

برآورد آهنگ GPS حرکات زمین ساخت نوار شمالی تهران بزرگ با نگرشی ویژه به گسل شمال تهران

یحیی جمور^۱، سعید هاشمی طباطبایی^۲، مرتضی صدیقی^۳ و حمید رضا نانگی^۲

^۱ آموزشکده نقشه برداری، سازمان نقشه برداری کشور، تهران، ایران

^۲ مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن، تهران، ایران

^۳ سازمان نقشه برداری کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۰۴/۰۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۰۹/۱۶

چکیده

هر چند در دهه های گذشته استفاده از مشاهدات سنتی نقشه برداری مانند طول ها و زوایا در اندازه گیری های جابه جایی های سطحی زمین و مطالعات زمین ساخت به صورت محدود و محلی رایج بوده است، بنابراین با ورود سامانه های ماهواره ای تعیین موقعیت در دهه اخیر و دقت بالای آن انقلابی جدید در به کارگیری مشاهدات ژئودزی (Geodetic Observations)، بویژه مشاهدات GPS (Global Positioning System) در مطالعات حرکات پوسته ای زمین و لرزه زمین ساخت به وجود آمده است. در واقع با بررسی تغییرات زمانی مقادیر دگرشکلی سطحی زمین حاصل از مشاهدات ژئودزی می توان به رفتار سنجی پوسته زمین پرداخت و در مورد ویژگی های لرزه زمین ساخت منطقه مورد مطالعه، اظهار نظر کرد. با انجام اندازه گیری های ژئودزی به صورت تکراری و تحلیل نتایج به دست آمده، می توان به الگوی دگرشکلی روز مناطق مورد مطالعه دست یافت. از آنجا که همواره شناخت دقیق تر لرزه خیزی و لرزه زمین ساخت منطقه تهران به دلایل مختلف از اهمیت ویژه ای برخوردار بوده است، در این مقاله از مشاهدات GPS چندسال اخیر که در این منطقه انجام شده اند، استفاده شده است. در این تحقیق از ۳۵ ایستگاه GPS برای پوشش تهران و نوار شمالی آن که در برگیرنده گسل شمال تهران است، استفاده شده است. برخی از این ایستگاه ها تنها در دو نوبت (Epoch) سالانه اندازه گیری شده اند و برخی دیگر بیش از ۴ نوبت در سال های مختلف مورد اندازه گیری قرار گرفته اند. اندازه گیری های یاد شده پس از پالایش و پیش پردازش های لازم، مورد پردازش روزانه قرار گرفتند و سپس جواب های روزانه با یکدیگر ترکیب و میدان آهنگ جابه جایی یا همان میدان سرعت سالانه محاسبه شد. تحلیل میدان تغییر شکل ژئودتیک به دست آمده در این تحقیق، حاکی از آهنگ جابه جایی زمین ساخت بسیار ضعیف در حدود ۰/۵ الی ۲ میلی متر در سال برای مؤلفه راستالغز چپ گرد از باختر به خاور و کوتاه شدگی در نوار شمالی تهران است که می تواند به گسل شمال تهران و گسل مشا برگردد. البته آهنگ جابه جایی یاد شده با حرکت بر روی نوار شمالی تهران اندکی متغیر است و به نظر می رسد بخش خاوری نوار شمالی تهران از بخش باختری آن اندکی فعال تر باشد که با نتایج مطالعات زمین شناسی هم همخوانی دارد.

کلیدواژه ها: ژئودزی، زمین ساخت، نوار شمالی تهران، دگرشکلی، GPS

* نویسنده مسئول: یحیی جمور

E-mail: djamour@ncc.org.ir

۱- مقدمه

دقتی بسیار بالاتر از گذشته برآورد کرد (Sella et al., 2002; McClusky et al., 2000). تحقیقات به عمل آمده در ژئودزی فضایی و ماهواره ای در دو دهه اخیر نشان دهنده قابلیت آن در تعیین حرکات و سرعت های صفحه های زمین ساختی و دگرشکلی های نواحی برخورد آنها با دقتی در حدود میلی متر است (Sella et al., 2002; Feigl et al., 1993; Walpersdorf & Vigny, 1998). به طور کلی نگرش ما در مورد دگرشکلی های زمین ساختی بر اساس نظریه زمین ساختی صفحه ای (Plate tectonics) است (Pichon, 1968). این نظریه نشان می دهد که صفحه های زمین ساختی با رفتاری صلب نسبت به یکدیگر جابه جا می شوند و تغییر شکل های پوسته ای زمین در مرز بین آنها یعنی محل رخداد بیشتر زلزله ها، متمرکز شده و قابل اندازه گیری هستند. پیدایش فناوری جدید نقشه برداری مانند سامانه تعیین موقعیت ماهواره ای GPS به ما این اجازه را می دهد تا بتوان آهنگ حرکات زمین ساختی را، که غالباً بسیار کوچک است، در مدت زمان بسیار کوتاهی نسبت به بازه های زمانی مورد نیاز روش های زمین شناسی برآورد کرد.

با توضیحات بالا، در این تحقیق برآن شدیم به شناخت بهتری از فعالیت گسل های واقع در منطقه تهران بویژه گسل شمال تهران بر اساس دگرشکلی های به دست آمده از اندازه گیری های GPS رسیده و الگوی بهتری از دگرشکلی زمین ساخت نوار شمالی کلان شهر تهران به عنوان هدف اصلی این پژوهش ارائه نماییم. بنابر اطلاعات نویسندگان مقاله به دلیل نبود یک شبکه مترامک از ایستگاه های GPS هیچ نوع مطالعه متمرکز و خاصی با بهره گیری از این فناوری برای این منطقه انجام نشده است و این اولین مطالعه با استفاده از یک شبکه

یکی از اطلاعاتی که در ارزیابی آسیب پذیری لرزه ای (Seismic hazard) لازم است شناخت دقیق آهنگ واقعی لغزش هر گسل است. بر همین اساس، امروزه نقش داده های ژئودزی بویژه GPS در مطالعات حرکات پوسته ای و بررسی جابه جایی های مناطق گسلی بر کسی پوشیده نیست. کم و بیش در تمام مطالعات زمین ساختی از داده های ژئودزی و نتایج حاصل از آنها برای شناخت دقیق تر سازوکار دگرشکلی های زمین ساختی یا دست کم به عنوان یک شاهد و تأیید کننده نتایج مطالعات زمین شناسی استفاده می شود. پایه برآورد مقدار و آهنگ جابه جایی ایستگاه های GPS و ارائه مدل های دگرشکلی سطحی زمین، تعیین موقعیت دقیق ایستگاه ها و تکرار این فرایند در بازه های زمانی مختلف است. تکرار اندازه گیری های ژئودتیک در یک محدوده مشخص این امکان را به ما خواهد داد تا در مورد توزیع دگرشکلی زمین ساختی در مقاطع زمانی بین دو زلزله (Inter-seismic)، در حین زلزله (Co-seismic) و پس از زلزله (Post-seismic) اظهار نظر کرد (Burgmann et al., 2002; Burgmann et al., 1997; Bennet et al., 1996; Feigl et al., 1993). در حال حاضر از میان روش های مختلف ژئودزی فضایی، به کارگیری GPS ساده ترین و مناسب ترین روش است و به طور عادی از آن برای برآورد انباشتگی کشسان دگرشکلی زمین ساختی در فاصله بین دو زلزله استفاده می شود و به جایگزین مناسبی برای اندازه گیری های کلاسیک ژئودزی در مطالعات مناطق زمین ساختی تبدیل شده است. به کمک این اندازه گیری ها می توان دگرشکلی های زمین ساختی بین قاره ای، داخل قاره ای، منطقه ای و محلی را در ابعاد از چند ده هزار کیلومتری تا چند کیلومتری را با

Allen et al., 2003a). این کوتاه‌شدگی به وسیله گسل‌های روراندگی که به موازات ساختار اصلی البرز قرار گرفته‌اند، جذب شده است. آهنگ کوتاه‌شدگی در البرز در همان محدوده طول جغرافیایی با استفاده از GPS $1/5 \pm 6$ میلی‌متر در سال برآورد شده است (Djamour et al., 2010). با فرض چنین آهنگی باید کوتاه‌شدگی کلی ۳۰ کیلومتری در طول ۴ تا ۵ میلیون سال پیش شکل گرفته باشد. از سوی دیگر، بسیاری از پژوهشگران در پاسخ به فشردگی مورب بین البرز و حوزه خزر جنوبی، یک سازوکار تغییر شکل افزایی را برای البرز پیشنهاد داده‌اند (Jackson et al., 2002; Allen et al., 2003a; Allen et al., 2003b). به نظر می‌رسد دلیل جابه‌جایی ۳۰ تا ۳۵ کیلومتری گسل امتدادلغز چپ‌گرد مشا، همین فشردگی مورب باشد (Allen et al., 2003a). همچنین با استفاده از مطالعات ریخت‌زمین‌ساختی و پارینه زلزله‌شناسی، آهنگ حرکت امتدادلغز چپ‌گرد گسل مشا برای هولوسن $2/5 \pm 2$ میلی‌متر در سال برآورد شده است (Ritz et al., 2003a & 2003b).

