

Sebaran Medan Massa dan Medan Tekanan di Perairan Barat Sumatera pada Bulan Maret 2001

Sabhan

Abstrak: Penelitian tentang sebaran medan massa dan medan tekanan di perairan barat Sumatra dari data hasil survey oleh Baruna Jaya I pada Tanggal 21 Maret – 11 April 2001. Data parameter fisik air laut yang terdiri atas suhu, salinitas dan konduktivitas pada tiap interval kedalaman diperoleh dari hasil ekspedisi oseanografi. Analisa data dilakukan untuk menentukan Anomali Volume Spesifik (δ), Kedalaman Dinamik (ΔD_i) serta Kecepatan dan Arah Arus Relatif dan Absolut dari Arus Geostropik. Adapun untuk menghitung nilai-nilai tersebut ditentukan dengan dua metode yakni pertama melalui **interpolasi linear** (manual) dari data temperatur, salinitas dan densitas (σ_t) tiap kedalaman pada tabel yang diberikan oleh Svedrup dan Bjerknes. Memperlihatkan kedalaman dinamik yang membentuk slop yang besar pada kedalaman kurang dari 100 meter sedangkan pada kedalaman berikutnya menunjukkan slop yang sangat kecil kecuali pada daerah dekat pantai dengan kedalaman berkisar antara 0 – 7,29 dyn.m. kecepatan arus relatif geostropik antar stasiun pada Transek 4 secara keseluruhan berkisar -6,43 – 4,11 m/s. Selain itu kecepatan arus geostropik cenderung ke arah tenggara dibandingkan kearah barat laut.

Kata kunci: Arus Geostropik, interpolasi linear, transek

PENDAHULUAN

Perairan Barat Sumatera merupakan bagian dari Samudera Hindia, Samudera Hindia merupakan samudera yang berbeda di dalam sistem distribusi massa air dibandingkan dengan samudera besar yang lain yang ada di dunia. Perbedaan sistem distribusi massa air ini disebabkan oleh bentuk dari samudera hindia yang asimetris yang sebagian kecil berada di utara khatulistiwa disebabkan oleh sebagian besar tertutup oleh Benua Asia dan sebagian besar berada di bagian selatan

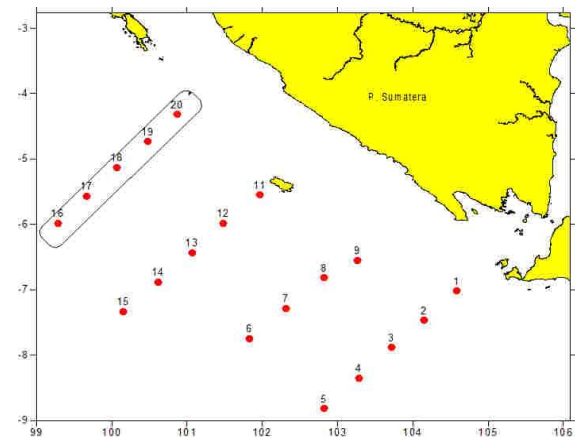
khatulistiwa berbeda dengan Samudera Pasifik dan Samudera Atlantik yang berimbang antara belahan bumi bagian utara dengan belahan bumi bagian selatan. Pada Samudera Hindia angin munson mempengaruhi pola distribusi massa air, pola ini berbeda dengan pola distribusi massa air pada perairan dunia pada umumnya, pola distribusi massa air oleh angin munson tidak tetap sepanjang tahun tergantung posisi matahari, berbeda dengan perairan samudera Pasifik dan Samudera atlantik yang cenderung tetap sepanjang tahun.

Pada perairan Barat Sumatera yang merupakan bagian dari Perairan Samudera Hindia bagian utara dan Samudera Hindia bagian selatan maka arus yang berpengaruh adalah pada bulan Maret-April Arus Khatulistiwa utara dari timur laut bergabung dengan arus Somali menuju benua afrika kemudian berbelok ketimur tergabung dengan arus sanzibar yang bergabung dengan arus khatulistiwa selatan setelah mendekati benua aprika berbelok ketimur membentuk arus sakal (Equatorial Counter Current) yang sebagian mencapai barat sumatera kemudian berbelok ketenggara membentuk arus selatan jawa.

Pada bulan September-Oktober arus di barat sumatera berasal dari arus mosambique dan arus sanzibar serta arus somali yang sebagian bergerak ketimur membentuk arus munson barat daya menuju barat sumatera dan bergerak berbalik kebarat membentuk arus khatulistiwa selatan tergabung dengan arus selatan jawa. Sebagian arus somali bergerak menyusuri pantai barat afrika dari selatan ke utara hingga perairan arab kemudian berbalik ke selatan india dan bergabung dengan arus monsoon barat daya memasuki selat malaka di utara sumatera.

