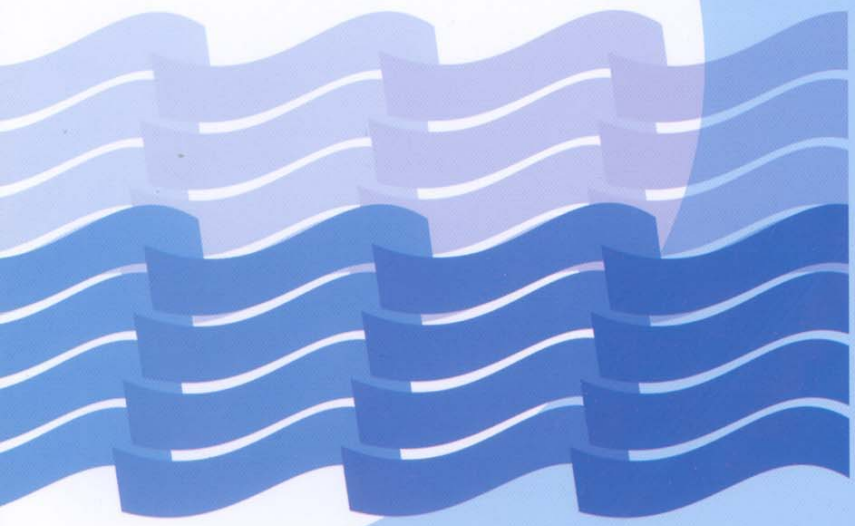
وزارت نیرو
شرکت سهامی مدیریت منابع آب ایران

خواص انحلال پذیری واحدهای سنگی



نشریه شماره ۱۲۴ - ن

فروردین ماه ۱۳۷۹

خواص انحلال‌پذیری واحدهای سنگی

پیشگفتار

امروزه نقش و اهمیت ضوابط، معیارها و استانداردها و آثار اقتصادی ناشی از به‌کارگیری مناسب و مستمر آنها در پیشرفت جوامع، تهیه و کاربرد آنها را ضروری و اجتناب‌ناپذیر ساخته است. نظر به وسعت دامنه علوم و فنون در جهان امروز، تهیه ضوابط، معیارها و استانداردها در هر زمینه به مجامع فنی - تخصصی واگذار شده است.

با در نظر گرفتن مراتب فوق و با توجه به شرایط اقلیمی و محدودیت منابع آب در ایران تهیه استاندارد در بخش آب از اهمیت ویژه‌ای برخوردار بوده و از این رو طرح تهیه استانداردهای مهندسی آب کشور وزارت نیرو در جهت نیل به این هدف با مشخص نمودن رسته‌های اصلی مهندسی آب اقدام به تشکیل مجامع علمی - تخصصی با عنوان کمیته‌ها و زیرکمیته‌های فنی نموده که وظیفه تهیه این استانداردها را به عهده دارند.

استانداردهای مهندسی آب با درنظر داشتن موارد زیر تهیه و تدوین می‌گردد :

- استفاده از تخصصها و تجارب کارشناسان و صاحبنظران شاغل در بخش عمومی و خصوصی
- استفاده از منابع و مآخذ معتبر و استانداردهای بین‌المللی
- بهره‌گیری از تجارب دستگاههای اجرایی، سازمانها، نهادها، واحدهای صنعتی، واحدهای مطالعه، طراحی و ساخت
- ایجاد هماهنگی در مراحل تهیه، اجرا، بهره‌برداری و ارزشیابی طرحها
- پرهیز از دوباره‌کاریها و اتلاف منابع مالی و غیر مالی کشور
- توجه به اصول و موازین مورد عمل مؤسسه استاندارد و تحقیقات صنعتی ایران و سایر مؤسسات معتبر تهیه‌کننده استاندارد

آگاهی از نظرات کارشناسان و صاحبنظرانی که فعالیت آنها با این رشته از مهندسی آب مرتبط می‌باشد موجب امتنان کمیته فنی ۱۳-۳ (زمین‌شناسی مهندسی) خواهد بود.

ترکیب اعضای کمیته

نام اعضای کمیته تخصصی زمین‌شناسی مهندسی طرح تهیه استانداردهای مهندسی آب کشور که در تهیه این نشریه مشارکت داشته‌اند به ترتیب حروف الفبا به شرح زیر است:

خانم فیروزه امامی	**فوق‌لیسانس زمین‌شناسی**
آقای رسول بنی‌هاشمی	**فوق‌لیسانس مهندسی معدن**
آقای فریدون بهرامی سامانی	**فوق‌لیسانس زمین‌شناسی مهندسی**
آقای عباس رادمان	**فوق‌لیسانس مهندسی معدن**
آقای حسن مدنی	**فوق‌لیسانس مهندسی معدن**
آقای حسین معماریان	**دکترای زمین‌شناسی مهندسی**
آقای محمدحسن نبوی	**فوق‌لیسانس زمین‌شناسی مهندسی**
آقای عبدالرزاق واثقی	**لیسانس زمین‌شناسی و فوق‌لیسانس مدیریت**

فهرست مطالب

عنوان		صفحه
مقدمه		۱
۱-	چگونگی ایجاد کارست	۳
۱-۱	تعریف کارست	۳
۱-۲	آب زیرزمینی در کارست	۳
۱-۳	زمین‌ریخت‌شناسی	۵
۱-۴	عوامل لازم برای گسترش کارست	۶
۱-۴-۱	وضعیت زمین‌شناختی	۶
۱-۴-۲	آب و هوا	۷
۱-۴-۳	بر جستگیها	۸
۱-۴-۴	هوازدگی سنگ آهک	۸
۱-۴-۶	هوازدگی مکانیکی	۱۱
۱-۴-۷	هوازدگی بیولوژیکی	۱۱
۲-	بومریختهای کارست	۱۲
۲-۱	بومریختهای کوچک	۱۲
۲-۱-۱	لاپیه (کارن)	۱۲
۲-۱-۲	گیاکارست	۱۴
۲-۲	بومریختهای متوسط مقیاس	۱۴
۲-۲-۱	حفره‌های فروکش و نمودهای وابسته به آن	۱۴
۲-۲-۲	اوال	۱۸
۲-۲-۳	پنجره کارستی	۱۸
۲-۲-۴	کارست به‌جای مانده	۱۸
۲-۳	بومریختهای بزرگ مقیاس	۲۰
۲-۴	پولژه	۲۱
۲-۵	غارهای آهکی	۲۱
۲-۵-۱	گسترش غارها	۲۲
۲-۵-۲	غار نهشته‌ها	۲۴
۲-۵-۳	سن غارها	۲۶

۲-۵-۴	منشاء آهک غارهای بزرگ	۲۶
۳-	هیدرولوژی زیرزمینی و گسترش حفره‌های فروکش و کارست چاله - برجی	۲۹
۳-۱	آشنایی	۲۹
۳-۲	فرایندهای کانون انحلال	۳۲
۳-۳	جنبش آب در زون شکافدار	۳۶
۳-۴	تراکم‌خوردگی بر اثر تغذیه نقطه‌ای از بالا	۳۷
۳-۵	عوامل پایدارکننده	۴۰
۳-۶	مرز توسعه حفره‌های انحلالی	۴۲
۳-۷	حفره‌های فروریزی	۴۵
۳-۸	نتیجه‌گیری	۴۶
۴-	ویژگیهای کارست در ناحیه سد لار	۵۰
۴-۱	معرفی	۵۰
۴-۲	ویژگیهای زمین‌شناسی	۵۱
۴-۳	پدیده‌های کارستی	۵۴
۴-۳-۱	حفره‌های فروکش	۵۴
۴-۳-۲	غارها	۵۴
۴-۳-۳	حفره‌ها و شکافهای انحلالی	۵۷
۴-۴	موقعیت آبهای زیرزمینی	۵۸
۵-	منابع و مآخذ	۶۲

مقدمه

از زمانه‌های دیرین تاکنون، نواحی کارستی و غارهای پیدا و پنهان (زیرزمینی) آن همیشه در زندگی بشر مورد توجه بوده و یکی از جایگاههای نخستین تمدن بشری نیز در غارها یافت شده است. سنگ نوشته‌ها، نقاشی و کنده‌کاری دیواره غارهای جهان حکایت از یادگار دیرین انسان دارند. با الهام از غارهای طبیعی، در برخی از روستاهای ایران در محوطه نگهداری چارپایان فضاهای خالی ساخته شده که به مال حیات معروف است. در زیر مال حیات تونلی که به نام زاغه معروف بوده، حفر می‌کرده‌اند که مشابه آنرا نیروهای نظامی برای انباشت اسلحه در دل زمین احداث می‌کنند. آشنایی بشر با غارها و کارست به صورت فراگیر، سراسر جهان دیده می‌شود، زیرا سیمای کارستی که در اثر انحلال سنگها به ویژه در توده‌های سنگ آهک به‌وجود می‌آید، اصلی‌ترین ریختار توجه برانگیزی است که انسان را به خود می‌کشاند و حدود ۱۰ تا ۲۰ درصد سطح زمین در چنین وضعیتی است. نواحی کارستی همراه با زهکشی داخلی است و به این ترتیب فروافتادگی، و ویرانی بر اثر فرو ریزش سقف غارها را در پی خواهد داشت.

تجارب یکصدسال اخیر در نواحی مختلف جهان روی سد و تونلهای تحت فشار مربوط به نیروگاه‌های برقابی که درون سنگ آهک و سایر سنگهای انحلال‌پذیر قرار گرفته‌اند، مشکلات طراحی و ساخت را به دنبال داشته در پاره‌ای موارد خسارت جبران ناپذیری را به وجود آورده که مثالهای زیادی دارد و در ایران نیز سد لار در این زمینه زبانزد همه شده است. از این رو مطالعات برای طراحی این گونه سازه‌ها از هر دو نقطه‌نظر پایداری و فرار آب مورد توجه کارشناسان مسائل کارستی قرار گرفته است.

در سراسر جهان مهندسهای طراح، زمین‌شناسها و مشاورها، بررسی و پژوهش‌های گسترده‌ای را روی توده سنگهای آهکی و سایر سنگهای قابل انحلال آغاز کرده‌اند. پس از گسترش پروژه‌های حیاتی و بسیار مهم همچون پروژه نیروگاه‌های اتمی، دفع و نگهداری پس‌مانده سوخت این نیروگاهها، انبار و ساخت سلاح‌های مرگبار شیمیایی و میکروبی، که از دیدگاه زیست محیطی و سلامت و بهداشت جهانی اهمیت داشته‌اند، پایداری پروژه‌های مزبور را به‌طور روزافزونی در پیش‌رو قرار داد و بدان پرداخته شد. پس از ویرانی برخی سدها که فاجعه آفرین بود، مسائل شناخت کارست فراگیر و در سطح جهانی مطرح شد و سازمان ملل برای پیش‌برد اهداف شناخت و پیش‌گیری مشکلات به تبادل دانش فنی به ویژه در مورد طرح‌هایی که در سازند کارستی بنا شده‌اند پرداخت.

بررسیهای جهانی از جنبه‌های اقتصادی نشان می‌دهد که برای پروژه‌هایی که در نواحی کارستی بنا شده‌اند حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد کل هزینه طرح‌ها برای پایداری و استحکام پی در سنگهای انحلال‌پذیر هزینه دربرداشته است. همچنین هزینه احداث پرده تزریق در پاره‌ای از پروژه‌های معاصر بیش از یکصد میلیون دلار بوده است.

در این مجموعه، موضوع‌هایی مانند اصول پیدایش و گسترش پهنه‌های کارستی، توسعه تنوره‌ها، حفره‌های فروکش و افت تراز آب در لایه‌های زیرزمینی، پیدایش چشمه‌سارها، تغییر دبی آبها بدون تغییر شرایط جوی و شناخت هیدرولوژی منطقه و بررسی تغییر و تحول هیدرولوژی با توجه به تغییرات ریختار منطقه مورد بررسی قرار گرفته است.

مطالعات جدید در نواحی دارای پهنه‌های کارستی گسترده چون یوگسلاوی، یونان، آمریکا،.....و نظایر آنها نشان داد که حفاریهای اکتشافی از جمله روشهایی است که می‌تواند تا حدود زیاد شرایط کارستی منطقه را روشن کند.

مطالعات ژئوفیزیکی به روش مقاومت مخصوص الکتریکی تا حد زیادی ناهنجاریهای حفره‌های انحلالی را در سنگ آهکهای فلوریدای آمریکا روشن ساخته است. در پایان باید تاکید کرد که شناخت کارست نیاز به مجموعه گسترده‌ای از مطالعات زمین‌شناسی عمومی، هواشناسی، هیدرولوژی و آمار دارد که با به کارگیری حفاریهای اکتشافی، مطالعات ژئوفیزیک و نمودارهای چاه‌پیمایی (چاه‌نگاری) ممکن است تا حدود زیادی پهنه کارستی را پیش از ساخت سازه موردنظر مشخص کرد.

۱- چگونگی ایجاد کارست

۱-۱ تعریف کارست

اصطلاح «کارست» اولین بار توسط ژئومورفولوژیست‌های اروپایی برای تشریح مجموعه مشخصی بومریختها به‌کار رفت که در اثر انحلال در باریکه‌ای از فلات سنگ آهکی یوگوسلاوی در کرانه دریای آدریاتیک به‌وجود آمده‌انـد. امروزه این اصطلاح در مورد فرایندها و پدیده‌های انحلالی سنگها اعم از آنکه انحلال در توده‌های آهکی یا غیرآهکی انجام گرفته باشد، به‌کار می‌رود. انحلال سنگهای غیرآهکی به کندی انجام می‌گیرد، ولی در نواحی گرمسیری مرطوب، فرآیند مؤثری است. بنابر اظهارنظر بوگلی[1] (۱۹۸۰) کانی‌های سیلیسی و برخی کانیهای موجود در ماسه سنگ و کوارتزیت،ابتدا دچار از هم‌پاشیدگی و وارفتگی می‌شوند و بعداً تحت تأثیر شرایط اتمسفری نواحی حاره‌ای، فرایند انحلال در آنها انجام می‌گیرد. توپوگرافی کارست در نتیجه حل‌شدن سنگها در سطح یا نزدیک بـه سـطح زمـین و منحرف شدن شبکه زهکشی طبیعی به زیرزمین از راه دیواره‌های انحلال یافته درز و ترکها، سطوح لایه‌بندی، شکاف سنگها و گسلها، به ویژه در آهکهای متراکم خالص و دولومیت‌ها، رخ می‌دهد. از این رو، نبودن آبراهه‌ها و رودخانه‌ها و یک شبکه زهکشی روزمینی، به‌طور قابل توجهی ویژگی سرزمین‌های کـارستی را مشـخص مـی‌کند. پـدیده‌های کارستی و تنوع هندسی آنها را نمی‌توان به فرآیندهای تصادفی نسبت داد. زمینه و مجموعه بومریختهای کـارستی عمدتاً در اثر کنش بین آب و هوا، رویش گیاهان و تنوع در ویژگی‌های فیزیکی سـنگهای آهکـی ایـجاد مـی‌شود. "کارستی شدن"[2] یک اصطلاح عمومی است که برای توسعه پدیده‌های کارستی به‌کار می‌رود.

۱-۲ آب زیرزمینی در کارست

مخازن بزرگ آبهای زیرزمینی در رسوبات آبرفتی و سنگهای رسوبی مانند ماسه سنگ و سنگ آهک یافت می‌شود. حرکت آبهای زیرزمینی در ژرفای کم و زیاد یکی از عوامل بنیادین توسعه و گسترش کارست است. از این‌رو به طور کلی حرکت آب زیرزمینی و به ویژه اثر انحلالی آن یکی از موارد پایه‌ای در مطالعه کارست است.

آب در محیط‌های متخلخل و کارستی، به نام آب ثقلی (کم عمق)[3] و آب آزاد[4] نامیده می‌شود، سرشت طـبیعی و شناسه‌های این دو با هم متفاوت است. در محیط‌های متخلخل، آب باران و روان آبها ازتوده‌های خـاک و روبـاره

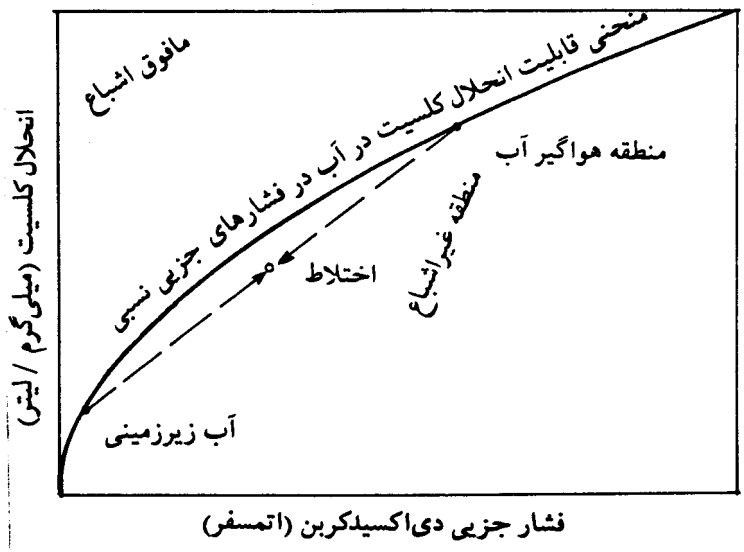
1- Bogli
2- Karstification
3- Vadose (shallow)
4- Phreatic

مناطقی که دارای تخلخل "بین دانه‌ای"[1] اند، به پایین نفوذ می‌کند.این آبها که همراه باهوا منافذ را اشغال کرده‌اند به‌نام آب ثقلی موسوم است. نفوذ آب به نواحی عمیق‌تر موجب اشباع توده خاک و سنگ می‌شود و به نام آب آزاد موسوم است. بنابر پتانسیل طبیعی، آبهای آزاد در ترازی قرار می‌گیرند که به آن سطح ایستابی[2] گفته می‌شود. آب زیرزمینی از مناطق با پتانسیل بیشتر به سوی نواحی دارای پتانسیل کمتر رفته و آن را تغذیه می‌کند. حرکت آب از خلل و فرج توده خاک با مکانیسم تغییر مسیر روبرو است و در اثر حرکت و تاثیر نیروی اصطکاک، از میزان شتاب حرکت کاسته می‌شود. به‌عبارت دیگر "افت فشار"[3] به وجود می‌آید. حرکت آب پیچیدگی خاصی دارد که تابع عواملی چون آرایش و نحوه پیوستگی خلل و فرج با یکدیگر است.

در مناطق کارستی، روان آبها و آب باران در منطقه ثقلی به‌صورت قائم از داخل راهابها و تغذیه‌گرها حرکت می‌کند. محدوده آبهای ثقلی معمولاً در بالای ترازی است که زیر آن غارها تشکیل می‌شوند. یعنی جایی‌که انحلال سنگ و فشار اتمسفری زون آب آزاد دارای دی‌اکسیدکربن به حالت تعادل رسیده است. حرکت آب در این نواحی، جانبی است و بیشتر در راهابهای پهن‌تر، خوردگی زیاد صورت می‌گیرد. منطقه انتقالی بین آب ثقلی و آزاد یک زون بسیار مؤثر و فعال از جهت انحلال کارستی به‌حساب می‌آید. در این ناحیه، شرایط آب آزاد فصلی و تا دوره‌ای موجب ایجاد حفره‌های بزرگ می‌شود. آب کارستی اکثراً به‌صورت مستقل، غیر پیوسته در یک یا چند تراز محصور شده در درز و ترکها در سطوح لایه‌بندی سنگ آهک وجود دارد. رژیم جریان آب از نوع مغشوش، مشابه جریان کانالهای روباز و لوله‌های بسته است، آب زیرزمینی کارستی به‌صورت چشمه ظاهر می‌شود.

غارها اعجاب‌انگیزترین مناظر طبیعی‌اند که زیر سطح ایستابی کارستی گسترش می‌یابند و به‌صورت تصادفی در زون آب ثقلی به‌وجود نمی‌آیند. این پدیده حاصل هجوم آبهای خورنده و مخلوط شدن دو آب با سختی یکسان یا متفاوت است. از آنجا که رابطه بین انحلال کلسیت و فشارنسبی دی‌اکسیدکربن به‌صورت خطی نیست (شکل ۱)، لذا مخلوط شدن آب ثقلی و آزاد، حتی زمانی‌که دو آب اشباع از کلسیت باشند به حالت زیر اشباع می‌رسند و خوردگی از نوع آمیزه‌ای[4] روی می‌دهد. اگر اختلاط به صورت نقطه‌ای باشد، مانند آن است که آب از داخل یک درز و ترک به جریان آب در یک لوله بزرگ برسد و دچار کندی شده و خوردگی کاهش می‌یابد و در اصطلاح «پاکتهای کور[5]» به‌وجود می‌آیند. برپایه پژوهش‌های فورد[6] (۱۹۸۰) این پدیده در کناره‌های پر از آب ممکن است تا ده‌ها متر هم می‌رسد.

1- Intergranular Pores
2 - Water table
3- Head loss
4 - Mixing corrosion
5- Blind Pocket
6 - Ford



شکل ۱- اثر آبهای مخلوط با سختی متفاوت (برگرفته از: جی. دبلیو.مور ۱۹۶۸)

عوامل گوناگونی افزون بر آنچه در بالا به آن اشاره شد موجب تشدید فرآیند کارستی و گسترش ابعاد هندسی حفره‌ها و غارها می‌شود. در ایران استانهای فارس، باختران و رشته‌کوههای البرز جنوبی دچار فرسایش کارستی شده‌اند. ضمن آنکه برخی پارامترهای مشترک و همسو در تمامی آنها دیده می‌شود ولی برخی عوامل به صورت ناحیه‌ای اثر کرده و دامنه کارستی شدن را افزایش داده‌اند. از جمله در ساختگاه سد لار که به عنوان نمونه در این راهنما از آن یاد شده است، درزه‌ها و گسله‌ها بیشترین نقش را بازی کرده‌اند.

۱-۳ زمین‌ریخت‌شناسی[1]

بوگلی (۱۹۸۰) دو نوع خوردگی دیگر یعنی خوردگی سرد شدن[2]، و خوردگی گرمایی[3] را مشخص کرده است. خوردگی سردشدن، در ژرفای ۱۰ تا ۱۵ متر بالایی زون آب آزاد، براثر تغییرات روزانه و فصلی و دما رخ می‌دهد. هر زمان که دما کمتر از میانگین سالانه شود، میزان دی‌اکسیدکربن که برای عمل انحلال توده سنگ لازم است، فراهم می‌شود. مقایسه این نوع خوردگی با خوردگی آمیزه‌ای نشان می‌دهد که خوردگی در اثر سرد شدن اهمیت کمتری دارد زیرا تأثیر آن تنها به چند متر بالایی زون (منطقه) آب ثقلی بستگی دارد. خوردگی حرارتی در اثر کاهش دمای چشمه‌های آب گرم تحت فشار رخ می‌دهد. به محض آنکه آب چشمه‌های آب‌گرم در سطح زمین ظاهر شوند، کاهش دما و فشار موجب خوردگی و انحلال شدیدی می‌شود. بوگلی به غارهای شهر بوداپست مجارستان اشاره می‌کند که

1- Geomorphology

2- Cooling corrosion

3- Thermal corrosion

عامل عمده تشکیل آنها، خوردگی گرمایی بوده است. مطابق رابطه دارسی [1] (۱۸۵۶) سرعت جریان آب در لایه‌های ماسه‌ای کامل اشباع شده، با فشار هیدرولیکی [2] رابطه‌ای خطی دارد. چنین رابطه‌ای برای جریانهای خطی [3] و متوسط [4] پذیرفته شده ولی برای جریانهای ناخطی و آشفته [5] مانند آبهای کارستی کاربرد ندارد. افزون بر آن، مفهوم تراز آب زیرزمینی (سطح ایستابی) که برای یک محیط پر روزنه عنوان شده برای سیستم کارست سازگار نیست. زیرا ویژگیهای آب کارستی در توده سنگ مربوط به میزان بارندگی‌ها، شیب لایه‌ها، ناخالصی‌های آهک و قابلیت انحلال و تراوش آنها و همچنین برجستگی‌های حوضه آبگیر است. تراز آب زیرزمینی در سطح ایستابی منطقه کارستی به‌وسیله یک منطقه با حداکثر زهکشی زیرزمینی مشخص می‌شود. مفهوم آبخوان نیز لزوماً با مسایل هیدرولوژیکی کارست کارساز نیست. جریان‌های دائم در آهکهای اشباع (تا حدی)، مربوط به شبکه کانالهای به‌هم پیوسته در توده آهک است که اکثر آنها از جهت هیدرولیکی مقاومت چندانی در برابر آب از خود نشان نمی‌دهند و دارای فشار [6] هیدرواستاتیک کمی هستند. سرعت جریان آب، در کانالهای روباز و لوله‌های بسته با ریشه دوم مقدار آبدهی آن نظیر فشار تغییر می‌کند. در نتیجه، سطح آب زیرزمینی کارست نسبتاً مسطح و دارای شیب هیدرولیک ۲ تا ۶ متر در کیلومتر است (وایت [7]، ۱۹۶۸).

۱-۴ عوامل لازم برای گسترش کارست

گسترش کامل‌تر کارست به شرایط ویژه‌ای با توجه به وضعیت زمین‌شناختی، آب و هوا و برجستگی‌ها مربوط است که سازوندهای آن به صورت کیفی مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

۱-۴-۱ وضعیت زمین‌شناختی

لیتولوژی عمده‌ترین سازوند موثر در گسترش کارست است. در مناطقی که توده سنگ نسبتاً ضخیم لایه و قابل انحلال، در سطح زمین یا نزدیک به آن باشد، کارست گسترش می‌یابد. البته تمام سنگهای قابل انحلال در این حد کارستی نمی‌شوند و عوامل دیگری در این زمینه دخالت می‌کند.

