



# فصلنامه زمین ساخت

زمستان ۱۴۰۱، سال ششم، شماره ۲۴

doi 10.22077/JT.2024.6364.1156

## مطالعه تأثیرات دی‌پایرسم نمکی در ژئومورفولوژی جنوب استان سمنان در ایران مرکزی

سعیدالرضا اسلامی<sup>۱</sup>، غلامرضا مقامی مقیم<sup>۲\*</sup>، ملیحه محمودی<sup>۳</sup>

۱- استادیار دانشکده علوم زمین دانشگاه دامغان

۲- دانشیار دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

۳- کارشناس ارشد زمین شناسی، گرایش تکنونیک

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۲/۲۳  
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۲/۰۱

### چکیده:

دی‌پایر<sup>۱</sup> به فرایندی گفته می‌شود که، طی آن مواد با وزن مخصوص کمتر از طبقات رویی، بالا آمده، آنها را می‌شکافد و در سطح زمین ظاهر می‌شود. در این فرایند، نوع پاسخ نمک به تنش‌های وارده اشکال خاص ژئومورفولوژیکی را به وجود می‌آورد که مطالعه این اشکال به دلیل وجود منابع نفتی، استقرار سکونت‌گاه‌های انسانی و عبور راه‌های ارتباطی اهمیت زیادی دارد. عدم توجه به مطالعات دی‌پایرسم نمکی در پروژه‌های عمرانی می‌تواند سبب عدم موفقیت آنها گردد. در این تحقیق، که با هدف بررسی ژئومورفولوژی ناشی از دی‌پایرهای نمکی، در جنوب استان سمنان و با روش‌های میدانی و کتابخانه‌ای انجام شد مشخص گردید، که نهشته‌های نمکی باعث ایجاد ساختارها و اشکال خاص ژئومورفولوژیکی از طریق ایجاد تنش‌های محلی، بهم ریختگی‌های سطحی و شکستگی‌های کششی می‌گردد. همچنین خاصیت جریان‌پذیری نمک بر ساختارهای سطحی ایجاد شده و ابعاد آنها مؤثر است و این ساختارها به نوبه خود باعث ایجاد نیروهای محلی می‌شوند و وضعیت ریخت‌زمین ساختی منطقه را کنترل می‌نماید. علاوه بر این، فرایند انحلال نقش مهمی در شکل‌گیری کارست‌های نمکی در منطقه داشته و اشکال قابل توجهی را به وجود آورده است. بر این اساس اشکال ژئومورفولوژیکی ناشی از دی‌پایرسم نمکی منطقه شناسایی و در سه گروه اشکال ساختمانی شامل گنبد‌های نمکی، تاقدیس‌های نمکی و دیوار نمکی، کارست‌های نمکی شامل دولین‌ها، پونور‌ها، کارن‌ها و اشکال ناشی از فرایندهای هیدرولوژیکی شامل دره‌ها، چشمه‌ها، نمک‌شارها و یخچال‌های نمکی طبقه‌بندی شد.

**کلمات کلیدی:** دی‌پایرسم نمکی، ریخت‌زمین ساخت، جنوب استان سمنان



## Studying the effects of salt diapirism in the geomorphology of the south of Semnan province in central Iran

Saeed Al-Reza Eslami<sup>1</sup>, GholamReza Maghami Moghim<sup>2\*</sup>, Malihe Mahmodi<sup>3</sup>

1- Assistant Professor, Faculty of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran

2- Associate Professor of the Faculty of Earth Sciences Damghan University, Damghan, Iran

3- M.Sc in geology, tectonics

### Abstract

Diapir is a process in which material with a lower specific weight rises from the upper layers, breaks them, and appears on the surface of the earth. In this process, the type of salt's response to the applied stresses creates specific geomorphological forms, which study of such forms can be important due to the presence of oil resources, the establishment of human settlements, and the passage of communication routes. In this research, which was conducted with the aim of investigating the geomorphology caused by salt diapirs, in the south of Semnan province and with field, library and Remote Sensing methods, it was found that salt deposits cause the creation of specific geomorphological structures and shapes through the creation of tension. local cracks, surface dislocations and tensile fractures. Also, the fluidity of salt has been created on the surface structures and their dimensions are effective, and these structures, in turn, create local forces and control the geomorphic structural situation of the region. In addition, the dissolution process has played an important role in the formation of salt karsts in the region and has created significant shapes. Based on this, the geomorphological forms resulting from the Salt diapirism of the region were identified and in three groups of building forms including salt domes, salt anticlines and salt walls, salt karsts including dolines, ponors, karns and forms resulting from hydrological processes including valleys, springs, salt fluxes and salt glaciers were classified.

**Key words:** salt diapirism, tectonics, South of Semnan province

---

\*Email: maghami\_dr@yahoo.com

Tel: +989153721246

## مقدمه

واژه دیاپیر<sup>۱</sup> در اصل ریشه یونانی دارد و به معنای سوراخ کردن است. دیاپیر به فرایندی گفته می‌شود که طی آن مواد با وزن مخصوص کمتر از طبقات رویی، بالا آمده و آنها را می‌شکافد و سپس در سطح زمین ظاهر می‌شود. (Ramberg, 1981).

همچنین فرایند جابجایی مواد تبخیری ممکن است از طریق درز و شکاف‌های ایجاد شده توسط فرایندهای تکتونیک در سطح زمین ظاهر گردد. این ناهمواری‌ها به دلیل وجود منابع نفتی، ذخایر هیدروکربنی، استقرار سکونت‌گاه‌های انسانی و عبور راه‌های ارتباطی اهمیت زیادی دارند. به همین دلیل پژوهش‌های قابل توجهی در مورد آنها انجام شده است که می‌توان به بررسی گنبد‌های نمکی خلیج مکزیک توسط روبرت<sup>۲</sup> اشاره نمود، در این پژوهش با استفاده از مدل‌سازی آزمایشگاهی برای توضیح چگونگی تکامل ساختارهای مرتبط بانمک در خلیج مکزیک مطالعاتی انجام شد (Robert, et al, 2000).

دیاپیرهای نمکی را در کشور هلند مطالعه و به این نتیجه رسیدند که دیاپیرهای نمکی نقش عمده‌ای در شکل‌گیری ناهمواری‌های شمال این کشور داشته است.

(Pilgrim, 1908) برای نخستین بار گنبد‌های نمکی جنوب ایران در استان هرمزگان را مورد مطالعه قرار داد. پس از وی، پژوهش‌های دیگری در این زمینه توسط محققان خارجی انجام شد؛ از جمله مطالعه گنبد‌های نمکی جنوب و غرب ایران توسط (Kent, 1958-1978)، مطالعه گنبد‌های نمکی ایران و ارزش اقتصادی آنها توسط (Folle, 2006) و مطالعه گنبد‌های نمکی کویر بزرگ در مرکز ایران توسط (Jackson, 1990) اشاره نمود.

علاوه بر محققان خارجی ایرانی نیز مطالعاتی در این زمینه داشته‌اند که می‌توان به مطالعه دیاپیرسم در گنبد‌های نمکی جنوب ایران توسط احمدی زاده هروی و همکاران در سال ۱۳۶۹، بررسی دیاپیرسم گنبد نمکی جنوب سمنان توسط مریدی در سال ۱۳۶۹، بررسی‌های تکتونیک میکرو تکتونیک گنبد‌های نمکی جنوب سمنان احتشام زاده در سال ۱۳۶۹، گنبد‌های

نمکی حوضه خلیج فارس توسط درویش زاده در سال ۱۳۸۶، تکتونیک نمکی و آثار ژئومورفولوژی آن در آذربایجان توسط رجیبی و شیرازی طرز م در سال ۱۳۸۸، بررسی ساختاری گنبد نمکی خواجه توسط زمانی در سال ۱۳۹۲ و تأثیر گنبد‌های نمکی بر خطرات تهدید کننده خط آهن تهران مشهد توسط مقامی مقیم در سال ۱۳۹۹ اشاره نمود.

در بین بررسی‌های انجام شده بررسی‌های جکسون (۱۹۹۰) در کویر بزرگ ایران منجر به ارائه تقسیم بندی گنبد‌های نمکی ایران به ۶ گروه گردید.

(Gansser, 1995) گنبد‌های ناحیه جنوب سمنان را مربوط به تراکم زیاد نمک در قاعده سازند قرمز بالایی (میوسن) می‌داند. در پژوهشی دیگر در جنوب ایران تالبوت اصطلاح یخچال نمکی را برای حرکت نمک در این منطقه به کاربرد (Talbot, 1979). منطقه مورد مطالعه که در جنوب باختری شهرستان دامغان و جنوب خاوری شهرستان سمنان در استان سمنان واقع شده است یکی از مناطقی است که تحت تأثیر فعالیت‌های شدید دیاپیرسم نمکی قرار دارد و به دلیل هموار بودن سرزمین‌های مجاور آن ناهمواری‌های ایجاد شده توسط این فرایند توپوگرافی ویژه‌ای به آن بخشیده است که این توپوگرافی تأثیرات زیادی در فعالیت‌های انسانی از جمله معیشت روستاهای منطقه داشته و خواهد داشت. هر چند گنبد‌های نمکی این منطقه از دیدگاه‌های مختلفی مورد مطالعه قرار گرفته، اما تا به حال از دیدگاه ژئومورفولوژی مطالعه نشده‌اند. در این پژوهش سعی بر این است تا دیاپیرسم نمکی این منطقه از دیدگاه ژئومورفولوژی و به شیوه‌های پیمایش میدانی و کتابخانه‌ای مورد بررسی قرار گیرد تا از نتایج آن در عمران و آبادانی منطقه استفاده شده و جایگاه تکتونیک نمکی در ادبیات علمی و دانش ژئومورفولوژی افزایش یابد.

## مواد و روش‌ها

جهت انجام این پژوهش ابتدا با استفاده از مطالعات کتابخانه‌ای تعاریف و مفاهیم مربوط به دیاپیرسم نمکی، مطالعه و از کتاب‌ها و منابع نوشتاری مورد نیاز در این زمینه فیش برداری گردید. بخشی از مطالعه منطقه با استفاده از مطالعات دورسنجی استفاده شد. در این مطالعات برای مطالعه دقیق‌تر ساختارها،

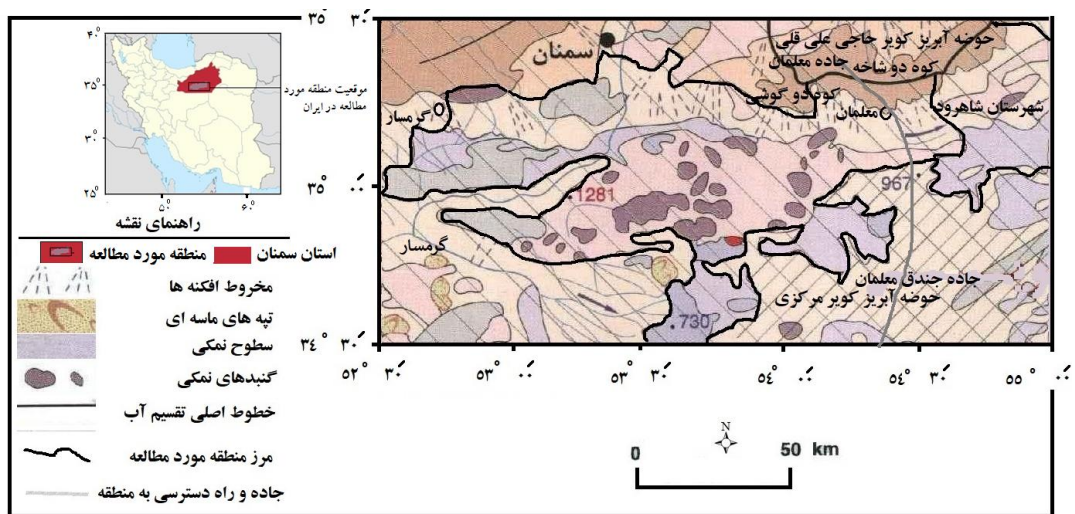
پژوهش با کمک نرم افزار ArcGIS و Adobe Illus- trator ترسیم شد.

### موقعیت منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در طول جغرافیایی  $31^{\circ}$  تا  $53^{\circ} 00'$  و عرض جغرافیایی  $34^{\circ} 45'$  تا  $35^{\circ} 15'$  شمالی واقع شده است.

این منطقه از شمال به سمنان، کوه‌های تیرکوه، دوشاخه و دوگوش و کویر حاجی علی قلی دامغان، از خاور به شاهرود از باختر به گرمسار و از جنوب به چاله کویر مرکزی ایران محدود می‌شود. منطقه مورد مطالعه حدود  $2000$  کیلومتر مربع وسعت دارد و راه‌های دسترسی به آن جاده دامغان به جندق، معلمان و ترورد می‌باشد (شکل ۱). از نظر آب و هوایی بر اساس طبقه بندی اقلیمی کوپن منطقه اقلیم نیمه‌یابانی دارد. دمای هوا در گرمترین زمان در تیر ماه به  $50^{\circ}$  درجه و در فصول سرما تا  $-7^{\circ}$  می‌باشد. بارش سالانه منطقه کم و بین  $100-50$  میلی‌متر است (سازمان هواشناسی ایران،  $1400-1386$ ).

لیتولوژی، موقعیت و مورفولوژی گنبد‌های نمکی داده‌های Earth Google و Zoom Earth مورد استفاده قرار گرفت. تمامی داده‌ها با برداشت‌های صحرایی و کمک GPS تصحیح هندسی شد. برای استخراج داده‌های ماهواره‌ای نرم افزار ArcGIS و ابزار Earth explorer استفاده شد. بخش قابل توجهی از اطلاعات مورد نیاز این پژوهش مربوط به نقشه زمین‌شناسی، زمین‌ریخت‌شناسی و ساختاری منطقه بود که در این زمینه نقشه‌های زمین‌شناسی  $1:100000$  زمین‌شناسی منطقه و نقشه  $1:250000$  ژئومورفولوژی ایران اطلاعات قابل توجهی در این زمینه در اختیار گذاشت. اما اصل و بنیان این پژوهش بر مبنای مطالعات میدانی انجام شد، این مطالعات با هدف شناسایی و اندازه‌گیری ابعاد فیزیکی لندفرم‌های ناشی از دیابریسم نمکی، انجام شد بر این اساس پس از شناسایی پدیده‌های مرتبط با دیابریسم نمکی ابعاد آنها اندازه‌گیری و نقشه برداری گردید و یک کروکی ابتدایی از منطقه ترسیم و در نرم افزار R2v رقمی گردید کلیه نقشه‌های مورد نیاز این



شکل ۱. موقعیت منطقه مورد مطالعه در استان سمنان و استان سمنان

و در مرحله پس از دیابریسم ذخیره نمک کاهش می‌یابد.

### مکانیسم‌های تشکیل دیابریسم نمکی

علت اصلی شکل‌گیری گنبد‌های نمکی تزریق نمک به سنگ‌های مجاور آن است (مدنی،  $1394$ ).

فرایند بالا آمدن گنبد نمکی را می‌توان به چهار مرحله تقسیم کرد: در مرحله نخست، بالا آمدن نمک بر اثر برآمدگی ظریف روی سطح مشترک بین دو سطح آغاز می‌شود، و برآمدگی‌هایی که رشد سریع‌تری

### یافته‌های تحقیق

#### ساخت نمک

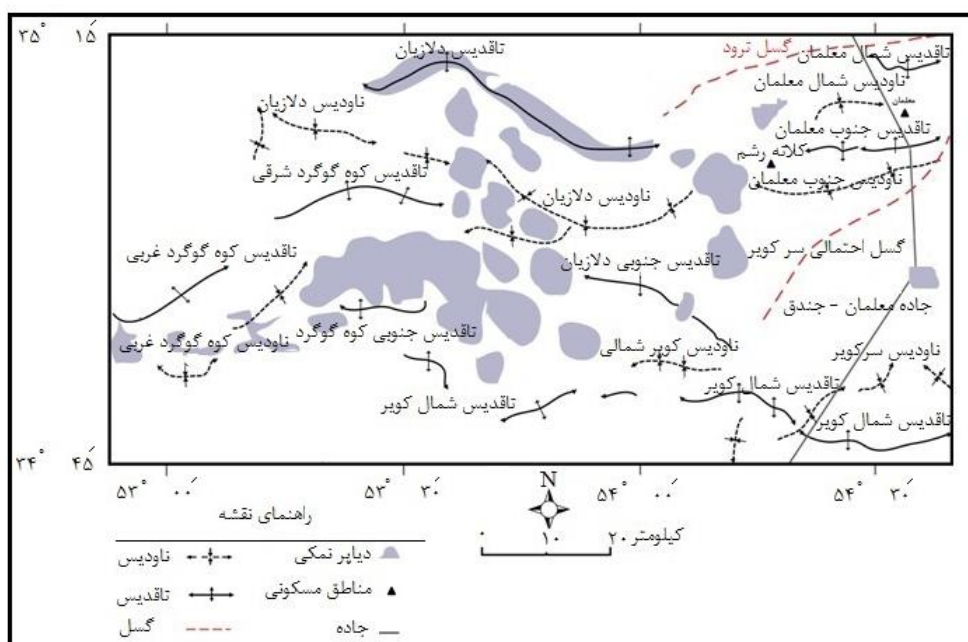
ساخت نمک در برگیرنده ویژگی‌های درونی و بیرونی آن می‌باشد. فرایند رشد ساخت نمک دارای سه مرحله است. مرحله بالشتی، در این مرحله منطقه بالای آن از دیدگاه توپوگرافی مرتفع و منطقه بین بالش‌ها کم ارتفاع است. در مرحله دیابریسم، نمک در ستیج دیابریسم، نزدیک به سطح یا به صورت بیرون‌زده قرار می‌گیرد

دارند، باقی‌می‌مانند. در مرحله دوم شکل برآمدگی‌ها و فرورفتگی‌ها تغییر می‌کنند، وقتی که برآمدگی‌ها از ارتفاع معینی (۵/۰ تا ۲/۵ کیلومتر) تجاوز می‌کنند، منقبض و باریک می‌شوند و به شکل زبانه در می‌آیند و به‌داخل سنگ‌های پوششی نفوذ می‌کنند که به آن دیاپیر می‌گویند. در مرحله سوم نوک دیاپیر متورم و شکلی شبیه حباب می‌سازد. در مرحله بعد، دیاپیر به سطح نزدیک می‌شود (رامشت، ۱۳۸۶). اختلاف نظر در مورد دیاپیریسم نمکی، درباره چگونگی حرکت نمک و رابطه آن با زمین‌ساخت است که دو دیدگاه در این زمینه وجود دارد:

۱- خیزش نمک، ناشی از خودجوشی نمک است که به آن زمین‌ساخت نمک گفته می‌شود. ۲- نیروی اصلی محرک توده‌های نمک، نیروهای حاصل از زمین‌ساخت است. بر این اساس عوامل حرکت رو به بالا را می‌توان به دو بخش درونی و بیرونی تقسیم نمود. در عوامل درونی، ویژگی نمک نقش اساسی دارد. عوامل بیرونی در دو بخش دگرشکلی‌های الاستیکی و شکننده بررسی می‌شود. به طور کلی دگرشکلی الاستیک به صورت چین‌خوردگی در توالی رسوبی واجد لایه‌های ضخیم نمک و ایجاد شکستگی در لایه‌های پوشاننده آن را می‌توان از مهم‌ترین عوامل مؤثر در حرکت نمک در نظر گرفت. عواملی چون ارتفاع برجستگی اولیه موجود در سطح توده نمک، اختلاف چگالی توده نمک و لایه پوششی، مقاومت تسلیم لایه‌های پوششی، مقاومت نهایی لایه پوششی، شدت خیزش نمک و ادامه رشد آن بر زمان آغاز دیاپیریسم نمکی تأثیر قابل توجهی دارند. بنابراین آهنگ جابجایی یک دیاپیر نمکی بیشتر از آنکه توسط ضخامت لایه نمک کنترل شود، توسط مقاومت، گرانش، چگالی و ضخامت لایه پوششی کنترل می‌شود (ارفع نیا و صفایی، ۱۳۸۴). گنبد‌های نمکی زمانی شکل می‌گیرد که لایه ضخیمی از مواد تبخیری در بین لایه‌های سنگی تشکیل شود. نمکی که گنبد‌های نمکی را بوجود می‌آورد در حوضه‌های دریایی محدود نهشته شده، از بخش‌های عمقی به سطح حرکت می‌نماید (رجبی و شیرازی، ۱۳۸۸).

اشاره نمود (معیری و موسوی، ۱۳۸۷). فعالیت های این گسل قسمت شمال و شمال خاوری منطقه را تحت تأثیر خود قرار داده است شکل گیری تاقدیس نمکی شمال معلمان تحت تأثیر فعالیت های این گسل قرار داشته است. گسل احتمالی سرکویر جنوب منطقه را تحت تأثیر قرار داده و با جهت شمال باختری جنوب خاوری نقش مهمی در شکستگی های روباره های نمک و ارتفاع یافتن آنها دارد (شکل ۲) همچنین شکل گیری تاقدیس جنوب معلمان ارتباط نزدیکی با فعالیت های این گسل دارد.

بر آورده اند. (معیری، ۱۳۸۶). از نظر ساختاری منطقه مورد مطالعه در کنترل گسل ترود و گسل احتمالی سرکویر قرار دارد. گسل ترود از گسل های مهم و فعال ایران مرکزی به شمار می رود. این گسل یک گسل عادی محسوب می شود. جابجایی های جانبی و قائم مداوم این گسل ها سبب ایجاد لندفرم ها، آثار و اشکال ویژه ای شده که از لحاظ ژئومورفولوژیکی حایز اهمیت می باشد. از جمله آثار فعالیت های این گسل می توان به ایجاد ناهمواریها و چین خوردگی های محلی، دره های تکتونیک و افزایش ارتفاع گنبد های نمکی



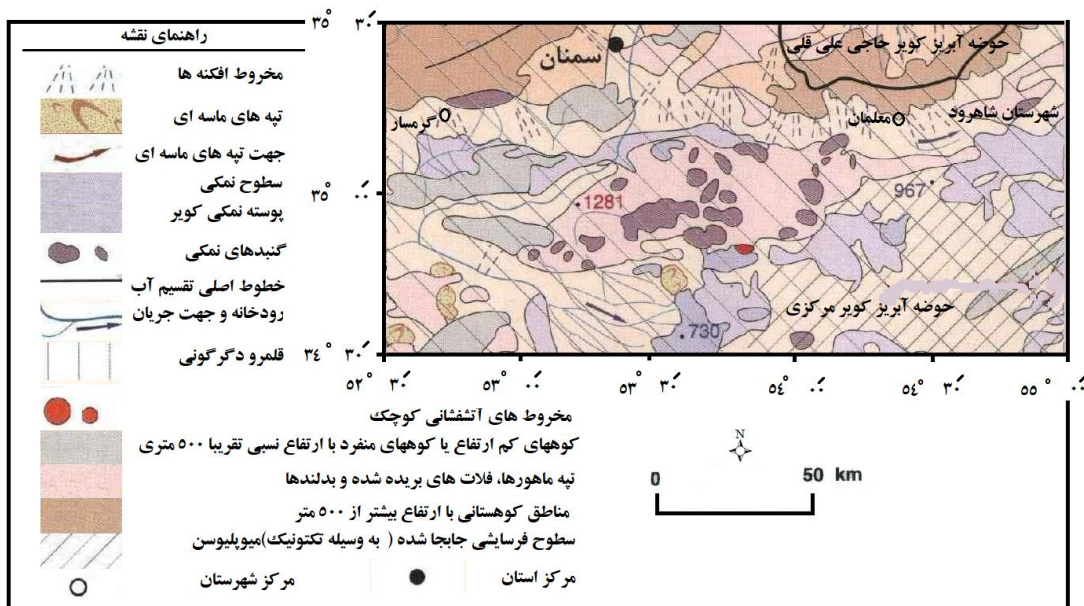
شکل ۲. نقشه زمین ساختی و موقعیت گنبد های کویر بزرگ با اقتباس از جکسون ۱۹۹۰

خوردگی خاور شمال خاوری و باختر شمال باختری (ENE و WNW) روندهای چیره ساختاری پیامد رخداد لارامید در البرز مرکزی و شمال ایران مرکزی را نمایان می سازد تلاقی همزمان این دو روند در تشکیل گنبد های نمکی نقش آفرین بوده است (احتشام زاده، ۱۳۶۹). منطقه از نظر ریخت شناسی پستی و بلندی های غیر یکنواخت داشته و به دلیل تنوع واحدهای سنگی دره های آن V شکل هستند. بخش های مارنی، توف و مارن های ژپس دار مورفولوژی کم ارتفاعی دارند. اغلب ناهمواری های منطقه تحت تأثیر گسل عادی ترود و گسل احتمالی سرکویر می باشد (شکل ۳).

علاوه بر فعالیت های تکتونیک و خاصیت نمک برای شکل گیری ناهمواری های نمکی برخی از مکانیزم ها بایستی حذف گردند تا نمک به سطح برسد در این زمینه فرایندهای مختلف فرسایشی و عوامل آنتروپوژنیک<sup>۱</sup> (عوامل انسانی) در این زمینه کمک موثری می باشند (زمردیان، ۱۳۹۴). احداث جاده جندق، فعالیت های کشاورزی و معدنکاری سبب فرسایش و ظهور اشکال نمکی در منطقه شده است.

### ویژگی های ریخت ساختی و زمین ریخت ساختی منطقه

بررسی های تکتونیک منطقه تلاقی دو روند چین



شکل ۳. نقشه ژئومورفولوژی منطقه مورد مطالعه

### چینه شناسی

از نظر چینه شناسی منطقه به سه واحد تقسیم می گردد. یک واحد نمک کهن دریایی گچ دار به ضخامت ۱ تا ۲ کیلومتر مربوط به اتوسن - الیگوسن واحد دوم نمک جوان تر به ضخامت ۱/۵ کیلومتر مربوط به الیگومیوسن و واحد سوم جوان ترین واحد شامل شیل سرخ نمک دار و میان لایه های سنگ گچ متعلق به میوسن است (شکل ۳ و ۴). علاوه بر این بسیاری از گنبد ها، مارن های سبز رنگ نواری پیچیده شده از بخش زیرین سازند قرمز بالایی را درون خود دارند. گنبد های منطقه از دو سازند نمک نواری میوسن بدون مواد آتشفشانی و نمک های متراکم اتوسن و الیگوسن همراه با مواد آتشفشانی تشکیل شده اند (Jackson, et al., 1990). بخش دیگری از چینه شناسی منطقه مربوط به واحد نمکی اتوسن - اولیگوسن ( $QE^s$ ) است که در برگیرنده کهن ترین نهشته ها بوده و در لایه بندی ضعیف و در سطح قله های فرسوده توف، مارن و سنگ های آذرین مشاهده می شوند (Jackson, et al., 1990). واحد گچی ( $OM^g$ ) نیز در چینه شناسی منطقه موثر است این واحد به ضخامت ۲۰ تا ۳۰ متری از گچ های سفید و زرد و نازک لایه، در اغلب گنبد های نمکی مشاهده می شوند.

(OM) جای گرفته و شامل: مارن قرمز، سبزه، آبی،

سیلت، و ماسه سنگ است سازند قم  $OM^{m,q}$  در رخنومنی باریک در نواحی باختری کوه گوگرد، از تناوب مارن و میان لایه های سنگ آهک مشاهده میشود. سازند دیگر تشکیل دهنده منطقه سازند قرمز بالایی ( $M_U$ ) است این سازند در برگیرنده وسیع ترین نهشته های قرمز رنگ میوسن میانی و بالایی بوده و نشان از تغییر شرایط دریایی سازند قم به شرایط دریاچه ای دارند. نهشته های پلیوسن - کواترنری ( $PIQ^{c,s}$ ) در گوشه شمال خاوری منطقه، رخنومنی کوچک از نهشته های کنگلومرایی دارند و شامل نهشته های آبرفتی سیلابی ( $Q^1$ )، مخروط افکنه ها و پاد گانه های آبرفتی ( $Q^2$ )، مواد آبرفتی ریزدانه تر ( $Q^3$ )، آبرفت های سخت نشده ( $Q^{al}$ )، و نهشته های نمکی  $Q^{s,m}$ ،  $Q^{s,l}$ ،  $Q^{w,s}$  می شوند

### آثار ژئومورفولوژیکی دیپریسم نمکی در منطقه مورد مطالعه

اشکال ژئومورفولوژیکی ناشی از دیپریسم نمکی در منطقه مورد مطالعه در غالب اشکال ساختمانی، کارست های نمکی و اشکال نمکی ناشی از فرایندهای هیدرولوژیکی قابل بررسی می باشند.

### اشکال ساختمانی

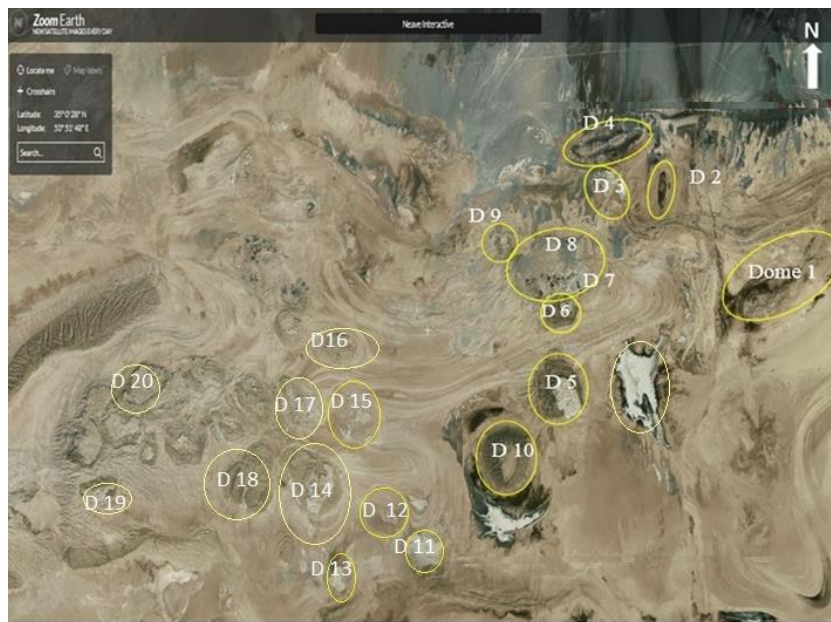
#### گنبد های نمکی

گنبد نمکی یک اصطلاح کلی است که به بالش نمکی، استوک نمکی و لایه های پوشاننده و هاله قوسی

همچنین واحد مارن و گچ ( $OM^{m,g}$ ) با ضخامت ۳۰ تا ۴۰ متری در زیر واحد گچی سنگ پوشش

و از نظر شکل ظاهری به صورت لویبایی، تابوتی و مرکب می باشند که در شمال و غرب منطقه مشاهده می شوند (جدول ۱ و شکل ۴).

