

جایگاه تکتونیکی رخساره‌های رسوبی مجموعه پی سنگی حوضه کپه داغ

فرزین قائمی*

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

*پست الکترونیک: farzinmail@yahoo.com

تاریخ پذیرش: ۸۸/۵/۲۵

تاریخ دریافت: ۸۸/۲/۳۰

چکیده

واحدهای رسوبی آواری پالئوزوئیک تا تریاس پسین که در تنها رخنمون پی سنگی کپه داغ در ناحیه آق‌در بند دیده می‌شوند شامل سه بخش عمده است. ۱- رسوبات دگرگون شده پالئوزوئیک که بر اساس شواهد رسوبی بیشتر شامل رسوبات فلیشی بوده و در اعماق نسبتاً زیاد و توسط جریانهای توریدیتی در محیط شیب قاره‌ای نهشته شده‌اند. ۲- سازند قره قیطان که تشکیل دهنده بیشترین رخنمونهای سنگی در پنجره آق‌در بند است. اختصاصات رسوبی موجود در این سازند (کانالهای رودخانه‌ای، محیط رسوبی اکسیداسیونی قاره‌ای و پاراکنگلومرای فراوان)، نشانگر وجود جریانهای واریزه‌ای در مخروط افکنه‌ها و پهنه‌های طغیانی است. تمامی شواهد بیانگر این است که افقهای کنگلومرای سازند قره قیطان به ویژه در بخشهای شمالی پنجره آق‌در بند توسط رودخانه‌های بریده بریده (Braided stream) و در محیط نزدیک به منشأ (Proximal) و با جریان قدیمه از شمال به سمت جنوب نهشته شده‌اند. ذرات تشکیل دهنده کنگلومراها بیشتر از نوع گرانودیوریت تا تونالیت کالک آلکالن و قطعات آتشفشانی از نوع ریولیت تا داسیت کالک آلکالن با پتاسیم بالاست. آنالیز ژئوشیمیایی این قطعات مؤید منشأ "نوع I" و نشان دهنده وجود کمان ماگمایی است که در شمال این ناحیه و در زیر رسوبات جوان مدفون شده است. ۳- سازند سینا بیشتر شامل توالی شیل و ماسه سنگی است که توسط توریدیت‌های کلاسیک و در محیط شیب قاره نهشته شده‌اند. ماسه سنگهای موجود در سازندهای قره قیطان و سینا ترکیب لیتیک آرکوز تا فلدسپاتیک لیت آرنایت دارند که بیشتر از یک کمان تقسیم شده (Dissected arc) تا حد واسط منشأ گرفته‌اند. رسوبات آواری که در حد فاصل پالئوزوئیک میانی تا تریاس پسین در پی سنگی حوضه کپه داغ نهشته شده‌اند، حاصل رسوب‌گذاری در یک حوضه فورلندی هستند که در پیشانی کمان ماگمایی تشکیل شده است.

واژه‌های کلیدی: کپه داغ، آق‌در بند، سازند قره قیطان، سازند سینا، کمان ماگمایی، کالک آلکالن، حوضه فورلند.

مقدمه

گاوریلینسک، ۱۹۶۵؛ لیخارف، ۱۹۶۶؛ ولووسکی و همکاران، (۱۹۶۶)، ناحیه ترکمن باسی و ساختمان کوچک گنبدی قزل‌کایا در توارکیر (Tuarkyr) واقع در باختر ترکمنستان (گتانی و همکاران، ۱۹۹۸؛ لی‌مایر و همکاران، ۱۹۹۷ و ۱۹۹۸؛ گارزانتی و گتانی، ۲۰۰۲) و پنجره آق‌در بند در کپه داغ ایران می‌شود. ناحیه خاور خزر شامل دو

رخنمونهای پرموتریاس در توران تنها محدود به یک خط باریک است که شامل بلشو بوگدو (Bolshoe bogdo) در روسیه و نزدیک ولگو گراد، گورنی منگیش لاک (Gornyi Mangyshlak) و ادامه آن به سمت پرتگاه کوگوسم (Kugusem) در باختر قزاقستان (لوپف، ۱۹۵۷؛

نیز به بررسی شباهتهای بین این ناحیه و منطقه نخلک در ایران مرکزی پرداخته و جابه‌جایی نخلک را به چرخش ایران مرکزی (اشمیت و سافل، ۱۹۸۴) نسبت داده‌اند. هدف از این مطالعه تعیین جایگاه تکتونیکی حوضه رسوبی پی‌سنگ کپه داغ است، زیرا در بررسیهای پیشین به این موضوع توجه کافی نشده است.

روش مطالعه

برای شناخت تاریخچه تکتونیکی پنجره آق دربند، در ابتدا بر اساس مطالعه ۱۲۰ مقطع نازک، ترکیب سنگ شناسی ساختمانهای رسوبی موجود در واحدهای آواری و محیط رسوبی سازندهایی که در پی‌سنگ رخنمون دارند تعیین شد و با استفاده از روش فولک سنگهای رسوبی آواری نام‌گذاری شدند. گام دیگر تعیین منشأ ذرات آواری موجود در این نهشته‌ها از دیدگاه تکتونیکی است که در نهایت به شناخت حوضه رسوبی و جایگاه تکتونیکی راسب شدن این واحدهای سنگی منجر شده است. به این منظور در بخشهای مختلف ناحیه مورد مطالعه نمونه برداری بیشتر به صورت غیرسیستماتیک انجام شد. به منظور بررسی دقیقتر و تعیین نوع و منشأ تکتونیکی ماگمای موجود در دانه‌های آواری، هشت نمونه از قطعات ماگمایی و هفت نمونه از قطعات ولکانیکی مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت که نتایج به دست آمده در جدولهای ۱ و ۲ ارائه شده است. سنگها به روش نرمتیو (CIPW) نام‌گذاری شده و به کمک نرم افزار Newpet بر روی نمودارهای مختلف پیاده شده‌اند. بنابراین در این مبحث ابتدا به بررسیهای رسوب شناختی و ژئوشیمیایی این نهشته‌ها پرداخته، سپس جایگاه تکتونیکی مجموعه را بیان خواهیم کرد.

ساختمان اصلی است. ساختمان شمالی، نشانگر جبهه جنوبی کوه‌زایی آلتاید (Altaid) با سن پالئوزوئیک و ساختمان جنوبی، مشخص کننده محلی که پالئوتیس در تریاس پسین بسته شده است (Tethyside). در بین آلتاید و تیساید، بلوک توران جای گرفته و در طی پالئوزوئیک پسین به لورازیا ملحق شده است (سنگور، ۱۹۸۴؛ زونن‌شاین و همکاران، ۱۹۹۰؛ درکورت و همکاران، ۱۹۹۳؛ توماس و همکاران، ۱۹۹۹؛ گارزانتی و گتانی، ۲۰۰۲).

رخنمونهای پی‌سنگ پیش از ژوراسیک کپه داغ در کشور ترکمنستان به دو منطقه اصلی محدود می‌شود. اولین بیرون‌زدگی در ناحیه توارکیر جزئی از پی‌سنگ پلاتفرم قره قوم است. دومین بیرون‌زدگی در ناحیه ترکمن باسی (کراسنوووسک) در خاور دریای خزر نشانگر پی‌سنگ حوضه کپه داغ باختری است (VSEGEI، ۱۹۹۴). تنها رخنمون منحصر به فرد دیگر از سنگ کف حوضه کپه داغ در ناحیه آق دربند و شمال خاور ایران در فاصله صد کیلومتری خاور - جنوب خاور شهر مشهد دیده می‌شود که پی‌سنگ کپه داغ خاوری است. منطقه آق دربند برای اولین بار توسط گلداشمیت (۱۹۵۶) معرفی شده است و با یک ناپوستگی زاویه‌دار در زیر رسوبات آواری سازند کشف‌رود با سن ژوراسیک میانی قرار گرفته است. اشتوکلین (۱۹۶۸، ۱۹۷۴ و ۱۹۷۷) چند برش چینه‌شناسی از محدوده مورد بررسی تهیه کرده است. کامل‌ترین مطالعه را در این ناحیه روتنر (۱۹۸۰، ۱۹۸۳، ۱۹۸۴، ۱۹۸۸، ۱۹۹۱ و ۱۹۹۳) به منظور بررسی ذخایر زغال سنگ انجام داده است و بر اساس نقشه‌ای که توسط افتخارنژاد و بهروزی (۱۹۹۱) ارائه شده بود، در نهایت به تهیه نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱/۱۲۵۰۰ از محدوده معدنی در شمال پنجره آق دربند و ارائه چندین مقاله انجامیده است. علوی و همکاران (۱۹۹۷)

جدول ۱: نتیجه تجزیه شیمیایی عناصر اصلی موجود در سنگهای آذرین درونی و بیرونی.

Hf ppm	La ppm	Ce ppm	V ppm	Sm ppm	Ga ppm	Ba ppm	Nb ppm	Y ppm	Zr ppm	Sr ppm	Ta Ppm	Rb ppm	شماره نمونه
۴/۷	۱۷	۲۸	۳۱/۸	۲۰/۹	۲۰/۹	۸۳۱	۱۸/۶	۲۸	۲۲۱	۱۵۱	۹/۵	۲۶۱	۱
۱/۶	۲۳	۶۱	۲۴/۱	۱۳/۷	۱۸/۵	۷۳۱	۳/۹	۲۳	۵۶	۱۰۰	۵/۱	۲۶۹	۲
۵/۱	۹۶	۹۴	۳۸/۹	۵۳/۲	۲۳	۱۸۲۷	۱۹/۱	۱۳	۲۱۸	۲۳۵	۴/۲	۲۳۲	۳
۲/۴	۱۵	۲۴	۳۲/۶	۲۲/۳	۲۰/۶	۹۷۱	۱۷/۹	۲۶	۲۱۶	۱۵۷	۷	۲۵۰	۴
۳/۳	۳۱	۵۴	۲۳/۸	۲۲/۶	۱۷/۵	۹۶۰	۳/۴	۲۲	۵۱	۸۱	۱/۵	۲۸۸	۵
۲/۱	۶۳	۷۷	۳۲/۴	۳۵/۶	۲۰/۱	۱۳۲۵	۱/۵	۲۸	۲۰۰	۱۳۴	۱/۳	۲۶۴	۶
۲/۶	۱۲	۲۶	۳۴/۵	۳۰/۶	۲۰/۸	۱۰۷۶	۲۲	۲۹	۲۵۷	۱۴۸	۷/۱	۲۵۱	۷
۱/۳	۲۷	۵۴	۲۲	۲۶/۹	۱۷/۲	۹۷۶	<۱	۲۱	۱۱	۷۶	۱/۱	۲۹۰	۸
۱/۹	۲۱	۲۳	۳۹/۹	۲۹/۷	۲۱/۸	۸۵۰	۲۹/۳	۳۳	۲۳۶	۱۴۰	۶	۲۶۵	۹
۱/۱	۴۳	۸۷	۳۲/۲	۳۳/۴	۲۰/۶	۹۱۹	۱۷/۱	۲۶	۲۰۶	۱۴۹	۲/۷	۲۵۳	۱۰
۱/۶	۲۵	۲۷	۳۳/۸	۲۵/۷	۲۰/۷	۸۴۰	۱۹/۴	۲۸	۲۲۷	۱۴۴	۵/۸	۲۶۱	۱۱
۱/۸	۴۳	۳۹	۳۵/۴	۳۷/۱	۲۰/۲	۱۰۰۲	۲۲/۱	۳۰	۲۵۱	۱۲۸	۴	۲۶۸	۱۲
۱	۲۲	۲۳	۲۲/۸	۲۲/۳	۱۷/۸	۹۵۷	۱/۴	۲۱	۳۸	۱۱۰	۰/۹	۲۷۳	۱۳
۱/۱	۱۸	۲۹	۲۲/۸	۱۷/۹	۱۸/۲	۹۲۲	۲/۳	۲۲	۴۳	۹۰	۳/۸	۲۸۱	۱۴
۱/۳	۱۵	۲۵	۲۷/۲	۱۷/۴	۱۹/۴	۸۵۰	۱۰	۲۵	۱۱۸	۱۰۷	۶/۵	۲۷۳	۱۵

جدول ۲: نتیجه تجزیه شیمیایی عناصر فرعی موجود در سنگهای آذرین درونی و بیرونی.

