

سیستم تعیین موقعیت ماهواره‌ای GPS و کاربرد آن در مطالعات ژئودینامیک و پیش‌بینی زلزله

منوچهر شیرزایی - محمد مختاری (m.shirzaii@iiees.ac.ir, mokhtari@iiees.ac.ir)
پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله - مرکز ملی پیش‌بینی زلزله

چکیده

مطالعات ژئودینامیک و زلزله را می‌توان به دو بخش اصلی مطالعات لرزه‌ای و مطالعات دگرشکلی پوسته تقسیم نمود در دو دهه اخیر با پیشرفت‌های بوجود آمده در تعیین موقعیت ماهواره‌ای و بخصوص سیستم تعیین موقعیت ماهواره‌ای GPS که در اواخر دهه نود راه‌اندازی و اطلاعات با ارزشی را با سهولت فراوان در اختیار قرار داد، بر اهمیت مطالعات دگرشکلی پوسته به میزان قابل توجهی افزوده شده‌است. در این مقاله پس از بررسی مختصر سیستم تعیین موقعیت GPS و بیان برخی نقاط قوت و ضعف آن نمونه‌هایی از شبکه‌های متمرکز GPS در نقاط مختلف جهان ارائه شده و در نهایت مروری بر کاربردهای این تکنیک تعیین موقعیت در زمینه مطالعات دگرشکلی پوسته، پیش‌بینی زلزله، روند تکامل آن و پیشرفت‌های مهم در این زمینه ارائه خواهد شد.

۱- مقدمه

سیستم تعیین موقعیت جهانی ماهواره‌ای (GPS) توسط وزارت دفاع ایالات متحده آمریکا تا سال ۱۹۹۲ میلادی برای اهداف نظامی، عمرانی و تعیین موقعیت مکانی طراحی و راه‌اندازی شده‌است. در سال‌های اخیر استفاده از GPS و تعیین موقعیت توسط آن اهمیت زیادی در مطالعات ژئودینامیک - ژئوفیزیکی پیدا کرده‌است. امروزه از مشاهدات GPS جهت تعیین حرکت صفحات زمین ساختی، حرکات و تغییر شکلهای اطراف گسل‌های فعال و اندازه‌گیری تغییرشکل پوسته زمین تحت تأثیر تغییرات گذشته و حال استفاده‌های فراوانی می‌شود. سیستم GPS موقعیت سه بعدی نسبی را با دقتی حدود چند میلی‌متر بدست می‌دهد و یکی از ویژگی‌های مهم GPS آن است که در هر شرایط آب و هوایی امکان استفاده از آن وجود دارد و برخلاف روش‌های مرسوم نیازی به دید مستقیم بین ایستگاه‌ها وجود ندارد. مشاهدات GPS می‌توانند به عنوان مکمل اطلاعات لرزه‌شناسی مورد استفاده قرار گیرند زیرا چرخه کامل زلزله شامل دگرشکلی‌های بین‌لرزه‌ای، هم‌لرزه‌ای و پس‌لرزه‌ای را ذخیره می‌کنند. تشخیص تجمع تغییرشکل‌های بین‌لرزه‌ای می‌تواند روش مناسبی جهت تخمین موقعیت و زمان زلزله‌های بعدی باشد. و مطالعه تغییرشکل‌های پس‌لرزه‌ای می‌تواند در مدلسازی نحوه انتقال تنش و فعالیت‌های فیزیکی داخل زمین مهم باشد که در تخمین منطقه محتمل زلزله آتی می‌تواند کاربرد داشته باشد. در این مقاله پس از مروری مختصر بر اصول و ساختار سیستم GPS به بررسی نمونه‌هایی از استفاده GPS در شبکه‌های ژئودینامیک پرداخته و در نهایت کاربردهای آن در مطالعات زلزله، تعیین موقعیت گسل‌های تحت‌الارضی، مدلسازی چرخه زلزله و مطالعات دگرشکلی بین‌لرزه‌ای، هم‌لرزه‌ای و پس‌لرزه‌ای پوسته جهت پیش‌بینی زلزله ارائه خواهد شد.