شکل اطراف آن گفته می شود (Lindsay., 1977). گنبد های نمکی منطقه نسبت به سایر اشکال نمکی مساحت بیشتری از منطقه را به خود اختصاص می دهند این اشکال از نظر هندسی به شکل دایره ای، بیضی، مثلث



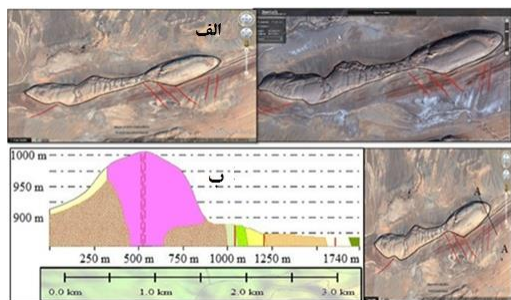
شکل ۴. تصویر ماهواره ای از گنبدهای منطقه و اشکال مورفولوژیکی آن

جدول ۱. مشخصات گنبد های نمکی منطقه مورد مطالعه

ردیف	نام گنبد	موقعیت در منطقه	شکل هندسی	شکل ظاهری	ساختار	گروه بندی ی روبره	امتداد
۱	گنبد ۱	خاوری	بیضی نامتقارن	مرکب	تقریباً بالغ و فعال	A	W-E
۲	گنبد ۲	مرکزی	بیضی نامتقارن	مرکب	نیمه بالغ و فعال	A	N-S
۳	گنبد ۳	شمالی	مثلثی	لویبایی	تقریباً بالغ و فعال	B	W-E
۴	گنبد ۴	شمال خاوری	بیضی شکل	مرکب	نامتقارن، بالغ غیر فعال	F	W-E
۵	گنبد ۵	جنوب غربی	تقریباً دایره ای	لویبایی	مقارن نیمه فعال	D	NW-SE
۶	گنبد ۶	غربی	بیضی شکل	مرکب	نامتقارن، بالغ فعالیت اندک	D	NE-SE
۷	گنبد ۷	غربی	بیضی شکل	مرکب	نامتقارن، بالغ نیمه فعال	D	NE-SW
۸	گنبد ۸	غربی	بیضی شکل	مرکب	نامتقارن، بالغ، نیمه فعال	D	NE-SW
۹	گنبد ۹	غربی	تقریباً دایره ای	لویبایی	مقارن، نیمه بالغ و نیمه فعال	D	N-S
۱۰	گنبد ۱۰	جنوب غربی	تقریباً دایره ای	تابوتی	نامتقارن، نابالغ و فعال	A	N-S
۱۱	گنبد ۱۱	جنوب	تقریباً دایره ای	تابوتی	نامتقارن، نابالغ، فعال	D	N-S
۱۲	گنبد ۱۲	جنوب	دایره ای	مرکب	نامتقارن، فعال	A	N-S
۱۳	گنبد ۱۳	مرکزی	تقریباً دایره ای	تابوتی	نامتقارن، نابالغ و فعال	A	N-S
۱۴	گنبد ۱۴	جنوب	تقریباً دایره ای	لویبایی	مقارن و فعال	D	N-S
۱۵	گنبد ۱۵	مرکزی	تقریباً دایره ای	تابوتی	نامتقارن، نابالغ، فعال	D	N-S
۱۶	گنبد ۱۶	شمال	بیضی نامتقارن	لویبایی	تقریباً بالغ و فعال	A	W-E
۱۷	گنبد ۱۷	مرکزی	بیضی نامتقارن	مرکب	نیمه بالغ و فعال	A	N-S
۱۸	گنبد ۱۸	جنوب غربی	دایره ای	مرکب	مقارن، فعال	A	W-E
۱۹	گنبد ۱۹	جنوب غربی	بیضی شکل	مرکب	نامتقارن، بالغ اندکی فعال	D	W-E
۲۰	گنبد ۲۰	غربی	دایره ای	مرکب	نامتقارن، فعال	A	W-E

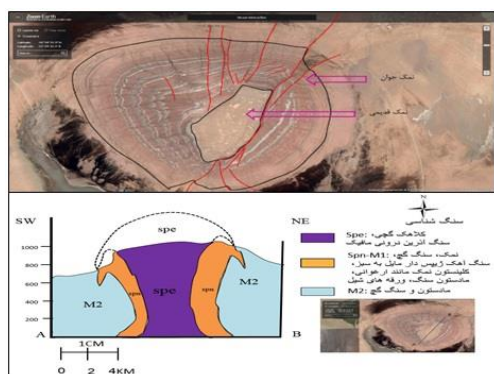


آنها در ردیف گنبد‌های فعال و نیمه فعال قرار می‌گیرند تنها گنبد غیر فعال منطقه گنبد شماره ۴ می‌باشد (شکل ۷). این گنبد دوران فعالیت خود را طی نموده و از نظر اشکال ژئومورفولوژیکی مشخصات یک گنبد تکامل یافته را دارد.



شکل ۷. گنبد نمکی شماره (۴) (الف) (تصویر ماهواره ای) (ب) مقطع عرضی همان گنبد

از نظر شکل ظاهری نیز بیشتر گنبد‌های منطقه شکلی مرکب دارند شکل مرکب در اشکال ژئومورفولوژیکی سبب دشواری شناسایی آنها می‌گردد. از بین ۲۰ گنبد شناسایی شده در منطقه ۱۱ مورد، مورفولوژی مرکب دارند به همین دلیل شناسایی آنها به آسانی گنبد‌های جنوب ایران نیست. تنها گنبد منطقه که به گنبد‌های جنوبی ایران شباهت دارد گنبد شماره ۱۰ می‌باشد. این گنبد با دارا بودن شکل تابوتی و منفرد یکی از تپیک ترین گنبد‌های نمکی شناسایی شده در منطقه از نظر ژئومورفولوژیکی می‌باشد (شکل ۸). همچنین گنبد‌های ۱۱، ۱۳ و ۱۵ به گنبد‌های واقعی شباهت بیشتری دارند.

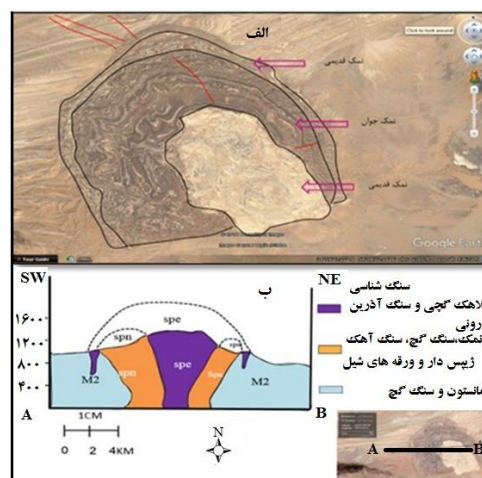


شکل ۸. تصویر ماهواره‌های گنبد نمکی ۱۰ این گنبد تنها گنبد منطقه است که شکلی منظم دارد.

از نظر روند تغییرات بیشتر گنبد‌های نمکی منطقه در حال تغییر می‌باشند فقط گنبد شماره ۴ به دلیل رسیدن به مرحله تکامل تغییرات کمتری را تجربه می‌نماید (شکل ۷). سایر گنبد‌های منطقه با تکامل

## ژئومورفولوژی گنبد‌ها

اشکال ناشی از فرایند دیاپریسم نمکی بخش وسیعی از مورفولوژی منطقه را به خود اختصاص می‌دهد در بین اشکال نمکی سهم گنبد‌های نمکی چشمگیر تری باشد (شکل ۴ و ۳). جکسون (۱۹۹۰) گنبد‌های نمکی کویر بزرگ ایران را به ۶ گروه طبقه‌بندی کرده است. گروه A: گنبد‌های ساده با پوشش نازک لایه، گروه B: گنبد‌های ساده با هسته نمک قدیمی، گروه C: گنبد‌ها با هسته نمک قدیمی و پوشش نازک و ناپیوسته از لایه‌های بالایی، گروه D: هسته از نمک جوان و قدیمی و پوشش نازک و ناپیوسته از لایه‌های بالایی، گروه E: هسته از نمک‌های جوان و قدیمی و پوشش نازک و پیوسته‌ای از لایه‌های بالایی، گروه F: هسته از نمک‌های قدیمی و پوششی ضخیم از لایه‌های بالایی تشکیل شده است. گنبد‌های نمکی منطقه مورد مطالعه که در قسمت شمالی کویر بزرگ ایران شکل گرفته اند جزئی از این تقسیم بندی به حساب می‌آیند. در منطقه مورد مطالعه تعداد ۲۰ گنبد نمکی شناسایی شد (جدول ۱ و شکل ۴). از نظر پراکنندگی جغرافیایی بیشتر آنها در جنوب، شمال خاوری و مرکز منطقه شکل گرفته و از نظر ارتفاع، میزان فعالیت، شکل ظاهری، تکامل و شکل هندسی با یکدیگر متفاوت می‌باشند. به طوریکه گنبد ۱۱ (شکل ۴ و ۵) با ۸۲۰ متر ارتفاع کمترین و گنبد شماره ۵ با ۱۲۰۰ متر بیشترین ارتفاع را دارند (شکل ۶).



شکل ۶. گنبد (۵) (تصویر ماهواره ای الف) (گوگل ارض ۲۰۱۶) و نیمرخ عرضی (ب)

از نظر میزان فعالیت به دلیل قرار گرفتن گنبد‌های نمکی منطقه در معرض فعالیت‌های تکتونیکی بیشتر



شکل ۱۰. دو نمونه از دیوارهای نمکی منطقه مورد مطالعه

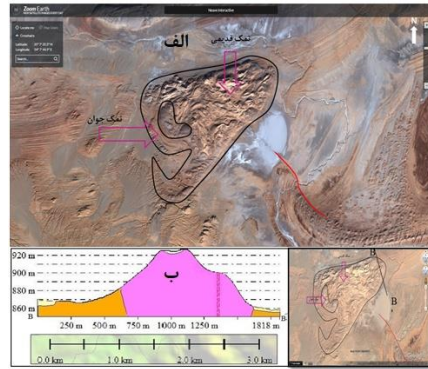
### کارست های نمکی

پس از شکل گیری گنبد های نمکی فرایند های مختلف فرسایشی با انحلال نمک و باقی گذاشتن سازندهای سخت اشکال متنوعی را به وجود می آورند که به آنها کارست نمکی گفته می شود در بین کارست های نمکی منطقه کارن های نمکی از تنوع بیشتری برخوردار می باشند اما به دلیل فرسایش پذیری بالا دوام زیادی ندارند و سهم آنها در ناهمواری های منطقه مورد مطالعه ناچیز جلوه می نماید. دولین های نمکی به دلیل مقاومت بیشتر در برابر فرایندهای فرسایشی نمود بیشتری در مورفولوژی نمکی منطقه دارند.

دولین ها از نظر شکل ظاهری به شش نوع انحلالی، ریزشی، پوششی، فرونشستی، پر شونده و دفنی تقسیم می شوند (Waltham et al., 2005). دولین های نمکی منطقه شباهت زیادی به دولین های سقوپی و انحلالی دارند (شکل ۱۱ الف). بر خلاف دولین های آهکی مقدار آب موجود در دولین های نمکی قابل توجه نیست. همچنین از نظر پایداری، به دلیل مقاومت کمتر نمک نسبت به آهک در برابر عوامل فرسایشی دوام کمتری دارند اما در بین کارست های نمکی از دوام بیشتری برخوردار می باشند (مقامی مقیم، ۱۳۹۹).

پونورهای نمکی از اشکال کارست نمکی دیگر هستند که در منطقه به وفور قابل مشاهده می باشند. پونور های نمکی منطقه در سازندهای تبخیری و مارن های منطقه شکل گرفته و نقش عمده ای در انتقال آب به سفره های زیر زمینی دارند (مقامی مقیم، ۱۳۹۹). در کارست های آهکی گسترش افقی پونورها منجر به شکل گیری غار و گسترش عمودی آنها منجر به شکل گیری چاهای کارستی می شود. به دلیل ناپایداری نمک

خود فاصله زیادی دارند. از نظر شکل هندسی بیشتر گنبد های نمکی منطقه بیضی شکل هستند. گنبد نمکی شماره ۳ با دارا بودن شکل مثلی بهترین شکل هندسی گنبد ها را از نظر ریخت شناسی به خود اختصاص داده است (شکل ۹).



شکل ۹. الف) تصویر ماهواره ای (ب) پروفیل رسم شده از گنبد شماره ' (منبع: الف گوگل زوم ۲۰۱۶، ب فیض آبادی، ۱۳۹۵)

### تاقدیس نمکی

تاقدیس های نمکی شامل پشته ها و موج های نمکی، دارای مقطع عرضی متقارن با یک ریشه دوجوهی و سقف تاق دار هستند. از نظر ابعاد فیزیکی وسیع ترین اشکال ژئومورفولوژیکی ناشی تکتونیک نمکی در منطقه محسوب می شوند در اغلب آنها نمک توسط لایه های رسوبی پوشانده شده اما در برخی از آنها لایه نمک در اثر فرسایش در سطح ظاهر شده است. تاقدیس نمکی جنوب معلمان (شکل ۲) یکی از بزرگترین تاقدیس های منطقه می باشد وجود لایه های نمکی در برخی از قسمت های آن، این تاقدیس را در ردیف تاقدیس های نمکی قرار می دهد. همچنین تاقدیس دلازیان در شمال و تاقدیس شرقی کوه گوگرد در قسمت غربی منطقه تاقدیس نمکی می باشند اما حجم زیاد روباره ها هویت نمکی بودن آنها را تحت تأثیر قرار داده است.

### دیوار نمکی

بالا آمد طولی نمک به صورت ناهماهنگ با ردیف موازی را دیواره های نمکی می گویند (شکل ۱۰). به دلیل ماهیت فرسایش پذیری بالای نمک، دیوارهای نمکی اغلب در زیر رسوبات مدفون هستند اما برخی از آنها ممکن است در اثر وقوع سیلاب در سواحل دره ها، صفحه گسل ها و محل احداث جاده ها و فعالیت های انسانی در سطح زمین ظاهر شوند.

یخچال‌های نمکی به صورتی انبوه در نوک و یا در دامنه‌های پر شیب گنبد‌های نمکی شکل می‌گیرند در آن دسته از گنبد‌های نمکی منطقه که روباره‌ها فرسایش یافته‌اند نمک‌ها ظاهر شده در دراز مدت در اثر هوازدگی تخریب شده بر اساس وزن نمک و شیب گنبد نمکی جابجا می‌شوند با کاهش شیب روی هم انباشته شده یخچال‌های نمکی را به وجود می‌آورند یخچال‌های نمکی به خاطر شباهت سطحینمکه یخ و جابجایی آن به این نام شهرت دارند (رجبی و شیرازی طرزم، ۱۳۸۸). وگرنه سایر مشخصات یخچال در آنها نمود عینی ندارد.



شکل ۱۲. دو نمونه از اشکال هیدرولوژیکی منطقه (الف دره نمکی، ب یخچال نمکی)

### چشمه‌های نمکی

چشمه‌های نمکی جریانان کوتاه، با دبی کم و از نظر کیفی شور می‌باشند که در پای گنبد‌های نمکی و بستر رودخانه‌ها و دره‌ها در سطح زمین ظاهر می‌شوند دبی کم و وجود ذرات کلرید کلسیم و منیزیم در آب آنها نشانه تغذیه آنها از گنبد‌های نمکی می‌باشد. بیشتر این چشمه‌ها در شمال غربی منطقه در سطح زمین ظاهر و با پیوستن به یکدیگر دره‌های نمکی را تشکیل می‌دهند. چنانچه چشمه‌های نمکی در مکانی ظاهر شوند که از دهکشی مناسبی برخوردار نباشد در دراز مدت به دولین نمکی تبدیل می‌شوند (شکل ۱۱ الف). آب این چشمه‌ها از طریق نفوذ آب در درز و شکافها، پونورهای نمکی (شکل ۱۱ ب) به داخل سفره‌های کم

این پدیده در پونورهای نمکی کمتر اتفاق می‌افتد پونورهای منطقه بیشتر از نوع ترک‌های توسعه یافته و درزه باریک می‌باشند (شکل ۱۱ ب).

هر چند از پولیه‌ها به عنوان سنبول سرزمین‌های کارستی یاد می‌شود (مقامی مقیم، ۱۳۹۷) اما به دلیل فعالیت‌ها و پیچیدگی‌های زمین‌ساختی پولیه‌های نمکی نقش قابل توجهی در مورفولوژی منطقه مورد مطالعه ندارند.



شکل ۱۱. دو مورد از کارست‌های نمکی منطقه مورد مطالعه (الف دولین نمکی، ب پونور نمکی)

### اشکال نمکی ناشی از فرایندهای هیدرولوژیکی دره‌های نمکی

از نظر مطالعات ژئومورفولوژیکی دره‌های نمکی از دیدگاه کارست‌های نمکی هم قابل مطالعه می‌باشند اما از آنجایی که در دره‌های نمکی منطقه برونزد نمک کم و دبی آب پایین است اشکال تپیک کارستی کمتری در آنها شکل گرفته به همین دلیل بهتر است دره‌های نمکی منطقه از دیدگاه اشکال هیدرولوژیکی نمکی مطالعه شوند. دره‌های نمکی بر اثر نفوذ آب در گنبد‌ها و لایه‌های نمکی و انحلال آنها به وجود می‌آیند (مقامی مقیم، ۱۳۹۹).

به دلیل سست بودن سازند‌های تشکیل دهنده منطقه، این دره‌ها از نظر شکل ۷ شکل، کوتاه و پر پیچ و خم و از نظر مقدار آب خشک و فصلی می‌باشند (شکل ۱۲ الف).

### یخچال‌های نمکی

یخچال‌های نمکی اشکال هیدرولوژیکی نمکی دیگری می‌باشند که در منطقه مشاهده می‌شوند (شکل ۱۲ ب).



خاوری در شمال منطقه و گسل احتمالی سرکوب در جنوب آن سبب شکستگی‌ها و درز و شکاف‌هایی شده که نمک از طریق آن‌ها به لایه‌های بالایی نفوذ و سبب شکل‌گیری ناهمواری‌های نمکی در این قسمت از ایران شده است. علاوه بر فعالیت گسل‌ها، تغییرات سطحی ایجاد شده شامل بهم‌ریختگی‌های ناحیه‌ای سطحی، چرخش امتداد ساختارهای ایجاد شده و شکستگی‌های سطحی مربوط به بالاآمدگی نمک نیز در این زمینه تأثیر گذار بوده است؛ این تغییرات که با ویژگی رفتار نمک و حرکت آن به سمت بالا قابل توجیه است در شکل‌گیری اشکال نمکی این منطقه موثر بوده است. پس از بالا آمدن گنبد‌های نمکی تحت تأثیر فعالیت‌های زمین‌ساختی و ساختار نمک، عناصر آب و هوایی و فرایندهای هیدرولوژی تغییراتی را در آنها ایجاد نموده و اشکال ثانویه را به وجود آورده‌اند که در غالب کارست‌های نمکی مورد بررسی قرار گرفت. عوامل و فرایندهای نامبرده از نظر ژئومورفولوژیکی اشکال نمکی متنوعی را سبب شده که از نظر مکانیزم‌های شکل‌گیری می‌توان آنها را در سه گروه اشکال ساختمانی، کارست‌های نمکی و اشکال نمکی ناشی از فرایندهای هیدرولوژیکی طبقه‌بندی نمود.

در بین اشکال ساختمانی گنبد‌های نمکی بیشتر مساحت منطقه مورد مطالعه را به خود اختصاص می‌دهند تأثیرات تکتونیک و فرایندهای فرسایشی سبب تنوع در شکل آنها شده است، به گونه‌ای که آندسته از گنبد‌های نمکی منطقه که ساخت‌های نمکی آنها دایره‌ای شکل است، جوان، فعال و در مراحل اولیه تکاملی می‌باشند گنبد‌های (۱۸-۱۵-۱۴-۱۳-۱۲-۱۱-۱۰-۹-۵). بیشتر گنبد‌های منطقه در این گروه قرار می‌گیرند. گنبد‌هایی که ساخت‌های نمکی بیضی شکل و الگوی خطی دارند ساخت‌هایی پیر، غیرفعال و در مراحل آخر تکاملی می‌باشند گنبد‌های (۱۹-۸-۷-۶-۴). شکل الگوی خطی در گنبد‌های (۱-۲-۴-۶-۷-۸-۱۶-۱۷)، نشان از نقش کنترلی ساختارهای تکتونیک به خصوص گسل‌های تروود و سرکوب بر شکل ناهمواری‌های نمکی منطقه دارد. برآمدگی‌های موفولوژیکی مربوطه نیز ناشی از عملکرد ساختارها خواهد بود؛ اما، در مورد دی‌پایریسم نقطه‌ای (گنبد‌های ۳-۵-۹-۱۰-۱۴-۱۶) دو حالت پیش می‌آید: یا تک دی‌پایریسم داریم که

عمق تغذیه و هر جا شرایط فراهم شود در سطح زمین ظاهر می‌شوند.

### نمک‌شار یا آبشار نمکی

برجستگی گسترده‌ای از جریان نمک از بخشی از سطح زمین به خصوص مناطق پر شیب به مناطق کم شیب می‌باشد این پدیده یکی از کمیاب‌ترین اشکال تکتونیک نمکی است نمک‌شارها در بستر رودخانه‌ها، گنبد‌های نمکی پر شیب و تراست‌های رودخانه‌ای مشاهده می‌شوند و برخلاف آبشارهای رودخانه‌ای دوام چندانی ندارند (شکل ۱۳).



شکل ۱۳- آبشار نمکی در منطقه مورد مطالعه (منبع: درمحمدی، ۱۳۹۶، به نقل از مرادان، ۱۳۶۹)

### پولیگون‌های نمکی

پولیگون‌های نمکی اشکال چند ضلعی هستند که در اثر هوازگی آب شکافی در مناطق خشک بوجود می‌آیند و در اثر جذب رطوبت نرم و با از دست دادن آن تقلیل حجم می‌دهند که سبب بوجود آمدن شکاف‌های چند ضلعی در آن می‌شود (زمردیان، ۱۳۹۴). ابعاد این چند ضلعی‌ها در منطقه ۲۰ تا ۳۰ سانتیمتر می‌باشد به دلیل نا آرامی‌های زمین‌ساختی پولیگون‌های نمکی منطقه نامنظم می‌باشند. در بین اشکال نمکی کوچکترین اشکال ژئومورفولوژیکی ناشی از تکتونیک نمکی پولیگون‌های نمکی می‌باشند.

### بحث

مطالعه فرایندها و اشکال ناشی از دی‌پایریسم نمکی در جنوب استان سمنان نشان داد، بر اساس شواهدی چون تکرار دوره‌های نمک، ژپیس، مارن و رس نمک‌دار در لایه‌های رسوبی منطقه می‌توان از نظر سنی اشکال نمکی این منطقه را به دوره میوسن نسبت داد. از نظر مکانیزم‌های موثر در شکل‌گیری اشکال نمکی منطقه می‌توان گفت علاوه بر دی‌پایریسم و عملکرد نمک، وجود گسل‌های تروود با جهت شمال باختری جنوب

بخشی دیگر از اشکال نمکی منطقه در اثر فرایندهای هیدرولوژیکی شکل گرفته‌اند. این اشکال شامل آبشارهای نمکی، دره‌های نمکی، چشمه‌های نمکی و یخچال‌های نمکی می‌باشند.

اشکال هیدرولوژیکی مناطق نمکی با مناطق غیر نمکی تفاوت‌های زیادی دارند در منطقه مورد مطالعه دره‌ها ۷ شکل، با دبی کم و از نظر آبدهی فصلی می‌باشند، آبشارهای نمکی فقط از نظر ظاهری شبیه آبشار بوده به جای آب نمک جابجا می‌شود و چشمه‌های نمکی بر خلاف چشمه‌های کارستی دبی کمتری دارند.

در اثر تعامل فرایندهای ذکر شده اشکال متنوع نمکی در منطقه شکل گرفته و توپوگرافی ویژه‌ای به آن بخشی ده که این توپوگرافی سبب متمایز شدن ژئومورفولوژی منطقه از سرزمین‌های مجاور شده است.

### نتیجه‌گیری

اشکال ژئومورفولوژیکی ناشی از فرایند دیپایریسم نمکی جنوب استان سمنان در سه گروه اشکال ساختمانی، کارست‌های نمکی و اشکال ناشی از فرایندهای هیدرولوژیکی مورد مطالعه قرار گرفت و نتایج زیر از این مطالعه حاصل شد.

- بخش قابل توجهی از منطقه مورد مطالعه تحت تأثیر فرایند دیپایریسم نمکی قرار دارد به همین دلیل اشکال ناشی از این فرایند وسعت بیشتری از مورفولوژی منطقه را به خود اختصاص می‌دهند.

- در شکل‌گیری اشکال نمکی منطقه فرایندهای تکتونیکی منطقه به خصوص گسل‌های تروود و گسل احتمالی سرکوپر، ساختار نمک و فعالیت‌های آتشفشانی نقش ایفا نموده‌اند.

- در بین اشکال ساختمانی ناشی از دیپایریسم نمکی، گنبدهای نمکی فراوان‌ترین و تاقدیس‌های نمکی وسیع‌ترین و دیوارهای نمکی کمیاب‌ترین اشکال محسوب می‌شوند.

- در اثر انحلال نمک و باقی ماندن سازندهای سخت اشکال کارست نمکی منطقه شکل گرفته است. هر چند در کارست‌های آهکی کارن‌ها متنوع‌ترین اشکال کارستی به حساب می‌آیند ولی در کارست‌های نمکی دلیل فرسایش پذیری بالا سهم آنها در ناهمواری‌های منطقه مورد مطالعه ناچیز جلوه می‌نماید.

جدا از بقیه است و به صورت جداگانه به سطح راه یافته است که در این صورت در کنترل ساختارهای تکتونیکی نیست، بلکه خود ساختارها را می‌سازد (مانند گسل‌های شعاعی). و یا تک دیپایریسم هستند که در کنار یکدیگر الگوی خطی می‌سازند و قاعدتاً با مورد فوق که الگوی خطی دارند، در ارتباط است؛ در این صورت در مرحله‌ای از تکامل منطقه، الگوی خطی برآمدگی‌ها وجود داشته است.

پس از گنبدهای نمکی، تاقدیس‌های نمکی نقش مهمی در مورفولوژی منطقه ایفا می‌نمایند. تاقدیس‌های نمکی وسیع‌ترین اشکال نمکی منطقه می‌باشند که در اثر فعالیت‌های تکتونیکی منطقه به خصوص گسل تروود و گسل احتمالی سرکوپر شکل گرفته‌اند. تاقدیس جنوبی معلمان به عنوان یکی از بزرگترین تاقدیس‌های نمکی منطقه از برجسته‌ترین اشکال نمکی منطقه محسوب می‌شود. هسته اصلی این تاقدیس از نمک تشکیل شده اما به دلیل حجم زیاد روباره‌ها نمک زیادی نمایان نیست فقط در قسمت‌هایی از این تاقدیس که عوامل فرسایشی با شدت بیشتری عمل نموده‌اند نمک‌ها در سطح این تاقدیس ظاهر شده و در اثر انباشت نمک یخچال‌های نمکی را به وجود آورده است. همچنین تاقدیس دلازیان در شمال و تاقدیس شرقی کوه گوگرد در قسمت غربی منطقه تاقدیس نمکی می‌باشند اما حجم زیاد روباره‌ها هویت نمکی بودن آنها را تحت تأثیر قرار داده است. دیوارهای نمکی نیز بخش دیگری از اشکال تکتونیک نمکی منطقه را به خود اختصاص می‌دهد دیوارهای نمکی منطقه در کناره‌های دولین‌ها، پونورها و یال دره‌های منطقه مورد مطالعه شکل گرفته‌اند.

اشکال ناشی از کارست‌های نمکی بخش مهمی از مورفولوژی منطقه را به خود اختصاص می‌دهند این اشکال شامل کارن‌ها، دولین‌ها و پونورهای نمکی می‌باشند. هر چند مکانیزم شکل‌گیری کارست‌های نمکی شبیه کارست آهکی است اما به دلیل مقاومت کمتر نمک دوام این نوع کارست قابل مقایسه با کارست‌های آهکی نیست.

در بین کارست‌های منطقه کارن‌ها فراوانترین، دولین‌ها تپیک‌ترین و پولیه‌ها کمیاب‌ترین اشکال کارست نمکی منطقه محسوب می‌شوند.



- آبخیزهای نمکی برجستگی گسترده‌ای از جریان نمک از بخشی از سطح زمین به خصوص مناطق پر شیب به مناطق کم شیب می‌باشد که در بستر رودخانه‌ها، گنبد‌ها و تاقدیس‌های نمکی پر شیب مشاهده می‌شوند و برخلاف آبخیزهای رودخانه‌ای دوام چندانی ندارند.

- مطالعات میدانی نشان دهنده این است که محدوده مورد مطالعه جزو معدود مناطق ایران است که اشکال ناشی از دی‌پایریسم نمکی نقش اصلی و تعیین کننده در مورفولوژی آن دارد.

### منابع و مأخذ

- احتشام زاده، م.، ۱۳۶۹. «گنبد‌های ترکیبی نمک جنوب سمنان (کویر نمک) و مکانیسم تشکیل آنها، ج ۱، در مجموعه مقالات سمپوزیوم دی‌پایریسم با نگرش ویژه به ایران، وزارت معادن و فلزات. ص ۳۳۴-۳۲۷

- احمدزاده هروی، م.؛ هوشمندزاده، م.؛ نبوی، ح.، ۱۳۶۹. مفهوم جدید از هرمز وستون چینه شناسی در گنبد‌های نمکی جنوب ایران، سمپوزیوم دی‌پایریسم با نگرش ویژه به ایران، وزارت معادن و فلزات.

- ارفع نیا، ر. صفایی، ه.، ۱۳۸۴. دی‌پایریسم نمک در حوضه کلوت، شمال شرق اردکان مجله علوم زمین، جلد ۱۴، شماره ۵۶، ص ۲۵ - ۱۶.

- پور کرمانی، م.؛ آرین. م.، ۱۳۷۷. گنبد‌های نمکی ایران مرکزی، مجله علوم انسانی سیستان و بلوچستان، بهار و تابستان، شماره ۶، ص ۴۱-۳۰

- درمحمدی، م.، ۱۳۹۶. ارزیابی ارزش ژئوتوریستی ژئومورفوسایت‌های مناطق خشک و بیابانی (مطالعه موردی: گنبد‌های نمکی استان سمنان)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سمنان، دانشکده کویر شناسی.

- درویش زاده، ع.، ۱۳۸۶. گنبد‌های نمکی و زمین شناسی حوضه خلیج فارس، رشد آموزش زمین شناسی، شماره ۳۱، ص ۷، زمستان.

- رامشت، م. ح.؛ غازی، ا.؛ معیری، م.؛ فتوحی، ص.، ۱۳۸۶. تأثیر گنبد‌های نمکی در شوری آب‌های پلایای داراب، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم انسانی)، شماره ۲۷،

- بر خلاف کارن‌ها دولین‌های نمکی به دلیل مقاومت بیشتر در برابر فرایندهای فرسایشی نمود بیشتری در مورفولوژی منطقه دارند. برخلاف دولین‌های آهکی مقدار آب موجود در دولین‌های نمکی قابل توجه نیست. هرچند از نظر پایداری، به دلیل مقاومت کمتر نمک نسبت به آهک در برابر عوامل فرسایشی دولین‌های نمکی دوام کمتری دارند اما در بین کارست‌های نمکی منطقه مورد مطالعه از دوام بیشتری برخوردار می‌باشند.

- پونوره‌های نمکی از اشکال کارست نمکی دیگر هستند که در منطقه به وفور قابل مشاهده می‌باشند. گسترش افقی پونورها منجر به شکل گیری غار و گسترش عمودی آنها منجر به شکل گیری چاهای کارستی در منطقه خواهد شد.

- هر چند از پولیه‌ها به عنوان سنبول سرزمین‌های کارستی یاد می‌شود. اما به دلیل فعالیت‌ها و پیچیدگی‌های زمین ساختی پولیه‌های نمکی نقش قابل توجهی در مورفولوژی منطقه مورد مطالعه ندارند. اشکال ناشی از فرایندهای هیدرولوژیکی منطقه شامل دره‌ها، یخچال‌ها و چشمه‌های نمکی می‌باشند.

- دره‌های نمکی منطقه اغلب در اثر فعالیت‌های تکتونیکی و فرایندهای فرسایشی و بر اثر نفوذ آب در گنبد‌ها و لایه‌های نمکی و انحلال آنها به وجود آمده‌اند. به دلیل سست بودن سازندهای زمین شناسی منطقه، این دره‌ها از نظر شکل ۷ شکل، از نظر طول کوتاه و پر پیچ و خم و از نظر مقدار آب اغلب فصلی بوده هستند.

- یخچال‌های نمکی به صورتی انبوه در نوک و دامنه‌های پر شیب گنبد‌های نمکی شکل می‌گیرند در آن دسته از گنبد‌های نمکی منطقه که روباره‌ها فرسایش یافته‌اند نمک‌ها ظاهر شده در درازمدت در اثر هوازگی تخریب شده بر اساس وزن نمک و شیب گنبد نمکی جابجا می‌شوند با کاهش شیب روی هم انباشته شده یخچال‌های نمکی را به وجود می‌آورند. - چشمه‌های نمکی جریانان کوتاه، با دبی کم و از نظر کیفی شور می‌باشند که در پای گنبد‌های نمکی در شمال غربی منطقه در سطح زمین جریان دارند دبی کم و وجود ذرات کلرید کلسیم و منیزیم در آب آنها نشانه تغذیه آنها از گنبد‌های نمکی می‌باشد.

