



ISSN: 2447-3359

REVISTA DE GEOCIÊNCIAS DO NORDESTE

Northeast Geosciences Journal

v. 6, nº 2 (2020)

<https://doi.org/10.21680/2447-3359.2020v6n2ID21687>



PERTURBAÇÕES NO CAMPO GEOMAGNÉTICO CAUSADAS PELO TERREMOTO E PELO TSUNAMI DE MAULE, CHILE (2010)

Virginia Klausner¹; Marina Vedelago Cezarini²;
Thiago de Almeida Santos³

¹Doutora em Geofísica, Departamento de Física e Astronomia, Universidade do Vale do Paraíba (UNIVAP), São José dos Campos/SP, Brasil.

ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-0250-5574>

Email: viklausner@gmail.com

²Graduanda em Engenharia Elétrica, Universidade do Vale do Paraíba (UNIVAP), São José dos Campos/SP, Brasil.

ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-1389-3293>

Email: marina.cezarini@gmail.com

³Graduando em Engenharia Elétrica, Universidade do Vale do Paraíba (UNIVAP), São José dos Campos/SP, Brasil.

ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-3709-2685>

Email: thiagoalmeidamusico@hotmail.com

Resumo

Este estudo foca na análise das perturbações do campo geomagnético que estão relacionadas com o terremoto, e consequente tsunami, que ocorreram em 27 de fevereiro de 2010 em Maule, no Chile. O objetivo deste artigo é contribuir para uma melhor compreensão dos processos físicos envolvidos nos acoplamentos Tsunami-Atmosfera-Ionosfera (TAI) e Litosfera-Atmosfera-Ionosfera (LAI). Para isto, foram utilizados registros de magnetômetros *fluxgate* medidos em superfície fornecidos pelo projeto LISN (do inglês *Low Latitude Ionospheric Sensor Network*). A metodologia de filtragem do sinal por remoção da tendência relacionada à influência solar (linha de base Sq, do inglês *Solar quiet*) considerando os cinco dias geomagneticamente mais calmos foi aplicada. Os resultados mostraram distúrbios geomagnéticos, em ambas componentes H e Z, nos dados filtrados que ocorreram quase instantaneamente ou com atraso de até 100 minutos após a chegada do tsunami. Estes distúrbios são atribuídos aos mecanismos oceânico e ionosférico. Estudos como esse são importantes para uma futura condição de previsão e alerta de desastres dessa natureza.

Palavras-chave: Tsunami; Terremoto; Propagação de ondas.

DISTURBANCES IN THE GEOMAGNETIC FIELD DUE TO THE EARTHQUAKE AND TSUNAMI OF MAULE, CHILE (2010)

Abstract

This study analyzes the disturbances in the geomagnetic field related to the earthquake, and the consequent tsunami, which occurred on February 27, 2010, in Maule, Chile. The purpose of this article is to contribute to a better understanding of the physical processes involved in the Tsunami-Atmosphere-Ionosphere (TAI) and Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere (LAI) couplings. To this end, records of fluxgate magnetometers measured on the surface provided by the LISN project (Low Latitude Ionospheric Sensor Network) were used. The methodology of signal filtering by removing the Sq baseline (related to the Solar Quiet variabilities) considering the five geomagnetically quieter days was applied. In both the H and Z components, the results show geomagnetic disturbances in the filtered data that occurred almost instantly or with a delay of up to 100 minutes after the tsunami's arrival. These disturbances are attributed to be of oceanic and ionospheric origin. Studies like this are important to a future prediction condition and early warning of disasters of this nature.

Keywords: Tsunami; Earthquake; Wave propagation.

PERTURBACIONES EN EL CAMPO GEOMAGNÉTICO CAUSADAS POR EL TERREMOTO Y POR EL TSUNAMI DE MAULE, CHILE (2010)

Resumen

El presente estudio se centra en el análisis de las perturbaciones del campo geomagnético que están relacionadas con el terremoto y el consiguiente tsunami, que ocurrió el 27 de febrero de 2010 en Maule, Chile. El propósito de este análisis es contribuir a una mejor comprensión de los procesos físicos involucrados en los acoplamientos Tsunami-Atmósfera-Ionosfera (TAI) y Litosfera-Atmósfera - Ionosfera (LAI). Para esto, se utilizaron registros de magnetómetros *fluxgate* medidos en la superficie, proporcionados por el proyecto LISN (del inglés *Low Latitude Ionospheric Sensor Network*). Para este análisis, se utilizó la metodología de filtrado de la señal mediante la eliminación de la tendencia relacionada con la influencia solar (línea base Sq, del inglés *Solar quiet*) considerando los cinco días geomagnéticamente más tranquilos. Los resultados muestran

perturbaciones geomagnéticas, tanto en componentes H como Z, en los datos filtrados que ocurrieron casi instantáneamente o con un retraso de hasta 100 minutos después de la llegada del tsunami. Estas perturbaciones se atribuyen a los mecanismos oceánico e ionosférico. Estudios como este son importantes para una condición futura de pronóstico y advertencia de desastres de esta naturaleza.

Palabras-clave: Tsunami; Terremoto; Propagación de ondas.

1. INTRODUÇÃO

Tsunamis são ondas de grande comprimento de onda que podem ser gerados por eventos geofísicos como terremotos, erupções vulcânicas e deslizamentos de terra. Entretanto, são normalmente gerados por sismos de origem tectônica, produzidos pelo movimento convergente de placas litosféricas. Este movimento é conhecido como subducção, no qual uma placa litosférica mais densa “mergulha” por baixo de outra placa menos densa. Outros dois movimentos também produzem sismos, sendo estes, os movimentos divergente e transformante. O movimento divergente consiste no afastamento entre placas litosféricas, no qual os sismos ocorrem nas fronteiras destas. Já o transformante, é decorrente do movimento de cisalhamento no limite entre placas (TEXEIRA et al., 2009).

