

بررسی داده‌های ژئومغناطیس به‌عنوان پیش‌نشانگر زمین‌لرزه ۵ سپتامبر ۲۰۱۸ ژاپن ($Mw=6.6$)حمیده طاهری‌نیا^۱ و شاهرخ پوربیرانوند^{۲*}

۱- دانشجوی کارشناسی‌ارشد زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران

۲- استادیار گروه زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران

نویسنده مسئول: beyranvand@iiees.ac.ir*

نوع مقاله: کاربردی

پذیرش: ۹۹/۹/۱۲

دریافت: ۹۹/۷/۱۷

چکیده

بی‌هنجاری‌های مغناطیسی پیش از زمین‌لرزه، از دیرباز به‌عنوان پیش‌نشانگر زمین‌لرزه مورد بحث و بررسی بوده است. در این بررسی از روش منحنی‌های سرشتی، با رسم چندین باره داده‌های مغناطیسی هر شبانه‌روز (۲۴ ساعت) بر روی هم، برای سه ایستگاه ژئومغناطیس ژاپن (MMB, KAK, KNY) و در هر سه مؤلفه (Z, Y, X) یا (Z, D, H) در بازه‌ی زمانی یک‌ساله برای پردازش داده‌ها استفاده شد. منظور از اعمال این روش سعی در کاهش اثر تغییرات روزانه‌ی میدان مغناطیسی از برداشت‌های ژئومغناطیسی نموده و استفاده از آن منجر به تمایز بیش‌تر بی‌هنجاری مشاهده شده پیش از زمین‌لرزه در مقایسه با داده‌های اصلی گردید. اگرچه، با نگاهی به بررسی‌های پیشین می‌توان دریافت که داده‌های ژئومغناطیسی می‌توانند به‌عنوان پیش‌نشانگر زمین‌لرزه مورد استفاده قرار گیرند، وجود طوفان مغناطیسی در بازه زمانی مورد مطالعه، باعث گردید که اظهار نظر در مورد وابستگی بی‌هنجاری مشاهده شده با زمین‌لرزه بررسی شده نیازمند داده‌ها و مطالعات بیش‌تر باشد.

واژه‌های کلیدی: تغییرات روزانه، زمین‌لرزه، ژاپن، طوفان مغناطیسی، بی‌هنجاری

۱- پیشگفتار

تغییرات میدان مغناطیسی وابسته به رخداد زمین‌لرزه را شامل می‌شود. ریکی تاکی (۱۹۷۶) اثر لرزه‌مغناطیسی را مورد بررسی قرار داد (ملونی و همکاران، ۱۹۹۸). از مقایسه داده‌های هم‌زمان یک شبکه ژئومغناطیسی اثر لرزه‌مغناطیسی کاملاً مشهود است (لیو و همکاران، ۲۰۰۶). اولین ایستگاه ثبت پیش‌نشانگرهای الکترومغناطیسی در ایران حدود سال ۱۳۸۴ در شمال تهران راه‌اندازی شد و مطالعاتی بر روی بی‌هنجاری‌های این امواج صورت گرفته است (طالبیان و همکاران، ۱۳۸۶). وجود بی‌هنجاری در میدان مغناطیسی زمین یکی از پیش‌نشانگرهای زمین‌لرزه است که بررسی فراوانی روی آن صورت گرفته و موارد بی‌شماری از مشاهده‌ی آن گزارش شده است. یکی از مشکلات استفاده از این پیش‌نشانگر وجود ابهام در نحوه‌ی جداسازی بی‌هنجاری‌های مربوط به زمین‌لرزه از داده‌ها می‌باشد (هایاکاوا و همکاران، ۲۰۰۷)، چون تعداد عوامل مؤثر بر میدان مغناطیسی زمین زیاد است و نحوه‌ی تأثیرگذاری برخی از آن‌ها به‌طور کامل مشخص نیست. شواهد عملی زیادی مبنی بر نوسانات خاص مغناطیسی و الکتریکی

زمین‌لرزه یکی از مخرب‌ترین بلایای طبیعی بوده که تاثیر آن چه از نظر تلفات جانی و چه از نظر آسیب‌های اقتصادی روی جوامع بشری، همواره در طول تاریخ قابل توجه بوده است. پیش‌بینی زمین‌لرزه از طریق انجام اقدام‌های آماده‌سازی به‌منظور کاهش تلفات و خسارات ناشی از این رخداد بزرگ، برای مقابله با آن انجام می‌گیرد و هدف از آن، تعیین مناطق با احتمال خطر زمین‌لرزه و کاهش تلفات جانی و مالی آن‌ها می‌باشد. به هر پارامتری که قبل از رخداد زمین‌لرزه تغییراتی در آن به‌وجود آید، طوری که بتوان با بررسی دقیق این تغییرات، زمین‌لرزه را پیش‌بینی کرد، پیش‌نشانگر زمین‌لرزه گفته می‌شود. که از این بین، به پیش‌نشانگرهای ژئوفیزیکی، ژئوالکتریک، ژئومغناطیس و الکترومغناطیس نسبت به سایر پیش‌نشانگرها توجه بیش‌تری شده است. تغییرات میدان مغناطیسی مربوط به تغییر تنش‌ها اولین بار توسط استیسی (۱۹۶۳) و ناگاتا (۱۹۶۹) مشاهده شد. ناگاتا برای اولین بار تکتونومغناطیس را معرفی نمود. تکتونومغناطیس

قبل از رخداد زمین‌لرزه اصلی اتفاق می‌افتند و هم‌چنین از دیگر عوامل می‌توان به بارهای الکتریکی که توسط زمین‌لرزه تولید می‌شوند، اشاره نمود (پوربیرانوند و دهقانی، ۱۳۹۴).

زمین‌لرزه به سه روش می‌تواند بار الکتریکی تولید کند. الف) تحت فشار قرار گرفتن سنگ‌ها: با توجه به اثرات پیزوالکتریک و تجمع بار که در یک طرف از ترک‌ها هستند، طی شکسته شدن سنگ بعد از رخداد ریزشکست‌ها، گسیل الکترون صورت می‌گیرد. پدیده‌ی نورهای مربوط با زمین‌لرزه هم ممکن است به همین علت ایجاد شود.

ب) نفوذ آب: ایجاد و انتشار ترک‌ها در سنگ‌ها باعث رخداد زمین‌لرزه شده و خصوصیات فیزیکی مختلفی را تحت تأثیر قرار می‌دهد. از جمله‌ی این خصوصیات مقاومت ویژه‌ی الکتریکی که به مقدار آب موجود در تخلخل سنگ‌ها وابسته است و میزان جریان آب به علت افزایش تخلخل ثانویه در منطقه‌ی گسترش زمین‌لرزه افزایش می‌یابد. به دلیل پدیده‌های الکتروکینتیک، این حرکت مایع در ناحیه‌ی گسترش قبل از زمین‌لرزه باعث به‌وجود آمدن ناهنجاری پتانسیل الکتریکی می‌شود.

ج) انتشار گاز رادون: از این جهت اهمیت دارد که باعث افزایش رسانایی اتمسفر و هم‌چنین کاهش میدان الکتریکی می‌شود.

با توجه به موارد ذکر شده واضح است که بروز ناهنجاری‌ها می‌تواند در اثر حرکت گسل‌ها و رخداد زمین‌لرزه باشد (پوربیرانوند و کامالیان، ۱۳۸۴).

(اشماکر، ۱۹۶۴) و (اورت و هیندمن، ۱۹۶۷) روش معمول پردازش مولفه‌های مغناطیسی برای به‌دست آوردن توابع انتقال به ساختار ژئوالکتریک توسعه دادند و این روش با جزئیات توسط (اشماکر، ۱۹۷۰) و سپس (اشماکر، ۱۹۷۳) توصیف شد. با فرض یک میدان خارجی تقریباً یکنواخت، می‌توان مفهوم توابع انتقال خطی بین مؤلفه‌های میدان را به‌عنوان توابعی از بسامد در یک یا چند نقطه‌ی مشاهده‌ای در نظر گرفت. بنابر توضیحات فوق داریم:

$$\begin{pmatrix} H_a \\ D_a \\ Z_a \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} h_H & h_D & h_Z \\ d_H & d_D & d_Z \\ z_H & z_D & z_Z \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_n \\ D_n \\ Z_n \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} \varepsilon_H \\ \varepsilon_D \\ \varepsilon_Z \end{pmatrix} \quad (1)$$

قبل از رخداد زمین‌لرزه وجود دارد. در مطالعات پیشین از تبدیل موجک گسسته برای پردازش داده‌های ژئومغناطیسی به‌منظور تشخیص خودکار رخداد ناگهانی طوفان‌های مغناطیسی استفاده شده است (گامری و همکاران، ۲۰۱۳).