- ص ۱۴۴-۱۲۹.
- معیری، م. ۱۳۸۶. منشأ تشکیل گنبد‌های نمکی در ایران، مجله فضایی جغرافیایی، سال هفتم، شماره ۱۷، ص ۶۰-۲۹.
- معیری، م. و موسوی، ح. ۱۳۸۷. بررسی و تحلیل آثار ژئومورفولوژی گسل ترود. مطالعات برنامه ریزی سکونتگاه های انسانی (چشم انداز جغرافیایی)، ۳(۷)، ۱۵۹-۱۷۶.
- مقامی مقیم، غ. ر. ۱۳۹۵. طبقه بندی اشکال کارستی حوضه درپرچین براساس مدل های سویچ، والتهام، هراک و کماتینا، نشریه جغرافیا و توسعه ناحیه ای، (۱) ۱۴ ص ۲۲۳-۲۰۷.
- مقامی مقیم، غ. ر. ۱۳۹۹. مطالعه تأثیرات دیاپیرسم نمکی در ژئومورفولوژی شمال شرقی شهرستان شاهرود. مجله آمایش جغرافیایی فضا، ۳۶(۱۰)، ص ۳۰-۱۵.
- Cramez C. 2006. Short Course on Salt Tectonics. Universidade Fernando Pessoa. Porto, Portugal. <http://homepage.ufp.pt/biblioteca/SaltTectonics/WebSaltTectonics/Index.html> 2015/8/12
- Folle, S. 2006. "Middle Salt Deposits-distribution and Potential Use." *Solution Mining Research Institute, Technical Meeting Brussels, Belgium.*
- Gansser, A. 1955. "New aspects of the Geology in Central Iran." *proceedings of forth World petroleum congress., Rome, section 1/A/5.*
- Harding Rachel, Huuse Mads, 2015 Salt on the move: Multi stage evolution of salt diapirs in the Netherlands North Sea, Marine and Petroleum Geology, 61 , 39-55
- Jackson, M. P. A., Cornelius, R. R. Craig, C. H. Gansser, A., Stocklin, J., Talbot, C. J. 1990. «Salt diapirs of the Great Kavir, Central Iran.» *Geological Society of America., Texas: University of Texas.*
- Pilgrim, G. E. (1908). "The geology of the Persian Gulf and the adjoining portion of Persia and Arabia." *Mem. Geol. Surv., Vol. 34, No. 4, pp. 1-177, India.*
- Kent, P. E. 1978. "Middle East-the Geological Background." *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology., Vol. 11, pp. 1-7.*
- Kent, P. E. 1958. "Recent Studies of South Persian Salt Plugs." *American Association of Petroleum Geologists Bulletin., 42, (12), 2951-2979.*
- Lindsay, J. F. 1977. "Salt tectonism and the evolution of the Sigsbee Scarp, Gulf of Mexico." *Tectonophysics., Vol. 39, pp. 607-619.*
- رجبی، م.، شیرازی طرز، ع. ۱۳۸۸. تکنونیک نمکی و آثار ژئومورفولوژیکی آن در آذربایجان، مطالعه موردی گنبد‌های نمکی شمال غرب تبریز، فصلنامه جغرافیا و توسعه، شماره ۱۶، ص ۷۰-۴۷.
- رضایی، خ.؛ نظام وفا، ن.؛ نوروزی، ن.؛ نظام وفا، س. ۱۳۹۱. بررسی پتانسیل سازندها در ترشیری ایران مرکزی برای احداث مخازن گاز طبیعی، فصلنامه زمین شناسی کاربردی، سال ۸، شماره ۱، ص ۵۰-۳۵.
- زمانی، ب.، جلیل پور، م.، مؤید م.، فریدی، م. ۱۳۹۲. بررسی ساختاری گنبد نمکی خواجه در شمال‌خاوری تبریز با هدف ارزیابی امکان‌پذیری ذخیره‌سازی گاز و مدل‌سازی تحلیلی دیاپیرسم، نشریه علوم زمین، زمستان ۹۳، سال بیست و چهارم، شماره ۹۴، صفحه ۲۱۷ تا ۲۲۶.
- زمردیان، م. ج. ۱۳۹۲. ژئومورفولوژی ایران فرایندهای اقلیمی و دینامیک‌های بیرونی جلد (۲) انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد چاپ هفتم.
- زمردیان، م. ج. ۱۳۹۴. مبانی ژئومورفولوژی (۲) کلیماتیک ژئومورفولوژی، ژئومورفولوژی اقلیمی و دینامیک بیرونی، انتشارات جهاددانشگاهی مشهد.
- ساری صراف، ب.؛ شفیعی، ا.؛ نقی زاده، د. ۱۳۸۶. آمایش سرزمین دامنه‌های جنوبی قوشه داغ، با تأکید بر نقش هیدروگرافی گنبد‌های نمکی، فصلنامه فضای جغرافیایی، شماره ۱۸، ص ۱۳۵-۹۵.
- سازمان هواشناسی ایران، اداره کل هواشناسی استان سمنان، آمار متوسط بارش و دما (۱۴۰۰-۱۳۸۶)
- فیض آبادی، م. ۱۳۹۵. مطالعه رابطه تکتونیک - دیاپیرسم در جنوب غرب معلمان، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی، دانشگاه دامغان، دامغان، شهریور.
- مدنی، ح. ۱۳۹۴. زمین شناسی ساختمانی و تکتونیک، چاپ شانزدهم، جهاددانشگاهی واحد اصفهان، اصفهان
- مریدی، ع. ۱۳۶۹. بررسی دیاپیرسم گنبد نمکی جنوب سمنان (حاشیه شمالی کویر ایران مرکزی)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، تهران، ص ۱۱۱.

- Ramberg, H. (1981). "Gravity, Deformation & the Earth's Crust in Theory, Experiments & Geological Application (2nd edn.). " Academic Press., London.
- Robert E., Little, J. 2000. «An Investigation of a Salt-dome Environment at South Timbalier 54, Gulf Mexico.»A Thesis Submitted to the Graduate Faculty of the Louisiana State University and Agricultural and Mechanical College in Partial Fulfillment of the Requirements for the Degree of Master of Science in the Department of Geology and Geophysics.
- Talbot,C. J1979.Flood train in a glacier of salt in southern Iran, journal of Structural Geology,1, 5-18
- Waltham, F. Bell, M. Culshaw2005 Sinkholes and Subsidence, Springer Verlag, Berlin Heidelberg, New York((Ed.) 382 pp.





# فصلنامه زمین ساخت

زمستان ۱۴۰۱، سال ششم، شماره ۲۴

doi 10.22077/JT.2024.7113.1170

## تحلیل دگرریختی در تاقدیس پازنان بر اساس داده‌های زیر سطحی و ویژگی‌های هندسی

حانیه رزجی<sup>۱</sup>، سید احمد علوی<sup>۲\*</sup>، مهدی توکلی یرکی<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.

۲- استاد، گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.

۳- دکتری مدیریت اکتشاف، شرکت ملی نفت ایران، تهران، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۱۰/۰۹

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۲/۲۴

### چکیده:

تاقدیس پازنان یکی از مهترین مخازن گاز میعانی ایران است که با روند شمال‌باختر- جنوب خاور در بخش جنوب خاوری فروبار دزفول قرار دارد. تحلیل ساختاری و دگرریختی این تاقدیس بر اساس تفسیر داده‌های زیرسطحی موجود (شامل اطلاعات لرزه‌نگاری سه‌بعدی و داده چاههای حفاری شده)، بیانگر آن است که سبک چین خوردگی این تاقدیس در افق مخزنی آسماری و سازندهای قدیمی‌تر از آن از نوع چین خوردگی جدایشی نامتقارن گسل خورده (Faulted Asymmetric Detachment Fold) است. بر پایه تفسیر ساختاری راس افق‌های آسماری، سروک، فلهیان، گوتنیا و یک افق عمیق (احتمالاً راس کنگان) در برش‌های لرزه‌ای عرضی این تاقدیس، این تاقدیس به ۳ کوهان اصلی جنوب‌خاوری، مرکزی و شمال‌باختری قابل تفکیک است که با ساختارهای زین‌سان (Saddles) از یکدیگر جدا می‌شوند. تفسیر داده‌های لرزه‌ای و ستون چینه‌شناسی مشاهده شده، به وضوح نشان می‌دهد که از ستبرای سازندهای به ویژه کرتاسه‌ی پسین و پالئوسن در اثر برخاستگی بلندای قدیمی هندوچان- ایزده کاسته شده است به طوری که سازندهای ایلام و گورپی نیز در محل بلندای نهشته نشده یا فرسایش یافته‌اند. تفسیر بازتابنده معادل راس افق آسماری در برش‌های زمانی (Time slices) مکعب لرزه‌ای پازنان نشان می‌دهد که با فرض اینکه تغییرات در بُعد مکانی (در طول محور تاقدیس پازنان) با تغییرات در بُعد زمانی (در طی زمان چین خوردگی تاقدیس) هم‌ارز باشد؛ رشد چین در کوهان‌های مرکزی و جنوب‌خاوری تاقدیس پازنان به صورت هم‌زمان ولی به طور مجزا بوده است ولی کوهان شمال‌باختری این تاقدیس پس از افزایش دگرریختی شروع به چین خوردگی کرده و در نهایت به کوهان مرکزی متصل شده است.

**واژه‌های کلیدی:** تاقدیس پازنان، بلندای دیرینه هندوچان، فروبار دزفول، تحلیل ساختاری، سبک چین خوردگی.

\*ایمیل: a-alavi@sbu.ac.ir

تلفن تماس: ۰۹۱۲۳۹۰۶۶۰۸

## Deformation analysis in the Pazanan Anticline based on subsurface data and geometric characteristics

Haniye Razaji<sup>1</sup>, Seyed Ahmad Alavi<sup>2\*</sup>, Mehdi Tavakoli Yaraki<sup>3</sup>

1- Master's student, Department of Sedimentary Basins and Petroleum, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran.

2- Professor, Department of Sedimentary Basins and Petroleum, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran.

3- Ph.D., Exploration Directorate, National Iranian Oil Company, Tehran, Iran.

### Abstract

The Pazanan anticline is one of the most important condensate gas reservoirs in Iran, which is located in the southeastern part of the Dezful Embayment with a northwest-southeast trend. The structural analysis and deformation of this anticline based on the interpretation of existing subsurface data (including 3D-seismic data and drilled wells data) indicates that the folding style of this anticline in the Asmari reservoir and older formations is faulted asymmetric detachment folding. Based on the structural interpretation of the tops of the Asmari, Sarvak, Fahliyan, Gotnia formations and a deeper horizon (probably top of the Kangan) in the transversal seismic sections of the Pazanan anticline, it could be divided into 3 main culminations known as southeastern, central and northwestern, which are separated from each other by saddles. The interpretation of the observed seismic data and stratigraphic column clearly shows that the sedimentation thickness of formations, especially the Late Cretaceous and Paleocene, have been reduced due to the uplift of the Hendijan-Izeh Paleo-high, so that the Ilam and Gurpi formations have not been deposited or eroded in the Paleo-high area. The interpretation of the Asmari reflector in the seismic time slices, with assuming that the changes in the spatial dimension (along the axis of the Pazanan anticline) are equivalent to the changes in the time dimension (during the folding time of the anticline); shows folds growth in the central and southeastern culminations of the Pazanan anticline were simultaneously but separately, while the northwestern culmination of this anticline started to folding after increasing the deformation and finally connected to the central culmination.

**Keywords:** Pazanan Anticline, Handijan Paleo-High, Dezful Embayment, Structural analysis, Folding style.

---

\*Email: a-alavi@sbu.ac.ir

Tel: +989123906608

## ۱- مقدمه

(1968; Alavi, 1994; Talbot and Alavi, 1996).

شواهد چینه‌شناسی زاگرس نشانگر آن است که این کمربند، بخشی از حاشیه شمال خاوری ورقه عربی است (شکل ۱) که در تمام طول مدت پالئوژئیک، سکوی قاره‌ای عربی و زاگرس بخشی از ابرقاره گندوانا بوده‌اند (Falcon, 1974). سپس در زمان پرموتریاس، کافت شدگی رخ داده و با گسترش اقیانوس نئوتتیس در طی ژوراسیک-کرتاسه پیشین، شرایط حاشیه قاره‌ای غیر فعال (Passive continental margin) در این گستره فراهم شده است (Berberian and King, 1981).

پژوهش‌های جدیدی که با استفاده از سامانه‌های مختصات یاب جهانی (GPS: Global Positioning Sys-) طی حدود دو دهه‌ی اخیر انجام شده‌اند، نرخ متوسط همگرایی حال حاضر بین ورقه‌های عربی و اوراسیا را حدود ۲۰ میلی متر در سال نشان می‌دهند (Sella, 2002; Hatzfeld, 2003; ArRajehi et al., 2010) به طوری که میزان همگرایی از سمت جنوب خاوری به سمت شمال باختری زاگرس کاهش می‌یابد (شکل ۱).

فروبار دزفول یک پهنه‌ی تکنورسوبی فرونشسته در سمت جنوب باختری کمربند چین-راندگی زاگرس با مساحت تقریبی ۶۰۰۰۰ کیلومتر مربع است که در برگیرنده‌ی بیشترین میداین نفتی ایران (حداقل ۵۰ میدان نفتی) است (مطیعی، ۱۳۷۴، Bordenave and Hegre, 2005; Bordenave, 2014). این بخش فرونشسته، یک حوضه‌ی پیش‌بوم (Foreland Basin) است که از سمت شمال خاوری بوسیله گسل پیشانی کوهستان (MFF)، از سمت خاور و جنوب خاوری توسط گسل کازرون (KFZ)، از سمت شمال باختری توسط قطعاتی از گسل بالارود (BFZ) و از سمت جنوب باختری توسط گسل پیش ژرفای زاگرس (ZFF) محصور شده است (شکل ۲، مطیعی، ۱۳۷۴). این گسل‌ها به همراه سه بلندای قدیمی هفتکل، هندیجان (که بخش شمال باختری تاقدیس پازنان را متأثر نموده است) و خارگ-میش نقش اساسی در رسوب‌گذاری و فرگشت زمین‌ساختی این فروبار داشته‌اند (مطیعی، ۱۳۸۲؛ علی‌پور، Sepehr and Cosgrove, 2004; Sherkat and Letouzey, 2004).

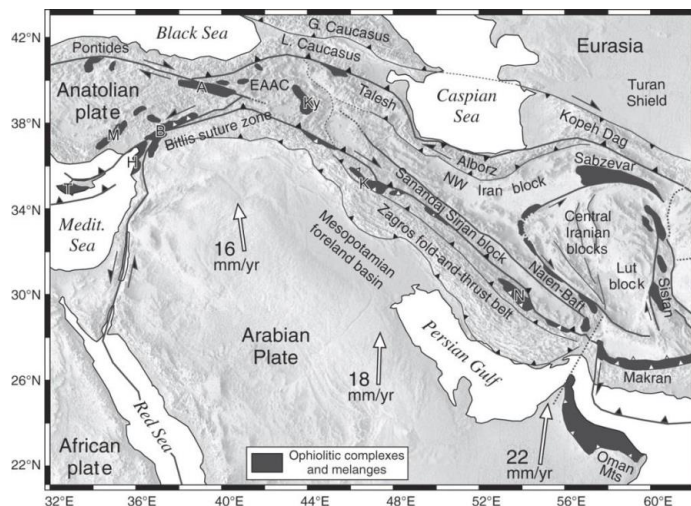
واژه بلندای قدیمی (Paleo-high) نخستین بار توسط

حدود ۸ درصد از منابع نفتی و ۱۵ درصد از منابع گازی جهان تنها در بخش ایرانی کمربند زاگرس و خلیج فارس جای دارند. میزان گاز موجود در بخش ایرانی کمربند زاگرس حدود ۶۰۰ تریلیون فوت مکعب (حدود ۱۰ درصد منابع گازی جهان) است (Bordenave and Hegre, 2010). اغلب مخازن نفتی کمربند زاگرس در تاقدیس‌های کشیده‌ای جای گرفته‌اند که غالباً در طی میوپلیوسن به وجود آمده‌اند و مخازن آنها شامل سازندهای آسماری، ایلام، سروک و گروه خامی هستند (مطیعی، ۱۳۷۶). اصلی‌ترین مخازن بزرگ نفتی ایران (به مانند اهواز، آغاچاری، مارون، کوپال، گچساران و بی‌بی‌حکیمه) در تاقدیس‌های جنوب فروبار دزفول قرار دارند.

این پژوهش با هدف دستیابی به شناخت بهتر و دقیق‌تر سازوکار چین‌خوردگی، ویژگی‌های هندسی، تغییرات ستبرای سازندها و همچنین نحوه توزیع دگرریختی در طول تاقدیس پازنان (سازند آسماری و بخش‌های قدیمی‌تر از آن) بر پایه تفسیر و تحلیل داده‌های زیرسطحی استوار است که در نهایت به افزایش بهره‌وری و بهبود دقت برنامه‌ریزی در فعالیت‌های حوزه اکتشاف و توسعه‌ی این میداین منجر خواهد شد.

## ۲- جایگاه زمین‌شناسی گستره مورد مطالعه

کمربند چین-راندگی زاگرس با روند شمال باختری-جنوب خاوری در بخش میانی رشته کوه‌های آلپ-همالیا جای دارد و یکی از جوان‌ترین برخورد‌های قاره‌ای جهان به شمار می‌رود. این کوهزاد جوان و فعال متعلق به دوران سنوزوئیک، با طول حدود ۲۰۰۰ کیلومتر و عرض ۲۵۰ تا ۳۵۰ کیلومتر از کوه تاروس (Taurus) در ۳۰۰ کیلومتری جنوب خاوری گسل آناتولی خاوری ترکیه شروع و در سراسر شمال عراق و جنوب باختری ایران کشیده شده و تا تنگه‌ی هرمز ادامه دارد. در این محل، گسل میناب با روند شمالی-جنوبی، کمربند زاگرس را از پهنه مکران جدا می‌کند (Falcon, 1974; Berberian and King, 1981; Alavi, 1994; Hessami et al., 2001). این کمربند نتیجه‌ی همگرایی و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در سنوزوئیک پسین است که بین ورقه‌های عربی و اوراسیا وجود داشته است (Stocklin,



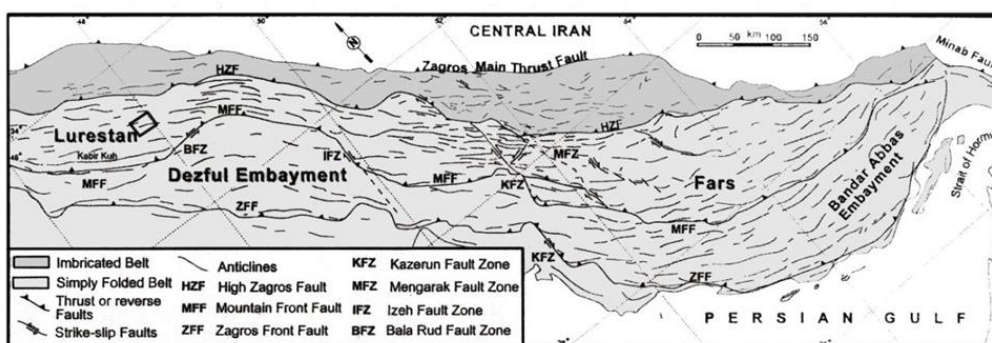
شکل ۱- نقشه زمین ساختی کمربند چین-راندگی زاگرس (Homke et al., 2009). داده‌های GPS میزان نرخ همگرایی کنونی و برخورد بین ورقه‌های عربی و بلوک ایران مرکزی را نمایش می‌دهند.

Edgell, 1992; Sherkati and Letouzey, 2004; Abdollahie Fard et al., 2006; (Aqrabi et al., 2010; Soleimany and Sabat, 2010).

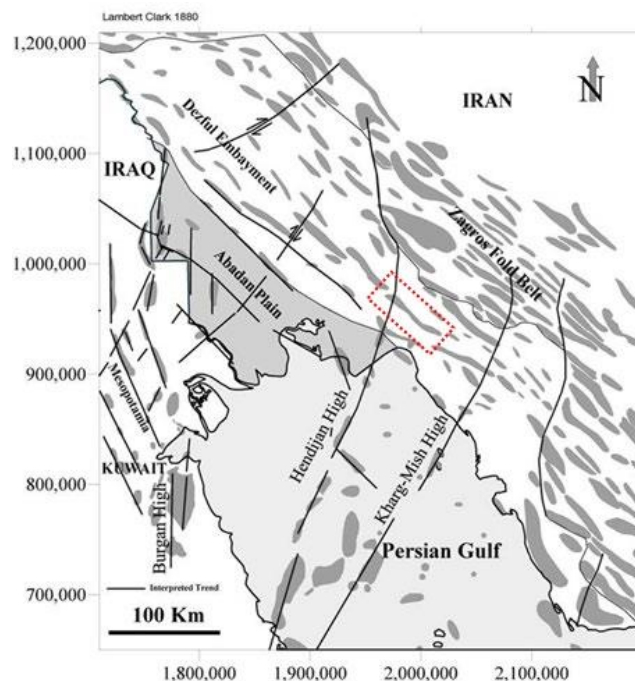
در این پژوهش به مطالعه‌ی تاقدیس پازنان در گستره‌ی عرض جغرافیایی ۴۹° ۵۰' تا ۵۰° ۲۵' خاوری و طول جغرافیایی ۳۰° ۱۵' تا ۳۰° ۴۰' شمالی پرداخته شده است. تاقدیس پازنان با روند شمال باختری-جنوب خاوری در ۱۵ کیلومتری جنوب باختری شهر بهبهان، ۱۵۰ کیلومتری جنوب خاوری شهر اهواز و ۲۵ کیلومتری شمال خلیج فارس قرار دارد. این میدان در بخش جنوبی فروبار دزفول قرار داشته و بیشینه ارتفاع آن از سطح آزاد دریا حدود ۶۰۰ متر بر روی سازند میشان است.

میدان نفتی-گازی پازنان از شمال به میدان منصور آباد، از شمال باختری به میدان آغاچاری، از خاور به میداین بهبهان و گچساران، از جنوب خاوری به میدان

تی هارت (T'Hart, 1970) در گزارش‌ها و اسناد فنی شرکت ملی نفت ایران، برای روندهای ساختاری ناحیه‌ای در کمربند زاگرس که طی چندین دوره زمانی فعالیت داشته‌اند، به کار برده شده است. سه بلندای قدیمی با روند شمال خاوری-جنوب باختری و به موازات یکدیگر در کمربند زاگرس وجود دارند که عبارتند از بلندای هندیجان-ایذه، بلندای خارگ-میش و بلندای بورگان-آزادگان که از این بین، بلندای قدیمی هندیجان-ایذه بخش شمال باختری تاقدیس پازنان را متأثر کرده است (شکل ۳). ایجاد ساختارهای با روند تقریبی شمالی-جنوبی در عربستان را به دوران پالئوزوئیک نسبت داده‌اند که در آن زمان، به شکل گسل‌های عادی فعال بوده‌اند (Edgell, 1996). برخی از پژوهشگران معتقدند که این گسل‌های پی سنگی در طی مزوزوئیک به طور خاص در زمان تریاس و اواخر کرتاسه فعال شده‌اند و باعث بالاآمدگی بلوک‌های



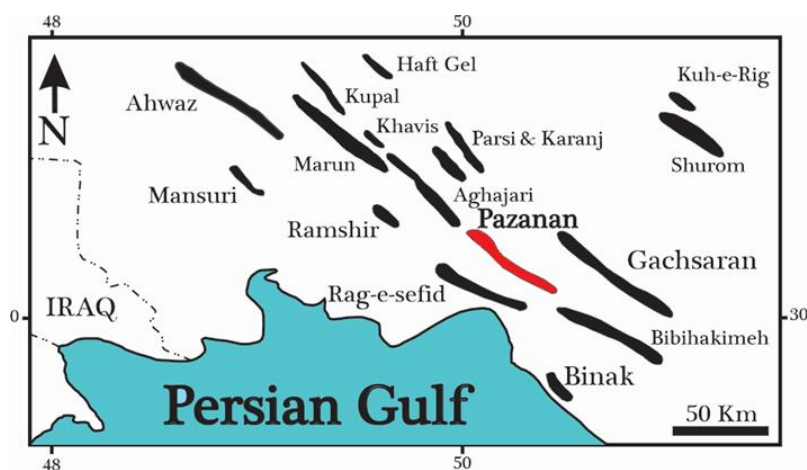
شکل ۲- نواحی زمین شناسی زاگرس و جایگاه فروافتادگی دزفول جنوبی (سلیمی، ۱۳۹۲، Sephr, 2001).



شکل ۳- موقعیت بلنداهای قدیمی هندوچان- ایذه، خارگ-میش و بورگان- آزادگان در گستره مورد مطالعه و مناطق مجاور آن (برگرفته از نیک روز، ۱۳۹۶; ۲۰۰۴). موقعیت تاقدیس پازنان با خط چین قرمز مشخص شده است.

گاز میعانی ایران است. این میدان تاقدیسی نامتقارن با گسلی بزرگ و معکوس در یال جنوبی است که احتمالاً تداوم گسل یال جنوبی میدان آغاچاری باشد.

بی‌بی حکیمه و از جنوب - جنوب باختری به میدان رگ سفید محدود می‌گردد (شکل ۴). طول و عرض تاقدیس پازنان بر روی افق آسماری به ترتیب ۶۰ و ۱۰ تا ۱۲ کیلومتر است و یکی از بزرگ‌ترین میداین



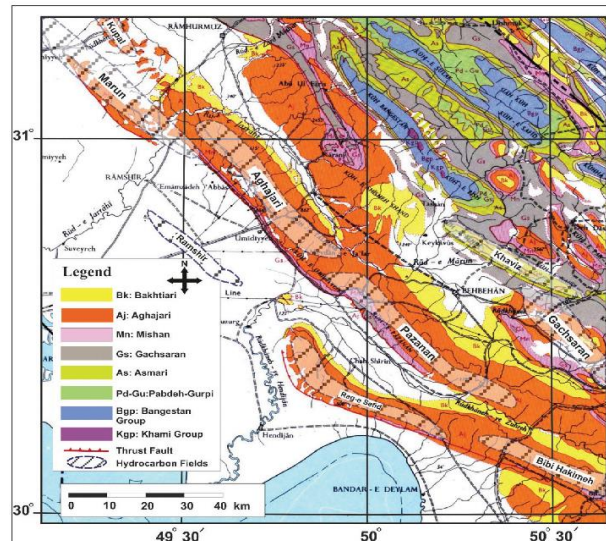
شکل ۴- محل قرارگیری تاقدیس پازنان در ناحیهی فروبار دزفول.

ژرفای زاگرس (ZFF) بریده شده و به سمت جنوب باختر جابجا شده‌اند (توکلی یرکی، ۱۳۹۷). بیشینهی رخنمون سطحی تاقدیس پازنان را سازند آغاچاری، قدیمی‌ترین رخنمون سطحی آن را سازند گچساران و مهم‌ترین سنگ مخزن این میدان را سازند آسماری

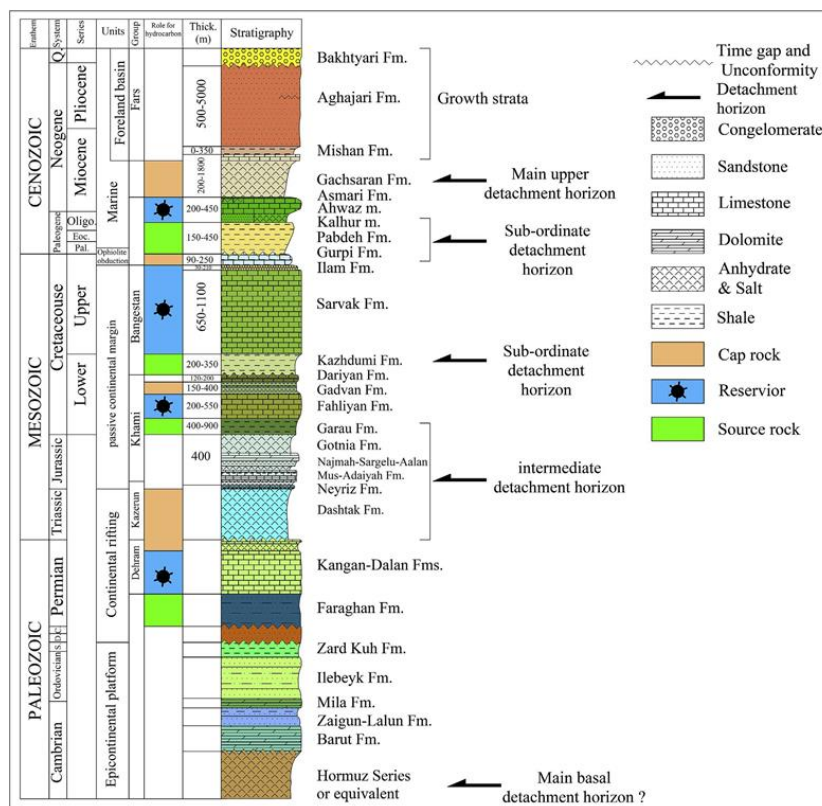
این تاقدیس در بخش فرادیواره‌ی گسل پیش ژرفای زاگرس (ZFF) قرار دارد و با توجه به محل آن از شدت دگرریختی و پیچیدگی بیشتری نسبت به بخش فرودیواره‌ی این گسل برخوردار است به طوری که سازندهای گچساران و میشان بوسیله راندگی گسل پیش

گزارش داخلی مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران). ستون چینه نگاری گستره مورد مطالعه در شکل ۶ نشان داده شده است.

تشکیل می‌دهد. رخنمون‌های سطحی منطقه از جدید به قدیم عبارتند از سازندهای بختیاری (پلیوستوسن)، آغاجاری (میوسن بالایی-پلیوسن)، میشان (میوسن میانی-بالایی) و گچساران (میوسن میانی) (شکل ۵،



شکل ۵- نقشه‌ی زمین شناسی گستره مورد مطالعه (توکی و همکاران، ۱۳۹۹).



شکل ۶- ستون چینه‌شناسی فروبار دزفول بر اساس داده‌های سطحی و زیرسطحی. واحدهای مقاوم توسط افق‌های جدایشی (نامقاوم) اصلی و فرعی از هم جدا می‌شوند (Derikvand et al., 2018, اصلاح شده پس از Abdollahi Fard et al., 2006).

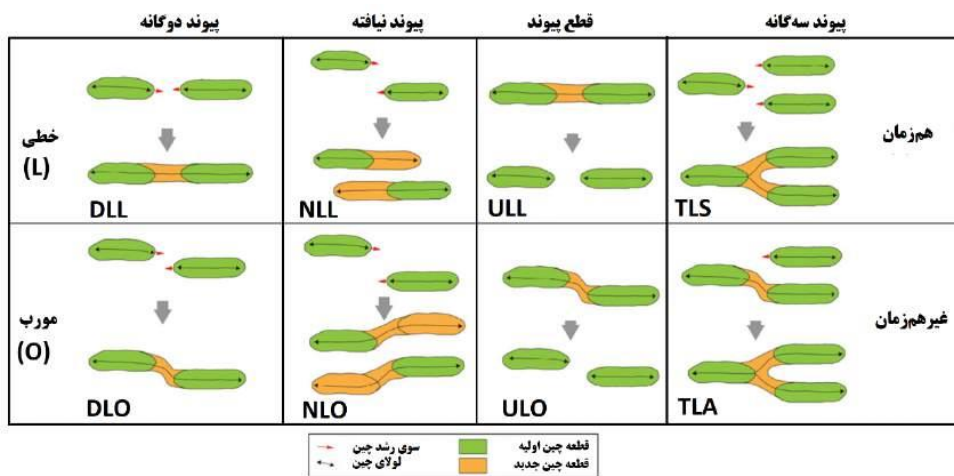
### ۳-روش پژوهش

لرزه‌های سه‌بعدی تاقدیس پازنان در نرم‌افزار نامبرده بارگذاری گردید و تعداد ۸ برش عرضی لرزه‌ای با فواصل یکسان ۸ کیلومتر از یک‌دیگر در طول تاقدیس انتخاب و نسبت به تفسیر ساختاری سرسازندهای آسماری، سروک، فهلیان، گوتیا و یک افق عمیق (احتمالاً راس کنگان) اقدام شد. سپس نقشه‌های زمانی راس سرسازندهای نامبرده تهیه شد و پس از ساخت مدل سرعتی مناسب از اطلاعات درون‌چاهی (VSP یا Check-shot) موجود در چاه‌های این تاقدیس، نسبت به تهیه نقشه‌های عمقی نهایی افق‌های یاد شده اقدام شد. بعد از آن، با ترسیم مقاطع ساختاری عمقی (منطبق بر برش‌های لرزه‌ای اولیه) در طول تاقدیس پازنان به بررسی و تحلیل ویژگی‌های هندسی و جنبشی چین در سازندهای نامبرده، تحلیل دگرریختی پیش‌رونده و سیر تحولات ساختاری ایجاد شده در سه کوهان جنوب‌خاوری، مرکزی و شمال‌باختری تاقدیس پازنان پرداخته شد و بر اساس نحوه‌ی اتصال این کوهان‌ها به یک‌دیگر و استفاده از مدل فرناندز و کاس (شکل ۷، Fernandez and Kaus, 2014)، برای رشد جانبی این کوهان‌ها در تاقدیس پازنان مدلی پیشنهاد گردید. همچنین، مقایسه تغییرات استبرای سازندها به طور هم‌زمان بر اساس داده‌های ستون چینه‌شناسی چاه‌های حفاری شده و اطلاعات مکعب لرزه‌ای موجود مورد ارزیابی و تحلیل قرار گرفت.

