http://ui.ac.ir/en

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches University of Isfahan
Vol. 34, Issue 2, No. 2, Summer 2018
pp. 11-14
Received: 27.03.2017 Accepted: 12.03.2018

Microfacies analysis and depositional environment of the Sarvak Formatiom in Tang-e Bawlak and Shahnakhjir sections, Malekshahi County, Ilam

Hassan Mohseni*
Associate Professor, Department of Geology, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran.
Rohollah Zeybaram Javanmard
M.Sc. Student, Department of Geology, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran
* *Corresponding author, e-mail: mohseni@basu.acir*

Introduction

The study area is located in the Zagros fold-thrust belt in which numerous amounts of hydrocarbon reserves are trapped in the Sarvak Formation (Cretaceous) and the Asmari Formation (Oligo-Miocene) (Mc Clay et al. 2011). The Sarvak Fm. is an important part of the Bangestan Group and laterally passes into the Garau Formation shales toward the Lorestan zone. Furthermore its lateral facies equivalents are well appreciated in the surrounding countries (i.e. the Madud and Mishrif formations in Kuwait, the Vasia Group in UAE, the Natih Formation in Oman, the Ahmadi, Madud and Rumayleh formations in Iraq and KSA (Alsharhan and Kendall 1991; Hajikazemi et al. 2010; Razin et al. 2010; Sadooni et al. 2005). Hence understanding any possible lateral changes of the Sarvak reservoir is crucial. The present study attempts to figure out such changes via examining microfacies characteristics and depositional environment of the Sarvak Fm.

Materials and Methods

Two exposed sections of the Sarvak Formation (Cretaceous) were studied in the Kabirkuh around the Malekshahi city in Ilam province named the Tange- Bawlak and Shahnakhjir sections. A total of 430 samples were collected. Detailed petrographic examinations on the stained thin sections were examined under routine petrographic microscope equipped by digital camera. All field evidences were also carefully recorded which will be briefly introduced in the following section.

Discussion of Results and Conclusion

Examinations of thin sections revealed 17 microfacies in the Sarvak Fm. which were deposited in 5 distinct depositional settings including tidal flat, lagoon, bar, deep shelf and slope as well. These microfacies are:

A-Tidal flat facies association composed of two microfacies barren lime mudstone and dolomitic fenestral packstones to bindstones.

B-Lagoon facies association including peloid bioclast grainstone to packstone containes *Nezzazata, Textularia, Murgina apula, Pseudolituonella reicheli, Gavelinella* and mudstone to wackestone partially dolomitized with Miliolids and *Nezzazata, Spiroplectinata annectene.*

C-Shallow water bank, reefs and bars consist of 5 microfacies as allochthonous bioclastic rudstone, peloid bioclast rudstone, grainstone to packstone with large scale cross bedding, bioclastic rudstones with brachiopods shell concentration, glauconitic intraformational conglomerate, bioturbated bioclastic packstone to wackestones with *Quinqueloculina, Vidalina, Dorothia, Muricohedbergella* and miliolid.

D-Intrshelf basin (shallow to deep subtidal) that caontain several microfacies such as spiculite wackestone - packstone with a calcisiltite matrix and/or fecal pellets, extensively burrowed bioclastic wackestone- floatstone, glauconitic wackestones and floatstones with infauna and epifauna whole fossils, *Oligostegina* wackestone with calcisiltite matrix.

E-slope and deep basin facies association that comprises thin-shelled planktonic bivalve (filaments) with intraclast wackestone, globotruncanid and calcisphere wackestone, microbreccia, bioclastic-lithoclastic packstone or rudstone.

Interpretations of these facies associations along with field evidences suggests that the depositional environment of the Sarvak Fm. were twofold including platform and deep foreland basin sediments. The platform margin was characterized by high-energy bar/barrier designated by large-scale cross bedding in grainstone and biogenic carbonate buildups. Sporadic turbidity currents probably were responsible to transport the shallow water carbonates into surrounding intrashelf basins. The intrashelf sediments are rich in planktonic biota interbedded with shale and marls rich in open marine fossils including brachiopods, echinoderms and ammonites. Seemingly, the platform setting uplifted as the consequence of Subhersinian orogeny. The unconformity was recognized by evidences such as brecciation, karstification and conglomeratic horizon.

Subsequent global sea level rise during Early Turonian brought a foreland basin in which about 106 m argillaceous thin to thick bedded limestones capped the interval of the

Copyright©2018, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (http://creativecommons.org/licenses/BY-NC-ND/4.0), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they can't change it in any way or use it commercially.
DOI: 10.22108/jssr.2018.103203.1011

Sarvak Fm. during Late Turonian. These deposits contain *Helvetoglobotuncana helvetica, Clavihedbergella, Murginotruncana coronata, Whiteinella, Hedbergella, Rotalipora, Heterohelix, Margnotruncana renzi, Dorotha, Dicarinella.*

The Sarvak Fm. is 845m and 412m thick in the Tange-e Bawlak and Shahnakhjir sections respectively. In the both sections it consists of two facies types including platform facies and foreland basin deposits. The platform deposits inturn composed of neritic (shallow water) sediments and platform margin high energy facies. The foreland basin are argillaceous and fine grained displaying evidences of pressure solution and are abouut 106 thick.

Keywords: The Sarvak Formation, Microfacies, Tange-Bawlak, Malekshahi, Depositional Environment

References

Adabi M.H. 2001. Sedimentary Geochemistry, Ariyan Zamin Pub. Co., Tehran, 503 p.

Alavi M. 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. American Journal of Science, 304: 1 - 20.

Alsharhan A. S., and Kendall C. G. 1991. Cretaceous chronostratigraphy, unconformities and eustatic sea level change in sediments of Abu Dhabi. United Arab Emirates. Cretaceous Research, 12:349-401.

Berbberian M. and King G. C. 1980. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Can. J. Earth Sci, 18:210-265.

Carozzi, A. 1988. Carbonate rock depositional models. A microfacies approach. Englewood Cliffs Prentice Hall), 604.

De Keyser T. L. and Kendall C. G. 2014. Jurassic and Cretaceous Sedimentary Fill of Intrashelf Basins of the Eastern Margin the Arabian Plate. AAPG Annual Convention and Exhibition, 6-9 April, 2014, at George R. Brown Convention Center, Houston, Texas.

Dickson J. A. 1965. Carbonate identification and genesis as revealed by staining, 36:491-505.

Du Y. Zhang J. L. Zheng S. F. Xin J. Chen J. and Li Y. Z. 2015. The rudist buildup depositional model, reservoir architecture and development strategy of the Cretaceous Sarvak Formation of Southwest Iran. Keai, 1, 1-11. Doi: 10. 1016

Dunham R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture, In: Classification of carbonate rocks Ed. By W.E. Ham, Mem. AAPG. 1:108-121.

Flugel E. 2010. Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 984.

Folk R.L. 1959. Practical petrographic classification of limestones. AAPG, 43:1-38.

Grover G. J. 1993. Intrashelf basins: A geologic model for source-bed and reservoir facies deposition within carbonate shelves. AAPG International Conference and Exhibition, The Hague, Netherlands, October 17-20.

Hajikazemi E. Al-Aasam I. S. Coniglio M. 2010. Subaerial exposure and meteoric diagenesis of the Cenomanian-Turonian Upper Sarvak Formation, southwestern Iran. Geological Society of London, 330:253-272.

Hessami K. Koyi H. Talbot C. J. Tabasi H. and Shabanian E. 2001. Progressive unconformities within an evolving foreland fold–thrust belt, Zagros Mountains. Journal of the Geological Society, London, 158:969–981, doi: 10.1144/0016-764901-007.

Heydari E. 2008. Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountains of Iran. Tectonophysics, 451:56–70.

Honarmand J. and Maddahi A. 2011. Relationship between sedimentary facies and disgenetic processes and reservoir quality in the upper part of the Sarvak Formation in a giant oil field, SW Iran, Journal of stratigraphy and Sedimentology Researches, 42(1):97-114.

Khalifa M. A. 2012. Peritidal to intrashelf basin, facies transition of the Adgham Formation (Late Triassic) Al Qasim Province, Saudi Arabia. Carbonates and Evaporites, 27(3):299–319 299 - 319.

James G. and Wynd J. 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium agreement area. AAPG Bulletin, 49:2182–2245.

Leckie R. M. 1987. Paleoecology of mid-Cretaceous planktonic foraminifera: a comparison of ocean and epicontinental sea assemblages. Micropaleontology, 33(2):164-176.

McClay K. Shaw J. H. and Suppe, J. 2011. Thrust Fault-Related Folding: AAPG Memoir 94. 390.

Mobasher K. 2007. Kinematic and Tectonic Significance of the Fold and Fault Related Fracture Systems in the Zagros. Georgia State University. 123.

Mohseni H. Habibi Asl A. and Ghanavati K. 2015. Microfacies analysis, depositional environment, sequence stratigraphy and diagenesis of the Sarvak Formation in the Marun oil field, Journal of stratigraphy and Sedimentology Researches, 59(2):51-66.

Mousavi M. Shirvani H. 2009. Petrography and diagenesis of the Sarvak Formation in Tang-e Bawlak anticline, Iranian Journal of Geology, 1:67-80.

Pascal L. and Cecile R. 2010. Tectonic and Stratigraphic Evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic-Cenozoic. Illustrated ed. London Geological Society of London. 330: 360 p.

Rahimpour-Bonab H. Mehrabi H. Enayati-Bidgoli A.H. and Omidvar M. 2012. Coupled imprints of tropical climate and recurring emergence on reservoir evolution of a mid-Cretaceous carbonate ramp, Zagros Basin, southwest Iran. Cretaceous Research, 12:15-34.

Rahimpour-Bonab H. 2017. Carbonate petrography (emphasize on reservoir quality), 3rd edition, Publication of University of Tehran, Tehran, 430 p.

Razin P. Taati F. and Van Buchem F. S. P. 2010. Sequence stratigraphy of Cenomanian-Turonian carbonate platform margins (Sarvak Formation) in the High Zagros, SW Iran: an outcrop reference model for the Arabian Plate. Geological Society of London, Special Publications, 329:187-218.

Sadooni F. N. 2005. The nature and origin of Upper Cretaceous basin-margin rudist buildups of the Mesopotamian Basin, southern Iraq, with

consideration of possible hydrocarbon stratigraphic entrapment. Cretaceous Research, 26: 213- 224.

Sharland P. R. Archer R. Casey D. M. Davies R. B. Hall S. H. Heward A. P. Simmons A. D. Simmons H. D. and Simmons M. D. 2001. Arabian plate sequence stratigraphy. Manama (Bahrain): GeoAarabia. Spec. Pub. 1:371 p.

Tabatabaei P. Lasem Y. Jahani D. and Kohansal Ghadimvand N. 2010. Depositional environment and sequence stratigraphy of the Kazhdumi and Sarvak formations in the Fars area (the Kangan and Boz-paz# 1 sections), SW Iran, The Earth, 5(3):131-144.

Taghavi A. A. Mork A. and Emadi M. A. 2012. Sequence stratigraphically controlled diagenesis governs reservoir quality in the carbonate Dehluran Field, southwest Iran. Petroleum Geoscience, 12:115-126.

Van Buchem F. S. P. Razin P. Homewood P. W. Philip J. M. Eberli G. P. Platel J. P. Roger J. Eschard R. Desaubliaux G. M. J. Boisseau T. Leduc J. P. Labourdette R. and Cantaloube S. 1996. High resolution sequence stratigraphy of the Natih Formation (Cenomanian/Turonian) in northern Oman: distribution of source rocks and reservoir facies. GeoArabia, 1:65-91.

Van Buchem F. S. P. Razin P. Homewood P. W. Oterdoom W. H. and Philip J. M. 2002. Stratigraphic organization of carbonate ramps and organic-rich intrashelf basins: Natih Formation (middle Cretaceous) of northern Oman. AAPG Bulletin, 86:21-53.

Van Buchem F.S.P. Gerdes K.D. and Esteban M. 2010. Mesozoic and Cenozoic Carbonate Systems of the Mediterranean and the Middle East: Stratigraphic and Diagenetic Reference Models. Geological Society, London, Special Publications, 1-7, https://doi.org/10.1144/SP329.1 329 p.

Wilson J. L. 1975. Carbonate facies in geological history. Springer, 471.

Ziegler M. A. 2001. Late Permian to Holocene Paleofacies Evolution of the Arabian Plate and its Hydrocarbon Occurrences. GeoArabia, 6: 445-504.

پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی
سال سی و چهارم، شماره پیاپی ۷۱، شماره دوم، تابستان ۱۳۹۷
تاریخ وصول: ۱۳۹٦/۰۱/۰۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹٦/۱۲/۲۱
صص ٤۳-٦۸

ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند سروک در برش تنگ باولک و شاهنخجیر، شهرستان ملکشاهی (ایلام)

حسن محسنی، *دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی سینا همدان، ایران* *

روح الله زیبرم جوانمرد، *دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی سینا همدان، ایران*

چکیده

به‌منظور مطالعهٔ محیط رسوبی سازند سروک، دو برش از رخنمون‌های آن پیرامون شهرستان ملکشاهی (استان ایلام) بررسی شدند. درمجموع، ٤۳۰ نمونه با فاصلهٔ میانگین ۳ متر برداشت و برش‌های نازک رنگ‌آمیزی‌شده مطالعه شدند. در نتیجه، ۱۳ ریزرخساره شناسایی شدند که در ۵ زیرمحیط رسوبی پهنهٔ جزرومدی، لاگون، سد، شلف ژرف و شیب‌قاره و حوضهٔ ژرف رسوب کرده‌اند. شواهدی مانند توربیدیت و تغییرات ناگهانی در رخساره‌ها وجود پلت‌فرم کربناته از نوع شلف لبه‌دار را نشان می‌دهند که به‌سوی بخش بالایی رسوبات دارای ویژگی‌های شیب و حوضهٔ عمیق است. به نظر می‌رسد نخست شرایط یک حوضهٔ پلت‌فرمی بر منطقه حاکم بوده است اما پس‌از فاز کوه‌زایی ساب‌هرسینین رسوبات رخنمون یافته‌اند و کارستی شده‌اند؛ سپس حوضه‌ای پیش‌خشکی با بالاآمدن دوبارهٔ سطح نسبی آب دریا در زمان تورونین پیشین یا میانی پدید آمده که به نهشته‌شدن ۱۰٦ متر آهک رسی نازک تا ضخیم‌لایه تا پایان تورونین منجر شده است.

واژه‌های کلیدی: سازند سروک، ریزرخساره، تنگ باولک، ملکشاهی، محیط رسوبی

* نویسندهٔ مسؤول: ۰۸۱۳۸۳۸۱٤٦۰ Email: mohseni@basu.a.cir

Copyright©2018, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (http://creativecommons.org/licenses/BY-NC-ND/4.0), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they can’t change it in any way or use it commercially.

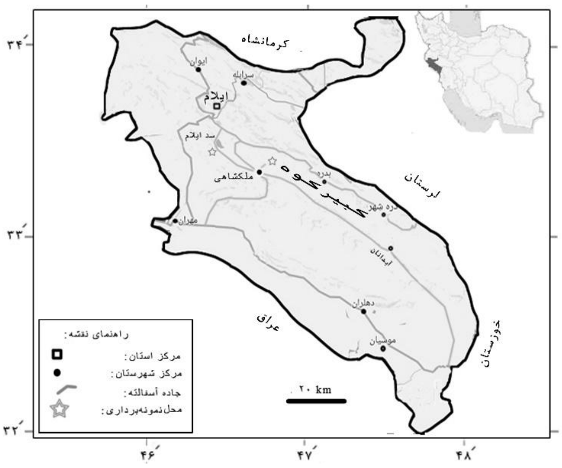
مقدمه

منطقهٔ مطالعه‌شده بخشی از زاگرس چین‌خورده است که میدان‌های نفتی متعدد و بزرگی در مخزن‌های آهکی آن به‌ویژه در دو بازهٔ زمانی سنومانین - تورونین (سازند سروک) و الیگوسن - میوسن (سازند آسماری) شکل گرفته‌اند (McClay et al. 2011)؛ به‌طوری‌که این بخش از زاگرس میزبان بیش از نیمی از مخازن هیدروکربنی شناخته‌شده در دنیاست (Sepehr and Cosgrove 2005 در Mobasher 2007)؛ برای نمونه، رسوبات در بزرگ‌سکانس ژوراسیک تا تورونین به‌شکلی روی‌هم قرار گرفته‌اند که نخست سنگ منشأ و سپس سنگ مخزن تشکیل شده است (Alavi 2004; Mobasher 2007). در بازهٔ زمانی کرتاسهٔ میانی تا میوسن میانی شرایط برای مهاجرت نفت به این مخازن فراهم شده است (Cecile and Pasca 2010).