Durante a ocorrência de um sismo em regiões costeiras e oceânicas, ocorre a deformação do leito do oceano, e esta deformação está diretamente relacionada com as dimensões do deslocamento vertical do fundo do mar. Em consequência do deslocamento vertical da coluna de água, ocorre o deslocamento da superfície oceânica gerando ondas concêntricas que se propagam em todas as direções até que o sistema volte novamente ao equilíbrio. Os tsunamis começam como ondas de comprimento de onda da ordem de centenas de quilômetros. Em águas profundas, essas ondas se propagam rapidamente, cruzando os oceanos com velocidades entre 600 e 800 quilômetros por hora, mas com amplitudes de apenas algumas dezenas de centímetros acima do nível do mar, passando quase despercebidas por barcos e navios. Porém, quando alcançam o litoral, a mudança de profundidade produz uma transformação: o seu comprimento de onda encolhe, sua velocidade cai e, o mais impressionante, sua amplitude aumenta, podendo alcançar dezenas de metros.

No dia 27 de fevereiro de 2010, às 06:34 UT, um terremoto com Escala Mw 8.8 e epicentro localizado a $-35,85^\circ$ em Latitude e $-72,72^\circ$ em Longitude, e profundidade focal de 35 km gerou um tsunami que se propagou em toda a região do Oceano Pacífico com ondas de 26 metros em direção à cidade de Maule, costa central do Chile. Neste trabalho, serão analisados os dados geomagnéticos relacionados a esse evento, com o objetivo de detectar as perturbações no campo geomagnético causadas pelo tsunami e pelo terremoto. Também serão discutidos os mecanismos sísmico e oceânico. Para isto, foi desenvolvida uma metodologia de filtragem de variações magnéticas com forçantes sismogênicos e oceânicos em um período geomagnético extremamente calmo.

Um período geomagneticamente calmo é associado a variações de correntes elétricas na ionosfera em regime estacionário, e deste modo, pode-se analisar o comportamento destas correntes perante a um forçante externo local. Neste caso,

o campo elétrico externo pode ter sido induzido por correntes oceânicas ou por ondas de gravidade (GWs), que serão discutidos a seguir. Essas correntes ionosféricas são denominadas de correntes Sq (do inglês *Solar Quiet*).

2. MECANISMO SÍSMICO

Durante um terremoto, são gerados dois tipos de ondas de corpo: ondas P ou compressionais, que são ondas de pressão longitudinais (Figura 1a), apresentam amplitudes pequenas, se propagam em qualquer meio e na crosta terrestre possuem velocidades de ~ 6 km/s; e ondas S ou de cisalhamento, que são transversais (Figura 1b), apresentam amplitudes várias vezes maior que as ondas P, deslocam-se apenas em meios sólidos, e possuem velocidades de $\sim 3,6$ km/s (60% da velocidade das ondas P).

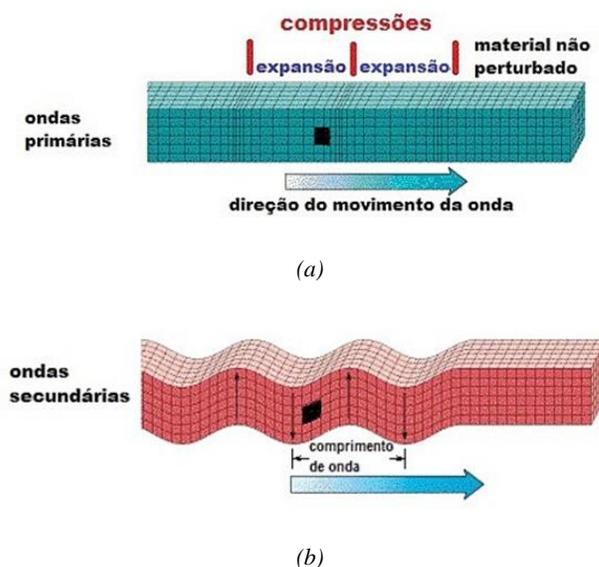


Figura 1 – Representação das ondas de corpo, na qual (a) é a propagação das ondas P ou compressionais, e (b), das ondas S ou de cisalhamento, respectivamente. Fonte: Medeiros, Alexandre (2001).

A interação entre elas gera dois tipos de ondas de superfície: ondas Rayleigh, que se propagam como se fossem ondulações (Figura 2a) e possuem velocidades de $\sim 3,4$ km/s (90% da velocidade das ondas S); e ondas Love, que são ondas de cisalhamento horizontalmente polarizadas (Figura 2b), com velocidades levemente maiores que as ondas Rayleigh. As ondas S e Rayleigh, conforme descrito anteriormente, oscilam em uma direção perpendicular à sua direção de propagação, e consequentemente, são capazes de agitar fortemente a atmosfera acima devido ao deslocamento vertical do solo (LOGNONNÉ et al., 2006). Ondas atmosféricas são geradas, propagando até altitudes ionosféricas, produzindo perturbações ionosféricas (distúrbios ionosféricos propagantes – TIDs) que induzem campos elétricos e magnéticos. Portanto, o mecanismo de

acoplamento Litosfera-Atmosfera-Ionosfera (LAI) se dá por meio de colisões entre partículas da atmosfera neutra e elétrons da porção ionizada da atmosfera terrestre, a ionosfera.

