

## PEMBANGKITAN SINYAL DAN ANOMALI MAGNETIK AKIBAT PERAMBATAN GELOMBANG TSUNAMI DI LAUT LEPAS

## TSUNAMI-MAGNETIC SIGNALS AND MAGNETIC ANOMALY GENERATED BY TSUNAMI WAVE PROPAGATION AT OPEN SEAS

T. Prastowo<sup>1, 2\*</sup>, L. Cholifah<sup>1</sup>, L. O. Ngkoimani<sup>3</sup>, L. O. Safiuddin<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Program Studi Fisika, Jurusan Fisika, FMIPA, Universitas Negeri Surabaya, Surabaya 60231, Indonesia

<sup>2</sup>Pusat Studi Sains Kebumihan, FMIPA, Universitas Negeri Surabaya, Surabaya 60231, Indonesia

<sup>3</sup>Program Studi Fisika, Jurusan Fisika, FMIPA, Universitas Halu Oleo, Kendari 92231, Indonesia

Diterima: xx bulan 20xx. Disetujui: xx bulan 20xx. Dipublikasikan: xx bulan 20xx

### Abstrak

Penelitian ini mempelajari pembangkitan sinyal magnetik akibat perambatan tsunami. Gangguan fisis pada permukaan laut menyebabkan anomali magnetik yang terukur sebagai variasi komponen vertikal  $b_z$  dan horizontal  $b_H$  medan sekunder. Amplitudo maksimum  $b_z$  dan  $b_H$  dihitung secara analitik dan dibandingkan dengan magnetogram dari INTERMAGNET dan BCMT untuk tsunami Chili 2010, Tohoku 2011, Mentawai 2010 dan Aceh 2004. Untuk kasus Chili 2010 dan Tohoku 2011, pendekatan *frozen-flux* secara efektif digunakan untuk estimasi  $b_z$  dan  $b_H$  di mana beda fase antara  $b_z$  dan  $b_H$  diprediksi  $\pi/2$  yang setara dengan interval waktu  $T/4$  antara kedua sinyal magnetik tersebut. Untuk kasus Mentawai 2010, difusi air laut tidak bisa diabaikan sehingga pendekatan *frozen-flux* menyimpang signifikan. Namun demikian, data kasus Mentawai 2010 di mana diperoleh  $b_z \leq 2$  nT sesuai dengan estimasi analitik amplitudo maksimum  $b_z$  yang dibangkitkan oleh tsunami besar di wilayah ekuator yang ternyata juga sesuai dengan data magnetogram kasus Aceh 2004.

**Kata-kata kunci:** anomali magnetik, medan sekunder, pendekatan *frozen-flux*, magnetogram

### Abstract

This research examines the generation of tsunami-induced magnetic signals, where local magnetic anomaly were measured as variations in the vertical  $b_z$  and horizontal  $b_H$  components of the secondary field. The maximum amplitudes of  $b_z$  and  $b_H$  were analytically estimated and compared to magnetogram provided by INTERMAGNET and BCMT for the 2010 Chilean, the 2011 Tohoku, the 2010 Mentawai and the 2004 Aceh tsunamis. For the first two cases, frozen-flux theory was used to estimate  $b_z$  and  $b_H$  where the phase lag between  $b_z$  and  $b_H$  was  $\pi/2$ , relevant to time interval of  $T/4$  between the two signals. For the Mentawai case, oceanic diffusion was unignored and  $b_z$  significantly deviated from that calculated using the theory. However, the data from Mentawai where  $b_z \leq 2$  nT were in good agreement with  $b_z$  generated by large tsunamis occurring in regions near the equator and with magnetogram from the Aceh event.

**Keywords:** magnetic anomaly, secondary field, frozen-flux theory, magnetogram

© XXXX Jurusan Fisika FMIPA UNNES Semarang

---

\*Alamat Korespondensi:  
Kampus Unesa Ketintang, Surabaya 60231  
E-mail: prastowo.tjpto@gmail.com

## PENDAHULUAN

Penelitian ini dilaksanakan dengan tujuan mempelajari pembangkitan sinyal magnetik akibat perambatan gelombang tsunami dalam perspektif teori dinamo aliran air laut sebagai fluida konduktif yang bergerak memotong garis-garis gaya medan magnet utama bumi (Tyler, 2005). Gangguan fisis pada permukaan air laut tersebut menghasilkan anomali lokal medan magnet yang teramati dan terukur sebagai komponen vertikal dan horisontal medan sekunder. Meskipun amplitudo maksimum anomali lokal medan yang dihasilkan relatif kecil namun bisa dideteksi instrumen magnetik yang sensitif (Manoj *et al.*, 2011; Ichihara *et al.*, 2013; Minami and Toh, 2013; Sugioka *et al.*, 2014). Amplitudo maksimum anomali lokal tersebut dapat dihitung secara analitik dan ditentukan secara visual dengan magnetogram dari jaringan global INTERMAGNET (Klausner *et al.*, 2011) dan BCMT (Wang and Liu, 2013). Kesesuaian nilai komponen vertikal dan horisontal medan sekunder antara estimasi analitik dan data magnetogram diuji untuk beberapa kasus tsunami besar.

Beberapa penelitian terkini yang relevan dengan masalah pembangkitan sinyal dan anomali magnetik akibat perambatan gelombang tsunami memanfaatkan simulasi numerik untuk memahami mekanisme produksi dan variasi medan magnet (Tatehata *et al.*, 2015). Studi lain yang sejenis dan berbasis komputasi menguji pengaruh kedalaman lautan terhadap karakteristik perambatan tsunami dan menentukan proses fisis (adveksi atau difusi) yang dominan dalam wilayah tertentu di lautan (Minami *et al.*, 2015). Kombinasi antara analisis hasil komputasi dan data pengamatan lapangan dari komponen vertikal  $b_z$  medan sekunder akibat perambatan tsunami memberikan tafsiran bahwa tinjauan terpisah medan jauh dan medan dekat tsunami adalah sama (Klausner *et al.*, 2016).

Minami *et al.* (2015) mendiskusikan peran kedalaman lautan  $h$  dalam bentuk relasi fungsional antara parameter eksternal (difusivitas laut  $\kappa$ ) dan parameter internal (kecepatan fase tsunami  $c$  dan kecepatan kompleks gelombang laut  $c_s$ ). Dengan mengadopsi gagasan Tyler (2005) dan temuan

Minami *et al.* (2015), peneliti kemudian menguji kebergantungan rasio gangguan lokal magnetik  $b_z/F_z$  di mana  $F_z$  adalah komponen vertikal medan magnet utama bumi terhadap dua besaran fisis tak berdimensi, yaitu:  $h/L$  di mana  $L = 2,53$  km adalah karakteristik panjang (Minami *et al.*, 2015) dan  $c/c_s$  di mana  $c_s$  didefinisikan sebagai berikut  $c_s = c + ic_d$  dengan  $c_d$  adalah kecepatan proses difusi di lautan (Tyler, 2001).

Dalam penelitian ini, 4 kejadian tsunami dengan skala magnitudo gempa terukur  $M_W \geq 7,8$  dipelajari dan kemudian dibahas secara terpisah, yaitu: kasus tsunami Chili 2010 dan Tohoku 2011 di mana proses adveksi mendominasi, dan kasus tsunami Mentawai 2010 dan Aceh 2004 di mana proses difusi tidak bisa diabaikan. Pembahasan semua kasus tsunami tersebut diarahkan pada pentingnya peran parameter kunci  $h/L$  dan  $c/c_s$  terhadap pilihan rumus estimasi analitik komponen vertikal dan horisontal medan sekunder.

Sebagaimana Satriano *et al.* (2011) dan Satake (2014) laporkan dalam bentuk konsep dan metode pengurangan risiko bencana kebumihan (gempa bumi dan tsunami), maka monitoring pembangkitan sinyal dan anomali magnetik akibat tsunami dalam penelitian ini bisa menjadi alternatif metode pengembangan sistem peringatan dini bahaya bencana tsunami. Oleh karena itu, rintisan penelitian ini diharapkan menjadi pembuka jalan bagi para peneliti lain dan menjadi pelengkap bagi metode monitoring sinyal seismik dalam sistem pengendalian bencana tsunami (Ina-TEWS) yang dikelola oleh BMKG.