در حوضهٔ زاگرس، تغییرات رخساره‌ای در سطوح مختلف چینه‌شناسی اعم از لایه‌ها و بخش‌ها تا درون سازندها و سکانس‌ها شناخته شده است؛ برای نمونه، چنین تغییراتی در سازند سروک دیده می‌شود که سنگ مخزن بسیاری از میدان‌های نفتی زاگرس ازجمله میدان نفتی دهلران در استان ایلام، جنوب تنگ باولک است (Taghavi et al. 2012). سازند سروک به‌سمت غرب به سازند گرو تغییررخساره داده است (Alavi 2004) و ضخامت آن در جنوب ایران و خلیج‌فارس کم شده و به‌سوی حوضهٔ لرستان افزایش یافته است؛ همچنین این سازند به‌سمت باختر استان ایلام (میدان امام حسن) تغییررخساره داده و به سازند گرو تبدیل شده است (James and Wynd 1965)؛ ازاین‌رو، انجام مطالعه‌های رسوبی به‌منظور شناخت ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی این سازند دارای اهمیت است. در پژوهش حاضر، دو برش تنگ باولک و شاهنخجیر از سازند سروک انتخاب و بررسی شدند که به‌ترتیب در شمال خاوری و شمال باختری شهرستان ملکشاهی (استان ایلام) قرار دارند (شکل ۱). ضخامت سازند سروک در برش تنگ باولک ۸۴۵ متر و در برش شاهنخجیر ۴۱۲ متر است. سازند سروک در برش تنگ باولک به‌شکل هم‌شیب با مرز کارستی‌شده روی سازند گرو قرار دارد. مرز بالایی سازند سروک با سازند سورگاه هم‌شیب است و با یک افق لیمونیتی زردرنگ و تغییر ناگهانی از آهک به شیل مشخص است.

موقعیت زمین‌شناسی و جغرافیایی

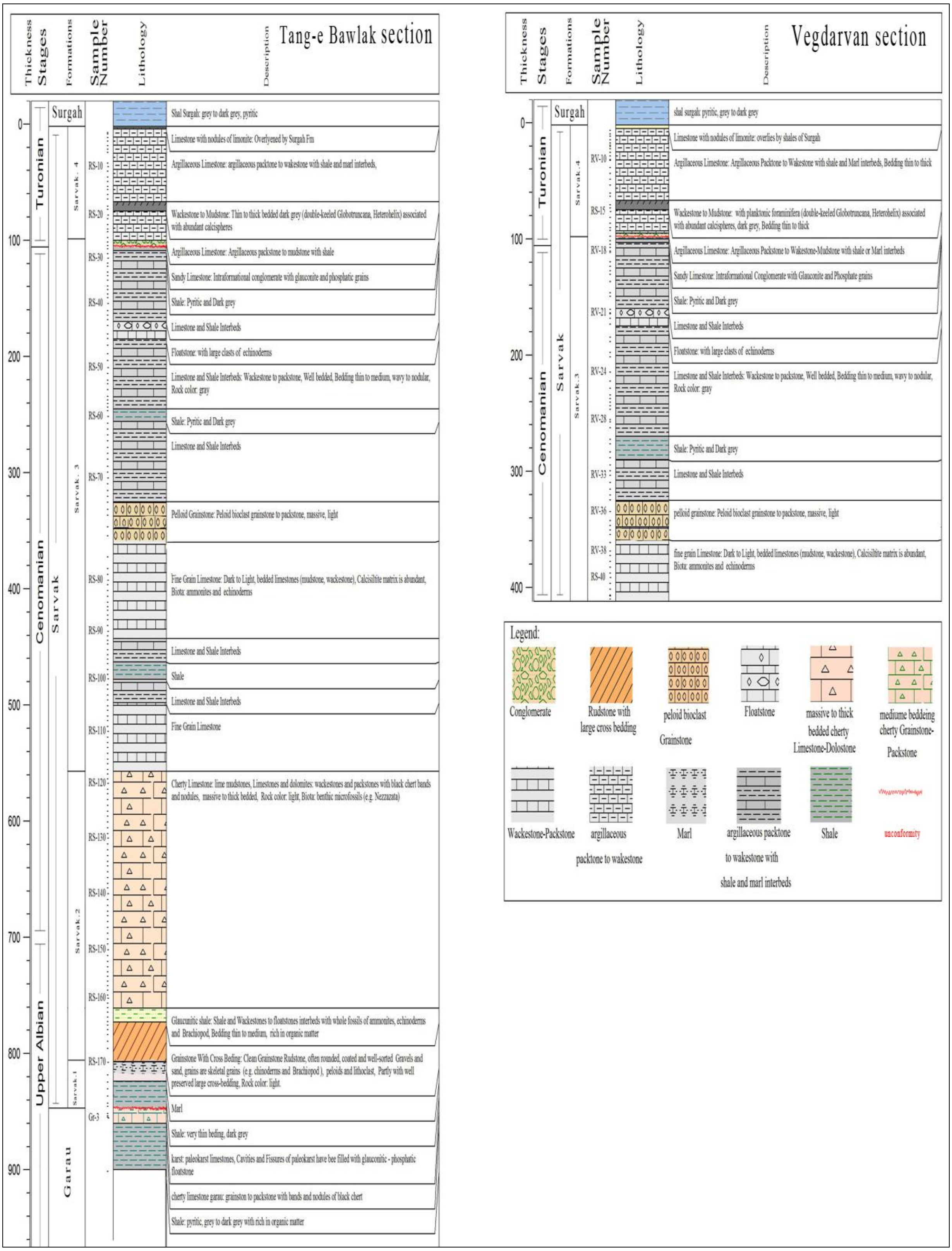
در زمان کرتاسه، رسوبات کربناته با رخساره‌های گوناگون در حوضهٔ لرستان در زاگرس ته‌نشین شدند و گروه بنگستان شامل سازندهای کژدمی، سروک، سورگاه و ایلام در میان آنها دارای اهمیت ویژه‌ای هستند. سازند سروک (به‌عنوان مخزن) عضو مهم گروه بنگستان است که روی لبهٔ شمال خاوری ورقهٔ عربی و در زمان آلبین تا تورونین نهشته شده است. سازندهای هم‌زمان با سازند سروک در کشورهای هم‌جوار با نام‌های مختلفی ازجمله سازند مدود و میشریف در کویت، گروه واسیا در امارات متحدهٔ عربی، سازند ناتیح در عمان، سازند مدود، ورا، احمدی، میشریف و رومیله در عراق و عربستان و دردره در جنوب خاوری ترکیه معرفی شده‌اند (Alsharhan and Kendall 1991; Sadooni et al. 2005; Hajikazemi et al. 2010; Razin et al. 2010). منطقهٔ پژوهش حاضر درون کمان پشت‌کوه قرار دارد که بخشی از زاگرس چین‌خورده است و دو برش از کمان یادشده شامل تنگ باولک و وژدرون به‌ترتیب از تاقدیس کبیرکوه و شاهنخجیر در گسترهٔ شهرستان ملکشاهی (از توابع استان ایلام) برای انجام پژوهش حاضر برگزیده شدند. تنگ باولک در نزدیکی روستای باولک، در ۵ کیلومتری شمال خاوری شهر ملکشاهی و تنگ وژدرون در ۲۱ کیلومتری باختر ملکشاهی و جنوب سد ایلام قرار دارد. راه‌های دسترسی به برش‌های یادشده در شکل (۱) نشان داده شده است.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی برش‌های مطالعه‌شده

مواد و روش‌ها

پس‌از انتخاب دو برش، بررسی‌های صحرایی برای شناخت ساختمان‌های رسوبی، پیداکردن مرز سازندها، اندازه‌گیری ضخامت برش‌ها و نمونه‌برداری سیستماتیک از سازند سروک انجام شدند، هرچند مرز زیرین سازند در برش شاهنخجیر رخنمون ندارد (شکل ۲). سپس برش‌های نازک نمونه‌ها به روش (Dickson 1965) با آلیزارین‌رِداس و پتاسیم‌فروسیانید رنگ‌آمیزی شدند. نام‌گذاری سنگ‌ها به روش دانهم (Dunham 1962; Folk 1959; Embry and Klovan 1971; Carozzi 1988) و توصیف ریزرخساره‌ها به روش (Wilson 1975; Flugel 2010) انجام و ستون چینه‌شناسی با نرم‌افزار لاگ‌پلات تهیه شد (شکل ۲). سازند سروک در برش تنگ باولک (از آلبین پسین تا تورونین پسین) با مرز کاملاً مشخصی به‌شکل ناپیوسته اما هم‌شیب با شواهد کارستی قدیمی روی سازند گرو قرار دارد؛ در ادامه، تناوبی از لایه‌های شیلی و آهکی نازک‌لایه دیده می‌شود که افق چندین متری آهک‌های دارای چینه‌بندی مسطح بزرگ‌مقیاس روی آنها رسوب کرده است. بالای این بخش، لایه‌های متناوب آهک و شیل بسیارمشخص با افق‌های چرتی قرار دارند که با یک افق گلوکونیتی روی بخش قبلی نهشته شده‌اند. روی افق‌های چرت‌دار، آهک‌های ریزدانه همراه با میان‌لایه‌های شیلی قرار دارند که به یک افق آهک پلوییدی ختم می‌شوند و سپس تناوبی از آهک و شیل‌های تیره (گاهی پیریت‌دار) دیده می‌شود؛ یک افق دربردارندهٔ خرده‌های اکینودرم در میانهٔ این بخش به چشم می‌خورد و یک افق کاملاً مشخص آهک ماسه‌ای و کنگلومرای درون‌سازندی دارای قطعه‌هایی از جنس فسفات و گلوکونیت در پایان این بخش دیده می‌شود که به ناپیوستگی تورونین میانی مربوط است. بالاترین بخش سازند سروک در این برش شامل تناوبی از آهک‌های آرژیلی و مارن است که به یک لایهٔ دارای افق‌هایی از لیمونیت ختم می‌شود؛ این افق مشخص‌کننده مرز بالایی سازند سروک با سازند سورگاه است. مرز زیرین سازند سروک در برش وژدرون (شاهنخجیر) رخنمون ندارد. قدیمی‌ترین لایه‌ها به سن سنومانین هستند و آخرین لایه‌ها نیز مانند برش تنگ باولک سن تورونین پسین را نشان می‌دهند. لایه‌های آهکی ریزدانهٔ دربردارندهٔ سنگوارهٔ آمونیت‌ها و خرده‌های اکینودرم ویژگی این لایه‌ها هستند که روی آنها یک افق پلوییددار (همانند برش تنگ باولک) دیده می‌شود و سپس تناوبی از لایه‌های شیل (گاهی پیریت‌دار) و آهک انباشته شده‌اند. یک افق دارای خرده‌های سنگوارهٔ اکینودرم در میانهٔ این بخش (همانند برش قبلی) دیده می‌شود و روی این طبقه‌ها، افق کنگلومرای درون‌سازندی با قطعه‌های فسفاتی و گلوکونیتی بسیارمشخص به چشم می‌خورد که مشخص‌کنندهٔ سطح ناپیوستگی تورونین میانی است؛ در ادامه، آهک‌های آرژیلی و مارن و شیل رسوب کرده‌اند. سن سازند سروک در برش‌های یادشده بر نتایج (James and Wynd 1965) مستند است که در شکل‌های (٤) تا (٦) گزارش خویش به‌ویژه در حوضهٔ لرستان سن این سازند را از آلبین پسین تا پایان تورونین گزارش کرده‌اند. اگرچه در این بررسی ناپیوستگی تورونین مانند دیگر بخش‌های زاگرس مشاهده شده است، باتوجه‌به ادامهٔ رسوب‌گذاری پیش‌از آغاز سازند سورگاه استنباط شده است که رسوبات تورونین پسین نیز در منطقهٔ کبیرکوه تشکیل و حفظ شده‌اند؛ سپس مرز بالایی سازند سروک با سازند سورگاه با یک افق نازک دارای ندول‌های لیمونیتی کاملاً مشخص است.



شکل ۱- ستون چینه‌شناسی سازند سروک در برش‌های تنگ باولک و شاهنخجیر

شرح ریزرخساره‌ها

در برش‌های موردپژوهش، ۱۷ ریزرخساره شناسایی شدند که در ۹ کمربند رخساره‌ای و ۵ زیرمحیط رسوبی نهشت کرده‌اند. درادامه به شرح ویژگی‌های آنها پرداخته می‌شود:

A. رخساره‌های پهنهٔ جزرومدی Tidal flat که دربردارندهٔ دو ریزرخساره است:

A1. گل‌سنگ آهکی بی‌سنگواره (Barren lime mudstone)

این ریزرخساره از گل متجانس (homogenous) یا میکرواسپار بدون سنگواره و دارای ۱۰ درصد دولومیت تشکیل شده است که در توالی‌های ستبرشونده و همراه با رخساره‌های لاگون دیده می‌شود (شکل ۳a).

A2: فنسترال پکستون و بایندستون دولومیتی **(Dolomitic fenestral packstones to bindstones)**

در این ریزرخساره، پلت (۵۰ درصد)، سیمان اسپاری (۲۹ درصد)، دولومیت (۱۰ درصد)، گلوکونیت‌های گردشده (کمتر از ۱ درصد) و گل آهکی (کمتر از ۱۰ درصد) وجود دارد. این رخساره از پلگل آهکی گاهی به‌هم‌چسبیده تشکیل شده است که بین آنها حفره‌های بی‌نظم و کشیده‌ای در اندازه‌های مختلف (fenestral) وجود دارند. وکستون‌های دارای سنگواره نزازاتا ازجمله ریزرخساره‌های همراه است ولی در خود این ریزرخساره سنگواره دیده نمی‌شود (شکل ۳b).

B. رخساره‌های زیرمحیط لاگون

B1. گرینستون تا پکستون پلوییدی - بایوکلستی (Peloid bioclast grainstone to packstone)

این ریزرخساره روی زمین توده‌ای، شکسته‌شده و سیمانی‌شده است. اجزای این ریزرخساره شامل دانه‌های ریز و نیمه‌گردشدهٔ پلویید (۳۰ درصد)، بایوکلست (۳٤ درصد) که بیشتر خرده‌های اکینویید هستند، سیمان (۳۵ درصد) و ۱ درصد فرامینیفرهایی مانند Miliolid، *Nezzazata*، *Textularia*، *Murgina apula*، *Pseudolituonella reicheli*، *Gavelinella* و کلسی‌اسفر هستند (شکل ۳c).

B2. مادستون تا وکستون گاهی دولومیتی دارای سنگوارهٔ میلیولید و نزازاتا

رسوبات این بخش بسیار ستبرلایه تا توده‌ای با رنگ روشن و جورشدگی بد هستند و اجزای آن شامل ۷۰ درصد گل آهکی، ۲۰ درصد ماتریکس کلسی‌سیلتایت و ۱۰ درصد سنگواره‌های بنتیک مانند سنگواره‌های *Nezzazata* sp. Miliolid, *Reophax* sp. و *Spiroplectinata annectenes* است (شکل ۳g). گفتنی است گاهی دولومیت نیز (به میزان ۵ تا ۱۰ درصد) در رخساره‌های همسان یافت می‌شود.

C. گروه رخساره‌ای آب‌های کم‌ژرفا؛ (سکوها banks)، ریف و سدهای بایوکلستی - پلوییدی:

C1. رودستون بایوکلستی با خرده سنگواره و سنگواره‌های درسته نابرجا (Allochthonous bioclastic rudstone)

اجزای تشکیل‌دهندهٔ این ریزرخساره دربرگیرندهٔ خرده‌های جلبک قرمز (۲۳ درصد)، صدف‌های دوکفه‌ای و براکیوپود (۱۵ درصد)، خارپوست (۱۸ درصد) همراه با لیتوکلست و پلت (۳۳ درصد)، میلیولید (۱ درصد)، گل آهکی (۱۰ درصد) و سیمان (کمتر از ۱۰ درصد) است. درصد زیادی از خرده موجودات همراه ریف مانند جلبک‌های قرمز در این رخساره آشکار هستند که درشت‌دانه و ساییده‌شده هستند (شکل ۳e).

