

## تحلیل تأثیر تکتونیک و فرسایش بر تحول چشم‌اندازهای زاگرس شمال غرب با استفاده از نیمرخ‌های توپوگرافی Swath

پریسا پیرانی: دکتری ژئومورفولوژی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران

ابوالقاسم گورابی\*: دانشیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران

سید محمد زمانزاده: دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، تهران

مجتبی یمانی: استاد گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران

نوع مقاله: پژوهشی

تاریخچه مقاله (تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۹/۲۲ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۴/۱)



20.1001.1.22517812.1401.12.4.4.5

### چکیده

نیمرخ‌های طولی توپوگرافی نواری نیمرخ‌های (Swath)، از بهترین ابزارها برای به تصویر کشیدن تعادل طولانی‌مدت چشم‌انداز در پاسخ به تغییرات متقابل تکتونیک، سنگ‌شناسی و اقلیم است. در پژوهش حاضر برای ارزیابی نقش تکتونیک فعال در تکامل چشم‌انداز از نظر بالاآمدگی و فرسایش، از نیمرخ‌های سوات در دو جهت موازی و عمود بر جریان کلی زاگرس در زاگرس شمال غرب استفاده شد. این نیمرخ‌ها با استفاده از مدل رقومی ارتفاع، مقادیر میانگین، حداکثر و حداقل ارتفاع، ناهمواری محلی و چارک اول و سوم را مشخص می‌کنند. همچنین محاسبه شاخص انتگرال هیپسومتری عرضی ارتقا یافته ( $THi^*$ )، تغییرات هیپسومتری را در عرض نیمرخ برجسته‌تر می‌سازد. نتایج نشان می‌دهد که در تمام مقاطع به‌ویژه مقاطع عمود بر زاگرس، مقادیر ناهمواری محلی زاگرس شکسته و چین‌خورده بالا است. در محدوده‌هایی که مقدار  $THi^*$  افزایش یافته - محدوده نزدیک به گسل‌ها یا محور تاقدیس‌های زاگرس چین‌خورده - مقدار میانگین و چارک سوم به سمت منحنی حداکثر جابه‌جا شده‌است که این امر بر جوان بودن ناهمواری دلالت دارد. این مناطق، بر شبکه‌های زهکشی همراه با دره‌های پرشیب در حال حفر انطباق دارد؛ علاوه بر این، مقاطع عمود بر زاگرس که تغییرات سوات را در واحدهای مورفو تکتونیکی مجاور هم - زاگرس مرتفع، زاگرس چین‌خورده و پیش‌زرفای زاگرس - نشان می‌دهند، نسبت به مقاطع موازی با زاگرس امکان بهتری را برای مقایسه پارامترهای مذکور فراهم کرده‌اند. در مجموع، ناهمواری محلی زیاد و تغییرات گسترده منحنی‌های نیمرخ‌های سوات نشان می‌دهد که زاگرس، چشم‌اندازی تقطیع شده توسط فرایندهای رودخانه‌ای است که به سمت قسمت‌های جنوبی‌تر منطقه، شرق گسل اصلی زاگرس و غرب گسل جبهه کوهستان کاهش محسوس ناهمواری محلی و ادغام منحنی‌ها به چشم‌اندازی پایدار با حفر کم تا متوسط تغییر می‌کند.

واژگان کلیدی: تکتونیک، فرسایش، زاگرس شمال غرب، ناهمواری، Swath.

## ۱- مقدمه

رقابت مداوم بین فرایندهای تکتونیکی ایجادکننده ناهمواری و فرایندهای سطحی فرساینده و متلاشی کننده آن، شالوده اصلی ژئومورفولوژی تکتونیک<sup>۱</sup> است (Burbank and Anderson, 2001)؛ به عبارت دیگر، ژئومورفولوژی تکتونیک ارتباط بین تکتونیک و عوارض سطحی زمین را مشخص می کند و با داشتن این ارتباط، می توان فرایندهای تکتونیکی را از طریق مطالعه اشکال و ناهمواری های سطح زمین تفسیر کرد (Morisawa and Hack, 1985). با توجه به رشد قابل توجه دانش تکتونیک و شناخت اختصاصات ناهمواری ها در اواخر قرن بیستم، ژئومورفولوژیست ها درصدد برآمدند به بررسی نقش فعالیت های تکتونیکی در تکامل چشم اندازها بپردازند (Summerfield, 2000)؛ از این رو، امروزه در بین رویکردهای مختلف در زمینه ژئومورفولوژی تکتونیک، از تحلیل های مربوط به توپوگرافی به طور گسترده و موفق استفاده می شود. دانشمندان علوم زمین از نیمرخ های سوات یا نیمرخ های نواری<sup>۲</sup> طراحی شده برای تحلیل الگوهای توپوگرافی، تشخیص عناصر کلی چشم انداز و ارتباط احتمالی آنها با فعالیت های تکتونیکی استفاده می کنند (Perez et al, 2017)؛ چرا که تجزیه و تحلیل ژئومورفولوژیکی غالباً مستلزم بازسازی سطوح باقیمانده ای است که به عنوان خطوط برآمدگی حفظ می شود. در موارد دیگر، مناظر مورفولوژیکی مانند تراس ها یا دامنه های بزرگ مقیاس یا ارتفاع قله ها، بایستی از طریق نیمرخ های ارتفاعی ارائه شود. علاوه بر این، مطالعات تکتونیکی اغلب نیازمند ترسیم و اندازه گیری حداکثر یا میانگین ارتفاع واحدهای ساختاری مختلف است، اما انتخاب یک نیمرخ واحد که بتواند همه این مناظر را نشان دهد، دشوار است. در همه این موارد، تجزیه و تحلیل نیمرخ سوات توپوگرافیکی می تواند ابزاری مفید باشد (Telbisz et al, 2013). به طور کلی، نمایش ارتفاع در ارتباط با مختصات متناظر<sup>۳</sup> آن، رایج ترین متغیر بررسی شده در نیمرخ سوات است؛ اگرچه از این نیمرخ می توان برای هر نوع داده فضایی زمین از جمله مشتقات ارتفاع (دامنه، منحنی، جهت شیب و ناهمواری) نیز استفاده کرد (Yousefi Babil & Yousefi Babil, 2019 & Telbisz et al, 2013). تحلیل معمول مقطع عرضی توپوگرافی، همیشه دربردارنده مسئله تصادفی بودن انتخاب خط نیمرخ است. نیمرخ های سوات، ابزاری متداول برای کاهش این تصادفی بودن است. در اصل، ایجاد نیمرخ سوات چیزی غیر از روی هم ردیف کردن چندین نیمرخ موازی نیست (Hergarten et al, 2014). نیمرخ های سوات ارتفاع سنج یا نیمرخ های نمایش داده شده روی یک سطح، نیمرخ هایی است که در آنها محل های تقاطع منحنی های میزان با خطوط نیمرخ دارای فواصل مساوی، درون یک نوار یا یک باریکه مشخص شده است. این نوع نیمرخ می تواند نمایی وسیع تر از رفتار ارتفاع را فراهم سازد و به تعیین شیب و انحنای مناظر بزرگ توپوگرافیکی کمک کند (Grohman, 2004 & Grohman et al, 2011). از این روش در مطالعات ژئومورفیکی متعددی استفاده شده است. در برخی از آنها اصولاً از نیمرخ سوات برای نمایش توپوگرافی و تأکید بر نیمرخ های ارتفاع سطحی استفاده شده است؛ در حالی که در برخی دیگر، ویژگی های ژئومورفیک بیشتری مانند دامنه و ناهمواری محلی نیز بررسی می شود. در برخی مطالعات، از نیمرخ های سوات حتی برای بررسی رابطه بین توپوگرافی و داده های دیگر - که به طور بالقوه ای به توپوگرافی مرتبط است؛ مانند بارش، سن سنگ و نرخ برنز - استفاده شده است (Hergarten et al, 2014). از کاربردهای گسترده آن در ژئومورفولوژی

<sup>1</sup> Tectonic Geomorphology

<sup>2</sup> Swath Profile

<sup>3</sup> Corresponding Coordinates

<sup>4</sup> Projected Profiles

تکتونیک می‌تواند به کمیت تحولات مرتبط با بالاآمدگی یا فرونشست، شناسایی موقعیت گسل، توضیح اسارت رودخانه، تشکیل پیشینه دره و آزمایش مدل‌های ژئوفیزیکی اشاره کرد (Telbisz et al, 2013).

