

بررسی و نام‌گذاری واحد کنگلومرای - ماسه‌سنگی نصرت آباد (حوضه فلیشی خاور ایران)

محمد رضا بخشی محبی^۱، علی اصغر مریدی فریمانی^۱ و رضا معزی نسب^۲

^۱استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

^۲کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۱۰/۲۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۸/۱۶

چکیده

در منطقه نصرت آباد در ۱۰۵ کیلومتری شمال باختر زاهدان کنگلومرای با سن الیگو- میوسن قرار دارد که از واحدهای سنگ‌چینه‌نگاری حوضه فلیشی خاور ایران است. رسوبات این کنگلومرا، رودخانه‌ای از نوع بریده بریده بوده که با یک دگرشیبی با زاویه تقریباً ۳۰ درجه روی نهشته‌های ماسه‌سنگی- شیلی ائوسن قرار گرفته است. ضخامت اندازه‌گیری شده از این واحد ۲۶۵۰ متر بوده و اندازه قطعات و قلوه‌های این کنگلومرا، درشت، متوسط و ریزدانه و اغلب با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی، سیلتستونی و مادستونی همراه است. شواهد صحرایی همچون ایمبریکاسیون، لایه‌بندی مورب، مسطح و عدسی‌شکل و ساخت‌های کنده شده و پر شده منشأ رودخانه‌ای این کنگلومرا را اثبات می‌کنند. با توجه به نوع جنس قلوه‌های این کنگلومرا و عدم تجانس آنها با رخساره‌های فلیشی سوچر زون سیستان، به نظر می‌رسد این واحد کنگلومرای عمدتاً از سمت باختر (حاشیه لوت) تغذیه شده است. فسیل‌های موجود در قلوه‌های آهکی این کنگلومرا غالباً از خانواده‌های اربیتولین، آلوتولین، نومولیت، ملیولیده و ... هستند. با توجه به محتویات فسیلی قلوه‌ها، سن این کنگلومرا از ائوسن جوان تر است. از طرفی چون توسط کنگلومرای پلیوسن- پلیوستوسن پوشیده می‌شود، می‌توان سن این کنگلومرا را الیگو- میوسن در نظر گرفت.

کلیدواژه‌ها: نصرت آباد، خاور ایران، بریده بریده، سوچر زون سیستان، فلیش.

***نویسنده مسئول:** محمد رضا بخشی محبی

E-mail: m_bakhshi@science.usb.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

برش مورد مطالعه در باختر شهر نصرت آباد در طول جغرافیایی ۵۹ درجه ۵۹ دقیقه و عرض جغرافیایی ۲۹ درجه و ۵۳ دقیقه در ۱۰۵ کیلومتر شمال باختری زاهدان قرار دارد و بهترین راه دسترسی به منطقه جاده آسفالتی مسیر زاهدان- بم است (شکل ۲).

در ۱۰۵ کیلومتری شمال باختر زاهدان و در باختر منطقه نصرت آباد یک واحد کنگلومرای ماسه‌سنگی با سن الیگو- میوسن گسترش دارد. کنگلومرای نصرت آباد به صورت دگرشیب بر روی لایه‌های ماسه‌سنگی ائوسن قرار گرفته است و آبرفت‌های کواترنری نیز به صورت دگرشیب کنگلومرای نصرت آباد را می‌پوشاند (شکل ۱).



شکل ۱- دگرشیبی بین لایه‌های ماسه‌سنگی ائوسن (E) و کنگلومرای مورد مطالعه (OM) در آغاز مسیر، نگاه به سمت شمال خاور.



شکل ۲- راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه، برگرفته از نقشه راهنمای راه‌های ایران.

این حوضه را با عنوان اقیانوس سیستان ذکر کرده‌اند و (1997) Mc Call زمان تشکیل آن را کرتاسه پایانی تا ائوسن در نظر می‌گیرد. در همین زمان با اقیانوس فوج در ارتباط بوده است (Fotoohi Rad et al., 2009). Babazadeh and De Wever (2004) و (2007) Babazadeh سن باز شدن اقیانوس سیستان را قبل از آبتین آغازین در نظر می‌گیرند. (2009) Fotoohi Rad et al. آغاز فرورانش حاشیه خاوری اقیانوس سیستان را در اواسط کرتاسه میانی (بارمین) در نظر گرفته است. (1983) Tirrul et al. زون جوش خورده سیستان را متشکل از سه بخش می‌دانند، شامل رتوک در خاور، مجموعه نه و حوضه سفیدابه که به‌طور ناهمبند دو کمپلکس قبلی را می‌پوشاند. (2005 and 2009) Fotoohi Rad et al. علاوه بر در نظر گرفتن یک فرورانش به زیر بلوک لوت در زمان ائوسن، به فرورانش دیگری در زمان کامپاین- الیگوسن به زیر بلوک افغان نیز اعتقاد دارند. سامانی و اشتری (۱۳۷۱) به وجود یک سیستم گسلی ترانسفورم در بین دو بلوک در جهات مختلف اعتقاد دارند.

۳- روش مطالعه

تمرکز مطالعات این پژوهش بر روی تعیین گسترش و ضخامت و همچنین محتوای دیرینه‌ای لایه‌های کنگلومرایبی و مادستونی بوده است. این مطالعه بر پایه مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی انجام شده است. برش مناسب جهت بررسی و مشخص کردن مرزهای پایین و بالای واحد مورد مطالعه با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی، عکس‌های هوایی، بازدید و بررسی‌های صحرایی انتخاب شد. همچنین در مطالعات صحرایی تفکیک بخش‌های گوناگون واحد، اندازه‌گیری ستبرای لایه‌ها و تعیین ضخامت آنها مدنظر قرار گرفته است (شکل ۳). اندازه‌گیری‌ها از باختر به خاور با مترکشی مستقیم انجام شده است.

۴- چینه‌نگاری سنگی کنگلومرای نصرت‌آباد

اندازه‌گیری‌ها در این منطقه از دگر شیبی بین لایه‌های ماسه‌سنگی ائوسن و کنگلومرای مورد مطالعه آغاز شده و تا هسته ناودیس منطقه ادامه داشته است. موقعیت جغرافیایی در ابتدای برش ۵۹ درجه و ۵۲ دقیقه و ۲۷ ثانیه خاوری و در انتهای سکنش ۲۹ درجه و ۴۸ دقیقه و ۴۲ ثانیه شمالی است.

