

بررسی رابطه سختی سنگ و تولید واریزه به روش سلبی اصلاح شده (مطالعه موردی: ماسه‌سنگ آغاچاری)

شیرین محمدخان* - استادیار دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران
امیر احمدی - دانشجوی دکتری دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۵/۰۷/۱۷ تأیید نهایی: ۱۳۹۵/۱۰/۱۲

چکیده

در این پژوهش، با توجه به اهمیت لندفرم‌های واریزه‌ای، به وسیله روش سلبی، به برآورد مقدار سختی سنگ‌ها در سازند آغاچاری و رابطه آن با تولید واریزه پرداخته شد. در روش سلبی شش پارامتر- سختی چکش اشمیت، جهت درزه نسبت به شیب دامنه، درجه هوازدگی، عرض، فاصله، و پیوستگی درزه- در مقاومت سنگ دخیل است و هر پارامتر به پنج دسته تقسیم می‌شود: بسیار نامقاوم، نامقاوم، مقاومت میانه، مقاوم، و بسیار مقاوم. در روش بومی سازی شده، فاکتور تخلخل نیز اضافه شد. نمونه‌ها از چهار خط نمونه‌برداری (هر خط شامل هشت نمونه A تا H است) شد؛ در مجموع، ۳۲ نمونه برداشت شد. در این پژوهش، از چکش اشمیت مدل N و استاندارد ISRM استفاده شد. برای ترسیم لندفرم‌های واریزه‌ای از نقشه ۱/۲۵۰۰۰ و نرم‌افزار Arc GIS و Surfer استفاده شد. نتایج این پژوهش حاکی است از رابطه قوی و مستقیم بین واریزه‌های سنگی با پارامترهای سختی چکش اشمیت، هوازدگی، و پیوستگی درزه و رابطه متوسط با پیوستگی درزه و تخلخل و رابطه ضعیف با فاصله درزه‌ها و فقدان رابطه با پهنای درزه‌ها. لایه A (قدیمی‌ترین لایه) دارای کمترین مقاومت و سختی در سازند آغاچاری است.

کلیدواژه‌ها: چکش اشمیت، روش سلبی، سختی سنگ، ماسه‌سنگ آغاچاری، واریزه...

مقدمه

به طور نسبی، ماسه‌سنگ‌ها ویژگی چشم‌اندازها را به شکلی واضح به نمایش می‌گذارند (تور کینگتون و پارادیس، ۲۰۰۵). دامنه‌های سنگی ایجادشده به وسیله ریزش‌های سنگی^۱ یکی از این چشم‌اندازها در مناطق خشک و نیمه‌خشک می‌باشند (یانگ و همکاران، ۲۰۰۹) مکانیسم‌های اصلی ایجادکننده ریزش‌های سنگی، زمین‌شناسی و اقلیمی هستند (وارنس، ۱۹۷۸). دامنه‌های سنگی بیشتر به وسیله فرایندهایی همچون ریزش‌های سنگی ایجاد می‌شوند (اسمیت، ۲۰۱۵؛ آلجانیو و همکاران، ۲۰۱۵؛ بایبکر و همکاران، ۲۰۱۴؛ ماتیسکا و همکاران، ۲۰۱۵) که نیروی جاذبه، هوازدگی (وارنس، ۱۹۷۸)، زمین‌لرزه، فرایند ذوب و یخبندان، بارندگی زیاد، و فشار دیواره نیز می‌توانند عامل ایجاد آن باشند (لاک‌من، ۲۰۱۵). دامنه‌های سنگی ایجادشده می‌تواند بیانگر وضعیت درزه‌ها و شکستگی‌ها، هوازدگی، مقاومت پایین سنگ‌ها، و

* E- mail: mohamadkh@ut.ac.ir

ویژگی‌های مکانیکی پرتگاه‌ها یا سنگ بستر باشد. به منظور بررسی عوامل مؤثر در ایجاد این دامنه‌های سنگی و واریزه‌ها، طبقه‌بندی مقاومت توده سنگ به وسیله سلبی (۱۹۸۰) پیشنهاد شد. این طبقه‌بندی به طور ساده و با وسایل ارزان و قابل حمل برای اهداف ژئومورفولوژیکی طراحی شده است. طبقه بندی سلبی به دلیل در بر داشتن پارامترهای مورد نیاز و اساسی برای برآورد مقاومت ماسه‌سنگ از اهمیت خاصی برخوردار است. این طبقه‌بندی شامل شش فاکتور است: مقاومت سنگ دست‌نخورده (به وسیله چکش اشمیت)؛ وضعیت هوازگی سنگ؛ فاصله درزه‌ها^۱؛ جهت درزه‌ها نسبت به شیب دامنه^۲؛ عرض درزه‌ها^۳؛ و پیوستگی عمودی یا جانبی درزه‌ها (سلبی، ۱۹۸۰). در روش سلبی، یکی از فاکتورهای مهم بررسی مقاومت توده سنگ، مقاومت به دست‌آمده از چکش اشمیت است (گوودی، ۲۰۰۶؛ شالابی و همکاران، ۲۰۰۷). برای بررسی مقاومت سنگ‌ها، یکی از شیوه‌های رایج که در مطالعات مربوط به مکانیک سنگ و مقاومت آن استفاده می‌شود چکش اشمیت است (دیری و میلر، ۱۹۶۶؛ یالون و سینگر، ۱۹۷۴؛ بارتون و چویی، ۱۹۷۷؛ دی و گوودی، ۱۹۷۷؛ دی، ۱۹۸۰؛ سلبی، ۱۹۸۰؛ شوری و همکاران، ۱۹۸۴؛ آیدین و بوسا، ۲۰۰۵؛ ترابی و همکاران، ۲۰۱۰؛ ویلز و همکاران، ۲۰۱۱؛ استری‌زلسکی، ۲۰۱۱؛ گوودی، ۲۰۱۳؛ دروس و همکاران، ۲۰۱۴؛ انصاری و همکاران، ۲۰۱۵؛ تورنتون و استیفنسون، ۲۰۰۶؛ رون و همکاران، ۲۰۰۷). همچنین، از چکش اشمیت همچون ابزاری برای بررسی گسترش هوازگی در سنگ‌ها به طور گسترده استفاده می‌شود (کلمن، ۱۹۸۱؛ ماتیس و همکاران، ۱۹۸۶؛ بالانتی و همکاران، ۱۹۸۹؛ سابراگ و برادبنت، ۱۹۹۱؛ هال، ۱۹۹۳؛ واراگایی، ۱۹۹۹؛ مک کارول و نسجی، ۱۹۹۳؛ بندیکت، ۱۹۹۳؛ اریکسون، ۲۰۰۴؛ وایت و همکاران، ۱۹۹۸؛ اوون و همکاران، ۲۰۰۷؛ گوپتا و همکاران، ۲۰۰۹). از سختی چکش اشمیت^۴ (SRH) بیش از نیم قرن است که در مطالعات گوناگون استفاده می‌شود (دیمیرداج و همکاران، ۲۰۰۹). چکش اشمیت نخست به منزله ابزاری برای آزمایش غیرمخرب بتن در سال ۱۹۴۸ توسعه یافت (اشمیت، ۱۹۵۱) و از دهه ۱۹۶۰ از آن در دانش ژئومورفولوژی استفاده شد (گوودی، ۲۰۰۶). امروزه اغلب برای ارزیابی قابلیت حفاری و قابلیت برش‌پذیری سنگ در کنار عواملی همچون ترکیب کانی‌شناسی، اندازه دانه‌ها، و شکنندگی سنگ از سختی سنگ استفاده می‌شود (سنگون و همکاران، ۲۰۱۱). از دیگر کاربردهای چکش اشمیت می‌توان به ارزیابی ناپیوستگی‌های سنگ (یانگ و فیلو، ۱۹۷۸) و همچون ابزاری برای سن‌سنجی نسبی (متیو و همکاران، ۱۹۸۶) و برآورد درجه هوازگی اشاره کرد. مطالعات هوازگی همیشه نقشی اساسی و مهم در پژوهش‌های ژئومورفولوژی دارد (تورکینگتون و همکاران، ۲۰۰۵)، زیرا در بین نیروها یا فرایندهای شناخته‌شده به‌وجودآورنده لندفرم‌های ماسه‌سنگی، به‌ویژه فرایندهای اقلیمی، انواع هوازگی نقش بارز و مهمی بازی می‌کند. هوازگی در انواع خود سبب ایجاد شکل و فرم‌های نوینی در سطح زمین می‌شود (لرمن و می‌بک، ۱۹۸۸). این فرم‌های نوین یا از طریق هوازگی فیزیکی یا شیمیایی، فیزیکی-شیمیایی یا زیست‌شیمیایی صورت می‌پذیرد. در این پیوند، نوع هوازگی را اقلیم هر منطقه مشخص می‌کند؛ در این میان، آب نقش بسیار بارزی در مقدار و شدت هوازگی‌ها بازی می‌کند. ویلیامز و رایبسون (۱۹۸۳) نتیجه گرفتند که هوازگی، حتی به مقدار کم، می‌تواند SRH

1. The spacing of joints

2. Orientation of joints with respect to the hill slope

3. Width of the joints

4. Schmidt rebound hardness

سنگ را به مقدار زیادی کاهش دهد. به غیر از شش پارامتر نام برده، تخلخل نیز یکی دیگر از ویژگی‌های مهم در زمینه مقاومت سنگ‌هاست (هسی و همکاران، ۲۰۰۸؛ بریج و دمیکو، ۲۰۰۸؛ یانگ و همکاران، ۲۰۰۹؛ خدیر و کاتونانو، ۲۰۱۰). زیرا تخلخل سبب تأثیرگذاری در وضعیت و ویژگی مکانیکی سنگ‌ها می‌شود. به غیر از کنترل‌های سنگ‌شناسی، مانند ترکیب مواد معدنی، که موجب بیشترین تأثیرگذاری در رفتار مکانیکی سنگ‌هاست (هسی و همکاران، ۲۰۰۸؛ اری‌باس و همکاران، ۲۰۱۲؛ نسپیرا و همکاران، ۲۰۱۰)، تخلخل نیز نقش بسیار بارز و مهمی در رفتار مکانیکی سنگ‌ها بر عهده دارد (هسی و همکاران، ۲۰۰۸). اختلافات سنگ‌شناسی همراه با نقش تخلخل موجب اختلاف‌های زیادی در لندفرم‌های روی زمین می‌شود (یانگ و همکاران، ۲۰۰۹). در ماسه‌سنگ‌ها تخلخل به وسیله انحلال سیمان کلسیت، دانه‌های فلدسپات، و کربنات کلسیم موجب افزایش حجم خلل و فرج و از هم‌گسیختگی ذرات تشکیل‌دهنده سنگ می‌شود (بریج و دمیکو، ۲۰۰۸؛ خدیر و کاتونانو، ۲۰۱۰). همچنین، تخلخل موجب کاهش استقامت سنگ و فروپاشی آن می‌شود؛ نمونه آن واریزه‌های سنگی بر روی دامنه‌ها در سازند آجاجاری است (احمدی، ۱۳۹۱). تخلخل در سنگ‌ها یا اولیه است یا ثانویه (تاگر، ۱۹۸۲). تخلخل‌های ثانویه بیشتر به وسیله هوازدگی شیمیایی ایجاد می‌شود. از این رو، در این پژوهش، به غیر از شش پارامتر سلیبی (۱۹۸۰)، برای بررسی مقاومت سنگ‌ها از تخلخل نیز به عنوان یکی از پارامترهای بسیار مهم و تأثیرگذار در مقاومت و رفتار ماسه‌سنگ‌ها در سازند آجاجاری استفاده شده است. هدف از این پژوهش بررسی تأثیر ویژگی‌های مقاومت سنگ - بر اساس جدول بومی‌سازی شده و اصلاح شده سلیبی - در ایجاد واریزه‌های سنگی در لایه‌های ماسه‌سنگی سازند آجاجاری در جنوب غرب ایران است.