METODOLOGI

Waktu dan Lokasi Penelitian



Gambar 1. Lokasi pengukuran (Transek 4 Terblok)

Data parameter fisik air laut yang terdiri atas suhu, salinitas dan konduktivitas pada tiap interval kedalaman diperoleh dari hasil ekspedisi oseanografi di perairan Barat Sumatera dengan menggunakan Kapal Riset Baruna Jaya I, yang diakses melalui Pusat Data Kelautan Baruna Jaya, Direktorat Teknologi Inventarisasi Sumber daya Alam, BPP teknologi dan Tulisan Pelayaran Oseanografi Kapal Baruna Jaya I Di wilayah ZEEI Barat Sumatera. Pada Tanggal 21 Maret – 11 April 2001 dengan jumlah 20 Stasiun yang tersebar dalam 4 Transek. Pada Tulisan ini akan lebih fokus pada Transek 4.

Bahan, Alat dan Metode Penelitian

CTD probe (Conductivity, Temperature, Depth) tipe Guildline, model

6000 digunakan untuk mengukur suhu dan salinitas air laut. Alat ini dilengkapi dengan Rosette Sampler dan terdiri atas 12 buah tabung Niskin. Alat ini dipergunakan untuk mengambil contoh (sampel) air dari berbagai kedalaman yang telah ditentukan. Pada stasiun pengamatan Oseanografi, alat CTD turun dari permukaan sampai pada kedalaman 600 meter. Pengambilan contoh air dilakukan ketika CTD naik dari kedalaman 600 meter menuju permukaan. Dengan interval data salinitas, suhu, dan konduktivitas tiap 5 meter, sedangkan contoh air diambil dari kedalaman : 0, 25, 50, 75, 100, 150, 200, 250, 300, 400, 500, dan 600 meter. Posisi stasiun ditentukan dengan GPS (*Global positioning System*).

Analisis Data

Analisi data dilakukan untuk menentukan Anomali Volume Spesifik (δ), Kedalaman Dinamik (ΔD_i) serta Kecepatan dan Arah Arus Relatif dan Absolut dari Arus Geostropik. Adapun untuk menghitung nilai-nilai tersebut ditentukan dengan dua metode yakni pertama melalui **interpolasi linear** (manual) dari data temperatur, salinitas dan densitas (σ_t) tiap kedalaman pada tabel yang diberikan oleh Svedrup dan Bjerknes *dalam* Neumann and Pierson (1966) yakni untuk $\Delta_{s,t}$ (fungsi dari σ_t),

$\delta_{s,p}$ (fungsi dari salinitas dan tekanan) dan $\delta_{t,p}$ (fungsi dari suhu dan tekanan). Dari hasil interpolasi ini dapat ditentukan nilai Anomali Volume Spesifik (δ), dan Kedalaman Dinamik (ΔD_i) dari formula Svedrup (1933) *dalam* Neumann and Pierson (1966). Hasil perhitungan pada Lampiran I.

Metode kedua melalui program komputer (Matlab) untuk menghitung Densitas Air Laut (σ_t); Volume Spesifik (α); dan Anomali Volume Spesifik (δ) dengan menggunakan formula dari Knudsen (1901) *dalam* Neumann and Pierson (1966) yang disempurnakan oleh Fotonoff dan Tabata (1958). Untuk Kedalaman Dinamik ΔD_i menggunakan persamaan Neumann and Pierson (1966). Formula dan data kedalaman, suhu dan temperatur tersebut dimasukkan kedalam program komputer hasil Skrip Program dapat dilihat Pada lampiran II.

Hasil analisis kedalaman dinamik antara cara pertama dan kedua hamir sama sehingga data kedalaman dinamik yang digunakan dalam pembahasan adalah hasil perhitungan manual untuk menganalisis Kecepatan dan Arah Arus Relatif dan Absolut dari Arus Geostropik dengan acuan pada kedalaman 600 meter, dengan

menggunakan persamaan dari Pond and Pickard (1983) untuk transek IV. Sedangkan untuk perhitungan kedalaman dinamik keseluruhan transek digunakan hasil perhitungan komputer.

