

**MEKANIKA
GELOMBANG
LAUT DAN SUNGAI**

Undang-undang Republik Indonesia Nomor 28 tahun 2014 tentang Hak Cipta Lingkup Hak Cipta

Pasal 1

Hak Cipta adalah hak eksklusif pencipta yang timbul secara otomatis berdasarkan prinsip deklaratif setelah suatu ciptaan diwujudkan dalam bentuk nyata tanpa mengurangi pembatasan sesuai dengan ketentuan peraturan perundang-undangan.

Ketentuan Pidana Pasal 113

- (1) Setiap Orang yang dengan tanpa hak melakukan pelanggaran hak ekonomi sebagaimana dimaksud dalam Pasal 9 ayat (1) huruf i untuk Penggunaan Secara Komersial dipidana dengan pidana penjara paling lama 1 (satu) tahun dan/atau pidana denda paling banyak Rp 100.000.000 (seratus juta rupiah).
- (2) Setiap Orang yang dengan tanpa hak dan/atau tanpa izin Pencipta atau pemegang Hak Cipta melakukan pelanggaran hak ekonomi Pencipta sebagaimana dimaksud dalam Pasal 9 ayat (1) huruf c, huruf d, huruf f, dan/atau huruf h untuk Penggunaan Secara Komersial dipidana dengan pidana penjara paling lama 3 (tiga) tahun dan/atau pidana denda paling banyak Rp 500.000.000,00 (lima ratus juta rupiah).
- (3) Setiap Orang yang dengan tanpa hak dan/atau tanpa izin Pencipta atau pemegang Hak Cipta melakukan pelanggaran hak ekonomi Pencipta sebagaimana dimaksud dalam Pasal 9 ayat (1) huruf a, huruf b, huruf e, dan/atau huruf g untuk Penggunaan Secara Komersial dipidana dengan pidana penjara paling lama 4 (empat) tahun dan/atau pidana denda paling banyak Rp 1.000.000.000,00 (satu miliar rupiah).
- (4) Setiap Orang yang memenuhi unsur sebagaimana dimaksud pada ayat (3) yang dilakukan dalam bentuk pembajakan, dipidana dengan pidana penjara paling lama 10 (sepuluh) tahun dan/atau pidana denda paling banyak Rp 4.000.000.000,00 (empat miliar rupiah).

MEKANIKA GELOMBANG LAUT DAN SUNGAI

Riki Chandra Wijaya, S.Pd., M.Pd., M.T



PUSAKA MEDIA

Perpustakaan Nasional RI:
Katalog Dalam Terbitan (KDT)

MEKANIKA GELOMBANG LAUT DAN SUNGAI

Penulis:

Riki Chandra Wijaya, S.Pd., M.Pd., M.T

Desain Cover & Layout

Pusaka Media Design

xii + 100 hal : 15.5 x 23 cm

Cetakan, Oktober 2022

ISBN:

Penerbit

PUSAKA MEDIA

Anggota IKAPI

No. 008/LPU/2020

Alamat

Jl. Endro Suratmin, Pandawa Raya. No. 100

Korpri Jaya Sukarame Bandarlampung

082282148711

email : cspusakamedia@yahoo.com

Website : www.pusakamedia.com

Dilarang mengutip atau memperbanyak sebagian
atau seluruh isi buku ini tanpa izin tertulis dari penerbit

TANGGAL

4 November 2022

No. TERDAFTAR

416/BA/LP3M/2022

PENGESAHAN BUKU

Nama Penulis : Riki Chandra Wijaya, S.Pd., M.Pd., M.T
NIP : 198801172019031010
Pangkat/Gol : Penata Muda Tk. 1/III-b
Jabatan : Asisten Ahli
Judul Buku : Mekanika Gelombang Fluida
ISBN : 978-623-418-116-6
Penerbit : Pusaka Media, Cetakan Oktober 2022

Mengetahui,
Dekan Fakultas Teknik

Bandar Lampung, Oktober 2022

Penulis,

Dr. Eng Helmy Fitriawan, S.T., M.Sc
NIP. 197509282001121002

Riki Chandra Wijaya, M.T
NIP. 198801172019031010

Mensahkan
Ketua LP3M Unila,

Prof. Dr. Ir. Wan Abbas Zakaria, M.S
NIP. 196108261987021001



PRAKATA

Puji syukur Penulis ucapkan kehadiran Allah Swt. atas telah selesainya buku ajar mekanika gelombang laut dan sungai ini. Buku ajar ini dituliskan berdasarkan buku aslinya “Principles of Fluid Flow and Surface Waves in Rivers, Estuaries, Seas, and Oceans” karangan Leo C. Van Rijn. Penulis ucapkan terima kasih yang sebesar-besarnya atas Penulis aslinya yang banyak menuliskan ilmu terkait materi buku ini. Buku ini pula dikembangkan berdasarkan bidang ilmu Penulis sendiri berdasarkan ilmu dasar mekanika fluida dan konsep dasar matematika. Pentingnya buku ini dibuat disebabkan dibidang teknik terutama teknik sipil masih sangat minim buku-buku yang membahas tentang gelombang fluida. Terkadang yang penulis rasakan sulit mencari referensi terkait khusus pembahasan hidrolika gelombang laut. Untuk itu, penulis berharap dengan terbitnya buku ini dapat memberikan kemudahan kepada seluruh penggunanya. Buku ini pula akan dikembangkan pada versi lebih lengkap untuk setiap sub babnya pada masa yang mendatang.

KATA PENGANTAR

Puji syukur penulis panjatkan kehadirat Allah Swt. atas segala karunia dan nikmat-Nya sehingga buku ini dapat diselesaikan dengan baik.

mekanika gelombang laut dan sungai ini sangat berguna untuk perencanaan infrastruktur dibidang teknik sipil. Tidak menutup kemungkinan pula bermanfaat pada bidang ilmu lainnya. Buku ini dapat dijadikan buku referensi tambahan pada perencanaan infrastruktur maupun pembelajaran berkaitan dengan hidrolika atau mekanika fluida. Mekanika gelombang fluida banyak terjadi pada aliran gelombang air di laut maupun banjir di daratan. Pada dasarnya gelombang membawa energi yang dapat diteruskan kepada media hantarnya. Gelombang juga dapat memberikan dampak negatif ataupun positif terhadap lingkungan. Untuk mengetahui lebih dalam terkait gelombang fluida cair ini akan dibahas beberapa persamaan atau fungsi terkait fenomenanya.

DAFTAR ISI

PRAKATA.....	v
KATA PENGANTAR.....	vi
DAFTAR ISI.....	vii
DAFTAR GAMBAR.....	ix
1. Pendahuluan.....	1
1.2 Sistem satuan.....	2
1.3 Rapat Massa dan Berat Spesifik	3
1.4 Kerapatan Relatif.....	3
1.5 Viskositas Fluida.....	3
1.6 Tekanan Uap Air	4
1.7 Kompresibilitas dan Elastisitas Fluida	4
2. Sejarah Hidrolika.....	6
2.1 Dasar Hidrolika.....	9
2.2 Persamaan dasar	10
2.2.1 Garis Arus.....	10
2.2.2 Pipa Arus	11
2.2.3 Kumpulan Dari Beberapa Pipa Arus	12
2.3 Karakteristik Umum Aliran	13
2.3.1 Pengantar Aliran (Flow Conveyance)	13
2.3.2 Geometri Saluran	16
2.4 Persamaan kontinuitas dan gerak	21
2.5 Skala Analisis	28
3. Gelombang.....	30
3.1 Mengenal Osilasi	34
3.2 Karakteristik Gelombang Panjang	37
4. Gelombang Progresif.....	39
4.1 Persamaan Dasar.....	39
4.2 Fenomena Pengaruh Dari Perambatan Gelombang	42
4.2.1 Pemantulan gelombang	42
4.2.2 Pembiasan Gelombang.....	45
4.2.3 Shoaling.....	46

4.2.4	Deformasi Gelombang.....	47
4.2.5	Damping.....	47
4.2.6	Analisis Energi Akibat Topografi Dasar	49
5.	Gelombang Tegak	52
5.1	Basin Terbuka	52
5.2	Basin Tertutup	57
6.	Translasi gelombang.....	59
7.	Gelombang Banjir Sungai	64
7.1	Model Gelombang Dinamik	66
7.2	Difusi Model Gelombang.....	66
7.3	Model Gelombang Kinematik	68
7.4	Hubungan antara debit – kedalaman air.....	72
8.	Gelombang Pasang Surut	74
8.1	Pendahuluan.....	74
8.2	Pasang surut – membentuk gaya.....	76
8.3	Analisis Pasang Surut Dan Prediksi.....	81
8.4	Bentuk Pasang Surut dan Klasifikasi.....	83
	DAFTAR PUSTAKA.....	98

DAFTAR GAMBAR

Gambar 1	Saluran air pada jaman Roman di Italy	7
Gambar 2	Relif Kapal Mesir	7
Gambar 3	Vas bergambar kapal Yunani.....	8
Gambar 4	Ornamen wadah air, 3000 tahun BC (Umataka, Nigata, Jepang).....	8
Gambar 5	Sketsa satu dari catatan Leonardo da Vinci	9
Gambar 6	Sketsa dua dari catatan Leonardo da Vinci	9
Gambar 7	Bentuk garis arus.....	11
Gambar 8	Bentuk pipa arus.....	12
Gambar 9	Kumpulan dari beberapa pipa arus	12
Gambar 10	Bentuk Sungai	14
Gambar 11	Bentuk saluran buatan	15
Gambar 12	Bentuk aliran pada penampang saluran	18
Gambar 13	Luas dan keliling basah	20
Gambar 14	Gelombang pasang surut.....	22
Gambar 15	Gelombang banjir di sungai	23
Gambar 16	Gelombang translasi.....	24
Gambar 17	Contoh gelombang panjang permukaan bebas.....	25
Gambar 18	(a) Dampak Tsunami, 2007 pada struktur pantai (sumber: Denis Linehan, Department of Geography, UCC) (b) Dampak badai pada Januari 2014 pada jalan dan infrastruktur di Rossbehy, southwest Ireland (Sumber: Valerie O'Sullivan, Killarney, Ireland).....	31
Gambar 19	(a) Pola jangka panjang (106-8 tahun) relatif-global, SLC, diinterpretasikan dari data sedimen pantai landas on-lap dan off-lap benua Exxon (Sumber: Buka web, setelah Vail et al. (1977), Hallam (1981), dan Haq (1991).). (b) Perubahan RSL Kuartier Akhir untuk Tahapan Isotop Laut 1-5, berdasarkan garis pantai geomorfologi, data	

	teras-karang dari Semenanjung Huon, Papua Nugini (titik), dan catatan isotop oksigen dari benthic foraminifera (kotak) (Sumber: Sumber web terbuka angka, berdasarkan data dari Peltier (1998), setelah Shackleton (1987) dan Chappell et al. (1996).).....	32
Gambar 20	System massa-pegas	34
Gambar 21	Karakteristik gelombang panjang (Thabet, 1980)..	38
Gambar 22	Sketsa progresiv gelombang	39
Gambar 23	Pemantulan gelombang pada aliran tidak tetap	42
Gambar 24	Pembiasan gelombang.....	46
Gambar 25	Pengecilan gelombang	48
Gambar 26	Deformasi gelombang	48
Gambar 27	Redaman gelombang	49
Gambar 28	Gambaran elemen REA pada dasar saluran	51
Gambar 29	Bentuk dan periode gelombang	53
Gambar 30	Gelombang Tegak.....	54
Gambar 31	Perbandingan amplitude gelombang dan aliran masuk area basin dalam kasus gelombang tegak. .	56
Gambar 32	Seiches diantara gelombang pasang surut di area pelabuhan.....	58
Gambar 33	Gelombang Translasi.....	61
Gambar 34	Perambatan Muka Gelomabang.....	63
Gambar 35	Pemantulan dan Transmisi Perambatan Gelombang.....	64
Gambar 36	Gelombang Banjir Tahun 1970 di Sungai Rhine, Belanda	65
Gambar 37	Gelombang banjir merambat tercatat pada model gelombang difusi.	68
Gambar 38	Bentuk gelombang breaking dan undular	69
Gambar 39	Gelombang banjir merambat dalam model gelombang kinematik	70
Gambar 40	Perambatan gelombang banjir menggunakan metode karakteristik	72
Gambar 41	Kurva debit - kedalaman air	73
Gambar 42	Kurva pasang surut	74

Gambar 43	Gaya sentrifugal dan tarik menarik dari sistem bumi-bulan, M2-Konstituen	78
Gambar 44	Gaya pasang surut dihubungkan pada bulan (Thabet, 1980).....	78
Gambar 45	Distribusi dari bulan-dihubungkan gaya traktif ujung bumi	79
Gambar 46	Periode pasang surut.....	80
Gambar 47	Analisis pasang surut.....	82
Gambar 48	Gelombang harmonik pasang surut	82
Gambar 49	Contoh semi-diurnal, campuran, dan pasang diurnal.....	86
Gambar 50	Analisis gaya sentripetal	87
Gambar 51	Kecepatan sudut pada permukaan bumi (arah rotasi adalah berlawanan arah jarum jam pada selatan hemisphere).....	88
Gambar 52	Arah gaya koriolis	89

ALIRAN TIDAK TETAP (UNSTEADY FLOW): GELOMBANG PANJANG PERMUKAAN

1. Pendahuluan

Fluida adalah zat yang dapat berubah bentuk dengan mudah, dapat mengalir, dan mudah dipengaruhi oleh tegangan gesek. Fluida yang sering kita ketahui berbentuk cair dan gas. Partikel fluida dapat bergesekan satu sama lain dan mampu bergetar akibat pengaruh energi luar. Gas merupakan fluida yang mudah dimampatkan dan elastis mengikuti perubahan ruangnya. Atmosfer bumi terdiri dari fluida gas yang memiliki tekanan ke permukaan bumi. Semakin jauh objek dari permukaan bumi maka tekanan atmosfer atau fluida gas akan semakin kecil. Untuk itu diperlukan energi yang besar untuk terlepas dari permukaan bumi dan akan semakin berkurang kebutuhan energi apabila objek semakin jauh dari permukaan bumi. Sama halnya seperti lautan yang merupakan fluida cair. Objek yang semakin menuju kedalam lautan akan semakin membutuhkan energi yang besar untuk menahan tekanan fluida cair tersebut. Untuk itu, sulit untuk menuju lautan yang sangat dalam.

Pelajaran hidrolika ini sangat menarik, banyak pengetahuan yang dapat diterapkan dalam berbagai teknologi dari bidang ini. Untuk itu, segala sesuatu yang dibuku ini disediakan untuk menjelaskan segala fenomena hidrolika. Lingkungan disekitar kita dipenuhi dengan udara, sedangkan di alam juga ada sungai dan laut. Aliran sungai tidak pernah berhenti. Sungai akan tetap ada namun air didalamnya terus berubah. Gelembung mengapung di atas air

dan menghilang kemudian berkembang dan kemudian tidak bersisa. Demikian kata Kamo no Choumei, penulis terkenal Jepang abad ke-13. Pergerakan gas atau cairan semacam itu (secara kolektif disebut fluida) disebut 'aliran' dan studi bidang ini disebut 'Mekanika fluida'. Sementara aliran udara di atmosfer dan air di sungai dan laut adalah aliran yang menjadi perhatian kita, demikian juga aliran air dan air limbah, di pipa gas, saluran irigasi, dan aliran di sekitar roket, pesawat terbang, kereta cepat, mobil dan kapal. Hambatan aliran tersebut akan menyebabkan dampak buruk terhadap teknologi dan manusia. Aliran fluida yang terhalang oleh sesuatu kejadian akan menyebabkan efek besar terhadap lingkungan sekitar. Perubahan kondisi alam saat ini membuat dampak terhadap segala kejadian alam yang salah satunya kuantitas energi gelombang laut. Dampak gelombang ini terjadi secara periodik dan pada masanya kita akan merasakan dampak yang luar biasa akan gelombang ini. Seperti terjadinya tsunami, yang merupakan gelombang tinggi dengan energi yang besar terjadinya dapat secara periodik ataupun tidak tergantung penyebabnya. Kerusakan lingkungan dan korban jiwa akibat gelombang besar sangatlah besar. Untuk itu, kita perlu tahu akan karakteristik gelombang, dengan demikian ilmu tentang mekanika gelombang perlu dikuasai. Hal ini akan kita bahas secara bertahap pada buku ini.

1.2 Sistem satuan

Sistem MKS (Meter Kilogram Sekon) ialah sistem internasional (SI) yang disetujui dan dinamakan Sistem metrik. Seluruh besaran-besaran fisika dapat di deskripsikan dalam tiga satuan, massa (Kg), panjang (m), dan waktu (sekon) dengan dimensi M, L, dan T. sedangkan satuan gaya (F) adalah Newton (N) dan 1 N adalah gaya yang diberikan untuk mempercepat suatu massa sebesar 1 Kg pada rata-rata percepatan 1 m/s^2 ; $1 \text{ N} = 1 \text{ Kg m/s}^2$ (MLT^{-2}).

Satuan kerja (W) adalah Joule (J) dan kerja adalah energi yang dibutuhkan untuk bergerak dengan gaya 1 N untuk jarak 1 m. Dimensi kerja adalah 1 Nm (ML^2T^{-2}). Daya (P) adalah energi atau kerja yang dilakukan disetiap satuan waktu dan satuannya adalah Watt (W). Dimensi daya 1 W = 1 Nm/s = 1 J/s (ML^2T^{-3}).

1.3 Rapat Massa dan Berat Spesifik

Massa Jenis (ρ) atau kerapatan adalah tingkat kepadatan dari suatu objek atau zat terhadap volume zat tersebut, atau massa dari suatu zat setiap satuan volumenya (Kg/m^3 ; ML^{-3}). Sedangkan berat spesifik (γ) yang merupakan gaya yang bekerja dari massa zat akibat pengaruh gravitasi disetiap volume zat ($\gamma = \rho g$; N/m^3 ; $ML^{-2}T^{-2}$).

1.4 Kerapatan Relatif

Kerapatan relatif (σ) dari suatu zat merupakan perbandingan massa jenis zat terhadap massa jenis air pada tempetatur standar ($4^\circ C$) dan tekanan (atmosfir) dan dimensi ($M^0L^0T^0$). Untuk air: $\rho = 10^3 \text{ kg/m}^3$, $\gamma = 10^3 \times 9,81 \cong 10^4 \text{ N/m}^3$ dan $\sigma = 1$.

1.5 Viskositas Fluida

Viskositas adalah bagian karakter fluida, yang disebabkan oleh adanya kohesi dan interaksi antara molekul fluida yang menyebabkan adanya tahanan akan deformasi geser. Semua fluida memiliki viskos dan 'Fluida Newtonian' memiliki hubungan:

$$\tau = \mu \, du/dy \text{ (Hukum Newton dari viskositas)}$$

Dimana τ adalah tegangan geser (N/m^2 ; $ML^{-2}T^{-2}$), du/dy merupakan gradien kecepatan, atau rata-rata deformasi (radian/s : T^{-1}), dan μ merupakan koefisien dari viskositas dinamik (absolut) (Ns/m^2 atau kg/ms : $ML^{-1}T^{-1}$). Satuan kecil dari viskositas, disebut poise, adalah 1 gr/cm s. $1 \text{ kg/ms} = 10 \text{ poise}$.

Viskositas kinematik (ν) adalah perbandingan dari viskositas dinamik terhadap kerapatan massa yang diekspresikan dalam m^2/s (L^2T^{-1}). Satuan terkecil dari viskositas kinematik adalah stoke ($1\text{cm}^2/\text{s}^2$). $1 \text{ m}^2/\text{s} = 10^4$ stokes.

Air adalah fluida Newtonian yang memiliki viskositas dinamik $10^{-3} \text{Ns}/\text{m}^2$ atau viskositas kinematik $10^{-6} \text{m}^2/\text{s}$ pada suhu 20°C .

1.6 Tekanan Uap Air

Cairan akan berubah menjadi uap apabila diberikan kalor sehingga molekul cairan akan bergetar sehingga jarak antar molekul akan semakin merenggang. Hal ini menyebabkan massa jenis menjadi semakin kecil sehingga uap ini akan naik ke atmosfer. Naiknya uap air ke atmosfer akan terhenti Ketika massa jenisnya sampai pada kondisi keseimbangan pada ketinggian tertentu. Uap cairan memiliki tekanan terhadap ruang yang ditematinya besar tekanan uap cairan untuk air adalah $2,45 \times 10^3 \text{ N}/\text{m}^2$ pada suhu 20°C .

1.7 Kompresibilitas dan Elastisitas Fluida

Semua fluida adalah kompresibel apabila ada dikenakan gaya eksternal dan ketika gaya dihilangkan volume fluida akan kembali ke semula. Modulus Bulk dari elastisitas fluida ini ditentukan dengan:

Modulus Bulk (K) = Perubahan tekanan/ Volume Regangan = $dp/(dV/V) : (\text{N}/\text{m}^2 : \text{ML}^{-1}\text{T}^{-2})$

Air memiliki modulus Bulk $2,1 \times 10^3 \text{ N}/\text{m}^2$ pada suhu 20°C adalah 100 kali lebih kompresibel dibandingkan dengan besi, tetapi air biasanya juga dapat bersifat inkompresibel.

(J.TH.Thijssse, 1951)

Contoh soal:

1.1 Kerapatan oli pada suhu 20°C adalah 850 kg/m³. Temukan kerapatan relatif dan viskositas kinematik jika viskositas dinamik adalah 5 x 10⁻³ kg/ms.

Penyelesaian:

Kerapatan relatif,

$$\begin{aligned}\sigma &= \rho \text{ dari oli terhadap air} \\ &= \frac{850}{10^3} = 0,85\end{aligned}$$

Viskositas kinematik,

$$v = \frac{\mu}{\rho} = \frac{5 \times 10^{-3}}{850} = 5,88 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$$

1.2 Jika distribusi kecepatan dari viskositas cairan adalah ($\mu = 0,9$ Ns/m²) pada kondisi dasar diberikan persamaan $u = 0,68y - y^2$ yang mana u adalah kecepatan dalam m/s pada jarak y dalam meter didasar permukaan, temukan tegangan geser pada permukaan dan pada $y = 0,34$ m.

Penyelesaian:

$$u = 0,68y - y^2$$

$$\frac{du}{dy} = 0,68 - 2y; \text{ sehingga pada } y = 0 \text{ maka } \left(\frac{du}{dy}\right) = 0,68 \text{ s}^{-1}$$

$$\text{Pada } y = 0,34 \text{ m maka } \left(\frac{du}{dy}\right) = 0$$

Viskositas dinamik dari cairan, $\mu = 0,9$ Ns/m²

Berdasarkan persamaan: $\tau = \mu \frac{du}{dy}$,

maka tegangan geser pada $y = 0$ adalah $\tau = 0,9 \times 0,68 = 0,612$ N/m²

pada $y = 0,34$ m adalah $\tau = 0$

- 1.3 Pada kedalaman 8,5 km di laut tekanan adalah 90 MN/m^2 . Berat spesifik dari air laut pada permukaan adalah $10,2 \text{ kN/m}^3$ dan modulus Bulk rata-rata adalah $2,4 \times 10^6 \text{ kN/m}^2$. Tentukan (a) perubahan volume spesifik, (b) volume spesifik, (c) berat spesifik dari air laut pada kedalaman 8,5 km.

Penyelesaian:

Perubahan tekanan dp pada kedalaman 8,5 km = $90 \text{ MN/m}^2 = 9 \times 10^4 \text{ kN/m}^2$

Modulus Bulk, $K = 2,4 \times 10^6 \text{ kN/m}^2$

Dari $K = dp / (\frac{dV}{V})$, $\frac{dV}{V} = \frac{9 \times 10^4}{2,4 \times 10^6} = 3,75 \times 10^{-2}$

Didefinisikan volume spesifik sebagai $\frac{1}{\gamma} (\frac{m^3}{kN})$, volume spesifik dari air laut pada permukaan adalah $\frac{1}{10,2} = 9,8 \times 10^{-2} m^3/kN$.

