دوفصلنامه کواترنری ایران (علمی-پژوهشی)، دوره ۷، شماره ۲ و ۱، بهار و تابستان ۱۴۰۰

ص ۲۰۳ تا ۲۲۳

افراز جنوب اشتهارد: سامانه گسلی یا افراز ریخت زمین‌ساختی

محمود ناوورنویری*؛ دانش آموخته کارشناسی ارشد تکتونیک، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور ، تهران، ایران

حمید نظری؛ دانشیار، کرسی یونسکو در مخاطرات زمین شناختی ساحلی، پژوهشکده علوم زمین

محمدعلی شکری؛ کارشناس ارشد تکتونیک، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور ، تهران، ایران

مهدی محمدی ویژه؛ دکتری ژئوفیزیک، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور ، تهران، ایران

رضا سلامتی؛ کارشناس ارشد چینه شناسی، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور ، تهران، ایران

مرتضی شیخ؛ کارشناس ارشد رسوب شناسی، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور ، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۱/۱۰ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۵/۳۰

چکیده

گستره مورد مطالعه در دشت اشتهارد و در پیش بوم رشته کوه های البرز واقع شده است. اشتهارد و پیرامون آن در گستره گسل های لرزه زایی همچون گسل ایپک در جنوب و گسل شمال اشتهارد در شمال خود قرار می گیرد. در گذشته با استناد بر شواهد و پدیده های زمین ریختی و زمین لرزه های تاریخی منسوب به سگز آباد، در پهنه آبرفتی کوه جارو در دشت اشتهارد، پدیده های خطی که با پرتگاه های آشکاری همراه هستند همچون افراز جنوب اشتهارد، در شمار افراز های گسله دسته بندی می کرده اند. در این پژوهش بر اساس داده های حاصل از پارینه لرزه شناسی، ویژگی های ریخت زمین‌ساختی، ژئوالکتریکی ارائه شده در این تحقیق، به نظر می‌رسد که افراز جنوب اشتهارد نه نشانه یک گسل، بلکه حاصل یک چین خوردگی در سازند سرخ بالایی می باشد که نشان از ماهیت ریخت شناسی افراز جنوب اشتهارد است که پیش از این بعنوان گسله جنوب اشتهارد معرفی شده بود. این چین خوردگی یک خمیدگی ساده لایه ها است که به واسطه کوتاه شدگی حاکم بر این قسمت از رشته کوه های البرز، طی سنوزوئیک پسین حاصل شده است.

کلیدواژه‌ها: افراز جنوب اشتهارد، پارینه لرزه‌شناسی، چین، ژئوالکتری

*رایانامه نویسنده مسئول: m.navar@gmail.com

مقدمه

گستره مورد مطالعه در دشت اشتهارد در جنوب باختر رشته کوه البرز قرار می گیرد. این گستره در مجاورت تمدن کهن سگزآباد از عهد ایران باستان و گسل ایپک است، که بارها دستخوش ویرانی های منسوب به این زمین لرزه ها شده است (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴; Ambraseys & Melville, 1982). بربریان و همکاران(۱۳۷۱) افراز واقع در جنوب راندگی شمال اشتهارد را که دارای راستای خاوری–باختری و درازای ۵۲ کیلومتر است با نام گسله راندگی جنوب اشتهارد با شیب به سوی جنوب معرفی نمود. با این حال وی در طی بررسی‌های صحرایی، آثار ریختاری مبنی بر گسلش ارائه نکرده است. تریفونوف و همکاران (۱۹۹۶) بخش باختری این افراز را در ارتباط با پهنه گسلی ایپک می‌دانند که بخش خاوری آن به گسله پنهان تهران– گرم‌دره می‌پیوندد. سلیمانی و حسینی (۱۳۷۷) با بهره گیری از روشهای مورفوتکتونیکی، بر این باور هستند که، گسله جنوب اشتهارد در بخش خاوری خود ادامه یافته و باعث تغییر ناگهانی روند رود شور از خاوری–باختری به شمالی–جنوبی شده است و در گذر از شمال شهر ماهدشت تا داخل مخروط افکنه کرج می‌رسد. اما بر پایه مطالعات (صدوق و همکاران، ۱۳۹۶) با استفاده از داده های ژئوفیزیکی، رودخانه کرج با برجای گذاشتن رسوبات و به وجود آوردن مخروط افکنه ماهدشت باعث تغییر روند رودخانه شور به سمت جنوب شده است. نخستین پژوهش پارینه لرزه‌شناسی در این منطقه توسط بلورچی (۱۳۷۶) در ۵ کیلومتری خاور شهر اشتهارد انجام گرفت. وی با استفاده از ابزارهای سنگی یافت شده (به سن نئولیتیک) سه رخداد لرزه ای شناسایی کرد و با حذف ۹ متر از کل ضخامت ۱۰ متری افق D (به سن هولوسن) که توسط گسل جنوب اشتهارد فرایش یافته است، زمان شروع فرایش۱ این افراز را ۱۰۰۰±۹۰۰۰ بر آورد نموده است. طبق برآورد ایشان از آخرین رخداد لرزهای مهم آن در حدود ۹۰۰ سال سپری شده است.

با توجه به موقعیت گسلی که به نام جنوب اشتهارد معرفی شده است و نزدیکی آن به مراکز جمعیتی و صنعتی، مطالعه وضعیت لرزه شناختی آن با استفاده از داده های جدید و بررسی دوباره پژوهش های پیشین از اهمیت زیادی بر خوردار می باشد. در این تحقیق سعی بر این است که به این سوال پاسخ داده شود آیا این افراز را می توان به عنوان افراز ریخت زمین‌ساختی معرفی کرد؟ آیا این افراز را می‌توان به عنوان گسل لرزه‌زا معرفی کرد؟ آیا در بازه زمانی طولانی‌تر (پلیستوسن پایانی– هولوسن) زمین‌لرزه‌های بزرگ روی این افراز رخداده است؟ به این منظور با استفاده از مطالعات صحرایی، بررسی های ریخت زمین ساختی و ژئوفیزیکی و انجام پژوهش های پارینه لرزه شناسی به بررسی این افراز پرداخته شده است. جهت انجام مطالعات پارینه لرزه‌شناسی درگستره مورد مطالعه یک ساختگاه در خاور شهر اشتهارد انتخاب و ۴ ترانشه عمود بر راستای افراز حفر گردید. آنگاه پدیده های ساختاری و نهشته های رسوبی–چینه ای بر روی دیواره ترانشه ها تفکیک و نگاشت انجام شد. در این مقاله نتایج بررسی ترانشه‌ها ارائه شده است.