%L.O.I	%K2O	%Na2O	%SO3	%MnO	%P2O5	%MgO	%CaO	%Fe2O3	%Al2O3	%SiO2	شماره نمونه
۲/۰۸	۳/۶۸	۴/۲	----	n.d	۰/۰۸	۱/۲۵	۱/۳۹	۲/۹۱	۱۵/۰۱	۶۹/۲۳	۱
۰/۹۱	۴/۷۷	۳/۹۴	۰/۵۲	n.d	n.d	۰/۷۱	۱/۳۲	۰/۶۶	۹/۶۶	۷۵/۹۶	۲
۱/۸۵	۳/۹۲	۳/۶۴	۰/۷۹	n.d	۰/۱۱	۲/۴۸	۱/۰۳	۳/۶۶	۱۴/۱۵	۶۸/۱۴	۳
۰/۷۲	۴/۴	۴/۰۸	۰/۳۱	n.d	۰/۰۱	۳/۵۶	۰/۶۶	۰/۹۳	۱۴/۱۷	۷۱	۴
۱/۹۴	۴/۷۹	۳/۵۴	۱/۸۹	n.d	۰/۱	n.d	n.d	۳/۲۷	۱۷/۴۶	۶۶/۸۲	۵
۰/۸۶	۰/۹۱	۴/۹۵	۰/۷۹	n.d	n.d	۰/۵	۱/۰۴	۱/۲۹	۸/۹۲	۸۰/۶۴	۶
۱/۱	۲/۱۱	۴/۶۷	----	n.d	n.d	۰/۹۷	۱/۳۵	۱/۳۲	۱۴/۳	۷۳/۷۲	۷
۱/۰۷	۰/۹۷	۵/۴۵	----	n.d	۰/۰۱	۰/۷۱	۱/۳۲	۱/۲۳	۱۲/۲۵	۷۶/۸۹	۸
۰/۷۸	۳/۱۴	۴/۸۱	----	n.d	۰/۰۲	۱/۵	۰/۶۹	۱/۳۶	۱۲/۹۸	۷۳/۲۳	۹
۱/۶	۴/۲	۳/۹۶	----	n.d	۰/۰۹	۲/۴۷	۱/۷۱	۲/۴۲	۱۴/۷۷	۶۸/۰۶	۱۰
۱/۵۵	۴/۱۹	۳/۷۲	----	n.d	۰/۰۹	۱/۲	۱/۶۸	۲/۳۳	۱۶/۵	۶۸/۴۳	۱۱
۰/۸۵	۲/۹	۴/۴۲	----	n.d	۰/۰۲	۱/۶۹	۱/۰۱	۱/۲۶	۱۳/۵۷	۷۴/۰۵	۱۲
۲/۰۹	۰/۵۹	۵/۸	----	n.d	n.d	n.d	۳/۱۴	۱/۳۱	۱۱/۷۶	۷۴/۳۱	۱۳
۱/۴۵	۰/۵۳	۵/۸۲	----	n.d	n.d	۳/۴۶	۲/۰۶	۱/۲۹	۱۳/۳۸	۷۱/۸۶	۱۴
۰/۵۹	۰/۳۹	۴/۲۳	۰/۲۲	n.d	n.d	n.d	۱/۳۶	۰/۷	۱۲/۹۳	۷۹/۱۲	۱۵

مقاله، واحدهای رسوبی آواری مورد بررسی قرار خواهند گرفت.

۱-۱- رسوبات پالئوزوئیک

این مجموعه که در طی کوهزایی هرسی نین کمی دگرگون شده و توسط گسلهای رانده به شدت در هم ریخته‌اند، از دو واحد کنگلومرایی و تناوب شیل و ماسه سنگ تشکیل شده

۱- زمین شناسی پی سنگ کپه داغ (ویژگیهای رسوبی، منشأ و محیط تشکیل)

مجموعه‌های سنگی پنجره آق‌در بند و پی سنگ حوضه کپه داغ را می‌توان به دو بخش رسوبی از پالئوزوئیک میانی تا تریاس پسین و آذرین شامل مجموعه افیولیتی دره انجیر و توفهای اسیدی مجاور آن تقسیم کرد. با توجه به اهداف این

بیشتر شامل افقهای کنگلومرای و تناوب کنگلومرا و ماسه سنگ با لایه بندی بسیار ضخیم است. به سمت جنوب، طبقات کنگلومرای کاهش یافته و سازند قره قیطان بیشتر به صورت طبقات ماسه سنگی حاوی بین لایه‌هایی از شیل و یا کنگلومرا دیده می‌شود. رنگ قرمز تا ارغوانی این سازند حاکی از تشکیل آنها در محیط اکسیداسیونی قاره‌ای است. علاوه بر آن کانالهای رودخانه‌ای در بعضی افقهای این سازند قابل مشاهده است (شکل ۲ الف).

کنگلومرای بخش‌های شمالی گل افزون (Matrix supported) و از نوع پاراکنگلومرا با گردش‌دگی خوب و جورشدگی ضعیف است که در آن دانه‌های درشت در زمینه‌ای از ماسه قرار گرفته‌اند (اقتباس از واکر در هارمز و دیگران، ۱۹۷۵) (شکل ۲ ب). این رخساره نشان دهنده ته نشینی در یک جریان با ویسکوزیته بالاست و یا این که ذرات درشت به رسوبات ریزدانه‌ای که پیش از آن ته‌نشست کرده، اضافه شده‌اند. این شرایط می‌تواند نشانگر وجود جریانهای واریزه‌ای (Debris flow) در مخروط افکنه‌ها باشد (کالینسون و تامپسون، ۱۹۸۹). این کنگلومرا به طور کلی ولکانوژنیک بوده و اجزای آن بیشتر شامل گرانودیوریت تا گرانیت، داسیت، ریولیت و به مقدار کم سنگهای بازیک، چرت، ماسه سنگ کوارتزیتی و سنگ آهکهای حاوی فسیلهایی با سن کربنیفر و پرمین پیشین است. ماسه سنگهای موجود در این واحد نیز منشأ آذرین را تأیید می‌کنند و بخش عمده‌ای از آنها شامل ماسه سنگهای لیتیک‌آرکوز تا فلدسپاتیک لیت‌آرنایت است (شکل ۲ پ).

کنگلومرای بخش جنوبی از نوع الیگومیکتیک و فقط از خرده سنگهای کربناته تشکیل شده است. در بین این ذرات تنها مقدار کمی چرت دیده می‌شود. ماسه سنگهای این بخش نیز به رنگ خاکستری روشن و از نوع لیتیک‌آرکوز هستند.

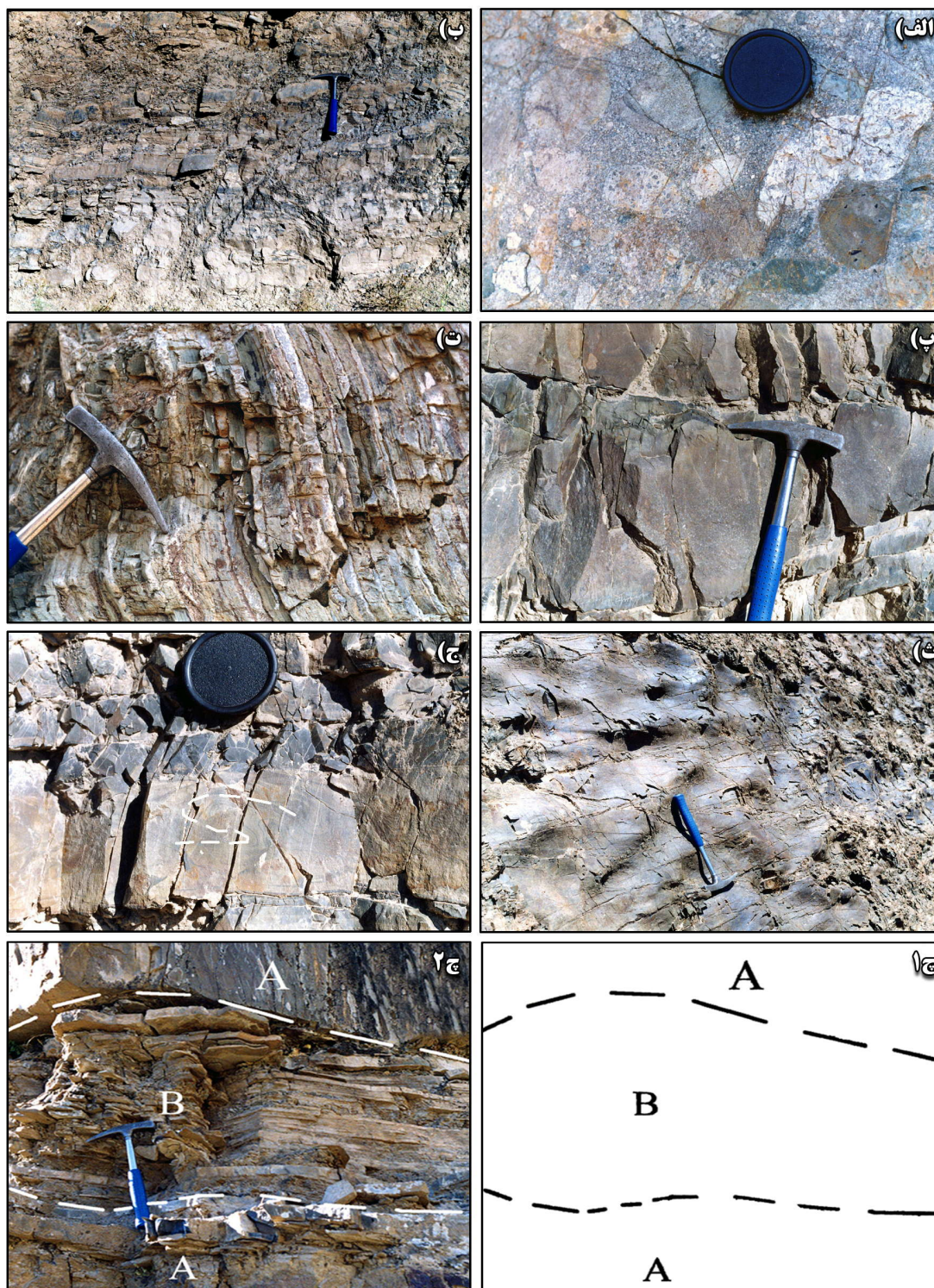
است. واحد کنگلومرای با گسترش کمتر و منشأ ماگمایی اسیدی تا حدواسط و لایه‌بندی بسیار ضخیم تا توده‌ای بوده و بیانگر نهشت در جریانهای واریزه‌ای است. ارتباط این واحد با سنگهای مجاور گسلی است و لذا نمی‌توان جایگاه حقیقی آن را به خوبی معین کرد (شکل ۱ الف).