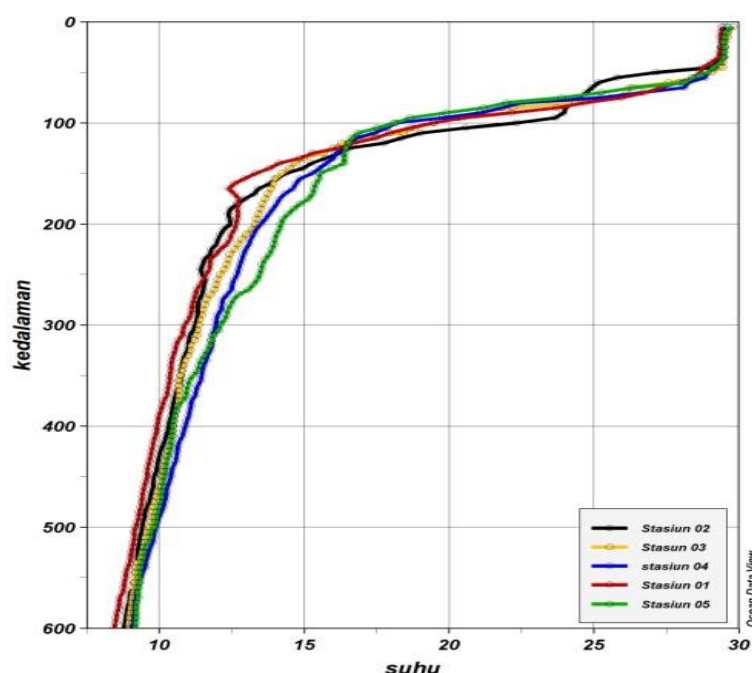
Data-data tersebut kemudian ditabulasikan dan dengan menggunakan program komputer (Excel, ODV 5.7, Surfer 7) dan di analisis untuk menghasilkan sajian: Propil menegak suhu dan salinitasi pada interval 5 meter, sebaran melintang pertransek suhu, salinitas, sigma-t dan kedalaman dynamik, sebaran melintang anomali kedalaman dynamik dan topografi dinamik serta kecepatan dan arah arus geostropik. Dari hasil tersebut maka dapat dianalisis sebaran medan massa dan medan tekanan pada lokasi penelitian. Adapun yang akan dibahas

secara khusus pada tulisan ini adalah pada transek IV (Stasiun 16 -20).

HASIL DAN PEMBAHASAN

Sebaran Menegak dan Melintang Suhu

Sebaran menegak suhu pada transek 4 setelah dioverlay antara stasiun 16- 20 mempunyai pola yang hampir homogen kecuali untuk stasiun 16 yang berada paling jauh dari pantai memiliki lapisan termoklin yang paling dalam mencapai 170 m dengan rentang suhu 12- 27 °C. Ini sesuai oleh karena daerah laut terbuka mendapat penyinaran yang lebih dalam karena cahaya dapat masuk menembus air lebih dalam oleh sifat kekeruhan air yang rendah karena jauh dari suplai material dari pantai rendah disamping adukan pantai oleh ombak tidak terjadi seperti yang terjadi pada laut dekat pantai.

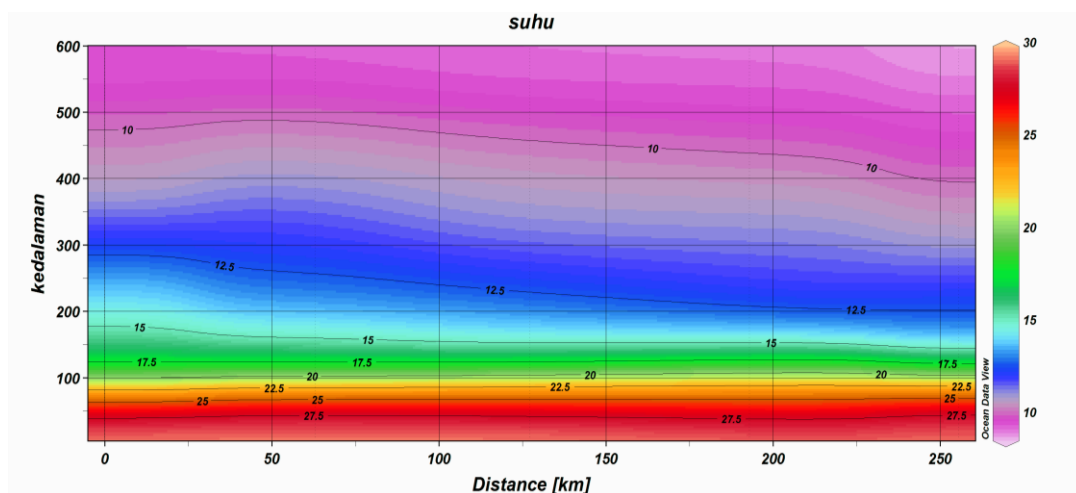


Gambar 2. Sebaran menegak Suhu pada transek 4.

Lapisan termoklin pada kedalaman 50-170 meter dengan suhu berkisar antara 18 -27 °C yang homogen untuk semua stasiun kecuali stasiun 16 seperti yang telah dijelaskan sebelumnya, pada lapisan ini dicirikan oleh turunya suhu dengan meningkatnya kedalaman. Lapisan homogen dibawah lapisan dingin mempunyai batas atas pada kedalaman ± 170 meter.

Sebaran melintang suhu (**Gambar 3**) menunjukkan distribusi suhu pada kedalaman di bawah 200

meter jarak garis isotherm lebih jauh (renggang) terhadap kedalaman dibandingkan dengan jarak antara garis isotherm pada kedalaman 0 – 120 meter, sedangkan pada lapisan termoklin distribusi garis isothermal relatif lebih rapat dibandingkan keduanya. Dari hal tersebut menunjukkan bahwa lapisan homogen dapat dijadikan indikasi kuat tentang pengadukan massa air meskipun ketebalan lapisan percampuran tergantung dari karakteristik perairan dan asal massa air.



