

## Model Pembentukan *Eddy* Akibat Interaksi Arus dan Topografi di Teluk Palu, Sulawesi Tengah

Sabhan<sup>a,d\*</sup>, Widodo Setiyo Pranowo<sup>b,e\*</sup>, Mulia Purba<sup>c</sup>, Alan Frendy Koropitan<sup>c</sup>

<sup>a</sup>Ilmu Kelautan, Sekolah Pascasarjan Institut Pertanian Bogor, Jl. Raya Darmaga, Gedung Sekolah Pascasarjana IPB, Kampus IPB Darmaga Bogor 16680 - Jawa Barat, Indonesia.

<sup>b</sup>Departemen Hidrografi, Sekolah Tinggi Teknologi Angkatan Laut (STTAL), Research Cluster of Bina Samudera Ancol Timur, Jakarta, Indonesia.

<sup>c</sup>Departemen Ilmu dan Teknologi Kelautan, Fakultas Perikanan dan Ilmu Kelautan, Institut Pertanian Bogor, Jl. Raya Dramaga, Bogor 16680, Jawa Barat, Indonesia

<sup>d</sup>Jurusan Fisika, Fakultas MIPA, Universitas Tadulako, Jl. Soekarno-Hatta Km.9 Palu Sulawesi Tengah

<sup>e</sup>Pusat Riset Kelautan, badan Riset Sumber Daya Manusi Kelautan dan Perikanan, Kementerian Kelautan dan Perikanan-RI. Research Cluster of Bina Samudera, Ancol Timur, Jakarta, Indonesia

\*Email : sbh\_ikl@yahoo.ac.id; widodo.pranowo@sttal.ac.id; widodo.pranowo@kkp.go.id (Diterima 28 Oktober 2019; Disetujui 31 Mei 2020; Dipublikasikan 16 September 2020)

### Abstrak

Tofografi Teluk Palu unik dengan degradasi kedalaman yang tinggi sehingga membentuk kemiringan lereng yang curam. Tofografi teluk menyebabkan arus pusaran (*eddy*) membentuk siklonik dan antisiklonik sebagai salah satu penggerak *upwelling*. Penelitian ini menggunakan model hidrodinamika dengan pendekatan volume hingga dengan koordinat vertikal sigma. Model dibangkitkan oleh pasang surut dan angin. Hasil model menunjukkan korelasi pasang surut ( $r = 0,9937$ ) yang baik dengan kondisi di Teluk Palu. *Eddy* Siklonik yang terbentuk mempunyai diameter yang berbeda untuk setiap kedalaman oleh efek dari tofografi aliran di Teluk Palu. Lokasi perpindahan vertikal massa air ke atas yang dikenal sebagai *upwelling* bersesuaian dengan *eddy* siklonik yang terbentuk.

Kata kunci: model perpindahan vertikal, massa air, interaksi arus dan tofografi, teluk palu,.

### 1. Latar Belakang

Teluk Palu terletak pada jalur utama Arus Lintas Indonesia (Arlindo) di Selat Makassar [1,2], menyebabkan aliran di Teluk Palu menjadi unik. Arus lintas Indonesia yang mengalir dengan kecepatan tinggi dapat menyebabkan tekanan rendah di Selat Makassar sehingga massa air dari Teluk Palu mengalir ke Selat Makassar seperti mekanisme "penyemprot serangga". Proses tersebut dapat menyebabkan permukaan di Teluk Palu menjadi lebih rendah. Aliran air di permukaan meninggalkan Teluk Palu dapat meningkatkan aliran dari dasar perairan naik ke permukaan yang dikenal dengan proses *upwelling* [3].

Penelitian di ujung Teluk Palu sebelumnya memperlihatkan bahwa terbentuknya *eddy* disebabkan oleh pertemuan arus pasang surut (pasut) dan arus sungai [4]. Arus di Teluk Palu dominan dibangkitkan oleh pasang surut dengan konstanta pasut M2 memberikan kontribusi paling besar dalam membangkitkan arus di Teluk Palu [5]. Perbedaan tekanan oleh perbedaan densitas dominan akibat keberadaan Sungai Palu dengan debit sungai rata-rata  $Q = 83,659 \text{ m}^3\text{det}^{-1}$  [6].

Sirkulasi arus laut di Teluk Palu, selain yang dipengaruhi oleh Arlindo, juga dipengaruhi oleh tofografi Teluk Palu yang memiliki degradasi yang cukup tinggi. Degradasi kedalaman dapat menyebabkan aliran membentuk pusaran atau *eddy* oleh perlambatan kecepatan arus akibat gesekan dengan dasar perairan dan peningkatan kecepatan arus oleh pendakalan perairan [7,8].

