

مکان‌یابی زمین‌لرزه‌های ثبت شده در شبکه محلی به روش بازگشت زمان در منطقه ریگان

رضا منصوری* و محمدرضا قیطانچی

موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۹۳/۵/۵، تاریخ پذیرش: ۹۳/۱۲/۹)

چکیده

روش بازگشت زمان به منظور بررسی مکان و پارامترهای چشمه زمین‌لرزه‌های گوناگون از سوی محققان مورد استفاده قرار گرفته است. در این روش برای محاسبه پارامترهای زمین‌لرزه، داده‌های ثبت شده به صورت معکوس در زمان زمین انتشار پیدا می‌کنند. در این تحقیق از روش خودکار برای تشخیص زمین‌لرزه‌ها و مکان‌یابی آنها به روش بازگشت زمان و شکل موج‌های پیوسته ثبت شده در فواصل محلی استفاده شده است. ابتدا داده‌های ثبت شده با عملگر آماری کشیدگی یا کورتوسیس (kurtosis) برای برجسته کردن زمان رسید امواج فشارشی مورد پردازش قرار می‌گیرد. سپس داده‌های پردازش شده در یک شبکه از نقاط تعریف شده درحکم چشمه‌های پتانسیلی مهاجرت داده و در نهایت برهم‌باریده می‌شوند. بیشینه محلی برهم‌بارش در زمان و مکان به ترتیب زمان وقوع زمین‌لرزه و مکان آن خواهد بود. در این تحقیق روش بازگشت زمان برای محاسبه مکان پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۲۰ دسامبر ۲۰۱۰ که در شرق بلوک لوت در منطقه ریگان رخ داده، مورد استفاده قرار گرفته است. برای محاسبه مکان و تنظیم عملگر بازگشت زمان چندین شرط با استفاده از رویدادهای مصنوعی مورد آزمایش قرار گرفته و در انتها پارامترهای به دست آمده از آزمایش مصنوعی برای پردازش و مکان‌یابی داده‌های واقعی ثبت شده در شبکه‌ای محلی در منطقه ریگان واقع در جنوب شرقی ایران مورد استفاده قرار گرفت. با وجود استفاده از پارامترهای به دست آمده از آزمایش مصنوعی، روشن شد که باید از چند محدودیت مانند تعداد ایستگاه‌های استفاده شده در مکان‌یابی برای بهینه کردن مکان زمین‌لرزه‌ها استفاده شود. نتایج به دست آمده از مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها، نشان‌دهنده یک زون لرزه‌خیز در منطقه است که احتمالاً با یک گسل پنهان در ارتباط است.

واژه‌های کلیدی: روش بازگشت زمان، مکان‌یابی زمین‌لرزه، زلزله‌شناسی محاسباتی، لرزه‌خیزی و زمین‌ساخت، منطقه ریگان

Locating earthquakes in local network by time reversal method in Rigan region

Reza Mansouri* and Mohammad Reza Gheitanchi

Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 27 July 2014, accepted: 28 February 2015)

Summary

Rapid and accurate assessment of earthquake source parameters is extremely useful in seismology from different perspectives including hazard assessment and also for rapid

*Corresponding author:

rezamansouri@ut.ac

* نگارنده رابط:

response services. Nowadays, there exist various automated phase detection and location algorithms that provide near real-time seismic bulletins. Such algorithms rely on explicit phase identification and complex event association techniques that must be reformulated for different velocity models accordingly. These algorithms often use only P and S phases (Withers et al., 1999). In many cases, the signal-to-noise ratio (SNR) is small, making it difficult to use the classical methods based on phase identification. However, event location based on a migration approach has recently been proposed in seismology (e.g., Kawakatsu and Montagner, 2008; Larmat et al., 2009; Kim et al., 2011; Gharti et al., 2011) mostly because phase identification is not required in this method. Time-reversal (hereafter referred to as TR) is a migration-based approach, in which the observed seismograms are back propagated in time in order to determine the location of the events. The TR method can potentially provide more accurate information on earthquake processes especially for small earthquakes where phase-identification-based methods are hardly used due to a low SNR.

In general, classic earthquake location is a nonlinear problem and linearization of travel time equations in earthquake location is mandatory based on a Taylor series expansion around some prior estimate (or guess). The locations of events also contain random errors, for example errors associated with the arrival time, as well as systematic biases due to manual phase picking. On the other hand, the most important error in earthquake locations with the TR method is only the inherent dependence of earthquake locations on an assumed seismic velocity structure of the Earth. The history of the TR method, which takes the advantage of none-phase identification, can be traced back to automated local and regional seismic event detection and a location system using waveform correlation by McMechan (1985) and Whithers et al. (1999). In recent years, the same theory of waveform correlation is used by various researchers to investigate earthquake location in local (e.g. Maggi and Michelini, 2010), regional (O'Brien et al., 2011) and telesismic distances (e.g. Ekstrom, 2006; Larmat et al., 2006) using the TR method.

The time reversal algorithm has been recently used to study the location and characterization of seismic sources in elastic media. This algorithm is related to the back propagating of the recorded data in earth in reverse time to find the parameters of an event. In this study, we investigate the location of small seismic events in south-eastern of Iran in an automatic mode. Most of the events are linked with structures of east of the Lut Block occurred after the main shock on 2010, December 20 with Mw 6.3. Data from a temporary network was used to investigate the P phase clarification using a kurtosis analysis on records and then it was migrated to the source in reversed time to find the location of events without human bias. We tested several time reversal imaging conditions by synthesizing events for location. Finally, we used the best obtained parameters from a synthetic test to apply the same procedure to a real database observed after the main shock in the Rigan region which had been recorded by the network. We showed that although the obtained parameters were used in the real data, simple limitations such as number of contributed station in location should be used to improve the location. The results showed that well-constrained centers of events were in good agreement with the trend and dip of faults in the region and the focal mechanism of the main shock.

Keywords: Time-reversal method, earthquake location, computational seismology, seismicity and tectonics, Rigan region

۱ مقدمه

ارزیابی سریع و دقیق مکان زمین‌لرزه در زلزله‌شناسی از دیدگاه‌های گوناگون از جمله ارزیابی خطر و همچنین واکنش سریع، دارای اهمیت است. امروزه، روش‌های خودکار تشخیص فازهای گوناگون زمین‌لرزه و مکان‌یابی وجود دارد که فهرست‌نامه زمین‌لرزه‌ها را به صورت زمان واقعی در اختیار محققان قرار می‌دهد. این روش‌های خودکار به روش‌های تشخیص فاز لرزه‌ای و فنون پیچیده مکان‌یابی وابسته‌اند و باید آنها را برای مدل‌های سرعتی گوناگون تنظیم کرد. این روش‌ها معمولاً از زمان رسیدن امواج فشارشی و برشی استفاده می‌کنند (ویترز و همکاران، ۱۹۹۹). در بسیاری از مواقع هنگام فازخوانی نسبت سیگنال به نوفه فازهای زمین‌لرزه بسیار کم و استفاده از روش‌های معمول مکان‌یابی با مشکل مواجه است. با توجه به مشکلات موجود در استفاده از روش‌های معمول مکان‌یابی زمین‌لرزه، مکان‌یابی رویدادها بر پایه مهاجرت به علت نبود نیاز به فازبرداری در زلزله‌شناسی مورد توجه قرار گرفته است (برای مثال، کاواکاتسو و مونتاکنر، ۲۰۰۸؛ لارمات و همکاران، ۲۰۰۸؛ کیم و همکاران، ۲۰۱۱؛ قارتی و همکاران، ۲۰۱۱). روش بازگشت زمان روشی بر پایه مهاجرت امواج است که در آن از شکل موج به دست آمده به منظور محاسبه مکان زمین‌لرزه در زمان در زمین انتشار داده می‌شوند. این روش قدرت در اختیار گذاردن اطلاعات دقیق برهم‌کنش زمین‌لرزه را به خصوص هنگامی که تشخیص فاز لرزه‌ای به سبب کوچک بودن نسبت سیگنال به نوفه بسیار دشوار است، دارد.

