نشریه علمی مهندسی فناوری اطلاعات مکانی

سال دهم، شماره دوم، تابستان ۱۴۰۱

Vol.10, No.2, Summer 2022

۱ -۱۸

مقاله پژوهشی

DOR: 20.1001.1.20089635.1401.10.2.1.7

مطالعه اثرات سونامی بر پارامترهای یونوسفری با استفاده از سیستم تعیین موقعیت جهانی

زهرا فرودی[۱]، محمدمهدی علیزاده الیزئی[۲*]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد گروه ژئودزی دانشکده مهندسی نقشه‌برداری، دانشگاه صنعتی خواجه نصیر الدین طوسی

۲- استادیار گروه ژئودزی دانشکده مهندسی نقشه‌برداری، دانشگاه صنعتی خواجه نصیر الدین طوسی

تاریخ دریافت مقاله: ۱۳۹۹/۰۹/۲۳ تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۹/۱۱/۲۵

چکیده

جابه‌جایی سریع کف اقیانوس در هنگام زلزله‌های بزرگ اقیانوسی منجر به انتشار امواج سونامی در سطح دریا و امواج جاذبه (*Gravity Waves*) در اتمسفر می‌گردد. امواج جاذبه نوسانات شناوری هستند که به صورت افقی و عمودی منتشر می‌شوند و انتشار آن‌ها تحت تأثیر نیروی جاذبه زمین است. امواج جاذبه پس از گذر از لایه تروپسفر وارد لایه یونوسفر می‌شوند که علاوه بر انتقال انرژی به یونوسفر، تغییرات قابل ملاحظه‌ای را در پارامترهای یونوسفری ایجاد می‌کنند، از این رو تأثیر قابل توجّهی بر انتشار امواج رادیویی گذرنده از این محیط پاشنده دارند. در این مطالعه، از اندازه‌گیری‌های دو فرکانسه سیستم تعیین موقعیت جهانی (*GPS*) و یونوسند (*Ionosonde*) برای تعیین مدّت زمان و میزان اثر اغتشاشات یونوسفری در پاسخ به سونامی ناشی از زلزله ۲۰۱۱ توکیو استفاده شده است. فرکانس بحرانی لایه *F2* (*fof2*) نیز اغتشاشات واضحی را نشان می‌دهد که با مشاهدات *GPS* سازگار می‌باشد. علاوه‌براین، امواج جاذبه و امواج سونامی دارای خصوصیات انتشار مشابهی هستند، بنابراین می‌توان از امواج جاذبه برای هشدار سونامی بهره برد. جهت تحقیق درباره تغییرات مکانی چگالی الکترونی یونوسفر از پروفیل‌های چگالی الکترونی یونوسفری ماهواره‌های *FORMOSAT-3/COSMIC* برای دو بازه مرجع و کنترل استفاده شده است. نتایج نشان می‌دهد که چگالی الکترونی یونوسفر تا ارتفاع ۲۷۲ کیلومتری به طور پیوسته کاهش یافته که کمترین مقدار آن $۲٫۲\times۱۰^{۵}$ el/cm^3 بوده است و افزایش آن از ارتفاع ۲۷۲ الی ۷۵۰ کیلومتری ادامه داشته که بیشترین مقدار آن برابر $۳٫۹۲\times۱۰^{۵}$ el/cm^3 بوده است.

کلید واژه‌ها : اغتشاشات یونوسفری، امواج جاذبه، تعامل تروپسفر و یونوسفر، سونامی.

* نویسنده مکاتبه کننده: تهران، خیابان ولیعصر، بالاتر از میدان ونک، تقاطع میرداماد، دانشکده مهندسی نقشه‌برداری دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی، تهران، ایران.

تلفن: ۸۸۷۷۰۲۱۸-۰۲۱

Email: alizadeh@kntu.ac.ir

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-13]

[DOR: 20.1001.1.20089635.1401.10.2.1.7]

[DOI: 10.52547/jgit.10.2.1]

۱- مقدمه

جوّ یا اتمسفر[1] زمین بر اساس بار الکتریکی ذرّات به دو قسمت عمده اتمسفر خنثی و یونوسفر[2] تقسیم می‌شود. اجزای جو در اتمسفر خنثی از نظر بار الکتریکی خنثی هستند که از سطح زمین تا ارتفاع ۶۰ کیلومتری قرار دارند. لایه یونوسفر بخش بالایی اتمسفر زمین است که تقریباً از ارتفاع ۶۰ کیلومتری تا ارتفاع بیش از ۱۰۰۰ کیلومتری سطح زمین قرار دارد. تابش خورشید در این ناحیه یون و الکترون آزاد تولید می‌کند که بر انتشار امواج الکترومغناطیس اثر می‌گذارد [۱]. مطالعات نشان می‌دهد که پارامترهای یونوسفری مانند؛ چگالی الکترونی[3] (*Ne*) و محتوای کلّی الکترونی (*TEC*)[4] تحت تأثیر پدیده‌های تروپسفری قرار می‌گیرند [۲،۳و۴]. سونامی یکی از این پدیده‌های تروپسفری است که با ایجاد تغییرات عمودی در سطح موجب انتشار امواج جاذبه در یونوسفر می‌شوند [۵]. امواج جاذبه موجب آزادسازی انرژی و اغتشاش در توزیع چگالی الکترونی در لایه یونوسفر می‌شوند. اغتشاشات لایه یونوسفر موجب کاهش دقّت در تعیین موقعیت دقیق و ناوبری با سیستم تعیین موقعیت جهانی *GPS*[5] می‌شود و همچنین بررسی سیگنال اغتشاشات یونوسفری حاصل از پدیده‌های تروپسفری برای تحقیق درباره ویژگی آن-ها بسیار مهم است [۶].

مطالعات انجام شده درباره پدیده سونامی نشان می‌دهد که امواج سونامی دارای طول موج‌های بسیار بلندی هستند که می- توانند امواج جاذبه را تولید و اثرات قابل تشخیص در پلاسمای یونوسفر ایجاد کنند. همچنین از تکنیک‌های رادیویی سنجش یونوسفر می- توان برای هشدار سونامی استفاده نمود [۷]. آرترو و همکاران برای اوّلین بار اغتشاشات یونوسفری ناشی از سونامی را با دامنه ۱ واحد محتوای کلّی الکترونی (*TECU*)[6] در ایستگاه‌های *GPS* شبکه *Geonet* ژاپن بررسی کردند. علاوه‌براین متوجّه شدند که انتشار امواج جاذبه هم‌جهت با انتشار امواج سونامی است. این زلزله به بزرگی ۸٫۲ ریشتر در ۲۳ ژوئن سال ۲۰۰۳ در نزدیکی پرو رخ داد که امواج سونامی این زمین‌لرزه پس از ۲۲ ساعت به ژاپن رسید [۸]. اوکیپینت از داده‌های *TEC* ماهواره‌های ارتفاع‌سنجی *Topex/Poseidon* و *Jason-1* برای بررسی اغتشاشات یونوسفری ناشی از امواج جاذبه استفاده کرد. به دلیل محدودیت مکانی و زمانی، این داده‌ها فقط تصویر لحظه‌ای از اغتشاشات *TEC* را نشان می‌دهند، بنابراین بررسی اغتشاشات یونوسفری در زمان و مکان نیازمند نظارت مستمر بر یونوسفر است [۹]. واداس و لیو با بررسی اغتشاشات در لایه‌های مختلف اتمسفر دریافتند که امواج جاذبه به صورت حلقه‌های متّحدالمرکز منتشر می‌شوند که با افزایش ارتفاع شعاع این حلقه‌ها بزرگتر می‌شود [۱۰]. عظیم با استفاده از تکنیک معکوس بازیابی اشعه ثابت کرد که منشاء اغتشاشات یونوسفری روز ۱۱ مارس ۲۰۱۱ در آمریکا سونامی ژاپن بوده است [۱۱]. شالیمو داده‌های *TEC* ایستگاه‌های *GPS* نزدیک و دور از مرکز زلزله را بررسی کرد و دریافت که در نزدیکی مرکز زلزله اغتشاشات یونوسفری ناشی از امواج ریلی[7]، صوتی[8] و جاذبه است، ولی دور از مرکز زلزله اغتشاشات یونوسفری فقط ناشی از امواج جاذبه هستند [۵]. یانگ و همکاران اغتشاشات یونوسفری ناشی از سونامی ۱۱ مارس سال ۲۰۱۱ را به کمک الگوریتم آشکارساز تجزیه اتمی اغتشاشات متحرّک یونوسفری (*ADDTID*)[9] و با استفاده از ایستگاه‌های *GPS* شبکه

[1] *Atmosphere*
[2] *Ionosphere*
[3] *Electron Density*
[4] *Total Electron Content*
[5] *Global Positioning System*
[6] *Total Electron Content Unit*
[7] *Rayleigh waves*
[8] *Acoustic waves*
[9] *Atomic Decomposition Detector of Traveling Ionospheric Disturbances: ADDTID*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-13]
[DOR: 20.1001.1.20089635.1401.10.2.1.7]
[DOI: 10.52547/jgit.10.2.1]

Geonet ژاپن بررسی کردند. آن‌ها یافتند که اغتشاشات یونوسفری اطراف مرکز زلزله از نظر زمانی و مکانی با سونامی سازگار بوده است، همچنین این الگوریتم به طور خودکار اغتشاشات یونوسفری را در اندازه‌گیری‌های *GPS* شناسایی می‌کند. بنابراین از این الگوریتم می‌توان برای تشخیص اوّلیّه سونامی استفاده کرد [۱۲]. رحمانی و همکاران دامنه امواج جاذبه و امواج صوتی را در سه روز با شدّت متفاوت رعدوبرق بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که دامنه امواج جاذبه و امواج صوتی در لایه یونوسفر متناسب با شدّت رعدوبرق است [۱۳]. بر اساس گزارش سازمان زمین‌شناسی آمریکا زلزله‌ای به بزرگی ۹ ریشتر در ساعت ۵:۴۶:۲۳ به وقت جهانی[1] روز ۱۱ مارس سال ۲۰۱۱ در توکیو[2] ژاپن رخ داد و منجر به سونامی عظیمی شد. چندین محقّق اغتشاشات یونوسفری حاصل از امواج جاذبه را با استفاده از داده‌های *GPS* شبکه *Geonet* ژاپن بررسی کرده‌اند. در این مقاله هدف بررسی زمان رسیدن، مدّت زمان و میزان اثر امواج جاذبه حاصل از سونامی ۱۱ مارس سال ۲۰۱۱ بر یونوسفر در منطقه آمریکا می‌باشد که نتایج بررسی امواج جاذبه حاصل از مشاهدات *GPS* (از نظر زمان رسیدن، فرکانس و سرعت فاز افقی) با نتایج امواج سونامی حاصل از مشاهدات دارت و تایدگیج مقایسه شده است، همچنین اثر امواج جاذبه بر چگالی الکترونی با استفاده از پروفیل‌های چگالی الکترونی یونوسفری ماهواره *FORMOSAT-3/COSMIC*[3] بررسی شده است که در بخش‌های بعد بیشتر به آن پرداخته می‌شود. بر اساس شکل (۱) سونامی بعد از حدود ۱۰ ساعت از وقوع زمین‌لرزه به سواحل غربی کشور آمریکا رسیده است.