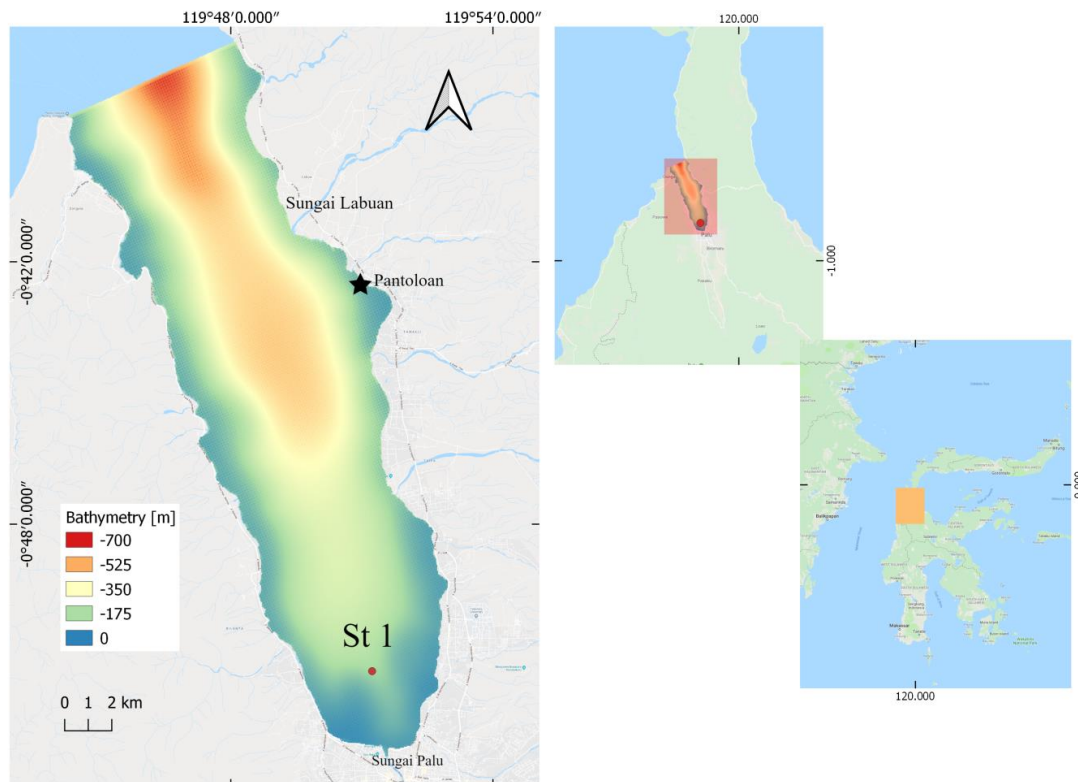
Pembentukan *eddy* pada lokasi perubahan tofografi (kemiringan lereng) dapat memicu *upwelling* atau *downwelling* tergantung arah pusaran dan posisi terbentuknya pusaran, di belahan bumi utara atau belahan bumi selatan. *Eddy* siklonik akan membentuk *upwelling* di belahan bumi selatan sedangkan *eddy* antisiklonik membentuk *downwelling* [9,10].

Penelitian ini akan melihat pengaruh topografi Teluk Palu pada pembentukan *eddy* yang berdampak pada proses perpindahan vertikal massa air.

### 2. Metodologi

#### 2.A. Data

Model ini dijalankan untuk lokasi Teluk Palu Sulawesi Tengah (Gambar 1) pada bulan Januari



**Gambar 1.** Lokasi penelitian di Teluk Palu, Sulawesi Tengah. St 1 adalah titik lokasi kecepatan arus hasil model yang ditampilkan pada Gambar 3.

2016. Data yang digunakan dalam model ini adalah data pasang surut yang diperoleh dari data model FES 2004 dengan 14 konstanta pasut utama. Data ini ditempatkan pada batas terbuka model. Pasang surut hasil model divalidasi dengan pasang surut hasil pengukuran oleh Badan Informasi Geospasial (BIG) di Pelabuhan Pantoloan, Kota Palu, Sulawesi Tengah. Data angin diperoleh dari dari *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF). Data arus laut diukur selama 3 hari menggunakan *current meter* dengan interval data 15 menit yang di tempatkan pada lapisan dekat permukaan untuk memvalidasi data arus hasil model. Data batimetri diperoleh dari Pangkalan TNI AL (Lanal) Palu dengan dengan *grid* 20 x 20 meter (betuk batimetri belum memperhitungkan perubahan akibat kejadian gempa dan tsunami 28 September 2018). Data temperatur, salinitas dan kedalaman diperoleh dengan menggunakan sensor *conductivity temperature depth* (CTD), sebagai nilai awal kondisi perairan dalam model.

**2.B. Metode**

Model Teluk Palu dibagi dalam 120 x 275 grid dengan ukuran grid horizontal 0,001° x 0,001° tiap grid dengan kemiringan orientasi grid 24° terhadap

utara. Grid vertikal menggunakan koordinat *sigma* (ketebalan lapisan kajian vertikal mengikuti bentuk profil kedalaman) yang terdiri atas 21 level kedalaman.

Model perpindahan vertikal di Teluk Palu menggunakan MOHID 3D yang merupakan model hidrodinamika berbasis persamaan Navier-Stokes dengan pendekatan Boussinesq dan hidrostatis. MOHID 3D dirumuskan dalam pendekatan volume hingga dengan diskritisasi generik vertikal yang memungkinkan pelaksanaan serempak berbagai tipe koordinat vertikal. Persamaan Navier-Stokes dengan pendekatan Boussinesq dan hidrostatis dituliskan sebagai berikut [11]

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \tag{1}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv &= \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left( v_H \frac{\partial u}{\partial x} \right) \\ &+ \frac{\partial}{\partial y} \left( v_H \frac{\partial u}{\partial y} \right) \\ &+ \frac{\partial}{\partial z} \left( v_t \frac{\partial u}{\partial z} \right), \end{aligned} \tag{2}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu \\ = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left( v_H \frac{\partial v}{\partial x} \right) \\ + \frac{\partial}{\partial y} \left( v_H \frac{\partial v}{\partial y} \right) \\ + \frac{\partial}{\partial z} \left( v_t \frac{\partial v}{\partial z} \right), \end{aligned} \quad (3)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho \cdot g, \quad (4)$$