1. rising

جایگاه زمین شناسی و زمین ساختی

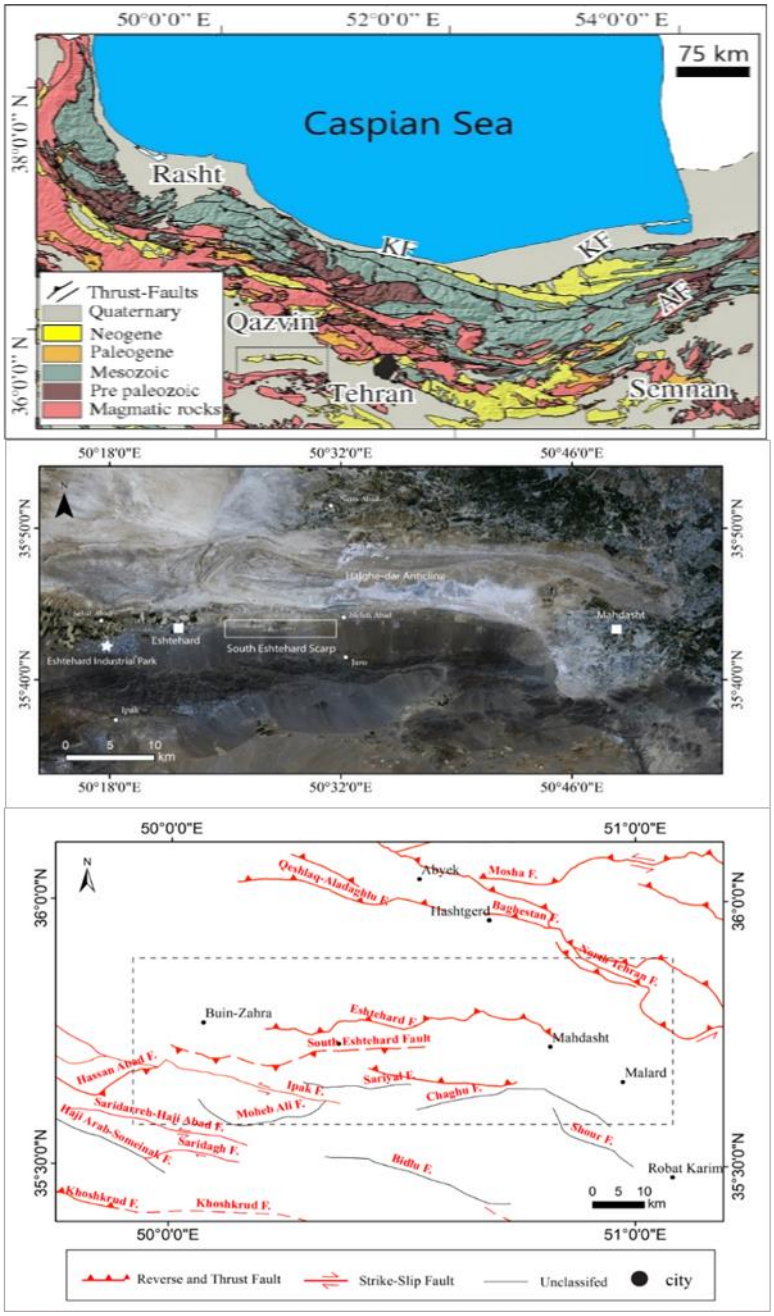
افراز اشتهارد در دشت اشتهارد در پیش بوم البرز و در جنوب باختر این رشته کوه قرار می گیرد. زمین ساخت فعال رشته کوه البرز توسط برخورد ورقه های عربی و اروسیا و حرکت رو به باختر حوضه کاسپین جنوبی کنترل می شود (Allen et al., 2003a; Jackson et al., 2002). ترافشارش چپگرد منجر به تقسیم شدگی استرین۲ بر روی گسلهای راندگی و امتدادلغز موازی رشته کوه گردیده است(Allen et al., 2003b; Ritz et al., 2006) بر پایه داده های دیرینه‌لرزه‌شناسی عنوان میکنند که از ۱/۵–۱ میلیون سال پیش (پلیستوسن میانی) یک رژیم تراکششی با راستای WNW در بخشهای داخلی البرز مرکزی حاکمیت یافته است که به احتمال ناشی از حرکت و یا چرخش ساعتگرد حوضه کاسپین جنوبی می باشد. داده های GPS نشان می دهد که نرخ های تغییر شکل در راستای رشته کوه البرز تغییر می نماید (Vernant et al., 2004; Djamour et al., 2010; khorrami et al., 2019). در حال حاضر استرین در ناحیه مورد مطالعه در راستای NNW به وقوع پیوسته و کوتاه شدگی تحت نرخ ۰/۹ میلیمتر در سال و برش راستگرد تحت نرخ ۰/۸ میلیمتر در سال صورت می گیرد (khorrami et al., 2019). در جنوب باختر البرز گسل های اصلی و جنبا، مرز میان فرونشست های زمین ساختی و کوهستانهای منطقه را تشکیل داده است. مهمترین سیمای ساختاری گستره، چینی است که بلندی های حلقه‌در در شمال و ارتفاعات جارو در جنوب دشت ایجاد کرده است که با گسل شمال اشتهارد با درازای ۶۰ کیلومتر و گسل جنبای ایپک با طول ۸۵ کیلومتر، در این بخش از البرز، دارای روندی خاوری–باختری است (شکل۱).

2. strain partitioning

الف

ب

ج



شکل۱: (الف) نقشه زمین شناسی ساده شده البرز (با تغییر برگرفته از Mattei et al. 2017)، (کادر سیاه محدوده مورد مطالعه را نشان می دهد) (ب) تصویر هوایی Spot5 از گستره اشتهارد، (کادر سفید اثرات خطی منسوب به افراز جنوب اشتهارد را نشان می دهد) (ج) گسله های جنبای جنوب باختری کرج (با تغییر برگرفته از بربریان و همکاران، (۱۳۷۱)، (کادر خط چین گستره مورد مطالعه را نشان می دهد).

یافته ها

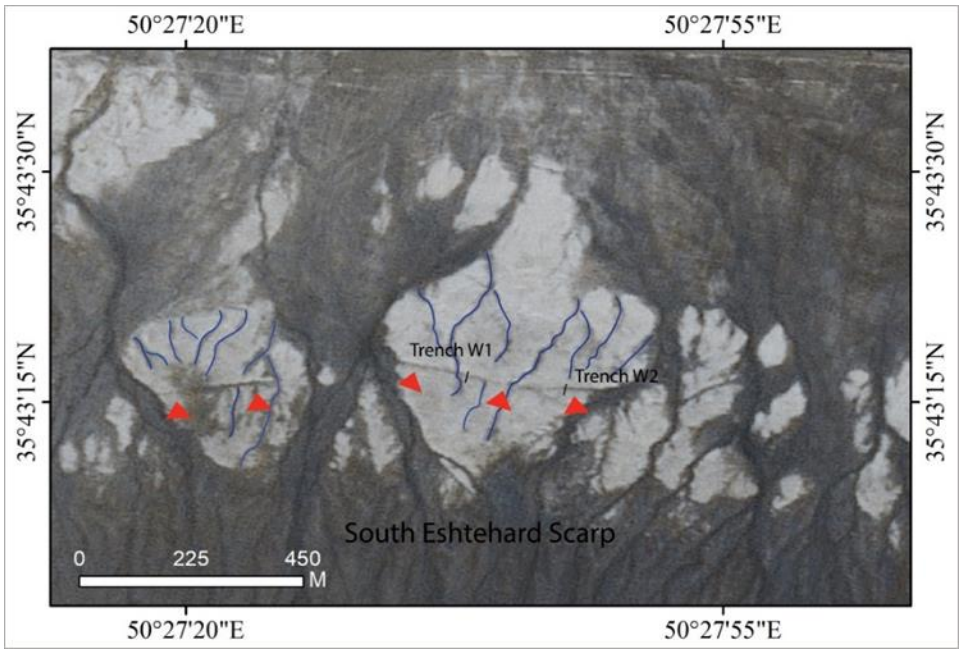
سری افرازهای جنوب اشتهارد

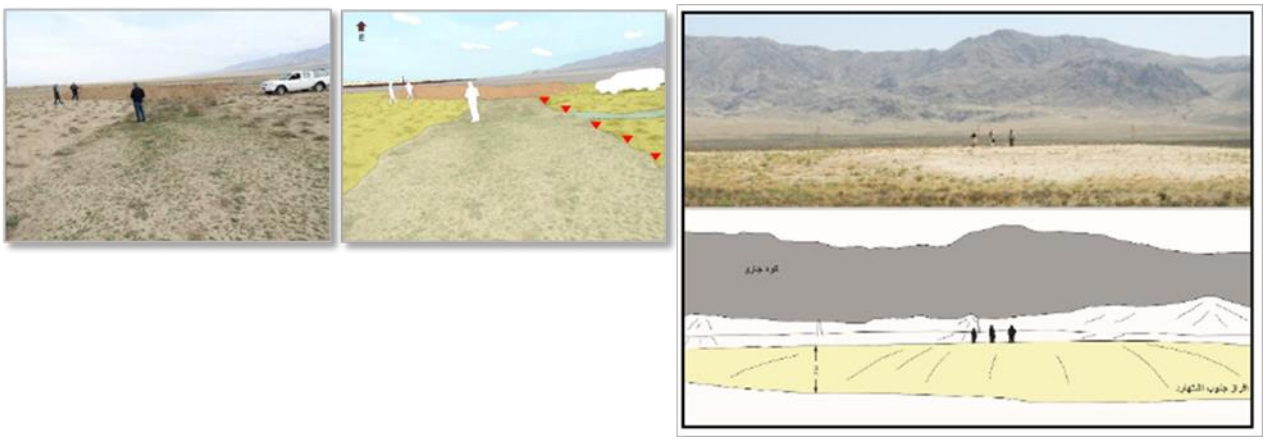
بررسی های ریخت زمین ساختی و ژئوفیزیکی

افراز جنوب اشتهارد، در جنوب پهنه دشت اشتهارد و در نزدیکی شهر اشتهارد، با درازای ۲۰ کیلومتر با راستای باختری–خاوری، مشاهده می شود. بربریان و همکاران (۱۳۷۱)، برای اولین بار، این ساختار های تپه‌ای شکل که در امتداد شمال کوه جارو قرار دارد را با نام گسل جنوب اشتهارد معرفی کرده است. این افراز از جنس مارن بر روی مخروط افکنه‌های آبرفتی کوه جارو، از روستای صحت آباد در باختر تا روستای مهدی آباد در خاور شهرستان اشتهارد، با رنگ روشن و به شکل بریده بریده در عکس‌های هوایی، تصاویر ماهواره‌ای (شکل ۱ب) و بررسی های میدانی به خوبی قابل مشاهده است (شکل ۲ب). بررسی های ریخت زمین ساختی و ژئوفیزیکی در محدوده باختر روستای مختار آباد و خاور روستای مختارآباد صورت گرفته است.

