

پژوهشی در فرسایش خندقی ارتفاعات جنوب غرب دشت هادیشهر (شمال غرب آذربایجان شرقی) از طریق روش‌ها و تکنیک‌های جدید

دکتر موسی عابدینی^۱

استادیار جغرافیای طبیعی دانشگاه محقق اردبیلی

چکیده

منطقه‌ی مورد بررسی با وسعت 282 km^2 در محدوده‌ی عرض شمالی $38^\circ - 42^\circ$ تا $38^\circ - 52^\circ$ و طول شرقی $45^\circ - 40^\circ$ تا 45° واقع شده، و از جمهوری آذربایجان $8/5$ کیلومتر فاصله دارد. گسترش زیاد مواد آبرفتی نامتراکم و نیمه‌متراکم حاوی رس، سازندهای مارنی گچدار و نمکدار و پهنه‌های رسی دشت‌ها، بعلاوه سازندهای سطحی غالباً ریزدانه در سطوح کم‌شیب میانکوهی، زمینه برای پیدایش و توسعه‌ی خندق‌ها به وجود آورده است. فرسایش خندقی شدید در منطقه نه تنها باعث از بین رفتن خاک و پوشش گیاهی می‌شود بلکه مشکلاتی را برای کارکرد ماشین‌های امور کشاورزی و آبیاری به وجود آورده است و لذا اهمیت تحقیق بیشتر معلوم می‌شود. نتایج شاخص‌های اقلیمی نیز نظیر Ws (میزان رطوبت موجود در سازندها)، ضریب هیدروترمال و معادله‌های مختلف، در تأیید وجود استعداد خندق زایی زیاد برای منطقه می‌باشند.

بیشتر خندق‌ها در سطح دشت‌ها، جاییکه شیب بسیار ملایم است شکل گرفته‌اند، به عبارتی با افزایش شیب ضخامت سازندهای سطحی سست کاهش یافته و به دنبال آن طول و تعداد خندق‌ها کاهش یافته است. این موضوع توسط رابطه‌ی رگرسیون خطی موجود بین شیب کف خندق‌ها با طول آنها، با میزان همبستگی معکوس و معنی دار 43% برای نمونه آماری مورد بررسی منطقه، به اثبات رسیده است.

بین طول خندق‌ها و ارتفاع محل پیدایش آنها رابطه‌ی معکوس معنی‌دار در سطح اطمینان 95% با میزان ضریب همبستگی 45% وجود دارد. بنابراین با افزایش ارتفاع میزان شیب زیاد می‌شود ولی ضخامت مواد تخریب ریزدانه و خاک کاهش می‌یابد و در نتیجه خندق‌های طویل و عمیق در سطح آنها نسبت به سطوح تقریباً هموار و کم‌شیب، کمتر شکل می‌گیرد. از طرفی، وجود رابطه معکوس، معنی‌دار با میزان ضریب همبستگی 40% برای پارامترهای شیب و عمق خندق‌ها، در تأیید مطلب مذکور فوق می‌باشد (متوسط عمق خندق‌های سطح دشت‌ها در حدود $2/2$ متر و در محدوده کوهستان $1/62$ متر می‌باشد). با عنایت به نتایج تحقیق میدانی حاضر، فرسایش خندقی یکی از عوامل مهم در ناپایداری و تخریب سازندهای سطحی دامنه‌ها و قسمت‌هایی از دشت‌هاست.

کلیدواژه‌ها: سازندهای سست، ضریب همبستگی، فرسایش خندقی، ناپایداری دامنه‌ها.

¹E-mail :musaabedini @Yahoo.com

مقدمه

فرسایش خندقی حالت تکامل یافته فرسایش شیاری روانآب‌هاست (علیزاده، ۱۳۶۸: ۴۳). برخی از محققین خندق را آبراهه‌ای عمیق با جداره‌های کاملاً ناپایدار و فرسایش یافته عنوان می‌کنند که در ابتدای آبراهه، کناره‌ی دره‌ها و یا روی دامنه‌ها و دشت‌ها بعلاوه در بخش‌های برش یافته، تحت تأثیر عوامل متنوعی شکل می‌گیرند (رفاهی، ۱۳۷۵: ۱۰۰؛ خطیبی، ۱۳۷۹: ۵۱) و (Tucker, 2005, 1-21; Shadhiro, 2001: 523).

امروزه بر روی مدیریت مناطق حساس به فرسایش خندقی در ارتباط با مسائل کشاورزی، مطالعات کمی، کیفی زیادی صورت می‌گیرد. از طرفی فرسایش خندقی یکی از فرایندهای مهم دینامیک مواد و عناصر بر روی دامنه‌ها و سطوح کم شیب است، و به عنوان یکی از عوامل مهم ناپایداری و فرسایش خاک و ایجاد مسأله برای کارکرد ماشین‌های کشاورزی است (Pelletier, 2003: 169) (Archibold, 2001: 279) - (Nyle & et al, 2000: 481).

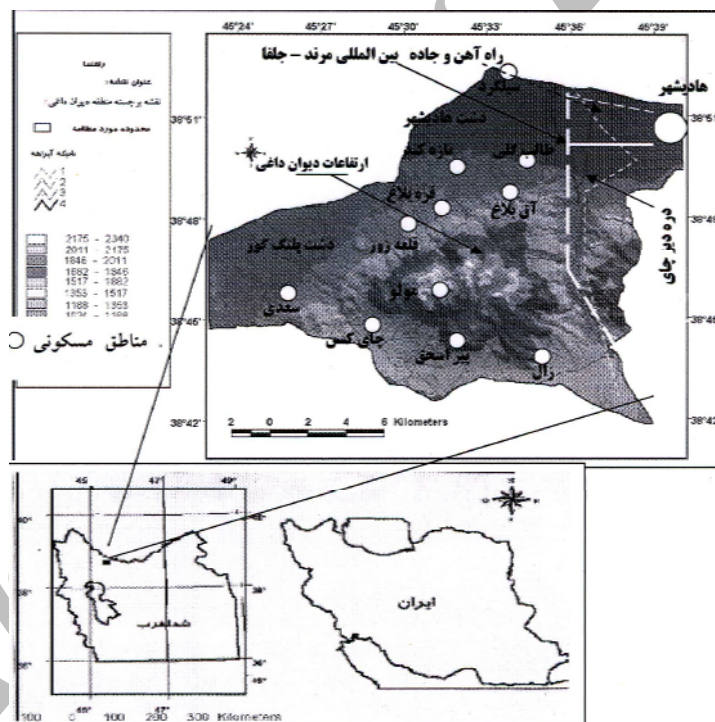
منطقه‌ی مورد پژوهش جزء ناهمواری‌های چین‌خورده‌ی رسوبی جوان می‌باشد که با اقلیم نیمه‌خشک و متوسط بارندگی سالیانه ۳۴۶/۶ میلیمتر با مسایل پیچیده‌ی زمین‌شناسی و ژئومورفولوژی در شمال غرب استان آذربایجان شرقی واقع شده و از جمهوری آذربایجان ۸/۵ کیلومتر فاصله دارد، شکل (۱).

بررسی منابع و آثار منتشر شده نشان داد که تا به حال هیچگونه تحقیقی راجع به فرسایش آبی (به ویژه خندقی) در این منطقه انجام نگرفته و خلاء تحقیق در مورد این موضوع وجود دارد. با وجود این، در کشورمان محققینی مانند (علیزاده، ۱۳۶۶: ۴۳) به صورت توصیفی (قدوسی، ۱۳۷۳، حشمتی، ۱۳۷۵ به نقل از رفاهی، ۱۳۷۹: ۲۷۴) اقدام به طبقه‌بندی بر اساس، تراکم در سطح، نحوه گسترش، و پروفیل عرضی نموده‌اند. عبدال، ۱۳۷۶ به بررسی عوامل مؤثر و به آرایه‌ی مدل، (احمدی، ۱۳۷۸: ۲۴۶)، (خطیبی، ۱۳۷۹: ۵۴)، (رفاهی، ۱۳۷۹: ۱۰۰)، (یلدرمی، ۱۳۸۱: ۲۱۳) از طریق مورفومتری به صورت کمی، اقدام به تعیین میزان تأثیرگذاری پارامترهای مختلف خندق‌ها به همدیگر نموده‌اند.

بعلاوه، محققین خارجی نظیر (Takken, 2001: 1)، (Bryan, 2000: 385) توصیفی و کمی و (Sirvio & Rebier, 2005: 148) (Kukul, 2004-141-4) (Istanbuluoglu & et al, 2005: 145) اقدام به بررسی و آرایه‌ی نقشه‌هایی (GIS) از روی داده‌های سنجش از دور کرده‌اند. فرسایش خندقی از لحاظ تعداد، طول در شکل‌زایی و تحول دامنه‌ها و نیز دشت‌های منطقه بسیار چشمگیر است، شکل (۲) به‌علاوه مشکلاتی را برای کارکرد ماشین‌های کشاورزی و آبیاری ایجاد نموده است. لذا فرسایش خندقی به‌عنوان یکی از عوامل عمده ناپایداری دامنه‌ها و دشت‌های منطقه، به صورت کمی مورد بررسی و تجزیه تحلیل قرار گرفت.

