ساختار و نحوه تشکیل پشتههای تراورتن در منطقه آذرشهر، آذربایجان، شمال باختر ایران

كريم تقى پور (او*) و محمد محجل أ

۱. دانشجوی دکتری تکتونیک ، گروه زمینشناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند ۲. دانشیار گروه زمینشناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت مدرس، تهران

تاریخ دریافت: ۹۰/۶/۲۱ تاریخ پذیرش: ۹۱/۱۲/۲۳

چکیدہ

تراورتنهای نوع شکاف – پشته منطقه وسیعی در آذرشهر و بخش خاوری دریاچه ارومیه را پوشش می دهند که بخشهایی از آن هماکنون نیز در حال تشکیل می باشند. تشکیل این نهشتهها در این منطقه از آذربایجان، فعال بودن گسلهای منطقه را نشان می دهد. بررسیهای انجام گرفته مشخص ساخت که این پشتهها در ابعاد وسیعی با درازای تا ۲ کیلومتر و ارتفاع تا ۱۵۰ متر در امتداد شکافهای کششی بیرون آمده و به دو حالت رگهای و لایه ی تشکیل شده اند. فعالیت آتشفشانی جوان سهند در مجاورت پشتههای تراورتن در تشکیل سیالات محلول کننده نهشتههای کربناته منطقه با سن ژوراسیک و کرتاسه نقش اساسی داشته و آنها را با ترکیبات آهن دار رنگ آمیزی کرده است. میزان بارندگی در افزایش و یا کاهش آبدهی چشمههای تراورتن ساز، تاثیر داشته و این تاثیرات با وجود خاکهای قدیمی در بین لایه که لایههای تراورتن را بریده اند، مشخص می گردد.

امتداد شکافها در محدوده پشتههای تراورتن ارتباط معنی داری با روند گسلهای امتداد لغز فعال با راستای شمال باختر – جنوب خاور در منطقه دارند. تراورتنهای رگهای قائم در طرفین شکافها حاوی فیبرهای آراگونیت و کلسیت می باشند که عمود بر دیواره رگهها رشد یافته اند. در این مطالعه امتداد فیبرها برای اندازه گیری جهت کشش در امتداد شکافها مورد استفاده قرار گرفتهاست تا آرایش جهتهای کشش محلی در محدوده پشتههای تراورتن مشخص گردد. نتایج ساختاری روشن می سازد لغز که تراورتنهای شکاف گسلهای فعال امتداد لغز شکل گرفتهاند.

واژههای کلیدی: آذربایجان، آذرشهر، پشتههای تراورتن، حوضه کششی، گسلهای امتداد لغز فعال.

مقدمه

موجب جوشش آب در چشمههای تراورتن ساز می شود. تجزیه بیکربنات کلسیم در چشمههای تراورتن ساز عمدتا ناشی از: الف کاهش فشار سیال ، ب آشفتگی در جریان سیال و ج فعالیتهای بیولوژیکی است که باعث خروج CO2 از آب می شوند ;CO3 از CO3 بسته به محیطی که آب در آن جریان می یابد، دو یا چند فاکتور بر هم کنش یافته و مورفولوژی

اصطلاح تراورتن به تمامی نهشتههای کربناته غیر دریایی گفته می شود که از آبهای اشباع یا فوق اشباع از کربنات و در مجاورت چشمهها، دریاچهها، غارها و سیستمهای کارستی Sanders and Friedman, 1967 ; Ford and کلسیم (Pedley, 1996). نهشت تراورتن در اثر تجزیه بیکربنات کلسیم و خروج گاز _CO2 صورت می گیرد. خروج گاز _CO2، همچنین

^{*} نویسنده مرتبط taghipour@birjand.ac.ir

میدهند که همگرایی بین ورق عربی و اوراسیا، موجب حرکت و رخساره تراورتن را تحت تاثیر قرار میدهند (Chafetz and) گسلهای با روند NW-SE در این ناحیه، به صورت امتدادلغز (Masson et al., 2006; Copley and راستگرد شده است Jackson, 2006). روند این گسل های امتدادلغز، با ساختارهای عمیق پی سنگی دارای روند NW-SE (Nogole Sadat, 1978) همخوانی دارد. حرکت راستگرد این گسل های امتدادلغز پی سنگی و همپوشانی آنها با گسلهای امتدادلغز مجاور، موجب ایجاد تراکشش و تشکیل حوضههای کششی ٔ در مناطقی از آذربایجان مانند کلیسا کندی و سیه چشمه ,Karakhanian et al.) (Karakhanian دشت تبريز 2004; Kherikhah et al., 2009 et al., 2004) و دریاچه قوریگل (تقی پور، ۱۳۸۳) و یا ایجاد ترافشارش و تشکیل ساختارهای گلوار^۳ در کوههای تک آلتی (تقى يور، ١٣٨٣) شده است.

مجموعه أتشفشاني سهند بخشي از كمان ماگمايي اروميه – دختر مي باشد (Alavi, 1994). مجموعه اتشفشاني سهند بر روی پی سنگی از سنگهای رسوبی با سنهای مختلف قرار گرفته است. این مجموعه، بیشتر از گدازههای ریولیتی، داسیتی و آندزیتی تشکیل شده که در بین آنها توف و خاکستر فراوان دیده می شود. وجود خاکستر با قطعات پامیس در فواصل بسیار دور از قلهها (تبریز، بستان آباد و مراغه) نشان می دهد که فورانهای انفجاري سهند بسيار شديد بوده است (أقانباتي، ١٣٨٣). تغييرات سن پرتوسنجی گدازههای سهند بین ۱۲ تا ۱۴/۰ میلیون سال را نشان میدهند (معین وزیری و امین سبحانی، ۱۳۵۶). –Berbe rian and King (1981) فعالیتهای آتشفشانی با سن پلیوسن – کواترنری را ناشی از حرکت امتدادلغز بلوکهای قارمای در پاسخ به فشارش حاصل از همگرایی ورق عربی و اوراسیا و کششهای ناشی از این حرکات امتدادلغز میدانند.

قدیمی ترین واحد سنگی در منطقه مورد مطالعه، آهکهای ضخیم و تودهای به سن ژوراسیک (هم ارز سازند لار) میباشند (شکل ۱). این واحد سنگی به صورت ناپیوسته و به وسیله کنگلومرای قاعده کرتاسه پوشیده شده است. کنگلومرای قاعده كرتاسه به تدريج به لايههايي از سنگ آهك ضخيم لايه تا تودهاي بيتومين دار با فسيل هاي دو كفهاي و براكيويود تبديل مي شود. اين واحدهای آهکی در بخش جنوب باختری با مجموعه نهشتههای کرتاسه فوقانی همبری گسلی دارد. واحدهای سنگی کرتاسه فوقانی شامل شیل های سیاه، ماسه سنگ و شیل های آهکی همر اه با میان لایههایی از گدازههای اسیدی و بازیک می باشند (Shahrabi) .(et al., 1985

واحدهای سنگی نئوژن با ناپیوستگی زاویهدار بر روی واحدهای قدیمیتر قرار گرفته اند. این سنگها شامل کنگلومرای ولکانوکلاستیک و لاهار به سن میوسن و کنگلومرا، ماسه سنگ و سیلتستون به سن پلیوسن میباشند. در کواترنری و همزمان با فعالیتهای آتشفشانی، رسوبگذاری واحدهای تراورتن آغاز شده