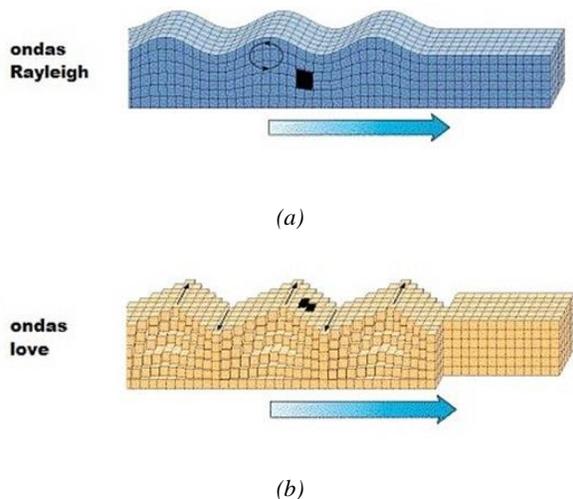


Figura 2 – Representação das ondas de superfície, na qual (a) é a propagação das ondas Rayleigh, e (b), das ondas Love, respectivamente. Fonte: Medeiros, Alexandre (2001).

A propagação de ondas de gravidade-acústica (AGWs) em altitudes ionosféricas gera um campo elétrico de polarização, advindo da corrente de dínamo na região E ionosférica, na direção Leste-Oeste sobre o epicentro. Por sua vez, esse campo elétrico é mapeado pelas linhas de campo magnético até altitudes ionosféricas. Assim, campos elétricos acabam sendo gerados devido às correntes ionosféricas, tanto na direção Leste-Oeste como na direção Norte-Sul, em virtude das condutividades elétricas ionosféricas Pedersen e Hall, respectivamente (IYEMORI et al., 2005).

Após um sismo, as ondas S e Rayleigh são as primeiras a perturbar a atmosfera. As AGWs são geradas pelo tsunami ou sismo, e possuem velocidade de até 800 m/s. Em seguida, surgem as GWs, e essas geralmente possuem a mesma velocidade das ondas de tsunami, cerca de 200 m/s. As GWs também podem se propagar até altitudes ionosféricas. Além desses mecanismos descritos acima, a propagação de AGWs em altitudes ionosféricas podem gerar GWs secundárias. A Figura 3 ilustra a geração e propagação de GWs, AGWs, e GWs secundárias devido a sismo e tsunami.

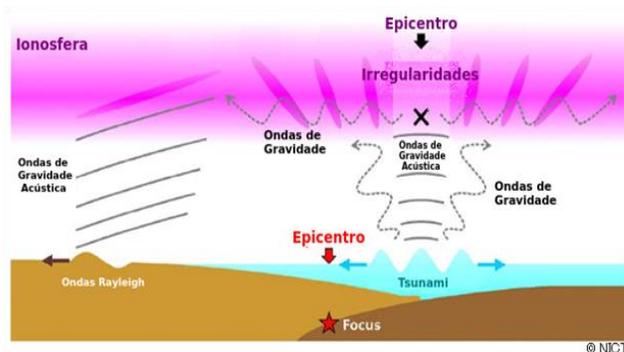


Figura 3 – Esquema dos mecanismos de geração de ondas ionosféricas. Fonte: Modificada de Tsugawa (2011).

O mecanismo de acoplamento Tsunami-Atmosfera-Ionosfera (TAI) possui três etapas: (a) geração da onda de tsunami por ruptura sísmica, (b) geração de GWs/AGWs pelas ondas de tsunami, e (c) excitação subsequente de distúrbios ionosféricos pelas GWs/AGWs (similar ao mecanismo LAI). As GWs e AGWs possuem períodos de < 270 s e > 270 s – 3 hrs, respectivamente (KHERANI et al., 2012). As equações a seguir foram descritas por Navier-Stokes referente ao movimento da atmosfera.

$$\frac{\partial \vec{w}'}{\partial t} + (\vec{w}' \cdot \nabla) \vec{w}' = -\frac{1}{\rho_m} \nabla p + \vec{g} + \frac{\mu}{\rho_m} \nabla^2 \vec{w}' + \vec{F}_{cor}, \quad (1)$$

$$\vec{w}' = \vec{w} + \vec{w}_0, \quad (2)$$

$$\frac{\partial \rho_m}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho_m \vec{w}') = 0, \quad e \quad (3)$$

$$\frac{\partial p}{\partial t} + (\vec{w}' \cdot \nabla) p + \gamma p (\nabla \cdot \vec{w}') = 0, \quad (4)$$

na qual \vec{w} é o vento perturbado, \vec{w}_0 é o vento "ambiente", ρ_m , γ , \vec{w} , p são a densidade, a constante adiabática, o vento e a pressão atmosférica, respectivamente. Ademais, \vec{g} é a aceleração gravitacional, μ é a viscosidade dinâmica, e \vec{F}_{cor} é a força de Coriolis.

As AGWs são geradas por forçantes que podem alterar a pressão atmosférica, tais como, as atividades sísmicas, isto é, vulcão/terremoto/ tsunami; e as atividades meteorológicas, como por exemplo, furacões, convecções troposféricas, e precipitações. Em outras palavras, as forças \vec{g} e $-\nabla p$ e a força inercial $d\vec{w}'/dt$ estão relacionadas à geração de GWs/AGWs. Para analisar matematicamente a relação de distribuição das GWs/AGWs deve-se considerar que não há dissipação de energia, a solução bidimensional de ondas planas equacionada como $e^{(\omega t - k_x X - k_z Z)}$, e pequenas oscilações em termos de densidade e pressão. Com as condições descritas acima, tem-se

$$\omega \geq \omega_a, \quad \omega = \gamma \frac{\vec{g}}{v_{som}}, \quad (5)$$

$$\omega \leq \omega_b, \quad \omega = (\gamma - 1)^{1/2} \frac{\vec{g}}{v_{som}}, \quad (6)$$

na qual ω_a e ω_b representam a frequência de ressonância acústica e de Brunt-Väisälä, respectivamente. Além disso, ω é a frequência angular da onda, e \vec{v}_{som} é a velocidade do som. Por fim, a equação 7 descreve a dispersão das GWs/AGWs para as condições descritas nas equações 5 e 6.

