

Model Pasang Surut Tidak Linear dengan Metode Asimilasi Data Variasional

Agus Setiawan*
Pusat Teknologi Lingkungan BPPT

Abstrak

Sebuah prosedur asimilasi data variasional telah berhasil dikembangkan dan diterapkan pada model pasang surut tidak linear 2-dimensi dengan memanfaatkan metode iteratif *conjugate gradient least square* yang efisien dalam mencari solusi dari masalah minimisasi. Model pasang surut dengan asimilasi data ini telah diterapkan di perairan Irlandia dan Seltik (Samudera Atlantik) dengan resolusi ruang 5 menit menggunakan komponen pasang surut M_2 dan S_2 sebagai gaya pembangkit di syarat batas terbuka model. Dari hasil analisis komponen pasang surut M_2 , S_2 , beserta *over-* dan *compound tides* (yaitu komponen pasang surut tidak linear yang merupakan kelipatan dari komponen utama dan kombinasi dari dua atau lebih komponen utama) yang dihasilkan oleh model ini diperoleh bahwa dengan mengasimilasikan data pengamatan ke dalam model diperoleh hasil yang jauh lebih baik dibandingkan dengan model tanpa data asimilasi, dimana *over-* dan *underestimates* yang dihasilkan oleh model tanpa data asimilasi dapat diminimalkan sehingga hasil model memiliki kesesuaian yang tinggi dengan data pengamatan.

Kata kunci: model pasang surut, asimilasi data, tidak linear, *conjugate gradient least square*

1. Latar Belakang

Di dalam dinamika pasang surut, ketidaklinearan timbul akibat interaksi antara pasang surut parsial (*partial tide*) dan terbukti penting di perairan pantai (Sinha & Pingree, 1997). Karena ketidaklinearan berpengaruh di paparan benua (*continental shelf*), komponen pasang surut *over-* dan *compound tides* memiliki peranan yang penting di kawasan tersebut daripada di laut terbuka. Saat ini penerapan altimetri tengah dikembangkan di kawasan pantai sehingga kajian yang seksama mengenai pasang surut sangat dibutuhkan. Telah banyak diketahui bahwa untuk menghasilkan elevasi pasang surut hingga ketelitian tertentu dengan menggunakan model pasang surut barotropik adalah sangat dimungkinkan asalkan daerah model memiliki resolusi yang memadai dan pengesetan koefisien gesekan dasar (r) dilakukan. Sinha & Pingree (1997) mensimulasikan disipasi gesekan komponen pasang surut M_2 menggantikan suku gesekan kuadratis dengan bentuk yang dilinearkan menggunakan tensor gesekan yang diperoleh dari arus M_2 dan menghasilkan *overtide* M_4 dan M_6 dengan ketelitian yang tinggi. Lefevre *et al.* (2000) mengkaji 9 komponen utama pasang surut, satu *overtide* (M_4) dan satu *compound tide* (MS_4) menggunakan metode elemen hingga dengan resolusi 5 km di pantai dan memilih $r = 0,0015$. Dari kajian yang mereka lakukan tersebut, ternyata ketelitian untuk komponen pasang surut M_4 dan MS_4 masih tidak memuaskan.

Andersen (1999) menunjukkan bahwa komponen pasang surut tidak linear perairan dangkal M_4 , M_6 , MS_4 , MN_4 , $2MS_2$, dan M_8 secara empiris dapat diperoleh dari data satelit altimetri TOPEX/POSEIDON dengan menggunakan metode respon (Munk & Cartwright, 1966). Namun demikian, metode empiris ini ternyata masih memiliki kelemahan di daerah dekat pantai (untuk komponen M_4) dan di paparan yang kompleks (untuk komponen M_6). Taguchi (2002) dengan menggunakan persamaan tidak linear untuk perairan dangkal menerapkan model asimilasi data tanpa pelinearan untuk komponen pasang surut M_2 dan *overtide*-nya M_4 dan M_6 di Laut Irlandia dan Seltik di Samudera Atlantik. Persamaan klasik dan perbedaan residual diintegrasikan ke dalam *cost function* untuk mendapatkan nilai minimum global dan residual dinamik. Selanjutnya metode langsung (*direct method*) dari Zahel (1991, 1995) dan Zahel *et al.* (2000) serta metode *adjoint* (Sirkes *et al.*, 1996) diterapkan dalam model asimilasi data tersebut. Dengan mengasimilasikan data dari 69 stasiun pengamatan diperoleh hasil yang memiliki kesesuaian yang sangat baik

* BPPT Gedung 2 Lantai 19 Jl. M.H. Thamrin No. 8 Jakarta 10340
Telepon: +62-21-3169737, e-mail: a_setiawan@webmail.bppt.go.id

dengan pengamatan.

Hingga saat ini, penelitian mengenai model asimilasi data yang telah disebutkan di atas masih terbatas hanya pada satu komponen pasang surut parsial saja. Hal ini memberikan motivasi dalam penelitian ini untuk membangun sebuah model asimilasi data dengan lebih dari satu komponen pasang surut parsial dimana periodisitas menjadi tidak ada akibat tidak dapat dibandingkannya frekuensi komponen pasang surut. Mengacu pada keberhasilan yang telah diperoleh oleh Taguchi (2002) dalam menerapkan metode asimilasi data yang dibangun oleh Zahel (1991, 1995) dan Zahel *et al.* (2000) untuk komponen pasang surut M_2 dan *overtide*-nya M_4 dan M_6 , dalam penelitian ini prosedur tersebut dicoba untuk diterapkan secara lebih umum bagi komponen pasang surut M_2 dan S_2 serta *over-* dan *compound tides*-nya. Dalam penelitian ini sengaja dipilih Laut Irlandia dan Seltik sebagai daerah model karena besarnya komponen pasang tidak linear di perairan ini termasuk yang cukup besar. Data pengamatan yang tersedia di perairan ini pun cukup lengkap. Selain itu ketersediaan hasil model dengan metode klasik maupun metode asimilasi data, baik hanya untuk pasang surut linear maupun untuk pasang surut tidak linear tetapi hanya untuk satu komponen astronomis saja, juga menjadi bahan pertimbangan lainnya. Hal ini penting karena lebih memudahkan proses evaluasi model, yaitu membandingkan hasil-hasil yang diperoleh dalam penelitian ini dengan penelitian-penelitian lain yang telah ada.

Seperti telah disampaikan sebelumnya, pada kasus dengan lebih dari satu komponen pasang surut parsial, aturan periodisitas menjadi tidak ada akibat tidak dapat dibandingkannya (*incommensurability*) frekuensi komponen pasang surut. Artinya, prosedur asimilasi yang telah diterapkan oleh Taguchi (2002) tidak dapat digunakan pada kasus ini. Komponen pasang surut parsial M_2 dan S_2 memiliki *beat period* 14,7 hari tetapi superposisinya tidak periodik karena *incommensurability* tersebut. Oleh karena itu interval waktu tertentu harus digunakan untuk keperluan asimilasi data, dimana kondisi awal (*initial conditions*) harus diberikan. Karena keterbatasan memori komputer dan *CPU time*, interval waktu ini harus dipilih lebih pendek daripada *beat period*. Dengan keberhasilan dalam menerapkan asimilasi data pada interval waktu yang terbatas dan menghasilkan kondisi kontinuitas untuk interval berikutnya, setidaknya periode total 14,7 hari pada kasus M_2 dan S_2 dapat dicapai. Dengan menggunakan teknik ini, model asimilasi data dengan lebih dari 2 komponen pasang surut astronomis menjadi mungkin untuk dilakukan dengan keterbatasan-keterbatasan yang ada.

2. Metodologi

2.1. Persamaan Perairan Dangkal 2-Dimensi

Dalam penelitian ini, sistem persamaan dari Mihardja (1991) digunakan sebagai dasar:

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} + \frac{U}{HR \cos \phi} \frac{\partial U}{\partial \lambda} + \frac{V}{HR} \frac{\partial U}{\partial \phi} - fV + \frac{gH}{R \cos \phi} \frac{\partial \zeta}{\partial \lambda} \\ - A_h \left(\frac{1}{R^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial^2 U}{\partial \lambda^2} + \frac{1}{R^2} \frac{\partial^2 U}{\partial \phi^2} \right) + \frac{rU}{H^2} \sqrt{(U^2 + V^2)} = 0 \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial V}{\partial t} + \frac{U}{HR \cos \phi} \frac{\partial V}{\partial \lambda} + \frac{V}{HR} \frac{\partial V}{\partial \phi} + fU + \frac{gH}{R} \frac{\partial \zeta}{\partial \phi} \\ - A_h \left(\frac{1}{R^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial^2 V}{\partial \lambda^2} + \frac{1}{R^2} \frac{\partial^2 V}{\partial \phi^2} \right) + \frac{rV}{H^2} \sqrt{(U^2 + V^2)} = 0 \end{aligned} \quad (2)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \phi} \frac{\partial (V \cos \phi)}{\partial \phi} + \frac{1}{R \cos \phi} \frac{\partial U}{\partial \lambda} = 0 \quad (3)$$

dimana $U = \int_{-h}^{\zeta} u \, dz$, dan $V = \int_{-h}^{\zeta} v \, dz$ menunjukkan transpor volume dalam arah x dan y ,

sementara itu ζ menunjukkan elevasi, λ dan ϕ menyatakan bujur dan lintang geografis, $H = h + \zeta$ adalah kedalaman air aktual (dimana h adalah kedalaman tanpa gangguan), R adalah jejari Bumi (6.378.200,0 meter), $f = 2\omega \sin \phi$ adalah parameter Coriolis dengan $\omega = 7,2911 \times 10^{-5}$ rad/det menunjukkan kecepatan sudut rerata Bumi, $g = 9,806$ m/det² adalah percepatan karena gravitas,

A_h adalah koefisien pertukaran turbulen horisontal, dan r adalah koefisien gesekan dasar.