۲-داده‌ها

در این مطالعه از داده‌های ۵۶ ایستگاه *GPS* شبکه یوناوکو[4] واقع در آمریکا به کار گرفته شده که نرخ نمونه‌برداری آن‌ها ۱۵ یا ۳۰ ثانیه می‌باشد. داده‌های مربوط به این ایستگاه‌ها از سایت[5] دریافت شده است. همچنین، داده‌های روز قبل و بعد سونامی جهت شناسایی بهتر اثرات خاص امواج جاذبه بر لایه یونوسفر در طول سونامی آنالیز شده است. جهت اعتبارسنجی از داده‌های فرکانس بحرانی لایه F_2 (fof_2)[6] ایستگاه یونوسند[7] *PA836* استفاده و در نهایت نتایج حاصل از مشاهدات *GPS* با نتایج دارت و تایدگیج مقایسه شده‌اند. شکل (۲) موقعیت ایستگاه‌های *GPS*، یونوسند، دارت و تایدگیج را نمایش می‌دهد. فعّالیّت‌های خورشیدی و ژئومغناطیسی دو عامل مهم در کنترل رفتار لایه یونوسفر هستند. این دو عامل اثرات اغتشاشات تروپسفری را در لایه یونوسفر مختل می‌کنند، به همین دلیل پاسخ لایه F به سونامی را می‌توان در شرایط آرام ژئومغناطیسی و فعّالیّت‌های خورشیدی بررسی نمود [۱۴]. شاخص $F_{10.7}$ در روز ۱۰، ۱۱ و ۱۲ مارس ۲۰۱۱ به ترتیب ۱۲۹٫۵، ۱۲۱٫۵ و ۱۱۹٫۲[8] *SFU* بوده است. بر اساس تغییرات این شاخص تابش خورشیدی در سطح آرام می‌باشد. فعّالیّت ژئومغناطیس با استفاده از شاخص K_p با مقداری بین صفر (کمترین سطح) و ۹ (بیشترین سطح) سنجیده می‌شود. اگر مقدار *Kp* کمتر از ۵ باشد، نشانه وضعیت آرام شرایط ژئومغناطیس زمین است *[۱۵]*. شکل (۳) وضعیت فعّالیّت ژئومغناطیس را در سه روز ۱۰، ۱۱ و ۱۲ مارس سال ۲۰۱۱ نشان می‌دهد. مقادیر *Kp* و $F_{10.7}$ از سایت[9] قابل دریافت است.

---

[1] *Universal Time*

[2] *Tohoku*

[3] *Formosa Satellite mission #3/Constellation Observing System for Meteorology, Ionosphere and Climate*

[4] *UNAVCO*

[5] *https://www.unavco.org/data/gps-gnss/gps-gnss.html*

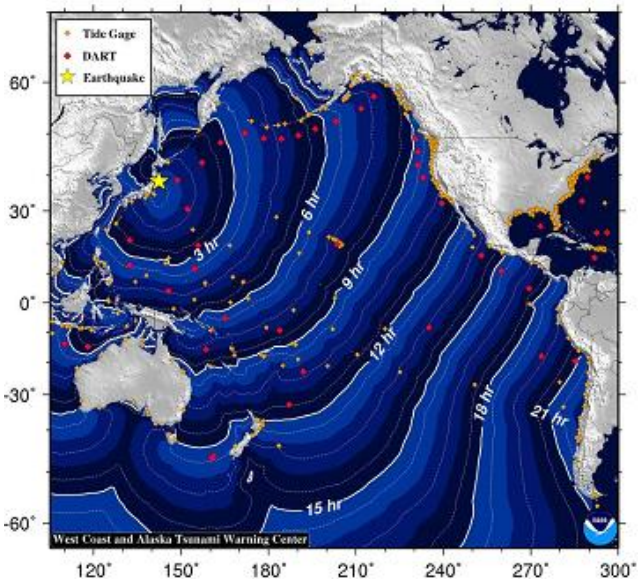
[6] *Critical frequency of the F2 layer*

[7] *Ionosonde*

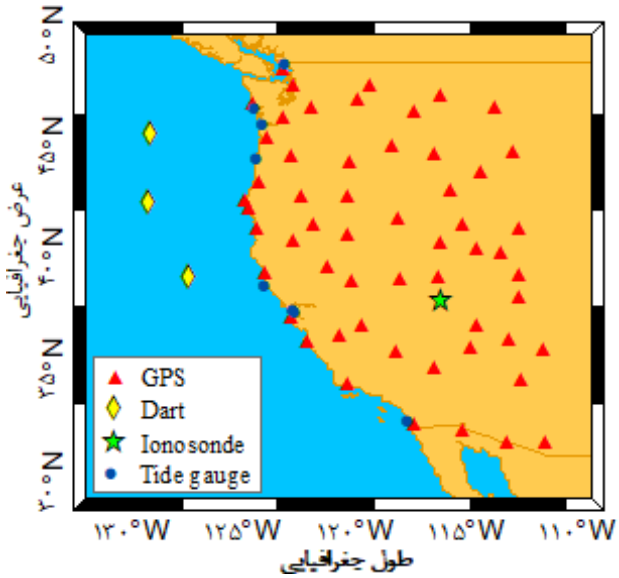
[8] *Solar Flux Unit*

[9] *http://omniweb.gsfc.nasa.gov/form/dx1.html*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-13]
[DOR: 20.1001.1.20089635.1401.10.2.1.7]
[DOI: 10.52547/jgit.10.2.1]

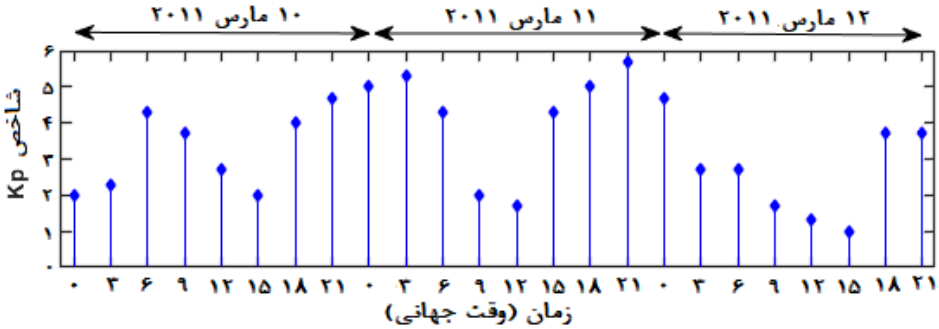


شکل ۱: موقعیت مرکز زمین‌لرزه و زمان رسیدن سونامی به مکان‌های مختلف. نقاط قرمز و نارنجی و ستاره زرد به ترتیب نشانه ایستگاه دارت، تایدگیج و مرکز زمین‌لرزه روز ۱۱ مارس توکیو است و منحنی‌های میزان نشانه زمان رسیدن سونامی به مکان‌های مختلف می‌باشد. (*http://wcatwc.arh.noaa.gov/previous.event s/?p=03-11-11_Honsh*)



شکل ۲: نمایی کلّی از منطقه مورد مطالعه. مثلّث قرمز، دایره سرمه‌ای، ستاره سبز و لوزی زرد به ترتیب ایستگاه *GPS* ، تایدگیج، یونوسند و دارت را نمایش می‌دهند.

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-13]
[DOR: 20.1001.1.20089635.1401.10.2.1.7]
[DOI: 10.52547/jgit.10.2.1]



شکل ۳: میزان فعّالیّت ژئومغناطیس در روز ۱۰، ۱۱ و ۱۲ مارس ۲۰۱۱

۳-آنالیز پارامترهای یونوسفری

پارامترهای یونوسفری در دو بخش محاسبه محتوای کلّی الکترونی در راستای قائم (*VTEC*) [۱] و محاسبه اغتشاشات *TEC* انجام گرفته است که نحوه محاسبه هر یک توضیح داده شده است.

۳-۱- محاسبه *VTEC*

ترکیب عاری از هندسه[۲] مشاهده کد نرم شده با فاز می‌تواند به صورت رابطه (۱) نوشته شود[۱۶].

در رابطه(۱)، اندیس k و i به ترتیب ماهواره و گیرنده، $\tilde{P}^k_{1,i}$ و $\tilde{P}^k_{2,i}$ اندازه‌گیری کد نرم شده در دو فرکانس L_1 و L_2 در اپک t، $\tilde{P}^k_{4,i}$ ترکیب عاری از هندسه کد نرم شده با فاز، $STEC^k_i$ مقدار *TEC* در راستای گیرنده i و ماهواره k و $A = 40.31\times10^{16}(f_2^{-2} - f_1^{-2})$ است که برای تبدیل *TEC* در واحد *TECU*[۳] به واحد متر استفاده می‌شود (هر *TECU* ۱ برابر 10^{16} الکترون در یک متر مربّع است). f_1 و f_2 فرکانس‌های مشاهدات، c سرعت نور در خلأ، ε نویز اندازه‌گیری و DCB^k و DCB_i اریب تفاضلی کد ماهواره و گیرنده است. اریب تفاضلی کد ماهواره‌ها از محصولات *IGS*[۴] و اریب تفاضلی کد گیرنده با روش لی و همکاران به دست آمده است [۱۷].

مقدار $\tilde{P}^k_{1,i}$ و $\tilde{P}^k_{2,i}$ با رابطه(۲) محاسبه می‌شودکه در این رابطه، $\bar{P}^k_{1,i}$ و $\bar{P}^k_{2,i}$ میانگین مشاهدات کد در یک کمان مشاهداتی، $\bar{L}^k_{1,i}$ و $\bar{L}^k_{2,i}$ میانگین مشاهدات فاز در یک کمان مشاهداتی است.

در نهایت مقدار محتوای کلّی الکترونی در راستای مایل (*STEC*)[۵] در راستای خط دید ماهواره از رابطه (۳) به دست می‌آید.