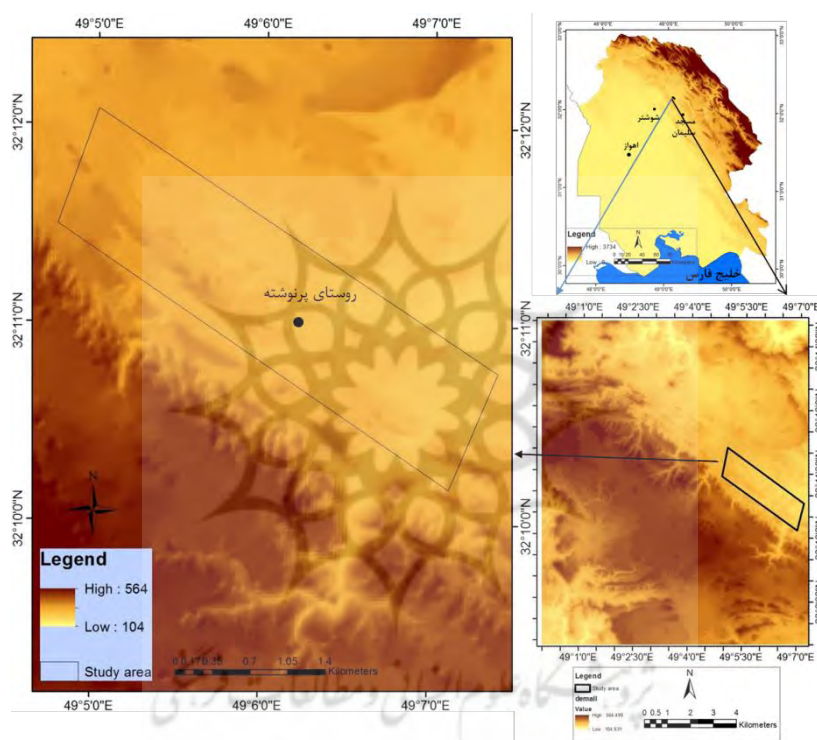
منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در شمال غربی شهرستان مسجدسلیمان واقع در بخش جهانگیری و پیرامون روستای پرنوشته است. مختصات جغرافیایی: عرض ۳۲° ۱۱' ۳۲" - ۳۲° ۱۱' ۳۲" و طول ۴۹° ۵۵' ۴۹" - ۴۹° ۵۵' ۴۹". مساحت منطقه ۲٫۴ کیلومتر مربع است؛ عرض آن ۷۰۰ متر است و طول آن ۳۵۰۰ متر. بلندترین نقطه منطقه ۳۰۰ متر است (شکل ۱). آب و هوای منطقه خشک و نیمه‌خشک با ویژگی مدیترانه‌ای است. بیشترین بارش سال در فصل سرد رخ می‌دهد. میانگین بارش و دمای منطقه به ترتیب ۵۲۳ میلی‌متر و ۲۵٫۵ درجه است. مرز منطقه مورد مطالعه بر اساس مرز لایه‌های ماسه‌سنگی آجاجاری تعیین شده است.

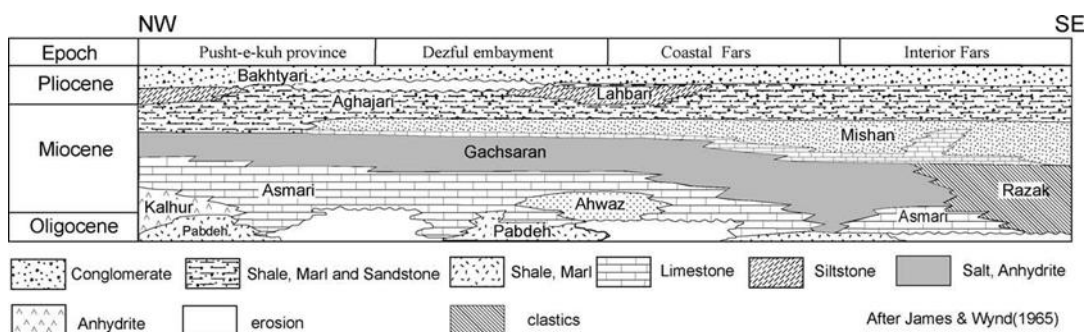
زمین‌شناسی

سازند آجاجاری سازندی ماسه‌سنگی است که بر اثر فرسایش کوه‌های زاگرس ایجاد شده است (مطیعی، ۱۳۷۲؛ آقانباتی، ۱۳۸۳). این سازند جزو گروه فارس شامل سازند گچساران (فارس پایینی)، سازند میشان (فارس میانی)، و سازند آجاجاری (فارس بالایی) است (بهرودی و کوی، ۲۰۰۴). سازند آجاجاری منطقه مورد مطالعه در فروافتادگی دزفول واقع است و شامل لایه‌های ماسه‌سنگی، سیلتستون، و مادستون با ستبرای حداقل چند سانتی‌متر تا حداکثر ۶ متر، همراه با میان‌لایه‌های مارنی قرمز رنگ است. سن این سازند را از میوسن میانی - بالایی تا پلیوسن می‌دانند (مطیعی، ۱۳۷۲؛

آقناباتی، ۱۳۸۳؛ هومک و همکاران، ۲۰۰۴). سازند آغاچاری به طور تدریجی و هم‌شیب بر روی سازند میشان قرار گرفته؛ در صورتی که کنگلومرای بختیاری به طور دگرشیب سازند آغاچاری را می‌پوشاند (تهرانی، ۱۳۸۴: ۲۴۹) (شکل ۲). از دیدگاه سنگ‌شناسی، سازند آغاچاری منطقه مورد مطالعه از ترکیب کوارتز (۳۴/۴ درصد)، پلت (۲۹/۹۵ درصد)، لیت آرنایت (۱۶/۳ درصد)، فلدسپار (۱۱/۹۸ درصد)، و اکسید آهن (۷/۲ درصد) است. سیمان غالب این ماسه‌سنگ شامل کلسیت و دولومیت است. میانگین اندازه ذرات از ۱۰ میکرومتر تا ۵۰۰ میکرومتر در لایه‌های سنگی در نوسان است (احمدی و همکاران، ۲۰۱۵).



شکل ۱. موقعیت منطقه مورد مطالعه در استان خوزستان



شکل ۲. ستون چین‌نگاری گروه فارس در زاگرس (برگرفته از بهرودی و کوی، ۲۰۰۴)

ژئومورفولوژی

یکی از ویژگی‌های بارز ژئومورفولوژی سازند ماسه سنگی آغاچاری تنوع و گستردگی لندفرم‌های ژئومورفیکی در آن است. مهم‌ترین این لندفرم‌ها به ترتیب فراوانی عبارت‌اند از: یال‌ها؛ شبکه آبراهه‌ها؛ تیغه‌ها و پرتگاه‌ها؛ واریزه‌های سنگی؛ و تافونی‌ها (شکل ۳ الف و ب). پراکندگی این لندفرم‌ها نشان‌دهنده آن است که دامنه‌های واریزه‌ای و تیغه‌ها و پرتگاه‌ها در سراسر منطقه با جهت شمال باختری - جنوب خاوری دیده می‌شود. این روند جهت لایه‌ها نتیجه سیستم چین‌خوردگی زاگرس است که در اثر برخورد قاره‌ای صفحه عربستان به بلوک ایران حاصل شده است (شرکتی و لتوزی، ۲۰۰۴؛ بربریان، ۱۹۹۵؛ مبشر و بابایی، ۲۰۰۸؛ نواب‌پور و بریر، ۲۰۱۲؛ اشتوکلین، ۱۹۶۸؛ علوی، ۱۹۹۴). واریزه‌ها در سازند آغاچاری در سراسر منطقه مورد مطالعه در بیشتر موارد از نوع واریزه‌های چرخشی^۱ اند (شکل ۵)؛ در برخی موارد نیز واریزه‌های آزاد یا نقطه‌ای^۲ دیده می‌شود.



شکل ۳. لندفرم‌های غالب ژئومورفیکی منطقه مورد مطالعه. شکل ۳ الف) یال‌ها، آبراهه‌ها، واریزه‌ها، تیغه‌ها، و پرتگاه‌های ماسه سنگی که به صورت نواری در تصویر الف دیده می‌شوند؛ شکل ۳ ب) تافونی‌ها و لانه زنبورها را نشان می‌دهد.

مواد و روش‌ها

برای برداشت نمونه از لایه‌های ماسه سنگ‌ها و تست سختی چکش اشمیت در منطقه از روش خطی استفاده شد. علاوه بر آن، عرض درزه‌ها، فاصله درزه‌ها، پیوستگی درزه، جهت درزه، مقدار درجه هوازدگی، و اندازه واریزه هر لایه در روی زمین به دست آورده شد. در منطقه مورد مطالعه، چهار خط ترانسکت نمونه برداری (خط ۴-۱) شد و هر خط ترانسکت با هشت لایه نمونه‌گیری (نمونه A تا H) برداشت شد (شکل ۳). در مجموع ۳۲ نمونه انتخاب شد و موقعیت همه آن‌ها به وسیله دستگاه GPS یادداشت و سپس بر روی نقشه‌ها انتقال داده شد. نکته درخور توجه این است که نقطه‌های نمونه‌گیری (A) قدیمی‌ترین لایه سازند آغاچاری و نقطه‌های نمونه‌گیری (H) جدیدترین لایه همین سازند می‌باشند و فاصله هر نقطه نمونه‌گیری در هر لایه بین ۳۰ تا ۱۵۰ متر در نوسان است که ستبراً و تغییر فشاردگی لایه‌ها از یکدیگر

1. Rock topple
2. Rock fall

سبب این نوسان فاصله لایه‌ها شده است. سپس، از نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰ برای ترسیم لندفرم‌های ژئومورفولوژی و از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ برای مشخص کردن محدوده منطقه مورد مطالعه استفاده شد. برای ترسیم نقشه ژئومورفولوژیکی از نرم‌افزار Arc GIS و Surfer استفاده شد. در این کار مقدار تخلخل به روش دوبعدی، پس از تهیه مقاطع نازک لایه‌های ماسه‌سنگ آجاجاری، با کمک میکروسکوپ پلاریزان محاسبه شد. همچنین، درجه هوازدگی ماسه‌سنگ‌ها با استفاده از نمره چکش اشمیت و با کمک از جدول استاندارد ۱ به دست آمد.