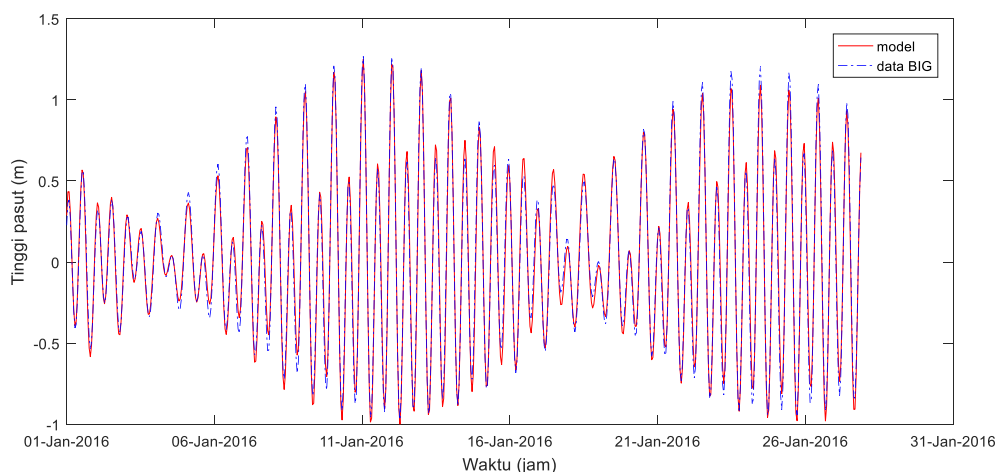
dengan  $u, v$  dan  $w$  adalah kecepatan pada arah  $x, y$  dan  $z$  ( $m \text{ det}^{-1}$ ),  $f$  adalah parameter Coriolis ( $\text{rad det}^{-1}$ ),  $v_H$  dan  $v_t$  adalah koefisien viskositas turbulen horisontal dan vertikal ( $m \text{ det}^{-1}$ ),  $p$  adalah tekanan (Pa), dan  $\rho_0$  adalah densitas permukaan ( $kg \text{ m}^{-3}$ ).

Persamaan (2) dan (3) menyatakan perubahan kecepatan temporal (suku pertama ruas kiri), keseimbangan transpor adveksi (suku kedua sampai suku ke empat di ruas kiri), gaya Coriolis (suku kelima ruas kiri), gradien tekanan (suku pertama di ruas kanan) dan difusi turbulen (tiga suku terakhir).

Persamaan (1), (2), (3) dan (4) diselesaikan dengan menggunakan algoritma volume hingga. Persamaan model yang terintegrasi dalam volume sel, dengan menggunakan teorema divergensi untuk menghitung fluks pada bidang batas dari volume sel.

Kecepatan vertikal dihitung dari persamaan kontinuitas (persamaan 1) dengan mengintegrasikan dari dasar sampai kepermukaan untuk menghitung nilai  $w$  sebagai

$$w(z) = \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^z u dx + \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^z v dy. \quad (5)$$



**Gambar 2.** Validasi tinggi elevasi pasang surut hasil model terhadap hasil pengukuran dari BIG ( $r=0,9937$ ).

Kecepatan arus oleh faktor tofografi juga diperoleh dari persamaan 1, yang menyatakan bahwa perubahan kecepatan yang diakibatkan perubahan geometri tofografi bersifat konstan sehingga jika terjadi penyempitan tofografi terjadi peningkatan kecepatan.

Syarat batas model pada batas dasar fluks adveksi adalah nol pada batas tertutup kondisi kedap air dan kondisi *nonslip*. Pada batas terbuka model, nilai-nilai variabel harus diberikan pada batas terbuka sehingga informasi di luar domain memasuki domain tanpa terjadi perubahan. Demikian halnya informasi yang dihasilkan dalam domain harus diizinkan untuk pergi keluar domain model.

Untuk memperoleh perpindahan vertikal  $z(w)$  (m) digunakan persamaan

$$z(w) = w(z) * t. \quad (6)$$

Pada persamaan diatas,  $w(z)$  adalah kecepatan vertikal ( $m \text{ det}^{-1}$ ),  $t$  adalah waktu ( $\text{det}$ )

Pada kajian ini arus oleh pengaruh pasang surut, angin dan perbedaan tekanan oleh pengaruh tekanan tidak dibahas secara tersendiri sehingga kontribusi masing masing komponen tidak diketahui.

### 3. Hasil dan Pembahasan

#### 3.A. Validasi Model

Model dijalankan selama 30 hari (1 – 30 Januari 2016) dan divalidasi dengan hasil pengukuran pasang surut dari Badan Informasi Geospasial (BIG) di Pelabuhan Pantoloan untuk Bulan Januari 2016 (Gambar 2). Hasil model memperlihatkan kesesuaian yang baik dengan hasil pengukuran dengan korelasi pasang surut 0,9937, sehingga model

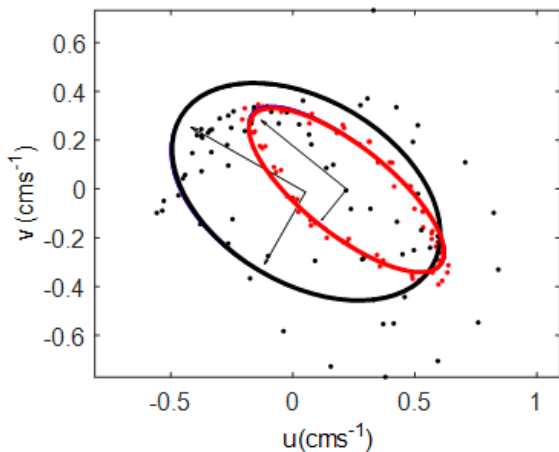
dianggap mewakili kondisi lingkungan di Teluk Palu.