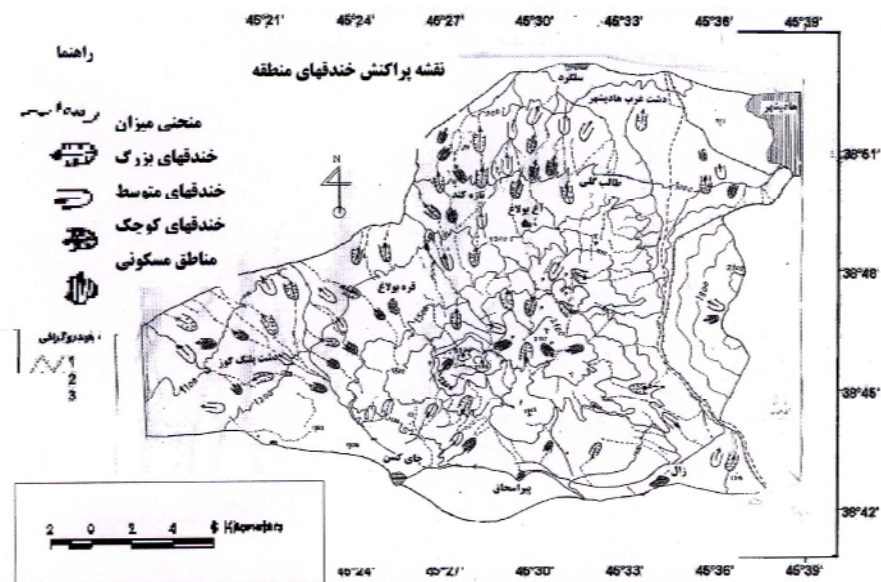
مواد و روش‌ها

بررسی فرسایش خندقی از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ و توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ به‌ویژه از عکس‌های هوایی ۱:۲۰۰۰۰ و ۱:۵۵۰۰۰، و از طریق کارهای میدانی انجام گرفت. جهت بررسی استعداد خندق‌زایی و ویژگی‌های سازندهای منطقه از داده‌های اقلیمی ایستگاه کلیماتولوژی مرند، مدل‌های برآورد میزان فرسایش و رسوب متفاوت استفاده شده است. برای پردازش داده‌های مورفومتری خندق‌ها و تعیین روابط همبستگی آنها جهت تفسیر و تبیین میزان تأثیرگذاری متغیرها بر همدیگر از نرم‌افزارهای اکسل (Excel و Spss) استفاده و نمودارهای مربوطه ترسیم شد. ضمناً نقشه‌ی موقعیت منطقه، شکل (۱) و پراکنش خندق‌ها در روی نقشه توپوگرافی، شکل (۲) با بهره‌مندی از نرم‌افزارهای R2v و ArcView ترسیم شد.



شکل ۱: نقشه موقعیت جغرافیایی منطقه مورد تحقیق

۱- بعد از انجام کارهای مورفومتری ۵۲ نمونه مورد بررسی، طبقه‌بندی خندق‌های منطقه براساس پارامتر طول (احمدی، ۱۳۷۸: ۲۶۳)، انجام گرفت، در این تقسیم‌بندی خندق‌های کمتر از ۱۲۰ متر کوچک، بین ۱۲۰ تا ۲۴۰ متر متوسط و بیشتر از ۲۴۰ متر بزرگ محسوب می‌شوند، که در نهایت نقشه پراکنش انواع خندق‌های منطقه ترسیم شده است.



شکل ۲: نقشه پراکنش انواع خندق‌ها در منطقه مورد تحقیق

عوامل مؤثر در پیدایش و توسعه خندق‌های منطقه

بررسی‌های به عمل آمده از طریق کارهای میدانی، عکس‌های هوایی، نتایج تحلیل‌های کمی و بررسی نوع سازندها، نشان داد که عوامل مختلفی نظیر شرایط اقلیمی، وضعیت توپوگرافی، ویژگی‌های سازندهای سطحی، نقش جریان‌ات آب (فرسایش سطحی و پای‌پینگ یا تونلی^۱، عمل برفساب^۲ و دخالت‌های انسانی در شکل‌گیری خندق‌های منطقه مؤثرند.

نقش عوامل اقلیمی در پیدایش خندق‌ها

در بین عوامل مختلف، شرایط اقلیمی بطور مستقیم و یا غیرمستقیم نقش تعیین‌کننده‌ای در خندق‌زایی دارد. پژوهشگران جهت پی بردن و یا مشخص نمودن استعداد خندق‌زایی مناطق از چند ضریب اقلیمی استفاده نموده‌اند که یکی از ضرایب ساده و مهم ضریب هیدروترمال^۳ می‌باشد. اگر میزان ضریب هیدروترمال در محدوده‌ی ۱/۲۵ الی ۲/۵ نوسان کند این مناطق برای خندق‌زایی بسیار مستعد می‌باشند (خطیبی، ۱۳۷۹: ۵۴).

1 - piping or tunnel erosion
2 - Nivation
3- Hydrothermal

$$HTk = (ER/ET) 10 \quad \text{فرمول (۱):}$$

ER = مجموع بارش سالانه به میلی متر
 ET = ضریب دمایی برای ماههایی از سال که دمای منطقه بیش از ۱۰ درجه سانتی گراد است.
 مقدار *HTK* محاسبه شده برای منطقه‌ی دیوان داغی در محدوده مقادیر ۱/۲۵ الی ۲/۵ قرار می‌گیرد (۲/۲ = ۱۵۶۹/۶ : ۳۴۶/۶). بنابراین از لحاظ ضریب هیدروترمال منطقه دارای حساسیت بالا و استعداد قوی برای خندق‌زایی است. ضریب هیدروترمال محاسبه شده برای کل منطقه در جدول (۱) آمده است.

جدول ۱: ضرایب اقلیمی و میزان ضریب هیدروترمال

مقادیر	ضرایب
۱۵۶۹/۶	Et
۳۴۶/۶	ER
۲/۲	HTK
دیوان داغی برای منطقه	

تجزیه و تحلیل میزان رطوبت موجود در سازندها و نوسان آن در پیدایش خندق‌های منطقه میزان رطوبت و تغییرات آن در نتیجه‌ی تناوب فصول خشک و مرطوب عامل مهم در به‌وجود آمدن ترک‌ها و شیارها در سازندهای ریزدانه حاوی رس و سیلت و در نهایت توسعه‌ی فرسایش شیاری و پیدایش خندق‌های منطقه نقش مؤثری دارد.

ضریب دیگری که با استفاده از آن می‌توان استعداد بالقوه یا پتانسیل خندق‌زایی منطقه را با پارامترهای اقلیمی در ارتباط گذاشت و تعیین نمود، ضریب WS یا مقدار رطوبت در سازندهای سطحی می‌باشد، (خطیبی، ۱۳۷۹: ۵۶-۵۵) (یلدرمی، ۱۳۸۱: ۲۱۵). این ضریب بدین صورت است که اگر میزان رطوبت موجود در سازندهای سطحی کاهش یابد به مفهوم کاهش رطوبت قابل جذب ریشه گیاهان می‌باشد. در نهایت گیاهان نمی‌توانند از مقدار رطوبت ناچیز چسبیده به ذرات خاک (رطوبت هیگروسکپی) استفاده کنند و پژمرده می‌شوند.

تناوب فصول گرم و خشک موجب می‌شود که در فصول گرم با خشک‌شدن زمین و پژمردن پوشش گیاهی، در سطح سازندهای ریزدانه ترک‌هایی به‌وجود آید، و این ترک‌ها در زمان اولین بارش‌های ناگهانی، محل تمرکز رواناب‌ها و پیدایش فرسایش شیاری و خندقی می‌شوند (Oostwoud & et al, 2001: 911, 32; Bryan, 2000: 375). از طرفی هر گونه دست‌کاریهای

۱- این ضریب از جمع دمای ماهانه بالای ۱۰ درجه در سال‌های آماری موجود در ایستگاه کلیما تولوژی مرند به‌دست آمده است و از جدول میانگین آماری شماره (۲) استخراج شده است.

بشر مانند (شخم زدن، آتش سوزی، بوته کنی، چرای پوشش گیاهی و...) باعث به هم خوردن تعادل طبیعت به ویژه در فصول گرم (ماههایی که W_s منفی دارند) می شود، که در جدول (۲) و نمودار شکل (۳) مشخص شده است. بنابراین، کاهش یا منفی بودن W_s زمانی اهمیت پیدا می کند که در منطقه پس از یک دوره ی خشکی در بین بارندگی ها، و نیز به هم خوردن تعادل طبیعی زمین، اولین بارندگی ها شروع شود.