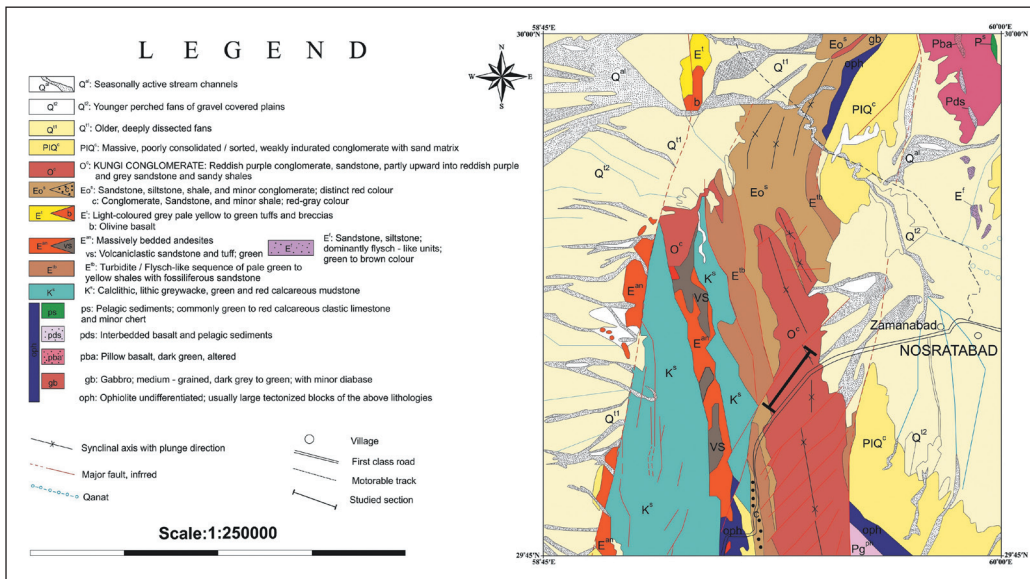
جهت بررسی ردیف چینه‌ای کنگلومرای یاد شده بهترین رخنمون آن انتخاب و پس از بررسی عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای، ضخامت آنها به روش مستقیم مترکشی و اندازه‌گیری شد. هدف اصلی از مطالعه این برش مورد نظر بررسی و نام‌گذاری واحد کنگلومرایبی- ماسه‌سنگی است.

منطقه مورد مطالعه بین دو گسل نصرت‌آباد و کهورک واقع شده است. عملکرد دو گسل کهورک و نصرت‌آباد به گونه‌ای بوده که به نظر می‌رسد تکامل حوضه رسوبی آن با پهنه اصلی سوچر زون سیستان قدری متفاوت است و می‌توان رخساره‌های آذرین و رسوبی تکامل حوضه را از کرتاسه فوقانی تا عهد حاضر در آن ملاحظه کرد. ترتیب قرار گرفتن رسوبات بین این دو گسل، از باختر (گسل کهورک) به سمت خاور (گسل نصرت‌آباد) بدین صورت است که در ابتدا رخساره‌های رسوبی کرتاسه مشاهده می‌شود و پس از آن توده‌های آذرین گابرو، پیلولوا، (کرتاسه) که سنگ‌های آذرین ایگنمبریت، توف، توف‌های ریولیتی (ائوسن) به‌طور ناپوسته بر روی آنها نهشته شده است. در ادامه نیز فلیش‌های ائوسن هستند که در خاتمه به‌صورت دگرشیب توسط کنگلومرای الیگو- میوسن پوشیده می‌شود.

۲- جایگاه زمین‌شناسی جنوب خاور ایران

زمین‌شناسان پهنه‌های زمین‌شناختی ایران را به واحدهای مختلف، و بخش‌های خاور و جنوب خاوری ایران را با توجه به ویژگی‌های زمین‌شناختی آن با نام‌های متفاوتی تقسیم کرده‌اند. پهنه خاور ایران را (1968) Stoklin زون فلیش خاور ایران، (1983) Tirrul et al. زمین‌درز سیستان، (1981) Berberian and King زون زابل- بلوچ و نوگل سادات (۱۳۷۲) زیر پهنه سیستان نامیده‌اند. این پهنه در محدوده خاور و جنوب خاوری ایران در حدفاصل دو پهنه گسلی نهندان در باختر و گسل هریرود در خاور در محدوده‌ای به وسعت ۸۰۰ کیلومتر طول و حدود ۲۰۰ کیلومتر پهنا نهشته‌های ضخیمی از رسوبات فلیش گونه با پی سنگ افیولیتی توسعه پیدا کرده است. با توجه به فراوانی افیولیت‌ملازها در این محدوده (1972) Stoklin, et al. به این پهنه زون کالرد ملاز نیز گفته‌اند.

تکامل این حوضه در زمان کرتاسه صورت گرفته است (1983) Tirrul et al., (1991) Boulin, (1990) Sengor, (1982) Camp and Griffis, (1988) Sengor et al.



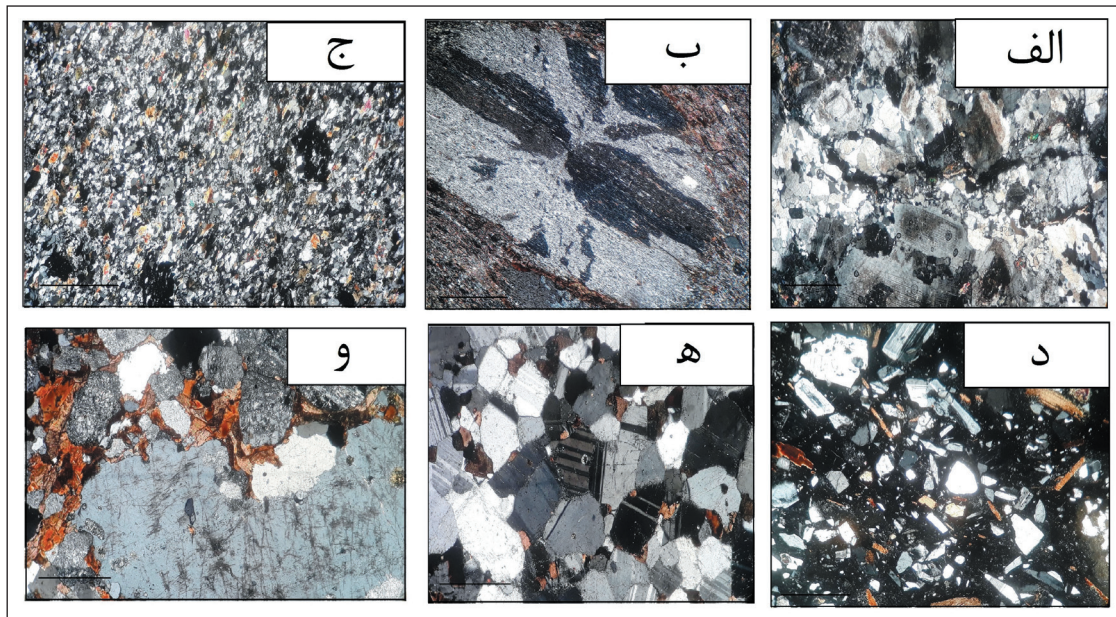
شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی، برگرفته از نقشه زمین‌شناسی الله‌آباد، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰.

دگرگونی مانند هورنفلس کوردیوریت‌دار (شکل ۵)، دارای ساخت رسوبی ایمبریکاسیون هستند (شکل ۶). جورشدگی در این لایه تقریباً ضعیف بوده و ماکروفسیل‌های موجود در قلوها گاستروپودا و میکروفسیل موجود در قلوها *Quincoloculina* sp. است (شکل ۷). همچنین واحد ۱۸ با ضخامت ۶/۲۷ متر دارای سیلستون ارغوانی است.