در این پژوهش، برای به دست آوردن سختی سنگ و تأثیر آن در واریزه‌ها، از روش مقاومتی سلبی (۱۹۸۰) با کمی تغییرات استفاده شد. در این پژوهش از چکش اشمیت مدل N و برای تست چکش اشمیت از استاندارد ISRM (۱۹۷۸) استفاده شد. بیش از نیم قرن است که از سختی چکش اشمیت^۱ به طور گسترده در ارزیابی سختی سنگ استفاده می‌شود (دمیرداج و همکاران، ۲۰۰۹). عدد به دست آمده از چکش اشمیت در نوع سنگ‌های هوازده متفاوت است؛ هرچه مقدار هوازدگی بیشتر باشد مقاومت کمتری در سنگ دیده می‌شود (گوپتا و همکاران، ۲۰۰۹). سلبی (۱۹۹۳) در ارتباط با چکش اشمیت به نمره‌دهی پرداخت: سنگ‌های بسیار ضعیف با فشردگی کم و بسیار هوازده به وسیله چکش اشمیت نمره ۳۵-۱۰؛ سنگ‌هایی با سیمان ضعیف نمره ۴۰-۳۵؛ سنگ‌هایی با مقاومت میانه مانند ماسه‌سنگ‌ها نمره ۵۰-۴۰؛ سنگ‌هایی با مقاومت زیاد نمره ۶۰-۵۰؛ و سنگ‌هایی با مقاومت بسیار زیاد و فشردگی بالا نمره‌ای بالاتر از ۶۰. استاندارد ISRM (۱۹۷۸) پیشنهاد حداقل بیست آزمایش چکش اشمیت بر روی هر نمونه را داده است. سپس، از میان داده‌ها، ۵۰ درصد آن‌هایی که بیشتر است میانگین‌گیری می‌شود. دی و گودی (۱۹۷۷) بیان کردند که در حالت استاندارد برای تست نمونه‌ها نقاط آزمایش باید به دور از لبه‌های نمونه باشد. استاندارد ISRM (۱۹۷۸) بیان کرده است که نمونه‌ها نباید کمتر از شش سانتی‌متر باشد و باید بدون ترک خوردگی و شکست باشد. در این روش کمینه بیست آزمایش چکش اشمیت بر روی هر نمونه پیشنهاد شد. سپس، از میان داده‌ها، ۵۰ درصد آن‌هایی که بیشتر است میانگین‌گیری شود. روش سلبی شش پارامتر را در بررسی مقاومت سنگ دخیل می‌داند: سختی چکش اشمیت؛ عرض درزه‌ها؛ فاصله درزه‌ها؛ پیوستگی درزه^۲؛ جهت درزه نسبت به شیب دامنه؛ مقدار درجه هوازدگی^۳ و در آن هر پارامتر به پنج دسته تقسیم می‌شود: بسیار نامقاوم؛ نامقاوم؛ مقاومت میانه؛ مقاوم؛ و بسیار مقاوم (جدول ۱). در این پژوهش به منظور برآوردی دقیق از مقدار سختی و مقاومت ماسه‌سنگ‌ها و تأثیر آن‌ها بر واریزه‌ها، پارامتر شامل مقدار تخلخل نیز محاسبه شد و به روش جدول سلبی اضافه گردید. به سبب نقش منفی تخلخل در مقاومت سنگ‌ها، در این روش به ترتیب به مقدار تخلخل ۲° ۰ درصد نمره ۳۰، ۱۰° ۲۱ درصد نمره ۲۰، ۱۰° ۱۰۱ درصد نمره ۱۰، ۳۰° ۲۰۱ درصد نمره ۵، و مقدار تخلخل ۱/۳۰ درصد به بالا نمره ۱ تعلق گرفته شد. در پایان، پس از جمع نمرات پارامترهای روش سلبی و پارامتر اضافه‌شده (تخلخل)، مقدار مقاومت لایه‌های ماسه‌سنگی در پیوند با واریزه‌ها به دست می‌آید. در روش جدید، لایه‌ها و نمونه‌هایی که مقدار تخلخل آن‌ها بیشتر از ۳۰ درصد است جزو سنگ‌های نامقاوم به شمار می‌روند، زیرا ماسه‌سنگ‌ها در تخلخل بالاتر از ۳۰ درصد

1. (SRH) Schmidt rebound hardness

2. Lateral or vertical continuity of the joints

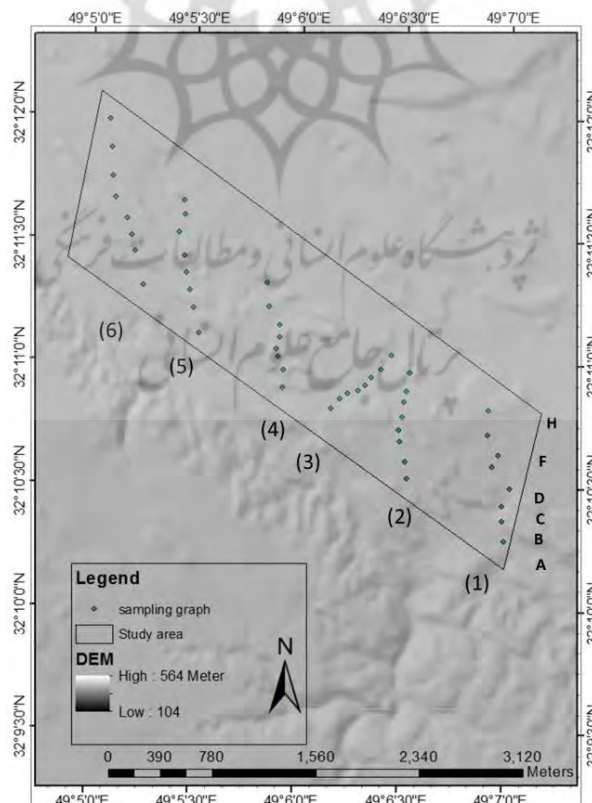
3. State of weathering of the rock

سنگ استحکام و مقاومت لازم را از دست می دهند. برای نمونه شاید در دیگر فاکتورها نمره بالایی به دست آورد که سبب نمره دهی بالا به نمونه مورد نظر شود، ولی به دلیل تخلخل بالای ۳۰ درصد دیگر مقاومت لازم را دارا نیست. در جدول سلیبی، بیشترین امتیاز مربوط به فاصله بین درزه‌ها با بیشینه نمره ۳۰ و کمترین آن‌ها مربوط به پارامترهای پهنای درزه‌ها و پیوستگی درزه‌ها با بیشینه نمره هفت است.

همچنین، در این پژوهش، با توجه به اندازه و وسعت واریزه‌ها و مقایسه زوجی آن‌ها با همدیگر، وضعیت آن‌ها در منطقه مورد مطالعه به پنج کلاس دسته‌بندی شد: لایه‌های بدون واریزه (نمره صفر)؛ واریزه کم (نمره ۳)؛ واریزه میانه (نمره ۵)؛ واریزه زیاد (نمره ۸)؛ واریزه خیلی زیاد (نمره ۱۰).

یافته‌های پژوهش

داده‌های به دست آمده از بررسی هفت پارامتر سختی سنگ جدول بومی سازی شده سلیبی شامل چکش اشمیت؛ عرض درزه‌ها؛ فاصله درزه‌ها؛ درجه هوازدگی؛ پیوستگی درزه‌ها؛ جهت درزه‌ها؛ و تخلخل است. برای همه نمونه‌های منطقه نتایج بررسی همه پارامترها به صورت نمره ارائه شده است (جدول ۴). جدول ۵ میانگین کل پارامترهای بررسی شده برای هشت لایه مطالعه شده همراه با وضعیت سختی (مقاومت) سنگ برای هر لایه را نشان می‌دهد.



شکل ۴. نقشه برداشت نمونه‌ها از منطقه مورد مطالعه

جدول ۱. روش دسته‌بندی سختی (مقاومت) سنگ‌ها بر اساس روش سلبی (۱۹۸۰)

دسته‌ها	پارامترها	۱	۲	۳	۴	۵
		بسیار نامقاوم	نامقاوم	میانه	مقاوم	بسیار مقاوم
		سختی ۳۵ ° ۱۰ (نمره) ۵	۳۵ - ۴۰	۴۰ - ۵۰	۵۰ - ۶۰	۶۰ - ۱۰۰
سختی سنگ‌های یکپارچه بر اساس چکش اشمیت			۱۰	۱۴	۱۸	۲۰
هوازگی	هوازگی کامل (نمره) ۳	هوازگی زیاد	هوازگی میانه	کمی هوازده	بدون هوازگی	
		۵	۷	۹	۱۰	
فاصله بین درزه‌ها	کمتر از ۵۰ میلی‌متر (نمره) ۸	بین ۵۰ تا ۳۰۰ میلی‌متر	بین ۳۰۰ تا ۱۰۰۰ میلی‌متر	بین ۱۰۰۰ تا ۳۰۰۰ میلی‌متر	بیش از ۳۰۰۰ میلی‌متر	
		۱۵	۲۱	۲۸	۳۰	
جهت‌یافتگی درزه‌ها نسبت به شیب دامنه	درزه‌ها دارای شیب تند است. شیب درزه‌ها برخلاف جهت شیب دامنه است (نمره) ۵	درزه‌ها دارای شیب متوسط است. شیب درزه‌ها برخلاف جهت شیب دامنه است	درزه‌ها نسبت به دامنه افقی یا تقریباً افقی است (در مورد سنگ‌های سخت) ۹	درزه‌ها دارای شیب متوسط است. شیب درزه‌ها در جهت شیب دامنه است ۱۸	درزه‌ها دارای شیب تند است. شیب درزه‌ها در جهت شیب دامنه است. درزه‌های متقاطع ۲۰	
پهنای درزه (عرض)	بیش از ۲۰ میلی‌متر ۲	۲۰ تا ۵۰ میلی‌متر ۴	۱ تا ۵ میلی‌متر ۵	۰٫۱ تا ۱ میلی‌متر ۶	کمتر از ۰٫۱ میلی‌متر ۷	
پیوستگی درزه‌ها	پیوستگی با پُرشدگی زیاد ۱	پیوسته با پُرشدگی کم ۴	پیوسته بدون پُرشدگی ۵	شمار کمی دارای پیوستگی اند ۶	درزه‌ها غیر پیوسته (منقطع) اند ۷	
جمع نمره‌ها	کمتر از ۲۴	۲۵ تا ۴۶	۴۷ تا ۶۶	۶۷ تا ۸۵	۸۵ تا ۹۴	