ضریب W_s از رابطه زیر محاسبه می شود:

$$W_s = R - R_p / t$$

فرمول (۲) :

t = درجه حرارت ماهیانه

W_s = رطوبت موجود

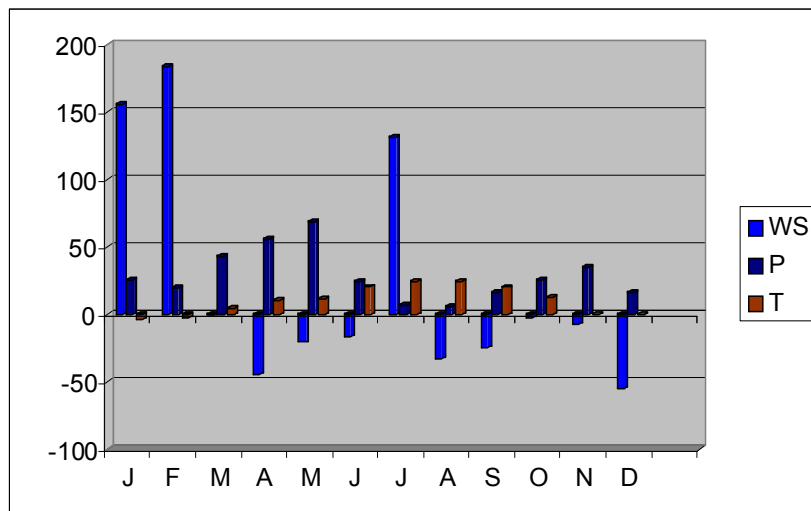
R متوسط بارش ماهانه به میلی متر

R_p = ضریب مربوط به دما و از رابطه $(R_p = 30(t + 7))$ به دست می آید.

جدول ۲: میانگین داده های اقلیمی ۱۶ ساله و محاسبات ضرایب اقلیمی لازم و

ضریب W_s برای ماه های سال

ماه ها	متوسط بارش ماهانه mm	متوسط دمای ماهانه C	R_p	W_s	P_i	P_i/p
J	۳۳/۳	-۳/۷۵	۹۷/۵	۱۷	۳/۳	۲/۶۵
F	۱۹/۴۸	-۱/۹۱	۱۵۲/۷	۶۹/۷	۱۹/۴۸	۱/۰۹
M	۴۳/۳۴	۴/۹	۲۱۴/۹	-۳۵/۱	۴۳/۳۴	۵/۴۲
A	۵۵/۴۸	۱۰/۸	۵۳۴	-۴۴/۳	۵۵/۴۸	۸/۹
M	۶۸/۴۳	۱۱/۶	۵۵۸	-۴۲/۲	۶۸/۳	۱۳/۵
J	۲۴/۲۸	۲۰/۴۵	۸۲۳/۵	-۳۹/۱	۲۴/۲۸	۱/۷
J	۷/۰۴	۲۴/۶	۹۵۴	-۳۸/۵	۷/۰۴	۰/۱۴۳
A	۵/۶۵	۲۴/۸	۹۳۴/۵	-۳۷/۵	۵/۶۵	۰/۰۹۲
S	۱۶/۱۴	۲۰/۳	۸۱۹	-۳۹/۶	۱۶/۱۴	۰/۷۵
O	۲۵/۶۹	۱۲/۹	۵۹۷	-۴۴/۳	۲۵/۱۹	۱/۸۳
N	۳۴/۶۸	۵/۲۱	۲۱۵/۲	-۳۴/۶	۳۴/۶۸	۳/۵
D	۶۱/۵۵	۰/۳۷	۲۲/۸۴	-۱۷	۱۶/۵۵	۰/۸



شکل ۳: نمودار مربوط به مقایسه‌ی دما، بارش و میزان WS منطقه دیوان داغی

با توجه به داده‌های محاسبه شده در جدول (۲) میزان WS یا رطوبت موجود به استثنای ماه‌های دی و بهمن برای تمام ماه‌های دیگر سال منفی می‌باشند. بنابراین، وقوع بارندگی‌ها در ماه‌های دارای WS منفی باعث شکل‌گیری خندق می‌شود، خصوصاً بارندگی‌های اوایل پاییز به دلیل کاملاً آشفته بودن زمین و نبود پوشش گیاهی، کاملاً خندق‌زا می‌باشند. از طرفی بارندگی‌های فروردین به دلیل فقدان پوشش گیاهی مناسب، حالت سست و نرم بودن خاک‌ها در اثر یخبندان و ذوب در طول فصول سرد، از قدرت خندق‌زایی بالاتری برخوردارند. جهت پی بردن به مقدار رسوب ویژه در هکتار از فرمول‌های تجربی متفاوتی که در شرایط اقلیم کشورمان به‌ویژه اقلیم نیمه‌خشک آذربایجان سازگاری دارند استفاده شده است. یکی از آنها، فرمول مربوط به سپاسخواه می‌باشد که از روی داده‌های اقلیمی ۱۶ ساله شهرستان مرند جدول (۲) محاسبه شده است.

$$\text{فرمول (۳): } EI 30 = \frac{1}{6} \left(\sum_{i=1}^N \frac{P_i}{P} \right)^{1/27} = \frac{1}{6} \times 38/95^{1/27} = 167/52$$

$EI 30 =$ متوسط شاخص فرسایش‌زایی سالانه باران بر حسب تن در هکتار (t/H)

$P_i =$ متوسط بارندگی ماهانه (بر حسب میلی متر)

$P =$ متوسط بارندگی سالانه به میلی متر

$N =$ تعداد ماه‌هایی که بارش رخ داده است.

فرمول Arnoldus نیز یکی دیگر از فرمول‌های معتبر برآورد میزان رسوب در مناطق نیمه خشک می‌باشد و با استفاده از داده‌های اقلیمی جدول (۲) به صورت زیر محاسبه شده است. فرمول (۴)

$$EI 30 = 0.302 \left(\sum_{i=1}^N P_i / P \right)^{1/93} = 0.302 (38/95)^{1/93} = 354/6$$

- مدل دوم فورنیه (Fournier)

مطابق مدل دوم فورنیه میزان رسوب حاصله برای کل زیرحوضه‌های منطقه محاسبه و بطور متوسط برای کل مساحت زیر حوضه‌های منطقه نیز برآورد شده است، جدول (۳).

$$\text{Log } Q_s = 2/65 \text{ Log } \frac{PW}{Pa} + 0/6 \frac{H^2}{S} - 1/56 = 346/7 \text{ } Q_s/t/hect \quad (5) \text{ فرمول}$$

QS = میزان رسوب ویژه بر حسب تن در هکتار

PW = میانگین بارندگی پرباران ترین ماه سال به میلی متر

Pa = میانگین بارندگی سالیانه بر حسب میلی متر

H = متوسط ارتفاع حوضه

S = شیب متوسط حوضه (می‌توان مساحت حوضه را نیز به جای شیب منظور کرد)

بیشترین مقادیر بارندگی متوسط ماهانه منطقه، مربوط به اردیبهشت‌ماه حدود ۶۸/۳ میلی‌متر می‌باشند (جدول ۲) ولی در اردیبهشت‌ماه پوشش گیاهی تا حدی سطوح ارتفاعات در مقابل انرژی جنبشی فرسایش بارانی، محافظت می‌کند. غالباً بارش‌های رگباری مهرماه به دلیل کاهش اثر حفاظتی پوشش گیاهی و آشفته بودن سطح زمین توسط انسان، موجب فرسایش شدید و پیدایش جریان‌ات گل‌آلود می‌شود.

با توجه به نتایج فرمول‌های تجربی، آرنولدوس، سپاسخواه، فورنیه، میزان فرسایش‌زایی سالانه‌ی باران از ۱۶۷/۵۲ تن در هکتار تا ۳۵۴/۶ متغیر است. میانگین میزان فرسایش‌زایی باران با توجه به نتایج سه فرمول مذکور در حدود ۲۸۹/۴ تن در هکتار در سال می‌باشد. رقم مذکور فوق برای منطقه در مقایسه با مقادیر محاسبه شده توسط خطی (۱۳۷۹) برای منطقه‌ی قوشه‌ی داغ آذربایجان (۲۱۹/۶) و ایلدرمی، (۱۳۸۱) برای دامنه‌ی شمالی الوند (۲۳۶/۵) به مراتب زیادتر است. این امر نشانگر شدت فرسایش‌زایی زیادتر باران به‌ویژه در دامنه‌های رو به شمال با توجه به لیتولوژی سنگ‌های رسوبی‌کارستی و پوشش گیاهی و ضخامت نسبتاً بیشتر سازندهای سطحی در اثر بارش‌های رگباری فصول گرم تابستان و اوایل پاییز است. با ضرب ۲۸۹/۴ مقدار رسوب ویژه در هکتار، بر مساحت کل منطقه (۲۸۳km²) میزان فرسایش برای کل منطقه حدود ۸۱۸۹۲/۷ تن می‌باشد، که نقش مهمی در خندق‌زایی دارد.