با توجه به هدف اصلی انجام این پژوهش و نگارش مقاله حاضر، در ادامه به تبیین ویژگی‌های هندسی و ساختاری مهم‌ترین گسل‌های نزدیک یا واقع در تهران بر اساس منابع موجود لرزه‌خیزی تاریخی و معاصر و وضعیت لرزه‌زمین‌ساخت پرداخته می‌شود (شکل ۲).

۲-۱. گسل مشا

گسل مشا برای اولین بار به وسیله Dellenbach (1964)، گسل مشا-فشم معرفی و سپس توسط Assereto (1996)، گسل میگون-مشا نامیده شد. این گسل بر روی نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه دماوند به عنوان "گسل روراندگی اصلی" نامیده شده است. طول این گسل از فولاد محله در خاور تا آبیگ قزوین در باختر حدود ۳۱۰ کیلومتر است (قاسمی و قرشی، ۱۳۸۳) (شکل ۲). جهت این گسل در نیمه خاور، خاور - شمال خاور و در نیمه باختری، باختر - شمال باختر است. بنابر Tchalenko et al. (1974) شیب گسل مشا در تمام طول آن رو به شمال و بین ۳۵ درجه تا ۷۰ درجه متغیر است. مطالعات زمین‌شناسی برای بخش خاوری این گسل یک جابه‌جایی چپ‌گرد به میزان ۳۰ کیلومتر را در طی ۵ تا ۷ میلیون سال پیش نشان می‌دهد (Allen et al., 2003a). اما مشاهدات اخیر زمین‌شناسی در منطقه دریاچه تار (انتهای خاوری گسل) نشان‌دهنده یک جابه‌جایی عمدتاً امتداد لغز چپ‌گرد به همراه یک مؤلفه نرمال ضعیف هستند (Ritz et al., 2003a; 2003b).

گسل مشا در طول جغرافیایی ۵۲/۵ تقریبی واقع در منطقه فیروزکوه تغییر جهت داده و به سمت شمال خاوری امتداد می‌یابد. این بخش از گسل که در واقع ادامه بخش شمال باختری آن است به دلیل تغییر ساختاری، گسل فیروزکوه نامیده می‌شود. گسل فیروزکوه، گسلی معکوس با شیبی به سمت شمال است (بربریان و همکاران، ۱۳۷۵). زلزله‌های فراوانی گزارش شده‌اند که احتمالاً منشأ آنها گسل مشا است که به برخی از آنها به صورت مختصر اشاره می‌شود.

- زلزله شدید ری-طالقان در ۲۳ فوریه ۹۵۸ (شکل ۲) که احتمالاً مربوط به بخش باختری گسل مشا است (Ambraseys & Melville, 1982; Ambraseys, 1974). البته با توجه به محدوده تخریب زلزله امکان دارد به گسل طالقان نیز ارتباط داشته باشد. این زلزله تمام روستاهای مناطق ری و طالقان را نابود کرد. در این زلزله شهر ری تقریباً ویران شد و پس‌لرزه‌ها تا حدود ۴۰ روز پس از زلزله اصلی ادامه داشت.
- زلزله‌های سال ۱۶۶۵ دماوند با بزرگای ۶/۵ ریشتر، ۱۸۰۲ دماوند و مازندران و زلزله‌های ۲۰ ژوئن ۱۸۱۱ و ژوئن ۱۸۱۵ دماوند نیز مربوط به گسل مشا شناخته شده‌اند (شکل ۲) (Ambraseys & Melville, 1982; Ambraseys, 1974).
- زلزله شدید دماوند-شمیرانات در ۲۷ مارس ۱۸۳۰ با بزرگای ۷/۱ ریشتر و پس‌لرزه ۶ آوریل ۱۸۳۰ نیز از زلزله‌های مرتبط با گسل مشا به شمار می‌روند (شکل ۲) (Ambraseys & Melville, 1982). این زلزله مناطق شمیرانات و دماوند را به طور کلی

به نسبت متراکم و محلی GPS در شمال تهران به شمار می‌آید. البته پیش از این، تعدادی مطالعه GPS مانند (Djamour et al. (2008); Vernant et al. (2004) در منطقه البرز و البرز مرکزی انجام داده‌اند که تا حدودی از نتایج آنها در تبیین رفتار بخش جنوبی البرز مرکزی که در برگیرنده نوار شمالی تهران است، استفاده شده است.

نتایج حاصل از مشاهدات GPS عموماً سازگاری خوبی با مطالعات زمین‌شناسی دارند، اما در برخی موارد نیز این نتایج می‌توانند به طور قابل توجهی متفاوت از نتایج زمین‌شناسی باشند. برای مثال، سرعت همگرایی صفحه‌های عربستان و اوراسیا به دست آمده از مطالعات زمین‌شناسی ۳۵ میلی‌متر در سال است (DeMets et al., 1994; al., 1990; DeMets et al., 2004). در حالی که برآورد انجام شده بر اساس مشاهدات GPS ۲۲ میلی‌متر در سال است (Nilforoushan et al., 2003; Vernant et al., 2004a). دلایل احتمالی چنین تفاوتی عبارتند از: ۱) انتخاب نامناسب محل ایستگاه‌های GPS، ۲) پیچیدگی زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه، ۳) وجود خطا در برآوردهای زمین‌شناسی و ۴) تغییر روند حرکت و مدل دگرشکل زمین‌ساختی در طول زمان.

۲-۲. لرزه‌زمین‌ساخت منطقه مورد مطالعه

ایران بین دو صفحه زمین‌ساختی در حال برخورد عربستان در جنوب و اوراسیا در شمال قرار گرفته است (Jackson et al., 1995; Jackson & McKenzie, 1984). بر اساس مدل حرکت زمین‌ساختی NUVEL-1A که بر اساس داده‌های زمین‌شناسی و ژئوفیزیک استوار است، سرعت همگرایی بین عربستان و اوراسیا ۳۵ میلی‌متر در سال برآورد شده است (DeMets et al., 1990; DeMets et al., 1994). از سوی دیگر، در دهه گذشته بر اساس داده‌های جدید ژئودزی این سرعت ۲۰ تا ۲۵ میلی‌متر در سال در حاشیه جنوبی ایران به دست آمده است که نسبت به سرعت NUVEL-1A کمتر است (Sella et al., 2002; Nilforoushan et al., 2003; Vernant et al., 2004a). عمده دگرشکلی‌های زمین‌ساختی ناشی از همگرایی بین صفحه‌های عربستان و اوراسیا در ایران، بر روی عوارض زمین‌ساختی موجود در رشته‌کوه‌های زاگرس و البرز و همچنین گسل‌های مناطق خاوری در حاشیه بلوک لوت متمرکز شده است. پس از زاگرس، البرز بزرگ‌ترین رشته کوه ایران است که بخش زیادی از جمعیت کشور به ویژه کلان‌شهر تهران با جمعیتی افزون بر ۱۲ میلیون نفر در دامنه‌های آن ساکن هستند. البرز رشته کوه فعالی است و لرزه‌خیزی گسل‌های واقع در آن، این موضوع را تأیید می‌کند. از این رو، مطالعه رفتار زمین‌ساخت گسل‌ها در این منطقه پرجمعیت به منظور برآورد آسیب‌پذیری لرزه‌ای حائز اهمیت است.

وجود گسل‌های فراوان فعال در منطقه ایران و همچنین زلزله‌های تاریخی و معاصر گویای پتانسیل بالای تغییرشکلی در آن است. از بین ساختارهای زمین‌ساختی فعال در ایران، رشته‌کوه‌های البرز که در برگیرنده تعداد زیادی گسل فعال است بسیار حائز اهمیت است. یکی از گسل‌های مطرح و نگران‌کننده پهنه البرز مرکزی، گسل شمال تهران است که در نوار شمالی کلان شهر تهران واقع در کوهپایه جنوبی البرز قرار گرفته است (شکل ۱).

منطقه مورد مطالعه تهران و به طور ویژه نوار شمالی آن است که در بخش جنوبی البرز مرکزی قرار گرفته است و بنابراین باید مختصری از ویژگی‌های این بخش از رشته کوه البرز ارائه شود. ساختار البرز به طور کلی در امتداد خاوری-باختری شکل گرفته است. با این حال، در طول جغرافیایی ۵۲/۵ درجه، تغییر جهت ۳۰ درجه‌ای از آزموت ۱۱۰ درجه به آزموت ۸۰ درجه در این ساختار رخ می‌دهد (شکل ۱). کوتاه‌شدگی کلی شمالی-جنوبی رشته کوه البرز ناشی از برخورد اوراسیا-عربی در محدوده طول جغرافیایی ۵۰/۵ درجه میوسن به بعد در حدود ۳۰ کیلومتر، ۲۵ تا ۳۰ درصد پهنای رشته کوه، برآورد شده است

شیب آن مانند شیب گسل‌های شمال ری و کهریزک به سمت شمال است (قاسمی و قرشی، ۱۳۸۳). این عارضه بنا بر Nazari (2006) و Nazari et al. (2009) به عنوان یک ساختار گسلی تأیید نشده است.