## METODE

Persamaan yang dijadikan basis untuk mempelajari mekanisme pembangkitan sinyal dan anomali magnetik akibat tsunami di laut lepas adalah

$$\partial_t b_z = -\nabla_H \cdot (F_z \mathbf{u}_H) + \kappa \nabla^2 b_z \quad (1)$$

yang biasa dikenal sebagai persamaan induksi elektromagnetik (Tyler, 2005; Ichihara *et al.*, 2013; Sugioka *et al.*, 2014; Minami *et al.* 2015). Ruas kiri persamaan (1) tersebut di atas mendiskripsikan evolusi komponen vertikal  $b_z$  medan sekunder.

Suku pertama ruas kanan menceritakan produksi medan sekunder oleh aliran fluida konduktif air laut (proses adveksi horisontal) sedangkan suku kedua menceritakan kontra-produksi medan sekunder oleh sirkulasi lokal di laut (proses difusi vertikal).

Tyler (2005) membahas persamaan (1) dan melaporkan rasio gangguan magnetik  $b_z/F_z$  adalah sebanding dengan rasio gangguan lokal permukaan air laut  $\eta/h$ . Dalam konteks ini,  $\eta$  adalah simpangan maksimum permukaan air laut akibat perambatan tsunami. Metode ini kemudian diadopsi dan dikembangkan Ichihara *et al.* (2013), Sugioka *et al.* (2014) dan Minami *et al.* (2015) untuk menurunkan persamaan estimasi komponen vertikal  $b_z$  dan horisontal  $b_H$  medan sekunder. Apabila proses difusi tidak ikut diperhitungkan atau dengan kata lain proses adveksi mendominasi ( $c/c_s \approx 1$ ), maka berlaku

$$b_z/F_z = \eta/h \quad (2)$$

yang dikenal sebagai pendekatan *frozen-flux* dan digunakan untuk estimasi komponen vertikal  $b_z$ . Komponen horisontal  $b_H$  medan sekunder dihitung melalui pendekatan berikut,

$$b_H = i b_z \quad (3)$$

yang menunjukkan adanya beda sudut fase antara sinyal vertikal dan horisontal medan sekunder.

Minami *et al.* (2015) menemukan bahwa efek difusi tidak dapat diabaikan, khususnya untuk wilayah di lautan di mana  $h/L < 2,0$  sedemikian sehingga persamaan (2) berubah menjadi

$$b_z/F_z = c/c_s \times \eta/h \quad (4)$$

Kecepatan proses difusi air laut  $c_d$  didefinisikan sebagai  $c_d = 2\kappa/h$  dan kecepatan fase tsunami  $c$  didefinisikan sebagai  $c = (gh)^{1/2}$  di mana  $g$  adalah percepatan gravitasi lokal.

Persamaan (4) menunjukkan bahwa rasio  $b_z/F_z$  merupakan fungsi kedalaman lautan  $h$  dan secara implisit ditentukan oleh dua faktor, yaitu proses adveksi yang direpresentasikan oleh  $c$  dan efek difusi yang direpresentasikan oleh  $c_d$  melalui rasio  $c/c_s$ . Proses mana yang dominan bergantung pada nilai  $c/c_s$  apakah  $c/c_s \approx 1$  di mana pendekatan *frozen-flux* berlaku atau  $c/c_s < 1$  di mana estimasi  $b_z$  berbasis pendekatan *frozen-flux* menyimpang signifikan dari nilai yang seharusnya.

Sejalan dengan pemilahan proses mana yang dominan, Minami *et al.* (2015) mengusulkan pembagian *regime* berbasis rasio  $h/L$  di mana  $L$  didefinisikan sebagai  $L = (2\kappa/g)^{1/2} = 2,53$  km. Berdasarkan nilai rasio  $h/L$ , maka dapat dibedakan 3 daerah dinamik yaitu: (1)  $0 \leq h/L \leq 0,5$  di mana efek difusi dominan; (2)  $0,5 \leq h/L \leq 2,0$  di mana pengaruh efek difusi seimbang dengan adveksi; dan (3)  $h/L \geq 2,0$  di mana proses adveksi dominan.

Metode (prosedur dan tahap yang berlaku) dalam penelitian ini meliputi komponen masukan, proses estimasi, dan luaran. Semua masukan data numerik medan magnet utama bumi  $F_z$  diperoleh gratis dari laman [www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/](http://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/) yang dikelola oleh badan International Association of Geomagnetism and Aeronomy (IAGA) dalam bentuk International Geomagnetic Reference Field (IGRF) the 12th generation magnetic model; data numerik bathimetri global di mana  $h$  diperoleh dari [www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/relief/ETOPO1/](http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/relief/ETOPO1/) yang dikelola untuk publik secara gratis oleh badan National Geophysical Data Centre (NGDC), National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA); data numerik  $\eta$  dari kasus tsunami besar: Chili 2010, Tohoku 2011, Mentawai 2010, dan Aceh 2004 tersedia gratis di [www.ngdc.noaa.gov](http://www.ngdc.noaa.gov). Sebagai pembandingan data numerik tersebut, maka data visual berupa grafis magnetogram tersedia gratis dari [www.intermagnet.org](http://www.intermagnet.org) (INTERMAGNET) dan [www.bcmt.fr](http://www.bcmt.fr) (BCMT).

Proses estimasi  $b_z$  dan  $b_H$  secara analitik memanfaatkan persamaan (2) dan (3) untuk kasus tsunami besar Chili 2010 dan Tohoku 2011 karena kedua kejadian tersebut memenuhi kriteria yang dipersyaratkan oleh pendekatan *frozen-flux*. Untuk kasus Mentawai 2010, sebagian data memenuhi persyaratan *advection case* ( $c/c_s \approx 1$  dan  $h/L \geq 2,0$ ) di mana teori *frozen-flux* masih efektif berlaku, dan sebagian titik-titik pengamatan lapangan yang lain berada pada wilayah di mana efek difusi air laut mulai berperan (*intermediate regime*) dan wilayah di mana efek difusi mendominasi (*diffusion case*). Oleh karena itu, estimasi analitik  $b_z$  kasus tsunami Mentawai 2010 memanfaatkan persamaan (4) namun estimasi analitik  $b_H$  kasus yang sama tetap

menggunakan persamaan (3). Kasus Aceh 2004 dibahas sebagai bahan pembandingan untuk hasil-hasil yang diperoleh dari kasus Mentawai 2010. Luaran dari semua kasus tsunami besar yang dibahas dalam penelitian ini adalah nilai  $b_z$  dan  $b_H$  yang diperoleh dari estimasi analitik baik untuk kasus *frozen-flux* maupun bukan *frozen-flux* dan secara visual dari magnetogram INTERMAGNET dan BCMT atau grafis yang relevan dari instrumen magnetik yang diletakkan di dasar laut (OBEM).

## HASIL DAN PEMBAHASAN

Dua kejadian tsunami besar yang pertama dibahas adalah kasus tsunami yang terjadi di Chili pada tanggal 27 Februari 2010 dengan episenter

gempa di 36,1 LS dan 72,6 BB, OT tsunami pada 06:44 UTC,  $M_W$  8,8 dan kasus tsunami di Tohoku pada tanggal 11 Maret 2011 dengan episenter gempa di 38,3 LU dan 142,4 BT, OT tsunami pada 05:51 UTC,  $M_W$  8,9. Tabel 1 berisi data lengkap nama stasiun magnetik beserta posisi geografis masing-masing, data numerik  $F_z$ ,  $\eta$  dan  $h$  dari laman yang relevan, dan komponen vertikal  $b_z$  yang dihitung berdasarkan persamaan (2). IPM, PPT, dan KAK adalah nama stasiun magnetik sedangkan B14 (salah satu jenis OBEM) adalah instrumen ukur yang diletakkan di dasar laut dan berfungsi sama seperti stasiun magnetik untuk memonitor sinyal elektromagnetik yang dipicu oleh perambatan gelombang tsunami.