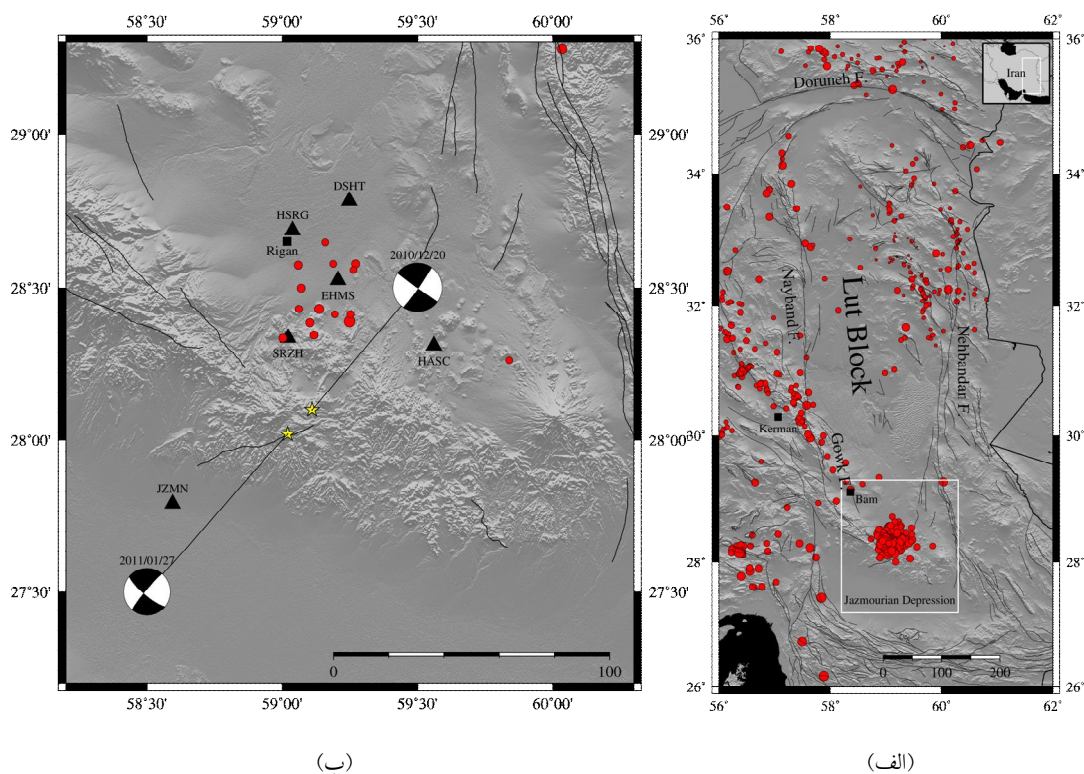
به طور خلاصه، مکان‌یابی معمول زمین‌لرزه مسئله‌ای غیر خطی است و برای محاسبه مکان، نیاز به خطی‌سازی معادلات زمان سیر امواج براساس سری‌های تیلور اطراف یک نقطه از قبل تعریف شده است. همچنین مکان‌یابی معمول زمین‌لرزه نیاز به استخراج زمان رسید فازهای

لرزه‌ای دارد که موجب کاهش حجم اطلاعات در روند مکان‌یابی می‌شود (لانگت و همکاران، ۲۰۱۴). همچنین این نوع مکان‌یابی دارای خطای تصادفی مانند خطای زمان رسید و خطاهای دستگاهی مانند خطای فازخوانی است. از طرفی، مکان‌یابی با روش بازگشت زمان فقط به مدل سرعتی در نظر گرفته شده وابسته است. تاریخچه استفاده از روش بازگشت زمان، که نیاز به فازخوانی ندارد، به مکان‌یابی خودکار رویدادهای لرزه‌ای در فواصل محلی و منطقه‌ای با استفاده از دگرستگی (cross-correlation) در کار مک‌مچان (۱۹۸۲) و ویترز (۱۹۹۹) باز می‌گردد. در سال‌های اخیر دگرستگی امواج با تابع‌های گرین از سوی محققان گوناگون در بررسی و مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها در فواصل محلی (مگی و میشلینی، ۲۰۱۰)، منطقه‌ای (ابری، ۲۰۱۱) و دولرزه‌ای (اکستروم، ۲۰۰۶؛ لارمات، ۲۰۰۶) با استفاده از روش بازگشت زمان مورد بررسی قرار گرفته است.

اولین بار روش بازگشت زمان به صورت دو بُعدی برای شناسایی و مکان‌یابی رویدادهای لرزه‌ای موجود در یک پایگاه داده‌ای بزرگ از شکل موج روی پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه‌ای به بزرگی $M_w = 6/3$ در ایتالیا اجرا شد (مگی و میشلینی، ۲۰۰۹). از آن زمان به بعد، بهینه‌سازی و ساده‌سازی روش اجازه اجرای این روش در سه بُعد را در اختیار محققان قرار داد. در تحقیق حاضر نیز با استفاده از این روش با یک شبکه محلی، به بررسی مکان پس‌لرزه‌های ثبت شده در منطقه ریگان می‌پردازیم.

۲ زمین‌ساخت منطقه

فلات ایران بین صفحه عربستان در جنوب و صفحه اوراسیا در شمال به تله افتاده است. این فلات مشتمل بر چندین بلوک قاره‌ای کوچک و صفحات اقیانوسی است که با ساختارهای خرد شده از یکدیگر جدا شده‌اند (حسامی و جمالی، ۲۰۰۶). بلوک لوت یکی از ساختارهای



شکل ۱. (الف) ساختارهای اصلی لرزه‌زمین‌ساخت بلوک لوت. خطوط مشکی گسل‌های اصلی را نمایش می‌دهد و خطوط سفید منطقه مورد بررسی را مشخص می‌سازد. دایره‌های سرخ نشان‌دهنده لرزه‌خیزی بلوک لوت ($M_L \geq 2.5$) به مدت سه ماه (از وقوع زمین‌لرزه ۲۰۱۰/۱۲/۲۰) برگرفته از مرکز لرزه‌نگاری کشور را نشان می‌دهد. (ب) ایستگاه‌های لرزه‌نگاری موقت (مثلث‌های مشکی) و لرزه‌خیزی منطقه ریگان (دایره‌های سرخ) در مدت نصب شبکه لرزه‌نگاری موقت. ستاره‌ها نشان‌دهنده زمین‌لرزه‌های اصلی رخ داده در منطقه ریگان است.

(شکل ۱-ب). این رویداد باعث تخریب بسیاری از ساختمان‌ها در منطقه وسیعی از بخش ریگان شد. این زمین‌لرزه با یک پیش‌لرزه به بزرگی $M_L = 3/7$ و ۱۲۶ پس‌لرزه در یک ماه همراه بود (رجوع شود به سایت مرکز لرزه‌نگاری کشوری). هرچند پس‌لرزه‌های این رویداد کوچک بود، بسیاری از آنها را شبکه‌های محلی و منطقه‌ای ثبت کردند. زمین‌لرزه متوسط دیگری با بزرگی $M_w = 6/2$ در تاریخ ۲۷ ژانویه ۲۰۱۱ نیز این منطقه را به لرزه در آورد (شکل ۱-ب). گسل‌های مسبب این دو زمین‌لرزه گسل‌های مزدوج امتدادلغز با امتداد شمال‌غرب-جنوب‌شرق و شمال‌شرق-جنوب‌غرب هستند (واکر و همکاران، ۲۰۱۳). این گسل‌ها روی سامانه گسلی

لرزه‌زمین‌ساختی است که به طول ۹۰۰ کیلومتر شمالی-جنوبی و به عرض ۲۰۰ کیلومتر شرقی-غربی در ایران مرکزی قرار گرفته است. این بلوک از شمال به گسل درونه، از جنوب به فرونشست جازموریان، از شرق به گسل نهبندان و از غرب به گسل نایبند ختم می‌شود (شکل ۱-الف). چندین تحقیق به منظور بررسی زمین‌ساخت بلوک لوت صورت گرفته است ولی نتایج آنها ناکامل یا حتی متناقض بوده است (سافل و فوستر، ۱۹۸۱؛ کریم‌پور و همکاران، ۲۰۱۱) در ۲۰ دسامبر ۲۰۱۰ زمین‌لرزه‌ای مخرب با بزرگی $M_w = 6/3$ بخش جنوب شرقی ایران در نزدیکی روستای ریگان و جنوب غربی بلوک لوت را به لرزه در آورد

هستند و میدان جابه‌جایی را ثبت می‌کنند، در روش بازگشت زمان به چشمه تبدیل می‌شوند و معکوس آنچه را ثبت کرده‌اند گسیل می‌کنند.

روش بازگشت زمان معادل محاسبه عملگر الحاقی (adjoint) است. پارامترهای مدل و داده به صورت خطی و به شکل زیر با یکدیگر در ارتباط‌اند:

$$d_i = \sum_j G_{ij} m_j, \quad (1)$$

که d و m پارامترهای داده و مدل است و G کرنل داده شناخته می‌شود که روی مدل اعمال می‌شود و پارامترهای داده را پیشبینی می‌کند. عملگر الحاقی معادله (۱) بر اساس کلربوت (۲۰۰۱) به صورت زیر داده می‌شود.

$$\tilde{m}_j = \sum_i G_{ji} d_i. \quad (2)$$

برای میدان موج به دست آمده می‌توان عملگر الحاقی را با عنوان عملگر بازگشت زمان خواند (کاواکاتسو و موتناگر، ۲۰۰۸). برای شکل موج طبیعی به دست آمده $d_i(t)$ در x_i عملگر بازگشت زمان در نقطه ξ_n به صورت زیر محاسبه می‌شود.

$$J_n(t) = \sum_{i=1}^m G_{ni}(\xi_i, t; x_i, 0) * d_i(t - t_0), \quad (3)$$

که J_n نشان‌دهنده سری زمانی بازگشت زمان یا انرژی در ξ_n است و t_0 نشان‌دهنده یک مرجع زمانی دلخواه است (ابرین و همکاران، ۲۰۱۱). در معادله فوق G_{ni} تابع گرین بین نقطه ξ_n و x_i است و علامت ستاره هم‌میخت را نشان می‌دهد.

در روند بازگشت زمان به سبب قانون جابه‌جایی مکان چشمه و گیرنده و ناوردایی زمان در امواج کشسان، میدان موج معکوس شده در زمان در امتداد مسیر انتشار یافته از چشمه به گیرنده انتشار می‌یابد. میدان موج در این روش تداخل سازنده و مخرب را به وجود می‌آورد و در محل چشمه و در زمان وقوع تمرکز پیدا می‌کند.

شناخته شده‌ای (گسل گوک) که حرکت امتدادلغزی حدود ۵ میلی‌متر در سال دارد، بین ایران مرکزی و بلوک لوت قرار گرفته‌اند (واکر و جکسون، ۲۰۰۴).

