تاثیر تکتونیک فعال و تغییرات اقلیمی در تحول مخروط‌افکنه مروست، ایران مرکزی

دریافت مقاله:۹۱/۲/۲۶ پذیرش نهایی: ۹۱/۹/۲۴
صفحات: ۳۰-۷

ابوالقاسم گورابی: استادیار ژئومورفولوژی دانشکده جغرافیای دانشگاه تهران
Email:goorabi@ut.ac.ir
مصطفی کریمی: استادیار اقلیم شناسی دانشکده جغرافیای دانشگاه تهران[1]
Email:mostafakarimi.a@ut.ac.ir

چکیده

تغییرات اقلیم و زمین ساخت نقش مهمی در تحول مخروط‌افکنه‌ها دارند. تاثیر این عوامل به همراه تکتونیک فعال گسل مروست بر تغییرشکل، و پیدایش الگوهای نابهنجار به ویژه در سطح مخروط‌افکنه مروست مشهود است. این پژوهش سعی دارد با استفاده از داده‌های مستخرج از بررسی‌های میدانی، تصاویر ماهواره‌ای، و تعمیم نتایج حاصل از بررسی‌های اقلیم دیرینه نواحی مجاور و داخلی ایران به منطقه مورد مطالعه، نقش عوامل مذکور را بر تحول مخروط‌افکنه مروست تبیین نماید. نتایج حاصل از تحقیق بیانگر شروع تشکیل مخروط‌افکنه بزرگ مروست در دورهٔ سرد و خشک اقلیمی اواخر پلیستوسن می‌باشد. فعالیت گسل مروست همراه با برتری دبی آب حوضه بر دبی رسوب در دوره مرطوب بعدی، سبب کاوش فرادیواره گسل مروست (مخروط قدیمی) و همزمان تشکیل مخروط‌افکنه‌ای جدید بر فرودیواره گسل شده است. مهم‌ترین عامل تغییر دهندهٔ چشم‌انداز مخروط‌افکنه مروست پس از غلبه شرایط خشک اقلیمی، نوزمینساخت فعال گسل مروست بوده که توسعه مخروط‌افکنه جدید در بلافصل گسل مروست از پیامدهای عملکرد آن است. اگرچه حجم عظیم رسوب‌گذاری دوره‌های خشک- مرطوب اواخر پلیستوسن در تشکیل مخروط‌افکنه مروست نقش مهمی داشته است، ولی شواهد مورفوتکتونیک موجود بیانگر تسریع فرایندهای شکلزایی توسط فعالیت‌های نوزمین‌ساختی گسل مروست می باشد. ارزیابی کمی میزان تغییرشکل در لندفرم‌های نوزمین‌ساختی، بیانگر جابجاشدگی لندفرم‌های پلیستوسن به میزان ۱۰۰۰ متر، و شبکه‌های زهکشی هولوسن به میزان ۳۰ متر می‌باشند، که همگی دلالت بر تکتونیک فعال گسل مروست، و احتمالاً پتانسیل لرزه‌ای بالای این گسل در آینده است.

کلیدواژگان : تکتونیک فعال، تغییرات اقلیمی ، ایران مرکزی، گسل، مخروط‌افکنه مروست

---

۱. نویسنده مسئول: تهران، خ وصال شیرازی، دانشکده جغرافیای دانشگاه تهران. ۶۱۱۱۳۵۲۲-۰۲۱

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

مقدمه

کواترنر را می‌توان به عنوان دورهٔ نوسانات اقلیمی همراه با فعالیت‌های تکتونیکی موثر در شکل‌گیری لندفرم‌های کنونی سطح زمین در نظر گرفت (Kumar et al., 2007). مخروط‌افکنه‌ها به عنوان یکی از مهم‌ترین لندفرم‌های کواترنری، از دیدگاه‌های مختلف و از دیر باز مورد بررسی قرار گرفته‌اند. این لندفرم‌ها به عنوان یکی از شاخص‌ترین اشکال ژئومورفولوژیکی، در واقع بهترین آزمایشگاه شبیه‌سازی کنش- واکنش طبیعت به رفتارهای تکتونیک فعال کواترنر هستند (Lague et al., 2003).

مخروط‌افکنه‌های نواحی خشک به تغییرات محیطی بسیار حساس بوده و نه تنها به عنوان محل رسوب‌گذاری، بلکه تاریخچه رسوب‌گذاری و فرایندهای رسوبی را در خود دارند (Harvey et al., 1999). بیشتر بررسی‌ها تاکید بر تشکیل و توسعه مخروط‌افکنه‌ها در اقلیم خشک دارند (Dorn et al., 1987)، ولی باید گفت که مخروط‌افکنه‌ها اختصاص به نواحی خشک نداشته و حتی ممکن است در نواحی جنب قطبی، نیمه مرطوب، و حتی نواحی حاره‌ای مرطوب یافت شوند (Kesel and Spicer, 1985).

عمده بررسی‌های صورت گرفته بر روی مخروط‌افکنه‌های ایران معطوف به: بررسی ویژگی‌های ژئومورفولوژیک(شایان ، ۱۳۸۲)؛ تحولات ژئومورفولوژیک(مقصودی، ۱۳۸۷)؛ تشکیل و تکامل(رضایی مقدم و همکاران، ۱۳۸۴)؛ و مورفومتری(مختاری، ۱۳۸۲) آن‌ها، تمرکز داشته‌اند. با این وجود، پژوهش‌هایی اندک، در زمینه تاثیر تکتونیک و نوزمینساخت در تغییرشکل و تحول و تکامل آن‌ها صورت گرفته است (مختاری کشکی و خیام، ۱۳۸۲).

بررسی‌های دورسنجی مخروط‌افکنه‌های ناحیه خشک و نیمه‌خشک ایران مرکزی نشان می‌دهند که مخروط‌افکنه مروست یکی از نمونه‌های شاخص توالی و تکرار مخروط‌افکنه‌ها در این ناحیه است. اگرچه داده‌های پالئو اقلیمی و کرونولوژیکی مربوط به ناحیه مورد بررسی کم، پراکنده و بیشتر مربوط به نقاط پیرامونی و دوردست هستند، ولی وجود شواهد ژئومورفولوژیک و مورفوتکتونیک قابل توجه، گواهی بر نقش اقلیم- نوزمینساخت در تشکیل و تکامل مخروط‌افکنه مروست هستند (گورابی، ۱۳۸۷). همزمان با تغییرات اقلیمی، نوزمینساخت فعال گسل مروست مخروط‌افکنه مروست را به شدت تحت تاثیر خود قرار داده است. ما در این پژوهش بر آنیم تا تاثیر تکتونیک فعال و تغییرات اقلیمی در تحول مخروط‌افکنه مروست به عنوان نمونه‌ای بارز از لندفرم کواترنر در ایران مرکزی را با بهره‌گیری از شواهد نوزمین‌ساختی و

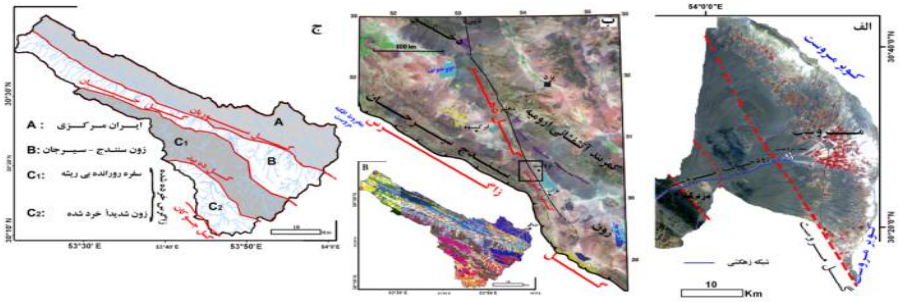
[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

تعمیم نتایج حاصله از مطالعات تغییرات اقلیمی در نـواحی داخلـی و مجـاور ایـران را مـشخص نماییم.

منطقه مورد مطالعه

مخروط‌افکنـه مروسـت از دیـدگاه زمـین سـاختی در چالـه تکتـونیکی اصـفهان- سـیرجان (گاوخونی - سیرجان) بین زون ساختمانی سـنندج- سـیرجان در غـرب و کمربنـد آتشفـشانی رسوبی ارومیه – دختر در شرق واقع شده است (شکل ۱ ب). نوزمینساخت فعال این ناحیـه در واقع ناشی از تداوم همگرایی صفحات اوراسیا- عربستان و نتیجه فعالیت گسل‌های امتداد لغـز و تحمیل نیروها و تغییرات بر مورفولوژی لندفرم‌های ناحیه می‌باشد (Anderson and Jackson, 1987). مخروط‌افکنه مروست در جنوب استان یـزد - مهـم‌تـرین قطـب کـشاورزی ایـن اسـتان- و در شهرستان خاتم قرار دارد. شـهر مروسـت بـا ۱۹۵۰۰ نفـر و روسـتای هرابرجـان و آبـادی‌هـای کوچک‌تر پیرامونی (مجموعاً ۱۵۳۰۰ نفر، سایت مرکز آمـار ایـران) از سـکونتگاه‌هـای واقـع بـر مخروط‌افکنه مروست می‌باشند. علاوه بر آن‌ها نزدیک به۷۰ چاه عمیق و نیمـه عمیـق بـر روی مخروط‌افکنه مروست تأمین کننده آب شرب و مزارع کشاورزی هستند (شکل ۱ الف).

