نشریه انجمن زمین‌شناسی مهندسی ایران
تابستان ۱۳۸۷، جلد اول، شماره ۲، صفحه ۸۷ تا ۱۰۱

تحلیل زمین ساخت- رسوبی رسوبات پلیو- کواترنری مرتفع دامنه جنوبی میشوداغ در شمال باختری ایران

داود مختاری*[۱]

دریافت مقاله : ۸۵/۱۰/۲ پذیرش مقاله : ۸۶/۲/۲

چکیده:

در این مقاله نقش فعالیتهای زمین‌ساختی در سامانه رودخانه‌ای و ایجاد فضای رسوبگذاری برای رسوبات پلیوکواترنری دامنه جنوبی رشته کوهستانی میشوداغ به عنوان بخش مهمی از سامانه فرابوم فروبوم شمال دریاچه ارومیه در شمال باختری ایران، مورد بررسی قرار گرفته است. نتیجه عملکرد این فعالیت‌ها به همراه سایر فرآیندهای محیطی و زمین ریخت‌شناسی، تحمیل ساز و کارهای کنترلی متعدد بر چگونگی رسوبگذاری در محیط‌های رسوبی منطقه بوده است. بررسی‌های انجام شده بر روی رسوبات پلیو- کواترنری منطقه از طریق تفسیر نقشه‌های زمین‌شناسی و توپوگرافی، عکس‌های هوایی و به ویژه بازدیدهای میدانی، حاکی از وجود چندین مرحله فرگشتی در سامانه‌های رسوبگذاری بخش‌های مختلف منطقه می‌باشد. بر این اساس، پنج دوره فرگشتی برای رسوبات فوق با عناوین رسوبات کنگلومرای نیمه متراکم، Qt1، Qt2، Qt3و Qt4 طرح شده است و در هریک از آنها نقش فعالیت‌های زمین‌ساختی در ایجاد فضای رسوبگذاری مورد بررسی قرار گرفته است. بر اساس نتایج این پژوهش، سیمای توپوگرافی و زمین‌ریختی فعلی منطقه به شدت از فعالیت‌های زمین‌ساختی کواترنری متأثر شده است و بر طبق شواهد موجود فعالیت‌های زمین‌ساختی کواترنری مهمترین نقش را در ایجاد فضای رسوبگذاری و شکل‌گیری شبکهٔ آبراهه‌ای ناموافق داشته‌اند. سابقه تشکیل شبکه رودخانه‌ای ناموافق با ساختار زمین‌شناسی منطقه به دوره بعد از کوهزایی پاسادنین و قبل از شروع رسوبگذاری واحد Qt1 بر می‌گردد. با توجه به این که شواهدی مبنی بر حرکات بالاآمدگی در هسته اصلی کوهستان در دوره‌های اخیر زمین‌شناسی و به ویژه در کواترنری وجود ندارد، لذا باید دلیل افزایش تدارک رسوبی رودخانه‌ها و بجاگذاری رسوبات کواترنری گسترده منطقه را در عوامل دیگری غیر از فعالیت‌های زمین‌ساختی مانند تغییرات اقلیمی جستجو نمود. با این حال شواهد ژئومورفولوژی مبتنی بر ویژگی‌های سامانه‌های رودخانه‌ای منطقه، حاکی از پائین رفتن بستر دریاچه ارومیه در اثر عملکرد گسل شرفخانه در پلئیستوسن پایانی و هولوسن است که همزمان با اثر تغییرات اقلیمی، افت سطح آب دریاچه ارومیه را سبب شده است. در مجموع، این مقاله مطالعه‌ای موردی را که می‌تواند به درک چگونگی برگشت چشم انداز در نواحی فعال زمین ساختی بیانجامد، در اختیار می‌گذارد.

کلید واژه ها: *تحلیل‌های زمین ساخت- رسوبی، رسوبات پلیو- کواترنری، رسوبات رودخانه‌ای، شبکه آبراهه‌ای ناموافق، فضای رسوبگذاری، دامنه جنوبی میشوداغ، شمال باختری ایران*

۱- دانشیار، گروه پژوهشی جغرافیا دانشگاه تبریز d.mokhtari@yahoo.com
*مسئول مکاتبات

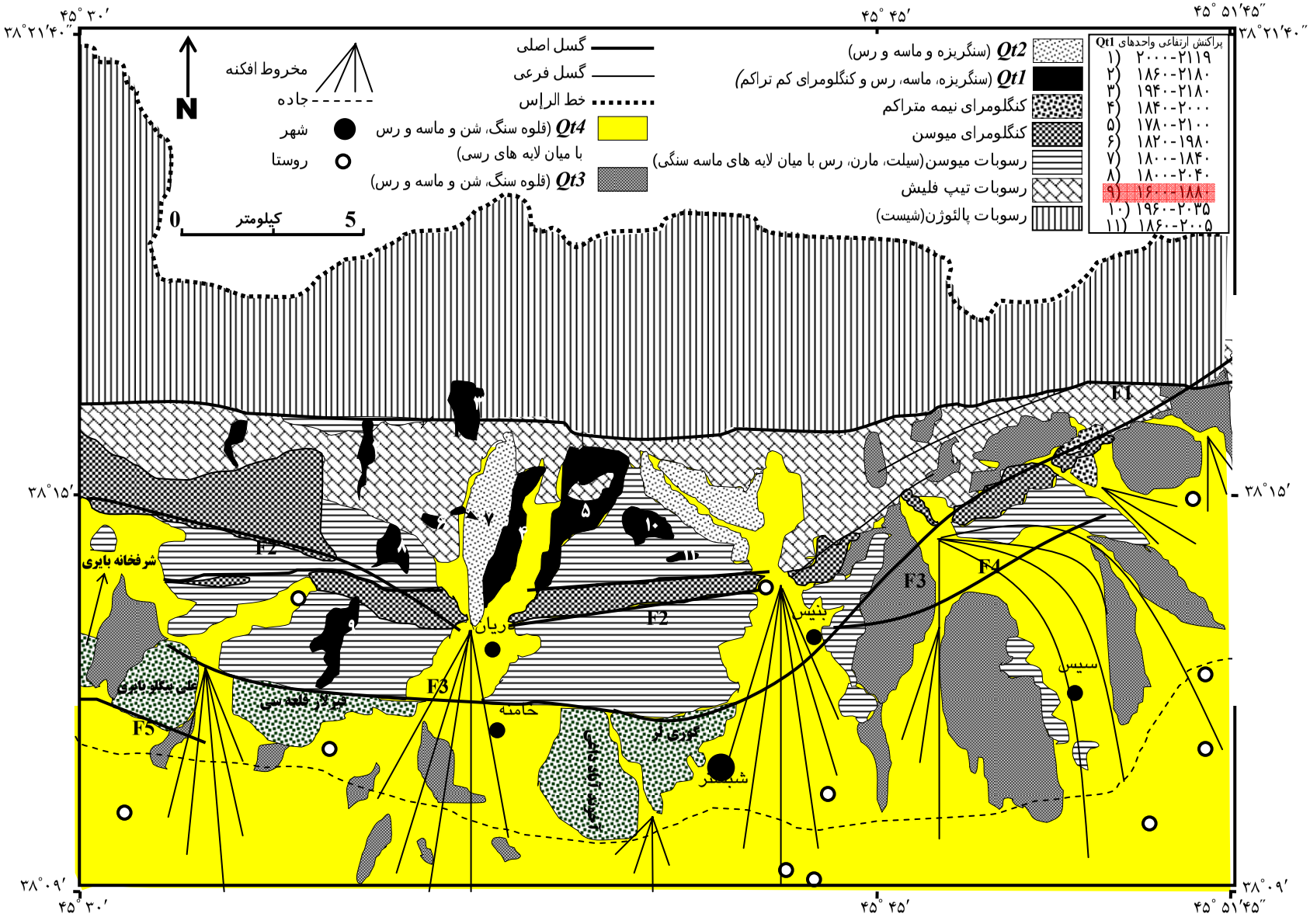
مقدمه

هدف اصلی این پژوهش بررسی ۵ نقش عوامل زمین‌ساختی در موقعیت و شکل‌گیری واحدهای متعدد رسوبی پلیو- کواترنری در کوهپایه‌های جنوبی میشوداغ می‌باشد. موضوعی که در سال‌های اخیر مورد توجه بسیاری از محققان در قسمت‌های مختلف دنیا (Stokes & Mather, 2000; Modenesi-Gauttieri et al., 2002; Garcia-Melendez et al., 2003; Guerra-Merchan et al., 2004; Suzen et al., 2006; Pascucci et al., 2006) و همچنین در خود منطقه مورد مطالعه(رضایی مقدم، ۱۳۷۴) و دامنه شمالی میشوداغ (مختاری ۱۳۸۴ الف، ۱۳۸۵) بوده است و بخشی از پایه‌های نظری این مقاله برگرفته از این پژوهش‌ها می‌باشد.

