

فهرست

- بیواستراتیگرافی گذر مزوزوئیک-سنوزوئیک بر مبنای ناتوفسیل های آهکی در برش تنگ بوالفارس، جنوب غرب ایران
سعیده سعاری ۱
- دگرریختی فرانهاده سنوزوئیک در جنوب بلوک ایران مرکزی: شواهد به دست آمده از چین خوردگی و میدان تنش زمین ساختی در کمربند ساختاری رفسنجان
لیلا عنادی، سید احمد علوی و محمدرضا قاسمی ۱۱
- پتروژنز و جایگاه تکتونوماگمایی توده گرانیتوئیدی مغاللو (شمال غرب ایران)
لیلی فتحیان، فرهاد البانی، علی اکبر بهاری قر و محمدحسین زرین کوب ۳۳
- جایگاه تکتونوماگمایی سنگ های آتشفشانی اتوسن منطقه آهوان (سمنان)
مرتضی خلعتبری جعفری و صدیقه افضلی ۴۹
- منشأی منابع رسوب در فصل های بهار و پاییز با استفاده از ردیاب های ژئوشیمیایی
کاظم نصرتی و فروزان احمدی ۶۵
- زیست چینه نگاری سازندهای سروک و ایلام در میدان نفتی آب تیمور (جاه های شماره ۱ و ۱۴)
رضا امیدی، عباس صادقی، محبوبه حسینی برزی و ترکس اکبری سن کلابه ۷۵
- چینه نگاری سکانسی نهشته های الیگو - میوسن در یال جنوبی ناقدیس احمدی (تنگ عبیدی)، جنوب شرق شیراز
جهانبخش دانشیان، محسن یعقوبی و علیرضا طهماسبی سروستانی ۹۳
- توانایی جاه های فلمن در بهبود پارامترهای فیزیکی و میکروبی آب رودخانه
مجتبی قره محمودلو، مصطفی سید، سید مصطفی خضری، کمال خدایی و سید محمد سید خادمی ۱۲۱

Contents

- Biostratigraphy of Mesozoic-Cenozoic boundary based on calcareous nannofossils in Bul-fars section, Southwest Iran
Senemari, S. 133
- Cenozoic superposed deformation in the south of Central Iran: Implication for folding and tectonic stress field in Rafsanjan structural belt
Ebadi, L., Alavi, S.A. and Ghassemi M.R. 134
- Petrogenesis and tectonomagmatic setting of Moghanlu Granitoid (NW of Iran)
Fathiyan, L., Aliani, F., Baharifar, A.A. and Zarinkoub, M.H. 135
- Tectonomagmatic setting of the Eocene volcanic rocks in Ahovan area (Semnan)
Khalatbari-Jafari, M. and Etesami, S. 136
- Investigating of seasonal change effects on suspended sediment yield using geochemical tracers
Nosrati, K. and Ahmadi, F. 137
- Biostratigraphy of the Sarvak and Ilam formations in Abteymoor Oil Field (Wells no. 1 and 14)
Omidi, R., Sadeghi, A., Hosseini-Barzi, M. and Akbari, N. 138
- Sequence Stratigraphy of the Oligo-Miocene deposits in Ahmadi anticline, southeast of Shiraz
Daneshian, J., Yaghoobi, M. and Tahmasbi Sarvestani, A.R. 139
- Ability of Felmann wells to improve the physical and microbial parameters of river water
G. Mahmoodlu, M., Seyed, M., Khezri, S.M., Khodaei, K. and Seyedkhademi, S.M. 140



سال ۱۲، شماره ۴۶، تابستان ۱۳۹۷

صاحب امتیاز:

پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر مسئول:

دکتر سعید میرزایی، استاد پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

سر دبیر:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهید بهشتی

همکار سردبیر:

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهید بهشتی

هیئت تحریریه:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهید بهشتی

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهید بهشتی

دکتر محمدرضا رضایی، دانشیار دانشگاه تهران

دکتر عزت‌ا... رئیسی، استاد دانشگاه شیراز

دکتر عبدا... سعیدی، استادیار سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر سید کاظم علوی پناه، استاد دانشگاه تهران

دکتر فریدون غضبان، دانشیار دانشگاه تهران

دکتر سید محمود فاطمی عقدا، استادیار دانشگاه خوارزمی

دکتر منوچهر قرشی، دانشیار سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر محمد قویدل، استاد انستیتو نفت دانشکده فنی دانشگاه تهران

دکتر فرید مر، استاد دانشگاه شیراز

دکتر رضا موسوی حرمی، استاد دانشگاه فردوسی مشهد

دکتر سعید میرزایی، استاد جهاد دانشگاهی

دکتر منصور وثوقی عابدینی، دانشیار دانشگاه شهید بهشتی

مدیر داخلی:

کمال خدایی، استادیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر اجرایی:

انسبیه اسماعیلی

ویراستار:

پرستو عطرسائی

صفحه‌آرا:

آرزو انصاری

چاپ:

بعث

تاریخ انتشار: تابستان ۱۳۹۷

نشانی:

تهران، خیابان انقلاب، خیابان ۱۶ آذر، پایین‌تر از نصرت، جنب انتشارات بعثت

نشانی دفتر فصلنامه:

تهران، اوین، دانشگاه شهید بهشتی، پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی، صندوق پستی: ۱۹۶۱۵۱۱۷۱

تلفن: ۲۲۴۳۱۹۳۳ - ۴، ۲۹۹۰۳۰۳۷

پست الکترونیک: zaminshenasiiran@yahoo.com

وب سایت: www.rias.ac.ir

وب سایت فصلنامه: journal.rias.ac.ir

این فصلنامه دارای مجوز علمی - پژوهشی به شماره ۳/۳۰۹ مورخ ۸۷/۱/۲۸ از وزارت علوم، تحقیقات و فناوری می‌باشد.

این نشریه در پایه استنادی علوم جهان اسلام و نیز ایران ژورنال (نظام نمایه‌سازی مرکز منطقه‌ای اطلاع‌رسانی علوم و فناوری) نمایه شده است و دارای ضریب تاثیر می‌باشد. همچنین این نشریه در پایگاه‌های اطلاع‌رسانی زیر قابل دسترسی است:

<http://www.isc.gov.ir>

<http://www.srlst.com>

<http://www.sid.ir>

<http://www.magiran.com>

راهنمای نگارش مقالات

فصلنامه زمین‌شناسی ایران هر سه ماه یک بار منتشر می‌شود و در زمینه‌های تخصصی زمین‌شناسی مقاله می‌پذیرد. هر مقاله تحقیقی فارسی باید دارای عنوان، چکیده فارسی، واژه‌های کلیدی به فارسی، مقدمه، روش مطالعه، بحث و نتیجه‌گیری، منابع، چکیده انگلیسی و واژه‌های کلیدی به انگلیسی باشد و اصول زیر در آن رعایت شود.

- متن مقاله باید با فاصله سطر ۱ cm و با رعایت حاشیه ۳ سانتی‌متر از لبه‌ها و قلم فارسی B Nazanin ۱۳ و انگلیسی Times New Roman ۱۱، در نرم‌افزار Word تایپ و تصاویر در فولدر جداگانه با فرمت Jpeg یا Tiff به نشانی zaminshenasiiran@yahoo.com به دفتر مجله ارسال شود (حداکثر تعداد صفحات مقاله ۱۵ صفحه می‌باشد).

- مقاله باید دارای یک برگ مشخصات مقاله به‌طور جداگانه شامل نام و نام خانوادگی نویسنده (گان)، مرتبه علمی و آدرس به هر دو زبان فارسی و انگلیسی، شماره تلفن و فاکس و پست الکترونیکی باشد.

- چکیده باید محتوای مقاله را با تأکید بر روش‌ها، نتایج و اهمیت و کاربرد نتایج بازگو نماید و حداکثر در ۲۵۰ کلمه نوشته شود. چکیده انگلیسی باید کاملاً منطبق با چکیده فارسی باشد.

- واژه‌های کلیدی تا پنج مورد به‌ترتیب حروف الفبا بلافاصله بعد از چکیده‌های فارسی و انگلیسی آورده شود.

- در صورت نیاز "سپاسگزاری" قبل از فهرست منابع آورده شود.

- منابع فارسی و به دنبال آن منابع خارجی به‌ترتیب حروف الفبا آورده شود. به‌عنوان مثال:

بابایی، م. و حسنی، ی.، ۱۳۸۳. الگوی سیستم زهکشی در معادن. فصلنامه تحقیقات منابع آب، ۱۲، ۲۷ - ۱۴.

Bellon, H., and Braud, J., 2003. Carbonate Sedimentary Environment, John Wiley, 360.

Cliff, R.A., Droop, G.T., and Rex, D., 1985. Alpine metamorphic in the south-east Tauern Window. Journal of Metamorphic Geology, 3, 403-415.

- در صورتی که از مقاله‌های اینترنتی استفاده شده است در فهرست منابع آورده شود. چنانچه مقاله‌ای دارای شماره doc. است در ادامه منابع آورده شود.

- برای ارجاع به منابع در متن از نام نویسندگان و سال انتشار منبع استفاده گردد.

- در متن مقاله از آوردن کلمات انگلیسی (به استثنای اسامی جنس و گونه فسیل‌ها و اسامی نویسندگان) خودداری شود و واژه‌ها (با ذکر شماره) در پاورقی آورده شود.

- عناوین جدول‌ها در بالا و عناوین شکل‌ها در زیر آنها نوشته شود. فقط از واژه شکل برای کلیه نمودارها و تصاویر استفاده شود. کلیه تصاویر میکروسکوپی همراه با مقیاس در زیر عکس باشد.

ارسال نسخه اصل شکل‌ها در ابتدای ارسال مقاله ضروری است.

نوشتار و اعداد روی شکل‌ها کاملاً خوانا باشد.

- برگ تعهد را امضا نموده و تا دریافت پاسخ نهایی نشریه، از ارسال آن به سایر نشریات خودداری فرمایید.

- مجله در ویراستاری، رد یا پذیرش مقالات مختار است.

بیواستراتیگرافی گذر مزوزوئیک-سنوزوئیک بر مبنای نانوفسیل‌های آهکی در برش تنگ بوالفارس، جنوب غرب ایران

سعیده سنماری^(*)

۱. دانشیار گروه معدن، دانشکده فنی، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره) قزوین

تاریخ دریافت: ۹۵/۰۹/۰۸

تاریخ پذیرش: ۹۵/۱۲/۱۶

چکیده

به منظور بررسی گذر مزوزوئیک به سنوزوئیک بر اساس نانوفسیل‌های آهکی، برش تنگ بوالفارس در شرق رامهرمز مورد مطالعه قرار گرفت. این گروه فسیلی در تعیین سن نسبی لایه‌های مزوزوئیک و سنوزوئیک اهمیت زیادی دارند. در این گذر، رسوباتی به ضخامت ۳۲ متر از نهشته‌های شیلی و آهکی مورد مطالعه قرار گرفت و برای اولین بار ۳۵ گونه از نانوفسیل‌های آهکی شناسایی شد. در نتیجه این مطالعه بیوزون (Reinhardtites (CC24/UC18) Zone Levis و قاعده زون (Arkhangelskiella cymbiformis Zone (CC25/UC19) به سن کرتاسه فوقانی (اواخر ماستریشتین پیشین تا شروع ماستریشتین پسین) و زون (kleinpellii Heliolithus (NP6) Zone به سن سلان‌دین/تاننتین که با زون‌بندی‌های استاندارد جهانی مطابقت دارد، شناسایی شد. بر اساس بیوزون‌های به دست آمده، بازه زمانی گذر مورد مطالعه ماستریشتین پیشین - سلان‌دین/تاننتین (Middle/Late Paleocene) و مرز بین گذر کرتاسه به پالئوژن در این برش از نوع ناپیوستگی تعیین شد. حضور گونه‌های شاخص از نانوفسیل‌های آهکی بیانگر آن است که برش مورد مطالعه در عرض‌های جغرافیایی پایین و تحت شرایط آب و هوایی گرم اقیانوسی نهشته شده است.

واژه‌های کلیدی: ایزده، پالئوژن، چینه‌شناسی زیستی، کرتاسه، نانوفسیل.

مقدمه

کمربند چین خورده زاگرس بخشی از کمربند کوهزایی آلپ هیمالیا با روند شمال غرب-جنوب شرق است که از شمال شرق ترکیه شروع شده و تا پهنه مکران در ایران امتداد دارد (خسروتهرانی، ۱۳۸۲). پهنه ایزده بخشی از زاگرس چین خورده است. گسل ایزده، پهنه مورد نظر را

به دو بخش شمال غربی و جنوب شرقی تقسیم می‌کند (Sherkati and Letouzey, 2004). در بخش شمال غربی، هسته تاقدیس‌ها از سازندهای گروه بنگستان (کرتاسه) تشکیل شده و بدون تله‌های نفتی است اما در بخش جنوب شرقی، سنگ آهک‌های سازند آسماری تشکیل دهنده هسته تاقدیس‌ها است که میدان‌های نفتی و گازی را در

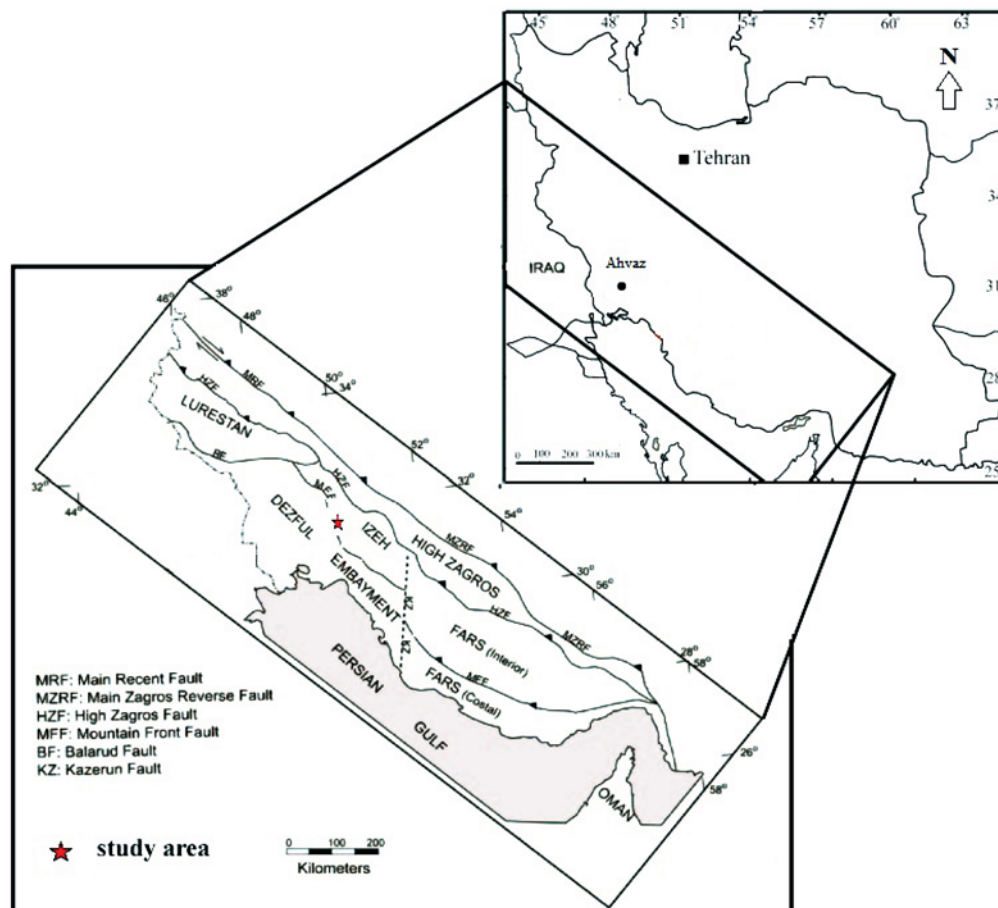
* نویسنده مرتبط: senemari2004@yahoo.com

ضخامت مورد مطالعه انجام گرفت تا بر اساس آن زون‌بندی زیستی که قابل تطابق با زون‌بندی‌های استاندارد جهانی است ارائه گردد.

روش مطالعه

برش مورد مطالعه در تنگ بوالفارس واقع در مرز مشترک پهنه ساختاری ایزه و فروافتادگی دزفول بین مختصات جغرافیایی $50^{\circ}30'$ - $49^{\circ}30'$ شرقی و $31^{\circ}30'$ - $30^{\circ}30'$ شمالی قرار دارد (شکل ۱). بعد از انتخاب بهترین رخنمون، نمونه‌برداری از ۳۲ متر ضخامت مقطع موردنظر به تعداد ۲۵ نمونه، در فواصل ۲ تا ۱ متری صورت گرفت. این رخنمون از لحاظ رسوب‌شناسی از شیل و میان لایه‌هایی از سنگ آهک تشکیل شده است. آماده‌سازی نمونه‌های حاوی نانوفسیل‌های آهکی به دو روش اسمیر اسلاید و ثقلی صورت گرفت (Bown and Young, 1998). در روش اسمیر اسلاید که روشی ارزان و سریع است جهت به دست آوردن سطح تازه، نمونه را تراشیده تا هوازدگی به حداقل ممکن برسد. در مرحله بعد مقدار کمی از پودر نمونه را با آب مقطر رقیق کرده و سپس محلول ایجاد شده را در روی اسلاید پخش کردیم. بعد از طی چند مرحله آماده‌سازی، تمامی اسلایدها با میکروسکوپ پلاریزان و با بزرگنمایی ۱۰۰۰ مورد مطالعه قرار گرفتند. در روش ثقلی هم ابتدا مقداری از نمونه را در بشری با آب مقطر به حالت تعلیق در آورده، سپس محلول مخلوط شده را برای مدت ۱ تا ۲ دقیقه ثابت نگه می‌داریم تا ذرات درشت ته‌نشین شوند. در این حالت بخش بالای محلول به بشری دیگر منتقل شده و به مدت ۱۰ تا ۱۵ دقیقه ثابت گذاشته می‌شود. در مرحله بعد بخش بالایی این محلول خارج و بخش پایینی آن جهت مطالعه نانوفسیل‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. در نهایت اسلایدهای تهیه شده توسط میکروسکوپ، هم در نور معمولی (PPL) و هم در نور پلاریزه (XPL) مطالعه و از گونه‌های مختلف آن عکس‌برداری به عمل آمد. در این تحقیق به‌منظور شناسایی نانوفسیل‌ها و مطالعات چینه‌شناسی زیستی، از مقالات و کتب مختلفی استفاده گردید (Perch-Nielsen, 1985a, 1985b; Burnett, 1998; Sissingh, 1977;)

بر می‌گیرند و بالآمدگی کمتری را نسبت به بخش شمال غربی نشان می‌دهند. به سبب فعالیت‌های گسلی و به تبع آن جابجایی بلوک‌های کف منطقه، تفاوت‌های رخساره‌ای بیشتری در این بخش از زاگرس نسبت به سایر نقاط زاگرس دیده می‌شود (حسن‌پور و همکاران، ۱۳۸۷). سازندهای منسوب به دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک نظیر گورپی و پابده که به‌عنوان سنگ منشأ نفت در زاگرس گسترش زیادی دارند در این زون مشاهده می‌شوند (درویش زاده، ۱۳۸۱؛ آقانباتی، ۱۳۸۳). سازندهای مذکور در مکان‌های مختلف زون زاگرس وجود داشته که البته این سازندها در تنگ واقع در مرز مشترک پهنه ساختاری ایزه و فروافتادگی دزفول از نقطه نظر نانوفسیل‌های آهکی مورد مطالعه قرار گرفت. از این برش تنها ۳۲ متر ضخامت از گذر مزوزوئیک-سنوزوئیک بر اساس شواهد صحرایی و لیتولوژیکی برداشت شد. این شواهد بر اساس مشاهده و وجود رخساره شیل‌های ارغوانی سازند پابده است که با سطح فرسایشی و ناپیوسته همراه با یک لایه اکسید آهن بر روی رسوبات سازند گورپی قرار دارد. سنگ‌شناسی غالب بخش فوقانی سازند گورپی را شیل با میان لایه‌های نازک سنگ آهک تشکیل می‌دهد. در واقع از لحاظ سنگ‌شناسی، ۲۰ متر ضخامت مورد مطالعه از رسوبات کرتاسه بالایی شامل شیل و آهک نازک لایه و ۱۲ متر از شیل‌های منسوب به پابده مورد مطالعه قرار گرفته شد. در این مطالعه حد تماس رسوبات کرتاسه بالایی با شیل‌های ارغوانی پابده بر مبنای نانوفسیل‌های آهکی مورد مطالعه قرار گرفت. تاکنون مطالعات زیادی در رابطه با سازندهای مذکور در زاگرس صورت گرفته (James and Wynd, 1965; Motiei, 1995; Kamali, 2006; Senemari Sohrabi Molla Usefi, 2013; رضائیان ۱۳۹۰، فریدونی‌پور و همکاران ۱۳۹۳، آهی فر و همکاران ۱۳۹۴) اشاره کرد. هدف اصلی از این پژوهش، مطالعه و شناسایی نانوفسیل‌های آهکی، ارائه دقیق سن نسبی رسوبات مطالعه شده و در نهایت تعیین شرایط محیط رسوبی بر اساس حضور یا انقراض گونه‌های نانو فسیلی در گذر از کرتاسه به پالئوژن است. لذا به‌منظور بررسی گذر مزوزوئیک-سنوزوئیک، شناسایی گونه‌های نانو فسیلی در



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه واقع در مرز مشترک پهنه ساختاری ایذه و فروافتادگی دزفول (برگرفته شده با کمی تغییرات از فریدونپور و همکاران، ۱۳۹۳)

چینه‌شناسی زیستی نانوفسیل‌های آهکی

یافته و اکثراً برای مطالعاتی این چنین حفظ می‌شوند. در مطالعه حاضر با شناسایی اجزای تشکیل دهنده ساختمان آنها در رسوبات، ضمن تشخیص ۳۵ گونه از نانوفسیل‌های آهکی، زون زیستی *Reinhardtites levis* Zone با سن ماستریشتین پیشین تا زون زیستی *Zone kleinpellii Heliolithus* به سن سلاندین/تانتین (Middle/Late Paleocene) براساس زون‌بندی‌های استاندارد جهانی (Burnett (1998), Okada (1998), Sissingh (1977), Martini (1971) and Bukry (1980), Sissingh (1977), Martini (1971) شناسایی شد. همان‌طور که بیان گردید به منظور مطالعه چینه‌شناسی زیستی، از زون‌های ارائه شده توسط Burnett (1998) و Sissingh (1977) برای زون‌بندی کرتاسه فوقانی و از زون‌بندی Martini (1971) برای زون‌بندی پالئوسن استفاده شده است. اساس معرفی زون‌ها، حوادث نانوفسیلی

تاکنون مطالعات زیادی بر روی تاکسون‌های مختلف نانوفسیل‌های آهکی به‌ویژه انواع متعلق به مزوزوئیک و سنوزوئیک انجام شده است که از آن جمله می‌توان به مطالعات Perch-Nielsen (1985) و Burnett (1998) در مناطق با عرض‌های جغرافیایی پایین و بالا اشاره کرد. الگوی تکاملی نانوپلانکتون‌ها و گسترش جغرافیایی آنها در اقیانوس‌ها در تحقیقات مختلفی همچون پالئوآکولوژی، اقیانوس‌شناسی، چینه‌شناسی زیستی رسوبات دریایی، توصیف تاکسونومیک نانوفسیل‌ها و مطالعات دیرینه تغییرات عمق حوضه رسوبی کاربرد دارد (Wise, 1988; Watkins et al., 1996). در واقع با جدا شدن صفحات آهکی تشکیل دهنده نانوپلانکتون‌ها و ریزش آنها به کف حوضه رسوبی آثار این موجودات در رسوبات تجمع

مرز بالایی این زون به دلیل عدم حضور شاخص‌های زونی عرض‌های جغرافیایی پایین نظیر گونه‌های *Micula murus*، *Lithraphidites quadratus* از یکسو و نیز کاهش ناگهانی عمق آب که ناشی از بالا رفتن کف منطقه و خارج شدن حوضه از آب بوده (Sherkati and Letouzey, 2004) تعیین نگردد. در حالی که حد پایینی این زون با آخرین حضور گونه *Reinhardtites levis* مشخص شده بود. زون تجمعی همراه آن البته با تنوع و فراوانی کم شامل گونه‌هایی نظیر *Lucianorhabdus cayeuxii*، *Micula decussata*، *Arkhangelskiella cymbiformis*، *Lithraphidites carniolensis*، *Arkhangelskiella maastrichtiana*، *Chiastozygus platyrhethus*، *Microrhabdulus decoratus*، *Micula praemurus*، *Calculites obscurus*، *Eiffellithus turriseiffelii*، *Rhagodiscus angustus*، *Ceratolithoides aculeus*، *Braarudosphaera bigelowii*، *Thoracosphaera operculata*، *Watznaueria biporta*، *Watznaueria barnesae* است.

بنابراین آخرین زون زیستی معرفی شده که بلافاصله بر روی ناپیوستگی فرسایشی قرار می‌گیرد زون *Heliolithus kleinpellii* Zone است. از پایان زون زیستی *Arkhangelskiella cymbiformis* Zone به سن شروع ماستریشین پسین (ماسترشیتین میانی) تا شروع زون *Heliolithus kleinpellii* Zone به سن سلانندین/تانتین (Middle/Late Paleocene) یک وقفه رسوبی، بر اساس عدم حضور تمامی گونه‌های نانوفسیلی از یکسو و نیز شواهد لیتولوژی که به صورت ناپیوستگی فرسایشی و وجود یک لایه نازک اکسید آهن در رخنمون است، پیشنهاد می‌گردد.

Heliolithus kleinpellii Zone (NP6/ CP5)

زون *Heliolithus kleinpellii* Zone بلافاصله بر روی ناپیوستگی فرسایشی قرار گرفته است (ضخامت اندازه‌گیری شده از متر ۲۰ تا ۳۲ متری برش مورد مطالعه بعد از شواهد فرسایشی در برش مورد مطالعه بوده است). این زون از اولین حضور گونه *Heliolithus kleinpellii* تا اولین حضور گونه *Discoaster mohleri* تعریف می‌شود. سن این زون سلانندین پایانی/تانتین است. تجمعات فسیلی همراه در این زون شامل گونه‌های *Braarudosphaera bigelowii*، *Chiasmolithus*

یا حضور و انقراض گونه‌های شاخص می‌باشد. در این مطالعه تعیین زون‌های مذکور بر اساس اولین ظهور و آخرین حضور یا افول گونه‌های شاخص صورت گرفت (Plate 1). در شرح بیوزون‌ها نیز حروف CC بیانگر کوکولیت‌های کرتاسه (Coccoliths Cretaceous) از زون بندی (Sissingh (1977) و NP بیانگر نانوپلانکتون‌های پالئوژن (Nannoplankton Paleogene) از زون بندی (Martini (1971) و UC بیانگر تقسیمات زونی کرتاسه فوقانی (Upper Cretaceous) از زون بندی (Burnett (1998) و CP بیانگر کوکولیت‌های پالئوژن (Coccoliths Paleogene) از زون بندی (Okada (1980) and Bukry است. اسامی زیست زون‌های تعریف شده در تعیین اشکوب‌ها به شرح زیر و در جدول یک آورده شده است.

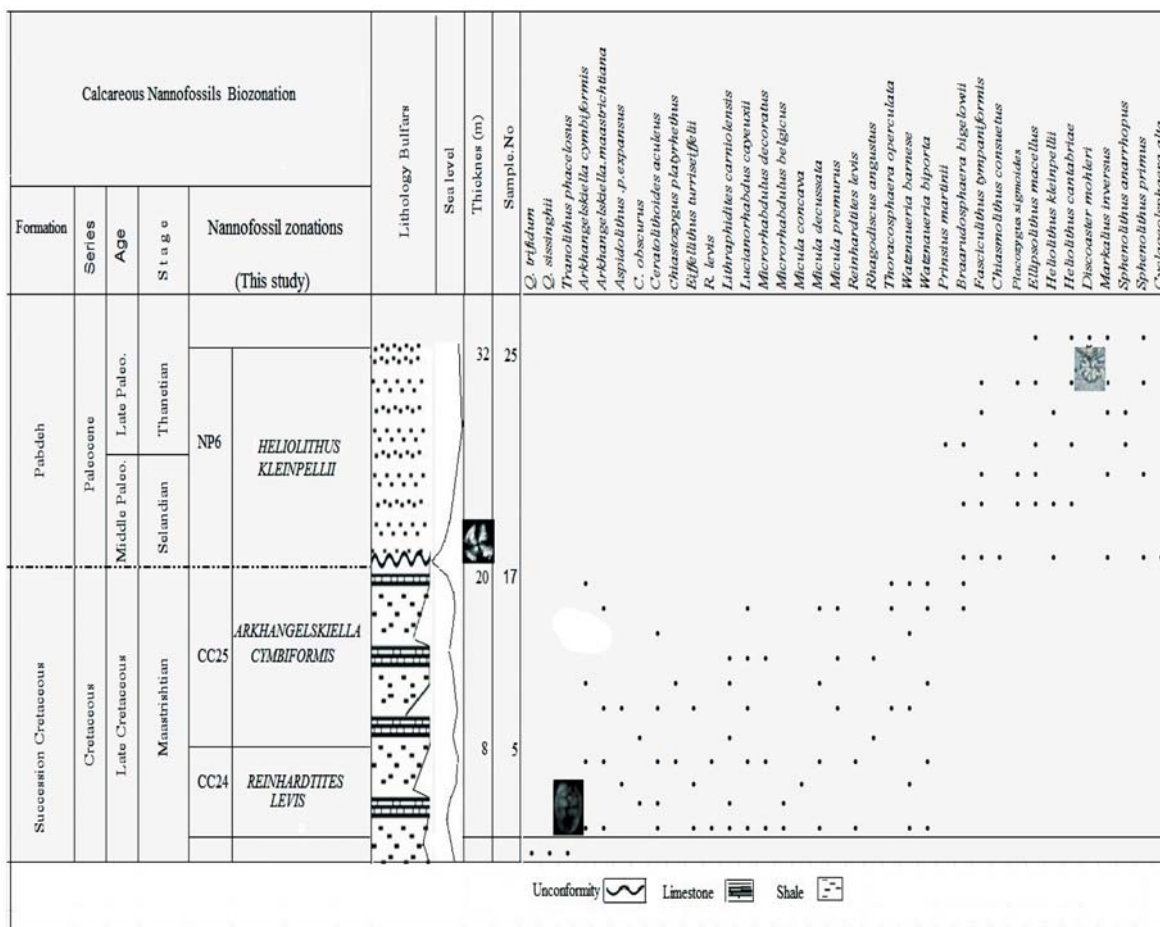
Reinhardtites levis Zone (CC24 /UC18)

اولین زون شناسایی شده در این تحقیق، UC18 (Burnett, 1998) / *Reinhardtites levis* Zone (Sissingh, 1977) به ضخامت ۸ متر است که در متر ۸ پایانی رسوبات متعلق به اواخر دوران مزوزوئیک (اواخر ماستریشین پیشین) شناسایی شد. این زون زیستی در حد فاصل آخرین حضور گونه *Tranolithus phacelosus* تا آخرین حضور گونه *Reinhardtites levis* قرار می‌گیرد. برخی از مهم‌ترین گونه‌های شناسایی شده در این زون گونه‌های *Arkhangelskiella cymbiformis*، *Arkhangelskiella maastrichtiana*، *Aspidolithus p. expansus*، *Calculites obscurus*، *Ceratolithoides aculeus*، *Chiastozygus platyrhethus*، *Eiffellithus turriseiffelii*، *Lucianorhabdus cayeuxii*، *Lithraphidites carniolensis*، *Microrhabdulus belgicus*، *Microrhabdulus decoratus*، *Micula concava*، *Micula decussata*، *Micula praemurus*، *Reinhardtites levis*، *Thoracosphaera operculata*، *Watznaueria biporta*، *Watznaueria barnesae* است.

Arkhangelskiella cymbiformis Zone (CC25/ UC19)

دومین زون زیستی شناسایی شده قاعده زون *Arkhangelskiella cymbiformis* Zone است. سن این زون شروع ماستریشین پسین (ماسترشیتین میانی) است.

جدول ۱. جدول پراکندگی گونه‌های فسیلی بر مبنای نانوفسیل‌های آهکی در گذر از مرز مزوزوئیک به سنوزوئیک در برش تنگ بوالفارس



و شرایط آب و هوایی گذشته پرداخت (Roth, 1994). در این سکشن حضور گونه‌هایی مانند *Sphenolithus primus*, *Discoaster mohleri*, *Ellipsolithus macellus*, *Fasciculithus tympaniformis*, *Coccolithus pelagicus*, *Chiastozygus platyrhethus*, *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Arkhangelskiella maastrichtiana*, *Aspidolithus .p.expansus*, *Ceratolithoides aculeus*, *Quadrum trifidum*, *Quadrum sissinghii*, *Eiffellithus turriseiffelii*, *Lithraphidites carniolensis*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Microrhabdulus decoratus*, *Micula praemurus*, *Micula concava*, *Micula decussata*. که از گونه‌های شاخص آب‌های گرم و متعلق به عرض‌های جغرافیایی پایین می‌باشند، بیانگر وجود شرایط آب و هوایی گرم در زمان تهنشینی حوضه موردنظر است

consuetus, *Ellipsolithus macellus*, *Fasciculithus tympaniformis*, *Heliolithus cantabriae*, *Markalius inversus*, *Prinsius martini*, *Placozygus sigmoides*, *Sphenolithus primus*, *Cyclagelosphaera alta*, *Sphenolithus anarrhopus*, *Discoaster mohleri* است.

پالئوآکولوژی بر مبنای نانو فسیل‌های آهکی

بر اساس گسترش گونه‌های شاخص نانوفسیلی می‌توان به بررسی وضعیت پالئوآکولوژی منطقه پرداخت. نانوپلانکتون‌های تشکیل‌دهنده این گروه فسیلی بیش از سایر موجودات تحت تاثیر تغییرات زیست‌محیطی نظیر تغییرات دما، شوری و عمق در محیط زندگی خود قرار می‌گیرند و لذا با مطالعه آنها می‌توان به بازسازی محیط زیست، تعیین خصوصیات فیزیکی و شیمیایی

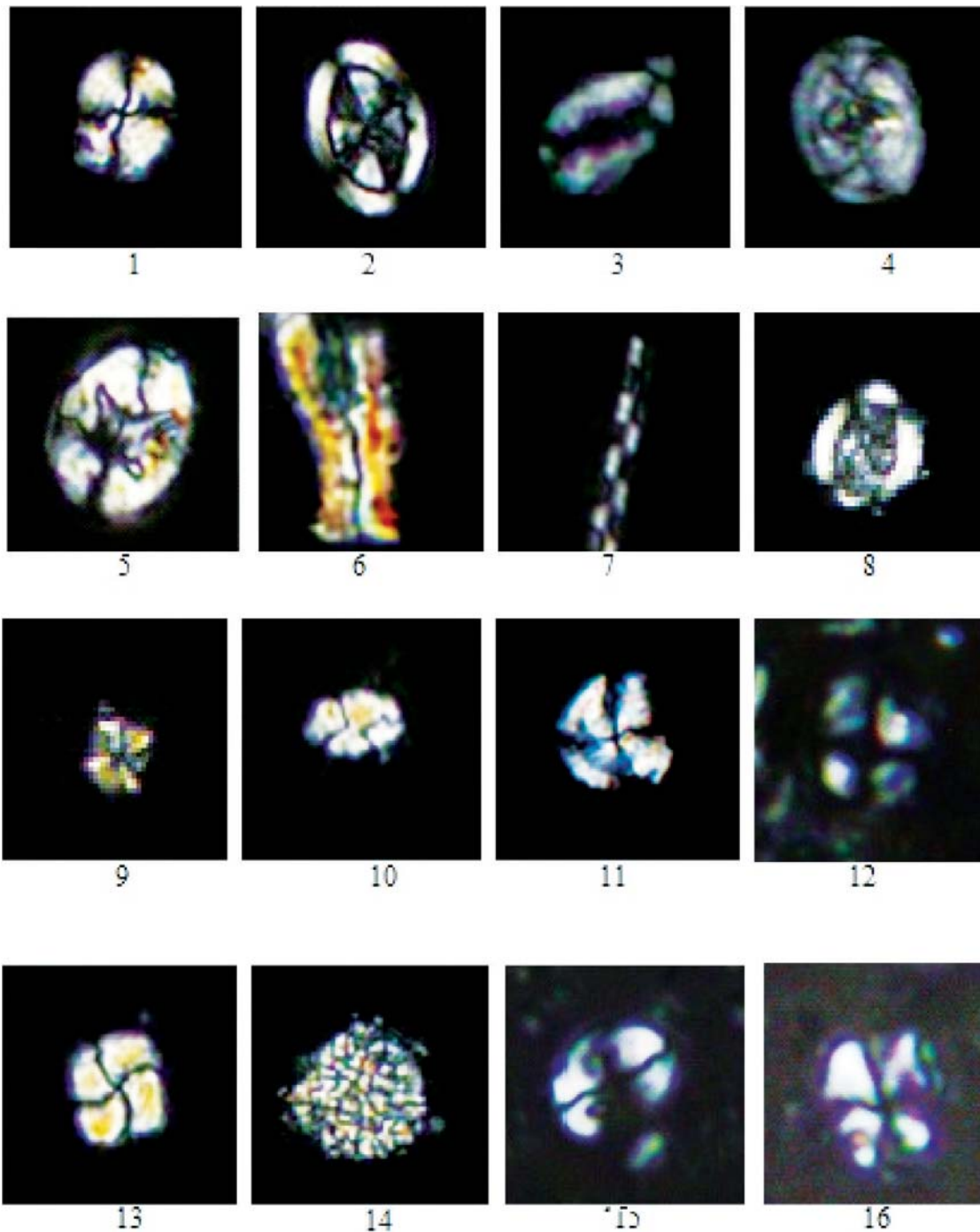


Plate 1: All figures in XPL, Light microphotographs $\times 1000$; the taxa considered in the present figure are referenced in Perch-Nielsen (1985); 1: *Watznaueria barnesae* (Black in Black and Barnes, 1959) Perch-Nielsen (1968); 2: *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina (1959); 3: *Rhagodiscus angustus* (Stradner, 1963) Reinhardt (1971); 4: *Reinhardtites levis* Prins and Sissingh in Sissingh, 1977; 5: *Eiffellithus turriseiffelii* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Reinhardt (1965); 6: *Lucianorhabdus cayeuxii* Deflandre (1959); 7: *Microrhabdulus decoratus* Deflandre (1959); 8: *Aspidolithus parvus expansus* (Wise and Watkins in Wise, 1983) Perch-Nielsen (1984a); 9: *Micula decussata* Vekshina (1959); 10: *Calculites obscurus* (Deflandre, 1959) Prins and Sissingh in Sissingh (1977); 11: *Heliolithus kleinpellii* Sullivan, 1964; 12: *Heliolithus cantabriae* Perch-Nielsen, 1971; 13: *Micula praemurus* (Bukry, 1973) Stradner and Steinmetz (1984); 14: *Thoracosphaera operculata* Bramlette and Martini (1964); 15: *Ellipsolithus macellus* (Bramlette and Sullivan, 1961) Sullivan, 1964; 16: *Sphenolithus anarrhopus* Bukry and Bramlette, 1969

۲. بر مبنای مطالعات انجام گرفته بر روی نانوفسیل‌های آهکی بیوزون *Reinhardtites* (UC18/CC24) *levis* Zone و قاعده زون (UC19/CC25) *Arkhangelskiella cymbiformis* از زون‌بندی (1977) Sissingh و (1998) Burnett به سن کرتاسه فوقانی (اواخر ماستریشتین پیشین تا شروع ماستریشتین پسین) و زون (NP6) *kleinpellii* Zone (Middle/Late) *Heliolithus* به سن سلاندین/تانتین (۱۹۷۱) شناسایی Paleocene از زون‌بندی مارتینی (۱۹۷۱) شناسایی شد. این بایوزون‌ها با زون‌بندی استاندارد جهانی تطابق داشته و بر اساس ارزش چینه‌شناسی بایوزون‌های مذکور و شواهد فسیلی همراه، محیط رسوب‌گذاری سازند گورپی دریایی با آب و هوای گرم و در عرض‌های جغرافیایی پایین بوده که به طرف بالای سازند از عمق حوضه رسوبی کاسته شده است.

۳. بر اساس ارزش چینه‌شناسی بایوزون (NP6) *Zone* *Heliolithus kleinpellii* و شواهد فسیلی همراه محیط رسوب‌گذاری نهشته‌های متعلق به زمان ترشیری/پالئوژن نیز محیط دریایی با آب و هوای گرم و در عرض جغرافیایی پایین بوده که بعد از ناپیوستگی موجود به طرف بالای رخنمون به عمق حوضه رسوبی افزوده شده است.

۴. حد مرز و محدوده بین بایوزون‌های متعلق به کرتاسه بالایی و پالئوسن دارای نبود چینه‌شناسی و یا وقفه رسوبی بوده که این رویداد با واقعه زیستی عدم حضور ۶ بیوزون در مرز بین کرتاسه و پالئوژن مشخص می‌گردد. این رویداد می‌تواند به علت تغییرات ناگهانی سطح آب دریا بنا به دلایل تکتونیکی موجود در کف منطقه و بالآمدگی کف حوضه قابل تفسیر باشد.

۵. در مجموع بایوزون‌های مورد نظر با زون‌بندی‌های استاندارد جهانی مطابقت داشته و بر اساس ارزش چینه‌شناسی بایوزون‌های مذکور و شواهد فسیلی همراه (UC18/CC24)، محیط رسوب‌گذاری توالی مورد نظر محیطی عمیق بوده که به تدریج در پایان کرتاسه (قاعده UC19/CC25) این محیط بسیار

(Perch-Nielsen, 1985; Thierstein and Young, 2004). با بررسی‌های انجام‌شده در برش مورد مطالعه، فراوانی گونه *Watznaueria barnesae* از قاعده زون (CC24 /UC18) *Reinhardtites Levis* Zone به طرف زون (CC25/UC19) *Arkhangelskiella cymbiformis* Zone (CC25/UC19) زیاد می‌شود. افراد مختلف در بررسی‌های خود به این مطلب که فراوانی گونه *Watznaueria barnesae* با عمق نسبت عکس دارد اشاره نموده‌اند؛ (Thierstein, 1976; Thierstein, 1981; Wise, 1988; Watkins, 1992; Watkins et al., 1996). علاوه بر این، هر چه از قاعده زون UC18 /CC24 به طرف بالای سازند گورپی می‌رویم با کاهش فراوانی گونه *Micula decussata* روبرو می‌شویم. این موضوعی است که قبلاً در مطالعات محققینی همچون (Thierstein, 1976) مورد ارزیابی قرار گرفته و نتایج بررسی نشان می‌دهد که فراوانی گونه *Micula decussata* با عمق نسبت مستقیم دارد در واقع این موضوع می‌تواند شاهدهی مبنی بر کم‌عمق شدن حوضه رسوبی در زمان نه‌نشینی رسوبات کرتاسه فوقانی بر مبنای نانو فسیل‌ها در برش مورد مطالعه باشد. همچنین با توجه به عدم حضور گونه‌های شاخص بیان‌کننده زون CC26 نظیر *Micula prinsii* که از شاخص‌های زونی در عرض‌های جغرافیایی پایین برای CC26 است می‌توان عدم حضور این زون را به همراه نبود بخش فوقانی زون CC25 در این بخش از برش مورد مطالعه تایید کرد. در واقع قبل از شروع زون *Heliolithus kleinpellii* Zone به سن سلاندین/تانتین، یک وقفه رسوبی یا ناپیوستگی فرسایشی (برای زون‌های استاندارد جهانی CC26 تا NP5) بر اساس عدم حضور گونه‌های نانوفسیلی از یکسو و نیز شواهد لیتولوژی (وجود لایه نازک از اکسید آهن و شواهد فرسایشی) وجود دارد.

نتیجه‌گیری

در مطالعه رسوبات متعلق به گذر کرتاسه ترشیری در برش تنگ بوالفارس نتایج زیر به دست آمد:

۱. در مجموع تعداد ۲۷ جنس و ۳۵ گونه از نانوفسیل‌های آهکی با حفظ‌شدگی خوب و متنوع شناسایی شد.

تاقدیس کوه سیاه و مقایسه آن با برش‌های تنگ بوالفارس و تاقدیس آغار. نشریه علمی پژوهشی رخساره‌های رسوبی، ۱۷(۱)، ۱۰۶-۸۳.

- Bown, P.R. and Young, J.R., 1998. Technique. In: Bown, P.R. (ed.) *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, 16-28.

- Burnett, J.A., 1998. Upper cretaceous. In: Bown, P.R. (ed.) *Calcareous nannofossil biostratigraphy*. Chapman and Hall/ Kluwer Academic Publishers, London, 132-199.

- James, G.A. and Wynd, J.D., 1965. Stratigraphic Nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49, 12, 2182-2245.

- Kamali, M.R., Fathi Mobarakabad, A. and Mohsenian, E., 2006. Petroleum geochemistry and thermal modeling of Pabdeh Formation in Dezful Embayment. *Journal Science of University Tehran*, 32, 2, 1-11.

- Martini, E., 1971. Standard Tertiary and quaternary calcareous nannoplankton zonation. *Proceedings of the 2nd Planktonic Conference Roma, Italy*, 739-785.

- Okada, H. and Bukry, D., 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975). *Marine Micropaleontology*, 5, 321-325.

- Perch-Nielsen, K., 1985 a. Mesozoic calcareous nannofossils. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B. and Perch-Nielsen, K. (eds.) *Plankton Stratigraphy*. Cambridge Earth Sciences Series. Cambridge University, 329-426.

- Perch-Nielsen, K., 1985 b. Cenozoic calcareous nannofossils. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B. and Perch-Nielsen, K. (eds.) *Plankton Stra-*

کم عمق گشته تا اینکه در شروع ماستریشتین پسین (ماستریشتین میانی)، توالی رسوب‌گذاری کرتاسه پایان می‌پذیرد. شواهد زیستی و لیتولوژی موید خروج کامل محیط رسوبی از آب، می‌باشد. در واقع تأیید کننده این مطلب عدم حضور رسوبات متعلق به ماستریشتین پایانی تا دانین، وجود لایه نازک اکسید آهن و نیز عدم حضور گونه‌های نانوفسیلی متعلق به این زمان‌ها است. سرانجام در زمان سلان‌دین/تانتین (Middle/Late Paleocene) با تشکیل زون NP6 مجدداً تشکیل حوضه رسوبی و وجود رسوبات دریایی عمیق و پلاژیک با حضور گونه‌های شاخص آب و هوای گرم را در این بخش از عرض جغرافیایی پایین مشاهده می‌شود.

سپاسگزاری

این پژوهش با استفاده از اعتبار پژوهشی (۷۵۱۵۴۱) و حمایت دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره) انجام شده است.

منابع

- آقانباتی، س.ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.

- آهی فر، آ.، کنی، ا.، امیری بختیار، ح.، ۱۳۹۴. زیست‌چینه نگاری سازند پابده بر مبنای نانوفسیل‌های آهکی در تاقدیس گورپی، فصلنامه علوم زمین، ۲۴ (۵۹)، ۱۰۷-۱۲۰.

- حسن‌پور، ر.، یساقی، ع.، صفایی، ه.، ۱۳۸۷. خاستگاه ورقه‌های راندگی شهرکرد براساس تحلیل شرایط دگرشکلی. مجموعه مقالات دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، اهواز، ۵۵۲-۵۵۷.

- خسروتهرانی، خ.، ۱۳۸۲. چینه‌شناسی و رخدادهای زمین‌شناسی. انتشارات دانشگاه تهران، ۴۵۱.

- درویش زاده، ع.، ۱۳۸۱. زمین‌شناسی ایران. انتشارات نشر دانش امروز (ندا)، ۹۰۱.

- رضائیان، ه.، ۱۳۹۰. زیست‌چینه نگاری سازندهای ایلام و گورپی در شرق شهرستان رامهرمز، برش تنگ بوالفارس. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۱۰.

- فریدونپور، م.، وزیری مقدم، ح.، غبیشاوی، ا. و طاهری، ا.، ۱۳۹۳. چینه نگاری سازند گورپی در برش

- tigraphy. Cambridge Earth Sciences Series. Cambridge University, 427-554.
- Motiei, H., 1995. Petroleum Geology of Zagros. Tehran: Geological Survey of Iran, 589.
 - Roth, P.H., 1994. Distribution of coccoliths in oceanic sediments. In: Winter, A., Siesser, W.G. (eds.), Coccolithophores. Cambridge University Press, Cambridge, 199-218.
 - Sherhati, Sh. and Letouzey, J., 2004. Variation of structural style and basin evolution in the Central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran. Marine and Petroleum Geology, 21, 535-554.
 - Senemari, S. and Sohrabi Molla Usefi, M., 2013. Evaluation of Cretaceous-Paleogene boundary based on calcareous nannofossils in section of Pol Dokhtar, Lorestan, southwestern Iran. Arabian Journal of Geosciences, 6, 3615-3621.
 - Sissingh, W., 1977. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. Geologie en Mijnbouw, 57, 37-65.
 - Thierstein, H.R., 1981. Late Cretaceous nannoplankton and the change at the Cretaceous-Tertiary boundary. In: Warme JE, Douglas RG, Winterer EL (eds.) The Deep Sea Drilling Project of progress. Society for Sedimentary Geology, 32, 355-394.
 - Thierstein, H.R., 1976. Mesozoic calcareous nannoplankton. Micropaleontology, 1, 325-362.
 - Thierstein, H.R., Young, J.R., 2004. Coccolithophores: From Molecular Processes to Global Impact. Springer, 565.
 - Watkins, D.K., 1992. Upper Cretaceous nannofossils from Leg 120, Kerguelen plateau, southern ocean: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 120, 343-370.
 - Watkins, D.K., Wise, S.W. Pospichal, J.J. and Crux, J., 1996. Upper Cretaceous calcareous nannofossil biostratigraphy and paleoecology of the Southern Ocean. In Alicia Mognilesky and Robin Whatley (eds.) Microfossils and Oceanic Environments. University of Wales Aberystwyth-Press, 355-381.
 - Wise, S.W., 1988. Mesozoic and Cenozoic history of calcareous nannofossils in the region of the Southern Ocean. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 76, 157-179.

دگرریختی فرانهاده سنوزویک در جنوب بلوک ایران مرکزی: شواهد به‌دست‌آمده از چین‌خوردگی و میدان تنش زمین‌ساختی در کمربند ساختاری رفسنجان

لیلا عبادی^{۱*}، سید احمد علوی^۲ و محمدرضا قاسمی^۳

۱. دکتری تکتونیک، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی
۲. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی
۳. دانشیار پژوهشکده زمین‌شناسی، سازمان زمین‌شناسی کشور-تهران

تاریخ دریافت: ۹۶/۰۲/۱۸

تاریخ پذیرش: ۹۶/۰۵/۱۶

چکیده

جنوب بلوک ایران مرکزی تحت تاثیر چندین گامه دگرریختی شدید در زمان سنوزویک قرار گرفته است. این پژوهش یک مورد از دگرریختی تداخلی چین‌های فرانهاده در جنوب ایران مرکزی ارائه می‌نماید و با تحلیل تنش دیرینه حاصل از داده‌های لغزش گسلی، توالی دگرریختی و رژیم‌های زمین‌ساختی در طی کوتاه‌شدگی پوسته را بازسازی می‌نماید. داده‌های مستخرج از چین‌های فرانهاده نشان می‌دهد، گستره جنوب رفسنجان دو رژیم زمین‌ساختی ترافشاری را تجربه نموده که موقعیت عمود به محور چین‌ها داشته‌اند و سبب فرانهادگی چین‌ها با روند WNW-ESE بر روی چین‌ها با روند NE-SW شده‌اند. از سوی دیگر تحلیل ساختاری و مطالعه داده‌های لغزش گسلی در گستره دو میدان تنش همزمان با چین‌خوردگی را در سنوزویک نشان می‌دهد. اولین گامه زمین‌ساختی تا اوایل میوسن، رژیم ترافشاری با روند NW می‌باشد که منجر به توسعه چین‌های با روند NE و ایجاد کوتاه‌شدگی عمود به گستره شده است. این رویداد زمین‌ساختی احتمالاً به چرخش پادساعت‌گرد بلوک ایران مرکزی وابسته است. رویداد زمین‌ساختی ثانویه در اواخر میوسن تا عهد حاضر، رژیم ترافشاری NNE-SSW می‌باشد که انقباض چین‌های با روند WNW-ESE را ایجاد نموده و سبب فرانهادگی چین‌ها در گستره شده است. از نظر ژئودینامیکی، گامه زمین‌ساختی اخیر احتمالاً در ارتباط با همگرایی صفحه عربی به سمت صفحه اوراسیا می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: رفسنجان، تنش دیرینه، چرخش بلوکی، فرانهادگی چین، چند گامه.

مقدمه

مرکزی تقریباً در ۲۰ میلیون سال پیش با نرخ تقریبی ۲۵ mm/yr رخ داده است (Vernant et al., 2004). همگرایی مایل در ایران مرکزی منجر به کوتاه‌شدگی پوسته و چرخش پادساعت‌گرد در حول محور عمودی بلوک‌های

دگرریختی ایران نتیجه همگرایی و برخورد صفحات قاره‌ای عربی-اوراسیا از حدود ۳۵ میلیون سال پیش می‌باشد (Agard et al., 2005). کوتاه‌شدگی اولیه ایران

* نویسنده مرتبط: leilaebadi2014@yahoo.com

دانه، قطعات رسوبی کلریتی، لایه‌های پلیتی و آذرآواری می‌باشد. در گستره مورد مطالعه فعالیت‌های آتشفشانی به صورت ناپیوسته، مجموعه رسوبی زیرین را پوشانده‌اند که به نام مجموعه آتشفشانی بحرآسمان بوده و سن ائوسن پایینی تا میانی دارد (Dimitrijevic, 1973). این مجموعه در گستره مورد مطالعه با چهار افق مختلف رخنمون دارد به گونه‌ای که پایین‌ترین افق از هفت متر بازالت-آرنایت به همراه کنگلومرا توفی و جریان لاوا تشکیل شده است. دومین افق رخنمون ۳۰ متری از سنگ‌های ماسه‌ای و کالک‌رنایت می‌باشد. در حالی که سومین افق متشکل از ۵۰۰ متر آندزیت - بازالت، تراکی-آلبیت و تراکی-آندزیت می‌باشد. رخنمون آخرین افق در گستره مورد مطالعه ۳۵۰ متر آرکوز صورتی رنگ، توف آندزیت- داسیت، ماسه‌سنگ توفی، کنگلومرای توفی به همراه جریان‌های لاوا می‌باشد. دگرریختی نازک پوسته در بخش بالایی پوسته با گسل‌های بزرگ مقیاس شکننده و چین‌های شکننده - شکل‌پذیر مشخص می‌شود (Dong et al., 2013; Shi et al., 2012) که شاهد تاثیر برش، ایجاد ساختاری شکل‌پذیر خطی و دگرریختی شکننده در داخل حوضه‌ای با تغییر محورهای تنش در طی مراحل زمین‌ساختی می‌باشد (Li et al., 2014; Shi et al., 2003b; Zhang et al., 2003). در گستره مورد مطالعه جایگیری مجموعه آتشفشانی بحرآسمان احتمالاً در نزدیکی دراز گودال و در بخش‌های نازک پوسته صورت گرفته است (Shafiei and Shahabpour, 2008). از سوی دیگر عناصر ساختاری موجود در گستره با ساختارهای موجود در بخش‌های نازک پوسته هماهنگی دارد. فعالیت‌های رسوبی پلیوسن در دو مجموعه رخنمون دارند که کهن‌ترین واحد متشکل از ماسه‌سنگ و کنگلومرا بوده و تا حدودی کج‌شدگی را نشان می‌دهند، در حالی که واحد رسوبی جدیدتر رخنمونی از ماسه‌سنگ به همراه تناوبی از پیل‌های آتشفشانی تقریباً افقی را، نمایش می‌دهد. در جنوب‌باختر گستره، رخنمونی کوچکی از سنگ‌های پلوتونیک وجود دارد که سن $6/4 \pm 0/8$ میلیون سال (Hassanzadeh, 1993) را دارند، این رخنمون اغلب از برش‌های آذرآواری و کنگلومرای آتشفشانی تشکیل شده است و جوان‌ترین واحد می‌باشد

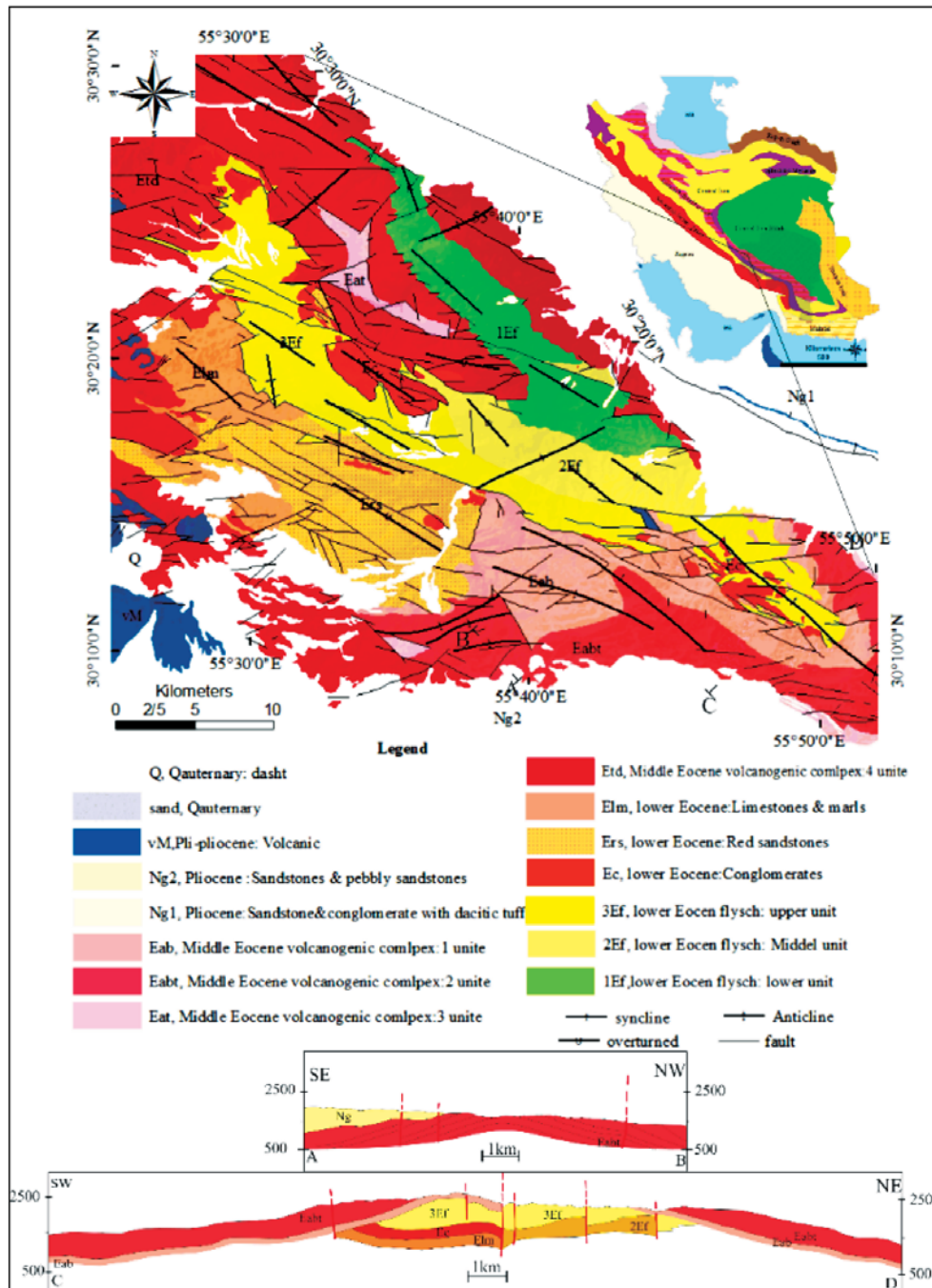
شده است (Jackson and Mackenzie, 1984). ایران مرکزی، چرخش پادساعت‌گرد را حول محوری عمودی از زمان سنوزویک تجربه نموده است (Mattei et al., 2012) که این چرخش احتمالاً در پاسخ به تورفتگی بین صفحات هند و اوراسیا در زمان ائوسن رخ داده است (Soffel and Forster, 1980, 1984; Davoudzadeh et al., 1981; Bagheri, 2007; Bagheri and Stampfli, 2008) چرخش با مطالعه سازوکار گسل‌های موجود در حاشیه بلوک ایران مرکزی (دهشیر (Meyer and LeDortz, 2007) و دوره (Javadi et al., 2013) تایید شده است. میزان این چرخش از اوایل ائوسن تا اواخر میوسن در حدود ۳۵ درجه تخمین زده شده است (Javadi et al., 2013) که جایگیری حجم زیادی از فعالیت‌های ماگمایی، گسلش و چین‌خوردگی در واحدهای فلیشی را کنترل نموده است (Schmidt and Soffel, 1984).

زمین‌شناسی

گستره مورد مطالعه، در جنوب باختری شهرستان رفسنجان (استان کرمان) بین طول‌های $30^{\circ}30'$ و $30^{\circ}10'$ شمالی و عرض‌های $55^{\circ}30'$ و $55^{\circ}55'$ خاوری واقع شده است که بخشی از جنوب خاور ایران مرکزی می‌باشد (Alavi, 2007; Berberian et al., 1982). داده‌های GPS نرخ دگرریختی پایین ($>2\text{mm/yr}$) را برای این گستره نشان می‌دهد (Vernant, 2004; Vernant and Chery, 2006). از نظر سنگ‌شناسی کهن‌ترین واحدهای سنگی گستره توربیدایت‌های کرتاسه می‌باشند که از توالی بیومیکرایت، ماسه‌سنگ، مارن، سیلت‌سنگ و آهک تشکیل شده است و با همبندی ساختاری در ارتباط با واحدهای جوان‌تر می‌باشند. فلیش‌های ائوسن با روند NW-SE در سه افق مختلف با ویژگی‌های خاص رخنمون دارند، به طوری که محتوای سنگ‌شناسی واحد پایینی (1Ef) میکروکنگلومرا، میکروکالک‌آرنایت، گریوک‌فلدسپاتیک، کالک‌آرنایت و بیوکالک‌آرنایت، سیلت‌سنگ، مارن ماسه‌ای و میکرایت می‌باشد. واحد میانی (2Ef) با ناپیوستگی واحد اولی را پوشانده و توالی از کالک‌آرنایت و بیوکالک‌آرنایت می‌باشد. رخنمون واحد بالایی (3Ef) تناوبی از توالی آرنایت درشت

ساختاری در ارتباط با دگرریختی همزمان با چین خوردگی و تحلیل تنش دیرینه حاصل از داده‌های لغزش گسل با هدف بازسازی تکامل زمین‌ساختی جنوب بلوک ایران مرکزی صورت می‌گیرد و در نهایت فرایند شکل‌گیری چین‌های فرانهاده رمزگشایی خواهد شد.

(شکل ۱). گستره توسط دو گسل راست‌الغز راست‌بر رفسنجان و شهربابک به ترتیب از شمال و جنوب محصور شده است. از دیگر عناصر ساختاری غالب در گستره، چین خوردگی‌های با مقیاس‌های مختلف و روندهای متفاوت می‌باشد. در این مطالعه بعد از مروری بر روش‌های بازسازی تنش دیرینه در طی فرایند چین‌خوردگی؛ تحلیل داده‌های



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی گستره مورد مطالعه به همراه مقاطع عرضی (برگرفته از Dimitrijevic et al., 1971). در گوشه سمت راست شکل موقعیت گستره در نقشه ایران مشخص شده است

روش‌های وارون‌سازی میدان تنش دیرینه

در این مطالعه، میدان تنش دیرینه براساس سازوکار گسل‌های همزمان با چین‌خوردگی بازسازی می‌شود تا سازوکار شکل‌گیری چین‌های فرانهاد در گستره مشخص شود. تعریف مناسب از میدان تنش دیرینه می‌تواند با محاسبه داده‌های بردار لغزش گسل که شامل شیب و جهت شیب صفحه گسل می‌باشد و روند و میل خط‌خشی‌های روی صفحه گسلی ارائه شود (Angelier, 1984; Michael, 1984; Carey, 1979; Etchecopar et al., 1981; Gapais et al., 2000; Marrett and Allmendinger, 1990; Ritz and Taboada, 1993; Shabanian et al., 2010; Taboada, 1993; Twiss and Unruh, 1998) مراحل تحلیل تنش دیرینه شامل جمع‌آوری داده‌ها، جداسازی و محاسبه میدان تنش با استفاده از نرم‌افزارهای مختلف می‌باشد (Mercier et al. 1991, Sperner and Zweigel, 2010). این مطالعه، تحلیل تنش دیرینه، محاسبه جهت‌یابی محورهای اصلی تنش (σ_1 ، σ_2 و σ_3) و نسبت تنش (Φ) را در برمی‌گیرد. با مشخص نمودن نسبت تنش اطلاعاتی در مورد نوع میدان تنش مشخص می‌گردد، به طوری که در حالت کششی (σ_1 عمودی) شرایط از کشش شعاعی ($0 < \Phi < 0.25$)، کشش محض ($0.25 < \Phi < 0.75$) تا تراکششی ($0.75 < \Phi < 1$) متغیر می‌باشد (Matenco and Schmid, 1999). در میدان تنش راست‌الغز که σ_3 عمودی می‌باشد نسبت تنش از شرایط راست‌الغز محض ($0.25 < \Phi < 0.75$)، تراکشش ($0.75 < \Phi < 1$) تا ترافشارش شعاعی ($0 < \Phi < 0.25$) تغییر می‌کند. در حالت σ_3 عمودی نسبت تنش از ترافشارش شعاعی ($0 < \Phi < 0.25$)، فشارش محض ($0.25 < \Phi < 0.75$) تا فشارش شعاعی ($0.75 < \Phi < 1$) متغیر می‌باشد (Matenco and Schmid, 1999).

دو نگرش متفاوت در تعیین میدان تنش دیرینه همزمان با کوتاه‌شدگی زمین‌ساختی با اندازه‌گیری خط‌خشی‌های مرتبط با چین‌خوردگی وجود دارد (Hou et al., 2003; Lisle and Leyshon, 2004; Shi et al., 2007, 2012, 2013a, 2015, Huang et al., 2015). در اولین نگرش خط‌خشی‌ها روی صفحه لایه‌بندی عمود به محور چین (S0)

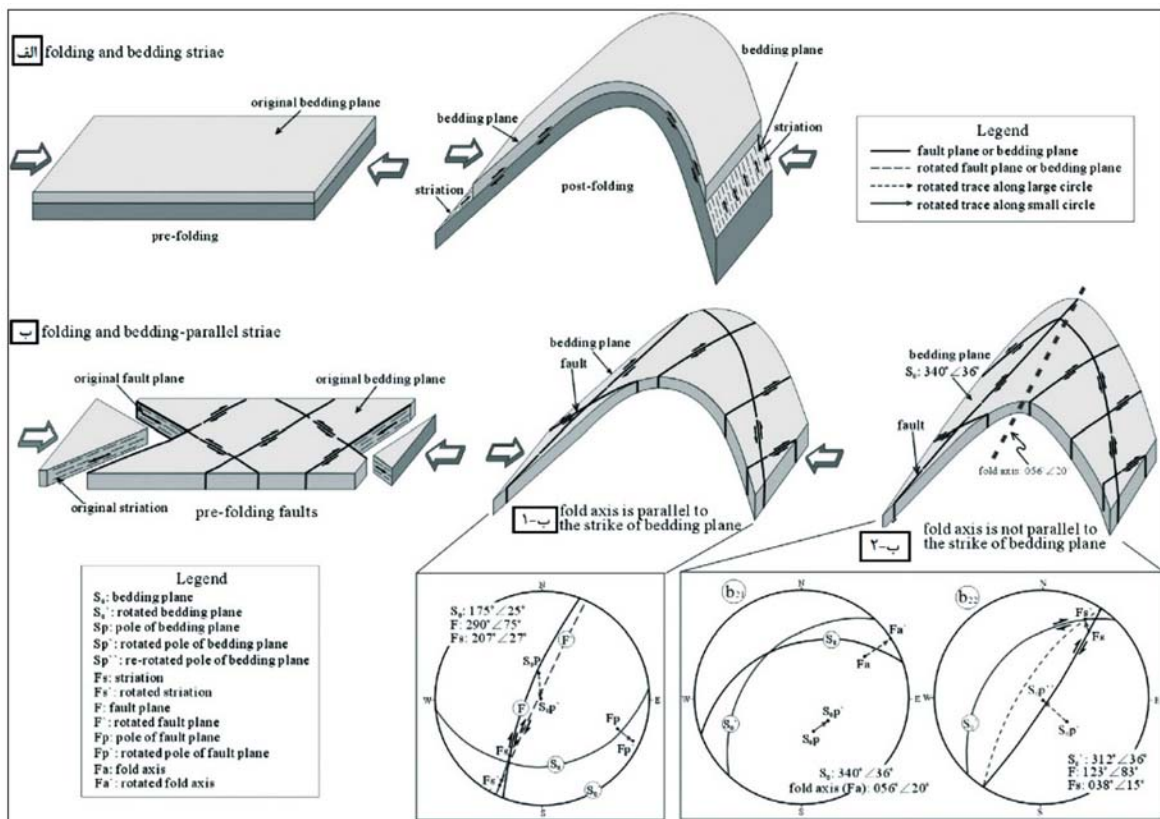
بوده، در نتیجه خط‌خشی‌ها همزمان با کج‌شدگی صفحات لایه‌بندی در طی چین‌خوردگی ایجاد شده‌اند (شکل ۲. الف) (Shi et al., 2015). این موضوع می‌تواند به صورت مستقیم در تعیین میدان تنش دیرینه در نواحی کوتاه‌شده و چین‌خورده واحدهای رسوبی سودمند باشد (Shi et al., 2004, 2012, 2007; Simòn, 2004). اما نمی‌تواند در تحلیل چین‌های برگشته کاربرد داشته باشد (Shi et al., 2015). در روشی دیگر، خط‌خشی‌های موجود بر روی صفحات گسلی با لایه‌بندی موازی می‌باشد، که مسیر حرکات شیب‌الغز اولیه را روی صفحات گسلی نشان می‌دهد، و با کوتاه‌شدگی واحدهای اولیه سازگار می‌باشد (Hou et al., 2003). به‌رحال لایه‌بندی (S0) باید چرخانده و افقی شود تا جهت‌یابی اصلی خط‌خشی‌ها مشخص شود، چون این خط‌خشی‌ها به دلیل فرانهادگی رویداد زمین‌ساختی جوان‌تر نمی‌توانند جهت‌یابی اولیه‌شان را مشخص سازند (شکل ۲. ب، ۱ و ۲) (Marrett and Allmendinger, 1990).

دو روش بازسازی منشأ اولیه صفحات گسل و خط‌خشی‌ها در واحدهای چین‌خورده بر روی شبکه استریوگرافیک ولف توسط Shi et al., 2015 ارائه شده‌است. در اولین مورد، اگر امکان تعیین جهت‌یابی محور چین با استفاده از داده‌های صحرائی نباشد، فرض می‌شود که محور چین موازی با صفحات لایه‌بندی است. در این صورت با اندازه‌گیری مستقیم عناصر ساختاری (لایه‌بندی، صفحه گسل و خط‌خشی) تحلیل صورت می‌گیرد. به طوری که موقعیت خط‌خشی باید بر روی صفحه گسلی و لایه‌بندی باشد، چون صفحات گسلش و لایه‌بندی متقاطع هستند. در این صورت بعد از ترسیم صفحات لایه‌بندی (S0) و گسلش (F)، موقعیت قطب صفحات گسلی (FP) و لایه‌بندی (SP) و خط‌خشی (Fs) بر روی شبکه مشخص می‌گردد (شکل ۲. ب-۱) در ادامه با چرخش قطب لایه‌بندی به میزان شیب آن، لایه را افقی نموده؛ همزمان قطب صفحه گسلی و خط‌خشی را به همان میزان و در امتداد دایره کوچک چرخیده می‌شود (Shi et al., 2015) (شکل ۲. ب-۱).

در دومین مورد محور چین میل‌دار است، از این رو محور چین (Fa) را به میزان میل چین در امتداد دایره

مشخص خواهد شد. به طوری که وارون سازی میدان تنش با اندازه گیری و محاسبه بردارهای لغزش گسلی موازی لایه بندی (شکل ۲. الف)، بردار لغزش بین لایه های (ب. ۲)، و بردار لغزش همزمان با چین خوردگی اجرا می گردد. هدف از این مطالعه تحلیل ساختاری چین های فرانهاده با تاکید بر جهت تنش دیرینه در طی چین خوردگی و تاثیر عوامل زمین ساختی در تکامل و شکل گیری گستره می باشد.

بزرگ چرخانده تا موقعیت اولیه محور (Fa') مشخص شود. همزمان قطب صفحه لایه بندی را به همان مقدار، اما در امتداد دایره کوچک چرخانده و Sp' نامیده می شود (شکل ۲. ب. ۲)، در نتیجه امکان تعیین موقعیت گسل و خطخش اولیه فراهم می گردد و می توان مابقی محاسبات را مانند مورد اول ادامه داد (Shi et al., 2015). در مجموع با بهره گیری از تحلیل عناصر ساختاری در مقیاس رخنمون، میدان تنش دیرینه در گستره



شکل ۲. نمایش شماتیک دو روش بازسازی میدان تنش دیرینه همزمان با چین خوردگی. الف) خطخش ها رشد یافته روی لایه بندی و عمود به محور چین که می توانند در محاسبه میدان تنش دیرینه به صورت مستقیم به کار گرفته شود. ب) خطخش موازی لایه بندی که بر روی صفحات درزه توسعه یافته است و تقریباً موازی لایه بندی می باشد. ب. ۱) بازسازی جهت یابی صفحات لایه بندی، گسل و خطخش پیش از چین خوردگی در مواردی که فرض می شود محور چین موازی با امتداد لایه بندی باشد و جهت یابی محور چین نیز مشخص نمی باشد. ب. ۲) ابتدا محور چین به منظور جهت یابی افقی چرخانده تا تقریباً عمود به محور چین شود (b21) سپس صفحه گسلی و خطخش نیز با چرخش صفحه لایه بندی بر روی شبکه ولف افقی می گردد (b22) (Shi et al., 2015)

تحلیل ساختار و میدان تنش دیرینه

چین های فرانهاده

واحدهای سنگی رخنمون یافته در این ناحیه چین خورده هستند و سن الیگوسن تا اوایل پلیستوسن دارند. مطالعه ساختارهای در مقیاس نقشه نشان می دهد که دو نسل چین خوردگی با راستای NE-SW و WNW-ESE در

یکی از اشکال جالب گستره مورد مطالعه چین خوردگی در واحدهای رسوبی و آتشفشانی می باشد، به گونه ای که اغلب

نمایش می‌دهد (شکل ۳-ج، د) به طوری که روند شمال خاور- جنوب باختر در یک دسته و روند شمال شمال خاور- جنوب جنوب باختر در دسته دیگر مشاهده گردید که این دو دسته برگوارگی با منشا ساختارهای چین خورده سازگار می‌باشد. با تحلیل ساختاری، تاثیر دو گامه همپوشان در گستره مشخص شد. تحلیل تنش دیرینه امکان بازسازی مراحل تکامل زمین‌ساختی را می‌دهد. از آنجایی که داده‌های لغزش ناهمگن هستند و زمین‌ساخت چندگامه‌ی را شامل می‌شود باید جداسازی زیردسته‌های همگن به گونه‌ای صورت گیرد تا با حالات تنش و رویدادهای زمین‌ساختی گستره انطباق داشته باشد. از این رو در ادامه بحث میدان‌های تنش دیرینه، که مراحل کوتاه‌شدگی را نشان می‌دهند، در بیش از ۳۸ ایستگاه برداشت صحرایی انجام شد (شکل ۳-الف) مورد تحلیل و تفسیر قرار گرفت. در ایستگاه‌های صحرایی جهت‌یابی و سازوکار گسلش به همراه موقعیت خط‌خش موجود بر صفحه گسلی برداشت شد. از سوی دیگر محور چین و صفحات لایه‌بندی برداشت شد. از همه‌ی این عوامل ساختاری استفاده شد تا تنسورهای تنش و رژیم‌های زمین‌ساختی تاثیرگذار بر روی سنگ‌های سنوزویک گستره مشخص گردد.

چین‌ها با روند NE-SW و میدان تنش وابسته

در این بخش چین‌ها با روند محوری شمال خاور- جنوب باختر و ساختارهای همزمان با چین خوردگی با کمک مشاهدات صحرایی توصیف می‌شود تا گامه تنش ترافشاری با راستای NW-SE توضیح داده شود و میدان تنش دیرینه همزمان با کوتاه‌شدگی بازسازی شود.