موقعیت ساختمانی حوضه آبریز بوانات (مروست) باعث شده کـه واحـدهای لیتولوژیـک ایـن حوضه تحت تاثیر گسل‌های اصلی و فرعی فراوان، شدیداً خرد و متلاشی شده و زمینـه توسـعه شبکه آب، و در نتیجه انتقال رسوب فراوان را فـراهم سـازد. گـسل مروسـت قطعـه‌ای از گـسل امتدادلغز بزرگ و قدیمی دهشیر می‌باشد که مرز زمینـساختی غـرب ایـران مرکـزی را تحدیـد کرده است (Goorabi and Yamani, 2011) (شکل ۱ ب و ج). فعالیت گسل دهـشیر در طـی کـواترنر شواهد نوزمین‌ساختی بسیاری را در راستای خود به وجود آورده که بخشی از آنها توسط گـسل مروست، بر مخروط‌افکنه مروست نمایان هستند.



شکل (۱) (الف)مخروط‌افکنه و گسل مروست؛ (ب) موقعیت ساختمانی و زمین شناسی منطقه و (ج) مورفوتکتونیک حوضه مروست

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

مواد و روش‌ها

در این پژوهش جهت ارزیابی واکنش مخروط‌افکنه مروست به فرایندهای تکتونیک- اقلیمِ اواخرِ پلیستوسن- هولوسن و همچنین توسعه و تکامل مورفوتکتونیکی آن، از دو گروه داده‌های مورفوتکتونیکی و اقلیمی استفاده شده‌اند. گروه داده‌های مورفوتکتونیک شامل: (۱) داده‌های توپوگرافیک، مورفولوژیک و مورفومتری حوضه و مخروط‌افکنه؛ (۲) داده‌های تکتونیک گسل و ناحیه؛ (۳) شواهد تکتونیک فعال؛ (۴) کرونولوژی لندفرم‌ها؛ و (۵) اندازه‌گیری‌های میدانی می‌باشند. داده‌های اقلیم کنونی از ایستگاه‌های هواشناسی، و ویژگی‌های اقلیم پلیستوسن- هولوسن از تعمیم پژوهش‌های اخیری که در این زمینه در گستره ایران و نواحی مجاور آن صورت گرفته، استخراج شده‌اند. داده‌های توپوگرافیک، مورفولوژیک و مورفومتری حوضه و مخروط‌افکنه از مدل‌های رقومی ارتفاعی SRTM90m، ASTER DEM30m، DTM10m، و تصاویر LANDSAT، ASTER و QuickBird استخراج، و با برداشت‌های میدانی کنترل شده‌اند. برای استخراج، و تجزیه و تحلیل لندفرم‌های تکتونیکی، نرم‌افزارهای WMS 8.4، ArcGIS 10، ENVI 4.7 بکار رفته‌اند. جهت استخراج حدود مخروط‌افکنه مروست از روش قرینه ارتفاعی مخروط‌افکنه استفاده شده است. برآورد میزان جابجاشدگی‌ها و تغییر شکل لندفرم‌ها پس از تعیین موقعیت و اندازه‌گیری بر روی تصاویر، در میدان کنترل شده‌اند. تعیین سن لندفرم‌های مورد بررسی به روش مقایسه‌ای انجام گردید، بر این اساس با مقایسه لندفرم‌های مورد بررسی با سایر نواحی ایران که پژوهش‌های کرونولوژی بر روی آن‌ها صورت گرفته‌اند، سن لندفرم‌ها برآورد شده‌اند.

یافته‌های تحقیق

یافته‌های حاصل از پژوهش در سه بخش ژئومورفولوژی، پالئواقلیم، و مورفوتکتونیک ارائه شده‌اند.

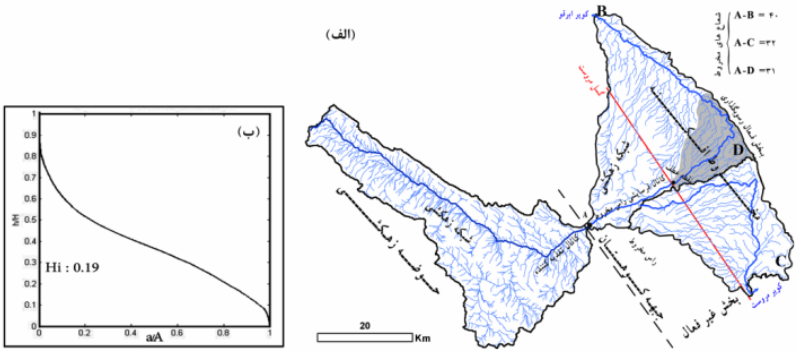
الف)ژئومورفولوژی

سه عامل توپوگرافی، توان تولید رسوب حوضه، و مکانیسم یا عامل حمل، در توسعه و تکامل مخروط‌افکنه‌ها نقش اساسی دارند (Calvache et al., 1997). ویژگی‌هایی فیزیوگرافی حوضه آبریز (مساحت، شکل، ارتفاع، ...) تاثیر قابل توجهی بر میزان دبی آب و رسوب خروجی، و در نتیجه تشکیل و توسعه مخروط‌افکنه دارند. همچنین، این ویژگی‌ها، شناساگرهای مهمی جهت ارزیابی فرایندهای نوزمین‌ساختی و اقلیم گذشته فراهم می‌نمایند.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

فیزیوگرافی حوضه مروست(بوانات)

مساحت حوضه آبریز مروست (بوانات) در بالادست روستای دزدگَبر - محل خـروج رودخانـه مروست از کوهستان - برابر ۱۰۲۰ کیلومتر مربع است که با ارتفاع متوسط ۲۳۵۷ متر و شـیب ۱۸درصد، مخروطافکنه مروست را تغذیه و به کویر مروست می‌ریزد (شکل ۲ الف).



شکل (۲) ویژگی‌های فیزیوگرافی حوضه آبریز مروست (بوانات)

نمودار هیپسومتریک حوضه آبریز مروست با انتگرال هیپسومتریک ۰/۱۹، ویژگی مورفولـوژیکی حوضه‌ای بالغ- پیر را نشان می‌دهد (شکل ۲ب). شکل کشیده حوضه زهکـشیِ مروسـت نـشانه فعالیت تکتونیکی قابل توجه همراه با گسل خوردگی یا چین‌خوردگی است. شکل حوضه‌هـا بـا گذشت زمان و توقف تکتونیک یا غلبه فرسایش بر آن‌ها، به دایره نزدیک‌تر مـی‌شـوند. «نـسبت شکل حوضه»، «عامل شـکل حوضـه»، «عامـل فـرم حوضـه»، «ضـریب فـشردگی» و «نـسبت کشیدگی» حوضه مروست در جدول ۱ آمده است.

جدول (۱) پارامترهای مورفومتریک جهت ارزیابی شکل حوضه آبخیز مروست و تکتونیک فعال

پارامتر	رابطه	نتیجه	توضیح
نـــسبت شـــکل حوضه	طول حوضه/ پهنای حوضه	۴	حوضه‌ای کشیده، تکتونیک فعال ناحیه‌ای
عامـــل شـــکل حوضه	مجذور طول / مساحت	۳/۷	۱ برای حوضه‌های دایـره‌ای شـکل و بیـشتر از آن در حوضـه‌هـای کشیده
عامل فرم حوضه	حوضه / مجذور طول	۰/۲۶۵	حوضه‌های دایره‌ای برابر ۱ و بیشتر از آن در حوضه‌های کشیده
ضریب فشردگی	محـــیط × ۰/۲۸ / جـــذر مساحت	۲/۳۶	حوضه‌های دایره‌ای برابر ۱ و بیشتر از آن در حوضه‌های کشیده
نسبت کشیدگی	قطر دایره هم مساحت / طول	۰/۵۸	هر چه حوضه کشیده‌تر نسبت کوچک‌تر و بالعکس

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

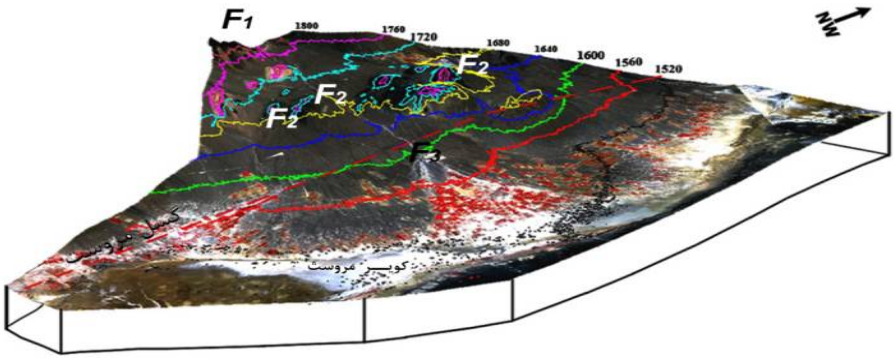
فیزیوگرافی مخروط‌افکنه مروست

مساحت، و شیب مخروط‌افکنه از ویژگی‌های مورفولوژیکی مهم در بررسی «تکتونیک ژئومورفولوژی» مخروط‌افکنه‌ها می‌باشند.

مساحت و شکل مخروط

مخروط‌افکنه مروست با وسعت ۹۵۰ کیلومترمربع یکی از بزرگ‌ترین مخروط‌افکنه‌های ایران است. نسبت مساحت مخروط‌افکنه مروست (۹۵۰ کیلومتر مربع) به مساحت حوضه آن (۱۰۲۰ کیلومتر مربع) برابر ۰/۹۳ می‌باشد. اگر مخروط‌افکنه ای از طرفین خود به وسیله مخروط‌افکنه‌هایی دیگر محدود نشده باشد، شکل آن نزدیک به نیم‌دایره خواهد بود. در مخروط‌افکنه مروست عامل محدودیت جانبی و شعاعی وجود نداشته و زاویه رفت و روب مخروط‌افکنه مروست بالا است (برابر ۱۰۰ درجه). به عبارتی در حالت طبیعی باید شکل مخروط‌افکنه مروست به صورتی متقارن باشد، در صورتی که این مخروط شکلی نامتقارنی دارد (شکل های ۲ الف و ۳).