با توجه به این که در بسیاری از کمربندهای چین-راندگی، چین‌های مرتبط با گسل (Fault related folds) تله‌های هیدروکربنی را شکل می‌دهند، درک و شناخت هندسه دو بعدی (2D) و سه بعدی (3D) ساختارهای این چین‌های فرادیواره‌ای و چگونگی توسعه و رشد آن‌ها برای اکتشاف و بهره‌داری از منابع هیدروکربوری ضروری است (McClay, 2011).

در این پژوهش رفتار مکانیکی، ویژگی‌های هندسی و رشد چین‌ها در افق آسماری و سازندهای قدیمی‌تر از آن درگستره تاقدیس پازنان مورد مطالعه قرار گرفته است. با توجه به پوشیده بودن سطح زمین با سازندهای گچساران، میشان، آجاجاری و آبرفت‌های عهدحاضر، نبود یا محدودیت برداشت و تحلیل اطلاعات ساختاری صحرایی و همچنین عملکرد جدایشی سازند گچساران در تاقدیس مورد نظر، به طور مستقیم نمی‌توان به مطالعه چین در سازندهای آسماری و قدیمی‌تر از آن پرداخت و از این رو، می‌بایست بر پایه داده‌های زیرسطحی موجود (لرزه‌ای و چاه‌های حفاری شده) و اطلاعات به دست آمده از آن‌ها برای درک چین خوردگی و رفتار مکانیکی این سازندها استفاده کرد.

بدین منظور، در ابتدا نسبت به بارگذاری داده‌های سرسازندهای زمین‌شناسی و اطلاعات سرعتی چاههای حفاری شده در نرم‌افزار پترل اقدام شد. سپس داده‌های



شکل ۷- حالت‌های مختلف رشد جانبی چین‌های جدایشی جداگانه در طول زمان. چین‌های اولیه می‌توانند آرایش خطی یا مورب نسبت به یکدیگر داشته باشند. علاوه بر این، رشد جانبی و پیوند سه چین اولیه مورب نیز پیشنهاد شده است (برگرفته از توکلی یرکی،

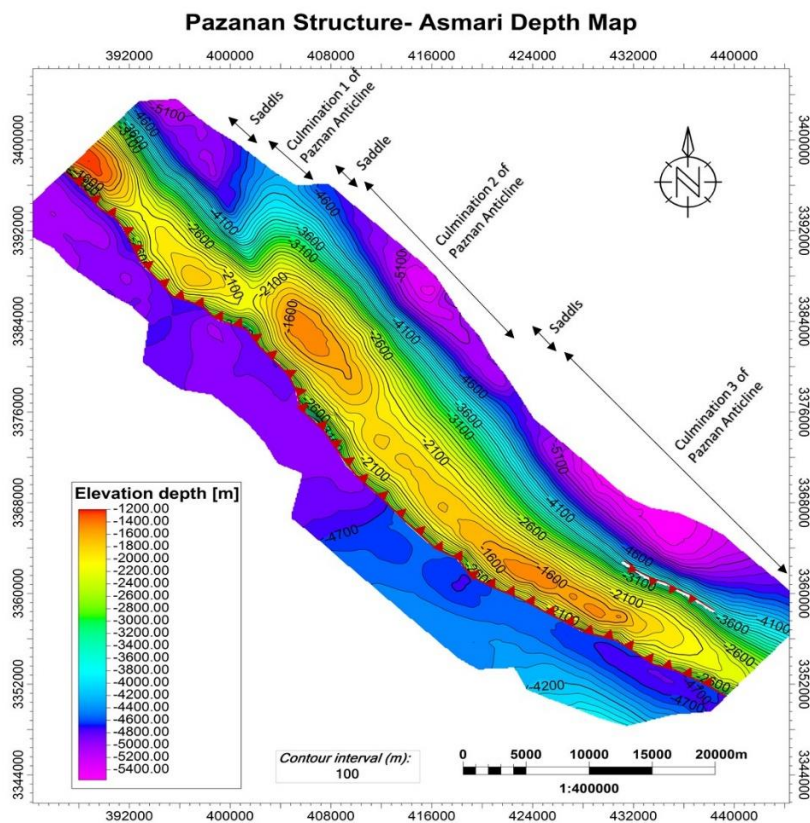
#### ۴- داده ها و اطلاعات

#### ۴-۱- ویژگی های ساختاری بر اساس نقشه عمقی سرسازند آسماری

نقشه های عمقی با استفاده از تلفیق داده های حاصل از نقشه های زمین شناسی سطحی، اطلاعات لرزه نگاری دو و سه بعدی (2D & 3D) و داده های چاه های حفاری شده (شامل سرسازندها و انواع نمودارهای درون چاهی) تهیه می شوند و سپس به طور مستمر با اطلاعات جدید برداشت شده در گذر زمان به روزرسانی و تکمیل می شوند. با توجه به این که سازند آسماری، یکی از مهم ترین مخازن نفتی ایران به شمار می رود

و کم ژرفترین سرسازند مورد مطالعه در این پژوهش است، نقشه عمقی راس این افق به عنوان نقشه پایه برای تحلیل دگرریختی تاقدیس پازنان مورد استفاده قرار گرفته است (شکل ۸).

محور چین افق آسماری در تاقدیس پازنان، در راستای خود دارای خمیدگی ها و تحدب های زیادی است. ساختمان پازنان در افق آسماری، یک تاقدیس نامتقارن و خمیده با سه کوهان (Culmination) شمال باختری (با روند N315)، مرکزی (با روند N324) و جنوب خاوری (با روند N310) است (شکل ۸).



شکل ۸- نقشه عمقی راس سازند آسماری در تاقدیس پازنان همراه با ۳ کوهان جنوب خاوری، مرکزی و شمال باختری آن.

قرار دارد.

۲. کوهان شماره ۲ (Culmination-2): قطعه ی مرکزی در تاقدیس پازنان است که بلندترین نقطه ی چین سرسازند آسماری در این تاقدیس نیز در این کوهان قرار دارد. یک خمیدگی اندک به سمت شمال خاور در محور چین افق آسماری در این کوهان قابل مشاهده است.

۳. کوهان شماره ۳ (Culmination-3): بزرگترین قطعه ی

#### ۴-۱-۱- قطعه بندی ساختاری گستره مورد مطالعه

بر اساس نقشه ی عمقی راس افق آسماری (شکل ۸)، تاقدیس پازنان به ۳ قطعه ی اصلی قابل تقسیم است: ۱. کوهان شماره ۱ (Culmination-1): این کوهان به نسبت کوچک در انتهای شمال باختری تاقدیس پازنان قرار دارد و با یک ساختار زین سان (بدون تغییر روند محور) به تاقدیس آجاجاری متصل شده است. این کوهان در محدوده ی بلندای قدیمی هندیجان-ایذه



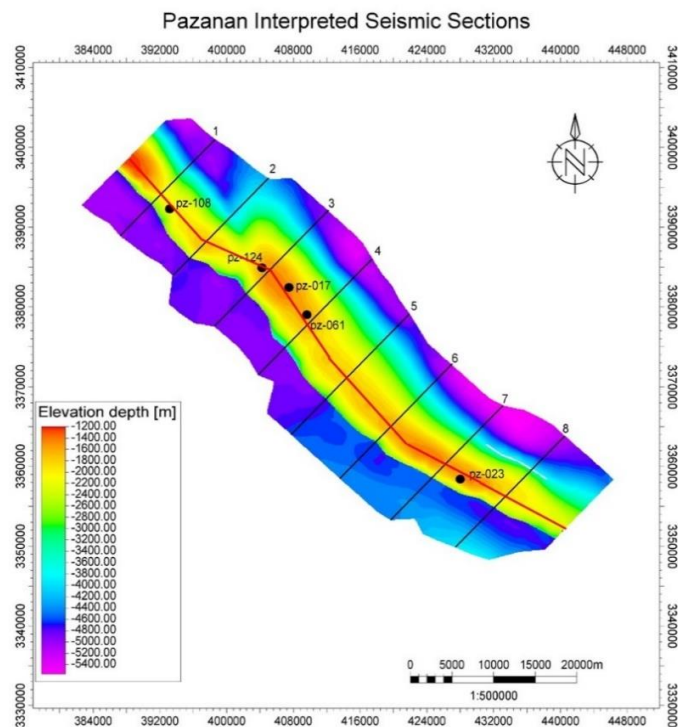
می‌گیرند (شکل ۹). لازم به ذکر است که در مناطقی از برش‌های لرزه‌ای که کیفیت بازتابنده‌ها افت شایانی پیدا کرده‌اند، با استفاده از روش تطابق بازتابنده‌ها (Jump correlation) سر سازند های مورد نظر ردیابی شده و تفسیر انجام شده است.

بر اساس برش‌های عرضی لرزه‌ای تفسیر شده، شیب ناحیه‌ای (Regional slope)، بیانگر شیب لایه‌ها پیش از چین خوردگی سازندها، در گستره تاقدیس پازنان حدود ۲ تا ۳٫۴ درجه به سمت شمال خاوری است. این میزان شیب از ترسیم خط فرضی که خط القعر دو ناودیس شمال خاوری و جنوب‌باختری ساختمان پازنان را در برش‌های لرزه‌ای مختلف به هم وصل می‌کند، محاسبه شده است.

تاقدیس پازنان است که محور چین افق آسماری آن یک خمیدگی آشکار به سمت جنوب باختر را نشان می‌دهد. این کوهان در انتهای جنوب خاوری تاقدیس پازنان قرار دارد.

#### ۲-۴- ویژگی‌های ساختاری بر اساس مقاطع لرزه‌ای

در این پژوهش، تعداد ۵ افق شامل سرسازندهای آسماری، سروک، فهلیان، گوتنیا و قاعده‌ی سطح جدایشی (احتمالاً قاعده‌ی سازند دشتک یا راس سازند کنگان) بر روی ۸ برش عرضی لرزه‌ای (با فواصل یکسان ۸ کیلومتر از یکدیگر) و برش طولی تفسیر شده‌اند که در اینجا به طور مجزا مورد بررسی قرار



شکل ۹- موقعیت و شماره برش‌های عرضی لرزه‌ای (خطوط مشکی رنگ) و برش طولی لرزه‌ای (خط قرمز رنگ) در تاقدیس پازنان به همراه شماره جاه‌های دارای اطلاعات سرعتی درون‌چاهی بر روی نقشه عمقی راس افق آسماری.

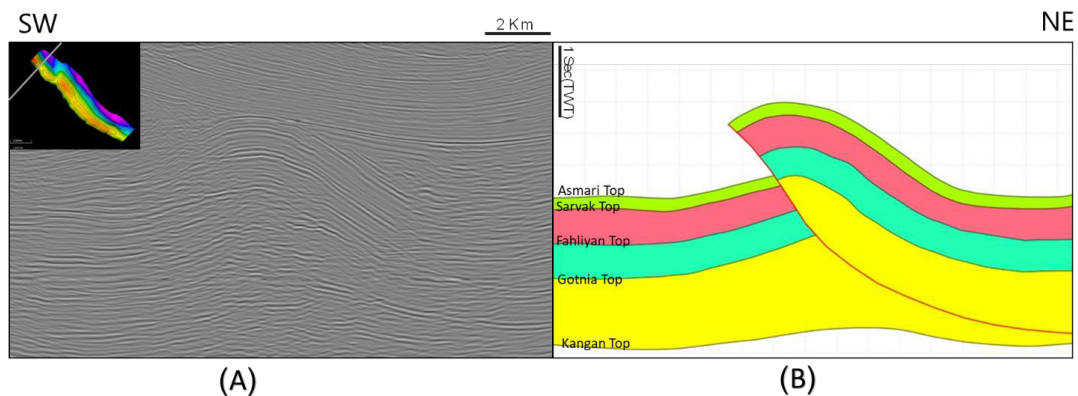
سروک، فهلیان و گوتنیا در برش لرزه‌ای تفسیر شده به ترتیب راس بخش‌های سبز، صورتی، آبی و زرد هستند و به صورت کلی رفتار مکانیکی مشابه با یکدیگر دارند و یک چین خوردگی هماهنگ (Harmonic folding) را نشان می‌دهند. با توجه به این که طول و شیب پیش‌ریال (سمت جنوب‌باختری) و پس‌ریال (سمت شمال خاوری) چین با یکدیگر متفاوت هستند و طول

#### برش لرزه‌ای شماره ۱

این برش لرزه‌ای در زین‌سان بین کوهان شمال‌باختری تاقدیس پازنان و بخش جنوب خاوری تاقدیس آغاچاری قرار دارد (شکل ۱۰). ژرف‌ترین افق لرزه‌ای تفسیر شده، قاعده‌ی سطح جدایشی (قاعده‌ی سازند دشتک یا راس سازند کنگان) است که در قسمت بالای آن یک چین جدایشی تشکیل شده است. سرسازندهای آسماری،

مقطع ۷,۳٪ اندازه‌گیری شده و یک چین باز (Open) تقریباً نامتقارن با لولای مدور است که جهت تمایل آن به سمت جنوب باختری بوده و توسط گسل پیش ژرفای زاگرس در پیش‌یال بریده شده است. گسل پیش ژرفای زاگرس که در تمام طول تاقدیس مشاهده می‌شود، دارای جهت شیب به سمت جنوب باختری می‌باشد. به نظر می‌رسد که افق کم‌قوام دشتک در این برش فعال بوده و به عنوان یک افق جدایشی عمل کرده است و سایر واحدها (شامل سازندهای آسماری، سروک، فهلیان و گوتنیا) دارای ستبرای یکنواخت در عرض چین هستند.

پس‌یال از طول پیش‌یال بیشتر و شیب آن کمتر است، پس این چین، یک چین نامتقارن (Asymmetric) به شمار می‌رود. ضمن این که شیب ناحیه‌ای (Regional Slope) واحدها در این برش تقریباً صفر است. در برش‌های لرزه‌ای شماره ۱ و ۲، واحدهای جوان‌تر از فهلیان تا راس آسماری کم‌ترین ستبرای نسبت به سایر برش‌ها نشان می‌دهند که با توجه به موقعیت این برش‌ها و محل عبور بلندای قدیمی هنديجان، دلیل این تغییر ستبرای می‌تواند به فعالیت زمین‌ساختی این بلندا در زمان رسوب‌گذاری سازندهای سروک و آسماری نسبت داده شود. میزان کوتاه‌شدگی سر سازند آسماری چین در این



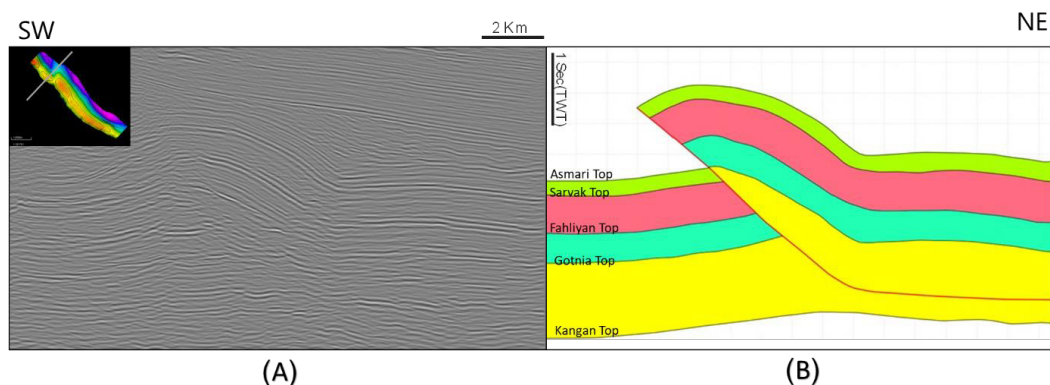
شکل ۱۰- (A) برش لرزه‌ای شماره ۱- در زین سان بین کوهان شمال باختری تاقدیس پازنان و بخش جنوب خاوری تاقدیس آغاچاری (B) تفسیر ساختاری برش شماره ۱-.

فشرده‌گی در گروه باز قرار دارد و لولای آن تقریباً مدور است. ستبرای سازندها (از راس آسماری تا راس گوتنیا) در طول برش تقریباً ثابت است. میزان دامنه چین در افق آسماری نسبت به برش شماره ۱- اندکی کاهش یافته است. در بخش فرودیه‌ی گسل، یک ناودیس ملایم با طول موج چند کیلومتری مشاهده می‌شود که بیانگر قدیمی‌تر بودن فرایند چین‌خوردگی جدایشی نسبت به گسل خوردگی پیش‌یال چین است. در این برش نیز سازند دشتک به عنوان یک سطح جدایشی اصلی عمل نموده است. در این برش، میزان کوتاه‌شدگی در افق آسماری ۱۰,۶٪ است.

## برش لرزه‌ای شماره ۲

این برش لرزه‌ای در انتهای جنوب خاوری کوهان شماره ۱- تاقدیس پازنان قرار دارد و میزان برخاستگی (Amplification) و زاویه‌ی بین یالی (Interlimb angle) آن با برش شماره ۱- تقریباً برابر است (شکل ۱۱). یک خمیدگی و حالت ناو شکل در یال شمال خاوری تاقدیس دیده می‌شود که در واقع دماغه شمال باختری کوهان مرکزی (کوهان شماره ۲- است. وجود دو کوهان (شماره‌های ۱ و ۲) در این برش سبب شده است که برخلاف سایر برش‌ها، تمایل چین در این برش به سمت جنوب باختری و پس‌یال بوده و شیب ناحیه‌ای (Regional Slope) واحدها نیز ۲,۲ درجه به سمت جنوب باختری باشد.

در این برش نیز چین خوردگی هماهنگ مشاهده می‌شود. چین افق آسماری در این برش، از نظر میزان



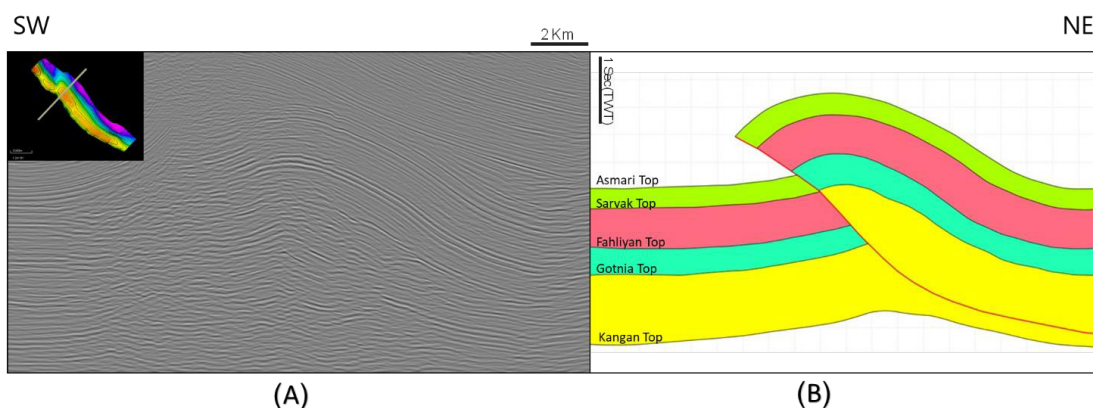
شکل ۱۱- (A) برش لرزه‌ای شماره ۲- در انتهای جنوب خاوری کوهان شماره ۱- تاقدیس پازنان (B) تفسیر ساختاری برش شماره ۲-.

بوده، تقریباً متقارن است و از نظر شاخص فشردگی، در گروه چین‌های باز قرار می‌گیرد و تمایل کمی به سمت جنوب باختری دارد. ستبرای واحدها در عرض مقطع در بالای افق جدایشی دشتک ثابت بوده و تغییر نکرده‌اند.

ناودیس موجود در فرودیواره‌ی گسل پیش‌ژرفای زاگرس نیز موید جدایشی بودن سبک چین خوردگی و متاخر بودن گسل خوردگی پیش یال چین نسبت به چین خوردگی جدایشی واحدهای سنگی است. مقدار کوتاه شدگی چین در افق آسماری در این برش حدود ۹،۱۰٪ اندازه‌گیری شده است. **برش لرزه‌ای**

### برش لرزه‌ای شماره ۳-

این برش تقریباً بر روی قله کوهان مرکزی (کوهان شماره ۲-) و در نزدیکی بلندترین نقطه‌ی تاقدیس پازنان در افق آسماری قرار دارد و با توجه به محل قرارگیری آن، میزان برخاستگی چین در این برش بیشتر از دو برش قبلی است (شکل ۱۲). زاویه‌ی بین یالی و شیب پس‌یال در این برش نسبت به برش شماره ۲- کاهش یافته است. شیب ناحیه‌ای (Regional slope) واحدها در این مقطع حدود ۱،۰ درجه به سمت شمال خاوری اندازه گرفته شده است. چین افق آسماری در این مقطع دارای لولای مدور



شکل ۱۲- (A) برش لرزه‌ای شماره ۳- که تقریباً بر روی قله کوهان مرکزی تاقدیس پازنان قرار دارد (B) تفسیر ساختاری برش شماره ۳-.

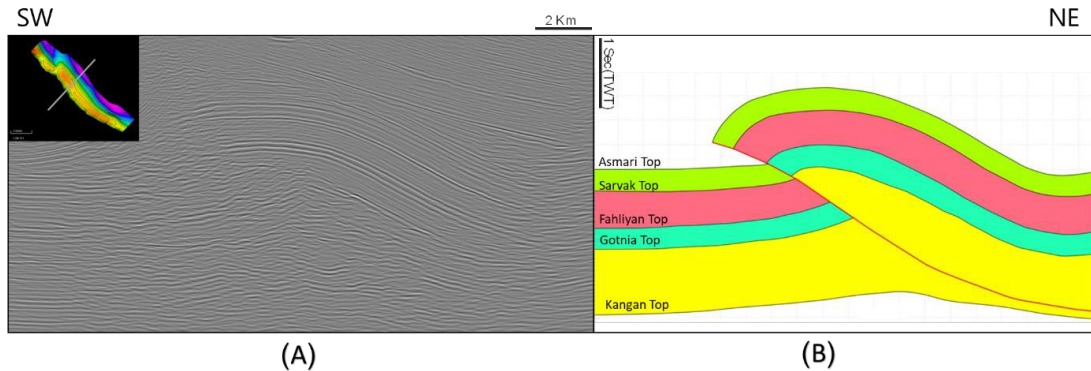
و میزان زاویه‌ی بین یالی آن کمتر از مقاطع دیگر بوده است و زاویه‌ی چین خوردگی اندازه گرفته شده آن بیشترین میزان در بین تمامی مقاطع بررسی شده می‌باشد. طول پس‌یال چین در این برش بیشتر از مقطع قبلی بوده و زاویه‌ی شیب ناحیه‌ای واحدها ۰،۸

### شماره ۴-

این برش لرزه‌ای در جنوب خاوری کوهان مرکزی تاقدیس پازنان قرار گرفته است و با توجه به موقعیت آن، میزان برخاستگی کمتری از برش شماره ۳- نشان می‌دهد (شکل ۱۳). شیب پیش‌یال این مقطع بیشتر

به سمت جنوب باختری را نشان می‌دهد. سبترای واحدهای آسماری و قدیمی‌تر از آن در عرض مقطع ثابت بوده و تغییر نکرده است. میزان کوتاه شدگی رخ داده در این مقطع ۱۱,۹٪ اندازه‌گیری شده است.

درجه به سمت شمال خاوری اندازه‌گیری شده است. منطقه لولای چین در قسمت بالای این برش نیمه‌مدور بوده و مانند مقاطع قبلی دایره‌ای و یا مدور نیست. این برش، یک چین هماهنگ، باز، نامتقارن و متمایل

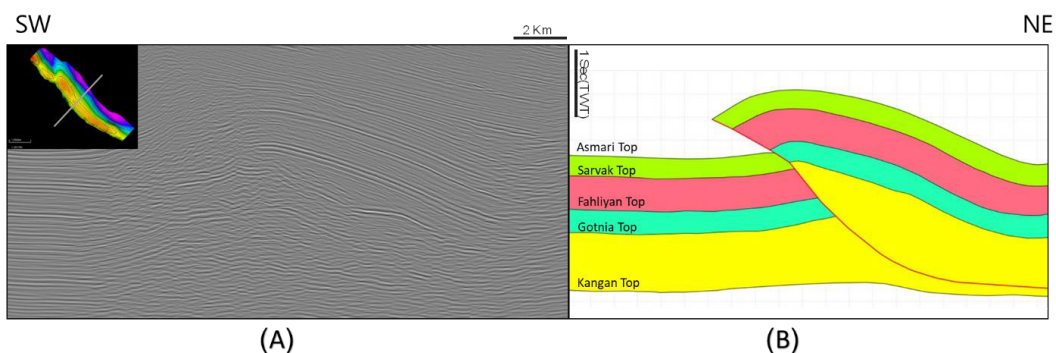


شکل ۱۳- (A) برش لرزه‌ای شماره ۴- که در انتهای جنوب خاوری کوهان مرکزی تاقدیس پازنان قرار دارد (B) تفسیر ساختاری برش شماره ۴-.

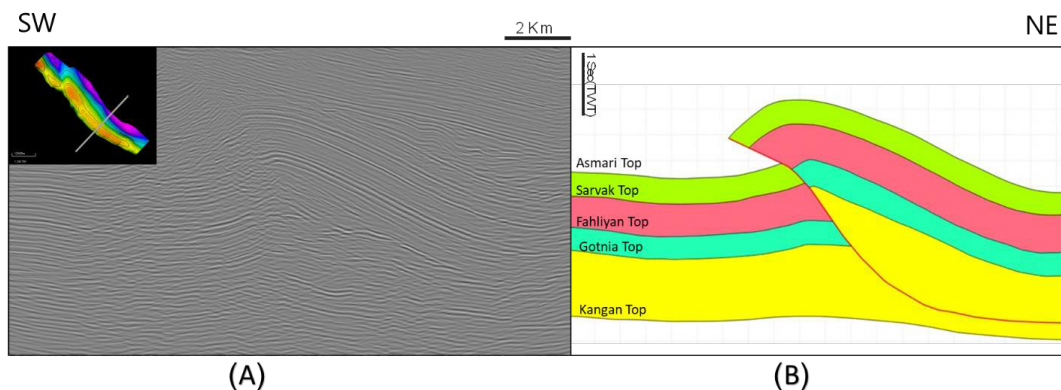
در برش‌های ۵ و ۶ به ترتیب برابر ۱,۱ و ۲,۴ درجه به سمت شمال خاوری است. شکل چین در این برش‌ها نامتقارن، در گروه باز شاخص هندسی فشرده‌گی، نیمه زاویه‌دار و متمایل به سمت جنوب باختری است و سبترای سازندهای بررسی شده در عرض برش‌ها کمایش ثابت هستند (البته کمی تغییر در سرسازندهای فهلیان و گوتنیا در بخش میانی برش شماره ۵- دیده می‌شود که به نظر می‌رسد ناشی از عوامل غیرساختاری باشند. طول پس‌یال چین در برش شماره ۵- کوتاه‌تر از نظیر آن در برش شماره ۴- بوده و این کوتاه شدگی در برش شماره ۶- نیز ادامه دارد. افزون بر این، در هر دو برش شماره ۵ و ۶ تمایل چین به سمت جنوب باختری کمتر شده و میزان کوتاه شدگی رخ داده در آنها به ترتیب برابر ۱۰,۳٪ و ۹,۹٪ است.

### برش‌های لرزه‌ای شماره ۵ و ۶

برش‌های لرزه‌ای شماره ۵ و ۶ به ترتیب در شمال باختری و میانه‌ی کوهان شماره ۳- (کوهان جنوب خاوری) تاقدیس پازنان قرار گرفته‌اند و به سمت مرکز کوهان، برخاستگی بیشتری نسبت به مقاطع قبل دیده می‌شود (شکل‌های ۱۴ و ۱۵). در برش شماره ۵-، زاویه‌ی بین یالی چین بیشترین میزان مشاهده شده در بین تمامی مقاطع گستره مورد مطالعه بوده است. شیب‌های پس‌یال و پیش‌یال چین در این برش، نسبت به برش لرزه‌ای شماره ۴- کاهش چشمگیری یافته و در برش شماره ۶ مجدداً افزایش یافته است. در برش شماره ۶، میزان شاخص ملایم بودن با توجه به افزایش برخاستگی و کاهش زاویه بین یالی آن، کمتر از برش شماره ۵- است. میزان شیب ناحیه‌ای واحدها



شکل ۱۴- (A) برش لرزه‌ای شماره ۵- که در شمال باختری کوهان شماره ۳- تاقدیس پازنان قرار دارد (B) تفسیر ساختاری برش شماره ۵-.

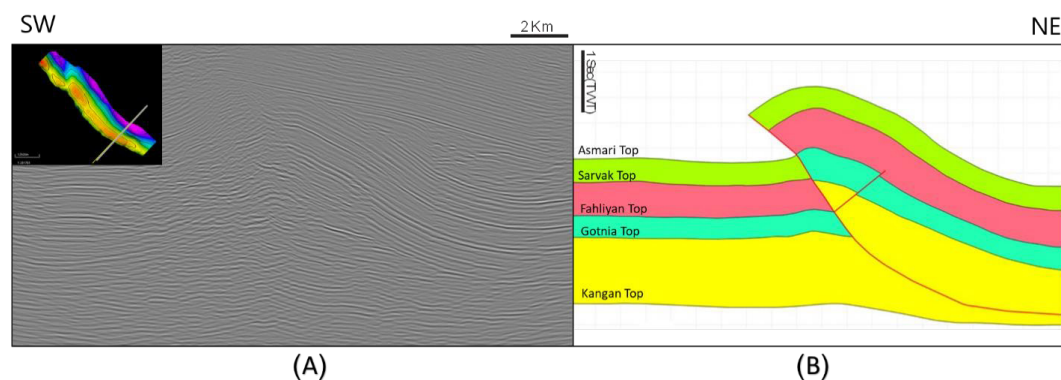


شکل ۱۵- (A) برش لرزه‌ای شماره ۶- که در میانه‌ی کوهان شماره ۳- تاقدیس پازنان قرار دارد (B) تفسیر ساختاری برش شماره ۶-.

این بخش، یک پس‌راندگی از گسل پیش ژرفای زاگرس به سمت پس‌یال، از بخش دشتک منشعب شده است که راس سازندهای گوتنیا و فهلیان را بریده و تا میانه‌ی بخش سروک ادامه یافته است. در این مقطع و در میان گسل‌های راندگی و پس‌راندگی، یک تغییر سبترای ملایم در بخش میان سرسازندهای فهلیان و گوتنیا مشاهده می‌شود که ناشی از فعالیت جدایشی افق گرو است در حالی که سبترای سایر واحدها بدون تغییر هستند. چین موجود در این برش، در گروه باز شاخص فشردگی چین قرار گرفته و نامتقارن، نیمه زاویه دار، هماهنگ و متمایل به سمت جنوب باختری بوده و میزان کوتاه شدگی آن ۹٫۴٪ محاسبه شده است.

### برش لرزه‌ای شماره ۷-

این برش در مرکز (نزدیک به قله) کوهان شماره ۳- تاقدیس پازنان قرار گرفته و به همین دلیل، میزان برخاستگی چین در آن، نسبت به برش‌های قبل افزایش یافته است (شکل ۱۶). چین موجود در این برش، پیچیده‌تر از مقطع قبل بوده و زاویه‌ی بین یالی آن کاهش و شیب پس‌یال آن افزایش یافته است. همچنین، دامنه‌ی چین در این مقطع نیز نسبت به مقطع قبل بیشتر شده است. بیشترین میزان شیب ناحیه‌ای واحدها در بین تمامی مقاطع در این برش دیده می‌شود که حدود ۳٫۴ درجه اندازه‌گیری شده است. بر اساس تفسیر انجام شده، با افزایش دگرریختی در



شکل ۱۶- (A) برش لرزه‌ای شماره ۷- که در مرکز کوهان شماره ۳- تاقدیس پازنان قرار دارد (B) تفسیر ساختاری برش شماره ۷-.

