

DISERTASI

**ANALISA HIDRODINAMIK PADA PERTEMUAN SUNGAI
MAHAKAM DAN ANAK SUNGAI KARANG MUMUS**

***HYDRODYNAMIC ANALYSIS AT THE CONFLUENCE OF THE
MAHAKAM RIVER AND THE KARANG MUMUS TRIBUTARY***

ALPIAN NUR

P0800316019



**PROGRAM DOKTOR TEKNIK
PROGRAM STUDI TEKNIK SIPIL
UNIVERSITAS HASANUDDIN
2021**

PENGESAHAN DISERTASI

ANALISA HIDRODINAMIK PADA PERTEMUAN SUNGAI MAHAKAM DAN ANAK SUNGAI KARANG MUMUS

HYDRODYNAMIC ANALYSIS AT THE CONFLUENCE OF THE MAHAKAM RIVER AND THE KARANG MUMUS TRIBUTARY

disusun dan diajukan oleh :

ALPIAN NUR

P0800316019

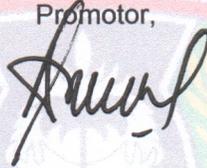
Telah dipertahankan dihadapan Panitia Ujian Disertasi yang dibentuk dalam rangka penyelesaian Studi Program Doktor Program Studi Doktor Teknik Sipil Fakultas Teknik Universitas Hasanuddin

Pada Tanggal 7 Oktober 2021

dan dinyatakan telah memenuhi syarat kelulusan

Menyetujui

Promotor,

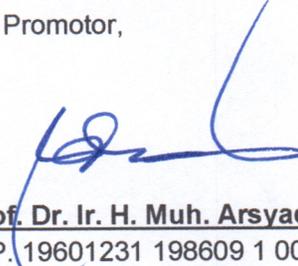


Prof. Dr. Dadang Ahmad Suriamiharja, M. Eng.

NIP. 19560930 198003 1 004

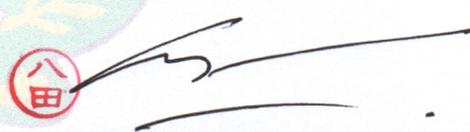
Co Promotor,

Co Promotor,



Prof. Dr. Ir. H. Muh. Arsyad Thaha, MT

NIP. 19601231 198609 1 001



Dr. Eng. Ir. Mukhsan Putra Hatta, ST., MT

NIP. 19730512 199903 1 002

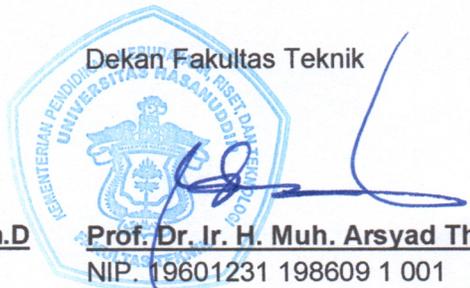
Ketua Program Studi

Dekan Fakultas Teknik



Prof. Ir. Sakti Adji Adisasmita, Msi., M.Eng.Sc., Ph.D

NIP. 19640422 199303 1 001



Prof. Dr. Ir. H. Muh. Arsyad Thaha, MT

NIP. 19601231 198609 1 001

PERNYATAAN KEASLIAN DISERTASI

Yang bertanda tanga dibawah ini

Nama : ALPIAN NUR

Nomor Mahasiswa : P0800316019

Program Studi : Teknik Sipil

Menyatakan dengan sebenarnya bahwa Disertasi yang saya tulis benar – benar merupakan hasil karya saya sendiri, bukan merupakan pengambilan tulisan atau pemikiran orang lain. Jika dikemudian hari terbukti atau dibuktikan bahwa sebagian atau keseluruhan isi disertasi ini hasil karya orang lain, saya bersedia menerima sanksi atas perbuatan tersebut.

Makassar, Oktober 2021

Yang menyatakan

A handwritten signature in black ink is written over a yellow revenue stamp. The stamp features the Garuda Pancasila emblem and the text 'SEPLUAS RIBU RUPIAH', '2000', 'METERAI TEMPEL', and the serial number '2A254AJX441694585'. Below the stamp, the name 'ALPIAN NUR' is printed in bold, black, uppercase letters.

ALPIAN NUR

ABSTRAK

ALPIAN NUR. Analisa hidrodinamik pada pertemuan Sungai Mahakam dan Anak Sungai Karang Mumus (dibimbing oleh Dadang Ahmad Suriamihardja, Muhammad Arsyad Thaha, Mukhsan Putra Hatta)

Setiap aliran sungai memiliki karakteristik yang berbeda-beda, termasuk Pertemuan Sungai Mahakam dan Anak Sungai Karang Mumus. Sungai Karang Mumus dipengaruhi debit hulu dan elevasi pasang surut di hilir. Tujuan penelitian ini memodelkan luas dan lama genangan dan pola sebaran massa air. Metode penelitian dengan observasi lapangan sebagai input yang dibutuhkan simulasi numerik. Pengamatan lapangan meliputi debit hulu Sungai Mahakam yang diperoleh 83,74 m³/dt pada tanggal 25 Juli 2018 dan Pengukuran pasang surut selama 15 hari dari tanggal 14 - 28 Juli 2018 (1-15 Dzulqadha 1439) di dua posisi pengamatan yaitu muara Sungai Mahakam (Muara Pegah) dan muara Sungai Karang Mumus. Posisi pertama memiliki kisaran pasang 192,42 cm, dan yang terakhir adalah 114,32 cm. Ada 34 posisi di sepanjang Sungai Mahakam dan Sungai Karang Mumus untuk mengukur salinitas dengan hasil berkisar antara 28 - 0,03 PSU (praktis salinitas unit). Penggenangan, arus dan salinitas telah didistribusikan sebagai peta dengan simulasi numerik menggunakan perangkat lunak HECRAS dan Mike21. Perbandingan antara peta yang diamati dan simulasi numerik memberikan kesepakatan yang baik dengan kesalahan validasi sebesar 6,14% di muara Sungai Mahakam, dan hilir Sungai Karang Mumus sebesar 3,41% dan 6,6%. Luasan genangan maksimum diperoleh seluas 17,018 km² dengan lama 9 jam dengan kala ulang 20 tahun. Penggenangan Sungai Karang Mumus di pengaruhi oleh elevasi pasang surut di hilir ketika air pasang dan debit Sungai Mahakam saat air surut. Sementara air laut berubah menjadi payau, terdeteksi 14 km dari laut lepas pada saat air pasang selama pasut purnama. Distribusi spasial salinitas secara horizontal untuk SE-1 berkisar 28 - 18 PSU sejauh 5,2 km, SE-2 12 -18 PSU sejauh 7 km, Tercampur dengan baik di daerah SE-3 10 - 12 PSU ditangkap 6,5 hingga 9,8 km dari laut terbuka selama pasut purnama dan perbani, dan SE-4 4 - 10 PSU sejauh 14 km dari laut lepas. Lebih jauh dari laut lepas, SE-5 mendekati air tawar. Salinitas tinggi menyebabkan sedimen melayang mengalami flokulasi hingga jatuh ke sedimen dasar. Sehingga indikasi munculnya bars dimungkinkan dari sebaran spasial salinitas horizontal. Sedangkan intrusi salinitas masih terjadi pada pertemuan Sungai Mahakam dan anak sungai Karang Mumus yang berjarak 60 km dari laut lepas. Nilai salinitas berada di kisaran 0,065 hingga 0,240 PSU. Walaupun terdeteksi minimum, intrusi salinitas laut dapat bergerak lebih jauh ke hulu tergantung besaran debit air tawar.

Kata kunci: Pasut, Arus, Genangan, Salinitas, dan Pemodelan Numerik

ABSTRACT

ALPIAN NUR. Hydrodynamic analysis at the confluence of the Mahakam River and the Karang Mumus tributary (supervised by Dadang Achmad Suriamiharja, Muhammad Arsyad Thaha, Mukhsan Putra Hatta)

Each river flow has different characteristics, including the confluence of the Mahakam River and the Karang Mumus tributary. The Karang Mumus River is influenced by upstream discharge and tidal elevation downstream. This study aimed to model the area and duration of inundation and the distribution pattern of water masses. The research method with field observations as input required numerical simulation. Field observations included the upstream discharge of the Mahakam River obtained 83.74 m³/sec on July 25, 2018, and tidal measurements for 15 days from July 14 - 28, 2018 (1-15 Dzulqad'ah 1439) in two-position of observations, namely the river mouth of Mahakam River (Estuary of Pegah) and the river mouth of Karang Mumus. The former position has a tidal range of 192.42 cm, and the latter is 114.32 cm. There were 34 positions along the Mahakam River and the Karang Mumus River to measure salinity covered the results in the range of 28 - 0.03 PSU (practical salinity units). The inundation, currents, and salinities have been distributed as maps by numerical simulations using mike21 software. Comparison between the observed maps and numerical simulations give a good agreement by validation errors of 6.14% in Mahakam River mouth, and lower reaches of the Karang Mumus River of 3.41% and 6.6%. The maximum inundation area obtained was 17,018 km² with a duration of 9 hours with a return period of 20 years. The inundation of the Karang Mumus River is influenced by tidal elevation downstream at a high tide and the Mahakam River discharge at low tide. While, the seawater turned brackish, detected 14 km from the open sea at a high tide during the spring tide. Horizontal spatial distribution of salinity for SE-1 ranges 28 to 18 PSU as far as 5.2 km, SE-2 12 to 18 PSU as far as 7 km, SE-3 10 to 12 PSU as far as 9 km, and SE-4 4 to 10 PSU as far as 14 km from the open sea. Further far from the open sea, SE-5 was nearly freshwater. Well-mixed in the SE-3 area was caught 6.5 to 9.8 km from the open sea during spring and neap tides. High salinity causes the suspended load to flocculate until it falls into bedload. So, it is known the appearance of bars from the spatial distribution of horizontal salinity. On the other hand, the salinity intrusion persisted at the confluence of the Mahakam River and the Karang Mumus tributary, which is 60 km from the open sea. The salinity values were in the range of 0.065 to 0.240 PSU. Even though it detected the minimum, marine salinity intrusion can move further upstream depending on the amount of freshwater discharge

Keywords : Tidal levels, Currents, Inundation, Salinities, and Numerical Modelling

PRAKATA

Puji dan syukur kehadiran Allah SWT, yang telah melimpahkan rahmat dan hidayat-Nya sehingga penulisandisertasi yang berjudul: Analisa Hidrodinamik pada Pertemuan Sungai Mahakam dan Anak Sungai Karang Mumus. Secara akademik penelitian ini merupakan tanggung jawab penuh penulis, namun penulis menyadari bahwa penulisan disertasi ini dapat tersusun berkat dukungan dan keterlibatan banyak pihak. Oleh karena itu, penulis menyampaikan ucapan terima kasih kepada Prof. Dr. Dadang Achmad Suriamiharja, M.Eng., selaku Ketua Komisi Penasehat (promotor), Prof. Dr. Ir. H. Muhammad Arsyad Thaha, M.T., dan Dr. Eng. Ir. Mukhsan Putra Hatta, S.T., M.T., selaku Anggota Komisi Penasehat (kopromotor) atas bantuan, arahan dan bimbingan yang telah diberikan sehingga disertasi ini dapat terujud.