از نظر Grohman (2004)، ایده اصلی روش سوات به سال ۱۹۲۰ بازمی‌گردد (Hergarten et al, 2014). از مطالعات پیشگام در این زمینه، می‌توان به Fielding (1994) و (1996) اشاره کرد که طول و عرض فلات تبت را با استفاده از نیمرخ‌های سوات در بردارنده حد اقل، حداکثر و ناهمواری محلی، بررسی و نتایج را با نمودار بارش مقایسه کرد. او ناهمواری بیشتر در لبه فلات را ناشی از تقطیع یخچالی و رودخانه‌ای و سیستم‌های گرابنی و گسلی بزرگ مقیاس این منطقه دانست و در نهایت، تاریخچه بالاآمدگی و فرسایش در فلات تبت را بررسی کرد. Burbank (1992) در پژوهشی در باب مشخصات ابعاد ناهمواری، به نمودارهای سوات ارائه شده در پژوهش‌های Fielding و همکاران در کوه‌های هیمالیا و فلات تبت و مشابهت آن با نمودار آند و فلات مجاور آن (آلتیپلانو<sup>۱</sup>) با استفاده از مدل ارتفاع رقومی اشاره کرد. او همچنین روش‌هایی را که آنها برای استخراج و نمایش داده‌ها گسترش داده‌اند، کارآمد دانست. Kuhni و Pfiffner (2001) با استفاده از نقشه و نیمرخ‌های سوات، ویژگی‌های ژئومورفولوژیکی بزرگ مقیاس کوه‌های آلپ سوئیس را بر اساس تجزیه و تحلیل عددی مدل رقومی ارتفاع تحلیل کردند. سپس به مقایسه آن با نقشه فرسایش‌پذیری ساخته‌شده از نقشه ژئوتکنیکی سوئیس و مطالعات ژئومورفولوژی منطقه‌ای پرداختند. این پژوهش، رابطه نزدیک بین فرسایش‌پذیری در مقیاس کوه و توپوگرافی را نشان داد. Musumeci و همکاران (2003) با استفاده از نیمرخ‌های سوات، پارامترهای مورفومتریکی زهکشی، شیب و نقشه تراکم زهکشی استخراج‌شده از مدل ارتفاعی رقومی، توده کوهستانی آرچنترا<sup>۲</sup> (آلپ غربی بین فرانسه و ایتالیا) را از نظر تأثیر تکتونیک آلپین پایانی بررسی کردند و به بیان میزان بالاآمدگی ناشی از تکتونیک در قسمت مرکزی و جنوبی توده کوهستانی مذکور پرداختند. Grohmann (2001) با استفاده از داده‌های منطقه جنوب شرقی برزیل، روشی برای ادغام GIS و آمار در تجزیه و تحلیل مورفومتریکی، برای متداول‌ترین پارامترهای مورفومتریکی - هیپسومتری، شیب، جهت شیب، نیمرخ‌های سوات، خط‌واره‌ها و تراکم زهکشی، زبری سطح، گرادیان هم‌پایه و گرادیان هیدرولیکی ارائه کرد. Rehak و همکاران (2008)، به شناسایی ناهنجاری‌های توپوگرافی و نواحی بسیار ناهموار با بریدگی عمیق در منطقه پیش کمان حاشیه فعال همگرای جنوب مرکزی شیلی پرداختند و ویژگی‌های مورفوتکتونیک مانند روابط مساحت - ارتفاع، نیمرخ‌های سوات و ناهمواری محلی را محاسبه کردند. آنها تکامل و تقسیم‌بندی این قسمت را پیچیده و ناشی از ویژگی‌های فیزیکی فرورانش صفحه اقیانوسی نازکا دانستند. Grohmann و همکاران (2011) در بررسی پیکربندی لندفرم با استفاده از نقشه‌های هم‌پایه در برزیل شمالی، از نمودار سوات نیز استفاده کردند. نتایج نشان داد که بین ناهنجاری خط-واره‌های هم‌پایه با اسارت رودخانه، همچنین با داده‌های لرزه‌ای و ناهنجاری‌های ژئوفیزیکی، تطابق بصری خوبی وجود دارد. Telbisz و همکاران (2013) با تعمیم دادن کاربرد احتمالی سوات، این روش تجزیه و تحلیل را علاوه بر حالت متداول مستطیل، برای چندضلعی‌های دایره‌ای و منحنی نیز گسترش دادند تا بتواند در توصیف توپوگرافی آتشفشان‌ها یا کمربندهای کوهستانی منحنی نیز مفید باشد. Hergarten و همکاران (2014) نیز روش جدیدی را برای گسترش تکنیک نیمرخ‌های سوات به سمت ساختارهای ژئومورفیک منحنی (مانند دره رودخانه‌ها) ارائه کردند که از فاصله

<sup>1</sup> Altiplano

<sup>2</sup> Argentera

مشخص شده از یک خط مبنای معین (به عنوان مثال کف درّه)، به عنوان مختصات نیمرخ استفاده می‌کند. Baoying (2016)، بر اساس DEM و با محاسبه پارامترهای توپوگرافی مانند میانگین، سطح قله، سطح پایه، ناهمواری محلی، میانگین شیب و نیمرخ سوات، به بررسی رابطه بین لندفرم‌ها و زمین‌شناسی کوهستان در جنوب شانگهای پرداخت. نتایج نشان داد که ارتفاع بیشتر مسیر غربی، به سبب توده گرانیتی است که با دره‌های عمیق به افزایش ناهمواری محلی منجر می‌شود. Perez-Peña و همکاران (2017)، افزونه‌ای برای محیط GIS طراحی کردند که با استفاده از آن می‌توان علاوه بر پارامترهای متداول سوات، نوعی از هیپسومتری را نیز در عرض مقطع محاسبه کرد. آنها همچنین کاربردی بودن این روش را برای دو منطقه در اسپانیا و بحرالمیت بررسی کردند. Jaiswara و همکاران (2020)، توابعی را در MATLAB برای استخراج شاخص‌های مورفوتکتونیک از جمله ساخت نیمرخ‌های سوات با منحنی‌های حداقل، حداکثر و میانگین از DEM و داده بارش توسعه دادند و این توابع را برای سه حوضه با شرایط تکتونیک - ژئومورفولوژیکی مختلف آزمودند که نتایج، بیانگر کارایی این توابع در استخراج متغیرهای مدنظر کاربر بود. Lin و همکاران (2021) با استفاده از نیمرخ‌های سوات طولی و عرضی، شاخص هیپسومتری و X پلات، تحول ژئومورفولوژیکی کوه‌های خینگان بزرگ<sup>1</sup> را در شمال شرقی چین بررسی کردند. نتایج آنها بیانگر مهاجرت خط تقسیم آب به سمت غرب بود که منجر به افزایش ناهمواری محلی و شیب در جهت شرقی شد.

اثبات شده‌است که تحلیل نیمرخ سوات، در مطالعه کمربندهای کوهستانی بزرگ برای ارزیابی اثر حرکات عمودی سطحی و در بررسی توپوگرافی رودخانه‌ای یا فرسایش یخچالی مفید است (Telbisz et al, 2013). در این تحقیق برای تحلیل حالت تعادل طولانی مدت چشم‌انداز کمربند کوهستانی زاگرس (شمال غرب) در پاسخ به نیروهای درونی و بیرونی - که به بالا آمدگی و فرسایش ناهمواری منجر می‌شوند - از نیمرخ سوات و هیپسومتری عرضی پیشنهاد شده توسط Perez-Peña و همکاران (2017) استفاده شد. از آنجا که موقعیت بخش‌های مختلف زاگرس (جنوب شرق، میانی و شمال غرب) نسبت به بردارهای نیروهای زمین‌ساختی یکسان نیست، در نتیجه میزان همگرایی و تنش و در نتیجه تغییر شکل حاصل شده در جهت عمود بر بردارهای همگرایی شمال شرقی - جنوب غربی صفحات عربی - اوراسیا در محل زاگرس نیز یکسان نخواهند بود. بنابراین این تفاوت در تأثیر دینامیک، بر فرایندهای تکتونیک شکل‌زا و در نتیجه فرم‌های حاصل شده، تأثیرات متفاوتی در بخش‌های مختلف داشته‌است و خواهد داشت که علاوه بر آن، تأثیر فرایندهای فرسایشی در جهت کاهش ارتفاع و تقطیع ناهمواری، بر پیچیدگی اشکال و تفسیر زمین‌ساختی منطقه خواهد افزود. بنابراین، به منظور بررسی این تأثیرات و تفاوت‌ها، ارزیابی مقاطعی عمود (SW-NE) و موازی (NW-SE) با روند کلی زاگرس در تفسیر وضعیت کنونی ناهمواری‌ها - که حاصل تغییرات گسترده در طول زمان است - مفید خواهد بود و این ارزیابی با استفاده از روش سوات که نقطه قوت آن کاهش داده و ساده‌سازی پیچیدگی‌هاست (Telbisz et al, 2013) صورت خواهد گرفت.

## ۲- منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در این تحقیق، بخشی از رشته کوه‌های زاگرس است که در بخش غرب - شمال غربی این رشته - کوه قرار دارد. زاگرس از شمال غرب به جنوب شرق از نظر الگوی ساختاری شامل منطقه راندگی‌ها، کمربند

<sup>1</sup> Great Khingan

چین‌خورده، فروافتادگی دزفول و دشت آبادان است و از نظر ژئومورفولوژی شامل زاگرس مرتفع (داخلی)، زاگرس چین‌خورده (بیرونی) و دشت خوزستان. بر اساس نهشته‌های نمکی هرمز، زاگرس را می‌توان به دو بخش شمال غربی و جنوب شرقی با نام حوضه اهواز و حوضه هرمز تقسیم کرد (Aghanabati, 2004). بربریان (1995) بر اساس راندگی‌ها، برخاستگی، چین‌خوردگی، فرسایش و رسوب‌گذاری، پنج واحد مورفوتکتونیک موازی را از شمال شرق به سوی جنوب غرب در زاگرس تحت عنوان کمربند راندگی زاگرس مرتفع<sup>۱</sup>، کمربند چین‌خورده ساده<sup>۲</sup>، پیش‌ژرفای زاگرس<sup>۳</sup>، دشت ساحلی زاگرس<sup>۴</sup> و دشت خلیج فارس - بین‌النهرین<sup>۵</sup> مشخص می‌کند (Berberian, 1995). شکل ۱، این واحدها را نشان می‌دهد.

### واحدهای مورفوتکتونیک منطقه و مرزهای این واحدها

کمربند باریک و رانده زاگرس مرتفع با پهنای بیش از هشتاد کیلومتر و ارتفاع حدود چهارصد متر، از شمال غرب به جنوب شرق کشیده شده است (Berberian, 1995). این کمربند از توالی رسوبی همراه با رادیولاریت و افیولیت تشکیل شده که به شدت تحت تأثیر زمین‌ساخت است و چون مرتفع‌ترین قسمت زاگرس را در برمی‌گیرد، زاگرس مرتفع نیز نامیده می‌شود (Alavi, 1994). در جنوب زاگرس مرتفع، سری‌های چین‌خورده زاگرس با طول حدود ۱۳۷۵ و پهنای متغیر قرار دارد (Berberian, 1995). زیر پهنه‌های آن به ترتیب از شمال غرب به جنوب شرق عبارتند از: زاگرس لرستان، ایذه و فارس (Aghanabati, 2004 & Ghorbani, 2014). پیش‌ژرفا یا پیش‌گودال زاگرس نیز شامل چین‌های متقارن و کشیده است که حاشیه شمال شرقی جلگه ساحلی خلیج فارس را مشخص می‌کند و زمین‌ساخت نمک، یکی از پدیده‌های مهم آن است. دو گردنه ناحیه‌ای، فروافتادگی یا خور دزفول (در ایران) و کرکوک (در عراق)، در پیش‌ژرفای زاگرس واقع شده‌اند (Berberian, 1995). دشت ساحلی زاگرس نیز منطقه باریکی است که لبه جنوبی چین‌های به شدت رانده زاگرس را تشکیل می‌دهد. این دشت از سمت شمال به گسل پیش‌ژرفای زاگرس، از جنوب به خلیج فارس و مرز زاگرس عربستان محدود می‌شود و در جنوب و جنوب غرب آن، پست بوم خلیج فارس - بین‌النهرین قرار دارد (Berberian, 1995).