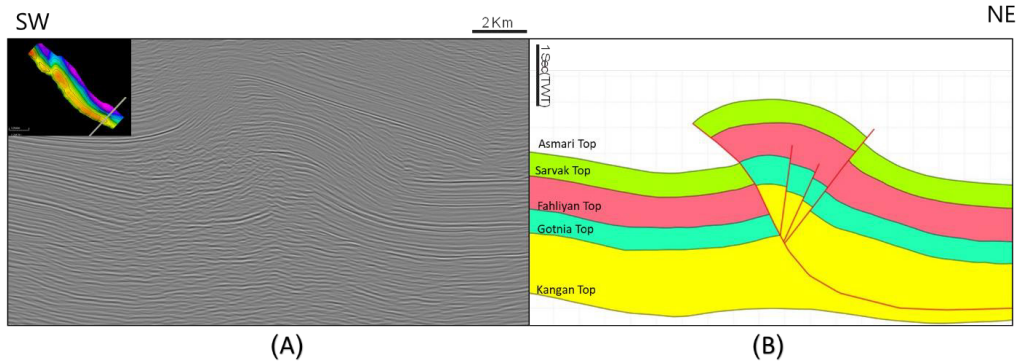
یک چین باز به شمار می‌رود (شکل ۱۷). لولای چین در این بخش مدور و اندکی نامتقارن است و کمی به سمت جنوب باختری تمایل دارد. شیب ناحیه‌ای واحدها در این مقطع ۲٫۶ درجه به سمت شمال خاوری است. در این برش، میزان شدت دگرریختی بیشتر از برش قبل است زیرا علاوه بر گسل پس‌راندگی پیشین (در

### برش لرزه‌ای شماره ۸-

این برش تقریباً در انتهای کوهان جنوب خاوری تاقدیس پازنان قرار دارد و با توجه به این که از مرکز این کوهان فاصله گرفته، میزان برخاستگی، شیب پیش و پس‌یال آن کاهش و زاویه‌ی بین یالی آن افزایش یافته است و در تقسیم بندی بر اساس شاخص فشردگی،

نیز (همانند برش قبل)، در اثر فعالیت سازند گرو به عنوان افق جدایشی، در بخش بین سرسازندهای فهلیان و گوتنیا یک تغییر ستبرای رخ داده است. میزان کوتاه شدگی در این مقطع ۸,۹٪ اندازه‌گیری شده است.

برش قبلی) که در اینجا بخش‌های آسماری تا گوتنیا را جا به جا کرده، دو گسل پس‌راندگی جدید (هم سو با پس‌راندگی اولیه) ایجاد شده‌اند که بخش‌های فهلیان و گوتنیا را جا به جا کرده‌اند. در این برش



شکل ۱۷- (A) برش لوزه‌ای شماره ۸- تقریباً در انتهای کوهان جنوب خاوری تاق‌دیس پازنان قرار دارد (B) تفسیر ساختاری برش شماره ۸-

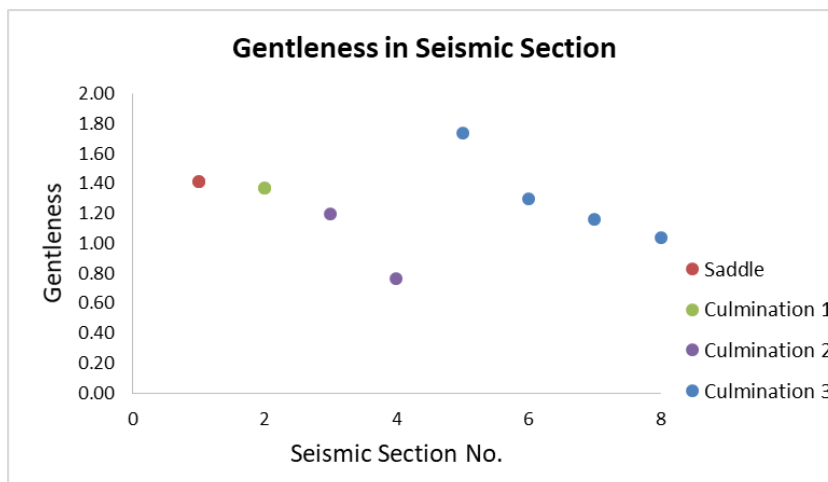
دگرریختی است بدین معنا که با افزایش زاویه‌ی چین خوردگی، زاویه‌ی بین یالی و میزان ملایم بودن چین کاهش پیدا کرده و در نتیجه میزان دگرریختی افزایش می‌یابد (شکل ۱۸). در شکل ۱۹، رابطه‌ی معکوس میان شاخص‌های زوایای چین خوردگی و بین یالی به خوبی نمایان است که با افزایش یکی از این شاخص‌ها، دیگری کاهش می‌یابد.

### ۳-۴ ویژگی‌های هندسی تاق‌دیس پازنان

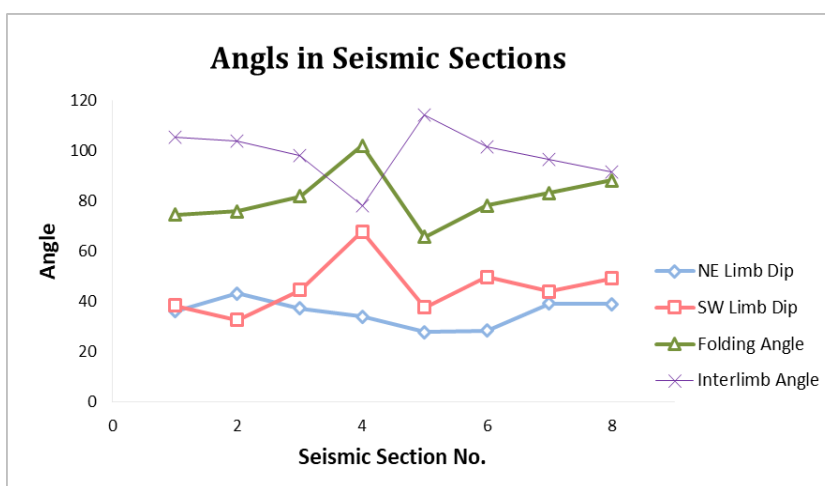
بر پایه مقاطع عمقی تهیه شده، شاخص‌های هندسی شیب پیش و پس‌یال‌ها، زاویه‌ی بین یالی، زاویه‌ی چین خوردگی، میزان ملایم بودن، برخاستگی و طول دامنه‌ی چین افق آسماری تاق‌دیس پازنان محاسبه و در جدول ۱ آورده شده‌اند. شاخص فشردگی، نمایانگر میزان چین خوردگی یا به بیان دیگر میزان

جدول ۱- قطعه‌بندی تاق‌دیس پازنان همراه با زوایای به دست آمده و شاخص فشردگی چین افق آسماری در برش‌های عرضی هر قطعه. مقادیر بیشینه و کمینه‌ی هر ستون با زیر خط و رنگ متمایز مشخص شده‌اند.

شماره برش عرضی	نام قطعه	شیب پس‌یال (یال NE)	شیب پیش‌یال (یال SW)	زاویه‌ی بین یالی (i)	زاویه‌ی چین خوردگی (Φ)	میزان ملایم بودن	نوع چین بر پایه فشردگی	میزان برخاستگی (متر)	طول دامنه
۱	زین سان بین ساختمان‌های آغاجاری و پازنان	۳۶,۱	۳۸,۵	۱۰۵,۴	۷۴,۶	۱,۴۱	باز (Open)	۳۰۱۸,۶	۱۸۱۰,۲
۲	کوهان شمال‌باختری	<u>۴۳,۲</u>	<u>۳۲,۸</u>	۱۰۴	۷۶	۱,۳۷		<u>۱۶۵۸</u>	۲۹۸۶,۸
۳	کوهان مرکزی	۳۷,۳	۴۴,۶	۹۸,۱	۸۱,۹	۱,۲۰		<u>۳۴۸۸</u>	<u>۲۲۸۱,۶</u>
۴		۳۴,۱	<u>۶۷,۹</u>	<u>۷۸</u>	<u>۱۰۲</u>	<u>۰,۷۶</u>		۳۴۲۷,۸	۲۰۲۰,۷
۵	کوهان جنوب‌خاوری	<u>۲۸</u>	۳۷,۸	<u>۱۱۴,۲</u>	<u>۶۵,۸</u>	<u>۱,۷۴</u>		۳۰۳۹,۴	۲۰۱۷,۳
۶		۲۸,۵	۴۹,۸	۱۰۱,۷	۷۸,۳	۱,۳۰		۳۱۶۶,۴	۱۸۰۴,۹
۷		۳۹,۲	۴۴	۹۶,۸	۸۳,۲	۱,۱۶		۳۳۷۱	۲۱۱۱,۴
۸		۳۹	۴۹,۳	۹۱,۷	۸۸,۳	۱,۰۴		<u>۲۹۳۱,۹</u>	۱۷۹۴,۷



شکل ۱۸- نمودار مقادیر شاخص ملایم بودن چین افق آسماری در برش‌های لرزه‌ای مورد بررسی در تاقدیس پازنان.



شکل ۱۹- نمودار تغییر زوایای چین خوردگی، بین یالی و شیب یال‌های شمال خاوری و جنوب باختری چین افق آسماری در برش‌های عرضی تاقدیس پازنان.

را تحت تاثیر قرار داده است (شکل ۲۰). در موقعیت بلندای هنديجان، فعالیت این بلندا با کاهش ستبرای بخش‌های میان سرسازندهای آسماری تا سروک (به میزان بیشتر) و سروک تا فهلیان (به میزان کمتر) قابل مشاهده و درک است. در این مقطع، سرسازندگوتیا در برخی نواحی به دلیل بریده شدن توسط گسل پیش ژرفای زاگرس در محل عبور خط طولی نمایش داده نشده است.

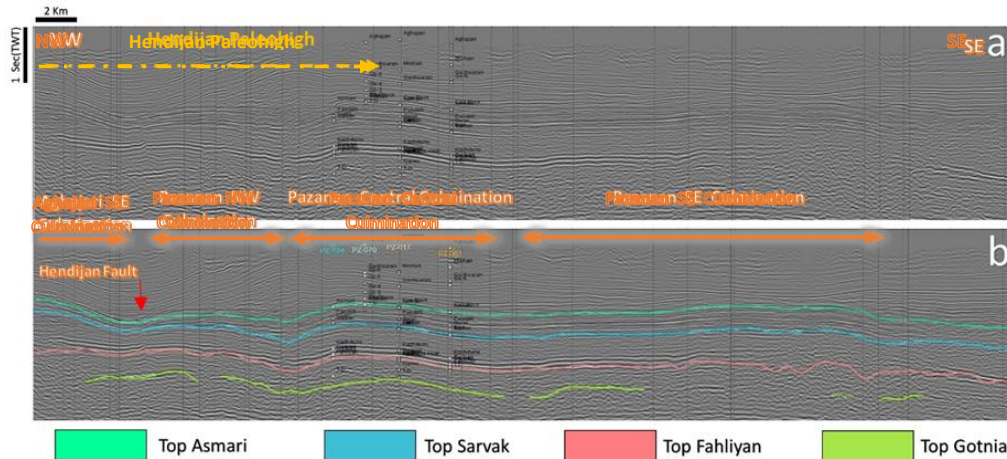
به غیر از محدوده‌ی بلندای هنديجان، ستبرای بخش‌های تفسیر شده در طول تاقدیس پازنان تغییر چشمگیری را نشان نمی‌دهند. به عبارت دیگر، با نزدیک شدن به محدوده‌ی بلندای هنديجان، کاهش آشکار ستبرای سازندها در هر دو تاقدیس آجاجاری و پازنان دیده می‌شود ولی در خارج از محدوده‌ی بلندا، واحدهای

#### ۴-۴- برش‌های لرزه‌ای طولی

در گستره مورد مطالعه، برای مشاهده‌ی دقیق‌تر تغییرات صورت گرفته در محل بلندای هنديجان و طول تاقدیس پازنان، برش‌های لرزه‌ای طولی در امتداد محور تاقدیس نیز تهیه شده و مورد بررسی قرار گرفتند. در این بخش، یک برش لرزه‌ای طولی نمایش داده می‌شود که بصورت برش ترکیبی (Composite Seismic Line) تهیه شده و از محور چین افق آسماری هر ۳ کوهان تاقدیس پازنان و انتهای جنوب باختری تاقدیس آجاجاری عبور کرده است (خط قرمز در شکل ۹). در این مقطع که مورد تفسیر و بررسی قرار گرفته است، فعالیت گسل هنديجان مشاهده می‌شود که یک گسل پی سنگی تقریباً قائم بوده و تا بالای سرسازند آسماری عمل کرده است و سازندهای قدیمی‌تر از آن

در چاه‌های ۱۲۴PZ، ۷۰PZ، ۱۷PZ و ۶۱PZ- (به ترتیب از شمال‌باختر به سمت جنوب‌خاور برش) مشخص شده‌اند که تطابق خوبی با تفسیر انجام شده دارند.

رسوبی دارای تغییرات ستبرای قابل ملاحظه‌ای نیستند (شکل ۲۰). در این برش طولی برای تطابق و اطمینان از تفسیر درست سرسازندها، اطلاعات چینه‌شناسی و سرسازندها



شکل ۲۰- (a) برش لوزه‌ای طولی ترکیبی در راستای محور چین ناقدیس پازنان (خط قرمز در شکل ۹) به همراه محدوده‌ای بلندای قدیمی هنديجان (b) تفسیر سرسازندها و اطلاعات چاه‌های ۱۲۴PZ، ۷۰PZ، ۱۷PZ و ۶۱PZ- (به ترتیب از شمال‌باختر به سمت جنوب‌خاور) به همراه محدوده‌ی ۳ کوهان ناقدیس پازنان و کوهان جنوب خاوری ناقدیس آغاچاری.

چاه مشاهده نمی‌شود و سازند پابده (علاوه بر کاهش ستبرا) با ناپیوستگی بر روی سازند سروک قرار گرفته است و توالی گورپی، ایلام و لافان در این چاه وجود ندارد (شکل ۲۱).

چاه ۱۲۴PZ- در شمال‌باختری کوهان شماره ۲- ناقدیس پازنان و نزدیک به محور و لولای چین آسماری واقع گردیده و تا بخشی از سازند فهلیان حفاری شده است. ستون چینه‌نگاری این چاه از جدید به قدیم عبارتست از سازندهای آغاچاری، میشان، گچساران، آسماری، پابده، گورپی، سروک، کژدمی، داریان، گدوان و فهلیان (شکل ۲۱). با توجه به این که محل این چاه نسبت به چاه ۱۰۸PZ- از محور بلندای هنديجان فاصله بیشتری دارد، افزایش ستبرای چشمگیری در سازند پابده و افزایش ستبرای کمی در سازند آسماری رخ داده و سازند گورپی نیز در این ناحیه رسوبگذاری کرده ولی در این چاه سازند ایلام وجود ندارد (شکل ۲۱). لازم به ذکر است که در موقعیت چاه ۱۲۴PZ-، به دلیل عدم حفاری سازندهای قدیمی‌تر از سروک نمی‌توان در خصوص اثر عملکرد بلندای هنديجان بر روی این سازندها اظهارنظر نمود ولی در برش طولی لوزه‌ای نیز تغییر ستبرای خاصی در سازندهای قدیمی‌تر از سروک

#### ۴-۵- ستون چینه‌نگاری چاه‌های ناقدیس پازنان

برای پی بردن به سازندهای نهشته‌شده در گستره مورد مطالعه و تغییرات ستبرای آنها در طول امتداد ناقدیس پازنان، داده چاه‌های مختلف موجود با استفاده از نرم‌افزار پترل (Petrel) در کنار هم قرار داده شده‌اند. چاه‌های حفاری شده در این ناقدیس که دارای اطلاعات سرعتی درون‌چاهی (چک‌شات یا VSP) هستند به ترتیب از شمال‌باختر به سمت جنوب خاور عبارتند از چاه‌های ۱۰۸PZ، ۱۲۴PZ، ۱۷PZ، ۶۱PZ و ۲۳PZ- که حداکثر تا بخشی از سازند گرو (تنها در چاه ۱۷PZ-) حفاری شده‌اند (شکل‌های ۹ و ۲۱).

چاه ۱۰۸PZ- در زین‌سان بین دو ناقدیس پازنان و آغاچاری و در باختر بلندای هنديجان قرار گرفته است (شکل‌های ۹ و ۲۰). این چاه تا بخشی از سازند سروک حفاری شده و سازند آسماری آن در ژرفای بیشتری نسبت به چاه‌های دیگر قرار گرفته است که دلیل آن میزان چین‌خوردگی و برخاستگی کمتر چین افق آسماری در این زین‌سان است. با توجه به قرارگیری این چاه در محدوده‌ی بلندای قدیمی هنديجان و فعالیت زمین‌ساختی این بلندا، توالی عادی سازندها در این

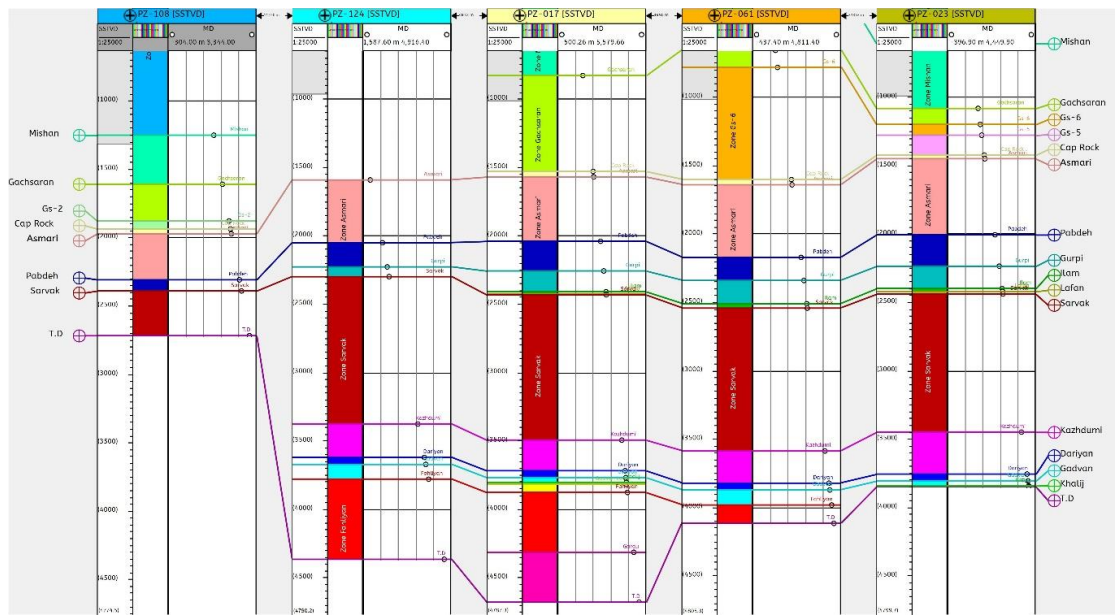


چاه PZ-۶۱ در انتهای جنوب خاوری کوهان مرکزی تاقدیس پازنان قرار گرفته و تا بخشی از سازند فهلیان حفاری شده است. ترتیب سازندها در این چاه مشابه ستون چینه‌شناسی چاه PZ-۱۷ است ولی ستبرای سازندهای آسماری، گورپی، سروک، کژدمی و گدوان در این ستون افزایش یافته است (شکل ۲۱).

چاه PZ-۲۳ تقریباً در میانه‌ی کوهان جنوب خاوری تاقدیس پازنان قرار گرفته است و علاوه بر توالی سازندهای موجود در چاه PZ-۶۱، سازند لافان نیز در بین دو سازند سروک و ایلام مشاهده می‌شود. این چاه تا بخشی از سازند گدوان حفاری شده و در مقایسه با چاه PZ-۶۱، سازندهای آسماری، پابده، گورپی، کژدمی و کمی سروک آن افزایش ستبرای نشان می‌دهند (شکل ۲۱).

مشاهده نمی‌شود (شکل ۲۰).

چاه PZ-۱۷ در نزدیکی قله کوهان مرکزی تاقدیس پازنان و در جنوب خاوری چاه PZ-۱۲۴ حفار شده است. این چاه ژرف‌ترین چاه موجود در تاقدیس پازنان بوده و تا بخشی از سازند گرو حفاری شده است. ستون چینه‌نگاری این چاه به ترتیب از جدید به قدیم شامل سازندهای آغاچاری، میشان، گچساران، آسماری، پابده، گورپی، ایلام، سروک، کژدمی، داریان، گدوان، فهلیان و گرو است. در این چاه ستبرای سازند گورپی نسبت به چاه PZ-۱۲۴ حدود ۲ برابر شده و ستبرای سازند پابده نیز با افزایش همراه بوده است. همچنین سازند ایلام که در ستون چینه نگاری چاه PZ-۱۲۴ دیده نمی‌شد، در این چاه دارای ستبرای بسیار کمی دارد (شکل ۲۱).



شکل ۲۱- ستون چینه‌نگاری از راس سازند آسماری به پایین به ترتیب از شمال باختر به سمت جنوب خاور چاه‌های PZ-۱۲۴، PZ-۱۰۸، PZ-۶۱، PZ-۲۳ و PZ-۱۰۷.

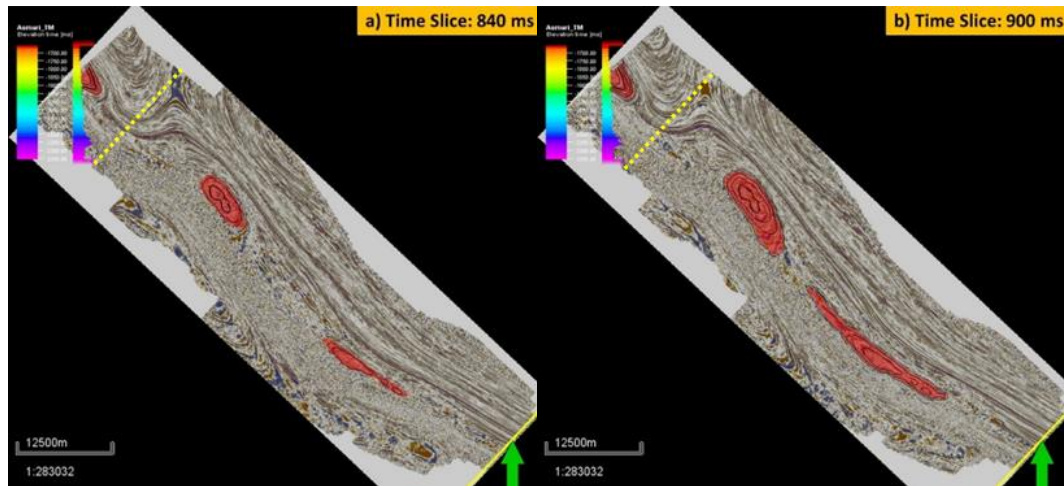
با هم‌پوشانی با نقشه‌ی زمانی سازند آسماری استفاده شده است. با فرض این که رشد زمانی و مکانی (در دو بعد جانبی و ارتفاعی) چین خوردگی در این کوهان‌ها هم‌ارز باشد، آن‌گاه برش زمانی ۸۴۰ ms بیانگر آن است که در آغاز بررسی میزان بالا آمدگی منطقه لولای بخش‌های مختلف چین در طول محور آن بر اثر چین خوردگی، ابتدا چین‌های جدایشی در دو کوهان مرکزی و جنوب‌خاوری تاقدیس پازنان و همچنین کوهان جنوب خاوری تاقدیس آغاچاری به صورت

#### ۴-۶- مدل میزان بالا آمدگی منطقه لولای بخش‌های مختلف چین در طول محور آن بر اثر چین خوردگی در کوهان‌های تاقدیس پازنان

برای بررسی نحوه شکل‌گیری کوهان‌های سه‌گانه تاقدیس پازنان و نشان دادن مراحل رشد هسته‌های اولیه و مجزای این کوهان‌ها که با افزایش میزان دگربرختی، توسعه یافته و به طور جانبی به یکدیگر متصل شده‌اند، از ۶ تصویر برش زمانی لرزه‌ای (Seis-mic time slice) با فواصل ۶۰ ms از یک‌دیگر، همراه

با رشد جانبی به یکدیگر نزدیک شده‌اند و محورهای آنها با خمیده شدن، در یک راستا قرار گرفته‌اند (شکل ۲۲-ب).

هسته‌های اولیه مجزا تشکیل شده‌اند (شکل ۲۲-ا). سپس با افزایش میزان دگرریختی (در برش زمانی ۹۰۰ ms)، این چین‌ها با افزایش دامنه و میزان کوتاه شدگی در کوهان‌های نامبرده رشد مجزا داشته‌اند و



شکل ۲۲- برش‌های زمانی لرزه‌ای (a) ۸۴۰ میلی ثانیه، (b) ۹۰۰ میلی ثانیه از مکعب لرزه‌ای تاقدیس پازنان و کوهان جنوب خاوری تاقدیس آغاچاری به همراه هم‌پوشانی با نقشه زمانی افق آسماری (گسل هنديجان با خطوط متقاطع زرد رنگ مشخص شده است).

کوهان مرکزی کاملاً آشکار است که محور چین آسماری این کوهان (پیش از پیوند با کوهان شمال باختری)، در نتیجه عملکرد گسل پی‌سنگی هنديجان به شمال خمیدگی پیدا کرده است.

#### ۵- بحث

میدان گاز میعانی پازنان، یک تاقدیس نامتقارن و موجی شکل است که در فرادیواره‌ی گسل پیش ژرفای زاگرس قرار دارد. در نقشه‌های عمقی تهیه شده، کوهان جنوب خاوری تاقدیس آغاچاری مشاهده می‌شود که با یک زین‌سان (Saddle) به کوهان شمال باختری تاقدیس پازنان متصل می‌شود. در گستره مورد مطالعه، بلندای قدیمی هنديجان از محدوده‌ی کوهان شمال باختری تاقدیس پازنان و کوهان جنوب خاوری تاقدیس آغاچاری عبور می‌کند (شکل ۲۰-ا). در میدان پازنان، محور چین افق‌های آسماری و سازندهای قدیمی‌تر از آن دارای خمیدگی بوده و تغییرات روند آن از N310 تا N324 در تغییر است (شکل ۸).

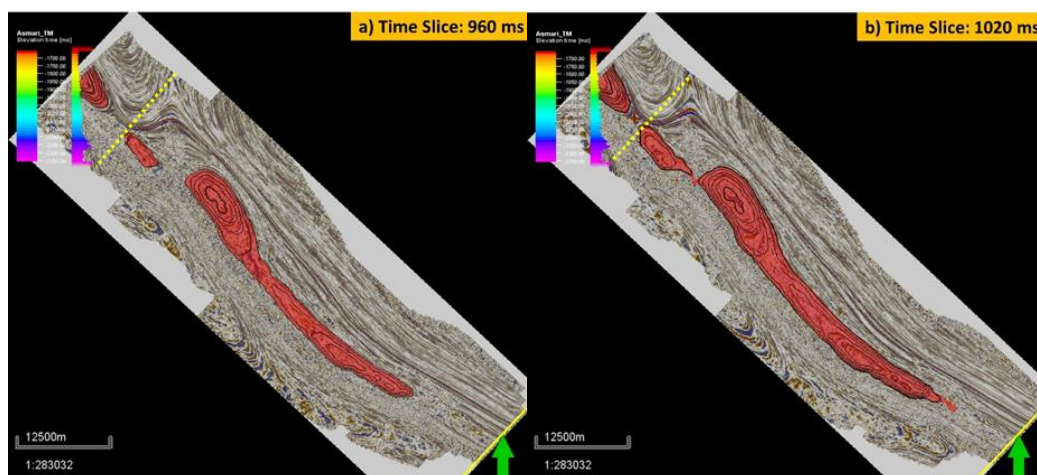
بر پایه تفاسیر برش‌های لرزه‌ای و ترسیم مقاطع ساختاری، چین تاقدیس پازنان از نوع هماهنگ (Asymmetric Harmonic Fold) و جدایشی نامتقارن (Detachment Fold) است که سازند دشتک در آن به

با افزایش میزان دگرریختی پیش‌رونده (در برش زمانی ۹۶۰ ms)، آغاز چین خوردگی در هسته مجزای کوهان شمال باختری تاقدیس پازنان آغاز شده و با رشد جانبی رخ داده در کوهان‌های مرکزی و جنوب خاوری، این دو کوهان به یکدیگر متصل شده‌اند که نوع پیوند (Linkage) آن‌ها مطابق مدل پیشنهادی فرناندز و کاس (۲۰۱۴) از نوع پیوند دو گانه خطی (DLL) است (شکل ۲۳-ا).

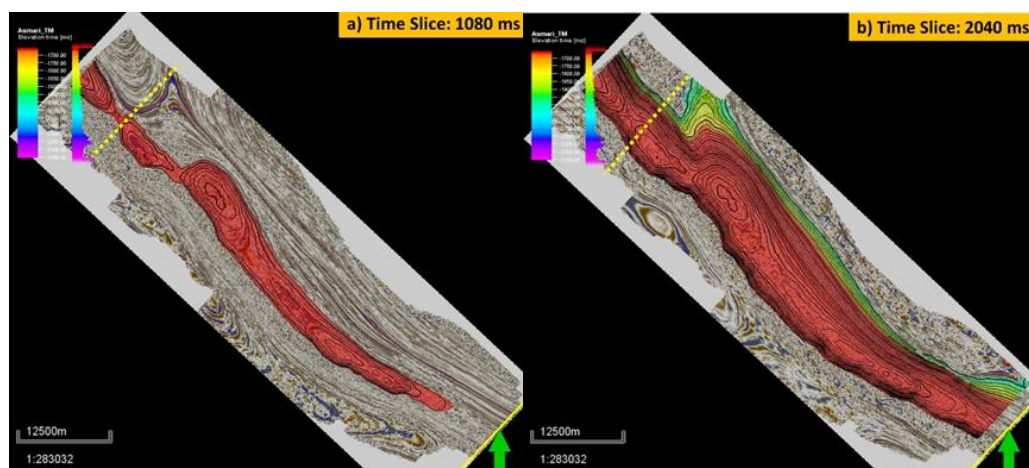
در برش زمانی ۱۰۲۰ ms (شکل ۲۳-ب)، با افزایش میزان دگرریختی پیش‌رونده، میزان چین خوردگی و رشد جانبی و ارتفاعی دو کوهان مرکزی و شمال باختری تاقدیس پازنان افزایش می‌یابد و این دو کوهان با پیوند از نوع دو گانه مورب (DLO) به یکدیگر متصل می‌شوند.

در برش زمانی ۱۰۸۰ ms (شکل ۲۴-ا)، رابطه‌ی میان کوهان‌های شمال باختری تاقدیس پازنان و جنوب خاوری تاقدیس آغاچاری نمایان است که با افزایش رشد چین خوردگی در این دو تاقدیس، اتصال میان آن‌ها از نوع پیوند دو گانه خطی (DLL) برقرار شده است.

در برش زمانی ۲۰۴۰ ms (شکل ۲۴-ب)، در شمال باختری



شکل ۲۳- برش‌های زمانی (a) ۹۶۰ میلی ثانیه، (b) ۱۰۲۰ میلی ثانیه، از مکتب لرزه‌ای تاقدیس پازنان و کوهان جنوب خاوری تاقدیس آغاچاری به همراه هم‌پوشانی با نقشه زمانی افق آسماری (گسل هندیمان با خطوط متقاطع زرد رنگ مشخص شده است).



شکل ۲۴- برش‌های زمانی (a) ۱۰۸۰ میلی ثانیه، (b) ۲۰۴۰ میلی ثانیه، از مکتب لرزه‌ای تاقدیس پازنان و کوهان جنوب خاوری تاقدیس آغاچاری به همراه هم‌پوشانی با نقشه زمانی افق آسماری (گسل هندیمان با خطوط متقاطع زرد رنگ مشخص شده است).