۲-۶. گسل کهریزک

این گسل با طول ۳۵ کیلومتر و شیب رو به شمال به عنوان طولانی‌ترین گسل در منطقه جنوب تهران شناخته شده است (Martini et al., 1998). رخنمون‌های خاوری این گسل از باختر کریم‌آباد آغاز و تا باختر محمودآباد ادامه دارد. بر اساس بررسی‌های زمین‌ریخت‌شناسی و زلزله‌شناسی دیرینه‌ای یک جابه‌جایی در حین زلزله با بیشترین حدود ۱۰ متر در سطح گسل و کمترین آهنگ حرکات قائم و مسطحاتی در دوره هولوسن به ترتیب ۱ و ۳/۵ میلی‌متر برآورد شده‌اند (Martini et al., 1998). بر این اساس می‌توان یک دوره بازگشت زلزله ۳۰۰۰ سال برای این گسل پیشنهاد داد. بر اساس زلزله‌های تاریخی مانند ۹۵۸ و ۸۵۵ شدت زلزله‌های گسل کهریزک را بین ۷ تا ۷/۴ برآورد کرده‌اند (Martini et al., 1998). این ساختار خطی نیز مانند گسل‌های شمال و جنوب ری بنا بر Nazari (2006) و Nazari et al. (2009) دارای یک ساختار گسلی نیست و به عنوان یک افزاز معرفی شده است و در نتیجه منبع هیچ یک از زمین‌لرزه‌ای یاد شده نبوده است.

۲-۷. گسل پارچین

طول این گسل از جنوب خاوری ایوانکی در خاور تا شمال کوه بی‌بی شهربانو در باختر به ۷۰ کیلومتر می‌رسد. جهت این گسل شمال باختری- جنوب خاوری و شیب آن به سمت شمال خاور است. مؤلفه اصلی دگرشکلی در این گسل فشاری همراه با یک مؤلفه امتداد لغز راست گرد است (قاسمی و قرشی، ۱۳۸۳). زلزله چهار قرن پیش از میلاد مسیح که به عنوان اولین زلزله در ایران ثبت شده است (Ambraseys & Melville, 1982; Ambraseys, 1974)، احتمالاً مربوط به این گسل است (بربریان و همکاران، ۱۳۶۵). زلزله ویرانگر خاور ری در اواخر بهار ۷۴۳ نیز احتمالاً مربوط به فعالیت این گسل یا گسل گرمسار بوده است (شکل ۲).

۴- مشاهدات و پردازش داده‌های GPS

در این بخش به معرفی ویژگی‌های مربوط به اندازه‌گیری‌های GPS انجام شده، راهبردها و چارچوب‌های (Frames) استفاده شده در پردازش داده‌ها و تولید میدان سرعت (Velocity field) ایستگاه‌ها پرداخته می‌شود. البته بیان این نکته ضروری است که بیشتر ایستگاه‌های استفاده شده در این تحقیق پیش از ۲۰۰۷ ایجاد شده بودند و تعداد نوبت‌های اندازه‌گیری آنها بیش از سه نوبت در طی سال‌های منتهی به ۲۰۰۹ است. بنابراین، این نوع ایستگاه‌ها ارزش بالاتری نسبت به ایستگاه‌های جدید تأسیس شده در سال ۲۰۰۷ دارند.

یکی از عوامل مؤثر در دقت تعیین موقعیت و پس از آن دقت سرعت‌های برآوردی، نوع ساختمان و استحکام ایستگاه‌ها است. به همین دلیل ساختمان ایستگاه‌های مورد استفاده در این تحقیق یا پیلاهای بتونی مسلح هستند یا میله‌های فلزی مخصوصی که در داخل صخره‌های سنگی قرار گرفته‌اند.

موقعیت و گسترش ایستگاه‌های اندازه‌گیری شده، دست‌کم در دو نوبت برای مطالعه حرکات زمین‌ساختی گسل شمال تهران بر اساس شکل ۱۳ از طول جغرافیایی $50^{\circ}45'$ الی $52^{\circ}15'$ و از عرض جغرافیایی $35^{\circ}15'$ الی $36^{\circ}15'$ است. یادآوری می‌شود که تعداد ایستگاه‌ها و انتخاب موقعیت آنها با در نظر داشتن محدودیت‌های منابع مالی و تجهیزاتی و نیز اعمال نقطه‌نظرات کارشناسی زمین‌شناسی بوده است. لازم به بیان است، به رغم طرح اولیه، تعدادی از ایستگاه‌ها تنها یکبار در سال ۲۰۰۷ اندازه‌گیری شده و متأسفانه برای نوبت‌های بعدی از بین رفته و بنابراین امکان بهره‌برداری از این نوع ایستگاه‌ها در این تحقیق وجود نداشت. همچنین تعدادی دیگر نیز تنها در دو نوبت اندازه‌گیری شدند که نتایج آنها قابلیت اعتماد (Reliability) بالایی ندارند.

با خاک یکسان کرد. زلزله یاد شده ۵۰۰ کشته در دماوند بر جای گذاشت و ۷۰ روستا را در خاور جاجرود نابود ساخت. همچنین خانه‌های قدیمی تهران در اثر این زلزله ویران شدند.

■ زلزله ۱۲ اکتبر ۱۹۳۰ در آه- مبارک‌آباد (شکل ۲) و پس‌لرزه‌های ۶ و ۱۷ اکتبر ۱۹۳۰ آن نیز به گسل مشا ارتباط داده می‌شود (Tchalenko, 1974).

■ زلزله تالار رود در ۵ مارس ۱۹۳۵ با بزرگای ۵/۸ ریشتر، احتمالاً مربوط به بخش خاوری گسل مشا است. (شکل ۲) (Tchalenko, 1974).

■ زلزله ۲۴ نوامبر ۱۹۵۵ مشا (شکل ۲) نیز به گسل مشا نسبت داده شده است (Tchalenko, 1974).

■ زلزله ۱۰ ژانویه ۱۹۷۴ با بزرگای ۴/۳ و ۲۰ ژانویه ۱۹۹۰ با بزرگای ۵/۸ نیز بر روی گسل مشا تشخیص داده شده‌اند (بربریان و همکاران، ۱۳۶۵؛ قاسمی و قرشی، ۱۳۸۳).

۲-۲. گسل طالقان

این گسل با ۱۱۰ کیلومتر طول از دامنه کوه دماوند از خاور شروع شده و تا جنوب مرجان در باختر ادامه دارد (شکل ۲). خطواره سطحی این گسل به ویژه در نیمه خاوری آن مستقیم نبوده و جهت کلی آن باختر- شمال باختر است. مطالعات زمین‌شناسی منطقه و بررسی عکس‌های هوایی نشان می‌دهند که شیب این گسل به سمت جنوب است. ریخت‌شناسی منطقه یک مؤلفه اصلی امتداد لغز چپ‌گرد و نیز یک مؤلفه نرمال را نشان می‌دهد (Ritz et al., 2003a & 2003b; Nazari et al., 2003). زلزله‌های سال‌های ۱۴۲۸، ۲۰ آوریل ۱۶۰۸ و ۱۶ دسامبر ۱۸۰۸ (شکل ۲)، احتمالاً مربوط به گسل طالقان بوده‌اند (Ambraseys & Melville, 1982; Ambraseys, 1974). البته شدیدترین زلزله تاریخی ناشی از این گسل می‌تواند زلزله ۹۵۸ باشد که بسیاری آن را مربوط به گسل مشا می‌دانند.

۲-۳. گسل شمال تهران

گسل شمال تهران به عنوان مهم‌ترین گسل در نزدیکی شمال شهر تهران به شمار می‌آید (شکل ۲). این گسل به صورت یک روراندگی مورب چپ‌گرد در نوار شمالی تهران شناخته شده است (Berberian & Yeats, 1999). طول این گسل که از منطقه لواسان در خاور شروع شده و تا ولیان در باختر امتداد می‌یابد، در حدود ۱۰۸ کیلومتر و شیب کلی آن به سمت شمال است. البته Tchalenko (1975) طول این گسل را ۳۵ کیلومتر دانسته و آغاز جابه‌جایی آن را نیز در دوره پلیوسن برآورد کرده است. زلزله سال ۸۵۵ با بزرگای ۷/۱ احتمالاً مربوط به این گسل است (Ambraseys & Melville, 1982).

۲-۴. گسل شمال ری

این گسل با ۳۰ کیلومتر طول از شمال خاوری شهر ری (شمال کوه بی‌بی شهربانو) تا باختر شیشگاه ادامه می‌یابد (شکل ۲). به نظر می‌رسد که این گسل دارای یک شیب شمالی باشد. افزون‌بر مؤلفه اصلی روراندگی گسل یک مؤلفه چپ‌گرد نیز مشاهده شده است. زلزله‌های ۸۵۵، ۸۶۴، ۱۳۸۴ و ۱۷۸۶ منطقه ری به طور عمده به گسل‌های شمال ری و جنوب ری یا گسل کهریزک نسبت داده شده‌اند (بربریان و همکاران، ۱۳۶۵; Ambraseys & Melville, 1982; Ambraseys, 1974). پس‌لرزه‌های زلزله ۸۵۵ تا یک ماه ادامه داشته‌اند اما همان‌گونه که پیش از این گفته شد این زلزله می‌تواند مربوط به گسل شمال تهران باشد. البته بنا بر مطالعات اخیر (Nazari (2006) و Nazari et al. (2009) این عارضه به عنوان یک ساختار گسلی تأیید نشده است و بنابراین نمی‌تواند منبع هیچ زمین‌لرزه‌ای باشد.