واحد شیل و ماسه سنگهای نازک لایه، همراهانی از بین لایه‌های سنگ آهک تیره رنگ دارد (شکل ۱ ب). از جمله ساختمانهای مهم رسوبی و شواهدی که در این بخش مشاهده شده و تماماً بیانگر رسوب‌گذاری در محیط عمیق دریایی هستند، می‌توان به دانه بندی تدریجی (Graded bedding) (شکل ۱ پ)، لایه بندی بسیار نازک و لامیناسیون چرتهای رادیولردار (شکل ۱ ت)، آثار زیرین طبقه نظیر ساخت وزنی (Load cast) (شکل ۱ ث) و فلوت کست، طبقه بندی پیچیده (Convolute bedding) (شکل ۱ ج) و فسیلهای پلاژیک نظیر کنودونت اشاره کرد.

در شیل‌های ناحیه، کروژن مشاهده شد که بیانگر محیط Dioxic-Anoxic است. به عبارت دیگر محیط احیایی تا نیمه احیایی بر این منطقه حاکم بوده است که تأییدی بر شرایط نسبتاً عمیق رسوب‌گذاری است. تمامی شواهدی که به آنها اشاره شد بیانگر وجود رسوبات فلیشی است که در اعماق نسبتاً زیاد و توسط جریانهای توربیدیتی در محیط شیب قاره‌ای نهشته شده‌اند (شکل ۱ چ). این محیط در اواخر کربنیفر، در شمال پالتوتیس در اثر شروع فرورانش ورق اقیانوسی به زیر ورق توران تشکیل شده است (استامفلی و بورل، ۲۰۰۲؛ بولن، ۱۹۸۸).

۱-۲- سازند قره قیطان

سازند قره قیطان که بیشترین رخنمون سنگی را در پنجره آق‌در بند به خود اختصاص می‌دهد، رخساره‌های سنگی گوناگونی را نشان می‌دهد. در بخشهای شمالی، این واحد



شکل ۱: الف) کنگلومرای پالئوزوئیک حاوی دانه‌های آواری با منشأ ماگمایی، ب) توالی شیل، ماسه سنگ و سنگ آهک پالئوزوئیک با لایه بندی نازک، پ) طبقه بندی تدریجی در طبقات ماسه سنگی پالئوزوئیک، ت) طبقات لامینه چرتی حاصل ته نشینی رسوبات رادیولردار در نواحی عمیق اقیانوسی، ث) قالبهای وزنی در فاصله بین طبقات شیل و ماسه سنگ پالئوزوئیک، ج) نمونه ایده‌آلی از طبقه بندی پیچیده در طبقات ماسه سنگی پالئوزوئیک، چ ۱ و ۲) رسوبات توریدیتی که حاوی طبقات شیل، ماسه سنگ و سنگ آهک است. افقهای A و B به خوبی در این شکل دیده می‌شود.

چاههای مطالعاتی شرق کپه داغ در داخل ترکمنستان حاکی از وجود سنگهای بازالت، آندزیت و توفهای کربنیفر پیشین در پی سنگ کپه داغ است (گزارزاتی و گسانی، ۲۰۰۲). بنابراین ورق توران حداقل از دونین به بعد دربردارنده یک ناحیه فعال ماگمایی بوده است.

ترکیب ژئوشیمیایی و منشأ تکتونیکی ماگمای پیش از تریاس
تمامی خرده سنگهای آذرین موجود در کنگلومرای قره قیطان، در نمونه دستی به رنگ صورتی دیده می‌شوند و مقدار کانیهای مافیک در آنها بسیار ناچیز و بیشتر متشکل از بیوتیت است. نتیجه مطالعه قطعات آواری که از سنگهای نفوذی منشأ گرفته‌اند، حاکی از این است که بیشتر آنها بافت گرانولار با دانه بندی متوسط تا درشت دارند. از بافت‌های دیگری که به فراوانی در آنها دیده می‌شود، می‌توان به بافت‌های گرافیکی و میرمیکیتی اشاره کرد.

اصلی‌ترین کانیهای تشکیل دهنده این سنگها کوارتز و آلپیت و به مقدار کمتر اورتوکلاز، میکروکلین و بیوتیت است. نکته قابل توجه نبود مسکویت در تمامی نمونه‌هاست. کانیهای ثانویه نظیر اپیدوت، زونیزیت، کلینوزونیزیت، سرسیت، کلریت و جانشینی کلسیت به مقدار بسیار کم در نمونه‌ها دیده می‌شود. این سنگها را در برش نازک می‌توان بر اساس ویژگیهای کانی شناسی و بافتی به عنوان گرانودیوریت تا تونالیت نام گذاری کرد (شکل ۲ ث ۱).

از دیگر قطعات آواری اصلی در کنگلومرای قره قیطان سنگهای ولکانیکی هستند که همه جا در کنار سنگهای نفوذی دیده می‌شوند. این سنگها در نمونه دستی به رنگ صورتی تا بنفش و بیشتر دارای بافت پورفیری هستند. مهمترین بافت‌های مشاهده شده در مقاطع نازک، پورفیری و به مقدار کمتر گلوپورفیری است. زمینه سنگها دانه ریز و گاه شیشه‌ای است. فنو کریستهای اصلی بیشتر شامل آلپیت،

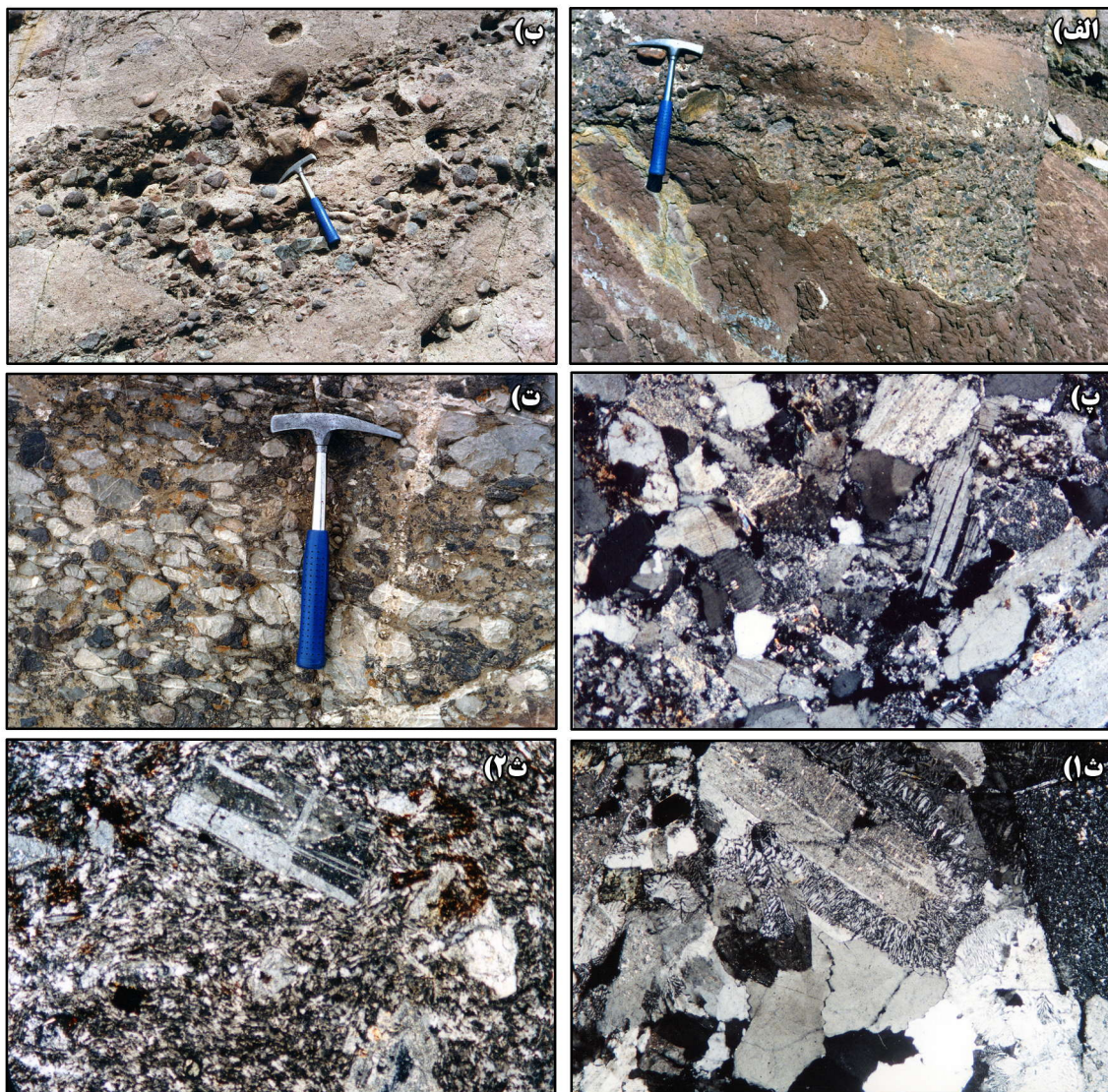
لایه بندی بسیار ضخیم طبقات کنگلومرای و ماسه سنگی که در بین آنها دیده می‌شود دلیلی بر تشکیل در مخروط افکنه‌ها، جریانهای خرده‌دار و پهنه‌های طغیانی (Sheet flood) است (شکل ۲ ب).

تمامی شواهدی که ذکر شد بیانگر این است که افق‌های کنگلومرای سازند قره قیطان که در بخش‌های شمالی پنجره آق‌در بند رخنمون دارند، توسط رودخانه‌های بریده بریده (Baraided stream) و در محیطی نزدیک به منشأ (Proximal) نهشته شده‌اند. علاوه بر این، ایمبریکاسیون‌هایی که در این کنگلومراها دیده می‌شوند، حاکی از جهت جریان قدیمه از شمال به سمت جنوب هستند (شکل ۲ ب).