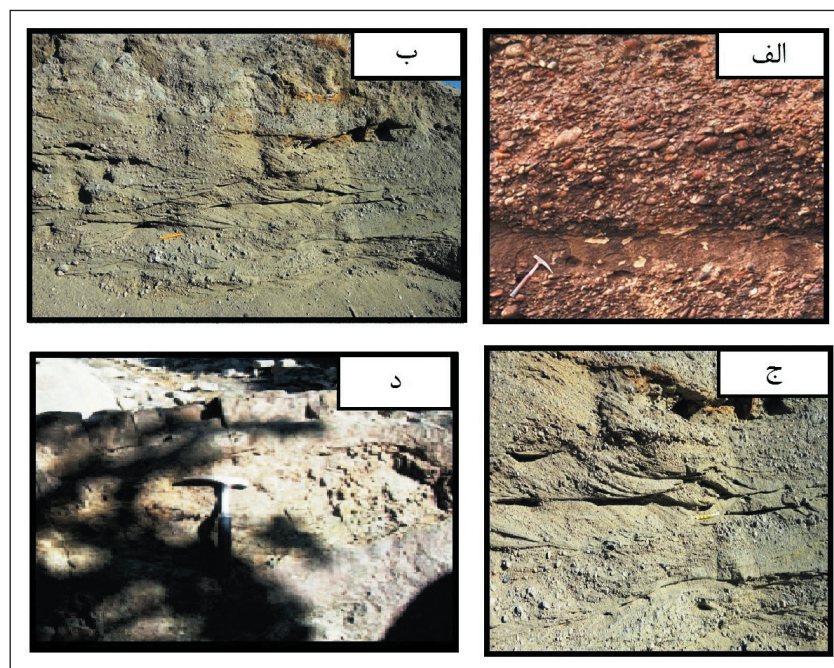
در این بررسی ضخامت حقیقی واحد کنگلومرای ۲۶۵۰ متر به دست آمده است. لایه‌های مورد بررسی از پایین به بالا به شرح زیر است (شکل ۴): واحد ۱۸ با ضخامت ۵۰/۳۲ متر دارای کنگلومرای درشت‌دانه است و قلوه‌های موجود غالباً از سنگ‌های آذرین اسیدی همچون کوارتز مونزونیت ایگنمبریت و سنگ‌های

Era	Period	Epoch	Formation	Lithological column	Description	Unit
Cenozoic	Paleogene	Oligocene - Miocene	Conglomerate Qt		کنگلومرای درشت دانه	18
					سیلستون ارغوانی	17
					میکروکنگلومرا با جورشدگی تقریباً متوسط تا خوب	16
					سیلستون ارغوانی	15
					کنگلومرای ریزدانه	14
					سیلستون ارغوانی	13
					میکروکنگلومرا دارای تقریباً هفت میان لایه سیلستونی	12
					کنگلومرا با میان لایه‌های ماسه سنگی	11
					کنگلومرا با میان لایه‌هایی از میکروکنگلومرا	10
					ماسه سنگ با میان لایه‌های سیلستون	9
					تناوبی از سیلستون و مادستون	8
					سیلستون ارغوانی	7
					کنگلومرا با میان لایه‌های مادستون	6
					تناوبی از کنگلومرای ریزدانه و درشت دانه و میان لایه‌هایی از سیلستون و ماسه سنگ	5
					کنگلومرا با میان لایه‌های سیلستونی	4
					کنگلومرا با میان لایه‌های مادستون	3
					تناوبی از ماسه سنگ و سیلستون و میکروکنگلومرا، دارای ساخت رسوبی لایه بندی مورب	2
					میکروکنگلومرا با میان لایه‌هایی از مادستون	1
کنگلومرای ریزدانه						
ماسه سنگ						
		Eocene	Sandstone			

شکل ۴- ستون چینه‌شناسی واحد کنگلومرای الگو-میوسن.



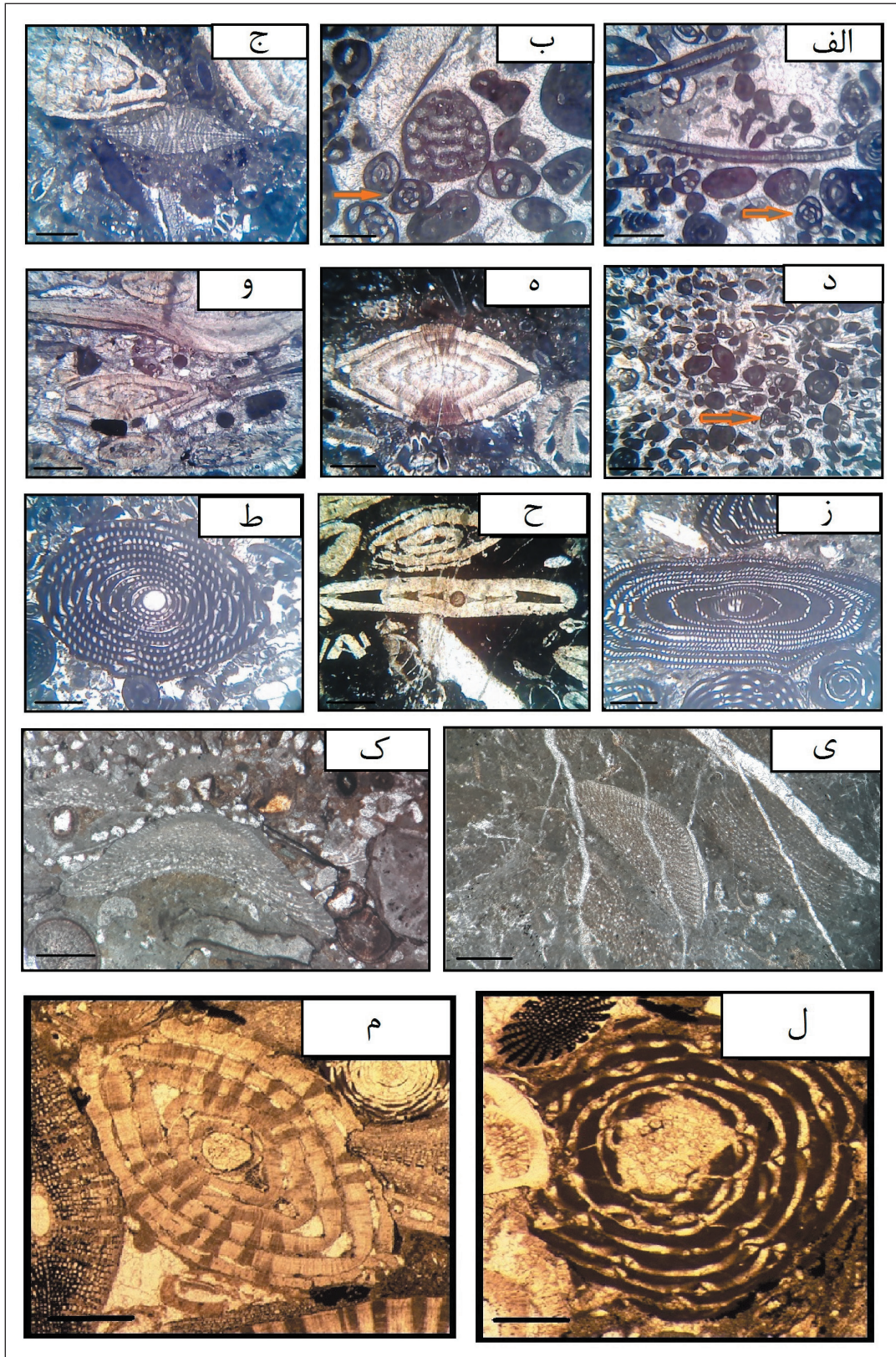
شکل ۵- الف) مقطع میکروسکوپی کوارتز مونزونیت؛ ب) مقطع میکروسکوپی هورنفلس کوردیریت دار؛ ج) مقطع میکروسکوپی اسلیت لکه‌ای؛ د) مقطع میکروسکوپی ایگنیمبریت؛ ه) مقطع میکروسکوپی آپلیت؛ و) مقطع میکروسکوپی مونزونیت.