C2. رودستون، گرینستون تا پکستون پلوییدی - بایوکلستی دارای چینه‌بندی بزرگ‌مقیاس (Peloid bioclast rudstone, grainstone to packstone with large scale cross bedding)

اجزای تشکیل‌دهندهٔ این ریزرخساره شامل ۲۵ درصد سیمان، ۲۰ درصد خرده‌های خارپوست، ۲۰ درصد پلت، ۱۵ درصد

سنگواره‌های بنتیک، ۱۰ درصد لیتوکلست، ۵ درصد جلبک قرمز و ۵ درصد خرده‌های صدف دوکفه‌ای است. دانه‌های تشکیل‌دهندهٔ این رخساره گردشده، گاهی دارای پوشش، جورشده، ساییده‌شده، فرسایش‌یافته، دارای رنگ روشن و بدون گل هستند و ساختمان چینه‌بندی مورب بزرگ‌مقیاس در آنها دیده می‌شود. تنوع زیستی آنها کم و شامل دوکفه‌ای‌ها، چند نوع محدود از فرامینیفرها، گاستروپود و جلبک داسی‌کلاد است (شکل‌های ۳i)

C3. رودستون بایوکلستی با تمرکز صدف براکیوپود (Bioclastic rudstones with brachiopods shell concentration)

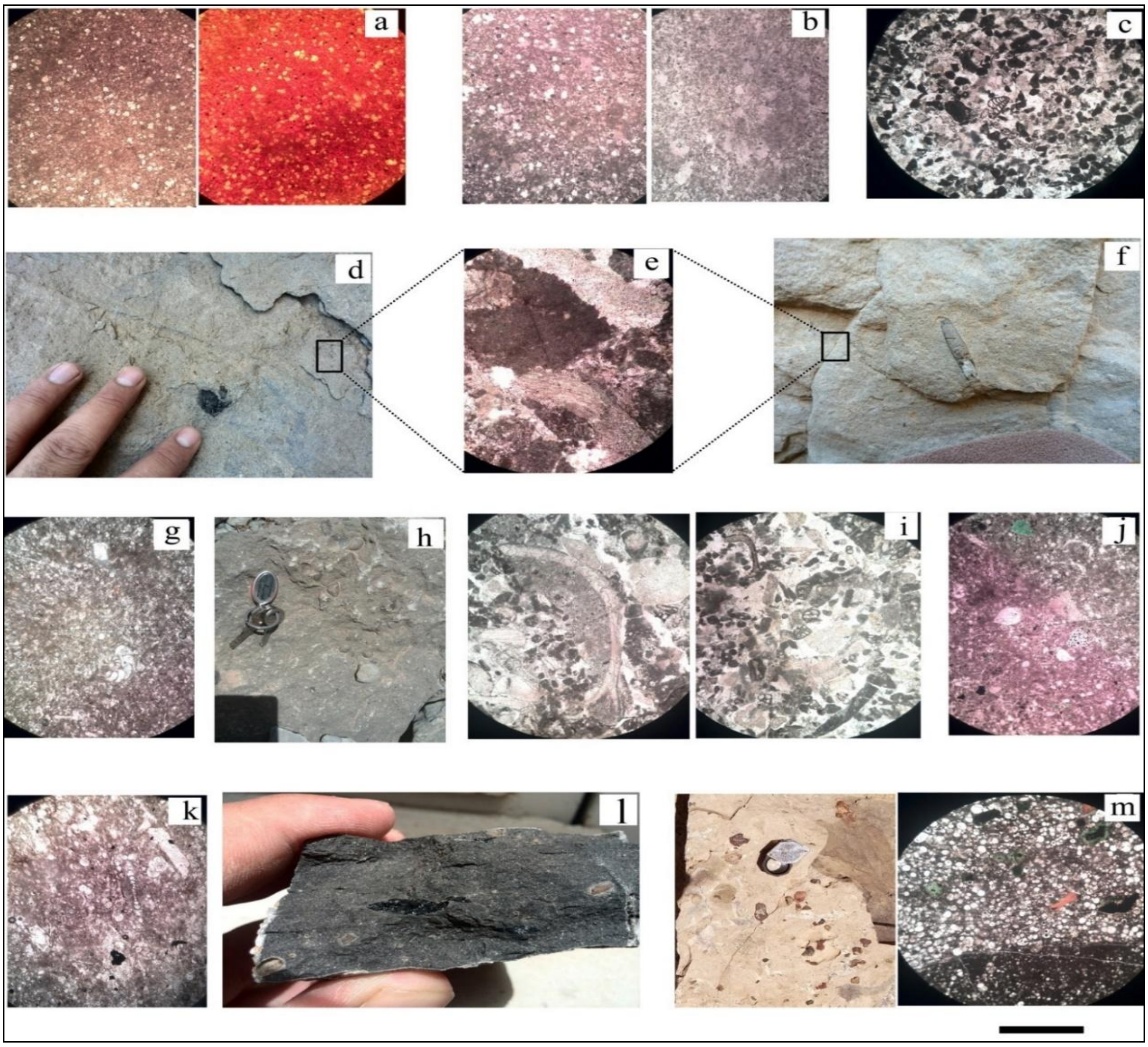
این ریزرخساره بسیار شبیه به ریزرخسارهٔ گرینستونی سدی است با این تفاوت که دارای ۳۰ درصد صدف‌های بازوپاست و رخسارهٔ بسیار نازکی (۱۰ سانتی‌متر) را پدید آورده که به رخساره‌های گرینستونی سدی چسبیده است. اجزای آن شامل ۳۰ درصد صدف بازوپا، ۲۵ درصد سیمان، ۱۵ درصد خرده‌های خارپوست، ۱۰ درصد لیتوکلست، ٦ درصد پلت، ٤ درصد سنگواره‌های بنتیک، ۵ درصد جلبک قرمز و ۵ درصد خرده‌های صدف دوکفه‌ای است (شکل ۳h).

C4. کنگلومرای درون‌حوضه ای گلوکونیتی (Glauconitic intraformational conglomerate)

خرده‌های چارچوب‌ساز این ریزرخساره، گراول‌ها و ماسه‌های گلوکونیتی - فسفاتی سایش‌یافته و کروی هستند که فراوانی آنها ٤۰ درصد است، کلسی‌اسفر و خرده‌های اسکلتی (مانند خارپوست) ۳۵ درصد و زمینه گل آهکی و میکرواسپار ۲۵ درصد رسوبات را شامل می‌شوند (شکل‌های ۳l و ۳m). این ریزرخساره روی ناپیوستگی‌های کارستی نهشته شده و حفره‌های کارستی را پر کرده است.

C5. پکستون - وکستون بایوکلستی دارای آثار حفاری (Bioturbated bioclastic packstone to wackestones)

این ریزرخساره توده‌ای است و ۵ متر ضخامت دارد. اجزای آن شامل گل آهکی (٤۲ درصد)، دانه‌های ریز و درشت خارپوست (۲۰ درصد)، ماتریکس کلسی‌سیلتایت (۱۵ درصد)، الیگواستژینید (۱۰ درصد)، فرامینیفرهای بنتیک مانند *Dorothia* sp. *Muricohedbergella*، Miliolid، *Quinqueloculina* sp. و *Vidalina* sp. (۸ درصد)، اینتراکلست (کمتر از ۵ درصد) و دانه‌های گردشدهٔ فسفات و گلوکونیت (کمتر از ۱ درصد) است (شکل‌های ۳j و ۳k). آثار سوراخ‌کردن (boring) و حفاری در این ریزرخساره دیده می‌شوند.



شکل ۳- نگاره‌های میکروسکوپی ریزرخساره‌های کم‌ژرفا در سازند سروک؛ همهٔ نگاره‌ها به برش کبیرکوه وابسته هستند و با نور طبیعی بررسی شده‌اند. بزرگ‌نمایی همهٔ نگاره‌ها یکسان و درازای خط مقیاس برابر ۱ میلی‌متر است (جز در برش‌های **k** که بزرگ‌نمایی دو برابر و طول خط مقیاس ۰/۵ میلی‌متر است)؛ **a**. گل‌سنگ آهکی بی‌سنگواره، **b**. فنسترال پکستون و بایندستون دولومیتی؛ دانه‌های سیاه شبه‌پلت، دانه‌های سپید دولومیت که بدون رنگ باقی‌مانده‌اند و لکه‌های صورتی سیمان هستند که فضای خالی را پر کرده‌اند، **c**. گرینستون تا پکستون پلوییدی - بایوکلستی؛ دانه‌های سیاه پلت، دانه‌های خاکستری بایوکلست و لکه‌های سپید سیمان هستند، **d** تا **f**. نگاره‌های صحرایی و میکروسکوپی از رودستون بایوکلستی با خرده سنگواره و سنگواره‌های درسته نابرجا که دارای زغال سنگ و بلمنیت است. خرده‌های درشت جلبک قرمز و خارپوست در نگارهٔ میکروسکوپی آشکار هستند، **g**. مادستون تا وکستون گاهی دولومیتی دارای سنگوارهٔ میلیولید و نزازاتا، **h**. رودستون دارای صدف بازوپا، **i**. تصویر میکروسکوپی رودستون دارای چینه‌بندی مورب بزرگ‌مقیاس، **j** و **k**. پکستون - وکستون بایوکلستی دارای خرده‌های خارپوست، فرامینیفرهای بنتیک مانند ***Vidalina*** و گلوکونیت گردشده که به سدهای کم‌انرژی وابسته هستند، **l** تا **m**. نگاره‌های صحرایی و میکروسکوپی از رسوبات مرز فرسایش کارستی و کنگلومرای درون‌حوضه‌ای گلوکونیتی؛ این ریزرخساره به‌وسیلهٔ رسوبات به‌جامانده پدید آمده است. ریگ‌های سبز و قهوه‌ای گلوکونیت و فسفات‌های گردشده هستند که در زمینه‌ای از ماسه پراکنده شده‌اند. در نگارهٔ **l** تیرگی (مادهٔ آلی) و دانه‌های گلوکونیت و فسفات آشکار هستند. در نگارهٔ ماکروسکوپی دانه‌های گلوکونیت و فسفات گردشده کنگلومرا را ایجاد کرده‌اند. در نگارهٔ **m** مرز بین رسوبات دیرینه و جوان به‌وسیلهٔ سطح فرسایشی نمایان شده است و روی این مرز فرسایش‌یافته، رسوبات به‌جامانده رسوب‌کرده‌اند که دارای فسفات و گلوکونیت هستند.

D. گروه رخسارۀ زیرمحیط اینتراشلف منطقۀ کم‌ژرف تا ژرف سابتایدال (Intrashelf basin deep to shallow subtidal)

D1. وکستون دارای سوزن اسفنج و ماتریکس کلسی‌سیلتایت (Spiculite wackestone - packstone with a calcisiltite matrix)

این ریزرخساره دارای لایه‌های ۳۰ تا ۵۰ سانتی‌متری با رنگ تیره است که با رخساره‌های نریتیک همراهی دارند و دربرگیرندۀ ۳۰ درصد سوزن اسفنج، ۵۰ درصد گل آهکی، ۱۰ درصد خرده‌های بسیارریز به‌شکل ماتریکس کلسی‌سیلتایت، ۸ درصد کلسی‌اسفر و ۲ درصد فونای پلانکتونیک و بنتیک است (شکل ٤a).

D2. وکستون- پکستون پلوییدی دارای سوزن اسفنج (Spiculite wackestone - packstone with fecal pellets)

این ریزرخساره دربرگیرندۀ ۳۵ درصد سوزن اسفنج، ٤۰ درصد گل آهکی، ١٤ درصد پلت‌های مدفوعی و ۱ درصد فونای پلانکتون و بنتیک است. نشانه‌های حفاری در این ریزرخساره به‌فراوانی دیده می‌شوند. این ریزرخساره از چینه‌های متوسط تا نازک‌لایه، خاکستری تیره و به‌شدت حفاری‌شده تشکیل شده و با رخساره‌های شیلی و مارنی همراه است (شکل ٤b).

D3. وکستون - فلوتستون بایوکلستی شدیداً حفاری‌شده (Extensively burrowed bioclastic wackestone-floatstone)

چنین رخساره‌ای را وکستون - فلوتستون‌های نازک تا متوسط‌لایه و دارای نشانه‌های حفاری شدید و ژرف‌شوندگی به بالا پدید آورده‌اند. اجزای تشکیل‌دهندۀ این ریزرخساره دربرگیرندۀ ٤۰ درصد گل آهکی، ۳۵ درصد کلسی‌اسفر، ۱۳ درصد خرده‌های بایوکلستی یا خارپوستان کلسی‌سیلتایت، ۱۰ درصد پلت و کمتر از ۲ درصد فرامینیفرهای پلانکتونیک هستند. گل آهکی و قطعه‌های اسکلتی در اثر حفاری درهم‌ریخته و حفره‌های ایجادشده با پلت‌های مدفوعی و کلسی‌اسفر پر شده‌اند. خرده‌های بایوکلستی را خارپوستان‌ها و فرامینیفرها تشکیل داده‌اند (شکل‌های ٤c، ٤d و ٤e).

D4. گلوکونیت وکستون و فلوتستون همراه با سنگواره‌های درستۀ اینفونا و اپی‌فونا (Glauconitic wackestones and floatstones with infauna and epifauna whole fossils)

اجزای تشکیل‌دهندۀ این ریزرخساره دربرگیرندۀ خرده‌های اسکلتی (براکیوپود و خارپوستان) به میزان ۱۰ درصد و غیراسکلتی (پلت) به میزان ۲۰ درصد، ٦۰ درصد گل آهکی و ۱۰ درصد ماتریکس (خرده‌های اسکلتی بسیار دانه‌ریز) هستند. پلت‌ها و دیگر خرده‌ها بیشتر گلوکونیتی شده‌اند (شکل‌های ٤f و ٤g)؛ همچنین آثار حفاری معمول است. از دسته سنگواره‌های آشکار در این ریزرخساره سنگواره‌های نکتون‌مانند آمونیت و بلمنیت و سنگواره‌های *Lenticulina*، *Textularia* هستند.

D5. الیگواستژینا وکستون دارای ماتریکس کلسی‌سیلتایت (*Oligostegina* wackestone with calcisiltite matrix)

این رسوبات نازک تا متوسط‌لایه با سطح لایه‌بندی موجی و ندولی دارای میان‌لایۀ مارنی و همچنین کانی پیریت و آثار حفاری هم‌راستا با لایه‌بندی است. ازآنجاکه این ریزرخساره چیره‌ترین رخسارۀ موجود در بخش‌های بالایی سازند سروک است (گسترش زیادی دارد)، اجزای موجود در آن به‌شکل میانگین چندین برش نازک بیان می‌شوند: ٤۰ درصد کلسی‌اسفر که در برخی نمونه‌ها به ۸۰ درصد نیز می‌رسد، ۳۰ درصد گل آهکی، ۲۰ درصد ماتریکس کلسی‌سیلتایت، ۵ درصد خرده‌ها و صدف‌های کامل خارپوست و آمونیت که گاهی سوراخ شده‌اند، ۲ درصد فرامینیفرهای پلانکتون و ۳ درصد پلت‌های مدفوعی (شکل‌های ٤h و ٤l). شیل و مارن خاکستری از دسته رخساره‌های همراه هستند.

E. گروه رخساره‌ای شیب‌قاره و حوضهٔ ژرف که شامل سه ریزرخساره است:

E1. وکستون دارای صدف‌های نازک دوکفه‌ای پلانکتون و اینتراکلست (Thin-shelled planktonic bivalve (filaments) with intraclast wackestone)

این ریزرخساره از ٦٥ درصد گل آهکی و ماتریکس کلسی‌سیلتایت، ۱۰ درصد خرده‌صدف نازک، ۱۸ درصد کلسی‌اسفر، ۲ درصد سنگواره‌های پلانکتونیک و ۵ درصد اینتراکلست تشکیل شده است. صدف‌ها جورشدگی خوبی دارند و همراه با الیگواستژینیدها هستند. این ریزرخساره در کمربند رخساره‌ای شمارهٔ ۳ (FZ 3) یعنی پای‌شیب با ریزرخسارهٔ رسوبات توربیدیتی و پلاژیک همراه است.

