۷۷

دانشگاه لرستان

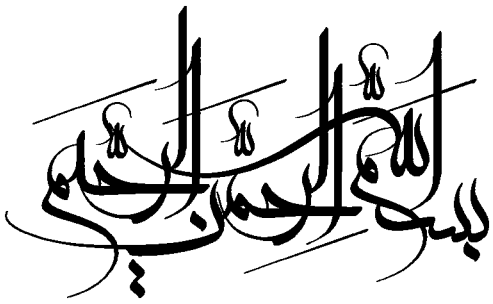
جغرافیای طبیعی لرستان

مؤلفان:

دکتر داریوش یاراحمدی

عضو هیأت علمی دانشگاه لرستان

حجت‌اله بیرانوند


بسم الله الرحمن الرحيم

جغرافیای طبیعی لرستان

مؤلفان:
دکتر داریوش یاراحمدی
(عضو هیأت علمی دانشگاه لرستان)
حجت‌اله بیرانوند

سرشناسه	: یاراحمدی، داریوش، ۱۳۵۵
عنوان و نام پدیدآور	: جغرافیای طبیعی لرستان/ مؤلفان: داریوش یاراحمدی، حجت‌اله بیرانوند؛ ویراستار علمی علی‌محمد یاراحمدی، حسنا باوندپور.
مشخصات نشر	: خرم‌آباد، دانشگاه لرستان، ۱۳۹۳
مشخصات ظاهری	:۲۴۶ ص.: مصور، جدول، نمودار، نقشه.
شابک	ISBN:978-600-6217-15-4
وضعیت فهرست‌نویسی	: فیپا
یادداشت	: کتاب‌نامه
یادداشت	: نمایه
موضوع	: جغرافیای طبیعی – لرستان -- ایران
موضوع	: لرستان -- جغرافیا
شناسه افزوده	: بیرانوند، حجت‌اله، ۱۳۵۲
رده‌بندی کنگره	: ۱۳۹۳ ۲ ی ۴ ل / GB۲۸۸
رده‌بندی دیویی	: ۹۱۵ / ۵۵
شماره کتاب‌شناسی ملی	: ۳۶۳۰۲۹۹

دانشگاه لرستان

جغرافیای طبیعی لرستان

مؤلفان:

داریوش یاراحمدی

(عضو هیأت علمی دانشگاه لرستان)

حجت‌اله بیرانوند

ویراستار علمی: دکتر علی‌محمد یاراحمدی، حسنا باوندپور

ویراستار ادبی: دکتر قاسم صحرایی

انتشارات دانشگاه لرستان

شمارگان: ۱۰۰۰ نسخه، چاپ اوّل ۱۳۹۳

اُمور رایانه‌ای و طرح جلد: سهیمه اسدزاده

شابک: ۴-۱۵-۶۲۱۷-۶۰۰-۹۷۸

بها: ۱۵۰۰۰۰ ریال

فهرست

عنوان **صفحه**

دیباچه ۱۱

فصل اوّل
ویژگی‌های کلی جغرافیای استان لرستان

۱-۱- موقعیت جغرافیایی استان لرستان ۱۷
۱-۲- ویژگی‌های طبیعی استان لرستان ۱۸
۱-۳- پوشش گیاهی استان لرستان ۲۱
۱-۴- خاک‌های استان لرستان ۲۱
۱-۴-۱- انواع خاک‌های استان ۲۲
۱-۵- لرستان از نظر تقسیمات کشوری ۲۳
۱-۶- جمعیت استان لرستان ۲۴

فصل دوم
آب و هوای استان لرستان

۲-۱- عوامل محلی ۲۷
۲-۱-۱- عرض جغرافیایی ۲۸

۲-۱-۲- توپوگرافی ۲۸
۲-۲- عوامل بیرونی ۳۱
۲-۲-۱- سرزمین‌ها و دریاها ۳۲
۲-۲-۱-۱- سیبری ۳۲
۲-۲-۱-۲- بیابان عربستان ۳۳
۲-۲-۱-۳- دریای سرخ ۳۴
۲-۲-۱-۴- دریای مدیترانه ۳۶
۲-۲-۲- سامانه‌های گردش عمومی هوا ۳۶
۲-۲-۲-۱- بادهای غربی ۳۷
۲-۲-۲-۲- جت باد و پر فشار جنب حاره‌ای ۳۹
۲-۲-۲-۳- جبهه و جت باد قطبی ۴۱
۲-۳ - بررسی و تحلیل عناصر اقلیمی استان لرستان ۴۲
۲-۳-۱- بارش ۴۲
۲-۳-۱-۱- توزیع زمانی و مکانی بارش ۴۵
۲-۳-۱-۲- تعداد روزهای بارانی ۴۷
۲-۳-۱-۳- حداکثر بارش‌های ۲۴ ساعته ۴۸
۲-۳-۱-۳- تعداد روزهای با بارش بیش از ۱۰ میلی‌متر ۴۸
۲-۳-۲- دما ۵۰
۲-۳-۳- تعیین فصل خشک و مرطوب ۵۲
۲-۳-۴- رطوبت نسبی ۵۲
۲-۳-۶- تعداد روزهای یخبندان ۵۳
۲-۳-۷- ساعات آفتابی ۵۵
۲-۳-۸- متوسط فشار ۵۷
۲-۳-۹- وضعیت باد در ایستگاه‌های سینوپتیک استان لرستان ۵۷
۲-۳-۹-۱- ایستگاه سینوپتیک خرم‌آباد ۵۷
۲-۳-۹-۲- ایستگاه سینوپتیک بروجرد ۵۹
۲-۳-۹-۳- ایستگاه سینوپتیک دورود ۵۹
۲-۳-۹-۴- ایستگاه سینوپتیک الیگودرز ۵۹
۲-۳-۹-۵- ایستگاه سینوپتیک پل‌دختر ۵۹

۲-۳-۹-۶- ایستگاه سینوپتیک کوهدشت ۶۰
۲-۳-۹-۷- ایستگاه سینوپتیک ازنا ۶۰
۲-۳-۹-۸- ایستگاه سینوپتیک الشتر ۶۰
۲-۳-۹-۹- ایستگاه سینوپتیک نورآباد ۶۰
۲-۳-۱۰- وضعیت باد بیشینه در ایستگاه‌های سینوپتیک استان لرستان ۶۲
۲-۳-۱۰-۱- ایستگاه سینوپتیک خرم‌آباد ۶۲
۲-۳-۱۰-۲- ایستگاه سینوپتیک بروجرد ۶۲
۲-۳-۱۰-۳- ایستگاه سینوپتیک دورود ۶۲
۲-۳-۱۰-۴- ایستگاه سینوپتیک الیگودرز ۶۲
۲-۳-۱۰-۵- ایستگاه سینوپتیک پل‌دختر ۶۳
۲-۳-۱۰-۶- ایستگاه سینوپتیک کوهدشت ۶۳
۲-۳-۱۰-۷- ایستگاه سینوپتیک ازنا ۶۳
۲-۳-۱۰-۸- ایستگاه سینوپتیک الشتر ۶۳
۲-۳-۱۰-۹- ایستگاه سینوپتیک نورآباد ۶۴
۲-۳-۱۱- بادهای محلی استان لرستان ۶۵
۲-۳-۱۲- طبقه‌بندی اقلیمی ۶۶

فصل سوم

منابع آب لرستان

۳-۱- منابع آب سطحی در استان لرستان ۷۰
۳-۱-۱- رودخانه کشکان و زیر حوضه‌ی آن ۷۳
۳-۱-۲- رودخانه‌ی سیمره و زیر حوضه‌ی آن ۷۹
۳-۱-۳- رودخانه‌ی سزار و زیر حوضه‌ی آن ۸۳
۳-۲- منابع آب زیرزمینی در استان ۹۱

فصل چهارم

چگونگی پیدایش حوضه‌ی زاگرس

۴-۱- تاریخچه‌ی پیدایش حوضه‌ی زاگرس ۹۷
۴-۲- سازندهای تشکیل‌دهنده‌ی زاگرس ۱۰۴
۴-۲-۱-رخساره‌های تریاس در منطقه‌ی زاگرس ۱۰۵

۴-۲-۲- رخسارهای کرتاسه در زاگرس ۱۰۵
۴-۲-۳- سازندهای دوره‌ی ترسیر در زاگرس ۱۰۶
۴-۳- گسل‌ها و لرزه خیزی استان لرستان ۱۰۹
۴-۳-۱- گسل اصلی جوان زاگرس ۱۰۹
۴-۳-۲-گسل معکوس اصلی زاگرس ۱۱۰
۴-۳-۳- گسل دورود ۱۱۱
۴-۳-۴- گسل نهاوند ۱۱۲
۴-۳-۵- گسل خرم‌آباد ۱۱۲

فصل پنجم

واحدهای زمین‌ساختی زاگرس لرستان

۵-۱- حوضه‌ی چین‌خورده‌ی لرستان ۱۱۸
۵-۱-۱- تقسیمات تکتونیکی واحد چین‌خورده‌ی لرستان ۱۲۱
۵-۲- ناهمواری زین‌شکل لرستان ۱۲۲
۵-۳- زاگرس مرتفع ۱۲۲
۵-۴- پهنه‌ی سنندج ـ سیرجان ۱۲۴

فصل ششم

اشکال ژئومورفولوژی لرستان

۶-۱- اشکال ژئومرفولوژی بزرگ لرستان ۱۲۹
۶-۱-۱- زمین‌چهرهای محدب ۱۳۰
۶-۱-۲- زمین‌چهرهای مستوی ۱۳۰
۶-۱-۳- زمین‌چهرهای مقعر ۱۳۱

فصل هفتم

زمین‌چهرهای محدب لرستان

۷-۱- کوهستان‌ها ۱۳۵
۷-۱-۱- اشترانکوه ۱۳۷
۷-۱-۲- سیرک‌های اشترانکوه ۱۴۰
۷-۱-۳- گرین ۱۴۰
۷-۱-۴- سیرک‌های گرین ۱۴۲

۷-۱-۵- تعیین خط مرز برف دائمی در گرین و اشترانکوه ۱۴۴
۷-۱-۶- معابر یخچالی در اشترانکوه و گرین ۱۴۶
۷-۱-۷- تاقدیس کبیرکوه ۱۴۶
۷-۱-۸- زمین‌لغزش کبیرکوه ۱۵۰
۷-۲- کوهپایه‌ها ۱۵۷
۷-۳- اشکال ژئومورفیک در زمین‌چهرهای محدب لرستان ۱۶۳
۷-۳-۱- تنگ‌ها ۱۶۳
۷-۳-۲- دره‌های فرعی (رو یا رُوز) ۱۷۱
۷-۳-۳- هوگ‌بک‌ها ۱۷۱
۷-۳-۴- دره‌ی تاقدیس (کمب) ۱۷۲
۷-۳-۵- غارها ۱۷۴
۷-۳-۶- لاپیه‌ها ۱۷۷
۷-۳-۷- آبشارها ۱۷۶
۷-۳-۸- چشمه‌ها و سراب‌ها ۱۸۰

فصل هشتم

زمین‌چهرهای مستوی لرستان

۸-۱- دشت نورآباد ۱۸۸
۸-۲- دشت چغلوندی ۱۹۰
۸-۳- دشت کوهدشت ۱۹۲
۸-۴- دشت الشتر ۱۹۴
۸-۵- دشت خرم‌آباد ۱۹۷
۸-۶- دشت سراب دوره- شیراوند ۱۹۹
۸-۷- دشت دورود- بروجرد ۲۰۰
۸-۸- دشت ازنا ۲۰۲
۸-۹- دشت رومشگان ۲۰۵
۸-۱۰- دشت اشترینان ۲۰۶
۸-۱۱- دشت پل‌دختر ۲۰۸
۸-۱۲- دشت انوچ ۲۰۹
۸-۱۳- دشت سراب جلدون (سزار) ۲۱۰

۸-۱۴- اشکال ژئومورفیک در زمین‌چهرهای مستوی لرستان ۲۱۱
۸-۱۴-۱- گالی‌ها یا آبکندها ۲۱۱
۸-۱۴-۲- تراس‌ها ۲۱۲
۸-۱۴-۳- مئاندرها ۲۱۴
منابع و مأخذ ۲۱۷
واژه‌نامه ۲۲۵
نمایه ۲۴۷

دیباچه

وسعت استان لرستان حدود ۲۸۳۰۷ کیلومتر مربع و محیط آن ۱۱۵۹/۴ کیلومتر است که ۱/۷ درصد مساحت کشور را اشغال کرده است. لرستان سرزمینی مرتفع و عمدتاً کوهستانی است که رشته‌کوه زاگرس قسمت بیشتر آن را در بر گرفته است. بیشترین مساحت استان لرستان را کوه‌ها تشکیل می‌دهند. میانگین ارتفاع استان لرستان ۱۷۱۶ متر است. بیشترین ارتفاع استان ۴۱۵۰ متر در قله‌ی سَن بُران اشترانکوه و کم‌ترین ارتفاع آن ۱۹۳ متر در جنوب روستاهای پاعلم و چهار طاق شهرستان پل‌دختر (مرز لرستان و خوزستان) است. ۲۱/۳۳ درصد از مساحت استان را ارتفاعات بالای ۲۱۱۵ متر تشکیل می‌دهند. کوهپایه‌ها با ارتفاع بین ۲۱۱۵-۱۳۹۱ متر، ۵۰/۶۱ درصد از مساحت استان را به خود اختصاص داده‌اند. دشت‌های استان ۲۴/۹۴ درصد از مساحت استان را شامل می‌شوند. نتیجه اینکه، ناهمواری‌ها شامل ارتفاعات بلند و کوهپایه‌ها ۷۵/۰۶ درصد از مساحت استان را در بر گرفته‌اند. استان لرستان از نظر سطح پوشش جنگل شرایط مناسبی دارد و حدود ۲۰ درصد از جنگل‌های زاگرس در استان لرستان قرار دارند. پوشش جنگلی دامنه‌های زاگرس غالباً بلوط است.

تنوع و گوناگونی آب و هوای استان لرستان نیز کمتر از تنوع سطوح ارتفاعی آن نیست. اثر کوهستان‌ها بر روی آب و هوای استان دامنه ای از اقالیم متفاوت را در پهنه‌ی استان ایجاد کرده است. اقلیم سرد و کوهستانی دامنه های اشترانکوه با حضور یخ‌های دائمی در سیرک چال کبود و اقلیم گرم منطقه‌ی پل‌دختر با میانگین دمای حداکثر ۳۰ درجه سانتی‌گراد، این تضاد آب و هوایی را بهتر نشان می‌دهد. از نظر بارشی نیز تفاوت بین میانگین بارش مناطق استان چشمگیر است. برای مثال، اختلاف بارش بین ایستگاه سینوپتیک دورود (پرباران‌ترین ایستگاه سینوپتیک استان) و ایستگاه پل‌دختر (کم باران‌ترین ایستگاه سینوپتیک استان) نزدیک به ۳۰۰ میلی‌متر است. تفاوت مقادیر بارش در سطح استان با مقایسه آمار ایستگاه‌های باران‌سنجی استان بسیار پر رنگ‌تر می‌شود. برای مثال، اگر بارش ایستگاه باران‌سنجی تنگ‌پنج با میانگین سالانه ۱۰۰۷/۵ میلی‌متر، ایستگاه باران‌سنجی کشور با ۹۹۲ میلی‌متر یا ایستگاه‌های باران سنجی دره‌تخت و کمندان در ازنا با بارش نزدیک به ۱۰۰۰ میلی‌متر را با کم باران‌ترین ایستگاه استان، چاه شوره کوشکی با میانگین سالانه ۳۱۷/۷ میلی‌متر مقایسه کنیم این تنوع نمایان‌تر می‌شود. متأسفانه به دلیل فقدان آمار بلندمدت و حتی کوتاه‌مدت برای اکثر مناطق استان و ویژگی کوهستانی بودن منطقه، تمامی طبقه‌بندی‌های اقلیمی استان لرستان با ضعف و عدم صحت همراه هستند و نمی‌توانند اقلیم مناطق مختلف استان را به صورت دقیق توصیف نمایند. تنوع اقلیم استان را می‌توان در بقیه‌ی عناصر اقلیمی از قبیل میزان رطوبت هوا، تبخیر، تعداد روزهای یخبندان و ... نیز مشاهده نمود.

استان لرستان به دلیل ریزش‌های جوی فراوان جزء معدود مناطق پر آب کشور محسوب می‌شود. حجم بارندگی استان حدود ۱۷ میلیارد متر مکعب برآورد شده است که از این مقدار ۸/۵ میلیارد متر مکعب به جریان سطحی تبدیل می‌شود، ۵/۱ میلیارد متر مکعب به تغذیه آب‌های زیرزمینی اختصاص می‌یابد و مابقی از طریق تبخیر از دسترس خارج می‌شود. در لرستان بیش از ۱۳۰ رودخانه‌ی دائمی و فصلی وجود دارد. سه رودخانه اصلی به نام‌های سیمره، کشکان و سزار به طول حدود ۱۴۵۴ کیلومتر شریان‌های آبی اصلی استان را تشکیل می‌دهند. ۵۸ درصد مساحت استان در حوضه‌ی آبریز کرخه، ۴۱ درصد در حوضه‌ی آبریز دز و یک درصد نیز در حوضه‌ی آبریز مرکزی (زاینده‌رود) قرار دارد.

۶/۲ میلیارد متر مکعب آب از طریق جریان‌های ورودی به استان به مجموع آب‌های سطحی استان اضافه می‌شود که در مجموع پتانسیل آب سطحی استان را به ۱۲ میلیارد متر مکعب می‌رساند. از نظر حجم آب‌های سطحی، استان لرستان نزدیک به ۱۱ درصد مجموع آب‌های سطحی کشور را در خود جای داده است. استان لرستان بیشترین تعداد آبشار فصلی و دائمی (حدوداً ۶۰ آبشار) را در سطح کشور دارد که با مناظر بدیع خود میزبان تعداد زیادی گردشگر داخلی و حتی خارجی هستند. در این استان همچنین دریاچه‌ها و تالاب‌های زیبایی وجود دارد. دریاچه‌ی گهر یکی از این دریاچه‌هاست که همچون نگینی در دل آلپ ایران یا اشترانکوه قرار گرفته است.

مجموع تغذیه‌ی آب‌های زیرزمینی و تخلیه‌ی آنها به طور متوسط ۱/۵ میلیارد مترمکعب برآورد می‌شود. با اظهار تأسف باید اذعان داشت که با حفر تعداد زیادی چاه عمیق (مجاز و غیرمجاز) در سطح دشت‌های استان (برداشت بی‌رویه از این ذخایر با ارزش) و همچنین رخداد خشکسالی‌های مکرر روند تخلیه‌ی آب‌های زیرزمینی بر مقدار تغذیه‌ی آنها پیشی گرفته است. شاهد این برتری نامیمون پایین رفتن سطح آب چاه‌ها در اکثر مناطق استان است. در مجموع، علت این استفاده‌ی بی‌رویه از ذخایر آب‌های زیرزمینی را باید در عدم داشتن برنامه‌ی بلندمدت و بی‌توجهی به مباحث آمایش سرزمین دانست. با توجه به اهمیت آب در سطح کشور و بحران آن که دامن‌گیر اکثر استان‌های کشور شده است و برای روشن شدن زوایای پنهان فاجعه‌ی بی‌برنامگی در زمینه مدیریت آب مثالی آورده می‌شود. امروزه با دید صرفاً اقتصادی ولی صد افسوس نه از نوع بلند مدت آن که تضمین کننده‌ی بهره‌وری دائمی باشد، زمین‌های زیادی در سطح استان به کشت برنج و یا سایر محصولاتی با نیاز آبی بالا اختصاص یافته است؛ در حالی که کاشت این گیاهان همخوانی با اقلیم استان لرستان (مقدار بارش، رطوبت نسبی و...) ندارد و برای تأمین آب مورد نیاز آنها به اجبار باید آبیاری‌های زیادی صورت گیرد؛ چون فصل کاشت نیز در دوره‌ی گرم سال است که استان لرستان بارشی ندارد و آب‌های سطحی به حداقل مقدار خود می‌رسند و نمی‌توانند این نیاز را تأمین کنند، فشار زیادی به سفره‌های زیر زمینی منتقل می‌گردد. این استفاده بیش از حد باعث می‌شود که سطح آب‌های زیرزمینی به تدریج پایین برود و چون فرصت بازیابی داده نمی‌شود، اندک‌اندک خلل و فرج محل آب‌های زیرزمینی در اثر نشست زمین مسدود

می‌گردد. با این شرایط حتی اگر میزان بارش افزایش یابد یا حتی مقدار تخلیه هم کم شود، امکان بازگشتی وجود نخواهد داشت؛ چون جایی برای ورود و نگه داشت آب زیرزمینی وجود ندارد. نتیجه‌ی این بی‌برنامگی و عدم توجه به توسعه پایدار منطقه‌ای را می‌توان به این صورت خلاصه کرد:

استفاده‌ی بی رویه از ذخایر آب زیرزمینی← درآمد اقتصادی بیشتر در کوتاه مدت← پایین رفتن سطح آب‌های زیر زمینی← حفر چاه های عمیق‌تر با صرف هزینه‌ی بیشتر← پایین رفتن بیشتر سطح آب‌های زیرزمینی← پر شدن خلل‌وفرج و فضاهای نگهداری آب‌های زیرزمینی در اثر نشست زمین← عدم امکان حفر چاه‌های عمیق‌تر به دلیل هزینه‌های گزاف و عدم توجیه اقتصادی← از بین رفتن منابع آب شرب؛ خشک شدن چشمه‌ها، قنات‌ها و حتی چاه‌های تأمین کننده‌ی آب آشامیدنی روستاها و شهرها← کاهش درآمد کشاورزان و عدم توجیه اقتصادی برای آنها← مهاجرت از روستاها و ...

با امید به این که با کشاورزی همخوان با اقلیم، مدیریت صحیح منابع آب و در نظر داشت مباحث آمایش سرزمین و توسعه‌ی پایدار رفاه دائمی برای مردم سرزمین‌مان فراهم گردد.

مؤلفان از نظرات استادان بزرگ دکتر محمدحسین رامشت، دکتر عبدالله سیف، دکتر محمود علائی طالقانی و دکتر مجتبی یمانی در نگارش این کتاب بهره‌ی فراوان برده‌اند. از همکاری مهندس ابراهیمی در سازمان آب منطقه‌ای استان لرستان، از سرکار خانم هنگامه شیراوند به خاطر ارائه‌ی اطلاعات و داده‌های هواشناسی، از دکتر قاسم صحرائی، دکتر علی‌محمد یاراحمدی و سرکار خانم حسنا باوندپور ویراستاران ادبی و علمی کتاب و سرکار خانم سهیمه اسدزاده صفحه‌آرای کتاب سپاسگزاریم. امید است مطالب این کتاب مورد استفاده‌ی دوستداران جغرافیای طبیعی استان لرستان و دانشجویان رشته‌ی جغرافیا قرار گیرد.

داریوش یاراحمدی – حجت‌اله بیرانوند

پاییز ۱۳۹۳

فصل اوّل
ویژگی‌های کلی جغرافیای استان لرستان

سرزمین لرها یا لرستان منطقه‌ای در دل دشت‌ها و کوهستان‌های زاگرس است. این سرزمین وسعتی فراتر از محدوده‌ی جغرافیایی مبتنی بر تقسیمات کشوری کنونی داشته است. بررسی‌ها نشان می‌دهد که محدوده‌ی سکونت قوم لر از بخش‌های شرقی کشور عراق[1] تا شیراز را در بر می‌گرفته است. در لغت‌نامه‌ی دهخدا لر این‌گونه تعریف شده است: لر طایفه‌ای از ایرانیان چادرنشین است. لر و یا لور نام عشیرتی است بزرگ از عشایر کُرد. گروهی از اکراد در کوه‌های میان اصفهان و خوزستان و این نواحی بدیشان شناخته آید و بلاد لر خوانند و هم لرستان و لور گویند.

۱-۱ - موقعیت جغرافیایی استان لرستان

استان لرستان در غرب ایران بین ۴۶ درجه و ۵۱ تا ۵۰ درجه و ۳ دقیقه طول شرقی از نصف‌النهار گرینویچ و ۳۲ درجه و ۳۷ دقیقه تا ۳۴ درجه و ۲۲ دقیقه عرض شمالی از خط استوا واقع گردیده و وسعت آن حدود ۲۸۳۰۷ کیلومتر مربع و محیط آن ۱۱۵۹/۴ کیلومتر است که ۱/۷ درصد مساحت کشور ایران را اشغال کرده است. این استان از شمال با استان‌های مرکزی (شهرستان‌های اراک، شازند و خمین) و همدان (شهرستان‌های نهاوند و ملایر)، از شرق با استان اصفهان (شهرستان‌های گلپایگان، فریدن و فریدون‌شهر)، از جنوب با استان خوزستان (شهرستان‌های دزفول و اندیمشک) و از غرب با استان‌های ایلام (شهرستان‌های دره شهر و شیروان و چرداول) و کرمانشاه (شهرستان‌های اسلام‌آباد و هرسین) هم‌جوار است.

---

۱. حتی امروزه نیز بخش‌هایی از خانقین عراق به زبان لکی صحبت می‌کنند.

بیشترین طول استان ۲۹۵/۱ کیلومتر و بیشترین عرض آن ۱۹۱/۲ کیلومتر است. بر اساس آخرین تقسیمات کشوری استان لرستان دارای ۱۰ شهرستان، ۲۵ شهر، ۲۷ بخش، ۸۴ دهستان و ۳۲۹۷ آبادی دارای سکنه و مرکز آن شهر خرم‌آباد است (شکل ۱-۱).

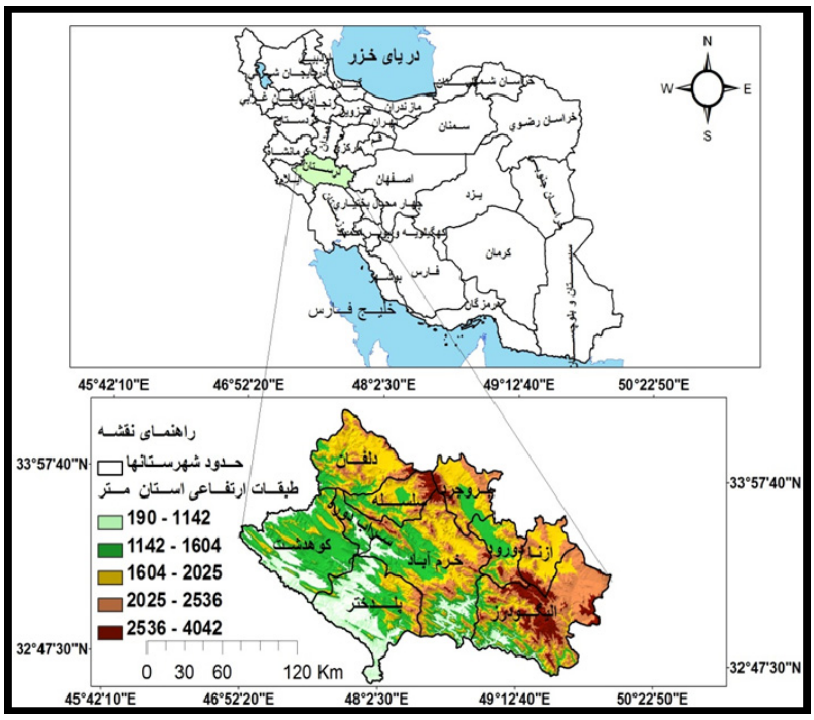
۱-۲- ویژگی‌های طبیعی استان لرستان

لرستان به دلیل قرار گرفتن در محدوده‌ی رشته‌کوه‌های زاگرس، سرزمینی مرتفع و عمدتاً کوهستانی و میانگین ارتفاع آن ۱۷۱۶ متر است. رشته‌کوه زاگرس قسمت بیشتر استان لرستان را در بر گرفته است. این رشته‌کوه در اثر چین‌خوردن رسوبات در یک حوضه‌ی دریایی پدید آمده است.

بیشترین ارتفاع استان ۴۱۵۰ متر در اشترانکوه (قله سَن بُران) و کم‌ترین ارتفاع آن ۱۹۳ متر در پل‌دختر است. ۲۱/۳۳ درصد از مساحت استان را ارتفاعات بالای ۲۱۱۵ متر تشکیل می‌دهند.

کوهپایه‌ها با ارتفاع بین ۲۱۱۵- ۱۳۹۱ متر، ۵۰/۶۱ درصد از مساحت استان را به خود اختصاص داده‌اند. دشت‌های استان ۲۴/۹۴ درصد از مساحت استان را شامل می‌شوند. نتیجه اینکه، ناهمواری‌ها شامل ارتفاعات بلند و کوهپایه‌ها ۷۵/۰۶ درصد از مساحت استان را در بر گرفته‌اند.

از تجزیه و تحلیل نقشه‌ی شیب استان نتیجه می‌گیریم که زمین‌های پر شیب با شیب بیش از ۳۰ درجه بیش از ۸/۷۲ درصد استان را شامل می‌شوند. ۹۱/۲۷ درصد از مساحت استان شامل دشت‌ها و کوهپایه‌ها دارای شیب ۰ـ ۲۹ درجه است (نقشه‌ی واحدهای توپوگرافی استان لرستان در شکل ۱-۲ و فراوانی شیب آن در جدول ۱-۱ و طبقات ارتفاعی در جدول ۱-۲ نشان داده شده است).



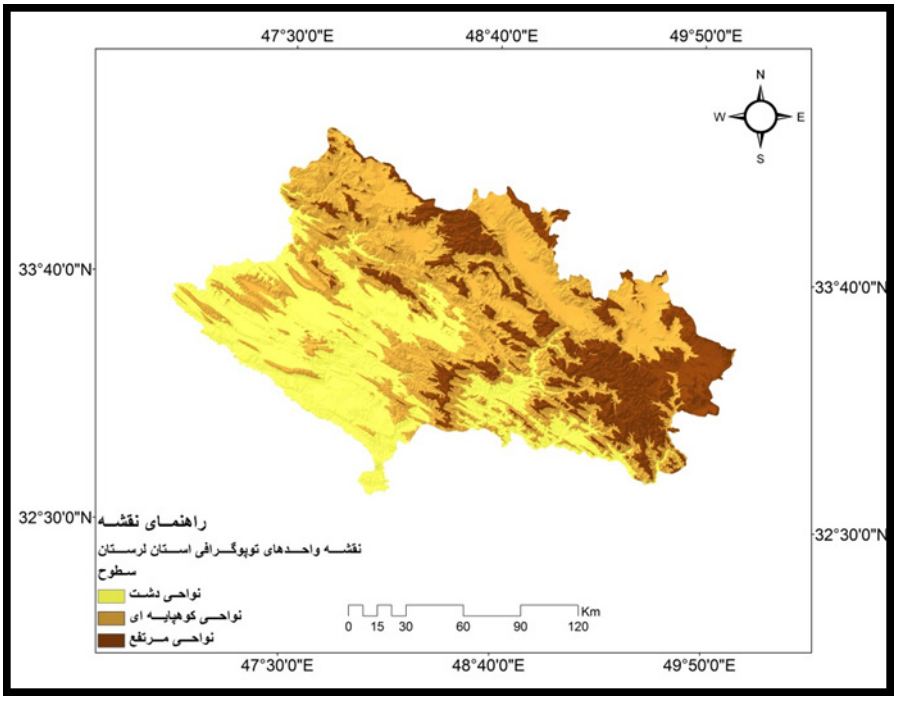
شکل ۱-۱- نقشه‌ی موقعیت جغرافیایی استان لرستان

جدول ۱-۱- جدول فراوانی شیب استان لرستان

شیب (درجه)	مساحت (کیلومتر مربع)	نسبت به مساحت کل (درصد)
۰ - ۴	۸۲۴۲	۲۴/۹۴
۴ -۸	۶۶۷۹	۲۰/۲۱
۸ -۱۳	۵۳۸۰	۱۶/۲۸
۱۳ -۱۸	۴۳۴۷	۱۳/۱۶
۱۸ -۲۳	۳۱۶۳	۹/۵۷
۲۳ -۲۹	۲۳۵۱	۷/۱۱
۲۹ -۳۵	۱۶۶۱	۵/۰۳
۳۵ -۴۲	۹۳۴	۲/۸۳
۴۲ -۷۲	۲۸۴	۰/۸۶
جمع کل	۳۳۰۴۱	۱۰۰

جدول ۱-۲- جدول طبقات ارتفاعی استان

طبقات ارتفاعی (متر)	مساحت (کیلومتر مربع)	نسبت به مساحت کل(درصد)
۱۹۰ - ۹۹۶	۲۴۴۵	۸ /۵۴
۹۹۶ - ۱۳۹۱	۵۵۷۶	۱۹ /۴۷
۱۳۹۱ -۱۷۴۷	۶۹۶۲	۲۴/ ۳۱
۱۷۴۷ -۲۱۱۵	۷۵۵۲	۲۶ /۳۷
۲۱۱۵ -۲۶۰۶	۴۶۵۹	۱۶ /۲۷
۲۶۰۶ - ۴۰۴۲	۱۴۴۴	۵ /۰۴
جمع	۲۸۶۳۸	۱۰۰



شکل ۱- ۲- نقشه‌ی واحدهای توپوگرافی استان لرستان

۱-۳- پوشش گیاهی استان لرستان

به طور کلی وسعت مراتع استان ۱۹۳۳۰۰۰ هکتار برآورد شده است. از این سطح، ۸۸۵۰۰۰ هکتار اراضی جنگلی و مراتع مشجر و مابقی آن با مساحتی حدود ۱۰۴۸۰۰۰ هکتار مراتع غیر مشجر است. جنگل‌های استان لرستان با وسعت حدود ۸۷۵ هزار هکتار بخشی از جنگل‌های نیمه خشک کشور را تشکیل می‌دهند. بر اساس بررسی‌های انجام شده در طرح کالبد ملی، حدود ۷۰٪ از وسعت استان لرستان در پوشش جنگل‌ها و مراتع قرار دارد. وسعت جنگل‌های انبوه ۱۴۱/۶ هزار هکتار (۱۶/۲٪)، نیمه انبوه ۵۸۲/۹ (۶۶/۶٪) و تنک ۱۵۰ هزار هکتار (۱۷/۲٪) است.

بیشتر جنگل‌های لرستان از نوع بلوط است. انتشار درختان بنه و بادام و همچنین بلوط و ارس بر اساس ارتفاع از سطح دریا تغییر می‌کند. در شرایط عادی محیط زاگرس ابتدا جنگل‌های بادام و بنه و سپس بلوط و در ارتفاعات فوقانی ارس رشد می‌کند. علاوه بر جوامع گیاهی مذکور که کم و بیش دارای نباتات خشکی پسند هستند، در غرب دره‌ها و کنار جویبارها و رودها، گیاهان و نباتات رطوبت‌پسندی همچون بید، صنوبر و خرزهره دیده می‌شوند. دیگر انواع درختان جنگلی لرستان عبارتند از: زالزالک، پسته‌ی وحشی، مازو، زیتون، گلابی وحشی، شن، تاک، ارجن، نارون، انجیر، گردو، انار، آلبالوی وحشی، گیلاس وحشی، مو، زبان گنجشک، توت، کرنجیل، ون و ارغوان.

اکثر جنگل‌های لرستان در کوه‌های هشتادپهلو، سفیدکوه (اطراف خرم‌آباد)، نورآباد، الشتر و کوه‌های بلوران، چنگری، فاوه، گور (کوهدشت) شاه‌نشین، ازگن، کوه تخت (اطراف زاغه) و زز و ماهرو (اطراف الیگودرز) پراکنده است. غیر از درختان جنگلی، انواع نباتات دارویی و معطر مثل گل گاوزبان، خاکشیر، گل ختمی، آویشن، عناب، ترنجبین، هلیله، ریحان، گل بنفشه، پر سیاوش، کاسنی، گل محمدی، گل سرخ، شقایق، بیدمشک، لاله، زنبق، شیرین بیان و نرگس نیز در استان می‌روید.

۱-۴- خاک‌های استان لرستان

خاک‌های نواحی کوهستانی و دره‌های لرستان، عمدتاً قهوه‌ای، بلوطی‌رنگ و بیشتر از کانی‌های رسوبی هستند و در ایجاد آن‌ها هوازدگی سنگ مادر نقش مؤثرتری داشته است.

اصولاً در قسمت وسیعی از زاگرس لرستان به علت شیب تند دامنه‌ها، تشکیل رسوبات فرسایشی و در نتیجه ایجاد خاک سطحی ممکن نشده است. باران‌های شدید فصلی، رسوبات ناشی از تخریب فیزیکی و تجزیه‌ی شیمیایی را از دامنه‌ها به دره‌های مجاور کشانده و مجموعه‌ی آن‌ها از طریق رودخانه‌های اصلی از منطقه خارج شده است. تنها هنگامی که شیب‌های ملایم ساختمانی (شیب ملایم طبقات زمین) یا فرسایشی، فرورفتگی‌های محلی یا دامنه‌های کم‌شیب تشکیل داده باشند، رسوبات تخریبی جدید در حاشیه و یا بر سطح آن‌ها انباشته شده و امکان کشاورزی برای ساکنین محل را فراهم آورده است. مساحت اراضی کشاورزی استان ۷۱۳۶۵۸ هکتار است که ۱۹۹۶۱۶ هکتار آن به اراضی آبی و ۵۱۴۰۴۲ هکتار آن به اراضی دیم اختصاص دارد.

۱-۴-۱- انواع خاک‌های استان

۱- خاک‌های قهوه‌ای: این خاک‌ها در نواحی از استان تشکیل و تکامل می‌یابد که مقدار باران حدود ۴۰۰ -۲۵۰ میلی‌متر و بیشتر زمستانه و بهاره باشد. این خاک به شرط باران بیشتر برای کشت صیفی و یا کشت غلات و گیاهان مرتعی مناسب است.

۲- خاک‌های بلوطی: از نظر پوشش گیاهی غنی‌تر از خاک‌های قهوه‌ای هستند. بلوط درخت معروف این خاک است.

۳- پدوکال، لیتوسل آهکی (رسوبی آهکی): این خاک‌ها از آهک و سایر کانی‌های آهک‌دار تشکیل شده و شیب تند مانع از تکامل این خاک به طور کامل گردیده است و بیشتر برای دیم‌کاری مناسب است. پوشش گیاهی این خاک تنک و متشکل از علف‌های کوتاه و تک درخت است و قسمت‌های سنگلاخی آن برای دام‌پروری مناسب‌تر است.

۴- خاک‌های دره‌ای: بر اثر انتقال مواد فرسایشی به وجود آمده است و بیشتر خاک‌های رسوبی به صورت لایه‌لایه است. رنگ آن‌ها قهوه‌ای کم‌رنگ تا معمولی و گاهی خاکستری تیره و برای کشت محصولاتی چون غلات، حبوبات و چغندر قند مناسب است. بیشتر نواحی هموار لرستان از این خاک پوشیده شده است.

۱-۵- لرستان از نظر تقسیمات کشوری

لرستان در ابتدای تقسیمات کشوری دوره‌ی پهلوی (دی‌ماه ۱۳۱۶) بخشی از استان ششم[۱] با مرکزیت اهواز بوده است. این استان در سال ۱۳۴۰ از خوزستان جدا و با عنوان فرمانداری کل لرستان به صورت یک منطقه‌ی مستقل به رسمیت شناخته شده است. فرمانداری کل لرستان در ابتدای تشکیل دارای دو شهرستان خرم‌آباد در غرب و بروجرد در شرق بود. الیگودرز سومین شهرستانی است که به این استان الحاق گردید. تا اواخر دهه‌ی ۱۳۶۰ شهرستان جدیدی به این استان اضافه نگردید؛ اما در پایان جنگ ایران و عراق، دورود و چالانچولان از توابع بروجرد و کوهدشت و نورآباد از توابع خرم‌آباد جدا و به شهرستان تبدیل شدند.

در سال‌های بعد الشتر و پل‌دختر از شهرستان خرم‌آباد و ازنا از شهرستان الیگودرز جدا و تبدیل به شهرستان‌های مستقل این استان شدند. شهرستان دوره در اواخر سال ۱۳۸۹ از شهرستان خرم آباد جدا و مستقل شد. جدیدترین شهرستان این استان، شهرستان رومشگان است که در اواخر سال ۱۳۹۲ از شهرستان کوهدشت جدا و مستقل شد. مرکز این شهرستان، شهر چغابل است. استان لرستان هم اکنون دارای ۲۴ نقطه‌ی شهری است. از نظر جمعیتی بزرگ‌ترین شهرهای لرستان به ترتیب عبارتند از: خرم‌آباد، بروجرد، کوهدشت، دورود، الیگودرز (جدول شماره ۳-۱).

از نظر وسعت بزرگ‌ترین شهرستان استان لرستان، شهرستان الیگودرز با وسعت ۵۴۴۴ کیلومتر مربع است. کوچک‌ترین شهرستان نیز شهرستان دورود با ۱۳۴۸ کیلومتر مربع است. بزرگ‌ترین شهر این استان از نظر وسعت شهری و جمعیت شهری، شهر خرم‌آباد است (جدول شماره ۱-۳).

---

۱. شامل شهرهای اهواز، خرم‌آباد، گلپایگان، خرمشهر .

جدول ۱-۳- برخی از مهم‌ترین آمار و اطلاعات شهرستان‌های استان لرستان در سال ۱۳۹۰

شهرستان	مساحت (کیلومتر مربع)	جمعیت (نفر)	جمعیت شهرنشین (نفر)	میزان باسوادی جمعیت شهری(درصد)	میزان باسوادی جمعیت روستایی (درصد)	سهم مساحت جنگل‌ها از مساحت شهرستان (درصد)	سهم مساحت مراتع از مساحت شهرستان (درصد)
خرم آباد	۴۹۳۵	۴۸۷۱۶۷	۳۵۴۸۵۵	۸۷	۷۷	۶۰	۱۸/۷
بروجرد	۱۷۱۱	۳۳۷۶۳۱	۲۴۵۷۳۷	۸۷	۷۶/۳	۶۱	۴۵/۶
دورود	۱۳۴۸	۱۶۲۸۰۰	۱۰۰۹۷۷	۸۵/۲	۷۷	۱۴/۸	۵۰/۳
الیگودرز	۵۴۴۴	۱۴۰۲۷۵	۸۹۵۲۰	۸۴	۶۵	۵۲/۹	۲۷/۳
پل‌دختر	۳۸۴۹	۷۵۳۲۷	۳۲۵۹۴	۸۵	۷۴	۶۲/۱	۳۰/۵
کوهدشت	۳۹۸۲	۲۱۸۹۲۱	۱۱۱۷۳۶	۷۹	۷۲	۳۷/۸	۳۳/۸
ازنا	۱۳۶۰	۷۱۵۸۶	۴۱۷۰۶	۸۷	۷۱	۰	۴۸/۶
الشتر	۱۵۰۳	۷۳۱۵۴	۳۳۱۳۳	۸۴/۷	۷۳/۶	۳۹/۱	۳۶
نورآباد	۲۵۴۶	۱۴۴۱۶۱	۶۲۱۹۰	۸۰/۵	۶۹/۳	۲۹/۲	۳۸/۳
دوره	۱۶۲۹	۴۳۲۲۱	۳۵۰۳	۸۴/۶	۷۲/۷	-	-

۱-۶- جمعیت استان لرستان

بر اساس سرشماری مرکز آمار ایران، جمعیت استان لرستان در سال ۱۳۹۰ برابر با ۱۷۵۴۲۴۳ نفر بوده است که ۲/۳ درصد از جمعیت ایران را تشکیل می دهد. تراکم جمعیت استان لرستان در همین سال برابر با ۶۲ نفر در هر کیلومتر مربع بوده است. همچنین طی دوره‌ی پنج‌ساله ۱۳۸۵ تا ۱۳۹۰، متوسط نرخ رشد سالانه‌ی جمعیت استان لرستان ۰/۴۴ درصد بوده است. در سرشماری سال ۱۳۸۵، جمعیت لرستان ۱۷۱۶۵۲۷ نفر گزارش شده بود.

تعداد خانوارهای استان لرستان در سال ۱۳۹۰ برابر با ۴۶۲۵۲۸ نفر بوده است. تعداد خانوارهای لرستان در سال ۱۳۸۵ برابر ۳۸۴۰۹۹ نفر بوده است. به این ترتیب طی یک دوره‌ی پنج‌ساله تعداد خانوارهای لرستانی بیش از ۲۰ درصد رشد کرده است. بر اساس همین سرشماری، جمعیت شهرنشین استان لرستان در سال ۱۳۹۰ برابر با ۱۰۷۵۹۵۱ نفر بوده که نسبت به سال ۱۳۸۵ از رشدی برابر با ۵/۵ درصد برخوردار بوده است. به این ترتیب ضریب شهرنشینی در استان لرستان ۶۱/۳ درصد است. برخی از مهم‌ترین آمار و اطلاعات شهرستان‌های استان لرستان در سال ۱۳۹۰ در جدول ۱-۳ ارائه شده است.

فصل دوم
آب و هوای استان لرستان

آب و هوا، هوای غالب یک محل در دراز مدت است. به عبارت دیگر اگر در طـول زمـان شرایط هوای خاصی در مکانی به کرات تکرار گـردد، بـه آب و هـوای آن مکـان تبـدیل می‌شود. علم مطالعه‌ی آب و هوا را آب و هواشناسی[1] می‌نامند. شرایط آب و هوایی یکی از مهم‌ترین عوامل محیطی مؤثر بر زندگی انسان به شمار می‌رود. اساساً هرگونه دخل و تصرف انسانی در محیط به مقدار زیادی تابع شـرایط آب و هـوایی اسـت. نـوع مسـکن، پوشاک، تغذیه و حتی فعالیت‌ها و فرهنگ مردم در مناطق مختلف جهان نمی‌توانـد بـی تأثیر از شرایط و نوع آب و هوا باشد. آب و هوا از عناصر مختلفی مانند: دما، بارش، فشار و... تشکیل شده است که هر کدام از آنها باعث به وجود آمدن شرایط خاص آب و هوایی می‌شوند و در مجموع در دراز مدت اقلیم منطقه را شکل می‌دهنـد. آب و هـوای اسـتان لرستان نیز مانند هر منطقه‌ای دیگری در سطح کره‌ی زمـین متـأثر از عوامـل محلـی و سیاره‌ای است.

۲-۱- عوامل محلی

عوامل محلی از جمله عوامل مؤثر بر اقلیم هستند که در خود محل قرار دارنـد و اثـرات آب و هوایی آن‌ها از سالی به سال دیگر تفاوت چندانی ندارد و ثابت هستند. این عوامـل شامل عرض جغرافیائی، توپوگرافی، منابع رطوبت سطحی و پوشش سطح زمین (گیاهی و کشاورزی) است. در توصیف اهمیت عوامل محلی می‌توان به این نکته اشاره کـرد کـه اساس اقلیم هر منطقه‌ای را عوامل محلی تشکیل می‌دهد. مـثلاً اگـر عـرض جغرافیـایی منطقه‌ای در مدار شمالگان باشد دیگر عوامل سیاره‌ای یا توده‌های هوا نقش چنـدانی در تعدیل هوای سرد آنجا نخواهند داشت و برتری با سرمای ناشی از تابش مایـل خورشـید خواهد بود.

---

1. Climatology

۲-۱-۱- عرض جغرافیایی

عرض جغرافیایی یا میزان دوری یا نزدیکی به استوا یکی از مهم‌ترین عوامل محلی مؤثر بر آب و هواست که اساس اقلیم هر منطقه را تشکیل می‌دهد و به نوعی ریشه‌ی کلمه اقلیم نیز به همین عرض جغرافیایی بر می‌گردد که تعیین کننده‌ی میزان دریافت تابش خورشیدی است. اختلاف تقریباً ۲ درجه ای عرض جغرافیائی در شمال و جنوب استان تفاوت‌هایی را در میزان انرژی دریافتی از خورشید به وجود می‌آورد. این امر به نوبه‌ی خود بر ساعات آفتابی، رژیم دمایی، درصد آفتاب‌گیری، تشعشع و سایر پارامترهای اقلیمی استان تأثیر گذاشته و تفاوت‌هایی را در عناصر اقلیمی استان به وجود آورده است. این تفاوت‌ها طبعاً بر رژیم اقلیمی استان در مناطق و نواحی مختلف تأثیر می‌گذارد. با توجه به این که استان لرستان در میان رشته‌کوه‌های زاگرس واقع شده و به شدت از توپوگرافی‌های متفاوت متأثر است، تعیین سهم اثرگذاری عرض جغرافیایی بر اقلیم مناطق مختلف استان به صورت دقیق مشکل است.

۲-۱-۲- توپوگرافی

لرستان با میانگین ارتفاع ۱۷۱۶ متر و به دلیل قرار گرفتن در محدوده‌ی رشته‌کوه‌های زاگرس، سرزمینی مرتفع و عمدتاً کوهستانی است. در استان لرستان اختلاف ارتفاع بسیار زیاد است. بیشترین ارتفاع استان ۴۱۵۰ متر در اشترانکوه (قله سَن‌بُران) و کم‌ترین ارتفاع آن ۱۹۳ متر در پل‌دختر است. ارتفاعات بالای ۲۱۱۵ متر تقریباً ۲۱/۳۳ درصد از مساحت استان را تشکیل می‌دهند. کوهپایه‌ها با ارتفاع بین ۲۱۱۵-۱۳۹۱ متر نیز تقریباً ۵۰ درصد از مساحت استان را به خود اختصاص داده‌اند. دشت‌های استان ۲۴/۹۴ درصد از مساحت استان را در بر گرفته‌اند. در مجموع ارتفاعات بلند و کوهپایه‌ها ۷۵/۰۶ درصد از مساحت استان را تشکیل داده‌اند. ارتفاعات به عنوان یکی از مهم‌ترین عوامل محلی، نقش عمده‌ای در تعیین شرایط اقلیمی منطقه دارند. این ارتفاعات از طریق تغییر زاویه‌ی تابش و کاهش ضخامت و غلظت جو در مقدار انرژی اثر می‌گذارند. در مناطق کوهستانی، خورشید بر دامنه‌های رو به آفتاب عمودتر می‌تابد و در نتیجه، این دامنه‌ها گرم‌تر از زمین‌های پست مجاور خود هستند. جو در بالای این کوهستان‌ها،

نازک‌تر و رقیق‌تر است؛ خروج انرژی آسان‌تر صورت می‌گیرد و در نتیجه، نوسان دمای هوا بیشتر است. ارتفاعات زاگرس در استان لرستان از حرکت سریع توده هواهای مرطوب جلوگیری کرده، آن‌ها را وادار به بارش بیشتر در دامنه‌های بادگیر خود می‌کند.

به طور کلی، اثر کوه‌های زاگرس و توپوگرافی چین‌خورده‌ی استان لرستان مهم‌ترین عامل محلی است که کلیت اقلیم این استان را در اختیار دارد. این عامل موجب تفاوت‌های چشمگیر در اقلیم مناطق مختلف این استان شده است و به نوعی تنوع اقلیمی این استان را در حاکمیت خود دارد. می‌توان حتی چنین مطرح نمود که علت اصلی تفاوت عناصر اقلیمی در مناطق مختلف استان لرستان همین عامل ناهمواری است. میزان بارش، دما و میزان آفتاب‌گیری و ... در استان از میزان ارتفاع تأثیر می‌پذیرد.

برای مشخص شدن میزان اثرگذاری عوامل محیطی بر روی عناصر اقلیمی در جدول ۲-۱ شناسنامه و برخی از مشخصات اقلیمی ایستگاه‌های سینوپتیک استان ارائه شده است. همچنان که آمار و ارقام جدول مذکور نشان می‌دهند اثر توپوگرافی بر روی عناصر اقلیمی کاملاً مشخص و بارز است.

در استان لرستان پوشش گیاهی به صورت پراکنده است و تفاوت چندانی از نظر تراکم آن در سطح استان دیده نمی‌شود و همچنین در هیچ یک از مناطق استان منابع آب سطحی بزرگی دیده نمی‌شود. با توجه با موارد مذکور می‌توان از پرداختن به اثر عواملی محلی همچون پوشش گیاهی یا منابع رطوبتی بر آب و هوای استان صرف‌نظر کرد (البته این نکته به هیچ‌وجه به معنی عدم اثرگذاری آن‌ها نیست و منافی اثر پروانه[1] نیز نیست. اثرات عوامل مذکور بر سامانه‌ی اقلیم بیشتر در ریز اقلیم کاملاً مشهود است و در این کتاب مجالی برای پرداختن به این جزییات وجود ندارد).

۱. اثر پروانه را برای اولین بار ادوراد لورنز در ادبیات هواشناسی و اقلیم‌شناسی جهان مطرح کرد و مفهوم کلی آن درهم تنیدگی و پیوستگی سامانه‌ی اقلیم است. فلیپ مرلیز بر اساس این نظریه مقاله‌ی؛ آیا بال زدن پروانه‌ای در سواحل برزیل باعث تورنادو در تگزاس می‌شود؟ را نوشت.

جدول ۲-۱ – شناسنامه و برخی از ویژگی‌های اقلیمی ایستگاه‌های سینوپتیک استان لرستان در طول دوره‌ی آماری تا پایان سال ۱۳۹۰

ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع از سطح دریا (متر)	سال تاسیس	متوسط دما (سانتی‌گراد)	حداقل مطلق (سانتی‌گراد)	حداکثر مطلق (سانتی‌گراد)	میانگین حداقل رطوبت (درصد)	میانگین حداکثر رطوبت (درصد)	میانگین بارندگی سالانه (میلی‌متر)	حداکثر بارش ۲۴ ساعته (میلی‌متر)	میانگین تبخیر سالانه (میلی‌متر)	میانگین فشار سالانه (هکتوپاسکال)
خرم‌آباد	۳۸:۱۷	۳۳:۲۶	۱۱۵۵	۱۳۳۱	۱۷/۲	-۱۴/۶	۴۷	۲۵	۵۷	۵۰۰/۱	۹۸	۱۹۵۸/۸	۸۸۵/۱
بروجرد	۴۸:۴۵	۳۳:۵۵	۱۶۲۹	۱۳۶۷	۱۴/۷	-۲۱/۴	۴۱/۴	۲۶	۵۸	۴۵۶/۶	۹۱/۶	۲۰۱۶/۹	۸۳۷/۲
دورود	۴۹:۰۰	۳۳:۳۱	۱۵۲۲/۲	۱۳۷۶	۱۶/۲	-۲۴/۴	۴۱/۸	۲۵	۵۵	۶۳۱/۷	۱۱۳/۶	۲۱۰۵/۹	۸۵۰/۳
الیگودرز	۴۹:۴۲	۳۳:۲۴	۲۰۲۲	۱۳۶۵	۱۲/۴	-۳۱	۳۸/۶	۲۴	۵۶	۳۸۷/۳	۷۰/۴	۲۰۴۸/۲	۷۹۸/۷
پل‌دختر	۴۷:۴۳	۳۳:۰۹	۷۱۳/۴۵	۱۳۷۶	۲۲/۸	-۴/۴	۴۸/۴	۲۴/۵	۴۹/۹	۳۶۰/۷	۹۸/۲	۳۱۳۱	۹۳۱/۱
کوهدشت	۴۷:۳۹	۳۳:۳۱	۱۱۹۷/۸	۱۳۷۶	۱۵/۹	-۲۰/۶	۴۴/۶	۲۷/۷	۶۹/۷	۳۶۶/۷	۷۰/۱	۱۸۷۹/۶	۸۸۰/۷
ازنا	۴۹:۲۵	۳۳:۲۷	۱۸۷۱/۵	۱۳۷۹	۱۲/۴	-۳۰/۴	۴۰/۲	۳۱	۷۰	۴۱۱/۶	۹۰/۶	۱۸۲۴/۷	۸۱۲
الشتر	۴۸:۱۵	۳۳:۴۹	۱۵۶۷/۱	۱۳۷۶	۱۳	-۲۴/۲	۴۲/۲	۲۶	۸۰	۴۴۴/۷	۸۶	۱۴۲۲/۱	۸۴۳/۱
نورآباد	۴۸:۰۰	۳۴:۰۳	۱۸۵۹/۵	۱۳۷۹	۱۱/۹	-۲۴/۴	۴۲/۴	۳۰	۶۵	۴۶۷/۹	۶۱	۱۹۹۶/۹	۸۱۴/۵

۲-۲- عوامل بیرونی

عوامل بیرونی مؤثر بر آب و هوای هر منطقه، عوامل خارج از محدوده‌ی جغرافیایی آن سرزمین هستند که از طریق سازوکارهایی بر آب و هوای آن منطقه اثر می‌گذارند. در توصیف اهمیت عوامل بیرونی باید اذعان داشت که اگر عوامل بیرونی بر آب و هوای مناطق اثر نمی‌گذاشتند و فقط عوامل محلی تعیین‌کننده بودند (به این دلیل که حتی در مقیاس چند صد ساله‌ی مطالعات اقلیمی هم تغییرات محسوسی ندارند و تقریباً ثابت هستند) وضعیت اقلیمی هر سال تقریباً شبیه به سال پیش یا سال بعد بود و تفاوت چندانی در اوضاع اقلیمی ایجاد نمی‌شد. برای مثال، آب و هوای تمامی زمستان‌ها مشابه هم بودند و تغییری در آن‌ها مشاهده نمی‌شد. با این وجود ما شاهد این هستیم که تقریباً اوضاع اقلیمی هرساله دچار تغییراتی است و اوضاع اقلیم هیچ سالی مشابه سال دیگر نیست. برای نمونه، اوضاع بارشی هر زمستان با زمستان دیگر و هر پاییز با پاییز دیگر متفاوت است و این هیچ دلیلی بجز این ندارد که علاوه بر عوامل محلی ثابت، عوامل بیرونی متغیر که در قالب گردش عمومی هوا وارد می‌شوند بر اقلیم مناطق اثر می‌گذارند. عوامل بیرونی مؤثر بر آب و هوای لرستان نیز در قالب گردش عمومی هوا بر اقلیم لرستان اثر می‌گذارند.

با توجه به پیچیدگی و در هم تنیدگی سامانه‌ی اقلیم و اینکه تمامی اجزای سامانه‌ی گردش عمومی هوا در کنش و واکنش متقابل هستند و تمامی اجزای آن بر همدیگر اثر می‌گذارند، نمی‌توان اظهار نمود که کدام یک از اجزای گردش عمومی هوا بر آب و هوای ایران اثر دارند و کدامیک ندارند. با این وجود و با اشراف به این مطلب که تمامی اجزای گردش عمومی هوا با هم بر روی اقلیم ایران و لرستان اثر می‌گذارند برخی از مهم‌ترین عوامل بیرونی را که از طریق ارسال توده‌های هوا یا سامانه‌های کم‌فشار و پرفشار مهاجر درون بادهای غربی، اقلیم لرستان را به طور مستقیم در کنترل دارند، را مورد بررسی مختصری قرار می‌دهیم.

اثر عوامل بیرونی بر آب و هوای لرستان را می‌توان در دو گروه مورد بررسی قرار داد یکی اثر سرزمین‌ها یا دریاهایی است که در مجاورت کشور قرار دارند و بر آب و هوای این استان اثر می‌گذارند و دیگری سامانه‌های گردش عمومی هواست که با انتقال

پدیده‌های آب و هوایی تشکیل شده بر روی گروه اول یا حتی سرزمین‌های دورتر نقش پر رنگی در آب و هوای لرستان دارند.

۲-۲-۱- سرزمین‌ها و دریاها

۲-۲-۱-۱- سیبری

در دوره‌ی سرد سال، سرزمین پهناور سیبری به علت آسمان صاف و دوری از منابع آب، انرژی زیادی از طریق تابش موج بلند از دست می‌دهد و در نتیجه هوای مجاور زمین به تدریج سرد می‌شود و مرکز پرفشاری بر روی آن تشکیل می‌گردد. مرکز پر فشار سیبری در مواقعی مقادیر فوق‌العاده‌ای از فشار را به خود دیده است؛ همان‌طور که در دسامبر ۱۹۶۸ در منطقه‌ی آگاتای سیبری فشار ۱۰۸۴ هکتوپاسکال ثبت گردیده که تاکنون به عنوان بالاترین فشار ثبت شده بر روی کره‌ی زمین رکورددار است. حداکثر فعالیت فرابار سیبری، تحت تأثیر سرمایش سطح زمین و شرایط دینامیکی سطح بالا، زمانی است که در زیر قسمت عقب یک فرود غربی قرار بگیرد. فرابار سیبری همچنین در تشکیل و حرکت سیکلون‌های خاورمیانه و ایران و از جمله لرستان تأثیرگذار است. این فرابار در اوج گسترش خود، هوای سرد را به دریای مدیترانه می‌ریزد و سبب تشکیل جبهه و نهایتاً سیکلون‌های مدیترانه می‌گردد که از طریق امواج بادهای غربی بر بارش ایران و لرستان اثر می‌گذارند؛ هرچند در بعضی موارد هم با ایجاد مانع یا بلوکینک از ورود هوای مرطوب مدیترانه به ایران و استان لرستان جلوگیری می‌کنند. البته باید متذکر گردید که پر فشار سیبری بسته به موقعیت و آرایش زبانه‌های آن بر روی غرب ایران و لرستان در مواردی با ایجاد جبهه و مجبور کردن هوای نسبتاً مرطوب و معتدل مدیترانه به صعود و رسیدن به مرحله اشباع و تراکم موجب بارندگی شده است.

پرفشار سیبری از جمله عوامل بیرونی تأثیرگذاری است که با آغاز فصل زمستان به حداکثر گسترش خود می‌رسد و آغاز فعالیت و حرکت زبانه‌های این سیستم موجب رخدادهای دمایی حد پایین بر ایران و استان لرستان می‌شود. ماه‌های ژانویه و فوریه (دی و بهمن) در استان لرستان دارای بیشترین افت شدید دمایی هستند و این افت‌های

شدید دما در اکثر موارد با پرفشار سیبری مرتبط هستند. پرفشار سیبری به صورت سه الگو بر وضعیت دمایی استان لرستان تأثیر می‌گذارد که عبارتند از:

الف: هنگامی که پرفشار سیبری بر روی منطقه‌ی معمول خود شکل می‌گیرد و زبانه‌ای از آن مستقیم وارد استان می‌شود. نمونه‌هایی از این ورود که موجب رخداد دماهای حدی پایین در سطح استان شده است و از نقشه‌های تراز زمین و ۸۵۰ هکتوپاسکالی استخراج شده‌اند عبارتند از:۳۰ دسامبر تا ۳ ژانویه ۱۹۹۳، ۲۴ تا ۲۸ ژانویه ۱۹۹۲، ۱۶ تا ۲۰ فوریه۱۹۹۲، ۳۰ فوریه تا ۳ مارس ۱۹۹۲.

ب: زمانی که پرفشار سیبری بر روی دریاچه‌ی آرال در حدود °۴۵ شمالی و °۶۰ شرقی با فشار مرکزی ۱۰۳۲ تا ۱۰۳۵ هکتوپاسکال تشکیل شده و زبانه‌های این سیستم با حرکت واچرخندی و از طریق پربندهای ۱۰۲۰ تا ۱۰۲۵ هکتوپاسکال سبب ریزش هوای سرد به منطقه می‌شود. نمونه‌های از این ورود که موجب رخداد دماهای حدی پایین در سطح استان شده است و از نقشه‌های تراز زمین و ۸۵۰ هکتوپاسکالی استخراج شده‌اند عبارتند از:۱۲ تا ۱۶ فوریه ۱۹۹۱، ۶ تا ۱۰ دسامبر ۱۹۹۴، ۲۷ تا ۳۱ ژانویه ۲۰۰۱.

ج: در مواقعی که پرفشار سیبری با محور شرقی- غربی وارد محدوده‌ی جغرافیایی ایران می‌شود. در این حالت بیشترین شدت و مقدار سرما صورت می‌گیرد. نمونه‌هایی از این ورود که موجب رخداد دماهای حدی پایین در سطح استان شده است و از نقشه‌های تراز زمین و ۸۵۰ هکتوپاسکالی استخراج شده‌اند عبارتند از ۹ تا ۱۳ فوریه ۲۰۰۵، ۱ تا ۵ فوریه ۲۰۰۷، ۱۴ تا ۱۸ ژانویه ۲۰۰۸، ۴ تا ۸ فوریه ۲۰۰۸، ۱۳ تا ۱۷ ژانویه ۲۰۰۹.

به طور کلی می‌توان چنین اذعان کرد که در فصل زمستان مناطق مرتفع و کوهستانی استان که خود دارای شرایط پرفشار هستند، با پرفشار سیبری ادغام می‌شوند و پرفشار گسترده‌تری را تشکیل می‌دهند. بسیاری از رخدادهای دمای حدی پایین استان لرستان به طور مستقیم یا غیر مستقیم در ارتباط با نفوذ زبانه‌های پرفشار سیبری است.

۲-۲-۱-۲- بیابان عربستان

بیابان عربستان یا صحرای عرب که از یمن تا خلیج‌فارس و از عمان تا اردن و عراق امتداد دارد، بیشتر شبه‌جزیره‌ی عربستان را پوشش داده است. این صحرا با مساحت ۲۳۳۰۰۰۰ کیلومترمربع، یکی از بزرگ‌ترین سرزمین‌های ماسه‌ای دنیاست که در مرکز آن ربع‌الخالی واقع شده است. اثر آب و هوایی این سرزمین‌ها عمدتاً در فصل تابستان بر روی ایران ظاهر می‌شود. در دوره‌ی گرم سال بر اثر استقرار پرفشار جنب حاره‌ای آزور بر بالای ایران، آسمان ایران بدون ابر است، که در نتیجه سبب گرمایش سطح زمین می‌شود. گرمایش زمین مرکز کم‌فشاری را بر روی خلیج‌فارس به وجود می‌آورد. این مرکز کم‌فشار هوای شبه‌جزیره‌ی عربستان را به داخل ایران می‌کشد (می‌مکد). ورود هوای گرم و خشک عربستان به داخل ایران سبب بالا رفتن دمای شهرهای جلگه‌ی خوزستان می شود و هوای گرم و خشک بر این منطقه حاکم می‌شود. استان لرستان تقریباً در تمام صفحات جنوبی خود با استان خوزستان هم‌مرز است و این امر موجب می‌شود تا در ماه‌های گرم سال بخش‌های جنوبی استان لرستان تحت تأثیر هوای گرم خوزستان قرار گیرد.

متأسفانه در سال‌های اخیر آب و هوای استان لرستان به دلیل استقرار همین کم‌فشارهای حرارتی در داخل کشور و نحوه‌ی آرایش بادهای سطوح بالای جو، میزبان پدیده‌ی اقلیمی گرد و غبارهای برون منطقه‌ای شده است که تعداد زیادی از روزهای بهار و تابستان این استان را آلوده می‌سازند. یاراحمدی و خوش‌کیش (۱۳۹۲) در پژوهشی با عنوان: پهنه‌بندی پدیده‌ی گرد و غبار در نیمه‌ی غربی ایران در بازه‌ی زمانی ۱۹۹۰ تا ۲۰۰۹ به بررسی مخاطره‌ی گرد و غبار در نیمه‌ی غربی کشور پرداخته‌اند. در این تحقیق نشان داده شده است که در بازه‌ی زمانی ۱۹۹۰ تا ۲۰۰۹ شهرستان خرم‌آباد در استان لرستان با ۵۲۹ روز گرد و غباری یکی از مناطق آلوده‌ی کشور از نظر این مخاطره‌ی آب و هوایی است (یاراحمدی و خوش‌کیش، ۱۳۹۲).

۲-۲-۱-۳- دریای سرخ

البحرالاحمر که به فارسی دریای سرخ[۱] خوانده می‌شود، خلیجی از اقیانوس هند است که بین شبه‌جزیره‌ی عربستان و شمال شرقی قاره‌ی آفریقا قرار دارد. دهانه‌ی باب‌المندب آن را به اقیانوس هند و کانال سوئز در شمال آن را به دریای مدیترانه وصل می‌کند. این دریا حد فاصل میان دو قاره‌ی آسیا و آفریقاست. امتداد جنوب شرقی - شمال غربی آن از مناطق حاره شروع (حدود ۱۳ درجه‌ی شمالی) و تا مناطق برون حاره (۳۰ درجه‌ی شمالی) کشیده شده است و به همین علت این دریا پل ارتباطی بین مناطق حاره و جنب حاره است و می‌تواند رطوبت مناطق حاره را به عرض‌های شمالی و دریای مدیترانه برساند. بر روی این دریا، سامانه‌ای کم فشار تشکیل می‌شود که از آن با عنوان فرود دریای سرخ یاد می‌شود. فرود دریای سرخ را کم‌فشار سودانی نیز می‌نامند؛ زیرا منشأ پیدایش آن یک سامانه‌ی حرارتی است که بر روی سودان شکل می‌گیرد. منطقه‌ی سودان در قاره‌ی آفریقا به علت مجاورت با منطقه‌ی حاره، به طور نسبی دارای شرایط کم‌فشار است. در فصل‌های سرد سال با نفوذ زبانه‌ی پرفشار عرض‌های شمالی به نواحی شمالی سودان و ریزش هوای سرد در آن منطقه، کم‌فشار مستقر در سودان تقویت می‌شود. کم‌فشار سودانی پس از تقویت خود را به طرف شرق گسترش می‌دهد و از دریای سرخ رطوبت جذب می‌کند. سیستم کم‌فشار سودانی که در ابتدا فاقد جبهه است و قدرت و فعالیت چندانی ندارد، پس از گسترش بر روی دریای سرخ با توده‌های هوای آن منطقه برخورد می‌کند و فعال می‌شود. به دلیل همین نقش پر رنگ دریای سرخ در فعال کردن کم‌فشار سودانی است که در منابع متعددی ترجیح داده شده است که از آن به نام فرود دریای سرخ یاد شود. اثر دریای سرخ بر آب و هوای ایران و از جمله استان لرستان از طریق همین فرود دریای سرخ اعمال می‌شود. الگوهای بادهای غربی در برخی موارد می‌توانند سامانه‌های هوایی تشکیل شده بر روی دریای سرخ را به سوی ایران منتقل کنند و موجب بارش‌هایی شوند. با توجه به خاستگاه رطوبتی سامانه‌های تشکیل شده بر روی دریای سرخ که از رطوبت مناطق حاره نیز بهره‌مند

---

۱. علت رنگ سرخ وجود نوعی جلبک به نام Trichodesmium erythraeum است که در سطح دریا زندگی می‌کنند.

هستند، بارندگی این قبیل سیستم‌ها سنگین است و سیلاب‌های مخربی را در استان‌های جنوبی و جنوب غربی کشور و از جمله استان لرستان ایجاد می‌نمایند. در مواردی که سامانه‌های با منشأ دریای سرخ از روی خلیج فارس عبور می‌کنند، رطوبت بیشتری دریافت و بارش‌های سنگین‌تری را ایجاد می‌کنند. به طور کلی می‌توان نتیجه گرفت که بخشی از بارش‌های استان لرستان به‌ویژه در فصول زمستان و اوایل بهار متعلق به سامانه‌های با منشأ دریای سرخ است که در ادغام با سامانه‌های مهاجر همراه با بادهای غربی بارش‌های سنگینی را ایجاد می‌نمایند.

۲-۲-۱-۴- دریای مدیترانه

دریای مدیترانه بزرگ‌ترین دریای داخلی جهان است که نقش آن در بارش‌های ایران و از جمله استان لرستان بی‌نظیر است. این دریا با توجه به موقعیت و گستردگی غربی – شرقی آن و استقرار آن در مسیر بادهای غربی به عنوان مهم‌ترین منبع بارش ایران محسوب می‌شود. دریای مدیترانه یکی از معدود مناطق نیمکره‌ی شمالی است که بر روی آن فرود عمیقی شکل می‌گیرد. این فرود عمیق که همان فرود بلند مدیترانه است هدایت تمامی سامانه‌های فشار اعم از موج‌های کوتاه، سیکلون‌ها، آنتی سیکلون‌ها و جبهه را بر روی این منطقه و مناطق مجاور آن در کنترل دارد. در دوره‌ی سرد سال جبهه‌ی قطبی بر ساحل شمالی دریای مدیترانه مستقر می‌شود و این منطقه را به کانون سیکلون‌زایی مهمی تبدیل می‌کند. سیکلون‌های تشکیل شده بر روی دریای مدیترانه و دریاهای کناری آن مهم‌ترین منشأ بارش خاورمیانه و ایران هستند. سامانه‌های سیکلونی با کسب رطوبت از این دریا و حرکت شرق‌سوی خود در مسیر بادهای غربی تا فواصل بسیار دوری بارش خود را فرو می‌ریزند. بخش اعظم بارش‌های ناشی از سیکلون‌های مدیترانه در دوره‌ی سرد سال رخ می‌دهد؛ زیرا در دوره‌ی گرم به دلیل استقرار پرفشار جنب حاره و جابجایی کمربند بادهای غربی به طرف عرض‌های شمالی‌تر سیکلون‌زایی و حمل و نقل بادهای غربی متوقف می‌شود. می‌توان چنین مطرح کرد که مهم‌ترین منشأ رطوبت بارش‌های استان لرستان دریای مدیترانه است.

۲-۲-۲- سامانه‌های گردش عمومی هوا

تابش خورشیدی رسیده به مناطق مختلف کره‌ی زمین با عدم توازن همراه است و بعضی از مناطق انرژی بیشتر و برخی مناطق انرژی کمتری دریافت می‌کنند. این عدم توازن در مقدار انرژی دریافتی باعث تفاوت فشار در مناطق مختلف کره‌ی زمین می‌شود. بنابراین برای به تعادل رساندن این نابرابری انرژی، هوای کره زمین به گردش در می‌آید. این همان گردش عمومی جو[1] است که هدف نهایی آن یکنواخت کردن این تفاوت‌های فاحش مقدار انرژی و فشار است. در شکل ۲-۱ مدل گردش عمومی هوا به نمایش گذاشته شده است. در این شکل اجزای اصلی گردش عمومی هوا همراه با موقعیت نسبی آن‌ها مشخص شده است. برخی از اجزای اصلی گردش عمومی هوا که به طور مستقیم بر آب هوای ایران اثرگذار هستند در ذیل ارائه شده‌اند.

