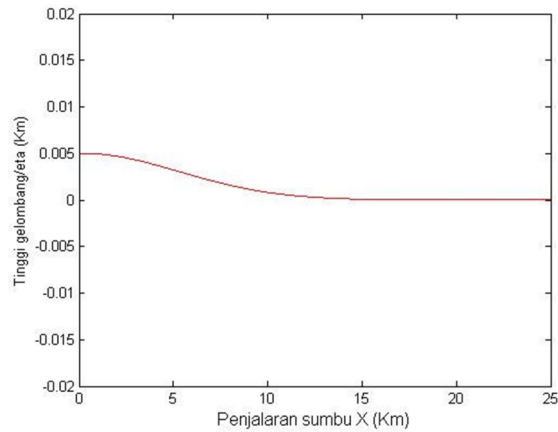
$$N_0(x, y) = 0$$

4.5 Simulasi dan Analisis Hasil Program

Simulasi dilakukan sesuai dengan metodologi percobaan yang telah ditentukan. Untuk besar amplitudo ditetapkan sebesar 5 m atau 0,005 Km dengan panjang gelombang tsunami 5 Km.

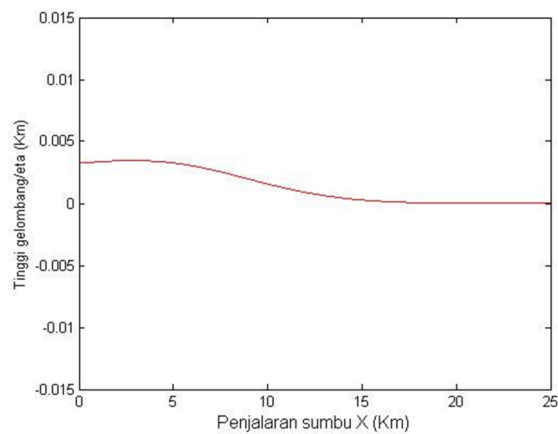
4.5.1 Profil penjalaran gelombang tsunami

Pada subbab ini akan dijelaskan profil penjalaran gelombang tsunami secara umum. Diambil contoh dari penjalaran gelombang tsunami dengan materi penyusun dasar laut semen halus dan logam halus. Profil awal gelombang tsunami mengikuti persamaan (4.31-4.32). Secara visual dua dimensi dapat dilihat dalam Gambar 4.2 dibawah.



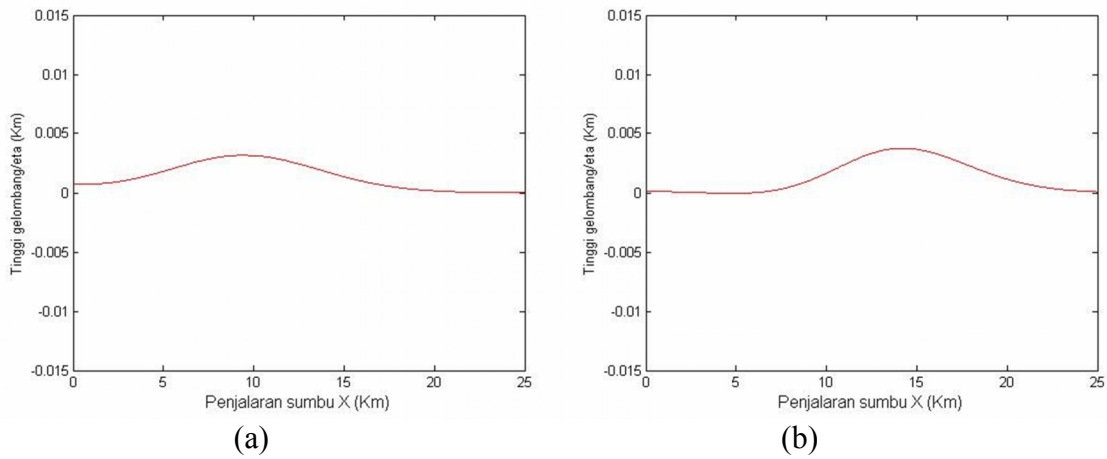
Gambar 4.2 Profil Awal Gelombang Tsunami

Kemudian gelombang tsunami bergerak menuju arah x positif dengan tinggi gelombang yang menurun. Setelah berlangsung selama 30 detik tinggi maksimum gelombang yang awalnya 0,005 Km pada 0 Km berubah menjadi 0,0034577 Km posisi 3 Km Seperti tergambar pada Gambar 4.3 dibawah.



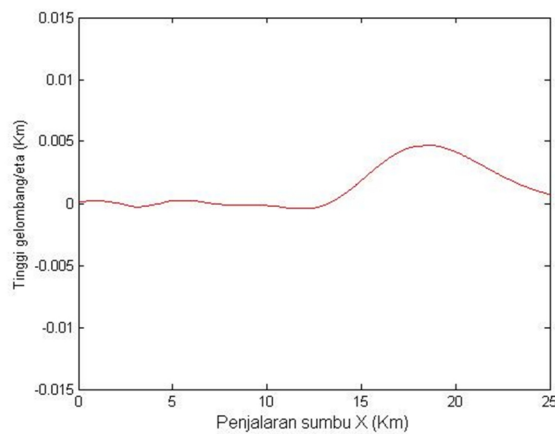
Gambar 4.3 Gelombang Tsunami setelah 30 detik

Kemudian gelombang kembali menurun, ketinggian maksimum pada detik ke-60 menjadi 0,0031701 Km pada 9 Km dan pada detik ke-90 gelombang kemudian meninggi sehingga ketinggian maksimum menjadi 0,0037047 Km pada 14 Km, dapat dilihat pada Gambar 4.4



Gambar 4.4 Gelombang Tsunami setelah (a) 60 detik, (b) 90 detik

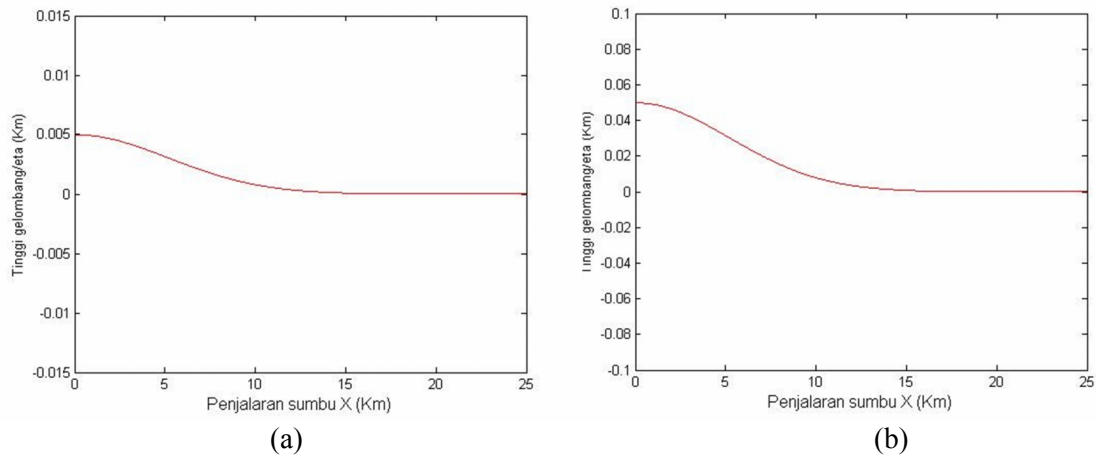
Gelombang kembali meninggi dan mencapai nilai maksimum 0,0047335 Km posisi 18 Km pada detik ke-120 yang kemudian muncul gelombang baru yang terletak sebelum gelombang awal. Seperti terlihat pada Gambar 4.5 dibawah.



Gambar 4.5 Gelombang tsunami setelah 120 detik

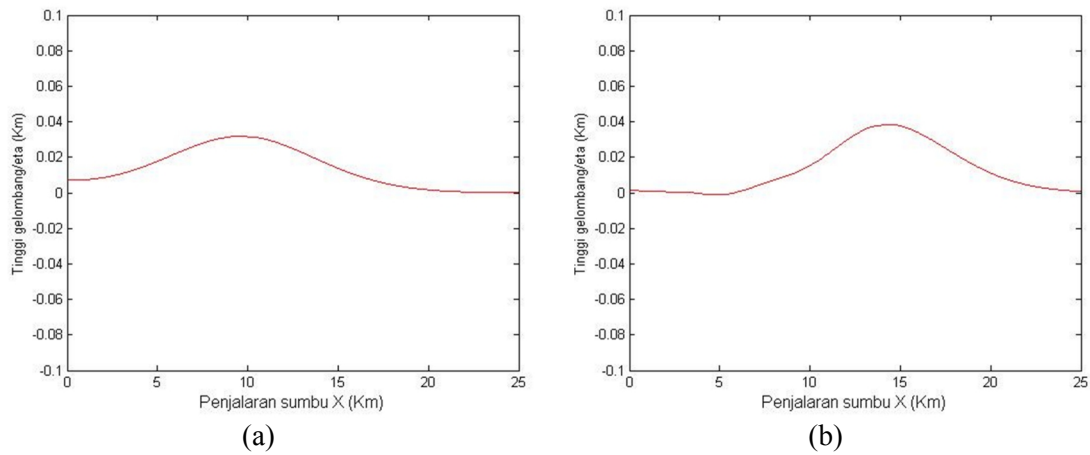
Berikutnya akan disimulasikan gelombang tsunami dengan amplitudo 0,05 Km dengan panjang gelombang 5 Km yang digunakan sebagai pembanding

gelombang pertama. Profil awal dari gelombang kedua menunjukkan bentuk yang sama dengan gelombang pertama. Dapat dilihat dalam Gambar 4.6.



Gambar 4.6 Profil awal gelombang Tsunami dengan (a) Amplitudo 0,005 Km (b) Amplitudo 0,05 Km

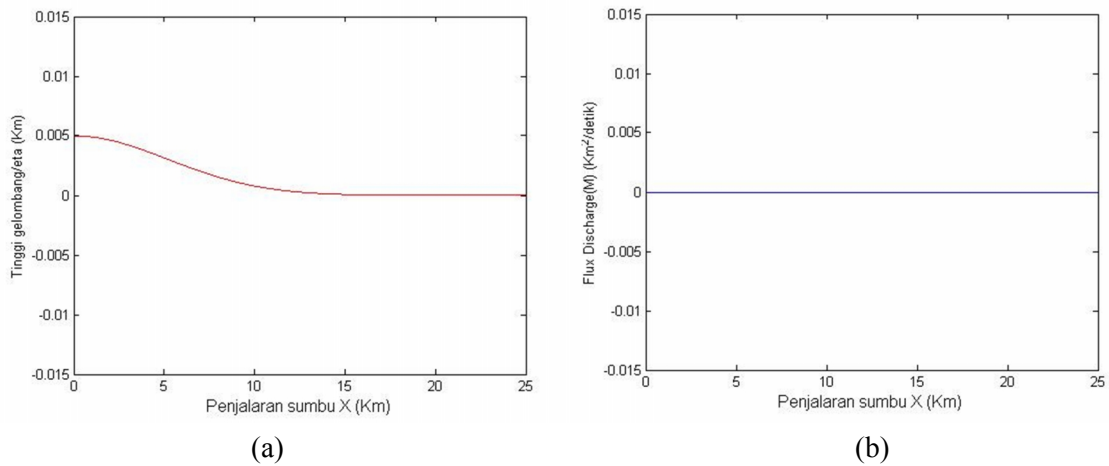
Seperti halnya gelombang pertama, Gelombang kedua pada awalnya juga mengalami penurunan terlebih dahulu dan kemudian gelombang tersebut meninggi. Misal pada detik ke-30 tinggi maksimum gelombang kedua yang awalnya 0,05 Km pada 0 Km turun menjadi 0,034454 pada 3 Km. Pada detik ke-60 gelombang kembali menurun sehingga ketinggian maksimum gelombang menjadi 0,031782 Km pada 9 Km. Dan pada detik ke-90 gelombang kedua juga mengalami kenaikan, ketinggian maksimum gelombang menjadi 0,038345 Km pada 14 Km seperti halnya gelombang pertama. Seperti terlihat pada Gambar 4. 7 dibawah.



Gambar 4.7 Gelombang tsunami dengan amplitudo 0,05 setelah (a) 60 detik (b) 90 detik

4.5.2 Hubungan antara tinggi gelombang tsunami dan fluks debit

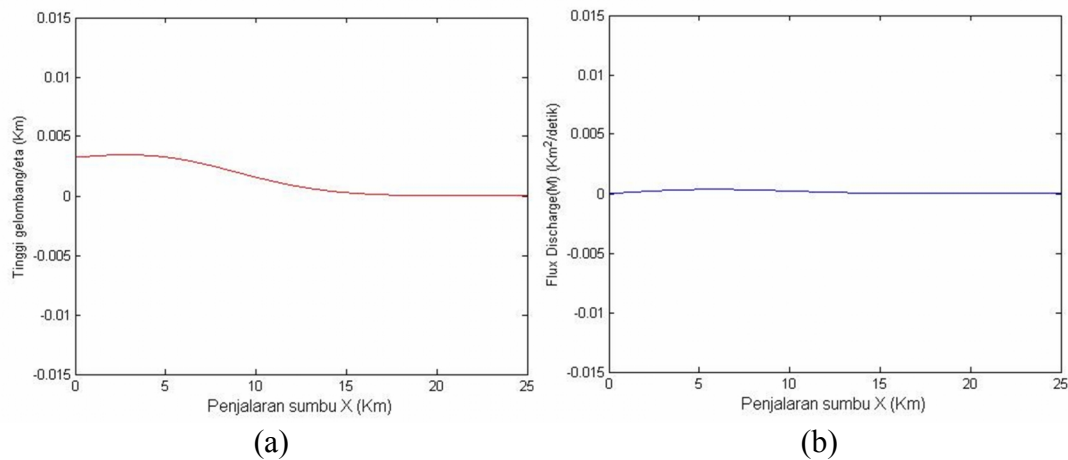
Selain ketinggian gelombang hal yang patut diperhatikan dalam penjalaran gelombang tsunami adalah fluks debit dari gelombang tsunami. Hubungan dari tinggi gelombang tsunami dan fluks debit dapat dilihat pada Gambar 4.8 berikut yang mensimulasikan gelombang tsunami pada awal pembentukan.



Gambar 4.8 Keadaan awal (a) Gelombang Tsunami (b) fluks debit

Ketika gelombang bergerak menuju bibir pantai, semisal pada detik ke-30 saat ketinggian maksimum 0,0034577 Km besar fluks debit 0,00027538 Km^2/detik . Pada gelombang yang tingginya 0,0033934 dan 0,003231 Km besar fluks debit

berturut-turut sebesar $0,00033035 \text{ Km}^2/\text{detik}$ dan $0,00035934 \text{ Km}^2/\text{detik}$, sehingga besar fluks debit berbanding terbalik dengan tinggi gelombang, yang diilustrasikan pada Gambar 4.9 dibawah.



Gambar 4.9 Keadaan pada detik ke-30 (a) Gelombang Tsunami (b) fluks debit

Pada detik ke-90 saat ketinggian maksimum $0,0037047 \text{ Km}$ besar fluks debit sebesar $0,00058055 \text{ Km}^2/\text{detik}$. Pada gelombang yang tingginya $0,0034175$ dan $0,0029196 \text{ Km}$ besar fluks debit berturut-turut sebesar $0,00053549 \text{ Km}^2/\text{detik}$ dan $0,00045741 \text{ Km}^2/\text{detik}$, sehingga besar fluks debit berbanding lurus dengan tinggi gelombang.