Folk, 1984; Ford and Pedley, 1996; Guo and Riding, .(1998; Pentecost et al., 2003; Brogi and Capezzuoli, 2009 تراویتونیک اصطلاحی است که به مطالعه و بررسی ارتباط بین نهشت تراورتن و گسلش داده شده است (Hancock et al., 1999). این ارتباط نشان میدهد که سن رسوبگذاری تراورتن می تواند به عنوان شاخصي براي تعيين سن گسلش بهكار رود. اين ویژگی به عنوان یک روش کلیدی در بررسی های نئوتکتونیکی مورد استفاده قرار می گیرد. زیرا رسوبگذاری تراورتن، ابزار بسیار مفیدی در مکانیابی گسل های فعال و بالقوه مخاطره آمیز است. بر پایه مطالعات انجام یافته، نهشتههای تراورتن در آذرشهر عمدتاً از نوع شکاف – پشته هستند (تقی پور و عباسی، ۱۳۸۴). تراورتن های شکاف - پشته عوارض مورفوتکتونیکی هستند که از نهشت تراورتن از طریق آبهای هیدروترمال صعودکننده در امتداد شکستگیهای پی سنگ تراورتنها ایجاد شدهاند (Bargar, 1978; Chafetz and Folk, 1984; Guo and Riding, 1992; Ford and Pedley, 1996; Hancock et al., 1999; Atabey, 2002; Yanik et al., 2005). معماري و الگوي نهشتههاي تراورتن، به ویژه شکاف – پشتهها، اطلاعات بسیار مفیدی در مورد جایگاه تکتونیکی و کینماتیک ساختارهای یی سنگ آنها در اختیار قرار میدهند. همچنین با آنالیز و بررسی مورفولوژی و نحوه پراکنش نهشتههای تراورتن، اطلاعات بسیار با ارزشی در مورد هندسه گسلها و آرایش و ارتباط آنها بهدست می آید.

نهشتههای تراورتن آذرشهر با وسعت بیش از ۵۰ کیلومترمربع یکی از گسترده ترین نهشتههای تراورتن در دنیا هستند. استخراج گسترده این نهشتهها و نیز فرسایش آنها در بخشهای مختلف، باعث شده تا مقاطع و برش های مختلفی از نهشتههای تراورتن و بهویژه شکاف – پشتهها رخنمون یابند و امکان بررسی آنها فراهم شود. در این نوشتار ویژگیهای هندسی، جنبشی، مورفوتکتونیکی و رسوبی شکاف – پشتههای تراورتن در آذرشهر بررسی شده و ارتباط بین آنها و گسلهای پیرامون تعیین شده است. همچنین، علاوه بر بررسیهای صحرایی، از پردازش تصاویر ماهواره ASTER، دادههای حاصل از گمانههای حفاری شده و نیز دادههای ژئوفیزیکی برای شناسایی گسلها و شکاف – پشتههای تراورتن استفاده شده است. در پایان خاستگاه ساختاری و تکتونیکی آن ها نيز مورد بحث قرار گرفته است.

جایگاه زمینشناسی

منطقه مورد مطالعه در حاشيه باخترى مجموعه آتشفشاني سهند در جنوب آذرشهر قراردارد (شکل ۱). منطقه آذربایجان بین دو کمربند تراستی قفقاز در شمال و زاگرس در جنوب قرار گرفته و تحت تاثیر دگرشکلی و لرزهخیزی شدید فعال قرار دارد (Jackson, 1992). مكانيزم كانوني زلزلهها و مطالعات GPS نشان

^{1.} Fissure–Ridge

^{2.} Pull-apart

^{3.} Pop-up

كريم تقى پور و محمد محجل



شکل ۱. نقشه زمینشناسی منطقه مورد مطالعه که بر اساس پیمایشهای صحرایی و پردازش تصاویر ماهوارهای تهیه شده است.

است. پی سنگ نهشتههای تراورتن واحدهای به سن نئوژن است. فرآیند رسوبگذاری تراورتن هم اکنون نیز به طور محدود، در تعدادی از چشمههای فعال، از جمله چشمههای تاپ تاپان ، قزل داغ و داشکسن ادامه دارد.

ريختشناسي نهشتههاي تراورتن

تراورتن های تیپ شکاف – پشته (شکل ۲) از یک شکاف مرکزی که تراورتن های نواری در آن رسوب کردهاند و تراورتن های شیب دار ۲ مجاور آن تشکیل شدهاند Bargar, 1978; Chafetz and) (Folk, 1984). شکل گیری این مجموعه بهاین صورت است که

آبهای اشباع از کربنات کلسیم از شکاف مرکزی بالا آمده و موجب رسوب تراورتن در دیواره شکاف و نیز در طرفین آن میشوند و در نتیجه یک پشته خطی ایجاد میگردد.

در منطقه آذرشهر، پشتههای حاصل از رسوب تراورتن عموما خطی بوده و در بعضی موارد انحنا دارند. ارتفاع زیاد و منحصر به فرد پشتههای تراورتن در آذرشهرموجب شده است که این پشتهها به خوبی در عکسهای هوایی و تصاویر ماهوارهای قابل شناسایی باشند. این پشتهها در تصاویر ماهوارهای به صورت عوارض توپوگرافی خطی با درازای بیش از چند صد متر دیده میشوند که با زوایای مختلف نسبت به همدیگر آرایش

1. Banded travertines

^{2.} Bedded travertines



شكل ٢. برش نمايشي از يك مجموعه تراورتن تيپ شكاف – پشته (نقل از Özkul et al., 2002).

Capezzuoli, 2009) حتى به ١٥ متر نيز نمىرسد.

اگر نرخ جریان آبی که از شکاف مرکزی بالا می آید زیاد باشد، پشته ایجاد شده ارتفاع کم داشته ولی عرض زیاد خواهد داشت ولی اگر نرخ جریان آب کم باشد، رسوبگذاری تراورتن در اطراف شکاف مرکزی بیشتر شده و در نتیجه ارتفاع پشته زیاد و عرض آن کم خواهد بود (Hancock et al., 1999). انباشته شدن رسوبات تراورتن در کنار شکاف مرکزی، باعث افزایش ارتفاع و شکل گیری یک تپه یا پشته کشیده می گردد. این مورفولوژی خاص باعث شکل گیری دو محیط رسوبی متفاوت در طرفین شکاف مرکزی می گردد (شکل ۲). این دو محیط رسوبی عبارتند یافتهاند. طول پشتههای منفرد در بعضی موارد حتی به بیش از ۲ کیلومتر نیز میرسد (شکلهای ۱۴ و ۱۷). ویژگی منحصر به فرد پشتههای تراورتن در آذرشهر، ارتفاع بلند و گسترش بسیار زیاد آنها در مقایسه با انواع مشابه در سایر نقاط جهان میباشد. اختلاف ارتفاع این پشتهها با زمینهای اطراف، حتی تا ۱۵۰ متر نیز میرسد (شکلهای ۳ و ۵). برای مقایسه میتوان گفت که ارتفاع معروفترین پشتههای تراورتن تیپ شکاف – پشته در دنیا مانند Bridgeport واقع در کالیفرنیای آمریکا ، Balkayasi و Serre در غرب ترکیه (Hancock et al., 1999) و (Ford and Pedley, 1996; Brogi and ا



شکل ۳. عکس هوایی مجموعه قزل داغ که با DEM تلفیق شده است (نگاه به سمت شمال غرب). در این تصویر سه بعدی، پشتهها و شکافهای مرکزی با پیکان سیاه نشان داده شدهاند.

از: محیط رسوبی پشته و محیط رسوبی فرونشست آ. محیط رسوبی پشته در طرفین شکاف مرکزی قرار دارد Özkul et (Özkul et). ارتفاع گرفتن مجموعه پشته باعث می شود که تراور تن به صورت لایههای شیب دار رسوب کند. اگر دبی آب خارج شده از شکاف یا چشمه زیاد باشد، در اینصورت تمامی آب در محیط رسوبی پشته تبخیر نمی شود و مابقی در بخش های پست تر جمع شده و محیط رسوبی فرونشست را تشکیل می دهند. همچنین بر خلاف نهشتههای تراورتن در محیط پشته که شیب دار هستند، لایههای تراورتن در محیط فرونشست به صورت افقی رسوب می کنند (Özkul et al., 2002).