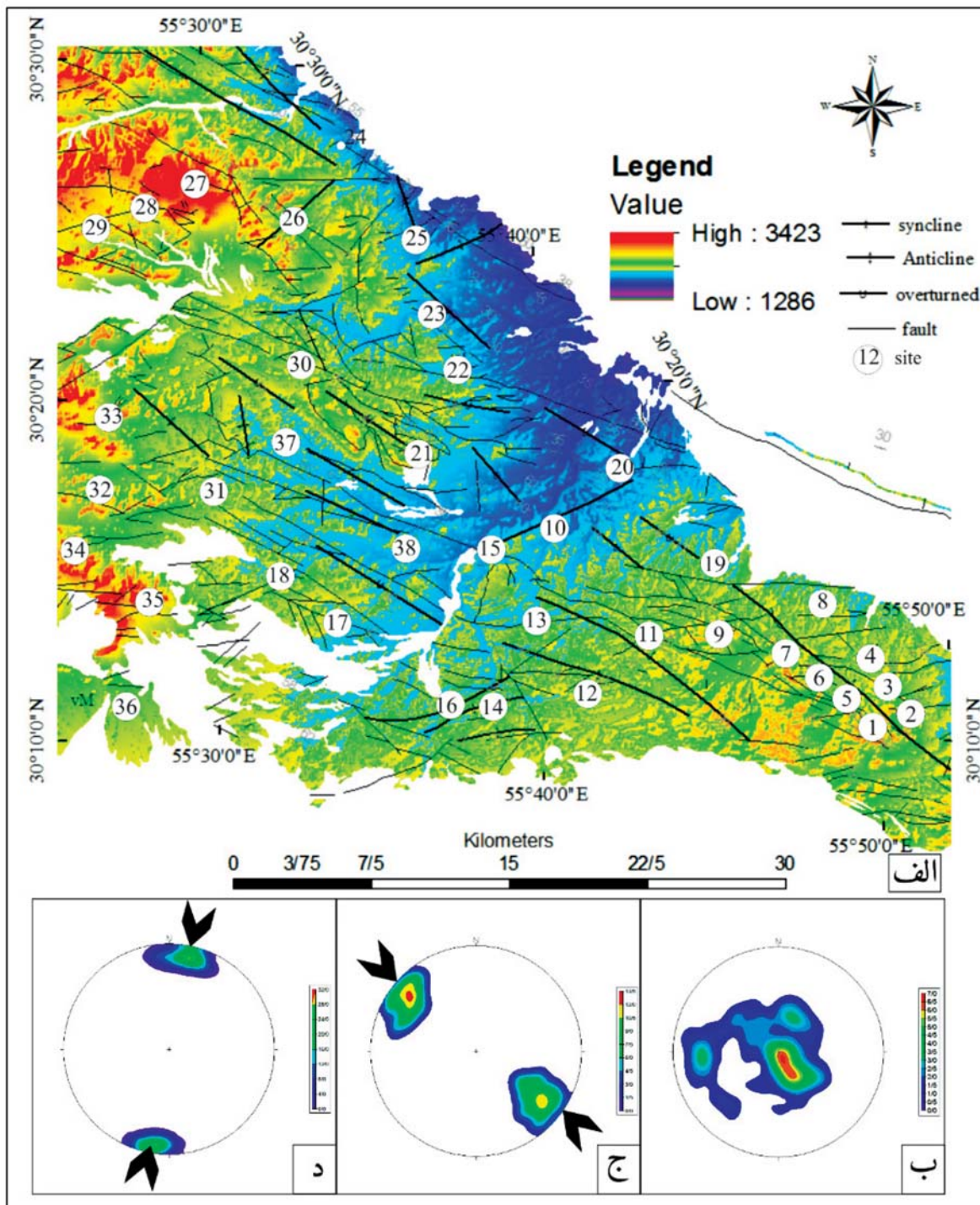
در ایستگاه ۳۱ تاقدیسی با رخنمون جناغی و یال‌های نیمه عمودی در واحدهای شیلی- آهکی ائوسن با سطح محوری ۷۰/۶۹ (جهت شیب و شیب) جهت‌گیری نموده است که تقریباً با توجه به جهت‌یابی لایه‌بندی و موقعیت محور چین خوردگی مسیر کوتاه‌شدگی شمال باختر- جنوب خاور را نشان می‌دهد (شکل ۴-الف). در ایستگاه ۱۴ (شکل ۴-ب، ج) ناودیس بازبا صفحه محوری نیمه عمودی در واحدهای آتشفشانی مجموعه بحرآسمان رخنمون داشته که

گستره رخنمون دارند که به عنوان دو سطح چین خوردگی فرانهاده قابل تعریف می‌باشند (شکل ۱). چین‌ها از نوع الگوی تداخلی ۳۱ براساس تعاریف Ramsay (1967) می‌باشند. در الگوهای تداخلی چین، وارونگی سازوکار در امتداد گسل‌های راستالغز توسط Allen et al. (2001) تعریف شده است. به گونه‌ای که چین‌های نسل اول با زاویه ۴۲ درجه ناهم‌سو نسبت به گسل‌های راستالغز شکل می‌گیرند و نسل دوم چین خوردگی با زاویه ۴۵ درجه هم‌سو نسبت به گسل‌های راستالغز شکل گرفته و بر روی چین‌های نسل اول فرانهاده می‌شوند.

چین‌ها با راستای NE-SW به عنوان چین‌های تنگ با طول موج تقریبی ۵-۱۰ کیلومتر در مقطع عرضی با راستای شمال باختر- جنوب خاور در گستره واقع شده‌اند (شکل ۱- مقطع عرضی A-B). این چین‌ها که تحدبی به سمت شمال باختر دارند، توسط رویداد کوتاه‌شدگی با روند شمال باختر- جنوب خاور توجیه می‌شوند. شکل زیگوپیدال S مانند این دسته از چین‌ها می‌تواند تاثیر گسلش راستالغز چپبر در شکل‌گیری این عناصر ساختاری را توجیه نماید. اغلب چین‌ها در این گروه برگشتگی نشان می‌دهند.

بررسی مقاطع عرضی با راستای شمال خاور- جنوب باختر در گستره نشان داد که ساختارهای چین خورده با روند WNW-ESE خاور نیز در مقیاس نقشه رخنمون دارند (شکل ۱- مقطع عرضی C-D) این چین‌ها اغلب از نوع چین‌های باز با طول موج تقریبی ۶۰ کیلومتر می‌باشند. به نظر می‌رسد که این چین‌ها بر روی چین‌های با روند NE-SW فرانهاده شده باشند و می‌توانند به عنوان جدیدترین نسل چین خوردگی در گستره شناخته شوند.

با اندازه‌گیری شیب و امتداد بیش از ۱۴۲ صفحه لایه‌بندی در نواحی چین خورده و ترسیم قطب آنها بر روی شبکه استریوگرافی اشمیت مشخص شد که دو نسل چین خوردگی در گستره رخنمون دارند (شکل ۳-ب). در گستره مورد مطالعه در مقیاس رخنمون دو دسته برگوارگی وابسته به تغییر روند کوتاه‌شدگی توسعه یافته‌اند که اندازه‌گیری صحرایی و ترسیم آنها در نیمکره پایینی شبکه استریوگرافیک هم‌مساحت، دو جهت بیشینه از محور کوتاه‌شدگی را



شکل ۳. الف) تصویر DEM گستره به همراه عناصر ساختاری و موقعیت ایستگاه‌های برداشت صحرایی (شیب و جهت شیب صفحات گسلی و لایه‌بندی، برگوارگی، درزه و ریک خط‌خس‌های واقع بر روی صفحات گسلی). ب) نمودار کانتوری بیش از ۱۴۵ قطب لایه‌بندی بر روی نیمکره پایینی شبکه اشمیت. ج، د) نمودار کانتوری قطب برگوارگی‌های برداشتی در گستره که بر روی نیمکره پایینی شبکه هم‌مساحت ترسیم شده‌اند. با استفاده از این عنصر ساختاری تغییرات روند تنش بیشینه در جهات متفاوت (NW-SE, NNE-SSW) تشخیص داده شد که برگوارگی‌های جوان‌تر بر روی نمودار کانتوری شکل (د) ترسیم شده‌اند و شکل (ج) برگوارگی‌های کهن‌تر را نمایش می‌دهند. تعداد صفحات برداشت‌های صحرایی برای مورد ج، د به ترتیب ۵۰ و ۳۴ می‌باشد

ارائه شده است. از سوی دیگر گسل‌های کوچک مقیاس زیگموییدال شکل موازی لایه‌بندی، در ایستگاه (۷) مشاهده شد که خط‌خس‌ها بر روی صفحات گسلی برای بازسازی میدان تنش دیرینه مورد استفاده قرار گرفت که روند شمال باختر-جنوب خاور را داشتند (شکل ۴-ز).

پیرو روش ارائه شده در بخش (۲) و با برداشت صحرایی داده‌های لغزش گسلی و دیگر عناصر ساختاری از جمله لایه‌بندی، درزه‌ها و برگوارگی، وارون‌سازی میدان تنش دیرینه وابسته به چین‌خوردگی در ایستگاه‌های منفرد اجرایی (بیش از ۳۸ ایستگاه، موقعیت را در شکل ۳-الف ببینید) شده است که میدان تنش ترفشاری با راستای شمال باختر-جنوب مشخص گردید. استریونت تحلیل داده‌های لغزش در شکل (۵) ارائه شده است و در جدول (۱) نتایج تحلیل ارائه گردیده است. نسبت تنش محاسبه شده تغییرات میدان تنش را در حالت راستالغز از ترفشارش تا راستالغز محض و در حالت فشارش از ترفشارش تا فشارش محض نشان می‌دهد.

جهت‌یابی صفحات لایه‌بندی یال‌های چین فشارش با شمال باختر-جنوب خاور را نمایان می‌سازد. از سوی دیگر در شکل (۴-د) تاقدیس با سطح محوری NE-SW در واحدهای فلیشی اتوسن نمایش داده شده است که روند تنش را شمال باختر-جنوب خاور را تحمل نموده است.

در گستره مورد مطالعه علاوه بر تغییرات روند محور چین‌خوردگی، شواهدی از جمله درزه‌های مزدوج، برگوارگی و گسلش همزمان با چین‌خوردگی به‌منظور تحلیل ساختار و تنش دیرینه مورد استفاده قرار گرفت؛ به‌گونه‌ای که در شکل (۴-ه) نمونه‌ای از درزه‌های مزدوج بر روی یال‌های چین‌خورده در واحدهای آهکی مشاهده می‌گردد. جهت‌یابی محور بیشینه تنش با استفاده از نیمساز زاویه حاده دو دسته درزه، روند شمال باختر-جنوب خاور را نشان می‌دهد. در گستره مورد مطالعه از خط‌خس‌های موازی لایه‌بندی به‌منظور بررسی رابطه بین دگرریختی همزمان با چین‌خوردگی استفاده شد که در شکل (۴-و) نمونه‌ای

جدول ۱. تحلیل داده‌های لغزش گسل و جهت‌یابی تنش در میدان تنش با راستای شمال باختر-جنوب خاور

site	latitude	longitude	lithology	age	N.	phase	σ ₁		σ ₂		σ ₃		Φ
							trend	plung	trend	plung	trend	plung	
۱	۳۰ ۰۸ ۵۱/۱	۵۵ ۴۸ ۲۰/۱	volcanic	Middle Eoc.	۶۰		۳۰۹	۲۳	۱۶۹	۶۱	۴۶	۱۷	۰/۴۵
۳	۳۰ ۱۲ ۰۹/۰	۵۵ ۵۰ ۰۴/۰	Flysch	Lower Eoc.	۴۸		۱۲۷	۲	۲۱۹	۵۰	۳۶	۴۰	۰/۵۲
۸	۳۰ ۱۲ ۳۴/۵	۵۵ ۴۶ ۵۸/۶	Conglomerate	Lower Eoc.	۴۱		۳۳۲	۳۳	۸۳	۲۹	۲۰۴	۴۴	۰/۲
۹	۳۰ ۱۱/۳۰۰	۵۵ ۳۸/۹۶۶	volcanic	Middle Eoc.	۳۱		۳۴۳	۳۰	۱۶۵	۶۰	۷۱	۱	۰/۴
۱۰	۳۰ ۱۲/۸۲۰	۵۵ ۴۳/۷۰۸	volcanic	Middle Eoc.	۲۷		۳۴۱	۲۳	۷۲	۲	۱۶۶	۶۷	۰/۴
۱۱	۳۰ ۱۱/۱۶۸	۵۵ ۳۷/۵۵۲	volcanic	Middle Eoc.	۵۳		۱۲۰	۴	۲۶	۴۲	۲۴۱	۴۸	۰/۳
۱۲	۳۰ ۱۰/۳۵۶	۵۵ ۳۶/۷۸۱	volcanic	Middle Eoc.	۲۱	a	۱۲۸	۴	۲۵۲	۸۳	۳۷	۶	۰/۵۲
						b	۱۰۷	۶	۲۰۶	۵۷	۱۴	۳۲	۰/۵
۱۳	۳۰ ۱۰/۵۲۴	۵۵ ۳۶/۹۵۲	volcanic	Middle Eoc.	۵۷	a	۲۹۳	۲۳	۲۷	۱۱	۱۴۱	۶۴	۰/۴۴
						b	۳۳۷	۱۲	۲۱۳	۶۸	۷۱	۱۸	۰/۴۳
۱۴	۳۰ ۱۰/۵۱۸	۵۵ ۳۶/۹۳۷	volcanic	Middle Eoc.	۲۶		۳۲۸	۲۲	۱۲۸	۶۷	۲۳۵	۷	۰/۳۵
۱۵	۳۰ ۱۱/۶۸۲	۵۵ ۳۹/۰۰۶	volcanic	Middle Eoc.	۲۶		۳۴۰	۱۳	۸۲	۴۰	۲۳۵	۴۷	۰/۵
۱۶	۳۰ ۱۲/۹۴۷	۵۵ ۳۶/۲۴۴	Sandstone	Lower Eoc.	۲۷	a	۳۰۲	۳۴	۸۷	۵۱	۲۰۰	۱۷	۰/۵
						b	۱۳۰	۱۵	۲۶	۴۳	۲۳۴	۴۳	.
۱۷	۳۰ ۱۴/۲۵۲	۵۵ ۳۲/۱۲۳	Sandstone	Lower Eoc.	۳۲		۳۳۴	۳۰	۲۴۲	۵	۱۴۴	۵۹	۰/۴۵
۱۸	۳۰ ۱۴/۵۰۶	۵۵ ۳۰/۹۵۴	Sandstone	Lower Eoc.	۲۶		۳۵۱	۱۳	۱۴۵	۷۶	۲۶۰	۶	۰/۵
۲۰	۳۰ ۳۰ ۰۸/۶	۵۵ ۳۸ ۴۷/۱	Flysch	Lower Eoc.	۱۶	a	۳۲۵	۲۳	۲۲۵	۲۲	۹۶	۵۷	.
						b	۱۰۱	۲	۵	۷۲	۱۹۱	۱۸	۰/۴

ادامه جدول ۱.

site	latitude	longitude	lithology	age	N.	phase	σ ₁		σ ₂		σ ₃		Φ
							trend	plung	trend	plung	trend	plung	
۲۱	۳۰ ۲۵۱۸/۰	۵۵ ۳۹ ۵۲/۶	Conglomerate	Lower Eoc.	۴		۳۳۷	۱۳	۶۷	۲	۱۶۶	۷۷	۴۹/۰
۲۲	۳۰ ۱۸/۱۰۲	۵۵ ۴۰/۲۲۱	Conglomerate	Lower Eoc.	۱۱		۲۹۳	۲۳	۷۳	۶۱	۱۹۵	۱۷	۰/۵
۲۶	۳۰ ۲۵/۲۲۷	۵۵ ۳۱/۴۱۶	Flysch	Lower Eoc.	۱۹		۱۳۸	۲	۲۲۸	۲۴	۴۳	۶۶	۰/۳
۲۷	۳۰ ۲۶/۷۵۹	۵۵ ۳۱/۶۲۶	Flysch	Upper Cret.	۲۱		۱۵۰	۲	۲۴۵	۳۶	۵۷	۵۴	۰/۶۱
۳۰	۳۰ ۲۵/۳۵۴	۵۵ ۳۱/۱۸۵	Flysch	Lower Eoc.	۱۴		۲۸۳	۰	۱۳	۱۸	۱۹۱	۷۰	۰/۶۶
۳۱	۳۰ ۲۶/۵۸۵	۵۵ ۳۵/۲۶۱	Sandstone	Lower Eoc.	۲۶		۲۷۷	۴	۹	۳۳	۱۸۱	۵۷	۰/۵
۳۲	۳۰ ۲۲/۷۲۰	۵۵ ۳۰/۴۵۶	Flysch	Lower Eoc.	۳۰		۳۱۸	۱۴	۲۲۱	۲۵	۷۳	۶۱	۰/۵
۳۳	۳۰ ۲۲/۸۲۷	۵۵ ۲۹/۴۶۹	limestone and marl	Lower Eoc.	۱۲	a	۱۳۹	۶	۳۵۶	۸۳	۲۲۹	۴	۰/۵
						b	۱۴۴	۳۲	۲۵۶	۳۱	۱۹	۴۲	۰/۱
۳۷	۳۰ ۳۵/۹۰۷ E	۵۵ ۲۹/۴۵۳	Flysch	Upper Cret.	۲۰		۱۴۰	۶	۴۶	۳۶	۲۳۸	۵۴	۰/۲

جهت‌یابی محور بیشینه کوتاه‌شدگی را شمال‌خاور- جنوب باختر نشان می‌دهد. در شکل (۶-د) رخنمون چین‌جعبه‌ای دیده می‌شود که جهت‌یابی لایه‌بندی یال‌های چین بر روی استریونت موقعیت سطح محوری را تعریف نموده و با توجه به موقعیت محور و سطح محور چین روند تنش بیشینه شمال‌خاور- جنوب باختر تعریف می‌گردد. در رخنمون‌های صحرایی چین‌های خوابیده با راستای سطح محوری خاوری- باختری مشاهده گردید که این چین‌خوردگی‌ها از تاثیر تنش فشاری بیشینه با روند شمالی- جنوبی در گستره حکایت دارند که در شکل (۶-ه) نمونه‌ای از رخنمون صحرایی این عناصر ساختاری ارائه شده است.

گسل‌ها با روند NNW-SSE

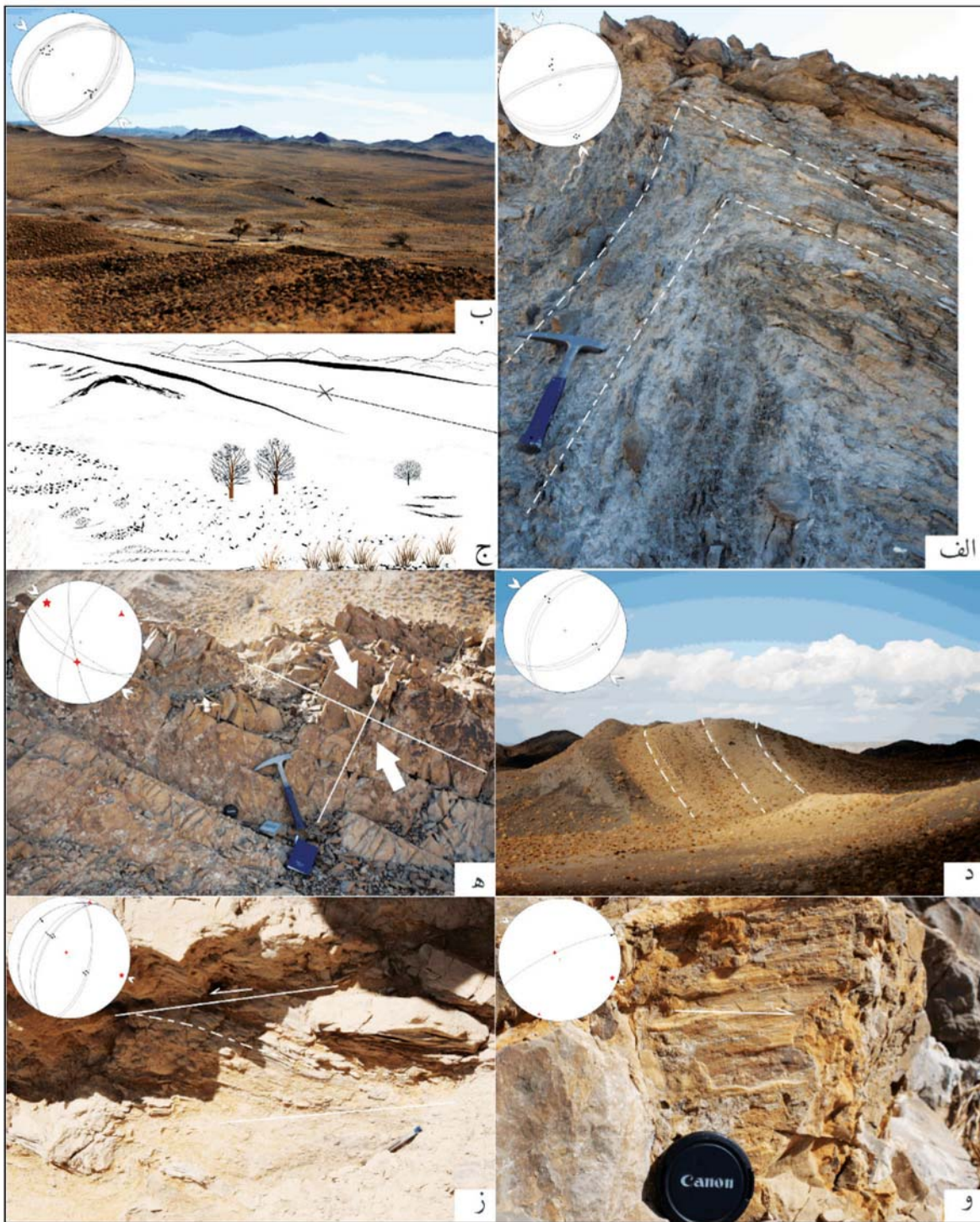
روند غالب گسلش در گستره مورد مطالعه NNW-SSE می‌باشد که اغلب سازوکار راستالغز با مولفه معکوس دارند. گسل‌های شهربابک و رفسنجان در حاشیه گستره واقع شده‌اند و تکامل گستره در کنترل این دو گسل و شاخه‌های آنها می‌باشد. از این رو در برداشت‌های صحرایی شاخه‌های فرعی گسل‌های اصلی گستره مورد تحلیل قرار گرفتند. در مشاهدات صحرایی شاخه‌ای از گسل رفسنجان با راستای شمال- شمال باختر- جنوب- جنوب باختر سبب راندگی واحدهای فلیشی ائوسن بر روی واحدهای آتشفشانی ائوسن (مجموعه بحرآسمان) شده است. این گسل با شیب به سمت جنوب، پهنه خسارت دو متری را شکل داده است

ساختارها با روند NW-SE و میدان تنش وابسته

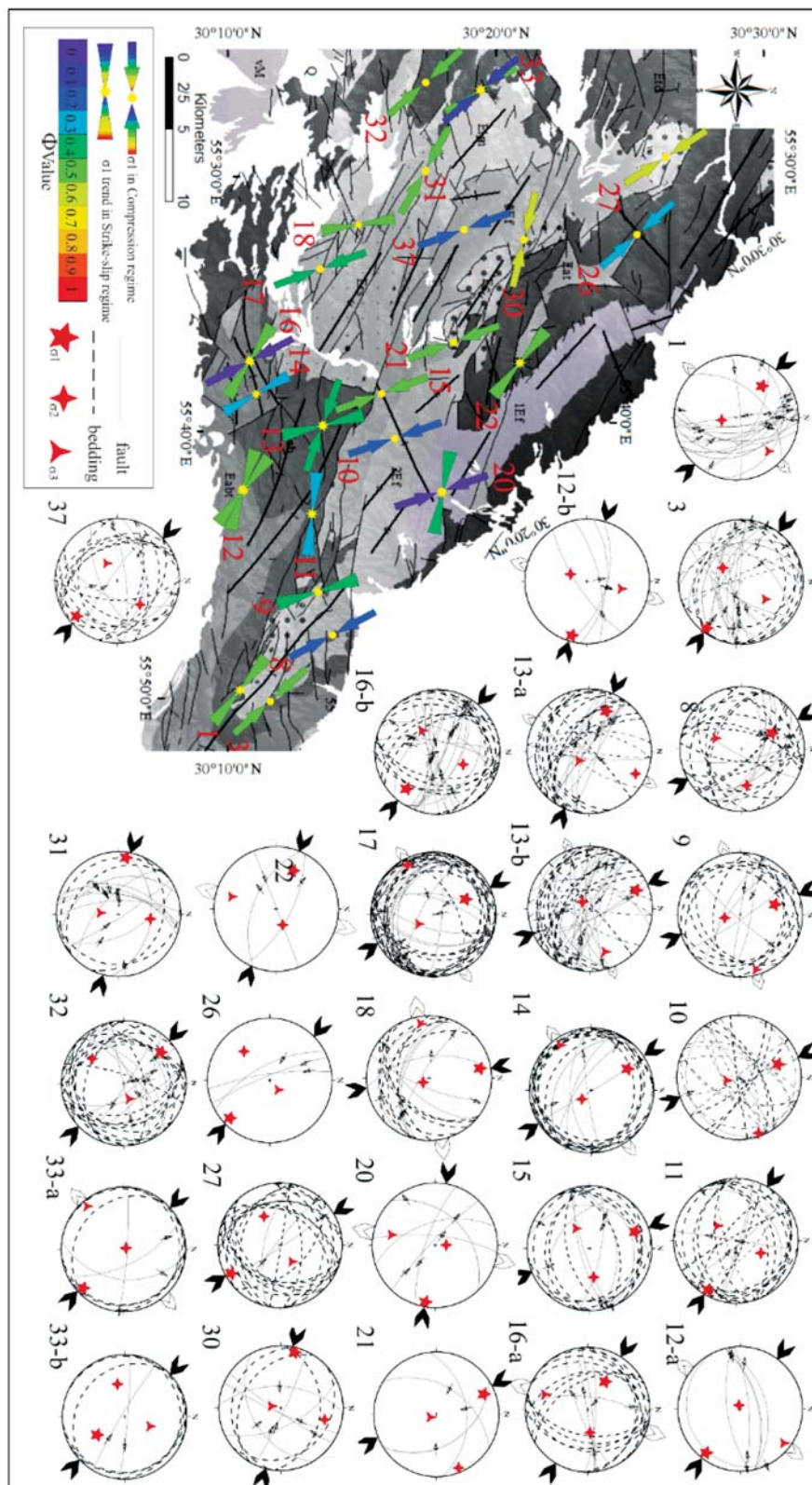
الف. چین‌ها با روند WNW-SES

در گستره مورد مطالعه چین‌های بزرگ مقیاس با راستای سطح محوری WNW-ESE در روی نقشه و در تصاویر ماهواره‌ای نمایان هستند. اما به‌منظور تحلیل ساختاری گستره مورد مطالعه؛ عناصر در مقیاس رخنمون، همانند چین‌هایی با راستای WNW-ESE، بررسی می‌گردد تا دگرریختی و جهت‌یابی میدان تنش دیرینه در صحرا مشخص گردد. از این رو در این بخش، چین‌ها و دگرریختی‌های همزمان با چین‌ها با روند WNW-ESE توصیف شده و بازسازی میدان تنش دیرینه همزمان با چین‌خوردگی در گستره بیان می‌شود.

در شکل (۶-الف) چین میل‌دار با یال نیمه عمودی شمال باختری که در واحدهای قهوه‌ای رنگ آهکی با میان لایه‌های رسی توسعه یافته است، نمایش داده شده است. جهت‌یابی لایه‌بندی روی یال‌های این چین‌خوردگی فشارش با روند NE-SW را مشخص می‌سازد. اندازه‌گیری سطح لایه‌بندی و تعیین سطح محور در واحدهای رسوبی چین‌خورده ائوسن (شکل ۶-ب) جهت‌یابی بیشینه محور تنش عمود بر محور چین را شمال‌خاور- جنوب باختر نشان می‌دهد. از سوی دیگر در شکل (۶-ج)، چین‌های بسته با یال‌های نیمه عمودی در واحدهای ائوسن حضور دارند که در طولشان برگواری شدید توسعه یافته است و این رخنمون،



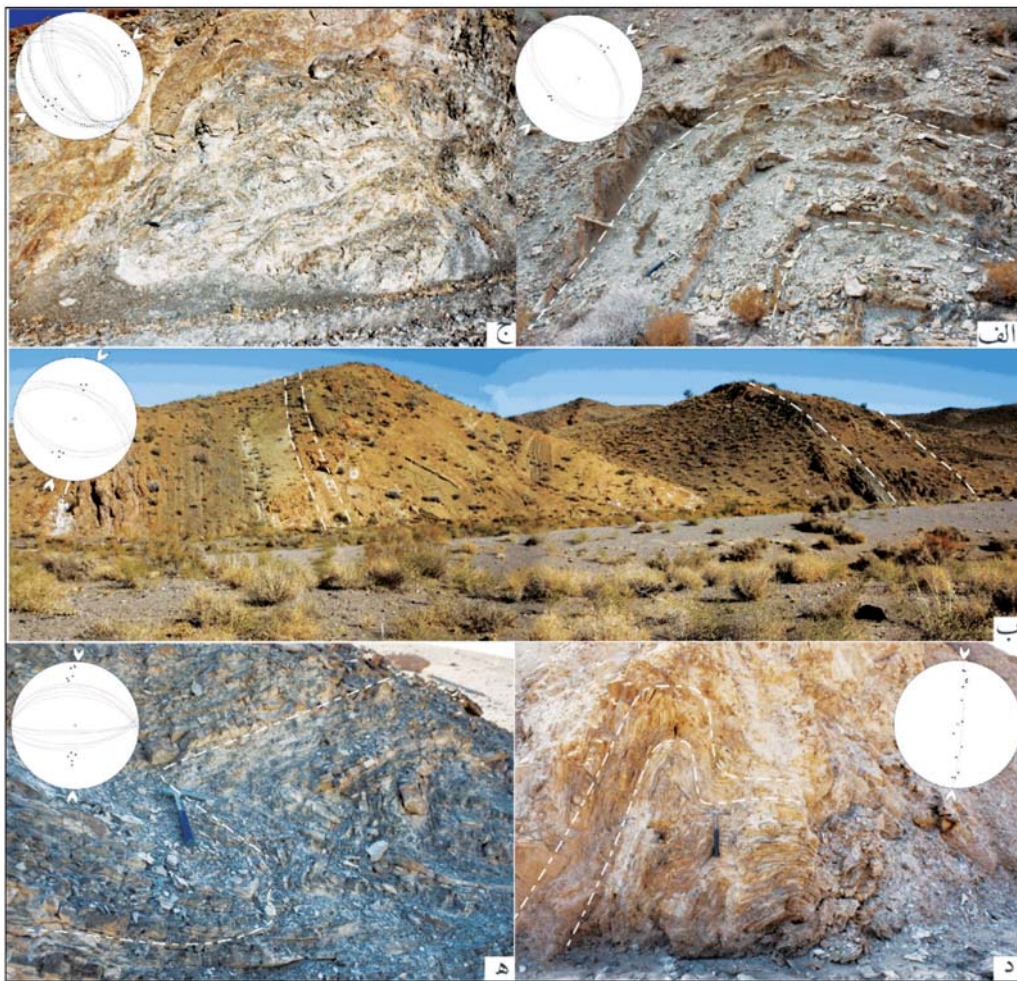
شکل ۴. الف) چین جناعی در واحدهای رسوبی ائوسن، دید به سمت شمال خاور. ب) چین خوردگی بزرگ مقیاس در واحدهای مجموعه بحرآسمان، دید به سمت شمال خاور. ج) نمایش شماتیک موقعیت لایه‌بندی در مورد ب. د) چین خوردگی در واحدهای فلیشی ائوسن، دید به سمت شمال باختر. ه) درزه‌های مزدوج که نیمساز زاویه حاده جهت بیشینه تنش را نمایش می‌دهد. و) خط‌خش هم‌زمان با چین خوردگی، دید به سمت شمال. ز) فابریک S-C در واحدهای فلیشی ائوسن، دید به سمت باختر. در تمامی اشکال تصویر استریوگرافیکی موقعیت عناصر ساختاری در گوشه سمت چپ هر شکل ارائه شده است. در مواردی که چین خوردگی مورد مطالعه قرار گرفته موقعیت صفحات لایه‌بندی و قطب آنها به همراه جهت بیشینه تنش نمایش داده شده است. در مورد شکل (ه) درزه‌ها پیش (نقطه‌چین) و پس (خطوط ممتد) چرخش در شبکه استریوگرافیک ترسیم شده‌اند. در اشکال (و، ز) موقعیت صفحه گسلی به همراه خط‌خش بر روی شبکه ارائه شده است و جهت‌گیری محورهای اصلی تنش به‌وضوح مشخص گردیده است



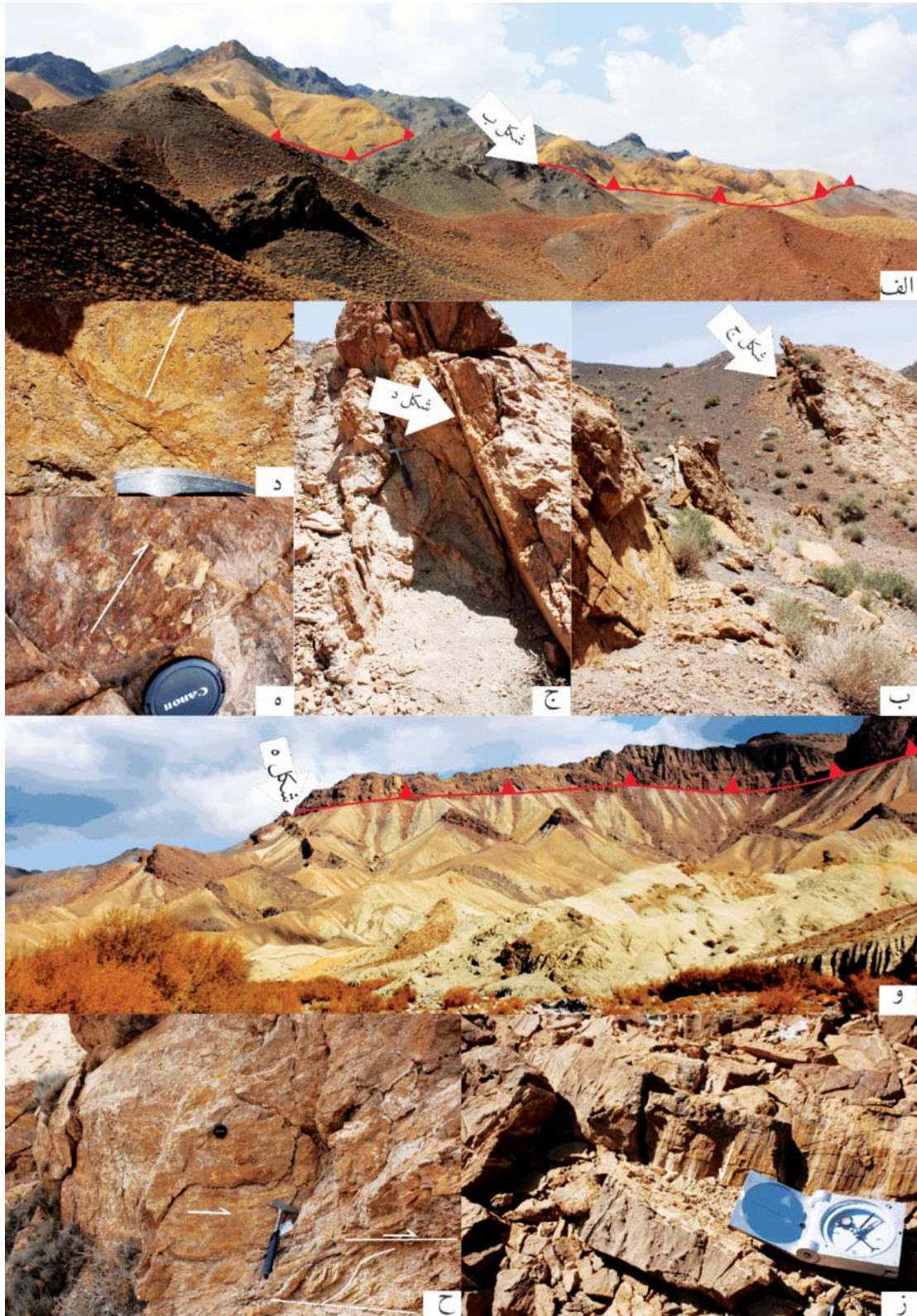
شکل ۵. نقشه پراکندگی میدان تنش فشاری و راستالغز با راستای شمال-باختر-جنوب‌خاور در گستره مورد مطالعه. در این نقشه جهت‌گیری پیکان‌ها جهت بیشینه تنش را در هر ایستگاه نشان می‌دهد و رنگ‌ها هر پیکان معرف مقدار نسبت تنش محاسبه مرتبط با هر تنسور تنش می‌باشد که از تحلیل داده‌های لغزش گسل حاصل گردیده است. در سمت راست شکل، تصویر استریوگرافیک حاصل از تحلیل تنش ارائه شده است که جهت‌گیری بیشینه و کمینه تنش اصلی به ترتیب توسط فلش‌های سیاه و سفید نمایش داده است

در شکل (۷-ح) نمونه‌ای از فابریک S-C در پهنه خسارت گسل با روند شمال باختر-جنوب خاور شکل گرفته است که فابریک S سوی حرکت راستبر را نمایش می‌دهد که با خطخس‌های شکل گرفته بر روی صفحه گسل در این پهنه خسارت هم‌سوی و هم‌زمان بوده و سازوکار مشابه دارند. در مجموع با تحلیل بردارهای لغزش موجود بر روی صفحات گسلی و دیگر عناصر ساختاری در گستره مورد مطالعه، میدان‌های تنش فشاری و راستالغز با روند NNE-SSW در گستره رمزگشایی شده است (شکل ۸ و جدول ۲). نسبت تنش در این راستا از ترافشارش، راستالغز محض تا فشارش محض متغیر می‌باشد.

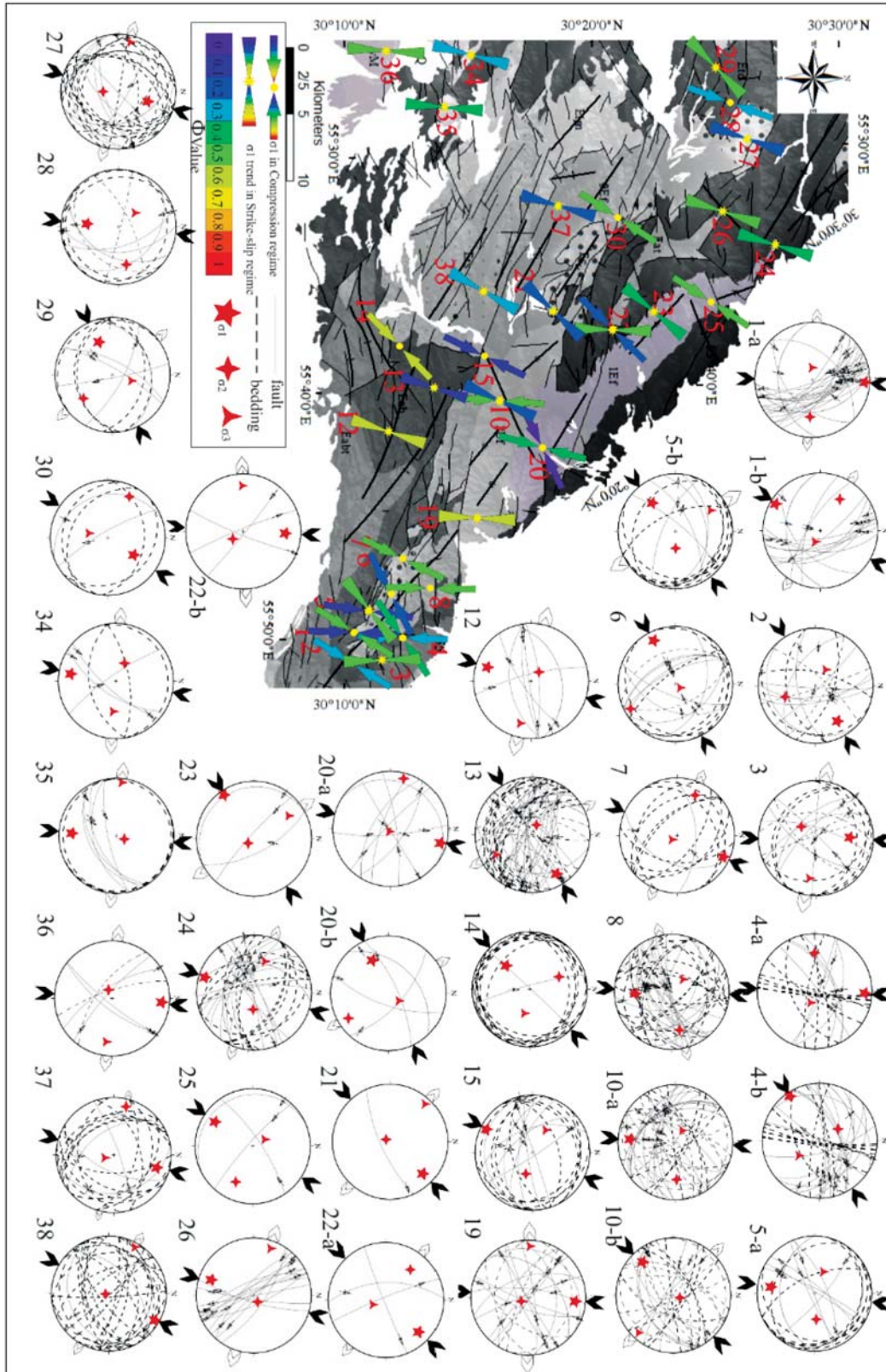
(شکل ۷- الف، ب، ج، د). مثال دیگری از گسل‌های با روند شمال شمال باختر در شکل (۷-ه، و) مشاهده می‌گردد. در این مورد کنگلومرا قرمز رنگ به سن ائوسن بر روی واحدهای رسوبی ائوسن رانده شده‌اند که در خطخس‌های ایجاد شده بر روی سطوح گسلی این سازوکار ثبت شده است. در بعضی از نواحی، لغزش بین لایه‌ای و خطخس‌های شکل گرفته بر روی این سطوح جهت‌گیری تنش را با روند شمال شمال خاور- جنوب جنوب باختر نشان می‌دهند که نمونه‌ای در شکل (۷-ز) ارائه شده است. از سوی دیگر لغزش بین لایه‌ای و ایجاد صفحات برگوارگی به‌عنوان یک معیار مناسب برای تعیین جهت‌یابی محورهای تنش در گستره استفاده شد که



شکل ۶. الف) چین با روند محور شمال باختر-جنوب خاور در واحدهای رسوبی ائوسن، دید به سمت جنوب باختر. ب) یال‌های چین با سطح محوری با راستای شمال باختر-جنوب خاور در واحدهای رسوبی ائوسن، دید به سمت شمال باختر. ج) توسعه برگوارگی در یال‌های چین با سطح محوری شمال باختر-جنوب خاور، مجموعه آتشفشانی بحرآسمان، دید به سمت شمال باختر. د) شکل‌گیری چین جعبه‌ای در واحدهای ائوسن، دید به سمت شمال باختر. ه) چین خوابیده در واحدهای آهکی، دید به جنوب خاور. در تمامی اشکال تصویر استریوگرافیک مربوط به تحلیل عناصر ساختاری می‌باشد که صفحات لایه‌بندی و موقعیت قطب آنها را نمایش می‌دهد. جهت‌گیری بیشینه تنش اصلی با توجه به موقعیت سطح محور چین در هر مورد با استفاده از پیکان‌های سفید مشخص شده است



شکل ۷. الف) راندگی واحدهای رسوبی بر روی واحدهای آتشفشانی بحرآسمان، دید به سمت جنوب. ب) بخشی از صفحه گسلی در مورد الف. ج) پهنه خسارت در گسل که در این شکل در نمای نزدیک ارائه شده است. د) نمایش صفحه گسلی به همراه خطخسش‌های شکل گرفته بر اثر عملکرد راندگی و جابه‌جایی بلوک‌ها. و) راندگی کنگلومرای ائوسن بر روی واحدهای رسوبی ائوسن، دید به شمال. ه) نمایی از صفحه گسلی به همراه خطخسش‌های شکل گرفته بر اثر گسلش. موقعیت این صفحه در مورد (و) مشخص شده است. ز) خطخسش‌های شکل گرفته همزمان با چین‌خوردگی، دید به سمت جنوب. ح) پهنه برشی به همراه صفحه گسلی در واحدهای رسوبی ائوسن، دید به سمت شمال



شکل ۸. نقشه پراکندگی میدان تنش فشاری و راستالغز با راستای شمال شمال خاور- جنوب جنوب باختر در گستره مورد مطالعه. در این نقشه جهت‌گیری پیکان‌ها جهت بیشینه تنش را در هر ایستگاه نشان می‌دهد و رنگ‌ها هر پیکان معرف مقدار نسبت تنش محاسبه مرتبط با هر تنسور تنش می‌باشد که از تحلیل داده‌های لغزش گسل حاصل گردیده است. در سمت راست شکل تصویر استریوگرافیک حاصل از تحلیل تنش ارائه شده است که جهت‌گیری بیشینه و کمینه تنش اصلی به ترتیب توسط فلش‌های سیاه و سفید نمایش داده شده است

جدول ۲. تحلیل داده‌های لغزش گسل و جهت‌یابی تنش در میدان تنش با راستای شمال شمال خاور- جنوب جنوب باختر

site	latitude	longitude	lithology	age	N.	phase	σ1		σ2		σ3		Φ
							trend	plung	trend	plung	trend	plung	
۱	۳۰ ۰۸ ۵۱/۱	۵۵ ۴۸ ۲۰/۱	volcanic	Middle Eoc.	۶۰	a	۲۱۱	۲۲	۳۰۲	۲۴	۱۱۷	۶۶	۰/۴۷
						b	۲	۲	۹۳	۲۴	۲۶۸	۶۶	۰/۱
۲	۳۰ ۱۲ ۰۷/۸	۵۵ ۵۰ ۰۶/۳	Flysch	Lower Eoc.	۲۰		۶۵	۲۱	۱۶۸	۲۹	۳۰۴	۲۳	۰/۳
۳	۳۰ ۱۲ ۰۹/۰	۵۵ ۵۰ ۰۴/۰	Flysch	Lower Eoc.	۴۸		۳۵۹	۲۹	۲۱۸	۵۴	۱۰۰	۱۹	۰/۴۸
۴	۳۰ ۱۲ ۱۴/۳	۵۵ ۴۹ ۴۸/۸	Flysch	Lower Eoc.	۷۰	a	۲۳۶	۱	۳۲۷	۴۸	۱۴۵	۴۲	۰/۴
						b	۲	۷	۲۶۹	۲۲	۱۱۰	۶۷	۰/۳۶
۵	۳۰ ۱۰/۸۳۴	۵۵ ۴۸/۸۹۲	Flysch	Lower Eoc.	۴۲	a	۲۳۱	۲۵	۹۲	۵۸	۳۳۰	۱۸	۰/۵
						b	۱۸۸	۱۳	۸۶	۴۲	۲۹۲	۴۵	۰/۱
۶	۳۰ ۱۳ ۲۴/۱	۵۵ ۴۸ ۲۶/۵	Conglomerate	Lower Eoc.	۳۷		۲۴۳	۹	۱۵۳	۴	۴۲	۸۰	۰/۲
۷	۳۰ ۰۸ ۴۲/۶	۵۵ ۴۸ ۴۱/۱	Conglomerate	Lower Eoc.	۱۹		۲۵	۶	۲۹۳	۱۵	۱۳۷	۷۳	۰/۵
۸	۳۰ ۱۲ ۳۴/۵	۵۵ ۴۶ ۵۸/۶	Conglomerate	Lower Eoc.	۴۱		۱۷۸	۲۲	۷۸	۲۲	۳۰۹	۵۸	۰/۴۸
۱۰	۳۰ ۱۲/۸۲۰	۵۵ ۴۳/۷۰۸	volcanic	Middle Eoc.	۲۷	a	۲۲۵	۱۲	۲۰	۷۶	۱۳۴	۶	۰/۲
						b	۱۸۱	۱۳	۷۵	۷۶	۱۹۰	۶	۰/۵
۱۲	۳۰ ۱۰/۳۵۶	۵۵ ۳۶/۷۸۱	volcanic	Middle Eoc.	۲۱		۱۹۸	۱۲	۳۲۱	۶۸	۱۰۴	۱۸	۰/۶۸
۱۳	۳۰ ۱۰/۵۲۴	۵۵ ۳۶/۹۵۲	volcanic	Middle Eoc.	۵۷		۵۸	۱۲	۲۹۵	۶۸	۱۵۲	۱۸	۰/۱۴
۱۴	۳۰ ۱۰/۵۱۸	۵۵ ۳۶/۹۳۷	volcanic	Middle Eoc.	۲۶		۲۲۶	۳۰	۳۳۷	۳۲	۱۰۳	۴۳	۰/۵۸
۱۵	۳۰ ۱۱/۶۸۲	۵۵ ۳۹/۰۰۶	volcanic	Middle Eoc.	۲۶		۲۰۶	۵	۱۱۱	۴۹	۳۰۰	۴۱	۰/۲
۱۹	۳۰ ۱۷/۷۳۷	۵۵ ۳۷/۹۴۹	Flysch	Lower Eoc.	۳۲		۳	۱۳	۱۵۷	۷۶	۲۷۱	۶	۰/۶
۲۰	۳۰ ۳۰ ۰۸/۶	۵۵ ۳۸ ۴۷/۱	Flysch	Lower Eoc.	۱۶	a	۲۴۴	۲۳	۱۵۰	۱۱	۳۶	۶۴	۰
						b	۱۵	۲	۲۸۵	۲	۱۵۰	۸۷	۰/۴
۲۱	۳۰ ۲۵/۱۸۰	۵۵ ۳۹ ۵۲/۶	Conglomerate	Lower Eoc.	۴		۴۴	۱۳	۱۹۸	۷۶	۳۱۳	۶	۰/۲
۲۲	۳۰ ۱۸/۱۰۲	۵۵ ۴۰/۲۲۱	Conglomerate	Lower Eoc.	۱۱	a	۴۴	۱۲	۳۰۹	۲۳	۱۶۰	۶۳	۰/۱
						b	۲	۱۷	۱۴۴	۶۸	۲۶۸	۱۳	۰/۵۳
۲۳	۳۰ ۲۶ ۳۵/۱	۵۵ ۳۵ ۱۵/۸	Flysch	Lower Eoc.	۴		۲۳۶	۲	۱۴۰	۷۲	۳۲۶	۱۸	۰/۴
۲۴	۳۰ ۲۶ ۵۳/۵	۵۵ ۳۵ ۰۶/۷	Flysch	Lower Eoc.	۴۹		۱۹۷	۶	۹۷	۶	۲۹۱	۲۹	۰/۳۷
۲۵	۳۰ ۲۶ ۲۵/۱	۵۵ ۳۵ ۰۷/۵	Flysch	Lower Eoc.	۳		۲۱۲	۱۲	۱۱۷	۲۱	۳۳۰	۶۵	۰/۵
۲۶	۳۰ ۲۵/۲۲۷	۵۵ ۳۱/۴۱۶	Flysch	Lower Eoc.	۱۹		۱۹۸	۱۳	۴۳	۷۶	۲۸۹	۶	۰/۵
۲۷	۳۰ ۲۶/۷۵۹	۵۵ ۳۱/۶۲۶	Flysch	Upper Cret.	۲۱		۱۹	۳۳	۱۸۲	۵۶	۲۸۴	۸	۰/۲
۲۸	۳۰ ۲۵/۲۶۳	۵۵ ۳۱/۰۵۷	Conglomerate	Lower Eoc.	۱۸		۲۰۰	۳۴	۸۱	۳۶	۳۱۹	۳۶	۰/۳
۲۹	۳۰ ۲۴/۸۶۲	۵۵ ۳۱/۰۷۴	Conglomerate	Lower Eoc.	۱۷		۲۴۵	۲۸	۱۴۱	۲۴	۱۷	۵۲	۰/۴۱
۳۰	۳۰ ۲۵/۳۵۴	۵۵ ۳۱/۱۸۵	Flysch	Lower Eoc.	۱۴		۳۳	۳۳	۲۹۶	۱۱	۱۹۰	۵۵	۰/۵
۳۵	۳۰ ۲۲/۳۱۱	۵۵ ۲۶/۵۸۱	volcanic	Pli-Plioc.	۱۴		۱۸۵	۱۴	۱۲	۷۶	۲۷۵	۲	۰/۴
۳۶	۳۰ ۱۸/۶۹۸	۵۵ ۱۸/۲۰۸	volcanic	Pli-Plioc.	۴		۴	۸	۲۴۸	۷۲	۹۷	۱۵	۰/۵
۳۷	۳۰ ۳۵/۹۰۷ E	۵۵ ۲۹/۴۵۳	Flysch	Upper Cret.	۲۰		۱۶	۱۴	۲۸۲	۱۰	۱۶۰	۷۳	۰/۲
۳۸	۳۰ ۳۱/۹۸۴	۵۵ ۳۵/۰۰۸	Sandstone	Upper Cret.	۱۷		۳۰	۶	۱۷۳	۸۳	۲۹۹	۴	۰/۳۱

توالی دگرریختی

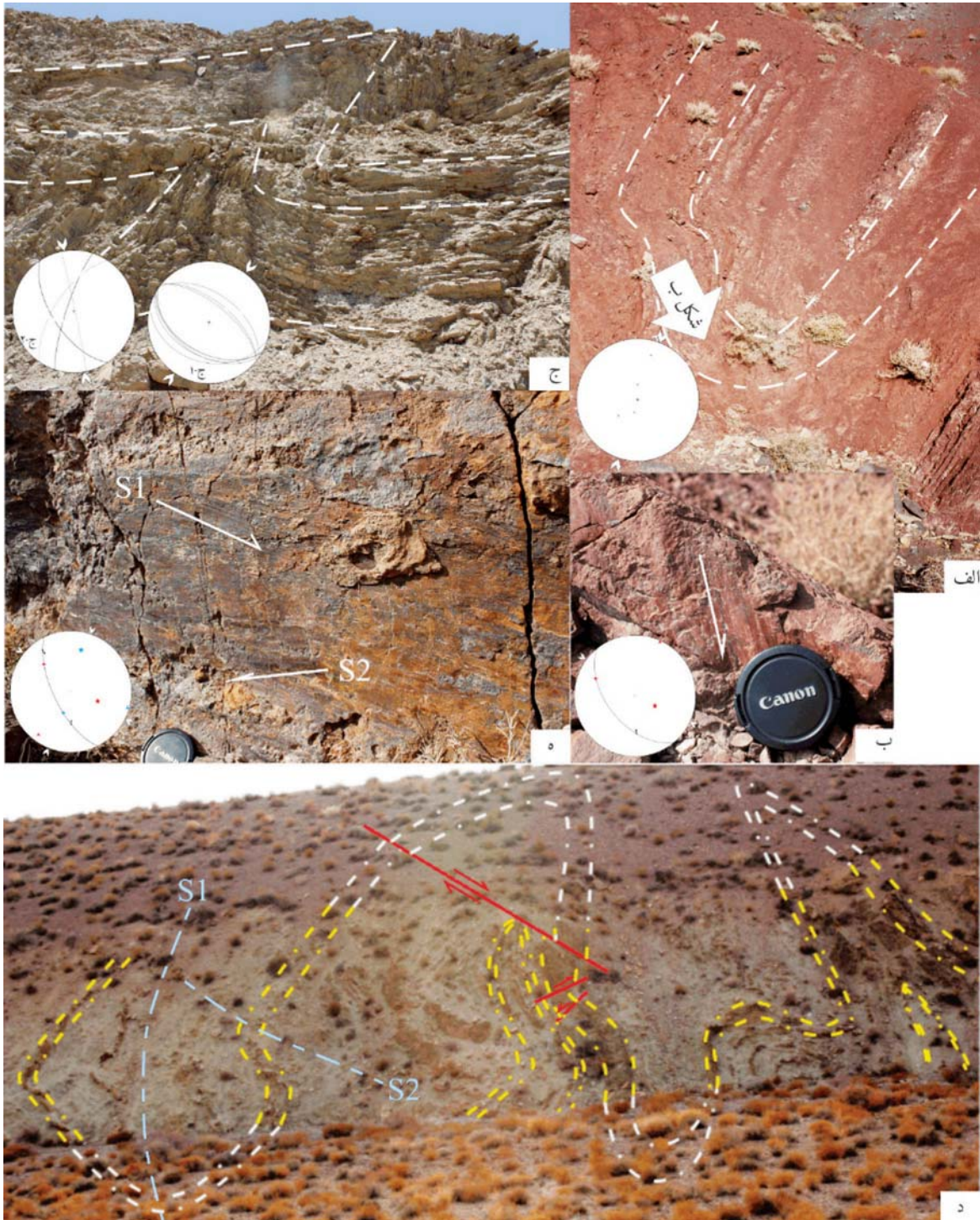
همان طور که در شکل مشخص است چین‌ها با روند محوری شمال باختر-جنوب‌خاور به‌عنوان چین‌های نسل دوم بر روی یال‌های چین با روند محور شمال‌خاور- جنوب باختر فرانهاد شده‌اند و شاهدی بر عملکرد دو گامه مستقل تنش ترافشارش در گستره مورد مطالعه می‌باشند. در بعضی از ایستگاه‌ها برداشت صحرایی، بر روی صفحات گسلی دو نسل خط‌خش مشاهده گردید که تحلیل تنش براساس داده‌های لغزش گسلی نشان داده که میدان ترافشارش با روند NW-SE پیش از میدان ترافشاری با روند NNE-SSW در گستره تاثیرگذار بوده است (شکل ۹-ه).

در نهایت با تحلیل ساختارهای همپوشان، تفسیر ساختارها در مقیاس رخنمون و تحلیل خط‌خش‌ها، دو گامه دگرریختی در گستره پیشنهاد داده می‌شود و رویدادهای تنش دیرینه بازسازی می‌گردد (شکل ۱۰- نمودارهای کانتوری). براساس نسبت تنش محاسبه شده از داده‌های لغزش گسلی در گستره مورد مطالعه دو گامه ترافشارشی غلبه دارند (شکل ۱۰- نمودار هیستوگرام نسبت تنش) که منجر به دو مرحله کوتاه‌شدگی پوسته و در نهایت ایجاد چین‌های همپوشان شده است. بدین ترتیب پیشنهاد می‌شود که میدان تنش ترافشارشی با روند NW-SE که منجر به شکل‌گیری چین‌ها با راستای سطح محوری NE-SW شده است، اولیه بوده و میدان تنش ترافشارشی با روند NNE-SSW به‌عنوان میدان تنش ثانویه، در گستره شکل‌گیری چین‌هایی با راستای سطح محوری NW-SE تا E-W را کنترل نموده است. تحلیل ساختاری در گستره نشان می‌دهد که چین‌های جوان (بعد از میوسن) تحت تاثیر چین‌خوردگی با روند محوری شمال باختر-جنوب‌خاور هستند. درحالی‌که چین‌های پیش از میوسن، گامه تنش با روند شمال باختر-جنوب‌خاور را تحمل نموده و در این واحدها چین‌ها با روند شمال‌خاور- جنوب باختر رخنمون دارند.

در مجموع تحلیل‌های فوق می‌تواند با اطلاعات موجود در بلوک ایران مرکزی سازگار باشد، به‌گونه‌ای که Javadi et al. (2013) در مطالعات خود به شکل‌گیری دو نسل چین‌خوردگی در ایران مرکزی تحت تاثیر تغییر

با تحلیل ساختاری در مقیاس رخنمون، تاثیر دو رویداد دگرریختی با روندهای NNE-SSW و NW-SE در گستره مشخص گردید؛ در ادامه، به بررسی سن‌سنجی توالی دگرریختی پرداخته می‌شود. به‌منظور تخمین سن بین واقع‌شکننده، از معیارهای مختلف از جمله؛ بررسی سن چین‌های سنگ‌های تحت تاثیر، روابط قطع‌شدگی بین ساختارهای شکننده و توالی خط‌خش‌های مشاهده شده روی یک سطح گسل، بهره گرفته شده است. به‌علاوه با فرض این‌که در نواحی چین‌خورده، محور اصلی چین عمود به تنش بیشینه اصلی می‌باشد؛ می‌توان سن محورهای تنش را در ارتباط با وقایع چین‌خوردگی شناخته شده تخمین زد. روابط سنی بین چین‌خوردگی و گسلش از اهمیت خاصی برخوردار است، چون دوره‌های دگرریختی شکننده می‌توانند بهترین بازسازی را از تاریخ تکاملی گستره مورد مطالعه ارائه دهند. تاقدیس جعبه‌ای برگشته‌ای در ماسه‌سنگ‌های ائوسن گسترش یافته است که فشارش شمال شمال‌خاور- جنوب جنوب باختر را نشان می‌دهد (شکل ۹-الف). اما خط‌خش‌های موازی صفحات لایه‌بندی کوتاه‌شدگی با روند شمال باختر را نشان می‌دهند (شکل ۹-ب). بنابراین میدان تنش با روند شمال باختر-جنوب‌خاور پیش از ایجاد چین با روند شمال باختر-جنوب‌خاور تاثیرگذار بوده است.

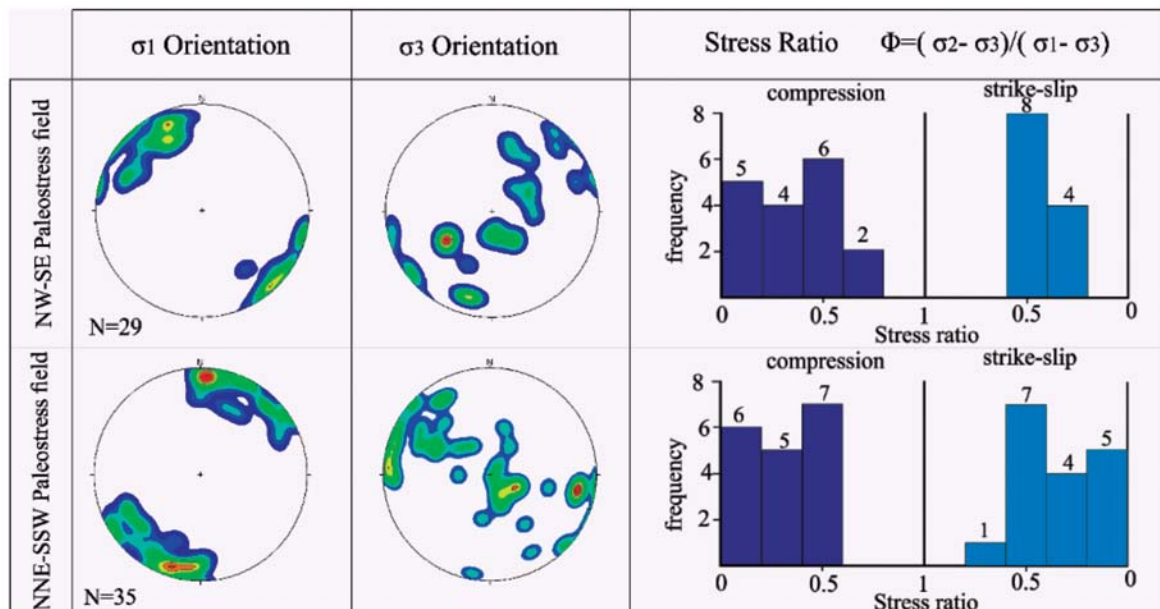
در شکل (۹-ج) چین با شیب ملایم یال شمال‌خاور و برگشتگی یال جنوب باختر در چین‌های ائوسن رخ داده است که فشارش شمال شمال باختر-جنوب‌جنوب‌خاور نشان می‌دهد. در این موقعیت از دسته درزه مزدوج برای تخمین تنش اولیه پیش از چین‌خوردگی بهره گرفته شده که چرخش درزه‌ها در یال برگشته جهت تنش بیشینه را شمال باختر-جنوب‌خاور نشان می‌دهد. در تصویر استریوگرافیک شکل (۹-ج) موقعیت درزه‌ها پیش (نقطه چین) و پس (خطوط ممتد) از چرخش ارائه می‌شود که زاویه حاده دو دسته درزه جهت‌گیری تنش بیشینه اصلی را نمایش می‌دهد. در برخی از ترانسه‌های رودخانه‌ای در گستره مورد مطالعه توالی از چین‌خوردگی واحدها مشخص شده است به‌گونه‌ای که در شکل (۹-د) نمونه‌ای ارائه شده است.



شکل ۹. الف) چین خوردگی با روند محوری شمال باختر-جنوب خاور در ماسه سنگ های ائوسن، دید به سمت شمال باختر. ب) صفحه گسلی که موقعیت آن در قسمت (الف) آمده است. این خطخسش روند شمال باختر-جنوب خاور را نشان می دهد. ج) چین خوردگی که درزه های برداشتی از روی یال های آن موقعیت جهت تنش بیشینه را مغایر با محور چین خوردگی که شمال باختر-جنوب خاور است نشان می دهد و به نظر می رسد در دو گامه متفاوت شکل گرفته باشند. د) برهم نهادگی چین نسل دوم با روند شمال باختر-جنوب خاور بر روی چین نسل اول با روند محوری شمال خاور-جنوب باختر، در واحدهای فلیشی ائوسن، دید به سمت جنوب باختر. ه) دو نسل خطخسش بر روی یکی صفحه گسلی که دو میدان متفاوت را به نمایش گذاشته اند به طوری که محورهای اصلی تنش در گامه اولیه با نمادهای آبی رنگ در استریونت مشخص شده است ولی در گامه جوان تر از نمادهایی با رنگ قرمز استفاده شده است

بلوکی ایران مرکزی تا اوایل میوسن بوده درحالی که شواهد کوتاه‌شدگی ثانویه بعد از میوسن نیز در گستره رخنمون دارد. از این رو، ایجاد میدان تنش ثانویه ارتباط نزدیکی با همگرایی صفحه عربی به سمت اوراسیا دارد و تغییر روند این میدان با تغییرات مسیر همگرایی صفحات کنترل می‌شود. از سوی دیگر به نظر می‌رسد میدان تنش ثانویه در طول زمان با تغییر مسیر همگرایی صفحه عربی نسبت به صفحه اوراسیا از روند شمال خاور-جنوب باختر به شمالی-جنوبی تغییر یافته است. این تفسیر با نتایج مطالعات (McQuarrie et al., 2003) که مسیر همگرایی صفحات در عهد حاضر روند شمالی-جنوبی تخمین می‌زند و با تحلیل‌های GPS صورت گرفته توسط Vernant et al. (2004) در پهنه ایران، حمایت می‌گردد.

سازوکار گسل درونه از راست‌بر به چپ‌بر به ترتیب قبل و بعد از زمان میوسن اشاره داشته‌اند. از سوی دیگر Meyer and LeDortz (2007) در مطالعات خود به تغییر سازوکار گسل ناین-بافت (شهریابک) که یکی از گسل‌های محصور کننده گستره، اشاره نموده‌اند. از سوی دیگر Meyer and LeDortz (2007) تغییر سازوکار گسلش را به چرخش پادساعت‌گرد در بلوک ایران مرکزی منتسب می‌نمایند. از این رو چرخش بلوک ایران مرکزی و ایجاد میدان‌های ترافشاری با روندهای مختلف در طول زمان، در شکل‌گیری چین‌ها با روندهای متفاوت نقش موثری ایفا نموده است. به نظر می‌رسد که میدان تنش اولیه در کنترل چرخش



شکل ۱۰. نمودار کانتوری حاصل از تنش‌های بیشینه و کمینه دو گامه مختلف دگرریختی به همراه هیستوگرام نسبت تنش به تفکیک در گامه‌های فشاری و راستالغز در گستره مورد مطالعه

نتیجه‌گیری

از این رو چین‌ها در گستره به تاثیر دو گامه زمین‌ساختی متفاوت در طول زمان اشاره دارند که این دو گامه با تحلیل ساختاری و تنش دیرینه با استفاده از داده‌های لغزش گسل در گستره مشخص گردیده‌اند.

اولین گامه تنش با روند NW-SE در گستره، دگرریختی و تکامل چین‌ها با روند NE-SW را کنترل نموده و به عنوان یک گامه ترافشاری تا اواسط میوسن در گستره تاثیر داشته است. به نظر می‌رسد که در ایجاد این دگرریختی و میدان

تحلیل ساختاری در گستره جنوب رفسنجان، بخشی از جنوب ایران مرکزی، حضور دو نسل چین‌خوردگی را آشکار نمود به طوری که چین‌های با روند NE-SE به عنوان چین‌های نسل اول بوده و چین‌های نسل دوم با روند ENE-WSW بر روی آنها فرانهاده شده‌اند. تفسیر الگوی گنبد و حوضه در مورد چین‌های گستره با تغییر میدان تنش ترافشاری و جایگشت محورهای تنش بیشینه و کمینه سازگار می‌باشد.

- Berberian, F., Muir, I.D., Pankhurst, R.J. and Berberian, M., 1982. Late Cretaceous and early Miocene Andean type plutonic activity in northern Makran and central Iran. *Journal of Geological Society of London*, 139, 605-614.
- Carey, E., 1979. Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. *Revue de géologie dynamique et de géographie physique*, 21, 57-66.
- Davoudzadeh, M., Soffel, H. and Schmidt, K., 1981. On the rotation of the Central East Iran microplate. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 3, 180-192.
- Dimitrijevic, M.D., 1973. Geology of Kerman region. *Geological Survey of Iran Report*, 52, 334.
- Dimitrijevic, M.D., Dimitrijevic, M.N. and Diordjevic, M., 1971. Geological map of Rafasanjan1 (30' sheet no. 7150, scale: 1:100,000). *Geological Survey of Iran*.
- Dong, S.W., Gao, R., Yin, A., Guo, T., Zhang, Y.Q., Hu, J.M., Li, J.H., Shi, W. and Li, Q.S., 2013. What drove continued continent convergence after ocean closure? Insight from high resolution seismic reflection profiling across the Daba Shan in central China. *Geology*, 41, 671-674.
- Etchecopar, A., Vasseur, G. and Daignières, M., 1981. An inverse problem for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *Journal of Structural Geology*, 3, 51-65.
- Gapais, D., Cobbold, P.R., Bourgeois, O., Rouby, D. and Urreiztieta, M., 2000. Tectonic significance of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 22, 881-888.
- Hassanzadeh, J., 1993. Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of Iran (Shahr-e

تنش حاصله، چرخش بلوکی پادساعت‌گرد در ایران مرکزی نقش بسزایی ایفا نموده است. دومین میدان تنش که به‌عنوان گامه ترفاشاری راست‌بر در گستره شناخته شده است، شکل‌گیری نهایی گستره را با ایجاد چین‌ها با روند WNW-ESE را کنترل نموده است. این میدان تنش که روند NNE-SSW دارد احتمالاً تحت تاثیر همگرایی صفحه عربی-اوراسیا در اواخر میوسن تا عهد حاضر در گستره نقش ایفا نموده و تغییرات روند آن در کنترل تغییر مسیر همگرایی صفحات در طول زمان می‌باشد.

منابع

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Science*, 94, 401-419.
- Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros fold-thrust belt. *American Journal of Science*, 307, 1064-1095.
- Allen, M.B., Alsop, G.I. and Zhemchuzhnikov, V.G., 2001. Dome and basin refolding and transpressive inversion along the Karatau Fault System southern Kazakhstan. *Journal of the Geological Society, London*, 158, 83-95.
- Angelier, J., 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research*, 89, 5835-5848.
- Bagheri, S. and Stampfli, G.M., 2008. The Anarak, Jandaqand Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: new geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics*, 451, 123-55.
- Bagheri, S., 2007. The exotic Paleo-Tethys terrane in central Iran: new geological data from Anarak, Jandaqand Posht-e-Badam areas. Ph.D. thesis, University of Lausanne, Lausanne, Switzerland, 223.

- Babak area, Kerman Province). Unpublished PhD thesis, University of California, Los Angeles, 204.
- Hou, M.J., Wang, Y.M., Mercier, J. and Vergely, P., 2003. Dynamic evolution and tectonic significance of the Tan-Lu fault zone (Anhui segment). *Geology Bulletin China*, 22, 106-112.
 - Huang, X., Shi, W., Chen, P. and Li, H., 2015. Superposed deformation in the Helanshan Structural Belt: Implications for Mesozoic intracontinental deformation of the North China Plate. *Journal of Asian Earth Sciences* 114, 140-154.
 - Jackson, J. and McKenzie, D., 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal International*, 77, 185-264.
 - Javadi, H.R., Ghassemi, M.R., Shahpasandzadeh, M., Guest, B., Esterabi, M., Yasaghi, A. and Kouhpeyma, M., 2013. History of faulting on the Doruneh Fault System: implications for the kinematic changes of the Central Iranian Microplate. *Geological Magazine*, 1-22, doi:10.1017/S0016756812000751.
 - Li, J.H., Zhang, Y.Q., Dong, S.W. and Johnston, S.T., 2014. Cretaceous tectonic evolution of South China: a preliminary synthesis. *Earth Science Review*, 134, 98-136.
 - Lisle, R.J. and Leyshon, P.R., 2004. *Stereographic Projection Techniques for Geologists and Civil Engineers*, 2nd Edition. Cambridge University Press, New York, 32-37.
 - Marrett, R. and Allmendinger, R.W., 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 12, 973-986.
 - Matenco, L. and Schmid, S., 1999. Exhumation of the Danubian nappes system (South Carpathians) during the Early Tertiary: inferences from kinematic and paleostress analysis at the Getic/Danubian nappes contact. *Tectonophysics*, 314, 401-422.
 - Mattei, M., Cifelli, F., Muttoni, G., Zanchi, A., Berra, F., Mossavvari, F. and Eshraghi, S.A., 2012. Neogene block-rotation in Central Iran: evidence from paleomagnetic data. *Geological Society of America Bulletin*, 124, 943-56.
 - McQuarrie, N., Stock, J.M., Verdel, C. and Wernicke, B.P., 2003. Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. *Geophysical Research Letters*, 30, 2036, doi: 10.1029/2003GL017992.
 - Mercier, J.L., Carey, E., Sebrier, M. and Stein, S., 1991. Palaeostress determinations from fault kinematics: application to the Neotectonics of the Himalayas-Tibet and the Central Andes. *Philosophical Transactions of the Royal Society London*, 337, 41-52.
 - Meyer, B. and Le Dortz, K., 2007. Strike-slip kinematics in Central and Eastern Iran: estimating fault slip-rates averaged over the Holocene. *Tectonics*, 26, TC5009, doi: 10.1029/2006TC002073.
 - Michael, A.J., 1984. Determination of stress from fault-slip data: faults and folds. *Journal of Geophysical Research*, 89, 11517-11526.
 - Ramsay, J.G., 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. New York: MacGraw-Hill, 568.
 - Ritz, J.F. and Taboada, A., 1993. Revolution stress ellipsoids in brittle tectonics resulting from an uncritical use of inverse methods. *Bulletin Society Geology*, 164, 519-531.
 - Schmidt, K. and Soffel, H. 1984. Mesozoic geological events in the Central-East Iran and their relation to palaeomagnetic results. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 168, 173-81.

- Shabanian, E., Bellier, O., Abbassi, M.R., Siame, L. and Farbod, Y., 2010. Plio-Quaternary stress states in NE Iran: Kopeh Dagh and Allah Dagh-Binalud mountain ranges. *Tectonophysics*, 480, 280-304.
- Shafiei, B. and Shahabpour, J., 2008. Gold distribution in porphyry copper deposits of Kerman region, Southeastern Iran. *Geological Survey of Iran*, 19, 247-260.
- Shi, W., Dong, S.W., Li, J.H., Tian, M. and Wu, G.L., 2013a. Formation of the Moping dome in the Xuefengshan orocline, central China and its tectonic significance. *Acta Geologica Sinica*, 87, 720-729.
- Shi, W., Dong, S.W., Ratschbacher, L., Tian, M., Li, J.H. and Wu, G.L., 2013b. Mesozoic tectonic evolution of the Dangyang Basin, north-central Yangtze craton, central China. *International Geology Review*, 55, 382-396.
- Shi, W., Zhang, Y.Q. and Dong, S.W., 2012. Intra-continental Dabashan orocline, southwestern Qinling, central China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 46, 20-38.
- Shi, W., Dong, S., Zhang, Y. and Huang S., 2015. The typical large-scale superposed folds in the central South China: Implications for Mesozoic intracontinental deformation of the South China Block. *Tectonophysics*, 664, 50-66.
- Shi, W., Dong, S.W., Hu, J.M., Zhang, Z.Y. and Liu, G., 2007. An analysis of superposed deformation and tectonic stress fields of the northern segment of Daba Mountain foreland. *Acta Geologica Sinica*, 81, 1314-1327.
- Simón, J.L., 2004. Superposed buckle folding in the eastern Iberian Chain, Spain. *Journal of Structural Geology*, 26, 1447-1464.
- Soffel, H.C. and Förster, H.G., 1980. Apparent polar wander path of Central Iran and its geotectonic interpretation. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 32, 117-35.
- Soffel, H.C. and Förster, H.G., 1984. Polar wanderpath of the Central-East-Iran Microplate including new results. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 168, 165-72.
- Soffel, H.C., Davoudzadeh, M., Rolf, C. and Schmidt, S. 1996. New palaeomagnetic data from Central Iran and a Triassic palaeoreconstruction. *Geologische Rundschau*, 85, 293-302.
- Sperner, B. and Zweigel, P., 2010. A plea for more caution in fault-slip analysis. *Tectonophysics*, 482, 29-41.
- Taboada, A., 1993. Stress and strain from striated pebbles: theoretical analysis of striations on a rigid spherical body linked to a symmetrical tensor. *Journal of Structural Geology*, 15, 1315-1330.
- Twiss, R.J. and Unruh, J.R., 1998. Analysis of fault slip inversions: do they constrain stress or strain rate. *Journal of Geophysics. Research*, 103, 12205-12222.
- Vernant, P. and Chéry, J., 2006. Mechanical modeling of oblique convergence in the Zagros, Iran. *Geophysical Journal International*, 165, 991-1002.
- Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chéry, J., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International*, 157, 381-398.
- Zhang, Y.Q., Dong, S.W. and Shi, W., 2003. Cretaceous deformation history of the middle Tan-Lu fault zone in Shandong Province, eastern China. *Tectonophysics*, 363, 243-258.