Perubahan volume spesifik diantara pada permukaan dan kedalaman 8,5 km adalah:

$$dV = 3,75 \times 10^{-2} \times 9,8 \times 10^{-2} = 36,75 \times 10^{-4} m^3/kN$$

Volume spesifik dari air laut pada kedalaman 8,5 km adalah:

$$= 9,8 \times 10^{-2} - 36,75 \times 10^{-4} = 9,44 \times 10^{-2} m^3/kN$$

Berat spesifik dari air laut pada kedalaman 8,5 km adalah:

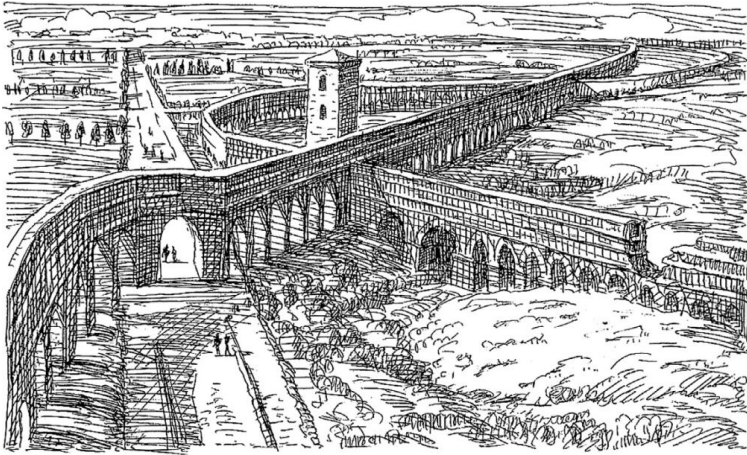
$$= \frac{1}{\text{volume spesifik}} = \frac{1}{9,44 \times 10^{-2} m^3/kN} = 10,6 \text{ kN/m}^3$$

2. Sejarah Hidrolika

Ilmu sains tentang aliran dapat diklasifikasikan kedalam ilmu hidrolika, yang dikembangkan dari berbagai riset secara eksperimental, dan hidrodinamika yang dikembangkan dari teori hasil riset. Ilmu ini pada saat ini dikenal dengan mekanika fluida.

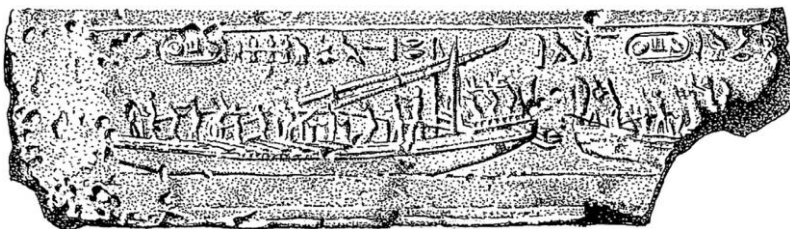
Hidrolika dikembangkan sebagai sedikit ilmu empiris dibandingkan ilmu praktis pada awal sejarah. Relik prasejarah dari

kanal irigasi ditemukan di Mesir dan Mesopotamia, dan relik itu berdasarkan hasil uji telah berumur sekitar 4000 tahun. Air di kota Yerusalem telah diolah secara sistematis, dimana kolam penampungan air dan saluran air telah dibangun. Jalan air juga dibangun di Yunani dan tempat-tempat lainnya.



Gambar 1 Saluran air pada jaman Roman di Italy

Sistem air perkotaan membawa air bersih dari lokasi yang jauh dan menyalurkannya ke seluruh wilayah kota. Kuantitas air digunakan per hari oleh perkotaan mendekati 180 liter. Saat ini kebutuhan air per kapita per hari rata-rata mendekati 240 liter. Pengukuran ini dilakukan pada 2000 tahun silam berdasarkan sejarah. Pada hal lain, sebuah gambaran kapal yang samar-samar sedang bernavigasi terlihat pada sebuah relief. Relief ini ditemukan di Mesir dibuat sekitar 2700 BC.



Gambar 2 Relif Kapal Mesir



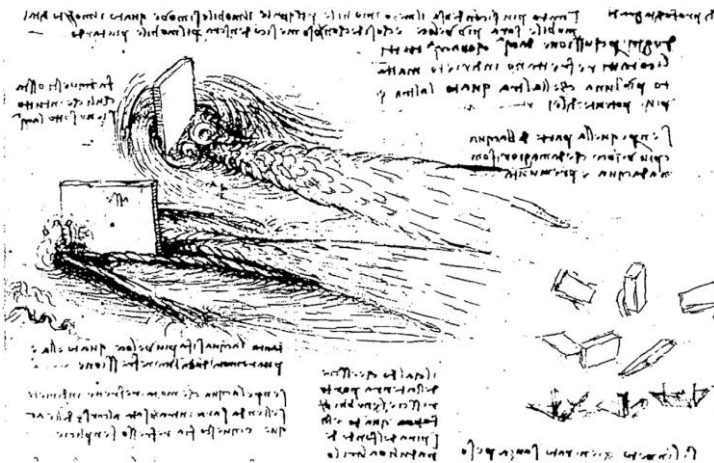
Gambar 3 Vas bergambar kapal Yunani

Temuan lainnya dihasilkan oleh orang Jomon. Pot Jomon, dibuat 5000 tahun yang lalu di Jepang dan pada dindingnya menunjukkan tampungan dan saluran pengumpul.

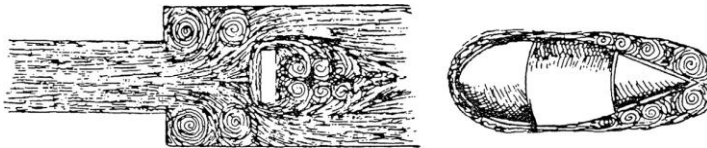


Gambar 4 Ornamen wadah air, 3000 tahun BC
(Umataka, Nigata, Jepang)

Seorang ilmuwan asal Italy Leonardo da Vinci (1452-1519) telah banyak mengembangkan ilmu terkait hidrolika seperti gelombang, air terjun, gaya apung, aliran keluar, aliran pipa dan aliran dalam saluran pada mesin hidroliknya.



Gambar 5 Sketsa satu dari catatan Leonardo da Vinci



Gambar 6 Sketsa dua dari catatan Leonardo da Vinci

Berdasarkan perkembangan ini di abad ke-18 menjadi dasar perkembangan ilmu pada masa selanjutnya.

2.1 Dasar Hidrolika

Hidrolika merupakan bidang ilmu yang mempelajari gerak fluida atau nama lainnya “hidrodinamika” yang terkait dengan gerak air atau mekanika aliran fluida.

2.2 Persamaan dasar

Hidrolika adalah bagian dari hidromekanika (hydro mechanics) yang berhubungan dengan gerak air ketika mendapatkan energi dari eksternal. Dalam pembahasan hidrolika dipelajari peristiwa yang terjadi ketika molekul air bergerak baik sifat geraknya maupun kuantitas geraknya. Dalam pembahasan hidrolika di bidang teknik sipil lebih terfokus dalam pengendalian gerak air sehingga tidak mengganggu sistem kegiatan manusia. Pengendalian tersebut terwujud dalam perencanaan bangunan air yang berfungsi sebagai pengatur arah, kuantitas, energi, momentum, dan kualitas gerak air. Dasar dalam ilmu hidrolika ini ialah ilmu kalkulus dan mekanika fluida. Gerak tersebut tergambarkan dengan adanya perubahan ruang (x,y,z) dan waktu (t). Dalam buku ini akan dibahas beberapa hukum dasar yaitu:

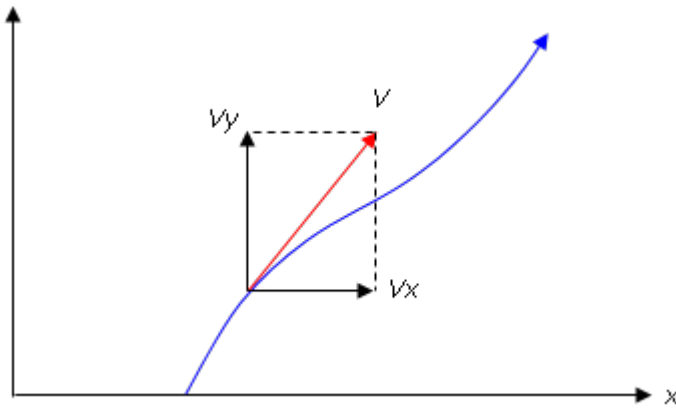
- Hukum ketetapan massa, yang menyatakan massa suatu objek tetap dan tidak berubah selama objek tersebut bergerak dibawah konsep relativitas Einsten.
- Hukum ketetapan energi, dalam hukum ini menyatakan energi suatu benda bersifat tetap tidak akan berkurang atau bertambah secara eksternal namun hanya berubah atau membagi menjadi energi lainnya yang jumlahnya tetap.
- Hukum ketetapan momentum, yang menyatakan bahwa momentum bersifat kekal apabila objek tersebut dianggap pejal.

Ketiga hukum tersebut dinyatakan dalam persamaan kontinuitas, persamaan energi dan persamaan momentum. (F.M.Henderson, 1966)

2.2.1 Garis Arus

Garis arus adalah garis menerus (continous) yang lurus atau melengkung di dalam cairan dimana garis singgung pada setiap titiknya menunjukkan arah kecepatan gerak partikel cairan pada

garis arus tersebut. Garis arus ditunjukkan tanda panah yang menyatakan arah gerak arus dan garis yang menunjukkan jejak gerak arus atau prediksi lintasan arus. Garis arus merupakan garis hayal yang dibuat untuk mempermudah ahli teknik dalam memprediksi arah gerak arus berdasarkan energinya. Contoh garis arus adalah seperti pada Gambar 7 dibawah ini.

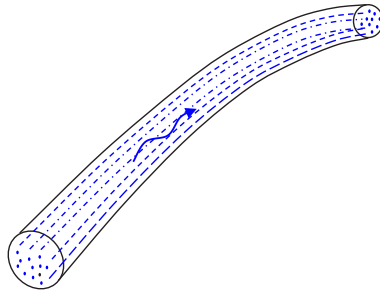


Gambar 7 Bentuk garis arus

Kegunaan garis arus ialah dapat mempermudah dalam memprediksi sudut lintasan air serta prediksi resultan gaya yang bekerja. Garis arus perlu digambarkan dalam desain saluran ataupun bangunan air lainnya. Hal ini dapat membantu pembaca dalam mengetahui arah gerak air dengan mudah berdasarkan perhitungan yang dilakukan.

2.2.2 Pipa Arus

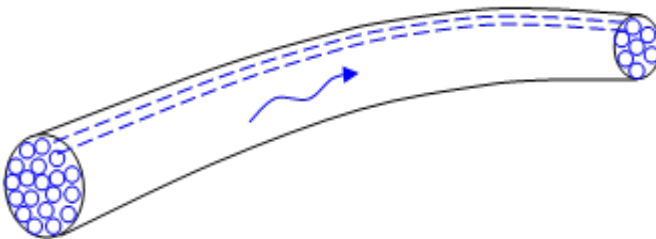
Pipa arus adalah sekumpulan garis-garis arus yang diawali suatu lengkung tertutup dan diakhiri suatu lengkung tertutup. Pipa arus merupakan sekumpulan garis arus yang memiliki arah yang sama dan lintasan yang sama.



Gambar 8 Bentuk pipa arus

2.2.3 Kumpulan Dari Beberapa Pipa Arus

Kumpulan pipa arus di antara batas tetap adalah aliran yang terdiri dari banyak pipa arus yang mempunyai batas tetap seperti pada Gambar 9 kumpulan pipa arus juga menunjukkan secara makro pergerakan arus dalam saluran yang besar.



Gambar 9 Kumpulan dari beberapa pipa arus

Apabila ρ_1 adalah kerapatan cairan rata-rata pada penampang 1 dan ρ_2 adalah kerapatan cairan rata-rata pada penampang 2, maka besarnya massa per-satuan waktu di dua penampang tersebut dinyatakan persamaan 1.1:

$$m_1 = \rho_1 \cdot v_1 \cdot A_1 \text{ dan } m_2 = \rho_2 \cdot v_2 \cdot A_2$$

Dimana:

m = jumlah massa cairan per-satuan waktu (slug atau kg)

V = kecepatan rata-rata penampang (ft/s atau m/s)

A = luas penampang (ft² atau m²)

ρ = kerapatan cairan (slug atau slug/ft² atau kg/m³)

indeks 1 dan 2 menunjukkan harga-harga tersebut pada penampang 1 dan pada penampang 2.

Kerapatan cairan didefinisikan sebagai banyaknya molekul cairan dalam satuan volume satu meter kubik. Semakin besar kerapatan cairan maka semakin kental cairan tersebut yang tentu mempengaruhi viskositas (kekentalan). Air memiliki kerapatan 1000 kg/m³. Artinya dalam 1 meter kubik air memiliki massa 1000 kg atau 1 ton. Kerapatan cairan perlu diperhatikan bagi perencanaan bangunan fluida. Karena tingkat kerapatan cairan menentukan kekuatan bangunan yang mesti dibuat.

2.3 Karakteristik Umum Aliran

Dalam ilmu hidrolika pengertian sepenuhnya tidak dapat dicapai tanpa pertama-tama memahami terminologi dan prinsip-prinsip pengendaliannya. Beberapa dari prinsip dasar ini dibahas dalam sub-bab berikut ini.

2.3.1 Pengantar Aliran (Flow Conveyance)

Seperti yang harus diketahui, air mengalir dari hulu ke hilir (kecuali ada gaya yang menyebabkan aliran ke arah sebaliknya) sampai mencapai suatu elevasi permukaan air tertentu, misalnya permukaan air di danau atau di laut. Tendensi/kecenderungan ini ditunjukkan oleh aliran di saluran alam yaitu sungai. Pergerakan air dari daerah tinggi ke rendah tersebut dipengaruhi oleh tekanan

atmosfere perbedaan tekanan inilah yang membuat air akan bergerak ke daerah yang lebih rendah untuk mencapai keseimbangan mekanik nya.

Daerah yang lebih tinggi memiliki tekanan atmosfer lebih rendah dibandingkan daerah yang lebih rendah, namun dalam tekanan tersebut permukaan air yang fleksibel akan mengikuti dasar salurannya yang miring atau menurun sehingga air akan bergerak mengikuti kemiringan dasar salurannya. Pergerakan tersebut akan menimbulkan gesekan antara molekul air dengan dasar saluran sehingga akan menimbulkan tegangan geser yang akan mengurangi energi gerak air. Gesekan tersebut terus terjadi selama pergerakan air sehingga permukaan bumi yang berupa tanah akan tergerus sehingga lika liku sungai akan terbentuk. Dan inilah sejarah terbentuknya sungai di permukaan bumi.



Gambar 10 Bentuk Sungai

Perubahan tata guna lahan akibat kegiatan manusia membawa dampak berubahnya alur perjalanan air. Kestabilan aliran air terganggu dengan adanya pembangunan, sehingga manusia mesti membuat saluran buatan. Saluran buatan tersebut baik seperti saluran irigasi, pipa, gorong gorong (culvert), dan saluran buatan yang lain atau kanal (canal). Walaupun pada umumnya perencanaan saluran ditujukan untuk karakteristik saluran buatan, namun konsep hidrauliknya dapat juga diterapkan sama baiknya pada saluran alam.










Gambar 11 Bentuk saluran buatan

Apabila saluran terbuka terhadap atmosfer, seperti sungai, kanal, gorong-gorong, maka alirannya disebut aliran saluran terbuka (open channel flow) atau aliran permukaan bebas (free surface flow). Apabila aliran mempunyai penampang penuh seperti aliran melalui suatu pipa, disebut aliran saluran tertutup atau aliran penuh (full flow).

2.3.2 Geometri Saluran

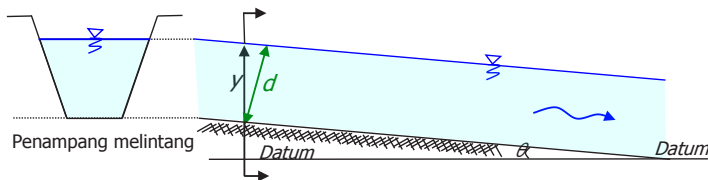
Elemen geometri terdiri dari Luas penampang (area), Lebar Permukaan (top width), Keliling Basah (Wetted Parimeter), dan Jari-jari Hidraulik (Hydraulic Radius). Yang dimaksud dengan penampang saluran (channel cross section) adalah penampang yang diambil tegak lurus arah aliran, sedang penampang yang diambil vertikal disebut penampang vertikal (vertical section). Dengan demikian apabila dasar saluran terletak horizontal maka penampang saluran akan sama dengan penampang vertikal. (V.T.Chow, 1959)

Saluran buatan biasanya direncanakan dengan penampang beraturan menurut bentuk geometri yang biasa digunakan di dalam praktek yaitu bentuk-bentuk: trapesium, persegi empat (dengan sudut tajam atau lengkung), segitiga (dengan sudut dasar tajam atau lengkung), lingkaran, parabola.

penampang	luas A	keliling Basah O	Jari-jari Hidrolis R	Lebar Puncak T	Kedalaman Hidrolis D	Faktor Penampang Z
	bh	$b + 2h$	$\frac{bh}{b + 2h}$	b	h	$bh^{1.5}$
	$(b + zh)h$	$(b + zh)\sqrt{1 + z^2}$	$\frac{(b + zh)h}{(b + zh)\sqrt{1 + z^2}}$	$(b + zh)$	$\frac{(b + zh)h}{(b + 2zh)}$	$\frac{((b + zh)h)^{1.5}}{\sqrt{b + 2zh}}$
	zh^2	$2h\sqrt{1 + z^2}$	$\frac{zh}{2\sqrt{1 + z^2}}$	$2zh$	$\frac{1}{2}h$	$\frac{\sqrt{2}}{2}zh^{2.5}$
	$\frac{1}{8}(\theta - \sin\theta)d_0^2$	$\frac{1}{2}\theta d_0$	$\frac{1}{4}\left(1 - \frac{\sin\theta}{\theta}\right)d_0$	$\frac{1}{2}\left(\sin\frac{\theta}{2}\right)d_0$ atau $\frac{1}{2\sqrt{h}(d_0 - h)}$	$\frac{1}{8}\left(\frac{\theta - \sin\theta}{\sin\frac{\theta}{2}}\right)d_0$	$\frac{\sqrt{2}(\theta - \sin\theta)^{1.5}}{32\left(\sin\frac{\theta}{2}\right)^{0.5}}d_0^2$
	$\frac{1}{2}r^2h$	$T + \frac{8h^2}{3}$	$\frac{2r^2h}{3r^2 + 8h^2}$	$\frac{3A}{2h}$	$\frac{2}{3}y$	$\frac{2}{9}\sqrt{6}ry^{1.5}$
	$\left(\frac{\pi}{2} - 2\right)r^2 + (b + 2r)h$	$(\pi - 2)r + b + 2h$	$\frac{\left(\frac{\pi}{2} - 2\right)r^3 + (b + 2r)h}{(\pi - 2)r + b + 2h}$	$b + 2r$	$\frac{\left(\frac{\pi}{2} - 2\right)r^2}{b + 2r} + y$	$\frac{1.5}{\left[\left(\frac{\pi}{2} - 2\right)r + (b + 2r)y\right] \sqrt{b + 2r}}$
	$\frac{T^2}{4Z} - \frac{r^2}{Z}(1 - Z \cot^{-1}z)$	$\frac{T}{Z}\sqrt{1 + Z^2} - \frac{2r^2}{Z}(1 - Z \cot^{-1}z)$	A/P	$2[z(y - r) + r\sqrt{1 + z^2}]$	A/T	$\sqrt{\frac{A}{A}} \sqrt{\frac{A}{T}}$

Bentuk penampang trapesium adalah bentuk yang biasa digunakan untuk saluran-saluran irigasi atau saluran-saluran drainase karena menyerupai bentuk saluran alam, dimana kemiringan tebingnya menyesuaikan dengan sudut lereng alam dari tanah yang digunakan untuk saluran tersebut. Bentuk penampang persegi empat atau segitiga merupakan penyederhanaan dari bentuk trapesium yang biasanya digunakan untuk saluran-saluran drainase yang melalui lahan-lahan yang sempit. Bentuk penampang lingkaran biasanya digunakan pada perlintasan dengan jalan; saluran ini disebut gorong-gorong (culvert). Bentuk penampang lingkaran lebih cocok sebagai saluran bawah permukaan tanah disebabkan penampang lingkaran memiliki sifat mendistribusikan tekanan lebih baik dibandingkan penampang bentuk lainnya.

Elemen geometri penampang memanjang saluran terbuka dapat dilihat pada Gb.12 berikut ini:



Gambar 12 Bentuk aliran pada penampang saluran

Kedalaman aliran (hydraulic depth) dengan notasi d adalah kedalaman dari penampang aliran, sedang kedalaman y adalah kedalaman vertikal (lihat Gb.12), dalam hal sudut kemiringan dasar saluran sama dengan maka :

$$d = y \cos \theta \text{ atau } y = d / \cos \theta$$

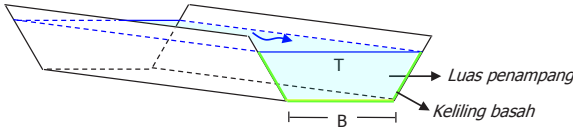
Kedalaman vertikal bisa lebih besar dibandingkan kedalaman hidrolis, dan juga kedalaman vertikal bisa sama dengan kedalaman hidrolis apabila elevasi dasar saluran nol. Untuk itu, pada kondisi eksisting pada elevasi dasar saluran yang kecil sangat sulit membedakan kedalaman hidrolis dan kedalaman vertikal. Hal ini membuat para teknisi terkadang menganggap hal tersebut sama.

Duga (stage) adalah elevasi atau jarak vertikal dari permukaan air di atas suatu datum (bidang persamaan). Dalam pengambilan titik datum dalam perencanaan saluran dapat diambil dengan asumsi teknisi. Penentuan datum dalam perencanaan sipil tidak ada ketentuannya, namun syaratnya ialah posisi datum mesti mencakup semua elevasi yang ada dalam perencanaan. Dalam pengambilan titik datum biasanya para teknisi mengambil titik yang menguntungkan. Menguntungkan dalam hal ini ialah dapat mempermudah perhitungan perencanaan yang dilakukan.

Lebar permukaan (top width) adalah lebar penampang saluran pada permukaan bebas (lihat Gb.12). Notasi atau simbol yang digunakan untuk lebar permukaan adalah T , dan satuannya adalah satuan panjang.

Luas penampang (area) mengacu pada luas penampang melintang dari aliran di dalam saluran. Notasi atau simbol yang digunakan untuk luas penampang ini adalah A , dan satuannya adalah satuan luas.

Keliling basah (wetted perimeter) suatu penampang aliran didefinisikan sebagai bagian/porsi dari parameter penampang aliran yang bersentuhan (kontak) dengan batas benda padat yaitu dasar dan/atau dinding saluran. Dalam hal aliran di dalam saluran terbuka batas tersebut adalah dasar dan dinding/tebing saluran seperti yang tampak pada Gb. 13 di bawah ini. Notasi atau simbol yang digunakan untuk keliling basah ini adalah P , dan satuannya adalah satuan panjang.



Gambar 13 Luas dan keliling basah

Jari-jari hydraulik (hydraulic radius) dari suatu penampang aliran bukan merupakan karakteristik yang dapat diukur langsung, tetapi sering sekali digunakan didalam perhitungan. Definisi dari jari jari hydraulik adalah luas penampang dibagi keliling basah, dan oleh karena itu mempunyai satuan panjang; notasi atau simbul yang digunakan adalah R, dan satuannya adalah satuan panjang.

Untuk kondisi aliran yang spesifik, jari-jari hydraulik sering kali dapat dihubungkan langsung dengan parameter geometrik dari saluran. Misalnya, jari-jari hydraulik dari suatu aliran penuh di dalam pipa (penampang lingkaran dengan diameter D) dapat dihitung besarnya jari-jari hydraulik sebagai berikut:

$$R = \frac{A}{P_w}, R_{lingkaran} = \frac{\frac{\pi D^2}{4}}{\pi D} = \frac{D}{4}$$

Dimana:

- R = Jari-jari hydraulik (ft/m)
- A = Luas penampang (ft² atau m²)
- P_w = Keliling basah (ft atau m)
- D = Diameter pipa (ft atau m)

Kedalaman hydraulik (*hydraulic depth*) dari suatu penampang aliran adalah luas penampang dibagi lebar permukaan, dan oleh karena itu mempunyai satuan panjang. Simbul atau notasi yang digunakan adalah D.

$$D = \frac{A}{l}$$

Faktor Penampang untuk perhitungan aliran kritis (*section factor for critical-flow computation*) adalah perkalian dari luas penampang aliran A dan akar dari kedalaman hidraulik D . Simbol atau notasi yang digunakan adalah Z .

$$Z = A\sqrt{D} = A\sqrt{\frac{A}{t}}$$

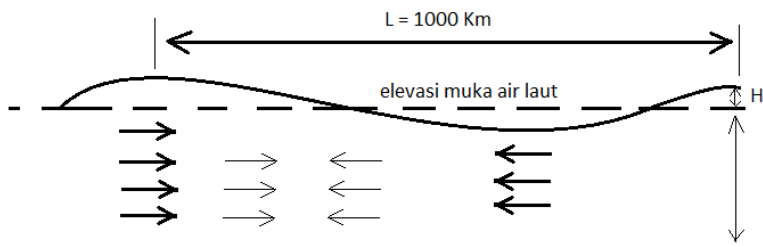
Faktor Penampang untuk perhitungan aliran seragam (*section factor for uniform-flow computation*) adalah perkalian dari luas penampang aliran A dan pangkat $2/3$ dari jari-jari hidraulik : $AR^{2/3}$

Persamaan/rumus elemen geometri dari berbagai bentuk penampang aliran dapat dilihat pada tabel 1.

