نشریه مرتع و آبخیزداری، مجله منابع طبیعی ایران
دوره ٦٦، شماره ٢، تابستان ١٣٩٢

تاریخ دریافت: ١٣٨٩/٨/١٧
تاریخ پذیرش: ١٣٩١/١٠/١

تکوین پدوژئومورفیک یک مخروطه‌افکنه در مرکز ایران

امید بیات؛ گروه خاک‌شناسی دانشگاه صنعتی اصفهان
حمیدرضا کریم‌زاده*؛ گروه مرتع و آبخیزداری دانشگاه صنعتی اصفهان
مصطفی کریمیان اقبال؛ گروه خاک‌شناسی دانشگاه تربیت مدرس تهران
حسین خادمی؛ گروه خاک‌شناسی دانشگاه صنعتی اصفهان

چکیـــده

با وجود شرایط زمین‌شناختی و اقلیمی مناسب جهت تشکیل و تکوین مخروطه‌افکنه‌ها و اهمیت این لندفرم در تأمین منابع آب و خاک در مناطق خشک، دربارهٔ این لندفرم مطالعات محدودی در ایران انجام شده است. هدف از این پژوهش شناسایی، نقشه‌برداری، و بررسی نحوهٔ تکوین سطوح ژئومورفیک بر یک مخروطه‌افکنه در شرق اصفهان و مطالعهٔ تشکیل و تکامل خاک‌ها در سطوح آن است. نتایج نشان می‌دهد حوضهٔ آبخیز مخروطه‌افکنهٔ مورد مطالعه، از نظر تکتونیکی، فعال بوده و دو واقعهٔ رسوب‌گذاری اصلی برای مخروطه‌افکنه‌های شرق اصفهان وجود داشته است. سطوح ژئومورفیک مخروطه‌افکنهٔ مورد مطالعه، بر اساس موقعیت توپوگرافی، درجهٔ بریدگی، و تکامل پدوژنیکی خاک‌ها، شناسایی شد. کاربرد شاخص بریدگی پیشنهاد می‌کند این شاخص برای مقایسهٔ سطوح ژئومورفیکِ غیرفعال مناسب‌تر است. خاک‌های موجود بر سطوح ژئومورفیک آهکی با مراحل مختلف مورفولوژی کربنات‌های پدوژنیک‌اند. نتایج شاخص بریدگی با مورفولوژی کربنات‌های پدوژنیک در خاک‌های سطوح ژئومورفیک همخوانی دارد. سیستم‌های رده‌بندی پیشنهادشده برای خاک‌های قدیمی به‌خوبی قادر به رده‌بندی خاک‌های سطوح ژئومورفیکِ مورد مطالعه بودند و کاربرد این مدل‌هایِ جدیدِ طبقه‌بندیِ خاک برای مناطق دیگر هم توصیه می‌شود.

واژگان کلیدی: سطوح ژئومورفیک، تکتونیک، خاک‌ها، مناطق خشک، اصفهان.

* نویسنده مسئول تلفن: ٠٣١١٣٩١٣٥٥٨
E. mail: karimzadeh@cc.iut.ac.ir

مقدمه

مخروطه‌افکنه‌ها لندفرم غالب در بسیاری از مناطق فعال تکتونیکی زمین‌اند (Blair & Mc Pherson, 1997). با گسترش این لندفرم در نواحی اقلیمی مختلف از جنب قطبی تا حاره‌ای مرطوب (Harvey, 1997; Harvey et al., 2005)، مخروطه‌افکنه‌ها، به عنوان لندفرم مشخصهٔ مناطق کوهستانی خشک و نیمه‌خشک، مورد توجه بسیاری از محققان بوده است (Eghbal & Southward, 1993; Harvey, 1997; Ritter et al., 2000; Oguchi & Oguchi, 2004).

Eghbal & Southward (1993) چینه‌نگاری و تشکیل خاک‌ها بر سطوح ژئومورفیک مخروطه‌افکنه‌های دایسکت‌شدهٔ بیابان موهاوی را بررسی کردند و با استفاده از اطلاعات پالئومگنتیک و خصوصیات خاک‌ها چهار دورهٔ رسوب‌گذاری، طی ۷۸۲ هزار سال گذشته، برای مناطق جنوب‌غرب امریکا شناسایی کردند. بررسی مخروطه‌افکنه‌های مناطق خشک مرکزی نوادا هم نشان داد تغییرات اقلیمی همراه با تغییرات اکولوژیکی و افزایش فواصل بین بوته‌ای[1] سبب ناپایداری لنداسکیپ و افزایش جریانات سیلابی طی کواترنر پایانی شده است (Ritter et al., 2000). Oguchi & Oguchi (2004) تکوین ژئومورفیک یک مخروطه‌افکنه در مناطق خشک سوریه، طی کواترنر پایانی، را شامل فازهای تجمع و سیمانی‌شدن رسوبات و تشکیل تالوس، دایسکت‌شدن فن و رسوب‌گذاری جریانات دبری[2] و، در نهایت، انتقال انتخابی ذرات از تالوس و ایجاد شکاف[3] در کانال فن بیان کردند. به طور کلی، شناخت ژئومورفولوژی مخروطه‌افکنه‌های مناطق خشک در ارتباط با منابع آب زیرزمینی، آبیاری اراضی کشاورزی، و ایجاد سکونتگاه‌های انسانی دارای اهمیت است (Harvey, 1997).

با وجود شرایط زمین‌شناختی و اقلیمی مناسب جهت تشکیل و تکوین مخروطه‌افکنه‌ها و اهمیت این لندفرم در تأمین منابع آب و خاک در مناطق خشک (Blair & Mc Pherson, 1997; Arzani, 2005)، مطالعات محدودی در ایران انجام شده است. نخستین بار Beaumont (1972) مخروطه‌افکنه‌های پایکوه‌های البرز در ایران را مطالعه کرد. مطالعهٔ مخروطه‌افکنه‌های حاشیهٔ پلایا میقان اراک توسط Yamani & Asadian (2004) نشان‌دهندهٔ اهمیت فعالیت‌های تکتونیک در تکوین مخروطه‌افکنه‌های این منطقه است. Arzani (2005) رخساره‌های رسوبی در مگافن منطقهٔ ابرکوه را بررسی و مطالعه کرد و دریافت رسوب‌گذاری صفحه‌ای فرایند اصلی تشکیل این لندفرم طی کواترنر بوده است. چینه‌نگاری و تغییرات محیطی مخروطه‌افکنه‌های شرق ایران طی پلیستوسن پایانی و هولوسن را Walker & Fattahi (2011) مطالعه کرده‌اند.

منطقهٔ شرق اصفهان در زون فعال تکتونیکی سنندج- سیرجان واقع شده است و طی ترشیاری و کواترنر تحت تأثیر فعالیت‌های تکتونیکی، تغییرات اقلیمی، نوسانات سطح دریاچهٔ گاوخونی، تغییرات رودخانهٔ زاینده‌رود، و جریان‌های سیلابی قرار داشته و امروزه در معرض فرایندهای فرسایش بادی قرار گرفته است (Karimzadeh, 2002). مجموعه عوامل فوق سبب تشکیل و تکوین الگوهای پیچیدهٔ لندفرم‌ها در منطقهٔ شرق اصفهان شده است. بنابراین، پژوهش حاضر به منظور شناسایی، نقشه‌برداری، و بررسی نحوهٔ تکوین سطوح ژئومورفیک بر یک مخروطه‌افکنه و مطالعهٔ تشکیل و تکامل خاک‌ها در سطوح ژئومورفیک آن در منطقهٔ خشک شرق اصفهان انجام شد.