بررسی تغییرات میدان مغناطیسی زمین قبل، هم‌زمان و پس از رخداد زمین‌لرزه از اواسط قرن پیش تا به امروز ادامه یافته و فرمول‌بندی‌های علمی وابسته به آن سیری تکاملی داشته است. نظریه‌های موجود برای تفسیر آنومالی‌های مغناطیسی وابسته به فعالیت‌های لرزه‌ای را می‌توان به سه نظریه مگنتوهیدرودینامیک، الکتروسینتیک و پیزومگنتیک طبقه‌بندی کرد. برای اطلاعات بیشتر در مورد این نظریه‌ها می‌توان به مراجع مربوطه مراجعه نمود (ادوین و رابرتز، ۱۹۸۳).

کمیت‌های قابل اندازه‌گیری مورد توجه در ارتباط با پیش‌نشانگرهای مغناطیسی مولفه‌های قائم و افقی میدان و هم‌چنین شدت کل میدان مغناطیسی می‌باشد. برای اندازه‌گیری مولفه‌های میدان معمولاً از مغناطیس‌سنج‌های سه مولفه‌ای و برای اندازه‌گیری شدت کل میدان، از مغناطیس‌سنج‌های پروتونی استفاده می‌شود. محدوده بسیار پایین دامنه آنومالی‌های مورد نیاز در کاربرد پیش‌نشانگرهای مغناطیسی از چند نانوتسلا تا چند ده پیکوتسلا می‌باشد. بنابراین با اشکالاتی اساسی در آشکارسازی این آنومالی‌ها روبرو خواهیم بود و به دستگاه‌هایی با دقت بسیار بالا نیاز خواهیم داشت. با توجه به موارد فوق و پتانسیل بالای لرزه‌خیزی در ایران و هم‌چنین توسعه در نظریه‌های علمی مربوطه مطالعات امکان‌سنجی پیش‌بینی کوتاه‌مدت زمین‌لرزه در کشور اهمیت بالایی دارد.

۲- تئوری

یکی از قدیمی‌ترین پیش‌نشانگرهای مشاهده‌شده قبل از زمین‌لرزه‌ها، ناهنجاری‌های ژئومغناطیسی هستند؛ ولی به‌علت پیچیدگی سازوکار ایجاد این ناهنجاری‌ها، تاکنون به‌صورت کامل مورد ارزیابی قرار نگرفته‌اند. عوامل بسیاری باعث ایجاد این ناهنجاری‌ها می‌شوند که می‌توان به حرکت پوسته‌ی رسانا در درون میدان مغناطیسی زمین؛ اثرات مرتبط با انتشار الکترون‌ها از سطوحی که به‌تازگی شکسته شده‌اند، با توجه به اینکه خردشکست‌ها در زمانی

فضایی میدان قائم ناهنجار) مشکل اصلی صرف‌نظر کردن رابطه از تغییرات فضایی در میدان افقی ناهنجار در عرض آرایه است. همان‌طور که در ادامه بیان می‌شود به‌وسیله پردازش مرجع مشترک مشکل موجود حل می‌شود. اطمینان از ثبت هم‌زمان بین هر سایت متشکل از آرایه‌ای از دستگاه‌های مغناطیس‌سنج و یک مرجع مشترک توسط روش استفاده از سایت برای آزمایش آرایه‌ای توضیح داده شده در اینجا به‌دست می‌آید. انتخاب یک سایت مرجع می‌تواند بر مبنای گرادیان فضایی مؤلفه‌های ناهنجار میدان در سراسر منطقه باشد. سپس می‌توان در منطقه‌ای که کوچک‌ترین گرادیان‌ها را دارد سایت مرجع را قرار داد. پیش فرض این روش این است که میدان‌های ناهنجار شناخته شده هستند. یک سایت مرجع در واقع بر مبنای ساختارهای رسانی شناخته شده انتخاب شده و در موقعیت‌هایی قرار می‌گیرد که تا حد امکان از چنین ساختارهایی فاصله داشته باشند. نباید مقدار فاصله بین سایت‌های آرایه و مرجع از حد طول مقیاس معمول میدان القایی خارجی بیشتر شود (بیامیش و بنکس، ۱۹۸۳).

۳- داده‌ها

بنابراین با توجه به پژوهش‌های انجام گرفته در این زمینه در تحقیق حاضر نیز این پژوهش برای کشور ژاپن با استفاده از داده‌های ژئومغناطیسی سه ایستگاه با فاصله کم‌تر از ۵۰۰ کیلومتر انجام گرفته است. ایستگاه‌های ژئومغناطیس مورد استفاده سه ایستگاه KAK , MMB , KNY می‌باشند، که این اطلاعات از اینترمگنت^۱ (وب سایت اینترمگنت) دریافت شده است. براساس رابطه دوبروولسکی $P=100.43M$ (دوبروولسکی و همکاران، ۱۹۷۹) انتظار می‌رود که پدیده‌های پیش‌نشانگری در شعاع حدود ۷۰۰ کیلومتری زمین‌لرزه مشاهده شوند. اما با توجه به کمبود داده‌ها و ایستگاه‌های ژئومغناطیسی در منطقه، به ناچار یکی از ایستگاه‌ها در شعاع حدود ۹۵۰ کیلومتری مورد استفاده قرار گرفت. در شکل (۱) نقشه مکان ایستگاه‌های مورد بررسی، هم‌چنین کانون زمین‌لرزه و لرزه‌خیزی منطقه از سال ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۴ نشان داده شده است.

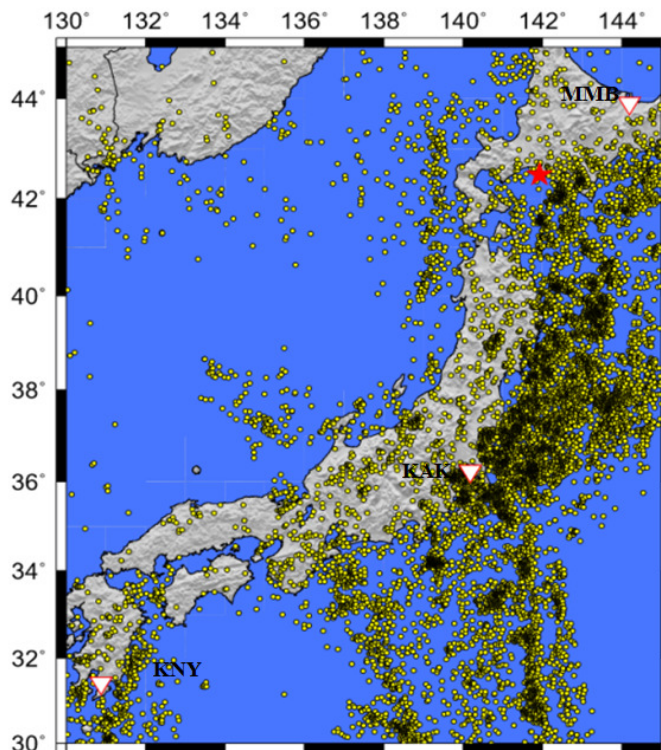
در رابطه (۱) تمام مقادیر مختلط و توابعی از فرکانس هستند. جهت مشخص کردن بخش‌های ناهنجار و طبیعی تغییرات میدان مشاهده شده H , D و Z به ترتیب زیرنویس‌های a و n در نظر گرفته شده‌اند. بردار $(\varepsilon_H, \varepsilon_D, \varepsilon_Z)$ عبارت خطایی بوده که در تعیین ماتریس تابع تبدیل کمینه می‌شود. مجموعه‌ای از N برداشت داده، شامل یک توزیع شبه یکنواخت از میدان‌های خارجی می‌شود که توسط عدد موج متناظر با خود یعنی k_I توصیف می‌شوند ($I = 1, N$). دو پارامتر مقدار و واریانس مقدار متوسط مجموعه‌ی داده‌ها، تابعی از عرض ژئومغناطیسی و بسامد میدان تغییرات می‌باشند (بنکس، ۱۹۸۱). با توجه به روش تجزیه و تحلیل داده‌های مورد استفاده، در عرض جغرافیایی مطالعه‌ی حاضر، اطمینان حاصل می‌شود که k که عدد موج بوده در بهترین حالت، از نظر آماری به روشی تصادفی روی اطلاعات موجود تغییر می‌کند و یا اینکه در بدترین حالت، بایاس (پیش‌قدر) معرفی شده به‌واسطه مجموعه داده‌ای با واریانس کوچک (در k) به حداقل می‌رسد. ممکن است بعد از آن $Z = 0$ استفاده شود. سه مؤلفه‌ی میدان بی‌هنجار (H_a, D_a, Z_a) که به ترتیب معرف مؤلفه‌های افقی، مایل و قائم ناهنجاری میدان مغناطیسی هستند توسط روابط توصیف‌شده در رابطه (۱)، به سه مؤلفه‌ی میدان عادی $(H_n, D_n, 0)$ مرتبط می‌شوند. مشکل در عمل تقسیم سه مؤلفه‌ی میدان مشاهده شده در یک یا چند ایستگاه به قسمت‌های ناهنجار و عادی است. با توجه به رابطه‌ی (۲) در ابتدا ممکن است سه مؤلفه (H_i, D_i, H_i) مشاهده شده در هر سایت، جهت به‌دست آوردن تابع انتقال قائم در یک سایت (t_H, t_D) به کار رود:

$$Z = t_{H_i} \cdot H_i + t_{D_i} \cdot D_i + \varepsilon_Z \quad (2)$$

در رابطه (۲)، (t_{H_i}, t_{D_i}) اشاره به مقادیر (t_H, t_D) در سایت i دارد. تابع انتقال (t_H, t_D) اگر $Z_n = 0$ در نظر گرفته شود، می‌تواند تنها تقریبی قابل قبول از تابع انتقال میدان قائم مورد نیاز (Z_H, Z_D) در نظر گرفته شود، البته در صورتی که بتوان میدان‌های افقی $(H = H_a + H_n, D = D_a + D_n)$ را با (H_n, D_n) تقریب زد. به عبارتی باید نسبت‌های میدان ناهنجار به میدان مشاهده‌ای H_a/H و D_a/D کوچک باشند.

مشاهده می‌شود اگر تابع انتقال تک‌ایستگاه برای کاربرد آرایه‌ای استفاده شود (یعنی برای به نقشه درآوردن

¹ INTERMAGNET



شکل ۱. کانون زمین‌لرزه با بزرگای ۶/۶ در تاریخ ۲۰۱۸/۰۹/۰۵ در ژاپن (ستاره قرمز)، مکان ایستگاه‌های مورد بررسی (مثلث سفید)، و لرزه‌خیزی منطقه از سال ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۸ (دایره زرد)

شرقی واقع شده است و عمق کانونی تقریباً ۱۰۰ کیلومتر بوده است (کوی و همکاران، ۲۰۲۰).

۴- پردازش داده‌ها

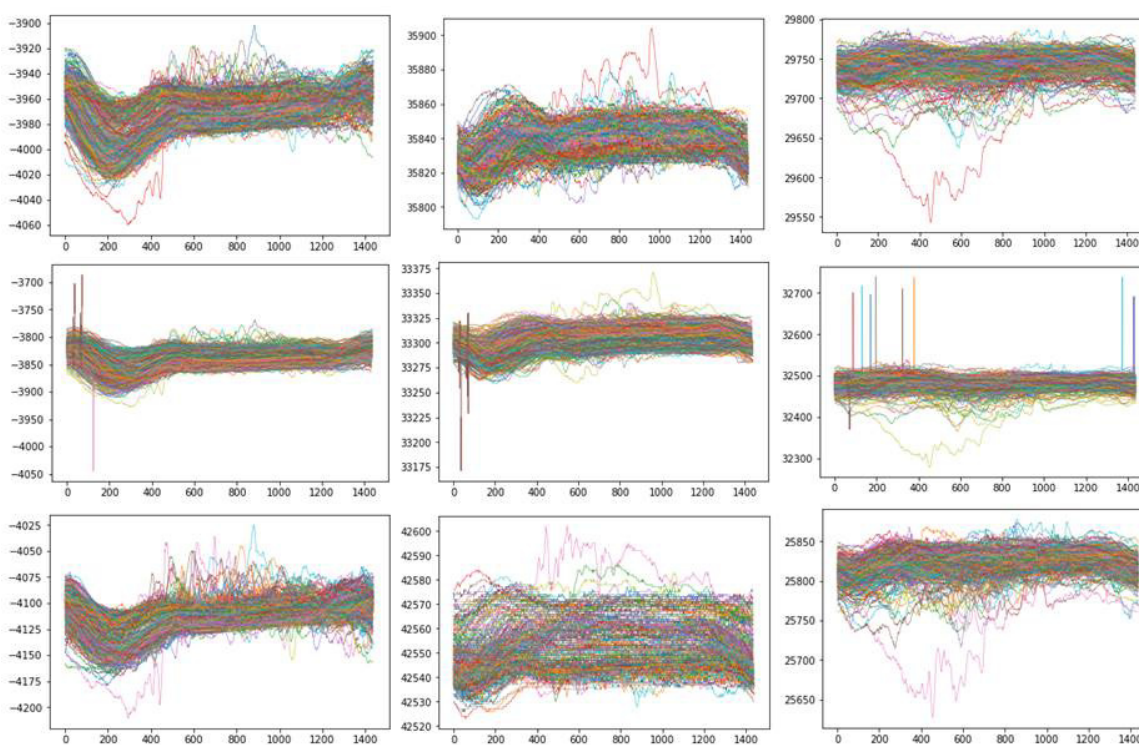
با استفاده از نرم‌افزار *PYTHON*، روش منحنی‌های سرشتی برای حذف اثر تغییرات روزانه میدان مغناطیسی زمین در محل ایستگاه‌های مغناطیس‌سنجی مورد استفاده قرار گرفت. ابتدا پس از شناسایی سرشت ژئومغناطیسی ایستگاه مورد بررسی، یا به عبارت دیگر روند تکراری تغییرات روزانه‌ای که در ایستگاه مشاهده می‌شود، اثر مربوط از داده‌ها برداشته می‌شود. سپس با بررسی بی‌هنجاری‌ها که پس از طی مراحل فوق و بر طرف کردن نوفه‌ی موجود در اثر تغییرات روزانه، صورت واضح‌تری به خود گرفته‌اند، این موارد با فعالیت‌های لرزه‌ای منطقه مطابقت داده می‌شوند. در ادامه با جداسازی نوفه از سیگنال مورد بررسی و در نهایت بی‌هنجاری مشاهده شده تا حد امکان تقویت می‌گردد تا قابلیت استفاده بیش‌تر از این داده‌ها به‌عنوان پیش‌نشانگر زمین‌لرزه به‌وجود آید.

مشخصات ایستگاه‌های مورد بررسی از جمله نام ایستگاه‌ها و هم‌چنین طول و عرض جغرافیایی هر ایستگاه در جدول (۱) مشخص شده است.

در مورد ویژگی‌های زمین‌ساختی زمین‌لرزه و ناحیه مورد نظر باید اشاره کرد که لایه‌های منطقه تحت چیرگی رسوبات غیردریایی میوسن پسین به صورت بسترهای رسی قهوه‌ای قرمز یا خاکستری سفید با گلوئتیت نازک قرار دارند. این منطقه که تحت تأثیر فرورانش غرب صفحه اقیانوس آرام و حرکت صفحه آمریکای شمالی و صفحه اوراسیا قرار دارد از نظر ساختاری بسیار فعال است. صفحه اقیانوس آرام در این منطقه نسبت به صفحه آمریکای شمالی با سرعت تقریبی ۸۷ میلی‌متر در سال به سمت غرب، شمال‌غربی حرکت می‌کند. به دلیل برخورد بین درازگودال شمال‌شرقی ژاپن و درازگودال کمان کوروشیما، منطقه هوکایدو میزبان مجموعه‌های ساختاری پیچیده و مشخصات گوناگون زمین‌شناسی است. سازوکار کانونی زمین‌لرزه نشان می‌دهد که رو مرکز زمین‌لرزه در گسل معکوس با شیب متوسط در شمال غربی و یا گسل معکوس با شیب کم عمق در جنوب

جدول ۱. مشخصات ایستگاه‌های مورد بررسی

نام ایستگاه	<i>KAK</i>	<i>KNY</i>	<i>MMB</i>
مکان ایستگاه	کاکوکا	کانویا	ممبرتسو
عرض جغرافیایی	۵۳٫۷۷°	۵۸٫۵۸°	۴۶٫۰۹°
طول جغرافیایی	۱۴۰٫۱۸°	۱۳۰٫۸۸°	۱۴۴٫۱۹°
ارتفاع	۳۶ متر	۱۰۷ متر	۴۲ متر
مؤلفه	<i>HDZF</i>	<i>HDZF</i>	<i>HDZF</i>
ابزار	نسبی	تئودولیت مغناطیس‌سنج مغناطیس‌سنج‌های پروتون	مغناطیس‌سنج‌های فلاکس‌گیت
	مطلق	مغناطیس‌سنج‌های پروتون	مغناطیس‌سنج‌های پروتون
ارتباطات	<i>GMS</i>	اینترنت	<i>GMS</i>