شاخصهای زمین ریختی مورد استفاده در مطالعات ریخت زمین‌ساخت، عمدتاً شامل شاخص‌های مرتبط با فرآیندهای انباشتی و کاوشی حاکم در سامانه‌های رودخانه‌ای هستند(Keller & Rockwell, 1984)، زیرا الگوی توسعه و تکامل شبکه‌های زهکشی، از جمله شاخص‌هایی است که به تغییرات حاصل از فعالیت‌های زمین‌ساختی بسیارحساس است(Keller & Pinter, 2002; Grant et al., 2002; Becker et al.,2000; Chen et al., 2003; Suzen et al., 2006). مطالعات انجام شده در چند سال اخیر نیز حاکی از نقش همین فعالیت‌ها در شکل گیری سامانه‌های رودخانه‌ای است(مختاری، ۱۳۸۴ و۱۳۸۵؛ Hesterberg et al., 1995; Li et al.,1999; Winter et al.,2000; Schumm et al., 2000; El Hamdouni et al., 2000; Guccione et al.,2001; Grant et al., 2002; Wisniewski & Pazzaglia, 2002; Chen et al.,2003; Snyder et al., 2003; Stokes & Mather, 2003; Garcia-Melendez et al., 2003; Garcia et al., 2003; Viseras et al., 2003; Schoorl et al., 2003).

پای‌کوه‌ها و پیشانی کوهستانی ایجاد شده در اثر فعالیت‌های زمین‌ساختی مثل گسلش، در کنار معلومات ما در مورد نحوه تکامل دامنه‌ها و فرآیندهای فعال در آنها، اساس تحلیل‌های اثرات متقابل زمین‌ساخت و فرسایش را در ایجاد اشکال خاص تشکیل می‌دهند (Sorriso-Valvo & Sylvester, 1993). وجود فضای مناسب برای رسوبگذاری عناصر (Accommodation space) به وسیلهٔ رودخانه در محل خروج از آبراهه، شرط لازم برای انباشت رسوب و در نتیجه تشکیل اشکال انباشتی مثل پادگانه‌ها و مخروط افکنه‌ها می‌باشد. دامنه جنوبی رشته کوهستانی میشوداغ به عنوان بخشی از سیستم فرابوم- فروبومی این کوهستان، از این حیث دارای موقعیت برتر و منحصر به فردی است و فعالیت‌های زمین‌ساختی موجب حرکات عمودی با مقادیر بسیار متفاوت بالاآمدگی در بخش‌های مختلف آن شده است. نتیجه عملکرد این فعالیت‌ها به همراه سایر فرآیندهای محیطی و ژئومورفولوژیکی، تحمیل ساز و کارهای کنترلی متعددی بر چگونگی رسوبگذاری در محیط‌های رسوبی منطقه بوده است. تغییر در الگوی شبکه آبراهه‌ای منطقه در اثر انحرافها (diversions) و اسارت‌های (captures) ناشی از فعالیت‌های زمین‌ساختی و در نتیجه تغییر در مسیر انتقال رسوب از یک محل به محلی دیگر از جمله شاخص‌ترین آثار فعالیت‌های زمین‌ساختی است (مختاری، ۱۳۸۱).

در حال حاضر رسوبات پلیو- کواترنری منطقه در مواضعی بالاتر از محل فعلی رسوبگذاری رودخانه‌ها (رأس مخروط افکنه‌ها) پراکنده شده‌اند و حاکی از وجود حوضه‌های رسوبگذاری در این مواضع در زمان‌های گذشته می‌باشند. جالب این که، این رسوبات با منشأ رودخانه‌ای، امروزه به صورت پادگانه‌هایی مرتفع در حد فاصل شریان‌های اصلی زهکشی منطقه دیده می‌شوند (شکل ۱). شکل‌گیری سیستماتیک و بالاآمدگی این رسوبات بیانگر این مسئله است که ایجاد چنین اشکالی نادر بوده و تحت شرایط خاصی صورت می‌گیرد. لذا، تحلیل هندسه و الگوی تکاملی حوضه‌های رسوبی پلیو- کواترنری دامنه جنوبی میشوداغ مهمترین هدف این مقاله است. براین اساس، سعی خواهد شد شمایی کلی از فرآیندهای شکل ساز حوضه‌های رسوبی پلیو- کواترنری دامنه جنوبی میشوداغ بر اساس اطلاعات میدانی و تحلیل رخساره‌های رسوبی آن ارائه شود. برای این منظور، مطالعه چگونگی روند رسوبگذاری در پای‌کوه‌های جنوبی میشوداغ و جایگزینی و ساختمان مخروط افکنه‌های بزرگ منطقه در اولویت قرار گرفته است.



شکل ۱: نقشه زمین شناسی منطقه طرح و گسترش رسوبات پلیو-کواترنری و مخروط افکنه های جوان دامنه جنوبی بخش خاوری میشوداغ (برگرفته شده از نقشه زمین شناسی مرند)

روش پژوهش

در طی سالها مطالعات زمین‌ریخت‌شناختی محقق در دامنهٔ شمالی میشو در آن سوی منطقه مورد مطالعه، و در طی بازدیدهای میدانی مکرر، پدیده‌های مربوط به ژئومورفولوژی رودخانه‌ای از قبیل مسیرهای قدیمی رودخانه‌ها، محل تشکیل مخروط افکنه‌ها، انحرافها و اسارتها در شبکهٔ رودخانه ای و تطبیق رودخانه‌ها با مسیر خطوط گسل، همواره ذهن نگارنده را به خود مشغول داشته است. در طی انجام تحقیق حاضر، زمینهٔ ذهنی فوق، با تحلیل نقشه‌های توپوگرافی، زمین‌شناسی، عکس‌های هوایی وهمچنین بازدیدهای میدانی به منظور شناسایی آثاری از سامانه‌های زهکشی قدیمی دامنه جنوبی میشوداغ، تکمیل شد. عمدهٔ توجه در بازدیدهای میدانی متوجه نهشته های رودخانه ای بود که در بین رسوبات قدیمی تر دیده می‌شدند. در این میان، نهشته هایی مورد نظر بودند که در حال حاضر هیچ منبعی برای به جا گذاری آنها در آن قسمت وجود نداشت. این کار ما را به سوی بازسازی شبکهٔ زهکشی دیرینهٔ منطقه رهنمون شد که مخروط افکنه ها بخش مهمی از آن را تشکیل می دادند. اقدامی که برای برقراری ارتباط بین حرکات زمین‌ساختی و سامانه رودخانه‌ای و مطالعهٔ روند تکاملی شبکهٔ زهکشی امری ضروری بود.

بررسی های انجام شده بر روی برونزدهای رسوبات مخروط افکنه‌ای کواترنری حاکی از وجود چندین مرحله تکاملی در سامانه‌های رسوبگذاری بخش های مختلف منطقه مورد مطالعه می باشد. تمایز بین این مراحل بر پایه سن نسبی نهشته‌ها و روابط چینه شناختی آنها و همچنین فرآیندهای رسوب گذاری غالب صورت گرفته است. نقشه زمین شناسی منطقه (سازمان زمین شناسی کشور،۱۳۷۳) به عنوان نقشه پایه مورد استفاده قرار گرفته و بخش عمده اطلاعات چینه‌شناسی و همچنین محدوده پراکندگی واحدهای مختلف زمین‌شناسی از روی همین نقشه به دست آمده است.

زمین شناسی و زمین ریخت شناسی

از نظر زمین‌شناسی و زمین‌ریخت‌شناسی، منطقه مورد مطالعه را می‌توان پیچیده‌ترین بخش پای‌کوه‌های میشوداغ دانست زیرا، علاوه بر تنوع لیتولوژیکی و کرونولوژی تشکیلات پالئوژن منطقه، اطلاعات چینه شناختی موجود (بر اساس نقشه زمین شناسی ۱۰۰۰۰۰ :۱ مرند) حاکی از وجود ۵ واحد رسوبی شناخته شده از اواخر پلیوسن و اوایل پلئیستوسن تا به امروز (کنگلومرای نیمه متراکم، Qt1، Qt2، Qt3، Qt4) است (شکل ۱).