آهکهای روزنبرین و آهکهای مرجانی [8]، تخلخل اولیه (بین‌دانه‌ای) زیادی دارند و امکان جذب و زهکشی سریع روان آبها را در توده سنگ آهک فراهم می‌سازند، به علاوه این سنگها استحکام کمی دارند. از سوی دیگر دولومیت‌های توده‌ای مقاومت بالا و تراوایی کم دارند. تراوایی سنگها به تخلخل، تراکم درزها و ترکها و ویژگی لایه‌بندی بستگی

1- Darcy
2 - Hydraulic head
3- Meso- level
4- laminar
5- turbulant
6- Head
7- White
8- Reef

دارد که این مشخصات از جمله سازوندهای بنیادین برای گسترش کارست به‌حساب می‌آیند. اثر خورندگی آب در داخل شبکه درز و ترکها، موجب انحلال و حرکت آب در جهت قائم می‌شود، معابر افقی در امتداد لایه‌بندی لایه‌های افقی به‌وجود می‌آید. آهکهایی که چنین ویژگی‌هایی دارند، برای کارستی‌شدن بسیار مناسب‌اند. در سنگهای آهکی، عواملی همچون نوع و ویژگی مواد غیرقابل انحلال، ناخالصی‌ها، به ویژه رس و سیلیس، میزان فراوانی و تراکم درزه و شکافها، شیب و ضخامت لایه‌ها به‌طور مؤثری در تشدید فرآیند انحلال و گسترش نمودها، کارستی مؤثراند. مناطق کارستی عمدتاً دارای آهک با لایه‌بندی ضخیم همراه با درز و ترکهای به‌هم پیوسته‌اند. سطوح لایه‌بندی در توده‌های همانند گسله‌ها در گسترش کارست عمل می‌کند (بوگلی ۱۹۸۰). از این رو در ازای ۱۲۵ کیلومتر اول، معابر کارستی در امتداد لایه‌بندی شکل گرفته است.

۱-۴-۲ آب و هوا

آب و هوا عمده‌ترین اثر را در گسترش سیمای کارستی به‌عهده دارد. سویتینگ[1] (۱۹۵۸) مدعی است که فرآیند انحلال وابسته به شرایط آب و هوایی است. از این رو، حل شدن توده‌های سنگی و الگوی گستره کارستی بر پایه آب و هوا تشخیص داده می‌شود. برای نمونه، سیمای کارست به‌جامانده[2] تنها در منطقه آب و هوای مرطوب استوایی است، در حالی‌که دولین‌ها[3] و دیگر نمودهای وابسته به آن، ویژه نواحی با آب و هوای معتدل است. بررسی‌های تحلیلی آماری که توسط اسمیت و آتکین سون[4] (۱۹۷۶) درباره درجه سختی آب و در بومهای مختلف انجام گرفته است نشان می‌دهد که اختلاف چندان فاحشی میان غلظت دی اکسید کربن در محلول وجود ندارد. مدت زمانی‌که شرایط آب و هوایی حاکم بوده و فرآیند انحلال را کنترل می‌کرده است، به‌خوبی نشان می‌دهد که چگونه سیمای کارست به‌جای مانده محدود به نواحی استوایی است و در مدارهای پایین‌تر بسیار اندک است. از این‌رو، فاکتورهای دیگری جز آب وهوا، بر حد و حدود توسعه بومریختهای کارست اثر می‌گذارند. البته نظرات اسمیت و آتکین سون نیاز به بحث و گفتگوی بیشتری دارد.

در نواحی با بارندگی ناچیز و یا بدون بارندگی، سیمای کارستی گسترش نمی‌یابد و یا اینکه اصلاً دیده نمی‌شود. برای نمونه حرکت آب زیرزمینی در نواحی خشک، موجب انحلال سنگها و ایجاد غار می‌شود. معروفترین غار از این نوع، غار کارلسباد[5] در ایالت نیومکزیکو در جنوب آمریکا است، بنابرنظر ترنبوری (۱۹۶۹)، برخی از غارهای این نواحی در دوره‌های بارندگیهای شدید شکل گرفته‌اند در نواحی قطبی که دما پایین است و گیاه رشد می‌کند و در نتیجه دی‌اکسیدکربن زیست‌زادی آزاد می‌شود. نمودهای کارستی وجود ندارند. در این نواحی یخ بسته، ذوب کوتاه‌مدت، برف برای امکان نفوذ آب به لایه‌های زیرین را موجب نمی‌شود. در نتیجه سنجش آب از حل شدن دی‌اکسیدکربن

1- Sweeting
2- Residual Karst
3- Doline
4- Smith and Atkinson
5- Carlasbad

موجود در اتمسفر است، بنابراین فعالیت عادی کارست با گسترش سریع دره‌ها بر اثر روان‌آبها و هسرزدگی (یخ بستن زمین) است (بوگلی ۱۹۸۶).

انحلال آهک در نواحی مرطوب استوایی به‌سرعت روی می‌دهد. در این نواحی بارانهای ادواری سیل‌آسا، دمای بالا، رویش گیاهی فراوان، هوازدگی عمیق توده خاک و گردش آب زیرزمینی از جمله عواملی است که دامنه انحلال را به‌ویژه در منطقه اشباع افزایش می‌دهند.

خلاصه اینکه آب و هوا کنترل‌کننده رشد گیاهان، فعالیت باکتریها، تکامل نیمرخ خاک و ویژگی حرکت آب زیرزمینی کارایی عمل انحلال و در نتیجه الگوی مکانی بومریختهای کارستی است.

۱-۴-۳ برجستگیها[1]

ارتفاع سنگهای قابل انحلال در بالای آب آزاد در سنگهای سخت نشده،کنترل‌کننده کنده نهانی گسترش نمودهای کارستی است. ژرفای گذرگاههای کارستی در جهت افقی و قائم با تراز پلین[2] آب آزاد مشخص می‌شود، در آبخوانهای محدود[3] و جدا مانده، تراز سطح ایستابی آزاد یک پدیده ناحیه‌ای است که تراز آن در کنترل فرازای جریانهای سطحی دائمی پیرامون و یا جریانهای فرو رفته رسیده به سنگهای انحلال‌پذیر واقع در زیر بر جستگیهاست.

۱-۴-۴ هوازدگی سنگ آهک

انحلال سنگ آهک یک ویژگی مشخص سنگهای آهکی است که در اکثر سنگهای دیگر دیده نمی‌شود. فرایند انحلال به همان اندازه که در سطح زمین مؤثر است، در ژرفای پایین‌تر نیز اثر دارد و منجر به تشکیل کارست می‌شود. یورش‌مندی[4] و آفندانی[5] محلول با نوع آب و هوا کنترل می‌شود. از سوی دیگر، هوازدگی مکانیکی با اینکه اهمیت کمتر ولی بسیار مشخصی دارد، در تحول بومریخت‌های کارستی اثر دارد.

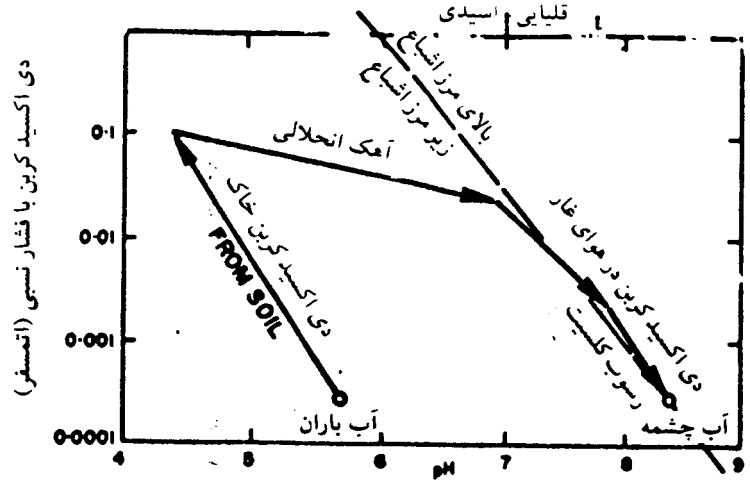
۱-۴-۴-۱ هوازدگی شیمیایی

خوردگی[6] از فرایند پرتوان و بنیادی هوازدگی شیمیایی برای سنگهای آهکی است. سنگهای کربناتی در اثر آب باران

1- Relief
2- Rest - level
3- Confined
4 - Attack
5 - Aggression
6- Corrosion

و برف اسیدی شده دچار خوردگی متوسطی می‌شوند، اکسیده شدن مواد آلی در خاکها موجب آزادشدن دی‌اکسیدکربن می‌شود. دی‌اکسیدکربن زیست زادی آزاد شده به‌وسیله آب ثقلی در خاک و نواحی با پوشش گیاهی، به حرکت درمی‌آید و در طول این حرکت، بر مقدار آن در محلول افزایش می‌یابد که موجب بیشتر شدن توان آن برای انحلال سنگ آهک می‌شود. افزون بر آن، جریان آبهای زیرزمینی به هنگام عبور از توده سنگ آهک موجب افزایش بیشتر انحلال آنها نسبت به سنگهای آهک روی زمین می‌شود. همانگونه که انتظار می‌رود، میزان دی‌اکسیدکربن تولید شده از مواد آلی و انحلال سنگها در نواحی مرطوب و استوایی بیش از سایر نواحی است. ویژگی شیمیایی روان‌آبها، حین‌گذر از توده خاک تا رسیدن به تراز آب زیرزمینی و دوباره ظاهرشدن آن در سطح زمین به صورت چشمه، تغییر می‌کند (شکل ۲). قدرت انحلال دی‌اکسیدکربن به میزان تمرکز آن بستگی دارد که توسط فشار جزیی و دمای محلول اندازه‌گیری می‌شود. فشار جزیی دی‌اکسیدکربن در زیر خاک نواحی دارای پوشش گیاهی، بیش از فشار اتمسفری و همچنین بیش از خاکهای بدون پوشش گیاهی است.

از تباهی گیاخاکها (هوموس) در همبری خود با سنگ بستر، دی‌اکسیدکربن بیشتری آزاد می‌شود. به نظر اسمیت و اتکینسون[1] (۱۹۷۶) زمانی‌که میزان دی‌اکسیدکربن از ۰/۰۳ درصد در دمای صفر درجه سانتیگراد به ۱/۹ درصد در دمای ۱۰ درجه سانتیگراد افزایش یابد، انحلال‌پذیری آهک در فشار یک اتمسفر، تا ۱۵۳ درصد افزایش می‌یابد. خاکهای آهک‌دار، برای انحلال توده سنگ، دی اکسید کربن بیشتری آزاد می‌کنند. تحقیقات نیوسان[2] (۱۹۷۱) نشان دادکه در ناحیه من‌دیپ‌هیل[3] در جنوب باختری انگلستان سختی آبهای نفوذی که در راستای قایم از درز و شکافهای سنگ آهک توده‌ای و از خاکهای آهکی می‌گذرند، به‌طور استثنایی بالا است. از این‌رو، فرآیند خورندگی در زیر خاکهای مرطوب اسیدی، دامنه گسترده‌تری دارد. پاره‌ای مطالعات دلالت بر آن دارد که آزادشدن بیولوژیکی دی‌اکسیدکربن ۳۰ تا ۱۰۰ بار بیش از مقدار آن در هواکره است (اسمیت و اتکینسون۱۹۷۶).



شکل ۲- نمودار تغییر ویژگیهای شیمیایی آب باران به‌هنگام عبور از توده خاک (مور، ۱۹۸۶)

1- Smith & Atkinson

2- Newson

3- Mendip Hills

انحلال‌پذیری دی‌اکسیدکربن به دمابستگی دارد؛ آبهای سرد نسبت به آبهای گرم مقدار بیشتری دی‌اکسیدکربن را در خود نگه می‌دارند. در جدول شماره ۱ انحلال‌پذیری کربنات کلسیم در دماهای مختلف نشان داده شده است.

جدول ۱ - تأثیردما در انحلال‌پذیری کربنات کلسیم (اسمیت و اتکین‌سون ۱۹۷۶)

دما (°C)	۰	۱۰	۲۰	۳۰	۴۰
ضریب‌انحلال‌پذیری	۱/۲۸	۱/۰۰	۰/۷۸	۰/۶۴	۰/۴۳

با کاهش دمای آب از ۱۰ درجه سانتیگراد به صفر، میزان انحلال‌پذیری آهک حدود ۲۸ درصد افزایش می‌یابد. از این‌رو مقدار دی‌اکسیدکربن محلول در آب نواحی قطبی بیش از نواحی استوایی است.

اعتقاد عمومی بر آن است که میزان هوازدگی شیمیایی مربوط به تغییرات آب و هوایی است که توسط اسمیت و اتکینسون مورد بحث قرار گرفته است. این مؤلفین پیشنهاد می‌کنندکه تغییرات نوع خاک، مقدار pH خاک، ضخامت خاک، درز و ترکها و هیدرولوژی سنگ کف، گونه‌های گیاهی و تغییرات رطوبت فصلی خاک از جمله عواملی‌اندکه در تعیین میزان[1] هوازدگی شیمیایی خاک اهمیت دارند. pH محلول، مقدار خوردگی و انحلال سنگ آهک را نشان می‌دهد. چنانچه دی‌اکسیدکربن از محلول آزاد شود، سنگ به صورت حل شده باقی نمی‌ماند و کلسیت از آبهای کاملاً اشباع شده رسوب می‌کند.

پدید آمدن یون کلسیم Ca^{++} در خاک، فرآیند انحلال را شتاب می‌بخشد (برکلند[2]).
فرآیند انحلال و رسوب یک فعل و انفعال دوطرفه است.

$$CaCO_3 + H_2CO_3 \rightleftharpoons Ca^{++} + 2HCO_3 \qquad (۱-۱)$$

کاهش pH محلول موجب انحلال کلسیت و یونی شدن آن می‌شود. کاهش pH ممکن است در اثر افزایش فشار جزیی دی‌اکسیدکربن روی دهد که منجر به افزایش کربن دی‌اکسید محلول یا سختی آن می‌شود. طرف چپ رابطه ۱-۱ معرف رسوب کلسیت در اثر افزایش pH محلول، یک کاهش فشار جزیی دی‌اکسیدکربن و یا انحلالی است که کاملاً با دی‌اکسیدکربن اشباع شده باشد.

در جاهایی که لایه‌های سنگ آهک با شیب ملایم و کم باشند، انحلال آنها در سطح زمین و یا نزدیک آن موجب

1- Rate

2- Birkeland (1974)

تشکیل سرخه‌رسها[1] می‌شود. انحلال سنگهای آهکی که مواد ناخالص و غیرقابل انحلال دارند، منجر بـه تشکـیل رسهای قرمزرنگ به نام «سرخه‌رس» می‌شوند. این نهشته‌های قرمزرنگ معمولاً حفره‌های انحلالی بزرگ سنگها را پر می‌کنند که به طور بسیار مؤثری حرکت آبها در مجاری زیرزمینی را کند می‌سازد. سرخه‌رس؛ در نواحی استوایی و در جایی‌که توده سنگ آهکی به صورت گسترده‌ای دچار انحلال می‌شود، گسترش چشمگیری دارند.

۱-۴-۶ هوازدگی مکانیکی

در تکامل سیمای کارستی، هوازدگی مکانیکی اهمیت کمتری دارد. رخنمونهای آهکی در نواحی نیمه‌خشک، در اثر بارندگیهای شدید دچار خوردگی شده و به اصطلاح سوراخ سوراخ و آبله گون می‌شوند. پاره‌ای از نمودهای کارستهای به‌جا مانده در نواحی استوایی دال بر این مدعاست که فرسایش آنها در اثر روان‌آبها رخ داده است. مطالعات نیوسان[2] در ناحیه تپه‌های مندیپ و کارهای آزمایشگاهی او مؤید آن است که جـریانهای آشـفته و فـروروندە عـلت اصـلی سایش‌اند. سایش در اثر جستن[3] دانه‌های ماسه و ذرات معلق ماسه در جریانهای زیرزمینی پیرامون ناهمواریـهای بستر جریان روی می‌دهد. افزون بر آن، جریانهای آشفته خورندگی شیمیایی کمتری دارند زیرا دی‌اکسـیدکربن در آشفتگی آبها تمایل به فرار دارد.

۱-۴-۷ هوازدگی بیولوژیکی

فرایند انحلال به‌طور اساسی در اثر آزادشدن دی‌اکسیدکربن زیستمند انجام می‌گیرد. زندگی همزیستی گلسنگ و خزه روی سنگها موجب مرطوب شدن سطح سنگ می‌شود. کارکرد انحلالی دی‌اکسیدکربن زیستمندی[4] روی سنگها گاه موجب حفره‌دارشدن آنها می‌شود. به‌علاوه، درز و شکافها و چاهکهای خورده شده در سنگ آهکها که دارای سطوح صاف و پهن باشند، به دلیل خوردگی شدید و یکنواخت در زیر رویشگاه گیاهان گروه خزه‌ها[5] است. رشد و نـمو جلبکها و سایر موجودات زنده روی سنگ آهک در نواحی گرم استوایی، حلالهای فعال شیمیایی را کارسازتر می‌کند و موجب کاهش مقاومت سنگ در جهات افقی و قایم شده، و منجر به بروز ناهمواری و دندانه‌دار شدن آن می‌شود. چنین نمودی را گیاکارست[6] نام نهاده‌اند. نواحی پرآب با فراوانی گیاهان آبی[7] و پوسیدگی و فساد مواد گیاهی موجب تداوم آزادشدن دی‌اکسیدکربن در آب می‌شود. از این‌رو، فرسایش فزایـنده شـیمیایی در زیـر نـواحـی مـردابـهای بوته‌زاری[8] روی می‌دهد.

1- Terra rossa

2 - Newson (1971)

3 - Saltation

4- Biogenic

5- Bryoids

6- Phytokarst

7- Hydrophytes

8 - Marsh

۲- بومریختهای کارست

پارامترهای متغیر و سختی آب موجب تأثیر متفاوت در فرآیند انحلال می‌شوند. که در نتیجه، اندازه‌های متفاوت بومریختهای کارستی به وجود می‌آید. از این‌رو، با رده‌بندی بومریختهای کارستی براساس اندازه آنها وابستگی ریختار - فرآیند را بازشناسی کرد (بوگلی[1] ۱۹۸۰، فورد[2] ۱۹۸۰). در جدول شماره ۲ چنین رده‌بندی درج شده است.

جدول ۲- رده‌بندی بومریختهای کارستی (فورد، ۱۹۸۰)

مکان	مقیاس	بومریخت اصلی	وابستگی
سطح زمین	کوچک؛ بزرگترین اندازه (برای مثال درازا) معمولاً کوچکتر از ۱۰ متر	کارن[3] (لاپیه)، حفره‌های انحلالی، کانال و شیار	متفاوت؛ نوع ریخت مربوط یا نامربوط به سیستم آب‌موجوددراطراف آنهاست
	متوسط؛ بزرگترین اندازه معمولاً ۱۰ تا ۱۰۰۰ متر	فرونشستهای بسته، نفس‌کش کوه[4] و انواع ترکیبی آنها با اووالا[5] نمود برجسته، کارستهای مخروطی و برج‌واره‌ای	مربوط به وجود سیستم آبهای زیرزمینی و تخلیه
	بزرگ؛ بزرگترین اندازه معمولاً ۱۰۰۰ متر است	پولژه[6]،گلوگاه و دره‌های خشک	
زیرزمین	در تمام اندازه‌ها	سیستم غار و مغاره‌ها	

ویژگیهای بومریختها و یا نمودهای[7] کارستی به‌طور خلاصه به شرح زیر است:

۲-۱ بومریختهای کوچک

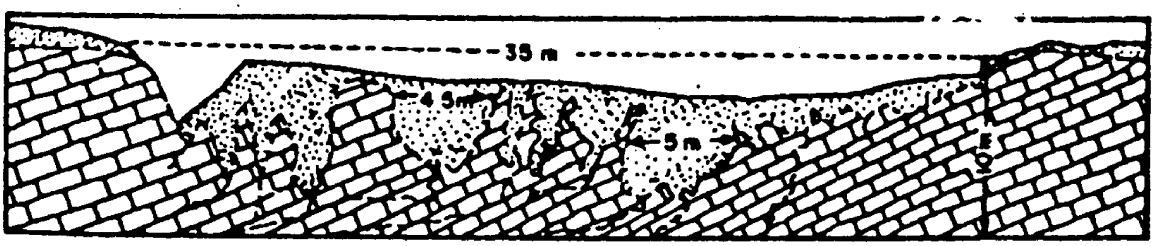
۲-۱-۱ لاپیه (کارن)

در سطح برهنه سنگ آهکهای خالص، گاهی شبکه‌ای به‌هم پیوسته از نمودهای مختلف گذر آب باران به صورت

1- Bogli
2- Ford
3- Karren (Lapié)
4- Doline
5- Uvala
6 - Polje (Polye)
7- Feature

شیارک، آبشکاف و ... دیده می‌شود که بر جستگیهای لبه ت

یز و باریک آنها را از یکدیگر جدا می‌کند (شکل۳). این‌گونه الگوی فرسایشی در سنگ آهک به‌نام لاپیه معروف است. لاپیه در نواحی دارای رخنمونهای قابل ملاحظه که دارای درز و شکاف و پوشش گیاهی باشند تشکیل می‌شوند. شیلگک [1] به عرض تا یک متر و ژرفای ۵۰ سانتیمتر است که از گذر رواناب روی سنگ آهک بوجود می‌آید. بلوکهای آهک که در امتداد درز و شکافها از یکدیگر جدا شده‌اند، در شمال انگلستان به‌نام کلینت [2] نامیده می‌شود.



شکل ۳- لاپیه در آهک (سیویچ [3] ۱۹۲۴)

این شکافها از چند سانتیمتر تا یک متر عمق دارند. شکافهای قائم در سنگ آهکهای بلوکی (سنگفرشی) پهن‌تر می‌شوند و هرجا که درز و ترکها یکدیگر را قطع می‌کنند، به حداکثر گسترش خود می‌رسند. سوئیبینگ [4] در نواحی شمالی انگلستان در آهکهای نازک لایه، عمق گریکها [5] را کمتر از یک متر با پهنای ۰/۵ متر و در آهکهای ضخیم لایه تاعمق ۴/۵-۲ متر گزارش کرده است. وی عقیده دارد که فرایند انحلال در آهکهای توده‌ای و ضخیم، بیشتر از آهکهای نازک لایه است. در آهکهای نازک لایه سنگفرشی، عامل عمده هوازدگی مکانیکی و خردشدن در اثر یخ است.

در نواحی استوایی، خوردگی شدید آهک منجر به ایجاد شکافهای عمیق، آبشکاف [6]، یا کانالهای لاپیه می‌شود. در آهکهای سنگفرشی عمق کانالهای لاپیه به ۲۰ متر می‌رسد. این کانالها معبر سریع عبور آب برای انحلال به حساب می‌آیند ولی گاه مواد غیرقابل انحلال در مسیر این کانالها رسوب کرده و مسیر زهکش تحتانی را مسدود می‌کنند.

1- Runnel

۲- Clint سطوح برهنه لایه‌های آهکی افقی، که در اثر شکافهای قائم انحلالی به‌نام grikes به صورت بلوک درآمده‌اند و سنگفرش است.

3- Civijic

4- Sweebing (1966)

5- grike

6 - Flute

سیویچ [1] (۱۹۲۴) لاپیه را سرآغاز گسترش کارست در آهک می‌داند. گرچه برخی پژوهشگران اعتقاد بر آن دارند که لاپیه در نواحی پوشیده از خاک و دارای پوشش گیاهی گسترش بیشتری پیدا می‌کند (تورنبری [2] ۱۹۶۹). تنها پس از ازبین‌رفتن رویش گیاهی و جنگلی و آشکارشدن لاپیه‌های نهان، فرایند فرسایش شتاب بیشتری به خود می‌گیرد.

۲-۱-۲ گیاکارست [3]

فیتوکارست یکی از متداولترین بومریختهای کوچک مقیاس در نواحی مرطوب استوایی است. اینگونه نمودها به‌طور عمده بر اثر فعالیتهای زیسمندی در زیر پوششهای جلبکی و خزه‌ای رخ می‌دهد. برپایه پژوهش فولک و همکاران [4] (۱۹۷۳). گیاکارست در اثر مواد انحلالی اسیدی که از ریشه گیاهان به‌وجود می‌آید، تشکیل می‌شود. ریشه گیاهان که روی سنگ می‌رویند تا عمق ۰/۲ - ۰/۱ میلیمتر داخل سنگ نفوذ می‌کنند. عمل انحلال در مسیر نفوذ گیاهان موجب گسترش چاله‌های انحلالی شده و با به‌هم پیوستن آنها، چاله‌ها بزرگتر می‌شوند.

شکل اصلی گیاکارستها به طور تصادفی، به شکل دندانه‌دار، اسفنجی و کنگره‌دار است. در ناحیه هل‌ور جزیره هل‌کایمن [5] هند باختری انگلستان، ارتفاع کنگره‌ها به ۳ متر نیز می‌رسد و حال آنکه خود بر جستگیهای این نواحی از ۰/۶ تا ۱/۵ متر بیشتر نیست. به‌طورکلی، ریختار چیره گیاکارست به چگونگی نفوذ گیاهان و یورش ماده اسیدی آنها بر سنگها بستگی کامل دارد.