روش‌شناسی

منطقهٔ مورد مطالعه

منطقهٔ مورد مطالعه در استان اصفهان و بخش شرقی دشت زاینده‌رود در فاصلهٔ حدود ۵۰ کیلومتری

1. Inter scrub
2. Debris
3. Incision

جنوب‌شرقی شهر اصفهان قرار گرفته است (شکل ۱). مخروطه‌افکنهٔ مورد مطالعه در محدودهٔ ۵۲ درجه و ۰۴ دقیقه و ۲۷ ثانیهٔ شرقی و ۳۲ درجه و ۲۲ دقیقه و ۰۱ ثانیهٔ شمالی قرار دارد.

شکل ۱. موقعیت منطقهٔ مورد مطالعه در استان اصفهان، مرکز ایران

اقلیم فعلی منطقهٔ مورد مطالعه خشک تا بسیار خشک با میانگین دمای سالانه حدود ۱۵/۲ درجهٔ سانتی‌گراد و میانگین بارش سالانه حدود ۱۲۰ میلی‌متر و دارای الگوی فصلی در رژیم‌های دما و بارش است. چینه‌های غالب زمین‌شناختی منطقهٔ مورد مطالعه شامل شیل ژوراسیک، سنگ آهک، و کنگلوموای کرتاسه بوده، اما بیشتر سطح منطقه با رسوبات کواترنر پوشیده شده است (Zahedi, 1976). منطقهٔ شرق اصفهان در زون زمین‌شناختی سنندج- سیرجان واقع شده و از لحاظ تکتونیکی فعال است و دارای گسل‌های موازی شمال غرب- جنوب شرقی است. فعالیت این گسل‌ها سبب ایجاد ساختار کوه- دشت شده است که فرایند آغازین در تکوین ژئومورفیک- پدوژنیک منطقهٔ مورد مطالعه است (Karimzadeh, 2002).

روش مطالعه

لندفرم‌ها و سطوح ژئومورفیک منطقهٔ مورد مطالعه با استفاده از تفسیر عکس‌های هوایی پانکروماتیک با مقیاس ۱/۴۰۰۰۰ سازمان نقشه‌برداری کشور، نقشه‌های توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح، تصاویر ماهواره‌ای لندست (7 ETM Landsat)، و بازدیدهای مکرر میدانی شناسایی و نقشه‌برداری شد. پس از شناسایی سطوح ژئومورفیک و کنترل واحدهای نقشه، پروفیل‌های خاک بر سطوح ژئومورفیک حفر شد و، بر اساس راهنمای حفاظت منابع طبیعی امریکا (SCS-USDA, 1979)، مطالعه و تشریح و نمونه‌برداری شد. نمونه‌های خاک، پس از خشک‌شدن در سایه، کوبیده شده و از الک ۲ میلی‌متری (مش ۱۰) عبور داده شد. پس از تهیهٔ گل اشباع، اسیدیته در گل اشباع با استفاده از دستگاه pH متر مدل ۶۲۰ متر اهم تعیین شد. هدایت الکتریکی، پس از استخراج عصارهٔ اشباع، با استفاده از دستگاه هدایت‌سنج الکتریکی در دمای آزمایشگاه اندازه‌گیری شد و تصحیحات لازم برای دمای ۲۵ انجام شد. کربنات کلسیم به روش تیتراسیون برگشتی اندازه‌گیری و کربن آلی خاک به روش اکسیداسیون تر تعیین شد (USDA, 1996). توزیع اندازهٔ ذرات، پس از حذف مواد آلی و یون‌های محلول، با روش پیپت انجام شد (Ibid). پس از تشریح مورفولوژیکی و انجام‌دادن آنالیزهای فیزیکوشیمیایی، طبقه‌بندی خاک‌های مطالعه‌شده در قالب سیستم‌های

رده‌بندی امریکایی (Soil Survey Staff, 2010) و رده‌بندی جهانی (FAO, 2006) انجام شد. علاوه بر این، سیستم‌های رده‌بندی پیشنهادشده توسط Nettleton et al. (2000) و Kraslinkov & Calderon (2006) برای طبقه‌بندی خاک‌های قدیمی به‌کار رفت.

برآورد کمّی پویایی تکتونیکی منطقهٔ مورد مطالعه با استفاده از شاخص سینوزیتهٔ جبههٔ کوهستان[1] (SMF) انجام شد. این شاخص تعادل بین شرایط اقلیمی، فرسایش، لیتولوژی، و نیروهای تکتونیکی را نشان می‌دهد (Burbank & Anderson, 2001). شاخص سینوزیتهٔ جبههٔ کوهستان با استفاده از خط تراز در محل شکست شیب (کنیک پوینت)[2]، و نرم‌افزار الویس[3] محاسبه شد. همچنین، با توجه به اهمیت بریدگی سطوح ژئومورفیک، Ponti (1985) شاخص کمّی به نام شاخص بریدگی[4] پیشنهاد کرد. این شاخص با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی محاسبه می‌شود و مقادیر آن با افزایش سن سطوح معمولاً افزایش می‌یابد. جهت محاسبهٔ این شاخص سه خط تراز بر هر سطح ژئومورفیک انتخاب شد و طول آن‌ها با استفاده از نرم‌افزار الویس محاسبه گردید (Ponti, 1985).

برای تخمین شدت تجمع رس در افق‌های آرجیلیک از شاخص تجمع رس[5] (معادلهٔ ۱) استفاده شد.

معادلهٔ ۱

$$CI = \sum (B - C)T$$

در این معادله B درصد رس در افق آرجیلیک، C درصد رس در مواد مادری، و T ضخامت افق آرجیلیک است. در صورتی که پروفیلی از چند افق B تشکیل شده باشد، مجموع افق‌های پروفیل محاسبه می‌شود.

Levine & Ciolkosz (1983) مدلی برای تخمین زمان پدوژنز افق‌های آرجیلیک با استفاده از شاخص تجمع رس ارائه کردند (معادلهٔ ۲). با استفاده از این معادله می‌توان مدت زمان تشکیل افق آرجیلیک، پروفیل خاک و سن تقریبی لندفرم‌ها را محاسبه کرد.

معادلهٔ ۲

$$\mathbf{Log\ (A) = ۱,۸۱ + ۰,۹۹۸ \times Log\ (CI)}$$

در این معادله CI شاخص تجمع رس و A سن مطلق بر حسب سال است. این معادله فرض می‌کند که افزایش سن خاک همراه با افزایش درصد رس است و، در واقع، مدت زمان پدوژنز را محاسبه می‌کند.