۲- سیستم تعیین موقعیت ماهواره‌ای GPS

این سیستم شامل حداقل ۲۴ ماهواره در فضا است که در ۶ صفحه مداری و در هر صفحه حداقل ۴ ماهواره به ارتفاع حدود ۲۰۲۰۰ کیلومتر از سطح زمین قرار گرفته‌اند. پریود ماهواره‌ها ۱۲ ساعت نجومی، خروج از مرکزیت مدار آنها کمتر از ۰/۰۲ و زاویه میل‌شان ۵۵ درجه بوده و پوشش جهانی دارند. ماهواره‌های این سیستم دارای دو موج حامل، $L1=1575.42\text{MHz}$ و

¹ Global Positioning System

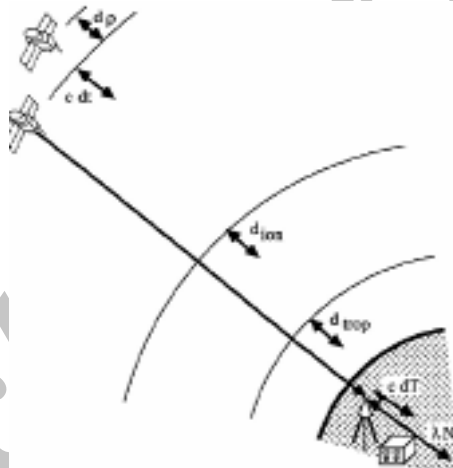
L2=1227.6MHZ و همچنین دو کد شبه نویز تصادفی^۱ (PRN)، کد C/A (سوار شده روی L1) و کد P (سوار شده روی L1 و L2)، جهت اندازه گیری شبه فاصله هستند. شکل ۱ نمایی از وضعیت ماهواره‌ها در این سیستم را نشان می‌دهد. در این سیستم دو نوع مشاهده اصلی جهت اندازه‌گیری فاصله، یکی شبه فاصله با استفاده از کدها و کم دقت و دیگری مشاهدات فاز موج‌حامل و با دقت بالاتر انجام می‌پذیرد (کنن، ۱۹۹۷).^۲



شکل ۱: موقعیت ماهواره‌های GPS در اطراف زمین (ولز، ۱۹۸۶).^۳

۲-۱- انواع بایاسها در GPS

در شکل ۲ نمایی شماتیک از انواع خطاهای موجود ارائه شده‌است. عمده این خطاها عبارتند از:



شکل ۲: نمایی از خطاهای موجود در تعیین موقعیت ماهواره‌ای (کنن، ۱۹۹۷).

۲-۱-۱- بایاس ساعت ماهواره

میزان بایاس در صورت استفاده نکردن از ضرائب تصحیح حداکثر ۳۰۰ متر میشود و برای برخورد با این بایاس می‌توان یا از ضرائب تصحیح ارسالی توسط ماهواره و یا از روشهای تفاضلی استفاده نمود.

۲-۱-۲- بایاس ساعت گیرنده

میزان بایاس دارای مقادیر متفاوت، معمولاً ۱۰ تا ۱۰۰ متر است. برای برخورد با این بایاس می‌توان آنرا به عنوان مجهول برآورد و یا از روشهای تفاضلی استفاده نمود.

۲-۱-۳- خطای یونسفری

¹ Pseudo Random Noise (PRN)

² Cannon, 1997

³ Wells, 1986

این بایاس بیشینه مقدار خود را در سمت‌الراس حدود ۵۰ متر و در افق حدود ۱۵۰ متر، در روز حدود ۵ برابر شب، در نوامبر ۴ برابر جولای داراست و همچنین در بیشینه فعالیت خورشیدی حدود ۴ برابر کمینه فعالیت آن است و بنابراین به‌طور کلی مقدار بایاس از ۵ متر تا ۱۵۰ متر در نوسان است. برای برخورد با این بایاس می‌توان در گیرنده‌های دوفرکانسه از داده‌های دو فرکانسه و موج عاری از یونسفر و یا از ترکیب امواج L1 و L2 و همچنین در گیرنده‌های تک فرکانسه می‌توان از مدل‌های یونسفری ارسال شده توسط ماهواره و یا روش‌های تفاضلی استفاده نمود.

۲-۱-۴- خطای تروپسفری

میزان بایاس در سمت‌الراس حدود ۲/۲ متر و در ۱۰ درجه بالای افق حدود ۲۰ متر است. برای برخورد با این بایاس می‌توان از روش‌های تفاضلی و یا از مدل‌های محلی که با استفاده از شرایط جوی محل بدست می‌آید و مدل‌های جهانی مانند مدل هاپفیلد^۱ استفاده نمود.

۲-۱-۵- بایاس ابهام فاز

میزان بایاس هر مقداری می‌تواند باشد. برای برخورد با این بایاس می‌توان عدد ابهام فاز را به صورت حقیقی و یا صحیح برآورد نمود و یا از ترکیب اندازه‌گیری‌های کد و فاز موج حامل و یا از روش‌هایی مانند تفاضلی بین اپکها، جابجائی آنتنها، روش طول باز معلوم و یا روش طول باز نامعلوم استفاده نمود.