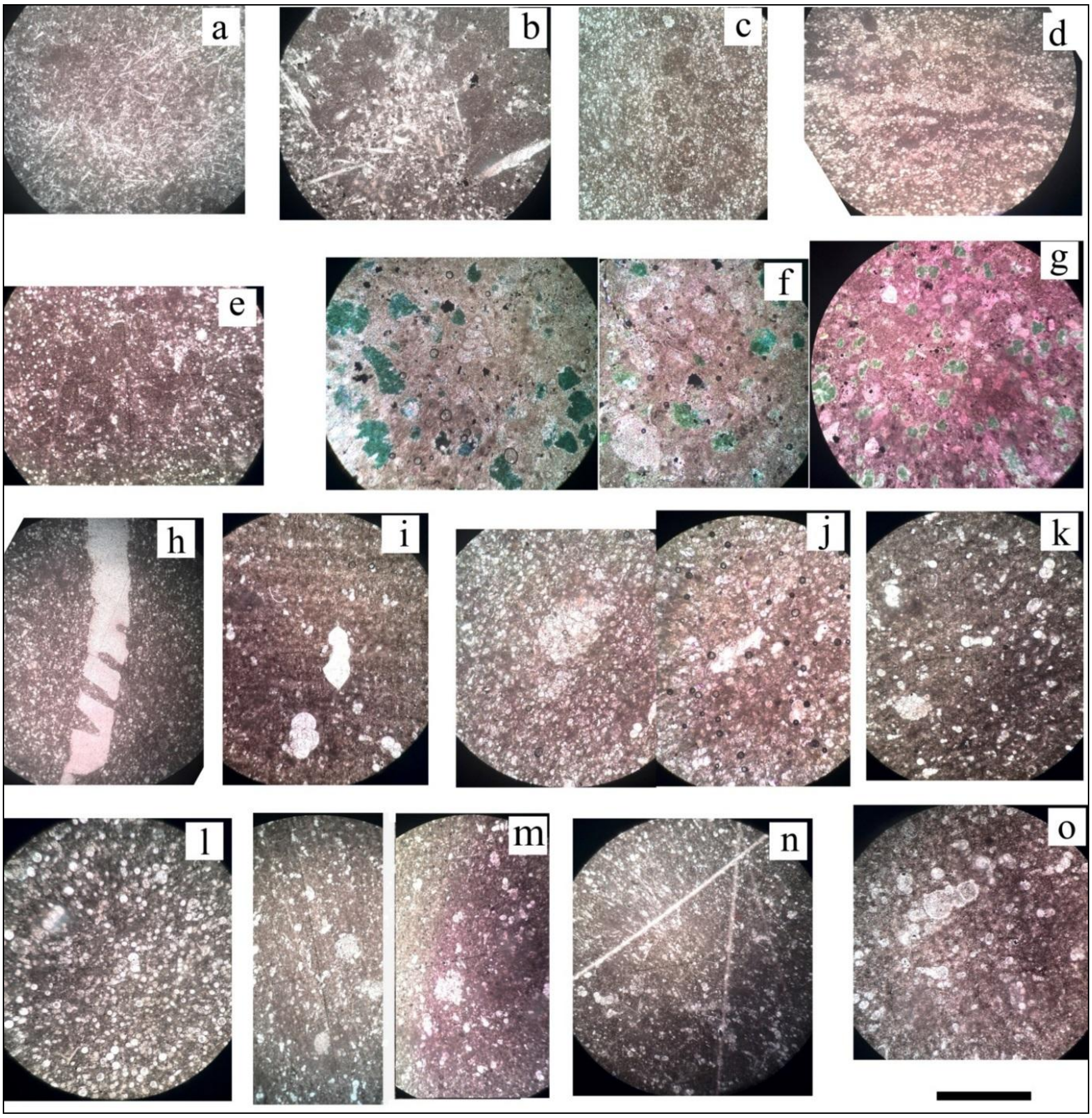
E2. وکستون دارای کلسی‌اسفر و گلوبوترانکانید **(Globotruncanid and calcisphere wackestone)**

این ریزرخساره از ۷۵ درصد گل آهکی و خرده‌های بسیارریز بایوکلست (کلسی‌سیلتایت)، ۲۰ درصد کلسی‌اسفر و ۵ درصد سنگواره‌های پلانکتونیک تشکیل شده است (شکل‌های ۳i، ۳j و ۳o). لایه‌ها نازک تا متوسط و به‌شکل بین‌لایه‌ای دارای شیل و مارن هستند. همچنین ندول‌های پیریت و سنگوارهٔ آمونیت نیز در آنها دیده می‌شوند.

E3. پکستون یا رودستون لیتوکلستی - بایوکلستی **(Microbreccia, bioclastic-lithoclastic packstone or rudstone)**

این ریزرخساره ۱ متر ضخامت دارد و با رسوبات نازک تا متوسط‌لایهٔ وکستونی احاطه شده است. دانه‌های تشکیل‌دهندهٔ موجود در این ریزرخساره شامل خرده‌های اکینودرم در حد سانتی‌متر و لیتوکلست‌های چند سانتی‌متری هستند. این ریزرخساره با ریزرخساره‌های پلانکتونیک دارای سنگواره‌های آمونیت و آثار حفاری موازی با سطح لایه‌بندی همراه است.

جریان‌های توربیدیت دانه‌های دارای منشأهای مختلف (کم‌ژرفا تا ژرف) را روی شیب‌قاره به‌سمت پایین‌دست منتقل می‌کنند و رسوب می‌دهند؛ ازاین‌رو، این دانه‌ها عمدتاً فرسایش‌یافته و گردشده هستند و درنهایت با رسوبات پلاژیک همراه می‌شوند. ریزرخسارهٔ شمارهٔ ٤ (SMF 4) ویلسون ۱۹۷۵ تالوس جلوی شیب را نشان می‌دهد که توسط جریان‌های توربیدیتی نهشته می‌شود و همانند رسوبات توربیدیتی آواری، سکانس بوما را ایجاد می‌کند.



شکل ٤- نگارهٔ میکروسکوپی ریزخرساره‌های سازند سروک؛ همهٔ نگاره‌ها به برش کبیرکوه وابسته هستند مگر اینکه نام برش دیگری آمده باشد. **a**. وکستون دارای سوزن اسفنج و ماتریکس کلسی‌سیلتایت، **b**. وکستون پلوییدی دارای سوزن اسفنج، **c** و **d**. وکستون - فلوتستون بایوکلستی شدیداً حفاری‌شده، **e**. توده‌های پلت مدفوعی در رخسارهٔ الیگواستژینا وکستون دارای ماتریکس کلسی‌سیلتایت، **f**) گلوکونیت وکستون و فلوتستون همراه با سنگواره‌های درستهٔ اینفونا و اپی‌فونا، **g**. گلوکونیت وکستون و فلوتستون همراه با سنگواره‌های درستهٔ اینفونا و اپی‌فونا در بزرگ‌نمایی کمتر و رنگ‌آمیزی‌شده با آلیزارین، **h**. خرده سوراخ‌شده و بزرگ (بیش از ٤ میلی‌متر) خارپوست در رخسارهٔ الیگواستژینا وکستون، **i**. وکستون دارای کلسی‌اسفر و روتالیپورید ***Rotalipora cushmani***، **j**. گلوبوترانکانید و دانهٔ اینتراکست، **k**. دانهٔ اینتراکلست (شاهنخجیر)، **l**. الیگواستژینا وکستون دارای ماتریکس کلسی‌سیلتایت (شاهنخجیر)، **m**. وکستون دارای اینتراکلست، **n**. وکستون دارای صدف‌های نازک دوکفه‌ای پلانکتون (شاهنخجیر) که معادل ریزخسارهٔ شمارهٔ ۳ ویلسون است، **o**. فرامینیفر وکستون - مادستون دارای گلوبوترانکانید (***Helvetoglobotuncana helvetica***). همهٔ نگاره‌های میکروسکوپی با نور طبیعی و بزرگ‌نمایی یکسان (به‌جز نگارهٔ **o** که دارای بزرگ‌نمایی دو برابر است) تهیه شده‌اند؛ ازاین‌رو از یک مقیاس در پایین و سمت راست شکل برای همهٔ آنها استفاده شده است که درازای خط برای نگاره‌های **f**، **i**، **j** و **o** برابر ۰/۵ میلی‌متر و برای سایر نگاره‌ها برابر ۱ میلی‌متر است.

تفسیر ریزرخساره‌ها

A. پهنهٔ جزرومدی Tidal flat: این زیرمحیط دربردارندهٔ ریزرخساره‌های A1 و A2 است.

ریزرخساره‌های این زیرمحیط متشکل از گل‌سنگ آهکی بی‌سنگواره یا گل آهکی دولومیتی دانه‌ریزی هستند که هیچ‌گونه سنگواره‌ای در آن دیده نمی‌شود. نبود سنگواره شرایط نامناسب محیطی برای رشد موجودات را نشان می‌دهد. این ریزرخساره در نزدیکی ساحل یا اعماق دریا ایجاد می‌شود. در دورهٔ کرتاسه، زاگرس تقریباً روی مدار استوا قرار داشته (Heydari 2008) و آب‌وهوای گرم‌ومرطوب بر منطقه حاکم بوده است. در چنین شرایطی نباید انتظار داشت دولومیت‌های پهنهٔ جزرومدی با تبخیری‌ها همراه باشند (آدابی ۱۳۹۰) زیرا یا کانی تبخیری تشکیل نمی‌شده یا درصورت تشکیل با آب‌های متئوریکی حل می‌شده است. این ریزرخساره در نزدیکی ساحل ایجاد می‌شود و به کمربندهای رخساره‌ای ۸ و ۹ ویلسون تعلق دارد. محسنی و همکاران (۱۳۹٤) چنین رخساره‌ای را در میدان نفتی مارون از سازند سروک معرفی کرده‌اند. باتوجه‌به رخساره‌های همراه که نریتیک هستند نتیجه گرفته می‌شود این رسوبات در نزدیکی ساحل نهشته شده‌اند.

فابریک فنسترال و نبود سنگواره و سایر دانه‌ها ممکن است به‌علت فعالیت جلبک‌ها باشد که آنها را به شبه‌پلت تبدیل کرده‌اند (رحیم‌پور بناب ۱۳۸۹). این فرایند در پهنهٔ جزرومدی و طی دیاژنز زودهنگام در بستر دریا رخ داده است. دانه‌های پلت که به‌وسیلهٔ گل آهکی به‌هم‌چسبیده‌اند یک شبکه (framework) را ایجاد کرده‌اند؛ داخل این شبکه حفره‌های بی‌شکل و نامنظمی (فابریک فنسترال) وجود دارند که تا ده برابر دانه‌های پلت طول دارند و از اسپار پر شده‌اند. بزرگ‌تربودن اندازهٔ این حفره‌ها نسبت به اندازهٔ دانه‌ها (پلت‌ها)، شکل‌گیری آنها پس‌از رسوب‌گذاری و طی دیاژنز را نشان می‌دهد. این حفره‌ها هنگام خروج گاز از پهنهٔ جزرومدی در رسوبات ایجاد و سپس با سیمان پر می‌شوند. بلورهای بی‌شکل و پراکندهٔ دولومیت نیز ۱۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. این ریزرخساره‌ها در کمربند رخساره‌ای ۸ restricted lagoons (FZ 8) و ۹ (FZ 9A) از پهنهٔ جزرومدی ایجاد می‌شوند. (Du et al. 2015) چنین ریزرخساره‌ای در سازند سروک را گل آهکی فنسترال fenestral mudstone معرفی کرده است.

B. زیرمحیط لاگون Lagoon

گرینستون - پکستون پلوییدی - بایوکلستی همراه با سنگواره‌های Miliolid، *Nezzazata* sp.، *Textularia* sp.، *Murgina apula*، *Pseudolituonella reicheli*، *Gavelinella* sp. به کمربند رخساره‌ای ۷ و ۸ ویلسون ۱۹۷۵ (FZ 7 و FZ 8) تعلق دارد. ریزرخسارهٔ بدون لامیناسیون (SMF 16-non-laminated) در پلت‌فرم کم‌ژرفای محافظت‌شده (protected shallow-marine environments) با گردش آب متوسط ایجاد می‌شود Flugel (2010) و شرایط آب‌وهوایی بسیار گرم با چرخش متوسط آب در protected lagoon را نشان می‌دهد. این رسوبات در یک افق ۳۰ متری در برش‌های مطالعه‌شده ظاهر شده‌اند. پیش‌ازاین، موسوی و شیروانی (۱۳۸۸)، محسنی و همکاران (۱۳۹٤)، (Taghavi et al. 2012) و (Rahimpour-Bonab et al. (2012 این ریزرخساره را معرفی کرده‌اند. نبود سنگواره‌های پلانکتونیک، فراونی گل آهکی و سنگوارهٔ بنتیک مانند *Spiroplectinata annectenes*، Miliolid، *Nezzazata* sp. و *Reophax* sp. با رخساره‌های محیط لاگون هم‌خوانی دارد. برای نمونه (Flugel 2010) فراوانی گل آهکی به همراه دولومیت را به کمربند رخساره‌ای شمارهٔ ۸ وابسته می‌داند؛ این رخساره از فراوان‌ترین رخساره‌های سازند سروک (در بخش نریتیک) است و به کمربند رخساره‌ای شمارهٔ ۸ ویلسون

Platform interior- restricted وابستگی دارد که پیش‌ازاین، Razin et al. 2010; Taghavi et al. 2012 برای سازند سروک گزارش کرده‌اند و آن را به محیط لاگون وابسته دانسته‌اند.

C. زیرمحیط آب‌های کم‌ژرفا (سکوها banks)، ریف و سدهای بایوکلستی - پلوییدی

رودستون ضخیم‌لایه تا توده‌ای با موجودات کلنی‌ساز همراه ریف و خرده‌های اسکلتی نابرجا می‌توانند در بخش جلوی ریف (روی شیب) یا پشت ریف در محیط لاگون تجمع یابند. دانه‌های درشت لیتوکلستی و اسکلتی (جلبک قرمز، بلمنیت، آمونیت، بازوپا و خارپوست) آثار سایش دارند که شرایط پرانرژی را بازگو می‌کنند؛ ازسویی بر پایهٔ شواهدی مانند همراهی گل آهکی، موجودات کلنی‌ساز همراه ریف (جلبک قرمز)، فرامینیفرهای بنتیک (میلیولید) با ریزرخساره‌های اینتراشلف نتیجه گرفته می‌شود این ریزرخساره‌ها از ریف منشأ گرفته‌اند و به بخش پشت ریف (درون‌حوضهٔ اینتراشلف) سرازیر شده‌اند؛ چون ریف‌ها سدهای مقاومی را در لبهٔ شلف پدید می‌آورند که خرده‌های آنها هم روی شیب به‌سوی حوضه سرازیر می‌شوند و هم به‌سوی خشکی و رسوبات لاگون جابه‌جا می‌شوند. این رسوبات در کمربند رخساره‌ای شمارهٔ ٤ ویلسون ۱۹۷۵ نهشته شده‌اند.

چینه‌بندی مورب بزرگ‌مقیاس این لایه‌ها یادآور ماسه‌های سدی کرانهٔ پلت‌فرم platform margin sand است. سنگ‌آهک گرینستونی خوب شسته‌شده با رنگ روشن، دارای لایه‌بندی مورب بزرگ‌مقیاس و تنوع زیستی کم (شکل ۳j)، دانه‌های ماسه از جنس خرده‌های اسکلتی، پلوییدی، لیتوکلست گردشده و جورشده (بلوغ بافتی بالا) هستند که توسط جریان‌های قوی امواج و جزرومد حمل‌ونقل شده‌اند. نبود گل در این ریزرخساره، ژرفای کم آب و سطح بالای انرژی را نشان می‌دهد.

در ادامهٔ این بخش، لایه‌های رودستون با صدف‌های فراوان براکیوپود (بیش از ۳۰ درصد) دیده می‌شوند که می‌توانند در محیط‌های مختلف دریایی، کم‌ژرفا تا ژرف توسط جریان‌های توربیدیتی در شیب و پای شیب، توسط امواج معمولی در رمپ داخلی، امواج توفانی در رمپ میانی و یا هنگام پیشروی دریا به‌شکل رسوبات برجای‌مانده (lag) ایجاد شده باشند (Flugel 2010). ازآنجاکه این رسوبات روی رسوبات سدی دارای چینه‌بندی متقاطع نهشته شده‌اند و در قاعدهٔ یک توالی عمیق‌شونده هستند نتیجه گرفته می‌شود هنگام بالاآمدن سطح آب دریا پس‌از یک دوره پایین‌افتادگی به‌شکل رسوبات به‌جامانده نهشته شده‌اند و در کمربند رخساره‌ای شمارهٔ ٦ قرار می‌گیرند (شکل ۳g).

کنگلومرای درون‌حوضه‌ای گلوکونیتی همان ریزرخسارهٔ رسوبات به‌جاماندهٔ lag deposit ویلسون ۱۹۷۵ و lag conglomerate در (Flugel 2010) است که در سازند سروک از کنگلومرای نازک‌لایه همراه با اکسیدهای آهن (لیمونیت) دارای خرده‌های فراوان صدف، دانه‌های فسفات و گلوکونیت گرد، ساییده، شسته و تیره‌شده blackened تشکیل شده است. کنگلومراهای یادشده در برش‌های مطالعه‌شده در چندین افق و گاهی روی سطوح فرسایش‌یافته، کارستی و سوراخ‌شده (boring) قرار دارند. این رسوبات هنگام آغاز بالاآمدگی سطح آب دریا در آب‌های کم‌ژرفا نهشته می‌شوند و بیان‌کنندهٔ مرز سکانس هستند. در شرایطی که میزان رسوب‌گذاری برای مدت طولانی کم و ژرفای آب نیز کم باشد محیطی پرانرژی winnowing zone ایجاد می‌شود که دانه‌های ریز و ناپایدار را می‌شوید و دانه‌های درشت (در حد گراول) به‌جا می‌مانند که به‌شکل شیمیایی و فیزیکی مقاوم و بیان‌کنندهٔ محیط‌های ساحلی و ریزرخسارهٔ شماره ١٤ ویلسون ۱۹۷۵ هستند که در کمربند رخساره‌ای شمارهٔ ٦ قرار دارد. این رخساره که با رسوبات پلت‌فرمی همراه است در کمربند رخساره‌ای شمارهٔ ٦ (FZ 6) قرار دارد (Flugel 2010).