سامانه گسلی گوک ساختار لرزه‌زمین‌ساختی مشخص در غرب بلوک لوت است که به طول ۱۸۰ کیلومتر از شمال شرقی کرمان تا جنوب غربی بم امتداد یافته است (شکل ۱-الف). این گسل به صورت واضح روی نقشه‌های توپوگرافی مشخص است و قطعات انشلونی (en-echelon) با شیب تقریباً عمودی دارد. نمود سطحی این گسل و خطوط لغزشی نشان‌دهنده لغزش معکوس و امتدادلغز در امتداد این سامانه گسلی است (بربریان و همکاران، ۱۹۹۴). به هر حال، رویدادهای اخیر در ادامه یک زنجیره از زمین‌لرزه‌ها در بخش غربی بلوک لوت پس از زمین‌لرزه $M_w=6/5$ بم در ۲۰۰۳ و زمین‌لرزه $M_w=6/6$ زرنند در ۲۰۰۵ در اثر حرکت شمالی صفحه عربی است (واکر و همکاران، ۲۰۱۳).

۳ نظریه

روش بازگشت زمان روشی قدرتمند در رشته ژئوفیزیک محسوب می‌شود و محاسبه مشتق اول تابع‌های فیزیکی یا تابع هدف را نسبت به پارامترهای معرف آن در اختیار قرار می‌دهد. انتشار شکل موج در زمین به صورت معکوس نیز یکی از مثال‌های بازگشت زمان است. انتشار معکوس اطلاعات ثبت شده در زمان به صورت گسترده در روش‌های مهاجرت امواج در ژئوفیزیک مورد استفاده قرار گرفته است (برای مثال، بایسال و همکاران، ۱۹۸۳؛ مک مچان و همکاران، ۱۹۸۵؛ لوینتال و موفتی، ۱۹۸۳؛ تارانولا، ۱۹۸۸) و امروزه در روش‌های الحاقی مورد بررسی قرار می‌گیرد (برای مثال، لارمات، ۲۰۰۹). در زلزله‌شناسی، محاسبه بازگشت زمان تبدیل کردن ایستگاه‌های یک شبکه لرزه‌ای به یک آرایه فعال است؛ بدین معنی که، ایستگاه‌هایی که به صورت معمول گیرنده

۴ کاربرد روش

کیفیت نتایج روش بازگشت زمان به صورت خاص به کیفیت تابع‌های گرین تولید شده وابسته است و پس از آن به اطلاعات ما از ساختار سه‌بُعدی زمین. در دوره‌های بلند، تابع‌های گرین به ساختارهای کوچک وابسته نیستند و انرژی ناشی از روش بازگشت زمان در مکان رویدادها به خوبی متمرکز می‌شود (لارمات، ۲۰۰۶). هنگامی که این روش در فواصل محلی مورد استفاده قرار می‌گیرد؛ از جمله در تحقیق حاضر، بسامدهای زیاد، نقش اساسی بازی می‌کنند. در نتیجه باید از بسامدهای زیاد برای شبیه‌سازی استفاده کرد و اطلاعات کافی از ساختار سرعتی محلی منطقه مورد بررسی به دست آورد. در برخورد با بسامدهای زیاد می‌توان از ساده‌سازی روش بازگشت زمان در مکان‌یابی استفاده کرد. بدین معنی که شکل موج به دست آمده و تابع‌های گرین به گونه‌ای پردازش شوند تا قسمت‌های حساس به مکان و زمان وقوع، مثلاً زمان رسید موج فشارشی، مورد استفاده قرار گیرند. در این صورت شکل موج پردازش شده باید یک پیشینه دیراک‌مانند در زمان رسید داشته باشد و زمان‌های دیگر این دامنه بسیار کوچک شود. تابع‌های گرین برای محاسبه بازگشت زمان را نیز می‌توان با استفاده از یک تابع دیراک در زمان پیش‌بینی شده محاسبه کرد.

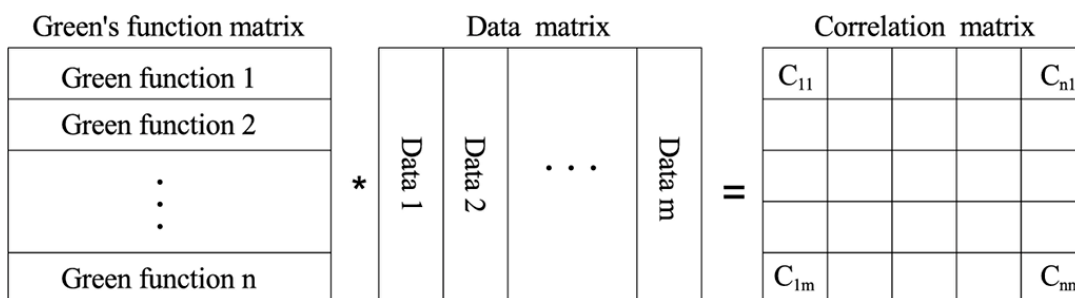
در این تحقیق برای پردازش داده‌ها از عملگر کشیدگی یا کورتوسیس (kurtosis) به روش مگی و میشلینی (۲۰۱۰) و لانگت (۲۰۱۴) برای محاسبه زمان رسید موج فشارشی به صورت دیراک استفاده می‌شود. عملگر کشیدگی گشتاور درجه چهار داده، و نشان‌دهنده خروج یک جامعه آماری از حالت گاوسی است.

$$kurt(x_1, \dots, x_N) = \left[\frac{1}{N} \sum_{j=0}^N \left(\frac{x_j - \bar{x}}{\sigma} \right)^4 \right] - 3, \quad (4)$$

که N نشان‌دهنده تعداد نمونه‌ها در یک پنجره زمانی تعریف شده، \bar{x} و σ به ترتیب میانگین و انحراف معیار کل نمونه‌ها در پنجره یاد شده است و x_j در واقع نمونه j ام خواهد بود. برای مثال توزیع گاوسی مانند آنچه در نوبه وجود دارد دارای کشیدگی صفر است. در مقابل، سیگنال‌های غیر گاوسی (مانند رویدادهای لرزه‌ای و به خصوص زمان رسید امواج فشارشی) کشیدگی بزرگی را تولید می‌کنند. در صورتی که پنجره فقط نوبه را در بر گیرد محاسبه کشیدگی در آن پنجره که در طول شکل موج حرکت می‌کند باعث تولید دامنه‌های کوچک می‌شود و در مقابل در صورتی که به زمان رسید موج فشارشی برخورد کند، تولید مقدار بزرگی می‌کند و با حرکت در امتداد شکل موج، دوباره دامنه آن کاهش می‌یابد. به طور کلی کشیدگی عملگر آماری بسیار مناسبی برای تشخیص فاز موج فشارشی است و در سال‌های اخیر به صورت گسترده در بهینه کردن روش‌های فازبرداری کلاسیک مورد استفاده قرار گرفته است (هاجلئونتیادیس و پاناس، ۲۰۰۲؛ بیلارد، ۲۰۱۴).

به منظور محاسبه مکان رویداد با استفاده از روش بازگشت زمان تابع‌های گرین باید برای شبکه‌ای از نقاط محاسبه شود. در صورتی که تابع‌های گرین به صورت شکل موج کامل محاسبه شوند به حجم سخت‌افزاری و رایانه‌های بزرگ نیاز است. بنابراین با توجه به استفاده از کشیدگی برای ساده‌سازی داده‌ها، می‌توان تابع‌های گرین را با استفاده از جدول زمان رسید موج فشارشی برای یک مدل خاص تولید کرد. تابع‌های گرین دارای مقدار صفر به جز در زمان رسید موج فشارشی است و در واقع پاسخ محیط به امواج فشارشی را نشان می‌دهد.

به منظور برآورد مقادیر بازگشت زمان، محاسبه دگروابستگی برای هر نقطه از شبکه تعریف شده در حکم چشمه پتانسیلی، نیاز به زمان طولانی و محاسبات زیادی دارد. در صورت نبود تغییرات جانبی در مدل سرعتی،



شکل ۲. طرحواره ضرب ماتریسی داده‌ها و تابع‌های گرین (برگرفته از ویترز و همکاران، ۱۹۹۹).