2.4 Persamaan kontinuitas dan gerak

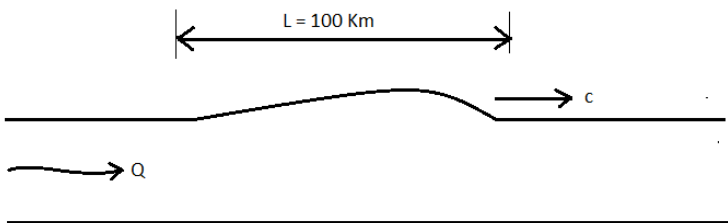
Persamaan dasar dalam mempelajari gerak gelombang diantaranya persamaan kontinuitas dan gerak. Persamaan ini dibentuk berdasarkan konsep keseimbangan massa dan energi. Pada konsep keseimbangan massa menjelaskan bahwa massa fluida sebelum dan sesudah aliran ialah tetap. Hal ini artinya bahwa massa fluida tidak berubah selama geraknya yang mana faktor gesekan, kekasaran permukaan, sifat adhesi dan kohesi fluida, faktor suhu, dan lain sebagainya dapat diabaikan. Konsep ini hanya berlaku untuk fluida ideal namun tidak berlaku untuk fluida real. Dalam banyak analisis mekanika fluida terkadang pada ahli hidrolika menganggap fluida real yang ada menjadi fluida ideal untuk menyederhanakan perhitungan. Persamaan gerak fluida pada dasarnya menggunakan konsep energi. Objek yang bergerak pasti memiliki tambahan energi yang mana dalam konsep keseimbangan energi disebutkan energi adalah tetap. Artinya energi hanya dapat berpindah dan berubah wujud dari satu objek ke objek lain. Misalnya energi gerak fluida dapat dikonversi menjadi energi gerak pada kincir yang selanjutnya dikonversi kedalam energi listrik. Kuantitas energi yang masuk nilainya sama dengan energi yang dihasilkan. Konsep ini hingga saat

ini masih digunakan yang disebut kekekalan energi. Dalam gerak fluida energi ini bersifat tetap dari sebelum dan sesudah aliran terjadi. Tetapnya energi ini dibuktikan dengan kumulatif energi sebelum dan sesudah ialah sama. Namun, dalam kajian fluida real hal ini tentu tidak berlaku sesederhana itu. Hal ini disebabkan pada fluida real Sebagian energi sulit dideteksi karena terlepas random ke lingkungan misalnya lepas dalam bentuk kalor ke udara, lepas dalam bentuk energi yang hilang akibat momentum molekul, dan lain sebagainya yang sulit untuk diukur. Untuk konsep konstannya energi masih dapat digunakan dalam kajian fluida real namun konsep perhitungannya yang berbeda dari fluida ideal dan real. Dalam gerakanya fluida secara langsung mengalami gerak tiga dimensi. Gerak tiga dimensi memiliki perhitungan yang rumit. Untuk mempelajarinya sebaiknya kita perlu menguasai konsep gerak satu dimensi terlebih dahulu. Untuk alasan kemudahan dan kejelasan, dalam pembahasan ini difokuskan pada persamaan satu dimensi. Molekul air laut selalu bergesekan satu sama lain. Gesekan ini tentu menimbulkan peningkatan kalor pada masing-masing molekul yang bergesekan. Molekul air laut selain bergesekan dengan sesama molekulnya juga bergesekan terhadap dasar laut. Gesekan ini yang dikenal dengan tegangan geser. Tegangan geser timbul disebabkan adanya tekanan antara fluida dan wadahnya. Untuk tegangan geser pada bagian bawah atau dasar laut diberikan dengan $\tau_b = \rho g Q^2 / (A^2 C^2)$.



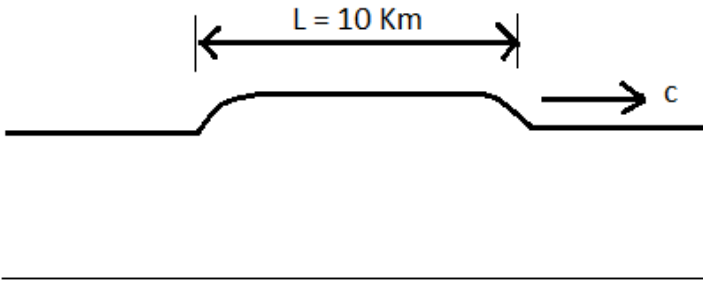
Gambar 14 Gelombang pasang surut

Gambar 14 di atas menunjukkan gelombang pasang surut pada panjang gelombang mendekati 1000 km. Gelombang pasang surut memiliki gelombang yang panjang serta frekuensi yang kecil. Frekuensi yang kecil ini disebabkan periode gelombang yang terlalu besar. Hal ini berbeda dengan gelombang banjir yang terjadi di sungai. Banjir pada umumnya terjadi dalam waktu yang singkat tidak terlalu lama dikala curah hujan begitu tinggi dalam suatu wilayah. Gelombang banjir umumnya datang membawa energi yang besar dalam waktu yang singkat terutama pada banjir bandang dan memiliki frekuensi yang besar.



Gambar 15 Gelombang banjir di sungai

Gelombang banjir sebagaimana pada gambar di atas memiliki panjang gelombang lebih pendek dari gelombang pasang surut yaitu sekitar 100 km. Gelombang banjir biasanya terjadi pada daerah hilir disebabkan tingginya debit aliran permukaan air sungai yang bergerak dengan cepat ke hilir. Banjir bandang dikenal sebagai banjir yang berlangsung secara tiba-tiba disebabkan berbagai macam sumber misalnya runtuhnya tanggul, jebolnya bendung atau bendungan, tertahannya aliran air akibat sumbatan sampah atau benda-benda lainnya, dan berbagai sumber lain. Beberapa daerah yang secara alami sering terdampak banjir bandang biasanya disebabkan kondisi topografinya yang curam atau memiliki sifat tanah yang rawan longsor.



Gambar 16 Gelombang translasi

Gelombang translasi memiliki panjang gelombang lebih kecil lagi dibandingkan gelombang pasang surut dan banjir yaitu berkisar 10 km. Makna translasi itu sendiri secara fisika ialah gerak lurus, berbeda dengan rotasi yang merupakan gerak berputar. Translasi terjadi disebabkan beberapa faktor diantaranya akibat tekanan singkat dari gerak suatu objek ataupun tekanan akibat pergerakan tektonik maupun vulkanik.

Gelombang tetap terjadi disebabkan adanya perpaduan dari gelombang pantul dan gelombang datang yang beresonansi sehingga menghasilkan gelombang secara tetap. Hal ini terjadi apabila dalam perambatannya gelombang terhambat dan mengalami benturan dengan sesuatu objek sehingga energi gelombang terpantul. Benturan yang terjadi dapat bersifat lenting sempurna atau lenting sebagian tergantung pada objek pantul yang menghambat gelombang.



Gambar 17 Contoh gelombang panjang permukaan bebas

Persamaan kontinuitas diberikan oleh:

$$b \frac{\partial \bar{h}}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0$$

Persamaan kontinuitas di atas menunjukkan hubungan antara lebar saluran serta perubahan kedalaman rata-rata gelombang setiap waktu dan perubahan debit aliran setiap titik lokasi memiliki nilai yang sama namun berlawanan arah atau kondisi. Nilai differensial dari diatas ialah nol yang artinya bahwa persamaan kontinuitas merupakan nilai konstanta atau konstan untuk berbagai bagian dalam alirannya. Hal ini secara sederhana menunjukkan bahwa nilai massa fluida tidak berubah dalam gerakannya. Persamaan gerak aliran fluida dapat ditentukan dengan menggunakan persamaan gerak:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\alpha \frac{Q^2}{A} \right) + gA \frac{\partial z_s}{\partial x} + \frac{g}{c^2 AR} Q|Q| - \frac{1}{\rho} \sum F_x = 0$$

Dimana:

b = lebar saluran (konstan terhadap waktu)

\bar{h} = kedalaman air rata-rata

Q = debit ($= A\bar{u}$)

A = luas area cross section ($= b\bar{h}$)

R = jari-jari hidrolik ($= A/O$)

C = koefisien Chezy ($= 18 \log(\frac{12h}{k_s})$)

\bar{u} = kecepatan aliran rata-rata pada cross section

z_b = level bawah datum ($i_b = -\frac{dz_b}{dx}$)

z_s = level permukaan air di atas datum ($= \bar{h} + z_b$)

α = koefisien (=1)

F_x = gaya eksternal per satuan panjang (N/m) dalam arah x (gaya angin, dsb)

x = koordinat horizontal

t = waktu

g = percepatan gravitasi

Pada bagian penampang sungai terdiri bagian utama dengan aliran debit utama dan pada perencanaan banjir dalam cakupan utama area ini menjadi prioritas analisis.

Untuk sungai dengan lebar sekali atau lebar sungai jauh lebih besar dari kedalamannya ($b \gg h$), persamaan gerak aliran dapat direduksi untuk ($\alpha = 1$), sehingga:

Persamaan kontinuitas:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(\bar{u}h) = 0$$

Persamaan gerak:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + g \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{g}{c^2 h} \bar{u} |\bar{u}| - g i_b - \frac{1}{\rho} \sum F_x = 0$$

Dimana:

\bar{u} = kecepatan rata-rata kedalaman (m/detik)

h = kedalaman air (m)

i_b = kemiringan dasar saluran ($-dz_b/dx$)

F_x = gaya eksternal per satuan luas (Newton)

Bentuk persamaan gerak dapat dijelaskan sebagai berikut:

Bentuk 1 : percepatan volume fluida dengan gaya yang bervariasi terhadap waktu dan disebut juga bentuk percepatan lokal

Bentuk 2 : percepatan volume fluida dengan gaya yang bervariasi dalam arah-x dan disebut percepatan adjektif atau konvektif

Bentuk 3 : gaya tekanan yang dihubungkan terhadap permukaan air dalam arah-x

Bentuk 4 : gaya gesekan bawah yang bekerja terhadap volume fluida

Bentuk 5 : gaya gravitasi yang bekerja dalam volume fluida

Bentuk 6 : gaya eksternal yang bekerja pada volume fluida seperti angin dan gaya gelombang luar lainnya.

2.5 Skala Analisis

Informasi dari besaran relatif pada bentuk persamaan gerak dapat dibentuk dari analisis skala. Masing-masing persamaan memiliki konstanta faktor skala dan variabel dimensi sebagai berikut:

$$x = Lx'$$

$$h = Dh'$$

$$\bar{u} = Uu'$$

$$t = Tt'$$

Dimana:

L = skala panjang (panjang gelombang dalam cakupan horizontal), D = skala kedalaman air, U = skala kecepatan aliran, T = skala waktu (Periode gelombang). Jika disubstitusikan persamaan gerak dengan $i_b = 0$ dan $F_x = 0$.

$$\frac{U}{T} \frac{\partial u'}{\partial t'} + \frac{U^2}{L} u' \frac{\partial u'}{\partial x'} + \frac{gD}{L} \frac{\partial h'}{\partial x'} + \frac{gU^2}{C^2 D} \frac{u'|u'|}{h'} = 0$$

Masing-masing persamaan dapat dievaluasi oleh faktor skalanya. Persamaan ini, memiliki tinjauan gaya gesek pada bawah saluran merupakan bentuk dasar yang dapat diambil. dengan mengaplikasikan semua persamaan dengan $C^2 D / gU^2$ sehingga:

$$\frac{C^2 D}{gUT} \frac{\partial u'}{\partial t'} + \frac{C^2 D}{gL} u' \frac{\partial u'}{\partial x'} + \frac{C^2 D^2}{gFr^2 L} \frac{\partial h'}{\partial x'} + \frac{u'|u'|}{h'} = 0$$

Dimana angka Froude $Fr^2 = U^2 / gD$ atau $U^2 = gDFr^2$ sehingga:

$$\frac{C^2 D^{0.5}}{g^{1.5} T Fr} \frac{\partial u'}{\partial t'} + \frac{C^2 D}{gL} u' \frac{\partial u'}{\partial x'} + \frac{C^2 D}{gFr^2 L} \frac{\partial h'}{\partial x'} + \frac{u'|u'|}{h'} = 0$$

Faktor skala dari bentuk variasi persamaan dengan adanya gesekan bawah permukaan menjadi:

Bentuk 1, merupakan gaya percepatan lokal: $\frac{C^2 D^{0.5}}{g^{1.5} T Fr}$

Bentuk 2, merupakan gaya percepatan konvektif: $\frac{C^2 D}{gL}$

Bentuk 3, merupakan gradient gaya pada permukaan air: $\frac{C^2 D}{gFr^2L}$

Bentuk 4, representasi gaya gesekan: 1

Bentuk 1, 2, atau 3 dapat diabaikan dengan nilai bentuk 4 ketika nilainya sangat kecil ($\ll 1$).

Dengan memasukkan $C = 50 \text{ m}^{0.5}/\text{s}$, $g = 10 \text{ m/s}^2$ dan $Fr = 0.1$, sehingga:

Bentuk 1 menjadi: $\frac{1000 D^{0.5}}{T}$; bentuk 2 menjadi: $\frac{250 D}{L}$; bentuk 3 menjadi: $\frac{25000 D}{L}$; bentuk 4 = 1

Beberapa kasus sebagai berikut:

Gelombang pasang-surut di laut: $D = 10 \text{ m}$, $T = 10000 \text{ s}$, $L = 100000 \text{ m}$

Bentuk 1 $\approx 0 (10^0)$

Bentuk 2 $\approx 0 (10^{-1})$

Bentuk 3 $\approx 0 (10^0)$

Bentuk 4 $\approx 0 (10^0)$

Percepatan konvektif bentuk 2 mungkin diabaikan ketika kemiringan bawah saluran kecil ($i_b \approx 0$)

Gelombang banjir di sungai: $D \approx 10 \text{ m}$, $T \approx 1000 \text{ s}$, $L \geq 10000 \text{ m}$

Bentuk 1 $\approx 0 (10^0)$

Bentuk 2 $\approx 0 (10^{-1})$

Bentuk 3 $\approx 0 (10^0)$

Bentuk 4 $\approx 0 (10^0)$

Percepatan lokal dan konvektif bentuk 1 dan 2 diabaikan

Gelombang tegak pada pelabuhan: $D = 10 \text{ m}$, $T = 1000 \text{ s}$, $L \geq 10000 \text{ m}$, $D/L \leq 0,001$

Bentuk 1 $\approx 0 (10^1)$

Bentuk 2 $\approx 0 (10^0)$

Bentuk 3 $\approx 0 (10^1)$

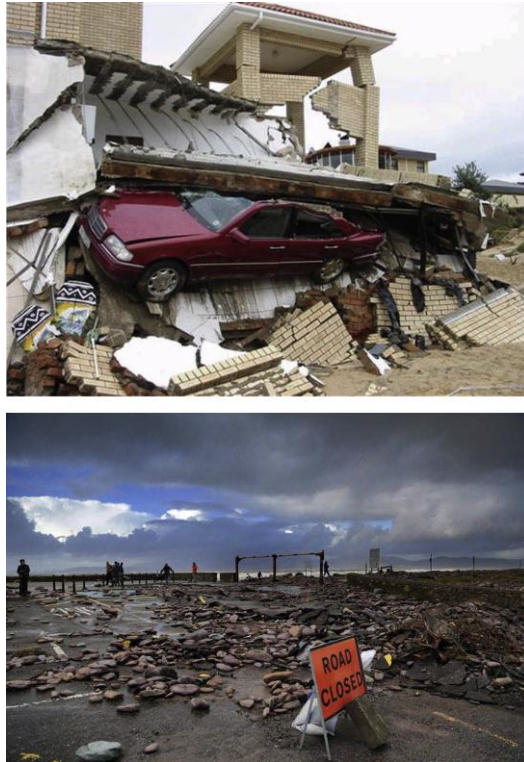
Bentuk 4 $\approx 0 (10^0)$

Percepatan konvektif bentuk 2 dan gaya gesek dasar bentuk 4 mungkin diabaikan dengan pengaruh bentuk lainnya.

3. Gelombang

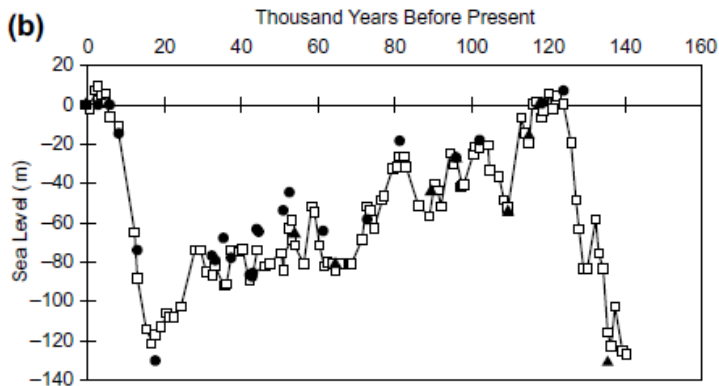
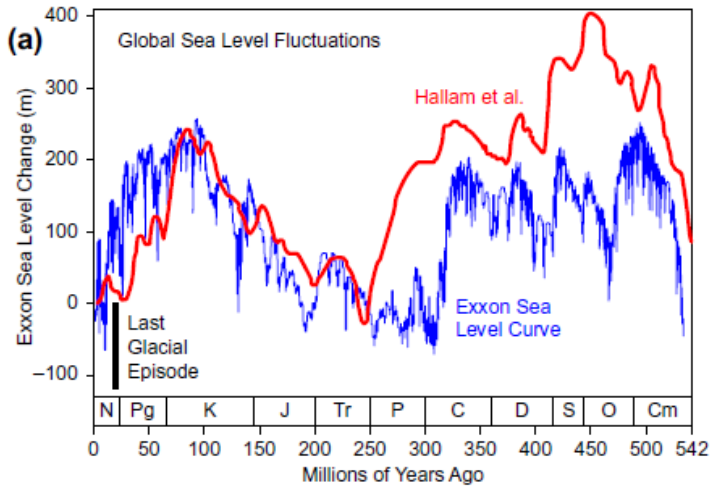
Gelombang ialah gerakan naik turun yang terdiri dari bukit dan lembah atau rapat dan renggang akibat adanya getaran suatu objek yang energinya dapat merambat pada suatu arah rambat. Gelombang terdiri dari gelombang transversal dan longitudinal berdasarkan cara rambatnya. Gelombang transversal ialah gelombang yang bentuknya bukit dan lembah, sedangkan gelombang longitudinal berbentuk rapat dan renggangan. Gelombang ada yang merambat membutuhkan medium dan ada yang tidak. Gelombang yang merambat membutuhkan medium ialah gelombang air, gelombang bunyi, gelombang gempa, dll, sedangkan gelombang yang merambat tidak membutuhkan medium ialah gelombang elektromagnetik seperti cahaya. Pada buku ini akan dibahas mengenai gelombang transversal yang merambat melalui medium yaitu gelombang fluida air.

Gelombang dengan panjang yang lebih besar dari 20 kali kedalaman air ($L > 20 h$) disebut juga dengan gelombang panjang permukaan. Disebabkan perubahan level muka air laut dari efek langsung dari perubahan level air laut dan dihubungkan pada proses operasi di pantai, sebagai contoh tsunami, badai, gempa bumi dan vulkanologi yang berdampak pada pergerakan tanah. (Devoy, 2018)



Gambar 18 (a) Dampak Tsunami, 2007 pada struktur pantai (sumber: Denis Linehan, Department of Geography, UCC) (b) Dampak badai pada Januari 2014 pada jalan dan infrastruktur di Rossbehy, southwest Ireland (Sumber: Valerie O’Sullivan, Killarney, Ireland)

Berdasarkan sejarah di Bumi, siklus glasial dan interglasial telah menjadi penyebab utama dalam pergerakan vertikal dasar laut di seluruh dunia. Perubahan volume es (dari gletser dan lapisan es) terjadi akibat perubahan suhu bumi dan hal inipun terkait dari perubahan siklus hidrologi, disebabkan hal tersebut terjadi pergerakan level permukaan laut. Perubahan massa es telah mengubah posisi zona pantai (CZ) di seluruh batasan pantai pada rentang waktu 10^{3-4} tahun selama 0,5-1,0 M tahun terakhir (Lowe, 1997). Sejak berakhirnya tahap glasial terakhir (10,000 tahun yang lalu), laju kenaikan permukaan laut (SLR) berkisar 20-40 mm/tahun (Bard, E., Hamelin, B., Arnold, M., Montaggioni, L., Cabioch, G., Faure, G., Rougerie, F.,, 1996).



Gambar 19 (a) Pola jangka panjang (10^6 - 8 tahun) relatif-global, SLC, diinterpretasikan dari data sedimen pantai landas on-lap dan off-lap benua Exxon (Sumber: Buka web, setelah Vail et al. (1977), Hallam (1981), dan Haq (1991)). (b) Perubahan RSL Kuartir Akhir untuk Tahapan Isotop Laut 1-5, berdasarkan garis pantai geomorfologi, data teras-karang dari Semenanjung Huon, Papua Nugini (titik), dan catatan isotop oksigen dari benthic foraminifera (kotak) (Sumber: Sumber web terbuka angka, berdasarkan data dari Peltier (1998), setelah Shackleton (1987) dan Chappell et al. (1996)).

Hal ini adalah contoh dari gelombang panjang seperti gelombang banjir di sungai, gelombang pasang surut air laut, tepi pantai dan muara, gelombang panjang terjadi disebabkan adanya energi yang besar dalam pergerakan air atau fluida. Energi tersebut dapat berasal dari berbagai sumber misalnya angin, pergerakan lempeng bumi (tektonik) atau gempa vulkanik. Gelombang yang bergerak dalam arah lurus disebut gelombang translasi (seperti gelombang tsunami) dan gelombang di pelabuhan atau bangunan air lainnya. Beberapa contoh seperti yang ditunjukkan pada gambar 18 adalah asumsi dasar dari teori gelombang panjang yang bereaksi dengan tekanan hidrostatis fluida, pergerakan gelombang juga memiliki percepatan dalam arah vertikal sedangkan dalam tinjauan arah z diabaikan.

Dalam kasus aliran fluida homogen atau sejenis (memiliki kerapatan tetap ρ) persamaan dasar gelombang dirata-ratakan pada kedalaman tertentu dengan menggunakan model dua dimensi untuk kecepatan dan elevasi muka air laut, tepi pantai dan muara. Dalam pembahasan ini terdapat beberapa pokok bahasan sebagai berikut:

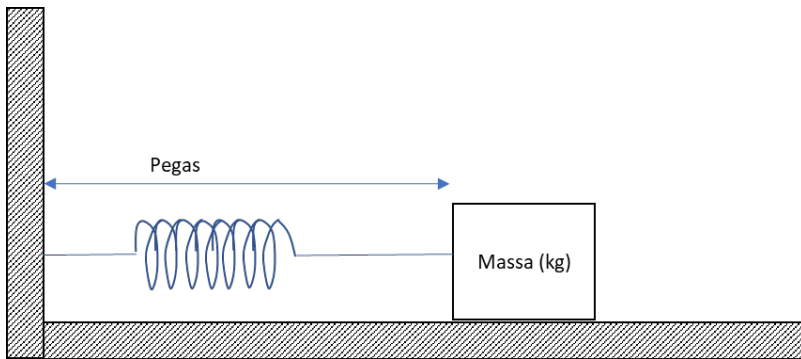
- Persamaan dasar
- Gelombang progresif
- Gelombang tetap
- Translasi gelombang
- Gelombang banjir di sungai
- Gelombang pasang surut
- Kerapatan menstimulasi aliran
- Angin menstimulasi aliran

3.1 Mengenal Osilasi

Fenomena osilasi gelombang secara harmonic sering digunakan persamaan dasar osilasi. Persamaan dasar tersebut ialah:

$$\frac{d}{dx} \sin ax = a \cos x, \frac{d}{dx} \cos ax = -a \sin x$$

Diumpamakan osilasi pada system massa dan pegas. Pada system ini terdapat sebuah balok bermassa yang dihubungkan kepada sebuah pegas. Balok tersebut diletakkan pada lantai licin sempurna dan diberikan gaya eksternal sehingga pegas tertarik sejauh x .