گسل جنوبی میشو (گسل F1) به عنوان مهمترین گسل منطقهٔ مورد مطالعه، واحدهای توپوگرافی و سازندهای زمین‌شناسی منطقه را از هم جدا کرده است. پیدایش این گسل، به کوهزائی‌های کیمیرین نسبت داده می‌شود، رویدادی که طی آن فرابوم میشو پدید آمده است (سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۷۳). فعالیت این گسل و سایر گسل‌های فرعی منطقه، در طول کواترنری نیز نقش اصلی را در ساختار زمین‌ریخت-شناسی منطقه ایفا نموده است. به طوری که، آثار این فعالیت-ها بر روی ویژگی‌های سامانه‌های رودخانه‌ای منطقه، از قبیل انحراف رودخانه‌ها از مسیر اصلی، تطبیق یا عدم تطبیق شبکهٔ آبراهه‌ای با ساختار زمین‌ساختی و زمین‌شناسی، ویژگی‌های مورفومتری حوضه‌ها و حتی در مورفولوژی و ساختمان مخروط افکنه‌های فعال وجوان منطقه نیز دیده می‌شوند. لذا، بر طبق طبقه بندی که از سوی محققین مختلف (Slemmons & McKinney, 1977; RFAFJ (The Research Group for Active Faults of Japan), 1980; Panizza & Castaldini, 1987; Keller & Pinter, 2002; Machette, 2000; Dehandschutter's, 2001; Galadini et al., 2001) در مورد فعالیت‌های گسل‌ها ارائه شده است، گسل‌های منطقهٔ مورد مطالعه در زمرهٔ گسل‌های فعال قرار می‌گیرند.

بازسازی سامانه رودخانه‌ای پلئیستوسن این امکان را فراهم می‌کند تا ضمن آشنایی با سامانه‌های تکتونیکی فعال در آن زمان، بتوان آثار این فعالیت‌ها را در شکل‌گیری سامانه‌های رودخانه‌ای مورد مطالعه قرار داد. کج‌شدگی طبقات رسوبی پلیو- پلئیستوسن(کنگلومرای نیمه متراکم) نشانگر فعالیت‌های شدید زمین ساختی در دورهٔ پلئیستوسن می‌باشد. این رسوبات که به احتمال زیاد در کنار یک دریاچهٔ پلایایی و در یک

محیط مخروط افکنه- دلتا بر جای گذاشته شده‌اند، امروزه در موضعی بالاتر نسبت به حوضه‌های رسوبی فعلی قرار گرفته‌اند.

بررسی نقشه زمین‌شناسی و شواهد ژئومورفولوژیکی نشان می دهد که در اواخر پلیوسن و اوایل پلئیستوسن حد فاصل گسل جنوبی میشو (گسل F1) و دریاچه ارومیه حوضه ای رسوبی بوده که در آن رسوبات دریاچه های کم عمق از نوع کنگلومرا بر جای گذاشته شده اند. در پی فعالیت های تکتونیکی گسل شبستر در قالب فاز کوهزایی پاسادنین در منطقه این رسوبات در حد فاصل گسل شبستر و گسل جنوبی میشو بالا آمده و در معرض عوامل فرسایش قرار گرفته اند. به طوری که کلیه رسوبات سری پلیوسن و حتی رسوبات کنگلومرای نیمه متراکم پلیو- پلئیستوسن در بالادست گسل شبستر فرسایش یافته اند و در حال حاضر اثری از آنها نیست. این روند تا ظاهر شدن سازندهای میوسن زیرین تداوم داشته است. وجود آثاری از رسوبات میوسن زیرین با جنس آهک، نشانگر گستردگی این رسوبات تا مجاورت گسل جنوبی میشو می باشد (شکل ۱) که در اثر بالاآمدگی این بخش از منطقه و تحت تأثیر عوامل فرسایش از بین رفته اند به طوری که امروزه در ضلع جنوبی گسل شمالی میشو بخش گسترده‌ای از رسوبات تیپ فلیش (تناوبی از شیل، ماسه سنگ و آهک) مربوط به کرتاسه بالایی ظاهر شده اند.

با توجه به مطالب فوق، از میان فرآیندهای ایجاد شبکه های ناموافق رودخانه ای (transverse drainages)، شکل گیری الگوی شبکه زهکشی منطقه از طریق فرآیند فرانهادگی (superposition) صورت گرفته است. در این میان، وجود سازندی مقاوم با جنس کنگلومرا به موازات گسل شبستر نقش بزرگی در الگوی شکل گیری شبکه های رودخانه ای جدید منطقه ایفا نموده است، به ویژه این که این سازند در میان دو خط گسل موازی قرار گرفته است که به نظر می رسد همانند سایر گسل های منطقه در کواترنر نیز فعال بوده اند و احتمالاً تشکیل اکثر حوضه های رسوبی کواترنری در شمال این سازند کنگلومرایی، نتیجه بالاآمدگی این سازند در حدفاصل دو گسل موازی طرفین آن است (شکل ۲).

همان طوری که در (شکل۱) دیده می‌شود رأس هیچ کدام از مخروط افکنه‌های فعلی بر گسل جنوبی میشو منطبق نیست ولی نقطه آغاز اکثر حوضه های رسوبی کواترنری از گسل

شکل۲- موقعیت کنگلومرای میوسن نسبت به رسوبات کواترنری واقع در شمال و جنوب آن در محل تنگه دریان (کوزه کنان).

جنوبی میشو می باشد. این مسئله نشانگر انتقال فضای رسوبگذاری به سمت جنوب و به نقاط دورتر از گسل جنوبی میشو در اثر عملکرد گسل های F2، F3، F4 و F5 می باشد. مخروط افکنه های فعلی این بخش علاوه بر تشکیلات پالئوزوئیک، رسوبات تیپ فلیش کرتاسه و رسوبات میوسن، از رسوبات کواترنری پائین دست حوضه ها نیز تغذیه می شوند. مطالعات انجام شده توسط سازمان زمین شناسی کشور(۱۳۷۳) و بازدید های میدانی نشانگر ساز و کار فشارشی گسل شبستر و ساز وکار کششی گسل شرفخانه (F5) می باشد.

ارزیابی اثر زمین ساخت بر ساختار رخساره ای

در فاصلهٔ زمانی بین پلیوسن ـ پلئیستوسن این منطقه به شدت تحت تأثیر فاز کوهزایی پاسادنین (۱/۸ میلیون سال قبل) قرار گرفته است (سازمان زمین شناسی کشور، ۱۳۷۳). در اثر این رویداد و جنبشهای بعدی که به صورت حرکات کوهزایی عمل نموده اند، رسوبات میوسن، پلیوسن و اوائل پلئیستوسن واقع در جنوب گسل جنوبی میشو، بالا می آیند که در نهایت سطح آنها تبدیل به یک سطح فرسایشی شده و ته نشست رسوبات کواترنری جدید را در موضعی جنوبی تر به دنبال داشته است.

بررسی‌های انجام شده بر روی برونزد رسوبات مخروط افکنه‌ای کواترنری حاکی از وجود چندین مرحله تکاملی در سامانه‌های رسوبگذاری بخشهای مختلف منطقه مورد مطالعه می باشد. قدیمی ترین این مراحل مربوط به رسوبات پلیو-پلئیستوسن است که در نقشه های زمین شناسی با جنس کنگلومرای نیمه متراکم از آنها یاد شده است و امروزه در فاصله ای دورتر از بدنه اصلی کوهستان و در میشو شرقی دیده می شوند. حداکثر ضخامت این رسوبات ۱۳۰ متر تعیین شده است (سازمان زمین شناسی کشور، ۱۳۷۳). این رسوبات بارها شکسته و متمایل شده اند (شکل ۳) و در اثر عملکرد گسلهای فعال منطقه از بدنه اصلی کوهستان جدا شده و تغییر موقعیت داده اند و تپه های گوزی لر، آخوندآباد داغی، قزلر قلعه سی، علی بیگلو بایری و شرفخانه بایری (شکل ۱) را ایجاد نموده اند.

پس از جنبشهای گسل شبستر و گسست رسوبات پلیو-پلئیستوسن در امتداد آن وجود یک دوره فرسایشی شدید در بخش بالا آمده بین گسل شبستر و گسل جنوبی میشو به راحتی قابل تشخیص است به طوری که هیچ اثری از رسوبات کنگلومرایی نیمه متراکم را در حدفاصل این دو گسل باقی نگذاشته است. وجود نمونه ای از این رسوبات در شمال شهر سیس و در فاصله ۷ کیلومتری آن (شکل ۱) نشانه ای از گسترش این رسوبات بر سطح کل منطقه می باشد که در حال حاضر اثری از آنها در منطقه دیده نمی شود.

مرحله دوم رسوب گذاری در منطقه مورد مطالعه با رسوبات متشکل از سنگریزه، ماسه، رس و کنگلومرای کم تراکم با سیمان آهکی (شکل ۴) آغاز می شود که در حال حاضر عمدتا در حدفاصل گسل F2 و گسل جنوبی میشو (F1) به صورت پادگانه های رودخانه ای و لکه های رسوبی کوچک بر روی عوارض منطقه دیده می شود که پراکنش ارتفاعی آنها در (شکل ۱) نشان داده شده است. همان طوری که در شکل دیده می شود به غیر از واحدهای ۳ و ۹ بقیه واحدها در حدفاصل رسوبات کنگلومرایی قرمز میوسن و گسل شمالی میشو جای گرفته اند.