شکل ۶- الف) بافت رسوبی ایمبریکاسیون؛ ب و ج) ساخت رسوبی لایه‌بندی مورب؛ د) ساخت رسوبی کنده‌شده و پرشده.

و ماسه‌سنگی، قلوه‌های آذرین، ایگنیمبریت، توف ریولیتی، سنگ‌های دگرگونی مانند هورنفلس (شکل ۵) و فسیل *Quinqueloculina sp.* در قلوه‌های آهکی (شکل ۷)، دارای لایه‌بندی مورب Cross bedding است (شکل ۶). واحد ۱۳ با ضخامت ۳۳/۳ متر دارای کنگلومرا با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی و قلوه‌های آهکی و هورنفلس، جورشدگی و گردشدگی خوب است و به سمت انتهای سکشن قلوه‌ها جورشده‌تر و گردشده‌تر به نظر می‌آیند. سائز ذرات متوسط است و دارای ساخت رسوبی ایمبریکاسیون هستند (شکل ۶)، واحد ۱۲ با ضخامت ۱۹/۶ متر دارای ماسه‌سنگ با میان‌لایه‌هایی از میکرو کنگلومراست.

واحد ۱۷ با ضخامت ۶/۵ متر میکرو کنگلومرا با جورشدگی تقریباً متوسط تا خوب و واحد ۱۶ با ضخامت ۲/۶ متر سیلستون ارغوانی دارد. واحد ۱۵ با ضخامت ۶/۶ متر دارای کنگلومرای ریزدانه و همچنین ۵/۴ متر سیلستون ارغوانی و سائز ذرات متوسط است. واحد ۱۴ با ضخامت ۵/۶ متر دارای میکرو کنگلومراست که ذرات نسبت به لایه ۵ درشت‌دانه‌تر هستند و ۹۷/۷ متر میکرو کنگلومرا دارد که دارای تقریباً ۷ میان‌لایه سیلستونی با حداکثر ضخامت یک متر در فواصل تقریباً ۲۰ متری هستند. همچنین ۱۴۷/۸ متر کنگلومرا با میان‌لایه‌های سیلستونی دارد که ضخامت این میان‌لایه‌ها حداکثر ۶۰ تا ۷۰ سانتی‌متر و سائز ذرات آنها متوسط است. علاوه بر قلوه‌های آهکی



شکل ۷- مقطع میکروسکوپی از قلوه‌های آهک و میکروفسیل موجود در آنها: الف) *Quincoloculina* sp.(Oligocene- Lower.)؛ ب) *Quinqueloculina* sp.(Cretaceous)؛ ج) *Discocyclina* sp. (Eocene)؛ د) *Quinqueloculina* sp.(Cretaceous)؛ ه) *Nummulites Convexa* (Middle.Eocene)؛ و) *Nummulites* spp. (Middle.Eocene)؛ ز) *Alveolina levantina* (Lower. Eocene)؛ ح) *Assilina* sp. (Paleocene- Holesen)؛ ط) *Alveolina Aragonensis* (Lower.Eocene)؛ ی) *Orbitolina Kurdica* (Lower.Cretaceous)؛ ک) *Orbitolina Concava* (Alpian-Cnomanian)؛ ل) *Alveolina* sp. (Upper.Paleocene-Upper.Eocene)؛ م) *Nummulites* sp. (Middle. Eocene).

با بررسی فاکتورهایی از قبیل اندازه، جنس، جورشدگی و گردشگی قلوها، ساخت‌های رسوبی موجود در این واحد کنگلومرای بدین شرح است: جورشدگی در این رسوبات نسبتاً بد است و به سمت لایه‌های بالاتر جورشدگی بهتر می‌شود که نشان‌دهنده این است که رسوبات مسافت بیشتری را حمل کرده‌اند، این رسوبات هم در داخل کانال‌های بین سدی و هم در اثر حرکت سدها بر جای می‌مانند. رسوبات پرکننده کانال غالباً به فرم عدسی شکل در بین رسوبات سدی قرار دارند. طبقه‌بندی در این نوع رسوبات بیشتر به فرم توده‌ای و یا مورب است که در اثر حرکت دون‌ها (مگاریل‌ها) تشکیل شده است. رسوبات کف کانال در زیر این رسوبات قرار دارند و کنتاکت آنها با رسوبات زیرین به فرم تخریبی است. سدها ممکن است به فرم طولی، حاشیه‌ای و یا متقاطع نسبت به کانال رسوبی قرار گرفته باشند. غالباً سدهای طولی در نواحی با شیب بیشتر تشکیل می‌شوند و حاوی رسوبات دانه‌درشت‌تر با جورشدگی بدتر هستند (در لایه‌های ابتدایی ۱ تا ۳). با دورتر شدن از منشأ، از تعداد سدهای طولی کاسته و بر تعداد سدهای متقاطع افزوده می‌شود (لایه‌های ۱۲ به بعد) (Smith, 1970). ضمناً در سدهای متقاطع اندازه دانه‌ها کاهش می‌یابد و جورشدگی در آنها بهتر می‌شود. به‌طور کلی در این رودخانه‌ها نواحی با شیب بیشتر (لایه‌های ابتدایی ۱ تا ۳) حاوی رسوبات دانه‌درشت‌تر با جورشدگی بدتر است. با دورتر شدن از منشأ، طبقه‌بندی مورب بیشتر به چشم می‌خورد و ضمناً به همین ترتیب اندازه دانه‌ها کاهش می‌یابد و جورشدگی در آنها بهتر می‌شود.

طبقه‌بندی در این رسوبات از نوع مورب عدسی، مورب مسطح و افقی و جهت طبقه‌بندی مورب در این رسوبات غالباً یک‌جهتی است. در ستون چینه‌شناسی مربوط به این منطقه (شکل ۴)، میزان ذرات دانه‌ریز سیلتی و رسی نسبتاً کم است و بیشتر به‌صورت میان‌لایه در لایه‌های اصلی دیده می‌شوند. در رسوبات این منطقه جهت‌یافتگی در دانه‌های گراول دیده می‌شود و محور بلند آنها عمود بر جهت جریان به فرم ایمبریکاسیون قرار گرفته و نشان‌دهنده این است که کنگلومراهای این منطقه مربوط به مناطق رودخانه‌ای هستند و از کنگلومراهای مناطق عمیق دریا-محور بلند که موازی جهت جریان هستند، مجزا می‌شوند. کاهش تدریجی اندازه دانه‌ها به‌طرف بالا در توالی عمودی این رسوبات تا حدودی مشهود است. به‌طور کلی رسوبات این منطقه به فرم سیکی هستند و در هر نوبت که رودخانه طغیان می‌کرده، سطح مقداری از رسوبات برجای مانده را می‌شسته و با خود می‌برده است و رسوباتی که بعداً در بالای آنها برجای مانده سیکلوتم را تشکیل داده‌اند. در هر سیکل کاهش تدریجی اندازه دانه‌ها به‌طرف بالا مؤید کاهش انرژی در محیط رسوب‌گذاری است.