۲-۱-۶- خطای چندمسیری (Multi path)

میزان این خطا برای مشاهده شبه فاصله خیلی بیشتر از مشاهده فاز موج حامل است. مقدار خطا برای کد C/A حداکثر ۲۹۲ متر، برای کد P حداکثر ۲۹/۲ متر و برای فاز موج حامل L1 تقریباً ۵ سانتی متر و برای موج حامل L2 کمتر از ۵ سانتی متر (اثر چند مسیری روی فاز موج حامل کمتر از ۰.۲۵٪ طول موج است) می‌باشد. برای کشف و حذف این خطا می‌توان با بررسی همبستگی روز به روز باقیمانده‌ها محل رخداد آنرا تعیین نمود و با میانگین‌گیری زمانی در یک فاصله زمانی طولانی آنرا حذف نمود. روش دیگر ترکیب مشاهدات کد و فاز است که میزان خطای چند مسیری کد را کاهش می‌دهد و یا می‌توان از آنتن‌های چک رینگ^۲ استفاده نمود.

۲-۱-۷- خطای جهش فاز

ناشی از قطع سیگنال و از دست دادن عدد ابهام فاز به هر دلیل ممکن است. برای کشف این خطا می‌توان از برازش یک چند جمله‌ای پیوسته به داده‌های فاز هر ماهواره و یا از مشاهدات تفاضلی سه گانه استفاده نمود.

۳- نمونه‌هایی از شبکه‌های GPS موجود در جهان جهت مطالعات ژئودینامیک

۳-۱- شبکه متمرکز GPS کالیفرنای جنوبی (SCIGN)

شبکه SCIGN مجموعه‌ای از ایستگاه‌های GPS می‌باشد که در منطقه کالیفرنای جنوبی با تأکید بر منطقه لس‌آنجلس توزیع شده‌اند. اهداف اصلی این شبکه به قرار زیر است:

۱. به وجود آوردن یک پوشش منطقه‌ای جهت تخمین پتانسیل وقوع زلزله در منطقه کالیفرنای جنوبی.
۲. شناسایی گسل‌های فعال پنهان.
۳. اندازه‌گیری تغییرشکل‌های محلی که می‌تواند خصوصیات مکانیکی گسل‌های زلزله‌خیز را آشکار کند.
۴. آشکارسازی و نمایش تغییرشکل‌های لحظه‌ای پوسته که توسط لرزه‌نگارها قابل نمایش نیست.

داده‌های ایستگاه‌های SCIGN بصورت رایگان و لحظه به لحظه به صورت مختصات، بردار جابه‌جایی، سرعت و سایر محصولات در سایت اینترنتی <http://www.scign.org/> موجود می‌باشد.

علاوه بر کاربردهای فوق، از ایستگاه‌های SCIGN می‌توان جهت نقشه برداری به عنوان پایه در سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS) و

¹ Hopfield

² Choke Ring

³ South California Integrated GPS Network(SCIGN)

غیره نیز استفاده نمود.

ایستگاه‌های SCIGN از عمق ۱۰ متری ساخته شده و دارای ۵ پایه نگهدارنده مجزا از ۳/۵ متر بالایی خاک هستند. بنابراین اثرات غیر زمین‌ساختی فصلی اثر بسیار ناچیزی روی این ایستگاه‌ها می‌گذارند. جهت ماندگاری بیشتر ایستگاه‌ها، پایه‌ها از فولاد آبدیده ساخته شده‌اند. تمامی ایستگاه‌های SCIGN مجهز به آنتن‌های چکرینگ هستند که خطای مرکز فرانتن و برخی خطاهای محیطی دیگر را به حداقل خود می‌رساند.

جهت پردازش حجم وسیع اطلاعات شبکه SCIGN یک سازوکار پردازش خودکار داده‌ها با استفاده از نرم‌افزار گامیت^۱ بوجود آمده که جهت کاربران قابل دسترسی است و در نهایت با این حجم وسیع مشاهدات و با درجه آزادی بالایی می‌تواند مختصات را با دقت و صحت مناسب تعیین نماید. امروزه SCIGN مشتمل بر ۲۵۰ ایستگاه دائمی است (<http://www.scign.org>).



شکل ۳: محدوده و نحوه استقرار ایستگاه‌ها در شبکه SCIGN (<http://www.scign.org>).

