

پیدایش و ویژگی‌های ژئومورفولوژیکی چشم انداز بدلند شبه کارستی جنوب گلباف، استان کرمان

احمد عباس نژاد* - دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان.
بهنام عباس نژاد - پژوهشگر پسادکتر، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان.

پذیرش مقاله: ۱۴۰۱/۰۷/۱۸ تأیید نهایی: ۱۴۰۱/۱۱/۰۹

چکیده

بدلندهای شبه کارستی از جمله نادرترین، ولی زیباترین، چشم اندازهای طبیعت می‌باشند. آن‌ها با داشتن چاله‌های سطحی فراوان و شبکه‌ای از تونل‌ها در سنگ‌های غیرکربناته مشخص می‌شوند. نمونه‌ای از این نوع چشم انداز که برای اولین بار در ایران شناسایی و معرفی می‌شود در سطح یک کفه رسی کوچک در حال فرسایش در ۸ کیلومتری جنوب گلباف کرمان وجود دارد. لذا، هدف این مطالعه معرفی این چشم انداز با تأکید بر مشخصات ماده به وجود آورنده، نحوه تشکیل، نوع عوارض، اندازه عوارض و فرایندهای تشکیل آن است. بدین منظور، تعداد ۶ نمونه از بخش‌های مختلف آن برداشت شد و از نظر کانی شناسی (با XRD)، شیمیایی و بافتی مطالعه گردید. همچنین، از طریق مطالعات صحرایی در همه بخش‌های آن، نوع عوارض شناسایی شدند و اندازه عوارض مورد سنجش قرار گرفت. بعلاوه، نحوه پیدایش و فرایندهای شکل‌گیری آن مشخص گردید و با کارست‌های واقعی مقایسه شدند. براساس این مطالعه، ماده به وجود آورنده آن یک لوم (گل سنگ) مناسب برای تشکیل رگاب است که در تشکیل این نوع چشم انداز نقش کلیدی دارد. در اثر بریده شدن سطح کفه رسی توسط جریان‌های عبوری و تشکیل شکاف‌های انقباضی ناشی از خشک شدن، جریان‌های سطحی در بعضی نقاط وارد گل سنگ شدند و با فرسایش فیزیکی در دهانه‌های ورودی و مسیرهای حرکت در داخل زمین تا نقطه خروج در آبکندهای فرسایشی، موجب تشکیل چاله‌های قیفی سطحی فراوان و شبکه رگاب به صورت تونل‌های کوچک و متوسط در داخل ماده شده‌اند. در ضمن، در بعضی نقاط در اثر ریزش سقف تونل‌ها چاله‌های ریزشی و آبکندهای ریزشی هم به وجود آمده‌اند. لذا، مجموعه چاله‌های قیفی، چاله‌های ریزشی، آبکندها و شبکه غارها و تونل‌ها چشم انداز جالبی را به وجود آورده‌اند که ارزش علمی - آموزشی و ژئوتوریسمی بالایی دارد. این مطالعه می‌تواند زمینه را برای ثبت آن به عنوان یک میراث طبیعی و ژئومورفوسایت فراهم سازد.

واژگان کلیدی: رگاب، آبکند، بدلند، نشست زمین، نیک پوینت.

مقدمه

بر اساس یک تعریف، بدلندها چشم اندازهای مینیاتوری دارای تراکم آبراهه‌ای بالا، وفور دامنه و آبکند و تسلط فرایندهای دامنه‌ای، رگاب و جریان سطحی می‌باشند (مارتینز موریلو و نادال-رومرو^۱، ۲۰۱۸). از جمله ویژگی‌های آن‌ها، می‌توان به پیچیده بودن دینامیک هیدروژئومورفولوژی، فرسایش شدید و تولید زیاد رسوب در آن‌ها اشاره کرد (نادال-رومرو^۲ و همکاران، ۲۰۲۲). بدلندها از چند جنبه اهمیت زیادی دارند. یک جنبه آن بالا بودن شدت و میزان فرسایش در آن‌ها و تولید رسوب است. جنبه دیگر، زیبا بودن بعضی از انواع بدلند و امکان جذب گردشگر برای بازدید از محیط‌های بدلندی است (زگلوبیکی و همکاران^۳، ۲۰۱۸). سومین ویژگی آن‌ها سرعت بالای تکامل چشم اندازهای بدلندی است، به طوریکه، برعکس بسیاری از چشم اندازهای طبیعی، می‌توان با سنجش و اندازه‌گیری بعضی از پارامترهای آن‌ها در طی دوره زمانی چندین تا چند ده ساله روند تکامل آن‌ها را مطالعه نمود.

برای تشکیل بدلندها نیاز به ناهمواری، لیتولوژی مناسب، اقلیم مناسب و فقدان یا ضعف پوشش گیاهی است (هاروی^۴، ۲۰۰۴ و هوارد^۵، ۱۹۹۴). اگرچه آن‌ها ممکن است در هر آب و هوایی دیده شوند، ولی به علت نیاز به شرایط پوشش گیاهی فقیر، معمولاً در آب و هوای خشک و نیمه خشک گسترش بیشتری دارند (مورنو-دلاهراس و گالارت^۶، ۲۰۱۸ و کمپبل^۷، ۱۹۸۹). در عین حال، جنس مواد (لیتولوژی) نقش مهمی در پیدایش آن‌ها دارد، همچنانکه تکتونیک هم می‌تواند مؤثر باشد، زیرا که برای تشکیل آن‌ها نیاز به شیب توپوگرافی کافی و ماده قابل فرسایش می‌باشد که تکتونیک در تأمین آن‌ها مؤثر است. فقدان یا ضعف پوشش گیاهی می‌تواند به علت عملکرد انسان، تغییرات آب و هوایی، تسلط آب و هوای خشک و نیمه خشک یا لیتولوژی خاص (سنگ ریزدانه غنی از املاح) باشد (مارتینز-موریلو و نادال رومرو^۸، ۲۰۱۸ و کاسانین-گروبین^۹ و همکاران، ۲۰۱۸).

در ایران، عواملی نظیر تکتونیک فعال، وفور سنگ‌های ریزدانه نسبتاً جوان (مثلاً سازندهای قرمز فوقانی و زیرین، سری فارس و امثال آن) و غلبه آب و هوای خشک و نیمه خشک باعث وفور چشم اندازهای بدلندی شده‌اند. علی‌رغم این موضوع، در این زمینه مطالعات اندکی صورت گرفته است (نظیر: محمدی^{۱۰}، ۲۰۲۲ و جوکار سرهنگی و مرتضایی، ۲۰۱۸، حسینعلی زاده و همکاران، ۲۰۱۸ و یمانی و اکبری، ۲۰۱۳). البته، به طور کلی، پژوهش‌های اندکی روی بدلندهای مناطق خشک انجام شده است (گالارت^{۱۱} و همکاران، ۲۰۱۳).

یکی از مهم‌ترین عوامل تشکیل بدلندها لیتولوژی است، زیرا که لازم است سنگ و خاک به وجود آورنده آن مستعد به فرایندهای هوازدگی و فرسایش خاص بدلندها باشند (فولکنر^{۱۲}، ۲۰۱۸). بدلندها به طور عمده در سنگ‌های ریزدانه و مارنی تشکیل می‌شوند. به عقیده فولکنر^{۱۳} (۲۰۱۳) معمول‌ترین سنگ‌های تشکیل دهنده آن‌ها گل سنگ‌ها^{۱۴} و مارن‌های دریائی می‌باشند، زیرا که علاوه بر ریزدانه بودن، وفور سدیم در آن‌ها باعث می‌شود ذراتشان واگرا^{۱۵} گردیده و به فرسایش و ایجاد

1. Martínez-Murillo & Nadal-Romero

2. Nadal-Romero

3. ggobkkl et al

4. Harvey

5. Howard

6. Moreno-de las Heras & Gallart

7. Campbell

8. Martínez-Murillo & Nadal-Romero

9. Kasanin-Grubin

10. Mohammady

11. Gallart

12. Faulkner

13. Faulkner

14. mud rocks

15. dispersed

رگاب^۱ مستعد شوند. ذرات اصلی سنگ‌های بدلدساز رس و سیلت می‌باشند، زیرا که آن‌ها به هوازدگی، واگرایی^۲، ایجاد رگاب و ناپایداری دامنه‌ای مستعد هستند (فولکنر^۳، ۲۰۱۸). رس‌ها بر نفوذپذیری، ظرفیت انقباض-انبساط، وارفتگی^۴، شکاف‌پذیری و پروفیل هوازدگی ماده‌ای که بدلد را به وجود می‌آورد تأثیر زیادی دارند (رحیمی و عباسی، ۱۳۹۳). قابلیت واگرایی رس‌ها تابع مقدار رس‌های دو لایه‌ای (نظیر مونتموریلونیت) است (کاسانین-گروبین و برایان^۵، ۲۰۰۷ و کاسانین-گروبین، ۲۰۱۳). تمرکز رس در سطح خاک و سنگ باعث مستعد شدن آن به فرسایش می‌شود. رس‌ها در خاک و سنگ دارای سدیم قابل تبادل بیش از ۱۵ درصد به خوبی واگرا می‌شوند (رحیمی و عباسی، ۱۳۹۴).

تحت تأثیر عواملی نظیر نوع و تغییرات لیتولوژی، میزان فعالیت تکتونیکی، شرایط آب و هوایی و شیب توپوگرافی، انواع مختلفی از بدلد تشکیل می‌شوند. ولی می‌توان آن‌ها را به چهار نوع اصلی؛ شامل بدلد کالانچی^۶، بدلد بیانکانه^۷، بدلد ستونی^۸ و بدلد شبه کارستی^۹ تقسیم کرد (عباس نژاد، ۱۴۰۱). ویژگی بدلد کالانچی^{۱۰} و فور شیار و آبکند به صورت شبکه ظریف و خط الرأس‌های تیز و پرشیب در آن است. بدلد بیانکانه با پشته‌های گرد که در سطح آن‌ها شیارهای فراوانی وجود دارد و خط‌الراس‌های گرد قابل تشخیص است (فریفته و سوترز^{۱۱}، ۲۰۰۶). در بدلد ستونی، وجود لایه‌های نازک مقاوم در سطح لایه‌های ضخیم و فرسایش‌پذیر باعث می‌شود که در بعضی نقاط لایه نازک مقاوم، لایه فرسایش‌پذیر زیرین را حفاظت کرده و اشکالی نظیر دودکش جن^{۱۲} تشکیل گردند (عباس نژاد، ۱۴۰۱).

بدلد شبه کارستی با وجود شبکه‌ای از رگاب‌های فراوان و حفره‌های قیفی شکل مشخص می‌گردد (وایت^{۱۳}، ۱۹۸۸). رگاب‌های این نوع بدلد که می‌توانند به صورت تونل‌های پنهان وجود داشته باشند از نظر خطر نشست زمین و تشکیل فروچاله اهمیت دارند (عباس نژاد، ۱۴۰۱ و برناتک-جکیل^{۱۴} و همکاران، ۲۰۱۹). ولی شبکه غارها، تونل‌ها و حفره‌های قیفی این نوع بدلد دارای ارزش گردشگری می‌باشند. همچنین، آن‌ها به عنوان زیستگاه انواعی از حیات وحش هم اهمیت دارند. چند نوع بدلد شبه کارستی شناسایی شده که توسط کوپر و میلرویه^{۱۵} (۲۰۱۵)، دوئر^{۱۶} و وری (۲۰۱۳)، هالیدی^{۱۷} (۲۰۰۷) و پارکر و همکاران^{۱۸} (۱۹۹۰) معرفی شده‌اند.