Gambar 20 System massa-pegas

Berdasarkan hukum hooke pegas tertekan dengan gaya F :

$$F = kx$$

Sedangkan pegas akan membalas gaya tersebut berupa gaya internal dengan besar:

$$F = -kx$$

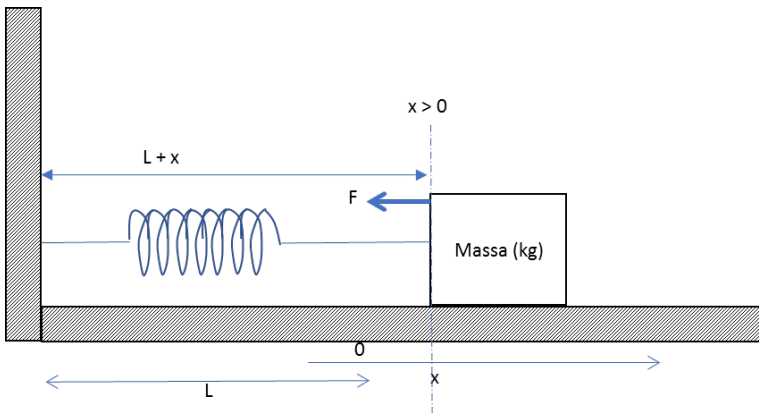
Gaya lawan ini sering dinamakan dengan gaya pulih yang besarnya sama namun arahnya berlawanan. Untuk frekuensi osilasi dari gelombang pegas ini dapat diturunkan dari persamaan gerak pegas

secara mekanika. Hasil dari turunan ini menemukan frekuensi osilasi gelombang pegas ini memenuhi persamaan:

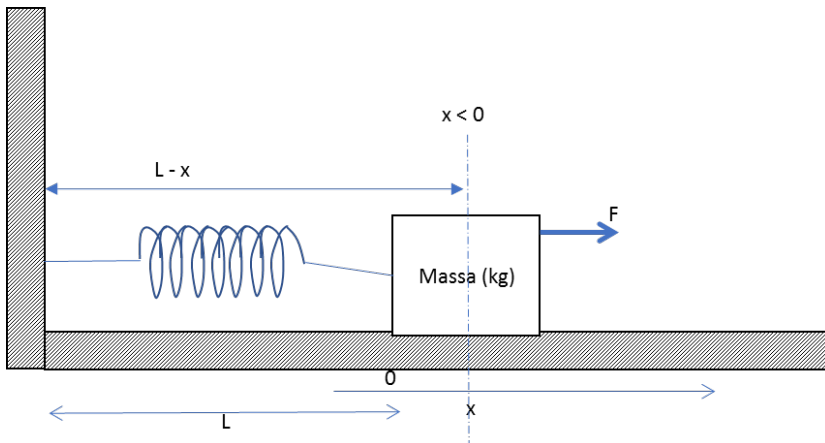
$$v = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{k}{m}} \text{ (putaran/detik)}$$

Dalam gerakanya pegas dapat ditentukan kecepatan translasinya dengan menggunakan persamaan:

$$v = \frac{dx}{dt} \text{ m/detik}$$



Perpindahan $x > 0$. Pegas tertekan dan pada tekanan posisi maksimal balok akan ditekan oleh gaya pulih ke posisi keseimbangan, $x = 0$.



Perpindahan $x < 0$, pegas mendorong balok dan massa bergerak ke arah sebaliknya untuk mencapai titik keseimbangan.

Percepatan gerak dapat ditentukan dengan:

$$a = \frac{dv}{dt} = \frac{d^2x}{dt^2} \text{ (m/det}^2\text{)}$$

Gaya yang bekerja pada balok bermassa adalah:

$$F = -kx \text{ (N)}$$

Gaya yang diberikan kx menyebabkan balok bergerak ke kiri, gaya ini diseimbangkan oleh gaya pegas $-kx$ yang arahnya ke kanan. Gaya $-kx$ ini dinamakan gaya pulih yang menyebabkan balok terdorong kembali ke posisi keseimbangan. Hubungan antara gaya ini dapat ditentukan dengan turunan rumus:

$$M \frac{d^2x}{dt^2} = -kx$$

Ini adalah persamaan gerak massa. Posisi x dari massa dapat ditentukan dengan differensial dari fungsi waktu t . Perlu diingat massa diletakkan pada posisi $x = x_0$ pada $t = 0$ ketika osilasi dimulai:

$$x(0) = x_0$$

Dimana $x(0)$ adalah posisi pada saat $t=0$. Turunan kedua dari fungsi sinusoidal, $\sin a\theta$ dan $\cos a\theta$, adalah:

$$\frac{d^2}{d\theta^2} \sin a\theta = -a^2 \sin a\theta$$

$$\frac{d^2}{d\theta^2} \cos a\theta = -a^2 \cos a\theta$$

Berdasarkan hal ini dapat diketahui solusi dari sinusoidal. Solusi untuk $x(t)$ ialah:

$$x(t) = A \cos \omega t$$

Dimana A dan ω adalah konstanta yang ditentukan, pada saat $\cos 0 = 1$, dapat ditemukan:

$$x(0) = A$$

Ini dapat dimaknai pada kondisi maksimal nilai $x = \text{Amplitudo}$. Untuk menemukan ω dihitung turunan orde dua dari:

$$x(t) = A \cos \omega t$$

Sehingga:

$$\frac{dx}{dt} = \frac{x_0 d}{dt} \cos \omega t = -x_0 \omega \sin \omega t$$

$$\frac{d^2x}{dt^2} = \frac{x_0 d^2}{dt^2} \cos \omega t = -\frac{x_0 \omega d}{dt} \sin \omega t$$

Dengan:

$$\omega = \sqrt{\frac{k}{M}}$$

Kuantitas ω disebut frekuensi angular dan memiliki dimensi radian/detik. Fungsi $\cos \omega t$ memiliki periode 2π rad, periode dapat menjadi:

$$T = \frac{2\pi}{\omega} \text{ detik}$$

Dalam satu detik, osilasi sebanyak $1/T$ kali. Jumlah ini didefinisikan frekuensi, ν (putaran/detik).

$$\nu = \frac{1}{T} = \frac{\omega}{2\pi}$$

Ini adalah frekuensi osilasi.

(Akira Hirose dan Karl E. Lonngren, 2000)

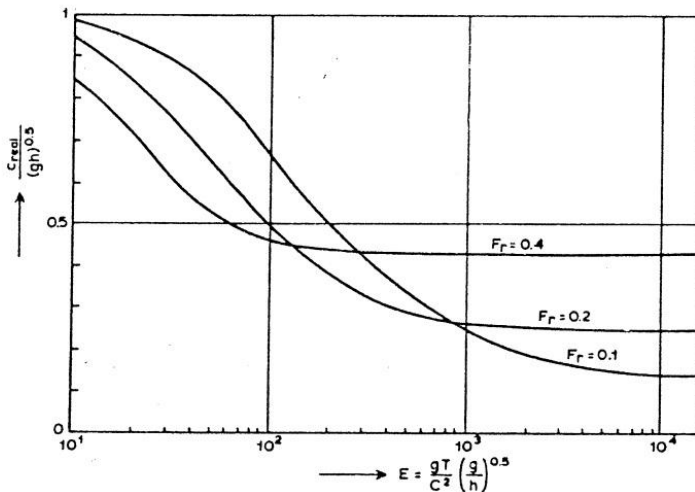
3.2 Karakteristik Gelombang Panjang

Karakter dari tipe variasi gelombang panjang diilustrasikan pada gambar 21. Sumbu vertikal mempresentasikan dimensi kecepatan rambat $c\sqrt{gh}$ dengan $c = \text{kecepatan rambat aktual gelombang}$ dan $\sqrt{gh} = \text{kecepatan rambat pada kondisi ideal dengan amplitude kecil dengan gesekan yang kecil terhadap dasar}$. Sumbu horizontal menunjukkan dimensi parameter $E = gTC^{-2}\sqrt{gh}$ yang menunjukkan kombinasi efek dari periode gelombang T dan

koefisien Chezy C. Tiga kurva menunjukkan perbedaan angka Froude $Fr = u/\sqrt{gh} = 0,1; 0,2; \text{ dan } 0,4$. (R.G. Dean dan Dalrymple, 1984)

Gelombang yang memiliki inersia kecil (tidak ada gesekan) memiliki nilai E mendekati 0. Kecepatan pada masing-masing gelombang nilainya ialah $c=\sqrt{gh}$. Gelombang berjalan dan gelombang pasang surut di laut merupakan bentuk gelombang inersia. Sedangkan, gesekan dasar lebih dominan untuk E mendekati tak hingga. Gelombang banjir di sungai memiliki pengaruh gesekan gelombang yang lebih mendominasi.

Untuk nilai E antara 50 hingga 500, bentuk percepatan dan gesekan dasar saluran merupakan masalah penting untuk dipertimbangkan. Gelombang pasang surut pada air yang dangkal berada dalam kelompok gelombang berikut.



Gambar 21 Karakteristik gelombang panjang (Thabet, 1980)

4. Gelombang Progresif

4.1 Persamaan Dasar

Gelombang harmonik yang progresif adalah periode gelombang dideskripsikan dengan fungsi sinus. Amplitudo yang kecil memiliki hubungan terhadap kedalaman air dan kecepatan arus yang kecil. Bentuk percepatan konvektif $\bar{u}\partial\bar{u}/\partial x$ dan gesekan dasar saluran berbentuk pada persamaan kontinuitas dan energi dapat diabaikan, kemiringan horizontal dasar saluran ($i_b = 0$):

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(\bar{u}h) = 0$$

dan

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + g \frac{\partial h}{\partial x} = 0$$

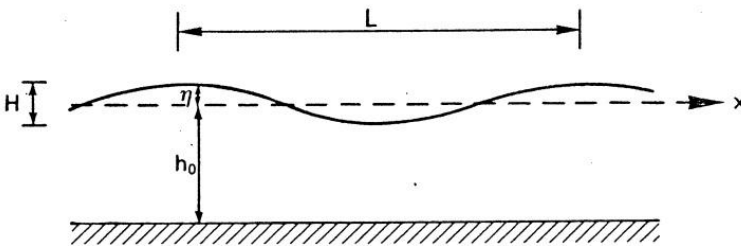
Dengan :

$$h = h_0 + \eta$$

Lihat gambar dibawah ini dan dengan menggunakan metode substitusi dari kedua persamaan di atas dapat dibentuk:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial \bar{u}h_0}{\partial x} + \frac{\partial \bar{u}\eta}{\partial x} = 0$$

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0$$



Gambar 22 Sketsa progresiv gelombang

Persamaan tiga dalam persamaan di atas dapat diabaikan apabila ($\eta \ll h$), sehingga:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + h_o \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} = 0$$

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0$$

Diferensial persamaan perubahan kedalaman terhadap t dan persamaan kecepatan terhadap x menghasilkan:

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - gh_o \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} = 0$$

Solusi umum dari pers (15) adalah:

$$\eta = \hat{\eta} \cos \left[\omega \left(t - \frac{x}{c} \right) \right] = \hat{\eta} \cos[\omega t - kx]$$

Dimana:

$\hat{\eta}$ = amplitude gelombang = $\frac{1}{2} H$

ω = frekuensi sudut = $2\pi/T$

c = kecepatan rambat = $L/T = \omega/k$

k = jumlah gelombang = $2\pi/L$

(Hydraulics, 1981)

persamaan tersebut mengikuti:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\frac{\omega^2}{c^2} \hat{\eta} \sin(\omega t - kx)$$

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} = -\omega^2 \hat{\eta} \cos(\omega t - kx) = -\frac{\omega^2 \eta}{c^2}$$

Dengan cara yang sama:

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} = -\frac{\omega^2}{c^2} \hat{\eta} \cos(\omega t - kx) = -\frac{\omega^2 \eta}{c^2}$$

Substitusi dengan menggunakan metode substitusi diperoleh:

$$\omega^2 \eta \left(1 - \frac{gh_o}{c^2}\right) = 0$$

Persamaan ini adalah valid pada semua kondisi jika:

$$c^2 = gh_o \text{ atau } c = \pm(gh_o)^{0.5}$$

Solusi umum dari dua gelombang dalam arah yang sebaliknya. Kecepatan rambat c adalah kecepatan rambat pada permukaan air. Perambatan gelombang dalam arah negatif hanya terjadi setelah pemantulan. Ketika gelombang positif datang, gelombang ini disebut juga dengan gelombang single dengan kondisi dasar $\eta = \hat{\eta} \cos[\omega t]$ pada $x = 0$. Sepertinya gelombang tidak mengalami deformasi dalam perambatannya karena gesekan dasar diabaikan.

Kecepatan fluida dideskripsikan:

$$\bar{u} = \hat{u} \cos(\omega t - kx + \alpha)$$

Dimana \hat{u} adalah kecepatan amplitude gelombang dan α adalah perbedaan fase diantara level air dan kecepatan fluida.

Dengan menggunakan substitusi kedalam pers. kontinuitas sehingga:

$$\hat{u} k h_o \sin(\omega t - kx + \alpha) = \omega \hat{\eta} \sin(\omega t - kx)$$

Memberikan $\alpha = 0$ dan $\hat{u} = \frac{\omega}{k} \frac{\hat{\eta}}{h_o} = c \frac{\hat{\eta}}{h_o}$ dan $\hat{q} = c \hat{\eta}$

Sehingga:

$$\bar{u} = c \frac{\hat{\eta}}{h_o} \cos(\omega t - kx + \alpha) = c \frac{\eta}{h_o} \text{ dan } q = c \eta$$

Kedalaman - kecepatan fluida rata-rata adalah linier dihubungkan pada level kedalaman air dan kecepatan fluida dalam fase dengan elevasi air lokal ($\bar{u} = 0$ jika $\eta = 0$, $\bar{u} = \hat{u}$ jika $\eta = \hat{\eta}$).

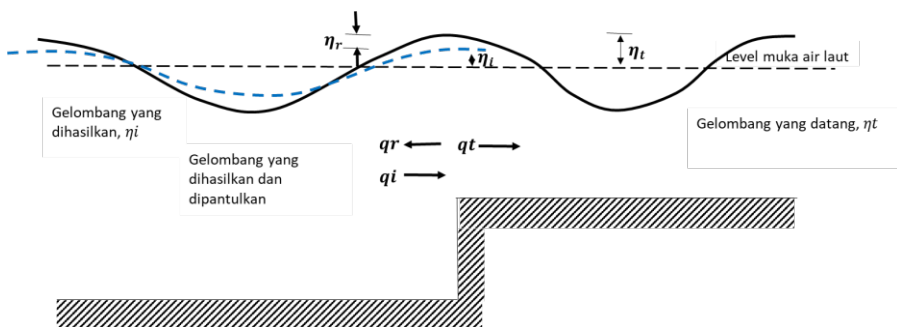
Asumsi $h_0 = 90\text{m}$, $\hat{\eta} = 0,5\text{m}$, $g = 10 \text{ m/s}^2$, sehingga $\bar{u} = 0,167 \text{ m/s}$. Dengan menggunakan persamaan ini, kecepatan gelombang dapat ditentukan apabila nilai ketinggian gelombang dan kedalaman aliran dapat ditentukan. Gerak gelombang yang terpengaruh oleh gravitasi membuat nilai percepatan gravitasi sangat menentukan terhadap kecepatan aliran gelombang.

4.2 Fenomena Pengaruh Dari Perambatan Gelombang

Pergerakan gelombang harmonik merambat di air yang dalam adalah sebuah situasi yang ideal. Fenomena dasar yang dapat mempengaruhi perambatan gelombang adalah: pemantulan, pembiasan, pendangkalan, deformasi dan hambatan.

4.2.1 Pemantulan gelombang

Gelombang panjang dipantulkan ketika gelombang merambat pada sebuah hambatan dari dasar laut atau sungai seperti karang atau sesuatu yang menonjol pada mediumnya. Gambar 4 menunjukkan tahapan perubahan dari kedalaman air. Panjang gelombang $L_2 = c_2 T$ diredam dalam perubahan kedalaman ketika perambatannya, karena energi gelombang secara perlahan-lahan terserap selama proses perjalanan gelombang ke seluruh arah.



Gambar 23 Pemantulan gelombang pada aliran tidak tetap

C_2 adalah aliran gelombang balik (T periode gelombang mendekati konstan). Sehingga, $L_2 < L_1$ pada bagian bawah saluran tidak sama namun elevasi permukaan air adalah sama, hal ini memberikan:

$$\hat{\eta}_i + \hat{\eta}_r = \hat{\eta}_t \quad \text{Pers....*}$$

Hal ini menunjukkan bahwa ketinggian puncak gelombang datang dan ketinggian gelombang pantul apabila dijumlahkan adalah sama.

Persamaan keseimbangan massa untuk aliran fluida adalah:

$$q_t = q_i - q_r \quad \text{Pers. ...**}$$

$$c_2 \hat{\eta}_t = c_1 \hat{\eta}_i - c_1 \hat{\eta}_r$$

Persamaan * dan ** memberikan:

$$\hat{\eta}_r = \hat{\eta}_i \left[\frac{c_1 - c_2}{c_1 + c_2} \right]$$

$$\hat{\eta}_t = \hat{\eta}_i \left[\frac{2c_1}{c_1 + c_2} \right]$$

Ini adalah persamaan dalam menentukan ketinggian puncak gelombang pantul dan puncak gelombang total. Kecepatan gelombang datang c_1 dan gelombang balik c_2 sangat menentukan ketinggian puncak gelombang.

Untuk menentukan energi gelombang panjang dapat digunakan persamaan $E = \frac{1}{2} \rho g (\hat{\eta})^2 L$ dengan L = panjang gelombang.

Dimana:

- E = energi gelombang panjang, Joule
- ρ = massa jenis fluida, kg/m^3
- g = percepatan gravitasi bumi, $9,8 \text{ m/s}^2$
- η = ketinggian puncak gelombang, m
- L = panjang gelombang, m

Sedangkan untuk menentukan energi pada gelombang pantul, transmisi, dan datang dapat digunakan persamaan:

$$\text{Energi gelombang pantul} = E_r = \frac{1}{2} \rho g (\hat{\eta}r)^2 L_1$$

$$\text{Energi gelombang transmisi} = E_t = \frac{1}{2} \rho g (\hat{\eta}t)^2 L_2$$

$$\text{Energi gelombang masuk} = E_i = \frac{1}{2} \rho g (\hat{\eta}i)^2 L_3$$

Sehingga:

$$E_r = \left(\frac{\hat{\eta}r}{\hat{\eta}i} \right)^2 E_i$$

$$E_t = \left(\frac{\hat{\eta}t}{\hat{\eta}i} \right)^2 \left(\frac{L_2}{L_1} \right) E_i$$

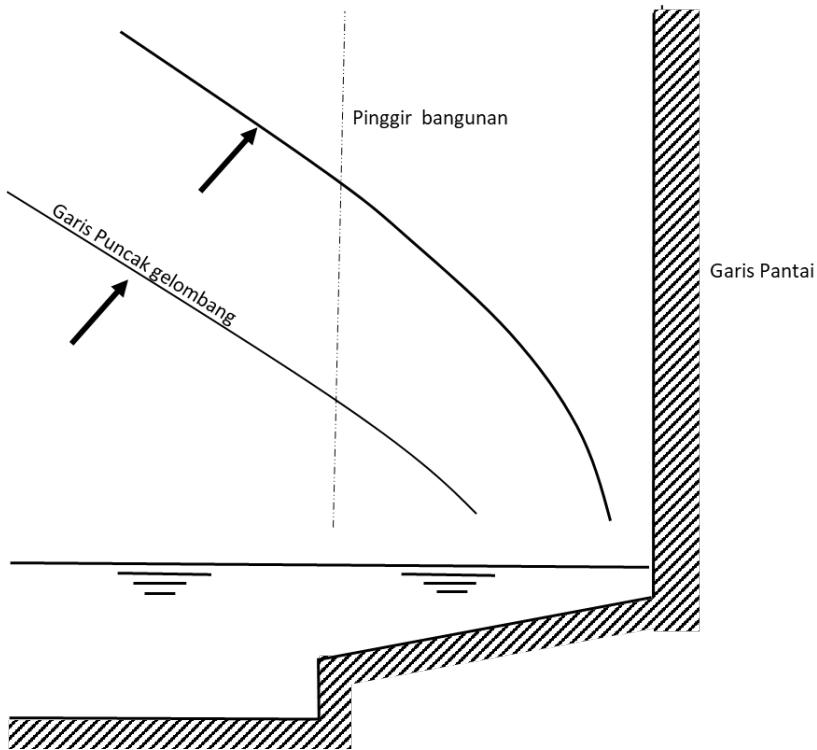
$$E_t = \left(\frac{\hat{\eta}t}{\hat{\eta}i} \right)^2 \left(\frac{h_2}{h_1} \right)^{0.5} E_i$$

Diasumsikan kedalaman laut area lepas pantai $h_1 = 4000$ m dan kedalaman pinggir tepi laut $h_2 = 200$ m, hal tersebut diikuti dengan nilai $\hat{\eta}t = 1,64 \hat{\eta}i$ dan $\hat{\eta}r = 0,64 \hat{\eta}i$. Sehingga, $E_t = 0,6 E_i$ dan $E_r = 0,4 E_i$. Dengan demikian, 60% dari energi gelombang datang ditransmisikan dan 40% dipantulkan. Gelombang transmisi merupakan sebuah gelombang pendek tetapi memiliki ketinggian yang besar dari pada gelombang datang. Hal ini disebut “shoaling”.

Pemantulan adalah salah satu faktor penting dari fenomena gelombang di pantai dan muara. Gelombang tegak ($\hat{\eta}t = \hat{\eta}i$) adalah dibentuk pada kasus pemantulan total pada bagian vertikal perambatan gelombang. (P. Groen dan Dorrestein, 1976)

4.2.2 Pembiasan Gelombang

Sebuah gelombang ketika mendekati area pantai merambat dengan medium yang memiliki variasi kedalaman serta sudut bias tertentu ketika melewati celah sempit. Bagian gelombang yang merambat disepanjang garis pantai dengan kedalaman kecil dan kecepatan rambat yang kecil ($c \approx h^{0.5}$) merupakan bagian dari gelombang datang dari gelombang tinggi laut dalam. Efek ini akan bergerak secara parallel di sepanjang garis pantai sebagai gelombang bias sebagaimana terlihat pada gambar 1.16. Pembiasan gelombang terjadi apabila gelombang datang merambat pada celah sempit yang ada akibat bangunan air atau karang di laut. Pembelokan gelombang ini diakibatkan adanya tekanan dari celah sempit pada badan gelombang sehingga arah rambat gelombang mengalami perubahan disebabkan tekanan ini. Kejadian ini terjadi akibat gerakan gelombang tergesekan terhadap dinding celah, sehingga perbedaan gesekan antara dinding celah menyebabkan kecepatan salah satu sisi berkurang sehingga terjadi pembelokan aliran gelombang.



Gambar 24 Pembiasan gelombang

4.2.3 Shoaling

Energi total gelombang sama dengan $0,125 \rho g H^2 L$ dimana:

H = tinggi gelombang dan

L = panjang gelombang.

Kecepatan rambat gelombang datang menuju laut dangkal akan menurun akibat perubahan kedalaman yang terjadi. Akibatnya, panjang gelombang $L = cT$ akan mengecil, dikarenakan periode gelombang T menjadi lebih singkat. Apabila diasumsikan tidak ada pemantulan dan tidak ada energi yang hilang maka tinggi gelombang H akan meningkat disebabkan $H^2 L = \text{konstan}$ dan L panjang gelombang akan mengecil. Dengan demikian, gelombang akan

menjadi lebih pendek tetapi memiliki ketinggian yang besar. Tinggi gelombang akan menjadi 2 kali lebih besar ketika gelombang merambat dari laut dalam ($h = 4000$ m) menuju laut dangkal ($h = 200$ m), dengan asumsi tanpa pemantulan dan kehilangan energi.

4.2.4 Deformasi Gelombang

Gelombang harmonik merambat dari laut dalam ke laut dangkal tidak membentuk harmonik (sinusoidal). Kedalaman air (h) disepanjang gelombang bervariasi. Kedalaman air lebih besar dibawah puncak gelombang dan kecil dibawah ujung gelombang. Kecepatan rambat nilainya proporsional terhadap $h^{0.5}$, puncak gelombang akan merambat lebih cepat dibandingkan ujung gelombang, dan bentuk gelombang akan berubah disebabkan hal ini, ini dinamakan deformasi gelombang (gambar 24). Gelombang tidak lebih panjang dari gelombang sinusoidal; kondisi pasang yang tinggi lebih membentuk puncak gelombang dan kedalaman yang dangkal lebih membentuk gelombang memanjang. Deformasi bentuk gelombang dapat dideskripsikan dengan komponen sinusoidal yang disebut “harmonik tinggi” dari gelombang dasar. Gesekan dasar saluran dan shoaling akan juga menjadi faktor terjadinya deformasi gelombang.