مقدار *STEC* از طریق رابطه (۴) به *VTEC* تبدیل می‌شود. در رابطه (۴)، E زاویه ارتفاعی ماهواره، R_e شعاع کره زمین که برابر با ۶۳۷۱ کیلومتر بوده و H_{ion} ارتفاع تک لایه که برابر با ۴۵۰ کیلومتر می‌باشد. جهت حذف اثر چندمسیری *VTEC* ماهواره‌هایی با زاویه ارتفاعی بیشتر از ۲۰° محاسبه شده است.

[۱] *Vertical Total Electron Content*

[۲] *Geometry Free Linear Combination*

[۳] *Total Electron Content Unit*

[4] *International GNSS Service*

[۵] *Slant Total Electron Unit*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-13]
[DOR: 20.1001.1.20089635.1401.10.2.1.7]
[DOI: 10.52547/jgit.10.2.1]

رابطه(۱)
$$\tilde{P}_{4,i}^{k} = \tilde{P}_{1,i}^{k} - \tilde{P}_{2,i}^{k} = A.STEC_{i}^{k} + c(DCB^{k} + DCB_{i}) + \varepsilon$$

رابطه(۲)
$$\begin{cases} \tilde{P}_{1,i}^{k} = \bar{P}_{1,i}^{k} + L_{1,i}^{k} - \bar{L}_{1,i}^{k} + 2\dfrac{f_2^{\,2}}{f_1^{\,2} - f_2^{\,2}}(L_{1,i}^{k} - L_{2,i}^{k} - (\bar{L}_{1,i}^{k} - \bar{L}_{2,i}^{k})) \\ \tilde{P}_{2,i}^{k} = \bar{P}_{2,i}^{k} + L_{2,i}^{k} - \bar{L}_{2,i}^{k} + 2\dfrac{f_1^{\,2}}{f_1^{\,2} - f_2^{\,2}}(L_{1,i}^{k} - L_{2,i}^{k} - (\bar{L}_{1,i}^{k} - \bar{L}_{2,i}^{k})) \end{cases}$$

رابطه(۳)
$$STEC_{i}^{k}(t) = \frac{f_1^{\,2} f_2^{\,2}}{40.31(f_2^{\,2} - f_1^{\,2})}(\tilde{P}_{i,4}^{k}(t) - DCB^{k} - DCB_{i} + \varepsilon_{L})$$

رابطه(۴)
$$VTEC = STEC.\cos(\sin^{-1}(\frac{R_e \sin E}{R_e + H_{ion}})$$

۳-۲- اغتشاشات *TEC*

یک روش ساده تفاضل عددی برای استخراج اغتشاشات یونوسفری ارائه شده است [۱۸]. رابطه (۵) این روش را بیان می‌کند.

رابطه(۵)
$$\Delta S(t) = S(t) - \frac{1}{2}(S(t-\tau) + S(t+\tau))$$

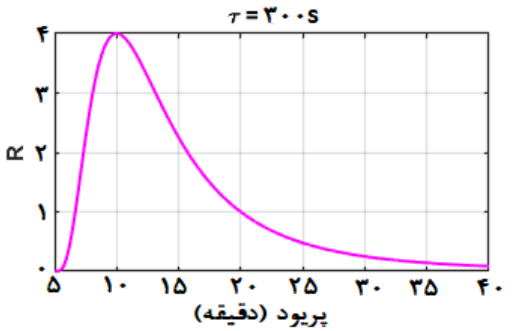
در رابطه (۵)، $S(t)$ مقدار *VTEC* در اپک t، τ گام مشاهداتی و $\Delta S(t)$ مقدار اغتشاش *VTEC* در اپک t است. زمانی که زاویه ارتفاعی بیش از ۴۰° باشد این روش به طور مؤثّر اغتشاشات یونوسفری را تشخیص می‌دهد، بنابراین جهت حذف مؤثّرتر تغییرات روزانه *VTEC* از روش تفاضل عددی مرتبه دو استفاده شده است. روش تفاضل عددی مرتبه دو از طریق رابطه (۶) محاسبه می‌شود.

رابطه(۶)
$$\Delta TEC(t) = \Delta^2 S(t) = \Delta S(t) - \frac{1}{2}(\Delta S(t-\tau) + \Delta S(t+\tau))$$

مقادیر $\Delta^2 S(t)$ و سیگنال اصلی امواج جاذبه پریود (T) یکسانی دارند. نسبت دامنه $\Delta^2 S(t)$ به دامنه امواج جاذبه از طریق رابطه (۷) محاسبه می‌شود.

رابطه(۷)
$$R = 4\sin^4(\pi\tau / T)$$

این روش زمانی بسیار مؤثّر است که مقدار $R > ۱$ باشد ولی اگر کمتر ۰/۴ باشد حساسیت آن به شدّت کاهش می‌یابد. اگر مقدار τ برابر با ۳۰۰ ثانیه در نظر گرفته شود، پریود حساس ۶ الی ۲۶ دقیقه با دامنه بزرگتر از ۰/۴ می‌باشد [۱۹]. رابطه بین پریود و دامنه برای τ برابر با ۳۰۰ ثانیه در شکل (۴) ترسیم شده است.



شکل ۴: رابطه بین پریود و دامنه برای τ برابر ۳۰۰ ثانیه

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-13]
[DOR: 20.1001.1.20089635.1401.10.2.1.7]
[DOI: 10.52547/jgit.10.2.1]

۴-بررسی فعّالیّت امواج جاذبه

به منظور بررسی فعالیت امواج جاذبه و مدّت زمان اثر آن‌ها بر یونوسفر، فرکانس و سرعت فاز این امواج مورد بررسی قرار گرفته است.

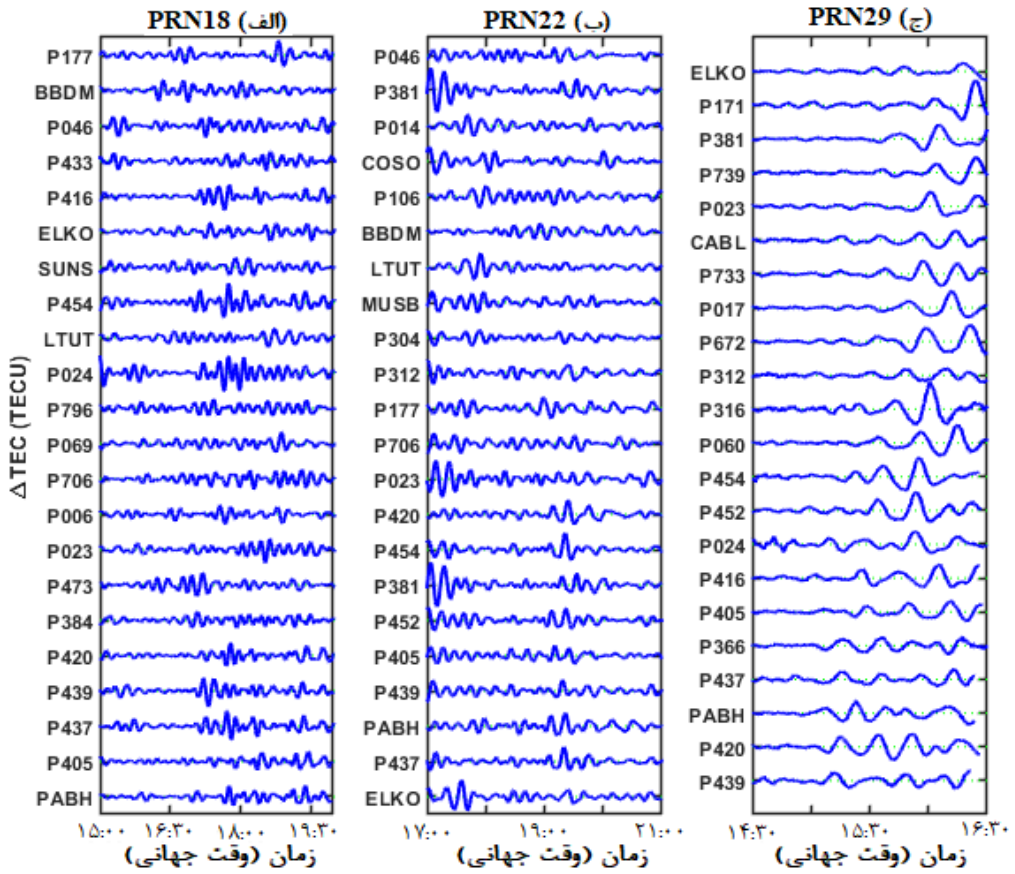
۴-۱- مدّت زمان فعّالیّت امواج جاذبه

بعد از زلزله به ترتیب سه موج ریلی، صوتی و جاذبه در لایه یونوسفر مشاهده می‌شوند. اغتشاشات یونوسفری ناشی از سه موج به ترتیب سرعت انتشار $3400 m/s$، $1000 m/s$ و 100-$300 m/s$ دارند. بنابراین یک راه شناسایی امواج جاذبه بررسی اغتشاشات یونوسفری است که با سرعت 100-$300 m/s$ منتشر می‌شوند [۲۰]. جهت بررسی اغتشاشات یونوسفری ناشی از امواج جاذبه، سری زمانی ΔTEC ایستگاه‌ها بعد از وقوع زمین‌لرزه بررسی شده‌اند. شکل (۵) سری زمانی‌های ΔTEC *29*، *22* و *PRN18*[1] مشاهده شده از ایستگاه‌های مختلف را از ساعت ۱۴:۳۰ تا ۲۱:۰۰ به وقت جهانی در روز ۱۱ مارس (روز رخداد سونامی) نمایش می‌دهد. قبل از این مدّت اغتشاشی در لایه یونوسفر وجود نداشته است. اغتشاشات یونوسفری ناشی از امواج جاذبه از ساعت ۱۵:۱۰ به وقت جهانی در لایه یونوسفر آشکار می‌شوند و در ساعت ۲۰:۰۰ به وقت جهانی از بین می‌رود. در زمان شروع انتشار امواج جاذبه مقدار دامنه اغتشاشات یونوسفری کم بوده است لذا جهت نمایش بهتر اغتشاشات فاصله بین هر ایستگاه با ایستگاه قبل و بعد از خود روی محور y در شکل (۵-ج) برابر با *TECU* ۱ می‌باشد، برای مثال در شکل (۵-ج) به مقادیر ΔTEC مربوط به ایستگاه *P420*، *TECU* ۱ و به مقادیر ΔTEC مربوط به ایستگاه *PABH*، *TECU* ۲ اضافه شده است. ولی مدّتی پس از شروع انتشار امواج جاذبه دامنه اغتشاشات یونوسفری افزایش یافته لذا فاصله بین هر ایستگاه با ایستگاه قبل و بعد خود روی محور y در شکل (۵-الف) و (۵-ب) برابر با ۲*TECU* است. سرعت انتشار این اغتشاشات یونوسفری بین ۱۰۰ الی $300 m/s$ می‌باشد. در شکل (۶) منطقه مطالعه به همراه *IPP* مربوط به *PRN18*، *PRN22* و *PRN29* مشاهده شده از ایستگاه‌های مختلف را در روز ۱۱ مارس ۲۰۱۱ و در بازه زمانی ساعت ۱۴:۳۰ تا ۲۱:۰۰ به وقت جهانی نشان می‌دهد.

