

## Original Research Paper

# Tectono-sedimentary basins around Paleotethys suture zone in NE Iran

Mohammad Reza Sheikholeslami<sup>1\*</sup>

<sup>1</sup> Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

## ARTICLE INFO

### Article history:

Received: 2023 March 18

Accepted: 2023 July 23

Available online: 2023 December 22

### Keywords:

Tectonics

Sedimentary basins

NE Iran

Paleotethys Ocean

## ABSTRACT

Ten tectono-sedimentary basins have been identified around the Paleotethys suture zone in NE Iran. These basins have been developed from the Lower Paleozoic to recent time in response to relative movements of the of Eurasia and Gondwana supercontinents. The recognized basins from ancient to modern are: 1) Paleozoic passive marginal basin of central Iran, 2) Devonian-Carboniferous platform basin of Turan plate, 3) Active continental margin basin (trench and foreland), 4) Permo-Triassic arc-related basins, (5) Upper Triassic-Lower Jurassic peripheral foreland basin, 6) Lower to Middle Jurassic intramontane basin, 7) Middle Jurassic rift basin, 8) Oligocene-Pliocene foreland basin and 10) Post orogenic molasses basin. Each basin has its own characteristics, and is formed in different tectonic setting during the evolution of the Paleotethys Ocean in NE Iran.

## 1. Introduction

Formation of sedimentary basins is closely related to the large-scale tectonic processes (Dickinson, 2006). The type of sediments and sedimentary environments are determined by tectonic processes (Ingersoll, 1988; Ingersoll and Busby, 1995; Balázs et al., 2016). The effect of tectonics on sedimentation is more prominent in orogenic belts at the margin of plates where various sedimentary basins are developed.

The Kopeh-Dagh and Binalud regions are parts of the Alpine-Himalayan orogenic belt in SW Asia, where several sedimentary basins formed in relation to the tectonic processes during evolution of the Paleotethys Ocean. The western part of the Paleotethys Ocean in Iran formed during the Silurian and was closed by the collision

of the Cimmerian blocks with the southern margin of the Eurasia in Jurassic (Ruttner, 1991, 1993; Boulín, 1988; Stampfli, 2007; Stampfli and Borel, 2002; Zanchi et al., 2009, 2016; Zanchetta et al., 2013; Robert et al., 2014). Despite important role of this region in geodynamic evolution of the SW of Asia, little attention has been paid to the tectonic-controlled sedimentary basins formed during Paleotethys evolution. New data in the past few years have made it possible to identify such sedimentary basins. In this regard, the present paper introduced and classified the sedimentary basins related to the tectonic processes in the study area. The geodynamic model of NE Iran which was previously presented by the author, has been revised in this paper.

\* Corresponding author: Mohammad Reza Sheikholeslami; E-mail: rezasheikholeslami@yahoo.com

### Citation:

Sheikholeslami, M. R., 2023. Tectono-sedimentary basins around Paleotethys suture zone in NE Iran. Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES, 33(4), 130, 21-42. <https://doi.org/10.22071/gsj.2023.390324.2074>.

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

doi: 10.22071/gsj.2023.390324.2074

 dor: 20.1001.1.10237429.1402.33.4.2.5



This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

## 2. Research and methodology

A tectono-stratigraphic column has been established based on field observation and available paleontological, sedimentary and stratigraphic data from the literatures. According to the structural and sedimentary characteristics of each tectono-stratigraphic units, their tectonic setting has been determined. Finally, the geodynamic model and tectonic evolution have been reconstructed based on the identified sedimentary basins.

## 3. Results

The main lithostratigraphic units of the NE Iran, including eastern part of the Kopeh-Dagh and Binalud, are examined in terms of various tectonic events. The resulted tectono-stratigraphic column is composed of different units ranging from the Early Paleozoic at the base, to the Quaternary deposits on the top (Figs. 1 and 2). Each unit may include several formations or rock units formed in a similar tectonic setting.

The sedimentary basins related to different tectonic setting have been determined as follow:

- Passive marginal basins, including post-rift passive marginal basin of Prototethys ocean, Middle Ordovician to Devonian Paleotethys rift basin and Devonian-Carboniferous platform sediments of Turan plate.
- Subduction related basins containing trench and forearc continental shelf basin, remnant arc, arc intra-arc basin (Fariman-Darreh-Anjir complex) and Permian?-Triassic backarc basin (Aghdarband Group).
- Collisional basins and associated rocks, including collisional magmatism; Late Triassic-Early Jurassic Peripheral foreland basin and Middle Jurassic intramontane basin.
- Post collisional basins containing Kashafrud rift basin, Upper Jurassic to Eocene Carbonate platform, Oligocene-Pliocene foreland basin and post-orogenic molasses- type basin.

## 4. Discussions

### 4.1. Geodynamic interpretation

In Early to Middle Paleozoic time, rift-related sediments of Prototethys and Paleotethys basins deposited in the northern part of Gondwana in Central Iran and Alborz. Later in Devonian-Carboniferous time, the platform sediments of the Turan plate formed on the northern marginal side of the Paleotethys Ocean (Fig. 13-a).

Passive marginal setting of Paleotethys ocean was lasted at least up to Carboniferous time when the Karakum-Mangyshlak granitic arc (Natal'in and Sengör, 2005) is formed in Turan plate (Zanchetta et al., 2013). The remnant of this Upper Carboniferous age I-type calc-alkaline arc can be found as magmatic pebbles within Qara-Gheitan Formation (Ghaemi, 2009; Zanchetta et al., 2013).

This event inverted the passive margin of the Turan plate into an active margin.

With progress of the subduction in Permian time, Fariman and Darreh-Anjir arc-intra arc basin, oceanic trench and fore arc continental shelf basin were formed on the edge of the Turan plate (Alavi, 1991) (Fig. 13-b). The protoliths of the meta-sedimentary rocks of the Mashhad metamorphic complex were deposited in trench and forearc setting and later mixed with the oceanic crust during entrance into the accretionary prism (Alavi 1991; Sheikholeslami and Kouhpeyma, 2012). Pyroclastic layers in the Mashhad metamorphic complex may originate from eruption of the volcanic material of the Fariman and Darreh-Anjir arc on forearc basin and on accretionary prism. Arc-intra arc Fariman and Darreh-Anjir complex can be considered as a part of the North Pamir-Mashhad arc which extended in southern part of the Turan Plate (Kazmin et al., 1986; Alavi, 1991; Natal'in and Sengör, 2005).

In Late Permian to Middle Triassic time, the Aghdarband Group was deposited in a back arc basin between Fariman-Darreh-Anjir arc and northern granitic remnant arc (Fig. 13-c). The volcanic materials of the Sina Formation (Fig. 9) may result from volcanic eruption of the Fariman-Darreh-Anjir arc.

In Late Triassic, collision type orogeny caused an amphibolite facies metamorphism and transpressional deformation of the oceanic trench-forearc sediments and formation of the Mashhad metamorphic complex (Boulin, 1990; Alavi, 1991; Karimpour et al., 2006; Sheikholeslami and Kouhpeyma, 2012). Following the collision, granitoid bodies were intruded into the metamorphic rocks (Fig. 13-d). Collision-related uplift and subsequent erosion of the metamorphic rocks and continental arc at the active Eurasian margin provide provenance of the Mashhad Phyllite, deposited in a peripheral foreland basin (Chu et al., 2021) (Fig. 13-d). In addition to Binalud region, the erosional materials of this event provided an important source of sediment, filling up the subsiding South Caspian basin and the foreland basins of the Alborz Mountains (Brunet et al., 2009; Fursich et al., 2009; Wilmsen et al., 2009; Naeimi et al., 2022).

The continuation of the convergence between Turan and Central Iran plates caused the deformation and low-grade metamorphism of the peripheral foreland sediments and their transformation into the Mashhad Phyllite (Sheikholeslami and Kouhpeyma, 2012).

In Middle Jurassic time, a subsiding rift basin, continuation of South Caspian basin, occurred in the study area, forming the Kopeh-Dagh basin by sedimentation of the Kashafrud Formation (Taheri et al., 2009). At the inner part of the collisional zone, the detrital sediments mainly derived from Mashhad metamorphic complex and Mashhad Phyllite, deposited in an intramontane basin in the present-day Binalud region (Fig. 13-e). During Middle

Jurassic to Eocene time, Carbonate platform of Kopeh-Dagh basin, containing different succession of sediments from open sea to fluvial material, was deposited on the southern margin of the Turan Plate (Brunet et al., 2003) (Fig. 13-f). This basin was inverted during the Cenozoic due to the NE oriented convergence between Central Iran blocks and the Turan plate (Robert et al., 2014) (Fig. 13-g). The erosion and deposition of the complex of fluvial and lacustrine sediments caused the sedimentation of foreland basin in front of the Binalud Mountains (Jafarian et al., 2014) and post orogenic molasses sediments in foothill troughs in Kopeh-Dagh and Binalud (Fig.13-g).

## 5. Conclusion

The geological data provided in this paper indicates close relationship between tectonic events related to Paleotethys

evolution, and generation of different sedimentary basins in NE Iran. Several tectonic-controlled sedimentary basins are recognized during Paleotethys evolution from rifting, subduction and collision stages between Central Iran and Turan Plates. Passive marginal basin of Central Iran and Devonian-Carboniferous platform basin of Turan plate are the basins which formed during rifting stage. Mashhad trench-fore arc basin, Fariman-Darreh-Anjir arc-Intra arc basin and Aghdarband back arc basin are developed during subduction period. Mashhad granite, Late Triassic- Early Jurassic peripheral foreland basin and Early to Middle Triassic intramontane basins are formed at the inner part of Binalud region through collision episode. Finally, the Kashafrud rift basin, Upper Jurassic to Eocene carbonate platform, Oligocene –Pliocene foreland basin and post orogenic molasses- type sediments developed as post collisional basins.

# حوضه‌های زمین ساخت - رسوبی پیرامون خط درز تئیس کهن در شمال خاور ایران

محمدرضا شیخ الاسلامی<sup>۱\*</sup>

<sup>۱</sup> پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

## چکیده

بر پایه شواهد زمین ساخت - رسوبی، ۱۰ حوضه رسوبی کنترل شده توسط فرایندهای زمین ساختی در اطراف ناحیه خط درز تئیس کهن (پالئوتئیس) در شمال خاوری ایران شناسایی شده‌اند. این حوضه‌ها از پالئوزویک زیرین تا به امروز در پاسخ به حرکات نسبی ابر قاره‌های اوراسیا و گندوانا شکل گرفته‌اند. حوضه‌های شناخته شده از قدیم به جدید عبارتند از: (۱) حوضه حاشیه غیر فعال پالئوزویک ایران مرکزی، (۲) حوضه سکوی دونین - کرینفر صفحه توران، (۳) حوضه حاشیه قاره‌ای فعال (گودال اقیانوسی - پیش - کمان)، (۴) کمان و حوضه‌های مرتبط با کمان به سن پرمو تریاس، (۵) حوضه‌های پیش بوم پیرامونی به سن تریاس بالایی - ژوراسیک زیرین، (۶) حوضه درون کوهی ژوراسیک زیرین تا میانی، (۷) حوضه کافتی ژوراسیک میانی، (۸) حوضه پیش بوم الیگوسن - پلیوسن و (۱۰) حوضه مولاسی پسا کوهزادی. هر حوضه، تاریخچه تکاملی منحصر به فرد خود را داراست و در محیط زمین ساختی ویژه‌ای، در جریان تکامل اقیانوس تئیس کهن در شمال ایران، شکل گرفته است.

## اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۱۲/۲۷

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۵/۰۱

تاریخ انتشار: ۱۴۰۲/۱۰/۰۱

کلیدواژه‌ها:

زمین ساخت

حوضه‌های رسوبی

شمال خاور ایران

اقیانوس تئیس کهن

## ۱- پیش‌نوشتار

تشکیل حوضه‌های رسوبی ارتباط تنگاتنگی با فرایندهای زمین ساختی در مقیاس بزرگ دارد (Dickinson, 2006). نوع رسوبات و محیط‌های رسوبی توسط فرایندهای زمین ساختی تعیین می‌شوند (Ingersoll, 1988; Ingersoll and Busby, 1995; Balázs et al., 2016). اثر زمین ساخت بر رسوب گذاری، در کمر بندهای کوهزایی حاشیه صفحات، جایی که حوضه‌های رسوبی متنوعی شکل می‌گیرند، برجسته تر است. ناحیه کپه داغ - بینالود بخشی از کمر بند کوهزایی آلپ - هیمالیا در جنوب باختری آسیاست که در آن چندین حوضه رسوبی در رابطه با فرایندهای زمین ساختی، در جریان تکامل اقیانوس تئیس کهن (پالئوتئیس) تشکیل شده‌اند. بخش باختری اقیانوس تئیس کهن در ایران در زمان سیلورین شکل گرفته و با برخورد بلوک‌های سیمین با حاشیه جنوبی قاره اوراسیا بسته شده است (Ruttner, 1991, 1993; Boulain, 1988; Stampfli, 2007; Stampfli and Borel, 2002; Zanchi et al., 2009, 2016; Zanchetta et al., 2013; Robert et al., 2014). با وجود نقش مهم این ناحیه در تکامل ژئودینامیکی جنوب باختر آسیا، توجه کمی به شناسایی و طبقه بندی حوضه‌های رسوبی در این ناحیه شده است. داده‌های جدید

در چند سال گذشته، امکان شناسایی و طبقه بندی حوضه‌های رسوبی مرتبط با زمین ساخت در این منطقه را فراهم کرده است. در این راستا، مقاله حاضر داده‌های میدانی و دانسته‌های موجود از منطقه را برای تفکیک و طبقه بندی حوضه‌های مختلف رسوبی به کار گرفته است. مدل ژئودینامیکی تشکیل حوضه‌های رسوبی در شمال خاور ایران که پیش تر توسط نگارنده ارائه شده، در این مقاله مورد بازنگری قرار گرفته است.

## ۲- روش پژوهش

در این پژوهش، بر پایه مشاهدات صحرایی و داده‌های موجود دیرینه شناسی، رسوبی و چینه شناسی، واحدهای زمین ساخت چینه‌ای ناحیه کپه داغ و بینالود معرفی و گروه بندی شده‌اند. سپس با توجه به ویژگی‌های ساختاری و رسوبی هر کدام از این واحدها، محیط زمین ساختی تشکیل آنها تعیین شده است. در پایان، بر پایه حوضه‌های زمین ساخت رسوبی شناسایی شده، مدل ژئودینامیکی و تحولات زمین ساختی بازسازی شده‌اند.

\* نویسنده مسئول: محمدرضا شیخ الاسلامی؛ E-mail: rezasheikhholeslami@yahoo.com

## ماخذنگاری:

شیخ الاسلامی، م. ر.، ۱۴۰۲، حوضه‌های زمین ساخت - رسوبی پیرامون خط درز تئیس کهن در شمال خاور ایران. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۳(۴)، ۲۱-۴۲. <https://doi.org/10.22071/gsj.2023.390324.2074>

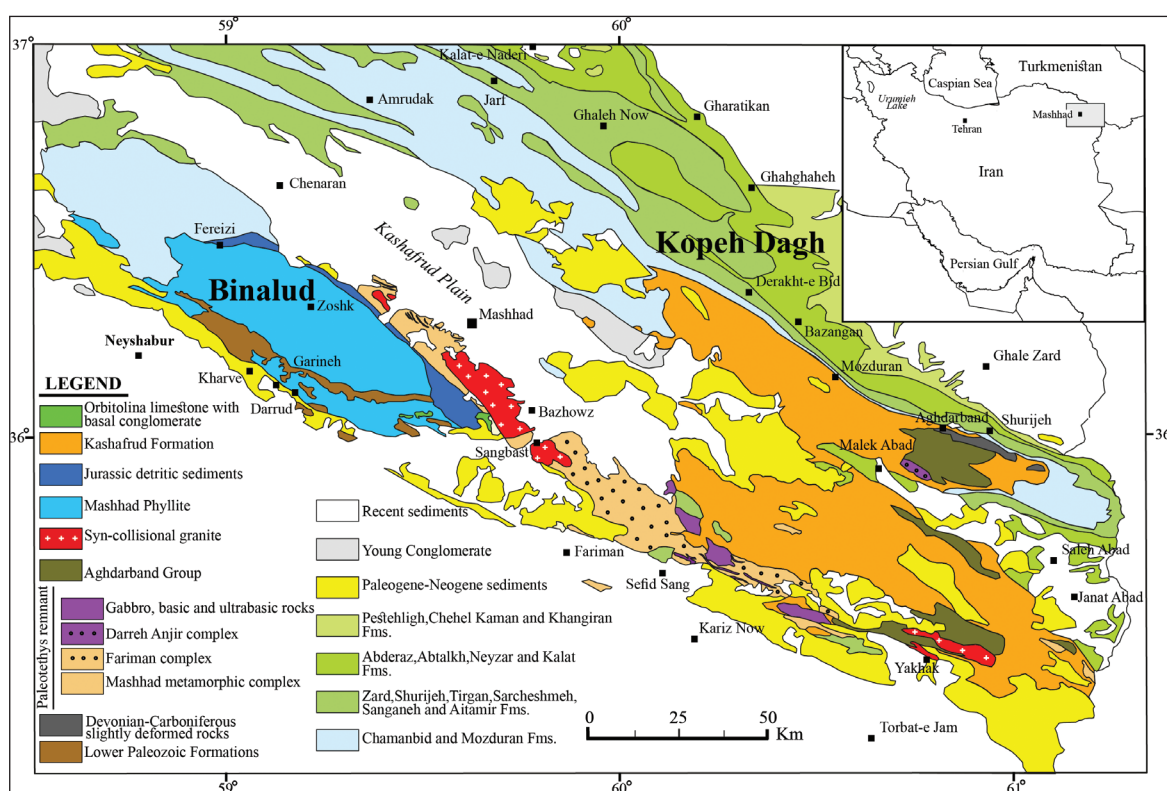
### ۳- داده‌ها و اطلاعات

#### ۳-۱- جایگاه زمین‌شناسی و زمین‌ساختی

شمال خاور ایران از دو پهنه ساختاری به نام کپه‌داغ در شمال و بینالود در جنوب تشکیل شده است. این دو ناحیه توسط فروافتادگی کشف‌رود از هم جدا می‌شوند. مرز شمالی کپه‌داغ با بلوک توران منطبق بر گسل عشق‌آباد است (نبوی، ۱۳۵۵). منطقه مورد مطالعه شامل بخش خاوری پهنه‌های کپه‌داغ و بینالود است (شکل ۱). حوضه کپه‌داغ در پی رویداد سیمین تشکیل شده (Alavi, 1991) و بیش از ۷ کیلومتر رسوب به سن ژوراسیک میانی تا الیگوسن در آن انباشته شده است (Alavi, 1991; Moussavi-Harami and Brenner, 1992). رسوب گذاری در این

حوضه با تشکیل سازند کشف رود، بر روی پوسته قاره‌ای برخوردی، میان صفحات ایران مرکزی و توران، آغاز شده است (Taheri et al., 2009). این رسوبات پس از آن توسط کوهزایی آلپی تحت تاثیر قرار گرفته و به دنبال آن یک کمربند چین‌خورده به طول ۷۰۰ کیلومتر، از خاور دریای خزر تا مرز افغانستان به وجود آمده است (Robert et al., 2014).