**Tabel 1.** Data kasus tsunami Chili 2010 dan Tohoku 2011 dan nilai  $b_z$  yang dihitung dari persamaan (2).

Kejadian Tsunami	Stasiun Magnetik	Posisi Lintang	Posisi Bujur	$F_z$ (nT)	$\eta$ (m)	$h$ (m)	$b_z$ (nT)
Chili 2010	IPM	27,17 LS	109,41 BB	19019,6	0,15	6933	0,41
	PPT	17,57 LS	149,57 BB	18886,0	0,12	5085	0,45
Tohoku 2011	B14	39,03 LU	144,48 BT	37271,6	2,35	5830	15,02
	KAK	36,23 LU	140,18 BT	35619,2	4,50	10272	15,60

Nilai  $b_z$  pada Tabel 1 tersebut di atas akan diuji melalui perhitungan ulang (analitik) dengan mempertimbangkan efek difusi laut (lihat Tabel 2). Dengan demikian, alih-alih  $b_z$  dihitung berdasarkan persamaan (2), estimasi  $b_z$  dilakukan berdasarkan persamaan (4), di mana beberapa besaran fisis yang dibutuhkan dalam perhitungan  $b_z$  berbasis persamaan (4) adalah sebagai berikut:  $\kappa = (\mu\sigma)^{-1}$  dengan  $\mu \approx \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{ WbA}^{-1}\text{m}^{-1}$  (permeabilitas magnetik air laut) dan  $\sigma \approx 4 \text{ Sm}^{-1}$  (konduktivitas air laut) dan kecepatan gelombang laut kompleks  $c_s$  yang dihitung dari  $c_s = (c^2 + c_d^2)^{1/2}$  di mana  $c$  dan  $c_d$  telah didefinisikan sebelumnya.

Tabel 2 berisi data perhitungan ulang  $b_z$ , di mana perhitungan  $b_z$  berbasis persamaan (4) berbeda  $\leq 7\%$  dari nilai  $b_z$  berbasis persamaan (2). Perbedaan sebesar itu dikatakan tidak signifikan, dan oleh karena itu pendekatan *frozen-flux* masih efektif berlaku. Hal ini didukung oleh data kolom 4 dan 8 (Tabel 2), di mana  $h/L \geq 2,0$  dan  $c/c_s \approx 1$  ditemukan untuk semua stasiun yang memonitor kejadian tsunami Chili 2010 dan Tohoku 2011. Dengan mempertimbangkan simpangan kecil  $b_z$  dari harga maksimumnya, pendekatan *frozen-flux* terbukti cukup handal dan efektif untuk estimasi  $b_z$  secara akurat ketika efek difusi dapat diabaikan.

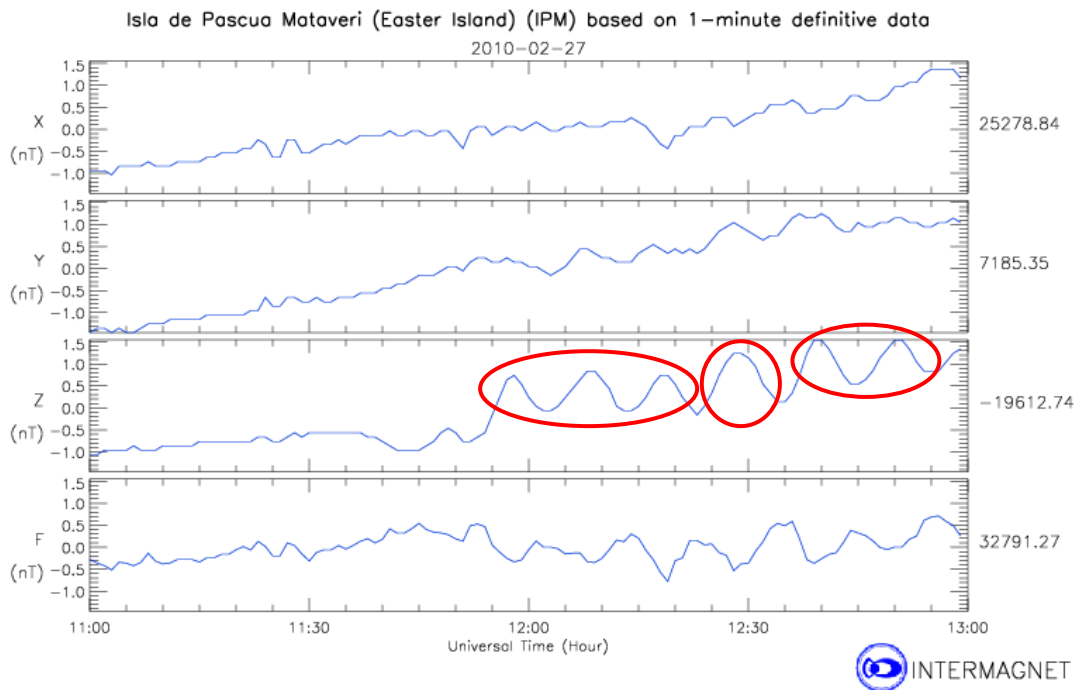
**Tabel 2.** Data kasus tsunami Chili 2010 dan Tohoku 2011 dan nilai  $b_z$  yang dihitung dari persamaan (4).

Kejadian Tsunami	Stasiun Magnetik	$h$ (m)	$h/L$	$c$ (ms <sup>-1</sup> )	$c_d$ (ms <sup>-1</sup> )	$c_s$ (ms <sup>-1</sup> )	$c/c_s$	$b_z$ (nT)
Chili 2010	IPM	6933	2,7	260,7	57,4	266,9	0,98	0,40
	PPT	5085	2,0	223,2	78,3	236,6	0,94	0,42
Tohoku 2011	B14	5830	2,3	239,0	68,3	248,6	0,96	14,45
	KAK	10272	4,1	317,3	38,8	319,6	0,99	15,49

Seperti yang telah dituliskan sebelum ini, estimasi analitik  $b_z$  melalui persamaan (2) dan (4) dibandingkan dengan data rekaman magnetogram yang diberikan oleh institusi pengendali jaringan magnetik global INTERMAGNET dan BCMT. Data berupa grafis magnetogram membuktikan bahwa saat tsunami Chili 2010 terjadi ada variasi periodik sinyal magnetik yang teramati dan terukur oleh instrumen di stasiun magnetik IPM seperti terlihat pada Gambar 1 (magnetogram INTERMAGNET) dan Gambar 2 (magnetogram BCMT).

Gambar 1 di bawah ini jelas menunjukkan gangguan fisis lokal pada permukaan laut akibat

gempa bumi besar di wilayah pantai Chili, di mana gangguan tersebut memicu gelombang tsunami yang dirambatkan sepanjang samudera Pasifik dan kemudian tiba pada lokasi stasiun IPM yang berlokasi sekitar 3500 km dari episenter gempa. Gangguan magnetik akibat perambatan tsunami tersebut terekam dengan baik dalam bentuk sinyal periodik komponen vertikal  $b_z$  medan sekunder (terukur sebagai 3 bulatan merah pada komponen Z magnetogram INTERMAGNET). Sinyal periodik terjadi mulai jam 11:45 UTC dan merupakan bukti anomali lokal magnetik dengan amplitudo rata-rata sebesar 0,47 nT.



**Gambar 1.** Magnetogram INTERMAGNET untuk tsunami Chili 2010 yang teramati oleh stasiun IPM (3500 km dari episenter) sesudah merambat selama 5 jam dari episenter menuju stasiun IPM.

Sebagai bahan perbandingan, Gambar 2 memberikan magnetogram BCMT untuk kejadian tsunami yang sama. Sinyal periodik gangguan magnetik akibat perambatan tsunami juga teramati di stasiun IPM yang dikelola oleh BCMT, di mana anomali magnetik dimulai jam 11:45 UTC dengan amplitudo rata-rata sebesar 0,48 nT, tidak berbeda signifikan dengan yang direkam INTERMAGNET.