۲-۲-۲-۱- بادهای غربی

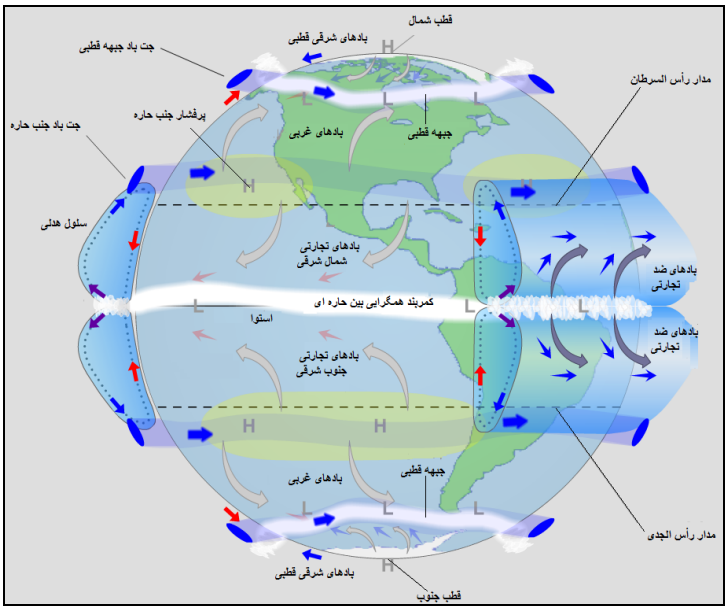
از کمربند پرفشار جنب حاره‌ای جریان هوایی به طرف شمال و به سوی مراکز کم‌فشار جنب قطبی می‌وزد. این جریان هوا تحت تأثیر نیروی کوریولیس به سمت راست منحرف می‌شود و جهت غربی پیدا می‌کند؛ از این‌رو این بادها را بادهای غربی[2] می‌نامند. این بادها را جریان هوای عرض‌های میانه نیز می‌نامند؛ زیرا اغلب بین عرض جغرافیایی ۳۵ تا ۶۵ درجه می‌وزند (شکل ۲-۱).

بادهای غربی یکی از مهم‌ترین عوامل بیرونی تأثیرگذار بر آب و هوای ایران و لرستان هستند. این بادها هستند که با خود سامانه‌های تشکیل شده بر روی سرزمین‌ها و دریاهای مجاور (عربستان،مدیترانه و دریای سرخ) را به ایران می‌آورند. جبهه‌ها، سیکلون‌ها، آنتی‌سیکلون‌ها و موج‌های کوتاه، تماماً با انتقال در بستر بادهای غربی باعث گوناگونی هوای لرستان بویژه در دوره‌ی سرد سال می‌شوند.

خورشید در دوره‌ی گرم سال بر روی مدارت بین استوا و رأس سرطان بیشترین ارتفاع و شدت تابش را دارد؛ بنابراین کمربند همگرایی حاره‌ای و به تبع آن مراکز

1. Global Atmospheric Circulation
2. Westerlies

پرفشار جنب حاره نیز به طرف عرض‌های شمالی‌تر جابجا می‌شوند. بادهای غربی نیز در این دوره مجبور به مهاجرت به طرف عرض‌های بالاتر می‌شوند؛ در نتیجه، محدوده‌ی جغرافیایی وزش آن‌ها در اکثر این دوره به ماورای عرض‌های جغرافیایی ایران منتقل می‌شود و عملاً نقش چندانی در آب و هوای ایران و از جمله استان لرستان ندارند. بر عکس، در دوره‌ی سرد با جابجایی شدت تابش خورشید به طرف نیمکره‌ی جنوبی و به تبع آن عقب‌نشینی کمربند همگرایی، جت‌باد جنب حاره‌ای و پرفشار جنب حاره به طرف عرض‌های جنوبی، بادهای غربی به ایران وارد می‌شوند. پیشروی بادهای غربی به طرف عرض‌های جنوبی‌تر از اوایل پاییز آغاز می‌شود و تا شروع زمستان، بادهای غربی بر همه جای ایران مستقر می‌شوند. اغلب تغییرات هوایی استان لرستان در دوره سرد سال به بسته‌های هوایی همراه با بادهای غربی مرتبط است. در دوره‌هایی هوای بارانی ناشی از ورود سیکلون‌ها، در روزهایی هوای سرد ناشی از ورود آنتی‌سیکلون‌ها، در زمان‌هایی بادهای سرد و خشک و ... همه و همه ناشی از انتقال توسط بادهای غربی است.



شکل۲-۱- مدل گردش عمومی جو

۲-۲-۲-۲-جت باد و پر فشار جنب حاره‌ای

پرفشار جنب حاره‌ای[1] بر اثر نزول هوا در زیر جت باد جنب حاره و در حاشیه‌ی روبه قطب سلول هدلی ایجاد می‌شود. در نیمکره‌ی شمالی به دلیل عدم یکنواختی ناشی از وجود قاره‌ها و اقیانوس‌ها، پرفشار جنب حاره از حالت کمربندی خارج می‌شود و به صورت چندین حلقه‌ی منفصل در می‌آید. این مراکز پرفشار عمدتاً بر روی دریا شکل می‌گیرند و در تابستان‌ها دارای بیشترین گسترش هستند (شکل ۲-۱). یکی از مراکز پرفشار جنب حاره معروف پرفشار آزور[2] است. پرفشار آزور بخشی از پرفشار جنب حاره‌ی اقیانوس اطلس است که بر روی جزایر آزور در اقیانوس اطلس (۱۲۹۰ کیلومتری غرب پرتغال) قرار دارد. پیشروی و عقب‌نشینی پر فشار آزور است که آب و هوایِ ایران را کنترل می‌کند. در زمستان ورود بادهای غربی و سامانه‌های همراه آن به کشور و از جمله استان لرستان منوط به اجازه‌ی پرفشار آزور است که با عقب‌نشینی خود اذن ورود را به آن‌ها می‌دهد. این پرفشار در فصل تابستان به صورت زبانه‌ای از طریق مدیترانه بر بالای خاورمیانه، از جمله ایران کشیده می‌شود و به نوعی کشور و استان لرستان را تحت سیطره‌ی خود در می‌آورد و بادهای غربی را دور می‌سازد. ضخامت زیاد این پر فشار بر روی ایران (از سطح ۲۰۰ هکتوپاسکالی تا ۷۰۰ هکتوپاسکالی یا پایین‌تر را در بر می‌گیرد) اجازه هرگونه صعود را به توده‌های هوا نمی‌دهد. استان لرستان نیز همانند اکثر بخش‌های کشور در دوره‌ی گرم سال تحت سیطره‌ی این پرفشار است و اغتشاش‌های بادهای غربی نیز با وجود حضور این پرفشار راهی به استان ندارند. با توجه به نزول دائمی هوا در مراکز پرفشار جنب حاره که مانع حرکت صعودی بسته‌های هوا (حتی اگر بسته‌ی هوا در سطح زمین مرطوب و ناپایدار باشد باز نمی‌تواند به ارتفاع لازم برای اشباع و تراکم برسد) می‌شود، تمام استان از آسمانی صاف و بدون ابر و باران برخوردار است.

جت باد جنب حاره‌ای[3] بادهای شدیدی در اتمسفر بالایی و در نزدیکی مرز ترپوپاز هستند که در حوالی عرض ۳۰ درجه‌ی جغرافیایی می‌وزند. این جریان جت باد شامل

1. subtropical high pressure (STHP)
2. Azores High
3. Subtropical Jet Stream

منطقه‌ای از بادهای شدیدی است که بیشتر از یک کیلومتر عمق و ۱۰۰ کیلومتر پهنا دارند. سرعت باد در جت بادها می‌تواند به فراتر از ۲۵۰ کیلومتر در ساعت برسد (شکل ۲-۱). هوایی که در کمربند همگرایی بین حاره‌ای صعود می‌کند تا انتهای تروپوسفر و قسمت پایین استراتوسفر بالا می‌رود و در آنجا متراکم می‌شود. این هوای متراکم در تراز بالای تروپوسفر، مجبور می‌شود به طرف عرض‌های بالای جغرافیایی که دارای فشار کم‌تری در این سطح هستند، حرکت کند (ضخامت تروپوسفر از استوا به سمت قطب کم می‌شود؛ بنابراین در سطوح بالای تروپوسفر، شیو فشاری از استوا به طرف قطب وجود دارد). پس از حرکت هوا از استوا به طرف قطب، جهت آن به دلیل اثر کوریولیس[1] به سمت راست در نیمکره‌ی شمالی (به سمت چپ در نیمکره‌ی جنوبی) منحرف می‌شود و در جهت شرقی می‌وزد. توجه داشته باشیم که بسته‌های هوا در حال حرکت از دایره‌ای با شعاع زیاد (استوا) به طرف دایره‌ای با شعاع کوچک‌تر (عرض‌های بالاتر) هستند؛ بنابراین باید سرعت خود را به منظور حفظ تکانه زاویه‌ای افزایش دهند. این بادها در حوالی عرض ۳۰ درجه به بیشترین سرعت خود می‌رسند و جت باد جنب حاره را ایجاد می‌کنند.

موقعیت جت باد جنب حاره نیز همانند سایر اجزای اصلی گردش عمومی هوا به جابجایی شدت تابش خورشید بین نیمکره‌ی شمالی و جنوبی وابسته است. در تابستان‌ها به دلیل اینکه خورشید بر نیمکره‌ی شمالی عمودتر می‌تابد و کمربند همگرایی بین حاره‌ای نیز به عرض‌های جنب استوایی نیمکره شمالی منتقل می‌شود، جت باد جنب حاره نیز به طرف قطب‌ها پیشروی می‌کند. در زمستان‌ها بر عکس، جت باد جنب حاره به طرف استوا عقب‌نشینی می‌کند و عرصه را برای سامانه‌های عرض‌های شمالی و میانه باز می‌کند. محل استقرار این رود باد در طول سال بین شمال و جنوب ایران تغییر می‌کند. جت‌باد جنب حاره‌ای در دوره‌ی گرم سال بر بالای ایران مستقر می‌شود.

1. Coriolis effect

۲-۲-۲-۳- جبهه و جت باد قطبی

اختلاف فاحش دما بین عرض جغرافیایی پایین و بالا که در نتیجه‌ی تفاوت انرژی ورودی خورشیدی است، مناطقی با تضاد حرارتی شدید ایجاد می‌کند. این مناطق وسیع با تضاد دمایی در منطقه‌ای با هم برخورد می‌کنند که آن‌را جبهه‌ی قطبی می‌نامند. جبهه‌ی قطبی، محل برخورد هوای سرد و متراکم عرض‌های بالای جغرافیایی با هوای گرم و کم تراکم عرض‌های پایین جغرافیایی است. جبهه‌ی قطبی تقریباً بین ۳۰ تا ۷۰ درجه عرض جغرافیایی هر دو نیمکره تشکیل می‌شود (شکل ۲-۱). موقعیت جبهه قطبی نیز همانند سایر اجزای اصلی گردش عمومی هوا به جابجایی شدت تابش خورشید بین نیمکره‌ی شمالی و جنوبی وابسته است؛ در تابستان‌ها به طرف قطب عقب‌نشینی می‌کند و در زمستان‌ها بر عکس، به طرف استوا پیش‌روی می‌کند.

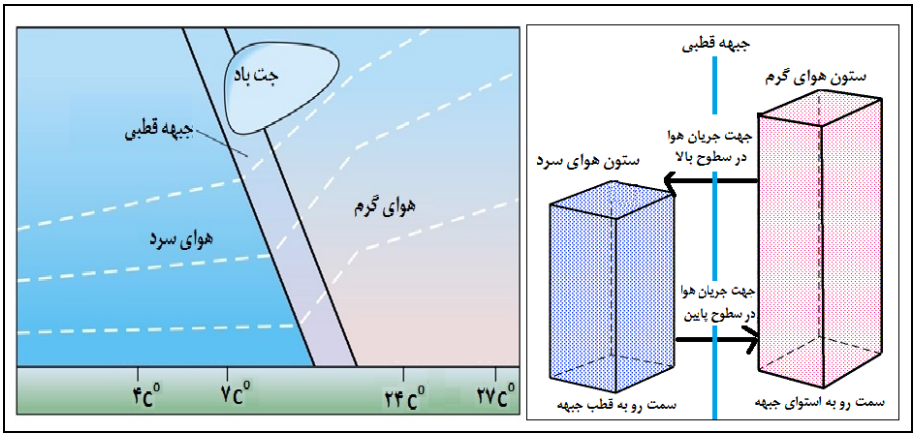
جت باد جبهه‌ی قطبی[1] یکی از اجزای اصلی گردش عمومی جو است که آب و هوای عرض‌های متوسط را به شدت در کنترل خود دارد. این جت باد در نتیجه‌ی تضاد شدید حرارتی بین هوای گرم عرض‌های پایین و هوای سرد عرض‌های بالای جغرافیایی ایجاد می‌شود (شکل ۲-۱). این تضاد شدید حرارتی باعث تشکیل لایه‌های هوایی با ضخامت متفاوت می‌گردد. در سطوح بالای جو، هوا از سمت رو به استوای جبهه (برای پر کردن فضای خالی ناشی از ضخامت کم هوا در عرض‌های بالا) به سمت رو به قطب جبهه حرکت می‌کند.

به دلیل اختلاف فشار زیاد بین بخش‌های بالای ستون هوای سرد و گرم، هوا با سرعت زیادی در این قسمت جابجا می‌شود و بادهای پر سرعتی را ایجاد می‌کند که جت باد جبهه‌ی قطبی نامیده می‌شوند. لازم به ذکر است که در اثر نیروی کوریولیس این بادها نیز به سمت راست در نیمکره‌ی شمالی و به سمت چپ در نیمکره‌ی جنوبی منحرف می‌شوند و با جهت غربی می‌وزند. جت باد جبهه‌ی قطبی از نظر موقعیت بر روی جبهه‌ی قطبی قرار دارد و قابل تفکیک از هم نیستند (شکل ۲-۱ و ۲-۲).

اثر جبهه‌ی قطبی و جت باد جبهه‌ی قطبی بر آب و هوای لرستان بسیار پر رنگ است؛ به نحوی که بخش اعظم بارش‌های این استان به موقعیت و نحوه‌ی استقرار آن‌ها

1. polar jet stream

وابسته است. با استقرار جبهه‌ی قطبی بر روی دریای مدیترانه سیکلون‌های زیادی ایجاد می‌شود. بخشی از این سیکلون‌ها توسط بادهای غربی به ایران و از جمله استان لرستان منتقل می‌شوند و بارش‌های فراوانی را تولید می‌کنند. اثر این جبهه و جت باد آن بر روی الگوهای بالای جو و نحوه‌ی آرایش بادهای غربی می‌تواند هواهای متفاوتی را بر روی لرستان ایجاد نمایند.



شکل ۲-۲- طرح شماتیک از چگونگی تشکیل جت باد جبهه‌ی قطبی

۲-۳ - بررسی و تحلیل عناصر اقلیمی استان لرستان

برای بررسی وضعیت آب و هوایی استان لرستان از داده‌های ۳۲ ایستگاه سینوپتیک، کلیماتولوژی و باران‌سنجی در سطح استان استفاده گردید (جدول ۳-۱). به دلیل ضعف آماری و عدم اطمینان از صحت آمار ایستگاه‌های کلیماتولوژی و باران‌سنجی در تهیه‌ی جداول و نمودارها فقط از داده‌های ایستگاه‌های سینوپتیکی استفاده گردید.

۲-۳-۱- بارش

موقعیت جغرافیایی ایران در منطقه‌ی جنب حاره باعث قرار گرفتن آن در کمربند خشک جهان شده است. با توجه به این موقع جغرافیایی میانگین بارش ایران بسیار کم‌تر از میانگین جهانی بارش است. نکته قابل توجه در ارتباط با بارش ایران علاوه بر

مقدار کم بارش تغییر پذیری بالای آن است (یاراحمدی و عزیزی،۱۳۸۶). بارش که در تأمین منابع آبی مهم‌ترین عامل اقلیمی محسوب می‌شود، یکی از متغیرترین پدیده‌های هواشناسی است. علاوه بر مقدار بارش، کیفیت نزول بارش و چگونگی همزمانی آن با دما، فاصله‌ی بین بارش‌ها نیز از اهمیت زیادی برخوردار است (یاراحمدی و نصیری،۱۳۸۳). به طور کلی، بارش زمانی حادث می‌شود که هوای مرطوب و عامل صعود، هر دو با هم در منطقه‌ای وجود داشته باشد و به عبارت دیگر هوای مرطوب باید تا ارتفاع معینی بالا رود تا بر اثر سرد شدن بی رویه به نقطه‌ی اشباع برسد. عدم وجود هر یک از دو عامل مانع وقوع بارش می‌شود.

در فصل زمستان در استان لرستان به علت وجود هر دو عامل، بارش را مشاهده می‌کنیم؛ حال آنکه در فصل تابستان به علت استقرار مراکز پر فشار جنب حاره عامل صعود وجود ندارد و رطوبت کافی نیز موجود نیست؛ لذا در تابستان بارندگی رخ نمی‌دهد.

زمان بارش به طور کلی در زمستان و اوایل بهار و همچنین در پاییز است که بیشتر نامنظم و دارای تغییر پذیری است و همچنین بیشتر ریزش‌ها در فصل زمستان به صورت برف است که اغلب در دامنه‌ها و تا اواسط بهار باقی می‌ماند و با گرم شدن هوا ذوب گشته، باعث پر آب شدن رودها و در پاره‌ای مواقع طغیان آن‌ها می‌گردد.

جدول ۲-۲ مشخصات ایستگاه‌های هواشناسی مورد استفاده

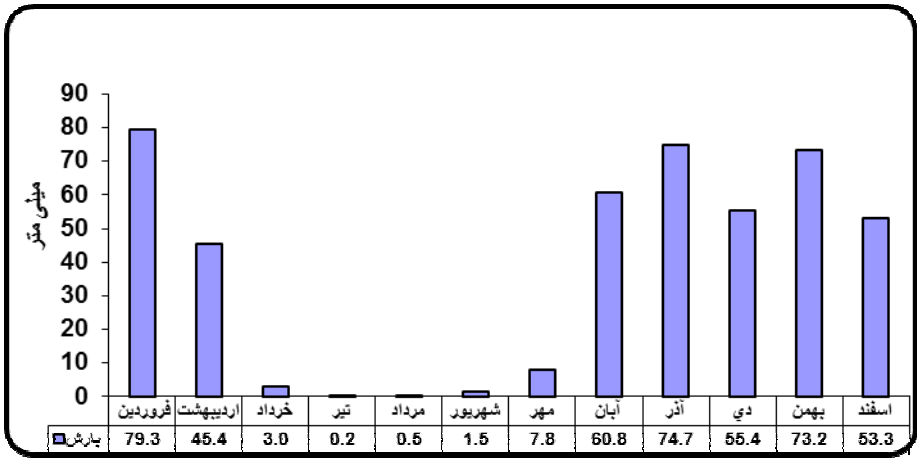
ردیف	شهرستان	نام ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع از سطح دریا	نوع ایستگاه
۱	خرم‌آباد	خرم‌آباد	۴۸° و ´۱۷	۳۲° و ´۲۶	۱۱۵۵	سینوپتیک
	الیگودرز	الیگودرز	۴۹° و ´۴۲	۳۳° و ´۲۴	۱۰۲۲	سینوپتیک
۳	نور آباد	نور آباد	۴۸° و ´۰۰	۳۴° و ´۰۳	۱۸۵۹	سینوپتیک
۴	ازنا	ازنا	۴۹° و ´۲۵	۳۳° و ´۲۷	۱۸۷۲	سینوپتیک تکمیلی
۵	الشتر	الشتر	۴۸° و ´۱۵	۳۳° و ´۴۹	۱۵۶۷	سینوپتیک
۶	بروجرد	سیلاخور	۴۸° و ´۵۲	۳۳° و ´۴۴	۱۴۹۷	هواشناسی کشاورزی

ردیف	شهرستان	نام ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع از سطح دریا	نوع ایستگاه
۷	بروجرد	بروجرد	۴۸° و ۴۵´	۳۳° و ۵۵´	۱۶۲۹	سینوپتیک
۸	پل دختر	پل دختر	۴۷° و ۴۳´	۳۳° و ۰۹´	۷۱۴	سینوپتیک
۹	دورود	دورود	۴۹° و ۰۰´	۳۳° و ۳۱´	۱۵۲۲	سینوپتیک تکمیلی
۱۰	کوهدشت	کوهدشت	۴۷° و ۳۹´	۳۳° و ۳۱´	۱۱۹۸	سینوپتیک تکمیلی
۱۱	بروجرد	بروجرد	۴۸° و ۴۰´	۳۳° و ۵۴´	۱۵۴۰	باران‌سنجی
۱۲	بروجرد	رحیم آباد	۴۸° و ۴۸´	۳۳° و ۴۷´	۱۴۹۰	باران‌سنجی
۱۳	بروجرد	ونایی	۴۸° و ۳۶´	۳۳° و ۵۵´	۱۸۸۰	باران‌سنجی
۱۴	دورود	مروئک	۴۹° و ۰۳´	۳۳° و ۳۹´	۱۵۶۰	باران‌سنجی
۱۵	دورود	دورود	۴۹° و ۰۴´	۳۳° و ۲۹´	۱۴۰۰	باران‌سنجی
۱۶	دورود	چم‌چیت	۴۸° و ۵۸´	۳۳° و ۲۳´	۱۲۶۰	باران‌سنجی
۱۷	ازنا	دره‌تخت	۴۹° و ۲۲´	۳۳° و ۲۱´	۲۰۰۰	باران‌سنجی
۱۸	ازنا	کمندان	۴۹° و ۲۶´	۳۳° و ۱۸´	۲۰۰۰	باران‌سنجی
۱۹	خرم‌آباد	کشور	۴۸° و ۳۱´	۳۳° و ۰۸´	۷۸۰	باران‌سنجی
۲۰	خرم‌آباد	چم‌انجیر	۴۸° و ۱۵´	۳۳° و ۲۶´	۱۱۵۰	باران‌سنجی
۲۱	الشتر	کاکارضا	۴۸° و ۱۶´	۳۳° و ۴۳´	۱۵۷۰	باران‌سنجی
۲۲	الشتر	سراب‌صیدعلی	۴۸° و ۱۲´	۳۳° و ۴۷´	۱۵۵۰	باران‌سنجی
۲۳	پل‌دختر	افرینه	۴۷° و ۵۴´	۳۳° و ۱۹´	۸۰۰	باران‌سنجی
۲۴	پل‌دختر	پل‌دختر	۴۷° و ۴۳´	۳۳° و ۰۹´	۶۵۰	باران‌سنجی
۲۵	کوهدشت	کوهدشت	۴۷° و ۳۷´	۳۳° و ۳۲´	۱۲۵۰	باران‌سنجی
۲۶	کوهدشت	تنگ سیاب	۴۷° و ۱۳´	۳۳° و ۲۴´	۹۳۰	باران‌سنجی
۲۷	کوهدشت	نظرآباد	۴۷° و ۲۵´	۳۳° و ۱۰´	۵۳۰	باران‌سنجی
۲۸	الیگودرز	قلعه هما	۴۹° و ۵۰´	۳۳° و ۱۴´	۲۳۸۰	باران‌سنجی
۲۹	خرم‌آباد	ده نو	۴۸° و ۴۶´	۳۳° و ۳۱´	۱۵۶۰	باران‌سنجی
۳۰	کوهدشت	دارتوت	۴۶° و ۴۰´	۳۳° و ۴۴´	۱۰۰۰	باران‌سنجی
۳۱	کوهدشت	دوخواهران	۴۹° و ۰۲´	۳۳° و ۳۹´	۱۵۵۰	باران‌سنجی
۳۲	کوهدشت	هولیلان سیمره	۴۷° و ۱۴´	۳۳° و ۴۴´	۹۷۰	باران‌سنجی

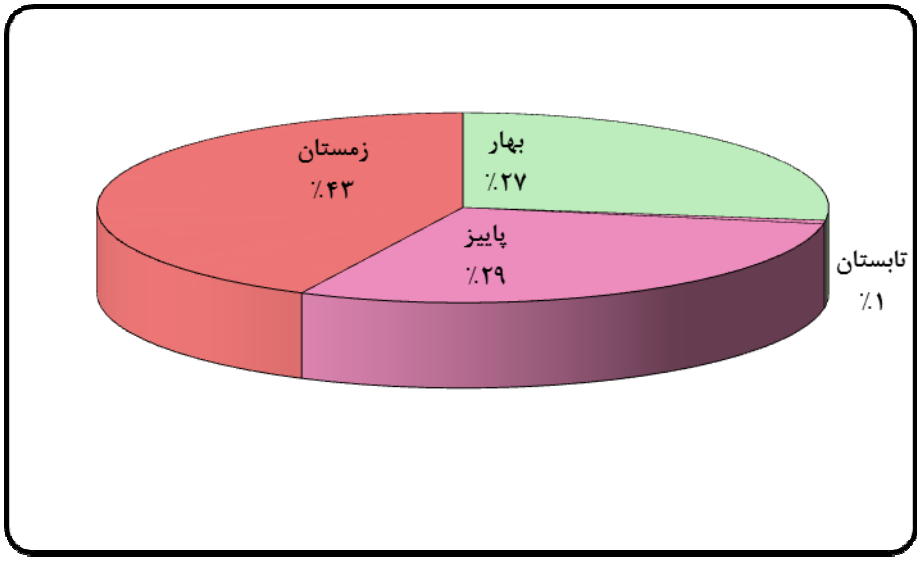
۲-۳-۱-۱- توزیع زمانی و مکانی بارش

طبق آمار موجود انواع ایستگاه‌های هواشناسی استان لرستان طی دوره‌ی آماری ۲۷ ساله (۱۳۹۲-۱۳۶۶) متوسط بارش سالانه‌ی استان ۴۹۸/۶ میلی‌متر است. باید متذکر شویم که پر باران‌ترین ایستگاه‌های استان، ایستگاه‌های باران‌سنجی استان هستند که اکثراً در مسیر راه آهن سراسری جنوب قرار دارند؛ برای مثال ایستگاه باران‌سنجی تنگ پنج با میانگین سالانه ۱۰۰۷/۵ میلی‌متر، ایستگاه باران‌سنجی کشور با ۹۹۲ میلی‌متر. همچنین ایستگاه‌های باران‌سنجی دره تخت و کمندان در ازنا نیز با بارش نزدیک به ۱۰۰۰ میلی‌متر جزء پرباران‌ترین ایستگاه‌های باران‌سنجی استان هستند. کم باران‌ترین ایستگاه استان نیز چاه شوره‌ی کوشکی با میانگین سالانه ۳۱۷/۷ میلی‌متر است. لازم به ذکر است که در این کتاب سعی شده است از آمار ایستگاه‌های سینوپتیک که دارای درصد اطمینان بالایی هستند استفاده شود و از آمار سایر ایستگاه‌ها صرف نظر شده است (جدول ۲-۲).

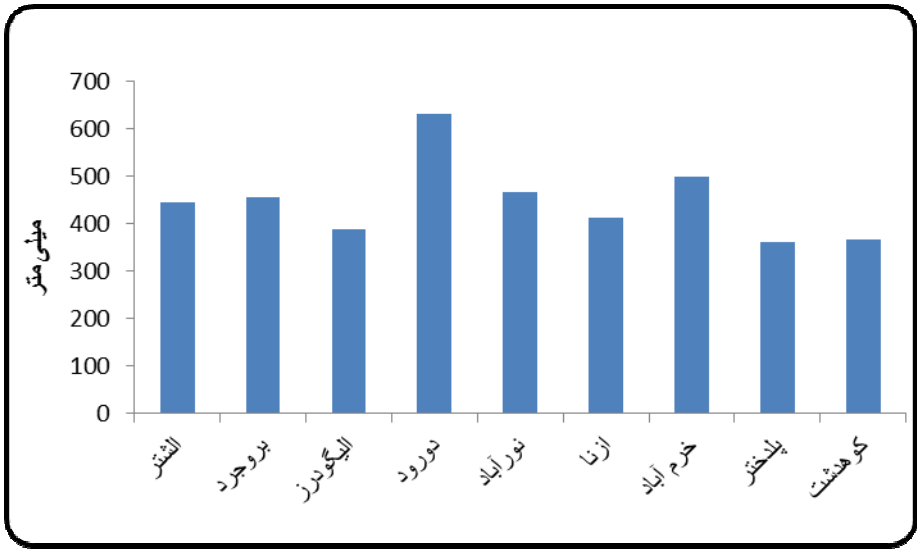
بیشترین مقدار ماهانه‌ی بارش در استان لرستان فروردین با میانگین ۸۶/۴ میلی‌متر است (شکل ۲-۳). از نظر تمرکز فصلی بیشترین بارش در فصل زمستان ۴۳ درصد کل بارش‌ها را در بر می‌گیرد و پاییز با ۲۹/۵ درصد و بهار با ۲۷ درصد در رتبه‌های بعدی قرار دارند. سهم تابستان یک دهم درصد است (شکل ۲-۴). بنابراین عمده‌ی بارش‌های استان در دوره‌ی سرد سال ریزش می‌کند. بارش‌ها عمدتاً از مهر شروع می‌شود و در اوایل خرداد خاتمه می‌یابد. بخش اعظم بارش در ۵ ماه آذر تا فروردین رخ می‌دهد و در سایر ماه‌ها بارش چندان قابل توجه نیست. از لحاظ نوع بارش در شمال و جنوب استان تفاوت زیادی وجود دارد. عمده‌ی بارش‌های شمالی استان به صورت جامد ریزش می‌کند و در جنوب و غرب استان عمده‌ی بارش‌ها به صورت باران است. از خصوصیات دیگر بارش استان وقوع بارش‌های رگباری به خصوص در فصل بهار است که همین مسئله وقوع سیلاب‌های مهیب را ممکن می‌سازد. پر باران‌ترین و کم باران‌ترین ایستگاه استان به ترتیب شهرستان دورود با ۶۳۱ میلی‌متر بارش و شهرستان پل‌دختر با ۳۶۰ میلی‌متر بارش هستند. به طور کلی میزان بارش از شمال و شرق استان به جنوب و غرب استان کاهش قابل ملاحظه‌ای را نشان می‌دهد (شکل ۲-۵).



شکل ۲-۳- نمودار میانگین بارش ماهانه‌ی ایستگاه‌های سینوپتیک استان لرستان



شکل ۲-۴- میزان بارندگی فصلی استان لرستان به درصد

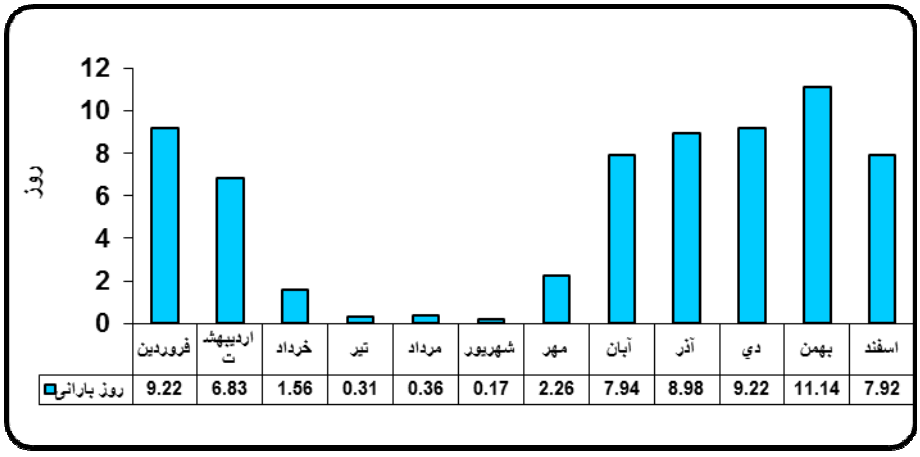


شکل ۲-۵- نمودار میانگین بارش سالانه‌ی ایستگاه‌های سینوپتیک استان لرستان

۲-۳-۱-۲- تعداد روزهای بارانی

توزیع منطقه‌ای تعداد روزهای بارش در استان لرستان به صورت زیر است: با توجه به آمار مورد مطالعه میانگین تعداد روزهای بارانی در منطقه در فروردین ۹/۲ روز، در اردیبهشت ۶/۸ روز، در خرداد ۱/۶ روز، در تیر ۰/۳ روز، در مرداد ۰/۴ روز، در شهریور ۰/۲ روز، در مهر ۲/۳ روز، در آبان ۷/۹ روز، در آذر ۹ روز، در دی ۹/۲ روز، در بهمن ۱۱/۱ روز و در اسفند ۷/۹ روز است که بهمن با ۱۱/۱ روز بیشترین و شهریور با ۰/۲ روز، کم‌ترین روز بارانی را داراست.

در بین ایستگاه‌های مورد مطالعه خرم‌آباد با ۷۴/۸ روز بارانی و پل‌دختر با ۵۱/۴ روز بارانی دارای بیشترین و کم‌ترین روزهای بارانی در سطح استان لرستان هستند. شکل ۲-۶ متوسط ماهانه‌ی تعداد روزهای بارانی در استان لرستان را نشان می‌دهد.



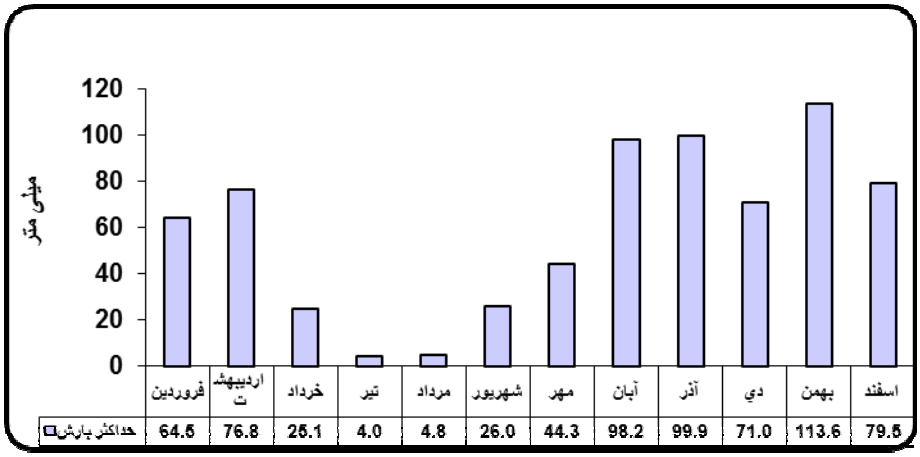
شکل ۲-۶- نمودار متوسط ماهانه‌ی تعداد روزهای بارانی استان لرستان

۲-۳-۱-۳- حداکثر بارش‌های ۲۴ ساعته

بیشترین حداکثر بارش‌های استان لرستان با ۱۱۳/۶ میلی‌متر به ماه بهمن تعلق دارد. آذر با ۹۹/۹ میلی‌متر، آبان با ۹۸/۲ میلی‌متر و اسفند با ۷۹/۶ میلی‌متر در رتبه‌های بعدی قرار دارند (شکل ۲-۷). ایستگاه سینوپتیک دورود با ۱۱۳/۶ میلی‌متر بیشترین مقدار حداکثر بارش‌های ۲۴ ساعته در سطح استان لرستان را داشته است. در استان لرستان ۸ ماه از سال یعنی ماه‌های مهر، آبان، آذر، دی، بهمن، اسفند، فروردین، اردیبهشت حداکثر بارش‌های ۲۴ ساعته بالاتر از ۲۰ میلی‌متر است. شکل ۲-۸ حداکثر بارش‌های ۲۴ ساعته‌ی استان لرستان را نشان می‌دهد.

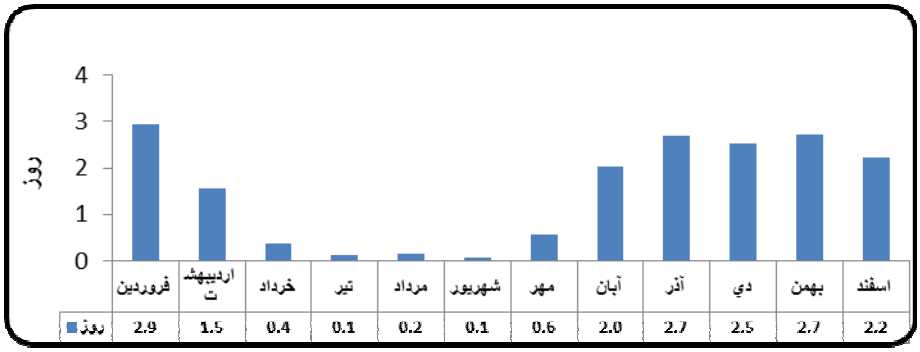
۲-۳-۱-۳- تعداد روزهای با بارش بیش از ۱۰ میلی‌متر

به طور متوسط استان لرستان ۱۸ روز از سال از بارش بیش از ۱۰ میلی‌متر برخوردار است. در این میان فروردین با ۲/۹ روز دارای بیشترین تعداد روزهای با بارش بیش از ۱۰ میلی‌متر است. ماه‌های آذر و بهمن هر کدام با ۲/۷ روز در رتبه بعدی قرار دارند. شکل شماره ۲-۹ متوسط تعداد روزهای با بارش بیش از ۱۰ میلی‌متر را نشان می‌دهد.



شکل ۲-۷- نمودار توزیع ماهانه‌ی حداکثر بارش ۲۴ ساعته ایستگاه‌های سینوپتیک استان لرستان

شکل ۲-۸- نمودار حداکثر بارش ۲۴ ساعته‌ی ایستگاه‌های سینوپتیک استان لرستان



شکل ۲-۹- متوسط تعداد روزهای با بارش بیش از ۱۰ میلی‌متر استان لرستان

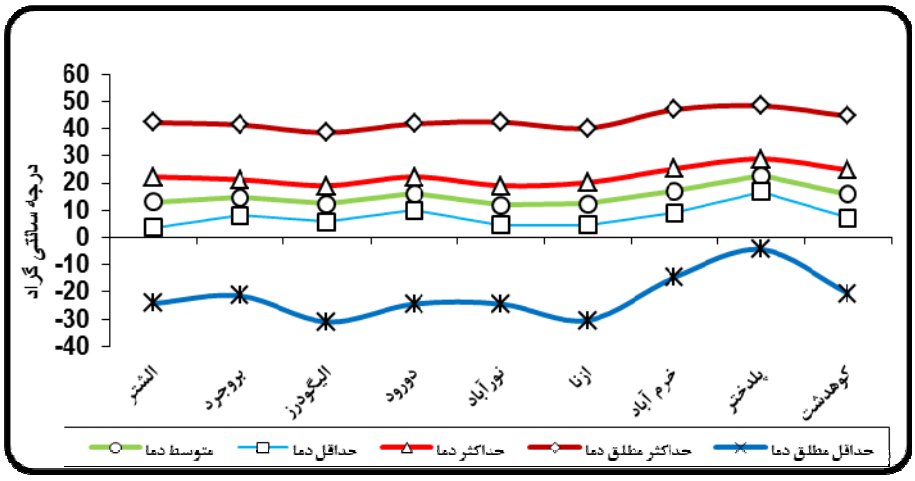
۲-۳-۲- دما

متوسط دمای حداکثر استان لرستان ۲۲/۶ درجه سانتی‌گراد است. بیشترین میانگین حداکثر دمای دوره‌ی آماری مربوط به پل‌دختر به میزان ۲۹ درجه‌ی سلسیوس و همچنین پایین‌ترین میانگین حداکثر دمای دوره‌ی آماری مربوط به نورآباد به میزان ۱۹/۱ درجه‌ی سلسیوس بوده است. بالاترین میانگین حداکثر دمای استان لرستان در مرداد ۳۷/۱ درجه سلسیوس است. بررسی حداکثر مطلق دما در ایستگاه‌های سینوپتیک استان نشان داده است که در مرداد دمای ایستگاه پل‌دختر به ۴۷/۸ درجه‌ی سلسیوس رسیده است. متوسط دمای حداقل استان لرستان ۷/۷ درجه‌ی سانتی‌گراد است. پل‌دختر با میانگین حداقل دمای درازمدت ۸/۱۶ درجه‌ی سلسیوس بالاترین میانگین حداقل دما و الشتر با میانگین حداقل دراز مدت ۶/۳ درجه‌ی سلسیوس کم‌ترین دما را دارا بوده است که دامنه‌ی تغییرات میانگین حداقل دمای نرمال در بین ایستگاه‌های ذکر شده ۲/۱۳ درجه سلسیوس است. به طور کلی در استان لرستان دی با میانگین حداقل ۵/۲- درجه‌ی سلسیوس سردترین ماه سال محسوب می‌شود (شکل ۲-۱۰).

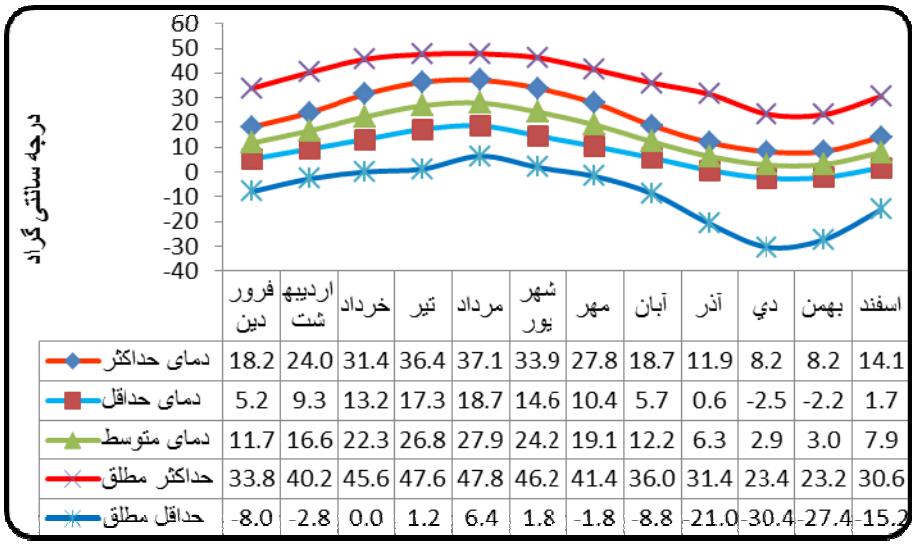
در بررسی حداقل مطلق دما در ایستگاه‌های سینوپتیک استان مشخص شده است که دمای ایستگاه الیگودرز در دی به ۳۱- درجه‌ی سلسیوس رسیده است.

متوسط دمای استان لرستان ۱۵/۲ درجه سانتی‌گراد است که پل‌دختر با میانگین سالیانه‌ی ۸/۲۲ درجه‌ی سلسیوس بالاترین و نورآباد با متوسط دمای ۹/۱۱ درجه‌ی

سلسیوس پایین‌ترین مقدار را دارا می‌باشد. تغییرات دامنه نوسانات میانگین متوسط دمای دراز مدت نیز ۱۱ درجه‌ی سلسیوس است که حاکی از تأثیرات میکرو کلیمای استان و همچنین توپوگرافی خاص استان لرستان می‌باشد (شکل ۲-۱۱).



شکل ۲-۱۰- رژیم دمایی ایستگاه‌های سینوپتیکی استان لرستان



	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	مهر	آبان	آذر	دي	بهمن	اسفند
دمای حداکثر	18.2	24.0	31.4	36.4	37.1	33.9	27.8	18.7	11.9	8.2	8.2	14.1
دمای حداقل	5.2	9.3	13.2	17.3	18.7	14.6	10.4	5.7	0.6	-2.5	-2.2	1.7
دمای متوسط	11.7	16.6	22.3	26.8	27.9	24.2	19.1	12.2	6.3	2.9	3.0	7.9
حداکثر مطلق	33.8	40.2	45.6	47.6	47.8	46.2	41.4	36.0	31.4	23.4	23.2	30.6
حداقل مطلق	-8.0	-2.8	0.0	1.2	6.4	1.8	-1.8	-8.8	-21.0	-30.4	-27.4	-15.2

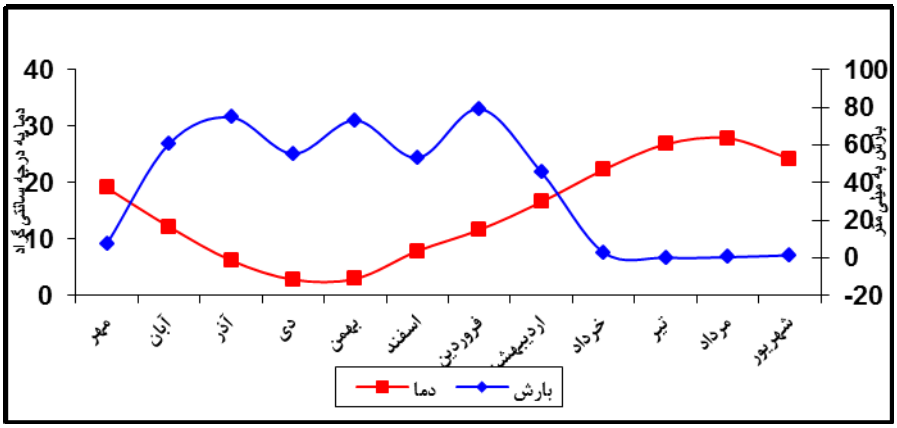
شکل ۲-۱۱- رژیم دمایی ماهانه‌ی استان لرستان

۲-۳-۳- تعیین فصل خشک و مرطوب

به منظور مشخص نمودن فصول خشک و مرطوب، نمودار آمبروترمیک ایستگاه‌های سینوپتیک استان ترسیم گردید. در دوره‌ی گرم سال با توجه به استقرار پرفشار جنب حاره و عقب‌نشینی بادهای غربی از جغرافیای ایران و استان لرستان رخدادهای بارش به حداقل و حتی صفر می‌رسد. نمودار آمبروترمیک استان لرستان نیز نشان می‌دهد که در کل منطقه آبان تا اردیبهشت ماه‌های مرطوب و خرداد، تیر، مرداد، شهریور و مهر ماه‌های خشک استان لرستان هستند (۲-۱۲).

۲-۳-۴- رطوبت نسبی

بر اساس آمار در استان لرستان هر چه از قسمت غرب و جنوب غرب استان به سمت شرق، شمال و شمال شرق می‌رویم به مقدار رطوبت نسبی افزوده می‌شود. یکی از دلایلی که منجر شده، غرب و جنوب غرب استان لرستان رطوبت کمتری نسبت به شرق و شمال داشته باشد، ارتفاع کم‌تر و دمای بالای آن مناطق است. در قسمت‌های شرق، شمال شرق و شمالی استان به دلیل وجود ارتفاعات و پایین بودن دما مقدار رطوبت نسبی نیز افزایش می‌یابد. براساس داده‌ها و آمار، متوسط رطوبت نسبی استان ۶۶/۲ درصد است.

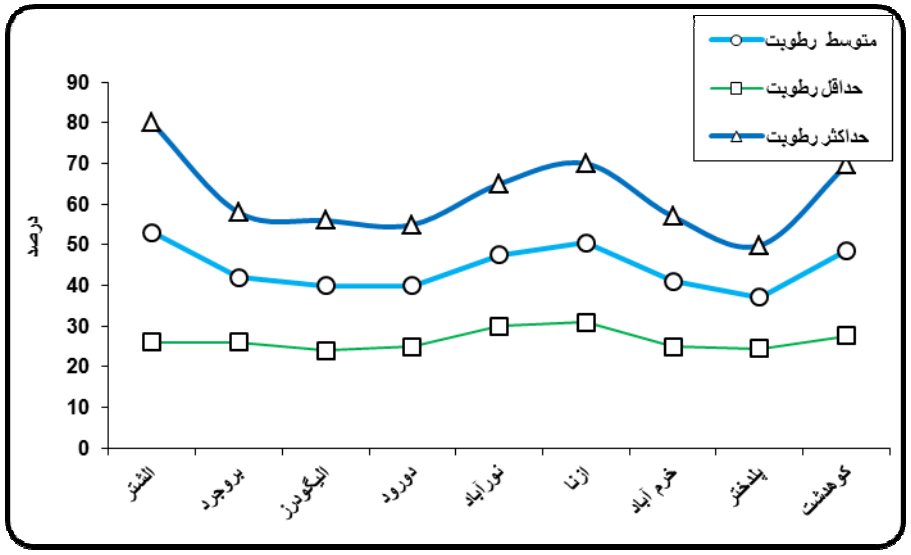


شکل ۲-۱۲- نمودار آمبروترمیک ایستگاه های سینوپتیک استان لرستان

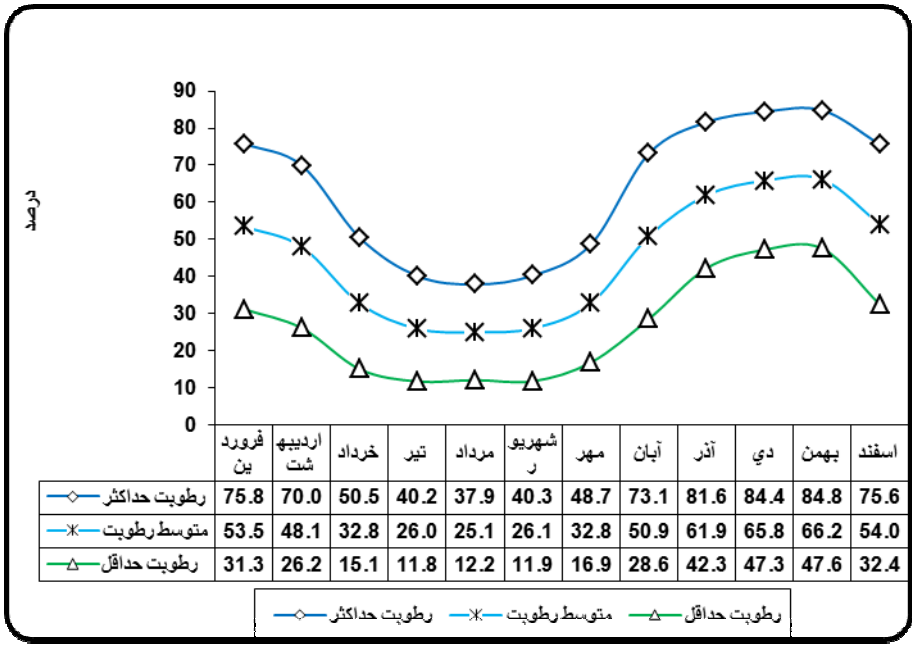
الشتر با ۵۳ درصد متوسط رطوبت نسبی سالانه دارای بیشترین و پل‌دختر با ۳۷/۲ درصد دارای کم‌ترین رطوبت نسبی متوسط در سطح استان هستند (شکل ۲-۱۳). در ماه‌های مختلف سال در استان لرستان بهمن با ۶۶/۲ درصد مرطوب‌ترین و مرداد ماه با ۲۵/۱ درصد خشک‌ترین ماه سال محسوب می‌شود (شکل ۲-۱۴).

۲-۳-۵- تبخیر

بر اساس داده‌های ایستگاه‌های سینوپتیک استان متوسط تبخیر استان ۲۰۴۲/۷ میلی‌متر است. بیشترین مقدار ماهانه‌ی تبخیر در مرداد با ۳۸۳ میلی‌متر و کم‌ترین آن در بهمن با ۵/۲ میلی‌متر است (شکل ۲-۱۵). پل‌دختر با ۳۱۳۱ میلی‌متر بیشترین و الشتر با ۱۴۲۲ میلی‌متر کم‌ترین میزان تبخیر سالانه در استان لرستان را دارا هستند (شکل ۲-۱۶).

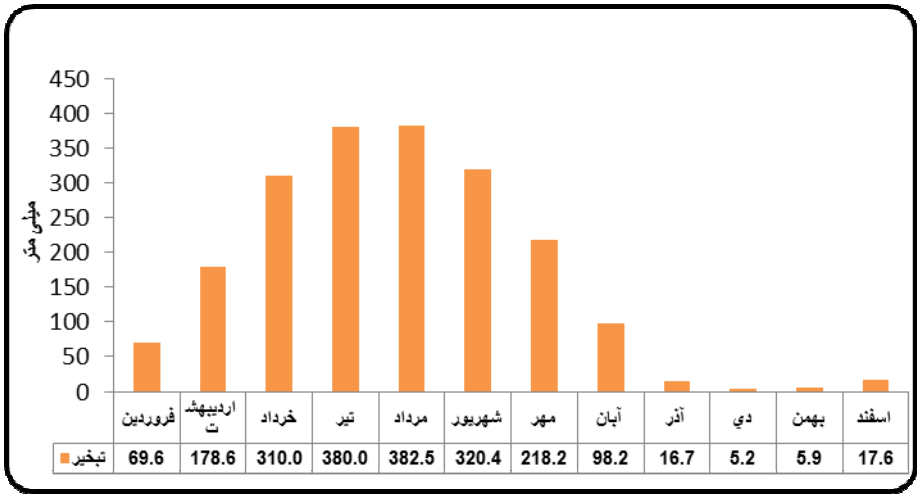


شکل ۲-۱۳- رژیم رطوبت ایستگاه‌های سینوپتیک استان لرستان



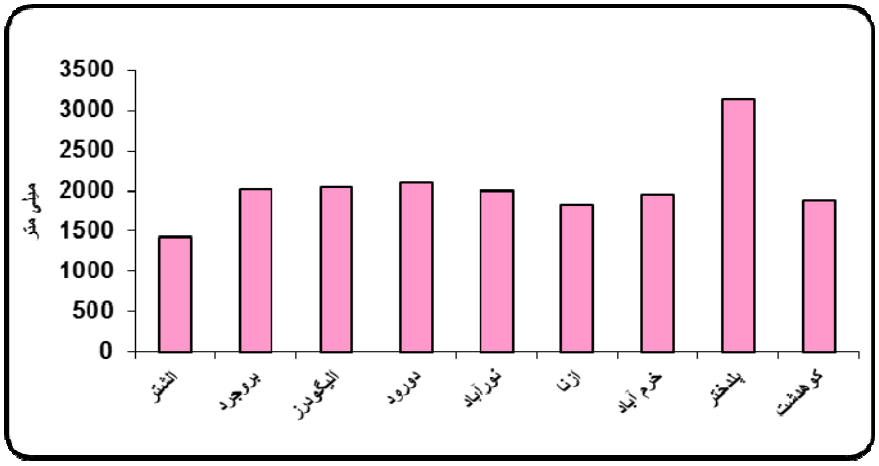
	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	مهر	آبان	آذر	دي	بهمن	اسفند
رطوبت حداکثر	75.8	70.0	50.5	40.2	37.9	40.3	48.7	73.1	81.6	84.4	84.8	75.6
متوسط رطوبت	53.5	48.1	32.8	26.0	25.1	26.1	32.8	50.9	61.9	65.8	66.2	54.0
رطوبت حداقل	31.3	26.2	15.1	11.8	12.2	11.9	16.9	28.6	42.3	47.3	47.6	32.4

شکل ۲-۱۴- رژیم ماهانه‌ی رطوبت ایستگاه‌های سینوپتیک استان لرستان



	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	مهر	آبان	آذر	دي	بهمن	اسفند
تبخیر	69.6	178.6	310.0	380.0	382.5	320.4	218.2	98.2	16.7	5.2	5.9	17.6

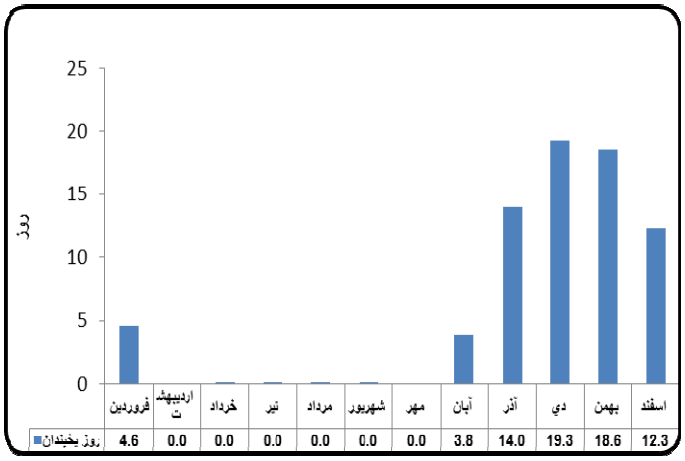
شکل ۲-۱۵-متوسط تبخیر ماهانه در استان لرستان



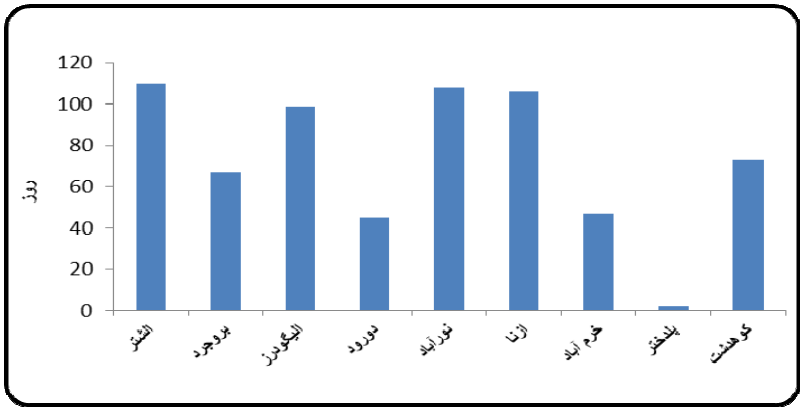
شکل ۲-۱۶- متوسط سالانه‌ی میزان تبخیر ایستگاه‌های سینوپتیک استان لرستان

۲-۳-۶- تعداد روزهای یخبندان

متوسط روزهای یخی استان ۷۳ روز است. دی و بهمن ماه هرکدام با ۱۹ روز یخبندان بیشترین فراوانی و اردیبهشت، خرداد، تیر، مرداد، شهریور و مهر بدون یخبندان هستند (۲-۱۷). ایستگاه الشتر با ۱۱۰ روز بیشترین روزهای یخبندان و ایستگاه پل‌دختر با ۲ روز کمترین روزهای یخبندان را در لرستان دارا هستند (شکل ۲-۱۸).



شکل ۲-۱۷-متوسط تعداد روزهای یخبندان در استان لرستان

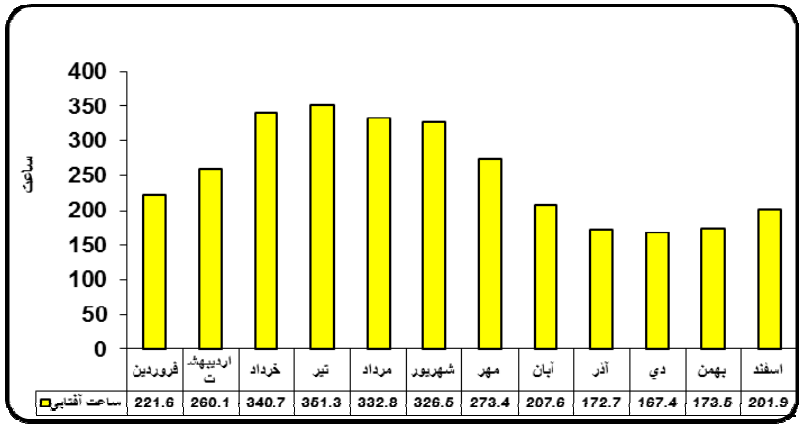


شکل ۲-۱۸-متوسط تعداد روزهای همراه با یخبندان در ایستگاه‌های سینوپتیک استان لرستان

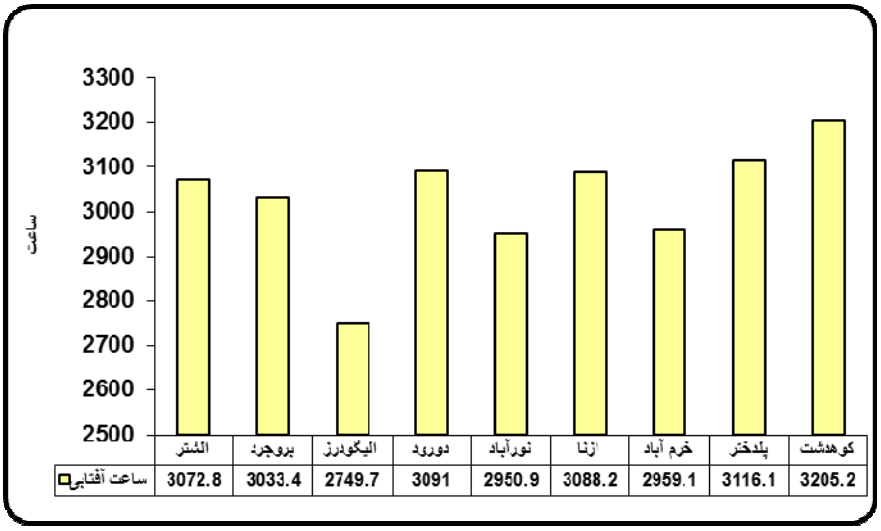
۲-۳-۷- ساعات آفتابی

در بررسی آماری تعداد ساعات آفتابی ایستگاه‌های سینوپتیک استان لرستان مشخص شد که تیرماه با ۳۵۱/۳ ساعت بیشترین و دی ماه با ۱۶۷/۴ ساعت کمترین ساعات آفتابی را در سطح استان دارند (۲-۱۹).

همچنین کوهدشت با متوسط سالانه ۲/ ۳۲۰۵ ساعت و الیگودرز با ۷/ ۲۷۴۹ ساعت به ترتیب دارای بیشترین و کمترین ساعات آفتابی در سطح استان هستند. متوسط سالانه‌ی تعداد ساعات آفتابی استان برابر با ۶/۳۰۲۹ ساعت است (۲-۲۰).



شکل ۲-۱۹-متوسط ماهانه‌ی تعداد ساعات آفتابی استان لرستان



شکل ۲-۲۰- متوسط سالانه‌ی تعداد ساعات آفتابی ایستگاه‌های سینوپتیک استان لرستان

۲-۳-۸- متوسط فشار

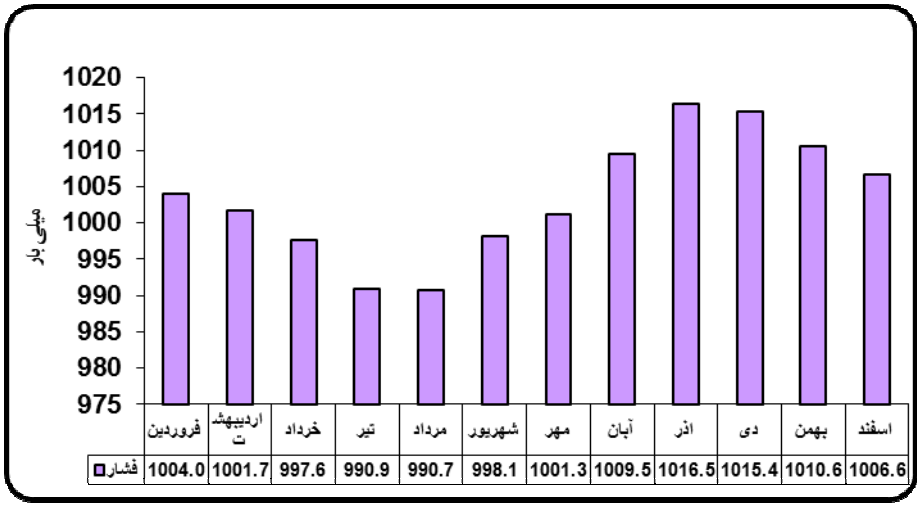
در بررسی داده‌های فشار ماهانه مشخص گردید که میانگین حداقل فشار استان در مرداد ماه ۹۹۰/۷ میلی‌بار و حداکثر آن در آذرماه، ۱۰۱۶/۵ میلی‌بار رخ داده است (شکل ۲-۲۱). بررسی فشار ایستگاه‌های استان لرستان نیز نشان داد که متوسط سالانه‌ی فشار استان ۱۰۰۲/۶ میلی‌بار است و ازنا و نورآباد به ترتیب با ۱۰۱۲/۶ و ۱۰۱۲/۵ میلی‌بار بیشترین و الیگودرز با ۹۴۷/۶ میلی‌بار کمترین فشار را داشته‌اند (شکل ۲-۲۲).

۲-۳-۹ -وضعیت باد در ایستگاه‌های سینوپتیک استان لرستان

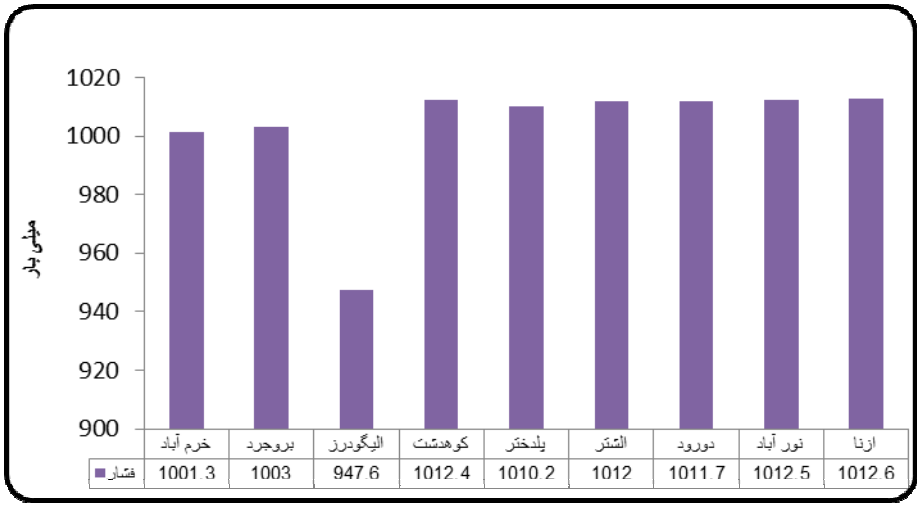
۲-۳-۹-۱- ایستگاه سینوپتیک خرم‌آباد

میانگین سالانه‌ی سرعت وزش باد در ایستگاه سینوپتیک خرم‌آباد برابر ۱/۷۲ متر بر ثانیه است. جهت غالب وزش باد سالانه در ایستگاه مذکور غربی بوده است. جهت وزش باد غالب در تمام فصول سال ایستگاه خرم‌آباد مشابه رژیم کلی وزش باد سالیانه دارای

جهت غربی است. بهار پر بادترین فصل را در بین فصول سال به خود اختصاص داده است و بیشترین هوای آرام نیز در فصل پاییز مشاهده می‌شود (جدول ۲-۳).



شکل ۲-۲۱-متوسط فشار ماهانه در استان لرستان



شکل ۲-۲۲-متوسط فشار سالانه در ایستگاه‌های سینوپتیک استان لرستان

۲-۳-۹-۲- ایستگاه سینوپتیک بروجرد

وزش بادهایی با جهت جنوبی غالب وزش بادهای ایستگاه سینوپتیک بروجرد را در طی سال تشکیل می‌دهد. میانگین سالانه‌ی سرعت وزش باد ایستگاه برابر با ۳/۳ متر بر ثانیه است. در ایستگاه سینوپتیک بروجرد جهت جنوبی بیشترین فراوانی وزش بادهای چهار فصل بهار، تابستان، پاییز و زمستان ایستگاه را تشکیل می‌دهد. همچنین زمستان آرام‌ترین فصل و پاییز پر بادترین هستند (جدول ۲-۳).

۲-۳-۹-۳- ایستگاه سینوپتیک دورود

وزش بادهایی با جهت جنوبی غالب وزش بادهای ایستگاه سینوپتیک دورود را در طی سال تشکیل می‌دهد. میانگین سالانه‌ی سرعت وزش باد ایستگاه برابر با ۳/۳ متر بر ثانیه است. بادهای ایستگاه دورود طی سه فصل بهار، پاییز و زمستان دارای جهت غالب جنوبی هستند. در فصل تابستان وزش بادهای جنوب و جنوب غربی دارای فراوانی بیشتری است. فصل زمستان بیشترین مقدار هوای آرام فصول سال و فصل بهار کمترین فراوانی هوای آرام را دارد (جدول ۲-۳).

۲-۳-۹-۴- ایستگاه سینوپتیک الیگودرز

میانگین سالانه‌ی سرعت وزش باد در ایستگاه سینوپتیک الیگودرز برابر ۳/۴۹ متر بر ثانیه است. جهت غالب وزش باد سالیانه در ایستگاه مذکور جنوب شرقی بوده است بادهای ایستگاه الیگودرز طی چهار فصل بهار، تابستان، پاییز و زمستان دارای جهت غالب جنوب شرقی است. فصل بهار کم بادترین و فصل تابستان ناآرام‌ترین فصل هستند (جدول ۲-۳).

۲-۳-۹-۵- ایستگاه سینوپتیک پل‌دختر

میانگین سالانه‌ی وزش باد در ایستگاه سینوپتیک پل‌دختر برابر با ۲/۹۴ متر بر ثانیه است. جهت جنوبی جهت غالب سالانه‌ی وزش باد بوده است. جهت جنوبی در ایستگاه پل‌دختر بیشترین فراوانی وزش بادهای فصل بهار و زمستان را داراست. در فصل

تابستان جهت جنوب غربی و در فصل پاییز جهت شمال شرقی، جهت‌های غالب وزش باد در ایستگاه سینوپتیک پل‌دختر است. کم بادترین ایام در فصل زمستان و پر بادترین در فصل پاییز ثبت شده است (جدول ۲-۳).

۲-۳-۹-۶- ایستگاه سینوپتیک کوهدشت

میانگین سالانه‌ی سرعت وزش باد در ایستگاه سینوپتیک کوهدشت برابر با ۲/۷۹ متر بر ثانیه و جهت غالب وزش باد آن جهت جنوبی است. جهت وزش باد طی فصول بهار، پاییز و زمستان در ایستگاه کوهدشت دارای جهت غالب جنوبی و در فصل زمستان جهت غالب وزش باد جنوب شرقی می‌باشد. این ایستگاه بیشترین روزهای آرام را در فصول زمستان و تابستان و کم‌ترین آن را در فصل بهار داشته است (جدول ۲-۳).

۲-۳-۹-۷- ایستگاه سینوپتیک ازنا

میانگین سالانه‌ی سرعت وزش باد در ایستگاه سینوپتیک ازنا برابر ۳/۰۴ متر بر ثانیه و جهت غالب وزش باد آن جنوبی است. بادهای ایستگاه ازنا در طی سه فصل بهار، پاییز و زمستان دارای جهت غالب جنوبی هستند و در فصل تابستان وزش بادهای جنوب غربی دارای فراوانی بیشتری است (جدول ۲-۳).

۲-۳-۹-۸- ایستگاه سینوپتیک الشتر

میانگین سالانه‌ی سرعت وزش باد در ایستگاه سینوپتیک الشتر برابر با ۲/۷۹ متر بر ثانیه و جهت غالب وزش باد در این ایستگاه جهت جنوبی است. در ایستگاه سینوپتیک الشتر جهت جنوبی بیشترین فراوانی وزش بادهای سه فصل بهار، پاییز و زمستان ایستگاه را دارد. در فصل تابستان وزش بادهای جنوب غربی جهت غالب وزش بادهای این فصل است. همچنین آرام‌ترین فصل زمستان و نا آرام‌ترین نیز فصل پاییز است (جدول ۲-۳).

۲-۳-۹-۹- ایستگاه سینوپتیک نورآباد

میانگین سالانه‌ی سرعت وزش باد در ایستگاه سینوپتیک نورآباد برابر ۲/۹۸ متر بر ثانیه است. جهت غالب وزش باد سالانه در ایستگاه مذکور جنوبی بوده است. در ایستگاه سینوپتیک نورآباد جهت جنوبی بیشترین فراوانی وزش بادهای سه فصل بهار، پاییز و زمستان را دارد. در فصل تابستان وزش بادهای جنوب غربی جهت غالب وزش بادهای این فصل است. همچنین کم بادترین ایام در فصل تابستان و پر بادترین دوره در فصل پاییز مشاهده شده است (جدول ۲-۳).

جدول ۲-۳- وضعیت باد در ایستگاه‌های سینوپتیک استان لرستان

آرام‌ترین فصل	پر بادترین فصل	باد غالب زمستان	باد غالب پاییز	باد غالب تابستان	باد غالب بهار	باد غالب سالیانه- میانگین سرعت (متر بر ثانیه)	نام ایستگاه
خرم‌آباد	غربی - ۱/۷۲	غربی	غربی	غربی	غربی	بهار	پاییز
بروجرد	جنوبی - ۳/۳	جنوبی	جنوبی	جنوبی	جنوبی	پاییز	زمستان
دورود	جنوبی - ۳/۳	جنوبی	جنوبی - جنوب غربی	جنوبی	جنوبی	بهار	زمستان
الیگودرز	جنوب شرقی- ۳/۴۹	جنوب شرقی	جنوب شرقی	جنوب شرقی	جنوب شرقی	تابستان	بهار
پل‌دختر	جنوبی- ۲/۹۴	جنوبی	جنوب غربی	شمال شرقی	جنوبی	پاییز	زمستان
کوهدشت	جنوبی – ۲/۷۹	جنوبی	جنوبی	جنوبی	جنوب شرقی	بهار	زمستان
ازنا	جنوبی – ۳/۰۴	جنوبی	جنوب غربی	جنوبی	جنوبی	بهار	زمستان
الشتر	جنوبی – ۲/۷۹	جنوبی	جنوب غربی	جنوبی	جنوبی	پاییز	زمستان
نورآباد	جنوبی – ۲/۹۸	جنوبی	جنوب غربی	جنوبی	جنوبی	پاییز	تابستان

۲-۳-۱۰-وضعیت باد بیشینه در ایستگاه‌های سینوپتیک استان لرستان

۲-۳-۱۰-۱- ایستگاه سینوپتیک خرم‌آباد

در ایستگاه خرم‌آباد جهت غالب بیشینه بادهای روزانه طی سال غربی است و میانگین سالانه‌ی سرعت وزش بادهای بیشینه روزانه در ایستگاه مذکور برابر ۹/۱۹ متر بر ثانیه است. در همه‌ی ماه‌های سال جهت وزش غربی در این ایستگاه غلبه‌ی کامل دارد. بیشترین مقدار میانگین سرعت وزش بادهای بیشینه مربوط به فصل بهار و ماه فروردین است (جدول ۲-۴).

۲-۳-۱۰-۲- ایستگاه سینوپتیک بروجرد

در این ایستگاه بیشینه سرعت‌های اندازه‌گیری شده‌ی روزانه دارای جهت غالب سالانه‌ی جنوبی است. میانگین سالانه‌ی وزش بادهای بیشینه برابر ۳/۱۶ است. بیشترین مقدار میانگین سرعت وزش بادهای بیشینه مربوط به بهار و ماه فروردین است (جدول ۲-۴).