Gambar 3. Sebaran Melintang suhu

Selain itu pada transek 4, terlihat jelas adanya pergerakan isothermal yang menunjukkan menaik ke arah pantai, hal ini dapat disebabkan oleh karena daya tembus cahaya matahari pada daerah dekat pantai lebih rendah sehingga lapisan dingin massa air lebih dekat ke permukaan, profil yang demikian juga dapat mengindikasikan

terjadinya upwelling untuk perairan Barat Sumatera dimana posisinya yang berada dibagian belahan bumi selatan bertiup angin passat tenggara yang memungkinkan mekanisme upwelling terjadi namun pada saat yang bersamaan arus permukaan dari arus khtulistiwa utara bergerak sejajar pantai barat Sumatera dari arah berlawanan

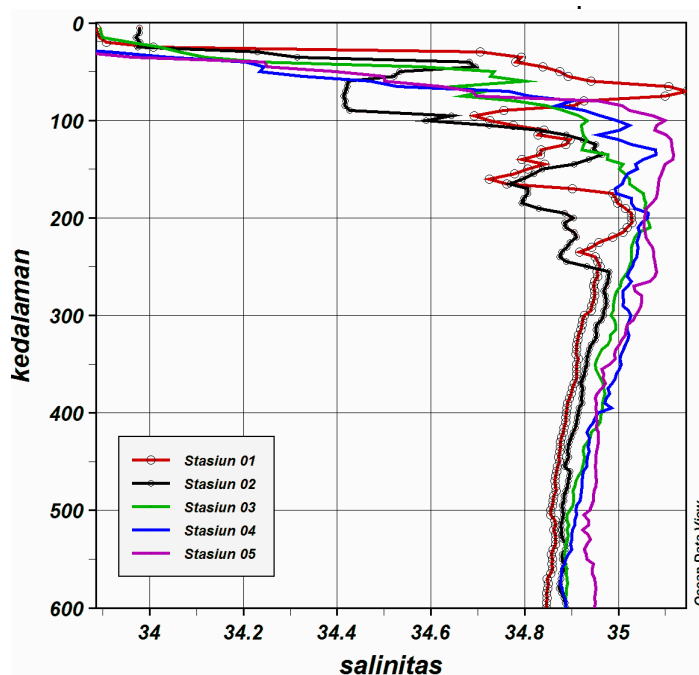
sehingga indikasi adanya *upwelling* dalam intensitas kecil memenuhi mekanisme.

Sebaran Menegak dan Melintang Salinitas

Pada transek 4 salinitas permukaan homogen antar tiap stasiun. secara keseluruhan salinitas berkisar pada 32,58-34,04 psu. Dengan salinitas tertinggi pada stasiun 17. Sedangkan pada lapisan termoklin dimana ditandaidengan peningkatan suhu yang cepat terhadap kedalaman sangat heterogen, Stasiun 16 mempunyai struktur salinitas yang sangat ekstrim pada lapisan ini dimana pada kedalaman 50-70 meter mengalami peningkatan hingga 35,1 psu kemudian menurun pada kedalaman 70–100 meter hingga mencapai salinitas 34,7 psu dan

kemudian naik lagi mengikuti pola salinitas stasiun yang lain

Salinitas pada kedalaman 50-200 meter sangat variatif untuk semua stasiun dan setelah kedalaman lebih dari 200 meter salinitas homogen untuk setiap stasiun. Distribusi menegak (vertikal) dari salinitas erat hubungannya dengan distribusi vertikal dari suhu dan densitas. Walaupun perubahan densitas air laut lebih besar dibanding dengan perubahan salinitas. Ini disebabkan oleh pengaruh distribusi suhu terhadap stabilitas perairan yang lebih besar daripada pengaruh distribusi salinitas. Kehadiran salinitas tinggi pada permukaan merupakan hasil dari arus yang berasal dari Laut Arab yang mempunyai salinitas tinggi

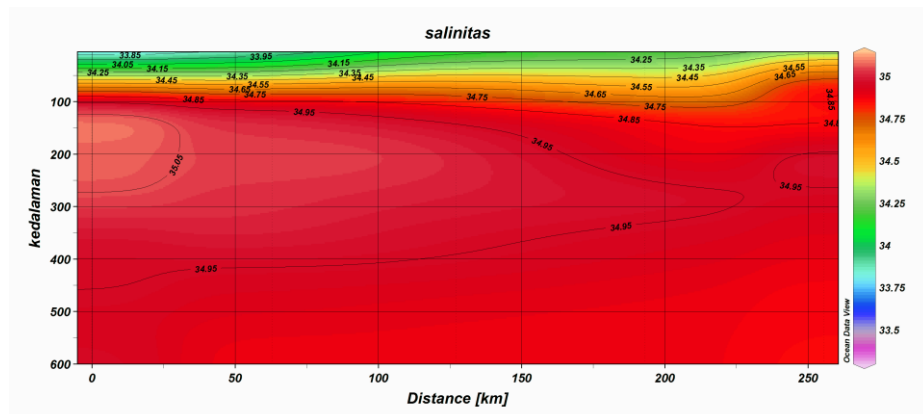


Gambar 4. Sebarang menegak Salinitas

bulan maret terbawa ke perairan barat Sumatera oleh arus Khatulistiwa utara.