با مشاهده تصاویر و بررسی‌هایی میدانی مخروط‌افکنه مروست و مد نظر قرار دادن ۲۰ عامل تمایز مخروط‌افکنه‌ها (گورابی، ۱۳۸۷، ۳۷۶)، ۵ رأس بر روی مخروط‌افکنه بزرگ مروست تشخیص داده شد (شکل ۳). تحلیل مورفومتری- مورفولوژی رئوس مخروط‌ها بیانگر آن است که رأس بالاترین مخروط‌افکنه بر قدیمی‌ترین مخروط‌افکنه (F_1) انطباق دارد که در بلافصل گسل پایکوهی استقرار یافته است. رأس جدیدترین مخروط‌افکنه در بلافصل گسل مروست و بر فرودیواره گسل مروست واقع شده است (مخروط F_3). در بین رئوس مذکور (F_1 و F_3) سه رأس دیگر در بین گسل مروست و گسل جبهۀ کوهستان قرار دارند.



شکل (۳) مدل سه بعدی مخروط‌افکنه مروست(تصویر Aster)

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

همچنین این بررسی‌ها نشان می‌دهند که مخروط‌افکنه بزرگ مروست به سه واحد رسوبی-ساختمانی مشخص قابل تقسیم است. **واحد اول:** این واحد در واقع در برگیرنده بخش‌هایی از بقایای قدیمی‌ترین مخروط‌افکنه مروست (F_1، شکل ۳) به همراه سازندهای قدیمی‌تر می‌باشد. بقایای این واحد با مساحت حدود ۹۵ کیلومتر مربع ۱۰٪ از کل مخروط‌افکنه مروست را فراگرفته است. **واحد دوم**: این واحد با مساحتی برابر ۲۹۰ کیلومتر مربع، ۳۰٪ از کل مخروط‌افکنه بزرگ مروست را به خود اختصاص داده است. **واحد سوم:** با مساحتی برابر ۵۷۰ کیلومترمربع، ۶۰٪ از کل مخروط‌افکنه مروست و بیشترین سطح را به خود اختصاص داده است. این واحد بر فرودیواره گسل مروست گسترده شده و بخش فعال کنونی را تشکیل می‌دهد (شکل۳).

شیب و پروفیل‌های شعاعی مخروط‌افکنه، و پروفیل‌های طولی و عرضی آبراهه اصلی

میانگین شیب زیر حوضه‌های واقع بر مخروط‌افکنه مروست، که در واقع بیانگر شیب مخروط‌افکنه مروست می‌باشد، برابر ۱/۵٪ می‌باشد (جدول ۲). توسعه مخروط‌افکنه جدید مروست (F_3) موجب قطع ارتباط کویر مروست در شرق با میانگین سطح ارتفاعی ۱۵۱۶ متر از کویر ابرقو با میانگین سطح ارتفاعی ۱۴۵۹ شده است (شکل۸). بیشترین شیب مخروط‌افکنه مروست مربوط به قدیمی‌ترین بخش آن می‌باشد.

جدول (۲) ویژگی‌های فیزیوگرافی و مورفولوژیکی زیرحوضه‌های واقع بر مخروط‌افکنه مروست

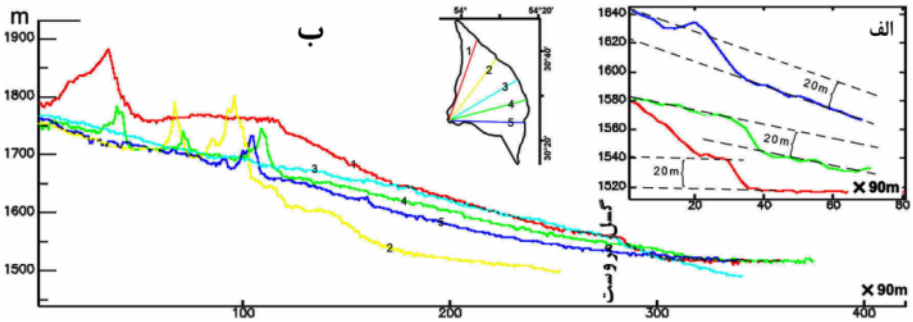
حوضه	مساحت (کیلومتر مربع)	شیب حوضه	طولانی‌ترین زهکش (کیلو متر)	حداکثر شیب زهکش	نسبت جنوب	نسبت شمال	طول حوضه (کیلومتر)	فاکتور شکل	سینوسیته	محیط(کیلومتر)	ارتفاع متوسط (متر)
۱	۱۰	۰٫۰۱۳	۱۰	۰٫۰۰۹	۰٫۲۵۵	۰٫۷۴۵	۹	۸٫۷	۱٫۰۷	۲۶	۱۵۲۲
۱۸	۹۴	۰٫۰۱۸	۴۸	۰٫۰۰۷	۰٫۳۹۱	۰٫۶۰۹	۳۴	۱۲٫۷	۱٫۳۸	۱۲۴	۱۶۲۵
...	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
۳۰	۴۶	۰٫۰۱۱	۱۵	۰٫۰۰۷	۰٫۳۵۸	۰٫۶۴۲	۱۱	۲٫۸	۱٫۱۶	۴۰	۱۵۵۹
مجموع	۱۰۱۹									۱۴۴۲	
میانگین		۰٫۰۱۵	۲۰	۰٫۰۰۸	۰٫۳۲	۰٫۶۸	۱۵	۸	۱٫۱۶۰	۵۱	۱۵۷۹
حداکثر	۹۴	۰٫۰۴۵	۴۸	۰٫۰۱۹	۰٫۴۱	۰٫۸۱	۳۴	۱۴	۱٫۳۸۲	۱۲۴	۱۷۵۱
حداقل	۸	۰٫۰۰۴	۸۲	۰٫۰۰۲	۰٫۱۹	۰٫۵۹	۵	۲	۱٫۰۰۳	۲۴	۱۵۱۰

(به دلیل محدودیت فقط سه زیر حوضه از مجموع ۳۰ زیر حوضه آورده شده است، مقادیر آماری مربوط به ۳۰ زیر حوضه می‌باشند)

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

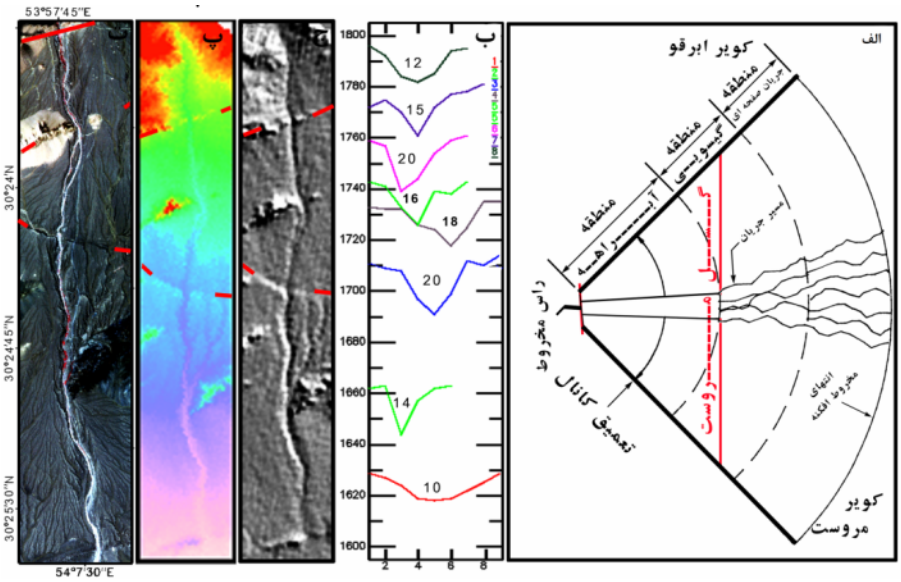
تغییرات شیب و ارتفاع بر روی پروفیل‌های شعاعی مخروط‌افکنه مروست در سطح فرادیواره گسل مروست بیشتر است. این تغییرات قابل توجه با قسمت‌های باقیمانده قدیمی‌ترین بخش مخروط‌افکنه مروست و همچنین سازندهای قدیمی‌تر ارتباط دارد. پروفیل‌های ترسیم شده در جهت عمود بر گسل مروست، بیانگر جابجایی قائم ۲۰ متری فرودیواره نسبت به فرادیواره در رسوبات کواترنری است (شکل ۴).

بررسی پروفیل‌های عرضی رودخانه مروست در بخش فرادیواره بیانگر فرسایش شدید بستر رودخانه مروست در حد فاصل گسل مروست تا گسل جبهه کوهستان می‌باشد (شکل ۵ ب). نکته جالب توجه، تغییر قابل توجه عمق بستر رودخانه در رسوبات آبرفتی، در حد فاصل پروفیل‌های ۳ الی ۶ می‌باشد. عمق بستر رودخانه مروست در این فاصله، بین ۲۰-۱۶ متر تغییر می‌کند. این امر ناشی از عملکرد گسل‌های فرعی (شکل ۵ ج پ ت) و بالاآمدگی مخروط‌افکنه مروست به صورت هورست در این محدوده است. این در صورتی است که جریان آب بر فرودیواره گسل مروست (مخروط فعال) به صورت جریان‌های گیسویی و صفحه‌ای درآمده و عمق بستر جریان در کمتر جایی به بیش از ۳-۲ متر می‌رسد (شکل ۵ الف).