۳-۲- شبکه دائمی GPS کشور فنلاند

شبکه دائمی GPS فنلاند شامل ۱۳ ایستگاه است که به نام فین‌رف^۲ شهرت دارد و بخش اصلی چارچوب اروپا^۳ است که به آن یوروفین^۴ نیز گفته می‌شود. چهار ایستگاه از این مجموعه به شبکه دائمی GPS اروپا^۵ و یک ایستگاه نیز به سرویس بین‌المللی GPS^۶ تعلق دارد. و با استفاده از این ایستگاه‌ها فین‌رف بین چهارچوب‌های اصلی جهانی ارتباط برقرار می‌کند. مشاهدات فین‌رف را می‌توان جهت مطالعه حرکات پوسته بکار برد. تمامی اطلاعات از جمله اطلاعات شبکه دائمی GPS اروپا به مرکز شبکه اروپا در آلمان منتقل شده و در آنجا پردازش می‌شوند همچنین این اطلاعات به ایستگاه تحقیقات فضایی انسالا^۷ در سوئد برای استفاده در پروژه بی‌فروست^۸ مخابره می‌شوند. در سال ۲۰۰۳ ایستگاه‌های فین‌رف به شبکه ترازبایی دقیق متصل و در پنج ایستگاه نیز مشاهدات ثقل‌سنجی مطلق انجام شد. در نهایت هدف کلی شبکه دائمی GPS فنلاند مطالعه تغییرشکل‌های کلی پوسته و بررسی میزان تغییرشکل در منطقه بوده است اما به دلیل تعداد کم ایستگاه‌ها امکان استفاده از این اطلاعات جهت مطالعات تغییرشکل محلی پوسته وجود ندارد (پوتانن و همکاران، ۲۰۰۴)^۹.

^۱ GAMIT

^۲ FinnRef

^۳ EUREF

^۴ EUREF-FIN

^۵ EUREF permanent GPS network (EPN)

^۶ International GPS Service (IGS)

^۷ Onsala

^۸ BIFROST

^۹ Poutanen et al, 2004



شکل ۴: شبکه دائمی GPS کشور فنلاند.

۴- کاربرد GPS در پیش‌بینی زلزله

از اواسط دهه ۱۹۶۰ پیش‌بینی علمی زلزله در ایالات متحده مورد توجه قرار گرفت. عمده تلاش‌های اولیه بر روی منطقه کالیفرنیا و آلاسکا متمرکز بودند. این تلاش‌ها تا جنگ ویتنام ادامه داشت اما در زمان جنگ به دلایل اقتصادی متوقف شد. پس از جنگ در سال ۱۹۶۶ کشورهای ژاپن، چین به همراه آمریکا مطالعات گسترده‌ای را در زمینه پیش‌بینی زلزله از سرگرفتند (سایکز، ۱۹۹۶)^۱. در این بخش به بررسی و مطالعه کاربرد GPS در قسمتهای مختلف پیش‌بینی زلزله می‌پردازیم.

۴-۱- تعیین موقعیت گسل‌های پنهان و تعیین پارامترهای هندسی و فیزیکی گسل‌ها

در صورت وجود گسل فعال در منطقه‌ای بر روی پوسته جابه‌جایی‌هایی مشاهده خواهد شد که بستگی به قفل شدگی گسل دارد یعنی چنانچه گسل قفل شده نباشد میزان جابه‌جایی در اطراف لبه گسل تقریباً برابر جابه‌جایی در فواصل دور خواهد بود اما چنانچه گسل قفل شده باشد در این صورت میزان جابه‌جایی در اطراف لبه گسل تقریباً صفر و در فواصل دور بیشتر خواهد بود پس جابه‌جایی یک پهنه گسلی ممکن است در فاصله دور یا در نزدیکی آن مشاهده شود بنابراین جهت کنترل حرکات گسل‌ها بهتر است ایستگاه‌ها در امتداد خطی عمود بر امتداد گسل و در فواصل دور و نزدیک طبق اسلوب خاصی که در مرحله طراحی هندسی ژئودینامیکی شبکه تعیین می‌شود، مستقر شوند تا بتوان بخوبی میزان لغزش واقعی را تعیین نمود. با استفاده از مشاهدات GPS می‌توان موقعیت یک سری نقاط را با دقت بالایی تعیین کرد و با مقایسه مختصات این نقاط و تعیین تغییرات آنها در یک دوره زمانی تغییرات پوسته ناشی از فعالیت گسل بدست می‌آید. جهت تعیین میزان جابه‌جایی پوسته، مشاهدات GPS یا بصورت پیوسته و یا بصورت دوره‌ای^۲ در حداقل دو نوبت با فاصله زمانی معین انجام می‌شوند که تعیین این فاصله زمانی خود از نکات مهم در مطالعات ژئودینامیکی است و به پارامترهای زیادی مانند دقت مختصات، میزان سالیانه جابه‌جایی و غیره بستگی دارد و باید به گونه‌ای تعیین شود که نتایج بدست‌آمده جهت تعیین جابه‌جایی معنی‌دار باشند. جهت ایجاد رابطه بین مشاهدات جابه‌جایی و تغییر شکل پوسته با پارامترهای هندسی و فیزیکی گسل می‌توان از فرضیه الگوی ارتجاعی برای جابه‌جایی استفاده کرد براساس لیسووسکی و همکاران (۱۹۹۱)^۳ این مدل برای گسل امتدادلغز بصورت زیر است:

$$d(x) = -\frac{V}{\pi} \arctan\left(\frac{x}{D}\right)$$

¹ Sykes, 1996

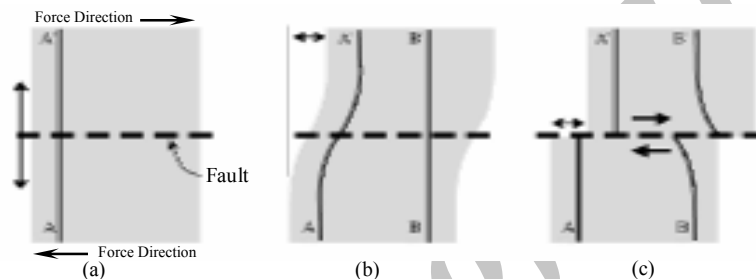
² Campaign

³ Lisowski, et al(1991)

x ، فاصله عمودی ایستگاه تا خط گسل؛ D ، عمق قفل شدگی بر حسب کیلومتر؛ V ، میزان لغزش گسل در زیر عمق D بر حسب $\frac{mm}{y}$ ؛ $d(x)$ ، مولفه سرعت افقی در فاصله x از گسل. با برازش الگوی فوق به مولفه‌های سرعت سطحی می‌توان پارامترهای هندسی و فیزیکی گسل را تعیین نمود و همچنین محل گسل نیز در نقطه عطف منحنی فوق قابل تعیین است

۵-۲- کاربرد مشاهدات GPS در الگوسازی چرخه زلزله

در شکل ۵ نمای بسیار ساده و ابتدایی نظریه چرخه زلزله که توسط هری فیلدینگ ریید^۱ ارائه شده است را می‌بینید (شولز، ۱۹۹۰)^۲. این نظریه جهت توصیف مشاهدات زلزله سانفرانسیسکو در سال ۱۹۰۶ و جابه‌جایی ۴ تا ۵ متری در امتداد حدود ۴۵۰ کیلومتر از گسل سن آندریاس بکار رفت. ریید داده‌های دقیق شبکه مثلث‌بندی که اطراف گسل مستقر شده بود را بررسی کرد (شولز، ۱۹۹۰)، این داده‌ها یک‌بار در سال ۱۸۸۰ و بار دیگر پس از زلزله ۱۹۰۶ جمع‌آوری شدند، و اختلاف‌هایی بین این دو نوبت داده مشاهده نمود و با توجه به دقت مشاهدات و تغییر شکل‌های محسوس ناشی از زلزله برای اولین بار توانست تغییر شکل پوسته ناشی از زلزله را نمایان سازد.



شکل ۵: نمای شماتیک از مدل بازگشتی ارتجاعی ریید (رایت، ۲۰۰۲). (a) نقشه یک گسل فرضی درست پس از زلزله گذشته، (b) همان منطقه پس از ۲۰۰ سال، (c) همان منطقه ۴۰ ثانیه پس از رویداد زلزله (رایت، ۲۰۰۲).

در نظریه ریید تنش‌ها به تدریج باعث کشش منطقه اطراف گسل (شکل ۶-۱) و ذخیره شدن انرژی الاستیک می‌شوند (شکل ۶-۲) و پس از گذشت سال‌ها، با غلبه این نیروها بر نیروهای سطحی در محل گسل، بریدگی در پوسته به وجود آمده و زلزله اتفاق می‌افتد (شکل ۶-۳). به این ترتیب نیروهای الاستیک بصورت ناگهانی آزاد می‌شوند که با جابه‌جایی ناگهانی طرفین سطح گسل همراه است، سپس چرخه زلزله دوباره شروع می‌شود و این عمل بارگذاری و تخلیه نیرو آنقدر تکرار می‌شود تا بر اثر نیروهای مقاوم موجود انرژی به صفر و سیستم به تعادل برسد. یکی دیگر از نظریه‌های بعدی در زمینه چرخه زلزله نظریه الگوی ویسکوالاستیک است چنین الگویی (ساوج و پریسکوت، ۱۹۷۸)^۳ تغییر شکل‌های زمانی گسل‌های امتداد لغز را با استفاده از یک سلسله فرآیندهای بارگذاری، گسلش و در نهایت یک دوره بازگشت در شیزوسفر که در بالای پلاتوسفر ویسکوز و تا حدودی الاستیک قرار گرفته است الگوسازی می‌نماید. با در نظر گرفتن یک هندسه دو بعدی برای گسلش‌های دوره‌ای و لغزش یکنواخت، براساس الگوهای ویسکوالاستیک می‌توان تغییر شکل‌های بین‌لرزه ای را حاصل ذخیره انرژی بازگشت‌های ویسکوالاستیک پلاتوسفر پس از گذشت زمان طولانی از زلزله‌های دوره‌ای دانست. طبق نظریه ساوج و پریسکوت (۱۹۷۸) چرخه زلزله ترکیب یک سری جهش‌های دوره‌ای به عقب و لغزش یکنواخت به جلو است در این الگو (شکل ۶) خزش بین عمق D و H با نرخ ثابت و برابر نرخ لغزش در مناطق دور انجام می‌شود. چرخه زلزله ساوج و پریسکوت (۱۹۷۸) حاصل برهم‌نهی لغزش یکنواخت به جلو و جهش‌های رو به عقب، به صورت شماتیک در شکل ۷ آمده است. برای گسلی به عمق D در لایه الاستیک با ضخامت H و ضریب برشی μ که روی یک بخش ویسکوز با ضریب ویسکوزیته η و ضریب برشی μ قرار گرفته الگوی ویسکوالاستیک به صورت زیر است (جانسون و سگال، ۲۰۰۴)^۴:

¹ Harry Fielding Reid

² Scholz, 1990

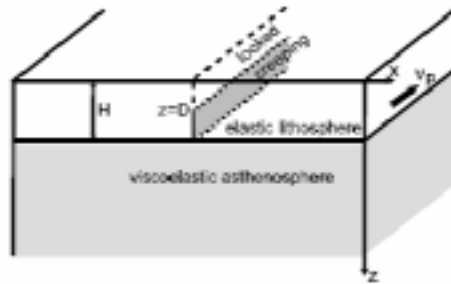
³ Savage and Prescott, 1978

⁴ Johnson and Segall, 2004

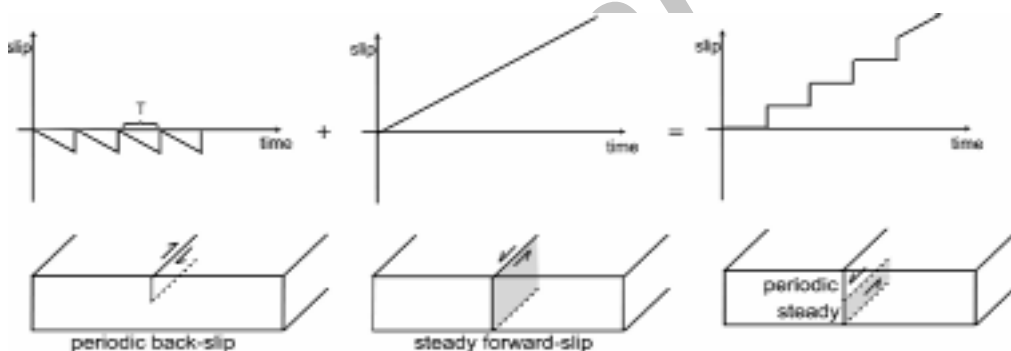
$$d(x) = \frac{VT}{\pi t_R} e^{-t/t_R} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(t/t_R)^{n-1}}{(n-1)!} \left(\tan^{-1}\left(\frac{x}{2nH-D}\right) - \tan^{-1}\left(\frac{x}{2nH+D}\right) \right)$$

$$t_R = \frac{2\eta}{\mu}$$

در رابطه فوق T فاصله زمانی بین رخداد زلزله‌های بزرگ، t_R زمان بازگشت بخش لزوج به حالت تعادل، V نرخ لغزش یکنواخت در زیر عمق D ، t مدت زمان گذشته از آخرین زلزله و $d(x)$ مولفه سرعت افقی در فاصله x از گسل است.



شکل ۶: الگوی ویسکوالاستیک ساوج و پریسکوت، شامل حرکت دوره‌ای تا عمق D و لغزش یکنواخت در زیر عمق D در لیتوسفر^۱ ارتجاعی واقع بر استنوسفر^۲ ویسکوز (جانسون و سگال، ۲۰۰۴).



شکل ۷: برهم‌نهی مورد استفاده توسط ساوج و پریسکوت (۱۹۷۸) شامل لغزش یکنواخت به جلو و جهش‌های رو به عقب جهت الگوسازی چرخه زلزله (جانسون و سگال، ۲۰۰۴).

در الگوی ویسکوالاستیک مجهولات با توجه به کاربرد می‌تواند، T فاصله زمانی بین رخداد زلزله‌های بزرگ، t_R زمان بازگشت بخش لزوج به حالت تعادل، V نرخ لغزش یکنواخت در زیر عمق D و عمق قفل شدگی باشند و مشاهدات نیز مولفه‌های جابه‌جایی افقی در ایستگاه‌های GPS مستقر در فواصل مختلف x از گسل حاصل از حداقل دو مرتبه مشاهده در فاصله زمانی مناسب است که در نهایت با استفاده از روشهای سرشکنی و تعدیل خطاها مجهولات بدست خواهند آمد.