۲-۳-۱۰-۳- ایستگاه سینوپتیک دورود

در ایستگاه سینوپتیک دورود نیز بیشینه بادهای روزانه طی سال دارای جهت غالب جنوبی است و در فصول مختلف سال نیز جهت غالب باد بیشینه جنوب و جنوب غربی است. میانگین سرعت وزش باد بیشینه‌ی بهمن ماه این ایستگاه ۴/۱۹ متر بر ثانیه است که دارای بیشترین مقدار میانگین سرعت ماهانه است. میانگین وزش باد در زمستان از بقیه‌ی فصول بیشتر و در تابستان دارای کمترین مقدار است (جدول ۲-۴).

۲-۳-۱۰-۴- ایستگاه سینوپتیک الیگودرز

در این ایستگاه نیز بیشینه بادهای روزانه طی سال دارای جهت غالب جنوب شرقی است و در فصول مختلف سال نیز جهت غالب باد بیشینه جنوب شرقی است. میانگین بیشینه‌ی سرعت وزش باد ثبت شده در ایستگاه ۱۳/۷ متر بر ثانیه است. میانگین وزش باد در فصل بهار از بقیه‌ی فصول بیشتر و در تابستان دارای کمترین مقدار است. در بین ماه‌های سال بیشینه‌ی سرعت وزش باد متعلق به اسفند است (جدول ۲-۴).

۲-۳-۱۰-۵- ایستگاه سینوپتیک پل‌دختر

در ایستگاه پل‌دختر جهت غالب وزش باد بیشینه طی فصول مختلف سال بین جنوب غربی تا شمال شرقی متغیر است. بیشترین سرعت میانگین وزش بادهای بیشینه مربوط به فصل بهار و کمترین آن متعلق به فصل تابستان است. میانگین سرعت وزش بادهای بیشینه‌ی اردیبهشت از بقیه‌ی ماه‌های سال بیشتر است (جدول ۲-۴).

۲-۳-۱۰-۶- ایستگاه سینوپتیک کوهدشت

جهت غالب وزش باد بیشینه‌ی ایستگاه سینوپتیک کوهدشت طی فصول مختلف سال بین جنوب – جنوب غربی تا جنوب شرقی متغیر است. در بین ماه‌های سال نیز بیشترین هوای آرام در آذر ماه رخ می‌دهد و میانگین سرعت وزش بادهای بیشینه‌ی اسفند از بقیه‌ی ماه‌های سال بیشتر است. میانگین سرعت وزش باد بیشینه‌ی ثبت شده در ایستگاه ۱۱/۳ متر بر ثانیه است (جدول ۲-۴).

۲-۳-۱۰-۷- ایستگاه سینوپتیک ازنا

در ایستگاه سینوپتیک ازنا نیز بیشینه‌ی بادهای روزانه طی سال دارای جهت غالب غربی است و در فصول مختلف سال نیز جهت غالب باد بیشینه غربی است؛ غیر از فصل تابستان که جهت آن شمال غربی است. میانگین وزش باد در فصل زمستان از بقیه‌ی فصول بیشتر و در فصل تابستان دارای کمترین مقدار است؛ در حالی که در بین ماه‌های سال بیشینه سرعت وزش باد متعلق به دی ماه است (جدول ۲-۴).

۲-۳-۱۰-۸- ایستگاه سینوپتیک الشتر

جهت غالب وزش باد بیشینه‌ی ایستگاه سینوپتیک الشتر در طی فصول مختلف سال بین جنوب تا جنوب غربی متغیر است. بیشترین سرعت میانگین وزش بادهای بیشینه مربوط به فصل بهار و کم‌ترین آن متعلق به فصل تابستان است. میانگین سرعت وزش بادهای بیشینه‌ی فروردین و اردیبهشت از بقیه‌ی ماه‌های سال بیشتر است (جدول ۲-۴).

۲-۳-۱۰-۹- ایستگاه سینوپتیک نورآباد

در این ایستگاه جهت غالب بیشینه‌ی بادهای روزانه طی سال جنوب غربی است. میانگین سالانه‌ی سرعت وزش بادهای بیشینه‌ی روزانه در ایستگاه مذکور برابر ۹/۱۴ متر بر ثانیه است. بیشترین مقدار میانگین سرعت وزش بادهای بیشینه مربوط به فصل بهار و زمستان است (جدول ۲-۴).

جدول ۲-۴- وضعیت باد بیشینه در ایستگاه‌های سینوپتیک استان لرستان

	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند
	جهت- میانگین سرعت (متر بر ثانیه)	جهت- میانگین سرعت (متر بر ثانیه)	جهت- میانگین سرعت (متر بر ثانیه)	جهت- میانگین سرعت (متر بر ثانیه)	جهت- میانگین سرعت (متر بر ثانیه)	جهت- میانگین سرعت (متر بر ثانیه)	جهت- میانگین سرعت (متر بر ثانیه)	جهت- میانگین سرعت (متر بر ثانیه)	جهت- میانگین سرعت (متر بر ثانیه)	جهت- میانگین سرعت (متر بر ثانیه)	جهت- میانگین سرعت (متر بر ثانیه)	جهت- میانگین سرعت (متر بر ثانیه)
خرم‌آباد	۲۴/۸- W	۲۲/۵- W	۲۰/۶- W	۱۷/۷- W	۲۰/۲- W	۱۸/۷- W	۱۹/۶- W	۲۱/۱- W	۱۶/۵- W	۱۶/۸- W	۱۹- W	۲۱/۳- W
بروجرد	۱۸/۲-S	۱۷-S	۱۵/۶-S	۱۵/۶-S	۱۵/۸-s	۱۵/۲-S	۱۵/۳-S	۱۵/۹-S	۱۷/۱-S	۱۴/۹-S	۱۸/۱-S	۱۷/۴-S
دورود	۱۷/۳-S	۱۵/۳-S	۱۲/۴-S	۱۱/۵- SW	۱۱/۲- S	۱۲- SW	۱۳/۶- SW	۱۵/۱- S	۱۵/۴- S	۱۴/۴- S	۱۹/۴- S	۱۷/۱- S
الیگودرز	۱۴/۸-SE	۱۴/۶-SE	۱۳/۵-SE	۱۳/۳-SE	۱۳/۱-SE	۱۲/۶-SE	۱۳/۴-SE	۱۲/۴-SE	۱۴-SE	۱۲/۸-SE	۱۴/۹-SE	۱۵-SE
پل‌دختر	۱۱/۲-NE	۱۱/۴-NE	۱۰-SW	۹-NE	۹/۵- SW	۹/۳- SW	۹/۹-NE	۱۰/۲-NE	۹/۲-NE	۱۰/۲-NE	۱۰/۸-NE	۱۰/۶-NE
کوهدشت	۱۲-S	۱۲/۸-S	۱۰/۹-SW	۱۰/۵-S	۱۰/۹-S	۱۰/۳-SW	۱۱-S	۱۱/۵-S	۹/۷-S	۹/۹-SE	۱۳/۲-SE	۱۳/۴-S
ازنا	۱۱/۷- w	۱۱/۴- w	۹/۷-NW	۹/۶-NW	۹/۸-NW	۹/۱-NW	۱۰/۵-NW	۹/۹-W	۸/۷-N	۷/۹-S	۱۱/۹-W	۱۴-N
الشتر	۱۳/۹-S	۱۳/۹-S	۱۰/۴- SW	۱۰/۵- SW	۱۱/۵- SW	۱۱/۱- SW	۱۱/۴- SW	۱۱/۷-S	۱۰/۲-S	۱۰/۲-S	۱۱/۸-S	۱۳/۵-S
نورآباد	۱۶/۴- SW	۱۶/۹- SW	۱۳/۳- SW	۱۳/۴- W	۱۳/۹- SW	۱۳/۹- SW	۱۵/۷- SW	۱۴/۹- SW	۱۴- SW	۱۳/۷- S	۱۵/۵- SW	۱۷/۴- SW

۲-۳-۱۱- بادهای محلی استان لرستان

در استان لرستان بادهای متعدد محلی در طول فصل‌های مختلف سال جریان دارد که مهم‌ترین آنها عبارتند از:

خرم‌آباد: باد شووخو یا شبیخون (باد کوه و دره) که معمولاً در شمال خرم‌آباد و غالباً به هنگام شب می‌وزد.

بروجرد: در بروجرد چگونگی وزش بادها به فصول سال بستگی دارد که عبارتند از:

۱. باد دره‌ای که با جهت جنوبی – شمالی می‌وزد و در فصل زمستان موجب سردی بیشتر هوا و در تابستان موجب اعتدال هوا می‌شود. این باد به قبله باد هم معروف است.

۲. باد غربی – شرقی که به باد نهاوند هم معروف است و در شهریور و اوایل پاییز در هنگام برداشت خرمن می‌وزد و اثر مهمی در اقتصاد کشاورزی روستاهای این منطقه دارد.

۳. بادگیجه که در فصل پاییز می‌وزد.

۴. باد دره گرگ است که با جهت شرقی به طرف دشت اشترینان می‌وزد.

دورود: باد غربی- شرقی که در انتقال گرد و غبار کارخانه سیمان به طرف خارج از شهر مؤثر است.

الیگودرز: دو نوع باد محلی شناخته شده دارد که اوّلی به نام باد اصفهان است که بیشتر در ماه‌های سرد سال می‌وزد و دارای جهت شرقی – غربی است. باد محلی دیگر الیگودرز به نام باد پنجه است که از نیمه‌ی تابستان به بعد می‌وزد و باعث خنکی هوا می‌شود و به محصولات کشاورزی زیان می‌رساند.

کوهدشت: دو نوع باد محلی دارد که باد اول به نام باد سوین است که با جهت جنوبی – شمالی می‌وزد و بادی گرم است که از ناحیه‌ی خوزستان می‌وزد. دومین باد محلی کوهدشت، سمع نام دارد که بادی است زمستانی و موجب انتقال برف می‌شود.

ازنا: در فصول مختلف سال بادها با جهت غربی – شرقی یا شمال غربی – جنوب شرقی می‌وزند و معمولاً سرعت آن‌ها متوسط تا شدید است.

۲-۳-۱۲- طبقه‌بندی اقلیمی

با توجه به کوهستانی بودن استان لرستان و همچنین کمبود شدید ایستگاه‌های هواشناسی که منجر به ضعف آمار و اطلاعات شده است، طبقه‌بندی اقلیمی که بتواند تمامی مناطق استان لرستان را به صورت دقیق پوشش دهد و توصیف نماید، وجود ندارد. بر اساس داده‌های موجود ایستگاه‌های سینوپتیک استان، شهرستان‌های استان لرستان بر اساس طبقه‌بندی‌های کوپن، دومارتن و آمبرژه مورد ارزیابی قرار گرفت که نتایج آن در جدول ۲-۵ آورده شده است. نتایج نشان داد که بر اساس طبقه‌بندی کوپن اکثر ایستگاه‌های سینوپتیک استان دارای اقلیم معتدل با تابستان خشک **Csa** هستند؛ ولی بر اساس طبقه‌بندی دومارتن و آمبرژه تفاوت‌هایی در آب و هوای این ایستگاه‌ها دیده می‌شود (جدول ۲-۵).

جدول ۲-۵- طبقه‌بندی اقلیمی لرستان بر اساس روش کوپن، دومارتن و آمبرژه

نام ایستگاه	کوپن	دومارتن	آمبرژه
خرم‌آباد	معتدل با تابستان خشک Csa	نیمه خشک	نیمه خشک سرد
بروجرد	معتدل با تابستان خشک Csa	نیمه خشک	نیمه خشک سرد
دورود	معتدل با تابستان خشک Csa	نیمه مرطوب	مرطوب و سرد
الیگودرز	معتدل با تابستان خشک Csa	نیمه خشک	خشک سرد
پل‌دختر	معتدل با تابستان خشک Csa	نیمه خشک	خشک گرم
کوهدشت	معتدل با تابستان خشک Csa	نیمه خشک	خشک سرد
ازنا	معتدل با تابستان خشک Csa	مدیترانه‌ای	نیمه خشک سرد
الشتر	معتدل با تابستان خشک Csa	مدیترانه‌ای	نیمه خشک سرد
نورآباد	معتدل با تابستان خشک Csa	نیمه مرطوب	نیمه خشک سرد

فصل سوم
منابع آب لرستان

استان لرستان به دلیل نعمت کوهستان‌های پر ارتفاع و قرار گرفتن در مسیر سامانه‌های بارشی مدیترانه‌ای و سودانی از بارش زیادی برخوردار است. این استان از نظر میزان بارش بعد از مناطق جنوبی دریای مازندران قرار می‌گیرد و به سبب همین بارش‌های خوب، منابع آب سطحی و زیرزمینی آن از غنی‌ترین منابع در سطح کشور است. متأسفانه در سال‌های اخیر به دلیل کاهش بارش، استفاده‌های ناصحیح و غیر علمی، آب‌های سطحی و زیرزمینی دچار افت شدیدی شده‌اند. میانگین بلند مدت حجم آب خروجی از استان بیش از ۱۲ میلیارد متر مکعب در سال بوده است؛ ولی در سال‌های اخیر به زیر ۵ میلیارد مکعب در سال رسیده است.

سطح ایستابی دشت های استان نیز به دلیل تغذیه‌ی ناکافی سفره‌های زیرزمینی، برداشت بی‌رویه و عدم توازن بین تغذیه و تخلیه دچار افت زیادی شده است؛ به نحوی که در برخی از مناطق استان مانند کوهدشت این میزان افت در سال ۹۱-۹۰ به حدود ۲ متر رسیده است. در اکثر دشت‌های استان میزان افت سطح ایستابی در حال ورود به مرحله‌ی بحرانی شدن است و اگر اقدامات مؤثر و علمی انجام نشود، عواقب فاجعه‌باری در انتظار لرستان خواهد بود.

۳-۱- منابع آب سطحی در استان لرستان

استان لرستان به دلیل وجود ارتفاعات زاگرس، بهره‌گیری از سیکلون‌های مدیترانه‌ای و سودانی از ریزش‌های جوی فراوان برخوردار است و از این لحاظ جزء معدود مناطق پر آب کشور محسوب می‌شود. در لرستان بیش از ۱۳۰ رودخانه‌ی دائمی و فصلی وجود دارد که طول آن‌ها به حدود ۸۸۷۷ کیلومتر می‌رسد. سه رودخانه‌ی اصلی به نام‌های سیمره، کشکان و سزار به طول حدود ۱۴۵۴ کیلومتر شریان‌های آبی اصلی استان را تشکیل می‌دهند. ۵۸ درصد مساحت استان در حوضه‌ی آبریز کرخه، ۴۱ درصد در حوضه‌ی آبریز دز و یک درصد نیز در حوضه‌ی آبریز مرکزی (زاینده‌رود) قرار دارد.

حجم بارندگی استان حدود ۱۷ میلیارد مترمکعب برآورد شده است. از مجموع حجم بارشی ۱۷ میلیارد مترمکعبی استان لرستان، ۵/۸ میلیارد مترمکعب به جریان سطحی و ۵/۱ میلیارد مترمکعب به تغذیه‌ی آب‌های زیرزمینی اختصاص می‌یابد و مابقی از طریق تبخیر از دسترس خارج می‌شود. جریان‌های آب ورودی به استان نیز نزدیک به ۶/۲ میلیارد متر مکعب آب به مجموع آب‌های سطحی استان می‌افزایند؛ بنابراین پتانسیل آب سطحی استان به ۱۲ میلیارد مترمکعب بالغ می‌شود و از این حیث استان لرستان نزدیک به ۱۱ درصد مجموع آب‌های سطحی کشور را در خود جای داده است. مجموع تغذیه‌ی آب‌های زیرزمینی به طور متوسط ۵/۱ میلیارد مترمکعب است و تخلیه‌ی آن نیز همین مقدار برآورد می‌شود.

استان لرستان بیش از ۶۰ آبشار فصلی و دائمی دارد و از این رو رکورد دار تعداد آبشار در سطح کشور است. آبشارهای استان لرستان همچنین از نظر زیبایی بی‌نظیر هستند و هر ساله میزبان تعداد زیادی گردشگر داخلی و حتی خارجی هستند. دریاچه‌ی گهر یا به قولی «نگین اشترانکوه» در ارتفاع ۲۳۵۶ متری از سطح دریا و در دامنه‌های جنوب غربی اشترانکوه یکی از زیباترین دریاچه‌های کوهستانی است (شکل ۳-۱). دریاچه شامل دو بخش به نام‌های گهر بزرگ (گله گهر) و گهر کوچک (کره گهر) است. وسعت گهر بزرگ حدود ۱۰۰ هکتار و حداکثر عمق آن ۲۸ متر است. عرض دریاچه به طور متوسط ۴۸۰ متر و طول آن از وسط دریاچه ۱۹۰۰ متر است.

شکل ۳-۱- تصویری از دریاچه گهر و اشترانکوه (عکس از محسن منصوری)

تالاب‌های استان که از زیستگاه‌های گیاهی و جانوری بسیار مهم به شمار می‌روند عبارتند از:

۱. تالاب‌های پل‌دختر در جنوب لرستان و هم‌جوار با استان خوزستان که امروزه شامل ۱۱ تالاب به وسعت حدود ۳۵ هکتار است. در گذشته مجموع تالاب‌های پل‌دختر ۱۳ عدد بود که یکی از آن‌ها به علت خشکسالی‌های اخیر و دیگری در نتیجه‌ی زه‌کشی جهت استفاده‌ی کشاورزی خشک شده است.

۲. تالاب‌های سیلاخور به وسعتی در حدود ۱۰ هکتار در شمال غرب شهر دورود که از تالاب‌های فصلی بوده است و به واسطه‌ی زه‌کشی خشک و تبدیل به زمین زراعی گردید.

۳. تالاب بیشه دالان به وسعت حدود ۱۳/۵ هکتار در جنوب شهرستان بروجرد قرار دارد.

در مجموع ۵۸ درصد مساحت حوضه‌ی آبگیر لرستان در حوضه‌ی آبریز کرخه، ۴۱ درصد در حوضه‌ی آبریز دز و یک درصد نیز در حوضه‌ی آبریز مرکزی (زاینده رود) قرار دارد که به بررسی ویژگی‌های آن‌ها می‌پردازیم.

حوضه‌ی آبریز کرخه با وسعتی بالغ بر ۵۱ هزار کیلومتر مربع در نیمه‌ی غربی کشور، در ارتفاعات زاگرس واقع شده است. دشت‌های این حوضه عمدتاً دارای راستای شمال غربی– جنوب شرقی هستند. وسعت دشت‌های حوضه ۱۸۰۲۲ کیلومتر مربع است. این حوضه‌ی آبریز شامل قسمت‌هایی از استان‌های کرمانشاه، همدان، کردستان، ایلام، لرستان و خوزستان است. حدود جغرافیایی حوضه، بین طول شرقی ″۵۲ ′۳ °۴۶ تا

″۳۸ ′۱۲ °۴۹ و عرض شمالی ″۱۹ ′۰۰ °۳۱ تا ″۳۲ ′۵۶ °۳۴ واقع شده کـه بیشـینه ارتفاع آن ۳۶۴۵ متر در ارتفاعات گرین و کمینه ارتفاع آن ۳ متر در بـاتلاق هـورالعظیم می‌باشد. شیب متوسط حوضه‌ی آبریز حدود ۱۶ درصد است. شیب خالص رودخانه‌هـای اصلی بین ۰/۱۲ تا ۱۲/۶ درصد متغیر است.

جدول ۳-۱- جدول موقعیت و پراکندگی تالاب‌های استان لرستان

نام	موقعیت	وسعت	حیات وحش	پوشش گیاهی	بهره‌برداری
دریاچه‌ی گهر	شهرستان دورود/ اشترانکوه	۱۵۰ هکتار	خال قرمز رنگین کمان ماهی قزل‌آلا	نی - جلبک	صید تفریحی
تالاب تکانه	ارتفاعات چول	۵ هکتار	ماهی سیاه	نی	شکار ممنوع
تالاب لفانه ۱ و ۲	پل‌دختر	۱۰ هکتار	پرندگان	نی	شکار ممنوع
تالاب زردابه	پل‌دختر	۲ هکتار	آبزی	نی	شکار ممنوع
تالاب سیاه	پل‌دختر	۵/۱ هکتار	مهاجر و بومی	نی	شکار ممنوع
تالاب بلمک	پل‌دختر	۱۴ هکتار		نی	شکار ممنوع
تالاب جمجمه	فصلی و دائمی	۷/۳ هکتار		نی	شکار ممنوع
تالاب کبود	فصلی و دائمی	۴ هکتار		نی	شکار ممنوع
تالاب ۱ و تاف ۱ و ۲	پل‌دختر	۵ هکتار		نی	شکار ممنوع
تالاب گلم سوزه	پل‌دختر	۲ هکتار		نی	شکار ممنوع
تالاب پیکه	پل‌دختر	۵/۳ هکتار		نی	شکار ممنوع
تالاب یشه دالان	جنوب شرقی بروجرد	۹۱۳ هکتار	پرندگان آبزی بومی و مهاجر	نی	شکار با پروانه

مأخذ: سازمان گردشگری و جهانگردی استان لرستان ۱۳۹۰

حوضه‌ی کرخه به طور متوسط با دریافت حدود ۳۷۵ میلی‌متر بارندگی از نسبت نزدیک به دو برابر متوسط بارندگی سالانه کشور برخوردار است. تغییرات بسیار در میزان بارندگی به بروز ویژگی‌های پارامترهای جوی دیگر مثل تبخیر و دما منجر شده و همسانی چهره‌ی منطقه را برهم زده است. تابش مستقیم خورشید با وجود اثر بادهای گرم و خشک و نبود بارش در پایین حوضه باعث شده است که در این قسمت تبخیر آب در حدود ۳۰۰۰ میلی متر در سال باشد. شمال حوضه با ساختار جغرافیایی خاص خود میزان تبخیر را به کمتر از نصف مقدار مذکور تقلیل می‌دهد و این خود باعث پیدایش اشکال مختلف اقلیم و در نتیجه پوشش گیاهی و نوع فعالیت در حوضه می‌گردد. این حوضه شامل حوضه‌های آبریز رودخانه‌های کشکان و سیمره است (مهندسین مشاور سازه آب شفق، ۱۳۸۵).

۳-۱-۱- رودخانه‌ی کشکان و زیر حوضه‌ی آن

حوضه‌ی آبخیز رودخانه‌ی کشکان با وسعت ۹۲۷۵/۶۶ کیلومترمربع در ناحیه‌ی جنوب غربی ایران واقع شده و گستره‌ی جغرافیایی آن بین مختصات ۴۷ درجه و ۱۲ دقیقه تا ۴۸ درجه و ۵۹ دقیقه طول شرقی و ۳۳ درجه و ۸ دقیقه تا ۳۴ درجه و ۲ دقیقه عرض جغرافیایی شمالی قرار دارد. این حوضه، بخش مهمی از سرشاخه‌های پر آب رودخانه‌ی کرخه را تشکیل می‌دهد و حدود ۳/۱ درصد از خاک لرستان را در بر می‌گیرد و شهرستان‌های خرم‌آباد، کوهدشت، الشتر و ملاوی در داخل آن قرار دارند. این حوضه از سمت شمال و غرب و جنوب غرب به حوضه‌ی آبریز رودخانه‌های گاماسیاب و سیمره و از سمت شرق به سر شاخه‌های فرعی رودخانه‌ی دز و از جنوب به زیر حوضه‌های مشرف به رودخانه‌ی کرخه محدود می‌گردد و در تقسیم‌بندی کلی هیدرولوژی ایران، جزئی از حوضه‌ی آبریز خلیج‌فارس به شمار می‌رود. سیستم زه‌کشی رودخانه‌ی اصلی کشکان ابتدا از به هم پیوستن سرشاخه‌ی رودخانه‌ی هرو (کاکارضا) و دوآب الشتر (در شمال شرقی و شمال حوضه) به ترتیب با جهتی از شرق به غرب و شمال به جنوب تشکیل می‌گردد. به این سرشاخه‌ها که از دامنه‌ی کوه‌های مرتفع و برف‌گیر گرین و میش‌پرور سرچشمه می‌گیرند، در طول مسیر اصلی، دیگر رودخانه‌های فرعی نظیر چم زکریا، خرم‌آباد، چولهول و مادیان‌رود (از شمال و مشرق و جنوب شرقی و مغرب)

می‌پیوندد و سرانجام به صورت یک سیستم واحد، رودخانه‌ی کشکان را تشکیل می‌دهد. این رودخانه پس از طی مسافتی در حدود ۳۰۰ کیلومتر، از میان شهر پل‌دختر عبور می‌کند و در محل پل گاومیشان به رودخانه‌ی سیمره ملحق می‌شود و رودخانه‌ی کرخه را به وجود می‌آورد (سوری نژاد،۱۳۸۱). در شکل ۳-۲ اتصال رودخانه‌ی کشکان و سیمره بر روی تصویر هوایی گوگل ارث به تصویر در آمده است.

شکل ۳-۲- تصویر هوایی از اتصال رود کشکان و سیمره در شمال روستای کل‌سفید و تشکیل رود کرخه

وسعت حوضه‌ی آبریز رودخانه‌ی کشکان از محل ایستگاه پل‌دختر حدود ۹۱۴۰ کیلومتر مربع است. متوسط دبی سالیانه ۱۳/۵۱ مترمکعب در ثانیه و حجم تخلیه‌ی آب ۱۶۱۲/۴۴ میلیون مترمکعب در سال برآورد می‌شود.

شکل ۳-۳ تصویری از رودخانه‌ی کشکان در نزدیکی روستای گُل‌گُل سفلی است.

شکل ۳-۳- تصویری از رودخانه‌ی کشکان نزدیکی روستای گُل‌گُل سفلی

۱- رودخانه‌ی هرو

این رودخانه از بلندی‌های منطقه‌ی هرو سرچشمه می‌گیرد و پس از گذر از دشت چغلوندی و دریافت آب تعدادی چشمه در پایین دست روستای کاکارضا به رودخانه‌ی دوآب الشتر می‌پیوندد. رودخانه‌ی هرو در دو محل روستای کاکارضا و ده‌نو دارای ایستگاه است. مساحت حوضه‌ی رودخانه تا ایستگاه ده‌نو ۲۷۰ کیلومتر مربع و مساحت حوضه‌ی رودخانه تا ایستگاه کاکارضا ۱۱۴۸ کیلومتر مربع است. متوسط دبی سالیانه و حجم تخلیه‌ی سالانه در ایستگاه ده‌نو به ترتیب ۳/۳۱ مترمکعب در ثانیه و ۱۰۴/۳۸ میلیون مترمکعب و از آن ایستگاه کاکارضا به ترتیب ۱۱/۶۵ مترمکعب در ثانیه و ۳۶۷/۳۹ میلیون مترمکعب برآورد می‌شود. نتایج حاصل از شاخص‌های فیزیوگرافی در حوضه‌ی مورد مطالعه نشان می‌دهد که این حوضه دارای قابلیت سیل‌خیزی بالایی است؛ بنابراین مدیریت حوضه باید با توجه به کنترل سیلاب‌ها، در جهت ذخیره‌ی آب

برای فصول کم آب منطقه در راستای توسعه‌ی کشاورزی و و همچنین کنترل فرسایش حوضه باشد (یاراحمدی و شرفی ۱۳۹۲).

۲- رودخانه‌ی دوآب الشتر

این رودخانه یکی از شاخه‌های اولیه‌ی تشکیل‌دهنده رودخانه‌ی کشکان است. شاخه‌ی اصلی آن با نام کهمان از یال جنوبی بلندی‌های گرین در ۶۰ کیلومتری شمال خرم‌آباد و از یک مخزن آهکی سرچشمه می‌گیرد و به سمت غرب جریان می یابد. این رودخانه پس از دریافت آب چشمه های چناره، امیر، زز، هنام، پرسک و زه‌کشی دشت در پایین دست در محل سراب صید علی با شاخه‌ی کاکارضا برخورد می‌کند و رودخانه‌ی کشکان را تشکیل می‌دهد. طول رودخانه ۵۱ کیلومتر است. بر روی این رودخانه در دو محل در مجاور روستای دره تنگ و نیز سراب صید علی ایستگاه اندازه‌گیری دبی- رسوب احداث شده است. مساحت حوضه‌ی آبریز رودخانه تا محل ایستگاه دره تنگ ۱۶۹ کیلومتر مربع است و متوسط دبی سالانه ۲/۶۸ مترمکعب در ثانیه و حجم تخلیه‌ی سالیانه آب ۹۰/۱۹ میلیون مترمکعب برآورد شده است. مساحت حوضه‌ی آبریز رودخانه تا محل ایستگاه سراب صید علی در خروجی دشت الشتر ۷۷۳ کیلومتر مربع است و متوسط دبی سالیانه ۷/۶۵ مترمکعب در ثانیه و حجم تخلیه سالیانه آب ۲۴۱/۲۵ میلیون مترمکعب برآورد شده است. رودخانه‌های فرعی پیر محمدشاه، سراب پایی، سراب سرخه و فیروزآباد به این رودخانه می‌ریزند.

۳- رودخانه‌ی خرم‌آباد

این رودخانه نیز از شاخه های مهم رودخانه‌ی کشکان است که آب رودهای بخش وسیعی از شهرستان خرم‌آباد را جمع می‌کند و به رودخانه‌ی کشکان می‌ریزد. سرشاخه‌های این رودخانه رودهای ذهابی، آزادی و چم چقال از دامنه‌های کوه‌های ریمله و سفیدکوه در شمال و شمال غربی خرم‌آباد است. این رودخانه پس از گذشتن از داخل شهر خرم‌آباد در فاصله ۳۰ کیلومتری به رودخانه‌ی کشکان می‌ریزد. طول مسیر رودخانه ۹۰ کیلومتر است. بر روی رودخانه در محلی به نام چم‌انجیر در ارتفاع ۱۱۴۰

متری ایستگاه دبی- رسوب سنجی احداث شده است. مساحت حوضه تا محل ایستگاه ۱۵۹۰ کیلومتر مربع است.

۴- رودخانه‌ی رباط

این رودخانه از منطقه‌ی رباط سرابی سرچشمه می‌گیرد و پس از جمع‌آوری آب چشمه‌های پراکنده در مسیر از داخل شهر خرم آباد عبور می‌کند و پس از آن در مسیر آب چشمه های کیو، مطهری، گلستان، گرداب سنگی، گرداب دارابی، چنگایی و نیز شاخه کرگانه (سرچشمه گرفته از بلندی‌های زاغه) را دریافت می‌کند.

۵- رودخانه‌ی کاکاشرف

این رودخانه از بلندی‌های منطقه‌ی کاکاشرف و گریت سرچشمه می‌گیرد و دارای دو شاخه‌ی کاکاشرف و بهرام‌کش است. شاخه‌ی کاکاشرف که از بلندی‌های منطقه‌ی گریت سرچشمه می‌گیرد در محل روستای چنار خشکه دارای ایستگاه دبی- رسوب‌سنجی است. مساحت حوضه‌ی آبریز آن از محل ایستگاه ۲۳۴ کیلومتر مربع است و متوسط دبی سالیانه ۲/۵۱ مترمکعب در ثانیه و حجم تخلیه‌ی آب برابر ۷۹/۱۶ میلیون مترمکعب برآورد شده است. شاخه‌ی بهرام‌کش از منطقه‌ی سالی چوب‌تراش و نوژیان به صورت چشمه‌ای برفابی جریان می‌یابد. در پایین دست پل ماسور به رودخانه‌ی رباط و کرگانه وارد می‌شود و رودخانه‌ی خرم‌آباد را پدید می‌آورد. بر روی این شاخه در محل چم انجیر ایستگاه اندازه‌گیری دبی و رسوب احداث شده است. مساحت حوضه‌ی آبریز تا محل ایستگاه ۱۵۹۰ کیلومتر مربع است. متوسط دبی سالیانه ۱۰/۶۵ مترمکعب در ثانیه و حجم تخلیه‌ی سالیانه ۳۳۵/۸۶ میلیون مترمکعب برآورد می‌شود.

۶- رودخانه‌ی چولهول

این رودخانه از بلندی‌های میان‌کوه و منطقه‌ی چمشک و دامنه های کوه هشتادپهلو در ۳۰ کیلومتری جنوب خرم‌آباد سرچشمه می‌گیرد و در ناحیه‌ی ملاوی از شهرستان خرم‌آباد جریان می‌یابد. این رودخانه در غرب روستای برآفتاب با شاخه‌های دیگری برخورد می‌کند و رودخانه‌ی چولهول را پدید می‌آورد. این رودخانه در محل روستای

افرینه در حدود ۵۰۰ متری پایین دست از ایستگاه کشکان – افرینه به رودخانه‌ی کشکان می‌ریزد. مساحت حوضه تا ایستگاه مربوط ۸۰۰ کیلومتر مربع است. متوسط دبی سالیانه ۳/۵۷ مترمکعب در ثانیه و حجم تخلیه‌ی آب ۱۱۲/۵۸ مترمکعب در سال برآورد شده است.

۷- رودخانه‌ی مادیان‌رود

این رودخانه پس از جمع‌آوری آب‌های منطقه‌ی کوهدشت و چشمه‌های منطقه و نیز فاضلاب شهری کوهدشت در منطقه‌ی پای‌پل از دشت خارج می‌شود و در جهت شمال غربی- جنوب شرقی امتداد می‌یابد سپس در محل برآفتاب در کنار جاده‌ی آسفالته خرم آباد- اندیمشک، در پایین دست روستای افرینه به کشکان رود می‌ریزد. طول رودخانه ۶۶ کیلومتر است. در محل برآفتاب ایستگاه اندازه‌گیری دبی- رسوب بر روی آن احداث شده است.

مساحت حوضه‌ی آبریز رودخانه از محل ایستگاه ۱۱۰۸ کیلومتر مربع است. متوسط دبی سالیانه ۲/۱۱ مترمکعب در ثانیه و حجم تخلیه‌ی آب حدود ۶۶/۵۴ میلیون مترمکعب برآورد می‌شود. رودخانه‌های فرعی این رود شامل آب باریکی، چیالسی، دم‌سرخ، کمیر، گدار پهن و گل زرد است.

۸- رودخانه‌ی دولتشاهی

این رودخانه از شاخه‌های مهم رودخانه خرم‌آباد است که از کوه‌های ازگنه در ۳۵ کیلومتری شرق خرم‌آباد سرچشمه می‌گیرد. طول این رود ۴۲ کیلومتر و رودخانه‌های سراب میری، سراب کمره، گزآب از شاخه‌های فرعی آن است.

۹- رودخانه‌ی ماسور

این رود از شاخه‌های مهم رودخانه‌ی خرم‌آباد است که از بلندی‌های کوه ازگنه سرچشمه می‌گیرد. طول رودخانه ۶۵ کیلومتر است که در مسیر خود شاخه‌های کوچک اما متعددی را که اغلب فصلی هستند، دریافت می‌کند. سرشاخه‌ی این رود ازنا و شاخه‌های فرعی آن بیرجند و ناوه‌کش است.

۱۰- رودخانه‌ی آب تنگ نی

این رود از شاخه‌های فرعی رودخانه‌ی کرخه است که در بخش ملاوی خرم‌آباد جریان دارد این رودخانه فصلی است و طول آن حدود ۵۱ کیلومتر است.

۱۱- رودخانه‌ی چشمه سفید

این رود از شاخه‌های رودخانه‌ی کرخه است که از دامنه‌های کوه گوزله در ۲۰ کیلومتری شمال شرقی کوهدشت سرچشمه می‌گیرد. طول این رودخانه ۴۰ کیلومتر است.

۱۲- رودخانه‌ی هومیان

این رود در ناحیه‌ی کوهدشت و خرم‌آباد جریان دارد و از شاخه های رود کرخه است که از دامنه‌های شمالی کوه تنگ‌قلعه در ۱۰ کیلومتری شمال کوهدشت سرچشمه می‌گیرد. طول این رودخانه‌ی فصلی حدود ۳۰ کیلومتر است (مهندسین مشاور، مطالعات طرح ساماندهی هفت آبشار لرستان، ۱۳۸۴).

۳-۱-۲- رودخانه‌ی سیمره و زیر حوضه‌ی آن

رودخانه‌ی سیمره به طول ۴۱۷ کیلومتر و شیب ۰/۳ درصد از به هم پیوستن رودخانه‌های قره‌سو[۱] و گاماسیاب[۲] به وجود آمده و مهم‌ترین شاخه‌های فرعی آن چرداول و شیروان است. این رود پر آب‌ترین رود لرستان و غرب ایران است. سرچشمه‌ی اصلی آن از کوه‌های گرین در شمال لرستان است که به سمت نهاوند جریان می‌یابد و قسمت عمده‌ی آب آن از محلی موسوم به سراب گاماسا است. آب‌های الوند کوه نیز به آن پیوسته و به جانب باختر در کوهپایه‌ها با بستری آرام روان می‌شود.

در جنوب کرمانشاهان آب رودخانه‌ی قره‌سو به آن می‌ریزد و با تغییر مسیر به جانب جنوب، قسمتی از آب‌های ایلام و کوه مانشت و نیز رودخانه‌هایی که از دنباله‌ی غربی

---

۱. قره‌سو واژه‌ای ترکی به معنی آب سیاه است.

۲. گاماسیاب:گا (گاو) + ماسی (ماهی) + اب(آب): یعنی آبی که دارای گاوماهی (ماهی بزرگ) است.

کوه کور جاری می‌شود و آب رودخانه‌ی کلم به آن پیوسته به سمت خاور، جاری می‌گردد. این رودخانه در لرستان سیمره نامیده می‌شود. رود سیمره پس از در بر گرفتن رود کشکان، در امتداد و دامنه‌های کوه کور با بستری پهن و نسبتاً آرام جریان می‌یابد و در بعضی جاها این بستر تنگ می‌شود (در محل پل تنگ). این پل عجیب ترین نقطه‌ی سیمره است. زیرا رود پس از جریان یافتن در یک بستر عریض و عمیق و محصور بر پرتگاه‌های خشن رودخانه، ناگهان خود را جمع کرده و در حوالی پل تنگ بستر خود را در مرمرها حفر می‌کند. عمق مغاک‌ها و پرتگاه‌ها گاهی به ۴۰ متر می‌رسد و عرض آن‌ها در بعضی نقاط بیش از سه متر نیست (مهندسین مشاور، مطالعات طرح ساماندهی هفت آبشار لرستان، ۱۳۸۴).

رود گاماسیاب از سرآب گاماسیاب در ۲۰ کیلومتری جنوب نهاوند و از دره‌های شمالی رشته‌کوه گرین سرچشمه می‌گیرد. این رود بر روی جلگه‌ای پهناور از پیشانی روراندگی آهک کرتاسه که پرتگاه‌های بیستون مشرف بر آن است عبور می‌کند. در بخش میانی دشت کرمانشاه دره‌ی رودخانه‌ی مذکور در لایه‌های نرم رادیولاریت حفر شده به رودخانه‌ی قره‌سو می‌پیوندد. در نقطه‌ی تلاقی، رودخانه، مناطق پست میان رودی را ترک می‌کند و به طرف تاقدیس بزرگی در جنوب می‌پیچد و آن را توسط دره‌ی پیچ و خم داری که ۱۵۰۰ متر پایین‌تر از ستیغ برجستگی است می‌شکافد. سیمره پس از قطع این تاقدیس، تاقدیس آهکی سنومانین دیگری را نیز بدون انحراف از خط برش اصلی می‌شکافد. پس از آن سیمره سه کوه ناودیسی و هوگ‌بک مربوط به تاقدیس فرسایش یافته را می‌بُرَد و سپس به کوه گُوِه می‌رسد که یک تاقدیس فرسایش نیافته‌ی وسیع آهک آسماری است. رودخانه در برخورد به این مانع جهت غرب را در پیش می‌گیرد؛ لیکن از دره‌ی ناودیسی واقع در پای کوه گوه پیروی نمی‌کند. در عوض دامنه‌ی تاقدیس شکافته شده را قطع می‌کند؛ از این‌رو توسط دیواره‌هایی از آهک آسماری از ناودیس جدا می‌شود. این رودخانه پس از طی این مسیر غیرعادی به مسافت ۸ کیلومتر وارد یک چین بزرگ که در جنوب واقع شده، می‌گردد و پیشانی آن را با ایجاد دره‌ای به عمق ۶۰۰ متر می‌بُرَد. در ۵۰ کیلومتر بعدی که رودخانه‌ی مذکور جهت جنوب شرقی را دارد ناودیس‌ها را پشت سر می‌گذارد و تاقدیس‌های واقع در بین آن‌ها را با چهار بریدگی قطع می‌کند. سیمره همچنین با دره‌ی تنگ پیچ و خم دار که

دیواره‌ای از لایه‌های آهکی را میان مجرای آب و جلگه‌ی ناودیسی پهناور تشکیل می‌دهد به سوی دامنه آن تاقدیس پیشروی می‌کند. این بریدگی‌ها تنها مسیر جریان را افزایش می‌دهند و در سه قسمت باعث قطع شدن دامنه‌ی پایین دستیِ رودخانه می‌شوند. در نتیجه، ناودیس‌های باز به صورت متروکه درمی‌آیند و رودخانه در برش‌های تاقدیسی به مسیر خود ادامه می‌دهد.

در این بخش سیمره چهار شاخه‌ی جانبی کوچک را دریافت می‌کند که هفت تاقدیس دیگر را می‌بُرَند و همچنین شاخه‌ی بزرگ‌تری به نام چناره به سیمره می‌پیوندد. این شاخه، چهار تاقدیس فرسایش یافته و یک تاق بزرگ و سالم را می‌شکافد. شاخه‌ی دست راستی چناره، کوه چرمین را توسط تنگ‌ترین گردنه‌های زاگرس که عبارت از یک شکاف عمودی دیدنی با دیواره‌های ناهموار است، به دو قسمت تقسیم می‌کند.

شاخه‌ی دیگر رودخانه‌ی سیمره، تاقدیس کوه کولجار را در جهت شمالی قطع می‌نماید و مسیر خود را از میان همان کوه در یک کیلومتری سیمره به سمت جنوب در پیش می‌گیرد. حصار بزرگ کبیرکوه در مسافتی حدود ۱۰۰ کیلومتر مانع از پیشروی بیشتر سیمره به سمت جنوب می‌شود. در زمین پست ناودیسی دره‌ی سیمره، رودخانه‌ی سیمره با کشکان یکی می‌شود و مسیر خود را به موازات واحد چین‌خورده ادامه می‌دهد (ابرلندر، ۱۳۷۹).

رودخانه‌ی سیمره مرز طبیعی استان ایلام و لرستان را تشکیل می‌دهد و در جنوب شهرستان پل‌دختر به رودخانه‌ی کشکان می‌پیوندد و با نام کرخه وارد استان خوزستان می‌شود (شکل ۳-۴). از کل مساحت زیر حوضه‌ی سیمره که شامل ۲۵۸۱۰ کیلومتر مربع است، ۶۷۰۰ کیلومتر مربع در استان لرستان قرار دارد. در محدوده‌ی استان لرستان رودخانه‌ی سیمره دو شاخه رودخانه بادآور و دره دزدان را دریافت می‌کند.

شکل ۳-۴- تصویری از رودخانه‌ی سیمره در نزدیکی روستای چم ژاب

۱- رودخانه‌ی بادآور یا گزرو

این رودخانه از دامنه‌های جنوبی کوه گرین با بلندی بیش از ۳۰۰۰ متر در ۲۶ کیلومتری جنوب شرقی نورآباد سرچشمه می‌گیرد و شماری از آب چشمه‌هایی چون عبدالحسینی، گلام‌بحری، تیمور و همچنین ره‌آب‌های پراکنده را دریافت می‌کند و در نهایت در پایین دست با نام رودخانه‌ی گزرو به سیمره می‌ریزد. طول رودخانه ۱۲۵ کیلومتر و شاخه‌های فرعی آن بابامحمد، پشت‌تنگ، کوه‌زرد، چشمه‌خانی، ده‌نو، سراب گز، فیروزوند، گاوکش و گلستانک است. مساحت حوضه‌ی آبریز رودخانه تا محل ایستگاه اندازه‌گیری دبی رسوب واقع در شهر نورآباد ۶۱۵ کیلومتر مربع است. متوسط دبی سالیانه رودخانه ۰۵/۴ مترمکعب در ثانیه و حجم تخلیه‌ی آن حدود ۷۲/۱۲۷ میلیون مترمکعب در سال برآورد می‌شود.

۲- رودخانه‌ی دره‌دزدان

رودخانه‌ی دره‌دزدان از سرابی به همین نام در بالا دست روستای تنگ سیاب سرچشمه می‌گیرد. مساحت حوضه‌ی آبریز آن تا محل ایستگاه دبی رسوب سنجی واقع در روستای تنگ سیاب ۵۶۸ کیلو متر مربع است. متوسط دبی سالیانه ۱/۵۳ مترمکعب در ثانیه و حجم تخلیه‌ی سالانه آب ۴۸/۲۵ برآورد می‌شود.

۳-۱-۳- رودخانه‌ی سزار و زیر حوضه‌ی آن

رودخانه‌ی سزار بخش شمالی حوضه‌ی آبریز رودخانه‌ی دز را زه‌کشی می‌کند و خود از دو شاخه‌ی تیره و ماربره تشکیل می‌شود. رودخانه‌ی تیره از چند شاخه به نام‌های گله رود، سیلاخور، آب‌سرد و بیاتون که از دامنه‌های مشرف به شرق زاگرس در جنوب بروجرد سرچشمه می‌گیرند، تشکیل می‌شود. رودخانه‌ی ماربره نیز از به هم پیوستن آبراهه‌های متعدد از جمله ازنا در منطقه‌ی الیگودرز به وجود می‌آید و در جنوب شهر دورود به رودخانه‌ی تیره می پیوندد. در ۲۰ کیلومتری جنوب دورود، رودخانه سبز که از دامنه‌های اشترانکوه سرچشمه می‌گیرد به رودخانه‌ی تیره می‌پیوندد و مجموع آن‌ها در این نقطه به نام سزار خوانده می‌شود. در حدود ۲۵ کیلومتری جنوب غربی این محل رود والک و به فاصله‌ی کمی رود رازآور از ساحل چپ به رودخانه‌ی سزار می پیوندند. رودخانه‌ی سرخ آب نیز که از ارتفاعات جنوب خرم‌آباد سرچشمه می‌گیرد آخرین شاخه‌ی عمده است که به سزار برخورد می‌کند. رودخانه‌ی سزار به دریافت جریان شاخه‌ی سرخ آب به سمت جنوب و جنوب شرقی پیچیده و به رودخانه‌ی بختیاری ملحق می‌شود. سزار در جنوب لرستان و در خاک خوزستان دز نام می‌گیرد و در نهایت به رود کارون می‌ریزد (شکل‌های ۳-۵ و ۳-۶).

۱- رودخانه‌ی تیره

رودخانه‌ی تیره از شاخه های مهم رودخانه سزار است. این رودخانه از منطقه‌ی سیلاخور بالا و از بلندی های زالیاب سرچشمه می گیرد و در پایین دست روستای علی‌آباد به رودخانه‌ی سیلاخور می پیوندد؛ در نتیجه این رودخانه از به هم پیوستن دو شاخه تیره و سیلاخور که از حوضه‌ی آبریز دشت سیلاخور است به وجود می‌آید و آب‌های ارتفاعات جنوبی شازند را جمع‌آوری و به رودخانه‌ی سزار سرازیر می‌کند. رودخانه‌ی تیره در واقع

شکل ۳-۵- تصویری از رود سزار در کنار راه آهن سراسری جنوب و قله قارون (جنوب دورود)

زه کش دشت سیلاخور است که با جهت تقریبی شمال غربی- جنوب شرقی طول دشت را می پیماید و پس از برخورد با رودخانه‌ی ماربره در جنوب شهر دورود رودخانه سزار را تشکیل می دهد. طول رودخانه ۹۵ کیلومتر است. بر روی این رودخانه در شهر دورود ایستگاه اندازه‌گیری دبی- رسوب احداث شده است. مساحت حوضه‌ی آبریز از محل

ایستگاه ۳۴۰۰ کیلومتر مربع و متوسط دبی سالیانه ۱۶/۷۶ مترمکعب در ثانیه و حجم تخلیه‌ی آب ۵۲۸/۵۴ میلیون مترمکعب است

شکل ۳-۶- دو نما از آبشار ایجاد شده در بستر رود سزار (منطقه: نیم ایستگاه ۵۰۱)

. بر روی آن در نزدیکی روستای مروئک ایستگاه اندازه‌گیری دبی- رسوب احداث شده است. مساحت حوضه‌ی آبریز از محل ایستگاه ۹۶۰ کیلومتر مربع است. متوسط دبی سالیانه ۴/۳۳ مترمکعب در ثانیه و متوسط حجم تخلیه‌ی آب سالیانه ۱۳۶/۲۴ میلیون مترمکعب برآورده شده است.

۲- رودخانه‌ی ماربره

رودخانه ماربره از تجمع شاخه‌های الیگودرز، ازنا، کمندان و دره تخت در منطقه‌ی الیگودرز و ازنا به وجود می‌آید. در واقع رودخانه‌ی ازنا پس از دریافت شاخه‌های دره تخت و کمندان رود ماربره را تشکیل می‌دهد.

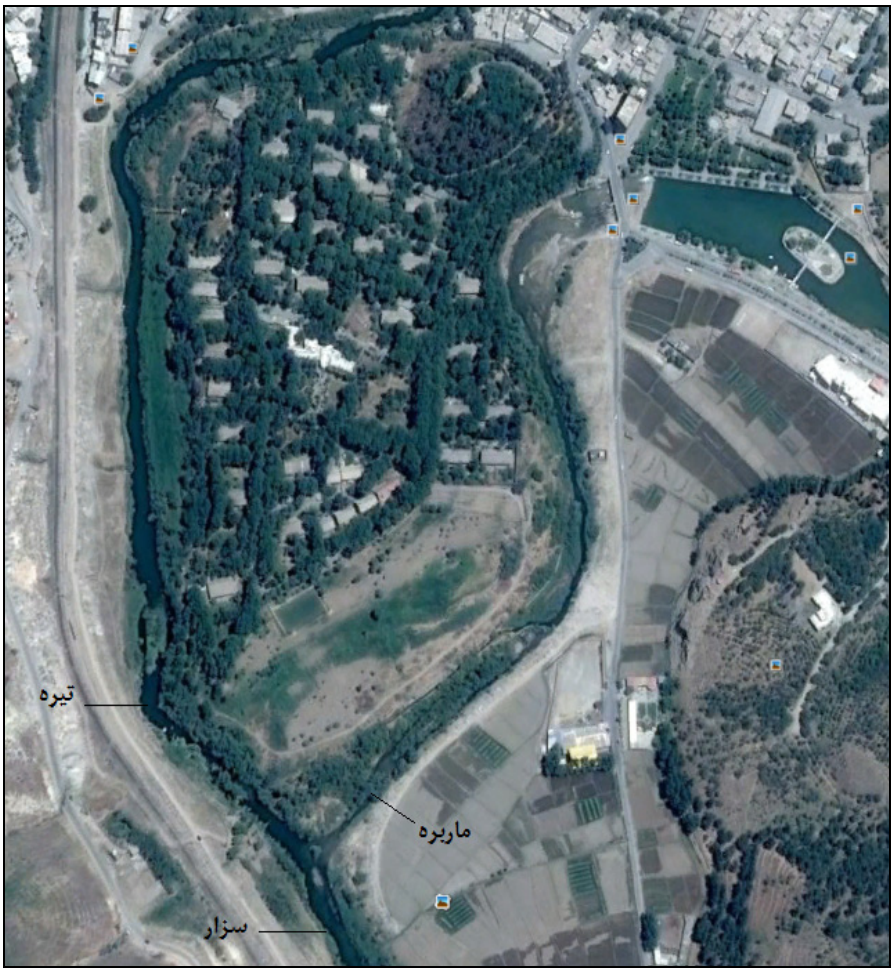
مساحت حوضه‌ی آبریز از محل ایستگاه ۲۱۸۵ کیلومتر، متوسط دبی سالیانه ۷/۷۳ مترمکعب در ثانیه و حجم تخلیه‌ی آب در سال ۲۴۳/۷۷ میلیون مترمکعب است. جهت رود ماربره شرقی- غربی است و پس از دریافت آب سراب داریاب و سراب ترسناب و سرچشمه‌ها و زه‌آب‌های منطقه در جنوب شهر دورود با رود تیره برخورد می‌کند و رودخانه‌ی سزار را به وجود می‌آورد.

مساحت حوضه‌ی آبریز رودخانه در محل ایستگاه حدود ۲۶۵۵ کیلومتر مربع و مساحت دبی سالیانه ۹/۷ مترمکعب در ثانیه (یاراحمدی، ۱۳۷۸) و متوسط حجم تخلیه‌ی سالیانه ۲۸۶/۹۸ میلیون مترمکعب برآورد می‌شود. شکل ۳-۷ تصویری هوایی اتصال رود تیره و ماربره در جنوب دورود و تشکیل رود سزار را نشان می‌دهد.

۳- گله‌رود

این رودخانه از بلندی‌های کوه میش‌پرور در ونایی و از سراب‌های گله‌رود، دروغ‌زنه و خسرو تشکیل می‌شود. بر روی این شاخه در غرب روستای ونایی ایستگاه اندازه‌گیری دبی- رسوب احداث شده است. مساحت حوضه‌ی آبریز از محل ایستگاه ۶۰/۴ کیلومتر مربع، متوسط دبی سالیانه ۲/۴۶ مترمکعب در ثانیه و حجم تخلیه‌ی آب حدود ۷۷/۵۸ میلیون مترمکعب برآورد می‌شود. رودخانه‌ی گله‌رود در مجاورت تپه‌ی چوغای بروجرد به شاخه دیگری به نام گرمابه که از سراب ونایی سرچشمه می‌گیرد و زه‌کش دشت

اشترینان است می پیوندد و رودخانه‌ی باغ شاه را در پایین دست سیلاخور، تشکیل می‌دهد.



شکل ۳-۷- تصویری هوایی از اتصال رود تیره و ماربره در جنوب دورود و تشکیل رود سزار

۴- رودخانه‌ی سراب سفید

این رودخانه از سرابی به همین نام در ۳ کیلومتری شمال غرب روستای ونایی سرچشمه می گیرد و پس از گذر از داخل روستا و دریافت آب چشمه های فرعی به سمت پایین به سوی دشت اشترینان امتداد می یابد و سپس با دریافتن آب سراب کرتیل، چشمه های

توده‌زن و زه‌کشی دشت اشترینان در مجاورت جاده‌ی آسفالته بروجرد- ملایر ادامه می یابد و سرانجام در مجاورت تپه‌ی چوغا به رودخانه‌ی گله‌رود می پیوندد. بر روی این رودخانه در پایین دست روستای ونایی ایستگاه اندازه‌گیری دبی- رسوب احداث شده است. مساحت حوضه‌ی آبریز از ایستگاه ۶۴/۴ کیلومتر مربع است و متوسط دبی سالیانه ۱/۷۵ مترمکعب در ثانیه و حجم تخلیه‌ی سالیانه آب ۵۵/۱۹ میلیون مترمکعب برآورد می‌شود. رودخانه سراب سفید پس از برخورد با شاخه های گله‌رود، رودخانه‌ی باغ شاه را تشکیل می‌دهد که پس از گذر از پایین دست شهر بروجرد و با دریافت رودهایی چون کیوره، بوریاباف، خپارستان، چگنی‌کش و زه‌آب بیشه‌دالان به سیلاخور معروف است. در محل روستای رحیم‌آباد بر روی این رود ایستگاه اندازه‌گیری دبی- رسوب احداث شده است. مساحت حوضه‌ی آبریز در محل این ایستگاه ۱۰۰۰ کیلومترمربع و متوسط دبی سالیانه ۶/۴ مترمکعب در ثانیه و حجم تخلیه‌ی سالیانه ۲۰۱/۸۳ میلیون مترمکعب برآورد می‌شود.

۵- رودخانه‌ی آب‌سرده

این رودخانه از سراب‌های متعدد منطقه آب‌سرده و بلندی‌های میش‌پرور سرچشمه می گیرد و پس از ورود به دشت در پایین دست روستای رحیم‌آباد به رودخانه‌ی سیلاخور می پیوندد. رودخانه‌ی آب‌سرده دارای رژیم مختلط چشمه ای و سیلابی است و با شروع بارندگی پاییزی و در فصل ذوب برف سیلابی می‌شود.

از نیمه‌های بهار تا آغاز آبان‌ماه از تخلیه‌ی سراب‌ها و چشمه‌های آهکی تغذیه می‌شود. بر روی این رودخانه در محل روستای تنگ محمد حاجی ایستگاه اندازه‌گیری دبی- رسوب احداث شده است. مساحت حوضه‌ی آبریز رودخانه از محل ایستگاه ۲۳۳ کیلومتر مربع است. متوسط دبی سالیانه ۲/۵۷ مترمکعب در ثانیه و حجم تخلیه‌ی سالیانه ۸۱/۰۵ میلیون مترمکعب برآورد می‌شود.

۶- رودخانه‌ی بیاتون

این رودخانه از بلندی های شمالی مشرف به روستای بیاتون سرچشمه می گیرد و در مواقع بارندگی دارای سیلاب‌هایی با نقطه‌ی اوج بالا و زمان تمرکز کوتاه است؛ در بقیه‌ی

مواقع از دبی ناچیزی برخوردار است. در محل روستای بیاتون بر روی رودخانه ایستگاه اندازه‌گیری دبی- رسوب احداث شده است. مساحت حوضه‌ی آبریز رودخانه از محل ایستگاه ۱۲۰ کیلومترمربع است. متوسط دبی سالیانه ۰/۵ مترمکعب در ثانیه و حجم تخلیه‌ی آب ۱۵/۷۷ میلیون مترمکعب برآورد می‌شود.

۷- رودخانه‌ی الیگودرز

این رودخانه از منطقه‌ی شرقی الیگودرز نزدیکی چمن سلطان و از سراب‌ها و چشمه‌های پراکنده به وجود می‌آید و با جهت تقریبی شرقی- غربی از حاشیه‌ی جنوبی دشت ازنا عبور می‌کند و در نزدیکی روستای چم‌زمان با شاخه‌ی دیگری که از قسمت‌های شمالی دشت ازنا سرچشمه می‌گیرد برخورد می‌کند و رودخانه‌ی ماربره را تشکیل می‌دهد. بدین‌ترتیب این رودخانه در بخش‌هایی از الیگودرز، ازنا و دورود جریان دارد. طول رودخانه ۹۰ کیلومتر است. رودخانه‌های ازنا، اسماهور، چوب‌آسیاب، جوز، چمن‌سلطان، دره‌تخت، ده‌سفید، رزم، زرنان، سنج، عباس‌آباد، کزنا، کمندان، محمودآباد، میدانک و هند از شاخه‌های فرعی این رودخانه است.

۸- رودخانه‌ی ازنا

این رودخانه از دامنه‌های کوه‌های شمال شرقی ازنا و شمال الیگودرز سرچشمه می‌گیرد و با جهت تقریبی شمالی- جنوبی در دشت ازنا جریان دارد و پس از عبور از داخل شهر ازنا در پایین دست به شاخه‌ی الیگودرز می‌پیوندد. حدود ۱ کیلومتر پایین‌تر از این محل بر روی رودخانه ایستگاه اندازه‌گیری دبی- رسوب ساخته شده است. مساحت حوضه‌ی آبریز از محل ایستگاه ۲۰۱۰ کیلومتر مربع متوسط دبی سالیانه ۴/۰۲ مترمکعب در ثانیه و حجم تخلیه‌ی سالیانه ۱۲۶/۷۷ میلیون مترمکعب برآورد می شود. طول رودخانه ۵۴ کیلومتر و یکی از شاخه‌های فرعی آن رودخانه‌ی دره باغ است.

۹- رودخانه‌ی دره تخت

این رودخانه از بلندی‌های اشتران‌کوه سرچشمه می‌گیرد. رژیم آب‌دهی آن ذوب برف است و پس از عبور از روستای دره تخت، در پایین دست به رودخانه‌ی ازنا می پیوندد.

در بالا دست روستای دره تخت ایستگاه اندازه‌گیری دبی- رسوب بر روی آن احداث شده است. مساحت حوضه‌ی آبریز رودخانه ۳۶/۵ کیلومترمربع است. متوسط دبی سالیانه ۱/۴۵ مترمکعب در ثانیه و حجم تخلیه ۴۵/۲۳ میلیون مترمکعب برآورد می‌شود.

۱۰- رودخانه‌ی کمندان

این رودخانه نیز از بلندی های اشتران‌کوه سرچشمه می گیرد و از ذوب برف معروف به تونل برفی به وجود می‌آید و پس از عبور از روستای کمندان در پایین دست به رودخانه ازنا می‌ریزد. در بالا دست روستای کمندان ایستگاه اندازه‌گیری دبی- رسوب بر روی آن احداث شده است. مساحت حوضه‌ی آبریز از محل ایستگاه ۳۵ کیلومتر مربع است. متوسط دبی سالیانه ۱/۶۵ مترمکعب در ثانیه و حجم تخلیه‌ی آن حدود ۵۲/۰۳ میلیون مترمکعب برآورد می‌شود.

۱۱- رودخانه‌ی سبزه

این رودخانه از بلندی‌های اشتران‌کوه و دریاچه‌ی گهر که یک دریاچه‌ی یخچالی است سرچشمه می گیرد و پس از گذر از داخل دره‌ای به نام دره نگار در محل ایستگاه چم‌چیت به رود سزار می پیوندد. ایستگاه اندازه‌گیری دبی – رسوب در این محل احداث شده است. حوضه‌ی آبریز محل ایستگاه ۳۴۵ کیلومتر مربع و متوسط دبی سالیانه ۷/۰۲۰ مترمکعب در ثانیه و حجم تخلیه‌ی آب حدود ۲۲۱/۳۸ میلیون مترمکعب برآورد می‌شود.

۱۲- رودخانه‌ی سرخاب

آخرین رودخانه‌ای که در محدوده‌ی استان لرستان به رود سزار می‌ریزد، رود سرخاب است که از بلندی‌های جنوب شرقی خرم‌آباد سرچشمه می‌گیرد. این رود در مجاورت ایستگاه کشور به رود سزار می پیوندد. رود سرخاب یکی از پر رسوب‌ترین رودهای کشور است؛ به طوری که سالانه حدود ۱/۵ میلیون تن رسوب با خود به پشت سد دز حمل می‌کند. نام این رود نیز به دلیل حمل رسوبات زیاد ناشی از فرسایش حوضه‌ای است.

متوسط دبی سالانه‌ی رودخانه ۶ مترمکعب در ثانیه و حجم تخلیه ۱۸۹/۲۲ میلیون مترمکعب برآورد می‌شود.

۱۳- رودخانه‌های راسک و زاز

این رودخانه‌ها از منطقه‌ی زز و ماهرو سرچشمه می‌گیرند و در نزدیکی ایستگاه سپید دشت به رود سزار می‌پیوندند.

۱۴- رودخانه‌ی بختیاری

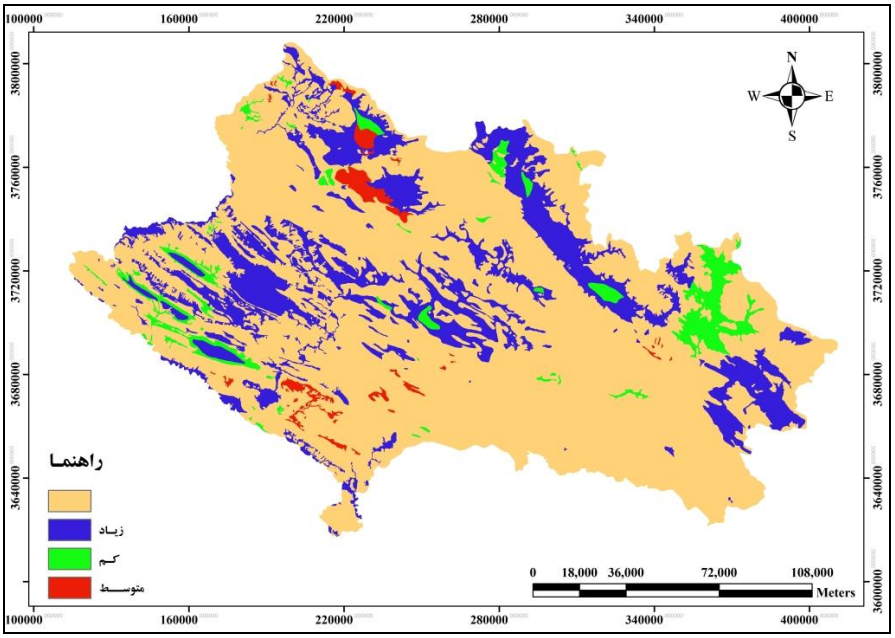
رودخانه‌ی بختیاری دومین شاخه‌ی اصلی رودخانه دز است که در نزدیکی ایستگاه راه‌آهن تنگ پنج در حدود ۱۰۳ کیلومتر ایستگاه دورود به رود سزار متصل می‌گردد. رودخانه‌ی بختیاری از ارتفاعات و دامنه های جنوب شرقی اشترانکوه سرچشمه می‌گیرد و از جریان شاخه های متعددی چون دره‌دایی، گلستان و هرگان تشکیل می شود. مساحت حوضه‌ی آبگیر آن ۶۳۹ کیلومترمربع، متوسط دبی ۱۵۰/۱۷ مترمکعب در ثانیه و حجم تخلیه‌ی آب ۴۷۳۵/۷۶ میلیون مترمکعب برآورد شده است.

۳-۲- منابع آب زیرزمینی در استان

در استان لرستان تشکیلات سخت زمین‌شناسی و سفره‌های آبرفتی بالغ بر ۵ میلیارد متر مکعب آب را در خود نگهداری می‌کنند. بخش اعظم این آب‌های زیرزمینی ارزشمند در سفره‌های آبرفتی قرار دارند که وسعت آن‌ها در حدود ۳۵۰۰ کیلومتر مربع است.

همچنان که در شکل ۳-۸ مشخص است، بخش اعظم مساحت استان لرستان از ناهمواری‌های با تشکیلات آهکی تشکیل شده است و تنها بخش‌های از دشت‌های استان از قبیل دشت سیلاخور، دشت‌های کوهدشت و دره‌های میان‌کوهی استان از آبرفت‌های مناسب برخوردارند. همچنان که در بالا اشاره شد آب‌های زیرزمینی استان در این تشکیلات سخت و رسوبات آبرفتی نهفته هستند. با توجه به اینکه بخش اعظم تخلیه‌ی مصنوعی آب‌های زیرزمینی در پهنه‌های آبرفتی استان رخ می‌دهد که نسبت بسیار کمی از مساحت استان و ذخایر آب زیرزمینی را تشکیل می‌دهند، بحران افت سطح آب‌های

زیرزمینی در این مناطق بسیار چشمگیر است.



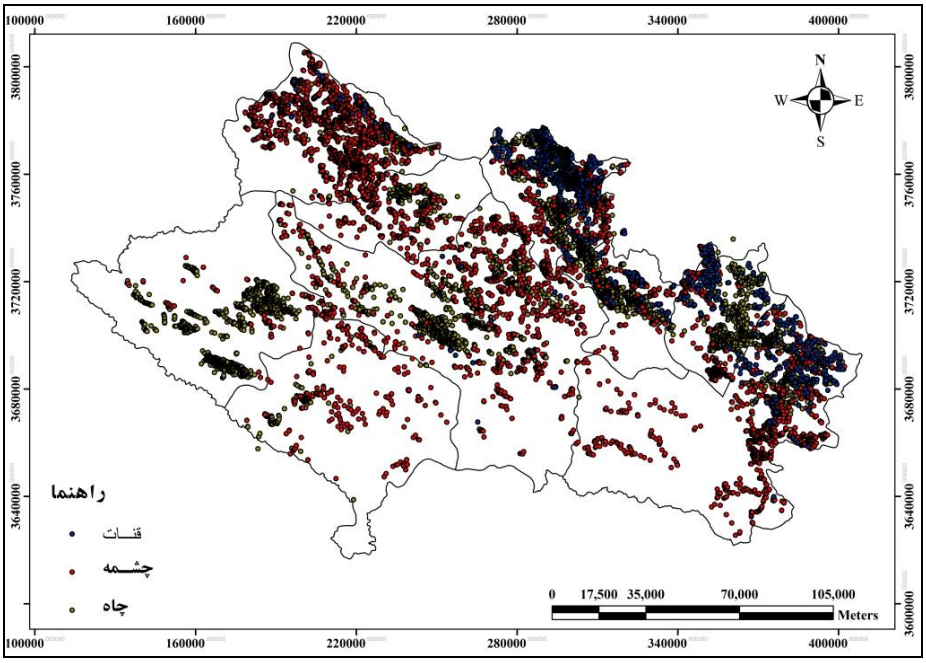
شکل ۳-۸- نقشه‌ی ضخامت آبرفت استان لرستان

جدول ۳-۲- منابع تخلیه‌ی آب زیرزمینی استان لرستان

نوع منبع	تعداد	حجم تخلیه(میلیون متر مکعب)
چاه نیمه عمیق	۴۷۳۷	۱۲۵
چاه عمیق	۲۵۵۷	۴۶۵
قنات	۱۳۱۸	۳۷
چشمه	۶۴۳۹	۴۳۱
جمع کل	۱۵۰۵۱	۱۰۵۸

بر اساس آمار منتشر شده از شرکت آب منطقه‌ای لرستان (جدول ۳-۲) در سال ۱۳۹۱-۱۳۹۰ تعداد چاه‌های استان ۷۲۹۴ حلقه (با تخلیه‌ی سالانه حدود ۵۹۰ میلیون مترمکعب)، چشمه‌ها ۶۴۳۹ دهنه (با خروجی سالانه حدود ۴۳۱ میلیون مترمکعب) و

قنات ۱۳۱۸ رشته (با خروجی سالانه حدود ۳۷ میلیون مترمکعب) بوده است. بر همین اساس سالانه حدود ۱۰۵۸ میلیون مترمکعب از منابع آب زیرزمینی توسط این سامانه‌ها تخلیه می‌شود. البته لازم به ذکر است که این آمار مربوط به چاه‌های دارای مجوز است و بر کسی پوشیده نیست که تعداد چاه‌های غیر مجاز و میزان تخلیه‌ی آب‌های زیرزمینی بسیار بیشتر از مقدار ذکر شده است.



شکل ۳-۹- نقشه‌ی پراکندگی چاه‌ها، چشمه‌ها و قنات‌های استان لرستان

همچنان که در شکل ۳-۹ به نمایش در آمده است، در سطح دشت‌های استان تعداد نقاط سیاه که نمایانگر حلقه‌های چاه هستند به قدری زیاد شده که تمامی سطح دشت در نقشه را تیره کرده است (شکل ۳-۹).

در جدول ۳-۲ تغییرات آبدهی سراب‌های استان لرستان در دو سال آبی ۹۰-۸۹ و ۹۱-۹۰ نسبت به متوسط ۱۰ ساله ارائه شده است. همچنان که از اعداد و ارقام جدول مشخص است، در تمامی سراب‌های استان با کاهش چشمگیر دبی مواجه هستیم.