در منطقه مورد مطالعه، پشتههای تراورتن در دو بخش تجمع بیشتری دارند. یکی از این محدودهها کوه قزل داغ است که در شمال منطقه مورد مطالعه و باختر شهر آذرشهر قرار دارد (شکلهای ۱ و ۴) و در این نوشتار تحت عنوان مجموعه قزل داغ آمده است. محدوده دیگر در جنوب منطقه مورد مطالعه و شمال روستای داشکسن (شکلهای او ۵) قرار دارد که در این نوشتار تحت عنوان مجموعه داشکسن آمده است.

کینماتیک شکافهای مرکزی

شکافهایی که در مرکز پشتهها قرار دارند با تراورتنهای نواری پرشده و در واقع تبدیل به رگه شدهاند. تراورتنهای نواری از بلورهای فیبری کربنات کلسیم و عمدتا آراگونیت (بر اساس مطالعات پتروگرافی) تشکیل شدهاند. فیبرهای آراگونیت در جهت عمود بر دیواره رگه رشد کرده اند. رگههای فیبری تراورتن از نوع رگههای هم محور^۳ هستند.

شکل گیری این رگهها تقریبا مشابه فرایند ترک – پرشدن می باشد که (1980) Ramsay برای تشکیل رگههای فیبری پیشنهاد کرده است. در پشتههای فعال و جدید، در سطح زمین عرض شکافها در حد چند میلیمتر است. ولیکن استخراج گسترده راورتن به عنوان سنگ تزئینی، موجب رخنمون یافتن قسمتهای مختلف نهشتههای تراورتن از جمله پشتهها، شکافهای مرکزی و تراورتنهای لایهای افقی شده است. علاوه بر فعالیتهای معدنی، فرایند فرسایش نیز موجب تخریب بخشهای فوقانی و جوانتر نهشتههای تراورتن شده و در نتیجه تراورتنهای نواری در ترازهای مختلف رخنمون یافته است. در پشتههای جوان



شکل ۴. بخش های مختلف یک مجموعه تیپ شکاف – پشته الف) تصویری از یک پشته (تپه خطی) در مجموعه قزل داغ، ب) نمایی نزدیک از مرکز پشته، ج) تراورتن های نواری یا رگههای syntaxial در مرکز پشته، د) تصویر میکروسکوپی از کریستال های فیبری مربوط به تراورتن های نواری.

^{1.} Ridge Depositional Environment

^{2.} Depression Depositional Environment

^{3.} Syntaxial

ساختار و نحوه تشکیل پشتههای تراورتن در...



شکل ۵. تصاویری از پشتهها و رگههای تراورتن در منطقه آذرشهر: الف) نمایی از یک پشته تراورتن در مجموعه داشکسن. ب) رخنمون تراورتنهای نواری (رگه) در سینه کار معدن قزل داغ. ج) تصویر یک پشته تراورتن در قزل داغ که تحت تاثیر فرسایش قرار گرفته و قسمت ضخیم تراورتنهای نواری در مرکز آن برونزد یافته است. ضخامت تقریبی رگه (تراورتنهای نواری) در این بخش تقریبا ۵۰ متر است.

لایهای نیز در اثر کشش مداوم گسیخته شده و با اتساع شکاف ایجاد شده، آبهای حاوی بیکربنات کلسیم از شکاف به سمت بالا آمده و نسل جدیدی از تراورتن را بر روی تراورتنهای قديمي تر رسوب ميدهند (شكل۶). همزمان با رسوب تراورتن در سطح زمین، به دلیل افت شدید فشار _{CO2}، در دیوارههای شکاف نیز تراورتن رسوب می کند که این فرایند باعث شکل گیری تراورتنهای نواری میشود. فرایند رسوب تراورتنهای نواری باعث میشود که شکاف به طور کامل پر و بسته شود. بنابراین ادامه فرایند رسوب تراورتن های نواری مستلزم گسترش و اتساع شکاف (رگه) در امتداد خط میانی است (شکل ۶). لذا با اتساع مجدد شکاف، نسل جدیدی از تراورتن در شکاف و پشته اطراف آن رسوب میکند. گسترش و اتساع مداوم و پیشرونده شکاف (رگه) باعث افزایش ارتفاع پشته و بزرگتر شدن آن می شود ولی در مورد رگه (تراورتنهای نواری) چون با افزایش عمق، رگه مراحل گسترش و اتساع بیشتری را تجربه کرده است، ضخامت بیشتری از تراورتن های نواری (فیبرهای آراگونیت و کلسیت) نیز در آن رسوب کردهاند. با توجه به این که فیبرها به موازات جهت طویل شدگی فزاینده رشد می کنند، میتوان از آنها برای ردیابی

که کمتر تحت تاثیر فرسایش قرار گرفتهاند، عرض شکافها در حد چند سانتیمتر است (شکل ۴–الف) ولی در پشتههای قدیمی عرض رگهها به چند متر میرسد. در معدن قزل داغ که در حاشیه یک پشته قدیمی قرار دارد، فرسایش و معدنکاری موجب رخنمون رگههایی با عرض تقریبی بیست متر شده است (شکل ۵ - ب). با افزایش قدمت، و در نتیجه افزایش تاثیر فرسایش، عرض رخنمون رگهها باز هم افزایش مییابد، به طوریکه در شمال باختر مجموعه قزل داغ، عرض رخمنون رگههای آراگونیت در یک پشته قدیمی فرسایش یافته به حدود پنجاه متر میرسد (شکل ۵- ج). این رخنمون مربوط به قسمتهای قاعده پشته است که پی سنگ کنگلومرایی تراورتنها نیز در اطراف رگهها رخنمون یافته است. این مشاهدات نشان میدهند که ضخامت شکافهای پرشده با تراورتنهای نواری با افزایش عمق بیشتر میشود به طوریکه ضخامت در راس پشته تقریبا صفر بوده و در قاعده پشته به حداکثر می رسد. شکل گیری این مجموعه بدین ترتیب است که در مرحله اول، گسیختگی و اتساع شکاف در پی سنگ تراورتن ها رخ می دهد و در پی آن مجموعه ای از تراورتن های لايهاي بر روى سطح زمين رسوب ميكند. سپس مجموعه تراورتن



شکل ۶. تصویر نمایشی از مراحل شکل گیری یک پشته تراورتن و شکاف (رگه) مرکزی.

تاريخچه واتنش در منطقه استفاده نمود.

در رگههایی که در مرکز پشتهها قرار دارند، فیبرهای آراگونیت در تمامی مراحل گسترش و رشد خود، عمود بر دیوارهها رشد کردهاند، بنابراین جهت گسترش رگهها در جهت عمود بر دیواره بوده است. همچنین در بررسیهای صحرایی، هیچ مولفه شیب لغزی در رگهها، شکافهای فعال و سایر سیستمهای شکستگی شناسایی نشده است. لذا این شکافها از نوع شکستگیهای کششی I Mode می اشند. با توجه به این که فرایند رسوبگذاری تراورتن در حال حاضر نیز در چشمههای خطی فعال در بخشهایی از منطقه مانند قزل داغ (شکل ۷-ب) و داشکسن (شکل ۷- الف) ادامه دارد، می توان از این شکافها برای بهدست آوردن جهت محورهای کشش افقی در بازه زمانی آغاز نهشت تراورتن تا عهد حاضر استفاده نمود.

فعالیت چشمههای خطی، شاهدی بر فعال بودن حرکات کششی در منطقه است. میزان فعالیت و آبدهی این چشمهها تابعی از میزان بارندگی فصلی بوده است. در فصولی که میزان بارندگی زیاد است، میزان آبدهی چشمهها و در نتیجه رسوبگذاری تراورتن بیشتر ولی در فصول خشک، فعالیت چشمهها تقریبا متوقف میشود. این پدیده نشاندهنده تاثیر فرایندهای جوی و میزان بارندگی بر نرخ نهشت تراورتن میباشد. البته لازم به توضیح است که میزان آبدهی چشمهها به عوامل دیگری مانند برداشت آب از چاههای مجاور نیز ارتباط دارد. بر اساس اطلاعات حاصل از سازمان آب منطقهای استان آذربایجان شرقی، در محدوده مورد مطالعه در حدود ۱۰۰۰ حلقه چاه مورد بهرهبرداری قراردارد که برداشت از آنها تاثیر زیادی بر آبدهی چشمهها دارد.