۲-۲ بومریختهای متوسط مقیاس

۲-۲-۱ حفره‌های فروکش و نمودهای وابسته به آن

حفره‌های فروکش و نفس‌کشهای کوه [6] عادی‌ترین و اصلی‌ترین ریختارهای کارستی هستند. این پدیده‌ها در امتداد شکستگیها، درز و ترکها، لایه‌بندی آهکهاو جایی‌که روان‌آبها به نواحی زیرین هدایت می‌شوند، به‌وجود می‌آیند. حفره‌های فروکش عبارتند از نواحی گودافتاده و کنگره‌دار مسدود از هر سو به عمق ۳۰ متر یا بیشتر که قطر آنها به چندین متر می‌رسد و می‌تواند چندین هکتار از اراضی کارستی را در برگیرد. حفره‌های فروکش در کوهها به نام

1- Civijic
2- Thornbyry
3- Phytokarst
4- - Folk et al
5- Hell, Cayman
6- Sinkhole and doline

نفس‌کش کوه نامیده می‌شوند [1]. این حفره‌ها در امتداد افقی به همه سو گسترش می‌یابند. در این فرایند از به هم پیوستن آنها حفره فروکشهای مرکب به‌وجود می‌آید.

در توسعه نفس‌کشهای کوه چندین فاکتور مؤثر است. تقریباً در نواحی‌ای‌که روان‌آبها با شتاب می‌گذرند، بـه‌وجود نمی‌آیند. در نواحی با آب و هوای نیمه خشک و سراشیبهای تند نیز دیده نمی‌شوند. بهترین محل برای گسترش آنها، نواحی هموار و کم‌شیب است. لاول [2] (۱۹۶۷) الگوی مکانی نفس‌کشهای کوه و حفره‌های فروکش در نواحی کارستی ایالت کنتاکی آمریکا را مورد توجه قرار داده و دریافته است که این پدیده‌ها در راستای درز و ترکها، امتداد گسله‌ها که محل مناسب عبور آب و انحلال‌اند، گسترش یافته‌اند. تراکم نفس‌کشها با درجه خلوص آهک تغییر می‌کند. برای مثال: در جامایکا بیشتر در آهکهای ناخالص شکل گرفته‌اند تا در رخنمونهای آهکی توده‌ای.

اختلاف در تراکم، در وهله نخست منعکس‌کننده نسبت مواد غیرقابل انحلال و ناخالصی در سنگ‌آهک است. این پدیده‌ها، در آهکهای با لایه‌بندی افقی، اکثر اوقات متقارن‌اند ولی با افزایش شیب لایه‌های آهکی به‌تدریج نامتقارن می‌شود. نامتقارن‌بودن حفره‌ها ممکن است در اثر اختلاف خرد اقلیمی در لایه‌های رخنمون آهکی بـه‌وجود آیـد. بوگلی (۱۹۸۰) اشاره بر این مطلب دارد که سراشیبهای شمال شرقی و شرقی نفس‌کشها، نسبت به دامنه جنوبی و جنوب غربی آنها شیب تندتری دارند. نفس‌کشها حالتهای تعادل و سکون را بازگو می‌کنند.

ویلیامز [3] (۱۹۷۲) در این مورد از یافته‌های جنینگز [4] در نواحی کریگمور [5] نیوزیلند، نقل قول می‌کند که در این نواحی شیب دامنه حفره‌ها با اندازه آنها و یا با گذشت زمان تغییر نمی‌کند.

مطابق شکل ۴، پنج نمود زایشی متفاوت حفره‌های کارستی شناخته شده است که عبارتند از: ۱- نفس‌کش مغاره ریز ۲- نفس‌کش انحلالی ۳- کارست حفره فرو نشسته ۴- حفره درون‌ریز ۵- کارست چاله - برجی

توسعه و گسترش نفس‌کش مغاره‌ریز ناشی از فروریزش سقف مغاره‌ها و یا غارهای زیرزمینی و رهیابی آبهای روان از آن و رسیدن به تراز آبهای کارستی است. فرو ریزش در اثر هوازدگی دیواره‌های پرشیب صورت می‌گیرد و ممکن است با ملایم‌شدن شیب و هوازدگی زیرزمینی گسترش یابد. چنانچه آبهای کارستی در ژرفای کمی باشد و نفس‌کشها

---

۱ - در کوهها، مردم بومی خراسان و ایران مرکزی، به اینگونه حفره‌های ژرف، نفس‌کش کـوه مـی‌گویند کـه در زبـان اروپایی‌ها دولین " doline = dolinen " یا " dolina " است. حفره‌های فروکش اگر در آبرفتها باشد به نام حفره فروریز خوانده می‌شود و کنگره‌دار نیست و در حالت کلی قیفی‌شکل‌اند.

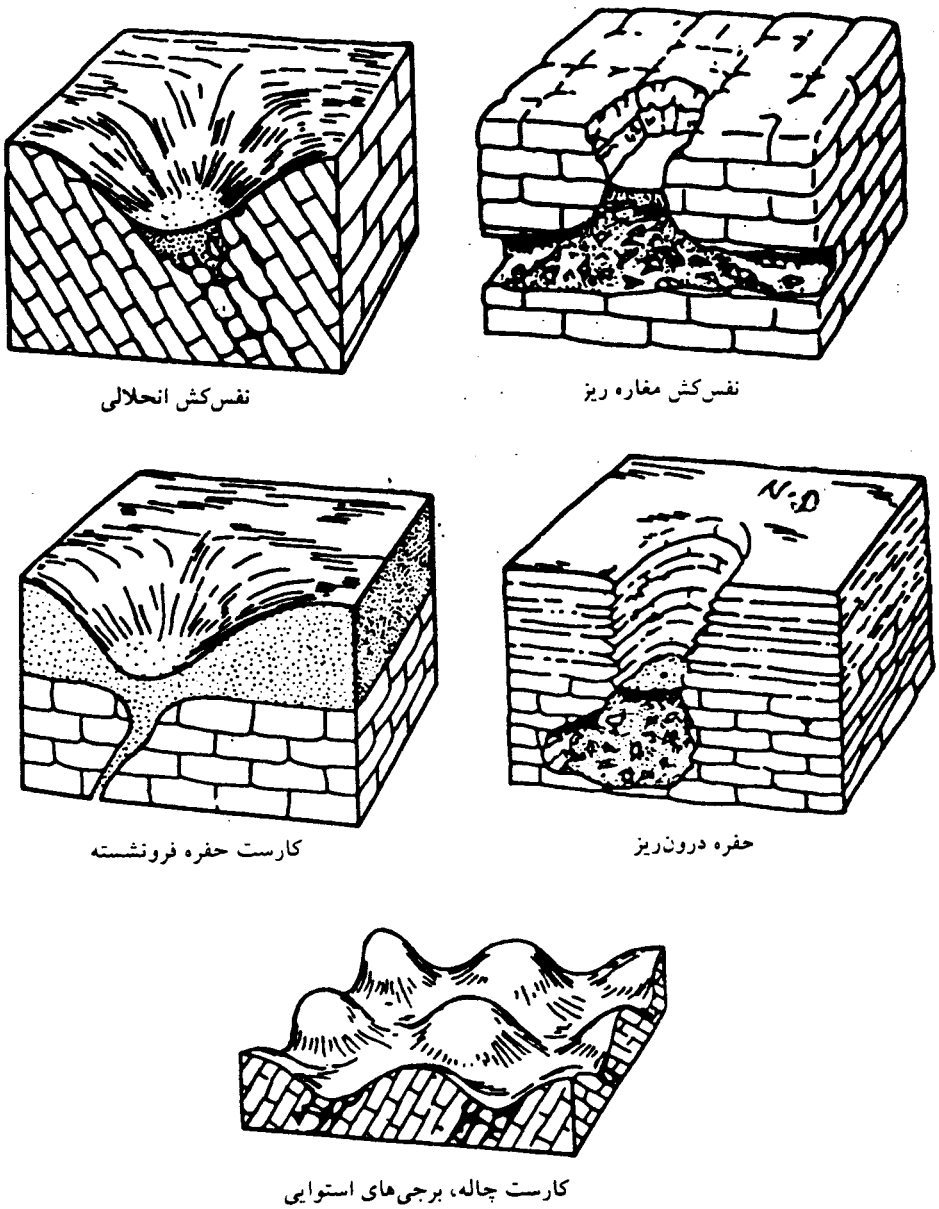
2- La valle

3- Williams

4- Jennings

5- Craigmore

به آنها رسیده و یا پایین‌تر از آن برسند به نام چالاب کارستی [1] خوانده می‌شوند (بوگلی ۱۹۸۰). نفس‌کشهای انحلالی در امتداد درز و ترکها یا سایر سطوح ضعیف که به تدریج دچار انحلال شده‌اند، گسترش می‌یابند. نمود سطحی این‌گونه حفره‌ها دایره‌ای تا بیضوی، دودکشی یا قیفی شکل است. پاره‌ای از این حفره‌های انحلالی، بستر همواری دارند که پوشیده از رسوبهای رسی فرارسیده به آنهاست و غیرقابل نفوذ شده‌اند، در نتیجه، آب در کف آنها که بالاتر از تراز آب زیرزمینی ناحیه است، جمع می‌شود و دریاچه‌ها و یا بومهای کارستی را تشکیل می‌دهد.



شکل ۴- انواع حفره‌های کارستی

---

۱ – در سرزمین یوکوتان (Yucuton)، بومیان در درون چالابهای گرفته از آب آنها بهره‌گیری می‌کنند: 1- Cenote

کارست حفره‌های فرونشسته بر اثر فرولغزی نهشته‌های پوششی به درون دالانکهای [1] انحلالی به‌وجود می‌آیند. این حفره‌های فرو نشسته در سطح خارجی که مجاور خاکهای دارای فعالیت بیولوژیکی و یا خاک هوموس قرار دارند، گسترش می‌یابند.

اگر مصالح به درون حفره‌های انحلالی پنهان فرو ریزد، پدیده‌ای به‌وجود می‌آید که به نام نفس‌کش حفره‌ریز معرفی شده است (جنینگز ۱۹۶۶) [2].

در آهکهای سخت و بلورین شده نواحی استوایی مرطوب نمود ویژه‌ای از کارست گسترش می‌یابد که به نام کارست چاله - برجی [3] معرفی شده است. در این پدیده، چاله‌ها، کمابیش به‌طور منظم نزدیک یکدیگرند و به بر جستگیهای تپه مانند یا برج گونه از جنس سنگ آهک محدود شده‌اند.

کارست چاله - برجی بنا بر عقیده ویلیامز (۱۹۷۲)، تنها در اثر انحلال به‌وجود می‌آید و با فرو ریختن یا فرونشت، پیوندی ندارد. برخی از پژوهشگران مانند و رسی [4] (یاد شده در نوشتار ویلیامز ۱۹۷۲)، چنین می‌پنداشتند که به علت تغییرات زیاد تراز آب کارستی در نواحی مرطوب، توده‌های سنگی پیرامون نفس‌کشهای کوه دچار فروریزی شده، چاله‌هایی با دیواره‌های پرشیب ایجاد می‌کنند ولی این نظریه کم‌کم اعتبار خود را از دست داد و همان اثر انحلال مورد پذیرش همگانی قرار گرفت [5].

برهنه‌سازی و انحلال رخنمونهای کارستی در راستای درزها و ترکهای توده سنگ و به علت آبهای روان اسیدی که از نواحی دارای پوشش گیاهی به پایین روان می‌شوند و یا از ایجاد بومهای کارستی صورت می‌گیرد و عمیق‌تر و پهن‌تر می‌شود، با ادامه انحلال و اثر فرآیند لایه‌های آبدار [6] ریزشهایی در راستای شکستگیها صورت گرفته، چاله‌ها ژرف‌تر و برجها پرشیب‌تر می‌شوند و کارست چاله - برجی یا کارست چند پهلو گسترش می‌یابد.

از این‌رو، ممکن است چنین نتیجه‌گیری شود، که ژرف‌ترین قسمت کارست چاله - برجی بالاتر از تراز آب زیرزمینی قرار دارد. چنانچه حفره‌های کارستی در قسمتهایی از فرونشستهای کارستی وجود داشته باشند به طوری که تمام و یا قسمتی از آبهای این فرونشستها را به درون سیستم راهابهای کارستی برسانند، آنها را به نام حفره بلعنده یا پانور [7] می‌گویند.

---

1 - Under ground pipe

2- Jennings

3- Cockpit

4- Versey

۵- نوشتارهای Vestuppen (1960), Sweeting (1958) و ...

6 - Sapping

7 - Ponor = Swallow hole

۲-۲-۲ اوال[1]

فرونشستگی کارستی، با درازای تا ۱ کیلومتر با بستری ناهموار را اوال یا گودال کارستی[2] نامیده‌اند. تشکیل این پدیده را به دو علت زیر نسبت داده‌اند:

الف - فرو ریختن سقف پهناور یک آبگذر زیرزمینی

ب - بهم پیوستن حفره‌های کارستی و شکل‌گیری یک فرونشستگی بزرگ و ممتد با کف ناهموار پوشیده از نهشته‌های آب شستگی است.

بنابراین اوال، معرف گذرگاه‌های موجود زیرزمینی یا مجموعه‌ای از فروریزش‌های کارستی است. اوال‌هادر امتداد لایه‌ها تشکیل می‌شوند از این رو دارای ویژگی عمومی اکثر پولژه‌ها هستند، اما در مورد مشخصه‌های زیر با آنها تفاوت دارند :

اندازه‌های کوچکتر، بسترهای ناهموار و به هنگام سیلابی بودن ناحیه و یا بالاآمدن تراز آب زیرزمینی کارستی سیلابی در آن بوجود نمی‌آید.

۲-۲-۳ پنجره کارستی[3]

پنجره کارستی عبارت از نمود سطحی سقف فرو ریخته یک کانال زهکش زیرزمینی است. حرکت یک جریان فعال با یک کانال غیرفعال رادر پنجره کارستی می‌توان دید.

۲-۲-۴ کارست به‌جای مانده

نمودهای کارست به جای مانده در شرایط آب و هوای متنوع گرم تا حاره‌ای شکل می‌گیرد ولی بهترین شرایط گسترش، در نواحی استوایی مرطوب با پوشش گیاهی کافی است. در نواحی استوایی، فعالیت شدید انحلالی و تناوب بارندگیهای شدید، شرایط زیست محیطی مناسبی را برای گسترش بیشتر کارست مخروط نمود و کارست برج نمود[4] به‌وجود می‌آورد که دو شکل اصلی کارست‌های به‌جای مانده‌اند. بین این دو کارست اصلی، چندین شکل متوسط از کارست به‌جای مانده نیز وجود دارد. الگوی مکانی کارست‌های به‌جای مانده و دیگر شکلها در نواحی استوایی شاید دلالت بر تغییر لیتولوژی باشد که جریان آب ثقلی را کنترل می‌کند (اسمیت و اتکینسون ۱۹۷۶). در نواحی با آب و

1- Uvala

2- Karst trough

3- Karst window

4- Cone Karst, Tower Karst

هوای معتدل، کارست به جای مانده کم اهمیت است. کارست‌های مخروط نمود[1] عبارت از تپه‌های مخروطی و نیمه کروی پراکنده در فرونشست‌ها می‌باشند. این‌گونه کارست‌ها در لایه‌های افقی و یا لایه‌های با شیب ملایم سنگ آهک توده‌ای بیشترین گسترش را دارند. در آفریقای جنوبی، بخش خاوری ترانسوال، تپه‌های مخروطی به تدریج از دشت کارستی سر برآورده است. براساس نظریه مارکر ۱۹۷۰، این دشتها از انحلال لایه‌های آهکی که روی لایه‌های غیرقابل انحلال بوده‌اند در اثر عملکرد سیلابهای انباشته شده به‌وجود آمده‌اند. تپه‌های غیرمتقارن مخروطی، باقیمانده آهک حل‌کننده و معرف فرسایش مکانیکی روان‌آبها می‌باشند. کف دشت کارستی در بالای تراز آب زیرزمینی قرار می‌گیرد. تکامل کارست‌های مخروط نمود بر اثر فرسایش رودخانه‌ای، مشابه فرسایش دامنه‌ها در نواحی مرطوب است و تشکیل دانه‌ها در تپه‌های مخروطی است. دامنه‌ها در بخش فوقانی مخروط کارستی گرد ، در پهلوها مستقیم و در پایین کاو[2] است. ویلیامز (۱۹۷۲) معتقد است که فرسایش رودخانه‌ای از سه راه ممکن کامل می‌شود: (۱) جریان روانابی (روزمینی)، (۲) جریان از نهشته‌های سطحی و پوشش، (۳) جریان‌های زیرزمینی. به هر حال جریان آبهای اسیدی در رسوبات سطحی و در توده سنگ یک عامل نیرومند فرسایش و خوردگی است.

کارست برج مانند[3] به‌طور عمده در نواحی استوایی گسترش می‌یابند. بهترین سیمای این‌گونه کارست در جنوب چین دیده می‌شود، جایی که تپه‌های به شکل مخروط ناقص با دامنه‌های تند و پرشیب، از دشتهای آبرفتی، نهشته‌های نرم نواحی مسطح سر برآورده‌اند. در جاماییکا، برجهای کارستی به بلندی ۹۰ تا ۱۵۰متر از میان دشت آبرفتی مردابی سربرآورده‌اند. در این نواحی دامنه‌های جنگلی دارای شیب ۶۰ تا ۹۰ درجه‌اند.

ژئومورفولوژیستها نظریه انحلال و گسترش کارست برج نمود را به‌طور فزاینده‌ای پذیرفته‌اند. سوئینگ (۱۹۵۸) اشاره می‌کند که خوردگی در این‌گونه کارست‌ها، ناشی از سیلاب است و آبهای زون ثقلی کارست در دامنه تپه‌ها به صورت چشمه ظاهر می‌شوند. نقش انحلال در گسترش کارست برج نمود به‌صورت چشمگیری در پورتوریکوی شمالی نیز آشکار است. برپایه نظریه دی (۱۹۸۰)[4]، مرفولوژی تپه‌های کارست برج نمود، به انحلال شدید سنگ سبز در مرز با نهشته‌های آبرفتی دارای مواد آلی کنترل شده است. بالاز[5] به نقل قول از اسمیت واتکین سون (۱۹۷۶) اعلام می‌کند که کارستهای مخروط و برج نمود، اکثراً دریک ناحیه کارستی، با هم شکل می‌گیرند و با گذشت زمان ممکن است یکی به دیگری تبدیل شود.

1- Kegelkarst
2 - Cave
3- Towerkarst
4- Day
5- Balaz

۲-۳ بومریختهای بزرگ مقیاس

دره‌های کارستی، خشک دره ، درهٔ کور (کور دره)

زمانی که روان‌آبها از روی لایه‌های غیرقابل انحلال عبور می‌کنند و سرانجام در ژرفا به کارست می‌رسند، به تدریج از راه شبکه‌ای از نفس‌کش و حفره‌های انحلالی به معابر زیرزمینی وارد می‌شوند. در حفره‌های بلعنده [1] بالادست، جایی که حجم جریان زیاد است، رواناب، توانمندی بیشتری برای کندن بستر خود نسبت به قطعات راهابهای قائم در پایین‌دست دارند و از این رو، دره‌های عمیق ایجاد می‌کنند. در مراحل بعدی، دره به‌طور ناگهانی در یک یا چند حفره بلعنده به پایان رسیده و بسان رودخانه زیرزمینی ناپدید می‌شود. اگر در زمان رویداد سیلاب، آب به حفره‌ها رسیده و به بستر خشک زیرین برود، دره را نیمه کور می‌گویند (جنینگز ۱۹۶۷). چنانچه جریانهایی که در تمام مراحل جریان، در یک یا مجموعه‌ای از حفره‌های فروکش یا نفس‌کش کوه ناپدید می‌شوند، بستر آنها دره کور نام دارد (کور دره). دره‌های کور معمولاً در مناطقی که تناوبی از آهک و لایه‌های غیر تراوا وجود دارد، شکل می‌گیرند. دره کور رودخانه نوترانیشکارنا [2] در یوگسلاوی به درازای ۴۰ کیلومتر می‌رسد. بسیاری از دره‌های کور نواحی کارستی مدیترانه حدود ۲۰۰ متر ژرفا دارند.

دره‌هایی که در آنها رواناب نیست و یا تقریباً وجود ندارد، به نام خشک دره معرفی شده‌اند. در نواحی چاکی جنوب انگلستان و شمال فرانسه، شبکه‌ای از دره‌های خشک به‌وجود آمده است. تفسیر دره‌های مزبور از این قرار است که این پدیده‌ها هنگامی به‌وجود آمده‌اند که تراز آب زیرزمینی در نواحی با رژیم آب و هوایی مرطوب در گذشته خیلی بالاتر بوده و این زمان پایین‌تر از کف دره‌هاست. دره‌های کور و نیمه کور که در آهکهای مقاوم گسترش می‌یابند ممکن است دره خشک هم بشوند.

دره‌های کارستی در واحدهای تناوبی از لایه‌های افقی ناتروا و قابل انحلال به‌وجود می‌آیند. در زمینهای ناتروا، زهکش‌های سطحی به خوبی گسترش می‌یابند. جریانهای اولیه کافی و زیاد، در سطح زمین گذرگاهی ایجاد می‌کنند که کم‌کم ژرف‌تر شده و در لایه‌های انحلال‌پذیر، کانالهای انحلالی کارستی را به‌وجود می‌آورند. در چنین مواردی، روان آبهای سطحی از طریق چندین حفره فروکش یا نفس‌کش به گذرگاه‌های زیرزمینی می‌رسند. هنگامی که زهکش‌های قائم کاملاً گسترش یابند، دره‌های کارستی از داشتن یک جریان فعال محروم می‌شوند.

1- Swallow hole

2- Notranjska Rena

۲-۴ پولژه[1]

پولژه عبارت از یک فرونشست کارستی بزرگ به مساحت چندین کیلومتر مربع است. بستر صاف، خشک و یا به‌طور متناوب و دوره‌ای دارای آب، ممکن است با نهشته‌های فرا رسیده به آن و یا پس‌ماند فرآیند خوردگی پوشیده شود. ابعاد بزرگ این پدیده، آن را از سایر انواع انحلالی یا فروریزیهای بسته، متمایز می‌کند.

برای تشکیل پولژه دو روش را بر شمرده‌اند یکی هموارشدگی در اثر انحلال[2] و دیگری کنترل ساختار زمین‌شناسی است. سوئینگ (۱۹۶۵) معتقد است در زمانی‌که تراز آب زیرزمینی بالا است، فرآیند هموارشدگی انحلالی کارساز گسترش می‌یابد. سطح بازدارنده زهکشی، در زمان رویداد سیلاب و بالاآمدن آب ثقلی زیرزمینی و رسیدن به سطح زمین، به ویژه در زمان مرطوب، شرایط مناسب را برای انحلال گسترده به‌وجود می‌آورد که نتیجه آن هموارشدن زمین است. چنین وضعیت هیدرولوژیکی را برای تشکیل اوال‌ها که کمابیش مانند پولژه‌ها ولی کوچکترند، نمی‌توان در نظر گرفت. پولژه در نواحی همراه با چین‌خوردگی شدید، شکل می‌گیرد. تورنبری[3] اعتقاد دارد که پولژه در بلوکهای فرورفته چین‌خوردگیها و یا بلوکهای فرو افتاده گسله‌ای، گسترش می‌یابد. بنابراین شکل‌گیری پولژه را ساختار زمین‌شناسی کنترل می‌کند و فرآیند انحلال نیز در آن کارساز است. گسترش پولژه در شرایط آب و هوایی حاره‌ای بیش از سایر نواحی است. از این رو، بوگلی (۱۹۸۰)، پولژه راوابسته به شرایط آب و هوا اعلام می‌کند و آن را یک دشت کارستی آب و هوایی می‌نامد.

درکوه زراب، ناحیه کوهرنگ بختیاری، پولژه مشخص وجود دارد که آن را دغ‌لاغرک نامیده‌اند و در مرزهای آن چند حفره بلعنده وجود دارد که آنها را غرغرو می‌خوانند. این پولژه بیش از ۵ کیلومتر درازا و ۶ کیلومتر مربع مساحت دارد و همراستا با روند زاگرس است.

۲-۵ غارهای آهکی

برپایه نظر تورنبری، مغاره[4] و غار[5] را می‌توان بسان گذرگاه‌ها و فضای خالی زیرزمینی به حساب آورد. مغاره‌ها به‌عنوان یک پدیده کارستی زیرزمینی، معرف اوج فرآیند انحلال در تراز آب زیرزمینی هستند.

1- Polje

2- Solution planation

3- Thornbury (1969)

4- Cavern

5- Cave

مغاره‌ای است که آدمی بتواند به درون آن برود. تشکیل یک دالانه و یا مغاره کارستی برای آنکه آدم‌رو بشود، ۱۰۴–۱۰۵ سال به درازا می‌کشد (پالمر ۱۹۹۱).

۲-۵-۱ گسترش غارها

بیشترین گسترش غارها در لایه‌های آهکی است که مواد باقی مانده از فرآیند انحلال‌شان کم و مقاومت و پایداری آنها برای تحمل سقف غار بالا است. افزون بر آن ، ژرفای نهایی غار، با تراز آب زیرزمینی کنترل می‌شود. برخی از غارها، ده‌ها متر زیر تراز آب دریا گسترش یافته‌اند.