نتایج

تکوین سطوح ژئومورفیک

مورفولوژی و توالی سطوح ژئومورفیک

مطالعات سنجش از دور و مشاهدات میدانی دلالت بر وجود دو نسل مخروطه‌افکنه‌ها در منطقهٔ مورد مطالعه دارد: نسل مخروطه‌افکنه‌های قدیمی در کنار جبههٔ کوهستان و بالادست مخروطه‌افکنه‌های جدیدتر قرار گرفته‌اند (شکل ۲).

قرارگرفتن مخروطه‌افکنه‌های قدیمی در بالادست مخروطه‌افکنه‌های جدید از جاجرود (Maghsoodi, 2008) و حاشیهٔ کویر میقان (Yamani & Asadian, 2004) از ایران، شمال‌غرب سوریه (Oguchi & Oguchi, 2004)، و درّهٔ آنتلوپ در کالیفرنیا (Ponti, 1985) گزارش شده و نشان‌دهندهٔ بالاآمدگی حوضهٔ آبخیز در اثر حرکات تکتونیکی است. Yamani et al. (2008) قرارگرفتن مخروطه‌افکنه‌های قدیمی در بالادست نسل جدیدتر مخروطه‌افکنه‌ها در دامنه‌های کوه‌های کرکس را به بالاآمدگی تدریجی جبههٔ کوهستان و فرونشست سطح اساس (چالهٔ اردستان- کاشان) نسبت داده و آن را نمونه‌ای از فعالیت‌های تکتونیکی زون سنندج- سیرجان معرفی کرده‌اند. مخروطه‌افکنه‌های

1. Sinousity of Mountain Front (SMF)
2. Knick point
3. Ilwis
4. Dissection Index (DI)
5. Clay Accumulation Index (CI)

شکل ۲. مخروطه‌افکنه‌های قدیمی (Qf1) و جدید (Qf2)

قدیمی در منطقهٔ مورد مطالعه به‌شدت و به مقدار زیاد بریده شده و در برخی نقاط دارای لایه‌های سنگی‌اند (شکل۳-الف). Bull (1991) وجود لایه‌های سیمانی‌شده در رسوبات مخروطه‌افکنه‌ها را نشان‌دهندهٔ قدمت آن‌ها بیان کرده است. لایه‌های سنگی در مخروطه‌افکنه‌های شرق اصفهان از سیمانی‌شدن سنگریزه‌های زاویه‌دارِ آهکی توسط سیمان آهکی ایجاد شده‌اند (شکل ۳-ب).

با توجه به وجود منابع عظیم سنگ آهک کرتاسه در بالادست این مخروطه‌افکنه‌ها، می‌توان آن‌ها را منشأ سنگریزه و سیمان آهکی در نظر گرفت. سیمانی‌شدن رسوبات توسط کربنات‌ها طی اقلیم خشک آخرین دورهٔ یخچالی[1] در نتیجهٔ شرایط پایدار و کاهش فرایندهای رودخانه‌ای در مخروطه‌افکنه‌های سوریه هم گزارش شده است (Oguchi & Oguchi, 2004).

شکل ۳. لایه‌های سنگی در مخروطه‌افکنه‌های قدیمی از نمای دور (الف) و نمای نزدیک (ب)

1. Last Glacial Maximum (LGM)

پس از مطالعات میدانی و تفسیر عکس‌های هوایی، سه سطح ژئومورفیک شناسایی شد و، با توجه به محیط فن و سن نسبی، به نام‌های Qf1 و Qf2 و Qf3 از قدیم به جدید نام‌گذاری شدند.

برای شناسایی دقیق‌تر سطوح ژئومورفیک شاخص بریدگی (DI) سطوح ژئومورفیک بررسی شد. ایجاد بریدگی در سطوح ژئومورفیک پاسخ ژئومورفیک سریعی به تغییرات اقلیمی شناخته شده است (Oguchi & Oguchi, 2004). شکل ٤ مقادیر شاخص بریدگیِ سطوح مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

شکل ٤. مقادیر شاخص بریدگی در سطوح ژئومورفیک مختلف

بیشترین مقدار این شاخص مربوط به سطح ژئومورفیک Qf1 است که می‌توان آن را ناشی از قدمت، فرسایش، و بریدگی شدید این سطح ژئومورفیک دانست. Ponti (1985)، با بررسی تراس‌های آبرفتی کالیفرنیا، دریافت که مقادیر شاخص بریدگی با افزایش سن تراس‌ها زیاد می‌شود. در مخروطه‌افکنهٔ مورد مطالعه آبراهه‌های فعال امروزی (سطح ژئومورفیکQf3) دارای مقادیر بریدگی حد واسط و لوب های[1] غیرفعال (سطح ژئومورفیک Qf2) دارای کمترین مقادیر بریدگی است. بیشتر بودن مقادیر شاخص بریدگی سطح Qf3 نسبت به سطح Qf2 را می‌توان ناشی از فعالیت و تحول آبراهه‌ها بر روی مخروطه‌افکنه و پُرشدگی تدریجی آن‌ها دانست. در واقع، به نظر می‌رسد این شاخص برای مقایسهٔ سطوح ژئومورفیک غیرفعال مناسب‌تر است.

پس از شناسایی سطوح ژئومورفیک در مطالعات اولیه، نقشه‌برداری این سطوح با استفاده از عکس‌های هوایی انجام شد (شکل ٥). همان طوری که در این شکل مشخص است، بیشتر سطح مخروطه‌افکنهٔ مورد مطالعه مربوط به لوب‌های غیرفعال (Qf2) است. این امر ناشی از فعالیت فرایندهای فرسایش و تخریب سطح ژئومورفیک قدیمی (Qf1) و جوان‌بودن سطح ژئومورفیک Qf3 است. علاوه بر این، بقایای یک لنداسکیپ قدیمی (رلیکت) در محیط مخروطه‌افکنه شناسایی و Cfr نام‌گذاری شد.

۳.۳.۲. تکتونیک و تکوین سطوح ژئومورفیک

تکتونیک به صورت مستقیم با ایجاد توپوگرافی، تأثیر بر گرادیان شیب، ایجاد فضا برای ذخیرهٔ رسوبات، و تغییرات سطح اساس مخروطه‌افکنه و به صورت غیرمستقیم با تأثیر بر شدت‌های فرسایش بر تکوین مخروطه‌افکنه‌ها دارای اهمیت است (Ritter et al., 2000; Harvey et al., 2005). به طور کلی، تکتونیک و اقلیم فاکتورهای مؤثر در تکوین مخروطه‌افکنه‌ها در مقیاس‌های زمانی بلند و کوتاه‌مدت بیان شده‌اند (Harvey et al., 2005).