۲-۵. گسل جنوب ری

گسل جنوب ری یک گسل روراندگی با ۲۶ کیلومتر طول است که از جنوب خاوری شهرری (جنوب کوه بی‌بی شهربانو) تا باختر محمودآباد چهارطاقی گسترده شده است. جهت کلی این گسل خاور- شمال خاور است و

۱-۴

$$\begin{aligned} \Phi_{LC} &= \Phi_{L1} + n_1 - \frac{R}{1-R^2} (\Phi_{L2} + n_2 - R(\Phi_{L1} + n_1)) \\ &= \Phi_{L1} - \frac{R}{1-R^2} (\Phi_{L2} - R\Phi_{L1}) - \frac{R}{1-R^2} \underbrace{(n_2 - n_1)}_{\text{bias WL}} + \frac{1}{1+R} \underbrace{n_1}_{\text{bias NL}} \end{aligned}$$

که در آن Φ_{LC} ترکیب خطی عاری از یونسفر، Φ_{L1} مشاهده فاز حامل L1، Φ_{L2} مشاهده فاز حامل L2، n_1 ابهام فاز حامل L1، n_2 ابهام فاز حامل L2 و $R = f_2/f_1 = 1227.60/1575.42$ است. بدیهی است، فازهای حامل در این معادله می‌توانند به صورت تفاضلی دو گانه (بین دو گیرنده و دو ماهواره) در نظر گرفته شوند. پردازش مشاهدات GPS استفاده شده در این پژوهش، به کمک نرم‌افزار GAMIT-GLOBK انجام شده است که یکی از معتبرترین نرم‌افزارهای علمی به شمار می‌آید. این نرم‌افزار در سال ۱۹۷۰ توسط دانشگاه MIT (Massachusetts Institute of Technology) به منظور تحلیل دقیق اطلاعات GPS طراحی شده است (Herring et al., 2009a; Herring et al., 2009b; Herring et al., 2009c; et al., 2009). پردازش داده‌ها در یک فرایند سه مرحله‌ای (Dong et al., 1998; Feigl et al., 1993) ابتدا به صورت روزانه و سپس با تلفیق پاسخ‌های روزانه به منظور استقرار چارچوب مختصات و ارائه میدان سرعت جابه‌جایی در آن انجام شد. محاسبه سرعت‌های ایستگاه‌های GPS در یک فرایند دو مرحله‌ای انجام می‌شود. ابتدا کلیه نتایج پردازش‌های مستقل شبکه‌ای یا همان پاسخ‌های روزانه، شامل اختلاف مختصات‌ها و ماتریس وریانس کوریانس متناظر با آنها با یکدیگر ترکیب می‌شوند. در این مرحله بر اساس یک آزمون آماری از ترکیب پاسخ‌های با کیفیت پایین جلوگیری می‌شود. سپس با استقرار یک چارچوب مرجع مناسب مختصات نهایی ایستگاه‌ها و بردارهای سرعت آنها نسبت به آن محاسبه و ارائه می‌شوند. لازم به بیان است به منظور دستیابی به دقت‌های واقعی‌تر، وابستگی زمانی بین پاسخ‌های روزانه نیز با اعمال مقدار $2mm/\sqrt{yr}$ به عنوان نوفه random-walk در ترکیب پاسخ‌ها مد نظر قرار گرفته است.

همان‌گونه که اشاره شد یکی از نتایج حاصل از پردازش داده‌های خام هر ایستگاه، محاسبه کمیت سرعت برای آن ایستگاه در یک بازه زمانی معین است. برای بهبود دقت محاسباتی سرعت‌های شبکه نقاط مورد استفاده، ۵ شبکه جهانی $igs2$ ، $igs1$ ، $igs3$ ، $igs4$ و $eur4$ که هر شبکه شامل ده‌ها ایستگاه است، با شبکه محلی مطالعه شده ترکیب شده‌اند. در شکل ۴ بردارهای سرعت به دست آمده برای شبکه مطالعه شده نسبت به چارچوب مرجع اوراسیا (Eurasia Reference Frame) نشان داده شده‌اند. بردارهایی که با رنگ سرخ نشان داده شده‌اند، دارای بیضی خطای بزرگ‌تر و اندازه و جهت آنها با دیگر بردارها سازگاری ندارند و به همین دلیل در تحلیل نتایج از آنها استفاده نشده است. همچنین مقادیر عددی مؤلفه‌های بردارهای سرعت به همراه انحراف معیار مربوط در سطح اطمینان 1σ در جدول ۱ آمده‌اند.

لازم به بیان است با توجه به این که در زمان انجام مشاهدات شبکه یادشده هیچ زلزله‌ای بزرگ‌تر از ۴ ریشتر در منطقه رخ نداده است، بنابراین می‌توان ادعا کرد که مختصات ایستگاه‌ها تحت تأثیر چرخه لرزه‌ای قرار ندارند و بیانگر آهنگ لغزش بین لرزه‌ای هستند.

۴- نتیجه‌گیری

میدان سرعت جا به جایی به دست آمده (شکل ۴ و جدول ۱) بیانگر یک میدان کم و بیش یکنواخت است که تفسیر حرکات گسلی از روی آن ممکن نیست. این موضوع بیانگر نبود حرکات زمین‌ساختی در منطقه است یا این که بیانگر دگرشکلی بسیار کوچک و ناچیز در این منطقه است. برای تفسیر بهتر نتایج، میدان سرعت را به دو بخش باختری و خاوری تقسیم‌بندی کرده و با استخراج دو مقطع کم و بیش عمود بر امتداد عمومی گسل شمال تهران و گسل مشا (AA' و BB' در شکل ۴) به تحلیل حرکات احتمالی راستالغز و نرمال در نوار شمالی تهران پرداخته می‌شود.

بخشی از اندازه‌گیری‌های مورد استفاده در این تحقیق به پیش از سال ۲۰۰۷ برمی‌گردد و بخشی دیگر به اندازه‌گیری‌های انجام‌شده در سال‌های ۲۰۰۷، ۲۰۰۸ و ۲۰۰۹ اشاره می‌کند. به منظور برقراری یک پیوند قوی بین شبکه موجود با شبکه ایستگاه‌های دائم GPS ملی و جهانی از تعدادی ایستگاه‌های شبکه ژئودینامیک سراسری IPGN (Iranian Permanent GPS Network) و شبکه جهانی GNSS (International GNSS Service) (Global Navigation Satellite Systems) به طور مشترک در هر سه نوبت استفاده شده است. مدت زمان اندازه‌گیری برای هر ایستگاه دو روز کامل یعنی ۴۸ ساعت با آهنگ ۳۰ ثانیه بوده است. افزون بر مشاهدات ایستگاه‌های انتخابی برای شبکه محلی گسل شمال تهران شامل TF01, MF17, MF16, MF15, MF14, MF07, MF05, MF03, MF02, MF01, TN07, TN06, TN05, TN04, TN03, TN01, TF20, TF16, TF09, TF07, TF02, ABAL, SABA, KOND, KSOF, NESA, AMAH, MEHR, TOC2, TANG, ZAJN, DAMA, BOOM, JOZE, JISC, GOPE, GLSV, BOR1, ARTU, ANKR, MSHN, HAMD, TABZ, ZIMM, ZECK, RAMO, POTS, POL2, PENC, NICO, International Terrestrial Reference) ITRF (Frame) در پردازش داده‌ها استفاده شده است.