پتروژنز و جایگاه تکتونوماگمایی توده گرانیتوئیدی مغانلو (شمال غرب ایران)

لیلی فتحیان^۱، فرهاد آلیانی^(۲)، علی‌اکبر بهاری فر^۳ و محمدحسین زرین‌کوب^۴

۱. دانشجوی دکتری گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

۳. استادیار گروه زمین‌شناسی، بخش علوم پایه، دانشگاه پیام نور تهران

۴. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند

تاریخ دریافت: ۹۶/۰۶/۰۱

تاریخ پذیرش: ۹۶/۰۹/۲۰

چکیده

توده گرانیتوئیدی مغانلو با سن پرکامبرین در شمال غربی زون ساختاری ایران مرکزی واقع گردیده است. بر اساس مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی، توده مورد مطالعه از گرانودیوریت، مونزوگرانیت و تونالیت تشکیل شده است. با توجه به مطالعات ژئوشیمیایی، تونالیت‌ها از نوع I با ماهیت کالک‌آلکان و پرآلومین می‌باشند. این توده بر اساس مطالعات ایزوتوپی Sr-Nd (نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و ϵNd اولیه 0.710544 و $-7/01$ - به ترتیب)، نسبت Cr و Ni ، Nb/Ta ، Sr/Y ، La/Yb و Eu الگوی کمتر تفریق یافته عناصر نادر خاکی و بی‌هنجاری منفی Eu حاصل ذوب پوسته آمفیبولیتی است که از ذوب پوسته مافیک ضخیم شده یا بازالت‌های زیر صفحه‌ای (در ناحیه پایداری پلاژیوکلاز) در اعماق و فشار پایین و در محیط زمین ساختی کمان‌های حاشیه فعال قاره‌ای (قوس) تشکیل شده است. مونزوگرانیت‌ها با توجه به نمودارهای ژئوشیمیایی از نوع S با ماهیت پرآلومین و کالک‌آلکان هستند که در محدوده کمان ماگمایی و برخوردی با غنی‌شدگی از LREE و LILE و تهی‌شدگی از HFSE همراه با بی‌هنجاری منفی Sr و Nb ، Ti ، Ba و عدد منیزیم ($\text{Mg}\#11-20$) همراه می‌باشند و از ذوب سنگ‌های پوسته‌ای (ذوب خاستگاه با سنگ‌های پلیتی غنی از پلاژیوکلاز) تشکیل شده‌اند. گرانودیوریت‌ها از نوع I با ماهیت کالک‌آلکان و پرآلومین هستند. که بر اساس مطالعات ایزوتوپی Sr-Nd (نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و ϵNd اولیه 0.71713 و $-10/55$ - به ترتیب)، عدد منیزیم ($\text{Mg}\#31-33$) و بی‌هنجاری منفی و مشخص از Sr و Nb ، همچنین بی‌هنجاری مثبت Th و La ، حاصل ذوب بخشی پوسته قاره‌ای زیرین-میانی می‌باشند که در نتیجه ضخیم‌شدگی و کوتاه‌شدگی ناشی از برخورد قاره-قاره (برخورد ورقه ایران به عربی) تشکیل شده‌اند. با توجه به موقعیت جغرافیایی توده مغانلو و سن واحدهای تشکیل‌دهنده آن، به نظر می‌رسد که توده گرانیتوئیدی مغانلو روی حاشیه فعال قاره‌ای ناشی از همگرایی ایران مرکزی و البرز-آذربایجان با صفحه عربی در طول پرکامبرین شکل گرفته باشد.

واژه‌های کلیدی: مغانلو، تونالیت، پوسته زیرین، ذوب بخشی، ایزوتوپ Sr-Nd.

مقدمه

پایدارسازی و تثبیت بی‌سنگ ایران در پروتروژوئیک پسین تا کامبرین پیشین صورت گرفته است. از دیرباز سنگ‌های آذرین-دگرگونی و حتی واحدهای رسوبی دیرین یعنی بی‌سنگ دیرین ایران مورد توجه زمین‌شناسان بسیاری

با توجه به شواهد زمین‌شناسی ایران و خاورمیانه و به‌ویژه مقایسه ایران با عربستان، چنین به نظر می‌رسد که

* نویسنده مرتبط: alianifarhad@gmail.com

سن ۵۶۲/۸ میلیون سال، بیوتیت گرانیت ۵۸۲ میلیون سال و گرانیت لولوکرات بخش حاشیه‌ای ۵۷۶ میلیون سال را پیشنهاد می‌دهند. وی همچنین معتقد است که گرانیت میلونیت بخش مرکزی از یک منشاء آذرین و گرانیت صورتی و گرانیت لوکوکرات بخش حاشیه‌ای از یک منشاء پلیتی ایجاد شده‌اند. گرچه محققان مختلفی به بررسی این توده پرداخته‌اند اما کمتر ویژگی‌های ژئوشیمیایی به‌ویژه ایزوتوپی با توجه به تنوع لیتولوژیکی موجود در این توده مورد بررسی قرار گرفته است. در این تحقیق به بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی، ژئوشیمیایی عناصر جزئی، کمیاب خاکی و به‌ویژه ایزوتوپی پرداخته شده است، تا بتواند راهگشای چگونگی تحول پوسته ایران در زمان پرکامبرین فوقانی باشد.

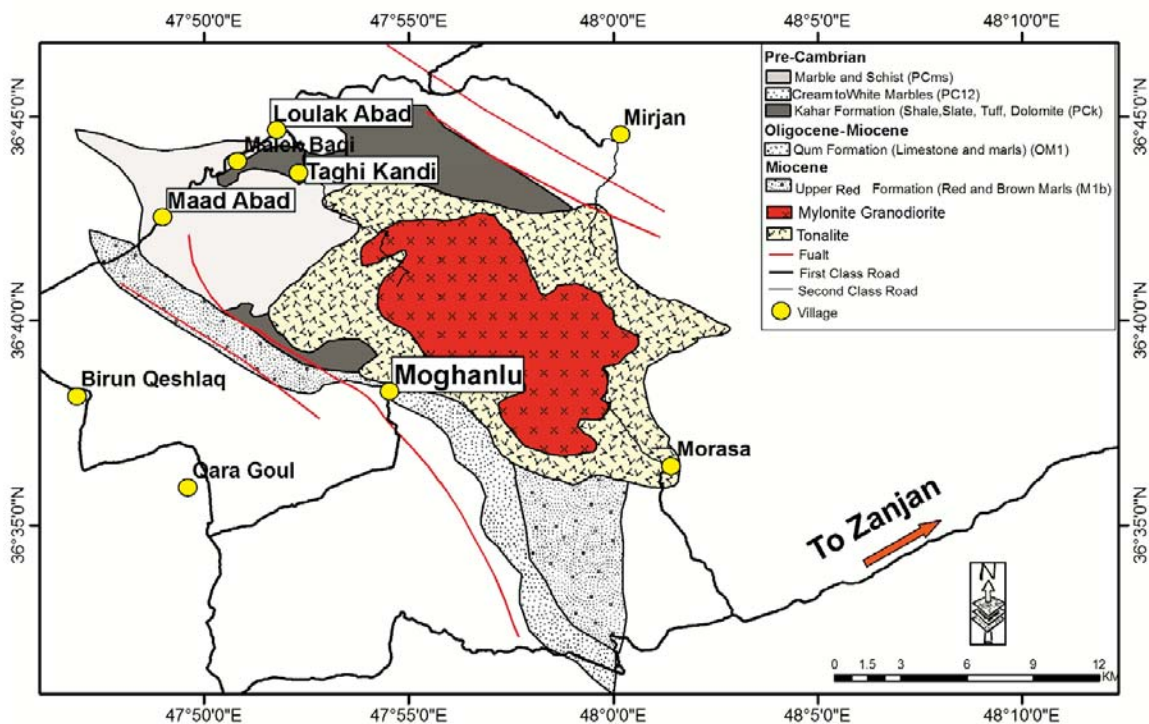
جایگاه زمین‌شناسی و روابط صحرائی

توده مغانلو در شمال‌غربی پهنه ساختاری ایران مرکزی با مختصات جغرافیایی "۳۰° ۵۱' ۴۷" تا "۲۰° ۰۱' ۴۸" طول شرقی و "۳۷° ۳۶' ۳۶" تا "۱۶° ۴۳' ۳۶" عرض شمالی در ۵۰ کیلومتری غرب شهر زنجان واقع است (شکل ۱). این توده یک کمپلکس گرانیتوئیدی برشی شده می‌باشد (Babakhani and Sadeghi, 2005) که در سنگ‌های سازند کهر نفوذ و آن را دگرگون کرده است (اسماعیلی ۱۳۷۱). بر اساس مشاهدات صحرائی از بخش‌های مختلف توده مغانلو، این توده دارای زون بندی می‌باشد. از مرکز به حاشیه توده مغانلو به ترتیب، واحدهای گرانیت مزوکرات میلونیتی (به سن حدود ۵۶۲/۸ ± ۵/۴ میلیون سال (هنرمند و همکاران، ۱۳۹۴) (شکل ۲- الف))، گرانیت صورتی به سن ۵۸۲ ± ۱۶ میلیون سال (هنرمند و همکاران، ۱۳۹۴) و گرانیت لوکوکرات بدون کانی‌های فرومنیزین با سن ۵۷۶ ± ۱۳ میلیون سال (شکل ۲- ب) قابل مشاهده می‌باشد. گرانیت‌های صورتی و گرانیت‌های مزوکرات میلونیتی بخش مرکزی دارای مرز واضح می‌باشند (شکل ۲- ج) درحالی‌که مرز بین گرانیت سفید و گرانیت صورتی واضح نمی‌باشد و قطعاتی از گرانیت صورتی به صورت بزرگ داخل گرانیت سفید قابل مشاهده است که حاکی از قدیمی‌تر بودن گرانیت‌های صورتی نسبت به گرانیت‌های سفید است (شکل ۲- د). وسعت رخنمون

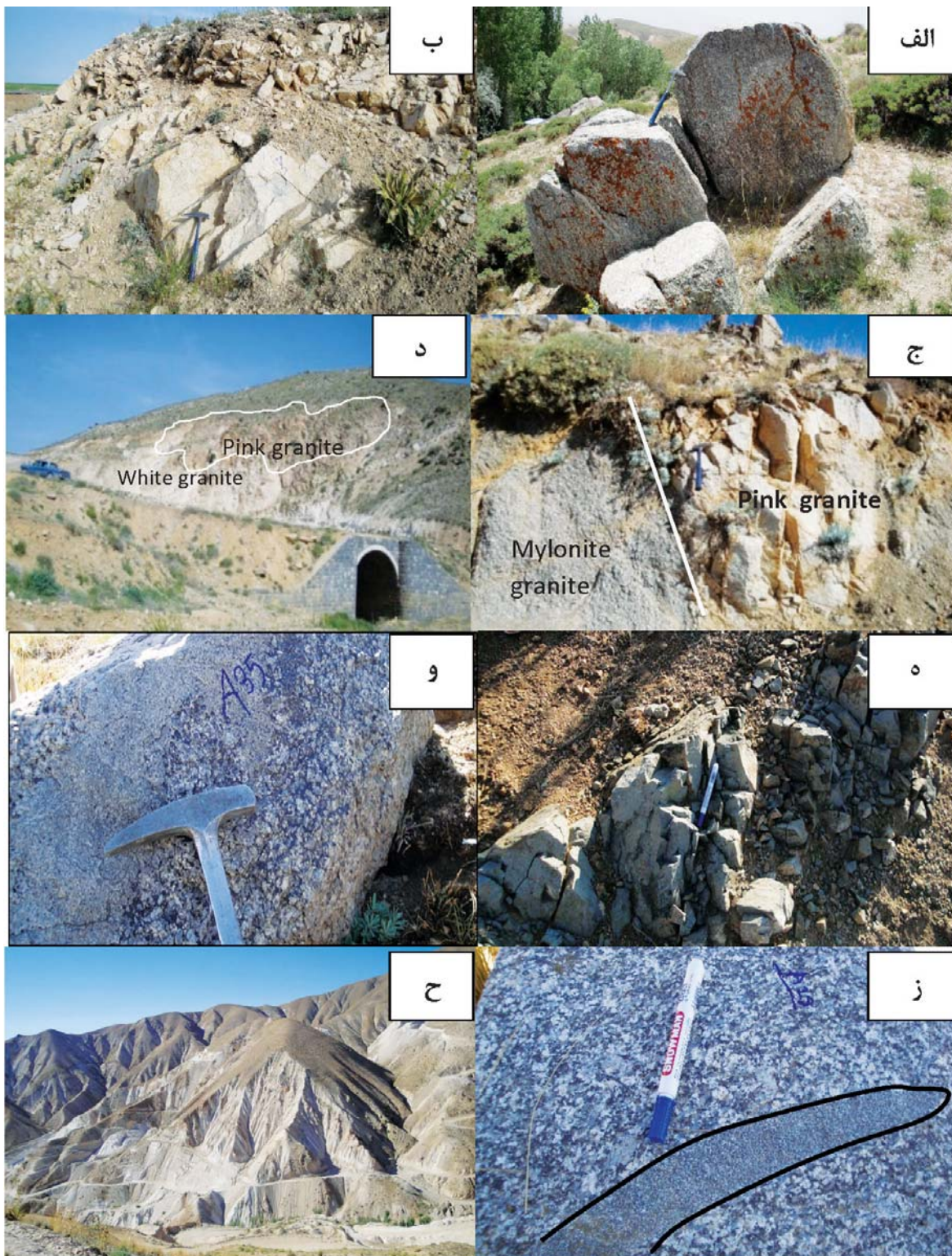
بوده است. زمین‌شناسان بسیاری به معرفی واحدهای آذرین و دگرگونی بخش‌هایی از ایران مرکزی و شمال‌غرب ایران پرداخته و آن‌ها را کهن‌ترین سری‌های ایران و منتسب به نئوپروتوزوئیک دانسته‌اند (Hosseini et al., 2015; Balaghi Einalou et al., 2014). در مورد موقعیت ایران در پرکامبرین دو نظریه متفاوت وجود دارد نظریه اول، توده‌های پرکامبرین ایران را مربوط به محیط کشتی و ریفت (Falcon, 1974; Husseini, 1989; Stöclin, 1968; Talbot and Alavi, 1996). حاصل شده در گندوانا می‌داند و در نظریه دوم، بر اساس مطالعات جدید سن سنجی رسوبات (Horton et al., 2008) و گرانیتوئیدهای پرکامبرین (Hassanzade et al., 2008)، محیط تکتونیکی پرکامبرین مربوط به فرورانش در اطراف گندوانا است. این مناطق مربوط به حاشیه فعال قاره‌ای حاشیه گندوانا هستند و به بسته شدن اقیانوس پروتوتتیس و برخورد قاره-قاره نسبت داده می‌شوند. به‌طور کلی با وجود اطلاعات زیاد در مورد توده‌های نفوذی قدیمی ایران مرکزی از جمله منطقه ساغند (Ramezani and Tucker, 2003)، اطلاعات کمی در مورد پتروژنز توده گرانیتوئیدی مغانلو وجود دارد. از جمله کارهای انجام شده قبلی در این منطقه می‌توان به اسماعیلی، ۱۳۷۱؛ Hassanzade et al., 2008 و هنرمند، ۱۳۹۴ اشاره کرد. اسماعیلی، ۱۳۷۱ توده مغانلو را به صورت دو بخش مرکزی (گنیس چشمی) و بخش خارجی (گرانیت دوران- شاه بلاغی) تقسیم نموده و معتقد است که گرانیت‌های بخش حاشیه‌ای توده از ذوب بخشی گنیس‌های بخش مرکزی در اعماق بیشتر مشتق شده‌اند و تشکیل گرانیت مغانلو را به حادثه بعد از کوهزایی کاتانگایی نسبت می‌دهد. Hassanzade et al., 2008 نیز به سن سنجی توده مغانلو پرداخته و سن گرانیت‌های میلونیتی بخش مرکزی را ۵۴۸ میلیون سال ذکر می‌کند. هنرمند و همکاران، ۱۳۹۴ توده مغانلو را به سه تیپ گرانیت میلونیتی (بخش مرکزی)، بیوتیت گرانیت صورتی (حداصل بخش مرکزی و بخش حاشیه‌ای) و گرانیت لوکوکرات (بخش حاشیه‌ای توده) تقسیم نمودند و برای گرانیت میلونیتی بخش مرکزی بر اساس نتایج سن سنجی اورانیوم-سرب،

مشاهده نمی‌شود و به‌جای هاله‌های همبری دگرگونی، هاله‌های برشی و خرد شده در اطراف این توده مشاهده می‌شود. چنین هاله‌های برشی و خرد شده نقش مهمی برای مهاجرت و انتقال سیاله‌های کانه دار گرمایی را بازی می‌کنند و موجب تکوین دگرسانی‌هایی مانند دگرسانی‌های پتاسیک و آرژلیک در اطراف توده مغانلو شده‌اند و به همین دلیل در اطراف توده و در گرانیته سفید معادن فلدسپات به‌وفور یافت می‌شود (شکل ۲-ح). با توجه به وجود گسل تراستی هم‌راستا با توده در بخش جنوب غرب توده، عملکرد یک فاز برشی بر این توده مشاهده می‌شود که باعث راندگی لایه‌های الیگومیوسن به زیر توده و فشردگی و بالآمدگی و دگرشکلی در سنگ‌های گرانیته‌ی توده مغانلو شده است. بر اثر عملکرد گسل، هر دو بخش خارجی (گرانیته سفید و صورتی) و داخلی (گرانیته مزوکرات میلونیتی) توده شواهد دگرشکلی در حالت جامد را نشان می‌دهند.

گرانیته‌های صورتی در روی زمین کم است بنابراین روی نقشه به‌صورت دقیق قابل نمایش نیستند. در بخش‌های مرکزی توده به‌ویژه بخش‌های شمالی و شمال‌غربی، گرانیته میلونیتی توسط گرانیته لوکوکرات غیردگرشکل به‌صورت دایک با روند شمال‌شرقی-جنوب‌غرب و به ضخامت حدود یک متر (شکل ۲-ه) و گاهی به‌صورت تزریق‌های محلی (شکل ۲-و) مورد نفوذ قرار گرفته است. همچنین انکلاوهای بیضوی به قطر دو تا پنج سانتی‌متر و طول پنج تا بیست سانتی‌متر، به رنگ تیره با دانه‌بندی ریز نسبت به میزبان خود در همین بخش توده قابل مشاهده می‌باشند که همراه با این گرانیته‌ها دچار دگرشکلی شده‌اند (شکل ۲-ز). توده گرانیته‌ی مغانلو همانند سایر توده‌های گرانیته‌ی منسوب به پرکامبرین در دوره‌ای دیرتر از زمان تبلور ماگمایی خود جایگزین شده است و به همین دلیل برخلاف آنچه انتظار می‌رود هاله همبری دگرگونی مجاورتی در اطراف این توده



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی توده گرانیته‌ی مغانلو، غرب زانجان (با اندکی تغییرات از لطفی، ۱۳۸۰ و Hassanzade et al., 2008)



شکل ۲. الف) گرانیت مزوکرات میلونیتی بخش مرکزی توده مغالو، دید به سمت غرب، ب) گرانیت سفید حاشیه خارجی توده مغالو. ج) مرز بین گرانیت سفید و گرانیت مزوکرات میلونیتی بخش مرکزی. د) حضور قطعات بزرگی از گرانیت‌های صورتی داخل گرانیت سفید. ه) دایک لوکوکرات با روند شمال شرق- جنوب غرب در گرانیت مزوکرات میلونیتی. و) تزریق‌های گرانیت لوکوکرات در گرانیت مزوکرات میلونیتی قسمت مرکزی توده. ز) حضور انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در گرانیت مزوکرات میلونیتی قسمت مرکزی توده. ح) معادن فلدسپات حاشیه توده مغالو

روش مطالعه

زیرکن می‌باشند. ریزساختارهای ناشی از دگرشکلی از قبیل روبان‌ها و سیگموئیدهای کوارتز، پورفیروکلاست‌های پوششی (شکل ۳-الف)، میکا ماهی و جهت یافتگی ترجیحی کانی‌های صفحه‌ای (شکل ۳-ب) در گرانودیوریت‌های میلونیتی مرکز توده مغالو مشاهده می‌شود که همگی بیانگر دگرشکلی این سنگ‌ها در حالت شکل‌پذیر است.

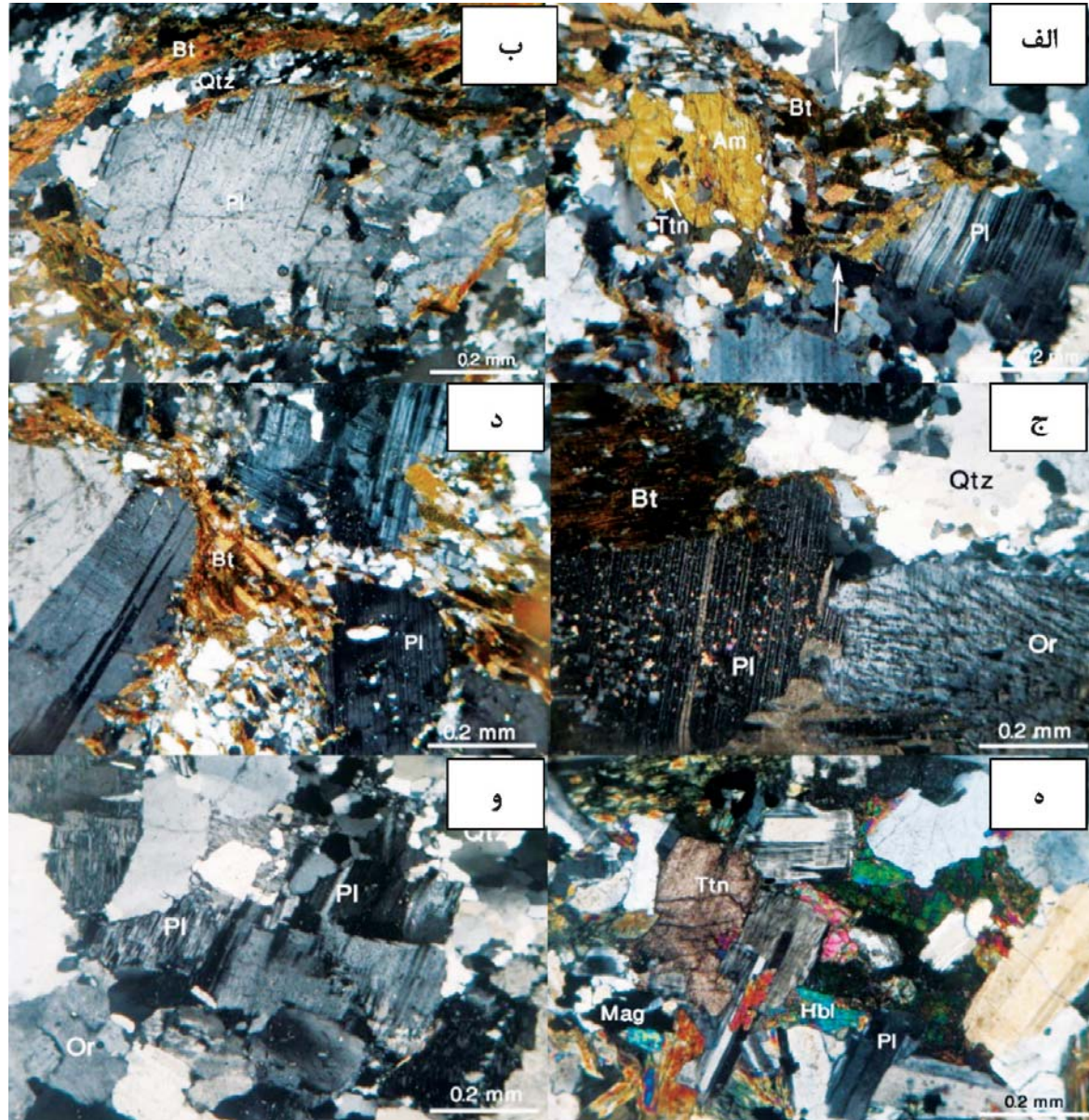
انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در گرانودیوریت‌های میلونیتی توده مغالو مشاهده می‌شود که از نظر بافت و ترکیب کانی‌شناسی مشابه با سنگ میزبان‌شان هستند. کوارتز، پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار، بیوتیت و آمفیبول کانی‌های اصلی و تیتانیت، زیرکن، آپاتیت و مگنتیت کانی‌های فرعی را تشکیل می‌دهند (شکل ۳-ج). سرپسیت، کلریت و اپیدوت به صورت کانی‌های ثانویه دیده می‌شوند. مونزوگرانیت‌ها به صورت گرانیت‌های صورتی حاشیه توده و دایک‌های لوکوکرات بخش مرکزی توده رخنمون دارند. کانی‌های اصلی در این سنگ‌ها شامل کوارتز (حدود ۴۰ درصد حجمی)، پتاسیم فلدسپار شامل ارتوز و ارتوز پرتیتی (۲۰ تا ۳۰ درصد حجمی) و پلاژیوکلاز (۳۰ تا ۳۵ درصد حجمی) و کانی‌های فرعی شامل مسکویت، بیوتیت (تا حدود ۷ درصد) و مگنتیت می‌باشند. (شکل ۳-د). گرانیت‌های سفید که خارجی‌ترین بخش توده مغالو را تشکیل می‌دهند از نظر سنگ‌شناسی در محدوده تونالیت قرار می‌گیرند و دارای بافت گرانولار با دانه‌های بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار و پوئی کیلیتیک، میرمکیت و پرتیت است. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل ۲۵ تا ۳۰ درصد کوارتز، ۶۰ تا ۷۰ درصد پلاژیوکلاز و ۱۰ درصد پتاسیم فلدسپار می‌باشد. مسکویت و زیرکن با درصد حجمی کمتر از پنج درصد کانی‌های فرعی را تشکیل می‌دهند (شکل ۳-ه). یکی از ویژگی‌های این گرانیت‌ها وجود آلبیت با ماکل شطرنجی است. نحوه تشکیل آلبیت صفحه شطرنجی به این صورت است که در جریان دگرسانی سدیک با افزوده شدن Na^+ به ساختمان کانی‌هایی مانند پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار نوعی پلاژیوکلاز سدیک با بافت میکروسکوپی خاص شکل می‌گیرد، به گونه‌ای که تیغه‌های آلبیتی کوچک طوری قرار گرفته‌اند که بافتی شبیه صفحه شطرنج ایجاد می‌کنند (شکل ۳-ه) و

پس از انجام مطالعات دقیق صحرایی و سنگ‌نگاری، ۱۳ نمونه از واحدهای مختلف سنگی از توده گرانیتوئیدی مغالو جهت تجزیه شیمیایی انتخاب و به آزمایشگاه ژئوشیمیایی Service Ltd MS Analytical کانادا ارسال شد. جهت تعیین عناصر اصلی از روش ذوب لیتیوم بورات ICP-OES و جهت تعیین عناصر نادر خاکی از روش لیتیوم بورات ICP-MS استفاده شده است (جدول ۱). همچنین دو نمونه از لیتولوژی‌های اصلی این توده‌ها در آزمایشگاه ژئوشیمیایی ایزوتوپی دانشگاه کیپ‌تاوان آفریقای جنوبی به روش Sr-Nd سنگ کل برای تعیین منشا توده مورد مطالعه آنالیز ایزوتوپی قرار گرفتند. روش آماده‌سازی نمونه‌ها و جداسازی شیمیایی پودرها به روش استاندارد $HF-HNO_3$ بر اساس مطالعات Mikova and Denkova, 2007 بوده است. نمونه‌ها توسط جمع‌آوری‌کننده چندگانه ICP-MS - MC بر روی NU Instruments Nu Plasma HR آزمایش شده‌اند. مقادیر ایزوتوپ Sr با استفاده از استاندارد NIST SRM987 و مقادیر ایزوتوپ Nd با استفاده از استاندارد JNdi1 اندازه‌گیری شده‌اند. در تفکیک عنصری و تعیین خاستگاه و محیط تکنونیک توده مورد مطالعه از نرم‌افزارهای GCDKit و Excel به منظور بررسی داده‌های به‌دست‌آمده استفاده شده است.

سنگ‌شناسی

بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که توده گرانیتوئیدی مغالو از ترکیب سنگ‌های آذرین اسیدی شامل گرانودیوریت، مونزوگرانیت و تونالیت و سنگ‌های آذرین حدواسط مانند دیوریت و کوارتز دیوریت‌ها تشکیل شده‌اند. گرانیت‌های مزوکرات میلونیتی بخش مرکزی توده از نظر سنگ‌شناسی در دسته گرانودیوریت‌ها قرار می‌گیرند. گرانودیوریت‌های مورد مطالعه در دسته گرانودیوریت‌های دگرشکل شده (میلونیتی و پروتومیلونیتی) قرار می‌گیرند (شکل ۳-الف) کانی‌های اصلی شامل کوارتز (۴۰ تا ۴۵ درصد)، (۳۵ تا ۴۰ درصد)، پتاسیم فلدسپار (۱۰ تا ۲۰ درصد) و بیوتیت (۱۰ تا ۱۵ درصد) و کانی‌های فرعی شامل آمفیبول، اسفن، مگنتیت و

هریک از بخش‌های شطرنج حالتی شبیه مربع نامنظم دارد (More and Liou, 1979). کوارتز دیوریت‌ها مافیک‌ترین عضو سازنده توده مورد مطالعه (حاشیه قسمت‌های غربی توده مغانلو) می‌باشند. بافت این سنگ‌ها ساب هدرال گرانولار و اینترگرانولار است. عمدتاً متشکل از پلاژیوکلاز

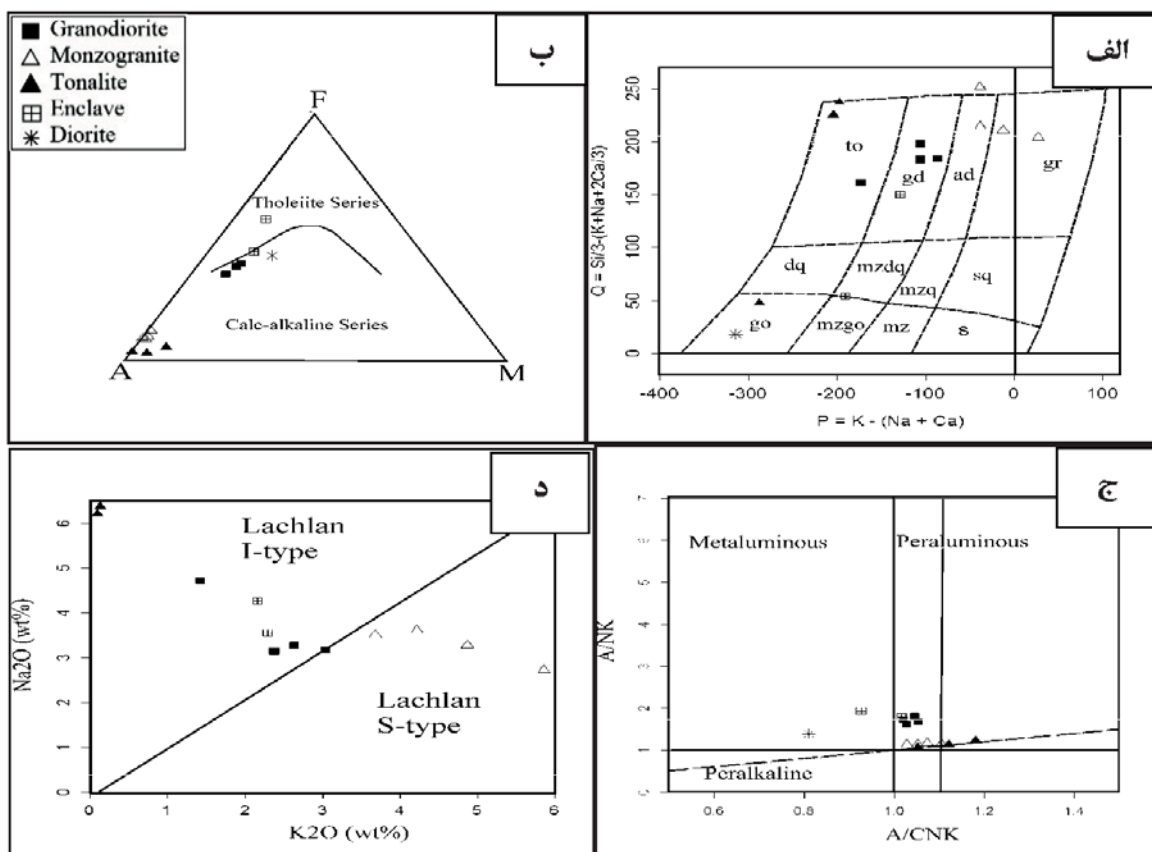


شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از واحدهای سنگی توده مغانلو در نور متقاطع (XPL) الف و ب) گرانودیوریت‌های میلیونیتی (پورفیروکلاست پوششی پلاژیوکلاز در مسیر برگواگی و باندهای کوارتز در سایه و انتنشی آنها) ج) انکلاوهای گرانودیوریتی موجود در گرانودیوریت‌های توده مغانلو د) مونوزوگرانیت‌های توده مغانلو ه) تونالیت توده مغانلو و) دیوریت توده مغانلو (علائم اختصاری کانی‌ها: Qtz: کوارتز، Pl: پلاژیوکلاز، Or: ارتوکلاز، Bt: بیوتیت، Am: آمفیبول، Hbl: هورنبلند، Ttn: تیتانیت، Mag: مگنتیت (Fettes and Desmons, 2007))

ژئوشیمی

اشباع از آلومینیوم در گرانیتوئیدهای مورد مطالعه بیش از یک است و در نمودارهای تعیین درجه اشباعی (Shand, 1943) در محدوده پرآلومین تا متآلومین قرار گرفته‌اند. به این صورت نمونه‌های گرانودیوریتی، مونزوگرنیتی و تونالیتی در محدوده پرآلومینوس ضعیف و نمونه‌های دیوریتی و انکلاوهای گرانودیوریتی در محدوده متآلومین پلات شده‌اند. (شکل ۴-ج). به منظور تعیین نوع گرانیتوئیدها نیز از نمودار K_2O در برابر Na_2O (White and Chappel, 1983) استفاده شد که نمونه‌های تونالیت و گرانودیوریت در مقایسه با توده گرانیتوئیدی نوار چین‌خورده منطقه لاخلان در محدوده گرانیت‌های نوع I و مونزوگرنیت‌ها در محدوده گرانیت‌های نوع S جانمایی شدند (شکل ۴-د).

برای بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و سنگ شناختی توده مغالو از داده‌های عناصر اصلی، فرعی و کمیاب استفاده شده است (جدول ۱). میزان SiO_2 در گرانیتوئیدهای توده مغالو بین ۶۲ تا ۸۳ درصد در نوسان است. در نمودارهای طبقه‌بندی ژئوشیمیایی (Debon and Le Fort, 1983) سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه در محدوده گرانیت، گرانودیوریت، تونالیت و کوارتز دیوریت واقع شده‌اند (شکل ۴-الف). نتایج حاصل از این نمودار با مطالعات سنگ‌نگاری انطباق خوبی دارد. در نمودار AFM (Irvin and Baragar, 1971) به منظور تعیین سری ماگمایی، نمونه‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه در محدوده کالک آلکالن قرار گرفته‌اند (شکل ۴-ب). میانگین شاخص



شکل ۴. شیمی سنگ کل واحدهای سنگی توده مغالو: الف) نمودار طبقه‌بندی ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه از Debon and Le Fort, 1983، ب) نمودار AFM از Irvin and Baragar, 1971 برای تعیین سری سنگی. ج) نمودار A/CNK در برابر A/NK از Shand, 1943 برای تعیین شاخص اشباع از آلومین مورد مطالعه. د) نمودار K_2O در برابر Na_2O برای تعیین نوع گرانیت از White and Chappel, 1983

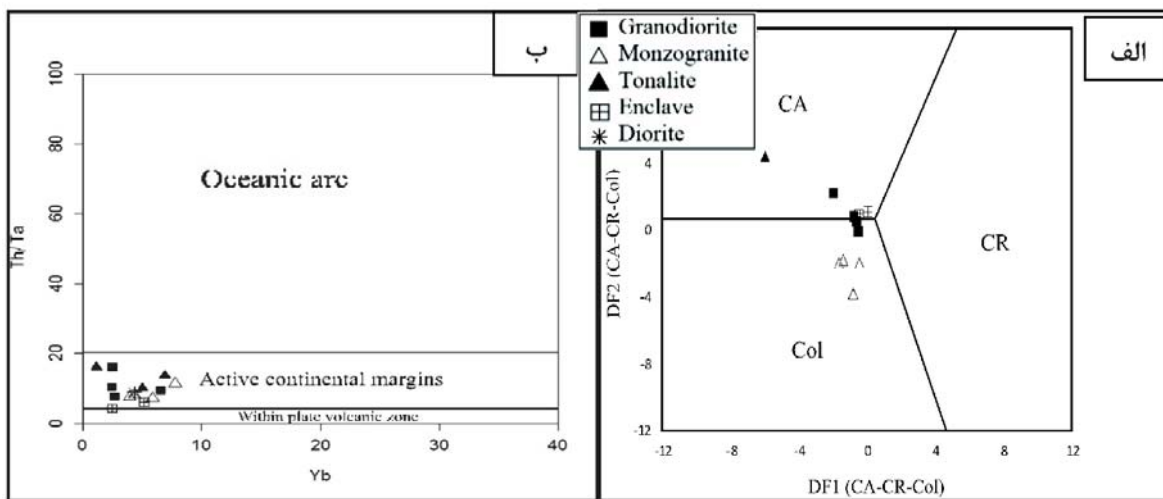
جدول ۱. غلظت اکسید عناصر اصلی (برحسب درصد وزنی) و عناصر کمیاب (برحسب قسمت در میلیون) برای نمونه‌های گرانیتوئید توده مغالو (واحدهای سنگی شامل TON (تونالیت)، MG (مونزوگرانیت)، GD (گرانودیوریت)، MD (مونزودیوریت) و DI (دیوریت) هستند)

Sample No	M-A2(1)	M.A6H	M.A6E	M.A.28H	M.A28E	M-A30	M-A33	M-A3	M-A18	M-A24	M-A35	M-A1	M-A2	M-A19
Rock	DI	GD	GD	GD	GD	GD	GD	MG	MG	MG	MG	TON	TON	TON
Al ₂ O ₃	16.6	14.2	14.9	14.0	18.1	14.3	14.9	12.0	11.2	12.5	12.3	12.1	11.1	20.0
BaO	<0.01	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	<0.01	<0.01	<0.01
CaO	4.7	2.7	3.5	3.1	5.6	3.2	2.9	0.6	0.2	0.5	0.5	0.1	0.1	0.4
Cr ₂ O ₃	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Fe ₂ O ₃	8.6	4.3	6.5	4.9	12.0	4.9	4.3	0.8	0.9	1.3	1.0	0.4	0.3	0.4
K ₂ O	0.1	3.0	2.3	2.4	2.2	2.6	1.4	4.2	3.7	4.9	5.9	0.1	0.1	0.9
MgO	3.2	1.0	1.6	1.2	1.6	1.2	1.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.6	0.0	0.5
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	<0.01	<0.01	0.0	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Na ₂ O	7.2	3.2	3.6	3.1	4.3	3.3	4.7	3.6	3.5	3.3	2.7	6.4	6.2	9.3
P ₂ O ₅	0.5	0.1	0.3	0.2	0.5	0.2	0.1	0.0	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
SiO ₂	55.6	69.0	63.9	69.6	54.8	68.9	68.1	77.3	80.3	76.8	76.1	78.4	83.6	66.8
SrO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
TiO ₂	1.7	0.6	1.0	0.6	1.2	0.6	0.5	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.2
LOI	1.4	1.0	1.1	0.6	0.7	0.6	0.6	0.5	0.5	0.4	0.3	0.5	0.3	1.0
Total	99.6	99.3	98.8	99.9	101.1	99.9	98.9	99.4	100.4	99.8	98.8	98.7	101.7	99.3
Ba	6.0	982.8	651.4	1077.3	285.7	1286.1	727.5	794.2	455.7	155.0	208.1	4.6	5.5	47.9
Ce	69.9	77.1	55.0	59.7	114.4	101.0	69.9	107.1	60.9	46.5	16.0	37.1	20.0	15.7
Cr	19.0	39.0	40.0	36.0	20.0	41.0	29.0	36.0	20.0	24.0	42.0	46.0	35.0	18.0
Cs	0.1	1.9	2.9	2.2	1.7	2.7	1.3	0.5	0.3	7.1	2.1	0.1	0.1	1.1
Dy	7.9	4.8	5.4	4.4	9.4	4.6	12.4	7.9	6.3	10.1	7.4	9.8	5.8	1.4
Er	4.6	2.6	2.9	2.5	5.2	2.5	7.2	4.5	3.8	6.9	5.7	6.6	4.4	1.0
Eu	2.4	1.4	1.5	1.7	2.8	1.8	1.6	0.5	0.4	0.2	0.4	0.1	0.1	0.1
Ga	22.5	17.2	21.6	18.3	27.5	18.6	20.5	19.8	16.2	17.5	18.8	18.4	15.3	21.2
Gd	8.2	5.4	6.5	4.9	11.2	5.6	10.2	8.3	5.5	6.3	3.6	6.0	3.1	1.4
Hf	7.2	8.1	7.9	9.4	33.7	8.0	7.4	5.7	4.1	5.5	4.4	5.6	6.5	5.1
Ho	1.6	0.9	1.0	0.9	1.8	0.9	2.5	1.5	1.3	2.2	1.8	2.2	1.4	0.3
La	31.4	38.8	25.6	30.4	52.7	52.6	33.0	48.5	28.7	18.0	9.9	15.7	8.6	7.7
Lu	0.7	0.4	0.4	0.4	0.9	0.4	0.9	0.7	0.6	1.2	0.9	1.0	0.8	0.2
Nb	12.2	9.2	15.0	10.0	9.9	9.4	12.4	13.0	9.4	12.4	3.9	14.0	8.8	19.7
Nd	39.9	32.4	28.8	26.4	58.4	39.2	35.7	44.7	26.2	19.0	7.7	16.6	9.4	7.6
Pr	9.2	8.7	6.9	6.8	14.1	11.0	8.7	12.0	7.0	4.9	2.1	4.4	2.4	2.0
Rb	1.3	80.6	102.2	67.6	43.8	72.9	65.1	104.7	59.0	276.5	173.3	4.9	2.1	52.0
Sm	8.1	6.0	6.5	5.1	11.5	6.6	9.0	9.0	5.7	5.3	2.1	4.0	2.2	1.7
Sn	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	6.0	<5	<5	<5	9.0
Sr	240.6	151.1	164.0	181.2	279.6	189.3	626.1	62.8	44.1	14.2	37.8	23.3	21.8	36.4
Ta	0.9	1.0	1.3	0.9	0.9	0.9	1.0	1.3	1.1	1.5	1.1	1.2	1.0	1.2
Tb	1.3	0.8	1.0	0.7	1.6	0.8	1.9	1.3	0.9	1.3	0.9	1.3	0.7	0.2
Th	7.9	10.2	5.5	6.7	5.4	14.5	9.2	10.7	8.4	17.0	7.8	16.3	9.9	19.1
Tm	0.6	0.4	0.4	0.4	0.7	0.4	1.0	0.7	0.6	1.1	0.9	1.0	0.7	0.2
U	1.4	1.6	0.9	1.9	1.8	1.7	2.5	3.8	1.3	4.0	3.5	2.9	2.2	1.2
V	182.0	49.0	75.0	64.0	43.0	63.0	53.0	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
W	2.0	2.0	1.0	1.0	1.0	2.0	<1	2.0	2.0	3.0	1.0	1.0	2.0	10.0
Y	41.8	23.9	27.8	23.0	47.9	23.5	70.4	39.3	35.3	62.8	54.2	69.5	46.1	8.9
Yb	4.3	2.5	2.4	2.6	5.2	2.5	6.6	4.3	3.9	7.7	5.9	6.9	5.0	1.1
Zr	201.0	249.0	283.0	303.0	1351.0	250.0	231.0	128.0	125.0	104.0	75.0	115.0	105.0	117.0
Co	6.6	7.6	10.8	8.8	15.4	8.9	7.7	0.3	0.3	0.6	0.5	0.3	0.1	0.4
Ni	5.0	7.2	3.6	9.4	2.8	9.0	6.9	1.6	1.3	1.3	1.3	1.8	0.8	0.7
Sc	24.2	11.5	15.6	11.8	28.3	12.4	11.7	9.9	5.3	4.9	1.5	4.7	5.2	5.1
TC	0.0	0.1	0.1	<0.01	0.0	<0.01	0.0	<0.01	<0.01	0.0	0.0	<0.01	<0.01	<0.01
TS	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.0	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Eu/Eu*	0.9	0.8	0.7	1.1	0.8	0.9	0.5	0.2	0.2	0.1	0.5	0.1	0.1	0.3
LaN/YbN	4.9	10.6	7.1	7.8	6.9	14.3	3.4	7.6	4.9	1.6	1.1	1.5	1.2	4.6
Mg #	42.0	32.0	32.0	33.4	20.7	32.9	31.9	20.8	18.5	11.1	5.9	73.9	13.7	72.9
Nb/Ta	13.6	9.2	11.5	11.1	11.0	10.4	12.4	10.0	8.5	8.3	3.5	11.7	8.8	16.4

: $(Eu/Eu^) = Eu_N / (Sm.Gd)^{1/2}$

حاشیه فعال قاره تصویر شده‌اند (شکل ۵-الف) و در نمودار محیط زمین ساختی (Verma et al., 2012) نیز وابستگی این توده به محدوده قوس قاره‌ای و برخوردی نشان داده شده است (شکل ۵-ب).

به منظور تعیین خاستگاه زمین ساختی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه، از نمودارهای مختلف ارائه شده برای تفکیک محیط زمین ساختی توده مغانلو استفاده شد. نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار دو تایی Yb در برابر Th/Ta (Gorton and Schandle, 2000) در محدوده



شکل ۵. الف) نمودار تمایز محیط زمین ساختی Yb در برابر Th/Ta (Gorton and Schandle, 2000) ب) نمودار محیط زمین ساختی (Verma et al., 2012) برای تعیین جایگاه زمین ساختی گرانیت‌ها (علائم به کاررفته در این نمودار شامل: Col: گرانیت‌های محیط برخوردی، CA: گرانیت‌های قوس قاره‌ای، CR: گرانیت‌های ریف قاره‌ای)

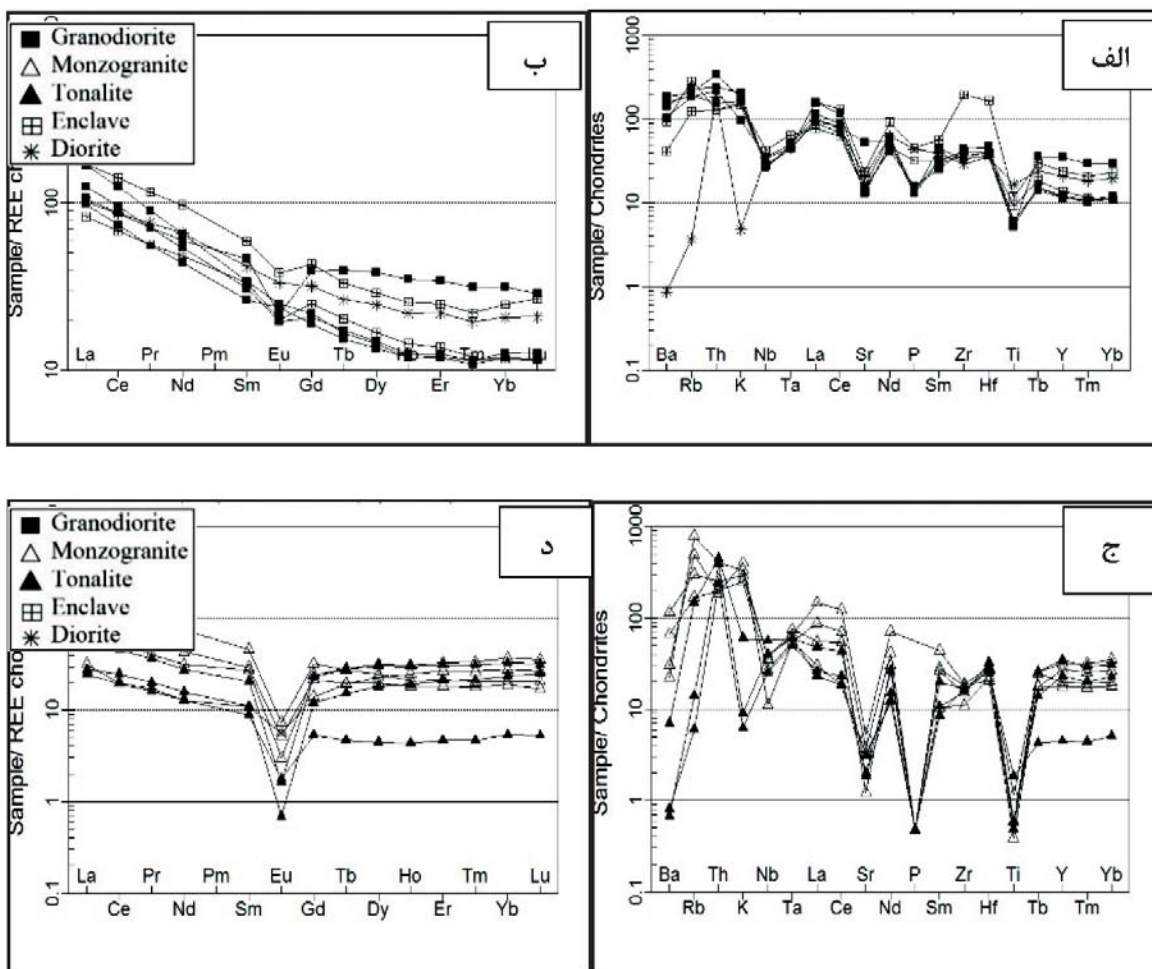
به نقش منشاء این سنگ‌ها نسبت داد. به طوری که وجود گارنت و یا هورنبلند (در مذاب‌های فلسیک) در ناحیه منشاء این سنگ‌ها می‌تواند سبب چنین الگویی شود. اما در تونالیت و مونزوگرانیت‌ها الگوی عناصر نادر خاکی REEها یک الگوی تقریباً تخت نشان داده و کمتر غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE را نشان می‌دهند ($LaN/YbN = 1.14-7.59$) که غنی‌شدگی ضعیف LREE نسبت به HREE و الگوی مسطح عناصر نادر خاکی سنگین HREE، بیانگر نبود گارنت در ناحیه منشاء است. همچنین در این نمونه‌ها بی‌هنجاری منفی Eu مشخص است ($(Eu/Eu^*) = 0.06-0.45$). بی‌هنجاری منفی Eu اگر همراه با بی‌هنجاری منفی Sr باشد، بر اثر تفریق پلاژیوکلاز ایجاد می‌شود (Wu et al, 2003) (شکل ۶-د) و بی‌هنجاری منفی Ti نیز در این سنگ‌ها مرتبط با جدایش کانی‌های حاوی تیتانیوم مانند اسفن و بی‌هنجاری منفی P نتیجه جدایش آپاتیت است (شکل ۶-ج). نسبت Th/Ta، نسبت

پتروژنز

در نمودارهای عنکبوتی (چند عنصری) گرانودیوریت‌های توده مغانلو نسبت به مقادیر کندریت (Thompson, 1982) به هنجار شده‌اند (شکل ۶-الف) در این نمودارها میزان عناصر LILE نسبت به HFSE غنی‌شدگی نشان می‌دهد. همچنین می‌توان به بی‌هنجاری منفی عناصری چون Ti, Nb, Ba اشاره نمود که بنا به عقیده (Foley and Wheller, 1990)، تهی‌شدگی از این عناصر نشان‌دهنده محیط مرتبط با فرورانش است. نمودارهای نشان‌دهنده الگوی تغییرات عناصر خاکی نادر به هنجار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984) برای این سنگ‌ها، بیانگر غنی‌شدگی این سنگ‌ها از عناصر نادر خاکی سبک LREE نسبت به HREE ($LaN/YbN = 3/39-14/30$)، می‌باشد (شکل ۶-ب) که این مسئله وابستگی نمونه‌های مورد مطالعه به سری کالک آلکالن را نشان می‌دهد. همچنین غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE را می‌توان

نمودار (Gorton and Schandle, 2000) این نسبت برای گرانیت‌های فرورانشی حدود پنج و بالاتر از آن در نظر گرفته می‌شود. نسبت Th/Ta در گرانیتوئیدهای توده مغالو از $4/2$ تا $15/9$ تغییر می‌کند و تایید کننده ارتباط این گرانیتوئیدها با محیط فرورانشی و برخوردی است.

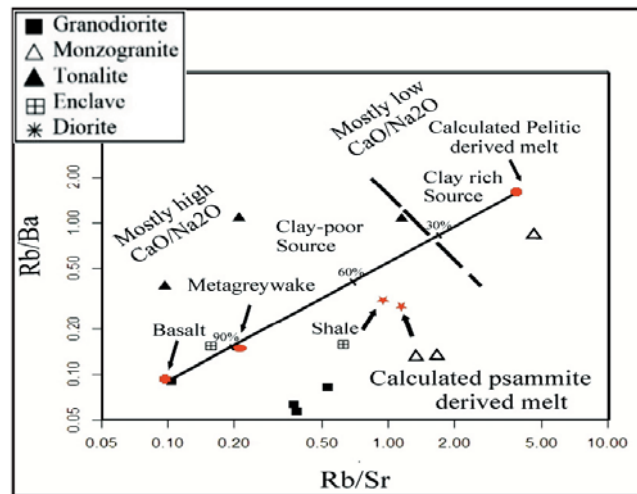
ارزشمند دیگری برای تعیین محیط تکتونیکی و منشاء است زیرا این دو عنصر در حین فرایندهای ذوب و تبلور رفتارهای مشابهی دارند. نسبت‌های اندک Th/Ta حدود $(2/1)$ بیانگر محیط تکتونیکی کششی مانند ماگماتیسم درون صفحه‌ای هست. حال آنکه نسبت‌های بالاتر بیانگر محیط تکتونیکی حاشیه‌های همگرا و محیط‌های فرورانشی می‌باشد که در



شکل ۶. ترکیب شیمی سنگ کل واحدهای سنگی توده مغالو در نمودار الف) الگوی چندعنصری گرانودیوریت‌های به هنجار شده نسبت به کندریت (Thompson, 1982) ب) الگوی عناصر نادر خاکی گرانودیوریت‌ها، به هنجار شده نسبت به ترکیب کندریت (Boynton, 1984). ج) الگوی چندعنصری مونزوگرانیت و تونالیت، به هنجار شده نسبت به کندریت (Thompson, 1982) د) الگوی عناصر نادر خاکی مونزوگرانیت و تونالیت، به هنجار شده نسبت به ترکیب کندریت (Boynton, 1984)

فقیر از رس با نسبت CaO/Na_2O بالا و تمایل نمونه‌های مونزوگرانیتی به محدوده مذاب‌های مشتق شده از سنگ‌های پلیتی تصویر شده است (شکل ۷).

برای تعیین نوع سنگ منشا ماگمای سازنده سنگ‌های گرانیتی توده مورد مطالعه، از نمودارهای طراحی شده توسط (Sylvester, 1998)، استفاده شد. همه نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده مذاب‌های مشتق شده از منابع



شکل ۷. نمودار تغییرات Rb/Sr در برابر Rb/Ba (Sylvester, 1998)

بحث

ایزوتوپ Sr-Nd

نشان دهنده منشاء پوسته‌ای برای این گرانیتوئید می‌باشد (شکل ۸-الف و ب). چرا که مقادیر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ بالای ۰/۷۰۵ و ϵNd منفی منشاء پوسته‌ای را برای تشکیل ماگماهای گرانیتی پیشنهاد می‌دهد. درحالی‌که مقادیر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ پایین‌تر از ۰/۷۰۵ و مقادیر عددی مثبت ϵNd دال بر گوشته‌ای بودن ماگما می‌باشد. قرار گرفتن نمونه گرانودیوریتی در فاصله‌ای دور از آرایه گوشته‌ای، نشان‌دهنده عدم اختلاط بین پوسته و گوشته در این سنگ‌ها می‌باشد. میزان بالاتر نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ گرانودیوریت‌ها را نسبت به نمونه تونالیت می‌توان به منشاء گرفتن گرانودیوریت‌ها از پوسته قاره‌ای و مقادیر بالای کانی‌های حاوی پتاسیم مانند بیوتیت و پتاسیم فلدسپار در مقایسه با تونالیت‌ها نسبت داد.

نمودار همبستگی ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در برابر $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ یکی از بهترین راه‌ها برای شناسایی شاخص‌های ایزوتوپی مهم سنگ‌ها در مقایسه با پوسته و گوشته است. ترکیب ایزوتوپی پوسته قاره‌ای بسیار متغیر است. پوسته قاره‌ای فوقانی با نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ بالا مشخص می‌شود.

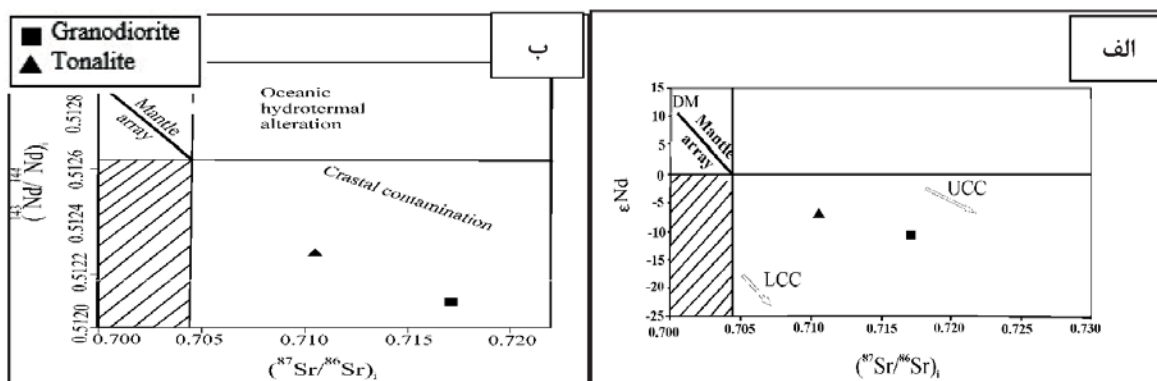
نسبت اولیه ایزوتوپ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ برای تونالیت‌ها و گرانودیوریت‌های توده مغالو بعد از تصحیح سنی ۵۷۶ و ۵۶۲ میلیون سال به ترتیب بین ۰/۷۱۰۵۴ تا ۰/۷۱۷۱۳ و ۰/۵۱۲۲۷۸ تا ۰/۵۱۲۰۹۷ می‌باشد. مقادیر اولیه ϵNd در این توده‌های نفوذی منفی است و به ترتیب بین ۰/۷- تا ۱-۰/۵۵ در تغییر می‌باشد (جدول ۲). این مقادیر

جدول ۲. مقادیر داده‌های ایزوتوپی Sr-Nd سنگ کل برای نمونه‌های گرانودیوریت و تونالیت توده مغالو

	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Error	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Error	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	ϵNd	Rb-Sr (Ma)
IR.M.A2	2.1	21.8	0.710544	17	0.71054	9.4	2.16	0.512279	15	0.512278	-7.01	576
IR.M.A30	72.9	189.3	0.717137	11	0.71713	39.2	6.61	0.512097	14	0.512097	-10.55	562

و ... (Allegre, 2008). بنابراین با توجه به سن نمونه‌های مورد مطالعه طبیعی است که میزان $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ این گرانیت‌ها نسبت به گرانیتوئیدهای منشاء گرفته از پوسته‌های جوان‌تر بالاتر باشد.

متغیر بودن مقدار اولیه ایزوتوپ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و ϵNd در گرانیت‌ها متأثر از دو دلیل است: ۱- تفاوت در سن پوسته‌های قاره‌ای ۲- فرآیندهای مختلف اعمال شده بر روی پوسته‌های قاره‌ای (فرسایش، رسوب‌گذاری، آناکسی



شکل ۸. الف) نمودار نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه در برابر نسبت‌های $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه برای گرانودیوریت و تونالیت‌های توده مغالو (ب) نمودار نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه در برابر نسبت‌های ϵNd برای گرانودیوریت و تونالیت‌های توده مغالو (اقتباس از Fourcade, 1998)

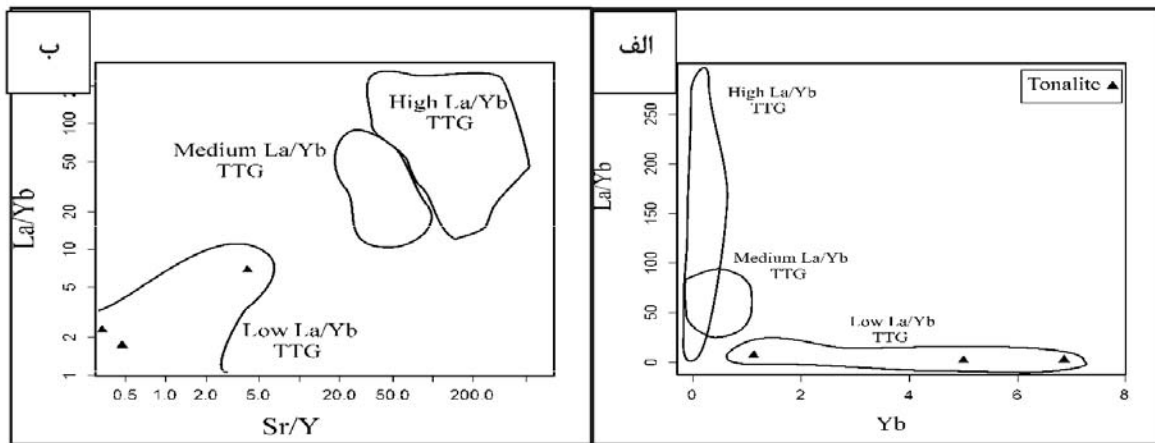
منشاء ماگما

غنی‌شدگی از LREE و LILE و تهی‌شدگی از HFSE همراه با بی‌هنجاری منفی Nb, Ti, Ba در نمودارهای چندعنصری به‌هنجار شده نسبت کندریت (Thompson, 1982) و عدد منیزیم (۲۰-۱۱ Mg#) در مونوزوگرانیت‌های توده مغالو نشان‌دهنده تبعیت این سنگ‌ها از روند گرانیتهای نوع S می‌باشد و بی‌هنجاری منفی این گرانیتهای Sr نشان‌دهنده خاستگاه پوسته‌ای این سنگ‌ها است.

گرانودیوریت‌های توده مغالو بر اساس مطالعات ایزوتوپی Sr-Nd (مقدار نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ بیش از ۰/۷۰۵ و مقدار ϵNd کمتر از ۳-) (شکل ۸-الف و ب) و نمودارهای عنکبوتی (بی‌هنجاری منفی و مشخص از Nb و Sr، همچنین بی‌هنجاری مثبت La و Th) (شکل ۶-الف) و عدد منیزیم (۳۳-۳۱ Mg#)، حاصل ذوب بخشی سنگ منشاء پوسته قاره‌ای زیرین تا میانی می‌باشد. در این سنگ‌ها انکلاوهایی با ترکیب مشابه با سنگ میزبان به چشم می‌خورد که با توجه به ترکیب کانی‌شناسی یکسان (با بافت ریزدانه‌تر)، وجود حاشیه‌های انجماد سریع بین انکلاو و میزبان و الگوی عناصر فرعی و عناصر نادر خاکی مشابه با سنگ میزبان خود (شکل ۶-الف و ب)، این انکلاوها احتمالاً حاشیه انجماد سریع توده بوده که در نتیجه صعود بخش اصلی ماگما قطعه قطعه شده و به‌صورت انکلاوهای اتولیتی در توده دیده می‌شود.

بر اساس نظر De Almedia et al., 2011 گرانیتهای TTG (تونالیت-رونجمیت-گرانودیوریت) بر اساس نسبت La/Yb به سه گروه تقسیم می‌شوند. گروه اول و دوم، تونالیت‌هایی با مقادیر La/Yb، Sr/Y و Nb/Ta متوسط تا بالا هستند که از ذوب ورقه فرورانده شده در اعماق و فشار زیاد (با حضور گارنت و آمفیبول در ناحیه منشاء خود) تشکیل می‌شوند. گروه سوم تونالیت‌هایی با نسبت La/Yb، Sr/Y و Nb/Ta پایین هستند که از ذوب پوسته اقیانوسی مافیک ضخیم شده (با حضور پلاژیوکلاز در ناحیه منشاء) در فشار پایین (<۱۰ GPa) ایجاد می‌شوند سپس حوادث گرمایی از جمله شکستن ورقه فرورانده شده و بالآمدگی گوشته استنوسفری یا پلوم‌های گوشته‌ای، گرمای لازم را برای ذوب پوسته آمفیبولیتی و ایجاد ماگمای تونالیتی-ترونجمیتی را فراهم کرده است.

در مورد تئوری تشکیل تونالیت‌های منطقه مورد مطالعه چنین می‌توان گفت که بر اساس نسبت Sr/Y و La/Yb پایین (شکل ۹-الف و ب)، الگوی REE‌های کمتر تفریق یافته (شکل ۶-د)، نسبت Rb/Sr (۱/۴-۰/۰۹) و بی‌هنجاری منفی Eu (که نشان‌دهنده حضور پلاژیوکلاز در ناحیه منشاء این سنگ‌ها)، مقادیر Ni و Cr پایین، تونالیت‌های مورد مطالعه از ذوب پوسته آمفیبولیتی ضخیم شده یا بازالت‌های زیر صفحه‌ای (در ناحیه پایداری پلاژیوکلاز) در فشار پایین تشکیل شده‌اند.



شکل ۹. الف) نمودار Yb در برابر La/Yb (ب) Sr/Y در برابر La/Yb جهت تفکیک انواع تونالیت (De Almeida et al., 2011)

نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از این پژوهش را می‌توان به شرح زیر خلاصه نمود:

۱. توده گرانیتوئیدی مغالو در شمال غربی پهنه ساختاری ایران مرکزی با سن پرکامبرین در سازند کهر نفوذ و آن را دگرگون کرده است.
۲. این توده از نظر ترکیب سنگ‌شناسی متشکل از گرانودیوریت، مونزوگرانیت و تونالیت می‌باشد که گرانودیوریت‌ها بخش مرکزی توده و مونزوگرانیت و تونالیت‌ها بخش حاشیه‌ای توده را تشکیل می‌دهند.
۳. تونالیت‌های توده مغالو متعلق به سری کالک‌آلکان هستند و از نظر شاخص اشباع آلومین در قلمرو پرآلومین و از نوع I می‌باشند که در محیط زمین ساختی کمان‌های حاشیه فعال قاره‌ای (قوس) در نتیجه ذوب پوسته آمفیبولیتی تشکیل شده‌اند که پوسته آمفیبولیتی خود از ذوب پوسته ضخیم شده مافیک (با حضور پلاژیوکلاز در ناحیه منشاء) در اعماق و فشار پایین تشکیل شده است.
۴. مونزوگرانیت‌ها دارای سرشت کالک‌آلکان و پرآلومین و متعلق به گرانیت‌های نوع S هستند که از ذوب سنگ‌های پوسته‌ای (ذوب خاستگاه با سنگ‌های پلیتی غنی از پلاژیوکلاز) تشکیل شده‌اند.
۵. گرانودیوریت‌های توده مغالو از نظر ماهیت کالک‌آلکان،

جایگاه نکتونوماگمایی

تعدادی از سنگ‌های پرکامبرین در ایران دارای شباهت‌های سنگ‌شناسی و سنی مشابه با توده گرانیتوئیدی مغالو می‌باشند که از آن جمله می‌توان به توده‌های میشو (شاه‌زیدی، ۱۳۹۴)؛ تکاب و تخت سلیمان (Hajalioghli, 2007)؛ خوی (Azizi et al., 2011) اشاره کرد. تمامی این سنگ‌ها به انتهای پرکامبرین و اوایل کامبرین نسبت داده می‌شوند که با سن به‌دست‌آمده برای توده مغالو (هنرمند و همکاران، ۱۳۹۴) تشابه زیادی دارد. با توجه به موقعیت جغرافیایی توده‌ها و سن آنها، شاید بتوان چنین در نظر گرفت که شکاف‌های ایجاد شده در پرکامبرین گندوانا به‌عنوان شاخه‌ای از پروتوتیس موجب اشتقاق بخش‌هایی از ایران مرکزی و البرز-آذربایجان از صفحه عربی شده‌اند. این حوضه با فرورانش‌هایی بسته شده است و ایران مرکزی و البرز-آذربایجان به صفحه عربی پیوسته‌اند. به عبارتی توده گرانیتوئیدی (تونالیت، گرانودیوریت و مونزوگرانیت) مغالو احتمالاً در اثر ضخیم‌شدگی و کوتاه‌شدگی ناشی از این برخورد ایجاد شده است. به این صورت که در نتیجه ضخیم‌شدگی و کوتاه‌شدگی ناشی از این برخورد، سنگ‌های پلیتی پوسته میانی تا بالایی ذوب و گرانیت‌های نوع S (مونزوگرانیت) شکل گرفته است و همچنین در نتیجه ذوب بخشی پروتولیت پوسته زیرین تا میانی گرانیت‌های نوع I (گرانودیوریت) توده مغالو شکل گرفته است.

Asahara, Y., 2011. Isotopic dating of the Khoys metamorphic complex (KMC), northwestern Iran: a significant revision of the formation age and magma source. *Precambrian Research*, 185(3-4), 87-94.

- Babakhani, A.R. and Sadeghi, A., 2005. Geological map of Zanjan (scale 1:100,000). Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

- Balaghi Einalou, M., Sadeghian, M., Zhai, M., Ghasemi, H. and Mohajjel, M., 2014. Zircon U-Pb ages, Hf isotopes and geochemistry of the schists, gneisses and granites in Delbar Metamorphic-Igneous Complex, SE of Shahrood (Iran): Implications for Neoproterozoic geodynamic evolutions of Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 92, 92-124.

- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements, *Development in Geochemistry*, 2, 63-114.

- De Almeida, J.D.A.C., Agnola, R.D., de Oliveria, M.A., Macambira, M.J.B., Pimentel, M.M., Ramo, O.T., Guimaraes, F.V. and da Silva Leite, A.A., 2011. Zircon geochronology, geochemistry and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implication for the growth of the Archean crust of the Carajas province, Brazil. *Precambrian Research*, 187, 201-221.

- Debon, F. and Le Fort, P., 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 73, 135-149.

- Falcon, N.L., 1974. Southern Iran: Zagros Mountains. In: Spencer, A. M. (Ed.), *Mesozoic-Cenozoic orogenic belts, Data for orogenic studies*. Geological Society of London

پیرالومین و از نوع I هستند که در نتیجه ذوب بخشی پروتولیت‌های پوسته قاره‌ای زیرین تا میانی تشکیل شده‌اند.

به عبارتی توده گرانیتوئیدی I-Type (گرانودیوریت) و S-Type (مونوزوگرانیت) مغالو احتمالاً در اثر ضخیم‌شدگی و کوتاه‌شدگی ناشی از این برخورد قاره-قاره (برخورد ورقه ایران مرکزی و البرز-آذربایجان به صفحه عربی) تشکیل شده‌اند. با توجه به موقعیت جغرافیایی توده مغالو و سن واحدهای تشکیل‌دهنده آن به نظر می‌رسد که سنگ‌های گرانیتوئیدی توده مغالو احتمالاً روی حاشیه فعال قاره‌ای ناشی از همگرایی ایران مرکزی و البرز-آذربایجان با صفحه عربی در طول پرکامبرین شکل گرفته باشد.

منابع

- اسماعیلی، د.، ۱۳۷۱. بررسی پترولوژیکی و ژئوشیمیایی توده‌های دوران و مغالو (مناطق زنجان و تکاب). رساله کارشناسی ارشد دانشکده علوم، دانشگاه تهران. ۱۴۸.

- شاه زیدی، م. و مؤید، م.، ۱۳۹۴. ژئوشیمی ایزوتوپ‌های Rb/Sr و Sm/Nd و پتروژنز توده‌های گرانیتوئیدی میشو (شمال غرب ایران). پترولوژی، ۲۴، ۱۱۴-۸۷.

- لطفی، م.، ۱۳۸۰. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ماهنشان. سازمان زمین‌شناسی ایران، تهران.

- ولی زاده، م. و اسماعیلی، د.، ۱۳۷۲. پتروژنز گرانیت مغالو. فصلنامه علوم زمین، ۱۰، ۲۸-۳۹.

- هنرمند، م.، نباتیان، ق. و افلاکی، م.، ۱۳۹۴. مطالعه گاهشماری U-Pb زیرکن و ژئوشیمی گرانیت و ارتوگنایس منطقه مغالو، غرب زنجان. نوزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و نهمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور.

- Allegre, C.J., 2008. *Isotope Geology*. Cambridge University Press. New York, 512.

- Atherton, M.P. and Petford, N., 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 362, 144-146.

- Azizi, H., Chung, S.L., Tanaka, T. and

Special Publication, 4, 199-211.

- Fettes, D. and Desmons, J., 2007. *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, 256.
- Foley, S.F. and Wheller, G.E., 1990. Parallels in the origin of geochemical signatures of island arc volcanic and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanites. *Chemical Geology*, 85, 1-18.
- Fourcade, S., 1998. Les isotopes: effect isotopiques, base de radio-geochimie. In: Hagemann G. and Treuil M. (eds) *Introduction a la Geochimies et Ses Applications*. Paris: CEA, 195- 265.
- Gorton, M.P. and Shanndle, E.S., 2000. From continental to island arc: A geochemical index of tectonic setting for arc- related and with plate felsic to intermediate volcanic rocks. *Canadian Mineralogist*, 38, 1065-1073.
- Hajalioghli, R., 2007. *Petrological investigations of calc -silicate and metabasic rocks from the TakhteSolyeman complex, NE Takab area, western Iran*. PhD thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran (in Persian).
- Hassanzadeh, J., Stockli, D.F., Horton, B., Axen, G., Stockli, D., Grove, M., Schmitt, A. and Walker, D., 2008. U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic- Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. *Tectonophysics*, 451, 71 - 96.
- Horton, B.K., Hassanzadeh, J., Stockli, D.F., Axen, G.J., Gillis, R.J., Guest, B., Ammini, A.H., Fakhari, M., Zamanzadeh, S.M. and Grove, M., 2008. Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: Implications for chronostratigraphy and collisional tectonics. *Tectonophysics*, 451, 97-122.
- Hosseinia, S.H., Sadeghiana, M., Zhaib, M. and Ghasemia, H., 2015. Petrology, geochemistry and zircon U-Pb dating of Band-e-Hezarchah metabasites (NE Iran): An evidence for back-arc magmatism along the northern active margin of Gondwana. *Chemie der Erde - Geochemistry*, 75, 207-218.
- Husseini, M.I., 1989. Tectonic and deposition model of Late Precambrian-Cambrian Arabian and adjoining plates. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73, 1117-1131.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523-548.
- Mikova, J. and Denkova, P., 2007. Modified chromatographic separation scheme for Sr and Nd isotope analysis in geological silicate sample. *Journal of Geosciences*, 52, 221-226.
- More, D.E. and Liou, J.G., 1979. Chessboard- twinned albite from Franciscan metaconglomerate of the Diablo Range, California. *American Mineralogist*, 64, 77- 101.
- Ramezani, J. and Tucker, R.D., 2003. The Saghand region, Central Iran:U-Pb geochemistry, Petrogenesis and implication for Gondwana tectonics. *American Journal of Science*, 303, 622- 665.
- Shand, S.J. 1943. *Eruptive Rocks, their Genesis, Composition, Classification, and their relations to Ore deposits*. John Wiley & Sons, Inc., New York. *Rocks. Geologische Rundschau*, 63, 773- 786.
- Stoclin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association Petroleum Geology Bulletin*, 25, 1229- 258.
- Sylvester, P.J., 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45, 29-44.

- Talbot, C. J. and Alavi, M., 1996. The past of a future syntaxis across the Zagros. In: Alsop, G.I., Blundell, D. J., Davison, I. (Eds.), Salt Tectonics. Geological Society of London Special Publication, 100, 89-109.
- Thompson, A.B., 1982. Magmatism of the Beritish Tertiary volcanic province. Scottish Journal of Geology, 18, 50- 107.
- Verma, S.K., Pandarinath, K. and Verma, S.P., 2012. Statistical evaluation of tectonomagmatic discrimination diagrams for granitic rocks and proposal of new discriminant-function-based multi-dimensional diagrams for acid rocks. International Geology Review, 54, 325-347.
- White, A.J.R. and Chappell, B.W., 1983. Granitoid type and their distribution in the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. Geological Society of American, Memorial, 159, 21-34.
- Wu, F.Y., Jahn, B.M., Wilde, S.A., Lo, C.H., Yui, T.Z., Lin, Q., Ge, W.C. and Sun, D.Y., 2003. Highly fractionated I- type granites in NE China (II): isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic. Lithos, 67, 191- 204.

جایگاه تکتونوماگمایی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه آهوان (سمنان)

مرتضی خلعت‌بری جعفری^(۱) و صدیقه اعتصامی^(۲)

۱. دانشیار پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
۲. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۹۵/۱۱/۰۵

تاریخ پذیرش: ۹۶/۰۲/۲۰

چکیده

در این مقاله، پترولوژی و جایگاه تکتونوماگمایی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه آهوان، خاور سمنان، مورد بحث قرار گرفته است. سنگ‌های مورد مطالعه، شامل گدازه‌های آتشفشانی بازیک-حدواسط، اسیدی و دایک، همراه با میان‌لایه‌های سنگ‌آهک نومولیت‌دار، رسوبات کم‌عمق، هیالوکلاستیک و برش هیالوکلاستیک هستند. گدازه‌های بازیک-حدواسط در زیر و گدازه‌های ریولیتی همراه با گدازه‌های آندزیتی در بالای سری آتشفشانی، برونزد دارند که معرف ولکانیسم دوگانه است. به نظر می‌رسد که فعالیت‌های آتشفشانی ائوسن، در محدوده مورد مطالعه، در محیط کم‌عمق آب دریا تا محیط خشکی رخ داده است. براساس بررسی‌های پتروگرافی، سنگ‌های آتشفشانی، دارای ترکیب بازالت، آندزیت بازالتی، آندزیت، داسیت، ریولیت و توف‌های اسیدی‌اند. انواع گدازه‌ای، دارای بافت فیبریک تا آفیریک بوده و انواع فیبریک دارای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، اوژیت و هورنبلند هستند. گدازه‌ها دارای خمیره هیالومیکروولیتیک، میکروکریستالین و دایک‌ها دارای خمیره اینترگرانولار هستند. منطقه‌بندی نامتعادل و بافت غربالی در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و خمیره شیشه‌ای نامتجانس را شاید بتوان با پدیده اختلاط ماگمایی توجیه نمود. بررسی آنالیزهای شیمیایی این سنگ‌ها، حکایت از روندهای ماگمایی کالک‌آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی دارد. نمودارهای عنکبوتی عناصر فرعی و کمیاب بهنجار شده، نشان از غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک و تهی‌شدگی واضح از عناصر نیوبیوم و تیتان را دارند. در نمودارهای تکتونوماگمایی، این نمونه‌ها در محیط کشتی اولیه پشت کمان، ترسیم شده‌اند. به نظر می‌رسد که، ذوب بخشی گوه‌گوشته‌ای تعدیل شده، در بالای صفحه فرورونده، منشأ ماگمای والد در این محدوده بوده که تحت تأثیر سیالات-مذاب ناشی از ذوب بخشی رسوبات بالای صفحه فرورونده، غنی شده است.