Data magnetogram INTERMAGNET dan BCMT sesuai dengan variasi tekanan hidrostatik

dasar laut yang terukur oleh instrumen bawah laut (OBEM) dekat lokasi stasiun IPM, di mana variasi tekanan hidrostatik setara dengan  $b_z \approx 0,50$  nT (Sugioka *et al.*, 2014). Amplitudo sinyal sebesar itu sesuai dengan temuan variasi *peak-to-peak* dari  $b_z$  sebesar 1,0 nT yang dibahas Manoj *et al.* (2011) untuk kasus yang sama. Perbedaan hasil dengan estimasi analitik karena kekurang-akuratan data kedalaman laut  $h$  yang diperoleh dari pemetaan topografi bawah laut dari global bathimetri.



**Gambar 2.** Magnetogram BCMT untuk tsunami Chili 2010 yang teramati oleh stasiun IPM (3500 km dari episenter) sesudah merambat selama 5 jam dari episenter menuju stasiun IPM.

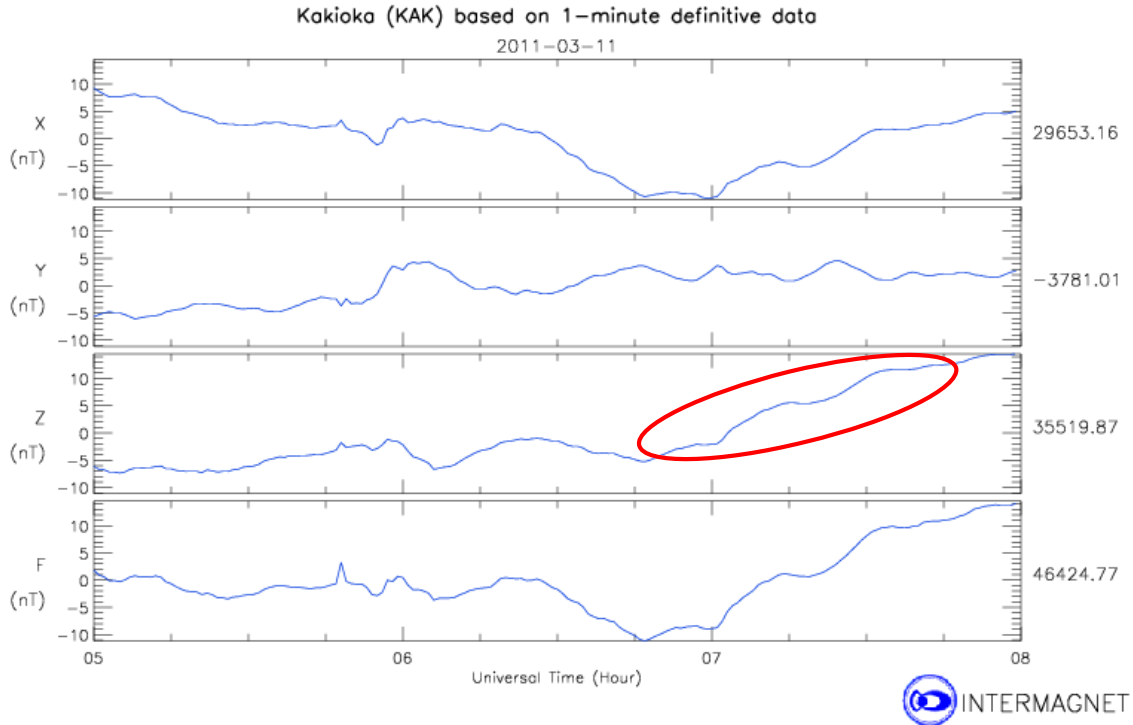
Berbeda dengan kasus tsunami Chili 2010 di mana karakteristik perambatan tsunami dari episenter ditandai oleh gangguan sinyal periodik, tsunami Tohoku 2011 menunjukkan karakteristik tsunami sebagai *a traveling solitary wave*. Hal ini bisa dilihat pada Gambar 3 interval waktu dari jam 6:45-7:45 UTC, di mana terjadi kenaikan signifikan variasi  $b_z \approx 15,8$  nT (bulatan merah Gambar 3). Estimasi berbasis magnetogram tersebut sesuai dengan estimasi analitik anomali lokal medan  $b_z$  berbasis pendekatan *frozen-flux* yang memberikan  $b_z \approx 15,6$  nT (untuk stasiun KAK pada Tabel 1).

Estimasi analitik dan visual fenomena fisis anomali medan pada kasus tsunami Tohoku 2011 sesuai dengan pengamatan Ichihara *et al.* (2013) dengan menggunakan instrumen ukur bawah laut (OBEM) yang melaporkan komponen vertikal  $b_z$  medan sekunder bervariasi antara  $b_z \approx 12$ -19 nT dengan rata-rata  $b_z \approx 15,5$  nT (Gambar 4).

Selain sesuai dengan hasil-hasil penelitian terdahulu yang relevan dengan topik penelitian ini

(Ichihara *et al.*, 2013; Zhang *et al.*, 2014), temuan estimasi analitik dan visual anomali medan dalam penelitian ini juga didukung oleh temuan Minami and Toh (2013) yang melaporkan gangguan sinyal impulsif magnetik komponen vertikal sebesar 3 nT yang terdeteksi oleh instrumen magnetik di dasar laut (NWP *site*) pada jarak 1500 km dari episenter gempa yang memicu gelombang tsunami di pantai Tohoku pada tanggal 11 Maret 2011.

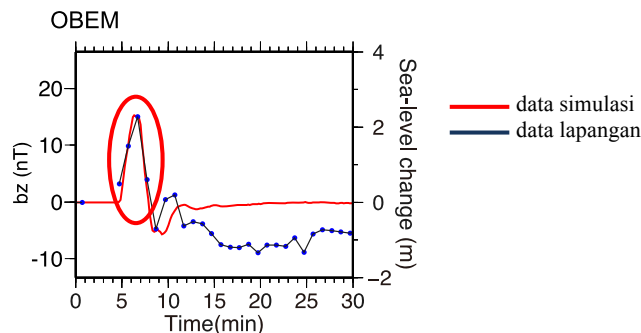
Perbedaan signifikan antara nilai  $b_z = 3$  nT (Minami and Toh, 2013) dan  $b_z = 15,6$  nT (estimasi analitik berbasis pendekatan *frozen-flux* dengan data dari stasiun KAK) serta  $b_z = 15,8$  nT (estimasi berbasis magnetogram INTERMAGNET) adalah karena perbedaan lokasi pengamatan. Kalkulasi dengan mempertimbangkan lokasi/posisi geografis instrumen magnetik NWP (Minami and Toh, 2013) dan posisi geografis B14 (Ichihara *et al.*, 2013) dan stasiun KAK menghasilkan estimasi nilai rata-rata  $b_z \approx 2,9$  nT untuk tsunami Tohoku 2011 yang sesuai dengan temuan Minami and Toh (2013).



**Gambar 3.** Magnetogram INTERMAGNET untuk tsunami Tohoku 2011 yang terekam oleh stasiun KAK (320 km dari episenter gempa) sesudah merambat selama 1 jam dari episenter menuju stasiun KAK.

Gambar 4 membuktikan kesebandingan variasi komponen vertikal  $b_z$  medan sekunder dan elevasi permukaan air laut  $\eta$  yang dimonitor oleh *tsunami-gauges meter* di samudera Pasifik dekat episenter gempa pemicu tsunami Tohoku 2011 yang dikelola oleh NOAA. Kesebandingan tersebut mendukung persamaan estimasi analitik berbasis pendekatan *frozen-flux* dengan mengabaikan efek

difusi (2) dan estimasi dengan memperhitungkan efek difusi (4). Sumbu horisontal pada Gambar 4 menunjukkan waktu yang diukur dari OT gempa. Kesesuaian yang tinggi antara data lapangan dan simulasi berbasis konsep induksi elektromagnetik di lautan terlihat dengan jelas (bulatan merah pada Gambar 4) saat amplitudo sinyal impulsif magnetik mencapai maksimum.



**Gambar 4.** Variasi komponen vertikal  $b_z$  medan sekunder dan level permukaan air laut  $\eta$  pada kasus tsunami Tohoku 2011 yang terekam oleh instrumen elektromagnetik dasar laut (OBEM) di lokasi B14 (250 km dari episenter gempa), di mana  $b_z \approx 15,5$  nT (sumber: *Figure 4, Ichihara et al., 2013*).