گیرنده‌های استفاده شده در تمام نوبت‌ها از نوع دو فرکانس تریبل، اشتک یا لایکا و آنتن‌های استفاده شده از نوع choke-ring بوده‌اند که بهترین نوع آنتن برای مقابله با خطای چند مسیری (Multipath) و مدل‌سازی تغییرات مرکز فاز آنتن هستند. لازم به بیان است، به منظور حذف یا کاهش اثرات فصلی، نوبت‌های مشاهداتی در زمان مشابهی در سال‌های مختلف به انجام رسیدند. در پردازش داده‌های GPS با نرم‌افزارهای تجاری، افزون بر این که پردازش‌گر امکان دخالت زیاد در تعیین استراتژی پردازش داده‌ها را ندارد، از بسیاری تصحیحات کوچک نیز باید صرف نظر کند. به همین دلیل معمولاً نرم‌افزارهای تجاری برای پردازش خط مبناهای بلند (بیش از چند صد کیلومتر) پیشنهاد نمی‌شوند. در عوض در پردازش با نرم‌افزارهای علمی مانند Bernese و GAMIT-GLOBK به رغم پیچیدگی‌های کار با آنها به پردازش‌گر امکان دخالت در هر مرحله از پردازش را می‌دهد و ورود و اعمال انواع تصحیحات کوچک و بروز و مدل‌سازی آنها فراهم است. اهم این تصحیحات که در پردازش‌های داده‌ها مورد توجه قرار گرفته‌اند عبارتند از:

- تأخیرهای اتمسفری (Atmospheric Delays)
- جدایی مرکز فاز آنتن ماهواره و گیرنده (Satellite & Receiver Antenna Phase Center Offsets)
- تغییرات مرکز فاز آنتن ماهواره و گیرنده (Phase Center Variations)
- کشند (جزر و مد) زمین صلب (Solid Earth Tide)
- بار ناشی از کشند اقیانوس‌ها (Ocean Tide Loading)
- پارامترهای چرخش زمین (Earth Rotation Parameters)
- فشار تابش خورشیدی (Solar Radiation Pressure)

یکی از برتری‌های نرم‌افزارهای علمی پردازش داده‌های GPS، به نرم‌افزارهای تجاری این است که افزون بر برآورد مختصات ایستگاه‌ها، امکان سرشکنی، برآورد و ارائه مختصات دقیق ماهواره‌ها، پارامترهای دوران (چرخش) زمین، پارامترهای تأخیر تروپوسفری در زمان‌های مشخص برای هر ایستگاه نیز وجود دارد. در برآورد پارامترهای نهایی در این تحقیق از معادلات مشاهدات تفاضلی دو گانه استفاده شده است. البته به منظور حذف اثر تأخیر یونسفری (Ionospheric Delay) از ترکیب خطی عاری از یونسفر (Ionospheric-Free Phase Linear Combination) فازهای حامل به شکل زیر استفاده شده است (King et al., 1985).

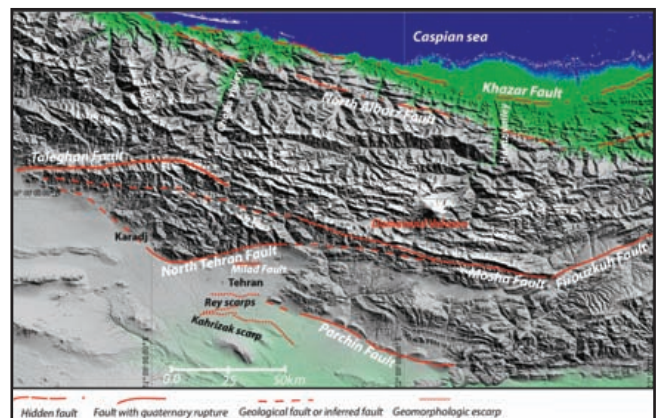
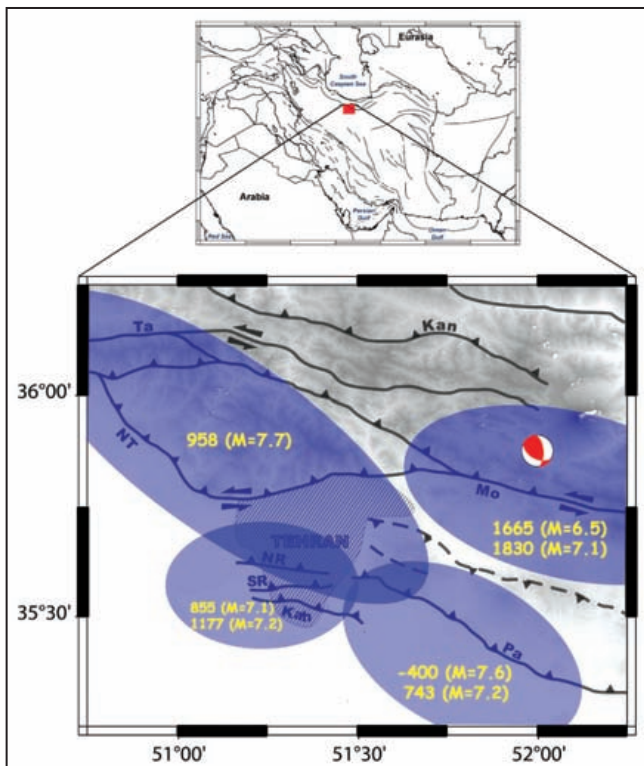
البرز مرکزی نقش چندان قابل توجهی در جذب کوتاه‌شدگی کلی $5/5 \pm 1/5$ میلی‌متر در سال در منطقه البرز مرکزی ندارد و بیشترین سهم آن ۱ تا ۲ میلی‌متر در سال، می‌تواند باشد. چنانچه گسل‌های ری و کهریزک را به عنوان ساختارهای گسلی در نظر بگیریم این میزان دگرشکلی باید بین گسل شمال تهران با آنها پخش شود و سهم هر یک را تعیین نمود. اما چنانچه بنا بر Nazari et al. (2009) و Nazari & Ritz (2008) گسل‌های ری و کهریزک در نظر گرفته نشوند در آن صورت این دگرشکلی تنها به گسل شمال تهران و احتمالاً گسل پارچین برمی‌گردد. به عنوان سخن آخر، چنانچه آهنگ جابه‌جایی سالانه بر روی گسل‌های شمال تهران و مشا، بین $0/5$ تا 2 میلی‌متر فرض شود، برای رسیدن به جابه‌جایی‌های کلی حدود ۵ کیلومتری $2/5$ تا ۱۰ میلیون سال زمان نیاز است. گفتنی است که میدان سرعت به دست آمده به شدت متأثر از مشاهدات اخیر در فاصله زمانی دو ساله است و چنانچه فرض شود که آهنگ لغزش واقعی نیم‌میلی‌متر در سال باشد، در صورت عدم تکرار اندازه‌گیری‌ها تا ده سال آینده، نمی‌توان با قطعیت از آن صحبت کرد. بنابراین به عنوان یک پیشنهاد، به شدت توصیه می‌شود که سازمان نقشه‌برداری کشور افزون‌بر حفاظت و مراقبت از ایستگاه‌های موجود، طی یک برنامه ۱۰ ساله دو بار دیگر نیز در سال‌های ۱۳۹۳ و ۱۳۹۸ این ایستگاه‌ها را اندازه‌گیری نماید تا با اطمینان و اعتماد بیشتری در مورد آهنگ دقیق لغزش گسل شمال تهران و گسل مشا اظهار نظر کرد.

سیاسگزاری

در اینجا لازم است از همه کسانی که ما را در انجام این تحقیق کمک و همراهی کردند تشکر و قدردانی شود، بویژه از سازمان نقشه‌برداری کشور که با تأمین و در اختیار گذاشتن داده‌های مورد نیاز این تحقیق را فراهم نمود، صمیمانه قدردانی می‌شود.

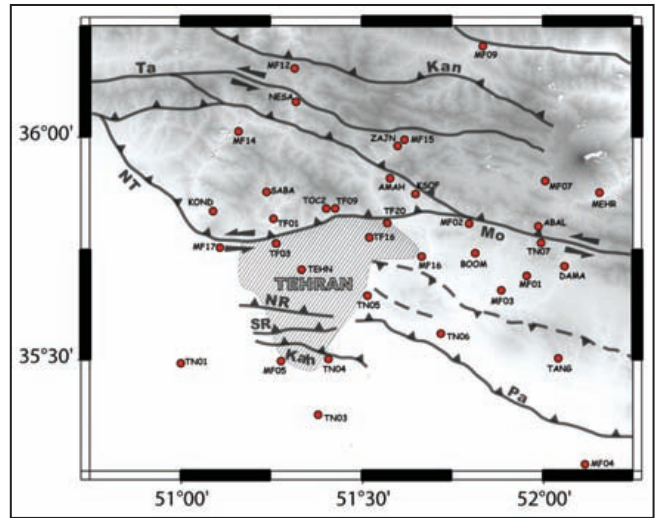
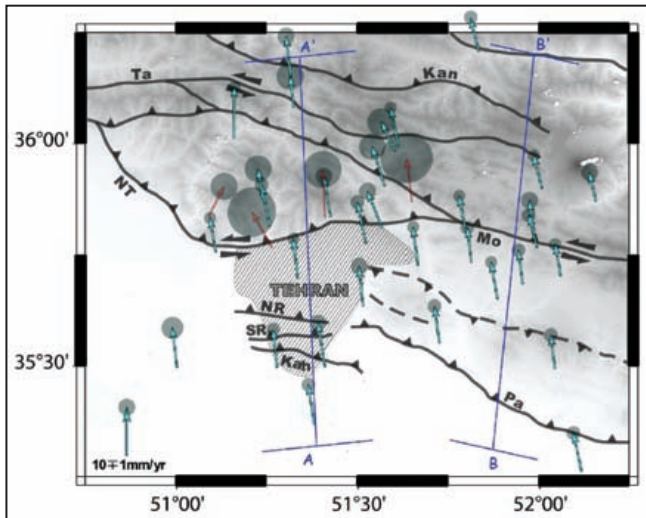
تصویر بردارهای سرعت بخش باختری به دو مؤلفه عمود بر امتداد گسل شمال تهران (شکل ۵-ا) و مؤلفه مماسی (شکل ۵-ب) هیچ نوع حرکت معنی‌داری را برای نوار شمالی تهران و به طور ویژه گسل شمال تهران در گذر ۹۰ کیلومتری از جنوب تهران به شمال تهران نشان نمی‌دهد. دقت مؤلفه‌های نرمال و مماسی در سطح اطمینان ۹۵ درصد به طور متوسط حدود $1.5mm/y \pm$ است. تفسیر این مقدار با توجه به دیگر مطالعات انجام شده، می‌تواند گویای آهنگ لغزش سطحی گسل‌های تهران برای حرکات راست‌لغز چپ‌گرد و کوتاه‌شدگی از صفر میلی‌متر در سال تا $1/5$ میلی‌متر در سال باشد. Nazari (2006) و Nazari et al. (2009) بر اساس مطالعات دیرینه لرزه‌شناسی، آهنگ کوتاه‌شدگی گسل شمال تهران را حدود $0/26$ میلی‌متر در سال نشان داده‌اند که با نتایج به دست آمده در این تحقیق به اندازه کافی همخوانی دارد.