وجود خرده‌های درشت، ساییده‌شده و سوراخ‌شدهٔ (boring) خارپوست، دانه‌های گردشدهٔ فسفات و گلوکونیت، فرامینیفرهای بنتیکی مانند *Dorothia* sp.، Miliolid، *Quinqueloculina* sp.، نبود فرامینیفرهای پلانکتونیک نشانهٔ شرایط آب‌های کم‌ژرفا است و ازسویی، جورشدگی بد و حضور گل سطح پایین انرژی را بازگو می‌کنند؛ چنین محیطی هنگامی پدید آمده که تراز آب دریاها در زمان سنومانین به بیش از ۲۰۰ متر تراز کنونی (در پایان سنومانین به ۲٦۰ متر) رسیده است (Haq et al. 1988)؛ به‌نظر می‌رسد این پدیده باعث پیدایش حوضه‌های اینتراشلف و جاماندن رخساره‌های سدی روی شلف شده باشد زیرا پیشازاین، پیدایش یک حوضهٔ اینتراشلف در بیشتر نقاط حوضهٔ زاگرس و در طول (کمابیش از آغاز تا پایان) سنومانین مطرح شده است (Ziegler 2001). در سازند ناتیح که ازنظر زمانی هم‌ارز سازند سروک است و

محیط اینتراشلف نیز در آن گسترش دارد، رخسارهٔ یادشده برابر رخساره‌های سدی (کم‌انرژی) در نظر گرفته شده است (Van Buchem, et al. 1996). در پژوهش‌های پیشین، موسوی و شیروانی (۱۳۸۸) و لاسمی و جلیلیان (۱۳۷٦) چنین رخساره‌ای را به محیط‌های لاگونی نزدیک سد نسبت داده‌اند.

D. گروه رخسارهٔ زیرمحیط اینتراشلف منطقهٔ کم‌ژرفا تا ژرف ساباتیدال

موجودات دریای آزاد مانند آمونیت، خارپوست، فرامینیفراهای پلانکتونیک نظیر گلوبوترانکانید و الیگواستیژینید و آثار حفاری موازی با سطح لایه‌بندی تقریباً در همهٔ ریزرخساره‌ها دیده می‌شوند و در لایه‌های نازک تا متوسط همراه با میان‌لایه‌های نازک مارن و شیل ظاهر شده‌اند و ته‌نشینی این رسوبات در حوضهٔ عمیق را نشان می‌دهند. رخساره‌ها در این محیط دارای ویژگی‌های وابسته به دو کمربند رخساره‌ای ۲ (شلف ژرف Deep shelf) و ۷ (Open-marine platform) هستند و رخساره‌های همسانی در این دو کمربند رسوبی نهشته می‌شوند (Flugel 2010)؛ برای نمونه، ریزرخساره‌های ۸، ۹ و ۱۰ در هر دو کمربند رخساره‌ای پدید می‌آیند اما رسوبات این دو کمربند رخساره‌ای به یاری سنگواره‌ها، رخساره‌های همراه و موقعیت این رسوبات در ستون چینه‌ای جداسازی می‌شوند. رسوبات موجود در حوضه‌های اینتراشلف ویژگی‌های هر دو محیط ژرف و عمیق را دارند (Grover 1993)؛ همچنین (Taghavi et al. 2006) رسوبات اینتراشلف را هم‌ارز رمپ بیرونی (زیر منطقهٔ تأثیر امواج) دانسته است. درصد زیادی از رسوبات سازند سروک درون حوضه‌های اینتراشلف ته‌نشین شده‌اند.

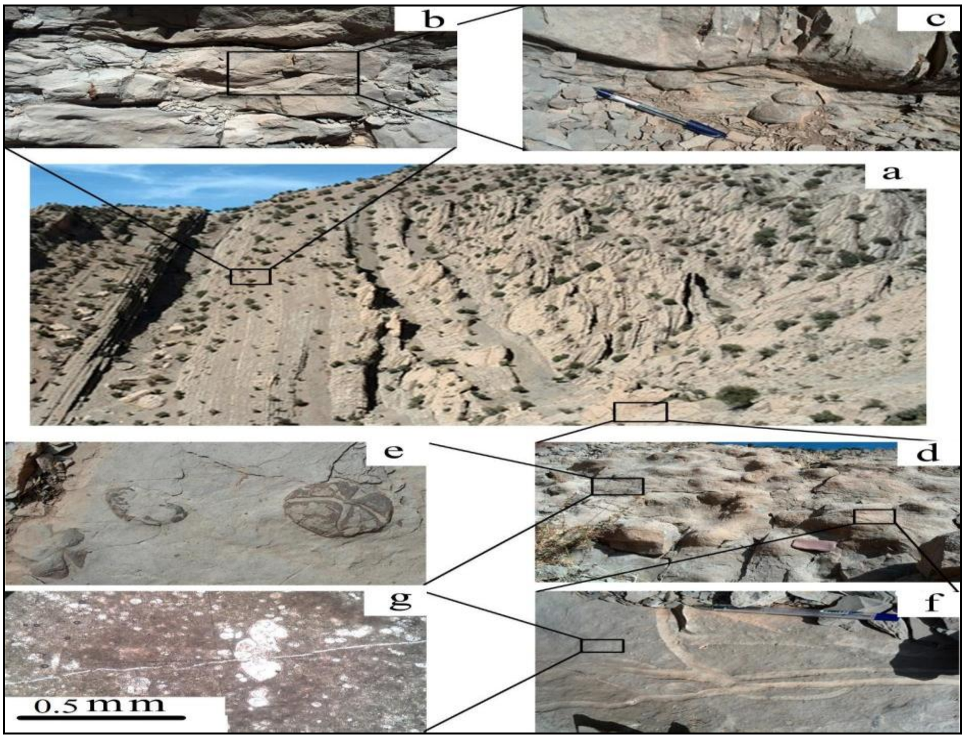
وکستون دارای سوزن اسفنج فراوان و ماتریکس کلسی‌سیلتایت همراه با خرده‌های خارپوست و نبود نشانه‌های حفاری نشان از ته‌نشینی این ریزرخساره روی شیب جلوی سد دارد ولی بودن فرامینیفرهای بنتیکی مانند میلیولید و نزازاتا (اندک) نشان می‌دهد این ریزرخساره جلوی شیب و به‌سوی حوضهٔ اینتراشلف نهشته شده است؛ همراهی با رخساره‌های نریتیک نیز برهان دیگری برای این ادعاست. اگرچه پیش‌ازاین، برخی پژوهشگران این ریزرخساره را وابسته به جلوی شیب می‌دانستند (طباطبایی و همکاران ۱۳۸۹؛ موسوی و شیروانی ۱۳۸۸) حوضه‌های اینتراشلف در حاشیهٔ خود سدهای بایوکلستی و پلوییدی دارند و شیب دامنه‌های حوضهٔ اینتراشلف بیش از شیب‌قاره است (Grover 1993)؛ بنابراین مواد روی شیب را به بخش ژرف‌تر انتقال می‌دهد (Burchette 1992; Khalifa 2012) و باعث تجمع سوزن‌های اسفنجی می‌شود. برخی دیگر حضور سوزن‌های اسفنج را به بخش‌های دور از حاشیهٔ کم‌ژرفا (Distal Shoal Margin) وابسته می‌دانند (Van Buchem et al. 1996).

شواهدی مانند وکستون پلویید دارای سوزن اسفنج تیره‌رنگ با لایه‌بندی نازک تا متوسط و دارای نشانه‌های حفاری شدید و پلت‌های مدفوعی، همراهی با ریزرخساره‌های شیلی مارنی، فراوانی گل آهکی و فرامینیفرها نشانهٔ محیط ژرف و کم‌انرژی (کمربند رخساره‌ای ۱ یا ۲) است زیرا سوزن‌های اسفنج در آب‌های ژرف و سرد حفظ می‌شوند (Flugel 2010). پیشازاین، (Razin, et al. 2010)، (Rahimpour-Bonab et al. 2012)، (Du et al. 2015) و (هنرمند و مداحی ۱۳۹۰ بازگفت از لاسمی و جلیلیان ۱۳۷٦) این ریزرخساره را در سازند سروک دیده‌اند و آن را به رمپ بیرونی وابسته دانسته‌اند. وکستون – فلوتستون بایوکلستی شدیداً حفاری‌شده با پلت مدفوعی تخم‌مرغی‌شکل و کلسی‌اسفر نشان‌دهندهٔ محیط آرام و وابسته به محیط‌های ژرف در پشت سدها (حوضهٔ اینتراشلف) هستند. به اعتقاد نگارندگان این دسته رخساره به زیرمحیط حوضهٔ اینتراشلف وابسته است زیرا حوضه‌های اینتراشلف محل ته‌نشینی شیل و مارن‌ها هستند و رخسارهٔ یادشده از دو سو با رخساره‌های کم‌ژرفا دربرگرفته می‌شود (شکل‌های ۵ و ٦).

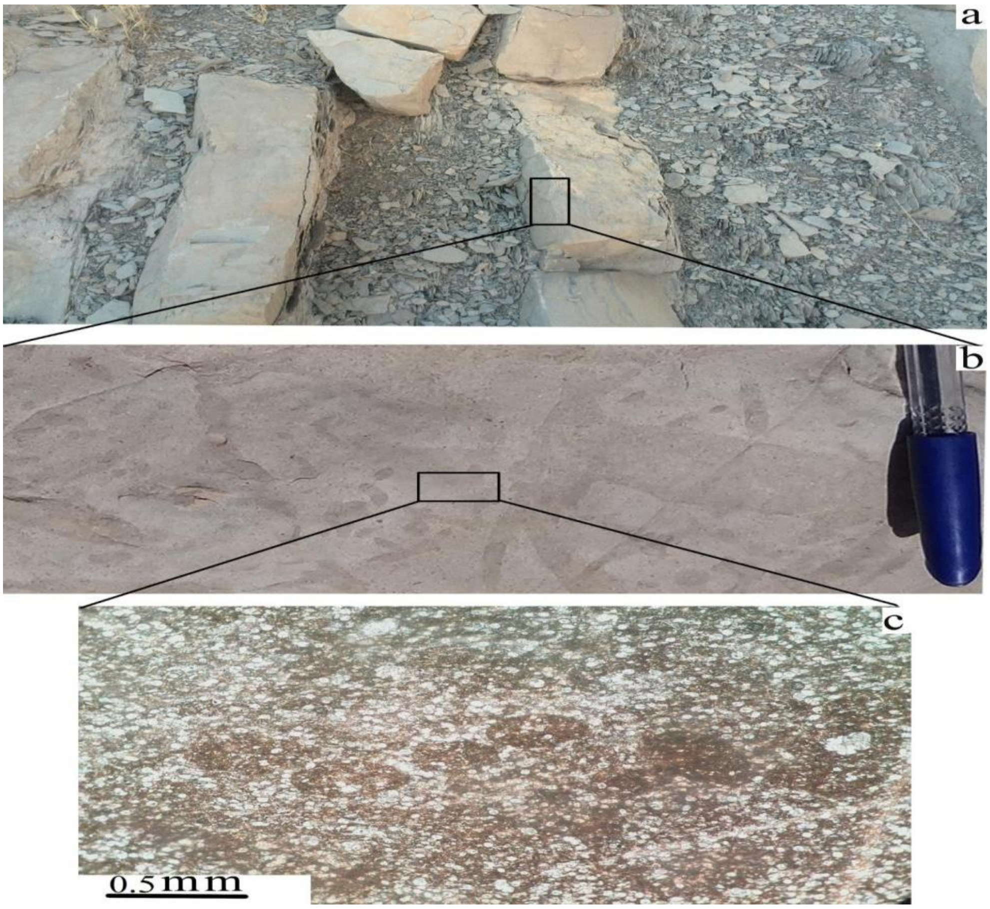
گلوکونیت وکستون و فلوتستون همراه با سنگواره‌های دستهٔ اینفونا و اپی‌فونا در برش تنگ باولک همراه با مادستون پر از مادهٔ آلی (بیتومین) دیده می‌شود که با نهشته‌های پهنهٔ جزرومدی و سدی دربرگرفته شده است و در آن سنگواره‌های بنتیک و دریای باز (آمونیت و بلمنیت) باهم دیده می‌شوند. گل فراوان نشان می‌دهد این رسوبات در

محیط آرام و دور از دسترس خیزاب‌ها ته‌نشین شده‌اند؛ همچنین سنگواره‌های دریای باز که میان رسوبات پلت‌فرمی به‌جای مانده‌اند بودن یک حوضهٔ ژرف روی پلت‌فرم را بازگو می‌کنند. گلوکونیت‌های اوتیژن (هنگام دیاژنز زودهنگام و در شرایط رسوب‌گذاری ناچیز) نیز در ژرف‌ترین بخش ساب‌تایدال پدید می‌آیند و جایگزین دانه‌های پلت و دیگر دانه‌های اسکلتی می‌شوند؛ بنابراین با آگاهی از ویژگی‌های یادشده نتیجه گرفته می‌شود این رخساره‌ها به کمربند رخساره‌ای شمارهٔ ۷ وابسته هستند که در دو سوی سد و در محیط آرامی زیر منطقهٔ خیزاب‌ها در یک حوضهٔ فروافتاده درون شلف پدید آمده‌اند (Flugel 2010).

وجود الیگواستژینا در لایه‌های نازک تا متوسط‌لایه با سطح لایه‌بندی موجی و ندولی و میان‌لایه‌های شیل و مارن پیریت‌دار و آثار حفاری هم‌راستا با لایه‌بندی، سنگوارهٔ آمونیت، خرده‌ها و سنگواره‌های درستهٔ خارپوست، فرامینیفرهای پلانکتون مانند *Favusella washitensis* و Oligostegina نشانهٔ محیط شلف ژرف تفسیر شده‌اند. این ریزرخساره در پژوهشی در میدان دهلران شاخص حوضهٔ اینتراشلف قلمداد شده است (Taghavi et al. 2006) و افزون‌براین (Ziegler 2001)، (Razin et al. 2010) و (Rahimpour-Bonab et al. 2012) نیز چنین رخساره‌ای در سازند سروک را به حوضهٔ اینتراشلف وابسته دانسته‌اند.



شکل ۲- رسوبات مربوط به زیرمحیط شلف ژرف در برش تنگ باولک؛ a. توالی ریزشونده و نازک‌شونده به‌سمت بالا،b. سطح لایه‌بندی موجی، c. در این شکل سنگوارهٔ کامل اکینودرم دیده می‌شود، d. سطح لایه‌بندی ندولی،e. سنگواره‌های کامل اکینودرم، f. آثار زیست‌آشفتگی موازی با سطح لایه‌بندی، g. وکستون دارای کلسی‌اسفر و سنگوارهٔ *Rotalipora*



شکل ٦- رسوبات مربوط به زیرمحیط شلف ژرف در برش تنگ باولک؛ a. درنهایت، رسوبات نازک‌شوندهٔ شلف ژرف به شیل و وکستون‌های متوسط‌لایه تبدیل می‌شوند، b. در وکستون‌ها آثار زیست‌آشفتگی و c. پلت‌های مدفوعی تخم‌مرغی‌شکل وجود دارد که در حفره‌های ناشی از حفاری قرار دارند.

E. محیط رسوبی شیب‌قاره و حوضهٔ ژرف؛ این محیط از سه زیرمحیط متفاوت تشکیل شده است:

وکستون دارای صدف‌های نازک دوکفه‌ای و اینتراکلست خوب جورشده کارکرد جریان‌هایی را نشان می‌دهد که آنها را به پای‌شیب جابه‌جا کرده‌اند (Flugel 2010)؛ از سوی دیگر، سنگوارهٔ نکتون (آمونیت) در این رسوبات فراوان است و از محیط دریای باز حکایت دارد. این شواهد بیان‌کنندهٔ ریزرخسارهٔ شمارهٔ ۳ (SMF 3- filaments) ویلسون هستند که در کمربند رخساره‌ای شماره ۳ (FZ 3) یعنی پای‌شیب نهشته شده است. همراهی این ریزرخساره با ریزرخسارهٔ توربیدیتی (شکل ۷) و پلاژیک (شیل و مارن نازک تا متوسط‌لایه) گواه دیگری بر این کمربند است.