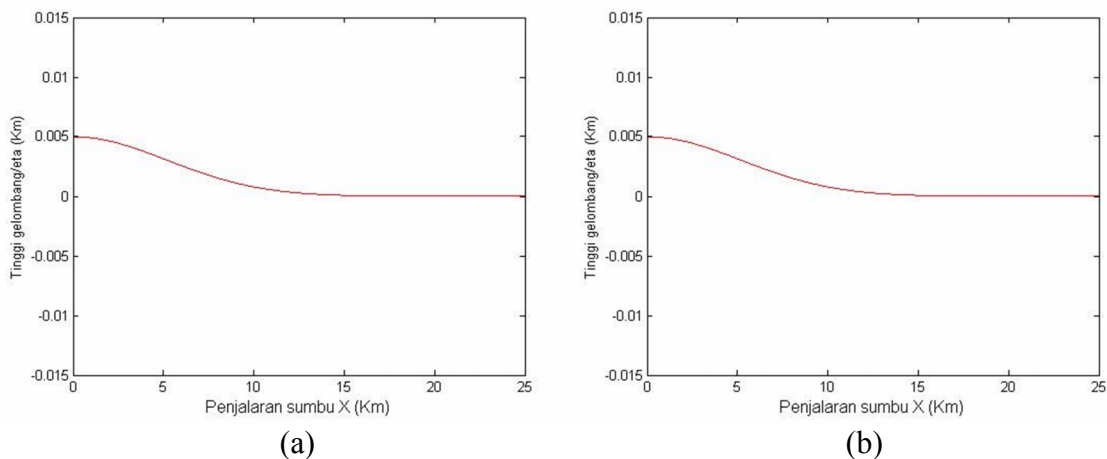
4.5.3 Tinggi Gelombang Tsunami pada bibir pantai

Pada awal terjadinya gelombang tsunami, besar gelombang tsunami pada bibir pantai sebesar $1,8633 \times 10^{-8} \text{ Km}$ dengan besar fluks debit $0 \text{ Km}^2/\text{detik}$. Kemudian seiring berjalannya waktu, maka tinggi gelombang pada bibir pantai menjadi semakin tinggi. Pada detik ke-30 gelombang pada bibir pantai mencapai $1,7469 \times 10^{-7} \text{ Km}$ dengan besar fluks debit $2,7208 \times 10^{-8} \text{ Km}^2/\text{detik}$. Kemudian tinggi gelombang pada bibir pantai mencapai $0,001 \text{ Km}$ atau 1 m pada saat tsunami berlangsung selama $132,6$ detik dengan besar fluks debit $0,00015856 \text{ Km}^2/\text{detik}$ dan

pada akhirnya ketinggian gelombang tsunami pada bibir pantai mencapai tinggi 0,005 Km atau 5 meter ketika tsunami berlangsung selama 159,4 detik dengan fluks debit 0,00078915 Km²/detik.

4.5.4 Pengaruh materi penyusun dasar laut dalam penjalaran gelombang tsunami

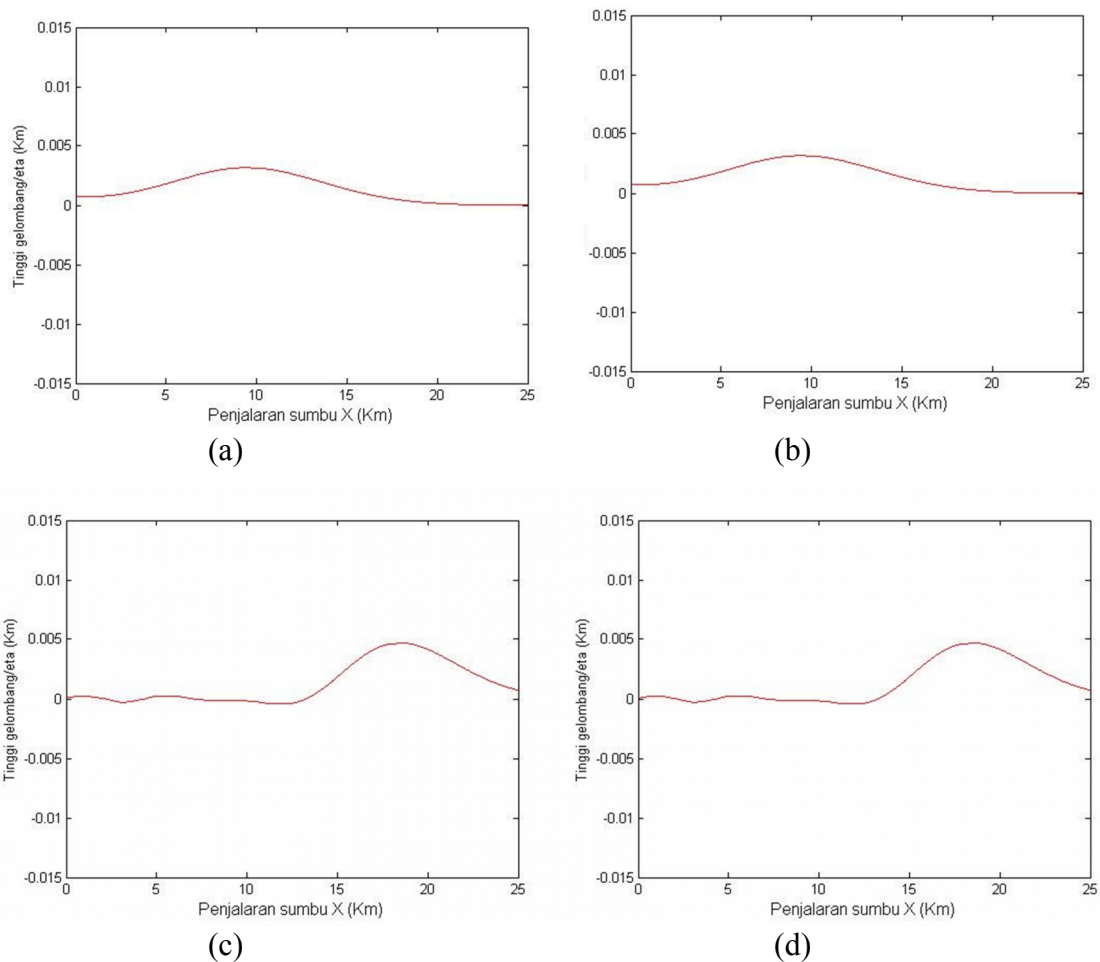
Pada subbab ini akan dibahas mengenai pengaruh materi penyusun dasar laut dan profil penjalaran gelombang tsunami. Pada Gambar 4.10 akan diperlihatkan perbedaan gelombang tsunami dengan materi penyusun dasar laut semen halus dan logam halus dan gelombang tsunami dengan materi penyusun dasar laut puing-puing bebatuan pada awal terjadinya tsunami, dimana koefisien kekasaran Manning puing-puing bebatuan lebih besar dari koefisien kekasaran Manning semen halus dan logam halus, yaitu 0,017 dan 0,01.



Gambar 4.10 Gelombang tsunami dengan materi penyusun dasar laut (a) semen halus dan logam halus pada awal terjadinya tsunami, (b) puing-puing bebatuan pada awal terjadinya tsunami

Terlihat pada Gambar 4.10 keadaan awal tsunami antara kedua materi penyusun dasar laut yang berbeda tidak memiliki perbedaan, ketinggian maksimum keduanya 0,005 Km pada 0 Km. Ketika gelombang tsunami bergerak menuju arah-x positif gelombang yang dihasilkan tidak berbeda, semisal pada detik ke-60 keduanya memiliki ketinggian maksimum 0,0031701 Km pada 9 Km. Begitupun juga pada

detik ke-120 keduanya memiliki ketinggian maksimum yang sama dan bentuk gelombang yang sama juga. Seperti diilustrasikan pada Gambar 4.11 dibawah ini.



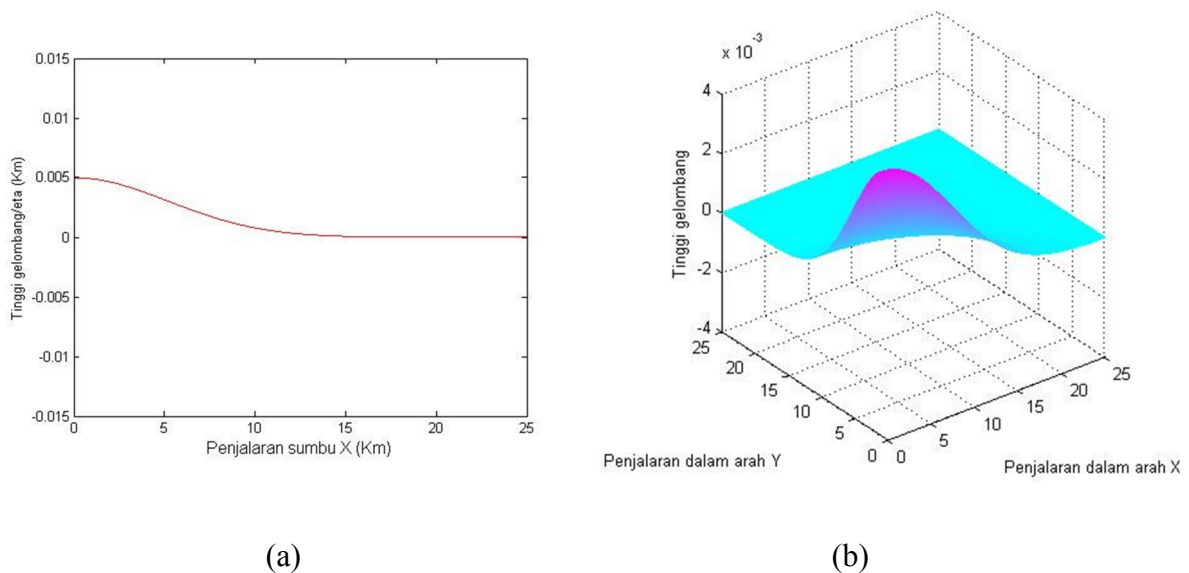
Gambar 4.11 Gelombang tsunami dengan materi penyusun dasar laut (a) semen halus dan logam halus pada detik ke-60 (b) puing-puing bebatuan pada detik ke-60 (c) semen halus dan logam halus pada detik ke-120 (d) puing-puing bebatuan pada detik ke-120

Ketika dibandingkan antara gelombang tsunami dengan berbagai materi penyusun dasar laut tidak terdapat perbedaan (secara lengkap dapat dilihat di lampiran). Sehingga kemudian dibandingkan antara gelombang tsunami dimana materi penyusun dasar adalah semen halus dan logam halus dengan gelombang tsunami yang materi penyusun dasar lautnya diabaikan. Pada awal terjadinya tsunami

keduanya mempunyai bentuk yang sama dan keduanya memiliki ketinggian maksimum 0,005 Km pada 0 Km. Setelah gelombang tsunami bergerak selama 30 detik bentuk dan ketinggian maksimumnya masih tetap sama, hingga detik ke-120 keduanya memiliki bentuk dan ketinggian gelombang yang sama. Dengan berbagai fakta diatas disimpulkan bahwa materi penyusun dasar laut tidak mempengaruhi bentuk dan ketinggian gelombang tsunami sehingga faktor materi penyusun dasar laut dapat diabaikan.

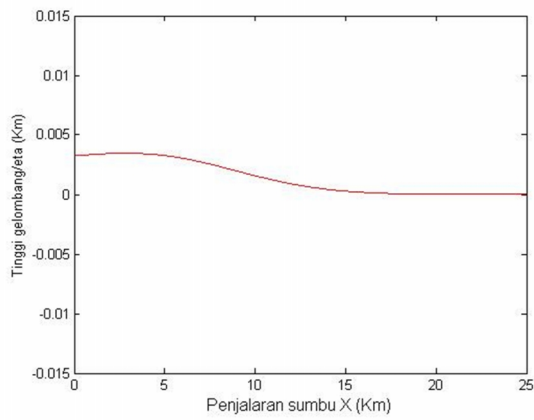
4.5.5 Perbandingan antara gelombang tsunami dua dimensi dan tiga dimensi

Secara umum gelombang tsunami yang disimulasikan secara dua dimensi maupun tiga dimensi memiliki bentuk yang sama. Perbandingan keduanya dapat dilihat pada Gambar 4.10 dibawah saat keadaan awal gelombang tsunami.

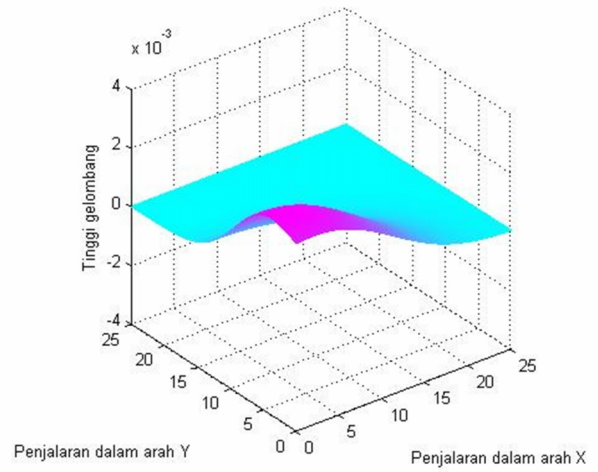


Gambar 4.12 Gelombang tsunami secara (a) dua dimensi pada awal terjadi tsunami (b) tiga dimensi pada awal terjadi tsunami

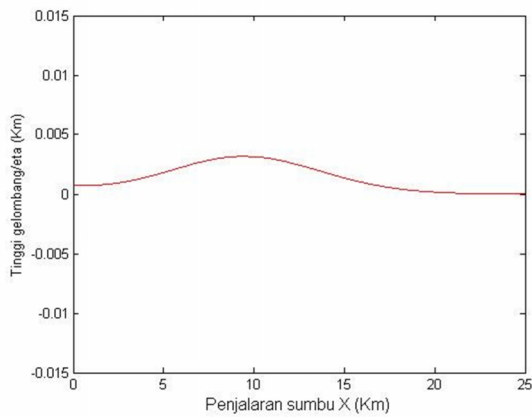
Ketika gelombang tsunami berjalan menuju bibir pantai baik secara dua dimensi maupun tiga dimensi memiliki bentuk yang sama. Hal ini dapat dilihat dari Gambar 4.13 dibawah.



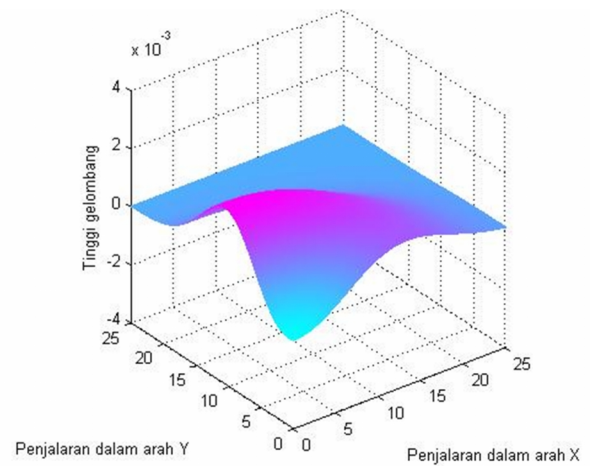
(a)



(b)



(c)



(d)

Gambar 4.13 Gelombang tsunami (a) dua dimensi setelah 30 detik (b) tiga dimensi setelah 30 detik (c) dua dimensi setelah 60 detik (d) tiga dimensi setelah 60 detik

BAB 5. PENUTUP

5.1 Kesimpulan

Setelah disimulasikan gelombang tsunami dengan amplitudo gelombang sebesar 0,005 Km dan panjang gelombang sebesar 5 Km baik secara dua dimensi maupun tiga dimensi dengan variasi materi penyusun dasar laut, dapat disimpulkan bahwa:

- a. gelombang tsunami bergerak menurun tetapi kemudian pada waktu tertentu gelombang tsunami bergerak meninggi;
- b. besar *flux discharge* berbanding terbalik dengan ketinggian gelombang tsunami, akan tetapi kemudian berbanding lurus pada waktu tertentu;
- c. waktu yang dibutuhkan gelombang tsunami dari pusat ke bibir pantai dengan amplitudo 0,005 km dengan jarak pusat gempa ke bibir pantai sebesar 25 km adalah 159,4 detik; dan
- d. materi penyusun dasar laut tidak mempengaruhi bentuk gelombang tsunami sehingga dapat diabaikan;

5.2 Saran

Untuk penelitian berikutnya disarankan menggunakan metode Runge-Kutta dengan Orde lebih tinggi, guna mensimulasikan gelombang tsunami baik secara dua dimensi maupun tiga dimensi. Selain itu penyusun materi dalam tugas akhir kali ini masih terbatas dengan *range* nilai koefisien kekasaran Manning yang tidak terlampau besar, sehingga diharapkan penelitian selanjutnya digunakan variasi penyusun materi dasar laut dengan *range* nilai koefisien kekasaran Manning yang lebih lebar.