با توجه به ویژگی‌های رودخانه‌های بریده بریده و همچنین نتایج حاصل از مشاهدات و بررسی‌های صحرایی مشخص می‌شود که محیط رسوبی مورد مطالعه یک محیط رودخانه‌ای از نوع بریده بریده است. رخساره اصلی آن ماسه‌سنگ دانه متوسط تا خیلی درشت احتمالاً پیل است و رخساره‌های فرعی آن نیز گراول با لایه‌بندی توده‌ای یا افقی ناقص، ماسه دانه متوسط تا خیلی دانه‌درشت احتمالاً پیل دار با لایه‌بندی مورب مسطح، ماسه خیلی ریز تا درشت با ریپل مارک، ماسه خیلی ریز تا خیلی درشت احتمالاً پیل دار با لایه‌بندی افقی، سطح تخریب همراه با قطعات درشت در بالای آن، ماسه ریز با لایه‌بندی مورب که شیب آن کم است، ماسه، سیلت و گل با لامیناسیون نازک و ریپل مارک‌های خیلی کوچک و گل و سیلت توده‌ای دارای ترک گلی هستند (موسوی حرمی، ۱۳۸۹).

فرسایش شدید و حرکت ناگهانی کانال‌ها نشان می‌دهد که تکامل رودخانه‌های بریده بریده در طی وقوع سیل یا افزایش شدت جریان صورت می‌گیرد (Bertoldi et al., 2010). از آنجا که رودخانه‌های بریده بریده به‌طور مستمر در حال تغییر کانال در اثر ته‌نشست ماسه‌ها هستند، می‌توان این چنین تفسیر کرد که رسوبات درون کانال از رسوبات باقیمانده کف کانال تشکیل شده‌اند که با کنتاکت تخریبی بر روی رسوبات زیرین قرار می‌گیرند. در منطقه مورد مطالعه نیز عوامل و پارامترهایی همچون رسوب فراوان و تغییر مکرر و شدید عمق کانال باعث می‌شود که در این رودخانه‌ها بار بستر غنی از رسوب شنی با ضخامت زیاد باشد (Yves- François et al., 2013).

واحد ۱۱ با ضخامت ۳۲/۷ متر دارای ماسه‌سنگ با میان‌لایه‌های سیلتستون، قلوها‌های ایگنمریت هورنفلس‌های کوردیوریت‌دار است (شکل ۵) که فسیل موجود در قلوها‌های آهکی *Discocyclina sp.* است (شکل ۷).

واحد ۹ با ضخامت ۴/۷ متر دارای سیلتستون ارغوانی است. واحد ۸ با ضخامت ۸۳ متر تناوبی از کنگلومرای ریزدانه و درشت‌دانه و میان‌لایه‌هایی از سیلتستون و ماسه‌سنگ است و قلوها‌های آذرین شامل آپلیت، گرانودیوریت، ایگنمریت و هورنفلس هستند (شکل ۵). واحد ۷ با ضخامت ۹۴/۳ متر تناوبی از کنگلومرای ریزدانه تا متوسط‌دانه، ماسه‌سنگ با ضخامت ۱ تا ۲ متر و کنگلومرا دارای قلوها‌های آذرین مونزونیت (شکل ۵) است که فسیل موجود در قلوها‌های آهکی آن *Quinqueloculina sp.* است (شکل ۷). واحد ۶ با ضخامت ۵۶/۲ متر دارای کنگلومرا با میان‌لایه‌های سیلتستونی است که در انتهای لایه یک میان‌لایه ماسه‌سنگی سبز رنگ به ضخامت ۱/۵ متر وجود دارد. فسیل‌های موجود در قلوها‌های آهکی: *Nummulites spp.*, *Nummulites Convexa*; *Alveolina aragonensis*, *Alveolina levantina* Hottinger, *Assilina sp.* (شکل ۷).

واحد ۵ با ۱۶/۲ متر ضخامت، تناوبی از سیلتستون، مادستون و ماسه‌سنگ است، در بین آنها یک میان‌لایه کنگلومرای به ضخامت ۳ متر دیده می‌شود.

واحد ۴ با ضخامت ۱۳۷/۶ متر تناوبی از سیلتستون و مادستون، و همچنین با ضخامت ۱۵۶/۹ متر دارای کنگلومرا با میان‌لایه‌های مادستونی، قلوها‌های دگرگونی مانند میکاشیست و گنیس بوده و سائز ذرات متوسط است، فسیل‌های موجود در قلوها‌های آهکی *Orbitolina Kurdica*, *Orbitolina Concava*, *Alveolina sp.* و *Nummulites sp.* است (شکل ۷).

واحد ۳ با ضخامت ۳۲/۸ متر تناوبی از ماسه‌سنگ و سیلتستون (به میزان کمتر) و میکروکنگلومرا، دارای ساخت رسوبی لایه‌بندی مورب (Cross bedding) (شکل ۶) است.

واحد ۲ با ضخامت ۳۲/۸ متر دارای میکروکنگلومرا با میان‌لایه‌هایی از ماسه‌سنگ و سیلتستون است.

واحد ۱ با ضخامت ۱۷۱/۴ متر میکروکنگلومرا با میان‌لایه‌هایی از مادستون و همچنین کنگلومرای متوسط‌دانه با ضخامت ۰/۵ تا ۱ متر به‌صورت میان‌لایه در بین این میکروکنگلومرا و سائز ذرات متوسط بوده و دارای ساختمان‌های کنده شده و پرشده است (شکل ۶). ۵۱۵ متر غالباً از کنگلومرای ریزدانه، ماسه‌سنگ و میان‌لایه‌هایی از سیلتستون با ضخامت‌های کم ۷۰ سانتی‌متری، قلوها‌های آهکی، ساخت رسوبی لایه‌بندی مورب و ساخت کنده شده و پرشده است (شکل ۶). ۳۰۶ متر غالباً از میکروکنگلومراست که به سمت محور ناودیس ریزدانه‌تر و در نهایت به لایه ماسه‌سنگی تبدیل می‌شود. ۸ میان‌لایه در آن مشاهده می‌شود که دو میان‌لایه اول کنگلومرای ۶ میان‌لایه بعدی سیلتستونی است. ضخامت هر کدام از این میان‌لایه‌ها تقریباً ۱۵ متر است و در فواصل تقریباً مساوی از هم قرار دارند. ۴۰ متر ماسه‌سنگ است.

هر چند در انتها در هسته ناودیس، آبرفت‌های کوارترنری وجود ندارد، ولی در حاشیه سنکینال آبرفت‌های پلیو-کوارترنر به‌صورت دگرشیب در حاشیه لایه‌های کنگلومرای الیگو-میوسن قرار گرفته‌اند.