شکل (۴) (الف)پروفیل‌های عمود بر راستای گسل و (ب) پروفیل‌های شعاعی در مخروط‌افکنه مروست

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]



شکل (۵) (الف) نقش گسل مروست بر تغییرشکل الگوی زهکشی در مخروط‌افکنه مروست؛(ب) مقاطع عرضی بستر جریان؛ (چ و پ و ت) به ترتیب تصویر مدل سایه دار، مدل رقومی ارتفاع و تصویر ETM رودخانه مروست را نشان می‌دهند.

ب) پالئواقلیم

بر اساس داده‌های اقلیمی ایستگاه هواشناسی مروست، ناحیه مورد بررسی، دارای آب و هوایی گرم و خشک می‌باشد. اما شهرستان بوانات که در واقع سرچشمه رودخانه مروست (بوانات) می‌باشد، دارای اقلیمی معتدل‌تر است. میانگین بارش سالانه این ناحیه بر اساس ایستگاه هواشناسی بوانات حدود ۳ برابر مروست (۲۳۳ میلی‌متر) است. بیشینه متوسط دمای ثبت شده برابر ۲۰/۸ سلسیوس و کمینه متوسط ۶/۴ سلسیوس بوده و ۷۴ روز سال دما زیر صفر درجه سلسیوس می‌باشد. با در نظر گرفتن شرایط اقلیمی کنونی، تشکیل چنین مخروطی ممکن نمی‌باشد. در مجموع هیچ یک از شرایط اقلیمی فوق پتانسیل لازم جهت تشکیل مخروط‌افکنه ۹۵۰ کیلومتری مروست را ندارند؛ لذا تشکیل مخروط‌افکنه مروست باید در اقلیمی متفاوت از حال شکل گرفته باشد (جدول ۳).

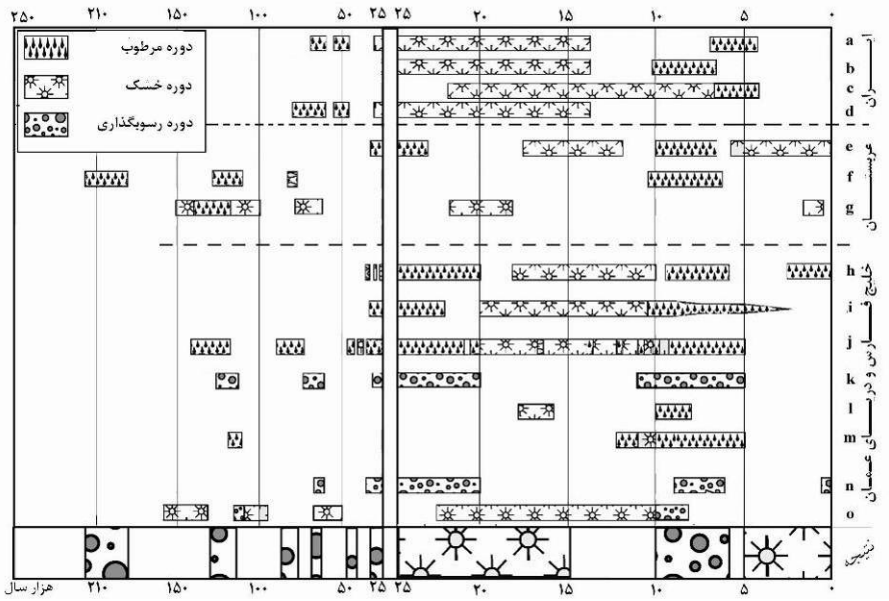
[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

جدول (۳) ویژگی‌های اقلیمی ایستگاه‌های منطقه مورد مطالعه

ایستگاه	طول	عرض	ارتفاع	دما			بارش		تعداد روزهای یخبندان
				متوسط	متوسط کمینه	متوسط بیشینه	متوسط بارش سالانه	حداکثر بارش روزانه	
مروست	۵۴،۲۵	۳۰،۵	۱۵۴۷	۲۰/۱	۹/۳	۲۶/۲	۷۳	۳۰/۹	۵۸
بوانات	۵۳،۴	۳۰،۲۸	۲۲۳۱	۱۳/۶	۶/۴	۲۰/۸	۲۳۳	۵۳/۴	۷۴

الگوی گردش جو در فلات ایران و در نهایت شرایط اقلیمی کنونی این سرزمین را سامانه‌های فشاری مختلف از قبیل: پرفشارهای جنب حاره، سیبری، شرق دریای سیاه، کم فشارهای عرض‌های پایین، سامانه‌های جبهه‌ای و چرخندهای گذری ناشی از عملکرد بادهای غربی، به همراه ویژگی‌های متنوع سطح زمین تحت تاثیر قرار داده‌اند (مسعودیان، ۱۳۹۰، ۳۸). با توجه به نتایج مطالعات صورت گرفته موقعیت و شدت این عوامل در طی کواترنری ثابت نبوده اند، به طوری که تغییرات قابل ملاحظه آن‌ها بر لندفرم‌های کواترنر به صورت شواهد ژئومورفولوژیکی نمایان هستند. در بررسی‌های صورت گرفته در مورد اقلیم گذشته ایران می‌توان به بررسی‌های صورت گرفته بر روی دریاچه‌های زریبار (Van Zeist and Wright, 1963)، و ارومیه (Djamali et al., 2008a, 2008b; Kelts and Shahrabi, 1986) اشاره کرد که همگی بیانگر وجود سه دورهٔ اقلیمی « سرد و خشک»، « گرم و خشک» و سپس دوره‌ای «مرطوب» با دمایی معتدل می‌باشند (شکل ۶a). بررسی‌های باستان شناسی دلالت بر چندین دورهٔ مرطوب در اواخر پلیستوسن و همچنین یک دوره خشک در پلیستوسن- هولوسن هستند (Smith et al., 2011). بررسی لس‌ها در نواحی شمال (Frechen et al., 2009; Khormali and Kehl, 2011)، شمال شرق (Karimi et al., 2009; Okhravi and Amini, 2001)، و جنوب و مرکز ایران (Kehl et al., 2005) بیانگر تسلط اقلیمی خشک و سرد، همراه با غلبه باد در محیطی با پوشش گیاهی اندک همزمان با حداکثر گسترش یخچال‌ها، و سپس دوره خشک- سرد همراه با افزایش بارش و رطوبت در ناحیه مرودشت (۱۰۰ کیلومتری غرب منطقه مورد بررسی) می‌باشند. بررسی‌های دیگر شرایط مشابهی را برای ناحیه زاگرس نشان می‌دهند (شکل ۶b,c,d). بررسی‌های پالینولوژی بیانگر یک دورهٔ مرطوب در بین kyr^{-1}۱۰-۵، یک دوره نسبتاً مرطوب بین kyr^{-1} ۱۲-۱۱، و همچنین یک دوره مرطوب و گرم در kyr^{-1} ۱۲۰-۱۱۵ در دریای عمان هستند (VanCampo et al., 1982) (شکل ۶m).

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]



شکل (۶) نتایج حاصل از بررسی‌های پالئواقلیم ایران و نواحی (ترسیم از مؤلفین علائم برگرفته از ریگارد[1]**،** (Regard et al., 2005).

کرونولوژی رسوبات بستر خلیج فارس دلالت بر تسلط یک دوره یخچالی در طی kyr^{-1} ۲۹-۲۲ همراه با فرسایش فراوان ناشی از بارش‌های شدید است(Uchupi et al., 1999) (شکل ۶). برخلاف دوره‌های فوق، در طی دوره حداکثر یخچالی گذشته، در حدود kyr^{-1} ۲۰-۱۸، اقلیمی خشک، همراه با رسوب‌گذاری کم بر ناحیهٔ خلیج فارس مستولی بوده است (Burns et al., 2001) (شکل ۶i). بررسی‌ها نشان می‌دهند که در اوج یخبندان تا حدود ۱۴۰۰۰ سال قبل محدودهٔ کنونی خلیج فارس به صورت ناحیه‌ای بیابانی در حاشیه اقیانوس گسترده شده بوده و از این زمان به بعد با پیشروی آب‌های اقیانوسی (بالاآمدگی سطح اقیانوس‌ها) از طریق تنگه هرمز (در طی ۱۲۵۰۰ سال قبل در شرق تا ۱۰۰۰ سال قبل در منتهی‌الیه غرب) خلیج فارس شکل گرفت (Kurt, 1996). در kyr^{-1} ۱۰/۵، اقلیم در شرق شبه جزیره مسندام (عمان، تنگه هرمز، و میناب) به اقلیمی مرطوب با رسوب‌گذاری مارن (معرف اقلیم مرطوب)، تغییر نمود. این شرایط اقلیمی به نظر می‌رسد با دو دورهٔ شرایط اقلیمی خشک‌تر در طی ۹۰۰۰-۷۵۰۰ و ۵۰۰۰-۲۵۰۰ سال قبل همراه باشد. این بررسی همچنین بر وجود دوره‌های مرطوب در kyr^{-1} ۳۲۵-

[1] - Regard

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

۳۰۰، ۱۸۰-۲۱۰kyr^{-1}، ۱۱۰-۱۳۰kyr^{-1}، ۷۸-۸۲ kyr^{-1} و ۶/۲-۱۰/۵ kyr^{-1} دلالت دارد. در بررسی که بر روی ماسه‌های بادی صورت گرفته (Preusser et al., 2002) وجود دوره‌هایی خشک همراه با گسترش تپه‌های ماسه‌ای در ۱۴۰-۱۵۰ kyr^{-1}، ۱۰۰-۱۲۰ kyr^{-1}، ۶۴-۷۸ kyr^{-1}، ۱۸-۲۲ تایید شده است. بررسی‌هایی که در شبه جزیره عربستان و دریاهای مجاور آن صورت گرفته اند (Alley et al., 1997) نشان دهندهٔ دوره‌ای خشک در ۱۶-۱۸ kyr^{-1} و دوره‌ای مرطوب در فاصله زمانی ۸-۱۰ky قبل، در اوایل هولوسن می‌باشند.