مرزهای اصلی جداکننده واحدهای مورفوتکتونیک زاگرس، گسل‌ها است که از شمال شرق به جنوب غرب عبارتند از: گسل اصلی جوان زاگرس<sup>۶</sup>، گسل معکوس اصلی زاگرس<sup>۷</sup>، گسل زاگرس مرتفع<sup>۸</sup>، گسل جبهه کوهستان زاگرس<sup>۹</sup> و گسل پیش‌ژرفا<sup>۱۰</sup> یا پیش‌گودال زاگرس.

<sup>1</sup> High Zagros Thrust Belt

<sup>2</sup> Zagros Simple Fold Belt

<sup>3</sup> Zagros Foerdeep

<sup>4</sup> Zagros Coastal Plain

<sup>5</sup> The Persian Gulf-Mesopotamian Lowland

<sup>6</sup> Main Recent Fault

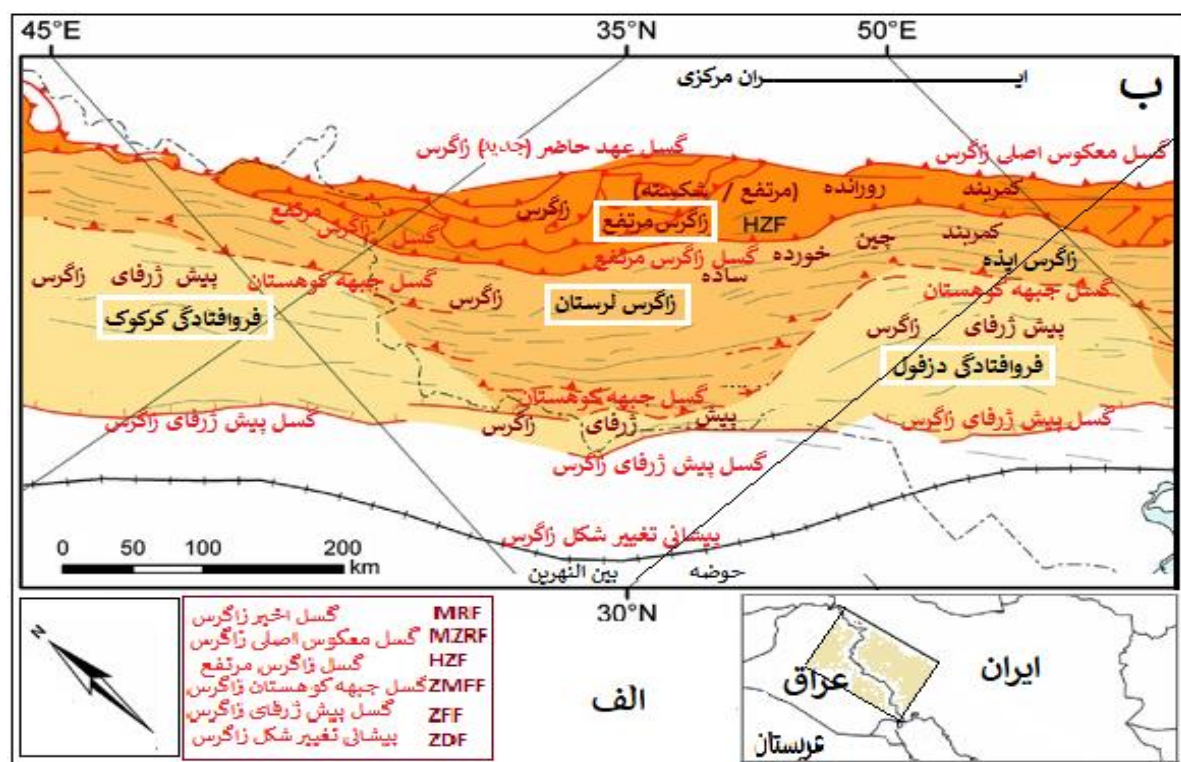
<sup>7</sup> Main Zagros Reverse Fault

<sup>8</sup> High Zagros Fault

<sup>9</sup> Zagros Mountain Front Fault

<sup>10</sup> Zagros Foredeep Fault

گسل اصلی جوان زاگرس، به موازات و در فاصله کمی از گسل اصلی معکوس زاگرس از شمال غرب به جنوب شرق کشیده شده و پهنه ایران مرکزی را از چین و راندگی زاگرس جدا کرده است (Berberian, 1995). این گسل، پهنه باریکی است که از قطعات گسلی منفرد تشکیل شده و از جنوب غرب به شمال شرق عبارتند از: گسل درود، نهاوند، گارون (قارون)، صحنه، مروارید و پیرانشهر. هر چند گاهی قطعه‌های دیگری با نام‌های گسل دینور، سرتخت و مریوان نیز برای آن در نظر گرفته می‌شود. افزون بر آن، دو قطعه گسلی دیگر به نام گسل‌های بختیاری کوه‌رنگ و اردل در ادامه جنوب‌خاوری گسل اصلی جوان در نظر گرفته می‌شود (Sheykh-ol-Islami et al, 2013). گسل معکوس اصلی زاگرس نیز به عقیده Berberian (1995)، زمین‌درز بین دو صفحه برخوردکننده حاشیه قاره‌ای فعال ایران مرکزی و حاشیه قاره‌ای غیرفعال عربستان - آفریقا است و امتدادی شمال غربی - جنوب شرقی دارد. طول آن از مریوان تا شمال بندرعباس حدود ۱۳۵۰ کیلومتر است. این گسل تراستی، بخشی از گسل زاگرس است که تقریباً موازی و گاه منطبق و در برخی موارد نیز با فاصله زیاد از گسل تراستی جدید قرار دارد.

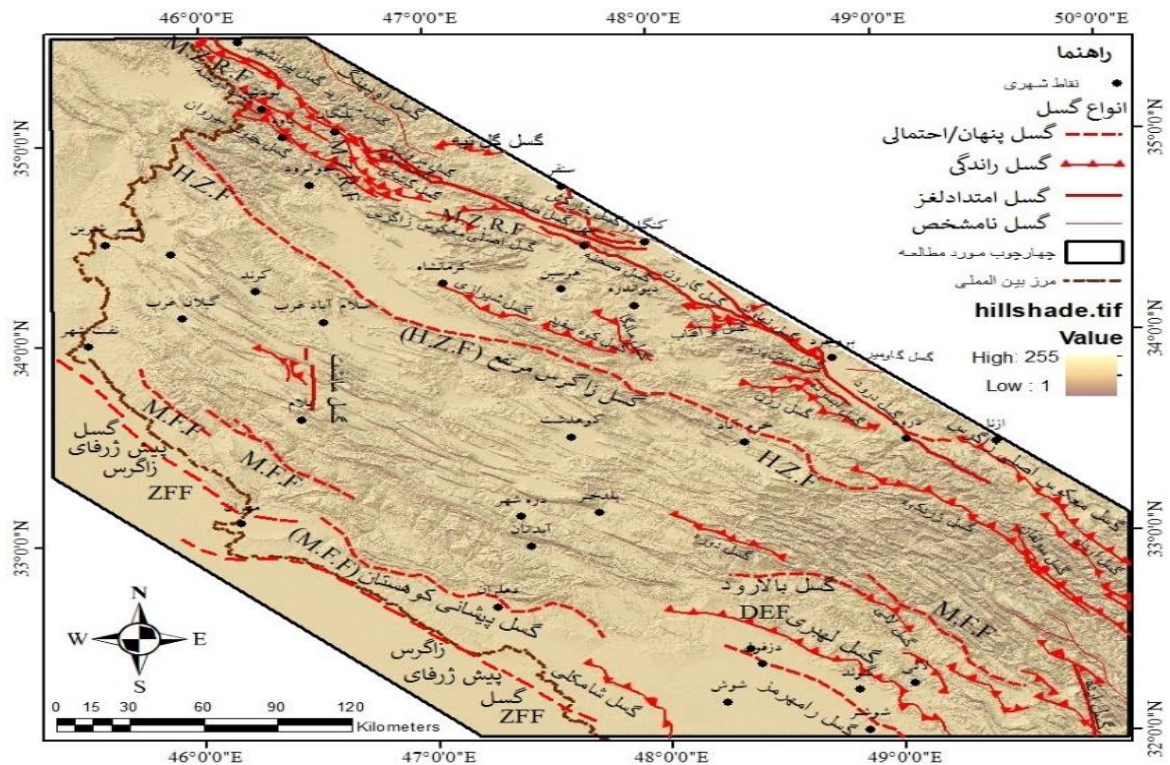


شکل ۱: موقعیت جغرافیایی زاگرس شمال غرب به همراه واحدهای مورفوتکتونیک و گسل‌های اصلی جداکننده این واحدها (با کمی تغییرات برگرفته از: Pirouz et al, 2011)

گسل زاگرس مرتفع به عنوان مرز کمربند زاگرس مرتفع در شمال شرق و کمربند چین‌خورده ساده در جنوب غرب، به طول تقریبی ۱۳۷۵ کیلومتر و امتداد شمال غربی - جنوب شرقی به موازات گسل اصلی زاگرس بر منحنی‌های میزان ۱۵۰۰ و ۲۰۰۰ متر تا ۳۰۰۰ متر امتداد دارد (Berberian, 1995). گسل جبهه کوهستان زاگرس<sup>۱</sup> (Falcon, 1961) یا پیشانی کوهستان، یکی از گسل‌های اصلی رانده و پنهان در زاگرس است که مرز کمربند ساده چین‌خورده و

<sup>۱</sup> Zagros Mountain Front Fault

رخنمون‌های سنگ آهک آسماری ائوسن - الیگوسن در جنوب و جنوب غرب می‌باشد و هیچ رخنمونی از این سنگ‌ها یا سنگ‌های مزوزوئیک در جنوب شرق این جبهه - جایی که یک توالی ضخیم از تبخیری‌های گچساران دوران میوسن نهشته شده‌است - وجود ندارد. گسل پیش‌ژرفا یا پیش‌گودال زاگرس، جداکننده پیش‌ژرفای زاگرس در شمال - شمال شرق از جلگه ساحلی زاگرس در جنوب - جنوب غرب است. این گسل، یک سیستم معکوس و همانند گسل جبهه یا پیشانی کوهستان زاگرس، خطی ناپیوسته است که نسبتاً موازی با گسل مذکور در محدوده ارتفاعی هزار متر بالای سطح دریا قرار دارد (Berberian, 1995). در میان سایر خطوط گسلی منطقه می‌توان به گسل بالارود با جریان شرق - جنوب شرق و غرب - شمال غرب اشاره کرد که به صورت یک خمش ناپیوسته، حد شمال غربی فروبار دزفول را تشکیل می‌دهد (Hessami et al, 2001). گسل لهبری یا گسل فروبار دزفول - که مرز شمال غربی فروبار دزفول را تشکیل می‌دهد و در منطقه‌ای بین گسل پیشانی کوهستان زاگرس و گسل پیش‌ژرفای زاگرس، ارتفاعی حدود پانصد متر را دنبال می‌کند (Berberian, 1995) همچنین می‌توان به گسل رامهرمز، لالی، ایزه، سولقان، دوره، شیرازی و ... اشاره کرد. گسل‌های ذکر شده، در شکل ۲ نمایش داده شده‌است.