واژه‌های کلیدی: آندزیت، آهوان، داسیت، ریولیت، کالک‌آلکان.

مقدمه

به صورتی گسترده در جنوب گسل عطاری و با گسترشی کمتر در جنوب این گسل برونزد یافته‌اند. این منطقه جزئی از نوار آتشفشانی است که در منتهی‌الیه شمال ایران مرکزی

منطقه مورد مطالعه (منطقه آهوان)، در خاور سمنان واقع است. در این منطقه، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن،

* نویسنده مرتبط: khalat1965@live.com

برخی کانی‌ها و حضور بافت نامتعادل را به مسیر پیچیده شکل‌گیری ماگما در آشیانه ماگمایی و صعود ماگما نسبت دادند. با توجه به پیشینه مطالعاتی، بررسی پترولوژی و جایگاه تکتونوماگمایی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه آهوان، در بخش جنوبی گسل عطاری، در این مقاله مورد بررسی قرار گرفت.

زمین‌شناسی منطقه

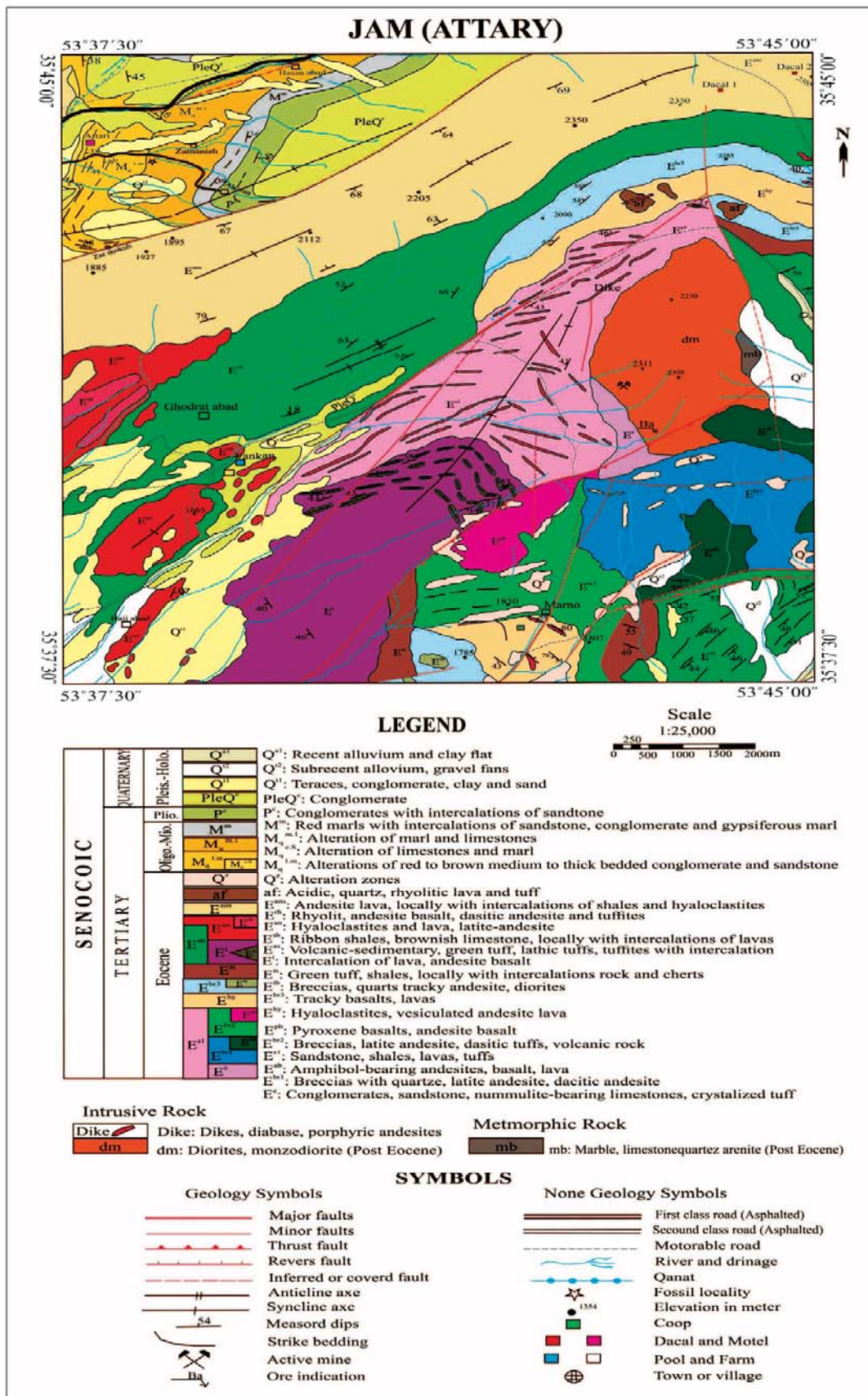
فرآورده‌های آتشفشانی ترشیری، به‌طور عمده ائوسن، به صورتی گسترده، در جنوب گسل عطاری و در جنوب گردنه آهوان برونزد دارند. محدوده مورد مطالعه، در طول‌های خاوری $30^{\circ} 37' 30''$ تا $53^{\circ} 45' 00''$ و عرض‌های شمالی $30^{\circ} 37' 30''$ تا $35^{\circ} 45' 00''$ ، در فاصله ۳۵ کیلومتری خاور سمنان و در جنوب گردنه آهوان (شکل ۱) واقع است (حسینی، ۱۳۸۴).

آبادی‌های این محدوده، شامل زرشکوه، زمان‌آباد، قدرت‌آباد، حاجی‌آباد، ونکان، مرنو، مشیریه، عطاری و احمدآباد هستند (شکل ۱). قدیمی‌ترین واحد ائوسن، در بردارنده کنگلومرا است. قطعات کنگلومرا، جورشدگی ضعیف و گردشگی متوسطی دارند. گاهی اندازه بعضی از قطعات به چند متر نیز رسیده است. برپایه بررسی دیرینه‌شناسی سیمان بایومیکرواسپارایتی بین قلوه‌ها، ریزفسیل‌های زیر با سن ائوسن زیرین (بپرزین) شناسایی شدند:

Alveolina/Foscolina sp., *Nummulites* sp.,
Discocyclina sp., *Miliolid*, *Bryozo*.

به‌سمت بالای توالی آتشفشانی ائوسن، گدازه‌های بازیک-حد واسط با ترکیب آندزیت‌بازالت تا آندزیت فیریک به‌صورت روانه‌های با مورفولوژی برجسته، رخنمون دارند که در مناطقی توسط دایک‌های آندزیتی قطع شده‌اند. این گدازه‌ها، گاهی دارای حفره‌های درشت پرشده از کانی‌های کربناته و هیدراته هستند. بعلاوه در بخش‌هایی، دگرسانی به رنگ روشن داشته و توسط دایک‌های آندزیتی قطع شده‌اند (شکل ۱-الف). برش هیالوکلاستیک و دایک‌های تغذیه‌کننده نیز همراه با این گدازه‌ها دیده می‌شوند. گاهی

و در جنوب البرز، برونزد دارد. رخنمون‌های زمین‌شناسی مورد مطالعه، روند شمال خاوری-جنوب باختری داشته و متأثر از عملکرد گسل عطاری بوده‌اند. در رابطه با پیشینه مطالعاتی در این منطقه، می‌توان به نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس‌های ۱:۲۵۰,۰۰۰ سمنان (صمدیان و همکاران، ۱۳۷۳) و ۱:۱۰۰,۰۰۰ جام (علوی نائینی، ۱۳۷۶) و نقشه ۱:۲۵/۰۰۰ زمین‌شناسی (حسینی، ۱۳۸۴) اشاره نمود. بازرگانی گیلانی و فرامرزی (۱۳۸۴)، با مطالعه تعدادی از معادن سرب و روی در شمال سمنان، کانی‌زایی در آن منطقه را هیپوژن و از نوع دره می‌سی‌سی‌پی دانسته‌اند. غیاثوند و همکاران (۱۳۸۴)، با مطالعه خاستگاه کانسار آهن در شمال و شمال خاوری سمنان، آن‌ها را با کانسارهای اسکارن کلسیمی در محیط فرورانش مقایسه نمودند. شاه حسینی و قاسمی (۱۳۸۶)، با بررسی توده‌های نفوذی محدوده نوکه، در شمال خاوری سمنان و مقایسه با توده‌های نفوذی عطاری، منشا سنگ‌های گابرویی را گوشته غنی شده و منشاء سنگ‌های گرانیتی را ذوب بخشی پوسته دانسته‌اند، که در یک کمان آتشفشانی حاشیه قاره‌ای تشکیل شده‌اند. قریشوندی و همکاران (۱۳۸۹)، سنگ‌های آتشفشانی اسیدی، از جمله داسیت‌های خاور سمنان را دارای بیشترین فعالیت پوزولانی و در رده بعد از توفه‌های سبز کرج قرار دادند. حاجی بهرامی و همکاران (۱۳۹۴)، کانی‌زایی کانسار همیرد در شمال خاوری سمنان را مرتبط با نفوذ توده ساب‌ولکانیک، در درون سنگ‌های آتشفشانی معادل سازند کرج، در محیط تکتونوماگمایی کمان قاره‌ای دانسته‌اند. شهری (۱۳۹۰)، با بررسی اسکارن‌زایی در منطقه زرتول در شمال خاوری سمنان، تشکیل کانه‌زایی در این منطقه را به دگرسانی گرمایی نسبت داد. یزدی و شاه‌حسینی (۱۳۹۴)، با مطالعه توده گابرویی در شمال خاوری سمنان، محیط پشت کمان را برای تشکیل آن در نظر گرفته‌اند. دورتر در محدوده داورزن-عباس‌آباد (Ghassemi and Rezaei, 2015) Kahkhaei، سنگ‌های آتشفشانی بازیک ائوسن را حاصل ذوب بخشی گوشته غنی شده در محیط کششی درون کمان دانسته‌اند. در نوار آتشفشانی-رسوبی عباس‌آباد، قاسمی و همکاران (۱۳۹۲)، تنوع بافتی شامل ظهور و حذف



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی محدوده جام (اقتباس از حسینی، ۱۳۸۴)

می‌شوند (شکل ۲-ث). همچنین در مشاهدات صحرایی، بلورهای درشت کوارتز، همراه با قطعات بازیک دیده می‌شوند که می‌تواند از جمله شواهد روی زمین اختلاط ماگمایی به حساب آید. در قسمت‌های فوقانی و همراه با گدازه‌های حدواسط، توف ریولیتی و گدازه داسیتی فیریک قابل تعقیب است. گاهی در توف‌های ریولیتی، کانی‌های سبز رنگ کلریت و اپیدوت تشکیل شده‌اند. توده نفوذی نیمه‌عمیق، معروف به توده ضامن آهو، با ترکیب مونزودیوریت-کوارتز مونزودیوریت، واحدهای آتشفشانی ائوسن را قطع نموده است (شکل ۲-ج). کنگلومرای پلیوسن-کواترنری (P^c) و ته‌نشست‌های کواترنری، جوان‌ترین واحدهای زمین‌شناسی در محدوده مورد مطالعه هستند.

نیز فوران گدازه آندزیتی-بازالتی در محیط کم‌عمق آب دریا، سبب تشکیل برش هیالوکلاستیک همراه با ماسه‌سنگ، شیل و سنگ‌آهک شده است. این برش‌ها، دارای خمیره هیالوکلاستیت بوده و به فراوانی حفره دارند و توسط دایک‌های تغذیه‌کننده قطع شده‌اند (شکل ۲-ب). گاهی نیز به صورت یک واحد ضخیم دیده می‌شوند (شکل ۲-پ). در بخش‌های بالاتر سکانس، گدازه‌های حد واسط با ترکیب آندزیتی فیریک و حفره‌دار بر روی توف و برش اسیدی نهشته شده و توسط دایک‌های کوارتز فلدسپاتیک قطع شده‌اند که می‌توان آنها را از جمله شواهد روی زمین آتشفشانی دوگانه تلقی نمود (شکل ۲-ت). در این گدازه‌ها، فنوکریست‌های درشت پلاژیوکلاز در خمیره‌ای شیشه‌ای یا آفانیتیک مشاهده



شکل ۲. الف) دایک‌های قطع‌کننده و مناطق دگرسانی واحد E^{pb}، ب) برش هیالوکلاستیک که توسط دایک به رنگ تیره قطع شده‌اند، پ) برش هیالوکلاستیک که واحد ضخیمی را تشکیل داده است، ت) دایک اسیدی که گدازه آندزیتی را قطع نموده است، ث) گدازه آندزیتی فیریک که دارای فنوکریست‌های درشت پلاژیوکلاز است، ج) توده نفوذی کوه ضامن آهو با ترکیب مونزودیوریت-کوارتز مونزودیوریت

روش انجام پژوهش

جدول ۱ آورده شده است.

پتروگرافی

براساس بررسی‌های پتروگرافی، ترکیب نمونه‌های مورد مطالعه بازالت، آندزیت بازالتی، آندزیت، داسیت، ریوداسیت، ریولیت و توف است که براساس نقشه ۱:۲۵،۰۰۰ جام (حسینی، ۱۳۸۴)، از سنگ‌های آتشفشانی واحدهای E^{ab} ، E^{br2} ، E^{pb} ، E^{br3} ، E^{an} ، E^{rh} ، E^{ans} ، a^f (شکل ۱) و توده نفوذی نیمه‌عمیق برداشته شدند.

برداشت صحرائی، به مدت ۱۰ روز انجام و تعداد ۷۰ نمونه برداشت شد. پس از نمونه‌برداری از واحدها، تعداد ۵۰ عدد مقطع نازک میکروسکوپی برای مطالعات پتروگرافی تهیه شد. پس از مطالعات پتروگرافی، تعداد ۲۵ نمونه جهت انجام آنالیزهای شیمیایی انتخاب شدند. اکسیدهای اصلی برحسب درصد وزنی به روش XRF و عناصر فرعی به روش ICP-MS در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور تجزیه شیمیایی شدند. نتایج این آزمایش‌ها در

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی (%Wt)، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی (ppm) سنگ‌های آتشفشانی منطقه آهوان. (ان (آندزیت)، An-b (آندزیت بازالتی)، dac (داسیت)، rhd (ریوداسیت)، rhy (ریولیت))

Samples	JH-1	JH-3	JH-9	JH-13	JH-15	JH-21	JH-23	JH-32	JH-45	JH-69	JH-74	JH-75	JH-78
Pet.	an	an	an	dac	dac	An-b	An-b	dac	dac	and	rhd	rhd	rhd
SiO ₂	۴۲/۷۱	۴۶/۳۷	۴۵/۵۷	۵۶/۳۳	۵۱/۳۷	۴۴/۴۸	۴۴/۲۷	۵۹/۵۳	۶۵/۹۳	۵۴/۴۸	۷۱/۴۸	۷۵/۲۳	۷۳/۱۱
TiO ₂	۲/۸۲	۲/۲	۱/۰۴	۰/۶۳	۱/۰۷	۱/۰۶	۱/۲۲	۰/۷۳	۱/۸۳	۰/۲۵	۰/۳۳	۰/۳۳	۰/۶۶
Al ₂ O ₃	۲۱/۴۱	۱۷/۲۸	۲۲/۶۳	۱۴/۹۰	۱۸/۳۳	۲۴/۲۷	۲۲/۸۴	۱۲/۶۱	۹/۵۸	۱۵/۰۶	۸/۷۳	۸/۵۲	۸/۴۰
FeO*	۱۲/۵۰	۱۰/۴۹	۸/۴۱	۵/۶۶	۶/۶۰	۹/۹۴	۱۰/۵۹	۴/۸۷	۷/۵۶	۷/۶۸	۱/۲۸	۱/۰۹	۵/۴۳
MgO	۳/۳۵	۴/۰۰	۲/۹۴	۲/۹۷	۲/۵۲	۴/۵۷	۴/۶۸	۱/۵۹	۲/۶۹	۳/۷۲	۰/۳۹	۰/۵۸	۱/۲۷
CaO	۷/۱۸	۴/۷۷	۷/۹۴	۴/۱۷	۶/۵۰	۹/۱۲	۸/۳۰	۵/۵۴	۲/۹۳	۶/۰۷	۴/۴۶	۳/۷۱	۲/۵۳
Na ₂ O	۵/۹۵	۶/۱۲	۵/۷۱	۹/۷۸	۷/۰۵	۵/۰۸	۵/۰۰	۸/۹۳	۴/۸۲	۵/۱۵	۹/۷۴	۶/۸۱	۵/۷۲
K ₂ O	۲/۶۳	۵/۱۶	۳/۸۹	۲/۷۹	۳/۶۵	۴/۱۲	۴/۳۸	۴/۱۷	۲/۱۷	۳/۸۴	۰/۱۱۱	۱/۹۲	۰/۶۸
LOI	۲	۲/۸	۱	۱/۸	۲/۵	۲	۱	۱/۷	۲/۲	۲/۶	۲/۷	۱	۱/۵
SUM	۱۰۰/۵۵	۹۲/۱۹	۹۹/۱۳	۹۹/۰۳	۹۸/۵۲	۹۹/۶۴	۱۰۰/۲۸	۹۹/۶۷	۹۹/۷۱	۹۹/۰۹	۹۹/۲۲	۹۹/۱۹	۹۹/۳
Sr	۳۷۱/۰	۳۴۸/۳	۸۳۲/۰	۵۷۳/۹	۷۴۲/۱	۶۰۳/۴	۵۰۸/۹	۴۴۲/۳	۲۴۷/۳	۷۷۴/۴	۱۳۶/۹	۱۳۶/۵	۳۳۸/۷
Ba	۵۲۹/۲	۱۳۹۶	۱۱۹۱	۱۴۵۷	۱۳۳۷	۶۵۵/۶	۶۲۹/۶	۲۳۲۲	۵۱۰/۱	۲/۲۳	۱/۲۱	۱/۱۷	۲/۰۷
Y	۵۷/۳۰	۴۲/۱۳	۱۹/۲۰	۷/۶۶	۱۴/۰۱	۱۵/۶۸	۱۴/۷۴	۱۱/۰۵	۲۹/۳۱	۱۶/۱۵	۸/۰۷	۷/۲۷	۴/۱۹
Zr	۱۷۶۷	۱۱۰/۲	۵۳۳/۱	۵۵۹/۰	۶۵۳/۱	۴۵۶/۲	۴۹۶/۱	۵۴۶/۵	۹۵۱/۴	۴۳۱/۸	۵۲۲/۹	۵۵۷/۹	۵۰۰/۱
Co	۱۱/۰۰	۱۹/۳۵	۱۶/۹۶	۷/۱۹	۵/۳۰	۴۴/۵۶	۳۱/۶۹	۳/۰۷	۷/۵۲	۳۴/۰۶	۷/۹۶	۰/۲	۱۸/۷۸
V	۱۸۸/۸	۱۱۷/۰	۱۸۶/۶	۲۳۹/۸	۱۴۸/۳	۲۵۹/۵	۲۸۸/۲	۱۷۰/۱	۱۱۳/۱	۲۲۷/۴	۲۴/۶۶	۲۶/۶۳	۸۹/۷۴
Ni	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۶۲/۵	۱۷/۳۶	۲/۷۰	۳۷/۵۹	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵
Cr	۱۲/۶۴	۵	۱۶/۳۱	۱۲/۰۰	۱۷/۴۰	۱۹۴/۱	۵۰/۲۹	۸/۰۰	۳/۶۴	۲۰/۲۶	۹/۳۲	۱۳/۱۰	۹/۶۷
Zn	۱۹۶/۳	۲۵۶/۶	۱۳۲/۰	۷۷/۰۹	۱۷۶/۲	۱۳۷/۵	۱۳۰/۶	۹۰/۳۰	۲۲۷/۴	۱۸۰/۹	۴۶/۱۵	۳۰/۴۵	۹۷/۵۷
Cu	۵/۶۲	۵/۱۷	۲۵/۷۹	۴/۰۷	۱۰/۴۴	۸۲/۷۱	۷۵/۶۳	۵/۴۲	۰/۴۸	۱۸۷/۱	۸/۴۴	۵۰/۲۵	۱۲/۷۵
Sc	۱۷/۳۹	۱۱/۵۷	۹/۳۰	۳/۰۰	۷/۴۷	۲۳/۴۰	۱۶/۸۸	۳/۵۶	۱۰/۳۶	۱۷/۳۰	۱/۷۱	۱/۸۴	۴/۲۴
Rb	۱۰/۰۲	۳۶/۴۵	۵۷/۷۹	۳۲/۵۰	۳۴/۶۸	۵۳/۱۱	۴۰/۵۷	۳۱/۳۵	۶۱/۶۶	۷۹/۳۰	۵/۳۹	۴۲/۸۳	۱۸/۲۸
Nb	۷۳/۲۰	۶۵/۷۱	۲۵/۳۶	۲۹/۶۱	۳۲/۳۴	۷/۷۳	۱۶/۳۴	۳۱/۳۸	۴۴/۱۰	۱۳/۶۷	۲۳/۱۰	۳۰/۱۰	۳۴/۴۵
Sn	۷/۷۶	۶/۴۳	۴/۹۰	۲/۱۲	۳/۷۹	۵/۹۹	۶/۵۷	۲/۷۶	۳/۷۴	۴/۲۳	۰/۶۷	۰/۶۱	۲/۸۸
Ti	۱۶۹۴۱	۱۳۲۰۳	۶۲۷۳	۳۸۰۵	۶۱۰۴	۶۳۸۶	۷۳۶۲	۴۴۳۰	۱۱۰۱۵	۵۱۳۰	۲۰۲۸	۲۰۸۲	۴۰۰۵
Hf	۶/۶۲	۹/۰۲	۶/۶۹	۹/۰۷	۱۰/۱۵	۶/۰۰	۷/۵۴	۱۹/۸۸	۶/۲۳	۱۴/۰۷	۱۴/۱۲	۷/۶۸	۳/۷۱
Ta	۳/۷۴	۴/۳۳	۲/۰۳	۳/۱۵	۳/۵۸	۴/۲۰	۳/۶۳	۱/۶۹	۳/۰۱	۳/۲۶	۳/۰۵	۳/۲۹	۲/۰۶
Pb	۱۴/۶۰	۱۶/۰۶	۲/۳۱	۳	۱۰/۶۴	۱۱/۷۸	۲۵/۱۵	۴/۰۵	۸۰/۱۹	۵/۲۷	۹۶/۴۴	۱۰/۴۱	۱۷/۰۸

ادامه جدول ۱.

Samples	JH-1	JH-3	JH-9	JH-13	JH-15	JH-21	JH-23	JH-32	JH-45	JH-69	JH-74	JH-75	JH-78
Pet.	an	an	an	dac	dac	An-b	An-b	dac	dac	and	rhd	rhd	rhd
Th	۳۹/۹۵	۳۴/۱۰	۲۲/۵۱	۱۰/۰۱	۲۰/۸۶	۲۵/۵۹	۲۵/۵۰	۱۸/۱۶	۲۶/۰۰	۲۳/۱۶	۱۶/۱۲	۸/۰۳	۱۳/۴۰
La	۵۰/۶۷	۵۰/۵۴	۳۲/۵۵	۱۳/۴۴	۲۲/۹۹	۲۲/۸۷	۱۹/۷۰	۱۷/۶۵	۵۸/۳۷	۲۷/۸۶	۱۳/۷۸	۲۳/۳۸	۳/۶۹
Ce	۹۵/۶۷	۹۸/۰۳	۴۹/۷۳	۲۶/۶۸	۴۳/۵۰	۴۳/۲۲	۴۲/۷۳	۳۰/۳۹	۱۰/۳۲	۵۵/۱۰	۲۲/۶۳	۳۴/۵۳	۱۰/۸۴
Nd	۴۶/۶۳	۴۳/۱۰	۱۸/۹۲	۹/۱۳	۱۳/۰۶	۱۳/۹۰	۱۶/۱۰	۸/۰۳	۳۸/۰۲	۲۱/۱۲	۵/۷۷	۹/۰۲	۱/۸۵
Sm	۱۰/۹۸	۹/۰۰	۵/۲۰	۱/۷۶	۳/۱۰	۳/۷۱	۴/۵۵	۲/۴۹	۷/۳۹	۴/۷۹	۱/۷۶	۲/۲۶	۰/۹۰
Eu	۳/۶۰	۲/۸۸	۱/۴۳	۱/۰۴	۱/۲۲	۱/۴۷	۱/۴۲	۰/۸۲	۲/۲۵	۱/۶۴	۰/۴۲	۰/۵۱	۰/۳۵
Dy	۹/۳۳	۷/۶۹	۳/۹۰	۱/۴۳	۲/۶۶	۳/۴۴	۳/۴۳	۲/۲۴	۶/۶۵	۲/۹۹	۱/۷۲	۱/۲۸	۱/۰۰
Yb	۵/۹۶	۴/۳۳	۲/۴۴	۱/۴۵	۲/۱۲	۲/۱۳	۲/۲۷	۱/۷۷	۳/۱۸	۲/۲۶	۱/۲۳	۰/۹۹	۱/۱۶
Nb/Y	۰/۷۸	۰/۶۴	۰/۷۵	۰/۲۵	۰/۴۳	۲/۰۲	۰/۹۰	۰/۳۵	۰/۶۶	۱/۱۸	۰/۳۴	۰/۲۴	۰/۱۲
Zr/Ti	۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۱۴	۰/۱۰	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۱۲	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۲۵	۰/۲۶	۰/۱۲
Th/Yb	۶/۷۰	۷/۸۶	۹/۲۲	۶/۸۷	۹/۸۱	۱۲/۰۰	۱۱/۲۰	۱۰/۲۵	۸/۲۵	۱۰/۲۳	۱۳/۰۹	۸/۱۰	۱۱/۵۴
Ta/Yb	۰/۶۲	۱/۰۰	۰/۸۳	۲/۱۶	۱/۶۸	۱/۹۷	۱/۵۹	۰/۹۵	۰/۹۴	۱/۴۴	۲/۴۸	۳/۳۲	۱/۷۸
Th/Nb	۰/۵۴	۰/۵۱	۰/۸۸	۰/۳۳	۰/۶۴	۳/۳۰	۱/۵۶	۰/۵۷	۰/۵۸	۱/۶۹	۰/۶۹	۰/۲۶	۰/۳۸
Ba/Th	۱۳/۲۴	۴۰/۹۵	۵۲/۹۰	۱۴۵/۵	۶۴/۰۹	۲۵/۶۱	۲۴/۶۸	۱۲۷/۸	۱۹/۶۱	۶۵/۲۲	۸۴/۸۷	۵۱/۵۲	۲۰/۱۷
Ba/Nb	۷/۲۳	۲۱/۲۴	۴۶/۹۷	۴۹/۲۱	۴۱/۳۵	۸/۴۸	۳۸/۵۱	۷۳/۹۹	۱۱/۵۶	۱۱۰/۵	۵۹/۲۲	۱۳/۷۴	۷/۸۴

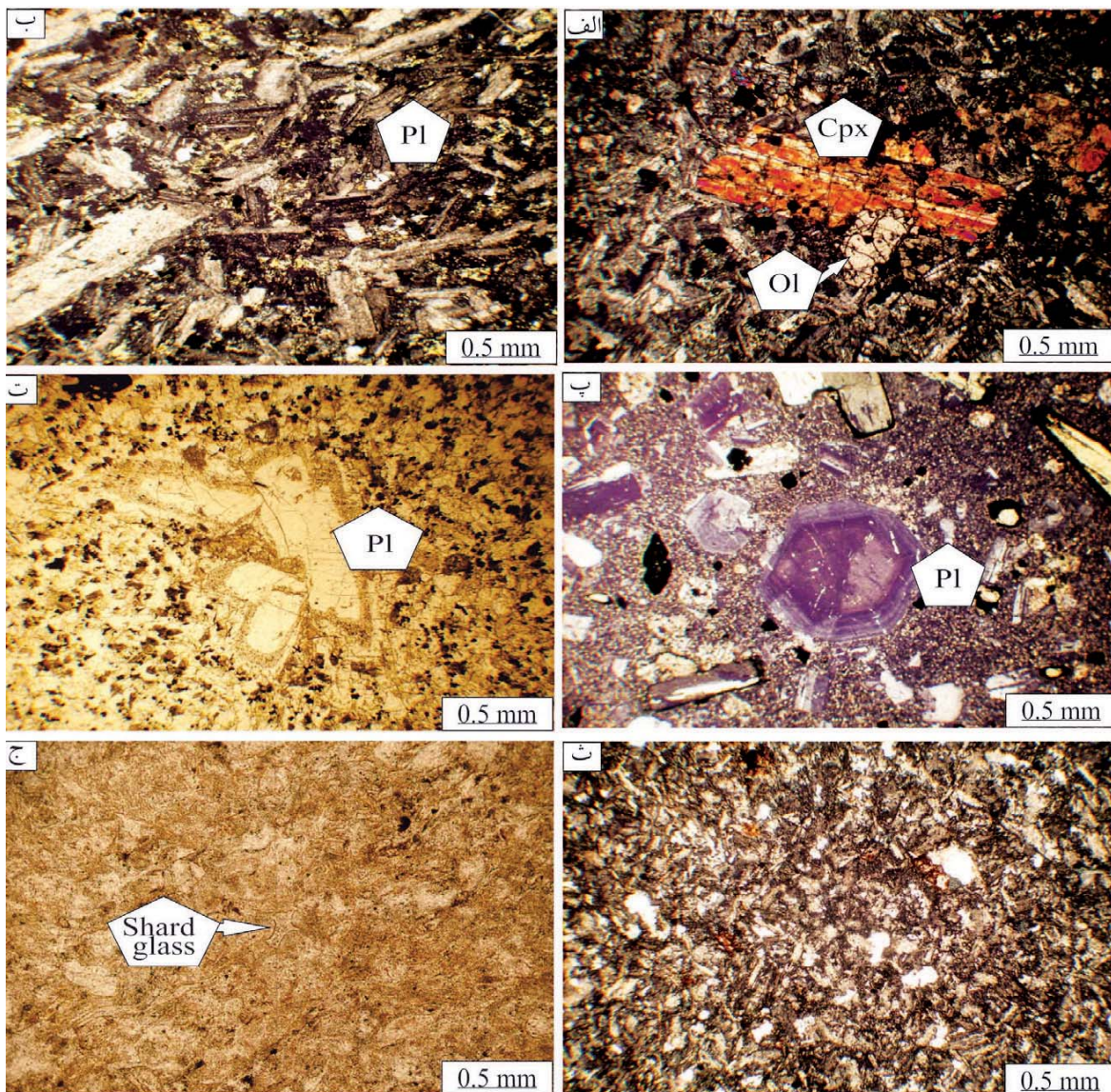
Samples	JH-81	JH-86	JH-88	JH-90	JH-92	JH-96	JH-99	JH-103	JH-106	JH-111	JH-115	JH-124
Pet.	rhy	rhy	rhy	dac	dac	rhy	rhy	rhy	rhy	rhy	rhy	rhy
SiO ₂	۸۰/۹۲	۷۵/۴۶	۷۰/۷۴	۶۰/۴۱	۵۸/۳۷	۶۹/۴۱	۶۸/۷۲	۶۹/۰۷	۸۰/۱۱	۸۰/۷۱	۸۳/۴۱	۸۰/۱۴
TiO ₂	۰/۷۷	۰/۷۶	۰/۷۴	۰/۷۹	۱/۰۱	۰/۴۳	۰/۳۲	۰/۵۲	۰/۳۶	۰/۶۲	۰/۲۷	۰/۷۴
Al ₂ O ₃	۱۱/۳۵	۸/۳۹	۹/۳۴	۱۲/۷۰	۱۴/۸۴	۱۰/۹۳	۱۲/۶۲	۱۰/۶۰	۱۱/۸۰	۱۰/۹۶	۴/۵۰	۳/۵۳
FeO [°]	۲/۱۰	۲/۶۱	۳/۳۹	۵/۵۷	۶/۵۰	۲/۵۴	۰/۹۰	۴/۵۷	۱/۹۲	۱/۶۵	۲/۱۳	۲/۳۰
MgO	۱/۱	۰/۴۷	۱/۵۶	۲/۲۵	۲/۳۹	۰/۱۸	۰/۲۸	۱/۲۹	۰/۰۶	۱/۲۹	۰/۲۱	۰/۳۱
CaO	۲/۰۰	۲/۲۳	۳/۲۶	۵/۲۲	۶/۴۳	۱/۸۰	۱/۹۱	۳/۰۴	۰/۵۰	۰/۵	۲/۵۳	۲/۳۳
Na ₂ O	۰/۰۹	۲/۷۷	۴/۱۴	۸/۲۰	۳/۸۷	۰/۳۳	۰/۳۱	۴/۴۳	۰/۲۶	۰/۲۲	۲/۱۹	۵/۸۰
K ₂ O	۰/۰۷	۴/۲۷	۴/۰۳	۰/۶۶	۱/۹۸	۱۲/۲۳	۱۲/۶۵	۳/۸۸	۳/۵۱	۳/۱۷	۲/۵۷	۲/۹۹
LOI	۱/۲	۲/۲	۲/۳۵	۲/۸۳	۱/۶۸	۱/۷	۲/۴۳	۲/۶۱	۱	۱	۲/۱	۱/۸
SUM	۹۹/۶۱	۹۹/۱۶	۹۹/۵۵	۹۸/۶۳	۹۹/۴۶	۹۹/۵۳	۱۰۰/۱۴	۱۰۰/۰۱	۱۰۰/۵۲	۱۰۰/۱۲	۹۹/۹۱	۹۹/۹۴
Sr	۲۱۱۵	۱۵۴/۳	۱۵۸/۱	۱۷۳/۹	۶۵۵/۶	۱۷۴/۱	۲۹۷/۲	۶۱/۹۶	۷۶/۵۶	۲۵/۲۵	۲۶/۵۴	۲۲۹/۵
Ba	۱۶۹۶	۵۵۴/۳	۷۴۹/۷	۴۴/۷	۹۲۴/۱	۱۴۲۱	۸۸۵/۳	۳۴۳/۰	۲۶۵/۲	۸۲/۹۰	۳۴/۶۸	۶۰۶/۰
Y	۳/۶۱	۲۰/۴۸	۸/۲۷	۹/۰۸	۱۸/۳۸	۴۹/۵۶	۵۷/۶۷	۲۷/۷۵	۲۷/۳۷	۵/۵۲	۷۸/۵۸	۱/۳۰
Zr	۵۴۶/۸	۹۹۲/۳	۸۳۰/۰	۱۲۷/۸	۵۹۴/۱	۴۸۵/۴	۴۱۲/۲	۳۱۱/۷	۱۷۲/۴	۱۴۲/۰	۵۴۱/۹	۱۵۷/۱
Co	۰	۳/۲۱	۴/۳۲	۵/۸۴	۷/۷۵	۰/۲	۰/۲	۲/۸۱	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۲
V	۱۱۰/۷	۷۱/۵۵	۴۱/۵۸	۱۰۷/۵	۱۴۷/۲	۴/۴۱	۰/۶۳	۱۷/۰۴	۱/۸۸	۳۵/۱۲	۱	۱۰۷/۰
Ni	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵
Cr	۷/۹۴	۱۸/۷۳	۱۴/۴۹	۱۳/۹۹	۲۴/۴۳	۳/۲۸	۲/۹۷	۱۶/۴۱	۴۸/۸۲	۳۰/۴۶	۱۳/۵۶	۸/۵۷
Zn	۲۵۹/۹	۴۸/۳۱	۳۹/۹۳	۶۲/۸۲	۱۸۸/۵	۵۹/۲۵	۱۰/۴/۹	۶۴۵/۹	۲۵/۷۷	۷۸/۴۷	۴۶/۰/۷	۶/۷۱
Cu	۱۱/۱۸	۱۰/۱۸	۲۳/۱۲	۲/۷۷	۳۰/۹۶	۷۳۹/۹	۱۶۶/۲	۳/۴۱	۴/۲۵	۹/۲۷	۱/۳۷	۱/۱۳
Sc	۳/۹۰	۳/۹۷	۲/۶۱	۵/۸۶	۱۱/۹۱	۱/۹۲	۲/۳۹	۲/۵۵	۰/۸	۱/۱۵	۰/۸	۳/۰۰
Rb	۱۲/۳۲	۷۶/۷۹	۶۹/۷۲	۱۹/۴۱	۴۰/۱۴	۱۵۲/۶	۱۷۴/۴	۴۷/۰/۲	۱۲۷/۳	۳۳/۴۸	۱۰۵/۹	۴۵/۲۵
Nb	۴۵/۴۷	۲۳/۰/۷	۲۴/۸۰	۱۷/۶۹	۲۴/۸۹	۱۷۰/۹	۱۹۲/۱	۷۱/۸۵	۱۴۱/۰	۱۰	۱۱۸/۷	۱۸/۴۴
Sn	۱/۰۹	۱/۳۷	۱/۲۷	۳/۰/۲	۳/۵۴	۱/۳۵	۰/۴۴	۲/۴۳	۰/۴۲	۰/۷۱	۰/۹۷	۰/۳

ادامه جدول ۱.

Samples	JH-81	JH-86	JH-88	JH-90	JH-92	JH-96	JH-99	JH-103	JH-106	JH-111	JH-115	JH-124
Pet.	rhy	rhy	rhy	dac	dac	rhy	rhy	rhy	rhy	rhy	rhy	rhy
Ti	۴۶۳۹	۴۵۹۳	۴۴۹۳	۴۷۹۰	۶۰۹۷	۲۰۹۳	۱۹۲۴	۳۱۶۷	۲۱۶۲	۳۷۴/۶	۱۶۳۴	۴۴۶۶
Hf	۱۸/۳۹	۷/۶۳	۸/۸۳	۴/۶۱	۸/۸۲	۲۸/۹۶	۱۰۰/۵	۱۰/۴۵	۳۲/۶۵	۰/۷۶	۲۰/۶۱	۶/۰۴
Ta	۳/۰۲	۲/۲۲	۲/۳۲	۳/۶۵	۲/۳۷	۲/۸۹	۳/۴۵	۳/۲۷	۲/۵۹	۲/۱۵	۱/۱۲	۳/۴۵
Pb	۵/۱۵	۶۴/۷۹	۱۴/۳۲	۱۳/۹۸	۲۹/۲۳	۲۵۸۳	۱۳۵۴	۳	۱۰/۷۵	۶۷۲/۱	۳	۳
Th	۱۲/۶۶	۱۳/۰۰	۱۰/۶۶	۹/۶۲	۱۹/۸۵	۴۶/۸۰	۴۰/۱۰	۳۰/۱۹	۱۳/۶۸	۱	۲۲/۲۱	۳/۳۳
La	۲۳/۶۱	۴۴/۳۱	۱۱/۹۳	۱۲/۴۱	۲۷/۲۴	۵۰/۹۲	۷۵/۰۷	۱۸/۴۵	۲۱/۱۶	۵/۳۲	۵۶/۸۵	۴/۸۰
Ce	۴۲/۶۳	۷۹/۹۱	۲۲/۶۵	۲۰/۷۴	۵۰/۱۰	۱۰۲/۶	۱۳۴/۰	۳۷/۹۲	۴۴/۲۳	۷/۹۸	۱۲۰/۹	۱۱/۵۵
Nd	۹/۴۵	۳۲/۴۱	۱۱/۴۲	۸/۸۵	۱۷/۴۳	۳۹/۳۷	۴۷/۳۸	۱۸/۳۳	۱۷/۷۶	۱/۰۶	۴۸/۷۷	۲/۵۴
Sm	۰/۴۲	۵/۱۲	۱/۴۴	۲/۸۶	۴/۳۶	۶/۲۷	۶/۷۳	۳/۴۰	۳/۶۵	۰/۰۳	۹/۲۳	۰/۳۱
Eu	۰/۴۳	۱/۱۴	۰/۳۶	۱/۰۰	۱/۴۳	۰/۹۱	۰/۸۵	۰/۶۰	۰/۴۸	۰/۱۷	۰/۳۹	۰/۴۸
Dy	۰/۵	۳/۰۴	۱/۰۷	۲/۰۶	۳/۵۷	۷/۳۰	۷/۸۴	۳/۷۰	۴/۷۵	۰/۷۲	۱۲/۳۹	۰/۵
Yb	۰/۹۸	۲/۴۸	۱/۱۰	۱/۴۷	۲/۵۷	۷/۳۷	۸/۶۱	۴/۴۰	۳/۴۴	۰/۵۸	۸/۸۰	۰/۵
NbY	۰/۰۷	۰/۸۸	۰/۳۳	۰/۵۱	۰/۷۳	۰/۲۸	۰/۳۰	۰/۳۸	۰/۱۹	۰/۵۵	۰/۶۶	۰/۰۷
Zr/Ti	۰/۱۱	۰/۲۱	۰/۱۸	۰/۰۲	۰/۰۹	۲/۳۱	۲/۱۴	۰/۹۸	۰/۷۹	۰/۳۷	۳/۳۱	۰/۰۳
Th/Yb	۱۲/۸۵	۵/۲۳	۹/۶۷	۶/۵۲	۷/۶۹	۶/۳۴	۴/۶۵	۶/۸۵	۳/۹۷	۱/۷۱	۲/۵۲	۶/۶۷
Ta/Yb	۳/۰۶	۰/۸۹	۲/۱۰	۲/۴۷	۰/۹۲	۰/۳۹	۰/۴۰	۰/۷۴	۰/۷۵	۳/۶۷	۰/۱۲	۶/۹۰
Th/Nb	۰/۲۷	۰/۵۶	۰/۴۲	۰/۵۴	۰/۷۹	۰/۲۷	۰/۲۰	۰/۴۲	۰/۰۹	۰/۱	۰/۱۸	۰/۱۸
Ba/Th	۱۳۳/۸	۴۲/۶۲	۷۰/۳۰	۴۶/۱۹	۴۶/۵۵	۳۰/۳۸	۲۲/۰۷	۱۱/۳۵	۱۹۳/۷	۸۲/۹۰	۱/۵۶	۱۸۱/۶
Ba/Nb	۳۷/۳۰	۲۴/۰۲	۳۰/۲۲	۲۵/۱۳	۳۵/۱۲	۸/۳۱	۴۶/۰۷	۴/۷۷	۱۸/۸۰	۸/۲۹	۰/۲۹	۳۲/۸۴

هیالومیکرولیتیک و هیالومیکروکریستالین، پورفیریتیک با خمیره اینترگرانولار است. این سنگ‌ها، دربردارنده فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، هورنبلاند، کلینوپیروکسن (اوزیت) و سودومورف الیون هستند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، دارای منطقه‌بندی عادی و غیرعادی (با مناطق ترکیبی متنوع) هستند (شکل ۳-پ). بعضی از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی هستند (شکل ۳-ت). بافت غربالی حاصل به دام افتادن ادخال‌های مذاب در درون بلور است. نظرات متفاوتی در مورد تشکیل بافت غربالی در پلاژیوکلاز ذکر شده است که شامل اختلاط ماگمایی (Khalili Mobarhan and Ahmadipour, 2010; Kuscı and Floyd, 2001)، کاهش ناگهانی فشار کل (Nelson and Monatana, 1992)، تغییر فوگاسیته آب و کاهش ناگهانی فشار (Tsuchiyama, 1985) و تغییر در میزان مواد فرار (Singer et al., 1995) بوده است. به باور قاسمی و همکاران (۱۳۹۲)، در یک آشیانه ماگمایی فعال

براساس مطالعات میکروسکوپی، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در سه گروه سنگ‌های بازیگ (بازالت، آندزیت بازالتی)، حد واسط (آندزیت، داسیت) و اسیدی (ریوداسیت، ریولیت) طبقه‌بندی می‌شوند. دایک‌های قطع‌کننده، ترکیب آندزیت بازالتی، بافت اینترگرانولار درشت بلور دارند و دربردارنده پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن (اوزیت) و آمفیبول هستند. سنگ‌های بازیگ، دارای ترکیب بازالت و آندزیت بازالتی هستند. بافت این سنگ‌ها از نوع پورفیریتیک با خمیره اینترگرانولار، فیریک با خمیره هیالومیکروکریستالین-هیالومیکرولیتیک و اینترگرانولار است. دربردارنده فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی غیرعادی (با مناطق ترکیبی متنوع)، کلینوپیروکسن (اوزیت)، الیون (شکل ۳-الف و ب) و هورنبلاند با حاشیه اکسیده هستند. سنگ‌های حدواسط، دارای ترکیب آندزیت و آندزیت-آندزیت بازالتی بوده و بافت غالب آن‌ها، فیریک با خمیره



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های آذرین مورد مطالعه. الف) ماکل تکراری در فنوکریست کلینوپیروکسن (اوژیت) همراه با الیون در بازالت واحد E^{pb} ، ب) بافت اینترگرانولار در دیاباز واحد E^{ans} ، پ) منطقه‌بندی غیرعادی (با مناطق ترکیبی متنوع) در فنوکریست پلاژیوکلاز از آندزیت فیریک واحد Ebr_2 ، ت) بافت غربالی در فنوکریست پلاژیوکلاز در آندزیت واحد E^{ans} ، ث) بافت میکروکریستالین در ریولیت واحد E^{an} ، ج) آثار تراشه‌های شیشه در ویتریک کریستال توف داسیتی واحد Epb . علائم اختصاری مورد استفاده در این تصاویر میکروسکوپی عبارتند از: کلینوپیروکسن -Cpx، الیون -Ol، پلاژیوکلاز -Pl، تراشه شیشه -shard glass

شده هستند. سنگ‌های اسیدی، دارای ترکیب ریولیت با بافت میکروکریستالین (شکل ۳-ث)، فیریک با خمیره‌های هیالومیکرولیتیک و میکروکریستالین هستند. گدازه‌های با ترکیب داسیتی جریان‌ی، دارای بافت‌های فیریک با خمیره‌های میکروکریستالین، هیالومیکرولیتیک جریان‌ی و حفره‌دار هستند. کریستال توف ترکیب ریولیت داشته و دارای بافت‌های کریستالوکلاستیک-ویتروکلاستیک هستند (شکل ۳-ج). با توجه به وجود خرده‌های ریز کوارتز و

و باز، ورود ماگمای تازه به داخل حجره ماگمایی در حال تبلور، اختلاط و آرایش ماگمایی، هضم سنگ‌های دیواره و حرکات همرفتی در حجره ماگمایی با منطقه‌بندی حرارتی می‌تواند سبب تغییر در ترکیب ماگما و بازجذب و خوردگی در سطح بلور شود. خوردگی سطوح بلورها نشاندهنده عدم تعادل آن‌ها در مذاب در شرایط فیزیکوشیمیایی یا ترمودینامیکی جدید است (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲). فنوکریست‌های هورنبلاند قهوه‌ای دارای حاشیه اکسیده

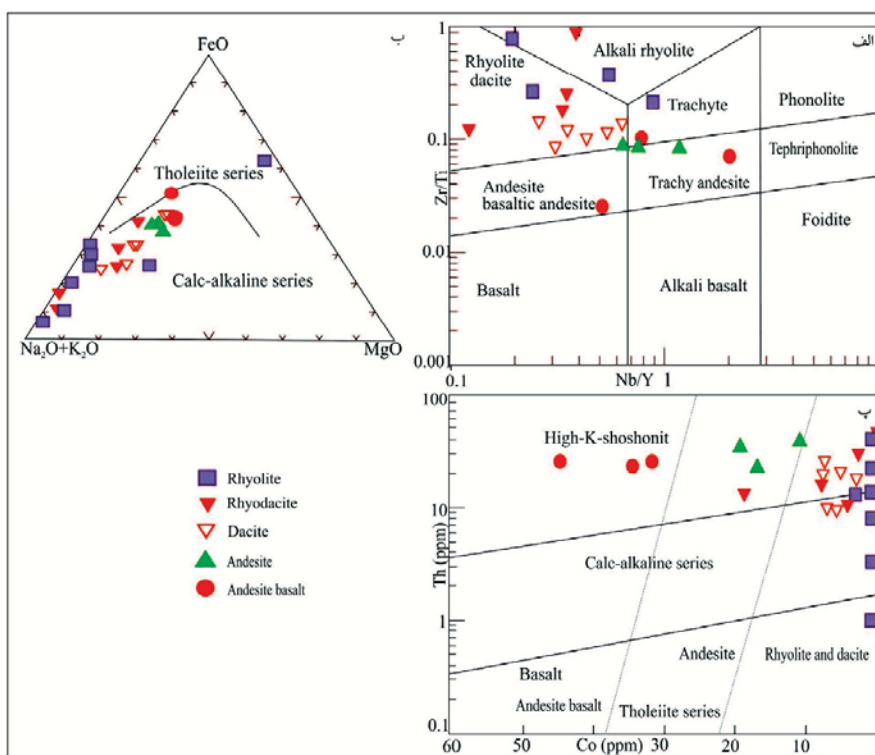
کالک‌آلکان جای گرفته‌اند (شکل ۴-ب).
به‌دلیل دگرسانی در منطقه و به‌منظور تعیین سری ماگمایی، نمونه‌های مورد مطالعه، بر روی نمودار Hastie et al. (2007) رسم شدند که در آن از عناصر کم‌تحرک Co و Th استفاده شده است. براساس این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده سری‌های کالک‌آلکان پتاسیم بالا و شوشونیتی قرار گرفته‌اند (شکل ۴-پ).

به منظور بررسی تغییرات ژئوشیمیایی عناصر، نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی به SiO_2 رسم شدند (شکل ۵). در این نمودارها، MgO ، Al_2O_3 ، CaO و Fe_2O_3 با افزایش SiO_2 روند کاهشی نشان می‌دهند. روند کاهشی CaO (شکل ۵-الف) را می‌توان به تفریق کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز نسبت داد (Liu et al., 2014; Ayabe et al., 2012; Fan et al., 2010; Kusu and Genel., 2010). کاهش میزان Al_2O_3 (شکل ۵-ب) نیز می‌تواند در رابطه با تبلور کلینوپیروکسن و هورنبلاند در حین تفریق گدازه‌های بازیک-حدواسط تفسیر شود (Castro et al., 2013; Ayabe et al., 2012).

تراشه‌های شیشه‌ای در مقاطع میکروسکوپی سنگ‌های اسیدی، می‌توان انتظار داشت که فعالیت‌های آتشفشانی با ترکیب اسیدی از نوع انفجاری بوده است.

ژئوشیمی

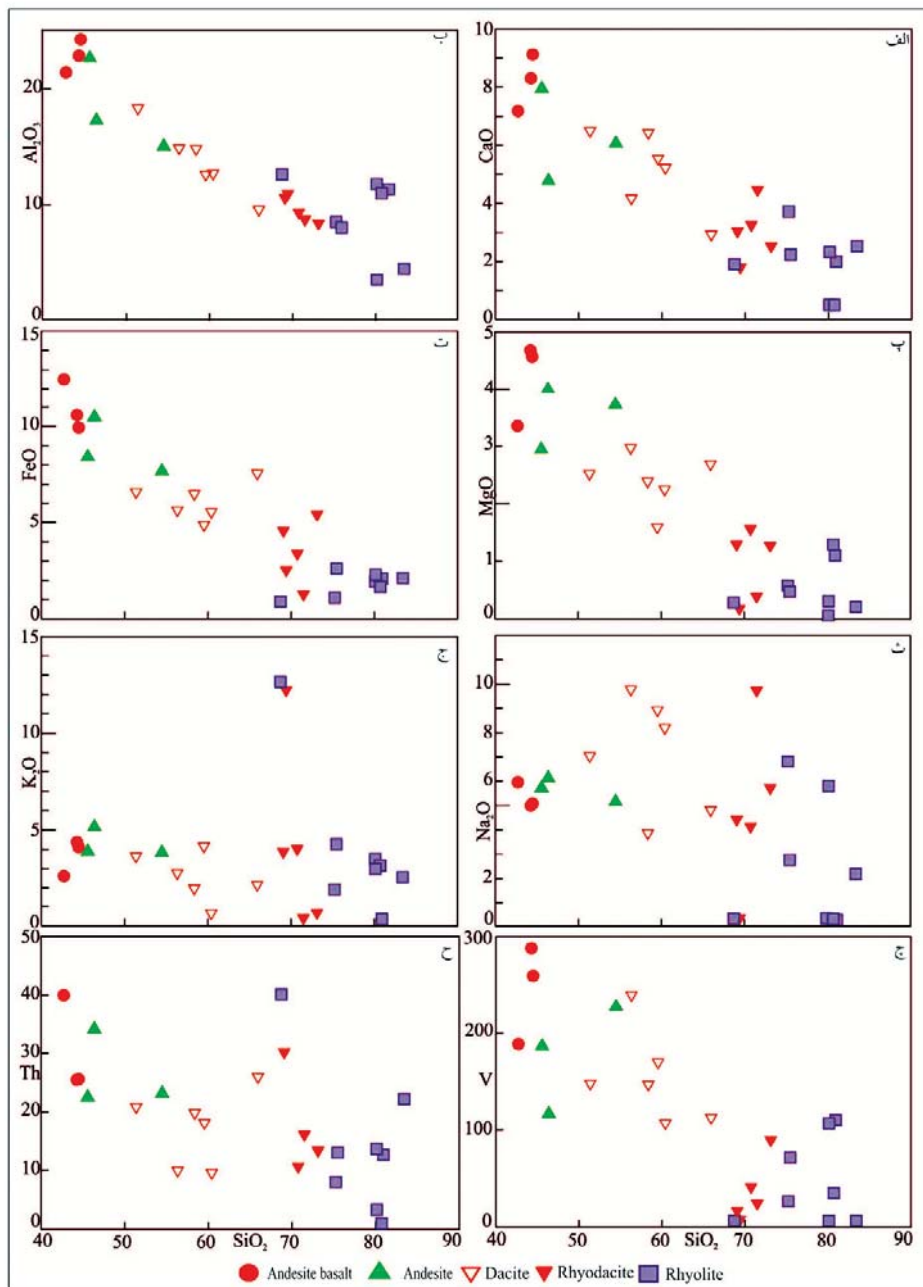
به‌منظور تفسیر نتایج تجزیه‌های شیمیایی، از داده‌های عناصر اصلی، فرعی و کمیاب استفاده شد. به‌دلیل تحرک قابل توجه عناصر آلکان، از عناصری مانند Ti، Zr، Y و Nb در نامگذاری سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه، استفاده شد. در نمودار نامگذاری نسبت Nb/Y به Zr/Ti (Pearce, 1996)، سنگ‌های مورد مطالعه، در قلمروهای بازالت، آلکالی‌بازالت، آندزیت، تراکیت، داسیت، ریولیت و آلکالی‌داسیت جای گرفته‌اند (شکل ۴-الف). به‌منظور تفکیک سری‌های ماگمایی، از نمودار سه‌تایی AFM (Irvine and Baragar, 1971) استفاده شد (شکل ۴-ب) که در آن، از اکسیدهای آلکان $(A=\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ ، اکسیدهای آهن $(F=\text{FeO})$ و $M=\text{MgO}$ استفاده شده است. براساس این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه، در قلمروی



شکل ۴. موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودارهای طبقه‌بندی و تعیین سری ماگمایی؛ الف) نمودار Nb/Y در مقابل Zr/Ti (Pearce, 1996)؛ ب) نمودار مثلثی AFM (Irvine and Baragar, 1971)؛ پ) نمودار Co در مقابل Th (Hastie et al., 2007)

شود (Christiansen and McCurry, 2008). Th در طول دگرسانی، غیر متحرک است (Bailie et al., 2012; Kusu and Geneli., 2010; Rudnick and Gao., 2004). از نمونه‌های مورد مطالعه (شکل ۵-ح)، دارای مقادیر بالایی از Th هستند که شاید بتوان این مقادیر را با آلیش ماگما با مواد پوسته‌ای، توجیه کرد (Kusu and Geneli., 2012; Rudnick and Gao., 2004).

MgO و FeO (شکل ۵-پ و ت) با افزایش SiO_2 کاهش یافته‌اند، که می‌تواند به تفریق الیون، پیروکسن، هورنبلاند و مگنتیت نسبت داده شود (Liu et al., 2014; Ayabe et al., 2012). Na_2O و K_2O (شکل ۵-ث و ج) دارای پراکندگی می‌باشد که با دگرسانی نمونه‌ها قابل توجیه است (Castro et al., 2013; Pfänder et al., 2002). در نمودار شکل ۵-چ، وانادیوم با افزایش SiO_2 روند کاهشی نشان می‌دهد که می‌تواند به تفریق مگنتیت نسبت داده

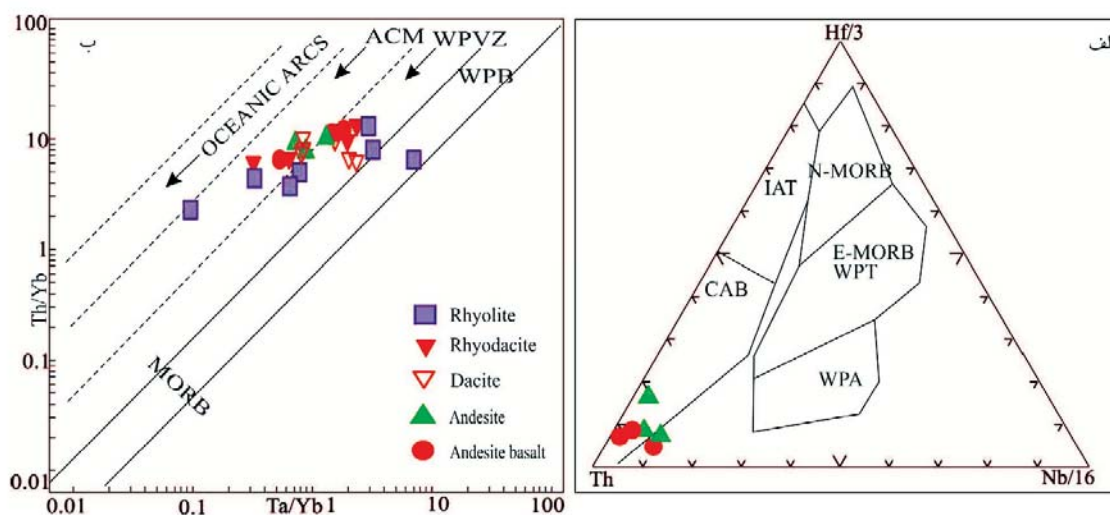


شکل ۵. نمودارهای انتخابی تغییرات SiO_2 در مقابل عناصر اصلی و کمیاب برای سنگ‌های آتشفشانی ائوسن محدوده آهوان

بحث

درون‌صفحه‌ای (WPB) و MORB هستند (شکل ۶-ب). نمونه‌های حدواسط و تعدادی از نمونه‌های بازیک در این نمودار در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای (ACM) و اکثر نمونه‌های اسیدی به همراه نمونه‌های بازیک در محدوده آتشفشانی درون‌صفحه‌ای (WPVZ) واقع شده‌اند. با توجه به این نمودارها شاید بتوان گفت که سنگ‌های آتشفشانی محدوده آهوان در محیط فرورانش و در یک محیط کششی اولیه پشت کمان شکل گرفته‌اند.

در نمودار تمایز ماگمایی (Wood et al., 1979) $Th-Hf/3-Nb/16$ ، نمونه‌های بازیک-حدواسط در قلمروی بازالت کالک‌کالک‌ترسیم شده‌اند (شکل ۶-الف). نمودار Ta/Yb (در مقابل Th/Yb (Gorton and Schandl, 2000)، به پنج محیط تکتونیکی تقسیم شده است که شامل کمان‌های اقیانوسی، حواشی فعال قاره‌ای (ACM)، مناطق آتشفشانی درون‌صفحه‌ای (WPVZ)، بازالت‌های



شکل ۶. موقعیت قرارگیری نمونه‌های بررسی شده بر روی نمودارهای تعیین محیط تکتونوماگمایی. الف) نمودار $Th-Hf/3-Nb/16$ (Wood et al., 1979)؛ ب) نمودار Ta/Yb در مقابل Th/Yb (Gorton and Schandl, 2000)

بخشی گوه‌گوشته‌ای و ترکیبات برخاسته از صفحه فرورونده، قابل توجه است (Pang et al., 2013; Ayebe et al., 2012; Green, 2006; Taylor and Martinez, 2003). تهی‌شدگی Ti و Nb ، از ویژگی‌های شاخص محیط‌های کمانی است که نشانه‌ای از تهی‌شدگی گوه‌گوشته‌ای سازنده ماگما و همچنین آرایش پوسته‌ای است، یا اینکه نشانه‌ای از متاسوماتیسم ناشی از دخالت ترکیبات رها شده از صفحه فرورونده است، که به دلیل حضور روتیل پسماند و در اثر فرایند آبدایی این صفحه، از این عناصر تهی شده‌اند (Gill, 2010; Andrew et al., 2005).

غنی‌شدگی Zr در مقایسه با سایر HFSEs، با پرشدن دوباره‌ی مخزن ماگمایی (Izbekov et al., 2004) و یا با هضم سنگ‌های پوسته‌ای توجیه شده است

الگوهای عناصر کمیاب و نادر بهنجارشده با مقادیر $N-MORB$ (Sun and McDonogh, 1989)، دارای شیب منفی از LILE و LREE به سمت HREE هستند (شکل ۷). در این نمودارها غنی‌شدگی از Ba و Sr و تهی‌شدگی از Ti و Nb قابل مشاهده است. تهی‌شدگی از HFSE، نشانی از ماگماتیسم مناطق کمانی است. غنی‌شدگی از عناصر LILE تا مرتبه ۱۰۰ و بالاتر از ۱۰۰ (شکل ۷) همراه با تهی‌شدگی از HFSE در ماگماتیسم مناطق متمایل به پشت کمان دیده می‌شود (به طور مثال Gill, 2010; Winter, 2014). مقایسه نمودارهای تکتونوماگمایی و نمودارهای عنکبوتی تشکیل سنگ‌های آتشفشانی محدوده آهوان در یک محیط کششی اولیه پشت کمان را تایید می‌کند.

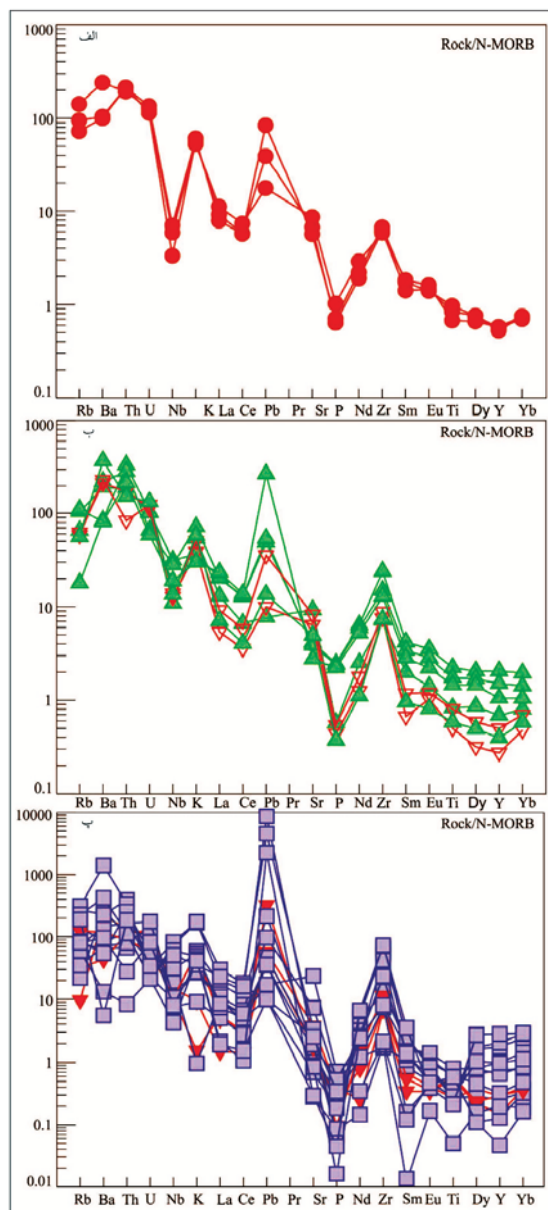
از طرف دیگر، غنی‌شدگی الگوها از LILEs، با ذوب

(2008)، برپایه سه عنصر Th، Nb و Ba طراحی شده است (شکل ۸-الف). این عناصر با وجود آنکه دارای ضرایب جدایش بالا و نزدیک بهم هستند اما در محیط‌های فرورانش رفتار متفاوتی دارند (Tian et al., 2011; Munker et al., 2004). Ba در گستره دمایی وسیعی متحرک است. Th در سیالات کم‌دما غیر متحرک اما در سیالات دمای بالا و مذاب‌های گوشته‌ای متحرک است (Tian et al., 2011; 2008). از این رو از نسبت‌های Ba/Th به Th/Nb می‌توان جهت تعیین میزان دخالت رسوبات و یا نقش سیالات در ژنز ماگما، به ویژه در مناطق فرورانش استفاده نمود (Tian et al., 2008). در این نمودار نسبت بالای Th/Nb، نشانه دخالت مذاب رهاشده، از ذوب بخشی رسوبات بالای صفحه فرورونده است. در حالی که نسبت پایین‌تر Th/Nb در این نمودار، نشانه دخالت سیالات رهاشده از صفحه فرورو، در ژنز این سنگ‌ها است (شکل ۸-الف). نسبت بالای Ba/Th، نشان‌دهنده نقش سیالات آبدار دمای پایین است که ممکن است حاصل آب‌زدایی پوسته اقیانوسی دگرسان‌شده یا رسوبات قدیمی‌تر اقیانوسی باشند. اکثر نمونه‌های مورد مطالعه، دارای نسبت Th/Nb کمتر از یک هستند که می‌توان ماگمای سازنده آن‌ها را حاصل ذوب بخشی گوه گوشته‌ای تهی‌شده در نظر گرفت. بالابودن نسبت عناصر کم‌حرکی مانند Nb و Th، در محیط فرورانش، نشان از نقش ناچیز سیالات در ژنز ماگما است. Ba در سیالات قابلیت انحلال بالایی دارد در حالی که عنصر ناسازگاری مانند Th، ممکن است توسط مذاب‌های حاصل از ذوب بخشی رسوبات بالای صفحه فرورو، انتقال یابد (Tian et al., 2008; Plank, 2005). در نمودار Ba/Nb در مقابل Th/Nb (Martynov et al., 2007)، به نظر می‌رسد که نقش مذاب برخاسته از ذوب بخشی رسوبات بالای صفحه فرورونده، بیش از نقش سیالات بوده است.

نتیجه‌گیری

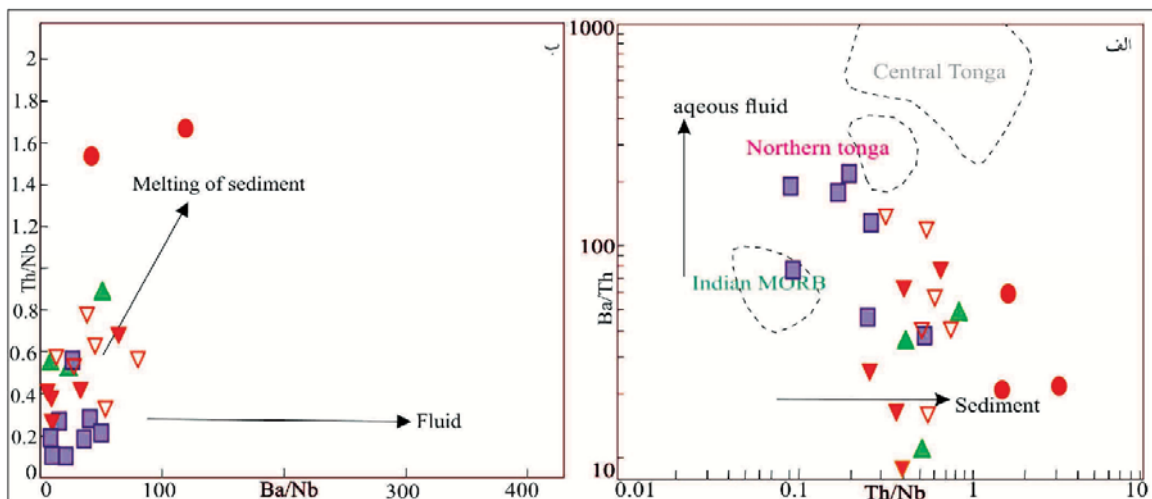
براساس مطالعات زمین‌شناسی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی، گدازه‌های آتشفشانی محدوده مورد مطالعه، دارای ترکیب آندزیت، آندزیت بازالت، بازالت، داسیت، ریولیت و توف می‌باشند و ماگمای سازنده آن‌ها، ماهیت کالک‌آلکالن پتاسیم‌بالا و شوشونیتی نشان می‌دهند. این سنگ‌ها که بخشی از نوار آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی

(Khanna et al., 2015). غنی‌شدگی واضح از Pb در این نمودارها را می‌توان به عملکرد مذاب رها شده از ذوب بخشی بالای صفحه فرورونده نسبت داد (Ghorbani, 2006; 2002). Tatsumi et al., شاید هم بتوان، غنی‌شدگی این عنصر را با آلیش ماگما با مواد پوسته قاره‌ای، در حین بالا آمدن ماگما، توجیه نمود (Varekamp et al., 2010; 2003). Wayer et al.,



شکل ۷. نمودارهای چند عنصری بهنجارشده با مقادیر N-MORB (Sun and McDonogh, 1989) برای نمونه سنگ‌های آتشفشانی محدوده آهوان. نشانه‌ها مانند نمودارهای قبلی است

نمودار Th/Nb در مقابل Ba/Th (Tian et al.,)



شکل ۸. نمودارهای بررسی نقش ترکیبات فرورانش (سیال/مذاب)، الف) نمودار Th/Nb در مقابل Ba/Th (Tian et al., 2008)، ب) نمودار Th/Nb در مقابل Ba/Nb (Martynov et al., 2007)

و داوران محترم این مقاله هستیم که نکات ارزشمندی را در جهت بهبود کیفیت این تحقیق یادآوری نمودند.

منابع

- بازرگانی گیلانی، ک. و فرامرزی، م.، ۱۳۸۴. زمین‌شناسی و ژنز کانسارهای سرب و روی شمال سمنان. بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- حسینی، ح.، ۱۳۸۴. نقشه زمین‌شناسی جام با مقیاس ۱:۲۵،۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی کشور، بلوک ۳۷.
- حاجی بهرامی، م.، تقی‌پور، ن. و قربانی، ق.، ۱۳۹۴. منشأ کانسارهای همیرد، شمال شرق سمنان: با استفاده از مطالعه میانبارهای سیال و ایزوتوپ‌های پایدار S، C، O. فصلنامه علوم زمین، ۹۷، ۶۱-۷۰.
- شاه حسینی، ا. و قاسمی، ح.، ۱۳۸۶. پترولوژی و پتروژنز توده‌های نفوذی شمال-شمال شرق سمنان. بیست و ششمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- شهری، م.، ۱۳۹۰. بررسی اسکارن‌زایی، متاسوماتیسم و کانه‌زایی مرتبط با آن در منطقه زرتول، شمال شرق سمنان. رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۴۹.
- صمدیان، م.ر.، نبوی، م.ح.، علوی نائینی، م.، شهرابی، م.، واعظی‌پور، م.ج.، حامدی، ع.ر. و آقائباتی، س.ع.، ۱۳۷۳. نقشه زمین‌شناسی چهارگوش سمنان با مقیاس ۱:۲۵۰،۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی کشور.

در شمال زون ساختاری ایران مرکزی را تشکیل می‌دهند، دارای امتداد شمال خاوری-جنوب باختری می‌باشند و از عملکرد گسل عطاری، تاثیر پذیرفته‌اند. نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO_2 ، روندهای منظمی را نشان می‌دهند که ناشی از تبلور تفریقی کانی‌ها است. نمودارهای تکتونوماگمایی، ویژگی‌های ولکانیسم مناطق فرورانش و متمایل به پشت کمان را نشان می‌دهند. بررسی الگوهای نمودارهای عنکبوتی، بهنجارشده با مقادیر N-MORB، برای سنگ‌های آتشفشانی منطقه جام، تهی‌شدگی از عناصر گروه HFS (مانند Nb و Ti) و غنی‌شدگی از عناصر گروه LIL (مانند Ba و Th) را نشان می‌دهند که خاص ولکانیسم مناطق فرورانش است. بررسی نسبت‌های عنصری در نمونه‌ها را، شاید بتوان به تأثیر مذاب برخاسته از ذوب بخشی رسوبات بالای صفحه فرورونده بر روی گوه گوشته‌ای تهی شده، نسبت داد. به نظر می‌رسد که با توجه به نسبت بالای Th/Yb و Th/Nb و نسبت پایین Th/Ba، تأثیر مذاب‌های برخاسته از صفحه فرورونده بر گوه گوشته‌ای، بیشتر از سیالات بوده است.

سپاسگزاری

از پژوهشکده علوم زمین و آقای مهندس حسام حسینی از سازمان زمین‌شناسی جهت فراهم نمودن امکانات این تحقیق تشکر می‌شود. قدردان آقای دکتر سید جعفر عمرانی

- M., 2013. Late Eocene-Oligocene post collisionsl monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran, An example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source. *Lithos*, 180-181, 109-127.
- Christiansen, E.H. and McCurry, M., 2008. Contrasting origins of Cenozoic silicic volcanic rocks from the western Cordillera of the United States. *Bulltain Volcanology*, 70, 251-267.
 - Fan, W., Wang, Y., Zhang, A., Zhang, F. and Zhang, Y., 2010. Permian arc-back-arc basin development along the Ailaoshan tectonic zone: geochemical, isotopic and geochronological evidence from the Mojiang volcanic rocks, southwest China. *Lithos*, 119, 553-568.
 - Ghasemi, H. and Rezaei-Kahkhaei, M., 2015. Petrochemistry and tectonic setting of the Davarzan-Abbasabad Eocene volcanic (DAEV) rocks, NE Iran. *Mineralogy and Petrology*, 109, 235-252.
 - Ghorbani, M.R., 2006. Lead enrichment in Neotethyan volcanic rocks from Iran: the implications of a descending slab. *Geochemical Journal*, 40, 6, 557-68.
 - Gill, R., 2010. *Igneous Rocks and Processes, a Practical Guide*. A John Wiley and Sons Publication, 428.
 - Gorton, M.P. and Schandl, E.S., 2000. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *Canadian Mineralogist*, 38, 1065-1073.
 - Green, N.L., 2006. Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from Garibaldi volcanic belt, northern Cascadia subduction system. *Lithos*, 87, 23-49.
 - علوی نائینی، م.، ۱۳۷۶. نقشه زمین‌شناسی جام با مقیاس ۱:۱۰۰،۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی کشور، سری ۶۷۶۱.
 - غیاثوند، ع.، قادری، م. و رشیدنژاد عمران، م.، ۱۳۸۴. مطالعه کانی‌شناسی ژئوشیمی و خاستگاه کانسارهای آهن شمال سمنان. نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.
 - قاسمی، ح.، الهیاری، س.، طاهری، ع. و صادقیان، م.، ۱۳۹۲. موقعیت چینه‌شناسی و تحلیل بافتی سنگ‌های آتشفشانی نوار آتشفشانی-رسوبی عباس آباد، شمال شرق شاهرود. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۵۰، ۱، ۴۲-۲۵.
 - قریبونندی، ح.ر.، مسعودی، م.، پرهیزکار، ط. و پورخورشیدی، ع.، ۱۳۸۹. قابلیت کاربرد سنگ‌های آتشفشانی شرق سمنان (منطقه جام) به عنوان پوزولان در ترکیب سیمان‌های آمیخته. نخستین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد.
 - یزدی، ع. و شاه‌حسینی، ا.، ۱۳۹۴. پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های گابرویی شمال شرق سمنان. چهارمین گردهمایی علوم زمین و دومین کنگره بین‌المللی تخصصی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
 - Andrew, G., Conly, J.M., Brenen, H.B. and Steven, D.S., 2005. Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalia region, Baja California Sur Mexico. *Volcanology and Geothermal Research*, 142, 303-341.
 - Ayabe, M., Takahashi, K., Shuto, K., Ishimoto, H. and Kawabata, H., 2012. Petrology and geochemistry of adakitic dacites and high-MgO andesites, and related calk-alkaline dacites from the Miocene Okoppe volcanic field, N Hllai-do, Japan. *Journal of Petrology*, 53, 547-588.
 - Bailie, R., Rajeshm, H.M. and Gutzmer, J., 2012. Bimodal volcanism at the western margin of the Kaapvaal Craton in the after math of collisional events during the Namaqua-Natal Orogeny: the Koras group, south Africa. *Precambrian Research*, 200, 163-183.
 - Castro, A., Aghazadeh, M. and Chchorro,

- Hastie, R., Kerr, A.C., Pearce, J.A. and Mitchell, S.F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48, 12, 234-235.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Khalili Mobarhan, S. and Ahmadipour, H., 2010. Using magma mixing/mingling evidence for understanding magmatic evolution at mount Bidkhan statovolcano (south-east Iran). *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 21, 2, 137-153.
- Khanna, T.C., Sai, V.V.S. and Bizimis, M., Krishna, A.K., 2015. Petrogenesis of basalt-high-Mg andesite-adakite in the Neoproterozoic Veligallu greenstone terrane: geochemical evidence for a rifted back-arc crust in the eastern Dharwar craton, India. *Precambrian Research*, 258, 260-277.
- Kuscu, G.G. and Geneli, F., 2010. Review of post-collisional volcanism in the central Anatolian volcanic province (Turkey), with special reference to the Tepekoy volcanic complex. *International Journal of Earth Sciences*, 99, 593-621.
- Kuscu, G.G. and Floyd, P.A., 2001. Mineral compositional and textural evidence for magma mingling in the Saraykent volcanics. *Lithos*, 56, 207-230.
- Liu, H.Q., Xu, Y.G., Tian, W., Zhong Y. T, Mundil, R., Li, X.H., Yang, Y.H., Luo, Z. Y. and Shang-Guan, S.M., 2014. Origin of two types of rhyolites in the Tarim large igneous province: consequences of incubation and melting of a mantle plume. *Lithos*, 319, 1-14.
- Martynov, Y.A., Kimura, J.I., Khanchuk, A.I., Rybin, A.V. and Chashchin, A.A., 2007. Magmatic sources of Quaternary lavas in the Kuril island arc: New data on Sr and Nd isotopy. *Doklady Earth Sciences*, 417, 8, 1206-1211.
- Munker, C., Worner, G., Yogodzinski, G. and Churicova T., 2004. Behavior of high field strength elements in subduction zones: constraints from Kamchatka-Aleutian arc lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 224, 275-293.
- Nelson, S.T. and Montana, A., 1992. Sive-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, 77, 1242-1249.
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Yang, H.M., Chu, C.H., Lee, H.Y. and Lo, C.H., 2013. Eocene-Oligocene post-collisional magmatism in the Lut-Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications. *Lithos*, 180-181, 234-251.
- Pearce, J.A., 1996. A users guide to basalt discrimination diagrams, in Wyman, D.A., ed., *Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration: Geological Association of Canada. Short course notes*, 12, 79-113.
- Pfänder, J.A., Jochum, K.P., Kozakov, I., Kröner, A. and Todt, W., 2002. Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the Late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 143, 154-17.
- Plank, T., 2005. Constraints from Thorium/Lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents. *Journal of Petrology*, 46, 921-944.