جدول ۳-۲- تغییرات آبدهی سراب‌های استان لرستان در دو سال آبی ۹۰-۸۹ و ۹۱-۹۰ نسبت به متوسط ۱۰ ساله

نام محدوده مطالعاتی	نام سراب	متوسط آبدهی ۱۰ ساله از مهر ماه لغایت شهریور ماه (لیتر بر ثانیه)	متوسط آبدهی از مهرماه لغایت شهریور ماه ۹۰-۸۹ (لیتر بر ثانیه)	متوسط آبدهی از مهرماه لغایت شهریور ماه ۹۱-۹۰ (لیتر بر ثانیه)
خرم آباد	کیو	۳۵۶.۷	۱۹۳.۷	۱۱۵.۲
	گرداب سنگی	۱۳۱.۶	۵۴.۳	۲۵.۴
	مطهری	۲۶۸.۸	۱۵۰.۰	۲۱۰.۴
	گلستان	۴۳۹.۸	۲۶۱.۳	۱۸۱.۷
	ناوه کش	۴۷۷.۸	۳۲۷.۱	۳۰۳.۳
	چنگایی	۳۳۸.۷	۲۵۲.۷	۲۴۴.۶
	گرداب دارایی	۳۳۵.۶	۱۴۹.۵۵	۱۵۹.۹۲
چغلوندی	گلم سبز	۵۲۲.۲	۲۳۶.۷	۱۹۱.۷
	شیرخان	۱۷۱.۶	۹۲.۹	۹۴.۶
	زاغه	۱۰۴.۴	۴۴.۲	۴۳.۸
	بیدهل	۲۳۸.۹	۱۲۰.۸	۱۱۹.۶
الشتر	زز	۵۷۰.۷	۵۵۸.۷	۴۲۱.۸
	هنام	۳۵۶.۷	۳۱۸.۶	۳۱۰.۰
	امیر	۴۶۷.۶	۴۵۳.۷	۳۹۲.۹
	چناره	۲۴۳.۶	۲۲۹.۳	۲۳۲.۸
نورآباد	لاغری	۲۹۸.۰	۱۷۷.۵	۱۲۴.۷
	عبدالحسینی	۱۴۱.۰	۱۱۳.۸	۱۱۲.۳
	نیاز	۳۰۷.۴	۲۴۳.۵	۲۲۱.۵
	تیمور	۱۹۶.۷	۱۰۷.۵	۹۶.۵
ازنا-الیگودرز	دربند ازنا	۳۵۷.۰	۳۳۸.۶	۲۷۷.۷
بروجرد دورود و اشترینان	توده زن	۱۸۳.۴	۱۰۴.۰	۱۲۴.۸
	کرتیل	۴۸۷.۴	۳۴۴.۷	۳۹۸.۵
	کربلایی والی	۲۳۸.۶	۱۶۶.۰	۲۲۹.۵
	نیزه	۱۵۶.۳	۱۲۴.۲	۱۴۰.۵
	کیوره	۲۹۵.۱	۱۷۲.۵	۱۶۴.۷
	بوریاباف	۱۱۱.۳	۸۶.۳	۶۸.۱
	گلم سوز	۴۷۴.۶	۳۱۹.۲	۲۲۵.۸
	صفرعلی	۲۳۵.۸	۲۲۰.۳	۱۸۹.۱
	عزیز آباد	۲۴۹.۷	۱۴۹.۶	۹۰.۸
	ترشاب	۴۴۴.۲	۳۰۴.۸	۲۱۰.۹

(منبع: شرکت آب منطقه‌ای لرستان)

فصل چهارم

چگونگی پیدایش حوضه‌ی زاگرس

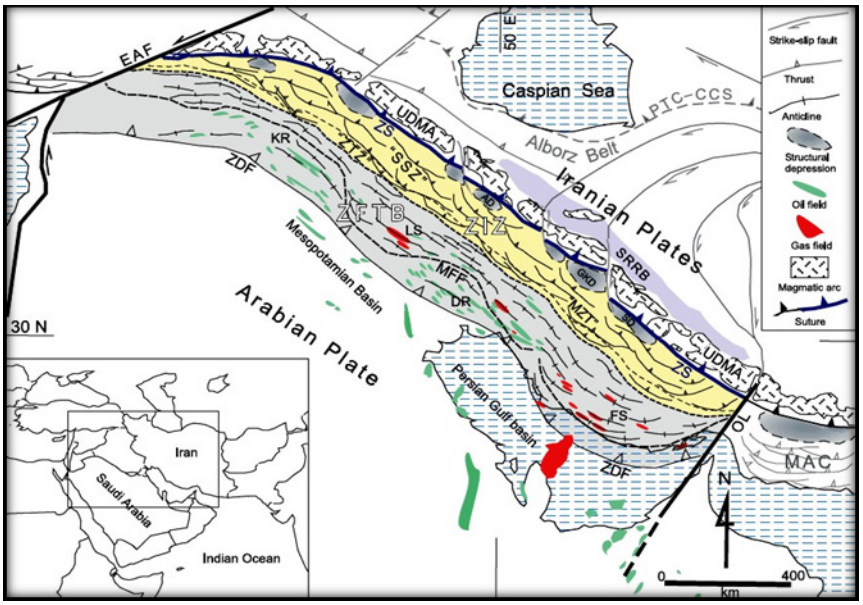
زاگرس نام رشته‌کوه طویلی است که با جهت شمال غربی- جنوب شـرقی از اسـتان وان در کردستان ترکیه آغاز و تا استان هرمزگان در جنوب ایـران ادامـه مـی‌یابـد. در مـورد ریشه‌ی کلمه‌ی زاگرس روایت‌های مختلفی وجود دارد که دو روایت آن قابل اطمینان‌تر است. عده‌ای از زبان‌شناسان اعتقاد دارند که ریشه‌ی زاگرس اوستایی است؛ زیرا در زبان اوستایی زاگْـر به معنای کوه بزرگ است. این عده بر این باورند که یونـانی‌هـا بـا اضـافه کردن حرف (S) به آخر این نام آن را یونانیزه[1] (یونانی کردن) کرده‌اند. برخی هم بر ایـن باورند که زاگرس از نام زاگارثی یا ساگارتی[2] منشأ گرفته است. زاگارثی یا سـاگارتی نـام مهاجران هند و اروپایی ساکن این منطقه بـوده است(گریشـمن، ۱۸۹۵ ترجمـه محمـد معین،۱۳۳۶).

۴-۱- تاریخچه‌ی پیدایش حوضه‌ی زاگرس

در میان چارچوب تکتونیکی پیچیـده‌ی خاورمیانـه، کمربنـد چـین‌خـوردگی - رانـدگی زاگرس حالت تغییر شکل یافته‌ی حوضه‌ی رسوبی زاگرس است (شکل ۴-۱). حوضـه‌ای که در حاشیه‌ی شمال شرقی قاره‌ی آفریقایی عربـی گسـترده بـود و توسـط کـوه زایـی کرتاسه‌ی پیشین تا عهد حاضر زاگرس را تحت تأثیر قرار داشته است (علوی،۲۰۰۷).

1. Hellenization
2. Zagarthian or Sagarthians

کمربند چین‌خوردگی- راندگی زاگرس[1] با گسترشی حدود ۲۰۰۰ کیلومتر از جنوب شرقی ترکیه به شمال سوریه و عراق تا غرب و جنوب ایران، با میدان‌های هیدروکربنی متعدد و بسیار بزرگ خویش، یکی از مهم‌ترین ذخایر انرژی کمربند چین‌خوردگی - راندگی جهان است (علوی، ۲۰۰۷). کمربند کوهستانی زاگرس، بخشی از سیستم آلپ – هیمالیاست که از شمال غربی ایران تا جنوب غربی ایران و تا تنگه‌ی هرمز امتداد دارد (شرکتی و لیتوزی[2]، ۲۰۰۴).



شکل ۴-۱- کوهزایی زاگرس و زیر تقسیمات آن. علایم اختصاری:

AD– Arak depression; DR– Dezful recess; EAF– East Anatolian Fault; FS– Fars salient; GKD– Gav Khooni depression; KR– Karkuk recess; LS–Lorestan salient; MAC– Makran accretionary complex; MFF– "Mountain front flexure"; "MZT"– "Main Zagros Thrust"; OL– Oman Line; PTC-CCS– Paleo-Tethyan continent-continent collisional suture; SD–Sirjan depression; SRRB– Saveh-Rafsanjan retroforeland basin; "SSZ"– Sanandaj-Sirjan zone; "ZTZ"– Zagros thrust zone; UDMA– Urumieh–Dokhtar magmatic assemblage; ZDF– Zagros deformational front; ZFTB–Zagros fold-thrust belt; ZIZ– Zagros imbricate zone; ZS– Zagros suture. .(Alavi, 2007)

1. The Zagros Fold-Thrust Belt
2. Sherkati & Letouzey

این کمربند چین‌خوردگی و راندگی نتیجه‌ی تغییر شکل ساختاری سامانه‌ی پروفورلندی (حاشیه‌ای) زاگرس[1] است که نمایه‌ی امروزی آن حوضه‌ی دریایی خلیج فارس و قاره‌ای بین‌النهرین و هم‌چنین رسوبات پیش پروفورلندی زیرین[2] (عمدتاً رسوبات سکوی قاره‌ای و پلات‌فرمی) است (علوی، ۲۰۰۴). این کمربند کوهزایی نتیجه‌ی برخورد ورقه‌ی قاره‌ای آفریقایی - عربی و آنچه که ورقه‌ی ایران نامیده شده و جزیی از اوراسیاست، می‌باشد (بربریان و کینگ[3]، ۱۹۸۱ و تاکین[4]، ۱۹۷۲). این کمربند از نظر ساختاری، به صورت منشوری از ورقه‌های راندگیِ فلسی[5] است که از چینه‌های رسوبی نئوپروتروزوئیک بالایی و فانروزوئیک با ضخامت تقریبی ۷ تا ۱۲ کیلومتر تشکیل شده است (علوی، ۲۰۰۴). حوضه‌های فورلند به دلیل داشتن مناطق با شرایط مناسب برای تولید، مهاجرت و تجمع هیدروکربن، توجه بسیاری از محققان علوم زمین را به خود جلب نموده‌است. این حوضه‌ها تحت مطالعات متعدد چینه‌شناسی، رسوب‌شناسی، ساختاری و ژئودینامیک قرار گرفته‌اند. حوضه‌ی پروفورلندی زاگرس به عنوان بخشی از کمربند چین‌خوردگی - راندگی زاگرس، با همه‌ی اهمیت اقتصادی خود تاکنون رمزآلود باقی مانده است. در ایران مطالعات زمین شناسی بر روی کمربند چین‌خوردگی - راندگی زاگرس، دارای پیشینه‌ای حدود یک سده است و از زمان اولین اکتشافات نفتی در منطقه گسترش یافته است. کوه‌های زاگرس ایران، در حاشیه‌ی شمال شرقی ورقه‌ی آفریقایی - عربی واقع شده‌اند. بیش از ۶۵ درصد از ذخایر اثبات شده‌ی نفت دنیا و حدود ۳۴ درصد از ذخایر گازی دنیا در میدان‌های هیدروکربنی عظیم و بسیار عظیم خاورمیانه تمرکز یافته‌است. میدان‌ها به‌طور غالب یا در کمربند چین‌خورده - راندگی زاگرس و یا درست در پیشانی آن (جنوب باختر) واقع شده‌اند. تجمع هیدروکربن‌ها در خاورمیانه به طور پیچیده‌ای وابسته به تکامل چینه‌شناسی و ساختاری این کمربند بوده است (علوی، ۲۰۰۷). دیگر سیمای شاخص کوه‌های زاگرس، حضور ثبت رسوبی گسترده، شامل گستره‌ای از پره‌کامبرین پسین تا عهد حاضر است (جیمز و واینـد[6]،

1. The Zagros (Peripheral) Proforeland System
2. Underlying Preproforeland
3. Berberian & King
4. Takin
5. A Prism of Stacked Thrust Sheets
6. James and Wynd

۱۹۶۵ و بربریان و کینگ، ۱۹۸۱). این رکورد رسوبی، شامل بسته‌های چینه‌ای مشخصی است که توسط ناپیوستگی‌ها جدا شده‌اند (جیمز و وایند[1]، ۱۹۶۵ و بربریان و کینگ، ۱۹۸۱ و علوی، ۲۰۰۴). داده‌های زمین‌شناسی مشخص می‌کنند که این منطقه بخشی از یک حاشیه‌ی غیرفعال قاره‌ای بوده است که یک جدایش[2] در پرمو- تریاس و یک برخورد[3] را در ترشیاری پسین تحمل نموده است (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱ و اشتوکلین، ۱۹۷۴ و بیدون و همکاران، ۱۹۹۲).

در طول پالئوزوئیک، ایران، ترکیه و صفحه‌ی عربی (که امروزه کمربند زاگرس در حاشیه شمال شرقی آن واقع شده است)، به همراه افغانستان و هند حاشیه‌ی غیرفعال پایدار، بسیار گسترده و طویل گندوانا را می‌ساختند که این مجموعه در مجاورت اقیانوس پالئوتتیس در شمال قرار داشت (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱). در نتیجه‌ی رسوبات پالئوزوئیک پیشین که از زاگرس تا ایران مرکزی و شمالی گسترده شده‌اند، همگی تاریخچه‌ی رسوبی هم‌ارزی را نشان می‌دهند (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱ و اشتوکلین، ۱۹۶۸ و بیدون و همکاران، ۱۹۹۲ و تاکین، ۱۹۷۴).

در تریاس پسین، اقیانوس نئوتتیس بین ورقه‌ی عربی (که زاگرس امروزی در حاشیه‌ی شمال شرقی آن واقع شده است) و ایران باز شد (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱). این دو ورقه بعداً در نتیجه‌ی فرورانش به سمت شمال شرقی پوسته‌ی اقیانوسی نئوتتیس به زیر ورقه‌ی ایران همگرا شدند. فرآیندی که منجر به برخورد قاره - قاره، بین قاره‌ی عربی و ایران و شکل‌گیری کوه‌های امروزی زاگرس گردید (سپهر و کسگر، ۲۰۰۴). زمان این برخورد مورد توافق زمین‌شناسان نیست. به عقیده‌ی استونلی[4] (۱۹۹۰) این برخورد در اوایل نئوژن رخ داده است.

فالکن[5] (۱۹۶۹) و اشتوکلین[6] (۱۹۶۸) معتقدند که این برخورد در میوسن اتفاق افتاده است. سپهر و کسگر[7] (۲۰۰۴) نیز زمان میوسن را برای این واقعه ذکر کرده‌اند.

---

1. James and Wynd
2. Rifting
3. Collision
4. Stoneley
5. Falcon
6. Stocklin
7. Sepehr & Cosgrove

بربریان و کینک[1] (۱۹۸۱)، بیدون و همکاران[2] (۱۹۹۲) و اشتوکلین (۱۹۷۴) زمان ترشیاری پسین را بیان می‌کنند. علوی (۱۹۹۴، ۲۰۰۴، ۲۰۰۷) زمان مائستریشتین میانی را برای این رخداد بیان نموده است. بنابراین می‌توان گفت که کوه‌زایی زاگرس نتیجه‌ی بسته شدن اقیانوس نئوتتیس است. علوی این کوه‌زایی را نتیجه‌ی سه رویداد ژئوتکتونیکی متوالی می‌داند (علوی، ۱۹۹۴، ۲۰۰۴، ۲۰۰۷).

در مرحله‌ی نخست، بسته شدن نئوتتیس در ژوراسیک پسین – کرتاسه‌ی پیشین آغاز گردید. فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی و گوشته‌ی فوقانی به سمت شمال شرقِ[3] به زیر ورقه‌های ایرانی، با ماگماتیزم شدیدی همراه گردید که مجموعه‌ی آذرین ارومیه - دختر را تشکیل داد (شکل ۴-۲ a).

این مجموعه به‌صورت یک کمربند باریک و خطی در طول امتداد کمربند گسترش دارد، این موضوع بیانگر این است که زون موسوم به وداتی - بنیف[4] سیستم فرورانش ممکن است بسیار شیب دار تا نیمه قائم[5] بوده باشد.

در مرحله‌ی دوم، در طول تورونین پسین (حدود ۹۰ میلیون سال پیش) ورقه‌های راندگی فلسیِ[6] متشکل از سنگ‌های گوشته‌ی فوقانی و پوسته‌ی اقیانوسی (افیولیت‌ها)، بر روی حاشیه‌ی شمال شرقیِ غیرفعالِ قاره‌ایِ آفریقایی - عربی[7] جای گرفتند (فرارانش). جایگیری قطعات متعدد افیولیت که ممکن است تا کامپانین پسین (حدود ۷۵ میلیون سال پیش) ادامه یافته باشد، بر حاشیه‌ی قاره‌ای بار وارد کرد و منجر به خمش انعطافی[8] لیتوسفر گردید. این واقعه حوضه‌ی پروفورلندی زاگرس را ایجاد کرد (شکل ۴-۲ b).

در مرحله‌ی سوم، در مائستریشتین میانی (تقریباً ۶۸ میلیون سال پیش)، پس از جایگیری افیولیت‌ها، قاره‌ی آفریقا - عربی با مجموعه‌ی ارومیه - دختر برخورد کرد (شکل ۴-۲ c).

---

1. Berberian & King
2. Beydoun et al
3. Northeastward
4. Wadati–Benioff Zone
5. Steep or Subvertical
6. Stacked Thrust Sheets
7. Northeastern Afro-Arabian Passive Continental Margin
8. Flexural Bending

این برخورد منجر به چرخش ریزقاره‌های ایران[1] و همچنین کوتاه‌شدگی کمان ماگمایی و حوضه‌ی رتروفورلند ساوه - رفسنجان[2] همراه آن گردید. افزایش فعالیت‌های ولکانیکی و پلوتونیکی و تبدیل آنها به انواع آلکالن‌تر و شوشونیتی‌تر از دیگر اثرات این برخورد است. در شمال غرب، کوتاه‌شدگی در باقی‌مانده‌ی نئوتتیس رخ داد که به صورت یک دریای حاشیه‌ای[3] در پشت مجموعه‌ی ماگمایی باقی مانده بود (شکل ۴-c۲). انقباض[4] این حوضه‌ی حاشیه‌ای به‌عنوان بخشی از یکی از ورقه‌های برجسته و مهم ایران یعنی ورقه‌ی البرز، منجر به توسعه‌ی یک سامانه‌ی فرورانش جدید گردید. پوسته‌ی اقیانوسی و گوشته‌ی زیرینِ آن شروع به فرورانش به زیر بخش قاره‌ای ورقه‌ی البرز[5] کردند. این فرورانش منجر به ایجاد کمان ماگمایی مربوطه، موسوم به مجموعه ماگمایی البرز[6] گردید (شکل ۴-۲ d). از سوی دیگر برخورد کوه‌زایی که در ماستریشتین میانی آغاز گردید، با شدت متغیر تا زمان حاضر ادامه یافته است. به عبارتی همگرایی[7] امروزه همچنان در یک جهت شمالی جنوبی تقریبی و نرخ تقریبی ۲۵-۳۰ میلی‌متر بر سال در لبه‌ی شرقی ورقه‌ی عربی فعال است (سیلا و همکاران[8]، ۲۰۰۲). این جهت نسبت به روند شمال غربی- جنوب شرقی کمربند کوه‌زایی تمایل دارد (شرکتی و لیتوزی، ۲۰۰۴). بنابر عقیده‌ی علوی (علوی، ۲۰۰۴) در تکوین تاریخچه‌ی چینه‌شناسی زاگرس چهار مرحله را می‌توان تشخیص داد:

۱- حوضه‌ی کششی - جدایشی و برقاره‌ای نئوپروتروزوئیک پسین تا دونین[9]

۲- رسوبات پلات‌فرمی پرمین تا تریاس[10]

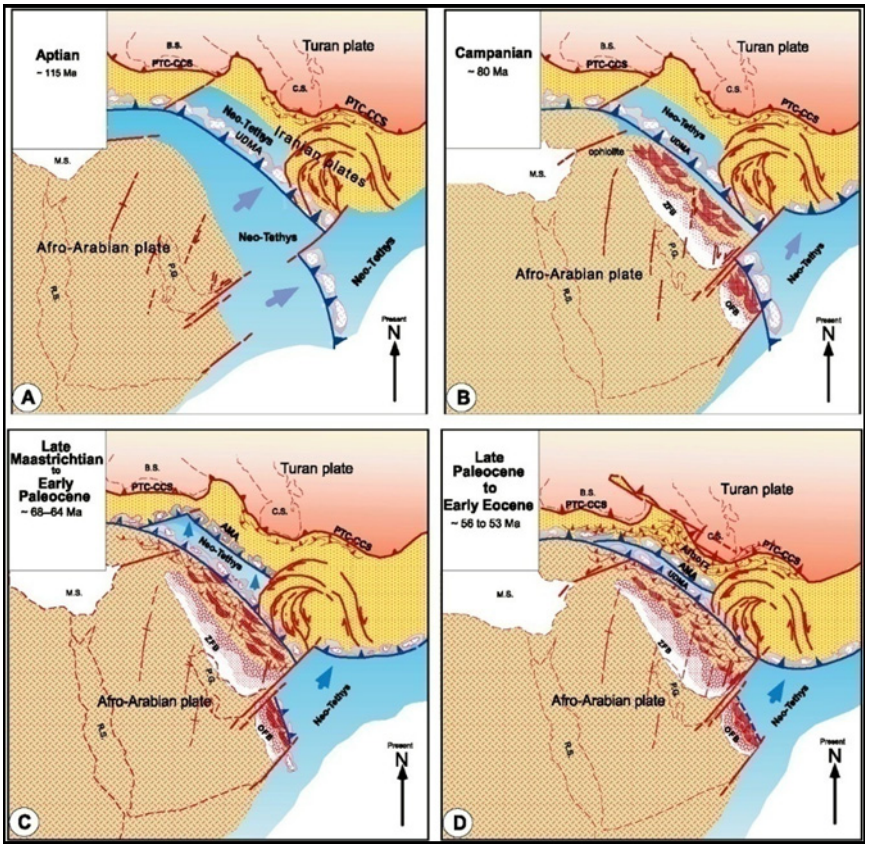
۳- رسوبات شلفی ژوراسیک تا کرتاسه‌ی بالایی[11]

۴- حوضه‌ی پروفورلندی تورونین پسین تا عهد حاضر.

---

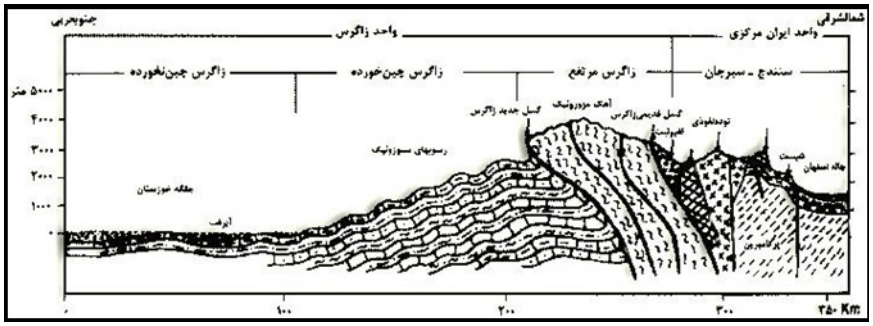
1. Iranian Minicontinents/Blocks
2. Saveh–Rafsanjan Retroforeland Basin (SRRB)
3. Marginal Basin
4. Contraction
5. Continental Part of The Alborz Plate
6. Alborz Magmatic Assemblage (AMA)
7. Convergence
33. Sella et al
9. Neoproterozoic to Devonian Pull-apart and Epicontinental Platform Basins
10. Permian to Triassic Epi-Pangean Platform
11. Jurassic to Upper Cretaceous Neo-Tethyan Continental Shelf

فرورانش دریای حاشیه‌ایِ نئوتتیس به زیر پوسته‌ی قاره‌ای البرز از کرتاسه‌ی پایانی تا ائوسن پیشین ادامه یافت و این زمانی است که پس از مصرف پوسته‌ی اقیانوسی مجموعه‌ی ماگمایی ارومیه - دختر به مجموعه‌ی ماگمایی البرز برخورد کرد. این برخورد که تا زمان حاضر ادامه یافته، منجر به کوه‌زایی گردید که در تکامل ساختاری البرز مرکزی و غربی نقش مهمی را ایفا کرده است.



شکل ۴-۲- طرح شماتیک از بسته شدن نئوتتیس و تکامل کوه‌زایی زاگرس. علائم اختصاری:

AMA– Alborz magmatic assemblage; B.S.– Black Sea; C.S.– Caspian Sea; M.S.– Mediterranean Sea; OFB– Oman foreland basin; P.G.– Persian Gulf; PTC-CCS– Paleo-Tethyan continent– continent collisional suture; R.S.– Red Sea; UDMA– Urumieh–Dokhtar magmatic assemblage; ZFB– Zagros foreland basin(Alavi , 2007).



شکل ۴-۳- ساختار اصلی مورفولوژی زاگرس (علائی طالقانی، ۱۳۸۱)

برای بیان ویژگی‌های عمومی زاگرس می‌توان از تلفیق دو دیدگاه زمین ریخت‌شناسی و الگوی ساختاری یاری جست و زاگرس را به دو زیرپهنه‌ی «زون‌راندگی‌ها» و «زاگرس چین‌خورده» تقسیم کرد:

۱- زیرپهنه راندگی‌ها[1] با پهنای ۱۰ تا ۶۵ کیلومتر، به صورت نواری کم‌پهنا است که بلندترین قسمت کوه‌های زاگرس را تشکیل می‌دهد؛ از این رو گاهی به آن زاگرس مرتفع[2] گفته می‌شود. مرز شمال شرقی این زیر پهنه به راندگی اصلی زاگرس و مرز جنوب باختری با یک راندگی مهم بسته می‌شود که از شمال کوه کی‌نو و جنوب دهنگان و کوه سبزو می‌گذرد.

۲- زیر پهنه‌ی زاگرس چین‌خورده[3] یا به گفته‌ای دیگر «زاگرس بیرونی» که پهنای آن ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتر است (مطیعی، ۱۳۷۴) (شکل ۴-۳).

۴-۲- سازندهای تشکیل‌دهنده‌ی زاگرس

در ناحیه‌ی لرستان رخساره‌ای ژوراسیک از نوع ماسه سنگ، شیل، انیدریت، ژیپس و نمک است. می‌توان گفت که رخساره‌های ژوراسیک در منطقه‌ی زاگرس به دو صورت عمیق و کم‌عمق دیده می‌شود. رخساره‌های ژوراسیک در نواحی مختلف زاگرس متفاوت است و تغییرات جانبی دارد (درویش‌زاده، ۱۳۷۴) (شکل ۴-۴).

1. Trust Zone
2 .High Zagros
3. Folded Zagros

۴-۲-۱-رخساره‌های تریاس در منطقه‌ی زاگرس

محل کنونی زاگرس تا قبل از تریاس به صورت پلات‌فرم و خشکی بوده است؛ در تریاس به زیر آب رفته و به صورت یک حوضه‌ی رسوبی درآمده و در آن رسوب‌گذاری شروع شده است. از رخساره‌های رسوبی زمان تریاس در زاگرس می‌توان به رخساره‌های دولومیتی و آهکی اشاره کرد.

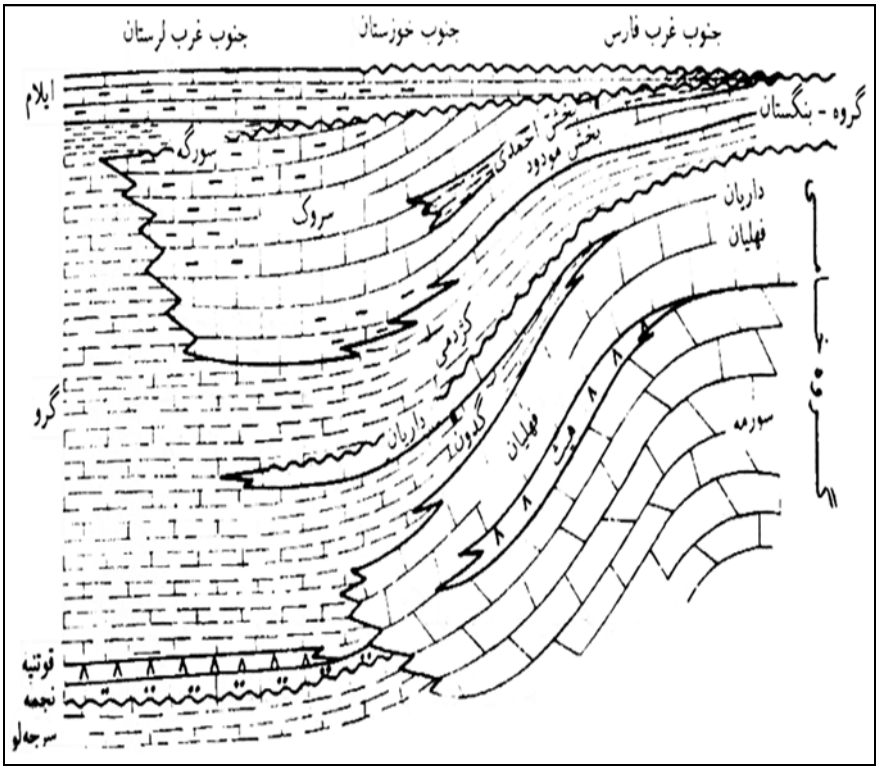
۴-۲-۲- رخساره‌های کرتاسه در زاگرس

در ناحیه‌ی زاگرس، رسوبات کرتاسه با یک دگرشیبی زاویه‌دار بر روی رسوبات ژوراسیک قرار می‌گیرند (درویش‌زاده، ۱۳۷۴). خاطر نشان می‌شود که در نواحی شیراز و شمال خوزستان رسوب‌گذاری ژوراسیک ـ کرتاسه ممتد است. سازندهای متعلق به کرتاسه در نقاط مختلف زاگرس دیده می‌شود.

نوع رخساره‌ها و ضخامت این سازندها از محلی به محل دیگر تغییرات قابل توجهی نشان می‌دهد. رخساره‌های رسوبی زمان کرتاسه در زاگرس بسیار متنوع است و شامل انواع رسوبات آهکی، شیلی و مارنی و غیره می‌شود. آخرین رخساره‌ی رسوبی آن سازند امیران است.

به نظر می‌رسد رخساره‌ی فلیشی سازند امیران حاصل از فرسایش افیولیت‌های کرتاسه است و سازند امیران سنی معادل کرتاسه‌ی بالایی تا پالئوسن زیرین دارد (شکل ۴-۵). در مورد نحوه‌ی تشکیل سازند امیران می‌توان گفت: در پایان کرتاسه، در نتیجه‌ی عملکرد فاز کوه‌زایی لارامید، روند کوهستانی شمال غرب ـ جنوب شرق زاگرس (زاگرس مرتفع) به وجود آمده و تثبیت شده است.

اثرات این بالاآمدگی، روراندگی و چین خوردگی به صورت افیولیت و رادیولاریت در نوار کوهستانی زاگرس مرتفع وجود دارد که فرسایش بعدی آنها سبب به وجود آمدن رخساره های فلیشی (فلیش امیران) شده است. این فلیش‌ها از شمال غرب ناحیه‌ی مکران تا شمال غرب کشور، در امتداد خط گسلی زاگرس گسترش دارند و ارتباط دریایی بین این نواحی را ثابت می‌کنند.

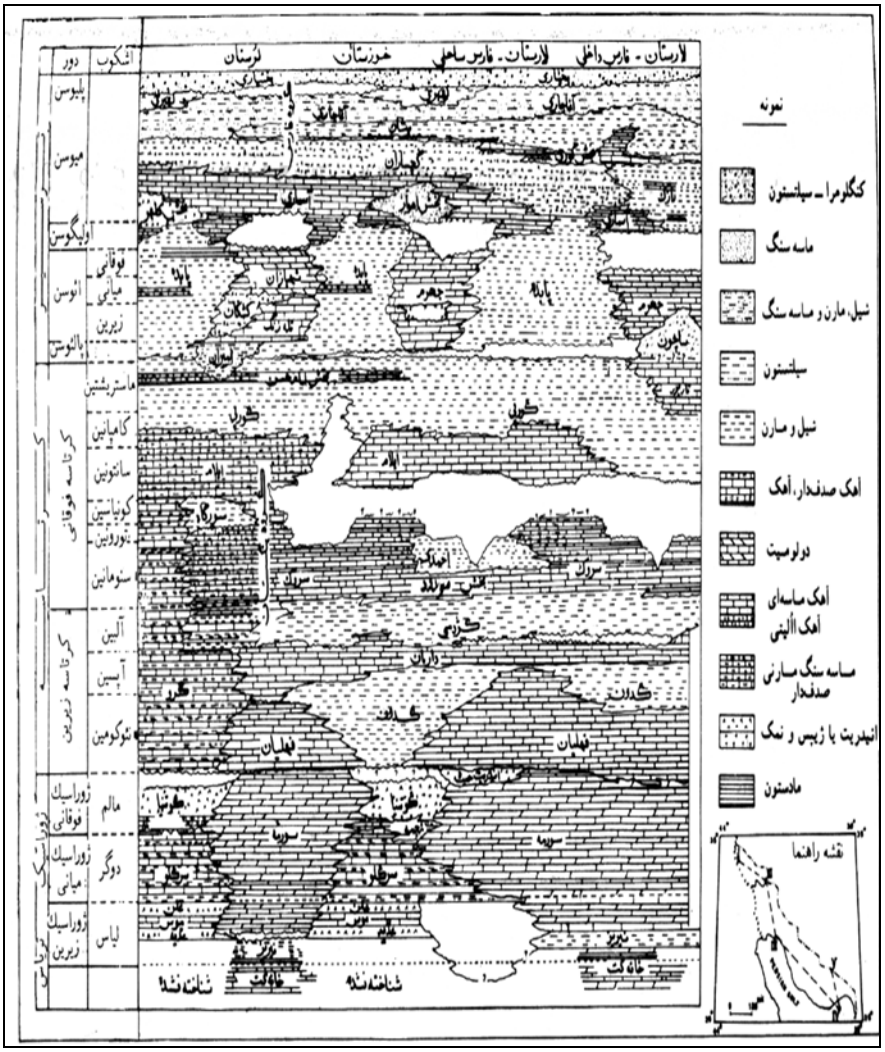


شکل ۴-۴-رخساره‌های ژوراسیک در نواحی مختلف زاگرس (درویش زاده، ۱۳۷۴)

۴-۲-۳- سازندهای دوره‌ی ترسیر در زاگرس

با نظری کلی به شکل (۴-۶) می‌توان سازندهای مختلف دورهٔ ترسیر را در نواحی مختلف زاگرس مشاهده کرد. در این ناحیه به دلیل تأثیر حرکات کوه‌زایی کرتاسه‌ی پایانی، محیط رسوب‌گذاری دچار تغییراتی شده است و در نتیجه در اوایل این دوره بیشتر رسوبات از نوع قاره‌ای و تخریبی است (سازند ساچون) که رفته رفته به رسوبات نواحی کم‌عمق تبدیل شده است (سازند جهرم). در اواخر ائوسن، در زاگرس نیز آثار یک پسروی دریایی به صورت دگرشیبی مشاهده می‌شود (بخش بالایی سازند جهرم). مجدداً پیشروی دریا در زمان الیگومیوسن سبب ته‌نشینی آهک‌های آسماری در این ناحیه شده است پس از آن رسوبات ماسه‌سنگی، مارنی و آهکی حاوی گچ و نمک به سن میوسن

میانی تا پلیوسن زیرین به نام گروه فارس به طور هم‌شیب بر روی آهک‌های آسماری قرار می‌گیرد.



شکل ۴-۵- رخساره‌های کرتاسه در نواحی مختلف زاگرس (درویش زاده، ۱۳۷۴)

گروه فارس از سه سازند گچساران، میشان و آغاجاری تشکیل شده‌است. بر روی این مجموعه، کنگلومرای پلیوسن (سازند بختیاری) با دگرشیبی قرار می‌گیرد. کنگلومرای

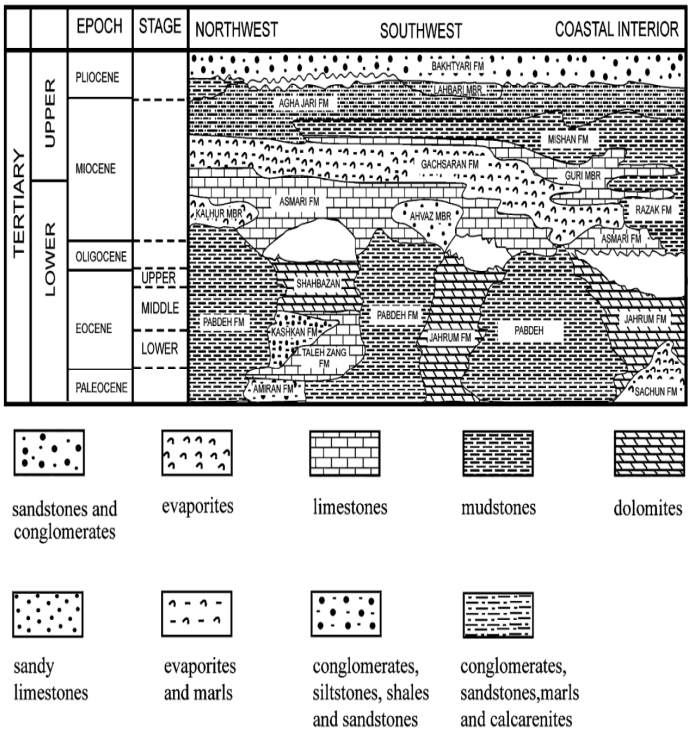
بختیاری خود دچار چین‌خوردگی‌هایی شده است که نشان دهنده‌ی تأثیر فاز کـوه‌زایـی اواخر پلیوسن است.

سازندهای ترسیر در زاگرس از قدیم به جدید عبارتند از:

الف) سازند امیران ب) سازند ساچون ج) سازند تله‌زنگ د) سازند کشکان

هـ) سازند شهبازان و) سازند جهرم ز) سازند پابده ح) سازند آسماری[۱]

ط) سازند رازک[۲]



شکل ۴-۶- دیاگرام شماتیک توزیع مکانی و زمانی رخساره‌های زاگرس در زمان ائوسن بالایی تا میوسن زیرین. (علوی، ۱۹۸۲)

---

۱ . بـه علـت داشـتن درز و شـکاف و تخلخـل فـراوان، سـنگ مخـزن نفـت محسـوب مـی‌شـود. بـه علـت مقاومت و سـختی خـاص آهـک‌هـای آسـماری، ایـن سـازند ارتفاعـات و بخـش‌هـای مقـاوم منطقـه‌ی زاگـرس چین‌خورده را تشکیل می‌دهد.

۲ . معادل سـازند گچسـاران اسـت و بـر روی سـازند آسـماری قـرار گرفتـه اسـت و از مـارن‌هـای سـیلتی قرمـز تا سبز و خاکستری تشکیل شده است (درویش‌زاده، ۱۳۷۴).

۴-۳- گسل‌ها و لرزه‌خیزی استان لرستان

پهنه ی ایران به صورت مداوم دارای فرم دگرشکلی منحصر به فردی است. مرز فلات ایران با صفحه‌ی عربی گسل اصلی تراستی زاگرس است. بخشی از دگرشکل های ناشی از حرکت صفحه‌ی عربی و نیروهای فشارشی حاصل از این حرکت در پهنه‌ی زاگرس به صورت رخدادهای زمین لرزه نمایان است و هر از چندگاهی زمین‌لرزه‌های مخربی در این پهنه رخ می‌دهد.

گسل زاگرس با امتداد شمال غرب ـ جنوب شرق حد برخورد دو قاره است که در میوسن به هم رسیده‌اند؛ بنابراین آن را گسل رانده می‌دانند که به سبب آن بخشی از پوسته‌ی اقیانوسی و رسوبات زاگرس مرتفع به زیر ایران مرکزی فرو رفته است. ارتفاعات زاگرس مرتفع در امتداد همین گسل قرار دارند. خط زلزله‌ی غربی و جنوبی که در امتداد زاگرس قرار دارد، از نظر وقوع زلزله دارای فرکانس بالایی است و ۵۰/۸۳ درصد از زمین‌لرزه‌های صد سال اخیر ایران را در بر داشته است (درویش‌زاده، ۱۳۷۰).

همگرایی صفحه‌ی عربی- اورآسیا در شمال غرب زاگرس به وسیله‌ی ترکیبی از کوتاه شدگی با جهت شمال شرقی- جنوب غربی و حرکات راستالغز راست بر گسل‌های معکوس است (بلانک و همکاران،۲۰۰۳). جهت حرکت صفحه عربستان به سمت زاگرس شمال غربی $N12\pm8^{\circ}$ E و به مقدار ۳ ± ۱۹- ۱۴ میلی‌متر در سال است که به طور مورب حرکت می‌کند و بیشترین کوتاه شدگی در زاگرس شمال غربی که در امتداد گسل‌ها رخ می‌دهد، ۳ تا ۵ میلی‌متر در سال است (حسامی و همکاران، ۲۰۰۶).

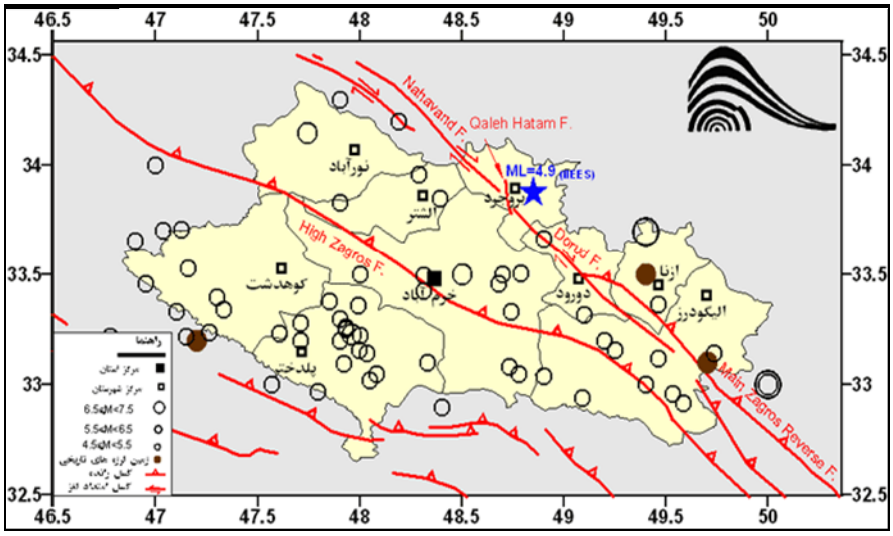
مهم‌ترین گسل‌های استان لرستان عبارتند از:

۴-۳-۱- گسل اصلی جوان زاگرس

گسل اصلی جوان زاگرس[1] به عنوان یک گسل امتداد لغز راست‌گرد فعال و لرزه‌زا با روندی شمال غربی- جنوب شرقی در ادامه‌ی شمال غربی گسل معکوس اصلی زاگرس شناسایی شده است. اگر لغزش در سطح این گسل از پلیوسن (۵ میلیون سال پیش) شروع شده باشد، میانگین میزان لغزش سالانه این گسل ۴۰ میلی‌متر خواهد بود. قابل توجه است که بخش‌هایی از گسل اصلی جوان که سبب جابجایی راستگرد گسل

1. Main Recent Fault(MRF)

معکوس اصلی زاگرس شده‌اند (بخش‌های دورود، نهاوند، صحنه و دینـور) فعالیـت‌هـای لرزه‌زایی بیشتری نسبت به سایر بخش‌های این گسل (بخـش‌هـای سـرتخت، مروارید، مریوان و پیرانشهر) نشان می‌دهند.



شکل ۴-۷- نقشه‌ی گسل‌های استان لرستان (وب سایت سازمان لرزه نگاری، ۱۳۹۱)

سازوکار ژرفی زمین‌لرزه‌ها و توان لـرزه‌زایـی گسـل اصـلی جـوان زاگـرس بـا سـایر زلزله‌های کمربند چین‌خورده - رانده زاگرس متفاوت اسـت. ایـن زمـین‌لـرزه‌هـا واجـد بزرگای بیشتری نسبت به سایر زمین‌لرزه‌هـای ایـن کمربنـد هسـتند و سـازوکار ژرفـی گسلش امتداد لغز با مؤلفه‌ی معکوس را نشان می‌دهند.

۴-۳-۲-گسل معکوس اصلی زاگرس[1]

این گسل جداکننده‌ی زون دگرگونه سنندج - سیرجان از زون زاگرس است. این گسـل در ناحیه‌ی دشت سیلاخور به صورت تراستی دارای شیب با میل به طرف شـمال شـرق پنهان می‌شود. این گسل به عنوان یک مرز ساختاری با تغییرات اساسی در تاریخچـه‌ی رسوب‌گذاری، جغرافیای گذشته و لرزه‌خیزی مطرح شده است.

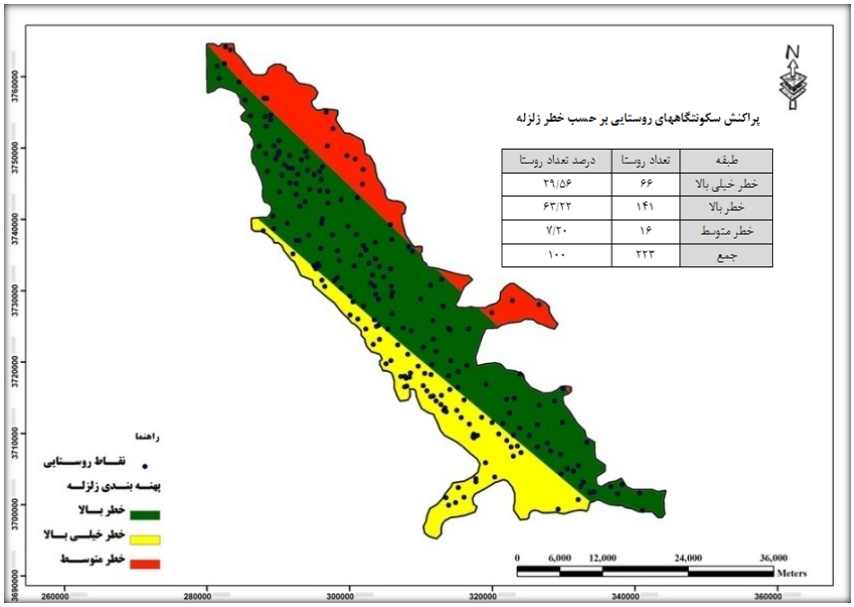
1. Main Zagros reverse fault (MZRF)

۴-۳-۳- گسل دورود

این گسل دارای سازوکار امتداد لغز راست گرد همراه با مؤلفه‌ی قائم کوچک است؛ به طوری که بخش جنوب غربی آن (واقع در محدوده‌ی شمال غرب شهر درود و مرز جنوبی دشت سیلاخور) نسبت به بخش شمال شرقی به بالا حرکت کرده است. دشت سیلاخور در شمال غرب به وسیله‌ی گسل نرمال قلعه حاتم (با راستای تقریبی شمال - جنوب) احاطه شده است. گسل نرمال قلعه حاتم قطعه‌ی گسلی دورود را از قطعه‌ی گسلی نهاوند جدا می‌کند. گسل دورود به عنوان بخشی از گسل اصلی امروزی زاگرس مسبب رویداد زمین‌لرزه‌ی ویرانگر سیلاخور در ۱۲۸۷/۱۱/۳ هـ ش با بزرگای Ms = ۷/۴ بوده است. پرتگاه گسلی ایجاد شده در اثر رویداد زمین‌لرزه ۱۲۸۷/۱۱/۳ هـ ش سیلاخور با جابجایی قائم سطح زمین به میزان ۱ متر همراه بوده است.

این گسل از نزدیکی ارجنک با روند W45N به درازای تقریبی ۱۰۰ کیلومتر تا نزدیکی بروجرد قابل تعقیب است. رودخانه‌های متعددی با اثر گسل دورود منطبق‌اند که از این جمله به رودهای «تیره» و «ماربره» می‌توان اشاره نمود. این گسل در نزدیکی دریاچه‌ی گهر، مرز بین توالی سنگ‌های پالئوزوئیک و مزوزوئیک در شمال خاور را با سنگ آهک‌های کرتاسه در جنوب غربی تشکیل می‌دهد. در شمال غربی شهر دورود، گسل دورود در مرز جنوبی دشت سیلاخور قرار دارد. اثر گسل دورود را با تعقیب چشمه‌های آبی که در این دشت مشاهده می‌شوند، می‌توان شناسایی نمود. با توجه به اثر گسلی دورود به صورت خطی مستقیم در سطح زمین (از رشته‌کوه‌ها در جنوب شرقی تا نهشته‌های دره‌ی سیلاخور در شمال غربی) سطح گسل مذکور واجد شیبی قائم است.

یاراحمدی و همکاران (۱۳۹۳) در پژوهشی که در زمینه‌ی نقش عوامل محیطی در شکل‌گیری سکونت گاه‌های روستایی در دشت سیلاخور استان لرستان انجام دادند نشان دادند که روستاهای این دشت از نظر خطر زلزله در سه سطح خطر متفاوت قرار دارند (شکل ۴-۸). سطح اول با خطر خیلی بالا که در این سطح تعداد ۶۶ روستا واقع شده است. در سطح دوم با خطر بالا تعداد ۱۴۱ روستا و در سطح سوم با خطر متوسط تعداد ۱۶ روستا قرار دارد.



شکل ۴-۸- پراکنش سکونتگاه‌های روستایی بر حسب خطر زلزله در محدوده‌ی دشت سیلاخور (یاراحمدی و همکاران،۱۳۹۲)

۴-۳-۳- گسل نهاوند

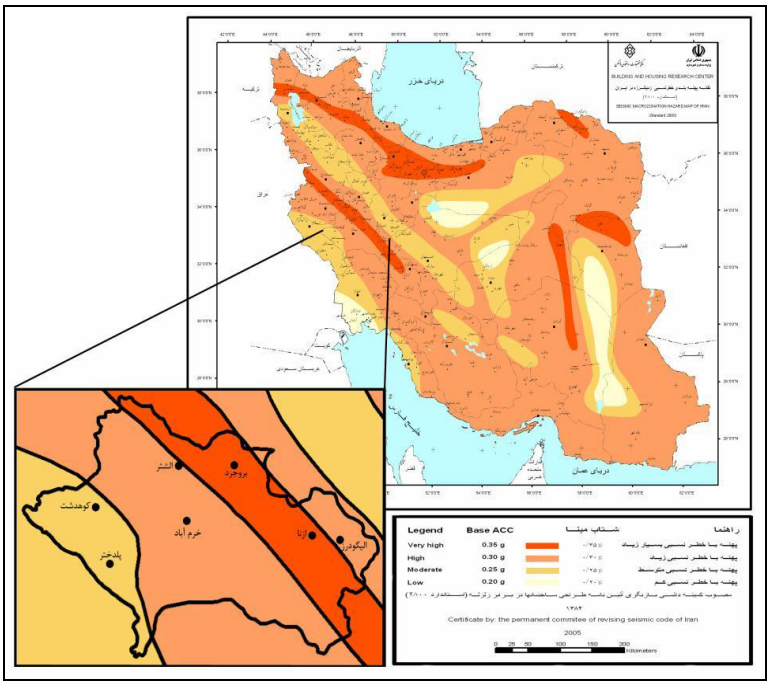
گسل کواترنری نهاوند با طولی حدود ۵۵ کیلومتر از شرق بروجرد (در جنوب شرق) تا شمال شرقی نهاوند با روند ۴۰ WN قابل شناسایی است. این گسل به موازات گسل لرزه‌خیزی دورود با جابجایی اثر آن به میزان ۳ کیلومتر به سمت شمال شرقی قابل مشاهده است. گسل نهاوند از بخش‌های کوتاه و متعددی تشکیل شده است. میانگین جابجایی قائم سطح زمین در اثر این گسل بین یک تا دو متر است و بخش شمال غربی گسل پایین افتاده است. هیچ گونه شاهدی از جنبش راستالغز این گسل در دست نیست (وب سایت پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی، ۱۳۹۲).

۴-۳-۵- گسل خرم‌آباد

گسل خرم‌آباد که یک گسل رانده است به طول ۷۵ کیلومتر از نزدیک روستای سیف‌آباد در جنوب شرقی خرم‌آباد شروع و تا شمال شهرستان سراب‌دوره امتداد دارد.

این گسل در امتداد خود از زیر کوه مدبه در جنوب شرقی خرم‌آباد و در زیر قسمتی از دشت کرگاه در جنوب خرم‌آباد (منطقه‌ی گلدشت) و یافته‌کوه در غرب خرم‌آباد عبور می‌کند. و باعث به‌هم خوردن نظم چین‌خوردگی و تغییر مسیر بعضی آبراهه‌ها در دامنه‌ی یافته‌کوه در غرب خرم‌آباد می‌شود این بی‌نظمی از پایین یافته‌کوه قابل مشاهده است. از فعالیت این گسل اطلاعات کافی در دست نیست.

همان‌طور که در نقشه پهنه‌بندی زمین‌لرزه‌ی ایران (شکل ۴-۹) مشخص است، بخش‌های شمال و شمال شرقی استان دارای خطر نسبی بسیار زیاد، بخش جنوب غربی استان دارای خطر نسبی متوسط و سایر بخش‌ها دارای خطر نسبی زیاد است. به طور کلی از نواری در شمال شرقی استان به سمت شرقی این نوار و جنوب شرقی آن خطر زمین لرزه کاهش می‌یابد. از نظر پراکنش زلزله بیشترین زلزله‌های استان دارای قدرتی بین ۴ تا ۵ ریشتر بوده‌اند.



شکل ۴-۹- جایگاه استان لرستان در نقشه‌ی پهنه‌بندی خطر زمین لرزه‌ی ایران

(وب سایت سازمان لرزه نگاری، ۱۳۹۲)

فصل پنجم
واحدهای زمین‌ساختی زاگرس لرستان

واحدهای زمین‌ساختی، مناطقی با سرگذشت زمین‌شناختی و تاریخی مشابه هستند که از نظر رخساره‌های سنگی، فعالیت‌های ماگمایی، دگرگونی، جنبش‌های کوه‌زایی، شکل چین‌ها و روندها دارای وضعیت یکسانی هستند. زاگرس بر مبنای برخی ویژگی‌های ساختاری و جغرافیایی به مناطق خوزستان، فارس و لرستان تفکیک می‌شود که در این بخش به واحدهای زمین‌ساختی زاگرس لرستان پرداخته می‌شود.

لرستان بخشی از زاگرس چین‌خورده است که روند کلی آن هم‌راستا با زون راندگی‌ها یعنی شمال غربی- جنوب شرقی است. مرز شمال شرقی آن محدود به مرز جنوبی زون راندگی‌ها و مرز شرقی آن منطبق بر خمش بالارود و مرز غرب - شمال غربی آن منطبق بر جنوبی‌ترین تاقدیس زاگرس است که بر نوار مرزی ایران- عراق منطبق است.

مهم‌ترین ویژگی‌های ژئومورفولوژی حاکم بر منطقه‌ی لرستان عبارت است از:

۱- روند شمال غربی – جنوب شرقی چین خوردگی‌ها؛

۲- ساختار متشکل از تناوب تاقدیس‌های بزرگ (مانند کبیرکوه) و کوچک و ناودیس‌ها؛

۳- فرو ریختگی‌های گرانشی فرو ریزشی[1]؛

۴- زمین‌لغزه‌های بزرگ مانند زمین‌لغزه‌ی سیمره؛

۵ - برخورداری از سه خطواره‌ی شمالی– جنوبی که می‌توانند در ارتباط با گسل‌های پی‌سنگی باشند؛

۶- در بر داشتن تاقدیس‌هایی متشکل از گروه بنگستان در جنوب و سازند فلیشی امیران و سازند گرو[2] در شمال (آقانباتی، ۱۳۸۳).

---

1. Gravity Collapse Structures
2. Garu Formation

از نظر شکل و ساختار، زاگرس را می‌توان بـه دو پهنـه‌ی زاگـرس مرتفـع (زاگـرس رانده، زاگرس فلسی شده یا زاگرس داخلی) و زاگرس چین‌خورده (زاگرس با چـین‌هـای ساده یا زاگرس خارجی) تقسیم کرد. مرز این زون‌ها گسلی است. مـرز شـمالی زاگـرس مرتفع، راندگی اصلی زاگرس یا گسل قدیمی زاگرس و مرز آن با زاگـرس چـین‌خـورده گسل جدید زاگرس است. گسل جبهه‌ی کوهستانی زاگرس، به طور تقریبـی خـط تـراز توپوگرافی ۱۵۰۰ متر را دنبال می‌کند. گسل پیش خشکی زاگرس نیز مرز جنوبی تغییر شکل‌های کمربند چین‌خورده‌ی زاگرس را می‌سازد. از نظـر مورفودینامیـک، زاگـرس را می‌توان به طور جانبی به چهار زیر واحد: کردستان جنوبی، لرستان، فروافتادگی دزفـول و فارس تقسیم کرد. این بخش‌ها توسط گسل‌ها از یکدیگر جدا نمـی‌شـوند. اثـر جـنس سنگ و دینامیک بیرونی نقش زیادی در کنتـرل رسـوب‌گـذاری دارد و در نتیجـه، ایـن نواحی توالی رسوبی متفاوتی دارند (مقیمی، ۱۳۸۹). زاگرس چین‌خورده مطابق تقسـیم بندی ژئومورفیک و در امتداد طولی بـه چهـار قلمـرو: زاگـرس شـمال‌غربـی (محـدوده سیاسی کرمانشاه و ایلام)، زاگـرس میـانی (محـدوده‌ی سیاسـی لرسـتان و بختیـاری)، زاگرس جنوب شرقی (منطقه‌ی فارس) و زاگـرس هرمزگـان تقسـیم مـی‌شـود (علایـی طالقانی، ۱۳۸۰).

۵-۱- حوضه‌ی چین‌خورده‌ی لرستان

از خاور شهرستان خرم‌آباد تا مرز غربی استان لرسـتان بـه عنـوان بخشـی از کـوه‌هـای زاگرس چین‌خورده، ساختارها از انواع تاقدیس‌ها و ناودیس‌ها ممتد و مـنظم‌انـد کـه بـا پهنه‌ی گسلیده و رانده شده‌ی شمال شرقی زاگرس (زاگرس مرتفع) تضاد کامل دارند.

فیزیوگرافی این بخش عموماً کوه‌ساز با ستیغ‌های بلند و دره‌های عمیق همراه اسـت که گاهی دسترسی به بعضی از آنها بسیار دشوار است. سیمای ناهمواری‌هـای کـوه‌سـاز هماهنگی کامل با ساختمان‌های زمین‌شناسی دارند؛ به همین دلیـل برجسـتگی‌هـا بـه صورت کمان‌های خمیده و ممتد هستند که راستای شمال غربی ـ جنوب شرقی دارنـد. علاوه بر اشکال کوه‌ساز، واحدهای تپه ماهوری یکی دیگر از ریخت‌های حاکم بـر ناحیـه است که به‌طور عموم حاصل سازند شیلی ـ مارنی، گورپی، فلـیش‌هـای سـازند امیـران، سنگ‌های گچی سازند گچساران و بالاخره نهشته‌های کنگلومرایی سازند بختیاری است.

در بخش زاگرس چین‌خورده‌ی استان لرستان توالی پلاتفرم کامبرین ـ تریاس میانی برونزد ندارد. از میان رسوبات قاره‌ای و سکوی قاره‌ای تریاس ـ کرتاسه‌ی اقیانوس زاگرس، تنها سنگ‌های آهکی کرتاسه‌ی بالایی مانند سازندهای سروک، ایلام و گورپی چهره‌های کوه‌ساز هستند.

نهشته‌های پسرونده هم‌زمان با کوه‌زایی آلپی که ممکن است از نوع دریایی و یا غیر دریایی باشند، بویژه در جنوب غربی خرم‌آباد گستره‌های وسیعی را زیر پوشش دارند. تمام سنگ‌های ترشیاری این بخش را می‌توان به دو گروه ترشیاری پایینی (پالئوسن ـ میوسن پایینی) و ترشیاری بالایی (میوسن پایینی ـ پلیوسن) تقسیم کرد.

سنگ‌های ترشیاری پایینی نهشته‌های کربناتی پایانی (سازند آهکی تله‌زنگ) یا انباشته‌های آواری (سازند کشکان) هستند؛ ولی در پاره‌ای از نواحی مارن‌های ژرف سازند پابده فراوان است. سنگ‌های ترشیاری بالایی با چرخه‌ی رسوبی سازند آسماری و به سن اولیگوسن ـ میوسن، آغاز می‌شود که ردیف‌های کربناتی کوه‌ساز حاوی انباشته‌های نفتی است. چرخه‌ی رسوبی آسماری، پس از یک وقفه‌ی رسوبی با چرخه‌ی رسوبی دیگری پوشیده می‌شود که سیکل رسوبی پسرونده گروه فارس نامیده می‌شود. اجزای اصلی این سیکل از سازند تبخیری گچساران، کمی سازند مارنی میشان و بالاخره ترادف‌های سرخ‌رنگ سازند آواری آغاجاری تشکیل شده است. بخش‌های فروافتاده باختر خرم‌آباد با سازند کنگلومرایی بختیاری پوشیده شده که شامل تناوبی از کنگلومرای توده‌ای مقاوم و عدسی‌هایی از سنگ ماسه است. در بخش زاگرس چین‌خورده‌ی استان لرستان (باختر خرم‌آباد تا مرز غربی استان) اشکال ساختاری به صورت تاقدیس‌ها و ناودیس‌هایی است که صفحات محوری آنها در راستای شمال غربی ـ جنوب شرقی و تا اندازه‌ای مارپیچ است. تاقدیس‌ها به‌طور معمول هسته‌ای از سنگ آهک‌های سازند سروک (کرتاسه) به‌ویژه سازند ایلام دارند که در دو طرف (یال تاقدیس‌ها) به سازندهای جوان‌تر می‌رسد.

در هسته‌ی تاقدیس‌ها شیب لایه‌ها بسیار کم و گاهی نزدیک به افقی است؛ ولی با دور شدن از محور شیب لایه‌ها افزایش می‌یابد؛ به گونه‌ای که گاهی لایه‌ها شیب‌های تند دارند و حتی در پهلوی جنوب غربی گاه افزایش شیب به حد برگشتگی می‌رسد. ویژگی‌های لرزه‌خیزی زاگرس همچنان در استان لرستان حاکم است؛ به همین دلیل

تکان‌های ضعیف زمین زیاد است. ضعف توان لرزه‌خیزی می‌تواند حاصل تعدیل تنش‌ها توسط واحدهای سنگ چینه‌ای شکل‌پذیر باشد. گفتنی است که تجدید فعالیت در شکل‌گیری یا تغییر شکل سنگ‌های پی عامل اصلی زمین‌لرزه‌های استان است؛ ولی باید اذعان داشت که رابطه بین زمین‌لرزه و زمین‌ساخت استان تا اندازه‌ای پیچیده است.

نوسانات چین‌خوردگی به سمت شمال شرق ناودیس سیمره کاهش می‌یابد؛ هر چند در این جهت ضخامت فلیش‌های بین آهک‌های آسماری و سنومانین، به شدت افزایش نشان می‌دهد. این وضعیت موجب ارتفاع‌یابی گودی‌های ناودیسی آهک آسماری نسبت به سطح اساس فرسایش در آن محل می‌شود. هم‌زمان با آن محور حوضه‌ی رسوب‌گذاری فارس تحتانی در فاصله‌ای دورتر باقی مانده است؛ به طوری که تاقدیس‌های آهکی این منطقه در زمان تشکیل توسط پوشش ضخیمی حفاظت نشده‌اند. در نتیجه، پوشش سطحی ساخت‌های تاقدیسی در اثر فرسایش از بین رفته و بدین ترتیب به صورت معکوس در آمده است. از این رو می‌توان چشم انداز لرستان داخلی را به صورت مجموعه‌ای پراکنده از تخته‌سنگ‌های مقعر آهک آسماری توصیف نمود که پایه‌های آنها را آهک‌ها و مارن‌های ائوسن تشکیل داده‌اند و آن‌ها نیز به نوبه‌ی خود بر روی فلیش‌های عمیق کرتاسه‌ی فوقانی استقرار یافته‌اند. به علت ضخیم بودن فلیش‌های کرتاسه‌ی فوقانی در این منطقه، آهک‌های سنومانین تنها در هسته‌ی چهار تاقدیس لرستان داخلی برونزد دارند و میزان رخنمون آهک در هیچ یک از تاقدیس‌ها به حدی نیست که عارضه‌ی مهمی ایجاد نماید. به هر حال، افزایش کلی دامنه‌ی نوسان چین‌خوردگی در امتداد حاشیه‌ی شمال شرق حوضه‌ی لرستان باعث ظاهر شدن رسوبات سنومانین در سطح وسیعی از اراضی شده است که رشته‌کوه‌های بزرگ تاقدیسی کوه چرمی و کوه سفید را تشکیل می‌دهند. سطوح مناطق کم ارتفاع پی رودها[1] که در چشم انداز لرستان داخلی غلبه دارند، عموماً پوشیده از رسوبات آبرفتی و دریاچه‌ای کواترنری است که در آن‌ها آبراهه‌های فعلی ده‌ها متر پایین‌تر رفته‌اند. جلگه‌های دریاچه‌ای[2] نظیر هلیلان، کوهدشت و ماهیدشت بهترین شرایط را در زاگرس مرکزی دارا هستند؛ بنابراین در مقایسه با سایر نقاط جمعیت بیشتری دارند و در

1 .subsequent lowlands
2 . lacustrine plains

حواشی آن‌ها آثاری از تمدن‌های پیش از تاریخ و باستانی کشف شده است. در بخش‌هایی از لرستان داخلی قله‌ها تا حدی در یک سطح قرار می‌گیرند، به نظر می‌رسد که این به معنی یکسانی میزان برهنه‌سازی در ساخت‌های کم ارتفاع باشد تا تسطیح منطقه در اثر فرسایش (ابرلندر، ۱۳۷۹).

سه خطواره‌ی شمالی - جنوبی در این ناحیه مشاهده شده است که ممکن است با گسل‌های پی سنگ ارتباط داشته باشند (مقیمی، ۱۳۸۹).

۵-۱-۱- تقسیمات تکتونیکی واحد چین‌خورده‌ی لرستان

پیشانی جلوآمدگی لرستان[1] یعنی منطقه‌ی پشتکوه یک اوجگاه ساختاری متشکل از سه تاقدیس باز بسیار طویل است. این ارتفاع به سمت شمال شرق جای خود را به ناودیس سیمره می‌دهد که بعد از آن فلات چین‌خورده‌ی لرستان ارتفاع یافته است. لرستان داخلی در واقع یک حوضه‌ی مچاله شده[2] است که چین‌های تاقدیسی ساده در شمال شرق و چین‌های نسبتاً شدیدتر در حاشیه‌ی جنوب غربی آن در مجاورت ناودیس سیمره مشاهده می‌شوند. چین‌خوردگی به سمت جنوب شرق شدیدتر می‌گردد؛ اگرچه در همین جهت ارتفاع کلی سطح چین‌خورده کاهش می‌یابد.

از نظر ساختاری، منطقه‌ای که توسط رودخانه‌ی کشکان قطع شده است؛ یک برجستگی عرضی در یک سطح چین‌خورده‌ی پایین رونده است. این برجستگی در مجاورت واحد چین‌خورده در شمال شرق ناودیس سیمره به صورت ردیفی از هفت تاقدیس متراکم تشکیل شده است. در جنوب شرق این نوار عرضی، مجموعه‌ی چین‌ها پایین رفته‌اند و از خرم‌آباد تا ناودیس سیمره یک ناودیس عرضی تشکیل می‌دهند. از این به بعد این ناهمواری به عنوان زین لرستان[3] نام برده می‌شود.

1. Luristan salient
2 . rumpled basin
3 . Luristan saddle

۵-۲- ناهمواری زین‌شکل لرستان

کمربند چین‌خورده‌ی واقع در جنوب شرقی رودخانه‌ی کشکان تا حدی به سمت پایین انحنا دارد و ناهمواری زین‌شکل لرستان را تشکیل می‌دهد. این ناودیس عرضی حوضه‌ی لرستان را از کوه‌های بختیاری جدا می‌کند و دارای چشم‌انداز خاص خود است و حد فاصل حوضه‌ی چین‌خورده‌ی لرستان، واحد منطقه‌ی چین‌های جبهه‌ای و کوه‌های بختیاری را تشکیل می‌دهد. با نزدیک شدن به اوجگاه چین‌خورده‌ی بختیاری، چشم‌انداز به علت عمیق شدن و نیز تمایل ناودیس‌های آهک آسماری تغییر می‌کند.

بنابراین کوه‌های تخت و مسطح حوضه‌ی لرستان (در شمال غرب منطقه) در جهت شرق به هوگ‌بک‌های مضرس و برجستگی‌های هم‌شیب[1] تبدیل می‌شوند و رسوبات نازک و به شدت درهم‌ریخته‌ی فارس تحتانی را در میان می‌گیرند. محور زین‌شکل لرستان با ظهور تاقدیس‌های دست نخورده‌ای که از مجموعه‌ی رسوبی فارس تحتانی سر برآورده‌اند، مشخص می‌شوند.

ناهمواری‌های زین‌شکل لرستان دارای برجستگی‌های پیچ‌خورده[2] و تنگ‌رودهای کوچک فراوان هستند؛ به همین دلیل از نظر پلان مشابه ناهمواری‌های آپالاشی هستند. اختلاف آنها با ناهمواری‌های آپالاشی در این است که در زین لرستان سازندهای مقاوم از نوع توده‌ای و یکپارچه اند. برجستگی‌های متعدد متحدالمرکز پنسیلوانیا حاصل برونزد فرسایشی سازندهای مقاوم و سست متوالی (که شش افق عارضه‌ساز در آن‌ها دیده می‌شود) می‌باشد؛ در صورتی که در زاگرس تنها دو سری واحد به شدت مقاوم وجود دارد که هر کدام دارای ضخامت ۳۰۰ متر یا بیشتر و نسبتاً همگن هستند. این دو سری توسط یک سازند ضعیف‌تر (فلیش کرتاسه- ائوسن) که بیش از یک کیلومتر ضخامت دارد، از هم جدا شده‌اند (ابرلندر، ۱۳۷۹).

۵-۳- زاگرس مرتفع

نواحی واقع در باختر محور دورود ـ بروجرد تا خاور شهرستان خرم آباد، زاگرس مرتفع و یا زاگرس رورانده نام دارد که به وسیله‌ی زون راندگی اصلی بویژه گسل‌های وابسته

1 . homoclinal ridges
2. looping ridges

(گسل دورود) از نواحی شرقی استان (سنندج ـ سیرجان) جدا است؛ ولی گذر آن به زاگرس چین‌خورده تقریباً تدریجی است.

در زاگرس مرتفع واحدهای سنگ چینه‌ای روند عمومی شمال غربی ـ جنوب شرقی دارند؛ ولی عموماً به لحاظ عملکرد تنش‌های ساختاری، دگرشکلی آن‌ها پیچیده است که با روند عمومی زاگرس هم‌سو نیست. ردیف‌های پلات‌فرمی ـ تبخیری پرکامبرین پسین ـ تریاس میانی فقط در گوشه‌ی جنوب شرقی استان (شمال زردکوه) رخنمون دارند. توالی‌های کربناته‌ی ژوراسیک ـ کرتاسه فراوان‌تری واحدهای سنگ چینه‌ای هستند که بویژه در کوه میش‌پرور و کوه گرین رخنمون دارند. ارتفاعات این نواحی از ردیف‌های دولومیتی سازند نیریز (ژوراسیک پایین)، کربنات‌های سازند سورمه (ژوراسیک میانی ـ بالایی) و سنگ آهک‌های ضخیم لایه تا توده‌ای خرد شده‌ی کرتاسه تشکیل شده‌اند. سنگ‌های کرتاسه‌ی پایینی، به سن نئوکومین ـ سنومانین قابل قیاس با سازندهای فهلیان، داریان و سروک هستند.

سنگ‌های کرتاسه پایانی (کامپانین ـ مایستریشتین) شباهت رخساره‌ای نزدیک با سازند مارنی گورپی و سازند فلیشی امیران دارند. در زاگرس مرتفع الگوی ساختاری حاکم نتیجه‌ی عملکرد گسله‌های سراسری، گسله‌های راندگی، راندگی‌های بریده است که حاصل آن راندگی ورقه‌هایی از سنگ‌ها به حجم‌های زیاد از شمال خاور به سمت جنوب باختر است. بررسی محلی راندگی‌ها نشان‌گر انواع کوچک زاویه است. سطح راندگی‌ها مساوی نیست؛ بنابراین وضع فضایی آنها در همه جا یکسان نیست؛ ولی میلونیتی شدن سنگ‌ها هم در فرا دیواره و هم در فرو دیواره عمومیت دارد. پیشرفت راندگی به حدی است که به تقریب تمامی منطقه از ورقه‌های رورانده تشکیل شده است که بعضی از آنها کوچک و منفرد و برخی دیگر بزرگ و احتمالاً اجزایی از یک مجموعه‌ی دوبلکس هستند.

بلندترین قله‌های مجموعه‌ی کوهستانی زاگرس را در این واحد می‌توان یافت. جبهه‌ی واحد گسلی مستقیم نیست و همانند جبهه‌ی کوهستانی نیز پیچ و خم‌های شدیدی ندارد. واحد گسلی[1] از دو قسمت و هر کدام از چند جزء تشکیل شده است. در جنوب شرق دره‌ی رودخانه‌ی سزار در دورود یک کمربند از قطعات فلسی به موازات

1 .faulted zone

امتداد رشته‌کوه به طول ۴۳۵ کیلومتر تا دنا ادامه می‌یابد و در آن سوی این رشته‌کوه در زیر رسوبات حوضه‌ای ناپدید می‌گردد. واحد گسل‌های فلسی با روراندگی‌های افقی که باقی مانده مجموعه کوهستانی را تشکیل می‌دهند، ادامه می‌یابد. در شمال رود سزار، منطقه‌ی رونده‌ی کمربند فلسی را محو می‌نماید و به طور مستقیم به کمربند چین‌خورده اشراف می‌یابد. با این وصف محدوده‌های متشکل از رسوبات ملاس مانند[1] دوره‌ی پلیوسن به طور پراکنده بین این دو واحد قرار می‌گیرند. همچنین این رسوبات قسمت داخلی واحد چین‌خورده را در امتداد تماس آن با واحد گسل‌های فلسی می‌پوشانند.

واحد گسل‌های فلسی از فیروزآباد به سمت جنوب شرق تا سرچشمه‌ی آب خرسان، توسط نوار نسبتاً پیوسته‌ای از سازند بختیاری از محدوده‌ی چین‌های ساده جدا شده است. این رسوبات متعلق به پلیوسن، گاهی به صورت پرتگاه‌های صدها متری بر تاقدیس‌های فرسایش یافته‌ی کمربند چین‌خورده مشرف می‌شوند. رسوبات کنگلومرایی جنوب شرق دره‌ی رودخانه‌ی سزار در دورود بر روی یک واحد گسل‌های رانده دارای جابجایی کم قرار گرفته‌اند و کلاً در محدوده‌ی گسل‌های فلسی قرار دارند؛ اگرچه این واحد در این محل گسترش کمی دارد. راندگی فلسی در این منطقه در پشت رسوبات آواری قرار دارد و توده‌ی بزرگ اشترانکوه را به وجود آورده‌است. در جنوب شرقی این نقطه رسوبات آواری پلیوسن در مسافت حدود ۵۵ کیلومتر محو می‌گردد و مجدداً در پای قطعات فلسی جبهه‌ای ظاهر می‌شود و عموماً ناودیس‌های کمربند چین‌خورده را اشغال می‌کند. بنابراین کنگلومراها با ماسه‌سنگ‌های بختیاری در امتداد ساخت‌های قدیمی‌تر بین چین‌های واحد چین‌خورده و اولین پرتگاه‌های منطقه‌ی برشی یافت می‌شوند.

۵-۴- پهنه‌ی سنندج ـ سیرجان

در گستره‌های واقع در خاور استان لرستان خاصه‌های ژئومورفولوژیک و پدیده‌های ترمیک و دینامیک شباهت کامل با پهنه‌ی دگرگونی سنندج ـ سیرجان دارد. در نواحی مورد نظر که از شمال بروجرد تا جنوب دورود را در بردارند؛ فیزیوگرافی تپه ماهوری و

1 . molasse_ like

روند شمال غربی ـ جنوب شرقی حاکم است. منطقه‌ی مورد سخن بخشی از ناآرام‌ترین؛ به عبارت دیگر پویاترین پهنه‌های زمین ساختی ایران است؛ زیرا پدیده‌های دگرگونی ماگماتیسم و زمین‌ساخت مکرر و منطبق بر فازهای تکتونیکی جهانی بر آن حاکم است.

در بخش سنندج ـ سیرجان استان لرستان بیشتر سنگ‌ها، دگرگونند که بخش‌های آواری و ریزدانه‌ی آن‌ها سیمای تپه ماهوری و براق و سنگ‌های کربناتی (دگرگونه و یا نادگرگونه) آن اغلب ستیغ‌ساز و پرتگاهی هستند.