مرز جنوبی کپه‌داغ منطبق با خط درز تنیس کهن در کوه‌های بینالود است. کوه‌های بینالود خود به عنوان ادامه خاوری رشته کوه البرز در نظر گرفته شده‌اند (نبوی، ۱۳۵۵؛ Alavi, 1991; Lammerer et al., 1983) (شکل ۱).



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی شمال خاور ایران که در آن واحدهای زمین ساخت چینه‌ای کپه‌داغ و بینالود نمایش داده شده‌اند.

Figure 1. The Simplified geological map showing the main tectono-stratigraphic units of the eastern part of the Kopeh-Dagh and Binalud regions.

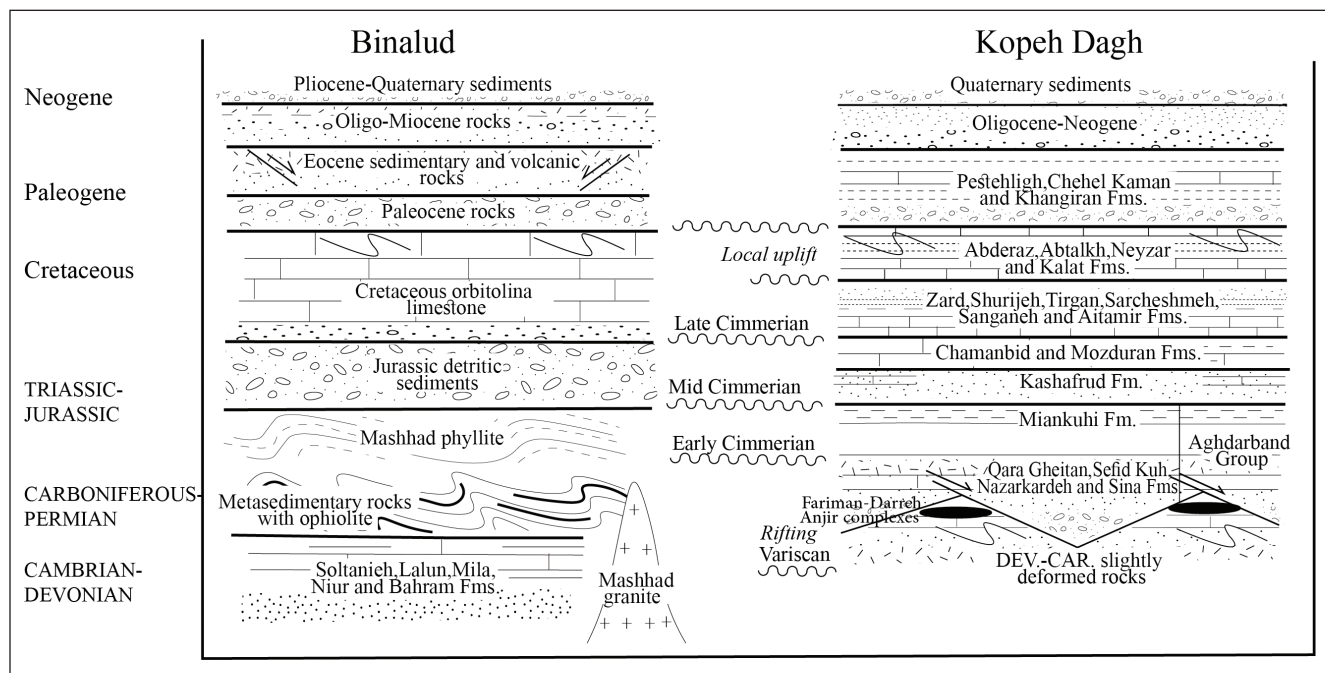
میانی پوشیده شده‌اند (Wilmsen et al., 2009). به سمت خاور، توالی‌های افیولیتی و مرتبط با کمان فریمان و دره‌انجیر در راستای حاشیه جنوبی کپه‌داغ رخنمون دارند (علوی و همکاران، ۱۳۹۶؛ Ruttner, 1993; Eftekharneshad and Behrooz, 1991; Zanchetta et al., 2013).

از دیدگاه زمین‌ساختی، زمین ساخت ترفشارشی در زمان تریاس-ژوراسیک در ناحیه بینالود به تغییر ویژگی زمین ساختی از یک گوه افزایشی به یک پهنه برخوردی و تشکیل گوه کوهزایی بین صفحات ایران مرکزی و توران انجامیده است. دگرشکلی در این گوه کوهزایی از مناطق داخلی، به سمت ناحیه پیش‌بوم پیشروی کرده است (Sheikholeslami et al., 2019).

رسوبات ژوراسیک تا میوسن به گونه‌ای پیوسته و با رخساره‌های مختلف، بدون وقفه چینه‌شناسی مهمی، در حوضه کپه‌داغ نهشته شده‌اند (افشارحرب، ۱۳۷۳). این رسوبات بیشتر شامل شیل، سنگ آهک، مارن، ماسه‌سنگ و به طور محلی کنگلومرا و مواد تبخیری هستند که در بخش بالایی توسط طبقات قرمز رنگ میوسن و سپس به گونه ناپیوسته توسط کنگلومرای پلیوسن پوشیده می‌شوند (نبوی، ۱۳۵۵؛ افشار حرب، ۱۳۷۳). سنگ‌های دگرگونی و افیولیت‌های کوه‌های بینالود، در جنوب مشهد، به عنوان بقایای پوسته اقیانوسی تنیس کهن تفسیر شده‌اند (Majidi, 1983; Alavi, 1991). این سنگ‌ها به طور ناپیوسته توسط فلیت مشهد به سن تریاس پسین-ژوراسیک و یا توسط رسوبات غیردریایی و خشکی زاد ژوراسیک زیرین-

### ۲-۳- چهار چوب زمین ساخت چینه‌ای

اطلاعات زمین‌ساخت‌چینه‌ای در هر ناحیه، تاریخچه زمین شناسی شامل تغییرات در محیط رسوبی، رویدادهای کافتی، مرحله‌های دگرشکلی، فعالیت پلوتونیک یا آتشفشانی و حوادث دگرگونی را نشان می‌دهند (Dickinson, 2006; Papanikolaou, 2013). واحدهای اصلی زمین‌ساخت‌چینه‌ای ناحیه مورد بررسی



شکل ۲- واحدهای زمین‌ساخت‌چینه‌ای ناحیه کپه‌داغ و بینالود در شمال خاور ایران، بدون مقیاس.

Figure 2. Main tectonostratigraphic units of Kopeh-Dagh and Binalud regions (without scale).

### ۳-۳- واحدهای اصلی زمین‌ساخت‌چینه‌ای بینالود

– رسوبات سکوی برقراره‌ای پالئوزویک زیرین تا میانی: قدیمی‌ترین واحدهای سنگی در منطقه بینالود، سنگ‌های پالئوزویک زیرین تا میانی هستند. تشکیل‌دهنده‌های این واحد زمین‌ساخت‌رسوبی با واحدهای سنگی و سازندهای همزمان خود در مناطق البرز و ایران مرکزی قابل انطباق هستند. این واحد حاوی سازندهای مختلفی است که توسط گسل‌های راندگی با راستای شمال باختری- جنوب خاوری، در مجاورت سنگ‌های مزوزویک و سنوزویک، در دامنه جنوبی کوه‌های بینالود قرار گرفته است (شکل ۱). بیشینه ستبرای این واحد در شمال باختری روستای خرو یافت می‌شود. سنگ‌های پالئوزویک زیرین تا میانی در این واحد شامل معادل‌های سازندهای سلطانیه، لالون، میلا، نیور و بهرام در البرز و ایران مرکزی هستند (طاهری و قائمی، ۱۳۷۳؛ علوی و همکاران، ۱۳۷۶؛ پورلطیفی، ۱۳۸۰). قدیمی‌ترین سازند در این واحد، سازند سلطانیه است که از توالی به نسبت ستبری از دولومیت‌های زرد تا نخودی تشکیل شده است. سازند لالون حاوی ماسه سنگ‌های قرمز و شیل نشانگر رسوب‌گذاری در آب و هوای گرم و خشک در ابتدای پالئوزویک است. سازند میلا از سنگ آهک و دولومیت متوسط تا ستبر حاوی براکیوپوذهای *Orthis* و *Dalmanella* و قطعات تریلوبیت در بخش بالایی تشکیل شده است (علوی و همکاران، ۱۳۷۶). در بال جنوبی کوه‌های بینالود در شمال نیشابور، مجموعه‌های آتشفشانی به سن اردووسین-سیلورین، سازند میلا را می‌پوشانند (قائمی و همکاران، ۱۳۷۸؛

پورلطیفی، ۱۳۸۰). سنگ‌های آتشفشانی دارای ترکیب بازالتی و به صورت گدازه، آگلومرا و توف رخمون دارند. سنگ‌های رسوبی در میان سنگ‌های آتشفشانی حاوی فسیل‌های بازوپایان و دوکفه‌ای‌های به سن اردووسین بالایی-سیلورین هستند (علوی و همکاران، ۱۳۷۶؛ پورلطیفی، ۱۳۸۰). حوضه تشکیل‌دهنده این واحد در زمان دونین ژرف‌تر شده و رسوبات کربناته سازند سیب‌زار و بهرام را در یک محیط دریایی به جای گذاشته‌اند (طاهری و قائمی، ۱۳۷۳).

– مجموعه‌های مشهد، فریمان و دره‌انجیر: این مجموعه‌های سنگی نمایانگر واحدهای مهمی از خط درز تتیس کهن در شمال ایران هستند (Alavi 1991; Zanchetta et al., 2013; Topuz et al., 2018). مجموعه دگرگونی مشهد از انواع سنگ‌های دگرگون رسوبی، بازیکی و اولترابازیک تشکیل شده است. با وجود درجه دگرگونی که به رخساره آفیبولیت می‌رسد، سنگ‌آهک‌های بازبلورین با درجه پایین دگرگونی در این مجموعه حاوی فسیل‌های *Stafella* sp., *Parafusulina* sp., *Schubertella* sp. و *Tentularia* sp. به سن پرمین بالایی هستند (طاهری و قائمی ۱۳۷۳). این بدان معنی است که دگرگونی به طور یکنواخت توزیع نشده و توالی اولیه واحدهای سنگی دگرگونی تحت جابه‌جایی‌های زمین‌ساختی بعدی قرار گرفته‌اند. رخمون‌های این واحد با راستای شمال باختری-جنوب خاوری از روستای ویرانی، باخترمشهد، تا شمال تربت جام گسترش دارد (شکل ۱).

سازند آغنج یک کوارتز کنگلومرا است که خاستگاه احتمالی آن گرانیته مشهد است (Sheikholeslami and Kouhpeyma, 2012). بیشینه سترای این واحد در جنوب مشهد و شمال باختری سنگ‌بست است.

– **کربنات‌های اوریتولین‌دار کرتاسه:** این واحد بیشتر از سنگ آهک با افق‌هایی از سنگ‌های سیلیسی آواری شامل ماسه سنگ و کنگلومرا در قاعده تشکیل شده است. کنگلومرا را می‌توان حاصل یک بالآمدگی ناحیه‌ای مربوط به رویداد سیمین پسین دانست. این سنگ‌ها با ناپیوستگی بر روی مجموعه دگرگونی مشهد، فلیت مشهد و یا سنگ‌های آواری ژوراسیک قرار گرفته‌اند. به سمت خاور، در شمال سفید سنگ، توالی کرتاسه به طور ناپیوسته بر سازند کشف‌رود قرار دارد (شکل ۱).

– **سنگ‌های آواری پالئوسن:** سنگ‌های آواری به سن پالئوسن در پیشانی رشته کوه‌های البرز و بینالود گسترش یافته‌اند. این رسوبات به دنبال یک رویداد فشاری در کرتاسه پسین نهشته شده‌اند (Allen et al., 2003). سنگ‌شناسی اصلی این واحد شامل ماسه سنگ، کنگلومرا و مقداری شیل است. سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری شامل داسیت، داسیت آندزیت، توف و آگلومرا در قسمت زیرین این توالی رخنمون دارند (طاهری و قائمی، ۱۳۷۳؛ علوی و همکاران، ۱۳۷۶؛ پورلطیفی، ۱۳۸۰). در اطراف نیشابور، این توالی نشانگر رسوب‌گذاری در بخش‌های مختلف مخروط‌افکنه‌ای است. مخروط‌افکنه‌ها با ادامه رسوب‌گذاری به سمت جنوب جابه‌جا شده‌اند (رحیمی و قائمی، ۱۳۹۳).

– **سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی ائوسن:** تشکیل این واحد مرتبط با یک رویداد کششی گسترده منطقه‌ای و به دنبال آن فرونشست در البرز و شمال خاوری ایران، در زمان ائوسن است (Berberian, 1983; Allen et al., 2003; Guest et al., 2006; Shahidi, 2011; Verdel et al., 2008). نتیجه این رویداد در منطقه بینالود تشکیل سنگ آهک نومولیتی، آگلومرا، کنگلومرا، نهشته‌های فلیشی و همچنین سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری معادل سازند کرج است.

– **سنگ‌های الیگو-میوسن:** در زمان ائوسن بالایی-الیگوسن زیرین، رسوب‌گذاری رسوبات آذرآواری زیردریایی در شمال ایران پایان یافته و رژیم زمین‌ساختی از کششی به فشارشی تبدیل شده است (Ballato et al., 2011; Rezaeian et al., 2012). به دنبال این تغییر، رسوبات قاره‌ای و میان‌کوهی شامل کنگلومرا، ماسه‌سنگ، گچ و مارن به سن اولیگومیوسن در البرز و ادامه آن در منطقه بینالود نهشته شده‌اند.

### ۳-۴- واحدهای اصلی زمین‌ساخت چین‌های کپه‌داغ

– **پی‌سنگ دونین-کربنفر کپه‌داغ:** پی‌سنگ منطقه کپه‌داغ متشکل از سنگ آهک متبلور، شیل، ماسه‌سنگ، اسلیت و دیاباز است که در منطقه آق‌دربند رخنمون دارد (Ruttner, 1991; Lyberis et al., 1998; Wendt et al., 2005). این مجموعه به سن دونین پسین-کربنفر پیشین تحت اثر رویداد زمین‌ساختی واریسکن دچار دگرگونی اندک و چین‌خوردگی شده است. این سنگ‌ها با همبری گسلی توسط سنگ‌های آواری و آتشفشانی گروه آق‌دربند پوشیده شده‌اند (Ruttner, 1991).

– **گروه آق‌دربند:** گروه آق‌دربند به سن پرمین بالایی-تریاس بالایی؟ شامل رسوبات دریایی تا قاره‌ای و سنگ‌های آذرآواری هستند که در حوضه تحت کنترل گسل‌های ژرف نهشته شده‌اند (Ruttner, 1993; Alavi et al., 1997; Balini et al., 2019; Mazaheri et al., 2022). این توالی در جریان کوهزاد سیمین توسط گسل‌های رانندگی و راستالغز دگرشکل و به طور ناپیوسته توسط سازند کشف‌رود پوشیده شده است (Zanchi et al., 2016; Taheri et al., 2009; Poursoltani et al., 2007). گروه آق‌دربند شامل سازندهای قره‌قپطان، سفیدکوهی،

سنگ‌های بازیک و اولترابازیک در این واحد شامل سرپانتینیت، متاپریدوتیت، متادونیت، متاهارزبورژیت، متالزولیت، متاپروکسیت، گابرو، اسپیلیت و بازالت هستند (Alavi, 1979, 1991). هورنبلند گابروهای متعلق به این مجموعه باروش آرگون-آرگون به قدمت ۲۷۷-۲۸۱ میلیون سال تعیین سن شده‌اند (Ghazi et al., 2001). با روش تعیین سن آرگون-آرگون بر روی بیوتیت و مسکوویت از چهار نمونه از شیبست‌های مجموعه دگرگونی مشهد، سن ۱۸۲-۱۹۶ میلیون سال برای رویداد دگرگونی به‌دست آمده است (Sheikholeslami et al., 2019).

سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی مجموعه‌های فریمان و دره‌انجیر رخنمون‌های دیگری از بقایای تئیس کهن در شمال ایران هستند که در زمان پرمین در یک حوضه در حال فرونشینی رسوب نموده‌اند (Zanchetta et al., 2013) (شکل ۱). مجموعه فریمان واقع در ادامه جنوب خاوری مجموعه دگرگونی مشهد در شمال شهر فریمان رخنمون دارد. بخش زیرین این مجموعه شامل شیبست سبز، میکاشیست، فلیت، متابازیت، مرمر و سرپانتینیت است. قسمت بالایی این مجموعه از کربنات‌های سترلایه تا توده‌ای پرمین همراه با گدازه‌های بازالتی، آندزیتی، ماسه‌سنگ‌های آتشفشانی و اسلیت تشکیل شده است (Ruttner, 1991; Zancheta et al., 2013). بیشینه سترای این مجموعه در خاور سفید سنگ یافت می‌شود (شکل ۱). سنگ‌های آتشفشان مجموعه دره‌انجیر مشابه سنگ‌های مجموعه فریمان و حاوی چرت‌های رادیولاریتی در تناوب با سنگ آهک و جریان‌های گدازه‌ای بازالتی و آندزیتی هستند. در این مجموعه متاگابروهای لایه‌ای توسط قائمی (۱۳۸۴) گزارش شده‌اند. سن کنودونت‌های موجود در چرت‌های رادیولاریتی دره‌انجیر پرمین به دست آمده است (Eftekharijeh and Behrouzi, 1991).