DAFTAR PUSTAKA

- Dulbahri. (Tanpa Tahun). *Sistem Informasi Gunung Merapi*. <http://isjd.pdii.lipi.go.id/admin/jurnal/11064146.pdf> [16 November 2012]
- Hidayat, R. 2006. *Persamaan Diferensial Parsial*. Jember: Jember University Press.
- Imamura, F., Yalciner, A. C. & Ozyurt, G. 2006. *Tsunami Modelling Manual (Tsunami Model)*. <http://www.tsunami.civil.tohoku.ac.jp/hokusai3/E/projects/manual-ver-3.1.pdf> [1 Oktober 2012]
- Knut & Lie, A. 2005. *The Wave Equation in 1D and 2D*. [<http://www.uio.no/studier/emner/matnat/ifi/INF2340/v05/foiler/sim04.pdf>] [10 April 2013]
- Nandi. 2006. *Gempa Bumi*. http://file.upi.edu/Direktori/FPIPS/JUR._PEND._GEOGRAFI/197901012005011NANDI/geologi%20lingkungan/GEMPA_BU_MI.pdf_suplemen_Geologi_Lingkungan.pdf [16 November 2012]
- Oktaviani, A. (Tanpa tahun). *Tektonik Lempeng*. <http://elearning.pelatihan-osn.com/riddar/kebumian/tektoniklempeng.pdf> [26 November 2012]
- Prihandini, R. M. 2012. *Analisis Solusi Persamaan Korteweg-De Vries (KdV) Dengan Menggunakan Metode Prediktor-Korektor dan Runge-Kutta*. Tidak diterbitkan. Skripsi. Jember: Fakultas MIPA Universitas Jember.
- Sahid. 2005. *Pengantar Komputasi Numerik dengan MATLAB*. Yogyakarta: Andi.
- Satake, K. 1995. Linear and Nonlinear Computations of the 1992 Nicaragua Earthquake Tsunami. *PAGEOPH* Vol **144** no $\frac{3}{4}$, 545-470.
- Sugito, N.T. 2008. *Tsunami*. http://file.upi.edu/Direktori/FPIPS/JUR._PEND._GEOGRAFI/198304032008012-NANIN_TRIANA_SUGITO/TSUNAMI.pdf [15 Desember 2012]
- Triatmodjo, B. 2002. *Metode Numerik*. Yogyakarta: Beta Offset.

- Weisstein, E.W. & Troot, M. 2005. *The Mathematics of Tsunamis* [Serial Online]. <http://mathworld.wolfram.com/news/2005-01-14/tsunamis/> [24 Desember 2012]
- Yacoob,N., Sarif, N.M., & Aziz, Z.A. 2008. Modelling of Tsunami Waves. *MATEMATIKA* Vol **24** Number 2, 211-230.
- Zamzami, A. 2006. *Simulasi Model Penjalaran Gelombang Tsunami dengan Variasi Syarat Awal dan Bentuk Batimetri Dasar Laut*. Tidak diterbitkan. Skripsi. Jember: Fakultas MIPA Universitas Jember.

LAMPIRAN 1. PROGRAM

```

clc;
clear all;
close all;
disp('=====');
disp('Program untuk simulasi penjalaran gelombang tsunami');
disp('Fathur Rohman');
disp('091810101004');

dx=input('Masukkan nilai delta x = ');
dy=input('Masukkan nilai delta y = ');
dt=input('Masukkan nilai delta t = ');

%Panjang selang
nx=ceil(50/dx);
ny=ceil(50/dy);
nt=ceil(90/dt);

%banyak titik hitung
px=nx+1;
py=ny+1;

disp('Penyusun materi dasar laut');
disp('1. Semen halus, logam halus');
disp('2. Puing - puing bebatuan');
disp('3. Tanah halus');
disp('4. Saluran alami dalam kondisi baik');
disp('5. Saluran alami dengan batu dan tumbuhan dasar laut');
disp('6. Saluran alami yang buruk');
disp('7. diabaikan');

pn=input('Pilih materi penyusun dasar laut (1-7)= ');
switch pn
    case 1
        n=0.01;
    case 2
        n=0.017;
    case 3
        n=0.018;
    case 4
        n=0.025;
    case 5
        n=0.035;
    case 6
        n=0.06;
    case 7
        n=0;
end

```



```

g=9.8*10^-3;

dxbesar=dx;
dybesar=dy;
nx_gridawal=ceil(50/dx);
ny_gridawal=ceil(50/dy);
px1=nx_gridawal+1;
py1=ny_gridawal+1;
xbesar=linspace(0,50,px1+1);
ybesar=linspace(0,50,py1+1);
for i=1:px1+1
    for j=1:py1+1
        ked(i,j)=2.5;
    end
end

xnext=linspace(0,25,px1+1);
ynext=linspace(0,25,py1+1);
[Xbes Ybes]=meshgrid(xbesar,ybesar);
[Xnext Ynext]=meshgrid(xnext,ynext);
h=interp2(Xbes,Ybes,ked,Xnext,Ynext,'cubic');

%Menentukan Syarat awal
for i=1:px
    for j=1:py
        eta(i,j,1)=0.005*exp(-1/2*((i-1)*dx)/5)^2-(1/2*((j-1)*dy)/5)^2);

%M(i,j,1)=sqrt(g/h(i,j)+eta(i,j))*eta(i,j,1)*1/(2*pi)*(h(i,j)+eta(i,j,1));
M(i,j,1)=0;

%N(i,j,1)=sqrt(g/h(i,j)+eta(i,j))*eta(i,j,1)*1/(2*pi)^2*(h(i,j)+eta(i,j,1));
N(i,j,1)=0;
end
end

t=1;
henti=0;
%while henti==0;
for t=1:nt
for i=2:px
    for j=2:py
        if (i==2 || i==px-1) && (j==2 || j==py-1)
            k1=- (M(i,j-1,t)-M(i-1,j-1,t))/dx-(N(i-1,j,t)-N(i-1,j-1,t))/dy;
            m1=1/2*dt*k1;
            k2=- ((M(i,j-1,t))-(M(i-1,j-1,t)))/dx-(N(i-1,j,t)-N(i-1,j-1,t))/dy;

```

```

m2=1/2*dt*k2;
k3=-((M(i,j-1,t))-(M(i-1,j-1,t)))/dx-(N(i-1,j,t)-N(i-
1,j-1,t))/dy;
m3=dt*k3;
k4=-((M(i,j-1,t))-(M(i-1,j-1,t)))/dx-(N(i-1,j,t)-N(i-
1,j-1,t))/dy;
eta(i-1,j-1,t+1)=eta(i-1,j-
1,t)+1/6*dt*(k1+2*k2+2*k3+k4);
l1=- (2*M(i-1,j-1,t) * ((M(i,j-1,t)-M(i-1,j-1,t))/dx) * (h(i-
1,j-1)+eta(i-1,j-1,t)) - (M(i-1,j-1,t))^2 * ((h(i,j-1)+eta(i,j-1,t)) -
(h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-1,t)))/dx) / (h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-1,t))^2 -
(((M(i-1,j,t)-M(i-1,j-1,t))/dy) * N(i-1,j-1,t) + M(i-1,j-1,t) * (N(i-
1,j,t)-N(i-1,j-1,t))/dy)) * (h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-1,t)) - M(i-1,j-
1,t) * N(i-1,j-1,t) * ((h(i-1,j)+eta(i-1,j,t)) - (h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-
1,t)))/dy) / (h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-1,t))^2 - g * (h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-
1,t)) * (eta(i,j-1,t) - eta(i-1,j-1,t)) / dx - g * n^2 / (h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-
1,t))^ (7/3) * M(i-1,j-1,t) * sqrt((M(i-1,j-1,t))^2 + (N(i-1,j-1,t))^2);
n1=1/2*dt*l1;
l2=- (2*(M(i-1,j-1,t)+n1) * ((M(i,j-1,t)+n1) - (M(i-1,j-
1,t)+n1)) / dx) * (h(i-1,j-1) + (eta(i-1,j-1,t))) - (M(i-1,j-
1,t)+n1)^2 * ((h(i,j-1)+eta(i,j-1,t)) - (h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-
1,t)))/dx) / (h(i-1,j-1) + (eta(i-1,j-1,t)))^2 - (((M(i-1,j,t)+n1) - (M(i-
1,j-1,t)+n1)) / dy) * (N(i-1,j-1,t) + (M(i-1,j-1,t)+n1) * (N(i-1,j,t) -
(N(i-1,j-1,t)) / dy)) * (h(i-1,j-1) + (eta(i-1,j-1,t))) - (M(i-1,j-
1,t)+n1) * (N(i-1,j-1,t)) * ((h(i-1,j) + (eta(i-1,j,t))) - (h(i-1,j-
1) + (eta(i-1,j-1,t)))) / dy) / (h(i-1,j-1) + (eta(i-1,j-1,t)))^2 - g * (h(i-
1,j-1) + (eta(i-1,j-1,t))) * ((eta(i,j-1,t)) - (eta(i-1,j-1,t))) / dx -
g * n^2 / (h(i-1,j-1) + (eta(i-1,j-1,t)))^ (7/3) * (M(i-1,j-
1,t)+n1) * sqrt((M(i-1,j-1,t)+n1)^2 + (N(i-1,j-1,t))^2);
n2=1/2*dt*l2;
l3=- (2*(M(i-1,j-1,t)+n2) * ((M(i,j-1,t)+n2) - (M(i-1,j-
1,t)+n2)) / dx) * (h(i-1,j-1) + (eta(i-1,j-1,t))) - (M(i-1,j-
1,t)+n2)^2 * ((h(i,j-1)+eta(i,j-1,t)) - (h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-
1,t)))/dx) / (h(i-1,j-1) + (eta(i-1,j-1,t)))^2 - (((M(i-1,j,t)+n2) - (M(i-
1,j-1,t)+n2)) / dy) * (N(i-1,j-1,t) + (M(i-1,j-1,t)+n2) * (N(i-1,j,t) -
(N(i-1,j-1,t)) / dy)) * (h(i-1,j-1) + (eta(i-1,j-1,t))) - (M(i-1,j-
1,t)+n2) * (N(i-1,j-1,t)) * ((h(i-1,j) + (eta(i-1,j,t))) - (h(i-1,j-
1) + (eta(i-1,j-1,t)))) / dy) / (h(i-1,j-1) + (eta(i-1,j-1,t)))^2 - g * (h(i-
1,j-1) + (eta(i-1,j-1,t))) * ((eta(i,j-1,t)) - (eta(i-1,j-1,t))) / dx -
g * n^2 / (h(i-1,j-1) + (eta(i-1,j-1,t)))^ (7/3) * (M(i-1,j-
1,t)+n2) * sqrt((M(i-1,j-1,t)+n2)^2 + (N(i-1,j-1,t))^2);
n3=dt*l3;
l4=- (2*(M(i-1,j-1,t)+n3) * ((M(i,j-1,t)+n3) - (M(i-1,j-
1,t)+n3)) / dx) * (h(i-1,j-1) + (eta(i-1,j-1,t))) - (M(i-1,j-
1,t)+n3)^2 * ((h(i,j-1)+eta(i,j-1,t)) - (h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-
1,t)))/dx) / (h(i-1,j-1) + (eta(i-1,j-1,t)))^2 - (((M(i-1,j,t)+n3) - (M(i-
1,j-1,t)+n3)) / dy) * (N(i-1,j-1,t) + (M(i-1,j-1,t)+n3) * (N(i-1,j,t) -
(N(i-1,j-1,t)) / dy)) * (h(i-1,j-1) + (eta(i-1,j-1,t))) - (M(i-1,j-
1,t)+n3) * (N(i-1,j-1,t)) * ((h(i-1,j) + (eta(i-1,j,t))) - (h(i-1,j-
1) + (eta(i-1,j-1,t)))) / dy) / (h(i-1,j-1) + (eta(i-1,j-1,t)))^2 - g * (h(i-
1,j-1) + (eta(i-1,j-1,t))) * ((eta(i,j-1,t)) - (eta(i-1,j-1,t))) / dx -

```

```

g*n^2/(h(i-1,j-1)+(eta(i-1,j-1,t)))^(7/3)*(M(i-1,j-
1,t)+n3)*sqrt((M(i-1,j-1,t)+n3)^2+(N(i-1,j-1,t))^2);
    M(i-1,j-1,t+1)=M(i-1,j-1,t)+1/6*dt*(l1+2*l2+2*l3+l4);
    o1=-(((M(i,j-1,t)-M(i-1,j-1,t))/dx*N(i-1,j-1,t)+M(i-1,j-
1,t)*(N(i,j-1,t)-N(i-1,j-1,t))/dx)*(h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-1,t))-M(i-
1,j-1,t)*N(i-1,j-1,t)*((h(i,j-1)+eta(i,j-1,t))-(h(i-1,j-1)+eta(i-
1,j-1,t)))/dx)/(h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-1,t))^2-(2*N(i-1,j-1,t)*(N(i-
1,j,t)-N(i-1,j-1,t))/dy-(N(i-1,j-1,t))^2*((h(i-1,j)+eta(i-1,j,t))-
(h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-1,t)))/dy)/(h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-1,t))^2-
g*(h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-1,t))*(eta(i-1,j,t)-eta(i-1,j-1,t))/dy-
g*n^2/(h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-1,t)))^(7/3)*N(i-1,j-1,t)*sqrt((M(i-1,j-
1,t))^2+(N(i-1,j-1,t))^2);
    p1=1/2*dt*o1;
    o2=-(((M(i,j-1,t)-M(i-1,j-1,t))/dx*(N(i-1,j-
1,t)+p1)+M(i-1,j-1,t)*((N(i,j-1,t)+p1)-(N(i-1,j-1,t)+p1))/dx)*(h(i-
1,j-1)+eta(i-1,j-1,t))-M(i-1,j-1,t)*(N(i-1,j-1,t)+p1)*((h(i,j-
1)+eta(i,j-1,t))-(h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-1,t)))/dx)/(h(i-1,j-1)+eta(i-
1,j-1,t))^2-(2*(N(i-1,j-1,t)+p1)*((N(i-1,j,t)+p1)-(N(i-1,j-
1,t)+p1))/dy-(N(i-1,j-1,t)+p1))^2*((h(i-1,j)+eta(i-1,j,t))-
(h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-1,t)))/dy)/(h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-1,t))^2-g*(h(i-
1,j-1)+eta(i-1,j-1,t))*(eta(i-1,j,t)-eta(i-1,j-1,t))/dy-g*n^2/(h(i-
1,j-1)+eta(i-1,j-1,t)))^(7/3)*(N(i-1,j-1,t)+p1)*sqrt((M(i-1,j-
1,t))^2+(N(i-1,j-1,t)+p1))^2);
    p2=1/2*dt*o2;
    o3=-(((M(i,j-1,t)-M(i-1,j-1,t))/dx*(N(i-1,j-
1,t)+p2)+M(i-1,j-1,t)*((N(i,j-1,t)+p2)-(N(i-1,j-1,t)+p2))/dx)*(h(i-
1,j-1)+eta(i-1,j-1,t))-M(i-1,j-1,t)*(N(i-1,j-1,t)+p2)*((h(i,j-
1)+eta(i,j-1,t))-(h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-1,t)))/dx)/(h(i-1,j-1)+eta(i-
1,j-1,t))^2-(2*(N(i-1,j-1,t)+p2)*((N(i-1,j,t)+p2)-(N(i-1,j-
1,t)+p2))/dy-(N(i-1,j-1,t)+p2))^2*((h(i-1,j)+eta(i-1,j,t))-
(h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-1,t)))/dy)/(h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-1,t))^2-g*(h(i-
1,j-1)+eta(i-1,j-1,t))*(eta(i-1,j,t)-eta(i-1,j-1,t))/dy-g*n^2/(h(i-
1,j-1)+eta(i-1,j-1,t)))^(7/3)*(N(i-1,j-1,t)+p2)*sqrt((M(i-1,j-
1,t))^2+(N(i-1,j-1,t)+p2))^2);
    p3=dt*o3;
    o4=-(((M(i,j-1,t)-M(i-1,j-1,t))/dx*(N(i-1,j-
1,t)+p3)+M(i-1,j-1,t)*((N(i,j-1,t)+p3)-(N(i-1,j-1,t)+p3))/dx)*(h(i-
1,j-1)+eta(i-1,j-1,t))-M(i-1,j-1,t)*(N(i-1,j-1,t)+p3)*((h(i,j-
1)+eta(i,j-1,t))-(h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-1,t)))/dx)/(h(i-1,j-1)+eta(i-
1,j-1,t))^2-(2*(N(i-1,j-1,t)+p3)*((N(i-1,j,t)+p3)-(N(i-1,j-
1,t)+p3))/dy-(N(i-1,j-1,t)+p3))^2*((h(i-1,j)+eta(i-1,j,t))-
(h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-1,t)))/dy)/(h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-1,t))^2-g*(h(i-
1,j-1)+eta(i-1,j-1,t))*(eta(i-1,j,t)-eta(i-1,j-1,t))/dy-g*n^2/(h(i-
1,j-1)+eta(i-1,j-1,t)))^(7/3)*(N(i-1,j-1,t)+p3)*sqrt((M(i-1,j-
1,t))^2+(N(i-1,j-1,t)+p3))^2);
    N(i-1,j-1,t+1)=N(i-1,j-1,t)+1/6*dt*(o1+2*o2+2*o3+o4);
    else
    k1=-((M(i,j-1,t)-M(i-1,j-1,t))/dx-(N(i-1,j,t)-N(i-1,j-
1,t))/dy);
    m1=1/2*dt*k1;
    k2=-((M(i,j-1,t))-M(i-1,j-1,t))/dx-(N(i-1,j,t)-N(i-
1,j-1,t))/dy);