$$\omega^4 - \omega^2 \left[\vec{v}_{som}^2 (k_x^2 + k_z^2) + (\gamma \vec{g} / 2 \vec{v}_{som})^2 \right] + (\gamma - 1) \vec{g}^2 k_x^2 = 0, \quad (7)$$

em que γ é a razão entre os calores específicos para o gás atmosférico, e k_x e k_z são os números de onda ($k = 2\pi/\lambda$) nas direções horizontal e vertical.

Resumindo, o acoplamento atmosfera-ionosfera ocorre devido ao vento dos fluidos neutros da atmosfera que pode gerar movimento do plasma ionosférico por perturbações. E no caso do acoplamento LAI ou TAI, ocorre devido ao vento perturbado por ondas GWs/AGWs.

Além disso, o movimento (\vec{u}) dos íons geram corrente elétrica ionosférica (\vec{J}_w) que por conseguinte, leva à um acúmulo de cargas, visto que o gradiente da corrente (\vec{J}_w) é diferente de zero, ver equações 8, 9, 10, 11 e 12 a seguir. Devido a este plasma não permitir que isso aconteça, um campo elétrico (\vec{E}) é gerado, e dirige uma corrente no sentido contrário ($\sigma \vec{E}$), visto que $\nabla \cdot (\vec{J}_w + \sigma \vec{E}) = 0$. Enfim, o movimento final (\vec{V}) é determinado por este campo eletromotriz e o vento, além de outras forças, tais como, a força gravitacional e a força de pressão. A seguir, as equações hidro-magnéticas representam os processos descritos acima

$$\frac{\partial \vec{u}_s}{\partial t} = \frac{q_s}{m_s} (\vec{E} + \vec{u}_s \times \vec{B}_0) - v_s \vec{u}_s + v_s \vec{W}, \quad (8)$$

$$\frac{\partial n_s}{\partial t} + \nabla \cdot (n_s \vec{u}_s) = P_s - L_s, \quad (9)$$

$$\vec{J} = \vec{J}_w + \sigma \vec{E}; \quad \vec{J}_w = qn(\vec{u}_i - \vec{u}_e), \quad (10)$$

$$\nabla^2 \vec{E} - \nabla(\nabla \cdot \vec{E}) - \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} - \mu_0 \frac{\partial \vec{J}}{\partial t} = 0, \quad e \quad (11)$$

$$\nabla^2 \vec{B} - \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 \vec{B}}{\partial t^2} = \mu_0 \nabla \times \vec{J}, \quad (12)$$

em que $s = \text{íons } (i) \text{ ou elétrons } (e)$, q é carga elétrica total, m é a massa, n é a densidade numérica, v é a frequência de colisões, c é a velocidade da luz no vácuo, μ_0 é a permeabilidade do vácuo, \vec{B}_0 é o campo magnético terrestre, P denota a taxa de produção de íons e elétrons e L é a taxa de perda, σ é a condutividade elétrica ionosférica, \vec{J} , \vec{E} e \vec{B} são a densidade de corrente elétrica, os campos elétrico e magnético na ionosfera, respectivamente (KHERANI et al., 2012).

3. MECANISMO OCEÂNICO

Faraday (1922) previu que o movimento das águas oceânicas poderia induzir campos elétricos, um fenômeno que é também chamado de “indução por movimento”. Os sais dissolvidos na água do mar são compostos por íons que podem ter seus movimentos alterados pela força de Lorentz que atua numa direção perpendicular aos vetores velocidade do fluido \vec{V} e campo

magnético \vec{B} (TYLER et al., 2003; MANOJ et al., 2006). Como consequência deste movimento da água do mar, uma corrente de condução \vec{J} é produzida, sendo expressa por

$$\vec{J} = \sigma_0 (\vec{E} + \vec{V} \times \vec{B}), \quad (13)$$

na qual σ_0 é a condutividade elétrica da água do mar, \vec{E} é o campo elétrico no sistema de referência fixo no oceano, e $\vec{V} \times \vec{B}$ é o campo elétrico induzido. Desprezando qualquer corrente de deslocamento $\varepsilon = d\vec{E}/dt$, onde ε é permissividade elétrica do meio, a lei de Ampère pode ser utilizada para determinar um campo magnético induzido \vec{B} dado por

$$\vec{V} \times \vec{B} = \mu_0 \vec{J}, \quad (14)$$

em que μ_0 é a permeabilidade magnética do vácuo.

Os campos elétricos \vec{E} e magnéticos \vec{B} induzidos estão relacionados pela lei de Faraday como

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t}. \quad (15)$$

A lei de Maxwell para fluxo magnético estabelece que

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0. \quad (16)$$

Neste contexto, para determinar o vetor campo magnético induzido pelos oceanos, utiliza-se da abordagem feita por Tyler (2005), descrita pelas seguintes equações 17 a 22. Sendo a equação do campo magnético induzido dada por

$$\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} = \nabla \times (\vec{V} \times \vec{B} - K \nabla \times \vec{B}), \quad (17)$$

na qual $K = (\mu_0 \sigma_0)^{-1}$ é o coeficiente de difusão magnética.