از بین چهار گروه اصلی بدلد، نوع شبه کارستی کمیاب‌تر است، زیرا که برای تشکیل و تکوین آن نیاز به ایجاد شبکه‌ای از رگاب‌های افقی و عمودی در سنگ است. این درحالی است که اگرچه رگاب در بسیاری از بدلد‌ها ممکن است دیده شود ولی در سایرین شبکه منسجمی ایجاد نمی‌کند تا یک چشم انداز متشکل از چاله‌های قیفی به وجود آید. این نوع بدلد شباهت زیادی از نظر ظاهری با چشم اندازهای کارستی متشکل از دولین‌های فراوان دارد (شکل ۱) و، بنابراین، شبه

1. pipe

2. dispersion

3. Faulkner

4. Slaking

5. Kasanin-Grubin

6. Calanchi

7. Biancane

8. Pinnacle

9. Pseudo Karstic

10. Calanchi

11. Farifteh

12. Hoodoo

13. White

14. Bernatek-Jakiel

15. Cooper and Milroie

16. Doerr

17. Halliday

18. Parker

کارستی نامیده شده است (هولر^۱، ۲۰۱۹؛ هالیدی^۲، ۲۰۰۷؛ دوئر و وری، ۲۰۱۳ و یانگر و استانل^۳، ۱۹۹۵). رگاب جزء ضروری و تفکیک ناپذیر چشم انداز بدلدند شبه کارستی است و به همین دلیل مورد توجه ژئومورفولوژیست‌ها است. اهمیت رگاب در ژئومورفولوژی بدلدنها به حدی است که بریان^۴ و بیر (۱۹۸۲) کتاب خود در مورد ژئومورولوژی بدلدنها را "ژئومورفولوژی بدلدنها و پیدایش رگاب" نامگذاری کرده اند. نحوه پیدایش رگاب و نقش آن در تکوین بدلدنها توسط منابع متعدد، از جمله فولکنر^۵ (۲۰۱۸)، جونز^۶ (۲۰۰۴) و هاروی^۷ (۱۹۸۲) توضیح داده شده است. فریفته^۸ و سوترز (۱۹۹۹) عوامل موثر بر پیدایش رگاب را مورد بررسی قرار داده اند.



شکل ۱: شباهت کارست دولینی (بالا) با بدلدند شبه کارستی منطقه مورد مطالعه (پایین)

به طور کلی، حفره‌های شبیه به تونل کوچک که به طور طبیعی یا در اثر دخالت انسان در خاک و رسوب ریز بافت تشکیل می‌شوند را رگاب می‌نامند (رحیمی و عباسی، ۱۳۹۴) و به فرایند تشکیل آن‌ها آبشستگی^۹ می‌گویند. قطر آن‌ها چند میلیمتر تا چند متر، وضعیت آن‌ها افقی تا عمودی و مسیر آن‌ها مستقیم تا بی‌نظم است (فولکنر^{۱۰}، ۲۰۱۸). مجموعه

1. Holler
2. Halliday
3. Younger
4. Brayan
5. Faulkner
6. Jones
7. Harvey
8. Farifteh
9. Piping
10. Faulkner

رگاب‌های تشکیل شده در خاک و رسوب اغلب به صورت یک شبکه نامنظم در می‌آیند. آن‌ها خاک یا رسوب را زهکش می‌کنند و، بنابراین، برای تخلیه و تحرک آب باید دارای پیوستگی باشند (هیگینز^۱، ۲۰۲۰). رگاب‌های با توسعه خوب شبکه‌ای از معابر انتقال آب را تشکیل می‌دهند. آن‌ها اغلب به صورت طبیعی در چشم اندازهای بدلندی و سطوح لسی به وفور دیده می‌شوند (فولکنر^۲، ۲۰۱۸). با بزرگ شدن رگاب، جریان در آن متلاطم گردیده (یمانی و اکبریان، ۲۰۱۳) و فرسایش آن تشدید می‌شود (برناتک-جکیل^۳ و ورونسکا-والاچ، ۲۰۱۸ و حسینعلی زاده و همکاران، ۲۰۱۸). رگاب‌های افقی می‌توانند بزرگ و عریض شوند و، درنهایت، سقف آن‌ها ریزش کند و نشست زمین صورت گیرد. به همین دلیل، علاوه بر ژئومورفولوژیست‌ها، مورد توجه مهندسين و متخصصان محیط زیست هم می‌باشند. تکامل رگاب‌های عمودی منجر به تشکیل شبکه‌ای از چاله‌ها در سطح زمین می‌شود. البته در مقایسه با فرسایش سطحی، فرسایش داخلی که توسط رگاب صورت می‌گیرد خیلی به ندرت مورد مطالعه قرار گرفته است (یمانی و اکبریان، ۲۰۱۳). مشخصات فیزیکوشیمیایی و کانی شناختی مواد مادری که بدلند در آن ایجاد شده تاثیر شدیدی بر مورفولوژی آن بدلند دارند. به عنوان مثال، سینغ^۴ و همکاران (۲۰۲۱) نقش خواص فیزیکوشیمیایی خاک روی فرایندهای بدلندساز در چیتراکوت هندوستان را توضیح داده‌اند. رگاب‌ها به چند طریق تشکیل می‌شوند، یک شکل پیدایش آن‌ها ناشی از پرفشار بودن آب داخل خاک یا رسوب ریزدانه است. وقتی که این آب خارج می‌شود ذرات خاک هم از محل خروج آب کنده می‌شوند و در آن محل حفره‌ای در خاک ایجاد می‌شود که به سمت داخل خاک پیش رفته و تبدیل به رگاب می‌شود (زگلوبیکی و همکاران^۵، ۲۰۱۸). شکل دیگر تشکیل رگاب اینگونه است که آب باران ورودی به داخل مجاری خاک سرعت بیشتری نسبت به آب بین منفذی دارد و ذرات خاک را کنده و با خود حمل می‌کند. این مجاری به تدریج بزرگ شده و به رگاب تبدیل می‌گردند. مجراهائی که آب داخل آن‌ها شده و رگاب را به وجود می‌آورد می‌توانند جای ریشه گیاهان، حفره‌های ایجاد شده توسط جانوران، شکاف‌های ناشی از انقباض خاک و امثال آن باشند (عباس نژاد، ۱۴۰۱). البته، تا به حال مطالعات کافی در مورد نقش رگاب‌ها در ایجاد آبکندها و تکوین بعضی از چشم اندازهای بدلندی صورت نگرفته است (برناتک-جکیل و ورونسکا-والاچ، ۲۰۱۸).

در مجموع، تشکیل رگاب در طبیعت نیازمند گرادیان هیدرولیکی شدید در خاک و رسوب است که در مناطق غیرهموار با خاک‌های ریزدانه امکان پذیر می‌باشد. هر چه ذرات خاک از هم جدا باشند شرایط برای کنده شدن و انتقال آن‌ها مناسب‌تر خواهد بود (البته به شرط اینکه جدا شدگی ذرات ریز نفوذپذیری خاک را به شدت کاهش ندهد). لذا، شیمی آب، درصد سدیم قابل تبادل و نوع رس موجود در خاک و رسوب اهمیت دارند (فولکنر^۶، ۲۰۱۸ و سوما و همکاران^۷، ۲۰۰۷). سدیم باعث پراکنده شدن ذرات خاک می‌شود، ولی این الزاماً ممکن است به تشکیل رگاب کمک نکند. خاک‌های متعلق به گروه اسمکتیت، نظیر مونت موریلونیت، ضریب انقباض و انبساط بالاتری دارند و، بنابراین، امکان پیدایش شکاف‌های ناشی از خشک شدن در آن‌ها زیاد است (نادال-رومر و گارسیا-روویز^۸، ۲۰۱۸). این شکاف‌ها یک عامل مهم شکل گیری رگاب می‌باشند (عباس نژاد، ۱۴۰۱).

یکی از ویژگی‌های مهم خاک‌ها و رسوباتی که در آن‌ها رگاب به وجود می‌آید واگرا بودن آن‌ها است. واگرائی به فرایندی اطلاق می‌شود که در طی آن ذرات خاک در تماس با آب به صورت شناور درآمده و همراه با جریان آب داخل خاک خارج می‌گردند (رحیمی و عباسی، ۱۳۹۴). لذا، خاک دچار فرسایش درونی می‌شود. این پدیده در خاک‌های رسی، ماسه ریز تا

1. Higgins

2. Faulkner

3. Bernatek-Jakiel

4. Singh

5. gg ocbkkl

6. Faulkner

7. Summa

8. Nadal-Romero

سیلت درشت می‌تواند صورت گیرد (رحیمی و عباسی، ۱۳۹۴). رخداد آن در خاک‌های رسی منوط به افزایش نیروی دافعه بین ذرات و غلبه آن بر نیروهای جاذبه است، ولی در خاک‌های سیلتی و ماسه ریز منوط به عدم چسبندگی و مناسب بودن اندازه ذرات می‌باشد. واگرایی می‌تواند جنبه فیزیکی یا شیمیایی داشته باشد (رحیمی و عباسی، ۱۳۹۴). نوع شیمیایی، در خاک‌های رسی (به دلیل نوع و تراکم کاتیون‌های موجود در خاک) صورت می‌گیرد. در خاک‌های دارای استعداد واگرایی، اغلب مقدار کاتیون سدیم به مراتب بیش از سایر کاتیون‌ها است و چون کاتیون بزرگ و هیدراته سدیم تنها یک بار مثبت دارد نمی‌تواند ذرات رس دارای بار الکتریکی منفی را خنثی کند. به همین دلیل، آن‌ها در اثر دافعه الکتریکی پراکنده گردیده و مستعد به فرسایش می‌شوند (عباس نژاد، ۱۳۹۰). رس‌های واگرا معمولاً در محیط‌های دارای آب راکد و شور نهشته می‌شوند. نمونه‌های آن رس‌های دریاچه‌های شور، پلایاها و بستر دریاها می‌باشند (عباس نژاد، ۱۴۰۱). در مجموع، عواملی نظیر نوع کاتیون موجود در خاک و رسوب، شیمی آب خاک، نوع کانی رسی، وجود ترک در خاک و رسوب، و تخلخل خاک و رسوب بر استعداد واگرایی تأثیر دارند که رحیمی و عباسی (۱۳۹۴) نقش آن‌ها را توضیح داده‌اند.

از آنجا که بدلند شبه کارستی تا به حال در ایران شناسایی و معرفی نشده است، و نظر به اهمیت آن به لحاظ گردشگری، علمی و خطر تشکیل فروچاله، لازم است مورد مطالعه قرار گرفته و به جامعه علمی ژئومورفولوژی معرفی گردد. البته، نظر به اینکه قبلاً جنبه‌های رسوب شناختی آن توسط عباس نژاد و عباس نژاد (۱۳۹۹)، مورد بررسی قرار گرفته‌اند، در این مطالعه تأکید بر جنبه‌های ژئومورفولوژی بدلندی آن با هدف معرفی مشخصات، نحوه پیدایش، فرایندهای تشکیل، عوارض، نحوه عملکرد سیستم هیدرولوژیکی و، بالاخره، مقایسه آن با کارست‌های واقعی است.