مواردی که به آنها اشاره شد و نوع ماگمای موجود در خرده سنگها، بیانگر وجود منشأ آذرین در شمال این منطقه و در فاصله‌ای نه چندان دور است. با توجه به سن این کنگلومرا که اواخر پرمین تا اوایل تریاس تعیین شده است (افتخارنژاد و بهروزی، ۱۹۹۱)، باید سنگ منشأ را که شامل مجموعه‌ای از سنگهای آذرین درونی و بیرونی با سن قدیمی‌تر است، در شمال این ناحیه و در زیر پوشش ضخیم رسوبی حوضه کپه داغ جست‌وجو کرد. مطالعات انجام شده در ترکمنستان این مطلب را تأیید می‌کند. در ناحیه بالکان و نزدیک شهر ترکمن باسی (کراسنوسک) در ساحل خاوری دریای خزر نیز پی سنگ حوضه کپه داغ شامل توالی تغییر شکل یافته و به شدت دگرسان شده سنگهای آذرین سیلورین پسین تا تریاس است. سنگهای سیلورین پسین - دونین مجموعه‌ای از سنگهای گابرو، گرانیت - گنایس - بیوتیت گرانیت، پورفیروئیدها و آپلیتها هستند که به وسیله توف و گدازه‌های ریولیتی کربنیفر و به دنبال آن فلسیتهای پرمین، ریولیت، توف و آندزیت‌های تریاس پوشانده شده‌اند (لایبریس و منبای، ۱۹۹۹). علاوه بر آن اطلاعات به دست آمده از

حاصل از دگرسانی نظیر کلریت و زوئیزیت در آنها دیده می‌شود. این سنگها در مقاطع نازک در حد ریولیت تا داسیت نام گذاری می‌شوند (شکل ۲ ث ۲).

فلدسپاتهای آلکالی (به مقدار زیاد سانیدین) و کوارتز است. به مقدار کمتر نیز قطعات سنگهای ولکانیکی (VRF)، کانیهای مافیک (بیشتر بیوتیت و گاه OPX) و کانیهای



شکل ۲: الف) کانال رودخانه حاوی کنگلومرا که بر روی یک طبقه ماسه نهشته شده است. ب) نمونه‌ای از پاراکنگلومرا با طبقه بندی ضخیم و عدسی شکل در توالی با ماسه سنگ که در پهنه‌های طغیانی راسب شده‌اند. پ) مقطع نازکی از ماسه سنگهای سازند قره قیطان که به مقدار زیاد حاوی دانه‌های فلدسپات، کوارتز و قطعات سنگی است (در نور XPL). ت) تصویری از ایمبریکاسیون در کنگلومرای سازند قره قیطان. ث ۱) نمونه‌هایی از گرانودیوریت آواری (در نور XPL). ث ۲) سنگ آتشفشانی آواری موجود در کنگلومرای قرمز رنگ سازند قره قیطان (در نور XPL).

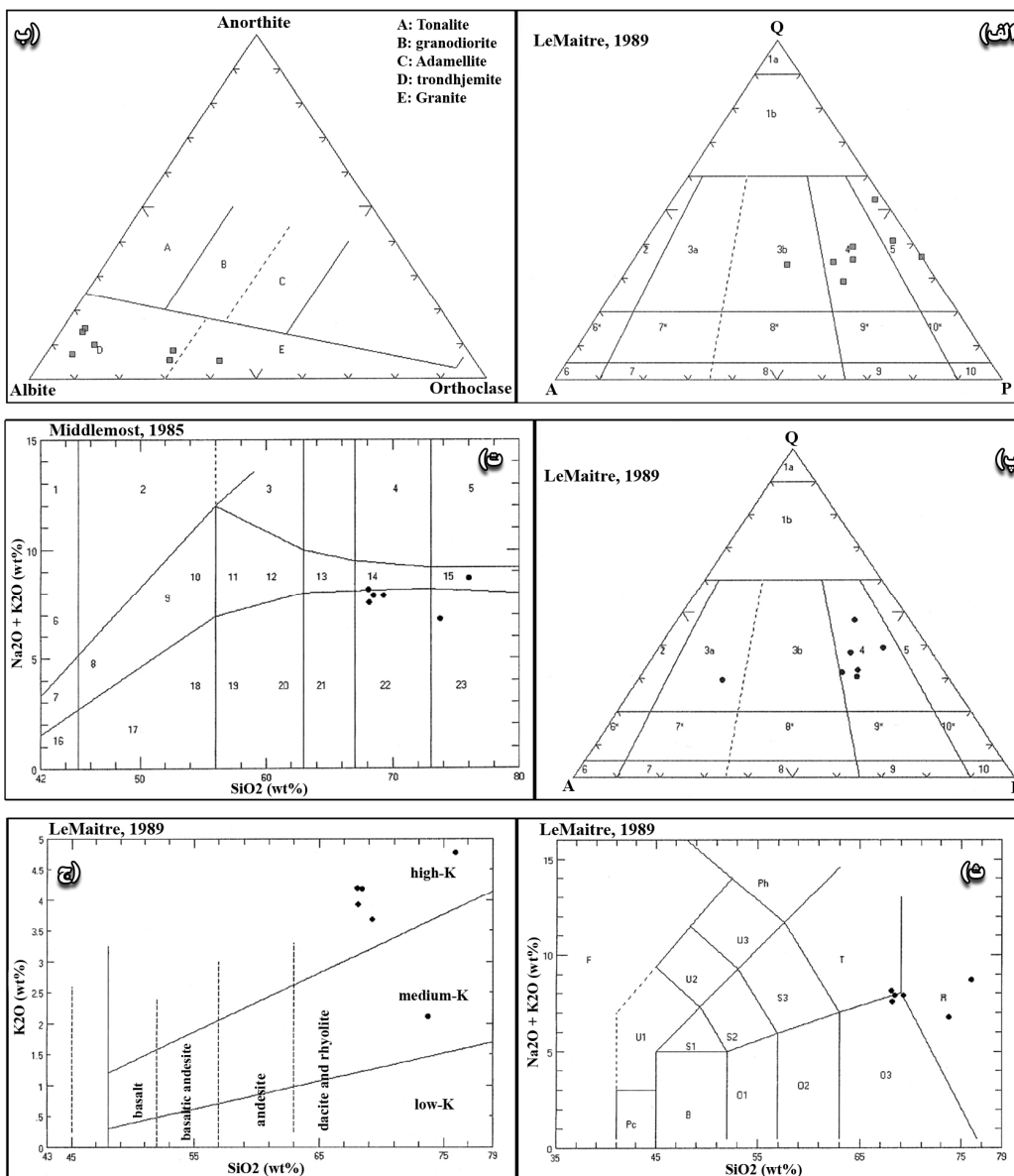
برای نام گذاری سنگهای ماگمایی از شکل ۳ الف (لی میتر و همکاران، ۱۹۸۹) استفاده شده است که بر اساس آن سنگها در محدوده گرانودیوریت تا تونالیت نام گذاری می‌شوند.

بر اساس نتایج تجزیه شیمیایی، سنگها به روش نرمتیو (CIPW) نام گذاری شده‌اند. تفسیر این داده‌ها با کمک نرم افزار Newpet نتایج گوناگونی را به دنبال دارد:

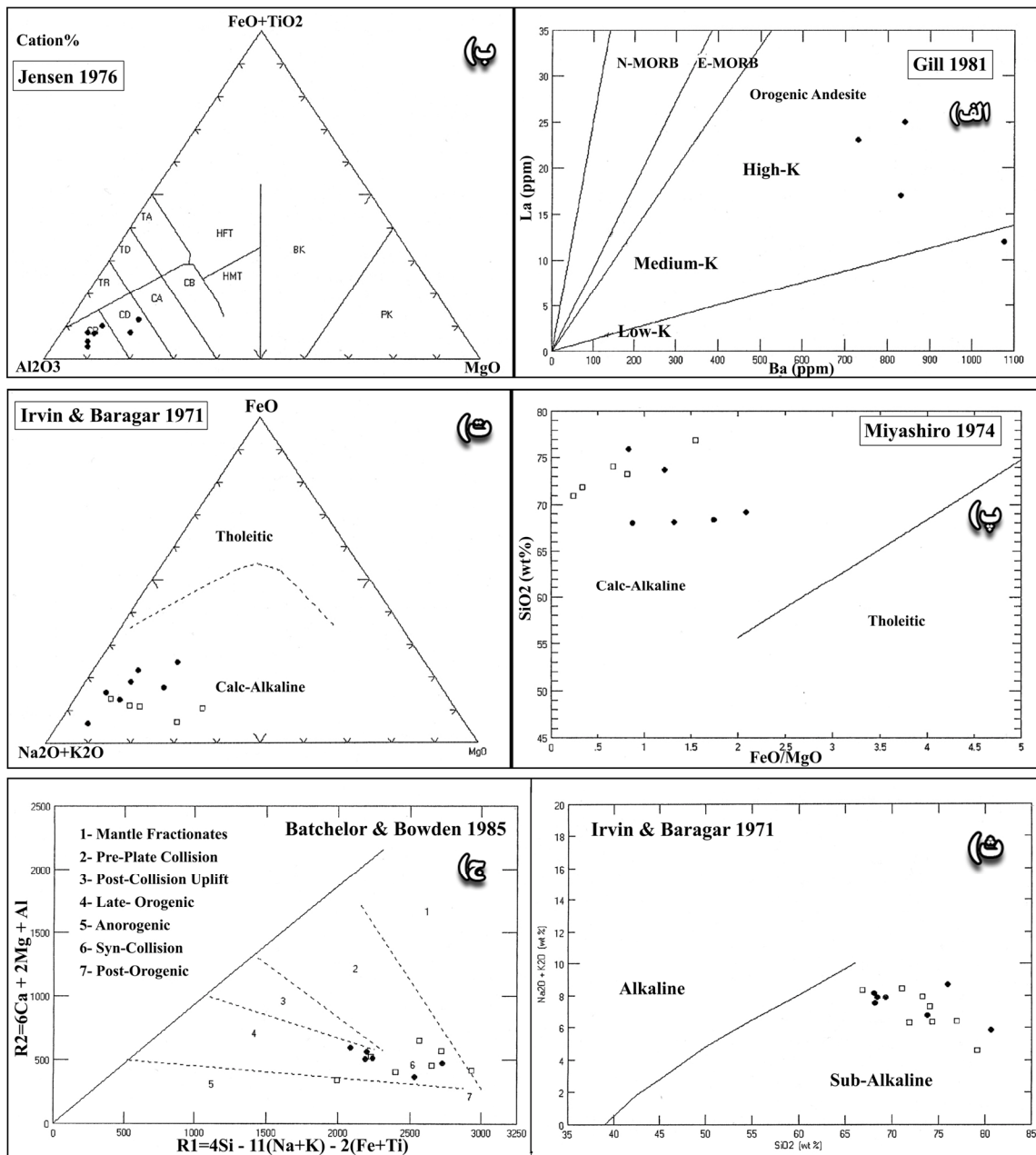
۳ و ۳ ج (لی میتر و همکاران، ۱۹۸۹)، ۴ الف (گیل، ۱۹۸۱) و ۴ ب (جنسن، ۱۹۷۶) استفاده شده است. مجموع نتایج که از کلیه این نمودارها به دست می آید حاکی از این است که سنگهای آتشفشانی از نوع ریولیت تا داسیت کالک آلکالن با پتاسیم بالاست.

همچنین با استفاده از شکل ۳ ب (Ab-An-Or)، این سنگها که مقادیر زیادی SiO_2 دارند، به عنوان ترانجمیت معرفی می شوند.