Grid-C Arakawa digunakan untuk seluruh perhitungan dinamis. Daerah model dibagi menjadi n kolom dan m baris dengan total jumlah sel sebanyak nm . Batas bujur dan lintang berhubungan dengan tepi daerah model, bukan dengan pusat dari tepi sel. Elevasi ζ merupakan harga rerata pada setiap sel. Demikian pula halnya dengan grid batimetri yang diberikan untuk setiap sel harus berkaitan dengan harga rerata kedalaman di setiap sel. Transpor volume U dan V ditentukan pada tepi-tepi sel dan diinterpretasikan sebagai rerata transpor volume pada batas sel. Syarat batas di pantai ditentukan pada simpul-simpul U dan V . Syarat batas terbuka diberikan dengan menetapkan elevasi ζ untuk tepi sel batas terbuka, sementara itu di sepanjang batas tertutup darat, komponen tegak lurus dari transpor volume adalah nol.

2.2. Diskretisasi Persamaan

Sistem persamaan di atas diselesaikan secara numeris menggunakan skema eksplisit dengan beda pusat untuk suku difusif dan konvektif dan beda maju untuk suku-suku lainnya.

$$\begin{aligned} U_{i,j}^{n+1} = & r_{um} U_{i,j}^n - q_{conux} U_{i,j}^n (U_{i+1,j}^n + U_{i-1,j}^n) - q_{conuy} \bar{V} (U_{i,j-1}^n + U_{i,j+1}^n) \\ & + q_{ahux} (U_{i-1,j}^n + U_{i+1,j}^n - 2U_{i,j}^n) + q_{ahuy} (U_{i,j-1}^n + U_{i,j+1}^n - 2U_{i,j}^n) \\ & + q_{fx} \bar{V} - 2q_{gu} (\zeta_{i+1,j}^n - \zeta_{i,j}^n) \end{aligned} \quad (4)$$

$$\begin{aligned} V_{i,j}^{n+1} = & r_{vm} V_{i,j}^n - q_{convx} \bar{U} (V_{i+1,j}^n + V_{i-1,j}^n) - q_{convy} V_{i,j}^n (V_{i,j-1}^n + V_{i,j+1}^n) \\ & + q_{ahvx} (V_{i-1,j}^n + V_{i+1,j}^n - 2V_{i,j}^n) + q_{ahvy} (V_{i,j-1}^n + V_{i,j+1}^n - 2V_{i,j}^n) \\ & - q_{fy} \bar{U} - 2q_{gv} (\zeta_{i,j}^n - \zeta_{i,j+1}^n) \end{aligned} \quad (5)$$

$$\zeta_{i,j}^{n+1} = \zeta_{i,j}^n - \frac{\Delta t}{\Delta y \cos \phi_{u,j}} (V_{i,j-1}^{n+1} \cos \phi_{v,j-1} - V_{i,j}^{n+1} \cos \phi_{v,j}) - \frac{\Delta t}{\Delta x} (U_{i,j}^{n+1} - U_{i-1,j}^{n+1}) \quad (6)$$

dimana:

$$\begin{aligned} r_{um} = & \frac{1}{1 + \frac{r\Delta t}{0.5(H_{i,j} + H_{i+1,j})^2} \sqrt{U^2 + \bar{V}^2}}, \quad r_{vm} = \frac{1}{1 + \frac{r\Delta t}{0.5(H_{i,j} + H_{i,j+1})^2} \sqrt{\bar{U}^2 + V^2}} \\ q_{conux} = & r_{um} \frac{\Delta t}{\Delta x (H_{i,j} + H_{i+1,j})}, \quad q_{conuy} = r_{um} \frac{\Delta t}{\Delta y (H_{i,j} + H_{i+1,j})} \\ q_{convx} = & r_{vm} \frac{\Delta t}{\Delta x (H_{i,j} + H_{i,j+1})}, \quad q_{convy} = r_{vm} \frac{\Delta t}{\Delta y (H_{i,j} + H_{i,j+1})} \\ \bar{U} = & 0.25(U_{i,j} + U_{i-1,j} + U_{i,j+1} + U_{i-1,j+1}), \quad \bar{V} = 0.25(V_{i,j} + V_{i,j-1} + V_{i+1,j} + V_{i+1,j-1}) \\ q_{ahux} = & A_h r_{um} \frac{\Delta t}{\Delta x^2}, \quad q_{ahuy} = A_h r_{um} \frac{\Delta t}{\Delta y^2}, \quad q_{ahvx} = A_h r_{vm} \frac{\Delta t}{\Delta x^2}, \quad q_{ahvy} = A_h r_{vm} \frac{\Delta t}{\Delta y^2} \\ q_{fx} = & \Delta t f_u r_{um}, \quad q_{fy} = \Delta t f_v r_{vm}, \quad f_u = 2\omega \sin \phi_u, \quad f_v = 2\omega \sin \phi_v \\ \Delta x = & \Delta \lambda R \cos \phi, \quad \Delta y = \Delta \phi R \end{aligned}$$

2.3. Prosedur Asimilasi Data

Inversi metode langsung model laut global dari Zahel (1991, 1995) dan Zahel *et al.* (2000) digunakan dalam penelitian ini dan diperluas untuk persamaan perairan dangkal 2-D tidak linear (Setiawan, 2007). Metode ini meminimalkan residu dinamika dan data dalam persoalan derajat terkecil dan pada saat yang bersamaan dicari residual yang paling mungkin yang diasumsikan terdistribusi secara normal secara statistik.

Sistem persamaan (4), (5), dan (6) dapat dituliskan dalam bentuk sistem aljabar linear $\mathbf{Ax}=\mathbf{b}$. Suku tidak diketahui \mathbf{x} dibentuk oleh elevasi ζ dan komponen transpor volume horisontal U dan V . Vektor \mathbf{b} terdiri dari b_ζ , b_U , dan b_V . Di interior, pada langkah waktu pertama, vektor \mathbf{b} didefinisikan oleh:

$$\begin{aligned}
b_{U,p} = & r_{um,p} U_{i,j}^{(0)} - q_{convx,p} U_{i,j}^{(0)} (U_{i+1,j}^{(0)} + U_{i-1,j}^{(0)}) - q_{convy,p} \bar{V}^{(0)} (U_{i,j-1}^{(0)} + U_{i,j+1}^{(0)}) \\
& + q_{ahvx,p} (U_{i-1,j}^{(0)} + U_{i+1,j}^{(0)} - 2U_{i,j}^{(0)}) + q_{ahvy,p} (U_{i,j-1}^{(0)} + U_{i,j+1}^{(0)} - 2U_{i,j}^{(0)}) \\
& + q_{fx,p} \bar{V}^{(0)} - 2q_{gu,p} (\zeta_{i+1,j}^{(0)} - \zeta_{i,j}^{(0)})
\end{aligned} \tag{7}$$

$$\begin{aligned}
b_{V,p} = & r_{vm,p} V_{i,j}^{(0)} - q_{convx,p} \bar{U}^{(0)} (V_{i+1,j}^{(0)} + V_{i-1,j}^{(0)}) - q_{convy,p} V_{i,j}^{(0)} (V_{i,j-1}^{(0)} + V_{i,j+1}^{(0)}) \\
& + q_{ahvx,p} (V_{i-1,j}^{(0)} + V_{i+1,j}^{(0)} - 2V_{i,j}^{(0)}) + q_{ahvy,p} (V_{i,j-1}^{(0)} + V_{i,j+1}^{(0)} - 2V_{i,j}^{(0)}) \\
& - q_{fy,p} \bar{U}^{(0)} - 2q_{gv,p} (\zeta_{i,j}^{(0)} - \zeta_{i,j+1}^{(0)})
\end{aligned} \tag{8}$$

$$b_{\zeta,p} = \zeta_{i,j}^0 \tag{9}$$

Superscript $^{(0)}$ pada U , V , \bar{U} , \bar{V} , dan ζ menunjukkan bahwa nilai-nilai variabel tersebut diambil dari dugaan awal (*first guess*). Pada persamaan di atas, diperkenalkan pula *subscript* p sebagai indeks baris vektor yang dikonversi dari indeks ruang dan waktu (i,j,n) .

Nilai-nilai dari vektor \mathbf{b} pada langkah waktu berikutnya dalam suatu blok waktu adalah nol kecuali untuk b_U dan b_V di dekat batas terbuka, dimana suku gradien tekanan membutuhkan nilai elevasi yang ditentukan dari batas terbuka:

$$b_{U,p} = 2q_{gu,p} \zeta_{OB,i,j} \tag{10}$$

$$b_{V,p} = 2q_{gv,p} \zeta_{OB,i,j} \tag{11}$$

Pada batas terbuka, b_ζ diberikan oleh elevasi ζ_{OB} :

$$b_{\zeta,p} = \zeta_{OB,i,j} \tag{12}$$

Matriks \mathbf{A} terdiri dari koefisien-koefisien yang muncul dalam persamaan dinamik. Matriks \mathbf{A} adalah matriks jarang (*sparse matrix*) karena efek *loading* dan *self-attraction* dapat diabaikan selama ia dibangkitkan di kawasan laut yang berdekatan (Gekeler, 1995).