- Rudnick, R.L. and Gao, S., 2004. Composition of the continental crust. *Treatise on Geochemistry*, 3, 1-64.
- Shelly, D., 1993. *Igneous and Metamorphic Rocks Under the Microscope*, Chapman and Hall, London, 445.
- Singer, S.B.A., Dungan, M. and Layne, G., 1995. Texture and Sr, Ba, Mg, Fe and Ti compositional profile in volcanic plagioclase: clues to the dynamics of calc-alkalin magma chamber. *American Mineralogist*, 80, 776-798.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and process. In: Saunders, A.D. and Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London, Special Publication, 42, 313-345.
- Tatsumi, Y., Nakashima, T. and Tamura, Y., 2002. The petrology and geochemistry of calc-alkaline andesite on Shodo-Shima island, SW Japan. *Journal of Petrology*, 43, 3-16.
- Taylor, B. and Martinez, F., 2003. Back-arc basin basalt systematics. *Earth and Planetary Science Letters*, 210, 481-497.
- Tian, L., Castillo, P.R., Hilton, D.H., Hawkins, J.W., Hanan, B.B. and Aaron J. Pietruszka, A.J., 2011. Major and trace element and Sr-Nd isotope signatures of the northern Lau Basin lavas: Implications for the composition and dynamics of the back-arc basin mantle. *Journal of Geophysical Research*, 116, 11-20.
- Tian, L., Castrillo, P.R., Hawkins, J.W., Hilton, D. R., Hanan, B.H. and Pietruszka, A.J., 2008. Major and trace element and Sr-Nd isotope signatures of lavas from the central Lau Basin: implications for the nature and influence of subduction components in the back-arc mantle. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178, 657-670.
- Tsuchiyama, A., 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthosite and origin of dusty plagioclase in andesite. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 89, 1-16.
- Varekamp, J.C., Hesse, A. and Mandeville, C.W., 2010. Back-arc basalts from the Loncopue graben (Province of Neuquen, Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197, 313-328.
- Weyer, S., Munker, C. and Mezger, K., 2003. Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the differentiation history of the crust-mantle system. *Earth and Planetary Science Letters*, 205, 24-309.
- Winter, J.D., 2014. *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. Second edition, Pearson New International edition, 745.
- Wood, D.A., Joron, J.L. and Treuil, M., 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planetary Science, Letters*, 45, 326-336.

منشایابی منابع رسوب در فصل‌های بهار و پاییز با استفاده از ردیاب‌های ژئوشیمیایی

کاظم نصرتی^(۱) و فروزان احمدی^(۲)

۱. دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۲. دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

تاریخ دریافت: ۹۵/۱۱/۲۰

تاریخ پذیرش: ۹۶/۰۲/۲۰

چکیده

هدف از این پژوهش تعیین تاثیر فصل بهار و پاییز بر تولید رسوب حوضه طالقانی، خرم‌آباد، استان لرستان با استفاده از ردیاب‌های ژئوشیمیایی و مدل ترکیبی منشایابی رسوب است. به این منظور ۳۹ نمونه خاک از منابع رسوب با کاربری‌های مختلف (کشاورزی ۱۷، مرتع ۱۲ و جنگل ۱۰ نمونه) برداشت شد. همچنین جهت برداشت نمونه‌های رسوب معلق هنگام رخداد بارندگی، هفت نمونه رواناب از خروجی حوضه طی سال ۱۳۹۰ تا ۱۳۹۱ (سه نمونه در فصل پاییز و چهار نمونه در فصل بهار) برداشت شد. پس از آماده‌سازی نمونه‌ها ۱۱ عنصر ژئوشیمیایی شامل آهن، روی، مس، منیزیم، سدیم، کلسیم، پتاسیم، منگنز، کربن آلی، نیتروژن و فسفر به‌عنوان ردیاب‌های اولیه در نمونه‌های منابع رسوب و نمونه‌های رسوب معلق اندازه‌گیری شد. با استفاده از تحلیل آماری کروسکال والیس و تحلیل آماری تابع تشخیص، ردیاب‌های روی، کربن آلی، منیزیم و کلسیم به‌عنوان ترکیب بهینه ردیاب در تفکیک منابع رسوب انتخاب شدند. با انتخاب ترکیب بهینه ردیاب‌ها، نمونه‌های منابع رسوب با نمونه‌های رسوب معلق در رواناب در دو فصل متفاوت به‌صورت جداگانه مقایسه شدند. نتایج نشان داد که سهم کاربری اراضی در تولید رسوب در فصل پاییز برای کشاورزی، مرتع و جنگل به ترتیب ۶۷/۹ درصد، ۳۲/۱ درصد و صفر درصد است. نتایج مقایسه منابع رسوب با نمونه‌های رسوب معلق در رواناب در فصل بهار نشان داد که سهم کاربری اراضی در تولید رسوب برای کشاورزی ۴۴/۳ درصد، مرتع ۴۴/۳ درصد و جنگل ۱۱/۴ درصد است. این نتایج نشان می‌دهد که در فصل پاییز کاربری کشاورزی بیشترین سهم تولید رسوب را دارد که لازم است در این فصل مدیریت پوشش گیاهی اراضی کشاورزی مورد توجه قرار گیرد تا از فرسایش و تولید رسوب جلوگیری شود.

واژه‌های کلیدی: حوضه آبخیز طالقانی، فرسایش فصلی، تولید رسوب، کاربری اراضی، منابع رسوب.

مقدمه

خاک یکی از منابع مهم و ارزشمندی است که بهره‌برداری از آن سابقه‌ای بس طولانی دارد و انسان‌ها، به‌صورت منطقی و غیرمنطقی از این منبع خدادادی استفاده می‌کنند. این منبع نقش بسیار مهمی در تأمین نیازهای غذایی انسان دارد و تخریب آن باعث تهدید منابع آب و خاک به‌صورت مستقیم و غیرمستقیم می‌شود. مهم‌ترین پدیده‌ای که باعث تخریب خاک در بسیاری از مناطق شده و در حال افزایش می‌باشد، پدیده فرسایش خاک است. با توجه به اثرات منفی بسیار زیاد فرسایش

* نویسنده مرتبط: K_nosrati@sbu.ac.ir

براساس نتایج مدل ترکیبی ایزوتوپ پایدار، سهم منابع رسوب حوضه از قبیل مرتع، باغ و کناره رودخانه به ترتیب ۲۰/۸، ۱۱/۲ و ۶۸ درصد برآورد شده است. عدم قطعیت نیز قابل توجه بود. مقادیر عدم قطعیت برای مرتع ۲-۲۴ درصد، باغ ۱-۲۶ درصد و کناره رودخانه ۶۶-۸۳ درصد به دست آمد. حکیم‌خانی و احمدی (۱۳۸۷) سهم زیرحوضه‌ها در تولید رسوب را با استفاده از روش منشایابی در شش زیرحوضه مرگن پلدشت در ماکو و با استفاده از عناصر ژئوشیمیایی تعیین کردند. نتایج حاصل از این پژوهش نشان داد که سهم شش زیرحوضه از یک تا شش به ترتیب ۸۹/۱۴، ۱۰/۸۶، ۲۰/۸۶، ۷۹/۱۴، ۶۷/۱۰ و ۳۲/۹۰ درصد است. میانگین خطای نسبی تقریباً برابر با ۱۱ درصد و متوسط کارایی مدل حدود ۰/۹۹ بود. کالینز و همکاران (۲۰۱۰) سهم انواع منبع رسوب در هشت زیرحوضه رودخانه برو در منطقه سومرست در انگلستان را با استفاده از عناصر ژئوشیمیایی تعیین کردند. نتایج نشان داد که سهم تولید رسوب اراضی مرتعی با میانگین زیاد و دامنه عدم قطعیت کم، بیش از سایر کاربری‌های اراضی است.

مرور پیشینه پژوهش نشان داد که ویژگی‌های فصلی شدت بارش، میزان بارش، زمان بارش، حجم رواناب و درجه سرمای خاک از اهمیت زیادی در فرسایش و تولید رسوب برخوردار است، اگرچه یک پوشش دائمی گیاهی می‌تواند اثرات این عوامل را به میزان زیادی کاهش دهد (Puustinen et al., 2007; Scholz et al., 2008 and Ollivier et al., 2010). تاکنون با توجه به اهمیت فصل در توزیع بارندگی و دوره رشد گیاهان، این عامل در برخی مدل‌های برآورد فرسایش و تولید رسوب مانند CSEP (Kirkby and Cox, 1995) و WEEP (Brown et al., 1995) در نظر گرفته شده است. همچنین (Bechet et al., 2016) اثر گردش فصل را بر روی فرآیند فرسایش در یک خندق مارنی مورد مطالعه قرار دادند. بدین ترتیب تاثیر فصل در تعیین سهم منابع رسوب در تولید رسوب کمتر مورد توجه قرار گرفته است و در این مطالعه سعی شده تا با رویکرد نمونه‌برداری از رسوبات معلق در فصل‌های بهار و پاییز، این مهم تحقق یابد. بنابراین هدف از این مطالعه منشایابی منابع

خاک، به‌کارگیری مدیریتی موثر برای حفظ خاک و همچنین جلوگیری از فرسایش ضروری است. برای سیستم‌های مدیریتی نیاز است شناخت بیشتری در رابطه با میزان مقاومت خاک در مکان‌ها و زمان‌های مختلف به دست آید. ارزیابی میزان فرسایش و تولید رسوب در فصول مختلف بخصوص در کشور ما ایران کمتر مورد توجه محققان بوده است. در صورتی که مقیاس‌های زمانی و مکانی فرسایش و تولید رسوب دارای اهمیت هستند (Knappen et al., 2007). بدین ترتیب لازم است مکان‌هایی که در زمان‌های متفاوت در معرض خطر فرسایش و تولید رسوب هستند را ارزیابی کرد تا با مشخص کردن عوامل موثر، مدیریت بهتری در مورد روش‌های حفاظت خاک اعمال کرد.

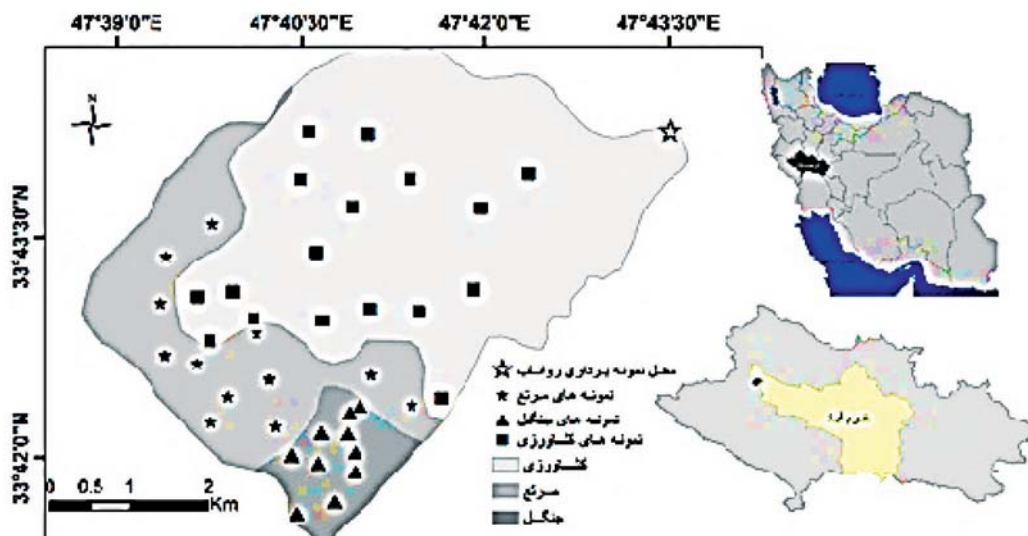
برای ارزیابی میزان فرسایش و رسوب، روش‌ها و تکنیک‌های مختلفی توسط پژوهشگران در سراسر دنیا به کار گرفته شده است. از جمله تکنیک‌هایی که در دو دهه‌ی اخیر در دنیا به کار گرفته شده، تکنیک منشایابی رسوب می‌باشد. در روش منشایابی رسوب، سهم هر یک از منابع رسوب در تولید رسوب خروجی حوضه بر اساس مقایسه ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک فرسایش یافته از منابع رسوب و رسوب تولیدی تعیین می‌شود. در منشایابی رسوب ردیاب‌های گوناگونی مانند کانی‌شناسی (حکیم‌خانی، ۱۳۸۵)، خاصیت مغناطیسی (Hatfield and Maher, 2009)، رادیونوکلئیدی (Wilkinson et al., 2009)، عناصر ژئوشیمیایی (نصرتی و همکاران، ۱۳۹۲؛ Pulley et al., 2014؛ Collins and Walling, 2007; Nosrati et al., 2014; Manjoro et al., 2016, and Tiecher et al., 2016) مواد آلی (Collins and Walling., 2007 and Lamba et al., 2015) (Walling et al., 2000) اندازه ذرات (et al., 2009) and Ballantine et al., 2009)، فعالیت آنزیم‌ها (نصرتی و همکاران، ۱۳۹۱ و Nosrati et al., 2011)، و ایزوتوپ پایدار (Fox and Papanicolaon., 2008) برای منشایابی منابع رسوب استفاده می‌شود. نصرتی و همکاران (۲۰۱۴) از ردیاب‌های ژئوشیمیایی برای تعیین سهم منابع رسوب استفاده کردند و همچنین مدل ترکیبی بیسین را برای برآورد عدم قطعیت در منشایابی رسوب توسعه دادند.

کیلومترمربع یکی از زیر حوضه‌های رودخانه کشکان از حوضه آبخیز رودخانه کرخه است که در حوضه استحفاظی خرم‌آباد و در ۲۲ کیلومتری شمال کوه‌دشت، در استان لرستان واقع شده است (شکل ۱). کوه هنجیس با ارتفاع حدود ۲۳۰۰ متر خط الراس حوضه طالقانی می‌باشد. حوضه طالقانی از جمله حوضه‌های کوهستانی استان می‌باشد. ارتفاع متوسط حوضه ۱۷۵۶ متر است.

رسوب در فصل‌های بهار و پاییز با استفاده از ردیاب‌های ژئوشیمیایی در حوضه طالقانی واقع در کوه‌دشت خرم‌آباد، استان لرستان می‌باشد.

موقعیت منطقه

حوضه طالقانی در $33^{\circ} 42' - 33^{\circ} 43'$ عرض شمالی و $47^{\circ} 39' - 47^{\circ} 43'$ طول شرقی با مساحت بیش از ۲۶



شکل ۱. موقعیت منطقه طالقانی و نقاط نمونه‌برداری در اراضی مختلف

در خروجی حوضه، نمونه‌برداری به عمل آمد که در پایان هر رخداد، نمونه‌ها با هم ترکیب و پس از ته‌نشست شدن و عبور از کاغذ صافی، مورد استفاده قرار گرفتند. در این مطالعه سه نمونه رواناب در پاییز ۱۳۹۰ و چهار نمونه رواناب در بهار ۱۳۹۱ جمع‌آوری شد.

نمونه‌های منابع رسوب پس از خشک شدن در هوای آزاد و کوبیدن و عبور از الک ۲ میلی‌متر و ۶۳ میکرون برای انجام عمل هضم و اندازه‌گیری ردیاب‌های ژئوشیمیایی آماده‌سازی شدند. استفاده از این جزء رسوبات ریزدانه به این دلیل است که بیشتر عناصر ژئوشیمیایی در این ذرات وجود دارند (Wallbrink and Croke, 2002).

اندازه‌گیری ردیاب‌ها

در روش منشایابی ترکیبی از خصوصیات ردیاب‌ها برای تفکیک منابع رسوب استفاده می‌شود. به این منظور ابتدا

مواد و روش‌ها

جمع‌آوری و آماده‌سازی نمونه‌ها

تعداد ۳۹ نمونه از اراضی مختلف شامل اراضی کشاورزی (۱۷ نمونه)، مرتع (۱۲ نمونه) و جنگل (۱۰ نمونه) به‌عنوان نمونه‌های منابع رسوب جمع‌آوری شد (شکل ۱). برای اینکه نمونه‌ها بتواند معرف کاملی از نقطه‌ی نمونه‌برداری باشند، در یک محدوده ۱۰۰ متری مربعی حدود ۱۰ نمونه برداشت گردید و به‌منظور مخلوط کردن آن در داخل یک ظرف ریخته شد و پس از به هم زدن، مقدار خاک لازم که حدود یک کیلوگرم بود، برداشت شد.

نمونه‌برداری رسوب

برای نمونه‌برداری از رسوبات معلق در طول دو فصل مختلف (بهار و پاییز) در هر رخداد بارشی که از سال ۱۳۹۰ تا ۱۳۹۱ اتفاق افتاد، هر ۱۵ دقیقه یک‌بار از رسوبات معلق واقع

تشخیص و با توجه به رابطه ۱، درصد نسبی هر یک از منابع رسوب محاسبه شد (Collins et al., 2010).
رابطه (۱)

$$RME = 1 - \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left\{ \left(C_i - \left(\sum_{s=1}^m P_s S_{si} Z_s O_s SV_{si} \right) / C_i \right)^2 W_i \right\} \right]$$

$C =$ غلظت ردیاب در نمونه‌های رسوب، $P_s =$ سهم درصدی بهینه شده منابع رسوب، $S_{si} =$ میانگین غلظت ردیاب در منابع رسوب، $Z =$ ضریب اصلاحی اندازه ذرات در نمونه‌های منابع رسوب، $O =$ ضریب اصلاحی مواد آلی در منابع رسوب، $SV_{si} =$ نماینده وزن تغییرپذیری ردیاب (i) در منبع رسوب (s)، $W_i =$ وزن قدرت تمایز، $n =$ تعداد ردیاب‌ها و $m =$ تعداد منابع رسوب است. با به حداقل رساندن معادله (۱) سهم هر یک از منابع رسوب تعیین شد.

چگونگی تعیین سهم کاربری اراضی در فرسایش و تولید رسوب در فصول مختلف

به منظور محاسبه سهم کاربری اراضی در فرسایش و تولید رسوب در فصول مختلف، نمونه‌های رسوب معلق در رواناب در هر فصل با منابع رسوب به صورت جداگانه مقایسه شدند. به این معنی که، در این مطالعه با توجه به اینکه سه نمونه رسوب معلق در رواناب در فصل پاییز و چهار نمونه در فصل بهار برداشت شده بود، برای تعیین میزان فرسایش و تولید رسوب کاربری اراضی در فصل پاییز نمونه‌های رسوب معلق در رواناب برداشت شده در فصل پاییز با نمونه‌های منابع رسوب با استفاده از تکنیک منشایابی رسوب مقایسه شدند تا سهم کاربری اراضی در فصل پاییز در فرسایش و تولید رسوب مشخص شود و سپس نمونه‌های رسوب معلق در رواناب فصل بهار نیز به صورت جداگانه با استفاده از تکنیک منشایابی رسوب با نمونه‌های منابع رسوب مقایسه شد تا سهم کاربری اراضی در فرسایش و تولید رسوب در فصل بهار نیز مشخص شود.

نتایج ترکیب بهینه ردیاب‌ها

نتایج آزمون آماری کروسکال والیس به تفکیک کاربری اراضی در جدول ۱ نشان داده شده است. از ۱۱ عنصر به کار رفته به جز چهار عنصر آهن (Fe)، سدیم (Na)، فسفر (P)

تعدادی از ردیاب‌ها (عناصر ژئوشیمیایی) شامل آهن (Fe)، روی (Zn)، مس (Cu)، منیزیم (Mg)، سدیم (Na)، کلسیم (Ca)، پتاسیم (K) منگنز (Mn)، و فسفر قابل جذب (P) و همچنین کربن آلی (C)، نیتروژن کل (N) به منظور اندازه‌گیری در نمونه‌ها انتخاب شدند.

برای اندازه‌گیری عناصر ژئوشیمیایی ابتدا نمونه‌ها هضم اسیدی شدند به طوری که سه گرم نمونه خشک کوچک‌تر از ۶۳ میکرون توسط محلول aqua regia (ترکیب سه به یک اسید کلریدریک غلیظ و اسید نیتریک) به مدت دو ساعت روی حمام آبی قرار داده شد. در نهایت پس از سرد شدن، نمونه‌ها با استفاده از کاغذ صافی قطر ۰/۲ میکرون صاف شدند. در پایان با استفاده از دستگاه ICP-OES (GBC Integra) و با استفاده از نمونه استاندارد Merck و رسم منحنی کالیبراسیون، ردیاب‌ها اندازه‌گیری و به واحد میکروگرم بر گرم نمونه خاک گزارش شدند.

کربن آلی به روش والکلی و بلاک (Skjemstad and Baldock, 2008)، فسفر قابل جذب با استفاده از اسپکتروفتومتری (Wallbrink et al., 2003) و نیتروژن کل به روش کج‌لدال (Rutherford et al., 2008) اندازه‌گیری شد.

انتخاب ترکیب بهینه ردیاب‌ها

انتخاب ترکیب بهینه ردیاب‌ها طی دو مرحله و با انجام مقایسه‌های آماری کروسکال والیس و تحلیل تشخیص بر روی نمونه‌های منابع رسوب انجام گرفت. با استفاده از آزمون کروسکال والیس قدرت تفکیک هر عنصر در منابع رسوب در سطح معنی‌داری ۰/۰۵ مشخص شد و در مرحله بعد تحلیل تابع تشخیص انجام شد و ضریب توان تفکیک‌پذیری ردیاب‌ها برآورد شد. در این روش برای رسیدن به ترکیب بهینه، از الگوریتم انتخاب گام‌به‌گام و حداقل کردن آماره Wilk's Lambda استفاده شد. تحلیل‌های آماری با استفاده از نرم‌افزار SPSS انجام شد.

تعیین سهم هر یک از منابع رسوب در تولید رسوب

با استفاده از ردیاب‌های انتخابی از مرحله تحلیل

هر ردیاب مقدار Wilk,s Lambda کاهش یافته، سطح معنی داری بهبود یافته و در نتیجه توان جداسازی تحلیل و میزان تفکیک بین گروه‌ها افزایش یافته است. نتایج آزمون تابع تحلیل تشخیص در جدول ۳ نشان داده شده است. با توجه به این جدول دو تابع بر اساس ویژگی‌های ردیاب‌ها مشخص شده است. درصد واریانس دو تابع به ترتیب برابر با ۹۸/۵ و ۱/۵ می‌باشد و همچنین درصد تجمعی واریانس دو تابع برابر با ۹۸/۵ و ۱۰۰ درصد نشان داده شده است. در جدول یاد شده معنی داری توابع به وسیله آماره کای مشخص شده است.

و منگنز (Mn) هفت عنصر دیگر کلسیم (Ca)، روی (Zn)، مس (Cu) پتاسیم (K)، نیتروژن (N)، کربن آلی (C) و منیزیم (Mg) سطح معنی داری آنها کمتر از ۰/۰۵ است. این هفت عنصر قادر به تفکیک و جداسازی واحدهای کاربری اراضی می‌باشند. در این جدول مقدار آماره H نیز در نظر گرفته شده است. هر چه مقدار H بالاتر باشد قدرت تفکیک عنصر هم بیشتر می‌شود. جدول ۲ مراحل مختلف اضافه شدن خصوصیات ردیاب در توابع تشخیص، به روش گام‌به‌گام و تاثیر آنها بر توان جداسازی منابع رسوب برای واحدهای کاربری اراضی را نشان می‌دهد. با اضافه شدن

جدول ۱. سطح معنی داری ردیاب‌ها در واحدهای کاربری اراضی

سطح معنی داری	H مقدار	ردیاب	سطح معنی داری	H مقدار	ردیاب
<۰/۰۰۰۱	۳۳/۲	روی (Zn) ^۰	۰/۰۰۳	۱۱/۶	کربن آلی (C) ^۰
۰/۱۰۴	۴/۵	آهن (Fe)	۰/۰۰۱	۱۴/۹	نیتروژن (N) ^۰
۰/۱۰۷	۴/۵	منگنز (Mn)	۰/۴۷۴	۱/۵	فسفر (P)
۰/۰۱۴	۸/۵	کلسیم (Ca) ^۰	۰/۵۳۶	۱/۳	سدیم (Na)
<۰/۰۰۰۱	۳۳/۱	منیزیم (Mg) ^۰	۰/۰۰۱	۱۳/۲	پتاسیم (K) ^۰
			<۰/۰۰۰۱	۲۸/۴	مس (Cu) ^۰

^۰ سطح معنی داری کمتر از ۰/۰۵

جدول ۲. وضعیت گام‌های مختلف ورود عناصر به مدل در کاربری اراضی

معنی داری	Wilk,s Lambda	خصوصیات ردیاب	گام
<۰/۰۰۰۱	۰/۱۱۲	Mg	۱
<۰/۰۰۰۱	۰/۰۷۵	C	۲
<۰/۰۰۰۱	۰/۰۰۶	Zn	۳
<۰/۰۰۰۱	۰/۰۴۸	Ca	۴

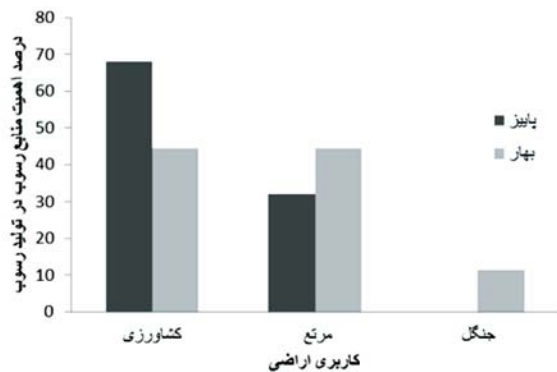
جدول ۳. ویژگی‌های توابع تحلیل تشخیص در کاربری اراضی

سطح معنی داری	کای اسکور	همبستگی کانونی	درصد تجمعی واریانس	درصد واریانس	مقدار ویژه	تابع
<۰/۰۰۰۱	۱۰۴/۸	۰/۹۷	۹۸/۵	۹۸/۵	۱۵/۸	۱
۰/۰۵۸	۰/۸۱	۰/۴۴	۱۰۰	۱/۵	۰/۲۴	۲

تعیین سهم منابع رسوب در تولید رسوب در فصل پاییز

جدول ۴ سهم کاربری اراضی در تولید رسوب در فصل پاییز را نشان می‌دهد. با توجه به این جدول، سهم کاربری کشاورزی در تولید رسوب ۶۷/۹ درصد می‌باشد که در بین

برای بررسی بیشتر توان توابع تشخیص در جداسازی گروه‌ها، نمودار پراکنش تابع ۱ در مقابل تابع ۲ در شکل ۲ نشان داده شده است. با توجه به شکل مذکور، تفکیک منابع رسوب در کاربری اراضی توسط تابع ۱ و ۲ به درستی انجام شده است.

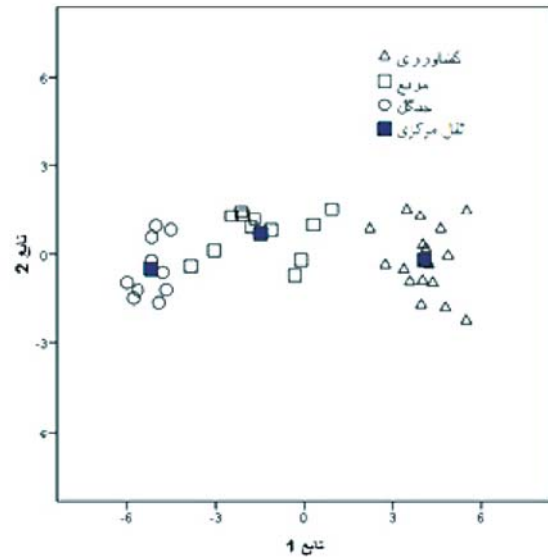


شکل ۳. سهم واحدهای کاربری در تولید رسوب بر اساس فصول پاییز و بهار

بحث

در این مطالعه نتایج نشان داد که سهم کاربری اراضی در تولید رسوب نسبت به فصول مختلف، متفاوت می‌باشد. سهم هر یک از کاربری‌ها در تولید رسوب در فصل پاییز نشان داد که بیشترین سهم تولید رسوب به اراضی کشاورزی تعلق دارد. یکی از مسائلی که باعث تسریع در فرسایش خاک می‌شود، شخم زدن خاک است که باعث فرسایش‌پذیری خاک در اراضی کشاورزی می‌شود. با توجه به اینکه در این منطقه فصل شخم، فصل پاییز می‌باشد، شخم نامناسب می‌تواند علت فرسایش بیشتر را در این منطقه توجیه کند. مطالعات متعددی نشان داده است که استفاده غیراصولی از کاربری اراضی، فرسایش خاک را تسریع می‌کند (Wang et al., 2013). علاوه بر این، در فصل پاییز اراضی کشاورزی منطقه کاملاً عاری از هر نوع پوشش حفاظتی از جمله پوشش گیاهی می‌باشد و این خود می‌تواند میزان فرسایش خاک را افزایش دهد. نکته قابل توجه دیگر در رابطه با نتایج سهم کاربری اراضی در تولید رسوب که در فصل پاییز به دست آمد، صفر بودن سهم اراضی جنگل در تولید رسوب منطقه است. مطالعات نشان داده‌اند که اراضی جنگل به دلیل پوشش مناسب، سهم کمتری از فرسایش و تولید رسوب را به خود اختصاص می‌دهد (Porto et al., 2009). علاوه بر این، در فصل پاییز که فصل خزان درختان و فصل برگ‌ریزان می‌باشد، پوشش این برگ‌ها بر روی زمین می‌تواند قدرت فرساینده‌گی باران را کاهش دهد (Brown et al., 1995). بازدید میدانی از منطقه جنگلی

کاربری‌های مختلف بیشترین سهم را دارد. سهم کاربری مرتع و جنگل در تولید رسوب به ترتیب برابر با ۳۲/۱ و صفر درصد می‌باشد. سهم کاربری اراضی در فرسایش و تولید رسوب در فصل پاییز در شکل ۳ به صورت نمودار نشان داده شده است.



شکل ۲. وضعیت تفکیک کاربری‌ها توسط توابع ۱ و ۲

تعیین سهم منابع رسوب در تولید رسوب در فصل بهار

جدول ۴ سهم کاربری اراضی در تولید رسوب در فصل بهار را نشان می‌دهد. با توجه به این جدول سهم کاربری کشاورزی، مرتع و جنگل به ترتیب برابر با ۴۴/۳، ۴۴/۳ و ۱۱/۴ درصد است. همان‌طور که مشاهده می‌شود سهم کاربری کشاورزی و مرتع در تولید رسوب در این فصل به یک اندازه می‌باشد. سهم کاربری اراضی در فرسایش و تولید رسوب در فصل بهار در شکل ۳ به صورت نمودار نشان داده شده است.

جدول ۴. سهم واحدهای کاربری در تولید رسوب بر اساس فصول پاییز و بهار

فصل کاربری	بهار	پاییز
کشاورزی	۴۴/۳	۶۷/۹
مرتع	۴۴/۳	۳۲/۱
جنگل	۱۱/۴	۰

کم کردن شیب اراضی با استفاده از ترانس‌بندی، تغییر نوع کشت، آیش گذاشتن دوره‌ای این اراضی و یا به زیر کشت زمستانه بردن این اراضی اشاره کرد.

منابع

- حکیم‌خانی، ش.، ۱۳۸۵. بررسی استفاده از ردیاب‌ها در منشایابی رسوبات آبی ریزدانه (مطالعه موردی حوزه ایستگاه پخش سیلاب پلدشت). پایان‌نامه دکتری، دانشکده منابع طبیعی دانشگاه تهران.

- حکیم‌خانی، ش. و احمدی، ح.، ۱۳۸۷. تعیین سهم زیرحوضه‌ها در تولید رسوب با استفاده از روش منشایابی (مطالعه موردی: حوضه مرگن پلدشت، ماکو). ویژه‌نامه منابع طبیعی، مجله علوم کشاورزی و منابع طبیعی، ۱۱، ۱، ۱۸۱-۱۹۱.

- نصرتی، ک.، احمدی، ح. و شریفی، ف.، ۱۳۹۱. منشایابی منابع رسوب: ارتباط بین فعالیت‌های آنزیمی خاک و رسوب. مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، علوم آب و خاک، ۱۶، ۶۰، ۲۲۷-۲۳۷.

- نصرتی، ک.، احمدی، ف. و نظری سامانی، ع. ا.، ۱۳۹۲. تعیین نقش اشکال فرسایش سطحی و زیرسطحی در منشایابی رسوبات معلق و کف آبراهه درمقیاس حوزه آبخیز. مجله پژوهش‌های دانش زمین، ۳، ۹، ۳۷-۴۶.

- Ballantine, D., Walling, D., Collins, A. and Leeks, G., 2009. The content and storage of phosphorus in fine-grained channel bed sediment in contrasting lowland agricultural catchments in the UK. *Geoderma*, 151, 141-149.

- Bechet, J., Duc, J., Loye, A., Jaboyedoff, M., Mathys, N., Malet, J., Klotz, S., Bouteiller, C., Rudaz, B. and Travelletti, J. 2016. Detection of seasonal cycles of erosion processes in a black marl gully from a time series of high-resolution digital elevation models (DEMs). *Earth Surface Dynamics*, 4, 781-798.

- Brown, M., Carter, D., Lehrsch, G. and Sojka, R., 1995. Seasonal trends in furrow irrigation erosion in southern Idaho. *Soil Technology*, 8, 2, 119-126.

- Collins, A. and Walling, D., 2007. Sources

نشان داد در فصل پاییز سطح زمین توسط لاشبرگ‌های درختان بلوط کاملاً پوشیده می‌شود که این مسئله علاوه بر اینکه قدرت فرساینده‌ی باران را به مقدار بسیار بالایی کاهش می‌دهد، باعث می‌شود اندک خاک فرسایش یافته نیز به دام بیفتد و نتواند به خروجی حوضه که نمونه‌های رسوبات معلق از آنجا برداشت شده است، برسد. علاوه بر این با توجه به اینکه مدل‌های ترکیبی منشایابی رسوب دارای عدم قطعیت می‌باشند و در این مطالعه بررسی نشده‌اند، می‌تواند از دلایل صفر شدن سهم اراضی جنگل در تولید رسوب در فصل پاییز باشد.

سهم کاربری اراضی در تولید رسوب در فصل بهار با نتایج فصل پاییز متفاوت است. نتایج نشان داد در فصل بهار سهم اراضی کشاورزی در تولید رسوب نسبت به فصل پاییز کاهش یافته است. این کاهش فرسایش می‌تواند به دلیل رشد محصولات در این موقع از سال باشد این مسئله باعث افزایش مقاومت خاک در برابر فرسایش می‌شود (Knapen et al., 2007). سهم کاربری مرتع در تولید رسوب در فصل بهار بیش از فصل پاییز است البته این به معنی افزایش سهم کاربری مرتع در تولید رسوب در فصل بهار نیست، بلکه به دلیل کم شدن سهم کاربری کشاورزی در فصل بهار می‌باشد. زیرا مدل مورد استفاده، سهم هر یک از منابع را به صورت درصد نشان می‌دهد.

نتیجه‌گیری

نتایج گویای این مسئله است که در کاربری‌های اراضی مختلف، میزان تولید رسوب با تغییر فصل متفاوت است. نوع بهره‌برداری از اراضی عامل بسیار مهمی در فرسایش و تولید رسوب حوضه‌های آبخیز است، با توجه به مشخص شدن این موضوع که اراضی کشاورزی منطقه، در فصل پاییز سهم بیشتری در تولید رسوب دارد و این مسئله به فعالیت انسان و نوع بهره‌برداری آن از منابع طبیعی برمی‌گردد، توصیه می‌شود برنامه‌های مدیریت و حفاظت خاک در منطقه به‌ویژه در بهره‌برداری از اراضی کشاورزی اجرا شود که لازمه آن داشتن شناخت بهتری نسبت به شیوه شخم و خاک‌ورزی است. از جمله برنامه‌های مدیریتی می‌توان به

- of fine sediment recovered from the channel bed of lowland groundwater-fed catchments in the UK. *Geomorphology*, 88, 120-138.
- Collins, A., Walling, D., Webb, L. and King, P., 2010. Apportioning catchment scale sediment sources using a modified composite fingerprinting technique incorporating property weightings and prior information. *Geoderma*, 155, 249-261.
 - Fox, J. and Papanicolaou, A., 2008. Application of the spatial distribution of nitrogen stable isotopes for sediment tracing at the watershed scale. *Hydrology*, 358, 46-55.
 - Hatfield, R.G. and Maher, B.A., 2009. Fingerprinting upland sediment sources: particle size-specific magnetic linkages between soils, lake sediments and suspended sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 1359-1373.
 - Kirkby, M. and Cox, N., 1995. A climatic index for soil erosion potential (CSEP) including seasonal and vegetation factors. *Catena*, 25,1, 333-352.
 - Knapen, A., Poesen, J. and De Baets, S., 2007. Seasonal variations in soil erosion resistance during concentrated flow for a loess-derived soil under two contrasting tillage practices. *Soil and Tillage Research*, 94, 2, 425-440.
 - Lamba, J., Karthikeyan, K.G. and Thompson, A.M., 2015. Apportionment of suspended sediment sources in an agricultural watershed using sediment fingerprinting. *Geoderma*, 239, 25-33.
 - Manjoro, M., Rowntree, K., Kakembo, V., Foster, I. and Collins, A.L., 2016. Use of sediment source fingerprinting to assess the role of subsurface erosion in the supply of fine sediment in a degraded catchment in the Eastern Cape, South Africa. *Environmental Management*, 194, 27-41.
 - Nosrati, K., Govers, G., Ahmadi, H., Sharifi, F., Amoozegar, M. A., Merckx, R. and Vanmaercke, M., 2011. An exploratory study on the use of enzyme activities as sediment tracers: biochemical fingerprints? *Sediment Research*, 26, 136-151.
 - Nosrati, K., Govers, G., Semmens, B.X. and Ward, E.J. 2014. A mixing model to incorporate uncertainty in sediment fingerprinting. *Geoderma*, 217, 173-180.
 - Ollivier, P., Hamelin, B. and Radakovitch, O., 2010. Seasonal variations of physical and chemical erosion: A three-year survey of the Rhone River (France). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74,3, 907-927.
 - Porto, P., Walling, D.E. and Callegari, G., 2009. Investigating the effects of afforestation on soil erosion and sediment mobilisation in two small catchments in Southern Italy. *Catena*, 79, 181-188.
 - Pulley, S., Foster, I. and Antunes, P., 2014. The uncertainties associated with sediment fingerprinting suspended and recently deposited fluvial sediment in the Nene river basin. *Geomorphology*, 228,1, 303-319.
 - Puustinen, M., Tattari, S., Koskiahho, J. and Linjama, J., 2007. Influence of seasonal and annual hydrological variations on erosion and phosphorus transport from arable areas in Finland. *Soil and Tillage Research*, 93, 1, 44-55.
 - Rutherford, P.M., McGill, W.B., Arocena, J.M. and Figueiredo, C.T., 2008. Total nitrogen. In: M.R. Carter and E.G. Gregorich (Editors), *Soil Sampling and Methods of Analysis*. CRC Press, Taylor and Francis Group, Boca Raton.

- Scholz, G., Quinton, J.N. and Strauss, P., 2008. Soil erosion from sugar beet in Central Europe in response to climate change induced seasonal precipitation variations. *Catena*, 72, 1, 91-105.
- Skjemstad, J.O. and Baldock, J.A., 2008. Total and organic carbon. In: Carter, M.R., Gregorich, E.G. (Eds.), *Soil Sampling and Methods of Analysis*. CRC Press, Taylor and Francis Group, Boca Raton, 225-237.
- Tiecher, T., Minella, J.P.G., Evrard, O., Caner, L., Merten, G.H., Capoane, V., Didone, E.J. and Santos, D.R., 2016. Fingerprinting sediment sources in a large agricultural catchment under no-tillage in Southern Brazil (Conceição River). *Land Degradation and Development*, 29, 4, 939-951.
- Wallbrink, P., Martin, C. and Wilson, C., 2003. Quantifying the contributions of sediment, sediment-P and fertiliser-P from forested, cultivated and pasture areas at the landscape and catchment scale using fallout radionuclides and geochemistry. *Soil and Tillage Research*, 69, 53-68.
- Wallbrink, P.J. and Croke, J., 2002. A combined rainfall simulator and tracer approach to assess the role of Best Management Practices in minimising sediment redistribution and loss in forests after harvesting. *Forest Ecology and Management*, 170, 217-232
- Walling, D.E., Owens, P.N., Waterfall, B.D., Leeks, G.J.L. and Wass, P.D., 2000. The particle size characteristics of fluvial suspended sediment in the Humber and Tweed catchments, UK. *The Science of the Total Environment*, 251, 205-222.
- Wang, B., Zheng, F., Römkens, M.J.M. and Darboux, F., 2013. Soil erodibility for water erosion: A perspective and Chinese experiences. *Geomorphology*, 187, 1-10.
- Wilkinson, S., Wallbrink, P., Hancock, G., Blake, W., Shakesby, R. and Doerr, S., 2009. Fallout radionuclide tracers identify a switch in sediment sources and transport-limited sediment yield following wildfire in a eucalypt forest. *Geomorphology*, 110, 140-151.

زیست‌چینه‌نگاری سازندهای سروک و ایلام در میدان نفتی آب تیمور (چاه‌های شماره ۱ و ۱۴)

رضا امید^۱، عباس صادقی^۲، محبوبه حسینی برزی^۳ و نرگس اکبری بس کلایه^۴

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی، تهران
۲. استاد، عضو هیات علمی دانشگاه شهید بهشتی تهران، دانشکده علوم زمین، گروه حوضه‌های رسوبی و نفت
۳. دانشیار، عضو هیات علمی دانشگاه شهید بهشتی تهران، دانشکده علوم زمین، گروه حوضه‌های رسوبی و نفت
۴. کارشناس ارشد، شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب

تاریخ دریافت: ۹۶/۰۳/۲۷

تاریخ پذیرش: ۹۶/۰۵/۲۹

چکیده

به منظور مطالعات زیست‌چینه‌ای سازندهای سروک و ایلام در جنوب فروافتادگی دزفول، دو برش تحت‌الارضی در چاه‌های ۱ و ۱۴ میدان نفتی آب تیمور انتخاب شد. سازند سروک در چاه ۱، ۸۱۲/۹۸ متر و در چاه ۱۴ به دلیل عدم حفاری تا قاعده سازند سروک، ۲۳۴ متر ضخامت دارد و از لحاظ لیتولوژی به‌طور عمده از سنگ آهک همراه با میان‌لایه‌های رسی و دولومیتی تشکیل شده است. مرز زیرین آن در چاه ۱ با سازند کژدمی، هم‌شیب و در چاه ۱۴ به دلیل عدم حفاری نامشخص است؛ ولی مرز بالایی آن در هر دو چاه با سازند ایلام ناپیوسته می‌باشد. سازند ایلام در دو چاه ۱ و ۱۴ به ترتیب ۱۵۱/۷۲ و ۱۳۶ متر ضخامت دارد و از لحاظ لیتولوژی شامل سنگ آهک و میان‌لایه‌هایی از آهک‌های شیلی و مارنی و دولومیتی است. مرز بالایی سازند ایلام با سازند گورپی هم‌شیب و همراه با تغییرات قاطع در لیتولوژی است. در مطالعات بایواستراتیگرافی ضمن تشخیص ۷۱ گونه متعلق به ۵۷ جنس از فرامینیفرها، یک بایوزون (بایوزون ۱) در سازند ایلام و سه بایوزون (بایوزون‌های ۲ و ۳ و ۴) در سازند سروک به اسامی زیر شناسایی شد.

1. *Rotorbinella-Pararotalia* Assemblage Zone

2. *Nezzazatinella picardi-Dicyclina schlumbergeri* Assemblage Zone

3. *Rotorbinella mesogeensis* Total Range Zone

4. *Nezzazata-alveolinid* Assemblage Zone

بر اساس بایوزون‌های شناسایی شده، سن سازند سروک سنومانین-تورونین و سازند ایلام سانتونین-کامپانین تعیین شده است.

واژه‌های کلیدی: زیست‌چینه‌نگاری، سازند ایلام، سازند سروک، میدان نفتی آب تیمور.

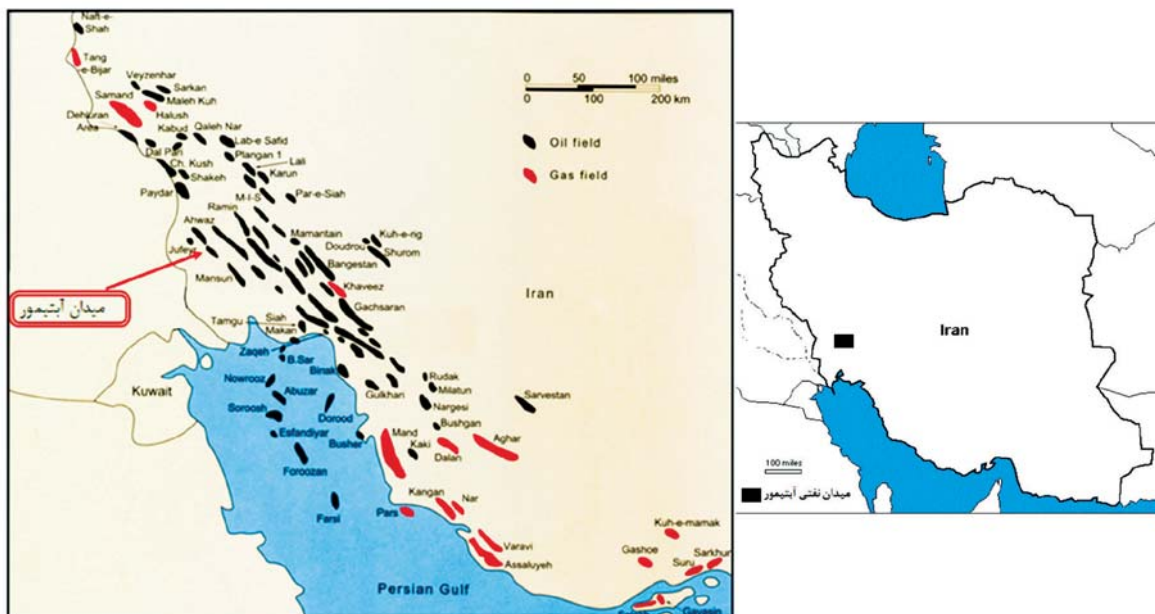
مقدمه

سازندهای سروک و ایلام از گروه بنگستان به‌عنوان یکی از مهم‌ترین مخازن کربناته پس از سازند آسماری از گسترش نسبتاً وسیعی در حوضه زاگرس برخوردار است (افشار حرب، ۱۳۸۰). در برخی مناطق نظیر لرستان، در حفاصل دو سازند سروک و ایلام، یک واحد شیلی تحت عنوان سازند

* نویسنده مرتبط: rezaomidi1365@gmail.com

سبکرو، ۱۳۸۷؛ سجادی و امیدوار، ۱۳۹۰). اگرچه تاکنون مطالعات زیادی توسط محققین بر روی دو سازند سروک و ایلام در نواحی مختلف زاگرس صورت گرفته است اما اهمیت بالای مخزنی این دو سازند و مسایل و ابهامات موجود در آنها به ویژه در میداین نفتی سبب شده است تا این مطالعات همچنان در پهنه گسترشی سازندهای مذکور چه در برون زدهای سطح الارضی و چه در برش های تحت الارضی ادامه داشته باشد. در همین راستا به منظور کاهش مسایل و ابهامات و تکمیل زنجیره مطالعاتی دو سازند سروک و ایلام، دو برش از آنها در چاه های ۱ و ۱۴ میدان نفتی آب تیمور واقع در ۲۵ کیلومتری جنوب باختری اهواز (شکل ۱) در این تحقیق مورد مطالعات دقیق زیست چینه نگاری قرار گرفته است. همچنین برای افزایش دقت در مطالعه، بخش هایی از قاعده سازند گورپی و راس سازند کژدمی مطالعه شد.

سورگه و در فارس ساحلی تحت عنوان بخش لافان قرار دارد که تفکیک این دو سازند را از یکدیگر میسر ساخته است. اما در فروافتادگی دزفول و مناطق بلافصل آن، نبود واحد شیلی سورگه و لافان در بین دو سازند سروک و ایلام تفکیک آن دو را از یکدیگر مشکل و گاه غیرممکن می سازد (مطیعی، ۱۳۸۲). به طوری که در برخی از میداین نفتی چون آغاچاری، بی بی حکیمه، گچساران، کارون، کوپال، آبتیمور و ... دو سازند مذکور روی هم یک مخزن نفتی را تشکیل می دهند (مطیعی، ۱۳۸۲). در برخی از نواحی مرکزی فروافتادگی دزفول نیز حرکات تکتونیکی اواخر سنومانین منجر به ایجاد یک ناهمسازی فرسایشی بین دو سازند سروک و ایلام شده، به طوری که فاز فرسایشی بعد از این حرکات سبب تغییراتی در ضخامت و سن راس سازند سروک از جایی به جای دیگر شده است (نظرآقایی، ۱۳۶۵؛ آق، ۱۳۸۴؛ کامیابی شادان، ۱۳۸۴؛ اکبریس کلایه و طاهری، ۱۳۸۵؛ چلداوی، ۱۳۸۵؛



شکل ۱. موقعیت میدان آب تیمور واقع در فروافتادگی دزفول (شکل سمت چپ) و غرب ایران (شکل سمت راست) (سبکرو، ۱۳۸۷)

اولین بار مخزن بنگستان میدان آب تیمور را به نه زون تقسیم کرد. بدین صورت که زون های یک تا سه مربوط به سازند ایلام و سازند سروک نیز شامل زون های چهار تا نه است. امیری بختیار (۱۳۷۰)، تفسیر بایوستراتیگرافی سازندهای سروک و ایلام در منطقه ایذه (شمال شرق خوزستان) و مقایسه آن

تاریخچه

واینند (Wynd, 1965)، طی گزارش شماره IOOC 1082) مطالعات بایوستراتیگرافی سازندهای مزوزوئیک و سنوزوئیک زاگرس را به صورت یک مجموعه منسجم و مدون ارائه کرد. اسپیرز (Speers., 1976)، برای

دیگری در مرز سازند سروک و ایلام را شناسایی نمودند.

سنگ چینه نگاری

توصیف سنگ‌شناسی سازندهای ایلام و سروک در چاه‌های ۱ و ۱۴ میدان نفتی آب تیمور بر اساس مطالعه مغزه‌ها و خرده‌های حفاری و تفسیر نمودارهای چاه پیمایی و به‌ویژه لاگ گاما صورت گرفته است.

سازند ایلام در دو چاه ۱ و ۱۴ به ترتیب ۱۵۱/۷۳ و ۱۳۶ متر ضخامت دارد و از لحاظ لیتولوژی به‌طور عمده از سنگ آهک و سنگ آهک با میان لایه‌های شیلی و مارنی تشکیل شده است. مرز زیرین آن در هر دو چاه مورد مطالعه با سازند سروک هم‌شیب و ناپیوسته و مرز بالایی آن با سازند گورپی هم‌شیب و همراه با تغییرات لیتولوژی واضح می‌باشد.

سازند سروک در چاه ۱ آب تیمور ۸۱۲/۹۸ متر ضخامت دارد و به‌صورت هم‌شیب همراه با تغییرات لیتولوژی واضح بر روی سازند کژدمی قرار گرفته است در حالی که در چاه ۱۴ به دلیل عدم حفاری تا قاعده سازند سروک فقط ۲۳۸ متر از آن قابل مطالعه بوده است. سازند سروک به لحاظ لیتولوژی در هر چاه به‌طور عمده از سنگ آهک و دولومیت تشکیل شده است که گاهی میان لایه‌هایی از مارن نیز به‌ویژه در چاه ۱ در آن دیده می‌شود. مرز بالایی سازند سروک در هر دو برش مورد مطالعه، با سازند ایلام هم‌شیب و ناپیوسته است.

زیست چینه نگاری

در مطالعه زیست چینه نگاری سازندهای سروک و ایلام در برش چاه‌های ۱ و ۱۴ میدان نفتی آب تیمور، ضمن شناسایی ۷۱ گونه متعلق به ۷۵ جنس از فرامینیفرها چهار بایوزون به شرح زیر شناسایی و معرفی شد. گفتنی است که از این چهار زون زیستی، یک زون به سازند ایلام و سه زون به سازند سروک تعلق دارد. در شناسایی فرامینیفرها از منابعی چون Hottinger, 2014; Loeblich and Tappan, 1988; Piuze and Meister, 2013; Premoli Silva and Verga, 2004; Chiocchini et al. 2012; Boix, 2007 استفاده شده است. زون‌های زیستی شناسایی شده با زون‌های زیستی ارائه شده توسط وایند (Wynd, 1965) و مطالعات قبلی نیز مورد تطبیق قرار گرفت.

را با منطقه سمیرم ارائه نموده کرده است. کامیابی شادان (۱۳۸۴)، ضمن بررسی تأثیر فاز ساب هرسینین، مرز دو سازند سروک و ایلام در کوه بنگستان را مورد مطالعه قرار داده است. اکبری و طاهری (۱۳۸۴)، بیواستراتیگرافی و سنگ‌شناسی چاه ۱۴ میدان آب تیمور را مطالعه کردند و به تعیین بیوزون‌های استاندارد سازندهای آغاچاری تا سروک پرداختند. صادقی و همکاران (۱۳۸۵)، با مطالعه زیست چینه نگاری و سنگ چینه نگاری سازند سروک در برش نمونه در کوه بنگستان و قلعه کژدمک در شمال ایذه، ضمن ارائه آلبوم‌های میکروسکوپی مربوطه و بررسی مرز اشکوب‌ها، دیدگاه نسبتاً جدیدی در مورد کربنات‌های سنومانین زاگرس ارائه نموده‌اند. غبیشاوی و رحمانی (۱۳۸۵) طی گزارش شماره پ-۵۹۱۸ با مطالعه رسوبات سازندهای ایلام و سروک در چاه ۱۴ میدان نفتی آب تیمور، ناپیوستگی مشاهده شده را معادل ناپیوستگی تورونین میانی صفحه عربی دانستند و رسوبات کنیاسین در این چاه را معادل با بخشی از زون زیستی ۲۹ در نظر گرفتند. همچنین ناپیوستگی تورونین میانی را محل مناسبی برای مرز سازندهای ایلام و سروک پیشنهاد دادند. قلاوند و همکاران (۱۳۸۶)، طی مطالعه سنگ چینه‌ای و زیست چینه‌ای سازند ایلام در تاق‌دیس کمستان، شمال غرب ایذه، بایوزون ۳۰ وایند (Wynd, 1965) را از بخش بالایی سازند ایلام گزارش نمودند. همچنین برای اولین بار مطرح گردید که بایوزون ۲۹ وایند (Wynd, 1965) در بخش تحتانی سازند ایلام قرار دارد و سن سازند ایلام را کنیاسین-سانتونین اعلام نمودند. غبیشاوی (۱۳۸۷) با مطالعه رسوبات سروک، سورگه و ایلام در تاق‌دیس بنگستان با احتمال قوی سن بخش سروک فوقانی را سنومانین تا تورونین در نظر گرفت. امیدوار و همکاران (Omidvar et al., 2014)، طی بازبینی مجدد بایوزون‌های فرامینیفری رسوبات کربناته کرتاسه بالایی در فروافتادگی دزفول و یکپارچه‌سازی نتایج حاصل از تحقیقات زیست دیرینه‌ای، رسوب‌شناسی و ژئوشیمی، بر اساس مطالعه کربن ۱۳ و اکسیژن ۱۸ و شواهد کارستی شدن، دو ناپیوستگی، یکی در میانه‌های سازند سروک و

بایوزون ۱

Biozone 1- *Rotorbinella-Pararotalia* Assemblage Zone

این زون زیستی بر اساس اجتماع گونه‌های مختلف جنس *Rotorbinella* sp. nov.، نظیر *Rotorbinella campaniola* و گونه‌های مختلف جنس *Pararotalia* نظیر *Pararotalia tuberculifera*، *Pararotalia boixae* و *Pararotalia* spp. در سازند ایلام معرفی شده است. ضخامت این زون زیستی در چاه ۱۴ آب تیمور ۱۳۶ متر (از عمق ۳۱۰۲ تا عمق ۳۲۳۸) و در چاه ۱ آب تیمور ۱۵۱/۷۲ متر (از عمق ۳۰۶۶/۲۸ تا عمق ۳۲۱۸) می‌باشد. بر اساس جامعه همزیست زیر و موقعیت چینه‌شناسی سن سانتونین تا کامپانین؟ برای این بایوزون تعیین شده است.

جامعه همزیست

Rotorbinella campaniola, *Rotorbinella* sp. nov., *Pararotalia* spp., *Pararotalia boixae*, *Pararotalia tuberculifera*, *Iberorotalia* sp., *Pyrenerotalia* sp., *Rotorbinella* spp., *Moncharmontia apenninica*, *Mangashtia viennoti*, *Pleurostomelloides* sp., *Small Rotalides*, *Spiroplectammina* sp., *Gavelinella* sp., *Minouxia* sp., *miliolidae*, *Macroglobigerinelloides ultramicrus*, *Whiteinella baltica*, *Costellagerina* sp., *Heterohelix cf. moremani*, *Heterohelix cf. reussi*, *Heterohelix* sp., *Macroglobigerinelloides* sp., *Muricohedbergella* sp., *Whiteinella* sp., *Calcisphaerula innominata*, *Pithonella ovalis*, *Stomiosphaera sphaerica*, *Calcisphaerula innominata lata*, rudist debris, echinoid debris, bryozoan, comatulid debris

توضیح

با شروع سازند ایلام گونه‌هایی از *Rotalidae* ظاهر می‌شوند که از تفاوت‌های قابل توجهی با فرم‌های سنومانین-تورونین نظیر *Rotorbinella mesogeensis* دارند، به طوری که برخی از آنها دارای مخروط بلندتر در سطح پشتی و تعداد دورهای پیچش بیشتر می‌باشند. این فرم‌ها در مطالعات قبلی به طور عمده به *Rotalia skourensis* نسبت داده می‌شد و وایند (Wynd, 1965) آنها را تحت عنوان *Rotalia* sp. 22

(*Rotalia* cf. *skourensis*) معرفی نموده است. در حالی که در مطالعات اخیر (Boudagher-Fadel et al., 2015; Hottinger, 2014) محدوده گسترش *Rotalia skourensis* به پالئوسن نسبت داده شده است و در طی مکاتبات انجام شده مولف، کاوس (Caus) نیز معتقد است که فرم‌هایی که در سازند ایلام به *Rotalia skourensis* نسبت داده شده است صحیح نمی‌باشد و به فرم‌های دیگری از خانواده *Rotalidae* تعلق دارند. مطالعات خسرو تهرانی و همکاران (۱۳۸۸) نیز بر روی خانواده روتالیده در سازند ایلام نشان می‌دهد که نه تنها *Rotalia skourensis* در سازند ایلام وجود ندارد بلکه روتالیده‌های موجود در این سازند به جنس‌های مختلفی نظیر *Pyrenerotalia*, *Iberorotalia*, *Pararotalia*, *Rotorbinella* و ... تعلق دارد. در مطالعه سازند سروک و ایلام در دو برش مورد مطالعه نیز کم و بیش جنس‌های مختلف این خانواده مشاهده می‌شود؛ به طوری که در سازند ایلام فرم‌هایی با سطح پشتی بلند، مشابه با جنس *Rotorbinella campaniola* وجود دارد که تمام خصوصیات این گونه را مطابق با آنچه بویکس (Boix, 2007) گزارش نموده است دارا است اما از لحاظ جثه کمی کوچک‌تر از آنها است. علاوه بر آن، گونه‌های مربوط به *Pararotalia*, *Iberorotalia* و ... نیز وجود دارد که برای تشخیص دقیق آنها نیاز به تهیه نمونه‌های بیشتری از سنگ آهک‌های سازند ایلام است که متأسفانه به دلیل آنکه نمونه‌ها مربوط به چاه است و از محدودیت‌های خاص خود برخوردار است و تهیه مقاطع جدید نیز امکان‌پذیر نمی‌باشد؛ لذا در این تحقیق به پیشنهاد یک بایوزون تجمعی برای سازند ایلام در برش‌های مورد مطالعه تحت عنوان *Rotorbinella-Pararotalia* ass. Zone اکتفا شد تا با مطالعات بعدی بر روی سازند ایلام در دیگر برش‌های سطح الارضی و تحت الارضی بتوان زون‌بندی مناسب و دقیق‌تری بر اساس جنس و گونه‌های مختلف خانواده روتالیده ارائه کرد.

بایوزون ۲

Biozone 2- *Nezzazatinella picardi-Dicyclina schlumbergeri* Assemblage Zone

این زون تجمعی که منطبق با زون زیستی ۲۹ وایند (Wynd, 1965) تحت عنوان *Valvulammina-Dicyclina*

جامعه همزیست

Rotorbinella mesogeensis, *Nezzazata concava*, *Nezzazata simplex*, *Nezzazata conica*, *Nezzazata gyra*, *Simplalveolina simplex*, *Ovalveolina ovum*, *Cisalveolina fallax*, *Praealveolina cretacea*, *Pseudorhipidionina casertana*, *Praetaberina bingistani*, *Vidalina radoicicae*, *Carinoconus iraqiensis*, *Nummoloculina heimi*, *Heteroskinolina ruskei*, *Cycledomia iranica*, *Dicyclina qatarensis*, *Biconcava bentori*, *Fischerina carinata*, *Nummoloculina regularis*, *Merlingina cretacea*, *Chrysalidina gradata*, *Spiroloculina cretacea*, *Cuneolina pavonia*, *Trochospira avnimelechi*, *Pseudocyclammia rugosa*, *Palaeosigmoilopsis apenninica*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Biplanata peneropliformis*, *Pseudolituonella reicheli*, *Murgeina apula*, *Coxites zubairensis*, *Marssonella oxycona*, *Mangashtia viennoti*, *Nezzazatinella picardi*, *Neoiraqia insolita*, *Multispirina iranensis*, *Dicyclina sampoi*, *Daxia cenomana*, *Edomia reicheli*, *Meandropsina vidali*, *Bolivinopsis capitata*, *Mayncina orbigny*, *Moncharmontia apenninica*, *Sigmomassilina ottadunensis*, *Rotorbinella* sp. nov., *Favusella washitensis*, *Heterohelix reussi*, *Macroglobigerinelloides bentonensis*, *Heterohelix moremani*, *Calcisphaerula innominata lata*, *Calcisphaerula innominata*, *Stomiosphaera sphaerica*, *echinoid debris*, *comatulid debris*, *ecinoid spine*, *dasycladalean algae*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Decastronema kotori*, rudist debris, shell fragments, ostracoda, gastropoda, bryozoan.

توضیح

اگر چه خسرو تهرانی و همکاران (۱۳۸۸) در برش عسلویه سن *Rotorbinella mesogeensis* را سنومانین میانی-پسین تعیین کرده است و بویکس (Boix, 2007) آن را معادل با زون *Rotalia cushmani* با سن سنومانین میانی-پسین گزارش نموده است؛ ولی غانم و همکاران (Ghanem et al., 2012) آن را از رشته کوه‌های ساحلی سوریه به سن سنومانین-تورونین معرفی کرده‌اند. در برش‌های مورد مطالعه میدان آب تیمور نیز به واسطه قرارگیری راس این بایوزون در زون زیستی ۲۹ و ایند و با توجه به حضور *Moncharmontia apenninica* در این زون سن آن سنومانین-تورونین پیشنهاد می‌شود.

Ass. Zone می‌باشد بر اساس جامعه همزیست خود چون *Nezzazatinellapicardi* و گونه‌های جنس *Dicyclina* نظیر *Dicyclina qatariensis* و *Dicyclina schlumbergeri* تعریف شده است. ضخامت این زون زیستی در چاه‌های ۱۴ و ۱ میدان نفتی آب تیمور به ترتیب ۸۴ متر (از عمق ۳۲۳۸ تا ۳۳۲۲) و ۶۲ متر (از عمق ۳۲۸۰ تا ۳۲۱۸) می‌باشد. با توجه به جامعه همزیست زیر و وجود *Moncharmontia apenninica* در بین آنها و همچنین قرارگیری این بایوزون بر روی بایوزون ۲۵ و ایند (Wynd, 1965) با سن سنومانین، سن آن تورونین پیشنهاد می‌شود.

جامعه همزیست

Dicyclina schlumbergeri, *Nezzazatinella picardi*, *Moncharmontia apenninica*, *Rotorbinella mesogeensis*, *Dicyclina qatarensis*, *Cuneolina pavonia*, *Palaeosigmoilopsis apenninica*, *Mangashtia viennoti*, *Daxia cenomana*, *Bolivinopsis capitata*, *Sigmomassilina ottadunensis*, *Rotorbinella* sp. nov., *Nezzazata simplex*, *Marssonella oxycona*, *Heterohelix moremani*, *Heterohelix reussi*, *Macroglobigerinelloides bentonensis*, *Calcisphaerula innominata lata*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Decastronema kotori*, gastropoda, shell fragments, rudist debris, ecinoid spine, ostracoda, comatulid debris, coral debris, echinoid debris

بایوزون ۳

Biozone 3- *Rotorbinella mesogeensis* Total Range Zone

این زون زیستی بر اساس محدوده گسترش گونه *Rotorbinella mesogeensis* تعریف شده است. این زون در چاه ۱ در حد فاصل اعماق ۳۷۲۴ تا ۳۲۱۹ متر به ضخامت ۵۰۵ متر و در چاه ۱۴ بین اعماق ۳۴۳۹ تا ۳۲۴۸ متر به ضخامت ۱۹۱ متر شناسایی شد. اختلاف ضخامت این زون به دلیل عدم حفاری تا قاعده سازند سروک در چاه ۱۴ است. بایوزون ۳ معادل با بخشی از بایوزون ۴ و تمامی بایوزون ۲ است.

بایوزون ۴

Biozone 4- Nezzazata-alveolinid Assemblage Zone
این زون زیستی تجمعی که منطبق است با زون زیستی ۲۵ و ایند (Wynd, 1956) تحت عنوان *Nezzazata-alveolinid Assemblage Zone* بر اساس حضور فرامینیفراهای شاخصی همچون *Nezzazata conica*, *Nezzazata simplex*, *Nezzazata gyra*, *Nezzazata concave*, *Ovalveolina ovum*, *Cisalveolina fallax*, *Praealveolina cretacea*, *Simplealveolina simplex* و جامعه همزیست زیر تعریف شده است. این زون در چاه ۱ که حفاری تا قاعده سازند سروک ادامه داشته است ۷۵۸ متر (از عمق ۳۲۸۲ تا ۴۰۴۰ متر) ضخامت دارد ولی در چاه ۱۴ به دلیل عدم حفاری تا قاعده سازند سروک فقط ۱۳۵ متر از آن قابل مشاهده است. سن این زون زیستی سنومانین پیشنهاد می‌شود.

جامعه همزیست

Pseudorhipidionina casertana, *Praetaberina bingistani*, *Vidalina radoicicae*, *Carinoconus iraqiensis*, *Nummoloculina heimi*, *Heterocoskinolina ruskei*, *Cycledomia iranica*, *Dicyclina qatarensis*, *Biconcava bentori*, *Fischerina carinata*, *Nummoloculina regularis*, *Merlingina cretacea*, *Chrysalidina gradata*, *Spiroloculina cretacea*, *Cuneolina pavonia*, *Trochospira avnimelechi*, *Pseudocyclammina rugosa*, *Palaeosigmoilopsis apenninica*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Biplanata peneropliformis*, *Pseudolituonella reicheli*, *Murgeina apula*, *Coxites zubairensis*, *Marssonella oxycona*, *Mangashtia viennoti*, *Nezzazatinella picardi*, *Neoiraqia insolita*, *Multispirina iranensis*, *Dicyclina sampoi*, *Daxia cenomana*, *Edomia reicheli*, *Meandropsina vidali*, *Bolivinopsis capitata*, *Mayncina orbigny*, *Rotorbinella mesogeensis*, *Favusella washitensis*, *Calcisphaerula innominata lata*, *Calcisphaerula innominate*, *Stomiosphaera sphaerica*. echinoid debris, comatulid debris, ecinoid spine, dasycladalean algae, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, rudist debris, shell fragments, triaxon sponge spicules, sponge debris, ostracoda, gastropoda, bryozoan.

زون‌های زیستی معرفی شده فوق و نمودارهای پراکندگی فسیلی مربوط به چاه‌های ۱ و ۱۴ به ترتیب در شکل‌های ۲ و ۳ قابل مشاهده است. همچنین تصاویر برخی از فرامینیفراهای شناسایی شده از سازندهای سروک و ایلام در دو برش مورد مطالعه در پلایتهای ۱ تا ۶ ارائه شده است.

نتیجه‌گیری

سازند ایلام در دو برش چینه‌ای آب تیمور ۱ و ۱۴ به ترتیب ۱۵۱/۷۲ و ۱۳۶ متر ضخامت دارد و از لحاظ لیتولوژی به‌طور عمده از سنگ آهک و سنگ آهک با میان لایه‌های شیلی تشکیل شده است. مرز زیرین آن در هر دو چاه با سازند سروک ناپیوسته هم‌شیب و مرز بالایی آن نیز با سازند گورپی هم‌شیب و همراه با تغییرات لیتولوژی واضح می‌باشد. سازند سروک در برش آب تیمور ۱ دارای ۸۱۲/۹۸ متر ضخامت می‌باشد؛ ولی در برش آب تیمور ۱۴ به دلیل عدم حفاری تا انتهای سروک، ضخامت نامشخص دارد و فقط ۲۳۸ متر از آن حفاری شده است و از لحاظ لیتولوژی به‌طور عمده از سنگ آهک و سنگ آهک دولومیتی تشکیل شده است. مرز زیرین سازند سروک در برش آب تیمور ۱ با سازند کژدمی هم‌شیب و همراه با تغییرات لیتولوژی واضح است. به‌طوری‌که شیل‌های سازند کژدمی به سنگ آهک‌های قاعده سازند سروک تغییر می‌یابد؛ ولی در برش آب تیمور ۱۴ به دلیل عدم حفاری تا انتهای سازند سروک، مرز زیرین آن نامشخص است.

در مطالعات زیست‌چینه‌ای دو سازند سروک و ایلام ضمن تشخیص ۷۱ گونه متعلق به ۵۷ جنس از فرامینیفرها، چهار بایوزون زیر شناسایی گردید که یک بایوزون (۱) متعلق به سازند ایلام و سه بایوزون (۲ و ۳ و ۴) متعلق به سازند سروک است.

1. *Rotorbinella-Pararotalia* Assemblage Zone
2. *Nezzazatinella picardi-Dicyclina schlumbergeri* Assemblage Zone
3. *Rotorbinella mesogeensis* Total Range Zone
4. *Nezzazata-alveolinid* Assemblage Zone

بر اساس مجموعه فسیلی و بایوزون‌های شناسایی شده سن سازند سروک در دو برش مورد مطالعه سنومانین-تورونین و سن سازند ایلام سانتونین-کامپانین؟ تعیین شد.

Plate-1

No. Fig.	Name of fossil	Depth (m)	Well no.	Formation	Stage
Fig.1	Murgeina apula	3386	AT14	Sarvak	Cenomanian
Fig.2	Murgeina apula	3402.5	AT14	Sarvak	Cenomanian
Fig.3	Biconcava bentori	3396.8	AT14	Sarvak	Cenomanian
Fig.4	Daxia cenimana	3377.85	AT14	Sarvak	Cenomanian
Fig.5	Mayncina orbigny	3342	AT14	Sarvak	Cenomanian
Fig.6	Biplanata peneropliformis	3347	AT14	Sarvak	Cenomanian
Fig.7	Merlingina cretacea	3345.5	AT14	Sarvak	Cenomanian
Fig.8	Nezzazata gyra	3377.85	AT14	Sarvak	Cenomanian
Fig.9	Nezzazata simplex	3381	AT14	Sarvak	Cenomanian
Fig.10	Nezzazata conica	3366.55	AT14	Sarvak	Cenomanian
Fig.11	Nezzazata concave	3396.6	AT14	Sarvak	Cenomanian
Fig.12	Nezzazatinella picardi	3386.64	AT14	Sarvak	Cenomanian

Plate-2

No. Fig.	Name of fossil	Depth (m)	Well no.	Formation	Stage
Fig.1	Trochospira avnimelechi	3645.4	AT1	Sarvak	Cenomanian
Fig.2	Coxites zubairensis	3317.74	AT1	Sarvak	Cenomanian
Fig.3	Mangashtia viennoti	3390.8	AT14	Sarvak	Cenomanian
Fig.4	Moncharmontia apenninica	3253.6	AT14	Sarvak	Turonian
Fig.5	Pseudocyclamina rugosa	3345.5	AT14	Sarvak	Cenomanian
Fig.6	Bolivinopsis capitata	3344	AT14	Sarvak	Cenomanian
Fig.7	Cuneolina pavonia	3371.6	AT14	Sarvak	Cenomanian
Fig.8	Sabaudia minouta	3319.27	AT1	Sarvak	Cenomanian
Fig.9	Dicyclina schlumbergeri	3343	AT14	Sarvak	Cenomanian
Fig.10	Dicyclina qatarensis	3251.6	AT14	Sarvak	Turonian
Fig.11	Dicyclina sampoi	3381	AT14	Sarvak	Cenomanian
Fig.12	Pseudolituonella reicheli	3345.5	AT14	Sarvak	Cenomanian

Plate-3

No. Fig.	Name of fossil	Depth (m)	Well no.	Formation	Stage
Fig.1	Carinoconus iraqiensis	3386	AT14	Sarvak	Cenomanian
Fig.2	Heterocoskinalina ruskei	3356	AT14	Sarvak	Cenomanian
Fig.3	Neoiraqia insolita	3386	AT14	Sarvak	Cenomanian
Fig.4	Orbitolina concave	3974.59	AT1	Sarvak	Cenomanian
Fig.5	Marssonella oxycona	3296.1	AT14	Sarvak	Turonian
Fig.6	Chrysalidina gradate	3377.85	AT14	Sarvak	Cenomanian
Fig.7	Vidalina radoicicae	3425.45	AT14	Sarvak	Cenomanian
Fig.8	Fischerina carinata	3666.74	AT1	Sarvak	Cenomanian
Fig.9	Spiroloculina cenomana	3869.43	AT1	Sarvak	Cenomanian
Fig.10	Spiroloculina cretacea	3578.35	AT1	Sarvak	Cenomanian
Fig.11	Palaeosigmoilopsis apenninica	3259.1	AT14	Sarvak	Turonian
Fig.12	Sigmomassilina ottadunensis	3112	AT14	Ilam	Santonian-Campanian?

Plate-4

No. Fig.	Name of fossil	Depth(m)	Well no.	Formation	Stage
Fig.1	Nummoloculina heimi	3334.15	AT14	Sarvak	Cenomanian
Fig.2	Nummoloculina regularis	3391.64	AT14	Sarvak	Cenomanian
Fig.3	Cisalveolina fallax	3395.5	AT14	Sarvak	Cenomanian
Fig.4	Multispirina iranensis	3340.25	AT14	Sarvak	Cenomanian
Fig.5	Ovalveolina ovum	3404.15	AT14	Sarvak	Cenomanian
Fig.6	Praealveolina cretacea	3355.7	AT14	Sarvak	Cenomanian
Fig.7	Simplalveolina simplex	3413	AT14	Sarvak	Cenomanian
Fig.8	Peneroplis parvus	3665.22	AT1	Sarvak	Cenomanian
Fig.9	Meandropsina vidali	3371.75	AT14	Sarvak	Cenomanian
Fig.10	Cycledomia iranica	3356	AT14	Sarvak	Cenomanian
Fig.11	Edomia reicheli	3377.85	AT14	Sarvak	Cenomanian
Fig.12	Praetaberina bingistani	3390.64	AT14	Sarvak	Cenomanian

Plate-5

No. Fig.	Name of fossil	Depth(m)	Well no.	Formation	Stage
Fig.1	Pseudorhipidionina casertana	3385.1	AT14	Sarvak	Cenomanian
Fig.2	Pseudorhapydionina dubia	3345.18	AT1	Sarvak	Cenomanian
Fig.3	Heterohelix moremani	3152.5	AT14	Ilam	Santonian-Campanian?
Fig.4	Heterohelix reussi	3137	AT14	Ilam	Santonian-Campanian?
Fig.5	Macroglobigerinelloides bollii	3030	AT14	Gurpi	Campanian
Fig.6	Macroglobigerinelloides subcarinatus	2876	AT1	Gurpi	Campanian
Fig.7	Macroglobigerinelloides ultramicrus	4043.17	AT1	Kazhdumi	Albian
Fig.8	Macroglobigerinelloides bentonensis	4035.55	AT1	Kazhdumi	Albian
Fig.9	Whiteinella baltica	3139	AT14	Ilam	Santonian-Campanian?
Fig.10	Favusella washitensis	3339.85	AT14	Sarvak	Cenomanian
Fig.11	Biticinella breggiensis	4038.6	AT1	Kazhdumi	Albian
Fig.12	Ticinella roberti	4041.64	AT1	Kazhdumi	Albian

Plate-6

No. Fig.	Name of fossil	Depth(m)	Well no.	Formation	Stage
Fig.1	Ticinella primula	4043.17	AT1	Kazhdumi	Albian
Fig.2	Globotruncana arca	2876	AT1	Gurpi	Campanian
Fig.3	Globotruncana hilli	2892	AT1	Gurpi	Campanian
Fig.4	Globotruncanita stuartiformis	2854	AT1	Gurpi	Campanian
Fig.5	Pararotalia tuberculifera	2940	AT1	Gurpi	Campanian
Fig.6	Pararotalia boixae	3112	AT14	Ilam	Santonian-Campanian?
Fig.7	Rotorbinella mesogeensis	3248.5	AT14	Sarvak	Turonian
Fig.8	Rotorbinella campaniola	3111	AT14	Ilam	Santonian-Campanian?
Fig.9	Rotorbinella sp. nov.	3130.29	AT1	Ilam	Santonian-Campanian?