روش تحقیق

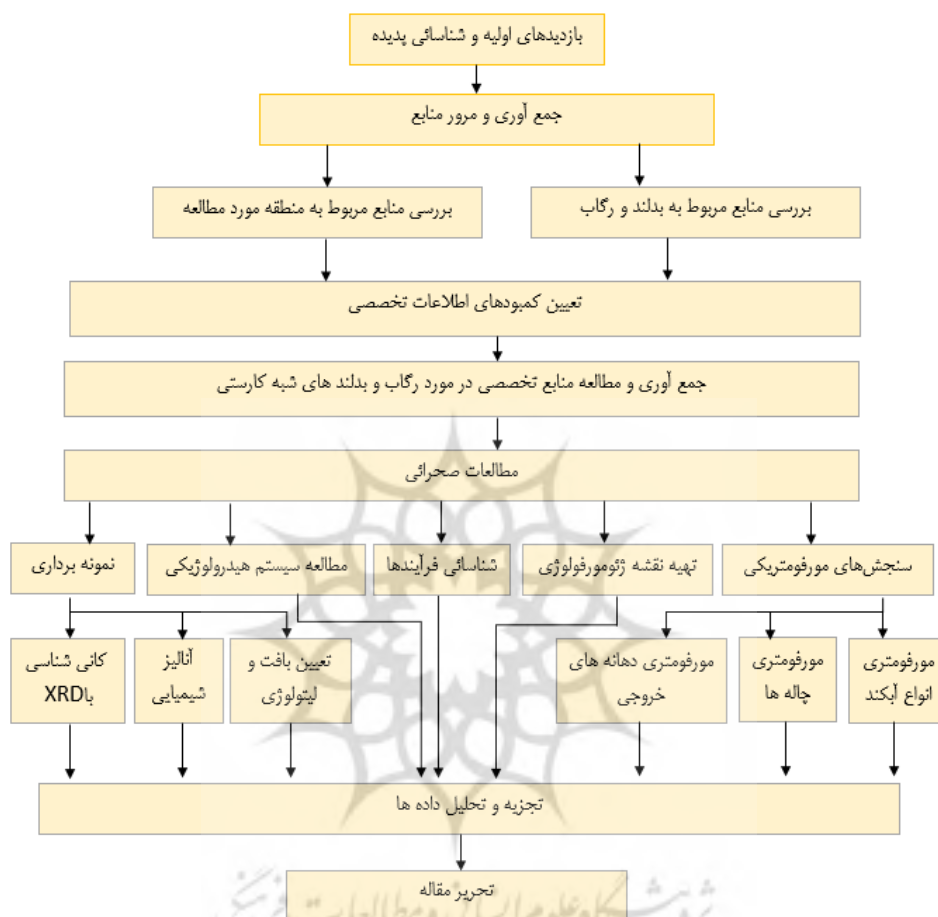
روند جریانی این پژوهش در شکل ۲ نشان داده شده است. باتوجه به آن، در بازدید اولیه از منطقه نوع پدیده (بدلند شبه کارستی) مشخص گردید. براساس آن، منابع مربوط به بدلند و منطقه مورد مطالعه تهیه و مرور شدند. بدین ترتیب، کمبودهای اطلاعاتی تخصصی مربوط به این پدیده و منطقه مشخص گردیدند. این کمبودها شامل اطلاعات راجع به رگاب و بدلند شبه کارستی بود که سعی شد از منابع خارجی و داخلی تهیه و مطالعه شوند. نتیجه آن مشخص شدن نوع مطالعات صحرائی تفصیلی مورد نیاز بود که شامل تهیه نقشه ژئومورفولوژی، سنجش‌های مورفومتریکی، نمونه برداری، شناسایی عوارض، شناسایی فرایندها و تعیین سیستم هیدرولوژیکی بدلند بودند. موارد فوق در مطالعات صحرائی تفصیلی انجام شدند. در مرحله بعد، نمونه‌ها آنالیز گردیدند. لذا، با در دست داشتن نتایج آنالیز نمونه‌ها، نقشه ژئومورفولوژی منطقه و سنجش‌ها و مشاهدات صحرائی، تجزیه و تحلیل داده‌ها صورت گرفت.

مطالعات میدانی طی سه سال (۱۳۹۶ تا ۱۳۹۹) انجام شدند. نقشه ژئومورفولوژی منطقه پس از بازدیدهای اولیه و شناسایی واحدهای ژئومورفولوژیکی و عوارض، با استفاده از عکس‌های هوایی ۵۰۰۰۰:۱ منطقه، تهیه گردید و در طی بازدیدهای تفصیلی روی زمین کنترل و اصلاح شد.

نمونه برداری از ۶ محل صورت گرفت (جدول ۱) و از هر محل سه نمونه برداشت گردید (یک نمونه برای کانی شناسی ماده، یک نمونه برای تعیین بافت ماده و یک نمونه برای تعیین خصوصیات شیمیایی ماده). محل آن‌ها به گونه‌ای انتخاب شد که تغییرات جانبی و عمودی ماده به وجود آورنده مشخص گردد. کانی‌های نمونه‌ها با روش XRD و دستگاه بروکر D4 توسط سازمان زمین شناسی شناسایی شدند. بافت آن‌ها با روش هیدرومتری و ویژگی‌های شیمیایی نمونه‌ها از طریق تهیه عصاره اشباع و آنالیز شیمیایی عصاره سنجیده شدند. تعیین بافت و شیمی ماده توسط شرکت علوم زمین انجام گرفت. با در دست داشتن درصد ذرات رس، سیلت و ماسه در ماده، بافت آن با استفاده از مثلث بافت خاک تعیین گردید.

مطالعات مورفومتریکی انجام شده شامل سنجش پهنا و عمق آبکندها، قطر و عمق چاله‌ها و قطر دهانه‌های خروج جریان از رگاب‌های افقی می‌باشند. در جدول ۲ موقعیت، تعداد نقاط اندازه‌گیری و ابزار اندازه‌گیری این پارامترها درج شده است.

خاطر نشان می‌سازد که، مشابه با روش‌های معمول برای سنجش قطر دولین‌ها (فورد^۱ و ویلیامز، ۲۰۱۳)، قطر چاله‌ها در دو جهت عمود بر هم اندازه‌گیری شد و میانگین این دو سنجش به عنوان قطر چاله در نظر گرفته شد.



شکل ۲: روند جریان پژوهش

جدول ۱: مشخصات نقاط نمونه‌برداری

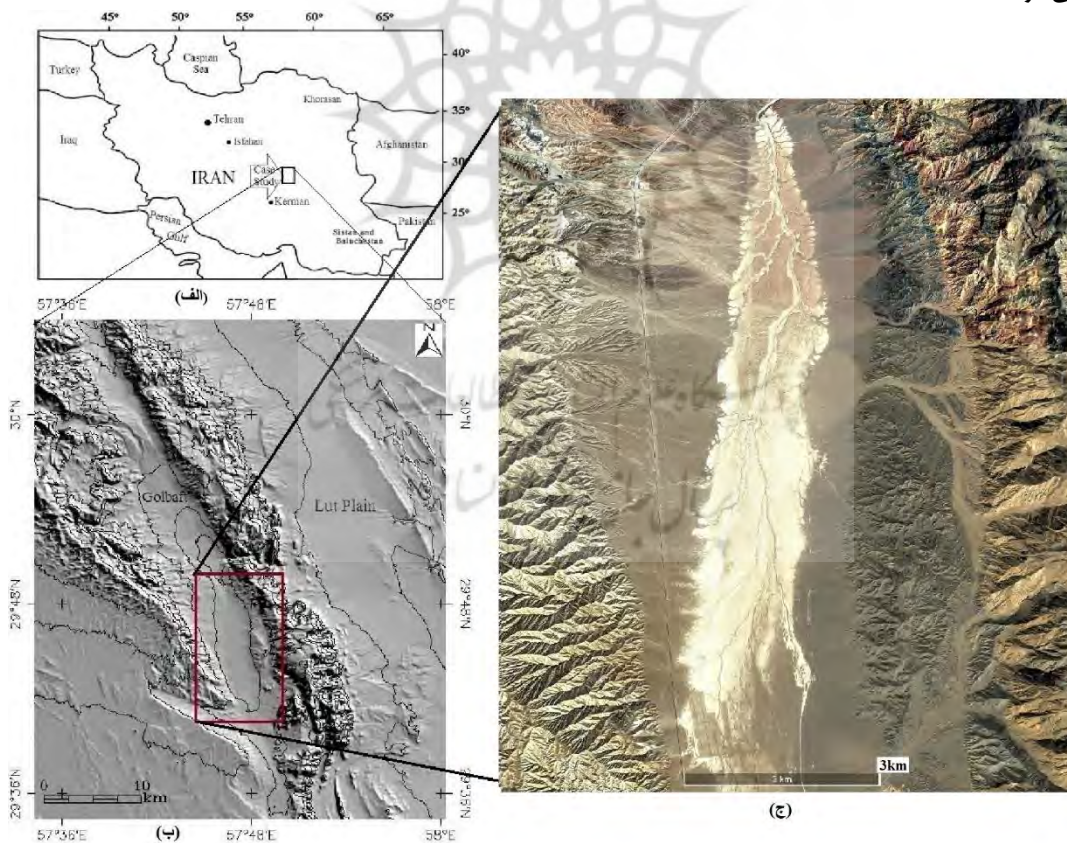
توضیحات	مختصات جغرافیائی		شماره نمونه
	عرض شمالی	طول شرقی	
از قاعده گل سنگ در قسمت مرکزی کفه	۲۹° و ۴۷' و ۴۹"	۵۷° و ۴۶' و ۳۵"	۱
از سطح گل سنگ در قسمت مرکزی کفه	۲۹° و ۴۷' و ۴۹"	۵۷° و ۴۶' و ۳۵"	۲
از قاعده گل سنگ در شمال کفه	۲۹° و ۴۸' و ۲۰"	۵۷° و ۴۶' و ۲۷"	۳
از سطح گل سنگ در شمال کفه	۲۹° و ۴۸' و ۲۰"	۵۷° و ۴۶' و ۲۷"	۴
از حاشیه جنوبی کفه	۲۹° و ۴۳' و ۵۸"	۵۷° و ۴۶' و ۵۹"	۵
از رگولیت سطحی در جنوب کفه	۲۹° و ۴۵' و ۴۲"	۵۷° و ۴۶' و ۵۸"	۶

جدول ۳: مشخصات محل‌های سنجش مورفومتری

ردیف	نام عارضه	پارامتر اندازه گیری	محل اندازه گیری	تعداد نقاط اندازه گیری	ابزار اندازه گیری
۱	آبکنده اصلی	پهنا و عمق	سرتاسر آبکند	۵	متر فلزی
۲	آبکنده‌های فرعی	پهنا و عمق	نیمه شمالی کفه	۲۰	متر فلزی
۳	آبکنده‌های ریزشی	پهنا و عمق	انتهای شمالی کفه	۱۲	متر فلزی
۴	چاله‌های قیفی	قطر و عمق	نیمه شمالی کفه	۶۰	میله فلزی مدرج
۵	چاله‌های ریزشی	قطر و عمق	انتهای شمالی کفه	۷	میله فلزی مدرج
۶	دهانه‌های خروجی	قطر	انتهای شمالی کفه	۱۰	متر فلزی

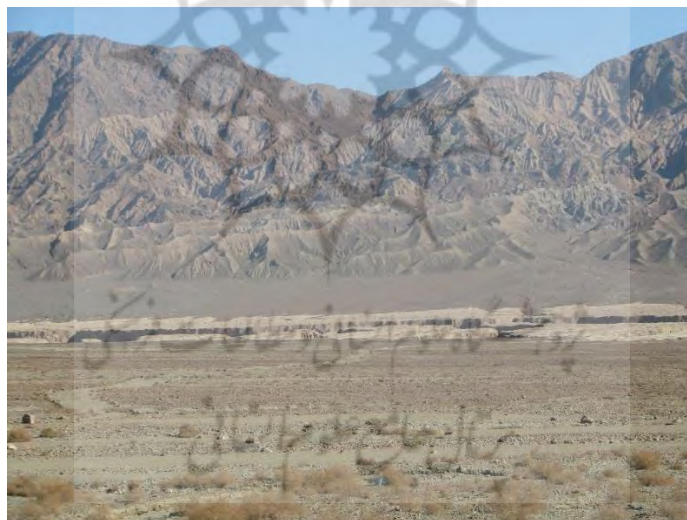
منطقه مورد مطالعه

محدوده مورد مطالعه در اصل یک کفه رسی باریک و کوچک به طول ۹/۱ کیلومتر و عرض متوسط ۱/۷ کیلومتر است که در ۷ کیلومتری جنوب شرق گلباف و ۸۵ کیلومتری جنوب شرق شهر کرمان (جنوب چاله گلباف) قرار دارد (شکل ۳) این چاله به وسیله دو واحد کوهستانی در شرق و غرب احاطه شده است که به ترتیب کوهستان ابارق و کوهستان سکنج نامیده می‌شوند.