Terima kasih juga penulis sampaikan kepada Rektor Universitas Hassanuddin Prof. Dr. Dwia Aries Tina NK, MA., Dekan Fakultas Teknik Unhas Prof. Dr. Ir. H. Muhammad Arsyad Thaha, M.T., Ketua Jurusan Teknik Sipil Unhas Prof Dr. M. Wihardi Tjaronge, S.T., M. Eng., Ketua Program Studi S3 Prof. Ir. Sakti Adji Adisasmata, M.Si., M. Eng. Sc., Ph.D., dan segenap Dosen S3 Teknik Sipil serta staf pada Program Studi S3 Teknik Sipil Fak. Teknik Unhas.

Karya tulis ini dipersembahkan sebagai rasa kasih sayang dan terima kasih sedalam-dalamnya buat kedua orang tua tercinta H. Muhammad Asiri

dan Hj. Satariah (alm), serta Mertua tersayang Drs. Murdiansyah jafar (alm) dan Hj. Nurdiana; juga istri dan anak tercinta Naili Saadati, S.E., Manal Azka Zhufaira, Marsya Sopie Alisya dan Maudy Ayudia Inara, atas semangat dan dorongan yang tak ternilai selama ini.

Penulis juga sampaikan terima kasih kepada Rektor, Dekan Fakultas Teknik, Ketua Jurusan Teknik Sipil, rekan-rekan kolega dosen Fakultas Teknik Universitas 17 Agustus 1945 Samarinda serta rekan-rekan sesama mahasiswa S3 Teknik Sipil Fakultas Teknik Unhas yang juga banyak memberikan bantuan dan dukungan moril bagi penulis selama penyusunan disertasi ini, dan yang terakhir ucapan terima kasih juga disampaikan kepada mereka yang Namanya tidak tercantum tetapi telah banyak membantu penulis dalam menyelesaikan disertasi ini.

Semoga partisipasi dan sumbangsih semua pihak yang telah membantu dalam prose penyusunan disertasi ini akan menjadi amal ibadah dan memperoleh Ridha dari Allah SWT.

Makassar, Oktober 2021

Penulis

ALPIAN NUR

DAFTAR ISI

	Halaman
HALAMAN PENGESAHAN	i
PRAKATA	ii
PERNYATAAN KEASLIAN DISERTASI	iv
ABSTRAK	v
ABSTRACT	vi
DAFTAR ISI	vii
DAFTAR TABEL	x
DAFTAR GAMBAR	xi
DAFTAR NOTASI	xvi
BAB I PENDAHULUAN	
A. Latar belakang.....	01
B. Rumusan Masalah.....	06
C. Tujuan Penelitian.....	07
D. Manfaat Penelitian.....	07
E. Kebaharuan Penelitian	08
BAB II TINJAUAN PUSTAKA	
A. Daerah Aliran Sungai (DAS).....	10
1. Analisa Hidrologi	12
1.1. Analisa Frekuensi Curah Hujan	12
1.2. Uji Kesesuaian Frekuensi	13
2. Debit Banjir Rencana	15
2.1. Catchment Area.....	15
2.2. Intensitas Hujan	16
2.3. Hidrograf Satuan.....	16
2.4. Perhitungan Debit Banjir Rencana.....	20
B. Pencampuran	22
1. Potensi pasang surut astronomi.....	22

2.	Masuknya Air Tawar	25
C.	Pemodelan Matematika	27
D.	Persamaan Hidrodinamika	29
1.	Model HEC-RAS	29
2.	Model Aliran MIKE 21 FM	33
 BAB III METODE PENELITIAN		
A.	Sifat penelitian	36
B.	Kerangka Konseptual Penelitian.....	36
C.	Teknik Pengumpulan Data	41
D.	Analisis Data.....	46
E.	Lokasi Penelitan	48
 BAB IV PEMBAHASAN		
A.	Hasil Analisis Pengamatan Lapangan	50
1.	Pengukuran Bathimetri.....	50
2.	Pengukuran Debit	51
3.	Pengukuran Pasang Surut.....	51
4.	Pengukuran Arus	54
5.	Pengukuran Salinitas	56
6.	Perhitungan Debit kala ulang Sungai Karang Mumus	60
7.	Debit Hulu Sungai Mahakam.....	62
B.	Pemodelan Luas dan Lama Genangan	64
1.	Simulasi banjir.....	64
2.	Validasi pemodelan.....	78
C.	Pemodelan Salinitas	80
1.	Estuari Sungai Mahakam dari Muara Pegah di Delta Mahakam	80
1.1.	Pemodelan Hidrodinamik.....	80
1.2.	Kecepatan Arus	82
1.3.	Salinitas	87

1.4. Validasi Data Arus dan Salinitas di Muara Pegah.....	91
2. Pertemuan Sungai Mahakam dan Sungai Karang Mumus.....	92
2.1. Kecepatan Arus	93
2.2. Salinitas	98
2.3. Validasi Data Arus dan Salinitas Pertemuan Sungai	102
BAB V KESIMPULAN DAN REKOMENDASI	
A. Kesimpulan.....	105
B. Saran.....	106
DAFTAR PUSTAKA	

DAFTAR TABEL

Tabel 1.	Parameter Statistik	13
Tabel 2.	Perbandingan rumusan hidrograf satuan sintetis.....	21
Tabel 3.	Konstanta Harmonik Pasut Dishidros TNI AL	25
Tabel 4.	Matrik Kerangka Pikir Penelitian	37
Tabel 5.	Konstanta pasang surut perhitungan Least Square di hilir Sungai Karang Mumus dan Muara Pegah di Delta Mahakam	53
Tabel 6.	Ketinggian air dan bilangan Formzhal di hilir Sungai Karang Mumus dan Muara Pegah	53
Tabel 7.	Arah dan kecepatan arus yang diukur di semua lokasi	56

DAFTAR GAMBAR

Gambar 1.	Daerah Aliran Sungai	10
Gambar 2.	Prinsip hidrograf satuan	18
Gambar 3.	Sirkulasi aliran salinitas	26
Gambar 4.	Prinsip aplikasi model	28
Gambar 5.	Tinggi Muka Air.....	30
Gambar 6.	Diagram kerangka pikir.....	38
Gambar 7.	Alur Pikir Penentuan Koefisien Manning n dan Bilangan Courant Awal	39
Gambar 8.	Alur Pikir Simulasi HEC-RAS Calculation Luas dan Lama Genangan.....	40
Gambar 9.	Alur pikir Simulasi Mike.....	41
Gambar 10.	Peta banjir terhadap Das Sungai Karang Mumus tahun 2015.....	44
Gambar 11.	Dokumentasi lokasi terdampak banjir Das Sungai Karang Mumus	45
Gambar 12.	Lokasi wilayah studi.....	48
Gambar 13.	Kontur Kedalaman lokasi studi.	50
Gambar 14.	A. Grafik Pasang surut di hilir Sungai Karang Mumus; B. Grafik Pasang surut di Muara Pegah antara pengamatan dan prediksi selama 15 hari menggunakan metode LeastSquare.....	52
Gambar 15.	Tunggang pasang sebesar 1,143 m di hilir Sungai Karang Mumus dan tunggang pasang sebesar 1,924 m di Muara Pegah	54
Gambar 16.	A. Pengukuran Arus di bagian hilir Sungai Karang Mumus pada KMD_1 dan KMD_2 dan di bagian pertemuan Sungai Mahakam dan Sungai Karang Mumus pada CC_1, CC_2 dan CC_3; B.	

	Pengukuran Arus di Muara Pegah pada point 1 dan point 2.....	55
Gambar 17.	Titik pengambilan CTD sepanjang Sungai Mahakam dan titik pengambilan CTD sepanjang Sungai Karang Mumus.....	57
Gambar 18.	Intrusi Salinitas Muara Pegah ke Sungai Mahakam secara vertikal	57
Gambar 19.	Intrusi salinitas secara vertikal pada pertemuan Sungai Mahakam dan Anak Sungai Karang Mumus	58
Gambar 20.	Intrusi salinitas secara vertikal ketika air surut di sepanjang Sungai Karang Mumus dari hulu ke hilir	59
Gambar 21.	Stasiun data Hidrologi dalam DAS Karang Mumus .	61
Gambar 22.	Grafik hidrograf satuan sintetik Nakayatsu kala ulang 10 dan 20 tahun untuk DAS Sungai Karang Mumus.....	62
Gambar 23.	Data debit hulu Sungai Mahakam selama 2005 – 2016 pada stasiun Muara Kaman (0°09'61,4"S - 116°43'09"T)	63
Gambar 24.	Dua syarat batas debit di hulu dan hilir Sungai Karang Mumus dan elevasi hilir Sungai Karang Mumus.....	64
Gambar 25.	Peta batasan bagian Hulu, tengah dan hilir Sungai Karang Mumus dengan Panjang 5.639,50 m/segmen.....	65
Gambar 26.	Air pasang saat pasut purnama di kala ulang 20 tahun mengakibatkan penggenangan sepanjang hulu dan tengah dari Sungai Karang Mumus dengan 17,018 km ² selama 9 jam.....	67
Gambar 27.	Vektor arah dan kecepatan arus dari hulu ke hilir dengan kisaran 0,002 m/dt - 1,71 m/dt ketika air pasang pasut purnama dengan kala ulang 20 tahun	68

Gambar 28.	Air surut saat pasut purnama di kala ulang 20 tahun mengakibatkan penggenangan sepanjang hulu dan tengah dari Sungai Karang Mumus dengan luas 12,523 km ² selama 16 jam 42 menit.....	69
Gambar 29.	Vektor arah dan kecepatan arus dari hulu ke hilir dengan kisaran 0,36 m/dt – 1,99 m/dt ketika air surut pasut purnama dengan kala ulang 20 tahun...	70
Gambar 30.	Grafik luasan Genangan pasut purnama.....	71
Gambar 31.	Air surut saat pasut perbani di kala ulang 20 tahun mengakibatkan penggenangan sepanjang hulu dan tengah dari Sungai Karang Mumus dengan luas 12,297 km ² selama 6 jam 33 menit.....	73
Gambar 32.	Vektor arah dan kecepatan arus dari hulu ke hilir dengan kisaran 0,002 m/dt - 1,71 m/dt ketika air surut pasut perbani dengan kala ulang 20 tahun.....	74
Gambar 33.	Air pasang saat pasut perbani di kala ulang 20 tahun mengakibatkan penggenangan sepanjang hulu dan tengah dari Sungai Karang Mumus dengan luas 11,935 km ² selama 13 jam.....	75
Gambar 34.	Vektor arah dan kecepatan arus dari hulu ke hilir dengan kisaran 0,05 m/dt – 1,49 m/dt ketika air pasang pasut perbani dengan kala ulang 20 tahun .	76
Gambar 35.	Grafik luasan Genangan pasut perbani.....	77
Gambar 36.	Hasil simulasi untuk validasi kecepatan arus pada titik KMD_1 dan KMD_2 dengan waktu pengambilan di lapangan.....	79
Gambar 37.	RMS error sebesar untuk kecepatan Simulasi terhadap lapangan.....	79
Gambar 38.	A. Pola arus menuju air pasang pasut purnama di B. Pola arus menuju air surut pasut purnama di Muara Pegah.	83