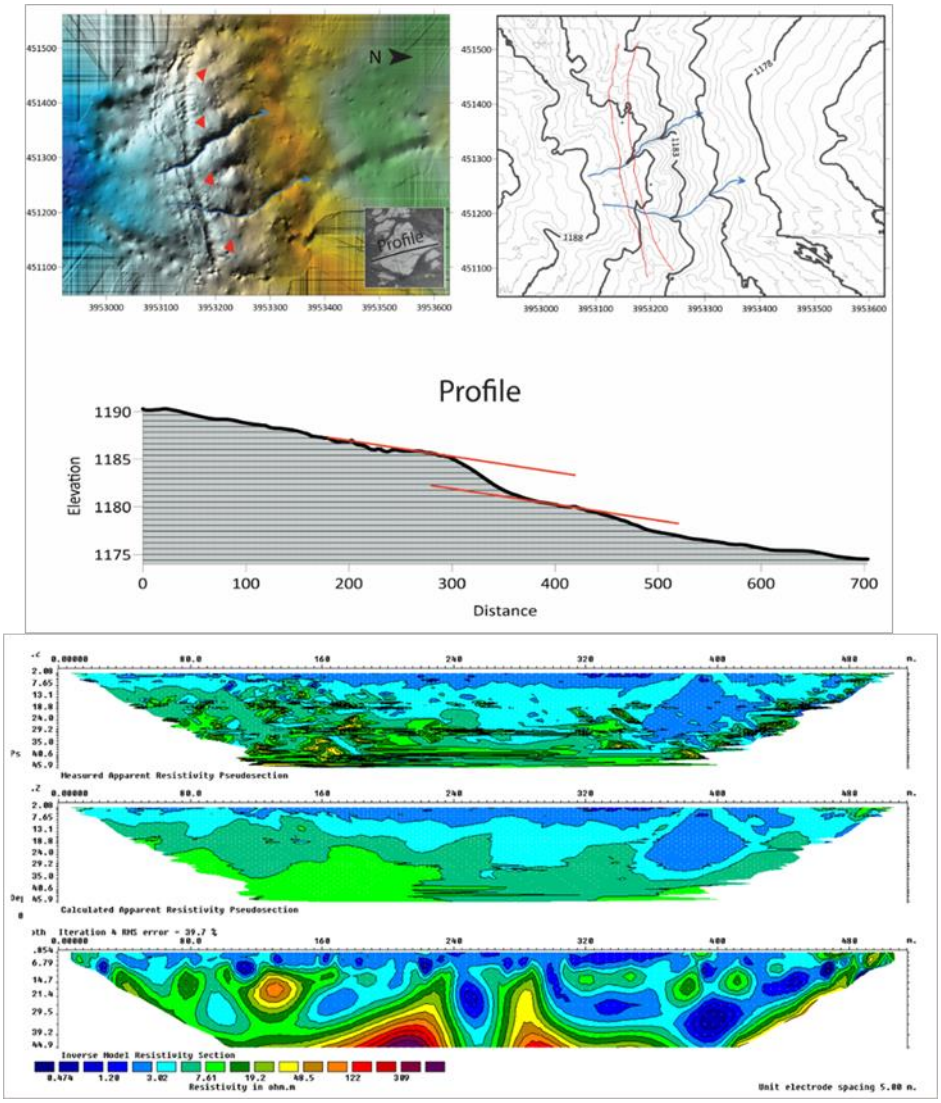
باختر روستای مختار آباد

در محدوده باختر روستای مختارآباد، خطواره ای با طول تقریبی ۳۴۰ متر با راستای تقریبا N280 ، بر روی یکی از قطعات افراز جنوب اشتهارد واقع شده که آن را به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم کرده است (شکل ۲الف). برای بررسی شاخص های ریخت زمین ساختی از دستگاه GPS کینماتیک استفاده شد که منجر به تهیه مدل ارتفاعی رقومی (DEM) با دقت بالا گردید. با استفاده از داده های مدل ارتفاع رقومی، بیشینه ارتفاع افراز در بخش شمالی آن ۴ متر و بیشینه ژرفای خطواره ای که بر روی این افراز به وضوح قابل مشاهده است، ۷۰ سانتی متر اندازه گیری شده است(شکل ۲ج). آبراهه‌های متروک که در تصاویر ماهواره‌ای Spot5 به خوبی نمایان است، نشان از جدا شدن آنها از سر شاخه خود دارد (شکل ۲الف). مدل حاصل از وارون سازی دوبعدی داده‌های مقاومت ویژه در طول برش نشان می‌دهد که، نهشته‌های سطحی در محل این برش (تا عمق حدود ۵ متر) از مقاومت پایینی برخوردار هستند که در ارتباط با اندازه دانه‌های رسوبی است. با افزایش عمق مقاومت نهشته‌های زیر سطحی (طیف رنگی سبز تا بنفش) افزایش می یابد. این افزایش در فاصله ایستگاهی ۸۰ تا ۴۰۰ متری مدل حاصل از وارون سازی دوبعدی به خوبی مشاهده می‌شود. این بی هنجاری با مقاومت ویژه بالا مشابه یک تاقدیس در ژرفا قابل تشخیص است که با توجه به توپوگرافی افراز آن را تایید می نماید. یک ناحیه با مقاومت ویژه پایین (طیف رنگی آبی) در مرکز بی هنجاری مقاوم تاقدیسی شکل در فاصله ۲۴۰ تا ۲۶۰ متری مدل حاصل از وارون سازی دوبعدی مشاهده می شود که از سطح تا ژرفا گسترش دارد. بی هنجاری کاملا با خطواره ای که بر روی افراز قرار دارد منطبق است. این بی هنجاری ناشی از شکستگی قابل توجه در واحد های سنگی عمیق تر که بر اثر فشارش در منطقه وجود دارد، اتفاق افتاده است (شکل ۲د). فشارش مسبب شکستگی های برشی و توسعه گرابنی بر روی محور تاقدیس شده و باعث شکل گیری خطواره بر روی افراز گردیده است (شکل ۲الف) .


50°27'20"E
50°27'55"E
35°43'30"N
35°43'15"N
Trench W1
Trench W2
South Eshtehard Scarp
0
225
450
M



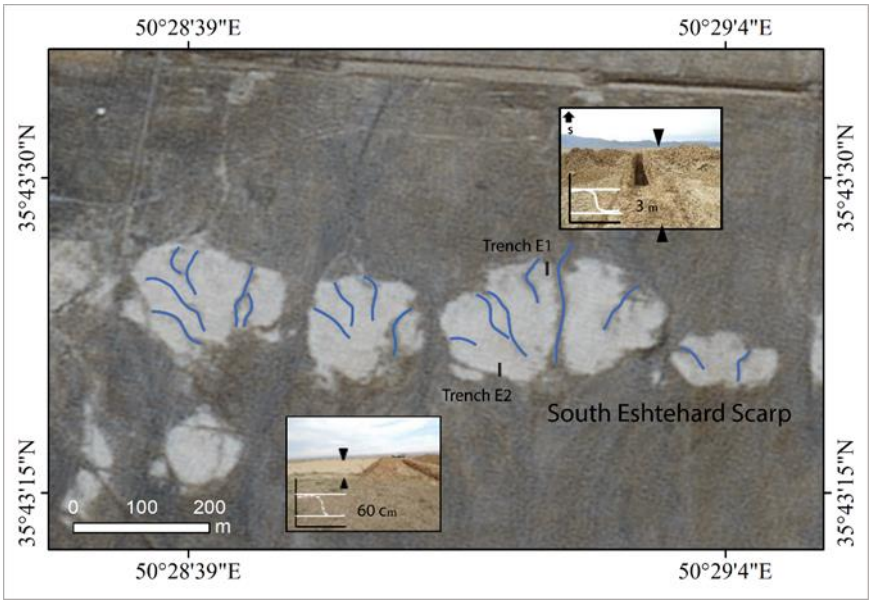
(ج)