تشکیل این واحد رسوب گذاری را می توان با ساز و کارهای زیر در ارتباط دانست:

۱- افزایش بار رسوبی رودخانه ها در نتیجه بالاآمدگی هسته اصلی کوهستان میشوداغ.

۲- پیشروی آب دریاچه ارومیه در پلئیستوسن میانی.

۳- بالا آمدگی سازند کنگلومرایی قرمز میوسن در امتداد گسل جنوبی میشو به همراه سایر سازندهای منطقه در اثر عملکرد گسل شبستر(F2) و تبدیل بخش واقع در حدفاصل گسل جنوبی میشو و گسل F2 به حوضه رسوبگذاری (رضایی مقدم، ۱۳۷۴).

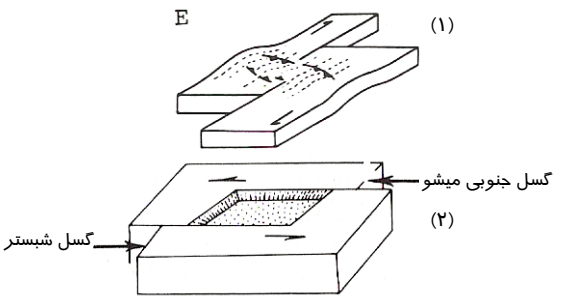
۴- عملکرد راستالغزی گسل جنوبی میشو و گسل F2 که منجر به تشکیل حوضه رسوبی واچاکیده (حوضه های رسوبی واچاکیده (Pull apart basins)، مناطق پست توپوگرافیکی هستند که در اثر ایجاد کافت در امتداد گسل‌های راستالغز تراکششی(مناطقی با حرکات زمین ساختی کششی همراه با تغییر شکل) به وجود می آیند (Mial, 1990; Al-Bataina et al., 2005) و گویای کشش محلی همراه با مولفه راست بر می باشند (Stewart &Hancock, 1992) در منطقه شده است (شکل ۵).

شکل ۳- کج شدگی رسوبات پلیو- پلئیستوسن در غرب جاده شانجان، به وجود دگر شیبی بین این رسوبات و نهشته-های جدید توجه شود.

در مورد فرض اول، مطالعات انجام شده در ارتباط با فعالیت گسل های منطقه و وجود حرکات عمودی در دامنه شمالی میشوداغ در آن سوی منطقه مورد مطالعه، حاکی از عدم این گونه حرکات در هسته کوهستان و در امتداد گسل شمالی میشو در کواترنری است (مختاری، ۱۳۸۴ الف و ۱۳۸۵).

علاوه بر این، با توجه به سیمان شدگی ضعیف رسوبات (شکل ۹) قبول این فرضیه، مستلزم وجود حرکات کوهزایی شدید در پلئیستوسن میانی و به دنبال فاز کوهزایی پاسادنین

شکل ۴- بافت رسوبی و سیمان شدگی ضعیف رسوبات Qt1



شکل ۵- حوضه رسوبی واچاکیده و نحوهٔ عملکرد نیروها بر روی آن(اقتباس از Miall, 1990)

در منطقه است که در هر حال اثرات آن در منطقه دیده نشده است. قرارگیری بخشی از واحد سوم این نهشته ها (شکل ۱) در داخل هسته کوهستان (در شمال گسل F1) نیز این فرض را رد می کند.

در مورد فرض دوم، ارتفاع کف این رسوبات بین ۱۶۰۰ تا ۲۰۰۰ متر متغیر است که در خوشبینانه ترین دیدگاه ها در مورد بالابودن سطح آب دریاچه ارومیه در پلئیستوسن که از طرف محققی به نام Kaehne(1923)، حدود ۳۰۰ متر نسبت به سطح امروزی برآورد شده است (جداری عیوضی، ۱۳۸۱)، نیز سطح آب دریاچه به کف این رسوبات نمی رسیده است.

در مورد فرض سوم، وجود پهنه نسبتاً بزرگی از این رسوبات (قطعه ۹ واحد Qt1 در شکل ۱) در آن سوی سازند قرمز کنگلومرایی به طرف دریاچه ارومیه، اثر این سازند در ایجاد حوضه رسوبی در حد فاصل این سازند و گسل F1 را نقض می کند.

در مورد فرض چهارم وجود پهنه‌ای رسوبی به وسعت ۱ کیلومترمربع (قطعه ۳ در شکل ۱) در داخل بدنه اصلی کوهستان میشوداغ (در فاصله ۹ کیلومتری شمال دریان) و بالاتر از گسل جنوبی میشو و همچنین عدم وجود دلایل محکم برای حرکت راستالغز این دو گسل، ارتباط بجاگذاری این رسوبات را با تشکیل حوضه رسوبی برشی نقض می کند. علاوه بر این، نشانه های زیادی از همین واحد رسوبی علاوه بر محدوده مورد مطالعه در زمین‌های مجاور منطقه نیز دیده می شود. با نگاهی به نقشه زمین‌شناسی مرند (سازمان زمین شناسی کشور، ۱۳۷۳) آثار این رسوبات در تپه‌ای به نام قلیش تپه در خاور روستای علی‌اکبر و با گستردگی زیادتری در گردنه پیام در شمال خاوری محدوده مورد مطالعه که بخش‌های دیگری از دامنه‌های میشوداغ را شامل می شوند، دیده می‌شود. گفتنی است که در مقیاسی گسترده‌تر، این رسوبات در شمال خاوری دشت مرند و در حوالی توده نفوذی مگایتی (نام محلی کوه) نیز دیده می‌شوند. آنچه مسلم است این است که بجا گذاری این رسوبات (واحد Qt1) در محدوده مورد مطالعه از فعالیت‌های زمین‌ساختی و تغییرات سطح آب دریاچه تأثیر نپذیرفته است و باید عملکرد عامل سوم که احتمالاً اثرات تغییرات آب و هوایی خواهد بود، مورد مطالعه قرار گیرد.

وجود آثار این واحد بر روی برجستگی های بین دره ای نشانگر گستردگی و احاطه آن بر روی کل محدوده مورد مطالعه در پائین دست گسل F1 است. بنابراین در آن زمان، عناصر در یک حوضه رسوبگذاری وسیع که خارج از محدوده دره های وسیع فعلی بوده است به جای گذاشته شده اند. با این حال برونزد این رسوبات به موازات رودخانه‌های فعلی منطقه(قطعات ۲، ۴، ۵، و۷ در شکل ۱) نشانگر شکل‌گیری شبکه آبراهه‌ای قبل از شروع این فاز رسوبگذاری بوده است که در طی آن رودخانه‌های اصلی منطقه از طریق فرآیند سورمپوزیسیون (surimposition) (رضایی مقدم، ۱۳۷۴) یا فرانهادگی بستر خود را در لایه‌های زیرین از جمله رسوبات

مقاوم کنگلومرایی قرمز میوسن به عمق برده اند (شکل ۶).
در هر حال، نقش زمین ساخت در فرایند تشکیل واحد رسوبی Qt1، در ایجاد و فراهم نمودن فضای مناسب رسوبگذاری در موضعی بالاتر (ایجاد فلات) از سطح دریاچه ارومیه تجلی می یابد، زیرا عدم وجود چنین سکویی که نتیجه کوهزایی پاسادنین بوده است، در غرب منطقه مورد مطالعه و در پای جبهه کوهستانی مشرف به دریاچه در میشو غربی (در امتداد گسل تسوج)، موجب دفن این واحد در زیر واحدهای جدید شده است.

پراکندگی واحد Qt2 و محل تظاهر این واحد در امتداد رودخانه های منطقه، نشانگر محدود بودن این فاز رسوبگذاری در دره رودخانه ها است و حوضه رسوبی همانند آنچه که در مورد واحد Qt1 طرح گردید، وجود نداشته است. در مورد این واحد هم واحد فلات واقع در حد فاصل گسل شبستر و گسل جنوبی میشو، نقش اصلی را در ایجاد فضای رسوبگذاری در خارج از دریاچه ایفا نموده است.

شکل ۶- تنگه دریان(کوزه کنان) و بریدگی رسوبات کنگلومرایی میوسن به وسیله رودخانه کبوتران چای

با نگاهی به موقعیت قطعات واحد Qt3 و پراکنش ارتفاعی آن این موارد به چشم می خورد:

- در شرق محدوده مورد مطالعه (شکل ۱) بقایای این رسوبات از سطح دشت (۱۴۰۰ متر) تا مجاورت گسل جنوبی میشو (۲۰۰۰ متر) دیده می شوند.
- در مرکز و غرب محدوده مورد مطالعه، پراکنش این رسوبات به صورت محدود و در پائین دست گسل شبستر به طرف دریاچه می باشد.