Persamaan data diberikan oleh $\mathbf{D}\mathbf{x} = \mathbf{d}$ dengan \mathbf{x} didefinisikan oleh elevasi permukaan laut, sedangkan suku di ruas kanan diberikan oleh:

$$d_{\zeta,p} = \sum_{l=1}^{NC} a_l \cos(\sigma_l k \Delta t - \phi_l) \tag{13}$$

dimana NC adalah jumlah komponen pasang surut (dalam hal ini $NC = 8$: M_2 , S_2 , $2SM_2$, M_4 , M_6 , MS_4 , $2MS_6$, and $2SM_6$); A_l , σ_l , and ϕ_l berturut-turut adalah amplitudo, frekuensi sudut dan fasa komponen pasang surut ke- l , Δt menunjukkan langkah waktu, dan k adalah jumlah langkah waktu.

Pengamatan yang digunakan dalam persamaan data diambil dari m posisi dan hanya $m \times n$ baris dari matriks \mathbf{D} dan vektor \mathbf{d} yang mengandung entri tidak nol (n menunjukkan jumlah total level waktu dalam satu blok waktu). Metode derajat terkecil untuk mendapatkan nilai yang didekati adalah dengan meminimasi *cost function* yang diberikan oleh:

$$J(\mathbf{x}) = (\mathbf{A}\mathbf{x} - \mathbf{b})^T \mathbf{C}^{-1} (\mathbf{A}\mathbf{x} - \mathbf{b}) + (\mathbf{D}\mathbf{x} - \mathbf{d})^T \mathbf{S}^{-1} (\mathbf{D}\mathbf{x} - \mathbf{d}) \tag{14}$$

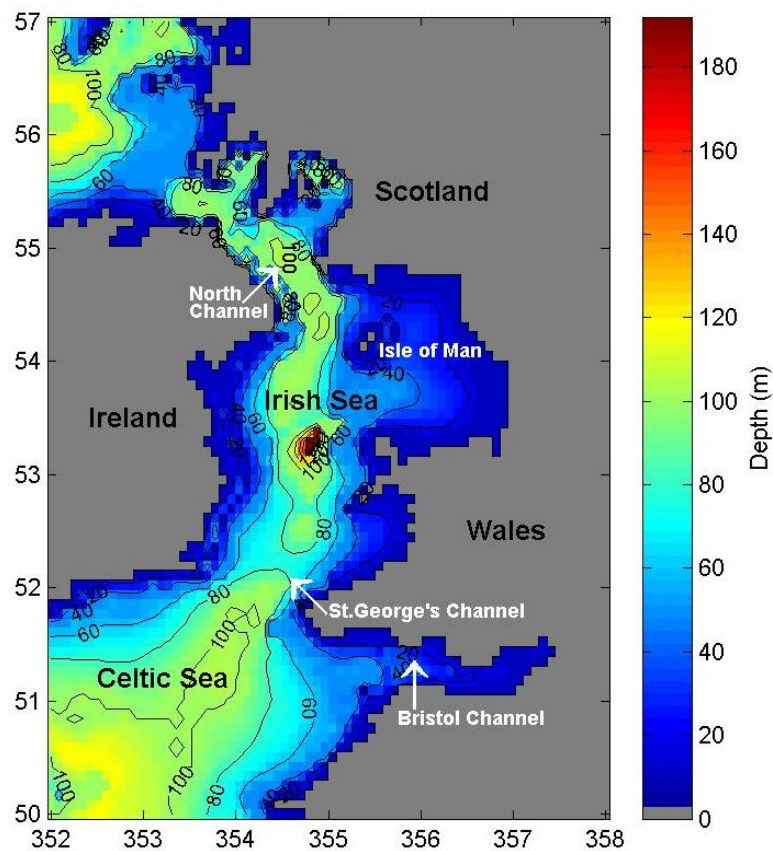
dimana \mathbf{C} dan \mathbf{S} berturut-turut menyatakan matriks kovariansi galat dinamis dan data. Matriks \mathbf{A} adalah matriks yang mengandung koefisien-koefisien yang digunakan dalam persamaan dinamik dan \mathbf{D} disebut operator data.

2.4. Daerah Model

Daerah model dalam penelitian ini adalah Laut Irlandia dan Seltik dengan posisi geografis 50°LU - 57°LU dan 2°BB - 8°BB (Gambar 1). Perairan ini memiliki kedalaman yang bervariasi, mulai lebih dari 150 meter di batas utara dan selatan hingga ke rerata 55 meter di Laut Irlandia bagian

timur dimana terdapat perairan dengan kedalaman yang sangat dangkal. Laut Irlandia adalah laut yang memisahkan pulau Irlandia dan Britania Raya. Laut ini terhubung ke Samudera Atlantik melalui North Channel dan Saint George's Channel. Laut Seltik adalah perairan di Samudera Atlantik lepas pantai selatan Irlandia yang dibatasi oleh Saint George's Channel dan Bristol Channel di sebelah timur. Bagian utara dari laut ini adalah Saint George's Channel sementara itu bagian selatannya tidak memiliki nama.

Data batimetri dari ETOPO5 (*National Geophysical Data Centre, 1988*) dengan resolusi ruang (Δ dan $\Delta\lambda$) 5 menit atau 9 km digunakan dalam penelitian ini. Resolusi yang termasuk kasar ini tidak cocok untuk menghasilkan solusi yang realistis di daerah yang berskala kecil seperti Bristol Channel dan estuari Severn. Hanya dengan menerapkan model klasik beresolusi tinggi, diikuti dengan penyesuaian yang rumit terhadap parameter gesekan dan nilai batas, efek-efek tertentu pada daerah kecil ini dapat direproduksi secara langsung tanpa diperlukan asimilasi data.



Gambar 1. Peta batimetri Laut Irlandia dan Seltik

Laut Seltik memiliki gradien kedalaman yang besar karena sisi baratnya berhadapan langsung dengan laut terbuka. Gelombang pasang surut yang timbul di paparan Eropa, dimana daerah model pada studi ini termasuk di dalamnya, terbentuk di Samudera Atlantik dan terdeformasi oleh pulau-pulau Irlandia, Skotlandia, dan Inggris Raya. Pada dasarnya gelombang yang datang dari laut dalam akan menjalar sebagai gelombang Kelvin. Gelombang ini menjalar melintasi Laut Seltik menuju ke Laut Irlandia, kemudian melintasi English Channel ke arah utara menuju ke Laut Utara (North Sea). Di perairan dangkal, terutama di bagian barat dan selatan Laut Utara, English Channel, dan Saint George's Channel, energi pasang surutnya akan terdisipasi, dimana laju aliran komponen pasang surut semi-diurnal paling besar.

Gelombang Kelvin yang masuk tumbuh akibat laju aliran yang besar yang disebabkan oleh pengaruh gesekan dasar dan refleksi di ujung basin dengan amplitudo yang lebih kecil. Akibatnya terjadi ketidaksejajaran ampudromik pada sisi dimana gelombang yang dipantulkan memiliki energi yang maksimum seperti yang teramati di Laut Irlandia dan English Channel untuk komponen pasang surut M_2 (Simpson, 1998).

Di bagian selatan, sebagian laju transfer (fluks) energi pasang surut dari Laut Seltik menuju ke Laut Irlandia melalui Saint George's Channel. Di bagian utara dari paparan Eropa, sebagian dari

fluks energi pasang surut di lepas pantai barat Skotlandia menuju ke selatan melalui North Channel hingga ke Laut Irlandia (Davies & Kwong, 2000). Di Laut Irlandia arus pasang surutnya secara umum sangat kuat (dengan orde 1,5 m/det) kecuali di sebagian kecil perairan barat Isle of Man dimana arus pasang surutnya lemah (dengan orde 0,2 m/det) (Lee & Davies, 2001).

2.5. Pengaturan Model

Berdasarkan pada kondisi Courant-Friedricks-Lewy (CFL), langkah waktu (Δt) sebesar 120 detik digunakan baik dalam *forward model* maupun model asimilasi data. Dengan harga tersebut, waktu simulasi satu hari setara dengan 720 langkah waktu. Elevasi komponen pasang surut M_2 dan S_2 yang digunakan di syarat batas terbuka, yang menegaskan transisi ke laut terbuka di utara, barat, dan selatan daerah model, diambil dari solusi pasang surut regional *Oregon State University Tidal Inversion Software* (OTIS) (Egbert & Erofeeva, 2002).

Davies & Jones (1992) menggunakan dua nilai koefisien gesekan dasar (r) yang berbeda, yaitu 0,0025 dan 0,005, dalam model 3-D mereka. Dengan menggunakan $r = 0,0025$ nilai elevasi permukaan laut yang dihasilkan 10% hingga 20% lebih besar daripada data pengamatan. Sedangkan dengan $r = 0,005$ hasil yang diperoleh memiliki kesesuaian yang baik dengan pengamatan. Lebih dari itu mereka pun melaporkan bahwa dari analisis terhadap hasil-hasil perhitungan dan pengamatan yang mereka lakukan diperoleh bahwa perbedaan amplitudo dan fasa komponen pasang surut M_2 yang dihasilkan dengan menggunakan model 2-D (dengan mengambil nilai $r = 0,0025$) dan 3-D (dengan mengambil nilai $r = 0,005$) secara umum kecil. Berdasarkan pada temuan tersebut maka nilai $r = 0,0025$ akan digunakan dalam penelitian ini.

Beberapa pada percobaan yang telah dilakukan dalam penelitian ini untuk memilih nilai koefisien difusi horisontal (A_h) yang sesuai, diperoleh bahwa baik ditinjau dari sisi kestabilan numerik maupun dari sisi kesesuaian hasil dengan data pengamatan dan hasil-hasil model lainnya, $A_h = 5 \times 10^3 \text{ m}^2/\text{det}$ ternyata memberikan hasil yang paling baik. Weis (2006) telah melakukan beberapa percobaan dalam menala (*tuning*) nilai A_h dan menyatakan bahwa untuk simulasi dengan resolusi 5 menit, rentang nilai A_h yang menjamin kestabilan numerik adalah antara 5×10^3 dan $45 \times 10^3 \text{ m}^2/\text{det}$. Maka, berdasarkan pada kedua hal tersebut, nilai $A_h = 5 \times 10^3 \text{ m}^2/\text{det}$ akan digunakan dalam penelitian ini.