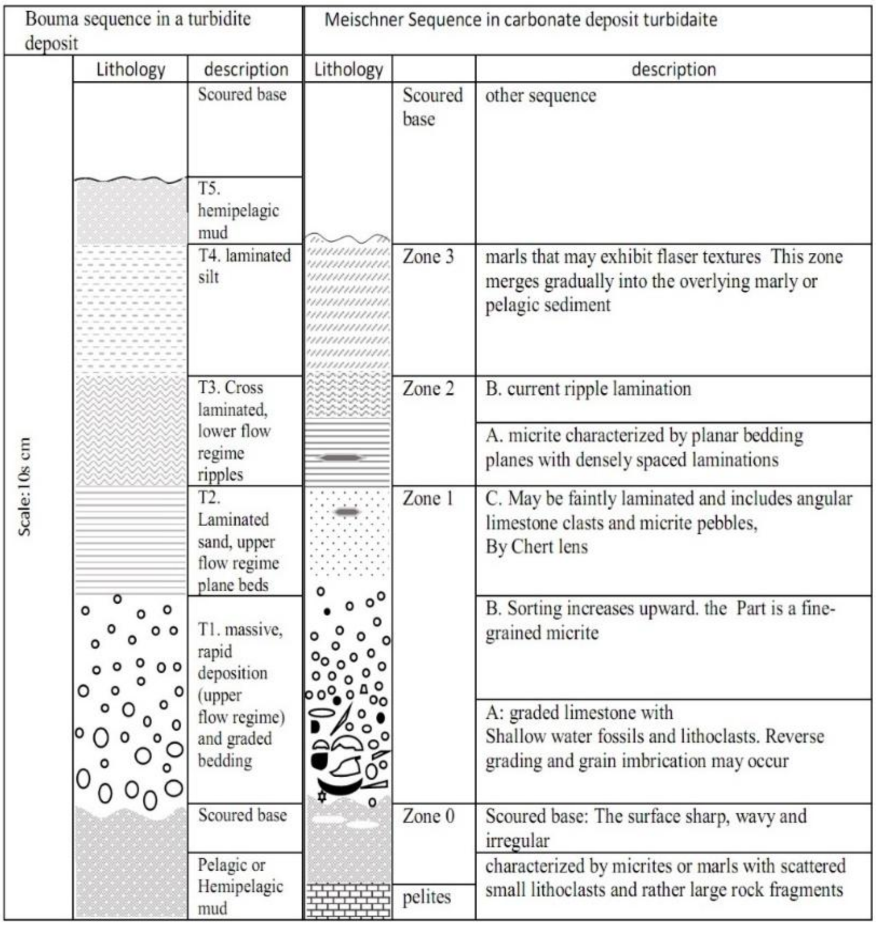
وکستون دارای کلسی‌اسفر و گلوبوترانکانید برابر ریزرخسارهٔ شمارهٔ ۱ ویلسون (SMF 3-FOR) است که به کمربند رخساره‌ای ۱ وابسته است. رسوبات وابسته به این رخساره به‌علت رنگ تیره، لایه‌بندی نازک تا متوسط، داشتن گل فراوان، سنگواره‌های دریای آزاد مانند آمونیت، خارپوستان، فرامینیفرهای پلانکتونیک و فوناهای تخت و دارای کارن (*Globotruncana* و *Rotalipora*)، الیگواستژینید و نشانه‌های حفاری هم‌راستا با سطح لایه‌بندی، ژرف‌بودن حوضه در این هنگام را بازگو می‌کنند. گونه‌های وابسته به Globotruncanids به‌علت استفاده از کلسیم کم‌منیزیم در ساختمان خود به‌خوبی در آب‌های ژرف حفظ می‌شوند (Flugel 2010). برخی پژوهشگران باور دارند گونه‌های تخت و دارای کارن ژرفای

بیش از ۱۰۰ متر را بازگو می‌کنند (Leckie 1987).

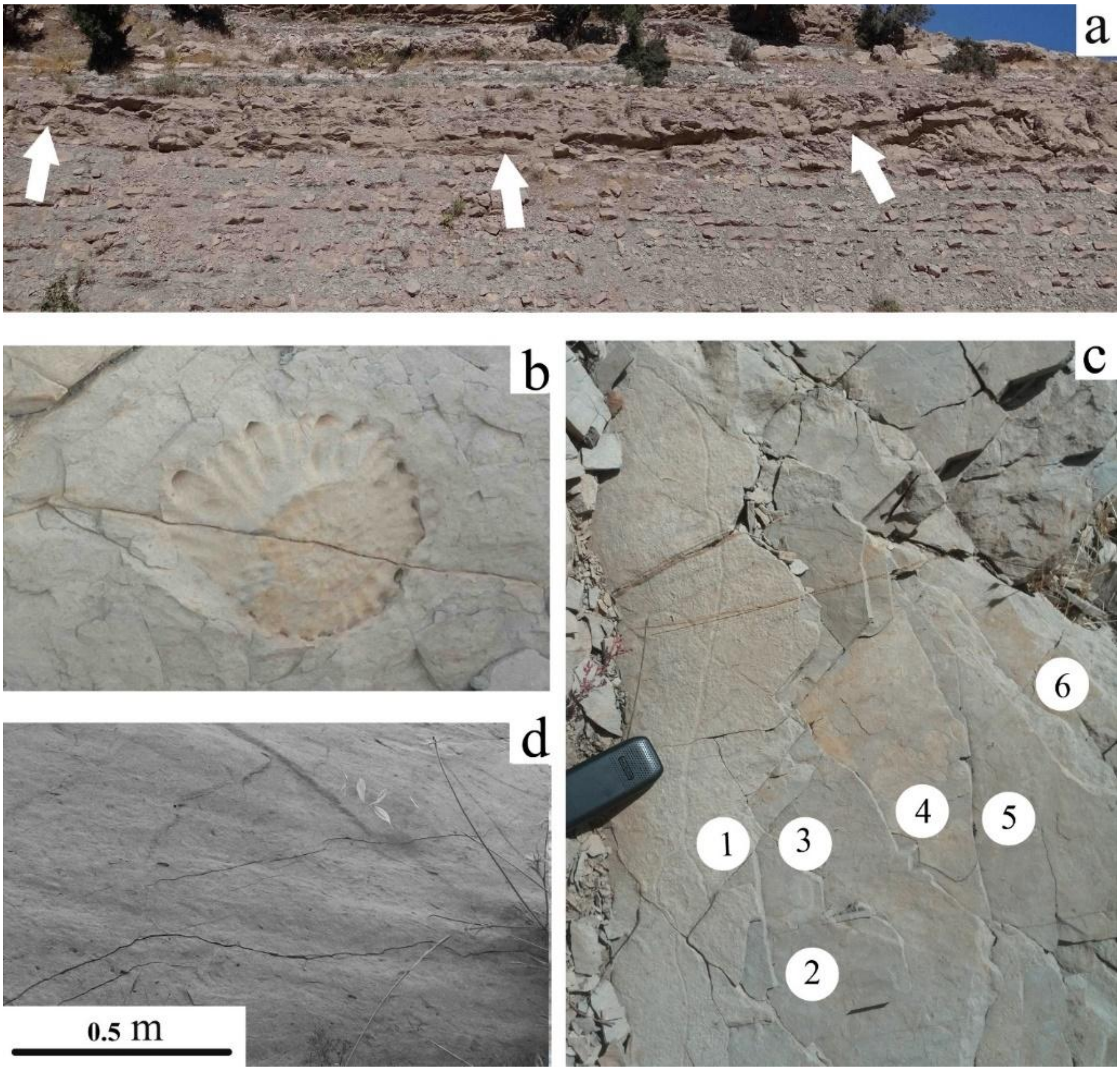
رودستون لیتو - بایوکلستی احتمالاً نشانهٔ جریان‌های آشفته (توربیدیتی) روی شیب‌قاره و جابه‌جایی رسوبات به محیط ژرف است. این لایه‌ها باتوجه‌به منشأ و فاصله از آن دارای اجزای مختلفی هستند. توربیدیت‌ها دانه‌های با منشأهای مختلف (کم‌ژرفا تا ژرف) را انتقال و رسوب می‌دهند؛ ازاین‌رو، این دانه‌ها عمدتاً فرسایش‌یافته و گردشده هستند و درنهایت با رسوبات پلاژیک همراه می‌شوند. شواهد روشنی از وجود کانال با طبقه‌های روهم‌پوشان (onlap) در برش تنگ باولک دیده می‌شود (شکل ۸). رسوبات بستر کانال دارای جهت‌یافتگی هستند (شکل‌های ۹ و ۱۰) و مرز تند و ناگهانی با ریزرخسارهٔ زیرین تأییدکنندهٔ اثر فرسایش و بریده‌شدن طبقه‌های زیرین به‌وسیلهٔ جریان است (شکل ۱۰).

این رسوبات ریزرخسارهٔ شماره ٤ (SMF 4) ویلسون ۱۹۷۵ یعنی تالوس جلوی شیب را می‌سازند؛ پیش‌ازاین، هنرمند و مداحی (۱۳۹۰) نظیر چنین رخساره‌ای را در سازند سروک معرفی کرده‌اند.

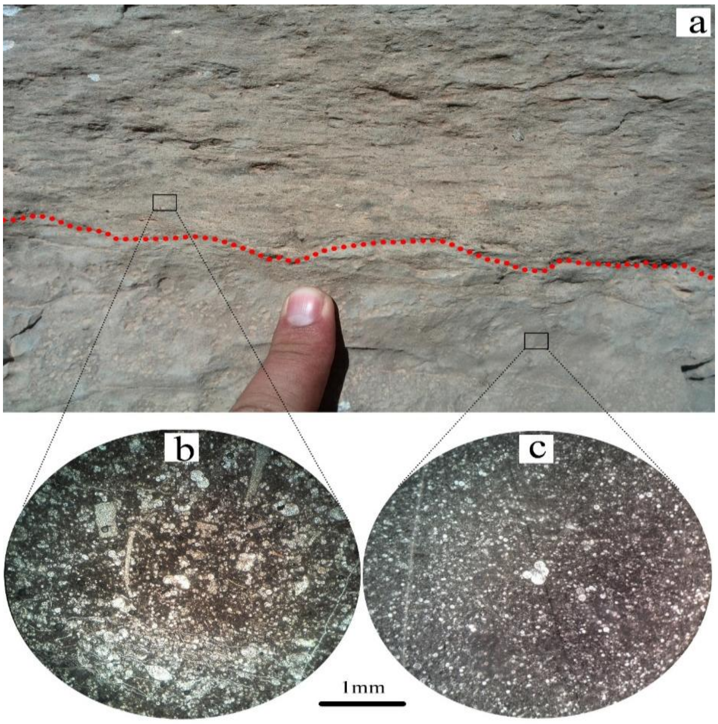
این رسوبات توربیدیتی آهکی ممکن است ویژگی سکانس Meischner را داشته باشند که در این حالت به آنها allodapic limestones گفته می‌شود (Flugel 2010). بخش‌های مختلف سکانس میشنر و سکانس بوما بر اساس (Flugel 2010) در شکل ۷ دیده می‌شوند. مقایسهٔ ویژگی‌های طبقه‌های بحث‌شده با این سکانس ایده‌آل شباهت بسیار فراوان آنها را نشان می‌دهد.



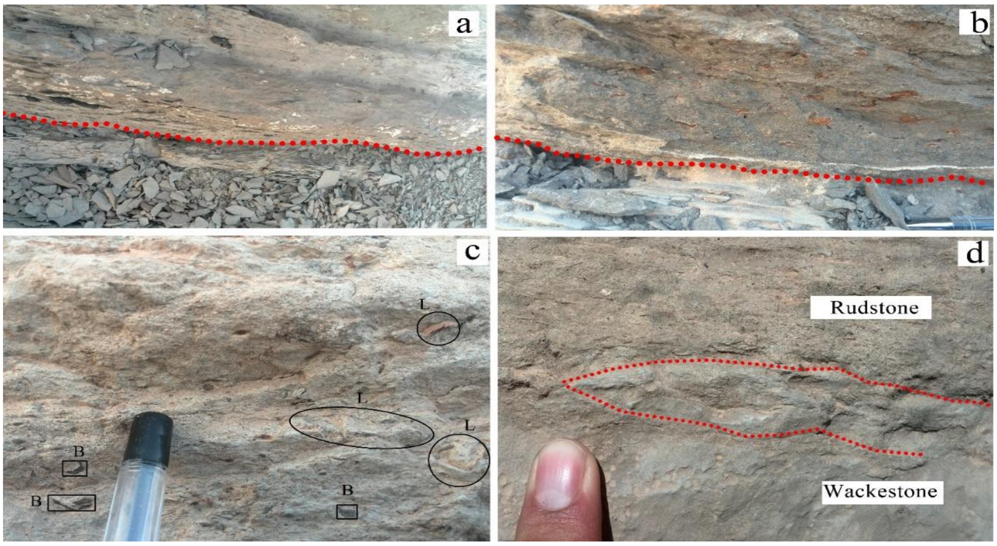
شکل ۷- سکانس میشنر و بوما (نقل از Flugel 2010)



شکل ۸- تصویرهای صحرایی رسوبات توربیدیتی؛ a. کانال توربیدیتی در رسوبات سنومانین برش تنگ باولک (تنگ باولک)؛ پیکان قاعدهٔ کانال و کوژبودن آن را نشان می‌دهد. رسوبات توربیدیتی درون رسوبات نازک تا متوسط‌لایهٔ پلاژیک شامل مارن، شیل و گل‌سنگ آهکی قرار دارند و قاعدهٔ کانال سنگ‌شناسیهای مختلفی را قطع می‌کند، b. وکستون با سنگوارهٔ آمونیت، c. زون ۲ بخش A: لامیناسیون موازی درون توالی‌های توربیدیتی (میشنر)، اعداد شمارهٔ لامینه‌ها را نشان می‌دهند، d. زون۲ بخش B: لامیناسیون ریپلی (ریپل مارک)



شکل ۹- **a**. مرز کانال توربیدیتی که با خط‌چین قرمز مشخص است؛ این مرز تند و فرسایشی و نامنظم دو سنگ‌شناسی متفاوت را از هم جدا کرده است، **b**. تصویر میکروسکوپی رسوبات پکستونی (زمینه) بستر کانال که آثار جریان را نشان می‌دهد؛ در این شکل (پایین) صدف‌های نازک در راستای جریان جهت‌یافتگی دارند، **c**. رسوبات وکستون دارای الیگواستژینید که جریان توربیدیتی آنها را فرسایش داده است.



شکل ۱۰- **a**. بستر کانال توربیدیتی که نامنظم و موجی است، **b**. رسوبات بستر کانال و خرده‌های لیتوکلستی (دارای جهت‌یافتگی) که لیمونیتی شده‌اند، **c**. رودستون بستر کانال که در آن خرده‌های لیتوکلستی **(L)** و خرده‌های بایوکلستی **(B)** درشت‌دانه مشخص هستند، **d**. مرز بین رسوبات بستر کانال با رسوبات وکستونی زیر بستر؛ بخشی از رسوبات وکستونی از بستر جداشده و درون رسوبات کانال افتاده است.

محیط رسوبی

محیط رسوبی سازند سروک در برش‌های مطالعه‌شده در دو بخش جداگانه در نظر گرفته می‌شود (شکل ١٤):

١. محیط پلت‌فرم ٢. محیط حوضهٔ فورلند

محیط پلت‌فرمی

بررسی‌ها نشان می‌دهند محیط پلت‌فرمی سازند سروک دارای زیرمحیط‌های گوناگونی به شرح زیر است: حوضه؛ شیب‌قاره؛ حاشیهٔ پلت‌فرم؛ لاگون؛ حوضه اینتراشلف؛ منطقهٔ بین جزرومدی. به بیان دیگر بخش‌های برآمده و فروافتاده‌ای روی شلف پدید آمده‌اند که هرکدام رخسارهٔ ناهمگونی با دیگری به‌جای گذاشته است (شکل ١٤).

رخساره‌های وابسته به بخش‌های برآمدهٔ شلف: رخساره‌های سدی برجسته‌ترین رخساره‌های بخش برآمده در برش‌های موردپژوهش هستند که سه دسته دارند و در دو محیط ناهمگون نهشته شده‌اند:

رسوبات محیط‌های سدی و پرانرژی لبهٔ شلف: محیط‌های سدی دارای انرژی زیاد و گرینستون‌های دارای چینه‌بندی مورب (با ضخامت ۳۰ متر) و رخساره‌های همراه ریف (C1) وجود یک لبه روی شلف را آشکار می‌کنند. این لبه از یک‌سو بستر پرشیبی را ایجاد می‌کند که ایجادکنندهٔ جریان‌ها و کانال‌ها توربیدیتی (سنگ‌آهک آلوداپیک) است و از سوی دیگر، محیطی آرام و کم‌انرژی پشت خود (به‌سوی ساحل) برای ته‌نشست رسوبات اینتراشلف فراهم می‌کند؛ افزون‌براین، رسوبات توربیدیتی و تغییر ناگهانی در رخساره‌ها بدون وجود نشانه‌های فرسایش (به‌گونه‌ای‌که در ازای سه متر، رخساره‌های سدی به رخساره‌های ژرف تبدیل شده‌اند) وجود شیب زیاد در حوضه را نشان می‌دهند.