Teori induksi elektromagnetik lautan tidak saja menjamin perubahan komponen vertikal  $b_z$  medan sekunder relatif terhadap komponen vertikal  $F_z$  medan magnet utama bumi melainkan juga menjamin perubahan komponen horisontal  $b_H$  medan sekunder akibat perambatan tsunami. Dalam hal variasi  $b_z$  dua rumusan matematis yang digunakan untuk estimasi amplitudo maksimum  $b_z$  adalah persamaan (2) apabila adveksi horisontal mendominasi proses vertikal difusi air laut atau biasa dikenal sebagai pendekatan *frozen-flux* dan persamaan (4) apabila difusi harus diperhitungkan. Dalam hal variasi  $b_H$  rumusan yang bisa digunakan untuk estimasi amplitudo maksimum  $b_H$  adalah persamaan (3) yang dapat diberlakukan baik untuk kasus *frozen-flux* maupun bukan.

Berikut adalah analisis sederhana terkait dengan persamaan (3). Dengan mengganti faktor  $i$  menjadi  $i = \text{eks } (i\pi/2)$  dan ketergantungan  $b_z$  dan  $b_H$  terhadap waktu  $t$  dituliskan sebagai berikut:

$$b_z = b_{oz} \text{ eks } (-i \omega t) \quad (5)$$

$$b_H = b_{oH} \text{ eks } (-i \omega t) \quad (6)$$

di mana  $b_{oz}$  dan  $b_{oH}$  masing-masing menunjukkan amplitudo maksimum fluktuasi komponen vertikal  $b_z$  dan horisontal  $b_H$  medan sekunder. Substitusi persamaan (5) dan (6) serta rumusan  $i = \text{eks } (i\pi/2)$  tersebut di atas ke dalam persamaan (3) maka akan diperoleh bentuk berikut:

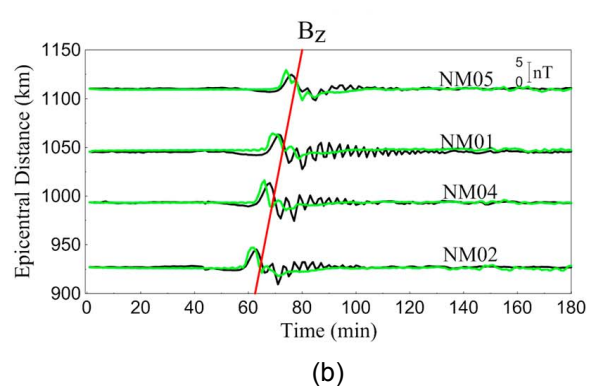
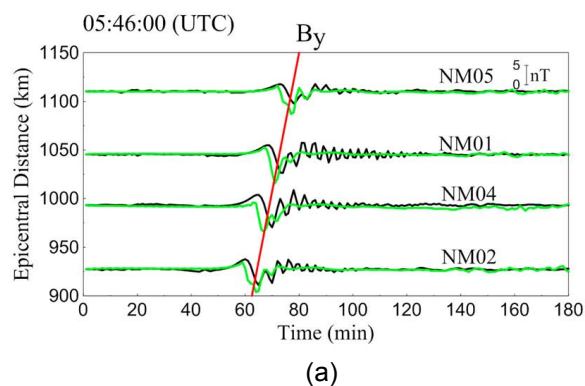
$$b_{oH} \text{ eks } (-i \omega t) = b_{oz} \text{ eks } \{-i (\omega t - \pi/2)\} \quad (7)$$

yang jelas menunjukkan adanya perbedaan fase antara komponen vertikal  $b_z$  dan horisontal  $b_H$  medan sekunder, di mana komponen horisontal  $b_H$

mendahului komponen vertikal  $b_z$  sebesar  $\pi/2$ . Oleh karena fluktuasi medan sekunder merupakan fungsi periodik sinusoidal dengan periode  $T$ , maka beda fase  $\pi/2$  adalah setara dengan selang waktu sebesar  $T/4$  untuk mencapai amplitudo maksimum antara kedua sinyal magnetik tersebut, di mana sinyal magnetik komponen horisontal  $b_H$  mencapai puncak terlebih dahulu.

Dalam konteks tersebut di atas, besaran  $T$  menyatakan periode gelombang tsunami yang dapat ditentukan melalui asumsi gerak uniform gelombang tsunami. Beberapa parameter fisis yang relevan dan dibutuhkan untuk estimasi  $T$  adalah kedalaman laut lepas  $h \sim 5000 \text{ m} = 5 \text{ km}$ , kecepatan fase tsunami  $c = (gh)^{1/2} \sim 200 \text{ m/s} = 720 \text{ km/jam}$ , dan panjang gelombang tsunami di laut lepas  $\lambda \sim 120 \text{ km}$ . Dengan memanfaatkan nilai  $c$  dan  $\lambda$  maka  $T \sim 10$  menit.

Gambar 5 memberikan data lapangan dan simulasi sinyal magnetik komponen horisontal  $b_H$  dan komponen vertikal  $b_z$  yang teramati dengan baik oleh 4 instrumen bawah laut yang dibahas Zhang *et al.* (2014). Semua instrumen magnetik di NM02, NM04, NM01, NM05 dengan posisi yang bervariasi terhadap episenter gempa bumi pemicu tsunami Tohoku 2011 jelas menunjukkan bahwa  $b_H$  mencapai puncak kurva (amplitudo maksimum)  $T/4 \approx 2,5$  menit lebih dahulu daripada  $b_z$ . Hal ini juga didukung oleh temuan Ichihara *et al.* (2013) yang menyatakan bahwa komponen  $b_y$  menjadi komponen utama  $b_H$  pada kasus Tohoku 2011 dan mendahului  $b_z$  dengan selisih waktu  $\sim 2$  menit.



**Gambar 5.** (a) Variasi komponen  $b_y$  sebagai representasi komponen horisontal  $b_H$  dan (b) komponen vertikal  $b_z$  medan sekunder akibat perambatan gelombang tsunami Tohoku 2011 yang terekam 4 buah instrumen magnetik dasar laut di NM02, NM04, NM01, dan NM05 (sumber: Figure 1, Zhang *et al.*, 2014).



Dua contoh kasus tsunami Chili 2010 dan Tohoku 2011 terjadi di perairan yang cukup dalam dengan  $h \geq 5100$  m sedemikian sehingga  $h/L \geq 2,0$  karena  $L = 2,53$  km (Minami *et al.*, 2015). Rasio  $h/L \geq 2,0$  berkorelasi dengan  $c/c_s \approx 1$  (Tabel 2). Data pada Tabel 2 menunjukkan bahwa semakin dalam suatu lautan maka semakin besar rasio  $c/c_s$ . Dengan kata lain, adveksi horisontal menguat dan mendominasi efek difusi di wilayah laut dalam dan dengan demikian teori *frozen-flux* berlaku efektif untuk estimasi  $b_z$ . Namun, efek difusi laut menguat di wilayah yang relatif dangkal di mana  $h/L \leq 2,0$  (misalnya, perairan Indonesia). Untuk kasus-kasus

di mana efek difusi mulai berperan dalam dinamika pembangkitan sinyal dan anomali magnetik akibat perambatan gelombang tsunami, maka estimasi  $b_z$  dilakukan dengan menggunakan persamaan (4) sedangkan estimasi  $b_H$  dapat dilakukan dengan tetap menggunakan persamaan (3).

Tabel 3 di bawah ini memberikan contoh kejadian tsunami di Mentawai yang terjadi pada tanggal 25 Oktober 2010 dengan episenter gempa di 3,48 LS dan 100,14 BT, OT tsunami pada jam 15:00 UTC, magnitudo  $M_w$  7,8 di mana kedalaman lokasi pengamatan bervariasi dari relatif dangkal sampai dalam.