جدول ۲. اضافه کردن پارامتر تخلخل به جدول سلیبی برای برآورد میزان سختی (مقاومت) ماسه سنگ‌های آغاچاری

تخلخل	خیلی زیاد	زیاد	میانه	کم	خیلی کم
	۱ (نمره)	۵	۱۰	۲۰	۳۰

جدول ۳. روش اصلاح یافته جدول سختی (مقاومت) سنگ‌ها بر اساس روش سلیبی

دسته‌ها	پارامترها	۱	۲	۳	۴	۵
سختی سنگ‌های یکپارچه بر اساس چکش اشمیت	بسیار نامقاوم سختی ۳۵ ۱۰ (نمره) ۵	نامقاوم	میانه	مقاوم	بسیار مقاوم	
هوازگی	هوازگی کامل (نمره) ۳	هوازگی زیاد	هوازگی میانه	کمی هوازده	بدون هوازگی	
فاصله بین درزه‌ها	کمتر از ۵۰ میلی‌متر (نمره) ۸	بین ۵۰ تا ۳۰۰ میلی‌متر	بین ۳۰۰ تا ۱۰۰۰ میلی‌متر	بین ۱۰۰۰ تا ۳۰۰۰ میلی‌متر	بیش از ۳۰۰۰ میلی‌متر	
جهت‌یافتگی درزه‌ها نسبت به شیب دامنه	خیلی بد: درزه‌ها دارای شیب تند است. شیب درزه‌ها برخلاف جهت شیب دامنه است	بد: درزه‌ها دارای شیب متوسط بوده، شیب درزه‌ها برخلاف جهت شیب دامنه است	نسبتاً خوب: درزه‌ها نسبت به دامنه افقی یا تقریباً افقی است (در مورد سنگ‌های سخت)	خوب: درزه‌ها دارای شیب متوسط است. شیب درزه‌ها در جهت شیب دامنه است	خیلی خوب: درزه‌ها دارای شیب تند است. شیب درزه‌ها در جهت شیب دامنه است. درزه‌های متقاطع	
پهنای درزه (عرض)	بیش از ۲۰ میلی‌متر	۵ تا ۲۰ میلی‌متر	۱ تا ۵ میلی‌متر	۰٫۱ تا ۱ میلی‌متر	کمتر از ۰٫۱ میلی‌متر	
پیوستگی درزه‌ها	پیوستگی با پُرشدگی زیاد	پیوسته با پُرشدگی کم	پیوسته بدون پُرشدگی	شمار کمی دارای پیوستگی‌اند	درزه‌ها غیر پیوسته (متقطع)‌اند	
تخلخل	خیلی زیاد (نمره) ۱	زیاد	میانه	کم	خیلی کم	
جمع نمرات	کمتر از ۲۵	۲۶ تا ۵۱	۵۲ تا ۷۶	۷۷ تا ۱۰۵	۱۰۶ تا ۱۲۴	

جدول ۴. متغیرهای اندازه‌گیری شده جدول بومی‌سازی شده روش سلبی با استفاده از هفت پارامتر شامل چکش اشمیت، عرض درزه، فاصله درزه، درجه هوازگی، پیوستگی درزه، جهت درزه، و تخلخل در هر لایه (هر جدول بیانگر خط نمونه‌گیری در منطقه مورد مطالعه است)

خط ۱ لایه‌ها	اشمیت	عرض درزه	فاصله درزه	درجه هوازگی	پیوستگی درزه	جهت درزه	تخلخل	جمع نمره‌ها
A	۵	۴	۱۵	۳	۱	۱۸	۱	۴۷
B	۱۴	۵	۱۵	۷	۵	۲۰	۲۰	۸۶
C	۱۴	۴	۱۵	۷	۵	۱۸	۲۰	۸۳
D	۱۸	۴	۱۵	۵	۵	۲۰	۲۰	۸۷
E	۱۴	۴	۱۵	۵	۵	۱۸	۳۰	۸۱
G	۱۸	۴	۱۵	۵	۵	۲۰	۲۰	۹۷
F	۲۰	۴	۱۵	۷	۶	۲۰	۲۰	۹۲
H	۲۰	۴	۱۵	۷	۵	۱۸	۱۰	۷۹

خط ۲ لایه‌ها	اشمیت	عرض درزه	فاصله درزه	درجه هوازگی	پیوستگی درزه	جهت درزه	تخلخل	جمع نمره‌ها
A	۵	۴	۱۵	۳	۱	۱۸	۱	۳۶
B	۲۰	۵	۱۵	۷	۶	۲۰	۲۰	۹۳
C	۱۴	۴	۲۱	۵	۵	۲۰	۲۰	۸۹
D	۱۸	۲	۲۸	۹	۷	۲۰	۱۰	۹۴
E	۲۰	۲	۲۱	۷	۶	۲۰	۱۰	۸۶
G	۱۴	۵	۲۱	۹	۶	۱۸	۱۰	۸۳
F	۱۸	۵	۲۱	۷	۵	۲۰	۲۰	۹۶
H	۱۸	۵	۱۵	۵	۵	۱۸	۳۰	۹۶

خط ۳ لایه‌ها	اشمیت	عرض درزه	فاصله درزه	درجه هوازگی	پیوستگی درزه	جهت درزه	تخلخل	جمع نمره‌ها
A	۵	۴	۱۵	۳	۱	۱۸	۱	۴۷
B	۲۰	۲	۱۵	۷	۵	۲۰	۲۰	۸۹
C	۱۸	۴	۱۵	۷	۷	۲۰	۲۰	۹۱
D	۱۸	۴	۱۵	۷	۶	۲۰	۳۰	۱۰۰
E	۱۴	۵	۱۵	۵	۴	۱۸	۲۰	۸۱
G	۲۰	۵	۱۵	۷	۵	۱۸	۳۰	۱۰۰
F	۲۰	۴	۱۵	۷	۶	۱۸	۱	۵۱
H	۵	۵	۱۵	۳	۴	۱۸	۵	۵۰

جدول ۵. میانگین کل پارامترهای اندازه‌گیری شده در منطقه مورد مطالعه برای هر لایه و مشخص شدن وضعیت سختی یا مقاومت سنگ در هر لایه

خط ۴ لایه‌ها	اشمیت	عرض درزه	فاصله درزه	درجه هوازگی	پیوستگی درزه	جهت درزه	تخلخل	جمع نمره‌ها
A	۵	۴	۱۵	۳	۱	۱۸	۱	۵۲
B	۱۸	۴	۱۵	۷	۵	۲۰	۱	۷۰
C	۱۸	۴	۱۵	۷	۵	۲۰	۱	۷۰
D	۱۸	۴	۱۵	۷	۴	۲۰	۱۰	۷۸
E	۱۴	۵	۱۵	۵	۵	۱۸	۳۰	۹۲
G	۲۰	۴	۱۵	۵	۴	۲۰	۲۰	۸۸
F	۲۰	۵	۱۵	۷	۵	۲۰	۱۰	۸۲
H	۵	۴	۱۵	۵	۴	۱۸	۲۰	۷۱

۱. چکش اشمیت

در منطقه مورد مطالعه بارزترین نمونه از مقاومت پایین سنگ‌ها به وسیله چکش اشمیت در لایه A دیده می‌شود. بر اساس جدول ۴، نمره چکش اشمیت برای تمام لایه‌های نخست سازند آغاچاری ۵ است. این بدان معناست که بر اساس جدول ۳ سختی ماسه سنگ‌های لایه A کمتر از ۳۵ است که بر اساس جدول ۳ نمره آن ۵ است. میانگین نمره سختی سنگ چکش اشمیت برای لایه A و H به ترتیب قدیمی‌ترین و جوان‌ترین لایه‌های سازند آغاچاری پایین است (جدول ۵). این به معنی نامقاوم بودن سختی سنگ است که برای لایه A بسیار نامقاوم است. لایه‌های B تا F نیز دارای میانگین نمره ۱۵ تا ۲۰ می‌باشند که نشان‌دهنده مقاوم بودن درجه سختی سنگ است.

۲. عرض (پهنای) درزه

میانگین پهنای درزه‌ها در لایه‌های ماسه سنگی در بیشتر لایه‌ها در محدوده ۲۰-۵ میلی‌متر است (جدول ۵). اما در برخی از لایه‌ها، با توجه به جدول ۳، پهنای درزه هر لایه از میانگین‌گیری همه درزه‌های شمارش شده آن لایه به دست آمده است. درزه‌ها در سازند آغاچاری به صورت افقی، عمودی، و متقاطع دیده می‌شود (شکل ۵). ستبرای آن‌ها بین ۰٫۱ تا ۷۰۰ میلی‌متر دیده شده است (شکل ۶). بر اساس جدول بومی‌سازی شده سلیبی، میانگین نمره عرض درزه‌ها ۴ است که، طبق جدول ۳، نشان از نامقاوم بودن این محدوده از درزه‌هاست.



شکل ۵. وفور درزه‌های افقی، عمودی، و متقاطع در یک پرتگاه با ارتفاع تقریباً ۲۰ متری در لایه‌های سنگی سازند آغاچاری. این عامل سبب جداسدن قطعه سنگی با طول ۷ متر (با فلش از نقطه‌ای که جدا شده نشان داده شده است) از دیواره صخره شده است که بر اثر حرکت واریزه‌ای از نوع چرخشی رخ داده است

۳. فاصله درزه‌ها

در سازند آغاچاری فاصله بین درزه‌ها را عوامل سنگ‌شناسی، جنس لایه، و هوازدگی کنترل می‌کند (احمدی، ۱۳۹۱). به طوری که فاصله درزه‌ها از لایه‌ای به لایه دیگر متفاوت است. در سازند آغاچاری فاصله بین درزه‌ها از چند میلی‌متر تا چندین متر دیده شده است (شکل‌های ۵ و ۷). فاصله درزه‌ها، با توجه به جدول ۳، از نظر فراوانی (جدول ۴) بین 300° تا ۱۵۰ میلی‌متر در لایه‌های ماسه‌سنگی دیده شده است. این پارامتر در برخی از لایه‌های به طور میانگین تا ۱۰۰۰ میلی‌متر نیز دیده می‌شود. نمره به‌دست‌آمده از جدول ۳ برای فاصله درزه‌ها به طور میانگین در همه لایه‌ها از ۱۵-۱۸/۲ است که نشان از نامقاوم‌بودن لایه‌های قدیمی و جوان و همچنین مقاومت میانه برای لایه‌های میانی سازند آغاچاری است.