هر چند پراکندگی مؤلفه‌های نرمال (شکل ۶-ا) و مماسی (شکل ۶-ب) در بخش خاوری مانند بخش باختری نیست و تصویر شفاف‌تر و بهتری از الگوی دگرشکلی را در این بخش به نمایش می‌گذارد، اما همچنان دقت مؤلفه‌های نرمال و مماسی در سطح اطمینان ۹۵ مانع از اظهار نظر قطعی در مورد آهنگ لغزش واقعی گسل مشا است. تصویر بردارهای سرعت بخش خاوری به دو مؤلفه عمود بر امتداد گسل مشا و مؤلفه مماسی تا حدودی حرکت راست‌لغز چپ‌گرد و کوتاه‌شدگی برای گسل مشا را در گذر ۱۲۰ کیلومتری از جنوب به شمال نشان می‌دهد که این مورد نیز با نتایج مطالعات زمین‌شناسی انجام گرفته در این منطقه همخوانی دارد (Ritz et al., 2003a; 2003b). مقایسه نیم‌رخ‌های نرمال و مماسی (برشی) در دو بخش باختری و خاوری نشان‌دهنده حرکت زمین‌ساختی بیشتر گسل مشا نسبت به گسل شمال تهران است. تفاوت بین آهنگ‌های لغزش آنها می‌تواند با ژرفای قفل‌شدگی متفاوت این دو گسل، ارتباط داشته باشد. نبود تغییر آشکار مقادیر مؤلفه‌های نرمال در دو بخش باختری و خاوری گویای این مطلب است که نوار شمالی تهران یا بخش جنوبی



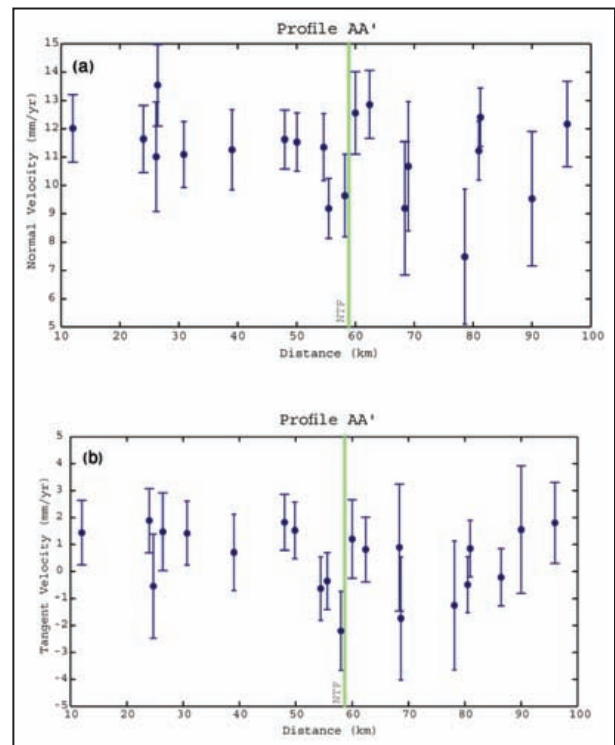
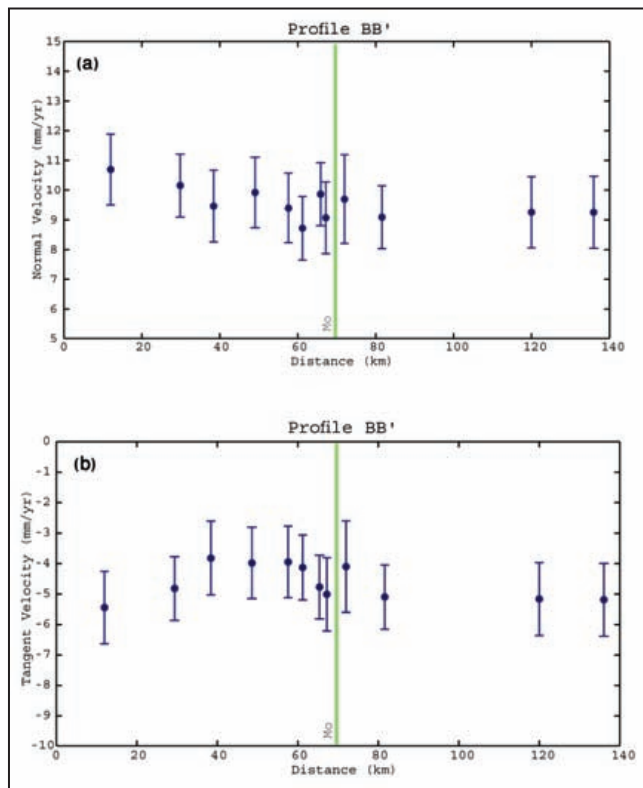
شکل ۱- پهنه البرز مرکزی، گسل شمال تهران و موقعیت کلان شهر تهران (Nazari & Ritz, 2008)

شکل ۲ - نقشه لرزه‌زمین‌ساخت ساده‌شده منطقه مورد مطالعه بر اساس بربریان و همکاران (۱۳۶۵): Mo: مشا، NT: گسل شمال تهران، Ta: گسل طالقان، Pa: گسل پارچین، Kah: گسل کهریزک، Kan: گسل کندوان، NR: گسل شمال ری، SR: گسل جنوب ری



شکل ۴- بردارهای سرعت ایستگاه‌های شبکه گسل شمال تهران نسبت به صفحه اوراسیا

شکل ۳- موقعیت ایستگاه‌های مورد استفاده در پردازش داده‌ها و محاسبه میدان سرعت. خطوط گسلی بر اساس بربریان و همکاران (۱۳۶۵) است.



شکل ۶- تصویر مؤلفه‌های نرمال (a) و مؤلفه‌های مماسی (b) بردارهای سرعت ایستگاه‌های شبکه گسل در بخش خاوری

شکل ۵- تصویر مؤلفه‌های نرمال (a) و مؤلفه‌های مماسی (b) بردارهای سرعت ایستگاه‌های شبکه گسل در بخش باختری

جدول ۱- مؤلفه‌های شمالی- جنوبی بردارهای سرعت ایستگاه‌های شبکه شبکه گسل شمال تهران نسبت به صفحه اوراسیا به همراه انحراف معیار و ضریب همبستگی در سطح اطمینان 1σ