رسوبات محیط‌های کم‌انرژی شلف: رسوبات وابسته به این محیط به‌وسیلهٔ رسوبات الیگواستژینید وکستونی مناطق ژرف دربرگرفته شده‌اند. افزایش اندازهٔ دانه‌ها، ضخامت لایه‌ها، تغییر بافت رسوبات، حضور دانه‌های گردشدهٔ گلوکونیت و فسفاتی و حضور فرامینیفرهای بنتیک و خرده‌های درشت اکینودرم تفاوت با رسوبات اطراف را آشکار می‌کنند؛ ازاین‌رو، باور بر اینست که این رخساره در آب‌های کم‌ژرفا نهشته شده است. از سوی دیگر، جورشدگی بد و بودن گل آهکی کم‌بودن انرژی در محیط را بازگو می‌کنند. به نظر می‌رسد پیدایش حوضه‌های اینتراشلف و جاماندن رخساره‌های سدی روی شلف در اثر افزایش تند تراز آب باعث پیدایش چنین رخساره‌هایی در لبهٔ شلف شده است زیرا پیش‌تر پیدایش یک حوضهٔ اینتراشلف در بیشتر نقاط حوضهٔ زاگرس و در طول (کمابیش از آغاز تا پایان) سنومانین مطرح شده است (Ziegler 2001). در سازند ناتیح که ازنظر زمانی هم‌ارز سازند سروک است و محیط اینتراشلف نیز در آن گسترش دارد، این رخساره برابر رخساره‌های سدی (کم‌انرژی) دانسته می‌شود (Van Buchem, et al. 1996, 2002, 2010). در پژوهش‌های پیش‌تر دربارهٔ کبیرکوه چنین رخساره‌ای به محیط‌های لاگونی نزدیک سد وابسته دانسته شده است (موسوی و شیروانی (۱۳۸۸) بازگو از تاکر و رایت (۱۹۹۰) و لاسمی و جلیلیان (۱۳۷٦).

رسوبات گرینستونی پلوییدی - بایوکلستی لاگون محدودشده protected lagoon دارای چرخش متوسط آب هستند: برخی پژوهشگران باور دارند حوضه‌های اینتراشلف به‌وسیلهٔ سدهایی دربرگرفته شده‌اند (Ziegler 2001; Razin et al. 2010)؛ وجود رخساره‌ای گرینستونی (SMF 16) با ضخامت ۳۰ متر در کمربند رخساره‌ای شمارهٔ ۸ (لاگون محصورشده) نیز گواه این امر است. پیشتر پژوهشگران بسیاری ازجمله Taghavi et al. 2012 ،Rahimpour-Bonab et al. 2012 و Du et al. 2015 چنین سدهایی را گزارش کرده‌اند.

رخساره‌های مربوط به بخش‌های فروافتادهٔ درون شلف intrashelf basin: پیش‌تر، پیدایش حوضه‌های اینتراشلف در خاورمیانه (سراسر حوضهٔ زاگرس) و در زمان کرتاسهٔ میانی (اواخر آلبین/ سنومانین/ تورونین) گزارش شده است. رسوبات موجود در این محیط ویژگی‌های هر دو محیط ژرف و عمیق را دارند و به‌طور معمول با ماسه، ریف و انباشته‌های

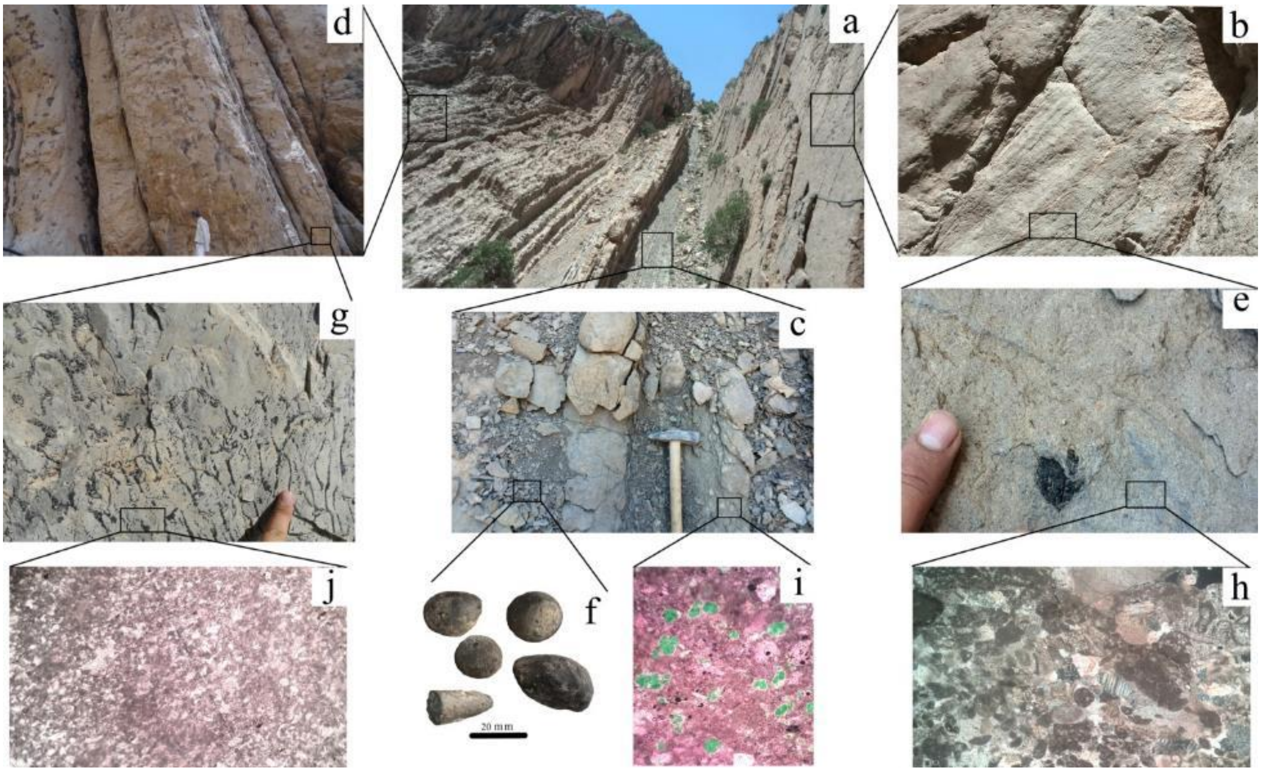
زیستی (buildups) پوشیده و یا حاشیه‌دار می‌شوند و یا به‌طور جانبی به کربنات‌های مناطق کم‌عمق تبدیل می‌شوند (Van Buchem et al. 1996; 2002; 2010; Ziegler 2001).

رسوبات آلبین تا تورونین در کشورهای مختلف با نام‌های گوناگونی ازجمله سازند Mishrif در امارات متحدۀ عربی، سازند Natih در عمان و سازند سروک در ایران شناخته می‌شوند (Van Buchem et al. 1996, 2002; Razin et al. 2010). پژوهشگران گوناگونی نیز حوضه‌های اینتراشلف شناخته‌شده در این زمان را گزارش کرده‌اند؛ برای نمونه، سازند Shilaif و Khatiyah در امارات متحدۀ عربی و قطر، بخش احمدی در ایران و سازند سروک در میدان دهلران (Sherland et al. 2001; Ziegler 2001; Razin et al. 2010; Taghavi et al. 2012; Du et al. 2015). برخی دیگر نیز بر این باورند که حوضۀ اینتراشلف سازند گرو که در زمان بالاآمدن تندآب هنگام Transgressive System Tract (TST) سکانس ردۀ دوم پدید آمده تا پایان سنومانین پایدار مانده است (Sharland et al. 2001).

رسوبات اینتراشلف: در حوضه‌های اینتراشلف همواره رسوبات دانه‌ریز پر از مواد آلی مانند شیل، مارن و رس‌های آهکی نهشته می‌شوند که دارای موجودات دریای باز (براکیوپود، آمونیت و فرامینیفرهای پلانکتونیک به همراه فرامینیفرهای بنتیک) هستند (Leckie 1987; Van Buchem et al. 1996; Razin et al. 2010; De Keyser and Kendall 2014). راهیابی موجودات دریای باز به آب‌های کم‌ژرفا در مرحلۀ آغاز TST رخ می‌دهد که هنوز پلت‌فرم هموار است و توپوگرافی تغییر نکرده است وانگهی پس‌از فروافتادگی حوضه و پدیدارشدن سدها، این موجودات از آب‌های آزاد جدا می‌شوند و ناگزیر پشت سدها می‌مانند؛ ازاین‌رو، این رسوبات با رسوبات پلت‌فرمی دربرگرفته می‌شوند و به‌شکل ستونی و جانبی با کربنات‌های توده‌ای جایگزین می‌شوند (Van Buchem et al. 1996; 2002; 2010; Razin et al. .2010).

چندین افق از رسوبات در منطقۀ پژوهش حاضر به محیط اینتراشلف نسبت داده شده‌اند که عبارتند از:

- الیگواستژیند وکستون نازک تا متوسط‌لایه با سطح لایه‌بندی موجی و ندولی، دارای میان‌لایه‌ای از مارن و شیل، سنگواره‌های دریای باز (براکیوپود، خارپوستان، آمونیت و فرامینیفرهای پلانکتونیک) و ندول‌های چرت و زیست‌آشفتگی. معمولاً این رسوبات باید به شلف ژرف وابسته باشند ولی باتوجه‌به اینکه به‌وسیلۀ رسوبات سدی در بالا و پایین دربرگرفته شده‌اند به حوضۀ اینتراشلف نسبت داده می‌شوند.
- وکستون رسی، مارن و شیل‌های پر از مواد آلی به همراه سنگواره‌های براکیوپود، آمونیت، بلمنیت، *Murginella apola* و تکستولاریا که به‌وسیلۀ رسوبات پلت‌فرمی توده‌ای مانند رسوبات پهنۀ جزرومدی و سدی دارای چینه‌بندی مورب دربرگرفته شده‌اند (شکل ۱۱). همراهی رسوبات سدی و رسوبات ریزدانۀ پر از مواد آلی برهانی برای اثبات بودن حوضۀ اینتراشلف است (Du et al. 2015). این رسوبات سدی با چینه‌بندی مورب بزرگ‌مقیاس کرانۀ اینتراشلف را در سازند سروک پدید آورده‌اند (Ziegler 2001)؛ همچنین دارای بیش از ۱۰ درصد گلوکونیت اوتیژن غیرفرسایشی هستند که هنگام دیاژنز زودهنگام و در شرایط کمبود رسوب جایگزین پلت‌ها و دیگر دانه‌ها شده‌اند. در دریاهای امروزی گلوکونیت در ژرفای ۵۰ تا ۵۰۰ متر (و بیشتر در ژرفای ۵۰ تا ۳۰۰ متر) در شلف میانی تا شیب بالایی پدید می‌آید (Flugel 2010). ضخامت این بخش در ستون چینه‌شناسی به ۱۲ متر می‌رسد که از یک‌سو به رسوبات سدی و از سوی دیگر به رسوبات لاگون و پهنۀ جزرومدی پیوند می‌خورد. همراهی سنگواره‌های دریای باز در میان رسوبات پلت‌فرمی و همچنین گلوکونیت‌های درجازا برهان خوبی برای وجود حوضۀ اینتراشلف در این منطقه است.

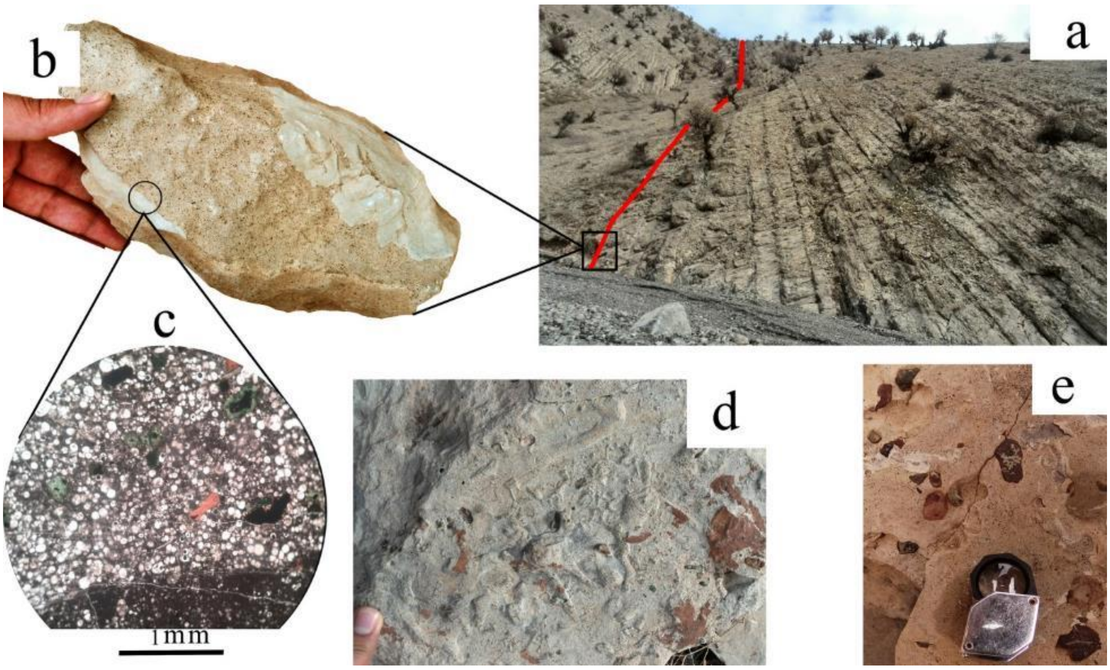


شکل ۱۱- a. تصویر صحرایی گسترش رسوبات اینتراشلف بین رسوبات پلت‌فرمی توده‌ای در سازند سروک (برش تنگ باولک)، b. رسوبات سدی با چینه‌بندی بزرگ‌مقیاس، c. رسوبات ریزدانهٔ اینتراشلف نازک‌لایه، d. رسوبات ضخیم‌لایه تا توده‌ای لاگون که دارای نوارهای چرت نیز هستند، e. رسوبات گرینستونی- رودستونی سد که دارای زغال هستند، f. سنگوارهٔ آمونیت، بلمنیت اکینودرم و براکیوپود در رسوبات اینتراشلف وکستونی مشاهده می‌شود، g. آثار بیتومین در رسوبات لاگون، h. تصویر میکروسکوپی رسوبات سدی؛ در این تصویر پلت، خرده اکینودرم، اینتراکلست و سیمان مشاهده می‌شود، i. وکستون دارای گلوکونیت اوتیژن که در رسوبات اینتراشلف مشاهده می‌شود، j. تصویر میکروسکوپی رسوبات لاگون (فنسترال پکستون)

محیط رسوبی حوضهٔ فورلند

حرکات خشکی‌زایی یک وقفهٔ رسوب‌گذاری در توالی رسوبات سازند سروک ایجاد کرده و موجب شده است محیط رسوبی این سازند از حاشیه‌ای منفعل به حوضه‌ای پیش‌خشکی (foreland)تبدیل شود (Hessami et al. 2001; Sharland et al. 2001; Alavi et al. 2004; Mobasher 2007; McClay et al. 2011). امکان پیگیری شواهد چنین رخدادی در برش‌های مطالعه‌شده به‌شکل کارستی‌شدن و برشی‌شدن در بخش فوقانی سازند سروک وجود دارد.