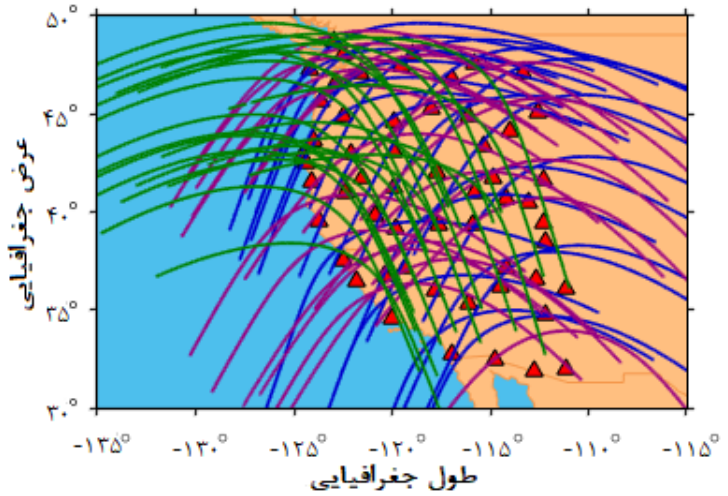
شکل (۷) و (۸) سری زمانی ΔTEC *29*، *22* و *PRN18* مشاهده شده از ایستگاه‌های مختلف را برای روز ۱۰ و ۱۲ مارس نشان می‌دهد. با توجّه به این دو شکل اغتشاش قابل ملاحظه‌ای در سری زمانی ΔTEC روزهای ۱۰ و ۱۲ مارس دیده نمی‌شود که نشان دهنده این است که منبع اغتشاشات یونوسفری مشاهده شده در روز ۱۱ مارس مربوط به امواج جاذبه حاصل از سونامی بوده است. از آن جایی که مقدار ΔTEC در روز ۱۰ مارس ۲۰۱۱ (روز قبل از سونامی) و ۱۲ مارس ۲۰۱۱ (روز بعد از سونامی) بسیار کم بوده است لذا فاصله بین هر ایستگاه با ایستگاه قبل و بعد از خود روی محور y برابر با ۱*TECU* است. برای مثال در شکل (۷-ج) به مقادیر ΔTEC مربوط به ایستگاه *P420*، *TECU* ۱ و به مقادیر ΔTEC مربوط به ایستگاه *PABH*، *TECU* ۲ اضافه شده است.

[1] *Pseudo Random Noise: PRN*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-13]
[DOR: 20.1001.1.20089635.1401.10.2.1.7]
[DOI: 10.52547/jgit.10.2.1]

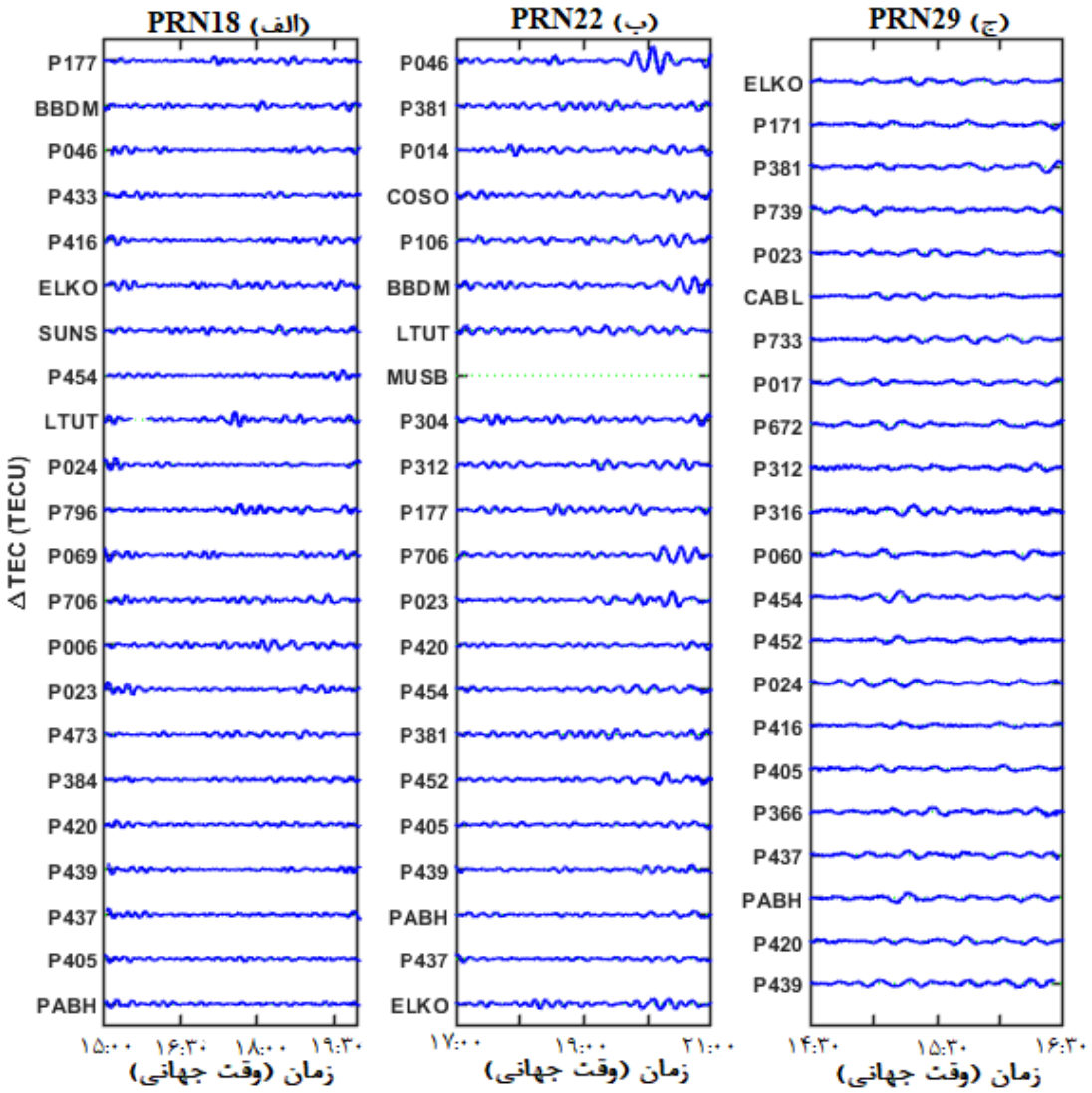


شکل ۵: سری زمانی اغتشاشات یونوسفری *PRN18*، *PRN22* و *PRN29* مشاهده شده از ایستگاه‌های مختلف در روز ۱۱ مارس ۲۰۱۱ (روز وقوع سونامی).



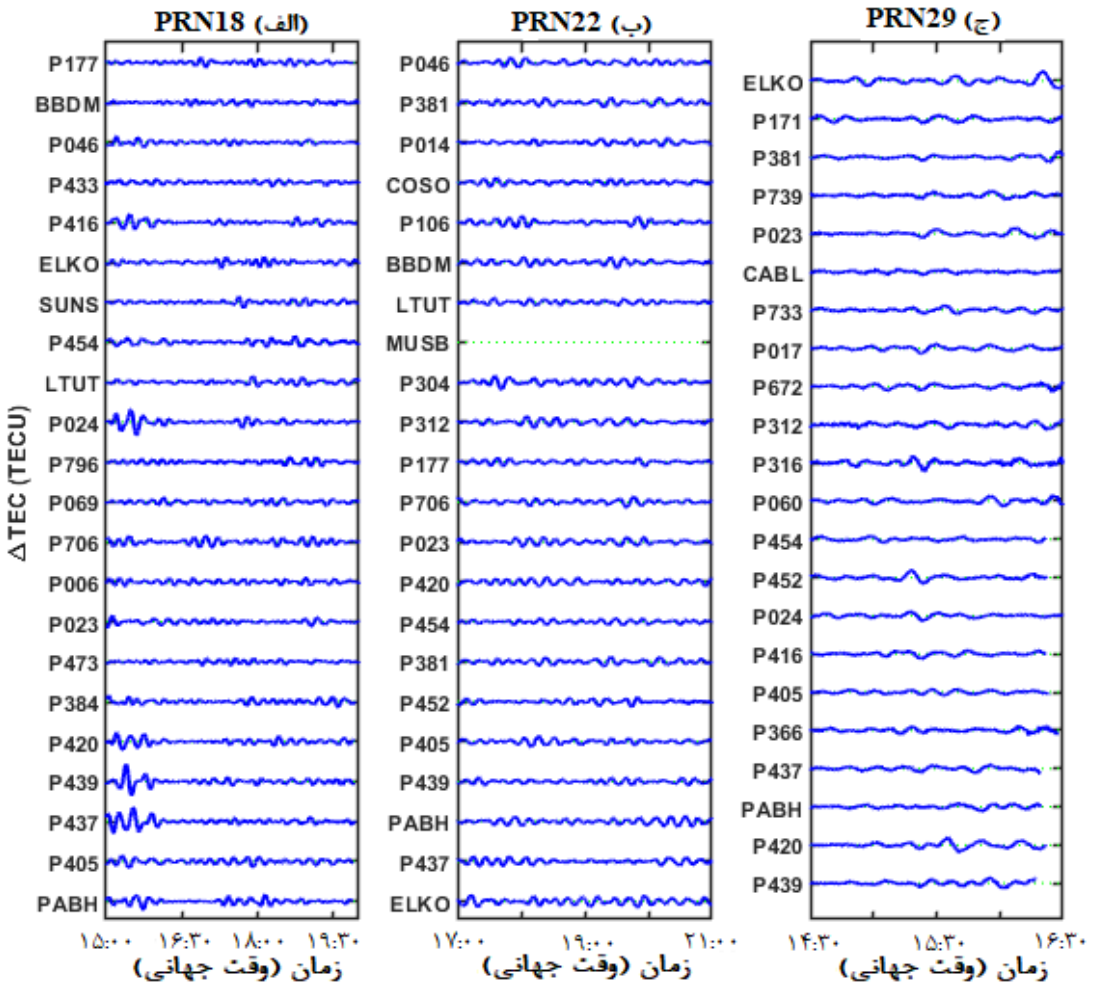
شکل ۶: منطقه مطالعه به همراه *IPP* مربوط به *PRN18*، *PRN22* و *PRN29* مشاهده شده از ایستگاه‌های مختلف در روز ۱۱ مارس ۲۰۱۱ در بازه زمانی ساعت ۱۴:۳۰ تا ۲۱:۰۰ به وقت جهانی مثلّث قرمز، خطوط آبی، بنفش و سبز به ترتیب نشانه ایستگاه *GPS*، *PRN18*، *PRN22* و *PRN29* است.