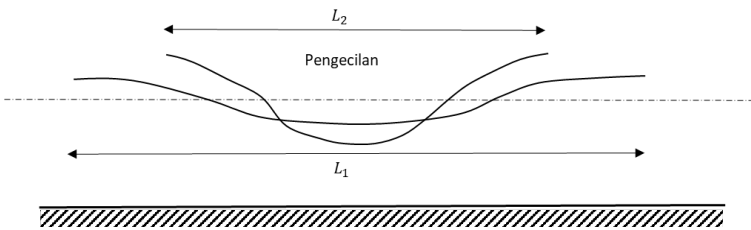
4.2.5 Damping

Gesekan diantara aliran air dan bagian dasar laut atau sungai menyebabkan gelombang kehilangan energi sehingga ketinggian gelombang akan berkurang (energi $\approx H^2L$) hal ini terjadi ketika kedalaman air mendekati konstan (tetap), ketinggian gelombang akan menurun secara eksponensial terhadap laju rambatannya. Bentuk hubungan ini dari persamaan gesekan (gesekan $\approx \bar{u}^2$) membawa dampak terhadap komponen frekuensi pada frekuensi dasar ω dari gelombang pasang surut ($\omega = 2\pi/T$). Mengingat bahwa gelombang harmonik ketika memasuki area muara gaya gesekan menjadi suatu yang penting. Fungsi kecepatan arus laut dapat

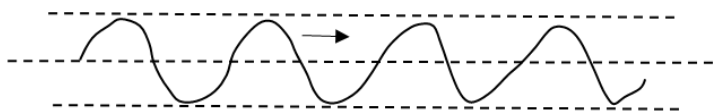
dideskripsikan sebagai: $\bar{u} = \hat{u} \sin \omega t$. Bentuk kecepatan arus laut merupakan fungsi sinus dari gelombang laut yang merambat disepanjang mediumnya. Gaya gesekan merupakan variabel yang sangat penting pada daerah laut dangkal serta daerah muara dan secara matematis berbentuk $g\bar{u}^2/C^2$. Pada area dekat jalur keluar muara, bentuk gaya gesekan ialah (aplikasi pengembangan deret Fourier):

$$g \frac{\bar{u}^2}{C^2} = g \frac{\hat{u}^2}{C^2} \sin^2 \omega t = g \frac{\hat{u}^2}{C^2} \left[\frac{8}{3\pi} \sin \omega t + \frac{8}{15} \sin 3\omega t + \dots \right]$$

Kemudian, komponen ketinggian gelombang harmonik dengan frekuensi 3ω , dan seterusnya dapat digeneralisasi. Perubahan bentuk gelombang akan memberikan dampak berkurangnya energi gelombang, apabila kehilangan energi tersebut nilainya kecil maka dapat diabaikan. Sehingga dalam hal ini perubahan bentuk gelombang (deformasi) akan membuat gelombang menjadi lebih pendek sehingga amplitudo lebih besar.



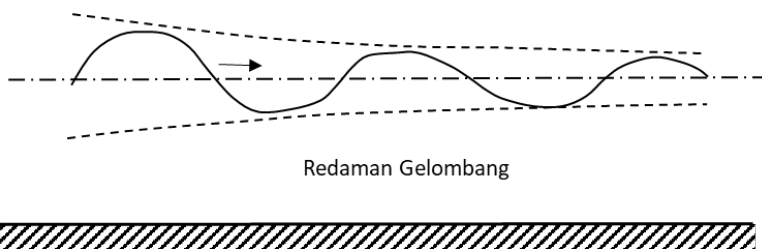
Gambar 25 Pengecilan gelombang



Deformasi Gelombang



Gambar 26 Deformasi gelombang



Redaman Gelombang

Gambar 27 Redaman gelombang

Perubahan bentuk gelombang ini menunjukkan bahwa energi gelombang mengalami perubahan. Kehilangan energi ini disebabkan faktor gesekan disepanjang geraknya gelombang, sehingga bentuk gelombang akan berubah.

4.2.6 Analisis Energi Akibat Topografi Dasar

Persamaan Reynold tiga dimensi digunakan untuk menentukan rata-rata Representative Elementary Area (REA) (Defina, 2000). Rata-rata tersebut ialah:

$$\bar{V}h + \frac{1}{g} \frac{d}{dt} \left(\frac{q}{Y} \right) + J - \bar{V}R_e = 0$$

$$\eta(h) \frac{\partial h}{\partial t} + \bar{V} \cdot q = 0$$

Dimana:

- h = elevasi permukaan bebas,
- g = percepatan gravitasi,
- t = waktu,
- q = (q_x, q_y) = aliran rata-rata per satuan lebar,
- Y = ekuivalen kedalaman air, didefinisikan sebagai volume air per satuan luas aktual dasar kolam,
- η = bagian lokal dari penampang basah dan perhitungan untuk luas aktual basah ketika siklus pasang surut terjadi,

Re = dihitung untuk tekanan turbulen horizontal, dan

J = (J_x, J_y) adalah energi yang hilang per saluran panjang pada tegangan geser dasar dan vegetasi dan energi tambahan kepada tegangan geser akibat angin pada permukaan air.

$$J = \frac{\tau_b + \tau_v - \tau_w}{g\rho Y}$$

Dimana:

τ_b = tegangan geser dasar,

τ_v = ekuivalen dari tegangan geser akibat hambatan vegetasi,

τ_w = tegangan geser akibat angin, dan

ρ = kerapatan fluida.

Topografi bagian dasar tanpa REA diasumsi menjadi tidak rata dengan elevasi dasar terdistribusi ke fungsi kerapatan probabilitas Gaussian. Dalam pembahasan ini, fungsi η dan Y yaitu (Defina, 2000):

$$\eta = \frac{1}{2} \left\{ 1 + \operatorname{erf} \left[\frac{2D}{a_r} \right] \right\}$$
$$Y = a_r \left\{ \eta \left(\frac{D}{a_r} \right) + \frac{1}{4\sqrt{\pi}} \exp \left[-4 \left(\frac{D}{a_r} \right)^2 \right] \right\}$$

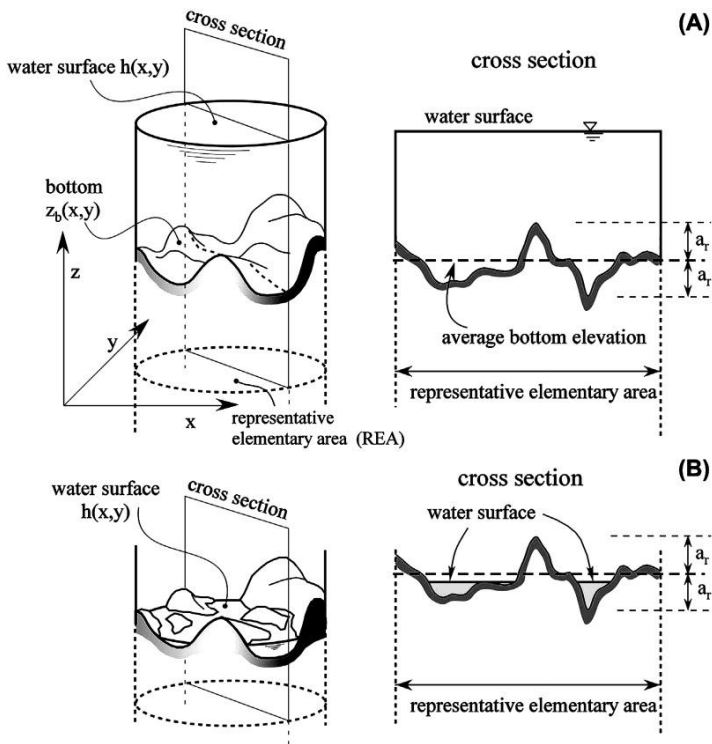
Dimana:

$\operatorname{erf}(\cdot)$ = fungsi eror,

a_r = tipe ketinggian dari dasar yang tidak rata,

$D = h - z_b$ = rata-rata kedalaman air, dan

z_b = rata-rata elevasi dasar tanpa REA.



Gambar 28 Gambaran elemen REA pada dasar saluran

Untuk aliran turbulen dinding yang kasar, kehilangan energi terjadi dengan persamaan:

$$\frac{\tau_b}{g\rho Y} = \left(\frac{n^2 |q|}{H^{10/3}} \right) q$$

Dimana n adalah koefisien kekasaran Manning, dan H adalah kedalaman air, sehingga:

$$\frac{H}{a_r} \cong \frac{Y}{a_r} + 0,27 \sqrt{Y/a_r} e^{-2Y/a_r}$$

Hasil dari perhitungan untuk dasar yang tidak rata dapat dilakukan pada skala kecil topografi dasar.

5. Gelombang Tegak

5.1 Basin Terbuka

Gelombang tegak dibentuk ketika gelombang tunggal sepenuhnya dipantulkan kembali oleh suatu penghalang. Elevasi muka air (η) adalah jumlah gelombang datang (η_i) dan gelombang pantul (η_r), keduanya memiliki amplitude dan periode yang sama. Secara matematis dapat dideskripsikan sebagai berikut.

$$\eta = \eta_i + \eta_r = \hat{\eta} \cos(\omega t - kx) + \hat{\eta} \cos(\omega + kx) = 2\hat{\eta} \cos \omega t \cos kx$$

Sedangkan kecepatan aliran gelombang dapat dideskripsikan sebagai berikut:

$$\bar{u} = -2c \frac{\hat{\eta}}{h_0} \sin \omega t \sin kx$$

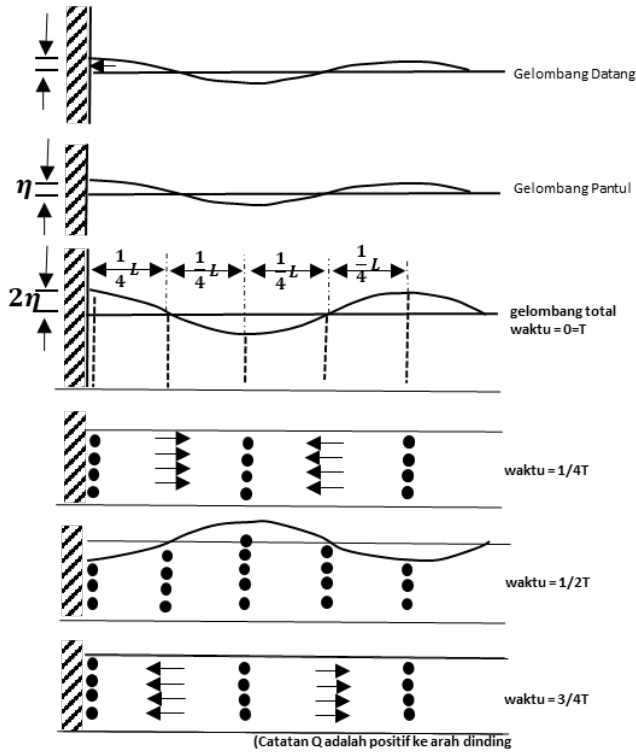
Sistem gelombang tegak mengandung node pada 0,25 L, 0,75 L, 1,25 L dan anti node pada 0, 0,5 L, L, dan seterusnya. Amplitudo gelombang tegak nilainya dua kali lebih besar dari pada gelombang aslinya (gelombang datang). Kecepatan rambat gelombang tegak adalah nol ketika mencapai anti node dan maksimum ketika posisi node. Kecepatan gelombang nilainya maksimum pada waktu permukaan air horizontal. Sebaliknya, kecepatan gelombang tegak akan nol ($u=0$) ketika permukaan air dalam kondisi ekstrem.

Ketika gelombang datang tunggal merambat pada basin terbuka seperti pada pelabuhan dengan panjang gelombang l, hal ini akan membuat gelombang tegak akan redam disebabkan efek kekentalan (viskositas). Gelombang tegak akan terbentuk kembali ketika gelombang mendekati wilayah pelabuhan.

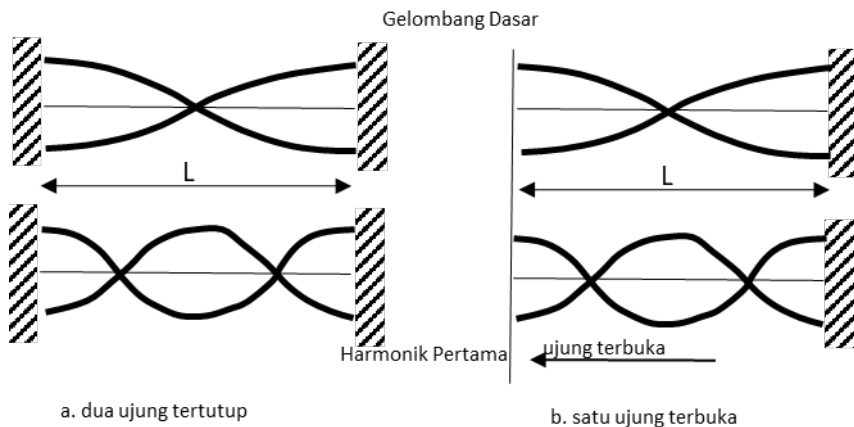
Titik node akan digambarkan dalam wilayah pintu basin ketika panjang gelombang seperti berikut:

$$L = \frac{4l}{2n+1} \text{ dengan } n = 0,1,2,3,\dots$$

Resonansi akan terjadi ketika gelombang pantul tidak dapat secara penuh meninggalkan basin (wilayah tertutup) akibat pemantulan pada pintu basin (efek geometrikal).



Gambar 29 Bentuk dan periode gelombang



Gambar 30 Gelombang Tegak

Energi masing-masing gelombang datang akan terjebak dalam suatu area pada basin menyebabkan ada perpaduan gelombang sehingga amplitude gelombang akan meningkat dengan adanya resonansi di area pelabuhan (basin). Persamaan panjang gelombang sebelumnya kemudian menggambarkan panjang gelombang resonansi (L_{res}). Periode resonansi dari basin terbuka adalah $T_{res} = L_{res}/c$, sehingga:

$$T_{res} = \frac{4l}{(2n+1)(gh_0)^{0,5}} \text{ dengan } n = 0,1,2,3,\dots$$

Resonansi mungkin terjadi ketika periode dari gelombang mendekati sama terhadap periode resonansi dari basin (T_{res}).

Resonansi (secara kontinu meningkat terhadap amplitudo gelombang dalam basin) tidak dapat dengan mudah dalam basin dengan panjang gelombang $l = \frac{1}{4}l, \frac{3}{4}l, dst$ karena energi gelombang datang dapat dengan mudah meninggalkan basin. Sebuah basin dengan pintu yang sempit menunjukkan suatu karakter dari basin hal ini mempengaruhi tingkat resonansi gelombang pada area pantulan.

Dalam prakteknya sistem gelombang tegak akan disebabkan oleh adanya gesekan dasar laut atau basin sebagai efek damping. Gaya gesek tersebut dapat terjadi dengan penerapan persamaan kontinuitas dan momentum yang bentuknya sebagai berikut.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + h_o \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} = 0$$

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{g}{c^2 h_o} \bar{u}^2 = 0$$

Solusi analitik dapat diberikan oleh linieritas persamaan gesekan kedalam $m \cdot \bar{u}$ dengan metode Lorentz: $m = (8g\hat{u})/(3\pi C^2 h_o)$. Berdasarkan solusi tersebut, perbandingan amplitude dapat ditentukan sebagai berikut:

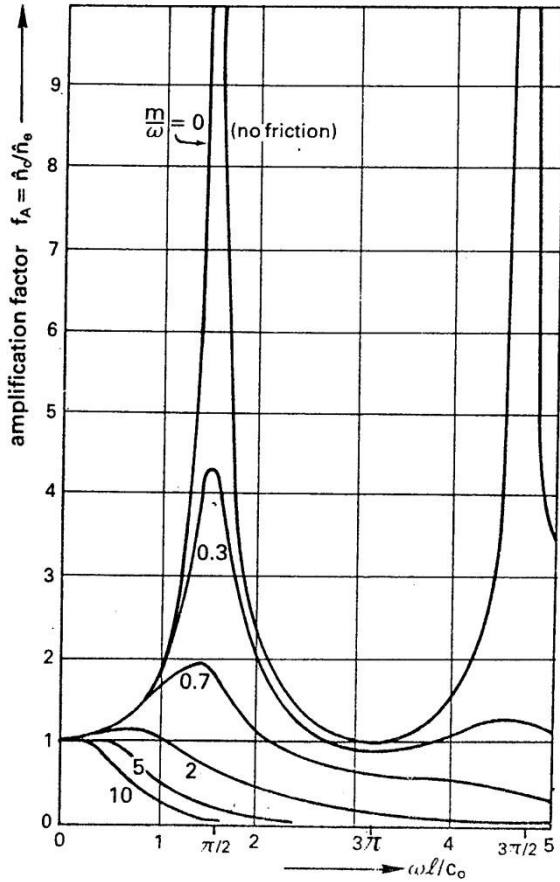
$$f_A = \frac{\hat{\eta}_{closed\ end}}{\hat{\eta}_{entrance}} = \frac{1}{[\cos^2(\alpha) + \sinh^2(\beta l)]^{0,5}}$$

Dengan: $\alpha = \frac{\omega}{c_o \sqrt{2}} \left[1 + \left(1 + \left(\frac{m}{\omega} \right)^2 \right)^{0,5} \right]^{0,5}$

$C_o = [gh_o]^{0,5}$

l = panjang basin/area

f_A -rasio sebagai fungsi dari $\omega l/c_o$ dan m/ω sebagaimana ditunjukkan pada gambar 31. Gelombang tegak dengan titik node dalam pintu basin yang terjadi ketika $\frac{\omega l}{c_o} \approx \frac{\pi}{2}, \frac{3\pi}{2}, \dots$ dan dengan gaya gesekan diabaikan, apabila $m = \beta = 0$ maka sistem gelombang dinamakan “ideal”. Gambar 31 menunjukkan bahwa gaya gesek sangat mempengaruhi sistem aliran dalam basin (muara). Berdasarkan gaya gesek ini, fenomena lainnya pada area lepas pantai dan geometri dari sistem aliran menentukan model akhir dari pemantulan dan derajat deformasi gelombang.



Gambar 31 Perbandingan amplitude gelombang dan aliran masuk area basin dalam kasus gelombang tegak.

Contoh:

Gelombang panjang dengan periode $T = 1$ jam ($\omega = 1,75 \cdot 10^{-3}$ rad/s) merambat kedalam basin terbuka dengan panjang basin $l = 7500$ m, kedalaman $h_0 = 5$ m, koefisien chezy $c = 50$ m^{0,5}/s. kecepatan puncak pada jalur masuk adalah $\hat{u} = 1$ m/s.

Hitunglah: amplitude maksimum pada ujung basin.

Penyelesaian:

Diketahui:

$T = 1 \text{ jam}$; $\omega = 1,75 \cdot 10^{-3} \text{ rad/s}$; $l = 7500 \text{ m}$; $h_o = 5 \text{ m}$; $c = 50 \text{ m}^{0,5}/\text{s}$;
 $\hat{u} = 1 \text{ m/s}$.

Faktor gesekan diasumsikan sebagai berikut:

$$m = (8g\hat{u}) / (3\pi C^2 h_o)$$

$$\frac{m}{\omega} = 0,39$$

$$c_o = (gh_o)^{0,5} = 7 \text{ m/s} \text{ dan } \frac{\omega l}{c_o} = 1,9$$

Berdasarkan gambar 8 diketahui $f_A = 2$

Dengan menggunakan persamaan (39) maka:

$$\alpha = 2,6 \cdot 10^{-4} \text{ dan } \alpha l = 1,9$$

$$\beta = 4,9 \cdot 10^{-5} \text{ dan } \beta l = 0,37, \text{ sehingga}$$

$$f_A = 2$$

panjang resonansi adalah $\frac{\omega l_{res}}{c_o} = \frac{\pi}{2}$ atau $l_{res} = 6300 \text{ m}$, yang mana panjang area basin tertutup $l = 7500 \text{ m}$. dalam solusi ini diberikan panjang basin $l = 10000 \text{ m}$.

5.2 Basin Tertutup

Gambar 30 menunjukkan kecepatan fluida dalam titik anti node adalah nol, yang artinya bahwa gesekan dasar dapat dimasukkan pada tempat yang mempengaruhi terjadinya osilasi (gelombang tegak) ketika gelombang tersebut tidak stabil dan terjaga (dari angin atau efek lainnya). Pada bagian ini merupakan jenis osilasi lainnya. Contoh tipe osilasi ialah:

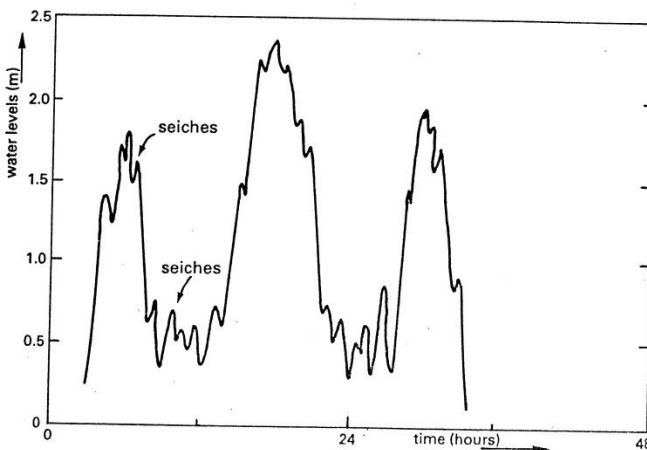
1. Osilasi longitudinal pada wilayah pelabuhan dengan pintu masuk yang sempit (lebar pintu lebih kecil daripada lebar basin).

2. Osilasi transversal pada wilayah pelabuhan akibat efek meteorologi.
3. Osilasi di danau, laut dan samudra diantara dua karang (gambar 30).

Pada bagian akhir L_{res} adalah sama dengan $2l/n$, dengan periode resonansi pada basin tertutup ialah:

$$T_{res} = \frac{2l}{n(gh_o)^{0,5}} \text{ dengan } n = 1,2,3,..$$

Tipe dari osilasi ini disebut juga “Seiches” ketika osilasi tersebut dibentuk oleh efek meteorologi seperti perubahan kecepatan yaitu angin dan tekanan udara. Nama “Seiches” dibentuk dari Switzerland yang mana tipe osilasi ini diamati seorang ahli di negara tersebut. Skala waktu “Seiches” diantara 100 hingga 1000 detik. Gambar 32 menunjukkan “Seiches” yang terdapat pada gelombang pasang surut.



Gambar 32 Seiches diantara gelombang pasang surut di area pelabuhan

(begitu juga dengan efek akibat badai) di area pelabuhan. Osilasi dengan amplitudo gelombang diantara 0,1 hingga 0,5 meter telah diamati di laut utara dekat pesisir berdasarkan hasil riset di Rotterdam, Belanda.

Basin dengan pintu masuk yang sempit mungkin mendekati dengan kondisi basin tertutup. Ketika osilasi gelombang terbentuk, titik anti node akan terbentuk pada pintu basin. Energi gelombang yang melewati pintu akan terjebak di dalam basin (resonansi). Gelombang tegak akan terbentuk pada bagian luar dan dalam area basin. Secara umum, kecil rapat besar osilasi dalam basin.

6. Translasi gelombang

Gelombang translasi adalah gelombang panjang yang merambat dalam saluran sebagai “block (bagian)” dari fluida (dengan ketinggian yang kecil) tanpa perubahan yang signifikan dari bentuk dan biasanya terbentuk dari peningkatan atau penurunan tiba-tiba dari level permukaan air di saluran. Sebagai contohnya tsunami, gelombang banjir, dan gelombang akibat kapal.

Tsunami adalah sebuah gelombang panjang yang terbentuk akibat peningkatan level muka air secara tiba-tiba akibat aktivitas geologi di lautan. Gelombang translasi dengan ketinggian gelombang yang kecil terhadap kedalaman air ($\eta \ll h$). Dalam kasus persamaan percepatan konvektif ($\bar{u}\partial\bar{u}/\partial x$) dan persamaan gesekan dasar saluran dalam persamaan gerak gelombang dapat diabaikan, sehingga terbentuk persamaan ($\alpha = 1, i_b = 0, A = \text{constan}$)

Berdasarkan hukum kontinuitas:

$$b \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0$$

Berdasarkan hukum gerak:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + gA \frac{\partial h}{\partial x} = 0$$

Dengan metode eliminasi dari hasil Q dalam ($c^2 = Ag/b$):

$$\frac{\partial^2 h}{\partial t^2} - c \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = 0$$

Persamaan ini diketahui sebagai persamaan Gelombang sederhana, karena mendeskripsikan perambatan dari elemen gelombang. Solusi dari persamaan tersebut dapat diberikan yaitu:

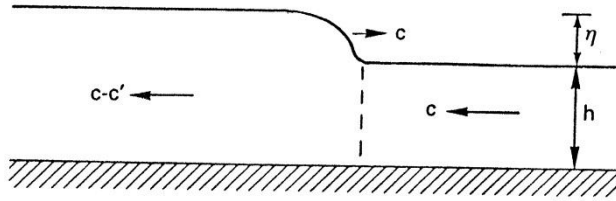
$$h = h_1(x + ct) - h_2(x - ct)$$

dengan:

$$c = \left(\frac{Ag}{b}\right)^{0,5} = \text{kecepatan rambat gelombang}$$

Secara mendasar, solusi yang diberikan mengandung dua komponen. Komponen 1 merambat dalam sumbu-x negatif dan komponen 2 merambat dalam sumbu-x positif. Ketika level muka air dalam gerakan tetap kapal lebih besar daripada saluran, hanya komponen gelombang positif yang akan dibentuk setelah pintu pelabuhan dibuka (gambar 33). Pemantulan sebagian akan terjadi ketika gelombang melewati sebuah titik transisi dalam saluran (transisi dalam potongan melintang). Gelombang translasi akan terhenti ketika kedalaman air meningkat begitu besar.