Dugaan awal nilai-nilai medan U , V , dan ζ yang digunakan dalam permulaan prosedur asimilasi diambil dari hasil *forward model*. Data pasang surut yang digunakan untuk asimilasi dan data yang hanya digunakan untuk membandingkan hasil model asimilasi data (selanjutnya disebut sebagai stasiun bebas) diambil dari Alcock & Howarth (1978), Alcock *et al.* (1980), Alcock (1982a, b), Alcock & Pugh (1982), Davies & Jones (1992), Davies & Hall (2000), dan Taguchi (2002). Data tersebut sudah diberikan dalam bentuk amplitudo dan fasa elevasi (konstanta harmonik).

Jumlah stasiun yang digunakan dalam prosedur asimilasi pada penelitian ini jauh lebih sedikit jika dibandingkan dengan yang digunakan oleh Taguchi (2002) karena ketika menyertakan lebih dari satu pasang surut parsial beserta *over-* dan *compound tides*-nya, data yang berkaitan kadang kala tidak tersedia pada laporan atau makalah yang disebutkan di atas. Posisi dari 24 stasiun yang digunakan dalam asimilasi ditunjukkan oleh Tabel 1, sedangkan posisi stasiun bebas ditunjukkan oleh Tabel 2.

Model asimilasi dijalankan dengan blok waktu satu hari dan untuk setiap blok waktu minimisasi dicapai secara iteratif untuk meninjau pula kontribusi tidak linear. Dugaan awal untuk koefisien-koefisien yang bergantung pada solusi diambil dari solusi *forward model*. *Field* ini juga digunakan untuk menentukan kondisi awal untuk blok waktu pertama. Blok-blok pada waktu berikutnya dimulai dengan memanfaatkan *field* dari blok sebelumnya. Secara umum, prosedur asimilasi yang dibangun dalam penelitian ini dapat digunakan untuk lebih dari 2 komponen pasang surut parsial sebagai gaya di batas terbuka. Dalam penelitian ini komponen pasang surut yang digunakan hanya dibatasi pada M_2 dan S_2 saja untuk memudahkan interpretasi hasil dan juga karena ketersediaan data. Pada posisi dimana data diasimilasikan, baik komponen pasang surut parsial (M_2 dan S_2) serta *over-* dan *compound tides*-nya (M_4 , M_6 , $2SM_2$, MS_4 , $2MS_6$, and $2SM_6$) digunakan untuk membangkitkan elevasi. Frekuensi sudut dari komponen pasang surut ini diberikan oleh Tabel 3. Kontinuasi dilakukan setelah langkah iterasi CGLS dan iterasi tak linear mencukupi, dan perhitungan dihentikan setelah periode waktu selengkapnya melebihi *beat period* M_2 dan S_2 , yaitu 14,7 hari. Dengan waktu sepanjang itu, dua komponen pasang surut parsial utama M_2 dan S_2 dapat dipisahkan secara baik dari solusi yang dihasilkan.

Tabel 1. Posisi stasiun data yang digunakan dalam asimilasi

ID Stasiun	Posisi		Lokasi
	Lintang	Bujur	
A01	53°46,000' LU	3°43,000' BB	Laut Irlandia
A02	53°46,000' LU	4°08,000' BB	Laut Irlandia
A03	52°04,000' LU	5°47,000' BB	Laut Irlandia
A04	54°09,000' LU	3°40,000' BB	Laut Irlandia
A05	54°39,000' LU	3°55,000' BB	Solway Firth
A06	53°30,000' LU	3°11,900' BB	Queens Channel
A07	51°45,200' LU	6°35,700' BB	Laut Seltik
A08	51°20,000' LU	6°30,000' BB	Laut Seltik
A09	50°35,000' LU	6°10,000' BB	Laut Seltik
A10	51°27,000' LU	7°51,000' BB	Laut Seltik
A11	50°33,000' LU	7°32,000' BB	Laut Seltik
A12	51°24,600' LU	5°00,600' BB	Bristol Channel
A13	50°55,100' LU	4°59,900' BB	Bristol Channel
A14	51°20,300' LU	3°06,200' BB	Estuari Severn
A15	51°12,900' LU	3°28,300' BB	Estuari Severn
A16	54°57,000' LU	5°35,700' BB	North Channel
A17	55°27,800' LU	6°09,800' BB	North Channel
A18	51°30,618' LU	2°42,846' BB	Avonmouth
A19	51°13,002' LU	3°07,998' BB	Hinkley Point
A20	51°34,002' LU	3°58,002' BB	Mumbles
A21	50°06,144' LU	5°32,502' BB	Newlyn
A22	53°18,822' LU	4°37,158' BB	Holyhead
A23	53°19,914' LU	3°49,500' BB	Llandudno
A24	54°39,900' LU	5°40,140' BB	Irlandia Utara

Tabel 2. Posisi stasiun bebas

ID Stasiun	Posisi		Lokasi
	Lintang	Bujur	
I01	53°45,800' LU	4°07,000' BB	Laut Irlandia
I02	50°31,700' LU	7°36,700' BB	Laut Seltik
I03	51°24,400' LU	3°09,700' BB	Estuari Severn
I04	51°22,800' LU	3°07,100' BB	Estuari Severn
I05	50°37,500' LU	4°54,000' BB	Estuari Severn
I06	50°35,300' LU	4°50,000' BB	Estuari Severn
I07	51°21,500' LU	3°00,000' BB	Estuari Severn
I08	55°51,600' LU	5°44,500' BB	North Channel
I09	51°12,468' LU	4°06,606' BB	Ilfracombe
I10	51°42,354' LU	5°03,030' BB	Milford Haven
I11	51°33,000' LU	2°58,998' BB	Newport (Gwent)
I12	51°37,000' LU	3°55,000' BB	Swansea
I13	52°00,768' LU	4°58,956' BB	Fishguard
I14	53°27,000' LU	3°01,002' BB	Gladstone Dock
I15	55°44,970' LU	4°54,294' BB	Millport
I16	55°37,662' LU	6°11,328' BB	Port Ellen
I17	54°50,544' LU	5°07,134' BB	Portpatrick
I18	56°37,386' LU	6°03,768' BB	Tobermory
I19	54°01,884' LU	2°55,236' BB	Heysham
I20	54°39,000' LU	3°34,086' BB	Workington
I21	52°43,140' LU	4°02,628' BB	Barmouth
I22	55°12,000' LU	6°39,000' BB	Portrush
T01	52°57,000' LU	4°34,000' BB	Llanbedrog
T02	51°27,000' LU	3°09,000' BB	Fishguard
T03	51°35,000' LU	3°49,000' BB	Swansea
T04	54°03,000' LU	3°09,000' BB	Heysham
T05/D03	54°46,000' LU	5°25,000' BB	North Channel
D01	55°25,000' LU	5°45,000' BB	North Channel
D02	55°11,000' LU	6°04,000' BB	North Channel

Tabel 3. Daftar komponen pasang surut yang dianalisis

Komponen Pasang Surut	Frekuensi Sudut (σ , rad/det)	Sumber
M_2	$1,4053 \times 10^{-4}$	Lunar
S_2	$1,4544 \times 10^{-4}$	Solar
M_4	$2,8105 \times 10^{-4}$	$2 \times M_2$
M_6	$4,2158 \times 10^{-4}$	$3 \times M_2$
$2SM_2$	$1,5036 \times 10^{-4}$	$2 \times S_2 - M_2$
MS_4	$2,8597 \times 10^{-4}$	$M_2 + S_2$
$2MS_6$	$4,2650 \times 10^{-4}$	$2 \times M_2 + S_2$
$2SM_6$	$4,3141 \times 10^{-4}$	$2 \times S_2 + M_2$