۵- بحث

این مطالعه در منطقه نصرت‌آباد واقع در حوضه فلیشی خاور ایران انجام شده و مطالعه این واحد کنگلومرای - ماسه‌سنگی بر اساس مشاهدات صحرایی، مطالعات میدانی و فسیل‌های موجود در قلوها‌های آهکی این صورت گرفته است. این کنگلومرا در منطقه الله‌آباد توسط شهرابی (۱۳۷۳) مطالعه شده است. در این منطقه بیشترین گسترش کنگلومرا در کنار گسل نصرت‌آباد بوده و دارای تناوبی از کنگلومرا و ماسه‌سنگ است. به دلیل نبود فسیل، بر اساس موقعیت چینه‌نگاری، سن آن را الیگوسن تا میوسن در نظر گرفته‌اند.

۲) از آنجا که گرانتیت زاهدان در خاور کنگلومرای نصرت آباد واقع شده است و گرانتیت‌های حاشیه لوت در سمت باختر آن هستند و نسبت به گرانتیت زاهدان با فاصله دورتری از منطقه قرار گرفته‌اند و با توجه به اینکه با حرکت از باختر به خاور محور سنکینال نزدیک تر خواهد بود، اندازه ذرات ریزدانه تر می‌شود و گردشگری و جورشدگی افزایش پیدا می‌کند و به دلیل اینکه در محیط‌های رودخانه‌ای با دور شدن از منشأ این ویژگی‌ها دیده می‌شود، پس می‌توان گفت که منشأ رودخانه از باختر است و قلوه‌های گرانتیتی موجود در منطقه از حاشیه لوت منشأ گرفته‌اند.

۳) با توجه به وجود قلوه‌های دگرگونی مانند هورنفلس در منطقه می‌توان گفت که منشأ قلوه‌ها از حاشیه لوت است. زیرا در منطقه خاوری هورنفلس‌های گسترده‌ای وجود ندارد و از جایی دیگر وارد منطقه شده‌اند. از طرفی هورنفلس‌های حاشیه لوت سرشار از کوردیوریت هستند و بررسی مقاطع نازک تهیه شده از هورنفلس‌های موجود در کنگلومرای نصرت آباد نیز این ویژگی را نشان می‌دهند و این خود یک دلیل قوی است برای اینکه قلوه‌های از حاشیه لوت سرچشمه گرفته‌اند (شکل ۵).

۴) از آنجا که یکی از ویژگی‌های محیط‌های رودخانه‌ای بریده بریده این است که با دورتر شدن از منشأ رودخانه فراوانی ساخت رسوبی کراس بدینگ بیشتر و اندازه آنها بزرگ‌تر می‌شود و با توجه به اینکه در این منطقه ه از باختر به خاور این ویژگی به چشم می‌خورد، نتیجه‌گیری می‌شود که منشأ رودخانه از سمت باختر است، پس قلوه‌های آذرین و دگرگونی موجود در منطقه از حاشیه لوت (در باختر کنگلومرای نصرت آباد) منشأ گرفته‌اند.

۵) در محیط‌های رودخانه‌ای بریده بریده با دورتر شدن از منشأ از تعداد سدهای طولی کاسته و بر تعداد سدهای متقاطع افزوده می‌شود. ضمناً در سدهای متقاطع اندازه دانه‌ها کاهش می‌یابد (از لایه ۳ به بعد، که در لایه‌های آخری مثل ۱۳، ۱۴، ۱۵ ... میکرو کنگلومرا خیلی ریزدانه و در نهایت در لایه ۱۸ به ماسه سنگ تبدیل می‌شود) و جورشدگی در آنها بهتر می‌شود. در منطقه مورد مطالعه از باختر به خاور به همین شکل است و منشأ رودخانه از باختر به خاور است و گرانتیت‌ها از حاشیه لوت منشأ گرفته‌اند.

۶) در رودخانه‌های بریده بریده با دورتر شدن از منشأ شیب لایه‌ها کمتر می‌شود. در منطقه مورد مطالعه نیز از باختر به خاور به همین شکل است، به طوری که در لایه‌های ابتدایی (لایه‌های ۱ تا ۳) شیب تقریباً ۳۰ تا ۴۰ درجه است و به سمت جلو شیب کمتر می‌شود. به طوری که در لایه‌های ۱۷ و ۱۸ شیب به ۹ تا ۱۰ درجه می‌رسد و تقریباً به حالت افقی نزدیک می‌شود، پس جهت رودخانه مورد مطالعه از باختر به خاور است و قلوه‌های آذرین موجود در منطقه از حاشیه لوت منشأ گرفته‌اند.

۷) از آنجا که از روی جهت شیب لایه‌بندی متقاطع می‌توان جهت حرکت رودخانه را تشخیص داد، به طوری که جهت حرکت رودخانه در جهت شیب لایه‌بندی متقاطع است، جهت شیب لایه‌بندی‌های متقاطع موجود در منطقه مورد مطالعه (لایه‌های ۳، ۱۳ و ۱۶) از باختر به خاور است، که این نشان می‌دهد جهت رودخانه از باختر به خاور است؛ پس می‌توان نتیجه گرفت منشأ قلوه‌های آذرین از حاشیه لوت است.

۸) یکی از ساخت‌های رسوبی موجود در منطقه، ایمبرکاسیون است (شکل ۶)، با توجه به اینکه در نواحی کم عمق جهت شیب ایمبرکاسیون‌ها در خلاف جهت جریان است، در منطقه مورد مطالعه ایمبرکاسیون‌ها (لایه‌های ۲ و ۴) تقریباً عمود بر جهت جریان هستند و نمی‌توان به طور واضح گفت که در جهت رودخانه و یا در خلاف جهت رودخانه قرار گرفته‌اند، این طرز قرار گرفتن ایمبرکاسیون‌ها شاید به این دلیل است که رودخانه در طی حرکت مسیر خود را تغییر می‌دهد و یا اینکه رودخانه‌های فرعی به آن وارد می‌شوند.

۹) با توجه به ضخامت زیاد برخی از واحدهای کنگلومرای منطقه، به نظر می‌رسد که این کنگلومراها مربوط به یک بادبزن آبرفتی از منشأ جریان خرده‌دار (Debris flow) باشند. در واقع در این منطقه هم محیط رسوبی بادبزن آبرفتی و نیز محیط رسوبی رودخانه‌ای از نوع بریده بریده در تناوب با یکدیگر دیده می‌شوند که بیشترین ضخامت مربوط به رودخانه‌های بریده بریده است.