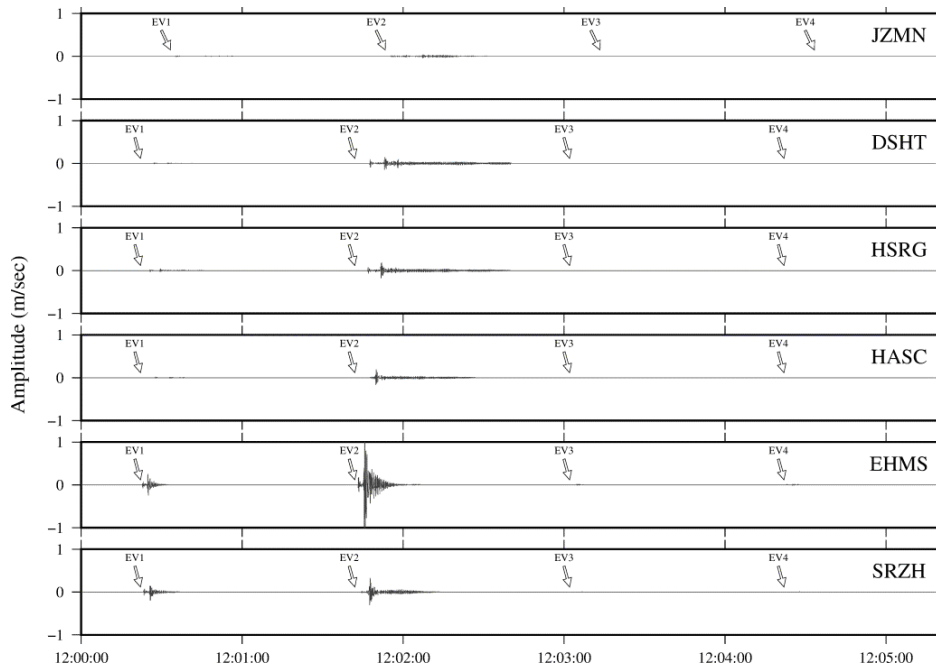
مصنوعی براساس اطلاعات چهار زمین‌لرزه واقعی موجود در منطقه ریگان با روش انتگرال‌گیری عدد موج (بوچون، ۱۹۸۱) محاسبه شد. برای هر رویداد، سازوکار کانونی متفاوتی در نظر گرفته می‌شود تا بتوان اثر عملگر کشیدگی را هم بررسی کرد. خصوصیات همه زمین‌لرزه‌های مصنوعی در جدول ۱ دیده می‌شود. خصوصیات این زمین‌لرزه‌ها به غیر از زمان وقوع و سازوکار کانونی براساس پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه اولیه منطقه ریگان که در مرکز لرزه‌نگاری کشوری ثبت شده، مشخص شده است. طول زمانی هر شکل موج مصنوعی ۸۰ ثانیه در نظر گرفته شده تا همه قطار موج شکل موج را دربرگیرد و همگی با بسامد ۱۰۰ هرتز نمونه‌برداری شده‌اند. در ساخت نگاهت مصنوعی از مدل سرعتی CRUST2.0 (باسین و همکاران، ۲۰۰۰) در منطقه ریگان استفاده شده است. در شکل ۳ رویدادهای سوم و چهارم به علت بزرگای کوچک‌تر نسبت به رویدادهای اول، به سختی دیده می‌شوند.

در بررسی خصوصیات روش بازگشت زمان از دو صافی میان‌گذر ۱-۱۰ هرتز و ۱-۴ هرتز برای فیلتر کردن داده‌های مصنوعی استفاده شد. همچنین پنجره عملگر کشیدگی تغییراتی بین ۱-۳ ثانیه را در خود جای داده است تا کیفیت تشخیص امواج فشارشی، مورد بررسی قرار گیرد. با توجه به خاصیت کشیدگی زمان رسید موج

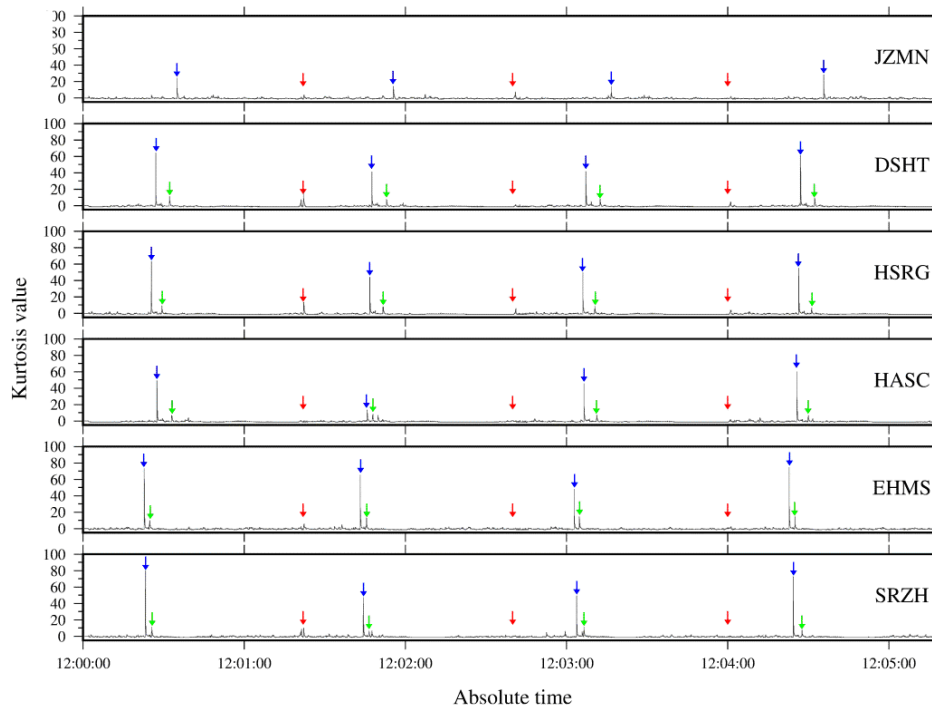
تابع‌های گرین در نقاط هم‌فاصله از هر ایستگاه با یکدیگر برابر خواهد شد و این تابع‌ها را می‌توان در یک ماتریس سطری جای داد (شکل ۲). پس از ساخت ماتریس تابع‌های گرین به پردازش داده‌ها پرداخته می‌شود. ابتدا پنجره‌ای از داده‌ها در اطراف زمان رسید موج فشارشی رویداد موردنظر از کل داده‌ها با استفاده از نسبت انرژی پنجره کوتاه به پنجره بلند (STA/LTA) استخراج و متوسط و روند خطی آن حذف می‌شود. در ادامه با استفاده از یک صافی میان‌گذر داده‌ها فیلتر شده و عملگر کشیدگی روی آن اعمال می‌شود و شکل موج‌های پردازش شده در یک ماتریس ستونی قرار می‌گیرد. یک ضرب ماتریسی ساده تابع‌های گرین و داده‌ها نتایج روش بازگشت زمان هم‌فاصله نسبت به هر ایستگاه را در اختیار قرار می‌دهد (شکل ۲). در انتها، مقادیر به‌دست آمده در مختصات جغرافیایی توزیع و برهم‌باریده می‌شوند (ویترز، ۱۹۹۹).

۵ آزمون مصنوعی

در این بخش برای بررسی خصوصیات روش بازگشت زمان، چهار زمین‌لرزه مصنوعی را که در شش ایستگاه ثبت شده‌اند مکان‌یابی می‌کنیم. برای دستیابی به تنظیمات مناسب این روش، از برنامه WavLoc بهینه شده مگی و میشلینی (۲۰۱۰) استفاده می‌شود. ابتدا شکل موج



(الف)

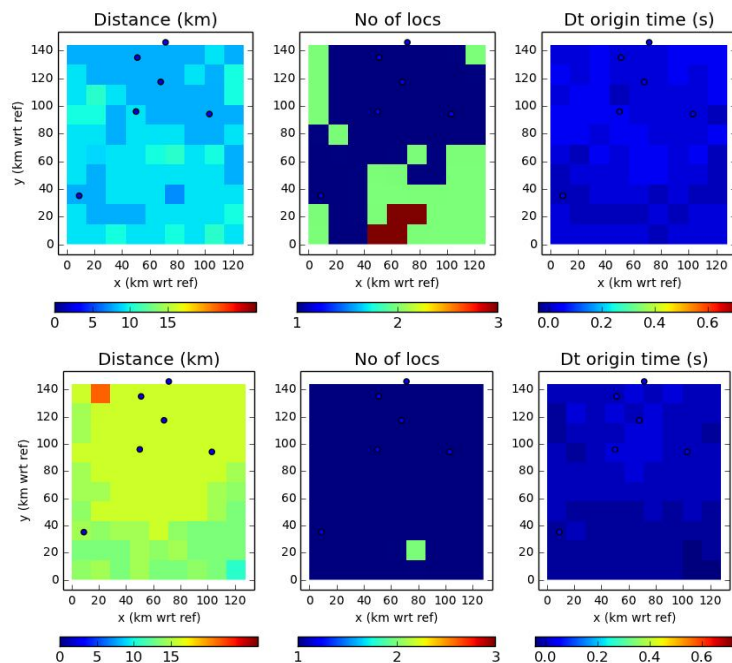


(ب)

شکل ۳. (الف) شکل موج مصنوعی چهار رویداد که براساس گزارش مرکز لرزه‌نگاری تولید شده‌اند. (ب) محاسبه عملگر کشیدگی روی داده‌های فیلتر شده با استفاده از صافی میان‌گذر ۱-۱۰ هرتز و پنجره ۳ ثانیه‌ای. بردار آبی زمان رسید موج فشارشی، بردار سبز زمان رسید موج عرضی و بردار سرخ محل ادغام شکل موج‌ها را نشان می‌دهد.