Gambar 39.	A. Pola arus menuju air pasang pasut perbani; B. Pola arus menuju air surut pasut perbani di Muara Pegah.....	85
Gambar 40.	Grafik kecepatan arus selama 15 hari pada point 1 dan 2 untuk Muara Pegah	87
Gambar 41.	A. Distribusi spasial salinitas horisontal dengan kecepatan dan arah arus air pasang purnama.; B. saat air surut purnama.....	88
Gambar 42.	A Distribusi spasial salinitas horisontal dengan kecepatan dan arah arus saat air pasang perbani.; B. pada air surut perbani di Muara Pegah	90
Gambar 43.	RMSE kecepatan arus u sebesar 0,0614 pada Muara Pegah di Delta Mahakam	91
Gambar 44.	RMSE salinitas sebesar 0,073 pada Muara Pegah di Delta Mahakam.....	92
Gambar 45.	A. Pola arus menuju air pasang pada saat pasut purnama; B. Pola arus menuju air surut pada saat pasut purnama di Pertemuan Sungai Mahakam dan Sungai Karang Mumus	94
Gambar 46.	A. Pola arus menuju air pasang pada saat pasut perbani; B. Pola arus menuju air surut pada saat pasut perbani di Pertemuan Sungai Mahakam dan Sungai Karang Mumus	96
Gambar 47.	Gambar 45. Grafik kecepatan arus selama 15 hari pada CC_1; CC_2 dan CC_3 untuk Pertemuan Sungai Mahakam dan Sungai Karang Mumus	97
Gambar 48.	A Distribusi spasial salinitas horisontal dengan arah dan kecepatan arus saat air pasang pada pasut purnama; B. Intrusi saat air surut pada pasut purnama di pertemuan sungai.....	99

Gambar 49.	A. Distribusi spasial salinitas horisontal dengan arah dan kecepatan arus saat air pasang pada pasut perbani; B. Intrusi ketika air surut pada pasut perbani di pertemuan sungai.	101
Gambar 50.	Gambar 48. RMSE kecepatan arus \bar{u} sebesar 0,0614 di pertemuan Sungai Mahakam dan Sungai Karang Mumus	103
Gambar 51.	RMSE salinitas sebesar 0,073 pada pertemuan Sungai Mahakam dan Sungai Karang Mumus	103

DAFTAR NOTASI

Simbol	Uraian	Satuan
\bar{x}	Rata-rata	-
s	Simpangan Baku	-
CV	Koefisien Variasi	-
G	Koefisien <i>Skewness</i>	-
CK	Kurtosis (CK)	-
χ^2	Parameter <i>Chi Square</i>	-
k	Jumlah sub kelompok	-
O_i	Nilai pengamatan pada sub kelompok i	-
E_i	Nilai teoritis pada sub kelompok i	-
n	Data	-
P_e	Peluang empiris	-
P_t	Peluang teoritis	-
Δ_{maks}	Simpangan maksimum	-
m	Nomor urut data	-
P_r	Probabilitas yang terjadi	-
I	Intensitas Curah Hujan	mm/jam
t_c	<i>Time of concentracy</i>	jam
R_{24}	Curah Hujan Maksimum dalam 24 jam	mm
T_L	<i>Time Lag</i>	jam
T_p	Waktu puncak	jam
T_b	Waktu dasar	jam
L	panjang sungai	km
L_c	Jarak titik berat ke outlet	jam
T_e	Durasi hujan efektif	jam
S	Kemiringan sungai	m/m
T_r	Satuan durasi hujan	jam

Q	Debit banjir maksimum	m^3/dt
C	Koefisien pengaliran/ limpasan	-
A	Luas daerah pengaliran	km^2
N_f	Bilangan <i>Fomzhal</i>	-
V	Vektor kecepatan	m/dt
∇	Operator diferensial del	-
H	Tinggi muka air	m
z	Elevasi permukaan dasar	m
h	Kedalaman air	m
t	waktu	jam
u	Komponen kecepatan x	m/dt
v	Komponen kecepatan y	m/dt
q	Sumber / aliran fluks	m^3/dt
ν	Tensor viskositas eddy (pusaran)	m/dt
g	Percepatan gravitasi	m/dt^2
c_f	Gesekan dasar	-
f	Parameter Coriolis	-
ν_{xx}	Koefisien viskositas eddy (pusaran) horizontal dalam arah x	-
ν_{yy}	Koefisien viskositas eddy (pusaran) horizontal dalam arah y	-
n	Koefisien kekasaran Manning	$s/m^{1/3}$
R	Jari-jari hidrolis	m
u_*	Kecepatan geser	m/dt
S_b	Kemiringan permukaan air ke arah normal	m/m
Q_b	Aliran yang melintasi batas yang diberikan Atau nilai debit atau elevasi pasang surut.	$m^3/detik$ atau m
x dan y	Koordinat Kartesius	m
η	Elevasi permukaan	m
d	Kedalaman air yang tenang	m

\bar{u} dan \bar{v}	Kecepatan rata-rata kedalaman pada arah x dan y	m/dt
Ω	Laju sudut revolusi	-
ϕ	Garis lintang geografis	-
ρ	Rapat massa air	Kg/m ³
$s_{xx}, s_{xy},$ s_{yx}, s_{yy}	Komponen tensor tegangan radiasi	N/mm ²
$\tau_{sx}, \tau_{sy},$ τ_{bx}, τ_{by}	Komponen x dan y dari tegangan angin permukaan dan tegangan dasar	N/mm ²
p_a	Tekanan atmosfer	N/mm ²
ρ_0	Rapat massa referensi air	Kg/m ³
S	Besarnya debit karena titik sumber	m ³ /dt
u_s, v_s	Kecepatan pembuangan air ke air disekitar / <i>ambient</i> .	m/dt
T_{ij}	Tegangan lateral	N/mm ²
A	Viskositas pusaran arus horizontal	139
\bar{T}	Temperatur kedalaman rata-rata	°C
\bar{s}	Salinitas kedalaman rata-rata	PSU
F	Difusi horizontal	-
\bar{u}_b	Kecepatan rata-rata kedalaman	m/dt
C	Bilangan Chezy	-
η_T	Potensial pasang surut kesetimbangan	-
e_i	Koreksi untuk pasang surut bumi berdasarkan bilangan Love	-
H_i	amplitudo	m
f_i	faktor nodal	-
T_i	periode konstituen	-
b_i	fasa	°
$t_i - t_s$	bilangan Doodson	-
$s, h, p,$ N dan p_s	argumen astronomis	-

BAB I

PENDAHULUAN

A. Latar Belakang

Kota Samarinda terletak di Pulau Kalimantan, Indonesia. Kota dengan jumlah penduduk lebih dari 820.000 jiwa dan merupakan ibukota Provinsi Kalimantan Timur serta menjadi pusat pemerintahan dan kegiatan ekonomi. Total luas Kota Samarinda diperkirakan sekitar 718 Km². Sementara seluas 365,27 Km² (50,09 % dari total area) dari wilayah kota Samarinda termasuk dalam DAS Sungai Karang Mumus. Sungai Karang Mumus memiliki panjang sungai ± 40 Km membentang dari utara ke selatan Samarinda. (Sukmara dkk, 2017).

Populasi utama di Samarinda tinggal di daerah perkotaan dan masalah banjir daerah perkotaan merupakan salah satu persoalan (Tang dkk, 2017). Masalah dan resiko banjir secara signifikan diakibatkan dampak Perubahan iklim. Perubahan iklim membuat pengaruh langsung dan tidak langsung terhadap banjir. Pola-pola perubahan iklim yang diamati dan diproyeksikan dapat memiliki pengaruh yang besar terhadap risiko banjir yang ada, misalnya oleh (Jha, 2012) peningkatan ketinggian permukaan laut menyebabkan peningkatan banjir di daerah pesisir, dan perubahan pola curah hujan berpengaruh terhadap ketinggian banjir dari sungai yang cenderung meningkat.

Wilayah Sungai Mahakam ditandai oleh iklim hutan hujan tropis dengan musim kemarau dari bulan Mei hingga September dan musim hujan dari bulan Oktober hingga April. Suhu harian rata-rata bervariasi antara 24^o - 29^oC sedangkan kelembaban relatif berkisar antara 77 dan 99% (Hidayat dkk, 2012). Curah hujan tahunan rata-rata bervariasi antara 4000 sampai dengan 5000 mm/tahun dari dataran tinggi ke dataran tengah selanjutnya menurun dari 2000 sampai 3000 mm/tahun di dekat pantai (Roberts dan Sydow, 2003). Pola curah hujan di wilayah sungai dilaporkan memiliki dua puncak curah hujan atau bimodal, yang terjadi umumnya pada bulan Desember dan Mei (Hidayat dkk, 2012). Tangkapan air Sungai Mahakam berubah secara signifikan yang disebabkan oleh iklim regional dan sirkulasi udara Global dan kondisi hidrologi, khususnya terjadi ENSO (*El Nino-Southern Oscillation*) seperti pada tahun 1997, mengarah ke variasi yang signifikan di aliran pada sungai (Hidayat dkk, 2012). Debit sedimen rata-rata $8 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{tahun}$ dan debit sungai tahunan antara 1000 hingga 3000 m^3/dt yang dilaporkan dalam (Allen dan Chambers, 1998).

Setiap aliran sungai memiliki karakteristik dan morfologi yang berbeda-beda. Belakangan, berbagai upaya telah dilakukan untuk mengembangkan model 2D yang dapat memberikan informasi lengkap tentang aliran dan daya rusak air. Beberapa contoh dari perangkat lunak pemodelan 2D ini adalah MIKE 21, DELFT-FLS, DELFT-2D, RiverCAD, iRIC dan HEC-RAS. Beberapa penelitian telah dilakukan mengenai Sungai Karang Mumus ini seperti karakteristik aliran (Nur dkk, 2019), pendahuluan

pencampuran (Nur dkk 2019), pengendapan (Nur dkk, 2019), pendekatan analitis dinamika gelombang panjang di muara (Raming dkk, 2019). Pemodelan hidrodinamika juga telah dilakukan dari beberapa penelitian sebelumnya untuk sungai dan estuari, seperti: Model Numerik Hidrodinamika dan Perubahan Morfologi Muara Jeneberang (Arafat dkk, 2016), pengaruh pasang surut (Hatta dkk, 2018), salinitas dan suhu (Karamma dkk, 2018, 2020) dan tekstur sedimen dan kontrol fitur topografi pada keadaan morfodinamika pantai (Suriamihardja dkk, 2015).

Karakterisasi aliran pada pertemuan sungai adalah aspek penelitian fluvial yang telah menghasilkan perhatian yang besar selama 30 tahun terakhir. (Lihat review Gooseff dalam Rice, 2008), dengan banyak fokus pada karakterisasi hidrodinamika persimpangan dan pola pencampuran antara dua aliran konvergen. Penelitian sebelumnya termasuk studi tentang pertemuan di laboratorium (Mosley, 1976; Best, 1986, 1987, 1988; Best dan Roy, 1991; Biron dkk, 1996a, b; McLelland dkk, 1996; Herrero, dkk 2016), di sungai kecil (Best dan Reid, 1984; Roy dkk, 1988; Roy dan Bergeron, 1990; Ashmore dkk, 1992; Bristow dkk, 1993; Biron dkk, 1993a, b; Kenworthy dan Rhoads, 1995; Rhoads dan Kenworthy, 1995; McLelland dkk, 1996; Rhoads, 1996; De Serres dkk, 1999; Rhoads dan Sukhodolov, 2001, 2004; Boyer dkk, 2006; Rhoads dkk, 2009 ; Riley dan Rhoads, 2012; Ramón dkk 2013, 2014; Lewis dan Rhoads, 2015) dan dalam saluran besar (Best dan Ashworth, 1997; Parsons dkk, 2007; Szupiany dkk, 2007; Lane dkk, 2008; Parsons dkk, 2008; Laraque dkk 2009; Szupiany dkk, 2009;

Trevethan dkk, 2015) dan Horacio dkk, 2017 mengilustrasikan pentingnya perbedaan density antara anak-anak sungai dalam menentukan laju dan luas spasial di pencampuran pada tikungan lengkung yang bertemu.