بسیاری از محققان شاخص سینوزیتهٔ جبههٔ کوهستان، به عنوان شاخصی از فعالیت‌های تکتونیکی، به کار برده‌اند (Burbank & Anderson 2001; Yamani et

1. Lobe

شکل ۵. تصویر شماتیک سطوح ژئومورفیک مخروطه‌افکنهٔ مورد مطالعه

al., 2008). Burbank & Anderson (2001) مقادیر نزدیک به ۱ این شاخص را ویژهٔ مناطق فعال تکتونیکی بیان کردند. در مناطق فعال تکتونیکی مقدار این شاخص کم است، اما، با کاهش نیروهای تکتونیکی و غالب‌شدن فرایندهای فرسایش، جبههٔ کوهستان پیچ‌وخم‌دار می‌شود و مقدار شاخص بیشتر می‌گردد. در مناطق مرطوب، به علت زیادبودن نیروهای فرسایش، ممکن است جبههٔ کوهستان تغییراتی داشته باشد، اما در مناطق خشک کمتر تحت تأثیر اقلیم بوده و معیاری از فعالیت‌های تکتونیکی است (Burbank & Anderson, 2001). همان طور که جدول ۱ نشان می‌دهد، شاخص سینوزیته برای جبههٔ کوهستان مورد مطالعه (مخروطه‌افکنه‌های شرق اصفهان) کم و در حدود ۱/۹۳ است که نشان‌دهندهٔ فعالیت تکتونیکی نسبتاً شدید است و این امر می‌تواند دلالت بر فعالیت تکتونیکی زون زمین‌شناختی سنندج- سیرجان طی آخرین فاز کوه‌زایی آلپی باشد.

جدول ۱. طول جبههٔ دامنه و مقادیر شاخص سینوزیته برای واحد کوهستان

طول دامنه (متر)	طول خط مستقیم (متر)	شاخص سینوزیته (SMF)
۶۷۶۴/۷	۵۹۳۷/۹	۱/۹۳۱

Yamani et al. (2008) مقادیر ۱/۰۸ تا ۱/۸۰ را برای شاخص سینوزیتهٔ جبههٔ کوهستان در دامنه‌های کرکس گزارش کردند و آن را نشان‌دهندهٔ فعالیت‌های تکتونیکی خیلی شدید تا نسبتاً شدید زون زمین‌شناختی سنندج- سیرجان تفسیر کردند. همچنین، بررسی حرکات مسطحاتی زمین در زون سنندج- سیرجان توسط مدل NUVEL-1a دلالت بر حرکات تکتونیکی در این زون زمین‌شناختی دارد (Maghsoodi, 2008).

با توجه به مورفولوژی مخروطه‌افکنه‌های مورد مطالعه

و مقادیر شاخص SMF ، به نظر می‌رسد تشکیل و تکوین مخروطه‌افکنه‌های منطقهٔ شرق اصفهان با مدل کلاسیک برای مناطق فعال تکتونیکی مطابقت دارد (Bull, 1991; Burbank & Anderson, 2001) و به صورت تشکیل نسل اول مخروطه‌افکنه‌ها بر روی جبههٔ کوهستان در نتیجهٔ شدت فعالیت‌های تکتونیکی در آخرین فاز کوه‌زایی باشد. پس از آن و با کاهش فعالیت‌های تکتونیکی، جریانات سیلابی سبب بریدگی مخروطه‌افکنه‌های قدیمی و تشکیل نسل جدید مخروطه‌افکنه‌ها در پایین‌دست مخروطه‌افکنه‌های قدیمی شده است. در واقع، دو دورهٔ اصلی رسوب‌گذاری برای مخروطه‌افکنه‌های شرق اصفهان وجود داشته است. Walker & Fattahi (2011) بر آن‌اند که آخرین دورهٔ تشکیل مخروطه‌افکنه‌ها در شرق و مرکز ایران در حدود ۳۰ هزار سال قبل (دورهٔ یخچالی ورم) آغاز شده و در حدود ۹ هزار سال قبل به پایان رسیده است و پس از آن فرایندهای سیلابی طی دوره‌های مرطوب اوایل هولوسن سبب بریدگی سطوح ژئومورفیک شده و نیمهٔ دوم هولوسن با غالبیت شرایط خشکی در مرکز و شرق ایران همراه بوده است.

خاک‌ها در سطوح ژئومورفیک

خصوصیات مورفوژنتیکی و فیزیکوشیمیایی خاک‌ها

خاک‌ها به عنوان ابزاری قوی برای تطابق رسوبات زمین‌شناختی و سطوح ژئومورفیک (Eghbal & Southward, 1993) و شناسایی آثار تغییرات اقلیمی طی دوره‌های پایداری لنداسکیپ (Bull, 1991) دارای اهمیت‌اند. به طورکلی، تشکیل خاک در مخروطه‌افکنه‌ها در دوره‌های پایداری لنداسکیپ و دوره‌های زمانی بین وقایع رسوب‌گذاری و به‌ویژه در لوب‌های غیرفعال رخ می‌دهد (Blair & Mc Pherson, 1997).

خاک‌های قدیمی در مخروطه‌افکنه‌ها و، به‌ویژه، در سطوح قدیمی فقط در نقاطی مشاهده می‌شود که سطح اصلی فن حفظ شده است و در بیشتر نقاط با فرایندهای فرسایش و رسوب‌گذاری بعدی حذف یا مدفون شده‌اند (Christenson & Purcell, 1985). مطالعهٔ مقاطع مخروطه‌افکنه‌های قدیمی (Qf1) در شرق اصفهان هم نشان‌دهندهٔ مدفون‌شدن خاک اصلی این سطح ژئومورفیک توسط رسوبات آبرفتی جدیدتر است. فقط در منطقهٔ قارنه، با وجود پوشش اندک رسوبات آبرفتی جوان‌تر، یک خاک قدیمی بسیار متکامل مشاهده می‌شود. این خاک قدیمی در ارتفاع حدود ۱۶۰۵ متری از سطح دریا قرار گرفته و از دو بخش اساسی تشکیل شده است: رسوبات جدید (افق‌های A, C)؛ یک افق پدوکمپلکس قدیمی (از افق‌های تجمع کربنات و افق‌های تجمع رس) (شکل ٦).

شکل ٦. خاک قدیمی سطح ژئومورفیک Qf1 از نمای دور (الف) و نزدیک (ب)

رسوبات جدید از تجمع سنگریزه‌های عمدتاً آهکی تشکیل شده و فاقد تکامل است. به نظر می‌رسد تشکیل این رسوبات از انتقال مواد در فازهای ناپایدار لنداسکیپ و، عمدتاً، از منشأ سنگ‌های آهکی کرتاسه باشد. افق‌های A و C دارای توزیع اندازهٔ ذرات مشابه بوده (جدول ۲) و هر دو از رسوب‌گذاری سیلابی در محیط مخروطه‌افکنه ایجاد شده‌اند. درصد بیشتر آهک در افق A ناشی از ورود مواد جدید آهکی به این افق است. شوری بیشتر در افق C می‌تواند ناشی از آبشویی افق A و عمق کم آبشویی و تجمع املاح در افق C باشد (جدول ۲).