| Site | Lon. (°E) | Lat. (°N) | E Vel. (mm/yr) | N Vel. (mm/yr) | σE (mm/yr) | σN (mm/yr) | ρEN | Site | Lon. (°E) | Lat. (°N) | E Vel. (mm/yr) | N Vel. (mm/yr) | σE (mm/yr) | σN (mm/yr) | ρEN |
|------|-----------|-----------|----------------|----------------|------------|------------|-------|------|-----------|-----------|----------------|----------------|------------|------------|--------|
| DAMA | 52.059 | 35.701 | -1.73 | 9.49 | 0.75 | 0.76 | 0.043 | TF16 | 51.522 | 35.774 | -2.55 | 12.48 | 0.84 | 0.85 | 0.035 |
| TANG | 52.043 | 35.492 | -1.24 | 10.13 | 0.85 | 0.86 | 0.035 | TN05 | 51.515 | 35.633 | -1.26 | 12.04 | 1.01 | 1.02 | 0.027 |
| MF07 | 52.008 | 35.897 | -2.57 | 10.1 | 0.74 | 0.75 | 0.043 | TF09 | 51.425 | 35.833 | -2.09 | 12.44 | 1.03 | 1.03 | 0.025 |
| TN07 | 51.994 | 35.763 | -2.49 | 10.06 | 0.85 | 0.85 | 0.036 | TN04 | 51.409 | 35.495 | -2.08 | 13.46 | 1.02 | 1.02 | 0.027 |
| ABAL | 51.986 | 35.793 | -1.45 | 10.43 | 1.07 | 1.05 | 0.025 | TOC2 | 51.409 | 35.832 | -0.64 | 14.63 | 2.33 | 2.28 | 0.006 |
| MF01 | 51.955 | 35.683 | -1.38 | 10.1 | 0.83 | 0.83 | 0.036 | TN03 | 51.379 | 35.366 | -1.72 | 11.98 | 0.84 | 0.85 | 0.035 |
| MF03 | 51.885 | 35.649 | -2 | 11.04 | 0.74 | 0.74 | 0.044 | TEHN | 51.334 | 35.697 | -1.25 | 11.7 | 0.73 | 0.74 | 0.044 |
| MF09 | 51.833 | 36.205 | -2.59 | 10.28 | 0.84 | 0.85 | 0.034 | NESA | 51.322 | 36.079 | -0.97 | 9.61 | 1.67 | 1.68 | 0.017 |
| BOOM | 51.812 | 35.73 | -1.25 | 10.6 | 0.84 | 0.82 | 0.033 | MF12 | 51.315 | 36.15 | -1.41 | 12.22 | 1.06 | 1.07 | 0.022 |
| MF02 | 51.797 | 35.801 | -2.03 | 10.75 | 0.74 | 0.74 | 0.044 | MF05 | 51.277 | 35.493 | -1.19 | 11.73 | 0.84 | 0.84 | 0.034 |
| TN06 | 51.724 | 35.55 | -1.54 | 11.17 | 0.84 | 0.85 | 0.036 | TF03 | 51.263 | 35.763 | -6.16 | 10.91 | 2.98 | 3.1 | 0.025 |
| MF16 | 51.665 | 35.724 | -1.55 | 11.63 | 0.74 | 0.75 | 0.043 | TF01 | 51.257 | 35.812 | -2.54 | 12.63 | 0.85 | 0.85 | 0.034 |
| KSOF | 51.648 | 35.866 | -1.53 | 13.41 | 3.2 | 3.06 | 0.015 | SABA | 51.238 | 35.874 | -1.52 | 9.11 | 1.66 | 1.67 | 0.011 |
| MF15 | 51.613 | 35.988 | -2.44 | 12.32 | 0.74 | 0.75 | 0.042 | MF14 | 51.157 | 36.01 | 0.23 | 15.73 | 0.74 | 0.74 | 0.043 |
| ZAJN | 51.603 | 35.982 | -4.17 | 8.86 | 1.75 | 1.67 | 0.007 | MF17 | 51.108 | 35.753 | -1.83 | 10.47 | 0.74 | 0.74 | 0.042 |
| AMAH | 51.575 | 35.902 | -3.81 | 12.11 | 1.63 | 1.64 | 0.019 | KOND | 51.088 | 35.834 | 4.69 | 9.19 | 1.67 | 1.65 | -0.001 |
| TF20 | 51.568 | 35.808 | -4.53 | 11.22 | 1.04 | 1.05 | 0.027 | TN01 | 51 | 35.493 | -1.39 | 12.23 | 1.35 | 1.35 | 0.02 |

کتابنگاری

- بربریان، م.، قرشی، م.، ارژنگ روش ب، مهاجر اشجعی، ا.، ۱۳۶۵- پژوهش‌های لرزه‌زمین ساخت و خطر زمین‌لرزه در گستره تهران، گزارش ۵۶، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، ایران.
- بربریان، م.، قرشی، م.، شجاع طاهری، ج.، طالبیان، م.، ۱۳۷۵- پژوهش‌های لرزه‌زمین ساخت و خطر زمین‌لرزه در گستره سمنان، گزارش ۶۳، ۲۷۷ صفحه، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، ایران.
- قاسمی، م.، ر.، قرشی، م.، ۱۳۸۳- مطالعه منطقه‌ای گسل‌های اصلی لرزه‌زا در رشته کوه البرز، گزارش کمیته تحقیقات علمی، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، ایران، ۵۸ صفحه.

References

- Allen, M. B., S. J., Vincent, I. Alsop, Ismail-zadeh, A. and Flecker, R., 2003b- Late Cenozoic deformation in the South Caspian region: effects of a rigid basement block within a collision zone, *Tectonophysics*, 366, 223-239.
- Allen, M., Ghassemi, M. R., Sharabi, M. and Qorashi, M., 2003a- Accomodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, Iran, *J. Struct. Geol.*, 25, 659-672.
- Ambraseys, N. N., 1974 - Historical seismicity of north-central Iran., In: *Materials for the study of seismotectonics of Iran: North-central Iran*, Geological Survey of Iran, Report No. 29, p.47-96.
- Ambraseys, N. N. and C. P. Melville, A., 1982- *History of Persian Earthquakes*, 219 pp., Cambridge University Press, New York.
- Assereto, R., 1996-Geological map of upper Djajrud and Lar valleys (Central Elburz, Iran), *Inst. Geol. Univ. Milano, Serie G, Publ. No. 232*, 86p.
- Bennet, R. A., Rodi, W. and Reilinger, R. E., 1996- Global Positioning System constraints on fault slip rates in southern California and northern Baja, Mexico. *J. Geophys. Res.* 101(B10), 21943-60.
- Berberian, M. and Yeats, R. S., 1999- Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 89, 120-139.
- Bürgmann, R., Ergintav, S., Segall, P., Hearn, E. H., McClusky, S., Reilinger, R. E., Woith, H. and Zschau, J., 2002- Time-dependent Distributed afterslip on the deep below the Izmit earthquake rupture, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92 (1), 126-137.
- Bürgmann, R., Segall, P., Lisowski, M., Svarc, J. P., 1997- Post-seismic strain following the 1989 Loma Prieta earthquake from repeated GPS and leveling measurements. *J. Geophys. Res.* 102, 4933-55.
- Dellenbach, J., 1964- Contribution à l'étude géologique de la région située à l'est de Téhéran (Iran), *Fac. Sci., Univ. Strasbourg (France)*, 117p.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. and Stein, S., 1990- Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 101, 425-478.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. and Stein, S., 1994- Effects of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2191-2194.
- Djamour, Y., Vernant, Ph., Bayer, R., Nankali, H. R., Ritz, J. F., Hinderer, J., Hatam, Y., Luck, B., Le Moigne, N., Sedighi, M., Khorrami, F., 2010- GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz mountain range, Iran. Submitted to *Geophysical Journal International*.

- Dong, D., Herring, T. A. and King, R. W., 1998- Estimating regional deformation from a combination of space and terrestrial geodetic data, *J. Geod.*, 72, 200-211.
- Feigl, K. L., Agnew, D. C., Bock, Y., Dong, D., Donnellan, A., Hager, B. H., Herring, T. A., Jackson, D. D., Jordan, T. H., King, R. W., Larsen, S., Larson, K. M., Murray, M. H., Shen, Z. and Webb, F. H., 1993- Space geodetic measurement of crustal deformation in central and southern California, *J. Geophys. Res.*, 98, 21677-21712.
- Herring, T. A., King, R. W. & McClusky, S. C., 2009a- GAMIT reference manual, Release 10.3, edn, Vol., pp. Pages, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge.
- Herring, T. A., King, R. W. & McClusky, S. C., 2009b- GLOBK reference manual, Release 10.3, edn, Vol., pp. Pages, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge.
- Herring, T. A., King, R. W. & McClusky, S. C., 2009c- Introduction to GAMIT/GLOBK, Release 10.35, edn, Vol., pp. Pages, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge.
- Jackson, J. A. and McKenzie, D. P., 1984- Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 77, 185-246.
- Jackson, J. A. and McKenzie, D. P., 1988- The relationship between plate motions and seismic tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 93, 45-73.
- Jackson, J. A., Haines, J. and Holt, W., 1995- The accommodation of the Arabia-Eurasia plate convergence in Iran, *J. Geophys. Res.*, 100, 15205-15219.
- Jackson, J. A., Priestley, K., Allen, M. and Berberian, M., 2002- Active tectonics of the South Caspian Basin, *Geophys. J. Int.*, 148, 214-245.
- King, R. W., Masters, E. G., Rizos, C., Stolz, A. and Collins, J., 1985- Surveying with GPS, Monograph 9, School of Surveying, University of New South Wales, Kensington, Australia.
- Martini, P. M. De, Hessami, K., Pantosti, D., D'Addezio, G., Alinaghi H. and Ghafory-Ashtiani, M., 1998- A geologic contribution to the evaluation of the seismic potential of the Kahrizak fault (Tehran, Iran). *Tectonophysics*, 287, 187-199.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kasten, K., Kekelidze, G. King, R. W., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzoumis, A., Paradissis, D., Prilepin, Y. P., M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M. N. and Veis, G., 2000- GPS constraints on plate motions and deformations in eastern Mediterranean and Caucasus, *J. Geophys. Res.*, 105, 5695-5719.
- Nazari, H., Ritz, J. F., Qorashi, M., Abbassi, M., Saidi, A., Shahidi, A. R. and Omrani, J., 2003- Analysing Neotectonics in Central Alborz: Preliminary Results, Proceedings of the 4th International Conference on Seismology and Earthquake Engineering, 12-14 May 2003, Tehran.
- Nazari, H. and Ritz, J. F., 2008- Sketch map of Quaternary Faults in Central Alborz. GSI.
- Nazari, H., 2006- Analyse de la tectonique recente et activedans l'Alborz central et la region de Teheran, l'universite Montpellier II, These de doctorat.
- Nilforoushan, F., Masson, F., Vernant, P., Vigny, C., Martinod, J., Abbassi, M., Nankali, H., Hatzfeld, D., Bayer, R., Tavakoli, F., Ashtiani, A., Doeringer, E., Daignières, M., Collard, P. and Chéry, J., 2003- GPS network monitors the Arabia-Eurasia collision deformation in Iran, *J. of Geodesy (77)*, 411-422, DOI 10.1007/s00190-003-0326-5.
- Pichon, X., 1968- Sea-floor spreading and continental drift, *J. Geophys. Res.*, 73, 3661-3697.
- Ritz, J. F., Balescu, S., Soleymani, S., Abbassi, M., Nazari, H., Feghi, K., Shabaniyan, E., Tabassi, H., Farbod, Y., Lamothe, M., Michelot, J. L., Massault, M., Chéry, J. and Vernant, P., 2003a- Geometry, Kinematics and Slip Rate Along the Mosha Active Fault (Central Alborz), EUG-AGU-EGU Joint Assembly, Nice, France, 06-11 April 2003, Abstract EAE03-A-06057.
- Ritz, J. F., Balescu, S., Soleymani, S., Abbassi, M., Nazari, H., Feghi, K., Shabaniyan, E., Tabassi, H., Farbod, Y., Lamothe, M., Michelot, J. L., Massault, M., Chéry, J. and Vernant, P., 2003b- Determining the long-term slip rate along the Mosha fault (Central Alborz, Iran): Implications in terms of seismic activity, Proceedings of the 4th International Conference on Seismology and Earthquake Engineering, 12-14 May 2003, Tehran.
- Sella, G. F., Dixon, T. H. and Mao, A., 2002- REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy, *J. Geophys. Res.*, 107 (B4), ETG 11-1, 11-32.
- Tchalenko, J. S., 1975- Seismicity and structure of the Kopet Dagh (Iran, USSR), *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 278 (1275), pp. 1-25.
- Tchalenko, J. S., Berberian, M., Iranmanesh, H., Baily, M., Arsofsky, M., 1974-Tectonic framework of the Tehran region, In: Materials for the study of seismotectonics of Iran (North-Central Iran), *Geol. Surv. of Iran*, Report No. 29, 7-46.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chéry, J., 2004a- Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, *Geophys. J. Int.*, 157, doi: 10.1111/j.1365-246X.204.02222.x, 381-398.
- Walpersdorf, A. and Vigny, C., 1998- Determining the sula block kinematics in the triple junction area in Indonesia by GPS, *Geophys. J. Int.*, 135, 351-361.