می‌رود، استفاده از صافی میان‌گذر ۱-۱۰ هرتز برای تشخیص موج فشارشی در همه آزمون‌ها نتیجه بهتری نسبت به صافی میان‌گذر ۱-۴ هرتز در اختیار می‌گذارد که علت آن محتوای بسامدی بیشتر در زمان رسید موج فشارشی است. شکل و دامنه عملگر کشیدگی نیز وابسته به طول پنجره تعریف شده است؛ پنجره بزرگ‌تر مقدار کشیدگی بزرگ‌تری تولید می‌کند. این در حالی است که زمان رسید را با تاخیر چند صدم ثانیه تشخیص خواهد داد. پس از ضرب ماتریسی و برهم‌بارش در هر گام زمانی (۰/۰۱ ثانیه)، پیشینه‌های محلی در مختصات جغرافیایی و مختصات مرتبط استخراج شد و به صورت سری زمانی ثبت شد. این تابع‌های زمانی با استفاده از صافی‌های پایین‌گذر ۱، ۲ و ۳ هرتز هموار می‌شوند. پس از استخراج پیشینه‌های محلی همه رویدادهای مصنوعی که مقادیر

فشارشی دارای توزیعی غیرگوسی است و مقدار کشیدگی بزرگی تولید کرده است. با این حال با توجه به اینکه زمان رسید موج عرضی در دنباله موج فشارشی قرار می‌گیرد، تغییرات توزیع آن مقدار کشیدگی کوچک‌تری تولید می‌کند. به علت حساس بودن این عملگر به تغییرات کوچک در شکل موج در محل ادغام نیز مقادیری تولید می‌شود ولی با توجه به غیر هم‌دوس بودن این مقادیر با فازهای اصلی، در مکان‌یابی شرکت نخواهند کرد (شکل ۳-ب). به منظور بهینه کردن عملگر کشیدگی و حذف دامنه‌های ناخواسته، از مشتق مثبت عملگر کشیدگی استفاده شده و در انتها همه داده‌های پردازش شده با تابعی گاوسی آمیخته شد تا سطح شناسایی امواج فشارشی بهتر دیده شود. همه ترکیبات طول پنجره کشیدگی و صافی برای این آزمون به کار رفته تا بهترین نتیجه برای شناسایی زمان رسید موج فشارشی به دست آید. همان‌طور که انتظار



شکل ۴. هر ردیف نشان‌دهنده خطای عمق براساس شکل هندسی شبکه در اعماق ۶ (شکل‌های ردیف اول) و ۱۴ (شکل‌های ردیف دوم) کیلومتر است. هر ستون از چپ به ترتیب نشان‌دهنده خطای مکان، تعداد رخدادها، مصنوعی استفاده شده در آزمایش و خطای زمان وقوع است.

زمان رسید موج فشارشی دارای خطای زیادی باشد. یک آزمون ساده روی هندسه شبکه لرزه‌ای نشان می‌دهد که فقط رویدادهایی با عمق کم را می‌توان با خطای قابل قبول به دست آورد. نتایج به دست آمده نیز نشان می‌دهد که با کاهش بزرگای رویداد، خطای عمق افزایش می‌یابد (شکل ۴ و جدول‌های ۱ و ۲). همه زمین‌لرزه‌های مورد استفاده در آزمون مصنوعی تقریباً دارای مکانی مشابه بودند و تاثیر هندسه شبکه روی خطای افقی آنها یکسان خواهد بود. با توجه به نتایج به دست آمده رومرکز همه رویدادها به خوبی محاسبه شده است. باین حال عمق‌های به دست آمده در رویدادهای ناشی از روش بازگشت زمان (جدول ۲) نشان می‌دهد که در این روش، هرچه بزرگای زمین‌لرزه کوچک‌تر می‌شود، عمق برآوردی نیز افزایش می‌یابد.

به طور خلاصه، آزمون مصنوعی ما نشان می‌دهد که نتایج بهینه با استفاده از صافی میان‌گذر ۱-۱۰ هرتز و طول پنجره ۳ ثانیه برای پردازش کشیدگی و صافی ۱ هرتز هموارسازی و فواصل ۲ کیلومتر در شبکه تعریف شده نقاط به دست می‌آید (جدول ۲).

برهم‌بارش آنها بزرگ‌تر از ۸۰ بود، به خوبی تشخیص داده شده و مکان‌یابی شده بودند و مقادیر بیشینه محلی در زمان وقوع رویداد قرار داشتند. براساس تحقیقات مگی و میشلینی (۲۰۱۰) و لانگت و همکاران (۲۰۱۴) مکان و خطای مکان‌یابی به ترتیب متوسط و انحراف معیار مقادیری که در ۹۵٪ بیشینه محلی برهم‌بارش قرار گرفته بودند، محاسبه شد. نتایج به دست آمده از این آزمون مصنوعی نشان می‌دهد که خطای ناشی از به کار بردن صافی پایین‌گذر ۱ هرتز برای هموارسازی بسیار منطقی‌تر از صافی‌های ۲ و ۳ هرتز است.

در این تحقیق ترکیب آزمون‌ها برای شبکه‌های متفاوتی از نقاط در حکم چشمه‌های پتانسیلی با فواصل بین نقطه‌ای ۲ تا ۵ کیلومتر و تاثیر تعداد ایستگاه‌ها نیز آزمایش شد. بنا به انتظار خطای زمانی و مکانی هنگام استفاده از فواصل بزرگ‌تر افزایش می‌یابد. تعداد ایستگاه‌ها نیز در تشخیص زمین‌لرزه و خطای تاثیر بسزایی دارد به طوری که زمین‌لرزه‌های کوچک (رویدادهای ۳ و ۴) با کاهش تعداد ایستگاه‌ها، غیر قابل تشخیص می‌شوند. انتظار می‌رود عمق رویدادها با توجه به هندسه شبکه لرزه‌ای و استفاده از

جدول ۱. پارامترهای استفاده شده در ساخت نگاشت مصنوعی.

پارامترهای مصنوعی								
Event name	Origin time	Longitude (deg)	Latitude (deg)	Magnitude (m_L)	Depth (km)	Strike (deg)	Dip (deg)	Rake (deg)
EV1	12:00:20.00	59.14	28.43	3.9	10	0	90	0
EV2	12:01:40.00	59.25	28.39	4.3	10	90	45	90
EV3	12:03:00.00	59.20	28.41	3.1	10	45	45	90
EV4	12:04:20.00	59.25	28.41	2.9	10	45	90	0

جدول ۲. نتایج به دست آمده از آزمون مصنوعی (پنجره کشیدگی ۳ ثانیه، صافی ۱-۱۰ هرتز و فاصله نقاط شبکه ۲ کیلومتر) و خطاهای به دست آمده از آزمون.

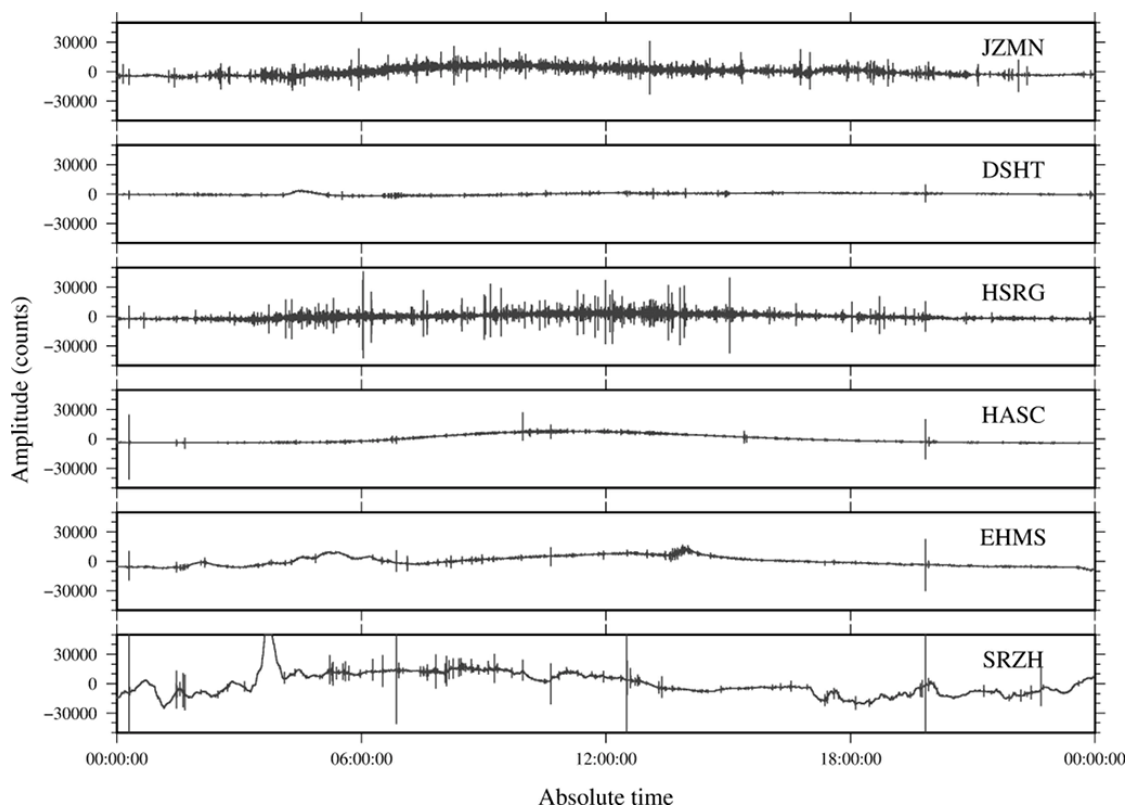
نتایج به دست آمده						
Event name	Origin time	Longitude (deg)	Latitude (deg)	Depth (km)	Horizontal error (km)	Origin time error (sec)
EV1	12:00:20.00	59.12	28.40	10	16.3	0.44
EV2	12:01:40.00	59.25	28.40	10	12.5	0.34
EV3	12:03:00.00	59.20	28.40	14	15.5	0.40
EV4	12:04:20.00	59.25	28.40	16	10.6	0.28