بررسی‌های صورت گرفته در نواحی غربی ایران نشان می‌دهند که در طی دورهٔ حداکثر یخچالی (۲۵ kyr^{-1} الی ۱۷ kyr^{-1})، شرایط اقلیمی سرد و خشک (بارش ۳۰۰-۴۰۰ میلی‌متر در سال) و همچنین شرایط مرطوب‌تر در ۱۲ kyr^{-1} تا ۷ kyr^{-1} در این نواحی می‌باشند (بجز دوره یانگر دریاس، حدود ۱۱/۵ هزار سال قبل). میزان بارش در طی دوره مرطوب ۷۰۰-۹۰۰ میلی‌متر برآورد شده است. سپس با کاهش بارش به ۳۵۰-۶۰۰ میلی‌متر در خلال ۷۰۰۰ تا ۱۰۰۰ سال قبل می‌رسیم (Bar-Matthews et al., 1997). بررسی رسوبات دریای سیاه و داده‌های باستان‌شناسی در ترکیه بیانگر بالا آمدن سطح دریا در ۸-۱۲/۵ kyr^{-1} و دورهٔ مرطوب در این بازه زمانی است (Klinger et al., 2003). دوره گرم و مرطوب در ۶۰۰۰-۹۰۰۰ سال قبل در بررسی‌های پالینولوژی رسوبات حوضه مدیترانه تایید شده است (Rossignol-Strick, 1995). در این ناحیه مهم‌ترین دوره‌های رسوب‌گذاری آبرفتی در ۱۰۹-۱۱۱ kyr^{-1}، ۸۸ kyr^{-1} و همچنین بین ۶۰ kyr^{-1} و ۱۲ kyr^{-1} رخ داده است، ولی این دوره‌ها تطابق زمانی خوبی با سایر نواحی ندارند. در پژوهش‌های نواحی شرقی ایران وجودِ اقلیمی خشک در طی دورهٔ زمانی حداکثر یخچالی اثبات شده‌است. در این ناحیه یک دوره مرطوب در ۱۲/۵ kyr^{-1} وجود داشته است. مجموع این بررسی‌ها بیانگر دوره‌ای مرطوب همراه با دمایی معتدل در ۵-۱۰ky(هولوسن) می‌باشند (Avouac et al., 1996; Gasse et al., 1991).

گسترده‌ترین حجم رسوب‌گذاری در جبهه‌های کوهستانی ایران مرکزی به شکل مخروط‌افکنه‌ها، از حدود ۳۰ kyr^{-1} پیش آغاز شده است (Fattahi et al., 2006). شاید بتوان این حجم عظیم رسوب‌گذاری را ناشی از توسعه فرآیند هوازدگی و همچنین ذوب یخ در نواحی سرد و خشک این دوره نسبت داد (Poisson and Avouac, 2004). شرایط سرد و خشک در ایران مرکزی در طی دورهٔ حداکثر گسترش یخچال‌ها (۱۸/۸-۲۸kyr^{-1}) موجب تشکیل رسوبات بادی با منشاء یخچالی به ضخامت حدود ۲۵ متر در ناحیه اردکان (Thomas et al., 1997)، و لسی (۱۲ متر) در ۱۳/۷-۲۵/۹ kyr^{-1} در شرق مشهد (Karimi et al., 2011) شده‌اند (شکل ۶b,c).

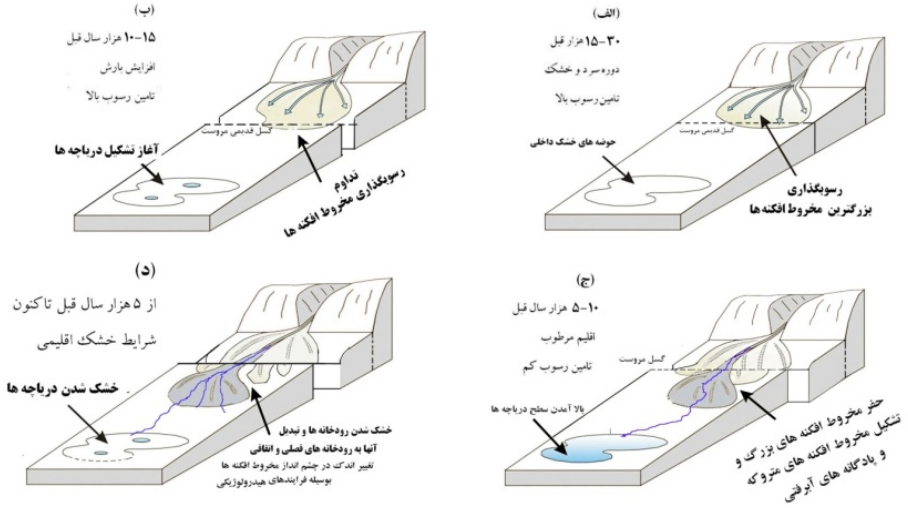
[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

برخی بررسی‌ها دلالت بر رسوب‌گذاری مخروط‌افکنه‌ها در طی kyr^{-1} ۵/۸ – ۳/۶ در ایران مرکزی (انار- ۸۰ کیلومتری شرق منطقه مورد بررسی) دارند (Le Dortz et al., 2009). بنابراین رسوب‌گذاری مخروط‌افکنه‌ها در طی دوره زمانی چند هزار ساله تا پایان دوره یخچالی سرد و خشک (kyr^{-1} ۱۳) ادامه داشته است (Karimi et al., 2011). مخروط‌افکنه‌های حاصل سپس در طی دوره‌های نسبتاً مرطوب‌تر نسبت به زمان کنونی چندین بار تحت تاثیر فرسایش کاوشی قرارگرفته‌اند و ضمن تشکیل تراس‌های رودخانه‌ای در خود به صورت مخروط‌افکنه‌هایی متروکه در آمده‌اند. سرانجام در نیمه دوم هولوسن با تسلط شرایط خشکی زایی، چشم‌انداز اصلی لندفرم‌ها تغییر چندانی نداشته و به صورت کنونی بوده‌اند؛ لذا می‌توان گفت؛ عوامل تغییرشکل دهندهٔ اصلی لندفرم‌ها از آن زمان به بعد بیشتر تحت تاثیر عوامل تکتونیکی بوده اند تا تغییرات اقلیمی. در واقع تکتونیک فعال با افزایش یا کاهش شیب رودخانه‌های تغذیه کننده، تغییر مسیل‌های سطح مخروط‌افکنه‌ها، تغییر سطح اساس، و جابجاشدگی زهکش‌ها، موجب توسعه یا توقف فرسایش (کاوش یا رسوب‌گذاری) شده است.

بر اساس آنچه در مورد پالئواقلیم منطقه مورد بررسی مطرح گردید، روند تشکیل و تکامل و تغییر مخروط‌افکنه مروست بدون در نظر گرفتن تکتونیک را می‌توان به صورت شکل ۷ ارائه نمود. شاید بتوان قدیمی‌ترین بخش مخروط‌افکنه مروست را به اواخر پلیستوسن همزمان با تسلط اقلیم سرد و خشک در ایران مرکزی نسبت داد (شکل ۷ الف، برگرفته از فتاحی و همکاران، ۲۰۰۶). متعاقب این دوره و با افزایش بارش، در شرایطی که هنوز پوشش‌گیاهی چندانی در حوضه وجود نداشته، امکان تشکیل سیلاب‌های عظیم افزایش و در نتیجه بار رسوبی زیادتر و و در نتیجه مخروط‌افکنه قدیمی مروست به اوج توسعه خود رسیده است (تشکیل مخروط‌افکنه بزرگ مروست) (شکل ۷ب).

سپس با تداوم دوره مرطوب، پوشش گیاهی حوضه بوانات افزایش و باررسوبی رودخانه مروست کاهش یافته و در نتیجه قدرت آب در کاوش و حفر بستر رودخانه مروست افزایش یافته است. این امر منجر به ایجاد مخروط‌هایی متروکه بر روی مخروط‌افکنه قدیمی و بزرگ مروست شده است. با شروع دوره خشک و کاهش بارش (در حدود ۵ هزار سال قبل) به نظر می‌رسد تغییر عمده‌ای در چشم‌انداز مخروط‌افکنه مروست نباید روی داده باشد، لذا تغییرات جدیدتر در لندفرم‌های موجود بیشتر ناشی از عملکرد فرایندهای تکتونیک فعال قابل تفسیر است.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]



شکل (۷) نقش نوزمینساخت و تغییرات اقلیم کواترنری در تشکیل و تکامل مخروطافکنه مروست

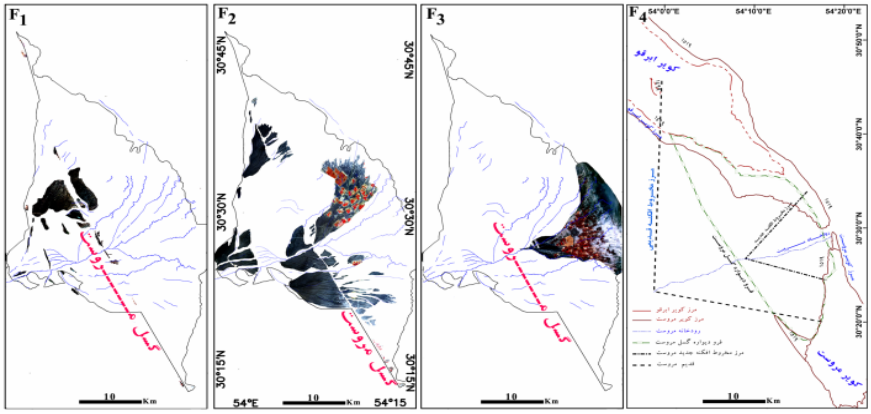
شواهد نوزمینساخت

مشاهده تصاویر و بررسی‌های میدانی بیانگر تأثیرات قابل توجه نوزمینساخت بر لندفرم‌های کواترنری ناحیه می‌باشند. در زیر برخی از نتایجِ حاصل از بررسی شواهد تکتونیک فعال و تغییرات بارز ناشی از عملکرد نوزمینساخت بر لندفرم‌های ناحیه آمده‌اند.