Ketidakpastian aliran hilir untuk kondisi habitat heterogen sangat tergantung pada laju pencampuran antara pertemuan aliran dan pada pengaturan spasial aliran di dan dari hilir pertemuan, yaitu, apakah sungai mengalir berdampingan atau tidak. Air dari dua pertemuan sungai mengalir berdampingan jika sama kerapatannya dan laju pencampurannya sebagian besar akan tergantung pada sejauh mana lapisan pencampuran yang hampir vertikal yang berkembang di antara pertemuan sungai yang terdistorsi, meningkatkan daerah kontak antara massa air. Distorsi lapisan pencampuran, pada gilirannya, dapat terjadi sebagai akibat dari perbedaan kedalaman antara sungai utama dan anak sungai atau gerakan spiral skala sungai, yang pada umumnya menghasilkan pengurangan yang signifikan dalam panjang pencampuran (misalnya, Gaudet dan Roy, 1995; Lane dkk, 2008; Rhoads dan Kenworthy, 1995). Pengembangan dua dimensi pusaran air dalam lapisan geser antara pertemuan sungai juga telah terbukti meningkatkan laju pencampuran antara massa air tetapi pengaruhnya terhadap pencampuran sungai bisa agak terbatas (Konsoer dan Rhoads, 2014; Lane dkk, 2008) ini dalam (Ramon, dkk, 2016) juga berpendapat bahwa perbedaan densitas yang lemah antara pertemuan sungai dapat menyebabkan laju distorsi yang lebih besar dari antarmuka pencampuran,

menghasilkan daerah kontak yang lebih besar antara sungai dan meningkatkan laju pencampuran.

Amplitudo pasang surut Delta Mahakam berkisar kurang dari 0,2 m selama pasang surut perbani sampai sekitar 0,6 m selama pasang surut purnama, yang terjadi selama 15 hari (Allen dan Chambers 1998). Meskipun amplitudo pasang surut seperti itu tidak terlalu besar, hal ini cukup mampu menghasilkan arus pasang surut yang kuat yang menyebabkan membalikkan arah aliran Sungai Mahakam sejauh ke hulu Sungai Mahakam (Mandang dan Yanagi, 2008). Interaksi antara osilasi pasang surut dan limpasan sungai juga terkait erat dengan kualitas air, dan konsentrasi unsur hara.

Adanya pasang surut memiliki tiga konsekuensi utama, yaitu: pencampuran meningkat, dan pengaruh daya apung sebagian ditekan; transportasi sedimen dua arah hadir; Bidang batas sungai-laut bergerak dalam arah vertikal dan horizontal. Saat air pasang memasuki sungai berperilaku seperti gelombang yang melaju ke hulu, distorsi (memutarbalikkan), dan akhirnya hilang karena gesekan bawah dan aliran sungai. Keberadaan debit sungai memiliki pengaruh yang sama dengan kenaikan gesekan dengan faktor yang sebanding dengan sungai terhadap rasio debit pasang surut. Dengan demikian, peningkatan debit sungai meningkatkan redaman pasang surut, mengurangi amplitudo kecepatan pasang surut, dan kecepatan gelombang, dan meningkatkan tahap penyesuaian antara air pasang dan Air pasang diam.

Bila debit pasang surut besar dibandingkan dengan satu fluvial, adanya aliran sungai meningkatkan peredaman pasang surut, dan menurunkan amplitudo kecepatan pasang surut. Selain itu, amplitudo kecepatan pasang surut meningkat dengan meningkatnya debit (Leonardi dkk, 2015) dan debit sungai jelas mempengaruhi sirkulasi (Hadi dkk, 2006). Penelitian ini diarahkan pada pertemuan di Sungai Mahakam dan anak Sungai Karang Mumus karena banyak aspek interaksi antara hidrodinamika pasang surut dan aliran sungai memerlukan penyidikan lebih lanjut.

B. Rumusan Masalah Penelitian

Untuk lebih memfokuskan pembahasan di pertemuan antara Sungai Mahakam dengan Anak Sungai Karang Mumus, maka dirumuskan masalah penelitian sebagai berikut:

1. Bagaimana karakteristik pasut dan pola arus di pertemuan Sungai Mahakam dan Anak Sungai Karang Mumus dengan memperhitungkan elevasi pasang surut di hilir?
2. Bagaimana luas dan lama genangan di Sungai Karang Mumus berdasarkan debit dari hulu dengan memperhitungkan elevasi pasang surut di hilir?
3. Bagaimana pola pencampuran salinitas sebagai pertemuan debit dari hulu dan pasang surut dari hilir?

C. Tujuan Penelitian

Sesuai dengan rumusan masalah yang telah dibahas maka tujuan utama penelitian ini:

1. Mendapatkan karakteristik pasut dan pola arus di pertemuan Sungai Mahakam dan Anak Sungai Karang Mumus dengan memperhitungkan elevasi pasang surut di hilir.
2. Mendapatkan lama dan luas genangan berdasarkan debit dari hulu dengan memperhitungkan elevasi pasang surut di hilir.
3. Mendapatkan pola pencampuran salinitas sebagai pertemuan debit dari hulu dan pasang surut dari hilir.

D. Manfaat Penelitian

Seiring dengan tujuan penelitian yang ingin dicapai, maka manfaat yang diharapkan dari penelitian ini mencakup dalam dua aspek, yaitu:

1. Aspek akademis

Penelitian ini dimulai dengan analisa hidrodinamika dan disusun jadi persamaan pengatur yang merepresentasikan peristiwa aliran dan salinitas di sungai. Harapan penelitian ini akan bermanfaat bagi ilmu pengembangan ilmu pengetahuan, dapat dijadikan rujukan atau

sumber referensi sebagai landasan teoritis khususnya yang terkait studi ini.

2. Aspek Praktis

Pemodelan penggenangan yang dilakukan dapat dijadikan sebagai bahan pertimbangan dalam pengambilan suatu kebijakan terkait pengendalian banjir dan pengelolaan sungai. sementara pemodelan distribusi spasial salinitas secara horizontal berguna memberikan informasi pemetaan salinitas secara spasial. salinitas yang tinggi mengakibatkan flokulasi terhadap sedimen melayang hingga jatuh menjadi sedimen dasar. Sehingga indikasi kemunculan bars dimungkinkan terjadi. Disisi lain, Peletakan paling hilir untuk pembangunan sistem pengolahan air minum juga dapat diprediksi dari simulasi distribusi spasial salinitas horisontal ini.

E. Kebaruan Penelitian

Penelitian ini bersifat lokal, dan belum ditemukan penelitian terdahulu yang meneliti karakteristik pertemuan antara Sungai Mahakam dengan anak Sungai Karang Mumus dimana setiap pertemuan sungai biasanya memiliki karateristik sendiri-sendiri, sehingga penelitian ini memiliki kebaruaran:

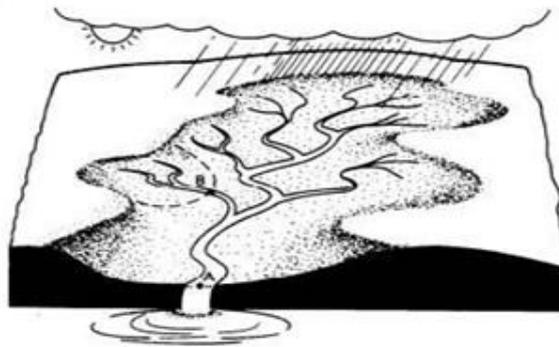
1. Mendapatkan karakteristik sungai yang masih dipengaruhi pasang surut dengan tunggang pasang surut dari muara laut hingga hulu sungai. Selain itu, mendapatkan karakteristiknya pola arus yang terjadi diakibatkan ada dua debit dari hulu sungai dengan memperhitungkan pasang surut di bagian hilirnya.
2. Mendapatkan luas dan lama penggenangan berdasarkan debit dari hulu dengan memperhitungkan elevasi pasang surut dan dominasi dari keduanya dan mendapatkan nilai koefisien manning yang sesuai dengan karakteristik pertemuan Sungai Mahakam dan Anak Sungai Karang Mumus .
3. Mendapatkan Pola distribusi spasial salinitas horisontal dan pencampuran yang terjadi di sepanjang Pertemuan Sungai Mahakam dan Sungai Karang Mumus berdasarkan massa struktur air berupa salinitas menggunakan pemodelan Numerik.

BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

A. Daerah Aliran Sungai (DAS)

Sungai mempunyai fungsi utama menampung curah hujan setelah aliran permukaan dan mengalirkannya sampai ke laut. Oleh karena itu, sungai dapat diartikan sebagai wadah atau penampung dan penyalur aliran air yang terbawa dari DAS ketempat yang lebih rendah dan bermuara di laut seperti pada Gambar 1. Selanjutnya dijelaskan bahwa DAS adalah suatu sistem yang merubah curah hujan kedalam debit dipelepasannya sehingga menjadi sistem yang kompleks (Soewarno, 1995).



Gambar 1. Daerah Aliran Sungai (Soewarno, 1995)

Panjang sungai adalah panjang yang diukur sepanjang sungai, dari stasiun yang ditinjau dari muara sungai sampai ujung hulunya. Sungai utama adalah sungai terbesar pada daerah tangkapan dan yang membawa aliran menuju muara sungai. Pengukuran panjang sungai dan panjang DAS adalah penting dalam analisis aliran limpasan dan debit aliran sungai.

Panjang DAS adalah panjang maksimum sepanjang sungai utama dari stasiun yang ditinjau (muara) ke titik terjauh dari batas DAS (Triatmodjo, 2010). DAS adalah suatu area dipermukaan bumi yang didalamnya terdapat sistem pengaliran yang terdiri dari satu sungai utama (*main stream*) dan beberapa anak cabangnya (*tributaries*), yang berfungsi sebagai daerah tangkapan air dan mengalirkan air melalui satu keluaran (*outlet*) (Soewarno,1995). (Asdak, 2010), mengemukakan bahwa beberapa karakteristik DAS yang mempengaruhi debit aliran antara lain yaitu:

- a. Luas DAS menentukan besarnya daya tampung terhadap masukan hujan. Makin luas DAS semakin besar daya tampung, berarti makin besar volume air yang dapat disimpan dan disumbangkan oleh DAS.
- b. Kemiringan lereng DAS.
- c. semakin cepat laju debit dan akan mempercepat respon DAS terhadap curah hujan.
- d. Bentuk DAS yang memanjang dan sempit cenderung menurunkan laju limpasan daripada DAS yang berbentuk melebar walaupun luas keseluruhan dari dua bentuk DAS tersebut sama.
- e. Jenis tanah memiliki kapasitas infiltrasi yang berbeda-beda, sehingga semakin besar kapasitas infiltrasi suatu jenis tanah dengan curah hujan yang singkat maka laju debit akan semakin kecil.
- f. Pengaruh vegetasi dapat memperlambat jalannya aliran air dan memperbesar jumlah air yang tertahan di atas permukaan tanah dengan demikian akan menurunkan laju debit aliran.