جدول ۲. خصوصیات مورفولوژیکی و فیزیکوشیمیایی خاک‌ها در سطوح ژئومورفیک مورد مطالعه

افق	ضخامت (سانتی‌متر)	رنگ مانسل (خشک)	pH گل اشباع	ECe dS/m	درصد مواد آلی	درصد آهک	مورفولوژی کربنات‌ها	درصد شن	درصد سیلت	درصد رس
سطح *Qf۱*										
A	۰-۲۵	۱۰YR۶/۴	۸/۰	۴/۷	۰/۴۹	۴۱/۴	-	۵۴/۱	۲۱/۲	۲۴/۷
C	۲۵-۴۲	۱۰YR۶/۳	۸/۳	۱۲/۶	۰/۰۹	۲۹/۵	-	۶۰/۳	۱۵/۹	۲۳/۸
۲Bkb	۴۲-۸۰	۷.۵YR۶/۴	۷/۴	۸/۸	۰/۱۸	۷۱/۸	III	۱۸/۷	۵۹/۷	۲۱/۶
۳Btb	۸۰-۸۳	۷.۵YR۵/۴	۷/۵	۵/۹	۰/۲۶	۴۳/۵	-	۲۶/۸	۱۹/۴	۵۳/۸
۴Bkb	۸۳-۸۶	۱۰YR۶/۴	۷/۵	۳/۳	۰/۰۷	۹۲/۶	III	۱۶/۳	۵۸/۶	۲۵/۱
۵Bkb	۱۰۲-۱۰۷	۱۰YR۵/۴	۷/۶	۳/۴	۰/۰۶	۸۱/۶	III	۱۲/۹	۶۳/۳	۲۳/۸
۶Btb	۱۰۷-۱۱۲	۷.۵YR۵/۴	۷/۵	۸/۹	۰/۴۵	۲۸/۶	-	۸/۷	۳۵/۰	۵۶/۳
۷Btb	۱۲۰-۱۲۵	۷.۵YR۶/۳	۷/۵	۹/۵	۰/۲۹	۳۵/۹	-	۹/۷	۵۶/۱	۳۴/۲
۸Bkmb	۱۲۵+	۱۰YR۶/۴	۷/۵	۸/۷	۰/۰۷	۸۲/۶	IV	۲۷/۴	۵۸/۷	۱۳/۹
سطح *Qf۲*										
A	۰-۱۷	۱۰YR۶/۳	۷/۶	۵/۲	۰/۰۸	۳۱/۲	-	۷۳/۰	۱۴/۶	۱۲/۴
Btk	۱۷-۴۸	۷.۵YR۴/۶	۷/۳	۹/۴	۰/۱۵	۲۷/۲	I	۴۸/۶	۲۰/۵	۳۰/۹
C۱	۴۸-۷۳	۷.۵YR۵/۴	۷/۴	۱۰/۲	۰/۰۸	۲۹/۶	-	۶۳/۲	۱۱/۹	۲۴/۸
۲Btk	۷۳-۱۲۵	۵YR۴/۴	۷/۴	۵/۴	۰/۱۸	۳۱/۶	I-II	۳۴/۴	۲۴/۴	۴۱/۱
۳C	۱۲۵+	۷.۵YR۵/۴	۷/۳	۴/۸	۰/۰۷	۲۵/۴	-	۵۶/۳	۱۵/۲	۲۸/۵
سطح *Qf۳*										
A	۰-۶	۱۰YR۶/۴	۷/۹	۱/۵	۰/۵۱	۴۲/۸	–	۶۹/۱	۱۶/۶	۱۴/۲
C۱	۶-۴۵	۱۰YR۵/۳	۸/۱	۱/۷	۰/۴۵	۳۲/۸	–	۶۸/۷	۱۳/۸	۱۷/۵
C۲	۴۵+	۱۰YR۵/۴	۷/۹	۱/۶	۰/۱۶	۲۹/۸	–	۷۰/۸	۱۲/۲	۱۷/۰

بخش زیرین این نیمرخ خاک از افق‌های تجمع کربنات‌ها با مقادیر بالای آهک و مورفولوژی پیشرفته تشکیل شده است که نشان‌دهندهٔ شدت فرایندهای پدوژنز در زمان طولانی برای تشکیل آن‌هاست. افق‌های

تجمع رس در توالی با افق‌های تجمع کربنات‌ها مشاهده شده و دارای ساختمان قوی و درصد بالای ذرات در اندازهٔ رس است که تأکید مجدد در شدت فرایندهای پدوژنز در گذشته است. افق‌های تجمع کربنات ثانویه در مراحل پیشرفتهٔ مورفولوژی بوده (جدول ۲) و دارای مقادیر آهک بین ۷۱/۸ تا ۹۲/٦ درصد هستند. مطالعهٔ کانی‌شناسی افق پتروکلسیک (Bkm) در این نیمرخ خاک توسط Bayat et al. (2011) نشان داده است تشکیل بلورهای کلسیت در دوره‌های اقلیمی مرطوب با مقادیر پایین 18Oδ رخ داده و پس از آن طی دوره‌های خشک‌تر با تشکیل و انتقال فیبرهای پالیگورسکیت همراه بوده است. افق‌های تجمع رس دارای آهک بسیار کمتر، اما دارای شوری و مقدار مواد آلی بیشتری هستند. به نظر می‌رسد بافت ریز این افق‌ها مانع اکسیداسیونِ شدیدِ این لایه‌ها و سبب افزایش مواد آلیَ در این افق‌ها نسبت به افق‌های مجاور شده است. تجمع املاح و نمک‌ها در نتیجهٔ فرایندهای ثانویه بعد از انتقال و تجمع رس است و، با توجه به موقعیت این نیمرخ خاک و وجودنداشتنِ آب زیرزمینی، احتمالاً، باد نقش مهمی در تأمین گچ و نمک در این نیمرخ خاک ایفا کرده است. در فاصلهٔ حدود ٤ کیلومتری از این پروفیل مناطق پلایایی با تجمع گچ و نمک وجود دارد (شکل ۵).

در مجموع، بخش قدیمی این پروفیل دلالت دارد بر حاکمیت شرایط اقلیمی و محیطی مناسب گذشته برای پدوژنز در این منطقهٔ خشک فعلی. آنالیز ایزوتوپ‌های پایدار کربن کربنات‌های پدوژنیک این سطوح ژئومورفیک هم نشان می‌دهد که پوشش گیاهی غالب در زمان تشکیل این کربنات‌ها گیاهانی با سیستم فتوسنتزی C4 و به شکل علفزار و لنداسکیپ پایدار بوده است. مقادیر ایزوتوپی اکسیژن هم نشان‌دهندهٔ تشکیل کربنات‌های مورد مطالعه طی دوره‌های یخچالی (سرد و مرطوب) است (Bayat et al., 2010).

نیمرخ خاک شمارهٔ ۲ بر روی مخروطه‌افکنهٔ جدیدتر و سطح ژئومورفیک (Qf2) در ارتفاع ۱۵۹٤ متر واقع شده است. این نیمرخ خاک دارای توالی از افق‌های تجمع رس و کربنات، به صورت توأم، و افق‌های C ناشی از رسوب‌گذاری سیلابی در محیط مخروطه‌افکنه است (جدول ۲). افق‌های Btk محل تجمع رس‌های سیلیکاتی همراه با پوسته‌های رسی و تجمع آهک به شکل پودری بر سطح خاک‌دانه‌هاست. تجمع آهک پودری بر روی ساختمانِ افق‌های آرجیلیک ناشی از اضافه‌شدن آهک پس از تشکیل افق آرجیلیک و نشان‌دهندهٔ پلی‌ژنتیک‌بودن این خاک در نتیجهٔ دوره‌های اقلیمی مختلف است (Bull, 1991). افق‌های C ناشی از تجمع سنگریزه‌ها و فاقد شواهد پدوژنیک و نتیجهٔ رسوب‌گذاری طی فازهای ناپایدار ژئودینامیک لنداسکیپ است. مقدار مواد آلی در این پروفیل بسیار کم و در دامنه ۰/۰۷ درصد تا ۰/۱۸ درصد و بیشترین مقدار آن در افق‌های تجمع رس مشاهده می‌شود (جدول ۲). مقدار آهک در کل پروفیل یکنواخت است که ناشی از تغذیهٔ مواد مادری آهکی است.