باختری تقسیم شده است که میزان دگرریختی در کوهان جنوب خاوری آن به دلیل وجود گسل‌های پس‌راندگی بیشتر از کوهان‌های دیگر است و کوهان مرکزی آن کم‌تر فزاترین کوهان این تاقدیس به شمار می‌رود (شکل ۸). مقادیر شاخص ملایم بودن بیان‌گر آن است که نواحی زین‌سان میان کوهان‌ها و ابتدا و انتهای کوهان‌ها به دلیل ازدیاد این شاخص، نسبت به بخش‌های میانی کوهان‌ها دگرریختی کمتری را متحمل شده‌اند (شکل ۱۸). نمودار مقایسه مقادیر شیب پیش‌یال و پس‌یال در سراسر تاقدیس نشانگر آن است که بطور عمومی میزان شیب یال شمال خاوری (پس‌یال) کمتر از شیب یال جنوب باختری (پیش‌یال) تاقدیس است. البته در برخی مقاطع، میزان شیب یال شمال خاوری به دلیل عملکرد گسل‌های پس‌راندگی

عنوان یک افق جدایشی میانی عمل کرده و گسل راندگی پیش ژرفای زاگرس در تمام طول تاقدیس، پیش‌یال چین را از میان سازند دشتک تا سرسازند آسماری قطع و جابه‌جا نموده و در فرودواره این گسل، ناودیس‌های ملایمی تشکیل شده است. چین افق آسماری در تمام برش‌های لرزه‌ای مورد مطالعه، در گروه باز (Open) شاخص فشردگی چین قرار می‌گیرد و بجز برش شماره ۲- که به علت حالت پلانژ، تاقدیس به سمت شمال خاوری تمایل دارد، سایر برش‌ها به سمت جنوب باختری متمایل هستند. تغییرات درصد کوتاه‌شدگی سرسازند آسماری در این تاقدیس از ۷٫۳ تا ۱۱٫۹ درصد اندازه‌گیری شده است (جدول ۱). تاقدیس پازنان بر اساس نقشه‌ی عمقی راس افق آسماری به ۳ کوهان جنوب خاوری، مرکزی و شمال



افزایش ناگهانی داشته است (شکل ۱۹).

گسل هنديجان که کنترل کننده عملکرد بلندای قدیمی هنديجان است، از محدوده‌ی کوهان شمال باختری تاقدیس پازنان و کوهان جنوب‌خاوری تاقدیس آجاجاری عبور می‌کند. این گسل، یک گسل پی‌سنگی قائم است که سازند آسماری و سازندهای قدیمی‌تر از آن را تحت تاثیر قرار داده است (شکل ۲۰). با فاصله گرفتن از بلندای قدیمی هنديجان، برخی از سازندهای موجود در محدوده‌ی بلندا (از جمله سازندهای آسماری، پابده و سروک) افزایش ستبرای قابل توجهی پیدا کرده‌اند و سازندهای گورپی، ایلام و لافان که در محدوده‌ی بلندا دیده نمی‌شوند (که یا رسوب‌گذاری نکرده‌اند و یا در نتیجه فرسایش حاصل از عملکرد بلندا حذف شده‌اند) به تدریج با فاصله گرفتن از بلندا در ستون چینه‌نگاری چاه‌ها دیده می‌شوند (شکل ۲۱). بنابراین می‌توان چنین عنوان نمود که بلندای هنديجان در زمان کرتاسه‌ی پسین و پالئوسن دارای فعالیت‌های زمین‌ساختی واضحی بوده که نتیجه آن کاهش ستبرای سازندهای موجود و یا عدم رسوب‌گذاری/فرسایش سازندهای گورپی، ایلام و لافان بوده است. فعالیت زمین‌ساختی بلندا در زمان رسوب‌گذاری سازندهای آسماری تا سروک چشمگیرتر و در زمان رسوب‌گذاری سازندهای سروک تا فهلیان کم‌تر بوده است (شکل ۲۱).

بجز محدوده‌ی بلندا، بطور کلی تغییر ستبرای چشمگیری میان سرسازندهای تفسیر شده در طول تاقدیس پازنان دیده نمی‌شود ولی در میانه و انتهای کوهان جنوب‌خاوری تاقدیس، به ناگاه ستبرای بین سازندهای فهلیان و گوتیا در محل لولای چین افزایش می‌یابد که می‌تواند حاصل فعالیت افق گرو به عنوان یک سطح جدایشی فرعی باشد (شکل‌های ۱۶ و ۱۷). در دگرریختی تاقدیس پازنان، با فرض این که رشد زمانی و مکانی چین‌خوردگی در کوهان‌ها (در سراسر تاقدیس) هم‌ارز باشد، رشد چین‌ها در هسته‌های مجزا رخ داده و سپس با افزایش دگرریختی پیش‌رونده، این چین‌های کوچک اولیه توسعه یافته و به یکدیگر پیوند خورده‌اند و تاقدیس طویل پازنان را شکل داده‌اند. با این فرض، ابتدا کوهان‌های مرکزی و جنوب‌خاوری تاقدیس پازنان و سپس با افزایش دگرریختی و کوتاه

شدگی، کوهان شمال‌خاوری پازنان تشکیل شده است. پیوند کوهان مرکزی و کوهان جنوب‌خاوری تاقدیس که زودتر رخ داده است از نوع پیوند دوگانه خطی (DLL) و پیوند کوهان مرکزی و کوهان شمال‌باختری از نوع پیوند دوگانه مورب (DLO) است (شکل‌های ۲۲، ۲۳ و ۲۴).

## ۶- نتیجه‌گیری

تاقدیس پازنان یک چین جدایشی نامتقارن گسل خورده (Asymmetric Faulted Detachment Fold) است که پس از چین خوردگی بوسیله گسل پیش ژرفای زاگرس بریده شده است. این تاقدیس کشیده، از اتصال ۳ کوهان مجزای جنوب‌خاوری، میانی و شمال‌باختری با یکدیگر تشکیل شده است.

در محدوده‌ی بلندای هنديجان (که منطبق بر کوهان شمال‌باختری تاقدیس پازنان و کوهان جنوب‌خاوری تاقدیس آجاجاری است)، در اثر برخاستگی ناحیه‌ی بلندا و فعالیت گسل هنديجان در زمان رسوب‌گذاری سازندهای کرتاسه‌ی پسین و پالئوسن، ستبرای سازندهای آسماری، سروک و پابده کاهش یافته و سازندهای گورپی، ایلام و لافان یا نهشته نشده‌اند و یا فرسایش یافته و حذف شده‌اند. در حالی که در بقیه طول تاقدیس پازنان، این سازندها نهشته شده و بخش‌های میان سرسازندهای آسماری تا فهلیان تاقدیس، نسبت به محدوده‌ی بلندای هنديجان ستبرای بیشتری را دارا هستند.

در میانه و انتهای کوهان جنوب‌خاوری تاقدیس پازنان، در بخش لولای چین میان سرسازندهای فهلیان و گوتیا، در اثر فعالیت جدایشی افق گرو، تغییر ستبرای چشمگیری رخ داده است و با توجه به گسل‌های پس‌راندگی موجود در این بخش، دگرریختی بیشتری از سایر نقاط تاقدیس پازنان رخ داده است.

به نظر می‌رسد که در تاقدیس پازنان، ابتدا کوهان‌های مرکزی و جنوب‌خاوری تشکیل شده‌اند و سپس با افزایش دگرریختی و کوتاه شدگی، کوهان شمال‌باختری تاقدیس تشکیل شده است. بنابراین، تاقدیس کشیده و طویل پازنان حاصل پیوند ۳ کوهانی است که ابتدا بطور جداگانه در هسته‌های کوچک تشکیل شده‌اند و سپس به یکدیگر اتصال یافته‌اند.

Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229(3-4), 211-238.

Aqrabi, A.A., Goff, J.C., Horbury, A.D. and Sadooni, F.N., 2010. The petroleum geology of Iraq. Scientific Press.

ArRajehi, A., McClusky, S., Reilinger, R., Daoud, M., Alchalbi, A., Ergintav, S., Gomez, F., Sholan, J., Bou-Rabee, F., Ogubazghi, G. and Haileab, B., 2010. Geodetic constraints on present-day motion of the Arabian Plate: Implications for Red Sea and Gulf of Aden rifting. *Tectonics*, 29(3).

Berberian, M., King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian journal of earth sciences*, 18 (2), 210-265.

Bordenave, M. L., 2014, Petroleum systems and distribution of the oil and gas fields in the Iranian part of the Tethyan Region, In: Marlow, L., Kendall, C., and L. Yose, (Eds.), *Petroleum systems of the Tethyan region: AAPG Memoir 106*, 505-540.

Bordenave, M.L. and Hegre, J.A., 2005. The influence of tectonics on the entrapment of oil in the Dezful Embayment, Zagros Foldbelt, Iran. *Journal of petroleum Geology*, 28(4)..339-368.

Bordenave, M.L., Hegre, J.A., 2010. Current Distribution of Oil and Gas Fields in the Zagros Fold Belt of Iran and Contiguous Offshore as the Result of the Petroleum Systems. Geological Society, London, Special Publications 330(1), 291-353.

Derikvand, B., Alavi, A., AbdollahieFard I., Hajjalibeigia H., 2018 Folding style of the Dezful Embayment of Zagros Belt: Signatures of detachment horizons, deep rooted faulting and syn-deformation deposition. *Marine and Petroleum Geology Volume 91*, March 2018. 501-518.

Edgell, H.S., 1992. Basement tectonics of Saudi

## تشکر و قدردانی

از مدیر محترم اکتشاف، معاون محترم علوم زمین، مجری طرح دزفول جنوبی، رئیس و کارشناسان محترم اداره‌های ژئوفیزیک و پژوهش- فناوری مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران برای کمک‌های بی‌دریغ و حمایت‌های همه‌جانبه خود از جمله در اختیار قرار دادن داده‌های زیرسطحی لرزه‌ای و چاه، تجهیزات نرم‌افزاری و سخت‌افزاری مورد نیاز، آموزش نرم‌افزار پترل و همچنین راهنمایی‌های ارزنده‌شان در طی مدت انجام این تحقیق، تشکر و قدردانی وافر می‌نمایم.

## منابع

توکلی یرکی، م.، علوی، ا.، قاسمی، م.، عبداللهی فرد، ا.، ۱۳۹۷. تحلیل دگرریختی و بررسی سبک چین خوردگی در تاقدیس‌های مارون و کوپال بر پایه داده‌های لرزه‌ای بازتابی، جنوب فروبار دزفول، پژوهش‌های دانش زمین، سال نهم، شماره ۳۳، بهار، ص ۱۵۳-۱۷۷.

توکلی یرکی، م.، علوی، ا.، قاسمی، م.، عبداللهی فرد، ا.، ۱۳۹۹. نقش چینه‌نگاری مکانیکی در هندسه چین خوردگی، با استفاده از داده‌های زیرسطحی؛ مطالعه موردی: تاقدیس‌های آغاچاری و پازنان (جنوب فروبار دزفول)، مجله علوم زمین، سال بیست و نهم، شماره ۱۱۶، تابستان، ص ۲۱۳-۲۲۸.

علی پور، ر.، علوی، ا.، قاسمی، م.، مختاری، م. و گلال زاده، ع.، ۱۳۹۲. تحلیل شکستگی‌های سنگ مخزن آسماری میدان نفتی پازنان (جنوب باختر ایران). نشریه علوم دانشگاه خوارزمی، بهار، جلد ۱۲، شماره ۲، ص ۵۰۰-۴۸۳.

مطیعی، ه.، ۱۳۷۴. زمین‌شناسی نفت زاگرس. طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، جلد اول، ۱۰۰۹ ص. مطیعی، ه.، ۱۳۸۲. چینه‌شناسی زاگرس. طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ص ۵۸۴.

Abdollahie Fard, I., Braathen, A., Mokhtari, M. and Alavi, S.A., 2006. Interaction of the Zagros Fold-Thrust Belt and the Arabian-type, deep-seated folds in the Abadan Plain and the Dezful Embayment, SW Iran. *Petroleum Geoscience*, 12(4), 347-362.

- framework of the Zagros fold-thrust belt, Iran. *Marine and Petroleum geology*, 21(7), 829-843.
- Sherkati, S. and Letouzey, J., 2004. Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran. *Marine and petroleum geology*, 21(5), 535-554.
- Soleimany, B. and Sabat, F., 2010. Style and age of deformation in the NW Persian Gulf. *Petroleum Geoscience*, 16(1), 31-39.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG Bulletin*, 52(7), 1229-1258.
- Stocklin, J., 1974. Possible ancient continental margins in Iran. In: *The geology of continental margins*. Springer, Berlin, Heidelberg. 873-887.
- T'Hart, B., 1970. Tectonic framework and paleogeography of the agreement area. National Iranian Oil Company, Report 1179 (unpublished).
- Talbot, C.J. and Alavi, M., 1996. The past of a future syntaxis across the Zagros. *Geological Society, London, Special Publications*, 100(1), 89-109.
- Arabia as related to oil field structures. In *Basement Tectonics 9*. Springer, Dordrecht, 169-193.
- Edgell, H.S., 1996. Salt tectonism in the Persian Gulf basin. *Geological Society, London, Special Publications*, 100(1), 129-151.
- Falcon, N.L., 1974. South Iran: Zagros Mountains. Spencer, A.M, *Mesozoic-Cenozoic Orogenic belts Data for Orogenic studies*, Geological Society of London, Special Publication, 4 (1), 199-211.
- Fernandez, N. and Kaus, B.J., 2014. Fold interaction and wavelength selection in 3D models of multilayer detachment folding. *Tectonophysics*, 632, 199-217.
- Hatzfeld, D., Tatar, M., Priestley, K. and Ghafory-Ashtiany, M., 2003. Seismological constraints on the crustal structure beneath the Zagros Mountain belt (Iran). *Geophysical Journal International*, 155(2), 403-410.
- Hessami, K., Koyi, H.A. and Talbot, C.J., 2001. The significance of strike-slip faulting in the basement of the Zagros fold and thrust belt. *Journal of petroleum Geology*, 24(1), 5-28.
- Homke, S., Vergés, J., Serra-Kiel, J., Bernaola, G., Sharp, I., Garcés, M., Montero-Verdú, I., Karpuz, R. and Goodarzi, M.H., 2009. Late Cretaceous–Paleocene formation of the proto-Zagros foreland basin, Lorestan Province, SW Iran. *Geological Society of America Bulletin*, Vol.121 (7-8), 963-978.
- McClay, K., 2011. Introduction to thrust fault-related folding. In: McClay, K., Shaw, J.H., Suppe, J. (Eds.), *Thrust Fault-related Folding*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 94, 1-19.
- Sella, G.F., Dixon, T.H. and Mao, A., 2002. REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B4).
- Sephehr, M. and Cosgrove, J.W., 2004. Structural



# فصلنامه زمین ساخت

زمستان ۱۴۰۱، سال ششم، شماره ۲۴

doi 10.22077/JT.2024.6800.1164

## الگوی ساختاری سامانه گسلی مشا- شمال تهران دامنه جنوبی البرز مرکزی

حمید مداحی<sup>۱</sup>، عزیز رحیمی<sup>۲\*</sup>، معصومه آمیغ پی<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی دکتری، بخش زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

۲- دانشیار، بخش زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

۳- دکتر، اداره کل نقشه برداری زمینی و زمین سنجی، سازمان نقشه برداری کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۷/۰۱

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۱۲/۲۲

### چکیده:

تاکنون مطالعات جامعی در مورد الگوی هندسی و ساختاری سامانه گسلی مشا- شمال تهران توسط پژوهشگران گوناگون صورت گرفته است. این سامانه گسلی به صورت یک لوزی ساختاری با روند عمومی غرب شمال غرب- شرق جنوب شرق در دامنه جنوبی البرز مرکزی قرار دارد. سامانه یاد شده از پهنه گسلی مشا در شمال شرق و پهنه گسلی شمال تهران در جنوب جنوب غرب که در گذر زمان سازوکارهای گوناگون چپ بر و یا راست بر با مؤلفه های فشارشی و یا کششی را تجربه کرده اند تشکیل شده است. گسل های پورکان- وردیج و امام زاده داوود با روند عمومی شمال غرب- جنوب شرق از دیگر سیماهای ساختاری مهم منطقه به شمار می روند. پهنه ساختاری مورد مطالعه، برخاستگی و فرونشست های متعددی را از مزوزوئیک تا به امروز پشت سر گذاشته است. این بدان معناست که در منطقه مطالعاتی بارها پدیده زمین ساخت وارون رخ داده است و رژیم های زمین ساختی کششی و فشارشی به تناوب به یکدیگر تبدیل شده اند. به عنوان مثال، در طول الیگو-میوسن به دلیل حرکت رو به شمال غرب حوضه خزر جنوبی نسبت به اوراسیا، زمین ساخت وارون، یک محیط تراکشی (راست بر با مؤلفه کششی) را به یک محیط ترافشارشی (چپ بر با مؤلفه فشارشی) تبدیل کرده است. هدف از انجام این پژوهش، ارائه یک مدل ساختاری جدید و جامع برای سامانه گسلی مشا- شمال تهران است. بر اساس بررسی های صورت گرفته، می توان گفت منطقه مورد مطالعه به تناوب از یک نیم گل ساخت منفی و یک نیم گل ساخت مثبت تشکیل شده است.

**واژگان کلیدی:** البرز مرکزی، الگوی ساختاری، راندگی شمال تهران، گسل مشا، نیم گل ساخت.



## Structural Model of Mosha- North Tehran Fault System Southern Flank of Central Alborz

Hamid Maddahi<sup>1</sup>, Aziz Rahimi<sup>2\*</sup>, Masoomeh Amighpey<sup>3</sup>

1- PhD candidate, Department of Geology, Faculty of Science, Golestan University, Gorgan, Iran

2- Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Golestan University, Gorgan, Iran

3- PhD, Geodesy and Land Surveying Department, Iran National Cartographic Center, Tehran, Iran

### Abstract

Until now comprehensive studies have been carried out by various researchers on the structural and geometric model of the Mosha-North Tehran fault system. As a structural lozenge with a general WNW- ESE trend, this fault system is located in the southern flank of Alborz Mountain range. The mentioned system consists of Mosha fault zone to the NNE and North Tehran fault zone to the SSW which has experienced various left-lateral or right-lateral strike slip mechanisms with contractional or extensional components during the geological time. NW-striking thrusts, the Purkan- Vardij Thrust (PVT) and Emamzadeh-Davud Fault (EDF) are also considered as other remarkable structural features of the region. The studied structural zone has gone through several uplifts and subsidences from the Mesozoic to the present day. This means that in the study area, the phenomenon of inversion tectonics has occurred many times and so, extensional and contractional regimes have interchanges alternately to each other. For example, during Oligo-Miocene, due to the northwestward movement of the South Caspian Basin with respect to the Eurasia, inversion tectonics turned a transtensional (right- lateral with extensional component) environment into a transpressional (left- lateral with small contractional component) one. The purpose of this research is presentation of a new and comprehensive structural model for the Mosha-North Tehran fault system. Based upon investigations, it can be said that the study area is formed by an interchangeable half-negative flower structure and half-positive flower structure.

**Keywords:** Central Alborz, Structural model, North Tehran thrust, Mosha fault, Half flower structure.

---

\*Email: a.rahimi@gu.ac.ir

Tel: +989111757965



## روش کار

در منطقه مورد پژوهش، پس از مشاهده ساختارهای زمین‌ساختی، مرور گسترده‌ای بر الگوهای هندسی و ساختاری ارائه شده از سوی پژوهشگران پیشین برای سامانه گسلی مشا- شمال تهران صورت پذیرفته است. مدل ارتفاعی رقومی، تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های زمین‌شناسی تهیه و با مشاهدات صحرایی تلفیق شده‌اند. نشانگرهای جنبشی همچون خوش لغزهای موجود بر روی صفحه برخی قطعات گسلی نیز برداشت شده است. در نهایت، بر اساس شواهد گوناگونی چون هندسه سیمای ساختاری اصلی مدل‌های مفهومی دو و سه بعدی گستره ساختاری مورد مطالعه تهیه و ارائه شده است.

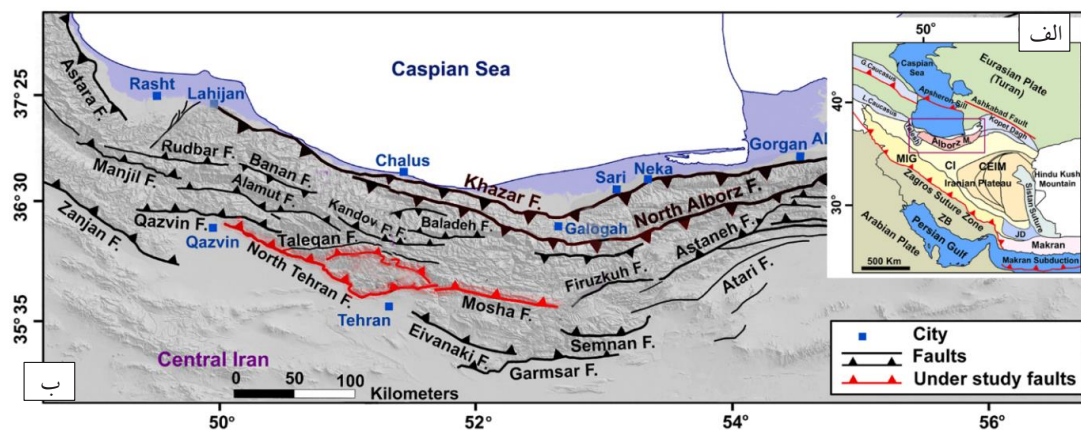
## بحث

### جایگاه زمین‌شناختی

رشته کوه البرز با یک پوسته به شدت دگرریخت شده ناشی از بازشدن دریای پالئوتتیس در دونین (به عنوان مثال: Horton et al., 2008) و بسته شدن آن در تریاس پایانی (به عنوان مثال: Horton et al., 2008؛ Zanchi et al., 2006 و Wilmsen et al., 2009)، باز شدن حوضه خزر جنوبی در ژوراسیک میانی- پایانی (به عنوان مثال: Brunet et al., 2003 و Wilmsen et al., 2009)، یک دگرریختی فشارشی در کرتاسه پایانی تا پالئوسن آغازین (به عنوان مثال: Yassaghi؛ Guest et al., 2006؛ Yassaghi, and Madanipour, 2008 و Naeimi, 2011) و یک فعالیت ماگمایی در پالئوسن پایانی تا ائوسن پایانی که ناشی از زمین‌ساخت کششی/ تراکشی در این زمان بوده است (به عنوان مثال: Ber-Verdel و Ballato et al., 2011؛ berian and King, 1981 et al., 2011) شناخته می‌شود.

دگرریختی فشارشی در پاسخ به مراحل آغازین برخورد قاره ای عربی- اوراسیا (برخورد نرم در ۳۶ میلیون سال پیش، Ballato et al., 2011) که با نرخ پایینی در طول ائوسن پایانی- الیگوسن آغازین شروع شده و با رسوبگذاری در حوضه پیش‌بوم شناخته می‌شود شکل گرفته است (Ballato et al., 2011). نهشته‌های همزمان با کوهزایی (Guest et al., 2007 و Ballato et al., 2008) و داده‌های سن‌سنجی حرارتی (Axen et al., 2001؛ Guest et al., 2006 و Rezaeian et al., 2012) نشان می‌دهد

ایران به لحاظ زمین‌ساختی بخشی از کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا است و توسط بلوک‌های به نسبت صلب و غیر لرزه ای عربی در جنوب غرب، توران در شمال شرق و هلمند در شرق احاطه شده است. با در نظر گرفتن بلوک‌های توران و هلمند به عنوان بخشی از صفحه صلب اوراسیا، می‌توان چنین نتیجه‌گیری کرد که وضعیت کنونی زمین‌ساخت ایران ناشی از همگرایی صفحات عربی و اوراسیا می‌باشد (به عنوان مثال: Ver- nant et al., 2004a) (شکل ۱- الف) و این به نوبه خود منجر به دگرریختی‌هایی در قالب کمربندهای کوهزایی زاگرس، البرز و کپه داغ؛ همچنین گسل‌های راستالغز بزرگی که بلوک‌های ایران مرکزی، لوت و حوضه خزر جنوبی را در بر گرفته‌اند می‌شود (Vernant et al., 2004a). منطقه مورد مطالعه ما به لحاظ تقسیمات زمین‌شناختی در پهنه ساختاری- رسوبی البرز واقع شده است. رشته کوه البرز با درازایی حدود ۲۰۰۰ کیلومتر (Moinabadi and Yassaghi, 2007) و پهنای تقریبی ۱۰۰ کیلومتر (Allen et al., 2003) در حاشیه جنوبی دریای خزر قرار دارد. بخش مرکزی این کمربند با روند عمومی شرقی- غربی تحدب مشخصی به سمت جنوب دارد و یک هندسه V شکل را نشان می‌دهد (Stocklin, 1974a) (شکل ۱- ب). البرز را به لحاظ جغرافیایی می‌توان در طول به سه قسمت شرقی، غربی و مرکزی تقسیم نمود. هر یک از این بخش‌ها الگوی زمین‌ساختی خود را دارند (آقاناتی، ۱۳۸۵). منطقه مورد مطالعه در این پژوهش یک لوزی ساختاری با روند عمومی غرب شمال غرب- شرق جنوب شرق را شامل می‌شود. این پهنه ساختاری توسط یک سامانه گسلی متشکل از دو پهنه گسلی مشا در سمت شمال شمال شرق و شمال تهران در سمت جنوب جنوب غرب احاطه شده است. این دو پهنه گسلی با خمش و تغییر روندی که در طول خود دارند، یک هندسه لوزی شکل را در شمال کلان شهرهایی همچون تهران و کرج تشکیل داده‌اند. گسل‌های پورکان- وردیج و امامزاده داوود از دیگر عناصر ساختاری مهم منطقه به شمار می‌روند که در پایانه جنوب شرقی خود به گسل شمال تهران برخورد می‌کنند (Tchalenko, 1974؛ Ber-berian and Yeats, 1999 و Allen et al., 2003).



شکل ۱- الف) ساختار ناحیه‌ای برخورد عربی- اوراسیا و موقعیت کمربند کوهزایی البرز در شمال ایران (برگرفته از رشیدی و همکاران، ۲۰۲۱)؛ ب) نقشه گسل‌های جنبای البرز و نواحی پیرامون گسل‌ها برگرفته از Hessami et al, 2003 و Sheykholeslami, et al., 2013 (هستند) (با تغییرات از Rashidi, 2021).

امروزی قابل مقایسه می‌باشند (Allen et al., 2003) و (Landgraf et al., 2009) (شکل ۲). به طور محلی، این چین‌ها که از روند شمال غرب- جنوب شرق برخوردار هستند موجب باز چین خوردگی چین‌های قدیمی‌تر با راستای شمال شرق- جنوب غرب که احتمالاً در اثر کوتاه‌شدگی شمال غربی- جنوب شرقی شکل گرفته‌اند می‌شوند. این تفسیر همسو با تحلیل جنبشی گسل و جابجایی جانبی نشانگرهای زمین شناختی است (Allen et al., 2003؛ Guest et al., 2006؛ Zanchi et al., 2006؛ Landgraf et al., 2009؛ Balla- to et al., 2011) (شکل ۲). شیبراه‌های با روند شمال غرب- جنوب شرق در طول حاشیه جنوبی دوپشته به گسل شمال تهران می‌پیوندند در حالی که در طول حاشیه شمالی ساختار، اتصال گسل ناقص است. نهشته‌های الیگوسن تا میوسن آغازین حوضه پیش‌بوم به طور محلی در فرادیواره راندگی امام‌زاده داوود به جای مانده‌اند و بیانگر این هستند که برخاستگی و فرسایش ورقه راندگی دوپشته به میوسن آغازین تعلق دارد (Ballato et al., 2011) (شکل ۲). گستره ساختاری مورد مطالعه در گذر زمان زمین‌شناسی توسط یک سامانه گسلی راستالغز چپ‌بر/ راست‌بر با مؤلفه‌های کوچک فشارشی و کششی احاطه شده است. این سامانه گسلی از دو پهنه گسلی مشا در شمال شرق و شمال تهران در جنوب جنوب غرب تشکیل شده است (شکل ۱- الف). بلوک ساختاری احاطه شده بین این دو پهنه گسلی از مزوزوئیک به بعد به

دهند که دگرریختی فشارشی در کوه‌های البرز به صورت دوره‌ای رخ داده است. آخرین دوره دگرریختی در ۵±۲ میلیون سال پیش در اثر سازمان‌یافتگی دوباره زمین ساختی در پهنه برخورد شکل گرفته است (West- away et al., 1994 و Allen et al., 2004). یال جنوبی البرز، جایی که روند کمربند از شرقی- غربی به شمال غرب- جنوب شرق تغییر می‌کند محل قرارگیری دوپشته (دوپلکس) ترافشارشی / تراکششی شمال تهران (Guest et al., 2006 و Landgraf et al., 2009) است (شکل ۲). این دوپشته یک کوتاه‌شدگی مایل را در طول چند راندگی با روند شمال غرب- جنوب شرق در خود جای داده است. این راندگی‌ها را می‌توان به عنوان شیبراه‌های پیشانی دوپشته در نظر گرفت. از شمال شرق به جنوب غرب این راندگی‌ها شامل قطعه مرکزی گسل مشا، گسل امام‌زاده داوود، گسل پورکان- وردیج و قطعه شمال غربی گسل شمال تهران می‌باشد (شکل ۲). دگرریختی شامل گسل‌های راستالغز چپ‌بری با راستای شرقی- غربی (شیبراه‌های جانبی) مشتمل بر گسل‌های طالقان و احتمالاً قطعه غربی گسل مشا در طول حاشیه شمالی دوپشته نیز می‌باشد. گسل شمال تهران و قطعه شرقی گسل مشا در طول حاشیه جنوبی دوپشته (شکل ۲) به این دسته از گسل‌های شرقی- غربی تعلق دارند. محور چین خوردگی‌های مزوسکوئیک و ماکروسکوئیک با روند شمال غرب- جنوب شرق نیز با شیبراه‌های پیشانی اصلی همراه هستند و با روند شمال شمال شرقی کوتاه‌شدگی

قاره‌ای فجن به سن پالئوسن و ضخامت ۳۰۰ متر پوشانده شده است. تمامی این واحدها توسط ولکانیک‌های ائوسن و کمپلکس‌های ولکانو کلاستیک سازند کرج با ضخامتی بالغ بر ۳۰۰۰ متر دنبال شده‌اند. توالی میوسن با ضخامتی تا ۲۰۰ متر از واحدهای آواری خشکی دانه ریز به همراه رسوبات تبخیری و سنگ آهک تشکیل شده است. کنگلومراهای برخاسته و دگرریخت شده قاره‌ای به سن پلیو-کواترنر به خصوص در طول بخش‌های پیشانی کمربند کوهزایی البرز مرکزی از گسترش قابل ملاحظه‌ای برخوردار هستند (Zanchi et al., 2006). در شکل (۳). واحدهای مختلف سنگ چینه‌ای منطقه همراه با ساختارهای موجود بر روی مدل ارتفاعی رقمی که بر پایه تصاویر SRTM تهیه شده نشان داده شده است.