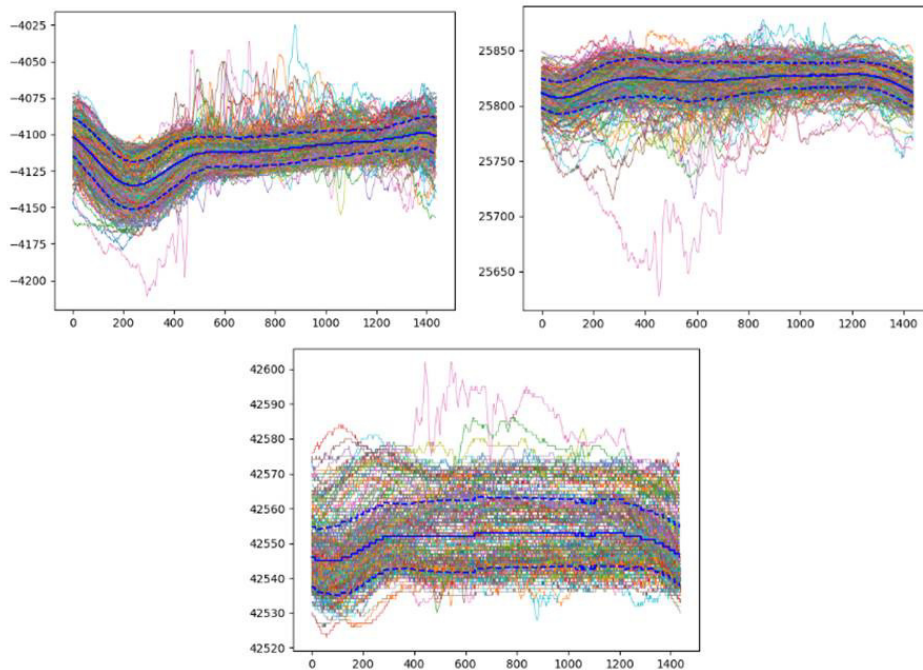
شکل ۲. منحنی سرشستی در سه ایستگاه (*KAK*، *KNY* و *MMB*) در بازه زمانی یک‌ساله برای مؤلفه‌های میدان مغناطیسی X ، Y و Z به ترتیب از راست به چپ، محور افقی بیان‌گر زمان (دقیقه) و محور قائم بیان‌گر دامنه میدان مغناطیسی (نانتوسلا) می‌باشد.

برای نمایش داده‌ها باید مقادیری را که به‌عنوان عدم ثبت داده مناسب ۹۹۹۹ ثبت شده‌اند، حذف کرد که در برنامه نوشته شده این مقادیر با مقادیر قبلی خود جایگزین شده‌اند. پس از انتخاب بازه زمانی مناسب با استفاده از داده‌های موجود از هر ایستگاه، شکل رسم شده از تکرار مقادیر مشاهده شده در طی ۲۴ ساعت در روزهای مختلف، سرشت ژئومغناطیسی ایستگاه مورد نظر را نشان می‌دهد که به این ترتیب منحنی سرشستی برای بازه زمانی

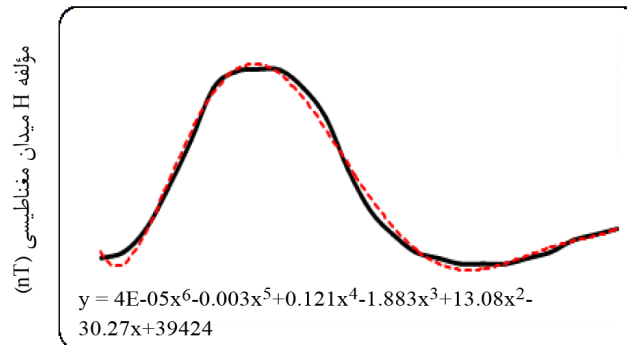
در میان مؤلفه‌های مغناطیسی مختلف مؤلفه‌های افقی میدان مغناطیسی نسبت به مؤلفه Z برای انجام فرآیند پیشنهادی مناسب‌تر هستند. دلیل آن، بیش‌تر بودن تغییرات میدان مغناطیسی زمین با ارتفاع یا وجود گرادیان مغناطیسی بالاست. در مطالعه حاضر برای نشان دادن مثال‌هایی از کاربرد این روش، از داده‌های مغناطیسی و لرزه‌ای موجود در پایگاه اینترنتی داده‌های پیش‌نشانگری کشور ژاپن استفاده شده است. در ابتدا

میانگین (خط ممتد) در ایستگاه *MMB* برای مولفه‌های X ، Y و Z میدان مغناطیسی به‌همراه محدوده اطمینان براساس محاسبات $I\sigma$ نشان داده شده است. در اینجا لازم است اشاره شود که در مورد مولفه‌های مختلف میدان مغناطیسی می‌توان یک چندجمله‌ای درجه شش را به منحنی سرشتی ایستگاه مورد نظر برازش داد که ممکن است کاربردهای متنوعی را دارا باشد. در شکل (۴) برازش یک منحنی درجه ششم به مقادیر نمونه‌گیری شده نشان داده شده است.

یک‌ساله در سه ایستگاه (*MMB*، *KAK*، *KNY*)، برای مؤلفه‌های مغناطیسی X ، Y و Z انجام شده و نتایج در شکل (۲) قابل مشاهده است. به‌منظور تعیین بی‌هنجاری، اطلاعات یک‌ساله مغناطیسی بعد از حذف تغییرات روزانه با استفاده از نرم‌افزار پایتون یک ماتریس تبدیل شد که در آن تمام اطلاعات روزانه به مدت یک سال برای مولفه (X تشخیص مناسب‌تر) در کنار هم قرار گرفتند. سپس با گرفتن تغییرات انحراف معیار مناسب برای آن به‌صورت حدودی بی‌هنجاری تشخیص داده شد. در شکل (۳) منحنی



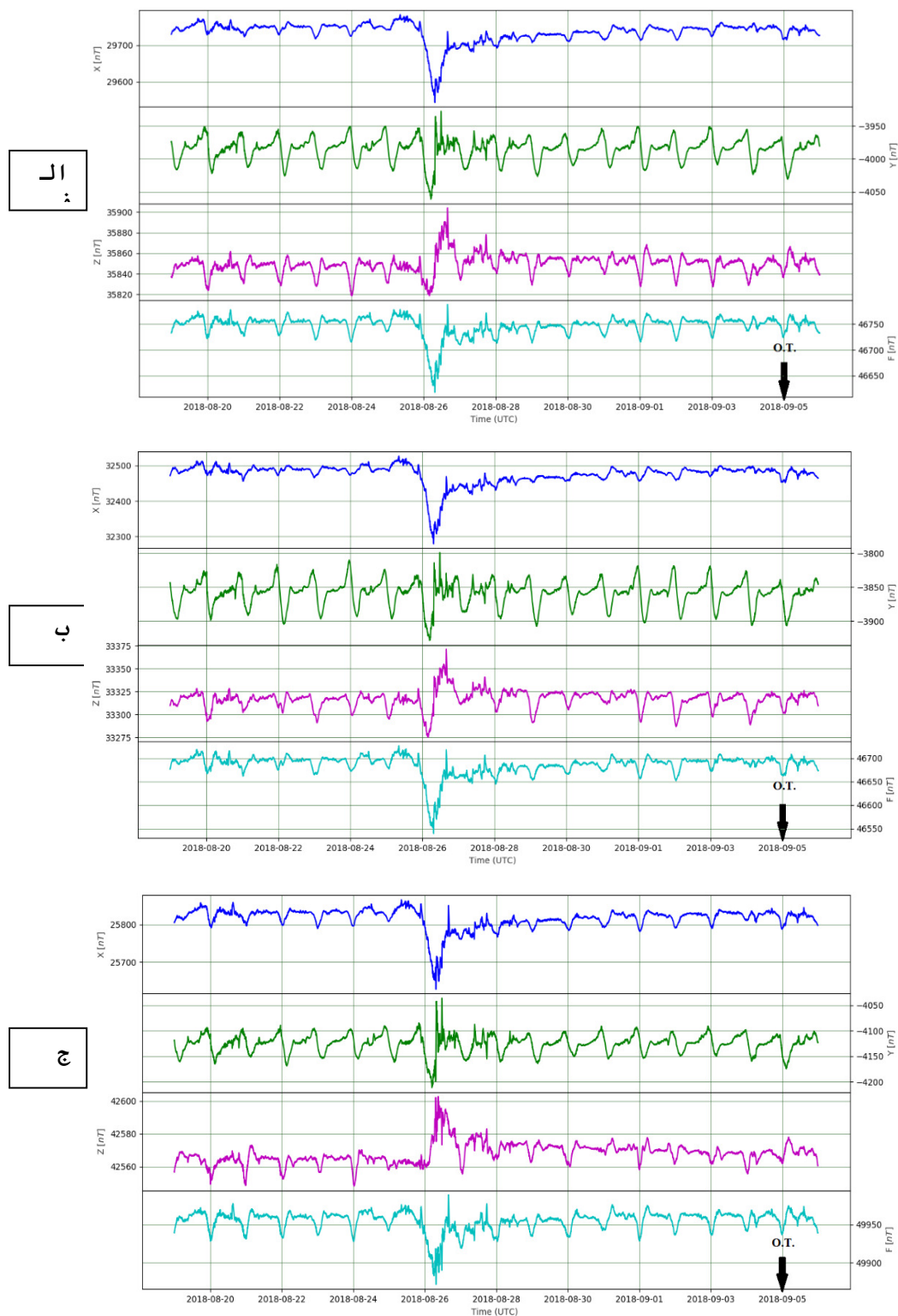
شکل ۲. منحنی میانگین (خط ممتد) در ایستگاه *MMB* برای مولفه‌های X ، Y و Z (از بالا به پایین) میدان مغناطیسی به‌همراه محدوده اطمینان براساس $I\sigma$ (خط چین‌ها) می‌باشند. محور افقی بیان‌گر زمان (دقیقه) و محور قائم بیان‌گر دامنه میدان مغناطیسی (نانوتسلا) می‌باشد.