غارها ممکن است در چندین تراز توپوگرافی به‌وجود آیند. بالاترین تراز، اولین پیدایش و آغاز گسترش آنها است. این غارها شبکه‌ای از غارهای خشک و متروک را ایجاد می‌کنند. غارهای متروک، معرف تراز آب زیرزمینی کارستی پیشین‌اند (شکل ۵). غارهای خشک، در بسیاری از نقاط جهان، براثر دوباره جاری شدن سیل و بالاآمدن تراز آب دریا پر شده‌اند. غارهای فعال، در تمام مدت پراز آب زیرزمینی کارستی‌اندگذرگاه آنها اکثراً افقی و همسو با تراز آب زیرزمینی کارستی است.

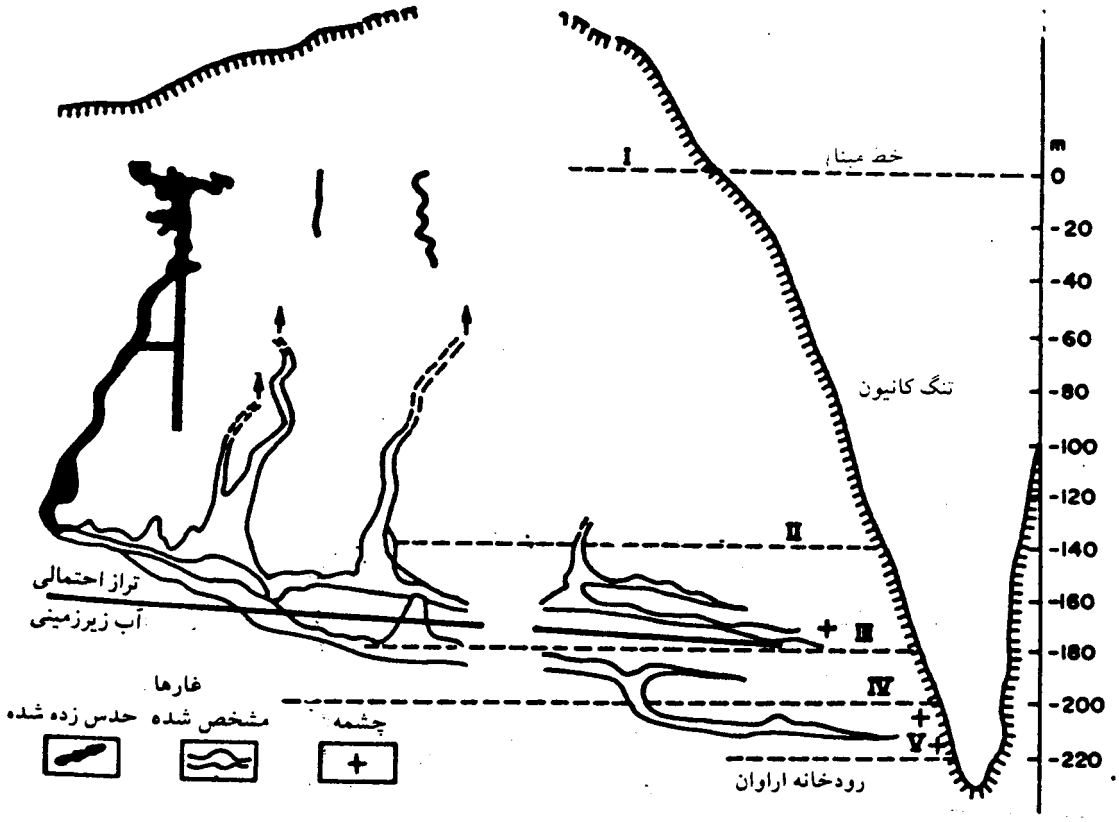
در لایه‌های آهکی گسترش غارها به‌طور عمده در شبکه‌های به‌هم پیوسته درزو ترک و سطوح لایه‌بندی، صورت می‌گیرد. گذرگاه‌های قائم و افقی غارها در اثر خوردگی و انحلال شدید درزو ترکها به ویژه در آهکهای نازک لایه، رخ می‌دهد. از این‌رو، گذرگاه‌های یک غار شبیه شبکه‌ای از راه و خیابانهای نامنظم در یک شهر قدیمی بدون برنامه شهرسازی است.

معمولاً غارها، به‌وسیله شبکه‌ای از درزو ترک‌های به‌هم پیوسته و در حالت ناپایداری تراز پایه[1] فرسایش به‌وجود می‌آیند. غارهایی که درامتداد لایه‌بندی توده آهک تشکیل می‌شوند، گذرگاههای درازی دارند. غارهای مرکب و به مرحله بلوغ رسیده، صرفنظر از تنوع در ساختار و دامنه انحلال سنگ آهک، به‌طور متداول دارای گذرگاههای افقی‌اند.

مور[2] معتقد است که این‌گونه گذرگاههای افقی غارها به‌دلیل ماندگاربودن طولانی مدت شرایط انحلال در زیر تراز آب زیرزمینی کارستی بوده که در این مدت موقعیت پایداری داشته است.

براساس نظریه وایت[3]، در نواحی با آب و هوای گرم استوایی، طول غارها درازتر از نواحی دیگر است. غارهولوخ[4] با درازای بیش از ۷۵ کیلومتر در نواحی کوهستانی و چین‌خورده سوئیس، طولانی‌ترین غار شناخته شده در جهان به‌حساب می‌آید.

1- Base Level
2- Moore
3- White
4- Holloch



شکل ۵- کنترل تراز پایه فرسایش در توسعه غار (اقتباس از الف.جی چی کی شوف[1] ۱۹۷۳)

غارها از نظر شکل و اندازه، تنوع چشمگیری دارند. گسترش گذرگاه یک غار به تنهایی نیز بی‌ترتیب است. الگوی بی‌ترتیبی گسترش غارها، ریشه در اختلاف لیتولوژی، ترکیب و میزان انحلال پذیری آهک و اثر خوردگی بر آنها است. همانگونه که در پیش گفته شد، رژیم جریان آب زیرزمینی کارستی به‌صورت آشفته است.

ازدیاد آشفتگی محلی به علت وجود نابرابریهای لیتولوژی و ساختار در لایه‌های غار و دیگر علتها، موجب رهاشدن دی اکسید کربن از داخل محلول می‌شود. در نتیجه، خوردگی کاهش می‌یابد و ممکن است منجر به کاهش فضای غار شود.

فورد و اور[2] الگویی برای گسترش غار پیشنهاد کرده که به نام «شاخص فراوانی شکستگیها»[3] است. فراوانی شکستگیها، به عنوان چگالی تراوایی ثانوی سطوح لایه‌بندی و شکستگی‌ها به حساب می‌آید. چنانچه فروانی کم باشد، جریانهای جدا از هم به هم رسیده و به برون از محیط راه یابند[4]، ناگزیر تا ژرفای زیاد نفوذ می‌کنند. در نتیجه،

1- A .G.chikishov

2- Ford and Ewer

3- Index of fissure frequency

4 - Outlet

گذرگاه غارها، کوتاه و پرشیب است. در مناطقی که فراوانی شکستگیها زیاد باشد، حرکت آب نزدیک به تراز آب زیرزمینی کارستی بوده موجب گسترش درازای غارها با گرادیان کم می‌شود (غارهای کم و بیش افقی).

۲-۵-۲ غار نهشته‌ها

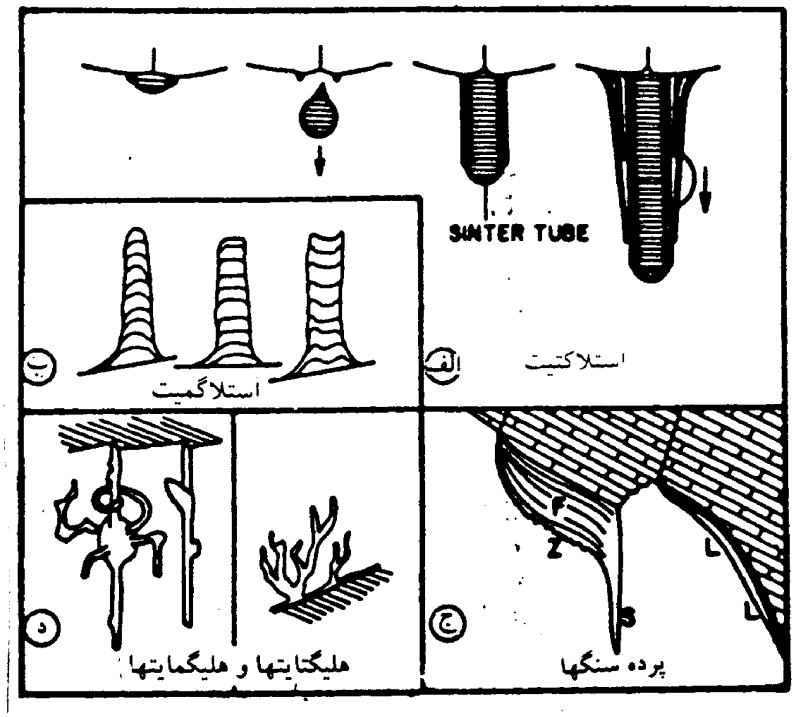
در اکثر غارها، مجموعه متنوعی از نهشته‌های انباشته شده بر هم دیده می‌شود که به نام تراورتن یا «سپلوتم»[1] خوانده می‌شود. برای تشکیل سپلوتم تنوع گسترده‌ای از کانیها مشارکت می‌کنند، ولی اصلی‌ترین آنها کلسیت است. آب تراوشی از غارها، سرشار از کانیهای حل شده در آن است. به هرحال، تنها کانیهایی که به حالت فرامیری (حد اشباع) رسیده باشند می‌توانند به صورت تراورتن رسوب کنند. این نهشته‌ها به همان سختی سنگ آهک‌اند.

شش نوع عمده سپلوتم شناخته شده که عبارتند از: استالاکتیت، استالاگمیت، اشکال نامنظمی که به نام هلیک تایت[2] یا هلیگ مایت[3]، و گلوبولایت[4]، معرفی شده‌اند، پرده‌واره‌ها[5]، روان سنگها[6] و سنگهای لبه‌دار[7] (شکل ۶). از میان آنها، استالاکتیت و استالاگمیت فراوان‌ترین و متداولترین‌اند که در بیشتر غارها تشکیل شده‌اند (و می‌شوند).

استالاکتیت[8] به صورت ستونها و ستونکهای قائم از سقف غار آویزان است و به سوی پایین رشد می‌کند و درازتر می‌شود. تشکیل استالاکتیت از چکیدن آب فراسیر از کلسیت، به صورت حلقه کوچکی از سقف غار آغاز می‌شود و با گذشت زمان ضخامت رسوبها افزاش می‌یابد و شکل لوله‌ای به خود می‌گیرند که به قطر ۰/۶-۰/۳ میلیمترند. بر اثر بجای‌ماندن کانی‌ها در انتهای لوله‌ها رسوبها در امتداد قائم رشد می‌کنند. علت تشکیل این نهشته‌ها گریز دی‌اکسیدکربن از آب اشباع شده و در نتیجه حالت فراسیری محلول است. به‌دلیل پایین‌تر بودن فشار هوای داخل غار نسبت به محلول و رطوبت نسبی ٪۱۰۰-۹۰ در غار، رهاشدن دی‌اکسیدکربن افزایش می‌یابد.

1- Speliothem (غار نهشته)
2- Helictite
3- Heligmite
4- Globulite
5- Drape or Curtain
6- Flowstone
7- Rimstone

۸- به این غار نهشته که از سقف غار آغاز به تشکیل می‌کند کلفتسنگ، چکنده، قندیل، و ... گفته شده است ولی هیچ یک گویا نیستند.



شکل ۶- انواع مهم غار نهشته‌ها

استالاگمیت، از کف غار به طرف سقف آن به صورت قائم رشد می‌کند، شکل هندسی آن کلاه مانند و به سان لایه‌های برهم انباشته شده است (بوگلی ۱۹۸۰). استالاگمیت در اثر چکه‌کردن آب از سقف غار تشکیل می‌شود. بوگلی بر این باور است که شکل استالاگمیت‌ها به‌طور بنیادی بستگی به فاصله زمانی چکیدن قطره‌های آب دارد که از سقف غار فرو می‌ریزند. چنانچه این فاصله کوتاه باشد، شکل استالاگمیت‌ها به صورت کوژ یا گرده ماهی خواهد بود. با افزایش فاصله زمانی چکیدن قطره‌ها، استالاگمیت در بخش بالایی مسطح می‌شود که با روند رشد مزبور مانند پلمه سنگ (لایه‌های پهن موج‌دار روی هم قرار گرفته) درمی‌آید. ادامه رشد استالاکتیت و استالاگمیت منجر به پیدایش ستون سنگی می‌شود.

رشد و گسترش اشکال مختلف‌المرکز، چون هلیکتایت[1] و هلیگمایت[2] برخلاف قانون گران‌روی، به سان تناوب نامنظمی از رسوبات است. هلیکتایت از روی دیوار غار به داخل غار و هلیگمایت از کف غار به‌سوی بالا رشد می‌کند. تمام شکلهای ناهنجار از لوله‌های مویینه که آب از آنها تراوش می‌کند و رسوب برجای می‌گذارد، روی دیوار و کف غار به‌وجود می‌آیند. در نوک لوله‌ها، در هر زمان، حجم مایع به قدری ناچیز است که پیش از تشکیل قطره دیگر، تبخیر می‌شود. در چنین شرایطی، میزان کشش سطحی قطره کوچک آب در نوک لوله‌ها بیش از نیروی گرانشی است (بوگلی ۱۹۸۰). از این‌رو، اشکال مختلف‌المرکز به صورت لوله‌های باریک و تصادفی گسترش می‌یابد.

1- Helictite

2- Heligmite

«پرده سنگهای غار[1]» از سقف‌های شیب‌دار غار و دیواره‌ها آویزان می‌شوند. بوگلی (۱۹۸۰) مکانیسم تشکیل پرده‌سنگها را مورد بحث قرار داده است. قطره‌های کوچک از روی سطوح شیب‌دار جریان می‌یابد و در مسیر خود حتی از کوچکترین ناهمواری دوری می‌کند. از این‌رو، در آغازگذرگاه پهنی به‌وجود می‌آید و دسته‌ای از نهشته‌های چشمه‌های معدنی به پهنای ۵ سانتیمتر را در آن نهاده می‌شود. پهنای نهشته‌ها بدون وابستگی افزایش می‌یابد و پرچمی از نهشته‌های چشمه‌های معدنی به ضخامت ۱-۰/۲۵ سانتیمتر، پهنای یک متر، درازای چندین متر به‌وجود می‌آورد. پرچم‌های حاصل از رسوب چشمه‌های معدنی، دارای تنوعی است از باریکه‌های رنگارنگ، که هریک معرف ناخالصی محلول به وجودآورنده آنها است. قطرات معلق درشت که از کنگره‌ها آویزان شده‌اند موجب آرایش حاشیه پرچم‌ها می‌شوند. آنها به نهشته‌های چشمه‌های معدنی آبگرم یا آب سرد، سیمای دندانه‌دار می‌دهند. این نهشته‌ها یا روی دیواره غار ختم می‌شوند و یا آنکه به صورت استالاکتیت ادامه می‌یابند.

روان‌سنگها[2] در بخش برآمده دیواره غار، به شکل برجستگی‌های کوچک، در اثر تراوش آب از استالاکتیت‌ها به‌وجود می‌آیند. گاهی در روان‌سنگها حوضچه‌ها شکل می‌گیرند. هنگامی که از این آبگیرها، آب سرریز کند، حلقه‌ای از نهشته‌های آهکی را در حاشیه آبگیر به جای می‌گذارد.

۲-۵-۳ سن غارها

از موادی که داخل غارها رسوب کرده‌اند نمی‌توان به سن آنها پی برد. از این‌رو، بر پایه شواهد مستقل، تشخیص سن آنها میسر نیست. با تجزیه و تحلیل روی گذرگاه غارها ممکن است تاریخ شکل‌گیری آنها را در منطقه حدس زد. گذرگاههای شیب‌دار غارها که در ترازهای مختلف قرار دارند، اطلاعات ارزنده‌ای از حرکت زمین می‌دهند. سن غارها را ممکن است با مقایسه سن شناخته شده پادگانه اطراف به دست آورد. برپایه چنین شواهد قوی، سن غارها به کمتر از ۵۰۰۰۰۰۰ سال نسبت داده شده است (مور ۱۹۶۸).

۲-۵-۴ منشاء آهک غارهای بزرگ

رابطه موجود میان تراز آب زیرزمینی و غارهای خشک، داده‌های ارزنده‌ای از وضعیت غارهای آهکی به دست می‌دهد. غارهای خشک در ترازهای مختلف بالاتر از ناحیه‌ای که آب با لای سطح اشباع جریان دارد، شکل می‌گیرند،

1- Drapes

2- Flowstone

(در زون آب ثقلی =ودوز [1]) و غارهای فعال در تراز یا زیر آب زیرزمینی به‌وجود می‌آیند. منشاء غارها اعم از اینکه در آبهای بالای سطح ایستابی و یا در زون آب آزاد باشد، از اوایل قرن بیستم برای ریختارشناسی غار مورد بحث بوده است.

در سال ۱۹۳۰، دیوید [2] نظریه موجود در مورد تشکیل غارها را مورد بازنگری قرار داد. وی در این راستا نارسایی‌های زیادی را مطرح کرد که پس از بررسی، نظریه آب بالای سطح ایستابی به‌طور گسترده‌ای مورد پذیرش قرار گرفت. دیوید مشاهده کرد که آبهای بالای سطح ایستابی که تولید چکه‌سنگ [3] می‌کنند، همزمان نمی‌توانند موجب خوردگی غار شوند. افزون بر آن، گالریهای کور و نهشته‌های اسفنجی شکل روی دیواره‌های غار بیانگر آن است که این نهشته‌ها ربطی به جریانهای فرسایش‌دهنده نداشته‌اند. از این‌رو، او نتیجه‌گیری می‌کند که غارها در زون آب آزاد [4] زیرمنطقه چرخش آبهای زیرزمینی به‌وجود می‌آیند. در مراحل بعدی، پایین‌رفتن تراز آب زیرزمینی موجب خالی و خشک‌شدن غار می‌شود. این نظریه، به عنوان نظریه سیکل دوگانه شناخته شده است.

نظریه سیکل دوگانه دیوید از سوی برتس [5] ۱۹۴۲ مورد حمایت قرار گرفته و حدس می‌زند غارها در زیر تراز آب‌زیرزمینی، در اثر گردش آب به واسطه فشار هیدرواستاتیک، بوجود می‌آیند. در مراحل پایانی، و تکامل غار، اختلاف برجستگی‌ها در کارست به حداقل می‌رسد. بهمین دلیل حرکت آب زیرزمینی کارست کاهش می‌یابد. در چنین شرایطی، غار انباشته شده از مصالح رس درجا است. فعال‌شدن دوباره برجستگی و بالازدن آنها موجب قرارگرفتن غار بالاتر از تراز آب زیرزمینی می‌شود. مصالح خاک رس درجا به وسیله آبی که بالای سطح اشباع جریان دارد، در اثر به‌وجود آمدن فشار هیدرواستاتیک جدید گردش آب، از جا کنده و جابه‌جا می‌شوند.

نظریه تراز آب زیرزمینی سوئینرتون [6] (۱۹۳۰) بر آن است که غارها بر اثر جریان یافتن آب بالای سطح اشباع [7] در تراز آب زیرزمینی کارستی، و در راستای افقی به‌وجود می‌آیند. از قرار معلوم، این نظریه تجدیدنظر شده، نسبت به نظریه پیش از سال ۱۹۳۰ برتر است. اصل مسلمی که سوئینرتون فرض کرده، متکی بر آن است که حرکت آبهای خورنده در مجاری یا در درزه‌ها و شکافهای فراوان، فاکتور اساسی و عمده پیدایش غارها است. به هنگام رویداد بارندگی‌های شدید، تمام درزه و ترکهای باز، با آب باران پر شده و به‌طور موقت تراز آب زیرزمینی بالا می‌آید. فرایند

1- Vadose
2- David
3- Dripstone
4- Phratic
5- Bretz
6- Swinnerton
7- Wadose Water

پرتوان خورندگی در این نواحی که تراز آب زیرزمینی پایین و بالا می‌رود، موجب پیدایش شبکه‌های فضایی در جریان آب می‌شود.

نظریه تهاجمی مالوت[1] (نگاه کنید به تورنبری ۱۹۶۹) تأکید دارد بر نقشه غالب انحراف روان‌آبها به درزه‌ها که موجب به‌وجود آوردن سازندهای غار می‌شوند. مالوت تأیید می‌کند که فرایند انحلال در زیر تراز آب زیرزمینی موجب گسترش معابر کوچک و تنگ می‌شود. با آنکه، این گذرگاه‌ها، با روان‌آبها پر شده‌اند، نهایتاً به درزه‌ها و ترکها ره می‌سپارند. گذرگاه غارها یک شبکه طویل مشابه با آنچه دیوید[2] در نظر داشته به‌وجود می‌آورد.

اکنون به‌طور عام پذیرفته شده است که غارها بلافاصله در زیر تراز آب زیرزمینی به‌وجود می‌آیند. آبهایی که بالای سطح اشباع زمین جریان دارند با آب غیراشباع کارستی مخلوط می‌شوند. مخلوط شدن این آبها با یکدیگر موجب رقیق‌تر شدن میزان کلسیم در آب زیرزمینی شده و از این‌رو، سبب فعالیت دوباره انحلال‌پذیری می‌شود.

1- Malott 2- Devid

۳- هیدرولوژی زیرزمینی و گسترش حفره‌های فروکش و کارست چاله - برجی

۳-۱ آشنایی

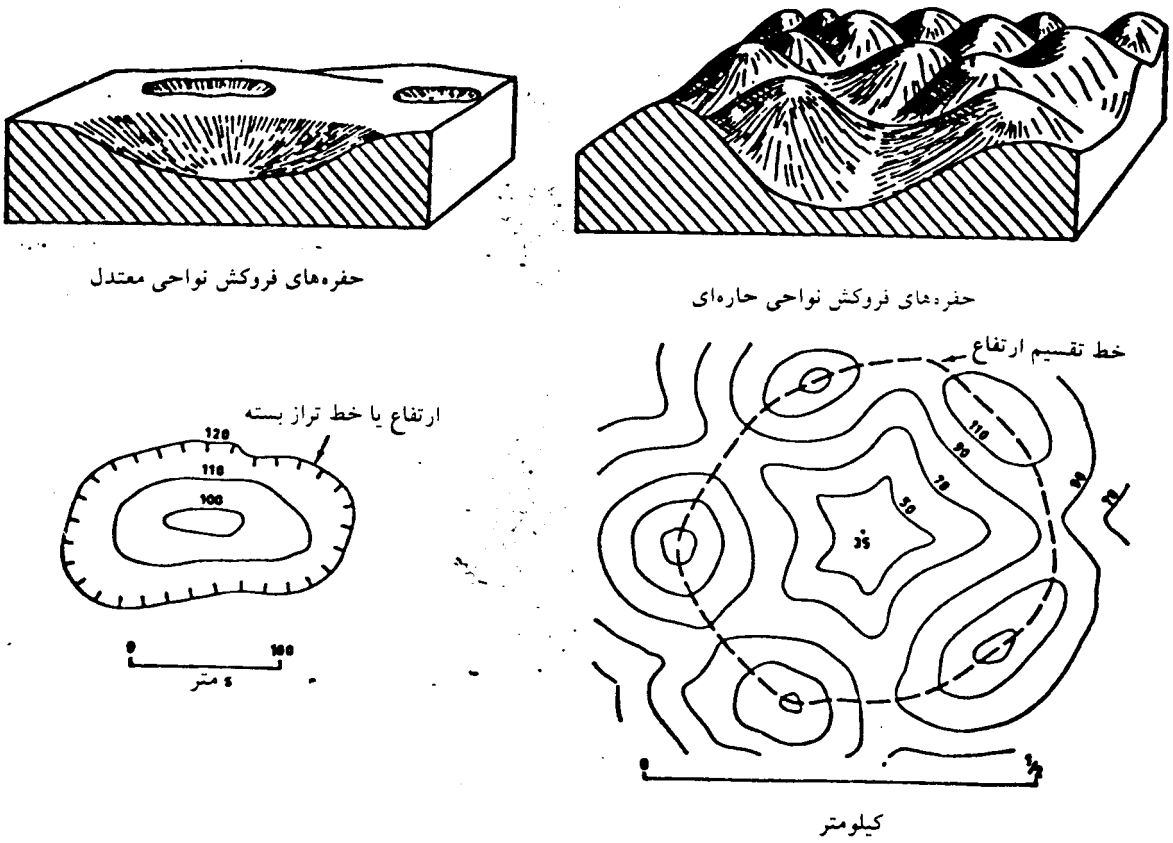
آغاز و توسعه حفره‌های فروکش کارست چاله - برجی را می‌توان با مطالعات هیدرولوژی ارزیابی کرد. گسترش حفره‌ها و بیشتر فرونشستهای انحلالی در کارست به فرآیندهای زیرزمینی در آبخوانهای کارست سطحی[1] در بالای زون آبهای ثقلی که زیر خاکهای سطحی است، بستگی کاملی دارد. در این زون، هدایت هیدرولیکی از جایی به جای دیگر تغییر زیادی دارند. افت تراز آب زیرزمینی کارست سطحی در گذرگاههایی که عمودی بوده و دارای تراوایی زیادند، بسیار بالا است. این تغییر سطح ایستابی، رودنمایه[2] و فرآیند خوردگی را کنترل می‌کند. شعاع مخروطهای مسطح، اندازه ابتدایی حفره‌های فروکش شکل را نشان می‌دهد. عامل تغذیه‌کننده مثبت فرایند خوردگی را تقویت می‌کند. خوردگی ممکن است با نفوذ آب از لایه‌های بالایی افزایش یابد. از این‌رو می‌توان افت سطح آب زیرزمینی نواحی مسطح و بالاآمدن آن در نواحی مسطح را از یکدیگر متمایز کرد.