شکل ۳: (الف) موقعیت منطقه مورد مطالعه در ایران، (ب) چاله گلباف و کوه‌های ابارق و سکنج (به ترتیب در شرق و غرب آن) و (ج) تصویری از کفه رسی جنوب گلباف (با تن روشن) که در دو سمت آن سطوح باهادایی حاصل از اجتماع مخروط افکنه‌ها و کوه‌های ابارق (سمت راست) و سکنج (سمت چپ) دیده می‌شوند

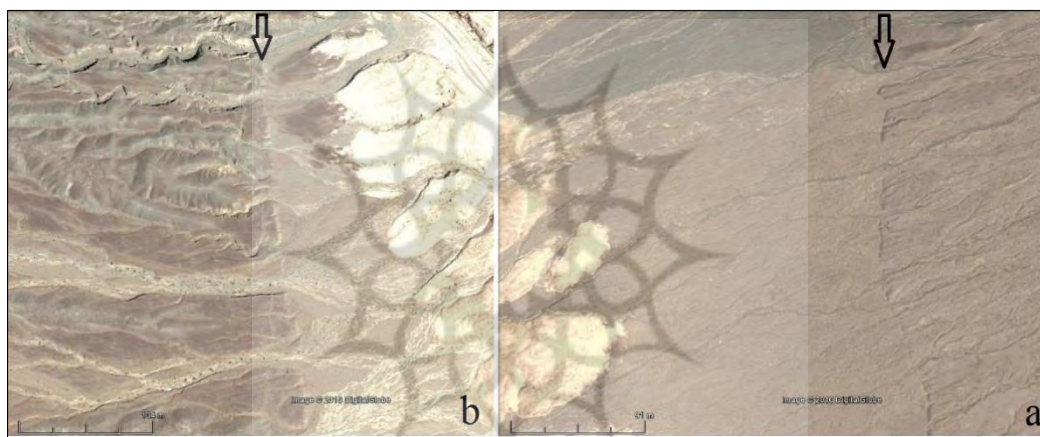
ارتفاع کوهستان سکنج تا ۴۲۰۰ متر و ارتفاع کوهستان ابارق تا ۲۷۰۰ متر است. این در حالی است که چاله تکتونیکی گلباف که در میان آن‌ها قرار دارد ۱۷۰۰ تا ۲۵۰۰ متر ارتفاع دارد (والکر و جکسون، ۲۰۰۲). دشت لوت در شرق کوه‌های ابارق قرار دارد و ارتفاع آن در بعضی نقاط ۴۰۰ تا ۵۰۰ متر است. لذا، چاله گلباف ۱۲۰۰-۲۰۰۰ متر از لوت مرتفع‌تر است. دو کوهستان فوق به طور عمده از شیل و ماسه سنگ‌های ژوراسیک و سنگ آهک‌های کرتاسه تشکیل شده‌اند (سازمان زمین‌شناسی ایران، ۱۹۷۳). رواناب سطح آن، تحت تأثیر شیب توپوگرافی، به سمت مرکز چاله حرکت کرده و پس از خروج از کوهستان، مخروط افکنه‌های فراوانی را در حواشی شمال و جنوب چاله تشکیل داده‌اند (شکل ۱ ج). این مخروط افکنه‌های به هم پیوسته سطوح باهادائی شمال و جنوب کفه را به وجود آورده‌اند. جریان‌ها پس از عبور از سطح مخروط افکنه‌ها در مرکز چاله متوقف شده و ر سوبات ریز معلق در خود که شامل رس، سیلت و ماسه ریز می‌باشند را برجای گذاشته‌اند. از تجمع این ذرات، کفه رسی (پلایای) موجود در قسمت میانی چاله شکل گرفته است (شکل‌های ۱ ج و ۴). بدلند‌های شبه کارستی مورد مطالعه در سطح این کفه رسی شکل گرفته‌اند. در حال حاضر، آبراهه‌هایی که از کوهستان خارج می‌شوند با ورود به سطح مخروط افکنه‌ها پخش می‌شوند، ولی مجدداً، در قاعده مخروط افکنه‌ها به هم پیوسته و از طریق مجاری مشخصی سطح کفه رسی را بریده و به مجرای اصلی میانی کفه رسی ملحق می‌شوند (شکل ۱ ج). شیب مجرای اصلی میانی که در شکل ۴ به صورت خط تیره در سرتاسر قسمت میانی کفه دیده می‌شود به سمت شمال غرب است و بنابراین، سیلاب‌ها از گوشه شمال غرب کفه رسی از محدوده مورد مطالعه خارج می‌گردند.



شکل ۴: موقعیت کفه رسی جنوب گلباف (با تن روشن در قسمت میانی تصویر)، سطوح باهادایی (قسمت جلوی تصویر و عقب کفه رسی) و کوهستان ابارق (در عقب تصویر)

آب و هوای این منطقه خشک است و مقادیر متوسط بارندگی و دمای سالانه به ترتیب ۱۱۰ میلیمتر و ۱۷ درجه سانتیگراد می‌باشند. بنابراین، مقدار اندیس دومارتون آن ۴/۱ و اقلیم آن خشک می‌باشد. در این منطقه، مرطوب‌ترین فصل سال زمستان است، به طوری‌که حدود ۴۰٪ بارش سالانه در زمستان نازل می‌شود. تابستان با بارش ناچیز، خشک‌ترین فصل سال است. جهت غالب باد در این منطقه غرب تا جنوب غرب می‌باشد. پوشش گیاهی در سطح مخروط افکنه‌ها بوته زار بیابانی است و گیاه غالب آن درمنه می‌باشد، ولی سطح کفه رسی به علت وفور املاح در خاک ریز بافت این محل، فاقد پوشش گیاهی است.

این کفه در یک چاله تکتونیکی باریک و کشیده (به نام چاله گلباف) قرار دارد که در اثر حرکات گسل گوک به وجود آمده است. فتاحی^۱ و همکاران (۲۰۱۴) این کفه را یک "چاله کوچک ناشی از وضعیت پله به راست در قسمت میانی گسل گوک که حدود ۱۵۰ کیلومتر طول دارد" معرفی کرده‌اند. گسل گوک از نوع امتدادلغز راستگرد است (والکر^۲ و جکسون، ۲۰۰۲). در واقع، تغییر راستای سامانه گسلی سروستان-گوک-نابیند از ۱۷۵ درجه به ۱۵۵ درجه در محدوده چاله گلباف باعث ایجاد یک زون خمش فشاری و شکل‌گیری کوهستان‌های ابارق و سکنج شده است (والکر و جکسون، ۲۰۰۲). همچنین، قطعات متعدد این گسل که دارای همپوشانی از نوع پله به راست می‌باشند باعث ایجاد کشش در داخل زون فشارشی، نشست زمین و تشکیل چاله گلباف شده‌اند (فتاحی و همکاران، ۲۰۱۴). بر این اساس، همانگونه که والکر و همکاران (۲۰۱۰) اعلام کرده‌اند، وجود دو گسل نرمال در دو سمت این کفه رسی (شکل ۵) مبین تشکیل آن در اثر نشست تکتونیکی است. به همین دلیل، فتاحی و همکاران (۲۰۱۴) و والکر و جکسون (۲۰۰۲) آن را یک چاله کششی معرفی کرده‌اند.



شکل ۵: تصویر دو گسل نرمال به وجود آورنده چاله جنوب گلباف (a) گسل شرقی و b) گسل غربی- در هر دو تصویر بخش‌هایی از کفه رسی با تن روشن دیده می‌شوند)

والکر و جکسون (۲۰۰۲) از طریق بازسازی شبکه آبراهه‌های منطقه مقدار کل جابجائی توسط گسل گوک را ۱۲ کیلومتر به دست آورده‌اند، و براساس میزان جابجائی بازالت‌ها در غرب لوت، نرخ حرکت در سطح آن را ۱/۵ تا ۴/۵ میلی‌متر در سال تخمین زده‌اند. در مقایسه، وجود بقایای گیاهی در رسوبات این کفه رسی کمک کرده‌است تا والکر و همکاران (۲۰۱۰) براساس سن بقایای گیاهی (۷۹۰۰ سال قبل) و جابجائی آبراهه‌های موجود در رسوبات این کفه، حداقل نرخ لغزش توسط این گسل را در حد $0.7 \pm 3/8$ میلی‌متر در سال به دست آورند.

بر مبنای بررسی‌های فتاحی و همکاران (۲۰۱۴)، گسل گوک باعث جابجائی افقی راستگرد به میزان 5 ± 30 متر در رسوبات حاشیه غربی این کفه رسی شده است. فتاحی و همکاران (۱۳۹۲) با استفاده از رخشانی (لومینسانس) بر انگیزته نوری، سن جوان‌ترین رسوبات این کفه رسی را ۲۵۰۰ الی ۵۴۰۰ سال به دست آورده‌اند. لذا، نرخ لغزش گسل در سطح کفه را در حد $5/5 - 7/1$ میلی‌متر در سال محاسبه کرده‌اند که بیش از نرخ لغزش برآورد شده در همین محل با روش کرین-۱۴ (والکر و همکاران، ۲۰۱۰) است. بدین ترتیب که والکر و همکاران (۲۰۱۰) سن بقایای گیاهی موجود در رسوبات این کفه رسی را با روش کرین-۱۴ در حد $0.1 \pm 7/9$ هزار سال قبل به دست آورده‌اند و با توجه به جابجائی افقی در حد 5 ± 30 متر در این رسوبات، نرخ لغزش آن را در حد $0.7 \pm 3/8$ میلی‌متر در سال محاسبه نموده‌اند.