شکل ۴. برازش یک منحنی درجه ششم به مقادیر نمونه‌گیری شده

۶، الف، ب و ج به ترتیب مربوط به ایستگاه‌های *KAK*، *MMB* و *KNY* نشان داده شده است.

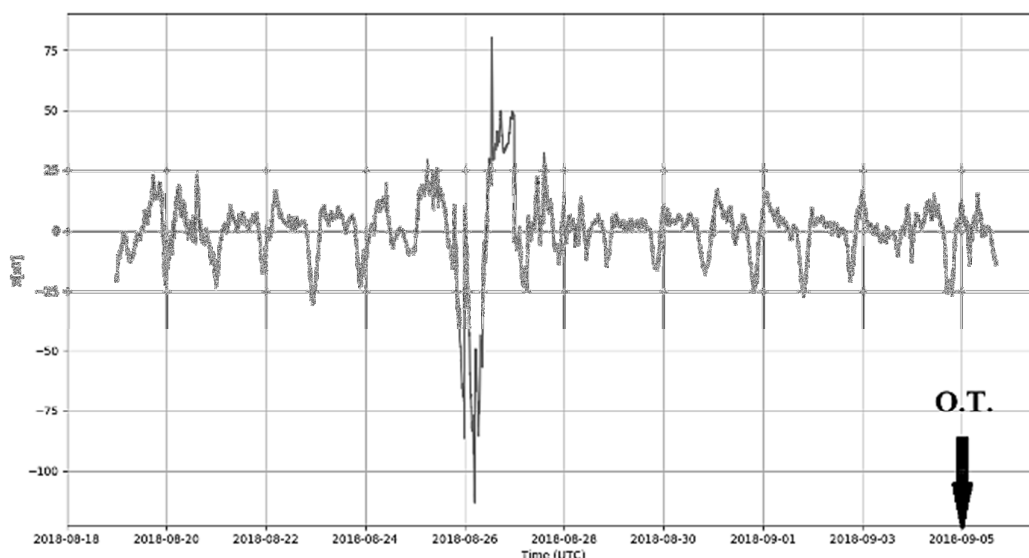
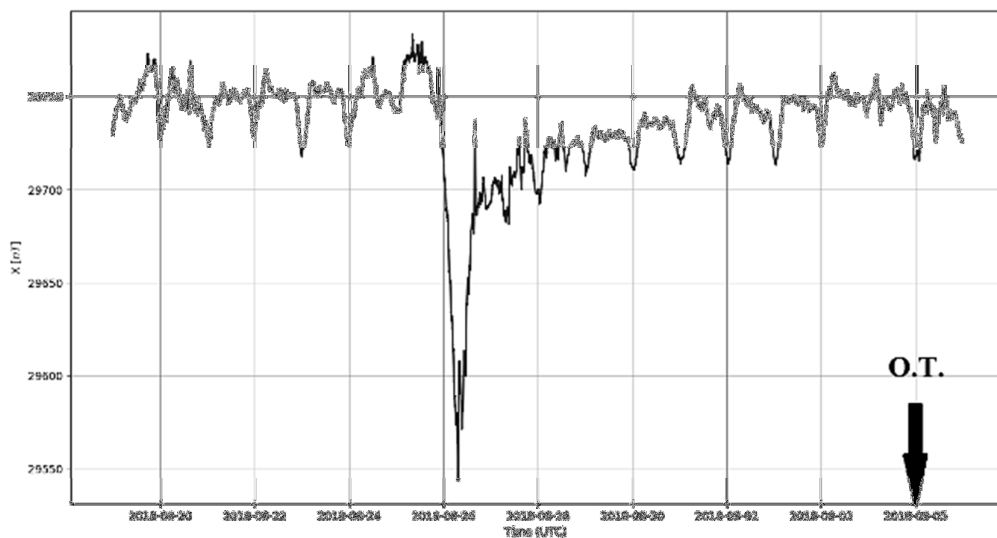
در شکل (۵) بی‌هنجاری مشاهده شده پیش از زمین‌لرزه برای هر سه مولفه و همچنین میدان کلی *F* در شکل‌های



شکل ۵. بی‌هنجاری مشاهده شده پیش از زمین‌لرزه برای هر سه مولفه و همچنین میدان کلی *F* در ۳ ایستگاه *KAK*، *MMB* و *KNY* از بالا به پایین (به ترتیب الف، ب و ج)

ایستگاه ژئومغناطیسی در شکل (۶) به‌عنوان نمونه نمایش داده شده است. همان‌طور که در شکل (۵) مشاهده می‌شود مولفه X برای تشخیص این بی‌هنجاری مناسب‌تر است و بی‌هنجاری بهتری را نشان می‌دهد. به همین منظور این مولفه برای نمایش در شکل انتخاب گردیده است.

پس از رسم مؤلفه‌های میدان مغناطیسی و حذف تغییرات روزانه از هر یک از مؤلفه‌ها می‌توان بی‌هنجاری‌های مربوط به زمین‌لرزه‌ها را مشاهده کرد که به این منظور جهت توجیه بهتر بی‌هنجاری‌های مشاهده شده و با در نظر گرفتن انحراف‌معیار برای هر یک از مؤلفه‌ها، تعریف شده است که نتایج مولفه X این سه



شکل ۶. الف): منحنی سرشتی مربوط به داده‌های خام ایستگاه KAK (بالا) و پردازش داده‌ها همراه با زمان رخداد زمین‌لرزه در همان ایستگاه (پایین) برای مؤلفه مغناطیسی (X)