– **فلیت مشهد:** فلیت مشهد با ناپیوستگی مشخص بر روی مجموعه دگرگونی مشهد رسوب کرده و پس از آن در اثر رویداد سیمین میانی دگرشکل شده است (Sheikholeslami and Kouhpeyma, 2012). این واحد به طور پیوسته از شمال خاوری نیشابور تا جنوب باختری مشهد گسترش دارد (شکل ۱). سنگ‌شناسی این مجموعه شامل فلیت، اسلیت، متاگزیوک، کوارتزیت، ماسه‌سنگ و یک کنگلومرای قاعده‌ای است که بخشی از آن از قطعات سنگ‌های سنگ دگرگونی مشهد تشکیل شده است. فلیت مشهد گستره وسیعی از ناحیه بینالود خاوری را با سترای تقریبی ۲۰۰۰ متر در بر می‌گیرد (پورلطیفی، ۱۳۸۰). فسیل‌های گیاهی شامل *Thaumatopteris* sp.، *Clathropteris* sp.، *Clathropteris platyphylla* و *Otozamites* sp. به سن تریاس بالایی-ژوراسیک زیرین در این واحد شناسایی و معرفی شده‌اند (واعظ جوادی و پورلطیفی، ۱۳۸۱). فلیت مشهد معادل بخش زیرین گروه شمشک در البرز و ایران مرکزی در نظر گرفته می‌شود (Fürsich et al., 2009). بررسی‌های رسوبی و سن‌سنجی اورانیم-سرب نشان داده که بیشینه سن رسوب‌گذاری اولیه فلیت مشهد ۲۲۸ میلیون سال است و سنگ‌های اولیه خاستگاه کمان قاره‌ای دارند (Chu et al., 2021).

– **رسوبات آواری ژوراسیک زیرین تا میانی:** رسوبات آواری به سن ژوراسیک به دنبال یک بالآمدگی ناحیه‌ای، مربوط به رویداد سیمین میانی، تشکیل شده‌اند (Sheikholeslami and Kouhpeyma, 2012). این سنگ‌ها متشکل از یک توالی غیر دریایی قابل انطباق با رسوبات نوع مولاسی گروه شمشک در البرز هستند (Wilmsen et al., 2009). قدیمی‌ترین بخش این واحد از کنگلومرا قاعده‌ای با جورشدگی بد در یک خمیره رسی تشکیل شده است (عضو درخت توت سازند عارفی، 2009). قطعات این کنگلومرا از سنگ‌های بازیک و اولترابازیک، ماسه سنگ، فلیت و سنگ آهک تشکیل شده‌اند. بخش دوم این واحد شامل کنگلومرا، شیل، ماسه سنگ و رگه‌های زغالی سازند بازحوض است. قطعات کنگلومرا متشکل از سنگ‌های دگرگونی و اولترابازیک هستند. بخش سوم به نام

رسوب‌گذاری، حاصل رویداد فشارشی کرتاسه پسین، در بخش بالایی سازند کلات مشخص می‌شود (Zanchi et al., 2009; Guest et al., 2006; Robert et al., 2014). حوضه آواری پالئوسن، ناشی از این رویداد، با رسوب‌گذاری سازند پستلیق متشکل از ماسه‌سنگ، سیلتستون و کنگلومرا شکل می‌گیرد.

توالی پالئوسن، تغییرات رخساره‌ای قابل توجهی از رسوبات قاره‌ای قرمز رنگ تا کرنات‌های سازند چهل کمان و شیل سازند خانگیران، متعلق به حوضه تالابی تا سکوی دریایی کم ژرفا را نشان می‌دهد (Afshar-Harb, 1979; Rivandi et al., 2013).

– **رسوبات الیگوس-نئوژن:** رویداد فشارشی آلی به دنبال رسوب‌گذاری سازند خانگیران در ائوسن روی داده و نتیجه آن وارونگی حوضه کپه‌داغ و فعال شدن مجدد گسل‌های مرزی و نیز ایجاد گسل‌های راندگی جدید است (Lyberis and Manby, 2014; Allen et al., 2003; Robert et al., 2014). این شرایط به تشکیل رسوبات قاره‌ای الیگوس-نئوژن، متشکل از کنگلومرا، ماسه‌سنگ، سیلتستون و گچ انجامیده است. این توالی رسوبی توسط انواع مختلف نهشته‌های قاره‌ای پلیوسن-کواترنر و آبرفت‌ها پوشیده شده است.

### ۳-۵- حوضه‌های زمین‌ساخت-رسوبی

واحدهای زمین‌ساخت-چینه‌ای معرفی شده، در حوضه‌های رسوبی مختلف، در طول تکامل اقیانوس تنبیس کهن در ناحیه کپه‌داغ و بینالود شکل گرفته‌اند. این حوضه‌ها با مواد رسوبی متغیر و در طی یک بازه زمانی معین، در رژیم‌های زمین‌ساختی گوناگونی پر شده‌اند. برخی از توالی‌های چینه‌شناسی شکل گرفته در این حوضه‌ها برپایه کنترل‌کننده‌های زمین‌ساختی چندزادی هستند، بدین معنا که ممکن است در جریان تحولات زمین‌شناسی بیش از یک بار به وجود آمده باشند. حوضه‌های رسوبی مرتبط با زمین‌ساخت در منطقه مورد مطالعه، از قدیم به جدید، به شرح زیر هستند:

### ۳-۵-۱- حوضه‌های رسوبی حاشیه غیرفعال

– **حوضه حاشیه غیرفعال پروتوتیس (پالئوزویک زیرین):** سنگ‌های مربوط به این حوضه دربردارنده توالی پالئوزویک زیرین شامل سازندهای سلطانیه، لالون و میلا هستند. این سازندها بخشی از یک حوضه رسوبی بزرگ با خاستگاه سکوی برقاره‌ای هستند که در محدوده البرز و ایران مرکزی گسترش داشته‌اند. به دنبال شکل‌گیری کافت اولیه و گسترش اقیانوس پروتوتیس در یک حوضه پس کمانی، فرونشینی ناشی از کافت و گسترش حوضه کافتی به تشکیل رخساره‌های پیش‌رونده سازند سلطانیه در حاشیه شمالی قاره گندوانا انجامیده است (Stamfli and Borel, 2002; Shekholeslami, 2018). پس‌روی و پیش‌روی‌های بعدی سطح دریا به تشکیل رسوبات قاره‌ای سازند لالون در محیط‌های حدواسط تا قاره‌ای و سپس تشکیل حوضه سکوی کرنات‌ها سازند میلا انجامیده است (Lasemi, 2001). سترای اولیه این رسوبات در ناحیه بینالود ناشناخته است، زیرا رخنمون‌های مربوط به این حوضه در حال حاضر با همبری گسلی در کنار فیلیت مشهد و یا واحدهای سنگی سنوزویک قرار دارند.

– **حوضه کافتی تنبیس کهن (اردوئین میانی تا دونین):** به دنبال فروورانش اقیانوس پروتوتیس، چندین مرحله از بازشدن کامل و یا ناقص حوضه‌های پس کمانی، در بازه زمانی نئوپروتوزویک پسین تا سیلورین، روی داده است (Stampfli and Borel, 2002). این حوضه‌ها در نهایت به گسترش اقیانوس تنبیس کهن انجامیده‌اند (Etemad-Saeed et al., 2015). این تحولات منجر به کاهش جهانی سطح تراز دریا، از بین رفتن سکوی کرنات‌ها و ایجاد ناپوستگی بین رسوبات قدیمی‌تر و سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی اردوئین شده است (Shekholeslami, 2018).

سینا، نظر کرده و میانکوهی است. بخش قاعده‌ای سازند قره‌قیطان از کنگلومرا و ماسه‌سنگ‌های حاوی قطعات گرانیتوئیدهای کربنفر تشکیل شده است (Zanchetta et al., 2013; Zanchi et al., 2016).

– **سازند کشف‌رود:** به دنبال رخداد سیمین میانی، یک حوضه کافتی فرونشسته در شمال‌خاور ایران شکل گرفته و رسوبات سیلیسی-آواری ژرف دریایی به سن بازوسین بالایی تا باتونین بالایی در آن نهشته شده‌اند (Poursoltani et al., 2007; Taheri et al., 2009). این رسوبات، سازند کشف‌رود را تشکیل می‌دهند که در راستای شمال‌باختری- جنوب‌خاوری به طول ۲۰۰ کیلومتر و پهنای ۵۰ کیلومتر در کوه‌های کپه‌داغ و بینالود گسترده است (شکل ۱). سازند کشف‌رود دارای قاعده کنگلومرای و ۲۰۰۰ متر سیلتستون، ماسه‌سنگ و شیل است (Taheri et al., 2009).

– **سازندهای چمن‌بید و مزدوران:** رسوب‌گذاری سازندهای چمن‌بید و مزدوران بین رویدادهای سیمین میانی و سیمین پسین رخ داده‌است. سازند چمن‌بید متشکل از سنگ‌آهک با لایه‌های نازک تا متوسط از شیل مارنی و مارن است و سترای آن از خاور کپه‌داغ به سمت باختر افزایش می‌یابد (افشارحرب، ۱۳۷۳). سن سازند چمن‌بید بازوسین پسین تا تیتونین است (Schairer et al., 1999).

سازند مزدوران متشکل از سنگ‌آهک‌های ستر لایه روشن رنگ تا آهک‌های دولومیتی متخلخل و توده‌ای و دولومیت است که در یک حوضه سکویی نهشته شده‌اند (Majidifard, 2003). سترای سازند در برش الگو حدود ۴۲۰ متر است، ولی در سمت شمال خاوری به ۱۴۰۰ متر افزایش می‌یابد (افشارحرب، ۱۳۷۳).

– **توالی کرتاسه زیرین:** سازند مزدوران با توالی رسوبات کرتاسه زیرین شامل سازندهای شورجه، تیرگان، سرچشمه، سنگانه و آیتامیر پوشیده می‌شود (افشارحرب، ۱۳۷۳). رویداد زمین‌ساختی سیمین پسین به پسروی گسترده در ژوراسیک پسین-کرتاسه پیشین انجامیده و حاصل آن رسوب‌گذاری سنگ‌های سیلیسی-آواری قاره‌ای کرتاسه زیرین و تبخیری‌های سازند شورجه است (Emami et al., 2004). به دنبال سازند قاره‌ای شورجه، رسوب دریایی کم‌ژرفا، شامل مارن و سنگ‌آهک اریتولین‌دار سازند تیرگان تشکیل شده‌اند (Majidifard, 2003). سازند سرچشمه به گونه‌ای هم‌شیب سازند تیرگان متشکل از مارن‌های خاکستری، شیل و سنگ‌آهک را می‌پوشاند و خود توسط مارن و ماسه‌سنگ‌های ریزدانه متعلق به سازند سنگانه پوشیده می‌شود. بر اساس مطالعه زیست‌چینه‌ای، سن بارمین پسین تا آپتین و آلبین به ترتیب برای سازند سرچشمه و سنگانه پیشنهاد شده است (Robert et al., 2014). سازند آیتامیر متشکل از گل‌سنگ و ماسه‌سنگ گلوکونیتی متعلق به محیط دریایی باز و کم‌ژرفا، بخش بالایی این واحد زمین‌ساخت چینه‌ای را تشکیل می‌دهد (Sharafi et al., 2012).

– **توالی کرتاسه بالایی:** رسوب‌گذاری سازند آیتامیر با یک وقفه رسوبی و فرسایش محلی در قاعده توالی کرتاسه بالایی همراه است (Robert et al., 2014). این وقفه رسوب‌گذاری در زمان تورونین می‌تواند به دنبال تغییرات سطح دریا و شکل‌گیری گوه افزایشی بین صفحه ایران مرکزی و صفحه عربستان ایجاد شده باشد (Piryaei et al., 2010). این رویداد همچنین به ایجاد بالاآمدگی کرتاسه پسین-پالئوسن پیشین در بخش گسترده‌ای از ایران انجامیده است (شکل ۲). شیل‌های آهکی و مارنی سازند آب‌دراز بر روی سطح فرسایشی حاصل رسوب کرده‌اند (علامه و مرادیان، ۱۳۸۸). در طول کرتاسه بالایی، رسوب‌گذاری با نهشته شدن رسوبات سکوی دریایی کم‌ژرفا، مربوط به سازندهای آب تلخ، نزار و کلات ادامه یافته است.

– **رسوبات پالئوسن-ائوسن:** این واحد زمین‌ساخت چینه‌ای با یک سطح فرسایشی و وقفه

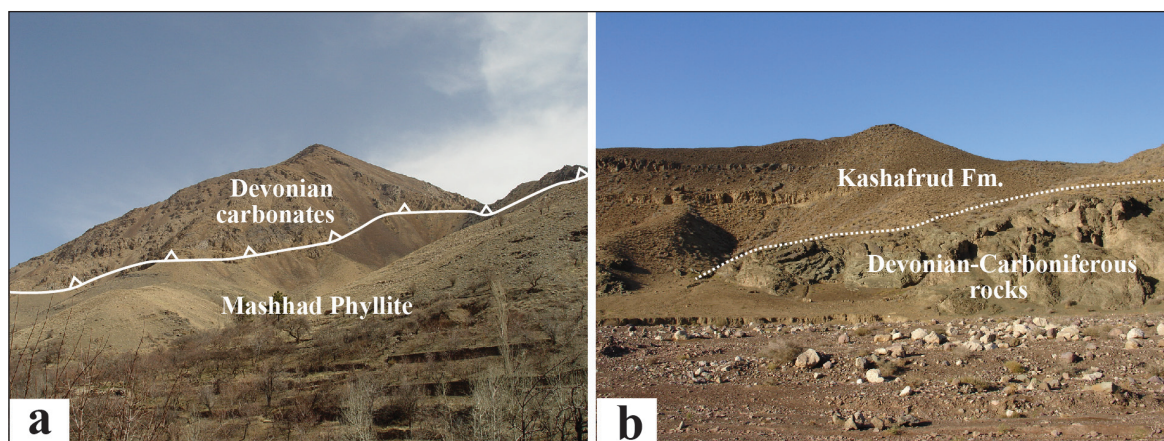
۱۳۹۱). سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی مرتبط با شکاف تنیس کهن نیز با همبری گسلی در کنار مجموعه فیلیت مشهد و یا سنگ‌های نئوژن قرار دارند (شکل ۳-ا).

– **حوضه رسوبی سکویی دونین- کرینفر صفحه توران:** صفحه توران آمیزه‌ای از بلوک‌های کوچک قاره‌ای، کمان‌های ماگمایی و قطعات پوسته اقیانوسی در کنار ابرقاره گندوانا است (Garzanti and Gaetani, 2002). بخشی از این صفحه در شمال خاور ایران، متشکل از سنگ‌های دونین تا کرینفر زیرین، پی‌سنگ ناحیه کپه‌داغ را شکل داده است (Stockline 1974; Ruttner, 1991; Lyberis et al., 1998) (شکل ۳-ب). این توالی به عنوان باقیمانده حاشیه قاره غیرفعال اوراسیا در زمان دونین معرفی شده است (Ruttner, 1993). مرز فرسایشی بالایی سنگ‌های دونین با گروه آق‌در بند نشان‌دهنده یک بال‌آمدگی قابل توجه و نبود رسوب‌گذاری طولانی مدت در پالئوزویک بالایی است (Wendt et al., 2005). حوضه رسوبی دونین در منطقه آق‌در بند تنها حوضه در ایران است که نهشته‌های دونین در آن محیط دریایی ژرفی را نشان می‌دهند. سنگ‌های این حوضه متشکل از ماسه‌سنگ‌های توفی به سن آنیزین-لادین با حدود ۲۰۰ متر آهک بلورین شده، دایک‌های دیابازی، فیلیت، شیل و سنگ آهک پوشیده شده‌اند (Eftekarnejad and Behrooz, 1991; Wendt et al., 2005).

ستبرای زیاد رسوبات پالئوزویک همراه با سنگ‌های بیشتر آتشفشانی و کمتر درون‌زاد، نشان‌دهنده وجود یک حوضه کافتی در دامنه شمالی کوه‌های البرز است (Clark et al., 1975; Derakhshi et al., 2014).

رخمون‌های اصلی سنگ‌های آتشفشانی مربوط به رویداد کافتی در البرز خاوری یافت می‌شوند (بازالت سلطان‌میدان). با این حال، فعالیت‌های آتشفشانی مشابهی در میان توالی‌های رسوبی اردوویسین-دونین در کوه‌های بینالود گزارش شده است (علوی و همکاران، ۱۳۷۶؛ پورلطیفی، ۱۳۸۰).

سنگ‌های رسوبی مربوط به حوضه کافتی تنیس کهن در منطقه بینالود حاوی ماسه‌سنگ، کوارتزیت، سیلتستون و شیل‌های به سن سیلورین-دونین می‌باشند. بر روی این توالی سنگ‌آهک و دولومیت‌های حاوی بازوپایان سازند بهرام با سن دونین قرار می‌گیرد. بخش آتشفشانی این مجموعه شامل بازالت قلیایی، تراکی‌آندزیت، تراکی‌بازالت و توف است. مطالعات سنگ‌شناسی نشان‌دهنده که این سنگ‌ها خاستگاه زیردریایی دارند و از نوع بازالت درون صفحه‌ای هستند (کمالی و همکاران، ۱۳۹۱؛ Wauschkuhn et al., 1984). فسیل‌های مرجانی همراه با سنگ‌های کربناته و ماسه‌سنگ‌های دونین نشان می‌دهند که سنگ‌های آتشفشانی محصول فوران در یک محیط با ژرفای کم در یک حوضه کافتی هستند (کمالی و همکاران،



شکل ۳- رخمون‌های حوضه حاشیه‌ای غیرفعال در بینالود و کپه‌داغ. (a) کربنات‌های دونین (سازند بهرام) که با همبری گسلی از نوع راندگی بر روی فیلیت مشهد قرار دارند، دامنه جنوبی رشته کوه بینالود. (b) سنگ‌های دونین-کرینفر حوضه سکوی توران که با ناپیوستگی توسط سازند کشف‌رود پوشیده شده‌اند. ناحیه آق‌در بند، پهنه کپه‌داغ.