```

```

m2=1/2*dt*k2;
k3=-((M(i,j-1,t))-(M(i-1,j-1,t)))/dx-(N(i-1,j,t)-N(i-
1,j-1,t))/dy;
m3=dt*k3;
k4=-((M(i,j-1,t))-(M(i-1,j-1,t)))/dx-(N(i-1,j,t)-N(i-
1,j-1,t))/dy;
eta(i-1,j-1,t+1)=eta(i-1,j-
1,t)+1/6*dt*(k1+2*k2+2*k3+k4);
l1=- (2*M(i-1,j-1,t) * ((M(i,j-1,t)-M(i-1,j-1,t))/dx) * (h(i-
1,j-1)+eta(i-1,j-1,t)) - (M(i-1,j-1,t))^2 * ((h(i,j-1)+eta(i,j-1,t)) -
(h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-1,t)))/dx) / (h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-1,t))^2 -
(((M(i-1,j,t)-M(i-1,j-1,t))/dy) * N(i-1,j-1,t) + M(i-1,j-1,t) * (N(i-
1,j,t)-N(i-1,j-1,t))/dy)) * (h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-1,t)) - M(i-1,j-
1,t) * N(i-1,j-1,t) * ((h(i-1,j)+eta(i-1,j,t)) - (h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-
1,t)))/dy) / (h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-1,t))^2 - g * (h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-
1,t)) * (eta(i,j-1,t) - eta(i-1,j-1,t)) / dx - g * n^2 / (h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-
1,t))^ (7/3) * M(i-1,j-1,t) * sqrt((M(i-1,j-1,t))^2 + (N(i-1,j-1,t))^2);
n1=1/2*dt*l1;
l2=- (2*(M(i-1,j-1,t)+n1) * ((M(i,j-1,t)+n1) - (M(i-1,j-
1,t)+n1)) / dx) * (h(i-1,j-1) + (eta(i-1,j-1,t))) - (M(i-1,j-
1,t)+n1)^2 * ((h(i,j-1)+eta(i,j-1,t)) - (h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-
1,t)))/dx) / (h(i-1,j-1) + (eta(i-1,j-1,t)))^2 - (((M(i-1,j,t)+n1) - (M(i-
1,j-1,t)+n1)) / dy) * (N(i-1,j-1,t) + (M(i-1,j-1,t)+n1) * ((N(i-1,j,t)) -
(N(i-1,j-1,t)) / dy)) * (h(i-1,j-1) + (eta(i-1,j-1,t))) - (M(i-1,j-
1,t)+n1) * (N(i-1,j-1,t)) * ((h(i-1,j) + (eta(i-1,j,t))) - (h(i-1,j-
1) + (eta(i-1,j-1,t)))) / dy) / (h(i-1,j-1) + (eta(i-1,j-1,t)))^2 - g * (h(i-
1,j-1) + (eta(i-1,j-1,t))) * ((eta(i,j-1,t)) - (eta(i-1,j-1,t))) / dx -
g * n^2 / (h(i-1,j-1) + (eta(i-1,j-1,t)))^ (7/3) * (M(i-1,j-
1,t)+n1) * sqrt((M(i-1,j-1,t)+n1)^2 + (N(i-1,j-1,t))^2);
n2=1/2*dt*l2;
l3=- (2*(M(i-1,j-1,t)+n2) * ((M(i,j-1,t)+n2) - (M(i-1,j-
1,t)+n2)) / dx) * (h(i-1,j-1) + (eta(i-1,j-1,t))) - (M(i-1,j-
1,t)+n2)^2 * ((h(i,j-1)+eta(i,j-1,t)) - (h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-
1,t)))/dx) / (h(i-1,j-1) + (eta(i-1,j-1,t)))^2 - (((M(i-1,j,t)+n2) - (M(i-
1,j-1,t)+n2)) / dy) * (N(i-1,j-1,t) + (M(i-1,j-1,t)+n2) * ((N(i-1,j,t)) -
(N(i-1,j-1,t)) / dy)) * (h(i-1,j-1) + (eta(i-1,j-1,t))) - (M(i-1,j-
1,t)+n2) * (N(i-1,j-1,t)) * ((h(i-1,j) + (eta(i-1,j,t))) - (h(i-1,j-
1) + (eta(i-1,j-1,t)))) / dy) / (h(i-1,j-1) + (eta(i-1,j-1,t)))^2 - g * (h(i-
1,j-1) + (eta(i-1,j-1,t))) * ((eta(i,j-1,t)) - (eta(i-1,j-1,t))) / dx -
g * n^2 / (h(i-1,j-1) + (eta(i-1,j-1,t)))^ (7/3) * (M(i-1,j-
1,t)+n2) * sqrt((M(i-1,j-1,t)+n2)^2 + (N(i-1,j-1,t))^2);
n3=dt*l3;
l4=- (2*(M(i-1,j-1,t)+n3) * ((M(i,j-1,t)+n3) - (M(i-1,j-
1,t)+n3)) / dx) * (h(i-1,j-1) + (eta(i-1,j-1,t))) - (M(i-1,j-
1,t)+n3)^2 * ((h(i,j-1)+eta(i,j-1,t)) - (h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-
1,t)))/dx) / (h(i-1,j-1) + (eta(i-1,j-1,t)))^2 - (((M(i-1,j,t)+n3) - (M(i-
1,j-1,t)+n3)) / dy) * (N(i-1,j-1,t) + (M(i-1,j-1,t)+n3) * ((N(i-1,j,t)) -
(N(i-1,j-1,t)) / dy)) * (h(i-1,j-1) + (eta(i-1,j-1,t))) - (M(i-1,j-
1,t)+n3) * (N(i-1,j-1,t)) * ((h(i-1,j) + (eta(i-1,j,t))) - (h(i-1,j-
1) + (eta(i-1,j-1,t)))) / dy) / (h(i-1,j-1) + (eta(i-1,j-1,t)))^2 - g * (h(i-
1,j-1) + (eta(i-1,j-1,t))) * ((eta(i,j-1,t)) - (eta(i-1,j-1,t))) / dx -

```

```

g*n^2/(h(i-1,j-1)+(eta(i-1,j-1,t)))^(7/3)*(M(i-1,j-
1,t)+n3)*sqrt((M(i-1,j-1,t)+n3)^2+(N(i-1,j-1,t))^2);
    M(i-1,j-1,t+1)=M(i-1,j-1,t)+1/6*dt*(11+2*12+2*13+14);
    o1=-(((M(i,j-1,t)-M(i-1,j-1,t))/dx*N(i-1,j-1,t)+M(i-1,j-
1,t)*(N(i,j-1,t)-N(i-1,j-1,t))/dx)*(h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-1,t))-M(i-
1,j-1,t)*N(i-1,j-1,t)*((h(i,j-1)+eta(i,j-1,t))-(h(i-1,j-1)+eta(i-
1,j-1,t)))/dx)/(h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-1,t))^2-(2*N(i-1,j-1,t)*(N(i-
1,j,t)-N(i-1,j-1,t))/dy-(N(i-1,j-1,t))^2*(h(i-1,j)+eta(i-1,j,t))-
(h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-1,t)))/dy)/(h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-1,t))^2-
g*(h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-1,t))*(eta(i-1,j,t)-eta(i-1,j-1,t))/dy-
g*n^2/(h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-1,t)))^(7/3)*N(i-1,j-1,t)*sqrt((M(i-1,j-
1,t))^2+(N(i-1,j-1,t))^2);
    p1=1/2*dt*o1;
    o2=-(((M(i,j-1,t)-M(i-1,j-1,t))/dx*(N(i-1,j-
1,t)+p1)+M(i-1,j-1,t)*((N(i,j-1,t)+p1)-(N(i-1,j-1,t)+p1))/dx)*(h(i-
1,j-1)+eta(i-1,j-1,t))-M(i-1,j-1,t)*(N(i-1,j-1,t)+p1)*((h(i,j-
1)+eta(i,j-1,t))-(h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-1,t)))/dx)/(h(i-1,j-1)+eta(i-
1,j-1,t))^2-(2*(N(i-1,j-1,t)+p1)*(N(i-1,j,t)+p1)-(N(i-1,j-
1,t)+p1))/dy-(N(i-1,j-1,t)+p1))^2*(h(i-1,j)+eta(i-1,j,t))-(h(i-
1,j-1)+eta(i-1,j-1,t)))/dy)/(h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-1,t))^2-g*(h(i-
1,j-1)+eta(i-1,j-1,t))*(eta(i-1,j,t)-eta(i-1,j-1,t))/dy-g*n^2/(h(i-
1,j-1)+eta(i-1,j-1,t)))^(7/3)*(N(i-1,j-1,t)+p1)*sqrt((M(i-1,j-
1,t))^2+(N(i-1,j-1,t)+p1))^2);
    p2=1/2*dt*o2;
    o3=-(((M(i,j-1,t)-M(i-1,j-1,t))/dx*(N(i-1,j-
1,t)+p2)+M(i-1,j-1,t)*((N(i,j-1,t)+p2)-(N(i-1,j-1,t)+p2))/dx)*(h(i-
1,j-1)+eta(i-1,j-1,t))-M(i-1,j-1,t)*(N(i-1,j-1,t)+p2)*((h(i,j-
1)+eta(i,j-1,t))-(h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-1,t)))/dx)/(h(i-1,j-1)+eta(i-
1,j-1,t))^2-(2*(N(i-1,j-1,t)+p2)*(N(i-1,j,t)+p2)-(N(i-1,j-
1,t)+p2))/dy-(N(i-1,j-1,t)+p2))^2*(h(i-1,j)+eta(i-1,j,t))-(h(i-
1,j-1)+eta(i-1,j-1,t)))/dy)/(h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-1,t))^2-g*(h(i-
1,j-1)+eta(i-1,j-1,t))*(eta(i-1,j,t)-eta(i-1,j-1,t))/dy-g*n^2/(h(i-
1,j-1)+eta(i-1,j-1,t)))^(7/3)*(N(i-1,j-1,t)+p2)*sqrt((M(i-1,j-
1,t))^2+(N(i-1,j-1,t)+p2))^2);
    p3=dt*o3;
    o4=-(((M(i,j-1,t)-M(i-1,j-1,t))/dx*(N(i-1,j-
1,t)+p3)+M(i-1,j-1,t)*((N(i,j-1,t)+p3)-(N(i-1,j-1,t)+p3))/dx)*(h(i-
1,j-1)+eta(i-1,j-1,t))-M(i-1,j-1,t)*(N(i-1,j-1,t)+p3)*((h(i,j-
1)+eta(i,j-1,t))-(h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-1,t)))/dx)/(h(i-1,j-1)+eta(i-
1,j-1,t))^2-(2*(N(i-1,j-1,t)+p3)*(N(i-1,j,t)+p3)-(N(i-1,j-
1,t)+p3))/dy-(N(i-1,j-1,t)+p3))^2*(h(i-1,j)+eta(i-1,j,t))-(h(i-
1,j-1)+eta(i-1,j-1,t)))/dy)/(h(i-1,j-1)+eta(i-1,j-1,t))^2-g*(h(i-
1,j-1)+eta(i-1,j-1,t))*(eta(i-1,j,t)-eta(i-1,j-1,t))/dy-g*n^2/(h(i-
1,j-1)+eta(i-1,j-1,t)))^(7/3)*(N(i-1,j-1,t)+p3)*sqrt((M(i-1,j-
1,t))^2+(N(i-1,j-1,t)+p3))^2);
    N(i-1,j-1,t+1)=N(i-1,j-1,t)+1/6*dt*(o1+2*o2+2*o3+o4);
end
end
end
%me1=mean(eta(:, :, t));
%me=mean(me1);
%if imag(me)~=0

```

```

% henti=1;
%end
%t=t+1;
end

%Untuk simulasi gelombang tsunami
B=moviein(t);
x_org=linspace(0,25,25);
y_org=linspace(0,25,25);
[X_org Y_org]=meshgrid(x_org,y_org);
x_int=linspace(0,25,1000);
y_int=linspace(0,25,1000);
[X_int Y_int]=meshgrid(x_int,y_int);
gg=input('Apakah ingin menampilkan plot Bergerak (pilih 0 jika tidak
dan 1 jika ya) ');
if gg==1
for k=1:10:t
    for i=1:ceil(25/dx)
        for j=1:ceil(25/dy)
            Z_temp(i,j)=eta(i,j,k);
        end
    end
    G=Z_temp;
    Z_int=interp2(X_org,Y_org,G,X_int,Y_int,'cubic');
    mesh(X_int,Y_int,Z_int);
    axis normal;
    colormap cool;
    shading flat;
    xlabel('Penjalaran dalam arah X');ylabel('Penjalaran dalam arah
Y');zlabel('Tinggi gelombang');
    axis([0 25 0 25 -0.004 0.004]);
    axis manual;
    axis vis3d;
    view(3);
    B(:,k)=getframe;
    pause(0.01);
end
end

sim=input('Apakah ditampilkan grafik dalam satu waktu? (pilih 0 jika
tidak dan 1 jika ya) ');
while sim==1
    k=input('Masukkan detik seberapa yang ingin ditampilkan ? ');
    tamp=ceil(k/dt+1);
    for i=1:ceil(25/dy)
        for j=1:ceil(25/dx)
            Z_temp(i,j)=eta(i,j,tamp);
        end
    end
    G=Z_temp;
    Z=interp2(X_org,Y_org,G,X_int,Y_int,'cubic');
    mesh(X_int,Y_int,Z);
end

```

```

axis normal;
colormap cool;
shading flat;
xlabel('Penjalaran dalam arah X');ylabel('Penjalaran dalam arah
Y');zlabel('Tinggi gelombang');

ha(1)=get(gca,'xlabel');ha(2)=get(gca,'ylabel');ha(3)=get(gca,'ylabe
l');
axis([0 25 0 25 -0.004 0.004]);
axis manual;
axis vis3d;
sim=input('Apakah ditampilkan grafik dalam satu waktu lagi?
(pilih 0 jika tidak dan 1 jika ya) ');
end
clear all;
clc;
close all;
disp('=====');
disp('Program untuk simulasi penjalaran gelombang tsunami');
disp('Fathur Rohman');
disp('091810101004');

dx=input('Masukkan nilai delta x = ');
dt=input('Masukkan nilai delta t = ');
x0=input('Masukkan Panjang Selang = ');
atas=input('Masukkan Batas Atas = ');
bawah=input('Masukkan Batas Bawah = ');

%panjang selang
nx=ceil((x0+25)/dx);
nt=ceil(160/dt);
A=input('Masukkan Besar amplitudo = ');
lambda=input('Masukkan Panjang gelombang = ');

%jumlah titik hitung
px=nx+1;

disp('Penyusun materi dasar laut');
disp('1. Semen halus, logam halus');
disp('2. Puing - puing bebatuan');
disp('3. Tanah halus');
disp('4. Saluran alami dalam kondisi baik');
disp('5. Saluran alami dengan batu dan tumbuhan dasar laut');
disp('6. Saluran alami yang buruk');
disp('7. Diabaikan');

pn=input('Pilih materi penyusun dasar laut (1-7)= ');
switch pn
case 1
n=0.01;
case 2

```

```

        n=0.017;
    case 3
        n=0.018;
    case 4
        n=0.025;
    case 5
        n=0.035;
    case 6
        n=0.06;
    case 7
        n=0;
end

g=9.8*10^(-3);
x_org=linspace(0,25/dx,25/dx);
x_int=linspace(0,25/dx,1000);

dxbesar=25;
nx_gridawal=ceil(50/dxbesar);
px1=nx_gridawal+1;
xbesar=linspace(0,50,px1+1);

for i=1:px1+1
    %bx(i)=(i-1)*dxbesar;
    %if bx(i)>=25 && bx(i)<=75
    %    kedd(i)=(bx(i)-25)/50-2.5;
    %elseif bx(i)>=75 && bx(i)<=125
    %    kedd(i)=(bx(i)-75)*0.4/50-1.5;
    %elseif bx(i)>=125 && bx(i)<=150
    %    kedd(i)=(bx(i)-125)*0.6/50-1.1;
    %elseif bx(i)>=0 && bx(i)<=25
    %    kedd(i)=-2.5;
    %else
    %    kedd(i)=0;
    %end
    %ked(i)=-kedd(i);
    ked(i)=2.5;
end
nxnext=linspace(0,25/dx,px+1);
h=interp1(xbesar,ked,nxnext,'cubic');
%c=sqrt(g*max(h));
%r1=dx/dt;
%Menentukan Syarat awal
f=1;
for i=1:px
    eta(i,1)=A*exp(-1/2*((i-1)*dx)/lambda)^2);
    %eta(i,1)=0.005*sin(1*(i-1)*dx);

%M(i,1)=sqrt(g/(h(i)+eta(i,1)))*eta(i,1)*1/(2*pi)^2*(h(i)+eta(i,1));
M(i,1)=0;
end