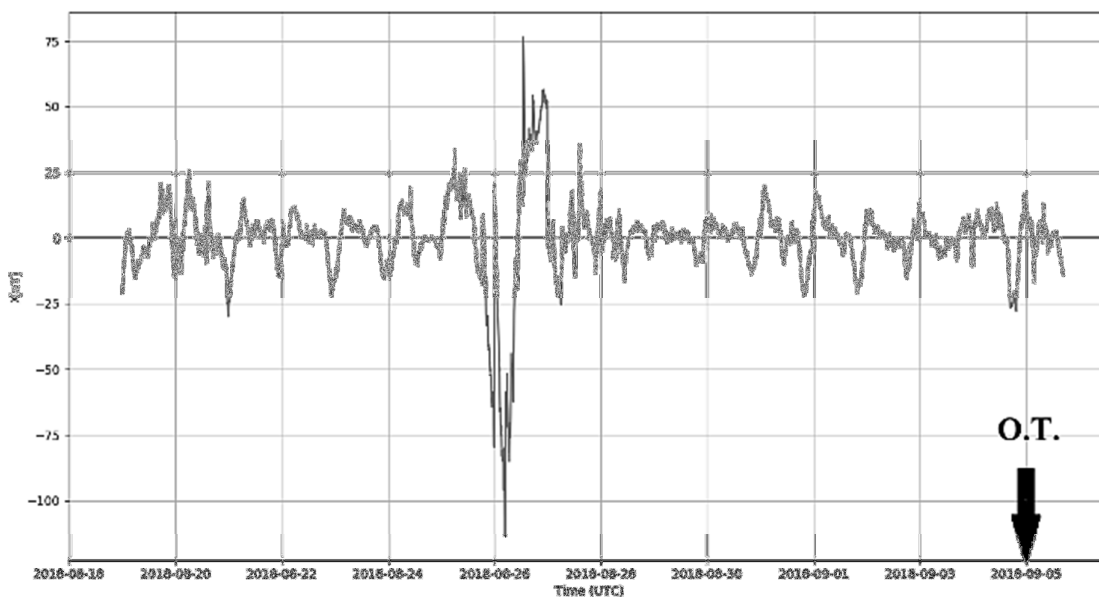
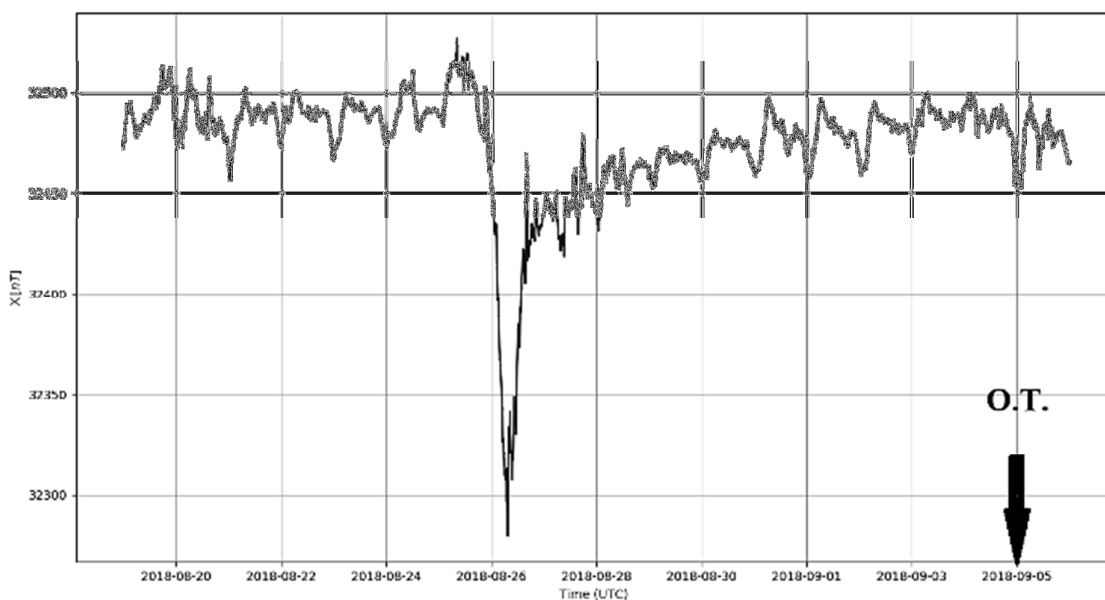
۵- بحث

مطالعات قبلی که در ایران و جهان انجام شده است این بی‌هنجاری‌ها بین ۱ تا ۱۵ روز قبل از زمین‌لرزه رخ می‌دهند. به عنوان مثال پیش‌نشانگر مغناطیسی

همان‌طور که در منحنی‌های سرشتی ایستگاه‌ها مشاهده می‌شود، در تاریخ ۲۶/۰۸/۱۳۹۸ یک بی‌هنجاری شدید در میدان مغناطیسی زمین مشاهده می‌شود بر اساس

همکاران، ۲۰۱۹) این فاصله حدود ۱۴ روز ذکر شده است. در مورد زمین‌لرزه ۱۱ نوامبر ۲۰۱۶ $Mw = 6.1$ ژاپن این مقدار در حدود ۱ روز ذکر شده است (رحیم‌زاده و همکاران، ۲۰۱۹). زمین‌لرزه ۸ دسامبر ۲۰۱۶ Mw برابر با ۰.۶ در حدود ۱۰ روز پیش بی‌هنجاری ژئومغناطیسی داشته است (باوری‌راد و همکاران، ۲۰۱۹).

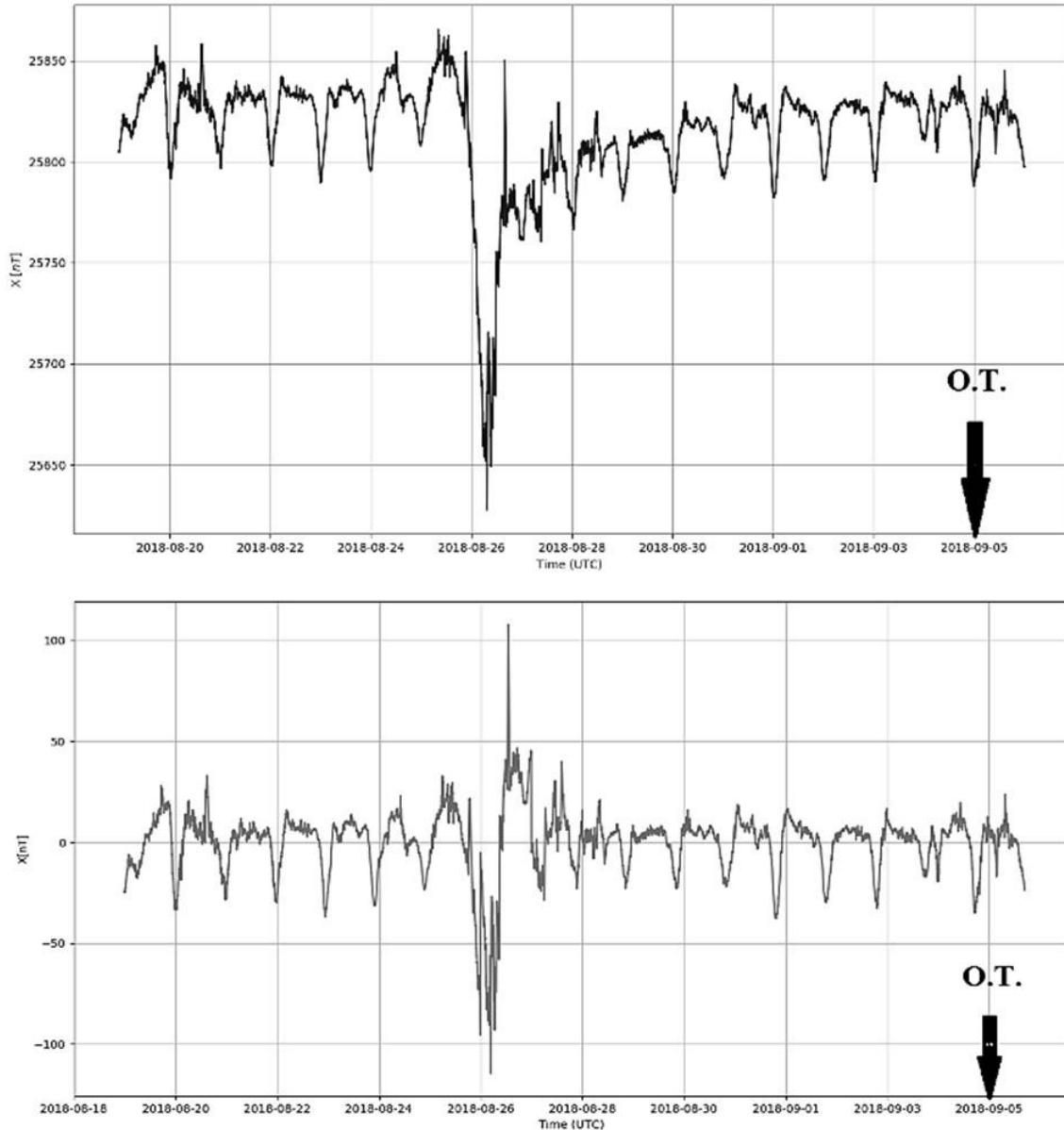
زمین‌لرزه $Mw 9.0$ ۲۰۱۱ توهوکوی ژاپن، ۱۰ روز پیش از زمین‌لرزه مشاهده شده است (اسکورداس و همکاران، ۲۰۱۴). برای زمین‌لرزه ۷/۷ ریشتری سراوان، ۱۶ آوریل ۲۰۱۳ که در منطقه مکران رخ داد بی‌هنجاری‌های یونسفری بر اساس محتوای کلی الکترون‌ها حدود ۱۴ روز پیش از زمین‌لرزه مشاهده شدند (سبزه‌ای و همکاران، ۱۳۹۳). زلزله ۲۶ اکتبر ۲۰۱۶ ایتالیا ۱۵ روز قبل از رخداد، دارای پیش‌نشانگر ژئومغناطیسی بوده است (نجفی و همکاران، ۱۳۹۷) در مطالعه (دی سانتیس و



شکل ۶. ب: منحنی سرشتی مربوط به داده‌های خام ایستگاه *KNY* (بالا) و پردازش داده‌ها همراه با زمان رخداد زمین‌لرزه در همان ایستگاه (پایین) برای مؤلفه مغناطیسی (X)

مشاهده شده است، ممکن است بتوان این بی‌هنجاری را به‌عنوان پیش‌نشانگر زمین‌لرزه با بزرگی ۶/۶ در تاریخ ۲۰۱۸/۰۹/۰۵ ژاپن در نظر گرفت. با استناد به نتایج به‌دست آمده و پردازش‌های انجام گرفته بر روی رکوردهای مغناطیسی سه ایستگاه ژئومغناطیسی در کشور ژاپن بی‌هنجاری‌های مربوط به تغییر در میدان مغناطیسی را نشان داده‌اند که می‌توانند به‌طور بالقوه به‌عنوان پیش‌نشانگر زمین‌لرزه تلقی شوند.