از سال ۱۸۹۳ میلادی که سیویج[3] مقاله‌ای را درباره کارست منتشر ساخت، پیشرفت چشمگیری در مورد توسعه فرایند انحلال حفره‌های فروکش صورت نگرفته است. هیچگونه دلیل موجهی برای بیان اینکه چرا حفره‌های انحلالی در برخی آهکها گسترش می‌یابد و در برخی دیگر رخ نمی‌دهد در دست نیست همچنین آگاهیهای کمی در مورد فرایندهای شکل‌دهی اینگونه پدیده‌ها در اختیار است. روشن نیست چرا حفره‌های فروکش در نواحی آب و هوای معتدل و کارست چاله - برجی در نواحی استوایی با هم تفاوت دارند (شکل ۷). نمی‌توان درباره تفاوت ریختارشناسی آنها توضیح داد (شکلهای ۸ تا ۱۱).

1- Epikarst

2- Stream line

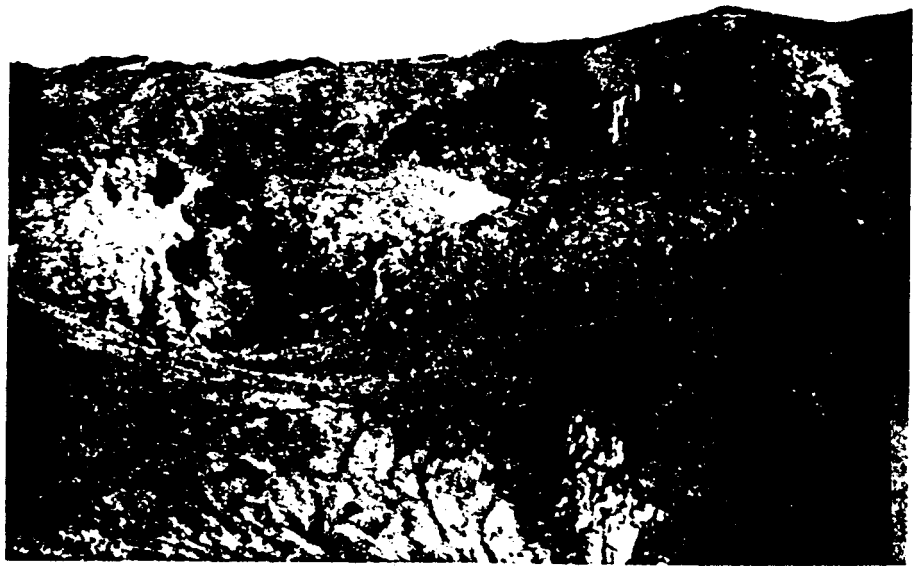
3- Cvijic(1983)



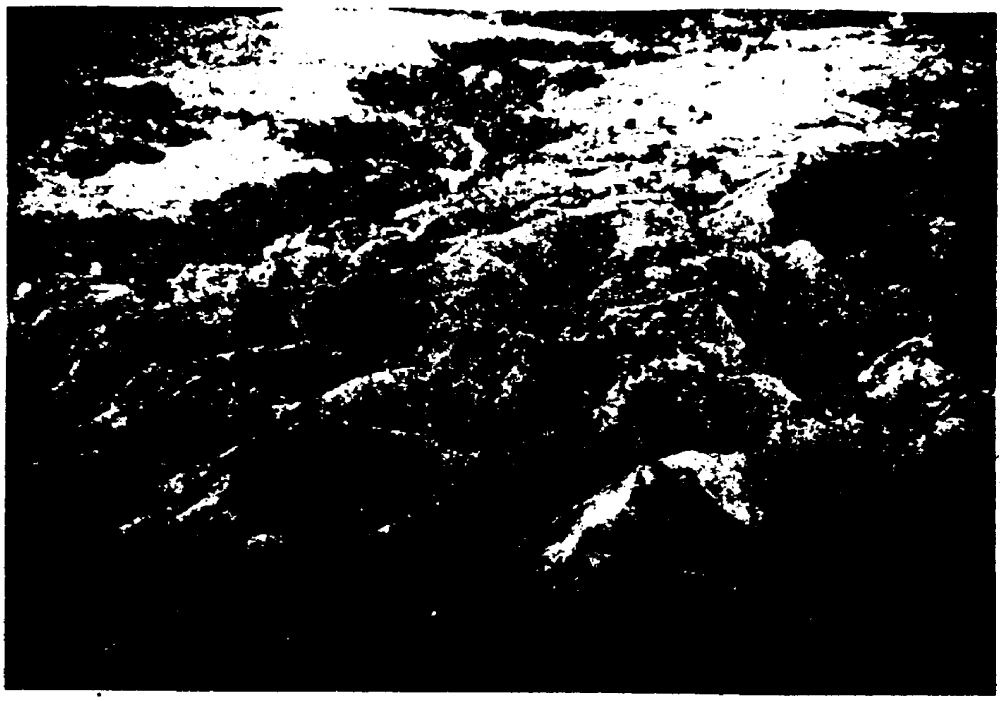
شکل ۷- اختلاف ریختاری میان فرونشستهای انحلالی در نواحی معتدل و استوایی در نمود سه بعدی و نقشه توپوگرافی با منحنی‌های تراز

شکل ۸- یک حفره فروکش (دولین) در ناحیه کوسه‌موژان (Causse Mejean) در منطقه معتدل فرانسه

شکل ۹- فرونشستهای انحلالی ژرف که به برجستگیهای تپه‌مانند با دامنه‌های پرشیب در بلند ناحیه پاپوا گینه نو (Papua New Guinea)



شکل ۱۰ - حفره‌های فروکش (دولین) در کارست چند رویه (Polygonal) در ناحیه Waitomo در آداک شمالی زولاندنو. درافق عکس،نهشته‌های فورش سنگی (سیلت) دیده می‌شود که پوش سنگ (Caprock) ناحیه‌ای بوده است.



شکل ۱۱- کارست چند رویه در دره اراوه Erave در بلند بوم پاپوا، گینه جدید

در این بحث نظر بر آن است که خاستگاه، اندازه و شکل فرونشستهای انحلالی به‌طور اساسی به‌وسیله فرآیندهای هیدرولوژی در زون شکافدار [1] اپی‌کارست هدایت و کنترل می‌شود. واژه حفره نفس‌کش یا فروکش انحلالی [2] برای هر نوع فرونشست کوچک تا متوسط و بسته کارستی چه در نواحی معتدل و چه در نواحی استوایی به‌کار می‌رود.

۲-۳ فرایندهای کانون انحلال

شکل نفس‌کشهای انحلالی کوه می‌رساند که توده سنگ بیشتر از بخش مرکزی حفره مرکز خورده شده تا از حاشیه آن. این امر دلالت برآن دارد که به‌طور عام یک فرایند طبیعی کانون انحلال را موجب شده است.

جابه‌جایی توده سنگ آهک در محلول، حاصل تمرکز حل‌کننده و روان‌آب است. در مورد یک آب و هوای مشخص، غلظت محلول نتیجه عملکرد دی‌اکسیدکربن خاک در یک سیستم شیمیایی باز یا بسته، انرژی جنبشی محلول، سنگ‌شناسی و مدت زمان است. تنوع خاک و پاره‌ای تغییرات جزیی آب و هوایی ممکن است پاره‌ای تغییرات محلی را در تولید دی‌اکسیدکربن در پی داشته باشد. چنانچه تغییرات مکانی در غلظت محلول به تنهایی برای شروع انحلال

1- Subcutaneous

2- doline

حفره‌های فروکش کافی بود، این حفره‌ها باید در هر نوع سنگ آهک در آن آب و هوای ویژه به‌وجود آمده باشند. سوئینگ (۱۹۷۲) معتقد است این فرایند برای سنگ آهکهای ژوراسیک و کرتاسه انگلستان معتبر نیست. از این‌رو، مکان حفره‌های انحلالی، باید به وسیله عاملها یا سازوندهای دیگری، جز روان‌آبها توضیح داده شود. علت اصلی باید توزیع و پخش نابرابر روان‌آبها باشد. گو اینکه هیدرولوژی پهنه‌های کارستی هنوز به درستی شناخته نشده است.

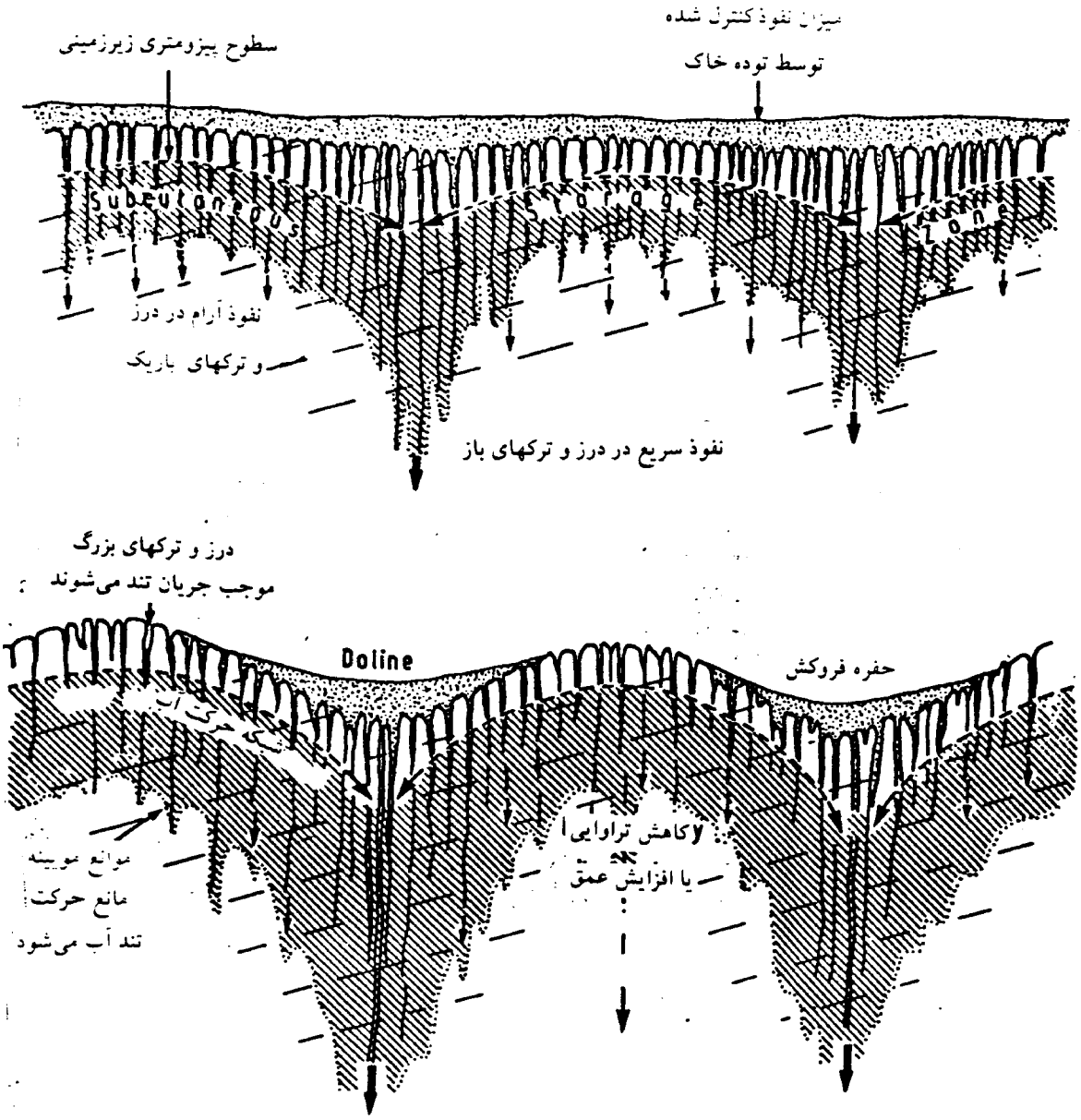
اگر هیدرولوژی دیواره حفره‌های انحلالی، مشابه دامنه تپه‌های غیرکارستی باشد، در آن صورت روان‌آب که به درون حفره می‌رود، به‌طور مستقیم در افزایش حوضه آبگیر زیرزمینی[1] شرکت می‌کند. به‌دلیل جمع‌شدن روان‌آبها در کف نفس‌کشهای کوه، فرایند خوردگی در این نواحی بیشتر از دیواره و لبه آنها خواهد بود. از سوی دیگر دیواره حفره‌ها تراوایی زیادی دارند. گرچه روان‌آبها به ندرت به سوی آنها سرازیر می‌شوند، ولی جاری بودن آب در توده خاک دارای حفره‌های انحلالی (گون ۱۹۸۱)[2] اگر هم شناخته شده باشد، تاکنون به صورت عام ثابت نشده است. حفره‌های فروکش بدون پوشش خاک دارای روان‌آب کافی نیستند. مسئله عمده در این‌باره، این است که در مراحل اولیه تشکیل حفره‌ها، تمرکز جریان چگونه شکل گرفته که منجر به خوردگی شده است. به‌نظر می‌رسد پاسخ به این سئوالها در فرایندهای زیرزمینی نهفته است.

زمینهای آهکی به علت ساختار و نمودهای رسوب‌شناسی سنگ کف دارای تراوایی سه بعدی‌اند. این زمینها دارای تخلخل اولیه، درزه‌های به هم پیوسته، گسله‌ها و سطوح لایه‌بندی‌اند. شبکه به هم پیوسته روزنه‌ها، درز و ترکها، گذرگاه انحلالی را به وجود آورده و ۵۰ تا ۸۰ درصد سنگ آهکها معمولاً از این طریق تا ۱۰ متری زیرزمین دچار انحلال و خوردگی می‌شوند (اسمیت و اتکینسون ۱۹۷۶). از این‌رو اولین لایه زیر توده خاک دارای شدیدترین خوردگی است. درز و ترکها با فرایند انحلال بازتر می‌شوند ولی بررسی‌ها نشان داده است که با افزایش عمق، آنها به‌سرعت بسته می‌شوند. در نتیجه، نفوذ به این زون زیرزمینی شکافدار با تخلخل بالا، آسانتر از نشت آب از آنها صورت می‌گیرد. از این رو این زون، پس از هر بارندگی شدید مقدار زیادی آب در خود ذخیره می‌کند. این آبها یک آبخوان معلق را به‌وجود می‌آورند (مانگین[3] ۱۹۷۴-۱۹۷۵ واژه آبخوان کارست سطحی یا اپی‌کارستیک را برای آن به‌کار برده است) و اساس به‌وجود آمدن آن به‌طور عمده موانع مویینه است (کاپیلاریته) که مانع حرکت آب می‌شود (شکل ۱۲).

1- Subcatchment area

2- Gunn

3- Mangin



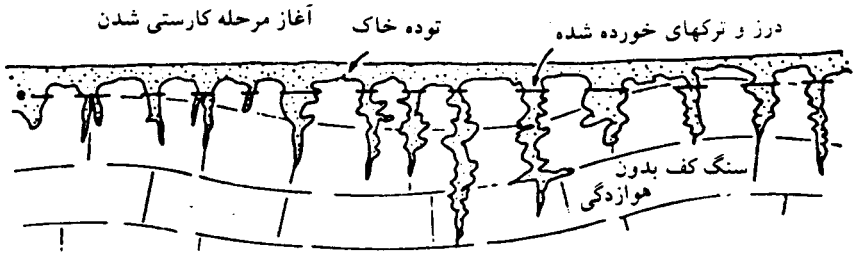
شکل ۱۲- زون شکافدار[1] زیرزمینی (یا اپی‌کارستیک) در سنگهای کارستی شده (از ویلیامز ۱۹۸۳)

نشانه‌های فراوانی از وجود زون شکافدار و آبداربودن آن توسط باکالویچ[2] (۱۹۷۹) و دیگر پژوهشگران مانند مانگین، گون، ویلیامز و ... گزارش شده است. به‌دلیل تنوع تراوایی درز و ترکهای توده سنگ در اثر عوامل لیتولوژیکی و تکتونیکی، گذرگاههای جریانهای عمودی در پایه زون شکافدار سطحی توسعه و گسترش یافته است. تراوایی به دلیل فرایند انحلال در آنها افزایش یافته است. اگر نشت آب یکی از این گذرگاههای عمودی به اندازه کافی بزرگ

1- Subcutaneous

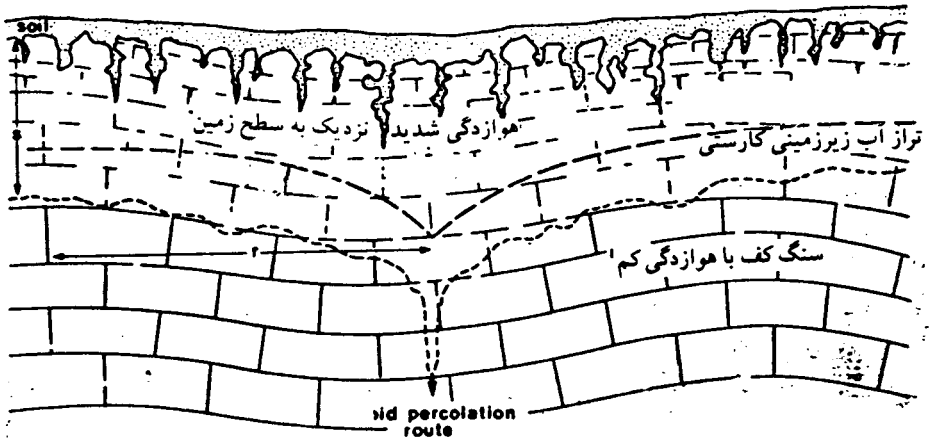
2- Bakalowicz

باشد، در تراز آب زیرزمینی زون شکافدار مشابه آنچه که هنگام پمپاژ چاه‌های آب شکل می‌گیرد، یک فرونشست رخ می‌دهد در نتیجه جریان در آبخوان اپی کارستیک همسو با گذرگاههای فراختر می‌شود (شکل ۱۳).



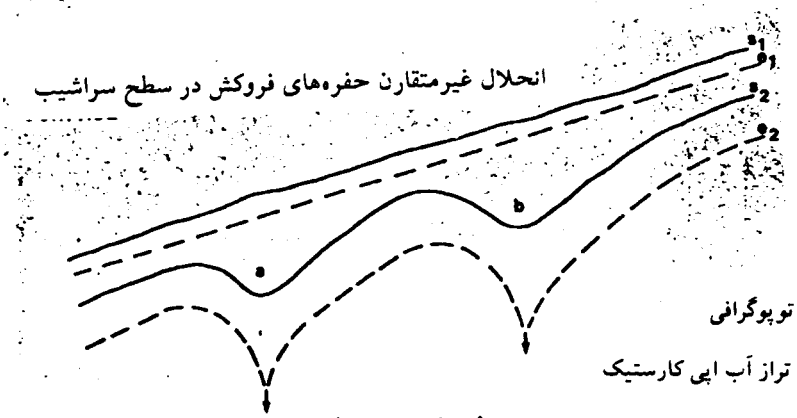
e - تراز آب کارستی نزدیک به سطح زمین

آغاز شرایط مطلوب هیدرولوژی برای توسعه انحلال حفره‌های فروکش



r - شعاع مخروط پهنه‌های اپی کارستی

s - بخشهای زیرزمینی



S_1 - شیب اولیه توپوگرافی

C_1 - شیب اولیه تراز آب اپی کارستیک

S_2 - شیب توپوگرافی در راستای محورهای بلند حفرهٔ فروکش غیرمتقارن

C_2 - شکل تراز آب اپی‌کارستیک در زیر حفره فروکش غیرمتقارن

شکل ۱۳- توسعه افت مخروطی شکل در آبخوان کارست سطحی

جریان‌های بیشتر موجب تشدید عمل انحلال می‌شود و در این راستا تراوایی در جهت عمودی افزایش یافته و برپایه شعاع مخروط فرونشست در سطح ایستابی زون شکافدار، گذرگاههای نفوذ آب پهن‌تر می‌شود. شعاع مخروط نشست نیز وابسته به هدایت هیدرولیکی آبخوان اپی کارستیک و آهنگ پایین رفتن آب در راستای عمودی از پایه این زون است.

۳-۳ جنبش آب در زون شکافدار

ذخیره‌سازی آب و حرکت آن در آبخوان کارست سطحی باید هماهنگ با قانون آب زیرزمینی باشد. این آبخوان معلق ممکن است پایدار و دائمی نباشد، اما پس از هر بارندگی شدید، ممکن است ایجاد سطح ایستابی بالامانده[1] را موجب شود. فردریک[2] و اسمارت[3] (۱۹۸۱) با بکارگیری ردیابی رنگین، پی برده‌اند که آبخوان کارست سطحی در گستره وسیعی، از نظر هیدروژئولوژی، از هرسو رفتاری مشابه توده آبهای زیرزمینی پیوسته را دارد. در حالی‌که تخلخل در سنگ آهکهای متبلور غیر کارستی ممکن است کمتر از ۰/۱ درصد و هدایت هیدرولیکی آن از 10^{-4} تا 10^{-7} متر در روز باشد (فریز[4] و چری[5]). در زون شکافداری که هوازده است، تخلخل سنگ ممکن است به ۵-۱۰درصد و هدایت هیدرولیکی می‌تواند 10^{-1} یا بیشتر باشد (گرچه پارامتر مزبور اندازه‌گیری نشده است).

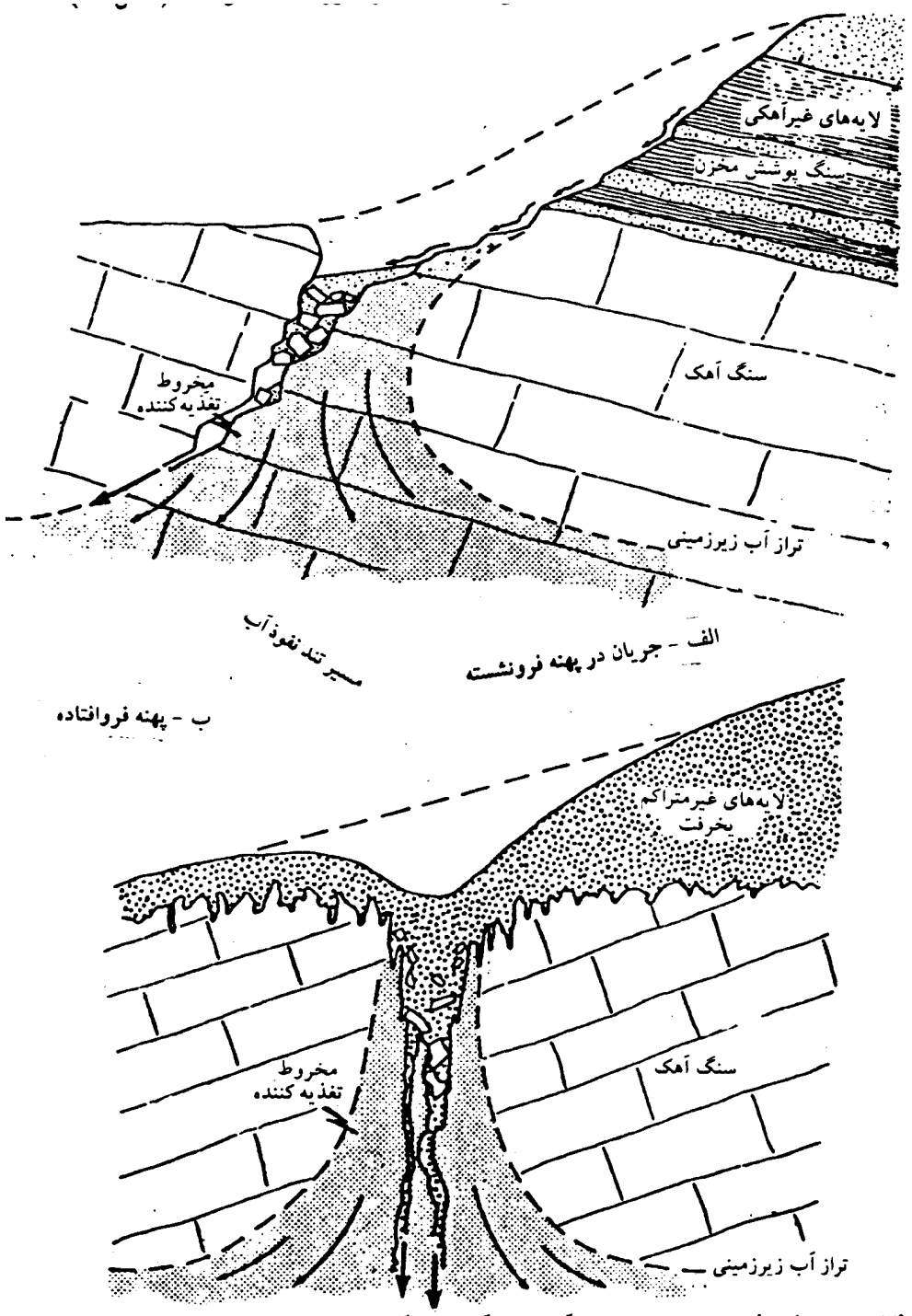
در محلهایی که توده خاک وجود داشته باشد، به عنوان تنظیم کننده تراوش عمل می‌کند. بنابر طبیعت توده خاک اشباع شده هدایت هیدرولیکی آن ممکن است از 10^{-2} تا 10^{-5} متر در روز تغییر کند. درزو ترک‌هایی‌که با خاک پر شده‌اند موجب کاهش تراوایی در بام (بخش فوقانی) زون شکافدار می‌شوند، در حالی‌که درزو ترکهای بسته در پایه (بخش تحتانی) زون موجب کاهش تراوایی می‌شوند. به‌طور کلی رفتار حرکت آب، از قوانین دارسی تبعیت می‌کند، اما در پاره‌ای گذرگاههای عمودی آب با رژیم آشفته ممکن است خارج از قوانین دارسی عمل کند. سرعت تراوش در پایه زون شکافدار از حالت سقوط آزاد در شکافهای باز و میله چاهها[6] تا 10^{2}-10^{3} متر در روز برای جریان‌های زون‌ثقلی[7] و 10^{-1} متر یا کمتر در روز در تراوشهای نواحی زون ثقلی است.