۶ تحلیل داده‌ها

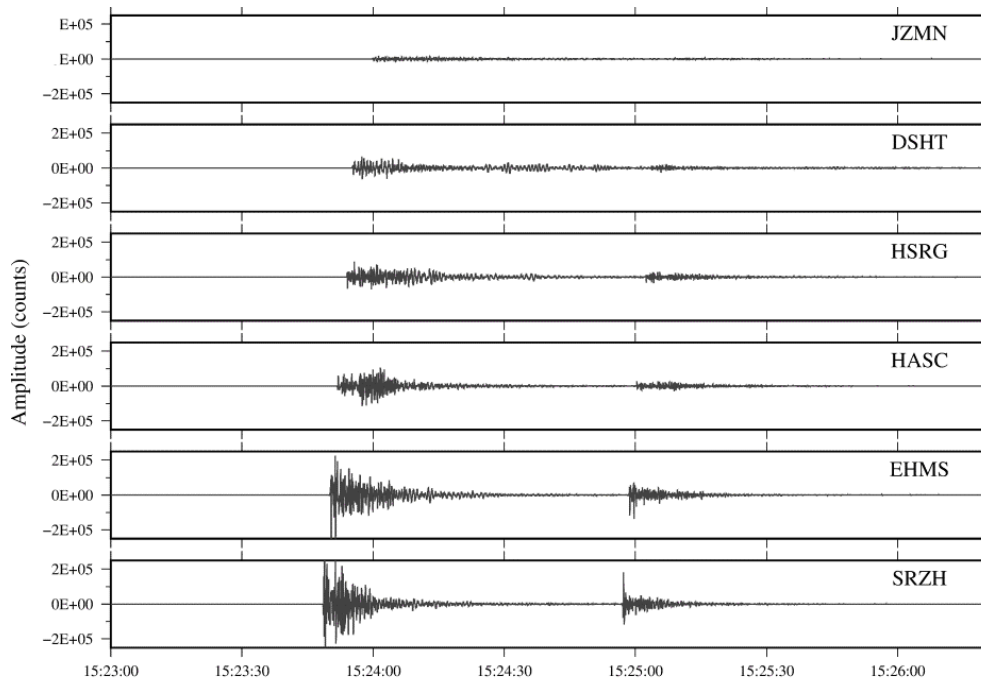
داده‌های مورد استفاده در این تحقیق شامل هفت روز شکل موج پیوسته است که در شش ایستگاه موقت در منطقه ریگان ثبت شده است (شکل ۱ ب). این ایستگاه‌ها از تاریخ ۲۹ دسامبر ۲۰۱۰ تا ۴ ژانویه ۲۰۱۱ به مدت کوتاهی پس از زمین‌لرزه ۲۰ دسامبر ۲۰۱۰ نصب شده‌اند و بسیاری از پس‌لرزه‌های این زمین‌لرزه را ثبت کرده‌اند. هر ایستگاه مجهز به یک حس‌گر نوارپهن تریلیوم ۴۰ ثانیه و دیجیتالیزر تاروس بود که داده‌های ثبت شده را با بسامد ۱۰۰ هرتز نمونه‌برداری کردند. شکل موج یک روزه ۳ ژانویه برای نمایش کیفیت داده‌ها در شکل ۵ نمایش داده شده است. برای محاسبه مکان رویدادهای کوچک در منطقه ریگان، شکل موج‌ها را پس از حذف متوسط و روند

خطی هر قطعه به صورت روزانه ادغام و گاف‌های زمانی با صفر جایگزین کردیم. سپس شکل موج‌های ادغام شده با استفاده از پارامترهای به‌دست آمده از آزمون مصنوعی مورد پردازش قرار گرفت (صافی ۱-۱۰ هرتز و پنجره ۳ ثانیه برای محاسبه کشیدگی). همه این پردازش‌ها با استفاده از برنامه Obspy (بیروت و همکاران، ۲۰۱۰) محاسبه شده است (شکل‌های ۶-الف و ۶-ب).

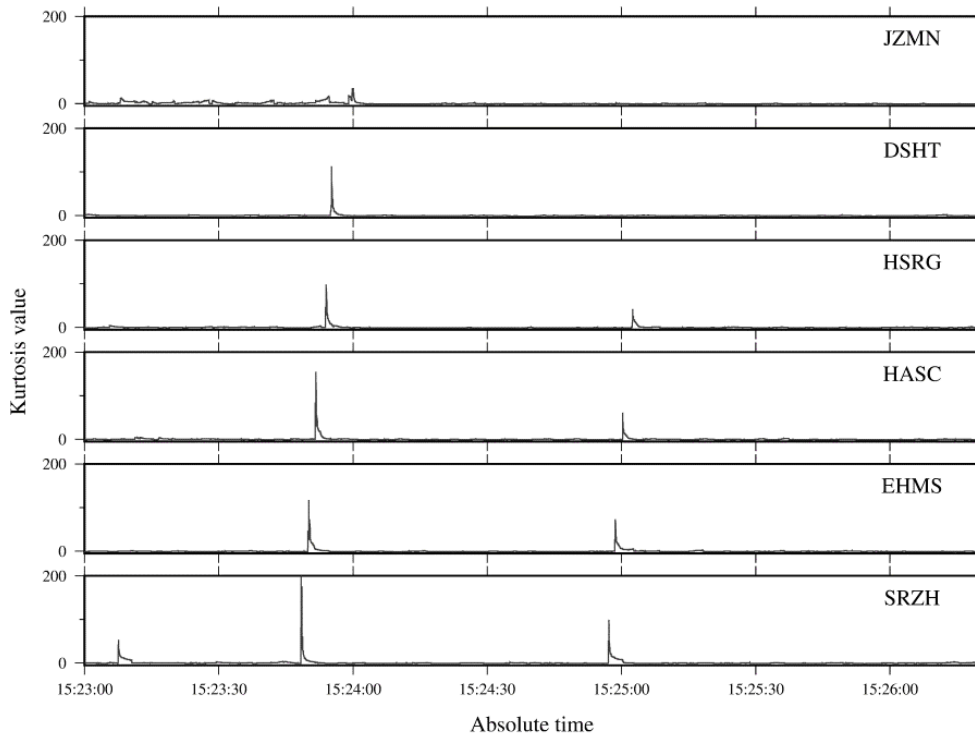
برای کاهش حجم محاسبات با استفاده از برنامه NonLinLoc (لوماکس و همکاران، ۲۰۰۰؛ لوماکس، ۲۰۰۵) زمان رسید امواج فشارشی برای شبکه‌ای از نقاط با استفاده از مدل سرعتی CRUST2.0 محاسبه شد. شبکه نقاط درحکم چشمه‌های پتانسیلی دارای فواصل بین‌نقطه‌ای ۲ کیلومتر در سه بُعد تعریف و تابع‌های گرین



شکل ۵. کیفیت داده‌های روزانه که با ۶ ایستگاه موقت در منطقه ریگان ثبت شده‌اند. نام هر ایستگاه سمت راست هر شکل موج ثبت شده است.



(الف)



(ب)

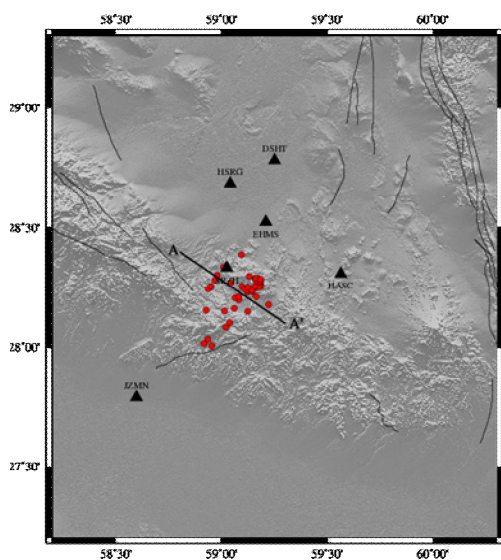
شکل ۶. (الف) کیفیت داده‌های ثبت شده دو زمین‌لرزه متوالی در شبکه لرزه‌نگاری موقت. (ب) کشیدگی محاسبه شده داده‌ها برای تبدیل زمان رسید موج فشارشی به یک تابع دیراک‌مانند.