به منظور نام گذاری سنگهای آتشفشانی از شکلهای ۳ پ (لی میتر و همکاران، ۱۹۸۹)، ۳ ت (میدل موس، ۱۹۸۵)،



شکل ۳: الف) نام گذاری سنگهای آذرین درونی. 3b=مونزوگرنایت، 4=گرانودیوریت، 5=تونالیت، ب) نام گذاری سنگهای آذرین درونی، پ) نام گذاری سنگهای آذرین بیرونی. 3a=ریولیت، 3b=ریوداسیت، 4=داسیت، ت) نام گذاری سنگهای آذرین بیرونی. ۱۵=آلکالی ریولیت، ۲۲=ریولیت-داسیت، ۲۳=ریولیت، ث) نام گذاری سنگهای آذرین بیرونی. T=تراکیت-تراکی داسیت، R=ریولیت، 03=داسیت، ج) نام گذاری سنگهای آذرین بیرونی. در این نمودار سنگها در محدوده داسیت و ریولیت با پتاسیم بالا تا متوسط قرار می گیرند.



شکل ۴: الف) نام‌گذاری سنگهای آذرین بیرونی، در این نمودار سنگها بیشتر در محدوده آندزیت‌های کوهزایی با پتاسیم بالا قرار می‌گیرند. ب) نام‌گذاری سنگهای آذرین بیرونی. CR=کالک آلکان ریولیت، CD=کالک آلکان داسیت، پ و ت) براساس این نمودارها هم سنگهای آذرین درونی و هم بیرونی ترکیب کالک آلکان دارند. ث) بر این اساس سنگهای آذرین درونی و بیرونی ترکیب ساب آلکان دارند. ج) این نمودار نشان دهنده محیط تکتونیکی تشکیل سنگهای آذرین است.

قابل مشاهده و در نتیجه گیرها حائز اهمیت است می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

علاوه بر این با استفاده از مطالعه مقاطع نازک نیز می‌توان تا حدودی به منشأ تکتونیکی ماگمای اولیه پی برد. از نکات مهمی که در تجزیه شیمیایی و مطالعه مقاطع نازک سنگی

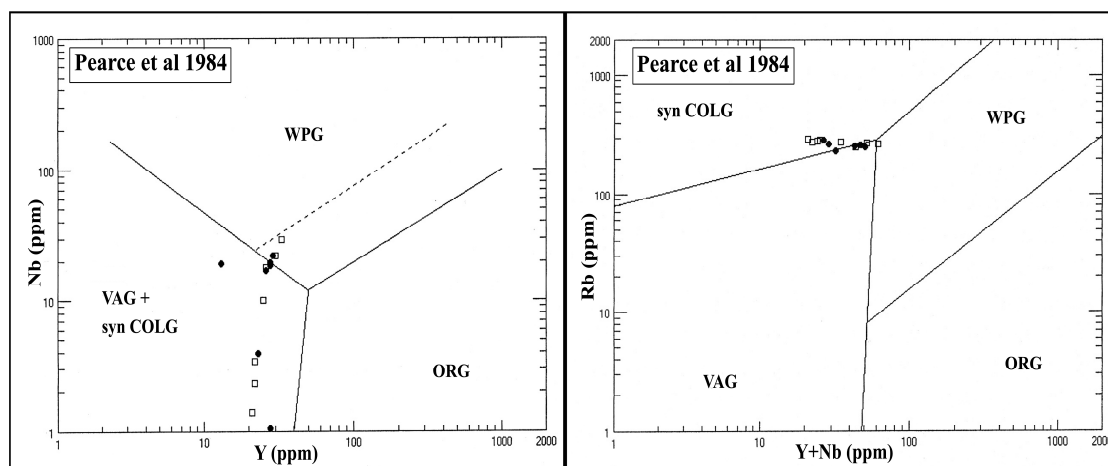
شد. در ابتدا با استفاده از شکل‌های ۴پ (میاشیرو، ۱۹۷۴)، ۴ت و ۴ث (ایروین و باراگر، ۱۹۷۱)، ترکیب ژئوشیمیایی ماگما هم در سنگهای نفوذی و هم در سنگهای خروجی از نوع کالک آلکالن تعیین شد.

به منظور تعیین شرایط و محیط تکتونیکی که ماگما در آن تشکیل شده از شکل ۴ج (بوچر و بود، ۱۹۸۵) و شکل ۵ (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴) استفاده شده است. بر اساس این نمودارها بیشتر سنگهای آذرین که مورد بررسی قرار گرفته‌اند، همزمان یا قبل از برخورد قاره‌ها تشکیل شده‌اند. سپس با استفاده از شکل ۶ که گرانیت‌های تیپ I و S را از یکدیگر جدا می‌سازد، این نمونه‌ها مورد بررسی قرار گرفت. نتایج حاصله حاکی از این است که سنگهای مذکور در رده گرانیت‌های تیپ I قرار می‌گیرند.

بالا بودن درصد SiO_2 به طوری که در بیشتر نمونه‌ها مقدار آن بیش از ۷۰٪ است، پایین بودن مقدار درصد K_2O در بیشتر نمونه‌های گرانودیوریتی و فقدان مسکویت در تمامی نمونه‌های مورد مطالعه. همه جا در سنگهای آواری قطعات آذرین بیرونی و درونی در کنار هم دیده می‌شوند. این امر نشانگر فعالیت آذرین دوگانه (بیرونی و درونی) به صورت همزمان است.

این موارد بیشتر با اطلاعات حاصل از بررسی گرانیتوئیدهای تیپ I مطابقت دارد (کلارک، ۱۹۷۲؛ چاپل و وایت، ۱۹۷۴، ۱۹۷۷ و ۱۹۸۳؛ ایشی‌هارا، ۱۹۷۷ و ۱۹۸۸؛ هیندمن، ۱۹۸۵؛ برگرفته از سپاهی گرو، ۱۳۷۹).

به منظور تعیین موقعیت تکتونیکی و منشأ ماگمای نفوذی و خروجی که از سنگ مادر فرسایش یافته و در کنگلومرای قره قیطان تجمع یافته‌اند، از نمودارهای گوناگونی استفاده



شکل ۵: این نمودارها نیز محیط تکتونیکی تشکیل سنگهای آذرین درونی و بیرونی را مشخص می‌کنند.

صورت پهنه‌های طغیانی توسط رودخانه‌های بریده بریده در فاصله‌ای بسیار نزدیک به منشأ در جنوب این کمان ماگمایی نهشته شده‌اند. البته با حرکت بیشتر به سمت جنوب رسوبات رودخانه‌ای در محیط‌های دورتر از منشأ راسب شده‌اند. بنابراین و با توجه به ادامه فرورانش لیتوسفر اقیانوسی پالتوتیس طی دوره تریاس، کوه‌زایی هرسی‌نین را در

بنابراین می‌توان گفت که کنگلومرای قره قیطان حاصل فرسایش کمان ماگمایی است که بر روی لبه بلوک توران طی زمان پرمین و پیش از آن فعال بوده است. این فرسایش به احتمال فراوان به دلیل بالا آمدگی تدریجی کمان، نه تنها سنگهای آتشفشانی بلکه توده‌های نفوذی را هم شامل شده است. ذرات حاصله در یک حوضه رسوبی رودخانه‌ای به

بیشتر شیلی است (باود و همکاران، ۱۹۹۱). از ویژگیهای مهم این سازند می‌توان به لایه بندی نازک تا متوسط و همچنین منشأ ولکانیکی و رنگ سبز آن اشاره کرد (شکل ۷).

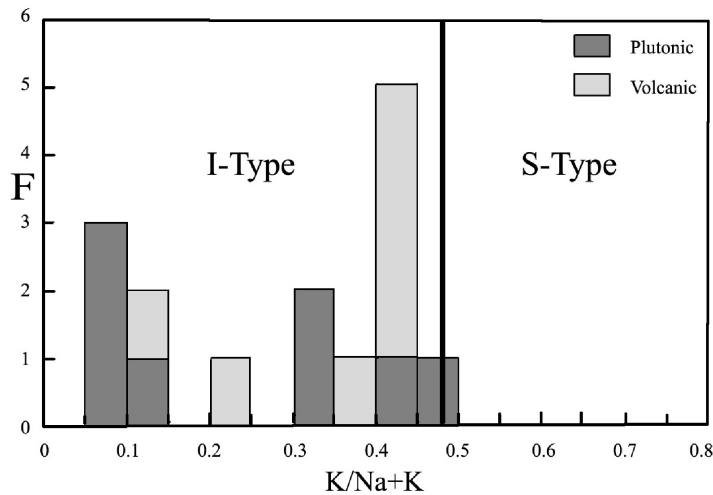
جنوب توران باید از نوع کوردیلرن یا فرورانش حاشیه قاره‌ای دانست.

۳-۱- سازند سینا:

این سازند شامل دو بخش عمده است. بخش زیرین که شامل تناوب شیل و ماسه سنگ است و بخش بالایی که



شکل ۷: توالی شیل و ماسه سنگهای نازک لایه سازند سینا به رنگ سبز تیره



شکل ۶: این نمودار که بر اساس فراوانی نسبت پتاسیم به مجموع پتاسیم و سدیم در سنگهای آذرین درونی و بیرونی رسم شده، جدا کننده انواع I و S و تعیین کننده منشأ ماگماست (وایت و چپل، ۱۹۷۴؛ چپل و وایت، ۱۹۷۷). همان گونه که مشخص است، تمامی نمونه‌ها در محدوده نوع I قرار گرفته و بنابراین حاصل فرآیندهای تشکیل ماگما در محل کمان ماگمایی هستند.

کرده و توسط آشفته‌گی مایعات به حالت معلق نگه می‌دارد. همان طوری که جریان کاهش می‌یابد، رسوب به فرم بار بستر در یک پوشش کششی حرکت می‌کند. رسوبات این جریانها معمولاً توریدایت‌های کلاسیک را به وجود می‌آورند که دارای یک توالی خاص با ساختمان داخلی مشخص

ساختمانهایی که در زیر به آنها اشاره می‌شود و افقهای A، B، C، D و E سازند را تشکیل می‌دهند، تأییدی بر این مطلب است که توالیهای شیل و ماسه سنگی سازند سینا به وسیله جریانهای توریدایتی با چگالی کم تشکیل شده‌اند. این نوع جریانها رسوبات تا اندازه ماسه متوسط را حمل

طی کاهش سرعت جریانهای انباشته از رسوب صورت می‌گیرد (شکل ۸ ب) که در اثر کاهش جریانهای دانسیته‌ای در جریانهای توربیدیتی تشکیل می‌شوند (تا کر، ۲۰۰۱؛ موسوی حرمی و محبوبی، ۱۳۸۸). این ساختمان نشان دهنده بخش قاعده ای A از توالی بوماست.

ریپل مارک (Ripple mark) که بیشتر از نوع ریپل جریانی (Current ripples) و دارای خط الرأس مستقیم هستند (شکل ۸ پ).

لامیناسیون موازی (Parallel lamination) که نشان دهنده افقهای بالایی جریانهای توربیدیتی است و در جریانهای توربیدیتی با چگالی کم تشکیل شده‌اند. لامینه‌های موازی در رسوباتی در اندازه ماسه که طبقه بندی مسطح نیز گفته می‌شود، بیشتر در سرعت بالای جریانهای توربیدیتی تشکیل می‌شوند (تا کر، ۲۰۰۱، حرمی و محبوبی، ۱۳۸۸) و نشانگر وجود افق D از توالی بوما هستند.