جدول ۳: داده‌های میزان رسوب حاصله از کل زیر حوضه‌های منطقه دیوان داغی

شماره حوضه	موقعیت حوضه در منطقه	مساحت حوضه Abkm ²	متوسط ارتفاع حوضه Hb	ضریب ناهمواری حوضه RB	متوسط دبی حوضه Q/m/year	لگاریتم رسوب حوضه LogQS	میزان رسوب بر حسب تن در هکتار QS/t/h	رسوب سالیانه کل حوضه QS.t/h
۱	SSE	۱۳	۱۷۸۷	۰/۴۹	۱۰۴۵۶	۲/۵۲	۳۳۱/۱۳	۴۳۰۴/۷
۲	SSE	۷/۴	۱۷۸۷	۰/۶۶	۷۵۳۳	۲/۸	۶۳۰/۹۵	۴۶۶۹/۰۳
۳	S	۱۴	۱۶۸۶	۰/۴۶	۱۰۹۱۷	۲/۴۱	۲۵۷/۰۴	۳۵۹۸/۶
۴	S	۵	۱۸۷۰	۰/۸۵	۵۹۹۶	۲/۹۶	۹۱۲/۰۱	۴۵۶۰/۱
۵	S	۴۵	۱۷۰۳	۰/۲۵	۲۱۵۳۶	۲/۲	۱۵۸/۵	۷۱۲۳
۶	SSW	۶/۲	۱۲۰۰	۰/۴۸	۶۷۹۶	۲/۵	۳۱۶	۱۹۵۹/۲
۷	W	۱۱/۳	۱۵۶۰	۰/۶۲	۹۶۳۷	۲/۲	۱۵۸/۵	۱۷۹۱/۱
۸	NNW	۱۱/۲	۱۲۴۴	۰/۳۷	۹۵۸۸	۲/۳	۱۹۹/۶	۲۲۳۵/۵
۹	NNW	۷/۵	۱۲۲۴	۰/۴۵	۷۵۹۲	۲/۴۱	۲۵۷/۱	۱۹۲۸/۳
۱۰	NNW	۹/۵	۱۷۳۲	۰/۵۶	۸۷۱۲	۲/۶	۳۹۸/۱	۳۷۸۱/۹۵
۱۱	NNW	۷/۲	۱۶۷۲	۰/۶۲	۷۴۱۴	۲/۷۴	۵۴۹/۶	۳۹۵۷/۱
۱۲	NNW	۳/۵	۱۱۰۰	۰/۵۸	۴۸۷۲	۲/۴	۲۵۱/۲	۸۷۹/۲
۱۳	N	۱۳	۱۳۸۶	۰/۳۹	۱۰۴۵۶	۲/۲	۱۵۸/۵	۲۰۶۰/۵
۱۴	N	۲۰/۳	۱۴۲۶	۰/۳۲	۱۳۵۵۳	۲/۰۹	۱۲۳/۰۳	۲۴۹۷/۵
۱۵	N	۲۵	۱۳۴۳	۰/۲۷	۱۵۲۹۹	۱/۹۷	۹۳/۳۳	۲۳۳۳/۳
۱۶	NNE	۱۰	۱۳۴۳	۰/۴۲	۸۹۷۶	۲/۴	۲۵۱/۲	۲۵۱۲
۱۷	E	۱۲/۵	۱۳۸۹	۰/۳۸	۱۰۲۲۱	۲/۵	۳۱۶/۲	۳۹۵۲/۵
۱۸	SSE	۹	۱۳۶۰	۰/۴۵	۸۴۴۲	۲/۴	۲۵۱/۲	۲۲۶۰/۸
۱۹	NNE	۳۳/۷	۱۰۰۰	۰/۱۷	۱۰۴۵۷	۱/۷	۵۰/۱۲	۱۶۸۹/۰۴
۲۰	E	۴/۵	۱۵۷۹	۰/۷۴	۶۵۳۹/۵	۲/۸۸	۷۵۸/۶	۳۴۱۳/۷
۲۱	E	۳/۵	۱۶۱۲	۰/۸۶	۵۹۹۲/۰۵	۲/۹	۷۹۴/۳	۲۷۸۰/۰۵
۲۲	E	۲	۱۶۲۳	۱/۱۴	۳۳۱۹/۷	۳/۱	۱۲۵۸/۹	۲۵۱۷/۸
۲۳	E	۲/۲	۱۶۵۵	۱/۱۲	۳۸۷۷/۶	۳/۲	۱۵۸۴/۹	۳۴۸۶/۸
۲۴	E	۱/۸	۱۷۱۹	۰/۴۳	۳۳۱۹/۷	۳/۳	۱۹۹۵/۳	۳۵۹۱/۵۴
۲۵	E	۱/۵	۱۷۲۹	۱/۴	۲۹۳۸/۶	۳/۳	۱۹۹۵/۳	۲۹۹۲/۹۵
۲۶	SE	۳/۸	۱۷۳۰	۰/۸۹	۷۳۲۸/۹	۳/۰۶	۱۱۴۸/۲	۴۳۶۳/۲
$\Sigma=$ ۸۱۲۴۹/۰۸ QS=۳۴۶/۷	$\Sigma=$ ۱۵۱۹۸/۸۱ QS=۵۸۴/۶				$\Sigma=$ ۲۲۸۶۱۵/۳			

نقش فرآیند برفساب (نیواسیون -Nivation)

معمولاً ارتفاعات دیوان داغی حداقل ۴ الی ۵ ماه از سال دارای پوشش برفی هستند و فرایند یخبندان و ذوب یخ را تجربه می‌کنند. در سطوح ارتفاعی بین ۱۸۰۰ الی ۲۲۰۰ متر (به‌ویژه رو به شمال) به‌دلیل تجمع و انباشت مقدار زیادی برف در چاله‌های کوچک برفگیر،

فعالیت پدیده‌ی برفساب بسیار چشمگیر است و باعث پیدایش و توسعه حفرات و لانه‌های برفی می‌شود. با گذشت زمان به واسطه‌ی تجمع متناوب یخبرف (نوه) در طول فصول سرد و فرایند ژلیفراکسیون^۱ و انحلال کارستی موجب توسعه و گسترش فضای لانه‌های برفی (حفرات برفساب) به‌ویژه در سنگ‌های کربناته‌ی منطقه شده است. از طرفی باتوجه به میزان بارندگی محاسبه شده برای ارتفاعات مختلف در اثر افزایش ارتفاع به میزان ۱۰۰ متر بطور متوسط ۱۲ میلی‌متر میزان بارندگی منطقه افزایش و دمای آن ۰/۶ درجه سانتی‌گراد کاهش می‌یابد.^۲ میزان بارندگی متوسط سالانه منطقه ۳۴۶/۶ میلی‌متر می‌باشد ولی با در نظر گرفتن نقش عامل ارتفاع میزان متوسط بارندگی متوسط (غالباً به‌صورت برف) در محدوده ۱۶۰۰ الی ۲۳۵۰ متر، مطابق فرمول انطباق یافته با شرایط طبیعی منطقه^۳ در حدود ۳۷۹/۵ میلی‌متر می‌باشد. در اثر انباشت برف در مسیر آبراهه‌ها، و تخریب حواشی آنها در اثر توالی فرآیند یخبندان و ذوب یخ، و با جابجایی مواد سست و منفصل زیرین، به‌واسطه‌ی آب‌های ذوبان در جهت شیب، آبراهه‌ها یا شیارها توسعه می‌یابند. به‌ویژه این فرآیند با همزمانی ذوب برف و باران‌های شدید اواخر فروردین و در طول اردیبهشت ماه تسریع می‌یابد. این نوع خارج شدن مواد تخریبی سست و منفصل و پیدایش خندق‌ها را (Bermudez, 1998: 52-3)، تخریب به‌واسطه‌ی هیدراتاسیون و ژلیفراکسیون عنوان نموده‌اند. به‌واسطه‌ی فرآیند مذکور، به تدریج برخی شیارها در محدوده‌ی ارتفاعی ما بین ۱۸۰۰ الی ۲۰۰۰ در منطقه مورد تحقیق تبدیل به خندق می‌شوند. در سطوح کم‌شیب میانکوهی در اثر هوازدگی شدید، خاکزایی مناسبی صورت گرفته، و خندق‌های نسبتاً عمیق و پهن تقریباً U شکل به‌وجود آمده است. این خندق‌ها غالباً در سطوح رو به شمال دامنه‌ها قرار دارند، و به عنوان چاله‌های تراکم برف با ضخامت بیش از ۴ متر (در ارتباط با عمق خندق) در اثر عملکرد پدیده برفساب گاهی به‌صورت حفرات بزرگ طولی یا خندق‌های پهن U شکل درآمده‌اند.

- نقش پدیده‌ی پای‌پینگ (آبراهه‌های زیرزمینی یا فرسایش تونلی) در خندق‌زایی

پدیده‌ی پای‌پینگ عبارتست از جریان زیرزمینی و زیرشویی مواد قابل انفصال و انحلال که گاهی به آن فرسایش تونلی نیز می‌گویند. فرسایش پای‌پینگ در روی دامنه‌های شیب‌دار منجر به شکل‌گیری فرسایش شیاری متراکم به‌صورت بدلند و در زمین‌های هموار غالباً پیدایش و توسعه‌ی گالی را به دنبال دارد (احمدی، ۱۳۷۸: ۲۲۱)، (Holden & Jones, 2005: 438) در منطقه‌ی مورد تحقیق در سطح سازندهای لیمونی و سیلت‌دار با ترکیب خرده‌سنگ‌ها به‌ویژه

1-Gelifraction

2- Lapse Rate

متلاشی شدن سنگ‌ها بر اثر یخبندان و ذوب متوالی

۳ - H = 120. * R = 145.5 سالنامه‌ی هواشناس سازمان منابع آب استان (آذربایجان شرقی)

در بخش شمال شرق منطقه در سطوح کم‌شیب محدوده ارتفاعی بین ۱۴۰۰ الی ۱۶۰۰ متر، پای‌پینگ عامل مهم در شکل‌زایی و پیدایش خندق می‌باشد. وجود ترکیبی از مواد آبرفتی و کوهرفتی حاوی رس و سیلت در روی ساختارهای دولومیتی شرایط مناسبی را برای پیدایش پدیده پای‌پینگ یا پیپ شدن فراهم کرده است، شکل (۴).