Sebaran salinitas dalam arah melintang menunjukkan perubahan salinitas yang sangat cepat dengan kedalaman pada kedalaman kurang dari 100 meter sedangkan pada lapisan

lebih besar dari seratus meter salinitas hampir homogen. Profil juga menunjukkan adanya kenaikan salinitas tinggi menuju permukaan pada daerah dekat pantai, ini mendukung hasil analisis kemungkinan terjadinya upwelling sesuai dengan profil melintang dari suhu sebelumnya.

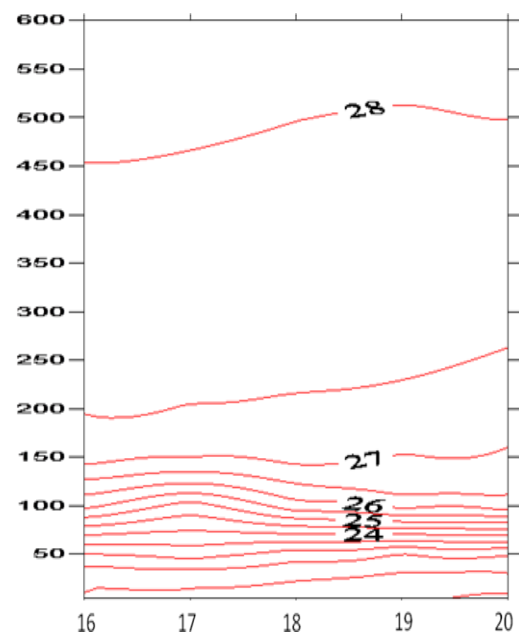


Gambar 5. Sebaran melintang salinitas

Sebaran Melintang sigma-t

Sebaran melintang sigma-t (**Gambar 6**), menunjukkan bahwa pada lapisan permukaan dengan nilai sigma-t terendah berada dekat dengan dengan pantai barat Sumatera (Stasiun 20) dan semakin jauh dari pantai maka semakin tinggi (stasiun 16). Medan sigma-t yang terbentuk pada lapisan permukaan menunjukkan adanya arus (massa air) yang bergerak dari massa air yang berdensitas tinggi ke massa air yang berdensitas rendah, kemudian gaya coriolis membelokkan ke sebelah kiri hingga cenderung ke arah meninggalkan pantai. Nilai sigma-t berkisar antara 21,4–28,17 dengan sigma stasiun 20

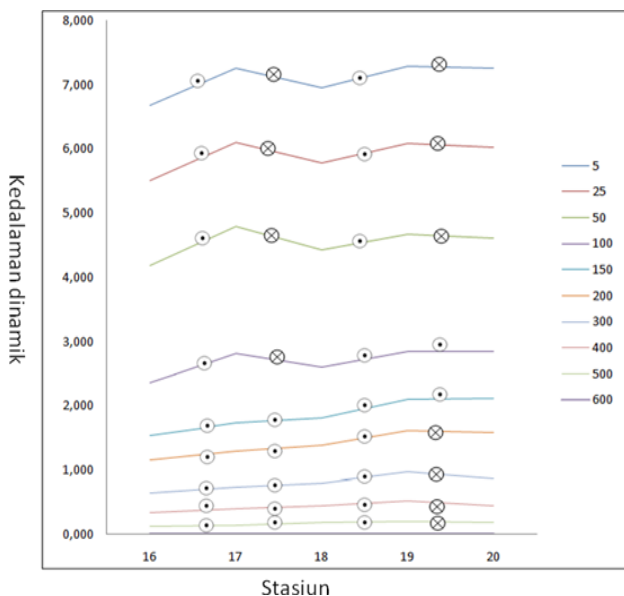
yang berada dekat pantai dan sigma-t tertinggi pada kedalaman 600 meter di daerah stasiun 16.



Gambar 6. Sebaran melintang Sigma-t

Sebaran Melintang kedalaman dynamic

Sebaran melintang kedalaman dinamik pada permukaan isobarik 5–600 dB relatif terhadap permukaan isobarik 600 dB berturut-turut pada transek 4 berkisar antara 0–7,294 (dyn.m). Anomali kedalaman dinamik di permukaan 5 dB di tiap stasiun merupakan nilai-nilai ΔD maksimum kemudian di bawah permukaan 5 dB nilai anomali kedalaman dinamik akan menurun dan akhirnya bernilai 0 di permukaan 600 dB. Karena kita menganggap kedalaman 600 meter sebagai level acuan.