Considerando o vetor gravidade \vec{g} como sendo um campo escalar constante na direção radial ao centro da Terra e com simetria esférica, dado por $\vec{g} = -\nabla\theta$, e fazendo o produto escalar entre \vec{g} e a equação 17, tem-se

$$\vec{g} \cdot \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} = \nabla \cdot [(\vec{V} \times \vec{B}) \times \vec{g} - K(\nabla \times \vec{B}) \times \vec{g}]. \quad (18)$$

Considerando o índice H como sendo referente à componente perpendicular à componente radial e o índice Z como sendo a componente paralela à componente radial, pode-se reescrever a equação 18 como

$$\frac{\partial B_Z}{\partial z} + \nabla_H \cdot (B_Z \vec{V}_H) = \nabla_H \cdot (V_Z \vec{B}_H) + \nabla_H \cdot (K \nabla_H B_Z - K \frac{\partial \vec{B}_H}{\partial z}), \quad (19)$$

em que $\vec{B}_H = \vec{B}_X + \vec{B}_Y$.

Assumindo que $|V_H| \gg |V_Z|$ e decompondo $\vec{B} = \vec{F} + \vec{b}$, em que \vec{F} é o campo geomagnético principal (sendo que $\nabla \times \vec{F} = \vec{0}$ e $\nabla^2 \times \vec{F} = 0$) e \vec{b} é o campo magnético induzido pelos oceanos, a equação 19 torna-se

$$\frac{\partial b_z}{\partial t} = -\nabla_H \cdot (F_z \vec{V}_H) + \nabla_H \cdot \left(K \nabla_H b_z - K \frac{\partial \vec{b}_H}{\partial z} \right), \quad (20)$$

em que $\vec{b}_H = \vec{b}_x + \vec{b}_y$.

Se K for uniforme em toda a região do oceano, e dada por $K = K(Z)$, ao aplicar a equação 14, a equação 20 pode ser simplificada como

$$\frac{\partial b_z}{\partial t} = -\nabla_H \cdot (F_z \vec{V}_H) + K \nabla^2 b_z. \quad (21)$$

O fluxo oceânico pode ser ocasionalmente perturbado por tsunamis que causam um aumento de poucos centímetros por segundo na velocidade \vec{V}_H de propagação das ondas oceânicas. Consequentemente, se essa velocidade \vec{V}_H aumentar, pela relação mostrada na equação 13, a corrente de condução \vec{J} também sofrerá um acréscimo, que está intimamente relacionada com um aumento na variação do campo magnético induzido \vec{b} , ver equação 14.

Como mencionado por Tyler (2005), a dinâmica do fluxo oceânico durante a propagação de tsunamis pode ser descrita como a propagação de ondas superficiais de gravidade com longos períodos. Para descrever essas ondas, Tyler (2005) considerou que:

1. A velocidade \vec{V}_H independe da variação da profundidade do leito do oceano e varia mais rapidamente na horizontal do que em outros parâmetros. O mesmo ocorre com \vec{b} . Isso equivale a assumir que o comprimento de onda dos tsunamis, embora muito maior do que a profundidade do leito do oceano, é muito menor do que a escala de variações da componente F_z . Essas considerações são válidas para regiões afastadas do litoral, ou seja, oceano profundo.
2. Regiões fora do oceano estão eletricamente isoladas, portanto $k \rightarrow \infty$ e $\nabla^2 b_z = 0$.
3. No oceano, K pode ser representado pelo valor médio da profundidade, apresentando apenas variações bem suaves em sua componente horizontal.

Tomando essas considerações, a equação 21 pode ser aplicada dentro dos limites do oceano e $\nabla^2 b_z = 0$ para a região fora desses limites. Na interface, devido às condições de continuidade de b_z e $\nabla \cdot \vec{B} = 0$, as soluções devem ser as mesmas. Sendo essa interface plana, a componente b_z pode ser calculada por meio de sua transformada de Fourier (TF), $F_z \vec{V}_H \alpha e^{-i(\omega t - kx)}$, em que ω é a frequência angular, k é o número de onda e x é a variação de posição na direção horizontal. Isso implica em uma solução estimada para as regiões acima da superfície do mar, em que $Z \geq 0$, igual a

$$b_z = \frac{\sinh(\alpha h/2)}{\alpha K (\alpha \sinh(\alpha h/2) + k \cosh(\alpha h/2))} \nabla \cdot (F_z \vec{V}_H) e^{-kz}, \quad (22)$$

em que $\alpha = \left(k^2 - i\omega/k \right)^{\frac{1}{2}}$, $k = |k|$, $\vec{V}_H = \vec{V}_x + \vec{V}_y$ e h é a profundidade do oceano.

O campo magnético induzido pelo oceano \vec{b} pode ser classificado, de uma maneira simplificada, em duas componentes: toroidal e poloidal. A componente toroidal é gerada por correntes

elétricas, as quais fecham seus circuitos em planos tais que estas correntes geram um campo magnético induzido com uma direção paralela à superfície do oceano. Esta componente pode alcançar uma magnitude de até 100 nT, e ela está confinada entre a superfície do oceano e a borda superior da crosta terrestre. A componente poloidal, por sua vez, é muito mais fraca, com magnitude entre 1 e 10 nT. Ela surge através das correntes elétricas que fecham seus circuitos em planos perpendiculares àqueles relacionados às correntes que dão origem à outra componente do campo magnético induzido \vec{b} . Entretanto, essa componente se estende desde regiões próximas ao oceano até altitudes de satélite (TYLER *et al.* 2003, MANOJ *et al.* 2006 e as referências citadas).