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-13]
[DOR: 20.1001.1.20089635.1401.10.2.1.7]
[DOI: 10.52547/jgit.10.2.1]



شکل ۷: سری زمانی اغتشاشات یونوسفری *PRN18* و *PRN22* و *PRN29* مشاهده شده از ایستگاه‌های مختلف در روز ۱۰ مارس ۲۰۱۱ (یک روز قبل از وقوع سونامی).

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-13]
[DOR: 20.1001.1.20089635.1401.10.2.1.7]
[DOI: 10.52547/jgit.10.2.1]



شکل ۸: سری زمانی اغتشاشات یونوسفری *PRN18* و *PRN22* و *PRN29* مشاهده شده از ایستگاه‌های مختلف در روز ۱۲ مارس ۲۰۱۱ (یک روز بعد از وقوع سونامی).

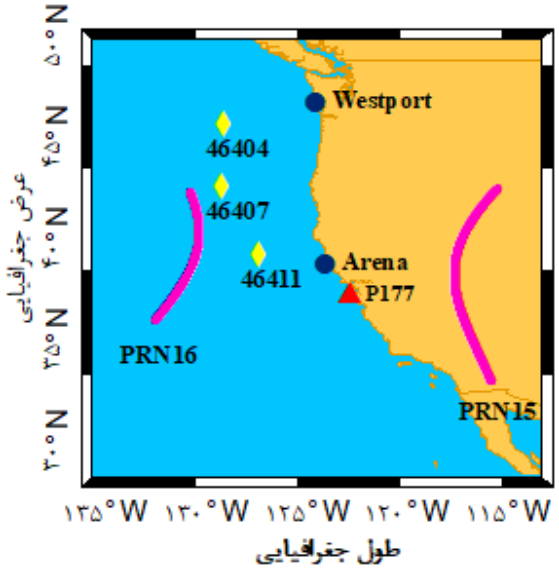
جهت بررسی بهتر نحوه انتشار امواج جاذبه، شکل (۹) موقعیت نقاط نفوذ یونوسفری (*IPP*)[1] را برای *PRN15* و *PRN16* مشاهده شده از ایستگاه *P177* نمایش می‌دهد. *PRN15* و *PRN16* به ترتیب از روی خشکی و دریا عبور کرده‌اند، امّا همان طور که از شکل (۱۰-الف) و (۱۰-ج) مشخّص است، دامنه اغتشاشات مربوط به *PRN15* به طور قابل ملاحظه‌ای از دامنه اغتشاشات *PRN16* بیشتر می‌باشد. علّت این اتّفاق، انتشار مایل امواج جاذبه می‌باشد. به همین دلیل سیگنال ماهواره‌هایی که از روی خشکی عبور می‌کنند بیشتر تحت تأثیر انتشار امواج جاذبه قرار می‌گیرند. فرکانس سری زمانی ΔTEC همه ایستگاه‌ها مطابق شکل (۱۰-ب) و (۱۰-د) با آنالیز زمانی- فرکانسی موجک[2] بررسی شده است [۲۱]. با توجّه به نتایج حاصل محدوده فرکانس امواج جاذبه در منطقه مطالعه ۰٫۵۸ الی ۱٫۶ میلی‌هرتز بوده است. لازم به ذکر است که ایستگاه *P177* به

[1] *Ionospheric Pierce Point*

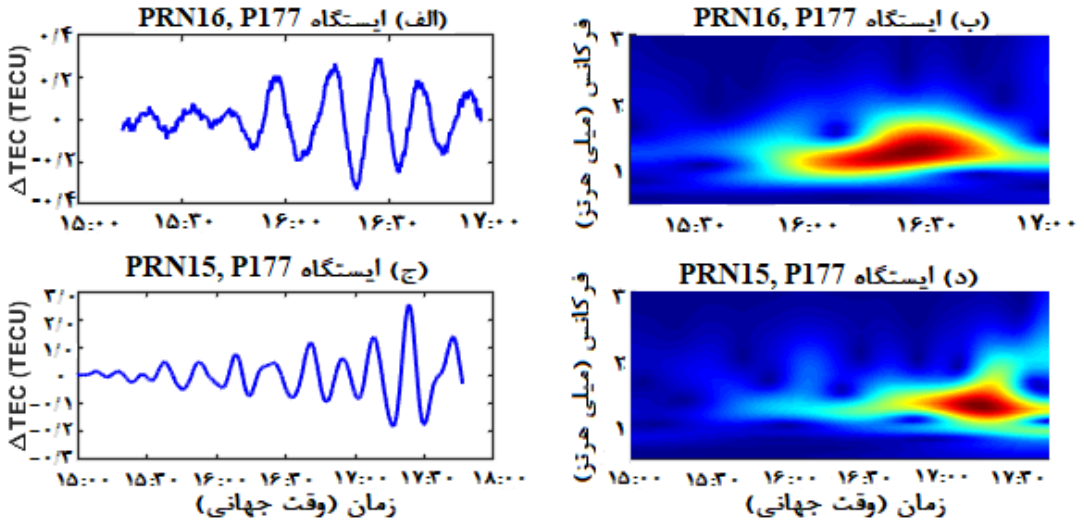
[2] *Wavelet*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-13]
[DOR: 20.1001.1.20089635.1401.10.2.1.7]
[DOI: 10.52547/jgit.10.2.1]

صورت نمونه انتخاب شده است و انتخاب مسیر حرکت و اغتشاشات یونوسفری مربوط به *PRN15* و *PRN16* جهت نمایش بهتر انتشار امواج جاذبه در جهت مایل بوده است. در سایر ایستگاه‌ها نیز اغتشاشات یونوسفری مربوط به ماهواره‌هایی که از روی خشکی عبور کرده‌اند بسیار بیشتر از اغتشاشات مربوط به ماهواره‌هایی است که از روی دریا عبور کرده‌اند.



شکل ۹: منطقه مطالعاتی همراه با نقاط *IPP* . لوزی زرد موقعیت ایستگاه دارت و دایره آبی ایستگاه تایدگیج *West Port* و *Arena*، مثلّث قرمز ایستگاه *P177* و خطوط صورتی موقعیت نقاط *IPP* مربوط به *PRN15* و *PRN16* بین بازه زمانی سه ساعته ۱۵:۰۰ الی ۱۸:۰۰ به وقت جهانی.



شکل ۱۰: سری زمانی *ΔTEC* و آنالیز فرکانسی *PRN15* و *PRN16* مشاهده شده در ایستگاه *P177* بین بازه زمانی ۱۵:۰۰ الی ۱۸:۰۰ به وقت جهانی

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-13]
[DOR: 20.1001.1.20089635.1401.10.2.1.7]
[DOI: 10.52547/jgit.10.2.1]

۴-۲- سرعت فاز امواج جاذبه

این پارامتر برای فرکانس‌های مختلف یک موج قابل تعریف است. اغتشاشات با گام‌های مکانی ثابت ۲۰۰۰ متر در بازه‌های زمانی ۳۰ ثانیه به روش نزدیک‌ترین همسایه[1] درون‌یابی دو بعدی شده‌اند، زیرا دقّت محاسبه سرعت فاز با این روش نسبت به سایر روش‌ها بهتر بوده است. علّت انتخاب بازه‌های ۳۰ ثانیه این است که چند ایستگاه نرخ نمونه‌برداری ۳۰ دارند به همین دلیل اغتشاشات در بازه‌های ۳۰ ثانیه درون‌یابی مکانی شده‌اند. سپس به منظور تعیین عدد موج در جهت طول جغرافیایی و عرض جغرافیایی اغتشاشات درون‌یابی شده آنالیز انتقال فوریه سریع *(FFT)*[2] شده‌اند. پس از تعیین عدد موج در هر جهت، سرعت فاز به کمک رابطه‌های (۸) و (۹) به دست می‌آید [۲۲].

رابطه(۸)
$$\omega_r = \frac{2\pi}{\tau_r}$$

رابطه(۹)
$$c_H = \frac{1}{\sqrt{(k/\omega_r)^2 + (l/\omega_r)^2}} = \frac{1}{\sqrt{(1/c_x)^2 + (1/c_y)^2}}$$

در رابطه (۸)، τ_r پریود امواج جاذبه و ω_r سرعت زاویه‌ای است. در رابطه (۹)، k و l به ترتیب عدد موج در جهت طول جغرافیایی و عرض جغرافیایی، c_x و c_y به ترتیب سرعت فاز افقی در جهت طول جغرافیایی و عرض جغرافیایی، c_H سرعت فاز افقی می‌باشد. میانگین مقدار سرعت فاز افقی امواج جاذبه برابر $۲۳۱/۴۴ \pm ۳۱ m/s$ است.

۵- بررسی امواج سونامی

جهت بررسی ارتباط بین امواج جاذبه و امواج سونامی، سری زمانی اغتشاشات یونوسفری و سطح آب از نظر زمان رسیدن، سرعت فاز افقی و فرکانس امواج جاذبه و امواج سونامی با یکدیگر مقایسه شده‌اند. نرخ نمونه‌برداری همه ایستگاه‌های دارت و تایدگیج ۱ دقیقه بوده است. داده‌های مربوط به ایستگاه‌های دارت از سایت (*www.ndbc.noaa.gov/dart.shtml*) و بقیه داده‌ها از سایت (*www.ioc-sealevelmonitoring.org/list.php*) دریافت شده است.

دارت یکی از اجزای طرح بزرگ ملّی ایالات متّحده آمریکا برای کاهش تلفات جانی و مالی ناشی از طغیان سونامی در خطوط ساحلی این کشور است. در ایستگاه‌های دارت سیستم گزارش آنی مقادیر دما و فشار را در فواصل منظّم جمع‌آوری می‌کند. در این سیستم مقادیر فشار با توجّه به اثرات دما اصلاح و به ارتفاع تخمینی سطح آب (ارتفاع سطح اقیانوس بالای کف دریا) تبدیل و سپس با استفاده از یک مودم صوتی با فرکانس ۱۵ تا ۱۸ کیلوهرتز (*kHz*) برای انتقال داده به شناور استفاده می‌کند و از طریق ارتباطات ماهواره‌ای اطّلاعات به ساحل ارسال می‌شود [۲۳].