1. Fattahi

2. Walker

همانگونه که ذکر شد، در محدوده کفه رسی مورد مطالعه، به طور موضعی نشیبت تکتونیکی ناشی از دو قطعه گسل و شرایط پله به راست موجب پیدایش یک چاله باریک، کشیده و بسته در چاله تکتونیکی گلباف شده است. در اثر توقف سیلاب‌ها و تجمع رسوب در این چاله کوچک، کفه رسی جنوب گلباف شکل گرفته است (فتاحی و همکاران، ۲۰۱۴). فتاحی و همکاران (۲۰۱۴) رسوبات موجود در این کفه رسی را از نوع دریاچه‌ای معرفی کرده‌اند. این درحالی است که عباس نژاد و عباس نژاد (۱۳۹۹)، ضمن مطالعه رسوبات منطقه، آن‌ها را پلایائی در نظر گرفته‌اند. حداکثر ضخامت رسوبات پلایایی در چاله جنوب گلباف حدود ۲۰ متر است (عباس نژاد و عباس نژاد، ۱۳۹۹) و بنابراین، در مقیاس زمین‌شناسی، در زمان کوتاهی از رسوب پر شده و جریان‌های سطحی از شمال آن سرریز کرده‌اند. شیب تند موجود در محل سرریز به صورت نیک پوینت در مسیر آبراهه اصلی عمل کرده که با عقب نشینی آن سطح کفه رسی بریده شده و رژیم این محیط از رسوبگذاری به فرسایشی تغییر یافته است (عباس نژاد و عباس نژاد، ۱۳۹۹). فتاحی و همکاران (۲۰۱۴) بریده شدن رسوبات این کفه توسط جریان‌های عبوری را ناشی از انطباق آبراهه‌ها با سطح اساس کم ارتفاع‌تر جدید (پس از سرریز کردن) ذکر کرده‌اند. در حال حاضر، جریان‌های عبوری از سطح این کفه پس از طی حدود ۳ کیلومتر بطور ناگهانی به سمت شرق تغییر مسیر داده و از طریق دره‌ای که کوهستان ابارق را بریده است وارد لوت می‌شوند (فتاحی و همکاران، ۲۰۱۴).

یافته‌ها

۱- ماده بدلدساز

در جدول ۲ ترکیب بافتی، کانی‌شناختی و شیمیائی رسوباتی که بدلدن شبه کارستی در آن‌ها شکل گرفته نشان داده شده است (عباس نژاد و عباس نژاد، ۱۳۹۹). باتوجه به این موارد، ماده بدلدن ساز از نوع لوم است که مناسب‌ترین نوع رسوب برای تشکیل بدلدن محسوب می‌شود (عباس نژاد و عباس نژاد، ۱۳۹۹). کانی‌های ژئیس، کوارتز، کلسیت، دولومیت و آلیت در جزء سیلتی-ماسه‌ای و کانی‌های ایلیت، کلریت و مونتموریلونیت در جزء رسی این مواد وجود دارند (عباس نژاد و عباس نژاد، ۱۳۹۹).

جدول ۲: ترکیب کانی‌شناسی، بافتی و شیمیائی نمونه‌های برداشت شده از مواد بدلدساز (عباس نژاد و عباس نژاد، ۱۳۹۹)

پارامتر	شماره نمونه						
	1	2	3	4	5	6	
کانی‌شناسی	quartz, calcite, albite, illite, dolomite, montmorillonite	quartz, calcite, albite, chlorite, halite, sanidine	quartz, calcite, albite, illite, chlorite, hematite	quartz, calcite, albite, illite, chlorite, halite	quartz, calcite, albite, illite, hematite, dolomite	gypsum, quartz, calcite, albite, illite, chlorite, hematite, dolomite	
بافت	ماسه (%)	47	21	31	26	87	53
	سیلت (%)	45	67	59	58	9	33
	رسی (%)	8	12	10	16	4	14
	بافت	loam	silty loam	silty loam	silty loam	loamy sand	sandy loam
EC ^۳	62640	103080	66000	42360	5660	38280	
	EC (micromhos/cm)						

	pH	6.9	6.8	7.0	8.0	7.8	7.2
	سدیم قابل تبادل (meq/100 gr)	31.66	79.00	20.61	26.24	2.17	11.44
	SAR	28.71	77.81	39.79	66.87	6.29	19.02

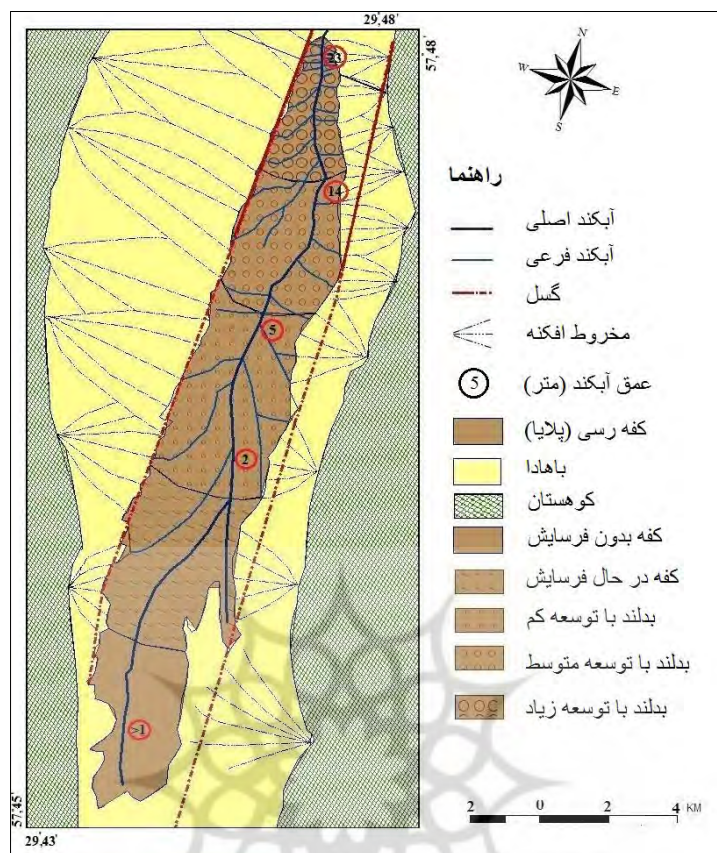
بافت غالب رسوباتی که بدلند در آن‌ها ایجاد شده لوم است. نمونه شماره ۶ که بافت آن ماسه لومی است از بستر آبراهه ورودی به کفه رسی در انتهای جنوبی کفه برداشت گردید که در این محل سهم ذرات ماسه بیشتر است. ماده بافت لومی را می‌توان گل سنگ نامید (عباس نژاد و عباس نژاد، ۱۳۹۹). کانی‌های رسی از نوع رس ۱:۲ نظیر ایلیت، کلریت و مونتوریلونیت باعث تقویت خاصیت انقباض ناشی از خشک شدن در ماده شده‌اند که برای پیدایش شکاف در ماده و توسعه رگاب ضروری بوده‌اند. ضخامت گل سنگ حدود ۲۰ متر است که برای تکوین رگاب مطلوب به نظر می‌رسد. براساس مقادیر هدایت الکتریکی (EC)، این رسوب از املاح محلول غنی است و مقادیر سدیم قابل تبادل و نسبت جذب سدیم (SAR) آن حاکی از وفور این یون در آن می‌باشند. چنانچه درصد سدیم قابل تبادل (ESP) نمونه‌های تهیه شده از فرمول زیر محاسبه شود (رحیمی و عباسی، ۱۳۹۴)، مقادیر ESP شش نمونه برداشت شده به ترتیب ۵۷/۷۸، ۱۵۳/۵۳، ۷۹/۳۹، ۱۳۲/۲۰، ۱۴/۰۶ و ۳۸/۹ خواهند بود:

$$ESP = (SAR \times 1.95) + 1.8 \quad (1)$$

اگر مقدار ESP در خاکی بیش از ۱۰ باشد آن خاک می‌تواند واگرا باشد (رحیمی و عباسی، ۱۳۹۴) و همانگونه که در مقدمه ذکر شد واگرایی باعث مستعد شدن خاک و رسوب برای فرسایش درونی و ایجاد رگاب می‌شود. بنابراین، رسوبات پلایایی این محل از نظر بافتی، شیمیایی و کانی شناسی، واگرا و فرسایش پذیر می‌باشند و برای تشکیل رگاب و توسعه بدلند مستعد در نظر گرفته می‌شوند.

ژئومورفولوژی

بر اساس نقشه ژئومورفولوژی منطقه (شکل ۶)، واحدهای اصلی ژئومورفولوژی آن شامل کوهستان، باهادا و پلایا (کفه رسی) می‌باشند. در مبحث معرفی منطقه توضیحاتی در مورد کوهستان‌ها ارائه گردید. باهادای این محل شامل مجموعه‌ای از مخروط افکنه‌های حاشیه کوهستان‌های سکنج و ابارق است که از آبرفت‌های درشت در حد قله سنگ، شن و گاهی ماسه تشکیل شده‌اند. آن‌ها در بعضی محل‌ها به داخل کفه رسی پیشروی کرده‌اند. واحد پلایا (یا کفه رسی) که از گل سنگ تشکیل شده در قسمت میانی چاله و بین دو باهادا شکل گرفته است (شکل ۶). آبکند اصلی که از جنوب به شمال در وسط کفه مستقر شده سطح آن را بریده است (شکل ۴). میزان بریدگی در جنوب ناچیز بوده و به سمت شمال افزایش می‌یابد، به طوری که در شمال کمی بیش از ۲۰ متر بوده و به طور کامل رسوبات کفه‌ای را بریده است. به تبع آن، آبراهه‌های فرعی که از دو سمت به آن وصل شده‌اند هم در قسمت‌های میانی و شمالی این محل سطح کفه را بریده و آن را به صورت تعدادی بلوک درآورده‌اند (شکل ۷). از آنجا که بریده شدن سطح کفه از شمال شروع شده و به تدریج به سمت جنوب پیشروی کرده است، تکامل یافته‌ترین اشکال بدلند در شمال و جوان‌ترین آن‌ها در بخش‌های نزدیک به جنوب کفه دیده می‌شوند. جنوبی‌ترین بخش کفه هنوز بریده نشده و، بنابراین، فاقد بدلند است. بخش‌های مختلف بدلند از نظر میزان توسعه و تکامل در نقشه ژئومورفولوژی (شکل ۶) تفکیک شده‌اند.