Plate-1

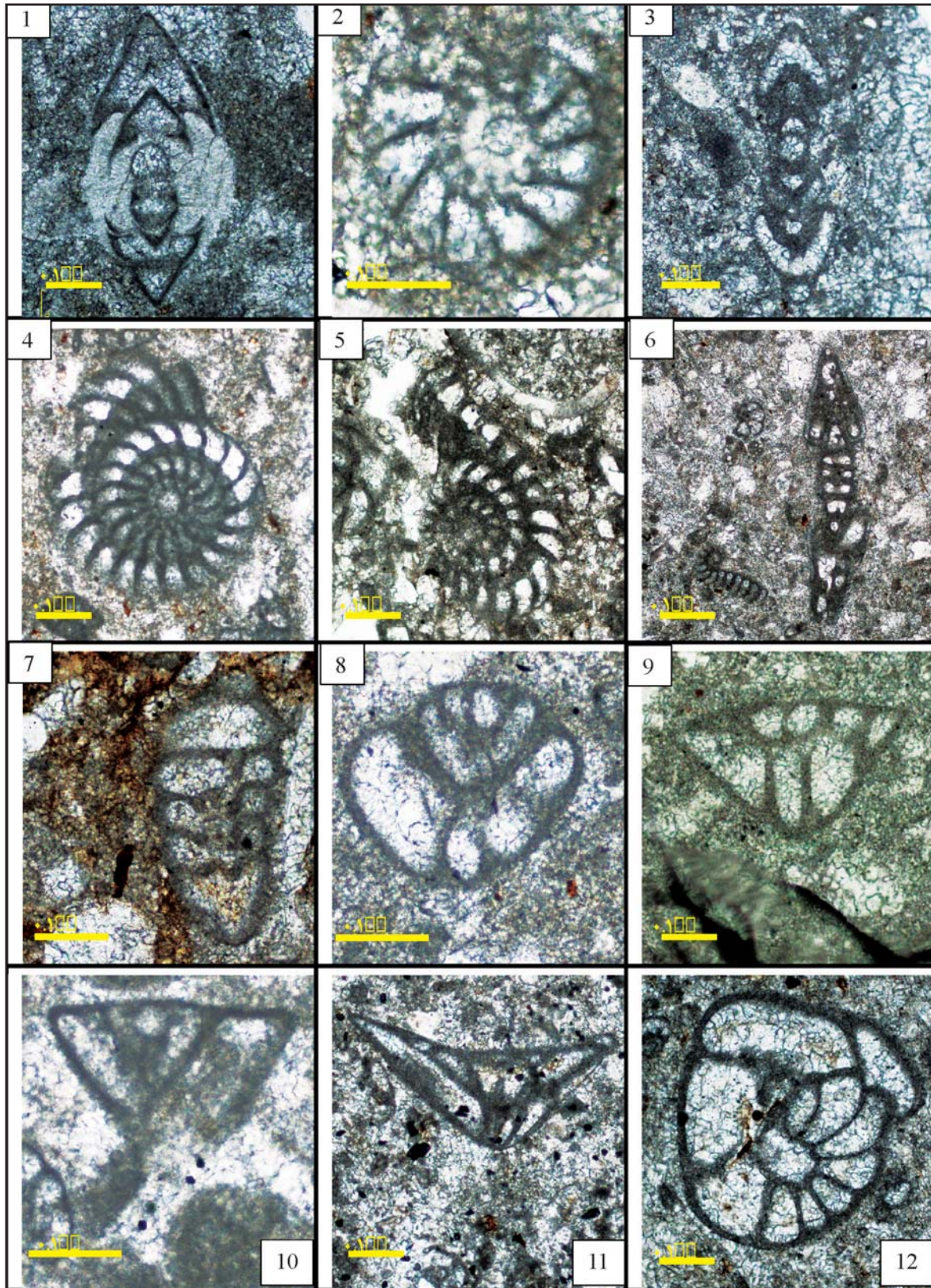


Plate-2

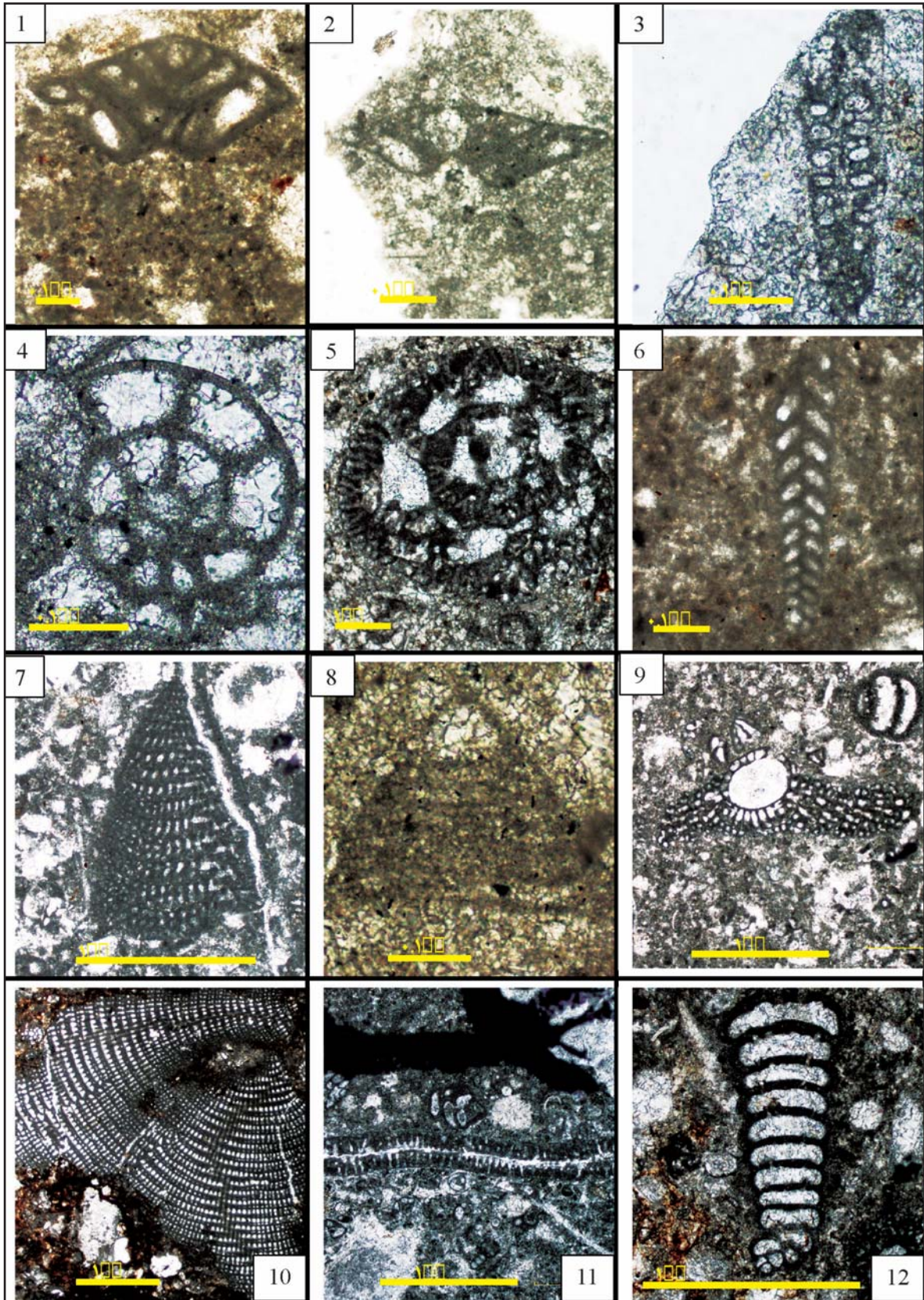


Plate-3

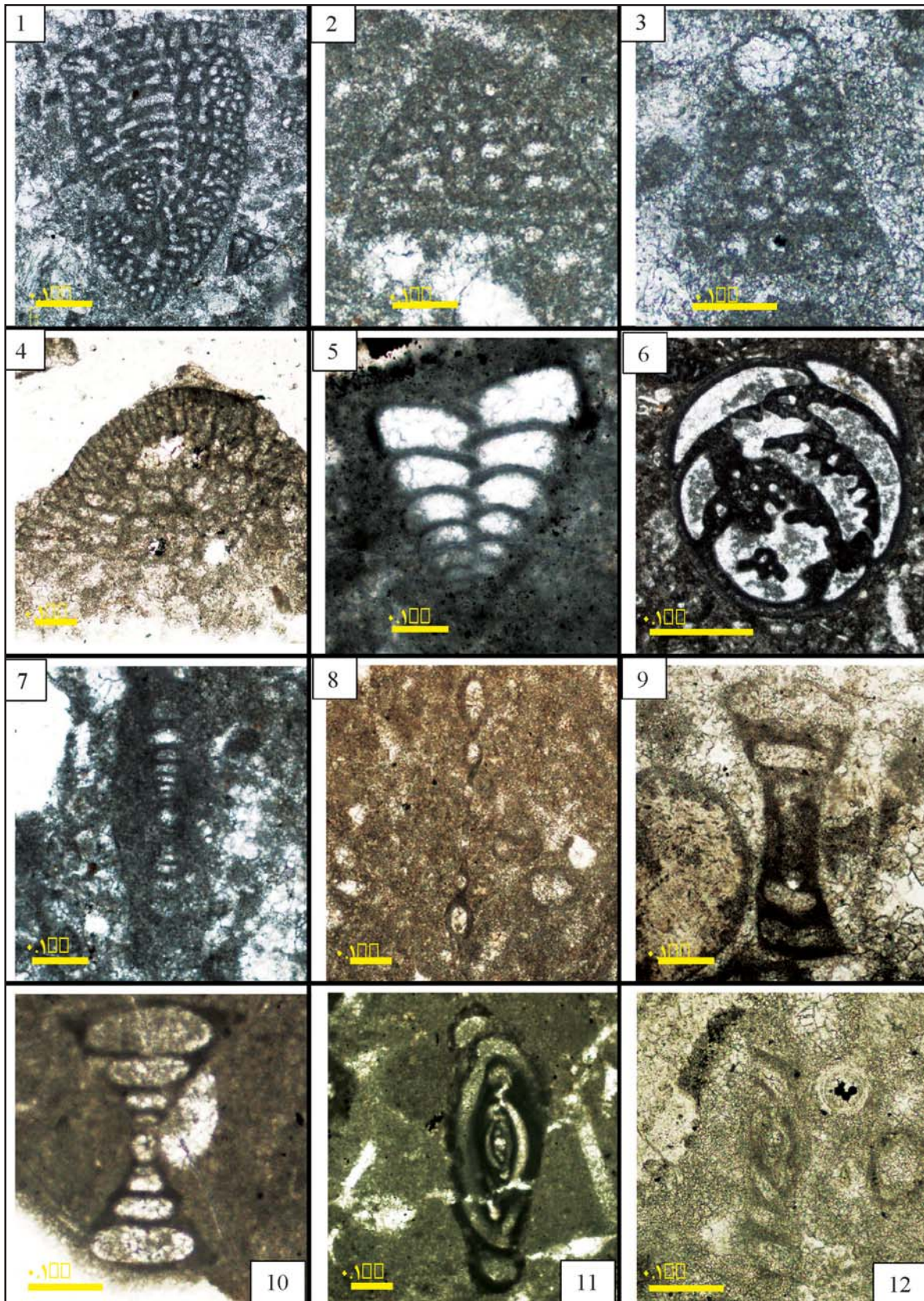


Plate-4

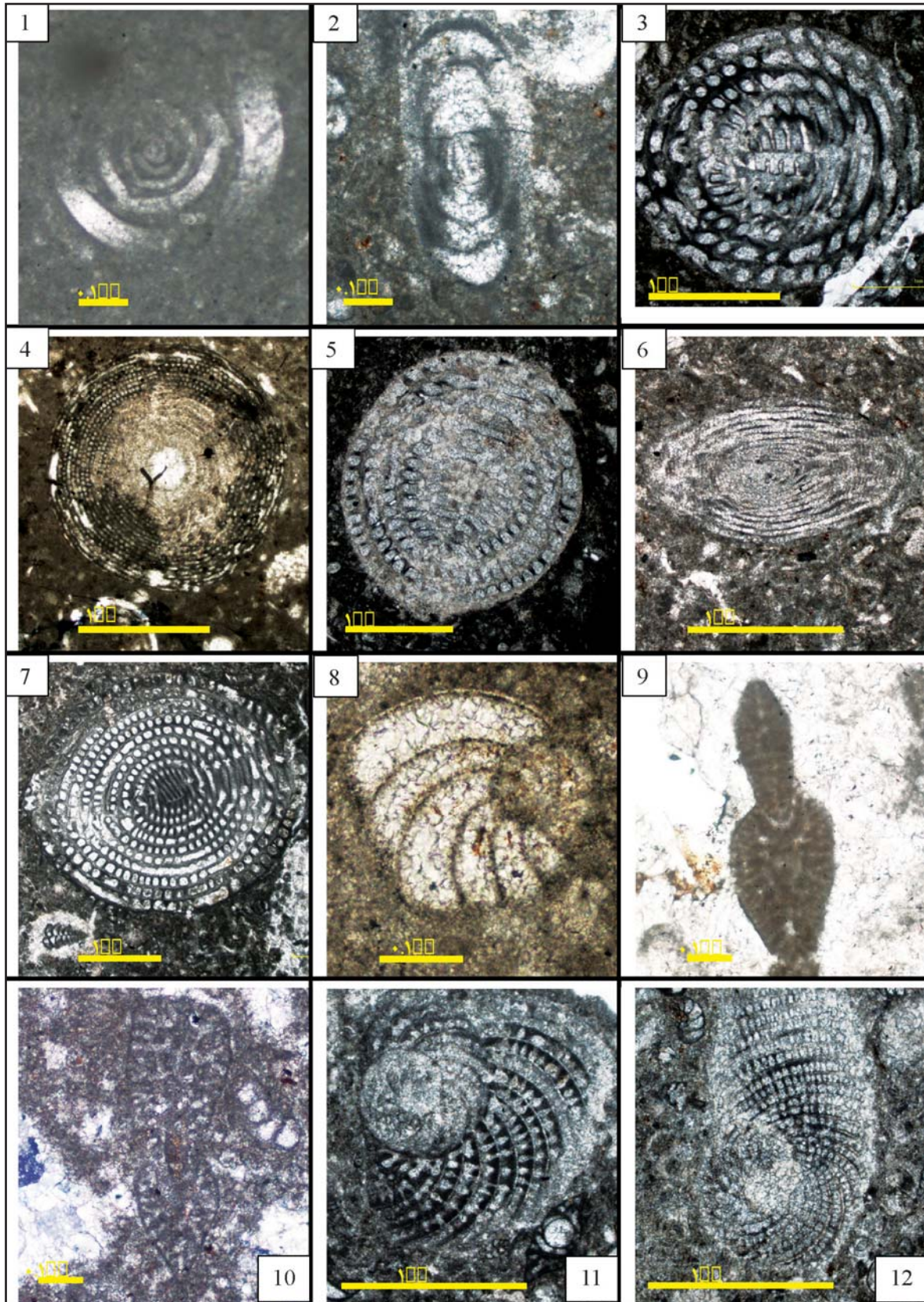


Plate-5

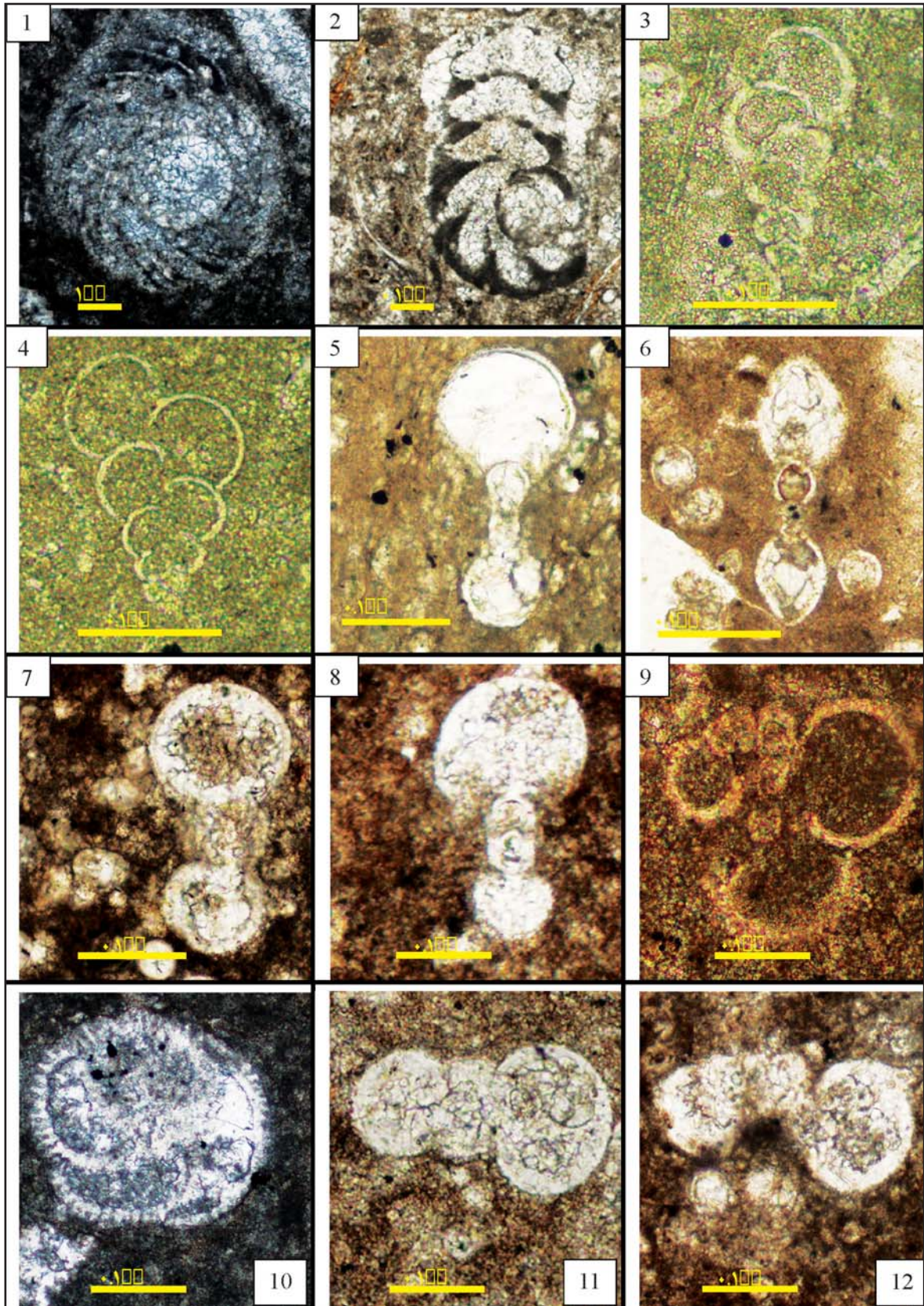
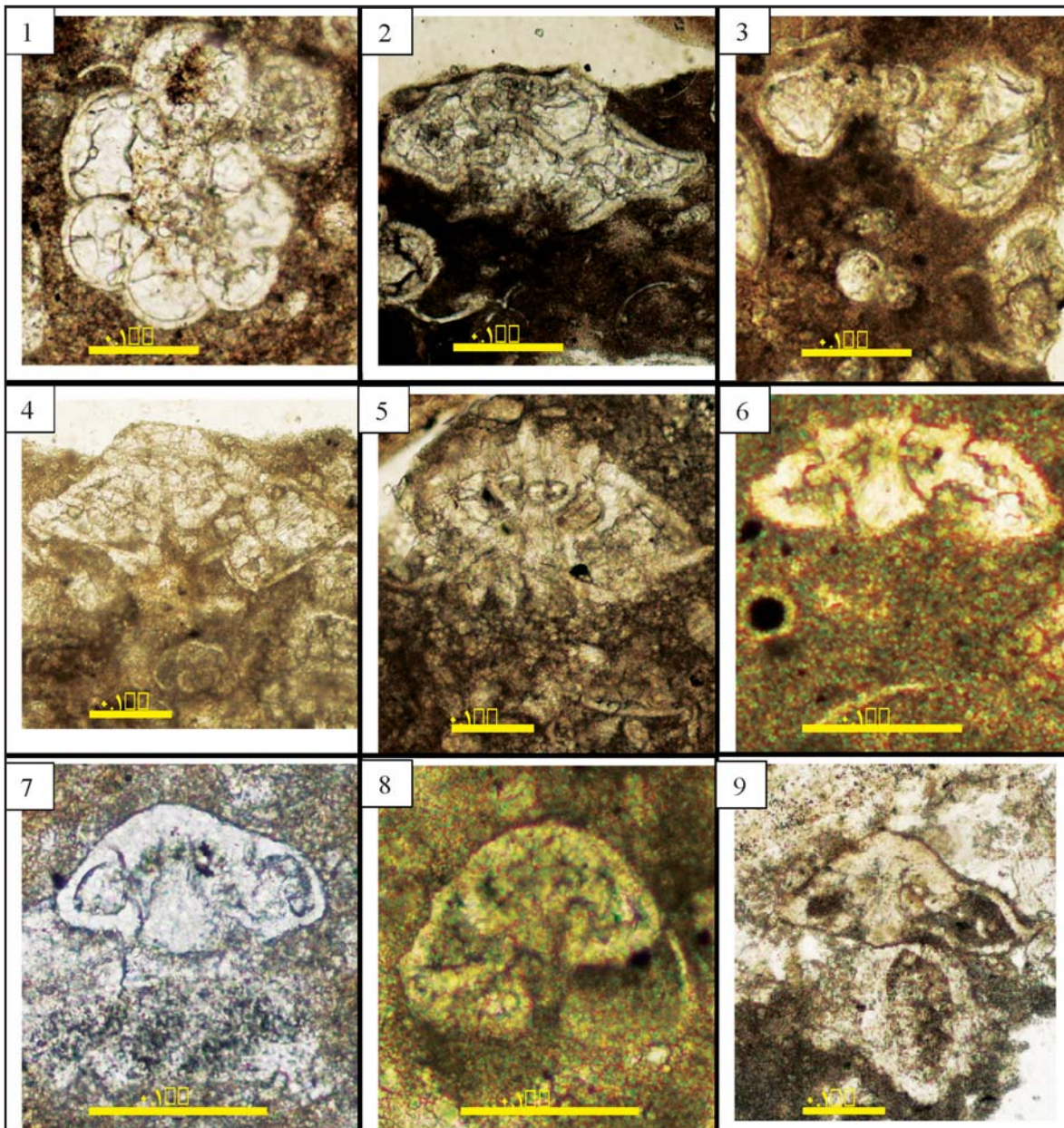


Plate-6



منابع

- افشار حرب، ع.، ۱۳۸۰. زمین شناسی نفت ایران. جزوه آموزشی دانشکده فنی، دانشگاه تهران.
- اکبر بس کلايه، ن. و طاهری، م.، ۱۳۸۵. مطالعه رسوبات تورونین سازند سروک در میدان نفتی آب تیمور چاه شماره ۱۴. دهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران.
- اکبری، ن. و طاهری، م.، ۱۳۸۴. بیواستراتیگرافی و میکروپالئونتولوژی چاه آب تیمور-۱۴. گزارش شماره پ-۵۶۰۷، معاونت مدیر- زمین شناسی گسترشی- شرکت مناطق نفت خیز جنوب. منتشر نشده.
- امیری بختیار، ح.، ۱۳۷۰. تفسیر بیواستراتیگرافی سازندهای سروک و ایلام در منطقه ایذه (شمال شرق خوزستان) و مقایسه آن با منطقه سمیرم. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۲۳۱.
- آق، ی.، ۱۳۸۴. میکرواستراتیگرافی سازندهای

- کامیابی شادان، ح.، ۱۳۸۴. میکرواستراتیگرافی سازندهای سروک و ایلام با تاکید بر مرز آنها در کوه بنگستان و میدان نفتی منصوری. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ۱۸۶.
- چلداوی، ع.، ۱۳۸۵. لیتواستراتیگرافی و بایواستراتیگرافی رسوبات کرتاسه بالایی در میدان نفتی رگسفید با تاکید بر عملکرد فاز کوهزایی ساب هرسنین. رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۲۴.
- خسرو تهرانی، خ.، باغبانی، د.، کشانی، ف. و عمرانی، م.، ۱۳۸۸. یافته‌های نوین در چینه نگاری زیستی سازند ایلام در کوه عسلویه. مجله علوم زمین، ۷۸، ۵۳-۶۰.
- سبکرو، م.، ۱۳۸۷. میکرواستراتیگرافی سازندهای سروک و ایلام با تاکید بر مرز آنها در کوه بنگستان و میدان نفتی منصوری. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ۱۸۶.
- سجادی، ف.، امیدوار، م.، ۱۳۹۰. بایواستراتیگرافی و تعیین مرز سازند سروک و بخش زیرین سازند ایلام در میدان‌های نفتی مارون و آب تیمور. پانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، تهران، دانشگاه تربیت معلم.
- صادقی، ع.، قلاوند، ه.، کامیابی شادان، ح. و آق، ی.، ۱۳۸۵. میکرواستراتیگرافی سازند سروک با تاکید بر مرز آلبین-سنومانین در برش نمونه سازند سروک (شمال غرب بهبهان) و قلعه کژدمک (شمال شرق ایذه). نشریه دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۷۱-۹۰.
- غبیشاوی، ع.، ۱۳۸۷. چینه‌شناسی سازندهای سلوک و ایلام در تاقدیس بنگستان و میدان پارسی. پایان نامه دکترا، دانشگاه اصفهان، ۲۲۱.
- غبیشاوی، ع. و رحمانی، ع.، ۱۳۸۵. سکانس استراتیگرافی سازندهای ایلام و سروک در میدان نفتی آب تیمور (چاه شماره ۱۴). گزارش شماره پ-۵۹۱۸، شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب، ۶۷، منتشر نشده.
- قلاوند، ه.، ۱۳۸۸. لیتواستراتیگرافی و بایواستراتیگرافی سازندهای سروک و ایلام در بخش شمال شرقی فروافتادگی دزفول و مقایسه آنها با مقاطع تحت الارضی مجاور. پایان نامه دکترا، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ۴۵۴.
- قلاوند، ه.، شمیرانی، ا.، صادقی، ع. و آدابی، م.، ۱۳۸۶. مطالعه میکروفاسیس‌ها و محیط رسوبی سازند ایلام در تاقدیس کمستان شمال غرب ایذه. یازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد.
- کامیابی شادان، ح.، ۱۳۸۴. میکرواستراتیگرافی سازندهای سروک و ایلام با تاکید بر مرز آنها در کوه بنگستان و میدان نفتی منصوری. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ۱۸۶.
- مطیعی، ه.، ۱۳۸۲. زمین‌شناسی ایران-چینه‌شناسی زاگرس. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۸۴، ۵۳۶.
- نظراقابی، ع.، ۱۳۶۵. دگرشیبی سنومانین-تورونین در میدان رگ سفید و میادین مجاور. گزارش شماره ۴۰۰۶ شرکت ملی نفت مناطق نفت‌خیز جنوب. منتشر نشده.
- Boix, C., 2007. Foraminiferos rotalidos del Cretacico superior de la cuenca Pirenaica. Unpublished PhD. Thesis, Universitat Autònoma de, Barcelona, 139.
- BouDagher-Fadel, M.K., Price, G.D., Hu, X. and Li, J., 2015. Late Cretaceous to early Paleogene foraminiferal biozones in the Tibetan Himalayas, and a pan-Tethyan foraminiferal correlation scheme. *Stratigraphy*, 12, 1, 67-91.
- Chiocchini, M., Pampaloni, M.L. and Pichezzi, R.M., 2012. Microfacies and Microfossils of the Mesozoic Carbonate Successions of Latium and Abruzzi (Central Italy). *Memorie per Servire alla Descrizione della Carta Geologica D'Italia*, 17, 269.
- Ghanem, H. and Kuss, J., 2013. Stratigraphic control of the Aptian-Early Turonian sequences of the Levant Platform, Coastal Range, northwest Syria. *GeoArabia, Journal of the Middle East Petroleum Geosciences*, 18, 4, 85-132.
- Ghanem, H., Mouty, M. and Kuss, J., 2012. Biostratigraphy and carbon-isotope stratigraphy of the uppermost Aptian to Upper Cenomanian strata of the South Palmyrides, Syria. *GeoArabia*, 17, 155-184.
- Hottinger, L., 2014. Paleogene Larger Rotaliid Foraminifera from the Western and Central

- Neotethys (p. 196). D. Bassi (Ed.). Switzerland: Springer.
- Loeblich, A.R. and Tappan, H., 1988. Foraminiferal Genera and their Classification. 2Van Nostrand Reinhold. New York, 847.
 - Omidvar, M., Mehrabi, H., Sajjadi, F., Bahramizadeh-Sajjadi, H., Rahimpour-Bonab, H. and Ashrafzadeh, A., 2014. Revision of the foraminiferal biozonation scheme in Upper Cretaceous carbonates of the Dezful Embayment, Zagros, Iran: Integrated palaeontological, sedimentological and geochemical investigation. *Revue de Micropaleontologie*, 57, 3, 97-116.
 - Piuze, A. and Meister, C., 2013. Cenomanian rotaliids (Foraminiferida) from Oman and Morocco. *Swiss Journal of Palaeontology*, 132, 2, 81-97.
 - Premoli Silva, I. and Verga, D., 2004. Practical Manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera. International School on Planktonic Foraminifera, 3(0).
 - Speers, R.G., 1976. Review of the geology of the Bangestan reservoirs Ab-Teymour and Mansouri fields. Report No. P-3021, N.I.O.C
 - Wynd, J.G., 1965. Biofacies of the Iranian oil consortium agreement area. IOOC report, 1082.

چینه‌نگاری سکانشی نهشته‌های الیگو-میوسن در یال جنوبی تاقدیس احمدی (تنگ عبدی)، جنوب شرق شیراز

جهانبخش دانشیان^(۱)، محسن یعقوبی^(۲) و علیرضا طهماسبی سروسناتی^(۳)

۱. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران

۲. دانشجوی کارشناسی ارشد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران

۳. رئیس اداره مطالعات و تحقیقات ژئوشیمی و دیرینه‌شناسی، مدیریت اکتشاف، شرکت ملی نفت ایران

تاریخ دریافت: ۹۵/۱۲/۲۱

تاریخ پذیرش: ۹۶/۰۲/۲۰

چکیده

مطالعات چینه‌نگاری سکانشی می‌تواند در درک و تحلیل حوضه رسوبی کمک کند. به همین جهت برش چینه‌شناسی تنگ‌عبدی (یال جنوبی تاقدیس احمدی) واقع در فارس ساحلی انتخاب و مورد بررسی قرار گرفت. سازند آسماری در این برش با ناپیوستگی هم‌شیب (پیوسته‌نما) بر روی نهشته‌های سازند جهرم قرار دارد و مرز بالایی این سازند با سازند رازک است که این مرز به صورت ناپیوسته و فرسایشی می‌باشد. این برش شامل توالی از سازندهای جهرم (۱۰ متر)، آماری (۳۵ متر) و رازک (۱۷۲/۵ متر) است که به‌طور عمده از سنگ‌آهک، سنگ‌آهک رسی، مارن و به مقدار کمتر ماسه‌سنگ، کنگلومرا و نهشته‌های شیلی و دولومیتی تشکیل شده است. به‌طور کلی ۸۴ نمونه مورد مطالعه قرار گرفت که بر اساس گسترش روزنبران کفزی، سن سازند جهرم ائوسن پسین، سازند آسماری روپلین و سازند رازک روپلین و اکتانین پیشنهاد می‌شود. مطالعات میکروفاسیس‌ها در این تحقیق منجر به تعیین چهار کمربند رخساره‌ای شامل محیط جزرومدی، لاگون، پشته‌های ماسه‌ای و دریای باز شد و با توجه به اطلاعات به‌دست‌آمده از مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی، چهار سکانشی رسوبی و چهار مرز سکانشی تعیین شد که از این تعداد، دو مرز سکانشی از نوع اول (SB 1) و دو مرز سکانشی از نوع دوم (SB 2) تشخیص داده شد.

واژه‌های کلیدی: چینه‌نگاری سکانشی، سازندهای آسماری و رازک، الیگو-میوسن، جنوب شرق شیراز، فارس.

مقدمه

لایه‌هایی از شیل است (Thomas, 1949). در برش الگو، بخش پایینی این سازند با سن الیگوسن دیده نشده و به نظر می‌رسد که بخش پایین آن با مارن و شیل‌های سازند پابده جانشین شده است (مطیعی، ۱۳۷۲; Wynd, 1965). در نواحی جنوب باختر زاگرس، رخساره ماسه‌سنگی اهواز و در نواحی باختر-جنوب باختر، رخساره تبخیری کلهر جایگزین آهک‌های زیرین و گاهی میانی این سازند می‌شود (شکل ۱). اولین سازند پس از آسماری، سازند گچساران است که

نهشته‌های الیگومیوسن در نواحی مختلف زاگرس گسترش دارد اما کامل‌ترین توالی آن در فروافتادگی دزفول دیده می‌شود (شامل سازندهای آسماری و رازک). ریچاردسون (Richardson, 1924) برش الگوی سازند آسماری را در تنگ‌گل ترش کوه آسماری (جنوب خاوری مسجدسلیمان) با ۳۱۴ متر معرفی کرد که دربرگیرنده سنگ‌های آهکی مقاوم خاکستری تا قهوه‌ای رنگ با میان

* نویسنده مرتبط: jdaneshian@yahoo.com

اهمیت دانش نوین چینه‌نگاری سکانسی در تحلیل دینامیکی حوضه‌های رسوبی و کاهش ریسک و هزینه، در فعالیت‌های اکتشافی صنایع نفت و گاز آن چنان مهم و رو به افزایش است که از این علم با تعبیری چون، دومین انقلاب در علوم زمین پس از نظریه زمین‌ساخت و یا انقلابی در زمین‌شناسی رسوبی یاد می‌شود. جهت تفسیر صحیح نتایج یک مطالعه چینه‌نگاری سکانسی، داشتن یک چارچوب کروئوآستراتیگرافی دقیق برپایه آنالیزهای پالئونتولوژیکی، ضروری به نظر می‌رسد، از طرف دیگر نیز دقت به روند تغییرات الگوی پراکندگی روزنبران با پوسته‌های گوناگون (هیالین، پورسلانوز و آگلوتینه)، می‌تواند جدایش سطوح سکانسی را با دقت بیشتری همراه سازد. با توجه به این‌که تاکنون مطالعه جامع و دقیقی از لحاظ چینه‌نگاری سکانسی بر روی سازند رازک صورت نگرفته و نظر به اهمیت اقتصادی نهشته‌های الیگومیوسن (به دلیل داشتن پتانسیل هیدروکربوری) به نظر می‌رسد مطالعه چینه‌نگاری سکانسی می‌تواند به بالا بردن کیفیت عملیات اکتشافی هیدروکربوری، کمک شایانی کند. از این رو یک برش چینه‌شناسی (برش سطحی تنگ‌عبدی) در محدوده فارس (جنوب خاوری شیراز)، با ضخامت ۲۱۷/۵ متر انتخاب شد که شامل توالی از سازندهای جهرم، آسماری و رازک (۱۰ متر سازند جهرم، ۳۵ متر سازند آسماری و ۱۷۲/۵ متر سازند رازک) می‌باشد.

مطالعات زیادی از لحاظ فسیل‌شناسی، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی بر روی نهشته‌های الیگومیوسن آسماری انجام شده که برخی از مطالعات سکانسی مربوط به آن با توجه به داده‌های فسیل‌شناسی انجام شده است. اما تاکنون مطالعه‌ای از نظر چینه‌نگاری سکانسی با توجه به محتویات فسیل‌شناسی بر روی سازند رازک صورت نگرفته است (شکل ۲).

سعیدی اورتاکند و همکاران (۱۳۸۷) زیست چینه‌نگاری سازند آسماری را در دو برش سپیدار و چاه‌انجیر در جنوب باختری ایران (منطقه فارس) مورد مطالعه قرار دادند و سن سازند آسماری را در برش سپیدار روپلین - اکتیانین و در

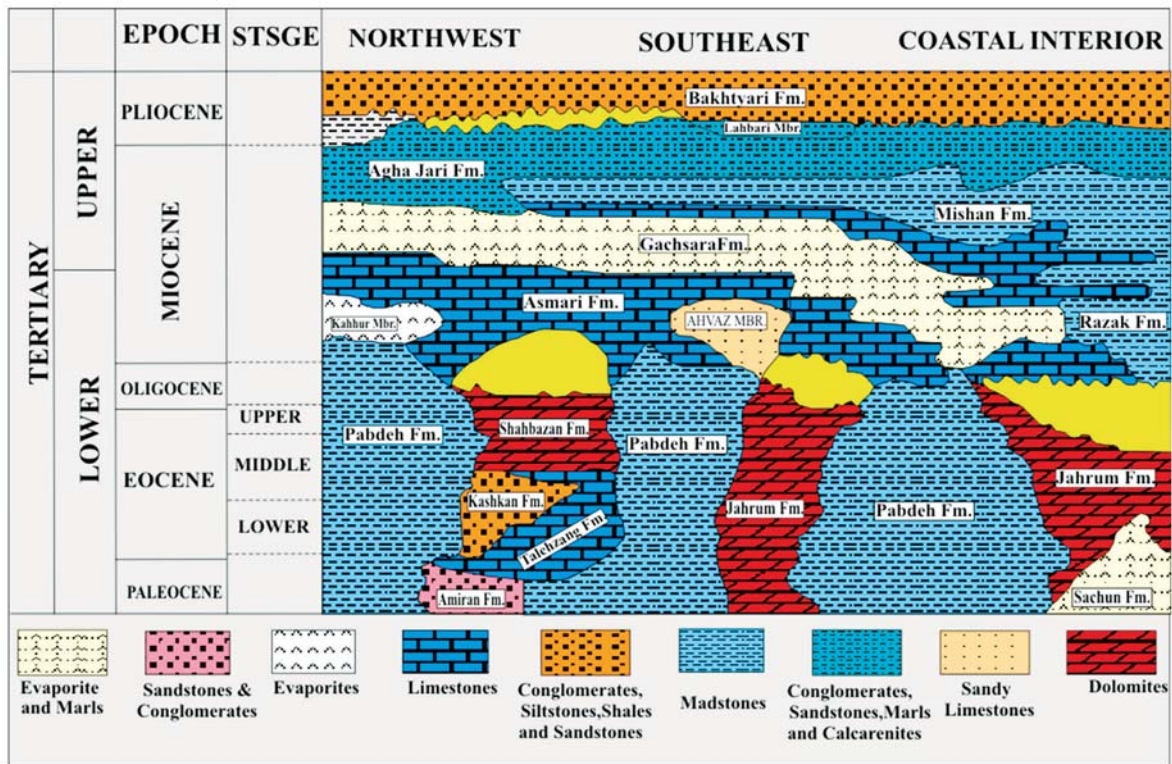
در مناطق فروافتادگی دزفول، لرستان، عراق، جنوب شرق ترکیه، شمال شرقی سوریه و تا حوضه جنوبی خلیج فارس تداوم دارد ولی در نواحی مجاور رورانگی زاگرس تبدیل به سازند رازک شده و این پدیده تا شمال شرقی عراق نیز دیده می‌شود (مطیعی، ۱۳۷۲). از نظر گسترش منطقه‌ای، سازند رازک گسترش زیادی در ناحیه فارس داخلی دارد که گویای فعالیت هم‌زمان با تکتونیک حوضه رسوبی زاگرس است (Alavi, 2004; Bahroudi and Koyi, 2004). از سمت جنوب و جنوب غربی این سازند به‌طور بین‌انگشتی به تبخیری‌های سازند گچساران تبدیل می‌شود، به نحوی که در بندرعباس و جزیره قشم سازند گچساران قابل مشاهده نیست و محل تداخل دو سازند مزبور در همان امتدادی است که سازندهای ساچون و تارپور به هم می‌رسند.

چینه‌نگاری سکانسی یکی از شاخه‌های چینه‌نگاری است و به مطالعه بخشی از رسوبات یک حوضه که از لحاظ ژنتیکی با هم مرتبط بوده و به‌وسیله ناپیوستگی^۱ و یا سطوح پیوستگی هم‌ارز^۲ از هم جدا می‌شود، می‌پردازد. پژوهش‌های بسیاری در خصوص چینه‌نگاری سکانسی انجام شده است که حجم قابل توجهی از آن‌ها تاکید بر استفاده از خصوصیات و ویژگی‌های رسوب‌شناسی دارد، اما آرمسترانگ و برازیر (Armstrong and Brasier, 2005) معتقدند که در تفسیرهای چینه‌نگاری سکانسی، نقش اولیه بر عهده یک فسیل‌شناس است که به بررسی تغییرات بیوفاسیس می‌پردازد و در نتیجه اطلاعاتی را در خصوص محیط دیرینه و همچنین چارچوبی مستدل و قوی را در زمینه بیواستراتیگرافی ارائه می‌دهد. آن‌ها معتقدند که هر سکانس متشکل از بسته‌های رسوبی^۳ است که بالقوه مجموعه‌ای از فسیل‌ها را در بردارد و هر کدام از بسته‌ها و مرزهای بین آن‌ها را می‌توان به کمک شواهد فسیل‌شناسی مشخص ساخت. همچنین آرمنتروف و همکاران (Armentrout et al., 1999) نیز با استفاده از اطلاعات به‌دست‌آمده از بیواستراتیگرافی و تجزیه و تحلیل آن‌ها به بررسی سیستم‌های رسوب‌گذاری و محیط‌های رسوبی پرداختند و اظهار داشتند که بیواستراتیگرافی، امکان دست یافتن به شکل هندسی مخزن هیدروکربورها و گسترش جانبی آن‌ها را تسهیل می‌کند.

1. Unconformity

2. Correlative conformity

3. System tracts



شکل ۱. نقشه هم‌ارزی چینه‌های پالئوژن و نفوژن جنوب باختر ایران (برگرفته از Ala, 1982)

آزادبخت و همکاران (۱۳۸۹) با مطالعه زیست چینه‌نگاری و پالئوآکولوژی سازند رازک در جنوب شرق جهرم (برش الگو) سن شاتین-اکیتانین را پیشنهاد کردند. امین‌رسولی (۱۳۸۶) چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری و نهشته‌های هم‌ارز آن (بخش بالایی سازند پابده) را در زاگرس چین‌خورده، جنوب باختر ایران مورد بررسی قرار داد. عبادی (۱۳۷۰) سازند رازک را در دو مقطع زنجیران و سروستان در استان فارس مورد مطالعه قرار داد و این سازند را شامل دو رخساره کربناته و تبخیری دانست. وی همچنین این سازند را از جنبه محیط‌رسوبی به سه بخش کلی دریایی، حدواسط و محیط‌های رسوبی خشکی تقسیم نمود. سبحانی و همکاران (۱۳۸۲) لیتواستراتیگرافی و محیط رسوبی سازند رازک در منطقه کوار-فیروزآباد را مطالعه کردند و ناپیوستگی مربوط به نبود رسوبات بوردیگالین بین سازندهای آسماری در زیر و رازک در بالا را مشخص نموده و سن میوسن میانی را برای سازند رازک پیشنهاد کردند. حسن شاهی (۱۳۸۲) زمین‌شناسی و محیط‌رسوبی

برش چاه‌انجیر روپلین - شاتین گزارش کردند. معلمی (۱۳۸۸) محیط‌رسوبی و تاثیر عوامل دیاژنزی بر کیفیت سازند آسماری و جهرم در شرق گسل قطر-کازرون (باختر فارس ساحلی) را مورد بررسی قرار داد. دانشیان و همکاران (۱۳۹۱) چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های ائوسن تا میوسن را در برش چاه سعادت‌آباد (جنوب شرق شیراز) مورد بررسی قرار دادند که منجر به شناسایی پنج سکانس رسوبی (سه مرز سکانسی از نوع اول و دو مرز از نوع دوم) شد، که یک سکانس رسوبی مربوط به نهشته‌های ائوسن پسین (سازند جهرم)، یک سکانس رسوبی مربوط به نهشته‌های روپلین (سازند آسماری) و سه سکانس رسوبی مربوط به نهشته‌های روپلین و اکیتانین (سازند رازک) است. دانشیان و همکاران (۱۳۹۲) توالی نهشته‌های ائوسن-میوسن را در برش چینه‌شناسی فین (شمال بندرعباس) مورد بررسی قرار دادند و سن سازند جهرم را ائوسن میانی، سن سازند آسماری را روپلین و سن سازند رازک را اکیتانین پیشنهاد کردند.

سازند رازک در اطراف شیراز را مورد بررسی قرار داد و این سازند را محصول یک خشکی‌زایی عمومی در انتهای فاز کوهزایی پیرنه‌ئن دانست. در سال‌های اخیر با مطالعه برش‌هایی از سازند آسماری، چینه‌نگاری زیستی و محیط‌رسوبی آن توسط صیرفیان و همکاران (Seyrafian et al., 1996)، صیرفیان و همدانی (Seyrafian and Hamedani, 1998)، صیرفیان و

موجی خلیفه (Seyrafian and Mojikhalifeh, 2005)، ون بوخیم و همکاران (Van Buchem et al., 2010)، دانشیان و همکاران (۱۳۸۶)، دانشیان و حسین‌زاده (۱۳۸۹)، طهماسبی‌سروستانی و همکاران (۱۳۸۸)، طهماسبی‌سروستانی و همکاران (۱۳۸۵)، ملکی خیمه سری (۱۳۸۷)، در سایر نقاط ایران مورد مطالعه قرار گرفته است.

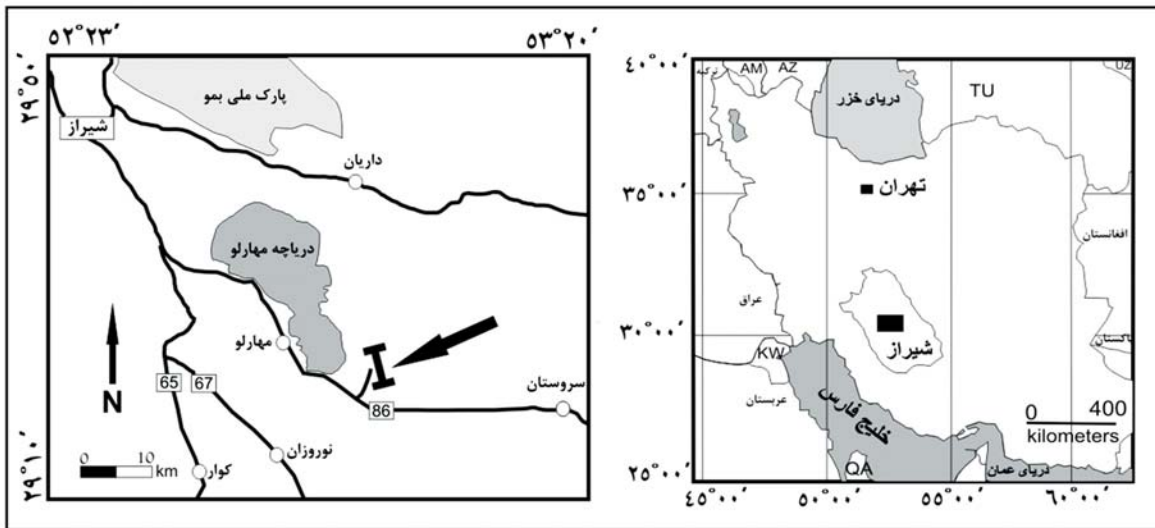


شکل ۲. موقعیت جغرافیایی برش‌های انتخابی: ۱- برش چاه سعادت‌آباد ۱ (دانشیان و همکاران، ۱۳۹۱). ۲- برش باختر فارس (معلمی، ۱۳۸۸)، ۳- برش چاه انجیر (سعیدی اورتاکند و همکاران، ۱۳۸۷)، ۴- برش تنگ عبدی (مطالعه کنونی)، ۵- برش فین (دانشیان و همکاران ۱۳۹۲)، ۶- برش سپیدار (سعیدی اورتاکند و همکاران، ۱۳۸۷)، ۷- برش رنجبران (عبادی، ۱۳۷۰)، ۸- برش کوار (هوشمند و سبحانی، ۱۳۸۰)، ۹- برش تاقدیس فراقان (حسن شاهی ۱۳۸۲)

موقعیت جغرافیایی

می‌توان از جاده شیراز - سروستان استفاده کرد که پس از طی کردن ۸۶ کیلومتر در این مسیر می‌توان به برش مورد نظر رسید. این برش در طول جغرافیایی "۲۵' ۵۲° ۵۳" تا "۳۸' ۵۸' ۵۲° شرقی و عرض جغرافیایی "۱۵' ۲۱' ۲۹° تا "۳۷' ۲۱' ۲۹° قرار دارد (شکل ۳).

منطقه مورد مطالعه در یال جنوبی تاقدیس احمدی در جنوب شرق زاگرس و در ناحیه فارس داخلی قرار دارد و از نظر جغرافیایی در جنوب شرق شهر شیراز و در نزدیکی روستای قنبری واقع شده است. برای دسترسی به آن



شکل ۳. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه (برش مورد نظر با علامت I مشخص شده است)

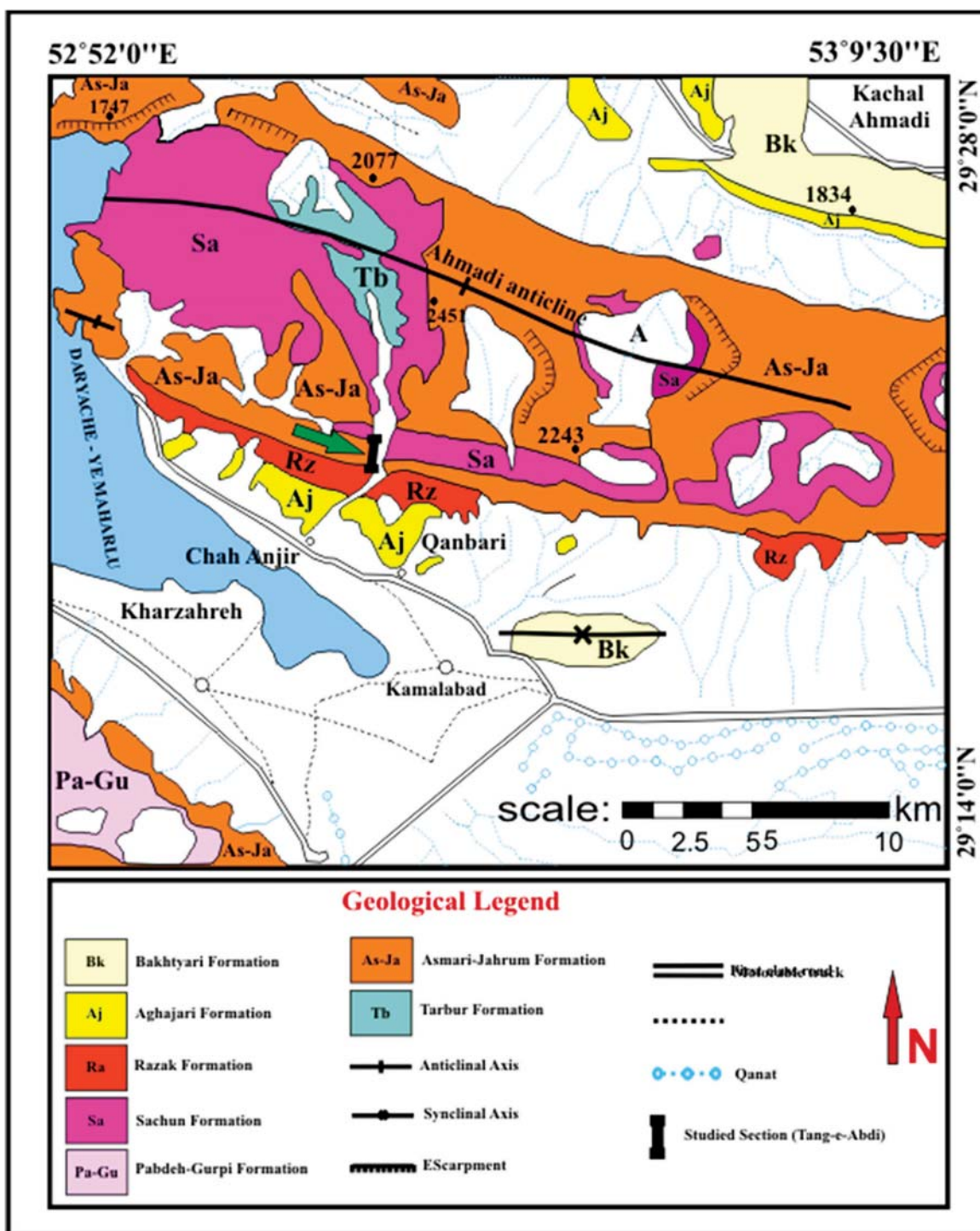
البته برای بررسی و مطالعه دقیق میکروفاسیس و محیط رسوبی نهشته‌های برش مورد نظر پراکندگی و فراوانی آلوکوم‌های مختلف و روزنبران با پوسته‌های مختلف مورد بررسی قرار گرفت و تمام این اطلاعات در کنار هم قرار گرفت تا مبنای مطالعه چینه‌نگاری سکانسی برش مورد مطالعه قرار گیرد.

زمین‌شناسی عمومی

منطقه مورد مطالعه در جنوب شرق شیراز قرار داشته و مربوط به فارس می‌باشد. تاقدیس احمدی با روند شمال غرب-جنوب شرق در این منطقه گسترش یافته که از سازندهای تاربور، ساچون، آسماری، جهرم و رازک تشکیل شده که گسترش مکانی سازندها در منطقه به‌گونه‌ای است که بیشترین گسترش را سازندهای آسماری و جهرم دارا بوده و سپس سازندهای ساچون، رازک، آغاچاری و تاربور به ترتیب دارای گسترش کمتر می‌باشند. برش مورد نظر در یال جنوبی تاقدیس احمدی قرار گرفته و شامل توالی از سکانس‌های جهرم، آسماری و رازک می‌باشد (شکل ۴)

روش و مراحل انجام مطالعه

برای انجام این مطالعه ابتدا منطقه مورد مطالعه در پیمایش‌های صحرائی مورد بررسی قرار گرفت و با توجه به تغییرات لیتولوژیکی و رخساره‌ای، ۸۴ نمونه برداشت شده از نهشته‌های مورد نظر از لحاظ ویژگی‌های سنگ‌شناسی و تعیین میزان و نوع آلوکوم‌ها و ارتوکوم‌ها مورد مطالعه قرار گرفت و از داده‌های به‌دست‌آمده برای شناخت ریزرخساره‌ها و تعیین سطوح سکانسی با تاکید بر شواهد فسیل‌شناسی، به‌خصوص روزنبران استفاده شد. مطالعه رخساره‌ای نمونه‌ها و نام‌گذاری سنگ‌های کربناته به روش دانهام (Dunham, 1962)، و استفاده از کمربند رخساره‌ای ویلسون (Wilson, 1975)، و فلوگل (Flugel, 1982, 2004)، انجام گرفت و جهت شناسایی سکانس‌ها از منابعی چون (Emery and Meyers, 1996)، (Catuneanu, 2002)، (Hunt and Tucker, 1992, 1995)، (2006 a,b) استفاده شد و مبنای تفکیک سکانس‌ها براساس مدل سکانسی (Hunt and Tucker, 1992, 1995) قرار داده شد.



شکل ۴. نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه برگرفته از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ شیراز (Fakhari et al., 1994)

که مرز سازند جهرم با سازند آسماری در پیمایش‌های صحرایی از نظر خصوصیات و ویژگی‌های لیتولوژیکی قابل تفکیک و جداسازی نبوده و جداسازی این دو سازند با استفاده از داده‌های فسیل‌شناسی امکان‌پذیر است. با توجه به مطالعات انجام شده مرز این سازند با سازند بالایی خود (سازند آسماری) به صورت ناپیوسته و هم‌شیب هست (نبود فسیل‌های شاخصی مانند *Pellatispira* استفاده از داده‌های فسیل‌شناسی امکان‌پذیر است. با *Baculogypsinoides* که نشان‌گر نبود افق‌های پایانی ائوسن

سازند آسماری که از واحدهای مختلفی همچون کربنات‌های ضخیم، متوسط و نازک لایه، کربنات‌های ندولی و مارن‌های الوان تشکیل شده است دارای گروه‌های شاخصی از روزنبران پلانکتون و کفزی می‌باشد. بخش ابتدایی سازند آسماری از لایه‌های آهکی رسی کرم رنگ تشکیل شده است (شکل ۵).



شکل ۵. بخش‌های ابتدایی سازند آسماری (دید به سمت جنوب)

است به طوری که بیوزون شماره ۵۳ وایند (Wynd, 1965) به سن ائوسن‌پسین در این نهشته‌ها قابل شناسایی نیست). سازند چهارم شامل کربنات‌های ضخیم لایه می‌باشد که بر اساس مطالعات آزمایشگاهی فاقد روزنبران پلانکتون و دارای فرم‌های کفزی نسبتاً شاخصی می‌باشد، درحالی‌که

مقابل ستون سنگ‌شناسی ترسیم گردید. قابل ذکر است که توصیف بیوزون‌های روزنبران کفزی رسوبات برش مورد نظر بر اساس بیوزون‌های پیشنهاد شده توسط وایند (Wynd, 1965) و آدامز و بورژوا (Adams and Bourgeois, 1967) انجام شده و با بیوزون‌های شناسایی شده برش مورد مطالعه مقایسه شده است (شکل ۹).

بیوزون: *Orbitolites complanatus partial range zone*

قاعده این بیوزون در بخش ابتدایی مقطع از سازند چهارم با انقراض جنس *Discocyclina* sp. آغاز می‌شود، انتهای این بیوزون با ظهور جنس *Austrotrillina paucialveolata* در ۱۰ متری خاتمه می‌یابد که شروع رسوب‌گذاری سازند آسماری را نشان می‌دهد. به نظر می‌رسد که رسوبات این بخش از سازند چهارم قابل مقایسه با بیوزون شماره ۵۳ وایند (Wynd, 1965) با عنوان - *Pellatispira* - *Chapmanina*

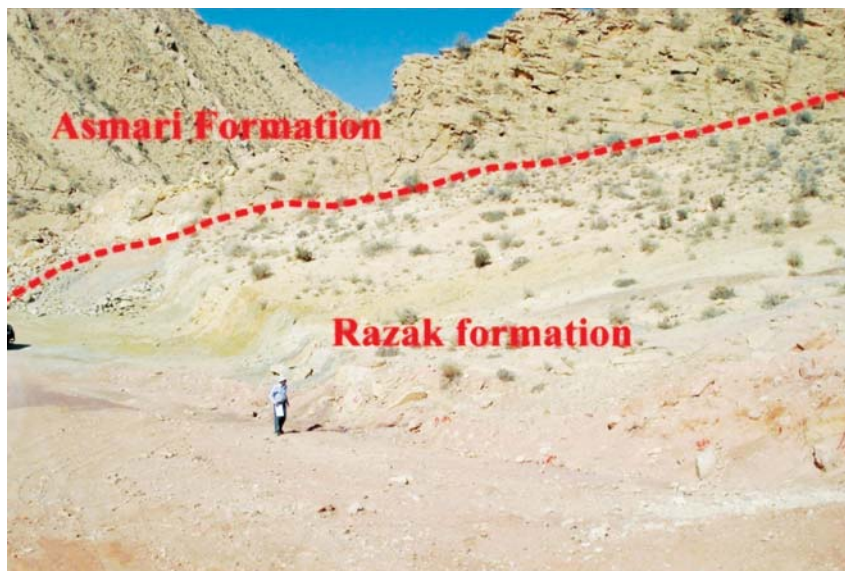
در محدوده مورد مطالعه سازند آسماری با تغییرات لیتولوژیکی و ناپیوستگی فرسایشی زیر رسوبات سازند رازک قرار گرفته است (شکل ۶ و ۷). در این برش سازند رازک ضخامت نسبتاً قابل توجهی داشته و دارای لیتولوژی پست‌تری نسبت به کربنات‌های ستیغ‌ساز سازند آسماری بوده و دارای رنگ کرم تا زرد نخودی می‌باشد، در قاعده آن یک واحد کنگلومرایی وجود دارد که سبب تفکیک این سازند از سازند آسماری شده است (شکل ۸).

زیست‌چینه‌نگاری برش تنگ عبدی

در برش مورد نظر تعداد ۸۴ نمونه از لحاظ محتویات فسیلی مورد مطالعه قرار گرفت که منجر به تشخیص و شناسایی ۳۶ جنس و ۴۶ گونه از روزنبران کفزی، و دو جنس و دو گونه روزنبران پلانکتونیک شد و سپس گسترش چینه‌شناسی میکروفسیل‌های شناسایی شده در



شکل ۶. مرز بالایی سازند آسماری با سازند رازک (دید به سمت جنوب)



شکل ۷. مرز بالایی سازند آسماری با سازند رازک (دید به سمت غرب)



شکل ۸. واحد کنگلومرای قاعده سازند رازک

بیوزون - Nummulites intermedius (۵۷) Nummulites vascus assemblage zone

قاعده این بیوزون با ظهور و همراهی گونه‌های *Nummulites fichteli-intermedius*, *Nummulites vascus-incrassatus*, *Nummulites* spp.، در ۹۴ متری شروع شده و تا ضخامت ۱۵۲ متری ادامه می‌یابد، که در واقع در این نقطه رسوب‌گذاری سازند رازک با یک رسوب‌گذاری (نیود رسوبات مربوط به شاتین) و ناپیوستگی با یک لایه کنگلومرایی آغاز می‌شود، به عبارت دیگر این زون تجمعی با ظهور و همراهی و انقراض گونه‌های فوق تعریف می‌شود. به علاوه حضور فسیل‌های شاخصی چون *Heterostegina* sp. و *Operculina complanata* در این محدوده از ویژگی این بیوزون می‌باشد. ضمناً مرز این بیوزون بر روی آخرین حضور گونه *Archaias operculiniformis* منطبق است. ضخامت این بخش از نهشته‌های سازند رازک ۵۸ متر است و سن الیگوسن پیشین (روپلین) برای آن پیشنهاد می‌شود.

لازم به توضیح است که نبود برخی فسیل‌های شاخص همچون *Eulepidina elephantina*, *Eulepidina dilatata*, *Nephrolepidina* spp. در بخش‌های پایینی نهشته‌های سازند رازک مانع ارائه بیوزون‌های معرفی شده توسط آدامز و بورژوا (Adams and Bourgeois, 1967) برای سازند آسماری و مقایسه آن با برش مورد مطالعه شد، اما با توجه به فونای فسیلی و محدوده زمانی شاید (با احتمال) بتوان بیوزون‌های

Austrotrillina paucialveolata partial range zone
۵۸) *Archaias operculiniformis* total range zone
۵۷) *Nummulites intermedius* - *Nummulites vascus* assemblage zone

را که در بخش‌های پایینی سازند آسماری و سازند رازک در برش مورد مطالعه شناسایی شده‌اند، معادل قسمتی از بیوزون شماره (۳) معرفی شده توسط آدامز و بورژوا (Adams and Bourgeois, 1967) تحت عنوان *Eulepidina* - *Nephrolepidina* - *Nummulites* Assemblage Zone دانست.

Baculogypsinoides assemblage zone با محدوده سنی ائوسن پسین است. سن این بخش از سازند جهرم به علت وجود تجمع فسیلی و حضور جنس‌هایی چون *Pyrgo* spp.، *Hoplophragmium slingeri*. ائوسن پسین پیشنهاد می‌شود (به عبارت دیگر نبود فسیل‌های شاخصی چون *Pellatispira*, *Baculogypsinoides*. در این نهشته‌ها شناسایی نشد که بیان‌گر افق‌های ائوسن پسین است، به طوری که بیوزون ۵۳ و ایند (Wynd, 1965) در این نهشته‌ها شناسایی نشد که بیان‌گر این است که مرز سازند جهرم با آسماری به صورت پیوسته‌نما (است) ضخامت این بخش از رسوبات ۱۰ متر می‌باشد.

بیوزون: Austrotrillina zone range partial paucialveolata

قاعده این بیوزون از مرز پایینی سازند آسماری در ۱۰ متری و با عدم حضور گونه *Orbitolites complanatus* آغاز می‌شود و تا ضخامت ۳۶ متر با ظهور گونه *Archaias operculiniformis* ادامه می‌یابد، بنابراین مرز پایینی این بیوزون منطبق بر بیوزون *Orbitolites complanatus* partial range zone است و مرز بالایی آن نیز با بیوزون *Archaias operculiniformis* total range zone انطباق دارد. این بیوزون به صورت محلی تعریف شده و با توجه به حضور گونه شاخص *Austrotrillina paucialveolata* (Hottinger, 2007) و جایگاه چین‌شناسی، سن الیگوسن پیشین (روپلین) برای آن پیشنهاد می‌شود. ضخامت رسوبات این بخش از سازند آسماری ۲۶ متر می‌باشد.

بیوزون: Archaias operculiniformis total range zone (۵۸)

این بیوزون به طور کلی با حضور و گسترش گونه *Archaias operculiniformis* مشخص می‌شود. قاعده این بیوزون در ۳۶ متری با ظهور *Archaias operculiniformis* شروع شده و تا ضخامت ۹۴ متری با انقراض این گونه ادامه می‌یابد. ضخامت این بخش از نهشته‌ها ۵۸ متر (بخش بالایی سازند آسماری و بخش زیرین سازند رازک) و سن آن الیگوسن پیشین (روپلین) پیشنهاد می‌شود.

بیوزون: *Elphidium sp.1 partial range zone*

گسترش این بیوزون که به صورت محلی تعریف می‌شود از آخرین حضور گونه *Nummulites vascus-incrassatus* در ۱۵۲ متری، (پس از ناپیوستگی و نبود رسوبات شاتین) شروع شده و تا اولین حضور گونه *Ammonia beccari* در ۱۶۴ متری ادامه می‌یابد. ضخامت نهشته‌های این بخش ۱۲ متر است و محدوده سنی آن بر اساس جایگاه چینه‌شناسی میوسن پیشین (اکیتانین) پیشنهاد می‌شود.

بیوزون: *Austrotrillina howchini - Peneroplis evolutus assemblage zone* (۵۹)

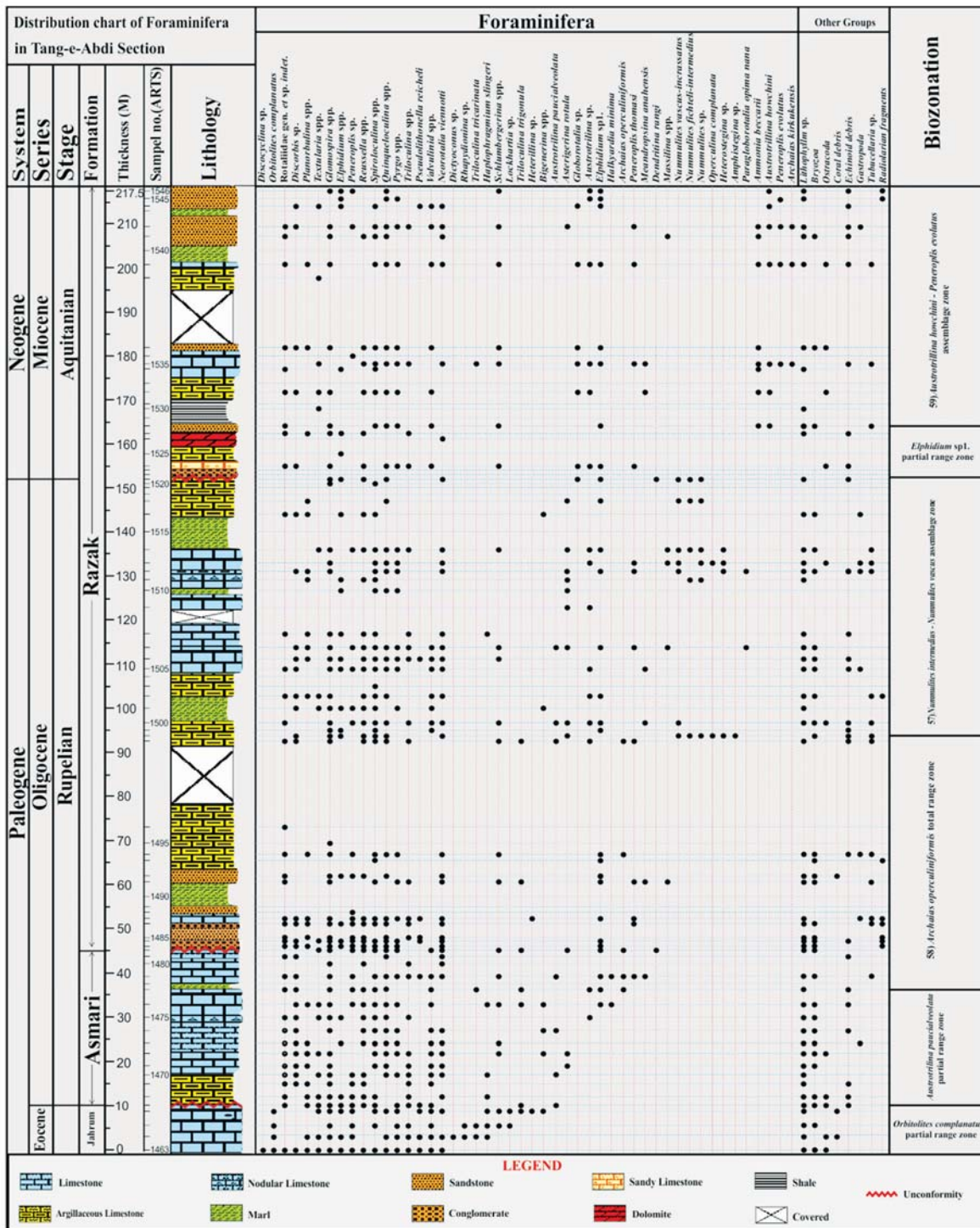
قاعده این بیوزون با ظهور و همراهی گونه‌های *Austrotrillina howchini*, *Peneropli evolutus* در ۱۶۴ متری شروع شده و تا انتهای مقطع (۲۱۷/۵) متری ادامه می‌یابد، به عبارت دیگر این زون تجمعی با ظهور و همراهی و انقراض گونه‌های فوق تعریف می‌شود. به علاوه حضور فسیل‌های شاخصی چون *Ammonia beccari*, *Archaias kirkukensis*، در این محدوده از ویژگی این بیوزون می‌باشد. ضخامت این بخش از نهشته‌های سازند رازک ۵۳/۵ متر است و سن میوسن پیشین (اکیتانین) برای آن پیشنهاد می‌شود.

بحث

به منظور مشخص نمودن سکانس‌ها لازم است نهشته‌ها از لحاظ میکروفاسیسی و پتروفاسیسی مورد بررسی قرار گیرند. سازند آسماری در برش مورد مطالعه در حدود ۳۵ متر ضخامت دارد و با سنگ آهک رسی آغاز می‌شود. این سنگ آهک‌ها کرم رنگ و حاوی ندول هستند و در ادامه با سنگ‌های آهکی نازک، متوسط و ضخیم لایه با میان لایه‌های مارنی و سنگ آهک ندولی ادامه می‌یابد. سازند رازک در قاعده با یک لایه کنگلومرای (شکل ۸) شروع می‌شود و پس از آن ماسه‌سنگ‌های خاکستری نازک تا متوسط لایه نهشته شده‌اند و با کنگلومرای به ضخامت یک متر ادامه می‌یابد. این ویژگی سازند رازک با چنین لیتولوژی می‌تواند دلیلی بر تغییر محیط رسوبی، کاهش عمق و پسروری‌های محلی باشد. این لیتولوژی با میان لایه‌هایی از

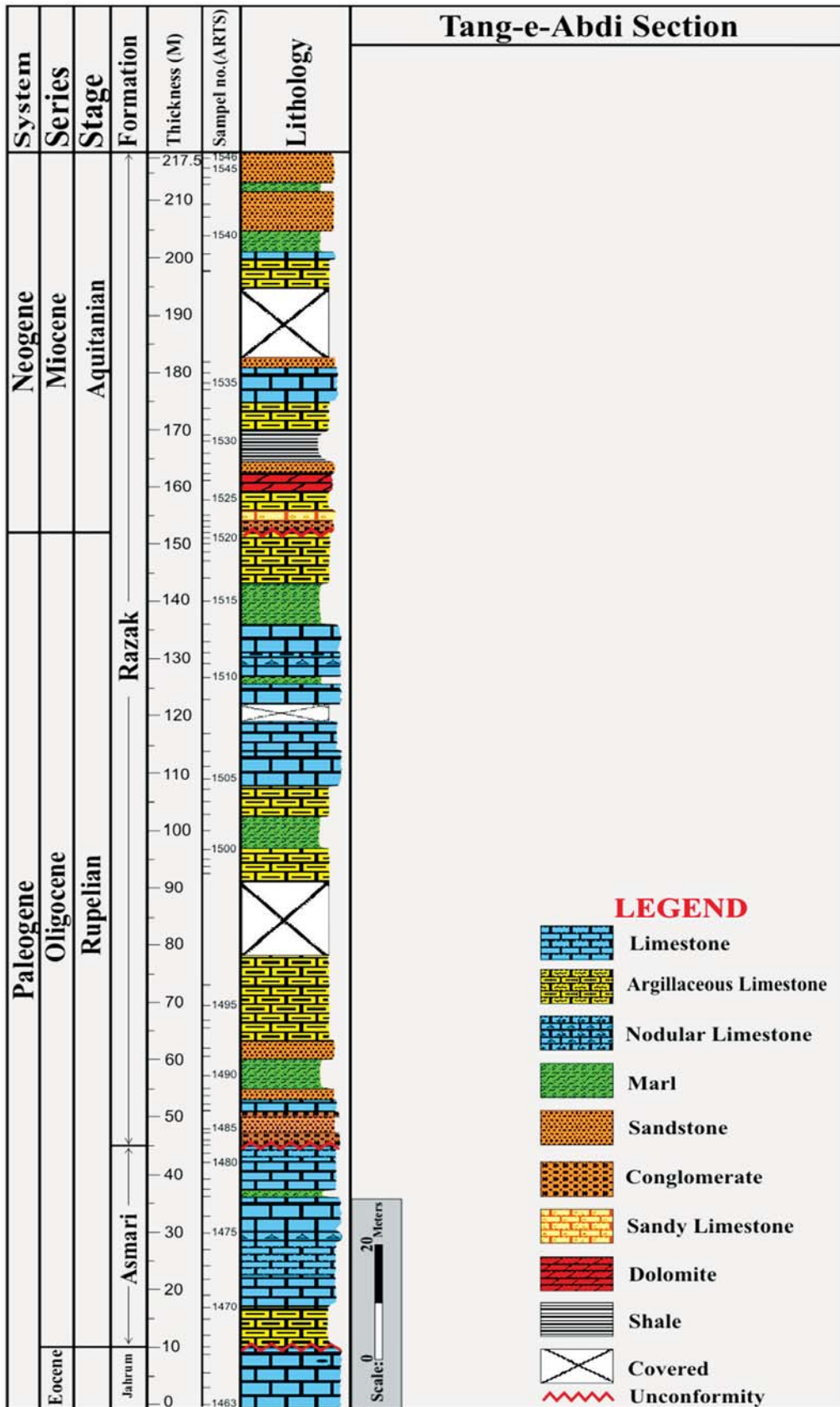
مارن‌های سبز رنگ ادامه یافته و سپس با آهک‌های رسی خاکستری رنگ جایگزین می‌شود. در ادامه ۱۳ متر از توالی پوشیده بوده و توالی رسوب‌گذاری با تناوب سنگ آهک‌های رسی با میان لایه‌های مارنی قرمز و سبز رنگ و سنگ آهک ندولی ادامه می‌یابد. سه متر از توالی مجدداً پوشیده بوده و پس از آن سنگ آهک و آهک‌های رسی با میان لایه‌های مارنی تا ضخامت ۱۵۲ متری مشاهده می‌شود. در این محل یک لایه کنگلومرای نهشته شده که احتمالاً نشان‌دهنده ناپیوستگی رسوبی درون سازند راز است، رسوب‌گذاری سازند رازک پس از آن با سنگ آهک‌های ماسه‌ای و سنگ آهک رسی و دولومیت ادامه می‌یابد. توالی با لایه‌های ماسه‌سنگی و شیل‌های خاکستری تا ضخامت ۱۷۰ متری ادامه یافته و سپس با سنگ آهک رسی و سنگ‌های ضخیم لایه دنبال می‌شود. در ضخامت ۱۸۱ متری یک لایه ماسه‌سنگی نهشته شده و پس از آن ۱۲/۵ متر از توالی پوشیده بوده و در انتها سنگ‌های آهکی رسی تا ضخامت ۲۰۰ متر ادامه یافته و با تناوبی از لایه‌های ماسه‌سنگی و مارن به پایان می‌رسد (شکل ۱۰).

مطالعات چینه‌نگاری سکانسی که تاکنون در ایران صورت گرفته غالباً بر اساس مطالعات رسوب‌شناسی بوده است (مانند لاسمی و امین‌رسولی، ۱۳۸۲، و ایمن دوست، ۱۳۸۵، حتی لاسمی و امین‌رسولی (۱۳۸۲) نقش فسیل‌ها را در تعیین سن نهشته‌ها در برخی موارد کم اهمیت شمرده و استفاده از داده‌های حاصل از مطالعات چینه‌نگاری سکانسی را برای این منظور مهم دانسته‌اند. در ایران مطالعات چینه نگاری سکانسی که به نقش فسیل‌ها توجه نموده‌اند اندک می‌باشند، به طور مثال می‌توان به وزیری مقدم و همکاران (Vaziri-Moghaddam et al., 2005)، دانشیان و همکاران (۱۳۸۷)، اشاره نمود که نقش روزنیران در تفکیک بسته‌های رسوبی را در مطالعه خود مورد توجه قرار دادند و یا روتر و همکاران (Reuter et al., 2009) که با بررسی مجموعه فسیل‌ها در نهشته‌های سازند قم در حوضه‌های قم و اصفهان- سیرجان در ایران مرکزی، سکانس‌ها را تفکیک نمودند. در این مطالعه نیز هدف، مطالعه چینه‌نگاری سکانسی با تاکید ویژه بر نقش فسیل‌ها به ویژه روزنیران بوده و سعی



شکل ۹. گسترش چینه‌شناسی میکروفسیل‌های برش تنگ عبدی

شده از آن‌ها در تشخیص رخساره‌ها، سکانس‌ها، بسته‌های رسوبی، مرزهای سکانسی و سطوح حداکثر گستردگی آب دریا استفاده شود. مطالعه ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی (تجزیه و تحلیل میکروفاسیس‌ها و پتروفاسیس‌های برش تنگ عبدی)



شکل ۱۰. ستون سنگ چینه‌نگاری برش تنگ عبدی (جنوب شرق شیراز)

کنگلومرای درون سازندی با قلوه‌های گلی (C1)

براساس رده‌بندی کنگلومراها توسط پتی جان (Pettijon, 1975)، قلوه‌های این نوع از کنگلومرا از درون حوضه رسوبی تامین شده و دارای فسیل‌های مختلف و ماسه است. قلوه‌های این کنگلومرا نیمه گرد شده با جورشدگی ضعیف هستند و رنگ آن قرمز بوده که نشان‌دهنده محیط اکسیدان است (شکل ۱۱).