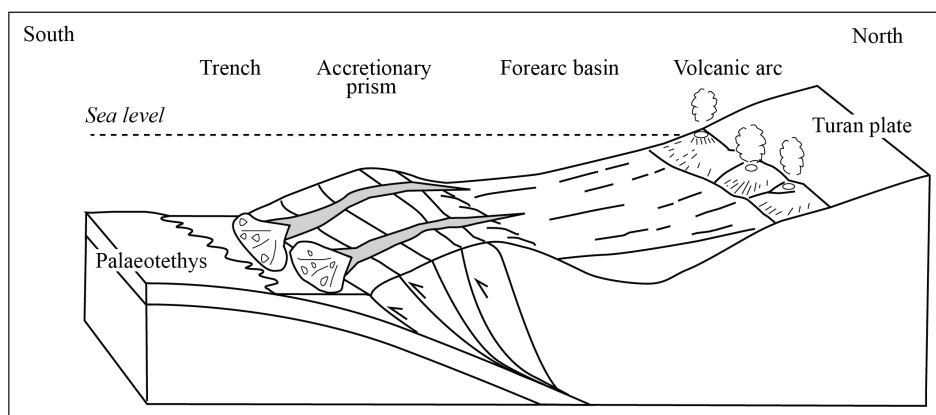
Figure 3. Outcrops of passive marginal basin in Binalud and Kopeh-Dagh. a) Devonian carbonates (Bahram Formation) thrusting on Mashhad Phyllite in southern slope of the Binalud Mountains. b) Devonian-Carboniferous rocks of Turan platform overlain unconformably by Kashafrud Formation in Aghdarband area, Kopeh-Dagh zone.

### ۳-۵-۲- حوضه‌های رسوبی مربوط به فرورانش

– **حوضه فلات قاره‌ای گودال-پیش‌کمان:** شواهدی مانند سنگ‌های رسوبی-دگرگون درشت‌شونده به سمت بالا و ویژه دشت مغاکی، نهشته‌های فلیشی بخش ژرف شامل توربیدیت‌های ناحیه گودال اقیانوسی، کنگلومراهای کربناته دگرشکل و اولیستوستروم‌های موجود در سنگ‌های با خاستگاه رسوبی مجموعه دگرگونی مشهد، نشان می‌دهند که رسوبات اولیه در یک محیط گودال-پیش‌کمان بر روی یک پهنه فرورانش فعال تشکیل شده‌اند (Alavi, 1991) (شکل ۴). این رسوبات اکنون به صورت اسلیت، فیلیت، مرمر، کوارتزیت، انواع شیست، برش کربناته، کنگلومرای کربناته، چرت‌های رادیولاریتی و اولیستوستروم‌های دگرشکل در آمده‌اند. اولیستوستروم‌ها با قطعات کربناته در اندازه‌های مختلف در یک زمینه

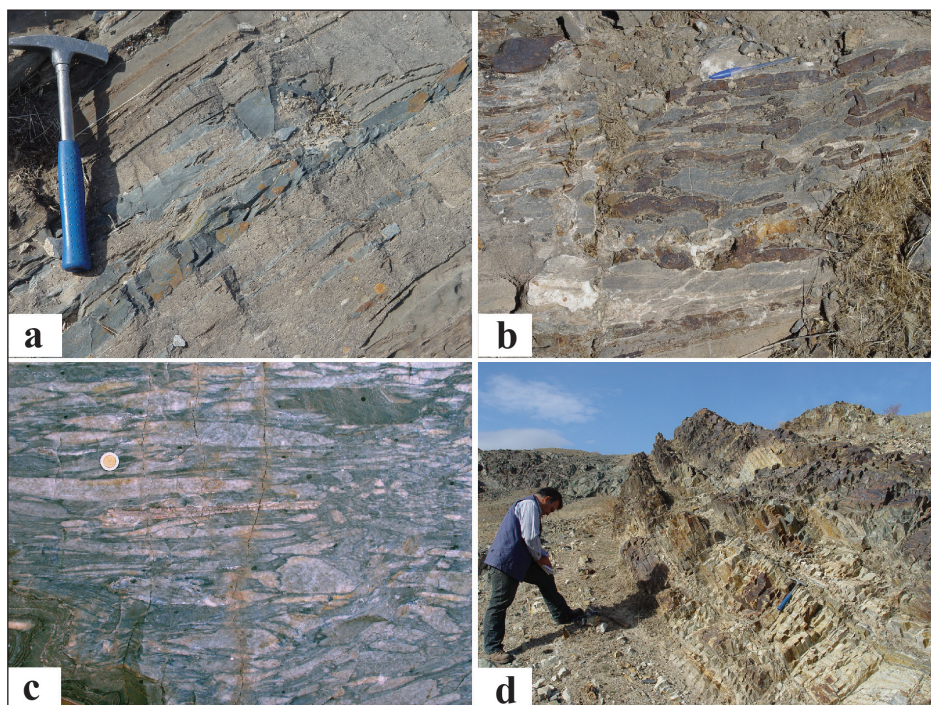
دارای برگ‌وارگی حضور دارند (شکل ۵-ا). چرت‌های رادیولاریتی در سنگ‌های متاکربناته حاوی فسیل *Entactinia* sp. نشان‌دهنده بازه سنی دونین تا پرمین هستند (Sheikholeslami and Kouhpeyma, 2012) (شکل ۵-ب).

کمان می‌رود قطعات کربناته موجود در متاکربنات و اولیستوستروم‌ها، مربوط به محیط پیش‌کمانی هستند که توسط دره‌های زیردریایی به محیط ژرف‌تر حمل شده‌اند (Alavi, 1991) (شکل‌های ۴ و ۵-ب). سنگ‌های آذرآواری در این توالی شامل لاپیلی توف، حاصل فوران‌های اسیدی تا حدواسط، در محیط دریایی کم‌ژرفا مربوط به بخش‌هایی از کمان آتشفشانی مشهد-پامیر هستند (Kazmin et al., 1986; Alavi, 1991; Natal'in and Sengör, 2005). سنگ‌های آتشفشانی در میان سنگ‌های با خاستگاه رسوبی رخمون دارند و به دلیل دگرشکلی‌های بعدی گاه برگ‌وارگی نشان می‌دهند (شکل ۵-د).



شکل ۴- مدل زمین‌ساخت-رسوبی حاشیه اقیانوس تنیس کهن در شمال خاور ایران. خاستگاه اولیه مجموعه دگرگونی مشهد در حوضه پیش‌کمانی-گودال اقیانوسی شکل گرفته و سپس در یک گوه افزایشی تکامل یافته است. فوران یک کمان آتشفشانی (کمان فریمان-دره انجیر؟) به درون حوضه پیش‌کمانی، مواد آذرآواری مجموعه دگرگونی مشهد را تشکیل داده است.

Figure 4. Tectono-sedimentary model of the Paleotethys margin in NE Iran. Provenance of the Mashhad metamorphic complex formed in trench and forearc basin and then evolved in an accretionary prism. Eruption of a volcanic arc, probably Fariman-Darreh-Anjir arc, into the fore arc basin form the pyroclastic material of the Mashhad metamorphic complex.



شکل ۵-انواع سنگ‌های مجموعه دگرگونی مشهد که نشان‌دهنده محیط رسوبی پیش‌کمانی و گودال اقیانوسی هستند. (a) اولیستوستروم‌ها حاوی قطعات کربناته با اندازه‌های مختلف در یک زمین دارای برگ‌وارگی. (b) چرت‌های رادیولاریتی در سنگ‌های متاکربناته. (c) قطعات کربنات مربوط به محیط کم‌ژرفا در متاکنگلومرا. (d) توف و لاپیلی توف دارای برگ‌وارگی که به نظر می‌رسد محصول فوران‌هایی زیر دریایی در محیط کم‌ژرفا هستند.

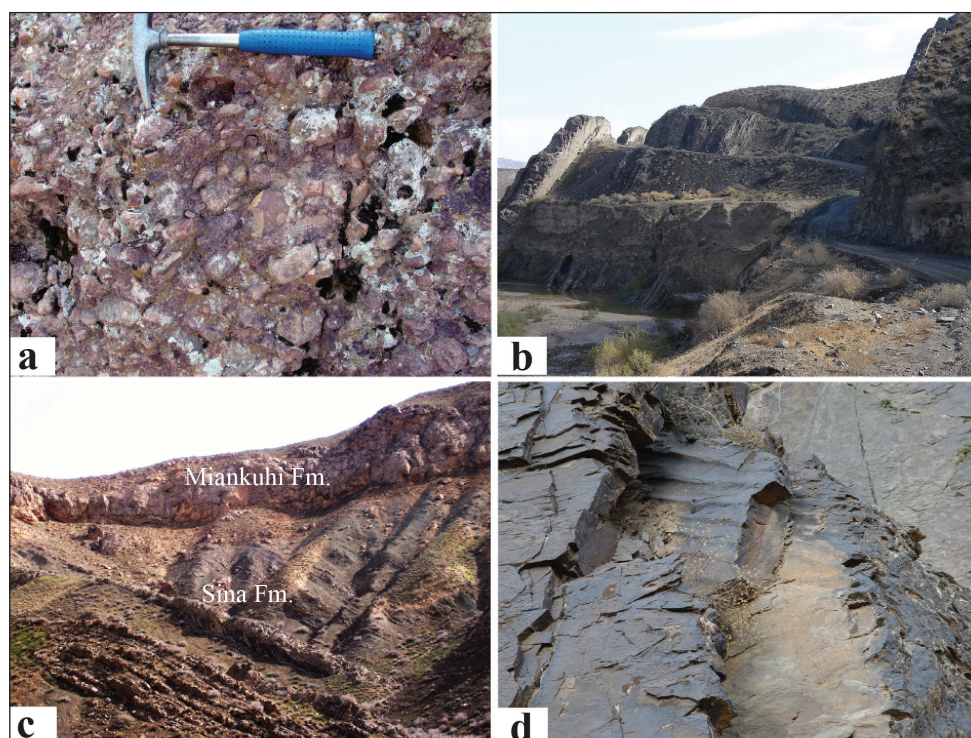
Figure 5. Different types of rocks in Mashhad metamorphic complex showing trench and fore arc sedimentary basins. a) Olistostromes contains different size exotic carbonate blocks in a foliated matrix. b) Radiolarian chert in meta-carbonate rocks. c) Carbonate debris from shallow carbonate environments in meta-conglomerate. d) Foliated tuff and lapilli tuff which supposed to be product of eruptions in subaerial or shallow marine environment.

(شکل ۸). داده‌های چینه‌شناسی، ساختاری، زمین‌شیمیایی توسط زانچتا و همکاران (Zanchetta et al., 2013) نشان می‌دهد که واحدهای آتشفشانی - رسوبی مجموعه‌های فریمان و دره‌انجیر در طول پرمین در یک حوضه در حال فرونشینی نهشته شده‌اند. توریدیت‌های سیلیسی-آواری از فرسایش یک کمان ماگمایی و پی‌سنگ آن حاصل شده و با کربنات‌ها و گدازه‌های بازالتی کالک‌آلکالن درهم آمیخته‌اند.

درهم‌آمیختگی سنگ‌های ماگمایی دارای ویژگی‌های مختلف زمین‌شیمیایی با مواد رسوبی را می‌توان به یک حوضه درون‌کمانی متأثر از گسلش در محیط فرافروانش مربوط دانست (Zanchetta et al., 2013). مواد آتشفشانی و آذرآواری درون مجموعه دگرگونی مشهد ممکن است با فوران این کمان ماگمایی در زمان پرمین مرتبط باشند (شکل ۴). از سوی دیگر، توپوز و همکاران (Topuz et al., 2018) بر پایه مطالعات زمین‌شیمیایی و کانی‌شناسی بر این باورند که بازالت‌های موجود در منطقه مشهد-فریمان دارای خاستگاه گوشته‌ای مرتبط با کافت‌های میان اقیانوسی و جزایر اقیانوسی هستند که به همراه واحدهای مافیک و اولترامافیک به عنوان باقیمانده‌های فلات اقیانوسی به مجموعه زمین درز تئیس کهن افزوده شده‌اند.

— **کمان باقیمانده:** قطعات گرانیتی در سازند قره‌قپان از فرسایش یک کمان گسیخته در قسمت شمالی حوضه پس‌کمانی ایجاد شده‌اند (قائمی و همکاران، ۱۳۷۸؛ Zanchetta et al., 2013). (شکل‌های ۶-۷a و ۷b). گرانیتویدهای مشابه، مربوط به رویداد وارسیکن، از توده زیرولا (Dzirula) در منطقه ماورا قفقاز گزارش شده‌اند (Sengör, 1990). این فعالیت ماگمایی می‌تواند به‌عنوان یک کمان باقی‌مانده، مرتبط با فروانش سنگ‌کره اقیانوسی تئیس کهن به زیر صفحه توران در نظر گرفته شود (شکل ۷-۸a). اگرچه اکنون اثری از این کمان دیده نمی‌شود، ولی بررسی‌های سن‌سنجی و ژئوشیمیایی روی بقایای این کمان که اکنون قطعات گرانیتی سازند قره‌قپان را تشکیل می‌دهند، نشان می‌دهد که این کمان سن ۳۱۴ میلیون سال داشته و از نوع کالک‌آلکالن، تیپ I، با پتاسیم بالا بوده است (Zanchetta et al., 2013).

— **کمان و حوضه درون‌کمانی یا سنگ‌های مرتبط با فلات اقیانوسی (مجموعه فریمان - دره‌انجیر):** اجزای تشکیل‌دهنده این مجموعه‌ها شامل سنگ‌های نفوذی مافیک - اولترامافیک، بازالت، توریدیت‌های سیلیسی-آواری و سنگ‌های آهک هستند که به‌عنوان بقایای افیولیتی اقیانوس تئیس کهن معرفی شده‌اند (Ruttner, 1991).

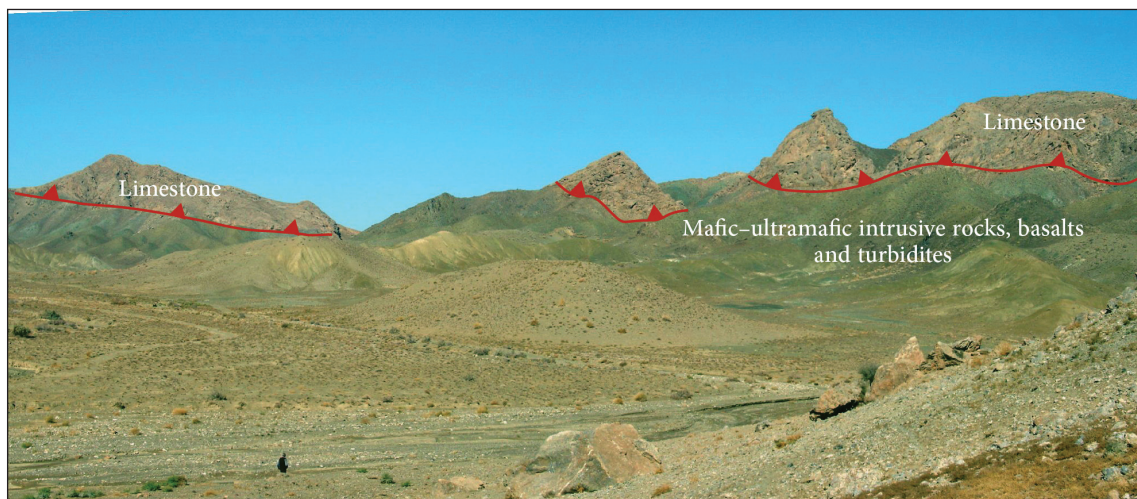
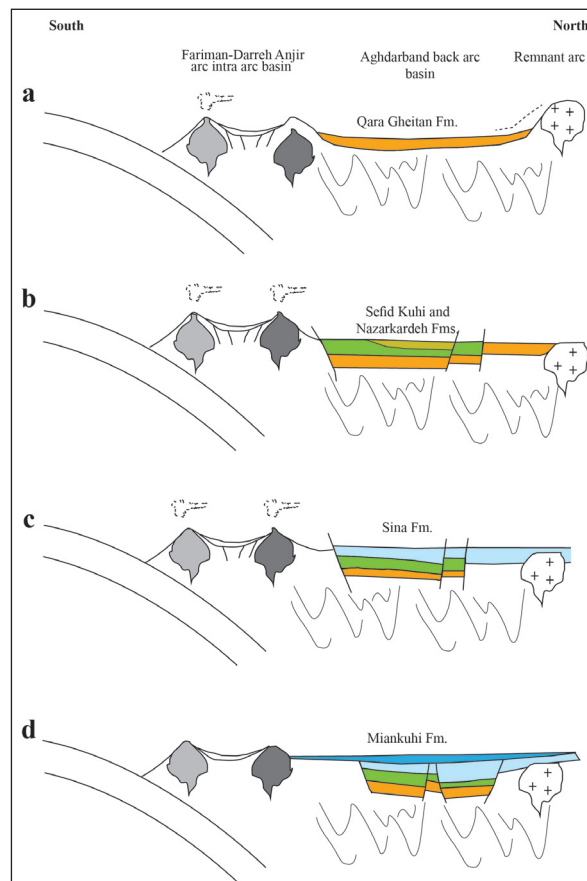


شکل ۶- تصاویر صحرایی از واحدهای سنگی تشکیل شده در حوضه پس‌کمانی و پیش‌بوم پیرامونی در کپه داغ و بینالود. (a) قلوه‌ای گرانیتی با سن کربنیفر در کنگلومرای قره‌قپان، منطقه آق‌در بند، (b) بخش بالایی سازند سینا که از ماسه‌سنگ آذرآواری و شیل‌های توفی تشکیل شده است. (c) ناپوستگی زاویه دار بین سازند سینا (پایین) و سازند میانکوهی (بالا)، حوضه پس‌کمانی آق‌در بند. (d) ماسه‌سنگ کم دگرگون در مجموعه فیلیت مشهد حاوی ساختارهای رسوبی اولیه از نوع موج‌نقش (ریپل مارک) که در محیط پیش‌بوم تشکیل شده‌اند، دامنه جنوبی بینالود.

Figure 6. Field photo of rock units formed in the back arc and the peripheral foreland basins of Kopeh-Dagh and Binalud regions. a) Granitic pebbles of Carboniferous age in Qara-Gheitan conglomerate, Aghdarband region; b) Upper part of Sina Formation constitute of steeply bedding volcanoclastic sandstone and tuffaceous shales, Aghdarband region; c) Unconformity between Sina Formation at the bottom and Miankuhi Formation at the top, Aghdarband region; d) Outcrops of metasandstone of Mashhad Phyllite contain original sedimentary structures (ripple marks), southern limb of Binalud Mountains.