با وجود توقف آبدهی چشمههای خطی، حرکات کششی در امتداد شکافهای مرکزی ادامه یافته است. شواهد مربوط به این حرکات به دو صورت در منطقه قابل مشاهده است. نخست شکافهایی که در آنها حرکات کششی موجب بازشدگی آشکار در امتداد آنها شده است. میزان باز شدگی در این شکافهای از چند میلیمتر تا چند متر متغیر است. طول این شکافهای فعال از چند متر تا ۲۰۰ متر میرسد که حداکثر میزان بازشدگی در

بخشهای میانی آنها بوده که بعضا به چندین متر نیز می سد (شکل ۸). نوع دیگری از عوارض که نشاندهنده حرکات کششی فعال است، ایجاد فرونشست در راس پشتهها می باشد. این عوارض که بیشتر در بخشهای شمالی منطقه مانند مجموعه قزل داغ و باختر و جنوب باختر روستای دستجرد قابل شناسایی هستند، در نتیجه باز شدگی ناشی از حرکات کششی فعال ایجاد شده اند. بدین صورت که به محض باز شدن شکاف، خاکهای سطحی و مقداری از سنگهای دیواره خرد شده به داخل شکاف ریخته اند. این فرایند علاوه بر پرشدن شکاف با قطعات تخریبی، موجب ایجاد فرونشست در سطح زمین شده است. طول این عوارض بین آنها بوده که حداکثر به ۱/۵ متر می رسد (شکل ۹).

حرکات کششی و اتساع شکافها منحصر به پشتههای تراورتن و شکافهای مرکزی نمی باشد. شواهد این حرکات در لایههای تراورتن افقی نیز قابل شناسایی میباشند. از جمله در معدن تراورتن سنگاب (سردارآباد) که تناوب لایههای تراورتن قرمز و لايههاي سفيد اسيلوتم' توسط درزههاي كششي كه عمدتا قائم بوده و یا شیب تند دارند، قطع شده اند. به همراه و موازات این درزههای کششی، مجموعهای از دایکهای رسوبی دیده می شوند که تمامی لایههای تراورتن و اسپلوتم را قطع کرده اند (شکل ۱۰). مواد تشکیل دهنده این دایکها عمدتا شامل رس به رنگ قهوهای روشن و سبز مایل به خاکستری است. بر اساس آزمایشات مکانیک خاک انجام یافته بر روی چهار نمونه انتخابی، PI این مصالح بین ۲۵ و ۳۰ می باشد که نشاندهنده خاصیت خمیری بالای آنها است. این مواد به طور مشخصی از نظر ترکیب و رنگ با لایههای تراورتن مجاور تفاوت دارند و در نتیجه نمی توانند از تخریب لایههای تراورتن که در بالا و دیواره دایک قرار دارند منشا گرفته باشند. منشا مواد رسی تشکیل دهنده این دایکها را میتوان در پی سنگ لایههای تراورتن جستجو نمود. لایههای تراورتن قرمز به صورت ناپیوسته بر روی واحدهای مارن و گلسنگ به رنگ سبز مایل به خاکستری رسوب کرده اند که این واحدها به خوبی در اطراف معدن سنگاب رخنمون یافتهاند (شکل۱۰-ج). در اثر





1. Speleothem

ساختار و نحوه تشکیل پشتههای تراورتن در...



شکل ۸ نمونههایی از شکستگیهای کششی فعال در مجموعه قزل داغ.



شکل ۹. الف) عکس هوایی از جنوب مجموعه قزل داغ که در آن فرونشستهای ناشی از حرکات کششی مشهود هستند. پیکانهای سفیدرنگ نشاندهنده جهت کشش فعال میباشند. ب) یکی از فرونشستهای کششی در جنوب مجموعه قزل داغ (فردی که در تصویر دیده می شود، به عنوان مقیاس میباشد).



شکل۱۰. الف) نمایی از سینه کار معدن سنگاب آذرشهر (سردارآباد) که در آن محل دایکهای رسوبی با خطوط خط چین سفید نشان داده شده است. ب) نمایی نزدیک از یک دایک رسوبی. مواد رسی (سبز رنگ) تناوبی از لایههای تراورتن (قرمز) و اسپلوتم (سفید) را قطع کردهاند. ج) رخنمون پی سنگ مارن و رسی لایههای تراورتن در بخشهای جنوبی معدن سنگاب.

تداوم حرکات کششی، میزان بازشدگی درزهها افزایش یافته است. در این حال فشار ناشی از وزن طبقات تراورتن بر لایههای مارن و گلسنگ که احتمالا اشباع از آب بوده و حالت کاملا خمیری داشته اند، اعمال شده و باعث شده این مواد مانند سیال عمل کرده و به داخل شکستگیهای کششی نفوذ کنند (شکل ۱۱).

آرایش شکافها و شکستگیهای کششی در بخشهای مختلف منطقه متفاوت است (شکل ۱۲). همچنین جهت محورهای کشش نیز که با استفاده از شکافها و سایر شکستگیهای کششی بدست آمده آشفته به نظر می رسد. شکل ۱۳ نقشه ای را نشان می دهد که در آن جهت کشش بدست آمده از پشتهها و شکافها در منطقه مورد مطالعه نشان داده شده است. جهت کشش بهدست آمده از پشتهها هیچ الگوی مشخص و منظمی نشان نمی دهد و در واقع پیانگر یک میدان آشفته تنش در منطقه می باشند. همچنین این الگو بیانگر یک میدان آشفته تنش در منطقه می باشند. همچنین این الگو بازه زمانی بین پلیوسن تا عهد حاضر که بین عمومی در منطقه، در می باشد، نشان نمی دهد (تقی پور، ۱۳۸۳ ی 2004 تا N10W می باشد، نشان نمی دهد (تقی پور، ۲۳۸۳ ی 2004) Vernant et al., 2004; Vernant and Chery, 2006; Trifonov .(et al., 1999).

ارتباط شکستگیهای کششی با گسلهای منطقه

مطالعات انجام يافته توسط محققين مختلف نشأن مىدهد كه

بیشتر شکاف – پشتهها در امتداد شکستگیهای بزرگ پوستهای مرتبط با مناطق کششی گسل های نرمال و یا محل پله شدگی گسل،های امتدادلغز یا مورب لغز شکل گرفتهاند Hancock et) al., 1999; Atabey, 2002; Altunel, 2005). زيرا در اين مناطق، سيالات فشار بالاي هيدروترمال ميتوانند به سمت بالا صعود کنند. در منطقه مورد مطالعه، بهترین ارتباط بین پشتههای تراورتن و گسل های مجاور را می توان در مجموعه داشکسن مشاهده نمود (شکل ۱۴). در جنوب خاور مجموعه تراورتن داشکسن، گسلی قرار دارد که شواهد مورفوتکتونیکی از جمله انحراف آبراههها در طول این گسل، موید حرکات جوان از نوع امتدادلغز راستگرد بر روی آن است(شکل ۱۴). با استفاده از این شاخص حداکثر میزان جابجایی بر روی این گسل نزدیک به ۲۰۰ متر تعیین شده است. انتهای جنوب خاوری این گسل به گسل شمال مراغه میرسد، و انتهای شمال باختری آن در مجاورت مجموعه تراورتن داشکسن به دو شاخه تقسیم می شود. یکی از شاخه ها با روند گسل اصلی در شمال مجموعه داشكسن پايان مييابد. شاخه ديگر، جنوب مجموعه داشکسن را محدود میکند. در شمال باختر مجموعه تراورتن داشکسن، یک گسل با آرایش پلکانی نسبت به گسل داشکسن و با همان روند شناسایی گردید که موجب گسیختگی آبرفتهای جوان و نهشتههای تراورتن مجموعه داشکسن شده است. نوع جابجایی بر روی این گسل شناخته شده نیست ولیکن



شکل ۱۱. تصویر نمایشی، مراحل ایجاد دایکهای رسوبی را نشان میدهد. A) تشکیل لایههای تراورتن (قرمز) و اسپلوتم (سفید) بر روی پیسنگ مارنی و رسی (سبز). B) قرار گرفتن مجموعه تحت تاثیر کشش و ایجاد درزههای کششی. C) وارد شدن وزن لایههای تراورتن بر روی لایههای رس و تزریق مواد رسی به داخل شکستگیهای کششی.