شکل ۱۱. رخساره ماکروسکوپی نهشته‌های برش تنگ عبدی، کنگلومرای درون سازندی

بافت رسوبی و فونای فسیلی) برش تنگ عبدی در یال جنوبی تاقدیس احمدی، منجر به شناسایی نه گروه ریز رخساره کربناته و سه گروه پتروفاسیس شد. همچنین حاصل این مطالعه، تشخیص چهار محیط اصلی شامل پهنه‌های جزرومدی^۱، لاگون^۲، پشته‌های ماسه‌ای^۳ و دریای باز^۴ است. که در ادامه به‌اختصار به توصیف هرکدام پرداخته می‌شود. بر اساس این مطالعه، مدل رسوبی نهشته‌های مورد مطالعه یک رمپ کربناته می‌باشد.

قابل مقایسه با کمر بند رخساره‌ای شماره ۸ و ۹ ویلسون (Wilson, 1975) است و در بخش کم‌عمق محیط نهشته شده است. در برش مورد نظر این میکروفاسیس‌ها به‌صورت مادستون (A)، گرینستون حاوی میلیولید (B) و گرینستون حاوی میلیولید و پلوئید (C)، (جدول ۱) دارای فابریک چشم پرنده‌ای، رگه‌های اکسید آهن و تنوع کم فونا و پتروفاسیس‌ها به‌صورت لیتیک آرنایت (T_۱) و ماسه سنگ دورگه‌ای (T_۲) می‌باشند (شکل ۱۳، A, B, C).

ماسه‌سنگ آرنایتی Lithicarenite (T_۱)

بر اساس رده‌بندی ماسه‌سنگ‌ها توسط فولک (Folk, 1974)، این نوع از ماسه سنگ دارای بیشتر از

مجموعه میکروفاسیس‌ها و پتروفاسیس‌های پهنه‌های جزرومدی

این پهنه‌ها نواحی هستند که تحت نفوذ جریان‌های ضعیف و عمل امواج قرار دارند و به‌طور مرتب و یا به‌ندرت به‌وسیله آب پوشیده می‌شوند، طغیان و طوفان‌های دریایی نیز به‌طور پراکنده وجود دارد. رخساره‌های مربوط به این مجموعه در پهنه‌های بالای جزرومدی و یا فرورفتگی‌های موجود در حواشی دریاها، و در مناطق با آب و هوای خشک تشکیل می‌شوند. بر اثر تبخیر زیاد و در نواحی با آب و هوای خشک، رسوبات تبخیری نظیر ژیبس و انیدریت تشکیل می‌شوند، حفرات چشم پرنده‌ای و یا روزنه‌ای در رسوبات میکرایتی محیط‌های بین جزرومدی تا بالای جزرومدی یافت می‌شوند. تنوع جانوران در این ناحیه محدود بوده و آثار پلت و گاهی دولومیتی شدن در آن دیده می‌شود. این میکروفاسیس‌ها

1. tidal flat
2. lagoon
3. sand shoals
4. open marine

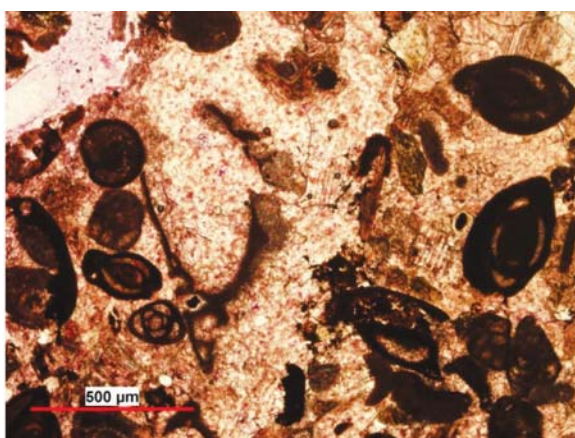
همچون *Ammonia*، *Elphidium* و *Rotalia* در کنار دانه‌های فراوان و با اندازه مختلف کوارتز قرار دارند. از اجزاء فرعی این رخساره می‌توان به قطعات خارپوست، دوکفه‌ای و جلبک قرمز اشاره کرد (شکل ۱۲- B).

تفسیر: به دلیل فراوانی فرامینیفرهای بنتیک با پوسته پورسلانوز و همچنین حضور دانه‌های کوارتز، چنین رخساره‌ای، مربوط به بخش‌های پارانرژی و ساحلی می‌باشد (Romero et al., 2002). برای تشکیل این نوع ماسه‌سنگ‌ها، ذرات کوارتز توسط رودخانه‌ها به سمت دریا حمل شده و با ذرات دریایی مانند اجزاء آهکی (اسکلتی یا غیراسکلتی) مخلوط می‌شود. مشخصه این ماسه‌سنگ‌ها، حضور اجزاء دریایی بیش از ۵۰ درصد می‌باشد (Tucker, 1981).

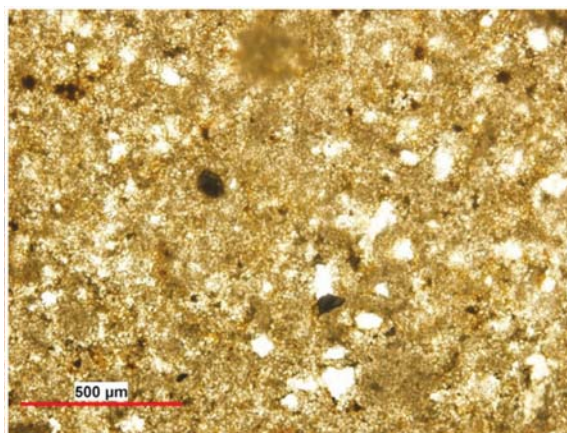
۲۵ درصد خرده سنگ و کمتر از ۷۵ درصد کوارتز است. خرده سنگ‌های تشکیل دهنده این نوع ماسه سنگ را اکثراً فرامینیفرها، جلبک‌ها و دیگر خرده‌های آهکی تشکیل می‌دهند. همچنین قابل ذکر است که این ماسه‌سنگ سست بوده و به همین دلیل در هنگام مقطع‌گیری دانه‌های ماسه از هم جدا شده و بین آنها با چسب پر شده است (زمینه تیره در عکس در واقع چسبی است که دانه‌های ماسه را در کنار هم نگه داشته است) (شکل ۱۲- A).

ماسه سنگ دورگه‌ای (T_2) Hybrid Sandstone

اجزاء اصلی این رخساره شامل فرامینیفرهای بنتیک با پوسته پورسلانوز، همچون میلیولیدها (*Spiroloculina*، *Quinqueloculina*، *Triloculina*، *Pyrgo*، *Massilina*) و گاهی *Archaias* است که به همراه فرامینیفرهای هیالین



B



A

شکل ۱۲. رخساره‌های میکروسکوپی نهشته‌های برش تنگ عبدی (A) ماسه‌سنگ لیت آرنایتی، (B) ماسه سنگ دورگه‌ای

بستگی دارد. از جمله عناصری که در لاگون‌ها دیده می‌شوند می‌توان اجزای سدی مانند جلبک، بریوزوا و مرجان را نام برد که برخی از آن‌ها از سدها کنده شده و به این محیط وارد شده‌اند. از دیگر اجزای این محیط خارپوستان و استراکدا می‌باشند، نرم‌تنان و انواع روزنبران به‌خصوص فرم‌های با پوسته پورسلانوز نیز حضور دارند. نبود فابریک‌های مشخص خروج از آب مانند آنچه در پهنه جزرومدی دیده می‌شود، ویژگی‌های محیط لاگون و وجود بیوکلاست‌های محیط لاگونی از مشخصات این محیط است.

مجموعه میکروفاسیس‌های محیط لاگون

لاگون‌ها در پشت ریف‌ها قرار دارند و نواحی زیر جزرومدی هستند که عمق آب در این ناحیه از چندین متر تا ده‌ها متر تغییر می‌کند. درجه شوری در این ناحیه به‌طور معمول از درجه شوری معمول آب دریا بیشتر است که به علت گردش کمتر آب در پشت سد و ارتباط کم با دریای آزاد می‌باشد و به همین دلیل موجودات استنوهالین در این منطقه دیده نمی‌شوند، پس نوع موجوداتی که در این ناحیه زندگی می‌کنند به مقدار زیادی به محدودیت و پایداری سدها

جدول ۱. مجموعه رخساره‌های پهنه‌های جزرومدی

رخساره	توصیف	RMF
مادستون (A)	خمیره اصلی سنگ را میکرایت تشکیل داده که در آن تنها درصد کمی ذرات کوارتز تخریبی در اندازه‌های بسیار کوچک یافت می‌شوند، و این ذرات بیشتر گردنشده و زاویه‌دار هستند که تحت تاثیر جریان‌ات آبی از بخش‌های نزدیک حوضه حمل شده‌اند و چون میزان حمل شدن آن‌ها زیاد نبوده زاویه‌دار هستند. باتوجه به این‌که این رخساره در توالی رسوبی با رخساره‌های مناطق کم‌عمق مشاهده می‌شود و رخساره‌های مجاور آن دارای تنوع فونایی روزنبران کفزی مشخص مربوط به مناطق کم‌عمق است، بنابراین به نظر می‌رسد که این رخساره در بخش‌های کم‌عمق حوضه نهشته شده است، فقدان تنوع فونایی در این رخساره نیز نشان‌دهنده عدم شرایط مناسب برای زیست موجودات بوده که خود این عامل یکی دیگر از شواهدی است که نشان می‌دهد این رخساره متعلق به بخش‌های کم‌عمق حوضه می‌باشد. تفسیر: باتوجه به محیط نهشته‌شدن این رخساره مشخص می‌شود که مطابق با ریز رخساره‌های استاندارد فلوگل (Flugel, 2004)، این رخساره شباهت با SMF20 فلوگل (Flugel, 1982, 2004) دارد. وجود شواهد کم‌عمق شدگی و بعضاً خروج از آب (ساخت چشم پرنده‌ای)، فراوانی گل و ارتباط عمودی آن با رخساره‌های محیط لاگون و تنوع کم فونا حاکی از تشکیل این رخساره در بخش ابتدایی پهنه‌های جزرومدی است.	Finely Laminated Dolomitic or Lime Mudstone(22)
گرینستون حاوی میلیولید (B)	عناصر اصلی این رخساره روزنبران کفزی با دیواره پورسلانوز (غالباً میلیولیدها)، همچون جنس‌های <i>Pyrgo</i> , <i>Spiroloculina</i> , <i>Quinqueloculina</i> می‌باشند که به همراه جنس‌هایی چون <i>Archaias</i> , <i>Austrotrillina</i> , <i>Meandropsina</i> , <i>Peneroplis</i> به مقدار کمتر در یک زمینه با سیمان اسپاری قرار گرفته‌اند. از اجزای فرعی این رخساره می‌توان به درصد کمی از قطعات خارپوست، جلبک، بریوزوا و برخی از روزنبران کفزی (<i>Discorbis</i> , <i>Elphidium</i> , <i>Halkyardia</i>) به همراه قطعات دوکفه‌ای و شکم‌پا اشاره کرد. تفسیر: همان‌طور که اشاره شد عناصر اصلی تشکیل‌دهنده این رخساره را روزنبران کفزی با پوسته پورسلانوز تشکیل می‌دهند که چنین رخساره‌ای مربوط به بخش‌های پرنرژ و بخش‌های پایینی پهنه‌های جزرومدی می‌باشد (Romero et al, 2002). چنین رخساره‌ای به SMF16 فلوگل (Flugel, 1982; 2004) شباهت دارد.	Bioclastic Packstone/Grainstone With Diverse Skeletal Grains(26)
گرینستون حاوی میلیولید و پلوئید (C)	عناصر اصلی این رخساره را روزنبران کفزی تشکیل می‌دهند که از این بین فرم‌های با پوسته پورسلانوز خصوصاً میلیولیدهایی چون <i>Pyrgo</i> , <i>Spiroloculina</i> , <i>Triloculina</i> , <i>Quinqueloculina</i> بیشتر هستند، همچنین عناصر غیراسکلتی پلوئید نیز به‌عنوان اجزای اصلی این رخساره محسوب می‌شوند که به همراه روزنبران کفزی در یک زمینه اسپاری قرار گرفته‌اند. روزنبران کفزی مانند <i>Elphidium</i> , <i>Peneroplis</i> به همراه قطعات خارپوست، استراکدا، جلبک و بریوزوا اجزای فرعی این رخساره را تشکیل می‌دهند. تفسیر: فراوانی و افزایش میلیولیدها نشان‌گر محیط لاگون است، میلیولیدها موجوداتی هستند که در محیط‌های با شوری بالا (هیپر سالین)، کم‌عمق (کمتر از ۷۵ متر) و با آشفتگی کم زندگی می‌کنند. این موجودات در آب‌های آشفته، و رسوبات دانه‌ریز فراوان‌تر می‌باشند. گیل (Geel, 2000) سنگ‌های حاوی میلیولید را به لاگون نسبت داده است. باتوجه به زمینه اسپاریتی این رخساره و حضور پلوئیدها که نشان‌دهنده انرژی زیاد محیط است می‌توان این رخساره را مربوط به بخش‌های پایانی پهنه‌های جزرومدی و ابتدای لاگون دانست. چنین رخساره‌ای با SMF16 فلوگل (Flugel, 1982; 2004) شباهت دارد.	Bioclastic Packstone/Grainstone With Diverse Skeletal Grains (26)

در برش مورد نظر این میکروفاسیس‌ها به صورت پکستون-گرینستون حاوی میلیولید و پلوئید (D)، و کستون حاوی میلیولید (E)، پکستون-گرینستون حاوی میلیولید (F) و وکستون حاوی میلیولید و نومولیتیده (G) بوده (جدول ۲) که قابل مقایسه با کمر بند رخساره‌ای شماره ۷ و ۸ ویلسون (Wilson, 1975) می‌باشند. این میکروفاسیس‌ها حاوی قطعات خارپوستان، استراکدا، نرم‌تنان مانند شکم‌پا و دوکفه‌ای، جلبک قرمز، بریوزوا و روزنبران کفزی با پوسته‌های مختلف به‌خصوص پورسلانوز (مانند *Spiroloculina*, *Triloculina*, *Quinqueloculina*) در برش مورد نظر این میکروفاسیس‌ها به صورت گرینستون حاوی میلیولید و نومولیتیده (H) بوده (جدول ۲) که قابل مقایسه

مجموعه میکروفاسیس پشته‌های ماسه‌ای

این محیط‌ها ساختمان‌های تقریباً برآمده‌ای هستند که در مقابل امواج مقاوم بوده و بالاتر از کف حوضه قرار دارند و در حد فاصل محیط دریای باز و لاگون قرار دارند. در برش مورد نظر این میکروفاسیس‌ها به صورت گرینستون حاوی میلیولید و نومولیتیده (H) بوده (جدول ۲) که قابل مقایسه

با پوسته هیالین همچون *Nummulites*, *Operculina* و *Heterostegina*, *Amphistegina* می‌باشند که به همراه فرم‌هایی چون *Asterigerina*, *Discorbis*, *Rotalia* و *Elphidium* در یک زمینه میکرایتی به صورت تقریباً فشرده و نزدیک به هم قرار گرفته‌اند، روزنبران کفزی با پوسته پورسلانوز چون میلیولیدها، قطعات خارپوست، جلبک، بریزوا، شکم‌پا و قطعات دوکفه‌ای به مقدار کم و جزئی در این رخساره حضور دارند. حضور نومولیتیدها در یک زمینه با درصد نسبتاً متوسط گل و جورشدگی بد اجزا، نشان‌دهنده منطقه‌ای با انرژی متوسط و رسوب‌گذاری در بالای قاعده تاثیر امواج آرام می‌باشد (Rasser et al., 2003). ایرکولیناها (*Operculina*) جز منفذداران هم‌زیست می‌باشند که از نظر عمق تا پایین‌تر از قاعده زون نوری زندگی می‌کنند، به عبارتی پیدایش این گروه منطبق بر حد پایینی ناحیه نورانی (Romero et al., 2002) در آب‌های آرام است. شکل پهن و کشیده این گروه جهت سازگاری با این شرایط می‌باشد (Geel, 2000). باتوجه به این تجمع نتیجه می‌گیریم که محیط تشکیل این ریزرخساره به بخش خارجی رمپ محدود می‌شود (شکل ۱۳، I).

با کمربند رخساره‌ای شماره ۶ ویلسون (Wilson, 1975) می‌باشد. در تفسیر این ریزرخساره می‌توان بیان کرد که حضور هم‌زمان روزنبران با پوسته هیالین و پورسلانوز حاکی از شرایط محیطی بوده که این امکان را فراهم می‌کند، ولی از آن جایی که بافت سنگ در این رخساره دانه‌پشتیبان است نشان‌دهنده انرژی لازم جهت شستشوی تمام یا بخشی از گل‌کربناته از محیط است. بنابراین رخساره مورد نظر احتمالاً مربوط به بخش بالایی رمپ‌میانی (مربوط به پشته‌های ماسه‌ای) و قسمت بالایی زون یوفوتیک می‌باشد. پس باتوجه به فونای موجود و بافت سنگ می‌توان یک محیط با انرژی متوسط تا زیاد در بخش میانی رمپ را برای این رخساره بیان کرد (Geel, 2000) (شکل ۱۳، H).

مجموعه میکروفاسیسی دریای باز

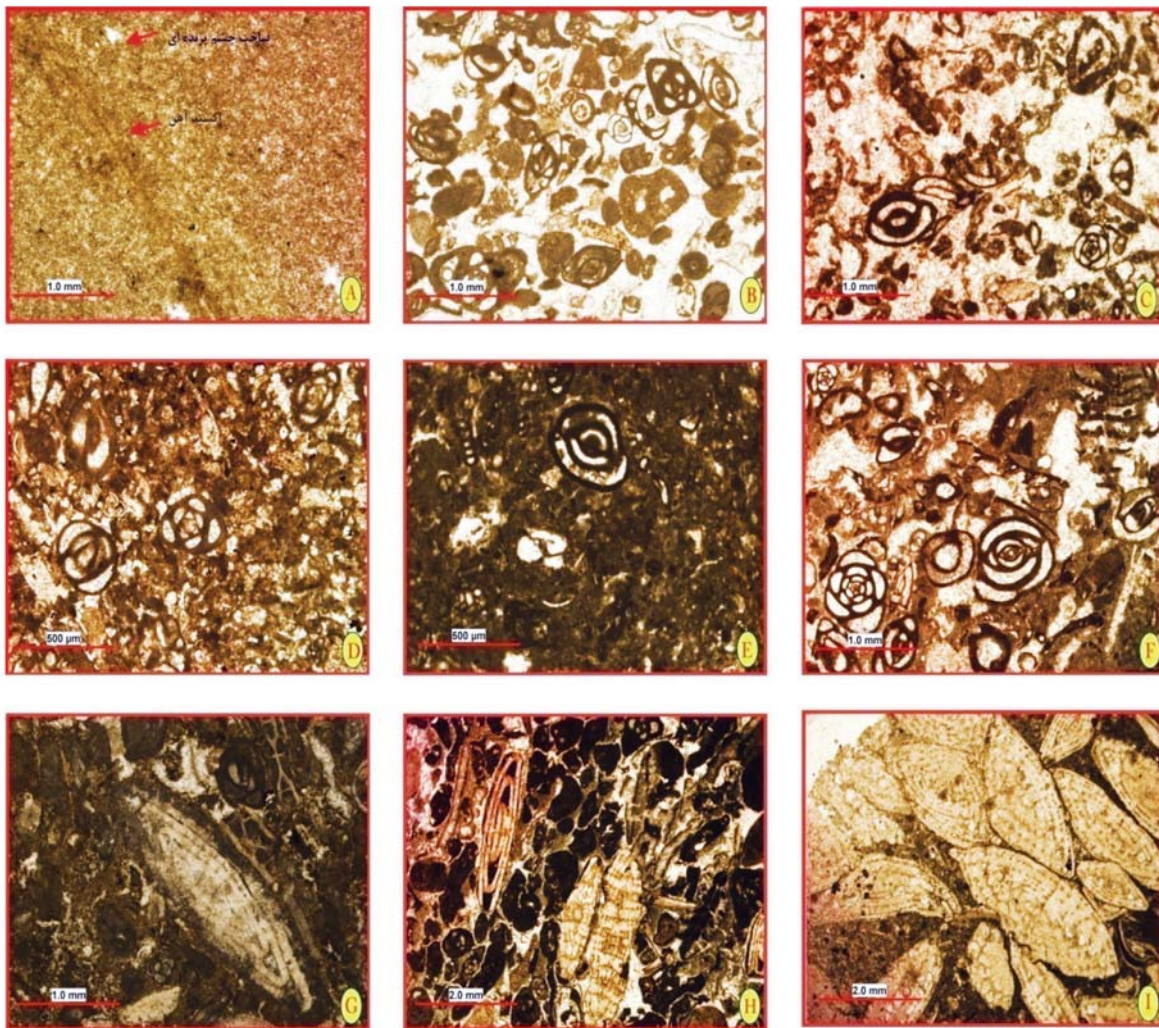
چنین میکروفاسیسی معرف بخش‌های جلوی شیب کربناته بوده و به کمربند رخساره‌ای شماره ۴ ویلسون (Wilson, 1975) مربوط می‌شود. در برش موردنظر مجموعه میکروفاسیسی دریای باز به صورت پکستون حاوی نومولیتید (I) بوده (جدول ۲) که دارای روزنبران کفزی

جدول ۲. مجموعه رخساره‌های محیط لاگون، پشته‌های ماسه‌ای و دریای باز

رخساره	توصیف	RMF
پکستون - گرینس‌تون حاوی میلیولید و پلوئید (D)	عناصر اصلی این رخساره روزنبران با پوسته پورسلانوز (میلیولیدها) مانند جنس‌های <i>Pyrgo</i> , <i>Spiroloculina</i> ، به همراه عناصر غیراسکلتی پلوئیدی است که در یک زمینه میکرایتی - اسپاری به صورت تقریباً فشرده و نزدیک به هم قرار گرفته‌اند. جنس‌هایی چون <i>Austrotrillina</i> , <i>Peneroplis</i> از اجزای فرعی این رخساره می‌باشند که به همراه قطعاتی از خارپوست، جلبک، استراکد، بریزوا، شکم‌پا و قطعات دوکفه‌ای درصد کمی از آلوکم‌ها را تشکیل می‌دهند. تفسیر: فراوانی و افزایش میلیولیدها نشان‌گر محیط لاگون است، گیل (Geel, 2000) سنگ‌های حاوی میلیولید و ویلسون (Wilson, 1975) حضور فراوان پلوئیدها را به لاگون نسبت داده است. این رخساره را باتوجه به دانه‌پشتیبان بودن، زمینه پکستونی-گرینس‌تونی و حضور پلوئیدها می‌توان مربوط به بخش‌های ابتدایی محیط‌های لاگونی دانست. چنین رخساره‌ای با SMF16 فلوگل (Flügel, 1982; 2004, 2010) شباهت دارد.	Bioclastic Wackestone/ Packstone With algae and Benthic Foraminifera (20)
وکستون حاوی میلیولید (E)	عناصر اصلی این رخساره را روزنبران کفزی تشکیل می‌دهند که بیشتر آن‌ها دارای پوسته پورسلانوز (میلیولید) هستند همچون جنس‌های <i>Pyrgo</i> , <i>Spiroloculina</i> , <i>Triloculina</i> ، به همراه جنس‌هایی چون <i>Austrotrillina</i> <i>Peneroplis</i> و گاهی <i>Meandropsina</i> که به صورت پراکنده در یک زمینه میکرایتی قرار دارند. اجزای فرعی این رخساره را قطعات خارپوست، جلبک، بریزوا، شکم‌پا، استراکد، دوکفه‌ای و روزنبرانی چون <i>Discorbis</i> , <i>Asterigerina</i> , <i>Elphidium</i> و <i>Neorotalia</i> تشکیل می‌دهند. تفسیر: حضور روزنبران کفزی بدون منفذ و عدم حضور فونای هیالین نشان‌دهنده یک لاگون نیمه‌محصور می‌باشد. ولی گل‌پشتیبان بودن این رخساره، عدم حضور یا کم‌بودن جریان‌های با انرژی متوسط که باعث خروج بخش‌هایی از گل‌کربناته از محیط می‌شود را نشان می‌دهد، بنابراین می‌توان بخش کم‌انرژی‌تر لاگون را در تشکیل این رخساره معرفی کرد (Wilson, 1975)، به عبارت دیگر محیط تشکیل چنین رخساره‌ای را می‌توان مربوط به بخش‌های میانی لاگون دانست. چنین رخساره‌ای با SMF19 فلوگل (Flügel, 1982; 2004; 2010) شباهت دارد.	Non-burrowed Lime Mudstone (19)

ادامه جدول ۲.

رخساره	توصیف	RMF
پکستون-گرینستون حاوی میلیولید (F)	عناصر اصلی این رخساره روزنبران کفزی با دیواره پورسلانوز (غالباً میلیولیدها)، همچون جنس‌های <i>Pyrgo</i> , <i>Spiroloculina</i> , <i>Triloculina</i> , <i>Quinqueloculina</i> می‌باشند که به همراه جنس‌هایی چون <i>Archaias</i> , <i>Austrotrillina</i> , <i>Peneroplis</i> به مقدار کم‌تر در یک زمینه میکرایتی-اسپاری و به صورت تقریباً فشرده و نزدیک به هم قرار گرفته‌اند. از اجزای فرعی این رخساره می‌توان به درصد کمی از قطعات خارپوست، جلبک، بریوزوا و برخی از روزنبران کفزی (<i>Discorbis</i> , <i>Elphidium</i> , <i>Halkyardia</i> , <i>Valvulina</i> , <i>Planorbulina</i>) اشاره کرد. تفسیر: تنوع روزنبران کفزی بدون منفذ و عدم حضور فونای هیالین نشان‌دهنده لاگون نیمه‌محصور می‌باشد. دانه‌پشتیبان بودن رخساره مذکور و حضور قطعات نسبتاً سالم روزنبران، وجود جریان‌های با انرژی متوسط که توانسته بخشی از گل‌کربناته را از محیط خارج کند را نشان می‌دهد. باتوجه به حضور کم گل در زمینه سنگ می‌توان بخش پراثرتری لاگون را در تشکیل این رخساره معرفی نمود (Wilson, 1975). چنین رخساره‌ای با SMF11 فلوگل (Flügel, 1982; 2004, 2010) شباهت دارد.	Bioclastic Wackestone/Packstone With algae and Benthic Foraminifera (20)
وکستون حاوی میلیولید و نومولیتیده (G)	عناصر اصلی این رخساره را روزنبران کفزی همچون میلیولیدها (<i>Pyrgo</i> , <i>Spiroloculina</i> , <i>Triloculina</i>) و <i>Nummulites</i> تشکیل می‌دهند به همراه جنس‌هایی چون <i>Penerplis</i> , <i>Asterigerina</i> که در یک زمینه میکرایتی پراکنده‌اند. از اجزای فرعی این رخساره می‌توان قطعات جلبک، بریوزوا، خارپوست، شکم‌پا و روزنبرانی چون <i>Ammonia becarii</i> و <i>Heterostegina</i> , <i>Discorbis</i> , <i>Neorotalia</i> را نام برد. تفسیر: فراوانی فونای پورسلانوز و هیالین در کنار یکدیگر حاکی از شرایط محیطی بوده که امکان زیست روزنبران با پوسته هیالین و پورسلانوز در آن میسر می‌باشد. این رخساره در محیط لاگون نیمه‌محصور (به علت حضور هم‌زمان روزنبران با دیواره هیالین و پورسلانوز) تشکیل شده است. در بعضی مقاطع روزنبران با پوسته هیالین دیده نمی‌شوند، رخساره مشابهی (تنها با حضور روزنبران با دیواره پورسلانوز) توسط اخروی و امینی (Okhravi and Amini, 1998) از محیط لاگون رسوبات میوسن سازند قم گزارش شده است. بنابراین با توجه به موارد ذکر شده و حضور هم‌زمان فرم‌های پورسلانوز و هیالین با هم، چنین رخساره‌ای را می‌توان مربوط به بخش‌های انتهایی محیط لاگون و ابتدای پشته‌های ماسه‌ای دانست. چنین رخساره‌ای با SMF8 فلوگل (Flügel, 1982; 2004, 2010) شباهت دارد.	Bioclastic Wackestone/Packstone With algae and Benthic Foraminifera (20)
گرینستون حاوی میلیولید و نومولیتیده (H)	عناصر اصلی این رخساره روزنبران با پوسته هیالین (<i>Nummulites</i> , <i>Heterostegina</i> , <i>Operculina</i> , <i>Asterigerina</i>) به همراه روزنبران با پوسته پورسلانوز همانند جنس‌های <i>Pyrgo</i> , <i>Spiroloculina</i> , <i>Triloculina</i> , <i>Quinqueloculina</i> می‌باشند که در یک زمینه اسپاری قرار دارند. قطعات خارپوست، جلبک، بریوزوا، شکم‌پا به همراه روزنبرانی چون <i>Discorbis</i> , <i>Neorotalia</i> , <i>Valvulina</i> , <i>Schlumbergerina</i> و گاهی قطعات دوکفه‌ای عناصر فرعی این رخساره را تشکیل می‌دهند. تفسیر: همان‌طور که در تفسیر ریزرخساره قبلی ذکر شد حضور هم‌زمان روزنبران با پوسته هیالین و پورسلانوز حاکی از شرایط محیطی بوده که امکان زیست روزنبران با پوسته هیالین و پورسلانوز در آن میسر است، ولی از آن‌جایی که بافت سنگ در این رخساره دانه‌پشتیبان است نشان‌دهنده انرژی لازم جهت شستشوی تمام یا بخشی از گل‌کربناته از محیط است. بنابراین رخساره مورد نظر احتمالاً مربوط به بخش بالایی رمپ میانی (مربوط به پشته‌های ماسه‌ای) و قسمت بالایی زون یوفوتیک می‌باشد. پس با توجه به فونای موجود و بافت سنگ می‌توان یک محیط با انرژی متوسط تا زیاد در بخش میانی رمپ را برای این رخساره بیان کرد (Geel, 2000). چنین رخساره‌ای با SMF11 فلوگل (Flügel, 1982; 2004, 2010) شباهت دارد.	Bioclastic Grainstone/Packstone With a Few Dominant Skeletal Grains (27)
پکستون حاوی نومولیتیده (I)	عناصر اصلی این رخساره روزنبران کفزی با پوسته هیالین همچون <i>Nummulites</i> , <i>Operculina</i> , <i>Heterostegina</i> می‌باشند که به همراه فرم‌هایی چون <i>Amphistegina</i> و <i>Asterigerina</i> , <i>Discorbis</i> , <i>Neorotalia</i> در یک زمینه میکرایتی به صورت تقریباً فشرده و نزدیک به هم قرار گرفته‌اند. روزنبران کفزی با پوسته پورسلانوز چون میلیولیدها، قطعات خارپوست، جلبک، بریوزوا، شکم‌پا و قطعات دوکفه‌ای و تعداد معدودی از روزنبران پلانکتون چون <i>Ammonia becarii</i> عناصر فرعی این رخساره را تشکیل می‌دهند. تفسیر: حضور نومولیتیده‌ها در یک زمینه با درصد نسبتاً متوسط گل و جورشدگی بد اجزا نشان‌دهنده منطقه‌ای با انرژی متوسط و رسوب‌گذاری در بالای قاعده تاثیر امواج آرام می‌باشد (Rasser et al., 2005). اپرکولیناها (<i>Operculina</i>) جز منفذداران هم‌زیست می‌باشند که از نظر عمق تا پایین‌تر از قاعده زون نوری زندگی می‌کنند، به عبارتی پیدایش این گروه منطبق بر حد پایینی ناحیه نورانی (Romero et al., 2002) در آب‌های آرام است. شکل پهن و کشیده این گروه جهت سازگاری با این شرایط می‌باشد (Geel, 2000). باتوجه به این تجمع نتیجه می‌گیریم که محیط تشکیل این ریزرخساره به بخش خارجی رمپ محدود می‌شود. چنین رخساره‌ای با SMF4 فلوگل (Flügel, 1982; 2004, 2010) شباهت دارد.	Wackestone/Packstone With Larger Foraminifera (13)

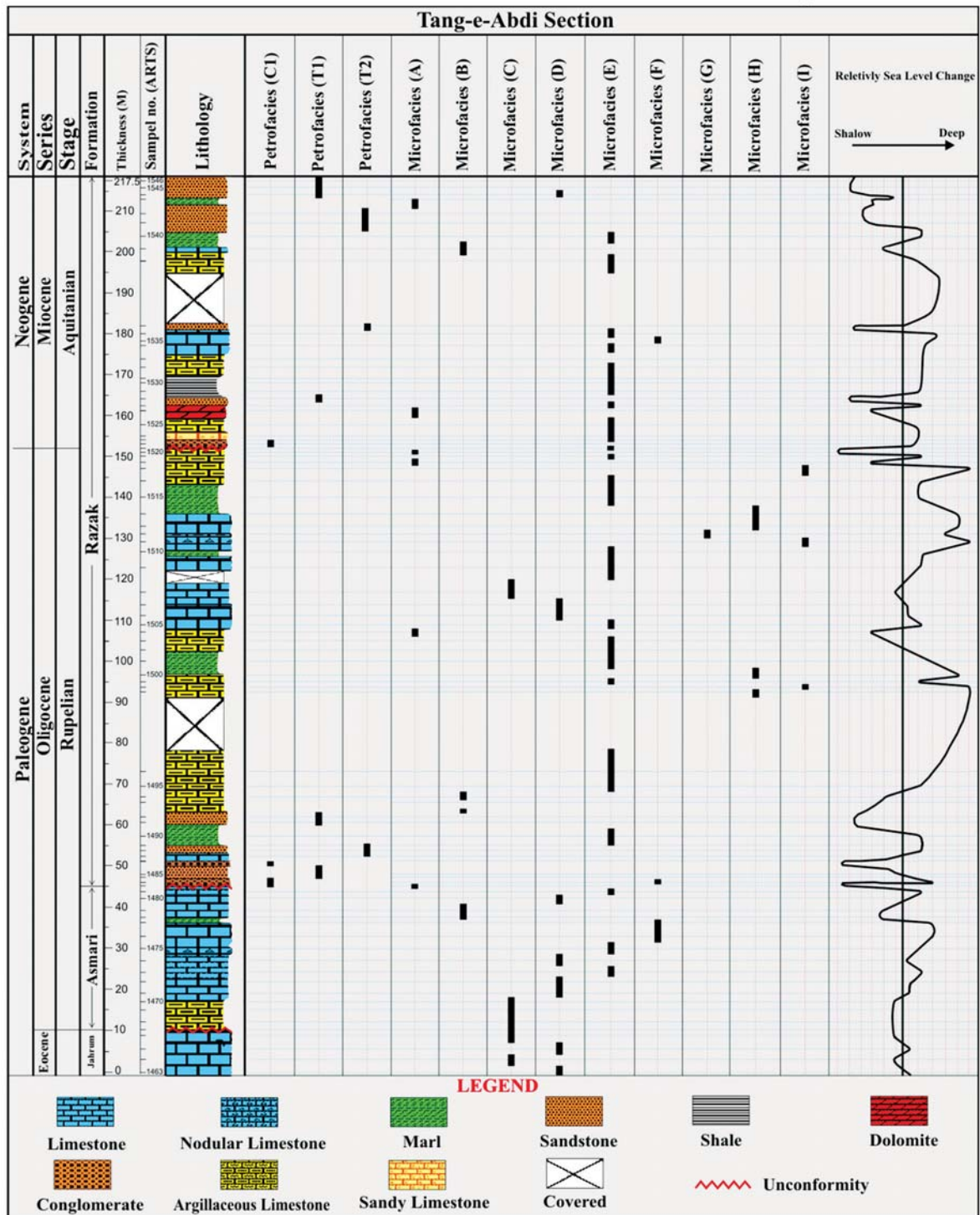


شکل ۱۳. رخساره‌های میکروسکوپی نهشته‌های برش تنگ عبدی. (A) رخساره مادستون، (B) رخساره گرینستون حاوی میلیولید، (C) رخساره گرینستون حاوی میلیولید و پلوئید، (D) رخساره پکستون - گرینستون حاوی میلیولید و پلوئید، (E) رخساره وکستون حاوی میلیولید، (F) رخساره پکستون - گرینستون حاوی میلیولید، (G) رخساره وکستون حاوی میلیولید و نومولیتیده، (H) رخساره گرینستون حاوی میلیولید و نومولیتیده، (I) رخساره پکستون حاوی نومولیتیده

تعبیر و تفسیر محیط‌رسوبی نهشته‌های برش تنگ‌عبدی

استراکد، خرده‌های جلبک، بریوزوا، خرده‌های دوکفه‌ای و روزنیران کفزی هستند، سایر کلاست‌ها شامل پلوئیدها و به مقدار کمتری فسفات می‌باشد. در این برش رخساره پکستون حاوی نومولیت بیشترین عمق و رخساره مادستون کم‌ترین عمق را نشان می‌دهد. نمودار تغییرات سطح آب دریا نشان می‌دهد که در طول ستون چینه‌شناسی کاهش عمق (پسروی دریا) و افزایش عمق (پیشروی دریا) به دفعات تکرار می‌شود (شکل ۱۴).

باتوجه به ریزرخساره‌ها و پتروفاسیس‌های شناسایی شده محیط‌رسوبی این نهشته‌ها یک رمپ می‌باشد که شامل پهنه‌های جزرومدی، لاگون، پشته‌های ماسه‌ای و دریای‌باز است. بیشترین رخساره‌های تشکیل‌دهنده در ستون چینه‌شناسی شامل رخساره‌های وکستون حاوی میلیولید، پکستون - گرینستون حاوی میلیولید و پلوئید، گرینستون حاوی میلیولید و پلوئید و گرینستون حاوی میلیولید است. بیوکلاست‌های اصلی شامل خارپوست، قطعات شکم‌پا،



شکل ۱۴. تغییرات سطح آب دریا و جایگاه رخساره‌ها در ستون چینه‌شناسی (برش تنگ عبدی)

گردید درصد تاکسا روزنبرن که نسبت به شرایط محیطی حساسیت دارند و به بیانی شاخص‌های محیطی مناسبی هستند، محاسبه و در ستون آنالیزهای چینه‌نگاری سکansı

1. Environmentally sensitive

الگوی فراوانی آلوکم‌ها و چینه‌نگاری سکansı

با نگرش ویژه به محتوای روزنبرن موجود به‌عنوان یک ابزار کارآمد در بهبود روش‌های چینه‌نگاری سکansı سعی

که خصوصیات نظیر حساسیت محیطی، توزیع عمقی، استراتژی تناسلی، مورفولوژی و وابستگی این گروه به جلبک‌های همزیست امکان استفاده‌های محیطی از این گروه روزنبران را به خوبی می‌دهد (Beavington-Penney and Racey, 2004). با توجه به تعلق روزنبران رو خانواده آستریریناسه (*Asterigerinacea*) و رو خانواده نومولیتاسه (*Nummulitacea*) به گروه LBFها با پوسته هیالین، از این نام برای مجموعه فونای فوق استفاده شد.

چینه‌نگاری سکانسی برش مورد مطالعه

در مطالعات چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های برش تنگ‌عبدی، تعداد چهار سکانس رسوبی تشخیص داده شد، که یک سکانس مربوط به سازند آسماری و سه سکانس مربوط به نهشته‌های سازند رازک است. در تمامی سکانس‌های رسوبی سیستم تراکت تراز پایین سطح آب (LST) از سیستم تراکت پیشرونده (TST) قابل تفکیک نبوده و با توجه به کم‌عمق بودن حوضه و وجود شواهد خروج از آب یا کم‌عمق شدگی (وجود تخریبی‌ها، اکسید آهن و اثرات چشم‌پرنده‌ای) و ناپیوستگی‌های رسوبی دو مرز سکانسی موجود در این برش از نوع اول (SB1) و دو مرز سکانسی از نوع دوم (SB2) تشخیص داده شد (شکل ۱۵).

سکانس ۱

این سکانس دارای دو سیستم تراکت (TST, HST) با ضخامت ۳۵ متر است. لیتولوژی عمده این سکانس شامل سنگ‌آهک‌های آرژیلیتی، سنگ‌آهک‌های متوسط و ضخیم‌لایه و به مقدار کم تری سنگ‌آهک ندولی و مارن می‌باشد. در ابتدا با شروع پیشروی، سنگ‌آهک به سنگ‌آهک‌های آرژیلیتی تبدیل می‌شود، در ادامه به تدریج پیشروی آب ادامه می‌یابد که در ابتدای این پیشروی عمدتاً روزنبران کفزی شکسته شده مشاهده می‌شود که معرف سیستم تراکت پیشرونده (TST) است. این سیستم تراکت ۲۶ متر ضخامت داشته و دارای رخساره‌های (C, D, E, F) می‌باشد. به تدریج با افزایش عمق سنگ‌آهک‌ها و سنگ‌آهک‌های ندولی نهشته می‌شوند که نشانه عمیق شدن حوضه و بیشترین بالآمدگی سطح

وارد شود. با توجه به دامنه رخساره‌ای رسم شده برای تاکسا گوناگون روزنبران نئوزن در شلف‌های کربناته تتیس در مطالعه بوداگر-فادل (Boudagher-Fadel, 2008) و گستره محیطی روزنبران در مطالعاتی مانند نایش و کمپ (Naish and Kamp, 1997) و موری (Murray, 2006) می‌توان به این نتیجه رسید که عنوان نمودن کلی درصد روزنبران کفزی کمک چندانی به درک صحیح تغییرات محیط رسوبی نمی‌کند چرا که برخی روزنبران با پوسته هیالین بیشتر در محیط لاگون (پشت ریف) و برخی در محیط جلوی ریف (روبه دریای باز) زندگی می‌کنند و دامنه زندگی برخی نیز گسترده است، برای مثال محاسبه مجموع درصد تاکسونی مانند *Rotalia* خاصه با پوسته‌های کوچک و یا *Ammonia* که بیشتر در محیط کم‌عمق پشت ریف زندگی می‌کنند به همراه تاکسایمی مانند *Asterigerina* و *Amphistegina* که بیشتر شاخص جلوی ریف هستند تحت یک عنوان کلی روزنبران کفزی با پوسته هیالین، و انتظار برداشت تفسیر رخساره‌ای از روند تغییرات آن چندان منطقی نمی‌باشد. با توجه به این مطلب از میان روزنبران کفزی تصمیم برقرار دادن درصد تاکسایمی زیردرستون آنالیزهای چینه‌نگاری سکانسی شد.

- روزنبران زیرراسته میلیولینا (*Miliolina*) که دارای پوسته پورسلانوز هستند.
 - از میان روزنبران کفزی با پوسته هیالین درصد روزنبران متعلق به رو خانواده *Asterigerinacea* که شامل دو تاکسایمی *Asterigerina*، *Amphistegina* می‌باشد، و رو خانواده نومولیتاسه (*Nummulitacea*) که عمدتاً شامل تاکسایمی *Nummulites*، *Operculina* می‌باشد، تحت عنوان Hyaline LBF (Hyaline Larger Ben-*thonic Foraminifera*) معرفی می‌شوند.
- در اینجا ذکر این نکته لازم به نظر می‌رسد که واژه روزنبران کفزی بزرگ با علامت اختصاری (LBF)، یک واژه غیررسمی در طبقه‌بندی روزنبران و شامل تاکسایمی از دو زیرراسته *Nummulitacea* و *Asterigerinacea* می‌باشد محققین، تحقیق روی این گروه غیررسمی از روزنبران را از حدود ۳۰ سال پیش آغاز نمودند و به این نتیجه رسیدند

روزنبران با دیواره پورسلانوز و جلبک قرمز ادامه می‌یابد که نشان‌دهنده شروع پیشروی است. در ادامه، نهشته‌های تشکیل‌شده در مراحل اولیه این پیشروی دارای اثرات خردشدگی، پرشدگی با اسپارایت، روزنبران کفزی خردشده و دانه‌های غیراسکلتی چون پلوئید می‌باشند که شواهد موجود معرف سیستم‌تراکت پیشرونده (TST) است. این سیستم‌تراکت ۴۹ متر ضخامت داشته و دارای رخساره‌های (B, C, D, E, F, I) می‌باشد. به تدریج با افزایش عمق، سنگ‌آهک‌های آرژیلیتی نهشته می‌شوند که دارای روزنبران کفزی با پوسته هیالین مثل گروه Nummulitids می‌باشند و تجمع فرم‌های با پوسته پورسلانوز در این نهشته‌ها رو به کاهش بوده که نشان‌دهنده عمیق‌شدن حوضه و بیشترین سطح بالآمدگی آب‌دریا (mfs2) است به گونه‌ای که تجمع و فراوانی فرم‌های با پوسته هیالین و همچنین حضور روزنبران پلانکتون در این نهشته‌ها بیانگر این موضوع است. با پایین آمدن سطح آب در ابتدای سیستم‌تراکت تراز بالای آب‌دریا، مقدار فسیل‌ها در مقاطع تا حدودی کم‌شده و با کم‌شدن عمق آب‌دریا به تدریج به میزان روزنبران کفزی افزوده می‌شود که در این میان تجمع فرم‌های با پوسته پورسلانوز بیشتر و فراوانی فرم‌های با پوسته هیالین رو به کاهش است. حضور روزنبران کفزی بزرگ با پوسته هیالین حکایت از وجود اکسیژن و چرخش آب دارد که چنین شواهدی در واقع معرف سیستم‌تراکت تراز بالای سطح آب دریا (HST) است. در بخش‌های انتهایی این سیستم‌تراکت و نزدیک مرز سکانسی دوم (2) SB2 شواهد دولومیتی‌شدن در سنگ‌آهک‌ها مشاهده می‌شود که نشان‌دهنده کاهش عمق حوضه می‌باشد. باتوجه به این‌که رسوب‌گذاری درگذر این مرز سکانسی پیوسته بوده و شواهدی از مرز سکانسی نوع اول (توقف در رسوب‌گذاری، ناپیوستگی) در این مرز مشاهده نمی‌شود، بنابراین این مرز سکانسی از نوع دوم می‌باشد. لازم به ذکر است که این مرز سکانسی با کمبود و کاهش شدید تجمع فسیلی شناسایی می‌شود. این سیستم‌تراکت ۱۳ متر ضخامت داشته و دارای رخساره‌های (A, E, H) می‌باشد. مرز سکانسی دوم (2) SB2 در نمونه شماره (۱۵۰۴) قرار دارد. از مهم‌ترین میکروفسیل‌های همراه

آب‌دریا (mfs1) است به گونه‌ای که این نهشته‌ها حاوی روزنبران کفزی با دیواره هیالین و همچنین روزنبران پلانکتون می‌باشند که فراوانی این روزنبران نشان‌دهنده افزایش عمق و بالآمدگی سطح آب دریا می‌باشد. پایین آمدن سطح آب دریا در ادامه و وجود روزنبران کفزی با پوسته هیالین نشان‌دهنده وجود اکسیژن و چرخش آب و تولید کربنات کلسیم است. شواهد ذکر شده بیانگر تشکیل رسوبات در سیستم تراکت تراز بالای سطح آب‌دریا (HST) است. در بخش انتهایی این سیستم تراکت و نزدیک به مرز سکانسی اول (1) SB1 اثرات اکسید آهن مشاهده می‌شود که نشان‌دهنده کاهش عمق می‌باشد. این مرز سکانسی منطبق بر ناپیوستگی موجود بین سازند آسماری و رازک می‌باشد و به همین دلیل از نوع اول است و با کاهش تجمع روزنبران همراه است. این سیستم‌تراکت نه متر ضخامت داشته و شامل رخساره‌های (A, B, D, E) می‌باشد. مرز سکانسی اول در نمونه شماره (۱۴۸۲) قرار دارد. از مهم‌ترین میکروفسیل‌های موجود در این سکانس رسوبی می‌توان به روزنبران کفزی با پوسته پورسلانوز و هیالین اشاره کرد. از دیگر دانه‌های اسکلتی می‌توان به درصد کمی خارپوست، خرده‌های جلبک، استراکد، خرده‌های شکم‌پا و از دانه‌های غیراسکلتی به پلوئید اشاره کرد. این سکانس متعلق به نهشته‌های سازند آسماری بوده و سن آن الیگوسن پیشین (روپلین) می‌باشد. لازم به ذکر است که مرز بالایی این سکانس منطبق بر ناپیوستگی بین سازند آسماری و رازک می‌باشد که با حضور کنگلومرای قاعده سازند رازک مشخص می‌شود.

سکانس ۲

این سکانس دارای دو سیستم‌تراکت (TST, HST) با ضخامت ۶۲ متر است. لیتولوژی عمده این سکانس شامل سنگ‌آهک‌های آرژیلیتی، سنگ‌آهک‌های متوسط لایه، مارن و ماسه‌سنگ می‌باشد، در ابتدا رسوب‌گذاری این سکانس رسوبی با نهشته‌های کنگلومرای آغاز شده (در واقع نشان‌گر ناپیوستگی موجود بین سازند آسماری و رازک می‌باشد) و با نهشته‌های مارنی و سنگ‌آهک آرژیلیتی حاوی

فراوانی روزنبران کفزی با پوسته هیالین و حضور روزنبران پلانکتون در این نهشته‌ها بیانگر این موضوع است. پس از این بالآمدگی و با افت سطح آب‌دریا به تدریج روزنبران شکسته شده و قطعات خاریوست افزایش می‌یابند که معرف سیستم‌تراکت ترازبالای سطح آب‌دریا (HST) است. حضور قطعات خاریوست و روزنبران کفزی شکسته شده به همراه رخساره وکستون و لایم‌مادستون نشان‌دهنده کاهش عمق و مرز سکانسی سوم (SB1(3) است (این مرز از نوع اول می‌باشد) که این موضوع با وجود اثرات اکسیدآهن در این محدوده تایید می‌شود. این سیستم‌تراکت ۲۳ متر ضخامت داشته و دارای رخساره‌های (A, E, G, H, I) می‌باشد. مرز سکانسی سوم (SB1(3) در نمونه شماره (۱۵۲۱) قرار داشته و منطبق بر ناپیوستگی موجود در مرز بین الیگوسن پیشین (روپلین) - میوسن پیشین (اکیتانین) می‌باشد که این موضوع با حضور کنگلومرای موجود در قاعده رسوبات میوسن پیشین (اکیتانین) مشخص می‌شود، بنابراین این مرز از نوع اول است. از مهم‌ترین میکروفسیل‌های همراه این سکانس رسوبی می‌توان به روزنبران کفزی با پوسته پورسلانوز در بخش‌های پایینی و روزنبران کفزی با پوسته هیالین (روتالیده و نومولیتیده) در بخش‌های پایانی اشاره کرد، از دیگر دانه‌های اسکلتی می‌توان به خاریوست، بریوزوا، مرجان، خرده‌های جلبک، استراکد، خرده‌های شکم‌پا و از دانه‌های غیراسکلتی به پلوئید اشاره کرد. این سکانس رسوبی مربوط به نهشته‌های سازند رازک بوده و سن آن الیگوسن پیشین (روپلین) می‌باشد.

سکانس ۴

این سکانس دارای سه سیستم‌تراکت (LST, TST, HST) با ضخامت ۶۲ متر است. لیتولوژی عمده این سکانس شامل سنگ‌آهک‌های آرژیلیتی، سنگ‌آهک، مارن، ماسه‌سنگ و مقدار کم‌تری دولومیت، شیل، سنگ‌آهک ماسه‌ای و کنگلومرا می‌باشد و بعد از ناپیوستگی موجود بین روپلین - اکیتانین، با نهشت لایه کنگلومرای بر روی سنگ‌آهک‌های آرژیلیتی موجود در مرز سکانسی سوم (SB1(3) است (این مرز از نوع اول می‌باشد) آغاز می‌شود (در واقع

این سکانس رسوبی می‌توان به روزنبران کفزی با پوسته پورسلانوز در بخش‌های پایینی و روزنبران کفزی با پوسته هیالین در بخش‌های پایانی اشاره کرد. از دیگر دانه‌های اسکلتی می‌توان به درصد کمی خاریوست، بریوزوا، مرجان، خرده‌های جلبک، استراکد، خرده‌های شکم‌پا و از دانه‌های غیراسکلتی به پلوئید اشاره کرد. این سکانس رسوبی مربوط به نهشته‌های سازند رازک بوده و سن آن الیگوسن پیشین (روپلین) می‌باشد.

سکانس ۳

این سکانس دارای دو سیستم‌تراکت (TST, HST) با ضخامت ۴۵ متر است. لیتولوژی عمده این سکانس شامل سنگ‌آهک‌های آرژیلیتی، سنگ‌آهک‌های متوسط و ضخیم‌لایه، مارن و مقدار کمی سنگ‌آهک‌های ندولی می‌باشد، در ابتدا سنگ‌آهک‌های متوسط تا ضخیم‌لایه در حال رسوب‌گذاری هستند که دارای فونای قابل توجه (عمدتاً با پوسته پورسلانوز) هستند، در ادامه به تدریج پیشروی آب رخ می‌دهد به طوری که با افزایش عمق آب سنگ‌آهک‌ها، تبدیل به سنگ‌آهک‌های ندولی می‌شوند و مقدار فرم‌های با پوسته پورسلانوز به تدریج کاهش یافته و فرم‌های با پوسته هیالین رو به افزایش هستند، به گونه‌ای که نهشته‌های تشکیل شده در مراحل اولیه این پیشروی دارای اثرات خردشدگی، پرشدگی با اسپارایت، روزنبران کفزی خردشده و دانه‌های غیراسکلتی چون پلوئید می‌باشند. فراوانی روزنبران کفزی خردشده به همراه قطعات خاریوست و زمینه پکستونی-گرینستونی سنگ، همگی محیط پیرانرژی در حال پیشروی را نشان می‌دهند. شواهد موجود معرف سیستم‌تراکت پیشرونده (TST) می‌باشد. این سیستم‌تراکت ۲۲ متر ضخامت داشته و دارای رخساره‌های (C, D, E, I) می‌باشد. با افزایش تدریجی عمق آب سنگ‌آهک‌های ندولی نهشته می‌شوند که حاوی فونای کفزی با پوسته هیالین همانند گروه Nummulitidae می‌باشند، به طوری که رخساره (I) که نشان‌دهنده عمیق‌شدن حوضه و بیشترین سطح بالآمدگی آب‌دریا (mfs3) است در این سنگ‌آهک‌های ندولی مشاهده می‌شود و تجمع و

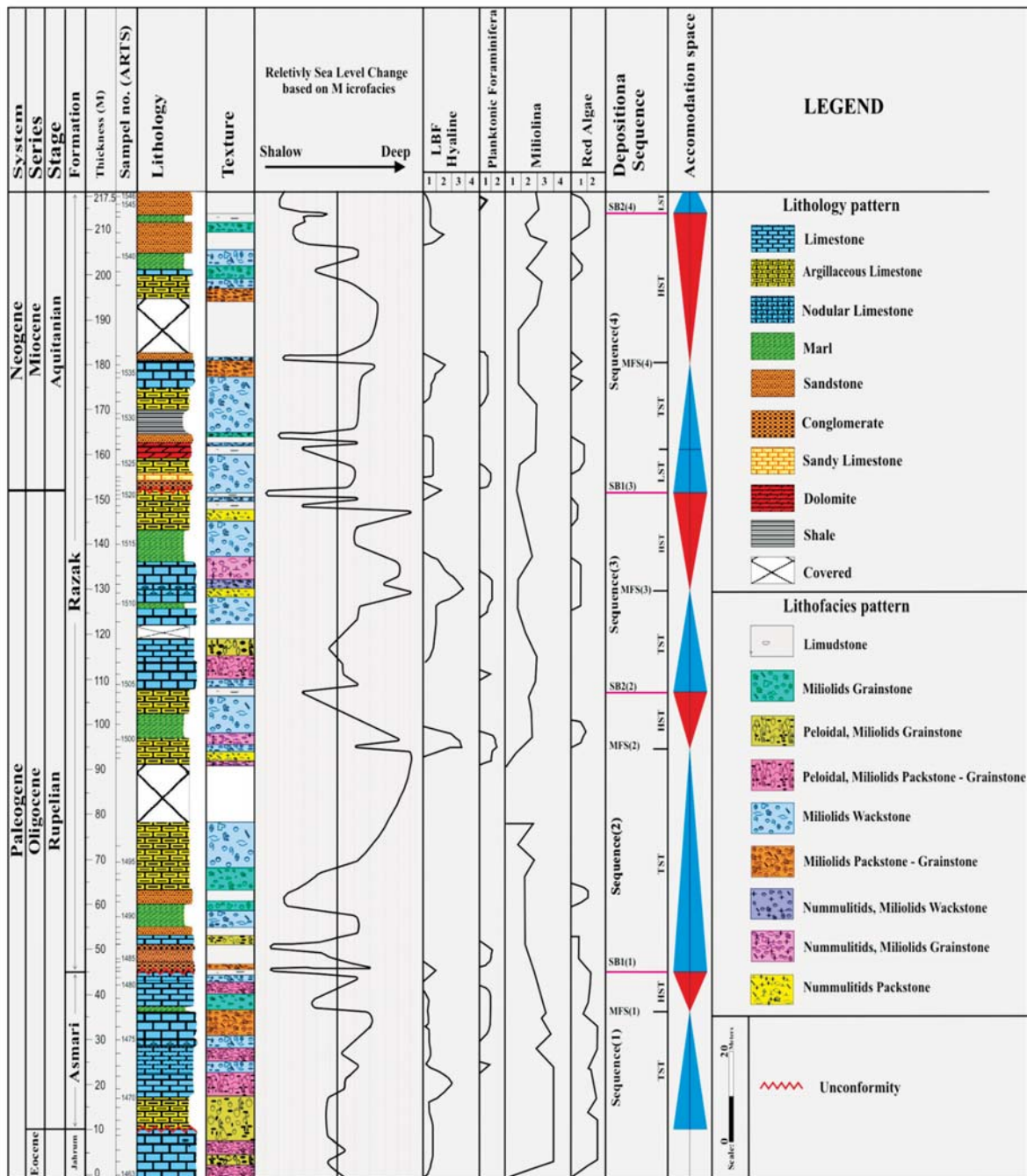
نهشته‌های این سکانس رسوبی پس از ناپیوستگی و هیاتوس مربوط به نهشته‌های شاتین در داخل سازند رازک شروع به رسوب‌گذاری می‌کند). در ابتدای این سکانس و پس از کنگلومرا، سنگ‌آهک ماسه‌ای و سنگ‌آهک‌های آرژیلیتی نهشته می‌شوند که در ادامه تبدیل به نهشته‌های دولومیتی و ماسه‌سنگی می‌شوند که حاوی روزنبران با پوسته پورسلانوز، جلبک قرمز و مقدار کمی روزنبران با پوسته هیالین هستند. چنین حالتی معرف سیستم‌تراکت ترازپایین سطح آبدریا (LST) است. این سیستم‌تراکت ۱۰ متر ضخامت داشته و دارای رخساره‌های (A, E) است. در ادامه رسوب‌گذاری با نهشته‌های شیلی ادامه می‌یابد که به سمت بالا به سنگ‌آهک‌های آرژیلیتی و سنگ‌آهک تبدیل می‌شود، که حاکی از ادامه پیشروی می‌باشد به گونه‌ای که نهشته‌های تشکیل‌شده در مراحل اولیه این پیشروی دارای اثرات خردشدگی، پرشدگی با اسپارایت و روزنبران کفزی خردشده می‌باشند. وجود قطعات روزنبران کفزی خردشده به همراه قطعات خارپوست در یک سنگ پکستون - گرینستون حاکی از افزایش انرژی محیط و معرف سیستم‌تراکت پیشرونده آبدریا (TST) است. این سیستم‌تراکت ۱۸ متر ضخامت داشته و دارای رخساره‌های (B, E, F) می‌باشد. مرز بین سکانس سوم و چهارم به دلیل وجود ناپیوستگی و وجود شواهدی مبنی بر کم‌عمق شدگی یا خروج از آب (وجود اثرات اکسید آهن) از نوع SB1 است. سیستم‌تراکت ترازبالای سطح آبدریا (HST) با رسوب‌گذاری سنگ‌آهک‌های رسی شروع شده و با آهک‌های نازک‌لایه و نهشته‌های مارنی ادامه می‌یابد. این سیستم‌تراکت دارای فونای روزنبران هیالین کفزی و به‌مقدار ناچیزی پلانکتون و دانه‌های غیراسکلتی همانند پلوئید می‌باشد. در مراحل پایانی این سیستم‌تراکت و با پایین آمدن سطح آبدریا درصد قطعات خردشده (خارپوست و روزنبران) افزایش می‌یابد. این سیستم‌تراکت ۳۴ متر ضخامت داشته و شامل رخساره‌های (A, B, E, F) می‌باشد. حضور قطعات خردشده خارپوست و روزنبران به همراه سنگ پکستون - گرینستون نشان‌دهنده کاهش عمق و مرز سکانسی چهارم (SB2 (4) (باتوجه به پیوستگی رسوب‌گذاری و نبود شواهدی از ناپیوستگی و توقف در

رسوب‌گذاری مرز سکانسی چهارم از نوع دوم می‌باشد) است، که این مرز در نمونه شماره (۱۵۴۴) و در ضخامت ۲۱۴ متری قرار دارد. از مهم‌ترین میکروفسیل‌های همراه این سکانس رسوبی می‌توان به روزنبران کفزی با پوسته پورسلانوز و پوسته هیالین در بخش‌های پایانی اشاره کرد، از دیگر دانه‌های اسکلتی می‌توان به خارپوست، بریزوا، مرجان، خرده‌های جلبک، استراکد، خرده‌های شکم‌پا و از دانه‌های غیراسکلتی به پلوئید اشاره کرد. سن این سکانس رسوبی میوسن پیشین (اکیتانین) بوده و مربوط به نهشته‌های سازند رازک می‌باشد که پس از ناپیوستگی موجود در مرز بین روپلین - اکتانین نهشته می‌شود.

نکته: بعد از مرز سکانسی چهارم و تا انتهای مقطع چینه‌شناسی حدود ۳/۵ متر نهشته‌های آواری حضور دارند که باتوجه به لیتولوژی و شرایط موجود شاید بتوان آن‌ها را قسمتی از سیستم‌تراکت تراز پایین سطح آبدریا (LST) در نظر گرفت، از این‌رو در این مطالعه این نهشته‌ها به‌صورت سیستم‌تراکت تراز پایین سطح آبدریا (LST) معرفی شده‌اند.

مرزهای سکانسی در برش مورد مطالعه

همان‌طور که اشاره شد در برش مورد نظر چهار مرز سکانسی شناسایی شد که از این تعداد دو مرز سکانسی از نوع اول (SB (1) و دو مرز سکانسی از نوع دوم (SB (2) تشخیص داده شد. مرز سکانسی اول (SB1 (1): این مرز سکانسی که مرز بالایی سازند آسماری با سازند رازک است، از مرزهای سکانسی نوع اول (SB (1) می‌باشد، زیرا منطبق بر ناپیوستگی بین سازند آسماری و رازک می‌باشد که با حضور کنگلومرای قاعده سازند رازک مشخص می‌شود. مرز سکانسی دوم (SB2 (2): این مرز سکانسی در بخش‌های زیرین سازند رازک شناسایی شده به‌طوری‌که در بخش‌های انتهایی سیستم‌تراکت HST و نزدیک مرز سکانسی دوم SB2 (2) شواهد دولومیتی‌شدن در سنگ‌آهک‌ها مشاهده می‌شود که نشان‌دهنده کاهش عمق حوضه می‌باشد. باتوجه به این‌که رسوب‌گذاری درگذر این مرز سکانسی پیوسته بوده و شواهدی از مرز سکانسی نوع اول (توقف در رسوب‌گذاری، ناپیوستگی



شکل ۱۵. سکانس‌های رسوبی و سیستم تراکت‌ها در برش تنگ‌عبدی

اکسید آهن در این محدوده تایید می‌شود. مرز سکانسی چهارم (SB2 (4): این مرز سکانسی در بخش‌های بالایی سازند رازک شناسایی شده و از نوع اول می‌باشد به طوری که حضور قطعات خرد شده خارپوست و روزنبران به همراه سنگ پکستون - گرینستون نشان‌دهنده کاهش عمق و مرز سکانسی چهارم (SB2 (4) (باتوجه به پیوستگی رسوب‌گذاری و نبود شواهدی

در این مرز مشاهده نمی‌شود بنابراین این مرز سکانسی از نوع دوم می‌باشد. مرز سکانسی سوم (SB1 (3): این مرز سکانسی در بخش‌های میانی سازند رازک شناسایی شده و از مرزهای نوع اول (SB (1) می‌باشد زیرا منطبق بر ناپیوستگی موجود در بخش میانی سازند رازک بوده که مربوط به نبود و هیاتوس نهشته‌های شاتین می‌باشد که این موضوع با وجود اثرات

سپاسگزاری

از مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران و مدیریت پژوهش و فناوری وزارت نفت به جهت حمایت و فراهم نمودن شرایط انجام این تحقیق، و همچنین آقایان دکتر شهرام شرکتی، دکتر محمدعلی کاووسی و مهندس مبشری به دلیل کمک‌های بی‌دریغشان تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

- امین رسولی، ۱۳۸۶، ۵، چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری و نهشته‌های هم‌ارز آن (بخش بالایی سازند پابده) در زاگرس چین‌خورده، جنوب باختر ایران. پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تربیت‌معلم تهران، ۱۹۵.
- ایمن دوست، ۱۳۸۵، ۱، چینه‌نگاری سکانسی سازند قم در بخش مرکزی حوضه قم. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۶۲.
- آزادبخت، ر.، وزیری مقدم، ح.، طاهری، ع.، و امیری بختیار، ح.، ۱۳۸۹. زیست چینه‌نگاری و پالئوآکولوژی سازند رازک در جنوب خاوری جهرم (برش الگو). فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۴، ۱۱۵-۱۰۱.
- حسن شاهی، ح.، ۱۳۸۲. زمین‌شناسی و محیط رسوبی سازند رازک در اطراف شیراز. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد واحد تهران شمال.
- دانشیان، ج.، و حسین زاده، م.، ۱۳۸۹. گزارش گونه *Bozorgniella qumiensis* از سازند آسماری در برش علمدار، شمال خاور بهبهان. فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی، ۲، ۱۰۷-۱۰۲.
- دانشیان، ج.، خسروتهرانی، خ.، قیوم‌آبادی، ا. ا. و حسین زاده، م.، ۱۳۸۶. میکروبیواستراتیگرافی نهشته‌های سازند آسماری در برش علمدار، شمال شرق بهبهان. مجله علمی پژوهشی علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی، ۶۵، ۶۷-۷۶.
- دانشیان، ج.، مصدق، ح.، خلج، ح.، و صادقی، ع.؛ ۱۳۸۷. چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های سازند قم در ناحیه الگو (کوه بیچاره) در جنوب خاور قم، شمال ایران مرکزی. مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، ۵، ۳۴-۱۹.
- دانشیان، ج.، معلمی، ع. و محمدی، م.، ۱۳۹۲. بیواستراتیگرافی نهشته‌های سازند آسماری بر مبنای فرامینیفرا در برش چینه‌شناسی فین، شمال بندرعباس، سی و دومین گردهمایی و نخستین کنگره تخصصی

از ناپیوستگی و توقف در رسوب‌گذاری مرز سکانسی چهارم از نوع دوم می‌باشد) است.

نتیجه‌گیری

- ضخامت کم سازند آسماری در برش مورد مطالعه (۳۵ متر در برش تنگ عبدی).
- مرز زیرین سازند آسماری با سازند جهرم به صورت ناپیوسته و هم‌شیب می‌باشد (نبود فسیل‌های شاخصی مانند *Pellatispira, Baculogypsinoides* که نشان‌گر نبود افق‌های پایانی ائوسن است به طوری که بیوزون شماره ۵۳ و ایند (Wynd, 1965) به سن ائوسن پسین در این نهشته‌ها قابل شناسایی نیست).
- مرز بالایی سازند آسماری با سازند رازک بوده که این مرز به صورت ناپیوسته و فرسایشی است.
- بخش‌های میانی سازند رازک با ناپیوستگی و نبود رسوبات مربوط به شاتین مشخص می‌شود که با داده‌های فسیل‌شناسی مشخص شد.
- مطالعات آزمایشگاهی روی میکروفاسیس‌ها منجر به تشخیص و شناسایی نه ریزرخساره و سه پتروفاسیس در برش تنگ‌عبدی شد، که براین اساس چهار محیط‌رسوبی اصلی در برش مورد مطالعه تشخیص داده شد که شامل پهنه‌های جزرومدی، لاگون، پشته‌های ماسه‌ای و دریای‌باز است.
- در مطالعات چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های برش تنگ‌عبدی، تعداد چهار سکانس رسوبی تشخیص داده شد، که یک سکانس مربوط به سازند آسماری و سه سکانس مربوط به نهشته‌های سازند رازک است. در تمامی سکانس‌های رسوبی سیستم‌تراکت ترازپایین سطح آب (LST) از سیستم‌تراکت پیشرونده (TST) قابل تفکیک نبوده و باتوجه به کم‌عمق بودن حوضه و وجود شواهد خروج از آب یا کم‌عمق شدگی (وجود تخریبی‌ها، اکسیدآهن و اثرات چشم‌پرنده‌ای) و ناپیوستگی‌های رسوبی دو مرز سکانسی موجود در این برش از نوع اول (SB1) و دو مرز سکانسی از نوع دوم (SB2) تشخیص داده شد.

- بین‌المللی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
- دانشیان، ج.، یعقوبی، م.، و طهماسبی، ع.، ۱۳۹۱. آنالیز رخساره‌ای و سکانس‌های رسوبی نهشته‌های ائوسن-میوسن در چاه شماره ۱ سعادت‌آباد، جنوب خاور شیراز. سی و یکمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
- سحابی، ف.، هوشمند، م.، و رضیلو، ن.، ۱۳۸۲. لیتواستراتیگرافی و محیط رسوبی سازند رازک در منطقه کوار- فیروزآباد. بیست و دومین گردهمایی علوم زمین، ۲۷ الی ۲۹ بهمن ۱۳۸۲.
- سعیدی اورتاکند، م.، آقانباتی، ع.، وزیری مقدم، ح.، و پرتوآذر، ح.، ۱۳۸۷. زیست‌چینه‌نگاری سازند آسماری در جنوب‌باختری ایران. مجموعه مقالات دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، اهواز، شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب.
- طهماسبی سروستانی، ع.ر.، آدابی، م.ح.، قوبدل سیوکی، م. و صادقی، ع.، ۱۳۸۸. لیتواستراتیگرافی و بیواستراتیگرافی سازند آسماری در برش چینه‌ای کتولا، ناحیه ایذه و معرفی آن به‌عنوان برش مرجع سازند آسماری در حوضه زاگرس. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۱، ۹۱-۱۰۰.
- طهماسبی سروستانی، ع.ر.، آدابی، م.ح.، قوبدل سیوکی، م. و صادقی، ع.، ۱۳۸۵. میکروفاسیس و محیط رسوبی سازند آسماری در مقاطع تنگ گل ترش، چیدان و کتولا در ناحیه ایذه با نگرشی ویژه بر تحلیل حوضه رسوبی الیگو-میوسن. دانشگاه شهید بهشتی، نشریه دانشکده علوم زمین، ۱۴، ۴۱-۵۸.
- عبادی، م.، ۱۳۷۰. بررسی رسوب‌شناسی و محیط رسوبی سازند رازک در جنوب شیراز، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت‌معلم، ۱۴۲.
- لاسمی، ی. و امین رسولی، ه.، ۱۳۸۲. چینه‌نگاری سکانسی سازند قم در جنوب بخش مرکزی حوضه رسوبی ایران مرکزی. بیست و دومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲. چینه‌شناسی زاگرس. طرح تدوین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- معلمی، س.ع.، ۱۳۸۸. محیط رسوبی و تاثیر عوامل دیاژنزی بر کیفیت سازند آسماری و چهارم در خاور گسل قطر - کازرون (باختر فارس ساحلی) رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۴۰۰.
- ملکی خیمه سری، س.، ۱۳۸۷. پتروگرافی و تفسیر محیط رسوبی سازند آسماری در حاشیه شمالی فروافتادگی دزفول، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۵۷.
- Adams, T.D. and Bourgeois, F., 1967. Asmari biostratigraphy. Iranian Oil Operating Company, Geological and Exploration Division. Report no. 1074, 1-37, unpublished.
- Ala, M.A., 1982. Chronology of trap formation and migration hydrocarbons in the Zagros sector of SW Iran. AAPG, Bulletin, 66, 1535-1541.
- Alavi, M., 2004. Regional Stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. American Journal of Science, 304, 1-20.
- Armentrout, J.M., Feam, L.B., Rodgers, K., Root, S., Lyle, W.D., Herrick, D.C., Snedden, J.W. and Nwankwo, B., 1999. High resolution sequence biostratigraphy of a lowstand prograding deltaic wedge: Oso Field (Late Miocene), Nigeria. In: Jones, R. W. and Simmons, M. D. (eds.), Biostratigraphy in Production and Development Geology. The Geological Society Publishing House, London, UK.
- Armstrong, H.A. and Brasier, M.D., 2005. Microfossils (second edition). Blackwell Publishing, Malden USA, 296.
- Bahroudi, A. and Koyi, H., 2004. Tectono-sedimentary framework of the Gachsaran Formation in the Zagros foreland basin. Marine and Petroleum Geology, 21, 1295- 1310.
- Beavington-Penney, S.J. and Racey, A., 2004. Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera. Applications in Paleoenvironmental analysis. Earth Science Review, 67, 3-4, 219-265.
- Boudagher-Fadel, M.K., 2008. Evolution

- and Geological significance of larger Benthic Foraminifera, *Developments in Palaeontology and Stratigraphy*, 21, Elsevier, Amsterdam, 544.
- Catuneanu, O. 2002., Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences.*, 35, 1, 1-43.
 - Catuneanu, O., 2006 a. Principles of Sequence Stratigraphy (first edition). Elsevier, Amsterdam. 375.
 - Catuneanu, O., 2006 b. Sequence Stratigraphy of clastic system: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*, 35, 1, 1-43.
 - Dunham, R.J., 1962. Classification of Carbonate Rocks according texture. In: W. E Ham (ed.), *Classification of Carbonate Rocks -A symposium*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 1, 108-121.
 - Emery, D. and Myers, K.J., 1996. *Sequence Stratigraphy*. Oxford, Blackwell Science, 297.
 - Fakhari, M., Setuehnia, A. and Nasr, M., 1994. Shiraz Geological Campilation map, Scale: 1:250000 .NIOC.
 - Flugel, E., 1982. *Microfacies Analysis of Limestone*. Springer, Heidelberg, New York, 633.
 - Flugel, E., 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 976.
 - Flugel, E., 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 984.
 - Folk, R.L., 1974. Spectral subdivision of limestone types. In: W.E. Ham (ed.), *Classification of Carbonate Rocks -A symposium: American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 1, 62-84.
 - Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits, Empirical model based on microfacies analysis of Paleogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155, 211-238.
 - Hunt, D. and Tucker. M.E., 1992. Strand- ed parasequence and the forced regressive wedge system tract: deposition during base - level fall. *Sedimentary Geology*, 81, 1-9.
 - Hunt, D. and Tucker, M.E., 1995. Strand- ed parasequence and the forced regressive wedge system tract: deposition during base - level fall - reply. *Sedimentary Geology*, 95, 147-160.
 - Murray, S.W., 2006. *Ecology and Application of Benthic Foraminifera*. Cambridge University Press, 426 .
 - Naish, T. and Kamp, P.J.J., 1997. Foraminiferal depth palaeoecology of Late Pliocene shelf sequences and systems tracts, Wanganui Basin, New Zealand. *Sedimentary Geology*, 110, 237-255.
 - Okhravi, R. and Amini, A., 1998. An example of mixed carbonate-pyroclastic sedimentation (Miocene, Central Basin, Iran). *Sedimentary Geology*, 118, 37-57.
 - Pettijohn, F.J., 1975. *Sedimentary Rocks* (3rd edition). Harper and Row, New York, 628.
 - Rasser, M.W. and Nebelsick, J.H., 2003. Provenance analysis of Oligocene autochthonous and allochthonous coralline algae: a quantitative approach towards reconstructing transported assemblages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 201, 1, 89-111.
 - Reuter, M., Piller, W.E., Harzhauser, M., Mandic, O., Berning, B., Rogel, F., Kroh,

- A., Aubry, M.P., Wielandt-Schuster, U. and Hamedani, A., 2009. The Oligo-Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of Tethyan Seaway and closure of its Iranian gateways. *International Journal of Earth Sciences*, 98, 3, 627-650.
- Richardson, R.K., 1924. The geology and oil measures of southwest Persia. *Journal of the Institute of Petroleum*, 10, 43, 256-296.
 - Romero, J., Caus, E. and Rossel, J., 2002. A model for the Paleoenvironmental distribution of larger foraminifera based on Late Middle Eocene deposits on the margin of the south Pyrenean basin (SE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 179, 43-56.
 - Sayrafian, A. and Hamedani, A., 1998. Microfacies and depositional environment of the Upper Asmari Formation (Burdigalian) North-Central Zagros Basin, Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 210, 129-141.
 - Seyrafian, A. and Mojikhalifeh, A.R., 2005. Biostratigraphy of the Late Paleogene-Early Neogene succession, North-central border of the Persian Gulf. *Carbonates and Evaporites*, 20, 1, 82-90.
 - Sayrafian, A., Vaziri-Moghaddam, H. and Torabi, H., 1996. Biostratigraphy of the Asmari Formation, Burujen area, Iran. *Journal of Sciences Islamic Republic of Iran*, 7, 1, 31-48.
 - Thomas, A. N. 1949. Tentative isopachyte map of the Upper Asmari limestone, The Oligocene and lower Miocene in S. W. Iran. *Iranian, Oil. Operating Companies. Report*, No. 731.
 - Tucker, M.E., 1981. *Sedimentary Petrology: (an Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks)*. Blackwells, Oxford, 252 .
 - Van Buchem, F.S.P., Allan, T.L., Laursen, G.V., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pickard, N.A.H., Tahmasbi, A.R., Vedrenne, V. and Vincent, B., 2010. Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh formations) SW Iran. *Geological Society*, 329, 219-263.
 - Vaziri-Moghaddam, H., Kimiagari, M. and Taheri, A., 2005. Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran. *Facies*, 52, 1, 41-51.
 - Wilson, J.L., 1975. *Carbonate Facies in Geologic History*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 471.
 - Wynd, J.G., 1965. Biofacies of the Iranian Oil Consortium Agreement Area. *Iranian Oil Operating Company, Report No. 1082*, 1-89, unpublished.