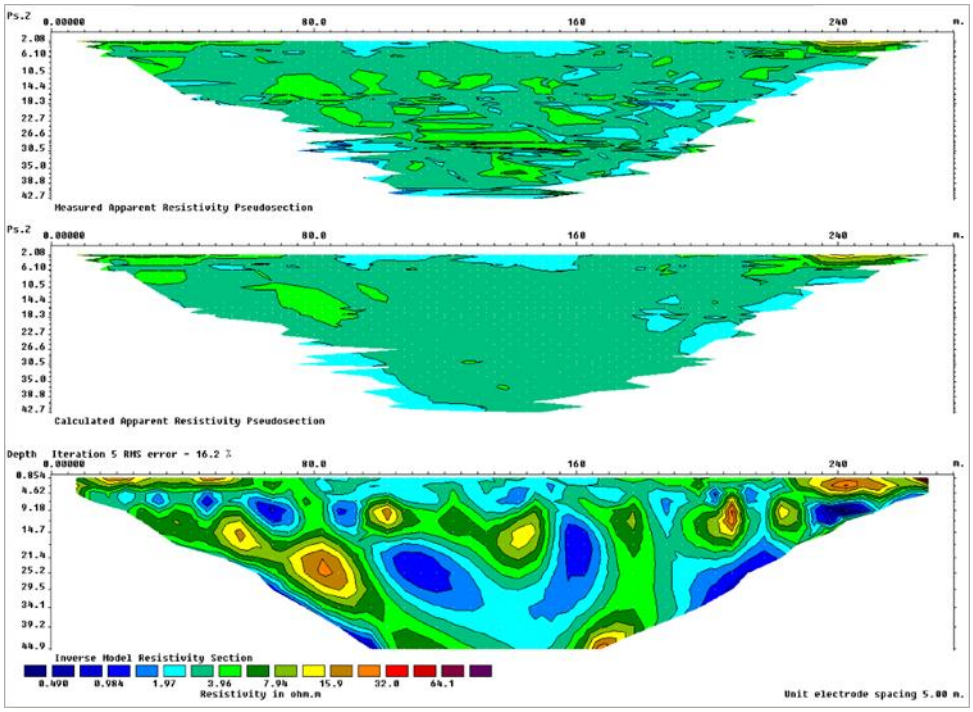
شکل ۲: (الف) تصویر هوایی Spot5 نمایی از افراز باختر روستای مختارآباد (سه گوش سرخ، خطواره بر روی افراز جنوب اشتهارد). (ب) تصویر و نمای شماتیک افراز جنوب اشتهارد (۱) شکل ۲الف و خطواره ای که افراز جنوب اشتهارد را به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم نموده است (۲) سه گوش سرخ رنگ شگل ۲الف (ج) مدل ارتفاعی رقومی حاصل از برداشت سطح توپوگرافی با دستگاه GPS (PPK) (د) برش ژئوالکتریک با ژرفای نفوذ ۴۵ متر، اجرا شده در محل حفر ترانشه های پارینه لرزه شناسی باختر روستای مختار آباد (محل برش در شکل ۲ج نمایش داده شده است) (محمدی ویژه و همکاران، ۱۳۹۹).

- **خاور روستای مختار آباد**

این قطعه از افراز در محدوده خاور روستای مختارآباد دارای بیشینه ارتفاع ۳ متر در شمال و ۶۰ سانتی متر در جنوب است. آبراهه‌ای متروک با بیشینه ژرفای ۱ متر، این افراز را به دو بخش خاوری و باختری تقسیم نموده است. به دلیل فرایش افراز، آبراهه‌ها با فروکاوی بستر خود در طی زمان به بیشترین ژرفای خود رسیده و از سر شاخه‌های خود جدا و متروک شده است (شکل۳الف). مدل حاصل از وارون سازی دوبعدی داده‌های مقاومت ویژه در طول برش(شکل۳ب) نشان می‌دهد که، نهشته های سطحی در محل این برش از مقاومت ویژه نسبی بالاتری برخوردار است که، در ارتباط با اندازه دانه‌های رسوبی است. در طول این برش مقاومت ویژه نهشته‌های زیر سطحی با افزایش ژرفا، به صورت نسبی افزایش می‌یابد. یک ناحیه با مقاومت ویژه پایین (طیف رنگی آبی) در فاصله ایستگاهی ۹۵ تا ۱۶۰ متری برش و از ژرفای ۱۰ تا ۴۵ متری مدل قابل تشخیص است. تغییرات مقاومت ویژه در بخش‌های مختلف مدل مشاهده می شود. این تغییرات، بیشتر در ارتباط با اندازه دانه های رسوبات آواری تفسیر می شوند.



(الف)



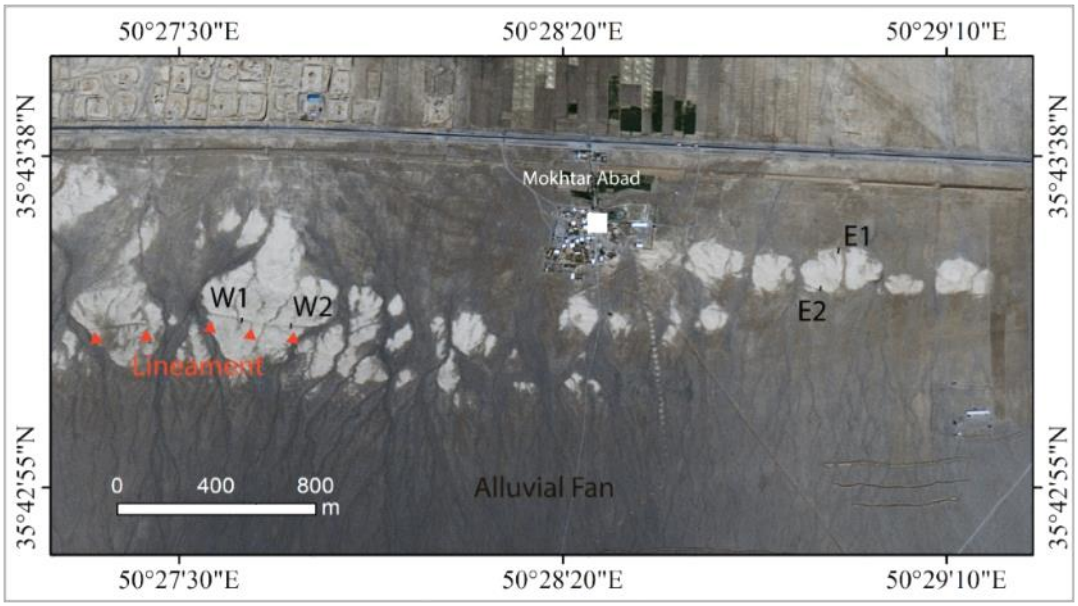
(ب)

شکل ۳: (الف) تصویر هوایی Spot5 از افراز جنوب اشتهارد (خاور روستای مختارآباد) (ب) برش ژئوالکتریک با ژرفای نفوذ ٤٥ متر، اجرا شده در محل حفر ترانشه های پارینه لرزه شناسی خاور روستای مختار آباد (محمدی ویژه و همکاران، ۱۳۹۹).

بررسی های پارینه لرزه شناسی

پارینه لرزه‌شناسی سعی در ارائه پارامترهای فیزیکی دارد که کمیت پتانسیل لرزه‌ای سرچشمه های لرزه‌ای مانند هندسه گسل، سرعت لغزش، دوره بازگشت، جابجایی در هر رویداد و زمان سپری شدن از آخرین رویداد را تعیین می‌کند (McCalpin, 2009; Wallace, 1981:Pantosti and Yeats, 1993). انتخاب جایگاه مناسب جهت حفر ترانشه از مهمترین مراحل پژوهش‌های پارینه لرزه شناسی است. بررسی داده‌های لرزه‌ای تاریخی و دستگاهی نخستین گام در شناسایی جنبایی بر روی ساختارهای لرزه زا است (TsukudaT1985; Wallace, 1978, 1981). بررسی داده‌های دستگاهی در طول افراز جنوب اشتهارد نشان می دهد که زمین لرزه‌ای با بزرگی بیش از M=۴/۷ به ثبت نرسیده است. از این رو عامل وجود زمین‌لرزه در انتخاب جایگاهی مناسب برای حفر ترانشه در نزدیکی محل جایگاه حفاری در نظر گرفته نشده است. جهت بررسی های پارینه لرزه شناسی یک ساختگاه در روستای مختارآباد در خاور شهرستان اشتهارد انتخاب شده است(شکل ۱ب). ساختگاه مختارآباد، در فاصله ۹ کیلومتری خاور اشتهارد (روستای مختارآباد) واقع شده است. بخش‌هایی از افراز جنوب اشتهارد در جنوب جاده ماهدشت–اشتهارد، بادزن‌های آبرفتی کوه جارو را بریده اند که از جنوب به کوه‌های جارو و از شمال

به رودخانه شور و ارتفاعات حلقه‌در محدود شده است. افراز جنوب اشتهارد با راستای باختری–خاوری است و بر پایه برداشت‌های سطح توپوگرافی با دستگاه GPS-RTK بیشینه بلندای آن به ۴ متر می‌رسد. در ساختگاه مختارآباد چهار ترانشه پارینه لرزه شناختی حفر گردید. دو ترانشهW1 و W2 در باختر روستای مختارآباد، با فاصله ۱۷۰ متری از یکدیگر و عمود بر خطواره ای با راستای خاوری–باختری و بیشینه ژرفای ۷۰ cm، بر روی بزرگترین افراز به جای مانده در جنوب اشتهارد، حفر گردید. خطواره با بیشینه پهنای ۱۰ متر این افراز را به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم کرده است. دو ترانشه E1 و E2 در خاور روستای مختارآباد با فاصله ۱۲۵ متری (یکی در شمال و بعدی در جنوب) بر روی افراز جنوب اشتهارد حفر گردید. بر پایه برداشت های سطح توپوگرافی با دستگاه GPS-RTK بیشینه بلندای افراز در بخش شمالی آن نزدیک به ۳ متر و در بخش جنوبی آن به ۶۰ سانتی متر می رسد (شکل۴).