3. Hasil dan Pembahasan

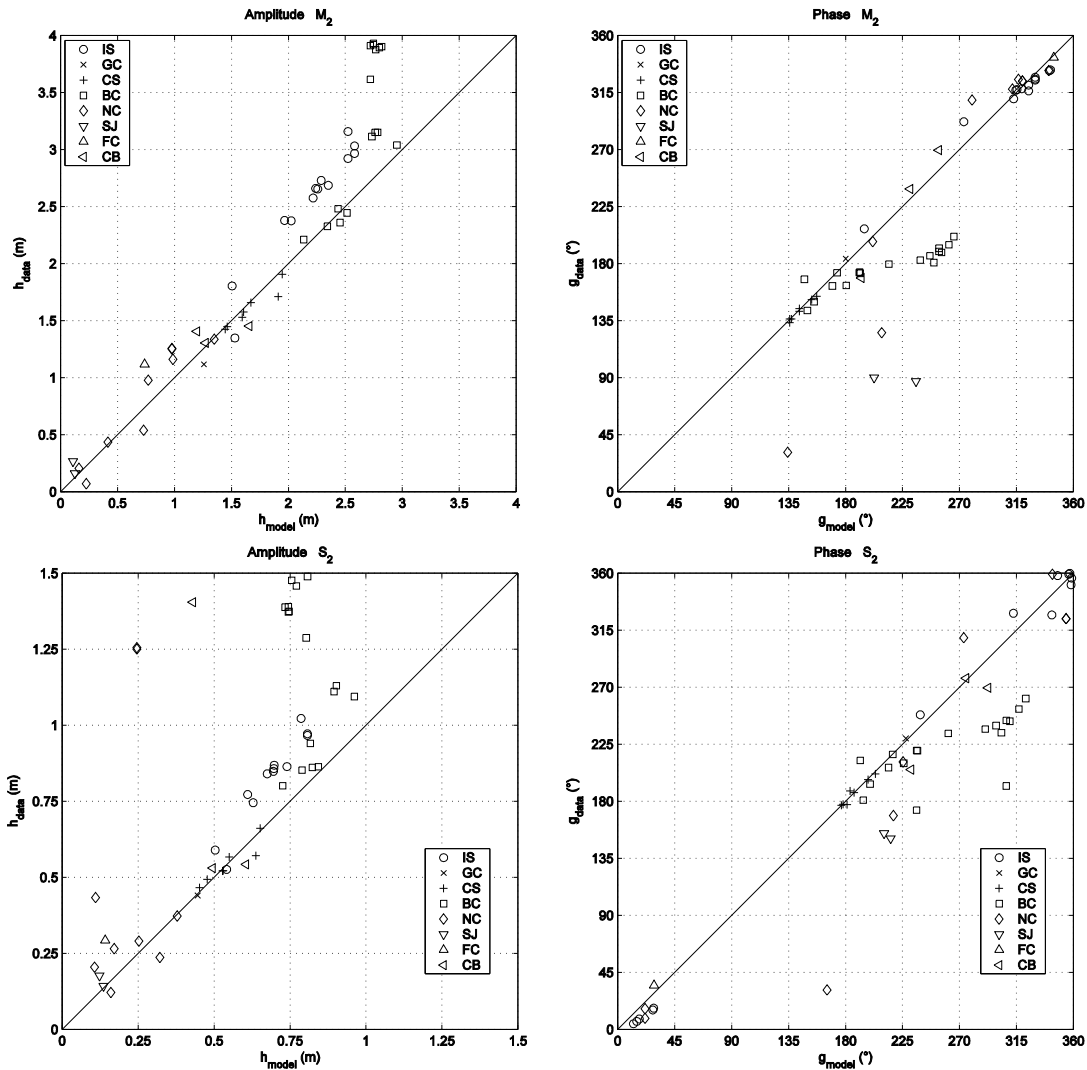
3.1. Evaluasi Hasil *Forward Model*

Forward model dijalankan dengan menggunakan parameter-parameter seperti yang telah diuraikan pada bagian 2.5 di atas. Amplitudo dan fasa yang dihasilkan oleh model ini selanjutnya digunakan untuk membuat *field* dugaan awal (*first guess*) dan nilai awal (*initial value*) pada saat pertama kali menjalankan prosedur asimilasi data. Pada langkah berikutnya, amplitudo dan fasa ini hanya digunakan untuk menentukan nilai awal saja sementara *field* dugaan awal yang dibutuhkan diambilkan dari hasil asimilasi pada langkah waktu sebelumnya.

Untuk mempelajari performansi model, hasil-hasil yang diperoleh selanjutnya dibandingkan dengan data pengamatan (yang daftar stasiunnya diberikan oleh Tabel 1 dan Tabel 2) serta hasil-hasil dari Davies & Jones (1992) dan Andersen (1999). Hasil evaluasi ini juga akan digunakan sebagai dasar dalam menentukan posisi-posisi data yang akan diasimilasikan. Gambar 2 menunjukkan *scatter diagram* komponen pasang surut M_2 (panel atas) dan S_2 (panel bawah) membandingkan hasil model dan pengamatan. Secara umum, amplitudo untuk komponen pasang surut M_2 (panel kanan atas) cukup baik kecuali di Bristol Channel (segiempat) dan Laut Irlandia timur (lingkaran) dimana hasil model lebih rendah daripada pengamatan (*underestimate*). Fasa untuk komponen M_2 (panel kanan atas) juga memiliki kesesuaian yang baik kecuali di Bristol Channel (segiempat), Sound of Jura (segitiga bawah) dan North Channel (berlian) dimana hasil model lebih tinggi daripada pengamatan (*overestimate*). Untuk komponen pasang surut S_2 , *underestimate* amplitudo (panel kiri bawah) juga ditemukan di Bristol Channel (segiempat), Laut Irlandia timur (lingkaran), Teluk Cardigan (segitiga kiri), dan North Channel (berlian).

Ketika membandingkan hasil *forward model* dengan pengamatan secara lebih rinci, didapatkan bahwa amplitudo M_2 di Laut Irlandia timur (stasiun A01, A02, A04, A05, A06, A23, I01, I14, I19, I20, T4) dan Bristol Channel (stasiun A14, A15, A18, A19, A20, I03, I04, I07, I11, I12, T02, T03) lebih rendah hingga lebih dari 30 cm (Gambar 3 panel atas). Taksiran lebih rendah (*underestimation*) amplitudo lebih dari 20 cm ditemukan pula untuk komponen pasang surut S_2 di Laut Irlandia timur dan Bristol Channel serta stasiun T01 di Teluk Cardigan dan stasiun T05, D01, D02, dan D03 di North Channel (Gambar 3 panel atas). Taksiran lebih tinggi (*overestimation*) fasa pasang surut komponen M_2 dan S_2 mencapai lebih dari 45° ditemukan Bristol Channel (stasiun A14, A18, A19, I03, I04, I07, I11, T02), North Channel (stasiun A17 dan D01), serta stasiun I08 dan I16 di Sound of Jura (Gambar 2 dan 3 panel bawah). Taksiran lebih rendah amplitudo dan taksiran lebih tinggi fasa yang sistematis di sekitar Laut Irlandia timur dan Bristol Channel sebenarnya mudah dipahami. Daerah model yang digunakan dalam *forward model* memiliki resolusi yang kasar, akibatnya fenomena di perairan dangkal, dimana ketidaklinearan cukup kuat, tidak dapat direproduksi dengan baik.

Peta elevasi pasang surut (*cotidal chart*) untuk komponen M_2 dan S_2 dari *forward model* dibandingkan dengan hasil model Davies & Jones (1992). Secara umum, untuk komponen M_2 (Gambar 4 panel kiri), pola osilasinya hampir serupa, meskipun amplitudo di beberapa tempat masih lebih rendah daripada yang mereka hasilkan dimana perbedaan paling mencolok ditemukan di Laut Irlandia timur (sekitar 60 cm) dan di Bristol Channel (lebih dari 100 cm). Posisi titik *amphidromic* pun secara umum memiliki kesesuaian yang tinggi. Hal yang sama berlaku pula untuk komponen S_2 (Gambar 4 panel kanan) dimana pola amplitudo (*corange*) dan fasa (*cophase*) kedua solusi terlihat cukup sama. Amplitudo, khususnya di Laut Irlandia timur dan ke arah dalam Bristol Channel, hanya berbeda sekitar 10 cm. Posisi titik *amphidromic*-nya pun secara umum serupa satu sama lain.



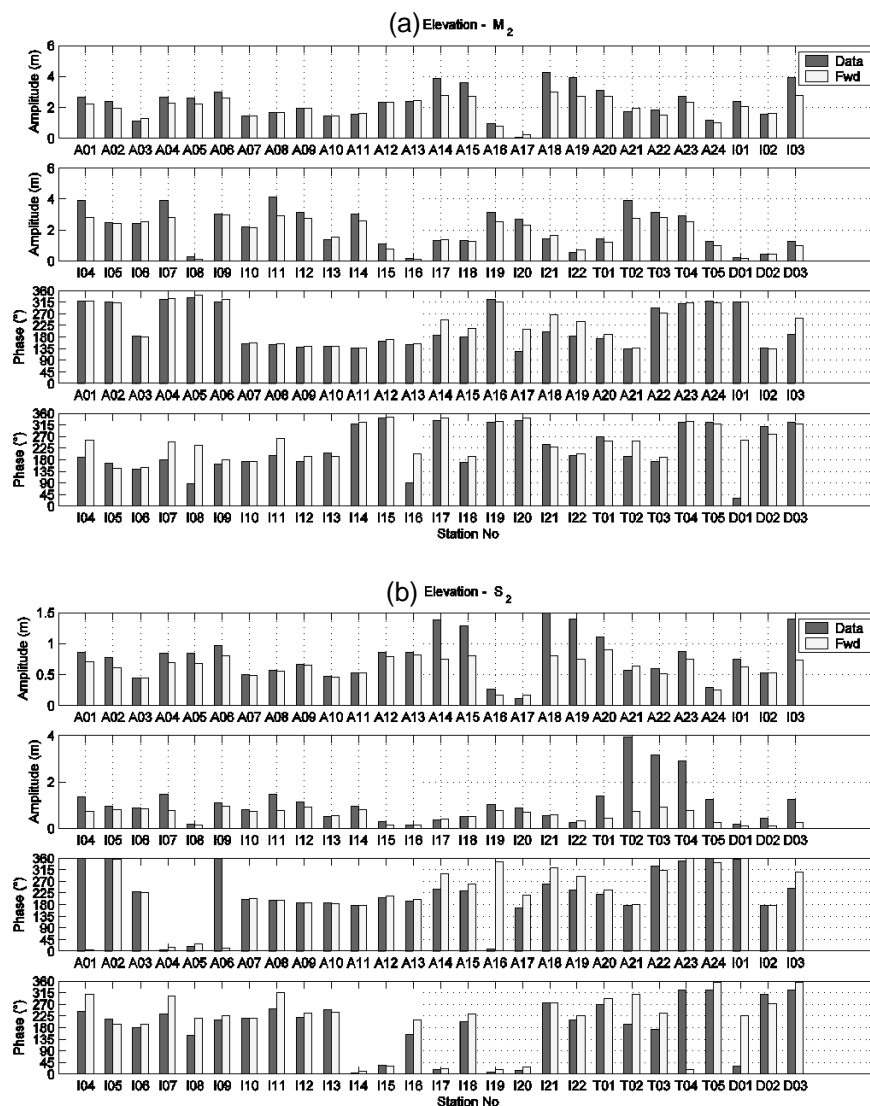
Gambar 2. Scatter diagram amplitudo dan fasa komponen pasang surut M_2 (panel atas) dan S_2 (panel bawah) yang diperoleh dari *forward model* dan pengamatan.