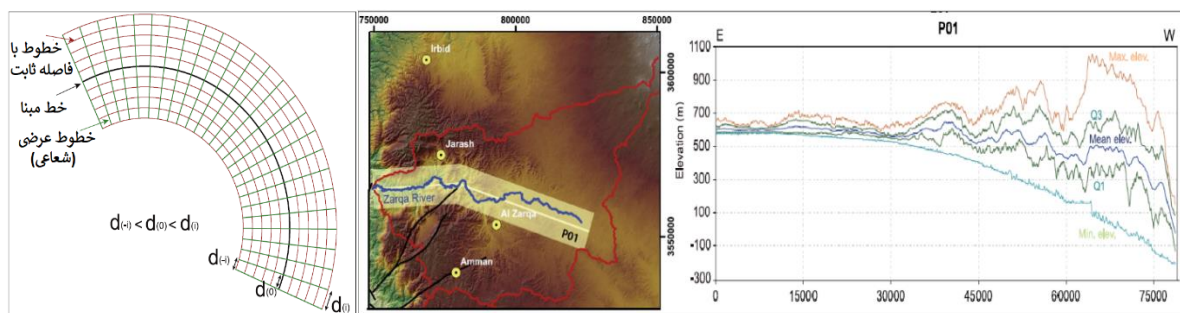
شکل ۲: موقعیت گسل‌های اصلی و فرعی استخراج شده از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰,۰۰۰، مورد استفاده در فرایند پژوهش

### ۳- مواد و روش

در این پژوهش، داده‌های اصلی مورد استفاده در مدل ارتفاع رقومی سی متر، خطوط گسلی و خطوط مبنای نیمرخ است (شکل ۸) که از آن برای ترسیم نیمرخ‌های نواری با استفاده از ابزار Swath profiler در محیط GIS استفاده می‌شود. ابزار Swath profiler، امکان ترسیم نیمرخ‌های سوات و شاخص‌های مرتبط را با استفاده از DEM به عنوان منبع ارتفاع توپوگرافیک فراهم می‌کند. جعبه ورودی این ابزار اجازه می‌دهد که داده و پهنای نیمرخ با توجه به

ویژگی‌های خط مبنا انتخاب شود. به‌طور پیش‌فرض برای هر خط یا منحنی، یک نیمرخ سوات با پنجاه خط موازی (۲۵) خط در هر طرف خط مبنا) از طریق برداشتن اندازه گام نمونه ۱/۵ برابر اندازه سلول DEM در خط مبنا محاسبه می‌شود که این مقادیر، تغییرپذیر است (Perez pena et al, 2017). در روش سوات، تنظیم جهت نیمرخ یک مرحله اولیه مهم است که معمولاً به صورت عمودی یا موازی با برخورد واحد اصلی ژئومورفیک (در اینجا چین‌خوردگی‌های زاگرس) تنظیم می‌شود و به هدف تجزیه و تحلیل و متغیر آماری مورد استفاده بستگی دارد. پهنای نیمرخ سوات نیز ممکن است نیمرخ حاصل‌شده و تفسیر آن را تحت تأثیر قرار دهد (Telbisz et al, 2013). در این رابطه، Musumeci و همکاران (2003) بیان کردند که عرض نوار نیمرخ باید به اندازه کافی بزرگ باشد تا بتواند نوار نیمرخ دره‌های رودخانه‌ای متعددی را دربرگیرد. Kühni و Pfiffner (2001) استدلال کردند که انتخاب یک سوات به اندازه کافی عریض، تضمین می‌کند که ناهمواری محلی حاصل‌شده، حداکثر مقدار برای منطقه مورد بررسی خواهد بود.

در این تحقیق، از روش ترسیم نیمرخ سوات استفاده شد که روشی جدید است و Perez-Peña و همکاران در سال ۲۰۱۷ آن را ارائه کرده‌اند. برای درک بهتر نیمرخ در اینجا، به نحوه ترسیم و محاسبه شاخص‌های آن اشاره می‌شود. روش جدید، خطوط موازی با خط مبنا را محاسبه می‌کند و با اندازه گام‌های مختلف (d)، از طول آنها نمونه برمی‌دارد. در این روش کل خطوط موازی از طریق تعداد مشابهی از نقاط، نمونه‌برداری و اندازه‌های استاندارد از عرض نیمرخ به‌عنوان چارک یا میانگین محاسبه می‌شود. همچنین برای ساخت یک نیمرخ منحنی سوات، اندازه گام پیش‌فرض (d0) برای خط مبنا تعیین و برای تمام خطوط موازی دوباره محاسبه می‌شود تا اطمینان حاصل شود که هر خط از طریق تعداد مشابهی نقاط نمونه‌برداری شده‌است. خطوط عرضی حتماً نباید بر خط مبنا عمود باشد (شکل ۳).



شکل ۳: نیمرخ سوات منحنی با اندازه گام پیش‌فرض از خط مبنا که برای تمام خطوط موازی با آن مجدداً محاسبه می‌شود و نحوه ترسیم مسیر نیمرخ و نیمرخ سوات حاصل‌شده (Perez pena et al, 2017).

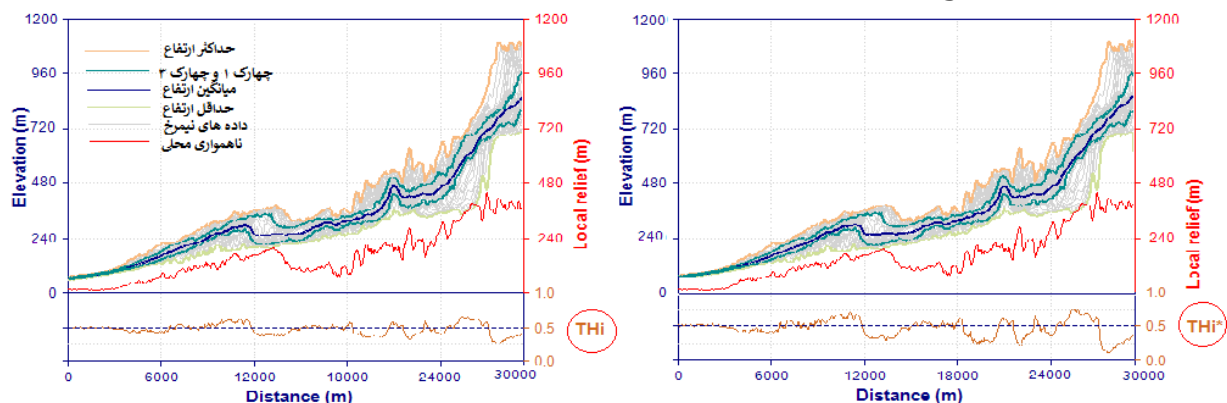
از نیمرخ‌های سوات می‌توان به‌طور آماری برای استخراج حداکثر، حداقل و میانگین ارتفاع برای هر مقطع استفاده کرد. میانگین، ارتفاع تقریبی مناسب برای جریان کلی توپوگرافی چشم‌انداز درون نوار نیمرخ سوات است؛ در حالی که حداکثر و حداقل ارتفاع می‌تواند تغییرات چشم‌انداز را در جهت عمود بر نیمرخ سوات گزارش دهد (Perez pena et al, 2017). حداکثر مقادیر نیمرخ‌های سوات، اغلب به‌عنوان ترازهای سطوح دیرینه محفوظ مانده (فلات‌ها و رشته‌کوه‌ها) تفسیر می‌شود. بازسازی این بخش‌های باقی‌مانده از طریق این سطوح دیرینه، امکان محاسبه میزان برش و حجم موارد فرسایش داده شده را به صورت نظری فراهم می‌کند (Telbisz et al, 2013). علاوه بر این، دیگر پارامترها مثل ناهمواری محلی (حداقل ارتفاع - حداکثر ارتفاع) یا چارک اول و سوم (Q1-Q3) نیز می‌تواند تغییرات توپوگرافی



در امتداد سوات را توصیف کند. به طور کلی مناطق پایدار مانند حوضه‌ها یا فلات‌ها با حفر کم تا متوسط، مقادیر پایینی از ناهمواری محلی و منحنی‌های سوات را در جایی که تمام خطوط با همدیگر ادغام می‌شوند، نشان می‌دهد. در مقابل، ناهمواری محلی زیاد و تغییرات گسترده‌تر نیمرخ‌های سوات، رشته‌های کوهستانی یا چشم‌اندازهای به شدت تقطیع شده را که در معرض حفر یا بالاآمدگی زیاد است، مشخص خواهد کرد (Perez pena et al, 2017). علاوه بر ناهمواری محلی، ارتباط بین ارتفاع با توجه به حداکثر و حداقل ارتفاع می‌تواند اطلاعات مهمی را در مورد حالت چشم‌انداز آشکار کند؛ اگر میانگین ارتفاع به حداکثر نزدیک شود، این انحراف به سمت بالا می‌تواند بیانگر یک حالت گذار از انطباق با درصدهای بالای بالاآمدگی باشد (Keller and Pinter, 2002). برای نیمرخ‌های سوات شاخص، میانگین ارتفاع در اغلب چشم‌اندازها به حداقل ارتفاع نزدیک‌تر خواهد بود تا حداکثر آن. به نظر Pike و Wilson (1971)، این انحراف و فاصله از میانگین می‌تواند از طریق آزمون انتگرال هیپسومتری در عرض مقطع مطالعه شود (Perez pena et al, 2017)؛ با این وجود، در محاسبه مستقیم انتگرال هیپسومتری در عرض سوات در مقطعی با ناهمواری پایین مثل مناطق دشتی، حداکثر، حداقل و میانگین ارتفاع بسیار به هم نزدیک خواهد بود و تغییرات اندکی در میانگین ارتفاع می‌تواند تفاوت‌های بزرگی در مقادیر HI ایجاد کند. در اغلب چشم‌اندازهای طبیعی، مقادیر انتگرال هیپسومتری زیر ۰/۲ یا بالای ۰/۸ به شدت کمیاب است (Perez pena et al, 2009). بنابراین، می‌توان هیپسومتری در امتداد نیمرخ سوات را از طریق سنجش مجدد مقادیر بین ۰/۲ و ۰/۸ توصیف و مقایسه کرد که به برجسته‌سازی و آشکارسازی تغییرات هیپسومتری یک منجر می‌شود. این شاخص اخیر، شاخص هیپسومتری عرضی ارتقاء یافته<sup>۱</sup> (THi\*) نام دارد و این گونه تعریف می‌شود<sup>۲</sup> (Perez pena et al, 2017):

$$HI^* = \frac{(HI-0.2)}{(0.8-0.2)} \quad THi^* = (HI^* - 0.5)W_i + 0.5 \quad \text{رابطه ۱}$$

شکل ۴، تفاوت بین مقادیر شاخص هیپسومتری عرضی و ارتقاء یافته را (خط قهوه‌ای رنگ در قسمت زیرین نمودار) نشان می‌دهد. همان‌طور که مشخص است، تغییرات هیپسومتری در شکل سمت راست برجسته‌تر است. همچنین مقادیر قابل استخراج از نمودار سوات (حداکثر، حداقل، میانگین و غیره) در شکل مشخص شده است (شکل ۴).