```



```

%pt=1;
%henti=0;
%while henti==0;

for pt=1:nt
for i=2:px
    if i==2 || i==px-1
        k1=-(M(i,pt)-M(i-1,pt))/dx;
        m1=1/2*dt*k1;
        k2=-((M(i,pt))-(M(i-1,pt)))/dx;
        m2=1/2*dt*k2;
        k3=-((M(i,pt))-(M(i-1,pt)))/dx;
        m3=dt*k3;
        k4=-((M(i,pt))-(M(i-1,pt)))/dx;
        eta(i-1,pt+1)=eta(i-1,pt)+1/6*dt*(k1+2*k2+2*k3+k4);
        l1=- (2*M(i-1,pt))*((M(i,pt)-M(i-1,pt))/dx)*(h(i-1)+eta(i-
1,pt))- (M(i-1,pt))^2*((h(i)+eta(i,pt))-(h(i-1)+eta(i-
1,pt)))/dx)/(h(i-1)+eta(i-1,pt))^2-g*(h(i-1)+eta(i-
1,pt))* (eta(i,pt)-eta(i-1,pt))/dx-g*n^2/(h(i-1)+eta(i-
1,pt))^(7/3)*M(i-1,pt)*abs(M(i-1,pt));
        n1=1/2*dt*l1;
        l2=- (2*(M(i-1,pt)+n1))*((M(i,pt)+n1)-(M(i-
1,pt)+n1))/dx*(h(i-1)+eta(i-1,pt))- (M(i-
1,pt)+n1)^2*((h(i)+eta(i,pt))-(h(i-1)+eta(i-1,pt)))/dx)/(h(i-
1)+eta(i-1,pt))^2-g*(h(i-1)+eta(i-1,pt))* ((eta(i,pt))-(eta(i-
1,pt)))/dx-g*n^2/(h(i-1)+eta(i-1,pt))^(7/3)*(M(i-1,pt)+n1)*abs(M(i-
1,pt)+n1);
        n2=1/2*dt*l2;
        l3=- (2*(M(i-1,pt)+n2))*((M(i,pt)+n2)-(M(i-
1,pt)+n2))/dx*(h(i-1)+eta(i-1,pt))- (M(i-
1,pt)+n2)^2*((h(i)+eta(i,pt))-(h(i-1)+eta(i-1,pt)))/dx)/(h(i-
1)+eta(i-1,pt))^2-g*(h(i-1)+eta(i-1,pt))* ((eta(i,pt))-(eta(i-
1,pt)))/dx-g*n^2/(h(i-1)+eta(i-1,pt))^(7/3)*(M(i-1,pt)+n2)*abs(M(i-
1,pt)+n2);
        n3=dt*l3;
        l4=- (2*(M(i-1,pt)+n3))*((M(i,pt)+n3)-(M(i-
1,pt)+n3))/dx*(h(i-1)+eta(i-1,pt))- (M(i-
1,pt)+n3)^2*((h(i)+eta(i,pt))-(h(i-1)+eta(i-1,pt)))/dx)/(h(i-
1)+eta(i-1,pt))^2-g*(h(i-1)+eta(i-1,pt))* ((eta(i,pt))-(eta(i-
1,pt)))/dx-g*n^2/(h(i-1)+eta(i-1,pt))^(7/3)*(M(i-1,pt)+n3)*abs(M(i-
1,pt)+n3);
        M(i-1,pt+1)=M(i-1,pt)+1/6*dt*(l1+2*l2+2*l3+l4);
    else
        k1=-(M(i,pt)-M(i-1,pt))/dx;
        m1=1/2*dt*k1;
        k2=-((M(i,pt))-(M(i-1,pt)))/dx;
        m2=1/2*dt*k2;
        k3=-((M(i,pt))-(M(i-1,pt)))/dx;
        m3=dt*k3;
        k4=-((M(i,pt))-(M(i-1,pt)))/dx;
        eta(i-1,pt+1)=eta(i-1,pt)+1/6*dt*(k1+2*k2+2*k3+k4);

```

```

        l1=- (2*M(i-1,pt) * ((M(i,pt)-M(i-1,pt))/dx) * (h(i-1)+eta(i-1,pt)) - (M(i-1,pt))^2 * ((h(i)+eta(i,pt)) - (h(i-1)+eta(i-1,pt)))/dx) / (h(i-1)+eta(i-1,pt))^2 - g * (h(i-1)+eta(i-1,pt)) * (eta(i,pt)-eta(i-1,pt))/dx - g*n^2 / (h(i-1)+eta(i-1,pt))^(7/3) * M(i-1,pt) * abs(M(i-1,pt));
        n1=1/2*dt*l1;
        l2=- (2*(M(i-1,pt)+n1) * ((M(i,pt)+n1) - (M(i-1,pt)+n1))/dx) * (h(i-1)+eta(i-1,pt)) - (M(i-1,pt)+n1)^2 * ((h(i)+eta(i,pt)) - (h(i-1)+eta(i-1,pt)))/dx) / (h(i-1)+eta(i-1,pt))^2 - g * (h(i-1)+eta(i-1,pt)) * ((eta(i,pt)) - (eta(i-1,pt)))/dx - g*n^2 / (h(i-1)+eta(i-1,pt))^(7/3) * (M(i-1,pt)+n1) * abs(M(i-1,pt)+n1);
        n2=1/2*dt*l2;
        l3=- (2*(M(i-1,pt)+n2) * ((M(i,pt)+n2) - (M(i-1,pt)+n2))/dx) * (h(i-1)+eta(i-1,pt)) - (M(i-1,pt)+n2)^2 * ((h(i)+eta(i,pt)) - (h(i-1)+eta(i-1,pt)))/dx) / (h(i-1)+eta(i-1,pt))^2 - g * (h(i-1)+eta(i-1,pt)) * ((eta(i,pt)) - (eta(i-1,pt)))/dx - g*n^2 / (h(i-1)+eta(i-1,pt))^(7/3) * (M(i-1,pt)+n2) * abs(M(i-1,pt)+n2);
        n3=dt*l3;
        l4=- (2*(M(i-1,pt)+n3) * ((M(i,pt)+n3) - (M(i-1,pt)+n3))/dx) * (h(i-1)+eta(i-1,pt)) - (M(i-1,pt)+n3)^2 * ((h(i)+eta(i,pt)) - (h(i-1)+eta(i-1,pt)))/dx) / (h(i-1)+eta(i-1,pt))^2 - g * (h(i-1)+eta(i-1,pt)) * ((eta(i,pt)) - (eta(i-1,pt)))/dx - g*n^2 / (h(i-1)+eta(i-1,pt))^(7/3) * (M(i-1,pt)+n3) * abs(M(i-1,pt)+n3);
        M(i-1,pt+1)=M(i-1,pt)+1/6*dt*(l1+2*l2+2*l3+l4);
    end
    %if (h(i-1)+eta(i-1,pt))==0
        % M(i-1,pt+1)=0;
    %end
end
%me=mean(eta(:,pt));
%if imag(me)~=0
% henti=1;
%end
%pt=pt+1;
end

```

```

gg=input('Apakah ingin menampilkan plot Bergerak (pilih 0 jika tidak dan 1 jika ya) ');
if gg==1
for t=1:10:pt
for i=1:ceil(x0/dx)
Z1(i)=eta(i,t);
end
G=Z1;
ZZ=interp1(x_org,G,x_int,'cubic');
plot(x_int,ZZ,'r');
xlabel('Penjalaran sumbu X (Km)');
ylabel('Tinggi gelombang/eta (Km)');

```

```

    ha(1)=get(gca,'xlabel');ha(2)=get(gca,'zlabel');
    set([ha(1:2)],'fontsize',12);
    axis ([0 x0 bawah atas]);
    axis manual;
    B(:,pt)=getframe;
    pause(0.1);
end
end

sim=input('Apakah ditampilkan grafik dalam satu waktu? (pilih 0 jika
tidak dan 1 jika ya) ');
while sim==1
    k=input('Masukkan detik keberapa yang ingin ditampilkan ? ');
    tamp=ceil(k/dt+1);
    for i=1:ceil(x0/dx)
        Z_temp(i)=eta(i,tamp);
    end
    G=Z_temp;
    Z=interp1(x_org,G,x_int,'cubic');
    plot(x_int,Z,'r');
    xlabel('Penjalaran sumbu X (Km)');
    ylabel('Tinggi gelombang/eta (Km)');
    ha(1)=get(gca,'xlabel');ha(2)=get(gca,'zlabel');
    set([ha(1:2)],'fontsize',12);
    axis ([0 x0 bawah atas]);
    axis manual
    maks=max(G);
    letaki=find(G==maks);
    letak=(letaki-1)*dx;
    disp(['Gelombang Tertinggi = ' num2str(maks) ' Km']);
    disp(['Gelombang Tertinggi Terletak Pada ' num2str(letak) '
Km']);
    disp(['Gelombang pada tepi pantai = ' num2str(eta(26,tamp)) '
Km']);
    sim=input('Apakah ditampilkan grafik dalam satu waktu lagi?
(pilih 0 jika tidak dan 1 jika ya) ');
end

bb=input('Apakah ingin menampilkan plot beberapa waktu jadi 1(pilih
0 jika tidak dan 1 jika ya) ');
if bb==1
    k1=input('Masukkan jumlah waktu yang diinginkan ');
    %figure(1)
    hold on;
    for t=1:k1
        k2=input(['Masukkan Waktu ke-' num2str(t) ' = ']);
        tamp(t)=ceil(k2/dt+1);
        for i=1:ceil(x0/dx)
            Z_temp(i)=eta(i,tamp(t));
        end
    end
end

```

```

        G=Z_temp;
        Z=interp1(x_org,G,x_int,'cubic');
        hold on
        plot(x_int,Z);
        xlabel('Penjalaran sumbu X (Km)');
        ylabel('Tinggi gelombang/eta (Km)');
        ha(1)=get(gca,'xlabel');ha(2)=get(gca,'zlabel');
        set([ha(1:2)],'fontsize',12);
        axis ([0 x0 bawah atas]);
        axis manual
    end
end

hub=input('Apakah akan diplot hubungan M dan eta (pilih 0 jika tidak
dan 1 jika ya) ');
while hub==1
    hold off
    close all;
    k=input('Masukkan detik keberapa yang ingin ditampilkan ? ');
    tamp=ceil(k/dt+1);
    for i=1:ceil(x0/dx)
        Z_temp(i)=eta(i,tamp);
        M_temp(i)=M(i,tamp);
    end
    G=Z_temp;
    H=M_temp;
    Z=interp1(x_org,G,x_int,'cubic');
    ZZ=interp1(x_org,H,x_int,'cubic');
    plot(x_int,Z,'r');
    xlabel('Penjalaran sumbu X (Km)');
    ylabel('Tinggi gelombang/eta (Km)');
    ha(1)=get(gca,'xlabel');ha(2)=get(gca,'zlabel');
    set([ha(1:2)],'fontsize',12);
    axis ([0 x0 bawah atas]);
    axis manual
    maks=max(G);
    letaki=find(G==maks);
    letak=(letaki-1)*dx;
    disp(['Gelombang Tertinggi = ' num2str(maks) ' Km']);
    disp(['Besarnya Flux discharge pada tempat tertinggi '
num2str(M(letaki,tamp)) ' Km^2/detik']);
    disp(['Besarnya gelombang 1 Km dari gelombang tertinggi '
num2str(eta(letaki+ceil(1/dx),tamp)) ' Km']);
    disp(['Besarnya flux discharge 1 Km dari gelombang tertinggi '
num2str(M(letaki+ceil(1/dx),tamp)) ' Km^2/detik']);
    disp(['Besarnya gelombang 2 Km dari gelombang tertinggi '
num2str(eta(letaki+ceil(2/dx),tamp)) ' Km']);
    disp(['Besarnya flux discharge 2 Km dari gelombang tertinggi '
num2str(M(letaki+ceil(2/dx),tamp)) ' Km^2/detik']);
    disp(['Gelombang Tertinggi Terletak Pada ' num2str(letak) '
Km']);
end

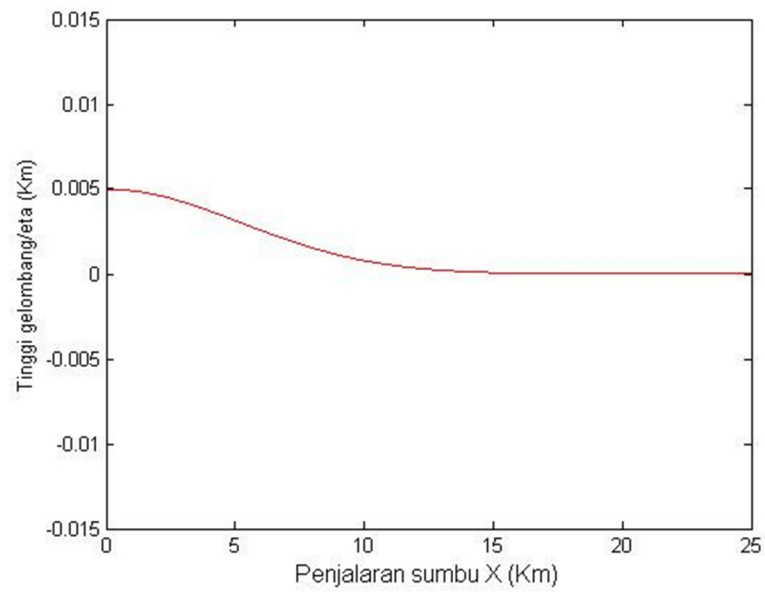
```

```
disp(['Gelombang pada tepi pantai = ' num2str(eta(26,tamp)) '
Km']);
disp(['Besarnya flux discharge pada tepi pantai = '
num2str(M(26,tamp)) ' Km^2/Detik']);
figure
plot(x_int,ZZ);
xlabel('Penjalaran sumbu X (Km)');
ylabel('Flux Discharge (M) (Km^2/detik)');
ha(1)=get(gca,'xlabel');ha(2)=get(gca,'ylabel');
set([ha(1:2)],'fontsize',12);
axis ([0 x0 bawah atas]);
axis manual
hub=input('Apakah akan diplot hubungan M dan eta lagi (pilih 0
jika tidak dan 1 jika ya) ');
end
```