شکل ۱۲. رزدیاگرام شکافهای مرکزی و شکستگیهای کششی در منطقه مورد مطالعه. A) شکافهای مرکزی مجموعه قزل داغ. B) شکافهای مرکزی مجموعه داشکسن. C) شکافهای مرکزی در مرکز منطقه (کلوانق و سنگاب). D) چشمههای خطی فعال در مجموعه قزل داغ. E) چشمههای خطی فعال در مجموعه داشکسن. F) شکستگیهای کششی فعال در مجموعه قزل داغ. G) شکستگیهای کششی فعال در جنوب روستای دستجرد. H) دایکهای رسوبی در معادن سنگاب.



شکل۱۳. نقشه محورهای کشش موضعی در منطقه مورد مطالعه که با استفاده از پشتهها و شکستگیهای کششی، تهیه شده است.

به دلیل هم راستا بودن با گسل داشکسن – بوکت، احتمال دارد این گسل نیز دارای حرکات امتدادلغز راستگرد باشد. این آرایش گسلهای امتدادلغز، یک منطقه کششی ایجاد میکند که در تراکشش ناشی از آن، شکستگیهای کششی و در ادامه پشتههای تراورتن ایجاد شده است.

در باختر مجموعه داشکسن و در دشت مجاور دریاچه ارومیه، ادامه گسل شمال باختر داشکسن قابل پیگیری است. با پردازش تصاویر ماهواره ASTER، به موازات این گسل مجموعهای از گسلها با روند NW-SE نیز شناسایی شده است. این گسلها که

در نقشهها و گزارشهای زمین شناسی به آنها اشاره نشده، موجب گسیختگی آبرفتهای عهد حاضر شدهاند و اغلب می توان حرکات امتدادلغز راستگرد جوان را بر روی آنها شناسایی کرد (شکل (۱۵). همانند وضعیتی که در مجموعه داشکسن دیده می شود، این گسلها نیز با عبور از نهشتههای تراورتن، با آرایش پلکانی، در خاور مجموعههای تراورتن نیز قابل پیگیری هستند. رز دیاگرام گسلها و خطوارههای منطقه نشان می دهد که روند عمده گسلها در شمال منطقه مورد مطالعه N120E تا N140E و در بخشهای مرکزی و جنوبی N120E تا N160E است (شکل ۱۶).

1. Releasing step-over

^{2.} Transtension

كريم تقى پور و محمد محجل



شکل ۱۴. گسلهای امتدادلغز در مجموعه داشکسن: الف) تصویر ماهواره ASTER (باندهای ۱-۳-۶) از مجموعه داشکسن که در آن گسلهای پیرامون نشان داده شده است. ب) عکس هوایی از خاور مجموعه داشکسن که نشاندهنده حرکات امتدادلغز راستگرد بر روی گسل داشکسن میباشد.



شکل۱۵. شواهد حرکات امتدادلغز راستگرد در گسلهای پیرامون نهشتههای تراورتن، الف) تصویرباند ۵ ماهواره ASTER از بخشهای خاوری منطقه مورد مطالعه و دشت مجاور دریاچه ارومیه که فیلترهای جهتدار برای بارزسازی خطوارهها بر روی آن اعمال شده است. ب) تصویرترکیبی ماهواره ASTER (باندهای ۱–۳–۶) از بخشهای خاوری منطقه مورد مطالعه و دشت مجاور دریاچه ارومیه.



شکل ۱۶. رزدیاگرام گسل ها و خطواره های عمده در منطقه مورد مطالعه: A) گسل های شمال منطقه B) گسل های بخش مرکزی C)گسل های جنوب منطقه.

بر خلاف مجموعه داشکسن که ارتباط بین گسل ها و پشتههای تراورتن در آن به خوبی قابل مشاهده است، در شمال منطقه مورد مطالعه، یعنی مجموعه قزل داغ، به دلیل احاطه شدن با پوشش وسیع گیاهی و ساخت و ساز شهری، این ارتباط را نمی توان تشخیص داد. با در نظر گرفتن ارتباط بین گسل ها و پشتههای تراورتن در مجموعه داشکسن و سایر مجموعهها در بخش های مرکزی، می توان شکل گیری مجموعه قزل داغ را نیز در ارتباط با همپوشانی گسل های امتدادلغز مجاور آن دانست. به خصوص این که هندسه لوزی شکل مجموعه قزل داغ نیز با هندسه پهنههای

همپوشانی گسلهای امتدادلغز شباهت کامل دارد. با توجه به اینکه روند گسلهای موجود در نواحی اطراف مجموعه قزل داغ تقریبا N120E میباشد (شکل ۱۶)، میتوان آرایش پیشنهادی در شکل ۱۷ را برای گسلهای امتدادلغزی که موجب شکل گیری مجموعه قزل داغ شده اند، در نظر گرفت.

قرار گرفتن در پهنه همپوشانی گسلهای امتدادلغز به خوبی می تواند آشفتگی میدان تنش در مجموعه پشتههای تراورتن را توجیه کند. میدان تنش در پهنههای همپوشانی گسلها با میدان تنش در سرزمینهای اطراف آنها متفاوت است. نتایج حاصل از مطالعات



شکل ۱۷. تصویر ترکیبی ماهواره ASTER (باندهای ۱–۳–۶) ازمجموعه قزل داغ (بخشهای شمالی منطقه مورد مطالعه). با توجه به پوشش گیاهی و غیرقابل تشخیص بودن گسلهای مجاور پشتههای تراورتن، آرایش و جهت گیری احتمالی گسلهای مجاور پشتهها با خطوط سفید پیشنهاد شده است.

محققین متعدد نشان می دهد که در انتهای گسل های امتدادلغز و نیز در داخل پهنههای همپوشانی آنها، تنش های ناحیهای به طور موضعی آشفته می شوند Segall and Pollard, 1980 و Burgmann (and Pollard, 1994). البته لازم به ذکر است که در محل همپوشانی گسل های امتدادلغز و تراکشش ناشی از آن، شکستگی ها از نوع مسل های امتدادلغز و تراکشش ناشی از آن، شکستگی ها از نوع منجر به تشکیل یک حوضه رسوبی کششی می شود ولیکن در منطقه مورد مطالعه، فشار بالای سیالات موجود در پی سنگ موجب شده است که به جای شکستگی های برشی و گسل های نرمال، عمدتا شکستگی های کششی مولفه برشی ایجاد شوند.