As componentes toroidal e poloidal estão ainda sujeitas a dois tipos de flutuações geomagnéticas: periódica (variações lunares e solares) e distúrbios transientes (tempestades geomagnéticas), como discutido por Longuet-Higgins *et al.* 1954. Em períodos geomagneticamente calmos, os campos magnéticos induzidos são bem mais facilmente detectados comparados a períodos perturbados (TYLER *et al.* 2003). Em seu trabalho, Manoj *et al.* (2011) relatam que só foi possível a detecção desses campos magnéticos induzidos devido ao fato do evento analisado ter ocorrido num dia geomagneticamente calmo. Isso estabelece um desafio de metodologias que de alguma forma auxiliem nas detecções.

4. DADOS

Foi desenvolvido uma ferramenta computacional para analisar graficamente o comportamento geomagnético local que, possivelmente, sofreu variações causadas pelos forçantes sísmico e oceânico. O algoritmo foi escrito na linguagem MATLAB com os sinais de entrada referentes aos 5 dias geomagneticamente mais calmos do mês de fevereiro, o dia do evento e a variação do nível do mar.

Os dados utilizados nesse trabalho são registros de magnetômetros da componente H e Z, fornecido pelo projeto LISN (do inglês *Low Latitude Ionospheric Sensor Network*, <http://lisn.igp.gov.pe/>). A Figura 4 mostra as distribuições geográficas dos observatórios magnéticos e da estação de medida de maré, Callao La Punta (call). A estrela denota o epicentro do terremoto de Maule (2010).



Figura 4 – Disposição geográfica dos observatórios magnéticos (símbolo círculo vermelho), da estação de medida de mar (símbolo círculo verde), e do epicentro do terremoto/tsunami (símbolo estrela). Fonte: Modificada de Google Maps (2020).

Tabela 1 – Observatórios magnéticos do projeto LISN, suas coordenadas geográficas, e suas distâncias radial do epicentro. Fonte: os autores.

Observatórios magnéticos do projeto LISN			
Estação Geomagnética, Código IAGA	Lat. (°)	Long. (°)	Distância do Epicentro (km)
Ancon, ANC	-11,78	-77,15	2712,83
Huancayo, HUA	-12,05	-75,33	2658,96
Leticia, LET	-4,19	-69,94	3531,51

As informações sobre os observatórios magnéticos estão mostradas na Tabela 1. Esta tabela é composta pelo nome do observatório magnético, o código IAGA, Latitude, Longitude e distância radial do epicentro para cada observatório magnético. Os dados de variação do nível do mar foram obtidos do site *Sea Level Station Monitoring Facility* disponível no endereço <http://www.ioc-sealevelmonitoring.org/station.php>. A estação call foi selecionada devido à sua localização ser próxima dos

observatórios magnéticos escolhidos (ver Figura 4), localizada a $-12,07^\circ$ em Latitude e $-77,17^\circ$ em Longitude, e a 2681,35 km de distância do epicentro do evento. De acordo com a instituição norte-americana governamental *National Tsunami Warning Center* (NOAA/NWS), a frente de onda do tsunami atingiu a estação de Callao La Punta às 10:34 UT do dia 27 de fevereiro de 2010.

Para determinar a curva Sq, verificou-se por meio do índice K_p , disponível em <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/kp/index.html>, os cinco dias geomagneticamente mais calmos do mês de fevereiro, sendo eles: 05, 09, 20, 21 e 28, excluiu-se o dia do evento. Com a finalidade de remover a variação média noturna referente à variabilidade ionosfera, realizou-se uma média entre às 23:00-03:00 (LT) para cada dia, e esta foi retirada dos dados. Também foi retirada dos dados a média entre os dias calmos, de modo a obter a curva Sq característica de fevereiro, 2010.

Por fim, a curva Sq foi retirada do sinal referente ao dia do evento para filtrar as variações de campo magnético diárias recorrentes da rotação terrestre, a fim de enfatizar as variações magnéticas induzidas pelas correntes oceânicas e por GWs/AGWs. Com os dados filtrados, realizou a análise dos mesmos que serão apresentadas e discutidas na próxima seção.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

A Figura 5 mostra as perturbações geomagnéticas decorrentes de GWs/AGWs e das correntes elétricas oceânicas induzidas pelo tsunami de Maule (2010), conforme será discutido mais adiante.

Isso é feito a partir da filtragem dos dados, referentes a componente magnética, linha de base Sq e dados do nível do mar. Especificamente, como mostrado na Figura 5, o painel superior tem duas linhas, uma representando o evento (em azul), e outra, a linha de base Sq (em preto), além de cinco linhas pretas mais finas representando os cinco dias geomagneticamente mais calmos. Observe que a linha de base Sq é subtraída dos dados magnéticos referentes ao dia do evento para enfatizar as variações magnéticas tsunamigênicas.

No painel inferior, os dados magnéticos residuais (linha de cor azul) são definidos como a diferença entre os dados do evento com a remoção da linha de base Sq e de seu ajuste polinomial. Ainda, o painel inferior contém os dados do nível do mar (linha na cor laranja), permitindo que a chegada do tsunami seja usada como referência para a análise do dado residual magnético. Na região de Callao La Punta, as ondas de tsunami atingiram a costa do Peru às 10:34 UT (quatro horas depois do início do tsunami) com uma amplitude de 0,69 m de altura.