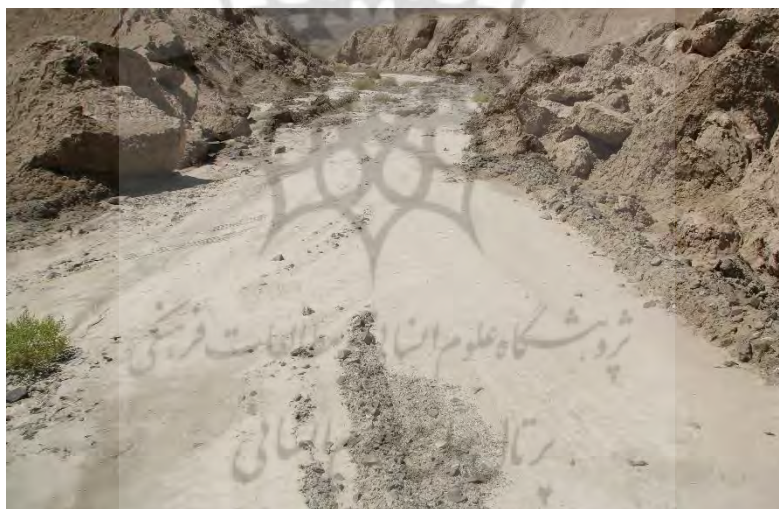


شکل ۶: نقشه ژئومورفولوژی محدوده مورد مطالعه



شکل ۷: بریدگی نیمه شمالی سطح کفه رسی جنوب گلباف توسط آبکندهای فرسایشی و تبدیل آن به بلوک‌های متعدد

مجموعه‌ای از عوارض این چشم انداز ژئومورفولوژیکی را شکل داده‌اند که اهم آن‌ها عبارتند از آبکندهای فرسایشی، بلوک‌ها، چاله‌های قیفی شکل، چاله‌های ریزشی و آبکندهای ریزشی. آبکندهای فرسایشی (شکل ۸) محصول حفر سطح کفه رسی توسط جریان‌های ورودی از سطح باهادا می‌باشند. آن‌ها شامل یک آبکند بزرگ اصلی محوری و تعداد زیادی آبکند فرعی می‌باشند که از دو سمت (شمال و جنوب) به آن وصل می‌شوند. این آبکندها جریان‌های سیلابی کوهستان‌های شمال و جنوب را که بعد از عبور از سطوح مخروط افکنه‌ای دوباره به هم پیوسته اند را دریافت می‌کنند و به آبکند اصلی تحویل می‌دهند. همانگونه که ذکر شد، مجموعه آبکندهای اصلی و فرعی سطح کفه رسی را بریده و آن را به صورت تعدادی بلوک درآورده‌اند (شکل ۷). به سمت جنوب شرق که عمق آبکندها به صفر می‌رسد، بلوک‌ها هم حذف می‌شوند. در سطح بلوک‌ها چاله‌های قیفی شکل فراوانی وجود دارند که هرزآب‌های سطحی را به داخل زمین هدایت می‌کنند (شکل‌های ۹ و ۱۰). در بعضی موارد، رگاب‌های افقی موجود در این بدلند به حدی بزرگ و وسیع شده‌اند که سقف آن‌ها ناپایدار شده و ریزش کرده‌اند. در اثر این ریزش‌ها، چاله‌های ریزشی ایجاد شده‌اند (شکل ۱۱) که از چاله‌های قیفی بزرگتر بوده و دیواره آن‌ها معمولاً عمودی است. البته، در مواردی تمام سقف یک رگاب افقی ریزش کرده است، که در این حالت گودی‌های ریزشی دره مانند شکل گرفته‌اند که در منابع علمی آبکند ریزشی نامیده می‌شوند (شکل ۱۲). نقاط خروج جریان‌های داخل رگاب‌های افقی به صورت دهانه‌های مشخصی در پای دیواره آبکند اصلی و (گاهی) آبکندهای فرعی دیده میشوند (شکل ۱۳).



شکل ۸: تصویری از یک آبکند فرسایشی



شکل ۹: تصویری از سطح یک بلوک با چاله‌های قیفی فراوان (نقطه‌های تیره) در سطح آن



شکل ۱۰: تصویری از چاله‌های قیفی تشکیل دهنده بدلدنند شبه کارستی



شکل ۱۱: تصویری از یک چاله ریزشی



شکل ۱۲: تصویر نمونه ای از یک آبکند ریزشی حاصل از ریزش سقف یک رگاب افقی بزرگ



شکل ۱۳: تصویر یک دهانه خروج جریان از رگاب افقی در پای دیواره یک آبکند

مورفومتری

پهنای آبکند اصلی حدود ۳۰ متر است، ولی عمق آن از شمال غرب که ۲۰ متر است به سمت جنوب شرق به تدریج کاهش می‌یابد و به صفر می‌رسد (محو می‌گردد). عمق و پهنای آبکندهای فرعی کمتر است و به ترتیب حدود ۲-۴ متر و ۴-۸ متر می‌باشد. وسعت بلوک‌ها متفاوت است و از حدود ۱ کیلومتر مربع تا حدود ۳۰۰ متر مربع تغییر می‌کند. مقادیر حداقل، حداکثر و میانگین قطر چاله‌های قیفی به ترتیب $1/2$ ، $3/7$ و $2/8$ متر به دست آمدند. مقادیر حداقل، حداکثر و میانگین عمق این چاله‌ها (تا رسیدن به رگاب عمودی کف آن‌ها که دارای قطر ثابت است) به ترتیب $1/2$ ، $3/7$ و $1/6$ متر می‌باشند. مقادیر حداقل، حداکثر و میانگین قطر چاله‌های ریزشی به ترتیب $2/3$ ، $5/7$ و $4/1$ متر به دست آمد. در مقابل، مقادیر حداقل، حداکثر و میانگین عمق آنها به ترتیب $3/4$ ، $5/9$ و $4/8$ متر تعیین گردید. همچنین، عمق و پهنای متوسط آبکندهای ریزشی به ترتیب $3/6$ و $5/7$ متر سنجیده شد. و بالاخره، مقادیر حداقل، حداکثر و میانگین قطر دهانه‌های خروجی به ترتیب $0/2$ ، $1/5$ و $0/4$ متر سنجیده شد.

فرایندها

فرایندهای مهم عمل کننده در این بدلدن که مورد شناسائی قرار گرفتند عبارتند از: هوازدگی، فرسایش و گسیختگی‌های دامنه‌ای. هوازدگی مواد مادری (میزبانی که بدلدن روی آن صورت گرفته) در اثر انقباض و انبساط ناشی از خیس و خشک شدن توسط باران، ذوب و انجماد آب در زمستان؛ انحلال، حمل و رسوبگذاری و وارفتگی^۱ صورت گرفته است. مهمترین محصول هوازدگی، تشکیل قشر رگولیت^۲ در سطح این بدلدن است. در این قشر، مواد مادری به علت تماس با جو زمین و تحت تأثیر فرایندهای فوق‌الذکر به صورت پوک و همراه با یک پوسته شکافدار سطحی درآمده‌اند (شکل ۱۴). در این حالت، فرسایش پذیری آن‌ها بیش از مواد مادری است. براساس شواهد صحرایی، در این بدلدن فرسایش از نوع بارانی^۳ و ورقه‌ای^۴ در تمام سطوح شیبدار صورت می‌گیرد. فرسایش شیاری^۵ در سطح چاله‌های قیفی و بعضی از سطوح دیگر هم

1. slaking

2. regolith

3. rain splash

4. sheet wash

5. rill erosion

دیده می‌شود. در بسیاری از نقاط، فرسایش کناره‌ای^۱ در پای دیواره آبکندها هم به چشم می‌خورد که با ریزش‌های فراوان (شکل ۱۵) قابل مشاهده است. این نوع فرسایش منجر به عریض شدن آبکندها و کوچک شدن بلوک‌ها می‌شود. آخرین نوع فرسایش، فرسایش تونلی^۲ در رگاب‌های افقی و عمودی (شکل ۱۶) است که به صورت کندوکاو توسط آب جاری در این معابر صورت می‌گیرد. فرایند مهم دیگر، فروریزی سقف رگاب‌های افقی بزرگ است که منجر به پیدایش چاله‌های ریزشی شده است (شکل ۱۱). در عین حال که در سطوح پرشیب چاله‌های قیفی نشانه‌های سولیفلوکسیون و خزش^۳ هم به خوبی قابل مشاهده می‌باشند.



شکل ۱۴: تصویر پوسته شکافدار سطحی ناشی از هوازگی گل سنگ به وجود آورنده بدلند



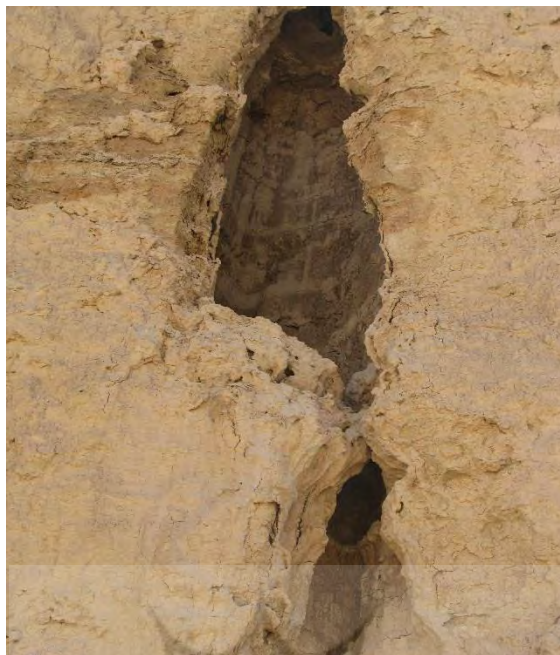
شکل ۱۵: ریزش در دیواره آبکندها

فرایند تشکیل و نهشته شدن جریان‌های گلی هم در این بدلند به چشم می‌خورد. در واقع، فرسایش پذیری مواد مادری این بدلند به حدی بالا است که جریان آب حرکت کننده در شبکه رگاب‌های افقی و عمودی آن سرشار از رس، سیلت و ماسه شده و جریان‌های گلی را به وجود می‌آورند. جریان‌های گلی با خروج از دهانه‌های پای دیواره آبکندها، و پخش شدن در بستر آبکندها، توانائی حرکت خود را از دست داده و رسوب می‌کنند.

¹. bank erosion

². tunnel erosion

³. creep



شکل ۱۶: فرسایش تونلی در یک رگاب عمودی ظاهر شده در دیواره عمودی یک آبکند (قطر تونل حدود ۱ متر است)

بحث

ماده‌ای که بدلند در آن تشکیل شده یک گل سنگ با بافت لومی است. چنین ماده‌ای برای پیدایش بدلند مناسب است (کاسانین-گروبین^۱ و همکاران، ۲۰۱۸). وجود رس‌های مونتموریلونیت، ایلیت و کلریت که از نوع ۲:۱ بوده و خاصیت تورم پذیری بالایی دارند باعث می‌شود که گل سنگ در اثر خشک شدن کاهش حجم قابل ملاحظه‌ای یافته و با تشکیل شبکه‌ای از درزه‌های انقباضی، شرایط برای تشکیل بدلند مهیا شود. مطالعات سومآ و همکاران (۲۰۰۷) هم حاکی از این است که رس‌های ۲:۱ امکان ایجاد بدلند در مواد مادری را افزایش می‌دهند. نه‌شته شدن رسوبات گل سنگی این کفه در یک محیط با آب راکد و اشباع بودن آن از آب زیرزمینی باعث عدم فشرده شدن آن‌ها قبل از خشک شدن نهایی شده است. در این حالت، کاهش حجم و توسعه شبکه شکاف‌های انقباضی ناشی از خشک شدن گل سنگ به خوبی صورت گرفته است. غنی بودن گل سنگ از املاح محلول (به ویژه و فور یون سدیم) باعث افزایش خاصیت واگرایی آن شده است. در این وضعیت، آب‌های نفوذ کننده به داخل شکاف‌های انقباضی با سهولت بیشتری در مسیر خود ذرات ماده را کنده و منجر به تکوین شبکه رگاب شده‌اند.

در عین حال، پر شدن چاله تکتونیک کوچک جنوب گلباف از رسوب و سرریز کردن جریان‌های ورودی به آن از شمال کفه و خروج آن‌ها، با ایجاد یک شیب تند در محل سرریز، باعث فرسایش بستر شده که به صورت نیک پوینت عمل کرده است. عقب نشینی نیک پوینت‌ها به سمت بالادست آبراهه‌ها، به علت داشتن شیب تندتر و فرسایش شدیدتر، یک امر شناخته شده و مهم در ژئومورفولوژی است (تینکلر^۳، ۲۰۱۳). مهاجرت نیک پوینت به سمت بالادست باعث حفر سطح کفه رسی و تبدیل شرایط آن از فرسایشی به رسوبگذاری شده است. لذا، بریده شدن سطح کفه توسط آبراهه‌های عبوری موجب تقسیم آن به تعدادی بلوک در قسمت‌های شمالی و میانی کفه شده است. نتیجه آن خشک شدن گل سنگ و تشکیل شکاف‌های انقباضی در آن است. این شکاف‌ها مشابه با شبکه شکاف‌هایی هستند که در مواد ریزدانه خیس، به

¹. Kasanin-Grubin

².souma et al

³. Tinkler

علت افت سطح آب‌های زیرزمینی، ایجاد می‌شوند. نمونه آن شبکه شکاف‌های دشت منوجان است که توسط عباس نژاد و عباس نژاد (۱۳۹۶) معرفی گردیده است.