ابتدا با نفوذ آب در مواد نفوذپذیر بالایی به ضخامت متوسط ۱/۲ متر از طریق انحلال و زیرشویی و انتقال مواد ذرات سست و قابل انحلال در جهت شیب هیدرولیکی به داخل آبراهه‌ها یا دره‌ها، مجراهای کوچک زیرزمینی شکل می‌گیرند. با تکرار این عمل لوله‌ها یا مجراهای زیرزمینی به صورت لوله‌های بزرگی درمی‌آید. در نهایت سقف تونل زیرزمینی از نقاط سست شروع به نشست یا ریزش می‌کند و به صورت مسیری با حفرات قیفی شکل درمی‌آیند. در نهایت به مرور زمان با توسعه و گسترش مجاری زیرزمینی و ریزش سقف مجراها و خندق‌هایی در دامنه‌های رو به شمال شکل گرفته‌اند.

یکی از عوامل مهم پای‌پینگ در منطقه دیوان داغی پدیده‌ی آبرگیری و خشک شدن متناوب سازندهای حاوی رس، سیلت در بین فصول مرطوب و خشک است. به واسطه‌ی خشک شدن ترک و شکاف‌هایی در سازندهای ریزدانه ایجاد می‌شود و در زمان بارندگی آب به مقدار فراوان وارد از لابلای شکاف‌ها به درون زمین نفوذ می‌کند و در جهت شیب با انحلال و شستشوی مواد کلوییدی خاک‌ها موجب شکل‌گیری مجرا یا پیپ‌های زیرزمینی می‌شود. پیپ شدن بطور غالب در نواحی نیمه‌خشک جایی که رگولیت دارای رس‌هایی مانند مونتومورنیت باشند و در هنگام خشک شدن ترک برمی‌دارند بیشتر شکل می‌گیرد، (Bryan, 2000: 395-6) (Holden & Jones, 2005: 438-439). قطر لوله‌های پای‌پینگ منطقه از چند میلیمتر تا ۱ متر در سطوح دامنه‌هایی با شیب کمتر از ۲۰٪ و غالباً پشت به آفتاب و طول آنها ۱ الی ۸ متر که در محل بریدگی‌ها و تراست‌ها، دارای مظهر می‌باشند. طولانی‌ترین مجرای زیرزمینی در سازندهای سست در حدود ۵۰ متر طول به عمق متوسط ۱/۵ و عرض ۸۰ سانتی متر مشاهده گردید^۱. شکل‌گیری پیپ‌های زیاد و تبدیل آنها به خندق حکایت از فرسایش شدید در سازندهای سست و عامل مهم در جابجایی مواد منفصل و برخی از کانی‌های قابل انحلال، به نواحی پایین دست دامنه‌ها می‌باشند.

۱- طول آبراهه‌های زیرزمینی از محل مظهر آنها تا آخرین حفره‌ی قابل تشخیص (حفره‌ی مادر) که محل نفوذ آب است و در اغلب اوقات به تدریج به داخل آبراهه‌ی زیرزمینی نشت می‌کند، اندازه‌گیری شد.

نقش فعالیت‌های انسانی در پیدایش خندق‌های منطقه

ایجاد راه بین مناطق کوهستانی وزارت جهاد سازندگی جهت ارتباط روستاییان با مناطق هموار بیلاقی باعث به هم خوردن روابط بین رواناب، نفوذ شده است. شکل‌گیری برخی خندق‌ها نیز در ارتباط با بزرگراه جدید بین جلفا و خوی می‌باشد که از روی مواد غالباً ریزبافت (گراول حاوی لیمون ورس) عبور می‌کند. اغلب جاده‌های آسفالتی و خاکی از بخش میانی مخروط افکنه، جایی که مواد ریزدانه نهشته شده عبور می‌کنند. لذا در اثر نفوذ ناپذیری و پایین آمدن آستانه‌ی سطح تمرکز در واحد سطح، در زمان بارش‌های شدید و رگباری و تمرکز سریع رواناب‌ها در سطوح جاده منجر به پیدایش فرسایش خطی و توسعه‌ی خندق‌ها می‌گردد. علل پیدایش سریع خندق‌ها در کنار بزرگراه جدید، وجود ضخامت زیاد خاک‌های ریزبافت، سازندهای مارنی بسیار و شیب بسیار ملایم دشت می‌باشد شکل (۵). شکل‌گیری خندق در اراضی کم‌شیب و هموار ۶/۱ برابر اراضی نسبتاً شیبدار است، این میزان در فصول بهار و زمستان به ۱۰ برابر افزایش می‌یابد (احمدی، ۱۳۷۸: ۲۸۵).



شکل ۵: پیدایش خندق تیپیک در امتداد جاده به واسطه‌ی کوچک شدن سطح آستانه تمرکز رواناب‌ها



شکل ۴: فرسایش تونلی یا پای پیپ شدن شدید در سازندهای ریگولیتی

عامل دیگر شکل‌گیری خندق‌ها به واسطه‌ی اعمال انسانی زدن شخم‌های عمودی بر منحنی‌های میزان در اغلب دامنه‌های کم شیب و بخش میانکوهی است. به عقیده‌ی (Fitzjohn, 1999: 58) (Nyle & et al : 2000) (Takken, 2001: 1-14, 2003: 103) وقوع اولین

بارندگی‌های شدید بعد از شخم‌زدن به‌ویژه در جهت شیب دامنه به دلیل فقدان بیوماس گیاهی، و عدم پیوستگی در ساخت خاک و استعداد بالقوه خندق‌زایی به دو برابر افزایش می‌دهد. غالباً روانات حاصل از نزولات جوی باعث تمرکز رواناب‌ها در داخل شیارهای گاواهن در جهت شیب باعث توسعه شیارها و در نهایت تبدیل به خندق می‌شوند. چرای مفراط، آتش زدن پوشش گیاهی (به‌ویژه گون‌های بزرگ و درختچه‌های بادام وحشی)، از عوامل تسریع‌کننده پیدایش خندق‌ها در منطقه هستند. اغلب ساکنین روستاهای منطقه دامدارند، چرای بی‌موقع و مفراط به‌ویژه در دامنه‌های بخش پیلاقی (معروف به یونجالیق) موجب پیدایش فرسایش شیاری و خندقی شده است. بعد از سپری شدن فصول گرم و خشک، چرای مفراط و لگدمال شدن، سطوح دامنه‌ها کاملاً آشفته و تقریباً عاری از پوشش گیاهی محافظ می‌شود. لذا، در اثر وقوع بارش‌های ناگهانی در فصل تابستان و به‌ویژه با شروع بارش‌های پاییزی، به دلیل کاهش آستانه‌ی تمرکز در واحد سطح، رواناب‌ها به‌سرعت شکل گرفته و موجب ایجاد شیارها و در نهایت حالت تکامل یافته شیارها، تبدیل به خندق می‌شوند، که یک نمونه‌ی تیپیک آنها در شکل (۵) نشان داده شده است. در طول بارش‌های شدید رگباری، زمانی که ریگولیت^۱ اشباع می‌شود، گسیختگی‌های کوچک و بزرگ در کناره‌های خندق‌ها عمومیت می‌یابند و مواد ریز و درشت به‌طور جانبی به داخل بستر خندق‌های می‌ریزند و موجب توسعه‌ی فضای خندق‌های منطقه می‌شوند.

جهت بررسی ابعاد مختلف خندق‌ها از لحاظ طول، عمق، شیب کف خندق، ارتفاع محل و... روابط متقابل موجود بین پارامترهای مذکور روابط و تفسیر و تبیین عوامل مؤثر در پیدایش و توسعه‌ی آنها اقدام به مورفومتری ۵۲ نمونه از طریق اندازه‌گیری‌های میدانی و با استفاده از عکس‌های هوایی ۱:۲۰۰۰۰ شد و نتایج آنها در جدول (۴) آورده شد.

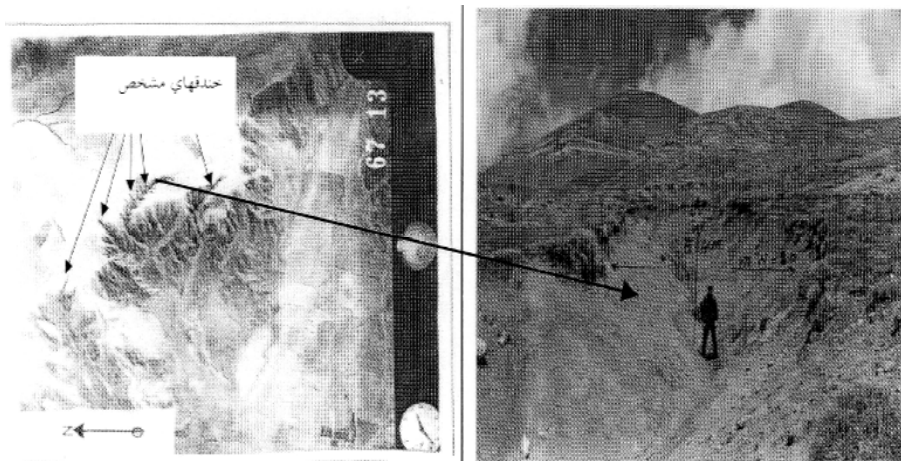
۱- اصطلاحاً به تمام مواد تخریبی حاصل از هوازدگی سنگ مادر که به‌صورت موضعی از بالا به پایین توسعه می‌یابد، ریگولیت گویند.