واحدهای سنگ چینه‌ای خاور استان پیوند نزدیکی با رویدادهای تکتونیکی دارند و لذا بررسی آن‌ها در چارچوب واحدهای تکتونواستراتیگرافیک می‌تواند ساده‌تر و گویاتر باشد.

توالی‌های پلات‌فرمی پالئوزوئیک تریاس میانی شامل سنگ آهک و سنگ آهک‌های مرمری شده به رنگ خاکستری است که بویژه در شمال بروجرد برونزد دارند و تغییرات سنی آنها از پرمین تا تریاس میانی است. رسوب‌های انباشته شده در پیش بوم‌های تریاس بالا ـ ژوراسیک میانی (سازند شمشک) بخش بزرگی از شمال شرقی لرستان را می‌پوشانند و به طور عمده از نوع شیل‌های دگرگونه‌ی حاوی لایه‌هایی از سنگ آهک فسیل‌دار است که کلیواژهای[1] اسلیتی و شیستوارگی شاخص دارند.

در هورنفلس‌های هم‌جوار با توده‌های نفوذی، رگه‌ها یا عدسی‌هایی از کوارتز افزوده شده است که گاه ارزش اقتصادی دارند. توده‌های نفوذی جای گرفته به درون شیل‌ها و سنگ ماسه‌های ژوراسیک بیشتر از نوع گرانیت، گرانودیوریت و دیوریت هستند که ممکن است با گرانیت الوند هم ریشه باشند و لذا سن کرتاسه‌ی بالا دارند. سنگ‌های جوان‌تر از تریاس بالا ـ ژوراسیک میانی این بخش محدود به ردیف‌های کنگلومرایی پلیوسن ـ کواترنر است که به صورت انباشته‌های بعد از کوه‌زایی و به هنگام برپایی کوه‌های زاگرس شکل گرفته‌اند. از نگاه تکتونیکی نشانه‌هایی از رویداد کوه‌زایی سیمرین پیشین به‌ویژه سیمرین میانی در ناحیه مشهود است که در دگرشکلی آن نقش مؤثر داشته‌اند.

شناسایی دگر شکلی‌های ایجاد شده در واحدهای زمین‌شناسی و ارزیابی عوامل مؤثر در این دگرشکلی‌ها بویژه آن دسته از عواملی که امروزه نیز فعالند؛ نشان می‌دهد که

1. Cleavage

بخش شرقی استان لرستان از جمله نواحی لرزه‌خیز است. گسله‌های اصلی و لرزه‌زای نهاوند، کارون، دورود و گیل‌آباد که در شکل‌گیری دشت سیلاخور و چالانچولان نقش داشته‌اند. تاکنون موجب زمین‌لرزه‌های مکرر و ویرانگر شده‌اند تکان‌های زمین در امتداد آن‌ها، هم‌چنان بسیار محتمل است.

فصل ششم

اشکال ژئومورفولوژی لرستان

واژه‌ی ژئومورفولوژی از ترکیب سه جزء ژئو+مورف+ لـوژی تشـکیل شـده اسـت کـه در فارسی آن‌را علم مطالعه‌ی اشکال زمین می‌نامند. هدف این علم بررسـی اشـکال زمـین، کشف فرایندهای سـاخت و چگـونگی تغییـر شـکل آن‌هـا و در نهایـت اسـتفاده از ایـن اطلاعـات در برنامـه‌ریـزی‌هـایی اسـت کـه بـرای جلـوگیری از برخـی مخـاطرات ژئومورفولوژیکی و کمک به بهبود زندگی انسان‌ها تنظیم می‌شوند.

۶-۱- اشکال ژئومورفولوژی بزرگ لرستان

فرم‌شناسی در ژئومورفولوژی شامل مصادیقی چون خط، نقطه و سـطح اسـت. اشـکال و فرم‌های ارضی چیزی جز ترکیب این عناصر با یکدیگر نیست و آنچه ژئومورفولوژیست‌ها برای تعریف آن ارائه می‌دهند بیشتر متوجه ویژگی‌های خطوط، سـطوح و نقـاط اسـت. برای مثال، می‌توان آبراهه‌ها و گسل‌ها را در ژئومورفولوژی از مصادیق خط، مامیون‌هـای آتشفشانی، قلل و دریاچه‌ها را از مصادیق نقطه و دشـت‌هـا و کـوه‌هـا، اشـکال سـاده یـا ترکیبی را از سطوح قلمداد کرد (رامشت، ۱۳۸۵).

در ژئومورفولوژی اشکال، چیزی جز ترکیبی از سطوح نیستند. هر سطح ویژگی‌هایی دارد که تندی و کنـدی وجـه شـیب، تحـدب و تقعـر آن، از جملـه ویژگـی‌هـای قابـل اندازه‌گیری آن محسوب می‌شود. شیب سطوح از جمله ویژگی‌های دیگر سطوح است که معمولاً میزان آن برای هر سطحی متفاوت است. آنچه در نمایش ویژگی‌هـای شـیب در نقشه‌های ژئومورفولوژی اهمیت دارد تنها شیب خود صفحه نیست؛ بلکه نحـوه‌ی اتصـال این صفحه با صفحه‌ی مجاور دارای اهمیت است.

اتصال یا فصل مشترک صفحات با یکدیگر که به خطـوط عطـف شـیب موسـوم‌انـد، حامل بار اطلاعاتی خاص، از جمله تغییر ناگهانی یا تدریجی شیب و همچنین تحـدب و تقعر آن صفحه است. مصادیق سطوح در ژئومورفولوژی به انواع زیر تقسیم می‌شود:

۶-۱-۱- زمین‌چهرهای محدب

زمین‌چهرهای[۱] محدب را می‌توان هم در دشت‌ها و هم در عوارض و ناهمواری‌ها دید. در ژئومورفولوژی همه‌ی عوارضی که بالاتر از سطح محلی قرار می‌گیرنـد در زمـره سـطوح محدب محسوب می‌شوند. سطوح محدب شامل تمام عوارض کوهستانی مـی‌شـود و بـر حسب زاویه‌ی شیب آن‌ها به سطوح تند شیب‌دار و کنـد شـیب‌دار شـهرت دارنـد. نـوع دیگری از سطوح محدب حاصـل فعالیـت فرسـایش سـاختمانی اسـت. ایـن سـطوح بـه مخروط‌افکنه شهرت دارند؛ دارای نیم‌رخ محدب و در زمره‌ی دشت‌ها قرار می‌گیرند.

زمین‌چهرهای محدب در استان لرستان شامل؛ ارتفاعات، کوهپایه‌ها، مخروط‌افکنه‌ها و مخروط‌های واریزه‌ای است. این زمین‌چهرها بخش زیادی از مساحت استان لرستان را به خود اختصاص داده‌اند و به علت تنوع اشکال ژئومورفولوژیکی مبتنی بر این زمین‌چهر فصل هفتم کتاب به زمین‌چهرهای محدب و اشـکال ژئومورفولـوژیکی آن‌هـا اختصـاص یافته است.

۶-۱-۲- زمین‌چهرهای مستوی

اگرچه از دشت‌ها به عنوان سطوح هموار یاد می‌شود، ولی همواره از نظر ژنتیک همـه‌ی دشت‌ها یکسان نیستند. از مجموع یازده دشت طبقه‌بندی[۲] شده از دیدگاه ژنتیکی چند نوع از آن‌ها به عنوان سطوح مستوی مطرح‌اند. به طور عام می‌توان گفت دشت‌هایی کـه به واسطه‌ی رسوب‌گذاری در محیط آب‌های راکد به وجود می‌آینـد از ایـن نوعنـد. ایـن دشت‌ها غالباً شیب بسیار اندکی دارند و سطح بدون عارضه را به وجود می‌آورنـد کـه از

---

۱. زمـین‌چهـر از واژه‌هـای مصـوب فرهنگسـتان زبـان و ادب فارسـی بـه جـای landform در انگلیسـی و در حوزه‌ی زمین‌شناسی است.

۲. دشت طغیانی، دشت سـیلابی، دشـت مخـروط‌افکنـه‌ای، دشـت دریاچـه‌ای، جلگـه‌هـای سـاحلی، دشـت‌هـای یخچالی، دشت سرها، دشت میان کوهی، دشت پلایایی، دشت دلتایی، دشت آبرفتی.

نظر نفوذپذیری عقیم و دارای بافت سیلتی رسی است (رامشت، ۱۳۸۵). دشت‌ها مهم‌ترین زمین‌چهرهای مستوی استان لرستان هستند. به دلیل اهمیت آن‌ها به عنوان کانون شکل‌گیری مدنیت در فصل هشتم کتاب به تفصیل به آن‌ها پرداخته می‌شود.

۶-۱-۳- زمین‌چهرهای مقعر

تقعر زمین‌چهرها که بیشتر ناشی از فرآیند فرسایش ورقه‌ای آب است، از جمله پدیده‌های عام در مناطق خشک است. این سطوح که به گلاسی یا دشت سر و دامنه‌های مقعر شهرت دارند، نیم‌رخ کاوی دارند و بر اساس نوع شبکه‌ی آبراهه‌ای که بر روی آن‌ها تکوین می‌یابد، از دیگر سطوح تفکیک می‌شوند (رامشت، ۸۵). زمین‌چهرهای مقعر در استان لرستان بسیار کم هستند و به همین دلیل در این کتاب به آن‌ها پرداخته نمی‌شود.

فصل هفتم

زمین‌چهرهای محدب لرستان

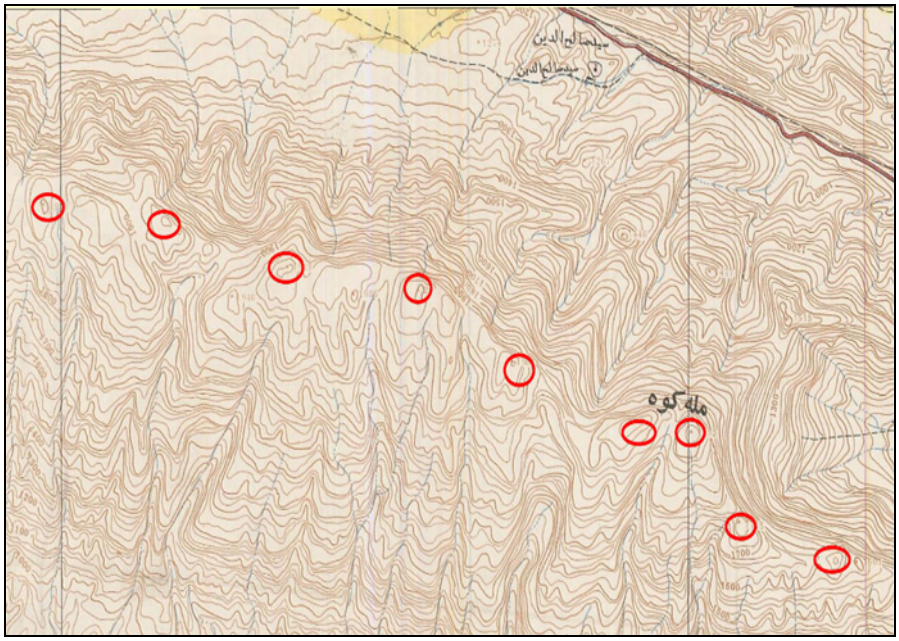
زمین‌چهرهای محدب در استان لرستان شامل: ارتفاعات، کوهپایه‌ها، مخروط‌افکنه‌ها و مخروط‌های واریزه‌ای است. در این فصل به بررسی این سطوح و اشکال ژئومورفولوژی آن‌ها پرداخته می‌شود.

۷-۱- کوهستان‌ها

به طور کلی، سطوح ناهموار کوهستانی در ژئومورفولوژی محدب تلقی می‌شوند (رامشت، ۸۵). ارتفاعات بلند و کوهپایه‌ها ۷۱/۹۴ درصد از مساحت استان لرستان را دربرگرفته‌اند. همچنین زمین‌های پر شیب با شیب بیش از ۳۰ درصد بیش از ۵۷/۳۳ درصد از مساحت استان را تشکیل داده‌اند. با توجه به این مطالب سطوح محدب بیشترین بخش از مساحت استان است.

این ساختارها بر روی نقشه‌های توپوگرافی، به صورت مجموعه‌ای از خطوط میزان منحنی با مرکزیت و کانون هذلولی تظاهر می‌کند. در چنین مناطقی ساخت‌های جفت آن‌ها در مجاورت آن‌ها نیز قرار می‌گیرد و معمولاً زهکش دامنه‌های تاق را در یک محور که همان محور ناو است همگرایی می‌دهد (رامشت، ۱۳۸۵). با توجه به شکل منحنی‌های میزان در نقشه‌های توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ استان، اکثر ارتفاعات استان به‌صورت منحنی‌های صاف با قلل خطی هستند. جنس این ارتفاعات از سنگ‌های آهکی توده‌ای با لایه‌بندی ضخیم تشکیل شده است (شکل ۷-۱).

این نکته نشان‌دهنده‌ی سازند آهکی آسماری است که در بعضی از قلل مانند کبیرکوه برون‌زد دارد (بیرانوند، ۱۳۹۰).



شکل ۷-۱- قلل خطی در مله کوه (نقشه‌ی توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ شماره ۲ـ ۵۵۵۶)

به طور کلی، طول تاقدیس‌های زاگرس بین ۶ تا ۲۰۰ کیلومتر، پهنای آن‌ها بین ۳ تا ۳۰ کیلومتر و نسبت پهنا به درازا از ۱:۲ تا ۱:۲۰ متغیر است (مطیعی،۱۳۷۴). این تاقدیس‌ها به احتمال زیاد توسط گسل‌های رانده از نوع گسل‌های انتشاری، خمشی یا گسل‌های نرمالی که با جابه‌جایی معکوس دوباره فعال شده‌اند، به وجود آمده‌اند (جیمسون[1]، ۱۹۸۷). روند کلی این ساختارها، شمال باختر- جنوب خاور، یعنی به موازات راندگی اصلی زاگرس است؛ اما بسیاری از آن‌ها در امتداد خود تغییر روندهایی را نشان می‌دهند و چین‌ها سیمای اس شکل باز (S) پیدا کرده‌اند. این انحنای محور، در تاقدیس‌های طویل‌تر بیشتر به چشم می‌خورد. میزان انحراف محور در این تاقدیس‌ها، از ۵ الی ۸۰ درجه تغییر می‌کند. بررسی عوامل مؤثر بر ایجاد انحنای طولی در تاقدیس‌های زاگرس، از دیرباز مورد توجه بسیاری از محققان بوده است (لتوزی و همکاران، ۱۳۷۹؛ عبداللهی‌فرد، ۱۳۸۵).

1.Jamison

به عنوان نمونه، محور تاقدیس‌های کبیرکوه و اناران در امتداد رشته‌کوه به صورت انحنادار دیده می‌شود. گاهی تاقدیس‌ها دارای خط‌الرأس هموار به طور ناگهانی محو می‌گردند و در نتیجه پیشانی آن‌ها به صورت غیر واضح دیده می‌شوند. تاقدیس‌ها اغلب از دو سمت به تدریج ارتفاع می‌گیرند؛ به طوری که اگر شدیداً فرسوده نشده باشند، به شکل پشت نهنگ ظاهر می‌گردند. در چند مورد جالب پیشانی تاقدیس‌ها فروافتاده یا پلانژدار توسط رودخانه‌های عرضی با دره‌های عمیق قطع شده است؛ درحالی‌که در فاصله‌ی کم‌تر از یک کیلومتر از آن، آبراهه‌هایی با دره‌های وسیع از قسمت انتهایی رشته‌کوه‌ها عبور می‌کنند (ابرلندر، ۱۳۷۹).

در استان لرستان ۴۱۲ قله‌ی بزرگ و کوچک وجود دارد که بلندترین آن‌ها ۴۱۵۰ متر و کوتاه‌ترین آن‌ها ۲۳۹ متر از سطح دریا ارتفاع دارد. مهم‌ترین کوه‌های این استان عبارتند از :

۱- سلسله کوه‌های جنوبی: کبیرکوه، دلیچ، کیالو، مله؛

۲- سلسله کوه‌های شمالی: کوه گرین، اشترانکوه، غالیه کوه، کوه پینه؛

۳- سلسله کوه‌های غربی و مرکزی:سفیدکوه، مپل، وراز، همیان؛

۴- سلسله کوه‌های مرکزی و شرقی: کوه یافته، کوه هشتادپهلو، کوه چاوونی، چناره، تاف.

کوه‌های مهم استان در جدول ۷-۱ معرفی شده‌اند. در بین این کوه‌ها، اشتران‌کوه، کوه گرین و کبیرکوه دارای اهمیت خاصی هستند که به بررسی آن‌ها می‌پردازیم.

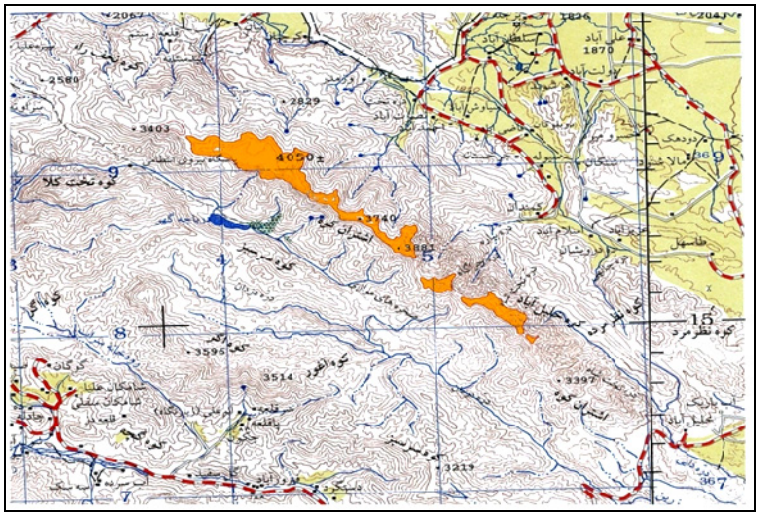
۷-۱-۱- اشترانکوه

اشترانکوه در شرق استان لرستان و از بلندترین رشته‌کوه‌های زاگرس است. این رشته‌کوه از غرب به شهرستان دورود، از شمال به شهرستان ازنا و از شرق و جنوب به شهرستان الیگودرز محدود است. بلندترین قله‌ی این رشته به نام سن‌بران ۴۱۵۰ متر ارتفاع دارد. این رشته‌کوه سرچشمه‌ی یکی از سرشاخه‌های رود دز به نام ماربره است که در دوره‌ی کوه‌زایی جدید ایجاد شده است و به گفته‌ی زمین‌شناسان از جمله کوه‌های جوان است که در ۳۰ میلیون سال پیش ایجاد شده است. در قلل بلند و پر برف،

جدول ۷-۱- کوه‌های مهم استان لرستان

نام	ارتفاع به متر	موقعیت
اشترانکوه	۴۱۵۰	جنوب شرقی دورود
گرین	۳۸۵۰	غرب بروجرد
تمندر	۳۸۵۰	جنوب شرقی الیگودرز
رباط	۳۶۰۰	غرب بخش زز و ماهرو شهرستان الیگودرز
سرسبز	۳۵۹۶	شمال بخش زز و ماهرو شهرستان الیگودرز
میش‌پرور	۳۵۰۰	جنوب غربی بروجرد
رنگ‌رزی	۳۲۱۰	جنوب الیگودرز
هنجیس	۳۲۰۰	شمال کوهدشت و جنوب نورآباد
نیر	۳۱۹۱	در بخش زز و ماهرو شهرستان الیگودرز
پریزکوه	۳۰۷۰	جنوب دورود
سفیدکوه	۳۰۶۰	غرب خرم‌آباد
ویلو	۳۰۳۰	غرب الیگودرز
هشتاد پهلو	۲۹۹۷	جنوب خرم‌آباد
رال	۲۹۹۵	شمال بخش زز و ماهرو شهرستان الیگودرز
باباهر	۲۹۵۰	جنوب دورود
رنگینه	۲۹۳۰	جنوب دورود
شاه‌نشین	۲۹۰۰	جنوب بروجرد
یافته	۲۸۵۰	جنوب غربی خرم‌آباد
سفیدکوه ازنا	۲۷۱۹	ازنا
علی بلاغی	۲۶۵۰	شمال الیگودرز
قلعه عبدالرضا	۲۵۱۸	شرق الیگودرز
منگنی	۲۴۰۰	جنوب دلفان و شمال کوهدشت
تاف	۲۳۴۶	جنوب شرقی خرم‌آباد
مخمل کوه	۱۹۶۶	شرق خرم‌آباد
ویزنهار	۱۹۰۰	رومشگان، کوهدشت
کبیرکوه	۱۷۶۰	جنوب پل‌دختر

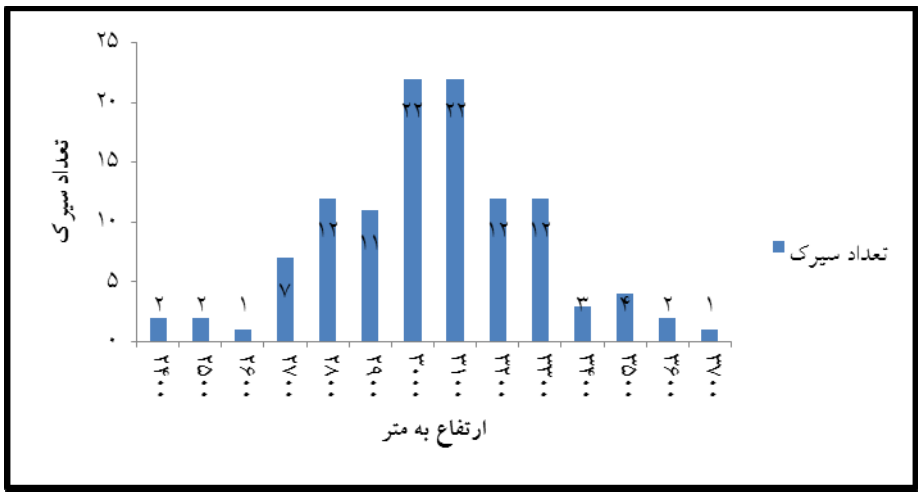
دره‌های ژرف و طولانی، رودهای دائمی، پوشش گیاهی و جانوری بسیار متنوع، روستاهای کوهپایه‌ای از جمله خصوصیات اشتران‌کوه است که به سبب بلندی در شعاع ۱۰۰ کیلومتری به خوبی پیداست. احتمالاً نام این کوه به سبب وجود قله‌های متوالی و ممتد با ارتفاع حدود ۴۰۰۰ متر که مانند کاروانی از شتر هستند به شترکوه و یا اشتران‌کوه معروف گشته است. در ارتفاعات اشتران‌کوه دره‌هایی یخچالی وجود دارد که در اصطلاح محلی به آن‌ها چال می‌گویند. از جمله این چال‌ها می‌توان از چال‌میشان، چال‌کبود، چال‌بران، چال‌فیالسون، چال شاه‌تخت، چال پیارو و چال همایون نام برد. در دامنه‌های شمالی ۲۴ سیرک و در دامنه‌های جنوبی ۲۰ سیرک با مراحل مختلف تحول وجود دارد که در این بین سیرک‌های چال‌کبود و چال‌بران در دامنه‌های شمالی و سیرک قیف در دامنه‌ی جنوبی، سیرک‌هایی الگویی و کاملاً تحول یافته هستند (یاراحمدی، ۱۳۹۱) در شکل ۷-۲ محدوده‌ی ارتفاعات بالای ۳۵۰۰ متر اشترانکوه بر روی نقشه‌ی توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰ مشخص شده است. آثار مورفولوژیکی یخبندان‌های کواترنر در ایران حداقل از قرن ۱۹ شناخته شده است. به طور مثال ژاک دمورگان در سال ۱۸۹۰ در توصیفی از وضع طبیعی لرستان از سیرک یخچال قدیمی اشتران‌کوه در ارتفاع ۳۸۰۰ متر و سیرک دیگر در قلیان کوه در ارتفاع ۲۴۴۰ متری نام برده است.



شکل ۷-۲- محدوده‌ی ارتفاعات بالای ۳۵۰۰ متر اشترانکوه
بر روی نقشه‌ی توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰ (یاراحمدی، ۱۳۹۱)

۷-۱-۲- سیرک‌های اشترانکوه

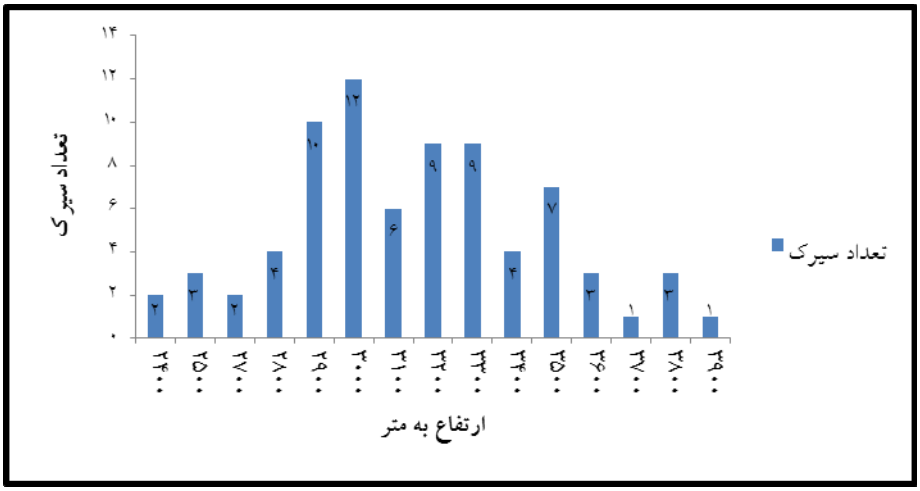
در ارتفاعات اشترانکوه همراه با ارتفاعات مجاور که شامل: اشترانکوه، قلیان کوه و سرسبز است ۱۴۸ سیرک در دامنه‌ی ارتفاعی ۲۴۰۰ - ۳۹۰۰ شناسایی شد. بیشترین میزان فراوانی سیرک‌ها مربوط به دامنه‌های غربی در ارتفاعات ۳۰۰۰ و ۳۱۰۰ است که در واقع نوع دامنه و جهت آن فراوانی و ارتفاع سیرک‌ها را تحت تأثیر خود قرار می‌دهد؛ به طوری که در دامنه‌های جنوبی و جنوب غربی تعداد سیرک‌ها بیشتر و در ارتفاعات پایین‌تر تشکیل شده‌اند درحالی که سیرک‌ها در دامنه‌ی شمال و شمال شرقی از نظر تعداد کم‌تر و در ارتفاعات بالاتر تشکیل شده‌اند (باقری صدر،۱۳۹۰) (شکل ۷-۳ ، ۷-۴ و ۷-۵).



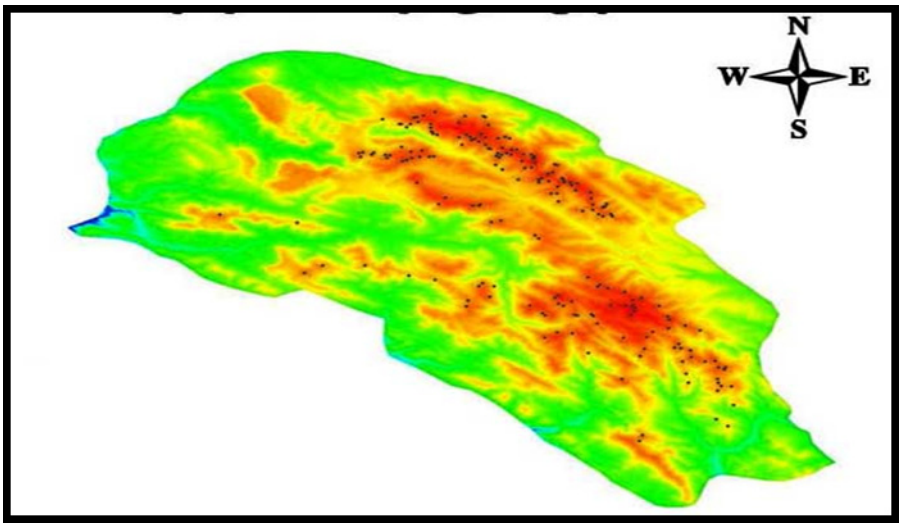
شکل ۷-۳(الف) نمودار پراکندگی سیرک‌ها در دامنه‌های شرقی اشترانکوه

۷-۱-۳- گرین

کوه گرین از رشته‌کوه‌های مهم غرب ایران است که بیشتر مساحت آن در شمال استان لرستان و بخشی نیز در استان‌های همدان و کرمانشاه قرار دارد. گرین از رشته‌کوه‌های بلند زاگرس است که در ادامه‌ی اشترانکوه قرار دارد و طول آن به بیش از ۱۸۰ کیلومتر می‌رسد. این رشته‌کوه در استان کرمانشاه به کوه‌های پرو و بیستون می‌پیوندد.



شکل ۷-۳ (ب) نمودار پراکندگی سیرک‌ها در دامنه‌های غربی اشترانکوه



شکل ۷-۴- توزیع فضایی سیرک‌های اشترانکوه (مأخذ باقری صدر، ۱۳۹۰ با اندکی تغییر)

شکل ۷-۵- نمای سیرک چال کبود اشترانکوه در تصویر گوگل ارث (شهریور) و نقشه‌ی توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰(یاراحمدی،۱۳۹۱)

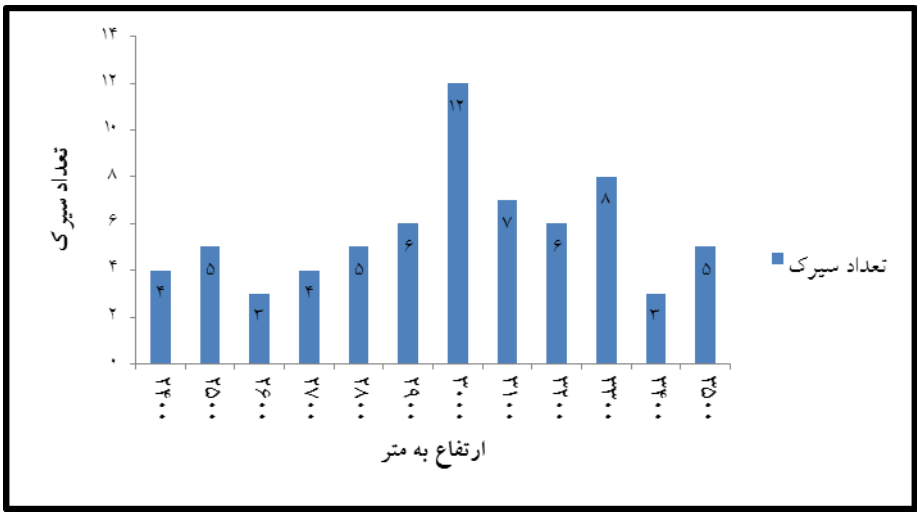
قله‌های بلند آن شامل یال کبود در کوه چهل نابالغان با ارتفاع تقریبی ۳۸۵۰ متر در جنوب نهاوند، قله‌ی ۱۸ یال در بروجرد و نیز قله‌ی ولاش (۳۶۲۳ متر) در شمال الشتر است. دیگر قله‌های آن، بازگیر و چهل تن است. گرین از غرب به دلفان، از شمال به شهرستان نهاوند، از شرق به شهرستان بروجرد و از جنوب به شهرستان سلسله محدود می‌شود. گرین در گویش محلی گرّو یا گری[1] و در گویش لکی گروین[2] نامیده می‌شود و یکی از کانون‌های آبگیر دائمی لرستان است که رودهای دز و گاماسیاب را تغذیه می‌کند. سراب‌های فراوانی در پای این کوه وجود دارد و آب آشامیدنی بروجرد و نیز آب مورد نیاز کشاورزی دشت سیلاخور از همین سراب‌ها تأمین می‌شود.

۷-۱-۴- سیرک‌های گرین

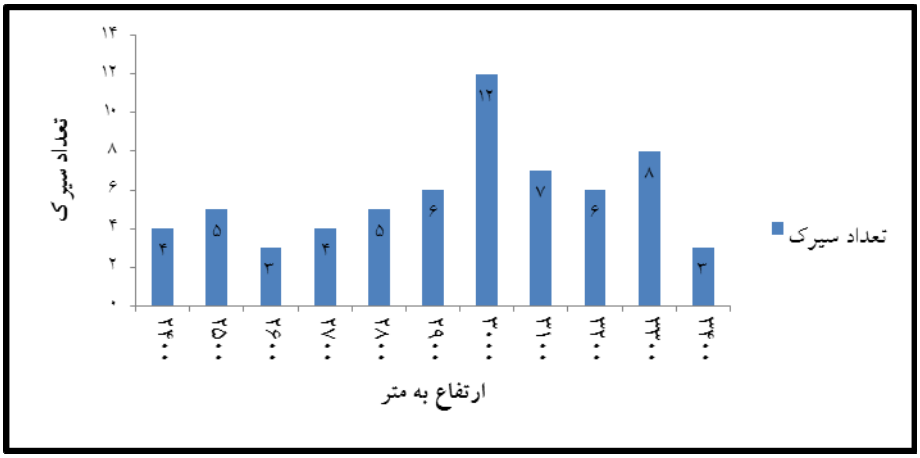
بر اساس نقشه‌های توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ و مدل رقومی ارتفاعی (DEM) موقعیت و تعداد سیرک‌ها در کوه گرین مورد شناسایی قرار گرفت. سایت گرین شامل کوه‌های میش‌پرور، خرگوشیناب، ورخاش و گرین است. تعداد سیرک‌های موجود در این سایت همراه با ارتفاعات اطراف به ۱۲۸ سیرک کوچک و بزرگ رسید. این سیرک‌ها بین

1. Garru, Garri
2. Garvin

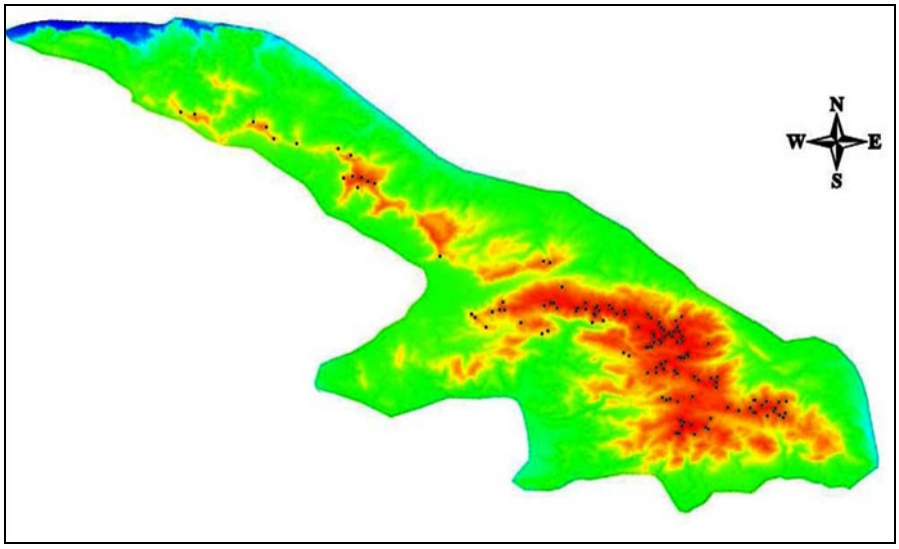
دامنه ارتفاعی ۲۴۰۰- ۳۶۰۰ متری قرار گرفته‌اند. از این تعداد ۶۰ سیرک (با توجه به روند شمال غربی–جنوب شرقی) در دامنه‌های شرقی و ۶۸ سیرک در دامنه‌های غربی واقع شده‌اند. بیشترین درصد در دامنه‌های غربی مربوط به ارتفاع ۳۰۰۰ بـا حـدود ۱۵ درصد و دامنه‌های شرقی با ارتفاع ۳۲۰۰ و ۱۹ درصد است (شکل ۷-۶ و ۷-۷).



شکل ۷-۶(الف) نمودار پراکندگی سیرک‌ها در دامنه‌های شرقی گرین



شکل ۷-۶(ب) نمودار پراکندگی سیرک‌ها در دامنه‌های غربی گرین

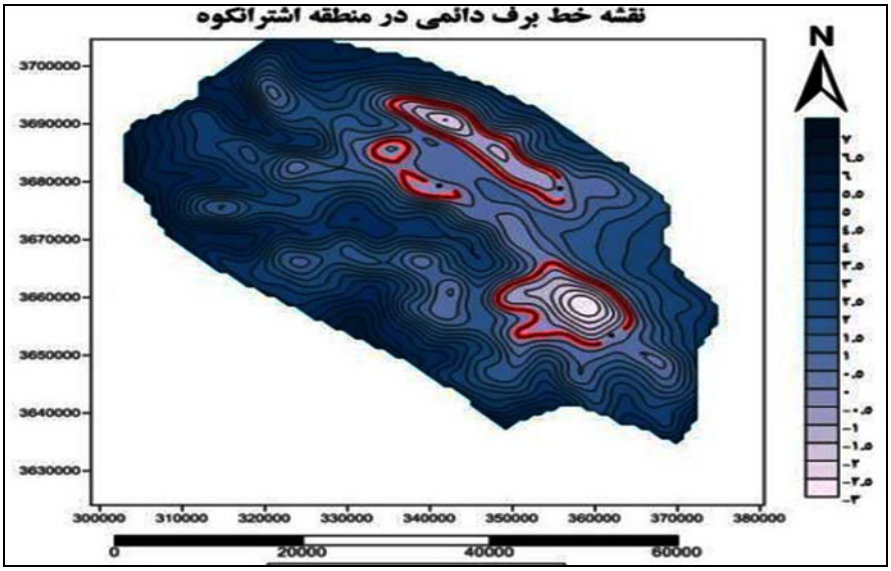


شکل ۷-۷- توزیع فضایی سیرک‌های گرین (باقری صدر، ۱۳۹۰ با اندکی تغییر)

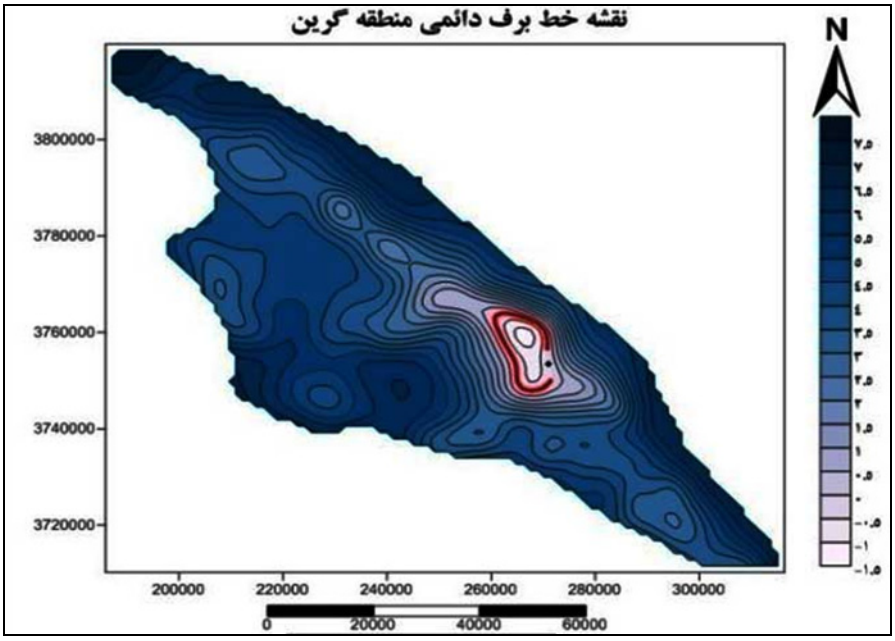
۷-۱-۵- تعیین خط مرز برف دائمی در گرین و اشترانکوه

بر اساس سیرک‌های شمارش شده و بر طبق روش رایت، خط ۶۰٪ سیرک‌ها، حدود مرز برف دائمی را در منطقه مشخص می‌کند؛ به عبارت دیگر این خط، ارتفاعی را برای ما تعیین می‌کند که ۶۰ درصد سیرک‌ها، بالاتر از آن قرار می‌گیرد. در گرین و اشترانکوه ۲۴۰ سیرک شناسایی شد. سیرک‌ها در ارتفاعات مختلف قرار گرفته‌اند؛ مرتفع‌ترین آن‌ها در ارتفاع ۳۸۰۰ متر و کم ارتفاع‌ترین آن‌ها در ۲۴۰۰ متری واقع شده‌اند. با توجه به این روش در سایت گرین خط مرز برف دائمی در ارتفاع ۲۸۴۰ و در سایت اشترانکوه و قلیان کوه در ارتفاع ۲۹۲۰ متری واقع شد (شکل ۷-۸ و ۷-۹).

این بدین‌معنی است که در سردترین دوره‌ی حاکم بر این منطقه از این ارتفاع بالاتر برف به صورت دائمی در تمام طول سال وجود داشته و به عبارتی متوسط دما بر روی این خط معادل صفر درجه‌ی سانتی‌گراد بوده است. ممکن است در حال حاضر این ارتفاعات دمای بالاتر از صفر را نشان دهند (باقری صدر،۱۳۹۰).



شکل ۷-۸- نقشه‌ی خط برف دائمی در منطقه‌ی اشترانکوه (باقری صدر، ۱۳۹۰ با اندکی تغییر)



شکل ۷-۹- نقشه‌ی خط برف دائمی در منطقه‌ی گرین (باقری صدر، ۱۳۹۰ با اندکی تغییر)

۷-۱-۶- معابر یخچالی در اشترانکوه و گرین

یکی دیگر از آثار به جای مانده مربوط به فعالیت‌های یخچالی در منطقه‌ی مورد مطالعه وجود معابر یخچالی است از جمله این معبرها دره‌دزدان و گهر رود در اشترانکوه است. آثار این فعالیت‌ها در نقشه‌های توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ قابل ردیابی است. این معابر با یک تغییر آهنگ در تغییر آرایش خطوط تراز و تبدیل آن به سینوس‌های بلند در نقشه‌های توپوگرافی به نمایش در می‌آیند. از بارزترین دره‌های یخچالی اشترانکوه، دره تخت است که از ارتفاع ۲۱۰۰ شروع شده، ولی انتهای آن به دلیل پیدا نشدن مورن‌ها مشخص نیست؛ اما این احتمال که تا دریاچه‌ی ازنا پایین آمده باشد، وجود دارد.

عرض دره تخت به ۱۶۰ متر و دره کمندان به ۴۸۱ می‌رسد و در گرین می‌توان به دره‌ی کهمان که از ارتفاع ۲۸۰۰ متری شروع شده و تا ارتفاع ۱۸۰۰ یعنی تا خط تعادل آب و یخ منطقه پایین آمده است (شکل ۷-۱۰ و ۷-۱۱)، اشاره کرد و در واقع نشان‌دهندهٔ مقدار یخ موجود است که توانایی حدود ۱۰۰۰ متر پیشروی را داشته است (باقری صدر،۱۳۹۰).

۷-۱-۷- تاقدیس کبیرکوه

طول تاقدیس کبیرکوه در خاک لرستان بیش از ۱۷۰ کیلومتر است و در بعضی نقاط پهنای آن تا ۲۰ کیلومتر می‌رسد. از شمال غربی به جنوب شرقی کشیده شده و دارای چین خوردگی‌های منظم و دره‌های عمیقی است. ارتفاع این کوه ۱۹۱۴ متر از سطح دریاست. مرتفع‌ترین نقاط آن، در بخش میانی، بیش از ۳۰۰۰ متر بلندی دارد و مانند دیواری عظیم، لرستان را به دو قسمت پیشکوه و پشتکوه تقسیم نموده است.

۱- تاقدیس کبیرکوه در تقسیم‌بندی واحدهای زمین‌شناسی ایران جزو زاگرس چین‌خورده یا زاگرس خارجی محسوب می‌شود. سازندهایی که در این کوه رخنمون دارند به ترتیب از قدیم به جدید شامل سازندهای گرو، سروک، سورگاه، ایلام، گورپی، پابده، آسماری و گچساران است.

۲- سازند گرو: رخنمون این سازند در تاقدیس کبیرکوه محدود است؛ چون اغلب توسط سازند سروک پوشیده شده است؛ به طوری که فقط در نواحی شمال غربی

شکل ۷-۱۰- دره‌ی یخچالی بیدستانه در دامنه‌ی شمالی اشترانکوه
با قطعاتی از یخرفت‌ها (یاراحمدی، ۱۳۹۱)

شکل ۷-۱۱- تصویری از یک دره‌ی یخچالی در کوه گرین (عکس از باقری صدر، ۱۳۹۰)

(حوالی روستاهای چناربـاشی و پاکل گراب) مشاهده می‌شود و از نظر سنگ‌شناسی شامل تناوبی از شیل و آهک شیلی است.

۳- سازند سروک: این سازند در کبیرکوه که بخش اعظم قسمت‌های مرکزی آن را تشکیل می‌دهد، به صورت رخساره‌ی عمیق است و شامل آهک‌های مارنی رسی تیره رنگ با لایه‌بندی نازک است.

۴- سازند سورگاه: این سازند در کبیرکوه خیلی نازک است؛ به طوری که با سازند ایلام تحت عنوان ایلام سورگاه خوانده می‌شوند. از نظر سنگ‌شناسی شیل‌های پیریت‌دار به رنگ خاکستری و آهک نازک‌لایه است.

۵- سازند ایلام: این سازند در کبیرکوه به صورت رخساره‌ی پلاژیک نسبتاً عمیق است و از نظر سنگ‌شناسی شامل آهک‌های رسی دانه‌ریز خاکستری رنگ با لایه‌بندی منظم است و در آن لایه‌های نازک شیل نیز وجود دارد.

۶- سازند گورپی: این سازند از نظر سنگ‌شناسی شامل مارن‌های تیره‌ی خاکستری مایل به آبی، شیل و کمی آهک مارنی خاکستری رنگ است. یک واحد آهک مارنی به رنگ سفید در قسمت‌های میانی این سازند به نام بخش آهکی امام حسن وجود دارد.

۷- سازند پابده: از نظر سنگ‌شناسی مارنی- شیلی است و با لایه‌بندی نسبتاً نازک در زیر سازند آسماری قرار دارد.

۸- سازند آسماری: این سازند از نظر سنگ‌شناسی شامل آهک کرم تا قهوه‌ای رنگ با لایه‌بندی ضخیم است و در محل رخنمون به صورت برجسته ظاهر می‌شود.

۹- سازند گچساران: شامل لایه‌هایی از انیدریت، مارن و لایه‌های نازک آهک است. رخنمون آن در کبیرکوه باعث ایجاد تپه‌های ماهوری شکل شده است.

نقش عمده در ساختار این کوه‌ها را آهک سنومانین و آسماری به عهده دارند که توسط میان‌لایه‌های تخریبی و فلیشی (مجموعه‌ی فلیش کرتاسه‌ی فوقانی و ائوسن) از هم جدا شده‌اند. سطح چین تاقدیسی کبیرکوه منطبق بر سطح اولیه‌ی لایه‌های زمین‌شناسی است. در اثر دخالت فرسایش، طبقات سست و حساس بسیاری از تاقدیس‌ها (واحدهای تخریبی فارس و فلیشی ائوسن) از بین رفته و در نتیجه لایه‌های سخت آهک آسماری و آهک سنومانین در سطح نمایان شده‌است. لایه‌های سخت آهکی معمولاً به علت مقاومت نسبی بیشتر در مقابل فرسایش، شکل ساختمانی خود را حفظ

نموده و بدین‌ترتیب موجب پابرجا ماندن ساختمان تاقدیس‌ها شده‌اند؛ مانند کبیرکوه در لرستان (علایی طالقانی، ۱۳۸۱).

کبیرکوه از بزرگ‌ترین و منظم‌ترین کوه‌های این منطقه است که بخشی از نواحی غربی و شمال غربی را از این قسمت‌ها جدا و ارتباط شهرهای استان با مرکز را مشکل کرده‌است. کبیرکوه در امتداد جنوبی خود دیواری واقعی را تشکیل داده است که در جلگه‌ی شوش در استان خوزستان محو می‌شود. به گفته‌ی دمورگان کبیرکوه نامی است که لرها به دیواری داده‌اند که در تمام طول خود پشتکوه را از سمت ایران مسدود می‌کند. بلندترین قسمت رشته‌کوه ۲۷۹۰ متر از سطح دریا ارتفاع دارد و بلندترین قله‌ی مشرف بر حوضه‌ی ارتفاع ریته‌کوه (نام محلی) با ارتفاع ۲۳۵۳ متر از سطح دریا ست. جهت کبیرکوه نیز مانند سلسله جبال زاگرس، شمال غربی - جنوب شرقی است. در غرب و شرق کبیرکوه دو رشته‌کوه بریده و کم عرض وجود دارد؛ البته این دو رشته‌کوه در تمام طول کبیرکوه وجود ندارند و امتداد آن‌ها فقط در مقابل ماژین تا تنگه‌ی سیکان است. در این رشته‌کوه تنگه‌های زیادی چون دره شهر، بهرام چوبین، شیخ مکان، پوژاندر و ماژین که بسیار بریده و با عظمت هستند، دیده می‌شوند (محمدیان، ۱۳۸۸ به نقل از علی رزم‌آرا).

سطح چین تاقدیسی کبیرکوه منطبق بر سطح اولیه‌ی لایه‌های زمین‌شناسی است. در اثر دخالت فرسایش، طبقات سست و حساس بسیاری از تاقدیس‌ها (واحدهای تخریبی فارس و فلیشی ائوسن) از بین رفته و در نتیجه، لایه‌های سخت آهک آسماری و آهک سنومانین در سطح نمایان شده‌اند. لایه‌های سخت آهکی معمولاً به علت مقاومت نسبی بیشتر در مقابل فرسایش شکل ساختمانی خود را حفظ نموده و بدین‌ترتیب موجب پابرجا ماندن ساختمان تاقدیس‌ها شده‌اند. با تغییر و کم شدن ارتفاع بر حسب نوع فرسایش و ساختمان تکتونیکی قلل از حالت خطی خارج می‌شوند و به شکل منفرد تظاهر می‌کنند. تغییراتی در تیپ کلی چشم‌اندازهای آهکی به وجود می‌آید. این تغییر با کم یا زیاد شدن رسوبات دیگر مانند شیل و مارن به‌صورت میان لایه‌هایی همراه با آهک است. در طرف دیگر، تاقدیس میله‌کوه از نظر ساختمان زمین‌شناسی و نوع رسوبات این وضعیت را دارد.

از مشخصات اصلی شکل ناهمواری در زاگرس میانی، فراوانی اشکال تک شیب (تیغه) یا هوگ‌بک است که در اثر فرسایش تاقدیس‌ها در امتداد محور آن‌ها پدید آمده‌اند. در این قلمرو ساختمان‌های تاقدیسی به ندرت شکل خود را حفظ کرده‌اند. در واقع این نوع ساختمان‌ها در امتداد تاقدیس‌های منفرد و جوان مانند تاقدیس جوان کیالان (در دره‌ی سیمره) دیده می‌شوند. ساخت لغزشی نظیر چین‌های گسلی، برگشته و خوابیده از مشخصات دیگر شکل ناهمواری در زاگرس میانی است. برخاستگی شدید تاقدیس‌ها با شیب زیاد لایه‌ها، حاصل فشردگی چین‌ها، تناوب لایه‌های سخت آهکی و سست مارنی و شیلی و بالاخره تداوم فشار سپر عربستان از عوامل اصلی ساخت لغزشی در این منطقه محسوب می‌شود که برجسته‌ترین تاقدیس‌های زاگرس مانند کوه منگشت (۳۳۶۲ متر)، جوکار، نیر و کبیرکوه در زاگرس میانی ایجاد شده‌اند (علایی طالقانی، ۱۳۸۰). همچنین با تداوم اعمال فشار از طرف صفحه‌ی عربی فرآیند چین‌خوردگی زاگرس امروز نیز ادامه دارد. جابه‌جایی افقی حدود یک سانتی‌متر و بالاآمدگی قائم پنج میلی‌متر در سال برای این چین‌خوردگی‌ها برآورده شده است. ادامه‌ی چین‌خوردگی و لرزه‌خیزی شدید، سبب وقوع زمین‌لغزش‌های بزرگی به‌ویژه در لرستان و ایلام شده است. زمین‌لغزش سیمره، در یال شمالی تاقدیس عظیم کبیرکوه که به تعبیری بزرگ‌ترین زمین‌لغزش آسیاست، نمونه‌ای از این فعالیت‌های جوان به شمار می‌رود (مقیمی،۱۳۸۹).

۷-۱-۸- زمین‌لغزش کبیرکوه

زمین‌لغزش یکی از پدیده‌های ژئومورفولوژی است که به نظر می‌رسد تحت تأثیر سیستم‌های شکل‌زاست. زمین‌لغزش به حرکت توده‌ای از مواد تشکیل‌دهنده‌ی زمین، از یک شیب به سمت پایین اطلاق می‌شود (آیچ[1]، ۱۹۹۰). زمین‌لغزش عبارت است از کلیه‌ی حرکات و گسیختگی‌های شیبی یا دامنه‌ای نسبتاً سریع که با کاهش ناگهانی ضریب اطمینان به سطح پایین‌تر از واحد تحت تأثیر غلبه‌ی نیروهای مخرب، محرک یا مهاجم بر نیروهای مقاوم در سطوح شیب‌دار به وقوع می‌پیوندد (شریعت‌جعفری،

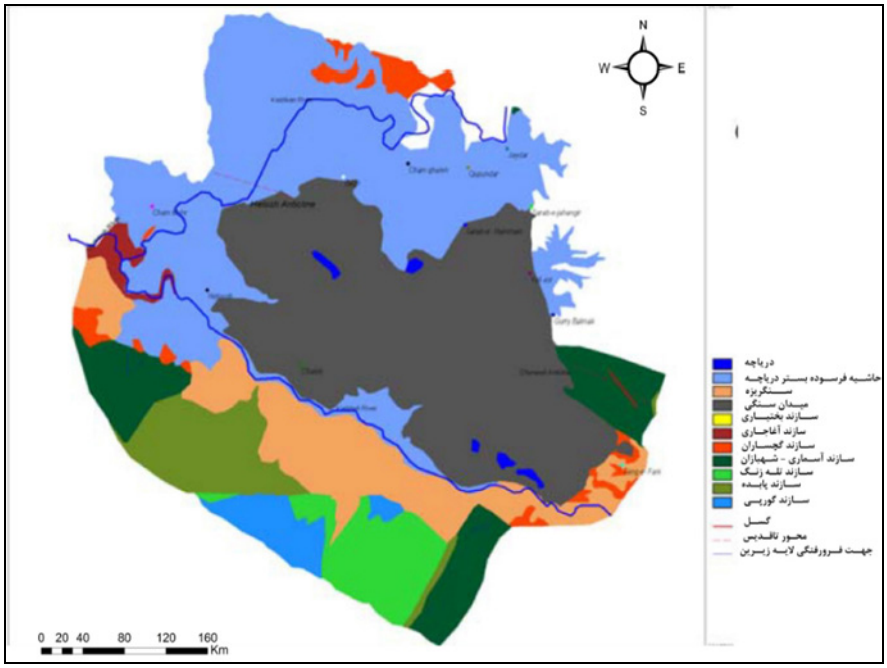
1. Iaeg

۱۳۷۵). پدیده‌ی لغزش در رسوب‌های ریزدانه، سست و شکل‌پذیر مانند رس، مارن از پدیده‌های شناخته شده است. لیکن لغزش لایه‌های زمین‌شناسی یا پلانش[1]، از فرآیندهای دامنه‌ای است که در قلمرو زاگرس اتفاق می‌افتد و تقریباً می‌توان آن را از پدیده‌های خاص زاگرس میانی به شمار آورد؛ یعنی نوعی لغزش که در آن عمل لغزش در سطح چینه‌شناسی سری رسوب‌ها و موازی با شیب دامنه صورت می‌گیرد (علایی‌طالقانی،۱۳۸۰). پدیده‌ی زمین‌لغزش در جنوب غربی ایران زمین نسبتاً فراوان بوده است و در حوضه‌ی رسوبی زاگرس می‌توان به سیاه‌کوه، دنا، اشترانکوه، کبیرکوه و کوه منگشت (ایذه) اشاره نمود که از این نظر دارای سابقه و شهرت هستند (سیارپور و قبادی، ۱۳۷۸). یکی از قدیمی‌ترین و مهم‌ترین این پدیده‌ها، لغزش بزرگ سیمره (با وسعت تقریبی ۱۰۰۰۰۰ میلیون متر مربع) است (بهاروند و همکاران، ۱۳۸۸). این لغزش مشرف به دره‌ی ناودیسی سیمره و در یال شمال شرقی بزرگ تاقدیس کبیرکوه به مختصات جغرافیایی ۳۲ درجه و ۵۵ دقیقه و ۷ ثانیه تا ۳۳ درجه و ۸ دقیقه و ۲۲ ثانیه عرض جغرافیایی شمالی و ۴۷ درجه و ۲۸ دقیقه و ۱۰ ثانیه تا ۴۷ درجه و ۵۲ دقیقه و ۳۲ ثانیه طول جغرافیایی شرقی در فاصله‌ی ۵ کیلومتری جنوب شهر پل‌دختر در غرب مسیر آسفالته خرم‌آباد ـ اندیمشک و در ۱۵ کیلومتری شرق شهرستان دره‌شهر بین استان‌های ایلام و لرستان اتفاق افتاده است. تاقدیس کبیرکوه از تاقدیس‌های مهم زاگرس چین‌خورده است. کبیرکوه از نظر سنگ‌شناسی به طور عمده از سازند آسماری تشکیل شده که به طور اعم کربناتی و شامل آهک دولومیت، آهک‌های شیلی و رسی است. کبیرکوه از نظر سنی از الیگوسن در دوران سنوزوئیک زمین‌شناسی تا بوردیگالین از میوسن پایینی ادامه پیدا می‌کند (آسماری‌بالایی). پس از این سازند، رسوبات تبخیری گچساران قرار می‌گیرند. سازند آسماری را بر اساس سنگواره‌ها و سن به سه قسمت آسماری بالایی، میانی و پایینی تقسیم کرده‌اند. همچنین آهک‌های مارنی بخش ائوسن بالایی سازند و شیل‌های سازند کژدمی با سن سنومانین، قسمت‌هایی از کبیرکوه و منطقه‌ی وقوع زمین‌لغزش را در برگرفته‌اند (شایان، ۱۳۸۳). در اثر دخالت فرسایش، طبقات سست و حساس بسیاری از تاقدیس‌ها (واحدهای تخریبی فارس و فلیشی ائوسن) از بین رفته و در نتیجه لایه‌های سخت آهک آسماری و آهک سنومانین در

1. Planche

سطح نمایان شده‌اند (شکل ۷-۱۲). لایه‌های سخت آهکی معمولاً به علت مقاومت نسبی بیشتر در مقابل فرسایش، شکل ساختمانی خود را حفظ نموده و بدین‌ترتیب موجب پابرجا ماندن ساختمان تاقدیس‌ها شده‌اند. در طرف دیگر تاقدیس مله‌کوه از نظر ساختمان زمین‌شناسی و نوع رسوبات این وضعیت را دارد. نوع سازند و به‌ویژه ترکیب سنگ‌شناسی و ساختار آن یکی از عوامل مهم در وقوع زمین‌لغزش کبیرکوه بوده است. وجود لایه‌های مارنی و شیلی در بخش قاعده‌ای سازند پابده و همچنین تماس بالایی آن با سازند آسماری ـ شهبازان و نیز وجود لایه‌های مارنی در سازند گورپی و آبگیری آن‌ها در فصول مرطوب به عنوان یک عامل زمین‌لغزش کبیرکوه می‌تواند بسیار مؤثر باشد (بهاروند و همکاران، ۱۳۸۸). با توجه به زمین‌شناسی منطقه و مورفولوژی خاص دامنه‌ها و قرار گرفتن لایه‌های سخت بر روی لایه‌های سست که خاصیت خمیری شدن دارند، تکان‌های ناشی از زلزله در منطقه‌ی کبیرکوه وقوع یک ابر زمین‌لغزه را در این تاقدیس تسهیل کرده است. زمین‌لرزه‌ی سیمره به احتمال زیاد در اثر فعالیت گسل فعال کبیرکوه که یک گسل معکوس لرزه‌زاست و در یال جنوب غربی تاقدیس کبیرکوه قرار دارد، در حدود ۱۰ تا ۱۱ هزار سال پیش رخ داده است (واتسون و رایت، ۱۹۶۹). این زمین‌لرزه از بزرگ‌ترین زمین‌لرزه‌های زاگرس بوده و بزرگی آن بیشتر از $Ms > ۷/۵$ برآورد شده است (مالکی و بحرالعلومی، ۱۳۷۸).

وجود آب و نفوذ آن از طریق عناصر ساختاری و سیستم‌های درز و شکاف به داخل طبقات مارنی سازندهای پابده و گورپی از طرفی موجب ایجاد فشار آب منفذی شده که در افزایش تنش برشی مؤثر بوده است و از طرف دیگر، موجب اشباع شدن طبقات مارنی از آب و حد روانی و حالت پلاستیکی در آن‌ها گردیده و شرایط را برای حرکت توده‌ای و رانشی لایه‌ها فراهم نموده است (علیمرادی، ۱۳۸۰).



شکل ۷-۱۲- نقشه‌ی زمین‌شناسی زمین‌لغزش کبیرکوه (اقتباس از بهاروند ۱۳۸۸ با تغییرات)

همچنین آب های جاری مهم‌ترین عوامل فرسایش زیردامنه‌اند. این نوع حرکات دامنه‌ای ممکن است دارای منشأ ثقلی یا تکتونیکی باشند که در مقیاس عظیم در سنگ‌های سازند آسماری رخ داده‌اند (بوگارد[1]، ۲۰۰۱). کبیرکوه در منطقه‌ی زاگرس مرطوب قرار دارد و در آن بارش کافی جهت نفوذ در زمین و لغزنده کردن لایه‌های مارن وجود دارد. بر اساس مطالعه‌ی میزان بارش ۵ ایستگاه سینوپتیکی اطراف حوضه‌ی آبریز دره‌شهر که منطقه‌ی مورد مطالعه در آن قرار دارد، حداکثر بارش ۹۱۲ میلی‌متر و حداقل بارش ۳۶۲ میلی‌متر در سال است. میزان بارش در بستر دریاچه‌ی قدیمی سیمره بین ۳۶۰ تا ۴۰۰ میلی‌متر در سال است. همبستگی بین ارتفاع و بارش در حوضه‌ی آبریز دره‌شهر از $y=۰/۲۸۳\ x+۲۰۹/۶$ تبعیت می‌کند؛ بنابراین مکانیزم‌های مؤثر در وقوع لغزش لایه‌ی آهک آسماری در کبیرکوه وجود دارد. به نحوی که باعث لغزش در یال شمال شرقی تاقدیس کبیرکوه به وسعت ۱۴۰/۲۷ کیلومترمربع و با ارتفاع

1. Bogaard

بیش از ۲۰۰۰ متر شده است. ۱۵/۵ کیلومتر از تاقدیس کبیرکوه به ضخامت ۳۰۰ متر به طرف ناودیس سیمره به طور ناگهانی حرکت کرده و در برخورد با سطح زمین به طور کلی متلاشی شده است (بیرانوند و همکاران،۱۳۹۲). برآورد شده است که جمعاً ۲۱ کیلومتر مکعب یا ۵۶ میلیون تن سنگ آهک (ابرلندر، ۱۳۷۹)، ۱۹/۵ کیلومتر به سمت شمال شرق حرکت کرده است. این بلوک‌های سنگی یک میدان سنگی بزرگ را به وسعت ۲۴۴/۲ کیلومتر مربع به وجود آورده است؛ به طوری که قسمتی از یال کبیرکوه را در محور ارتباطی پل‌دختر ـ اندیمشک پوشانده و باعث سدشدگی رودخانه‌های سیمره و کشکان رود شده است. بعضی از محققان مانند هاریسون و فالکون (۱۹۳۸) و ابرلندر (۱۹۶۵) که بر روی زمین لغزش سیمره تحقیق کرده‌اند، مقدار جداشدگی توده‌ای را از تاقدیس کبیرکوه ۱۵ کیلومتر و فاصله گرفتن مواد پرتابی را ۱۴/۵ کیلومتر ذکر کرده‌اند. همچنین واتسون و رایت (۱۹۶۹) مقدار جداشدگی توده‌ای را از تاقدیس مذکور ۱۵ کیلومتر، عرض ۵ کیلومتر و ضخامت ۳۰۰ متر ذکر کرده‌اند. (شکل ۷-۱۳ و ۷-۱۴).

هاریسون و فالکون تصور می‌کنند که صرفاً یک واقعه‌ی بزرگ با یک حرکت ناگهانی[1] از جریان متلاطم مواد سیال می‌تواند صفحه‌هایی از بلوک‌های سنگی مستقر در روی تاقدیس کبیرکوه را به طرف پایین‌تر دره منتقل کند. در نتیجه نهشته‌هایی که برجا گذاشته می‌شود، فاقد هرگونه جورشدگی در بخش‌های مختلف آن خواهد بود. عمده‌ترین مسئله در ارتباط با زمین‌لغزه‌ی سیمره این است که هوگ‌بک آسماری در تمامی جوانب جدایی[2] دارای شیب تندی نیست و نسبت به تاقدیس کرتاسه زاویه‌ی ۲۰ درجه تشکیل می‌دهد. طبق نظر هاریسون و فالکون[3] مارن زیرین دوره‌ی ائوسن حتی در زمان خیس‌خوردگی، استعداد خمیری شدن را ندارد و ترکیبی از خمیدگی زانویی به سمت داخل[4] یا چین‌خوردگی پاشنه‌ای[5] در پایه‌ی هوگ‌بک آسماری را مطرح می‌سازد تا فقدان حفاظ را در پای آن توجیه کنند. به عقیده‌ی آن‌ها شرایط مذکور همراه با خیس‌شدگی غیر معمول لایه‌های زیرین و وقوع زمین‌لرزه‌ی شدید موجب جدا شدن

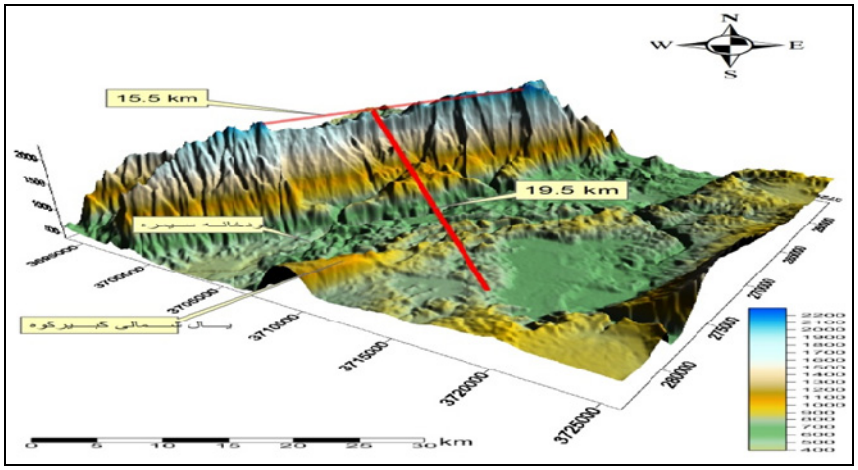
1.Catastrophic movement
2. Detachment
3. Falcon
4 .Local inward
5. Under fold

توده شده است. اما ابرلندر در خصوص زمین‌لغزه‌ی کبیرکوه فرضیه برش عرضی توده جدا شده به رخداد خمیدگی زانویی را درست نمی‌داند؛ بلکه صرفاً ویژگی‌های خاص هیدروگرافی منطقه را در این مورد به عنوان عامل اصلی ذکر می‌نماید (ابرلندر، ۱۳۷۹) برخی به آن لقب بزرگ‌ترین لغزش شناخته شده در روی زمین را اطلاق کرده‌اند (شایان، ۱۳۸۳). جابجایی مواد (بلوک‌های سنگی) ناشی از زمین‌لغزش باعث مسدود شدن مسیر رودخانه‌ی سیمره و ایجاد دریاچه‌ای به مساحت ۱۷۴/۱۶ کیلومتر مربع، طول ۳۴ کیلومتر، عرض متوسط ۶/۴۵ کیلومتر و عمق ۱۵۹ متر شد که به دریاچه‌ی - قدیمی سیمره معروف گردید. در قسمت جنوب شرقی دریاچه یک جزیره به مساحت ۳/۶۵ کیلومتر مربع و با ارتفاع ۸۵۶ متر وجود داشته است. میانگین شیب بستر دریاچه ۳/۱۷ درجه است (بیرانوند و همکاران، ۱۳۹۰).

شکل ۷-۱۳- سطح زمین‌لغزش کبیرکوه (عکس از یمانی و همکاران، ۱۳۹۱)

همچنین زمین‌لغزش باعث آشفتگی‌های بسیار عظیم محیطی در منطقه از جمله: مسدود شدن مسیر رودخانه‌ی کشکان و به وجود آمدن دریاچه‌ی جایدر در ۵ کیلومتری جنوب شهر پل‌دختر و تغییر مسیر دادن رودخانه‌های کشکان و سیمره و ایجاد ۱۱ تالاب در اطراف پل‌دختر گردید. ابرلندر اولین کسی بود که به این دریاچه اشاره کرد. از نظر ابرلندر این دریاچه ۸۰ کیلومتر طول و ۱۸۰ متر عمق داشته است.

بیشتر محققان سن زمین‌لغزش کبیرکوه را بین ۱۰ تا ۱۱ هزار سال پیش در اواخر پلیستوسن تخمین زده‌اند؛ اما بررسی شواهد ژئومورفولوژیکی از نظر سن‌سنجی پدیده‌ی لغزش بزرگ سیمره (کبیرکوه) نشان داد که علی‌رغم تکرار زمان و وقوع ده هزار ساله به‌وسیله پژوهشگران، مستندات و شواهد ژئومورفولوژیکی این زمان را تأیید نمی‌کنند.



شکل ۷-۱۴- نقشه‌ی زمین‌لغزش کبیرکوه و محدوده‌ی آن، مأخذ نقشه DEM منطقه

به نظر می‌رسد زمان وقوع ذکر شده به‌وسیله‌ی مورخ مشهور، طبری، با اندکی ملاحظه برای تعیین سن مطلق زمین لغزش قابل استفاده باشد. وی بیست و دوم ژوئن سال ۸۷۲ میلادی، برابر با یازدهم شعبان سال ۲۵۸ هجری قمری را به عنوان روز وقوع زلزله‌ی بزرگ در سیمره که باعث وقوع لغزش‌های بزرگ در منطقه شده، ارائه کرده است (شایان،۱۳۸۳).

با توجه به زمین‌لغزش‌های متعدد در منطقه مانند: زمین‌لغزش کل‌سفید[1]، زمین‌لغزش قلعه‌سفید[2]، زمین‌لغزش دره‌شهر، زمین‌لغزش شیخ‌مکان و زمین‌لغزش کاله‌گاه که مرکز اصلی وقوع آن‌ها در محدوده‌ای از منطقه‌ی تنگ فنی در غرب تا منطقه‌ی هلوش در شرق و از منطقه جایدر در جنوب غربی تا یال شمالی کبیرکوه درجنوب می‌باشد، در فاصله‌نه چندان دور و در مسیر یال شمالی کبیرکوه در ابعاد کوچک‌تر، لغزش صورت گرفته است. با توجه به بررسی مصالح لغزش، قطعات و

1. Kal- Sefid
2. Qaleh- Sefid

خرده‌سنگ‌های تشکیل‌دهنده‌ی آن‌ها عمدتاً از سازند آسماری ــ شهبازان و لغزش در امتداد کبیرکوه از خرده‌سنگ‌های سروک است (بهاروند و همکاران، ۱۳۸۸). این منطقه دارای تکتونیک فعال و شرایط مناسبی برای فعالیت‌های لغزشی است (بیرانوند و همکاران، ۱۳۹۲).

۷-۲- کوهپایه‌ها

نواحی کوهپایه‌ای ۵۰/۶۱ درصد از سطح استان لرستان را دربرگرفته‌اند. این نواحی که از رسوب‌گذاری مواد فرسایشی کوه‌ها تشکیل شده‌اند به خاطر وجود منابع آب کافی و خاک حاصلخیز مورد توجه کشاورزان قرار گرفته و جمعیت روستایی زیادی را در استان در خود جای داده‌اند. با توجه به نقش دامنه‌ها در زندگی انسان و به خصوص در نواحی کوهستانی، بسیار ضروری است به بررسی ژئومورفولوژی آن پرداخته شود.

شیب زیاد برخی از دامنه‌ها تسریع فرآیندهای شکل‌زا را در منطقه به وجود آورده است. شیب نسبی از مهم‌ترین عوامل شکل‌زا در دامنه‌های حوضه است. تسریع فرآیندهای شکل‌زا با افزایش شیب شدت می‌یابد و با کاهش آن‌رو به نقصان می‌گذارد. در مناطق پرشیب نیروی عوامل فرساینده دو چندان است این نیرو به حدی است که مجال نگهداری یا تشکیل خاک را از این دامنه‌ها سلب می‌کند؛ به نحوی که دامنه‌های برهنه با بیرون‌زدگی سنگ‌ها، مورفولوژی آن‌ها را تشکیل می‌دهد. برعکس، در مناطقی که شیب، انرژی لازم را در اختیار عوامل فرساینده قرار نمی‌دهد، دامنه‌ها توسط پوششی از خاک حفاظت می‌شوند. این دو نمونه در کل منطقه قابل مشاهده است. دامنه‌ها بستر عمل فرآیندهای فرسایشی هستند. خصوصیات آن‌ها می‌توانند شدت عمل عوامل فرساینده را کاهش یا افزایش دهد.