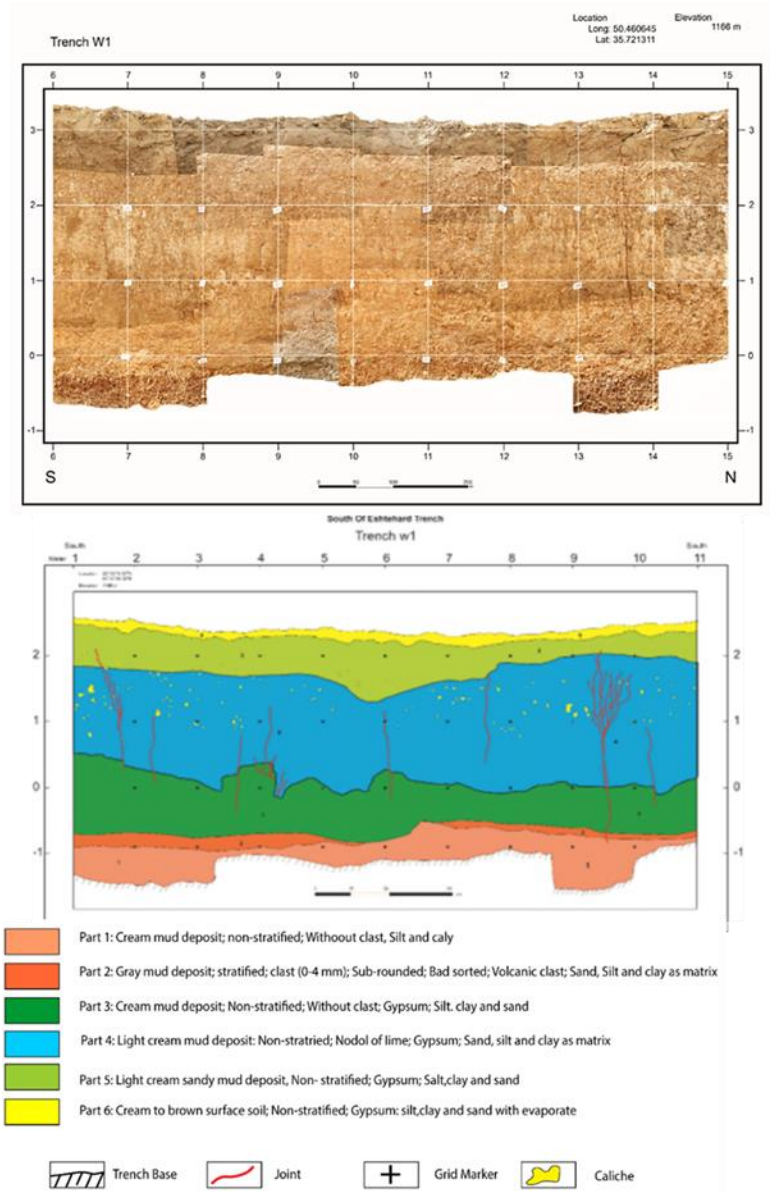


(الف)

شکل ٤: نمایی از جایگاه ٤ ترانشه حفر شده (ساختگاه مختارآباد) در گستره مورد مطالعه بر روی تصویر ماهواره ای Spot5، سه گوش سرخ خطواره بر روی افراز جنوب اشتهارد .

ترانشه W1 در حدود ۶۵۰ متری جنوب جاده ماهدشت–اشتهارد در باختر روستای مختار آباد، با موقعیت جغرافیایی (۳۵°۴۳'۷۲/۱۶'' N / ۵۰°۲۷'۳۲/۳۸'' E) واقع شده است. جایی که خطواره عرض بزرگترین قطعه از افراز جنوب اشتهارد را به صورت خاوری–باختری قطع نموده است. این خطواره در دو قطعه در امتداد یکدیگر قرار دارند. خطواره بر روی تصویر ماهواره ای Spot5، به آسانی قابل شناسایی است (شکل ۴). ترانشه W1 با درازایی نزدیک به ۲۵ متر و عرض ۱/۵ متر و بیشینه ژرفای ۴ متر عمود بر خطواره، حفر شده است. به دلیل یکنواختی

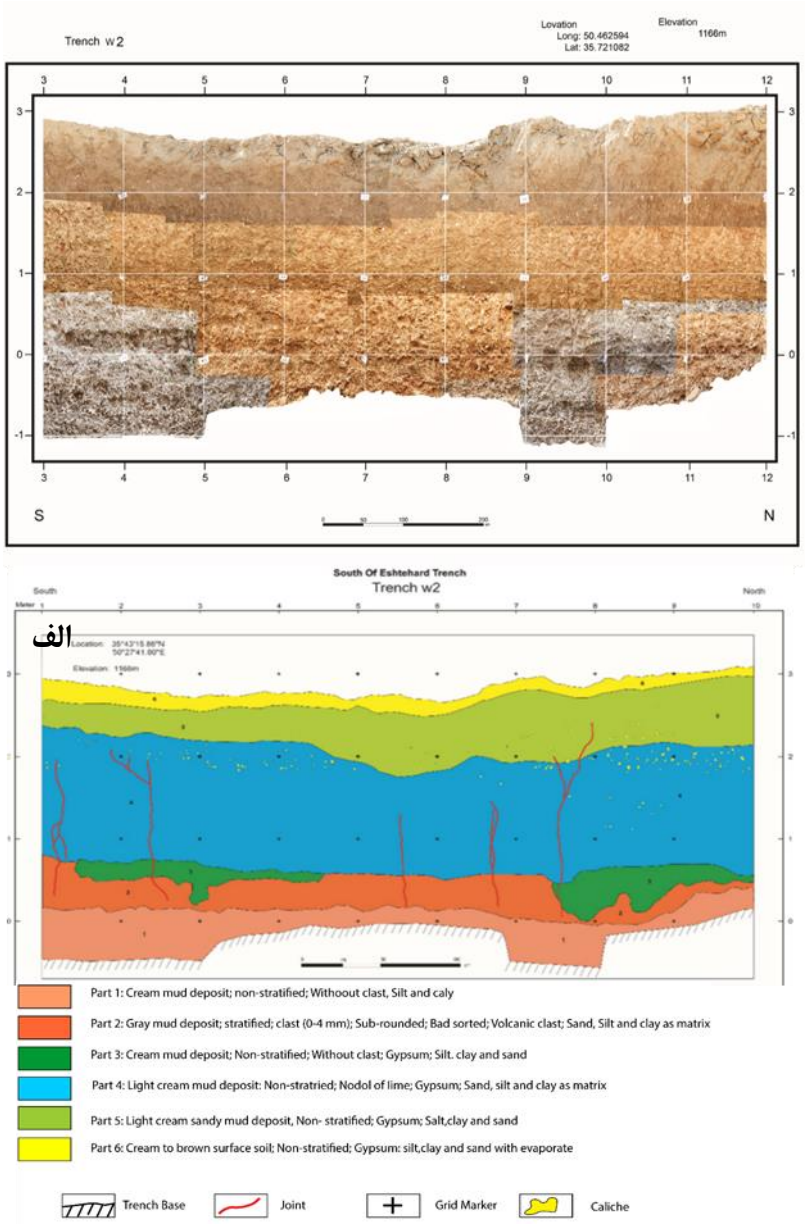
افق های رسوبی-چینه ای در دو بخش انتهایی ترانشه و نیز نبود پدیده قابل توجه‌ای تنها به بررسی ۹ متر از ترانشه بسنده شده است (شکل ۵).



شکل۵: (بالا) نگاره یکپارچه با بهره گیری بیش از ۷۸ عکس برداشت شده از دیواره باختری ترانشه پارینه لرزه شناسی خاور روستای مختار آباد (W1) . (پایین) نقشه برداری واحد های رسوبی-چینه ای با دقت ۱:۲۰. و ویژگی های رسوبی-چینه ای زیر واحد های برداشت شده از دیواره باختری ترانشه پارینه لرزه شناسی W1.

- ترانشه W2 در فاصله ۲۰۰ متری از ترانشه W1 ، با موقعیت جغرافیایی''۳۴ / ۳۲ '۲۷ °۵۰ شرقی و ''۱۵ /۱۵'۴۳ ° ۳۵ شمالی و بر روی خطواره که قبلا توضیح داده شده، با درازایی نزدیک به ۲۲ متر و عرض ۱/۵ متر و بیشینه ژرفای ۴ متر عمود بر خطواره حفر شده است. به دلیل یکنواختی افق های رسوبی–چینه ای و نیز نبود پدیده قابل توجه ای تنها به بررسی ۸ متر از ترانشه بسنده شده است. (شکل ۶).