۵-۱- تعیین زمان رسیدن امواج سونامی

جهت تعیین دقیق زمان رسیدن امواج سونامی به هر ایستگاه دارت و تایدگیج از داده همه ایستگاه‌های دارت و تایدگیج فعّال غرب آمریکا در روز ۱۱ مارس استفاده شده است. تغییرات معمولی[3] از سری زمانی این ایستگاه‌ها با استفاده از روش تفاضلی مرتبه ۲ (رابطه ۶) حذف و فرکانس آن‌ها با آنالیز زمانی-فرکانسی موجک بررسی شده است. ایستگاه‌های تایدگیج *West Port* و *Arena* اوّلین ایستگاه‌های تایدگیجی هستند که به ترتیب در ساعت ۱۵:۳۹ و ۱۵:۳۴ به وقت جهانی متوجّه انتشار امواج سونامی می‌شوند. موقعیت این دو ایستگاه مطابق شکل (۹) می‌باشد. شکل (۱۱) سری زمانی اغتشاشات سطح آب و آنالیز فرکانسی موجک این دو ایستگاه را نشان می‌دهد. فرکانس سری زمانی اغتشاشات سطح آب در هر ایستگاه دارت و تایدگیج مطابق شکل (۱۱-ب) و (۱۱-د) با آنالیز فرکانسی موجک بررسی شده است. نقاط قرمز در شکل (۱۱-

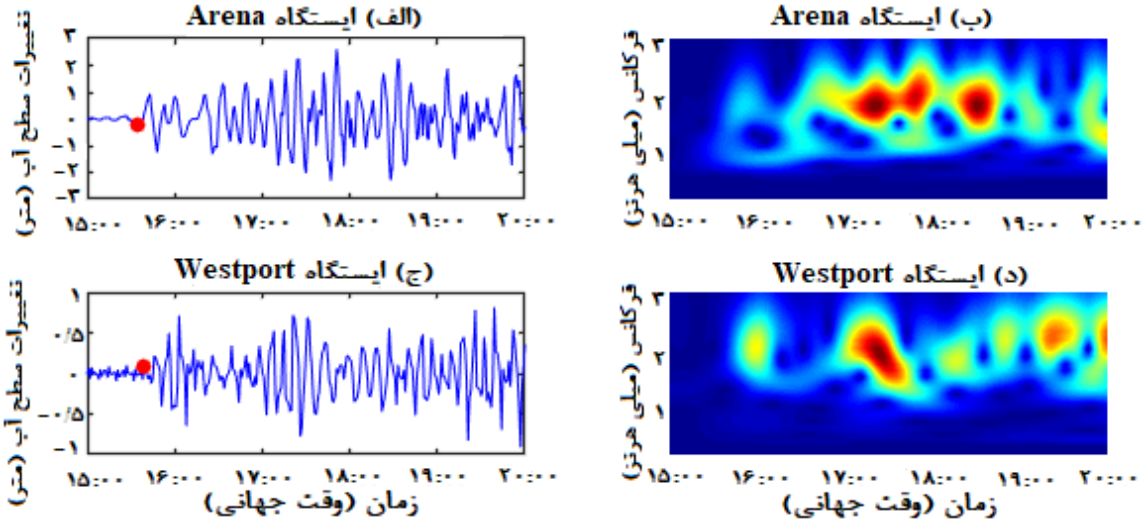
[1] *Nearest*

[2] *Fast Fourier Transform*

[3] *Trend*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-13]
[DOR: 20.1001.1.20089635.1401.10.2.1.7]
[DOI: 10.52547/jgit.10.2.1]

الف) و (۱۱-ج) نشانه زمان رسیدن سونامی به آن ایستگاه است. با آنالیز فرکانسی همه ایستگاه‌های دارت و تایدگیج مشخّص شد که محدوده فرکانس امواج سونامی از ۰٫۶۵ الی ۲٫۳ میلی‌هرتز بوده است.



شکل ۱۱: سری زمانی اغتشاشات سطح آب و آنالیز فرکانسی ایستگاه تایدگیج *West Port* و *Arena*. نقاط قرمز در قسمت (الف) و (ج) نشانه زمان رسیدن سونامی به ایستگاه است.

۵-۲- سرعت انتشار امواج سونامی

سرعت انتشار امواج سونامی از رابطه (۱۰) به دست می‌آید.

رابطه(۱۰) $v = \sqrt{gH}$

در رابطه (۱۰)، g شتاب گرانش زمین برابر با مقدار $9{,}8 m/s^2$ و H مقدار عمق آب در مدّت انتشار امواج سونامی است. در این مطالعه مقدار عمق آب بر اساس داده‌های دارت تعیین شده است [۲۴]، زیرا در تایدگیج داده‌ها نسبت به خود دستگاه اندازه‌گیری می‌شوند. موقعیت و نام ایستگاه‌های دارت در شکل (۹) آمده است. جدول (۱) محدوده سرعت انتشار محاسبه شده توسط هر ایستگاه دارت بیان می‌کند. در نهایت، میانگین سرعت انتشار امواج سونامی m/s ۱۸۲٫۱۸±۲۵ است.

جدول۱: محدوده تغییرات سرعت انتشار امواج سونامی

ایستگاه	سرعت انتشار امواج سونامی (بر حسب متر بر ثانیه)
۴۶۴۰۴	۱۶۳٫۷۷ -۱۶۳٫۸۱
۴۶۴۰۷	۱۷۸٫۸۶ -۱۷۸٫۹
۴۶۴۱۱	۲۰۴٫۳ -۲۰۴٫۳۲

۶-اعتبارسنجی

داده‌های fof_2 ایستگاه یونوسند *PA836* برای اعتبارسنجی اغتشاشات یونوسفری استفاده شده است. داده این ایستگاه از سایت (*ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/ionosonde*) دریافت شده است. فرکانس بحرانی مربوط به ایستگاه *PA836* می‌باشد که این ایستگاه در منطقه مطالعه قرار دارد. میانگین و انحراف معیار تغییرات این پارامتر در روزهای

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-13]
[DOR: 20.1001.1.20089635.1401.10.2.1.7]
[DOI: 10.52547/jgit.10.2.1]

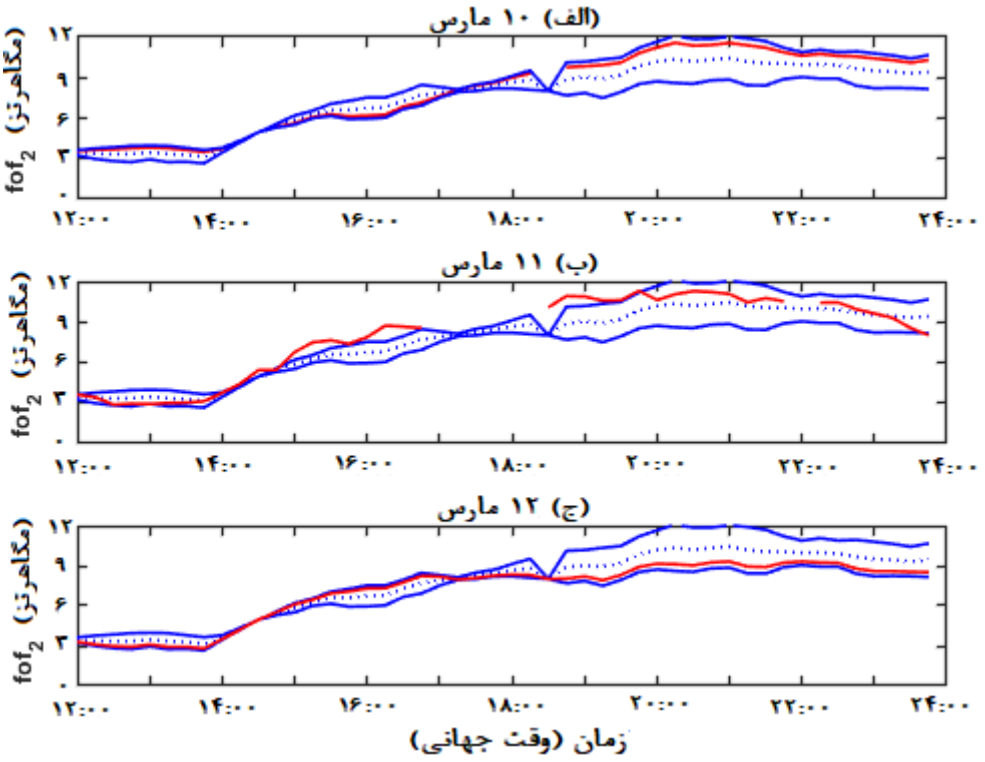
۱۰ و ۱۲ مارس در هر اپک محاسبه شده و محدوده تغییرات مجاز برای fof_2 در هر اپک از رابطه (۱۱) به دست آمده است.

$$aver = average(fof_2(10), fof_2(12))$$
$$std = stdev(fof_2(10), fof\ 2(12))$$
$$upper = aver + std$$
$$lower = aver - std$$

رابطه(۱۱)

اگر مقدار fof_2 در هر اپک بین دو مقدار حد بالا (*Upper*) و حد پایین (*Lower*) نباشد، به معنای ایجاد اغتشاشات یونسفری است. شکل (۱۲) تغییرات این پارامتر را در روزهای ۱۰ الی ۱۲ مارس نشان می‌دهد. در این شکل خط آبی ممتد، خط‌چین آبی و خط قرمز به ترتیب بیانگر محدوده مجاز تغییرات، میانگین تغییرات روزهای ۱۰ و ۱۲ مارس و تغییرات روزانه fof_2 می‌باشد. تغییرات روزانه این پارامتر در روز ۱۰ و ۱۲ بین دو مقدار حد بالا و حد پایین بوده است، یعنی در این دو روز هیچ اغتشاش یونسفری وجود نداشته است.

همچنین مقدار *fof2* در روز ۱۱ مارس ۲۰۱۱ (روز رخداد سونامی) تا قبل از ساعت ۱۵:۰۰ به وقت جهانی و بعد از ساعت ۲۰:۰۰ به وقت جهانی بین دو مقدار حد بالا و حد پایین بوده که نشانه این است که هیچ اغتشاش یونسفری قبل از ساعت ۱۵:۰۰ به وقت جهانی و بعد از ساعت ۲۰:۰۰ به وقت جهانی وجود نداشته است. امّا مقدار *fof2* پس از ساعت ۱۵:۰۰ به وقت جهانی افزایش یافته و در ساعت ۲۰:۰۰ به وقت جهانی به سطح نرمال بازگشته است؛ یعنی مقدار *fof2* در این مدّت بین دو مقدار حد بالا و حد پایین نبوده که این نشانه حضور اغتشاشات یونسفری می‌باشد. بنابراین، اغتشاشات یونسفری در سری زمانی ΔTEC و fof_2 قابل تشخیص بوده است. لازم به ذکر است که فضای خالی در بعضی از اپک ها در شکل (۱۲-الف) و (۱۲-ب) به دلیل نبود داده در آن اپک بوده است.