Elevasi *over-* dan *compound tides* yang dihasilkan oleh *forward model*-pun dicoba untuk dievaluasi dan diperoleh bahwa taksiran lebih rendah maupun lebih tinggi elevasi ditemukan hampir di semua tempat. Tabel 4 memberikan *rms error* dari elevasi *forward model* dibandingkan dengan pengamatan yang mengindikasikan bahwa *forward model* tidak dapat menghasilkan elevasi pasang surut komponen perairan dangkal yang memadai.

Tabel 4. *rms error* amplitudo (h_f cm) dan fasa (g_f °) *over-* dan *compound tides forward model*

	2SM ₂		MS ₄		2MS ₆		2SM ₆		M ₄		M ₆	
	h_f	g_f	h_f	g_f	h_f	g_f	h_f	g_f	h_f	g_f	h_f	g_f
<i>rms error</i>	3,1	66,3	4,4	73,8	2,7	111,1	0,7	86,1	8,3	61,1	2,4	111,6

Sinha & Pingree (1997) dan beberapa peneliti lainnya menyatakan bahwa simulasi yang akurat dari konstanta harmonik pasang surut yang lebih tinggi (M_4 dan M_6) dihadapkan pada beberapa masalah. Disamping resolusi model, simulasi untuk konstanta harmonik yang lebih tinggi ini rumit karena mereka dapat terbentuk dan juga terdispersi oleh gesekan. Pada M_4 , pengaruh adveksi dan kontinuitas adalah suka-suka yang penting sedangkan M_6 dibangkitkan oleh gesekan dasar. Lebih dari itu, galat pada fasa M_2 dapat melipatgandakan M_4 , sementara itu penambahan koefisien difusi yang dapat dilakukan untuk memperbaiki hasil M_4 akan cenderung mengurangi pasang surut M_2 .

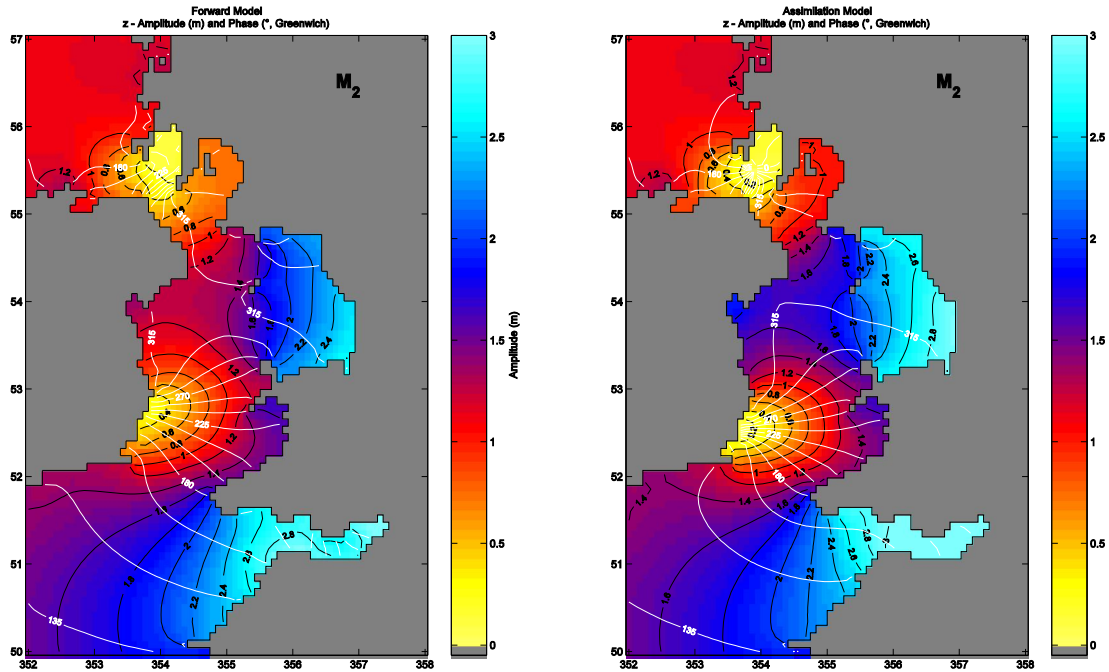


Gambar 3. Perbandingan amplitudo dan fasa komponen pasang surut (a) M₂ dan (b) S₂ antara *forward model* dan data.

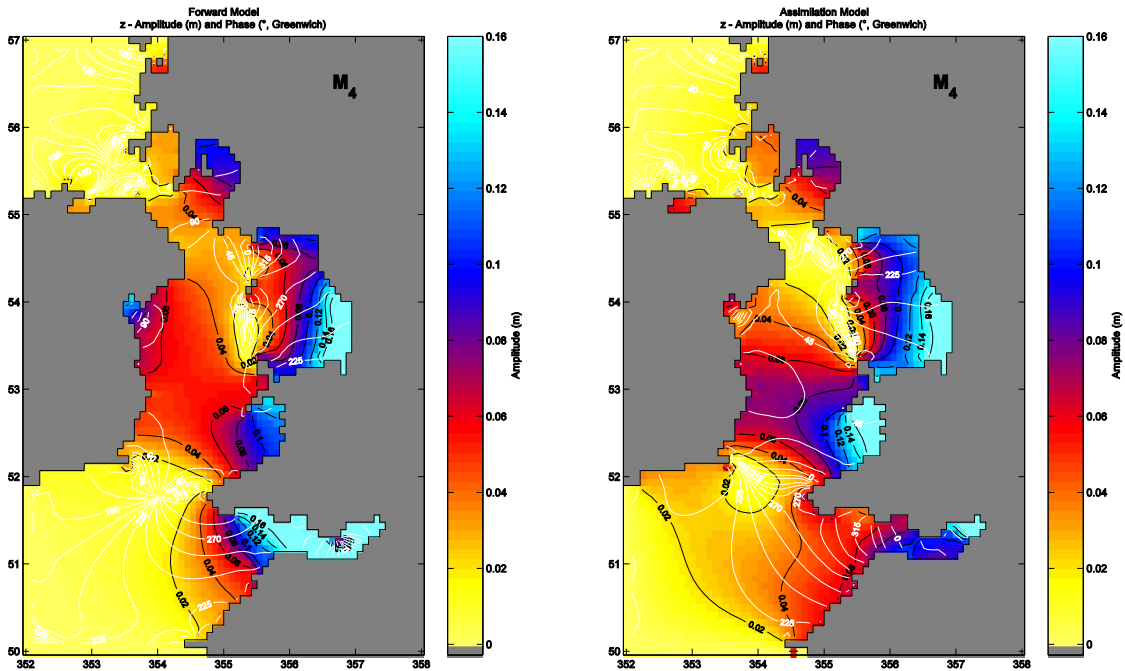
3.2. Evaluasi Hasil Model dengan Asimilasi Data

Percobaan asimilasi data menggunakan prosedur kontinuitas dengan panjang blok waktu satu hari dilakukan hingga waktu simulasi total 14,7 hari dicapai. Faktor pemberat (*weighting factor*) yang digunakan adalah 1,0 m⁻¹s untuk persamaan dinamik U dan V , 1,0 m⁻¹ untuk persamaan dinamik ζ dan 1,0 m⁻¹ untuk persamaan data.

Secara umum, ketika membandingkan hasil-hasil *forward model* dengan solusi yang diperoleh oleh model dengan asimilasi data, perbaikan yang signifikan dapat dilihat secara jelas (lihat Gambar 4 untuk M₂ dan Gambar 5 untuk M₄, gambar untuk komponen pasang surut lainnya tidak ditampilkan). Selain itu, model dengan prosedur asimilasi data juga memberikan hasil yang sama realistiknya dengan model pasang surut resolusi tinggi dan memiliki kesesuaian yang cukup baik jika dibandingkan dengan data pengamatan di stasiun bebas (Tabel 2). Taksir lebih rendah (*underestimate*) pada amplitudo dan taksir lebih tinggi (*overestimate*) pada fasa yang sebelumnya banyak ditemukan di *forward model* (Gambar 2) dapat diminimalkan secara signifikan dengan menerapkan model asimilasi data ini (Gambar 6a untuk komponen M₂ dan Gambar 6b untuk M₄, gambar untuk komponen lain tidak ditampilkan).