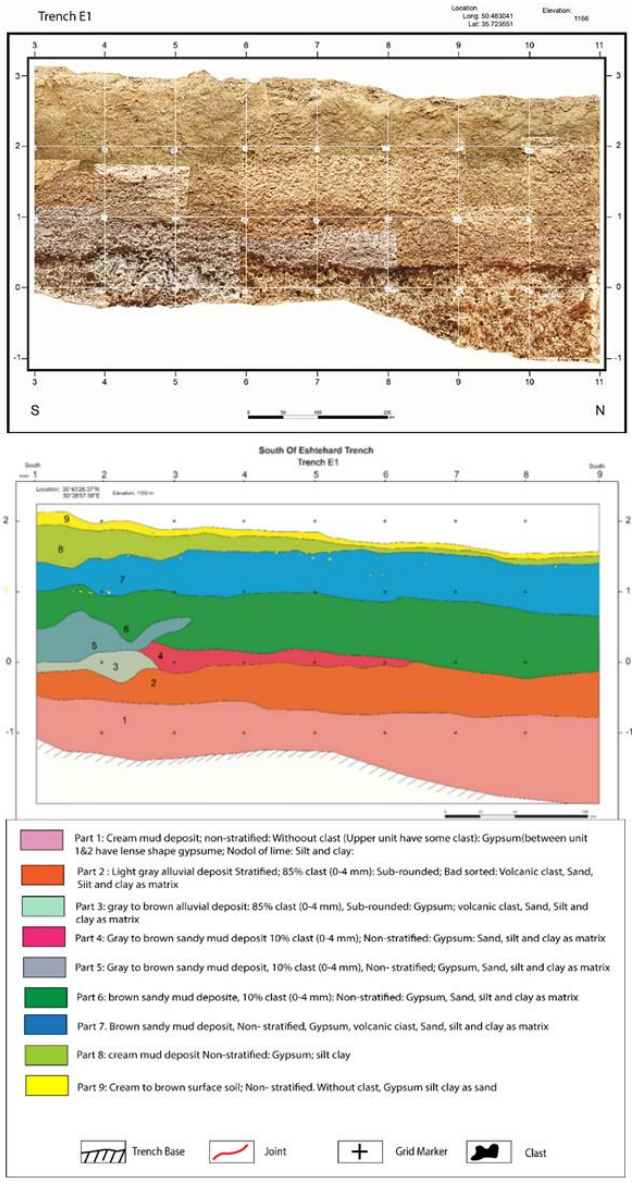
- ترانشه E1 در حدود ۳۰۰ متری جنوب جاده ماهدشت–اشتهارد در خاور روستای مختارآباد با موقعیت جغرافیایی ''۹۵/ ۵۸ '۲۸°۵۰ شرقی و ''۷۸ /۲۴ '۴۳ °۳۵ شمالی واقع شده است. ترانشه شماره ۱ باختر مختار با درازایی نزدیک به ۲۰ متر و عرض ۱/۵ متر و بیشینه ژرفای ۴ متر حفر شده است. با توجه به جنس رسوبات تشکیل دهنده افراز که بسیار فرسایش پذیر است. از این رو با احتمال اینکه اگر گسیختگی توسط رخداد لرزه ای شکل گرفته و در اثر فرسایش مدفون شده باشند در شیب افراز ترانشه حفر گردید. به دلیل یکنواختی افق های رسوبی–چینه ای ترانشه و نیز نبود پدیده قابل توجه ای، تنها به ۸ متر از ترانشه بسنده شده است. (شکل ۷).



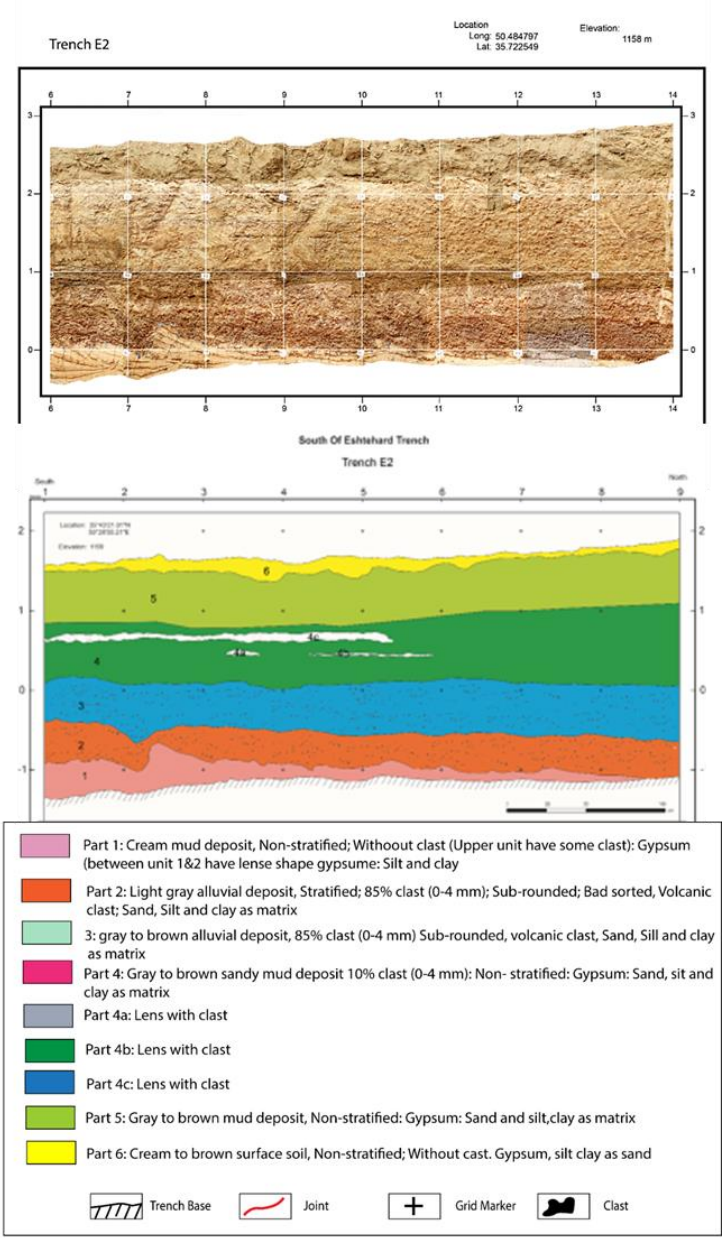
شکل٦ : (الف) نگاره یکپارچه با بهره گیری بیش از ٥٦ عکس برداشت شده از دیواره باختری ترانشه پارینه لرزه شناسی خاور روستای مختار آباد (W2) (ب) نقشه برداری واحد های رسوبی-چینه ای با دقت ۱:۲۰. ترسیم شده است. لایه بندی منظم و بدون هرگونه جابجایی در واحدهای رسوبی-چینه ای، خود شاهدی مبنی بر نبود گسلش در کل ژرفای ترانشه می باشد (ج) ویژگی های رسوبی-چینه ای زیر واحد های برداشت شده از دیواره باختری ترانشه پارینه لرزه شناسی W2

- ترانشه E2 در فاصله ۱۳۰ متری، در جنوب ترانشه قبلی با موقعیت جغرافیایی ''۵۰°۲۸'۵۷/۱۷ شرقی ''۲۰/۶۹ '۴۳ °۳۵ شمالی واقع شده است. ترانشه شماره ۲ باختر مختار آباد با درازایی نزدیک به ۲۲

متر و عرض ۱/۵ متر و بیشینه ژرفای ۴ متر بر روی افرازی که بیشینه ارتفاع آن به ۶۰ سانتی متر می رسد حفر شده است. به دلیل یکنواختی افق های رسوبی-چینه ای ترانشه و نیز نبود پدیده قابل توجه ای، تنها به ۸ متر از از ترانشه و بر روی دیواره باختری آن مطالعه گردید(شکل ۸).



شکل۷: (الف) نگاره یکپارچه با بهره گیری بیش از ٥٤ عکس برداشت شده از دیواره باختری ترانشه پارینه لرزه شناسی خاور روستای مختار آباد (E1) (ب) نقشه برداری واحد های رسوبی-چینه ای با دقت ۱:۲۰. ترسیم شده است. لایه بندی منظم و بدون هرگونه جابجایی در واحدهای رسوبی-چینه ای، خود شاهدی مبنی بر نبود گسلش در کل ژرفای ترانشه می باشد (ج) ویژگی های رسوبی-چینه ای زیر واحد های برداشت شده از دیواره باختری ترانشه پارینه لرزه شناسی E1.



شکل ۸: (الف) نگاره یکپارچه با بهره گیری بیش از ٤٤ عکس برداشت شده از دیواره باختری ترانشه پارینه لرزه شناسی خاور روستای مختار آباد (E2) (ب) نقشه برداری واحد های رسوبی-چینه ای با دقت ۱:۲۰. ترسیم شده است. لایه بندی منظم و بدون هرگونه جابجایی در واحدهای رسوبی-چینه ای، خود شاهدی مبنی بر نبود گسلش در کل ژرفای ترانشه می باشد (ج) ویژگی های رسوبی-چینه ای زیر واحد های برداشت شده از دیواره باختری ترانشه پارینه لرزه شناسی E2.