Hasil *plot* kecepatan arus zonal dan meridional (Gambar 3) antara arus pasang surut (pasut) hasil pengukuran dengan hasil model memperlihatkan bahwa arus hasil model mempunyai kesesuaian yang baik dengan hasil pengukuran. Dari selisih antara arus hasil pengukuran dan hasil model dapat dilihat bahwa rentang komponen zonal arus pengukuran berada pada nilai -0.6-0.9 cm det<sup>-1</sup> sedangkan hasil model berada pada kisaran -0.2-0.7 cm det<sup>-1</sup>. Komponen meridional menunjukkan bahwa rentang arus hasil pengukuran berada pada kisaran -0.8-0.7 cm det<sup>-1</sup> sedangkan hasil model pada rentang -0.4-0.4 cm det<sup>-1</sup>. Sumbu minor dan sumbu mayor elips arus hasil pengukuran dan hasil model menunjukkan arah yang sama sehingga arah arus hasil model mewakili arah arus di lingkungan Teluk Palu.

Hasil model Teluk Palu memperlihatkan bahwa tipe pasang surut di Teluk Palu adalah tipe campuran condong ke harian ganda (bilangan *Formzahl* F=0.34) dengan tenggang pasut 2,25 m. Data hasil pengukuran lebih tinggi dari hasil model pada pasang utama, sedangkan pada pasang berikutnya berlaku sebaliknya. Tipe pasut ini bersesuaian dengan hasil penelitian sebelumnya [12] di Selat Makassar.

**3.B. Kecepatan Arus**

Kecepatan arus yang ditampilkan pada Gambar 4 adalah kecepatan arus rata-rata selama priode simulasi yang diambil mulai dari tanggal 6 - 30 Januari 2016. Data lima hari pertama diabaikan karena diasumsikan model belum stabil. Hasil model dengan kedalaman zigma 1 ( $\sigma_1$ ) adalah



**Gambar 3.** Elips sebaran kecepatan zonal (u) dan meridional (v) data kecepatan arus hasil pengukuran (hitam) vs kecepatan arus hasil model (merah).

(0.01\*kedalaman total [d]) dekat dasar dan  $\sigma_{21}$  adalah permukaan perairan. Hasil model yang ditampilkan adalah  $\sigma_1$  (0.01d),  $\sigma_5$ (0.06d),  $\sigma_{10}$  (0.2d) dan  $\sigma_{15}$  (0.45d).

Kecepatan arus zonal dan meridional mengikuti koordinat bumi. Profil kecepatan arus meridional ditampilkan dengan mencuplik pada titik St 1 (Gambar 1), untuk memperlihatkan profil kecepatan perkedalaman di Teluk Palu (Gambar 4).

**2.B. Metode**

Model Teluk Palu dibagi dalam 120 × 275 grid dengan ukuran grid horizontal 0,001° × 0,001° tiap grid dengan kemiringan orientasi grid 24° terhadap utara. Grid vertikal menggunakan koordinat *sigma* (ketebalan lapisan kajian vertikal mengikuti bentuk profil kedalaman) yang terdiri atas 21 level kedalaman.

Model perpindahan vertikal di Teluk Palu menggunakan MOHID 3D yang merupakan model hidrodinamika berbasis persamaan Navier-Stokes dengan pendekatan Boussinesq dan hidrostatis. MOHID 3D dirumuskan dalam pendekatan volume hingga dengan diskritisasi generik vertikal yang memungkinkan pelaksanaan serempak berbagai tipe koordinat vertikal. Persamaan Navier-Stokes dengan pendekatan Boussinesq dan hidrostatis dituliskan sebagai berikut [11]:

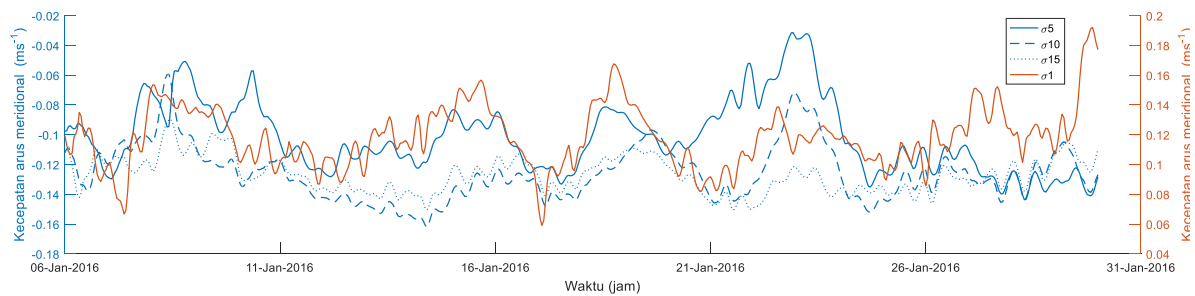
$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \tag{7}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv &= \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left( v_H \frac{\partial u}{\partial x} \right) \\ &+ \frac{\partial}{\partial y} \left( v_H \frac{\partial u}{\partial y} \right) \\ &+ \frac{\partial}{\partial z} \left( v_t \frac{\partial u}{\partial z} \right) \end{aligned} \tag{8}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu &= \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} \left( v_H \frac{\partial v}{\partial x} \right) \\ &+ \frac{\partial}{\partial y} \left( v_H \frac{\partial v}{\partial y} \right) \\ &+ \frac{\partial}{\partial z} \left( v_t \frac{\partial v}{\partial z} \right) \end{aligned} \tag{9}$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho \cdot g \tag{10}$$

dengan u, v dan w adalah kecepatan pada arah x, y dan z (m det<sup>-1</sup>), f adalah parameter Coriolis (rad det



**Gambar 4.** Profil kecepatan arus meridional pada titik St 1 di Teluk Palu.

$v_H$  dan  $v_t$  adalah koefisien viskositas turbulen horisontal dan vertikal ( $m\ det^{-1}$ ),  $p$  adalah tekanan (Pa), dan  $\rho_0$  adalah densitas permukaan ( $kg\ m^{-3}$ ).