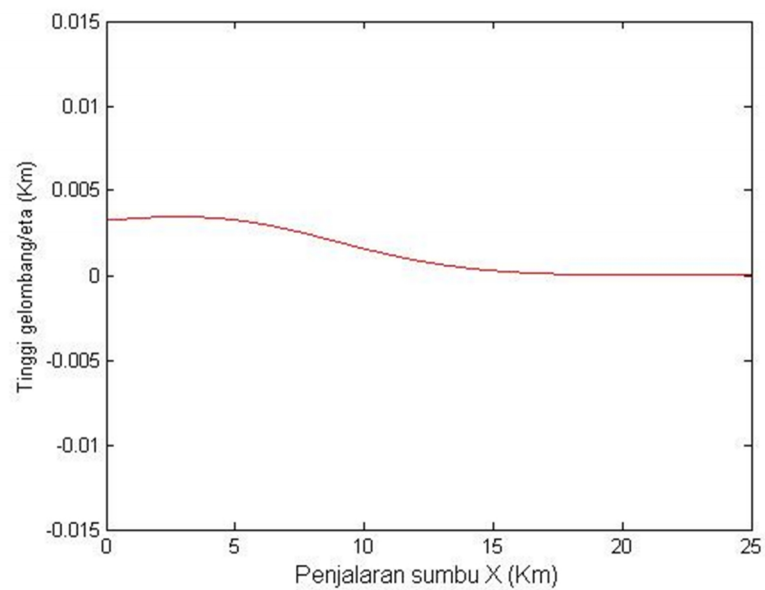
LAMPIRAN 2. HASIL SIMULASI

2.1 Simulasi Untuk Materi Penyusun Dasar Laut Semen Halus, Logam Halus

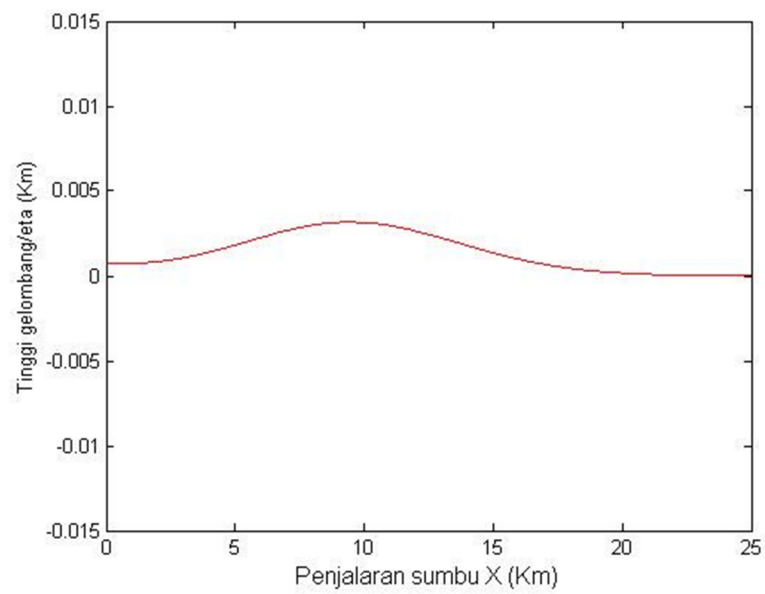
Saat $t=0$



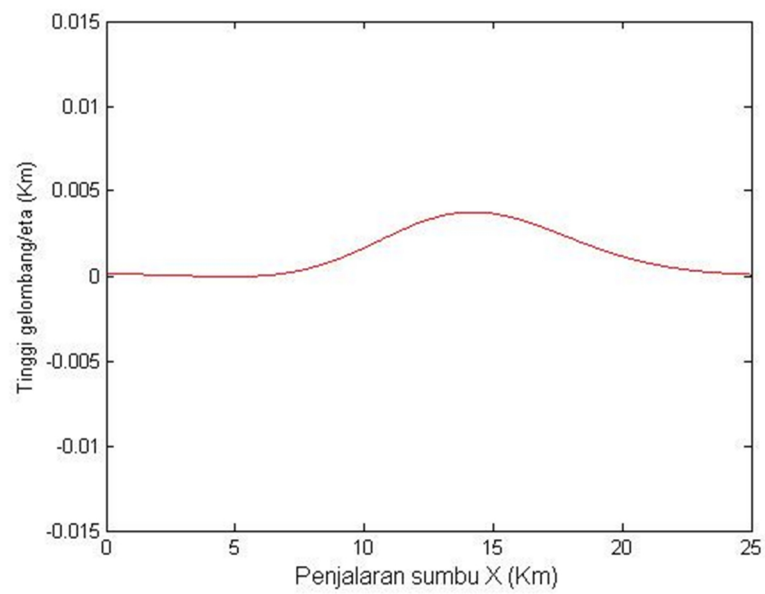
Saat $t=30$



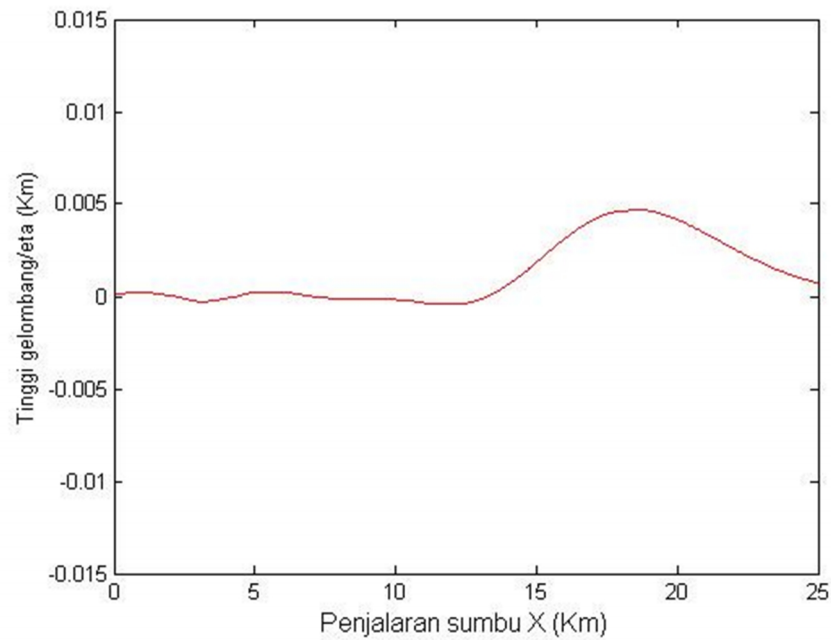
Saat $t=60$



Saat $t=90$

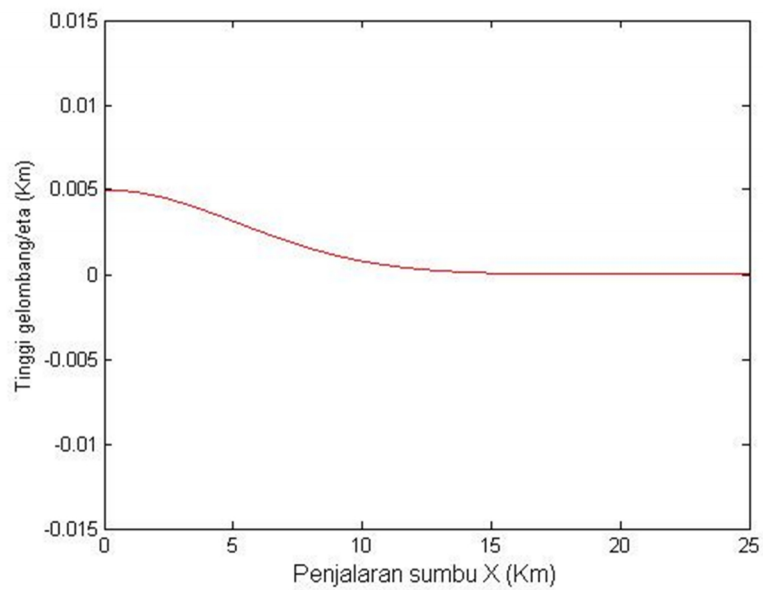


Saat $t=120$

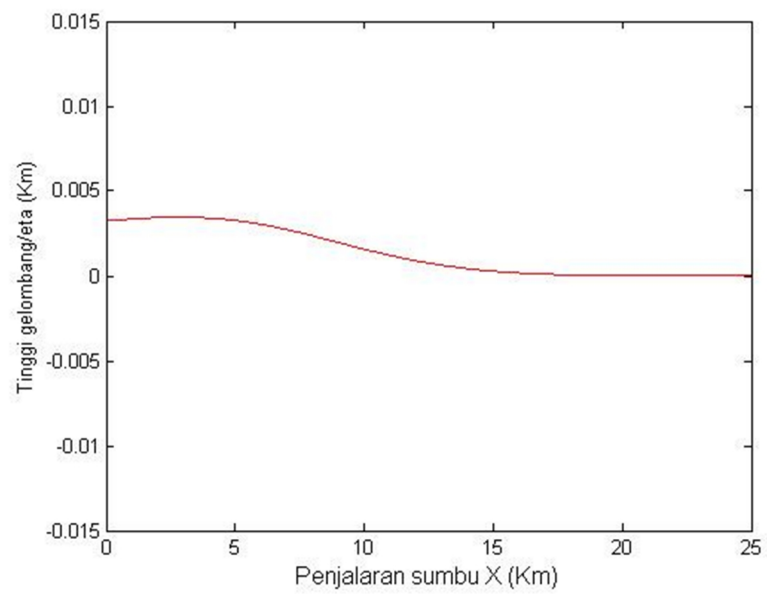


2.2 Simulasi Untuk Materi Penyusun Dasar Laut Puing-Puing Bebatuan

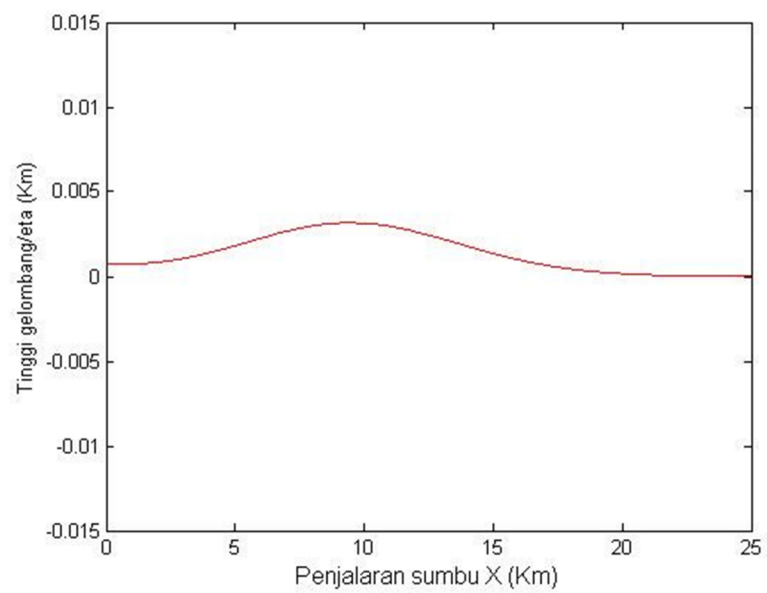
Saat $t=0$



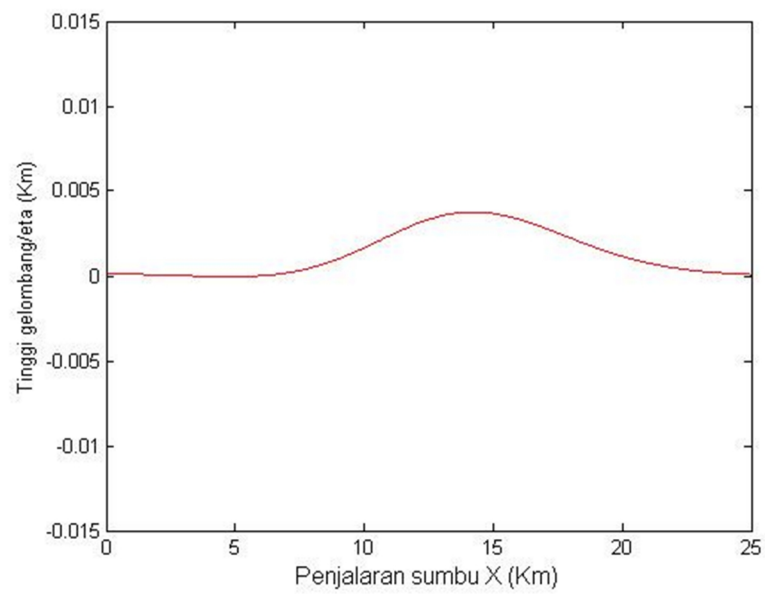
Saat $t=30$



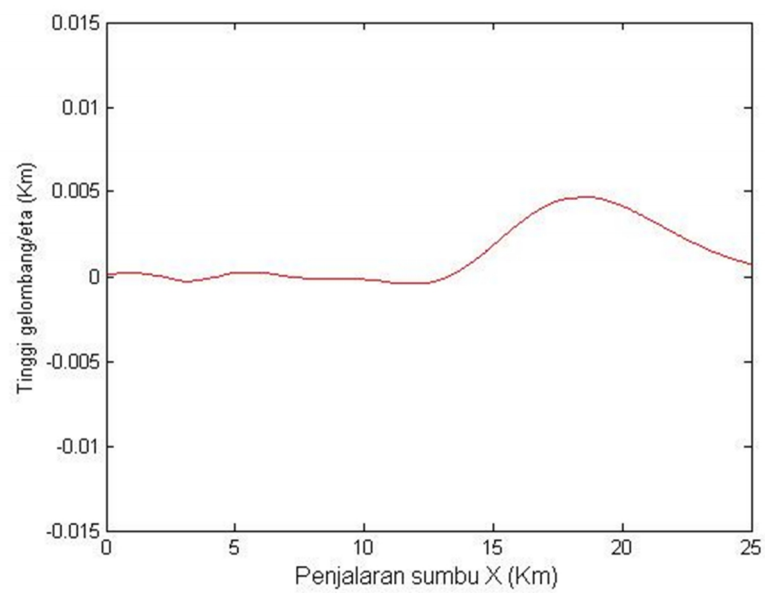
Saat $t=60$



Saat $t=90$

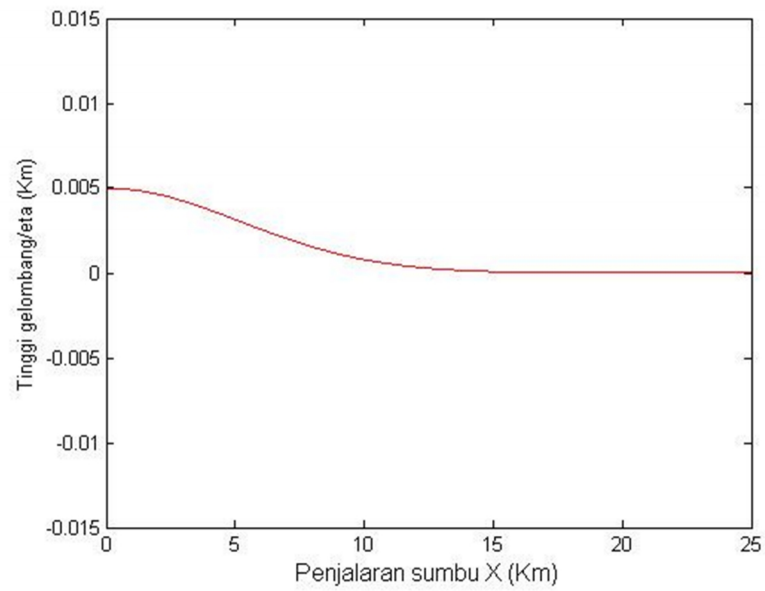


Saat $t=120$

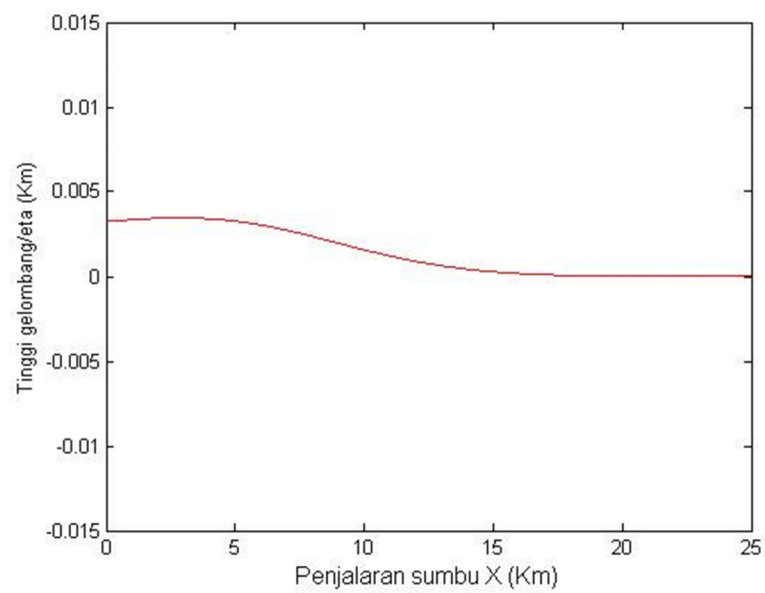


2.3 Simulasi Untuk Materi Penyusun Dasar Laut Tanah Halus