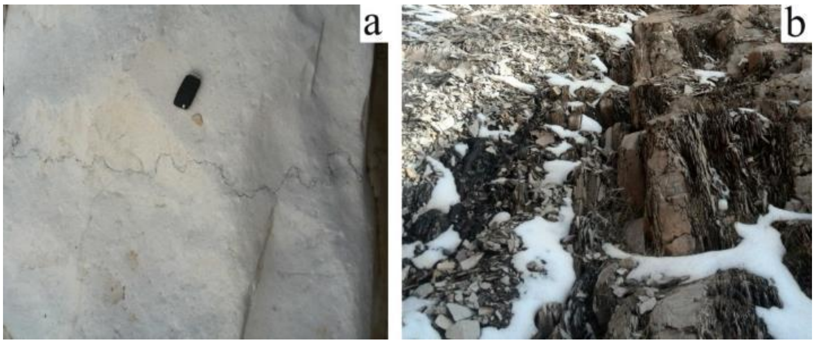
فاز کوه‌زایی ساب‌هرسینین موجب شده است رسوبات حاشیهٔ غیرفعال چین بخورند و از آب خارج و دچار فرسایش سطحی شوند (Berbberian and King 1980; Alavi 2004). تاکنون تصور می‌شد این فاز کوه‌زایی در لرستان در قاعدهٔ سازند سورگاه رخ داده و افق لیمونیتی ایجاد کرده است (James and Wynd 1965) اما مطالعه‌های صحرایی و میکروسکوپی برش‌های بررسی‌شده وجود یک افق گنگلومرایی - کارستی به ضخامت یک متر را داخل سازند سروک نشان دادند (شکل ۱۲).



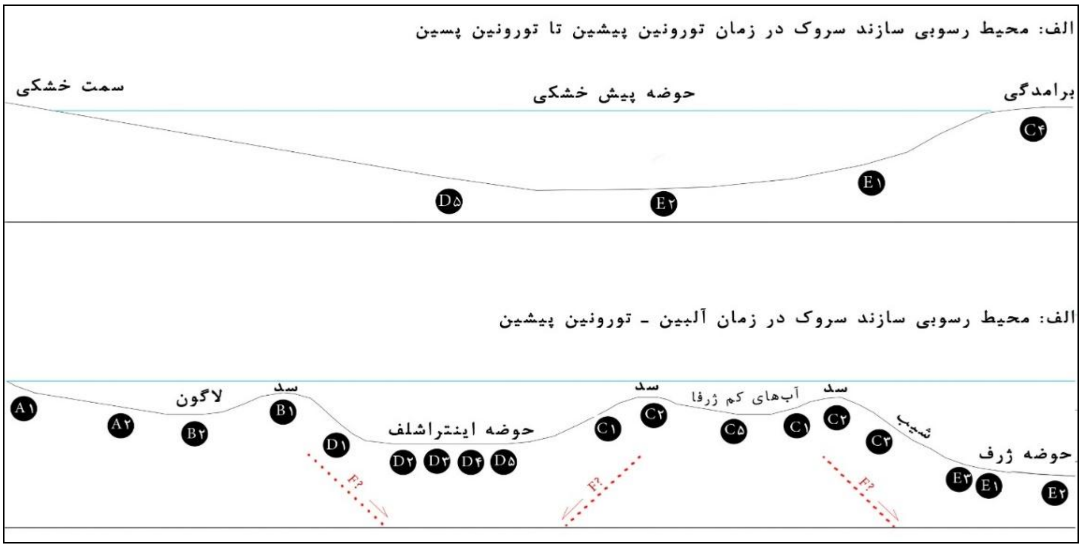
شکل ۱۲- a. تصویر صحرایی افق ناپیوستگی در سازند سروک (برش تنگ باولک)؛ چین‌خوردگی خفیف در رسوبات سنومانین فوقانی باعث ایجاد onlap در رسوبات جواتر (تورونین) شده است. در این شکل مرز بین رسوبات پلت‌فرمی (سنومانین) و حوضهٔ فورلند (تورونین) با خط قرمز مشخص شده است، b. کارست دیرینه که با ماسه‌های گلوکونیتی پر شده است، c. تصویر میکروسکوپی کارست دیرینه، d. قالب آثار حفاری همراه با لیمونیت در رسوبات تورونین، e. کنگلومرای قاعدهٔ رسوبات تورونین؛ ریگ‌های گلوکونیتی (سبز) و فسفاتی (نارنجی ـ قهوه ای) گردشده که هنگام بالاآمدن دوبارهٔ آب روی سطح فرسایشی تشکیل شده‌اند.

روی این افق، ۱۰۶ متر وکستون - پکستون آرژیلی با میان‌لایهٔ شیل و مارن مربوط به تورونین به‌شکل روهم‌پوشان (onlap) نهشته شده است که حاوی سنگواره‌های *Helvetoglobotuncana helvetica*، *Clavihedbergella* sp.، *Marginotruncana coronata*، *Whiteinella*، *Hedbergella*، *Rotalipora* sp.، *Heterohelix* sp.، *Marginotruncana renzi*، *Dorotha* sp.، *Dicarinella* sp. است. پیش‌ازاین، وجود گونهٔ *Helvetoglobotuncana helvetica* در تنگ باولک تأیید شده است (James and Wynd 1965) که پیش‌روی دوبارهٔ دریا پس‌از فاز خشکی‌زایی را نشان می‌دهد (Sharland et al. 2001)؛ سپس حوضه دچار تغییر ساختاری شده و به حوضه‌ای پیش‌خشکی تبدیل شده است (شکل ۱۲). وجود مواد آواری مانند رس و کوارتز و همچنین اینتراکلست ناپایداری منطقه را نشان می‌دهد. افزایش مواد رسی در این رسوبات باعث استیلولیتی‌شدن شدید آنها شده است (شکل ۱۳).

تشکیل ریزرخساره‌های E1 و E2 با با صدف‌های نازک، اینتراکلست و لامیناسیون بسیارنازک با زمینهٔ کلسی‌سیلتایت و گونه‌های فرامینیفر کیل‌دار keeled taxa ژرفای بیش از ۱۰۰ متر (Leckie 1987) را نشان می‌دهند.



شکل ۱۳- a. رسوبات حوضهٔ فورلند به‌علت داشتن رس فراوان استیلولیتی شده‌اند، b. فراوانی رس در این رسوبات باعث شده است واریزه‌های ناشی از اثر هوازدگی، شکل تیغه‌ای پیدا کنند.



شکل ١٤- A1. گل‌سنگ آهکی بی‌سنگواره، (FZ 9) A2. فنسترال پکستون و بایندستون دولومیتی، (FZ 8 and 9A) B1. گرینستون تا پکستون پلوییدی-بایوکلستی، (FZ 8 and 9A) B2. مادستون تا وکستون گاهی دولومیتی دارای سنگوارهٔ میلیولید و نزازاتا، (FZ 8) C1. رودستون بایوکلستی با خرده‌سنگواره و سنگواره‌های درسته نابرجا، (FZ 4) C2. رودستون، گرینستون تا پکستون پلوییدی - بایوکلستی دارای چینه‌بندی بزرگ‌مقیاس، (FZ 6) C3. رودستون بایوکلستی با تمرکز صدف براکیوپود، (FZ 6) C4. کنگلومرای درون‌حوضه‌ای گلوکونیتی، (FZ 6) C5. پکستون - وکستون بایوکلستی دارای آثار حفاری، (FZ 6) D1. وکستون دارای سوزن اسفنج و ماتریکس کلسی‌سیلتایت، (FZ 5) D2. وکستون پلویید دارای سوزن اسفنج، (FZ 1 and 2) D3. وکستون - فلوتستون بایوکلستی شدیداً حفاری‌شده، (FZ 7) D4. گلوکونیت وکستون و فلوتستون همراه با سنگواره‌های درستهٔ اینفونا و اپی‌فونا، (FZ 7) D5. الیگواستژینا وکستون دارای ماتریکس کلسی‌سیلتایت، (FZ 2 or 7) E1. وکستون دارای صدف‌های نازک دوکفه‌ای پلانکتون و اینتراکلست، (FZ 3) E2. وکستون دارای کلسی‌اسفر و گلوبوترانکانید، (FZ 1) E3. پکستون یا رودستون لیتوکلستی - بایوکلستی

نتیجه

سازند سروک در برش تنگ باولک ۸٤٥ متر و در برش شاهنخجیر ٤١٢ متر ضخامت دارد. محل ته‌نشست رسوبات سازند سروک در دو حوضهٔ پلت‌فرمی و حوضهٔ پیش‌خشکی بوده است. رسوبات پلت‌فرمی‌سازند سروک به دو رخسارهٔ بزرگ تقسیم می‌شوند: رخسارهٔ نریتیک که به زیرمحیط‌های پهنهٔ جزرومدی، لاگون و آب‌های کم‌ژرفا مربوط است. رسوبات این بخش دارای ٥ تا ١١ درصد چرت به‌شکل نواری و ندولی هستند و رخسارهٔ پلاژیک که به شیب و حوضهٔ عمیق و حوضهٔ اینتراشلف مربوط است. رخسارهٔ نریتیک ستیغ‌ساز، قهوه‌ای‌رنگ (در سطوح هوازده) و ضخیم‌لایه تا توده‌ای است؛ درحالی‌که رخسارهٔ پلاژیک شیری‌رنگ (در سطوح هوازده)، پست‌تر است و نازک تا متوسط‌لایه است. رسوبات حوضهٔ پیش‌خشکی شامل سنگ‌آهک‌های رسی نازک تا ضخیم‌لایهٔ دارای سنگواره‌های کلسی‌اسفر، گلوبوترانکانا شدیداً استیلولیتی هستند.

سپاسگزاری

از معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه بوعلی‌سینای همدان برای تأمین بخشی از هزینه‌های پژوهش حاضر سپاسگزاری می‌شود. نظرهای ارزشمند داوران ناشناس سبب بهبود کیفیت مقاله و رفع کاستی آن شده است. از همراهی آقای نورالله زیبرم جوانمرد هنگام برداشت‌های صحرایی و رهنمودهای ارزشمند جناب آقای دکتر بهروز رفیعی (گروه زمین‌شناسی دانشگاه بوعلی‌سینای همدان) در تفسیر رخساره‌های کانال بسیار سپاسگزاریم.

References

Adabi M.H. 2001. Sedimentary Geochemistry, Ariyan Zamin Pub. Co., Tehran, 503 p.

Alavi M. 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. American Journal of Science, 304: 1 - 20.

Alsharhan A. S., and Kendall C. G. 1991. Cretaceous chronostratigraphy, unconformities and eustatic sea level change in sediments of Abu Dhabi. United Arab Emirates. Cretaceous Research, 12:349-401.

Berbberian M. and King G. C. 1980. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Can. J. Earth Sci, 18:210-265.

Carozzi, A. 1988. Carbonate rock depositional models. A microfacies approach. Englewood Cliffs Prentice Hall), 604.

De Keyser T. L. and Kendall C. G. 2014. Jurassic and Cretaceous Sedimentary Fill of Intrashelf Basins of the Eastern Margin the Arabian Plate. AAPG Annual Convention and Exhibition, 6-9 April, 2014, at George R. Brown Convention Center, Houston, Texas.

Dickson J. A. 1965. Carbonate identification and genesis as revealed by staining, 36:491-505.

Du Y. Zhang J. L. Zheng S. F. Xin J. Chen J. and Li Y. Z. 2015. The rudist buildup depositional model, reservoir architecture and development strategy of the Cretaceous Sarvak Formation of Southwest Iran. Keai, 1, 1-11. Doi: 10. 1016

Dunham R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture, In: Classification of carbonate rocks Ed. By W.E. Ham, Mem. AAPG. 1:108-121.

Flugel E. 2010. Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 984.

Folk R.L. 1959. Practical petrographic classification of limestones. AAPG, 43:1-38.

Grover G. J. 1993. Intrashelf basins: A geologic model for source-bed and reservoir facies deposition within carbonate shelves. AAPG International Conference and Exhibition, The Hague, Netherlands, October 17-20.

Hajikazemi E. Al-Aasam I. S. Coniglio M. 2010. Subaerial exposure and meteoric diagenesis of the Cenomanian-Turonian Upper Sarvak Formation, southwestern Iran. Geological Society of London, 330:253-272.

Hessami K. Koyi H. Talbot C. J. Tabasi H. and Shabanian E. 2001. Progressive unconformities within an evolving foreland fold–thrust belt, Zagros Mountains. Journal of the Geological Society, London, 158:969–981, doi: 10.1144/0016-764901-007.

Heydari E. 2008. Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountains of Iran. Tectonophysics, 451:56–70.

Honarmand J. and Maddahi A. 2011. Relationship between sedimentary facies and disgenetic processes and reservoir quality in the upper part of the Sarvak Formation in a giant oil

Sadooni F. N. 2005. The nature and origin of Upper Cretaceous basin-margin rudist buildups of the Mesopotamian Basin, southern Iraq, with consideration of possible hydrocarbon stratigraphic entrapment. Cretaceous Research, 26: 213- 224.

Sharland P. R. Archer R. Casey D. M. Davies R. B. Hall S. H. Heward A. P. Simmons A. D. Simmons H. D. and Simmons M. D. 2001. Arabian plate sequence stratigraphy. Manama (Bahrain): GeoAarabia. Spec. Pub. 1:371 p.

Tabatabaei P. Lasem Y. Jahani D. and Kohansal Ghadimvand N. 2010. Depositional environment and sequence stratigraphy of the Kazhdumi and Sarvak formations in the Fars area (the Kangan and Boz-paz# 1 sections), SW Iran, The Earth, 5(3):131-144.

Taghavi A. A. Mork A. and Emadi M. A. 2012. Sequence stratigraphically controlled diagenesis governs reservoir quality in the carbonate Dehluran Field, southwest Iran. Petroleum Geoscience, 12:115-126.

Van Buchem F. S. P. Razin P. Homewood P. W. Philip J. M. Eberli G. P. Platel J. P. Roger J. Eschard R. Desaubliaux G. M. J. Boisseau T. Leduc J. P. Labourdette R. and Cantaloube S. 1996. High resolution sequence stratigraphy of the Natih Formation (Cenomanian/Turonian) in northern Oman: distribution of source rocks and reservoir facies. GeoArabia, 1:65-91.

Van Buchem F. S. P. Razin P. Homewood P. W. Oterdoom W. H. and Philip J. M. 2002. Stratigraphic organization of carbonate ramps and organic-rich intrashelf basins: Natih Formation (middle Cretaceous) of northern Oman. AAPG Bulletin, 86:21-53.

Van Buchem F.S.P. Gerdes K.D. and Esteban M. 2010. Mesozoic and Cenozoic Carbonate Systems of the Mediterranean and the Middle East: Stratigraphic and Diagenetic Reference Models. Geological Society, London, Special Publications, 1-7, https://doi.org/10.1144/SP329.1 329 p.

Wilson J. L. 1975. Carbonate facies in geological history. Springer, 471.

Ziegler M. A. 2001. Late Permian to Holocene Paleofacies Evolution of the Arabian Plate and its Hydrocarbon Occurrences. GeoArabia, 6: 445-504.

field, SW Iran, Journal of stratigraphy and Sedimentology Researches, 42(1):97-114.

Khalifa M. A. 2012. Peritidal to intrashelf basin, facies transition of the Adgham Formation (Late Triassic) Al Qasim Province, Saudi Arabia. Carbonates and Evaporites, 27(3):299–319 299 - 319.

James G. and Wynd J. 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium agreement area. AAPG Bulletin, 49:2182–2245.

Leckie R. M. 1987. Paleoecology of mid-Cretaceous planktonic foraminifera: a comparison of ocean and epicontinental sea assemblages. Micropaleontology, 33(2):164-176.

McClay K. Shaw J. H. and Suppe, J. 2011. Thrust Fault-Related Folding: AAPG Memoir 94. 390.

Mobasher K. 2007. Kinematic and Tectonic Significance of the Fold and Fault Related Fracture Systems in the Zagros. Georgia State University. 123.

Mohseni H. Habibi Asl A. and Ghanavati K. 2015. Microfacies analysis, depositional environment, sequence stratigraphy and diagenesis of the Sarvak Formation in the Marun oil field, Journal of stratigraphy and Sedimentology Researches, 59(2):51-66.

Mousavi M. Shirvani H. 2009. Petrography and diagenesis of the Sarvak Formation in Tang-e Bawlak anticline, Iranian Journal of Geology, 1:67-80.

Pascal L. and Cecile R. 2010. Tectonic and Stratigraphic Evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic-Cenozoic. Illustrated ed. London Geological Society of London. 330: 360 p.

Rahimpour-Bonab H. Mehrabi H. Enayati-Bidgoli A.H. and Omidvar M. 2012. Coupled imprints of tropical climate and recurring emergence on reservoir evolution of a mid-Cretaceous carbonate ramp, Zagros Basin, southwest Iran. Cretaceous Research, 12:15-34.

Rahimpour-Bonab H. 2017. Carbonate petrography (emphasize on reservoir quality), 3rd edition, Publication of University of Tehran, Tehran, 430 p.

Razin P. Taati F. and Van Buchem F. S. P. 2010. Sequence stratigraphy of Cenomanian-Turonian carbonate platform margins (Sarvak Formation) in the High Zagros, SW Iran: an outcrop reference model for the Arabian Plate. Geological Society of London, Special Publications, 329:187-218.