سطح بلوک‌های حاصل از بریده شدن کفه توسط آبراهه‌ها از تعداد زیادی چاله قیفی تشکیل شده است. هرزآب‌های ناشی از نزولات جوی وارد این چاله‌ها شده و از طریق حفره‌های موجود در کف چاله‌ها وارد رگاب‌های عمودی موجود در ماده می‌شوند. جریان پس از رسیدن به کف هر رگاب عمودی، به صورت افقی حرکت کرده و به رگاب افقی متعلق به چاله‌های قیفی دیگر متصل می‌شود. لذا شبکه‌ای از رگاب‌های عمودی و افقی شبیه به "شبکه آبراهه‌های حوضه‌های آبگیر عادی" در داخل هر بلوک وجود دارد. آن‌ها پس از اتصال به هم در حاشیه هر بلوک وارد آبکندها می‌شوند. بنابراین، هر نقطه خروج جریان از یک بلوک به یک آبکند، بخشی از سطح بلوک که حوضه آبگیر آن تلقی می‌شود را زهکش می‌کند. هر بلوک می‌تواند چندین حوضه آبگیر از این نوع داشته باشد که در چندین نقطه در آبکندها جریان خود را تخلیه می‌کنند.

در یک نگاه و وسیع‌تر، جریان‌های ورودی از سطح باهادا توسط آبکندهای فرعی وارد محیط کفه شده و به آبکند اصلی میانی می‌ریزند. آبکند اصلی جریان‌های سطحی را به سمت شمال منتقل کرده و از منطقه خارج می‌سازد. در واقع، در محدوده کفه، جریان‌های رگابی سطح بلوک‌ها که وارد آبکندها می‌شوند با جریان‌های ورودی از خارج کفه (سطح باهادا) به هم ملحق گردیده و با عبور از آبکند اصلی منطقه را ترک می‌کنند.

در سطح بلوک‌ها، هر جا که جریان‌های سطحی با شکاف‌ها تلاقی داشته‌اند رواناب وارد زمین شده و در کف شکاف‌ها به سمت شیب بستر شکاف‌ها که در جهت آبکندهای زهکش کننده است حرکت می‌کنند. در نهایت، آن‌ها در پای دیواره آبکندها خارج می‌شوند. ورود آب‌های سطحی به داخل شکاف‌ها، حرکت در آن‌ها و خروج در پای دیواره آبکندها در طی چند هزار سال صورت گرفته و فرسایش ناشی از آن باعث توسعه مجاری با سطح مقطع گرد یا نزدیک به گرد در مسیر حرکت شده که نام کلی آن‌ها رگاب است و انواع بزرگ آن در منابع علمی تونل هم نامیده می‌شوند. بدیهی است که در صورت بزرگ شدن تونل‌های افقی و ریزش سقف آن‌ها، چاله‌های ریزی به وجود آمده‌اند. با ریزش سقف یک رگاب افقی عریض در نقاط متعدد و اتصال چاله‌های ریزی به هم آبکندهای ریزی تشکیل شده‌اند که تنها در شمال منطقه مورد مطالعه به چشم می‌خورند.

از آنجا که بریده شدن سطح کفه از شمال شروع شده و به آرامی به سمت جنوب مهاجرت کرده است، به طوریکه هنوز انتهای جنوبی کفه توسط جریان‌های سطحی بریده نشده است، می‌توان انتظار داشت که شکاف‌ها و رگاب‌ها در شمال منطقه شروع به تشکیل کرده و به تدریج به سمت جنوب توسعه یافته‌اند، اگرچه هنوز در جنوبی‌ترین بخش کفه تشکیل نشده‌اند. نتیجه چنین وضعیتی وجود یک توالی از بدلند توسعه یافته در شمال تا بدلند در حال تشکیل، و حتی تشکیل نیافته، در جنوب کفه است. چنین وضعیتی در دنیا بی نظیر است، زیرا که با حرکت از جنوب به شمال کفه می‌توان تمام مراحل تکوین بدلند از ابتدائی تا تکامل یافته را مشاهده کرد. به طوریکه از جنوب به سمت شمال، ابتدا سطوح فاقد بدلند دیده می‌شوند. به سمت شمال، آبکندهای با عمق چند متر و چاله‌های کوچک ظاهر می‌شوند که مراحل اولیه شکل‌گیری بدلند را نشان می‌دهند. باز هم به سمت شمال، چاله‌های قیفی با اندازه متوسط با آبکندهای با عمق چندین متر به چشم می‌خورند. و بالاخره، در انتهای شمالی کفه هم چاله‌های قیفی بزرگ و آبکندهای عمیق (با عمق ۱۰ تا ۲۰ متر) و عریض (با پهنای تا ۳۰ متر) دیده می‌شوند و هم به علت توسعه زیاد بعضی از رگاب‌های افقی و ریزش ناقص یا کامل سقف آن‌ها، چاله‌های ریزی و آبکندهای ریزی به چشم می‌خورند.

فتاحی^۱ و همکاران (۲۰۱۴) سن عمیق‌ترین رسوبات این کفه رسی را ۱۳/۵ هزار سال و سن جوان‌ترین آن‌ها را ۰/۲ ± ۶/۳ هزار سال به دست آورده‌اند. پس این چاله تکتونیکی در حدود ۱۳۵۰۰ سال قبل تشکیل شده و در حدود ۶۳۰۰ سال قبل از رسوب پر شده است. سرریز شدن جریان‌های ورودی به علت پر شدن آن از رسوب، موجب ایجاد رژیم فرسایش، حفر رسوبات و ایجاد آبکند، زهکشی و خشک شدن رسوبات و تشکیل بدلند شده است. باتوجه به موارد فوق، سن قدیمی‌ترین بدلندهای سطح این کفه که در شمال آن قرار دارند حدود ۶۰۰۰ سال برآورد می‌شود. بدلندهای شبه کارستی جنوب گلباف شباهت‌ها و تفاوت‌هایی با کارست‌های دولینی واقعی دارند. مهمترین شباهت‌های آن‌ها عبارتند از:

- ۱- هر دو از مجموعه‌ای از چاله‌های قیفی شکل تشکیل شده‌اند.
 - ۲- در بستر چاله‌های قیفی بدلند و دولین‌ها آب وارد زمین شده و به طور عمودی پایین می‌رود.
 - ۳- آبی که به صورت عمودی پایین می‌رود در محلی به شبکه معابر کم شیب یا تقریباً افقی می‌پیوندد.
 - ۴- معابر افقی (یا نزدیک به افقی) به صورت شبکه به هم متصلی، نظیر شبکه آبراهه‌های سطح زمین، عمل می‌کنند.
 - ۵- مجموعه معابر افقی به هم متصل شونده یک مجرای افقی بزرگ و اصلی را می‌سازند که در جایی (در پای یک آبکند یا در کف یک دره) در سطح ظاهر می‌شود.
 - ۶- هر نقطه خروج جریان در پای یک دامنه، آب را از تعدادی چاله قیفی یا دولین دریافت می‌کند که محدوده این چاله‌ها را می‌توان حوضه آبگیر آن نقطه خروجی در نظر گرفت.
- بنابراین، کارست واقعی و بدلند شبه کارستی نه تنها از نظر سیستم زهکشی بسیار شبیه هستند بلکه دارای پدیده‌های مشابهی نظیر چاله‌های قیفی شکل (یا دولین در کارست‌ها)، معابر عمودی، شبکه معابر افقی، چاله‌های ریزشی (دولین ریزشی در کارست واقعی و آبکند ریزشی در بدلند شبه کارستی) و نقطه خروج جریان (چشمه کارستی در کارست واقعی و مجرای خروج در بدلند شبه کارستی) می‌باشند.
- درمقابل، آن‌ها تفاوت‌هایی هم دارند که اهم این تفاوت‌ها عبارتند از:
- ۱- کارست واقعی در اثر فرسایش شیمیایی (انحلال) به وجود می‌آید، ولی بدلند شبه کارستی در اثر فرسایش فیزیکی شکل می‌گیرد.
 - ۲- عوارض کارست واقعی بزرگ بوده و یک توپوگرافی با ابعاد بزرگ را به وجود می‌آورند، ولی بدلند شبه کارستی کوچک (مینیاتوری) است.
 - ۳- پیدایش چشم انداز کارستی کند بوده و به میلیون‌ها سال وقت نیاز دارد، ولی پیدایش چشم انداز بدلند شبه کارستی سریع بوده و می‌تواند در طی ده‌ها هزار سال شکل بگیرد.
 - ۴- چشم انداز کارستی در مناطق مرطوب به وجود می‌آید، ولی چشم انداز بدلندی در مناطق نیمه خشک و خشک شکل می‌گیرد.
 - ۵- سیستم هیدرولوژیکی کارست واقعی معمولاً دارای جریان آب دائمی و به مقدار زیاد است، ولی سیستم هیدرولوژیکی شبه کارستی دارای جریان آب موقتی و به مقدار کم است.
 - ۶- سیستم هیدرولوژیکی کارست واقعی ماده را به صورت محلول حمل می‌کند ولی سیستم بدلندی ماده را به صورت فیزیکی (ذرات رسوب) انتقال می‌دهد.
 - ۷- کارست واقعی معمولاً دارای پوشش گیاهی متراکم است ولی بدلند شبه کارستی اصولاً فاقد پوشش گیاهی است.

نتیجه گیری

مدل تشکیل بدلدن شبه کارستی در سطح این کفه رسی را می‌توان اینگونه بیان کرد که با پر شدن چاله تکتونیکی از رسوب و سرریز کردن سیلاب‌ها از معبری در شمال غرب کفه، در محل سرریز شیب تندی ایجاد شد که با گذشت زمان به سمت بالادست (جنوب شرق) پیشروی کرد. این پدیده که مهاجرت نیک پوینت نامیده می‌شود در ژئومورفولوژی یک امر کاملاً شناخته شده است. بدین ترتیب که در بستر یک رودخانه یا مسیل، هر جا که شیب تندی ایجاد شود به آن نیک پوینت می‌گویند. در اثر تشدید فرسایش در محل وجود شیب تند، نیک پوینت به سمت بالادست جریان آب عقب نشینی (مهاجرت) می‌کند. در اینجا، مهاجرت نیک پوینت باعث بریده شدن سطح کفه رسی و تقسیم آن به تعدادی بلوک شده است که در اثر آن، اولاً رس‌های کفه زهکش و خشک شدند و شبکه شکاف‌های عمودی ناشی از خشک شدن در آن‌ها به وجود آمد، و در ثانی، اختلاف ارتفاع بین سطح بلوک‌ها و بستر آبکندهایی که آن را بریده‌اند باعث شد تا آب بارانی که در سطح بلوک‌ها به داخل شکاف‌ها نفوذ می‌کند به عمق رفته و در حاشیه دیواره آبکندها ظاهر شود. بدین ترتیب، شبکه‌های زهکشی بلوک‌های کفه‌ای به وجود آمدند که با انجام فرسایش تبدیل به شبکه رگاب‌های عمودی و افقی شدند. در دهانه رگاب‌های عمودی، جریان هرزآب سطحی هم متقارب شوند است و هم شیب آن افزایش می‌یابد. لذا، این دو باعث تشدید فرسایش و پیدایش قیف‌های دهانه‌ای شده‌اند. همچنین، هر جا که رگاب‌های افقی بزرگ و وسیع شده‌اند، سقف آن‌ها ریزش کرده و چاله‌های ریزشی به وجود آمده‌اند. از اتصال چاله‌های ریزشی مربوط به یک رگاب افقی به هم، آبکندهای ریزشی شکل گرفته‌اند.