مخروطافکنه مروست

در مخروطافکنه‌های عادی نسبت محور اصلی مخروط به محور عمود بر آن بزرگ‌تر از واحد است. در مخروطافکنه مروست نسبت محور اصلی (۳۳ km) به پهنای آن (۶۱ km) تقریباً برابر ۰/۵ می‌باشد، که این شاخص دلالت بر آنتروپی و تکتونیک فعال فضای رسوب‌گذاری مخروطافکنه مروست و ناحیه اطراف آن می‌باشد. بررسی توالی مکانی مخروطافکنه‌های سازنده ناحیه (شکل ۳، ۱ و ۲ و F_3) نسبت به یکدیگر نشان دهندهٔ چهار تغییر عمدهِ؛ (۱) تقطیع مخروطافکنه مروست، (۲) مهاجرت مکان رسوب‌گذاری به طرف پایین دست، (۳) جابجایی جانبی مخروطافکنه‌ها، و (۴) قطع ارتباط کویر مروست و ابرقو در اثر توسعه رسوب‌گذاری مخروط جدید (F_3) می‌باشد (شکل ۸). شکل ۸- F_4 جابجایی جانبی راستگرد گسل مروست را نشان می‌دهد. منحنی‌های تراز ۱۵۱۹ متر و ۱۴۹۹ متر، اختلاف سطح ۲۰ متری کویر مروست و ابرقو در اثر قطع ارتباط آن‌ها ناشی از توسعه مخروط افکنه جدید را نشان می‌دهند.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]



شکل (۸) تاثیر نوزمینساخت بر مورفولوژی مخروط‌های سازنده مخروط‌افکنه مروست

الگوی منحنی‌های تراز

الگوی منحنی‌های تراز در مخروط‌افکنه‌ها عادی به دایره نزدیک‌تر و بالعکس در مخروط‌افکنه‌های فعال تکتونیکی، بی‌نظمی معنی داری در الگوی منحنی‌های تراز نمایان می‌گردند. این بی‌نظمی‌ها در مخروط‌افکنه مروست به صورت؛ (۱) تغییر ناگهانی مسیر منحنی‌ها بر روی مخروط‌افکنه، (۲) تغییرات ناگهانی فواصل منحنی‌های میزان بر روی مخروط، (۳) تغییرشکل منحنی‌های میزان از حالت دایره‌ای (بیضوی) به خطوطی مستقیم قابل مشاهده‌اند (شکل ۹).

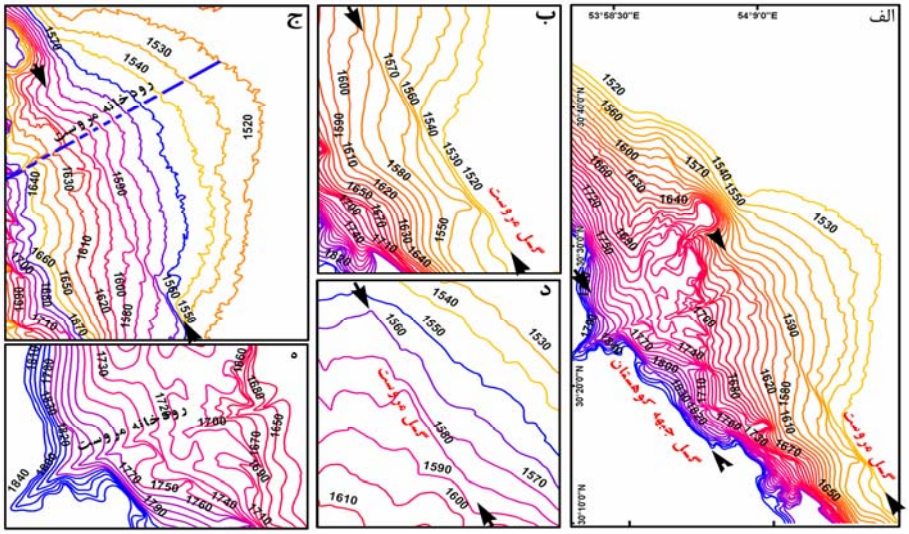
ج) شواهد مورفوتکتونیک(شبکه‌های زهکشی و بستر رودخانه)

شواهد ژئومورفیک واقع بر مخروط‌افکنه مروست یکی از بهترین نشانه‌ها بر تکتونیک فعال این گسل می‌باشند. گسل خوردگی فعال مروست، مجموعه مشخصی از لندفرم‌های زیر را به وجود آورده است:

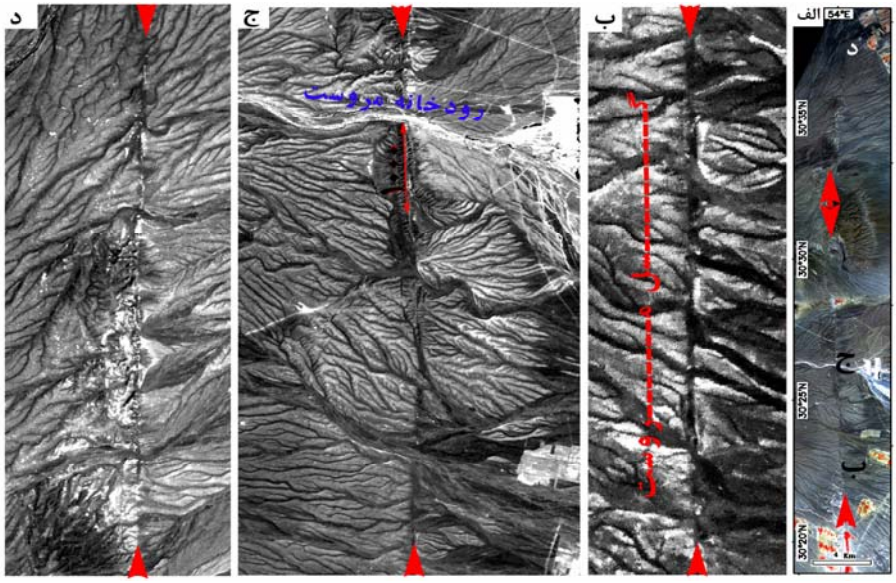
(الف) دره‌های خطی که در واقع گودال‌هایی هستند که در راستای اثر گسل مروست کشیده شده‌اند. شبکه‌های زهکشی عموماً برای مسافت‌های زیادی در امتداد این شکستگی (گودال) گسلی حرکت نموده و دره‌هایی خطی را به وجود آورده‌اند (شکل ۱۰ ب).

(ب) رودخانه‌های جابجا شده و بی‌سر بیانگر جهت جابجاشدگی جانبی و نسبی گسل مروست (راستگرد) هستند (شکل ۱۰). بررسی تصاویر و مشاهده و اندازه گیری های میدانی، بیانگر جابجایی ۱۰۰۰ متری رسوبات متعلق به اوایل کواترنر و ۳۰ متری زهکش‌های متعلق به هولوسن در راستای گسل مروست، بر روی مخروط‌افکنه مروست می باشند(شکل ۱۰ ج).

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]



شکل (۹) آشکارسازی تاثیر نوزمینساخت به کمک الگوی منحنی‌های تراز در مخروط‌افکنه مروست



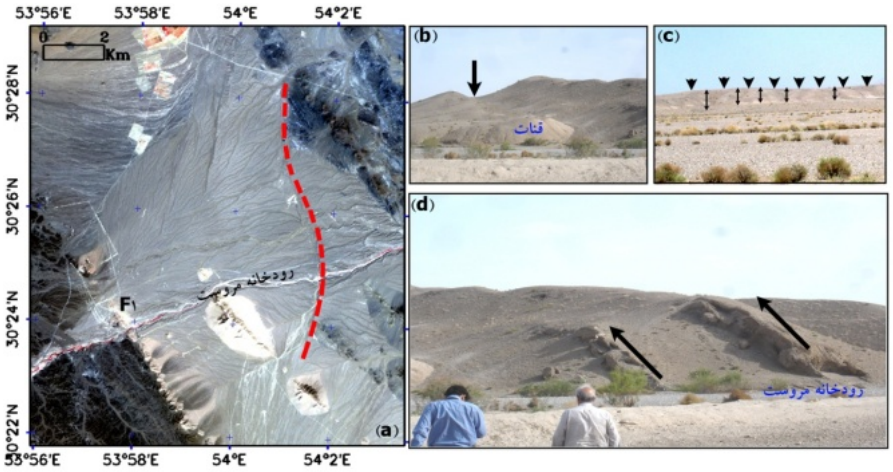
شکل (۱۰) تاثیر نوزمینساخت گسل مروست در ایجاد شواهد ژئومورفیک؛ (الف) تصویر ASTER اثر گسل دهشیر را نشان می‌دهد، موقعیت تصاویر ب، ج، و د بر روی آن مشخص شده است. (ب) دره‌های خطی منطبق بر اثر گسل مروست بر روی مخروط‌افکنه مروست، (ج) رودخانه‌های جابجا شده، رودخانه‌های بی‌سر، پشته‌های مسدود کننده در امتداد گسل مروست، (د) جابجاشدگی‌های افقی و انحراف مسیل‌ها

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

(ج) پشته‌های مسدود کننده؛ حرکت امتدادلغز گسل مروست و در نتیجه جابجایی زهکش‌ها به کرانه راست، موجب ایجاد پشته‌ها یا تپه‌هایی به موازات زون گسلی مروست شده، و مسیر رودخانه (زهکش) را در بخش مقابل و آن طرف گسل مسدود و «پشته‌های مسدود کننده» را به وجود آورده‌اند (شکل ۱۰ د).