وجود چنین وضعیتی بیانگر انتقال فضای رسوبگذاری به طرف دریاچه در اواخر پلئیستوسن می باشد. شواهد نشان می دهد که این انتقال ربطی به پائین رفتن سطح آب دریاچه در اثر تغییرات اقلیمی ندارد بلکه مستقیماً از فرو افتادگی زمین ساختی بستر دریاچه ارومیه در اثر نیروهای کششی از طریق گسل شبستر و شرفخانه بوده است، به طوری که اثر این فروافتادگی زمین ساختی در شرق منطقه (از بنیس به سمت شرق) دیده نمی شود و رسوبات Qt3 به صورت عادی بر روی رسوبات قبلی برجای گذاشته شده اند.

ساز وکارهای فضاساز برای رسوب گذاری و ویژگی های مخروط افکنه ها (Qt4)

مخروط افکنه‌ها وحوضه‌های آبریز آنها به واسطه وجود و ماندگاری جبهه‌های کوهستانی تند، یکی از اشکال شناخته شده نواحی فعال زمین‌ساختی هستند (Blair,1999). در چنین مناطقی که جبهه‌های کوهستانی نقش رابط بین حوضه‌های آبریز مرتفع و حوضه‌های رسوبی پست ایفا می‌کنند، سامانه-های پرانرژی آبرفتی از قبیل مخروط افکنه‌ها و بسترهای گسترده رودخانه ای به وفور دیده می شوند. فعالیت‌های زمین‌ساختی، از طریق بالا آوردن ناحیه منبع رسوب و یا از طریق ایجاد تغییرات در امتداد جبهه کوهستانی سامانه‌های رودخانه‌ای را به سه صورت تحت تأثیر قرار می‌دهند (Stokes & Mather, 2000):

۱- تعیین موقعیت فضایی مخروط افکنه ها، مسیر رودخانه ها و اندازه آنها

۲- بالا آوردن و تمایل سطوح ژئومورفیکی

۳- کنترل و تعیین موقعیت سطح اساس محلی و ناحیه‌ای

واکنش نهایی رسوبگذاری به این عوامل کنترلی بسیار پیچیده است ولی گسترش سامانه های رودخانه ای به طرف پائین دست-در جهت فاصله گیری از قسمتهای بالا آمده- و

تغییرات در رفتار انباشتی و کاوشی سامانه از جمله مشخص ترین این واکنشها است. الگوهای رشد اشکال انباشتی منطقه مورد مطالعه نیز، همانند سایر حوضه‌های رسوبی عرض‌های میانی، می‌تواند ناشی از اثر متقابل و پیچیده تکتونیک، فروروی (subsidence)، تدارک رسوب و ایزوستازی باشد (Viseras & Maldnado, 1999). در مطالعات انجام شده قبلی در مورد منطقه مورد مطالعه ثابت شده است که همانند سایر حوضه‌های رسوبی مناطق چین خورده، تکامل محیط‌های رسوبی، ضخامت و روند عمودی آنها قویا به فعالیت زمین‌ساختی وابسته است.

فعالیت های زمین ساختی ماهیت عملکرد ناحیه منبع و کیفیت‌ساز و کارهای فروروی را در فضای رسوبگذاری منطقه تنظیم می‌کنند. این فعالیت‌ها شرایط را برای گسترش و ایجاد نواحی منبع رسوبی، موقعیت جغرافیایی و جهت‌گیری ناهمواری‌های همجوار حوضه و کانون‌های رسوبگذاری، و مقادیر فرونشست و رسوبگذاری در قالب زمان و مکان فراهم می‌کنند (Riba et al., 1983؛ Mun˜oz et al., 1986؛ Hirst and Puigdefa`bregas et al., 1986, 1992؛ Nichols, 1986؛ Villena et al.,1996a,b؛ Milla´n Garrido et al., 2000؛ Luzo´n,2001؛ Mun˜oz et al., 2002) و نقش عوامل اقلیمی تنها در میزان تدارک رسوب می‌تواند باشد(Luzo´n et al., 2002). در کنار مهمترین اثر فعالیت‌های زمین‌ساختی کواترنری یعنی ایجاد مخروط افکنه‌هایی با اشکال متفاوت، نقش این فعالیت‌ها در ایجاد اشکال مختلف ناهمواری در حوضه های آبریز نیز اساسی بوده است و بی نظمی های موجود در امتداد نیمرخ های طولی آبراهه های اصلی تغذیه کننده مخروط افکنه ها و تفاوت هایی که در میزان شیب بخش انتهایی این آبراهه ها و بخش بالادست مخروط افکنه ها وجود دارد بیانگر همین مسئله است (مختاری،۱۳۸۴ب). مطالعات صورت گرفته در مورد مخروط افکنه ها حاکی از این است که شیب آبراهه تغذیه کننده در نزدیکی های رأس مخروط افکنه فقط اندکی بیشتر از شیب قسمت بالادست مخروط افکنه می باشد (Bull, 1962). این پدیده نشانگر آن است که آن طور که تصور می شود آغاز فرآیند رسوبگذاری تحت تأثیر تغییرات شیب بین کوهستان و دشت نیست بلکه نتیجه تغییراتی است که در هندسه جریان اتفاق می افتد. در مطالعاتی از این قبیل نباید از کنار این اختلاف شیب به راحتی رد شد زیرا همان طوری که در شکل ۸ دیده می شود شیب اندازه گیری شده در فاصله ۲ کیلومتری متری بالادست (به طرف حوضه) و پائین دست (به طرف مخروط افکنه) رأس مخروط افکنه های منطقه گویای این است که اکثریت قریب به اتفاق نیمرخ‌ها نوعی تغییر شیب ناگهانی را در محل جبهه کوهستان (رأس مخروط افکنه) نشان می دهند که می توان آن را با عملکرد گسل های منطقه و در پی آن تداوم حرکات عمودی بلوک های زمین ساختی مرتبط دانست البته پائین رفتن سطح اساس دریاچه ارومیه نیز احتمالاً در تشدید این وضعیت بی تأثیر نبوده است.

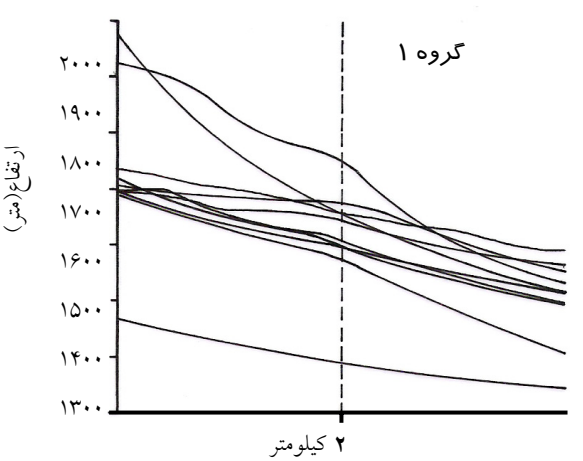
وجود آبراهه بریده شده در بخش بالادست مخروط افکنه ها پدیده ای شایع در اکثر مخروط افکنه های منطقه است (جدول ۱و شکل ۷). به طوری که در برخی از آنها مثل مخروط افکنه های چای دره سی کل شعاع مخروط افکنه به وسیله آبراهه بریده شده است.

شکل ۷- بریدگی سطح مخروط افکنه در قسمت میانی مخروط افکنه علی چای(سیس چای)

جدول ۱- وضعیت بریدگی سطح مخروط افکنه ها

شماره و نام مخروط افکنه	(۱)چای دره سی	(۲)جوت دره	(۳)کندرودچای	(۴)علی چای (سیس چای)	(۵)چای دره (شانجان چای)	(۶)تنگین دره	(۷)کبوتران چای (دریان چای)	(۸)مشتق چای	(۹)الوچای (هریس چای)	(۱۰)دره زن
درصدآبراهه های بریده شده*	۱۰۰	۲۸	۳۵	۵۰	۳۳	-	-	-	۵۵	۵۰
شماره و نام مخروط افکنه	(۱)چای دره سی	(۲)جوت دره	(۳)کندرودچای	(۴)علی چای (سیس چای)	(۵)چای دره (شانجان چای)	(۶)تنگین دره	(۷)کبوتران چای (دریان چای)	(۸)مشتق چای	(۹)الوچای (هریس چای)	(۱۰)دره زن
درصدآبراهه های بریده شده*	۱۰۰	۲۸	۳۵	۵۰	۳۳	-	-	-	۵۵	۵۰