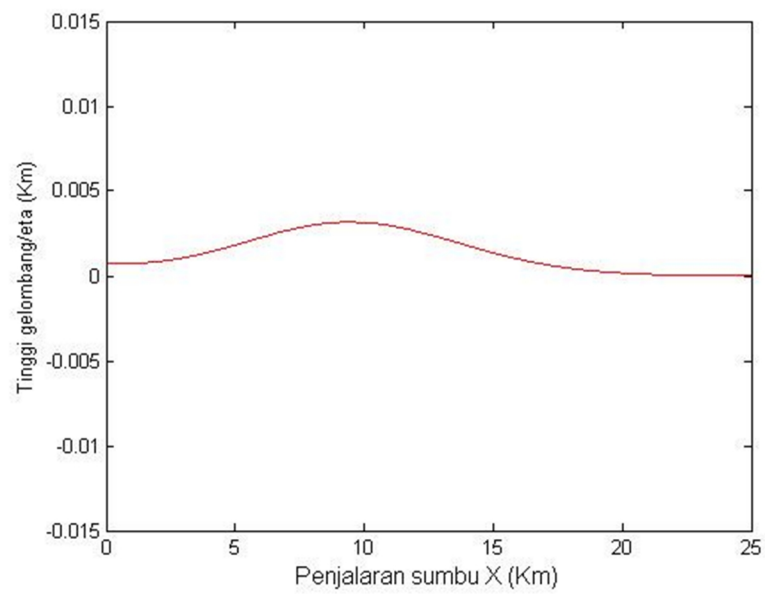
Saat $t=0$



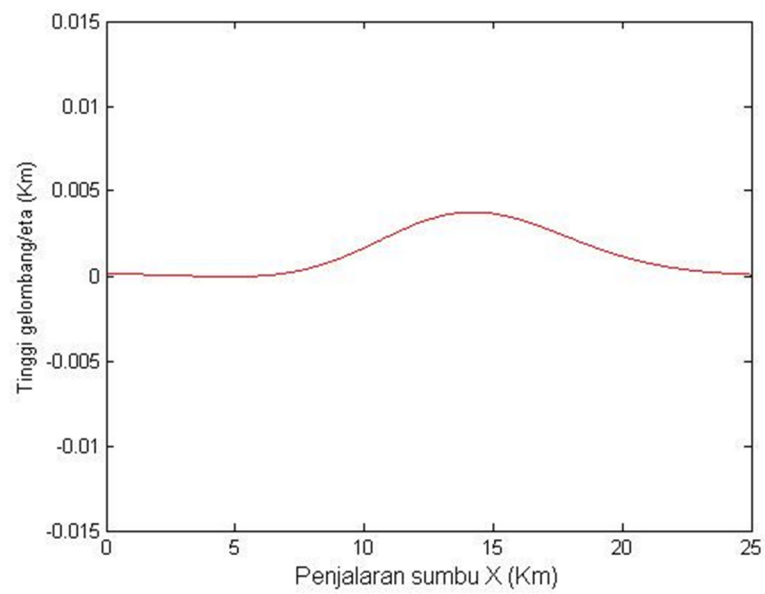
Saat $t=30$



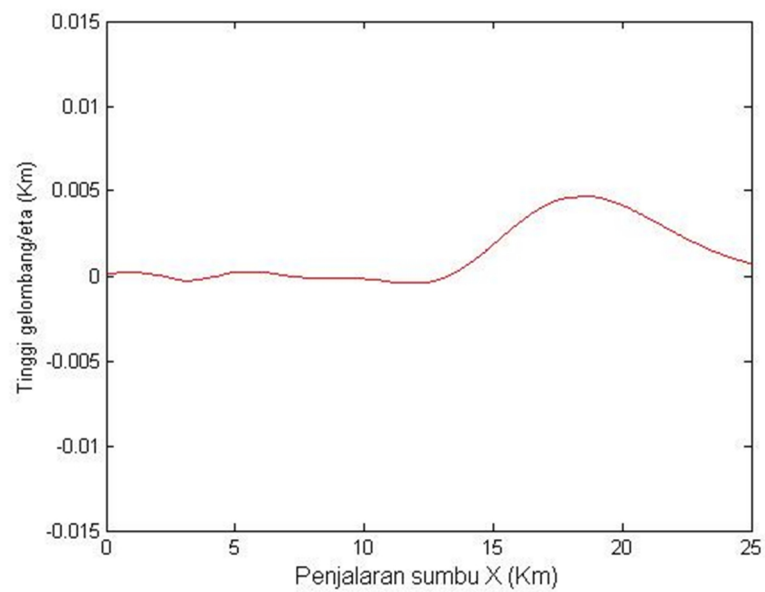
Saat $t=60$



Saat $t=90$

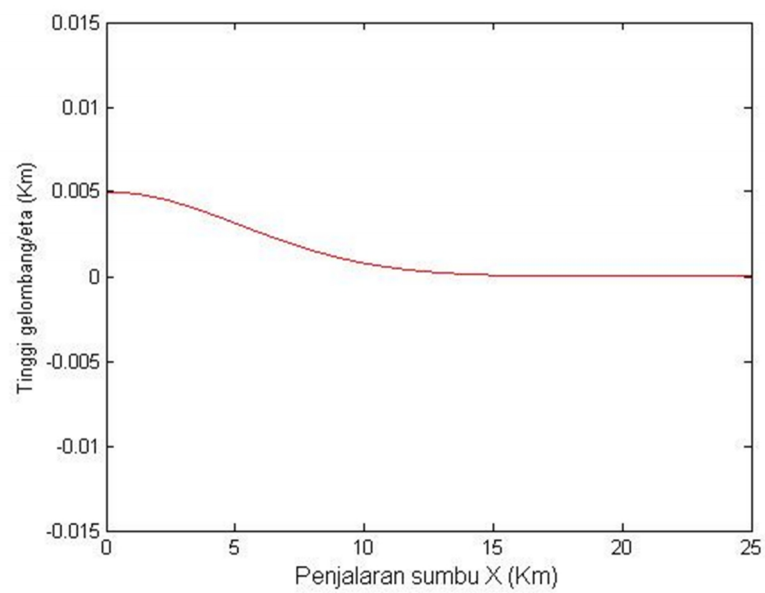


Saat $t=120$

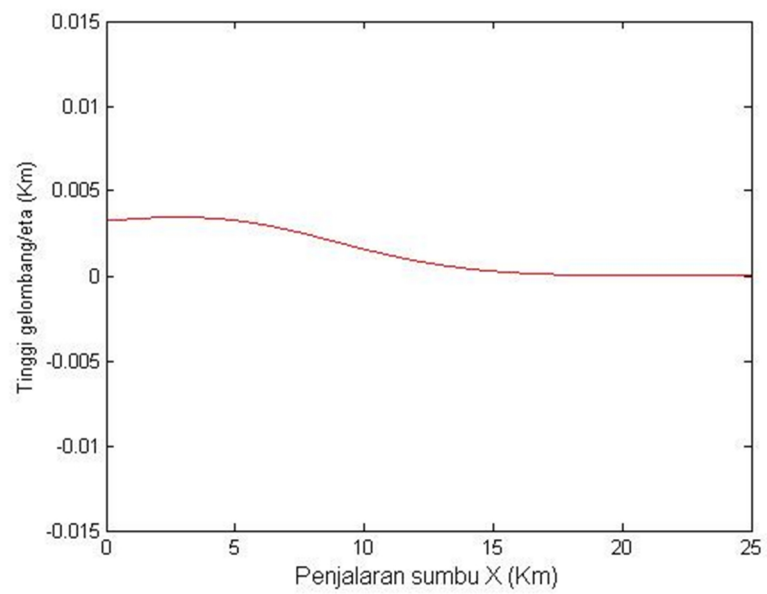


2.4 Simulasi Untuk Materi Penyusun Dasar Laut Saluran alami dalam kondisi baik

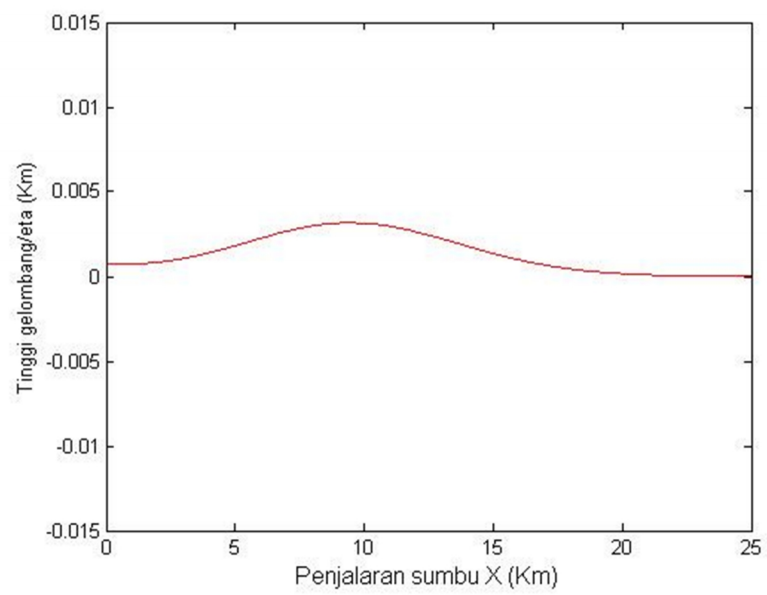
Saat $t=0$



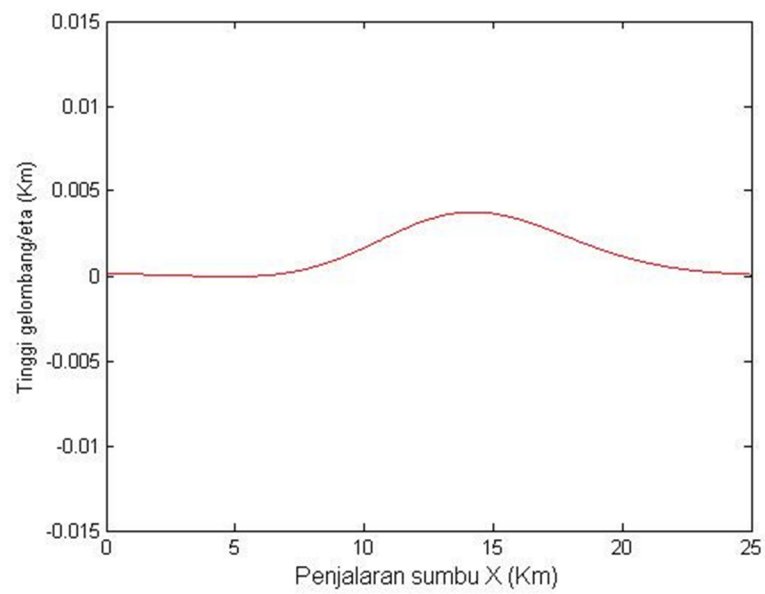
Saat $t=30$



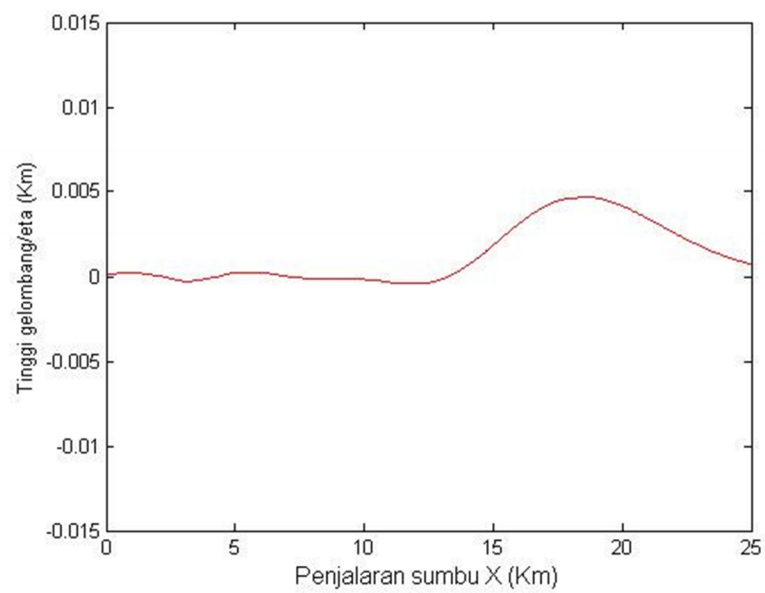
Saat $t=60$



Saat $t=90$

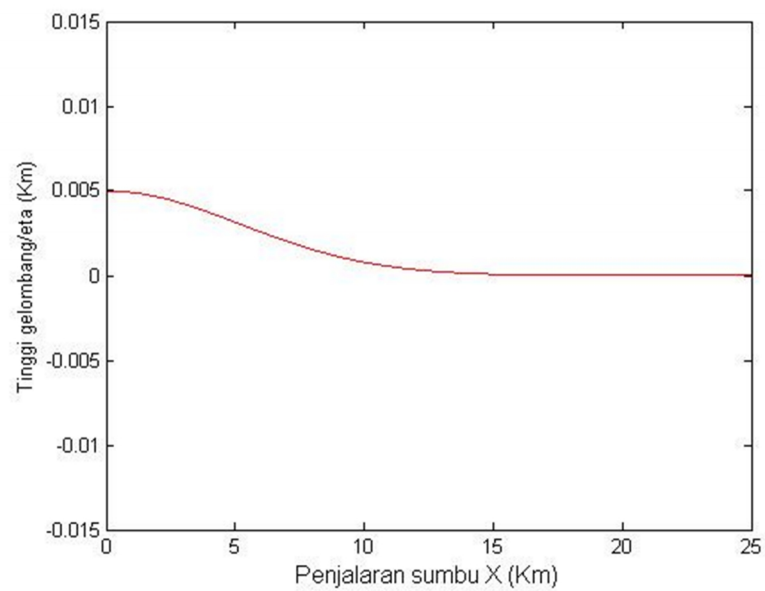


Saat $t=120$

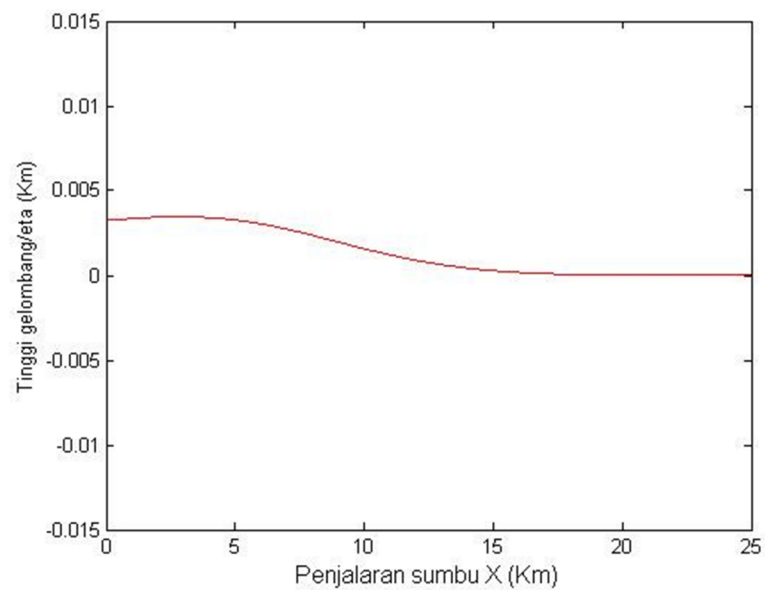


2.5 Simulasi Untuk Materi Penyusun Dasar Laut Saluran alami dengan batu dan tumbuhan dasar laut

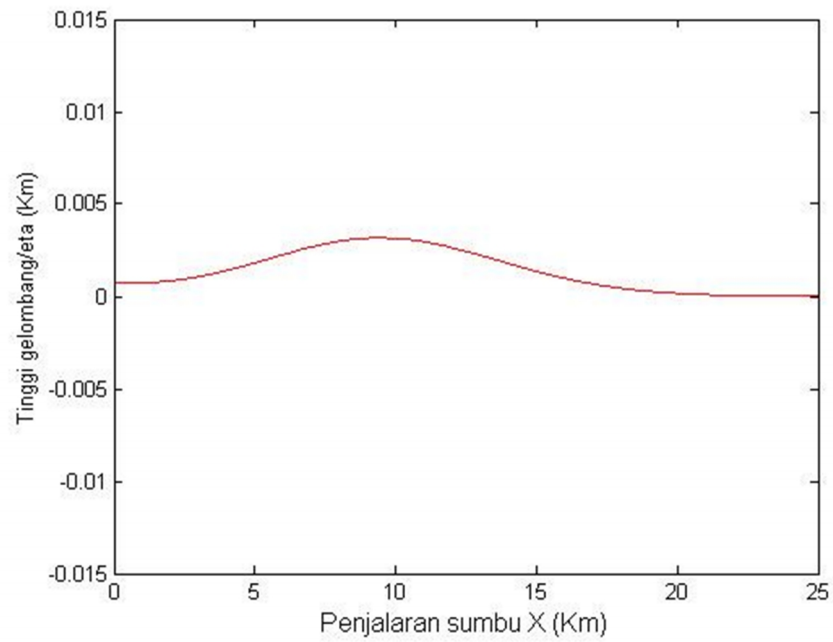