شکل ۶. درزه‌ها در سازند ماسه‌سنگی آغاچاری. شکل ۶-۱ یک درزه بزرگ با پُرشدگی مارن را با ستبرای بیش از ۷۰ سانتی‌متر نشان می‌دهد. شکل ۶-۲ یک میکرو درز با پهنا کمتر از یک میلی‌متر را نشان می‌دهد

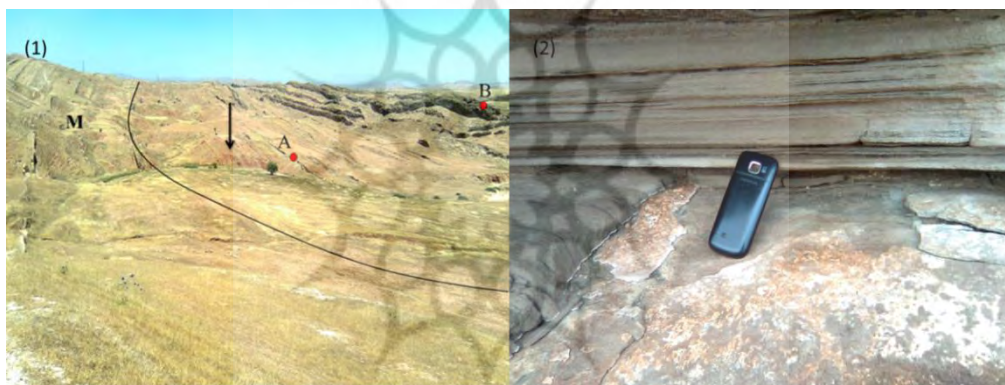
۴. درجه هوازدگی

درجه هوازدگی برای لایه‌های منطقه مورد بررسی از لایه‌های کامل هوازده تا هوازدگی کم دیده شده است. طبق جدول

۵. لایه نخست منطقه مورد مطالعه دارای هوازدهگی کامل است که لایه‌های میانی اندازه‌گیری شده از هوازدهگی کم و میانه برخوردار است؛ هرچه به لایه‌های جوان‌تر نزدیک می‌شویم، هوازدهگی دوباره بیشتر می‌شود (شکل ۸ و جدول ۵).



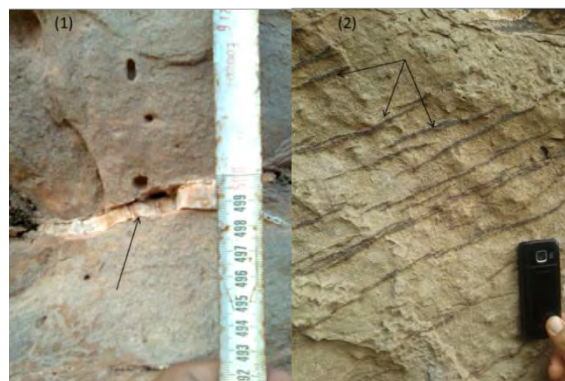
شکل ۷. درزه‌های منظم و میلی‌متری در لایه‌های ماسه سنگ آغاچاری



شکل ۸. لایه‌های هوازده در سازند آغاچاری. شکل ۸-۱ جهت فلش لایه‌های هوازده در لایه‌های قدیمی است که دارای همواری بیشتری نسبت به کل لایه‌ها در سازند آغاچاری است. خط تیره در تصویر مرز بین سازند میشان (M) و آغاچاری است. نقاط A و B مکان نمونه‌گیری است که فاصله آن‌ها تقریباً ۲۰۰ متر است. شکل ۲.۸ هوازدهگی ورقه‌ای را در لایه‌های ماسه سنگی نشان می‌دهد

۵. پیوستگی درزه‌ها

پیوستگی درزه‌ها در منطقه مورد مطالعه از پیوستگی با پُرشدهگی زیاد (شکل ۹) تا درزه‌های غیرپیوسته دیده می‌شود (شکل ۵) و درزه‌های پیوسته بدون پُرشدهگی دیده می‌شود (شکل ۱۰). بر اساس جدول ۴، از نظر فراوانی بیشتر درزه‌ها یا پیوسته با پُرشدهگی کم یا پیوسته بدون پُرشدهگی (جدول ۵) است و از نظر سختی سنگ نشان‌دهنده سختی میانه است. این رده بیشتر در لایه‌های میانی سازند آغاچاری دیده می‌شود که لایه نخست (A) دارای پیوستگی با پُرشدهگی زیاد است نشان‌دهنده کمترین مقاومت این لایه است. پُرشدهگی درزه‌ها یا به وسیله مارن و رس یا به وسیله سیمان کلسیت یا سیمان آهن است (زمان‌زاده و همکاران، ۱۳۹۳؛ احمدی و همکاران، ۲۰۱۵). پُرشدهگی درزه‌ها در سازند آغاچاری شامل ترک‌ها و شکستگی‌ها نیز است که اغلب آن‌ها به وسیله دو سیمان نام‌برده پُر شده‌اند (شکل ۹).



شکل ۹. پُرشدگی درزه‌ها در لایه‌های ماسه‌سنگی. شکل ۹-۱ جهت فلش پُرشدگی درزه را با سیمان کلسیت نشان می‌دهد. شکل ۹-۲ جهت فلش نوارهای تیره و پُرشدگی درزه‌ها به وسیله سیمان آهن را نشان می‌دهد

۶. جهت درزه نسبت به شیب دامنه

در منطقه مورد مطالعه، جهت درزه‌ها در دو محور است: ۱. درزه‌های خوب: درزه‌هایی که شیب متوسط دارند. شیب این درزه‌ها در جهت شیب دامنه است؛ ۲. درزه‌های خیلی خوب: درزه‌هایی که شیب تند دارند. شیب این درزه‌ها در جهت شیب دامنه است (درزه‌های متقاطع). در سراسر لایه‌های ماسه‌سنگی سازند آغاچاری، واریزه‌ها در دامنه‌های جنوبی است؛ یعنی جایی که شیب درزه‌ها مطابق با شیب دامنه است (شکل ۱۰-۱). در برخی از لایه‌ها فراوانی با درزه‌های متقاطع است که درزه‌های بین لایه‌های دارای بیشترین فراوانی اند (شکل ۱۰-۲). از نظر میانگین، همه لایه‌های سازند آغاچاری دارای نمره ۲۰-۱۸ هستند (جدول ۵).



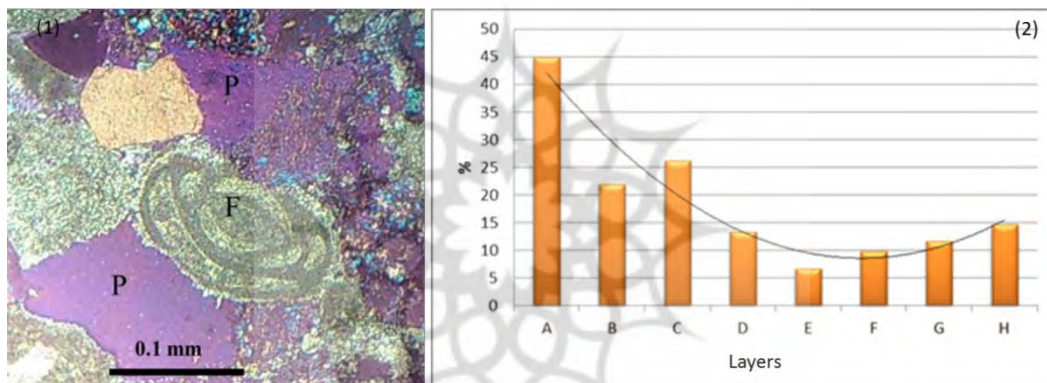
شکل ۱۰. شیب و جهت درزه‌ها نسبت به دامنه. در شکل ۱۰-۱ میانگین شیب درزه‌ها دارای زاویه ۷۷ درجه‌ای و جهت جنوبی است و مطابق با واریزه‌های پای پرتگاه. شکل ۱۰-۲ پیوستگی درزه‌ها و ریزش تنها را پای دامنه جنوبی نشان می‌دهد. درزه‌ها دارای میانگین شیب ۸۰ درجه‌ای و به سمت جنوب‌اند

۷. تخلخل

در منطقه مورد مطالعه، میانگین تخلخل اندازه‌گیری شده در لایه‌های A تا H (لایه A قدیمی‌ترین لایه و لایه H جوان‌ترین لایه سازند آغاچاری است) در لایه‌های قدیمی دارای بیشترین مقدار است؛ به طوری که بیشتر فضای پیرامون

دانه‌های تشکیل دهنده سنگ به صورت متخلخل پدیدار شده‌اند (شکل ۱۱-۱). همچنین، تخلخل در لایه‌های میانی و تا حدودی پایانی کمترین مقدار است (شکل ۱۱-۲). در پیوند با نتایج جدول بومی سازی شده سلیبی از تخلخل در منطقه مورد مطالعه نمره تخلخل بین ۱ تا ۳۰ است. لایه نخست یا لایه A در بین همه لایه‌ها دارای بیشترین مقدار تخلخل است که کمترین نمره را به دست آورده است. لایه‌های میانی و پایانی نیز بیشترین نمره را، که معمولاً بین ۱۰ تا ۳۰ است، به دست آورده‌اند (جدول ۴). میانگین تخلخل لایه‌ها، به غیر از لایه A، در محدوده نمره ۱۵ است و نشان دهنده تخلخل از میانه تا کم است و، بر اساس جدول ۳، سنگ آن‌ها دارای سختی میانه تا مقاوم است. همچنان که بین تخلخل در سنگ و استقامت سنگ رابطه مستقیمی وجود دارد (یالامیز و همکاران، ۲۰۱۱)، در منطقه مورد مطالعه این افزایش تخلخل بیشتر در بخش نخستین لایه‌های سازند آغاچاری رخ داده است.

جدول ۶ میانگین کل هفت پارامتر مورد بررسی را نشان می‌دهد.