Persamaan (2) dan (3) menyatakan perubahan kecepatan temporal (suku pertama ruas kiri), keseimbangan transpor adveksi (suku kedua sampai suku ke empat di ruas kiri), gaya Coriolis (suku kelima ruas kiri), gradien tekanan (suku pertama di ruas kanan) dan difusi turbulen (tiga suku terakhir).

Persamaan (1), (2), (3) dan (4) diselesaikan dengan menggunakan algoritma volume hingga. Persamaan model yang terintegrasi dalam volume sel, dengan menggunakan teorema divergensi untuk menghitung fluks pada bidang batas dari volume sel.

Kecepatan vertikal dihitung dari persamaan kontinuitas (persamaan 1) dengan mengintegrasikan dari dasar sampai kepermukaan untuk menghitung nilai  $w$  sebagai

$$w(z) = \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^z u dx + \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^z v dy \quad (11)$$

Kecepatan arus oleh faktor tofografi juga diperoleh dari persamaan 1, yang menyatakan bahwa perubahan kecepatan yang diakibatkan perubahan geometri tofografi bersifat konstan sehingga jika terjadi penyempitan tofografi terjadi peningkatan kecepatan.

Syarat batas model pada batas dasar fluks adveksi adalah nol pada batas tertutup kondisi kedap air dan kondisi *nonslip*. Pada batas terbuka model, nilai-nilai variabel harus diberikan pada batas terbuka sehingga informasi di luar domain memasuki domain tanpa terjadi perubahan. Demikian halnya informasi yang dihasilkan dalam domain harus diizinkan untuk pergi keluar domain model.

Untuk memperoleh perpindahan vertikal  $z(w)$  (m) digunakan persamaan

$$z(w) = w(z) * t \quad (12)$$

$w(z)$  adalah kecepatan vertikal ( $m\ det^{-1}$ ),  $t$  adalah waktu (det)

Pada kajian ini arus oleh pengaruh pasang surut, angin dan perbedaan tekanan oleh pengaruh tekanan tidak dibahas secara tersendiri sehingga kontribusi masing masing komponen tidak diketahui.