- Untuk aliran yang keluar bidang
- ⊗ Untuk aliran yang masuk bidang

Gambar 7. Sebaran Melintang Kedalaman dinamik

Penurunan ini disebabkan oleh peningkatan salinitas dan penurunan

suhu dengan bertambahnya kedalaman sehingga perbedaan antara volume spesifik air laut nyata dan volume spesifik air laut baku makin kecil. Makin kecil perbedaan antara volume spesifik insitu dengan volume spesifik air laut baku (perbedaan ini selanjutnya disebut anomali volume spesifik) menyebabkan anomali volume spesifik air laut nyata makin kecil dan selanjutnya menyebabkan anomali kedalaman dinamik makin kecil dan mencapai 0 dyn.m dipermukaan isobarik yang ditentukan sebagai papir acuan (*reference level*).

Pada Transek 4 terlihat jelas adanya slope, terutama pada kedalaman dinamik diatas 2 dyn.m, dengan slope paling tinggi antara stasiun 17 dan 18. sedangkan pada kedalaman dinamik kurang dari 2 dyn.m slope yang terbentuk relatif lebih kecil. Hal ini disebabkan karena pengaruh dari fluktuasi dari suhu dan salinitas yang berbeda sehingga mempengaruhi perbedaan volume spesifik air laut dan volume spesifik air laut baku, di mana suhu pada transek ini lebih rendah dan bervariasi sedangkan salinitasnya tinggi dan hampir seragam.

Arah arus yang dominan adalah arah arus keluar kertas ⊕ atau bergerak ketenggara sesuai dengan

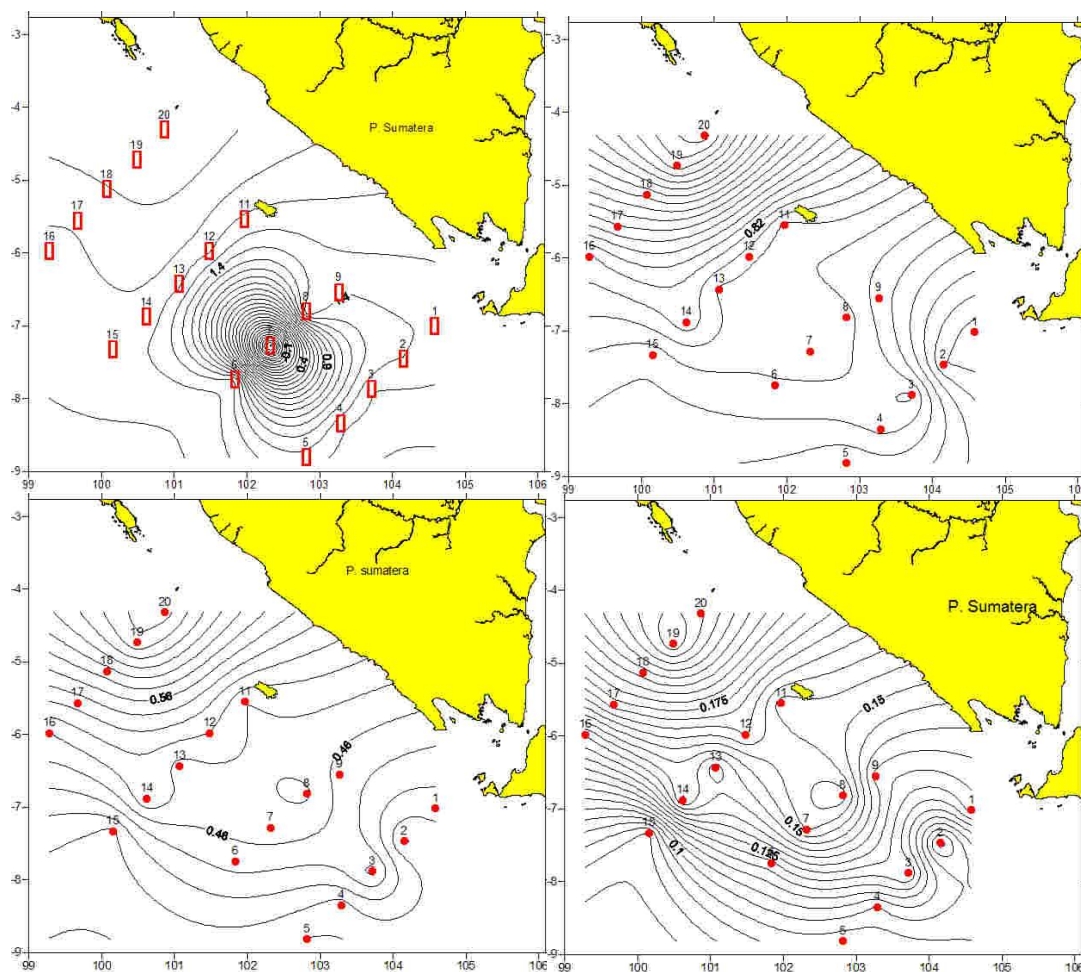
pergerakan arus khatulistiwa utara yang akan membentuk arus selatan jawa seperti pada gambar 1 walaupun didapatkan arus yang bergerak kebarat laut terutama dekat pantai dan permukaan ini dimungkinkan oleh tiupan angin passat tenggara.