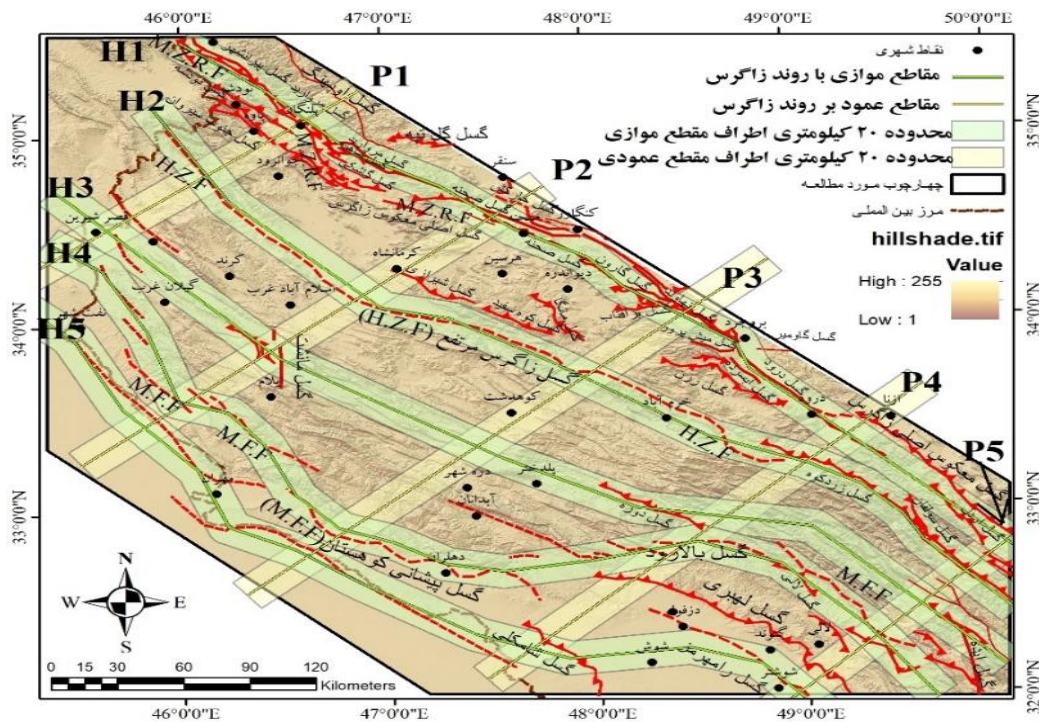


شکل ۴: نیمرخ سوات مورد استفاده در فرایند تحقیق به همراه پارامترهای مربوطه و تفاوت در اعمال THi و THi\*

<sup>۱</sup> Enhanced Transverse Hypsometry Index

<sup>۲</sup> برای توضیحات بیشتر می‌توان به Perez pena et al, 2017 مراجعه کرد.

در این تحقیق، پنج مقطع عمود بر روند اصلی زاگرس یعنی با امتداد شمال شرقی - جنوب غربی (P1 تا P5) و پنج مقطع موازی با روند زاگرس با امتداد شمال غربی - جنوب شرقی (H1 تا H5) ترسیم و نیمرخ‌های سوات این مسیرها با اندازه گام چهل متر (با استفاده از مدل ارتفاع رقومی SRTM سی متری منطقه) و در نواری با پهنای بیست کیلومتر (ده کیلومتر از دو طرف مسیر مورد نظر) بررسی شد. در انتخاب محل نیمرخ‌ها نیز سعی شد که نیمرخ‌های طولی جریان گسل‌های اصلی زاگرس و نیمرخ‌های عرضی قسمت‌های مختلف زاگرس شمال غرب با عرض‌های مختلف را پوشش دهد (شکل ۵).



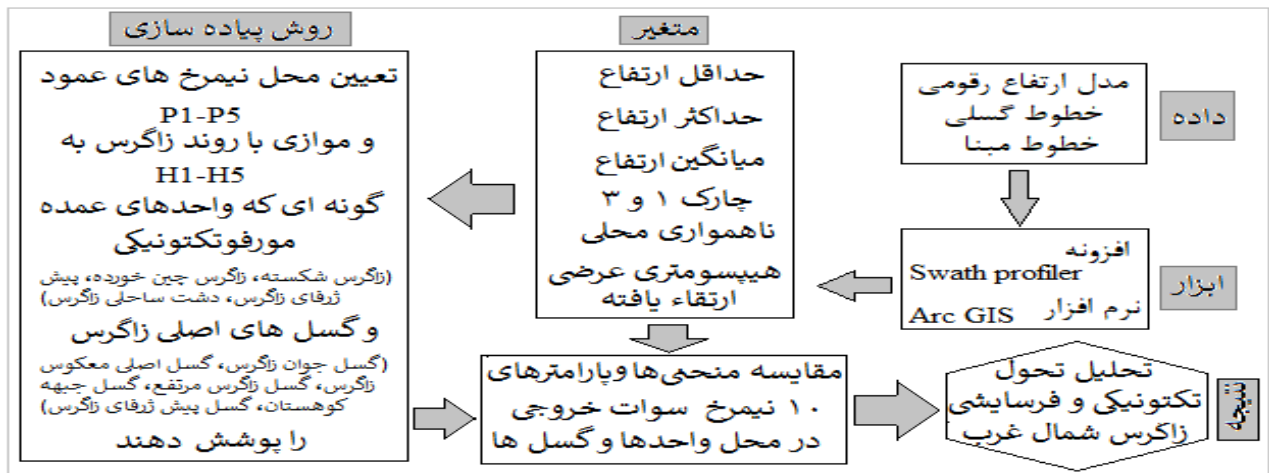
شکل ۵: مقاطع طولی و عرضی مورد مطالعه در فرایند تحقیق

طبق شکل ۵، مقاطع P عرض زاگرس را طی کرده و بر جریان اصلی آن، گسل‌های اصلی و واحدهای عمده مورفوتکتونیک زاگرس عمود است (خطوط و نوار زرد رنگ)؛ در حالی که مقاطع H طول زاگرس را دربر گرفته و موازی و هم‌راستا با جریان اصلی ناهمواری‌ها، گسل‌های اصلی و واحدهای مورفوتکتونیک زاگرس است (خطوط و نوارهای سبز رنگ). این مقاطع به همراه گسل‌ها و واحدهای مورفوتکتونیک که در مسیر خود دارند، در جدول ۱ آمده است.

جدول ۱: نام مقاطع طولی و عرضی مورد مطالعه و گسل‌ها و واحدهای مورفوتکتونیکی موجود در مسیر هر مقطع

نام مقطع	امتداد	گسل‌های اصلی موجود در مسیر نیمرخ	واحدهای مورفوتکتونیکی موجود در مسیر گسل
موازی با روند زاگرس (طولی)	H1	NW-SE	گسل معکوس اصلی زاگرس+گسل مروارید+گسل صحنه+گسل دینور+گسل گارون+گسل نهاوند+گسل درود+گسل اردل
	H2	NW-SE	گسل زاگرس مرتفع+گسل زردکوه
	H3	NW-SE	گسل جبهه کوهستان+گسل مانشت+گسل دوره+گسل ایذه
	H4	NW-SE	گسل جبهه کوهستان+گسل بالارود+گسل لالی
	H5	NW-SE	گسل پیش ژرفای زاگرس+گسل شامکلی+گسل رامهرمز
عمود بر روند زاگرس (عرضی)	P1	NE-SW	گسل آوپهنگ+گسل اخیر زاگرس (مروارید)+گسل معکوس اصلی زاگرس+گسل نودشه+مجموعه گسلی سیروان+گسل زاگرس مرتفع+گسل جبهه کوهستان+گسل پیش ژرفای زاگرس
	P2	NE-SW	گسل خارکش+گسل دینور+گسل صحنه+گسل شیرازی+گسل زاگرس مرتفع+گسل مانشت+گسل جبهه کوهستان+گسل پیش ژرفای زاگرس
	P3	NE-SW	گسل نهاوند+گسل برآفتاب+گسل زاگرس مرتفع+گسل جبهه کوهستان+گسل پیش ژرفای زاگرس
	P4	NE-SW	گسل معکوس اصلی زاگرس+گسل درود+گسل زردکوه+گسل دوره+گسل بالارود+گسل لهبری+گسل شامکلی
	P5	NE-SW	گسل معکوس اصلی زاگرس+گسل اردل+گسل سولقان+گسل زردکوه+گسل جبهه کوهستان+گسل لالی+گسل لهبری+گسل رامهرمز

شکل ۶، دیاگرام روش تحقیق را نشان می‌دهد. در اینجا می‌توان داد، ابزار و روش استفاده از تحلیل نیمرخ سوات را مشاهده کرد.