آثار کف طبقه به صورت فلوت کست (Float cast) و قالبهای وزنی (Load cast) و ولکانهای ماسه‌ای (Sand volcano) به ویژه در حد بین طبقات شیلی و ماسه سنگی دیده می‌شوند (شکلهای ۸ ت، ۸ ث و ۸ ج).

رسوبات پرکننده کانال (Channel fill deposits) در برخی از طبقات ماسه سنگی عدسی شکل بوده و ضخامت بسیار متغیری نشان می‌دهند. این طبقات، بیشتر بر روی طبقات شیلی قرار گرفته‌اند. این الگوی خاص نشانگر وجود کانالهای زیر دریایی است که بر روی نواحی نسبتاً پرشیب و توسط جریانهای زیردریایی تشکیل شده‌اند. این رسوبات فلیشی در محیط شیب قاره‌ای (Continental slope) نهشته شده‌اند (شکل ۸ چ).

طبقه بندی پیچیده (Convolute bedding) که به صورت چین خوردگی و به هم ریختگیهای منظم تا نامنظم درون

است و به آن توالی بوما می‌گویند (تا کر، ۲۰۰۱؛ موسوی حرمی و محبوبی، ۱۳۸۸).

بخش قاعده‌ای A دارای ساخت دانه بندی تدریجی است (TA) که به طرف بالا به لامینه‌های افقی زیرین در بخش B یا (TB) می‌رسد که خود توسط بخش دارای لامینه مورب پوشیده می‌شود (TC). بر روی این طبقات ابتدا بخش لامینه افقی (TD) و سپس بخش پیلیتی یا خیلی دانه ریز (TE) قرار می‌گیرد. بخشهای A و B نمایش دهنده رژیم جریانی بالا و بخش C نمایانگر رژیم جریانی پایین است. بخشهای D و E نیز از مواد معلق ته نشین شده‌اند. در قاعده لایه‌های توربیدیتی معمولاً ساختمانهای سطح زیرین طبقه مانند فلوت کست وجود دارد. نمونه‌هایی از این ساختمانها که در سازند سینا دیده می‌شوند در ادامه بررسی می‌شوند.

طبقه بندی مورب (Cross bedding) که بیشتر از نوع طبقه بندی مورب مسطح (Planar cross strata) می‌باشد. لامیناسیونهای موجود در این طبقات سطوح موازی و صاف دارند (شکل ۸ الف). این نوع طبقه بندی مورب از مهاجرت به سمت پائین دست جریان دونه‌های زیرآبی با خط‌الرأس مستقیم تشکیل شده است. اندازه دانه‌ها در این طبقات در حد ماسه ریز تا سیلت است. این طبقات مورب در افق C از توالی بوما تشکیل شده‌اند. البته در بخشهای باختری سازند سینا، به ویژه در افقهای دانه درشت‌تر، طبقه‌بندی مورب تراف (Trough cross strata) را می‌توان دید که در اثر حرکت دونه‌های هلالی شکل و ماریچی ایجاد شده‌اند.

دانه‌بندی تدریجی (Graded bedding) که به فراوانی در طبقات ماسه سنگی دیده می‌شود. اندازه ذرات و ضخامت طبقات در بردارنده دانه‌بندی تدریجی متفاوت، ولی بیشتر در حد ماسه ریز تا درشت است. تغییر اندازه دانه‌ها از درشت به ریز (طبقه بندی تدریجی نرمال) به علت رسوب‌گذاری در

کانیهای فلزی، مسکویت، بیوتیت، کلریت و گاهی شیشه در این سنگها وجود دارد. نمونه‌هایی از اولیستولیت‌های کربناته نسبتاً درشت نیز در برخی از سنگها دیده می‌شود. بر اساس روشهای نام‌گذاری سنگهای رسوبی آواری به ویژه روش فولک، ماسه سنگهای موجود در هر دو سازند قره قیطان و سینا ترکیب لیتیک آرکوز تا فلدسپاتیک لیت آرنایت دارند.

به منظور تعیین منشأ ماسه سنگهای موجود در سازندهای آواری قره قیطان و سینا از نمودارهای مثلثی دیکینسون و سوزک (۱۹۷۹) و دیکینسون و همکاران (۱۹۸۳) استفاده شده است (شکل ۹). این نمودارها بر اساس نسبت بین دانه‌های کوارتز، فلدسپات و قطعات سنگی رسم شده‌اند. ماسه سنگهای سازندهای قره قیطان و سینا (پرموتریاس) که در این مطالعه مورد توجه بوده‌اند، در محدوده کمان تقسیم شده تا حد واسط قرار می‌گیرند. این تقسیم شدن کمان به احتمال فراوان به دلیل فعالیت گسلهای بزرگ امتداد لغزی است که در اثر حرکت مورب فرورانش ایجاد شده‌اند. در مطالعات لی‌مایر و همکاران (۱۹۹۸) براساس داده‌های لرزه‌ای (شکل ۱۰) و استامفلی و بورل (۲۰۰۲)، به این نوع حرکات اشاره شده است.

بنابراین، رسوبات آواری که در حد فاصل پالتوزوئیک میانی تا تریاس پسین در پی سنگ حوضه کپه داغ نهشته شده‌اند، حاصل رسوب‌گذاری در یک حوضه فورلندی بوده و در پیشانی کمان ماگمایی تشکیل شده‌اند. با توجه به این موارد، جایگاه تکتونیکی پنجره آق‌دربند را باید در یک حاشیه قاره‌ای فعال (Active margin) در نظر گرفت که در لبه جنوبی ورق توران و به دلیل فرورانش ورق اقیانوسی پالتوتیس به زیر بلوک توران تشکیل شده است.

طبقه‌ای در چینه‌های لامینه‌ای مسطح و مورب دیده می‌شوند. چگونگی تشکیل این لامیناسیونها به طور کامل شناخته شده نیست، ولی دلیل احتمالی آن می‌تواند روان شدن تفریقی جریان بین لایه‌ای به طور عمودی و جانبی (فرآیندهای از دست دادن آب) و بُرشی شدن سطح رسوبات به وسیله جریانها باشد. به عبارت دیگر طبقه بندی پیچیده در اثر لغزش رسوبات، در مرحله ای که هنوز سخت و سنگی نشده بودند، ایجاد شده است. این نوع لامیناسیون در رسوبات توریدایتی به فراوانی دیده می‌شود.

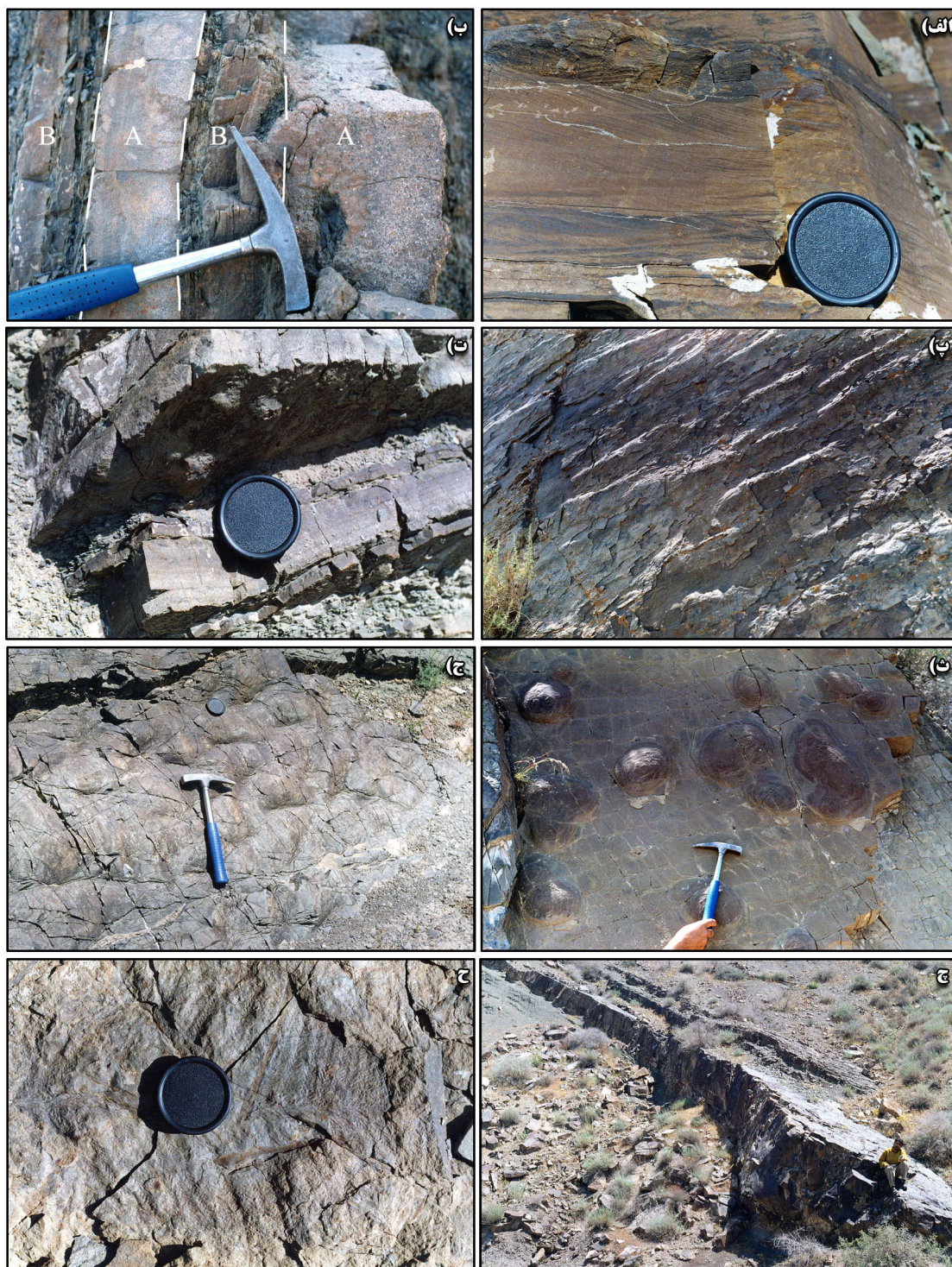
لامیناسیونهای چرتی: در بین طبقات ماسه سنگی افق‌هایی از چرت لامینه و احتمالاً رادیولردار دیده می‌شود که بیانگر رسوب‌گذاری در نواحی عمیق دریاست.

بقایای فسیلهای گیاهی: بقایایی از فسیلهای گیاهی در این رسوبات مشاهده می‌شود که به احتمال فراوان توسط جریانهای زیردریایی از نواحی ساحلی به اعماق دریا حمل شده و اینک می‌توان آنها را درون رسوبات توریدایتی دید (شکل ۸ ح).