شکل ۷- مدل رسوبی نمادین نهشته‌های گروه آق‌دربند در حوضه پس‌کمانی در حاشیه جنوبی صفحه توران، شمال‌خاور ایران. (a) رسوب‌گذاری سازند قره‌قپان در مراحل اولیه تشکیل حوضه پس‌کمانی. (b) رسوب‌گذاری سنگ آهک‌های محیط کم‌ژرفا تا سکوی شیب‌دار (رمپ) ژرف سازندهای سفید کوهی و نظرکرده. (c) تشکیل سازند سینا متشکل از مواد آتشفشانی حاصل از کمان فریمان و دره‌انجیر. (d) رسوب‌گذاری از نوع سکوی شیب‌دار کم‌ژرفای سازند میانکوهی (اصلاح شده از زانچی و همکاران (Zanchi et al., 2016) و مظاهری و همکاران (Mazaheri et al., 2022)).

Figure 7. Schematic depositional model of Aghdarband group in a backarc basin developed at the southern margin of Turan plate in NE Iran. a) Deposition of Qara-Gheitan Formation at the early stage of the back arc Formation. b) Deposition of shallow water to deep ramp limestones of Sefid-Kuhi and Nazarkardeh Formations. c) Sina Formation consists of volcanic material from Fariman and Dare-Anjir arc. d) Shallow ramp sedimentation of Miankuhi Formation (Modified after Zanchi et al., 2016; Mazaheri et al., 2022).



شکل ۸- مجموعه فریمان شامل سنگ‌های نفوذی مافیک-اولترامافیک، بازالت، توریدیت‌های سیلیسی آواری و قطعات گسلی از سنگ‌های آهک متبلور، شمال فریمان.

Figure 8. Fariman complex contain mélange of mafic-ultramafic intrusive rocks, basalts, siliciclastic turbidites and tectonic slices of crystallized limestones, north of Fariman.

بخش گسترده‌ای از این توالی دریایی است و با نهشته شدن سازند آواری قره‌قپان آغاز می‌شود (شکل ۹). سن سازند قره‌قپان توسط بالینی و همکاران (Balini et al., 2019) و روتنر (Ruttner, 1991) به تریاس پیشین نسبت داده شده است؛ باد و همکاران (Baud et al., 1991) آن را به پرمین پسین-تریاس پیشین و علوی و همکاران (Alavi et al., 1997) آن را به پرمین پسین نسبت داده‌اند.

- حوضه پس‌کمانی پرمین؟-تریاس (گروه آق‌دربند): گروه آق‌دربند به سن پرمین بالایی؟-تریاس بالایی؟ شامل رسوبات دریایی دگرشکل مرتبط با کمان است که بین یک کمان باقی‌مانده در شمال و کمان فریمان-دره‌انجیر در جنوب در حاشیه جنوبی اوراسیا رسوب کرده‌است (Ruttner, 1991; Natal'in and Sengör, 2005; Balini et al., 2019) (شکل‌های ۷ و ۹).

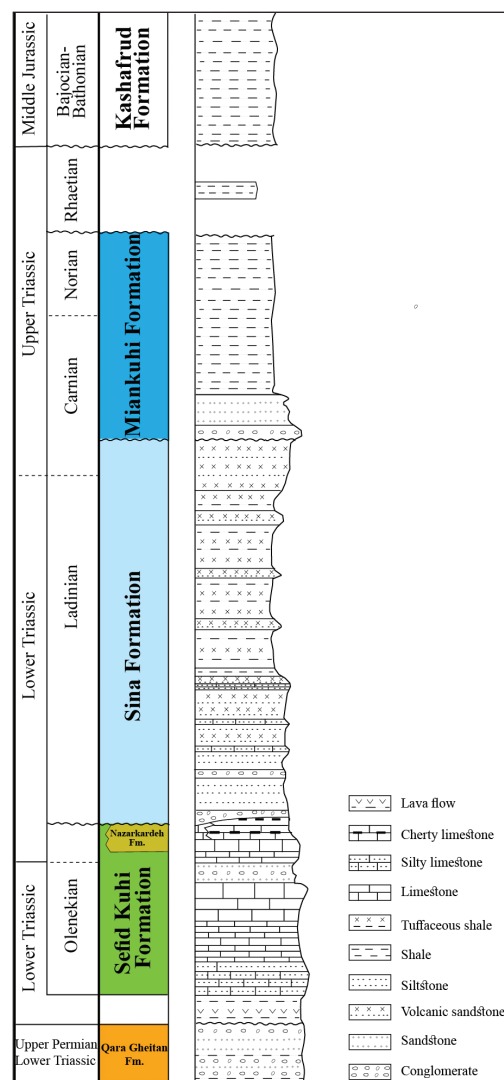
این سازندها توسط سازند سینا به سن لادنین تا کارنین شامل کنگلومرا و به دنبال آن رسوبات سکوی شیب‌دار (رمپ) ژرف، ماسه‌سنگ آتشفشانی و شیل‌های توفی پوشیده شده‌اند (شکل‌های ۷-b و ۹). رسوب‌گذاری سازند سینا توسط کنگلومرای آتشفشانی و لیت‌آرنایت (نشانگر محیط دشت آبرفتی)، در بخش بالایی به پایان می‌رسد (Baud et al., 1991). سازند نظرکرده به گونه ناپیوسته توسط کنگلومرای قاعده‌ای، ماسه‌سنگ، شیل، رسوبات پلاژیک و سنگ‌های آتشفشانی-آواری سازند سینا پوشیده شده‌است (Zanchi et al., 2016). شیل‌های سازند سینا که بر پایه رادیولرهای موجود به قدمت کارنین پسین تعیین شده‌اند، در یک محیط توریدیتی تشکیل شده‌اند (Donofrio, 1991).

رسوبات سکوی شیب‌دار کم‌ژرفای سازند میانکوهی، به سن کارنین-نورین، متشکل از ماسه‌سنگ، لایه‌های زغال‌سنگ و شیل به گونه ناپیوسته سازند سینا را می‌پوشاند (Ruttner, 1991) (شکل‌های ۷-c و ۹). سازند میان‌کوهی نشانگر محیط رسوبی دلتایی است که حاصل فرسایش مناطق فراخاسته ناشی از رخداد سیمیرین است (Robert et al., 2014; Ghasemi-Nejad et al., 2008). گرانیات تربت‌جام به سن تریاس پسین واقع در بخش خاوری‌تر منطقه بینالود در سازند میانکوهی نفوذ کرده است (Zanchetta et al., 2013).

### ۳-۵-۳- حوضه‌های رسوبی و واحدهای سنگی زمان برخورد

– **ماگماتیسزم برخوردی در مرحله واپسین فروراش:** گرانیتویدهای مشهد در شمال خاور ایران، بخشی از کمان جاده ابریشم هستند که در حاشیه جنوبی اوراسیا از شمال چین تا اروپا گسترش دارند (Natal'in and Şengör, 2005; Mirnejad et al., 2013). این کمان در نتیجه فروراش با شیب به سوی شمال پوسته اقیانوسی تنیس کهن به زیر صفحه توران تشکیل شده است (Shafaii-Moghadam et al., 2015). توده‌های گرانیتویدی طی سه مرحله فعالیت ماگمایی به درون سنگ‌های دگرگونی مشهد نفوذ کرده‌اند (Karimpour et al., 2010 a, b; Valizadeh and Karimpour, 1995). این رویدادهای ماگمایی، دو دسته توده گرانیتویدی نوع I و S ایجاد کرده‌اند. گرانیتویدهای نوع I حاوی کوارتز دیوریت مت‌آلومینوس تا پراآلومینوس، تونالیت و گرانودیوریت با سن ۲۱۷-۲۱۲ میلیون سال هستند که در مرحله فروراش ایجاد شده‌اند. مونزوگرانیات پراآلومینوس نوع S با سن ۲۰۰ میلیون سال در جریان برخورد نهایی ایران مرکزی با صفحه توران به وجود آمده است (Mirnejad et al., 2013). جایگیری توده‌های گرانیتویدی سبب ایجاد دگرگونی مجاورتی و تبلور کانی‌های جدید شامل کلریتوید، گارنت، آندالوزیت، استارولیت و کردیریت شده است (Sheikholeslami and Kouhpeyma, 2012; Sheikholeslami et al., 2019).

– **حوضه پیش‌بوم پیرامونی (تریاس پسین-زوراسیک پیشین):** بسته شدن اقیانوس تنیس کهن از زمان تریاس پسین، سبب تبدیل حاشیه شمالی صفحه ایران به یک حوضه پیش‌بوم شده است (Stampfli, 1996; Stampfli and Pillevuit, 1993; Wilmsen et al., 2009). این شرایط به طور همزمان در مناطق قفقاز، تالش و کپه‌داغ روی داده و رسوبات حاصل، حوضه فرونشسته خزر جنوبی و پیشانی رشته کوه‌های البرز را پر کرده‌اند (Zanchi et al., 2006; Brunet et al., 2009). در منطقه مورد مطالعه، حوضه رسوبی فلیت مشهد در ادامه خاوری حوضه پیش‌بوم پیرامونی البرز، بر روی توالی پالئوزوئیک شمال بلوک ایران مرکزی شکل گرفته است. چند ده متر کنگلومرا در قاعده فلیت مشهد رخمون دارند که دگرگونی درجه پایین در رخساره شست سبز را تجربه کرده‌اند. بررسی سنگ‌نگاری این کنگلومرا نشان‌دهنده وجود قطعات سنگ‌های دگرگونی مشهد در آن است (Sheikholeslami and Kohpeyma, 2012). بخش دیگری از رسوبات تشکیل شده در این حوضه از کمان قاره‌ای مجاور تشکیل شده‌اند (Chu et al., 2021). این بدان معناست که این حوضه مواد تشکیل دهنده خود را از مناطق فراخاسته مجاور دریافت



شکل ۹- ستون سنگ‌چینه‌ای واحدهای سنگی گروه آق‌دربند که در یک حوضه پس‌کمانی تشکیل شده‌اند (برگرفته از بالینی و همکاران (Balini et al., 2019)؛ روتنر (Ruttner, 1991, 1993)؛ زانچی و همکاران (Zanchi et al., 2016) و مظاهری و همکاران (Mazaheri et al., 2022)).

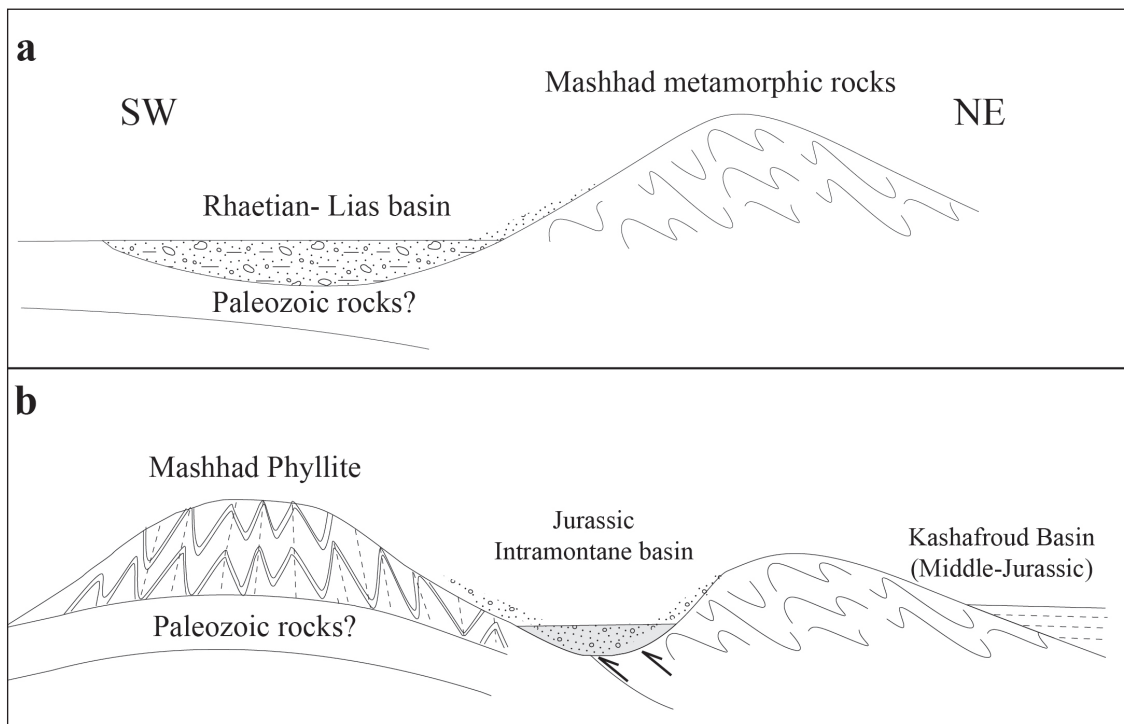
Figure 9. Lithostratigraphic column of the Aghdarband Group deposited in a backarc setting (after Ruttner, 1991, 1993; Zanchi et al., 2016; Balini et al., 2019; Mazaheri et al., 2022).

سازند قره‌قپطان رسوبات از نوع مولاس پسا‌هرسینی هستند که در یک محیط مخروط‌افکنه در لبه جنوبی صفحه توران در مجاورت حوضه اقیانوسی تشکیل شده‌اند (Baud et al., 1991) (شکل ۷-a). سنگ‌شناسی این سازند در اساس از کنگلومرا و ماسه‌سنگ تشکیل شده‌است (شکل‌های ۶-a و ۹).

سنگ آهک دریایی کم‌ژرفای سفیدکوهی با سن اولنکین سازند قره‌قپطان را پوشانده است و خود در زیر سنگ‌آهک‌های چرتی محیط ژرف سازند نظرکرده قرار می‌گیرد (Baud et al. 1991; Ruttner, 1993; Zanchi et al., 2016) (شکل‌های ۷-a، b و ۹). سازند نظرکرده شامل زیای آمونویدی و کنودونتی با سن آئیرین میانی هستند (Krystyn and Tatzreiter, 1991; Balini et al., 2019).

نهشته‌های این حوضه رسوبی پس از تشکیل توسط رویداد سیمربین میانی دگرشکل شده‌اند (شیخ‌الاسلامی، ۱۳۹۳) (شکل ۱۰- b).

کرده و می‌توان این حوضه را همانند حوضه‌های مشابه البرز و خزر جنوبی به عنوان یک حوضه پیش‌بوم در پیشانی یک منطقه فراخاسته در نظر گرفت (شکل ۱۰- a).



شکل ۱۰- a) تشکیل حوضه پیش‌بوم پیرامونی رتین- لیا س حاوی قطعات سنگ‌های دگرگون مشهد. b) دگرگونی درجه پایین رسوبات پرکننده حوضه پیش‌بوم و تشکیل مجموعه فیلیت مشهد. حوضه آواری درون کوهی ژوراسیک میانی تا بالایی از مواد فرسایش یافته شامل سنگ‌های دگرگونی مشهد و فیلیت مشهد پر شده است (برگرفته از شیخ‌الاسلامی و کوه‌پیمایا، ۲۰۱۲- Sheikholeslami and Kouhpeyma, 2012).

Figure 10- a) Formation of the Rhaetian-Lias peripheral foreland basin filled with metamorphic components. b) Low-grade metamorphism of the infilling sediments and generation of Mashhad Phyllite. The Middle to Upper Jurassic detrital basin was filled with eroded material of metamorphic rocks and of Mashhad Phyllite in an intramontane basin (After Sheikholeslami and Kouhpeyma, 2012).

شامل رسوبات رودخانه ای حاوی کنگلومرا، شیل، ماسه سنگ و رگه‌های زغالی است (سازند بازحوض، Wilmsen et al., 2009). قطعات کنگلومرا از سنگ‌های دگرگونی و اولترابازیک تشکیل شده‌اند. بخش سوم این واحد به نام سازند آغنج، کنگلومرای کوارتزی است که خاستگاه آن به احتمال گرانیت مشهد است (Sheikholeslami and Kouhpeyma, 2012). در شمال کوه‌های بینالود، واحدهای سنگی معادل گروه شمشک به گونه پیش‌رونده توسط سازند کشف‌رود به سن ژوراسیک میانی (بازوسین بالایی- کالوین) پوشیده می‌شوند (Taheri et al., 2009).

– **حوضه درون کوهی ژوراسیک میانی:** فیلیت مشهد توسط توالی رسوبی غیردریایی ژوراسیک زیرین تا میانی، مشابه با گروه شمشک در البرز، پوشیده می‌شود (Fursich et al., 2009) (شکل ۱۱). قدیمی‌ترین بخش این واحد (عضو درخت توت سازند عارفی) از کنگلومرای قاعده‌ای با جورشدگی ضعیف و خمیره رسی تشکیل شده است (Wilmsen et al., 2009). قطعات این کنگلومرا از سنگ‌های بازیک و اولترابازیک، ماسه‌سنگ، فیلیت و سنگ آهک تشکیل شده‌اند. عضو کورتیان حاوی کنگلومراهای دانه‌ریز با قطعات گرد شده است که رسوب‌گذاری در یک سامانه رودخانه شریانی نزدیک را نشان می‌دهد. بخش دوم این توالی

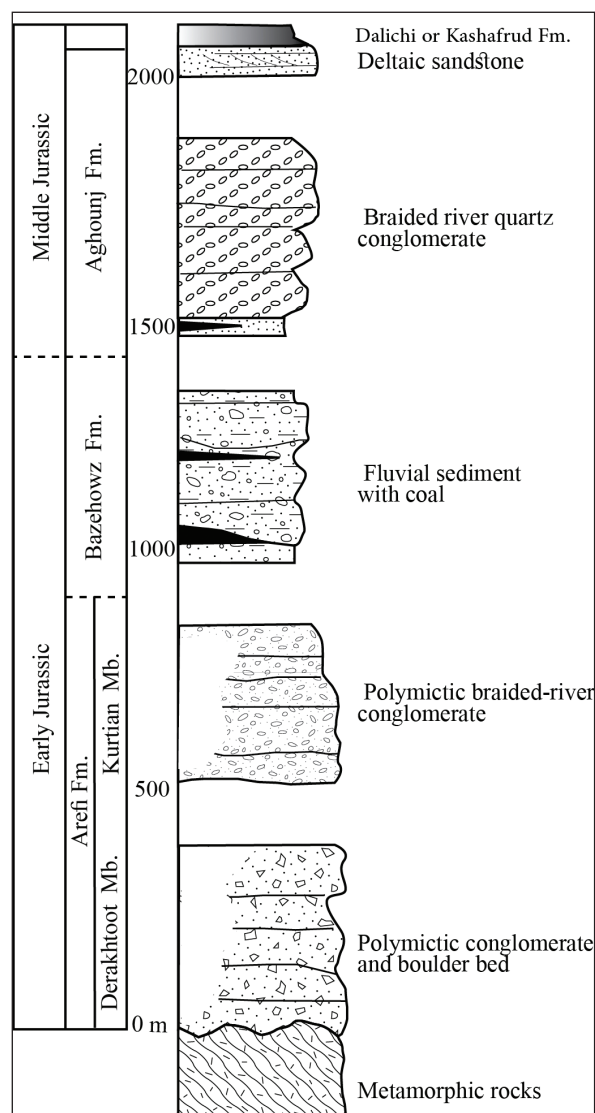
کافت و توپوگرافی زیردریایی است که توسط زمین‌ساخت بلوکی کنترل شده است (Taheri et al., 2009) (شکل ۱۲). محیط‌های رسوبی سازند کشف‌رود شامل مخروط‌افکنه‌های غیردریایی و رودخانه‌های شریانی در پایین‌ترین قسمت توالی تا محیط رسوبی دلتایی، شیب و حوضه ژرف دریایی در قسمت بالایی متغیر هستند (Taheri et al., 2009).