(د) هورست‌ها و پشته‌های فشاری؛ عملکرد گسل مروست و گسل فرعی بالاتر(نزدیک به گسل جبهه کوهستان) موجب پیدایش سطوح نسبتاً کوچک و هموار مرتفع‌تر به شکل پشته‌های فشاری (هورست) بر فرادیواره گسل مروست شده اند. از آنجائیکه رودخانه مروست در راستای عمود بر محور بالاآمدگی در جریان بوده همزمان با بالاآمدگی بستر خود در حد فاصل این دو گسل، بستر خود را شدیداً فرسایش داده است، به طوری که در حال حاضر بستر رودخانه در این مسیر عمیق‌تر می‌باشد (شکل های ۱۱ و ۵ ب).

(ه) پرتگاه‌ها؛ پرتگاه‌های ایجاد شده در محل گسل امتدادلغز مروست در اثر دو مکانیسم حرکتی به وجود آمده‌اند: (۱) در اثر جابجایی عمودی بلوک‌های گسلی مجاور (مؤلفه قائم)؛ و (۲) جابجایی برجستگی‌های توپوگرافی پیرامون گسل در جهت امتداد گسل (مؤلفه افقی) (شکل‌های۴ و ۱۱).



شکل (۱۱) تاثیر تکتونیک فعال بر مورفولوژی بخش‌های قدیمی مخروط‌افکنه مروست؛ (a) بخش قدیمی گسل مروست بین گسل جبهه کوهستان و گسل مروست، و (b,c,d) چین خوردگی رسوبات کواترنری و پرتگاه گسل مروست را نشان می‌دهند.

(و) چشمه‌ها و پوشش‌های گیاهی خطی؛ خرد و پودر شدن سنگ‌ها در بین سطح گسل مروست، در اثر حرکت بلوک‌های گسلی می تواند موجب ایجاد رسوبات بسیار دانه ریز، بین دو

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

بلوک گسلی شده باشد. این رسوبات موجب ایجاد سدی موثر در برابر آب‌های زیرزمینی و خروج آن‌ها به سطح و پدید آمدن چشمه‌ها در راستای گسل مروست شده‌اند. البته قطع و جابجایی لایه‌های آبدار نیز در این مسئله می‌توانند نقش داشته باشد. (مناطق قرمز رنگ بر روی شکل ۱ الف، به عنوان مثال آبادی کوچکی که در شمال هرابرجان وجود دارد) .

(ز) پادگانه‌ها و رسوبات جدید چین‌خورده نیز از شکل‌های نوزمین‌ساختی مخروط‌افکنه مروست می‌باشند (شکل ۱۱).

نتیجه‌گیری

کواترنر به عنوان دوره نوسانات اقلیمی همراه با فعالیت‌های تکتونیکی موثر در شکل‌گیری لندفرم‌های رسوبی کنونی سطح زمین شناخته شده است. در این بازه زمانی مخروط‌افکنه‌ها نیز یکی از شاخص‌ترین اشکال ژئومورفولوژیکی هستند که به رفتارهای متقابل تکتونیک-اقلیم واکنش نشان داده‌اند. در این بررسی با استفاده از داده‌های رقومی و میدانی، تأثیرات متقابل اقلیم-تکتونیک بر مخروط‌افکنه مروست را مورد بررسی قرار داده است.

عملکرد توأمان مؤلفهٔ قائم و افقی (راستگرد) گسل مروست، موجب فرسایش شدید قهقرایی در راستای گسل مروست از طرف کویر مروست به طرف شمال غرب – غرب شده است (شکل ۸). وجود شواهد کویری گذشته در این فرورفتگی بیانگر جابجاشدگی مخروط‌افکنه جدید مروست در طی کواترنری به میزان ۳۷۰۰ متر به طرف جنوب شرق می‌باشد. همچنین این عامل در ایجاد پرتگاه گسلی و تشدید فرسایش در راستای گسل و توسعه حوضه‌های کوچک بر روی پرتگاه گسل مروست موثر بوده است (شکل ۸). ایجاد چشمهٔ گسلی در این راستا شاهد مورفوتکتونیکی دیگری بر فعالیت گسل مروست در این ناحیه است (شکل ۱).

متعاقب تغییر اقلیم؛ دبی آب و بار رسوبی رودخانه‌ها مروست تغییر یافته است. از طرف دیگر نوزمینساخت گسل مروست با تغییر سطح اساس موجب تغییر شیب و نیروی رودخانه مروست گردیده است. در واقع مخروط‌افکنه مروست از دیدگاه «فیزیک» شکلی تعادلی محسوب می‌گردد که دو متغیر شیب و دبی رودخانه در «انباشت» یا «برداشت» رسوب به وسیله آب در محل گرانیگاه (دیپوسنتر) نقش دارند. گرانیگاه در مخروط‌افکنه مروست در واقع نقطه تعادل بین «نیروی محرک» و «نیروی مقاوم» است. از آنجائیکه در باررسوبی رودخانه مروست، ذرات با اندازه‌های متفاوتی وجود دارند، لذا موقعیت گرانیگاه، متناسب با شیب و دبی رودخانه بین کوهستان و کویر مروست تغییر کرده‌اند. نوزمینساخت ناحیه و اقلیم با تغییر مستقیم و غیرمستقیم متغیرهای «شیب»، «باررسوبی» و «دبی» سبب تغییر فرم، اندازه و سایر ویژگی

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

های مخروط‌افکنه مروست شده‌اند. کنش و واکنش مجموع این عوامل به طور سیستماتیک سبب تشکیل مخروطی ناهمگون و به هم ریخته، متناسب با متغیرهای فوق گردیده، که ما امروزه تحت عنوان «مخروط‌افکنه مروست» از آن نام می‌بریم (شکل ۱ الف).

همزمان با دوره‌های اقلیمی «سرد و خشک» و «مرطوب» اواخر پلیستوسن، شرایط شیب و توپوگرافی به گونه‌ای بوده است که درست در نقطهٔ خروج رودخانهٔ مروست از واحد کوهستان مخروط‌افکنه قدیمی شکل گرفته و ادامه این شرایط در تشکیل مخروط‌افکنه نسبتاً بزرگ مروست موثر واقع شده است. پس از دورهٔ مرطوب، و در دورهٔ خشک بعدی شرایط لازم برای فرسایش شدید مخروط‌افکنه و ایجاد توپوگرافی ناهموار بر سطح آن فراهم نموده است (شکل ۷).
تکتونیک فعال ناحیه در اوایل کواترنری سبب ایجاد (فعالیت مجدد) گسل فرعی در بخش بالایی مخروط قدیمی و مسدود شدن مسیر رودخانه مروست شده است (شکل۱۱). همزمان با عملکرد گسل مروست، قدیمی‌ترین واحد کواترنری واقع بر روی مخروط‌افکنه مروست (در محل تلاقی رودخانه مروست و گسل مروست)، به میزان ۱۰۰۰ متر جابجا گردیده است (شکل ۱۰ ج). لازم به ذکر است این میزان می‌تواند به دو صورتِ ناگهانی (چندین رویداد زمین لرزه) و یا حرکت تدریجی (انباشتی) به وجود آمده باشد. در حالتی که کل جابجاشدگی حتی در طی چندین رویداد ایجاد شده باشد، بیانگر زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای بسیار بالا در چندین مرحله می‌باشند. در صورتی که کل جابجاشدگی ۱۰۰۰ متر در اثر حرکات تدریجی و جابجاشدگی انباشتی به وجود آمده باشد، شروع حرکت از زمان پلیستوسن بوده که تا حال ادامه دارد. در این حالت نیز پتانسیل بالقوهٔ گسل در ایجاد زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای بالا با توجه به نرخ جابجایی، بالاست. تداوم تکتونیک فعال باعث انحراف آب رودخانه مروست به ساحل راست و چپ و تشکیل فرم مئاندری در رودخانه مروست در فرادیواره گسل مروست شده است. اندازه‌گیری میدانی، میزان جابجاشدگی پادگانه‌های هولوسن در این محل را حدود ۳۰ متر نشان می‌دهند (شکل ۱۰).

در حال حاضر مخروط‌افکنه فعال مروست در فرودیواره گسل مروست در حال شکل گیری می‌باشد. با مقایسه نسبت مساحت مخروط‌ها (F_1 و F_2 و F_3 در شکل های ۳ و ۸) می‌توان به تفاوت بارز اقلیم دوره‌های مرطوب و خشک در انتقال و تشکیل مخروط‌افکنه‌ها در ایران مرکزی پی برد. این نسبت بیانگر کاهش توان انتقال رسوب به وسیله رودخانه‌ها در طی کواترنری می‌باشند.

با توجه به جابجاشدگی ۱۰۰۰ متری قدیمی‌ترین واحد کواترنری در راستای گسل مروست (شکل ۱۰ ج)، نرخ جابجاشدگی واحدها در این بخش از گسل مروست در طی کواترنری برابر[۱]-

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

mm/yr ۰٫۶ می‌باشد. این میزان در طی هولوسن با توجـــــه به میانگین جابجاشدگی واحـدهای هولوسن (۳۰m)برابر mm/yr^{-1} ۳/۳-۲/۷۵ ارزیـابی می‌گردد که بیانگر فعالیت نـسبتاً بـالای گـسل مروست است.