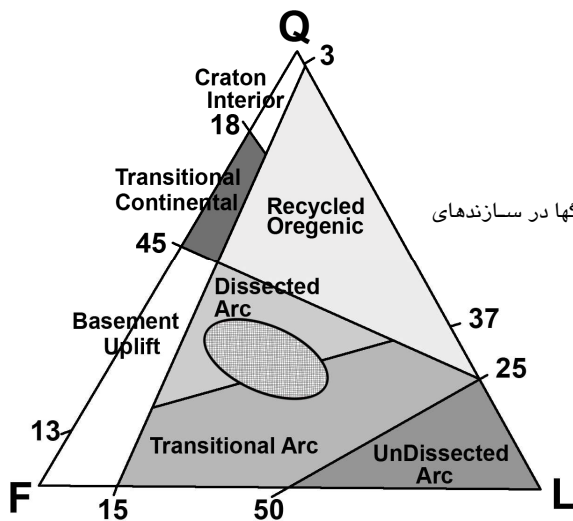
وجود ساختمانهای رسوبی گوناگون از توالی بوما، بیانگر گستردگی نقش جریانهای توریدایتی در تشکیل بیشترین حجم رسوباتی است که در سازند سینا دیده می‌شود.

۲- منشأ رسوبات

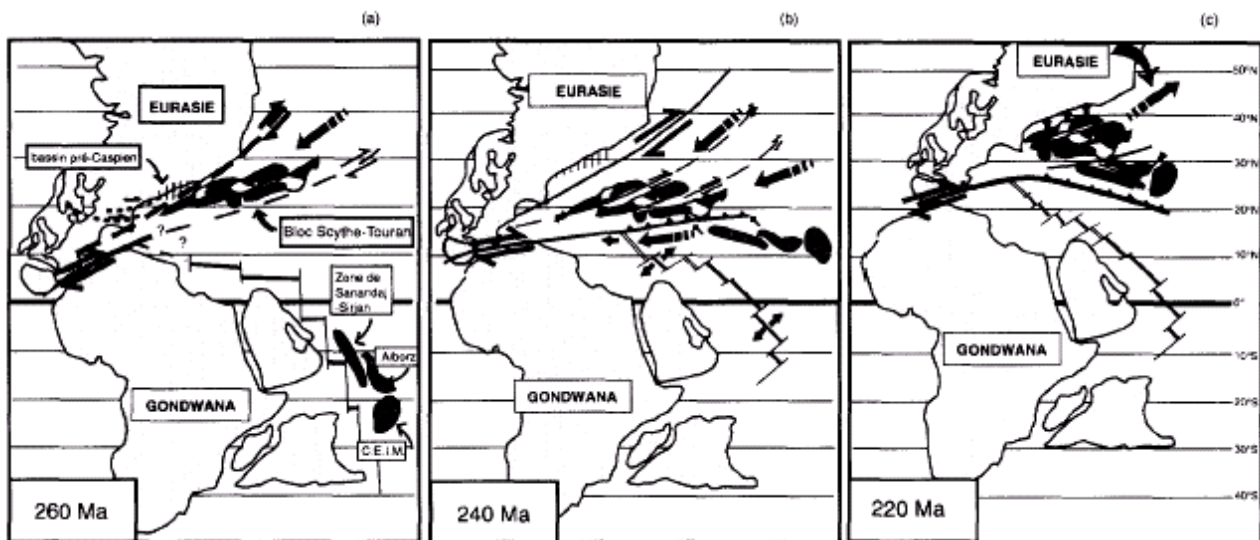
مطالعه مقاطع نازک بیانگر وجود منشأ آذرین برای نهشته‌هاست با این تفاوت که این بار نسبت به سازند قره قیطان کمان در فاصله دورتری از این منطقه قرار می‌گرفته و به همین دلیل یک رخساره فلیشی عمیق راسب شده است. ذرات آواری تشکیل دهنده این سنگها بیشتر شامل کوارتز منو کریستالین، خرده سنگهای ولکانیکی و فلدسپات است. علاوه بر این، مقادیر کمتری کوارتز میکرو کریستالین،



شکل ۸: الف) طبقه بندی مورب مسطح در ماسه‌های ریز دانه سازند سینا (بخش C از توالی بوما، ب) افقهای A و B توالی بوما، دانه بندی تدریجی نرمال در این تصویر دیده می‌شود. پ) ریپل مارکهای جریان با خط الرأس مستقیم در ماسه سنگهای ریز دانه سازند سینا، ت) فلوت کست در سطح زیرین طبقه و در حد بین افقهای A و B توالی بوما دیده می‌شود. ث) ولکانیکهای ماسه‌ای در سطح طبقه ماسه سنگی سازند سینا، ج) قالبهای وزنی در بین طبقات شیل و ماسه سنگی سازند سینا، چ) طبقه عدسی شکل دارای کف محدب که حاکی از وجود یک کانال زیردریایی است. این کانال از ماسه سنگهای ریز دانه‌ای تشکیل شده که بر روی طبقات شیلی نهشته شده‌اند. ح) نمونه‌ای از آثار فسیلهای گیاهی در طبقات شیلی نازک درون سازند سینا.



شکل ۹: تقسیم بندی ایالت‌های گوناگون تکتونیکی بر اساس ترکیب ماسه سنگها در سازندهای آواری قره قیطان و سینا (برگرفته از دیکینسون و همکاران، ۱۹۸۳).



شکل ۱۰: حرکت‌های شدید امتداد لغز در طول گسل‌های بزرگی که به موازات خط فرورانش پالتوتیس در فاصله زمانی پرمین پیشین تا تریاس پسین فعال بوده‌اند (لی‌مایر و همکاران، ۱۹۹۸). این نوع جابه‌جاییها سبب بالا آمدن و قطعه قطعه شدن بلوک‌های توران - اسکیتین شده و کماتی تقسیم شده را ایجاد کرده است.

نهشته می‌شوند که در ناحیه آق‌دریوند به نام سازند شیلی میان کوهی و در البرز به نام سازند شمشک (آسرتو، ۱۹۶۶) در تمام طول کمر بند البرز شناخته شده است. سنگ‌های این واحد شامل طبقات متناوب نازک و ضخیم لایه ماسه سنگ‌های گری و کی، شیل، سیلتستون و طبقات نازک سنگ

در اواخر تریاس حوضه پالتوتیس رو به نابودی گذاشته و به تدریج بلوک‌های توران و ایران به هم رسیده و برخورد نهایی بین آنها آغاز می‌شود. در این زمان حوضه کوچکی در بین این دو ورق باقی مانده است که بسیار کم عمق و مردابی بوده است. در این حوضه، رسوبات شیل و ماسه سنگی حاوی زغال سنگ به ویژه در اشکوب رتین (انتهای تریاس)

منشأ (Distal) نهشته شده‌اند، گسترش بیشتری پیدا می‌کنند. این رسوبات، مانند سازند قره قیطان ولکانوژنیک هستند. ذرات اصلی تشکیل دهنده کنگلومرای قره قیطان گرانودیوریت و داسیت‌هایی است که تجزیه شیمیایی، منشأ کمائی و تیپ کالک‌آلکانل نوع I آنها را اثبات کرده است. بر اساس این نتایج، سنگها به روش نرمتیو (CIPW) به عنوان گرانودیوریت تا تونالیت و ترانجمیت نام‌گذاری شده‌اند. سنگهای آتشفشانی نیز از نوع ریولیت تا داسیت کالک‌آلکانل با پتاسیم بالا هستند. همه جا در سنگهای آواری، قطعات آذرین بیرونی و درونی در کنار هم دیده می‌شوند. این امر نشانگر فعالیت آذرین دوگانه (بیرونی و درونی) به صورت همزمان است.

بنابراین به عنوان نتیجه این مبحث می‌توان گفت که کنگلومرای قره قیطان حاصل فرسایش کمان ماگمایی است که بر روی لبه بلوک توران در طی زمان پرمین و پیش از آن فعال بوده است. این فرسایش به احتمال فراوان به دلیل بالا آمدگی تدریجی کمان، نه تنها سنگهای آتشفشانی بلکه توده‌های نفوذی را هم شامل شده است. ذرات حاصله در یک حوضه رسوبی رودخانه‌ای به صورت پهنه‌های طغیانی توسط رودخانه‌های بریده بریده در فاصله‌ای بسیار نزدیک به منشأ در جنوب این کمان ماگمایی نهشته شده‌اند. البته با حرکت بیشتر به سمت جنوب رسوبات رودخانه‌ای در محیطهای دورتر از منشأ راسب شده‌اند.

توالیهای شیل و ماسه سنگی سازند سینا به وسیله جریانهای توریدایتی با چگالی کم تشکیل شده‌اند. وجود ساختمانهای رسوبی گوناگون از توالی بوما، بیانگر گسترده‌گی نقش جریانهای توریدایتی در تشکیل بیشترین حجم رسوباتی است که در سازند سینا دیده می‌شود. مطالعه مقاطع نازک بیانگر وجود منشأ آذرین برای نهشته‌ها است.

آهکی به همراه طبقات زغال سنگ است. به علاوه طبقات کنگلومرای نیز در آن تشکیل شده است.

نتیجه گیری

در پی سنگ حوضه کپه داغ، در منطقه آق‌در بند و هم در کشور ترکمنستان بقایای گسترده‌ای از ماگماتیس کمائی در طی کربنیفر تا تریاس به صورت رسوبات آواری ولکانوژنیک دیده می‌شود. در کربنیفر و به احتمال بیشتر در اواخر کربنیفر، در شمال پالتوتیس، فرورانش ورق اقیانوسی به زیر ورق توران آغاز شده است. در ناحیه آق‌در بند، رسوباتی که در این زمان نهشته شده‌اند، ویژگیهای فلیشی را در خود دارند. ذرات تشکیل دهنده آن به مقدار بسیار زیادی از سنگهای آتشفشانی حدواسط تا اسیدی تشکیل شده که بیانگر فرسایش کمان ماگمایی است. مواد آواری حاصل از این فرسایش بر روی شیب قاره‌ای تا محل گودال فرورانشی توسط جریانهای توریدایتی نهشته شده‌اند. فعالیت در این کمان ماگمایی تا اواخر تریاس ادامه می‌یابد. این کمان با امتداد NW-SE در شمال منطقه آق‌در بند قرار داشته و به موازات گودال اقیانوسی است که در لبه بلوک توران شکل گرفته است.

کمان ماگمایی پس از تشکیل، به تدریج فرسایش می‌یابد. محصول این فرسایش، رسوبات سازند قره قیطان در پنجره آق‌در بند را تشکیل داده است. کنگلومراهایی که در شمال پنجره آق‌در بند بیرون زدگی دارند، توسط رودخانه‌های بریده بریده در مخروط افکنه‌های متعددی که در فاصله‌ای نزدیک به منشأ (Proximal) قرار داشته‌اند، با جریان آبی به سمت جنوب تا جنوب باختر تشکیل شده‌اند.

از این زمان به بعد، رخساره‌ها به تدریج تغییر کرده و افقهای شیل و ماسه سنگی که در حوضه مخروط افکنه‌ای دور از

در نهایت می‌توان چنین بیان کرد که رسوبات آواری که در حد فاصل پالئوزوئیک میانی تا تریاس پسین در پی سنگ حوضه کپه داغ نهشته شده‌اند، حاصل رسوب گذاری در یک حوضه فورلندی بوده و در پیشانی کمان ماگمایی تشکیل شده‌اند.