تاثیر عوامل ساختاری بر رنگ نهشتههای تراورتن

گسل ها و سیستم های شکستگی، مسیرهای مناسبی برای عبور و هدایت سیالات جوی و هیدرو تر مال هستند ;Gabrielovetal.,2007). از نظر هیدرو ژئولو ژیکی می توان گسل ها (Gud: می توان گسل ها (Gud: می تعسیم کرد -Gud). از نظر هیدرو ژئولو ژیکی می توان گسل ها (Gud: می دو بخش هسته و پهنه آسیب دیده' تقسیم کرد -Gud) (Gud: مسته گسل باعث افزایش نفوذپذیری می شود. از آنجا که جنس سنگ میزبان در منطقه (خاور و جنوب خاور نهشتههای جنس سنگ میزبان در منطقه (خاور و جنوب خاور نهشتههای می شود. فرایند انحلال، نفوذپذیری سنگهای کاتاکلاستی را شدن و خردشدگی موجب تشدید انحلال و کارستی شدن آن ها می شود. فرایند انحلال، نفوذپذیری سنگهای کاتاکلاستی را می موجب تشدید انتقال سیال در پهنههای آسیب دیده نیز از طریق شبکه متراکمی از شکستگی ها صورت می گیرد. محلول های 20 – CO جوی از سطح زمین به لایههای کربناته دارای شکستگی نفوذ می کنند (Billi et al., 2007). شکستگی ها

محلولها هستند. ویژگیهای اسیدی چنین محلولهایی باعث انحلال در این پهنهها شده و موجب بالا رفتن نفوذپذیری می شود (Caine et al., 1996).

در منطقه مورد مطالعه آرایش گسل.های امتدادلغز در راستای NW-SE، باعث زهکشی آبهای جوی دراین راستا شده است (شکل ۱۸ و ۲۳). آبهای جوی که از ارتفاعات منطقه به خصوص مجموعه سهند منشا گرفته و از يون بيكربنات اشباع هستند، در مسير خود با سیالات گرمابی ناشی از فعالیتهای آتشفشانی مخلوط می شوند. برهم کنش بین آبهای جوی و آتشفشانی در ترازهای عميق باعث تشديد هوازدگي انحلالي و كارستزايي مي شود (Romanov et al., 2003; Billi et al., 2007). وجود حفرات کارستی متعدد در جنوب منطقه مورد مطالعه، از جمله شیرامین (شکل ۱)، شاهدی بر این مدعا است. علت این امر افزایش محتوای گاز CO₂ سیالات است که تحت فشارهای زیاد اعماق زمین با آبهای زیرزمینی ترکیب شده و اسیدیته آنها را افزایش میدهند. اختلاط آبهای جوی با سیالات گرمابی و آتشفشانی، علاوه بر افزایش فشار CO، باعث اضافه شدن یون های +Fe² به آبهای زیرزمینی می شود. پس از رسیدن سیالات به سطح زمین و آزاد شدن گاز pH , CO محيط افزايش مييابد. همچنين در نتيجه تماس سيالات با جو زمين، أهن فرو محلول به أهن فريک غیر محلول تبدیل می شود. آهن فریک نامحلول به شکل های گوناگون مانند ليمونيت و هماتيت متبلور مي شود. تشكيل کانی های هماتیت و لیمونیت همراه با نهشت تراورتن موجب رنگین شدن لایههای تراورتن می گردد. مطالعه مغزههای حفاری در معدن کلوانق نیز موید این پدیده میباشد. در هنگام بررسی این مغزهها، در بین لایههای مختلف تراروتن، لایههای توف و سنگهای آذرآواری نیز مشاهده گردید که نشاندهنده همزمانی رسوبگذاری تراورتن و فعالیتهای آتشفشانی در منطقه میباشد

كريم تقى پور و محمد محجل



شکل۱۸. موزاییک تصاویر باند ۳ ماهواره ASTER که گسلها و خطوارههای عمده منطقه بر روی آن پیاده شده است. محدوده تراورتنهای رنگین (عمدتا قرمز) با فیلتر قرمز رنگ و محدوده تراورتنهای کرم و خاکستری با فیلتر آبی مشخص شده است. پیکانهای آبی نشاندهنده مسیر جریان قدیمه آبهای زیر زمینی میباشند که توسط گسلها هدایت میشوند. پیکانهای قرمز نشاندهنده مسیر جریان قدیمه آبهای زیرزمینی هستند که با سیالات هیدروترمال مخلوط شده اند.

(شکل ۱۹). نکته قابل توجه دیگر، ارتباط بین فعالیتهای آتشفشانی و روند گسلهای امتدادلغز می باشد. همان طور که در شکلهای ۱۳ و ۱۸ دیده می شود، پراکنش قلههای آتشفشانی به سن پلیوسن – کواترنر، همبستگی مشخصی با روند گسلهای امتدادلغز منطقه دارد. این موضوع فقط در مورد بخشهای شمالی منطقه صادق است. یعنی مناطقی مانند مجموعه قزل داغ، معادن سنگاب و محدوده معدنی کلوانق (شکلهای ۱۳ و ۱۸)، که در مسیر گسلهایی قرار گرفتهاند که آبهای هدایت شده توسط آنها با سیالات هیدروترمال مخلوط شده و موجب رسوب تراورتنهای قرمز و گاهی لیمویی شده است. ولی در بخشهای

جنوبی منطقه مانند مجموعه داشکسن (شکلهای ۱۳ و ۱۸) که در آن هیچ فعالیت ماگمایی و آتشفشانی در مسیر گسلها وجود ندارد، تنها تراورتنهای سفید و کرم رنگ رسوب کردهاند.

پشتههای تراورتن و آهنگ لرزهخیزی منطقه

محققین مختلف، عامل حرکت و زهکشی آبهای جوی در پهنههای گسلی و رسوب تراورتن در شکافها را در ارتباط با اتساع آنی شکافها در اثر زلزله و گسلش میدانند ,Muir-Wood) (1993; Uysal et al., 2007). همچنین حرکت سیالات و آبهای جوی در پهنههای گسلی، خود باعث افزایش فشار منفذی و



شکل ۱۹. شکل سه بعدی که از انطباق نتایج حاصل از گمانههای حفاری شده در معدن تراورتن کلوانق به دست آمده است. رنگهای قرمز، زرد و سفید نشاندهنده لایههای تراورتن با همان رنگ میباشند. رنگ سبز نشاندهنده پیسنگ مارنی نهشتههای تراورتن و رنگ آبی تیره نیز نشاندهنده میانلایههای توف و آذرآواری میباشد.

کاهش اصطکاک و در نتیجه لغزش گسل در این پهنهها می شود (Hickman et al., 1995). ارتباط بین شکافها و فعالیتهای لرزهای باعث شده که برخی از محققین با استفاده از سنیابی تراورتنهای نواری که در شکافها رسوب کردهاند، اقدام به تخمین سن رویدادهای لرزهای قدیمی و تعیین آهنگ لرزه خیزی نمایند (Uysal et al., 2007). بررسی روند رسوبگذاری تراورتن شکافها و پشتههای اطراف آنها نشان می دهد که فرآیند اتساع شکافها و رسوب تراورتن عمدتا به صورت مداوم و پیوسته بوده است. نبود رسوبات تخریبی و واریزههای سطحی و همچنین پر شدن شکافها با فیبرهای آراگونیت که به صورت هم محور



رشد کردهاند، نشاندهنده این موضوع است. ولیکن شواهد حاکی از آن است که در بعضی مراحل، جریان آب در شکافها قطع شده است. با قطع جریان آب در شکافها، رسوبگذاری تراورتن متوقف شده و پشتهها و مجموعههای تراورتن تحت تاثیر هوازدگی و فرسایش قرار گرفتهاند که نتیجه آن تخریب بخش های فرقانی پشتههای تراورتن، رخنمون بخشهای تحتانی و عریض رگهها و تشکیل واریزه^۲ و افقهای خاک قدیمه برجا بوده است (شکل ۲۰).

همزمان با هوازدگی فیزیکی و تشکیل واریزه و خاک برجا در سطح زمین، بر اثر نفوذ آبهای جوی، لایههای تراورتن که



شکل ۲۰. تصاویری از نهشتههای تراورتن در منطقه مورد مطالعه که نشاندهنده توقف و آغاز مجدد نهشت تراورتن میباشد. الف) افق خاک قدیمه (پیکانهای قرمز) در بین لایههای تراورتن در شمال مجموعه قزل داغ. ب) ناپیوستگی زاویهدار (پیکانهای زرد) در نهشتههای تراورتن مجموعه داشکسن که نشاندهنده فرسایش نهشتهها در اثر توقف رسوبگذاری تراورتن و آغاز مجدد رسوبگذاری نسل جدید تراورتن میباشد.