زلزله ژاپن (۲۰۱۹/۰۶/۱۸) بر اساس مطالعه (آقایی و همکاران، ۱۳۹۹) دارای پیش‌نشانگری بوده که ۲٫۵ روز پیش از آن مشاهده شده. پورشعبانی و همکاران (۱۳۹۹) ۱۳ روز پیش از زمین‌لرزه ۲۴ می ۲۰۱۴ یونان بی‌هنجاری‌هایی در کیدان مغناطیسی مشاهده کردند. در مطالعه (فراقی وایقان و همکاران، ۱۳۹۹) این میزان بین ۳ تا ۱۳ روز به دست آمده و برای زمین‌لرزه ۲۰۱۷/۰۷/۲۰ یونان (منصوری قوام آبادی و همکاران، ۱۳۹۹) ۴ روز



شکل ۶. ج: منحنی سرشتی مربوط به داده‌های خام ایستگاه *MMB* (بالا) و پردازش داده‌ها همراه با زمان رخداد زمین‌لرزه در همان ایستگاه (پایین) برای مؤلفه مغناطیسی (X)

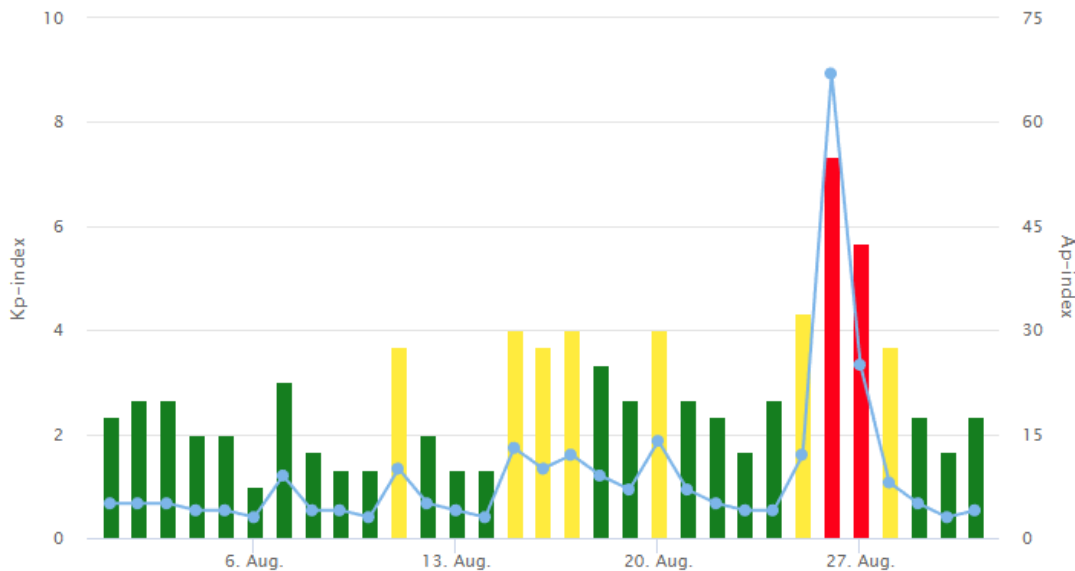
مغناطیسی زمین گزارش شده، طوفان مغناطیسی نیز گزارش شده است. بنابراین به دلیل وجود رخداد طوفان مغناطیسی در تاریخ مشاهده بی‌هنجاری مغناطیسی نمی‌توان با قطعیت این بی‌هنجاری‌ها را به زمین‌لرزه ارتباط داد. همین‌طور نمی‌توان با قطعیت گفت که بی‌هنجاری مشاهده شده هیچ‌گونه ارتباطی با زمین‌لرزه مورد نظر ندارد. همان‌طور که در قسمت مقدمه اشاره شد موارد بسیاری از مشاهده پیش‌نشانگرهای ژئومغناطیسی پیش از زمین‌لرزه‌ها وجود دارد که همه آن‌ها تحت تاثیر طوفان مغناطیسی نبوده‌اند. گذشته از ماهیت و چگونگی رخداد پیش‌نشانگرهای ژئومغناطیسی، وابستگی طوفان مغناطیسی و بی‌هنجاری‌های مشاهده شده در این میدان نیز خود پدیده‌ای قابل بحث و نیازمند بررسی است. لذا اظهار نظر در مورد وجود یا عدم وجود پیش‌نشانگر در مورد زمین‌لرزه بررسی شده نیازمند مطالعات و داده‌های بیشتر است.

اما بعد از انجام پردازش کامل بر روی داده‌های ژئومغناطیسی برای حصول اطمینان بیش‌تر و بررسی جوانب دیگری که بر روی داده‌های مغناطیسی ایجاد بی‌هنجاری می‌کنند، اطلاعات طوفان مغناطیسی از سایت‌های مربوطه به دست آمد. در توضیح این پدیده باید اشاره کرد که طوفان مغناطیسی یکی از برجسته‌ترین پدیده‌های محیط جغرافیایی است. موس (۱۹۱۰) یک الگوی کاملاً مشخص را با اصطلاح "اختلال X" در مؤلفه افقی (H) در کلابای هند شناسایی کرد. او متوجه یک افزایش ناگهانی در مؤلفه افقی شد که پس از آن کاهش سریع چند ساعت به طول انجامید و بهبودی تدریجی به مدت ۲-۳ روز ادامه داشت. این آشفتگی‌ها به‌عنوان "طوفان‌های مغناطیسی" تعریف شده‌اند.

همان‌طور که در شکل (۷) نشان داده شده است، اطلاعات جمع‌آوری شده از طوفان مغناطیسی نشان داد که در تاریخ (۲۰۱۸/۰۸/۲۶) که بی‌هنجاری در میدان

Kp index for August 2018

According to the finalized Kp-index of GFZ Potsdam



شکل ۷. طوفان مغناطیسی گزارش شده (از وبسایت spaceweatherlive.com)

مقادیر خالص‌تر بی‌هنجاری در ایستگاه در زمان‌های دل‌خواه دست پیدا کرده، هم‌بستگی آن‌ها را با فعالیت‌های لرزه‌ای منطقه‌ی مورد بررسی قرار داد. پس از به‌دست آوردن منحنی سرشتی و برداشتن آن از داده‌ها به‌منظور کاهش اثر تغییرات روزانه‌ی میدان مغناطیسی از روی برداشت‌های ژئومغناطیس، بی‌هنجاری مشاهده شده

۶- نتیجه‌گیری

با توجه به بررسی‌های انجام شده، هر ایستگاه زمینی دارای یک منحنی سرشتی برای هر مؤلفه میدان مغناطیسی است که برآوردی از مقادیر قابل انتظار این مؤلفه‌ها را در محدوده‌ی زمانی مورد نظر به‌دست می‌دهد. با کم کردن این مقادیر از مقادیر ثبت شده می‌توان به

طالبیان، م و امینی، ک (۱۳۸۶) بررسی دوسالانه داده‌های ایستگاه‌های مغناطیسی سازمان زمین‌شناسی، اولین همایش پیش‌نشانگرهای زلزله، تهران، ایران.

فراقی وایقان، ا. پوربیرانوند، ش. و موقری، ر (۱۳۹۹) بررسی پیش‌نشانگرهای ژئومغناطیس زلزله ۲۵ اکتبر ۲۰۱۸ یونان با بزرگای $8.6 Mw$ ، نوزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، تهران، ایران.

منصوری قوام آبادی، ف. و پوربیرانوند، ش (۱۳۹۹) بررسی پیش‌نشانگرهای ژئومغناطیسی مربوط به زلزله ۲۰۱۷/۰۷/۲۰ یونان، نوزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، تهران، ایران.

نجفی، ن. مرادی‌نسب، ع. پوربیرانوند، ش. و ملکی آسایش، ب (۱۳۹۷) بررسی رکوردهای مغناطیسی مربوط به زلزله ۲۶ اکتبر ۲۰۱۶ ایتالیا، هجدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، تهران، ایران.