جدول ۴: داده‌های مورفومتریک نمونه‌های مورد بررسی خندق‌ها و تعیین نوع سازند و طبقه‌بندی آنها

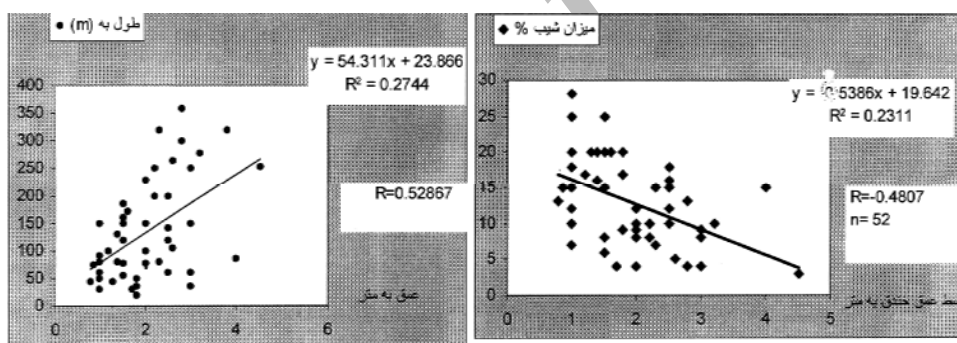
شماره نمونه مورد بررسی	ارتفاع متوسط (m)	میزان شیب %	طول به (m)	عرض متوسط (m)	عمق متوسط (m)	از لحاظ توپوگرافی	نوع سازندهای	طبقه بندی خندق‌ها براساس طول
۱	۱۱۰۰	۱۰	۲۰۰	۲	۲/۲۰	دشت	مارن-آبرفت‌های جوان	متوسط
۲	۱۲۰۰	۸	۲۵۰	۱/۷۰	۳	دشت	آبرفت‌های جوان	بزرگ
۳	۱۰۰۰	۶	۱۵۰	۲/۵	۱/۵	دشت	آبرفت (لیمون ورس)	متوسط
۴	۱۱۵۰	۱۳	۳۰۰	۲/۵	۲/۸۰	دشت	مارن ورس	متوسط
۵	۱۰۵۰	۱۰	۸۰	۱/۵	۱	دشت	آبرفت قدیمی و مارن	بزرگ
۶	۱۲۰۰	۱۵	۱۲۰	۱/۸۰	۱/۵	دشت	غالبا مارن ورس	متوسط
۷	۱۵۰۰	۲۰	۱۴۰	۲/۲۰	۲/۵	کوهستان	مواد لیمونی ورسی	متوسط
۸	۱۵۵۰	۱۷	۱۰۰	۱۰/۶	۱/۲۰	کوهستان	شیل ولیمون و رس	کوچک
۹	۱۸۰۰	۲۰	۳۵	۲/۶۰	۱/۸۰	کوهستان	کالویال و آلویال‌های ریزدانه	کوچک
۱۰	۱۸۴۰	۱۵	۸۵	۶	۴	کوهستان	موادخاکی لیمونی ورسی	کوچک
۱۱	۱۰۰۰	۱۲	۱۰۰	۱/۵	۲	دشت	مواد غالبا رسی	کوچک
۱۲	۲۱۵۰	۲۵	۹۰	۱/۸۰	۱	کوهستان	آلویال و کالویال‌های ریز دانه	کوچک
۱۳	۲۰۰۰	۲۰	۱۷۰	۲/۵	۱/۶۰	کوهستان	آبرفت‌های لیمون دار	متوسط
۱۴	۱۱۰۰	۷	۳۲۰	۱/۲۰	۲/۳۰	دشت	آبرفت‌های قدیمی	بزرگ
۱۵	۲۲۰۰	۲۸	۵۰	۱	۱	کوهستان	آلویال و کالویال‌های ریزدانه	کوچک
۱۶	۲۰۵۰	۱۵	۷۵	۱/۸۰	۰/۸۵	کوهستان	مواد کلاستیک خاکی	کوچک
۱۷	۲۰۰۰	۲۰	۱۳۰	۲/۵	۱/۴۰	کوهستان	مواد کلاستیک خاکی	متوسط
۱۸	۱۱۰۰	۸	۲۵۰	۳	۲/۲۰	دشت	آبرفت‌های قدیمی ریز دانه	بزرگ
۱۹	۱۲۰۰	۱۲	۲۰۰	۱/۹۰	۲/۵	دشت	مارن و شیل ورس	متوسط
۲۰	۱۰۸۰	۱۰	۲۸۰	۱/۴۰	۳/۲	دشت	آهک‌های مارنی به همراه شیل	بزرگ
۲۱	۱۹۰۰	۲۰	۶۰	۱/۵	۱	کوهستان	مواد کلاستیک خاکی	کوچک
۲۲	۱۹۰۰	۲۵	۷۸	۱/۷۰	۱/۵	کوهستان	آبرفت‌های لیمون دارورسی	کوچک
۲۳	۹۵۰	۵	۱۰۵	۲/۵	۲/۶	دشت	لیمون ورس	کوچک
۲۴	۱۳۰۰	۵	۲۶۵	۳	۲/۵	دشت	پهنه کاملا رسی	بزرگ
۲۵	۱۶۰۰	۱۸	۳۸	۱/۸۰	۱/۵	کوهستان	آلویال و کالویال‌های ریز دانه	کوچک
۲۶	۱۶۵۰	۲۰	۵۵	۱/۷	۱/۳۰	کوهستان	شیل و مارن و آبرفت لیموندار	کوچک
۲۷	۱۷۴۰	۲۰	۴۵	۱	۱	کوهستان	مواد ریز دانه کلاستیکی دامنه‌ای	کوچک

ادامه جدول ۴

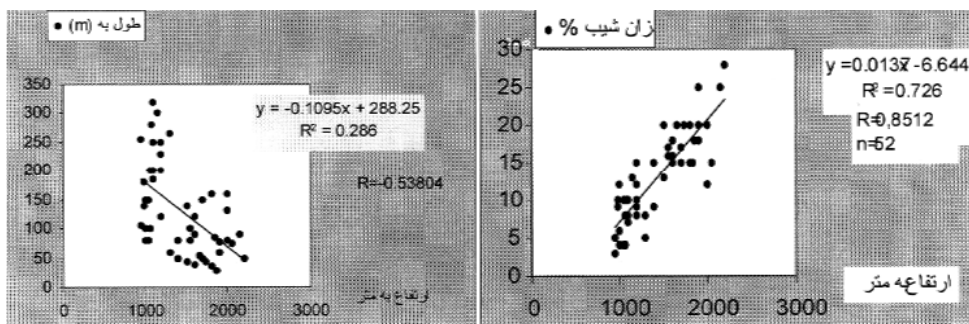
شماره نمونه مورد بررسی	ارتفاع متوسط (m)	میزان شیب %	طول به (m)	عرض متوسط (m)	عمق متوسط (m)	از لحاظ توپوگرافی	نوع سازندهای	طبقه بندی خندقها براساس طول
۲۸	۱۷۰۰	۱۵	۱۵۰	۲	۱/۴۰	کوهستان	مواد ریزدانه کلاستیک دامنه‌ای	متوسط
۲۹	۱۵۵۰	۱۶	۸۰	۲/۵	۱/۸۰	کوهستان	کالویال و آلویال ریز دانه	کوچک
۳۰	۱۴۰۰	۹	۵۰	۲/۵	۲/۳۰	دشت	مارن ورس ولیمون	کوچک
۳۱	۱۴۰۰	۱۵	۸۰	۲	۱/۷۰	دشت	مارن و رس لیمون	کوچک
۳۲	۱۰۰۰	۴	۳۰	۳	۴	دشت	آبرفت‌های قدیمی لیموندار و رسی	کوچک
۳۳	۱۸۶۰	۱۸	۲۸	۲/۵	۳/۸۰	کوهستان	مواد کلاستیک ریز دانه دامنه‌ای	کوچک
۳۴	۱۱۰۰	۷	۲۰۰	۱/۶۰	۱	دشت	مارن و رس	متوسط
۳۵	۱۰۵۰	۴	۱۵۰	۳/۵	۳	دشت	آبرفت ریزدانه	متوسط
۳۶	۱۳۰۰	۸	۶۰	۴	۳	دشت	پهنه رسی	متوسط
۳۷	۹۵۰	۳	۲۵۵	۷	۴/۵	دشت	مارنهای گچدار	بزرگ
۳۸	۱۰۷۰	۴	۱۰۰	۲/۵	۲	دشت	آبرفت‌های ریز دانه	کوچک
۳۹	۱۶۰۰	۱۶	۱۲۰	۴/۵	۲/۵	کوهستان	مواد تخریبی ریز دانه	متوسط
۴۰	۲۰۰۰	۱۲	۲۷۵	۲/۵	۱	کوهستان	مواد تخریبی ریز دانه	بزرگ
۴۱	۱۱۰۰	۸	۱۸۵	۳	۱/۵	دشت	آبرفت‌های ریزدانه	متوسط
۴۲	۱۲۰۰	۹	۲۳۰	۲/۸	۲	دشت	مارنهای ژئوسیفر قرمز	متوسط
۴۳	۱۹۰۰	۱۸	۳۸۰	۱/۵	۱	کوهستان	مواد تخریبی کاملاً رسی	بزرگ
۴۴	۱۸۰۰	۱۵	۱۶۰	۳	۱/۵	کوهستان	مواد تخریبی	متوسط
۴۵	۱۰۰۰	۴	۳۶۰	۳/۵	۲/۸	دشت	آبرفت‌های قدیمی	بزرگ
۴۶	۱۲۰۰	۱۰	۱۲	۲/۸	۲	دشت	مارن‌ها	کوچک
۴۷	۱۷۰۰	۱۷	۲۰	۳	۱/۸	کوهستان	مواد تخریبی سست	کوچک
۴۸	۱۵۰۰	۱۳	۴۵	۲	۰/۸	دشت	مارن‌های ژئوسیفر قرمز	کوچک
۴۹	۱۶۰۰	۱۵	۹۰	۳	۲/۵	کوهستان	مارن‌های ژئوسیفر قرمز	کوچک
۵۰	۹۸۰	۹	۳۵	۴	۳	دشت	تپه‌های مارنی	کوچک
۵۱	۹۸۰	۱۰	۸۰	۳/۵	۲/۵	دشت	تپه‌های مارنی	کوچک
۵۲	۱۰۶۰	۸	۷۸	۲/۸	۲	دشت	آبرفت‌های ریزدانه رسی	کوچک