دامنه‌هایی که از مواد ریز و غیرمتصل تشکیل شده باشند، سبب سرعت تبخیر بیشتری می‌شوند و درشت بودن سازه‌های دامنه‌ها، تعادل‌بخشی بیشتری را ایجاد می‌نماید. دامنه‌هایی که برونزدهای ساختمانی را نشان می‌دهند (دامنه‌های فرسایشی)، فرسایش تفریقی عامل اصلی چهره‌پرداز آن‌هاست. این دامنه‌ها به صورت پلکان‌هایی در منطقه شکل گرفته‌اند. جنس مواد تشکیل‌دهنده‌ی دامنه‌ها بیشتر رسی، مارنی و آهکی است. این نوع مواد هر یک در شکل‌دهی دامنه‌ها مؤثرند. تناوب این مواد باعث شده‌است

تا دامنه‌ها به شکل پلکان درآیند؛ به طوری که سنگ‌های آهکی شیب تند و پرتگاهی و سنگ‌های رسی و مارنی شیب کم و ملایم ساخته‌اند. برخی دامنه‌ها از کنگلومرا و مواد تخریبی حاصل از آن شکل گرفته‌اند؛ در این مناطق شیب‌های تند ایجاد شده است. پوشش گیاهی دامنه‌ها نیز در شکل‌دهی آن بسیار حائز اهمیت است. دامنه‌های غنی از نظر پوشش گیاهی تحت تأثیر شدید عوامل فرساینده قرار نمی‌گیرند و پوشش گیاهی نقش حساسی را در تعادل این دامنه‌ها ایفاء می‌کند و هرگونه تغییر در آن می‌تواند صدمات جبران‌ناپذیری به تعادل دامنه وارد آورد. مخروط‌افکنه‌ها در مقیاس مختلف و مخروط‌های واریزه‌ای در مناطق کوهپایه‌ای و دامنه‌ها تشکیل می‌شوند.

مخروط‌افکنه (که بادبزن آبرفتی هم نامیده می‌شود) عبارت است از رسوبات مخروطی یا قیفی‌شکل که در حواشی کوهستان‌ها و معمولاً در محل خروجی دره به دشت به وسیله‌ی رودخانه‌ها تشکیل می‌شود. در واقع، مخروط‌افکنه توسط رسوب جریان‌ها بعد از عبور از آبراهه و پخش شدن بر روی یک دشت باز تشکیل می‌شود. هر قدر از کوهستان به طرف دشت برویم از ضخامت آن کاسته و بر وسعت آن افزوده می‌شود. به طور متوسط شیب مخروط‌افکنه در حدود ۵ درجه است؛ ولی ممکن است تا بیش از ۲۵ درجه تغییر کند. از نظر اندازه، مخروط افکنه ممکن است شعاعی کمتر از چند صد متر تا بیش از ۱۵۰ کیلومتر داشته باشد.

اصولاً در داخل حوضه‌ی آبریز هر جا توپوگرافی به صورت هموار یا نسبتاً هموار با شیب ملایم ظاهر شود، امکان تشکیل مخروط‌افکنه وجود دارد. مناسب‌ترین محل تشکیل مخروط‌افکنه در خروجی کوهستان‌ها و در ورود شبکه‌ی آب به جلگه‌ها یا دشت‌های وسیع و حتی در مراکز دشت‌ها در مجاورت حوضه‌های انتهایی رودها قرار دارد (محمودی، ۱۳۸۳).

مخروط‌افکنه‌ها در محیط‌های مختلفی ایجاد می‌شوند. این پدیده به خصوص در نواحی خشک و نیمه‌خشک یا در مناطق با خشکی فصلی، یعنی جایی که میزان بالایی از رسوب وجود دارد و تجمع در آن صورت می‌گیرد، به وجود می‌آید. چنین مناطقی عمداً در محل گسل‌های طویل یا پیشانی کوه‌های حاصل از فعالیت‌های تکتونیکی قرار دارد (چورلی، ۱۳۷۹). بسیاری از محققان معتقدند که تشکیل مخروط‌افکنه به محیط اقلیمی ارتباط ندارد و بسیاری آن را عمدتاً عارضه‌ی مناطق خشک می‌دانند و در توجیه

آن باران‌های دوره‌ای و تخلیه‌ی رسوبات انباشته شده در حوضه‌ی آبخیز به وسیله‌ی جریان‌های حاصل از باران‌های دوره‌ای را مطرح می‌کنند.

پس از تشکیل مخروط‌افکنه، آب‌ها به صورت واگرا در شاخه‌های متعدد بر سطح آن جریان می‌یابند و اغلب بر اثر عمل کاوش، بسترهای مشخصی نیز برای خود به وجود می‌آورند. رسوبات مخروط افکنه به علت این که در یک محیط اکسیداسیونی تشکیل می‌شون، غالباً دارای رنگ قرمز هستند. شکل این رسوبات به وضعیت تکتونیکی و آب و هوایی منطقه بستگی دارد. بیشتر رسوبات مخروط افکنه‌ها در مناطقی تشکیل می‌شود که دارای آب و هوای خشک و نیمه‌خشک با پوشش گیاهی کم و بارندگی خیلی کم و تخریب سریع است؛ ولی به طور کلی می‌توان گفت این رسوبات مربوط به آب و هوای خاصی نیست و در مناطق مختلف تشکیل می‌گردد.

یک سری از مخروط‌افکنه‌ها در درون سیستم‌های آبریز (حوضه‌ها) و قبل از خروج از کوهستان تشکیل می‌شوند و این گروه از نظر مقیاس و اندازه عمدتاً کوچک‌تر هستند و در محل تلاقی دسته‌های رود به رتبه بالاتر ساخته شده‌اند. قدر مسلم هر چقدر رتبه‌ی رود افزایش می‌یابد، ابعاد مخروط‌افکنه‌ها نیز بزرگ‌تر می‌شود. بر خلاف مخروط‌افکنه‌های درون‌کوهی (نوع دره‌ای)، مخروط‌افکنه‌های برون‌کوهی (نوع جلگه‌ای یا دشتی) به خاطر اینکه در نقطه‌ی انترفاس بین کوه و دشت ایجاد شده‌اند، دارای وسعت بیشتر، شیب نسبتاً کمتر، قدمت بیشتر، دانه‌بندی نسبتاً کامل و مشخص‌تر و ویژگی‌های متفاوتی هستند. برخی از آن‌ها حتی به صورت مرکب و مطبق هستند و خود از چند مخروط سوار بر یکدیگر تشکیل شده‌اند؛ به نحوی که بزرگ‌ترین و قدیمی‌ترین آن‌ها در زیر قرار گرفته و فقط بخشی از آن‌ها در پایین‌دست جریان و گلاسی قرار دارد. از لحاظ شکل هم به صور گوناگون مثل مخروط‌های دایره‌ای شکل یا مدور (عمدتاً در مناطق پای‌کوهی و برون‌کوهی)، مطول (به انواع گوناگون دوکی شکل، برگ شکل، بیضوی و غیره بر حسب شرایط توپوگرافی)، منظم و نامنظم، قرینه یا بی‌قرینه و غیره خودنمایی می‌کنند. همچنین آن‌ها را از نظر ژنز و منشأ تشکیل، قدمت و زمان پیدایش، مراحل تکوینی (جوانی، بلوغ و پیری) می‌توان طبقه‌بندی نمود (زمردیان،۱۳۸۱) ؛ چون تقریباً دو سوم از مناطق ایران جزء مناطق خشک و نیمه‌خشک محسوب می‌شود. در حال حاضر به علت وجود شرایط مناسب بسیاری از مراکز جمعیتی

و کاربری‌های مختلف؛ فعالیت‌های انسانی بر روی مخروط‌افکنه‌ها شکل گرفته است. هنگامی که سنگ‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی دشت‌ها به نمک یا گچ آلوده باشند (دشت کویر، دشت لوت)، تشکیل و گسترش مخروط‌افکنه امکان زیست را برای انسان فراهم می‌آورند. مشخص‌ترین مثال از این نمونه‌ها در ایران مخروط‌افکنه‌ی چهار فرسخ در مسیر رود درختگان در مغرب دشت لوت و مخروط‌افکنه‌های حبله‌رود در پای دامنه‌ی جنوبی البرز است که شهر گرمسار در روی آن مستقر شده است.

در طی پلیستوسن فوقانی و هولوسن زیرین، بخش‌های کوهستانی شمالی و غربی کشور، تحت سلطه‌ی رودخانه‌هایی بوده‌اند که بیشتر از زمان فعلی از ذوب برف‌های یخچالی تغذیه می‌شدند. این مجاری به دامنه‌های وسیع و بی‌درختی که مستور از قطعات آواری درشت دانه (حاصل هوازدگی مکانیکی) بودند، منتهی می‌شدند. مجراهای رودخانه‌ای پر شاخه و عمدتاً دارای الگوی قیطانی (گیسویی) بوده‌اند؛ نه مآندری. این جریان‌ها همچنین موجب تجزیه و تخریب ماسه‌ها و رسوب‌های درشت (منفصل و ناجور) در جلگه‌های سیلابی و مخروط‌افکنه‌ها شده‌اند (زمردیان، ۱۳۸۱ به نقل از بروکس، ۱۹۸۲).

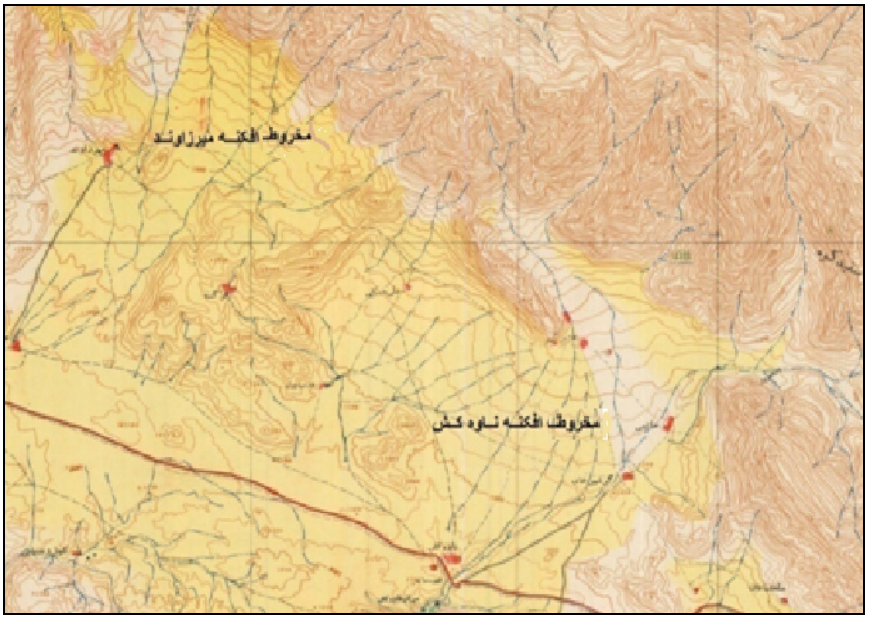
به علت بالاآمدگی سریع کوه‌های زاگرس در ناحیه‌ی لرستان، چین‌خوردگی شدید، تأثیر کم عوامل فرسایش بر این ناهمواری‌ها به علت جوان بودن کوه‌ها و شیب زیاد این کوه‌ها، مخروط‌افکنه‌های زیادی جزء در چند مورد معدود تشکیل نشده‌است. اکثر زمین‌های پایکوهی لرستان از مخروط‌های واریزه‌ای کوچک در اثر فرسایش آبی و تأثیر نیروی ثقل تشکیل شده‌است. مخروط‌افکنه‌ها و واریزه‌ها در روی آبرفت‌های قدیمی نیز قرار گرفته‌اند و منابع اصلی تغذیه‌ی سفره‌های آبرفتی هستند. واریزه‌ها را در نواحی کوهستانی در حد بین آبرفت‌های دشت و پرتگاه‌های کوهستانی می‌توان مشاهده نمود (شکل ۷-۱۵).

مخروط‌افکنه‌ها در قسمت‌های مختلف از جمله در جنوب دشت خرم‌آباد در جنوب دهکده‌های دیناروند و سرخه‌ده به خوبی مشاهده می‌شوند که پس از پیوستن به هم شبه دشت‌های آبرفتی باجادا را تشکیل می‌دهند. همچنین این مخروط‌افکنه‌ها در مسیر جاده خرم آباد- کوهدشت در شمال روستاهای باباعباس و سرخه بازار به خوبی مشاهده می‌شوند. در مسیر جاده‌ی خرم آباد- کرمانشاه در قسمت غربی رودخانه‌ی خرم‌آباد، یک

سری از این مخروط‌افکنه‌ها در دامنه‌ی تشکیلات گورپی دیده می‌شود که قاعده آن‌ها تا بستر رودخانه نیز می‌رسد. در مقاطع طولی بعضی از مخروط‌افکنه‌ها که توسط آب‌بریدگی‌های شدید ایجاد می‌شوند، تناوبی از مواد ریز و درشت در طول آن‌ها دیده می‌شود که می‌توان آن را مربوط به تغییرات قدرت حمل آب در زمان‌های مختلف دانست.

شکل ۷-۱۵- تصویری از مخروط‌های واریزی در دامنه‌ی کوه مدبه‌ی خرم‌آباد

با بررسی نقشه‌های توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ استان لرستان دو مخروط‌افکنه به نام مخروط‌افکنه‌ی ناوه‌کش و مخروط‌افکنه‌ی میرزاوند در پای سفیدکوه خرم‌آباد به مختصات ۳۳ درجه و ۳۳ دقیقه و ۲۶ ثانیه تا ۴۸ درجه و ۸ دقیقه و ۲۰ ثانیه در بخش چگنی قابل تشخیص است. این مخروط‌افکنه‌ها قبل از خروج آب از کوهستان تشکیل شده‌اند و از نظر مقیاس و اندازه وسعت زیادی ندارد و در محل تلاقی دسته‌های رود به رتبه‌ی بالاتر تشکیل شده‌اند. ملاک تشخیص این مخروط‌افکنه‌ها وجود شبکه‌ی آبراهه‌ای واگرا در روی سطح مخروط‌افکنه‌ها و وجود نقطه‌ی همگرا در حد فاصل کوه و دشت است.



شکل ۷-۱۶- نقشه‌ی توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ سراب دوره (۱-۵۶۵۷)

مخروط‌افکنه‌ی ناوه‌کش دارای مساحتی در حدود ۱۶/۸۴ کیلومتر مربع است. روستای بزرگی به نام ناوه‌کش در پای مخروط‌افکنه وجود دارد که دارای سراب بزرگی به نام سراب ناوه‌کش است و آب بیشتر روستاهای اطراف را تأمین می‌کند. آب این سراب از آبراهه‌هایی که سطح مخروط‌افکنه را زه‌کشی می‌کنند، تأمین می‌شود. مخروط‌افکنه دارای حوضه‌ی آبریزی به مساحت ۸۹/۷۱ کیلومتر مربع و محیط ۵۱/۴۹ کیلومتر است.

مخروط‌افکنه‌ی میرزاوند دارای مساحتی در حدود ۵/۵۲ کیلومتر مربع است. روستایی به نام میرزاوند در پای مخروط‌افکنه وجود دارد. آبراهه‌هایی که سطح مخروط‌افکنه را زه‌کشی می‌کنند تأمین‌کننده‌ی آب مورد نیاز روستاهای منطقه است. همچنین قسمتی از آب سراب دوره به وسیله‌ی همین آبراهه‌ها تأمین می‌شود. مخروط‌افکنه دارای حوضه‌ی آبریزی به مساحت ۳۷/۶۵ کیلومتر مربع و محیط ۲۹/۰۴ کیلومتر است (شکل ۷-۱۶ و ۷-۱۷).

شکل ۷-۱۷- تصویر ماهواره‌ای از مخروط‌افکنه‌های دامنه‌ی سفیدکوه خرم‌آباد

۷-۳- اشکال ژئومورفیک در زمین‌چهرهای محدب لرستان

منظور از فرم‌های ژئومورفیک، زمین‌چهرهایی است که در جریان یک فرآیند خاص در سطوح به وجود می‌آید (رامشت، ۱۳۸۵). در ناهمواری‌های لرستان اشکال ژورایی نظیر دره‌های ناودیسی (طولی)، دره‌های عرضی تنگ و عمیق (از نوع کلوز[1] یا گپ[2])، دره‌های تاقدیسی مرتفع (کمب[3])، دره‌های فرعی روی دامنه‌ها (به نام رو یا روز[4])، هوگ‌بک‌ها، غارها، آبشارها و زمین‌چهرهای کارستی به چشم می‌خورد که به بررسی آن‌ها می‌پردازیم.

۷-۳-۱- تنگ‌ها

اگر یک رود یا شبکه‌ی آبراهه به طور عرضی از یک تاقدیس عبور نماید، تنگ (کلوز) نامیده می‌شود (احمدی، ۱۳۷۴). به عبارت دیگر؛ در یک تنگ یا کلوز مسیر عبور رودخانه عمود بر امتداد محور تاقدیس است. در رابطه با مکانیسم شکل‌یابی و

1. Clouse
2. Gap
3. Comb
4. Ruz

شکل‌گیری چنین پدیده‌ای نظریه‌های گوناگونی ابراز شده است. بعضی از این نظریه‌ها به حدی مورد پذیرش و کاربرد واقع شده‌اند که می‌توان آن‌ها را در مورد تشکیل آبراهه‌های متقاطع جزء نظریات کلاسیک دانست (ابرلندر، ۱۳۷۹).

ابرلندر فرضیه‌های مربوط به نحوه‌ی تشکیل رودخانه‌های مهمی را که نسبت به ساختمان زمین‌شناسی ناموافق هستند به پنج دسته تقسیم می‌نماید. این فرضیه‌ها عبارتند از: گسل‌های عرضی[1]، پی‌رودهای انطباق یافته[2]، پیشینه رودها[3]، تحمیل (نقش بستگی[4])، توسعه‌ی آبراهه‌ها به سمت بالا دست دره (فرسایش قهقرایی[5]).

۱- فرضیه‌ی گسل‌های عرضی: این فرضیه نخستین بار توسط ابرلندر در سال ۱۸۵۸ به منظور تبیین آبراهه‌های آپالاش مطرح شده است. بر پایه‌ی این نظریه، رودخانه بستر خود را در دره‌های گسلی که توسط گسل‌های عرضی و عمود بر امتداد ساختمان چین‌خورده ایجاد کرده‌اند، حفر می‌کند و در واقع از این نقطه ضعف ساختاری و شکستگی استفاده می‌نماید و بدین‌ترتیب دره‌ی تنگ، عمود بر محور ساختمان چین‌خورده ایجاد می‌شود.

۲- فرضیه‌ی پی‌رودهای انطباق یافته: این فرضیه در سال ۱۹۰۹، توسط ویلیام موریس دیویس در رابطه با دره‌های عرضی کوهستان آپالاش مطرح شد و در واقع، نمونه‌ی جالبی از روش استنباطی مورد نظر دیویس در مباحث ژئومورفولوژی است. این نظریه، تکامل آبراهه‌ها را در یک کمربند چین‌خورده به شکل وارونگی تدریجی ناهمواری‌ها و معکوس شدن شبکه‌ی آبراهه‌ها در نظر می‌گیرد. بدین معنی که شبکه‌ی آبراهه‌ها طی زمان طولانی زمین‌شناسی جریانی معکوس پیدا خواهد کرد؛ به عبارت صریح‌تر مسیر شبکه‌ی آبراهه از چین‌خوردگی جوان‌تر به سمت چین‌خوردگی قدیمی‌تر جریان خواهد یافت (اسکانی،۱۳۹۰).

۳- فرضیه‌ی پیشین رودها: در این فرضیه رودخانه‌ها از ارتفاعات قدیمی‌تر نشأت می‌گیرد و در مسیر خود از مناطقی عبور می‌کنند که تغییر شکل تکتونیکی

1. Transverse Fault
2. Adjusted Consequent Drainage
3. Antecedant Drainage
4. Superimposed Drainage
5. Aggresive to Headward

(چین‌خوردگی) در آن‌ها بسیار جدیدتر است. این وضعیت تکتونیکی در سیستم‌های کوه‌زایی سنوزوئیک عمومیت دارد که بر مبنای آن رودخانه‌هایی که در آغاز از ارتفاعات قدیمی‌تر یا از محل اولیه‌ی تغییر شکل تکتونیکی در یک سیستم چین‌خوردگی در حال گسترش نشأت گرفته‌اند، توانسته‌اند با اندکی جابجایی مسیر خود را در عرض کوهستان حفظ نمایند. از جمله شروط لازم جهت ایجاد پیشین رودها نوعی کندی در حرکات زمین‌ساخت است که بدون آن امکان انحراف زه‌کشی وجود دارد. ضمن اینکه آب باید از چنان قدرتی بهره‌مند باشد که نقش تغییر شکل دامنه‌ها را از بین ببرد. در پیشین رودها، دره‌های ورودی و خروجی تنگ‌ها هم‌راستا[1] هستند. به عبارت دیگر مسیر رودخانه در داخل تنگ‌ها با مسیر آن‌ها در خارج تنگ در یک خط قرار دارند، یا اینکه آن‌ها باید قطعه‌ی مسیرهای هم‌خط یا منحرف نشده باشند (ابرلندر، ۱۳۷۹). در واقع انحراف قطعه‌ی مسیر داخل تنگ از خط سیر کلی رودخانه به معنی تأثیر یک عامل ساختاری غیر از پیشینه رود است.

۴- فرضیه‌ی نقش بستگی (تحمیل): این پدیده به کمک یک طبقه‌ی رسوبی دگرشیب یا یک سطح هموار شده به وجود می‌آید. بر اساس این فرضیه حرکات خشکی‌زایی منفی، یک قلمرو چین‌خورده را به یک حوضه‌ی رسوبی تبدیل می‌کند. در مرحله‌ی بعد ته نشست رسوب‌های حوضه در حالت افقی بر سطح چین‌خورده‌ی زیرین به صورت دگر شیب شکل می‌گیرد. سپس مجدداً مجموعه حوضه تحت تأثیر حرکات خشکی‌زایی مثبت از آب خارج می‌شود و تحت تأثیر فرسایش قرار می‌گیرد و با توجه با شیب توپوگرافی رسوب‌های افقی فوقانی، جریان آب به تدریج بستر خود را در آن تثبیت می‌کند. همین رسوب‌ها در طول زمان بر اثر دخالت عوامل فرسایشی به تدریج از بین می‌روند و بستر شبکه به سقف ساختمان چین‌خورده زیرین می‌رسد. ادامه فرسایش مسیر شبکه آب را علی‌رغم ساختمان سنگ‌های زیرین بر آن تحمیل می‌نماید و بدین‌ترتیب پدیده‌ی تحمیل شکل می‌گیرد (محمودی، ۱۳۸۷). به طور کلی و در رابطه با فرضیه‌ی نقش بستگی می‌توان گفت که امروزه با افزایش آگاهی‌ها و اطلاعات در مورد میزان فرسایش و برهنه‌سازی در طی دوران سوم زمین‌شناسی، ژئومورفولوژیست‌ها بر این عقیده هستند که تشکیل سیستم زه‌کشی عرضی ناهماهنگ با ساختمان

1. Aligned Gorges

زمین‌شناسی هم‌زمان با ایجاد سطوح فرسایشی ناحیه‌ای در طی آرامش نسبی تکتونیکی بعد از تشکیل چین‌ها در کمربندهای کوه‌زایی جوان صورت گرفته‌است و شبکه‌ی آبراهه‌های ناموافق موجود در رشته‌کوه‌های مربوط به دوران سوم را به عنوان زه‌کشی نقش بسته از این سطوح در نظر می‌گیرند (اسکانی، ۱۳۸۳).

۵- فرضیه‌ی فرسایش قهقرایی (پس‌رونده): این فرضیه مبتنی بر این است که رودخانه‌ها با استفاده از نقاط ضعف ساختاری و سنگ‌شناسی به سمت بالادست عقب نشینی می‌کنند و بعضاً آبراهه‌های دیگری را نیز به اسارت می‌گیرند. کامل‌ترین تحلیل در این رابطه متعلق به تامسون است که معتقد بود، تأثیر وضعیت رخنمون سازندهای مختلف و مقاومت سنگ به حدی است که به تنهایی می‌تواند آبراهه‌های منطقه‌ای را به وجود بیاورد (اسکانی، ۱۳۸۳). از مهم‌ترین ویژگی‌های این آبراهه‌ها وجود تغییر مسیر در بستر آبراهه به هنگام عبور از مناطق ساختاری پست و ورود آن‌ها به سوی معبر ایجاد شده در تاقدیس‌ها ست، همچنین یک راستا نبودن تنگ‌های ورودی و خروجی تاقدیس‌های بریده شده توسط آن‌ها ویژگی دیگر این نوع فرسایش است. تفاوت در شکل ظاهری این تنگ‌ها یا به عبارت دیگر اختلاف مورفولوژی این دو تنگ (تنگ‌های ورودی و خروجی) نیز تأییدی بر این مسئله است.

جریان رودخانه‌ای کوه‌های زاگرس که به سوی غرب روان هستند، جذاب‌ترین مناظر کانیونی[1] جهان را پدید آورده‌اند. بارزترین و جالب‌ترین نمونه، تنگ‌های این منطقه، تنگ‌های شکاف مانند[2]، بی‌نهایت فشرده با عمق ۳۰۰ تا ۱۵۰۰ متر هستند که کوه‌های تاقدیسی را شکافته و به دو نیم کرده‌اند. شاید بتوان پیدایش دره‌های عرضی زاگرس را به تحولات تکتونیکی جدید و محیط‌های نئوتکتونیک - آنتسدانت نسبت داد. وجود نیم‌رخ عرضی تنگ‌ها با شیب دوگانه حاکی از آن است که در آغاز، فرودهای مقابل هم به شکل یک دره‌ی V و باز، محلی برای عبور رود از یک ناودیس به ناودیس دیگر بوده است؛ اما بر اثر حرکات تکتونیکی و بلندشدگی شدید بعد از پلیوسن[3] رودهای مذکور به حفر تاقدیس‌های در حال بلند شدن پرداخته و سرانجام اشکوب تحتانی تنگ‌ها با

1. Canyon Scenery
2. Slot – Like defile
3. Post – Pliocene

جداره‌های پر شیب را خلق نموده‌اند. این شکاف‌ها توسط جریان‌های قوی که از زاگرس به سوی حوضه خلیج فارس جاری شده به وجود آمده‌اند (زمردیان، ۱۳۸۷، ۲۳۰ به نقل از ابرلندر). آنومالی‌های زه‌کشی زاگرس را می‌توان به دو صورت متمایز تحلیل کرد. یکی جهت رودخانه‌های اصلی[1] (بدنه) و دیگری انشعابات بزرگ و کوچک آن‌ها که به نظر می‌رسد هر کدام از آن‌ها یک محدوده‌ی مستقل داشته باشند. شبکه زه‌کشی انشعابات در بیش از دو سوم برش‌های عرضی آنتی‌کلینال زاگرس مرکزی ظاهراً یک سیستم ترلیس (داربستی) را ایجاد نموده و برخی از تماشایی‌ترین گردنه‌ها[2] را در ناحیه خلق کرده‌است. اکثر این تنگ‌ها[3] در واقع آنتی‌کلینال‌های بکر و دست نخورده مرکب از آهک‌های نهشته شده در ژئوسنکلینال زاگرس (آهک‌های آسماری الیگوسن - میوسن) را قطع کرده‌اند. اجزای اصلی شبکه‌ی انشعابی فقط تا ۲۰ مایل از عرض برجستگی تاقدیسی (چین‌خورده) امتداد می‌یابند و معمولاً توسط یک یا چند چرخش ۹۰ درجه‌ای مشخص می‌شوند. بسیاری از این انشعابات موقتی هستند (فیشر، ۱۹۶۸). وجود یک پیوستگی و ارتباط خاص بین ساختمان و سنگ‌شناسی زاگرس‌خارجی به ناچار موجب تحمیل جریان‌های عرضی به سیستم اوروژنیک شده است. به طور کلی، تعدادی تنگ‌های شگفت‌آور را که تاکنون به عمل تطابق[4] یا آنتسدانس[5] نسبت داده شده‌اند، پدید آورده‌اند (فیشر به نقل از ابرلندر، ۱۹۶۸). در اغلب موارد قسمت پایین تنگ‌ها به صورت دره‌هایی با دیواره‌هایی عمودی به ارتفاع ۳۰ تا ۶۰ متر دیده می‌شود؛ ولی در بالاتر از آن شیب دیواره کم و بیش کمتر است؛ از این رو بسته به این‌که در قسمت پایین دامنه‌ی تنگ‌ها عمودی و در بالادست، مستقیم، محدب یا مقعر باشند، با تنگ‌هایی از نوع عمودی در دره با دیواره‌ی مستقیم[6]، تنگ عمودی در دره با دیواره‌ی مقعر[7] و یا تنگ عمودی در دره با دیواره‌ی محدب[8] سر و کار خواهیم داشت (ابرلندر، ۱۳۷۹).

1. Trunk stream
2. Defile
3. Gorge
4. Superposition
5. Antecedence
6.vertical-in-straigt-walled gorge
7. vertical-in-concave walled gorge
8. vertical-in- convex walled gorge

به طور کلی، تشکیل تنگ‌ها در استان لرستان با توجه به فرضیه‌ی پیشینه رود قابل توجیه است. تنگ‌های لرستان با نشانه‌های سیستم زه‌کشی ناموزون و عدم انطباق از اختلاف مسیر شبکه‌ی آب‌ها نسبت به ساختمان زمین‌شناسی یا نظم و ترتیب آن‌ها حاصل می‌شوند. در این میان اصلی‌ترین نقش را در تشکیل این تنگ‌ها در لرستان رودخانه‌های کشکان، سیمره و سزار بر عهده دارند. همچنین بعضی از تنگ‌های لرستان در اثر افزایش بارندگی و پارگی دریاچه‌های قدیمی به وجود آمده‌اند. رودخانه‌ی کشکان با قطع یک سری شش‌تایی از تاقدیس‌های فرسایش یافته در ۱۰ نقطه که به طور جانبی در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند، از کمربند چین‌خوردگی عبور می‌کند. از ۶ تاقدیس، پنج رشته‌ی آن کمابیش از بخش مرکزی شکافته شده است که هر شکافتگی جهتی متفاوت با شکافتگی‌های مجاور دارد. همه‌ی تنگ رودهای پایین‌تر از خرم آباد از نوع دره‌ای باریک هستند. همچنین رودخانه‌ی سیمره با دره‌ی تنگ پیچ و خم‌دار که دیواره‌ای از لایه‌های آهکی را میان مجرای آب و جلگه‌ی ناودیسی پهناور تشکیل می‌دهد، به سوی دامنه‌ی آن تاقدیس پیشروی می‌کند. این بریدگی‌ها تنها مسیر جریان را افزایش می‌دهند و در سه قسمت باعث قطع شدن دامنه‌ی پایین دستیِ رودخانه می‌شوند. در نتیجه، ناودیس‌های باز به صورت متروکه درمی‌آیند و رودخانه در برش‌های تاقدیسی به مسیر خود ادامه می‌دهد. در این بخش، سیمره چهار شاخه‌ی جانبی کوچک را دریافت می‌کند که هفت تاقدیس دیگر را می‌بُرَند و همچنین شاخه‌ی بزرگ‌تری به نام چمرود به سیمره می‌پیوندد. این شاخه، چهار تاقدیس فرسایش یافته و یک تاق بزرگ و سالم را می‌شکافد. شاخه‌ی دست راستی چناره، کوه چرمین را توسط تنگ‌ترین گردنه‌های زاگرس که عبارت از یک شکاف عمودی دیدنی با دیواره‌های ناهموار است، به دو قسمت تقسیم می‌کند. شاخه‌ی دیگر رودخانه‌ی سیمره، تاقدیس کوه کولجار را در جهت شمالی قطع می‌نماید و مسیر خود را از میان همان کوه در یک کیلومتری سیمره به سمت جنوب در پیش می‌گیرد. رودخانه‌ی سزار نیز در طی مسیر خود بخشی از واحدهای چین‌خورده سنومانین را به طور عمودی و بقیه را به طور مورب قطع می‌کند (ابرلندر، ۱۳۷۹).

برخی از مهم‌ترین تنگ‌های لرستان که به وسیله‌ی رودخانه‌های مذکور و در اثر پارگی دریاچه‌های قدیمی تشکیل شده‌اند عبارت‌اند از: تنگ شبیخون، تنگ ملاوی،

تنگ معشوره، تنگ سیاب، تنگ آستان، تنگ هفت و تنـگ خسـروآباد (جـدول ۷-۲ و شکل ۷-۱۸).

شکل ۷-۱۸- تصویر ماهواره‌ای از تنگ ملاوی

۷-۳-۲- دره‌های فرعی (رو یا رُوز)

در زاگرس دو نوع دره به چشم می‌خورد؛ یک نوع آن‌هایی هسـتند کـه در محـل فـرود محورها حفر شده و فرسـایش قهقرایـی آن‌هـا را بـر فـراز تاقـدیس و در امتـداد محـور چین‌خوردگی‌ها گسترش داده است نمونه‌ی دیگر دره‌های فرعی آن‌هایی هستند که بـر روی یال تاقدیس‌ها و عمود بر ناودیس‌ها به وجود آمده‌اند. در این حالت بـر اثـر جریـان آب روی یال تاقدیس‌ها، به تدریج دره‌های فرعـی کوچـک و بـزرگ منطبـق بـر شـیب لایـه‌هـای سـاختمانی و بـه صـورت جریـان‌هـای کونسـکانت[1] ظـاهر شـده‌انـد کـه در ناهمواری‌های ژورایی بـه «رو» یـا «روز[2]» معروفنـد (زمردیـان، ۱۳۸۷). در لرسـتان در مسیر خرم‌آباد - پل‌دختر تعداد زیادی از دره‌های فرعی تشکیل شده بر اثـر جریـان آب روی یال تاقدیس‌ها به چشم می‌خورد.

1 Consequent
2. Ruz

جدول ۷-۲- ویژگی‌های برخی از مهم‌ترین تنگ‌های لرستان

نام تنگ	موقعیت	نوع رسوبات	طول تنگ	عرض تنگ	شکل تنگ	ارتفاع تنگ از سطح دریا	ارتفاع تنگ	رودخانه‌ی تشکیل دهنده
تنگ شبیخون	کوه کمر سیاه در شمال شهر خرم‌آباد	سازند امیران، کنگلومرا، شیل، ماسه تشکیل شده در زمان کرتاسه بالایی و پالئوسن	۲/۷ کیلومتر	در ابتدای تنگ ۲۳۲ متر، در میانه‌ی تنگ ۱ کیلومتر، در خروجی تنگ ۱۵۲/۳ متر	U شکل	۱۲۸۰ متر	۵۲۰ متر	حرکات تکتونیک و پیشینه رود رودخانه خرم‌آباد یکی از سرشاخه‌های کشکان
تنگ ملاوی	تاقدیس سرکان در شمال شرقی پل‌دختر	از رسوبات میان لایه لایه‌ای گروه بنگستان تفکیک نشده شامل سنگ آهک و شیل با هسته‌ی شیل و مارن خاکستری متمایل به آبی همراه با سنگ آرژیلی نازک لایه به صورت میان لایه‌ی آهک تشکیل شده در زمان کرتاسه بالایی تا پالئوسن زیرین	۴۱۰ متر	۱۹۷ متر که هسته‌ی آن از سنگ‌های نرم تشکیل شده است عرض تنگ در بخش پایه تا حدی توسعه پیدا کرده است و جاده از داخل تنگ عبور کرده است.	U شکل	۷۱۵ متر	۸۵۵ متر	حرکات تکتونیک و پیشینه رود رودخانه کشکان
تنگ معشوره	تاقدیس کوه سفید در شمال غرب شهرستان خرم‌آباد	شیل و مارن خاکستری متمایل به آبی همراه با سنگ آرژیلی نازک لایه به صورت میان لایه آهک تشکیل شده در زمان کرتاسه بالایی تا پالئوسن زیرین	۴۷۹ متر	۶۹ متر	Vشکل	۱۳۱۵ متر	۶۱۱ متر	حرکات تکتونیک و پیشینه رود رودخانه کشکان
تنگ سیاب	کوه داگله و کوه گور در غرب بخش کوهنانی، شهرستان کوهدشت	مارن و آهک تشکیل شده در زمان الیگوسن	۲ کیلومتر	۱۱۴ متر	V شکل	۹۳۵ متر	۱ کیلومتر	در اثر فشار آب دریاچه قدیمی گراب و انحلال آهک و پاره شدن آب دریاچه تشکیل شده است.
تنگ آستان	یک رگه در شمال شرقی کوهنانی، شهرستان کوهدشت	سنگ‌های آسماری و شهبازان تفکیک نشده تشکیل شده در زمان ائوسن و الیگوسن	۴۰۰ متر	۱۲۲ متر	V شکل	۱۳۰۰ متر	۴۱۶ متر	پارگی دریاچه در اثر انحلال
تنگ هفت	تاقدیس تاکستان در جنوب شرقی شهرستان خرم‌آباد	سازند پابده و سازند گورپی تفکیک نشده اواخر کرتاسه و اویل پالئوسن	۳/۶۱ کیلومتر	۱۶۷ متر	Vشکل	۶۸۲	۱/۸۹ کیلومتر	حرکات تکتونیک و پیشینه رود رودخانه سزار
تنگ خسروآباد	کوه سولابه سمت راست و کوه خیاران سمت چپ در شمال شرقی کوهنانی، شهرستان کوهدشت	شیل‌ها و چرت‌های رادیولاریت دار تشکیل شده در زمان کرتاسه	۱ کیلومتر	۲۶۶ متر	V شکل	۱۱۰۶ متر	۵۱۰ متر	پارگی دریاچه در اثر انحلال

۷-۳-۳- هوگ‌بک‌ها

هوگ‌بک شکل خاصی از طبقات تک شیب با شیب زیاد است و در نوشته‌های جغرافیایی ایران عموماً به آن تیغه گفته می‌شود. به اشکال مشابه که شیب لایه‌های آن کم باشد کواستا می‌گویند. کواستا به عوارض تک شیب با شیب کم‌تر از ۱۵ درصد گفته می‌شود. به طبقاتی که دارای شیب بیشتر از ۱۵ درصد باشد هوگ‌بک (تیغه) می‌گویند. این اصطلاح به وسیله‌ی آقای تئودور ابرلندر یکی از برجسته‌ترین ژئومورفولوژیست‌های آمریکایی در تشریح اشکال ناهمواری‌های زاگرس میانی به‌کار گرفته شد. پس از این‌که فرسایش آب، لایه‌های سخت آهک پهلوی تاقدیس در امتداد طبقات را شکافته است، لایه‌های سست زیرین را تعقیب کرده و به تدریج در آن محل دره‌ی عمیقی به وجود آورده است. اصولاً اشکال هوگ‌بک یا تیغه‌ی پرشیب در زاگرس میانی در چنین حالتی پدید آمده‌اند (علایی طالقانی، ۱۳۸۰). با توجه به آهکی و مارنی بودن ناهمواری‌ها و به علت فرسایش آبی که پهلوی تاقدیس‌ها را در امتداد طبقات شکافته و در محل، دره‌های عمیقی به وجود آورده است، هوگ‌بک‌های زیادی در استان لرستان شکل گرفته است (شکل ۷-۱۹).

شکل ۷-۱۹- تصویر یک هوگ‌بک در کبیرکوه

۷-۳-۴- دره‌ی تاقدیس (کمب)

دره‌ی تاقدیس یا میان تاق در محل لولای تاقدیس ایجاد می‌شود و اگر طبقات سست ضخیم باشد، به سرعت توسعه می‌یابد. ایجاد شکاف طولی در سقف تاقدیس هنگام چین خوردگی، افزایش فرسایش جانبی توسط جریان آب‌ها در امتداد فرود محوری و عملکرد فرسایش دامنه‌ای به صورت ریزش و لغزش سبب توسعه میان تاق‌ها می‌شود (محمودی، ۱۳۸۷، ۶۹). یکی از دره‌های تاقدیسی که در لرستان ایجاد شده است، در شمال غربی شهر پل‌دختر به مختصات جغرافیایی ۳۳ درجه و ۱۴ دقیقه و ۲۱ ثانیه تا ۳۳ درجه و ۲۳ دقیقه و ۱۵ ثانیه عرض جغرافیایی شمالی و ۴۷ درجه و ۳۵ دقیقه و ۹ ثانیه تا ۴۷ درجه و ۵۴ دقیقه و ۵۳ ثانیه طول جغرافیایی شرقی قرار گرفته است. این دره در لولای تاقدیس سرکان شکل گرفته است. این تاقدیس با جهت شمال غربی جنوب شرقی از سنگ‌های آهک آرژیلی نازک و شیل‌های آهکی اواخر پالئوسن و اوایل ائوسن با هسته‌ی سنگ‌سیلتی[1] و ماسه‌سنگ‌های قهوه‌ای با کنگلومرای چرت‌دار و سنگ‌های آهکی اواخر کرتاسه و اوایل پالئوسن تشکیل شده است.

سیستم زه‌کشی ناموزون و عدم انطباق مسیر شبکه‌ی رودخانه‌ی کشکان (که به سمت خلیج فارس در جریان است) نسبت به ساختمان زمین‌شناسی منطقه و همچنین حرکات تکتونیکی و بلندشدگی شدید بعد از پلیوسن[2] رود مذکور به حفر تاقدیس‌سرکان که در حال بلند شدن بود منجر شد و سرانجام باعث برش تاقدیس مذکور و ایجاد تنگ ملاوی گردید. بعد از برش تاقدیس، شبکه‌های آبراهه‌ای در لولای تاقدیس وارد عمل شدند و به صورت قهقرایی باعث فرسایش تاقدیس مذکور به صورت طولی و ایجاد دره‌ی تاقدیسی شدند. در اثر فرسایش به وسیله‌ی شبکه‌های طولی در لولای تاقدیس و مادری رودخانه‌ی کشکان و رسوب‌گذاری آن در اثر کم شدن سرعت آب یک جلگه‌ی رسوبی به نام خلج در غرب کمب تشکیل شده است که فعالیت کشاورزی کمی در آن رواج دارد (شکل ۷-۲۰).

1. Siltstone
2. Post – Pliocene

شکل ۷-۲۰- تصویر ماهواره‌ای از کمب ایجاد شده در تاقدیس سرکان

۷-۳-۵- غارها

غارها در استان لرستان در اثر انحلال و خورندگی در سنگ‌های آهکی پدید آمده‌اند. نهشته‌های کربنات کلسیم یا آهک به صور گوناگون و بسیار زیبایی در بعضی از این غارها به چشم می‌خورد که معمول‌ترین آن‌ها استالاگمیت و استالاکتیت است. مانند غار قاژه (مغار) در جنوب شرقی کوه یافته که در داخل این غار تعدادی استالاکتیت و استالاگمیت دیده می‌شود. یا در مرحله‌ی اولیه‌ی شکل‌گیری ناهمواری‌ها به وسیله‌ی درز یا شکاف‌های زمین‌ساختی تشکیل شده یا بر حسب مقتضیات زمان به عنوان سر پناه توسط انسان‌ها ساخته شده‌اند؛ مانند غار کوگان در ۸ کیلومتری جنوب خرم‌آباد که به دست انسان در دل کوه کنده شده است و طی قرون متمادی به عنوان محل سکونت استفاده می‌شده است. این غار، دو طبقه و دارای راهروها و اتاق‌هایی است.

در دوره‌ی یخچالی ورم، مناطقی که ارتفاع آن‌ها بیش از ۲۰۰۰ متر بوده است، به دلیل وجود سرما و یخبندان موقت تا دائمی شرایط مطلوبی برای زندگی انسان‌ها نداشته‌اند و انسان‌هایی که در این دوره زندگی می‌کرده‌اند، در ارتفاعات پایین‌تر از این حد و در غارها ساکن بوده‌اند و از طریق گردآوری خوراک، صید ماهی و شکار حیوانات

زندگی گذرانده‌اند. از جمله‌ی آن، غار شانیدر در بخش شمالی کوه‌های زاگرس در کوه‌های معروف "برادوست" در کردستان است. از این مکان نُه اسکلت مربوط به این دوره به‌دست آمده است. این غار در واقع مهم‌ترین اسکلت نئاندرتال را در خاورمیانه در عمق هشت متری رسوبات خود حفظ کرده بود که به طور بسیار دقیق توسط دکتر اریک ترینکوس[1] مورد مطالعه قرار گرفت. سن این اسکلت‌ها بین ۵۰ تا ۶۰ هزار سال و متعلق به فرهنگ موستری[2] تشخیص داده شده است، شباهت این اسکلت‌ها به انسان امروزی بسیار زیاد است (رفیع فر، ۱۳۷۳). قدیمی‌ترین آثار زندگی گروه‌های پراکنده‌ی انسانی در لرستان، در محلی به نام پل باریک در کرانه‌ی رودخانه سیمره به دست آمده است. قدمت این آثار را برخی به دوره‌ی آشولین[3] (۸۰ هزار تا ۱۰۰ هزار سال قبل) نسبت می‌دهند. آثار سکونت انسان پیش از تاریخ در غارها و پناهگاه‌های متعددی به دست آمده که برخی از آن‌ها با نقاشی‌های دیواری تزیین شده‌اند.

مقوله‌ی غارها در استان لرستان با سایر مناطق کشور تفاوت‌هایی بسیار چشم‌گیر دارد و این از آن جهت است که این مظاهر طبیعی عمدتاً جولانگاه عرضه‌ی میراث غنی فرهنگی منطقه و بلکه این مرز و بوم شده است. بیشتر غارهای استان با پیشینه‌ی تاریخی این خطه از کشور عجین شده است؛ به نحوی که برای پیدا کردن ریشه‌های کهن فرهنگی باید نقبی بدین جلوه‌های زیبای طبیعی زد. این که مظاهر طبیعی را با جلوه‌گاه‌های فرهنگی می‌توان توأماً به منصه‌ی ظهور گذاشت خود از امتیازات ویژه‌ی استان لرستان به‌شمار می‌آید. غارهای مسکون دره‌ی خرم‌آباد، از جمله غارهای یافته، پاسنگر، کنجی، ارجنه و اشکفت قمری حاوی آثار زندگی انسان غارنشین در دوره‌های موسترین است و بر اساس آزمایش رادیوکربن در غار کنجی قدمت آثار از ۴۰ الی ۵۰ هزار سال است (گرانتوسکی،۱۳۶۱:۲۵). بهترین اطلاعات راجع به سکونت و نحوه امرار معاش انسان‌های اواخر پلیستوسن (دوره‌ی چهارم زمین‌شناسی) مربوط به دره خرم‌آباد لرستان در جنوب‌غربی ایران است (هول،۱۳۵۲).

1. Erik Trinkaus
2. Mousterian
3. Acheulian

همچنین غار برد سفید در ۲ کیلومتری شمال همیان کوهدشت واقع شده است. در این منطقه سه غار کوچک به این نام وجود دارد. در این غار آثاری مربوط به دوره پالئولیتیک کهن دیده شده است که از فرهنگ دوره‌ی موستریـن[۱] حکایت می‌کند. آثار شگفت‌انگیز دوران هخامنشی نیز از غار کلماکره (پل‌دختر) به دست آمده است. دوران مفرغ که از هزاره‌ی سوم قبل از میلاد پدید آمده به عنوان یکی از درخشان‌ترین دوره‌های تمدن بشری در ایران و جهان به ثبت رسیده است. بر دیوارهای غار دوشه[۲] نقاشی‌هایی به چشم می‌خورد که بیانگر بخش دیگری از تاریخ سکونت بشر در این خطه از سرزمین ایران است. نقاشی‌های غار دوشه از تجسمی کامل‌تر برخوردار است و رزم انسان‌ها به صورت گروهی تن به تن و سواره و پیاده قدرت تخیل هنرمندان این دوره را مشخص می‌سازد (شکل ۷-۲۱).

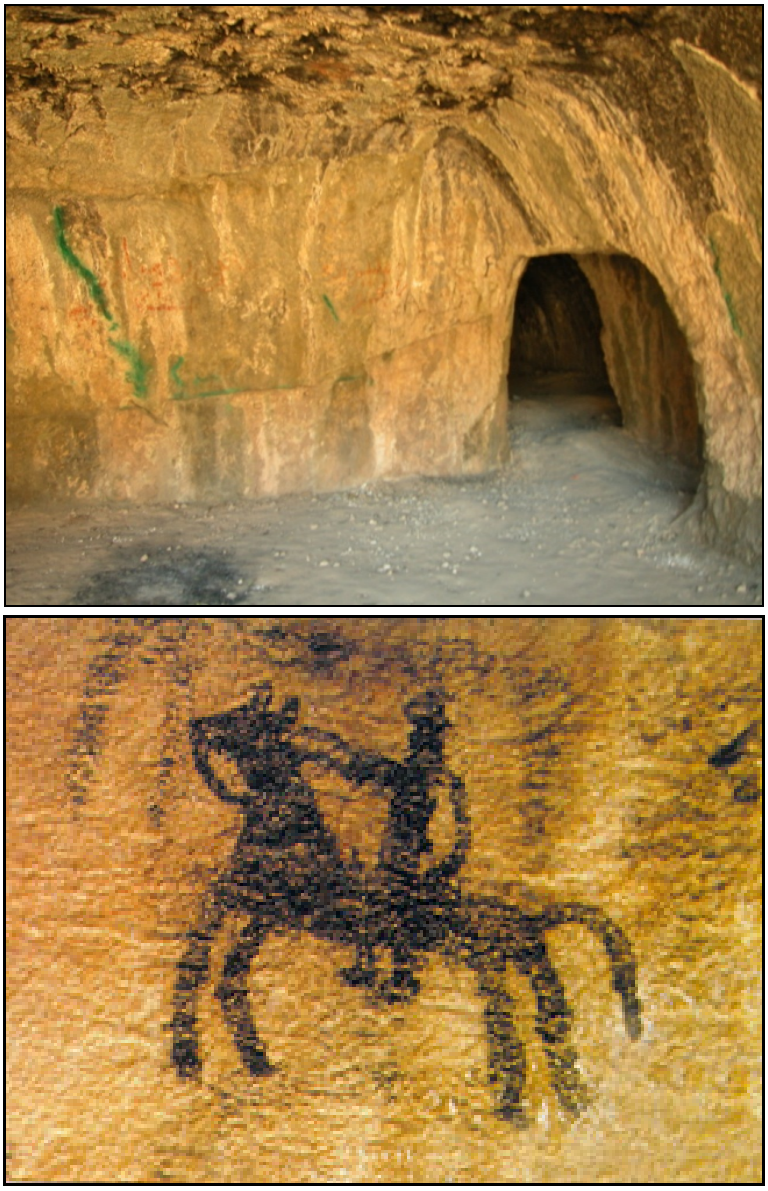
۷-۳-۶- لاپیه‌ها

انحلال آهک و فرسایش کارستی یکی از جنبه‌های فرسایش در قلمرو زاگرس است. در زاگرس شمال غرب به‌ویژه زاگرس مرتفع فرسایش کارستی در شرایط اقلیمی کنونی نیز فعال است. با این حال گسترش اشکال کارستی در سراسر زاگرس نشان‌دهنده‌ی حاکمیت این نوع فرسایش در سطحی وسیع در دوره‌های سرد و مرطوب پلیستوسن است. از نظر ویژگی‌های سنگ‌شناسی نیز در امتداد زاگرس مرتفع، آهک‌های توده‌ای مربوط به دوران دوم (کرتاسه) و در زاگرس چین‌خورده، نخست آهک آسماری و سپس آهک گروه بنگستان از نظر ایجاد رخساره‌های کارستی نقش بیشتری دارند (علایی‌طالقانی، ۱۳۸۰). یکی از اشکال کارستی لاپیه‌ها هستند.

---

۱. تمدن پارینه‌سنگی یا پالئولیتیک که از ۷۰۰ هزار سال پیش تا ۲۰ هزار سال پیش ادامه داشته است. در این دوره، به تراش سنگ‌ها بتدریج به صورت ظریف‌تر و برای مصارف مخصوص صورت گرفت. موستریـن همزمان با انسان‌های نئاندرتال است.

2 .Do Sha - دو شاه



شکل ۷-۲۱- تصویری از دهانه ورودی غار کوگان
و نقاشی‌های روی دیواره‌ی غار دوشه

لاپیه‌ها شیارها یا حفره‌های کوچک و سطحی با ابعاد دسی‌متری هستند. مهم‌ترین نوع آن‌ها لاپیه‌های خطی است که در جهت شیب توپوگرافی ظاهر می‌شوند. اگر ترک یا شکاف سنگ‌ها متقاطع باشد؛ آن‌ها را لاپیه‌های شطرنجی می‌نامند. در صورت وجود فرسایش شدید تیغه‌ها به صورت کنده درخت نمایان می‌شوند. اگر حفره‌ها کم و بیش مدور باشند آن‌ها را لاپیه‌ی کندوئی و اگر کف آن‌ها پهن باشد آشیان ماکیان نامیده می‌شوند. در مناطق آهکی اشکال کارستی به مراتب بیشتر از دولومیت‌ها (کربنات مضاعف کلسیم و منیزیم) است (محمودی،۱۳۸۷).

از نظر رخساره‌های کارستی، تخته‌سنگ‌های بسیاری از کوه‌های لرستان به صورت حوضه‌ی وسیعی از عملکرد لاپیه‌ها درآمده‌اند. لاپیه‌های خطی و دندانه‌دار در تخت خان در غرب دورود و لاپیه‌های مدور در کوه‌های غرب و جنوب خرم‌آباد و جنوب لرستان کبیرکوه به وفور یافت می‌شود (شکل ۷-۲۲).

۷-۳-۷- آبشارها

تندآب‌ها و آبشارها، یکی از اشکال ژئومورفیک مهم و برهم‌زننده‌ی نیم‌رخ تعادل در امتداد دره‌ی رودهای ایران هستند. از نظر منشأ تشکیل، آبشارها متنوع هستند. برخی از آن‌ها بر اثر ساختمان زمین و حرکات تکتونیکی شکل گرفته، تحت عنوان آبشارهای پرتگاه گسلی قرار می‌گیرند.

شکل ۷-۲۲- تصویر از لاپیه‌های دامنه‌ی سفیدکوه خرم‌آباد

گروهی دیگر از نوع آبشارهای غیر گسلی هستند و غالباً در حوضه‌های کارستی پدید آمده‌اند (زمردیان،۱۳۸۰). در استان لرستان به‌خصوص در قسمت زاگرس مرتفع دره‌های عمیق زیادی در سطح کوه‌ها دیده می‌شود که نشان‌دهنده‌ی فرسایش انحلالی آب در امتداد درزها و شکاف‌های تکتونیکی است. اکثر این دره‌ها معلق هستند و در محل خروج از کوهستان به پرتگاهی بلند ختم می‌شوند و باعث ایجاد آبشارهای زیبایی در جنوب شرقی استان لرستان شده‌اند (شکل ۷-۲۳). در جدول ۷-۳ به پراکندگی آبشارهای استان لرستان پرداخته شده است.

جدول ۷-۳- پراکندگی آبشارهای استان لرستان

الیگودرز	پل‌دختر	خرم‌آباد	دلفان	دورود
آبشار آب‌سفید	آبشار افرینه	آبشار نوژیان	غسلگه	آبشار بیشه
آبشار چکان دهقادی		آبشار گریت	آبشار وسیله	آبشار دره اسپر
آبشار تیندر		آبشار وارک		آبشار شوی (تله‌زنگ)
آبشار لوچ		آبشار مخمل‌کوه		
آبشار مبارک آباد				
آبشارهای دورک				
آبشار چونگ شنه				

مأخذ: سازمان ایرانگردی و جهانگردی استان لرستان ۱۳۹۰

شکل ۷-۲۳- تصویری از آبشار تله زنگ (بیشه) در شهرستان دورود

مأخذ: سازمان گردشگری استان لرستان

۷-۳-۸- چشمه‌ها و سراب‌ها

با توجه به خواص هیدرودینامیکی سازندهای مختلف و عوامل و رخدادهای زمین‌شناسی و تکتونیکی عوامل مختلف کارستی شدن در سازندهای به‌خصوص آهکی و با توجه به زون چین‌خورده‌ی زاگرس و به وجود آمدن چین‌خوردگی‌هایی در امتداد شمال غربی، جنوب شرقی و به وجود آمدن تخلخل‌های مختلف از نوع درز و شکاف و تخلخل‌های انحلالی آهک‌ها، در مجموع، پدیده‌ی کارست عمل نموده و آب‌های نفوذی که آبخوان‌های کارستی را تشکیل داده‌اند، باعث به وجود آمدن چشمه‌های کارستی خوب شده‌اند. با توجه به مظهر چشمه‌ها و گسترش طبقات آهکی، کرتاسه بخصوص چشمه‌های شهر خرم‌آباد بزرگ‌ترین آبخوان کارستی تشکیل شده در تاقدیس سفید کوه خرم‌آباد است که تعدادی از یال شمالی و تعدادی از دماغه‌ی تاقدیس در محل خرم‌آباد و بعضی از یال جنوبی آن خارج می‌شوند. این آبخوان از آهک‌های گروه کرتاسه (بنگستان) مخصوصاً سروک و ایلام که در حد خوبی کارست شده‌اند، نشأت می‌گیرند. این چشمه‌ها شامل گرداب سنگی، گرداب دارایی، چشمه مطهری و سراب گلستان هستند و چشمه یا سراب کیو مخصوصاً از کارست ایلام و یا گورپی سرچشمه می‌گیرد که از تاقدیسی در شمال شرق سفیدکوه است (شکل ۷-۲۴).

شکل ۷-۲۴- نمایی از سراب کیو در شهر خرم‌آباد

مأخذ: سازمان گردشگری استان لرستان

چشمه‌ی سراب رباط نیز با بیش از ۴۰ میلیون مترمکعب تخلیه در سال، آب آبخوان کارستی آهک‌های سازند سروک در شمال شرقی خرم‌آباد (تاقدیس کوه چک‌ریز) در شمال شرق ده رباط و چشمه‌ی سراب ماهی بازان نیز آب آبخوان آهکی سازند آسماری- شهبازان در جنوب ده رباط نمکی را تغذیه می‌کند آب این چشمه از امتداد لایه‌بندی طبقات آهکی بستر رودخانه‌ی رباط خارج و تخلیه می‌گردد. همین‌طور چشمه‌ای نیز بین تنگ شبیخون و چشمه‌ی ماهی بازان قرار دارد که آب آبخوان آهکی سازند تله زنگ را نیز به داخل رودخانه رباط تخلیه می‌نماید. همچنین چشمه‌ی سراب روستای آب تلخ، آبخوان کارستی سازند آسماری- شهبازان در شمال این روستا را تخلیه می‌نماید. در جدول ۷-۳ به پراکندگی چشمه‌ها و سراب‌های استان لرستان پرداخته شده است.

جدول ۷-۳- پراکندگی چشمه‌ها و سراب‌های استان لرستان

الیگودرز	**سراب غار تمندر، سراب گردکانک ، سراب ماهی چال، سراب خرسیان ، سراب گایکان، سراب سردره، سراب رودآب، سراب دورک**
دورود و ازنا	**سراب چشمه رودک، چشمه قل قل**
بروجرد	**سراب جانیزه، سراب زِرشکه، سراب سفید، سراب زارِم، سراب کرتول، چشمه وِنایی، چشمه دره خونی، چشمه هفت تپه، چشمه اِسِل**
خرم‌آباد	**سراب کیو، چشمه‌های آب ارم (سراب گلستان)، گرداب دارایی، سراب شَوا ، سراب یاس، سراب چنگائی (سراب نیلوفر) سراب کرتول، گرداب سنگی (گرداب بردینه**
دلفان	**سراب غسلگه، سراب پیردوسی، سراب دولیسکان، سراب ونایی، سراب سنگر، سراب قمش، سراب تاج امیر**
سلسله	**سراب کهمان، سراب هنام، سراب زز، چشمه کیان**
کوهدشت	**آب‌گرم، گرخشاب**

مأخذ: سازمان ایرانگردی و جهانگردی استان لرستان ۱۳۹۰

فصل هشتم

زمین‌چهرهای مستوی لرستان

اگرچه از دشت‌ها به عنوان زمین‌چهر هموار یاد می‌شود؛ ولی همواره از نظر ژنتیک همه‌ی دشت‌ها یکسان نیستند. از مجموع یازده دشت طبقه‌بندی شده (دشت طغیانی، دشت سیلابی، دشت مخروط‌افکنه‌ای، دشت دریاچه‌ای، جلگه‌های ساحلی، دشت‌های یخچالی، دشت سرها، دشت میان‌کوهی، دشت پلایایی، دشت دلتایی، دشت آبرفتی) از دیدگاه ژنتیکی چند نوع از آن‌ها به عنوان سطوح مستوی مطرح‌اند. به طور عام می‌توان گفت دشت‌هایی که به واسطه‌ی رسوب‌گذاری در محیط آب‌های راکد به وجود می‌آیند از این نوعند. این دشت‌ها غالباً شیب بسیار اندکی دارند و سطح بدون عارضه را به وجود می‌آورند که از نظر نفوذپذیری عقیم و دارای بافت سیلتی رسی‌اند (رامشت، ۱۳۸۵). در استان لرستان اکثر دشت‌ها حاصل دخالت زمین‌ساخت (دشت‌های میان‌کوهی) و جزء سطوح مستوی هستند.

دشت‌های ساختمانی به آن دسته از سرزمین‌های هموار گفته می‌شود که علت وجودی آن‌ها دخالت زمین‌ساخت به شکل‌های مختلف است. با توجه به نحوه‌ی عملکرد زمین‌ساخت (چین‌خوردگی و شکستگی) یا عکس‌العمل ساختمان سنگ در مقابل نیروهای درونی، انواع مختلفی از این نوع دشت‌ها را در داخل ایران می‌توان یافت. اکثر دشت‌های موجود در استان لرستان، دشت‌های ناودیسی هستند. سطح این نوع از دشت‌ها منطبق بر ساختمان ناودیس است. عوامل فرسایش به‌خصوص آب‌های روان، در طول کواترنر، مواد تخریبی فراوانی در داخل ناودیس‌ها تخلیه کرده و آن‌ها را به صورت دشت‌های مسطح کنونی تغییر شکل داده است.

از نظر شکل، دشت‌های ناودیسی عموماً حالت کشیده و طولی دارند. امتداد این نوع دشت‌ها در ارتباط با امتداد محور چین‌های حاشیه و به موازات آن‌هاست. نیروهای فشاری وارد بر فلات ایران از طریق پلاتفرم عربی از جنوب غربی به طرف شمال شرقی و پلاتفرم توران اعمال شده است؛ در نتیجه اکثر دشت‌های ناودیسی در امتداد شمال غربی - جنوب شرقی کشیده شده‌اند. عرض دشت‌های ناودیسی به انبساط و فشردگی چین‌ها بستگی دارد. در صورتی که انبساط چین‌ها زیاد باشد، دشت‌های وسیعی به وجود آمده و بر عکس هنگامی که چین‌ها فشرده شده‌اند، دشت‌های ناودیسی باریک شده‌اند (علایی‌طالقانی، ۱۳۸۰).

بدین‌ترتیب در اوائل دوران چهارم، کوه‌های ایران به مراتب بلندتر و خشن‌تر از عصر حاضر بوده و چاله‌ها هم به مراتب ژرف‌تر و تنگ‌تر از زمان فعلی بوده‌اند؛ ولی بر اثر فرسایش در طول کواترنر توده‌های مرتفع و کوهستانی کم ارتفاع‌تر و کم حجم‌تر و چاله‌ها نیز کم عمق‌تر و عریض‌تر شدند. بسته به میزان قدرت آب‌ها و فراوانی آبرفت‌های آن‌ها، گاهی سراسر چاله‌ها از این مواد انباشته شده است. این دشت‌ها گاهی مستقل بوده (دشت کرگاه در خرم‌آباد) و توسط حصار کوهستانی از هر طرف احاطه شده‌اند (زمردیان، ۱۳۸۷).

قرار گرفتن دشت‌ها در بین رشته‌کوه‌های زاگرس و ایجاد حوضه‌های بسته، شرایط مساعدی برای ایجاد دریاچه‌ها به وجود آورده است. پس از تثبیت ساختمان زمین‌ها و ناهمواری‌های ژورایی و استقلال حوضه‌های آبگیر، تجمع آب‌های روان در محل چاله‌های ناودیسی به شکل دریاچه‌های متعدد کوچک و بزرگ درآمده و به این ترتیب در طی کواترنر و ابتدای دوران چهارم، چین‌خوردگی‌های زاگرس شاهد پیدایش دریاچه‌های فراوانی بوده است که توسط خط‌الرأس تاقدیسی‌ها از یکدیگر جدا افتاده بودند. فراوانی نسبی آب‌های ورودی به‌ویژه در طول دوره‌های مرطوب کواترنر موجب بالا آمدن سطح آب دریاچه‌ها شده است؛ تا حدی که با سرازیر شدن آب دریاچه امکان خروج آن از طریق فرود محور تاقدیس‌ها فراهم آمده است (زمردیان به نقل از محمودی، ۱۳۸۷). دریاچه‌های قدیمی تشکیل شده در دشت‌های میان‌کوهی استان لرستان در طی کواترنر و ابتدای دوران چهارم، با چنین مکانیزمی به وجود آمده‌اند.

علائم و نشانه‌هایی که بر روی نقشه‌های توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ منطقه وجود دارد وجود دریاچه را در تعدادی از دشت‌های استان لرستان اثبات می‌کند. این علائم عبارتند از:

۱- نقاط ارتفاعی منفرد

۲- وجود آبراهه‌های دوشاخه‌ای

۳- تغییر ناگهانی فرم خطوط تراز به سینوس‌های پنجه‌ای.

۱ـ نقاط ارتفاعی منفرد

در نقشه‌های توپوگرافی به جای ترسیم خطوط تراز، به دادن رقوم ارتفاعی منفرد اقدام شده است. این امر نشان از آن دارد که سطوح مورد نظر در فرآیند عملکرد آب‌های ساکن یا راکد تکوین یافته است؛ زیرا در بستر آب‌های راکد اولاً شیب‌های بسیار آرام تکوین می‌یابد و ثانیاً رسوبات بسیار ریزدانه خواهد بود (رامشت، ۱۳۸۵). با توجه به نقشه‌های توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ منطقه، شیب بسیار آرامی در دشت‌های استان وجود دارد. همچنین رسوبات بسیار ریزدانه‌ای در بستر آب‌های راکد موجود در دشت ته‌نشین شده است. بنابراین نقاط ارتفاعی منفرد زیاد در روی نقشه‌های توپوگرافی منطقه دلیلی بر دریاچه‌ای بودن بعضی از دشت‌های استان در گذشته است.

۲ـ وجود آبراهه‌های دوشاخه‌ای

دریاچه‌های قدیمی به عنوان سطوح اساس محلی عمل می‌کرده‌اند. آبراهه‌های حوضه‌های آبریز مجاور دشت‌ها با رسیدن به این سطح آرام گرفته و فعالیت کندوکاوشان پایان یافته است. اما با توجه به تغییر و نوسان سطح آب آن‌ها، انتهای آبراهه‌ها در سطح بالاتری نسبت به سطح خشک امروزی قرار داشته است بنابراین آبراهه‌ها نمی‌توانسته‌اند در محیط و بستری که پوشیده از آب بوده به فعالیت شکل‌زایی مبادرت کنند و به جای اینکه به خط‌القعر منطقه کشیده شوند؛ در سطح اساس آب قبلی دریاچه‌ها متوقف شده‌اند. در روی نقشه‌های توپوگرافی شاهد وجود آبراهه‌های دوشاخه‌ای هستیم و این نشانه‌ی دریاچه‌ای بودن تعدادی از دشت‌ها و تغییر و نوسان آب دریاچه‌ها در گذشته بوده است.

۳ـ تغییر ناگهانی فرم خطوط تراز به سینوس‌های پنجه‌ای

این شاخص مربوط به تراس‌های حاشیه‌ای دریاچه است که بعد از خشک شدن دریاچه خط تعادل آب تغییر مکان داده و در سطح پایین‌تری تثبیت شده است. آبراهه‌ها سطح جدیدی را طی کرده‌اند که به سطح اساس دوم یا سطح تعادل آب و خشکی جدید رسیده‌اند؛ بنابراین در سطح جدید که مجبور به عبور از آن شده‌اند دست به تخریب زده‌اند و باعث تغییر در شکل منحنی‌های میزان در نقشه‌های توپوگرافی منطقه شده‌اند (رامشت،۱۳۸۵) ؛ چون بستر دریاچه رسی یا مارنی ـ سیلتی است. در حاشیه‌ی دشت‌ها شاهد چنین منحنی‌های سینوسی پنجه‌ای هستیم. این شاهدی بر وجود دریاچه در دشت‌های استان لرستان بوده است.

با پایان یافتن آخرین دوره‌ی یخچالی، شرایط گرم و مرطوبی در ایران آغاز شده و میزان بارندگی افزایش یافته است؛ به طوری که حدود ۵۵۰۰ تا ۶۰۰۰ سال پیش به حداکثر خود که چهار تا ۵ برابر میزان متوسط امروزی بود رسیده است. متعاقب آن، آب دریاچه‌های داخل بالا آمده و به بالاترین سطح خود رسیده است. تمام چاله‌ها و کویرها و دره‌ها و آبراهه‌ها پر از آب شده‌اند (مرادی غیاث آبادی،۱۳۸۴). به علت حجم زیاد آب در دریاچه‌ها و گنجایش کم محیط دریاچه‌ها برای نگهداری آب و مقاومت نکردن سنگ‌های اطراف در برابر فشار آب، یک پارگی به وجود آمده و آب دریاچه‌ها تخلیه شده است. این عمل در زاگرس چندین بار اتفاق افتاده است. پس از تخلیه آب دریاچه‌ها دشت‌های وسیع دریاچه‌ای در میان کوه‌های استان لرستان تشکیل شد. این دشت‌ها از کانون‌های مدنی می‌باشند که در طول تاریخ تاکنون زندگی شهری و روستایی بسیار گسترده‌ای را در بستر خود به وجود آورده‌اند. اینک به بررسی ویژگی‌های دشت‌های میان‌کوهی استان لرستان می‌پردازیم.

۸-۱- دشت نورآباد

دشت نورآباد در شمال استان لرستان بین "۵۲-´۲۵-°۴۷ تا "۲۵-´۱۸-°۴۸ طول جغرافیایی شرقی و "۱۰-´۵۶ -°۳۳ تا "۵-´۱۹-°۳۴ عرض جغرافیایی شمالی واقع شده است. این منطقه دارای ۱۸۲۶/۹ کیلومتر مربع مساحت است که از این مقدار ۳۳۹/۱

کیلومترمربع دشت با متوسط ارتفاع ۱۸۷۸ متر و ۱۴۸۷/۸ کیلومترمربع ارتفاعات با متوسط ارتفاع ۱۹۰۳/۷ متر می‌باشد.

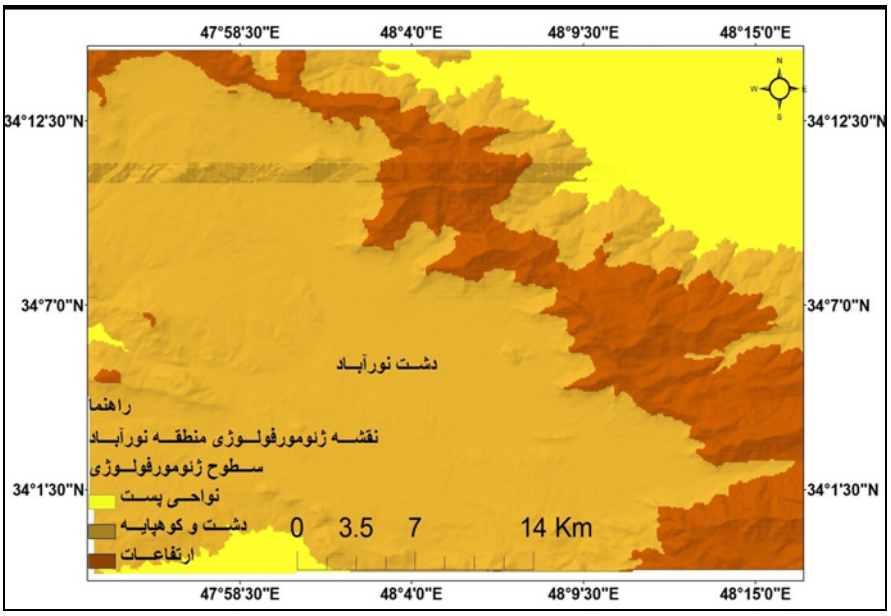
از نظر تقسیمات هیدرولوژیکی، محدوده‌ی مطالعاتی نورآباد شامل حوضه‌ی آبریز رودخانه‌ی بادآور (گزرو) و حوضه‌ی شرف‌آباد (حوضه‌ی آبریز رودخانه‌ی سیمره) از بالادست رودخانه‌ی گزرو تا تلاقی رودخانه‌های قره‌سو و گاماسیاب است که در پایین دست به رودخانه‌ی کشکان می‌پیوندد. رودخانه‌ی کشکان نیز یکی از شاخه‌های مهم رودخانه‌ی کرخه است (شکل ۸-۱).

از نظر تکتونیکی محدوده‌ی نورآباد بیشتر در زون خردشده‌ی زاگرس و قسمتی هم در زون چین‌خورده‌ی آن قرار دارد. دشت نورآباد نیز مشابه دشت‌های دیگر منطقه‌ی زاگرس از نوع دشت‌هایی است که در فرورفتگی‌ها و دره‌های حاصل از چین‌خوردگی‌های زاگرس قرارگرفته‌اند؛ به‌طوری که این کوه‌ها و دشت‌های بین آن‌ها زنجیره‌هایی را به وجود آورده‌اند که در مجموع بخشی از سلسله جبال زاگرس را می‌سازند. ساختمان زمین‌شناسی این محدوده از ساختمان عمومی منطقه‌ی زاگرس تبعیت کرده است، به‌طوری که سازندهای زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد مطالعه جزیی از بزرگ ناودیس زاگرس است و بزرگ ناودیس مورد بحث بین دو سپر فلات مرکزی در شمال شرقی و عربستان در جنوب غربی قرار دارد. رسوبات این بزرگ ناودیس پس از فشارهایی که به آن وارد شده، چین‌خوردگی حاصل نموده است. حرکات و جنبش‌های کوه‌زایی منطقه از زمان کرتاسه شروع و چین‌خوردگی‌ها و روراندگی‌ها و دگرشیبی‌هایی را به وجود آورده است.

سازند کنگلومرای بختیاری بر اثر فرسایش باعث ایجاد تپه‌ماهورهای کم‌ارتفاعی در منطقه شده است که معمولاً با فرسایش هزار دره‌ای خود مشخص هستند. عناصر تشکیل‌دهنده‌ی کنگلومرا در اثر سایش کروی شده و به حالت پودنگ درآمده‌اند. در بعضی نقاط از روی وضع مورفولوژی و سنگ‌شناسی لایه‌ها می‌توان این نوع کنگلومراها را با آبرفت‌های قدیمی جنوب البرز (آبرفت‌های سری A) مقایسه نمود.