داده‌ها دارای نوفه‌های بسیاری بودند. در نتیجه با در نظر گرفتن کیفیت داده‌ها و شکل هندسی شبکه محدودیت‌هایی برای انتخاب رویدادهای مناسب مکان‌یابی شده باید اعمال شود. محدودیت‌هایی مانند آنچه در مکان‌یابی معمول از آنها استفاده می‌شود در این تحقیق به کار رفت؛ گاف آزیموتی و تعداد ایستگاه‌های مورد استفاده در مکان‌یابی. برای پیدا کردن تعداد ایستگاه‌های موجود در مکان‌یابی از داده‌های پردازش‌یافته استفاده شد. در صورتی که مقدار عملگر کشیدگی در داده‌های پردازش‌یافته از ۲۰ بزرگ‌تر باشد، آن ایستگاه در حکم ایستگاه استفاده شده در مکان‌یابی در نظر گرفته می‌شود (مقدار آستانه از کوچک‌ترین مقدار کشیدگی در ایستگاه JZMN استخراج شده است). سپس با استفاده از ایستگاه‌های استفاده شده در مکان‌یابی، گاف آزیموتی محاسبه می‌شود و همه رویدادهایی که دارای گاف آزیموتی کوچک‌تر از ۲۷۰ درجه و خطای افقی

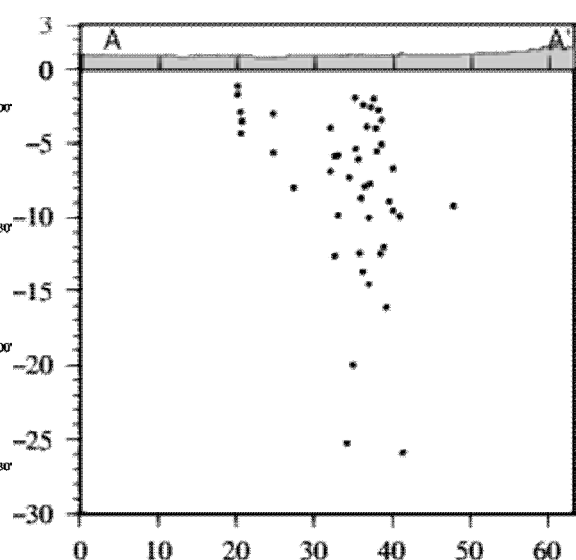
به صورت تابع‌های دیراک در زمان رسید امواج فشارشی محاسبه شدند. سپس دگروابستگی با استفاده از روش ضرب ماتریسی (شکل ۲) روی پنجره متحرک داده‌ها، که در هر ضرب ماتریسی یک نمونه جابه‌جا می‌شود، محاسبه شده است. حجم ضرب ماتریسی و برهم‌بارش مقادیر به دست آمده بسیار زیاد است و نیاز به سخت‌افزارهای پیشرفته دارد.

برای اجرای محاسبات روی سخت‌افزار موجود (رایانه‌های شخصی) هر داده روزانه به پنجره‌های ۳۰۰ ثانیه‌ای تقسیم می‌شود که هر پنجره با پنجره قبلی خود ۲۰ ثانیه هم‌پوشانی دارد. نتایج برای هر قطعه به صورت جداگانه محاسبه می‌شود و در انتها نتیجه نهایی از ادغام این بخش‌ها به دست می‌آید.

با استفاده از محاسبات صورت گرفته ۳۹۴۱ رویداد بدون در نظر گرفتن محدودیت با روش بازگشت زمان در منطقه ریگان تشخیص داده شد. از آنجا که شبکه موقت لرزه‌نگاری به صورت آرمانی نصب و راه‌اندازی نشده بود،



(ب)



(الف)

شکل ۷. (الف) لرزه‌خیزی پس‌لرزه‌های در منطقه ریگان که به روش بازگشت زمان محاسبه شده است. خط مشکی پُررنگ نشان‌دهنده مسیر مقطع زنی است. (ب) سطح مقطع زمین‌لرزه‌ها در امتداد AA'.

بررسی و تحلیل چنین رویدادهایی است. در این تحقیق با استفاده از روش بازگشت زمان شکل موج پیوسته پردازش شده با عملگر کشیدگی، به تشخیص و مکان‌یابی پس‌لرزه‌های منطقه ریگان پرداخته شد. ابتدا پارامترهای صافی مناسب برای عملگر کشیدگی آزمایش شد و قطعیت و مناسب بودن روش بازگشت زمان با یک آزمون مصنوعی نمایش داده شد. سپس این روش روی ۷ روز داده‌های پیوسته که توسط شبکه موقت نصب شده بود اعمال شد. با وجود اینکه روش خودکار بازگشت زمان مانند دیگر روش‌های خودکار نمی‌تواند همه رویدادها را به خوبی شناسایی و مکان‌یابی کند ولی با استفاده از آن و با توجه به تعداد ایستگاه‌های موجود در منطقه ریگان ۴۶ رویداد با خطای مناسب (حداکثر خطای افقی ۲۰ کیلومتر) مکان‌یابی شد.

مقطع عمودی AA' (شکل ۷-ب) مقطعی از رویدادهای مکان‌یابی شده را نشان می‌دهد که نشان‌دهنده لرزه‌خیزی کم‌عمق در این منطقه است. عمق زمین‌لرزه‌ها در این تحقیق نشان می‌دهد که عمق رویدادها به ندرت از ۲۰ کیلومتر فراتر می‌رود. زمین‌لرزه‌ها همچنین یک روند خطی نشان می‌دهند که وابستگی آنها را احتمالاً با یک گسل مخفی در منطقه نشان می‌دهد. این امر با مطالعات زمین‌لرزه واکر و همکاران (۲۰۱۳) هم‌راستا است و اولین بار با استفاده از پس‌لرزه‌های ثبت شده در شبکه موقت در این منطقه، وجود این گسل مخفی به اثبات می‌رسد. به نظر می‌رسد این روند با روند گسل‌های اصلی منطقه مزدوج است. با توجه به مشاهدات میدانی گروه لرزه‌زمین‌ساخت سازمان زمین‌شناسی کشوری و مکان‌یابی مجدد پس‌لرزه‌ها با استفاده از داده‌های زمان رسید حاصل از پس‌لرزه‌ها در شبکه دائمی سه گسیختگی سطحی مشاهده شده که ناشی از دو گسل پنهان است که آرایش مزدوج دارند (واکر و همکاران، ۲۰۱۳). روند رویدادهای حاصل از مکان‌یابی پس‌لرزه‌های این تحقیق با توجه به

کمتر از ۲۰ کیلومتر باشند، در صورتی که با ۶ ایستگاه مکان‌یابی شده باشند به منزله رویدادهای مناسب در نظر گرفته می‌شوند.

با احتساب محدودیت‌های در نظر گرفته شده ۴۶ زمین‌لرزه در منطقه ریگان به روش بازگشت زمان خودکار تشخیص داده و مکان‌یابی شد (شکل ۷). این زمین‌لرزه‌ها دارای بزرگی $2.1 \leq M_L \leq 4.6$ هستند و تقریباً روی یک روند شمال شرقی-جنوب غربی قرار گرفته‌اند. این روند تقریباً روندی مزدوج با روندهای سامانه گسلی گوک در منطقه را نشان می‌دهد. در مقایسه، مرکز لرزه‌نگاری کشوری ۱۵ رویداد را در این منطقه در زمان نصب این شبکه گزارش کرده است که توزیع این رویدادها در شکل ۱-الف دیده می‌شود. تعداد این رویدادها بسیار کوچک به نظر می‌رسد و علت آن وجود شبکه دائمی تنک با فواصل زیاد و گاف آزیموتی این شبکه نسبت به منطقه مورد بررسی در زمان وقوع این زمین‌لرزه‌ها در منطقه ریگان است.

۷ بحث و نتیجه‌گیری

ویژگی متمایز کننده این تحقیق، استفاده از مکان‌یابی با روش بازگشت زمان در شبکه محلی موقت است که در منطقه ریگان نصب شده بود. بنابراین از مجموعه داده‌ای مناسب با فواصل ایستگاهی بهینه‌تری در مکان‌یابی استفاده شد که کاستی‌های موجود در شبکه دائمی اعم از فاصله زیاد ایستگاهی و گاف آزیموتی بزرگ را پوشش می‌دهد. علاوه بر نکات یاد شده از روش خودکار تشخیص زمین‌لرزه و مکان‌یابی استفاده شد تا اثر خطای انسانی در این تحقیق به کمترین حد خود برسد.

توالی پس‌لرزه‌ها با توجه به تعداد رویدادها پس از زمین‌لرزه اصلی معمولاً دارای لرزه‌خیزی پیچیده‌ای است. در این تحقیق روشن شد که روش بازگشت زمان با توجه به نداشتن نیاز به فازبرداری خودکار روش مناسبی برای