پروفیل شمارهٔ ۳ بر روی آبراهه‌های فعال و در محیط مخروط‌افکنه با تکامل پروفیلی C2–A–C1 قرار دارد. تکامل پروفیلی ضعیف این خاک را می‌توان به سن کم و ناپایداری محیط، به علت فرایندهای سیلابی در محیط مخروطه‌افکنه، نسبت داد (شکل ۷). افق‌های C ناشی از رسوب‌گذاری سیلابی با تجمع مقدار زیاد سنگریزه‌های زاویه‌دار آهکی با رنگ تقریباً یکسان و فاقد هر نوع شواهد پدوژنیک هستند.

شوری بسیار پایین این نیمرخ خاک را می‌توان به فعالیت سیلاب‌های محیط مخروطه‌افکنه نسبت داد. درصد مواد آلی در این سطح ژئومورفیک بیشتر از سطح ژئومورفیک دیگر است که به علت فعال‌بودن آبراهه‌ها و فراوانی رطوبت و پوشش گیاهی بیشتر در این سطح ژئومورفیک است. درصد آهک در این نیمرخ خاک با عمق کاهش می‌یابد که ناشی از اضافه‌شدن مواد مادری کربنات به سطح است. توزیع اندازهٔ ذرات در این نیمرخ خاک هم نشان‌دهندهٔ درصد بالای شن است که دلالت بر جوان‌بودن و حداقل فرایندهای پدوژنز است. در مجموع، تکامل

شکل ۷. تصویری از نیمرخ خاک سطح ژئومورفیک Qf3

پدوژنیکی مخروطه‌افکنهٔ مورد مطالعه در شرق اصفهان با مخروطه‌افکنه‌های جنوب غرب امریکا و جنوب شرق اسپانیا مشابه است (Blair & Mc Pherson, 1997).

نیمرخ خاک در محیط مخروطه‌افکنهٔ مورد مطالعه را می‌توان به صورت یک ردیف زمانی در نظر گرفت (Birkeland, 1999). مورفولوژی و مقادیر آهک در کربنات‌های پدوژنیک خاک‌های مورد مطالعه نشان‌دهندهٔ افزایش آهک و تکامل مورفولوژی این کربنات‌ها با افزایش سن سطوح ژئومورفیک است (جدول ۲). بنابراین، کاربرد مورفولوژی کربنات‌های پدوژنیک هم می‌تواند در تخمین سن نسبی سطوح ژئومورفیک مفید باشد. مورفولوژی کربنات‌های پدوژنیک در تراس‌های رودخانه‌ای طالقان هم با سن مطلق تعیین‌شده به روش لومینسانس توسط Moeini et al.(2009) تطابق مناسبی نشان داده است.

محاسبهٔ زمان پدوژنز افق‌های تجمع رس و مقایسهٔ افق‌های آرجیلیک در سطوح ژئومورفیک مورد مطالعه نشان می‌دهد، در مجموع، برای تشکیل هر سانتی‌متر از خاک سطح Qf1 وقت بیشتری صرف شده (جدول۳) که باعث مقدار رس بیشتر و درصد کربنات کمتر در خاک این سطوح شده است. آنالیزهای کانی‌شناسی هم تفاوت ترکیب کانی‌شناسی رس در خاک‌های سطوح ژئومورفیک و غالبیت کانی‌های اسمکتیت

جدول ۳. مدت زمان پدوژنز برای افق‌های تجمع رس در سطوح ژئومورفیک با استفاده از مدل لوین و سیولکز (۱۹۸۳)

افق	عمق (سانتی‌متر)	زمان پدوژنز (سال)	زمان پدوژنز به ازای هر سانتی‌متر خاک (سال)
سطح ژئومورفیک ***Qf۱***			
۳Bt	۸۳-۸۰	۳۸۴۲	۱۲۸۰٫۶
۶Bt	۱۰۷-۱۰۲	۱۰۳۸۵	۲۰۷۷
۷Bt	۱۲۵-۱۲۰	۳۳۳۰	۶۶۶
سطح ژئومورفیک ***Qf۲***			
Btk	۴۸-۱۷	۱۲۰۸۱	۳۸۹
۲Btk	۱۲۵-۷۳	۴۱۷۵۸	۸۰۳

و پالیگورسکیت به‌ترتیب در بخش رس افق‌های آرجیلیک سطوح ژئومورفیک Qf1 و Qf2 را نشان می‌دهد (Bayat et al., 2011).

با توجه به مقادیر شاخص سینوزیتهٔ کوهستان (جدول ۱)، تکامل پدوژنیکی خاک‌ها (جدول ۲) و نتایج آنالیزهای ایزوتوپی (Bayat et al., 2010) و کانی‌شناسی (Bayat et al., 2011)، به نظر می‌رسد تکتونیک نقشی اصلی در شکل‌گیری نسل‌های مخروطه‌افکنه‌های شرق اصفهان داشته است و آثار تغییرات اقلیمی در تکامل پدوژنیک، ترکیب کانی‌شناسی رسی، و مقادیر ایزوتوپی کربنات‌های پدوژنیک خاک‌ها حفظ شده است.

تکوین پدوژئومورفیک نیمرخ‌های خاک واقع در محیط رسوب‌گذاری مخروطه‌افکنه‌ها را می‌توان با تئوری چرخهٔ K تفسیر کرد (Bull, 1991). طی دوره‌های فعال تکتونیکی و ناپایداری لنداسکیپ فرایندهای فرسایش و رسوب و تشکیل مواد مادری رخ داده است. سپس، در دوره‌های آرامش تکتونیکی و پایداری لنداسکیپ، همزمان با دوره‌های یخچالی با شرایط اقلیمی و محیطی مختلف، گسترش پوشش گیاهی و تشدید فرایندهای هوادیدگی ژئوشیمیایی و پدوژنز سبب تشکیل و تکامل خاک‌ها در سطوح ژئومورفیک مورد مطالعه شده است.

فرایندهای فرسایش و رسوب‌گذاری بعدی سبب ازبین‌رفتن افق‌های الوویال[1]، تخریب سطح ژئومورفیک قدیمی، و مدفون‌شدگی خاک آن شده است.