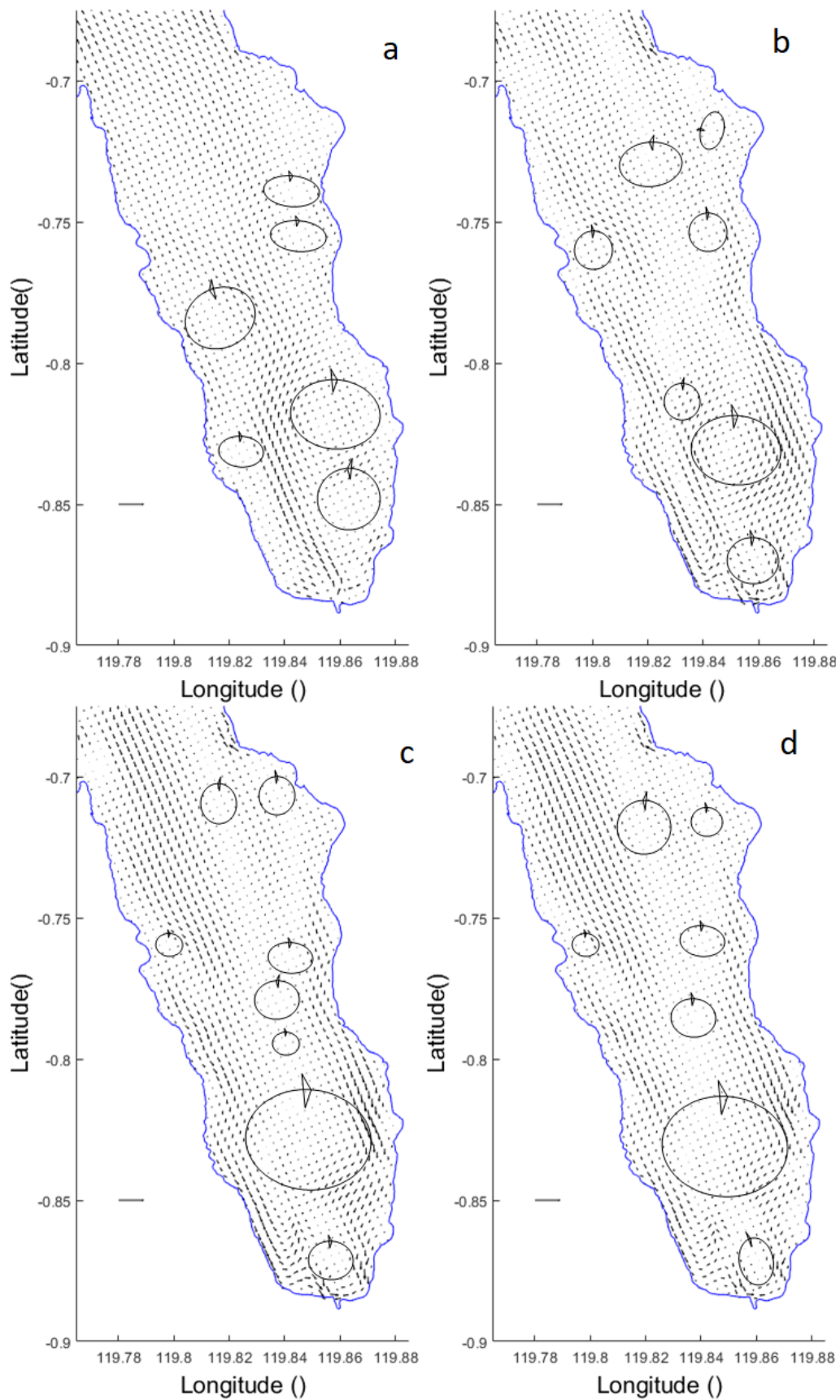
#### 4. Hasil dan Pembahasan

##### 3.A. Validasi Model

Model dijalankan selama 30 hari (1 – 30 Januari 2016) dan divalidasi dengan hasil pengukuran pasang surut dari Badan Informasi Geospasial (BIG) di Pelabuhan Pantoloan untuk Bulan Januari 2016 (Gambar 2). Hasil model memperlihatkan kesesuaian yang baik dengan hasil pengukuran dengan korelasi pasang surut 0,9937, sehingga model dianggap mewakili kondisi lingkungan di Teluk Palu.

Hasil *plot* kecepatan arus zonal dan meridional (Gambar 3) antara arus pasang surut (pasut) hasil pengukuran dengan hasil model memperlihatkan bahwa arus hasil model mempunyai kesesuaian yang baik dengan hasil pengukuran. Dari selisih antara arus hasil pengukuran dan hasil model dapat dilihat bahwa rentang komponen zonal arus pengukuran berada pada nilai -0.6-0.9  $cm\ det^{-1}$  sedangkan hasil model berada pada kisaran -0.2-0.7  $cm\ det^{-1}$ . Komponen meridional menunjukkan bahwa rentang arus hasil pengukuran berada pada kisaran -0.8-0.7  $cm\ det^{-1}$  sedangkan hasil model pada rentang -0.4-0.4  $cm\ det^{-1}$ . Sumbu minor dan sumbu mayor elips arus hasil pengukuran dan hasil model menunjukkan arah yang sama sehingga arah arus hasil model mewakili arah arus di lingkungan Teluk Palu.

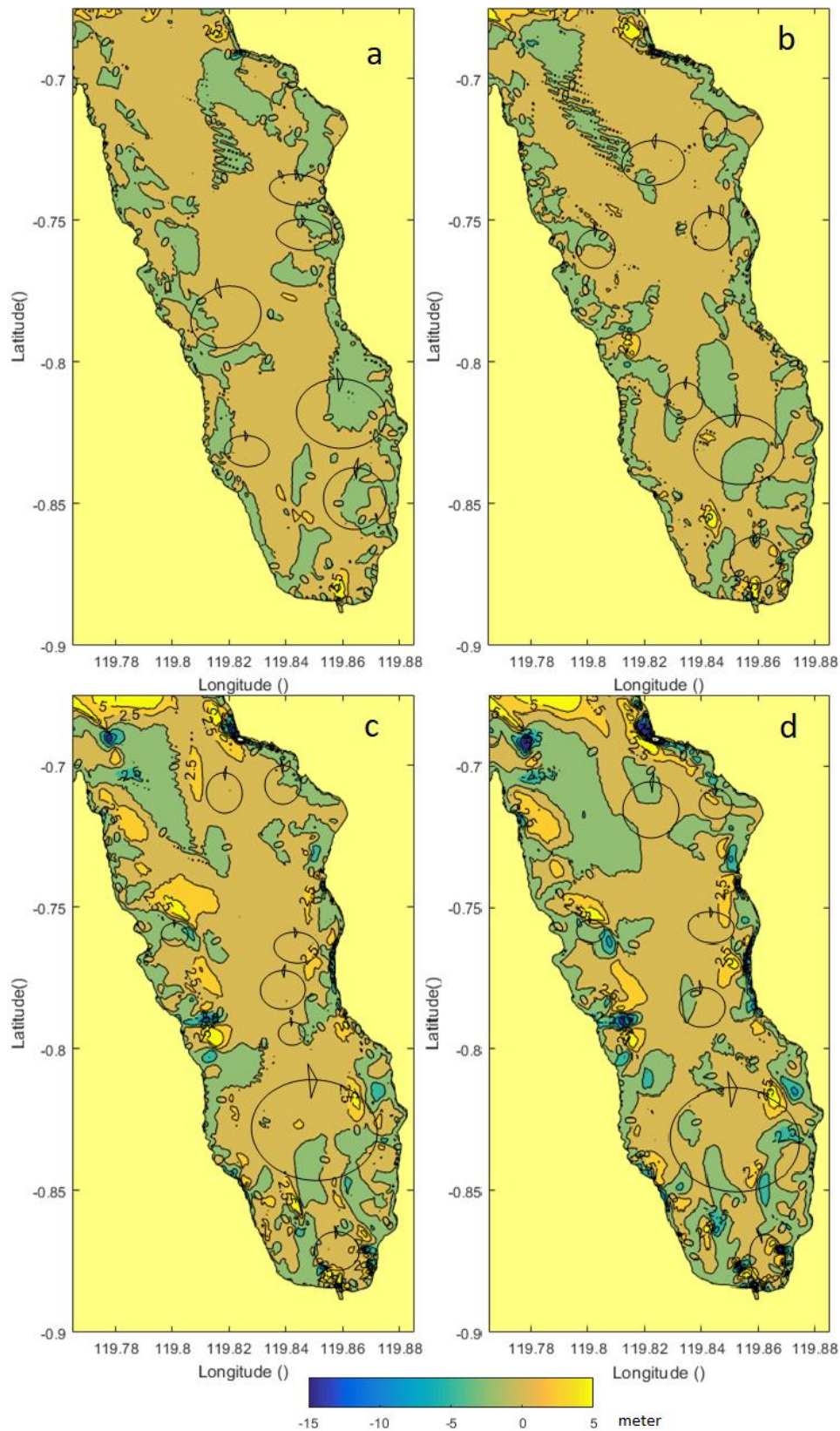
Hasil model Teluk Palu memperlihatkan bahwa tipe pasang surut di Teluk Palu adalah tipe campuran condong ke harian ganda (bilangan



**Gambar 5.** Pola kecepatan arus dan eddy yang terbentuk pada lapisan zigma a.  $\sigma_1$  b.  $\sigma_5$  c.  $\sigma_{10}$  d.  $\sigma_{15}$ .