Saat $t=0$



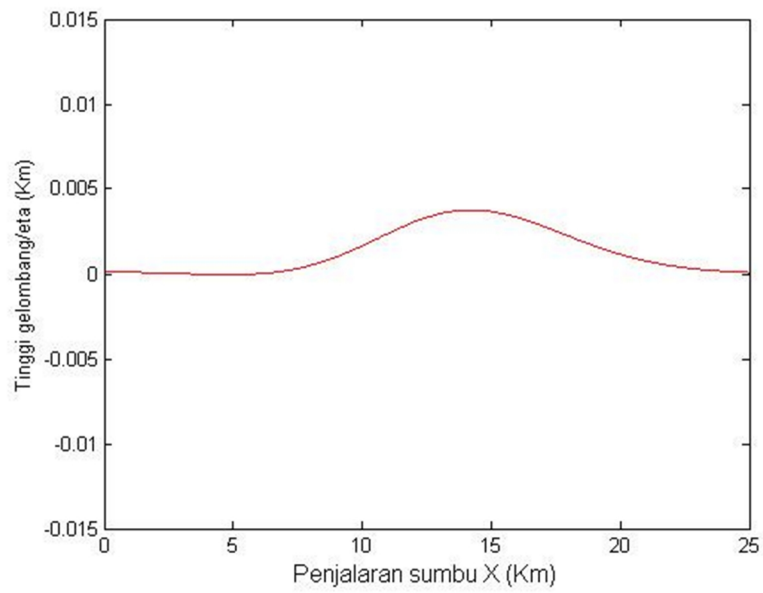
Saat $t=30$



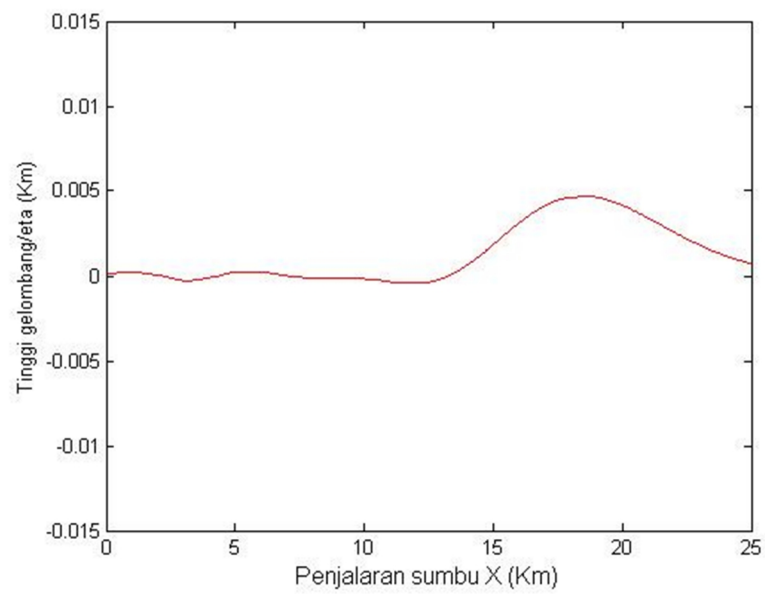
Saat $t=60$



Saat $t=90$

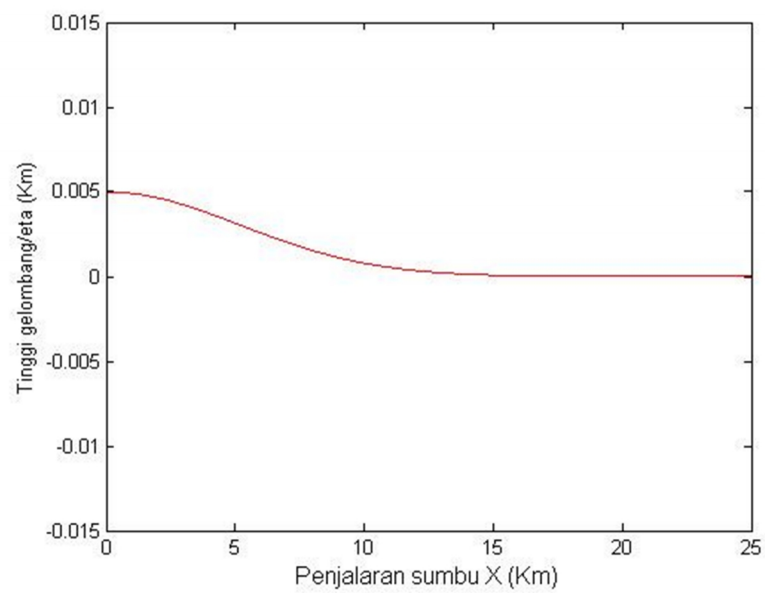


Saat $t=120$

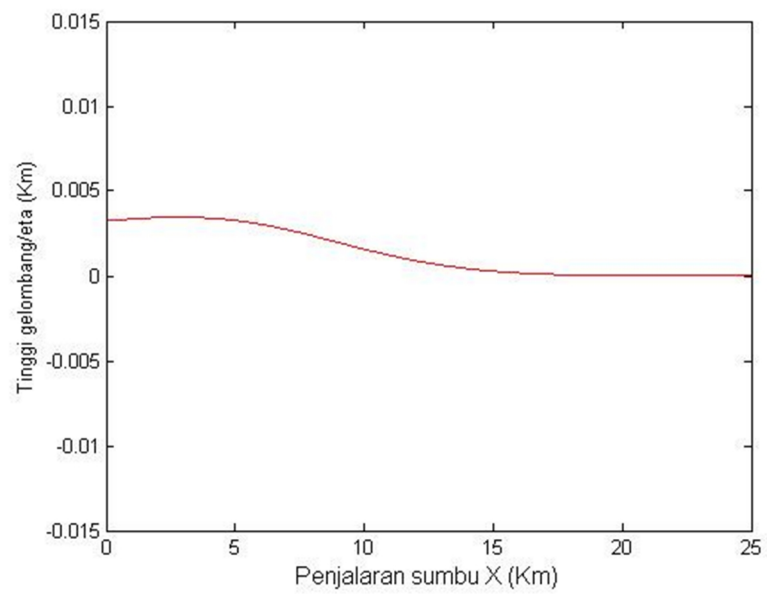


2.6 Simulasi Untuk Materi Penyusun Dasar Laut Saluran alami yang buruk

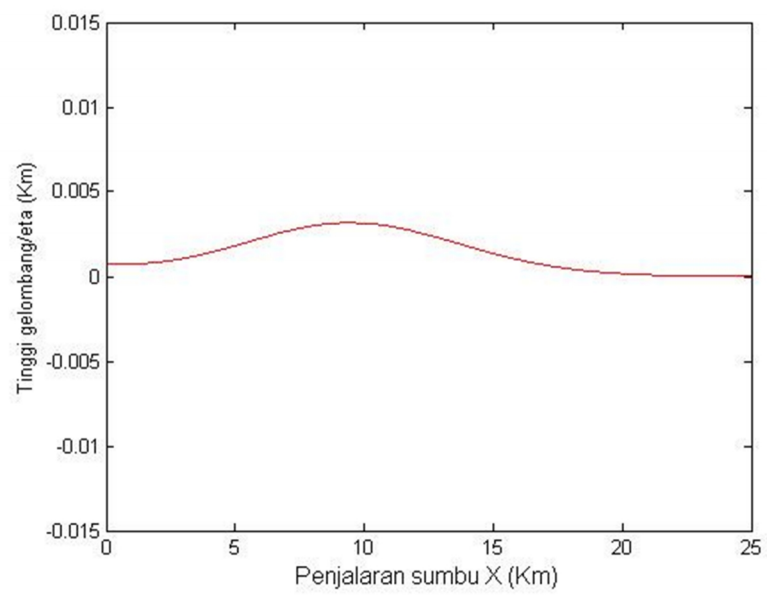
Saat $t=0$



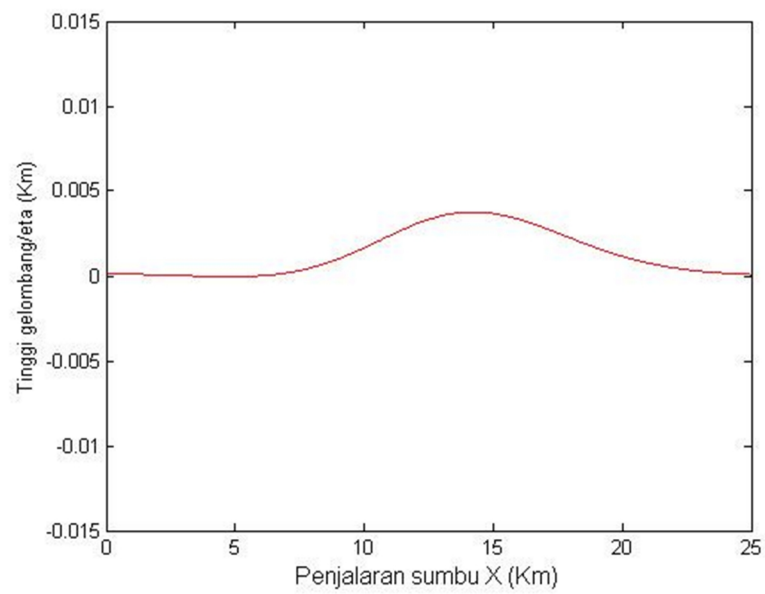
Saat $t=30$



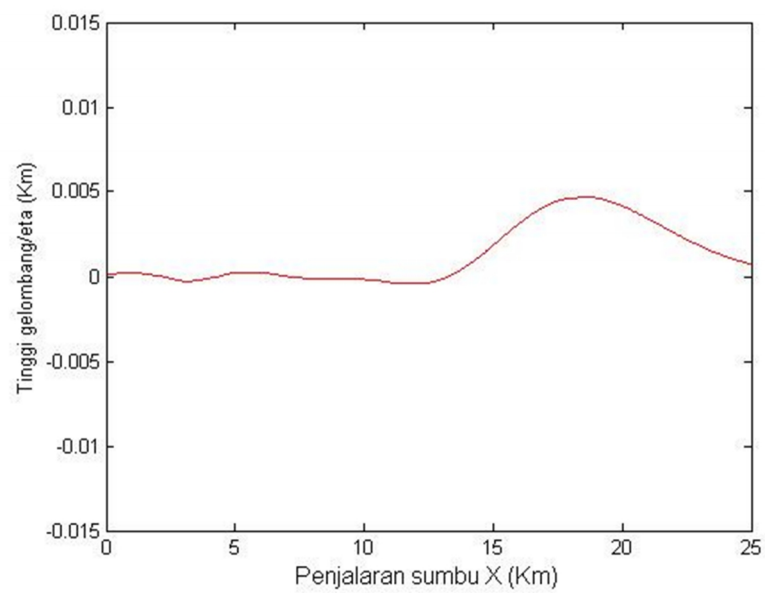
Saat $t=60$



Saat $t=90$

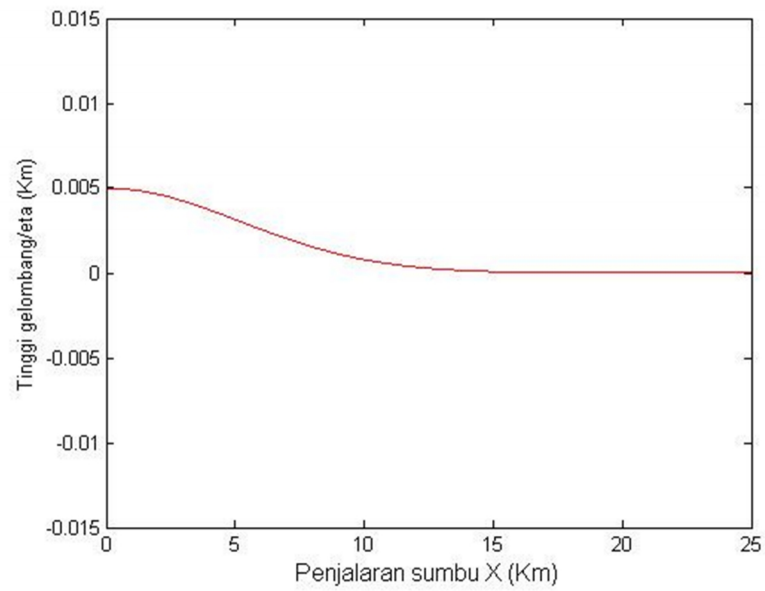


Saat $t=120$

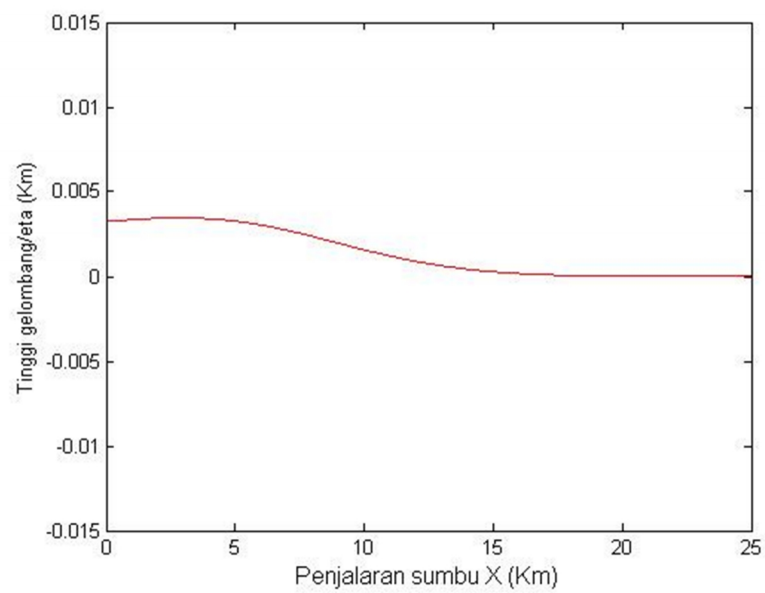


2.7 Simulasi Untuk Materi Penyusun Dasar Laut diabaikan

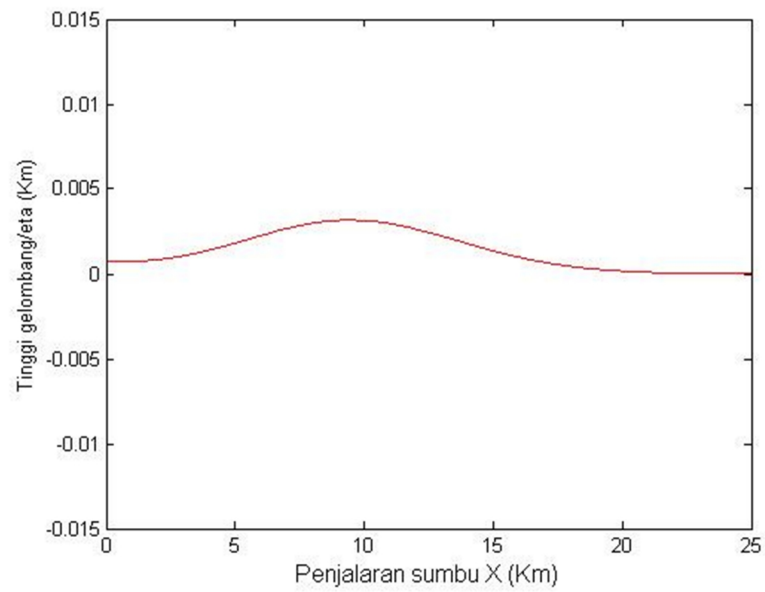
Saat $t=0$



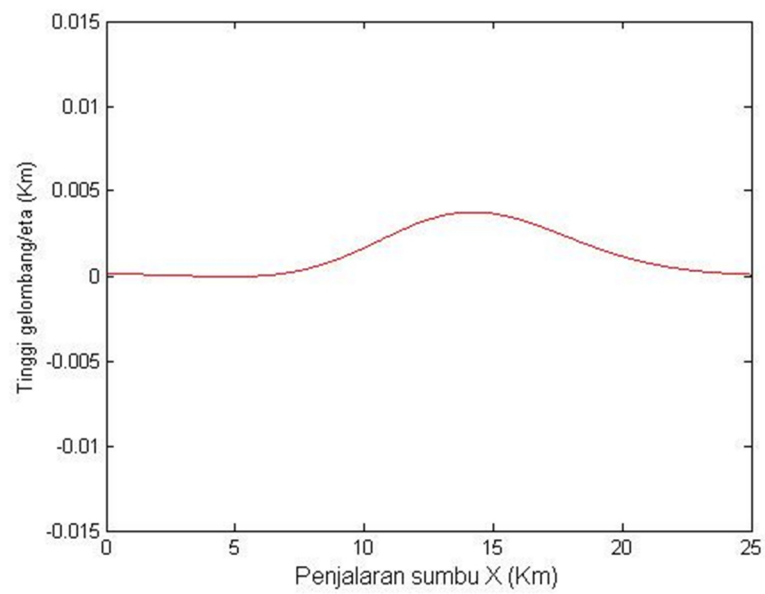
Saat $t=30$



Saat $t=60$



Saat $t=90$



Saat $t=120$