توانایی چاه‌های فلمن در بهبود پارامترهای فیزیکی و میکروبی آب رودخانه

- مجتبی قره محمودلو^{۱*}، مصطفی سید^۲، سید مصطفی خضری^۳، کمال خدایی^۴ و سید محمد سید خادمی^۵
۱. استادیار دانشگاه گنبدکاووس، دانشکده کشاورزی و منابع طبیعی، گروه آب‌خیزداری
 ۲. مربی دانشگاه جامع علمی کاربردی مرکز آموزشی گنبدکاووس ۱
 ۳. دانشیار دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران، دانشکده محیط‌زیست و انرژی، گروه محیط‌زیست
 ۴. استادیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی، گروه زمین‌شناسی محیطی
 ۵. دانشجوی دکتری دانشگاه دویسبورگ اسن آلمان، دانشکده شیمی، دپارتمان شیمی تجزیه دستگاهی آب

تاریخ دریافت: ۹۶/۱۰/۲۳

تاریخ پذیرش: ۹۶/۱۲/۰۹

چکیده

فیلتراسیون کف رودخانه می‌تواند به‌عنوان یک روش ارزان و موثر در تصفیه آب رودخانه‌ها برای مصارف شرب مورد استفاده قرار گیرد. در زمین‌های آبرفتی متشکل از رسوبات سست و منفصل، شامل شن و ماسه و یا قلوه سنگ با سطح آب نزدیک به سطح زمین، یکی از اقتصادی‌ترین روش‌های استحصال آب در حجم زیاد، استفاده از چاه‌های دهان گشاد نظیر فلمن می‌باشد. در این تحقیق به بررسی تاثیر چاه‌های فلمن و فرآیند فیلتراسیون آبرفت کف رودخانه در بهبود پارامترهای کیفی آب‌های سطحی برای مصرف در بخش شرب پرداخته شده است. از این رو، به‌طور همزمان از آب رودخانه دوغ و چاه فلمن در یک دوره پنج ماهه نمونه‌برداری شده است. برای تعیین تفاوت معنی‌دار داده‌های حاصل از آنالیز کیفی، از نرم‌افزار SPSS و آزمون t استفاده شد. مقایسه پارامترهای کیفی رودخانه دوغ و چاه فلمن نشان داد که فیلتراسیون بستر رودخانه می‌تواند نقش مهمی در کاهش بیشتر پارامترهای فیزیکی و میکروبی آب در چاه فلمن حفر شده در مجاورت یک رودخانه داشته باشد. این تحقیق همچنین به بررسی کیفیت آب رودخانه دوغ و چاه فلمن با استفاده از شاخص جهانی NSFQI برای مصرف شرب پرداخته است. این شاخص برای آب رودخانه دوغ از ۵۰ تا ۵۷ متغیر است که این عدد نشان‌دهنده کیفیت متوسط آب رودخانه دوغ می‌باشد. درحالی‌که این شاخص برای چاه فلمن بین ۶۴ تا ۷۵ می‌باشد که بیانگر کیفیت خوب آب در چاه فلمن است. نتایج این تحقیق نشان داد چاه‌های فلمن حفر شده در مجاورت بستر رودخانه می‌توانند نقش مهمی در بهبود پارامترهای کیفی آب‌های سطحی برای مصرف شرب داشته باشند.

واژه‌های کلیدی: رودخانه، چاه فلمن، پارامترهای کیفی آب، شاخص WQI.

مقدمه

آلودگی آب‌های سطحی توسط آلاینده‌های شیمیایی، فیزیکی و میکروبی مشکلی فراگیر در اکثر کشورهای جهان است. عمده منابع آلودگی آب‌های سطحی به‌ویژه رودخانه‌ها، منابع نقطه‌ای مانند: زهکش‌های کشاورزی، پساب‌های شهری و صنعتی و منابع گسترده مانند: زهاب‌های کشاورزی می‌باشد. با توجه به اهمیت آب و اثراتی که آلودگی آب می‌تواند بر سلامتی انسان و اکوسیستم طبیعی داشته باشد، پایش کیفیت آب از اهمیت بسزایی برخوردار است (نوری، ۱۳۸۶).

رودخانه‌ها و آب‌های سطحی از دیرباز مورد نیاز و مورد توجه جوامع بشری بوده‌اند و برای بهره‌بردن از منابع آب، شهرها و مراکز صنعتی و کشاورزی معمولاً در نزدیکی رودخانه‌ها برپا شده‌اند. رودخانه‌ها با آبخوان‌ها در تماس بوده و از نظر کمی و کیفی بر هم اثرگذار هستند. سطح تماس آب زیرزمینی و آب سطحی بخشی از آبخوان است که از نظر هیدرولیکی، هیدروشیمیایی و میکروبی نسبتاً پیچیده بوده و بررسی آن از دیدگاه انتقال آلودگی و ارزیابی خطرات اکولوژیکی بسیار حائز اهمیت است (USEPA, 2000; Medina et al., 2002; Smith, 2005). مطالعات زیادی نشان داده است که هاله‌های آلودگی وقتی که به سطح تبادل آب زیرزمینی و سطحی می‌رسند تغییرات قابل توجهی را چه به لحاظ توزیع، میزان جریان و ماهیت آلودگی تجربه می‌کنند (Lendvay et al., 1998; Conant et al., 2004; Chapman et al., 2007). به‌علاوه در مرز تبادل آب سطحی و زیرزمینی چندین فرآیند بیوژئوشیمیایی مانند نیترات‌زایی^۱ و نیترات‌زدایی^۲ (Capone and Bautista, 1985; Doussan et al., 1997; Holloway and Dahlgren, 2001; Grimaldi et al., 2004) و انحلال کانی‌ها همراه با کاهش میکروبی و کربن آلی (Von gunten et al., 1991; Bourg and Bertin, 1993) گزارش شده است که می‌توانند میزان و انتقال آلودگی را تحت تاثیر قرار بدهند. معمولاً در ابتدای ورود رودخانه‌ها به دشت، آب رودخانه‌ها به داخل زمین نفوذ نموده و پس از عبور از لایه‌های زیرسطحی متشکل از شن و ماسه، در نهایت

آبخوان را تغذیه می‌کنند. در طول نفوذ، غلظت آلاینده‌های موجود در آب رودخانه در نتیجه فیلتراسیون رسوبات، نوع و ماهیت آلاینده‌ها و یا در نتیجه برخی از فرآیندهای حاکم در محیط متخلخل کاهش می‌یابد. از این رو کیفیت آب نفوذی در لایه‌های زیرسطحی در مقایسه با کیفیت آب رودخانه قبل از نفوذ به مراتب بهتر می‌شود (Ray et al., 2003). استخراج آب زیرزمینی فیلتر شده توسط رسوبات بستر رودخانه از چاه‌های مجاور رودخانه‌ها یکی از روش‌های معمول تامین آب در مناطق روستایی بسیاری از کشورهای اروپایی (Hiscock and Grischek, 2002)، آمریکا و هند (Sandhu et al., 2011; Pani 2011) با هدف کاهش مواد معلق، عوامل بیماری‌زا و میکروارگانیسم‌های آب رودخانه است (Ghosh et al., 2014; Schmidt et al., 2003; Sharma and Amy, 2009).

یکی از روش‌های برداشت آب با حجم زیاد از یک لایه آبرفتی با ضخامت کم، استفاده از چاه فلمن می‌باشد. چاه فلمن در نزدیکی رودخانه‌ها و در زمین‌هایی که مصالحی با نفوذپذیری مناسب را دارا می‌باشند حفر می‌شوند. چاه اصلی یک لوله قطور از جنس بتن می‌باشد که در انتهای آن لوله‌های دیگری با قطر کمتر و به‌صورت شعاعی و در جهات گوناگون قرار دارند و باعث جمع‌آوری آب به داخل چاه اصلی می‌شوند (شکل ۱). این آب در نهایت با پمپاژ به سطح آورده شده و مورد مصرف شرب قرار می‌گیرد (عابدی کوپائی و همکاران، ۱۳۸۵). با توجه به بهبود کیفیت فیزیکی آب برداشتی چاه‌های فلمن، هزینه تصفیه آب‌های سطحی توسط آنها از نظر حذف کدورت و مواد معلق آب در مقایسه با روش‌های دیگر، کاهش چشمگیری دارد. طول عمر زیاد، آبدهی بالا معادل تا ۱۵ حلقه چاه عمیق، شعاع حریم کمی و بهره‌برداری آسان و از همه مهم‌تر قابل اجرا بودن در زمین‌های آبرفتی با ضخامت کم از مزایای استفاده از این نوع چاه‌ها می‌باشد (سید و همکاران، ۱۳۹۱). اگرچه کیفیت آب در این نوع چاه‌ها برای مصارف مختلف باید در حد مجاز استانداردهای موجود در آن منطقه باشد.

1. Nitrification
2. Denitrification

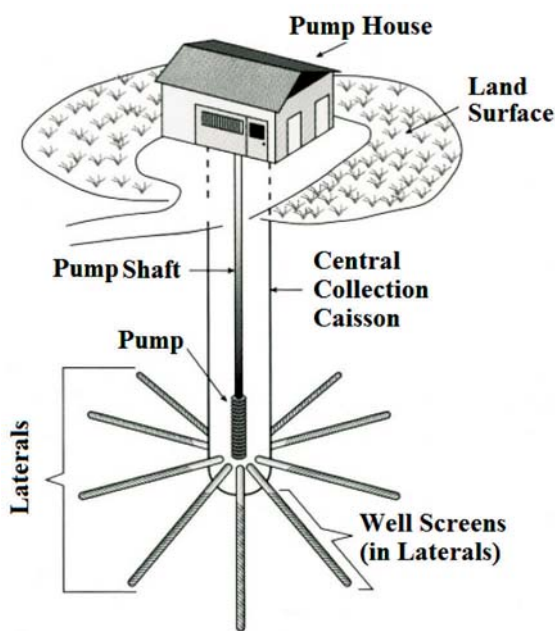
منطقه می‌باشد.

نصری (۱۳۸۷) در تحقیقی تحت عنوان بررسی امکان آلودگی آب رودخانه زاینده‌رود و برخی از چاه‌های فلمن به حشره‌کش دیازینون (Diazinon) نشان داد که آب رودخانه زاینده‌رود و نیز پساب‌های ورودی به آن، به دیازینون آلودگی ندارند. در ابتدای فصل پاییز، غلظت دیازینون در آب چاه‌های فلمن در حدود ۱/۲۳ نانوگرم در لیتر بوده که این مقدار کمتر از مقادیر استانداردهای موجود برای این آفت‌کش جهت مصارف آبی گوناگون می‌باشد. به نظر می‌رسد قرار گرفتن این چاه در مجاورت زمین‌های زیر کشت و رسوبات شنی به همراه حلالیت نسبتاً بالای دیازینون در آب، از عوامل مهم نفوذ این سم از مزارع و یا رودخانه به آب‌های زیرزمینی منطقه می‌باشد. وجود این سم در نمونه‌های آب شرب هشداردهنده بوده است. بنابراین جلوگیری از مصرف بی‌رویه آفت‌کش‌ها به منظور حفاظت هرچه بیشتر از محیط‌زیست، کاهش هزینه تصفیه آب‌های آشامیدنی و سلامت عمومی جامعه توجه بیشتری را می‌طلبد.

بررسی کیفیت آب چاه‌های فلمن گامی مهم در جهت استفاده بهینه و مناسب از این منابع آبی جهت مصارف مختلف نظیر شرب، کشاورزی و صنعت می‌باشد. از این رو ضرورت مطالعه ویژگی‌های کیفی آب چاه‌ها در برنامه‌های مدیریت منابع آب به شدت مورد توجه قرار گرفته است. در این تحقیق ابتدا تغییرات کیفیت آب رودخانه و سپس چاه فلمن در یک دوره زمانی معین مورد مطالعه قرار گرفت و نتایج آزمایش‌ها با استانداردهای موجود (موسسه استاندارد و تحقیقات صنعتی ایران^۱ و سازمان بهداشت جهانی^۲) مقایسه شده است. سپس با مقایسه معیارهای کیفی آب رودخانه و چاه، توانایی چاه‌های فلمن به همراه فیلتراسیون کف رودخانه در بهبود پارامترهای کیفی آب مورد بررسی قرار گرفته است. در نهایت پیشنهادها و راهکارهای عملی در جهت ارتقای سطح کیفی آب برداشتی چاه‌های ارائه شده است.

1. Institute of Standards and Industrial Research of Iran (ISIRI)
2. World Health Organization (WHO)

خسروی دهکردی و همکاران (۱۳۸۵) با نمونه‌برداری از آب حدود ۱۰۰ حلقه چاه از باغ بهادران تا ورزنه اصفهان در مدت یک سال و بررسی غلظت نترات این آب‌ها به این نتیجه رسیدند که غلظت نترات با زمان در حال افزایش بوده و فعالیت‌های کشاورزی مهم‌ترین عامل آلودگی به نترات آب‌های زیرزمینی حاشیه زاینده‌رود است. در این تحقیق همچنین مشخص شده است که غلظت نیتروژن نترات در آب چاه فلمن شماره ۱۰ واقع در درچه بیشتر از حد استاندارد بوده است.



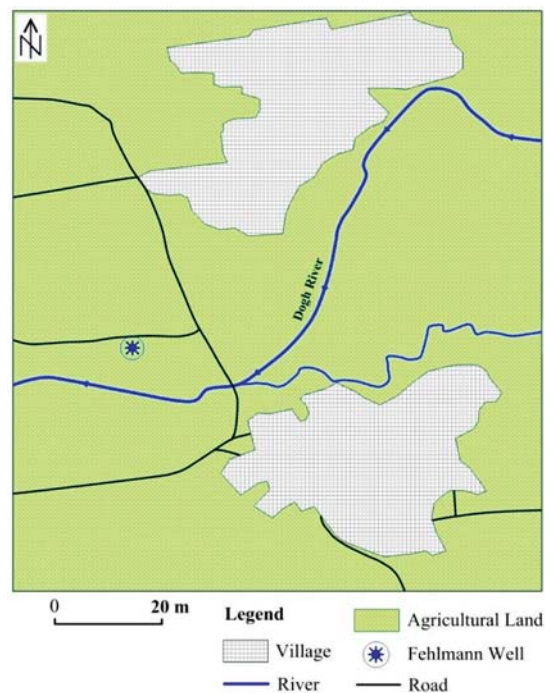
شکل ۱. شمایی از چاه فلمن (Ray et al., 2003)

عابدی کوبائی و همکاران (۱۳۸۴) تحقیقی با موضوع بررسی کیفیت شیمیایی آب چاه‌های آب شرب فلمن در اصفهان انجام داده‌اند. نتایج این تحقیق نشان داد که کیفیت شیمیایی آب چاه‌های مورد مطالعه، قبل از تصفیه در ماه‌های مختلف متغیر بوده است. مقادیر بعضی از فاکتورهای کیفی در حد مجاز و بعضی دیگر بیشتر از حداکثر مجاز می‌باشند. غلظت نیتروژن نترات (N-NO₃) در مهرماه برابر ۲۳/۸۷ میلی‌گرم در لیتر به دست آمده که تقریباً ۲/۴ برابر حد استاندارد ۱۰ میلی‌گرم در لیتر می‌باشد. قرار گرفتن این چاه‌ها در مجاورت زمین‌های زیر کشت برنج و رسوبات شنی، عامل مهم نفوذ نترات به آب‌های زیرزمینی

مواد و روش‌ها

منطقه مطالعاتی

شهرستان گنبدکاووس، دومین شهر مهم استان گلستان با جمعیتی در حدود ۳۰۰۰۰۰ نفر و میانگین بارش سالانه ۵۰۰ میلی‌متر است و ارتفاع آن از سطح دریا ۵۲ متر می‌باشد (سید و همکاران، ۱۳۹۱). آب آشامیدنی شهر گنبدکاووس از منابع آب‌های زیرزمینی (۲۴ حلقه چاه عمیق) و دو حلقه چاه فلمن، پس از کلر زنی در مخازن ذخیره و به‌صورت پمپاژ وارد شبکه توزیع می‌شود. با توجه به افزایش میزان مصرف آب در فصل تابستان، چاه‌های فلمن در رفع کمبود آب مصرفی بسیار مهم هستند. چاه‌های فلمن شهرستان گنبدکاووس در شرق استان گلستان و جنوب شرق شهر کلاله در مجاورت رودخانه دوغ (یکی از رودهای تغذیه‌کننده گرگان رود) و در مجاورت دو روستای این و قره خوجه در سال ۱۳۸۳ حفر شده‌اند (شکل ۲). این چاه‌ها با عمق تقریبی ۲۰ متر، قطر داخلی سه متر و تعداد ۱۲ عدد گالری شعاعی (طول تقریبی ۳۰ متر) حفر شده‌اند و توانایی تولید آب تا حدود ۱۰۰ لیتر در ثانیه را دارند. این چاه‌ها در لایه آبرفتی کنار رودخانه با ضخامت نسبتاً کم و نفوذپذیری بالا حفر شده‌اند که دارای دامنه وسیعی از رسوبات شامل ماسه، شن و تخته‌سنگ و درصد کمی از رسوبات دانه‌ریز هستند.



شکل ۲. موقعیت چاه فلمن و کاربری اراضی منطقه مورد مطالعه

شاخص NSFQI

یکی از شاخص‌های مورد استفاده در بررسی کیفی منابع آب (خصوصاً آب‌های سطحی) شاخص کیفی آب NSFQI^۱ می‌باشد که از رابطه زیر محاسبه می‌شود (Terrado et al., 2010):

$$NSFWQI : \sum_{i=1}^n W_i Q_i$$

در این رابطه W_i عامل وزن پارامتر و Q_i کیفیت پارامتر، n تعداد پارامترها ($n=9$) می‌باشد.

برای منظور کردن میزان اثر هر پارامتر و یا زیر شاخص مربوط به آن، به هریک از پارامترها یک وزن و یا ارزش عددی نسبت داده شده است (جدول ۱). بیشترین وزن مربوط به غلظت اکسیژن محلول (DO) و کمترین وزن مربوط به کل مواد جامد (مجموع کل جامدات محلول و کل جامدات معلق) می‌باشد. شاخص NSFQI دارای مقداری بین صفر تا ۱۰۰ می‌باشد که براساس جدول ۲ کیفیت آب را به وضعیت‌های عالی، خوب، متوسط، بد و خیلی بد تقسیم‌بندی می‌کند. در این مطالعه برای محاسبه شاخص NSFQI از نرم‌افزار آنلاین Calculator NSFQI استفاده شده است (صادقی و همکاران، ۱۳۹۴).

جدول ۱. فاکتورهای مورد استفاده در شاخص NSFQI (صادقی و همکاران، ۱۳۹۴)

وزن پارامتر در شاخص NSFQI	پارامترهای کیفی
.۱۷	اکسیژن محلول
.۱۶	کلیفرم مدفونی
.۱۱	pH
.۱۱	BOD
.۱۰	نیترات
.۱۰	فسفات
.۱۰	دما
.۰۸	کدورت
.۰۷	کل مواد جامد

1. National Sanitation Foundation Water Quality Index

جدول ۲. مقادیر و توصیف شاخص‌های کیفی استفاده شده (صادقی و همکاران، ۱۳۹۴)

شاخص محدوده	توصیف
۰-۲۵	بسیار بد
۲۶-۵۰	بد
۵۱-۷۰	متوسط
۷۱-۹۰	خوب
۹۱-۱۰۰	عالی

است. برای نمونه‌های فیزیکی، شیمیایی و میکروبی به ترتیب حجم ۱/۵ لیتر و ۲۵۰ میلی‌لیتر آب در ظروف پلاستیکی عاری از هرگونه آلودگی (فیزیکی و شیمیایی) و یا بطری‌های شیشه‌ای تیره استریل درب سنباده‌ای استفاده شده است. برخی از پارامترهای فیزیکی نمونه‌ها نظیر دما، بلافاصله در محل و در زمان نمونه‌برداری قرائت شده و سپس نمونه‌ها در یخدان تحت دمای بین ۰ تا ۴ درجه سانتی‌گراد ذخیره و سریعاً به آزمایشگاه جهت اندازه‌گیری دیگر اختصاصات فیزیکی (شامل: کدورت، رنگ، pH)، شیمیایی (شامل: آهن، منگنز، نیتريت، نترات، آمونیاک، فسفات، فلوراید، COD^۱ و BOD^۲) و میکروبی (آب از نظر حضور کلیفرم‌ها (آزمون MPN/100ml) ارسال شدند (جداول ۳ و ۴). درنهایت با استفاده از روش‌های هیدروشیمیایی، کیفی (روش‌های NSFQI) و آماری (آزمون t با ۹۵ درصد اطمینان) کیفیت آب رودخانه دوغ و چاه فلمن مورد مطالعه قرار گرفت.

روش کار

باتوجه به اینکه چاه‌های فلمن واقع در منطقه مورد نظر به فاصله کمی از یکدیگر قرار دارند، یکی از این چاه‌ها برای نمونه‌برداری انتخاب شد. نمونه‌برداری از آب رودخانه دوغ و چاه فلمن با رعایت روش‌های استاندارد نمونه‌برداری صورت گرفته است. به‌طور همزمان تعداد ۱۰ نمونه از آب رودخانه دوغ و ۱۰ نمونه از چاه فلمن در مدت پنج ماه برداشت شده

جدول ۳. نتایج آزمایش‌ها پارامترهای اندازه‌گیری شده در آب رودخانه دوغ

(پارامتر/ شماره نمونه)	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰
دما (°C)	۲۰	۲۳	۱۷	۱۲	۱۰	۱۱	۱۰	۱۰	۱۲	۹
کدورت (NTU)	۳۰/۵	۸/۴۹	۱۰/۲	۳۹/۱	۲۸/۷	۱۸/۵	۲۳/۸	۲۷	۲۰/۳	۳۲/۹
رنگ (pt.co)	۲	۱	۲	۴	۲۲	۱	۲	۲	۱	۳
pH (-)	۷/۸۵	۷/۷۸	۷/۷	۷/۷۵	۷/۷۲	۷/۷	۷/۷۵	۷/۷۲	۷/۷	۷/۸۳
نیتريت (mg/L)	۰/۰۲۶	۰/۰۲۳	۰/۰۲۶	۰/۰۲۳	۰/۰۲۶	۰/۰۲۹	۰/۰۲۹	۰/۰۲۶	۰/۰۳۳	۰/۰۲۳
نترات (mg/L)	۲۴/۹۶	۲۲/۸۸	۲۷/۲۷	۲۳/۷۶	۲۵/۰۸	۲۶/۴	۲۵/۵۲	۲۳/۳۲	۲۵/۰۸	۲۰/۲۴
آمونیاک (mg/L)	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۳
فسفات (mg/L)	۰/۲۱	۰/۱۹	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۱۵	۰/۲	۰/۲۳	۰/۲۱	۰/۱۹	۰/۱۶
فلوراید (mg/L)	۰/۱۸	۰/۱۴	۰/۱۷	۰/۲۱	۰/۲۳	۰/۲۱	۰/۲۵	۰/۲۳	۰/۲۱	۰/۱۸
آهن (mg/L)	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳
منگنز (mg/L)	۰/۰۴۳	۰/۰۳۷	۰/۰۴۹	۰/۰۳۵	۰/۰۵	۰/۰۳۲	۰/۰۲۵	۰/۰۲۸	۰/۰۲۹	۰/۰۳۲
COD (mg/L)	۳۴	۲۸	۳۲	۳۶	۳۲	۲۹	۳۱	۲۸	۲۶	۳۰
BOD (mg/L)	۲/۸	۲/۵	۲/۷	۲/۵	۲/۴	۲/۲	۲/۵	۲/۳	۲/۶	۲/۲
MPN ^۳ /100ml	۱۱۰۰	۱۱۰۰	۱۱۰۰	۱۱۰۰	۲۴۰	۲۹۰	۱۵۰	۲۴۰	۴۶۰	۲۴۰

جدول ۴. نتایج آزمایش‌های پارامترهای اندازه‌گیری شده در آب چاه فلمن.

(پارامتر/ شماره نمونه)	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰
دما (°C)	۱۹	۲۰	۱۹	۱۵	۱۳	۱۴	۱۲	۱۲	۱۴	۱۲
کدورت (NTU)	۰/۶۶	۰/۲۳	۰/۳۹	۰/۷۳	۰/۶۵	۰/۵۱	۰/۵۵	۰/۶۲	۰/۵۳	۰/۶۷
رنگ (pt.co)	۱	۰	۰	۱	۱	۰	۰	۱	۰	۱
pH (-)	۷/۵۲	۷/۴۳	۷/۴	۷/۴۶	۷/۳۸	۷/۴۲	۷/۴	۷/۳۹	۷/۴۱	۷/۴۸

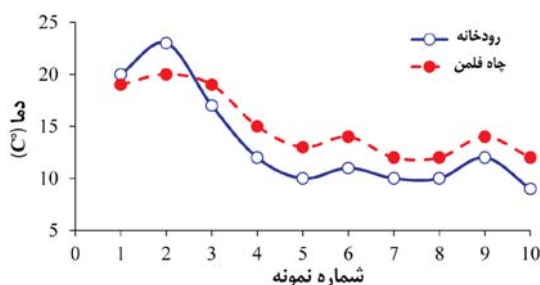
1. Chemical Oxygen Demand
2. Biochemical Oxygen Demand
3. Most Probable Number

ادامه جدول ۴.

پارامتر/ شماره نمونه	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰
نیتريت (mg/L)	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۲۳	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۱۹	۰/۲۳	۰/۱۶
نیترات (mg/L)	۱۷/۶	۱۶/۲۸	۲۱/۵۶	۱۹/۸۲	۲۰/۲۴	۲۱/۱۲	۲۱/۱۲	۲۰/۲۴	۲۰/۶۸	۱۵/۴
آمونیاک (mg/L)	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱
فسفات (mg/L)	۰/۱۵	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۱	۰/۱۴	۰/۱۶	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱
فلوراید (mg/L)	۰/۱۸	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۲	۰/۲۴	۰/۱۹	۰/۲۱	۰/۲۳	۰/۲	۰/۲۲
آهن (mg/L)	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳
منگنز (mg/L)	۰/۰۳۸	۰/۰۳۲	۰/۰۴۳	۰/۰۳۲	۰/۰۴۵	۰/۰۲۸	۰/۰۲۱	۰/۰۲۵	۰/۰۳۲	۰/۰۳۹
COD (mg/L)	۲۲	۱۸	۲۱	۲۴	۲۲	۲۰	۲۲	۱۹	۱۸	۲۰
BOD (mg/L)	۱/۹	۱/۵	۱/۸	۲	۱/۸	۱/۶	۱/۸	۱/۷	۱/۵	۱/۶
MPN/100ml	۲۳	۱۵	۴۳	۱۵	۰	۴	۰	۴	۹	.

بحث

حد مجاز کدورت: ۵ نفلومتر) در صورتی که میزان کدورت در چاه فلمن با میانگین $۰/۱۵ \pm ۰/۵۵$ بسیار پائین و در حد مطلوب (کمتر از ۱ نفلومتر) بوده است. براین اساس میزان کدورت آب در چاه فلمن در حدود ۹۸ درصد کاهش داشته است (شکل ۴). میزان کدورت در آب چاه فلمن بسیار کمتر از آب رودخانه دوغ می‌باشد. به طوری که در آب رودخانه بالاتر از حد مجاز بوده و تفاوت معنی‌دار داشته است. فیلتراسیون بستر رودخانه به همراه مکانسیم جذب مواد معلق و برخی از مواد محلول در آب به سطح رسوبات بستر رودخانه، نقش مهمی در کاهش میزان کدورت آب در چاه فلمن دارد. از مزایای کاهش کدورت می‌توان به افزایش میزان زلالیت آب، افزایش میزان رضایت‌مندی مصرف‌کنندگان، کاهش هزینه و کوچک شدن تصفیه‌خانه‌های متعارف آب و صرفه‌جویی اقتصادی به لحاظ کاهش مصرف مواد گندزدا اشاره نمود. کدورت بیشترین میزان همبستگی را با رنگ داشته و رابطه آنها مثبت بوده است.

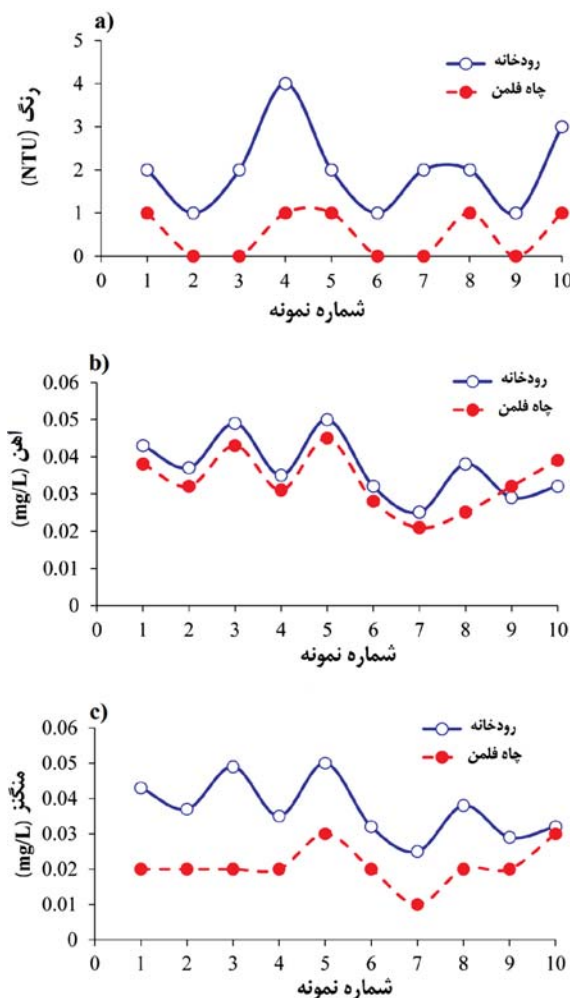


شکل ۳. منحنی تغییرات دمایی آب رودخانه دوغ و چاه فلمن در ماه‌های مختلف سال ۱۳۹۰

دما، خصوصیات فیزیکی و شیمیایی آب و همچنین فعالیت‌های بیولوژیکی ارگانیزم‌های گیاهی و جانوری آبی را تحت تأثیر قرار می‌دهد. بنابراین اندازه‌گیری آن بسیار مهم است (علیزاده، ۱۳۸۲). در رودخانه‌ها و دریاچه‌های کم‌عمق، دمای آب تابع درجه حرارت محیط است (حد مجازی برای دما تعیین نشده). محدوده تغییرات دما در آب رودخانه دوغ و چاه فلمن به ترتیب ۹-۲۳ و ۱۲-۲۰ درجه سانتی‌گراد با میانگین $۴/۸۶ \pm ۱۳$ و $۳/۱۶ \pm ۱۵$ درجه سانتی‌گراد و تفاوت معنی‌دار نبوده است. تغییرات دمایی آب چاه‌های فلمن نسبت به دمای آب رودخانه دوغ تغییر نسبتاً جزئی دارد (شکل ۳). با توجه به اینکه چاه‌های فلمن جزء چاه‌های دهان‌گشاد می‌باشند، انتظار می‌رود که تبادلات دمایی آنها با محیط سریع‌تر از چاه‌های معمولی صورت گیرد، که با نتایج عابدی کوپائی و همکاران (۱۳۸۵) مطابقت دارد. به طوری که در آب‌های زیرزمینی دما به نسبت یکسان و به‌آسانی نیز قابل پیشگویی می‌باشد چرا که نزدیک به دمای میانگین فصلی یا سالانه می‌باشد و در رودخانه‌ها و دریاچه‌های کم‌عمق درجه حرارت آب تابع درجه حرارت محیط است.

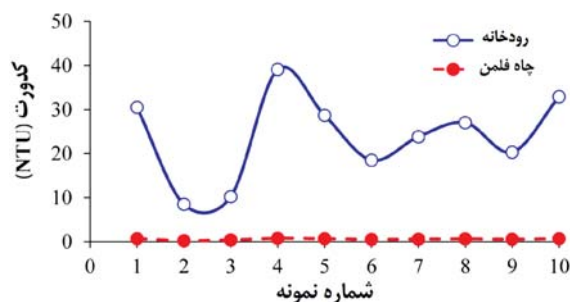
کدورت پدیده‌ای است که میزان شفافیت آب را مشخص می‌کند و به‌عنوان یک خاصیت ظاهری آب محسوب می‌شود. اندازه‌گیری کدورت اغلب برای نشان دادن پیشرفت عمل در تصفیه آب به کار می‌رود. میزان کدورت در آب رودخانه دوغ با میانگین $۲۴/۰۵ \pm ۹/۸۳$ نفلومتر بالاتر از حد مجاز بوده

آنها بین ذرات در طول نفوذ آب از بستر رودخانه تا چاه فلمن از مهم‌ترین عوامل کاهش میزان غلظت این دو یون در آب چاه می‌باشد. اگرچه میزان جذب برای منگنز به مراتب بیشتر از آهن می‌باشد.



شکل ۵. تغییرات میزان رنگ (a) و یون‌های آهن (b) و منگنز (c) در آب رودخانه دوغ و چاه فلمن در ماه‌های مختلف سال ۱۳۹۰

pH یکی از مهم‌ترین خواص فیزیکوشیمیایی آب می‌باشد زیرا که بیشتر روش‌های تصفیه آب به pH آن بستگی دارد. pH آب آلوده نشده اساساً رابطه بین دی‌اکسید کربن آزاد (CO_2) و مقدار کربنات و بیکربنات را نشان می‌دهد. آب‌های طبیعی معمولاً دارای pH بین ۴ تا ۹ می‌باشند. محدوده تغییرات pH در آب رودخانه دوغ و چاه فلمن به ترتیب با میانگین $7/75 \pm 0/05$ و $7/43 \pm 0/04$ می‌باشد. میزان pH در آب چاه فلمن کمتر از آب رودخانه دوغ و در حد

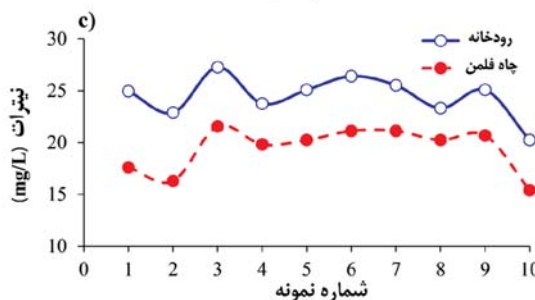
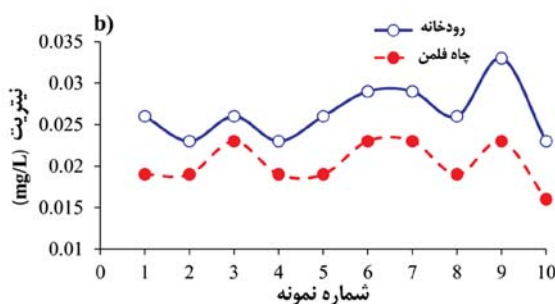
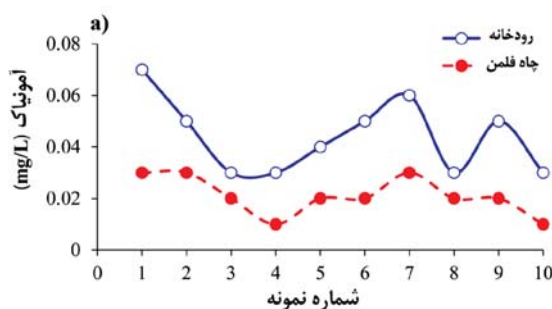


شکل ۴. منحنی تغییرات کدورت آب رودخانه دوغ و چاه فلمن در ماه‌های مختلف سال ۱۳۹۰

اصطلاح رنگ در واقع به رنگ باقیمانده در آب پس از حذف کدورت اطلاق می‌شود. رنگ آب به‌طور کلی به علت حضور یون‌های فلزی (آهن و منگنز)، مواد آلی (جلیک‌ها) و اجزاء خاک (کانی‌های رسی) می‌باشد (چالکش امیری، ۱۳۸۸). محدوده تغییرات رنگ در آب رودخانه دوغ و چاه فلمن به ترتیب ۱-۴ و ۰-۱ پلاتین-کبالت است. نتایج آنالیز فیزیکی نمونه‌های آب نشان داد که میزان رنگ در آب رودخانه دوغ و چاه فلمن در حد مجاز بوده است (حد مجاز: ۲۰ پلاتین-کبالت). میزان رنگ در آب چاه فلمن بسیار کمتر از آب رودخانه دوغ بوده به طوری که مقدار آن در چاه فلمن در حدود ۷۵ درصد کاهش داشته است (شکل ۵). علت آن می‌تواند به دلیل کاهش کدورت باشد چرا که رنگ و کدورت بیشترین میزان همبستگی را با هم دارند.

به‌منظور درک بهتر از دو عوامل تاثیر گذار در تغییر رنگ منابع آبی مورد مطالعه، تغییرات میزان یون‌های آهن و منگنز در رودخانه دوغ و چاه فلمن مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۵). براساس اندازه‌گیری‌های انجام شده، محدوده تغییرات یون آهن در آب رودخانه دوغ و چاه فلمن به ترتیب $0/02-0/04$ و $0/01-0/03$ میلی‌گرم در لیتر می‌باشد و تفاوت آنها معنی‌دار بوده است. نتایج نشان داد که، میزان آهن در هر دو منبع آبی (آب رودخانه دوغ و چاه فلمن) در حد مجاز بوده است. همان‌طور که انتظار می‌رفت، مقدار آن در چاه فلمن در حدود ۳۳ درصد کاهش داشته است. اگرچه میزان منگنز در آب رودخانه دوغ و چاه فلمن در حد مجاز بوده اما مقدار آن در چاه نسبت به آهن کاهش چشمگیری داشته است. فرآیند جذب این دو یون به سطح ذرات تشکیل‌دهنده بستر رودخانه و همچنین رسوب‌گذاری

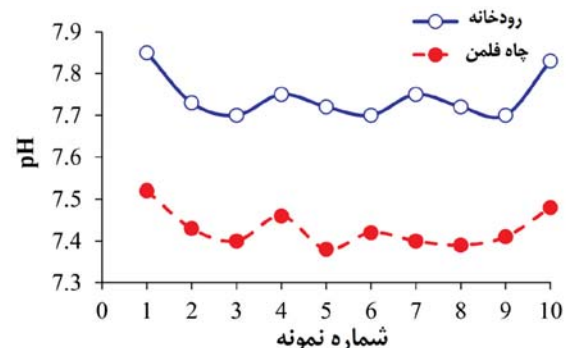
و فاضلاب استان گلستان می‌باشد. مطالعات نشان داده است در صورتی که آمونیاک، به‌تنهایی در آب وجود داشته باشد، نشانگر آن است که آلودگی آب توسط فاضلاب به‌تازگی رخ داده است. وجود همزمان نیتريت با آمونیاک بیانگر آن است که از وقوع آلودگی آب مدتی گذشته است. درحالی‌که وجود نیتروژن آب به شکل نیترات، نشانگر آن است که مدت زیادی از بروز آلودگی آب گذشته و خودپالایی آب باعث گردیده تا تمام مواد نیتروژنی اکسید شوند. از این رو مطالعه هر دو آنیون نیتريت و نیترات از اهمیت بالایی برخوردار است.



شکل ۷. منحنی تغییرات آمونیاک (a)، نیتريت (b) و نیترات (c) آب رودخانه دوغ و چاه فلمن در ماه‌های مختلف سال ۱۳۹۰

محدوده تغییرات نیتريت در آب رودخانه دوغ و چاه فلمن به ترتیب با میانگین 0.03 ± 0.03 و 0.02 ± 0.02 میلی‌گرم در لیتر است. همان‌طور که انتظار می‌رفت،

مجاز (۶/۵-۹) بوده و تفاوت معنی‌دار داشته است. میزان این پارامتر در چاه فلمن در حدود ۴ درصد کاهش داشته است (شکل ۶). تغییرات فشار و به‌احتمال فراوان فرآیندهای بیوشیمیایی می‌تواند از عوامل کاهش جزئی این پارامتر در آب چاه فلمن باشد. علاوه بر این، کاهش دما در چاه فلمن می‌تواند باعث انحلال بیشتر گاز دی‌اکسید کربن و در نتیجه کاهش pH شود.

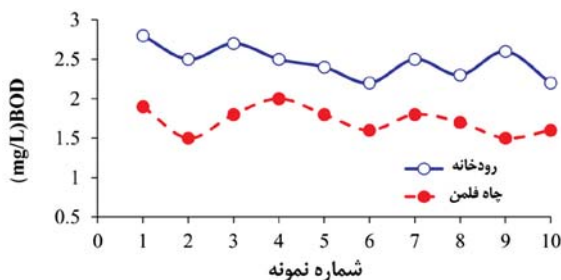


شکل ۶. تغییرات pH آب رودخانه دوغ و چاه فلمن در ماه‌های مختلف سال ۱۳۹۰

آمونیاک با منشأ معدنی به‌ندرت در آب‌های طبیعی یافت می‌شود. مهم‌ترین منبع آمونیاک آب‌ها، آمونیاک ناشی از تجزیه مواد آلی طی فرآیند آمونیفیکاسیون^۱ است. علاوه بر این فاضلاب‌های شهری و کشاورزی حاوی مقدار زیادی مواد نیتروژنی هستند که تجزیه آنها منجر به افزایش آمونیاک منابع آبی می‌شود. وجود آمونیاک در آب می‌تواند بیانگر آلودگی آب به مواد آلی باشد. بررسی میزان تغییرات غلظت آمونیاک در منابع آبی مورد مطالعه نشان داد که محدوده تغییرات آمونیاک در آب رودخانه دوغ و چاه فلمن به ترتیب با میانگین 0.04 ± 0.01 و 0.02 ± 0.01 میلی‌گرم در لیتر و این تفاوت معنی‌دار بوده است. میزان آمونیاک در هر دو منبع آبی در حد مجاز یعنی کمتر از ۱/۵ میلی‌گرم در لیتر می‌باشد. نتایج مطالعه آمونیاک در این دو منبع آبی بیانگر کاهش حدوداً ۵۰ درصدی این پارامتر در چاه فلمن دارد که نشان از نقش بالای فیلتراسیون ناشی از چاه فلمن در حذف آمونیاک از آب رودخانه دارد (شکل ۷-a). لازم به‌ذکر است که افزایش روزافزون این آلاینده در دیگر منابع آبی استان (چاه‌های آب شرب) به‌عنوان یکی از نگرانی‌های شرکت آب

1. Ammonification

(شکل ۸). علیرغم تحقیق عابدی کوپائی و همکاران (۱۳۸۵) بر روی چاه‌های فلمن اصفهان که میزان BOD بالاتر از حد مجاز و آلودگی شدید ناشی از فعالیت‌های کشاورزی گزارش شده، در این تحقیق آلودگی BOD بسیار کمتر و در درجه خوب بوده است. کاهش مواد آلی موجود در آب چاه فلمن در اثر فیلتراسیون بستر رودخانه دوغ و در نتیجه آن کاهش نیاز اکسیژن محلول در آب برای تجزیه مواد آلی باعث کاهش میزان BOD در آب چاه فلمن و بهبود کیفیت آب شده است.



شکل ۸. منحنی تغییرات BOD آب رودخانه دوغ و چاه فلمن در ماه‌های مختلف سال ۱۳۹۰

اصولاً آبی که به مصرف آشامیدن می‌رسد باید از میکرواورگانیزم‌های بیماری‌زای شناخته شده و همچنین باکتری‌های نشانگر که نشانه آلودگی آب با مدفوع است عاری باشد. کلیفرم‌ها مهم‌ترین باکتری‌های نشانگر هستند که در آزمایش باکتریولوژیکی آنها مورد توجه قرار می‌گیرند. گرچه این باکتری‌ها غیر از مدفوع در منابع دیگر نظیر آب و خاک نیز ممکن است یافت شوند ولی فراوانی آنها در مدفوع انسان و سایر حیوانات خونگرم و دارا بودن ویژگی‌های دیگر است که باعث شده است این باکتری‌ها در آزمایش‌های مستمر آب‌های آشامیدنی از اهمیت خاصی برخوردار باشند. محدوده تغییرات باکتری‌های کلیفرم (MPN) در آب رودخانه دوغ و چاه فلمن به ترتیب با میانگین 436 ± 602 و 14 ± 11 باکتری و تفاوت معنی‌دار بوده است. میزان MPN در آب رودخانه دوغ و چاه فلمن بالاتر از حد مجاز (آب آشامیدنی باید فاقد کلیفرم باشد) بوده اما مقدار آن در چاه فلمن در حدود ۹۸ درصد کاهش داشته است (شکل ۹).

میزان نیتريت در آب رودخانه دوغ و چاه فلمن در حد مجاز (۳ میلی‌گرم در لیتر) بوده اما مقدار آن در چاه فلمن حدود ۳۳ درصد کاهش داشته است (شکل ۷-b). محدود تغییرات نیتريت در آب رودخانه دوغ و چاه فلمن به ترتیب با میانگین $24/5 \pm 2/07$ و $19/41 \pm 2/18$ میلی‌گرم در لیتر و تفاوت معنی‌دار بوده است. میزان نیتريت در آب رودخانه دوغ و چاه فلمن در حد مجاز (۵۰ میلی‌گرم در لیتر) بوده اما مقدار آن در چاه فلمن حدود ۲۱ درصد کاهش داشته است که این میزان کمتر از درصد کاهش نیتريت در چاه فلمن می‌باشد (شکل ۷-c).

علیرغم تحقیق عابدی کوپائی و همکاران (۱۳۸۵) و خسروی دهکردی و همکاران (۱۳۸۵) که به ترتیب بر روی چاه‌های فلمن اصفهان، چاه‌های واقع در شمال غرب استان اصفهان و چاه‌های آب باغ بهادران تا ورزنه اصفهان انجام داده‌اند که میزان نیتريت را بالاتر از حد مجاز و علت آن قرار گرفتن چاه در مجاورت زمین‌های زیر کشت برنج و رسوبات شنی دانسته و فعالیت‌های کشاورزی را مهم‌ترین عامل آلودگی به نیتريت آب‌های زیرزمینی حاشیه زاینده‌رود قلمداد نموده‌اند، در این تحقیق میزان نیتريت کمتر از حد مجاز بوده است. نیتريت بیشترین میزان همبستگی را با نیتريت داشته و رابطه آنها مثبت بوده است. به نظر می‌رسد برخی از فعالیت‌های بیولوژیکی به‌همراه فرآیند احیاء صورت گرفته بر روی نیتريت در حین عبور آب از آبرفت بستر رودخانه تا چاه، نقش مهمی در کاهش میزان غلظت این پارامتر در آب چاه فلمن دارند.

پارامتر BOD به‌طور نسبی یکی از بهترین شاخص‌های اندازه‌گیری آلودگی منابع آبی به‌وسیله مواد آلی می‌باشد. به‌طوری‌که کاهش آن در تصفیه‌خانه‌های فاضلاب از شاخص‌های کلیدی در روند تصفیه آب است (عرفان منش و افیونی، ۱۳۷۹). اصولاً آب آشامیدنی سالم باید فاقد BOD باشد (عابدی کوپائی و همکاران، ۱۳۸۵). میانگین تغییرات BOD در آب رودخانه دوغ و چاه فلمن به ترتیب $2/47 \pm 0/2$ و $1/72 \pm 0/17$ میلی‌گرم در لیتر است. مقدار BOD در چاه فلمن در حدود ۳۰ درصد کاهش داشته است

روستا و ورود فاضلاب روستایی به رودخانه دوغ و همچنین زه‌آب‌ها کشاورزی ناشی از کاربرد کودهای شیمیایی و حیوانی از مهم‌ترین عواملی هستند که باعث کاهش شاخص NSFQI شده است. این زه‌آب‌ها معمولاً دارای مقادیر نسبتاً بالایی از مواد مغذی به‌خصوص نیترات و فسفات و همچنین کلیفرم مدفوعی هستند.

طبق نتایج به‌دست آمده از آزمون t با ۹۵ درصد اطمینان ($P \leq 0.05$) به‌جز دما و منگنز در بقیه پارامترها (۱۴ پارامتر) تفاوت معنی‌داری بین پارامترهای اندازه‌گیری شده در آب رودخانه دوغ و چاه فلمن وجود دارد (جدول ۵). بر این اساس می‌توان انتظار داشت که حداقل و حداکثر توان تصفیه چاه فلمن به ترتیب ۴۶ و ۸۵ درصد باشد و متوسط میانگین آن در چاه فلمن در حدود ۶۵ درصد برآورد شده است.

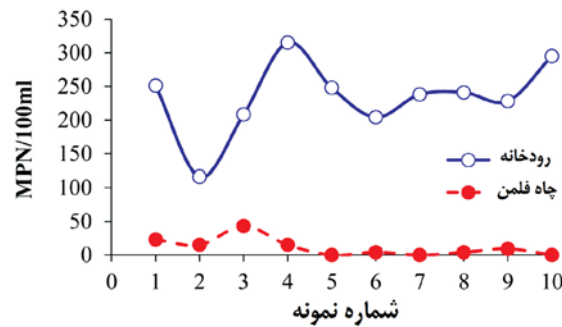
جدول ۵. نتایج آزمون t پارامترهای اندازه‌گیری شده رودخانه دوغ و چاه فلمن

نام پارامتر	تعداد نمونه	میانگین رودخانه	میانگین چاه فلمن	Fisher Sig.	t-test
دما (C°)	۱۰	۱۳	۱۵	۰/۱۶۱	۰/۳۹۴
کدورت (NTU)*	۱۰	۲۴/۰۵	۰/۵۵	.	.
رنگ (p4t.co)*	۱۰	۲	۰/۵	۰/۶۵۶	.
pH	۱۰	۷/۷۵	۷/۴۳	۰/۶۹۸	.
نیتريت (mg/L)*	۱۰	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۷۸۳	.
نیترات (mg/L)*	۱۰	۲۴/۵	۱۹/۴۱	۰/۶۶۸	.
آمونیاک (mg/L)*	۱۰	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۲۰	.
فسفات (mg/L)*	۱۰	۰/۱۹	۰/۱۳	۰/۲۳۲	.
فلوراید (mg/L)*	۱۰	۰/۲	۰/۲	۰/۲۴۱	.
آهن (mg/L)*	۱۰	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۲۵۲	۰/۰۴۵
منگنز (mg/L)	۱۰	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۹۵۲	۰/۳۲۸
COD (mg/L)*	۱۰	۳۰/۶	۲۰/۶	۰/۲۵۲	۰/۰۴۵
BOD (mg/L)*	۱۰	۲/۵	۱/۷	۰/۷۲۳	.
MPN*	۱۰	۶۰۲	۱۱	.	۰/۰۰۲

توجه: در پارامترهای مشخص شده با علامت ستاره (*)، تفاوت معنی‌دار وجود دارد ($P \leq 0.05$)

در آب چاه فلمن کاهش چشمگیری داشته است. همچنین براساس نتایج آزمون t تقریباً در تمامی این پارامترها تفاوت معنی‌دار بوده است. سطح کیفیت آب رودخانه دوغ و چاه فلمن بر اساس شاخص NSFQI به ترتیب متوسط و خوب ارزیابی شده که روند بهبود کیفیت در آب چاه فلمن کاملاً

1. Medium
2. Good



شکل ۹. منحنی تغییرات MPN در آب رودخانه دوغ و چاه فلمن

نتایج حاصل از محاسبه شاخص NSFQI برای هر دو منبع آبی نشان داد که میزان شاخص بین ۵۱ تا ۷۵ متغیر است. این شاخص برای رودخانه دوغ بین ۵۱-۵۷ و برای چاه فلمن بین ۶۴-۷۵ می‌باشد که این مقدار به ترتیب و با سطح کیفیت متوسط^۱ و خوب^۲ ارزیابی می‌شود. نزدیکی به

نتیجه‌گیری

این تحقیق به بررسی تاثیر نقش چاه‌های فلمن و فرآیند فیلتراسیون آبرفت کف رودخانه در بهبود پارامترهای کیفی آب‌های سطحی برای مصرف در بخش شرب پرداخته است. نتایج این تحقیق نشان داد که تمامی پارامترهای فیزیکی، برخی از پارامترهای شیمیایی نظیر نیتريت، نیترات، آمونیاک، منیزیم، آهن و همچنین MPN به‌عنوان شاخص بیولوژیکی

رودخانه زرین گل استان گلستان با کاربرد شاخص کیفی آب (NSFWQI) و شاخص کیفیت آب‌های سطحی ایران (IRWQIsc). فصلنامه بهداشت در عرصه، ۳، ۲۷-۳۳.

- عابدی کوپائی، ج.، نصری، ز. و مأمّن پوش، ع.، ۱۳۸۵. بررسی کیفیت شیمیایی آب چاه‌های تأمین آب شرب فلمن در اصفهان. اولین همایش تخصصی مهندسی محیط‌زیست.

- عرفان منش، م. و افیونی، م.، ۱۳۷۹. آلودگی محیط‌زیست: آب، خاک و هوا. انتشارات ارکان. اصفهان.

- علیزاده، م.، ۱۳۸۲. روش‌های آزمایشگاهی اندازه‌گیری آلودگی آب. انتشارات موج سبز، چاپ اول.

- معاونت برنامه‌ریزی و نظارت راهبردی رییس جمهور-دفتر نظام فنی اجرایی، ۱۳۸۸. دستورالعمل پایش کیفیت آب‌های سطحی (جاری)، نشریه شماره ۵۲۲.

- نصر، ز.، ۱۳۸۷. بررسی امکان آلودگی آب رودخانه زاینده‌رود و برخی از چاه‌های فلمن به دیازینون. چهارمین کنگره ملی مهندسی عمران.

- نوری، ر.ا.، ۱۳۸۶. ارزیابی اهمیت ایستگاه‌های پایش کیفی رودخانه‌ها با استفاده از آنالیز مولفه‌های اصلی و آنالیز فاکتور، مطالعه موردی: رودخانه کارون. مجله آب و فاضلاب، ۶۳.

- Bourg, A.C.M. and Bertin, C., 1993. Biogeochemical processes during infiltration of river water into an alluvial aquifer. *Environmental Science and Technology*, 27, 661-666.

- Capone, D.G. and Bautista, M.F., 1985. A groundwater source of nitrate in nearshore marine-sediments. *Nature*, 313 (5999), 214-216.

- Chapman, S.W., Parker, B.L., Cherry, J.A., Aravena, R. and Hunkeler, D., 2007. Groundwater-surface water interaction and its role on TCE groundwater plume attenuation. *Journal of Contaminant Hydrology*, 91, 3-4, 203-232.

- Conant, B., Cherry, J.A. and Gillham, R.W., 2004. A PCE groundwater plume discharging to a river: influence of the streambed and near-river zone on contaminant distributions. *Journal of Contaminant Hydrology*, 73, 1-4, 249-279.

مشهود بوده است. به‌نظر می‌رسد فیلتراسیون بستر رودخانه دوغ همانند صافی‌های شنی به‌کاررفته در تصفیه‌خانه‌های آب و فاضلاب نقش مهمی در کاهش برخی از پارامترهای آب و بهبود کیفیت آب در چاه فلمن کلاله دارد. غربال شدن، فرآیندهای بیوشیمیایی و جذب را می‌توان مهم‌ترین مکانیسم‌های حذف ناخالصی‌ها از آب رودخانه دوغ نام برد. مکانیسم‌های غربال شدن، فرآیندهای بیوشیمیایی به دلیل سرعت بالای نفوذ آب از بستر رودخانه در نتیجه پمپاژ زیاد آب از چاه، چندان در حذف ناخالصی‌ها از آب رودخانه دوغ موثر نیستند درحالی‌که فرآیند جذب موثرترین مکانیسم در کاهش برخی از پارامترهای آب رودخانه دوغ و بهبود کیفیت آب در چاه فلمن می‌باشد.

با توجه به قرارگیری چاه‌های فلمن شهرستان گنبدکاووس در مجاورت زمین‌های کشاورزی پیشنهاد می‌گردد که میزان سموم، پسماندهای آلی و فلزات سنگین در آب چاه فلمن اندازه‌گیری شود. با توجه به نیاز آبی مناطق شهری پیشنهاد می‌شود در مناطقی که از آب رودخانه برای مصارف شرب استفاده می‌شود، در صورت وجود بستر شنی و ماسه‌ای، برداشت غیرمستقیم آب از طریق حفر چاه‌های فلمن انجام گیرد زیرا می‌تواند باعث کوچک‌تر شدن تصفیه‌خانه‌های آب و کاهش هزینه‌های اقتصادی از نقطه‌نظر فیلتراسیون (کاهش کدورت) و مصرف مواد گندزدا (کاهش بار میکروبی) شود.

منابع

- چالکش امیری، م.، ۱۳۸۸. اصول تصفیه آب. انتشارات ارکان دانش، چاپ هفتم.

- خسروی دهکردی، ا.، افیونی، م. و موسوی، س.ف.، ۱۳۸۵. بررسی تغییرات غلظت نیترات آب‌های زیرزمینی حاشیه زاینده‌رود در استان اصفهان. *محیط‌شناسی*، ۳۲، ۳۲-۴۰.

- سید، م.، خضری، س.م. و مرجانی، ع.، ۱۳۹۱. نقش چاه‌های فلمن در افزایش معیارهای کیفی آب جهت استفاده از آنها در سیستم‌های پرورش ماهی. دومین همایش ملی منابع شیلاتی در دریای خزر، ۹، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان، گلستان، ایران.

- صادقی، م.، بای، ا.، بای، ن.، سفلائی، ن.، مهدی نژاد، م.ه. و ملاح، م.، ۱۳۹۴. تعیین وضعیت کیفیت آب

- Doussan, C., Poitevin, G., Ledoux, E. and Detay, M., 1997. River bank filtration: modelling of the changes in water chemistry with emphasis on nitrogen species. *Journal of Contaminant Hydrology*, 25, 1-2, 129-156.
- Ghosh, N.C., Mishra, G.C., Sandhu, C.S.S., Grischek, T. and Singh, V.V., 2014. Interaction of aquifer and river-canal network near well field. *Groundwater*, 53, 5, 794-805.
- Grimaldi, C., Viaud, V., Massa, F., Car-teaux, L., Derosch, S., Regeard, A., Fauvel, Y., Gilliet, N. and Rouault, F., 2004. Stream nitrate variations explained by ground water head fluctuations in a pyrite-bearing aquifer. *Journal of Environmental Quality* 33, 3, 994-1001.
- Hiscock, K.M. and Grischek, T., 2002. Attenuation of groundwater pollution by bank filtration. *Journal of Hydrology*, 266, 3-4, 139-144.
- Holloway, J.M. and Dahlgren, R.A., 2001. Seasonal and even-scale variations in solute chemistry for four Sierra Nevada catchments. *Journal of Hydrology*, 250, 1-4, 106-121.
- Lendvay, J.M., Sauck, W.A., McCormick, M.L., Barcelona, M.J., Kampbell, D.H., Wilson, J.T. and Adriaens, P., 1998. Geophysical characterization, redox zonation and contaminant distribution at a groundwater/surface water interface. *Water Resources Research*, 34, 3545-3559.
- Medina, M.A., Doneker, R.L., Grosso, N.R., Johns, M.D., Lung, W., Mohsen, M.F.N., Packman, A.I. and Roberts, P.J., 2002. Surface water groundwater interactions and modeling applications, environmental modeling and management - theory. In: *Practice and Future Directions*. Today Media, Inc., Wilmington, DE.
- Ray, C., Melin, G. and Linsky, R.B., 2003. Riverbank filtration: improving source-water quality. Springer Science and Business Media, 163.
- Sandhu, C., Grischek, T., Kumar, P. and Ray, C., 2011. Potential for riverbank filtration in India. *Clean Technologies and Environmental Policy*, 13, 2, 295-316.
- Pani, S., 2011. Enhancement of natural water systems and treatment methods for safe and sustainable water supply in India. An EU Sponsored Collaborative Project no. 282911.
- Schmidt, C.K., Lange, F.T., Sacher, F., Baus, C. and Brauch, H.J., 2003. Assessing the fate of organic micropollutants during riverbank filtration utilizing field studies and laboratory test systems. *Geophysical Research Abstracts*, 5, 85-95.
- Sharma, S.K. and Amy, G., 2009. Bank filtration: A sustainable water treatment technology for developing countries. In 34th WEDC International Conference on Water, Sanitation and Hygiene. Sustainable Development and Multisectoral Approaches. Paper no. 715.
- Smith, J.W.N., 2005. Groundwater-Surface Water Interactions in the Hyporheic Zone. Science Report SC030155/SR1. Environment Agency, Almondsbury, Bristol, UK.
- Terrado, M., Barcel, D., Tauler, R., Borrell, E. and Campos, S.D., 2010. Surface-water-quality indices for the analysis of data generated by automated sampling networks. *Journal TrAC Trends in Analytical Chemistry*, 29, 1, 40-52.
- USEPA, 2000. Proceedings of the Groundwater/Surface Water Interactions Workshop, Groundwater/Surface Water Interactions Workshop.
- Von gunten, H.R., Karametaxas, G., Krahenbuhl, U., Kuslys, M., Giovanoli, R., Hoehn, E. and Keil, R., 1991. Seasonal biogeochemical cycles in riverborne groundwater. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 55, 12, 3597-3609.

Biostratigraphy of Mesozoic-Cenozoic boundary based on calcareous nannofossils in Bulfars section, Southwest Iran

Senemari, S.¹

1. Associate Professor, Faculty of Engineering, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran.

Received: 28 November 2016

Accepted: 6 March 2017

Abstract

To study Mesozoic -Cenozoic boundary based on calcareous nannofossils, section of Tang-e- Bulfars in East Ramhormoz was studied. The fossil groups in determining the relative age of the Mesozoic and Cenozoic layers are important. In this interval, a thickness of 32 meters of shale and limestone were studied and for the first time 35 species of nannofossils were identified. As a result, the identified biozones includes *Reinhardtites* Levis Zone (UC18/CC24) and the base of *Arkhangelskiella cymbiformis* (CC25/UC19) with Late Cretaceous age and *Heliolithus kleinpellii* Zone (NP6) with Selandian/Thanetian age. Based on the identified zones, the transition period of Early Maastrichtian-Selandian/Thanetian and the boundary between the Cretaceous to Paleogene was determined as a discontinuity. The presence of index species of calcareous nannofossils indicates that the studied sediments in the section of Tang-e- Bulfars were deposited in the lower latitudes and under warm climatic conditions.

Keywords: Izeh, Paleogene, Biostratigraphy, Cretaceous, Nannofossils.

Cenozoic superposed deformation in the south of Central Iran: Implication for folding and tectonic stress field in Rafsanjan structural belt

Ebadi, L.¹, Alavi, S.A.² and Ghassemi M.R.³

1. Ph.D. Student, Faculty of Earth Sciences, Geology Department, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

2. Professor, Faculty of Earth Sciences, Geology Department, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

3. Associate Professor, Geological Survey of Tehran, Iran

Received: 8 May 2017

Accepted: 7 August 2017

Abstract

The South Central Iran Block has experienced polyphase intensive deformation in the Cenozoic time. Large-scale superposed folds in South Rafsanjan document the Cenozoic tectonic events within the South Central Iran Block. In this study, a case study of this deformation inferred from regional-scale Rafsanjan superposed folds in the south of Central Iran is presented to reconstruct the deformation sequence and tectonic regime during crustal shortening. These data indicate that the superposed folds, dominated by a two-stage tectonic transpression regime which experienced two phases of superposed folding, leading to the orthogonal superposition of WNW-ESE-trending folds onto NE-SW trending folds. Structural analyses and fault kinematic analyses in the Rafsanjan Structural Belt indicate a two-stage syn-folding paleo-stress field during the Cenozoic. The early phase of tectonism is characterized by late Miocene NW-SE transpression, which led to the development of NE-trending fold structures and causing the occurrence of an orogeny perpendicular shortening. This tectonic event was most likely associated with progressive anticlockwise rotation of the Central Iran Block. Subsequent tectonic event from Late Miocene until Quaternary contributed to a phase of contraction that overprinted the early NNE-SSW shortening in the interior parts of the studied area and generated a large-scale NE-convex fold belt and the typical large-scale superposed folds within the South of Central Iran Block. In terms of geodynamics, the later tectonism is likely to have been related to the NE-directed convergence between the Arabian and the Eurasian Plates.

Keywords: Rafsanjan, Paleostress, Rotation block, Superposed fold, Polyphase.

Petrogenesis and tectonomagmatic setting of Moghanlu Granitoid (NW of Iran)

Fathiyan, L.¹, Aliani, F.², Baharifar, A.A.³ and Zarinkoub, M.H.⁴

1. Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu- Ali Sina University, Hamedan
2. Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamedan
3. Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Payame Noor University, Tehran
4. Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand

Received: 23 August 2017

Accepted: 11 December 2017

Abstract

The Moghanlu granitoid was located in the northwest of central Iranian structural zone with a Precambrian age. Based on field observations and microscopic studies, this body includes tonalite, monzogranite and granodiorite. Based on geochemical studies, tonalites are I-type, calc-alkaline, and weakly peraluminous. Based on isotopic studies [$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (i) and ϵNd (i) values equal to 0.710544, -7.01 respectively], low values of La/Yb, Sr/Y, Nb/Ta, Ni and Cr, low fractionated patterns (flat pattern) of rare earth elements (REE) and negative anomaly of Eu, it can be concluded that they were resulted from melting of amphibolitic thickened mafic crust or under plate basalts (in the stability field of plagioclase) in low pressures and low depth in volcanic arc granitic area. Monzogranites are S-type, peraluminous and calc-alkaline, which are plotted in collision zone. These rocks are enriched in LILE and LREE and also depleted in HFSE, which represent negative anomaly of Ba, Ti, Nb, Sr with Mg number about 11-20. On the basis of this result, it can be concluded that the granitoids were generated from melting of crustal rocks (melt derived from pelitic rocks with high plagioclase content). Granodiorite are I-type, calc-alkaline and peraluminous. They have $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (i) and ϵNd (i) values of 0.71713, -10.55, Mg number between 31-33, negative anomaly of Sr and Nb, and also positive anomaly of La and Th, which represent that these rocks were generated from partial melting of lower to middle crust. These granodiorites were formed because of thickening and shorting due to continental- continental collision (collision of Iranian-Arabian plates). With respect to geographical location of Moghanlu body and the age of this units, it seems that these granitoid rocks formed on active continental margin during convergence of Central Iran and Alborz-Azərbayjan plates to Arabian platform during Precambrian.

Keywords: Moghanlu, Tonalite, Lower crust, Partial melting, Sr-Nd Isotope.

Tectonomagmatic setting of the Eocene volcanic rocks in Ahovan area (Semnan)

Khalatbari-Jafari, M.¹ and Etesami, S.²

1. Associate Professor of Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran

2. Graduated MS student in petrology at Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran

Received: 24 January 2017

Accepted: 10 May 2017

Abstract

Petrology and tectonomagmatic setting of the Eocene volcanic rocks exposed in the Ahovan area, east of Semnan are presented and discussed. The studied rocks include basic-intermediate and acidic volcanic lavas and dikes, accompanied by intercalations of nummulite-bearing limestone, shallow water deposits, hyaloclastite and hyaloclastic breccia. The basic-intermediate lavas are exposed at the base and the rhyolitic and andesitic lavas are exposed at the top of the volcanic series, all of which may be attributed to a bimodal volcanism. It seems that Eocene volcanic activity occurred in shallow water to subaerial environments. Based on petrographical investigations, the volcanic lavas show basaltic, basaltic andesitic, andesitic, dacitic, rhyolitic and acidic tuffs compositions. The lavas have phyric to aphyric textures. The phyric lavas include plagioclase, augite and hornblend phenocrysts. They show microlitic, microcrystalline and intergranular groundmass in dikes. Disrupted zoning and sieve texture in plagioclase phenocrysts and heterogeneous groundmass might be interpreted by magma mixing. Study of the geochemical analyses, indicates high-k calc-alkaline to shoshonitic magmatic trends in the Ahovan area. Trace and REE spider diagrams, normalized with standard values, display enrichment of LILE and clear depletion of Nb and Ti. In tectonomagmatic diagrams, these samples plot in the arc field which tends toward an initial extensional back arc environment. It appears that partial melting of adjusted mantle wedge above a subducted slab provided the parental magma which was enriched by fluids-melt released from partial melting of the subducted slab.

Keywords: Andesite, Ahovan, Dacite, Rhyolite, Calc-alkaline.

Investigating of seasonal change effects on suspended sediment yield using geochemical tracers

Nosrati, K.¹ and Ahmadi, F.²

1. Associate Professor, Geology Department, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

2. Ph.D. Student of Geomorphology, Department of Physical Geography, Earth Sciences, Shahid Beheshti University

Received: 8 February 2017

Accepted: 10 May 2017

Abstract

The objective of this study is to investigate the effect of seasonal changes on erosion and sediment yield in land-use types in Taleghani catchment, using the fingerprinting technique. In view of this, 39 soil samples including 17, 12, and 10 samples were collected from different sources: agriculture, rangeland, and forest, respectively. 7 samples also were collected from suspended sediments in two different seasons (3 samples in autumn and 4 samples in spring) from 2012 until 2013. After preparing the samples, 11 tracers including C, N, P, Na, K, Cu, Zn, Mg, Mn, Fe and Ca were measured as the primary tracers in sediment sources and sediment samples. Based on Kruskal-Wallis test and discriminant function analysis, four tracers including Mg, C, Zn and Ca were selected as the optimum set of tracers that can discriminate 3 sediment sources. Then sediment source samples were compared with suspended sediment samples. The results showed that the contribution of sediment sources is 67.9%, 32.1%, and 0 percent for agriculture, rangeland and forest, respectively in autumn season and the contribution of sediment sources is 44.3%, 44.3% and 11.4% for agriculture, rangeland, and forest, respectively in spring season. These results indicate the role of human activity on the erosion rate and land-use types as a very important factor in accelerating the erosion and sedimentation process in Iranian basins.

Keywords: Taleghani, Seasonal erosion, Sediment fingerprinting, Land use, Sediment sources.

Biostratigraphy of the Sarvak and Ilam formations in Abteymoor Oil Field (Wells no. 1 and 14)

Omidi, R.¹, Sadeghi, A.², Hosseini-Barzi, M.³ and Akbari, N.⁴

1. Master of Science in Stratigraphy and Paleontology, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran
2. Professor, Geology Department, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran
3. Associate Professor, Geology Department, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran
4. M.Sc., National Iranian South Oil Company

Received: 17 June 2017

Accepted: 20 August 2017

Abstract

In order to carry out biostratigraphic studies on Sarvak and Ilam formations, two subsurface sections in wells 1 and 14 of Abteymoor oil field were selected in the south of Dezful embayment. Sarvak Formation in well #1 has 812.98 (m) thickness and in Well No. 14 only 234 (m) of this formation was drilled, in terms of lithology the Sarvak Formation consists mainly of limestone with dolomitic and clay interbeds.

Its lower boundary in Well #1 with Kazhdumi Formation is conformable but in Well #14 it is unclear. The upper boundary is disconformable with Ilam Formation in both wells. Ilam Formation in two wells of 1 and 14, has thickness of 151.72 and 136 (m) respectively and in terms of lithology, it consists of limestone and shaley, marly and dolomitic limestone interbeds. The upper boundary of Ilam Formation with Gurpi Formation is conformable with sharp changes in lithology. In biostratigraphy studies 71 species were detected which belong to 57 genera of foraminifera, a biozones (biozone 1) in Ilam Formation and three biozones (biozones 2, 3 and 4) were identified in Sarvak Formation. They include:

1. *Rotorbinella-Pararotalia* Assemblage Zone
2. *Nezzazatinella picardi-Dicyclina schlumbergeri* Assemblage Zone
3. *Rotorbinella mesogeensis* Total Range Zone
4. *Nezzazata*-alveolinid Assemblage Zone

Based on identified biozones, age of Sarvak Formation is considered as Cenomanian-Turonian and the age of Ilam Formation is Designated as Santonian- Campanian?

Keywords: Biostratigraphy, Ilam Formation, Sarvak Formation, Abteymoor Oil Field.

Sequence Stratigraphy of the Oligo-Miocene deposits in Ahmadi anticline, southeast of Shiraz

Daneshian, J.¹, Yaghoobi, M.² and Tahmasbi Sarvestani, A.R.³

1. Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran

2. Ph.D., National Iranian Oil Company (Exploration Directorate)

3. M.Sc., Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran

Received: 11 March 2017

Accepted: 10 May 2017

Abstract

The sequence stratigraphic studies can be of great help in understanding and analysis of sedimentary basins. For this purpose, Oligo-Miocene sediments (Razak and Asmari formations) at the Tang-e-Abdi section (southern flank of Ahmadi anticline) located in Fars province was selected and investigated. The Asmari Formation overlies paraconformably on the Jahrum Formation, and it is overlain by the Razak Formation. The lithologic column of this section includes a succession of the Jahrum (10m), Asmari (35m) and Razak (172.5m) formations, and consists mainly of limestone, argillaceous limestone, marl, sandstone, conglomerate, shale and dolomitic deposits. Totally, 84 samples were investigated, and their age is suggested as Late Eocene for the Jahrum Formation to Rupelian for the Asmari sediments, and Rupelian to Aquitanian for the Razak Formation based on the benthic foraminiferal stratigraphic distribution. The microfacies studies were led to recognition of four facies belts including tidal flat, lagoon, sand shoals and open marine. According to field and laboratory studies, four sequences and sequence boundaries were recognized. Two sequence boundaries are of type one and the other two are of type II sequence boundaries.

Keywords: Sequence stratigraphy, Asmari and Razak formations, Oligo-Miocene, Southeast Shiraz, Fars.

Ability of Felmann wells to improve the physical and microbial parameters of river water

G. Mahmoodlu, M.¹, Seyed, M.², Khezri, S.M.³, Khodaei, K.⁴ and Seyedkhademi, S.M.⁵

1. Assistant Professor, Department of Watershed and Rangeland Management, Gonbad Kavous University, Gonbad, Iran

2. Lecturer at University of Applied Science and Technology, Gonbad Branch, Gonbad, Iran

3. Associate Professor, Faculty of Environment and Energy, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

4. Assistant Professor, Research Institute of Applied Sciences (ACECR), Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

5. Ph.D. Student, Group of Instrumental Analytical Chemistry, University of Duisburg-Essen, Essen, Germany

Received: 13 January 2018

Accepted: 28 February 2018

Abstract

Riverbank filtration can be used as an effective and low-cost method for water treatment of rivers for drinking purposes. In alluvial land consisting of loose sediments (e.g., sand or gravel) with a water table near land surface, one of the most economical methods for extracting water in large volumes is the use of wells with large diameter such as Felmann Well. In this study, we investigated the effect of Felmann Wells and riverbank filtration process on improving the water quality parameters of surface water. For this, Doogh River and a Felmann Well were sampled simultaneously within a 5-month period. SPSS software and T-test were used to determine the significant difference between data obtained from chemical analysis. Comparison of water quality parameters of Doogh River and Felmann Well showed that riverbank filtration can play an important role in reducing the physical and biological parameters of water in Felmann Well drilled near the river. For drinking water purpose, the water quality of both Doogh River and Felmann Well was investigated using WQI (Water Quality Index). Hence, the WQI for Doogh River water varied from 50 to 57, which indicated the average quality of the water of the Doogh River. While, WQI value varied from 64 and 75 for the Felmann well representing a good water quality in the well. Results of this study showed that the Felmann wells which were drilled near the riverbank can play an important role in improving the water quality parameters of surface water for drinking purposes.

Keywords: River, Felmann well, Water quality parameters, WQI Index.



Vol. 12, No. 46, Summer 2018

License Holder:

Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

Editorial Director:

Mirzaei, S., Professor - Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

Editor in Chief:

Adabi, M.H., Professor - Shahid Beheshti University

Assistant Editor:

Nassery, H.R., Professor - Shahid Beheshti University

Editorial Board:

Adabi, M.H., Professor - Shahid Beheshti University

Nassery, H.R., Professor - Shahid Beheshti University

Alavipanah, S.K., Professor - Tehran University

Fatemi Aghda, S.M., Associate Professor - Tarbiat Moallem University

Gharshi, M., Associate Professor - Geological Survey of Iran

Ghavidel, M., Professor of Institute of Petroleum Engineering - Tehran University

Ghazban, F., Associate Professor - Tehran University

Mirzaei, S., Professor - Academic Center for Education, Culture and Research

Moore, F., Professor - Shiraz University

Mousavi Harami, R., Professor - Mashhad University

Raeisi, E., Professor - Shiraz University

Rezaee, M.R., Associate Professor - Tehran University

Saeedi, A., Associate Professor - Geological Survey of Iran

Vossoughi Abedini, M., Retierd Associate Professor-Shahid Beheshti University

Executive board:

Khodaei, K. and Esmaili, E.

Editors:

Atrsaei, P.

Designer:

Ansari, A.

Published: Summer 2018

Address:

Shahid Beheshti University, Evin, Tehran, Iran

P.O.Box.

196151171

Tel: +98 (21) 29903037 – 22431933-4

E-mail: zaminshenasiiran@yahoo.com

Website: www.rias.ac.ir

Website Journal: journal.rias.ac.ir

This journal is indexed in the following sites:

<http://www.isc.gov.ir>

<http://www.srlst.com>

<http://www.sid.ir>

<http://www.magiran.com>