**Tabel 3.** Data kasus tsunami Mentawai 2010 dan nilai  $b_z$  yang dihitung berdasarkan persamaan (4).

Kejadian Tsunami	Lokasi Pengamatan	$h$ (m)	$h/L$	$c$ ( $\text{ms}^{-1}$ )	$c_d$ ( $\text{ms}^{-1}$ )	$c_s$ ( $\text{ms}^{-1}$ )	$c/c_s$	$b_z$ (nT)
Mentawai 2010	Teluk Dalam	732	0,3	84,7	543,8	550,4	0,15	0,37
	Padang	1882	0,7	135,8	211,5	251,4	0,54	1,67
	Port Louis	2864	1,1	167,5	139,0	217,7	0,77	1,95
	Rodrigues	3261	1,3	178,8	122,1	216,5	0,83	2,15
	Cocos Island	6187	2,4	246,2	64,3	254,5	0,97	1,03
	Enggano	6699	2,6	256,2	59,4	263,0	0,97	0,71

Data pada Tabel 3 jelas memberikan rasio  $h/L < 2,0$  dan  $c/c_s < 0,9$  untuk 4 baris pertama. Berturut-turut dari baris pertama sampai ke empat, peran difusi melemah untuk lokasi pengamatan di wilayah laut yang relatif dalam sampai pada lokasi Cocos Island di perairan barat Australia dan Enggano di perairan Bengkulu, di mana adveksi mulai mendominasi.

Lokasi pengamatan Teluk Dalam di mana  $h/L = 0,3$  dan  $c/c_s = 0,15$  jelas menunjukkan peran difusi yang sangat kuat. Hal ini bisa dibuktikan dari penyimpangan estimasi  $b_z$  sebesar 84% (apabila dihitung berbasis pendekatan *frozen-flux*) dari nilai  $b_z$  yang dihitung berbasis persamaan (4).

Lokasi pengamatan di Padang, Port Louis, dan Rodrigues memenuhi  $0,5 \leq h/L \leq 2,0$  sehingga masuk *intermediate regime* (Minami *et al.*, 2015). Untuk Rodrigues,  $h/L = 1,3$  dan  $c/c_s = 0,83$  nilai  $b_z$  terhitung dari persamaan (2) menyimpang sebesar 17% dari nilai  $b_z$  yang dihitung dari persamaan (4). Penyimpangan sebesar itu merefleksikan peran dinamik yang seimbang antara adveksi dan difusi.

Dua lokasi pengamatan tsunami Mentawai yang terakhir pada Tabel 3 tersebut di atas jelas menunjukkan dominasi adveksi horisontal karena  $h/L \geq 2,0$  dan  $c/c_s = 0,97$  sehingga estimasi nilai  $b_z$  dilakukan berbasis pendekatan *frozen-flux*. Hal ini didukung oleh perbedaan kecil 3% antara estimasi nilai  $b_z$  berbasis persamaan (2) dan (4).

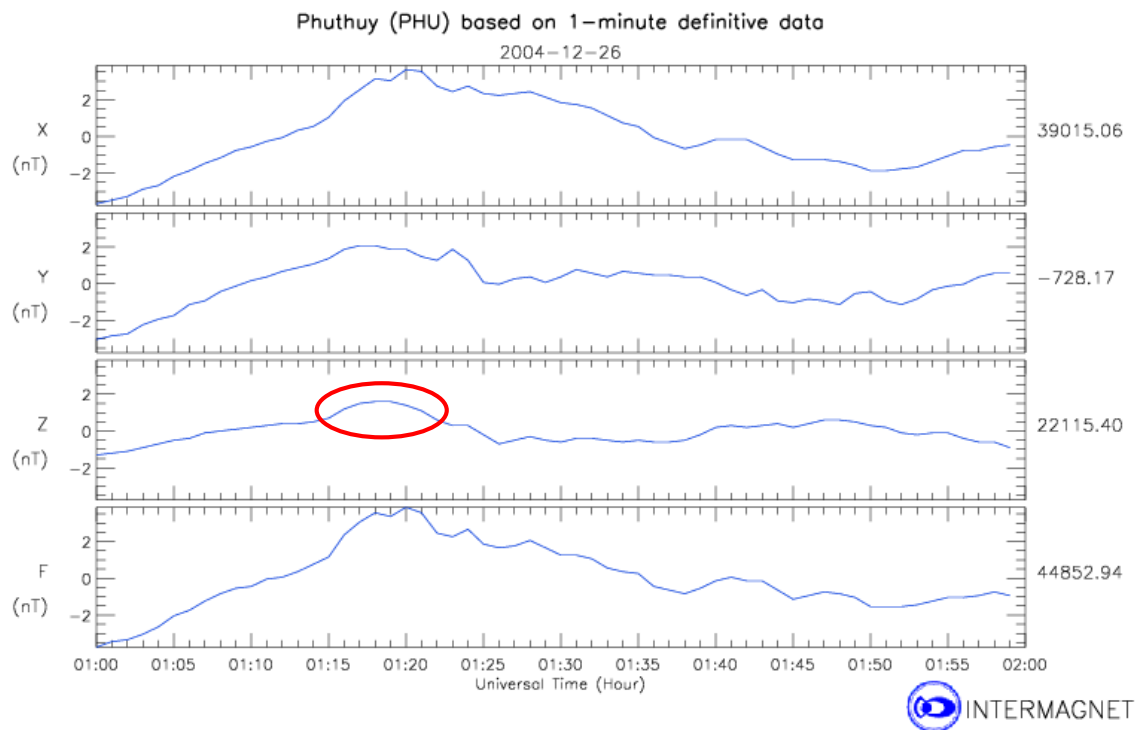
Data nilai terhitung  $b_z$  pada kolom terakhir Tabel 3 juga menunjukkan bahwa gangguan sinyal magnetik akibat perambatan tsunami menguat dari daerah dominan difusi, mencapai harga terbesar pada daerah *intermediate*, kemudian melemah saat masuk daerah adveksi (Minami *et al.*, 2015). Hal ini teramati dan terekam dengan baik melalui nilai terhitung  $b_z = 1,95$  nT di lokasi Port Louis dan  $b_z = 2,15$  nT di lokasi Rodrigues.

Hasil perhitungan nilai  $b_z$  medan sekunder yang dilaporkan pada Tabel 3 di atas terdistribusi antara 0,37 - 2,15 nT, konsisten dengan hasil ukur dan simulasi sinyal magnetik komponen vertikal medan sekunder di daerah dekat ekuator, di mana  $b_z \leq 2,5$  nT (Tyler, 2005; Klausner *et al.*, 2011).

Data kasus Mentawai 2010 pada Tabel 3 memperkuat prediksi teoretik nilai maksimum  $b_z$  berbasis pendekatan *frozen-flux* yang diusulkan pasca tsunami besar Aceh 2004 (Tyler, 2005). Tsunami Aceh tersebut merupakan kasus yang secara teknis sulit dipelajari karena saat terjadi belum/tidak ada sistem peringatan dini pemantau bahaya bencana tsunami (*well-developed tsunami early warning system*) yang dirancang, dibangun dan dikendalikan oleh baik institusi lokal BMKG maupun global misalnya NOAA dan PTWC untuk memenuhi kebutuhan *local deep sea research* dan *regional sea surface monitoring* di samudera India. Oleh karena itu, data empiris gangguan fisis lokal

permukaan air laut  $\eta$  dan kedalaman lautan  $h$  tidak tersedia sehingga estimasi analitik anomali lokal medan berbasis persamaan (2), (3), dan (4) tidak dapat dilakukan. Namun, estimasi visual berbasis magnetogram untuk kasus Aceh masih tersedia dan diberikan oleh INTERMAGNET (Gambar 6) dan BCMT (Gambar 7).