Kecepatan rambat dari gelombang translasi akan juga ditentukan dengan mengaplikasikan persamaan Bernoulli. Hal tersebut diasumsikan bahwa pengamatan gerak gelombang pada puncak gelombang pada kecepatan c . Dalam mengamati puncak gelombang dibutuhkan observasi statis, akan tetapi air terus bergerak dengan kecepatan c pada depan gelombang dan dengan kecepatan $c-c'$ dibawah gelombang (gambar 33).



Gambar 33 Gelombang Translasi

Kehilangan energi diabaikan untuk gesekan disepanjang dasar saluran (sehingga ketinggian energi konstan), persamaan Bernoulli memberikan:

Persamaan Bernoulli:

$$h + \eta + \frac{(c-c')^2}{2g} = h + \frac{c^2}{2g}$$

Persamaan Kontinuitas:

$$(c - c')(h + \eta) = ch$$

Dengan menggabungkan persamaan ini maka:

$$c^2 = gh \frac{\left(1 + \frac{2\eta}{h} + \frac{\eta^2}{h^2}\right)}{\left(1 + \frac{\eta}{2h}\right)}$$

Dalam kasus ketinggian gelombang yang kecil ($\eta \ll h$) dimana ketinggian gelombang jauh lebih kecil dibandingkan kedalaman air:

$$c = (gh)^{0,5}$$

Pada keadaan ini kecepatan aliran gelombang dapat ditentukan dengan kedalaman atau elevasi muka air. Dalam kasus arah kecepatan yang searah atau berlawanan:

$$c = \pm \bar{u} + (gh)^{0,5}$$

Kecepatan rambat c dari gelombang translasi (ketinggian η) dapat juga ditentukan dari persamaan kontinuitas dan momentum. Diasumsikan bahwa arus gelombang pada saluran dan gerakan gelombang berlawanan terhadap arah arus. Sehingga, kedalaman

atau elevasi muka air dan kecepatan muka gelombang adalah h dan \bar{u} ; parameter yang sama dibelakang gelombang adalah $h' = h + \eta$ dan \bar{u}' .

Sistem koordinat ruang bergerak bersamaan gelombang dengan kecepatan c , kecepatan muka gelombang akan menjadi $\bar{u} + c$ dan $\bar{u}' + c$ dibelakang gelombang. Pendekatan ini secara matematis ialah:

Persamaan kontinuitas:

$$h(\bar{u} + c) = (h + \eta)(\bar{u}' + c) = q$$

Persamaan momentum:

$$\frac{1}{2}\rho gh^2 - \frac{1}{2}\rho g(h + \eta)^2 = [(\bar{u}' + c) - (\bar{u} + c)]\rho q$$

Eliminasi \bar{u}' memberikan solusi:

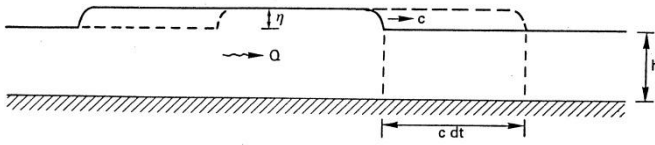
$$c = -\bar{u} + \left[\frac{gh'(h+h')}{2h} \right]^{0,5}, \text{ atau}$$

$$c = -\bar{u} + \left[gh \left(1 + \frac{1,5\eta}{h} + \frac{0,5\eta^2}{h^2} \right) \right]^{0,5} \cong -\bar{u} + \left[gh \left(1 + \frac{1,5\eta}{h} \right) \right]^{0,5}$$

Solusi umum untuk searah dan berlawanan arus adalah:

$$c \cong \pm \bar{u} + \left[gh \left(1 + \frac{1,5\eta}{h} \right) \right]^{0,5} \cong \pm \bar{u} + \left[1 + \frac{0,75\eta}{h} \right] [gh]^{0,5}$$

Menentukan tinggi energi (pada sistem koordinat bergerak) pada kedua sisi dari muka gelombang memiliki kehilangan energi $\Delta H = (h' - h)^3 / (4h'h)$ ketika $\bar{u} = 0 \text{ m/s}$. Kehilangan energi ini disebabkan adalah perlambatan gerak partikel fluida dari dasar saluran hingga permukaan (sehingga menghasilkan turbulensi) sehingga periode gelombang hilang. Kedalaman saluran adalah h dan lebar saluran b , kecepatan aliran dalam saluran adalah $\bar{u} = 0 \text{ m/s}$.



Gambar 34 Perambatan Muka Gelomabang

Keseimbangan massa untuk control volume dengan panjang $c dt$ adalah:

$$\rho Q dt = \rho \cdot b \cdot \eta \cdot c \cdot dt$$

$$Q = b \eta c$$

Ketika debit Q , lebar b dan kecepatan rambat c diketahui, ketinggian gelombang η dapat ditentukan. Ketika gelombang mendekati penampang saluran dengan potongan melintang yang kecil, maka gelombang akan dipantulkan sebagian dan sebagian lagi diteruskan (gambar 35).

Gelombang pantul dan yang diteruskan dapat dihitung dengan menggunakan persamaan berikut:

$$\eta_1 + \eta_3 = \eta_2$$

$$Q_1 - Q_3 = Q_2$$

Dengan substitusi maka:

$$b_1 \eta_1 c_1 - b_1 \eta_3 c_1 = b_2 \eta_2 c_2, \text{ atau}$$

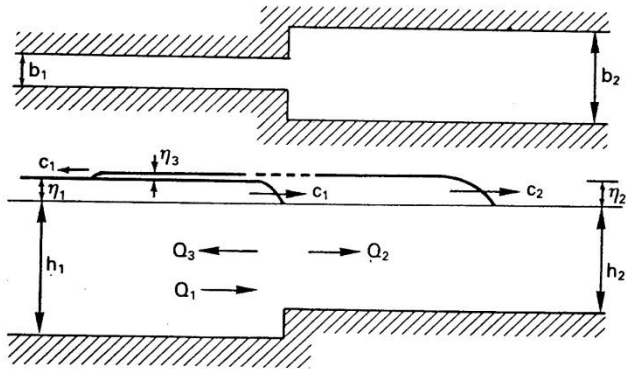
$$b_1 c_1 (\eta_1 - \eta_3) = b_2 \eta_2 c_2, \text{ atau}$$

$$b_1 c_1 (2\eta_1 - \eta_2) = b_2 \eta_2 c_2, \text{ atau}$$

$$\eta_2 = \left[\frac{2b_1 c_1}{b_1 c_1 + b_2 c_2} \right] \eta_1$$

$$\eta_2 = \left[\frac{b_1 c_1 - b_2 c_2}{b_1 c_1 + b_2 c_2} \right] \eta_1$$

Dengan $c_1 = (gh_1)^{0,5}$ dan $c_2 = (gh_2)^{0,5}$



Gambar 35 Pemantulan dan Transmisi Perambatan Gelombang

7. Gelombang Banjir Sungai

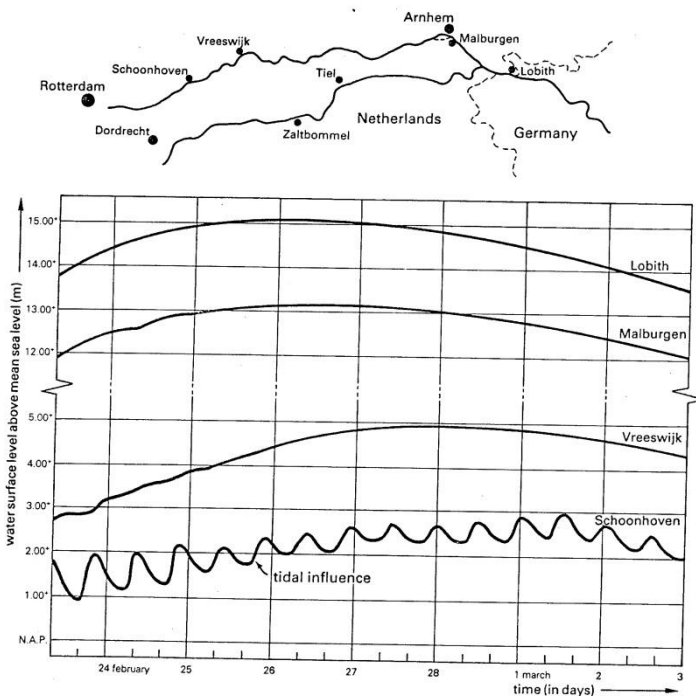
Perjalanan gelombang banjir (gambar 36) adalah suatu bentuk dari dinamika fluida yang berbentuk perubahan elevasi muka air yang meningkat secara perlahan-lahan terhadap waktu dan panjang gelombang ini dapat mencapai hingga 100 km. Sebagai contoh, gambar 36 menunjukkan gelombang banjir pada sungai Rhine, Belanda dari stasiun yang bervariasi dalam perjalanan gelombangnya. Dampak pasang surut dapat diamati dari stasiun Schoonhoven. Perambatan gelombang banjir di sungai dapat dipengaruhi pula dari efek pasang surut yang terjadi pada suatu wilayah. Efek ini dapat menyebabkan peningkatan elevasi muka air banjir. Dengan menggunakan persamaan kontinuitas dan persamaan gerak gelombang.

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(\bar{u}h) = 0$$

Dan

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + g \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{g}{c^2 h} \bar{u} |\bar{u}| - g i_b - \frac{1}{\rho} \sum F_x = 0$$

Dengan menggunakan kedua persamaan ini gerak dari dinamika gelombang banjir dapat ditentukan. Pengaruh kedalaman banjir dan seberapa cepat perubahannya terhadap waktu menentukan besar energi gelombang yang terjadi. Perubahan kecepatan gelombang terhadap jarak rambatnya menentukan besar momentum aliran gelombang yang berbahaya untuk infrastruktur. Tekanan dari gelombang banjir ini tentu memberikan efek terhadap momen dan gaya dorong dari gelombang.



Gambar 36 Gelombang Banjir Tahun 1970 di Sungai Rhine, Belanda

Terdapat beberapa model dari pemecahan persamaan gelombang ini yaitu:

- Model gelombang dinamik
- Model gelombang difusi
- Model gelombang kinematik

7.1 Model Gelombang Dinamik

Model gelombang dinamik berhubungan pada persamaan gerak yang didalamnya terdapat bentuk percepatan. Percepatan ini menunjukkan dalam geraknya gelombang mengalami perubahan kecepatan yang menyebabkan dinamika gelombang akan lebih kompleks. Hal yang berbeda lagi apabila percepatan yang terjadi tidaklah konstan dan juga berubah, hal ini akan lebih rumit lagi untuk dipecahkan. Walaupun hal tersebut dapat ditunjukkan pada bagian pembahasan hidrolika bahwa fungsi percepatan ($\partial\bar{u}/\partial t$ dan $\bar{u} \partial\bar{u}/\partial x$) dimungkinkan diabaikan dalam banyak penggunaannya disebabkan untuk menyederhanakan pemecahan masalah akan hal ini. (D.M. Mc Dowell dan B.A.O'Connor, 1977)

7.2 Difusi Model Gelombang

Dalam aplikasi ini, nilai percepatan gelombang diabaikan, sehingga:

$$\frac{\partial h}{\partial x} - i_b + \frac{\bar{u}^2}{c^2 h} = 0$$

Persamaan kontinuitas menjadi:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(\bar{u}h)}{\partial x} = 0$$

Diferensial persamaan ini terhadap x dan dengan eliminasi $\frac{\partial\bar{u}}{\partial x}$ sehingga:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + c \frac{\partial h}{\partial x} - K \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = 0$$

Dengan $c = 1,5 \bar{u}$ dan $K = 0,5 (Ch)^2/\bar{u} =$ koefisien dispersi.

Kecepatan rambat nilainya sama ialah kecepatan alir fluida \bar{u} karena efek dari gesekan dasar saluran (sebaliknya $c = \bar{u} + \sqrt{gh}$, tanpa gesekan dasar). Persamaan ini menggambarkan tipe persamaan konvektif difusi. Gelombang merambat dengan kecepatan c dan bertransformasi selama perambatannya. Kecepatan rambat c dihubungkan dengan kecepatan aliran \bar{u} . Ketika ketinggian gelombang kecil dikombinasikan dengan kedalaman air h akan menghasilkan amplitudo yang kecil, parameter c dan K dapat menjadi konstan.

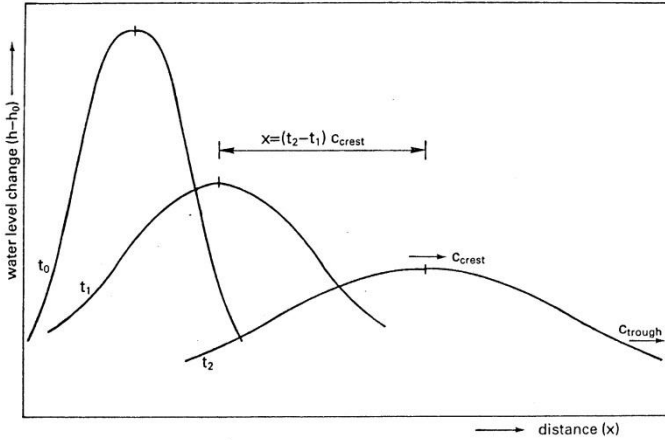
Sistem koordinat bergerak ($y = x - ct$), persamaan difusi dapat menjadi:

$$\frac{dh}{dt} - K \frac{d^2h}{dx^2} = 0$$

Solusi dari persamaan ini adalah:

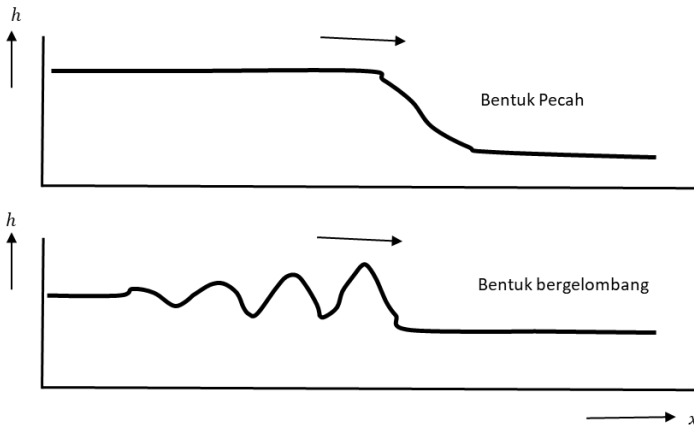
$$h_{y,t} = h_o + \frac{V}{2\sqrt{\pi Kt}} \exp[-y^2 / (2\sqrt{Kt})^2]$$

Dengan menggambarkan sebuah fungsi Gauss (gambar 37). Volume V adalah volume air per satuan lebar dari gelombang banjir diatas permukaan air ($h=h_o$). Kemudian, $V = \int_{-\infty}^{\infty} (h_{t=t_1} - h_o) dx = konstan$. Puncak didefinisikan pada $x = ct$ atau $y = 0$ merambat dengan kecepatan c dan menurun seiring berjalannya waktu dengan $1/(2\sqrt{\pi Kt})$.



Gambar 37 Gelombang banjir merambat tercatat pada model gelombang difusi.

Secara bersamaan, panjang gelombang meningkat terhadap waktu (“standar deviasi” $c = \sqrt{2Kt}$), menjadi lebih panjang tetapi mendekati datar (gambar 38). Ketika ketinggian gelombang tidak kecil dibandingkan kedalaman air, maka kecepatan rambat gelombang c menjadi tidak konstan. Biasanya, kecepatan aliran \bar{u} besar pada bagian puncak gelombang banjir. Dengan demikian, puncak gelombang merambat lebih cepat daripada cakupan rambatnya, sehingga permukaan gelombang curam. Akhirnya muka gelombang menjadi tidak stabil dan akan pecah.



Gambar 38 Bentuk gelombang breaking dan undular

7.3 Model Gelombang Kinematik

Dalam pendekatan ini percepatan dan gradien kedalaman air $\partial h/\partial x$ diabaikan dalam persamaan gerak gelombang. Biasanya, bentuk $\partial h/\partial x$ adalah kecil digabungkan dengan bentuk gradien dasar saluran $i_b = -\partial z_b/\partial x$ pada dasar sungai.

$$\frac{\bar{u}^2}{c^2 h} = i_b$$

Persamaan kontinuitas:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(\bar{u}h)}{\partial x} = 0$$

Variasi kedalaman air hanya dideskripsikan dengan persamaan kontinuitas, yang didasarkan pada hubungan kinematik. Persamaan di atas menjadi:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + h \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{u} \frac{\partial h}{\partial x} = 0 \text{ atau,}$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + h \frac{\partial \bar{u}}{\partial h} \frac{\partial h}{\partial x} + \bar{u} \frac{\partial h}{\partial x} = 0 \text{ atau,}$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + c \frac{\partial h}{\partial x} = 0$$

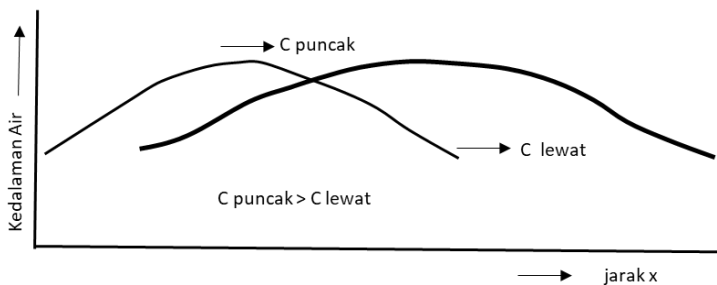
Dengan $c = \bar{u} + h \frac{\partial \bar{u}}{\partial h}$

Dari persamaan kontinuitas di atas diketahui bahwa $\frac{\partial \bar{u}}{\partial h} = C^2 i_b / (2\bar{u})$, sehingga:

$$c = \bar{u} + \frac{C^2 h i_b}{2\bar{u}} = \bar{u} + \frac{\bar{u}}{2} = 1.5 \bar{u} = 1.5 C (h i_b)^{0.5}$$

Persamaan ini memiliki kesamaan dengan persamaan gelombang difusi ketika bentuk difusi gelombang diabaikan.

Persamaan ini menggambarkan gelombang banjir yang berubah bentuk ketika merambat disebabkan kecepatan rambat c yang merupakan fungsi dari kedalaman air. Kecepatan rambat c meningkat seiring meningkatnya kedalaman air h , yang artinya bahwa puncak gelombang banjir merambat lebih cepat daripada lembah gelombang (kedalaman air yang kecil). Hasilnya gelombang akan menjadi lebih mendatar.



Gambar 39 Gelombang banjir merambat dalam model gelombang kinematik

Persamaan gelombang kinematik dapat dipecahkan dengan menggunakan metode karakteristik. Bentuk yang lebih umum dari persamaan gelombang kinematik adalah:

$$a_1 \frac{\partial h}{\partial t} + a_2 \frac{\partial h}{\partial x} = a_3$$

Persamaan ini adalah persamaan diferensial quasi-linier ketika koefisien a_1 , a_2 , dan a_3 adalah fungsi dari variabel h , tetapi bukan dari derivatif $\partial h/\partial t$ dan $\partial h/\partial x$. Persamaan ini dapat diekspresikan sebagai:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{a_2}{a_1} \frac{\partial h}{\partial x} = \frac{a_3}{a_1}$$

Dengan asumsi $dx/dt = a_2/a_1$, maka:

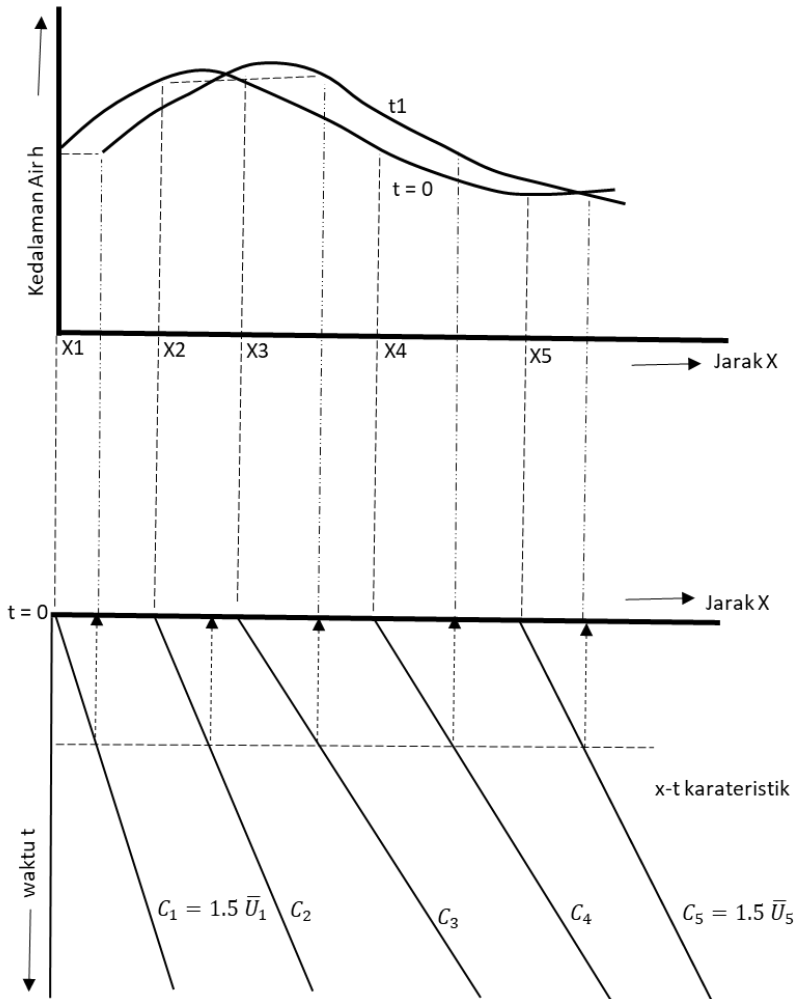
$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{dx}{dt} \frac{\partial h}{\partial x} = \frac{a_3}{a_1} \text{ atau } \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{a_3}{a_1}$$

$dx/dt = a_2/a_1$ diketahui sebagai karakteristik garis $x - t$ disepanjang permukaan mendekati fungsi dari $dh/dt = a_3/a_1$ adalah valid.

Persamaan ini dipertimbangkan sebagai:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + 1,5 \bar{u} \frac{\partial h}{\partial x} = 0$$

Sehingga hasilnya karakteristik garis $dx/dt = 1,5 \bar{u}$ mendekati $dh/dt = 0$ atau $h = \text{konstan}$. Ini artinya bahwa kedalaman air adalah konstan, pergerakan gelombang mendekati karakteristik garis $x - t$. solusi dari persamaan dapat dihitung ketika nilai h pada $t = 0$ sehingga memberikan nilai seluruh x . Kemiringan dasar saluran (i_b) dan kekasaran dasar (k_s) seharusnya dapat diberikan. Menggunakan persamaan (60), nilai u dapat ditentukan pada semua nilai x dan karakteristik garis dapat di plot dalam permukaan $x - t$ ($dx/dt = 1,5 \bar{u}$).