*Formzahl*  $F=0.34$ ) dengan tenggang pasut 2,25 m. Data hasil pengukuran lebih tinggi dari hasil model pada pasang utama, sedangkan pada pasang

berikutnya berlaku sebaliknya. Tipe pasut ini bersesuaian dengan hasil penelitian sebelumnya [12] di Selat Makassar.



**Gambar 6.** Perpindahan vertikal massa air (meter) di Teluk Palu pada lapisan zigma a.  $\sigma_1$  b.  $\sigma_5$  c.  $\sigma_{10}$  d.  $\sigma_{15}$  (tanda + = *upwelling*; - = *downwelling*).

Profil kecepatan arus memperlihatkan bahwa arus pada dasar perairan ( $\sigma_1$ ) bergerak ke utara dengan dengan fluktuasi kecepatan 0,06-0,19 m

$\text{det}^{-1}$ , hal yang berbeda ditunjukkan pada kedalaman  $\sigma_5$ ,  $\sigma_{10}$  dan  $\sigma_{15}$ . Di kedalaman ini, kecepatan semua level bergerak ke selatan yang

ditunjukkan oleh tanda (-) dengan fluktuasi kecepatan masing-masing  $\sigma_5$  [-0,14 - (-0,03) m det<sup>-1</sup>],  $\sigma_{10}$  [-0,16 - (-0,06) m det<sup>-1</sup>],  $\sigma_{15}$  [-0,15 - (-0,09) m det<sup>-1</sup>].

Hasil korelasi silang kecepatan meridional antara kedalaman memperlihatkan bahwa kecepatan pada level  $\sigma_1$  tidak dipengaruhi oleh kecepatan arus meridional  $\sigma_5$  dengan koefisien korelasi 0,15, hal ini disebabkan oleh kecepatan dekat dasar banyak dipengaruhi oleh gesekan dengan dasar perairan. Sedangkan kecepatan arus meridional pada  $\sigma_{10}$  berkorelasi kuat dengan kecepatan meridional pada kedalaman  $\sigma_{15}$  dengan korelasi 0.7. Hal ini menunjukkan bahwa kecepatan pada  $\sigma_{10}$  dan  $\sigma_{15}$  banyak dipengaruhi oleh kecepatan akibat pasang surut keluar masuk Teluk Palu. Hal yang unik dari arus meridional Teluk Palu yang menghadap ke utara adalah bahwa arus bergerak ke selatan pada bagian dasar, sedangkan pada kolom air di atasnya, massa air terus bergerak ke utara baik pada saat pasang maupun kondisi surut. Kondisi pasang ditandai dengan melemahnya arus meridional bergerak ke utara.

Hasil model memperlihatkan bahwa kecepatan arus dekat dasar ( $\sigma_1$ ) relatif lebih kecil di bandingkan dengan kecepatan arus pada level kedalaman  $\sigma_5$ ,  $\sigma_{10}$  dan  $\sigma_{15}$ , hal ini disebabkan oleh kecepatan arus pada  $\sigma_1$  mengalami perlambatan oleh gesekan dengan dasar perairan (Gambar 5.a). Hasil ini sejalan dengan hasil model penelitian Johnson dan Hill yang menyatakan bahwa penurunan kecepatan sebanding dengan peningkatan gesekan dasar [13].

### 3.C. Eddy dan Perpindahan Vertikal Massa Air Teluk Palu

Eddy dan perpindahan vertikal yang terbentuk adalah hasil rata rata kecepatan arus selama periode simulasi yang diambil mulai dari tanggal 6 - 30 Januari 2016.

Posisi Teluk Palu berada di belahan bumi selatan sehingga eddy siklonik (searah jarum jam) berpotensi menjadi daerah *upwelling*. Pada  $\sigma_1$ , terbentuk 6 eddy dengan 4 siklonik dan 2 antisiklonik. Kerena kecepatan arus yang dilemahkan oleh gesekan dasar, siklonik yang terbentuk belum cukup kuat untuk menghasilkan perpindahan vertikal massa air. Hal ini juga dipengaruhi oleh gaya coriolis yang tidak cukup besar karena Teluk Palu berada pada lintang rendah (Gambar 5.a).

Terdapat 5 eddy siklonik yang terbentuk pada kedalaman  $\sigma_5$  (Gambar 5.b), sedangkan antisiklonik 1 pusaran. Pada kedalaman  $\sigma_5$ , posisi eddy bersesuaian dengan posisi terjadinya perpindahan vertikal >5 meter (Gambar 6.b). Perpindahan vertikal pada lokasi eddy siklonik disebabkan terbentuknya divergensi yang membentuk ruang kosong di permukaan, selanjutnya massa air dari dasar perairan mengisi ruang kosong tersebut membentuk *upwelling* [9,14]. Pembentukan eddy siklonik di Teluk Palu dipengaruhi oleh bentuk tofografi Teluk Palu yang mengalami penurunan kedalaman secara sepat pada daerah dekat garis pantai (Gambar 1). Eddy siklonik terbentuk oleh peningkatan kecepatan karena penyempitan atau pendangkalan sehingga siklonik umumnya ditemukan di daerah kemiringan lereng. Hasil ini bersesuaian dengan hasil penelitian di Teluk Santos, Brazil, yang menunjukkan bahwa siklonik yang memicu *upwelling* disebabkan oleh tofografi pantai [15].