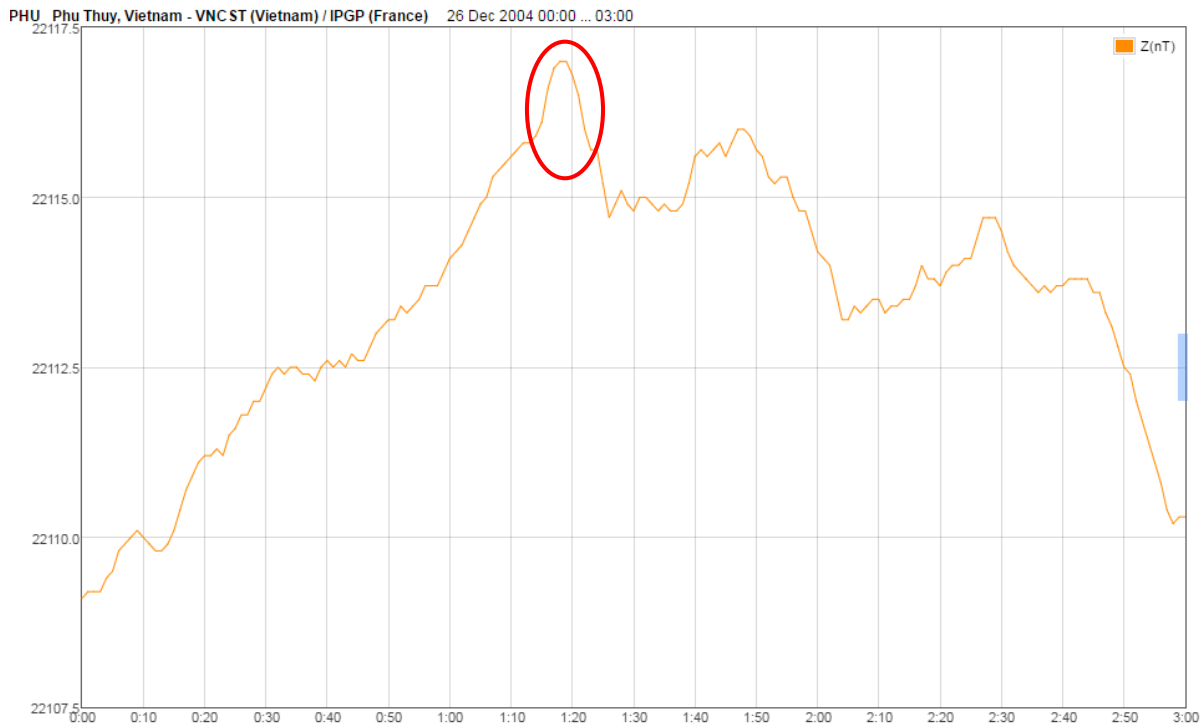
Gambar 6 di bawah ini jelas menunjukkan anomali lokal medan yang dipicu gempa tektonik bawah laut berkekuatan  $M_w$  9,1 yang terjadi pada tanggal 26 Desember 2004 berpusat di 3,4 LU dan 95,7 BT, dan OT tsunami pada jam 01:18 UTC. Bulatan merah pada Gambar 6 jelas menunjukkan *tsunami on-set* dimulai pada jam 01:15 UTC.



**Gambar 6.** Magnetogram INTERMAGNET untuk tsunami Aceh 2004 yang direkam oleh stasiun PHU (Vietnam), di mana  $b_z \approx 1,8$  nT saat gangguan lokal magnetik akibat tsunami mencapai puncak.

Gambar 7 memberikan konfirmasi empiris dari grafis magnetogram BCMT yang diberikan stasiun PHU berlokasi di 21,3 LU dan 105,95 BT sebagai stasiun pengamatan sinyal magnetik untuk kejadian tsunami Aceh 2004, di mana amplitudo maksimum komponen vertikal  $b_z$  medan sekunder ditemukan sebesar  $b_z \approx 2,0$  nT (bulatan merah) yang terekam dalam selang waktu antara jam 1:13–1:22 UTC, bersesuaian dengan selang waktu saat kejadian tsunami Aceh yang terekam

jaringan INTERMAGNET (Gambar 6). Rekaman data magnetogram dari stasiun PHU di Vietnam dengan menggunakan instrumen yang dikelola oleh baik jaringan INTERMAGNET maupun BCMT sesuai dengan magnetogram yang diberikan oleh stasiun AAE di Ethiopia yang berlokasi di 9,02 LU dan 38,77 BT, di mana dilaporkan  $b_z \approx 2,5$  nT. Temuan lapangan sinyal magnetik  $b_z \sim 2$  nT dari kedua stasiun tersebut mendapat dukungan dari hasil komputasi *wavelet* (Klausner *et al.*, 2011).



**Gambar 6.** Magnetogram BCMT untuk tsunami Aceh 2004 yang direkam oleh stasiun PHU (Vietnam), di mana  $b_z \approx 2,0$  nT saat gangguan lokal magnetik akibat tsunami mencapai puncak.

Sesudah menelaah pembangkitan sinyal dan anomali lokal medan magnet sekunder baik komponen vertikal  $b_z$  maupun horisontal  $b_H$  akibat perambatan gelombang tsunami untuk 4 kasus (Chili 2010, Tohoku 2011, Mentawai 2010, dan Aceh 2004) yang dipicu oleh gempa bumi besar berpusat di bawah laut dan berkekuatan  $M_W \geq 7,8$ , beberapa poin penting dapat diberikan di sini.

Pertama, intensitas sinyal anomali lokal magnetik yang dibangkitkan relatif jauh lebih kecil daripada intensitas medan magnet utama bumi akibat gerak fluida inti luar bumi (Prastowo and Jannah, 2015). Oleh karena itu, perancangan dan pengembangan sensor magnetik/elektromagnetik yang sensitif untuk memonitor dan mengukur medan magnet induksi yang dihasilkan oleh gerak fluida konduktif air laut adalah mutlak. Hal ini penting karena keberhasilan monitoring fenomena alam termasuk tsunami pada umumnya ditentukan oleh level sensitivitas instrumen. Instrumen yang baik selain sensitif juga bisa dimanfaatkan untuk ketersediaan data harian via *real-time monitoring*.

Dengan demikian, selain kemajuan dalam bidang sains dan rekayasa teknologi yang relevan dengan jenis bencana kebumihan tertentu keberadaan dan ketersediaan instrumen ukur yang komprehensif bisa digunakan untuk memonitor dan memprediksi kedatangan suatu bencana (Satriano et al., 2011; Satake, 2014).

Kedua, dalam konteks tersebut di atas monitoring sinyal dan anomali lokal magnetik yang dipelajari dalam penelitian ini dapat berfungsi sebagai metode alternatif atau pelengkap bagi sistem peringatan dini bahaya bencana tsunami berbasis teknik monitoring dan analisis sinyal gelombang seismik untuk penentuan magnitudo gempa secara cepat berbasis penggunaan GPS (Blewitt et al., 2006). Contoh penelitian terkini berbasis teknik monitoring sinyal seismik adalah analisis aktivitas kegempaan bawah permukaan daratan pulau Sumatera (Santosa, 2012) dan evaluasi level keakuratan parameter gempa bumi yang mempengaruhi kinerja InaTEWS (Madlazim and Prastowo, 2016).

Ketiga, dalam konteks studi kebencanaan, mitigasi bencana membutuhkan pendekatan yang komprehensif melalui aspek hulu dan hilir bencana serta komponen lain yang relevan. Dalam konteks aspek hilir, informasi seputar pembangkitan sinyal dan anomali medan akibat perambatan tsunami bisa saja diintegrasikan ke dalam pembelajaran fisika sekolah menengah yang berbasis kegiatan laboratorium (Prastowo dan Ain, 2015), berbasis SETS dan kearifan lokal (Rusilowati dkk., 2015). Pendekatan aspek hulu dan hilir bencana melalui pembelajaran sains terpadu bisa juga dilakukan dengan membelajarkan peran vegetasi pantai, misalnya gugusan hutan bakau di sepanjang garis pantai yang dapat mereduksi efek arus laut dan energi gelombang laut (Kristiyanto dkk., 2013), termasuk tsunami. Secara prinsip, semua upaya pengurangan risiko, pengelolaan dan penanganan bencana kebencanaan harus dilakukan oleh semua pihak yang terkait dengan *minimizing risks of disasters* dan *maximizing awareness of disaster-related science* (Suppassri et al., 2015).