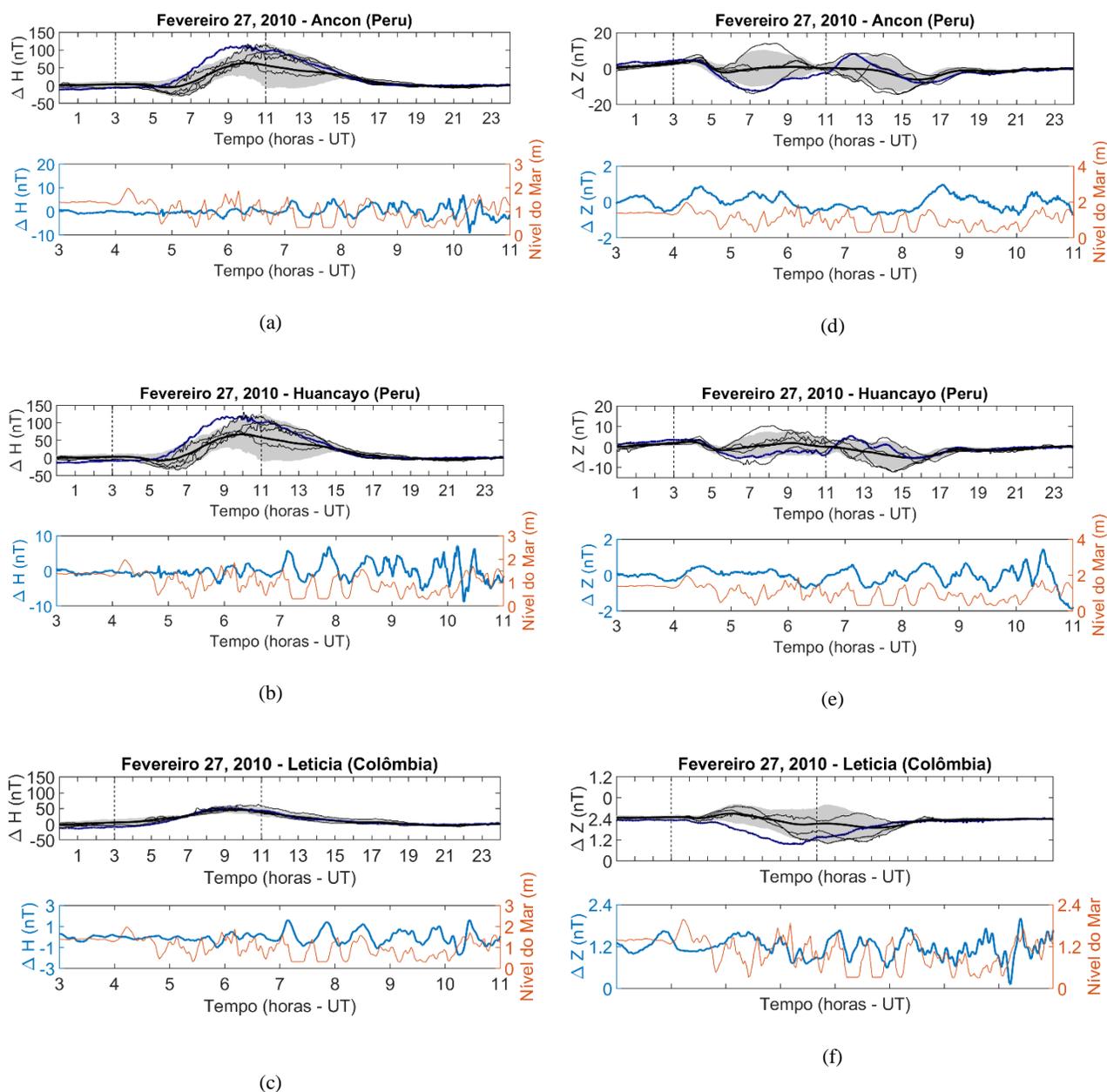


Figura 5 – Componentes H (a, b, c) e Z (d, e, f) obtidas no observatório magnético de Ancon, Huancayo e Leticia, respectivamente, e suas análises residuais, com a utilização de filtragem por remoção da linha de base Sq (painel superior: curva na cor negra). A linha de base Sq é calculada usando os cinco dias geomagneticamente mais calmos (painel superior: curvas com espessura mais fina na cor negra). A filtragem foi aplicada nos dados brutos centralizados em zero (painel superior: curva na cor azul). O painel inferior mostra os dados magnéticos residuais (curva na cor azul) obtidos subtraindo a linha de base Sq da componente magnética. A curva na cor laranja corresponde à medida do nível do mar em call. Em ambos painéis, no eixo vertical, é mostrada a variação geomagnética em nT e/ou variação do nível do mar em metros, e no eixo horizontal, o tempo em horas onde o “0” é considerado como sendo o início do tsunami às 06:34 UT. Fonte: os autores.

No painel inferior de cada figura, é possível notar que, antes da chegada do tsunami, os dados magnéticos residuais apresentaram variações suavizadas (inferiores à $|2|$ nT) e, depois disso, as variações magnéticas aparecem amplificadas, com um padrão de assinatura semelhante aos dados do nível do mar relacionados à propagação do tsunami. Nos dados magnéticos residuais, procuramos por pacotes de ondas na forma de N invertido durante ou após a chegada do tsunami, uma vez que não esperaríamos por variações de origem externa, porque este evento ocorreu em um dia muito calmo geomagneticamente. Se esses pacotes de ondas existem, podemos determinar que existe a possibilidade de origem tsunamigênica. É possível notar que essas amplificações em forma de N invertido foram identificadas nos dados geomagnéticos de todos os observatórios aqui estudados, em ambas as componentes H e Z. Complementarmente, as semelhanças entre os dados magnéticos residuais e os dados do nível do mar aumentam a possibilidade de associação entre eles durante a ocorrência do tsunami. As amplificações nos residuais magnéticos aparecem de 6 a 100 minutos após a chegada do tsunami aos observatórios magnético. Esse tempo de atraso é condizente com o tempo que as GWs/AGWs gastam dentro da atmosfera até alcançarem altitudes mais elevadas, isto é, altitudes ionosféricas (KHERANI *et al.* 2012).