شکل ۶: دیاگرام روش تحقیق

## ۴- یافته‌ها (نتایج)

شکل ۷ و ۸، نمودار سوات به دست آمده با تنظیمات ذکر شده در افزونه ترسیم سوات را نشان می‌دهد. در این نمودارها محل عبور یا امتداد گسل‌ها، واحدهای مورفوتکتونیک، همچنین رودها و ارتفاعات مهم مشخص شده‌است تا با سهولت بیشتری بتوان تغییرات را مقایسه کرد. در نیمرخ‌های موازی با جریان زاگرس و منطبق بر مسیر گسل‌های اصلی طولی زاگرس مشاهده می‌شود که نمودار ناهمواری محلی در تمامی مقاطع، مقادیر بالایی را نشان می‌دهد و نقش برش رودخانه‌ها در فراز و فرودهای این ناهمواری قابل مشاهده‌است.

در نمودار H1 که گسل معکوس اصلی زاگرس را دنبال می‌کند، رودخانه‌های ماربر، رحیم‌آباد، خرم‌رود و دینه‌ور در برش عمیق ناهمواری نقش مهمی داشتند. همچنین مشاهده می‌شود که جریان کلی توپوگرافی به سمت جنوب شرق مرتفع‌تر می‌شود و به همان ترتیب، مقادیر هیپسومتری عرضی ارتقاء یافته نیز افزایش می‌یابد و بالاترین میزان آن (THi\*)، در جنوب شرق نمودار بین اشتران کوه و کوه‌دری قرار دارد که می‌تواند بر اثر کوه‌های بلند این منطقه نیز باشد که در نیمرخ، ارتفاع زیادی ایجاد کرده‌است. دیگر افزایش آن (با مقادیر بالاتر)، در سوی دیگر نمودار در قسمت شمال شرقی حوالی رودخانه آب سیروان مشاهده می‌شود. منطقه اخیر، پایین‌ترین مقادیر حداقل ارتفاع را نیز دارد. در اینجا نمودار میانگین از حداقل ارتفاع فاصله می‌گیرد و همراه با چارک سوم به حداکثر ارتفاع نزدیک می‌شود که در مجموع، وجود برجستگی جوان ایجاد شده توسط موج برش را نشان می‌دهد.

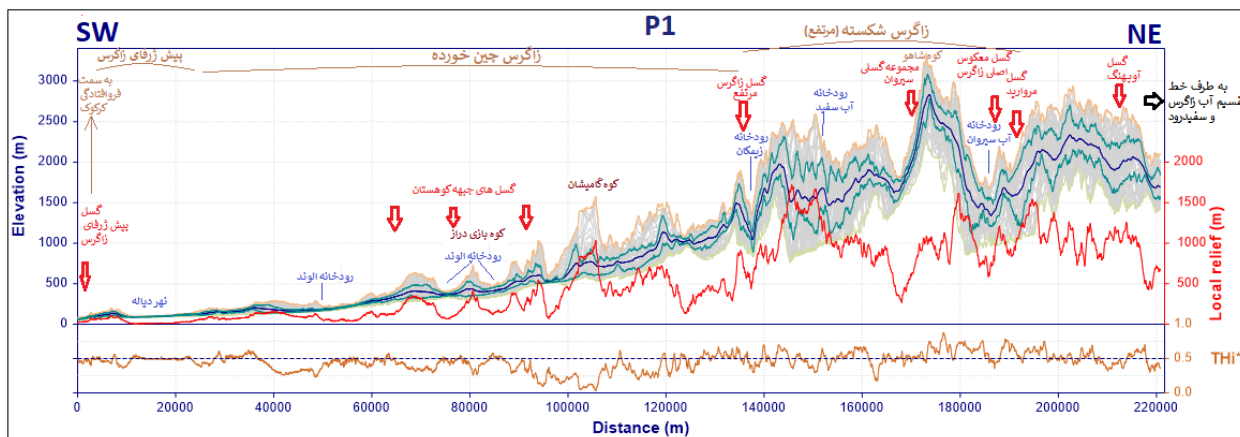
در نمودار H2 که در امتداد گسل زاگرس مرتفع کشیده شده‌است، در قسمت شرقی نمودار، منحنی میانگین ارتفاع به منحنی حداقل بسیار نزدیک است و مقادیر THi\* پایین‌ترین مقدار خود را دارد. در جهت شمال غربی نمودار، این منحنی‌ها از هم فاصله می‌گیرند و ناهمواری محلی و موج برش نیز افزایش می‌یابد. به سمت جنوب شرقی پیش از رودخانه قره‌سو تا انتهای جنوب شرقی نمودار، مقدار THi\* افزایش می‌یابد و حول مقدار ۰/۵ نوسان دارد. بیشترین مقادیر آن در حوالی رودخانه قره‌سو، سزار و دالکی مشاهده می‌شود. ارتفاع و ناهمواری محلی نیز به سمت جنوب شرق افزایش می‌یابد. در نمودارهای H1 و H2 نوسانات ناهمواری محلی و موج برش در انتهای شمال غربی نیز برقرار است.





در نمودار H5 - که مسیر گسل پیش ژرفای زاگرس را دنبال می‌کند و قسمت جنوب شرقی آن در فروافتادگی دزفول قرار می‌گیرد - غیر از کوه کولک در قسمت شرقی نمودار، منحنی ناهمواری محلی کمترین میزان را در بین نمودارهای موازی با جریان زاگرس به خود اختصاص می‌دهد. جریان کلی توپوگرافی به دو سمت نمودار کاهش می‌یابد، موج برش به حداقل مقدار خود بین نمودارها می‌رسد و تنها در چند بخش از جمله حوالی تاقدیس سوهین، تاقدیس چنگوله و رودخانه کنگاکوش، مقدار  $THi^*$  به بالاتر از ۰/۵ می‌رسد. در مجموع، نیمرخ یک چشم‌انداز در حال فرسایش را تداعی می‌کند.

شکل ۱۰، نیمرخ‌های سوات مقاطع عمود بر جریان کلی زاگرس، محل تقاطع یا امتداد گسل‌های اصلی و فرعی، ارتفاعات و رودخانه‌های مهم و واحدهای مورفوتکتونیکی را که در مسیر نیمرخ قرار دارند، نشان می‌دهد. انتهای شمال شرقی نمودارها، از محدوده شرق گسل معکوس اصلی زاگرس شروع شده و پس از طی کردن کمان لرستان (نیمرخ H5 از زاگرس ایذه عبور می‌کند) در انتهای جنوب غربی، به قسمت پیش ژرفای زاگرس وارد می‌شود. همان طور که مشاهده می‌شود مقدار شاخص هیپسومتری عرضی ارتقاء یافته در قسمت شرقی نمودارها، هماهنگ با موج برش و ناهمواری محلی در نوسان است و در قسمت غربی نمودارها (منطقه پیش ژرفای زاگرس) به پیروی از هموار بودن منحنی‌های دیگر، در مقادیر ۰/۵ ثابت می‌ماند. نیمرخ‌های عرضی، تصویر بهتری از تفاوت‌های زاگرس مرتفع و چین‌خورده و پیش ژرفای زاگرس ارائه می‌دهد.







در نمودار P1 - که در قسمت شرقی خود از پلنگان و در قسمت غربی از قصر شیرین عبور می‌کند - مشاهده می‌شود که هر چه نیمرخ به زاگرس شکسته نزدیک می‌شود، مقادیر  $THi^*$  افزایش می‌یابد تا اینکه در کوه شاهو به حداکثر میزان خود (بیش از ۰/۸) در بین تمامی نیمرخ‌ها می‌رسد (که بلندی کوه نیز در این مقدار تأثیرگذار است). پیش از کوه شاهو در مجموعه گسلی سیروان، مقدار میانگین به سمت مقدار حداکثر منحرف می‌شود و این حالت تا گسل مروارید ادامه می‌یابد. دیگر محدوده افزایشی  $THi^*$ ، پیش و پس از گسل زاگرس مرتفع است. در محدوده زاگرس چین‌خورده نیز مقدار ناهمواری محلی پایین است و نمودار میانگین به حداقل نزدیک می‌شود تا اینکه پس از گسل جبهه کوهستان، منحنی‌ها تقریباً در هم ادغام و مقادیر بسیار پایینی را به خود اختصاص می‌دهد. در نمودار P2 که در دو سوی خود از شمال صحنه و شمال ایلام می‌گذرد، حداکثر ارتفاع و ناهمواری محلی در دو سوی گسل صحنه مشاهده می‌شود؛ با این حال، مقدار  $THi^*$  از مقادیر متناظر خود در نمودار P1 پایین‌تر است. در مجموع، زاگرس شکسته مقادیر  $THi^*$  پایین‌تری دارد؛ گسل صحنه نیز در افزایش آن در سمت شمال شرقی نیمرخ نقش مهمی ایفا می‌کند. دیگر افزایش آن در محدوده کوه پرو است که نسبت به شاهو مقادیر پایین‌تری دارد. گسل زاگرس مرتفع، تغییر محسوسی در مقادیر  $THi^*$  نداشته است (۵)؛ با این وجود، در محدوده گسل جبهه کوهستان این مقادیر افزایش می‌یابد (۷/۵) و پس از آن منحنی‌ها ادغام می‌شود و مقدار آن ثابت می‌ماند (۰/۵). حداکثر مقدار  $THi^*$  قبل از رودخانه گنگیر در محدوده کوه بانکول قرار دارد؛ به طوری که منحنی میانگین و چارک سوم، کاملاً به منحنی حداکثر ارتفاع نزدیک شده است. این در صورتی است که این کوه نسبت به ارتفاعات زاگرس شکسته ارتفاع چندانی ندارد، گسل مهمی از نزدیکی آن عبور نمی‌کند و می‌تواند تأییدی بر بالاآمدگی آن باشد. به طور کلی، در این نیمرخ مقادیر هیپسومتری عرضی ارتقاء یافته در زاگرس چین‌خورده بالاتر است و چین‌ها بازتر و نیمرخ، چشم‌اندازی در حال فرسایش را نشان می‌دهد. در نمودار P3 که از قسمت میانی کمان لرستان می‌گذرد نیز حداکثر مقادیر  $THi^*$ ، مربوط به مرزهای زاگرس شکسته یعنی گسل زاگرس مرتفع و گسل نهاوند و برآفتاب است. محدوده زاگرس چین‌خورده نیز مقادیر بالاتری از  $THi^*$  را به‌ویژه در محدوده تاقدیس‌های زنگول، کبیرکوه، سمند، اناران و کوه بونه‌هار نشان می‌دهد. رودخانه‌های کشگان، سیمره و میمه در حال برش ناهمواری و افزایش ناهمواری محلی همچون زاگرس شکسته است. در اینجا نیز یک افزایش در  $THi^*$  پیش از گسل جبهه کوهستان وجود دارد. در این نیمرخ، مقدار این شاخص و ناهمواری محلی در دو سوی شرقی و غربی کاهش محسوسی می‌یابد. نیمرخ P4 از شرق ازنا شروع شده و در قسمت جنوبی کمان لرستان تا شمال فروافتادگی دزفول در جنوب شرق کشیده شده است. با اینکه تراکم گسل‌های اصلی و فرعی در امتداد این نمودار زیاد است، اما افزایش  $THi^*$  تنها در حوالی گسل درود در زاگرس شکسته، گسل دوره در زاگرس چین‌خورده و تا حدودی بین گسل لهری و رامهرمز مشاهده می‌شود و در سایر بخش‌های نمودار افزایش محسوسی وجود ندارد. در اینجا زاگرس شکسته و چین‌خورده به لحاظ ناهمواری محلی و حداکثرهای ارتفاع، شبیه هستند و در دو سمت آنها منحنی‌ها ادغام می‌شود و ناهمواری محلی به شدت کاهش می‌یابد. در نمودار P5 که از زاگرس ایزه می‌گذرد، مجدداً حداکثرهای ارتفاع و تا حدودی ناهمواری محلی افزایش می‌یابد و مقادیر حداکثری  $THi^*$  زاگرس شکسته مربوط به حوالی گسل‌های معکوس اصلی زاگرس، اردل، سولقان و زردکوه است. مقادیر حداکثری  $THi^*$  در زاگرس چین‌خورده نیز مربوط به قبل از گسل جبهه کوهستان و گسل لهری است. علاوه بر این،