---

1 - Perched
2- Friedrich
3- Smart
4- Freeze
5- Cherry
6 - Shafts
7- Vadose flow

۳-۴ تراکم‌خوردگی بر اثر تغذیه نقطه‌ای از بالا

خوردگی سنگ‌آهک ممکن است از منشاء تغذیه نقطه‌ای آب متراکم از بالا رخ دهد. تغذیه نقطه‌ای به جای افت تراز آب زیرزمینی ایجاد مخروط بالاآمده‌ای می‌کند و مستقل از وجود آبخوان زون شکافدار است (شکل ۱۴).



شکل ۱۴- مخروط تغذیه در زیر نقطه‌ای که آوردهای آواری به آن می‌رسند. شکل مخروط بستگی به آهنگ تغذیه و تراوایی سنگ میزبان دارد.

اینگونه نشست‌ها معمولاً در اثر هر دو نوع فعالیت مکانیکی و شیمیایی به‌وجود می‌آیند، گرچه نقش اساسی را فرایند خورندگی به‌عهده دارد.

نهشته‌های تراوش‌پذیر آواری که سخت نشده‌اند و روی سطوح سنگ‌آهک را می‌پوشانند، چاله‌های فرونشستی بسته‌ای را به‌وجود می‌آورند که به علت تغذیه نقطه‌ای است. برای نمونه، «حفره‌های فروکش[1]» در پوشش یخ رفتی سنگ آهکهای کربونیفر در ناحیه پنین[2] شمال انگلستان را می‌توان نام برد (سوی‌تینگ ۱۹۵۰[3]).

گله انباشتهایی[4] از برف ذوب شده در این فرونشستها تغذیه را افزایش می‌دهد و بریدگیها و شکافهای سنگهای آهکی زیر آنها افزایش می‌یابد (شکل ۱۵).

شکل ۱۵- چاله فرونشستی و گله‌انباشت برف آن در یخرفتهای مرمری کوه اون[5] زلاندنو

ذوب برف به تغذیه نقطه‌ای سرعت می‌بخشد و خوردگی متمرکز را موجب می‌شود.

1- Shakehole = Sinkhole

2- Pennines

3- Sweeting

4 - Pocket

5- Owen

در محلهایی که خاک پوششی روی سنگ کف را پوشانده و ضخامت زیادی دارد، حفره‌های فروکش بزرگ تشکیل می‌شود که کف و ته آنها گاه تا داخل سنگ‌کف ادامه می‌یابد (پالم کوایست [1]). در محل‌هایی‌که در اثر فرسایش از ضخامت لایه‌های ناتراوایی که روی سنگهای تراوش‌پذیر را پوشانیده‌اند، کاسته شده باشد، ممکن است با فرونشستهای بسته‌ای سوراخ‌دار یا مشبک شوند. نمونه اینگونه پدیده‌ها به‌صورت حفره‌های فروکش و آبراهه - چاله‌هایی است که در بخش پیرامونی لایه‌های ترسی‌یر در جنوب انگلستان به‌وجود آمده‌اند. این لایه‌ها روی سنگ‌آهک روزنبرینه‌ای [2] را پوشانده‌اند (اسپرلینگ [3] و دیگران ۱۹۷۷). ولی نمونه بهتر کارست به شدت چند رویه‌ای، در ناحیه ویتومو [4]، زولاندنو است (شکل شماره ۹). در این ناحیه تمام گامه‌های (مراحل) گسترش ممکن است دیده شود، از یک توپوگرافی به شدت فرسوده در لایه‌های پوششی تا گامه‌های مختلف از میان رفتن پوشش و بوجود آمدن کارست چند رویه‌ای توسعه یافته در سنگ آهک تراوش‌پذیر (ویلیام [5] ۱۹۷۸، ۱۹۸۲؛ گون [6] ۱۹۸۱).

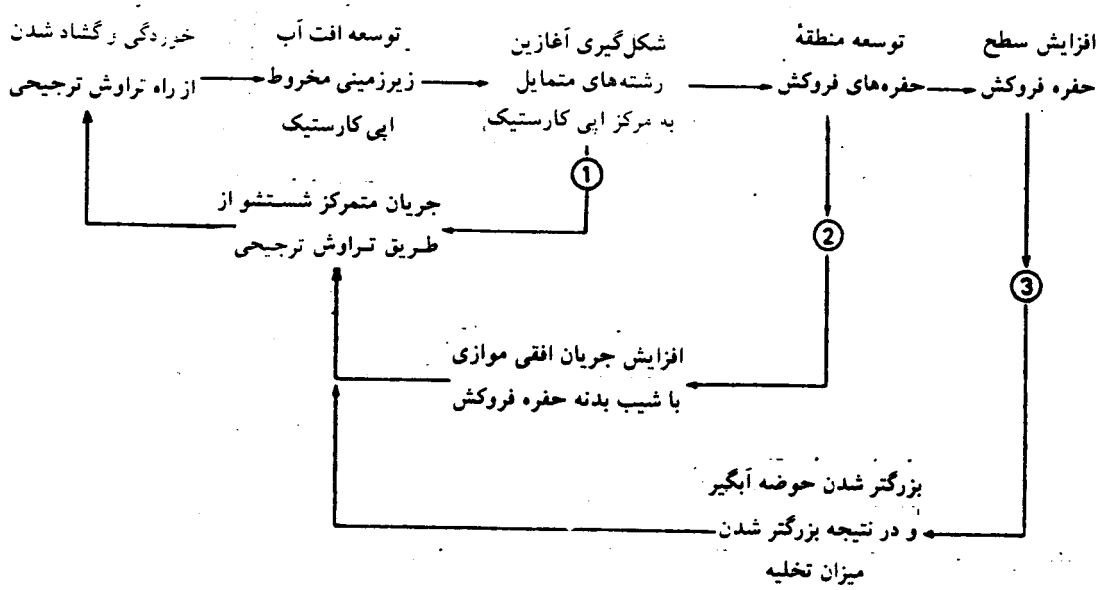
حفره‌های فروکش که از پوش سنگ گذشته باشند، آبراهه - چاله‌های پراکنده‌ای هستند که الگوی زهکشی مرکزی دارند و حال آنکه حفره‌های بلعنده و کور دره‌ها به‌صورت فرونشستهای خطی از آبراهه - چاله‌هایی هستند که در امتداد حاشیه حوضه‌ای با تغذیه از راه دور [7] به‌پایان می‌رساند. در سیمای این نواحی یک نوع همگرایی به‌چشم می‌خورد که می‌رساند برخاسته از یک نوع زایش‌اند. گسترش تنوره میله چاهها در زیر سرچشمه‌های نقطه‌ای معمولاً در اثر عوامل مکانیکی است که نقش قابل توجهی در تکامل حفره‌های انحلالی داشته و بستگی به ترکیب، قدرت مکانیکی توده سنگ و فراوانی مصالح روبار دارد. مواد هوازده روی سنگها در سراشیب حفره‌های انحلالی و دانه‌های آبراهه - چاله‌ها لغزیده و به درون آنها تخلیه می‌شوند. یخ‌رفتها و بادرفتها در حالت کلی، این میله چاهها را بند می‌آورند. فروریختگی‌هابه‌واسطه انحلال، معمولاً موجب گشادتر شدن حفره‌ها (آبراهه - چاله‌ها) می‌شود ولی همشکلی در دامنه حفره‌ها ضروری نیست، اینگونه فرونشستها در اثر انحلال به‌وجود می‌آید ولی بخشی از سراشیبی‌های بدنه ممکن است در اثر فرونشست ناگهانی و فروریختگی رخ داده باشد.

پس از آنکه فرسایش، کاملاً مصالح پوششی را از بین برد، در آهکهای زیرین ممکن است زون شکافدار سطحی با ویژگیهای هیدرولوژی‌اش توسعه یابد و "حفره‌های انحلالی با منشاء تغذیه نقطه‌ای" یاد شده تبدیل به حفره‌های فروکش بزرگتر و ژرفتر شوند. این همان حالت کارست چند رویه در ویتومو، زولاندنو است، که در بالا به آن اشاره شد.

1- Palmquist (1979)
2- Chalk
3- Sperling
4- Waitomo
5- Williams
6- Gunn
7- allogenic recharge

۳-۵ عوامل پایدارکننده

پس از به‌وجود آمدن حفره‌های انحلالی، پس‌خوردهای [1] مثبت می‌تواند منجر به توسعه بیشتر آن بشود (شکل ۱۶). ریختارهای بسته از جهت هیدرولوژیکی به‌طور خود به خودی تقویت یافته‌اند، زیرا جریان آب و همچنین خوردگی به سوی مرکز متمایل می‌شود.



شکل ۱۶- حلقه‌های مثبت پس‌خورد در توسعه حفره‌های انحلالی

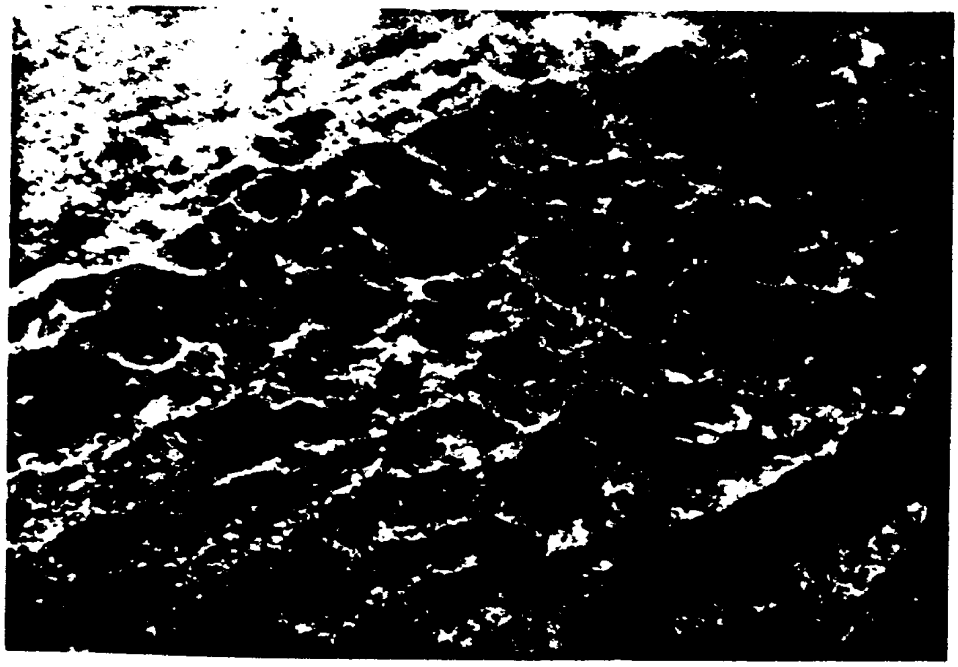
در پوشش ضخیم خاک روی سراشیبی حفره‌های انحلالی، فرایند متداول مربوط به هیدرولوژی سراشیبی باید رخ دهد (کیرک بای [2] ۱۹۷۸). از این رو، هنگامی‌که حفره انحلالی برپا می‌شود، فرایندهای هیدرولوژی سراشیبی، مشتمل بر جریان داخلی و گاه جریان‌های سطحی منجر به دوام و توسعه بیشتر آن می‌شود.

افزون برآن، شواهدی در دست است که توپوگرافی نهایی حفره‌های انحلالی در نواحی حاره‌ای (کارست چاله - برجی)، بستگی‌دارد به بارش مستقیم آب [3] به کف حفره‌ها که بیش از تپه‌های پیرامون آنهاست (اُب [4] ۱۹۶۹).

خاک، سنگهای خرد شده و مصالح آلی، آمادگی حرکت در سراشیب حفره‌های انحلالی را بر اثر نیروی ثقل داشته و درکف حفره انباشته می‌شوند. در آب و هوای سرد، برف نیز در این بخش انباشته می‌شود (شکل ۱۵). توده خاک در

1- feed back
2- Kirkby
3- Throughfall
4- Aub

ژرفای زیادتر دارای رطوبت بیشتر بوده که منجر به افزایش فعالیت بیوشیمیایی و تولید گازکربنیک می‌شود و ذخیره بیشتر رطوبت خاک منتهی به طولانی‌تر شدن فرایند خوردگی در سطح تماس خاک و سنگ می‌شود. در حالی‌که لبه‌های حفره‌های انحلالی به‌طور محسوسی از توده خاک خالی می‌شوند و در نتیجه ممکن است خوردگی نیز کاهش یابد، ضخامت زیاد توده خاک در پایه حفره ممکن است موجب کاهش تراوایی شده و به‌این ترتیب پس‌خورد منفی آن، تغذیه متمرکز را کمتر می‌کند (شکل ۱۷).



شکل ۱۷- تصویر هوایی کج یا مایل در زمینهای کارست چند رویه‌ای در جنوب یوگوسلاوی. اندازه حفره‌های فروکش به علت نوع عکس‌برداری [1] محدود شده است (تصویر به‌وسیله ای. گامز [2])

با افزایش سهولت زهکشی عمودی، میله چاهها و شکافها در کف حفره‌های فروکش داخل لایه‌های آهکی گسترش می‌یابد. این وضعیت، حالت تدریجی میان جریان صفحه‌ای در پایه سراشیبی حفره و جریان آشفته در میله چاههای گسترش یافته است. افزایش سرعت جریان آب قدرت حمل مکانیکی مصالح خاک و سنگ را افزایش داده و موجب جابه‌جایی و تخلیه آنها از زیرزمین می‌شود. جریان آب که بدون مانع به میله چاه می‌رسد، موجب تحریک بیشتر افت سطح ایستابی در قسمتی از زون شکافها می‌شود که زیر حفره‌های فروکش و نزدیک دامنه آنهاست و در نتیجه منجر به توسعه شعاع اثر در سیستم زهکشی مرکزی می‌شود (شکل ۱۳).

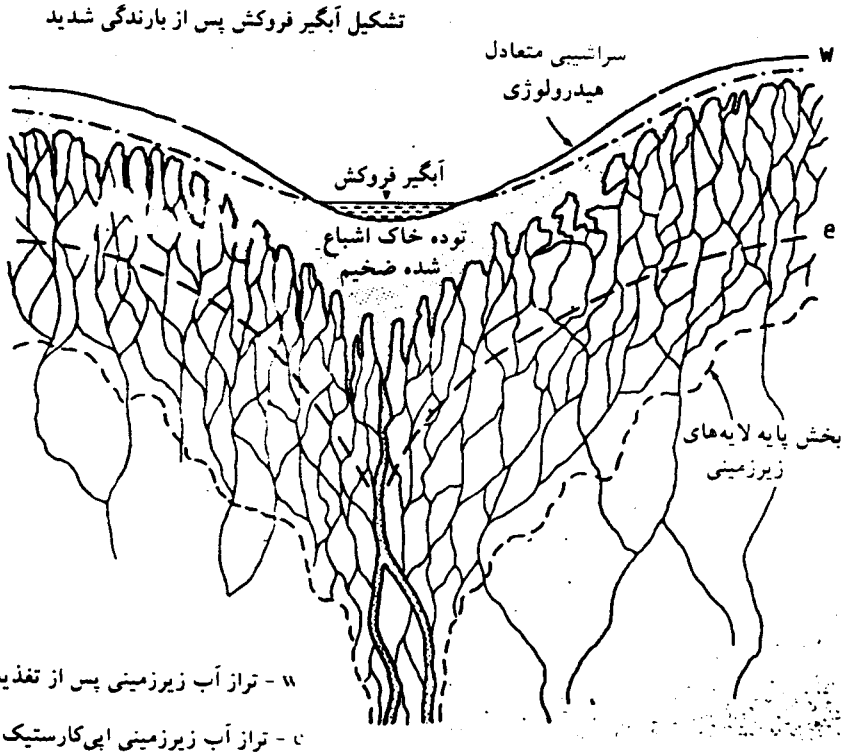
1- Gams

2- Spalial Compelition

۳-۶ مرز توسعه حفره‌های انحلالی

در زیر یک سرزمین مرطوب و هموار شده که تغذیه لایه‌ها تقریباً از هر سو یکسان است، در جایی‌که تراوایی آنها در جهت افقی در زون شکافهای سطحی باشد، منحنی‌های تراز آب زیرزمینی کارست سطحی، به‌طور محلی براساس اختلاف بزرگی هدایت هیدرولیکی عمودی در راستای گذر تراوش آب به سوی توده سنگ آهک غیرهوازده در زیر مشخص می‌شوند. شیب مخروطهای افت آب زیرزمینی که در آنها به‌وجود آمده، اندازه شعاعهای آنها و همچنین اندازه حفره‌های فروکش آنها را بازگو می‌کند.

در محلهایی که مخروطهای افت تراز آب زیرزمینی با یکدیگر تلاقی می‌کنند، رشد حفره‌های انحلالی وابسته به اثری است که زهکشهای نزدیک و با الگوی مرکزی خواهند داشت (شکل ۱۸).



شکل ۱۸- پوشش ضخیم خاک که روی فرورفتگیهای فروکشی به عنوان تراوش‌دهنده تنظیمی عمل می‌کند. هدایت هیدرولیکی توده خاک اشباع کمتر از هدایت هیدرولیکی عمودی توده سنگ آهک زیرین در زون شکافها است. پس از یک بارندگی شدید ممکن است، در یک بخش از توده خاک اشباع شده سفره آبی معلق به‌وجود آید.

کارستهای چندرویه در اثر تأثیر متقابل گسترده این گونه زهکشهای انحلالی به‌وجود می‌آیند. برای یک مقدار آب مازاد مشخص، احتمالاً عملکرد مستقیم هدایت هیدرولیکی زون شکافدار کارستی و کارکرد معکوس گذرگاههای نفوذ آب با تراوایی بسیار زیاد که به لایه‌های زیرین غیرهوازده رسیده‌اند، تنوعی در اندازه‌های شبکه کارست چندرویه به‌وجود می‌آید. از سوی دیگر، حفره‌های فروکش انحلالی در حالتهای زیر به هیچ روی گسترش نمی‌یابند:

الف - اگر هدایت هیدرولیکی عمودی در سراسر زون ثقلی خیلی زیاد باشد به‌طوری‌که زون شکافدار کوتاه‌مدت و یا کوچکی به‌وجود آید (برای مثال سنگ آهکهای بادی جن‌نینگ ۱۹۶۸[1]).

ب - چنانچه هدایت هیدرولیکی عمودی در جهات فضایی تاآن حد یکنواخت باشد که فروافتادگیهای افت سطح ایستابی در زون شکافدار سطحی گسترش نیابد (برای نمونه سرزمینهای دارای سنگ آهک روزنبرینه‌ای در انگلستان و شمال فرانسه و برخی از آتول‌های برخاسته مرجانی).

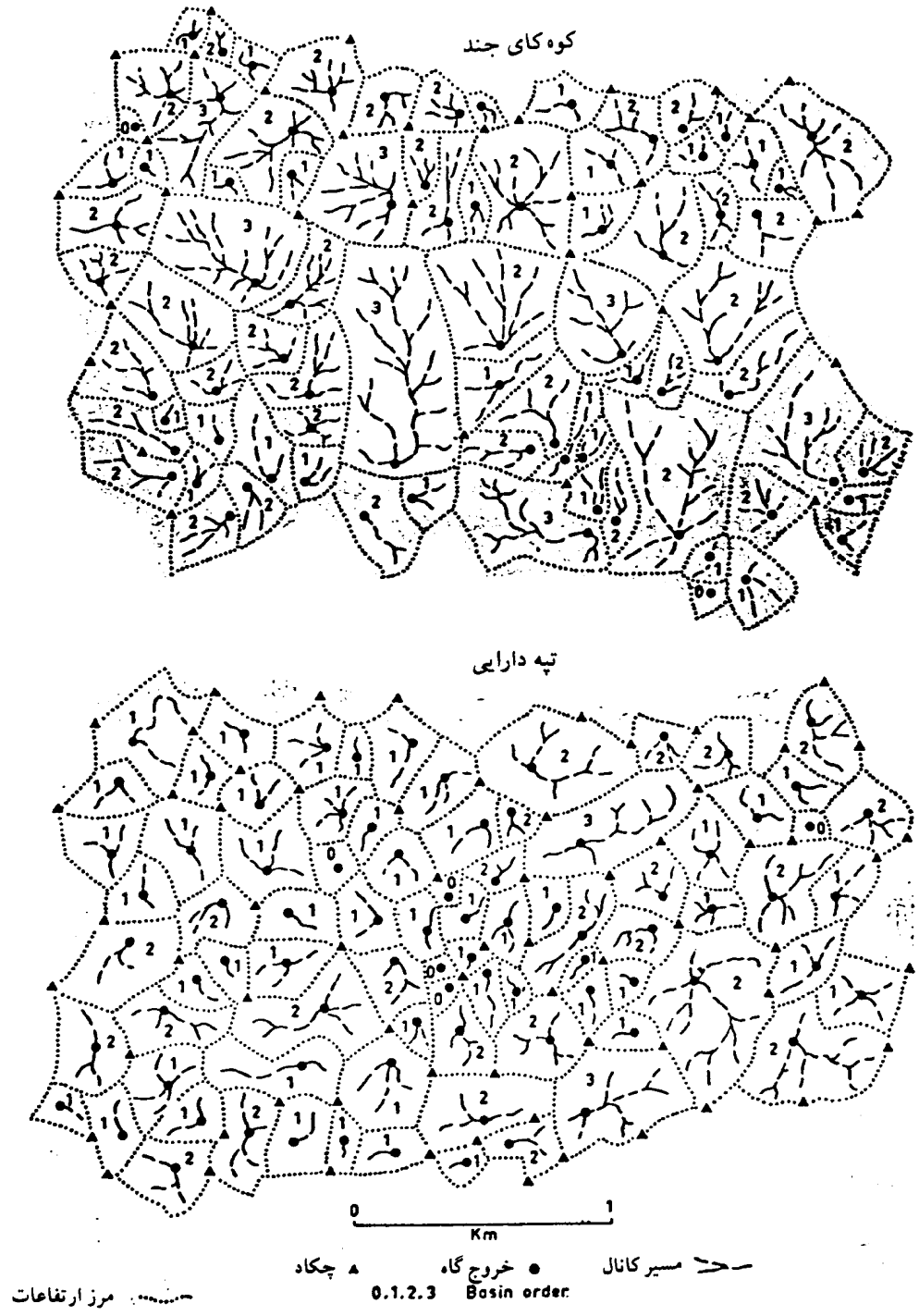
ج- در دامنه‌های پرشیب تپه‌ای (بیش از ۲۰ درجه) جایی‌که گرادیان هیدرولیکی غالب در زون شکافدار تقریباً موازی با شیب توپوگرافی است.

در دامنه‌های با شیب ملایم تا متوسط که دارای زون شکافدار شیب داری است، مخروطهای افت در سطح ایستابی این زون را می‌توان پیش‌بینی کرد که قرینه نیستند (براساس شکل مخروطهای به‌وجود آمده در تراز آب چاههایی که پمپاژ می‌شوند). همچنین حفره‌های انحلالی به‌وجود آمده در نواحی تپه ماهوری نیز نامتقارن‌اند و پرشیب‌ترین دامنه آنها همانطوری‌که انتظار می‌رود به سوی بالا دامنه است (شکل ۱۳). همانگونه که شیب عمومی دامنه‌ها افزایش می‌یابد و به بیش از ۲۰ درجه می‌رسد، در این صورت هدایت هیدرولیکی موازی دامنه در زون شکافدار سطحی خیلی بزرگتر از جریانهای عمودی رو به پایین است.

به این ترتیب، منحنی‌های تراز آب زیرزمینی هم پتانسیل در زون شکافدار سطحی به‌جای آنکه الگوی مرکزی داشته باشند، جنبش آب را به سوی سراشیبی دامنه‌ها نشان می‌دهند. احتمالاً ممکن است الگوی شاخساری[2] در سطح ایستابی کارست سطحی گسترش یابد که در بسیاری موارد مشابه سطح ایستابی در آبخوان زون آزاد است. همگرایی جریانهای زیرزمینی موجب افزایش خوردگی در امتداد گذرگاهها یا الگوی شاخساری می‌شود. سنگ آهکهای بزرگتر از این امتدادها برداشته خواهند شد و با کاهش سراشیبی سطح زمین، میزان خوردگی بسیار شدیدتر شده و منجر به ایجاد دره‌های خشک می‌شود. زمانی‌که یک سیستم زهکش در زیرسنگهای پوششی به‌وجود می‌آید،این فرایند ممکن است یکی از سازوکارهایی باشد که منجر به توسعه دره‌های خشک در پهنه سرزمینهای سنگ آهک روزنبرینه‌ای[3] می‌شود (شکل ۱۳ حالت ب). پایین رفتن تراز آب زون آزاد زیرزمینی، فرایندهای پیش از دوره یخچالی و شکل‌گیری زهکشی سطحی نوین روی الگوی قبلی نیز ممکن است منجر به ایجاد شکل‌گیری دره‌های خشک شود (اسمیت ۱۹۷۵). شرایط پیش از یخچالی نمی‌تواند منجر به ایجاد دره‌های خشک در نواحی حاره‌ای و نیمه حاره‌ای نواحی بار بادوس[4] بشود (فرمور[5] ۱۹۷۲، دی[6] ۱۹۸۳).