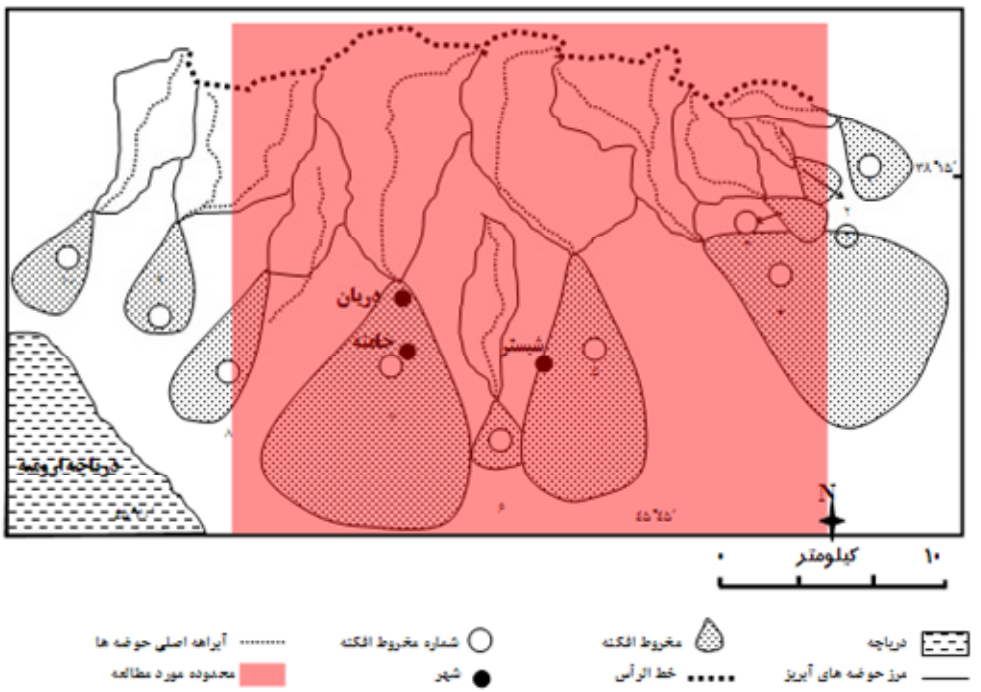
* در صدی از شعاع مخروط افکنه که به وسیلهٔ آبراهه ها بریده شده است.



شکل ۸- نیمرخ طولی رودخانه ها در۲کیلومتری بالادست و پائین دست جبهه کوهستانی(رأس مخروط افکنه ها)

در حالی که در سطح تعدادی از مخروط افکنه های منطقه این گونه آبراهه‌ها دیده نمی‌شوند. طبیعتاً وجود چنین آبراهه‌هایی خود حاکی از تشکیل زبانه‌های انباشتی در محل تلاقی بستر آبراهه بریده شده (نقطه عطف) و سطح مخروط افکنه می‌باشند. چنین وضعیتی نشأت گرفته از دینامیک انباشتی و کاوشی حاکم و مورفولوژی مخروط افکنه می باشد (Calvache et al., 1997).در میان مخروط افکنه های منطقه (شکل ۹) به غیر از مخروط افکنه‌های شماره ۶، ۷ و۸، بقیه مخروط افکنه‌ها بریدگی زیادی را در رأس خود دارند. نکته قابل توجه در مورد مخروط افکنه‌های دو سوی میشوداغ (دامنه شمالی و جنوبی) در این رابطه این است که نوعی مشابهت از نظر بریدگی سطح، در مخروط افکنه هایی که حوضه‌های آنها از یک بخش از توده کوهستان تغذیه می‌کنند وجود دارد (مختاری،۱۳۸۴ب). نکته مهم دیگر، قرارگیری مخروط افکنه‌های با بریدگی و بدون بریدگی در کنار همدیگر است که نشانگر تأثیر عوامل اوتوسیکلیک (Autocyclic) از جمله تکتونیک است که در قسمت‌های مختلف منطقه عملکردی متفاوت داشته و واکنش ناهمسان سامانه‌های مخروط افکنه ای مجاور را به دنبال داشته است.

عدم وجود آبراهه بریده شده در سطح برخی از مخروط افکنه‌ها را می‌توان به تداوم فروروی چاله‌های اطراف کوهستان و یا بالا آمدگی توده کوهستان نسبت داد که نتیجه آن تداوم ایجاد فضای رسوبگذاری و افزایش ضخامت رسوبات انباشته شده در این گونه مخروط افکنه‌ها نسبت به مخروط افکنه‌های بریده شده است. بر روی مخروط افکنه‌های بریده شده، زبانه انباشتی مخروط افکنه در محلی به نام نقطه عطف که در آن اختلاف ارتفاع بستر آبراهه بریده شده با سطح مخروط افکنه به صفر می رسد، تشکیل می‌شود. وجود آبراهه‌ای بریده شده که به نظر Blair & Mcpherson (1994) نشانگر بلوغ یک سامانه مخروط افکنه ای است، در مورد مخروط افکنه های منطقه مورد مطالعه به دلیل عدم وجود حرکات زمین‌ساختی عمودی در کنار سایر عوامل مؤثر در تدارک رسوب می‌باشد.



شکل ۹- حوضه های آبریز، آبراهه های اصلی و مخروط افکنه های محدوده مورد مطالعه

از بررسی نیمرخ های عرضی مخروط افکنه‌ها (شکل ۱۰) چنین بر می‌آید که مخروط افکنه های این بخش از الگوی خاصی تبعیت نمی کنند. نیمرخ برخی مخروط افکنه‌ها مثل مخروط افکنه‌های ۹ و ۱۰ دارای شکلی نامتعادل است به طوری که بخشی از آن محدب و بخشی مقعر است. قسمت مقعر این مخروط افکنه ها با قسمت فعال آنها که تاحدودی بریده شده نیز هست، مطابقت دارد. به نظر می رسد این پدیده ناشی از عملکرد گسل شرفخانه است که موجب فرو افتادگی زمین های واقع در جنوب خود شده است. در پی این رویداد جریان سطح مخروط افکنه‌ها به طرف جناح جنوبی مخروط افکنه‌های منطقه متمایل شده و آبراهه‌ای بریده شده را در این بخش از مخروط افکنه ها که تا ۵۰٪ آنها (جدول ۱) را در بر می‌گیرد، ایجاد نموده اند.

اشکال انباشتی منطقه مورد مطالعه در یک ناحیه به شدت فعال زمین‌ساختی گسترش یافته اند. در این بخش از میشوداغ اثر تکتونیک در موقعیت مخروط افکنه ها، تغییر سطح اساس فرسایش، تغییر در ویژگی های رسوبی مخروط افکنه ها، بریدگی سطح مخروط افکنه ها، ایجاد مخروط افکنه های چند بخشی ، شکل ساختمان مخروط افکنه ها، ومحل قرارگیری قسمت فعال مخروط افکنه ها متجلی شده است.

نتایج

تجزیه و تحلیل اطلاعات بدست آمده در مورد وضعیت ساختمانی، چینه بندی و ژئومورفیکی منطقه، ما را قادر می سازد تا روند فرگشت و چگونگی شکل گیری سیستم رودخانه ای ناموافق منطقه را تا حد امکان روشن کنیم. بر اساس شواهد زمین شناسی و ریخت شناسی موجود، پنج دوره تکاملی برای رسوبات پلیو-کواترنری موضوع این مقاله قابل طرح است:

۱- کج شدگی رسوبات کنگلومرای نیمه متراکم پلیوپلئیستوسن و بالا آمدگی پلاتفرم واقع در حد فاصل گسل جنوب میشو و گسل شبستر در نتیجه فعالیت گسل اخیر در قالب فاز کوهزایی پاسادنین.

۲- آغاز دوره رسوبگذاری واحد Qt1 در پلئیستوسن میانی که عملکرد واحد پلاتفرم در آن به صورت ایجاد فضای رسوبگذاری خارج از محیط دریاچه ارومیه بوده است.

۳- حفظ نقش فضاسازی واحد پلاتفرم در زمان بجا گذاری رسوبات واحد Qt2

۴- پراکنش مکانی واحد Qt3 در مورد منطقه مورد مطالعه نشانگر انتقال فضای رسوبگذاری به طرف دریاچه در اواخر پلئیستوسن می باشد که مستقیماً از فرو افتادگی زمین ساختی بستر دریاچه ارومیه در اثر نیروهای کششی از طریق گسل شرفخانه متأثر شده است. به طوری که اثر این فروافتادگی زمین ساختی در شرق منطقه (از بنیس به سمت شرق) دیده نمی شود و رسوبات Qt3 به صورت عادی بر روی رسوبات قبلی و تا مجاورت گسل جنوبی میشو برجای گذاشته شده‌اند.