۵-۳- کاربرد مشاهدات GPS در مطالعات بین‌لرزه‌ای و پیش‌بینی زلزله

طبق نظریه رئید (۱۹۱۰) و ساوج-پریسکوت (۱۹۷۸) انرژی به صورت تدریجی ذخیره شده و در هنگامی که میزان این نیرو از نیروی سطحی نگهدارنده لبه‌ها در محل گسل بیشتر شد باعث شکستگی در پوسته و رخداد زلزله می‌گردد. ذخیره این نیروها در پهنه لرزه‌ای گسل همواره با ایجاد تغییر شکل همراه است که میزان این تغییر شکل به نیروی ذخیره شده و خصوصیات

¹ Lithosphere

² Asthenosphere

فیزیکی پوسته بستگی دارد و می‌تواند معیاری جهت تعیین میزان نیروی ذخیره شده باشد. البته باید برخی خصوصیات پوسته و سنگ‌ها مانند ویسکوزیته، الاستیسیته و غیره به طور متوسط با استفاده از روشهای گوناگون زمین‌شناسی و مکانیک خاک تعیین شود معلوم بودن این ضرایب برای پوسته تعیین کننده میزان پایداری آن در مقابل نیروی‌های وارده و مقدار تغییرشکل بوجود آمده در آن به واسطه اعمال مقدار نیروی مشخص است و بنابراین می‌توان یک حد آستانه شکست در پوسته تعیین نمود و افزایش و کاهش تغییرشکل را می‌توان معیاری برای افزایش و کاهش نیرو دانست که خود می‌تواند کمک بسزایی در تخمین زمان وقوع زلزله داشته باشد.

مشاهدات GPS از دقت بالایی برخوردار هستند و به کمک آنها می‌توان با دقت مناسبی موقعیت ایستگاه‌ها را تعیین نمود. این دقت به حدی است که تغییرات موقعیت ایستگاه ناشی از تغییرات پوسته را به خوبی آشکار می‌نماید و چنانچه مشاهدات به صورت دوره‌ای یا پیوسته در یک بازه زمانی معین انجام شوند با بررسی تغییر موقعیت ایستگاه‌ها در این بازه که ناشی از تغییرات بین‌لرزه‌ای و غیره پوسته زمین است می‌توان برآوردی از میزان واتنش‌های بین‌لرزه‌ای بدست آورد.

۵-۴- کاربرد GPS در مطالعات پس‌لرزه‌ای و پیش‌بینی زلزله

پس از زلزله و به طور ناگهانی انرژی ذخیره شده آزاد گشته و باعث تغییرشکل فوری پوسته می‌گردد (تغییر شکل‌های هم‌لرزه‌ای). همانطور که اشاره شد یک نظریه تقریباً واقعی در مورد چرخه زلزله که بیان کننده تغییر شکل پوسته در پاسخ به جریانات لرزه‌ای-ارتجاعی در استنوسفر است برای اولین بار براساس الگوی ساوج-پریسکوت (۱۹۷۸) ارائه شده است این الگوی ویسکوالاستیک شامل گسلی در لیتوسفر الاستیک است که روی استنوسفر ویسکوز قرار گرفته است. شکستگیهای ناگهانی هم‌لرزه‌ای توسط جابجاییهای ناگهانی در حین لغزش یکنواخت الگوسازی می‌شوند و تغییرشکل‌های پس‌لرزه‌ای ذخیره شده در لیتوسفر پاسخی به جریانات ویسکوز در استنوسفر است. با توجه به این الگو زلزله‌ها در واقع عمل و عکس‌العمل بین لیتوسفر الاستیک و استنوسفر ویسکوز است و نیروی آزاد شده در یک زلزله باعث جریانات در استنوسفر شده که خود باعث ذخیره شدن انرژی در محلی دیگر و بوجود آمدن زلزله مجدد در آنجا می‌شود و در صورتیکه به سیستم هیچ نیرویی وارد نشود بعد از تعداد زیادی زلزله میزان انرژی بر اثر اصطکاک‌های موجود به سمت صفر میل کرده و سیستم به حالت تعادل می‌رسد. یک راه تعیین جهت انتشار نیرو بررسی تغییرشکل‌های ناشی از آن است به این ترتیب که این نیروهای آزاد شده در جهت انتشار خود باعث ایجاد تغییرشکل و جابه‌جایی در پوسته و تغییر در موقعیت ایستگاه‌های GPS مستقر در منطقه می‌شوند که با بررسی سری اطلاعاتی مختصات ایستگاه‌های GPS در یک بازه زمانی معین می‌توان آنرا تعیین نمود و با مطالعه آنها می‌توان اطلاعاتی از نحوه انتشار نیروها بدست آورد. برای تعیین این تغییرشکلها همانطور که در قسمت مطالعات بین لرزه‌ای گفته شد می‌توان از شبکه‌های GPS و مشاهدات آنها در چندین دوره یا بصورت دائمی استفاده نمود و به این ترتیب با انجام آنالیز استرین میزان تغییرشکل و جهت انتشار نیروها را می‌توان تعیین نمود که می‌تواند کمک شایانی در تخمین محل زلزله بعدی نماید.