– **حوضه سکوی کربناته ژوراسیک بالایی تا ائوسن:** رویداد سیمربین میانی سبب پیش‌روی گسترده و ایجاد یک دریای برقاره‌ای شامل محیط‌های حوضه‌ای و سکویی در شمال و شمال خاوری ایران تقسیم شده است. سنگ‌های ژوراسیک بالایی تا ائوسن حوضه کپه‌داغ متعلق به چنین سکوی کربناته هستند و شامل توالی متفاوتی از نهشته‌ها همچون رسوبات دریای آزاد تا حوضه‌های رسوبی رودخانه‌ای در شمال خاوری ایران هستند (Brunet et al., 2003) (شکل ۱۲ و جدول ۱). قاعده سکوی کربناته در منطقه بینالود با کربنات کم‌ژرفا و سنگ‌های سیلیسی آواری که نشانگر نهشته‌های قاره‌ای و به احتمال رودخانه‌ای هستند، مشخص می‌شوند (Mahboubi et al., 2005). این توالی با رسوب‌گذاری سازند چمن‌بید در محیط شیب سکوی کربناته ادامه می‌یابد (Majidifard, 2003). فرایند رسوب‌گذاری با نهشته‌های کربناته پساکافی سازند مزدوران که بیشتر از سنگ‌های آهک، دولومیت، مارن، شیل و لایه‌های سیلیسی آواری و تبخیری تشکیل شده‌اند، ادامه می‌یابد. تغییرات سنگ‌شناسی و تغییرات ستبرای جانبی مشخص و ناگهانی سازند مزدوران می‌تواند مربوط به بلندی‌های قدیم درون حوضه، پس از کافت ژوراسیک میانی در البرز و کپه‌داغ باشد (Robert et al., 2014). مرز بین سازند چمن‌بید و سازند مزدوران تنها سطح فرسایشی در قسمت خاوری سکو است که در داده‌های لرزه‌ای قابل شناسایی است (Kavoosi, 2009). رسوب‌گذاری بر روی سکوی کربناته کپه‌داغ با تشکیل سازند خانگیران در محیط دریای آزاد تا محیط دریایی کم‌ژرفا پایان می‌یابد (Robert et al., 2014).

– **حوضه پیش‌بوم الیگوسن-پلیوسن:** رسوبات قاره‌ای به سن الیگوسن تا پلیوسن در کنار یک کمربند در حال رشد، در جنوب رشته‌کوه‌های البرز و ادامه خاوری آن، به صورت حوضه پیش‌بوم تشکیل شده‌اند (Jackson et al., 2002; Brunet et al., 2003; Allen et al., 2003). این شرایط مشابه تشکیل حوضه پیش‌بوم امروزین خلیج فارس در جنوب رشته‌کوه‌های زاگرس است (Halingworth et al., 2010).

رسوب‌گذاری در این حوضه به دنبال فراخاست گسترده ناحیه‌ای، وارونگی زمین‌ساختی و بازفعال شدن گسل‌های مرزی و یا تشکیل گسل‌های راندگی جدید آغاز شده است (Allen et al., 2003; Brunet et al., 2003). این فرایند به طور همزمان در رشته‌کوه‌های قفقاز، تالش و البرز روی داده و مواد فرسایشی حاصل از آن منبع اصلی رسوبات پرکننده حوضه خزر جنوبی، دشت البرز و همچنین مناطق کپه‌داغ و بینالود هستند (Brunet et al., 2009). محیط رسوب‌گذاری این توالی در شمال نیشابور، در خاور ناحیه مورد بررسی، کانال رودخانه و حاشیه رودخانه‌ای تعیین شده است (دهنوی و همکاران، ۱۳۹۱).

– **حوضه مولاسی پساکوهزادی:** همانند حوضه البرز و حوضه خزر جنوبی، ناحیه کپه‌داغ - بینالود تحت اثر رویداد زمین‌ساختی آلپ پسین در زمان پلیوسن-پلیستوسن قرار گرفته است. این رویداد سبب فراخاست ناحیه‌ای و تشکیل حوضه‌ای شده که در آن رسوبات جوان از نوع مولاس، نهشته‌های بادی، رودخانه‌ای و آبرفتی نهشته شده‌اند. این رسوبات به صورت محلی با فعالیت‌های آتشفشانی و آذرآواری به شکل توف و آندزیت همراه هستند. توالی رسوبی یاد شده، در جریان تغییرات ساختاری از سامانه‌های گسلش راندگی به سامانه‌های گسلش شیب‌لغز تا راستالغز، به دنبال بازچیدمان زمین‌ساختی در شمال خاوری ایران تشکیل شده است (Shabanian et al., 2009).



شکل ۱۱- ستون سنگ‌چینه‌ای توالی درون کوهی ژوراسیک زیرین-میانی در منطقه بینالود شامل سازندهای عارفی، بازحوض و آغنج (باز رسم از ویلمسون و همکاران - Wilmsen et al., 2009).

Figure 11. Lower-Middle Jurassic intramontane succession in Binalud region containing Arefi, Bazhowz and Aghong Formations (redrawn after Wilmsen et al., 2009).

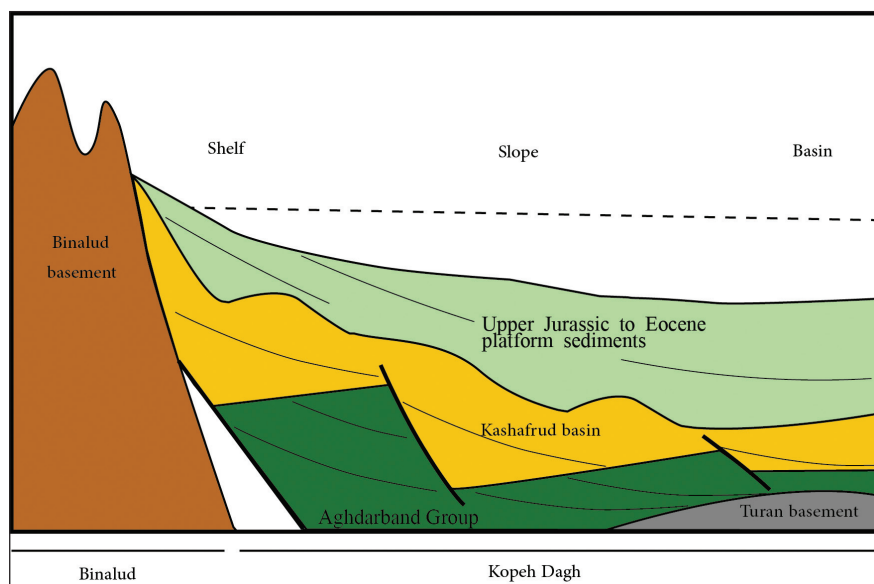
از آنجا که توالی آواری یاد شده، در اثر فرسایش به سمت سنگ‌های دگرگون فراخاسته در شمال خاوری ریز می‌شود و بر روی پی سنگ تغییر شکل یافته رسوب می‌کند، می‌تواند به عنوان حوضه درون کوهی بین مجموعه دگرگونی مشهد و فلیت‌های مشهد در نظر گرفته شود (Wilmsen et al., 2009) (شکل ۱۰-ب).

### ۳-۴- حوضه‌های رسوبی پسا بر خوردی

– **حوضه رسوبی کافتی کشف‌رود:** حوضه کپه‌داغ از زمان ژوراسیک میانی و پس از بسته شدن اقیانوس تنیس کهن در بخش جنوبی حوضه آمودریا گسترش یافته است (Thomas et al., 1999; Ulmishek, 2004). رسوبات حاصل از این فرایند در حوضه کافتی کشف‌رود در شمال خاوری ایران انباشته شده‌اند (Fursich et al., 2009). ستبرا و رخساره سازند کشف‌رود در نقاط مختلف متفاوت و نشانگر فاصله از حاشیه

شکل ۱۲- مدل رسوبی تشکیل سازند کشف‌رود بر روی یک حوضه کنترل شده توسط گسل‌های عادی. این حوضه سپس ژرف شده و رسوبات سکوی کریناته ژوراسیک بالایی تا اتوسن بر روی آن نهشته شدند (برگرفته با اصلاحات از طاهری و همکاران - Taheri et al., 2009).

Figure 12. Schematic deposition model of the Kashafrud Formation on a fault-controlled basin. The basin was later deepened and platform sediments of Upper Jurassic to Eocene were deposited (Modified after Taheri et al., 2009).



جدول ۱- ویژگی سنی، سنگ‌شناختی و محیط رسوبی سازندهای تشکیل شده بر روی سکوی کریناته ژوراسیک بالایی تا اتوسن (داده‌ها از افشار حرب (۱۳۷۳)؛ اخلاقی و همکاران (۱۳۸۵)؛ علامه و قاسمی نژاد (۱۳۸۷)؛ قاسمی نژاد و رضایی (۱۳۸۸)؛ علامه و مرادیان (۱۳۸۸)؛ کریمیان طرقله و همکاران (۱۳۹۲)؛ طباطبایی و همکاران (۱۳۹۲)؛ شکری و همکاران (۱۳۹۳)؛ لاسمی (۱۳۹۵)؛ شهیدی (Shahidi, 2008)؛ کاووسی (Kavoosi, 2009)؛ ریوندی و همکاران (Rivandi et al., 2013)؛ شرفی و همکاران (Sharafi et al., 2012)؛ روبرت و همکاران (Robert et al., 2014)).

Table 1. Lithology, age and sedimentary environment of formations formed on the upper Jurassic to Eocene Carbonate platform. (Data from Afshar-Harb, 1994; Lasemi, 1995; Akhlaghi et al., 2006; Allameh and Ghaseminejad, 2008; Shahidi, 2008; Kavousi et al., 2009; Ghaseminejad and Rezaei, 2009; Allameh and Moradian, 2010; Rivandi et al., 2013; Sharafi et al., 2012; Karimian-Targhabeh et al., 2013; Tabatabai et al., 2013; Shokri et al. 2013; Robert et al., 2014).

| Formation    | Age                             | Lithology                                              | Sedimentary environment                |
|--------------|---------------------------------|--------------------------------------------------------|----------------------------------------|
| Chaman Bid   | Bajocian to Tithonian           | Shale and marly sandstone                              | Shallow marine                         |
| Muzduran     | Callovian-Kimmeridgian          | Limestone and dolomite                                 | Tidal and costal                       |
| Shurijeh     | Late Tithonian-Hauterivian      | Conglomerate, sandstone and shale                      | Fluvial, meander, and Lacustrine       |
| Tirgan       | Barremian                       | Orbitolina limestone with shale                        | Open sea, back bar, lagoonal and tidal |
| Sarcheshmeh  | Bajocian-Aptian                 | Limestone, shale and marl                              | Tidal to open sea                      |
| Sanganeh     | Albian                          | Shale, marl, sandstone, siltstone and limestone        | Coastal to open sea                    |
| Aitamir      | Albian to Cenomanian            | Sandstone, shale, siltstone and carbonate              | Open sea, coastal, bar and lagoonal    |
| Abderaz      | Late Santonian                  | Calcareous shale, marly shale and limestone            | Shallow marine to open sea             |
| Abtalkh      | Campanian                       | Calcareous shale and limestone                         | Distal marginal to marginal basin      |
| Kalat        | Late Campanian to Maastrichtian | Limestone, sandy limestone                             | Lagoonal, back bar, open sea           |
| Neyzar       | Maastrichtian                   | Sandstone and shale                                    | Shallow marine sea                     |
| Pestehligh   | Paleocene                       | Sandstone, conglomerate and siltstone                  | Fluvial                                |
| Chehel Kaman | Early to Middle Paleocene       | Limestone, dolomite, conglomerate, sandstone and shale | Lagoonal, back bar, open sea           |
| Khangiran    | Late Paleocene-Eocene           | Shale                                                  | Open sea to shallow marine basin       |

#### ۴- بحث و تفسیر ژئودینامیکی

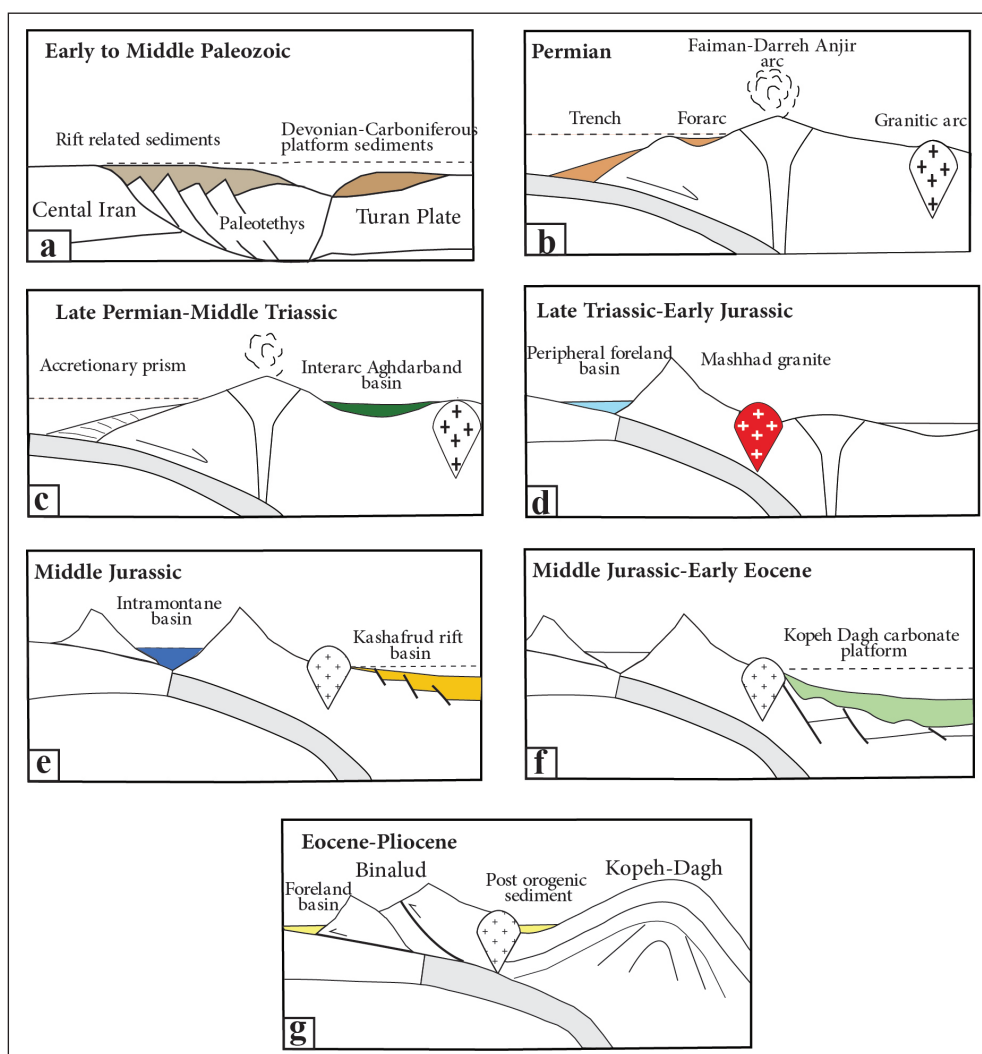
رویداد ماگمایی حاشیه غیرفعال جنوب صفحه توران را به یک حاشیه فعال تبدیل کرده است.

با ادامه فرورائش در زمان پرمین، کمان و حوضه درون‌کمانی فریمان و دره انجیر، گودال اقیانوسی و حوضه پیش‌کمانی در لبه صفحه توران تشکیل شده‌اند (Alavi, 1991) (شکل ۱۳-ب). پروتولیت سنگ‌های رسوبی مجموعه دگرگونی مشهد در ناحیه گودال اقیانوسی و حوضه پیش‌کمان رسوب کرده و سپس در هنگام ورود به گوه افزایشی، با پوسته اقیانوسی درهم آمیخته‌اند (Alavi, 1991; Sheikholeslami and Kouhpeyma, 2012). لایه‌های آذرآواری در مجموعه دگرگونی مشهد ممکن است حاصل فوران مواد آتشفشانی کمان فریمان-دره‌انجیر در حوضه پیش‌کمانی و درون گوه افزایشی باشند. مجموعه کمان-درون‌کمانی فریمان و دره‌انجیر را می‌توان بخشی از کمان پامیر-مشهد دانست که در قسمت جنوبی صفحه توران گسترش یافته است (Kazmin et al., 1986; Alavi, 1991; Natal'in and Sengör, 2005).

در این بخش، بر اساس حوضه‌های زمین‌ساخت-رسوبی توصیف شده پیرامون ناحیه درز تنیس کهن، به بررسی جایگاه زمین‌ساختی هر یک از این حوضه‌ها در جریان تکامل ژئودینامیکی شمال‌خاوری ایران می‌پردازیم.

در دوران پالئوزویک زیرین تا میانی، رسوبات مربوط به حوضه‌های کافی پروتوتیس و تنیس کهن در بخش شمالی گندوانا، در ایران مرکزی و البرز نهشته شده‌اند. در زمان دونین-کربنفر، رسوبات سکوی صفحه توران در حاشیه شمالی اقیانوس تنیس کهن تشکیل شده‌اند (شکل ۱۳-ا).