رده‌بندی خاک‌ها

جداول ٤ و ٥ رده‌بندی خاک‌ها در سطوح ژئومورفیک مورد مطالعه را نشان می‌دهد. مدفون‌شدن بیش از ۸۵ سانتی‌متر از افق‌های قدیمی توسط حدود ٤۲ سانتی‌متر مواد خاکی جدید در پروفیل سطح ژئومورفیک Qf1 (افق‌های A و C) به رده‌بندی این خاک به عنوان یک خاک قدیمی مدفون در طبقه‌بندی امریکایی منجر شده است. اما رده‌بندی جهانی[2] (WRB) قادر به شناسایی این خاک قدیمی، به عنوان خاک مدفون، نیست. در سطح Qf2 یک خاک قدیمی سطحی)رلیکت(وجود دارد که رده‌بندی امریکایی به تجمع رس (تحت ردهٔ آرجید) و رده‌بندی جهانی به آهکی‌بودن (کلسی سولز) اولویت داده و آن را طبقه‌بندی می‌کنند. در جدیدترین سطح ژئومورفیک خاکی فاقد تکامل پدوژنیکی وجود دارد که هر دو رده‌بندی امریکایی و جهانی به‌خوبی این امر را نشان می‌دهند. در طبقه‌بندی این سطح ژئومورفیک رده‌بندی امریکایی به رژیم رطوبتی توجه دارد و رده‌بندی جهانی به ویژگی رسوبات (آهکی‌بودن).

جدول ٤. رده‌بندی خاک‌های سطوح ژئومورفیک مخروطه‌افکنه

سطح ژئومورفیک	Soil Taxonomy ۱۹۹۹	WRB ۱۹۹۸
Qf۱	Thapto Alfic Torriorthents	Luvic Calcisols
Qf۲	Typic Calciargids	Luvic Calcisols
Qf۳	Typic Torriorthents	Calcaric Regosols

جدول ٥. رده‌بندی خاک‌های قدیمی سطوح ژئومورفیک

سطح ژئومورفیک	Soils	Nettleton et al (۲۰۰۰)	Kraslinkov & Calderon (۲۰۰۶)
Qf۱	Buried	Kryptic Paleoaridisols	Luvic InfraCalcisols
Qf۲	Relict	Enduric Paleoaridisols	-

1. Eluvial
2. World Refrence Base for Soil Resources (WRB)

با توجه به ناتوانی رده‌بندی جهانی در طبقه‌بندی خاک‌های قدیمی مدفون،Kraslinkov & Calderon (2006) رده‌بندی جدیدی برای خاک‌های قدیمی مدفون بر اساس WRB ارائه کردند. در واقع، به علت وابستگی بیشتر سیستم رده‌بندی امریکایی (تاکسونومی) به اطلاعات اقلیمی (رژیم‌های رطوبتی و حرارتی) و کاربرد ویژگی‌های دینامیک خاک جهت توصیف معیارهای مشخصه[1]، سیستم رده‌بندی WRB دارای قابلیت بیشتر جهت طبقه‌بندی خاک‌های قدیمی است. جدول ۵ رده‌بندی خاک‌های قدیمی سطوح ژئومورفیک را بر اساس رده‌بندی‌های پیشنهادی Nettleton et al. (2000) و Kraslinkov & Calderon (2006) نشان می‌دهد.

رده‌بندی Nettleton et al. (2000) تقریباً مشابهِ رده‌بندی امریکایی است. وجود افق‌های تجمع کربنات‌ها به قرارگرفتن خاک‌ها در ردهٔ پالئواریدیسولز[2] منجر می‌شود که واژهٔ پالئو[3] اشاره‌ای است به وجود خاک قدیمی. واژهٔ کریپت[4] برای خاک سطح Qf1 نشان‌دهندهٔ مدفون‌شدن آن و واژهٔ اندرویک[5] برای خاک سطح Qf2 بیان‌کنندهٔ آن است که یک خاک قدیمی رلیکت است. رده‌بندی Kraslinkov & Calderon (2006) فقط برای خاک‌های قدیمی مدفون به‌کار می‌رود و از معیارهای مشابه با رده‌بندی جهانی استفاده می‌کند. طبق این رده‌بندی، خاک مورد مطالعه دارای افق‌های اینفراآرجیک[6] و پتروکلسیک در عمق یک متری از سطح مدفون‌شدگی است، بنابراین، به عنوان خاک لوویک اینفراکلسی سولز[7] طبقه‌بندی می‌شود. در این رده‌بندی واژهٔ اینفرا اشاره دارد به مدفون‌بودن خاک مورد مطالعه.

بحث و نتیجه‌گیری

نسل‌های مخروطه‌افکنه‌های قدیمی و جدید در منطقهٔ مورد مطالعه با کاربرد تفسیرهای سنجش از دور، روش‌های ژئومورفولوژی، و مطالعات میدانی شناسایی شدند. مخروطه‌افکنه‌های قدیمی در منطقهٔ شرق اصفهان در کنار کوهستان و بالادست مخروطه‌افکنه‌های جدیدتر قرار گرفته‌اند و به‌شدت و به مقدار زیاد بریده شده و دارای لایه‌های سنگی در برخی نقاط هستند. مخروطه‌افکنه‌های نسل جدید در پایین‌دست مخروطه‌افکنه‌های قدیمی قرار گرفته‌اند و، بر اساس موقعیت توپوگرافی و تکامل پدوژنیکی خاک‌ها، شامل دو سطح ژئومورفیک (Qf1 و Qf2)اند. نتایج کاربرد شاخص سینوزیتهٔ جبههٔ کوهستان نشان‌دهندهٔ فعالیت تکتونیکی شدید منطقهٔ شرق اصفهان واقع در زون زمین‌شناختی سنندج- سیرجان است. مطالعات محققان دیگر هم فعالیت شدید تکتونیکی در این زون زمین‌شناختی طی ترشیاری و کواترنر را نشان می‌دهد. مقادیر شاخص بریدگی نشان داد بیشترین مقدار شاخص بریدگی مربوط به سطح ژئومورفیک Qf1 است که می‌توان آن را ناشی از قدمت، فرسایش، و بریدگی شدید این سطح ژئومورفیک دانست. مقایسهٔ شاخص بریدگی برای سطوح ژئومورفیک جدیدتر نشان می‌دهد این شاخص برای مقایسهٔ سطوح ژئومورفیک غیرفعال مناسب‌تر است.

خاک‌های موجود بر سطوح ژئومورفیک آهکی با مراحل مختلف مورفولوژی کربنات‌های پدوژنیک هستند. نتایج شاخص بریدگی با مورفولوژی کربنات‌های پدوژنیک در خاک‌های سطوح ژئومورفیک همخوانی دارد. بنابراین، مورفولوژی کربنات‌های خاک‌ساز هم می‌تواند شاخص مناسبی از سن نسبی سطوح ژئومورفیک مورد مطالعه باشد. کاربردِ شاخص تجمع رس برای تخمین زمان پدوژنز افق‌های آرجیلیک در سطوح ژئومورفیک نیز هماهنگی خوبی با شواهد ژئومورفولوژی، کانی‌شناسی، و ایزوتوپی نشان داد. در مجموع، تکوین پدوژئومورفیک مخروطه‌افکنهٔ مورد مطالعه با تئوری چرخهٔ K مطابقت نشان داد.