Pada kedalaman  $\sigma_{10}$ , terbentuk 6 siklonik dan dua anti siklonik (Gambar 5.c). Siklonik yang terbentuk di kemiringan lereng dekat ujung teluk semakin meluas namun kecepatan arus melemah sehingga tidak diikuti oleh perpindahan vertikal yang signifikan. Perpindahan vertikal massa air pada sisi barat teluk pada kedalaman  $\sigma_{10}$  di kemiringan lereng melebar dibandingkan kedalaman  $\sigma_5$ .

Pada  $\sigma_{15}$  (Gambar 5.d), jumlah eddy siklonik yang terbentuk menurun menjadi 6 dan 1 antisiklonik. Pada kedalaman ini, luas perpindahan vertikal menurun pada sisi barat tetapi meningkat pada sisi timur. Peningkatan luasan perpindahan vertikal lebih 5 m yang diperoleh dari analisis hasil model dengan menggunakan persamaan 6, kemungkinan disebabkan oleh meningkatnya kecepatan siklonik oleh faktor tofografi sehingga mengintensifkan perpindahan vertikal.

## 5. Kesimpulan

Variasi kecepatan arus di Teluk Palu dipengaruhi oleh tofografi teluk. Perbedaan kecepatan arus menyebabkan terbentuknya eddy siklonik dan antisiklonik. Eddy yang terbentuk bersesuaian lokasi dengan lokasi perpindahan vertikal pada kemiringan lereng, meskipun luasan perpindahan vertikal berbeda untuk setiap kedalaman. Perpindahan vertikal massa air pada lokasi eddy siklonik disebabkan oleh terbentuknya



divergensi yang mengakibatkan ruang kosong di permukaan. Selanjutnya, massa air dari dasar perairan mengisi ruang kosong tersebut.

## 6. Ucapan Terima Kasih

Terima kasih kepada Frank Braunschweig untuk izin menggunakan Mohid Studio dengan lisensi akademik, yang digunakan dalam membangun Model.

## Daftar Pustaka

- [1] Gordon, A. L., Susanto, R. D., Field, A., Huber, B. A., Pranowo, W., Wirasantosa, S., Makassar Strait throughflow, 2004 to 2006, *Geophysical Research Letters*, 35(24), pp.3-7, 2008.
- [2] Sprintall, J., Wijffels, S. E., Molcard, R., Jaya, I., Direct estimates of the Indonesian throughflow entering the Indian Ocean: 2004-2006, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(7), pp.2004-2006, 2009.
- [3] Condie, S. A., Interactions between western boundary currents and shelf waters: a mechanism for coastal upwelling, *Journal of Geophysical Research*, 100(C12), pp.0-7, 1995.
- [4] Sabhan, Koropitan, A. F., Purba, M., Rusydi, M., Pranowo, W. S., Numerical model of ocean currents, sediment transport, and geomorphology due to reclamation planning in Palu Bay, *11(2)*, pp.87-96, 2019.
- [5] Sabhan, Koropitan, A. F., Purba, M., Pranowo, W. S., Science, M., Study, P., Sciences, N., Roviega, J., City, P., Sulawesi, C., Java, W., Science, M., Java, W., Timur, A., 3D Simulation Model of Tidal, Internal Mixing and Turbulent Kinetic Energy of Palu, *Nature Environment and Pollution Technology*, 18(4), 2019.
- [6] Rusdin, A., Abu, A., Kalawawo, P., Hubungan Antara Debit dan Besaran Angkutan Sedimen pada Sungai Palu, Institut Teknologi Nasional - Bandung: Bandung, 2014.
- [7] Choi, B. H., Eum, H. M., Woo, S. B., Modeling of coupled tide-wave-surge process in the Yellow Sea, *Ocean Engineering*, 30(6), pp.739-759, 2003.
- [8] Cossa, O., Pous, S., Penven, P., Capet, X., Reason, C. J. C., Modelling cyclonic eddies in the Delagoa Bight region, *Continental Shelf Research*, 119, pp.14-29, 2016.
- [9] Pranowo, W. S., Tussadiah, A., Syamsuddin, M. L., Purba, N. P., Riyantini, I., Karakteristik dan Variabilitas Eddy di Samudera Hindia Selatan Jawa, *Jurnal Segara*, 12(3), pp.159-165, 2016.
- [10] Tussadiah, A., Syamsuddin, M. L., Pranowo, W. S., Purba, N. P., Riyantini, I., Eddy Vertical Structure in Southern Java Indian Ocean: Identification using Automated Eddies Detection, *International Journal of Science and Research (IJSR)*, 5(3), pp.967-971, 2016.
- [11] MOHID, Water quality manual, Instituto Superior Técnico, Technical University of Lisbon, 2006.
- [12] Wyrтки, K., NAGA REPORT Volume 2 Scientific Results, pp.195, 1961.
- [13] Johnson, J. A., Hill, R. B., A three-dimensional model of the Southern Ocean with bottom topography, *Deep-Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 22(11), pp.745-751, 1975.
- [14] Lizalidiawati, Identifikasi Wilayah Upwelling Berdasarkan Vortisitas dan Divergensi di Perairan Selatan Jawa Hingga Nusa Tenggara Barat, *Spektra: Jurnal Fisika dan Aplikasinya*, 1(1), pp.69-76, 2016.
- [15] Campos, E. J. D., Velhote, D., Silveira, I. C. A. Da, Shelf break upwelling driven by Brazil current cyclonic meanders, *Geophysical Research Letters*, 27(6), pp.751-754, 2000.