1- Aeolian Calcarenite
2- Dendritic pattern
3- Chalk
4- Barbados
5- Fermor
6- Day

سرانجام، نه شکل‌گیری الگوی زهکشی نوین و نه پایین رفتن سطح ایستابی اصلی، پاسخگوی به‌وجود آمدن خشک‌دره‌های با الگوی شاخساری در پهلوهای فروافتادگیهای بزرگ بسته، نیستند (شکل ۱۹).



شکل ۱۹- تنوع در اندازه حفره فروکش[1] و تراکم آنها به‌صورت شبکه کارست چندرویه (از ویلیامز ۱۹۷۱).

1 - Swallet = Ponor = Sinning stream

۳-۷ حفره‌های فروریزی[1]

در تاریخچه شکل‌گیری اکثر حفره‌های فروکش، عنصری از فرونشینی تدریجی یا پایین‌رفتن وجود دارد (شکل ۲۰).

شکل ۲۰- یک حفره انحلالی با شیب تند در مرمر که به‌شدت تحت تأثیر فرونشست یا فروریختگی که احتمالاً پس از شروع اولین فروافتادگی، انحلال رخداده است. در تپه تاکاکا[2]، اداک جنوبی زولاندنو.

در حفره‌های با تغذیه نقطه‌ای[3]، یک نشانه بزرگتر از فعالیت مکانیکی برای دوران تکامل آنها وجود دارد و آن فروریزی ناگهانی است که زمانی در بالاتر از نقطه‌های ناپدیدشدن روانابها یا محل تراوش آب آنها رخ می‌داده است. در سرزمینهایی که عمدتاً از نواحی فرونشسته انحلالی تشکیل یافته‌اند، برای نمونه در کارستهای چندرویه چین، پاپوآ، گینه‌نو، پورتوریکو، و زولاندنو گاهگاهی فروریختگیهای گسترده همچنان رخ می‌دهد. حفره‌هایی که به‌این‌ترتیب به‌وجود می‌آیند دارای دیواره‌های برشی و استوانه‌ای شکل‌اند. اگر نه همیشه، ولی در اکثر موارد، همراه با رودخانه‌های فعال یا مسیر قدیمی رودخانه‌های مدفون‌اند که سقف آنها ریخته است. اکثراً اینگونه فروریختگیها

1- Collapse doline

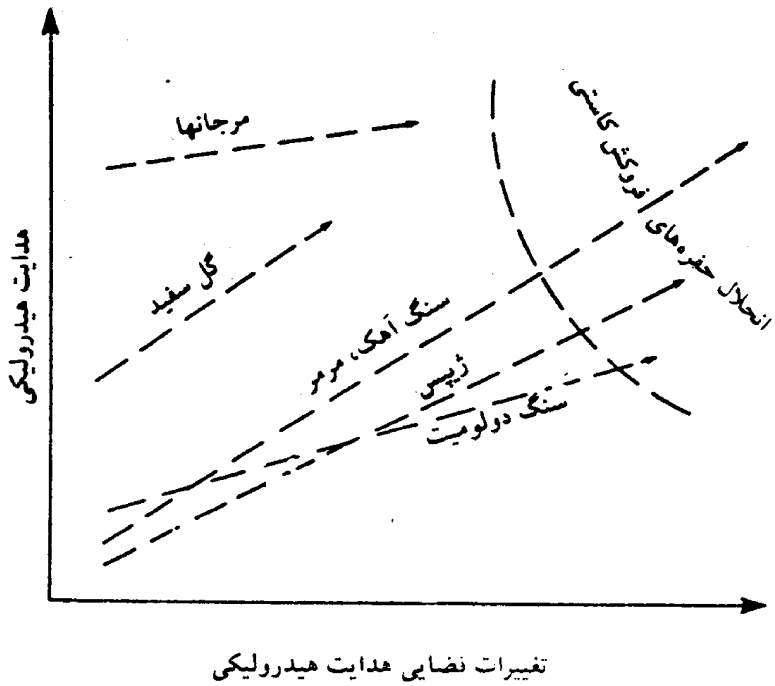
2- Takaka Hill

3- Point recharge dolines

زمانی رخ داده که تکامل پایین سوی فروافتادگی انحلالی به یک مغاره یا غار برخورد کند. در این صورت کف حفره فروکش به درون مغاره می‌ریزد و در نتیجه پدیده نوین دامنه‌های بالایی از نوع انحلالی دارد و دامنه‌های پایین آن از نوع فروریزی‌اند.

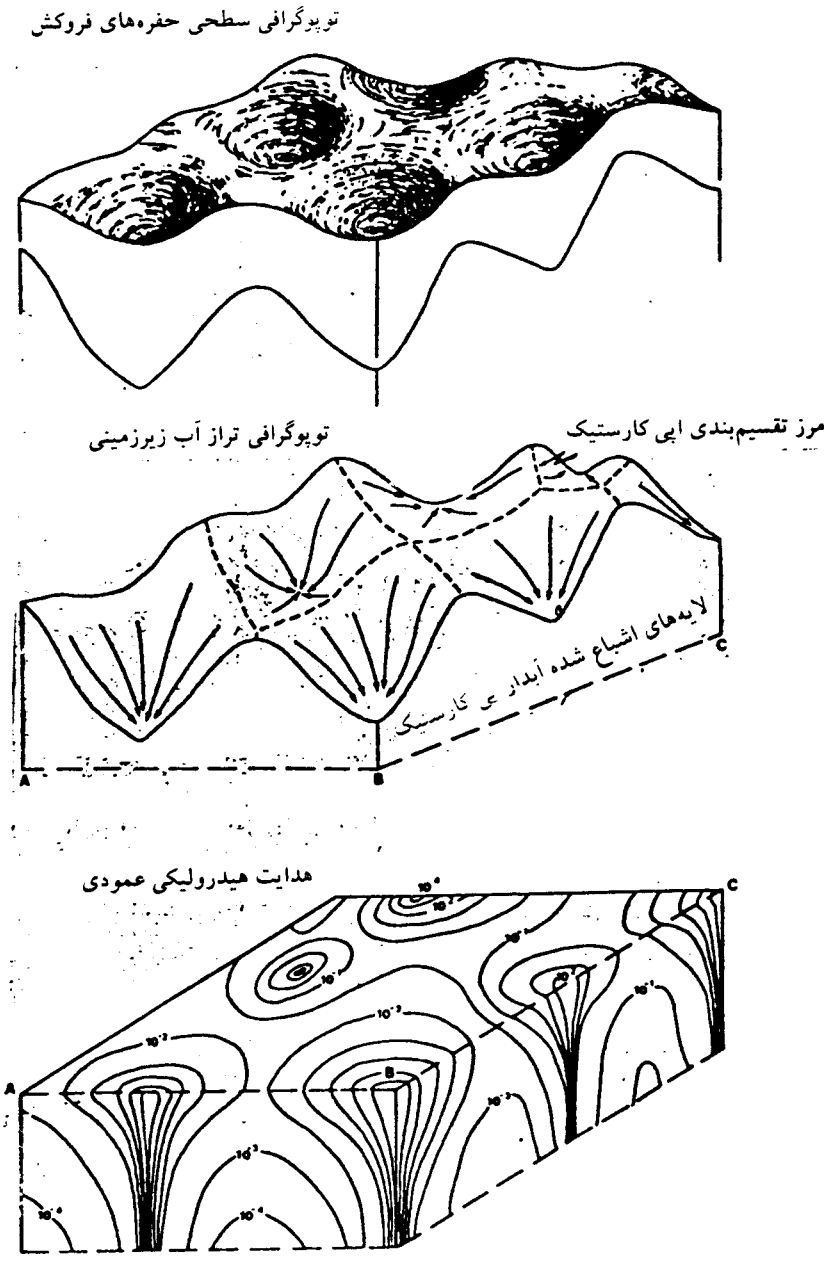
۳-۸ نتیجه‌گیری

کارستی‌شدن که ایجاد حفره‌های فروکش انحلالی می‌کند، فرایندی است که در اثر آن هم تراوایی (وهدایت هیدرولیکی) افزایش می‌یابد و هم تغییرات فضایی در تراوایی به‌وجود می‌آید (شکل ۲۱).



شکل ۲۱- ارتباط تئوریکی بین هدایت هیدرولیکی، تغییرات فضایی آن و کارستی شدن که حفره‌های انحلالی را به‌وجود می‌آورند.

سطح عمودی زیرزمینی معمولاً چندین اختلاف در میزان هدایت هیدرولیکی در زون شکافدار سطحی نسبت به بقیه لایه‌ها در زون ثقلی دارد. در سطح افقی عمده‌ترین تغییرات تراوایی در پایه زون شکافدار سطحی در محل تراز آب زیرزمینی اپی‌کارستیک به صورت ناهمواریهایی قابل تشخیص است (شکل ۲۲).



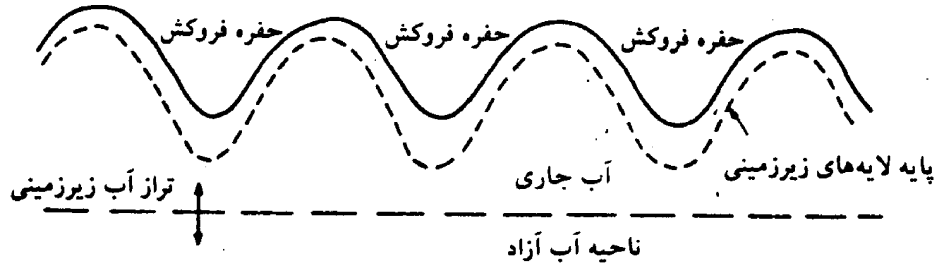
شکل ۲۲- رابطه بین (الف) توپوگرافی سطحی حفره‌های فروکش، (ب) بر جستگیهای سطح ایستابی در زون شکافدار سطحی (پ) هدایت هیدرولیکی عمودی نزدیک به پایه زون شکافدار

چنین به نظر می‌رسد که فرایندهای زون شکافدار سطحی موجب پیدایش حفره‌های انحلالی بوده و کمتر مربوط به گسترش توپوگرافی می‌شوند زیرا اثر «پس‌خورد» مثبت مکانیسم بر توپوگرافی بسیار شدید است.

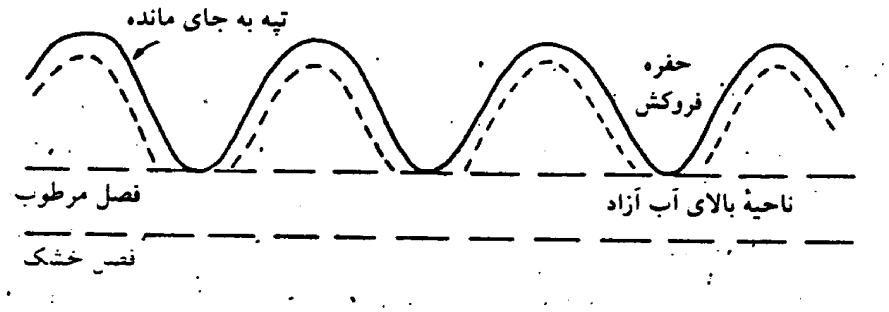
تفاوت بین حفره‌های کم ژرفای نواحی معتدل و کارست چاله - برجی[1] با بر جستگیهای بلند استوایی ممکن است نتیجه مستقیم مقاومت متفاوت عوامل پس‌خورد باشد که در شرایط متفاوت اقلیمی اعمال می‌شود.

با گذشت زمان مناسب کف حفره‌های فروکش انحلالی به سوی سطح ایستابی می‌رود و آبخوان زون شکافدار به سوی زون آبخوان آزاد می‌رود (شکل ۲۳).

الف - حفره‌های فروکش که به صورت عمودی در منطقه آب جاری هستند



ب - فروافتادگیهایی که به ناحیه آب آزاد رسیده‌اند

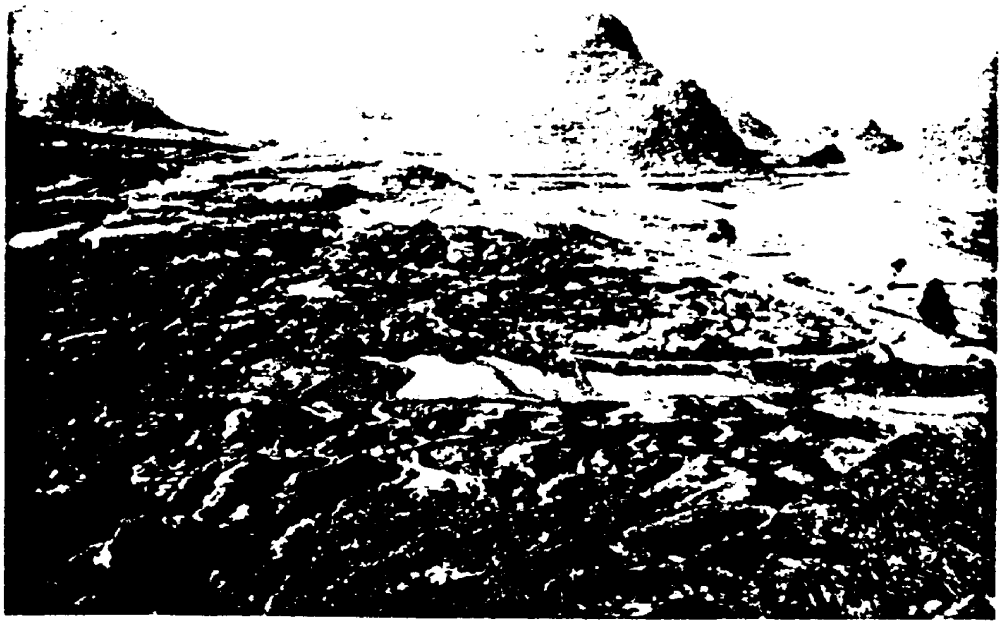


ج - تپه‌هایی که در اثر فرسایش پایه و دیواره‌های موازی، کوچک شده و در پایه تبدیل به دشت هموار شده‌اند

شکل ۲۳- گسترش کارست چاله - برجی و رسیدن به زون آبهای آزاد. مکان و شکل تپه‌ها و برجهای به جای مانده (مرحله C) به شکل تپه‌های پیرامون حوضه بسته (مرحله B) بستگی دارد. دشتهای به وجود آمده بر اثر خوردگی، در ناحیه اپی‌فراتیک گسترش می‌یابند. تپه‌ها به‌طور اساسی بر اثر پس نشینی موازی دامنه‌ها، کاهش می‌یابد. فرسایش و زبرکنی در پادامنه‌ها نیز به‌طور محلی حائز اهمیت است.

1- Cockpit

زمانی‌که این شرایط فراهم شود، حرکت آب به جای آنکه در راستای عمودی باشد، در جهت افقی از بخش پایینی حفره صورت می‌گیرد. پس از آن، از سرعت گودشدن کف حفره انحلالی (و کارست چاله - برجی) در راستای عمودی کاسته می‌شود و کف آنها در بخش بالایی زون آبهای آزاد پهن‌تر شده، به این ترتیب خوردگی موجب پیدایش دشت هموار می‌شود (شکل ۲۴).



شکل ۲۴- کارستهای مخروطی در استان گیژو[1]، چین معرف گسترش کارست چندرویه پیش از رسیدن به مرحله پایانی C در شکل ۲۳

1- Guizhou

۴- ویژگیهای کارست در ناحیه سد لار

۴-۱ معرفی

از آنجا که گریز آب از دریاچه پشت سد لار و گستردگی ژرفاسوی پدیده‌های کارستی در سنگ‌آهکهای سازند لار (ژوراسیک بالایی) در ایران و فراتر از مرزهای کشور به عنوان یک نمونه شناخته شده، کمیته زمین‌شناسی مهندسی (طرح تهیه استانداردهای مهندسی آب کشور) بر آن شد تا به‌طور فشرده درباره کارست این ناحیه دانسته‌هایی را جمع‌بندی کند. این دانسته‌ها بر پایه بررسیهای زمین‌شناسی، هیدرولوژی، ژئوتکنیک، تزریق و آزمایشهای گوناگون به‌دست آمده که در مدت چندین سال انجام شده است.

سد مخزنی لار که در نزدیکی پایین‌دست پیوندگاه دور رودخانه لار و دلیچای ساخته شده، یک سد خاکی است که طراحی آن توسط مشاور انگلیسی (سرالکساندر گیب) انجام شده و پیمانکار ساخت آن ایمپرجیلو-ت بوده است. پس از ساخته شدن سد، آبگیری آن در ۱۳ اردیبهشت ماه ۱۳۵۹ خورشیدی آغاز شد. در سال دوم آبگیری بود که نخست آبدهی چشمه‌های هراز در ۱۰ کیلومتری (تراز ۲۰۵۰ متری) پایین‌دست سد بسیار افزایش یافت (از ۵۰۰لیتر به ۷ متر مکعب) و پس از آن، چشمه‌های خشک شده‌گلوگاه در ۴ کیلومتر پایین دست سد، (تراز ۲۲۰۵ متری) آبدار شدند و به‌این‌ترتیب مشخص شد که آب دریاچه سد از آن می‌گریزد و اندازه‌گیریها نشان داد که تا ۱۳ متر مکعب در ثانیه، آب دریاچه هرز می‌رود (با آزمایشهای ردیابی در گمانه‌ها روشن شد که آب دریاچه به چشمه‌های یاد شده پیوند دارد).

برای رسانیدن آب سد لار به تهران، یک تونل ۲۰ کیلومتری به نام لار -کلان نیز زده شده که کف آن در تراز ۲۴۷۲متری است. بنابراین در چند ماه از سال که سطح آب دریاچه پایین‌تر از تراز تونل لار -کلان می‌باشد (تا ۱۵ - ۱۷متر) به تونل نمی‌رسد و از این رو اهمیت چاره‌جویی و آبرسانی به تهران بزرگ بسیار چشمگیر شده و راه حل آن پمپ کردن آب دریاچه به تراز تونل لار -کلان در نظر گرفته شده است.

از زمان آغاز آبگیری تاکنون، تنها یک بار در سال ۱۳۷۲، سطح آب دریاچه به تراز ۲۵۰۸ متری رسید و پس از آن هیچگاه از تراز ۲۴۹۰ متری بالاتر نرفته است.

اندازه‌های سد لار که حوضه آبریز آن حدود ۶۷۵ کیلومتر مربع است، به شرح زیر است:

- ارتفاع سد ۱۰۵ متر از کف رودخانه لار
- تراز تاج سد ۲۵۳۸ متر (از سطح دریا)

- طول تاج سد	۱۱۰۰ متر
- عرض تاج سد	۱۳ متر
- رقوم حداکثر سطح آب دریاچه	۲۵۳۱ متر (از سطح دریا)
- حجم مخزن دریاچه در رقوم ۲۵۳۱ متر	۹۶۰ میلیون متر مکعب
- حجم مفید دریاچه بین ترازهای ۲۴۷۸ و ۲۵۳۱،	۱۶۰ میلیون متر مکعب
- سطح دریاچه در تراز ۲۵۳۱ متر	۲۹ کیلومتر مربع
- در ازای دریاچه	۱۷ کیلومتر در رودخانه لار
- ظرفیت تخلیه سرریز عادی در تراز ۲۵۳۱ متر	۱۴۰ مترمکعب در ثانیه
- ظرفیت سرریز اضطراری در تراز ۲۵۳۳ متر	۸۰۰ متر مکعب در ثانیه (۴/۷ متر ژرفای آب روی سرریز)
- ظرفیت تخلیه تونل آبرسانی مازندران در تراز ۲۴۷۸ متر	۸۰ متر مکعب در ثانیه
- ظرفیت تخلیه سیلابها در تراز ۲۵۳۵ متر	۱۱۰۰ متر مکعب در ثانیه
- حجم جسم سد با مصالح مختلف (۷ زون)	۱۴ میلیون متر مکعب
- حجم خاک‌برداری و کوهبری	۷ میلیون متر مکعب

۲-۴ ویژگیهای زمین‌شناسی

دره رودخانه لار که جایگاه دریاچه سد لار شده است، یک دره گسله خاست است که در راستای خاوری - باختری به‌وجود آمده و در جنوب آن تیزکوه با دامنه‌های پرشیب سنگ آهکی است. رودخانه دلیچای که مهمترین شاخه رودخانه لار است، از سوی شمال به این دره پیوسته و آب دو رودخانه پس از گذشتن از تنگدره‌ای به نام گلوگاه، نزدیک روستای پلور به رودخانه هراز می‌رسد.

کوه آتشفشان دماوند با چکاد ۵۶۷۰ متری، در شکل‌گیری ریختار کنونی ناحیه نقش بر جسته‌ای بازی کرده و رودخانه دلیچای، از پادامنه باختری آن به دره لار می‌رسد. گدازه‌ها و پرتابه‌های دماوند که به سوی جنوب می‌آمده، در موقعیت کنونی گلوگاه، یک سد طبیعی بوجود آورده که در پشت آن آب رودخانه‌های لار و دلیچای، دریاچه‌ای بزرگ و بسیار دراز (تا ۳۰ کیلومتر) را به وجود آورده و بار رسوبی ریزدانه آنها در این دریاچه انباشته شده است. با گمانه‌هایی که در این نهشته‌ها زده شده، ستبرای آنها بیش از ۴۵۰ متر است. در این نهشته و پادگانه‌های آبرفتی روی آنها، چند حفره فروکش[1] نیز به‌وجود آمده است.

1- Sinkhole

بر پایه اندازه‌گیری کربن رادیو اکتیو در یکی از لایه‌های رسوب دریاچه، سن آن ۳۸۵۰۰ سال به‌دست آمده است. بنابراین در حدود ۴۰۰۰۰ سال پیش، فشار آب و فرسایش، سد طبیعی را به ویرانی کشانده و به‌این ترتیب گلوگاه کنونی شکل گرفته است که در دامنه شمالی آن گدازه‌ها و پرتابه‌های دماوند همچنان دیده می‌شود. در دامنه تیزکوه، لایه‌های سنگ آهکی سازند لار به شدت گسلیده شده‌اند و به علت موج‌سانی و چین‌خوردگیهای محلی، ستبرای ظاهری آنها خیلی بیشتر از مقدار واقعی آن است که در برش تیپ آن در دره لار معرفی شده است (تا ۳۵۰ متر).

سازند لار در این ناحیه دارای دو بخش متفاوت است یکی در پایین که نازک لایه و دارای گرهکهای فراوان چرت است و دیگری ستبر لایه و با توان کارستی شدن شدید است که در دامنه جنوبی دره لار گسترش دارد و آب دریاچه سد به‌طور مستقیم با آن همبر شده و بنابراین گریز آب دریاچه از این دامنه، بسیار آشکار است. بخشی از این ستبرلایه‌ها در پی سد نیز وجود دارد. تکیه‌گاه راست سد بر این ستبر لایه‌ها قرار دارد و سرریز نیلوفری سد نیز در این دامنه ساخته شده است.

روی سازند لار، در بالا دامنه تیزکوه، پس از یک قسمت آواری ماسه سنگی - کنگلومرایی قرمزرنگ، سنگ آهک سازند تیزکوه به سن کرتاسه پیشین (آلبین) تشکیل شده و همبری آنها از نوع ناهمسازی موازی [1] است، دریاچه سد، با این سنگ آهکها همبر نمی‌شود.

روی سازند تیزکوه و یا لار، کنگلومرا و ماسه سنگهای سازند فجن و آنگاه لایه‌های سنگ آهکی نومولیت‌دار توفهای سازند کرج تشکیل شده که این مجموعه پس از کوهزایی لارامی به وجود آمده است.

سنگهای نئوژن در این ناحیه دیده نمی‌شود و گدازه‌های آتشفشان دماوند و پرتابه‌های آن روی سنگهای کهن‌تر قرار گرفته‌اند. تیزکوه به صورت یک ناودیس موجداری بوده، که محور آن کم و بیش در راستای خاوری - باختری است و بنابراین لایه‌های سنگ آهکی سازند لار، در دامنه جنوبی دره لار، به‌طور کلی دارای شیب کم (تا ۳۰ درجه) به سوی جنوب هستند. دو دسته درزه بسیار مشخص در این سنگ آهکها به‌وجود آمده که در راستای آنها انحلال سنگ آهک و به‌وجود آمدن شکافها و حفره‌های کارستی پیشرفت چشمگیری دارد. گسله‌های عرضی نیز در این دامنه وجود دارند که پیشرفت فرآیندهای کارستی را بسیار آسانتر کرده‌اند. با حفاری در پی سد لار، مشخص شد که سنگ آهکهای سازند لار، روی سازند کرج رانده شده‌اند.

بنابراین سنگ آهک سازند لار، که پس از تشکیل، چند بار در درازای زمان زمین‌شناسی در سطح زمین آشکار شده، چندین زمانهٔ (دورهٔ) کارستی شدن را از سرگذرانیده است و در مرحله پایانی که با فعالیت آتشفشان دماوند همزمان

1- Disconformithy

بوده، این فرآیندها کارسازتر بوده‌اند.