1. Diagnostic Criteria
2. Paleoaridisols
3. Paleo
4. Krypt
5. Enduric
6. Infraargic
7. Luvic Infracalcisols

رده‌بندی خاک‌ها با استفاده از سیستم‌های رده‌بندی جهانی و تاکسونومی امریکایی انجام شد و، با توجه به ناتوانی رده‌بندی جهانی در طبقه‌بندی خاک‌های قدیمی مدفون، رده‌بندی‌های پیشنهادی Nettleton et al. (2000) و Kraslinkov & Calderon (2006) به‌خوبی قادر به رده‌بندی خاک‌های قدیمی سطوح ژئومورفیک مورد مطالعه بودند و کاربرد این مدل‌هایِ جدیدِ طبقه‌بندیِ خاک برای مناطق دیگر هم پیشنهاد می‌شود.

سپاسگزاری

از آقای مهندس محمد صدر ارحامی جهت همکاری در مطالعات میدانی سپاسگزاری می‌شود. همچنین، از داوران محترم جهت ارائهٔ پیشنهادهای مناسب، که سبب بهبود کیفیت مقاله شد، قدردانی می‌شود.

References

[1]. Arzani, N. (2005). The fluvial mega fan of Abarkoh Basin (Central Iran): an example of flash-flood sedimentation in arid lands, in : Harvey, A.M, Mather A.E., and Stokes, M. (Eds.), Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology and Dynamics, Geological Society of London Special Publication 251. London. pp. 41-59.

[2]. Bayat, O., Khademi, H. and Karimzadeh, H. R. (2010). Stable isotopes and paleoecological changes in geomorphic surfaces of eastern Isfahan, Journal of Science, University of Tehran 36(1), 95-102.

[3]. Bayat, O., Karimzadeh, H. R. and Khademi, H. (2011). Clay minerals in two paleosols of geomorphic surfaces in eastern Isfahan, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 19(1), 45-58.

[4]. Beaumont, P. (1972). Alluvial fans along the foothills of Elburz Mountains, Iran, Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology 12,251-273.

[5]. Birkeland, P. W. (1999). Soils and Geomorphology, Oxford University Press.

[6]. Blair, T. C. and Mc Pherson, J. G. (1997). Alluvial fan processes and forms. in: Abraham, A.D., Parsons A. J. (Eds.), Geomorphology of Desert Environment, Chapman and Hall, London. pp. 354-402.

[7]. Burbank, D. W. and Anderson, R. S. (2001). Tectonic Geomorphology, Blackwell Science.

[8]. Bull, W. B. (1991). Geomorphic Responses to Climatic Change. Oxford University Press.

[9]. Christenson, G. E. and Purcell, C. (1985). Correlation and age of Quaternary alluvial fan sequences. Basin and Range province. Southwestern United States. in : Weide D.I., Faber M.L., (Eds.), Soils and Quaternary geology of the Southwestern United States, Geological Society of America Special Paper 203, Boulder. pp. 115-121.

[10]. Eghbal M. K. and Southard, R. J. (1993). Stratigraphy and genesis of Durorthids and Haplargids on dissected alluvial fans, Western Mojave Desert, California, Geoderma 59, 151-174.

[11]. FAO-ISRIC-ISSS (2006). World Reference Base for Soil Resources, A framework for international classification, correlation and communication, FAO, Rome. 128p.

[12]. Harvey, A. M. (1997). The role of alluvial fans in arid zone fluvial systems. in: Thomas D. S. G. (Ed.), Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands, John Wiley & Sons. pp. 231-259.

[13]. Harvey, A. M., Mather A. E. and Stokes, M. (2005). Alluvial fans: geomorphology, sedimentology, dynamics-introduction. A review of alluvial-fan research. in: Harvey, A. M., Mather A. E. and Stokes, M. (Eds.), Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology and Dynamics, Geological Society of London Special Publication 251. London. pp. 1-7.

[14]. Karimzadeh, H. R. (2002). Characteristics and genesis of soils developed on different landforms and the origin of the wind eroded sediments in the eastern part of Isfahan, Ph. D., Thesis, Isfahan University of Technology, 446p.

[15]. Kraslinkov, P. and Calderon, N. E. G. (2006). A WRB-based buried paleosol classification. Quaternary Research 156/157,176-188.
[16]. Levine, E. R. and Ciolkosz. E. J. (1983). Soil development in till of various ages in Northeastern Pennsylvania. Quaternary Research 19, 85-99.
[17]. Machtee, M. N. (1985). Calcic soils of the southwestern United States. in: Weide D.I., Faber M. L., (Eds.), Soils and Quaternary geology of the Southwestern United States, Geological Society of America Special Paper 203, Boulder. pp. 1-21.
[18]. Maghsoodi, M. (2008). Study of effective factors in geomorphology of alluvial fans, case study: Jajrood alluvial fan, Geographical Researches Quaterly 65, 79-92.
[19]. Moeini A., Ahmadi, H., Jaafari, M., Feiznia, S. and Sarmadian, F. (2009). The dating of quaternary terraces (case study: Taleghan basin), Natural Geography 5, 39-48.
[20]. Nettleton, W. D. Olson, C. G. and Wysocki, D. A. (2000). Paleosol classification: problems and solutions. Catena 41, 61-92.
[21]. Oguchi, T. and Oguchi, C. T. (2004). Late Quaternary rapid talus dissection and debris flow deposition on an alluvial fan in Syria. Catena 55, 125-140.
[22]. Ponti, D. J. (1985). The Quaternary alluvial sequence of the Antelope Valley, California. in: Weide D. I., Faber M. L., (Eds.), Soils and Quaternary geology of the Southwestern United States, Geological Society of America Special Paper 203, Boulder. pp. 79-96.
[23]. Ritter, J. B., Miller, J. R. and Husek-wulforst, J. (2000). Environmental controls on the evolution of alluvial fans in Burena Vista Valley, north central Nevada, during late Quaternary time. Geomorphology 36, 63-87.
[24]. SCS-USDA (1979). Definition and Abbreviations for Soil Description. United States Department of Agriculture. Oregon.
[25]. Soil Survey Staff (2010). Keys to Soil Taxonomy, 11th Edition, USDA-NRCS.
[26]. USDA–NRCS–NSSC. (1996). Soil Survey Laboratory Methods Manual. Soil Survey Investigations Report No 42.
[27]. Walker R. T. and Fattahi, M. (2011). A framework of Holocene and Late Pleistocene environmental change in eastern Iran inferred from the dating periods of alluvial fan abandonment, river terracing and lake deposition, Quaternary Science Reviews 30, 1256-1271.
[28]. Yamani, M. and Asadian, K. (2004). Geomorphic indicators for activity of Tabrate and Takhab faults in the depression of Mighan playa, Geographical Researches Quaterly 47, 111-121.
[29]. Yamani, M., Moghimi, E. and Taghian, A. (2008). Assessment of neotectonic activity in Karkas fronts using geomorphological methods, Geographical Research 88(1), 117-136.
[30]. Zahedi, M. (1976). Explanatory text of the Esfahan Quadrangle Map 1:2500000, Geological Society of Iran, Tehran.