## PENUTUP

Tsunami yang dipicu oleh gempa bawah laut dan merambat di laut lepas membangkitkan sinyal dan anomali magnetik yang terukur sebagai gangguan kecil medan magnet (medan sekunder) relatif terhadap medan magnet utama bumi. Dalam penelitian ini, medan sekunder bisa didekomposisi menjadi komponen vertikal  $b_z$  dan horisontal  $b_H$  yang ditentukan melalui dua cara, yaitu estimasi analitik dan grafis. Rumusan estimasi analitik yang digunakan bergantung pada dua parameter kunci, yaitu:  $h/L$  dan  $c/c_s$ . Apabila  $h/L \geq 2,0$  dan  $c/c_s \approx 1$  (kasus laut dalam di mana efek difusi diabaikan), maka  $b_z$  dihitung dengan pendekatan *frozen-flux*. Estimasi  $b_z$  berbasis pendekatan ini memberikan rata-rata  $b_z = 0,43$  nT (kasus Chili 2010) dan rata-rata  $b_z = 15,31$  nT (kasus Tohoku 2011). Estimasi nilai  $b_z$  pada kedua kasus tsunami besar tersebut sesuai dengan magnetogram dari INTERMAGNET dan BCMT, di mana  $b_z = 0,47$  nT (Chili 2010) dan  $b_z = 15,80$  nT (Tohoku 2011). Temuan kuantitatif yang lain adalah amplitudo komponen horisontal

$b_H$  mencapai nilai maksimum sekitar 2,5 menit mendahului komponen vertikal  $b_z$ .

Kejadian tsunami Mentawai 2010 yang terjadi di wilayah laut yang relatif dangkal adalah unik karena efek difusi air laut mulai berperan dalam dinamika variasi sinyal dan anomali medan akibat tsunami. Beberapa titik lokasi pengamatan menunjukkan prediksi  $b_z$  berbasis teori *frozen-flux* menyimpang signifikan. Namun demikian, sebaran nilai  $b_z \leq 2,5$  nT sebagai hasil perhitungan nilai  $b_z$  untuk kasus ini konsisten dengan nilai  $b_z \sim 2$  nT yang terukur oleh magnetogram INTERMAGNET dan BCMT untuk tsunami Aceh 2004.

Monitoring sinyal dan anomali magnetik akibat tsunami bisa menjadi metode alternatif atau pelengkap bagi sistem peringatan dini tsunami berbasis monitoring sinyal dan analisis seismik. Meskipun estimasi analitik  $b_z$  dan  $b_H$  bersesuaian dengan data grafis magnetogram dan hasil-hasil penelitian terdahulu, namun penelitian ini belum mengungkap karakteristik perambatan gelombang tsunami, misalnya: *tsunami height* saat mendekati garis pantai, *tsunami direction* dan *tsunami speed* saat merambat di lepas pantai. Oleh karena itu, beberapa topik penelitian tersebut adalah kandidat untuk *future work*.

## UCAPAN TERIMA KASIH

Tim penulis menyampaikan terima kasih kepada *anonymous reviewer(s)* of JPFI UNNES untuk saran dan masukan demi kesempurnaan artikel ini. TP dan LC menyampaikan penghargaan yang sangat tinggi kepada Muhammad Firdaus atas bantuan teknis dan non-teknis selama proses penulisan artikel ini berlangsung.

## DAFTAR PUSTAKA

- Blewitt, G., Kreemer, C., Hammond, W.C., Plag, H., & Stein, S. (2006). Rapid determination of earthquake magnitude using GPS for tsunami warning systems. *Geophysical Research Letters*, 33, 1-4.
- Ichihara, H., Hamano, Y., Baba, K., & Kasaya, T. (2013). Tsunami source of the 2011 Tohoku earthquake detected by an ocean-bottom magnetometer. *Earth and Planetary Science Letters*, 382, 117-124.

- Klausner, V., Domingues, M. O., Mendes, O., & Papa, A. R. R. (2011). Tsunami effects on the Z component of the geomagnetic field. August 25, 2011. physics.space-ph physics.aop-ph arXiv:1108.4893v1.
- Klausner, V., Kherani, E. A., & Muella, M. T. A. H. (2016). Near- and far-field tsunamigenic effects on the Z component of the geomagnetic field during the Japanese event, 2011. *Journal of Geophysical Research*, 121, 1772-1779.
- Kristiyanto, A., Armono, H. D., & Soemarno. (2013). Kemampuan hutan mangrove rumpun Rhizophora SP dan Avicennia SP dalam meredam gelombang laut. *Jurnal Pendidikan Fisika Indonesia*, 9(2), 173-183.
- Madlazim & Prastowo, T. (2016). Evaluation of earthquake parameters used in the Indonesian tsunami early warning system. *Earthquake Science*, 29(1), 27-33.
- Manoj, C., Maus, S., & Chulliat, A. (2011). Observation of magnetic fields generated by tsunamis. *EOS*, 92(2), January 11, 2011, 13-14.
- Minami, T., & Toh, H. (2013). Two-dimensional simulations of the tsunami dynamo effect using the finite element method. *Geophysical Research Letters*, 40, 4560-4564.
- Minami, T., Toh, H., & Tyler, R. H. (2015). Properties of electromagnetic fields generated by tsunami first arrivals: classification based on the ocean depth. *Geophysical Research Letters*, 42, 2171-2178.
- Prastowo, T. & Ain, T. N. (2015). Percobaan *gravity current* untuk menguji konsep hidrodinamika dan hukum kekekalan massa pada fluida inkompresibel. *Jurnal Pendidikan Fisika Indonesia*, 11(1), 84-92.
- Prastowo, T., & Jannah, A. (2015). Estimates of the earth's liquid outer core velocity using toroidal assumption and the DGRF/IGRF 1990-2000 magnetic models. *Proceedings of International Conference on Science and Science Education (IConSSE)*, Faculty of Science and Mathematics (FSM), Satya Wacana Christian University (SWCU), August 1, 2015.
- Rusilowati, A., Supriyadi, A., & Widiyatmoko. (2015). Pembelajaran kebencanaan alam bervisi SETS terintegrasi dalam mata pelajaran Fisika berbasis kearifan lokal. *Jurnal Pendidikan Fisika Indonesia*, 11(1), 42-48.
- Santosa, B. J. (2012). Seismogram analysis of earthquakes in Sumatra-Java at HYB observatory station. *Jurnal Pendidikan Fisika Indonesia*, 8(2), 195-202.
- Satake, K. (2014). Advances in earthquake and tsunami sciences and disaster risk reduction since the 2004 Indian ocean tsunami. *Geoscience Letters*, 1(15), 1-13.
- Satriano, C., Wu, Y. M., Zollo, A., & Kanamori, H. (2011). Earthquake early warning: concepts, methods, and physical grounds. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, doi:10.1016/j.soildyn.2010.07.007.
- Sugioka, H., Hamano, Y., Baba, K., Kasaya, T., Tada, N., & Suetsugu, D. (2014). Tsunami: ocean dynamo generator. *Scientific Report on www.nature.com*. 4: 3596, 1-7.
- Suppasri, A., Goto, K., Muhari, A., Ranasinghe, P., Riyaz, M., Affan, M., Mas, E., Yasuda, M., & Imamura, F. (2015). A decade after the 2004 Indian Ocean Tsunami: the progress in disaster preparedness and future challenges in Indonesia, Sri Lanka, Thailand and Maldives. *Pure and Applied Geophysics*, 172, 3313-3341.
- Tatehata, H., Ichihara, H., & Hamano, Y. (2015). Tsunami-induced magnetic fields detected at Chichijima Island before the arrival of the 2011 Tohoku earthquake tsunami. *Earth, Planets and Space*, 67, 185-195.
- Tyler, R. H. (2001). On the theory of magnetic fields generated by planetary oceans, *Proceedings of The Third Conference on Marine Electrodynamics (MARELEC)*, Spearhead Exhib. Stockholm, Sweden.
- Tyler, R. H. (2005). A simple formula for estimating the magnetic field generated by tsunami flow. *Geophysical Research Letters*, 32, L09608, 1-4.
- Wang, B., & Liu, H. (2013). Space-time behaviour of magnetic anomalies induced by tsunami waves in open ocean. *Proceedings of The Royal Society A*. 469, 1-17.
- Zhang, L., Baba, K., Liang, P., Shimizu, H., & Utada, H. (2014). The 2011 Tohoku tsunami observed by an array of ocean bottom electromagnetometers. *Geophysical Research Letters*, 41, 1-9.