عموماً در پای کوه‌ها نقاط پست‌تر به صورت تپه ماهور و دشت‌های آبرفتی مشاهده می‌گردد. پست‌ترین نقاط در اطراف مسیر رودخانه‌ها و آبراهه‌های بزرگ مشاهده می‌شوند که توسط آبرفت‌ها و رسوبات جوان پوشیده شده‌اند. آبرفت‌های دوران چهارم

که شامل ماسه، رس، سیلت و گراول است، سطح دشت را می‌پوشانند (مهندسین مشاور شرکت سنگاب زاگرس، ۱۳۹۱).



شکل ۸-۱- نقشه‌ی واحد توپوگرافی در منطقه نورآباد

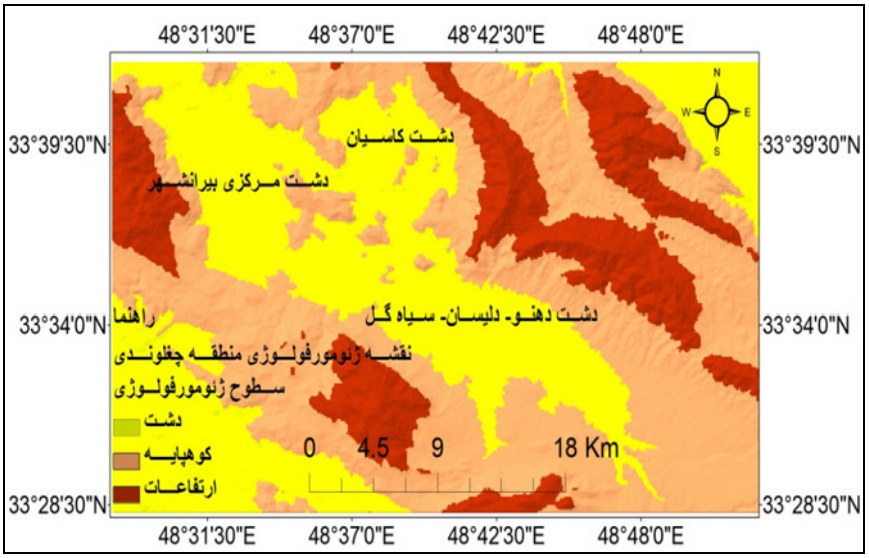
۸-۲- دشت چغلوندی

چغلوندی یکی از بخش‌های شهرستان خرم‌آباد واقع در استان لرستان است که بین ´۱۰ °۴۸ تا ´۰۰ °۴۹ طول جغرافیایی شرقی و ´۲۰ °۳۳ تا ´۵۲ °۳۳ عرض جغرافیایی شمالی واقع شده است. محدوده‌ی چغلوندی یکی از محدوده‌های مطالعاتی حوضه‌ی آبریز کرخه با وسعت ۱۱۸۷/۴ کیلومترمربع است. ۱۰۳ کیلومترمربع از وسعت محدوده را دشت و ۱۰۸۴/۴ کیلومترمربع از وسعت محدوده را ارتفاعات تشکیل می‌دهند. منطقه‌ی چغلوندی دارای ۳ دشت به نام‌های بیران‌شهر، کاسیان و دهنو- دولیسکان- سیاه‌گل می‌باشد که از طریق جاده‌ی آسفالته‌ی خرم‌آباد- بیران‌شهر- بروجرد به مراکز شهرستان‌های اطراف ارتباط دارند (شکل ۸-۲).

دشت دهنو- دولیسکان- سیاه‌گل با وسعت ۵۹ کیلومترمربع به صورت کشیده از شمال‌غرب به سمت جنوب‌شرق گسترش یافته است. این دشت بیشترین وسعت را در

منطقه‌ی چغلوندی به خود اختصاص داده است. دشت کاسیان با وسعت ۸/۱ کیلومتر مربع، کوچک‌ترین دشت در محدوده‌ی مطالعاتی چغلوندی است. وسعت دشت بیران‌شهر برابر با ۳۵/۹ کیلومتر مربع است.

منطقه‌ی چغلوندی در کمربند رورانده‌ی[1] زاگرس واقع شده است. رورانده‌گی زاگرس با امتداد مستقیم و شمال‌غرب – جنوب‌شرقی یک شکستگی قدیمی است که حد پلات‌فرم عربی و ایرانی را معین می‌سازد. این کمربند به دلیل خردشدگی و رورانده‌گی به نام زاگرس رورانده نامیده می‌شود و چون مرتفع‌ترین کوه‌های زاگرس را در برمی‌گیرد به نام زاگرس مرتفع نیز نامیده شده است.

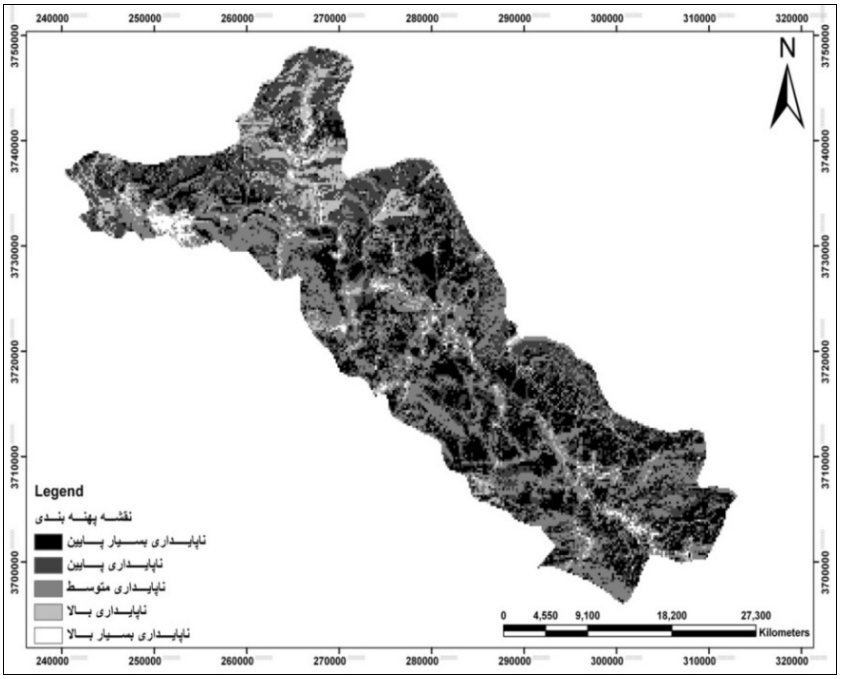


شکل ۸-۲- واحدهای توپوگرافی در منطقه چغلوندی

در ناحیه‌ی گهکم رسوبات سیلورین شناخته شده است. در دوره‌ی ژوراسیک رسوبات محیط عمیق نیز تشکیل می‌شده است که رادیولاریت‌ها هستند و در نواحی نیریز و کرمانشاه گسترش زیادی دارند. سنگ آهک ماستریشتین (سازند تاربور) روی رادیولاریت‌ها قرار می‌گیرد. وجود افیولیت‌ها نیز یکی از ویژگی‌های این زون و تفاوت آن با زاگرس چین‌خورده است.

1. Thrusted belt

یاراحمدی و شرفی (۱۳۹۲) در پژوهشی با استفاده از GIS به تحلیل مکانی و شناسایی پهنه‌های در معرض خطر زمین‌لغزش در حوضه‌ی هررود از توابع چغلوندی و زاغه پرداخته‌اند. آن‌ها برای پهنه‌بندی مناطق مستعد وقوع زمین‌لغزش از ۷ فاکتور شیب، جهت شیب، سنگ‌شناسی، فاصله از آبراهه، فاصله از گسل، فاصله از جاده و بارندگی استفاده کرده‌اند. نتایج حاصل از این مطالعه نشان می‌دهد که عامل سنگ‌شناسی مهم‌ترین عامل در وقوع زمین‌لغزش‌های حوضه‌ی مورد مطالعه است (شکل ۸-۳).



شکل ۸-۳- پهنه‌بندی خطر زمین‌لغزش در حوضه‌ی هررود

۸-۳- دشت کوهدشت

دشت کوهدشت یکی از بخش‌های استان لرستان است که بین ´۱۲ °۴۷ تا ´۵۲ °۴۷ طول جغرافیایی شرقی و ´۱۷ °۳۳ تا ´۴۱ °۳۱ عرض جغرافیایی شمالی واقع شده است. منطقه‌ی کوهدشت دارای ۲ دشت اصلی به نام‌های کوهدشت و کشماهور است

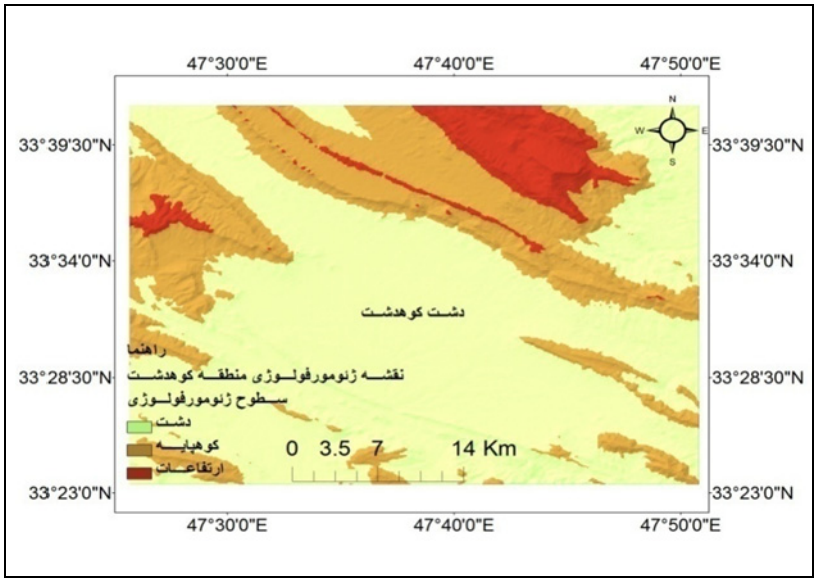
که از طریق جاده‌ی آسفالته‌ی کوهدشت - سراب دوره- خرم‌آباد با مرکز استان ارتباط دارند.

منطقه‌ی کوهدشت با وسعت ۱۱۲۹/۳ کیلومترمربع یکی از مناطق حوضه‌ی آبریز کرخه است و در غرب استان لرستان واقع شده است. ۳۰۱/۵ کیلومترمربع از وسعت محدوده را دشت و ۸۲۷/۸ کیلومترمربع از وسعت آن را ارتفاعات تشکیل می‌دهند. وسعت دشت کوهدشت معادل ۲۴۸/۸ کیلومترمربع و دشت کشماهور معادل ۵۲/۷ کیلومترمربع است. به‌طور کلی، متوسط ارتفاع در سطح دشت‌ها و ارتفاعات به ترتیب برابر با ۱۲۶۱/۱ و ۱۳۹۶/۲ متر و در کل منطقه نیز برابر با ۱۳۶۰/۱ متر است. دشت کوهدشت از شمال به کوه سرسُرَن[1] به ارتفاع ۱۷۱۰ متر، در غرب به کوه گُل گُل[2] ۱۸۱۰ متر، در شرق به کوه گرشولاب ۱۵۰۰ متر، در جنوب به کوه گنجینه به ارتفاع ۱۶۳۰ متر منتهی می‌شود. طبق نظر دکتر رامشت این دشت یک دره‌ی تاقدیس یا کمپ است که نتیجه‌ی فرسایش آبی است که به وسیله‌ی یک سیلاب بزرگ به وجود آمده است (شکل ۸-۴).

محدوده‌ی کوهدشت در کمربند چین‌خورده زاگرس واقع شده است و از روند کلی آن (شمال غرب- جنوب شرق) تبعیت می‌کند. سلسله جبال زاگرس ائوژئوسینکلاینی با بیش از ۱۲ کیلومتر رسوب از اینفراکامبرین تا عهد حاضر است که طی حرکات کوه‌زایی آلپی شروع به چین خوردن نموده است. کوه‌زایی زاگرس یکی از مهم‌ترین حرکات تکتونیکی جنوب غرب ایران است که از اواخر کرتاسه شروع شده و تاکنون ادامه دارد. گستره‌ی دشت کوهدشت در پهنه‌ی زمین‌ساختی زاگرس چین‌خورده‌ی ساده جای گرفته است و تاقدیس و ناودیس‌هایی با راستای محوری غالب شمال غرب- جنوب شرق ساختارهای آن‌را ترسیم می‌کنند. گسل‌خوردگی‌های منطقه عمدتاً در ارتباط با روراندگی‌ها و کوتاه‌شدگی‌های موجود در زاگرس و گسل‌خوردگی‌های مرتبط با چین‌خوردگی هستند. این‌گونه گسل‌ها عمدتاً دارای روند شمال غرب- جنوب شرق و شمال- جنوب هستند.

1. Sar soran
2. Gol Gol

در محدوده‌ی مورد مطالعه سازندهای دوران دوم تا چهارم رخنمون دارند که از قدیم به جدید عبارتند از: بخش امام حسن، سازند گورپی، امیران، تله‌زنگ، کشکان، آسماری - شهبازان، آسماری، گچساران، آغاجاری، بختیاری و آبرفت. آبرفت‌های دوران چهارم که شامل ماسه، رس، سیلت و گراول هستند نیز سطح دشت را می‌پوشانند (مهندسین مشاور شرکت سنگاب زاگرس، ۱۳۹۱).



شکل ۸-۴- واحد توپوگرافی منطقه‌ی کوهدشت

۸-۴- دشت الشتر

دشت الشتر عمدتاً در بخش مرکزی شهرستان سلسله (الشتر) از استان لرستان واقع شده است. تنها کانون شهری منحصر به الشتر (قلعه‌ی مظفری) است که بین ´۰۲-°۴۸ تا ´۳۱-°۴۸ طول جغرافیایی شرقی و ´ ۴۳ -°۳۳ تا ´ ۰۵-°۳۴ عرض جغرافیایی شمالی واقع شده است (شکل ۸-۵).

منطقه‌ی مورد مطالعه‌ی الشتر شامل یک دشت به نام الشتر در بخش مرکزی است که از طریق جاده‌های آسفالته به شهرستان‌های خرم‌آباد و نورآباد ارتباط دارند. از نظر تقسیمات هیدرولوژیکی، منطقه‌ی الشتر شامل حوضه‌ی آبریز رودخانه‌ی الشتر تا محل

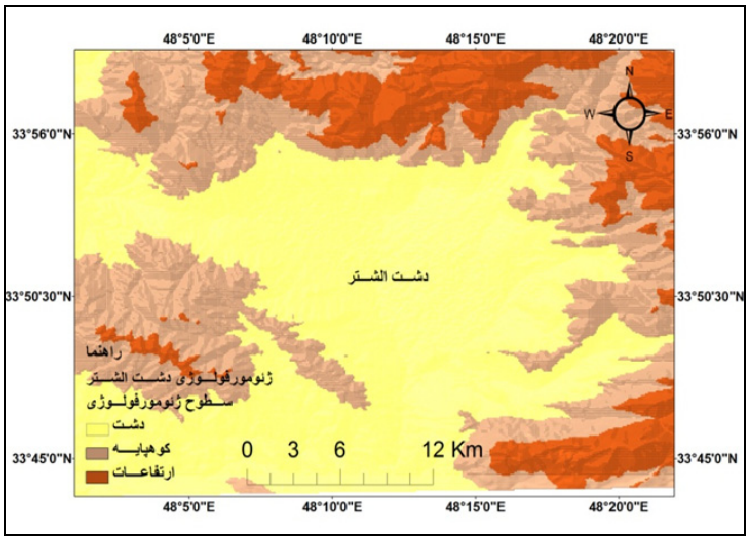
الحاق به رودخانه‌ی هررود است و رودخانه‌ی الشتر نیز یکی از شاخه‌های اولیه‌ی تشکیل‌دهنده‌ی رودخانه‌ی کشکان است، رودخانه‌ی کشکان نیز یکی از شاخه‌های مهم رودخانه‌ی کرخه است، رودخانه‌ی کرخه یکی از حوضه‌های ۳۰ گانه‌ی کشور و جزو حوضه‌ی آبریز خلیج فارس و دریای عمان (حوضه‌ی شماره ۲ از حوضه‌های ۶ گانه‌ی اصلی کشور) محسوب می‌شود. منطقه‌ی الشتر به فرم یک گرابن است که با ارتفاعات نسبتاً بلند گرین، ورخاش، مهاب، سرخه، داریکنان[1] و نشاته احاطه شده است، تشکیلات زمین‌شناسی این منطقه متعلق به دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک است.

سنگ‌های آهکی ژوراسیک-کرتاسه بخش عمده‌ی منطقه را پوشانده‌اند و به عنوان مهم‌ترین واحدهای تغذیه شونده (منابع آب کارستیک) محسوب می‌شوند. رودخانه‌ی الشتر یک رودخانه‌ی دائمی است که از دامنه‌های جنوبی رشته ارتفاعات گرین که یکی از کانون‌های آبگیری دائمی در لرستان است سرچشمه می‌گیرد با نام کهمان به غرب جریان می‌یابد و از میان دره‌ی تنگی می‌گذرد و روستاهای کرجان، دره‌تنگ، کهمان علیا و سفلی را مشروب می‌کند و در حوالی آبادی گرگان وارد دشت الشتر می‌گردد و این دشت آباد و پر جمعیت را مشروب می‌نماید. این رودخانه از بخش الشتر و روستاهای جنوبی آن می‌گذرد و شاخه‌های متعددی را از دو سوی بستر دریافت می‌نماید و در دهکده‌ی نیاق وارد رودخانه‌ی هررود می‌شود. منطقه‌ی الشتر دارای ۷۹۹/۶ کیلومتر مربع مساحت است که از این مقدار ۲۰۰/۶ کیلومتر مربع دشت با متوسط ارتفاع ۱۶۲۵/۸ متر و ۵۹۹ کیلومتر مربع ارتفاعات با متوسط ارتفاع ۲۲۶۰/۹ متر است.

منطقه‌ی الشتر در زون خردشده‌ی زاگرس و قسمتی هم در زون چین‌خورده واقع شده است و از روند کلی آن (شمال‌غرب- جنوب‌شرق) تبعیت می‌کند. در محدوده‌ی مورد مطالعه واحدهای سنگی و سازندهای دوران دوم تا چهارم رخنمون دارند که از قدیم به جدید عبارتند از: آهک‌های سفید رنگ مزوزوئیک، آهک‌های الیتی، مجموعه‌ی رادیولاریتی، آهک‌توده‌ای، آهک‌های دولومیتی ژوراسیک-کرتاسه، آهک‌های خاکستری - خاکستری تیره، کنگلومرای چرت‌دار و ماسه‌سنگ (معادل سازند امیران)، آهک‌مارنی کرتاسه فوقانی، آهک رودیست‌دار و اوربیتولین‌دار، آهک‌های مارنی ائوسن (معادل سازند

1. Darīkanān

تله زنگ)، کنگلومرا همراه با چرت‌های قرمز رنگ (معادل سازند کشکان)، آهک‌های مرجانی اولیگومیوسن، مارن، ماسه‌سنگ و آهک میوسن، مارن‌های قرمز و کنگلومرا (میوپلیوسن) (معادل سازند آغاجاری)، کنگلومرای بختیاری (پلیوسن)، آبرفت. آبرفت‌های دوران چهارم که شامل ماسه، رس، سیلت و گراول هستند نیز سطح دشت را می‌پوشانند (مهندسین مشاور شرکت سنگاب زاگرس، ۱۳۹۱).



شکل ۸-۵- نقشه‌ی واحدهای توپوگرافی در منطقه‌ی الشتر

از نظر تکتونیکی محدوده‌ی مورد مطالعه بیشتر در زون خرد شده‌ی زاگرس و قسمتی هم در زون چین‌خورده‌ی آن قرار دارد. دشت الشتر نیز مشابه دشت‌های دیگر منطقه‌ی زاگرس از نوع دشت‌هایی است که در فرورفتگی‌ها و دره‌های حاصل از چین‌خوردگی‌های زاگرس قرار گرفته‌اند؛ به‌طوری‌که این کوه‌ها و دشت‌های بین آن‌ها زنجیره‌هایی را به وجود آورده‌اند که در مجموع سلسله جبال زاگرس را می‌سازند. ساختمان زمین‌شناسی این محدوده از ساختمان عمومی منطقه‌ی زاگرس تبعیت کرده است، به طوری که سازندهای زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد مطالعه جزیی از بزرگ ناودیس زاگرس است و بزرگ ناودیس مورد بحث بین دو سپر فلات مرکزی در شمال‌شرقی و عربستان در جنوب غربی قرار دارند. رسوبات این بزرگ ناودیس پس از

فشارهایی که به آن وارد شده چین‌خوردگی حاصل نموده‌اند. حرکات و جنبش‌های کوهزایی منطقه از زمان کرتاسه شروع و چین‌خوردگی‌ها و روراندگی‌ها و دگرشیبی‌هایی را به وجود آورده است. در منطقه‌ی الشتر با توجه به جنس سازنده و مقاومت آن‌ها شدت چین‌خوردگی متفاوت است، ادامه‌ی کوهزایی و همچنین پیشروی و پسروی در دوران سوم در محدوده‌ی مورد مطالعه باعث ایجاد دگرشیبی‌های متعددی شده است، به طوری که این دگرشیبی بین سازندها مشخص است در تشریح چینه‌شناسی هر سازند مجزا به آن اشاره خواهد شد. ضمناً سازندهای جنوبی دشت الشتر، کم‌تر در معرض تغییر شکل‌های تکتونیکی قرار گرفته است.

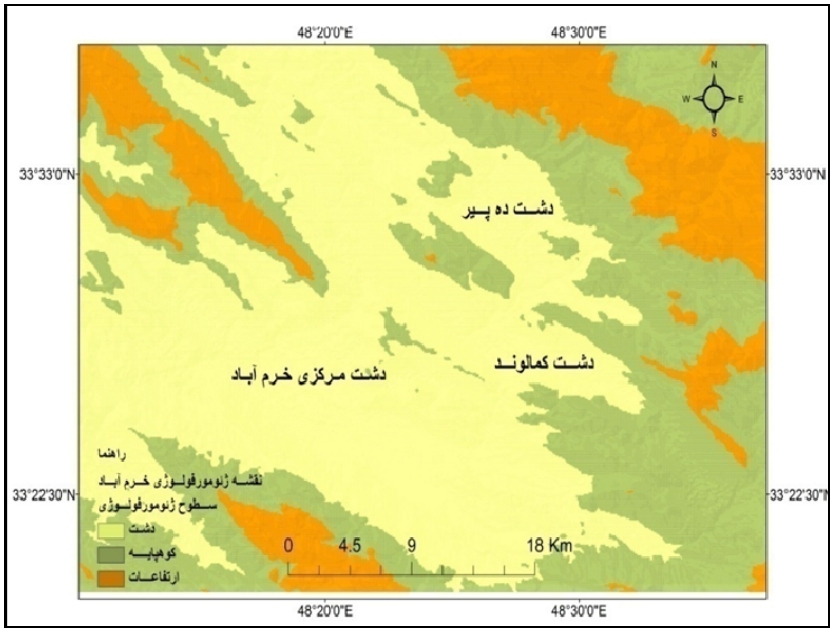
۸-۵- دشت خرم‌آباد

منطقه‌ی خرم‌آباد در مغرب ایران واقع شده و مرکز استان لرستان است. این محدوده بین ´۵۵ °۴۷ تا ´۵۰ °۴۸ طول جغرافیایی شرقی و ´۴۰ °۳۲ تا ´۲۰ °۳۴ عرض جغرافیایی شمالی واقع شده است. منطقه‌ی خرم‌آباد شامل یک دشت اصلی (دشت مرکزی) و تعدادی دشت‌های پراکنده‌ی کوچک از جمله دشت ده‌پیر، کمالوند و خرم‌آباد است که از طریق جاده‌ی آسفالته بروجرد- خرم‌آباد، پل‌دختر- خرم‌آباد و دورود- خرم‌آباد به مراکز شهرستان‌های مجاور ارتباط دارد (شکل ۸-۶).

محدوده‌ی خرم‌آباد یکی از محدوده‌های مطالعاتی حوضه‌ی آبریز کرخه است و با وسعت ۲۵۰۱/۴ کیلومترمربع در شرق حوضه واقع شده است. این محدوده تحت پوشش شرکت آب منطقه‌ای لرستان قرار دارد. ۲۱۲/۴ کیلومترمربع از وسعت محدوده را دشت و ۲۲۸۹ کیلومترمربع از وسعت محدوده را ارتفاعات تشکیل می‌دهند. وسعت دشت اصلی محدوده‌ی مطالعاتی خرم‌آباد (دشت مرکزی) برابر با ۱۳۳ کیلومترمربع است و وسعت دشت‌های خرم‌آباد، کمالوند و ده‌پیر به ترتیب برابر با ۲۱، ۲۵/۹ و ۳۲/۵ کیلومترمربع است. رود خرم‌آباد بخش شمالی حوضه‌ی آبریز و رودخانه‌ی کاکاشرف (بهرام‌کش)، جنوب شرقی آن را زه‌کشی می‌کند. این دو رود در نزدیکی تنگه‌ی خروجی دشت به هم می‌رسند و با نام رودخانه‌ی خرم‌آباد به رود کشکان می‌ریزند.

خرم‌آباد از نظر موقعیت نسبی در جنوب غربی ایران بین کمره سیاه، مدبه و سفید کوه از شمال، ارتفاعات شهنشاه و خارزار در جنوب، ارتفاعات تاف، کوه کلاه، کاکاشرف و

یاسین کوه در شرق، ارتفاعات یافته و سرخه‌لیزه در غرب محدود می‌شود. میانگین بارش در این دشت ۵۱۶ میلی‌متر میزان متوسط دمای سالانه‌ی ۱۷/۱۷ درجه‌ی سانتی‌گراد است. این دشت کرگاه نام دارد که معنای محل پرورش اسب یا به‌طور اخص پرورش کره‌های اسب است. در اطراف دشت کرگاه توده‌های کوهستانی نسبتاً مرتفع به مانند دیوار بلندی سبب جدایی این حوضه از حوضه‌های مجاور شده است. این ارتفاعات ادامه‌ی چین‌خوردگی زاگرس هستند.



شکل ۸-۶- نقشه‌ی واحدهای توپوگرافی در محدوده‌ی خرم‌آباد

ساختمان زمین‌شناسی خرم‌آباد از ساختمان عمومی زاگرس تبعیت می‌نماید. سازندهای زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد مطالعه متعلق به اواخر دوران دوم تا عهد حاضر هستند. در نتیجه‌ی تراکم حاصل از فشارهای زیادی که از دو سپر فلات مرکزی در شمال شرقی و سپر عربستان در جنوب غربی وارد شده است، رسوبات در ژئوسنکلینال یا بزرگ ناودیس زاگرس چین‌خوردگی شدیدی پیدا نموده است با توجه به جهت فشارهای مذکور امتداد چین‌خوردگی‌ها و روند ساختار عمومی در جهت کلی شمال‌غربی- جنوب‌شرقی است و تاقدیس‌ها و ناودیس‌های موازی هم و در امتداد همین

ساختار به وجود آمده و چین خورده‌اند و وضعیت کنونی این زون نتیجه‌ی جنبش‌های کوه‌زایی است که در اواخر دوران سوم از فاز کوهزایی آلپین بالایی است. منطقه‌ی خرم‌آباد در واحد ساختمانی زاگرس چین‌خورده واقع شده است و از سمت شمال‌شرقی در مجاورت واحد ساختمانی زاگرس مرتفع یا رورانده قرار دارد و از سمت جنوب‌غربی به بخش دیگری از زاگرس یعنی جلگه و دشت خوزستان محدود می‌گردد.

۸-۶- دشت سراب دوره- شیراوند

دشت سراب دوره در غرب دشت خرم‌آباد قرار دارد. راستای طولی دشت سراب دوره شرقی و غربی است، مختصات جغرافیایی این دشت بین ´۴۲ و°۴۷ تا ´۰۵ و°۴۸ طول شرقی و ´۳۰ و°۳۳ تا ´۴۵ و°۳۳ عرض شمالی است.

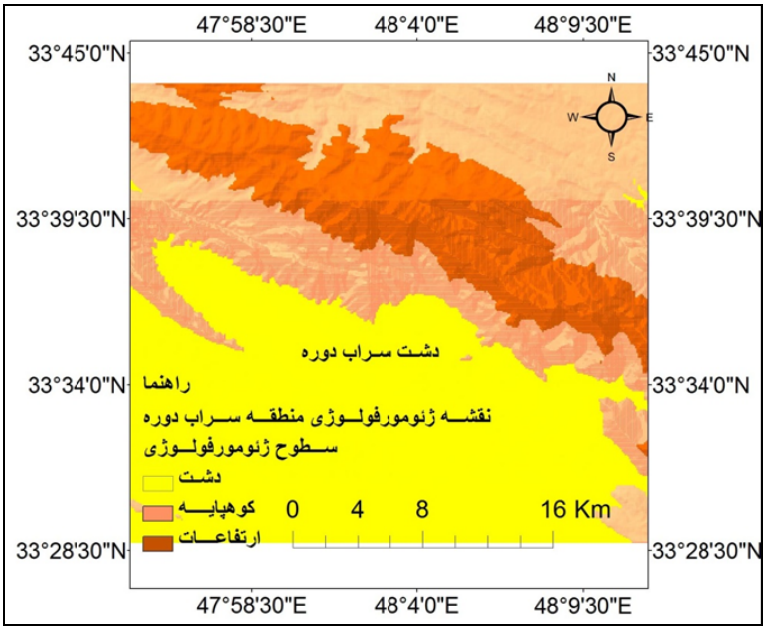
رودخانه‌ی کشکان از قسمت جنوب‌شرقی و از حاشیه‌ی دشت سراب دوره عبور می‌کند. در دشت سراب دوره جریان‌های سطحی از دره‌ی جنوب‌شرقی آن زه‌کشی شده و به همراه رودخانه‌ی کشکان به رودخانه خرم‌آباد می‌پیوندد. حوضه‌ی آبریز این دشت، حدود ۱۵۰۹ کیلومتر مربع و وسعت دشت ۶۱/۵ کیلومتر مربع است.

دشت ۲۵۹ کیلومتر مربعی سراب دوره- شیراوند در حد فاصل خرم‌آباد و کوهدشت قرار دارد. حوزه‌ی آبریز آن ۲۴۸۸ کیلومترمربع است. این دو دشت از دره‌های کشیده، باریک، ناهمواری و تپه ماهور تشکیل شده‌اند. رودخانه‌ی کشکان سراسر محور طولی شیراوند را می‌پیماید و از جنوب شرقی آن خارج می‌شود.

جریان های سطحی دشت سراب دوره پس از خروج از دره‌های جنوبی در محدوده‌ی محمودوند به آب خرم‌آباد می‌ریزند. شهر سراب دوره در محدوده‌ی میانی این دشت قرار دارد. محدوده‌ی شیراوند دارای ۱۸۳۳/۱ کیلومتر مربع مساحت است و تمامی وسعت محدوده را ارتفاعات تشکیل می‌دهد. متوسط وزنی ارتفاع در این محدوده برابر با ۱۶۶۱/۷ متر است.

در بخش‌های میانی این محدوده، آهک‌های آسماری همراه با سیل و سنگ‌های دوره کرتاسه فوقانی مشاهده می‌شود. در جنوب دشت آهک‌های بنگستان گسترش دارد که دارای قابلیت نفوذ متوسطی است. در شمال دشت ماسه‌سنگ و فلیش کرتاسه قرار گرفته است (شکل ۸-۷).

رسوبات بختیاری به صورت پراکنده در قسمت‌های میانی دشت رخنمون داشته و دشت شیراوند را به شکل دره‌های منفردی درآورده است. رسوبات دوران حاضر به صورت واریزه‌هایی در اطراف دشت و در دامنه‌ی تپه‌ها گسترش دارد. آبرفت‌های عهد حاضر سرتاسر دره‌ها را پوشانده است (مهندسین مشاور شرکت سنگاب زاگرس، ۱۳۹۱).



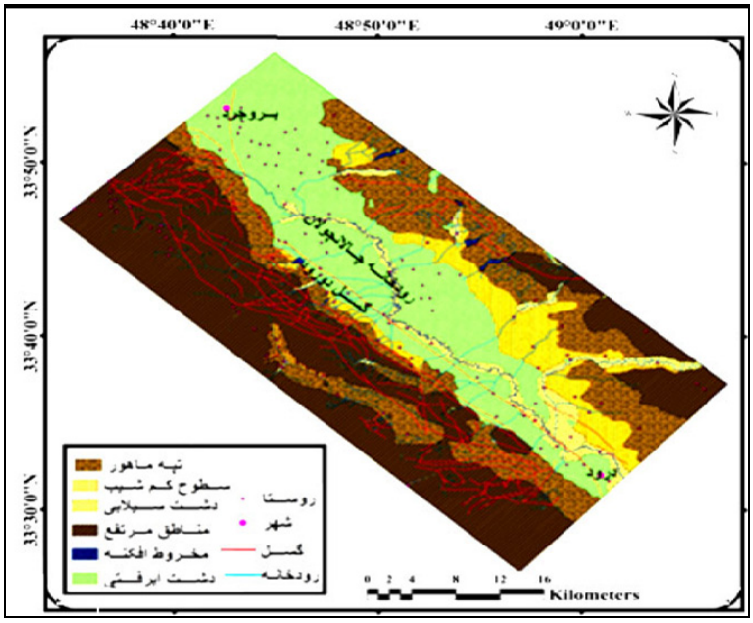
شکل ۸-۷- نقشه واحدهای توپوگرافی منطقه سراب دوره

۸-۷- دشت دورود- بروجرد

محدوده‌ی دورود- بروجرد بخشی از شهرستان‌های دورود و بروجرد واقع در استان لرستان است که بین ´۲۸ °۴۸ تا ´۳۰ °۴۹ طول جغرافیایی شرقی و ´۱۵ °۳۳ تا ´۱۰ °۳۴ عرض جغرافیایی شمالی واقع شده است. منطقه‌ی دورود-بروجرد شامل یک دشت، به‌نام دشت دورود بروجرد است که از طریق جاده‌ی آسفالته‌ی دورود - بروجرد با مرکز شهرستان و نهایتاً مرکز استان ارتباط دارد.

منطقه‌ی دورود- بروجرد با وسعت نسبتاً زیاد به میزان ۲۵۴۵/۸ کیلومترمربع در شمالی‌ترین قسمت حوزه‌ی آبریز کارون بزرگ و در جنوب محدوده‌ی مطالعاتی

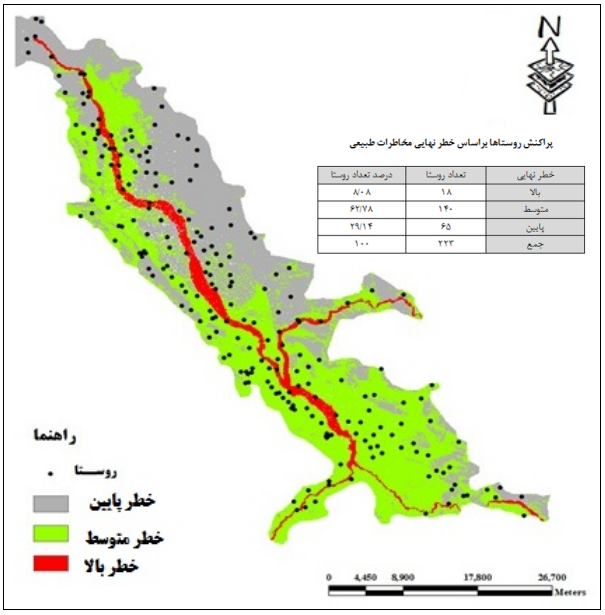
اشترینان واقع شده است. ۵۶۸/۱ کیلومترمربع از وسعت محدوده را دشت و ۱۹۷۷/۷ کیلومترمربع از وسعت محدوده را ارتفاعات تشکیل می‌دهند. به علت ورود جریانات سطحی به این محدوده و همچنین وجود بارندگی کافی و برف‌گیر بودن ارتفاعات این محدوده، مسیل‌های واقع در آن دائمی است و زه‌کش اصلی این محدوده را رودخانه‌های سیلاخور، ماربره و رودخانه‌ی تیره تشکیل می‌دهند. شهرهای بزرگی مانند دورود، بروجرد و چالانچولان در این محدوده قرار دارند (شکل ۸-۸).



شکل ۸-۸- نقشه‌ی واحدهای توپوگرافی در محدوده‌ی دورود- بروجرد (سکوند، ۱۳۹۰)

محدوده‌ی مورد مطالعه در کمربند زاگرس مرتفع و زون سنندج- سیرجان واقع شده است. منطقه‌ی خردشده‌ی زاگرس و زون دگرگون شده‌ی سنندج – سیرجان به‌وسیله‌ی گسل بزرگ و عمیقی که از جنوب کوه‌های اشترانکوه شروع و پس از گذشتن از شهر دورود تا جنوب شهر بروجرد ادامه می‌یابد، از یکدیگر مجزا می‌شود. بخش واقع در جنوب غربی این گسل متعلق به ناحیه‌ی خردشده‌ی زاگرس و بخشی که در شمال آن قرار دارد مربوط به زون سنندج – سیرجان است. گسل مذکور تحت نام گسل دورود از جنوب دشت ازنا عبور می‌کند.

در ناحیه‌ی رورانده‌ی زاگرس سنگ‌های مزوزوئیک و پالئوزوئیک توأماً به طرف جنوب غربی رانده شده، که با ساختمان‌های مشابه ساختمان‌های فلسی روی قسمت بالایی دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک قرار گرفته است. منطقه‌ی رورانده‌ی زاگرس را مربوط به نواحی عمیق ژئوسنکلینال زاگرس در دوران مزوزوئیک و اوایل دوران سنوزوئیک تصور کرده‌اند که رسوباتی به‌طور هم‌شیب به ضخامت ۳۵۰۰ متر از لیاس تا ائوسن شامل مارن‌ها، رادیولاریت همراه با سنگ‌های افیولیت و رسوبات آواری از نوع فلیش در آن انباشته شده است. یاراحمدی و همکاران (۱۳۹۲) با تلفیق لایه‌های نهایی خطر زلزله، زمین‌لغزش و سیل دشت سیلاخور، نقشه‌ی پهنه‌بندی مخاطرات طبیعی دشت سیلاخور را با استفاده از روش همپوشانی شاخص[1] نوع دوم تهیه نموده‌اند (شکل ۸-۹). بر اساس شکل ۸-۹ از مجموع ۲۲۳ روستای دشت سیلاخور، ۶۵ روستا در پهنه‌ی با خطر پایین، ۱۴۰ روستا در پهنه‌ی با خطر متوسط و ۱۸ روستا در پهنه‌ی با خطر بالا قرار گرفته‌اند.



شکل ۸-۹- پهنه‌بندی مخاطرات طبیعی (زلزله، زمین‌لغزش و سیل) دشت سیلاخور (یاراحمدی و همکاران،۱۳۹۲)

1.Index Overlay Model

۸-۸- دشت ازنا

محدوده‌ی ازنا و الیگودرز بخش‌هایی از شهرستان‌های ازنا و الیگودرز واقع در استان لرستان را در برگرفته است که بین ´۲۰ °۴۹ تا ´۵ °۴۹ طول جغرافیایی شمالی و شرقی و ´۱۰ °۳۳ تا ´۵۰ °۳۳ عرض جغرافیایی شمالی واقع شده است. محدوده‌ی ازنا- الیگودرز شامل ۲ دشت است که از طریق جاده‌ی آسفالته‌ی ازنا- دورود- خرم‌آباد با مرکز استان ارتباط دارد.

محدوده‌ی ازنا- الیگودرز با وسعت ۲۱۸۹/۱ کیلومترمربع یکی از مناطق حوضه‌ی آبریز کارون است و در شرق استان لرستان واقع شده است. ۷۶۸/۸ کیلومترمربع از وسعت محدوده را دشت و ۱۴۲۰/۳ کیلومترمربع از وسعت آن را ارتفاعات تشکیل می‌دهند. متوسط ارتفاع در سطح دشت و ارتفاعات به ترتیب برابر با ۲۰۴۶/۳ و ۲۲۱۴/۵ متر است. این محدوده شامل ۲ دشت اصلی به نام‌های دشت چمن سلطان و ازنا- الیگودرز می‌باشد. دشت چمن‌سلطان با وسعت ۱۹۸/۶ کیلومترمربع در نواحی جنوب‌شرقی منطقه قرار دارد. دشت ازنا- الیگودرز نیز با وسعت ۵۷۰/۲ کیلومترمربع از شمال به سمت جنوب دشت ازنا گسترش یافته است.

دشت ازنا- الیگودرز- چمن سلطان با وسعتی حدود ۱۰۴۳ کیلومترمربع حوضه‌ی آبریزی با وسعت ۲۲۵۳ کیلومتر مربع دارد. این دشت در شمال شرقی استان لرستان واقع است (شکل ۸-۱۰).

منطقه‌ی ازنا در استان لرستان، در جنوب غربی کشور و در دامنه‌ی سلسله جبال زاگرس واقع شده است. ناحیه‌ی جنوب غربی دشت ازنا و الیگودرز از نظر زمین‌ساخت در زون خردشده‌ی زاگرس و ناحیه‌ی شمال شرقی در قسمت دگرگون شده‌ی زون سنندج – سیرجان واقع شده است. این دو ناحیه به‌وسیله‌ی دشت‌های ازنا و الیگودرز و دورود از هم‌دیگر تفکیک می شوند و از روند کلی آن (شمال غرب- جنوب شرق) تبعیت می‌کنند.

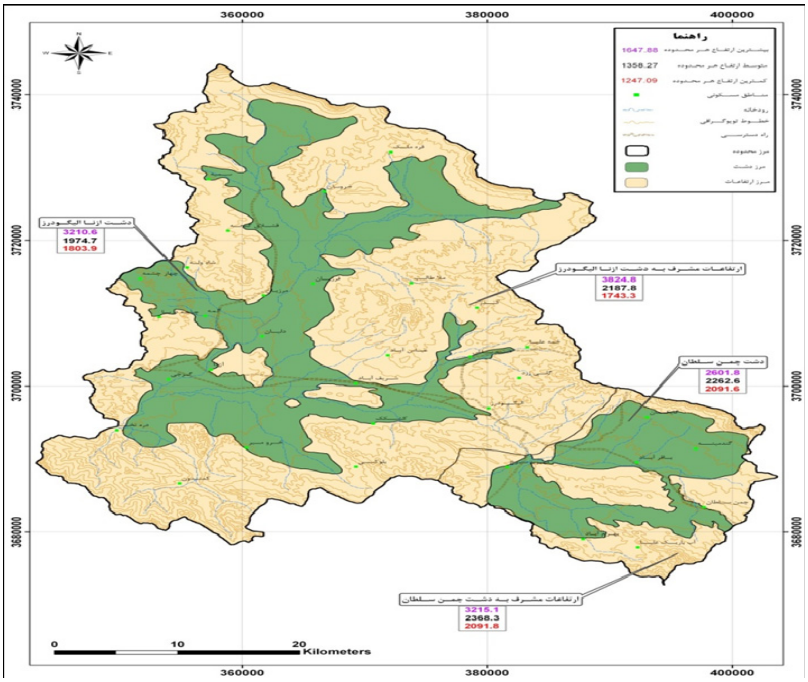
گسل‌های واقع در منطقه عموماً دارای جهت شمال غربی به جنوب شرقی هستند که عبارتند از:

۱- گسل‌های واقع در سازندهای گرانیتی شمال منطقه‌ی ازنا و الیگودرز که غالباً به‌صورت شکاف هستند و جابجایی کمی را در سازندهای سنگی ایجاد نموده‌اند.

۲- گسل موجود در آهک‌های ژوراسیک – کرتاسه‌ی اشترانکوه واقع در جنوب غربی محدوده مورد مطالعه و ارتفاعات جنوب غربی دشت ازنا که دارای جهت شمال غربی – جنوب شرقی بوده و طول آن حدوداً ۲۰ کیلومتر است.

۳-گسل موجود در واحدهای دگرگونی پرکامبرین و پرمین واقع در جنوب شرقی شهرستان ازنا واقع در کوه سفید که به‌صورت رورانده است و باعث جابجایی نسبی بخشی از سازندها در این ناحیه شده است. طول این گسل حدوداً ۲۰ کیلومتری است. صرف نظر از گسل‌های مذکور تعدادی گسل کوچک نیز در منطقه‌ی مورد مطالعه وجود دارد که در ساختمان زمین‌شناسی این ناحیه نقش مهمی را ایفا نمی‌کنند.

در این محدوده گسل‌های قدیمی دارای امتداد شمال غربی – جنوب شرقی هستند و با شیب کم به‌صورت رورانده عمل نموده‌اند؛ در حالی که گسل‌های جوان‌تر عمود بر گسل‌های قدیمی هستند و به عنوان گسل‌های عادی در این ناحیه مورد شناسایی قرار گرفته‌اند.



شکل۸-۱۰- نقشه‌ی واحدهای توپوگرافی در محدوده‌ی ازنا- الیگودرز

(مهندسین مشاور شرکت سنگاب زاگرس، ۱۳۹۱)

۸-۹-دشت رومشگان-کوهنانی

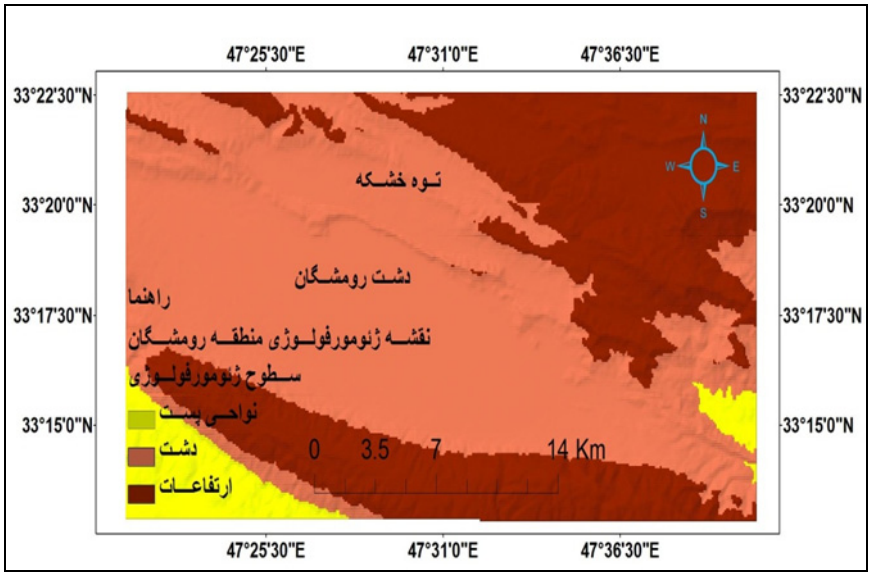
محدوده‌ی رومشگان بخشی از شهرستان کوهدشت در استان لرستان را در بر گرفته است، که بین ´۰۰-°۴۷ تا ۴۰-°۴۷ طول جغرافیایی شرقی و ´۱۰ -°۳۳ تا ´۴۰-°۳۳ عرض جغرافیایی شمالی واقع شده است. محدوده‌ی رومشگان شامل دو دشت اصلی به نام‌های دشت رومشگان- توخشکه و دشت کوهنانی(طرحان)- گراب- سرطرحان- می‌باشد که از طریق جاده‌های آسفالته به شهرستان‌های خرم‌آباد، پل‌دختر و کوهدشت ارتباط دارند. این منطقه به شکل تعدادی رشته‌های ارتفاعات است که در میان آن‌ها دشت‌هایی کشیده شکل گرفته‌است و با توجه به مجاورت ارتفاعات، تغذیه‌ی مناسبی در دشت‌ها صورت می‌گیرد (شکل ۸-۱۱).

منطقه‌ی رومشگان دارای ۱۱۵۴/۴ کیلومتر مربع مساحت است که از این مقدار ۲۶۰/۷ کیلومترمربع دشت با متوسط ارتفاع ۱۰۵۴ متر و ۸۹۳/۷ کیلومترمربع ارتفاعات با متوسط ارتفاع ۱۲۸۲/۶ متر است. دشت رومشگان- توخشکه با وسعت ۱۴۸/۲ کیلومترمربع در شرق محدوده‌ی مطالعاتی واقع شده است و ارتفاعات مشرف به این دشت ۲۰۹ کیلومترمربع وسعت دارند. دشت طرحان- سرطرحان-گراب نیز با وسعت ۱۱۲/۵ کیلومترمربع در غرب محدوده‌ی مطالعاتی قرار دارد و وسعت ارتفاعات مشرف به این دشت برابر با ۶۸۴/۷ کیلومترمربع است.

منطقه‌ی رومشگان عمدتاً در زون چین‌خورده‌ی زاگرس واقع شده است و از روند کلی آن (شمال‌غرب- جنوب‌شرق) تبعیت می‌کند. در محدوده‌ی مورد مطالعه واحدهای سنگی و سازندهای دوران دوم تا چهارم رخنمون دارند که از قدیم به جدید عبارتند از: سروک، سورگاه- ایلام، گورپی، بخش امام حسن، امیران، تله‌زنگ، کشکان، شهبازان، شهبازان-آسماری، آسماری، گچساران، آغاجاری، بختیاری و آبرفت. آبرفت‌های دوران چهارم که شامل ماسه، رس، سیلت و گراول هستند نیز سطح دشت را می‌پوشانند.

از نظر تکتونیکی منطقه‌ی رومشگان عمدتاً در زون چین‌خورده‌ی زاگرس قرار گرفته است و دشت‌های کوهنانی، رومشگان و طرحان که دشت‌های بزرگ منطقه هستند، نیز مشابه دیگر دشت‌های منطقه‌ی زاگرس از نوع دشت‌هایی هستند که در فرورفتگی‌ها و دره‌های حاصل از چین‌خوردگی‌های زاگرس قرارگرفته‌اند؛ به‌طوری که این کوه‌ها و دشت‌های بین آن‌ها زنجیره‌هایی را به وجود آورده‌اند که در مجموع سلسله جبال

زاگرس را می‌سازند. در منطقه‌ی رومشگان با توجه به جنس سازنده و مقاومت آن‌ها شدت چین‌خوردگی متفاوت است، ادامه‌ی کوهزایی و همچنین پیشروی و پسروی در دوران سوم در محدوده‌ی مورد مطالعه باعث ایجاد دگرشیبی‌های متعددی شده‌است، به‌طوری که این دگرشیبی بین سازندها مشخص است و در تشریح چینه‌شناسی هر سازند مجزا به آن اشاره خواهد شد (مهندسین مشاور شرکت سنگاب زاگرس، ۱۳۹۱).

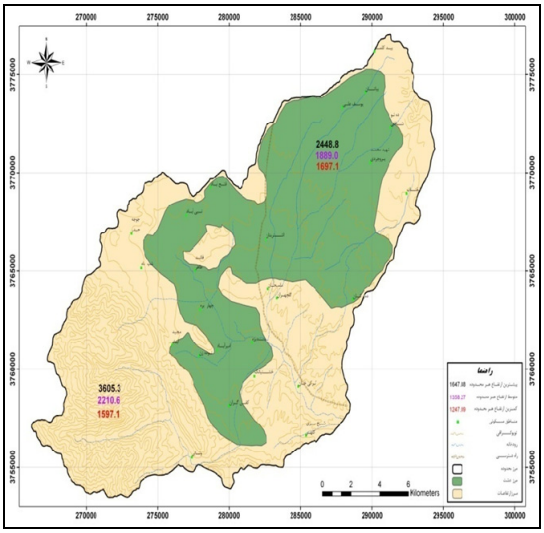


شکل ۸-۱۱- نقشه واحدهای توپوگرافی منطقه رومشگان-کوهنانی

۸-۱۰- دشت اشترینان

محدوده‌ی اشترینان یکی از بخش‌های شهرستان بروجرد واقع در استان لرستان است که بین ´۲۷ °۴۸ تا ´۵۰ °۴۸ طول جغرافیایی شرقی و ´۵۲ °۳۳ تا ´۸ °۳۴ عرض جغرافیایی شمالی واقع شده است. این محدوده شامل دشت اشترینان است که از طریق جاده‌ی آسفالته‌ی نهاوند - بروجرد با مرکز شهرستان و نهایتاً مرکز استان ارتباط دارد (شکل ۸-۱۲). محدوده‌ی اشترینان یکی از کم وسعت‌ترین محدوده‌های مطالعاتی حوضه‌ی آبریز کارون بزرگ و با وسعت ۳۶۰/۴ کیلومترمربع در شمالی‌ترین قسمت حوضه واقع شده است. ۱۴۸/۱ کیلومترمربع از وسعت محدوده را دشت و ۲۱۲/۳

کیلومترمربع از وسعت محدوده را ارتفاعات تشکیل می‌دهند. بـه علـت وجـود بارنـدگی کافی و برف‌گیر بودن ارتفاعات این محدوده، مسیل‌های واقع در آن دائمی است. زهکش اصلی این محدوده را رودخانه‌ی سیلاخور تشکیل می‌دهد. محدوده‌ی اشترینان در تلاقی (مرز) کمربند زاگرس مرتفع و زون سـنندج- سـیرجان واقـع شـده اسـت. در ناحیـه‌ی روراندهی زاگرس سنگ‌های مزوزوئیک و پالئوزوئیک توأماً به طرف جنوب غربـی رانـده شده، که بـا سـاختمان‌هـای مشـابه سـاختمان‌هـای فلسـی روی قسـمت بـالایی دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک قرار گرفته است. منطقه‌ی روراندهی زاگرس را مربوط به نواحی عمیق ژئوسنکلینال زاگرس در دوران مزوزوئیک و اوایل دوران سنوزوئیک تصور کرده‌اند که رسوباتی به‌طور هم‌شیب به ضخامت ۳۵۰۰ متر از لیاس تا ائوسـن شـامل مـارن‌هـا، رادیولاریت همراه با سنگ‌های افیولیت و رسـوبات آواری از نـوع فلـیش در آن انباشـته شده است. روراندگی زاگرس با امتداد مستقیم و شمال غربی- جنوب شرقی معرف یک شکستگی بسیار عمیق و قدیمی است که حد پلات‌فرم عربی و ایرانی را معین می‌سـازد. چون منطقه‌ی روراندهی زاگرس مرتفع‌ترین قسمت کوه‌های زاگـرس را در برمـی‌گیـرد، بدین لحاظ آن را زاگرس مرتفع نیز می‌نامند.

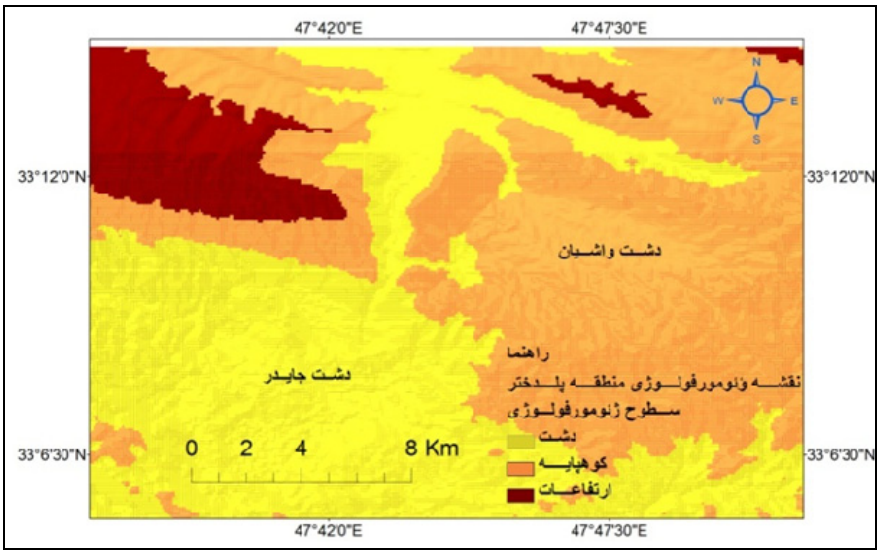


شکل ۸-۱۲- نقشه‌ی واحدهای توپوگرافی در محدوده‌ی اشترینان
(مهندسین مشاور شرکت سنگاب زاگرس، ۱۳۹۱)

۸-۱۱- دشت پل‌دختر

محدوده‌ی پل‌دختر بخش‌هایی از شهرستان‌های کوهدشت، پل‌دختر و خرم‌آباد را در استان لرستان در بر می‌گیرد که بین ´۳۵ °۴۷ تا ´۲۰ °۴۸ طول جغرافیایی شرقی و ´۱۰ °۳۳ تا ´۳۵ °۳۳ عرض جغرافیایی شمالی واقع شده است. محدوده‌ی پل‌دختر شامل ۲ دشت به‌نام‌های دشت جایدر و دشت واشیان است که از طریق جاده‌ی آسفالته‌ی پل‌دختر -کوهدشت- خرم‌آباد با مرکز استان ارتباط دارد (شکل ۸-۱۳).

این محدوده با وسعت ۲۰۷۳/۴ کیلومترمربع یکی از محدوده‌های مطالعاتی حوضه‌ی آبریز کرخه است و در جنوب‌غرب استان لرستان واقع شده است. در حدود ۵۷ کیلومترمربع از وسعت محدوده را دشت و ۲۰۱۶/۴ کیلومترمربع از وسعت آن را ارتفاعات تشکیل می‌دهند. متوسط ارتفاع در سطح دشت و ارتفاعات به ترتیب برابر با ۷۳۶/۳۶ و ۱۳۳۱/۷۷ متر است. همان‌طور که گفته شد این محدوده دارای دو دشت به نام‌های جایدر و واشیان می‌باشد که در نواحی جنوبی منطقه واقع شده‌اند. وسعت دشت جایدر برابر با ۳۹ کیلومترمربع و دشت واشیان نیز برابر با ۱۸ کیلومترمربع است. منطقه‌ی پل‌دختر در کمربند چین‌خورده‌ی زاگرس واقع شده است و از روند کلی آن (شمال‌غرب- جنوب‌شرق) تبعیت می‌کند.



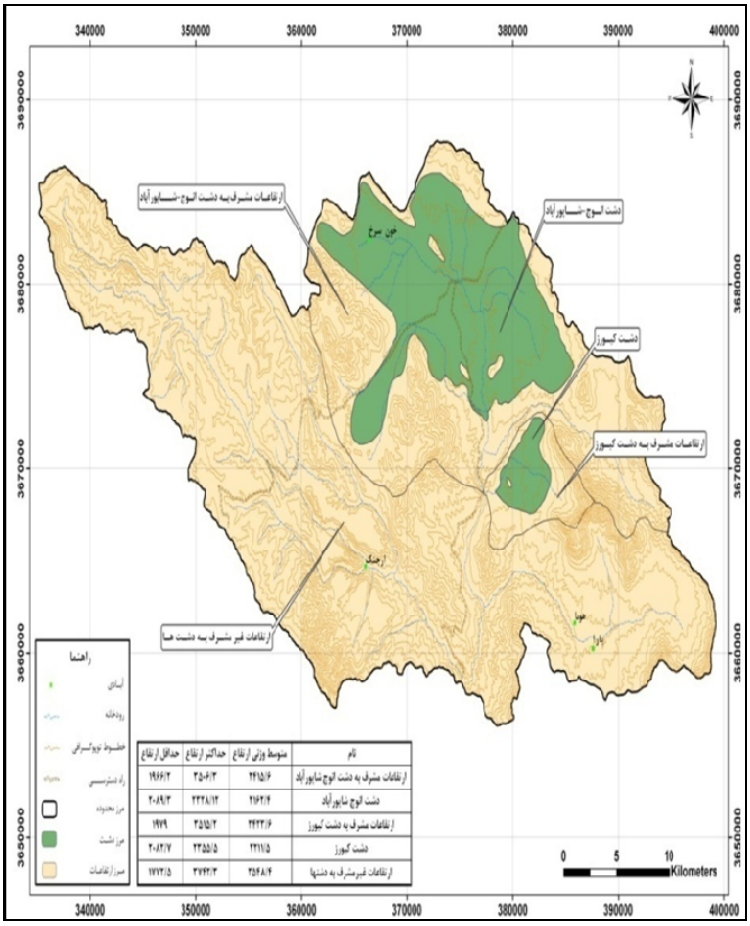
شکل ۸-۱۳-نقشه‌ی ژئومورفولوژی منطقه‌ی پل‌دختر

۸-۱۲- دشت انوچ

محدوده‌ی انوچ یکی از بخش‌های شهرستان الیگودرز واقع در استان لرستان است که بین ´۱۵ °۴۹ تا ´۵۰ °۴۹ طول جغرافیایی شرقی و ´۰۵ °۳۳ تا ´۱۸ °۳۳ عرض جغرافیایی شمالی واقع شده است. محدوده‌ی انوچ شامل ۲ دشت، به‌نام‌های دشت انوچ شاپورآباد و دشت کیورز است که از طریق جاده‌های آسفالته و شنی با شهر الیگودرز و از آنجا به مرکز استان ارتباط دارد.

محدوده‌ی انوچ با وسعت ۱۰۹۴/۲ کیلومترمربع قسمتی از حوضه‌ی آبریز کارون است و در شرق استان لرستان واقع شده است. ۱۸۸/۵ کیلومترمربع از وسعت محدوده را دشت و ۹۰۵/۷ کیلومترمربع از وسعت آن را ارتفاعات تشکیل می‌دهند. متوسط ارتفاع در سطح دشت و ارتفاعات به ترتیب برابر با ۲۱۶۶/۵ و ۲۵۱۰/۹ متر است. وسعت دشت انوچ شاپورآباد برابر با ۱۷۲/۵ کیلومترمربع و دشت کیورز برابر با ۱۶ کیلومترمربع است (شکل ۸-۱۴).

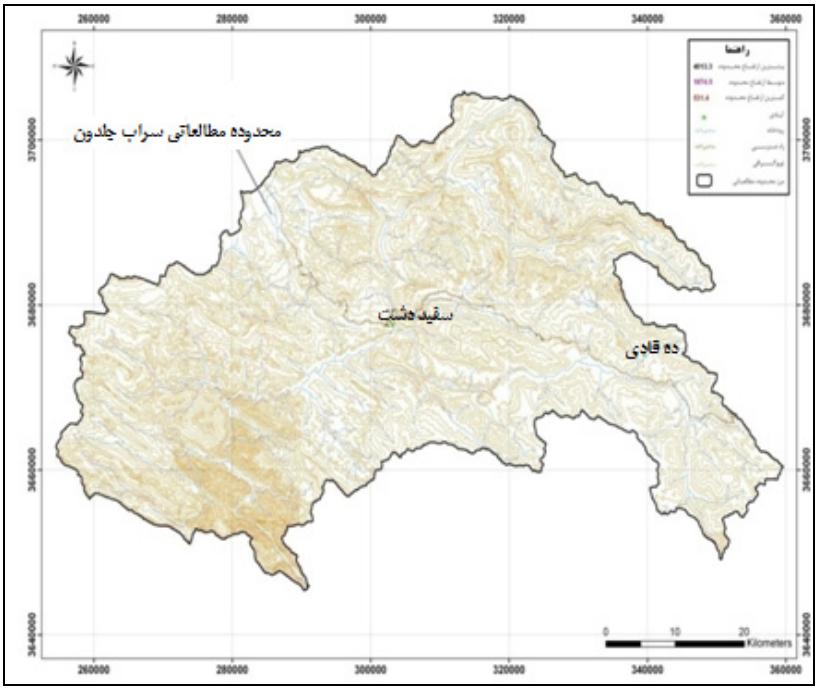
منطقه‌ی انوچ در دامنه‌ی سلسله جبال زاگرس واقع شده است. بخشی از این محدوده در زون زاگرس مرتفع و قسمتی هم در زون سنندج-سیرجان واقع شده است و از روند کلی آن (شمال‌غرب- جنوب‌شرق) تبعیت می‌کند. تاقدیس و ناودیس‌های منطقه دارای راستای محوری غالب شمال غرب- جنوب شرق هستند و گسل‌خوردگی‌های منطقه عمدتاً در ارتباط با روراندگی‌ها و کوتاه‌شدگی‌های موجود در زاگرس و گسل خوردگی‌های مرتبط با چین‌خوردگی هستند. این‌گونه گسل‌ها عمدتاً دارای روند شمال غرب- جنوب شرق و شمال- جنوب هستند.



شکل ۸-۱۴-نقشه‌ی حد دشت و ارتفاعات در محدوده‌ی انوچ
(مهندسین مشاور شرکت سنگاب زاگرس، ۱۳۹۱).

۸-۱۳- دشت سراب جلدون (سزار)

محدوده‌ی سراب جلدون (سزار) بخش‌هایی از شهرستان الیگودرز واقع در استان لرستان را در برمی‌گیرد که بین ´۲۵ °۴۸ تا ´۲۸ °۴۹ طول جغرافیایی شرقی و ´۵۸ °۳۲ تا ´۲۸ °۳۳ عرض جغرافیایی شمالی واقع شده است. راه دسترسی به این محدوده از طریق جاده‌های آسفالته و شنی به شهر الیگودرز و از آن‌جا به مرکز استان است (شکل ۸-۱۵).



شکل ۸-۱۵-نقشه‌ی توپوگرافی محدوده‌ی سراب جلدون
(مهندسین مشاور شرکت سنگاب زاگرس، ۱۳۹۱).

محدوده‌ی مطالعاتی سراب جلدون (سزار) با وسعت ۳۲۷۲/۳ کیلومترمربع و متوسط ارتفاع برابر با ۱۸۷۴/۵ متر یکی از محدوده‌های مطالعاتی حوضه‌ی آبریز کارون است و در جنوب استان لرستان واقع شده است. سراب جلدون (سزار) در زون زاگرس مرتفع و قسمتی هم در زون سنندج-سیرجان واقع شده است و از روند کلی آن (شمال غرب-جنوب شرق) تبعیت می‌کند. در منطقه‌ی سراب جلدون (سزار) سازندها و واحدهای سنگ‌شناسی دوران دوم تا چهارم رخنمون دارند.

۸-۱۴- اشکال ژئومورفیک در زمین چهرهای مستوی لرستان

۸-۱۴-۱- گالی‌ها یا آبکندها

آبکندها به علت تمرکز رواناب در شیارها و عریض و عمیق‌تر شدن آن‌ها شکل می‌گیرند. آن‌ها می‌توانند از وسط دامنه یا از پای دامنه به پایین رشد نمایند یا در امتداد کف دره

گسترش یابند (گائودی[1]، ۲۰۰۳). در صورتی که جریان آب متمرکز باشد و جنس بستر از رسوبات دانه‌ریز و سست تشکیل شده باشد، آبکندهای نسبتاً عمیق که گالی نام دارد به وجود خواهد آمد. این پدیده که بیشتر در اراضی هموار رسی یا آبرفتی و بعضاً در رسوبات شیلی دیده می‌شود، حکایت از شروع یک فاز فرسایشی شدید دارد. در نقشه‌های توپوگرافی گالی‌ها به صورت سینوس‌های بلند در خطوط تراز منعکس می‌شوند (رامشت، ۱۳۸۵). سطح دشت‌های استان لرستان دارای رسوبات نرم و ریزدانه‌ای است. در این دشت‌ها یک یا دو رودخانه در جریان است. شبکه‌ی آب‌های جاری در سطح بیشتر دشت‌ها متمرکز و برای رسیدن به سطح اساس رودخانه‌ها به کندوکاو زمین پرداخته و باعث ایجاد گالی‌های متعددی در سطح دشت‌های استان لرستان شده‌است (شکل ۸-۱۶).

شکل ۸-۱۶-تصویری از یک گالی در دشت مرکزی خرم‌آباد

۸-۱۴-۲- تراس‌ها

در دشت‌های استان لرستان سیستم رودخانه‌ای- دریاچه‌ای حاکم بوده است. ابتدا سیستم رودخانه و بعد از آن سیستم دریاچه‌ای در این دشت‌ها حاکم شد. بعد از پارگی و خالی شدن آب دریاچه‌ها سیستم رودخانه‌ای دوباره حاکم شد. در امتداد رودخانه‌های

1. Goudie

استان سه تا چهار تراس نسبتاً بزرگ دیده می‌شود. این موضوع حاکی از بالا بودن حجم زیاد آب‌های ورودی به رودخانه‌ها و کاهش تدریجی آب آن‌ها و پشت سر گذاشتن مراحل فرسایشی مختلف در بستر رودخانه‌ها بوده است (شکل ۸-۱۷).

شکل ۸-۱۷- تصویری از تراس‌های کناره‌ی رودخانه‌ی کاکاشرف
نزدیک روستای ده‌محسن در خرم‌آباد

همچنین با توجه به شواهد موجود در نقشه‌های توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ استان، در سطح بسیاری از دشت‌ها در گذشته دریاچه‌هایی وجود داشته است که در اثر حجم زیاد آب‌های ورودی به دریاچه‌ها و مقاومت نکردن سنگ‌های سدکننده‌ی آن‌ها پارگی به وجود آمده و آب دریاچه‌ها تخلیه شده است. تراس‌های تشکیل شده در حواشی بعضی از دشت‌های استان نشانه‌ی دریاچه‌ای بودن این دشت‌هاست (بیرانوند و همکاران، ۱۳۹۳). شکل ۸-۱۷ و ۸-۱۸ دو نمونه از تصاویر تراس‌های رودخانه‌ای و دریاچه‌ای در اطراف شهرستان خرم‌آباد را نشان می‌دهد.

شکل ۸-۱۸- تصویر تراس دریاچه‌ای در نزدیکی روستای چشمه سرخ در دشت مرکزی خرم‌آباد

۸-۱۴-۳- مئاندرها

مئاندرها از شاخصه‌های مهم محیطی در زمینه‌ی وقوع تحول در بستر جریان آب‌ها هستند و مهم‌ترین عامل تغییردهنده‌ی دشت‌های سیلابی و علت اصلی فرسایش میزان رسوبات وارده به رودخانه‌ها محسوب می‌شوند. نوع آرایش در مسیر جریان رودها، بویژه وقوع پیچان‌ها (در سطوح دشت‌های سیلابی)، در اغلب موارد تصادفی نیست؛ بلکه حاکی از دخالت عوامل گوناگون خارجی در نحوه‌ی جریان رودها و تغییر در ویژگی‌های درونی آب‌های جاری است. می‌توان با مطالعه‌ی نحوه‌ی آرایش مسیر رودها و شناخت عوامل دخیل در تغییر مسیر جریان آن‌ها، به مکانیزم حاکم کنونی بر جریان رودها و همچنین به نحوه و روند وقوع تغییرات در شرایط فعلی در دشت‌های سیلابی و چگونگی شرایط احتمالی قابل حدوث در آینده پی برد.

کم‌تر دیده شده که رودخانه‌ها در تمام مسیر خود، بستر مستقیم و منظم داشته باشند؛ بلکه بسته به شکل ناهمواری و نیز سازند بستر و همچنین شرایط آب و هوایی، جریان مسیر رودخانه عوض شده و پیچ وخم‌هایی به بستر آن داده شده است.به این

رودخانه‌ها پیچان رود یا مئاندر گفته می‌شود که از نام رودخانه‌ای در ترکیه گرفته شده است (احمدی، ۱۳۷۴).

دشت‌های استان لرستان دارای رسوبات آبرفتی ضخیمی هستند که چندین رودخانه به آن‌ها وارد می‌شود؛ جریان آب رودخانه‌ها باعث کندوکاو و شکل‌گیری پیچان رودهای آزاد زیادی در این دشت‌ها شده است. پیچان رودهای آزاد اغلب در دشت‌های آبرفتی و در نقاطی که شیب بستر یا به عبارت دیگر نیروی آب کاهش یافته، به وجود می‌آید.

البته در رودخانه‌های استان مئاندرهای محاط نیز دیده می‌شود. مئاندرهای محاط زمانی ایجاد می‌شوند که توپوگرافی یا ساختار زمین‌شناسی خاص مسیر رود را به‌صورت مئاندر در می‌آورد. در شکل ۸-۱۹ و ۸-۲۰ دو نمونه از تصاویر مئاندرهای رودخانه‌ای استان لرستان به نمایش گذاشته شده است.

در شکل ۸- ۱۹ مئاندرهای آزاد رودخانه‌ی سیلاخور در داخل دشت سیلاخور به نمایش گذاشته شده‌است این مئاندرها از نوع مئاندرهای آزاد هستند؛ زیرا علت ایجاد آن‌ها تغییر سرعت و به تبع، قدرت فرسایشی و رسوب‌گذاری خود رود است؛ نه تحمیل پیچ به رود توسط عوامل بیرونی مثل توپوگرافی یا ساختمان زمین‌شناسی.

در شکل ۸-۲۰ مئاندرهای رودخانه‌ی سیمره به تصویر درآمده است. با توجه به توپوگرافی کوهستانی مسیر رودخانه نقش دامنه‌ها در شکل‌گیری این مئاندرها بسیار چشمگیر است و به نوعی می‌توان این مئاندرها را مئاندرهای محاط نامید.

شکل ۸-۱۹- تصویر هوایی از مئاندرهای رودخانه‌ی سیلاخور

شکل ۸-۲۰ تصویر هوایی از مئاندرهای رودخانه‌ی سیمره

منابع و مأخذ

ـ ابرلندر، تئودور (۱۳۷۹)، رودخانه‌های زاگرس از دیدگاه ژئومورفولـوژی، ترجمـه‌ی معصومه رجبی و احمد عباس نژاد، انتشارات دانشگاه تبریز، صص ۳۸۲.

- احمدی، حسن (۱۳۷۴)، ژئومورفولوژی کـاربردی (جلـد اوّل)، چـاپ دوم، تهـران: انتشارات دانشگاه تهران.

- اسـکانی‌کـزازی، غلامحسـین (۱۳۹۰)، تشـکیل و تکامـل تنـگ‌هـا در زاگـرس چین‌خورده (مورد: تنگ تکـاب در تاقـدیس خـاویز، شـمال شـرق بهبهـان) فصـلنامه‌ی جغرافیایی سرزمین، علمی – پژوهشی، سال هشتم، شماره ۳۱.