حاشیه غیرفعال اقیانوس تنیس کهن دست کم تا زمان کربنفر، یعنی زمانی که کمان گرانیته قره‌قروم-مانکیشلاک (Natal'in and Sengör, 2005) بر روی صفحه توران شکل گرفته، پایدار بوده است (Zanchetta et al., 2013). بقایای این کمان ماگمایی کالک آلکال به سن کربنفر بالایی را می‌توان به صورت قله‌های گرانیته در سازند قره‌قپطان مشاهده نمود (قائمی، ۱۳۸۸؛ Zanchetta et al., 2013). این



شکل ۱۳- بازسازی ژئودینامیکی توالی رویدادهای زمین‌ساختی مربوط به باز شدن و بسته شدن اقیانوس تنیس کهن در شمال‌خاور ایران (بدون مقیاس). برای توضیح بیشتر به متن مراجعه کنید.

Figure 13. Geodynamic reconstruction of the sequence of the events related to the opening and closure of the Paleotethys Ocean in NE Iran (not to scale). See text for detail.

کربناته حوضه کپه‌داغ تشکیل شده‌اند (Brunet et al., 2003) (شکل ۱۳-f). این حوضه در سنوزویک به دنبال همگرایی از سوی شمال خاور، بین بلوک‌های ایران مرکزی و صفحه توران، معکوس شده است (Robert et al., 2014) (شکل ۱۳-g). فرسایش و رسوب‌گذاری رسوبات رودخانه‌ای و دریاچه‌ای سبب تشکیل حوضه پیش‌بوم در مقابل کوه‌های بینالود (Jafarian et al., 2014) و رسوبات مولاسی پس از کوهزایی در گودال‌های کوهپایه‌ای کپه‌داغ و بینالود شده است (شکل ۱۳-h).

## ۵- نتیجه‌گیری

داده‌های زمین‌شناسی ارائه شده در این پژوهش، نشان‌دهنده رابطه نزدیک بین رویدادهای زمین‌ساختی و ایجاد حوضه‌های رسوبی مختلف در شمال خاوری ایران هستند. چندین حوضه رسوبی تحت کنترل زمین‌ساخت در طول تکامل تنبیس کهن شامل مراحل کافت، فروورانش و برخورد بین ایران مرکزی و صفحات توران شناسایی و معرفی شده‌اند. حوضه حاشیه‌ای غیرفعال ایران مرکزی و حوضه سکوی دونین - کربنفر صفحه توران حوضه‌هایی هستند که در مرحله کافت تشکیل شده‌اند. حوضه گودال-پیش‌کمانی مشهد، کمان و حوضه درون‌کمانی فریمان-دره‌انجیر و حوضه پس‌کمانی آق‌دربند در زمان فروورانش شکل گرفته‌اند. گرانت مشهد، حوضه پیش‌بوم پیرامونی تریاس پسین - ژوراسیک زیرین و حوضه‌های درون‌کوهی ژوراسیک زیرین تا میانی، در قسمت داخلی منطقه بینالود، حاصل برخورد صفحه توران با صفحه ایران مرکزی هستند. در نهایت، حوضه کافتی کشف‌رود، سکوی کربناته ژوراسیک بالایی تا ائوسن، حوضه پیش‌بوم الیگوسن-پلیوسن و حوضه پرشده از رسوبات مولاس پس از کوهزایی، حوضه‌های پس‌برخوردی هستند. بررسی‌های چینه‌نگاری سکانشی واحدهای مختلف سنگی، دانسته‌های بیشتری در ارتباط با تکامل زمین‌ساخت-رسوبی این ناحیه به دست خواهد داد.

در زمان پرمین پسین تا تریاس میانی، گروه آق‌دربند در یک حوضه پس‌کمانی بین کمان فریمان-دره‌انجیر و کمان باقیمانده گرانتی شمالی نهشته شد (شکل ۱۳-c). بدین ترتیب مواد آتشفشانی سازند سینا ممکن است حاصل فوران آتشفشانی کمان فریمان-دره‌انجیر باشند (شکل ۹).

در تریاس پسین، کوهزایی از نوع برخورد، سبب دگرگونی رخساره آمفیولیت و دگرشکلی ترافشارشی رسوبات کمان-گودال اقیانوسی و تشکیل مجموعه دگرگونی مشهد شده است (Boulin, 1990; Alavi, 1991; Karimpour et al., 2006; Sheikhholeslami and Kouhpeyma, 2012). به دنبال این برخورد، توده‌های گرانیتویدی به داخل سنگ‌های دگرگونی نفوذ کرده‌اند (شکل ۱۳-d). بالا آمدن ناشی از برخورد و فرسایش سنگ‌های دگرگونی و کمان قاره‌ای در حاشیه فعال صفحه توران حوضه رسوبی فلیت مشهد را به گونه یک حوضه پیش‌بوم پیرامونی ایجاد می‌کند (Sheikhholeslami and Kouhpeyma, 2012; Chu et al., 2021) (شکل ۱۳-d). افزون بر ناحیه بینالود، مواد فرسایشی این رویداد در حوضه‌های فرونشسته خزر جنوبی و پیش بوم البرز نیز نهشته شده‌اند (Brunet et al., 2009; Fursich et al., 2009; Wilmsen et al., 2009; Naeimi et al., 2022).

ادامه همگرایی بین صفحات توران و ایران مرکزی در جریان رویداد سیمین میانی سبب دگرشکلی و دگرگونی این رسوبات و تبدیل آنها به مجموعه فلیت مشهد شده است (Sheikhholeslami and Kouhpeyma, 2012).

در ژوراسیک میانی، یک حوضه کافتی در ادامه حوضه خزر جنوبی، با رسوب‌گذاری سازند کشف‌رود در شمال خاوری ایران تشکیل شده که در نهایت به تشکیل حوضه کپه‌داغ انجامیده است (Taheri et al., 2009). در قسمت داخلی پهنه برخوردی، در منطقه بینالود، رسوبات آواری ناشی از فرسایش مجموعه دگرگونی مشهد و فلیت مشهد، در یک حوضه درون‌کوهی انباشته شده‌اند (شکل ۱۳-e). در زمان ژوراسیک میانی تا ائوسن، نهشته‌های گوناگون از نهشته‌های دریای آزاد تا نهشته‌های رودخانه‌ای بر روی سکوی

## کتابنگاری

- اخلاقی، م.، محبوبی، ا.، موسوی حرمی، س.ر.، نجفی، م.، ۱۳۸۵. تفسیر تاریخچه رسوب‌گذاری و پس از رسوب‌گذاری سازند سرچشمه (آپسین زیرین) در ناحیه جنوب آق‌دربند، شرق حوضه رسوبی کپه‌داغ - شمال شرق ایران، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، شماره (۱)، ۲۳، ص ۱۷۷-۱۹۴.
- افشار حرب، ع.، ۱۳۷۳. زمین‌شناسی کپه‌داغ. طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران. ۲۷۶ ص.
- پورلطیفی، ع.، ۱۳۸۰. نقشه زمین‌شناسی طبقه، مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- دهنوی، د.، محمودی قزایی، م.، ح.، موسوی حرمی، ر.، قائمی، ف.، ۱۳۹۱. اثر فسیل‌های قاره‌ای در رسوبات الیگوسن پهنه بینالود، شمال نیشابور، رخساره‌های رسوبی، شماره (۱)، ۵، ص ۴۶-۶۰.
- رحیمی، ب.، قائمی، ف.، ۱۳۹۳. رسوب‌گذاری و ارتباط با تکنیک راندگی‌ها، رخساره‌های رسوبی، (۷)، ۲، ص ۲۱۸-۲۳۵.
- شکری، ن.، قاسمی نژاد، ا.، عاشوری، ع.، ۱۳۹۳. استفاده از عناصر پالینولوژیکی در تعیین محیط دیرینه سازند سنگانه در برش سنگانه، شرق حوضه کپه‌داغ، نشریه علمی پژوهشی دیرینه‌شناسی، شماره (۱)، ۲، ص ۳۵-۴۸.
- شیخ الاسلامی، م.ر.، ۱۳۹۳. اثرهای رویداد سیمین میانی در شمال خاور ایران، فصل‌نامه علوم زمین، شماره ۹۴، ۳۰۷-۳۱۴.
- طاهری، ج.، قائمی، ف.، ۱۳۷۳. نقشه زمین‌شناسی مشهد، مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- طباطبایی، پ.، لاسمی، ی.، اصیلان مهابادی، ح.، ۱۳۹۲. رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند شوربچه در برش‌های قرقره و خانگیران، خاور حوضه رسوبی کپه‌داغ، ماهنامه علمی ترویجی اکتشاف و تولید نفت و گاز، شماره ۱۰۴، ص ۷۲-۷۸.
- علامه، م. و قاسمی‌نژاد، ا.، ۱۳۸۷. پالینولوژی و محیط دیرینه سازند نیزار در شرق حوضه رسوبی کپه‌داغ. مجله علوم دانشگاه تهران، شماره (۲)، ۳۴، ص ۱۷۳-۱۸۵.
- علامه، م. و مرادیان، ف.، ۱۳۸۸. پالینولوژی و آنالیز محیط دیرینه سازند آبدراز در حوضه رسوبی کپه‌داغ، مجله علوم دانشگاه تهران، شماره (۴)، ۳۵، ص ۱۰-۱۰.
- علوی، م.، رحیمی، ب.، علوی‌نایینی، م.، و پورلطیفی، ع.، ۱۳۷۶. نقشه زمین‌شناسی طبقه، مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- قائمی، ف.، قائمی، ف.، حسینی، ک.، ۱۳۷۸. نقشه زمین‌شناسی نیشابور، مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- قائمی، ف.، ۱۳۸۴. نقشه زمین‌شناسی آق‌دربند، مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- قائمی، ف.، ۱۳۸۸. جایگاه تکنونیک رخساره‌های رسوبی مجموعه پی‌سنگی حوضه کپه‌داغ، رخساره‌های رسوبی، شماره (۱)، ۲، ص ۶۱-۸۰. SED.FACIES.V2I1.2071/10.22067.
- قاسمی‌نژاد، ا. و رضایی، ز.، ۱۳۸۸. پالینولوژی و ارزیابی پتانسیل نفتی سازند آب‌تلخ (کامپاین زیرین - ماستریشین زیرین) در حوضه رسوبی کپه‌داغ، شمال شرق ایران. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، شماره (۱)، ۲۵، ص ۵۳-۵۶.
- کریمیان طبقه، ع.، موسوی حرمی، ر.، محبوبی، ع.، ۱۳۹۲. محیط رسوب‌گذاری و چینه‌نگاری سکانشی سازند پسته‌لیق در مرکز کپه‌داغ (درگز)، فصلنامه علوم زمین، شماره ۸۸، ص ۱۲۱-۱۳۰.

کمالی، ا.، پیروج، ه.، نعمتی، ف.، عامری، ع.، فدائیان، م.، ۱۳۹۱. سنگ‌شناسی و جایگاه زمین‌ساختی بازالت دیزباد نیشابور، فصل‌نامه علوم زمین، شماره ۸۴، صص ۱۱۳-۱۱۸.  
لاسمی، ی.، ۱۳۷۹. رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سنگ‌های پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران. کتاب شماره ۷۸. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۸۰ ص.  
واعظ‌جوادی، ف.، پورلطیفی، ع.، ۱۳۸۱. زمین‌شناسی و سن فیلیت‌های مشهد در گستره دیزباد بالا در کوه‌های بینالود، فصل‌نامه علوم زمین، شماره ۴۳-۴۴، صص ۸۰-۸۷.  
نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

## References

- Afshar-Harb, A., 1979. The Stratigraphy tectonics and petroleum geology of the Kopet-Dagh Region, Northeast Iran. Ph.D Thesis, University of London, London, 316 p.
- Afshar-Harb, A., 1994. *Geology of the Kopeh-Dagh. Treatise on the Geology of Iran 11: 1- 276, 61 Figs.; Tehran. (In Persian).*
- Akhlaghi, M. A. S., Mahboubi, A., Mousavi-Harami S. R., and Najafi, M., 2006. *Depositional and post depositional history of the Sarcheshmeh Formation (lower Aptian) in south of Aghdarband area, eastern Kopeh-Dagh basin, NE Iran. Science, Research journal of university of Isfahan, 23(1)177-194 (In Persian).*
- Alavi, M., 1979. The Virani ophiolite complex and surrounding rocks. *Geologische Rundschau* 68 (1), 334-341.
- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Palaeotethys remnants in northeastern Iran. *Geol. Soc. Am. Bull.* 103, 983-992.
- Alavi, A., Rahimi, B., Alavi Naini, M., and Pourlatifi, A., 1997. *Geological Map of Torghabeh, Scale 1:100,000. Geological Survey of Iran, Tehran. (In Persian).*
- Allameh, M., and Ghassemi-Nejad, E., 2008. *Palynology and Paleoenvironmental study of the Neyzar Formation in East of Kopeh-Dagh Sedimentary Basin. Journal of Science, University of Tehran. 34(2), 173-185. (In Persian).*
- Allameh, M., and Moradian, F., 2010. *Palynology and Paleoenvironmental Study of the Abderaz Formation in Kopeh-Dagh Sedimentary Basin, Journal of Science, University of Tehran. 35 (4) 302708. (In Persian).*
- Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Sharabi, M., and Qorashi, M., 2003. Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology*, 25, 659-672.
- Ballato, P., Uba, C. E., Landgraf, A., Strecker, M. R., Sudo, M., Stockli, D. F., Friedrich, A., and Tabatabaei, S. H., 2011. Arabia-Eurasia continental collision: Insights from late Tertiary foreland-basin evolution in the Alborz mountains, northern Iran, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 300, 125-138, doi: 10.1016/j.epsl.2010.09.043.
- Balázs, A., Matenco, L., Magyar, I., Horváth, F., and Cloetingh, S., 2016. The link between tectonics and sedimentation in back-arc basins: New genetic constraints from the analysis of the Pannonian Basin 35(6) 1526-1559, doi.org/10.1002/2015TC004109.
- Balini, M., Nicora, A., Zanchetta, S., Zanchi, A., Marchesi, R., Vuolo, I., Hosseiniyoon, M., Norouzi, M., and Soleimani, S., 2019. Olenekian to early Ladinian stratigraphy of the western part of the Aghdarband window (Kopeh-Dagh, NE Iran). *Rivista Italiana di Palaeontologia e Stratigrafia (Research in Palaeontology and Stratigraphy)*. 125 (1), 283-315. https://doi.org/10.13130/2039-4942/11446.
- Baud, A., Stampfli, G., and Steen, D., 1991. The Triassic Aghdarband Group: volcanism and geological evolution. In: Ruttner, A.W. (Ed.), *The Triassic of Aghdarband (Aq Darband), NE-Iran, and its Pre-Triassic Frame: Abhandlungen der Geologisches Bundes-Anstalt In Wien*, 38, pp. 125-137.
- Berberian, M., 1983. The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 163-183.
- Boulin, J., 1988. Hercynian and Eo-cimmerian events in Afghanistan and adjoining regions. *Tectonophysics*, 148, 235-278.
- Boulin, J., 1990. Neocimmerian events in Central and western Afghanistan. *Tectono-physics* 175, 285-315.
- Brunet, M. F., Korotaev, M. V., Ershov, A. V., and Nikishin, A. M., 2003. The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modelling. *Sedimentary Geology*, 156, 119-148.
- Brunet, M.-F., Wilmsen, M., and Granath, J.W., eds., 2009. *South Caspian to Central Iran Basins: Geological Society, London, Special Publication 312, 367 p.*
- Chu, Y., Wan, B., Allen, M. B., Chen, L., Lin, W., Talebian, M., and Xin, G., 2021. Detrital zircon age constraints on the evolution of Paleo-Tethys in NE Iran: Implications for subduction and collision tectonics. *Tectonics*, 40, e2020TC006680. https://doi.org/10.1029/2020TC006680.
- Clark, G. C., Davis, R. G., Hamzehpour, B., and Jones, C. R., 1975. Explanatory text of the Bandar-e-Anzali quadrangle map, scale 1:250,000. Geological Survey of Iran, pp. 198.
- Dehnavi, D., Mahmudy-Gharaie, M.H., Mousavi-Harami, R., and Ghaemi, F., 2012. *Continental trace fossils from Oligocene deposits of Binalood Zone, North Neyshabour. Sedimentary Facies, 5(1), 46-60. (In Persian).*
- Derakhshi, M., Ghasemi, H., and Sahami, T., 2014. Geology and Petrology of the Soltan Maydan Basaltic Complex in North-Northeast of Shahrud, Eastern Alborz, North of Iran Scientific Quarterly Journal, *GEOSCIENCES*, 23, 91, 63-76.
- Dickinson, W.R., 2006. Geotectonic evolution of the Great Basin. *Geosphere*, 7, 353-368.
- Donofrio, D.A., 1991. Radiolaria and Porifera (Spicula) from the Upper Triassic of Aghdarband (NE-Iran). In: Ruttner, A.W. (ed.) *The Triassic of Aghdarband (Aq Darband), NE-Iran, and its Pre-Triassic Frame. Abhandlungen der Geologisches Bundes-Anstalt in Wien*, 38, 205-222.
- Eftekharijrad, J., and Behrooz, A., 1991. Geodynamic significance of recent discoveries of ophiolites and late Palaeozoic rocks in NE Iran (including Kopet-Dagh). *Abhandlungen Geologischen Bundesanstalt* 38, 89-100.