1. Analisa Hidrologi

Analisa hidrologi merupakan tahapan paling penting sebelum perhitungan hidrolika dari bangunan drainase atau sungai, menentukan laju aliran, limpasan permukaan (*run Off*) dan debit (*discharge*) (Subarkah, 1980). Data curah hujan merupakan data hidrologi yang penting. Data curah hujan ini diperoleh dari stasiun hujan yang mewakili di sekitar kajian. Data hujan yang diambil dari berbagai stasiun hujan diuji untuk mengetahui apakah data tersebut konsisten atau tidak. Uji konsistensi merupakan uji kebenaran data lapangan yang menggambarkan keadaan sebenarnya. Untuk memperhitungkan hujan rancangan maksimum dipergunakan analisa frekuensi yang sesuai dengan data yang ada, sedangkan untuk mengetahui kebenaran dari analisa frekuensi tersebut diperlukan uji distribusi frekuensi (Subarkah, 1980).

1.1. Analisa Frekuensi Curah Hujan

Analisa frekuensi terhadap data hujan yang tersedia dapat dilakukan dengan beberapa metode antara lain Distribusi Log Pearson III dan Distribusi Gumbel. Distribusi frekuensi digunakan untuk memperoleh probabilitas besaran curah hujan rencana dalam berbagai periode ulang. Dasar perhitungan distribusi adalah parameter yang berkaitan dengan analisis data yang meliputi rata-rata, simpangan baku, koefisien variasi, dan koefisien *skewness* (kecondongan atau kemencengan). Sebagai Pedoman Umum Penggunaan Metode Distribusi Sebaran, distribusi Gumbel men-

syaratkan $CS = G \approx 1,139$ dan $CK \approx 5,4$ sedangkan distribusi sebaran Log Person III memberikan nilai CS yang bebas yang penting tidak sama dengan nol (suripin, 2004). Parameter statistik terhadap sampel dan populasinya dapat dilihat pada Tabel 1.

Tabel 1. Parameter Statistik

Parameter	Sampel	Populasi
Rata-rata	$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$	$\mu = E(X) = \int_{-\infty}^{\infty} xf(x)dx$
Simpangan Baku	$s = \left[\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \right]^{\frac{1}{2}}$	$\sigma = \{E[(x - \mu)^2]\}^{\frac{1}{2}}$
Koefisien Variasi	$CV = \frac{s}{\bar{x}}$	$CV = \frac{\sigma}{\mu}$
Koefisien Skewness	$G = \frac{n \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3}{(n-1)(n-2)s^3}$	$\gamma = \frac{E[(x - \mu)^2]}{\sigma^3}$
Kurtosis (CK)	$CK = \alpha_4 = \frac{1 \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^4}{n s^4}$	$CK = \alpha_4 = \frac{1 \sum_{i=1}^n (x_i - \mu)^4}{n \sigma^4}$

(Sumber: Suripin, 2004)

1.2. Uji Kesesuaian Frekuensi

Uji kesesuaian frekuensi dimaksudkan untuk mengetahui apakah frekuensi yang dipilih dapat digunakan atau tidak untuk serangkaian data yang tersedia. Dalam studi ini, untuk keperluan analisis uji kesesuaian

frekuensi digunakan dua metode statistik, yaitu Uji *Chi Square* dan Uji *Smimov Kolmogorov*.

1. Uji *Chi Square*

Uji *Chi Square* dimaksudkan untuk menentukan apakah persamaan distribusi peluang yang telah dipilih dapat mewakili dari distribusi statistik sampel data yang dianalisis. Pengambilan keputusan uji ini menggunakan parameter χ^2 . Parameter χ^2 dapat dihitung dengan rumus (Soewarno, 1995):

$$\chi_h^2 = \sum_{i=1}^n \frac{(O_i - E_i)^2}{E_i} \dots\dots\dots(1)$$

$$O_i = \frac{n}{k} \dots\dots\dots(2)$$

Jumlah kelas distribusi dihitung dengan persamaan:

$$K = 1 + 3,322 \log n \dots\dots\dots(3)$$

Di mana χ_h^2 , Parameter *Chi Square* terhitung, k Jumlah sub kelompok, O_i dan E_i Jumlah nilai pengamatan dan teoritis pada sub kelompok i, n = data.

2. Uji *Smimov Kolmogorov*

Uji Smirnov Kolmogorov digunakan untuk membandingkan peluang yang paling maksimum antara distribusi empiris dan distribusi teoritis yang disebut Prosedur maksimum, perhitungan uji *smirnov kolmogorov* adalah sebagai berikut: (Soewarno, 1995):

Menghitung peluang empiris (P_e) dengan rumus Weibull (Soewarno, 1995):

$$P_e = \frac{m}{n + 1} \dots\dots\dots(4)$$

Menghitung peluang teoritis (R) dengan rumus:

$$P_t = 1 - P_r \dots\dots\dots(5)$$

Menghitung simpangan maksimum (Δ_{maks}) dengan rumus:

$$\Delta_{maks} = |P_t - P_e| \dots\dots\dots(6)$$

Di mana P_e , peluang empiris, m , nomor urut data, n , banyaknya data, P_r , Probabilitas yang terjadi, apabila hasil perhitungan $\Delta_{maks} < \Delta_{tabel}$ maka distribusi teoritis yang digunakan untuk menentukan persamaan distribusi dapat diterima, dan apabila $\Delta_{maks} > \Delta_{tabel}$ maka distribusi teoritis yang digunakan untuk menentukan persamaan distribusi tidak dapat diterima.

2. Debit Banjir Rancangan

Dalam perencanaan di bidang sumber daya air, seringkali diperlukan data debit banjir rancangan yang realistis. Banjir rancangan dengan periode ulang tertentu dapat dihitung dengan data debit banjir atau data hujan. Apabila data debit banjir tersedia cukup panjang (>20 tahun), debit banjir dapat langsung dihitung dengan metode analisis probabilitas. Sedang apabila data yang tersedia hanya berupa data hujan dan karakteristik DAS, salah satu metode yang disarankan adalah menghitung debit banjir dari data hujan harian maksimum rencana dengan superposisi hidrograf satuan Subramanya, 1984; Harto, 1993; Ramírez, 2000 dalam Natakusumah, 2011

2.1. Catchment Area

Luas daerah tangkapan air (*Catchment Area*) adalah daerah pengaliran yang menerima curah hujan selama waktu tertentu (Intensitas

Hujan) sehingga menimbulkan debit limpasan yang harus ditampung oleh saluran hingga mengalir ke ujung saluran (*outlet*).

2.2. Intensitas Hujan

Kurva frekuensi intensitas adalah kurva yang menunjukkan persamaan di mana t sebagai absis dan I sebagai ordinat. Kurva ini digunakan untuk perhitungan limpasan (*run off*) dengan rumus rasional dan untuk perhitungan debit puncak dengan menggunakan intensitas curah hujan yang sebanding dengan waktu pengaliran curah hujan dari titik paling atas ke titik yang ditinjau di bagian hilir daerah pengaliran itu (Suyono dan Takeda, 1993).

Intensitas hujan (mm/jam) dapat diturunkan dari data curah hujan harian (mm). Secara empiris menggunakan metode mononobe, intensitas curah hujan (I) dalam rumus rasional dapat dihitung berdasarkan rumus Metode Mononobe (Subarkah,1980), dengan persamaan:

$$I = \frac{R_{24}}{24} \left(\frac{24}{t} \right)^{\frac{2}{3}} \dots\dots\dots(7)$$

Di mana I , Intensitas Curah Hujan selama *time Of Concentration* (mm/jam), t , lamanya curah atau *time of concentracy* (t_c), R_{24} , Curah Hujan Maksimum dalam 24 jam

2.3. Hidrograf Satuan

1. Pengertian hidrograf satuan sintetis

Menurut definisi hidrograf satuan sintetis adalah hidrograf limpasan

langsung (tanpa aliran dasar) yang tercatat di ujung hilir DAS yang ditimbulkan oleh hujan efektif sebesar satu satuan (1 mm, 1 cm, atau 1 inchi) yang terjadi secara merata di seluruh DAS dengan intensitas tetap dalam suatu satuan waktu (misal 1 jam) tertentu (Subramanya, 1984; Ramírez, 2000, Triatmojo, 2008). Beberapa asumsi dalam penggunaan hidrograf satuan sebagai berikut:

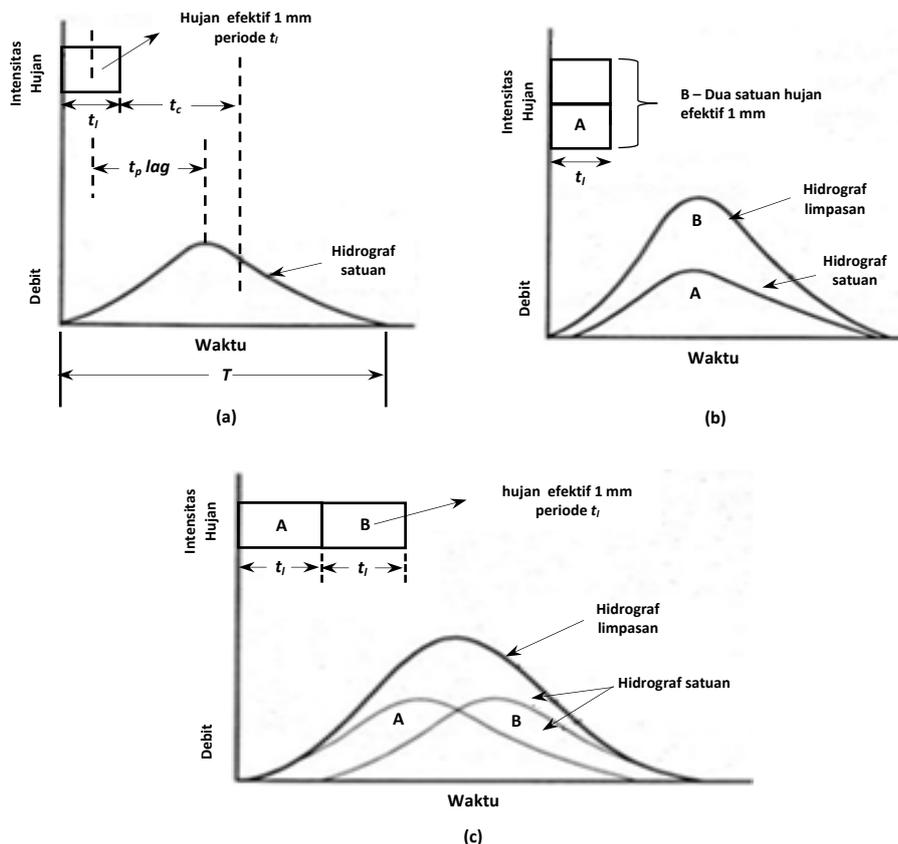
- a. Hujan efektif mempunyai intensitas konstan selama durasi hujan efektif. Untuk memenuhi anggapan ini maka hujan deras untuk analisis adalah hujan dengan durasi singkat.
- b. Hujan efektif terdistribusi secara merata pada seluruh DAS. Dengan anggapan ini maka hidrograf satuan tidak berlaku untuk DAS yang sangat luas, karena sulit untuk mendapatkan hujan merata di seluruh DAS

2. Konsep hidrograf satuan

Karakteristik bentuk hidrograf yang merupakan dasar dari konsep hidrograf satuan ditunjukkan pada Gambar 2. Prinsip penting dalam penggunaan hidrograf satuan adalah sebagai berikut:

- a. *Lumped response*: Hidrograf menggambarkan semua kombinasi dari karakteristik fisik DAS yang meliputi (bentuk, ukuran, kemiringan, sifat tanah) dan karakteristik hujan.
- b. *Time Invariant*: Hidrograf yang dihasilkan oleh hujan dengan durasi dan pola yang serupa memberikan bentuk dan waktu dasar yang serupa pula.