شکل ۱۱. هوازگی شیمیایی و ایجاد تخلخل در ماسه سنگ آغاچاری. حرف P تخلخل و حرف F یک فسیل را نشان می‌دهد. در سازند آغاچاری تخلخل به وسیله فرایندهای هوازگی شیمیایی مانند انحلال سیمان کلسیت و کربنات‌ها یا فلدسپات‌ها است (احمدی، ۱۳۹۱). شکل ۱۱-۲ میانگین مقدار تخلخل لایه‌ها در منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

جدول ۶. میانگین هفت پارامتر: چکش اشمیت، عرض درزه، فاصله درزه، هوازگی، پیوستگی درزه، جهت درزه، تخلخل

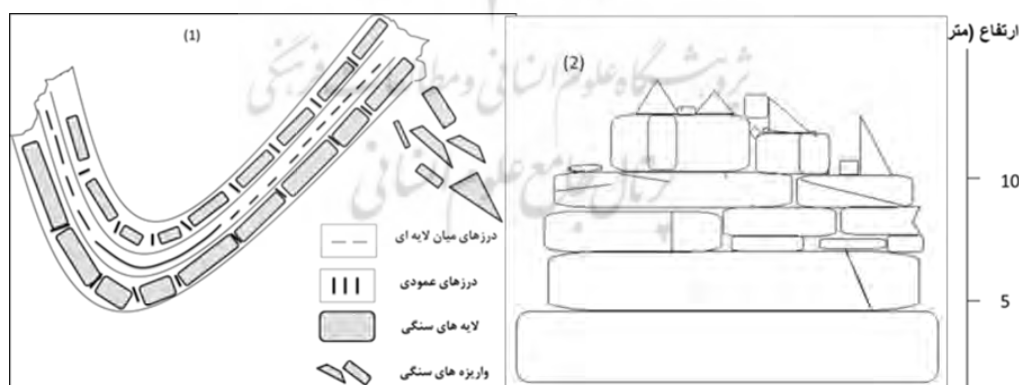
لایه ها	میانگین چکش اشمیت	میانگین عرض درزه	میانگین فاصله درزه	میانگین درجه هوازگی	میانگین پیوستگی درزه	میانگین جهت درزه	میانگین تخلخل	میانگین جمع نمرات	سختی سنگ
A	۶/۲۵	۴	۱۵	۳	۱	۱۸	۱	۴۵/۵	نا مقاوم
B	۱۸	۴	۱۵	۷	۵/۲۵	۲۰	۱۵/۲۵	۸۴/۵	مقاوم
C	۱۶	۴	۱۶/۵	۶/۵	۵/۵	۱۹/۵	۱۵/۲۵	۸۳/۲۵	مقاوم
D	۱۸	۳/۵	۱۸/۲۵	۷	۵/۵	۲۰	۱۷/۵	۸۹/۷۵	مقاوم
E	۱۵/۵	۴	۱۶/۵	۵/۵	۵	۱۸/۵	۲۰	۸۵	مقاوم
F	۱۸	۴/۵	۱۶/۵	۶/۵	۵	۱۹	۲۲/۵	۹۲	مقاوم
G	۱۹/۵	۴/۵	۱۶/۵	۷	۵/۵	۱۹/۵	۱۲/۷۵	۸۰/۲۵	مقاوم
H	۱۲	۴/۵	۱۵	۵	۴/۵	۱۸	۱۶/۲۵	۷۴	میانه



شکل ۱۲. ابعاد واریزه‌ها در سازند آغاچاری. شکل ۱-۱۲ یک دامنه واریزه‌ای با عرض ۷۰ متر که به صورت نواری در پای لایه سنگی امتداد یافته است. شکل ۲-۱۲ اندازه ذرات تشکیل‌دهنده واریزه‌هایی در اندازه‌های چندین متر مکعب تا ذرات کوچک‌تر را نشان می‌دهد (دستگاه تراکتو در مرکز عکس مقیاس است)

واریزه‌ها

مکانیسم عمده واریزه‌ها در منطقه مورد مطالعه دارای دو منشأ است: ۱. واریزه‌های چرخشی؛ ۲. واریزه‌های آزاد یا نقطه‌ای (شکل ۱۳). واریزه‌ها به صورت نواری و لکه‌ای در بخش جنوبی دامنه‌ها مشاهده شده‌اند؛ گاهی با عرض ۷۰ متر و طول بیش از یک کیلومتر (شکل ۱۲). لایه‌های D، C، B، و F دارای بیشترین عرض و طول واریزه در منطقه‌اند. وضعیت کمی و کیفی واریزه‌ها در هشت لایه مورد مطالعه در سازند آغاچاری، با توجه به کار مشاهده و اندازه‌گیری میدانی و مقایسه وسعت آن‌ها محاسبه و میانگین آن‌ها در جدول ۷ درج شده است.



شکل ۱۳. نقشه‌های شماتیک چگونگی ایجاد واریزه‌ها در سازند آغاچاری در دو حالت معمول را نشان می‌دهد. شکل ۱-۱۳ ایجاد سقوط آزاد قطعات لایه‌ها و بلوک‌های هوازده به سمت شیب دامنه و ایجاد یک دامنه سنگی را نشان می‌دهد. شکل ۲-۱۳ لایه‌های افقی یا کمتر چین‌خورده و نقش هوازدگی در ایجاد واریزه در بخش بالایی یا سطحی توده سنگی را نشان می‌دهد؛ نوع واریزه از Rock topple است

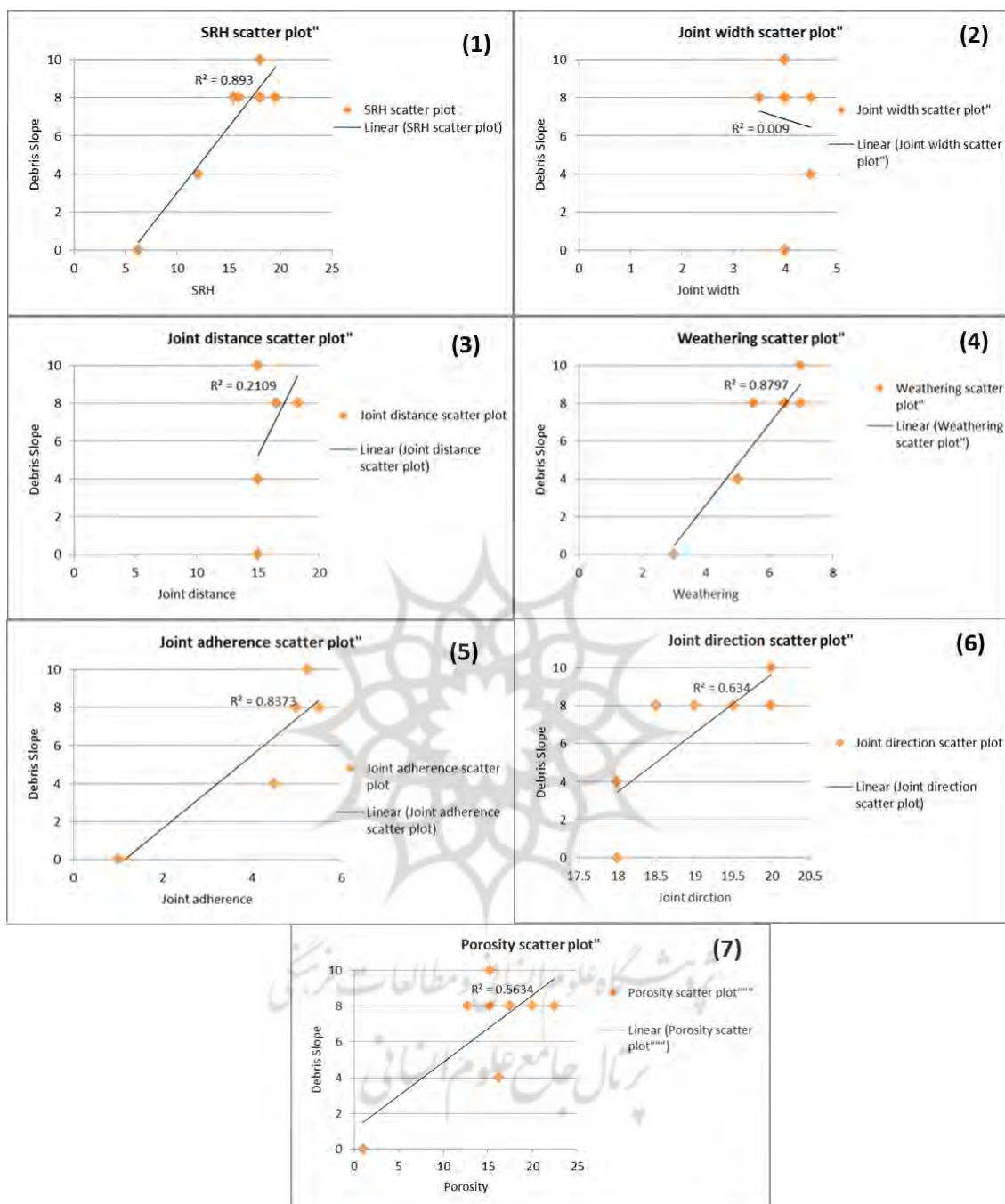
جدول ۷. میانگین وضعیت کمی و کیفی واریزه‌ها در لایه‌های مورد مطالعه سازند آغاچاری

وضعیت کیفی واریزه ها	میانگین وضعیت واریزه ها	لایه ها
بدون واریزه	0	A
بسیار زیاد	10	B
زیاد	8	C
زیاد	8	D
میانه	5	E
میانه	5	G
زیاد	8	F
کم	3	H

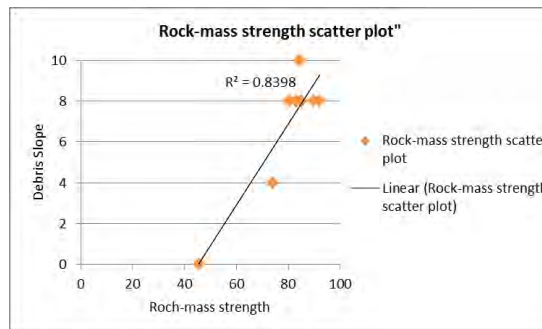
نتایج

در این پژوهش، به منظور فهم کارکرد پارامترهای بررسی شده بر تولید واریزه‌ها در سازند آغاچاری، نتایج هفت پارامتر جدول بومی سازی شده سلبی به صورت مقایسه‌ای با مقدار واریزه‌ها در نمودار در قالب نتایج کار ارائه شد. از این رو، برای مقایسه نتایج به دست آمده، پارامترهای جدول بومی سازی شده سلبی به عنوان متغیر مستقل نمودار (محور X نمودار) و واریزه‌ها به عنوان متغیر وابسته (محور Y نمودار) به صورت نموداری مقایسه شد (شکل ۱۴).

بر اساس شکل ۱۴-۱، افزایش واریزه‌ها با افزایش مقاومت سنگ چکش اشمیت رابطه مستقیم دارد و دارای همبستگی زیاد (۸۹ درصد) است؛ این رابطه حاکی از وجود واریزه‌های زیاد همراه با مقاومت میانه است. مقدار همبستگی پهنای درزه با واریزه‌ها دارای همبستگی بسیار ضعیف یا به عبارتی عدم همبستگی (۰،۰۰۹ درصد) است (شکل ۱۴-۲). این نمودار نیز نشان دهنده فراوانی درزه‌های با نمرة ۴ و عرض ۳۰۰-۲۰ میلی متری با افزایش واریزه‌ها در محدوده واریزه‌های میانه تا زیاد است. فاصله درزه‌ها نیز دارای ضریب همبستگی پایینی (۲۱ درصد) با مقدار واریزه‌هاست (شکل ۱۴-۳). مقدار هوازدگی دارای ضریب همبستگی قوی (۸۷ درصد) با واریزه‌هاست؛ به طوری که بیشترین واریزه‌ها در مناطقی با هوازدگی متوسط تا کم دیده می‌شود (شکل ۱۴-۴). بین پیوستگی درزه‌ها و مقدار واریزه‌ها رابطه مستقیم با ضریب همبستگی بالایی (۸۳ درصد) وجود دارد؛ به طوری که درزه‌های پیوسته و بدون پُرشدگی همراه با واریزه‌های زیاد دیده می‌شود (شکل ۱۴-۵). جهت درزه‌ها نسبت به شیب دامنه دارای همبستگی متوسط و خوبی (۶۳ درصد) نسبت به واریزه‌هاست (شکل ۱۴-۶). این بدین معناست که درزه‌ها دارای وضعیت خوب تا خیلی خوب‌اند و شیب درزه‌ها متوسط تا تند است. همچنین، شیب درزه‌ها در جهت شیب دامنه است. آخرین پارامتری که در ارتباط با مقاومت سنگ‌های سازند آغاچاری و ارتباط آن با واریزه‌ها مقایسه شد پارامتر تخلخل بود. ضریب همبستگی متوسط (۵۶ درصد) تخلخل و واریزه‌ها نشان از تخلخل متوسط تا کم همراه با فراوانی واریزه‌های زیاد است.