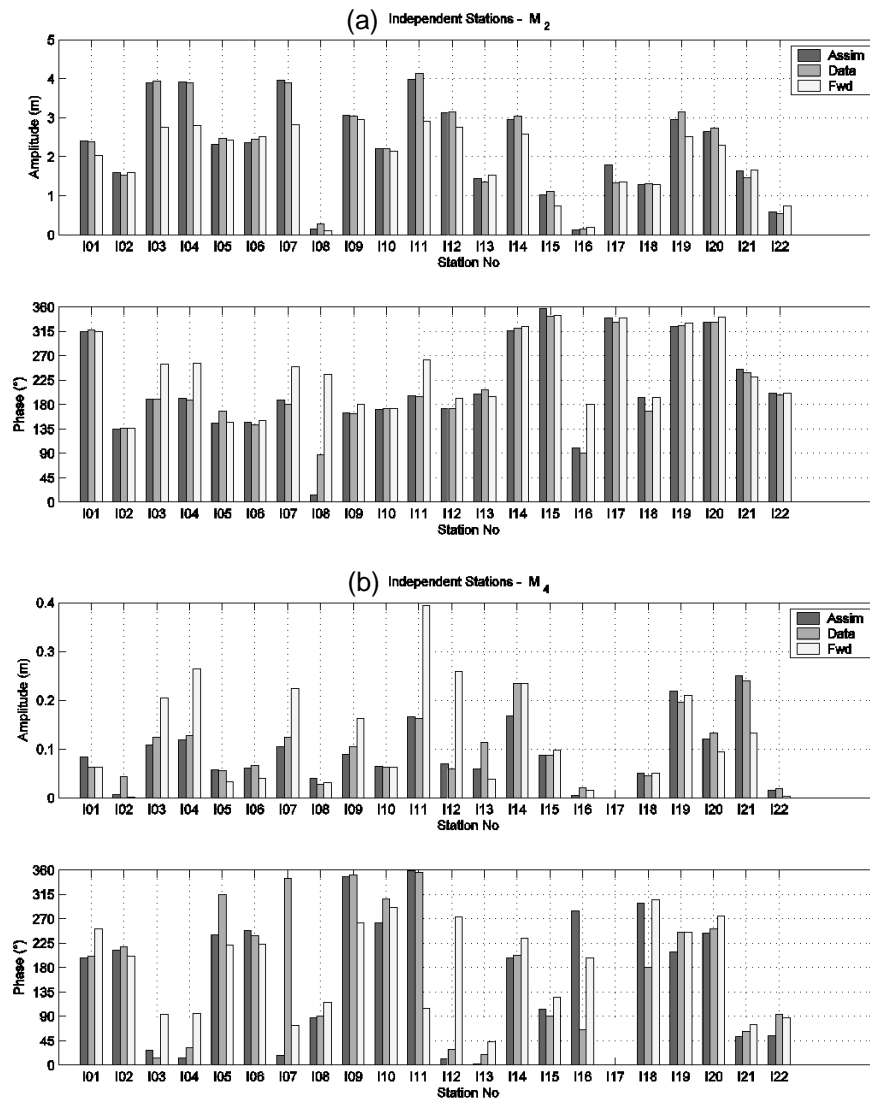
Gambar 4. Elevasi komponen pasang surut M_2 dari *forward model* (kiri) dan model dengan asimilasi data (kanan)



Gambar 5. Elevasi komponen pasang surut M_4 dari *forward model* (kiri) dan model dengan asimilasi data (kanan)

Dengan menggunakan model asimilasi data, posisi titik *amphidromic* M_2 (Gambar 4) dan S_2 (gambar tidak ditampilkan) pun mengalami koreksi dan memiliki kesesuaian yang sangat baik dengan data pengamatan. Kesesuaian yang baik juga diperoleh jika membandingkannya dengan hasil model beresolusi tinggi dari Lee & Davies (2001) untuk M_2 di Laut Irlandia, Davies & Hall (2000) untuk M_2 dan S_2 di North Channel, Jones & Davies (1996) untuk M_2 , M_4 , M_6 , dan S_2 di Laut Irlandia timur, dan Taguchi (2002) untuk M_2 , M_4 , dan M_6 . Pola dari komponen pasang surut M_4 dan M_6 pun menyerupai apa yang dihasilkan oleh Andersen (1999) yang menghitung komponen

perairan dangkal di paparan Eropa dari data altimetri TOPEX/POSEIDON. Pola dari komponen pasang surut M_4 juga sesuai dengan Andersen *et al.* (2006) yang menghitung komponen perairan dangkal di paparan Eropa dengan model hibrid asimilasi data altimetri. Sayangnya komponen MS_4 yang dihasilkan oleh Andersen (1999) tidak seakurat model hidrodinamika Flather (1976) sehingga tidak dapat digunakan sebagai pembandingan. Untuk komponen pasang surut lainnya, yaitu $2SM_2$, $2MS_6$, dan $2SM_6$, juga tidak tersedia pembandingan sehingga evaluasi hanya dilakukan dengan membandingkan hasil model dengan data di stasiun bebas.



Gambar 6. Perbandingan amplitudo dan fasa komponen pasang surut (a) M_2 dan (b) M_4 antara *forward model*, model dengan asimilasi data dan data di stasiun bebas.

Dari Gambar 6a dan Tabel 5 dapat dilihat bahwa galat absolut yang lebih besar (beda antara hasil asimilasi dengan data) untuk komponen M_2 selalu muncul di stasiun dekat garis pantai. Beda maksimum untuk amplitudo M_2 ditemui di stasiun I17 di bagian timur North Channel dimana amplitudo hasil asimilasi lebih besar 45,6 cm dari data pengamatan yang nilainya 133,7 cm. Di stasiun ini beda antara *forward model* dan data adalah 17,3 cm. Di stasiun I19 di Laut Irlandia timur amplitudo hasil pengukuran adalah 315,7 cm sedangkan hasil model dengan asimilasi data lebih rendah 20,4 cm. Tetapi jika dibandingkan dengan hasil *forward model* yang lebih rendah 100,8 cm dari data pengamatan, hasil ini menunjukkan adanya perbaikan hasil yang cukup signifikan di stasiun ini. Hal serupa juga ditemukan di stasiun I05 di Laut Seltik dimana taksiran lebih rendah *forward model* sebesar 103,0 cm dapat dikurangi secara signifikan oleh asimilasi data menjadi hanya 17,4 cm. Perbaikan yang juga sangat signifikan dapat ditemui di stasiun-stasiun I01, I03, I04, I07, I11, I12, I14, dan I20 dimana taksiran lebih rendah yang muncul di *forward model* dapat

diminimalkan oleh asimilasi data. Ketika membandingkan fasa M_2 , secara umum ditemukan bahwa model asimilasi data memberikan hasil yang dekat dengan data pengamatan kecuali di stasiun I08 DI Sound of Jura dimana taksiran lebih rendah fasa mencapai lebih dari 60° , juga di stasiun I05 di Laut Seltik dekat ke Bristol Channel dimana taksiran lebih rendah fasa mencapai 30° . Stasiun I05 ini berada dekat dengan stasiun I06, tetapi di stasiun I06 ini ditemukan bahwa nilai fasa hampir sama dengan data pengamatan. Sementara itu, taksiran lebih tinggi fasa ditemukan di stasiun I18 di Laut Hebrides, dekat syarat batas terbuka model.

Tabel 5. Perbandingan amplitudo (cm) dan fasa ($^\circ$) M_2 antara pengamatan (h_o, g_o), asimilasi (h_a, g_a) dan *forward model* (h_f, g_f) pada stasiun bebas.

ID Stasiun	M_2					
	h_o	g_o	h_a	g_a	h_f	g_f
I01	237,4	317,2	240,4	315,1	202,5	315,4
I02	152,9	136,1	158,7	135,3	159,4	135,9
I03	393,1	189,5	389,6	190,0	274,6	253,9
I04	389,3	188,8	392,3	191,3	279,9	255,9
I05	248,0	167,5	230,6	145,0	243,6	147,5
I06	244,4	143,0	236,8	146,6	251,4	149,8
I07	390,1	180,7	395,1	187,7	281,7	249,8
I08	26,5	87,0	15,9	13,1	11,1	235,6
I09	303,8	162,7	307,1	164,5	295,2	180,5
I10	221,0	172,7	220,9	170,0	213,5	173,3
I11	412,9	194,8	399,2	195,7	290,5	261,5
I12	315,0	173,2	313,3	171,8	276,2	191,0
I13	134,7	207,4	143,4	199,8	153,1	194,8
I14	303,1	320,7	294,7	316,4	258,1	324,6
I15	111,7	342,7	101,9	356,6	73,8	344,5
I16	16,0	89,8	11,3	99,9	19,6	180,7
I17	133,7	332,3	179,3	340,1	134,9	340,5
I18	130,4	168,5	127,2	192,6	127,2	192,5
I19	315,7	325,5	295,3	324,3	252,3	329,7
I20	272,9	332,1	264,1	332,7	228,8	341,0
I21	145,1	238,8	164,3	245,8	165,5	230,8
I22	53,7	197,3	58,1	200,2	72,9	201,6
<i>rms error</i>			13,5	18,0	55,0	47,8

Untuk komponen pasang surut M_4 , seperti ditunjukkan oleh Gambar 6b dan Tabel 6, beberapa taksiran lebih tinggi yang diperoleh *forward model* juga dapat dikurangi. Kesalahan akar rerata kuadrat (*rms error*) berkurang hingga lebih dari 70% untuk amplitudo, dari 8,6 cm menjadi 2,3 cm, sedangkan untuk fasa *rms error* berkurang dari $69,0^\circ$ menjadi $47,4^\circ$. Jika meninjau peta *cotidal*-nya (Gambar 5) dan membandingkan hasil *forward model* (panel kiri) dengan model asimilasi (panel kanan) terlihat adanya perbaikan pola *cophase* dan *corange* yang jelas. Peta *cotidal* ini pun sesuai dengan Taguchi (2002). Titik *amphidromic* di St. George's Channel yang terlihat lebih ke selatan pada *forward model* dapat secara signifikan diperbaiki. Pola elevasi yang dihasilkan oleh model asimilasi menyerupai hasil yang diperoleh Andersen *et al.* (2006) yang menghitung komponen pasang surut perairan dangkal M_4 di Paparan Eropa menggunakan *generalized inverse methods* mengasimilasikan data dari TOPEX/POSEIDON dan juga *tide gauge*. Jones & Davies (1996) telah menghitung pula M_4 di Laut Irlandia Timur menggunakan model 3-D resolusi tinggi (dengan spasi grid 0,9 km kali 1,0 km). Pola elevasi yang dihasilkan oleh model asimilasi data di Laut Irlandia timur dibandingkan pula dengan hasil-hasil mereka dan pada dasarnya diperoleh pola yang cukup sesuai, dengan kesesuaian yang baik dengan pola yang dihitung oleh Jones & Davies (1996). Perbaikan juga diperoleh untuk komponen lainnya, yaitu S_2 , MS_4 , M_6 , $2MS_6$, $2SM_6$ (gambar tidak ditampilkan). Peta *cotidal* M_6 memiliki kesesuaian yang sangat baik dengan Taguchi (2002), dan juga Jones & Davies (1996) di Laut Irlandia timur. Amplitudo yang besar di Teluk Morecambe yang tidak dapat dihasilkan oleh *forward model* pun dapat dihasilkan dengan menerapkan model asimilasi data.