- c. *Linear Response*: Respons limpasan langsung dipermukaan (*direct Run-off*) terhadap hujan efektif bersifat linear, sehingga dapat dilakukan superposisi hidrograf.



Gambar 2. Prinsip hidrograf satuan (Triatmojo, 2008)

3. Tinggi dan durasi hujan satuan

Tinggi hujan satuan yang umum digunakan adalah 1 inci atau 1 mm. Durasi hujan satuan umumnya diambil $T_r = 1$ jam, namun dapat dipilih durasi lain asalkan dinyatakan dalam satuan jam (misal 0.5 jam, 10 menit = $1/6$ jam). Jika durasi data hujan semula dinyatakan dalam 1 jam, jika diinginkan melakukan perhitungan dalam interval 0.5 jam, maka tinggi hujan setiap jam harus dibagi 2 dan didistribusikan dalam interval 0.5 jam.

4. Waktu puncak (T_p) dan waktu dasar (T_b)

Dari karakteristik fisik DAS dapat dihitung dua elemen - elemen penting yang akan menentukan bentuk dari hidrograf satuan itu yaitu 1) *Time Lag* (T_L), 2) Waktu puncak (T_p) dan waktu dasar (T_b). Selain parameter fisik terdapat pula parameter non-fisik yang digunakan untuk proses kalibrasi. *Time lag* dan Waktu puncak (*time to peak*)

Kirpich Untuk Cathment Kecil ($A < 2 \text{ km}^2$)

$$T_c = 0,01947 \left(\frac{L^{0,77}}{S^{0,385}} \right) \text{ dan } T_p = 2/3 T_c \quad \dots\dots\dots (8)$$

Snyder

$$T_L = (L L_c)^{0,3} \text{ dan } T_e = T_L/5,5 \quad \dots\dots\dots (9)$$

$$T_p = \begin{cases} T_e \geq Tr \rightarrow T_p = t_p + 0,25 (Tr - T_e) \\ T_e < Tr \rightarrow T_p = t_p + 0,5 Tr \end{cases} \quad \dots\dots\dots (10)$$

Nakayasu

$$T_L = \begin{cases} 0,21 L^{0,7} & (L < 15 \text{ km}) \\ 0,527 + 0,058 L & (L \geq 15 \text{ km}) \end{cases} \quad \dots\dots\dots (11)$$

$$T_p = 1,6 T_L$$

USGS

$$T_L = 0,38 L^{0,62} S^{-0,31} (13 - BD)^{0,47} \text{ dan } T_p = T_L + 0,5 Tr \quad \dots\dots\dots (12)$$

SCS

$$T_L = L^{0,8} \left(\frac{2540 - 22,86 CN}{14104 CN^{0,7} S^{0,5}} \right)^{0,47} \text{ dan } T_p = T_L + 0,5 Tr \quad \dots\dots\dots (13)$$

Di mana T_L , *time lag* (jam), L , panjang sungai (km), L_c , jarak titik berat ke outlet (km), T_e , durasi hujan efektif (jam), S , kemiringan sungai (m/m), Tr ,

satuan durasi hujan (jam), T_p , waktu puncak (jam), T_c , waktu konsentrasi (jam), BD , faktor pengembangan DAS, CN , curve number.

Waktu dasar (T_b)

Untuk DAS kecil ($A < 2 \text{ km}^2$), menurut SCS harga T_b dihitung dengan

$$T_b = \frac{8}{3} T_p \quad \dots\dots\dots (14)$$

Untuk DAS berukuran sedang dan besar harga secara teoritis T_b dapat berharga tak berhingga (sama dengan cara Nakayasu), namun prakteknya T_b dapat dibatasi sampai lengkung turun mendekati nol, atau dapat juga menggunakan harga berikut

$$T_b = (10 \text{ s/d } 20) \cdot T_p \quad \dots\dots\dots (15)$$

2.4. Perhitungan Debit Banjir Rencana

Metode rasional adalah metode lama yang masih digunakan hingga sekarang untuk memperkirakan debit puncak (*peak discharge*). Ide yang melatarbelakangi metode rasional adalah jika curah hujan dengan intensitas (I) terjadi secara terus menerus, maka laju limpasan langsung akan bertambah sampai mencapai waktu konsentrasi t_c . Waktu konsentrasi t_c tercapai ketika seluruh bagian DAS telah memberikan kontribusi aliran di outlet. Laju masukan pada system adalah hasil curah hujan dengan intensitas pada DAS dengan luas A . Nilai perbandingan antara laju masukan dengan laju debit puncak (Q_p) yang terjadi pada saat t_c dinyatakan sebagai *run off coefficient* (C) dengan nilai $0 \leq C \leq 1$ (Chow, 1997). Perbandingan rumusan hidrograf satuan sintetis Snyder-Alexeyev,

Nakayasu, Limantara, GAMA-1 dapat dilihat pada Tabel 2 dan untuk Debit puncak dengan asumsinya:

- Curah hujan terjadi dengan intensitas yang tetap dalam jangka waktu tertentu, setidaknya sama dengan waktu konsentrasi.
- Limpasan langsung mencapai maksimum ketika durasi hujan dengan intensitas tetap sama dengan waktu konsentrasi.
- Koefisien *run off* dianggap tetap selama durasi hujan.
- Luas DAS tidak berubah selama durasi hujan. (Wanielista, 1997).

Tabel 2. Perbandingan rumusan hidrograf satuan sintetis Snyder-Alexeyev, Nakayasu, Limantara, GAMA-1 untuk Debit puncak

Metode Debit Puncak	Catatan
Snyder-Alexeyev $Q_p = \frac{0,275C_p A}{T_p}$	C_p = Coef Debit (Untuk kalibrasi)
Nakayasu $Q_p = \frac{C A R}{3,6 (0,3T_p + 0,3)}$	C_p = Coef Debit (Untuk kalibrasi)
Limantara $Q_p = 0,042A^{0,451}L^{0,497}L_c^{0,356}S^{-0,131}n^{0,168}$	
GAMA-1 $Q_p = 0,1836A^{0,5886}T_p^{-0,4008}JN^{-0,2381}$	

(Sumber: Natakusumah, 2011)

Rumus yang banyak digunakan untuk sungai-sungai biasa dengan daerah pengaliran yang luas. Bentuk umum rumus rasional ini adalah sebagai berikut:

$$Q = 0,2778 \cdot C \cdot I \cdot A \dots\dots\dots (16)$$

Di mana Q , Debit banjir maksimum (m^3/detik), C , Koefisien pengaliran/limpasan, I , Intensitas curah hujan rata-rata (mm/jam), A , Luas daerah pengaliran (km^2), arti rumus ini dapat segera diketahui yakni jika terjadi curah hujan selama 1 jam dengan intensitas 1 mm/jam dalam daerah seluas 1 km^2 , maka debit banjir sebesar 0,2778 m^3/detik dan melimpas selama 1 jam (Suyono dan Takeda, 1993).

B. Pencampuran

Debit sungai ke estuari secara bertahap melarutkan air laut karena adveksi dan difusi turbulen, menghasilkan gradien salinitas memanjang (density), yang sangat penting bagi dinamika estuari. Debit sungai (Q_f) didefinisikan secara fisik sebagai transportasi volume (volume per satuan waktu). Rasio transportasi volume oleh setiap penampang transversal estuari adalah intensitas kecepatan rerata u_f , (jarak per waktu) di seluruh penampang transversal yang dipaksakan oleh debit sungai (Miranda dkk, 2017).

1. Potensi pasang surut astronomi

Potensi pasang surut astronomi dominan dalam menghasilkan gerakan (turbulen dan sirkulasi, dalam skala kecil dan skala besar, masing-masing), menghasilkan pencampuran air tawar dan air asin, sehingga berkembang dalam proses adveksi dan difusi, yang bervariasi secara

spasial dan juga dipengaruhi oleh geometri estuari. Pasang surut laut adalah salah satu fenomena oseanografi pertama yang dipelajari secara teoretis. Teori pasang surut equilibrium dikembangkan dalam karya ilmiah perintis Daniel Bernoulli, pada tahun 1740. Komponen utama dari osilasi pasang surut dihitung oleh P.S. Laplace, pada tahun 1775. Dalam pekerjaan berikutnya, efek pasang surut dibagi menjadi pasang surut air laut dan dangkal, dalam buku von Arx (1962). upaya untuk menemukan ketinggian pasang surut secara real time menggunakan solusi persamaan Laplace,

Ketinggian gelombang pasang surut (H_o) didefinisikan sebagai perbedaan elevasi antara level tertinggi (puncak) dan level terendah (palung), ditunjukkan oleh HW dan LW. Jarak antara dua puncak dan terendah berturut-turut adalah panjang gelombang (λ) dan interval waktu penyebaran peristiwa-peristiwa ini (siklus pasang surut) satu atau dua kali per hari adalah periode pasang surut (T_p). Ketinggian pasang surut bervariasi secara berkala sesuai dengan intensitas gravitasi, dan interval waktu dari siklus ini kira-kira sama dengan 12,4 dan 25,0 jam (semi-diurnal atau diurnal, masing-masing). Amplitudo gelombang pasang surut tertinggi (tertinggi HW) dan terendah (terendah LW) terjadi ketika Bumi, Matahari dan Bulan sejajar atau dalam kuartal, masing-masing. Amplitudo pasang surut (η_o) adalah perbedaan antara tingkat puncak (atau air yang tinggi) dan ketinggian laut rerata, sama dengan setengah dari tinggi ($\eta_o = H_o/2$). menurut ketinggian maksimum (H_{MAX}), estuari dipaksa oleh pasang surut

yang dapat diklasifikasikan sebagai (Davies 1964): Microtide: $H_{MAX} < 2$ m, Mesotide: $2 < H_{MAX} < 4$ m, Macrotide: $4 < H_{MAX} < 6$ m dan Hypertide: $H_{MAX} > 6$ m.

Secara umum pasut air dibedakan dalam empat tipe (Ongkosong dkk,1989), dengan rasio sebagai berikut:

$$F = \frac{AK_1 + AO_1}{AM_2 + AS_2} \dots\dots\dots (17)$$

di mana K_1 , O_1 , M_2 dan S_2 adalah komponen pasang surut utama diurnal (indeks 1) dan semidiurnal (indeks 2). Menurut variasi bilangan tak berdimensi ini, pasang surut dapat diklasifikasikan sebagai $0 < F < 0,25$ — *semidiurnal*; $0,25 < F < 1,5$ — *mixed*, dengan dominasi *semidiurnal*; $1,5 < F < 3.0$ — *mixed*, dengan dominasi *diurnal*; $F > 3.0$ — *diurnal*.

Dalam masalah teoritis ketika variasi pasang surut harus diperhitungkan, mungkin nyaman untuk menyederhanakan teori dengan mempertimbangkan ini memaksa untuk menjadi secara analitis diwakili oleh hanya satu komponen pasang surut seperti:

$$\eta(x, t) = \eta_0 \cos(\kappa x - \omega t), \dots\dots\dots (18)$$

di mana $\omega = 2\pi/T$ dan $\kappa = 2\pi/\lambda$ menunjukkan frekuensi sudut dan bilangan wave, masing-masing. Persamaan ini dapat, misalnya, digunakan sebagai syarat batas untuk mensimulasikan pasang surut memaksa di mulut estuari. Pengamatan pasut oleh Dishidros TNI AL selama ini menghasilkan 9 (sembilan) konstanta harmonik seperti pada Tabel 3 yakni 4 konstanta Pasut ganda (M_2 , S_2 , N_2 , K_2), 3 konstanta pasut tunggal (K_1 , O_1 , P_1), serta 2 konstanta pasut perairan dangkal (M_4 , MS_4).