Topografi Dinamik

Untuk menggambarkan topografi dinamik maka keseluruhan stasiun diplot pada kedalaman 0 dB, 100dB, 200 dB,

dan 400 dB terhadap paparan acuan 600 dB (reference level).

Pada **Gambar 8** menunjukkan bahwa dengan semakin bertambahnya kedalaman maka besar ΔD semakin kecil. Pada kedalaman permukaan 0–100 dB terlihat adanya perbedaan nyata distribusi tekanan (dyn.m) sehingga terjadi pergerakan massa air dari Samudera Hindia menuju perairan pantai selatan Jawa.



Gambar 8. Topografi dinamik pada kedalaman a.5 meter, b. 100 meter, c. 200 meter, d. 400 meter

Pusat tekanan rendah yang terbentuk disekitar transek 2 oleh akibat data hasil observasi yang hilang sehingga salinitas dinolkan. Membentuk missing data namun pada arah ketenggara dari transek 1 dan 4 terlihat nyata perbedaan kedalaman dinamik yang menyebabkan aliran arus khatulistiwa utara dan arus balik khatulistiwa bergerak ketenggara membentuk arus selatan jawa. Pada kedalaman berikutnya 200–600 db distribusi tekanan semakin kecil sehingga mendekati 0.

Kecepatan Arus Geostropik

Arus geostropik adalah arus yang terjadi karena adanya perbedaan

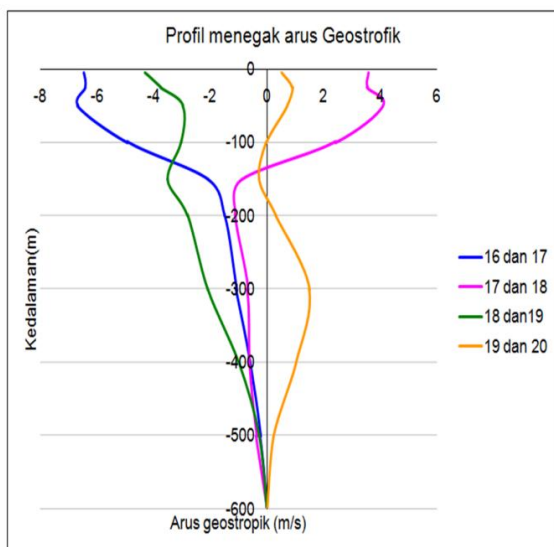
densitas, di mana air akan mengalir dari densitas yang lebih tinggi kedensitas yang lebih rendah. Hasil analisis kecepatan arus relatif geostropik yang ditampilkan pada **Tabel 1** antar stasiun pada Transek 4 secara keseluruhan berkisar -6,43–4,11 Kecepatan arus relatif yang bernilai negatif (–) menunjukkan bahwa arus tersebut mengarah keluar kertas (arah tenggara) sedangkan nilai positif (+) menunjukan arah arus tersebut masuk kertas (arah barat laut) akibat gaya coriolis membelokkan arah arus tersebut kesebelah kiri dibelahan bumi selatan.

Tabel 1. Hasil Analisis Kecepatan Arus Relatif pada Transek 4

Depth [m]	Geostr. Vel. [m/s]			
	16 dan 17	17 dan 18	18 dan 19	19 dan 20
-5	-6,43	3,6	-4,27	0,52
-25	-6,41	3,57	-3,73	0,88
-50	-6,68	4,11	-2,95	0,73
-100	-4,94	2,43	-3,03	-0,01
-150	-2,08	-0,87	-3,51	-0,27
-200	-1,48	-1,1	-2,8	0,33
-300	-1,07	-0,66	-2,08	1,52
-400	-0,59	-0,6	-0,99	1,04
-500	-0,22	-0,37	-0,27	0,25
-600	0	0	0	0

Keterangan : (–) Arah Arus Keluar Kertas (Arah Barat)
(+) Arah Arus Masuk Kertas (Arah Timur)

Tabel 1 juga memperlihatkan bahwa kecepatan arus pada semua stasiun bergerak ke arah tenggara kecuali pada permukaan antara stasiun 17 dan 18 dengan kecepatan arus geostrofik permukaan lebih besar dibandingkan dengan arus pada daerah yang lebih dalam. Kecepatan arus geostrofik maksimum pada antara stasiun 16 dan 17 terdapat pada kedalaman 50 meter dengan kecepatan -6,68 m/s. sedangkan untuk stasiun 17 dan 18 pada kedalaman 50 meter dengan kecepatan -4,11 m/s. Kecepatan arus geostrofik maksimum pada antara stasiun 18 dan 19 terdapat terdapat pada kedalaman 5 meter sedangkan pada stasiun antara 19 dan 20 pada kedalaman 300 meter dengan kecepatan masing-masing 4,27 dan 1,52 m/s .