ماسه سنگهای موجود در سازندهای قره قیطان و سینا ترکیب لیتیک آرکوز تا فلدسپاتیک لیت آرنایت دارند. با توجه به نتایج حاصل می‌توان گفت که این مجموعه بیشتر از یک کمان تقسیم شده تا حد واسط منشأ گرفته‌اند. این تقسیم شدن کمان به احتمال فراوان به دلیل فعالیت گسلهای بزرگ امتداد لغزی است که در اثر حرکت مورب فرورانش ایجاد شده‌اند.

منابع

- سپاهی گرو، ع.، ۱۳۷۹. رده بندی و نام گذاری سنگها: آذرین، دگرگونی و رسوبی. انتشارات نور علم، ۱۷۴ صفحه.
- موسوی حرمی، ر.، محبوبی، ا.، ۱۳۸۸. سنگ شناسی رسوبی. چاپ ششم، انتشارات جهاد دانشگاهی مشهد، ۴۹۳ صفحه.
- Alavi, M., Vaziri, H., Seyed-Emami, K., & Lasemi, Y., 1997. The Triassic and associated rocks of the Naxhlak and Aghdarband areas in central and northeastern Iran as remnants of the southern Turanian active continental margin. *Geological Society of America Bulletin*, 109: 1563-1575.
- Assereto, R., 1966. The Jurassic Shemshak Formation in Central Alborz (Iran). *Riv. Ital. Paleontol. Stratigr.*, 72: 1133-1182.
- Baud, A., & Stampfli, G., 1989. Tectonogenesis and evolution of a segment of the Cimmerides: The volcano-sedimentary Triassic of Aghdarband (Kopet-Dagh, northeast Iran). In: Sengor, A.M.C., (ed.), *Tectonic Evolution of the Tethyan Region. Kluwer Academic Publishers*, Dordrecht, Netherlands, p. 265-275.
- Baud, A., Stampfli, G., & Steen, D., 1991. The Triassic Aghdarband group: Volcanism and geological evolution. *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 38: 125-137.
- Boulin, J., 1981. Afghanistan structure, greater India concept and eastern Tethys evolution. *Tectonophysics*, 72: 261-287.
- Boulin, J., 1988. Hercynian and Eocimmerian events in Afghanistan and adjoining regions. *Tectonophysics*, 148: 253-278.
- Boulin, J., 1991. Structures in Southwest Asia and evolution of the eastern Tethys. *Tectonophysics*, 196: 211-268.
- Chappel, B.W., & White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173-174.
- Collinson, J.D., Thompson, D.B., 1988. Sedimentary Structures. *Unwin-Hyman*, London, 207p.
- Dercourt, J., Ricou, L.E., & Vrielinck, B., 1993. Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. *Gauthier-Villars*, Paris, p.1-315.
- Dickinson, W.R., & Suczek, C.A., 1979. Plate tectonics and sandstone compositions: *American Association of Petroleum Geology Bulletin (AAPG)*, 63: 2164-2182.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knep, R.A., Lindberg, F.A., & Ryberg, P.T., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 93: 222-235.
- Dickinson, W.R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G.G. (ed.), *Provenance of Arenites. NATO ASI Series 148*, Reidel, Dordrecht, p.333-361.
- Dickinson, W.R., 1995. Forearc basins. In: *Tectonics of Sedimentary Basins*, Busby, C.J., & Ingersoll, R.V., (eds.), *Blackwell Science*, Cambridge, p.221-261.

- Eftekharijad, J., & Behroozi, A., 1991. Geodynamic significance of recent discoveries of ophiolites and late paleozoic rocks in NE Iran (including Kopet Dagh). *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 38: 89-100.
- Gaetani, M., Balini, M., Vuchs, V.J., Gavrilova, V.A., Garzanti, E., Nicora, A., Erba, E., Cariou, E., Cecca, F., Premoli Silva, I., Petrizzo, M.R., Cirilli, S., & Bucerfalo Palliani, R., 1998. The Mesozoic Of the Mangyshlak (West Kazakhstan). In: Crasquin-Soleau, S., & Barrier, E., (eds.), *Epicratonic Basins of Peri-Tethyan Platforms. Peri-Tethys Memoir 4, Mem. Mus. Natl. Hist. Nat.*, 179: 35-74.
- Garzanti, E., & Gaetani, M., 2002. Unroofing history of late paleozoic magmatic arcs within the "Turan Plate" (Tuarkyr, Turkmenistan). *Sedimentary Geology*, 151: 67-87.
- Gavriliansk, G.A., 1965. Geology and Stratigraphy of Central Karakum. *Trudy G.P.G.K. Turkemens SSR*, Ashkabad, 3: 1-141.
- Goldschmid, K.T., 1956. Report on the coal deposit of Aghdarband. *Iranian Oil Company*, Tehran (unpublished).
- Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R., & Walker, R.G., 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences, *Short Course Notes, no 2, Dallas, SEPM*.
- Irvine, T.N., & Barager, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth science*, 18: 524-548.
- Lemaire, M.M., Westfall, M., Gurevitch, E.L., Nazarov, K., Feinberg, H., & Pozzi, J.P., 1997. How far between Iran and Eurasia was the Turan Plate during Triassic-Jurassic times?. special issue: 'Analysis of paleomagnetic data: tribute to the work of Hans Zijderveld', *Geology en Mijnbouw*, 76: 73-82.
- Lemaire, M.M., Westfall, M., Montigny, R., Gurevitch, E.L., Feinberg, H., Pozzi, J.P., & Nazarov, K., 1998. Paleomagnetisme et evolution du bloc Scythe-Touran du Permien inferieur au Trias superieur. *C. R. Academie des Sciences*. 327: 441-448.
- Lemaitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyere LeBas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensenl., Streekeisen, A., Wooley, A.R., & Zanettin, B., 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. *Oxford, Blackwell*. 193p.
- Likharev, B.K., 1966. Stratigraphy of the SSSR, Permian System. *Nedra, Moscow*, p.325-327.
- Lyberis, N., & Manby, G., 1999. Oblique to orthogonal convergence across the Turan block in the post-Miocene. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin (AAPG)*, 83: 1135-1160.
- Luppov, N.P., 1957. Soviet Socialist Republic of Turkmenistan, Geological Description. *Geology of the Soviet Union*, 22: 68-81, part 1, chapter 4.
- Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274: 321-355.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., & Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956-983.
- Ruttner, A.W., 1980. Sedimentation und Gebirgsbildung in Ost-Iran. *Erlautert an drei Beispielen, Berliner geowiss, Abhandlungen*, 20: 3-20.
- Ruttner, A.W., 1983. The pre-Liassic basement of the Aqdarband area, eastern Kopet Dagh range. *Geological Survey of Iran*, Tehran, Report no.51.
- Ruttner, A.W., 1984. The pre-Liassic basement of the eastern Kopet Dagh range. *Neues Jahrbuch fur geologie und palantologie, Abhandlungen*, 168: 256-268.
- Ruttner, A.W., 1988. The coal deposits of Aghdarband (Aqdarband) NE Iran and its geological frame. *Second Mining Symposium Iran (Kerman), Ministry of Mines and Metals*, Tehran, p.183-202.
- Ruttner, A.W., 1991. Geology of the Aqdarband area (Kopet-Dagh, NE Iran). *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 38: 7-79.
- Ruttner, A.W., 1993. Southern borderland of Triassic Laurasia in northeast Iran. *Geologische Rundschau*, 82: 110-120.

- Schmidt, K., & Soffel, H., 1984. Mesozoic-Cenozoic geological events in Central east Iran and their relation to paleomagnetic results. *Neues Jahrbuch für Geologie und palaontologie, Abhandlungen*, 168: 173-181.
- Sengor, A.M.C., 1984. The Cimmeride orogenic system and the Tectonics of Eurasia: *Geological Society of America Bulletin*, Special Paper 195, 82 p.
- Sengor, A.M.C., & Natalin, B., 1996. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis. In: Yin, A., & Harrison, T.M., (eds.), *The Tectonic Evolution of Asia*, Cambridge University Press, Cambridge, p.486-640.
- Stampfli, G., & Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth and Planetary Science Letters*, 196: 17-33.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonic of Iran. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin (AAPG)*, 52: 1229-1258.
- Stocklin, J., 1974. Possible ancient continental margin in Iran. In: Burk, G.D., & Darke, C.L., (eds.), *Geology of continental margins*, Springer Verlag, New York, p. 873-887.
- Stocklin, J., 1977. Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia. *Memoire hors serie de la Societe Geologique*, 8: 333-353.
- Thomas, J.C., Cobbold, P.R., Shein, V.S., & Le Douaran, S., 1999. Sedimentary record of late Paleozoic to recent tectonism in central Asia-analysis of subsurface data from the Turan and south Kazak domains. *Tectonophysics*, 313: 243-263.
- Tucker, M.E., 2001. Sedimentary Petrology: an intruduction to the origin of Sedimentary rocks. *Blackwell, Scientific Publication*, Second edition, London, 262p.
- Volvovsky, I.S., Garetsky, R.G., Shlezinger, A.E., & Shreibman, V.I., 1966. Tectonics of the Turan Plate. *Geologitsheskity Institute Akademii Nauk, U.S.S.R.*, 165: 42-45.
- VSEGEI., 1994. Geologic map, Krasnovosk Sheet, K-(39),(40), scale: 1/1,000,000.
- White, A.J., Chappel, B.W., 1977, Ultrametamorphism and granitoid geneiss. *Tectonophysics*, 43: 7-22.
- Zonenshain, L.P., Kuzmin, M.I., & Natapov, L.M., 1990. Geology of the USSR: a plate-tectonic synthesis. *Am. Geophys. Union, Geodyn. Ser.*, 21: 1-242.

Tectonics setting of sedimentary facies in the Kopet-Dagh Basement

*Ghaemi, F.

Department of Geology, Faculty of sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

*E-mail: farzinmail@yahoo.com

Abstract

Detrital sedimentary rocks of the Agh-darband area with Paleozoic to Late Triassic age, the only exposure of the Kopet-Dagh basement, consist of three zones. 1- Paleozoic metamorphic rocks that have been deposited in deep marine environment of continental slope by turbidity flow. 2-Qara-gheitan Formation has maximum outcrop in Agh-Darband area. Based on sedimentary structures, this formation formed as debris flow and sheet flood within braided stream systems in proximal area, flowing from North to South. Qara-gheitan conglomerates have volcanic sources. Magmatic debris fragments are calc-alkaline granodiorite to tonalite and volcanic debris fragments are high potassic calc-alkaline rhyolite to dacite. Petrological studies show that these rocks are "I- type". These plutonic and volcanic fragments in Qara-gheitan conglomerates had a source from a magmatic arc north of Agh-darband which is now buried under the young sediments. 3-Sina Formation is composed of a sequence of shale and sandstone that formed in continental slope by classic turbidites. All sandstone of Qara-gheitan and Sina Formations are lithic arkose to feldspathic litharenite that originate from dissected to transitional arc. Detrital sedimentary rocks of Paleozoic to Late Triassic age that formed the basement rocks of the Kopet-Dagh formed in foreland basin that also formed in a front of magmatic arc.

Key word: Kopet-Dagh, Agh-darband, Qara-gheitan formation, Sina formation, calc-alkaline, foreland basin.