شکل ۱۴. نمودارهای هفت پارامتر بررسی شده در جدول بومی سازی شده سلبی نسبت به واریزه‌ها. تصویر ۱۴-۱ مقاومت سختی سنگ؛ تصویر ۱۴-۲ عرض درزه؛ تصویر ۱۴-۳ فاصله درزه؛ تصویر ۱۴-۴ هوازدگی؛ تصویر ۱۴-۵ پیوستگی درزه؛ تصویر ۱۴-۶ جهت درزه نسبت به شیب دامنه؛ تصویر ۱۴-۷ نسبت تخلخل به واریزه‌ها. رابطه میانگین هفت پارامتر بررسی شده نسبت به واریزه‌ها نشان از همبستگی بالایی (۸۳ درصد) دارد؛ به طوری که دیده می‌شود، فراوانی واریزه‌های نوع زیاد در محدوده مقاومت و سختی میانه تا مقاوم می‌باشند (شکل ۱۵).



شکل ۱۵. رابطه مقاومت سنگ با فراوانی واریزه‌ها در سازند آجاجاری. همچنان که دیده می‌شود، بیشتر واریزه‌های از نوع زیاد در محدوده مقاومت سنگ متوسط تا زیاد است

نتیجه گیری

سازند ماسه‌سنگی آجاجاری، به دلیل دارا بودن درصد زیاد دانه‌ها و سیمان‌های کربناته و همچنین تخلخل‌پذیری زیاد در برخی از لایه‌ها و دیگر شرایط مانند چین‌خوردگی لایه‌های ماسه‌سنگی و قرارگیری در معرض فرایندهای اقلیمی، لندفرم‌های منحصربه‌فردی مانند فراوانی و گستردگی واریزه‌ها را به نمایش گذاشته است. این واریزه‌ها در سراسر لایه‌های چین‌خورده در اندازه‌های گوناگون دیده می‌شود. در این میان گستردگی و اندازه واریزه‌ها در برخی از لایه‌ها بیشتر و چشم‌گیرتر است. پارامترهای جدول سلبی شاخص مناسبی برای اندازه‌گیری و گستردگی این پارامتر (واریزه) می‌باشند؛ به طوری که نتایج این پژوهش نشان‌دهنده رابطه قوی و مستقیم بین واریزه‌های سنگی است با پارامترهایی به ترتیب: سختی چکش اشمیت، هوازگی و پیوستگی درزه و رابطه متوسط با جهت درزه و تخلخل و رابطه ضعیف با فاصله درزه‌ها و نبود رابطه با پهنای درزه‌ها. به طور کلی، از میانگین پارامترهای جدول ۳، لایه A با درجه سختی پایین نامقاوم شناخته شده است. لایه‌های F, G, E, D, C, و B دارای درجه سختی سنگ مقاوم‌اند و لایه H دارای درجه سختی میانه است. نکته جالب در این پژوهش رابطه معکوس پارامتر چکش اشمیت همراه با تخلخل در برآورد مقدار سختی سنگ در منطقه مورد مطالعه است، زیرا این نتایج بدان معناست که هر کجا تخلخلی زیاد و نمره چکش اشمیت کمی داشته باشد، به دلیل انحلال و انفصال دانه‌های سنگ بدون واریزه (مانند لایه A)، دارای واریزه‌های اندکی است. و هر کجا که دارای سختی چکش اشمیت زیاد، تخلخل کم، و پیوستگی زیاد درزه‌ها و هوازگی متوسط یا کم باشد، دارای بیشترین مقدار واریزه خواهد بود. مور و همکاران (۲۰۰۹) در کاری مشابه به بررسی تأثیر سختی سنگ در میزان فرسایش پرتگاه‌های آلیپی در نوادای امریکا پرداختند. آن‌ها واریزه را محصول فرسایش پرتگاه‌ها دانستند و در این زمینه مهم‌ترین عامل را جهت درزه معرفی کردند. در منطقه مورد مطالعه پژوهش حاضر نیز واریزه‌های سنگی با جهت درزه رابطه متوسط (۶۳ درصد) دارد. کیمبر و همکاران (۱۹۹۸) به صورت رایانه‌ای به بررسی مکانیسم‌های شکست و گسترش دامنه‌ها در توده‌های سنگی پرداختند. آنان پیوستگی درزه را مهم‌ترین عامل گسترش دامنه‌ها و ایجاد واریزه‌ها معرفی کردند که در ماسه‌سنگ آجاجاری پیوستگی درزه با واریزه‌ها دارای رابطه‌ای قوی (۸۳ درصد) است. مون و سلبی (۱۹۸۳) سختی سنگ و مقاومت در برابر هوازگی را عامل ایجاد پرتگاه‌ها در افریقای جنوبی می‌دانند و، برعکس، سختی کم و

مقاومت کم در برابر هوازدگی را عامل پرتگاه‌های کوچک همراه با واریزه‌های دامنه‌ای می‌دانند. واریزه‌های سنگی با عامل هوازدگی در منطقه مورد مطالعه دارای رابطه‌ای بسیار قوی (۸۷ درصد) است. احمدی (۱۳۹۱) و زمان‌زاده و همکاران (۱۳۹۳) در ماسه‌سنگ آغاچاری مقدار تخلخل 30 ± 10 درصد را یکی از عوامل ایجاد واریزه‌ها در ماسه‌سنگ آغاچاری می‌دانند. در مقایسه، نقش تخلخل در ایجاد واریزه‌ها در منطقه مورد مطالعه متوسط (۵۶ درصد) است. بر اساس نتایج این پژوهش، به ترتیب سختی چکش اشمیت، هوازدگی، و پیوستگی درزه دارای بیشترین تأثیر در ارتباط با واریزه‌ها در سازند آغاچاری‌اند. از این رو، فاکتورهای نام‌برده کنترل‌کننده‌های اساسی مقدار و گستردگی واریزه‌ها در سازند ماسه‌سنگی آغاچاری‌اند. چنانچه در لایه A (قدیمی‌ترین) و H (جدیدترین) سازند آغاچاری، سختی بسیار پایین چکش اشمیت و هوازدگی بسیار زیاد هر دو لایه دلیلی است بر فقدان واریزه.

منابع

- آقابات، س.ع. (۱۳۸۳). *زمین‌شناسی ایران*، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات کشور، صفحات ۴۵۶.
- احمدی، ا. (۱۳۹۱). مکانیسم شکل‌زای کواترنری بر روی ماسه سنگ آغاچاری در شمال باختری مسجد سلیمان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، رشته ژئومورفولوژی.
- زمان‌زاده، س.م؛ احمدی، ا. و احمدی، ع.ج. (۱۳۹۳). بررسی اثر کربنات کلسیم و تخلخل در ایجاد دامنه‌های سنگی در سازند آغاچاری، نخستین همایش علوم جغرافیایی ایران، دانشگاه تهران، مؤسسه جغرافیا.
- تهرانی، خسرو. ۱۳۸۴. *زمین‌شناسی ایران*، انتشارات دانشگاه تهران.
- مطیعی، ه. (۱۳۷۲). *زمین‌شناسی ایران: چینه‌شناسی زاگرس*، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
- Aghanabati, S.A. (2004). *Iran Geology, Geological Survey & Mineral Explorations of Iran (GSI) press*, PP 456.
- Ahmadi, A.; Moghimi, E.; Zamanzadeh, S.M. and Motamed, R. (2015). The Effect of Sandstone Composition on Distribution of Tafoni Landforms in the Aghajari Sandstone, Northwest of Masjed Soleyman, Iran, *Hindawi Publishing Corporation Advances in Geology*, Volume (2015). Article ID 862714, 10 pages.
- Ahmadi, A. (2012). Mechanism of Quaternary morphogenesis on the sandstone Aghajari formation northwest Masjed Soleyman, Msc Thesis, Geography College, university of Tehran.
- Alavi, M. (1994). Tectonics of the Zagros organic belt of Iran: new data and interpretations, *Tectonophysics*, 229: 211-238.
- Alejanoa, L.R.; Carranza, T.C.; Giani, G.P. and Arzúa, J. (2015). Study of the stability against toppling of rock blocks with rounded edges based on analytical and experimental approaches, *Engineering Geology*, 195: 172-184.
- Arribas, M.E.; Rodríguez-López, J.P.; Meléndez, N.; Soria, A.R. and Boer, P. (2012). Giant calcite concretions in aeolian dune sandstones; sedimentological and architectural controls on diagenetic heterogeneity, mid-Cretaceous Iberian Desert System, Spain, *Sedimentary Geology*, 243-244: 130-147.
- Aydin, A. and Basu, A. (2005). The Schmidt hammer in rock material characterization, *Engineering Geology*, 81: 1-14.
- Babiker, A.F.; Smith, C.C.; Gilbert, M. and Ashby, J.P. (2014). Non-associative limit analysis of the toppling-sliding failure of rock slopes, *International Journal of Rock Mechanics & Mining Science*, 71: 1-11.
- Bahroudi, A. and Koyi, H.A. (2004). Tectono-sedimentary framework of the Gachsaran Formation in the Zagros foreland basin, *Marine and Petroleum Geology*, 21: 1295-1310.
- Ballantyne, C.K.; Black, N.M. and Finlay, D.P. (1989). Enhanced boulder weathering under late-lying snowpatches, *Earth Surfaces Processes and Landforms*, 14: 745-750.