#### ساختارها

#### گسل‌ها

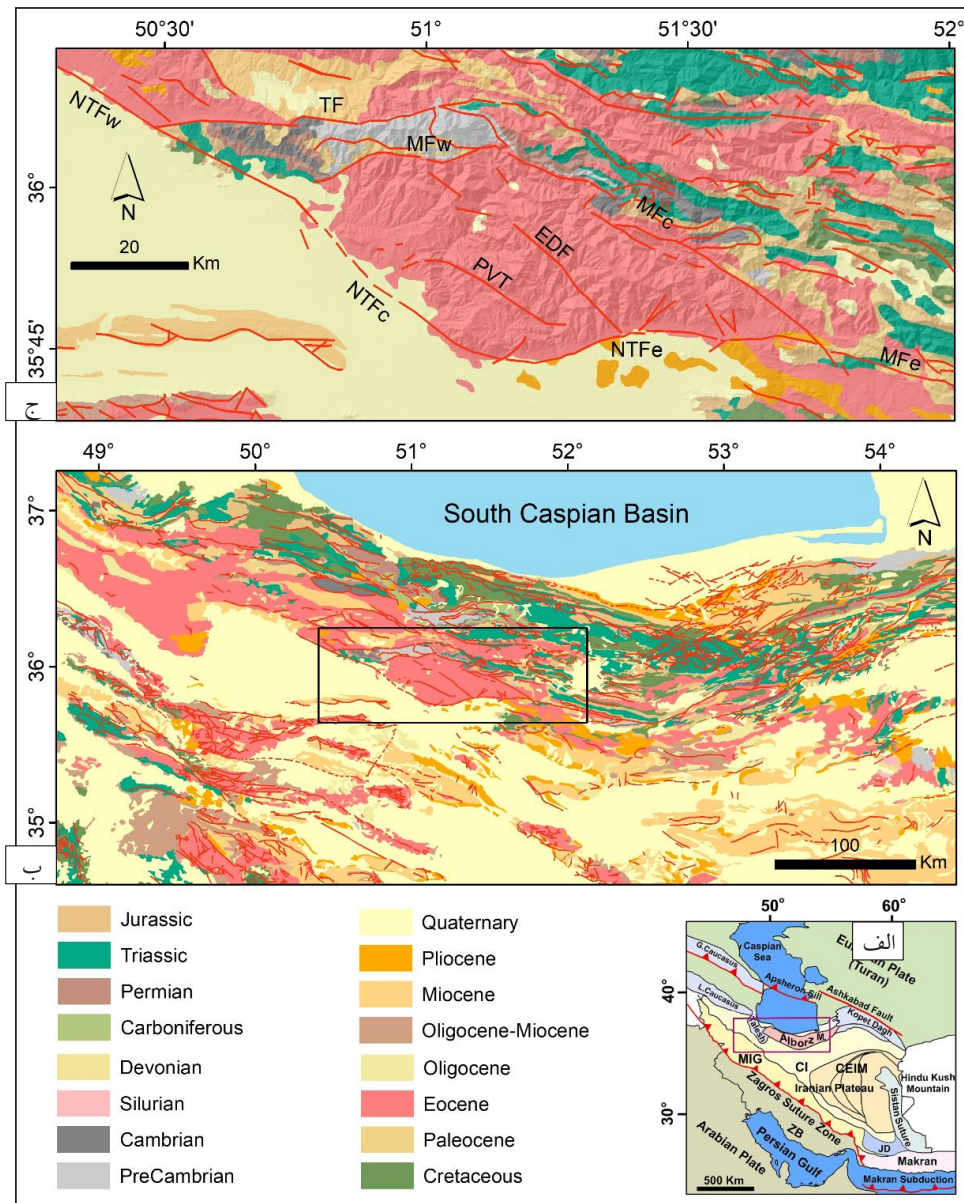
#### گسل مشا

اثر سطحی سیگموئیدال گسل مشا درازایی بالغ بر ۱۷۵ کیلومتر و روندی شرقی-غربی تا غرب شمال غرب-شرق جنوب شرق با شیبی متغیر بین ۳۵ تا ۷۰ درجه به سمت شمال دارد (Allen et al., 2003, و Tchalenko, 1974). قطعه مرکزی آن با خمش دوگانه‌ای به سمت شمال غرب شناخته می‌شود و به تقریب یک سوم درازای گسل را به خود اختصاص داده است. گسل مشا از سه قطعه غربی (به تقریب در غرب طول جغرافیایی  $51^{\circ} 20'$  شرقی با درازای ۶۴ کیلومتر)، شرقی (در شرق طول جغرافیایی  $52^{\circ}$  شرقی با درازای ۵۳ کیلومتر) و مرکزی (با درازای ۷۷ کیلومتر بین این دو) تشکیل شده است (Moinabadi and Yassaghi, 2007; Berberian and Yeats, 1999 و Tchalenko, 1974). پایانه شرقی این گسل در نزدیکی پایانه غربی گسل جنب و تراکشنی (چپ‌بر) فیروزکوه قرار دارد (Ritz et al., 2006a و Allen et al., 2003)، در حالی که پایانه غربی آن توسط نهشته‌های کواترنر پوشانده شده است. با این حال، قطعه غربی گسل مشا روندی به موازات گسل جنب و تراکشنی (چپ‌بر) طالقان دارد (Ritz et al., 2006a). آبراه‌های منحرف شده، کانال‌های جابجا شده و صفحات گسلی با خش‌لغزهای افقی در قطعه شرقی و بخش شرقی قطعه مرکزی نشان دهنده حرکت

تناوب برخاستگی و فرونشست‌های متعددی را پشت سر گذاشته است. بنابراین، در حدفاصل این دو پهنه گسلی یک گستره ساختاری تراکشنی و ترفشارشی تناوبی شکل گرفته است. به عبارت دیگر، پدیده زمین ساخت وارون رخ داده و رژیم‌های کششی و فشارشی به تناوب جای یکدیگر را گرفته‌اند. این گستره ساختاری از سوی برخی پژوهشگران تحت عنوان پهنه تراکشنی / ترفشارشی شمال تهران نامیده می‌شود.

#### چینه‌نگاری زمین‌ساختی

توالی چینه‌نگاری البرز مرکزی بازه زمانی گسترده‌ای که تمامی فانروزوئیک و ضخامتی بین ۱۱ تا ۱۳ کیلومتر می‌باشد را در بر می‌گیرد (Zanchi et al., 2006). آواری‌های سازند کهر متعلق به پروتروزوئیک بالایی قدیمی‌ترین واحد سنگ‌چینه‌ای موجود در منطقه مورد مطالعه هستند (شکل ۳) (Allen et al., 2003; Berberian, 1989 و Sheykholeslami, 2018). توالی پرکامبرین و کامبرین (با ضخامت ۳۰۰۰ تا ۳۵۰۰ متر) متشکل از ماسه سنگ‌ها و دول استون‌های ساحلی همراه با نهشته‌های قاره‌ای در ابتدای کامبرین می‌باشد. اردوویسین و سیلورین به شکل ضعیفی گسترش یافته در حالی که توالی دونین-تریاس میانی به خوبی (۱۳۰۰ تا ۱۵۰۰ متر) توسعه یافته است و عمدتاً شامل تناوب کربنات‌های دریای کم عمق و جریان گدازه‌ای بازالتی می‌باشد و با رسوب‌گذاری گسترده سکوی کربناته در تریاس (سازند الیکا) دنبال می‌شود. پرکامبرین پایانی تا تریاس میانی همراه با ناپیوستگی توسط سازند شمشک با ضخامتی تا حدود ۴۰۰۰ متر پوشانیده شده است. این توالی بعد از الحاق ریزصفحه ایران به حاشیه اوراسیا به جای گذاشته شده است. سازند شمشک شامل ماسه‌سنگ‌های قاره‌ای، شیل و ذغال است و به طرف بالا با نهشته‌های دریای کم عمق حاصل از کوهزایی ائوسیمین پوشانده می‌شود. ناپیوستگی ائو-سیمین در منطقه شمشک به طرزی خاص نمایان و آشکار است جایی که طبقات قائده‌ای سازند به طور مستقیم بر روی واحدهای پر-مو-کربونifer قرار گرفته‌اند. توالی کربناته دریای کم عمق به سن ژوراسیک بالایی-کرتاسه با ضخامت ۴۰۰ تا ۶۰۰ متر به طرزی نامنظم حفظ و به طور موضعی دچار چین خوردگی شده‌اند (Guest et al., 2006). این توالی با ناپیوستگی توسط کنگلومرای

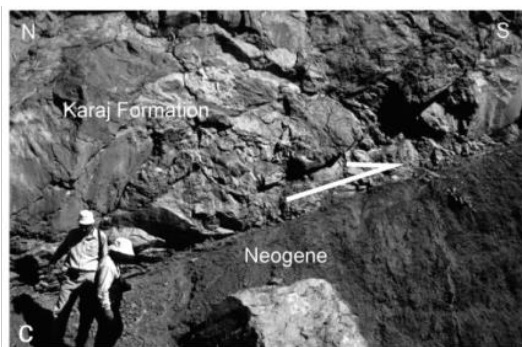


شکل ۲- الف) پهنه‌های ساختاری- رسوبی ایران (با تغییرات از رشیدی، ۲۰۲۱). کادر ازغوانی موقعیت شکل (۲-ب) را نشان می‌دهد. ب) نقشه زمین‌شناسی کوه‌های البرز. مستطیل سیاه موقعیت شکل (۲-ج) را نشان می‌دهد. ج) نقشه زمین‌شناسی پهنه ساختاری شمال تهران که بر روی مدل ارتفاعی رقومی که بر پایه تصاویر SRTM تهیه شده پیاده شده است. خطوط قرمز اثر سطحی گسل‌ها را نشان می‌دهد. اختصارات: MF: گسل مشا (w: قطعه غربی، c: قطعه مرکزی و e: قطعه شرقی)، TF: گسل طالقان، NTF: گسل شمال تهران، EDF: گسل امامزاده داوود و PVT: راندگی پورکان- وردیج.

راستالغز را در قطعه شرقی و میزان مشابهی از حرکت راستالغز و معکوس را در قطعه مرکزی نشان می‌دهد. با وجود این مشاهدات، چین‌هایی با روند شرقی- غربی که توسط گسل مشا بریده شده‌اند نشان‌دهنده یک رژیم تراکشنی راست‌برقدیمی‌تر هستند که با یک گسلش راستالغز چپ‌بر جایگزین شده است. این مشاهدات اهمیت گسل مشا به عنوان یک ساختار قدیمی که کوتاه شدگی ناشی از تغییر رژیم تنش طی

چپ‌بر هستند (Ritz et al., 2006a و Allen et al., 2003). علاوه بر این، گسل‌هایی با سازوکار معکوس و راندگی نیز مشاهده می‌شوند که با عملکرد خود واحدهای سنگ-چینه‌ای کامبرین و ائوسن یا میوسن را در کنار هم قرار داده‌اند. کوتاه‌شدگی ابتدایی گسل مشا چیزی حدود ۴ کیلومتر برآورد شده است (Steiger, 1966). تحلیل خش‌لغزهای صفحه گسل توسط باکمانوف و همکاران (Bachmanov et al., 2004) سازوکار غالب

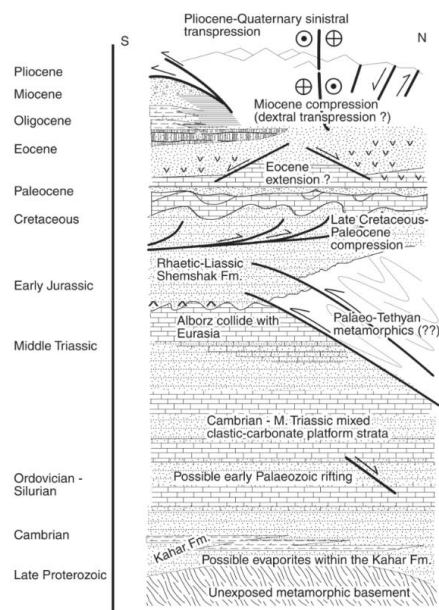
لغز را در طول قطعه غربی گسل پیشنهاد داده اند. چندین زمین‌لرزه ویرانگر در منطقه مورد مطالعه روی داده است که به لغزش قطعه‌های مختلف گسل مشا و احتمالاً جنبش گسل‌های پنهان در پیش بوم نسبت داده می‌شوند (Ambraseys and Melville, 1974؛ De Martini et al., 1998؛ Berberian, 1983؛ ville, 1982؛ Berberian and Yeats, 1999؛ Berberian and Yeats, 2001). بزرگ‌ترین و ویرانگرترین این زمین‌لرزه‌ها در سال‌های ۱۹۵۸، ۱۶۶۵، ۱۸۳۰ و ۱۹۳۰ میلادی رخ داده‌اند.



شکل ۴- یک از صفحات گسل مشا در منطقه مورد مطالعه. در این منطقه سازند کرج بر روی واحدهای سنگ-چینه‌ای نئوژن رانده شده است (Allen et al., 2003).

### گسل شمال تهران

از گسل شمال تهران به عنوان یک گسل مرزی که از شمال غرب قزوین در غرب تا نیکنم‌ده در شرق گسترش دارد و واحدهای سنگ-چینه‌ای اتوسن البرز (سازند کرج) را بر روی نهشته‌های نئوژن و کواترنری فروبار تهران رانده است یاد می‌شود (Tchalenko, 1974؛ Berberian, 1983 و Allen et al., 2003) (شکل ۵). این گسل بیش از ۱۶۰ کیلومتر درازا دارد، از روندی شرقی-غربی تا شرق شمال شرق-غرب جنوب غرب در بخش شرقی و شمال شرقی و غرب-جنوب شرق در بخش شمال غربی برخوردار است. گسل شمال تهران گسلی است با سازوکار کج لغز (معکوس یا رانده با مؤلفه چپ‌بر) (Alavi, 1996). در شمال شهر تهران چین‌ها و گسل‌هایی با روند شمال غرب-جنوب شرق ساختارهای قدیمی‌تر با روند شرقی-غربی و شمال شرق-جنوب جنوب غرب را منحرف و جابجا کرده‌اند و گمان می‌رود که این رویداد، حاصل یک حرکت راست‌بر قدیمی در طول گسل شمال تهران باشد (Allen et al., 2003). پهنه گسلی شمال تهران

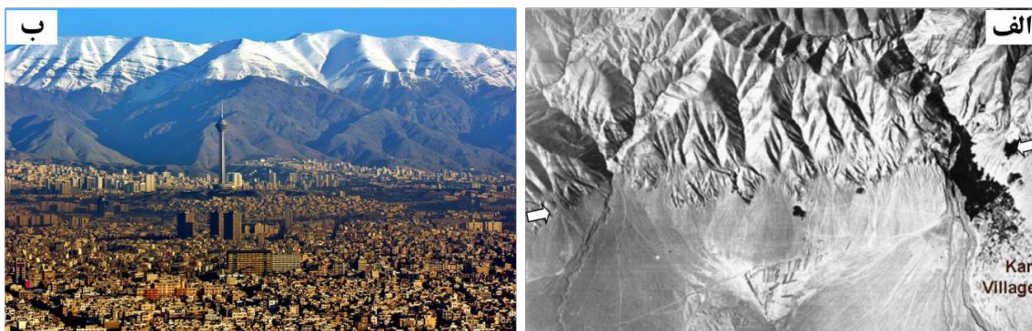


شکل ۳- ستون چینه‌نگاری زمین‌ساختی البرز (Guest et al., 2006)

همگرایی صفحات عربی و اوراسیا را در خود جای داده است نشان می‌دهند. آلن و همکاران (Allen et al., 2003) یک جابجایی چپ‌بر حداکثر ۳۵ کیلومتری را بر اساس چینه‌های پالئوزوئیک پایینی در قطعه شرقی و بخش شرقی قطعه مرکزی محاسبه کرده‌اند با فرض اینکه شروع حرکت چپ‌بر ۵ میلیون سال پیش بوده است. این مدت زمان حاکی از نرخ لغزشی تا ۷ میلی‌متر در سال است. اما، ریتز و همکاران (Ritz et al., 2006a) نرخ لغزش چپ‌بر  $2 \pm 0.1$  میلی‌متر در سال با یک مؤلفه نرمال ناچیز را محاسبه کرده‌اند. این سازوکار تراکشنی با ریزلرزه‌های رخ داده در طول قطعه شرقی گسل مشا همخوانی دارد و نشان می‌دهد که گسلش راست‌لغز چپ‌بر با یک مؤلفه نرمال همراه بوده است (Ritz et al., 2006a). در مورد قطعه غربی گسل مشا داده‌های کمی در اختیار است، اما نشانگرهای جنبشی از یک گسلش شیب لغز معکوس تا کج لغز (معکوس با مؤلفه چپ‌بر) در نزدیکی پایانه غربی و حرکتی مشابه در نزدیکی مرز قطعه شرقی حکایت دارند (Guest et al., 2006). علاوه بر این، گسست و همکاران (Guest et al., 2006) یک سری گسل‌های فرعی همسوار با سازوکار کج لغز (معکوس و راست‌بر) در فرادیواره گسل مشا پیدا کرده‌اند. اما بر اساس چین‌های همزمان با جنبش، بر گوارگی‌ها و فابریک‌های S-C، Moinabadi and Yassaghi (2007) گسلش غالب شیب

سمت شرق دارد شناخته می‌شود. این قطعه به نوبه خود به چند گسل با آرایش پلکانی تقسیم می‌شود (Tchalenko, 1974). اما بخش شرقی قطعه مرکزی (بین طول‌های جغرافیایی  $51^{\circ} 28'$  و  $51^{\circ} 34'$  شرقی) با پهنه گسترده‌ای از راندگی‌ها شناخته می‌شود (Tchalenko, 1974). احتمالاً در شرق لشکرک پایانه شرقی گسل مشا می‌پیوندند (Allen et al., 2003)؛ Bach- manov et al, 2004 و Tchalenko, 1974). این منطقه به شدت چین خورده است هر چند در مقایسه با نواحی پیرامون از توپوگرافی ملایم تری است. در این قسمت از منطقه مطالعاتی، گسل شمال تهران با روند شرقی- غربی موازی دیگر راندگی‌ها و چین خوردگی‌هایی است که به گسل مشا می‌پیوندند یا توسط آن بریده می‌شوند. گسل‌ها و چین خوردگی‌های کوهپایه‌ای در جنوب گسل شمال تهران از انتقال دگرریختی به سمت پیش‌بوم حکایت دارند. دگرریختی ناحیه کوهپایه شامل چهار تاقدیس به نسبت موازی با روند شرقی- غربی است که در برگیرنده سازند A بوده و با ناپیوستگی توسط نهشته‌های به تقریب افقی سازند B پوشانده شده است (Engalenc, 1968).

شامل چندین قطعه گسلی به تقریب موازی با آرایش پلکانی راست پله است. پژوهشگرانی چون چالنگو (Tchalenko, 1974)، بربریان و بیتس (Berberi- 1999) و آلن و همکاران (Allen et al., 2003) راندگی‌های پورکان- وردیج و امامزاده داوود با روند شمال غرب- جنوب شرق که در پایانه جنوب شرقی خود به گسل شمال تهران می‌پیوندند را نیز بخشی از این پهنه گسلی در نظر گرفته‌اند. قطعه غربی (غرب طول جغرافیایی  $51^{\circ} 15'$  شرقی) از یک هندسه تخت- شیرازه تشکیل شده است و یال‌های یک تاقدیس فرودیواره‌ای را در کناره رودخانه کن دنبال می‌کند. در فاصله دو کیلومتری این موقعیت، اثر سطحی گسل ناپیوسته می‌شود و به طور محلی با راندگی‌هایی با روند شمال شرق- جنوب غرب یا شرقی- غربی همراه می‌شود (Tchalenko, 1974). به طور محلی، نهشته‌های پرشیب و به تقریب قائم پلیو- پلیوستوسن در مرز گسل در کنار توف‌های افقی تا کم شیب ائوسن قرار می‌گیرند. بخش غربی قطعه مرکزی (بین طول‌های جغرافیایی  $51^{\circ} 15'$  و  $51^{\circ} 28'$  شرقی) با راندگی و گسلش معکوسی که شیب فزاینده‌ای به



شکل ۵- الف) اثر سطحی گسل شمال تهران بر روی عکس هوایی متعلق به سال ۱۹۵۵. پیکان‌های توخالی روند عمومی گسل را نشان می‌دهند. ب) ساخت و ساز ساختمان‌ها بر روی پهنه گسلی شمال تهران در پایه جنوبی کوه‌های البرز (فروبار تهران).



شکل ۶- رخنمونی از گسل پورکان- وردیج که موجب راندگی واحدهای آذرآواری قدیمی تر سازند کرج بر روی واحدهای جوان تر آن شده است.

### گسل پورکان- وردیج

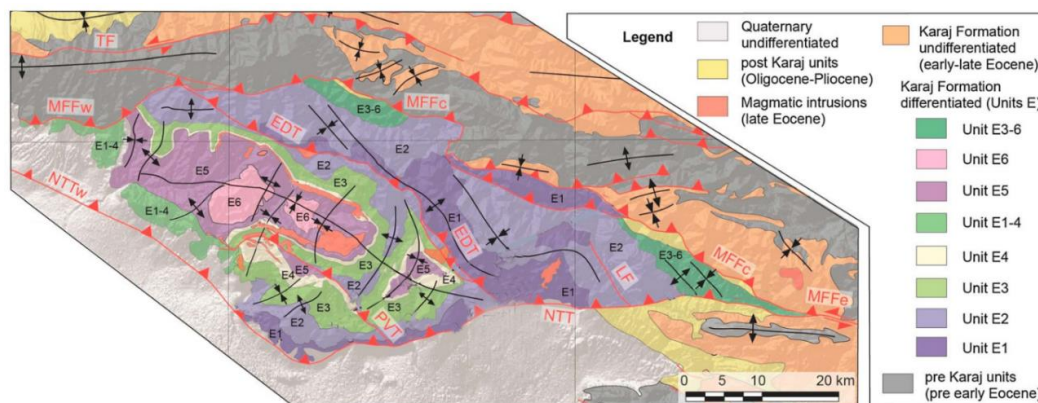
مطالعات گذشته بیانگر این هستند که گسل پورکان- وردیج یک گسل با سازوکار راندگی است. اما پژوهش‌های جدید نشان می‌دهند این سیمای ساختاری، یک گسل راندگی قدیمی است که تا حدی مؤلفه راست‌الغز راست‌بر دارد و بر روی نهشته‌های کواترنری دشت تهران تأثیری نگذاشته است (شکل ۶). شایان ذکر است که مطالعه این گسل تاکنون به شکلی

واقع شده است (Landgraf et al., 2009) (شکل ۷). این گسل واحد  $E_1^{tsv}$  سازند کرج (واحد قدیمی‌تر) را در کنار واحد  $E_2^t$  این سازند (واحد جوان‌تر) قرار داده است و در پایانه جنوب شرقی خود در حوالی منطقه ولنجک به گسل شمال تهران می‌پیوندد (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰,۰۰۰ مرزن‌آباد).

جدی صورت نگرفته است، از این رو سازوکار گسل و تاریخچه لرزه‌ای آن اساساً مشخص نیست. (مجتبایی و همکاران، ۱۳۹۱).

### گسل امامزاده داوود

گسل معکوس امامزاده داوود با روند عمومی شمال غرب- جنوب شرق و شیب ۷۰ درجه‌ای به سمت شمال شرق در مرکز لوزی ساختاری شمال تهران



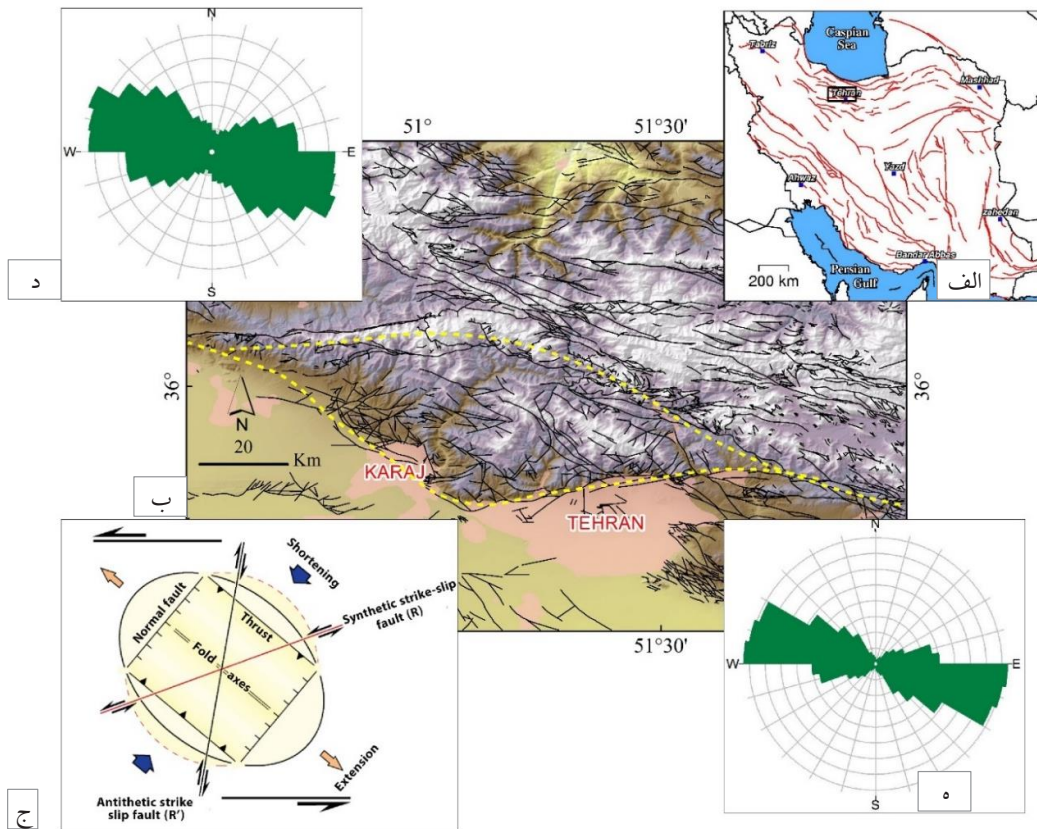
شکل ۷- نمایش عناصر ساختاری اصلی بر روی نقشه زمین‌شناسی پهنه ساختاری شمال تهران (سامانه گسلی مشا- شمال تهران) که بر روی مدل ارتفاعی رقومی که بر پایه تصاویر SRTM تهیه شده پیاده شده است. اختصارات: MF: گسل مشا (w: قطعه غربی، c: قطعه مرکزی و e: قطعه شرقی)، TF: گسل طالقان، NTT: راندگی شمال تهران (w: قطعه غربی)، EDT: راندگی امام زاده داوود، PVT: راندگی پورکان- وردیج و LF: گسل لشکرک (با تغییرات از Landgraf et al., 2009).

غرب سد امیرکبیر که یکی دیگر از چین‌های بزرگ منطقه است، کوه کهر، کوه سورمه و همچنین ناودیس‌های ارانگه، توچال، سیاه‌چال، و تشار و کند پایین از دیگر چین‌های مهم منطقه قلمداد می‌شوند. (برگرفته از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰). تمامی این ساختارها از روند شمال غرب- جنوب شرق برخوردار هستند. نقشه چین‌های منطقه در شکل (۹-ب) ارائه شده است. بیشتر این چین‌ها روند غرب شمال غرب- شرق جنوب شرق دارند (شکل ۹-د). بزرگ‌ترین چین‌ها نیز در همین راستا شکل گرفته‌اند (شکل ۹-ه). چین‌هایی با آرایش پلکانی که همراه با سامانه گسلی بُرشی هستند عموماً غیراستوانه‌ای، دو بر مایل، به نسبت کوتاه، با صفحه محوری پرشیب می‌باشند (شکل ۹-ج). بر اساس الگوی هندسی ساختارهای موجود در یک پهنه بُرشی چپ‌بر، انتظار می‌رود که بیشتر چین‌های منطقه همچون راندگی‌ها در راستای غرب شمال غرب- شرق جنوب شرق تا شمال غرب- جنوب شرق تشکیل شده باشند. شکل (۹) تأییدکننده این موضوع است.

نقشه گسل‌های منطقه در شکل (۸-ب) نمایش داده شده است. اغلب این گسل‌ها در راستای غرب شمال غرب- شرق جنوب شرق آرایش یافته‌اند (شکل ۸-د). درازترین گسل‌ها نیز در همین راستا شکل گرفته‌اند (شکل ۸-ه). نمودار شماتیک (شکل ۸-ج) نشان‌دهنده یک پهنه بُرشی چپ‌بر و هندسه ساختارهای شکل گرفته در آن است. بر این اساس، انتظار می‌رود که بیشتر گسل‌های معکوس و محور چین‌خوردگی‌ها در راستای غرب شمال غرب- شرق جنوب شرق تا شمال غرب- جنوب شرق شکل بگیرند.

### چین‌ها

چنانچه در شکل (۹-ب، د و ه) مشاهده می‌شود روند غالب چین‌های منطقه شمال غرب- جنوب شرق است. بزرگ‌ترین و مهم‌ترین آن‌ها عبارتند از: تاقدیس واریش- سنگان با خمش طولی ۷ شکل و تحدب به سمت شرق یکی از بزرگ‌ترین چین‌های موجود در منطقه مطالعاتی است. تاقدیس‌های خورتوتک با مایل به سمت جنوب شرق، کوه مورود، امیرکبیر در



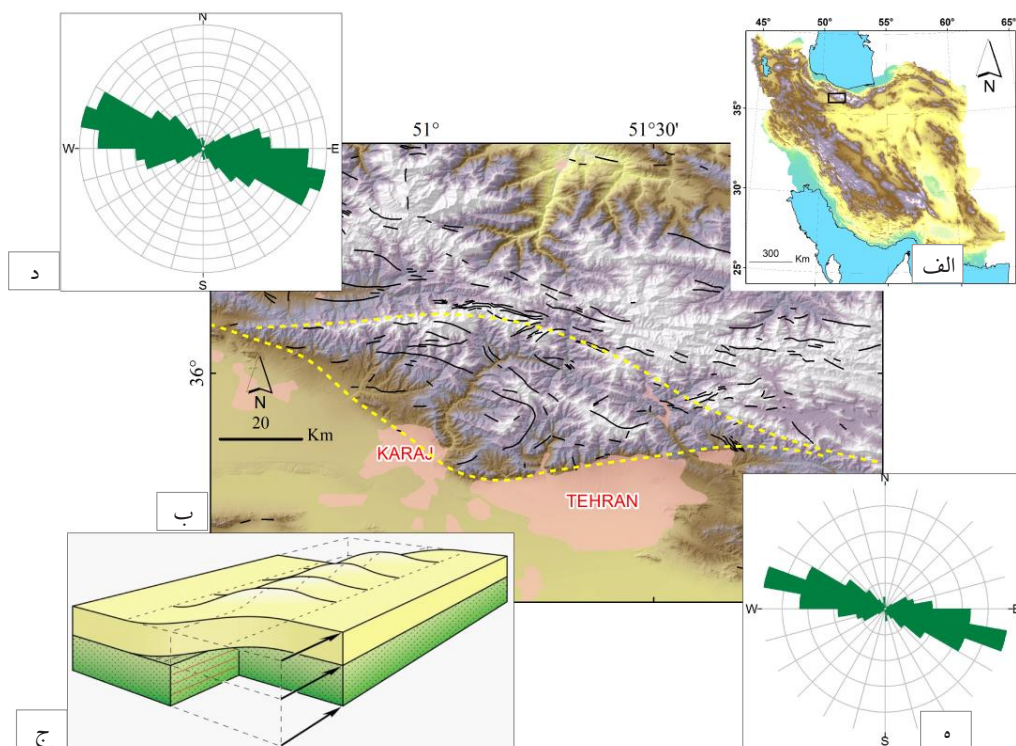
شکل ۸- الف) گسل های جنوبی ایران. ب) گسل های احاطه کننده پهنه ساختاری لوزی شکل شمال تهران (خط چین زرد) به همراه دیگر گسل ها (خطوط سیاه نازک) بر روی مدل ارتفاعی رقومی که بر پایه تصاویر SRTM تهیه شده به نمایش در آمده است. چند ضلعی های صورتی مراکز جمعیتی بزرگی همچون شهرهای تهران و کرج را نشان می دهند. گسل های مشا و شمال تهران به ترتیب مرزهای شمالی و جنوبی گستره ساختاری مورد مطالعه را تشکیل می دهند. گسل ها از نقشه های زمین شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ استخراج شده اند. ج) نموداری شماتیک که پهنه برشی چپ بر و هندسه ساختارهای حاصل از آن را نشان می دهد. د و ه) نمودارهای گل سرخی مربوط به گسل های منطقه که به ترتیب بر اساس فراوانی و درازا ترسیم شده اند (تعداد داده ها: ۲۲۰۹). بیشتر گسل ها روندی شمال غرب- جنوب شرق و موازی با گسل های معکوس اصلی دارند و سازوکار راستانز چپ بر را برای سامانه گسلی مشا- شمال تهران نشان می دهند.

گسل مشا- قطعه شرقی گسل شمال تهران به عنوان گسل اصلی ۲) موقعیت پیوستگاه سه گانه ۳) دوپشته ترافشارشی. بالاتو و همکاران (Ballato et al., 2013) هم به بررسی دگرریختی در مقیاس البرز پرداخته و آن را یک دوپشته ترافشارشی در نظر گرفته‌اند. حسامی (Hessami 2021)، که البرز را در طول، به دو قسمت شرقی و غربی تقسیم کرده است نیز بر این باور است که بررسی و ارزیابی کینماتیک گسل‌ها در کوه‌های البرز غربی، به دلیل وجود گسل‌های چپ‌بری که به موازات رشته کوه هستند، همچنین به دلیل وجود یک سری پهنه‌های طولی از راندگی‌ها، بسیار پیچیده است. با این حال، وی معتقد است یک زمین‌ساخت وارون چندگانه در البرز غربی- مرکزی رخ داده است.