افزایش محسوس این مقدار در محدودهٔ تاقدیس‌های زاگرس چین‌خورده از جمله تاقدیس‌های لیلاف کینو، محال‌باخ، شیرگون، پابده و کوه‌الله‌اکبر به‌روشنی قابل مشاهده است.

به‌طور کلی، در نمودارهای طولی که روند کلی تغییرات را در امتداد گسل‌ها نشان می‌دهند، گسل‌های عهد حاضر زاگرس و گسل معکوس اصلی زاگرس مقادیر بالاتری از  $THi^*$  را نشان می‌دهند که این مقدار به سمت انتهای جنوب شرقی (زاگرس ایذه) به حداکثر خود می‌رسد و با افزایش مقدار ناهمواری محلی نیز همراه است. این حالت در نموداری که هم امتداد با مقاطع قبلی از میان کمان لرستان می‌گذرد نیز در منطقهٔ ایذه مشخص است و البته تأثیر ارتفاعات بلند این منطقه در نتایج نیمرخ را نباید نادیده گرفت. در نیمرخ‌هایی که در مسیر گسل جبهه کوهستان کشیده شده‌است، مشاهده می‌شود که مقادیر  $THi^*$  قبل از گسل بالا رود بیش از ۰/۵ است و در محدودهٔ گسل بالا رود و ادامه گسل جبهه کوهستان پس از آن، به زیر ۰/۵ افت می‌کند. در خارجی‌ترین نیمرخ که گسل پیش‌ژرفای زاگرس را دنبال می‌کند به‌استثنای یک نقطه در شرق نمودار در عمده قسمت‌ها، منحنی‌ها مقادیر پایین‌تری نسبت به سایر نیمرخ‌ها دارد. نمودارهای عمود بر جریان زاگرس از آنجا که واحدهای مختلف مورفوتکتونیک زاگرس را در کنار یکدیگر نمایش می‌دهند، امکان مقایسهٔ بهتر تغییرات را فراهم می‌سازند. در شمالی‌ترین نمودار، مقادیر بالاتر  $THi^*$  مربوط به زاگرس شکسته است که در نیمرخ‌های پس از آن، این افزایش در مقدار انتگرال هیپسومتری عرضی - که با انحراف میانگین و چارک سوم به سمت حداکثر ارتفاع نیز مقارن می‌شود - به نفع زاگرس چین‌خورده جابه‌جا می‌شود تا اینکه در زاگرس ایذه، هر دو مقادیر بالایی را نشان می‌دهند. در نمودارهای عمودی یا عرضی، ناهمواری محلی مقادیر بالاتری دارد و برش‌های عمیق ناشی از حفر رودخانه در آن مشخص‌تر است. ناهمواری محلی در زاگرس شکسته و چین‌خورده به حداکثر می‌رسد و پس از گسل معکوس اصلی زاگرس در شرق و گسل جبهه کوهستان در غرب نمودار کاهش می‌یابد که در سمت غربی، این کاهش با ادغام منحنی‌ها و ثبات مقدار  $THi^*$  همراه است. ناهمواری محلی بسیار در بازهٔ ذکر شده و تغییرات گستردهٔ منحنی‌ها می‌تواند بیانگر حالت گذار چشم‌انداز در انطباق با درصدهای بالای بالآآمدگی باشد. در واقع، چشم‌انداز زاگرس تقطیع شده و در معرض بالآآمدگی و حفر است.

## ۵- بحث و نتیجه‌گیری

برای تفسیر وضعیت کنونی ناهمواری‌ها که برآیند تغییرات گسترده در طول زمان است یا به عبارتی، برای بررسی تعادل طولانی‌مدت چشم‌انداز در پاسخ به فرایندهای درونی ایجادکننده و جوان‌کنندهٔ ناهمواری و فرایندهای بیرونی فرسایش‌دهنده و تقطیع‌کنندهٔ ناهمواری در زاگرس شمال غرب، از نیمرخ‌های سوات در دو جهت عمود و موازی با جریان کلی زاگرس استفاده شد. پنج مقطع در جهت شمال غربی - جنوب شرقی در امتداد گسل‌های معکوس اصلی زاگرس، گسل زاگرس مرتفع، گسل‌های فرعی میانی کمان لرستان، گسل جبهه کوهستان و گسل پیش‌ژرفای زاگرس و پنج مقطع در جهت شمال شرقی - جنوب غربی که از واحدهای مورفوتکتونیک زاگرس شکسته، زاگرس چین‌خورده و پیش‌ژرفای زاگرس می‌گذرند، ترسیم و تغییرات در امتداد و عمود بر این مقاطع توسط مقادیر حداقل، حداکثر، میانگین، چارک اول و سوم، ناهمواری محلی و مقدار شاخص هیپسومتری عرضی ارتقا یافته بررسی شد. نتایج نشان داد که در اکثر نیمرخ‌ها، مقادیر بالای انتگرال هیپسومتری عرضی ارتقا یافته‌است، برجستگی جوان ایجادشده به‌وسیلهٔ موج برش را با میانگین ارتفاع نزدیک به حداکثرهای ارتفاع مشخص می‌کند. همچنین در این مناطق، چارک

سوم نیز به حداکثر ارتفاع نزدیک است که یک ناهمواری جوان را نشان می‌دهد که به وسیله شبکه زهکشی با دره‌های پرشیب در حال بریده شدن است. منحنی ناهمواری محلی در مرتفع‌ترین بخش‌های زاگرس (زاگرس شکسته)، درصد بالاتر فرسایش را نشان می‌دهد. در مجموع، با توجه به نیمرخ‌های حاصل شده می‌توان مشاهده کرد که افزایش مقادیر شاخص انتگرال هیپسومتری عرضی ( $THi^*$ ) در بیشتر قسمت‌ها، منطبق بر محل عبور گسل‌ها است (در مورد گسل جبهه کوهستان و گسل لهری، این افزایش در فاصله کمی قبل از عبور گسل رخ می‌دهد) و در مقاطعی که از زاگرس چین‌خورده می‌گذرند، این مقدار در محل تاقدیس‌هایی همچون اناران، چنگوله، سوهین، سمند، زنگول و دیگر تاقدیس‌های این منطقه بیش از سایر قسمت‌ها است. در هر دو مجموعه مقاطع طولی و عرضی افزایش ناهمواری محلی و تغییرات گسترده منحنی‌های حداقل، حداکثر، میانگین و چارک‌ها، همچنین نوسانات گسترده منحنی ناهمواری محلی، بیانگر چشم‌اندازی تقطیع شده و در معرض حفر یا بالاآمدگی است. تنها در قسمت‌هایی از نیمرخ که پیش‌تررفای زاگرس به‌ویژه فروافتادگی دزفول را پوشش می‌دهد، مشاهده می‌شود که منحنی‌ها با یکدیگر ادغام می‌شوند و مقدار  $THi^*$  در مقدار ۰/۵ ثابت است. می‌توان استدلال کرد که افزایش موج برش و ناهمواری محلی به سمت زاگرس شکسته، روندی همانند افزایش موج برش در شرق دریای مرده (Perez pena et al, 2017) را نشان می‌دهد؛ با این تفاوت که در آنجا افت مداوم سطح اساس به افزایش حفر رودخانه‌ها منجر می‌شود و در اینجا افزایش بالاآمدگی تحت تأثیر فشارهای تکتونیکی صفحات اطراف، به افزایش بالاآمدگی و ناهمواری محلی، حفر عمیق رودخانه‌ای و گسلش بیشتر قسمت شرقی زاگرس منجر می‌شود که این خود فقدان تقارنی در منحنی‌ها ایجاد کرده، به طوری که قسمت‌های شرقی برجسته‌تر است.

## ۶- سپاس‌گزاری

این مقاله از رساله دکتری مصوب در دانشکده جغرافیای دانشگاه تهران استخراج و با حمایت مالی صندوق حمایت از پژوهشگران و فناوریان کشور (INSF) انجام شد؛ بدین وسیله از حمایت این صندوق قدردانی می‌شود. همچنین از دکتر J.V. Pérez-Peña که نرم‌افزار مربوطه را در اختیار ما قرار دادند، بسیار سپاس‌گزاریم.

## منابع

1. Aghanabati, A., 2004. Geology of Iran, Geological Survey of Iran, 707 p. (in Persian).
2. Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data interpretations, *Tectonophysics*, 229, 211-238.
3. Baoying, Y., 2016. The Geomorphologic and Geological Characteristics of China Qinling Mountain Based on DEM, *Earth Sciences*, 5(6), 104-110.
4. Berberian, M., 1995. Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: Active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*, 241, 193-224.
5. Burbank, D. W., 1992. Characteristic size of relief, *Nature*, 359, 483-484.
6. Burbank, W. D., & R. S. Anderson., (2001). *Tectonic Geomorphology*, Blackwell Science Ltd. 287 p.
7. Falcon, N. L., 1961. Major earth-flexuring in the Zagros mountains of south-west Iran, *Quarterly Journal of the Geological Society*, 117, 367-376.
8. Fielding, E. J.; Isacks, B. L.; Barazangi, M.; & C. Duncan, 1994. How flat is Tibet, *Geology*, 22, 163-167.