- Barton, N. and Choubey, V. (1977). The shear strength of rock joints in theory and practice, *Rock Mechanics*, 10: 1-54.
- Benedict, J.B. (1993). Influence of snow upon rates of granodiorite weathering, Colorado Front Range, USA. *Boreas*, 22: 87-92.
- Berberian, M. (1995). Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics, *Tectonophysics*, 241: 193-224.
- Bridge, J. and Demicco, R. (2008). *Earth surface processes, landforms and sediment deposits*, Cambridge university press, UK, 815 pp.
- Colman, S.M. (1981). Rock-weathering rates as functions of time, *Quaternary Research*, 15: 250-264.
- Day, M.J. and Goudie, A.S. (1977). Field assessment of rock hardness using the Schmidt test hammer, *British Geomorphology Research Group Technical Bulletin*, 18: 19-29.
- Day, M.J. (1980). Rock hardness: field assessment and geomorphic importance, *Professional Geographer*, 32: 72-81.
- Deere, D.U. and Miller, R.P. (1966). *Engineering classification and index properties for intact rocks*, Technical Report Number AFNL-TR-65-116, Air Force Weapon Laboratory, Kirtland Base, New Mexico.
- Demirdag, S.; Yavuz, H. and Altindag, R. (2009). The effect of sample size on Schmidt rebound hardness value of rocks, *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 46: 725-730.
- Dewers, T.; Newell, P.; Broome, S.; Heath, J. and Bauer, S. (2014). Geomechanical behavior of Cambrian Mount Simon Sandstone reservoir lithofacies, Iowa Shelf, USA, *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 21: 33-48.
- Ericson, K. (2004). Geomorphological surfaces of different age and origin in granite landscapes: an evaluation of the Schmidt test hammer, *Earth Surface Processes and Landforms*, 29: 495-509.
- Goudie, A.S. (2006). The Schmidt Hammer in geomorphological research, *Progress in Physical Geography*, 30(6): 703-718.
- Goudie, A.S. (2013). The Schmidt Hammer and Related Devices in Geomorphological Research, *Treatise on Geomorphology*, 338-345.
- Gupta, V.; Sharma, R. and Prasad Sah., M. (2009). An Evaluation of Surface Hardness of Natural and Modified Rocks Using Schmidt Hammer: Study from Northwestern Himalaya, India. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 91(3): 179-188.
- Hall, K. (1993). Enhanced bedrock weathering in association with late-lying snowpatches ° evidence from Livingston Island, Antarctica, *Earth Surface Processes and Landforms*, 18: 121-29.
- Homke, S.; Verge's, J.; Garce's, B.; Emami, H. and Karpuz, R. (2004). Magnetostratigraphy of Miocene-Pliocene Zagros foreland deposits in the front of the Push-e Kush Arc (Lurestan Province, Iran), *Earth and Planetary Science Letters*, 225: 397-410
- Hsieh, Y.; Li, H.; Huang, T. and Jeng, F. (2008). Interpretations on how the macroscopic mechanical behavior of sandstone affected by microscopic Properties-Revealed by bonded-particle model, *Engineering Geology*, 99: 1-10.
- ISRM (1978). Suggested methods for determining hardness and abrasiveness of rocks. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 15: 89-97.
- Khidir, A. and Catuneanu, O. (2010). Reservoir characterization of Scollard-age fluvial sandstones, Alberta foredeep, *Marine and Petroleum Geology*, 27: 2037-2050.
- Kimber, O.G.; Allison, R.J. and Cox., N.J. (1998). Mechanisms of failure and slope development in rock masses, *Transactions of the Institute of British Geographers*, 23(3): 353-370.
- Lerman, A. and Meybeck, M. (1988). *Physical and Chemical Weathering in Geochemical Cycles*, Kluwer Academic Publishers, ISBN-13: 978-94-010-7881-8.
- Luckman, B.H. (2015). Processes, Transport, Deposition, and Landforms: Rockfall, *Earth Systems and Environmental Sciences*, 7: 174-182.
- Ansari, M.K.; Rajesh Singh, M. Ahmad and Singh, T.N. (2015). Correlation between Schmidt hardness and coefficient of restitution of rocks, *Journal of African Earth Sciences*, 104: 1-5.

- Matasci, B.; Jaboyedoff, M.; Loye, A.; Pedrazzini, A.; Derron, M.-H and Pedrozzi, G. (2015). Impacts of fracturing patterns on the rockfall susceptibility and erosion rate of stratified limestone, *Geomorphology*, 241: 83-97.
- Matthews, J.A.; Dawson, A.G. and Shakesby, R.A. (1986). Lake shoreline development, frost weathering and rock platform erosion in an alpine periglacial environment, Jotunheimen, southern Norway, *Boreas*, 15: 33-50.
- McCarroll, D. and Nesje, A. (1993). The vertical extent of ice sheets in Nordfjord, western Norway: measuring degree of rock surface weathering, *Boreas*, 22: 255-265.
- Mobasher, K. and Babaie, H.A. (2008). Kinematic significance of fold- and fault-related fracture systems in the Zagros Mountains, southern Iran, *Tectonophysics*, 451: 156-169.
- Moon B.P. and Selby, M.J. (1983). Rock mass strength and scarp forms in southern Africa, *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, 65(1/2).
- Moore, J.R.; Sanders, J.W.; Dietrich, W.E. and Glaser, S.D. (2009). Influence of rock mass strength on the erosion rate of alpine cliffs, *EARTH SURFACE PROCESSES AND LANDFORMS Earth Surf, Process. Landforms*.
- Motiee, H. (1993). *Iran Geology, Stratigraphy of Zagros*, Geological Survey & Mineral Explorations of Iran (GSI) press.
- Navabpour, P. and Barrier, E. (2012). Stress states in the Zagros fold-and-thrust belt from passive margin to collisional tectonic setting, *Tectonophysics*, 581: 76-83.
- Nespereira, J.; Blanco, J.A.; Yenes, M. and Pereira, D. (2010). Irregular silica cementation in sandstones and its implication on the usability as building stone, *Engineering Geology*, 115: 167-174.
- Owen, G.; Matthews, J.A. and Albert, P.G. (2007). Rates of Holocene chemical weathering 'Little Ice Age' glacial erosion and implications for Schmidt-hammer dating at a glacier foreland boundary, Fabergstolsbreen, Southern Norway, *The Holocene*, 17: 829-834.
- Rune, A. Aa; Sjastad, J.; Sønstegaard, E. and Blikra, L.H. (2007). Chronology of Holocene rock-avalanche deposits based on Schmidt-hammer relative dating and dust stratigraphy in nearby bog deposits, Vora, inner Nordfjord, Norway. *The Holocene* 17, 7, pp. 955-964
- Schmidt, E. (1951). A non - destructive concrete tester, *Concrete*, 59(8): 34-5.
- Selby, M.J. (1980). A rock mass strength classification for geomorphic purposes: with tests from Antarctica and New Zealand, *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 24(1): 31-51.
- Selby, M.J. (1993). *Hillslope materials and processes*, Oxford Oxford University Press.
- Sengun, N.; Altindag, R.; Demirdag, S. and Yavuz, H. (2011). P wave velocity and Schmidt rebound hardness value of rocks under uniaxial compressional loading, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 48: 693-696.
- Shalabi, F.; Cording, E.J. and Al-Hattamleh, O.H. (2007). Estimation of rock engineering properties using hardness tests, *Engineering Geology*, 90: 138-147.
- Sheorey, P.R.; Barat, D.; Das, M.N.; Makerjee, K.P. and Singh, B. (1984). Schmidt hammer rebound data for estimation of large scale in situ coal strength, *International Journal of Rock and Mining Science and Geomechanic Abstracts*, 21: 39-42.
- Sherkati, S. and Letouzey, J. (2004). Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran, *Marine and Petroleum Geology*, 21: 535-554.
- Sjoberg, R. and Broadbent, N. (1991). Measurement and calibration of weathering using the Schmidt hammer on wave washed moraines in the upper Norrland coast, Sweden, *Earth Surface Processes and Landforms*, 16: 57-64.
- Smith, J.V. (2015). Self-stabilization of toppling and hillside creep in layered rocks, *Engineering Geology*, 196: 139-149.
- Stocklin, J. (1968). Structural history and tectonics of Iran: a review, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52: 1229-1258.
- Strzelecki, M. (2011). Schmidt hammer tests across a recently deglaciated rocky coastal zone in Spitsbergen - is there a "coastal amplification" of rock weathering in polar climates? *Polish Polar Research* 32.
- Thornton, L.E. and Stephenson, W.J. (2006). Rock Strength: A Control of Shore Platform Elevation, *Journal of Coastal Research*, 22(1): 224-231.

- Torabi, S.R; Ataei, M. and Javanshi, M. (2010). Application of Schmidt rebound number for estimating rock strength under specific geological conditions, *Journal of Mining & Environment*, 1(2): 2010, 1-8.
- Tucker, M.E. (1982). *The Field description of sedimentary rocks*, The Open University press comprises, UK, PP. 1-117.
- Turkington; A.V. and Paradise, T.R. (2005). Sandstone weathering: a century of research and innovation, *Geomorphology*, 67: 229-253.
- Turkington, A.V.; Phillips, J.D. and Campbell, S.W. (2005). Weathering and landscape evolution, *Geomorphology*, 67: 1-6.
- Varnes, D.J. (1978). Slope movements: types and processes. In: Schuster, R.L., Krizek, R.J. (Eds.), *Landslide Analysis and Control*, Special Report No. 176. Transportation Research Board, Washington, DC, pp. 11-33.
- Viles, H.; Goudie, A.; Grab, S. and Lalley, J. (2011). The use of the Schmidt Hammer and Equotip for rock hardness assessment in geomorphology and heritage science: a comparative analysis, *Earth Surface Processes and Landforms*, 36:10.1002/esp. v36.3, 320-333.
- Varnes, D. J. 1978. Slope movement types and processes. In: Special Report 176: Landslides: Analysis and Control (Eds: Schuster, R. L. & Krizek, R. J.). Transportation and Road Research Board, *National Academy of Science*, Washington D. C., 11-33.
- Waragai, T. (1999). Weathering processes on rock surfaces in the Hunza Valley, Karakoram, North Pakistan, *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 119: 119-136.
- Williams, R.B.G. and Robinson, D.A. (1983). The effect of surface texture on the determination of the surface hardness of rock using the Schmidt hammer, *Earth Surface Processes and Landforms*, 8: 289- 292.
- White, K., Bryant, R. and Drake, N. 1998: Techniques for measuring rock weathering: application to a dated fan segment sequence in southern Tunisia. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 1031° 43.
- Yaalon, D.H. and Singer, S. (1974). Vertical variation in strength and porosity of calcrete (nari) on chalk, Shefela, Israel and in terpretation of its origin, *Journal of Sedimentary Petrology*, 44: 1016-1023.
- Y Imaz, N.; Goktan, R. and Kibici, Y. (2011). Relations between some quantitative petrographic characteristics and mechanical strength properties of granitic building stones, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 48(3): 506513.
- Young, R.W.; Wray, R. A.L. and Young, A.R.M. (2009). *Sandstone Landforms*, Published by Cambridge University press, p. 1-304.
- Young, R.P., Fowell, R.J., 1978. Assesing rock discontinuities. *Tunnels and Tunnelling*, 45° 8.
- Zamanzade, S.M.; Ahmadi, A. and Ahmadi, A.H. (2014). Effect of calcium carbonate and porosity in the Creation rocky slopes in Aghajari Formation, *The first Iranian Conference Geographical sciences*, Tehran, Iran.