رسوبات باقیمانده از دانه‌های درشت (گراول) تشکیل شده که رودخانه قادر به حرکت آنها نبوده است. سپس رسوبات ماسه‌ای با طبقه‌بندی عدسی در بالای این رسوبات قرار می‌گیرند که بر اثر حرکت دون‌های (مگاریل‌ها) با خط‌الرأس پیچیده تشکیل شده‌اند. در منطقه ماسه‌ای مسطح، طبقه‌بندی مورب مسطح با مقیاس بزرگ تشکیل می‌شود که در بالای این رسوبات قرار دارد. به طرف بالا در منطقه ماسه‌ای مسطح، طبقه‌بندی مورب عدسی و مسطح تشکیل می‌شود. در قسمت فوقانی این توالی‌ها، رسوبات دشت سیلابی متشکل از رس و سیلت قرار می‌گیرد. این رسوبات ضخامت بسیار کمی دارند، در مواقع سیلابی در محیطی آرام برجای گذاشته شده‌اند. مخروط افکنه (که بادبزن آبرفتی هم نامیده شده است) ته‌نشست بادبزن‌شکل است که به وسیله رودخانه‌ها در محل‌هایی پدید می‌آید که شیب آنها به طور ناگهانی کم می‌شود. هنگامی که آبراه‌ها از دره‌های پرشیب کوهستان وارد منطقه کم‌شیب و دشت شوند، به دلیل کاهش سرعت آب، رسوبات خود را به صورت مخروط باز شده‌ای به جا می‌گذارند که مخروط افکنه (Alluvial Fan) یا مخروط آبرفتی نامیده می‌شود. رأس مخروط افکنه به سمت بالادست آبراهه و قاعده آن در پایین دست است. رسوبات مخروط افکنه در نزدیک رأس آنها بیشتر از قطعات سنگ درشت دانه و قلوه‌سنگ‌های بزرگ تشکیل شده و به تدریج به سمت قاعده شامل دانه‌های شن، ماسه، مارن و رس است. مخروط افکنه در نواحی خشک و نیمه‌خشک که پوشش گیاهی بیشتر به صورت پراکنده است، گسترش زیادی دارد. مخروط افکنه‌ها معمولاً در محل خروجی دره به دشت پدید می‌آیند. اگر چند مخروط افکنه مجاور با همدیگر به یک دامنه شیب‌دار بریزند، تشکیل یک دشت آبرفتی (bajada) می‌دهند (معیری، ۱۳۹۰).

ته‌نشست رسوبات ذخیره شده به وسیله رودخانه سریع‌السیر همچنان که وارد دشت یا دره بازی می‌شود، به دلیل شکلی که دارد، بادبزن آبرفتی نامیده می‌شود. بادبزن آبرفتی در مناطق خشک معمول‌ترین پدیده است. زیرا خشک و سیلابی شدن متناوب رودخانه‌های کوهستان شرایط مناسبی برای تشکیل آن فراهم می‌سازد. بادبزن آبرفتی گاهی تا چندین کیلومتر گسترش می‌یابد (فشارکی، ۱۳۷۹).

۶- تعیین منشأ قلوه‌های آذرین موجود در کنگلومرای نصرت آباد

از بررسی‌های صحرایی انجام شده و مطالعات میکروسکوپی مقاطع نازک این نتیجه حاصل می‌شود که غالب قلوه‌های آذرین موجود در منطقه از نوع آذرین اسیدی مانند گرانتیت، مونزونیت، کوارتز مونزونیت، و حد واسط نظیر دیوریت، گابرو، اینگمبریت هستند و قلوه‌های دگرگونی آن بیشتر از نوع هورنفلس کوردیوریت دار و اسلیت لکه‌دار است.

با توجه به دلایل زیر می‌توان استنباط کرد که منشأ قلوه‌های آذرین و دگرگونی موجود در کنگلومرای نصرت آباد از حاشیه لوت سرچشمه می‌گیرد:

بلوک لوت، خاوری‌ترین بخش خردقاره ایران مرکزی است. فراوانی سنگ‌های آتشفشانی سیستم ترشیری، به ویژه انوسن که با داشتن ضخامت حدود ۲۰۰۰ متر، بیش از نیمی از بلوک لوت را می‌پوشاند. نهشته‌های دریاچه‌ای تقریباً افقی پلیوسن - پلیستوسن به نام «سازند لوت» که نشانگر عملکرد ضعیف بازپسین رخداد چین‌خوردگی در این بلوک است؛ سنگ‌های آتشفشانی حاشیه باختری لوت تا اندازه‌ای به دور از دگرشکلی‌اند؛ فعالیت ماگمایی لوت شمالی از کرتاسه پسین، آغاز شده و ۵ میلیون سال ادامه داشته است؛ سنگ‌های ماگمایی از نوع گدازه‌های بازالتی، آندزیتی، داسیتی، ریولیتی و همچنین مقدار کمتری نفوذی‌های نیمه‌عمیق هستند. گفتنی است که آتشفشانی‌های بخش شمالی لوت، می‌تواند حاصل فرورانش به سوی بلوک لوت باشد (افتخارنژاد، ۱۳۵۲). پس:

۱) قلوه‌های گرانتیتی موجود در کنگلومرای نصرت آباد سنی قدیمی‌تر از گرانتیت زاهدان دارند و به احتمال زیاد این گرانتیت‌ها از حاشیه لوت منشأ گرفته‌اند که سن گرانتیت‌های آن ژوراسیک است. گردشگری و کرویت قلوه‌های گرانتیتی بیان‌کننده این است که مسافتی طولانی را طی کرده و فرصت کافی برای فرسایش یافتن داشته‌اند.

۷- تعیین سن کنگلومرای نصرت‌آباد

چون این گرانیته از کنگلومرا جوان تر است. قله‌های دگرگونی مانند هورنفلس نیز در منطقه وجود دارد و می‌توان استنباط کرد که منشأ بسیاری از آنها از حاشیه لوت بوده است. با توجه به وجود رخساره‌های بازیک، اولترابازیک، ایگنمبریت و ریولیت و بلوک‌های آهکی ائوسن در بخش باختری حوضه فلیش، می‌توان گفت که منشأ بعضی از این نوع قله‌ها از بخش باختری حوضه بوده است.

- با توجه به اینکه در منطقه از باختر به خاور ساخت‌های کراس بدینگ بیشتر و اندازه آنها بزرگ‌تر می‌شود و همچنین از باختر به خاور تعداد سدهای طولی کاهش و سدهای متقاطع افزایش و همچنین در سدهای متقاطع اندازه دانه‌ها کاهش می‌یابد و از طرفی جورشدگی در رسوبات بهتر می‌شود، می‌توان گفت که محیط رسوبی غالب بر منطقه رودخانه‌های بریده بریده و جهت جریان از خاور به باختر بوده است. - با توجه به اینکه جوان‌ترین فسیل‌های یافت شده در قله‌های آهکی ائوسن هستند، سن کنگلومرای نصرت‌آباد را می‌توان از ائوسن جوان‌تر در نظر گرفت و از آنجا که در زیر رسوبات پلیوسن واقع شده است سن آن الیگوسن - میوسن است.

- کنگلومرای مذکور به‌طور غیررسمی به نام کنگلومرای کنجی معرفی شده است. با توجه به اینکه در منطقه مورد مطالعه این رسوبات ضخامت کامل تری دارند و مرز زیرین و بالایی آنها کاملاً مشخص است، به‌عنوان کنگلومرای نصرت‌آباد پیشنهاد می‌شود.