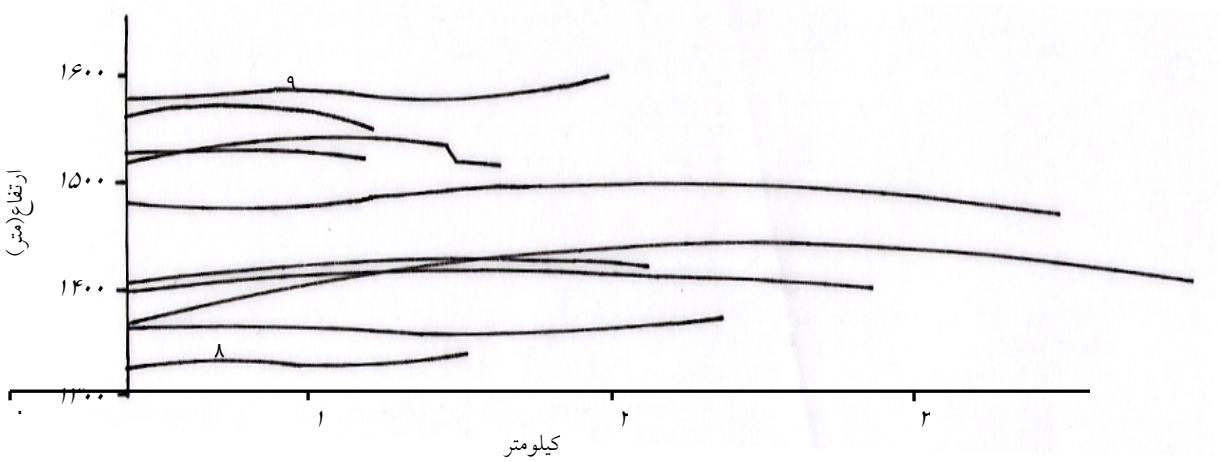
۵- در آخرین دوره تکاملی منطقه که با تشکیل و تکامل مخروط افکنه های جوان همزمان بوده است و هنوز هم ادامه دارد، اثر فعالیت های زمین ساختی در ریخت شناسی و موقعیت مخروط افکنه ها متجلی شده است. در کل اثر این فعالیت ها بر سامانه های مخروط افکنه ای جوان منطقه به شرح زیر می باشد:

- اثر گسل شرفخانه به صورت تغییر شیب ناگهانی در نیمرخ آبراهه های اصلی در محل جبهه کوهستانی، تمایل جریان سطح مخروط افکنه ها به طرف جناح جنوبی و عدم تقارن در نیمرخ عرضی سطح مخروط افکنه ها و ایجاد مخروط افکنه های بدون بریدگی ظاهر شده است.

- قرارگیری مخروط افکنه های با بریدگی و بدون بریدگی در رأس آنها و همچنین وجود مشابهت از نظر بریدگی در سطح مخروط افکنه های مجاور هم، نشانگر تأثیر عوامل اوتوسیکلیک از جمله تکتونیک است.

سابقه تشکیل شبکه رودخانه ای ناموافق با ساختار زمین شناسی منطقه به دوره بعد از کوهزایی پاسادنین و قبل از شروع رسوبگذاری واحد Qt1 بر می گردد و پائین بودن ارتفاع کف رسوبات Qt1 نسبت به ارتفاع سازند کنگلومرای قرمز میوسن که بالطبع ارتفاع آن نسبت به امروز بیشتر بوده است، دلیل این موضوع است. لذا با این توصیف فرض تشکیل حوضه های رسوبی در نتیجه بالا آمدگی این سازند قابل قبول نیست.

همان طوری که مطالعات انجام شده در دامنه شمالی میشوداغ و بررسی شواهد زمین ریخت شناسی برای ارزیابی فعالیت گسل شمالی میشوداغ (مختاری، ۱۳۸۴الف و ۱۳۸۵) نیز نشان داده است هسته اصلی کوهستان در دوره های اخیر زمین شناسی و به ویژه در کواترنری حرکاتی از نوع بالا آمدگی را تجربه نکرده است. لذا دلیل افزایش بار رسوبی رودخانه ها و بجاگذاری رسوبات کواترنری منطقه در عوامل دیگری غیر از فعالیت های زمین ساختی از قبیل تغییرات اقلیمی باید جستجو نمود. با این حال، شواهد ژئومورفولوژیکی مبتنی بر ویژگی های سامانه های رودخانه ای منطقه، حاکی از پائین رفتن کف دریاچه ارومیه در اثر عملکرد گسل شرفخانه در پلئیستوسن پایانی و هولوسن است که همزمان با اثر تغییرات اقلیمی، افت سطح آب دریاچه ارومیه را سبب شده است.



شکل ۱۰- نیمرخ‌های عرضی مخروط افکنه‌ها (محور عمودی اغراق آمیز رسم شده است).

بر اساس نتایج این پژوهش، سیمای توپوگرافی و زمین ریخت شناسی فعلی بخش شرقی دامنهٔ جنوبی میشوداغ به شدت از فعالیت های زمین ساختی کواترنری متأثر شده است و بر طبق شواهد موجود فعالیت های زمین ساختی کواترنری، مهمترین نقش را در ایجاد فضای رسوبگذاری و شکل گیری شبکهٔ آبراهه ای ناموافق داشته اند.

منابع

جداری عیوضی، جمشید. (۱۳۸۱). ژئومورفولوژی ایران. انتشارات دانشگاه پیام نور.

رضایی مقدم، محمد حسین. (۱۳۷۴)پژوهش در تشکیل کوهپایه‌ها و دشتهای انباشتی دامنهٔ جنوبی میشو داغ، با تاکید بر مورفوکلیما ومورفوتکتونیک. پایان‌نامهٔ دکتری. دانشکدهٔ علوم انسانی و اجتماعی، دانشگاه تبریز.

سازمان زمین‌شناسی کشور. (۱۳۷۳). نقشهٔ زمین‌شناسی به مقیاس ۱۰۰۰۰۰ :۱ مرند.

مختاری، داود. (۱۳۸۱). عوامل مؤثر در گسترش و تکامل مخروط افکنه‌های کواترنری در دامنه شمالی میشو داغ (آذربایجان- ایران) و ارزیابی توانهای محیطی آن. پایان‌نامه دورهٔ دکتری. دانشکده علوم انسانی و اجتماعی دانشگاه تبریز.

مختاری، داود. (۱۳۸۴) الف. نقش نوزمین ساخت در تکامل سامانه های رودخانه ای در کواترنر، مطالعه موردی: رودخانه های دامنه شمالی میشوداغ. علوم زمین . شماره ۵۷.

مختاری، داود. (۱۳۸۴)ب. اشکال مختلف مخروط افکنه ای در اطراف تودهٔ کوهستانی میشوداغ (شمال غرب ایران) با تأکید بر نقش فعالیتهای تکتونیکی کواترنر در ایجاد آنها. گزارش طرح تحقیقاتی. دانشکدهٔ علوم انسانی و اجتماعی، دانشگاه تبریز.

مختاری، داود. (۱۳۸۵). اسارت رودخانه و آثار آن در سیستم رودخانه ای، مطالعه موردی: رودخانه باغلار در دامنه شمالی میشوداغ (شمال غرب ایران). گزارش طرح تحقیقاتی، دانشگاه تبریز.

Al-Bataina, B. A., Al-Taj, M. M., Atallah, M. Y. (2005). Relation between radon concentrations and morphotectonics of the Dead Sea transform in Wadi Araba, Jordan. Radiation Measurements 40, 539-543.

Becker, L.P., Fahrnberger, W., Hermann, S.W. (2000). The role of escape tectonics for dispersion of large scale landslides - examples from the crystalline basement of the Eastern Alps. EGS XXV General Assembly, Nice, France.

Blair, T.C. (1999). Alluvial fan and catchment initiation by rock avalanching, Owens Valley, California: Geomorphology 28. p. 201-221.

Blair, T. C. and Mcpherson. J.G. (1994). Alluvial fan processes and forms. In: A.D.Abrahams and A.J.Parsons(eds.). Geomorphology of desert environment. Chapman & Hall. London.

Bull, W.B. (1962). Relations of alluvial-fan size and slope to drainage- Basin Size and lithology in Western Fresno County, California. U.S.Geol.Surv.Prof.Pap.450-B, 51-53.

Calvache, M.L., Viseras, C., Fernandez, J. (1997). Controls on fan development- evidence from fan morphometry and Sedimentology: Sierra Nevada, E Spain: Geomorpholog 21, p. 69-84.

Chen,Y.C., Sung,Q.,Cheng,K.Y. (2003). Along-strike variations of morphotectonic features in the western foothills of Taiwan: tectonic implications based on stream-gradient and hypsometric analysis. Geomorphology,56:109-137.

Dehandschutter's,B.(2001). Study of the structural evolution of continental basins in Altai, Central Asia. doctorate thesis in Geology, Free University of Brussels.

El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernandez, T., Sanz de Galdeano, C., Chacon, J. (2000). Active tectonics as a factor of mass movement. A case study. Fehler! Textmarke nicht definiert.

Galadini, F., Galli,P., Cittadini,A., Giaccio, B. (2001). Late Quaternary fault movements in the Mt. Baldo-Lessini Mts. Sector of the southalpine area (northern Italy). Netherlands Journal of Geosciences/ Geologie en Mijnbouw 80 (3-4):187-208.