Tabel 6 memberikan perbandingan elevasi yang diperoleh model asimilasi data dalam penelitian ini dengan model asimilasi data oleh Taguchi (2002) pada stasiun bebas. Untuk komponen M_2 , *rms error* hampir sebanding sedangkan untuk M_4 *rms error* yang dihasilkan oleh model ini lebih besar daripada Taguchi (2002). Perbedaan yang cukup signifikan ini terjadi karena

dalam penelitian ini jumlah data yang diasimilasikan jauh lebih sedikit. Lebih dari itu, hanya 2 posisi stasiun bebas yang dapat dibandingkan dan keduanya berada di Bristol Channel dimana meskipun telah terjadi perbaikan dengan mengasimilasikan data namun taksiran amplitudo elevasi yang dihasilkan masih lebih rendah untuk M_4 .

Tabel 6. Perbandingan amplitudo (cm) dan fasa ($^{\circ}$) M_2 (atas) dan M_4 (bawah) antara pengamatan (h_o, g_o), model asimilasi (h_a, g_a) dan Taguchi (2002; h_T, g_T) pada stasiun bebas.

ID Stasiun	M_2					
	h_o	g_o	h_a	g_a	h_T	g_T
T01	140,4	269,5	131,9	270,2	136,2	267,6
T02	392,0	192,0	389,6	190,0	393,0	189,5
T03	315,0	173,0	314,7	171,6	315,6	174,1
T04	292,0	327,0	295,3	324,3	300,2	326,5
T05	125,0	324,0	125,1	325,6	126,4	322,6
<i>rms error</i>			4,2	1,8	4,2	1,6

ID Stasiun	M_4					
	h_o	g_o	h_a	g_a	h_T	g_T
T02	13,0	19,0	10,8	26,9	12,3	13,1
T03	5,0	26,0	7,1	11,1	5,5	27,1
<i>rms error</i>			2,1	11,9	0,6	4,2

4. Kesimpulan dan Saran

Penelitian ini dilakukan dengan tujuan untuk menggeneralisir metode yang telah berhasil dikembangkan dan diterapkan oleh Zahel *et al.* (2000) untuk pasang surut laut terbuka dan oleh Taguchi (2002) untuk komponen pasang surut M_2 dan *overtide*-nya di perairan yang berbatasan dengan perairan terbuka. Langkah pemodelan pasang surut ini diperlukan karena kebutuhan akan sistem model pasang surut yang menghasilkan medan pasang surut laut global termasuk perairan dekat pantai yang dapat diandalkan.

Dengan menggunakan panjang blok waktu satu hari diperoleh perbaikan elevasi pasang surut yang signifikan dibandingkan dengan *forward model*. Perubahan sistem osilasi pasang surut yang dihasilkan dengan mengasimilasikan sedikit data dengan distribusi yang tidak beraturan dapat menghilangkan kesalahan sistematis yang terjadi seperti taksiran lebih rendah atau lebih tinggi elevasi pasang surut di perairan dangkal Laut Irlandia timur dan Bristol Channel dan posisi titik *amphidromic* yang tidak sesuai dengan pengamatan. Perbandingan yang lebih rinci dengan elevasi dari pengamatan pada stasiun bebas, medan elevasi yang dihasilkan oleh model-model klasik resolusi tinggi (Jones & Davies, 1996; Davies & Hall, 2000) dan model asimilasi data dari Taguchi (2002) menunjukkan kesesuaian yang baik. Pola elevasi komponen tidak linear M_4 dan M_6 juga menyerupai apa yang dihasilkan oleh Andersen (1999). Pola elevasi untuk komponen M_4 juga menyerupai apa yang dihasilkan oleh Andersen *et al.* (2006).

Pendekatan model yang telah dibangun, diuji, dan diterapkan dalam penelitian ini terbukti cukup memadai untuk disertakan dalam sistem model asimilasi data yang memungkinkan perhitungan medan pasang surut global yang dapat diandalkan, terutama dengan meninjau perairan-perairan dangkal di dekat pantai.

Daftar Pustaka

- Alcock G.A.1982a. Offshore bottom pressure records, North Channel of Irish Sea. IOS-data report No.27, Institute of Oceanographic Sciences.
- Alcock G.A. 1982b. Offshore bottom pressure records, Celtic Sea, 1980. IOS-data report No.28, Institute of Oceanographic Sciences.
- Alcock G.A. and M. Howarth. 1978. Offshore tide gauge and moored current meter records from the Irish Sea, 1977. IOS-data report No.15, Institute of Oceanographic Sciences.
- Alcock G.A., D.C.C. MacDonald and J.M. Vassie. 1980. Offshore bottom pressure records from the Celtic Sea and South-West Approaches to the U.K. IOS-data report No.22, Institute of Oceanographic Sciences.

- Alcock G.A. and D.T. Pugh. 1982. Observation of tides in the Severn Estuary and Bristol Channel. IOS-report No.112, Institute of Oceanographic Sciences.
- Andersen O.B. 1999. Shallow water tides in the northwest European shelf region from TOPEX/POSEIDON altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 104(C4), 7729-7741.
- Andersen O.B., G.D. Egbert, S.Y. Erofeeva, R.D. Ray. 2006. Mapping nonlinear shallow-water tides: a look at the past and future. *Ocean Dynamics*, 56, 416-429.
- Davies A.M. and J.E. Jones. 1992. A three dimensional model of the M_2 , S_2 , N_2 , K_1 and O_1 tides in the Celtic and Irish Seas. *Progress in Oceanography*, 29, 197-234.
- Davies A.M. and P. Hall. 2000. A three-dimensional model of diurnal and semidiurnal tides and tidal mixing in the North Channel of the Irish Sea. *Journal of Geophysical Research*, 105(C7), 17,079-17,104.
- Davies A.M. and C.M. Kwong. 2000. Tidal energy fluxes and dissipation on the European continental shelf. *Journal of Geophysical Research*, 105(C9), 21,969-21,989.
- Egbert G.D. and S.Y. Erofeeva. 2002. Efficient inverse modelling of barotropic ocean tides. *Journal of Atmospheric and Ocean Technology*, 19(2), 183-204.
- Flather R. A. 1976. A Tidal Model of the North-West European Continental Shelf. *Memoires Societe Royale des Sciences de Liege*, 6e serie, tome X, pp 141-164.
- Gekeler J. 1995. Assimilating data into a tidal model of the Irish and Celtic Seas. *Continental Shelf Research*, 15(11-12),1381-1408.
- Jones J.E. and A.M. Davies. 1996. A high resolution, three-dimensional model of the M_2 , M_4 , M_6 , S_2 , N_2 , K_1 and O_1 tides in the eastern Irish Sea. *Estuarine, Coastal & Shelf Science*, 42(3), 311-346.
- Lee J.C. and A.M. Davies. 2001. Influence of data assimilation upon M_2 tidal elevations and current profiles in the Irish Sea. *Journal of Geophysical Research*, 106(C12), 30,961-30,968.
- Mihardja D.K. 1991. Energy and momentum budget of the tides in Indonesian waters. *Bericht aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung der Universität Hamburg*, 14.
- Munk W.H. and D.E. Cartwright. 1966. Tidal spectroscopy and prediction. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, 259, 533-583.
- Setiawan A. 2007. Modelling over- and compound tides of the Irish and Celtic Seas using variational data assimilation methods. *Dissertation, Universität Hamburg*, 95 p.
- Sinha B. and R.D. Pingree. 1997. The principal lunar semidiurnal tide and its harmonics: baseline solution for M_2 and M_4 constituents on the North-West European Continental Shelf, *Continental Shelf Research*, 17(11), 1321-1365.
- Simpson J.H. (1998). The Celtic seas coastal segment (19,E). *The Sea*, 11, 659-698.
- Sirkes Z., E. Tziperman, W.C. Thacker. 1996. Combining data and a global primitive equation ocean general circulation model using the adjoint method. In: *Modern approaches to data assimilation in ocean modelling*, Malanotte-Rizzoli P. (ed.). Elsevier oceanographic series, 61, 119-145.
- Taguchi E. 2002. Inverse Modellierung nichtlinearer Flachwassergezeiten und ihre Anwendung auf ein Randmeer. *Dissertation, Universität Hamburg*, 191S.
- Weis P. 2006. Ocean tides and the Earth's rotation results of a high-resolving ocean model forced by the lunisolar tidal potential. *Report on Earth System Science*, 36.
- Zahel W. 1991. Modelling ocean tides with and without assimilating data. *Journal of Geophysical Research*, 96(B12), 20,379-20,391.
- Zahel W. 1995. Assimilating ocean tide determined data into global tidal models. *Journal of Marine Systems*, 6, 3-13.
- Zahel W., J.H. Gaviño, U. Seiler. 2000. Angular momentum and energy budget of a global ocean tide model with data assimilation. *GEOS*, 20(4), 400-413.