یزدان دوست ملکی، ن. و پوربیرانوند، ش (۱۳۹۷)، بررسی پیش‌نشانگری زمین‌لرزه با استفاده از داده‌های ژئومغناطیس در یونان، هجدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، تهران، ایران.

Beamish, D. and Banks, R. J (1983) *Geomagnetic variation anomalies in northern England: processing and presentation of data from a non-simultaneous array*, *Geophys. J. R. am. Soc.*, 75: 513-539.

Cui, Y. Bao, P. Xu, C. Ma, S. Zheng, J. and Fu, G (2020) *Landslides triggered by the 6 September 2018 Mw 6.6 Hokkaido, Japan: An updated inventory and retrospective hazard assessment*. *Earth Science Informatics*. doi:10.1007/s12145-020-00544-8.

Dobrovolsky, I. P. Zubkov, S. I. and Miachkin, V. I (1979) *PAGEOPH* 117: 1025. doi:10.1007/BF00876083.

Edwin, P. and Roberts, B (1983) *Wave propagation in a magnetic cylinder*, *Sol. Phys.*, 88: 179.

Everett, J. E. and Hyndman, R. D (1967) *Geomagnetic variations and electrical conductivity structure in south-western Australia*. *Phys. Earth planet. Int.*, 1: 24-34.

Ghamry, E. Yumoto, K. and Yayama, H (2013) *Effect of SC on frequency content of geomagnetic data using DWT application: SC automatic detection*. *Earth Planets Space*, 65: 1007-1015.

Hayakawa, M. Htori, K. and Ohta, K (2007) *Monitoring of ULF (Ultra-Low-Frequency) Geomagnetic variations associated with earthquakes*. *Sensors*, 7: 1108-1122.

INTERMAGNET (hosted by Natural Resources Canada, G. O (2018, June 18). INTERMAGNET. Retrieved from <http://intermagnet.org/index-eng.php>

پیش از زمین‌لرزه‌ها دارای تمایز بیش‌تری نسبت به داده‌های اصلی است. با استناد به نتایج به‌دست آمده و پردازش‌های انجام گرفته بر روی برداشت‌های مغناطیسی سه ایستگاه ژئومغناطیسی در کشور ژاپن بی‌هنجاری‌های مربوط به تغییر در میدان مغناطیسی تشخیص داده شده‌اند اما این تغییرات همان‌گونه که ممکن است به‌عنوان پیش‌نشانگر زمین‌لرزه شناخته شود، هم‌چنین می‌تواند نتیجه یک طوفان مغناطیسی باشد. بنابراین با توجه به یافته‌های این تحقیق نمی‌توان وابستگی بی‌هنجاری‌های ژئومغناطیسی با زمین‌لرزه بررسی شده را با قطعیت رد یا قبول نمود. وجود طوفان مغناطیسی در بازه زمانی مورد مطالعه، باعث گردید که اظهار نظر در این رابطه نیازمند بررسی داده‌ها و انجام مطالعات بیش‌تر باشد.

تشکر و قدردانی

از Intermagnet به‌دلیل فراهم آوردن امکان دسترسی به داده‌های رقومی ژئومغناطیسی که در این مطالعه مورد استفاده قرار گرفته تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

آقای نائینی، ا. موقری، ر. و پوربیرانوند، ش (۱۳۹۹) مطالعه داده‌های ژئومغناطیسی مربوط به زلزله ژاپن (۲۰۱۹/۰۶/۱۸)، نوزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، تهران، ایران.

پوربیرانوند، ش. و دهقانی، ح (۱۳۹۴) کاهش نوفه در رکوردهای مغناطیسی. پژوهش‌نامه زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، سال هجدهم، شماره دوم.

پوربیرانوند، ش.، کمالیان، ن (۱۳۸۴) بررسی اثرات الکترومغناطیسی زمین‌لرزه‌ها، بیست و سومین گردهمایی علوم‌زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

پورشعبانی، ن. نخله، م. و پوربیرانوند، ش (۱۳۹۹) بررسی رکوردهای مغناطیسی مربوط به زمین لرزه ۲۴ می ۲۰۱۴ یونان، نوزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، تهران، ایران.

سبزه‌ای، ف. شریفی، م. آخوندزاده، م (۱۳۹۳) پیش‌بینی و تشخیص ناهنجاری‌های یونسفری زلزله در محتوای کلی الکترون نقشه‌های جهانی یونسفر (GIM) براساس تکنیک تبدیل موجک به‌منظور کاهش مخاطرات (زلزله ۷/۷ ریشتری سراوان، ۱۶ آوریل ۲۰۱۳)، مدیریت مخاطرات محیطی، شماره ۱، ص ۸۳ تا ۹۶.

- Liu J. Y, Chen C. H, Chen Y. I. and Yen H. Y (2006) *Seismo-magnetic anomalies and $M \geq 5.0$ earthquakes observed in Taiwan during 1998-2001*, *Physics and Chemistry of the Earth*, 31: 215-222
- Meloni, A. Mele, G. and Palangio, P (1995) *Tectonomagnetic field observations in central Italy 1989-1995*, *Physics of Earth and Planetary Interiors*, 105: 145-152.
- Moos, N. A. F (1910) *Magnetic observations made at the government observatory Bombay 1846-1905 and their discussion. Part II, The Phenomenon and Its Description.*
- Nagata, T (1969) *Tectonomagnetism*. Z. A. G. A. Bull, 27: 12-43.
- Parkinson, W. D (1983) *Introduction to geomagnetism*. Edinburgh: Scottish Academic Press.
- Rahimzadeh, S. Nasiri, F. and Pourbeyranvand, Sh (2019) *Magnetic Field Observations for the 11 November 2016 $M_w=6.1$ Japan, Earthquake, 8th international Conference on Seismology and Earthquake Engineering, Tehran, Iran.*
- Rikitake, T (1976) *Earthquake Prediction*, Elsevier Scientific Publishing Company.
- Schmucker, U (1964) *Anomalies of geomagnetic variations in the southwestern United States*. J. Geomagn. Geoelect. Kyoto, 15: 193-221.
- Schmucker, U (1970) *Anomalies of geomagnetic variations in the southwestern United States*. Bull. Scripps Inst. Oceanogr., 13, University of California Press, 165p.
- Schmucker, U (1973) *Regional induction studies: a review of methods and results*. Phys. Earth planet. Int., 7: 365-378.
- Skordas, E. and Sarlis, N (2014) *On the anomalous changes of seismicity and geomagnetic field prior to the 2011 9.0 Tohoku earthquake*. Journal of Asian Earth Sciences, 80: 161-164. doi:10.1016/j.jseaes.2013.11.008
- Solar-Geophysical Data, <http://sgd.noaa.gov/>, National Geophysical Data Center (NGDC), NOAA.
- Space Weather Archive. (n.d.). Retrieved July 07 (2020) from <https://www.spaceweatherlive.com/en/archive>
- Stacey, F. D. Johnston, M. J. S (1963) *Theory of the Piezomagnetic Effect in Titanomagnetite Bearing Rocks*.
- Yavarirad, P. Kahbasi, I. and Pourbeyranvand, Sh (2019) *Magnetic Field Observations for the 8 December 2016 $M_w=6.0$ China Earthquake, 8th international Conference on Seismology and Earthquake Engineering, Tehran, Iran.*

Investigation of geomagnetic data as a precursor of 5 Sep. 2018 Japan earthquake (Mw=6.6)

H. Taherinia¹ and Sh. Pourbeyranvand^{2*}

1- M. Sc., student. Seismological Research Center-Seismology dept. International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES)

2- Assist. Prof., Seismological Research Center-Seismology dept. International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES)

** beyranvand@iiees.ac.ir*

Received: 2020/10/8 Accepted: 2020/12/2

Abstract

Magnetic anomalies before an earthquake occurrence have long been discussed as precursors to seismic activity. In this study, by repeatedly over-plotting magnetic data related to each day (24 hours) in the same frame, for different components (Z, Y, X) or (Z, D, H) of three geomagnetic stations in Japan (MMB, KAK, KNY) over a period of one year, the characteristic curve of the geomagnetic stations are extracted. The purpose of this method is to try to reduce the effect of diurnal variations in the magnetic field from geomagnetic records and its use led to a more significant differentiation of the anomalies observed before the earthquake compared to the original data. Although previous studies have shown that geomagnetic data can be used as a precursor of earthquakes, the presence of magnetic storms in the study period led to the conclusion that commenting on the relationship between the observed anomalies and the earthquake requires more data and investigations.

Keywords: Anomaly, Diurnal variation, Earthquake, Japan, Magnetic storm