بحث

۱/۱.سری افراز جنوب اشتهارد

جنوبی ترین حاشیه دشت اشتهارد با پدیده ریختاری با راستای تقریبی خاوری-باختری در ۵۰ کیلومتری جنوب باختری کرج و در موازات جاده اشتهارد-ماهدشت منطبق است. این پدیده زمین ریختی تا پیش از این به عنوان افراز گسل جنوب اشتهارد با سازوکار راندگی(بربریان و همکاران، ۱۳۷۱) در نظر گرفته می شد که دستکم سه رخداد که آخرین آن مربوط به ۹۰۰ سال گذشته بوده است به آن منتسب شده است (بلورچی، ۱۳۷۶). در نگاه نخست وجود آشکار چنین افرازی بر روی مخروط افکنه های جوان و میزان تراز توپوگرافی ممکن است به عنوان شاهدی بر وجود چنین گسلی و جنبایی آن تقسیر شود. بر این اساس در بررسی های لرزه زمین ساختی (بربریان و همکاران، ۱۳۷۱) با توجه به جایگاه افراز جنوب اشتهارد و زمین لرزه تاریخی همچون سگزآباد، به احتمال آن را حاصل جنبش گسل جنوب اشتهارد دانسته است. نتایج حاصل از پژوهش های تکمیلی همچون مطالعات پارینه لرزه شناسی (با حفاری ۴ ترانشه) و ژئوفیزیکی (مغناطیس سنجی و ژئوالکتریکی)، نشان می دهد که لایه ها، افقی و بدون هیچ نشانی از گسلش جوان در ترانشه های اجرا شده (بیشینه ژرفای ۴ متر) است که حتی گسلش جنبا و پنهان احتمالی در ژرفا را مردود می سازد؛ چرا که در صورت وجود چنین گسلشی در گستره افراز جنوب اشتهارد، بایستی نهشته های به نقشه۳ در آمده ترانشه های افراز موجود دستخوش تغییر شکل می شدند. این مطلب نشان از ماهیت ریخت شناسی افراز جنوب اشتهارد دارد که پیش از این بعنوان گسله جنوب اشتهارد معرفی شده بود. به این ترتیب انتساب این افراز به یک گسل فعال صحیح به نظر نمی رسد. با این حال این پرسش باقی می ماند که افراز مورد مطالعه چرا و چگونه شکل گرفته است؟ مشاهدات صحرایی ما نشان می دهد که نهشته های موجود در افراز مورد مطالعه از جنس مارن و متعلق به بخش های فوقانی سازند سرخ بالایی هستند و در سطح رخنمون یافته اند. منطقی ترین توجیه برای این امر شکل گیری یک تاقدیس باز است که ضمن خم کردن جوانترین لایه های سازند سرخ بالایی از قسمت راسی تاقدیس روبرداری۴ کرده است. داده های ژئوالکتریک در باختر مختارآباد (شکل ۲د) نیز به روشنی وجود یک تاقدیس را در گستره مورد مطالعه نشان می دهد. براین اساس شکل گیری عارضه خطی بر روی رسوبات مارنی افراز (شکل ۲الف) را می توان به واسطه کشش هایی که عموما در قسمتهای بیرونی چین خوردگی ها روی می دهد توجیه نمود.

3 .log
4 .denudation

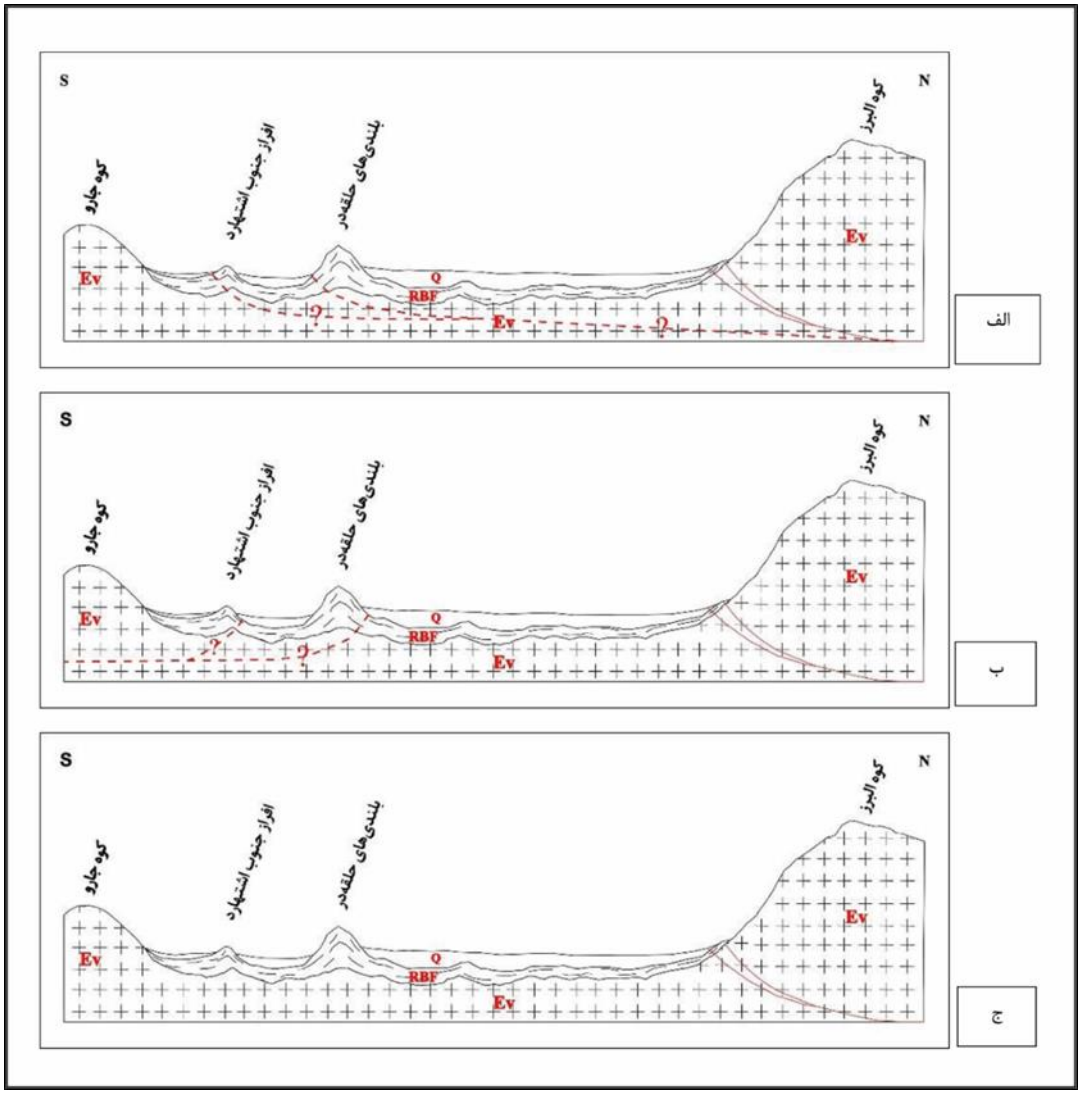
مدل های پیشنهادی

با در نظر گرفتن تمامی شواهد مشاهده شده در دشت اشتهارد و ساختارهای شناخته شده در منطقه مورد مطالعه سه مدل شماتیک برای نحوه تشکیل افراز اشتهارد پیشنهاد می شود.

- اولین و دومین مدل مربوط به چین خوردگی مرتبط با گسل۵ هستند. به این صورت که احتمالا شاخه هایی از گسل شمال کرج(شکل ۹الف) یا گسل شمال کوه جارو (شکل ۹ب) به سمت دشت منشعب شده و موجب چین خوردگی سازند سرخ بالایی شده است و امروزه شواهد آن به شکل بلندی‌های حلقه‌در و افراز جنوب اشتهارد مشاهده می‌گردد.

- در مدل سوم نیازی به وقوع گسلش راندگی برای تشکیل بلندی‌های حلقه‌در و افراز جنوب اشتهارد وجود ندارد(شکل ۹ج) بلکه ماهیت نامقاوم۶ سازند سرخ بالایی (متشکل از مارن، گچ، نمک و سیلت) به گونه ای بوده است که با درصد ناچیزی از کوتاه شدگی طی سنوزوئیک پسین چین خورده و به شکل بلندی‌های حلقه‌در و افراز جنوب اشتهارد در سطح پدیدار شده است. برآوردهای مختلفی از میزان کوتاه شدگی در رشته کوه البرز وجود دارد. به عنوان مثال نظری (۲۰۰۶) بر اساس برشهای موازنه شده البرز مرکزی میزان کوتاه شدگی نهایی در راستای N-S نزدیک به ۴۰ ٪- ۳۵ ٪ محاسبه نموده است که بیش از ۷۵ ٪ این کوتاه شدگی پس از ائوسن رخ داده است. با توجه به اینکه تاکنون شواهدی از پیشروی۷ شاخه های فرعی گسلهای شمال کرج و شمال کوه جارو به طرف دشت ارائه نشده است احتمالا مدل سوم به واقعیت نزدیک تر می باشد.