6. CONCLUSÃO

Os estudos relacionados às variações magnéticas sísmicas e/ou tsunamigênicas mostraram ter um potencial de colaborar com aplicações científicas úteis às pesquisas da área de Clima Sísmico.

Os resultados foram capazes de identificar formas de onda amplificadas em forma de N invertido nos dados magnéticos com padrão de assinatura semelhante aos dados do nível do mar relacionados à propagação das ondas de tsunami. Essas assinaturas magnéticas apareceram de 6 a 100 minutos após a chegada da onda do tsunami. Foi detectada a presença de distúrbios magnéticos amplificados nas componentes H e Z associadas à chegada do tsunami em cada um dos observatórios magnéticos estudados aqui. Entretanto, não se pode fazer distinção entre os mecanismos sísmicos ou oceânicos.

Além do propósito científico de estudar o Clima Sísmico, a importância prática de prever e caracterizar tais fenômenos é o potencial de previsão de terremotos e/ou tsunamis e, de alerta dessas catástrofes, o que poderia evitar a morte de prováveis milhares de pessoas, uma vez que esses campos induzidos puderam ser detectados com até duas horas de antecedência como mostrado por Klausner *et al.* 2014. Ademais, a ocorrência de terremotos e/ou tsunamis, como por exemplo, o tsunami de Maule (2010), pode gerar irregularidades ionosféricas que podem se deslocar até o território brasileiro. Atualmente, também há uma dependência da sociedade como um todo de utilizar tecnologias de comunicação via satélite, sistemas de navegação e posicionamento GPS, estações espaciais, sistemas complexos de transmissão elétrica, entre outras facilidades tecnológicas que

podem ser interrompidas ou prejudicadas por distúrbios ionosféricos.

5. REFERÊNCIAS

- FARADAY, M. *Experimental researches in electricity*: Faraday, Michael, 1791-1867. London: Dent; New York: Dutton, 1922.
- IYEMORI, T.; NOSE, M.; HAN, D.; GAO, Y.; HASHIZUME, M.; CHOOSAKUL, N.; SHINAGAWA, H.; TANAKA, Y.; UTSUGI, M.; SAITO, A.; MCCREADIE, H.; ODAGI, Y.; YANG, F. *Geomagnetic pulsations caused by the Sumatra earthquake on December 26, 2004*. Geophysical Research Letters, v. 32, n. 20, L20807, 2005.
- KHERANI, E. A.; LOGNONNÉ, P.; HÉBERT, H.; ROLLAND, L.; ASTAFYEVA, E.; OCCHIPINTI, G.; COISSON, P.; WALWER, D.; DE PAULA, E. R. *Modelling of the total electronic content and magnetic field anomalies generated by the 2011 Tohoku-Oki tsunami and associated acoustic-gravity waves*. Geophysical Journal International, v. 191, n. 3, p. 1049-1066, 2012.
- KLAUSNER, V.; MENDES, O.; DOMINGUES, M. O.; PAPA, A. R. R.; TYLER, R. H.; FRICK, P.; KHERANI, E. A. *Advantage of wavelet technique to highlight the observed geomagnetic perturbations linked to the Chilean tsunami (2010)*. Journal of Geophysical Research: Space Physics, v. 119, n. 4, p. 3077-3093, 2014.
- LOGNONNÉ, P. L.; GARCIA, R.; CRESPON, F.; OCCHIPINTI, G.; KHERANI, E. A. *Seismic waves in the ionosphere*. Europhysics News, v. 37, n. 4, p. 11-14, 2006.
- LONGUET-HIGGINS, M. S.; STERN, M. E.; STOMMEL, H. M. *The electrical field induced by ocean currents and waves, with applications to the method of towed electrodes*. Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution, 1954. 1-37 p.
- MANOJ, C.; KUVSHINOV, A.; MAUS, S.; LUHR, H. *Ocean circulation generated magnetic signals*. Earth Planets and Space, v. 58, n. 4, p. 429-437, 2006.
- MANOJ, C.; MAUS, S.; CHULLIAT, A. *Observation of magnetic fields generated by tsunamis*. Eos, Transactions, American Geophysical Union, v. 92, n. 2, p. 13, 2011.
- MEDEIROS, ALEXANDRE. *Terremotos e Ondas Sísmicas Transversais, Longitudinais e Complexas*. Física e Astronomia Alexandre Medeiros, BLOG. Disponível em: <http://alexandremedeirosfisicaastronomia.blogspot.com/2011/11/terremotos-e-ondas-sismicas.html>. Acesso em: 03/10/2019.
- Teixeira, W.; Taioli, F.; Fairchild, T.; Toledo, C. *Decifrando a Terra*. São Paulo, Brasil: Companhia Editora Nacional, 2 ed. 2009.

TSUGAWA, T., *Concentric Waves Appear at 300 km Altitude after the 2011 Tohoku Earthquake*. National Institute of Information and Communications Technology (NICT) News, Japan, v. 12, n. 411, 2011.

TYLER, R. H.; MAUS, S.; LUHR, H. *Satellite observations of magnetic fields due to ocean tidal flow*. Science, v. 299, n. 5604, p. 239-241, 2003.

TYLER, R. *A simple formula for estimating the magnetic fields generated by tsunami flow*. Geophysical Research Letters, v. 32, n. L09608, 2005.

6. AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao CNPq pela bolsa de produtividade (305249/2018-5) e de iniciação científica (800038/2014-2, 138978/2015-8, e 126499/2019-5).

Recebido em: 10/07/2020

Aceito para publicação em: 07/12/2020