منابع و ماخذ

۱. رضایی مقدم، محمد حسن، مقامی مقیم، غلامرضا و رجبی، معصومه (۱۳۸۴) **عوامل مؤثر در شکل گیری و گسترش مخروطافکنه رودخانه روئین در دامنه جنوبی آلا داغ در شمال شرقی ایران**. تحقیقات جغرافیایی، ۲۰(۴)، صص ۸۰-۶۴

۲. شایان. سیاوش (۱۳۸۲) **ویژگی‌های ژئومورفولوژیک مخروطافکنه حوضه گاماسیاب.** پژوهش‌های جغرافیایی، ۳۵(۱) صص ۱۱۴-۹۹

۳. گورابی ابوالقاسم (۱۳۸۷) **تاثیر نوزمین‌ساخت بر تحول لندفرم‌های کواترنری در ایران مرکزی مطالعه موردی گسل‌های انار و دهشی‌ر.** تهران: دانشگاه تهران. رساله دکتری

۴. مختاری کشکی، داوود و خیام. مقصود (۱۳۸۲) **ارزیابی عملکرد فعالیت‌های تکتونیکی بر اساس مورفولوژی مخروطافکنه‌ها (مورد نمونه: مخروطافکنه‌های دامنه شمالی میشو داغ).** پژوهش‌های جغرافیایی، ۳۵(۱)، صص ۱۰-۱

۵. مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۹۰) **آب و هوای ایران**، اصفهان، انتشارات دانشگاه اصفهان

۶. مقصودی، مهران (۱۳۸۷) **بررسی عوامل مؤثر در تحول ژئومورفولوژی مخروطافکنه‌ها مطالعه موردی: مخروطافکنه جاجرود.** پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۴۰(۱)، صص ۹۲-۷۳

Alley R, Mayewski PA, Sowers T, Stuiver M, Taylor K, Clark P. (1997) ***Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago***. Geology 25 : 483.

Anderson H, Jackson J. (1987) ***Active tectonics of the Adriatic Region***. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 91 : 937–983.

Avouac JP, Dobremez JF, Bourjot L. (1996) ***Palaeoclimatic interpretation of a topographic profile across middle Holocene***

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

regressive shorelines of Longmu Co (western Tibet). Palaeo geography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 120 : 93–104.

Bar-Matthews M, Ayalon A, Kaufman A. (1997) ***Late Quaternary Paleoclimate in the Eastern Mediterranean Region from Stable Isotope Analysis of Speleothems at Soreq Cave***, Quaternary Research 47 : 155–168.

Burns SJ, Fleitmann D, Matter A, Neff U, Mangini A. (2001) ***Speleothem evidence from Oman for continental pluvial events during interglacial periods***. Geology 29 : 623.

Calvache ML, Viseras C, Ferndez J. (1997) ***Controls on fan development evidence from fan morphometry and sedimentology; Sierra Nevada, SE Spain***. Geomorphology 21 : 69–84.

Djamali, Morteza, Jacques-Louis de Beaulieu, Madjid Shah-hosseini, Valérie Andrieu-Ponel, Philippe Ponel, Abdolhossein Amini, Hossein Akhani, (2008) ***A Late Pleistocene Long Pollen Record from Lake Urmia, NW Iran***. *Quaternary Research* 69 (3) (May): 413–420.

Djamali M, Kürschner H, Akhani H, De Beaulieu J-L, Amini A, Andrieu-Ponel V, Ponel P, Stevens L. (2008)b ***Palaeoecological significance of the spores of the liverwort Riella (Riellaceae) in a late Pleistocene long pollen record from the hypersaline Lake Urmia, NW Iran***. Review of Palaeobotany and Palynology 152 : 66–73.

Dorn RI, DeNiro M, Ajie H. (1987) ***Isotopic evidence for climatic influence on alluvial-fan development in Death Valley***, California. Geology 15 : 108–110.

Le Dortz, K., B. Meyer, M. Sébrier, H. Nazari, R. Braucher, M. Fattahi, L. Benedetti. (2009) **Holocene Right‐slip Rate Determined by Cosmogenic and OSL Dating on the Anar Fault, Central Iran**. Geophysical Journal International 179 (2) (November 1): 700–710.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

Fattahi M, Walker R, Hollingsworth J, Bahroudi A, Nazari H, Talebian M, Armitage S, Stokes S. (2006) ***Holocene slip-rate on the Sabzevar thrust fault, NE Iran, determined using optically stimulated luminescence (OSL).*** Earth and Planetary Science Letters 245 : 673–684.

Frechen M, Kehl M, Rolf C, Sarvati R, Skowronek A. (2009) ***Loess chronology of the Caspian Lowland in Northern Iran.*** Quaternary International 198 : 220–233.

Gasse, F., M. Arnold, J.C. Fontes, M. Fort, E. Gibert, A. Huc, L. Bingyan. (1991) ***A 13, 000-year Climate Record from Western Tibet***. *Nature* 353 (6346): 742–745.

Goorabi A, Yamani M. (2011) ***Active Faulting and Quaternary Landforms Deformation Related to the Nain Fault***. American Journal of Environmental Sciences 7 : 441–447.

Harvey A., Wigand PE, Wells SG. (1999). ***Response of alluvial fan systems to the late Pleistocene to Holocene climatic transition: contrasts between the margins of pluvial Lakes Lahontan and Mojave, Nevada and California, USA***. CATENA 36 : 255–281.

Karimi A, Frechen M, Khademi H, Kehl M, Jalalian A. (2011) ***Chronostratigraphy of loess deposits in northeast Iran***. Quaternary International 234 : 124–132.

Karimi A, Khademi H, Kehl M, Jalalian A. (2009) ***Distribution, lithology and provenance of peridesert loess deposits in northeastern Iran***. Geoderma 148 : 241–250.

Kehl M, Frechen M, Skowronek A. (2005) ***Paleosols derived from loess and loess-like sediments in the Basin of Persepolis, Southern Iran***. Quaternary International 140-141**.**

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

Kelts K, Shahrabi M. (1986) ***Holocene sedimentology of hypersaline Lake Urmia, Northwestern Iran***. Palaeogeography, Palaeo climatology, Palaeoecology 54 : 105–130.

Kesel R, Spicer B. (1985). ***Geomorphologic relationships and ages of soils on alluvial fans in the Rio General valley***, Costa Rica. Catena 12 : 149–165.

Khormali F, Kehl M.(2011) ***Micromorphology and development of loess-derived surface and buried soils along a precipitation gradient in Northern Iran***. Quaternary International 234.

Klinger Y, Avouac J, Bourles D, Tisnerat N. (2003) ***Alluvial deposition and lake-level fluctuations forced by Late Quaternary climate change: the Dead Sea case example***. Sedimentary Geology **162** : 119–139.

Kumar R, Suresh N, Sangode SJ, Kumaravel V. (2007) **Evolution of the Quaternary alluvial fan system in the Himalayan foreland basin: Implications for tectonic and climatic decoupling**. Quaternary International 159 : 6–20.

Kurt L. (1996) ***Shoreline reconstructions for the Persian Gulf since the last glacial maximum***. Earth and Planetary Science Letters 142 : 43–57.

Lague D, Crave A, Davy P. (2003) ***Laboratory experiments simulating the geomorphic response to tectonic uplift***. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 108 : ETG 3–1–ETG 3–20

Okhravi R, Amini A. (2001) ***Characteristics and provenance of the loess deposits of the Gharatikan watershed in Northeast Iran***. Global and Planetary Change 28 : 11–22.

Poisson B, Avouac J. (2004) ***Holocene Hydrological Changes Inferred from Alluvial Stream Entrenchment in North Tian Shan (Northwestern China)***. The Journal of Geology 112 : 231–249.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

Preusser F, Radies D, Matter A. (2002) ***A 160,000-year record of dune development and atmospheric circulation in Southern Arabia***. Science 296 : 2018.

Regard, V., O. Bellier, J.-C. Thomas, D. Bourlès, S. Bonnet, M. R. Abbassi, R. Braucher. (2005) ***Cumulative Right-lateral Fault Slip Rate Across the Zagros-Makran Transfer Zone: Role of the Minab-Zendan Fault System in Accommodating Arabia-Eurasia Convergence in Southeast Iran***. *Geophysical Journal International* 162 (July): 177–203.

Rossignol-Strick M. (1995) ***Sea-land correlation of pollen records in the Eastern Mediterranean for the glacial-interglacial transition: biostratigraphy versus radiometric time-scale.*** Quaternary Science Reviews 14 : 893–915.

Smith DE, Harrison S, Firth CR, Jordan JT. (2011) ***The early Holocene sea level rise***. Quaternary Science Reviews 30 : 1846–1860.

Thomas DSG, Bateman MD, Mehrshahi D, O'hara SL. (1997) ***Development and Environmental Significance of an Eolian Sand Ramp of Last-Glacial Age, Central Iran***. Quaternary Research 48: 155–161.

Uchupi E, Swift S., Ross D. (1999) ***Late Quaternary stratigraphy, Paleoclimate and neotectonism of the Persian Gulf region.*** Marine Geology 160 : 1–23.

VanCampo E, Duplessy J, Rossignol-Strick M. (1982) ***Climatic conditions deduced from a 150-kyr oxygen isotope–pollen record from the Arabian Sea***. Nature 296 : 56–59.

Van Zeist W, Wright HE. (1963) ***Preliminary Pollen Studies at Lake Zeribar, Zagros Mountains, Southwestern Iran***. Science 140 : 65 – 67.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]