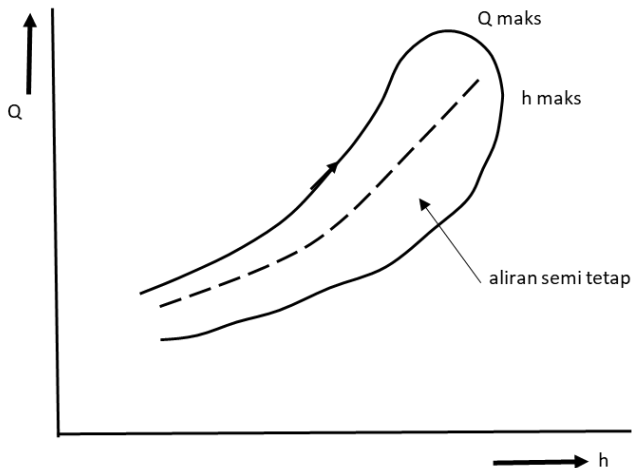
Gambar 40 Perambatan gelombang banjir menggunakan metode karakteristik

7.4 Hubungan antara debit - kedalaman air

Untuk mengerti lebih baik tentang sifat gelombang banjir dapat diketahui dengan men-plot curva hubungan debit - kedalaman air (kurva Q-h) untuk stasiun yang spesifik. Curva ini dapat dibentuk dengan mengukur debit dan kedalaman air. Setelah itu, curva ini didapatkan, debit dapat dengan mudah diperkirakan

dengan mengukur kedalaman air pada stasiun. Gambar 41 menunjukkan pengukuran dengan curva Q-h. sebuah efek histeresis dapat diobservasi disebabkan deformasi dari kejadian gelombang yang merambat (efek difusi). Pertama, debit berada dalam nilai maksimum dan kemudian kedalaman air menjadi maksimum. Kedua, debit dapat terjadi pada kedalaman air yang sama. Kejadian peningkatan level muka air menunjukkan debit lebih besar daripada kejadian jatuhnya saat kedalaman air yang sama. Pada titik itu kurva menggambarkan Q-h pada kejadian yang tidak terhingga dari level variasi muka air gelombang banjir (aliran quasi-steady). Titik kurva, berdasarkan pada formula Chezy ($Q = bci_b^{0,5}h^{1,5}$, dengan b, C, dan i_b adalah konstan). Ketika perubahan variasi kedalaman air sangat lambat terhadap waktu, pengukuran kurva akan mendekati titik garis (aliran quasi-steady).

Berdasarkan hal ini, sangat jelas bahwa kurva Q-h hanya memberikan perkiraan yang akurat ketika efek histeresis tidak ada. biasanya, hal ini merupakan kejadian pada bagian bawah sungai dimana gelombang banjir bentuknya mendekati datar.



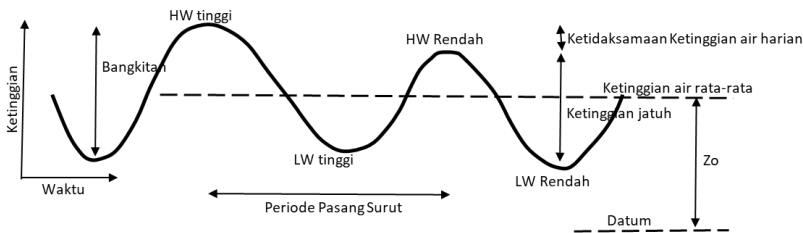
Gambar 41 Kurva debit – kedalaman air

8. Gelombang Pasang Surut

8.1 Pendahuluan

Pada wilayah pantai dan laut terdapat siklus pasang dan surutnya muka air, hal ini dikenal sebagai pasang vertikal astronomik. Kondisi pasang ialah gelombang panjang dengan periode 12 jam pada wilayah lepas. Di beberapa lokasi kejadian pasang memiliki periode dominan 24 jam. Puncak dan lembah gelombang (dengan panjang beberapa ratus kilometer) disebut dengan pasang tinggi atau high water (HW) dan surut atau Low Water (LW). Tinggi gelombang disebut dengan rentang pasang surut. Kejadian pasang berturut-turut memiliki perbedaan rentang pasang surutnya disebabkan perambatan gelombang pasang dibentuk dengan gerakan yang kompleks dari bumi (perputaran bumi mengelilingi matahari dan berputar pada sumbunya) dan perputaran bulan mengelilingi bumi.

Lebih dari itu, perambatan gelombang pasang surut disebabkan oleh penurunan muka air pada area laut lepas yang memiliki perbedaan terhadap area pantai, gesekan dasar laut, pemantulan serta deformasi yang terjadi membuat perbedaan kecepatan rambat gelombang.



Gambar 42 Kurva pasang surut

Berikut beberapa definisi dari level pasang surut:

- Mean Sea Level (M.S.L) = rata-rata level dari permukaan laut dengan periode panjang (paling sedikit terjadi 18,6 tahun sekali)
- Mean Tide Level (M.T.L) = rata-rata level muka air tinggi dan level air rendah
- Mean High Water (M.H.W) = rata-rata level muka air tinggi
- Mean Low Water (M.L.W) = rata-rata level muka air rendah
- Mean Higher High Water (M.H.H.W) = rata-rata ketinggian dari (dua) tinggi air harian
- Mean Lower High Water (M.L.H.W) = rata-rata penurunan dari (dua) tinggi air harian
- Mean Higher Low Water (M.H.L.W) = rata-rata ketinggian dari (dua) penurunan air harian
- Mean Lower Low Water (M.L.L.W) = rata-rata penurunan dari (dua) penurunan air harian
- Mean High Water Springs (M.H.W.S) = rata-rata dua berturut-turut dari ketinggian air ketika rentang pasang surut meningkat
- Mean Low Water Springs (M.L.M.S) = rata-rata dua berturut-turut dari penurunan air ketika rentang pasang surut meningkat

Mean High Water Neaps (M.H.W.N)	= rata-rata dari dua berturut-turut ketinggian air ketika rentang pasang surut mengecil
Mean Low Water Neaps (M.L.W.N)	= rata-rata dari dua berturut-turut penurunan air ketika rentang pasang surut mengecil
Highest Astronomical Tide (H.A.T)	= peningkatan level muka air yang dapat terjadi dibawah kondisi normal meteorologi (tanpa terjadi badai)
Lowest Astronomical Tide (L.A.T)	= penurunan level muka air yang dapat terjadi dibawah kondisi normal meteorologi
Mean Tidal Range	= perbedaan antara M.H.W. dan M.L.W.
Mean Neap Tidal Range	= perbedaan antara M.H.W.N. dan M.L.W.N.

8.2 Pasang surut – membentuk gaya

Pasang surut menurut astronomi secara teoritis adalah hasil dari interaksi gaya gravitasi diantara bulan, matahari, dan bumi. Gaya tarik gravitasi bumi, bulan, dan matahari akan menarik objek fluida seperti atmosfer dan lautan yang merupakan wujud zat cair dan gas di bumi. Oleh sebab itu, kondisi ketika gerhana tiba air dan atmosfer akan berbentuk lebih cembung dibandingkan tanah dan batuan di bumi. Dampak meteorologi yang secara random terjadi juga berakibat pada gerakan pasang surut lokal.

Orbit bulan mengelilingi bumi memiliki periode 28 hari dan bumi mengelilingi matahari memiliki periode 365,2 hari. Orbit bulan mengelilingi bumi dan bumi mengelilingi matahari secara teori memiliki lintasan yang berbentuk ellips, titik maksimum dan minimum posisi bumi berdampak pada adanya gaya gravitasi. Sumbu bumi pada garis orbitnya mengelilingi matahari dan orbit bulan mengelilingi bumi memiliki dampak terhadap gravitasi. Jarak yang semakin berdekatan akan memberikan gaya gravitasi yang kuat sehingga akan berdampak pada pasang surut.

Komponen gaya yang besar dibentuk oleh bulan dan pada periode 12,25 jam (konstituen-M2). Jangkauan gaya ini bernilai maksimum dalam 28 hari ketika bulan berdekatan dengan bumi. Pasang surut yang terbentuk dari gaya ini (F_t) ke titik konstituen M2 pada P adalah gaya yang dihasilkan dari interaksi bumi-bulan (F_m) dan gaya sentrifugal (F_a) dari perputarannya terhadap pusat gravitasi, komponen $F_m (= m_e M g / R^2)$ bervariasi dipermukaan bumi. Komponen $F_a (= m_e M g / K^2)$ adalah konstan. Gaya pasang surut (F_t) memiliki sudut terhadap permukaan bumi. Komponen tangensial paralel terhadap permukaan adalah gaya yang dibentuk dari gerakan pasang surut. Gaya ini persatuan massa bekerja terhadap bumi yang disebut gaya traktif (F_s') dan diekspresikan sebagai:

$$F_s' = \frac{gM}{R^2} \sin(\Phi + \alpha) - \frac{gM}{K^2} \sin(\Phi)$$

Yang mana:

$F_s' = \frac{F_s}{m_e}$ = gaya traktif per satuan massa akibat efek bulan (konstituen-M₂)

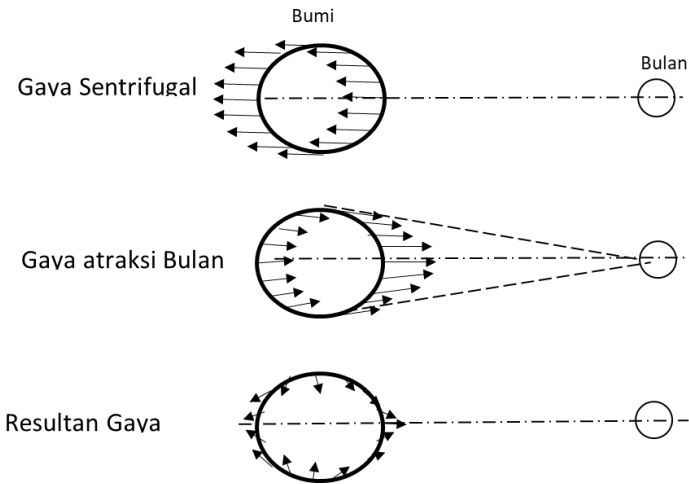
$M = \frac{m_m}{m_e}$ = perbandingan antara massa bulan dan bumi

$R = \frac{1}{r}$ = perbandingan jarak (l) dari titik P ke bulan dan jari-jari bumi (r)

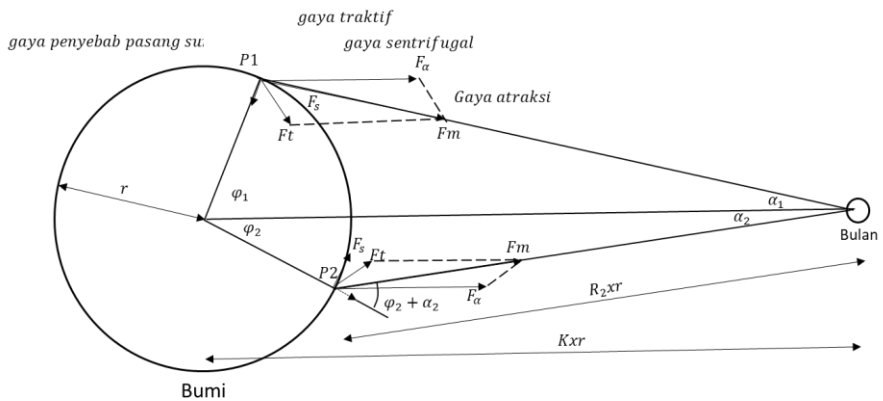
$K = \frac{s}{r}$ = perbandingan jarak (s) bulan ke bumi dan jari-jari bumi (r)

Φ, α = sudut

m_e = massa bumi



Gambar 43 Gaya sentrifugal dan tarik menarik dari sistem bumi-bulan, M_2 -Konstituen



Gambar 44 Gaya pasang surut dihubungkan pada bulan
(Thabet, 1980)

Aplikasi $R = k - \cos \Phi$, $\sin \Phi = K \sin \alpha$, dan $\cos \alpha = 1$, persamaan (68) dapat secara sederhana menjadi:

$$F'_s = \frac{3gM}{2K^3} \sin 2\Phi$$

Gambar 44 menunjukkan distribusi dari hubungan terhadap bulan (M_2) gaya pada ujung bumi. Persamaan ini menunjukkan bahwa gaya traktif bervariasi dengan $\sin 2\Phi$, yang artinya bahwa 2 nilai maksimum (high water) dan 2 nilai minimum (low water) akan terjadi setiap hari (semidiurnal tide). Periode pasang surut ke rotasi bumi dengan respect terhadap gaya akibat bulan adalah 12,25 jam. Posisi titik P dengan pengaruh bulan (Φ dan K) variasi kontinuitas pada gerakan dari bumi dan bulan. Gerakan kompleks ini dapat digabungkan dalam series konstituen harmonik, memberikan:

$$F'_s = \frac{3gM}{\bar{K}^3} [A_0 + \sum_1^n A_i \cos(\omega_i t + \psi_i)]$$

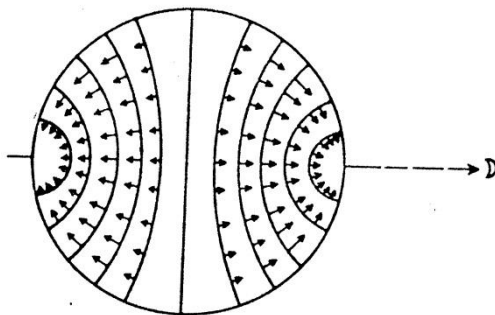
Dimana:

\bar{K} = rata-rata nilai K

A_i = amplitudo konstituen gaya

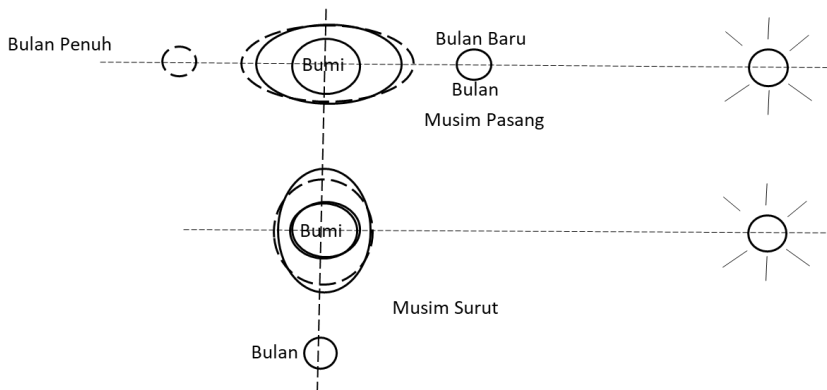
ω_i = frekuensi sudut dari konstituen gaya

ψ_i = sudut fase dari konstituen gaya



Gambar 45 Distribusi dari bulan-dihubungkan gaya traktif ujung bumi

Kesamaan matahari dihubungkan gaya traktif dapat ditentukan, dengan melepas nilai M , R , K , dan α . Substitusi dari nilai numerik ditunjukkan bahwa bulan-gaya terhubung adalah dua kali lebih besar daripada matahari-gaya terhubung disebabkan jarak relatif bulan-bumi yang kecil. Periode pasang surut akibat rotasi bumi dengan pengaruh matahari adalah 12 jam. Kedua gaya dari bulan dan matahari berhubungan secara simultan. Ketika matahari, bumi, dan bulan berada dalam satu garis lurus gaya tarikan akan mencapai maksimum. Ketika matahari, bumi, dan bulan berada dalam suatu sudut kanan, gaya yang terjadi mencapai minimum, sebagaimana pada gambar 46. Periode ulang siklus adalah 14,8 hari.



Gambar 46 Periode pasang surut

Getaran pasang-surut tidak sungguh-sungguh terjadi ketika matahari dan bulan dalam satu garis, tetapi secara umum satu dari tiga hari kemudian. Waktu telat ini disebut tide age. Suatu waktu telat yang disebut port establishment dan menggambarkan waktu interval untuk gelombang pasang-surut. Fenomena lain sebagai efek dari gerakan pasang-surut, adalah pemantulan pada pantai, gesekan bawah dan deformasi dari pengdangkalan air, gaya koriolis akibat dari rotasi bumi dan efek meteorologi.

8.3 Analisis Pasang Surut Dan Prediksi

Dekomposisi dari pasang surut astronomi apakah sudah menjelaskan kepada kita dalam hal informasi frekuensi dari variasi harmonik pasang surut pada lokasi yang ada. Besar dan fase telat ini dapat ditentukan dari model teoritis, tetapi dapat juga dihitung dari observasi pada lokasi yang dikaji. Prosedur ini diketahui sebagai analisis pasang surut.

$$z_t = z_o + \sum_i^n \hat{z}_i \cos\left(\frac{2\pi t}{T_i} - \varphi_i\right)$$

Keterangan:

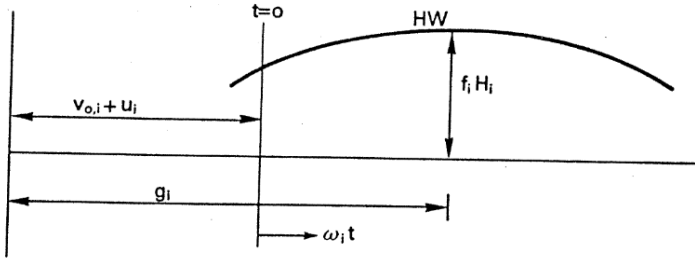
- z_t = ketinggian air pada waktu - t setelah dimulai observasi
- z_o = ketinggian air rata-rata terhadap datum
- \hat{z}_i = amplitudo pada gerak harmonik i (M_2, S_2, \dots , dan sebagainya)
- T_i = periode pada gerak harmonik i (M_2, S_2, \dots , dan sebagainya)
- φ_i = fase telat pada masing-masing gerak harmonik i (M_2, S_2, \dots , dan sebagainya)
- n = jumlah komponen

Mengenalkan standar pasang surut pada Greenwich (Inggris) dan standar lokal waktu, persamaan pasang surut menjadi:

$$z_t = z_o + \sum_i^n f_i H_i \cos\left(\frac{2\pi t}{T_i} + v_{o,i} + u_i - g_i\right)$$

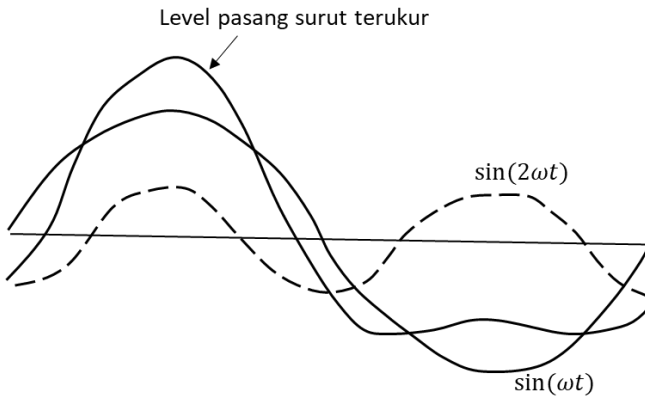
Keterangan:

- H_i = amplitudi gerak harmonik i ($\hat{z}_i = f_i H_i$)
- f_i = faktor koreksi
- u_i = faktor koreksi
- $v_{o,i}$ = keseragaman perubahan bagian-bagian
- g_i = fase telat dari gerak harmonik i ($\cong \varphi_i + v_{o,i} + u_i$)



Gambar 47 Analisis pasang surut

Persamaan pasang surut ini menunjukkan level air pasang surut yang berbentuk fungsi cosinus, masing-masingnya memiliki amplitudo, periode, dan fase telat. Untuk contoh, gambar 48 menunjukkan pasang surut awal yang memiliki frekuensi gelombang ω dan 2ω , perpaduan dari gelombang ini dapat menghasilkan komponen harmonik tertinggi.



Gambar 48 Gelombang harmonik pasang surut

Fungsi cosinus dapat ditentukan dari level air pasang surut awal periode yang periode observasinya cukup besar (periode minimum ≈ 1 bulan, periode rata-rata ≈ 1 tahun, interval contoh ≈ 1 jam).

Biasanya, metode “least squares” digunakan untuk memperoleh selisih terbaik diantara persamaan 76 dan sinyal ukur. Keuntungan yang baik dari penggunaan metode ini adalah selisih pada periode awal yang dapat dieliminasi dengan cara rasional. Jumlah gerak harmonik diambil dari sini, yang secara spesifik sebelum dimulai prosedur. Setelah lengkap prosedurnya, sinyal sisa (= perbedaan diantara sinyal ukur dan persamaan pasang surut) harus dianalisis untuk investigasi gerak harmonik yang telah dilihat. Dalam kasus yang optimal sinyal sisa memiliki sifat acak yang merupakan efek meteorologi.

Metode lain yang dapat digunakan untuk analisis pasang surut adalah analisis fourier. Aplikasi metode ini, jumlah gerakan harmonik dibentuk adalah tidak dari hasil output metode analisis melainkan dari hasil input.

8.4 Bentuk Pasang Surut dan Klasifikasi

Bentuk Pasang Surut

Gaya pasang surut dapat diekspresikan sebagai deret gerak harmonik. Periode dan amplitudo relatif dari tujuh ketentuan astronomi umum, analisis untuk 83% dari gaya pembentuk pasang surut dapat dilihat pada tabel berikut ini.

Origin	Symbol	Period (hours)	Relative Strength (%)
Main lunar, semidiurnal	M2	12,42	100
Main solar, semidiurnal	S2	12,00	46,6
Lunar elliptic, semidiurnal	N2	12,66	19,2
Lunar solar, semidiurnal	K2	11,97	12,7
Lunar solar, diurnal	K1	23,93	58,4
Main lunar, diurnal	O1	25,82	41,5
Main solar, diurnal	P1	24,07	19,4

Sumber: Leo C. Van Rijn, 1990.

Pada air yang dalam fenomena pasang surut dapat dilengkapi deskripsi dengan deret ketentuan astronomi. Dalam air yang dangkal tepi pantai dan dikepulauan, gelombang pasang-surut dideformasikan oleh efek shoaling, refleksi, dan damping (gesekan dasar laut). Deformasi ini dapat dideskripsikan dengan menggunakan deret fourier yang mengandung pasang surut harmonik tertinggi yang disebut pasang surut parsial atau pasang surut air dangkal. Komponen gelombang harmonik tertinggi ini dapat ditentukan dengan analisis pasang surut dari level air awal pada masing-masing lokasi.

Klasifikasi

Gelombang pasang surut yang besar disebabkan oleh kedalaman dan bentuk area alirannya, dan juga rotasi dari bumi sebagai efek koriolis. Besaran yang mungkin terjadi ketika periode osilasi alami dari area aliran mendekati periode salah satu dari komponen astronomi yang mendominasi. Pada tempat yang sama komponen diperkuat semakin besar dan menjadi dominan. Gelombang pasang surut dikelompokkan kedalam 4 bagian umum yaitu M2, S2, K1 dan O1 yang ditentukan dengan menggunakan variabel pembentukan pasang:

$$F = \frac{H_{K1} + H_{O1}}{H_{M2} + H_{S2}}$$

Nilai H (H= amplitudo gelombang, jarak pasang =2H). Berikut ada empat tipe yaitu sebagai berikut:

1. Gelombang pasang surut semi-diurnal, $F \leq 0,25$

Dua kali pasang dan dua kali surut dari pendekatan pada ketinggian yang sama setiap hari.

$$\text{Mean High Water Spring} \quad \text{MHWS} = Z_0 + (H_{M2} + H_{S2})$$

$$\text{Mean Low Water Spring} \quad \text{MLWS} = Z_0 - (H_{M2} + H_{S2})$$

Mean High Water Neap	$MHWN = Z_0 + (H_{M2} - H_{S2})$
Mean Low Water Neap	$MLWN = Z_0 - (H_{M2} - H_{S2})$
Highest High Water Spring	$HHWS = Z_0 + (H_{M2} + H_{S2}) + (H_{K1} + H_{O1})$
Lowest Low Water Spring	$LLWS = Z_0 - (H_{M2} + H_{S2}) - (H_{K1} + H_{O1})$
Mean Spring Tide Range	$= MHWS - MLWS$
Mean Neap tide Range	$= MHWN - MLWN$
Mean Normal Tide Range	$= 2H_{M2}$
Maximum daily inequality	$= HHWS - MHWS$
Neap-Spring Period	$= 14,8 \text{ hari}$

2. Gelombang pasang diurnal, $F \geq 3$

Satu kali pasang dan satu kali surut dalam sehari, kecuali disaat terjadi pasang surut ketika menjadi dua pasang dan surut.