9. Ghorashi, M., & M. Arian., (2010). Tectonics of Iran. 2<sup>st</sup> edition. Blue square. 336 p. (in Persian).
10. Ghorbani, M., 2014. Tectonic & structural geology of Iran, 1<sup>st</sup> edition, Arian zamin, 293 p. (in Persian).
11. Grohmann, C. H., 2004. Morphometric analysis in geographic information systems: applications of free software GRASS and R, *Computer and Geoscience*, 30, 1055-1067.
12. Grohmann, C. H.; Riccomini, C.; & M. A. Chamani, 2011. Regional scale analysis of landform configuration with base-level (isobase) maps, *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, 1493-1504.
13. Hergarten, S.; Robl, J.; & K. Stüwe, 2014. Extracting topographic swath profiles across curved geomorphic features, *Earth Surface Dynamics*, 2, 97-104.
14. Hessami, K.; Koyi, H. A.; & C. J. Talbot, 2001. The significance of strike-slip faulting in the basement of the Zagros fold and thrust belt, *Petroleum Geology*, 24(1), 5-28.
15. Jaiswara, N. K.; Kotluri, S. K.; Pandey, P.; & A. K. Pandey, 2020. MATLAB functions for extracting hypsometry, stream-length gradient index, steepness index, chi gradient of channel and swath profiles from digital elevation model (DEM) and other spatial data for landscape characterization, *Applied Computing and Geosciences*, 7 (100033), 1-11.
16. Keller. E. A., & N. Pinter., (2002). Active Tectonics, Earthquakes, Uplift and Land Scape, 2<sup>st</sup> edition. Printce Hall. 338 p.
17. Kühni, A., & O. A. Pfiffner., (2001). The relief of the Swiss Alps and adjacent areas and its relation to lithology and structure: topographic analysis from a 250-m DEM. *Geomorphology*. 41, 285-307.
18. Morisawa, M., & J. T. Hack., (1985). Tectonic Geomorphology. Unwin Hyman. 390 p.
19. Lin, L.; Li, X.; & Z. Ma, 2021. Quantifying the Geomorphology of the Drainage Basins Along the Greater Khingan Mountains in NE China, *Frontiers in Earth Science*, 9(796610), 1-15.
20. Musumeci, G.; Ribolini, A.; & M. Spagnolo, 2003. The effects of Late Alpine tectonics in the morphology of the Argentera Massif (Western Alps, Italy-France), *Quaternary International*, 101, 191-201.
21. Pérez-Peña, J. V.; Al-Awabdeh, M.; Azañón, J. M.; Galve, J. P.; Booth-Rea, G.; & D. Notti, 2017. SwathProfiler and NProfiler: Two new ArcGIS Add-ins for the automatic extraction of swath and normalized river profiles, *Computer and Geoscience*, 104, 135-150.
22. Pérez-Peña, J. V.; Azañón, J. M.; Booth-Rea, G.; Azor, a.; & J. Delgado, 2009. Differentiating geology and tectonics using a spatial autocorrelation technique for the hypsometric integral, *Geophysical Research*, 114, 1-15.
23. Pirouz, M. D.; Simpson, G.; Bahroudi, A.; & A. Azhdari, 2011. Neogene sediments and modern depositional environments of the Zagros foreland basin system, *Geological Magazine*, 148, 838 - 853.
24. Rehak, K.; Strecker, M. R.; & H. Echter, 2008. Morphotectonic segmentation of an active forearc. 37°–41° S, Chile, *Geomorphology*, 94, 98-116.
25. Sheykh-ol-Islami, M. R.; Javadi, H. R.; Asadi Sarshar, M.; Aghahosseni, A.; Koohpeyma, M.; & B. Vahdati Daneshmand, 2013. Encyclopedia of Iranian faults. Nashr Rahi. 600 p (in Persian).
26. Summerfield, M. A., 2000. Geomorphology and Global Tectonics, Wiley, 386 p.
27. Telbisz, T.; Kovacs, G. G.; Székely, B.; & J. A. Szabó, 2013. Topographic swath profile analysis: A generalization and sensitivity evaluation of a digital terrain analysis tool, *Zeitschrift Fur Geomorphologie*, 57, 485-513.

# Analysis of the Effect of Tectonics and Erosion on the Evolution of Northwestern Zagros Landscapes Using Topographic Swath Profiles

**Parisa Pirani:** *Ph. D in Geomorphology, Physical Geography Department, Faculty of Geography, University of Tehran, Tehran*

**Abolghasem Goorabi**<sup>1</sup>: *Associated professor, Physical Geography Department, Faculty of Geography, University of Tehran, Tehran*

**Seyed Mohammad Zamanzadeh:** *Associate professor, Geology Department, Faculty of Science, University of Tehran, Tehran*

**Mojtaba Yamani:** *Professor, Physical Geography Department, Faculty of Geography, University of Tehran, Tehran*

**Article History (Received: 2021/12/13**

**Accepted: 2022/06/22)**



20.1001.1.22517812.1401.12.4.4.5

## Extended abstract

### 1- Introduction

Interaction between tectonic and surface processes to create and dissect topography is the main area of emphasis in tectonic geomorphology (Burbank & Anderson, 2001: 2). Growing usage of GIS and DEMs have improved techniques of landscape analysis in Tectonic geomorphology. One of the widely used approaches in tectonic geomorphology to recognize general elements on landscape related to tectonic is analyzing topographic patterns by swath profiles (Perez Pena et al, 2017: 136). To avoid arbitrariness of selecting a single profile line, earth scientists use topographic swath profiles (Telbisz et al, 2013: 485). Examining elevation values associated with corresponding coordinates is one of the most common variables to study by swath profiles (Telbisz et al, 2013: 487 ·Yousefi Babil & Yousefi Babil, 2019: 281). In these projected profiles, contours and equally spaced profile lines intersections are determined inside a band (Grohman, 2004: 1059). In the present study, in order to evaluate the long-term equilibrium of northwestern Zagros landscapes in response to internal and external forces that uplift or tear down its topography, Perez-Pena et al (2017) method of extracting swath profiles has been used. We have also used their new transverse hypsometry index for analyzing hypsometry along the swath. Since different parts of the Zagros are subjected to different tectonic force vectors, thereby, the rate of tectonic processes and the resultant forms are not the same. On the other hand, surface processes make these landscapes' evolution more complex. To simplify the topographic pattern of these complex processes, 10 swath profiles parallel and perpendicular to the Lorestan arc and its adjacent crushed zone trend have been plotted and interpreted.

### 2- Methodology

Topographic swath profiles are created by projecting topographic profiles with equal space inside a strip or swath (Perez-Pena et al, 2017; Fielding et al., 1994). This method is applied for sampling and analyzing a value and its changes for representing three-dimensional datasets on a two-dimensional diagram that is more systematic than ordinary profiles with arbitrary cross-profiles (Yousefi Babil & Yousefi Babil, 2019; Telbisz, et al. 2013; Hergarten, et al, 2014). In the swath profile, statistical parameters of elevation values (maximum, minimum, mean, quartile 1 and 3 as well as local relief) can be calculated and plotted against the distance (Telbisz et al, 2013: 485). Different methods of constructing swath profiles have been explained by Telbisz et al, 2013; Hergarten et al, 2014, Perez Pena et al, 2017, Yousefi Babil and Yousefi Babil, 2019. In this article, Perez Pena et al (2017) approach has been used to extract swath profiles which allows constructing swath profiles for curved features. This kind of swath profile is made up of calculating parallel lines to the baseline and sampling

<sup>1</sup> Corresponding Author: [goorabi@ut.ac.ir](mailto:goorabi@ut.ac.ir)

their length with defined step sizes. In addition, considering the deviations of mean elevation to the maximum or minimum elevations, by re-scaling hypsometric integral values in a defined range (between 0.2 and 0.8), an enhanced transverse hypsometry index (or  $THi^*$ ) can provide better comparison of hypsometry along swath profile. All these commands can be implemented in GIS software by swath profiler add-in programmed by Perez-Pena et al (2017). Here digital elevation model is the elevation source and a line or curved feature is the baseline. The step size and total width of profiles also can be changed in the input box of the add-in. In this study, swath profiles with 40 meters step size inside a strip with a width of 20 km (10 meters from each side of baseline or main profile line) for five transects perpendicular to Zagros trend (NE-SW) named P1 to P5 and five transects parallel to its trend (NW-SE) named H1 to H5 (fig. 8) along with their main fault have been extracted (fig. 9 & 10). The NW-SE baselines follow the main Zagros faults (Berberian, 1995) in area (Zagros main reverse fault and Zagros recent fault, high Zagros fault, Zagros mountain front fault, and Zagros foredeep fault). Five NW-SE curve lines cross morphotectonic units of Zagros (Berberian, 1995) which are adjacent (High Zagros thrust belt, Zagros simply folded belt, and Zagros foredeep contains Dezful and Kirkuk embayments).

### 3- Results

In plotted swath profiles, mean elevation represents general topographic trend of landscape within swath; minimum and maximum elevation show landscape variation perpendicular to the swath, local relief, and quartile describe topographic variation along the swath. Upward deflection of mean elevation to maximum elevation reveals a transite state of landscape adjustment to high uplift rates. Stable state landscapes including basins and plateaus with low incision rates have smoother local relief curve where the swath curves are merged (Perez-Pena et al, 2017: 137). Based on the exported diagrams, higher values of enhanced transverse hypsometry index ( $Thi^*$ ) occurs when the third quartile and in some points mean elevation is closer to the maximum. When swath curves meet the flat areas of Zagros foredeep (Dezful embayment) merging together,  $Thi^*$  values keep a constant value of about 0.5.

### 4- Discussion & Conclusions

Results show that in swath profiles with the direction perpendicular to the Zagros trend, comparing areas with different uplift and incision is better possible. In both perpendicular and parallel swath profiles, high values of the enhanced transverse hypsometry integral ( $THi^*$ ) introduce a young relief that is being incised by a drainage network with steep valleys. These high values of  $THi^*$  can be observed in the location of anticlines of Zagros simply folded belt unit and as well as in intersections of main faults with swath profiles in most swath diagrams. High local relief and wider variation of curves in most swath profiles, except the end parts of the southwest of the region, can characterize a dissected landscape exposed to high incision or uplift.

**Key Words: Erosion, Northwestern Zagros, Relief, Swath, Tectonic**