5 .Fault-related fold
6 .Incompetent
7 .Propagatation



شکل ۹: در مدل های ارائه شده، احتمالا شاخه هایی از گسل شمال کرج (الف) یا گسل شمال کوه جارو (ب) به سمت دشت منشعب شده و موجب چین خوردگی سازند سرخ بالایی شده است و امروزه شواهد آن به شکل بلندی‌های حلقه‌در و افراز جنوب اشتهارد مشاهده می‌گردد. (ج) مدل سوم نیازی به وقوع گسلش راندگی برای تشکیل بلندی های حلقه‌در و افراز جنوب اشتهارد وجود ندارد بلکه ماهیت نامقاوم سازند سرخ بالایی (متشکل از مارن، گچ، نمک و سیلت) به گونه ای بوده است که با درصد ناچیزی از کوتاه شدگی چین خورده و به شکل بلندی‌های حلقه‌در و افراز جنوب اشتهارد در سطح پدیدار شده است.

نتیجه گیری

گستره مورد مطالعه در دشت اشتهارد در جنوب باختر رشته کوه البرز قرار می گیرد. پیش از این دسته افرازهای جنوب اشتهارد در پیوند با ساختارهای زمین ساختی و گسله جوان کواترنری تفسیر می شد. براساس بررسی های ریخت زمین ساختی در درازای افراز های جنوب اشتهارد این افرازها در ردیف ساختارهای زمین ساختی گسلی قابل دسته بندی نیستند. با توجه به داده های برآمده از برداشت های زمین فیزیکی (ژئوالکتریکی) که عمود بر افراز صورت گرفت، یک بی هنجاری با مقاومت ویژه بالا به صورت تاقدیس نزدیک به سطح زمین مشاهده می شود. همچنین یک ناحیه با مقاومت ویژه پایین در بخش میانی آن مشاهده می شود که نشان از گسیختگی بخش فوقانی تاقدیس در اثر کوتاه شدگی دارد. با این حال هیچگونه شواهدی از گسلش نه تنها در سطح بلکه تا ژرفای حدود ۴۰ متری نیز مشاهده نشد. با توجه به حفر ۴ ترانشه پارینه لرزه شناسی با بیشینه ژرفای ۴ متر، گذر لایه های رسوبی کاملا افقی بدون هیچگونه شواهدی از تغییر شکل و گسلش جوان در دو سوی افراز قابل رهگیری هستند که این امر وجود گسل جوان در زیر این نهشته ها را نیز مردود می سازد. در مجموع داده های بدست آمده از این پژوهش بیانگر آن است که افراز جنوب اشتهارد نه نشانه یک گسل بلکه حاصل یک چین خوردگی در سازند سرخ بالایی است که بخشی از آن توسط مخروط افکنه کوه جارو پوشیده شده است. به این ترتیب افراز جنوب اشتهارد که پیش از این بعنوان گسله جنوب اشتهارد معرفی شده است ماهیت ریخت شناسی داشته که حاصل . چین خوردگی رسوبات میوسن و جوان تر به سبب کوتاه شدگی و تنش فشاری شمالی – جنوبی چیره بر فلات ایران زمین است. این نوشتار در مورد ماهیت ساختاری گسله موسوم به گسل شمال اشتهارد، آنچه در لبه جنوبی کوه های حلقه در به نقشه درآمده است ، بر خلاف باور چیره به سبب عدم انجام مطالعات پارینه لرزه شناسی و بررسی های زمین فیزیکی سکوت اختیار می نماید.

سپاسگزاری

این مطالعه با کمک سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور انجام شده است و انجام این پروژه بدون همکاری ژان فرانسوا ریتز از مرکز پژوهش های ملی فرانسه ، آرا آواکیان از انستیتو زمین شناسی ارمنستان و فاطمه کلانتریان امکان‌پذیر نبوده است. بنابراین نگارندگان مراتب سپاسگزاری خود را بدین وسیله اعلام می دارند.

منابع

بربریان، م.، قرشی، م.، ارژنگ روش، ب.، مهاجر اشجعی، ا. ۱۳۶۴. پژوهش و بررسی نوزمین ساخت،لرزه زمین ساخت و خطر زمینلرزه–گسلش در گستره تهران و پیرامون، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گزارش شماره ۵۶.

بربریان، م.، قرشی، م.، ارژنگ روش، ب.، مهاجر اشجعی، ا. ۱۳۷۱. پژوهش و بررسی نوزمین ساخت،لرزه زمین ساخت و خطر زمینلرزه–گسلش در گستره قزوین و پیرامون، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گزارش شماره ۶۶.

بلورچی، م.ج.، ۱۳۷۶ ، پارینه‌لرزه‌شناسی گسله جنوب اشتهارد (سیستم گسلی ایپک مسبب زمینلرزه بویین زهرا)، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال.

- سلیمانی آزاد، ش.، حسینی، م. ۱۳۷۷. تحلیل خطر زمینلرزه با رهیافت تعیینی برای نیروگاه منتظرقائم با تأکید بر روش-های مورفوتکتونیک و نئوتکتونیک، موسسه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله.

صدوق، س.ح.؛ حسین زاده، م.م.؛ رضایی، خ. و چزغه، س. (۱۳۹۶). بررسی الگوی تجمع رسوبات کواترنر مسیر رودخانه های دیرین کرج و شور در دشت تهران و کرج با استفاده از مطالعات ژئوفیزیک. فصلنامهی کواترنری ایران، ۳(۱): ۱-۱۴.

محمدی ویژه، م.، رضوی، ا.، ایرانشاهی، ح.، ۱۳۹۹. مطالعات ژئوالکتریک و مغناطیس سنجی برای آشکارسازی شاخه های مدفون گسل اشتهارد (استانهای تهران و البرز).

Allen, M. B., Vincent, S.J., Alsop, I., Ismail-zadeh, A., Flecker, R., 2003a. Late Cenozoic deformation in the South Caspian region: effects of a rigid basement block within a collision zone. Tectonophysics 366, 223– 239.

Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M., and Qorashi, M., 2003b. Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. J. Struc. Geol., v.25 p.659-672 .

Ambraseys, N. N. & Melville,C.P., 1982- "A history of Persian earthquakes." Cambridge University press,New York: 219.

Djamour Y et al. (2010) GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz mountain range, Iran. Geophys. J. Int. 183(3): 1287-1301.

Jackson, J. A., Priestley, K., Allen, M. B., Berberian, M., 2002. Active tectonics of the South Caspian Basin. Geophysical Journal International, v.148, p.214-245.

Khorrami F et al. (2019) An up-to-date crustal deformation map of Iran using integrated campaign-mode and permanent GPS velocities. Geophys. J. Int. (2019) 217, 832–843.

Mattei M et al. (2017) Oroclinal bending in the Alborz Mountains (Northern Iran): New constraints on the age of South Caspian subduction and extrusion tectonics. Gondwana Research 42 (2017) 13–28.

McCalpin, J. P., 2009. Paleoseismology, 2nd ed., 613 p. Academic Press, New York.

Nazari, H., 2006- Analyse de la tectonique recente et active dans l'Alborz Central et la region de Teheran:Approche morphotectonique et paleoseismologique. Science de la terre et de l'eau. Montpellier, Montpellier II: 247.

Pantosti D., Yeats R. (1993) Paleoseismology of great earthquakes of the late Holocene. Geophys. J. Vol. XXXVI, 3-4.

Ritz, J. F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., Soleymani, S., 2006. Active transtension inside central Alborz: a new insight into northern Iran-Southern Caspian geodynamics. Geology 34:477–480.

Trifonov, V. G., Hessami, K. T., Jamali, F., 1996. West-Trending Oblique Sinitral–Reverse Fault system in Northern Iran. IIEES Special Publication 75. Tehran, Iran.

Tsukuda, T., 1985- Long term seismic activity and present microseismicity on active faults in southwest Japan. Earthquake Pred. Res., 3: 253-284.

Vernant, P., Nilforoushan, F., Che´ry, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J.F., Sedighi, M., and Tavakoli, F., 2004, Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data: Earth and Planetary Science Letters 223, p. 177–185.

Wallace, R. E., 1978- Geometry and rates of change of fault generated range fronts, north-central Nevada. J. Res. U.S. Geol. Surv., 6: 637-650.

Wallace, R. E., 1981- Active faults, paleoseismology and earthquake hazards in the western United States. In: D.W. Simpson and T.G. Richards (Editors), Earthquake Prediction: An International Review. M. Ewing Ser., Am. Geophys. Union, 4: 209-216.