۶- بحث و نتیجه‌گیری

با توجه به موارد پیش‌گفته توانایی سیستم تعیین موقعیت GPS بخوبی در مطالعات زلزله و تغییرشکل آشکار است اما نکته مهم آن است که در صورت انجام یکسری تمهیدات و توجه به نکاتی موثر می‌توان از GPS بهره لازم را برد که برخی از آنها عبارتند از:

۱- وجود یک شبکه طراحی شده جهت اهداف خاص ژئودینامیک که در آن موقعیت ایستگاهها و نوع مشاهدات بخوبی معین و مشخص است که متاسفانه در کشور ما چنین شبکه‌ای تا کنون وجود نداشته و برای اولین بار با همکاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله و مرکز تحقیقات نقشه‌برداری و اطلاعات مکانی دانشگاه امیرکبیر چنین طرح و شبکه‌ای در حال بررسی طراحی و اجراست.

۲- وضعیت ایستگاهها و چگونگی استقرار آنها باید دارای ویژگیهای خاصی باشد تا دقت‌های بالای مورد نظر را محقق سازد.

۳- گیرنده‌های GPS و نحوه پردازش داده‌های آنها از نکات اثر گذار و مهم در نتیجه مطالعه و بررسی است که باید به دقت تعیین شوند.

۴- جهت تفسیر اطلاعات GPS و ایجاد ارتباط بین آنها و هندسه گسلش نیاز به الگوهایی است که باید خاص گسل‌های کشور تعیین و محاسبه شوند تا بتوان با استفاده از آنها مساله معکوس را حل و پارامترهای گسل‌ها را تعیین نمود.

۷-منابع

- Burgmann. R., Segall. P., Lisowski. M. and Svarc. J., (1997), "Post seismic strain following the 1989 Loma Prieta earthquake from GPS and leveling measurements", *Journal of geophysical research*, V.102, N.B3.
- Cannon. M. E., (1997), "Satellite positioning, ENGO 561 lecture notes", department of Gematics Engineering, the University of Calgary.
- Johnsoun. K. M. and Segall. P., (2004), "Visco elastic earthquake cycle models with deep stress-driven creep along the Sun Andreas fault system", *Journal of geophysical research*, V.109, N.71.
- Johnsoun. K. M. and Segall. P., (2004), "Imaging the ramp-decollement geometry of the Chelungpa fault using co seismic GPS displacements from the 1999 Chi-Chi Taiwan earthquake", www.sciencedirect.com/.
- Poutanen. M., Jokela. J. and MattiOlli. K., (2004), "Geodetic Operations in Finland 2000 – 2003", Finnish Geodetic Institute, <http://www.fgi.fi>
- Reid. H. F., (1910), "The mechanics of the earthquake: the California earthquake of 18 April, 1906", Report of the State Earthquake Investigation Commission, N.2. Washington: Carnegie Institution.
- Savage, J.C., and Prescott. W.H., (1978), "Asthenospheric readjustment and the earthquake cycle, *Journal of Geophysical Research Letters*, 83.
- Scholz. C. H. (1990), "The mechanics of earthquakes and faulting", Cambridge University Press.
- Segall. P., Burgmann. R. and Mathews. M., (2000) "Time dependent triggered after slip following the 1989 Loma Prieta earthquake", *Journal of geophysical research*, V.105, N.133.
- Segall. P., Jonsson. S. and Agutsson. K., (2003), "When is the strain in the same as the strain in the rack", *Geophysical research letters*, V.30, N.19.
- SYKES. L. R., (1996), "Intermediate- and long-term earthquake prediction", *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* Vol. 93.
- Wells. D., (1986), "Guide to GPS positioning", Canadian GPS associates.
- Wright, T. J. 2002, Remote monitoring of the earthquake cycle using satellite radar interferometry", the royal society, published on line.

Surf and download all data from SID.ir: www.SID.ir

Translate via STRS.ir: www.STRS.ir

Follow our scientific posts via our Blog: www.sid.ir/blog

Use our educational service (Courses, Workshops, Videos and etc.) via Workshop: www.sid.ir/workshop