در عین حال، براساس این مطالعه، مشخص شد که بدلدن مورد نظر که از نوع شبه کارستی است، اگرچه تفاوت‌های متعددی با کارست واقعی دارد، ولی به لحاظ ظاهری و مشخصات کلی بسیار شبیه به "کارست دولینی مینیاتوری" است. زیرا که عوارض و چشم انداز کلی آن بسیار کوچک‌تر از کارست‌های دولینی واقعی می‌باشند. شبکه غارها و تونل‌های موجود در این نوع بدلدن، با چشم انداز متشکل از چاله‌های قیفی فراوان، جذابیت خاصی به این نوع بدلدن می‌دهند. در مجموع، این نوع چشم انداز با داشتن عوارض و سیستم هیدرولوژیکی خاص ارزش علمی بالایی دارد، در عین حال که با داشتن شبکه‌ای از چاله‌های قیفی، چاله‌های ریزشی، رگاب‌ها و تونل‌ها دارای پتانسیل ژئوتوریسمی بالایی است و حتی قابلیت معرفی و ثبت به عنوان یک ژئومورفو سایت را هم دارد. البته، جنبه‌هایی از این چشم انداز بدلدنی نیاز به مطالعات تکمیلی دارند، زیرا که در این مطالعه به آن‌ها پرداخته نشد. به عنوان مثال، نحوه توسعه بدلدن در سطح هر بلوک، ابعاد شبکه رگاب‌ها و نقش جریان‌هایی که از خارج وارد محیط بدلدن می‌شوند از جمله مواردی می‌باشند که باید در طی مطالعات تکمیلی در آینده مشخص گردند.

منابع

- رحیمی، ح.، و عباسی، ن.، ۱۳۹۴. مهندسی ژئوتکنیک خاک‌های مشکل‌آفرین انتشارات دانشگاه تهران.
- عباس نژاد، ا. و عباس نژاد، ب.، ۱۳۹۹. ویژگی‌های رسوب شناختی پلایای جنوب گلباف کرمان و تاثیر آن بر تشکیل و تکامل بدلدن شبه کارستی در این منطقه. دوفصلنامه رسوب شناسی کاربردی، ۸(۱۶)، ۱۹-۲۷.
- عباس نژاد، ا.، ۱۳۹۰. خاک شناسی برای زمین شناسان. چاپ دوم، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۵۳۵ص.
- عباس نژاد، ا.، ۱۴۰۱. نشست زمین، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۴۳۴ص.
- عباس نژاد، ب. و عباس نژاد، ا.، نشست زمین در دشت منوجان (جنوب استان کرمان): عوامل، اثرات و پهنه‌بندی زمین شناسی کاربردی پیشرفته، ۷(۱)، ۶۵-۷۷.
- فتاحی، م.، کریمی موید، ن. و واکر ر. و طالبیان م.، ۱۳۹۲. استفاده از رخشانی نوری پس از فروسرخ، به منظور اندازه‌گیری نرخ لغزش گسل گوک، مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۹(۲)، ۱۳-۲۸.

- Bernatek-Jakiel, A. and Wrońska-Walach, D., 2018. Impact of piping on gully development in mid-altitude mountains under a temperate climate: A dendrogeomorphological approach. *Catena*, 165, pp.320-332.
- Bernatek-Jakiel, A. and Wrońska-Walach, D., 2019, January. The role of soil piping in gully development: A dendrogeomorphological approach. In *Geophysical Research Abstracts (Vol. 21)*.
- Bryan, R. and Yair, A. eds., 1982. *Badland geomorphology and piping*. Norwich [Norwich]: Geo Books.
- Campbell, I.A., 1989. *Badlands and badland gullies*. Arid zone geomorphology, Belhaven / Hadsted Press, London, 159-186.
- Cooper, M.P. and Mylroie, J.E., 2015. *Glaciation and speleogenesis*. Cham: Springer.
- Doerr, S. and Wray, R.A.L., 2013. Pseudokarst in: Goudie A. (Ed). *Encyclopaedia of Geomorphology (Vol 2)*, Routledge, London, 814-816.
- Farifteh, J. and Soeters, R., 1999. Factors underlying piping in the Basilicata region, southern Italy. *Geomorphology*, 26(4), pp.239-251.
- Farifteh, J., & Soeters, R., 2006. Origin of biancane and calanchi in East Aliano, southern Italy. *Geomorphology*, 77(1-2), 142-152.
- Fattahi, M., Walker, R. T., Talebian, M., Sloan, R. A., & Rasheedi, A., 2014. Late Quaternary active faulting and landscape evolution in relation to the Gowk Fault in the South Golbaf Basin, SE Iran. *Geomorphology*, 204, 334-343.
- Faulkner, H., 2008. Connectivity as a crucial determinant of badland morphology and evolution. *Geomorphology*, 100(1-2), 91-103.
- Faulkner, H., 2013. *Badlands in marl lithologies: a field guide to soil dispersion, subsurface erosion and piping-origin gullies*. *Catena*, 106, 42-53.
- Faulkner, H., 2018. The role of piping in the development of badlands. In *Badlands Dynamics in a Context of Global Change (pp. 191-216)*. Elsevier.
- Ford, D. and Williams, P.D., 2013. *Karst hydrogeology and geomorphology*. John Wiley & Sons.
- Gallart, F., Marignani, M., Pérez-Gallego, N., Santi, E. and Maccherini, S., 2013. Thirty years of studies on badlands, from physical to vegetational approaches. A succinct review. *Catena*, 106, pp.4-11.
- Geological survey of Iran, 1973. *Geological quadrangle map of Gowk, scale 1:100,000*.
- Halliday, W. R., 2007. Pseudokarst in the 21st century. *Journal of Cave and Karst Studies*, 69(1), 103-113.
- Harvey, A., 1982. *The role of piping in the development of badlands and gully systems in south-east Spain*.
- Harvey, A., 2004. *Badland*. *Encyclopedia of Geomorphology*, 1, 45-48.
- Higgins, C. G., 2020. Piping and sapping: Development of landforms by groundwater outflow. In *Groundwater as a geomorphic agent (pp. 18-58)*. Routledge.
- Holler, C., 2019. Pseudokarst. In *Encyclopedia of caves (pp. 836-849)*. Academic Press.
- Hosseinalizadeh, M., Kariminejad, N., Campetella, G., Jalalifard, A. and Alinejad, M., 2018. Spatial point pattern analysis of piping erosion in loess-derived soils in Golestan Province, Iran. *Geoderma*, 328, pp.20-29.
- Howard, A. D., 1994. *Badlands*. In *Geomorphology of desert environments (pp. 213-242)*. Springer, Dordrecht.
- Jones, J. A. A., 2004. Pipe and piping. *Encyclopedia of geomorphology*, 2, 784-788.
- Joukar, S. I., & Mortezaei, N., 2016. Comparison of Frequency Ratio and Certainty Factor Models in Badland Erosion Zonation (Case Study: Part of Jajrud Watershed).
- Kasanin-Grubin, M., & Bryan, R., 2007. Lithological properties and weathering response on badland hillslopes. *Catena*, 70(1), 68-78.

- Kasanin-Grubin, M., 2013. Clay mineralogy as a crucial factor in badland hillslope processes. *Catena*, 106, 54-67.
- Kašanin-Grubin, M., Vergari, F., Troiani, F., & Della Seta, M., 2018. The role of lithology: Parent material controls on badland development. In *Badlands dynamics in a context of global change* (pp. 61-109). Elsevier.
- Martínez-Murillo, J. F., & Nadal-Romero, E., 2018. Perspectives on badland studies in the context of global change. In *Badlands Dynamics in a Context of Global Change* (pp. 1-25). Elsevier.
- Mohammady, M., 2022. Badland erosion susceptibility mapping using machine-learning data mining techniques, Firozkuh watershed, Iran.
- Moreno-de las Heras, M., & Gallart, F., 2018. The origin of badlands. In *Badlands Dynamics in a Context of Global Change* (pp. 27-59). Elsevier.
- Nadal-Romero, E., & García-Ruiz, J. M., 2018. Rethinking spatial and temporal variability of erosion in badlands. *Badlands Dynamics in a Context of Global Change*, 217-253.
- Nadal-Romero, E., Rodríguez-Caballero, E., Chamizo, S., Juez, C., Cantón, Y. and García-Ruiz, J.M., 2022. Mediterranean badlands: Their driving processes and climate change futures. *Earth Surface Processes and Landforms*, 47(1), pp.17-31..
- Parker, G. G., Higgins, C. G., & Wood, W. W., 1990. Piping and pseudokarst in drylands. *Geological Society of America Special Paper*, 252, 77-110.
- Singh, N., Jha, M., Tignath, S., Singh, B.N. and Maddheshiya, S.K., 2021. Evaluation of neotectonic signatures and sequencing of morphotectonic events in the badlands of the Mandakini River watershed, Chitrakoot, India. *Environmental Earth Sciences*, 80(12), pp.1-17.
- Summa, V., Tateo, F., Medici, L., & Giannossi, M. L., 2007. The role of mineralogy, geochemistry and grain size in badland development in Pisticci (Basilicata, Southern Italy). *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 32(7), 980-997.
- Tinkler, K. J., 2013. Knickpoint In; *Encyclopedia of Geomorphology* ed. By; A. S. Goudie, 595-596.
- Walker, R. T., Talebian, M., Sloan, R. A., Rasheedi, A., Fattahi, M., & Bryant, C., 2010. Holocene slip-rate on the Gowk strike-slip fault and implications for the distribution of tectonic strain in eastern Iran. *Geophysical Journal International*, 181(1), 221-228.
- Walker, R., & Jackson, J., 2002. Offset and evolution of the Gowk fault, SE Iran: a major intra-continental strike-slip system. *Journal of structural Geology*, 24(11), 1677-1698.
- White, W. B. 1988. *Geomorphology and hydrology of karst terrains*.
- White, W.B., 1988. *Geomorphology and hydrology of karst terrains*, Oxford University Press, Newyork.
- Yamani, M. and Akbarian, M., 2013. The Effects of sediment characteristics on Piping Development in Makran Flysch formation, Jask Area. *Journal of Geography and Environmental Hazards*, 2(3).
- Younger, P. L., & Stunell, J. M., 1995. *Karst and pseudokarst: An artificial distinction*. *Geomorphology and Groundwater*, London: Willey & Sons, 121-142.
- Zgłobicki, W., Poesen, J., Daniels, M., Del Monte, M., Guerra, A. J., Joshi, V., & Solé-Benet, A., 2018. Geotouristic value of Badlands. In *Badlands Dynamics in a Context of Global Change* (pp. 277-313). Elsevier.