^{1.} Terrestrial

^{2.} Paleosoils



شکل ۲۱. نمونه ای از نهشتههای اسپلوتم (سفید) که بهطور ثانویه در بین لایههای افقی تراورتن (قهوهای روشن) در جنوب مجموعه داشکسن رسوب کردهاند.

میباشند. این پدیده در معادن سنگاب و کلوانق به خوبی دیده میشود (شکل ۲۱).

رسوبگذاری مجدد تراورتن مستلزم ایجاد کشش و اتساع شکاف و جریان مجدد آب در شکافها بوده است. خرد شدگی و تخریب سنگهای دیواره بعضی از شکافها و پرشدن آنها با واریزهها و رسوبات تخریبی که توسط کلسیت سیمانی شده اند، نشاندهنده اتساع وکشش به صورت سریع و آنی میباشد (شکلهای ۹ ۹ و ۲۲). با جریان مجدد سیالات در شکافها، نسل جدیدی از تراورتن بر روی خاک قدیمه و سطوح فرسایشی رسوب کرده و باعث ایجاد ناپیوستگیهای موازی و زاویهدار شده است (شکل ۲۰). با در نظر گرفتن ارتباط بین شکافها و فعالیتهای لرزهای، وضعیت رگهها و شکافهای مرکزی

قبلا رسوب کردهاند، تحت تاثیر هواردگی انحلالی قرار می گیرند. مستعدترین بخشها برای هواردگی انحلالی، محل انفصال بین لایههای مختلف تراورتن می باشد، بنابراین بیشتر حفرههای کارستی نیز از لایهبندیها تبعیت میکنند. در ادامه با جریان آبهای جوی فروروی اشباع از بیکربنات کلسیم در حفرات کارستی، نسل جدیدی از تراورتن که اسپلوتم نامیده می شود در رسوبی پشته) که لایههای تراورتن شیبدار هستند، حفرههای کارستی نیز به تبعیت از لایهبندی تراورتن، شیبدار هستند. این وضعیت بیشتر در مجموعه قزل داغ و مجموعه داشکسن دیده می شود. ولی در محیط رسوبی فرونشست که لایههای تراورتن تقریبا افقی هستند، حفرههای کارستی ایجاد شده نیز افتی



شکل ۲۲. تراورتنهای نواری (V)، تراورتنهای لایهای قرمز(T) و شکاف پرشده با رسوبات تخریبی (F) که در اثر استخراج در معدن قزل داغ برونزد یافته اند. دگرشکلی پیشرونده و فعال باعث ایجاد شکستگی کششی در رسوبات تخریبی (سمت چپ تصویر) نیز شده است.



شکل ۲۳. شکل شماتیک سه بعدی که مراحل تشکیل پشتههای تراورتن در آذرشهر را نشان میدهد. A) مرحله قبل از رسوبگذاری تراورتن. گسلهای پیسنگی در منطقه فعال نیستند و یا دارای حرکات امتدادلغز نمیباشند ولیکن احتمالا آتشفشانی فعال وجود دارد. B) با آغاز حرکت امتدادلغز گسلهای پیسنگی، شکافهای کششی در محل همپوشانی این گسلها ایجاد شده و سیالات به سمت آنها زهکش می شوند. C) با ادامه حرکات مداوم گسلها، سیالات جوی و هیدروترمال جدا شده از فعالیتهای آتشفشانی، در مسیر گسلها حرکت کرده و رسوبگذاری مداوم تراورتن، با عث ارتفاع گرفتن پشتههای تراورتن می شود.

ی تشکیل افقهای خاک، کارستزایی و نهشت اسپلوتم دیده می شود. توقف حرکت در پهنههای گسلی منطقه، موجب انباشت استرین در این پهنهها گردیده که در نتیجه زمین لرزههای ایجاد شده با شدت و بزرگی بیشتری رخ داده است. متعاقب وقوع این زمین لرزهها، حرکات کششی در شکافها نیز با شدت و سرعت بیشتری رخ داده است که اثرات آن علاوه بر رسوبگذاری مجدد تراورتن، به صورت تخریب دیواره شکافها و پر شدن آنها با رسوبات تخریبی دیده می شود.

در منطقه مورد مطالعه، نشاندهنده یک چرخه لرزهخیزی در منطقه می باشد که در آن لرزهخیزی با دوره های بازگشت کوتاه مدت و یا حرکت به صورت خزش در گسل های منطقه موجب رسوبگذاری مداوم در پشته ها و شکاف ها شده است. با توقف فعالیت های لرزه خیزی و یا توقف حرکت گسل ها به صورت خزش، حرکت سیالات در پهنه های گسلی و به تبع آن آبدهی چشمه ها و رسوبگذاری تراورتن نیز متوقف شده است. با توقف رسوبگذاری، نهشته های تراورتن تحت تاثیر فرسایش و هوازدگی فیزیکی و شیمیایی قرار گرفته اند که اثرات آن ها به صورت - Alavi, M., 1994. Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations. Tectonophysics, 229, 211-238.

- Altunel, E., 2005. Travertines: neotectonic indicators. In: Ozkul, M., Yagiz, S., Jones, B., (eds). Travertine, Proceedings of 1st International Symposium on Travertine, September 21-25. Denizli-Turkey, 120-127, Kozan Ofset, Ankara.

- Atabey, E., 2002. The formation of fissure-ridge type laminated travertine-tuff deposits microscopical chacteristics and diagenesis, Kirsehir, central Anatolia. Bulletin of the Mineral Research and Exploration, 123, 59–65.

- Bargar, K.E., 1978. Geology and thermal history of Mammoth Hot Springs, Yellowstone National Park. Bulletin of the United States Geological Survey, 1444, 1-55.

- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences, 18, 210–265.

- Billi, A., Valle, A., Brilli, M., Faccenna, C. and Funiciello, R., 2007. Fracture-controlled fluid circulation and dissolutional weathering in sinkhole-prone carbonate rocks from central Italy. Journal of Structural Geology, 29, 385-395.

- Boullier, A.M., Fujimoto, K., Ohtani, T., Roman-Ross, G., Lewin, E., Ito, H., Pezard, P. and Ildefonse, B., 2004. Textural evidence for recent co-seismic circulation of fluids in the Nojima fault zone, Awaji Island, Japan. Tectonophysics, 378, 165-181.

- Brogi, A. and Capezzuolli, E., 2009. Travertine deposition and faulting: the fault-related travertine fissureridge at Terme S. Giovanni, Rapolano Terme (Italy). International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch), 98, 931-947.

- Burgmann, R. and Pollard, D.D., 1994. Strain accommodation about strike-slip fault discontinuities in granitic rock under brittle to ductile conditions. Journal of Structural Geology, 16, 1655-1678.

- Caine, J.S., Evans, J.P. and Forster, C.B., 1996. Fault zone architecture and permeability structure. Geology, 24, 1025-1028.

- Chafetz, H.S. and Folk, R.L., 1984. Travertines: depositional morphology and the bacterially constructed constituents. Journal of Sedimentary Petrology, 54, 289-316.

- Copley, A. and Jackson, J., 2006. Active tectonics of

نتيجه گيري

نتایج حاصل از مطالعه نهشتههای تراورتن در منطقه آذرشهر نشان می دهد که بین این نهشتهها و پهنههای گسلی فعال ارتباط مشخصی وجود دارد. بررسی نهشتههای تراورتن آذرشهر و آرایش شکافهای (رگههای) مرکزی پشتههای تراورتن نسبت به گسلهای پیرامون آنها نشان می دهد که این نهشتهها در تراکشش ناشی از همپوشانی رهایی^۱ گسلهای امتدادلغز مجاور خود ایجاد شده اند. این ارتباط در مجموعه داشکسن به خوبی نمایان است. وجود چشمههای خطی فعال در راس پشتهها و نیز شکستگیهای کششی فعال نشان می دهد که تراکشش ناشی از همپوشانی گسلهای امتدادلغز درحال حاضر نیز فعال می باشد. حرکت این گسلها همانند سایر گسلهای امتدادلغز شمال باختر ایران که روند NW-SE دارند، از نوع راستالغز راستبر می باشد.