بر اساس مطالعات میکروسکوپی، جدیدترین فسیل یافت شده *Quincoloculina* sp. (که از ائوسن جوان تر است) در لایه ۱۵ است (شکل ۷). بنابراین می‌توان گفت کنگلومرای نصرت‌آباد تحت تأثیر عملکرد فاز ساوین در اواخر الیگوسن و اوایل میوسن در حدود ۲۳ میلیون سال قبل قرار گرفته است و بر اساس موقعیت چینه‌شناسی (زیر رسوبات پلیوسن) می‌توان سن کنگلومرای نصرت‌آباد را الیگوسن - میوسن در نظر گرفت.

فسیل‌های موجود در قله‌های آهکی این کنگلومرا غالباً از خانواده‌های اربیتولین، آلوئولین، نومولیت، ملیولیده و ... هستند که با توجه به اینکه جوان‌ترین سن آنها جنسی از ملیولید با سن الیگوسن - میوسن زیرین است و از طرفی چون توسط کنگلومرای پلیوسن - پلیوستوسن (کواترنری) پوشیده می‌شود، می‌توان سن این کنگلومرا را الیگوسن - میوسن در نظر گرفت.

۸- نتیجه‌گیری

نتایج به‌دست‌آمده از مطالعه و بررسی‌های سنگ‌شناسی و فسیل‌شناسی روی ۱۸ لایه کنگلومرای - ماسه‌سنگی در منطقه مورد نظر که با یک دگرشیبی آغاز می‌شود به شرح زیر است:
- منشأ بعضی از قله‌های گرانیته موجود در منطقه نمی‌تواند گرانیته زاهدان باشند

کتابکاری

- افتخارنژاد، ج.، ۱۳۵۲- بررسی زمین‌شناسی در لوت مرکزی و خاور ایران.
سامانی، ب. و اشتری، ش.، ۱۳۷۱- تکوین زمین‌شناسی ناحیه سیستان و بلوچستان، فصلنامه علوم زمین، ش ۴، سازمان زمین‌شناسی کشور، صص. ۱۴ تا ۲۵.
شهرابی، م.، ۱۳۷۳- شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش الله‌آباد، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور، شماره K11.
فشارکی، پ.، ۱۳۷۹- فرهنگ جغرافیا، انتشارات امیرکبیر.
معیری، م.، ۱۳۹۰- فرهنگ واژه‌های ژئومورفولوژی، انتشارات دانشگاه اصفهان.
موسوی حریمی، ر.، ۱۳۸۹- رسوب‌شناسی، انتشارات آستان قدس رضوی، ۴۷۴ ص.
نوگل سادات، م. ع.، ۱۳۷۲- نقشه زمین‌ساخت ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Babazadeh, S. A. and De Wever, P., 2004- Early Cretaceous radiolarian assemblages form radiolarites in the Sistan Suture (eastern Iran). *Geodiversitas*, V. 26(2), pp. 185-206.
- Babazadeh, S. A., 2007- Cretaceous radiolarians form Birjand ophiolitic range in Sahlabad Province, eastern Iran. *Revue de Paleobiologie*, V. 26(1), pp. 9-98.
- Berberian, M. and King, G., 1981- Towards a Paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Canadian Journal of Earth Sciences*, V. 18, pp. 210-265
- Bertoldi, W., Zaroni, L. and Tubino, M., 2010- Assessment of morphological changes induced by flow and flood pulses in a gravel bed braided river: The Tagliamento River (Italy). *Geomorphology*, V. 114, pp. 348-360.
- Boulin, J., 1991- Structures in Southwest Asia and evolution of the eastern Tethys. *Tectonophysics*. V. 196, pp. 211-268
- Camp, V. E. and Griffis, R. J., 1982- Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan Suture Zone, eastern Iran. *Lithos*, V. 15, pp. 221-239.
- Fotoohi Rad, G. R., Droop, G. T. R. and Burgess, R., 2009- Early Cretaceous exhumation of high-pressure metamorphism rocks of the Sistan suture Zone, Eastren Iran. *Geological Journal*, V. 44, pp. 104-116.
- Fotoohi Rad, G. R., Droop, G. T. R., Amini, S. and Moazzen, M., 2005- Eclogites and blueschists of the Sistan Suture Zone, eastern Iran: A Comparision of P-T histories form a subduction mélange. *Lithos*, V. 84, pp. 1-24.
- Mc Call, G. J. H., 1997- The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of Southern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, V. 15, pp. 517-531.
- Sengor, A. M. C., Demir, A., Altan, C., Timur, U. and Hsti, K. J., 1988- Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land, Geological Society, London, Special Publications 1988, V. 37, pp. 119-181.
- Sengor, A. M., 1990- Palte tectonics and orogenic research after 25 years, A Tethyan Perspective. *Earth Science Review*, V. 27, pp. 1-201
- Smith, N. D., 1970- The braided Stream depositional environment comparison of the Platte River with some Silurian clastic rocks, north-central Appalachians: *Geo. Sos. Am. Bull.*, V. 81, pp. 2993-3014.
- Stoklin, J., 1968- Structural history and tectonic of Iran, *Bulletin of the American Association of Petroleum Geology*, V. 52, pp. 1229-1258.
- Stoklin, J., Eftekharneshad, J. and Hushmandzadeh, A., 1972- Central Lut reconnaissance East Iran. *Geological Survey of Iran Report* 22, 62 P.
- Tirrul, L., Bell, I. R., Griffis, R. J. and Camp, V. E., 1983- Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, V. 94, pp. 134-150
- Yves-François, L. L., Hervé, P. and Anne, R. H., 2013- Perception of braided river landscapes: Implications for public participation and sustainable management. *Journal of Environmental Management*, V. 119, pp. 1-12.

Study and nomenclature of sandstone-conglomerate unit in the Nosrat-Abad area, northwest of Zahedan

M. R. Bakhshi Mohebbi^{1*}, A. A. Moridi farimani¹ and R. Moezzi nasab²

¹Assistant Professor, Department of Geology, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

²M.Sc., Department of Geology, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

Received: 2017 January 17

Accepted: 2017 November 07

Abstract

Among the sedimentary units of the east flysch basin in the Nosrat-Abad area, where in the 105km northwest of Zahedan, there is a sandstone-conglomerate unit with an Oligo-Miocene age. The depositional environment of this deposit was fluvial which has been morphologically dissected in several portions; this unit covers the Eocene sandstone-shale deposits by an angular unconformity about 30 degrees. The measured thickness is about 2650 meters. The composed particles and pebbles are in various grain size. On the other hand, sandstone, siltstone, and mudstone accompany the conglomerate unit. Field observations document the unit was formed in a fluvial depositional environment. Imbrication and cross, smooth, and lens-shaped bedding are the main recognizable sedimentary structures. Moreover, the caved and filled structure are seen. Note that there is difference between the lithology of the pebbles in the conglomerate and the rocks composing the flysch zone, the pebbles could be originated from the west side, where in the Lut block. The recognized fossils from limestone pebbles are belong to the families such as Orbitolina, Alveolina, Nummulite, and Miliolid, consequently, the age of conglomerate-sandstone unit must be younger than Eocene and cover by Conglomerate Quaternary probably could be Oligo-Miocene.

Key Words: Nosrat-Abad, East Iran, Braided, Sistan Suture Zone, Flysch

For Persian Version see pages 201 to 208

*Corresponding author: M. R. Bakhshi Mohebbi; E-mail: m_bakhshi@science.usb.ac.ir