شکل ۱۲: تغییرات روزانه پارامتر fof_2 در روزهای ۱۰ الی ۱۲ مارس ۲۰۱۱

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-13]
[DOR: 20.1001.1.20089635.1401.10.2.1.7]
[DOI: 10.52547/jgit.10.2.1]

۷-بررسی اثر امواج جاذبه بر چگالی الکترونی

اختفای رادیویی (*GPS* (*Radio Occultation* (*RO*)) آخرین روش برای به دست آوردن پروفیل چگالی الکترونی است. خطای بازیابی چگالی الکترونی با این روش در قسمت پایین یونوسفر و در عرض‌های کم و متوسّط ممکن است بیشتر از ۱۰۰٪ باشد، در حالی که خطای این روش در لایه *F* و ارتفاعات بالاتر از آن زیر ۱۰٪ است، بنابراین مقدار چگالی الکترونی به دست آمده از این روش زیر ارتفاع ۲۰۰ کیلومتر قابل اطمینان نیست [۲۵و۲۶]. در این مطالعه از داده‌های سطح ۲ مأموریت *FORMOSAT-3/COSMIC* به منظور بررسی اثر امواج جاذبه بر چگالی الکترونی استفاده شده است. داده‌های مورد استفاده در این بخش از سایت (*https://data.cosmic.ucar.edu/gnss-ro/cosmic1*) دریافت شده است. همه پروفیل‌های *RO* رخ داده در منطقه مطالعاتی و در زمان انتشار امواج جاذبه با پروفیل‌های چگالی الکترونی رخ داده در روزهای قبل یا بعد مقایسه شده‌اند. از آن‌جایی که لایه یونوسفر تغییرات زمانی و مکانی زیادی دارد، پروفیل-هایی برای مقایسه انتخاب شده‌اند که از نظر مکان و زمان رخداد به یکدیگر نزدیک بوده‌اند. مقادیر چگالی الکترونی در روز ۱۱ مارس به عنوان مقدار مرجع و مقدار چگالی الکترونی در روزهای قبل یا بعد به عنوان مقدار کنترل در نظر گرفته می‌شود. اختلاف چگالی الکترونی و درصد تغییرات چگالی الکترونی به ترتیب از رابطه‌های(۱۲) و (۱۳) محاسبه می‌شود.

رابطه(۱۲) $$Difference = Ne_{reference} - Ne_{control}$$

رابطه(۱۳)

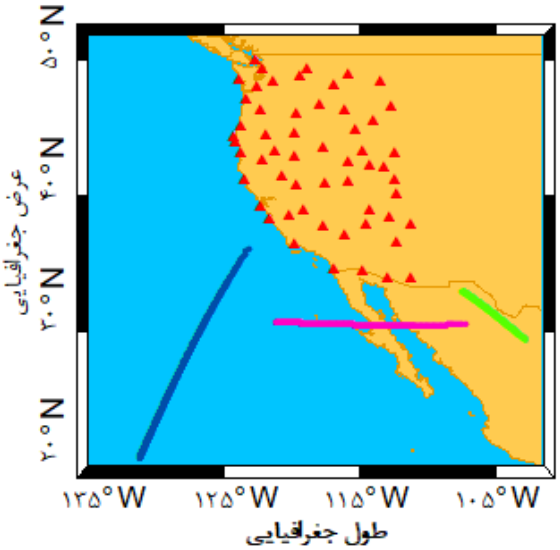
$$Percent_Variation = \frac{Ne_{reference} - Ne_{control}}{Ne_{control}} \times 100$$

در مدّت زمان انتشار امواج جاذبه در نزدیکی منطقه مطالعه تنها یک رخداد *RO* در ساعت ۱۸:۳۶ به وقت جهانی بین *PRN31* و *COSMIC6* (*C006*) اتّفاق افتاده که در شکل (۱۳) نقاط مماسی مربوط به این رخداد با رنگ صورتی نشان داده شده است. مقدار چگالی الکترونی این رخداد به عنوان مقدار مرجع در نظر گرفته شده است. در بین رخدادهای *RO* در روزهای قبل یا بعد دو رخداد از نظر زمانی و مکانی به رخداد مرجع نزدیک بوده است که رخدادهای کنترل نامیده می‌شود. یکی از رخدادهای کنترل در روز ۱۲ مارس و در ساعت ۱۸:۰۹ به وقت جهانی بین *PRN29* و *C006* اتّفاق افتاده است که نقاط مماسی مربوط به این رخداد در شکل (۱۳) با رنگ صورتی نمایش داده شده است. رخداد کنترل دیگر در روز ۱۴ مارس در ساعت ۱۹:۱۱ به وقت جهانی بین *PRN24* و *C006* اتّفاق افتاده که نقاط مماسی مربوط به این رخداد با رنگ آبی در شکل(۱۳) نمایش داده شده است.

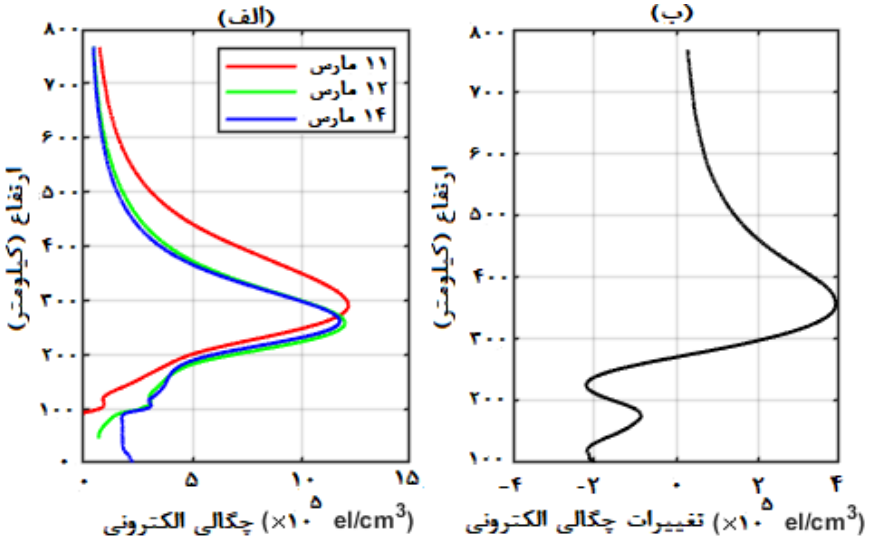
شکل (۱۴-الف) تغییرات چگالی الکترونی رخداد مرجع و رخدادهای کنترل را تابعی از ارتفاع نشان می‌دهد که خط قرمز تغییرات ارتفاعی چگالی الکترونی رخداد مرجع و خط سبز و آبی تغییرات ارتفاعی چگالی الکترونی رخدادهای کنترل است. همان طور که در شکل (۱۴-الف) نشان داده شده است بین مقادیر چگالی الکترونی رخدادهای کنترل در ارتفاعات مختلف اختلاف ناچیزی بوده ولی بین مقدار چگالی الکترونی رخداد مرجع و رخدادهای کنترل اختلاف زیادی وجود داشته یعنی وقوع سونامی در روز ۱۱ مارس ۲۰۱۱ سبب تغییرات چگالی الکترونی در ارتفاعات مختلف شده است. پس از محاسبه میانگین چگالی الکترونی دو رخداد کنترل در ارتفاعات مختلف، اختلاف چگالی الکترونی و درصد تغییرات چگالی الکترونی با رابطه(۱۲) و (۱۳) محاسبه شده است. شکل (۱۴-ب) اختلاف چگالی الکترونی رخداد مرجع و میانگین رخدادهای کنترل را نشان می‌دهد. با توجّه به شکل (۱۴-ب) مقدار چگالی الکترونی از ارتفاع ۲۰۰ الی ۲۷۲ کیلومتری به طور پیوسته کاهش می‌یابد که کمترین مقدار آن $۲/۲\times۱۰^{۵} el/cm^{3}$ (حدود ۲۳٪) در ارتفاع ۲۲۵ کیلومتری می‌باشد، همچنین از ارتفاع ۲۷۲ الی ۷۵۰ کیلومتری مقدار چگالی الکترونی به طور پیوسته افزایش می‌یابد که بیشترین مقدار آن

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-13]
[DOR: 20.1001.1.20089635.1401.10.2.1.7]
[DOI: 10.52547/jgit.10.2.1]

$3/92\times10^{5} el/cm^3$ (حداکثر ۶۸٪) در ارتفاع ۳۵۷ کیلومتری می‌باشد. پیک چگالی الکترونی در روز ۱۱ مارس $12/22\times10^{5} el/cm^3$ بوده که در ارتفاع ۲۹۱ کیلومتری قرار داشته امّا در روز ۱۲ مارس برابر با $12/18\times10^{5} el/cm^3$ بوده که در ارتفاع ۲۵۸ کیلومتری قرار داشته و در روز ۱۴ مارس برابر با $11/79\times10^{5} el/cm^3$ بوده که در ارتفاع ۲۶۳ کیلومتری قرار داشته، بنابراین سونامی باعث افزایش مقدار و ارتفاع پیک چگالی الکترونی شده است.



شکل ۱۳: مثلّث قرمز و خط صورتی به ترتیب نشانه موقعیّت ایستگاه‌های *GPS* و محلّ رخداد مرجع می‌باشد و خط سبز و آبی نشانه رخدادهای کنترل است.



شکل ۱۴: (الف) تغییرات چگالی الکترونی تابعی از ارتفاع در رخداد مرجع (خط قرمز) و رخدادهای کنترل (خط سبز و آبی). (ب) اختلاف چگالی الکترونی بین میانگین رخدادهای کنترل و رخداد مرجع برحسب الکترون بر سانتی متر مکعب.

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-13]
[DOR: 20.1001.1.20089635.1401.10.2.1.7]
[DOI: 10.52547/jgit.10.2.1]

۸-نتیجه گیری

در این مقاله تأثیر سونامی روز ۱۱ مارس ۲۰۱۱ بر روی یونوسفر با استفاده از داده‌های *GPS* و *RO* جهت تعیین مدّت زمان و میزان اثر فعّالیّت امواج جاذبه در لایه یونوسفر بررسی شد. همچنین ویژگی‌های موج جاذبه و موج سونامی با یکدیگر مقایسه شده است.