در منطقه مورد مطالعه، پر شدن شکافهای مرکزی پشتهها با فيبرهاي آراگونيت که به صورت هم محور و اغلب پيوسته رشد کردهاند، نشان میدهد که حرکت سیالات در یهنههای گسلی و در نتیجه فعالیت پهنههای گسلی نیز بطور پیوسته بوده است. ولیکن بررسی روند رسوبگذاری تراورتن در منطقه نشان میدهد که این فرایند در طول زمان پیوسته نبوده است. شواهدی مانند انواع ناپیوستگیها، خاکهای قدیمه و گسترش حفرات کارستی نشاندهنده دورههای متعدد توقف و آغاز رسوبگذاری تراورتن می باشد. با در نظر گرفتن ماهیت تکتونیکی نهشته های تراورتن، احتمال دارد که دورههای متناوب رسوبگذاری تراورتن، در ارتباط باتوقف فعالیت گسل ها و در نتیجه توقف حرکت سیالات و رسوبگذاری تراورتن باشد. فعالیت مجدد یهنههای گسلی موجب باز شدن شکافهای پرشده و جریان سیالات هیدروترمال و در نتیجه رسوبگذاری نسل های جدید تراورتن شده است. با توجه به اینکه روند گسل های منطقه عمدتا NW-SE میباشد، زهکشی و هدایت سیالات جوی نیز در این روند بوده است. این جهت گیری و ارتباط آنها با فعالیتهای آتشفشانی منطقه، باعث جدایش مشخص نهشتههای تراورتن با رنگهای مختلف شده است.

منابع

– آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۰۷.

- تقی پور، ک.، ۱۳۸۳. بررسی گسل شمال تبریز (در فاصله بین تبریز و بستانآباد). پایاننامه کارشناسی ارشد. دانشگاه تبریز، ۹۸. - تقی پور، ک. و عباسی، م.ر.، ۱۳۸۴. تراویتونیک: کاربرد نهشتههای تراورتن در تکتونیک فعال. بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

– معین وزیری، ح. و امین سبحانی، ا. ۱۳۵۶. سهند از نظر ولکانولوژی و ولکانوسدیمانتولوژی، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ۲۸۰ .

^{1.} Releasing

the Turkish-Iranian Plateau. Tectonics, 25, 1-19.

- Ford, T.D. and Pedley, H.M., 1996. A review of tuff and travertine deposits of the world. Earth Science Review, 41, 117–175.

- Gabrielov, A.M., Keilis-Borok, V.I., Pinsky, V., Podvigin, O.M., Shapira, A. and Zheligovsky, V.A., 2007. Fluids migration and dynamics of blocks-and-faults system. Tectonophysics, 429, 229-251.

- Gudmundsson, A., Berg, S.S., Lyslo, K.B. and Skurtveit, E., 2001. Fracture networks and fluid transport in active fault zones. Journal of Structural Geology, 23, 343-353.

- Guo, L. and Riding, R., 1998. Hot-spring travertine facies and sequences, late Pleistocene, Rapolano Terme, Italy. Sedimentology, 45, 163-180.

- Hancock, P.L., Chalmers, R.M.L., Altunel, E. and Çakir, Z., 1999. Travitonics: using travertines in active fault studies. Journal of Structural Geology, 21, 903-916.

- Hickman, S., Sibson, R.H. and Bruhn, R., 1995. Introduction to special section: mechanical involvement of fluids in faulting. Journal of Geophysics Research, 100, 12831-12840.

- Jackson, J., 1992. Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and the Caucasus, Journal of Geophysical Research, 97, 471–479.

- Jackson, J., Priestly, K., Allen, M. and Berberian, M., 2002. Active tectonics of the south caspian basin. Geophysical Journal International, 148, 214-245.

- Karakhanian, A.S., Trifonov, V.G., Philip, H., Avagyan, A., Hessami, K., Jamali, F., Bayraktutan, M.S., Bagdassarian, H., Arakelian, S., Davtian, V. and Adilkhanyan, A., 2004. Active faulting and natural hazards in Armenia, eastern Turkey and northwest Iran. Tectonophysics, 380, 189-219.

- Kheirkhah, M., Allen, M.B. and Emami, M., 2009. Quaternary syn-collision magmatism from the Iran/Turkey borderlands. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 182, 1-12.

- Muir-Wood, R., 1993. Neo-hydrotectonics. Zeitschrift Geomorphologie Supplementary, 94, 275-284.

- Masson, F., Djamour, Y., Van Grop, S., Chery, J., Tatar, M., Tavakoli, F., Nankali, H. and Vernant, P., 2006. Extension in NW Iran driven by the motion of the South Caspian Basin. Earth and Planetary Science Letters, 252, 180-188.

- Nogole Sadat, M.A.A., 1978. Les zones de decrochement et les virgations structurales en Iran. Consequences des resultants de la analyse struturale de la region de Qom. These Univ. Scientifique et medicate de Grenoble, 201.

- Özkul, M., Varol, B. and Alcicak, M.C., 2002. Depositional environments and petrography of Denizli travertines. Mineral Research Exploration Bulletin, 125, 13-29.

- Pentecost, A., Jones, B. and Renaut, W., 2003. What is a hot spring? Canadian Journal of Earth Sciences, 40, 1443–1446.

- Ramsay, J.G., 1980. The crack-seal mechanism of rock deformation. Nature, 284,135-139.

- Romanov, D., Gabrovsek, F. and Dreybrodt, W., 2003. The impact of hydrochemical boundary conditions on the evolution of limestone karst aquifers. Journal of Hydrology, 276, 240-253.

- Sanders, J.E. and Friedman, G.M., 1967. Origin and occurrence of limestones, In: Chilinger, G.V., Bissell, H.J., Fairbridge, R.W., (eds.) Carbonate rocks. Amsterdam, Elsevier, Development in Sedimentology, 9, 322.

- Segall, P. and Pollard, D.D., 1980. Mechanics of discontinuous faults. Journal of Geophysical Research, 85, 4337-4350.

- Shahrabi, M., Alavi Naini, M., Saidi, A. and Haghipour, A., 1985. Geological map of the Urumyieh in 1:250000 scale. Geological Survey of Iran.

- Trifonov, V.G., Vostrikof, G.A., Trifonov, R.V., Karakhanian, A.S. and Soblova, O.V., 1999. Recent geodynamic charactristics in the Arabian-Eurasian and Indian-Eurasian collision region by active fault data. Tectonophysics, 308, 119-131.

- Uysal, I.T., Feng, Y., Zhao, J., Altunel, E., Weathely, D., Kaeabacak, V., Cengiz, O., Golding, D., Lawrence, K. and Collerson, M., 2007. U-series dating and geochemical tracing of late Quaternary travertine in co-seismic fissures. Earth and Planetary Science Letters, 257, 450–462.

- Vernant, P. and Chery, J., 2006. Low fault friction in Iran implies localized deformation for the Arabia- Eurasia collision zone. Earth and Planetary Science Letters, 246, 197-206.

- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chery, J., 2004. Contemporary crustal deformation and plate kinematics

كريم تقى پور و محمد محجل

in Middle East constrained by GPS measurements in Iran and Northern Oman. Geophysical Journal International, 157, 381-398.

- Yanik, G., Uz, B. and Esenli, F., 2005. An example of the fissure-ridge type travertine occurrences: the Cambazli

travertine, Turgutly, west Anatolia. In: Ozkul, M., Yagiz, S. and Jones, B., (eds). Travertine, Proceedings of 1st International Symposium on Travertine, September, 21-25, 2005, Denizli-Turkey, 120-127, Kozan Ofset, Ankara.