Mean High Water Spring	$MHWS = Z_0 + (H_{K1} + H_{O1})$
Mean Low Water Spring	$MLWS = Z_0 - (H_{K1} + H_{O1})$
Mean High Water Neap	$MHWN = Z_0 + (H_{K1} - H_{O1})$
Mean Low Water Neap	$MLWN = Z_0 - (H_{K1} - H_{O1})$
Highest High Water Spring	$HHWS = Z_0 + (H_{M2} + H_{S2}) + (H_{K1} + H_{O1})$
Lowest Low Water Spring	$LLWS = Z_0 - (H_{M2} + H_{S2}) - (H_{K1} + H_{O1})$
Mean Spring Tide Range	$= MHWS - MLWS$
Mean Neap tide Range	$= MHWN - MLWN$
Mean Normal Tide Range	$= 2H_{K1}$
Maximum daily inequality	$= HHWS - MHWS$
Neap-Spring Period	$= 13,7 \text{ hari}$

3. Gelombang pasang surut yang mayoritas semi-diurnal, campuran, $0,25 \leq F \leq 1,5$

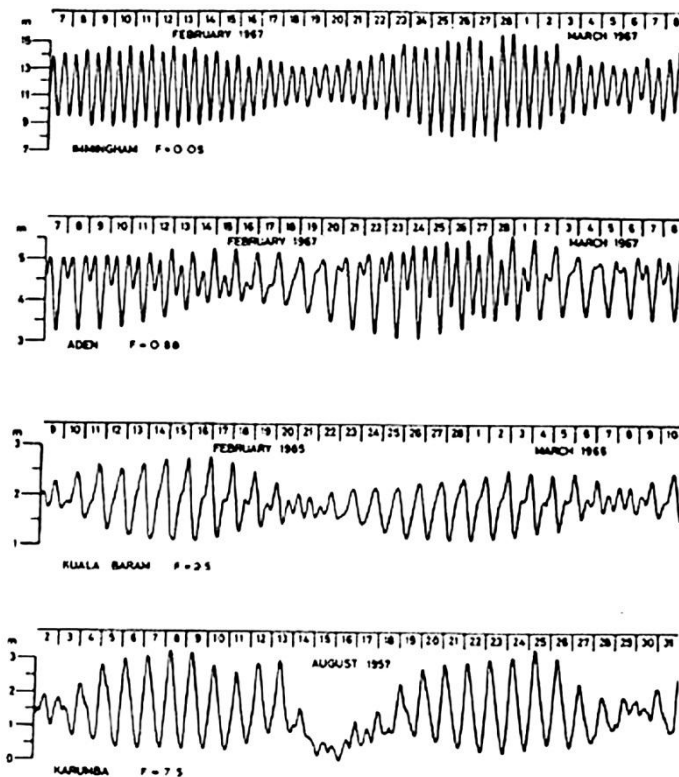
Dua pasang dan dua surut per hari, yang mana ditunjukkan ketidak samaan pada variabel ketinggian dan waktu.

$$\text{Mean Spring Tide Range} = \text{MHWS} - \text{MLWS} = 2(H_{M2} + H_{S2})$$

4. Gelombang pasang surut yang mayoritas diurnal, campuran, $1,5 \leq F \leq 3$

Terkadang pada kondisi satu pasang dan satu surut per hari, terkadang dua pasang per hari yang menunjukkan adanya ketidaksamaan kekuatan gelombang dalam tinggi dan waktu.

$$\text{Mean Spring Tide Range} = \text{MHWS} - \text{MLWS} = 2(H_{K1} + H_{O1})$$

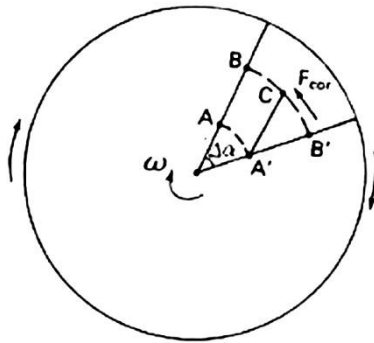


Gambar 49 Contoh semi-diurnal, campuran, dan pasang diurnal.

Gaya Koriolis

Pergerakan rotasi bumi membawa dampak besar terhadap benda-benda yang ada di bumi. Akibat dari perputaran bumi seluruh benda yang ada di bumi memperoleh suatu gaya yang dinamakan gaya koriolis. Gaya ini berpengaruh terhadap lautan, ombak, benda padat, dan lain sebagainya termasuk pergerakan benda dinamis. Gaya koriolis dinamakan juga gaya geostrophic.

Sistem rotasi suatu sistem koordinat menimbulkan nilai percepatan yang menghasilkan sebuah gaya. Sebuah contoh apabila sebuah benda diletakkan diatas sebuah piringan yang berputar, benda tersebut yang semula hanya diam maka akan terpengaruh akibat perputaran piringan tersebut. akibat rotasi tempat dudukannya menyebabkan benda bergerak menjauhi pusat putaran. Gaya yang timbul dari perputaran ini ada yang dinamakan gaya sentrifugal dan ada yang dinamakan gaya sentripetal. Hal ini dapat dianalisis dari gambar berikut.



Gambar 50 Analisis gaya sentripetal

$$B'C = \frac{1}{2} a_{cor} \Delta t^2$$

$$B'C = A'C \Delta \alpha = V \Delta t \omega \Delta t = V \omega \Delta t^2$$

Sehingga,

$$a_{cor} = 2V\omega \text{ dan } F_{cor} = 2mV\omega$$

Dimana:

a_{cor} = percepatan koriolis

F_{cor} = gaya koriolis

V = kecepatan

m = massa benda

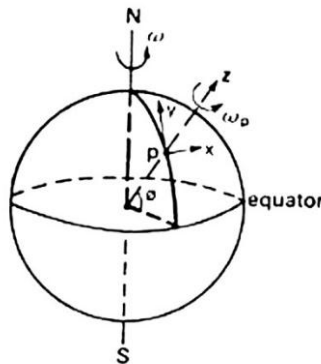
ω = kecepatan sudut

Gaya yang terjadi nilainya tegak lurus terhadap arah gerak. Partikel fluida pada titik P di permukaan bumi berputar dengan kecepatan sudut $\omega = \frac{2\pi}{24.3600} = 7,3 \cdot 10^{-5} \text{ rad/s}$, adalah sebuah kecepatan sudut terhadap sumbu-z.

$$\omega_p = \omega \sin \varphi$$

Dimana:

φ = sudut lintang dari titik P (positif pada selatan hemisphere, negatif pada utara hemisphere).



Gambar 51 Kecepatan sudut pada permukaan bumi (arah rotasi adalah berlawanan arah jarum jam pada selatan hemisphere)

Partikel fluida bergerak dengan kecepatan \bar{v} dengan gaya koriolis tegak lurus terhadap arahnya. Gaya dititik ke kanan dari selatan hemisphere dan kiri dari selatan hemisphere. Gaya per satuan luas (N/m^2) bekerja pada badan air dengan kedalaman h_o :

$$F_{c,x} = +2\rho\omega\bar{v}h_o \sin \varphi = +\rho f\bar{v}h_o$$

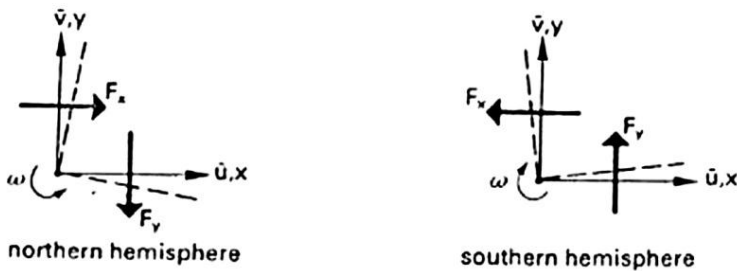
$$F_{c,y} = +2\rho\omega\bar{u}h_o \sin \varphi = +\rho f\bar{u}h_o$$

Dengan:

h_o =kedalaman air dari bawah ke mula air laut

x = sumbu disepanjang paralel latitud, positif dalam arah eastward

y = sumbu disepanjang paralel lingitud, positif dalam arah nithward



Gambar 52 Arah gaya koriolis

Persamaan koriolis juga bisa digunakan pada lapisan hermisphere selatan jika sudut latitude negatif. Gaya koriolis maksimum pada utara dan selatan dan nol pada garis ekuator.

Gaya koriolis sangat penting untuk lautan, Samudra, dan area pantai yang luas. Gaya F_y dapat juga memiliki nilai yang besar, tetapi gaya ini tidak dapat lebih besar dari perbedaan level muka air dalam arah transversal karena lebar yang kecil dari saluran. Gaya F_x kecil disebabkan kecepatan v sangat kecil dalam arah saluran. Sebagai contoh, diasumsikan arus dalam arah berlawanan ($\bar{u} = 1 \frac{m}{detik}$, $\bar{v} = 0 m/detik$) dalam arah lebar 1000 m pada koordinat latitude 45o,

kemiringan muka air secara transversal terhadap gaya koriolis mendekati:

$$g \frac{\delta h}{\delta y} \approx f \bar{u}, \text{ dengan } \Delta h \approx \left(\frac{f \bar{u}}{g}\right) \Delta y \approx \left(10^{-4} \cdot \frac{1}{10}\right) 1000 \approx 0.01 \text{ m}$$

Perbedaan level muka air ini tidak dapat signifikan terhadap aliran dalam arah transversal.

Pasang di Lautan

Gelombang pasang surut dibentuk akibat adanya gaya gravitasi terhadap faktor astronomi yang berhubungan secara efektif. Jangkauan gelombang pasang surut ialah 1 meter. Jika diasumsikan panjang gelombang 5000 km, dan kedalaman 4 km, periode resonansi gelombang akan diperkirakan sekitar 4 jam. Hal ini dapat ditentukan dengan menggunakan persamaan:

$$T_{res} = \frac{2l}{n(gh_0)^{0.5}} \text{ dengan } n = 1, 2, 3, \dots$$

Hal ini menyebabkan amplitudo gelombang semidiurnal lebih besar dibandingkan gelombang diurnal karena laut memiliki respon resonansi yang sedikit untuk periode gelombang semidiurnal. Deformasi dari gelombang pasang surut dapat diabaikan karena kedalaman air yang sangat besar dalam penyebaran gelombang pasang surut air laut ini. Komponen gesekan dasar dan percepatan konvektif $u \frac{\delta u}{\delta x}$ juga dapat diabaikan dalam hal ini.

Arus pasang surut adalah sangat kecil. Apabila menggunakan persamaan:

$$\bar{u} = \frac{c}{h_0} \hat{\eta} \cos(\omega t - kx) = c \frac{\eta}{h_0} \text{ dan } q = c n$$

Akan menghasilkan nilai kecepatan berkisar 0,025 m/detik untuk kedalaman 4000 m dan elevasi muka air 0,5 m. Arus pasang surut biasanya lebih kecil dari arus angin dalam lautan.

Persamaan dasar:

$$\frac{\delta h}{\delta t} + \frac{\delta(h\bar{u})}{\delta x} + \frac{\delta(h\bar{v})}{\delta y} = 0$$

$$\frac{\delta h\bar{u}}{\delta t} + \frac{\delta h\bar{u}^2}{\delta x} + \frac{\delta h\bar{u}\bar{v}}{\delta y} + gh \frac{\delta(h+z_b)}{\delta x} + \frac{1}{\rho} \tau_{bx} - \frac{1}{\rho} \frac{\delta}{\delta x} (h\bar{\sigma}_{xx} + hK_{xx}) - \frac{1}{\rho} \frac{\delta}{\delta y} (h\bar{\tau}_{xy} + hK_{xy}) - \frac{1}{\rho} F_{c,x} - \frac{1}{\rho} \sum F_x = 0$$

$$\frac{\delta h\bar{v}}{\delta t} + \frac{\delta h\bar{v}^2}{\delta y} + \frac{\delta h\bar{u}\bar{v}}{\delta x} + gh \frac{\delta(h+z_b)}{\delta y} + \frac{1}{\rho} \tau_{by} - \frac{1}{\rho} \frac{\delta}{\delta y} (h\bar{\sigma}_{yy} + hK_{yy}) - \frac{1}{\rho} \frac{\delta}{\delta x} (h\bar{\tau}_{xy} + hK_{xy}) - \frac{1}{\rho} F_{c,y} - \frac{1}{\rho} \sum F_y = 0$$

Dimana:

h = kedalaman air

\bar{u} = $\frac{1}{h} \int_{z_b}^{z_s} u \, dz$ = kedalaman - kecepatan rata-rata arah - x

\bar{v} = $\frac{1}{h} \int_{z_b}^{z_s} v \, dz$ = kedalaman - kecepatan rata-rata arah - y

z_s = koordinat vertikal dari permukaan pada bidang horizontal

z_b = koordinat vertikal dari bawah air pada bidang horizontal

$F_{c,x}, F_{c,y}$ = daya persatuan luas dari gaya rotasi bumi (gaya koriolis) dalam arah x dan y

τ_{bx}, τ_{by} = gaya penggerak eksternal (gelombang, angin) per satuan luas

$\bar{\tau}_{xy}$ = $\frac{1}{h} \int_{z_b}^{z_s} \{2\rho v \left(\frac{\delta u}{\delta y} + \frac{\delta v}{\delta x}\right) - \rho \overline{u'v'}\} dz$ = kedalaman rata-rata tegangan geser

$\bar{\sigma}_{xx}$ = $\frac{1}{h} \int_{z_b}^{z_s} \{2\rho v \left(\frac{\delta u}{\delta y}\right) - \rho \overline{u'u'}\} dz$ = kedalaman rata-rata tegangan normal

$\bar{\sigma}_{yy}$ = $\frac{1}{h} \int_{z_b}^{z_s} \{2\rho v \left(\frac{\delta v}{\delta y}\right) - \rho \overline{v'v'}\} dz$ = kedalaman rata-rata tegangan normal

K_{xy} = $-\frac{1}{h} \int_{z_b}^{z_s} \rho (\bar{u} - u)(\bar{v} - v) dz$ = koefisien dispersi

K_{xx} = $-\frac{1}{h} \int_{z_b}^{z_s} \rho (\bar{u} - u)(\bar{u} - u) dz$ = koefisien dispersi

$$K_{yy} = -\frac{1}{h} \int_{z_b}^{z_s} \rho (\bar{v} - v)(\bar{v} - v) dz = \text{koefisien dispersi}$$

Persamaan ini digunakan untuk kedalaman rata-rata yang homogen pada arah x dan y berdasarkan horizontal dasar laut $\frac{\delta z_b}{\delta x} = \frac{\delta z_b}{\delta y} = 0$ setelah mengabaikan gesekan dasar laut dan persamaan dispersi, maka:

$$\frac{\delta h}{\delta t} + \frac{\delta(h\bar{u})}{\delta x} + \frac{\delta(h\bar{v})}{\delta y} = 0$$

$$\frac{\delta \bar{u} h}{\delta t} + g h \frac{\delta h}{\delta x} + -\frac{1}{\rho} F_{c,x} - \frac{1}{\rho} F_{s,x} = 0$$

$$\frac{\delta \bar{v} h}{\delta t} + g h \frac{\delta h}{\delta y} + -\frac{1}{\rho} F_{c,y} - \frac{1}{\rho} F_{s,y} = 0$$

Substitusi $h = h_o + \eta$ dan asumsikan $\eta \ll h_o$, maka:

$$\frac{\delta h}{\delta t} + h_o \frac{\delta(\bar{u})}{\delta x} + h_o \frac{\delta(\bar{v})}{\delta y} = 0$$

$$\frac{\delta \bar{u}}{\delta t} + g \frac{\delta \eta}{\delta x} + -\frac{1}{\rho h_o} (F_{c,x} + F_{s,x}) = 0$$

$$\frac{\delta \bar{v}}{\delta t} + g \frac{\delta \eta}{\delta y} + -\frac{1}{\rho h_o} (F_{c,y} + F_{s,y}) = 0$$

Yang mana:

$F_{c,x} = +\rho f \bar{v} h_o =$ gaya koriolis per satuan luas pada arah - x

$F_{c,y} = +\rho f \bar{u} h_o =$ gaya koriolis per satuan luas pada arah - y

$F_{s,x} = \rho h_o F'_{s,y} =$ gaya gravitasi per satuan luas pada arah-x

$F_{s,y} = \rho h_o F'_{s,x} =$ gaya gravitasi per satuan luas pada arah-y

$F'_s =$ gaya gravitasi per satuan massa

x = latitude, paralel garis sumbu positif ke arah timur

y = longitude, meridian garis sumbu positif ke arah utara

$h_o =$ kedalaman dari dasar ke permukaan laut

\bar{u}, \bar{v} = kedalaman rata-rata kecepatan aliran fluida pada arah x dan y

Dapat diperkirakan efek dari gaya gravitasi dapat diabaikan pada gaya koriolis ini, gaya dekat equator ($F_c = 0$). Dengan mengasumsikan gaya gravitasi pada garis equilibrium dengan gradient gaya permukaan air dapat ditemukan persamaan:

$$g \frac{\delta\eta}{\delta x} \cong \frac{1}{\rho h_0} F_{s,x}$$

$$\Delta\eta \cong \frac{1}{g} F'_{s,x} \Delta x$$

Gaya $F'_{s,x}$ adalah gaya gravitasi per satuan massa yang memiliki nilai maksimum mendekati 10^{-6} m/s^2 , mendekati $\Delta\eta \cong 10^{-7} \Delta x$ atau nilai maksimum perbedaan level permukaan air laut antara 0,1 m per 1000 km.

Gaya koriolis adalah maksimum pada kutub utara dan selatan. Diasumsikan kecepatan $\bar{u} = \bar{v} = 1 \text{ m/detik}$, gaya koriolis per satuan massa sama dengan $2\omega\bar{u} \sin \varphi = 2.7,3 \cdot 10^{-5} \cdot 1.1 \cong 10^{-4} \text{ m/s}^2$.

Membandingkan gaya koriolis maksimum ($\cong 10^{-4} \text{ m/s}^2$) dan gaya gravitasi maksimum ($\cong 10^{-6} \text{ m/s}^2$), gaya koriolis lebih jelas sangat penting dari perbandingan ini yang dampaknya lebih besar terhadap lautan.

Dampak gaya koriolis pada gelombang pasang surut menyebar di lautan dapat didemonstrasikan dengan suatu analisis, persamaan modifikasi dari persamaan sebelumnya dapat menemukan bentuk:

$$\eta = \hat{\eta} \exp\left(-\frac{fy}{c}\right) \cos(kx - \omega t)$$

$$\bar{u} = \hat{u} \exp\left(-\frac{fy}{c}\right) \cos(kx - \omega t)$$

Dengan:

$\hat{\eta}$ = amplitudo dari permukaan air pada $y = 0$

\bar{u} = $(c\hat{\eta})/h_o$ = amplitudo dari kecepatan \bar{u}

c = $\sqrt{gh_o}$ = kecepatan rambat

RUMUS

Tegangan geser viscositas : $\tau = \eta \frac{du}{dz} = \rho \nu \frac{du}{dz}$

Tekanan hidrostatik : $p = \rho g(h - z)$

Dimana: z adalah ketinggian diatas dasar

Gaya hidrostatik : $F = \frac{1}{2} \rho g(h - z)^2$

Debit : $Q = A\bar{u}$

Debit spesifik : $q = h\bar{u}$

Momentum per satuan lebar dari penampang

$$: m = \beta \rho q \bar{u}$$

Momentum total potongan melintang

$$: M = \beta \rho Q \bar{u}$$

Persamaan Bernoulli disepanjang garis arus

$$: H_e = \frac{u^2}{2g} + \frac{p}{\rho g} + z = \text{konstan}$$

Jari-jari Hidrolik : $R = \frac{A}{o}$

Angka Reynold : $R_e = \frac{\bar{u}R}{\nu}$ (>600 untuk aliran turbulent)

Gaya tarik : $F_D = \frac{1}{2} \rho u_o^2 c_D A$

Gaya angkat : $F_L = \frac{1}{2} \rho u_o^2 c_L A$

Tegangan geser dasar	$: \tau_b = \rho g h i_e$ $\tau_b = \rho g R i_e$ $\tau_b = \rho g \frac{\bar{u}^2}{C^2}$ $\tau_b = \rho u_*^2$
Kecepatan geser dasar	$: u_* = (g h i_e)^{1/2}$ $u_* = (g R i_e)^{1/2}$ $u_* = \frac{g^{0.5}}{C} u$
Hidrolika aliran halus	$: \frac{u_* k_s}{\nu} \leq 5$
Hidrolika aliran kasar	$: \frac{u_* k_s}{\nu} \geq 70$
Aliran transisi	$: 5 < \frac{u_* k_s}{\nu} < 70$
Distribusi kecepatan universal	$: u_z = \frac{u_*}{k} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right)$
Level kecepatan awal (nol)	$: z_0 = 0.033 k_s + 0.11 \frac{\nu}{u_*}$
Formula Chezy	$: \bar{u} = C (h i_e)^{\frac{1}{2}}$ $q = C h (h i_e)^{\frac{1}{2}}$ $\bar{u} = C (R i_e)^{\frac{1}{2}}$ $Q = A C (R i_e)^{\frac{1}{2}}$

Formula White-Colebrook atau Koefisien Chezy

$$: C = 18 \log \left(\frac{12R}{k_s + 3.3 \frac{v}{u_*}} \right)$$

Formula Strickler

$$: C = 25 \left(\frac{R}{k_s} \right)^{1/6}$$

Angka Froude :

$$Fr = \frac{\bar{u}}{(gh)^{0.5}} (<1 \text{ untuk aliran subkritis})$$

$$Fr = \frac{\bar{u}}{(g\bar{h})^{0.5}}, \text{ dengan } \bar{h} = \frac{A}{b_s}$$

Kedalaman air kritis

$$: h_c = \left(\frac{\alpha q^2}{g} \right)^{1/3}$$

$$h_c = \left(\frac{\alpha Q^2}{g b_s} \right)^{1/3}$$

Kemiringan kritis

$$: i_c = \frac{g}{C^2}$$

Kedalaman air seimbang

$$: h_e = \left(\frac{g}{C i_b^{0.5}} \right)^{2/3}$$

Persamaan Belanger : $\frac{dh}{dx} = \left(\frac{h^3 - h_e^3}{h^3 - h_c^3} \right) i_b$

$$\frac{dh}{dx} = \frac{i_b - Q^2 / (C^2 AR)}{1 - (\alpha b_s Q^2) / (g A^3)}$$

Carnot equation

$$: \Delta H_L = \frac{(\beta_1 \bar{u}_1 - \beta_2 \bar{u}_2)^2}{2g}$$

Kecepatan tegak lurus (Tanpa Gesekan): $c = (gh_o)^{0.5}$

Kecepatan arus pada perambatan gelombang: $\bar{u} = c\eta/h_o$

Koefisien koriolis

$$: f = 2\omega \sin \phi$$

DAFTAR PUSTAKA

- Akira Hirose dan Karl E. Lonngren. (2000). *Introduction to Wave Phenomena*. New York: A Wiley Interscience Publication.
- Bard, E., Hamelin, B., Arnold, M., Montaggioni, L., Cabioch, G., Faure, G., Rougerie, F.,. (1996). Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature*, 214-244.
- D.M. Mc Dowell dan B.A.O'Connor. (1977). *Hydraulics Behavior of Estuaries*. New York: Mc Millan.
- Defina, A. (2000). Two dimensional shallow flow equations for partially dry areas. *Water Resources Research* 36, 3251-3264.
- Devoy, R. J. (2018). *Sea-Level Rise: Causes, Impacts, and Scenarios for Change*. Elsevier.
- F.M.Henderson. (1966). *Open Channel Flow*. New York: Mc Millan.
- Hydraulics, D. (1981). *Hydro Compendium*. The Netherlands: Delft.
- J.TH.Thijssse. (1951). *Hydraulics*. Delft: Technische Vraagbaak.
- L. D'Alpaos, L. Carniello, A. Defina. (2019). *Mathematical Modeling of Tidal Flow Over Saltmarshes and Tidal Flats With Applications to the Venice Lagoon*. US: Elsevier.
- Lowe, J. W. (1997). *Reconstructing Quaternary Environments*, second ed. UK: Addison Wesley Longman.
- P. Groen dan Dorrestein. (1976). *Sea Waves*. Gravenhage: Staatsdrukkerij.

R.G. Dean dan Dalrymple. (1984). Water Wave Mechanics. Prentice Hall Press.

V.T.Chow. (1959). Open Channel Hydraulics. New York: Mc Graw-Hill.

BIODATA PENULIS



Riki Chandra Wijaya lahir di Kota Jambi pada tanggal 17 Januari 1988, Putra dari Kasmiaty dan Jasman bertanah kelahiran di Sumatera Barat. Riki Chandra Wijaya menempuh jenjang Pendidikan Sarjana Pendidikan Fisika di Universitas Jambi yang lulus pada tahun 2011. Dilanjutkan dengan mengambil Pendidikan Magister Pendidikan Fisika di Universitas Jambi yang lulus pada tahun 2015. Pada tahun 2014 beliau mendapatkan program beasiswa pasca sarjana Pra S2-S2 Saintek yang merupakan program peralihan bidang ilmu ke bidang Teknik. Pada tahun 2014 melanjutkan studi magister Teknik sipil di Institut Teknologi Sepuluh Nopember Surabaya yang lulus pada tahun 2016. Bidang keilmuan yang ditekuni hingga sekarang ialah bidang Teknik sipil khusus keairan yaitu hidrologi dan hidrolika. Pernah mendapatkan juara pertama dalam olimpiade fisika tahun 2009 pada waktu menjalani pendidikan sarjana. Berdasarkan basic ilmu fisiknya membuatnya lebih mudah memecahkan permasalahan mekanika di bidang Teknik sipil di berbagai aspek permasalahan. Saat ini pekerjaan sehari-harinya sebagai seorang dosen di Universitas Lampung di Fakultas Teknik Jurusan Teknik sipil pada Program Studi Sarjana Teknik sipil. Selain itu, pernah menjadi tenaga ahli di bidang Teknik sipil keairan untuk berbagai aspek pekerjaan berupa AMDAL, perencanaan drainase, pembuatan peta banjir, dan lain sebagainya. Berdasarkan pengalaman pekerjaan beliau ini begitu banyak ide-ide dituangkan pada tulisan di buku ini terkait mekanika gelombang laut dan sungai.