Garcia,A.F., Zhu,Z., KuT.L., Sanz de Galdeano,C., Chadwick,O.A.,Chacon Montero, J. (2003). Tectonically driven landscape development within the eastern Alpujarran Corridor, Betic Cordillera, SE Spain (Almeria). Geomorphology 50. p. 83-110.

Garcia-Melendez, E., Goy, J. L., Zazo, C. (2003). Neotectonics and plio-Quaternary landscape development within the eastern Huercal-Overa Basin (Betic Cordilleras, southeast Spain). Geomorphology 50. p. 111- 133.

Grant,L. B.,With Eric,P. I.,Runnerstorm,R.,Gath, E. M. (2002). Active deformation and earthquake potential of southern Los Angeles Basin , Orange County, California. External Grant Award No. 01HQGR0117.

Guccione,M.J., Mueller,K., Champion,J., Shepherd, S., Carlson,S.D., Odhiambo,B., Tate,A. (2001). Stream response to repeated coseismic folding, Tiptonville dome, New Madrid seismic zone. Geomorphology ,43,p. 313-349.

Guerra-Merchán, A., Serrano, F., Ramallo, D. (2004). Geomorphic and sedimentary Plio–Pleistocene evolution of the Nerja area (northern Alboran basin, Spain). Geomorphology 60,89-105.

Hesterberg,T.C., Stanford,D.C., and Merritts,D.J. (1995). Tectonic Deformation Estimation using Stream Gradients: Nonparametric Function Estimation from Difference Data using Splines and Conjugate Gradients. Computing Science and Statistics, 32, 246-254, Interface Foundation of North America, Fairfax Station, VA.

Hirst, J. P. P., Nichols, G. J. (1986). Thrust tectonic controls on Miocene alluvial distribution patterns, southern Pyrenees. In: Allen PA, Homewood P, editors. Foreland Basins, vol. 8. Int Assoc Sediment Spec Publ; p. 247–58.

Keller, E.A., Pinter, N. (2002). Active tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape. Prentice Hall, Pup.

Keller, E.A., Rockwell, T.K. (1984). Tectonic geomorphology, Quaternary chronology, and paleoseismicity. In: J.E.Costa and P. J.Fleisher(eds.)., Developments and applications of geomorphology.,Springer –verlog Pub., pp.203-239.

Li, Y. Yang, J. Tan, l. and Duan, F. (1999). Impact of tectonics on allvial landforms in the Hexi Corridor. Northwest China. Geomorphology 28. PP. 299-308.

Luzo´n, A. (2001). Ana´lisis Tectosedimentario de los materiales Terciarios continentales del sector central de la Cuenca del Ebro (provincias de Huesca y Zaragoza.) PhD thesis, Zaragoza Univ., Spain.

Luzo´n, A., Gonza´lez, A., Munoz, A., Sa´nchez-Valverde, B. (2002). Upper Oligocene–Lower Miocene shallowing upward lacustrine sequences controlled by periodic and non-periodic processes (Ebro Basin, Spain). J Paleolimnol 28:441– 6.

Machette, M.N. (2000). Active. Capable, and potentially active faults – a palaeoseismic perspective. Journal of Geodynamics 29.387-392.

Mial, A. D. (1990). Principles of sedimentary basin analysis. Springer-Verlag Pub.,

Milla´n Garrido, H., Pueyo Morer, E., Aurell Cardona, M., Luzo´n Aguado, A., Oliva Urc´a, B., Mart´nez Pena, B. (2000). Actividad tecto´nica registrada en los depo´ sitos terciarios del frente meridional del Pirineo central. Rev Soc Geol Esp 13: 279–300.

Modenesi-Gauttieri, M. C., Hiruma, S. H., Riccomini, C. (2002). Morphotectonics of a high plateau on the northwestern flank of the Continental Rift of southeastern Brazil. Geomorphology 43, 257-271.

Munoz, A., Arenas, C., Gonza´lez, A., Luzo´n, A., Pardo, G., Villena, J. (2002). Ebro Basin (Northeastern Spain). In: Gibbons W, Moreno T, editors. Geology of Spain. London7 Geological Society; p. 301– 9.

Munoz, J. A., Mart´nez, A., Verge´s, J. (1986). Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees. J Struct Geol 8:399–405.

Panizza, M., Castaldini, D., (1987). Neotectonic research in applied geomorphological studies. Zeitchrift fur Geomorphologie Supplementband.Vol.63, 173-211.

Pascucci, V., Costantini, I. A., Martini, P., Dringoli, R. (2006). Tectono-sedimentary analysis of a complex, extensional, Neogene basin formed on thrust-faulted, Northern Apennines hinterland: Radicofani Basin, Italy. Sedimentary Geology 183, 71-79.

Puigdefa`bregas, C., Munoz, J. A., Verge´s, J. (1992). Thrusting and foreland basin evolution in the Southern Pyrenees. In: Mc Clay KR, editor. Thrust tectonics. Chapman & Hall; p. 247–54.

Puigdefa`bregas, C., Souquet, P. (1986). Tectosedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. Tectonophysics 129:173– 203.

RFAFJ(The Research Group for Active Faults of Japan). (1980). Active faults in and around Japan: distribution and degree of activity. Journal of Natural Disaster Science. Vol. 2(2), 61-99.

Riba, O., Reguant, S., Villena, J. (1983). Ensayo de s´ntesis estratigra´fica y evolutiva de la Cuenca terciaria del Ebro. In:Libro Jubilar JM R´os, editor.Geolog´a de Espana, Tomo II. Instituto Geolo´gico y Minero de Espana; p.131–59.

Schuum,S.A.,Dumont,J.F.,Halbrook,J.M. (2000). Active Tectonics and Alluvial Rivers.Cambridge University Press.NewYork.

Schoorl, J. M., Veldkamp, A. (2003). Late Cenozoic landscape development and its tectonic implications for the Guadalhorce valley near Alora (Southern Spain). Geomorphology 50. p. 43-57.

Slemmons, D.B., McKinney, R. (1977). Difination of " active fault" . US Army Engineer Waterways Expriment Station, Soils and Pavements Laboratory. miscellaneous paper S,77-8, Vicksburg.

Snyder,N.P.,Whipple,K.X.,Tucker,G.E.,Merrits,D.J. (2003). Channel response to tectonic forcing:field analysis of stream morphology and hydrology in the Mendecino triple junction region, northern California. Geomorphology 53. p.97-127.

Sorriso-Valvo, M., Sylvester, A.G. (1993). The relationship between geology and landforms along a coastal mountain front, northern Calabria, Italy: Earth Surface processes and landforms 18, 257-273.

Stewart, I. S., Hancock, P. L. (1992). Neotectonics. In: Twiss & Moores. Structural geology. 370-409.

Stokes, M., Mather, A. E. (2000). Response of Plio-Pleistocene alluvial systems to tectonically induced base-level changes, Vera Basin, Southeast Spain. Journal of the geological society 157. p. 303-316.

Stokes, M., Mather, A. E. (2003). Tectonic origin and evolution of transverse drainage: the Rio Almanzora, Betic Cordillera, Southeast Spain. Geomorphology 50. p. 59-81.

Süzen, M. L., Toprak, V., Rojay, B. (2006). High-altitude Plio–Quaternary fluvial deposits and their implication on the tilt of a horst, western Anatolia, Turkey. Geomorphology 74, 80-99.

Villena, J., Pardo, G., Pe´rez, A., Munoz, A., Gonza´lez, A. (1996a). The Tertiary of the Iberian margin of the Ebro Basin: sequence stratigraphy. In: Friend P, Dabrio C, editors. Tertiary Basins of Spain, The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics. World and Regional Geology Series. Cambridge University Press; p. 77– 82.

Villena, J., Pardo, G., Pe´rez, A., Munoz, A., Gonza´lez, A. (1996b). Tertiary of the Iberian margin of the Ebro Basin: paleogeography and tectonic control. In: Friend P, Dabrio C, editors. Tertiary Basins of Spain: The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics World and Regional Geology Series. Cambridge7 Cambridge University Press; p. 83– 8.

Viseras, C., Calvache, M. L., Soria, J. M., Fernandez, J. (2003). Differential features of alluvial fans controlled by tectonic or eustatic accommodation space. Examples from the Betic Cordillera, Spain. Geomorphology 50. p. 181-202.

Viseras, C., Maldonado, A. (1999). Facies architecture, seismic stratigraphy and development of a high latitude basin: the powell Basin(Antarctica). Marine geology, 157:69-87.

Wisniewski,P.A., Pazzaglia,F.J. (2002). Epirogenic Controls on Canadian River Incision and Landscape Evolution, Great Plains of Northeastern New Mexico. The Journal of Geology, 2002, volume 110, p. 437 456

Winter,Th., Niviere,B., Giamboni,M. (2000). Active tectonics and seismic hazard in Sundgau area. EUCOR_URGENT Annual Report.