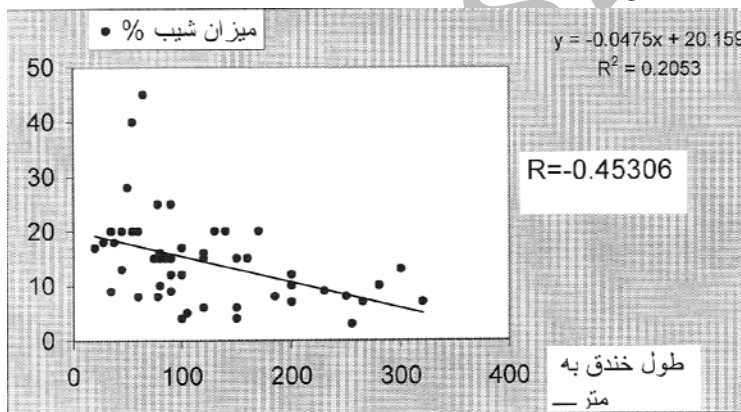
شکل ۵: نمونه‌ای از خندق‌های تپیک که از عکس هوایی ۱:۲۰۰۰۰ و مربوط به مواد آبرفتی حواشی تراس



نمودار (۱) میزان همبستگی و ضریب تبیین برای پارامتر عمق و شیب خندق‌ها و نمودار (۲) میزان همبستگی موجود به همراه ضریب تبیین برای پارامتر طول و عمق خندق‌ها را نشان می‌دهد.



در نمودار (۳) رابطه‌ی ضریب همبستگی و تبیین موجود بین دو پارامتر، شیب و ارتفاع خندق‌ها و در نمودار (۴) میزان همبستگی و ضریب تبیین موجود بین متغیرهای طول و ارتفاع خندق‌ها مشخص شده است.



شکل ۵: رابطه‌ی رگرسیون خطی موجود بین میزان شیب و طول خندق‌ها

جدول ۵: نتایج روابط ضرایب همبستگی و تبیین بین متغیرها

ردیف	متغیر وابسته	متغیر مستقل	ضریب تبیین	ضریب همبستگی	سطح معنی‌داری
۱	متوسط عمق خندق‌ها	میزان شیب خندق‌ها	۰/۲۳۰۱	-۰/۴۸۰۷	۰/۰۵۰
۲	متوسط عمق خندق‌ها	متوسط طول خندق‌ها	۰/۲۷۴۴	۰/۵۲۸۶۷	۰/۰۲۰
۳	ارتفاع متوسط محل خندق‌ها	میزان شیب خندق‌ها	۰/۷۲۲۶	۰/۸۵۱۲	۰/۰۰۰
۴	ارتفاع متوسط محل خندق‌ها	طول خندق‌ها	۰/۲۸۶۲	-۰/۵۳۸۰۴	۰/۰۲۰
۵	میزان شیب خندق‌ها	طول خندق‌ها	۰/۲۰۵۳	-۰/۴۵۳۰۶	۰/۰۹۰

- طبقه بندی و تحلیل ویژگی‌های ژئومورفیک خندق‌های منطقه برمبنای نتایج بررسی‌های کمی بعد از انجام کارهای مورفومتری ۵۲ نمونه‌ی مورد بررسی، طبقه‌بندی خندق‌های منطقه براساس پارامتر طول (احمدی، ۱۳۷۸: ۲۶۳)، انجام گرفت^۱. خندق‌های منطقه با توجه به جدول (۴) عمدتاً در سطح نهشته‌های آبرفتی ریزدانه دوران کواترنر (ترکیبی از قلوه‌سنگ، شن، ماسه، سیلت) و سازندهای مارنی ائوژن و نئوژن و نیز در سطح مواد تخریبی موضعی (درجا) و نیز شیب‌رفت‌های دامنه‌ای شکل گرفته‌اند. بیشتر خندق‌های منطقه در سطوح سازندهای مارنی دارای عمق زیاد هستند و حالت V شکل دارند که با بخش بالا کند^۲ پسرونده و با دیواره‌های تند و ناپایدار و غالباً چند شاخه (پنجه‌ای) مشخص هستند. نوع دیگر از خندق‌های منطقه به صورت خطی مجزا با دیواره‌های بسیار تند و ناپایدار و دارای بخش بالا کند در حال پسروری می‌باشند. در جدول (۴) ویژگی‌های مورفومتری خندق‌ها به همراه نوع سازندهای منطقه، ارتفاع محل محاسبه شده است و از روی آنها میزان تراکم خندق‌ها برای محدوده‌ی سطوح دشت‌ها و کوهستان منطقه مورد مطالعه بطور مجزا به صورت زیر محاسبه شده است.

$$D = \sum Lg / A \quad \text{فرمول (۶):}$$

D = تراکم یا دانسیته خندق‌ها

A = وسعت منطقه برحسب کیلومتر مربع $A Lg$ = طول کل خندق به کیلو متر

$$A = ۲۴/۴ \text{ m.km}^2 = ۱۰۰۲۴ = ۲۸۳ \text{ km}^2 : ۶/۹۱۸ \text{ km} = \text{تراکم خندق‌ها}$$

با توجه به نتایج داده‌های جدول مورفومتری خندق‌ها، طول کل خندق‌های منطقه ۶۸۹۵ متر و یا ۶/۸۹۵ کیلومتر می‌باشد و میزان تراکم متوسط در هر کیلومتر مربع از منطقه ۲۴/۴ کیلو متر است. میزان تراکم برای دشت‌ها معادل $۲۸/۵ \text{ Km.km}^2$ و برای محدوده‌ی کوهستان معادل $۱۸/۸ \text{ Km.km}^2$ می‌باشد. همچنین عمق متوسط خندق‌ها در سطح دشت‌ها ۲/۲ متر و در محدوده‌ی کوهستان (از ۱۴۰۰ متر به بالا) ۱/۶۲ متر می‌باشد. به دلیل گسترش و ضخامت زیاد آبرفت‌های حاوی گراول، ماسه، سیلت، رس و مارن‌ها در دشت‌ها، این مناطق دارای استعداد خندق‌زایی به مراتب بالاتر از محدوده‌ی کوهستان می‌باشند. خاک‌های حاوی ۴۰ الی ۶۰٪ سیلت حساس‌ترین خاک‌ها برای فرسایش خندقی می‌باشند (رفاهی، ۱۳۷۹: ۵۲). مطابق نتایج مورفومتری جدول شماره‌ی ۴، از لحاظ طول و عمق و بعلاوه از لحاظ تعداد، خندق‌های دشت‌های منطقه به دلیل وفور مواد آبرفتی ریزدانه، نسبت به محدوده کوهستان بیشتر می‌باشند.

۱- در این تقسیم‌بندی خندق‌های کمتر از ۱۲۰ متر کوچک، بین ۱۲۰ تا ۲۴۰ متر متوسط و بیشتر از ۲۴۰ متر بزرگ محسوب می‌شوند.

1- Head cut

بیشترین تراکم خندق‌ها مربوط به نقاط کم شیب میانکوهی و به‌ویژه سطوح تقریباً هموار دشت‌هاست، جایی که ضخامت مواد تخریبی ریزدانه و سازندهای ماری، زیاد است، جدول (۴). زیرا در شیب‌های ملایم خاکزایی مناسبی صورت گرفته و از طرفی رواناب‌های ناشی از بارندگی‌ها فرصت مناسبی برای هیدرولیز، انحلال و جداسازی ذرات سست دارند. در مجموع، طول خندق‌های منطقه با افزایش ارتفاع و میزان شیب کاهش یافته است، این موضوع در جدول (۵) با میزان همبستگی معکوس ۵۴٪ و با ضریب تبیین ۲۸۶٪ در سطح اطمینان ۹۵٪ مشخص می‌باشد اغلب خندق‌ها در سطوح کم شیب دامنه‌های کوه‌ها بعد از برش خطی سازندهای سطحی سست، به زیرچینه رسیده و حالت U شکل پیدا کرده‌اند. در حالی که خندق‌های سطوح مخروط افکنه‌ای و ماری و پهن‌های رسی دشت‌ها دارای عمق زیاد و غالباً حالت V شکل دارند. متوسط شیب خندق‌های محدوده‌ی پای کوهستان و دشت‌ها ۹/۱ است. در حالی که متوسط شیب برای خندق‌های محدوده‌ی کوهستان حدود ۱۷٪ می‌باشد. با توجه به نتایج داده‌ها و در جدول (۵) و نمودار (۲) ارتباط مثبت و معنی‌دار با ضریب تبیین ۲۷٪ و همبستگی ضعیف ۵۲٪ بین عمق و طول خندق‌های منطقه وجود دارد. بدین مفهوم که، ۲۷٪ میزان افزایش طول خندق‌ها در افزایش عمق آنها مؤثر است.