- tomography in North America: Eos Trans. AGU, 81, F897.
- Berberian, M., and King, G. C. P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: Journal Canadien des Sciences de la Terre, **18**(2), 210–265.
- Berberian, M., and Qorashi, M., 1994, Coseismic fault-related folding during the South Golbaf earthquake of November 20, 1989, in southeast Iran: Geology, **22**, 531–534.
- Baysal, E., Kosloff, D., and Sherwood, J. W. C., 1983, Reverse time migration: Geophysics, **48**(11), 1514–1524.
- Beyreuther, M., Barsch, R., Krischer, L., Megies, T., Behr, Y., and Wassermann, J., 2010, ObsPy: A Python toolbox for seismology, Seismological Research Letters, **81**(3), 530–533.
- Bouchon, M., 1981, A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media: Bull. Seism. Soc. Am., **71**, 959–971.
- Claerbout, J. F., 2001, Basic Earth Imaging (version 2.4), Stanford University.
- Ekstrom, G., 2006, Global detection and location of seismic sources using surface waves: Bull. seism. Soc. Am., **96**, 1201–1212.
- Hadjileontiadis, L. J., and Panas, S. M., 2002, PAI-S/K: A robust automatic seismic P phase arrival identification scheme, Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, **40**(6), 1395–1404.
- Hesami, K., and Jamali, F., 2006, Explanatory notes to the map of major active faults of Iran: J. Seismology and Earthquake Engineering, **8**(1), 1–11.
- Herrmann, R. B., and Ammon, C. J., 2002, Computer Programs in Seismology. <http://www.eas.slu.edu/eqc/eqccps.html>. <http://www.irsc.ut.ac.ir>
- Karimpour, K., Stern, C., Farmer, L., and Saadat, S., 2011, Review of age, Rb-Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut Block, Eastern Iran: Geopersia, **1**(1), 19–54.
- Kawakatsu, H., and Montagner, J. P., 2008, Time-reversal seismic-source imaging and moment-tensor inversion: Geophys. J Int., **175**, 686–688.
- Kim, Y., Liu, Q., and Tromp, J., 2011, Adjoint centroid-moment tensor inversions: Geophys. J Int., **186**, 264–278.
- Langet, N., Maggi, A., Michelini, A., and Brenguier, F., 2014, Continuous kurtosis based migration for seismic event detection
- زمان نصب ایستگاه‌های موقت یکی از این گسل‌ها را به‌خوبی نشان می‌دهد و با توجه به اینکه دومین زمین‌لرزه در مجموعه داده‌ها قرار ندارد، نمی‌توان در این بخش درباره آن صحبت کرد.
- تعداد کم زمین‌لرزه‌های ثبت شده در مرکز لرزه‌نگاری ناشی از پوشش نامناسب ایستگاهی (به سبب استفاده از ایستگاه‌های دائمی در مکان‌یابی) و فاصله زیاد ایستگاه‌ها نسبت به این منطقه است (نزدیک‌ترین فاصله ایستگاه دائم حدود ۲۲۰ کیلومتر از منطقه ریگان فاصله دارد). مقایسه ساده بین مکان زمین‌لرزه‌های کوچک ثبت شده در مرکز لرزه‌نگاری و تحقیق حاضر (ضمیمه ۱) یک جابه‌جایی مکانی حدوداً به طول ۲۳/۵ کیلومتر با آزمون ۱۸۰ درجه را نشان می‌دهد؛ بدین معنی که مکان‌های زمین‌لرزه‌های کوچکی که در این منطقه در مرکز لرزه‌نگاری با استفاده از شبکه دائمی مکان‌یابی می‌شود باید به طور متوسط ۲۳/۵ کیلومتر به سمت جنوب انتقال یابد.
- تشکر و قدردانی**
- نگارندگان بر خود لازم می‌دانند تا از دکتر آلسیا مگی و پروفیسور مونتاگنر و دکتر ظاهر حسین شمالی به‌خاطر در اختیار گذاشتن نظرات سازنده ایشان تشکر کنیم. داده‌های این تحقیق از شبکه موقت نصب شده مرکز لرزه‌نگاری کشوری در ریگان دریافت شده است، لذا از مرکز لرزه نگاری کشوری و موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران تشکر و قدردانی می‌کنیم.
- منابع**
- Baillard, C., Crawford, W. C., Ballu, V., Hibert, C., and Mangeny., A. 2014, An automatic kurtosis based P and S phase picker designed for local seismic networks: Bull. Seism. Soc. Am., 104: 394–409. doi:10.1785/0120120347
- Bassin, C., Laske, G., and Masters, G., 2000, The current limits of resolution for surface wave

- Nath-Gharti, H., Oye, V., Khn, D., and Zhao, P., 2011, Simultaneous microearthquake location and moment-tensor estimation using time-reversal imaging, Annual meeting, SEG: Expanded Abstracts, **30**(1), 1632–1637.
- O'Brien, G. S., Lokmer, I., De Barros, L., Bean, C. J., Saccorotti, G., Metaxian, J.-P., and Patane, D., 2011, Time reverse location of seismic long-period events recorded on Mt Etna: *Geophys. J Int.*, **184**, 452–462.
- Tarantola, A., 2005, Inverse Problem Theory and Methods for Model Parameter Estimation, Society for Industrial and Applied Mathematics.
- Soffel, H., and Forster, H. G., 1980, Apparent polar wander depth of central Iran and its geotectonic interpretation: *J. Geomagnetism*, suppl. **III**, 117–135.
- Tarantola, A., 1988, Theoretical background for the inversion of seismic waveforms, including elasticity and attenuation: *Pure Appl. Geophys.*, **128**(1–2), 365–399.
- Walker, R. and Jackson, J., 2004, Active tectonics and Late Tertiary strain distribution in central and eastern Iran: *Tectonics*, **23**.
- Walker, R. T., Bergman, E. A., Elliott, J. R., Fielding, E. J., Ghods, A.-R., Ghoraiishi, M., Jackson, J., Nazari, H., Nemati, M., Oveisi, B., Talebian, M., and Walters, R. J., 2013, The 2010–2011 South Rigan (Baluchestan) earthquake sequence and its implications for distributed deformation and earthquake hazard in southeast Iran: *Geophys. J Int.*, **193**(1), 349–374.
- Withers, M., Aster, R., and Young, C., 1999, An automated local and regional seismic event detection and location system using waveform correlation: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**(3), 657–669.
- and location, with application to Piton de la Fournaise volcano, La Reunion: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **104**(1), 229–246.
- Larmat, C., Montagner, J. P., Fink, M., Capdeville, Y., Tourin, A., and Clvd, E., 2006, Time-reversal imaging of seismic sources and application to the great Sumatra earthquake: *Geophys. Res. Lett.*, **33**(19).
- Larmat, C. S., Guyer, R. A., and Johnson, P. A., 2009, Tremor source location using time reversal: Selecting the appropriate imaging field: *Geophys. Res. Lett.*, **36**.
- Loewenthal, D., and Mufti, I. R., 1983, Reverse time migration in spatial frequency domain: *Geophysics*, **48**, 627–635.
- Lomax, A., Virieux, J., Volant, P., and Berge, C., 2000, Probabilistic earthquake location in 3D and layered models: Introduction of a Metropolis-Gibbs method and comparison with linear locations: in *Advances in Seismic Event Location*, Thurber, C. H., and N. Rabinowitz (eds.), Kluwer, Amsterdam, 101–134.
- Lomax, A., 2005, A reanalysis of the hypocentral location and related observations for the Great 1906 California Earthquake: *Bull Seism. Soc Am.*, **95**, 861–877.
- Maggi, A., and Michelini, A., 2010, Waveloc: An algorithm for the detection and location of seismic sources within large, continuous waveform data volumes: The case of the laquila earthquake sequence: *Geophys. Res. Abstr.*
- EGU, Vienna, Austria. McMechan, G., Luetgert, J., and Mooney, W., 1985, Imaging of earthquake source in long valley caldera, California 1983: *Bull. seism. Soc. Am.*, **75**(4), 1005–1020.
- Menke, W., 1989, *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*: Academic Press, New York, 289 pp, ISBN: 0 12 490921-3.

ضمیمه ۱: فهرست‌نامه زمین‌لرزه‌های مکان‌یابی شده توسط روش بازگشت زمان

Date	Time	Latitude (°)	Longitude (°)	Depth (km)	IRSC
2010/12/29	00:05:07	28.2	59.08	20	-
2010/12/29	10:46:03	28.28	59.16	10	+
2010/12/29	15:30:33	28.29	59.16	12.4	+
2010/12/29	20:56:48	28.21	59.06	9.8	-
2010/12/29	21:58:56	28.25	59.16	5.1	-
2010/12/30	02:43:04	28.26	59.09	5.8	+
2010/12/30	16:37:47	28.25	58.95	3.5	-
2010/12/30	18:46:02	28.23	59.12	7.9	-
2010/12/30	19:14:59	28.21	59.08	25.2	-
2010/12/30	23:01:40	28.24	59.13	2.4	-
2010/12/30	23:02:12	28.26	59.18	6.7	-
2010/12/31	00:04:32	28.29	59.17	7.7	+
2010/12/31	00:21:56	28.25	59.16	3.5	-
2010/12/31	01:32:36	28.34	59.01	3.5	-
2010/12/31	01:35:29	28.24	59.12	8.7	-
2010/12/31	04:10:00	28.25	58.93	1.2	-
2010/12/31	15:58:37	28.28	59.18	12.5	-
2010/12/31	16:02:26	28.15	59.12	25.9	+
2010/12/31	17:53:16	28.16	58.92	3	-
2011/01/01	00:46:49	28.28	59.18	12	-
2011/01/01	13:32:06	28.16	59.06	5.4	+
2011/01/01	19:10:42	28.25	59.14	2.5	-
2011/01/01	20:53:54	28.26	59.18	16.1	-
2011/01/01	21:39:25	28.25	59.11	7.3	-
2011/01/02	05:46:01	28.23	59.14	5.5	-
2011/01/02	15:23:45	28.15	59.01	6.9	+
2011/01/02	15:33:51	28.26	58.95	2.9	+
2011/01/02	15:43:51	28.29	59.16	13.7	-
2011/01/02	16:13:59	28.39	59.09	5.6	-
2011/01/02	16:30:28	28.18	59.22	9.2	+
2011/01/02	17:41:42	28.02	58.91	4	+
2011/01/02	19:32:11	28.1	59.04	14.5	-
2011/01/02	21:37:07	28.21	59.16	9.9	-
2011/01/02	21:44:22	28.26	59.18	9.6	-
2011/01/02	23:46:53	28.29	59.18	2.8	+

ادامه ضمیمه ۱

2011/01/03	00:17:33	28.27	59.04	8	+
2011/01/03	08:04:56	28.09	59.02	3.9	-
2011/01/03	17:22:03	28.25	59.17	8.9	-
2011/01/03	18:00:59	28.24	59.14	2	-
2011/01/03	18:41:59	28.04	58.93	12.6	-
2011/01/03	17:42:32	28.25	59.12	1.9	-
2011/01/03	19:50:16	28.3	58.98	1.7	+
2011/01/03	20:54:58	28.28	58.97	4.3	-
2011/01/04	12:54:58	28.3	59.13	5.8	-
2011/01/04	14:53:35	28.01	58.95	6.1	-
2011/01/04	19:54:58	28.26	59.16	4	+