امواج سونامی بعد از حدود ۱۰ ساعت از وقوع زمین‌لرزه به سواحل غربی آمریکا رسیده‌اند. امواج جاذبه از ساعت ۱۵:۱۰ تا ۲۰:۰۰ به وقت جهانی بر لایه یونوسفر اثر می‌کنند. نتایج *TEC* مشاهدات *GPS* با مشاهدات fof_2 یونوسند سازگار می‌باشد. از مقایسه ویژگی‌های امواج جاذبه و امواج سونامی می‌توان نتیجه گرفت که امواج جاذبه و امواج سونامی پارامترهای انتشار مشابهی دارند. با توجّه به استفاده از یک روش نزدیک به آنی (با ۵ دقیقه تأخیر) جهت حذف تغییرات روزانه از سری زمانی *VTEC*، می‌توان سونامی را به کمک مشاهدات *GPS* سریع‌تر از مشاهدات سطح آب هشدار داد. علّت شناسایی سریع‌تر امواج جاذبه نسبت به امواج سونامی، سرعت قائم بسیار زیاد امواج جاذبه و انتشار مایل آن‌ها در اتمسفر می‌باشد. مقدار چگالی الکترونی تحت تأثیر سونامی تا ارتفاع ۲۷۲ کیلومتری کاهش (حداکثر ۲۳٪) و پس از آن تا ارتفاع ۷۵۰ کیلومتری به طور پیوسته افزایش (حداکثر ۶۸٪) می‌یابد. همچنین، سونامی باعث افزایش ارتفاع پیک چگالی الکترونی می‌شود.

پیشنهاد می شود که با استفاده از این روش امواج جاذبه ناشی از سونامی برای ایستگاه‌های *GPS* نزدیک یا دور از مرکز زلزله در سایر سونامی‌هایی که تاکنون رخ داده بررسی شود. اگر در سایر سونامی‌ها، زمان تشخیص امواج جاذبه با استفاده از مشاهدات *GPS* زودتر از زمان تشخیص امواج سونامی به کمک ایستگاه-های دارت و تایدگیج بود می‌توان از این روش در کنار سایر روش‌ها جهت هشدار سونامی استفاده نمود.

مراجع

[1] *J. Böhm, D. Salstein, M.M. Alizadeh, D.D. Wijaya, "Geodetic and Atmospheric Background", in Atmospheric Effects in Space Geodesy. J. Böhm, H. Schuh, Eds., Berlin: Springer, 2013, pp. 1-34.*

[2] *J. Laštovička, "Forcing of the ionosphere by waves from below", Journal of Atmospheric and Solar- Terrestrial Physics, 68, pp.479–497, 2006.*

[3] *W.H. Hooke, "Ionospheric irregularities produced by internal atmospheric gravity waves", Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics, 30, 1968, pp.795-823.*

[4] *G. G. Bowman, "A review of some recent work on mid-latitude spread-F occurrence as detected by ionosondes", Journal of geomagnetism and geoelectricity, 42, 1990, pp. 109-138.*

[5] *S.L. Shalimov, I.A. Nesterov, "On the GPS-based ionospheric perturbation after the Tohoku earthquake of March 11, 2011", Physics of the Solid Earth, 53,pp. 262-273, 2017.*

[6] *S. Lejeune, G. Wautelet, R Warnant," Ionospheric effects on relative positioning within a dense GPS network", GPS Solutions, 16, pp. 105-116, 2012.*

[7] *W.R. Peltier, C.O. Hines, "On the possible detection of tsunamis by a monitoring of the ionosphere", Journal of Geophysical Research, 81,pp. 1995-2000, 1977.*

[8] *J. Artru, V. Ducic, H. Kanamori, P. Lognonné, M. Murakami,"Ionospheric detection of gravity waves induced by tsunamis", Geophysical Journal, 160, pp. 840-848, 2005.*

[9] *G. Occhipinti, P. Lognonné, E.A. Kherani, H. Hébert," Three-dimensional waveform modeling of ionospheric signature induced by the 2004 Sumatra tsunami", Geophysical Research Letters, 33, pp. 1-5, 2006.*

[10] *S.L. Vadas, H.I. Liu," Generation of large-scale gravity waves and neutral winds in the thermosphere from the dissipation of convectively generated gravity waves", Journal of Geophysical Research: Space*

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-13]
[DOR: 20.1001.1.20089635.1401.10.2.1.7]
[DOI: 10.52547/jgit.10.2.1]

Physics, 114, pp. 744–770, 2009.

[11] I. Azeem, S.L. Vadas, G. Crowley, J.J. Makela," Traveling ionospheric disturbances over the United States induced by gravity waves from the 2011 Tohoku tsunami and comparison with gravity wave dissipative theory", Journal of Geophysical Research: Space Physics, 122, pp. 3430-3447, 2017.

[12] H. Yang, E. M. Moreno, M. Hernández-Pajares, "ADDTID: An Alternative Tool for Studying Earthquake /Tsunami Signatures in the Ionosphere. Case of the 2011 Tohoku Earthquake", Remote Sensing, 11, pp. 1-23, 2019.

[13] Y. Rahmani, M.M Alizadeh, H. Schuh, J. Wickert, L.C. Tsai,"Probing vertical coupling effects of thunderstorms on lower ionosphere using GNSS data", Advances in Space Research. 66, pp. 1967-1976, 2020.

[14] N.P. Perevalova, A.B. Ishin," Effects of tropical cyclones in the ionosphere from data of sounding by GPS signals", Atmospheric and Oceanic Physics, 47, pp. 1072-1083, 2011.

[15] B. Zolesi, L. R. Cander,"The General Structure of the Ionosphere", in Ionospheric Prediction and Forecasting, Berlin: Springer, 2014, pp. 11-48.

[16] S. Schaer," Mapping and Predicting the Earth's Ionosphere Using the Global Positioning System ", PhD, Institut für Geod€asie und Photogrammetrie, Eidg. Technische Hochschule Zürich, 1999.

[17] M. Li, Y. Yuan, N. Wang, T. Liu, Y. Chen," Estimation and analysis of the short-term variations of multi-GNSS receiver differential code biases using global ionosphere maps", Journal of Geodesy, 92, pp. 889-903, 2018.

[18] M. Hernández-Pajares, J.M. Juan, J. Sanz," Medium-scale traveling ionospheric disturbances affecting GPS measurements: Spatial and temporal analysis", Journal of Geophysical Research: Space Physics. 111, pp. 1-13, 2006.

[19] L. Tang, X. Zhang,"A multi-step multi-order numerical difference method for traveling ionospheric disturbances detection", Lecture Notes in Electrical Engineering, 2, pp. 331-340, 2014.

[20] D.A. Galvan, A. Komjathy, M.P. Hickey, J. Snively, Y. Tony Song, "Ionospheric signatures of Tohoku-Oki tsunami of March 11, 2011: Model comparisons near the epicenter", Radio Science, 47, pp.1-12, 2012.

[21] W. Keller, Wavelets in Geodesy and Geodynamics, Berlin, De Gruyter,2004.

[22] S.L. Vadas, E. Becker, " Numerical Modeling of the Excitation, Propagation, and Dissipation of Primary and Secondary Gravity Waves during Wintertime at McMurdo Station in the Antarctic ", Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 123, pp. 9326-9369, 2018.

[23] H. B. Milburn, A.I. Nakamura, F.I. González, "Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis (DART)", presented at the In Proceedings of the Oceans 96 MTS/IEEE Conference, Lauderdale, 1996.

[24] D. Green, "Transitioning NOAA Moored Buoy Systems from Research to Operations", In Proceedings of OCEANS'06 MTS/IEEE Conference, Boston, 2006.

[25] Y. H. Chu, K. H., Wu, C. L., Su, "A new aspect of ionospheric E region electron density morphology", Journal of Geophysical Research, 114, A12314, 2009.

[26] K. H. Wu, C. L. Su, Y. H. Chu, "Improvement of GPS radio occultation retrieval error of E region electron density: COSMIC measurement and IRI model simulation", JGR Space Physics, 120, pp. 2299-2315, 2015.

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-13]
[DOR: 20.1001.1.20089635.1401.10.2.1.7]
[DOI: 10.52547/jgit.10.2.1]

K. N. TOOSI UNIVERSITY OF TECHNOLOGY
FACULTY OF GEODESY AND GEOMATICS ENGINEERING

Journal of Geospatial Information Technology
Vol.10, No.2, Summer 2022

Research Paper

Studying tsunami effects on ionospheric parameters using global positioning system

Zahra Foroodi [1], Mahammad Mahdi Alizadeh Elizei [2*]

1- Ms.c student of geodesy Department of Geodesy and Geomatics, K.N Toosi University of Technology
2- Assisstant professor in Department of Department of Geodesy and Geomatics, K.N Toosi University of Technology

Abstract

The rapid displacement of the ocean floor during large ocean earthquakes causes the propagation of tsunami waves on the surface of sea and gravity waves in the atmosphere. Gravity waves are buoyancy oscillations that can propagate both horizontally and vertically and their propagation is affected by the gravity force of the earth. Gravity waves pierce the ionosphere layer after passing through the troposphere layer. In addition to transferring energy to the ionosphere, they cause significant changes in ionospheric parameters, as a result they have significant effects on the propagation of radio waves through this dispersive medium. In this study, two-frequency measurements of the Global Positioning System (GPS) and ionosonde were used to determine the duration and effect of ionospheric perturbations in response to the tsunami induced by the 2011 Tokyo earthquake. The critical frequency of the F2 layer (fof2) data also showed clear disturbances that were consistent with GPS observation. Furthermore, gravity waves and tsunami waves have similar propagation properties, so gravity waves can be used for tsunami warnings. In order to further investigate the spatial variation in ionospheric electron density (IED) the satellite ionospheric electron density profiles of FORMOSAT-3/COSMIC were used for both reference and observation periods. The reduction in IED started from 200km and continued up to 272km altitude, and the maximum reduction was 2.2×10^5 el/cm^3 that has happened in the 225 km altitude. The IED increased up to 767 km altitude continuously in which the maximum increase was 3.92×10^5 el/cm^3 in 357 km altitude.

Key words: *ionospheric disturbances, gravity waves, coupling ionosphere and troposphere, tsunami*.

Correspondence Address : Faculty of Geodesy and Geomatics Engineering, K.N. Toosi University of Technology, Mirdamad Cross, Vali_Asr St., Tehran, Iran.
Tel : 021 88770218
Email: alizadeh@kntu.ac.ir

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-11-13]

[DOR: 20.1001.1.20089635.1401.10.2.1.7]
[DOI: 10.52547/jgit.10.2.1]