Tabel 3. Konstanta Harmonik Pasut Dishidros TNI AL

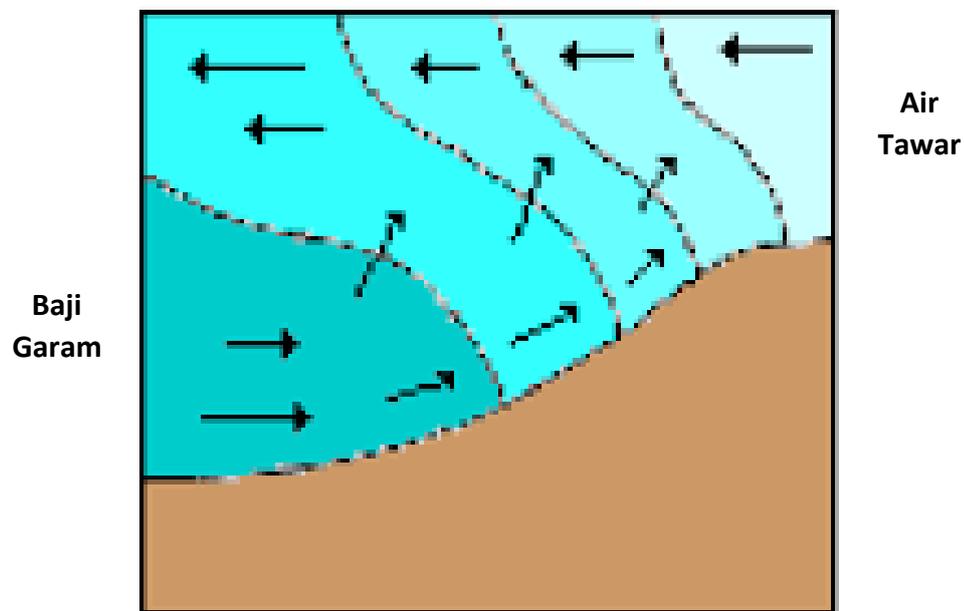
Nama Konstanta	Keterangan	Kec.Sudut ($^{\circ}$ /jam)	Kelompok
K1	Konstanta ini dipengaruhi oleh deklinasi Bulan dan deklinasi Matahari	150,410,686	Harian tunggal
O1	Konstanta ini dipengaruhi oleh deklinasi Bulan dan deklinasi Matahari	139,430,356	Harian tunggal
P1	Konstanta ini dipengaruhi oleh deklinasi Matahari	149,589,314	Harian tunggal
S2	Konstanta ini dipengaruhi oleh Matahari	30	Harian ganda
M2	Konstanta ini dipengaruhi oleh Bulan	289,841,042	Harian ganda
N2	Konstanta ini dipengaruhi oleh perubahan jarak, akibat lintasan Bulan yang berbentuk ellips	284,397,295	Harian ganda
K2	Konstanta ini dipengaruhi oleh perubahan jarak, akibat lintasan Matahari yang berbentuk ellips	300,821,373	Harian ganda
M4	Kecepatan sudutnya dua kali kecepatan sudut M2	579,682,084	Perairan dangkal
MS4	Dihasilkan oleh interaksi M2 dengan S2, kecepatan sudutnya sama dengan jumlah kecepatan sudut M2 dan S2	589,841,042	Perairan dangkal

(Sumber: Rawi, 2003)

2. Masuknya Air Tawar

Masuknya air tawar adalah faktor penting yang memiliki pengaruh signifikan pada rezim hidrodinamika di muara sungai. Air tawar dapat

mengalir dari anak-anak sungai, air tanah, waduk dan curah hujan di permukaan. Dengan peningkatan debit sungai, stratifikasi meningkat dan terjadinya penurunan Intrusi garam. Arus yang disebabkan oleh pencampuran air tawar dan air asin disebut arus *residu*, di mana air garam dari hulu mengalir di sepanjang bagian bawah muara dan kurang asin, bahkan air tawar mengalir menuju ke laut di dekat permukaan yang ditunjukkan pada Gambar 3.



Gambar 3. Sirkulasi aliran salinitas

Sumber: http://misclab.umeoce.maine.edu/boss/classes/SMS_491/Estuaries_2011/Hydrodynamics.pdf.

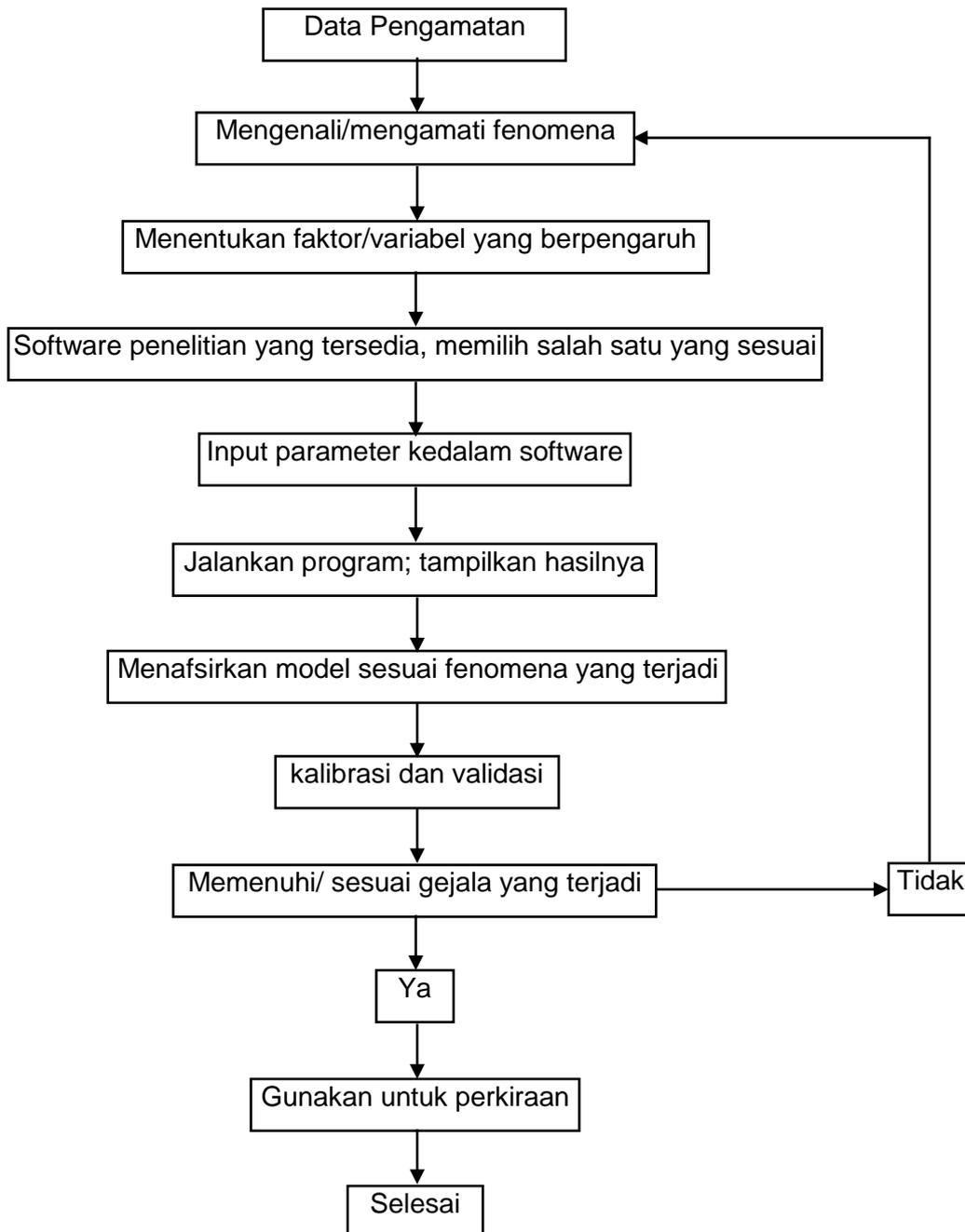
Pola Arus *residu* disebut sirkulasi gravitasi. Sirkulasi gravitasi merupakan mekanisme penting dari *disperse longitudinal* garam di muara. Turbulensi yang dihasilkan oleh Gerakan air menyebabkan pencampuran vertical (vertical mixing), yang cenderung untuk memecah setiap pelapisan garam-

air tawar. Semakin cepat Gerakan air, semakin kuat dan besar resultan turbulensi pencampuran. Kecepatan pasang surut tinggi menghasilkan pencampuran vertical yang kuat sehingga sedikit variasi salinitas dari atas kebagian bawah badan air. Kecepatan pasang surut rendah tidak cukup untuk menyebabkan kondisi pencampuran menyeluruh dapat terjadi (Arafat, 2016).

C. Pemodelan Matematika

Ada empat metode utama untuk penelitian seperti observasi lapangan, solusi analitis, model numerik dan model fisik (Arafat, 2016). Model Numerik adalah referensi matematis dari suatu system model. Pemodelan disusun dari persamaan pengatur (*governing equation*) berupa persamaan-persamaan differensial, yang memerlukan kondisi awal dan batas untuk mendapatkan solusi. Model dapat mensimulasi morfologi, aliran tawar, pengaruh pasang surut dan kondisi angin. Bahkan, kekuatan sebenarnya dari model adalah kemampuannya memprediksi perilaku system alam serta intervensi manusia pada waktu tertentu. Oleh karena itu, tujuan utama dari pemodelan adalah untuk menentukan proses dari perubahan alam atau intervensi antropogenik. Hal ini digunakan sebagai alat prediksi yang memperhitungkan interaksi multi-antara proses fisik yang

berbeda dan dampak baliknya (Ian Towend, 2002). Prinsip penerapan model disajikan pada Gambar 4.



Gambar 4. Prinsip aplikasi model

Pemodelan tidak mewakili sepenuhnya isu yang harus dipertimbangkan dan hanya proses yang paling dominan dipertimbangkan. Pemodelan

dengan model model 2D atau 3D memerlukan komputasi besar untuk mendapatkan akurasi yang baik terutama dalam simulasi jangka Panjang. Oleh karena itu, (De Vriend dkk, 1993) memperkenalkan Teknik yang untuk aplikasi jangka Panjang pemodelan dengan mengurangi waktu komputasi dan data masukan. Prosedur ini memberikan perkiraan yang dapat diandalkan dari evolusi yang paling mungkin.

D. Persamaan Hidrodinamika

1. Model HEC-RAS (*2D Unsteady Flow Hydrodynamics*)

Persamaan Navier-Stokes menggambarkan gerakan fluida dalam tiga dimensi. Dalam konteks pemodelan saluran dan banjir, penyederhanaan lebih lanjut diberlakukan. Salah satu persamaan yang disederhanakan adalah persamaan Air Dangkal (*Shallow Water / SW*). Aliran nirmampat (*incompressible*), kerapatan seragam dan tekanan hidrostatis diasumsikan dan persamaan Reynold dirata-ratakan sehingga gerakan turbulen didekati dengan menggunakan viskositas eddy (pusaran). Diasumsikan juga bahwa skala panjang vertikal jauh lebih kecil daripada skala panjang horizontal. Akibatnya, kecepatan vertikal kecil dan tekanan bersifat hidrostatis, yang mengarah ke bentuk diferensial dari persamaan SW yang diturunkan di bagian selanjutnya. Kemampuan permodelan HEC RAS 2D (*2D Unsteady Flow Hydrodynamics*) menggunakan sebuah skema solusi *finite volume*.