Gambar 9. Profil menegak kecepatan arus geostrofik

KESIMPULAN

Dari hasil uraian dan analisis di atas maka dapat ditarik kesimpulan :

1. Sebaran suhu menegak pada Transek 4 terdapat tiga lapisan, yakni lapisan homogen pada kedalaman 0–75 meter, lapisan thermoklin pada kedalaman ± 200 dan lapisan homogen di bawah lapisan thermoklin pada kedalaman lebih dari 200 meter.
2. Sebaran Salinitas menik pada daerah dekat pantai yang mengindikasikan adanya upwelling.
3. Adanya pengaruh yang signifikan antara suhu dan salinitas pada Transek 4 Nilai σ_t permukaan pada Transek I berkisar 21.43 – 23.31 kg/m^3 , range ini merupakan terbesar bila dibandingkan pada kedalaman yang sama dari ketiga transek yang lain, hal ini karena pengaruh dari perbedaan suhu dan salinitas pada setiap transek berbeda.
4. Lapisan piknoklin $\pm$ mempunyai ketebalan ketebalan 150 m, di mana Sigma-t di bawah kedalaman lapisan piknoklin cenderung bertambah hingga kedalaman 600 m.
5. Transek 4 memperlihatkan kedalaman dinamik yang membentuk slop yang besar pada kedalaman kurang dari 100 meter

sedangkan pada kedalaman berikutnya menunjukkan slop yang sangat kecil kecuali pada daerah dekat pantai. dengan kedalaman berkisar antara 0 – 7,29 dyn.m.

6. kecepatan arus relatif geostropik antar stasiun pada Transek 4 secara keseluruhan berkisar -6,43 – 4,11 m/s. Selain itu kecepatan arus geostropik cenderung ke arah tenggara dibandingkan kearah barat laut.
7. Perairan Barat Sumatera merupakan perairan timut Samudera Hindia yang sirkulasi massa airnya sangat ditentukan oleh sirkulasi regional Samudera Hindia. Pada saat pengamatan arus khatulistiwa utara bergabung dengan arus balik khatulistiwa membentuk arus selatan jawa yang melewati perairan barat sumatera yang bergerak dari barat laut ketenggara.

DAFTAR PUSTAKA

- Fiux, M., A.G. Ilahude and R. Molcard, 1996. **Geostropic Transport of the Pacific-Indian Oceans Throughflow**. J. of Geophy.Res., 101 (C5). 12.421 – 12.432.
- Fofonoff, N.P., and Tabat, 1958. **POG Manuscript Report Series. No 25**. Roma.
- Gross, M.G. 1990. **Oceanography. Sixth Edition**. Macmillan Publishing Company, New York.
- Najid. A., 1999. **Arus Pantai Jawa di Sepanjang Perairan Barat Sumatera Sampai Selatan Jawa-Sumbawa pada Bulan Maret – April 1990/1991**. Thesis Pasca Sarjana IPB.
- Natih, N. M. N., 1998. **Fenomena dan Angkutan Massa Air di Perairan Barat Sumatera pada Bulan Juli 1990 dan Maret 2001**. Tesis Program Studi Ilmu Kelautan. Program Pasca Sarjana IPB (Tidak Dipublikasikan), Bogor.
- Neumann, G., and W.J. Pierson, Jr., 1966. **Principles of Physical Oceanography**. Prentice-Hall Inc. Englewood Cliffs, New Jersey.
- Pariwono, J.I, M. Eidman, Santoso,R. M. Purba, Tripartono, Widodo, U. Juariyah dan J.H. Hutapea.1988. **Studi Up Welling di Perairan Selatan Pulau Jawa. Fakultas Perikanan**. Institut Pertanian Bogor.
- Purba, M. Et.al., 1993. **Evolusi (Perkembangan) Proses Upwelling dan Sifat-Sifat Oseanografi yang Diakibatkannya Di Perairan Selatan Jawa Barat**. Fakultas Perikanan, Institut Pertanian Bogor. Bogor
- Rochford, D.J. 1969. **Seasonal Variations in The Indian Ocean Along 110° E.1. Hydrology Structure of the Upper 500 m**. Aust.J.Mar. Freshwat. Res., 20 : 51 – 54.

Sidjabat, M.M., 1973. **Pengantar Oseanografi**. Institut Pertanian Bogor. Bogor.

Svedrup, H.V.; Martin W. Johnson and Richard H. Fleming, 1942. **The Oceans Their Physics, Chemistry and Biology**. Prentice-Hall Inc. Englewood Cliffs, New York.

Tomczak, M. And J.S. Godfrey, 1994. **Regional Oceanography An Introduction**. pdf, Published December.

Wyrtki, 1961. **The Physical Oceanography of South East Asian Waters**. Naga Report Vol. 2. University California., Layolla, California.