- Emami, K.S., Fürsich, F.T., and Wilmsen, M., 2004. Documentation and significance of tectonic events in the northern Tabas block (East-central Iran) during the Middle and Late Jurassic. *Rev. Ital. Paleontol. Stratigr.* 110 (1), 163e171.
- Etemad-Saeed, N., Hosseini-Barzi, M., Adabib, M. H., Sadeghi, A., and Houshmandzadeh, A., 2015. Provenance of Neoproterozoic sedimentary basement of northern Iran, Kahar Formation. *Journal of African Earth Sciences*, 11, 54-75.
- Fürsich, F.T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K., and Majidifard, M.R., 2009. Lithostratigraphy of the Upper Triassic-Middle Jurassic Shemshak Group of northern Iran. In: Brunet, M.F., Wilmsen, M., Granath, J.W. (Eds.), *South Caspian to Central Iran*.
- Garzanti, E., and Gaetani, M., 2002. Unroofing history of late Palaeozoic magmatic arcs within the Turan Plate (Tuarkyr, Turkmenistani). *Sediment. Geol.* 151, 67-87.
- Ghazi, M., Hassanipak, A.A., Tucker, P.J., and Mobasher, K., 2001. Geochemistry and  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  ages of the Mashhad Ophiolite, NE Iran. In: Abstract in Bos. Trans. AGU, S2(47), Fall Meet.
- Ghaemi, F., Ghaemi, F., and Hosseini, K., 1999. *Geological map of Neyshabur sheet-7762, scale 1:100,000, Geological Survey of Iran. (In Persian).*
- Ghaemi, F., 2005. *Geological Map of Aghdarband, Scale 1:100,000. Geological Survey of Iran, Tehran. (In Persian).*
- Ghaemi, F., 2009. Tectonic setting of sedimentary facies in the Kopeh-Dagh Basement. *Sedimentary Facies*, V. 2(1), (1). 10.22067/SED.FACIES.V2I1.2071 (In Persian).
- Ghasemi-Nejad, E., Head, M.J., and Zamani, M., 2008. Dinoflagellate cysts from the upper triassic (norian) of northeastern iran. *J. Micropalaeontol.* 27, 125-134.
- Ghasemi-Nejad, E., and Rezaei, Z., 2009. Palynology and petroleum potential evaluation of the Ab Talkh Formation (Early Campanian – Early Maastrichtian) in Kopeh-Dagh sedimentary basin, northeastern Iran. *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Research Volume 25(1)*, 53-66. (In Persian).
- Guest, B., Axen, G. J., Lam, P. S., and Hassanzadeh, J., 2006. Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin-skinned deformation. *Geosphere* 2/1, 35-52.
- Hollingsworth, J., Fattahi, M., Walker, R., Talebian, M., Bahroudi, A., and Bolourchi, M.J., Jackson, J., Copley, A., 2010. Oroclinal bending, distributed thrust and strike-slip faulting, and the accommodation of Arabia-Eurasia convergence in NE Iran since the Oligocene. *Geophys. J. Int.* 181, 1214-1246.
- Ingersoll, R. V., 1988. Tectonics of sedimentary basins GSA Bulletin, 100 (11): 1704-1719.
- Ingersoll, R.V., and Busby, C.J. 1995. Tectonics of sedimentary basins, in Busby, C.J., and Ingersoll, R.V., eds., *Tectonics of sedimentary basins*. Oxford, Blackwell, Science, 1-51.
- Jafarian, A., Ghazi, S., Adnan, A., Shukla, U.K., Wilmsen, M., Sohn, Y.K., and Sohn, 2014. Palaeoenvironment and provenance of the Early Eocene arenaceous sequence of Neyshaboor, Binalud region, Iran. *Arabian J. Geosci.* 7, 5455. <https://doi.org/10.1007/s12517-013-1191-z>.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., and Berberian, M., 2002. Active tectonics of the South Caspian Basin. *Geophysical Journal International*, 148, 214-245.
- Kamali, A., Pirooj, H., Nemati, F., Ameri, A., and Fadaeyan, M., 2012. Petrology and Tectonic Setting of Dizbad Basalts, Neyshabour, NE Iran. *Journal of Geosceince Volume 21, Issue 84, Pages 113-118. (In Persian).*
- Karimian-Torghabeh, A., Mousavi-Harami, R., and Mahboubi, A., 2013. Depositional environment and sequence stratigraphy of Pesteliegh Formation in Central Kopeh-Dagh (Dareh Gaz). *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 22, 88 121-130. (In Persian).
- Karimpour, M.H., Farmer, L., Ashouri, C., and Saadat, S., 2006. Major trace and REE geochemistry of the Paleo-Tethys collision-related granitoids from Mashhad, Iran. *Journal of Islamic Republic of Iran* 17 (2), 127-145.
- Karimpour, M.H., Farmer, L., and Stern, C.R., 2010a. Geochronology, radiogenic isotope geochemistry, and petrogenesis of Sangbast Paleo-Tethys monzogranite, Mash-had, Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 17 (4), 706-719.
- Karimpour, M.H., Stern, C.R., and Farmer, L., 2010b. Zircon U-Pb geochronology, Sr-Nd isotope analyses, and petrogenetic study of the Dehnow diorite and Kuhsangigrandiorite (Paleo-tethys), NE Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 37, 384-393.
- Kavossi, M. A., 2009. The Kopet-Dagh Basin evolution during Middle Jurassic, NE Iran :EAGEAt Conference, Shiraz, Iran.
- Kazmin, V.G., Sborshikov, I.M., Ricou, L.E., Zonenshain, L.P., Boulin, J., and Knipper, A.L., 1986. Volcanic belts as markers of the Mesozoic-Cenozoic active margin of Eurasia. *Tectonophysics* 123, 123-152.
- Krystyn, L., and Tatzreiter F., 1991. Middle Triassic ammonoids from Aghdarband (NE-Iran) and their paleobiogeographical significance. In: Ruttner, A.W. (ed.) *The Triassic of Aghdarband (AqDarband), NE-Iran, and its Pre-Triassic Frame*. Abhandlungen der Geologisches Bundes-Anstalt in Wien, 38, 139-163.
- Lammerer, B., Langheinrch, G., and Danai, M., 1983. The tectonic evolution of Binalud Mountains. In: *Geodynamic Project in Iran. Geological Survey of Iran, Report no. 51*, pp. 91-102.
- Lasemi, Y., 1995. Platform carbonates of the Upper Jurassic Mozduran formation in the Kopet-Dagh Basin, NE Iran facies, palaeoenvironments and sequences *Sedimentary Geology*. 99(3-4), 151-164.
- Lasemi, Y., 2001. *Facies analysis, depositional environments and sequence stratigraphy of the Upper Precambrian and Paleozoic rocks of Iran. Publication Number 78. Geological Survey of Iran (In Persian).*

- Lyberis, N., and Manby, G., 1999. Oblique to orthogonal convergence across the Turan Block in the post-Miocene. AAPG Bull. 83 (7), 1135-1160.
- Lyberis, N., Manby, G., Poli, J.-T., Kalougin, V., Yousouphocaev, H., and Ashirov, T., 1998. Post-triassic evolution of the southern margin of the Turan plate. C. R. Acad. Sci.Paris 326, 137-143.
- Mahboubi, A., Mousavi-Harami, A., Nadjafi, M., and Sheybani, Y., 2005. Depositional history and sequence stratigraphy of lower cretaceous limestones in Aman-abad area in south of Mashhad. Journal of science, University of Tehran. 30(2), 179 - 200.
- Majidi, B., 1983. The geochemistry of ultrabasic and basic lava flows occurrences in northern Iran. In: Geodynamic Project in Iran. Geological Survey of Iran, Report no. 51, pp. 436-477.
- Majidifard, M., 2003. Biostratigraphy, Lithostratigraphy, Ammonite Taxonomy and Microfacies Analysis of the Middle and Upper Jurassic of Northeastern Iran (Ph.D. thesis). Der Bayerischen Julius-Maximilians-Universität Würzburg.
- Mazaheri-Johari, M., Roghi, G., Caggiati, M., Kustatscher, E., Ghasemi-Nejad, E., Zanchi, A., and Gianolla, P., 2022. Disentangling climate signal from tectonic forcing: The Triassic Aghdarband Basin (Turan Domain, Iran). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 586, 110777.
- Mirnejad, M., Lalonde, A.E., Obeid, M., and Hassanzadeh, J., 2013. Geochemistry and petrogenesis of Mashhad granitoids: An insight into the geodynamic history of the Paleo-Tethys in northeast of Iran. Lithos 170-171, 105-116.
- Moussavi-Harami, R., and Brenner R. L., 1992. Geohistory analysis and petroleum reservoir characteristics of Lower Cretaceous (Neocomian) sandstones, eastern Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran, AAPG bulletin 76 (8), 1200-1208.
- Nabavi, M.H., 1976. *An Introduction to the Geology of Iran. Geological Survey of Iran, 109 p. (In Persian)*.
- Naeimi, A., Alavi, A., and Madanipour, S., 2022. Tectonic evolution of the foreland basin of the SE Alborz Mountains, northern Iran. Journal of Asian Earth Sciences 223:104981DOI: 10.1016/j.jseas.2021.104981.
- Natal'in, B.A., and Sengör, A.M.C., 2005. Late Palaeozoic to Triassic evolution of the Turan and Scythian platforms: the pre-history of the Palaeo-Tethyan closure. Tectono-physics 404, 175-202.
- Papanikolaou, D., 2013. Tectonostratigraphic models of the Alpine terranes and subduction history of the Hellenides. Tectonophysics s 595-596:1-24.
- Piryaei, A., Reijmer, J. J. G., van Buchem, F. S. P., Yazdi-Moghadam, M., Sadouni, J., and Danelian, T., 2010. The influence of Late Cretaceous tectonic processes on sedimentation patterns along the northeastern Arabian plate margin (Fars Province, SW Iran). In P. Leturmy, & C. Robin (Eds.), Tectonic and Stratigraphic Evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic-Cenozoic (pp. 211-254). Geological Society of London.
- Pourlatifi, A., 2001. *Geological Map of Torqabeh, Scale 1:100,000. Geological Survey of Iran, Tehran. (In Persian)*.
- Poursoltani, M.R., Moussavi-Harami, S.R., and Gibling, M.R., 2007. Jurassic deep-water fans in the Neo-Tethys Ocean: the Kashafrud Formation of the Kopet-Dagh basin, Iran. Sediment. Geol. 198 (1), 53e74.
- Rahimi, B., and Ghaemi, F., 2014. *Sedimentation in related to thrust tectonics of Binalud Mountains Sedimentary Facies.7(2): 218-235 (In Persian)*.
- Rezaeian, M., Carter, A., Hovius, N., and Allen, M.B., 2012. Cenozoic exhumation history of the Alborz Mountains, Iran: New constraints from low-temperature chronometry, TECTONICS, vol. 31, TC2004, doi:10.1029/2011TC002974.
- Rivandi, B., Vahidinia, M., Nadjafi, M., Mahboubi, A., and Sadeghi, A., 2013. Sequence and Biostratigraphy of Lower Cenozoic Succession in the Kopet-Dagh Basin, NE of Iran. Open Journal of Geology Vol.3 No.3(2013), Article ID:34341, 10 pages DOI:10.4236/ojg.2013.33028.
- Robert, A.M.M., Letouzey, J., Kavoosi, M.A., Sherkati, S., Müller, C., Vergés, J., and Aghababei, A., 2014. Structural evolution of the Kopeh-Dagh fold-and-thrust-belt (NE Iran) and interactions with the South Caspian Sea Basin and Amu Darya Basin. Mar. Pet. Geol. 57, 68-87.
- Ruttner, A.W., 1991. Geology of the Aghdarband area (Kopet-Dagh, NE-Iran). Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 38, 7-79.
- Ruttner, A.W., 1993. Southern border land of Triassic Laurasia in north-east Iran. Geologischen Rundschau 82, 110-120.
- Schairer, G., Seyed-Emami, K., Majidifard, M.R., and Monfared, M., 1999. Erster Nachweis von Untertithon in der Chaman Bid-Formation an der Typuslokalität bei Bash Kalateh (Zentral- Kopeh Dag, NE Iran). - Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie 39: 21-32, 2 pls.; München.
- Sengör, A.M.C., 1990. A new model for the late Palaeozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and its implications for Oman. In: Robertson, A.H.F., Searle, M.P., Ries, A.C. (Eds.), The Geology and Tectonics of the Oman Region. Geological Society, London, pp. 797-831, Special Publications 49.
- Shabanian, E., Bellier, O., Siame, L., Arnaud, N., Abbassi, M.R., and Cochemé, J.-J., 2009. New tectonic configuration in NE Iran: active strike-slip faulting between the Kopeh-Dagh and Binalud Mountains. Tectonics 28, TC5002.
- Sharafi, M., Ashuri, M., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, S.R., 2012. Stratigraphic application of Thalassinoides ichnofabric in delineating sequence stratigraphic surfaces (Mid-Cretaceous), Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran. Palaeoworld 21 (3), 202-216.
- Shafaii-Moghadama, H., Li, X., Ling, X., Stern, R. J., Zaki Khedr, M., Chiaradia, M., Ghorbani, G., Arai, S., and Tamura, A., 2015. Devonian to Permian evolution of the Paleo-Tethys Ocean: New evidence from U-Pb zircon dating and Sr-Nd-Pb isotopes of the Darrehanjir-Mashhad "ophiolites", NE Iran Gondwana Research 28(2), 781-799.

- Shahidi, A., 2008. Evolution tectonique de nord de l'Iran (Alborz et Kopeh-Dagh) depuis le Mesozoïque. Ph. Dthese, Université Pierre et Marie Curie, Paris (in French).
- Sheikholeslami, M.R., Kouhpeyma, M., 2012. Structural analysis and tectonic evolution of the eastern Binalud Mountains, NE Iran. *J. Geodyn.* 61, 23–46.
- Sheikholeslami, M.R., 2015. *The effects of Mid-Cimmerian event in northeast of Iran. Geosciences* 24 (94), 307–314 (In Persian).
- Sheikholeslami, M.R., 2018. Tectonosedimentary evolution of the basins in Central Alborz, Iran *Geosciences* 106, 29–38.
- Sheikholeslami, M.R., Oberhänsli, R., and Ghassemi, M.R., 2019. Transpression tectonics in the eastern Binalud Mountains, northeast Iran; Insight from finite strain analysis, vorticity and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating. *Journal of Asian Earth Sciences* 179, 219–237.
- Shokri, N., Ghasemi-Nejad, E., and Ashouri, A.R., 2013. *Environmental interpretation of the Sanganeh Formation at Sanganeh village, east of Kopeh-Dagh basin: Using palynological elements. Paleontology.* 2 (1): 35–48. (In Persian).
- Stampfli, G.M., and Pillevuit, A., 1993. An alternative Permo-Triassic reconstruction of the kinematics of the Tethyan realm. In: dercourt, J., Ricou, L.-E. & vrielinck, B. (eds.) *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. Explanatory Notes.*, Gauthier-Villars, Paris, 55–62.
- Stampfli, G.M. 1996. The intra-Alpine terrain: a palaeotethyan remnant in the Alpine Variscides. *EclogaeGeologicaeHelvetiae*, 89, 12–42.
- Stampfli, G. M. 2007. Tethyan Oceans, Geological Society, London, Special Publications, 173, 1–23 <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.173.01.01>.
- Stampfli, G.M., and Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Palaeozoic and Meso-zoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters* 196, 17–33.
- Stocklin, J., 1974. Possible ancient continental margins in Iran, in Burk, C. A. and Drake, C. L., eds., *The Geology of Continental Margins:* Berlin, Springer, p. 873–887.
- Tabatabaei, P., Lasmi, Y., Jahani, D., and Asilian-Mahabadi, H., 2013. *Facies and sedimentary environments of Shourijeh Formation in Qarqareh and Khangiran sections, east of Kepeh-Dagh sedimentary basin. Scientific monthly oil and gas exploration and production,* (104): 78–72. (In Persian).
- Taheri, J., and Ghaemi, F., 1996. *Geological Map of Mashhad, Scale 1:100,000. Geological Survey of Iran, Tehran. (In Persian).*
- Taheri, J., Fürsich, F.T., and Wilmsen, M., 2009. Stratigraphy, depositional environments, and geodynamic significance of the Upper Bajocian-Bathonian Kashafrud Formation (NE Iran). In: Brunet, M.F., Wilmsen, M., Granath, J.W. (Eds.), *South Caspian to Central Iran Basins. The Geological Society, London*, pp. 205–218 Special Publications 312.
- Thomas, J., Cobbold, P., Shein, V., and Douaran, S.L., 1999. Sedimentary record of Late Palaeozoic to recent tectonism in Central Asia: analysis of subsurface data from the Turan and South Kazakh domains. *Tectonophysics* 313, 243e263.
- Topuz, G., Hegner, E., Homam, S.M., Ackerman, L., Pfänderall, J.A., and Karimi, H., 2018. Geochemical and geochronological evidence for a Middle Permian oceanic plateau fragment in the Paleo-Tethyan suture zone of NE Iran. *Contributions to Mineralogy and Petrology* DOI: 10.1007/s00410-018-1506-x.
- Ulmishek, G.F., 2004. Petroleum geology and resources of the Amu-Darya Basin, Turkmenistan, Uzbekistan, Afghanistan, and Iran. *U.S. Geol. Surv. Bull.* 2201-4, 32 p.
- Vaez-Javadi, F., and Pourlatifi, A., 2002. *Geology and the age of the Mashhad Phyllite in Dizbad area in the Binalud Mountain. Geosciences* 43–44, 80–87. (In Persian).
- Verdel, C., Wernicke, B. P., Hassanzadeh, J., and Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran, *Tectonics*, 30, TC3008, doi:10.1029/2010TC002809.
- Valizadeh, M.V., and Karimpour, M.H., 1995. Petrogenesis of Mashhad granite and gran-odiorites and their tectonic setting. *Journal of Sciences, University of Tehran* 21 (1), 71–82.
- Wauschkuhn, A., Ohnsmann, M., and Momenzadeh, M., 1984. The Paleozoic Rocks of the South Binalud Mountains, NE Iran, an Exploration Target for Fe, Pb, Zn and Ba *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen* Band 168 Heft 2-3, p. 479 – 489.
- Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N., and Karimi Bavandpur, A., 2005. Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran Part II. Northern and Central Iran. *Acta Geologica Polonica* 55(1) 31–97.
- Wilmsen, M., Fürsich, F.T., and Taheri, J., 2009. The Shemshak Group (Lower–Middle Jurassic) of the Binalud Mountains, NE Iran: stratigraphy, facies and geodynamic implications. In: Brunet, M.F., Wilmsen, M., Granath, J.W. (Eds.), *South Caspian to Central Iran Basins. The Geological Society, London*, pp. 175–188, Special Publications 312.
- Zanchetta, S., Berra, F., Zanchi, A., Bergomi, M., Caridroit, M., Nicorab, A., and Heidarzadeh, G., 2013. The record of the Late Palaeozoic active margin of the Palaeotethys in NE Iran: Constraints on the Cimmerian orogeny. *Gondwana Res.* 24 (3–4), 1237–1266.
- Zanchi, A., Berra, F., Mattel, M., Ghasemi, M.R., and Sabouri, J., 2006. Inversion tectonics in Central Alborz, Iran. *Journal of Structural Geology* 28, 2023–2037.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., Mattei, M., Garzanti, E., Molyneux, S., Nawab, A., and Sabouri, J., 2009. The Eo-Cimmerian (Late? Triassic) orogeny in north Iran. *Geological Society of London, Special Publications* 312, 31–55.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Balini, M., and Ghassemi, M.R., 2016. Oblique convergence during the Cimmerian collision: Evidence from the Triassic Aghdarband Basin, NE Iran. *Gondwana Res.* 38, 149–170.