P. montanus, *P. annularis*, *P. terraenovae* and *P. beverleyensis*. and ichnospecies of *Palaeophycus* include *P. heberti*, *P. tubularis*, *P. striatus*, *P. sulcatus* and *P. alternates*.

Keywords: Paleozoic, Ichnogeneous, Ichnospecie, *Palaeophycus*, *Planolites*, Alborz, Central Iran.

For Persian Version see pages 185 to 196

*Corresponding author: N. Abbasi ; E-mail: abbasi@mail.znu.ac.ir

Trophic Habitats and Paleocology of Marine Gastropods from the Bakhtiari Succession (Shalamzar Area, Central-Western Iran)

A. H. Rahiminejad^{1*}, M. Yazdi² and A. R. Ashouri¹

¹ Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran,

² Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran,

Received: 2010 December 20 Accepted: 2011 April 10

Abstract

Shallow marine gastropod assemblages of the recently discovered marine sequence of the Bakhtiari clastic succession in the Zagros Basin are studied in the Shalamzar area. The systematic studies of the fauna yielded 21 genera and 9 species of gastropods from 20 families distributed in 7 facies. The molluscs are from the following families: Turritellidae, Cerithiidae, Volutidae, Ranellidae, Strombidae, Muricidae, Conidae, Naticidae, Mitridae(?), Olividae, Cancellariidae, Triforidae, Melongenidae, Aclididae, Plesiotrochidae, Cypridae, Sorbeoconcha, Trochidae, Turbinidae and Buccinidae (?)indet. The abundant species and genera belong to the families of Cerithiidae, Strombidae, Turritellidae and Turbinidae. Detailed paleocology interpretation was made based on the trophic habitats of the gastropods. The habitats are distinguished as four types of trophic categories including Carnivores, Herbivores, Omnivores and facultative mobile suspension feeders. The herbivorous gastropods dominate the faunal assemblages due to the high accumulation of detritus and plant organic matters within the sediments. The distribution of the gastropods is controlled by their trophic habitats that directly depend on the environmental changes such as water turbulence, sedimentation and suspension rates, detritus input, and water energy. The gastropod assemblages describe an environment ranging from the higher energy intertidal zone to the deeper and lower stage of an oligophotic zone within a middle ramp. The test size of the molluscs was also controlled by the ecological factors. Abundant nutrients as well as deeper basin conditions decreased the shell size of some groups of gastropods. The larger shells appeared in the shallower depth zones with a lack of nutrients. The occurrence of the mentioned gastropod taxa and Miocene faunistic relationship with adjacent bioprovinces represent a faunal exchange between the Zagros basin and Mediterranean and Parathethys seaway by a shallow pathway trough. A weak marine connectivity with Caribbean Sea and Indian Ocean is also reflected by the faunal groups.

Keywords: Bakhtiari Succession, Shalamzar Area, Gastropod, Trophic Habitate, Paleocology, Faunistic Relationship

For Persian Version see pages 197 to 210

*Corresponding author: A. H. Rahiminejad; E-mail: mrrahiminejad7@gmail.com

Estimation of Tectonic Slip Rate of Northern Band of Tehran by using GPS

Y. Djamour^{1*}, S. Hashemi Tabatabaei², M. Sedighi³ & H. R. Nankali³

¹ Geomatics College, National Cartographic Center, Tehran, Iran

² Building and Housing Research Center, Tehran, Iran

³ Geodetic Departments, National Cartographic Center, Tehran, Iran

Received: 2010 June 30 Accepted: 2010 December 07

Abstract

In previous decades, using traditional geodetic observations such as distance and angle measurements was prevalent in the earth surface displacement studies. After accessing to satellite positioning systems with a high precision ability such as GPS, we encountered to an upheaval

in the earth surface displacement studies. Indeed using temporal variations of the earth surface deformation, the seismotectonics of the area can be distinguished. Deformation modeling of the area can be accessed using the analyzing of repeated geodetic measurements. In Tehran area the earthquake studies is an important task and in this paper we are going to use GPS measurements for this field. Here 35 GPS stations cover whole of Tehran which consists North Tehran fault. These stations were occupied at least 2 annual epochs and some of them were measured more than 4 times. After processing the acquired data and analyzing the results, the velocity field was obtained. Deformation analysis of the velocity field shows a small left lateral movement about 0.5-2 mm/year and more or less the same value for shortening in the northern band Tehran area. This value is not constant along the northern band and it seems the eastern part where we reach the Mosha fault the deformation is more significant than western part. The observed rate is equal to a total movement of ~5km during 2.5-10 my which is consistent with geological studies carried out in this area.

Key words: Geodesy, Seismotectonic, Northern band of Tehran, Deformation, GPS

For Persian Version see pages 211 to 218

*Corresponding author: Y. Djamour; E-mail:djamour@ncc.org.ir

Organic Matter Characterization and Thermal Modeling of the Basal Black Shale from the Shemshak Group (Upper Triassic- Middle Jurassic) in the Tazareh Section, Eastern Alborz, Northern Iran

A. Shekarifard¹, F. Baudin², K. Seyed-Emami³, J. Schnyder² & H. Rahimpour-Bonab⁴

¹School of Chemical Engineering, Institute of Petroleum Engineering, University College of Engineering, University of Tehran, Tehran, Iran.

²Institut des Sciences de la Terre de Paris, UPMC-Univ. Paris06 et CNRS, UMR 7193, Paris, France.

³School of Mining Engineering, University College of Engineering, University of Tehran, Tehran, Iran.

⁴School of Geology, University College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran.

Received: 2011 February 27

Accepted: 2011 June 07

Abstract

Geochemical characteristics (Rock-Eval pyrolysis and elemental analysis of kerogen), palynofacies and organic petrography (using light transmitted-reflected-uv microscopy) of the basal black shale from the Shemshak Group (Upper Triassic- Middle Jurassic) in the Tazareh section (Eastern Alborz) have been investigated. The basal black shale is rich in amorphous organic matter with fewer amounts of vitrinite particles that was deposited in lacustrine environment under anoxic to suboxic conditions. According to vitrinite reflectance values (mean VRr=2.1%), organic matter of the basal black shale has experienced high thermal maturity during deep burial. In this study samples residual organic carbon content is 1 wt.% on average. Thermal modeling results using 1D Genex4 software show that the basal black shale of the Shemshak Group became mature during the Middle Jurassic-Lower Cretaceous time and generated hydrocarbon. At the present day, this organic facies in the Tazareh section is thermally over-mature and depleted in hydrogen and is located in the dry gas generation window. Presently, these sediments are considered as shale gas resources.

Keywords: Thermal modeling, Petroleum source rock evaluation, Shemshak Group, Upper Triassic-Middle Jurassic, Tazareh section, Alborz, Northern Iran.

For Persian Version see pages 219 to 228

*Corresponding author: A. Shekarifard; E-mail: ashekary@ut.ac.ir