Kekekalan massa (*Mass Conservation*)

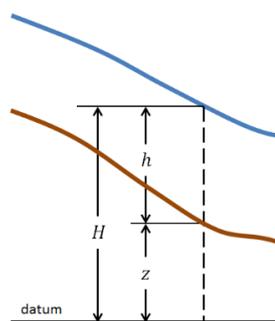
Persamaan massa dalam bentuk vektor, persamaan kontinuitas adalah sebagai berikut:

$$\frac{\partial H}{\partial t} + \nabla \cdot (h\mathbf{V}) + q = 0 \quad \dots\dots\dots (19)$$

Di mana $\mathbf{V} = (u, v)$ adalah vektor kecepatan dan operator diferensial del (∇) adalah vektor operator turunan parsial yang diberikan oleh $\nabla = (\partial/\partial x, \partial/\partial y)$, $H(x, y, t) = z(x, y) + h(x, y, t)$ atau tinggi muka air diberikan oleh elevasi permukaan dasar $z(x, y)$; Kedalaman air adalah $h(x, y, t)$ dapat dilihat pada Gambar 5, atau dalam uraian asumsi bahwa bahwa *incompressible*, bentuk diferensial *unsteadystate* dari persamaan kekekalan massa (kontinuitas) adalah:

$$\frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial(hu)}{\partial x} + \frac{\partial(hv)}{\partial y} + q = 0 \quad \dots\dots\dots (20)$$

Di mana t adalah waktu, u dan v adalah komponen kecepatan masing-masing dalam arah x dan y dan q adalah sumber / aliran fluks.



Gambar 5. Tinggi Muka Air

Persamaan Momentum

- Alirannya tak tunak (*Unsteadystate*) $\left(\frac{\partial V}{\partial t}\right) \neq 0$

- Factor gesekan dasar ($c_f \mathbf{V}$)
- Adveksi ($(\mathbf{V} \cdot \nabla) \mathbf{V}$)
- Gradien tekanan ($-g \nabla H$)
- Fluidanya kental ($\frac{1}{h} \nabla \cdot (v h \nabla \mathbf{V})$)
- Factor corolis (f) = 0

$$\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} + (\mathbf{V} \cdot \nabla) \mathbf{V} = -g \nabla H + \frac{1}{h} \nabla \cdot (v h \nabla \mathbf{V}) - c_f \mathbf{V} + f \mathbf{k} \times \mathbf{V} \quad \dots\dots\dots (21)$$

di mana vektor kecepatan adalah $\mathbf{V} = (u, v, 0)$, v adalah tensor viskositas eddy (pusaran), g adalah percepatan gravitasi, c_f = gesekan dasar, f adalah parameter Coriolis dan $\mathbf{k} = (0,0,1)$ adalah vektor satuan pada arah vertical atau dalam persamaan air dangkalnya.

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} \quad \dots (22)$$

$$= -g \frac{\partial H}{\partial y} + \frac{1}{h} \frac{\partial}{\partial x} \left(v_{xx} h \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{1}{h} \frac{\partial}{\partial y} \left(v_{yy} h \frac{\partial v}{\partial y} \right) - c_f u + f u$$

di mana u dan v adalah kecepatan dalam arah Cartesian, g adalah percepatan gravitasi, v_{xx} dan v_{yy} adalah koefisien viskositas eddy (pusaran) horizontal dalam arah x dan y , h adalah kedalaman air.

Gesekan Bawah (*Bottom Friction*). Menggunakan rumus Manning, koefisien gesekan bawah sekarang diberikan oleh:

$$C_f = \frac{n^2 g}{R^{4/3}} V \quad \dots\dots\dots (23)$$

di mana n adalah koefisien kekasaran Manning dalam satuan ($s/m^{1/3}$), R adalah jari-jari hidrolis, g adalah percepatan gravitasi, dan $V = |\mathbf{V}|$ adalah besaran kecepatan arus. Untuk mentransformasikan ke system biasa A.S.

persamaan di atas adalah koefisien Manning dikalikan dengan 1,48592 $(ft/m)^{1/3}$. Kecepatan geser diberikan oleh:

$$u_* = \frac{n\sqrt{g}}{R^{1/6}} V \quad \dots\dots\dots (24)$$

Kondisi batas (*Boundary Conditions*)

Pada langkah waktu tertentu, syarat batas harus diberikan di semua tepi domain. Dalam HEC-RAS mereka dapat terdiri dari tiga jenis yang berbeda;

- **Elevasi permukaan air:** Nilai elevasi permukaan air $H = H_b$ diberikan pada salah satu tepi batas.
- **Gradien permukaan air:** Kemiringan permukaan air S_b terhadap arah normal batas diberlakukan. Kondisi ini dinyatakan sebagai:

$$\nabla H \cdot \mathbf{n} = S_b \quad \dots\dots\dots (25)$$

- **Aliran:** Aliran Q_b yang melintasi batas diberikan. Pada persamaan 19 kontinuitas, kondisi ini diimplementasikan dengan substitusi langsung ke dalam rumus aliran permukaan batas yang bersesuaian. Secara lebih formal, integral permukaan pada persamaan 19 dibatasi oleh kondisi:

$$\iint_b^0 (\mathbf{V} \cdot \mathbf{n}) dS = Q_b \quad \dots\dots\dots (26)$$

Integral ini pada permukaan batas diberlakukan syarat batas berupa:

$$(\mathbf{V}_b \cdot \mathbf{n}_b) A_b = Q_b \quad \dots\dots\dots (27)$$

Di mana Q_b adalah nilai debit atau elevasi pasang surut.

2. Model Aliran MIKE 21 FM (*MIKE 21 FLOW MODEL FM*)

MIKE 21 Flow Model FM didasarkan pada pendekatan mesh fleksibel dan telah dikembangkan untuk aplikasi dalam lingkungan oseanografi, pesisir dan muara. Sistem pemodelan juga dapat diterapkan untuk studi banjir di daratan. Sistem ini didasarkan pada solusi numerik dari persamaan Navier-Stokes rata-rata Reynolds dua dimensi nirmampat (*the two dimensional incompressible Reynolds averaged Navier-Stokes equations*) dengan menggunakan asumsi Boussinesq dan tekanan hidrostatik. Dengan demikian, model terdiri dari persamaan kontinuitas, momentum, temperatur, salinitas dan densitas dan ditutup dengan skema penutupan turbulen. Diskritisasi spasial dari persamaan primitif dilakukan dengan menggunakan metode volume hingga (*finite volume*) yang berpusat pada sel. Domain spasial dipisahkan oleh pembagian kontinum menjadi elemen/sel yang tidak tumpang tindih. Pada bidang horizontal, grid tidak terstruktur digunakan. Dalam model 2D, elemen dapat berupa elemen segitiga atau segiempat.

Persamaan air dangkal (*Shallow water equations*)

Integrasi persamaan momentum horizontal dan persamaan kontinuitas atas kedalaman $h = \eta + d$ diperoleh persamaan air dangkal dua dimensi berikut ini.

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial h\bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial h\bar{v}}{\partial y} = hS \quad \dots\dots\dots (28)$$

$$\frac{\partial h\bar{u}}{\partial t} + \frac{\partial h\bar{u}^2}{\partial x} + \frac{\partial h\bar{v}\bar{u}}{\partial y} \quad \text{.....(29)}$$

$$= f\bar{v}h - gh \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{h}{\rho_0} \frac{\partial p_a}{\partial x} - \frac{gh^2}{2\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial x} + \frac{\tau_{sx}}{\rho_0} - \frac{\tau_{bx}}{\rho_0} - \frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial s_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial s_{xy}}{\partial y} \right) \\ + \frac{\partial}{\partial x} (hT_{xx}) + \frac{\partial}{\partial y} (hT_{xy}) + hu_s S$$

$$\frac{\partial h\bar{v}}{\partial t} + \frac{\partial h\bar{u}\bar{v}}{\partial x} + \frac{\partial h\bar{v}^2}{\partial y} \quad \text{.....(30)}$$

$$= f\bar{u}h - gh \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{h}{\rho_0} \frac{\partial p_a}{\partial y} - \frac{gh^2}{2\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial y} + \frac{\tau_{sy}}{\rho_0} - \frac{\tau_{by}}{\rho_0} \\ - \frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial s_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial s_{yy}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial x} (hT_{xy}) + \frac{\partial}{\partial y} (hT_{yy}) + hv_s S$$

di mana t adalah waktu; x dan y adalah koordinat Kartesius; η adalah elevasi permukaan; d adalah kedalaman air yang tenang; $h = \eta + d$ adalah total kedalaman air; \bar{u} dan \bar{v} adalah kecepatan rata-rata kedalaman pada arah x dan y ; $f = 2\Omega \sin \phi = 0$ adalah parameter Coriolis (Ω adalah laju sudut revolusi dan ϕ garis lintang geografis); g adalah percepatan gravitasi; ρ adalah rapat massa air; s_{xx}, s_{xy}, s_{yx} dan s_{yy} adalah komponen tensor tegangan radiasi; (τ_{sx}, τ_{sy}) dan (τ_{bx}, τ_{by}) adalah komponen x dan y dari tegangan angin permukaan dan tegangan dasar; p_a adalah tekanan atmosfer; ρ_0 adalah rapat massa referensi air. S adalah besarnya debit karena sumber titik dan (u_s, v_s) adalah kecepatan pembuangan air ke air di sekitar / *ambient*.

Overbar menunjukkan nilai rata-rata kedalaman. Misalnya, \bar{u} dan \bar{v} adalah kecepatan rata-rata kedalaman yang ditentukan oleh

$$h\bar{u} = \int_{-d}^{\eta} u dz, \quad h\bar{v} = \int_{-d}^{\eta} v dz \quad \dots\dots\dots (31)$$

Tegangan lateral T_{ij} termasuk gesekan kekentalan, gesekan turbulen dan adveksi diferensial. Mereka diperkirakan menggunakan formulasi viskositas eddy berdasarkan gradien kecepatan rata-rata kedalaman

$$T_{xx} = 2A \frac{\partial \bar{u}}{\partial x}, \quad T_{xy} = A \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} \right), \quad T_{yy} = 2A \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \quad \dots\dots\dots (32)$$

di mana A adalah viskositas pusaran arus horizontal (*the horizontal eddy viscosity*)

Persamaan transportasi untuk garam dan temperatur (*Transport equations for salt and temperature*)

Mengintegrasikan persamaan transpor untuk garam dan temperatur di atas kedalaman diperoleh persamaan transpor dua dimensi berikut

$$\frac{\partial h\bar{T}}{\partial t} + \frac{\partial h\bar{u}\bar{T}}{\partial x} + \frac{\partial h\bar{v}\bar{T}}{\partial y} = hF_T + h\hat{H} + hT_s S \quad \dots\dots\dots (33)$$

$$\frac{\partial h\bar{s}}{\partial t} + \frac{\partial h\bar{u}\bar{s}}{\partial x} + \frac{\partial h\bar{v}\bar{s}}{\partial y} = hF_s + hs_s S \quad \dots\dots\dots (34)$$

di mana \bar{T} dan \bar{s} adalah temperatur dan salinitas kedalaman rata-rata. \hat{H} adalah sumber karena pertukaran panas dengan atmosfer. T_s dan s_s adalah temperatur dan salinitas sumber. F adalah simbol difusi horizontal