بین پارامتر عمق و میزان شیب خندق‌ها رابطه‌ی معکوس و معنی‌دار در سطح اطمینان ۹۵٪ و با ضریب تبیین ۲۳٪ و همبستگی ۴۸٪ وجود دارد، نمودار (۱). یعنی با افزایش میزان شیب متوسط محل تشکیل خندق‌ها عمق متوسط خندق‌ها بطور محسوس کاهش می‌یابد. وجود ضریب همبستگی بالا ۸۵٪ با ضریب تبیین کاملاً توجیه‌کننده ۷۲٪ در سطح معنی‌داری ۹۵٪ نشانگر نقش عامل توپوگرافی در افزایش شیب کف خندق‌ها و شدت فرسایش خطی می‌باشد، نمودار (۳). رابطه‌ی معکوس بین شیب و طول خندق‌های منطقه با ضریب تبیین ۲۰٪ و همبستگی ۴۵٪- وجود دارد، بدین مفهوم که با افزایش محل پیدایش خندق‌ها طول آنها کاهش یافته است، نمودار (۵). آنچه مسلم است، فرسایش خندقی به عنوان یکی از مهمترین عوامل تخریب خاک و با عوارض جانبی برای کارکرد ماشین‌های کشاورزی، نقش اساسی را در تحول مورفولوژی دامنه‌های کم‌شیب و دشت‌های منطقه دارد.

نتایج و پیشنهادات پژوهش

بطور خلاصه از بررسی خندق‌های منطقه مورد تحقیق نتایج زیر حاصل شده پیشنهاداتی ارائه می‌شود:

- گسترش زیاد مواد آبرفتی با ترکیبی از قلوه سنگ، گراول، ماسه ورس و سیلت و سازندهای ماری گچدار و نمکدار ائوسن و میوسن و پهنه‌های رسی در بخش میانی دشت‌ها، و بعلاوه

- حجم و ضخامت زیاد مواد تخریبی ریزدانه در سطوح کم شیب میانکوهی، زمینه برای توسعه و گسترش خندق‌ها به وجود آورده است.
- نتایج حاصل از برخی از شاخص‌های اقلیمی نیز نظیر WS (نوسان رطوبت موجود در سازندها) و ضریب هیدروترمال و معادله‌های مختلف، در تأیید وجود استعداد خندق‌زایی زیاد برای منطقه بودند.
 - تراکم زیاد خندق‌ها در نقاط کم‌شیب میانکوهی و در سطوح آبرفت‌های نامتراکم مخروط-افکنه‌ای دشت‌ها، نه تنها باعث از بین رفتن خاک‌های مستعد بلکه مشکلاتی را برای کارکرد ماشین‌های کشاورزی به وجود آورده‌اند. متوسط عمق خندق‌های سطح دشت‌ها در حدود ۲/۲ متر و در محدوده‌ی کوهستان ۱/۶۲ متر می‌باشد.
 - از لحاظ عمق خندق‌های موجود در سازندهای مارنی منطقه، به دلیل سست نرم بودن و ضخامت زیاد، نسبت به خندق‌های توسعه‌یافته در سطح مواد آبرفتی عمیق‌تر و غالباً به صورت V شکل می‌باشند. در حالی که برخی از خندق‌ها به‌ویژه در سطوح مواد تخریب دامنه‌های ملایم، به زیر چینه رسیده و حالت U شکل پیدا کرده‌اند.
 - اغلب خندق‌ها در سطح دشت‌ها، جایی که شیب بسیار ملایم است، شکل گرفته‌اند، به عبارتی با افزایش شیب، طول و تعداد خندق‌ها کم می‌شود، این موضوع توسط رابطه‌ی رگرسیون خطی موجود بین شیب کف خندق‌ها با طول آنها، با میزان همبستگی معکوس و معنی‌دار ۴۳٪ برای نمونه‌های آماری منطقه، به اثبات رسیده است.
 - بین طول خندق‌ها و ارتفاع محل پیدایش آنها رابطه‌ی معنی‌دار معکوس در سطح اطمینان ۹۵٪ با میزان ضریب همبستگی ۴۵٪ وجود دارد. بنابراین با افزایش ارتفاع، میزان شیب زیاد و ضخامت مواد تخریب ریزدانه و خاک کاهش می‌یابد و در نتیجه خندق‌های طولانی و عمیق در سطح آنها نسبت به سطوح تقریباً هموار و کم شیب، کمتر تشکیل می‌شود.

پیشنهادات

- ۱- حفاظت از پوشش گیاهی خودرو به‌ویژه از درختچه‌ها و گونه‌های منطقه و جلوگیری از آتش زدن، چرای بی‌موقع و مفرط.
- ۲- اعمال اصول آبخیزداری (خشکه چینی و احداث بندهای سرریز در مسیر آبراه‌ها و خندق‌ها).
- ۳- دادن آگاهی به کشاورزان از طرف مأمورین سازمان حفاظت محیط زیست منطقه، از لحاظ نوع و اصول کشت صحیح و جلوگیری از شخم زدن در جهت شیب دامنه‌ها (عمود بر منحنی میزان‌ها).

منابع و مآخذ

- ۱- احمدی، حسن (۱۳۷۸): «ژئومورفولوژی کاربردی (فرسایش آبی)». جلد ۱. تألیف انتشارات دانشگاه تهران.
- ۲- ایلدرمی، علیرضا (۱۳۸۱): «بررسی مسایل مورفودینامیک و اثرات عوامل ناپایداری در دامنه‌های شمالی توده الوند». رساله دکتری. دانشگاه تبریز. دانشکده علوم انسانی و اجتماعی. گروه جغرافیای طبیعی.
- ۳- بیاتی خطیبی، مریم (۱۳۷۹): «بررسی نقش عوامل مورفودینامیک در ناپایداری دامنه‌های شمالی قوشه داغ». دانشکده علوم انسانی و اجتماعی. گروه جغرافیای طبیعی. دانشگاه تبریز.
- ۴- رفاهی، حسینقلی (۱۳۷۵): «فرسایش آبی و کنترل آن». انتشارات دانشگاه تهران.
- ۵- شهریور، عبدال (۱۳۷۶): «بررسی عوامل مؤثر بر ایجاد فرسایش خندقی و آرایه مدل در منطقه سوق (دهدشت)». پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشکده منابع طبیعی دانشگاه تهران.
- ۶- علیزاده، امین (۱۳۶۸): «فرسایش و حفاظت خاک». انتشارات آستان قدس رضوی.
- 7- Archibold, O.W and Boar. D. H (1996) A device for measuring gully headwall morphology. Earth surface processes and forms. John wille. Vol. 21.
- 8- Bermudez. F. I. (1998). Vegetation and soil erosion under a semi arid Mediterranean climate. Geomorphology. Elsevier. Vol. 24-53.
- 9- Bryan. R. B. (2000) Soil erodibility and processes of water erosion on hillslope. Elsevier Geomorphology. Vol. 32. Nos, 3-4.
- 10- Holden. J (2004) Hydrological connectivity of soil piping determined by ground-penetrating radar tracer detection. School of geography, University of Leeds, Leeds.
- 11- Holden. J (2005) Controls of soil pipe frequency in upland blanket peat. Earth and institute, School of geography, University of Leeds, Leeds.
- 12- Kukal, S. S, & Singh, B (2004) Mapping gully erosion patterns in foothills of lower Shiwaliks. Department of soils Punjab agricultural university.
- 13- Morgan and Rickson R.J. 1995. Slope stabilization and erosion control. Silsoe College, Cranfield university. UK.
- 14- Nyle, C. Brady, Ray, R, Weil (2000) Elements of the nature and properties of soils. Long man.
- 15- Oostwoud D.J & et al (2001) Gully –head erosion on a–semi- arid valley floor in Kenya. Earth surface processes and forms. Vol, 26.
- 16- Sadhiro (2001) Analysis of surface changes using primitive events. Geographical information science. vol, 15.
- 17- Sirvio. T & Reberio. A (2004) Hazardous foothills-An overview of gully erosion in taatia hill. Department of geography, University of Helsinki.
- 18- Takken. Vand et al (2001) The effect of tillage –induced roughness on runoff and erosion patterns. Elsevier Geomorphology. Vol. 37.
- 19- Tucker. G. E (2005) Implications of bank failures and fluvial erosion for gully development: Field study and modeling. Department of civil and environmental engineering.
- 20- Tofflemir. A & Mrsey. T (2005) Assessing the success of watershed rehabilitation practices in the riolaja basin, Mexico. Department of geography, University of Guelph, Ontario, Canada.

Archive of SID