- اسکانی کزازی، غلامحسین (۱۳۸۳)، ارتباط سیستم ساختاری با کارسـت‌شـدگی، مجله‌ی سرزمین، شماره ۳، سال اول، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران.

- اسکانی کزازی، غلامحسین (۱۳۸۳)، ژئومورفولوژی کارست زاگرس چـین‌خـورده، رساله‌ی دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران.

- آقانباتی، علی (۱۳۸۳)، زمین شناسی ایران، سازمان زمـین‌شناسـی و اکتشـافات معدنی، صص ۵۸۶.

- باقری صدر، فاطمه (۱۳۹۰)، ردیابی آثار مورفولوژیکی یخچالی لرستان در کواترنر، پایان‌نامه‌ی کارشناسی‌ارشد رشته‌ی ژئومورفولوژی، دانشگاه اصفهان، دانشکده علوم جغرافیایی و برنامه‌ریزی، گروه جغرافیای طبیعی، استاد رهنما دکتر عبداله سیف.

- بهاروند، سیامک، محسن پورکرمانی، مهران آرین، رسول اجل‌لوییان، و عبدالرضا نوریزدان (۱۳۸۸). زمین‌لغزش سیمره و نقش آن در تغییرات زیست محیطی و ژئومورفولوژیکی منطقه‌ی پل‌دختر، فصلنامه‌ی زمین، سال چهارم، شماره ۴، صص ۱۳ تا ۲۴.

- بیرانوند، حجت‌اله (۱۳۹۰)، بررسی ویژگی‌های مورفومتری دریاچه‌ی سیمره، پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد، با راهنمایی دکتر مسعود معیری، دانشگاه اصفهان، گروه جغرافیا.

- بیرانوند، حجت‌اله و مسعود معیری و سیدمنصور شاهرخوندی (۱۳۹۰)، بررسی ویژگی‌های مورفومتری دریاچه‌ی سیمره، فصلنامه جغرافیای‌طبیعی، شماره ۱۳، صص ۷۱ تا ۸۳.

- بیرانوند، حجت‌اله، عبدالله سیف و سیدمنصور شاهرخوندی (۱۳۹۲)، پالئوژئوگرافی و تحولات ژئومورفولوژیک دریاچه‌ی قدیمی سیمره، فصلنامه‌ی جغرافیا و آمایش شهری – منطقه‌ای دانشگاه سیستان و بلوچستان، شماره ۶، صص ۱۱۰- ۹۷.

- بیرانوند، حجت‌اله، عبدالله سیف و سیدمنصور شاهرخوندی (۱۳۹۲)، تحولات ژئومورفولوژیک زمین لغزش کبیرکوه، مجله‌ی فضای جغرافیایی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر، در نوبت چاپ.

بیرانوند، حجت‌اله و رامشت محمدحسین (۱۳۹۳)، تحلیل شاخص‌های مورفومتری دریاچه‌های میان‌کوهی زاگرس چین‌خورده (مطالعه موردی دریاچه‌ی قدیمی خرم‌آباد)، فصلنامه‌ی تحقیقات جغرافیایی، دانشگاه اصفهان، در نوبت چاپ.

- جداری عیوضی، جمشید (۱۳۷۴)، ژئومورفولوژی ایران، دانشگاه پیام نور، چاپ ششم.

- چورلی، ریچارد جی، استانلی‌ای شوم و دیویدای سودن (۱۳۷۹)، ژئومورفولوژی (فرآیندهای دامنه‌ای، آبراهه‌ای، ساحلی و بادی)، ترجمه‌ی احمد معتمد، جلد سوم، چاپ اول، انتشارات سمت، صص ۴۵۵.

- درویش‌زاده، علی (۱۳۷۰)، زمین‌شناسی ایران، تهران، انتشارات امیرکبیر.
- درویش‌زاده، علی و مهین محمدی (۱۳۷۴)، زمین‌شناسی ایران رشته‌ی جغرافیا، تهران، انتشارات پیام نور.
- رفیع‌فر، سید جلال‌الدین (۱۳۷۳)، کواترنر، پال‌آنتروپولوژی و ایران، مجموعه مقالات نخستین سمپوزیوم بین‌المللی کواترنر، مرکز انتشارات کمیسیون ملی یونسکو در ایران.
- رامشت، محمدحسین (۱۳۸۵)، نقشه‌های ژئومورفولوژی (نمادها و مجازها)، چاپ دوم، انتشارات سمت، صص ۲۶۸.
- زمردیان، محمدجعفر (۱۳۸۷)، ژئومورفولوژی ایران (فرآیندهای ساختمانی و دینا-میک‌های درونی)، دانشگاه فردوسی مشهد، جلد اوّل، چاپ چهارم، صص ۲۸۱.
- زمردیان، محمدجعفر (۱۳۸۷)، ژئومورفولوژی ایران (فرآیندهای ساختمانی و دینامیک‌های بیرونی)، دانشگاه فردوسی مشهد، جلد دوم، چاپ چهارم، صص ۲۶۷.
- سازمان زمین‌شناسی کشور، نقشه‌های زمین‌شناسی چهار گوش همدان، کرمانشاه، ایلام-کوهدشت و خرم‌آباد با مقیاس ۱:۲۵۰،۰۰۰.
- سازمان منطقه‌ای آب استان لرستان،۱۳۹۲.
- سازمان میراث فرهنگی، صنایع دستی و گردشگری استان لرستان ۱۳۹۰.
- سازمان لرزه‌نگاری و زلزله‌سنجی استان لرستان ۱۳۹۲.
- سالنامه آماری استان لرستان ۱۳۹۰.
- سگوند، حبیب، سیاوش شایان، و سیاوش شریفی‌کیا (۱۳۹۰)، پهنه‌بندی خطر روانگرایی در دشت سیلاخور، نشریه‌ی تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، جلد ۱۸، شماره ۲۱، صص ۶۸-۵۱.
- سوری‌نژاد، علی (۱۳۸۱)، برآورد حجم روانآب حوضه‌ی آبخیز رودخانه‌ی کشکان با استفاده از Gis، دانشگاه تربیت مدرس تهران، مجله پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۴۳.
- سیاپور، مرتضی و محمدحسین قبادی (۱۳۷۸). بهمن سنگی سیمره، ابر زمین لغزش شناخته شده‌ی جهان، مجموعه مقالات اولین کنفرانس زمین‌شناسی و محیط زیست ایران، دانشگاه تربیت معلم تهران.

- شایان، سیاوش (۱۳۸۳). شواهد ژئومورفولوژیکی در سن‌سنجی زمین‌لغزه‌ی بزرگ سیمره (کبیرکوه) زاگرس، جنوب غربی ایران، فصلنامه‌ی مدرس علوم انسانی، دوره ۸، شماره ۱، صص ۴۵ تا ۷۰.

- شریعت جعفری، محسن (۱۳۷۵)، زمین‌لغزش (مبانی و اصول پایداری شیب‌های طبیعی)، انتشارات سازه، صص ۲۱۸.

- عبداللهی فرد، ا... (۱۳۸۵)، مدل‌های ساختاری جنوب خوزستان با استفاده از داده‌های لرزه‌نگاری بازتابی. پایان‌نامه دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۸۴.

- عزیزی، قاسم و داریوش یاراحمدی (۱۳۸۲)، بررسی ارتباط پارامترهای اقلیمی و عملکرد گندم دیم با استفاده از مدل رگرسیونی، مطالعه موردی دشت سیلاخور، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۴۴، صص ۲۳ تا ۲۹

- علایی‌طالقانی، محمود (۱۳۸۰)، ژئومورفولوژی ایران، نشر قومس، چاپ اوّل، صص ۴۰۲.

- علیمرادی، صادق (۱۳۸۰)، بررسی ویژگی‌های هیدروژئولوژیکی چشمه‌های کارستی تاقدیس کبیرکوه، پایان‌نامه‌ی کارشناسی‌ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران.

- گرانتوسکی، ادوین آرویدویچ (۱۳۶۱)، تاریخ ایران از زمان باستان تا امروز، ترجمه-ی کیخسرو کشاورزی، تهران، پویش، صص ۶۵۴.

- گریشمن، رومن (۱۸۹۵)، ایران از آغاز تا اسلام، ترجمه دکتر معین، تهران، انتشارات علمی و فرهنگی، چاپ اوّل، ۱۳۳۶، صص ۸۸.

- گزارش توجیهی تخصیص منابع آب محدوده‌ی مطالعاتی نورآباد، مهندسین مشاور سنگاب زاگرس، اسفندماه ۹۱.

- لتوزی، ژ. ، م.ق. گودرزی، ش. شرکتی و ب. سلیمانی (۱۳۷۹)، زمین‌شناسی ساختمانی تاقدیس‌های سربالش، خارتنگ و GR شاهینی. شرکت ملی نفت ایران، مدیریت اکتشاف، گزارش ۱۹۳۹.

- مالکی، ا و فرانک بحرالعلومی (۱۳۷۸). معرفی دو پارینه‌ی زمین‌لغزه در منطقه‌ی سیمره، دهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، دانشگاه تهران.

- محمدیان، مهدی (۱۳۸۸)، بررسی تاقدیس‌های زاگرس در حوضه‌ی آبریز سیمره در شهرستان دره شهر، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خرم‌آباد.
- محمودی فرجاله (۱۳۸۳)، ژئومورفولوژی دینامیک، چاپ ششم، تهران، انتشارات پیام نور، صص ۳۲۶.
- محمودی فرجاله (۱۳۸۷)، ژئومورفولوژی ساختمانی، تهران، انتشارات پیام نور، چاپ دوم، صص،۱۷۷.
- مرادی غیاث‌آبادی، رضا (۱۳۸۴)، ایران سرزمین همیشگی آریاییان، روزنامه‌ی شرق، شماره ۱۴۵۲.
- مطیعی، همایون (۱۳۷۴)، زمین‌شناسی نفت زاگرس، طرح تدوین کتاب، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی، جلد اوّل، صص ۵۸۹.
- مقیمی، ابراهیم (۱۳۸۹)، ژئومورفولوژی ایران، انتشارات دانشگاه تهران، چاپ اول، صص ۳۳۳.
- مهندسین مشاور جامع استان لرستان (۱۳۸۴)، ساماندهی طرح مطالعات هفت آبشار لرستان.
- مهندسین مشاور سازه آب شفق ۱۳۸۵.
- نصیری، بهروز و داریوش یاراحمدی (۱۳۸۴)، به‌کارگیری GIS در ارزیابی خشکسالی‌های اخیر و اثرات آن بر منابع آب زیرزمینی دشت‌های خرم آباد، دورود، بروجرد، ازنا و الیگودرز، طرح پژوهشی، معاونت پژوهشی دانشگاه لرستان.
- نصیری، بهروز و داریوش یاراحمدی (۱۳۸۳)، تعیین مناسب‌ترین زمان کاشت گندم دیم در استان لرستان با استفاده از داده های اقلیمی، طرح پژوهشی، معاونت پژوهشی دانشگاه لرستان.
- وب سایت پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی ۱۳۹۱.
- هول، فرانک (۱۳۵۲)، دوره پیش از تاریخ در جنوب غربی ایران «لرستان»، ترجمه‌ی اسکندر امان‌اللهی‌بهاروند، خرم‌آباد، اداره فرهنگ و هنر، صص ۱۰۲.
- یاراحمدی، داریوش و بهروز نصیری (۱۳۸۳)، به کارگیری مدل تلفیقی پانل در ارتباط میزان عملکرد گندم دیم و پارامترهای اقلیمی در استان لرستان، فصلنامه‌ی مدرس علوم انسانی، شماره ۴، صص ۱۷۵-۱۹۰.

- یاراحمدی، داریوش و قاسم عزیزی (۱۳۸۶)، تحلیل چند متغیره ارتباط میزان بارش فصلی ایران و شاخص‌های اقلیمی، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۶۲، صص ۱۶۱-۱۷۴.

- یاراحمدی، داریوش، اسداله خوش‌کیش (۱۳۹۲)، پهنه‌بندی پدیده‌ی گردوغبار در نیمه‌ی غربی ایران در بازه‌ی زمانی ۱۹۹۰ تا ۲۰۰۹، نشریه‌ی تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، شماره۳۱ ، ص ۲۱۱-۲۲۵

- یاراحمدی، داریوش، سیامک شرفی و فاطمه شرفی (۱۳۹۳)، نقش عوامل محیطی در شکل‌گیری سکونت‌گاه‌های روستایی در دشت سیلاخور استان لرستان، فصلنامه جغرافیا و پایداری محیط، در دست چاپ.

- یاراحمدی، داریوش و سیامک شرفی (۱۳۹۲)، تحلیل مکانی و شناسایی پهنه‌های در معرض خطر زمین لغزش با استفاده از GIS در حوضه‌ی هرورود استان لرستان، مجموعه مقالات اولین همایش ملی جغرافیا و پایداری محیط، دانشگاه رازی، اسفند ۱۳۹۲ صص-۱-۸.

- یاراحمدی، داریوش و سیامک شرفی (۱۳۹۲)، نگرش سیستمی و مدیریت حوضه‌های آبریز در حوضه‌ی هرورود در استان لرستان، مجموعه مقالات اولین همایش ملی جغرافیا و پایداری محیط، دانشگاه رازی، اسفند ۱۳۹۲ صص ۱۲۴-۱۳۴

- یاراحمدی، علی‌محمد (۱۳۷۸)، منابع و مسائل آب دشت سیلاخور، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد جغرافیای طبیعی، دانشگاه تهران.

- یاراحمدی، علی‌محمد (۱۳۹۱)، نقش مورفولوژی دامنه‌ها در تحول سیرک‌های یخچالی اشترانکوه، مجله‌ی مدرس علوم انسانی، برنامه ریزی و آمایش فضا، دانشگاه تربیت مدرس، دوره‌ی شانزدهم، شماره‌ی ۳، پاییز ۱۳۹۱، صص: ۱۱۹-۱۳۹.

- یمانی، مجتبی، صمد عظیمی راد و سجاد باقری سیدشکری (۱۳۹۱)، بررسی قابلیت‌های ژئوتوریسمی ژئومورفوسایت‌های منطقه‌ی سیمره با استفاده از روش پرالونگ، جغرافیا و پایداری محیط، شماره ۲، صص ۸۸-۶۹.

- Alavi, MA. (1982): Chronology of trap formation and migration of hydrocarbons in Zagros sector of southwest Iran. Am Assoc Petrol Geologists Bull 66:1536–1542.

- Alavi, M. (1994): Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations: Tectonophysics, vol. 229, p. 211–238.
- Alavi, M. (2004): Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforland evolution. American Journal of Science, v. 304, p. 1–20.
- Alavi, M. (2007): Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. American Journal of Science, v. 307, p. 1064–1095.
- Berberian, M. & King, G. C. P. (1981): Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences, 18, 210–265.
- Beydoun, Z. R., Hughes Clarke, M. W., & Stoneley, R. (1992): Petroleum in the Zagros basin: A Late Tertiary foreland basin overprinted onto the outer edge of a vast hydrocarbon-rich Palaeozoic–Mesozoic passive margin shelf. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 55, 309–339.
-Blance ,E, Allen,M, Inger,S, Hassani,H,(2003): structural styles in the Zagros simple folded zone iran, geological society,vol 160,pp. 401-412.
- Bogaard, T.A., (2001): ″Analysis of hydrological processes in unstable clayey slopes″, Netherlands Geographical studies on 287, KNAG.
9- Brookes, Ian A. Geomorphological Evidence for climatic change in Iran during the last 20,000 years (paleoclimates, paleoenvironments and Human communities in the estern Mediteranean region in later prehistory, Edited by J. L. Blintliff and willen van zeist (part 1), bar International seris 133 (i) pp. 191-230,1982.
- Falcon, N.L. (1969): Problems of the relationship between surface structure and deep displacement sillustrated by the Zagros range. In: Kent, P.E. (Ed.), Time and Place in Orogeny. Geological SocietySpecial Publications, London 3, pp. 9–22.
- Fisher W.B., (1968): the Cambridge history of iran, volum, the land of iran – Cambridge at the university press.
- Goudie,A.S,(2003): Encyclopedia of geomorpholog, Routledge.
- Harrison and falcon (1938): “An Ancient Landslip at saidmarreh in southwestern Iran” Journal,46, 269-309.
- Harrison, J.V., and Falcon, N.L., (1938): **“**An Ancient Landslip at saidmarreh in south western Iran” Journ, Geology. Vol, 46, 269-309.

- Hessami, KH, Nilfoyoushan, Christopher.J, Tablot, (2006): active deformation within the Zagros Mountains deduced GPS measurements, geology society, vol 163, pp: 143-148.
- IAEG commission on landslide (1990): Suggessted Nomen clo ture for landslides, Bulletin of the International Association of Eng ineering Geology, N 41.
- James, G. A., and Wynd, J. G. (1965): Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. AAPG, Bull 49, p. 2182–2245.
- Jamison, W.R., 1987- Geometric analysis of fold devolopment in overthrust terranes. Journal of Structural Geology, V. 9, 207-219.
- Oberlander Theodor T.M., (1965): the zagros stream; (syracuse university press).
- Sella, G. F., Dixon, T. H., & Mao, A. (2002): A model for recent plate velocities from space geodesy. Journal of Geophysical Research, 107, 11.1–11.30.
- Sepehr, M., Cosgrove, J.W.,(2004): Structural framework of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran. Mar. Petrol. Geol. 21, 829–843.
- 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: 535–55.
- Stocklin, J. (1974): Possible ancient continental margins in Iran. In C. A. Burk, & C. L. Drake (Eds.), The geology of continental margins (pp. 873–887). New York: Springer.
- Stocklin, J. (1968): Structural history and tectonics of Iran; a review. American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 52(7), 1229–1258.
- Stoneley, R.,(1990): The Middle East basin: a summery overview, in Brooks, J., editor, Classic petroleum provinces: London, Geological Society Special Publication 50, p. 293–298.
- Takin, M. (1972): Iranian geology and continental drift in the Middle East. Nature, 235, 147–150.
- yarahmady.A.M, (2011), Geomorphologic Evidences of the Influence of Glacier Sediments in Lake Formation Case Study: the Formation of Gahar Lake, in Iran, ECISI, Mar-10-2012, 12-88

واژه‌نامه

معادل فارسی	نام انگلیسی
آون: نوعی تخریب در طبقات آهکی به شکل قیف وارونه است که منفذ آن به سطح فلات‌های آهکی باز می‌شود. تشکیل آون بدین‌گونه است که از شکاف و درز موجود در سطح فلات آهکی عمل آغاز می‌شود و آب‌های نافذ بر اثر انحلال به تدریج داخل زمین‌های آهکی را وسیع می‌کنند و از هم‌جداشدگی و ریزش دیواره‌های طبقات داخلی نیز ممکن است موجب گسترش فضای داخلی آن‌ها شود. اگر آون با یک شکاف دیگر برخورد نماید تبدیل به غار می‌شود.	**Avan**
افت آهنگ بی‌دررو (آدیاباتیک): میزان کاهش دمای هوا همراه با افزایش ارتفاع به دلیل کاهش اثر گرانش. این کاهش بدون هرگونه تغییر در میزان کلی حرارت رخ می‌دهد و فقط در نتیجه‌ی افزایش حجم هوا است. افت آهنگ بی دررو نرمال یک درجه‌ی سانتی‌گراد در هر ۱۰۰ متر ارتفاع است؛ اما آهنگ افت بی‌دررو اشباع که در آن هوا آهسته‌تر سرد می‌شود، ۰/۹-۰/۴ درجه‌ی سانتی‌گراد در هر ۱۰۰ متر است. اگر بسته‌ی هوا از بالا به طرف سطح زمین حرکت کند این فرایند معکوس می‌شود و هوا شروع به گرم شدن می‌کند.	**Adiabatic Lapse Rate**
هوا: گازی است بی‌رنگ، بی‌بو و مخلوطی از عناصری مانند ازت، اکسیژن، هیدروژن، گاز کربنیک، آرگون نئون، هلیوم، کریپتون، گزنون و مقداری بخار آب و گاز آمونیاک. بخش اعظم حجم هوا را ازت (۷۸٪) و اکسیژن (۲۱٪) تشکیل می‌دهند و فقط ۱٪ باقی‌مانده مخلوطی از سایر گازهاست.	**Air**
آکله: چهارضلعی‌های فشرده‌ای را که از تقاطع رشته‌های ماسه ای ایجاد می‌شوند اصطلاحاً آکله می‌نامند. غالباً بر فراز این مجموعه تپه‌های ماسه‌ای جدیدی تشکیل می‌شود.	**Akle**
البیدو: میزانی از تابش موج کوتاه خورشیدی که توسط سطوح یا اشیای مختلف منعکس می‌شود.	**Albedo**

Alluvial Fan	**مخروط‌افکنه:** نهشته‌ی رسوبی بادبزنی شکل که در هنگام کاهش ناگهانی شیب رودخانه در پای دامنه‌ها حاصل می‌شود، مخروط‌افکنه نام دارد.
Anticinorium	**آنتی‌کلینوریوم:** تاقدیس‌های برآمده‌تر را آنتی کلینوریوم می‌نامند.
Anticlinal	**آنتی‌کلینال:** تاقدیس بزرگ آنتی‌کلینال نام دارد. اگر قسمت محدب چین به طرف بالا باشد چین را تاقدیس می‌خوانند. در این قبیل چین‌ها هسته از طبقات قدیمی‌تر تشکیل شده‌است و طبقات جدید روی آن قرار دارند.
Antipodes	**آنتی‌پود یا بادپا:** دو نقطه از کره‌ی‌زمین که در مقابل یکدیگر قرارگرفته و نسبت به هم ۱۸۰ درجه فاصله داشته باشند بادپا می‌گویند.
Apophyse	**آپوفیز:** گاهی لاکولیت شاخه شاخه شده و در داخل سنگ‌های احاطه‌کننده‌ی خود در جهت‌های مختلف رخنه می‌کند، چنین شکلی را آپوفیز می‌نامند.
Arete	**آرِت:** برجستگی باریک و تیغه‌مانندی که دو دره‌ی یخزاری را از هم جدا می‌کند، آرِت نام دارد.
Artesian Wall	**چاه آرتزین:** نوعی چاه که معمولاً یک جریان آب دائمی تأمین می‌کند و آب به وسیله‌ی فشار مربوط به موازنه‌ی آب‌های ساکن (فشار هیدروستاتیک) مجبور به بالا آمدن می‌شود. این فشار به علت مخرج چاه است که در عمقی زیر سطح منبع آب قرار دارد.
Atmosphere	**جو:** لایه‌ی گازی اطراف کره‌ی زمین که از سطح زمین تا ارتفاع تقریبی ۱۰۰ کیلومتری کشیده شده است و مانند اقیانوسی زمین را در بر گرفته است.
Badlands	**بدلند (بدبوم):** سرزمین نسبتاً کم‌باران و سرسختی که دارای آبکندهای عمیق باشد و میزان رطوبت و بارندگی آن تکاپوی رشد گیاهان را نکند و از نظر کشاورزی و ایجاد چراگاه بی ارزش باشد
Bahada/Bajada	**باجارا- باهادا**: به مخروط‌افکنه‌های مجاور هم باجارا یا باهادا می‌گویند.

Banquise	**بانکیز:** یخ‌های فصلی یا لایه‌های یخی، یخ‌های دریا از یخ بستن آب اقیانوس تشکیل می‌شود. بانکیز لایه یخی وسیع ولی کم‌ضخامت است که در واقع از چند لایه‌ی نازک‌تر تشکیل شده است.
Bathyal	**باتیال:** رسوبات کم‌عمق را باتیال می‌نامند؛ یعنی نهشته‌هایی که بین ۲۰۰ تا ۲۰۰۰ متر عمق گذاشته می‌شوند.
Beach	**بیچ:** ساحل شنی- ماسه‌ای. زمین فاقد بریدگی و سراسر پست و پوشیده از ماسه را بیچ می‌نامند.
Blizzard	**بلیزارد (کولاک):** وزش باد با سرعت بیش از ۶۰ کیلومتر در ساعت و دمای زیر C ° ۶- که اغلب همراه بوران و برف است.
Boreal	**بورال:** جنگلی در نیم‌کره‌ی شمالی عمدتاً شامل کاج و توس (غان).
Boule	**بول:** سلسله سنگ‌های کروی شکل را بول می‌نامند. خصوصاً در سنگ‌های گرانیتی که دارای دانه‌های متوسط باشند. بول‌ها همراه با سایر سنگ‌ها اغلب در کنار هم به شکل نامنظم ولی به حال تعادل روی دامنه‌ها قرار می‌گیرند.
Caldera	**کالدرا:** چاله‌های وسیع در روی ساختمان‌های آتش فشانی است. قطر کالدرا به ۸ کیلومتر نیز می‌رسد.
Cape	**دماغه:** یک نقطه از خشکی است که به داخل دریا، اقیانوس، دریاچه یا رودخانه پیش رفته است.
Chaparral	**چاپارل:** نام اطلاق شده به پوششی از گیاهان متراکم، اغلب خاردار و کوتاه قد، عمدتاً شامل بلوط همیشه سبز کوچک. این پوشش گیاهی در آب و هوای مدیترانه‌ای جنوب غرب ایالات متحده پیدا می‌شود.
Climate	**آب و هوا:** هوای غالب یک محل در درازمدت است؛ به عبارت دیگر اگر در طول زمان یک شرایط هوایی در مکانی به کرات تکرار گردد به آب و هوای آن مکان تبدیل می‌شود. تعیین آب و هوای هر محل نیاز به جمع‌آوری داده‌های هوا در مدت طولانی و جمع‌بندی و پردازش آن‌ها دارد.

Convection	**همرفت:** انتقال گرما به سمت بالا در یک سیال یا تـوده‌ی هـوا بـه وسیله‌ی حرکت ذرات گرم هوا یا آب.
Convective Instability	**ناپایداری همرفتی:** یک بسته هوای در حال صعود تـا زمـانی کـه میزان دمای آن از محیط پیرامون خود بیشـتر باشـد همچنـان بـه صعود خود ادامه می‌دهد؛ اگر عمل تراکم رخ دهد و گرما به داخـل بسته هوا آزاد گردد این فرایند ادامه می‌یابد.
Coriolis Force	**نیروی کوریولیس**: اثر گردش وضـعی زمـین را در انحـراف مسـیر اجسامی که آزادانه در سطح زمین یا مجـاور آن حرکـت مـی‌کننـد نیروی کوریولیس می‌گویند.
Cratere	**دهانه آتش‌فشان:** دودکش‌های آتش‌فشانی در منتهی‌الیه خـارجی خود به صورت حفره‌ای درمی‌آیند که مواد درونی از آنجا بـه سـطح زمین می‌رسد. این قسمت از کوه آتش‌فشان را دهانه می‌نامند.
Cretaceous	**کرتاسه:** دوره‌ی زمین‌شناسی بین ۱۳۵-۶۵ میلیـون سـال قبـل از میلاد که با انقراض ناگهانی بسیاری از گونه‌های جـانوری و گیـاهی همراه بوده است.
Crust	**پوسته:** خارجی‌ترین لایه‌ی کره‌ی‌زمین با ضخامت ۷۰-۲۰ کیلومتر در زیر قاره‌ها و فقـط ۵ کیلـومتر در زیـر اقیـانوس‌هـا. ایـن لایـه از سنگ‌های سبک‌تر غنی از سیلیس که بر روی سنگ‌های متـراکم و مایع گوشته شناور هستند، تشکیل شده است.
Cuasta	**کواستا:** واژه‌ی اسپانیایی به مفهوم رشته‌کوهی کـه یـک طـرف آن دارای شیب کاملاً ملایم و طرف دیگر آن شیب تندی داشته باشـد. این عارضه از اختلاف سختی و سستی طبقاتی مانند گچ و نمک به صورت موازی قرار گرفته باشند، ایجاد می‌شوند.
Cyclogenesis	**سیکلون‌زایی:** فرایند شکل‌گیری یک سلول کم‌فشار در عرض‌های میانه.
Deflation	**روفت و روب بادی:** برداشت ذرات ریز خاک از سطح زمین توسط باد در یک دوره‌ی زمانی طولانی.

Deflation	**بادروبش (دفلاسیون):** جاکن شدن و روییده شدن موادی مانند خاک و شن و ماسه را از سطح زمین به وسیله باد بادروبش می‌گویند به این عمل بادبردگی نیز می‌گویند.
Delta	**دلتا :** مصب (دهانه) رودخانه‌ای است که در آن آبرفت‌ها متراکم شده و دائماً در حال توسعه باشند. دلتا وقتی تشکیل می‌شود که تراکم رسوبات رودخانه برتر از عمل فرسایش باشد. دلتاهای زیردریایی نیز وجود دارد.
Desertification	**بیابان‌زایی:** فرایندی که به موجب آن زمین‌های مناطق نیمه‌خشک که می‌توانند شرایط لازم را برای ادامه‌ی زندگی گیاهی (برای چرا و یا کشاورزی گسترده) داشته باشند به دلیل افزایش خشکی، تخریب خاک یا استفاده‌ی بیش از حد نابارور می‌شوند.
Diaclase	**درز یا شکاف:** وقتی که شکستگی بدون جابه‌جایی و اختلاف سطح باشد، درز یا شکاف خوانده می‌شود که در سنگ‌های آهکی به فراوانی موجود است.
Diapir	**دیاپیر:** ساختمان‌های گنبدی، توده‌های نمکی که سنگ‌های سبک وزنی هستند وقتی که بین طبقات سنگین‌تر قرار بگیرند، در اثر فشار به صورت گنبد درمی‌آیند و به نام دیاپیر خوانده می‌شوند.
Diastrophisme	**دیاستروفیسم:** حرکاتی که در پوسته‌ی جامد زمین ایجاد می‌شود و متعاقب آن ممکن است نظم اولیه‌ی سنگ‌ها درهم بریزد. مجموعه‌ی این تغییر شکل‌ها را که سبب به هم خوردن قشر جامد زمین می‌شوند دیاستروفیسم می‌نامند. دیاستروفیسم ساختمان‌های متنوع زمین ساختی را به وجود می‌آورد.
Dromlin	**دروملین:** از تراکم یخرفت‌های کف که در بستر زبانه‌های یخچالی فراوانند تپه‌های بیضوی شکل نسبتاً کشیده‌ای به جای می‌مانند که امتداد آن‌ها در جهت حرکت زبانه‌های یخچالی قرار دارد. این تپه‌ها را در اصطلاح ایرلندی دروملین می‌نامند.

Dust Bowl	**داست باول**: قسمتی از جنوب دشت‌های بزرگ در آمریکا به مرکزیت اوکلاهاما که طوفان‌های گرد و غبار گسترده‌ی سال‌های خشک‌سالی ۱۹۳۶-۱۹۳۵ را در اوج رکود اقتصادی بزرگ داشته است.
Dyke	**دایک:** اگر مواد مذاب درونی طبقات رسوبی را قطع کنند و به صورت ستون‌های عمودی و مورب منجمد درآورند، دایک نام دارند. سنگ‌های دربرگیرنده‌ی دایک از طبقات رسوبی تشکیل شده‌اند و معمولاً چین‌خوردگی دارند.
El Niño	**النینو:** نام اطلاق شده به گرمایش تابستانه‌ی آب‌ها در امتداد خط ساحلی پرو در زمان کریسمس است (به زبان اسپانیایی، به معنی «کودک»).
Enso	**انسو:** مخفف عبارت «النینو - نوسان جنوبی» اشاره به زمانی دارد که آب‌های نزدیک سواحل پرو به‌طور غیرطبیعی گرم می‌شوند و بادهای تجارتی شرقی که در مناطق حاره‌ای و در عرض اقیانوس آرام می‌وزند تضعیف یا معکوس می‌گردند.
Episodic	**اپیزودیک (وقایع منقطع یا اتفاقی):** تمایل برخی رویدادهای طبیعی برای رخداد به صورت گروهی در دوره‌هایی از زمان، درحالی‌که ویژگی‌های ارتباطی معمولی یا ضعیفی با هم دارند. رویدادهایی با چرخه پذیری ضعیف یا نامنظم نیز درباره آن‌ها صدق می‌کند.
Ergs	**ارگ:** زمانی که تپه‌های ماسه‌ای گسترش زیادی پیدا کنند و به صورت مجموعه‌ای از تپه‌های هرمی شکل درآیند، در زبان عربی به آن ارگ می‌گویند.
Evapotranspiration	**تبخیر و تعرق:** مقدار رطوبتی که توسط گیاهان و عمدتاً از طریق منافذ یا روزنه‌ی برگ تبخیر و به جَو وارد می‌شود. در سطوح برابر همیشه مقدار تبخیر و تعرق از سطوح دارای پوشش گیاهی نسبت به سطوح فاقد پوشش گیاهی بیشتر است.

Exfoliation	**اکس‌فولیشن:** متلاشی شدن به صورت تیغه‌های سنگی- پدیده تورق را اکس‌فولیشن می‌نامند.
Extra-Tropical Low Or Depression	**کم‌فشارهای عرض‌های میانه:** کم‌فشارهای عرض‌های میانه که دارای چرخندگی رو به داخل و رو به بالا هستند. بر خلاف سیکلون‌های حاره‌ای، این سلول می‌تواند بر روی خشکی نیز همانند سطح آب شکل بگیرد و معمولاً در ارتباط با جبهه‌ی قطبی با هسته‌ای از هوای سرد پدید می‌آید.
Eye	**چشم طوفان:** مرکز سیکلون حاره‌ای یا تورنادو که در آن هوا نزولی است و به وسیله‌ی ساختار دیواری احاطه شده است؛ فشار از دیواره که دارای بادهای درون پیچ شدیدی است به داخل چشم به شدت و به طور ناگهانی کاهش می‌یابد.
Fallais/Fapaise	**دریابار:** پرتگاه ساحلی/ پرتگاه قائم یا «فالز» در مواردی که دریا طوفانی و ساحل از صخره‌های پرشیب یا از سنگ‌های غیرهمگن نظیر گل سفید و توف‌های آتش‌فشانی تشکیل شده باشد، عمل تخریبی دریا شدیدتر است و با ایجاد شکاف در سنگ‌ها، واردکردن آب در این شکاف‌ها و بالاخره فشرده کردن هوا در عمق شکاف‌های مذکور باعث متلاشی شدن سنگ‌ها در پایین صخره‌ها، ریزش قسمت‌های فوقانی و تشکیل دریابار می‌گردد.
Fjord	**فیورد:** به دره‌ی یخچالی که بعد از ذوب یخچال به وسیله‌ی دریایی اشغال شود، در زبان نروژی فیورد می‌گویند.
Floe	**فلو:** به پاره یخ‌های شناوری که از حاشیه‌ی بانکیزهای ثابت (یخ‌های فصلی) جدا شده‌اند فلو می‌گویند.
Flood	**سیلاب:** دبی زیاد آب در داخل یا بیرون رودخانه یا مسیل در یک دوره‌ی نسبتاً کوتاه در مقایسه با جریان طبیعی.
Flood	**سیل**: به آب فراوانی که بر اثر بالا آمدن سطح آب رودخانه، دریا و دریاچه سرزمینی را به طور ناگهانی و غیرعادی فرا گیرد سیل می‌نامند.

Flood Plain	**دشت سیلابی:** دشتی واقع در کنار یک رودخانه که از ته نشست‌های رسوب محموله به وسیله‌ی رودخانه تشکیل شده است.
Föhn Wind	**باد فون:** نوعی گرم‌باد است که در اروپا و بر روی ناهمواری‌های آلپ می‌وزد. زمانی که هوا از یک طرف کوه صعود می‌کند تحت فرایند تراکم گرمای نهان تبخیر آن آزاد می‌گردد؛ بنابراین به صورت بی‌دررو و با آهنگ آهسته حدود ۰/۵°C به ازای هر ۱۰۰ متر سرد می‌شود؛ ولی هنگامی که همین هوا از دامنه‌ی باد پناه به سمت پایین نزول می‌کند از طریق فرایند بی‌دررو خشک و با آهنگ ۱ °C در هر ۱۰۰ متر (حدود ۰/۵ °C بیشتر از مقدار سرد شدن) گرم می‌شود. در نتیجه باد ایجاد شده در سمت باد پناه بسیار گرم‌تر و خشک‌تر از بادی است که در سمت بادگیر جریان داشته است. در ایران، گرم‌باد یکی از پدیده‌های دامنه‌های شمالی البرز در فصل سرماست. در استان گیلان از این باد با نام گرمش و در اردبیل با نام گرمیج یاد می‌شود. موارد متعدد آتش‌سوزی جنگل‌ها در استان‌های شمالی ایران مانند گیلان و مازندران در هنگام این پدیده گزارش شده است. این باد در دامنه‌ی کوه‌های راکی در آمریکا با نام باد چینوک شناخته می‌شود.
Fossil	**سنگواره:** فسیل یا سنگواره عبارت است از آثار و بقایای گیاهان و جانوران گذشته که در بین رسوبات به حالت سنگواره تا به امروز محفوظ مانده‌اند. برای مثال، صدف دو کفه‌ای‌ها، استخوان مهره داران، حشرات داخل کهربا و جای پای دایناسورها همگی سنگواره هستند. واژه «فسیل» از کلمه‌ی لاتین «فسیلز» (fossilis) به معنای «کندن و بیرون آوردن»، گرفته شده است و به همین دلیل در بعضی از کتاب‌های قدیمی به کانی‌ها و سنگ‌های قیمتی که بر اثر کندن از زمین بیرون آورده می‌شود، فسیل می‌گفتند.
Freezing Rain	**باران منجمد یا یخ زده:** باران سبکی که در حین سقوط از میان لایه‌ای از هوای سرد عبور می‌کند یا بر اشیایی با دمای زیر انجماد می‌بارد و در نتیجه یخ می‌زند یا به آن اشیاء می‌چسبد.↓

	← به مرور زمان و با افزایش وزن، این پدیده می‌تواند منجر به پاره شدن خطوط برق و شکستن شاخه‌های درخت گردد.
Gelifraction	**ژلی فراکسیون**: متلاشی شدن سنگ در اثر یخ‌زدگی و شستشوی دامنه‌ها در اثر آب ناشی از ذوب برف ژلی فراکسیون نامیده می‌شود.
Gelisol	**ژلی سُل**: خاک یخ بسته را ژلی سُل می‌نامند.
General Air Circulation	**گردش عمومی جو**: مناطق استوایی نسبت به قطب‌ها انرژی گرمایی بیشتری دارند که ناشی از این مسئله است که در استوا تابش دریافتی خورشید بیش از تابش خروجی با طول موج بلند است. برای حفظ تعادل حرارتی بر روی سطح زمین، این گرمای اضافه به صورت جریان‌های گرمایی از استوا به قطب جاری می‌گردد.
Geoanticlinal	**ژئوآنتی‌کلینال**: بزرگ تاقدیس را ژئوآنتی‌کلینال می‌نامند.
Geomorphogenese	**ژئومرفوژنز**: شکل‌زایی زمین را ژئومرفرژنز می‌نامند.
Geosynclinal	**ژئوسنکلینال**: ناودیس بزرگ/ چین ناودیسی را ژئوسنکلینال می‌نامند.
Geyser	**آب‌فشان**: چشمه، آب گرمی که آب از آن در فاصله های زمانی معینی به شدت به خارج فوران آب‌فشان نام دارد.
Geyser	**ژیزر**: ژیزر یک چشمه آب گرم طبیعی است که گاهی آب و بخار از آن به روی زمین فوران می‌کند. (آب فشان)
Granulometrie	**گرانولومتری**: بررسی و مطالعه‌ی اندازه دانه را گرانولومتری می‌نامند. ترکیب گرانولومتری یک سازند زمین‌شناسی را به وسیله‌ی گرافیک نشان می‌دهند.
Graupel	**گراپل**: یخ متراکم یا تگرگ پوشیده با آب فوق سرد.
Greenhouse Effect	**اثر گلخانه‌ای**: فرایندی که به موجب آن گازهای معینی در جو از قبیل بخار آب، دی اکسید کربن و متان، تابش ورودی خورشید با طول موج کوتاه را از خود عبور می‌دهند؛ ولی به اشعه خروجی با طول موج بلند اجازه خروج نمی‌دهند و آن‌را جذب می‌کنند و در نتیجه دمای هوای سطح زمین افزایش می‌یابد.

Haboob	**هابوب:** طوفان ماسه یا گرد و غبار ناشی از باد هارماتان. این اصطلاح در عربستان سعودی، شمال آفریقا و هند مورد استفاده قرار می‌گیرد. نگاه کنید به هارماتان.
Hadley Cell	**سلول هدلی:** هوای گرم شده در استوا صعود می‌کند و در سطوح فوقانی جو به طرف قطب حرکت می‌نماید. این هوا از طریق هدر رفت تشعشع موج بلند، سرد می‌شود و در حدود ۲۰-۳۰ درجه شمال و جنوب خط استوا (جایی که بر روی آن بخشی از هوا به خط استوا برمی‌گردد) شروع به نزول می‌کند. این فرایند، سلول بزرگ عمودی نسبتاً پایداری را در هر دو طرف خط استوا ایجاد می‌کند. جورج هدلی در سال ۱۷۳۵ آن را معرفی نمود.
Haloclastie	**هالوکلاستی**: خورده شدن سنگ بر اثر نمک را هالوکلاستی می‌گویند.
Harmattan	**هارماتان**: باد تجارتی گرد و غباری و خشکی که توسط پرفشارهای قطبی سیار در حال حرکت از شرق بر روی شمال آفریقا ایجاد می‌شود. این‌ها منبع طوفان گرد و غبار است.
Heart	**قلب:** ارگان عضلانی با چهار حفره که به طور ریتمیک منقبض می‌شود تا خون را از طریق عروق به تمام قسمت‌های بدن پیش براند.
Holocene	**هولوسن:** آخرین بخش از کواترنر که از ۱۵۰۰۰ سال قبل از میلاد، هنگامی که آخرین یخبندان بزرگ خاتمه یافته، آغاز شده است.
Howling Terrors	**زوزه وحشت:** اصطلاح استرالیایی برای سیکلون‌های حاره‌ای مخرب و کوچک با قطر چشم کم‌تر از ۲۰ کیلومتر که همچنین توسط بومیان، کوینار نیز نامیده می‌شود.
Hydroclastie	**هیدورکلاستی:** تکه‌تکه شدن سنگ‌ها بر اثر آب را هیدروکلاستی می‌گویند.
Intertropical Convergence	**همگرایی بین‌حاره‌ای:** هوای سطح زمین در مناطق حاره‌ای به دلیل گرمایش ناشی از موقعیت فصلی خورشید صعود می‌کند. بادها از شمال و جنوب به طرف این منطقه گرم شده ↓

← جریان می‌یابند و همگرا می‌شوند و به همین دلیل همگرایی بین حاره‌ای نامیده می‌شود. در واقع این منطقه به صورت یک سد عمل می‌کند و مانع از تبادل هوا بین دو نیمکره می‌گردد.	
هم‌فشارها (ایزوبارها): خطوط رسم شده بر روی یک نقشه که نقاط با فشار برابر را به هم وصل می‌کند، معمولاً دارای فواصل ثابت ۴ هکتوپاسکالی هستند.	**Isobars**
هم‌دما: مناطق دارای حرارت برابر.	**Isothermal**
کارست: به پدیده خوردگی و انحلال توده سنگ‌های کربناته (آهک و دولومیت) کارست گفته می‌شود. کارست پدیده ای در پوسته زمین است که آثار آن به صورت اشکال مختلف از قبیل حفرات و غارها در سطح و در زیر سطح وجود دارد. علت ایجاد چنین پدیده‌ای به وجود شکستگی‌ها و قابلیت انحلال توده سنگ مربوط می‌شود که در نتیجه‌ی آن یک سیستم آب زیرزمینی می‌تواند شکل بگیرد. بنابراین شکل‌گیری یک سیمای کارستی در گرو وجود دو عامل است: اول این که توده‌ی سنگ قابلیت انحلال داشته باشد و دوم اینکه زمینه‌ی تشکیل یک سیستم جریان آب زیرزمینی فراهم گردد.	**Karst**
بادهای کاتاباتیک: بادهایی که جریان یافتن آن‌ها تحت تأثیر جاذبه است و در طی آن هوای سرد و سنگین که گرمای خود را از طریق تابش با طول موج بلند تحت شرایط هوای آرام و آسمان صاف از دست داده است در جهت شیب توپوگرافی از ارتفاعات به سمت پایین حرکت می‌کند. سرعت باد حاصل می‌تواند به بیش از ۱۰۰ کیلومتر در ساعت برسد؛ این باد در فصل زمستان و در مناطق کوهستانی و یا در مجاورت کلاهک‌های قطبی شایع است.	**Katabatic Winds**
خور: خلیج مصبی، حاوی گل ولای را خور می‌نامند.	**Kgor**
لانینا: فاز معکوس یک رویداد انسو که در طی آن آب غرب اقیانوس آرام گرم‌تر از حد طبیعی هستند؛ بادهای تجارتی و گردش واکر قوی‌تر است و در نتیجه باران‌های سنگین‌تری در جنوب شرق آسیا می‌بارد.	**La Niña**

Laccolite	**لاکولیت**: توده‌ی بزرگی را از سنگ‌های آذرین که در زیر پوسته‌ی زمین انباشته شده باشد، علت پیدایش لاکولیت خروج مواد گداخته از طبقات زیرین و جمع شدن آن‌ها در زیر پوسته‌ی زمین است. در نتیجه انباشته شدن این مواد چینه‌های بالایی به طرف خارج تاپ برداشته، سطح زمین را به شکل تپه متورم می‌سازد.
Lagoon	**لاگون**: مرداب، آب شور و کم‌عمقی که به وسیله‌ی زمین باریکی از دریا به طور کامل یا ناقص جداشده باشد. به سده‌های کم عمق نیز می‌گویند.
Lahare	**لاهار**: روانه‌های گلی را لاهار می‌نامند.
Latent Heat	**گرمای نهان:** میزان گرمایی که در تغییر حالت ماده دریافت یا پس داده می‌شود. میزان انرژی گرمایی است که باید به میزان مشخصی به ماده داده شود یا از آن گرفته شود تا تغییر حالت کامل بدهد. وقتی که گرمای نهان دریافت یا آزاد شد دمای ماده ثابت می‌ماند.
Little Ice Age	**عصر یخبندان کوچک:** دوره بین سال‌های ۱۶۵۰ و ۱۸۵۰ میلادی، هنگامی که فعالیت لکه‌های خورشیدی در حداقل و دمای جهانی $1\ ^{\circ}C$ خنک‌تر بود. در طی این دوره یخچال‌ها در کوهستان‌های مناطق معتدل شروع به گسترش نمودند.
Marmite De Geant	**دیگ غول**: قطعه سنگ‌های تشکیل دهنده‌ی کف آبشارها همراه با آب از بالا ریزش می‌کنند و در پایین و عمق رود، گودال‌های دایره‌ای شکل شبیه به چاه‌های قائم یا دیگ‌های بزرگ به وجود می‌آورند که دیگ غول خوانده می‌شوند.
Maunder Minimum	**کمینه ماندور:** اشاره دارد به عدم وجود لکه‌های خورشیدی بین ۱۶۵۰ و ۱۷۰۰ میلادی در اوج عصر یخبندان کوچک.
Meander	**مئاندر**: چماب قوسی از یک رودخانه‌ی مارپیچ را چماب می‌گویند. گاهی چماب به شکل دایره‌ی کاملی درآمده، عارضه‌ای به نام دریاچه طوقی پدید می‌آورد. پیچ و خم رودخانه را مئاندر می‌گویند.
Mediterranean Climate	**آب و هوای مدیترانه‌ای:** آب و هوای فصلی و خشک با بارش در ماه‌های زمستان. متوسط دمای آن برای حداقل چهار ماه ↓

← بیش از ۱۰ درجه سانتی‌گراد است و در هیچ ماهی متوسط دمایی آن به زیر ۳- درجه سانتی‌گراد نزول نمی‌کند. بارش در خشک‌ترین ماه تابستان کم‌تر از ۴۰ میلی‌متر و کم‌تر از یک سوم مرطوب‌ترین ماه زمستان است.	
جریان هوای نصف‌النهاری: حرکت هوا در راستای شمال و جنوب.	**Meridional Air Flow**
دگردیسی: تغییر مشهود و کمابیش ناگهانی در شکل و یا ساختمان یک جانور در دوران زندگی بعد از جنینی را دگردیسی می‌گویند.	**Metamorphosis**
کشند قمری گره‌های ماه: دوره‌ی ۱۸/۶ ساله در مدار چرخشی ماه به دور زمین ناشی از تمایل مدار ماه نسبت به سطح استوایی خورشید.	**Mn Lunar Tide**
موسمی: هر منطقه‌ای که دارای تغییر ۱۸۰ درجه‌ای در جهت وزش باد بین تابستان و زمستان و در نتیجه تناوب فصلی دوره بارانی و خشکی باشد.	**Monsoon**
نوسان اطلس شمالی: تغییرات در اختلاف فشار هوا بین کم‌فشار ایسلند و پرفشار آزور. این نوسان تعیین‌کننده‌ی تغییرپذیری سالانه قدرت امواج رُزبای در نیمکره شمالی است. همچنین نگاه کنید به نوسان جنوبی.	**North Atlantic Oscillation**
نوسان اقیانوس آرام شمالی: اندازه‌گیری‌ای آماری از قدرت و موقعیت کم‌فشار سامانه‌ی آلئوسین به‌ویژه در زمستان. این نوسانات در تغییرات کوتاه‌مدت آب و هوایی امریکای شمالی تأثیر دارد. همچنین به نوسان جنوبی نگاه کنید.	**North Pacific Oscillation**
واحه: منطقه‌ای درون کویر که دارای آب کافی و برای زیست انسان و رشد گیاهان مناسب باشد واحه نام دارد.	**Oasis**
افیولیت ملانژ یا کالرملانژ: از ترکیب سنگ‌های اقیانوسی و قاره‌ای به وجود می‌آید. نام دیگر افیولیت ملانژها آمیزه رنگین می‌باشد.	**Ofiulitmelang/ Coler Mélange**

Os	**اُس**: اُس چهره‌ی دیگری از تراکم یخرفت‌ها ست که از فرهنگ سوئدی اقتباس شده است و در جمع اوزار (Osar) نامیده می‌شود. این عارضه تپه‌ی طویلی است که خط‌الرأس نامنظمی دارد. خط‌الرأس آن ممکن است نوک تیز یا محدب باشد.
Ouvala	**اووالا**: اگر چندین دولین به هم بپیوندند و یک چاله‌ی واحد بسته‌ای را تشکیل دهند که کناره‌های ناهموار داشته باشد آن را اووالا می‌گویند. شکل این‌گونه گودال‌ها شبیه گل سرخی است که بیش از چند گلبرگ نامنظم ندارد.
Pahoehoe	**پاهوهو:** جریان گدازه‌ای که دارای سطح صاف و طنابی باشد پاهوهو نام دارد.
Pediment	**پدیمنت**: دشت پایکوهی که دامنه‌ها را به سطوح هموار دشت اتصال می‌دهند. معادل انگلیسی آن‌را گلاسی می‌گویند. منطقه‌ای که در پای کوه واقع شده باشد.
Peniplain	**پنی‌پلین**: دشت سر، دشت پایکوهی که دامنه‌ها را به سطوح هموار دشت اتصال می‌دهند.
Penitents	**پنی‌تانت**: برجستگی‌های کله‌قندی شکل را پنی‌تانت می‌نامند. پنی‌تانت‌ها از یخ بستن مجدد بخشی از تبخیر مستقیم به وجود می‌آیند.
Permaphoreste	**پرمافراست**: مناطق همیشه یخ زده را پرمافراست می‌نامند.
Piroclastice	**پیروکلاستیک**: مواد آذر آواری را پیروکلاستیک می‌نامند.
Plage	**پلاژه:** پلاژه واژه‌ی فرانسوی به مفهوم ساحلی از دریا که از شن و ماسه پوشیده شده باشد.
Playa	**پلایا:** مسیله‌ی حوضه یا آبگیر جویبارهای فصلی و سیلاب‌هایی که دریاچه‌های شور و کم عمقی را پدید می‌آورد و پیرامون آن را شوره‌زارهای پهناور و گل‌زارها فراگرفته باشد، پلایا نام دارد.
Pluvial	**پلوویال:** بارانی؛ دوره‌های پر بارانی که دریاچه‌هایی را در حوضه‌های داخلی ایجاد کرد؛ دریاچه‌هایی که در دوره‌های خشک به کویر تبدیل شده‌اند.

Polar Front	**جبهه‌ی قطبی:** در سطح تماس هوای سرد و متراکم قطبی با هوای گرم عرض‌های پایین‌تر مسافت کوتاهی هست که بیشترین تفاوت دمایی و فشاری را نشان می‌دهد این محدوده را جبهه قطبی می‌نامند.
Polie	**پولیه**: کلمه‌ی پولیه در زبان اسلاوی به معنی دشت است؛ اما ژئومرفولوگ‌ها این کلمه را به دشت‌های کارستی بسته‌ای که عرض آن‌ها از چند صد متر تا چندین کیلومتر و طولشان از چند کیلومتر تا ده‌ها کیلومتر می‌رسد، اختصاص داده‌اند. وسعت این‌گونه چاله‌های وسیع در مقایسه با فلات‌های وسیع آهکی که اغلب این نوع گودال‌ها را احاطه می‌کند بسیار ناچیز است. دیواره‌های پولیه نیز دارای شیب تند و کف آن‌ها مسطح (عارضه‌دار) از خاکی است که از تخریب آهکی حاصل شده است. اغلب سطح پولیه‌ها متعارض است و در آن تپه شاهدهای سنگی که به آن‌ها هوم (Hum) می‌گویند، ظاهر می‌شود.
Pumice	**پامیس**: سنگ پا، نوعی سنگ آذرین که به دلیل دارا بودن خلل و فرج و منافذ فراوان خیلی سبک است و روی آب می‌ایستد (پوکه‌ی معدنی). این سنگ که ظاهری اسفنجی شکل دارد بر اثر خروج گاز و بخارهای موجود در مواد گداخته و سپس سرد و سخت شدن آن پدید می‌آید.
Qord	**غورد**: تپه‌های ماسه‌ای هرمی شکل در سطح ریگ‌ها را غورد می‌نامند.
Reputation – Creeping	**خزش**: حرکت دانه به دانه‌ی اجزای رسوب که به کندی انجام می‌شود خزش نام دارد. جابه‌جایی دانه‌دانه اجزای تشکیل‌دهنده رسوب‌های سطحی در داخل سازندهای سست را اصطلاحاً خزش می‌نامند. این پدیده تحت تأثیر نیروی جاذبه انجام می‌شود. این پدیده ممکن است منشأ حرارتی، آبی یا زیستی داشته باشد.
Rhyolite	**ریولیت**: سنگ آذرینی که آمیخته‌ای از فلدسپات‌های قلیایی و کوارتز باشد و با پاره ای ترکیبات معدنی همراه باشد.

Rift/Cafte	**ریفت یا کافت**: شکاف عمیق؛ زمانی کـه پوسـته‌ی قـاره‌ای تحـت تأثیر فرایند کششی قرار گیرد ریفـت (شـکاف) عمیـق قـاره ای بـه وجود می‌آید. توسعه‌ی ریفت سبب جدایی دو پوسته می‌شود.
Rossby Waves	**امواج رزبای:** موجی با طول صدها یا هزاران کیلومتر در درون یک سیال که موازی با سطح زمـین حرکـت مـی‌کنـد و توسـط نیـروی کوریولیس کنترل می‌شود؛ معمولاً ارتباط تنگاتنگی با بادهای غربی سطوح بالای عرض‌های میانه دارد که بـه جریـان جـت بـاد قطبـی متصل هستند.
Ruz	**رُز:** دره‌ی کوچکی که در پهلوی تاقدیس حفر می‌گردد.
Sandur	**ساندور:** در قسمت خارجی پیشانی یخچالی از تراکم مواد ریزدانه و نرم، دشت‌ها یا جلگه‌هایی به وجود می‌آیند که در اصطلاح ایرلندی ساندرون نامیده می‌شوند (ساندور یعنی دشت‌ها و جلگه‌های حاصله از مواد ریزدانه و نرم).
Saviyan	**ساوین:** حرکت کوه‌زایی میوسن میانی را ساوین می‌نامند.
Seismographe	**سیسموگراف**: زلزله‌نگار
Seitch	**سش**: پدیده‌ی در دریاچه‌ها که شبیه جزر و مد است؛ امـا هماننـد جزر و مد دوره‌ی منظمی نـدارد. ایـن پدیـده را کـه عمـدتاً در اثـر استقرار مراکز فشار هوای متفاوت بر روی دریاچه‌ها ایجاد می‌شـود، سش می‌گویند.
Seracs	**سراک**: شیارهای شطرنجی سراک نام دارند که زبانه‌ی یخچـالی را به صورت قطعات یخی بی‌شکل و نامنظمی درمـی آورد. علـت ایـن شکاف‌های متقاطع ناهموار بودن کف بستر زبانه‌ی یخچالی است.
Sialitisation	**سیالیتیزاسیون**: بـه جـای مانـدن کـانی‌هـای ثانویـه‌ی رسـی از تجزیه‌ی کانی‌هایی مانند کائولینیـت و مونتموریونیـت را اصـطلاحاً سیالیتیزاسیون می‌نامند.
Solifluxion/ Solifluction	**سولی‌فلوکسیون:** جابه‌جایی یک قشر گلی بر سطح یک زیربنـای ثابت سولی‌فلوکسیون نامیده می‌شـود. ایـن پدیـده در رسـوب‌هـای ریزدانه‌ی سست اتفاق می‌افتد؛ ↓

	← زیرا نوع رسوب‌ها بر اثر افزایش میزان آب می‌توانند به صورت گل تغییر شکل دهند. دخالت آب، وجود رسوب ریزدانه‌ی سست و عامل شیب از شرایط ضروری تشکیل سولی‌فلوکسیون است.
Somma	**سوما:** مخروط‌های به جامانده از آتشفشان‌های قدیمی را سوما می‌نامند.
Southern Oscillation	**نوسان جنوبی:** نوسان جنوبی نوعی الگوی کوتاه مدت نوسان آب و هوایی است. در شرایط عادی در مناطق حاره‌ای اقیانوس آرام بادهای تجارتی پر قدرتی از طرف پرفشار مستقر بر روی سواحل غربی آمریکای جنوبی به طرف کم‌فشار روی اندونزی- استرالیا می‌وزد. هر دو تا هفت سال، این الگوی کم‌فشار و پرفشار ضعیف یا حتی معکوس می‌گردد و موجب می‌شود بادهای تجارتی از بین بروند یا حتی به بادهای غربی تبدیل شوند. این تعویض از یک الگو به الگوی دیگر را نوسان جنوبی می‌نامند که معمولاً با النینو و لانینا همراه است.
Stratosphere	**استراتوسفر:** بخشی از جو که در ارتفاع ۶۰-۱۲ کیلومتری از سطح زمین قرار دارد و از ویژگی‌های آن پایداری و افزایش دما با ارتفاع است.
Subduction	**سابداکشن**: زیرراندگی، در مرز بین دو صفحه‌ی همگرا پوسته‌ی اقیانوسی خمیده و به زیر پوسته‌ی قاره‌ای فرو می‌رود که آن را پدیده‌ی سابداکشن می‌گویند.
Subsidence	**سوبسیدانس**: فرونشینی.
Sunspot	**لکه‌های خورشیدی**: مناطقی با قطر ۲۰۰۰۰ کیلومتر در سطح خورشید که با اغتشاش مغناطیسی قوی همراه هستند. مغناطیس این مناطق آن‌چنان قوی است که حرکت همرفتی گرما به سطح خورشید را کاهش می‌دهد و باعث سردتر شدن لکه‌ها می‌گردد؛ بنابراین چون لکه های سردتر هستند، تیره‌تر دیده می‌شوند.
Supercell Thunderstorm	**ابر سلول طوفان تندری:** سلول همرفتی فوق‌العاده بزرگ با قطر ۱۰۰-۵۰ کیلومتر. چنین طوفانی بیشتر احتمال دارد↓

← تگرگ، تورنادو، باد شدید یا بارش سیل آسا به وجود بیاورد.	
تکتونو- استاتیسم: تغییر حجم اقیانوس‌ها در اثر تحولات تکتونیکی، مثلاً فرو افتادن یا بالا آمدن کف حوضه های اقیانوسی را تکتونو- استاتیسم می‌گویند.	**Tectono-Eustatism**
پیوند از دور: ارتباط بین سری‌های زمانی ثبت شده، آب و هوایی با دیگر سری‌های زمانی مناطق دور از هم در سراسر کره‌زمین. به عنوان مثال، بارش در فلوریدا می‌تواند از طریق نوسان جنوبی به دمای سطح دریا در شمال استرالیا مرتبط باشد.	**Teleconnection**
ترموکلاستی: متلاشی شدن سنگ در اثر گرما	**Thermoclastie**
تورنادو: یک تاوه‌ی بسیار وحشتناک و یا گردبادی از هوا که فقط چند صد متر قطر دارد؛ ولی سرعت بادهای آن تا ۱۳۰۰ کیلومتر در ساعت می‌رسد.	**Tornado**
سیکلون‌های حاره‌ای: یک تاوه‌ی بزرگ مقیاس از هوای بالارونده با قطر صدها کیلومتر که بر روی اقیانوس‌های حاره‌ای تشکیل می‌شود. از ویژگی‌های این پدید بارش فراوان و یک منطقه مرکزی آرام است که توسط بادهای چرخان با سرعت بیش از ۲۵۰-۲۰۰ کیلومتر در ساعت احاطه شده است.	**Tropical Cyclone**
تروپوسفر: بخش پایینی جو با ارتفاع ۱۰-۱۲ کیلومتر که از ویژگی‌های آن شکل‌گیری ابر و کاهش دما با ارتفاع است.	**Troposphere**
وارو: رسوب‌های بسیار ریزی که در دریاچه‌ها به آرامی ته‌نشین می‌شوند. واروها چینه‌بندی ورقه‌ای بسیار نازکی دارند که ضخامت و رنگ و گسترش آن‌ها متفاوت است. این اختلافات نتیجه‌ی تغییرات شرایط فصلی هم از نظر کیفیت و هم از لحاظ میزان رسوب‌گذاری است.	**Varve**
ورنی: سطح سنگ‌های برهنه بر اثر اعمال شیمیایی تخریب سطحی صورت می‌گیرد و آن‌ها را به صورت براق درمی آورد که به اصطلاح آن را ورنی می‌نامند.	**Vernis**

گردش واکر: حرکت طبیعی هوا در عرض اقیانوس آرام حاره‌ای (از شرق به غرب) بین یک سلول پرفشار ثابت در سواحل آمریکای جنوبی و یک منطقه‌ی کم‌فشار بر روی اندونزی و هند را چرخه‌ی واکر می‌نامند. در دهه‌ی ۱۹۲۰، گیلبرت واکر کشف کرد که قدرت این جابه‌جایی هوا شدت موسمی‌های هند را تعیین می‌کند.	**Walker Circulation**
هوا: وضعیت جَوی یک مکان در لحظه‌ای معین را هوا می‌نامند. دما، تابش، فشار، سمت و سرعت باد، رطوبت، میزان ابر، ریزش‌های جَوی و وجود مه عناصری هستند که با آن‌ها وضعیت هوای یک محل بیان می‌شود.	**Weather**
بادشکن: پناهگاه‌های طبیعی یا مصنوعی که جلوی سرعت و شدت باد را بگیرند، بادشکن نام دارند.	**Wind Break**
عامل سوز باد: عاملی که توسط آن دمای یک سطح به دلیل توانایی باد برای برداشت گرما از آن سطح، از طریق همرفت، به طور مؤثری کاهش می‌یابد. باد با انتقال گرمای اطراف پوست احساس سرمای بیشتری ایجاد می‌کند.	**Wind-Chill Factor**
بیگانه سنگ: نمونه‌ای از سنگ که دارای ترکیب کانی‌شناسی متفاوتی با سنگ میزبان است، بیگانه سنگ نام دارد.	**Xenolith**
کلوتک: بقایای باقی‌مانده به صورت پشته ناشی از سایش بادی بخشی از رسوب‌ها را کلوتک یا یاردانگ می‌نامند.	**Yardang**

نمایه

ازنا: ۲۳، ۲۴، ۳۰، ۴۳، ۴۴، ۴۹، ۵۷، ۶۰، ۶۱، ۶۳، ۶۵، ۶۶، ۷۸، ۸۳، ۸۶، ۸۹، ۹۰، ۹۵، ۱۳۸، ۱۴۶،۲۰۱، ۲۰۲، ۲۰۳، ۲۰۴.
استوا: ۱۷، ۲۸، ۳۷، ۴۰، ۴۱.
اشـــــترانکوه: ۱۱، ۱۲، ۱۳، ۱۸، ۲۸، ۷۰، ۷۱، ۷۲، ۸۳، ۹۰، ۹۱، ۱۲۵، ۱۳۸، ۱۳۹، ۱۴۰، ۱۴۱، ۱۴۲، ۱۴۵، ۱۴۶، ۱۴۷، ۱۴۸، ۱۵۲، ۲۰۱، ۲۰۴.
اشـــــترینان: ۶۵، ۸۸، ۹۵، ۲۰۲، ۲۰۶، ۲۰۷.
اقیانوس اطلس: ۳۹.
اقیانوس هند: ۳۴، ۳۵.
الشـــتر: ۲۱، ۲۳، ۲۴، ۳۰، ۴۳، ۴۴، ۵۰، ۵۳، ۶۰، ۶۱، ۶۳، ۶۶، ۷۳، ۷۵، ۷۶، ۹۵، ۱۴۲، ۱۸۳، ۱۹۴، ۱۹۵، ۱۹۶، ۱۹۷.
الیگودرز: ۵۷، ۵۹، ۶۱، ۶۲، ۶۵، ۸۳، ۸۶، ۸۹، ۹۰، ۹۵، ۱۳۸، ۱۳۹، ۱۸۰، ۱۸۲، ۲۰۳، ۲۰۴، ۲۰۶، ۲۱۰.
آســـماری: ۸۰، ۱۰۹، ۱۱۹، ۱۲۰، ۱۲۲، ۱۳۵، ۱۴۶، ۱۴۸،۱۴۹، ۱۵۱،۱۵۲، ۱۵۳، ۱۵۷، ۱۶۷، ۱۷۷، ۱۸۱، ۱۹۴، ۱۹۹، ۲۰۵.
بروجرد: ۲۳، ۲۴، ۳۰، ۴۳، ۵۹، ۶۱، ۶۴، ۶۶، ۷۲، ۸۸، ۹۵، ۱۱۲، ۱۲۲، ۱۲۴، ۱۲۵،۱۳۸،۱۴۲، ۱۸۱،۱۹۰، ۱۹۱،۱۹۷، ۲۰۰، ۲۰۱، ۲۰۲.
پل‌دختر: ۱۱، ۱۲، ۱۸، ۲۳، ۲۴،۲۸، ۳۰، ۴۵، ۴۷، ۵۰، ۵۳، ۵۵، ۵۹، ۶۰، ۶۱، ۶۳،۶۴، ۶۶، ۷۱، ۷۲، ۷۳، ۷۴، ۸۱، ۱۳۹، ۱۵۲، ۱۵۵، ۱۵۶، ۱۷۲، ۱۷۵، ۱۷۹، ۱۹۸، ۲۰۸.
تیره: ۸۴، ۸۶، ۱۱۱، ۲۰۳.
چالانچولان: ۲۳، ۱۲۶، ۲۰۱.
چغلوندی: ۷۵، ۹۶، ۱۹۰، ۱۹۱، ۱۹۲.
خاورمیانه: ۳۲، ۳۶، ۳۹.
خرم‌آباد: ۱۸، ۲۱، ۲۳، ۲۴، ۳۰، ۳۴، ۴۳، ۴۴، ۴۷، ۵۷، ۶۱، ۶۲، ۶۴، ۶۶، ۷۳، ۷۴، ۷۶، ۷۷، ۷۸، ۷۹، ۸۳، ۹۰، ۱۱۲، ۱۱۳، ۱۱۸، ۱۱۹، ۱۲۱، ۱۲۲، ۱۳۸، ۱۵۱، ۱۶۰، ۱۶۱، ۱۶۳، ۱۶۸، ۱۷۴، ۱۷۵، ۱۷۷، ۱۷۸، ۱۷۹، ۱۸۱، ۱۸۰، ۱۸۶، ۱۹۰، ۱۹۳، ۱۹۵، ۱۹۸، ۱۹۹، ۲۰۰، ۲۰۶، ۲۰۸، ۲۱۲.
خلـــیج فـــارس: ۳۳، ۳۵، ۷۳، ۹۹، ۱۶۷، ۱۷۳، ۱۹۵.
دره‌دزدان: ۸۰، ۸۲، ۱۴۶.
دز: ۱۳، ۷۰، ۷۲، ۸۱، ۹۰، ۱۳۷، ۱۴۰.
دزفول: ۱۷، ۱۱۸.
دورود: ۲۳، ۳۰، ۴۴، ۴۵، ۴۸، ۵۹، ۶۱، ۶۲، ۶۴، ۶۶، ۷۱، ۸۳، ۸۵، ۸۶، ۸۸، ۸۹، ۹۱، ۱۱۰، ۱۱۱، ۱۱۲،۱۲۲، ۱۲۳، ۱۲۴،

۱۲۶، ۱۳۷، ۱۳۸، ۱۷۷، ۱۷۹، ۱۸۱، ۱۹۸، ۲۰۰، ۲۰۱، ۲۰۲، ۲۰۳.
رومشگان: ۲۳، ۲۰۵، ۲۰۶
زاغه: ۲۱، ۷۷، ۱۹۲، ۲۰۸.
زاگرس: ۱۱، ۱۷، ۱۸، ۲۱، ۲۲، ۲۸، ۲۹، ۷۰، ۷۳، ۸۳، ۹۷، ۹۸، ۹۹، ۱۰۰، ۱۰۱، ۱۰۲، ۱۰۴، ۱۰۵، ۱۰۶، ۱۰۷، ۱۰۸، ۱۰۹، ۱۱۰، ۱۱۷، ۱۱۸، ۱۱۹، ۱۲۰، ۱۲۲، ۱۲۳، ۱۳۶، ۱۳۷، ۱۴۰، ۱۴۶، ۱۴۹، ۱۵۰، ۱۵۱، ۱۵۲، ۱۶۰، ۱۶۷، ۱۷۱، ۱۷۴، ۱۷۷، ۱۷۸، ۱۸۰، ۱۸۶، ۱۹۴، ۱۹۹، ۲۰۲، ۲۰۴، ۲۰۶، ۲۰۷، ۲۰۸، ۲۱۱، ۲۱۳، ۲۱۵.
سزار: ۱۲، ۷۰، ۸۲، ۸۳، ۸۴، ۸۵، ۸۶، ۹۰، ۹۱، ۱۲۳، ۱۲۴، ۱۶۸، ۱۶۹، ۲۱۱،
سفیدکوه: ۲۱، ۷۵، ۱۳۸، ۱۶۱، ۱۶۳، ۱۷۸، ۱۸۰، ۱۹۸.
سیبری: ۳۲، ۳۳.
سیلاخور: ۴۳، ۸۲، ۸۵، ۸۷، ۹۱، ۱۱۱، ۱۲۶، ۱۴۲، ۲۰۲، ۲۰۸، ۲۱۷، ۲۱۸.
سیمره: ۱۲، ۴۴، ۷۰، ۷۲، ۷۳، ۷۸، ۷۹، ۸۰، ۸۱، ۱۱۷، ۱۲۰، ۱۵۰، ۱۵۱، ۱۵۴، ۱۵۵، ۱۵۶، ۱۶۸، ۱۶۹، ۱۷۴، ۱۸۹، ۲۱۷، ۲۱۸.
عربستان: ۳۳، ۳۴، ۱۰۹، ۱۹۹، ۲۳۶.
فیروزآباد: ۱۲۴.
کانال سوئز: ۳۵.
کبیرکوه: ۸۰، ۱۱۷، ۱۳۵، ۱۳۷، ۱۳۸، ۱۴۶، ۱۴۸، ۱۴۹، ۱۵۰، ۱۵۱، ۱۵۲، ۱۵۳، ۱۵۴، ۱۵۵، ۱۵۶، ۱۷۲، ۱۷۷.
کرخه: ۱۲، ۷۰، ۷۲، ۷۳، ۷۲، ۷۸، ۸۰، ۱۹۳، ۱۹۵، ۱۹۸.
کشکان: ۱۲، ۷۰، ۷۳، ۷۴، ۷۳، ۷۴، ۷۵، ۷۷، ۱۵۴، ۱۵۵، ۱۶۸، ۱۷۳، ۱۸۹، ۱۹۴، ۱۹۵، ۱۹۷، ۲۰۰.
کمندان: ۴۴، ۴۵، ۸۵، ۸۹، ۱۴۶.
کوهدشت: ۲۳، ۲۴، ۳۰، ۴۴، ۵۶، ۶۰، ۶۳، ۶۵، ۶۶، ۶۹، ۷۳، ۷۷، ۷۸، ۹۱، ۱۳۸، ۱۶۰، ۱۷۵، ۱۸۱، ۲۰۵، ۲۰۶، ۲۰۹.
گاماسیاب: ۷۴، ۸۰، ۸۱، ۱۴۲، ۱۸۹، ۱۹۳، ۱۹۴، ۱۹۵.
گرین: ۷۳، ۷۲، ۷۵، ۷۸، ۷۹، ۸۱، ۱۲۳، ۱۳۷، ۱۳۸، ۱۴۰، ۱۴۳، ۱۴۴، ۱۴۵، ۱۴۶، ۱۴۷، ۱۹۶.
گهر: ۱۳، ۷۰، ۷۲، ۹۰، ۱۱۱، ۱۱۲، ۱۴۶.
مادیان‌رود: ۷۳.
ماسور: ۷۷، ۷۸.
مدیترانه: ۳۲، ۳۵، ۳۶، ۳۷.
ملاوی: ۷۳، ۷۷، ۷۹، ۱۶۹، ۱۷۳.
نورآباد: ۲۱، ۲۳، ۲۴، ۳۰، ۴۳، ۵۰، ۵۷، ۶۰، ۶۱، ۶۴، ۶۶، ۸۲، ۹۴، ۱۳۸، ۱۸۱، ۱۸۸، ۱۸۹، ۱۹۰، ۱۹۴
هشتادپهلو: ۷۷، ۱۳۷، ۱۳۸.