در نمودار شماره یک، نمودار ساده شده و کلی از واحدهای سنگی در ناحیه لار و زمانه‌های کارستی شدن آن بازتاب داده شده و به نظر می‌رسد که زمانه چهارم که خیلی درازتر بوده است (نئوژن - کواترنر، آتشفشانی دماوند)، کارستی شدن سنگ آهک سازند لار را بسیار افزایش داده است.

دوره	سری	سازند		لیتولوژی	نشانه	تخلخل : ϕ تراوایی : K
	ناپیوستگی فرسایش یافته				II کارستی شدن	
ترشیری	ائوسن	بالایی	کرج	تو ف سبز آهکی و مارن		ϕ: کم K : کم
		میانی	زیارت	آهک نومولیت‌دار		ناچیز - کم ناچیز تا کم
		پایینی	فجن	کنگلومرا قرمز		خیلی کم کم
	ناپیوستگی فرسایش یافته زاویه‌دار				III کارستی شدن	
کرتاسه	بالایی	K_2^c	Km	آهک مارنی		کم ناچیز
		K_2^a K_2^b	فرسایش (گسستگی)			II کارستی شدن
	پایینی	بالا	تیزکوه	آهک اوربیتولین‌دار		خوب ناچیز - خوب
		پایین		ماسه کنگلومرایی قرمز		ناچیز - فاقد خوب
	فرسایش (گسستگی)				I کارستی شدن	
ژوراسیک	بالایی	لار		آهک خاکستری		خوب - عالی خوب
	میانی	دلیچای		آهک، مارن و مارن آهکی		خوب کم
	پایینی	شمشک		شیل تیره و ماسه سنگ		ناتراوا

کارستی شدن

کارست ناچیز تا غیرقابل اهمیت

کارست پایین تا میانه

کارست زیاد

نمودار ۱- نمودار کلی واحدهای سنگی و زمانه‌های کارستی شدن سازند لار در ناحیه دره لار

۴-۳ پدیده‌های کارستی

۴-۳-۱ حفره‌های فروکش

بیش از ساخته شدن سد لار، در پادگانه‌های دریاچه‌ای - آبرفتی دره لار، ۳ حفره فروکش دیده می‌شد که نشانه وجود حفره‌های کارستی در زیر نهشته‌های دریاچه‌ای است (حفره‌های S_1، S_2 و S_3 در شکل شماره ۲۵) پس از ساخته‌شدن سد و آبگیری دریاچه، حفره S_4 به‌وجود آمده و پس از آن به ترتیب حفره‌های S_5، S_6 و S_7 شکل گرفته‌اند.

درون دریاچه، نزدیک دره امامانک نیز دو حفره فروکش و فعال به‌وجود آمده است (دو سال پس از آغاز آبگیری دریاچه). در بهار سال ۱۳۶۷، در مدت کوتاهی که سطح آب دریاچه از تراز ۲۵۰۰ متری به تراز ۲۵۰۷ متری رسید، حفره فروکش چاه مانندی به قطر ۱۵ متر و ژرفای ۲۲/۵ متر شکل گرفت که نزدیک پیوندگاه رودخانه دلیچای با لار است. در مردادماه همان سال، حفره فروکش دیگری در فاصله ۴ کیلومتری از سد به‌وجود آمد (شکل شماره ۲۶). این حفره‌های فروکش که در نهشته‌های دریاچه‌ای - آبرفتی به‌وجود آمده‌اند، با توجه به ستبرای زیاد این نهشته‌ها، بازگوی این واقعیت‌اند که سرگذشت درازی دارند و به یکباره شکل نگرفته‌اند. آرایش خطی این حفره‌ها نیز بازگوی موقعیت تقریبی گسله‌ایست که دره لار در راستای آن به‌وجود آمده است.به این ترتیب گریز آب دریاچه از کف آن و از راه اینگونه حفره‌های فروکش نیز صورت می‌گیرد.

۴-۳-۲ غارها

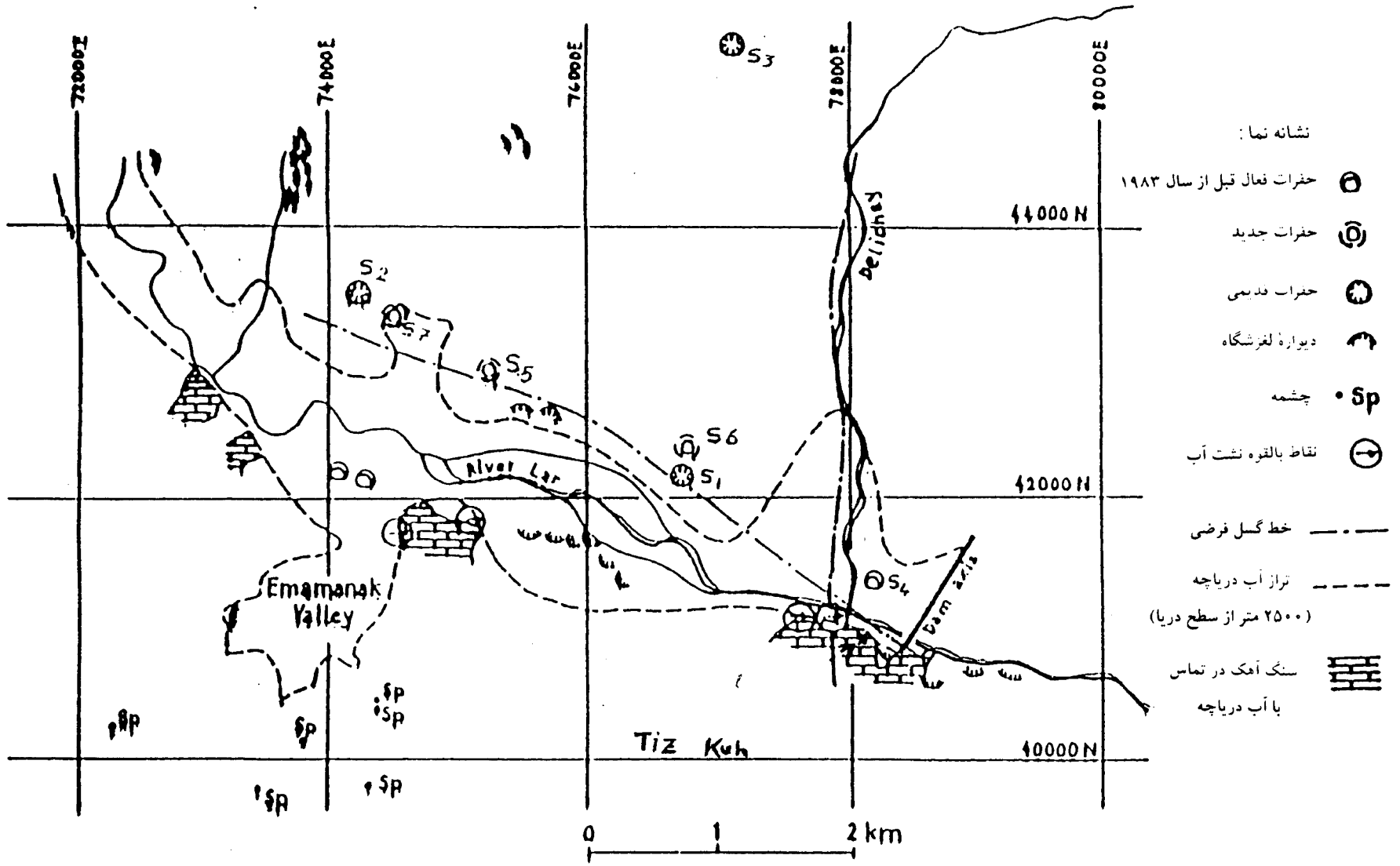
در سطح زمین، در دامنه شمالی تیزکوه، غار مشخصی دیده نمی‌شود و یا کشف نشده است ولی در گمانه‌ها، گالریها و تونلها، به غارهای کوچک و بزرگ برخورد شده که گستردگی و پیشرفت فرآیندهای کارستی را تا ژرفای بیش از ۳۰۰متر، به شرح زیر نشان می‌دهند :

الف - در راستای گسله‌ای که در راستای شمالی - جنوبی به فاصله حدود ۶۰۰ متری باختر محور سد وجود دارد، گمانه F_2 تا ژرفای ۳۰۰ متر زده شده و در آن چند غار کشف شده که به ترتیب در ژرفای ۱۹۵ متری تا ۲۰۳/۵ متری ادامه داشته (۹/۷ متر) و به نام غار شماره ۱ در تاریخچه سد لار خوانده می‌شود. در زیر آن، زون برشی گسله همچنان ادامه دارد. پهنای این غار با توجه به حجم ماده تزریقی در آن (برای آب‌بندی) بیش از ۴ متر برآورد شده است. غارهای دیگر در این گمانه و زون گسله (F_2) در ژرفای ۲۳۶ متری (حدود ۴متر)، ژرفای ۲۵۶ متری (حدود ۱۶۲ و در ژرفای ۲۰۹ متری (حدود ۱/۸ متر) بوده است.

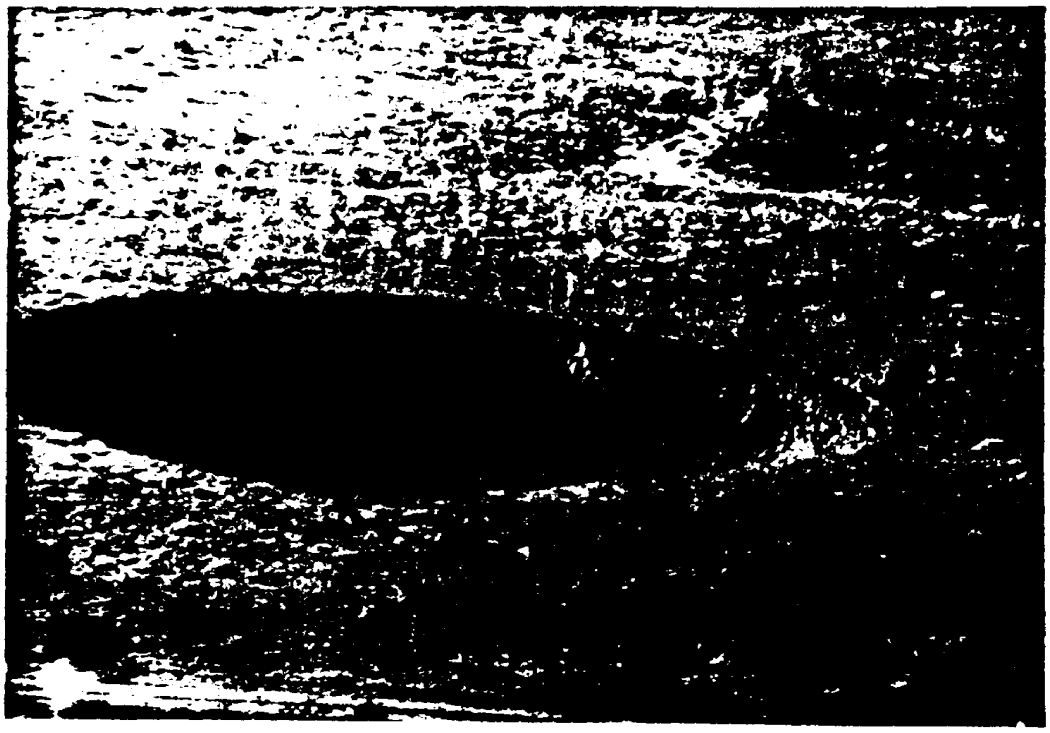
ب - به‌هنگام ساختن تونل آب‌گیر از دریاچه به تونل لار کلان (در تراز ۲۴۷۲ متری)، به غاری با افراز و پهنای ۴

متر در سنگ آهک بستر لایه سازند لار برخورد شد که آبرفتهای رودخانه‌ای آن را پر کرده بودند. بنابراین به دره – رودخانه لار راه داشته است.

پ – در گالری R_1 که در راستای محور سد زده شد (برای تزریق)، به غاری با افراز ۲۸ متر و پهنای ۶/۸ متر برخورد شد که کف آن در تراز ۱۲۵۰ است.



شکل ۲۵- موقعیت گسله لار، چاههای کارستی (Sinkhole) و دامنه سنگ آهکی جایگاه حفر میله چاه و تونلهای وابسته



شکل ۲۶- حفره فروکش (Sinkhole)که در مرداد ماه سال ۱۳۶۷ خورشیدی در پادگانه دست چپ دریاچه سد لار به‌وجود آمده و استوانه شکل است. ژرفای آن ۱۵ متر و قطر آن حدود ۲۰ متر است. در این قسمت از ناحیه، ستبرای نهشته‌های دریاچه‌های بیش از ۴۵۰ متر است.

پ - درگمانه‌های دیگر نیز غارهایی تا افراز ۲ متر یافت شده که نشانه پیشرفت فرآیند انحلال سنگ آهک در ژرفاست و همه این مغاره‌ها[1] در دامنه سنگ آهکی تیزکوه هستند (سازند لار). در زیر تنه سد نیز به غارهای مشخصی برخورد شده است.

۴-۳-۳ حفره‌ها و شکافهای انحلالی

در دامنه تیزکوه، در سنگ آهک سازند لار، افزوده بر گسله‌ها و راندگیها، دسته درزه‌های بسیار مشخص و گسترده‌ای وجود دارد که در راستای آنها فرآیند انحلال سنگ آهک، با شدت بیشتری کارساز شده و شکافها و حفره‌های بزرگی به‌وجود آمده که برخی از آنها آدم‌رو است و در همه آنها نشانه‌های گذر آب به صورت شیارهای انحلال مانند کارنها و همچنین آغشتگی دیواره‌ها به رسوب غاری و یا جلبکها قابل بازشناسی است. دو دسته دره بسیار مشخص و چیره

1- Cavern

وجود دارد که یکی کم و بیش در راستای محور دره لار است (در حدود خاور - باختر) و دسته دیگر در راستای شمالی - جنوبی‌اند (عمود بر محور دره لار) و هر دو دسته در درازای چند ده متر قابل پیگیری‌اند (شکل شماره ۲۷). گسترش سراسری این مهدرزه‌ها و فراختر شدن آنها (گاهی تا پهنای بیش از ۱/۵ متر)، نشانه آشکاری از حل شدن سنگ آهک در راستای این ناپیوستگیهاست. شیب هر دو دسته درزه بیش از ۷۰ درجه است.

در راستای گسله‌های فرعی نیز به همین ترتیب فراخ‌شدگی در اثر انحلال بسیار مشخص است و در برخوردگاه این مهدرزه‌ها و گسله، با آب دریاچه، آشکارا می‌توان نفوذ سریع آب به درون توده سنگ دامنه دره را دید و دریافت که گریز آب می‌تواند از سراسر پهنه دامنه دست راست دریاچه صورت گیرد.

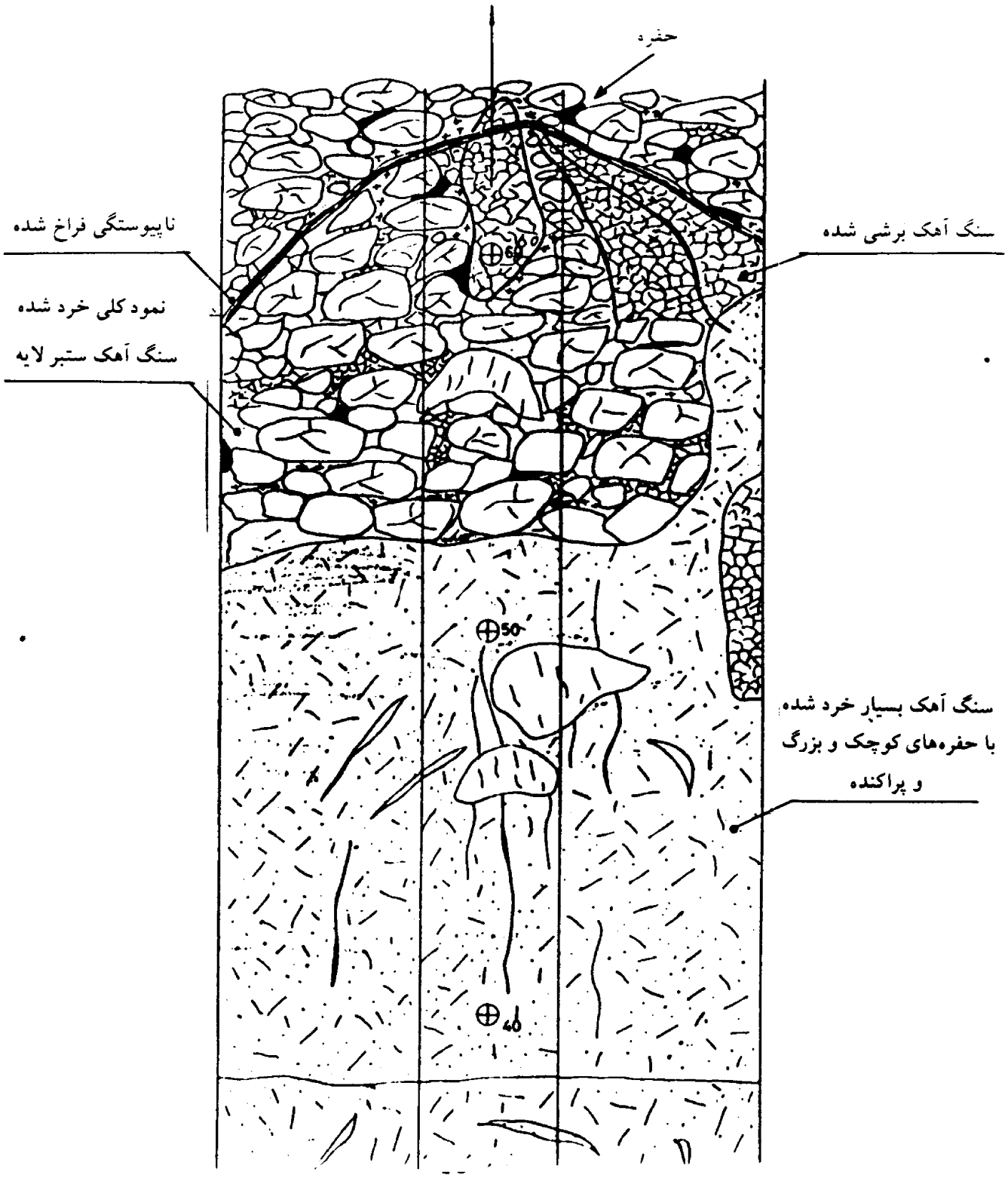
فراخ شدگی مهدرزه‌هاو گسله‌های فرعی که بیشتر آنها دارای زونهای خرد شده تا پهنای ۱ متراند، یکنواخت نیست و هرجا درزه‌ها یکدیگر را بریده‌اند، انحلال نیز پیشرفت بیشتری داشته و حفره‌های به قطر تا ۲ متر نیز به‌وجود آمده‌اند. به‌این‌ترتیب با پیگیری یک مهدرزه در دیواره‌ها و تنده‌های دامنه تیزکوه، نمودکلی و یا الگوی مشخص آنها به صورت دانه‌های کوچک و بزرگی است که به نخ کشیده‌اند و فاصله آنها از یکدیگر هیچ نظمی ندارد. در این الگو، هرجا لایه‌های سنگ آهکی سالم‌تر بوده‌اند، در راستای لایه‌ها نیز انحلال پیشرفت داشته است اما به‌طورکلی، انحلال از نوع درون لایه‌ای و یا لایه مرزی بسیارکم دیده شده است و همه حفره‌ها (و غارها) در راستای ناپیوستگیهای تکتونیکی به‌وجود آمده‌اند. در برداشت دیواره‌ها و سقف گالریها، به‌طوری که در شکل شماره ۲۸ نشان داده شده، فراوانی اینگونه حفره‌ها و خردشدگی توده سنگ بسیار مشخص است.

۴-۴ موقعیت آبهای زیرزمینی

در بررسیهایی که برای ساختن سد انجام شد، پیش از آبگیری سد مشخص شد که درکف دره، سطح ایستابی در تراز ۲۲۰۰ متری است و پس از آن سطح ایستابی در پیزومترها خیلی بالا آمد اما درگمانه‌های دست راست سد و دامنه جنوبی دریاچه واقعیت دیگری را نشان دادند که بسیار اهمیت دارد.

درگمانه‌هایی که در دامنه جنوبی دریاچه در جاده دسترسی زده شده، سطح آب آنها در هر بار که اندازه‌گیری شده، نسبت به سطح آب دریاچه، ۸۰-۱۴۰ متر پایین‌تر بوده است و پایین‌ترین آنها درگمانه $F_۲$ است که در زون گسله است.

شکل ۲۷- بازشدگی، فراختر شدن مهدرزه‌ها در اثر انحلال سنگ آهک سازند لار (دامنه جنوبی دریاچه) در راستای هر دو دسته درزه پرشیب موازی محور دره (عکس دست راست) و عمود بر محور دره (عکس دست چپ) فراخ‌شدگی به اندازه‌ایست، که آدم‌رو شده‌اند و تا ژرفای چندین ده متر ادامه دارند.



شکل ۲۸- نمایش کلی توده سنگ سازند لار در گالریهای تزریق که در دامنه راست دره لار زده شده‌اند.

بر پایه نقشه‌های توپوگرافی، تراز آب درگمانه و سطح آب دریاچه نتیجه‌گیری شده‌که با دور شدن از دریاچه به سوی کوه (تیزکوه)، سطح ایستابی به تندی پایین‌تر می‌رود به‌طوری که در جایی که دورتر از گسله‌اند، شیب سطح آب در فاصله ۲۰ متری از دریاچه حدود ۳۰ درجه و در فاصله ۶۵ متری بیش از ۶۵ درجه خواهد بود و در زون گسله مقدار این شیب به ۸ درجه و یا بیشتر می‌رسد.

بالاآمدن سطح آب دریاچه کم و بیش این روند افزایش شیب را تنها تا فاصله ۳۰ متری اندکی تغییر می‌دهد ولی دورتر از آن تغییری نشان نداده است و این موضوع می‌رساند که پیشرفت فرایند انحلال در ژرفا نیز خیلی زیاد بوده است.

این ویژگیها آشکارا نشان می‌دهد که جلوگیری از هرزروی آب دریاچه سد از سوی تیزکوه اگر ناشدنی نباشد، بسیار پرهزینه و زمان برخواهد بود.

۵- منابع و مآخذ

۵-۱ قاسمی، فریدون (۱۳۶۵) دفتر مشاورین لار، تجزیه و تـحلیل اطـلاعات و انـدازه‌گـیری پیزومتری منطقه لار و اطراف آن

5-2 Sir Alexander Gibb and Partners, Organic, 1972 " Lar Dam and Mazandaran Irrigation Project" Final Report Volume IV.

5-3 Vita-Finzi Contribution to the Quaternary Geology 1979 of Southern Iran.

5-4 Leo. F. Laporte Ancient Environment Prentice Hall, 1967 Inc. Englewood Cliffs, New Jersey.

5-5 V. Belousov Structural Geology 1968 Mir Publishers. Moscow.

5-6 AUB, C.F. (1969): The nature of cockpits and other depressions inthe karst of Jamaica.- Proce. 5 Intern. Speleol. Congr. Stuttgart, p. M15/1-7.

5-7 BAKALOWICZ, M. (1979): Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification - Thèse de Doctorat d'Etatès Sciences Naturelles. Univ. Pierre et Marie Curie, Paris 6, 269p. BAKALOWICZ, M., BlAVOUX,

5-8 B., & MANGIN, A. (1974): Approts de traçage isotopique natural à la connaissance du foncionnement d'un système karstique- teneurs en oxygen - 18 de trois systèmes des Pyrenées, France.- J. Hydrology 23: 141- 158.

5-9 CVIJIC, J. (1893): Das Karstphaenomen - Geogr. Abh. 5: 217-330.

5-10 Day, M.J. (1976): The morphology and hydrology of some Jamaican Karst depressions.- Earth Surf. Process. 1: 11-129.

5-11 (1979): The hydrology of polygonal karst depressions in northern Jamaica.- Z. Geomorph., Suppl. 32: 25-34.

5-12 (1983): Doline morphology and development in Barbados.- Ann. Assn. American Geogr. 73: 206-219.

5-13 Sweeting, M.M. (1950): Erosion cycles and limestone - Geogr. J. 115: 63-78.

5-14 (1972): Karst of Great Britain .- [In:] HERAK, M. & V.T. STRINGFIELD (eds.): Karst: important karst regions of the Northern Hemisphere: 417-443; New York (Elsevier).

5-15 WILLIAMS, P.W. (1971): Illustrating morphometric analysis of karst with examples from Guinea.- Z. Geomorph. NF 15 (1): 40-61.

5-16 (1972a): Morphometric analysis of polygonal karst in New Guinea.- Bull. Geol. Soc. America 83: 761-796.

5-17 (1972b): Tha analysis of the spatial characteristics of karst terrains.- [In:] CHORLEY, R.J. (ed.): Spetial analysis in Geomorphology: 135-163: London (Metheun).

5-18 (1978): Interpretations of Australasian Karsts.- [In:] DAVIES. J.L. & M.A.J. WILLIAMS (eds.): Landform Evolution in Australasia: 259-286; Canberra (ANU Press).

5-19 (1982): Karst landforms in New Zealand .- [In:] SOONS, J. & M.J. SELBY (eds.): Landforms of New Zealand: 105-125; Auckland (Paul Longman).

5-20 (1983): The role of the subcutaneous zone in karst hydrology.- J. Hydrology 61: 45-67.