### الگوی دگرریختی

بسیاری از زمین‌شناسان و دانشمندان علوم زمین تمامی پهنای البرز اعم از دامنه‌های شمالی و جنوبی آن مورد تحلیل و ارزیابی قرار داده‌اند و برای آن مدل تکوینی و الگوی ساختاری ارائه داده‌اند. به عنوان مثال مدل ارائه شده توسط آلن و همکاران (Allen et al., 2003) تمامی پهنای البرز یا حداقل قسمت میانی آن را یک گل‌ساخت مثبت در نظر گرفته‌اند. پژوهشگران گوناگونی نیز به این مدل استناد کرده و از وجود گل‌ساخت مذکور در پهنای البرز صحبت کرده‌اند. در این بین لندگراف و همکاران (Landgraf et al., 2009) به بررسی پهنه لوزی شکل یاد شده در پژوهش حاضر پرداخته و برای آن سه سناریوی گوناگون در نظر گرفته‌اند: ۱) قطعه شرقی





شکل ۹- نقشه توپوگرافی ایران که بر پایه تصاویر SRTM تهیه شده است. (ب) گسل‌های احاطه‌کننده پهنه ساختاری لوزی شکل شمال تهران (خط چین زرد) به همراه محور چین خوردگی‌ها (خطوط سیاه نازک) بر روی مدل ارتفاعی رقمی که بر پایه تصاویر SRTM تهیه شده به نمایش درآمده است. چند ضلعی‌های صورتی مراکز جمعیتی بزرگی همچون شهرهای تهران و کرج را نشان می‌دهند. گسل‌های مشا و شمال تهران به ترتیب مرزهای شمالی و جنوبی گستره ساختاری مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند. محور چین‌ها از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ استخراج شده‌اند. (ج) چین‌های پلکانی که همراه با سامانه گسلی برشی هستند غالباً غیر استوانه‌ای، دو بر مایل، به نسبت کوتاه بوده و صفحه محوری پرشیبی دارند. (د و ه) نمودارهای گل‌سرخ مربوط به محور چین‌های منطقه که به ترتیب بر اساس فراوانی و درازا ترسیم شده‌اند (تعداد داده‌ها: ۲۵۴). بیشتر چین‌ها روندی شمال غرب- جنوب شرق و موازی با گسل‌های معکوس اصلی دارند و سازوکار راستالغز چپ بر آن‌ها برای سامانه گسلی مشا- شمال تهران نشان می‌دهند.

لوزی شکل شمال تهران و نواحی پیرامون آن پرداخته، تا حد امکان ابهامات موجود را برطرف کرده و به یک نظریه واحد دست یابیم. چنانچه پیش از این مطرح شد در مدل ارائه شده توسط بالاتو و همکاران (Ballato et al., 2013) همچنین یکی از سناریوهای مطرح شده توسط لندگراف و همکاران (Landgraf et al., 2009) نیز این منطقه ساختاری، به عنوان یک دوپشته در نظر گرفته شده است. ایشان قطعه مرکزی گسل مشا، گسل امامزاده داوود، راندگی پورکان- وردیج و قسمت مرکزی گسل شمال تهران که همگی دارای روندی شمال غرب- جنوب شرق هستند را به عنوان شیپراه‌های پیشانی و قطعه شرقی گسل شمال تهران و قطعه غربی گسل مشا که هر دو از روندی تقریباً شرقی- غربی برخوردار هستند را به عنوان شیپراه‌های جانبی در نظر گرفته‌اند. نامبردگان سامانه گسلی مشا-

بر اساس این مدل پیشنهادی که یک گل‌ساخت است، گستره یاد شده در گذر زمان زمین‌شناسی رژیم‌های زمین‌ساختی گوناگونی را تجربه کرده و این تغییر در جهت‌گیری میدان تنش به نوبه خود منجر به شکل‌گیری ساختارهایی جدید با هندسه و سازوکاری متفاوت شده است. تغییر رژیم زمین‌ساختی خود متأثر از پیکربندی دوباره حرکات زمین‌ساختی (Allen et al., 2003) و حرکت به سمت شمال غرب حوضه خزر جنوبی نسبت به اوراسیا (به طور مثال Jackson et al., 2002, Ritz et al., 2006, Djamour et al., 2010) می‌باشد. در نتیجه در یک بازه زمانی پهنه‌ای که تحت رژیم فشارشی/ ترافشارشی بوده است در زمانی دیگر متأثر از رژیمی کششی/ تراکششی شده و هندسه و سازوکاری متفاوت را به خود دیده است. این نظریه‌ها و مدل‌های متنوع، ما را بر آن داشت تا به مطالعه پهنه

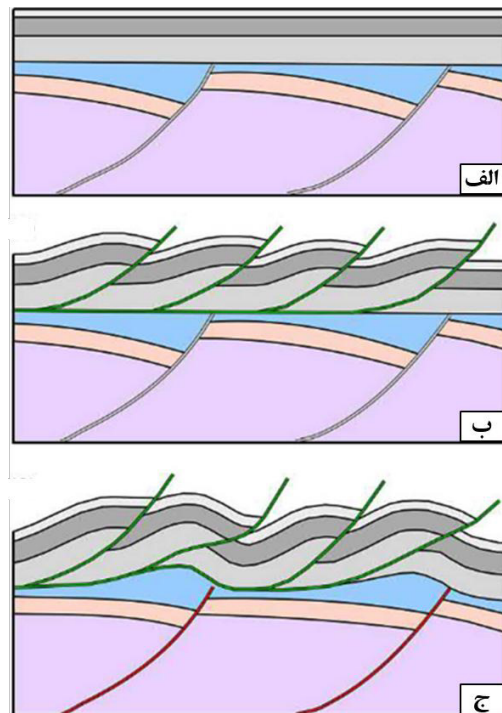
موجب دگرریختی ساختارهای نازک پوست موجود در پوشش رسوبی بالایی خود نیز شده اند. در شکل های (۱۱) و (۱۲) نمونه‌هایی از ساختارهای متأثر از عملکرد رژیم زمین‌ساختی حاکم بر منطقه مورد مطالعه نشان داده شده است.

لازم به ذکر است، چنانچه گسل‌های احاطه‌کننده دوپشته/ ساختار پولکی شیب همگرا (شیب به سمت هم) می‌داشتند (یعنی آن چیزی که در هندسه گل ساخت‌ها معمول است) باعث شکل‌گیری گل‌ساخت مثبت می‌شدند. اما از آنجا که گسل مشا نیز همچون گسل‌های امام زاده داود، پورکان- وردیج و شمال تهران دارای شیب به سمت شمال شرق می‌باشد ساختار حاصله، هندسه یک نیم گل‌ساخت مثبت را نشان خواهد داد (شکل‌های ۱۳ و ۱۴). این اولین بار است که در یک متن علمی از چنین اصطلاحی استفاده می‌شود. خاطر نشان می‌شود در این مدل، گسل‌های پورکان- وردیج و امام‌زاده داود به عنوان شکستگی‌های از پیش موجود که در یک پهنه بُرشی شکل گرفته‌اند روندی تقریباً غرب شمال غرب- شرق جنوب شرق داشته‌اند که در اثر حرکت به سمت شمال غرب حوضه خزر جنوبی در سنوزوئیک (Djamour et al., 2010) دچار چرخش بلوکی ساعتگرد شده و روند کنونی یعنی شمال غرب- جنوب شرق را به خود گرفته‌اند (Hessami, 2021).

### نتیجه‌گیری

در مطالعات گوناگونی که توسط دانشمندان علوم زمین بر روی سامانه گسلی مشا- شمال تهران صورت گرفته است، برای این گستره ساختاری الگوهای هندسی و تکوینی مختلفی در نظر گرفته شده است. پهنه پولکی، پهنه ترفشارشی/ تراکشی و گل‌ساخت مثبت/ منفی از جمله الگوهایی است که برای گستره ساختاری شمال تهران ارائه شده است. شاید بتوان گفت در بین الگوهای ارائه شده، یکی از نزدیک‌ترین مدل‌ها به الگوی در نظر گرفته شده در این پژوهش، الگویی باشد که توسط حسامی (Hessami, 2021) مطرح شده و در آن لوزی‌های ساختاری موجود در البرز غربی- مرکزی به عنوان گل‌ساخت‌های متناوبی از ترفشارش و تراکشی در طول زمان زمین‌شناسی در نظر گرفته شده است. اما این گل‌ساخت‌ها زمانی قابل ارائه هستند که شیب قطعه مرکزی گسل مشا به سمت جنوب غرب و شیب قطعه

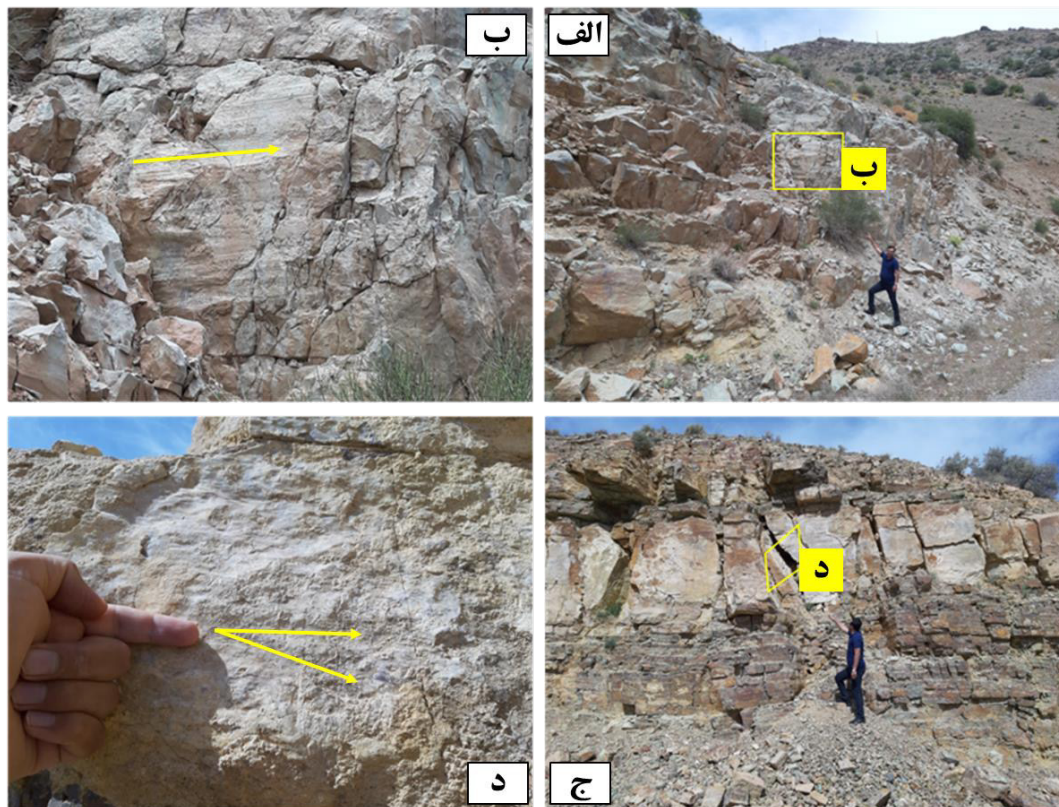
شمال تهران را یک دوپشته ترفشارشی دانسته‌اند که در آن بلوک‌های احاطه شده توسط گسل‌های پیشانی به صورت اسب به روی هم رانده شده و راندگی سقف در این الگوی ساختاری در اثر فرسایش از بین رفته و دوپشته ترفشارشی مزبور به صورت پهنه فلسی/ پولکی/ شوپن نمود یافته است. الگوی دگرریختی منطقه مورد مطالعه را می‌توان مشابه به آن چیزی دانست که در شکل (۱۰) به نمایش در آمده است. به عبارتی در ابتدا شاهد شکل‌گیری نیم‌گراين‌های کششی در بلوک‌های پی‌سنگی بوده‌ایم که خود ناشی از حرکت گسل‌های بنیادین کنترل‌کننده حوضه می‌باشد. پس از آن در اثر ادامه همگرایی صفحات زمین‌ساختی و اعمال فشارش، شاهد راندگی‌های نازک پوست در پوشش رسوبی بالایی هستیم. در ادامه و در اثر تداوم فاز فشارشی گسل‌های پی‌سنگی نیز دچار وارونگی گشته و علاوه بر جابجایی راندگی،



شکل ۱۰- مدل هندسی دگرریختی نازک پوست در یک کمربند چین خورده- رانده که شامل نیم‌گراين‌های کششی در زیر سطح جدایش نازک پوست است و دچار وارونگی می‌شوند. (الف) هندسه پیش از فشارش (ب) راندگی نازک پوست که بالای سطح جدایش شکل گرفته است (ج) وارونگی ستبر پوست نیم‌گراين‌های شکل گرفته در زیر سطح جدایش که ساختارهای نازک پوست را نیز دگرریخت کرده است (Scarselli et al., 2020).

شمال شرق قطعه‌های مرکزی گسل مشا، امامزاده داود، پورکان-وردیج و قطعه مرکزی گسل شمال تهران، امکان ارائه مدل گل ساخت کامل برای گستره ساختاری مشا-شمال تهران منتفی به نظر می‌رسد.

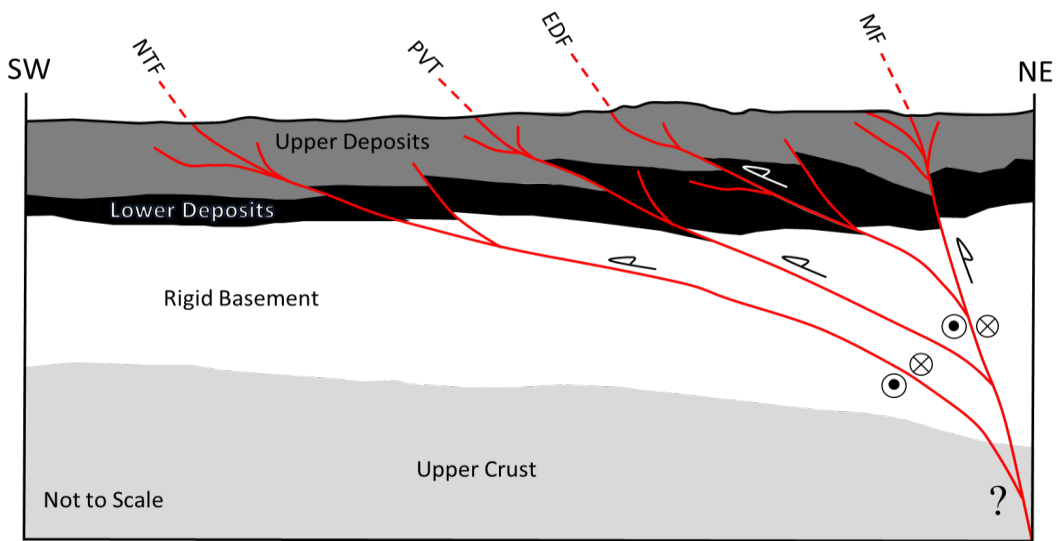
مرکزی گسل شمال تهران به سمت شمال شرق باشد. اما همانطور که می‌دانیم شیب گسل مشا همواره به سمت شمال شرق است (Ritz و Tatar et al., 2012 and Nazari, 2006). بنابراین با توجه به شیب به سمت



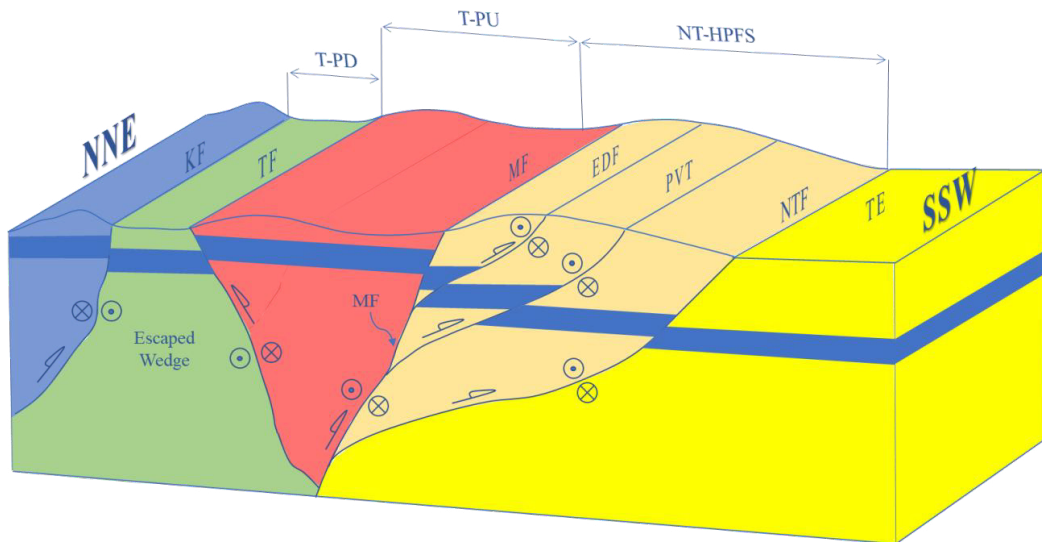
شکل ۱۱- الف) نمونه‌ای از سازوکار راستالغز برای گسل‌های مشاهده شده در منطقه مطالعاتی. ب) نمای نزدیک از خش لغزهای صفحه گسل نشان داده شده در شکل (۱۱-الف). ج) نمونه‌ای از بازفعالیت یک گسل با سازوکاری جدید و متفاوت. حرکت اول معکوس / فشارشی است و د) حرکت بعدی گسل به صورت راستالغز است و خش لغزهای حاصل از آن بر روی خش لغزهای نسل اول سوار شده‌اند.



شکل ۱۲- شکل‌گیری سیمای ساختاری فشارشی که ناشی از اعمال رژیم ترا فشارشی در منطقه است. الف و ب) تشکیل چین‌های شاخص در واحدهای سنگی ائوسن. ج) روراندگی بین واحدهای گوناگون پالئوژن و د) یک چین مرتبط با گسل که در توف‌های سازند کرج تشکیل شده است.



شکل ۱۳- مدل ساختاری دو بعدی پهنه لوزی شکل شمال تهران که هندسه یک نیم گل ساخت مثبت را نشان می دهد. اختصارات: NTF: گسل شمال تهران، PVT: راندگی پورکان- وردیج، EDF: گسل امامزاده داود، MF: گسل مشا.



شکل ۱۴- مدل سه بعدی نیم گل ساخت مثبت شمال تهران. اختصارات: KF: گسل کندوان، TF: گسل طالقان، MF: گسل مشا، EDF: گسل امامزاده داود، PVT: راندگی پورکان- وردیج، NTF: گسل شمال تهران، TE: فروبار تهران، T-PD: فروجستگی طالقان، T-PU: فراجستگی طالقان، NT-HPFS: نیم گل ساخت مثبت شمال تهران.

به سمت دیگر آن از شیب و مؤلفه راستالغز گسل ها کاسته شده و مؤلفه راندگی آنها قوت می گیرد. در نیم گل ساخت شمال تهران نیز از شمال شرق به سمت جنوب غرب، به تدریج از شیب شیبراهه های پیشانی کاسته می شود. اثبات روند کاهش مؤلفه راستالغز و افزایش پیشرونده مؤلفه فشارشی این گسل ها در جهت یاد شده، علاوه بر شواهد هندسی نیاز به داده های حرکتی و جنبشی بیشتری دارد که می بایست در

در مطالعه حاضر، با در نظر گرفتن هندسه واقعی قطعه مرکزی گسل مشا، هندسه متناوب نیم گل ساخت مثبت و منفی برای پهنه لوزی شکل شمال تهران که یکی از لوزی های موجود در قسمت های مرکزی و غربی البرز می باشد در نظر گرفته شده است. این اولین بار است که از چنین اصطلاحی استفاده می شود. در مدل نیم گل ساخت، تمامی گسل ها دارای شیب به یک سمت (شیب همسو) بوده و به تدریج از یک سمت ساختار

oblique shortening in the Alborz range, northern Iran, *J. Struct. Geol.* 25, 659–672.

Ambraseys, N.N., 1974. Historical seismicity of north-central Iran, Material for the Study of Seismotectonics of Iran: North-central Iran, Geological Survey of Iran, Report 29, 47–96.

Ambraseys, N.N., and Melville, C.P., 1982. A History of Persian Earthquakes: Cambridge, UK, Cambridge University Press.

Axen, G. J., Lam, P. J., Grove, M., Stockli, D. F. and Hassanzadeh, J., 2001. Exhumation of the west-central Alborz mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics, *Geology* 29, 559–562.

Bachmanov, et al., D.M., 2004. Active faults in the Zagros and central Iran, *Tectonophysics* 380, 221–241.

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.* 123, 106–131.

Ballato, P., Nowaczyk, N.R., Landgraf, A., Strecker, M.R., Friedrich, A. and Tabatabaei S.H., 2008. Tectonic control on sedimentary facies pattern and sediment accumulation rates in the Miocene foreland basin of the southern Alborz mountains, northern Iran, *Tectonics* 27, 1–20.

Ballato, P., Stockli, D.F., Ghassemi, M.R., Landgraf, A., Strecker, M.R., Hassanzadeh, J., Friedrich, A., and Tabatabaei, S.H., 2013. Accommodation of transpressional strain in the Arabia-Eurasia collision zone: New constraints from (U-Th)/He thermochronology in the Alborz Mountains, north Iran: *Tectonics* 32, 1–18.

Berberian, M., 1983. Continental deformation in the

مطالعات تکمیلی مد نظر قرار گیرد.

### سپاسگزاری

پژوهش فوق بخشی از رساله دکتری نویسنده اول می باشد. در اینجا نویسندگان بر خود لازم می دانند زحمات سردبیر محترم و همکارانش در فصلنامه و همچنین از داوران محترم که با حسن دقت و نظر به مطالعه و ارزیابی نسخه پیش نویس این مقاله پرداخته و کاستی ها و ایرادات موجود را متذکر شده اند صمیمانه سپاسگزاری نمایند.

### منابع

- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۲ صفحه.
- سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۷۵. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ بلده.
- سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۷۲. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ تهران.
- سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۵۶. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ شاکران.
- سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۷۶. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ شرق تهران.
- سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸۰. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ مرزن آباد.
- سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۷۴. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ هشتگرد.
- مجتبایی، ش.، الماسیان، م. و عباسی، م. ر.، ۱۳۹۱. تحلیل ساختاری سامانه گسل پورکان - وردیج در منطقه البرز مرکزی، نشریه زمین، دوره ۷، شماره ۲۳، صفحات ۱۵۵ تا ۱۶۹.

### References

- Alavi, M. 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountains system in northern Iran: *Journal of Geodynamics* 21, 1, 1–33.
- Allen, M., Ghassemi, M. R., Shahrabi, M. and Qorashi, M., 2003. Accommodation of late Cenozoic

- Alborz mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin-skinned deformation, *Geosphere* 2, 35–52.
- Hessami, K., 2021. Polyphase inversion tectonics in western Alborz mountains, Northern Iran, *Iranian Journal of Geophysics*, 79– 88.
- Hessami, K., Mobayyen, F., Tabassi, H., 2003. The map of active faults of Iran, International institute of earthquake engineering and seismology Tehran.
- Horton, B. K., Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Axen, G. J., Gillis, R. J., Guest, B., Amini, A., Fakhari, M. D., Zamanzadeh, S. M. and Grove, M., 2008. Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: implications for chronostratigraphy and collision tectonics, *Tectonophysics* 451, 97–122.
- Jackson, J., Priestly, K., Allen, M. B. and Berberian, M., 2002. Active tectonics of the South Caspian Basin, *Geophys J Int.* 190, 1311–1324.
- Landgraf, A., Ballato, P., Strecker, M. R., Friedrich, A., Tabatabaei, S. H. and Shahpasandzadeh, M., 2009. Fault-kinematic and geomorphic observations along the North Tehran Thrust and Mosha Fasham Fault, Alborz mountains, Iran: implications for fault-system evolution and interaction in a changing tectonic regime, *Geophys J Int.* 177, 676–690.
- Moinabadi, M.E. and Yassaghi, A., 2007. Geometry and kinematics of the Mosha fault, south central Alborz Range, Iran: An example of basement involved thrusting: *Journal of Asian Earth Sciences* 29, 928–938.
- Rashidi, A., 2021. Geometric and kinematic characteristics of the Khazar and North Alborz Faults: Links to the structural evolution of the North Alborz-South Caspian boundary, Northern Iran, *Journal of Asian Earth Sciences* 213, 104755.
- Rezaeian, M., Carter, A., Hovius, N. and Allen, Iranian Plateau, Contribution of Seismotectonics of Iran, Geological Survey of Iran, Report 52.
- Berberian, M., 1989. Tectonic evolution of Iranian mountain belts, in *Proceedings, 28th International Geological Congress Abstracts: Washington, D.C., International Geological Congress, 9–19 July*, 129–130.
- Berberian, M., 1991. Is the theory of earthquake Greek or Iranian? *Iran shenasi (Bethesda, Maryland)*, v. II, 4, 834–845 [in Persian].
- Berberian, M., and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 2, 210–265.
- Berberian, M., and Yeats, R.S., 1999. Patterns of historical rupture in the Iranian Plateau: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89, 120–139.
- 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 modeling, *Sediment. Geol.*, 156, 119–148.
- De Martini, P.M., Hessami, K., Pantosi, D., Addezio, G.D., Alinaghi, H. & Ghafory-Ashtiani, M., 1998. A geologic contribution to the evaluation of the seismic potential of the Kahrizak fault (Tehran, Iran), *Tectonophysics* 287, 187–199.
- Djamour, Y., et al., 2010. GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz Mountain range, Iran, *Geophys. J. Int.* 183, 1287–1301.
- Engalenc, M., 1968. Contribution a la Geologie, Geomorphologie, Hydrogeologie de la region de Tehran (Iran), C.E.R.H., Montpellier, France.
- Guest, B., Guest, A. and Axen, G., 2007. Late Tertiary tectonic evolution of northern Iran: A case for simple crustal folding, *Global Planet Change* 58, 435–453.
- Guest, B., G. J. Axen, P. S. Lam, and J. Hassanzadeh, 2006. Late Cenozoic shortening in the west-central



- Gueřt, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran, *Tectonics*, 30, TC3008.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J.-F., Sedighi, M., and Tavakoli, F., 2004a. Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data: *Earth and Planetary Science Letters*, 223, 177–185.
- Weřtaway, R., 1994. Present-day kinematics of the Middle East and eastern Mediterranean, *J. Geophys. Res.*, 99, 12,071–12,090.
- Wilmsen, M., Fürsich, F. T., Seyed-Emami, K., Majidifard, M. R. and Taheri, J., 2009. The Cimmerian Orogeny, in northern Iran: tectono-stratigraphic evidence from the foreland, *Terranova* 21, 211–218.
- Yassaghi, A. and Naeimi, A., 2011. Structural analysis of the Gachsar subzone in central Alborz range; constrain for inversion tectonics followed by the range transverse faulting, *Int J Earth Sci* 100 (6), 1237–1249.
- Yassaghi, A. and Madanipour, S., 2008. Influence of a transverse basement fault on along-strike variations in the geometry of an inverted normal fault: Case study of the Mosha fault, central Alborz range, Iran: *Journal of Structural Geology* 30, 1507–1519.
- Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., Ghassemi, M. and Sabouri, J., 2006. Inversion tectonics in central Alborz, Iran, *J. Struct. Geol.* 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, in M.-F. Brunet, M. Wilmsen and J.W. Granath (Eds.), *South Caspian to Central Iran Basins*, *Geol Soc London Spec Publ.* 312, 31–55.
- M. B., 2012. Cenozoic exhumation history of the Alborz Mountains, Iran: New constraints from lowtemperature chronometry, *Tectonics* 31, TC2004.
- Ritz, J.-F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., Solaymani, S. and Vernant, P., 2006. Active transtension inside central Alborz: A new insight into northern Iran – southern Caspian geodynamics, *Geology* 34, 477–480.
- Scarselli, N., adam, J., chiarella, D., Roberts, D. and bally, A., 2020. *Regional geology and tectonics, Vol.1: Principles of Geologic Analysis*, second edition, 878.
- Sheykholeslami, M.R., Javadi, H.R., Asadi, M., 2013. *Iran Fault Map on Provincial Subdivisions*. Geological Survey of Iran.
- Sheikhholeslami, M.R., 2018. Tectonosedimentary evolution of the basins in Central Alborz, Iran, *Geosciences*, 106, 29-38.
- Steiger, R., 1966. *Die Geologie der west-Firuzkuh-Area (Zentralelburz, Iran)*, *Mitteilungen aus dem geologischen Institut der Eidgenossischen - Technischen Hochschule und der Universität Z - urich, Neue Serie*, 1–145.
- Stocklin, J., 1974a. Northern Iran: Alborz Mountains, in Spencer, A.M., ed., *Mesozoic-Cenozoic orogenic belts; data for orogenic studies; Alpine-Himalayan orogens: Geological Society [London] Special Publication* 4, 213–234.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Abbassi, M., and Yamini Fard, A.-F., 2012. Microseismicity and seismotectonics around the Mosha fault (central Alborz, Iran): *Tectonophysics*, 544–545, 50–59.
- Tchalenko, J.S., 1974. Tectonic framework of the Tehran region, in *Material for the Study of Seismotectonics of Iran: North-central Iran*, Geological Survey of Iran, Report 29, 7–46.
- Verdel, C. S., Wernicke, B. P., Hassanzadeh, J. and







# فصلنامه زمین ساخت

زمستان ۱۴۰۱، سال ششم، شماره ۲۴

doi 10.22077/JT.2024.6906.1165

## زمین شناسی و ارزیابی تغییرات ارتفاعی در آبخوان دشت کهریز با استفاده از روش تداخل-سنجی راداری

لعیا جمشیدی ترکمانی مولا<sup>۱</sup>، اکرم علیزاده<sup>۲</sup>، فریبا همتی<sup>۳\*</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

۲- دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

۳- نویسنده مسئول: دکتری ژئومورفولوژی، گروه آموزش جغرافیا، دانشگاه فرهنگیان، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۸/۰۹

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۱۱/۲۱

### چکیده:

پدیده فرونشست از مخاطرات طبیعی بوده که دارای حرکت کند بوده و خسارات مالی و به ندرت تلفات جانی را در پی دارد. در این پژوهش به منظور مطالعه میزان تغییرات مورفولوژیکی برای آبخوان دشت کهریز از تکنیک تداخل سنجی راداری استفاده شده است و میزان فرونشست آبخوان دشت کهریز با استفاده از تصویر ماهواره سنتینل ۱ بین سالهای ۲۰۱۴ تا ۲۰۲۳ مورد بررسی قرار گرفته است. این آبخوان در غرب فروافتادگی دریاچه ارومیه واقع شده است که دارای لیتولوژی غالب آهکی می باشد. ساختار زمین شناسی شکل گرفته در منطقه شامل لایه های شیب دار و آثار عملکرد گسل ها می باشد. در مقاطع میکروسکوپی تهیه شده از سنگ های منطقه، درزه های مزدوج، جابجایی و برش خوردگی و پدیده های چرخشی همزمان با تکنیک مشاهده می شوند که دلالت بر نقش تکنیک در شکل گیری ساختارهای موجود در منطقه را دارند. با توجه به فرنج های بدست آمده با استفاده از پردازش تصاویر راداری، آبخوان دشت کهریز در بازه زمانی مورد مطالعه هیچگونه فرونشستی مشاهده نشده است و میزان بالا آمدگی بین ۰/۳۴ تا ۱/۵۱ متر می باشد. دگرشکلی منطقه، ناشی از تغییر شکل های زمینی مثل زلزله یا فعالیت های تکتونیک، می تواند عاملی برای برخاستگی قابل توجه باشد.

واژه های کلیدی: فرونشست زمین، ساختار، تداخل سنجی راداری، آبخوان دشت کهریز.

\* ایمیل: f.hematti@gmail.com

تلفن تماس: ۰۹۱۸۸۳۴۰۵۰۳

## Geological Assessment and Land Subsidence in the Kahrez Plain Aquifer Using Interferometric Radar Techniques

Laya Jamshidi Torkamani Mola<sup>1</sup>, Akram Alizadeh<sup>2</sup>, Fariba Hemmati<sup>3</sup>

1. M.Sc. student, Department of Geology, Faculty of Science, Urmia University, Urmia, Iran.
2. Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Urmia University, Urmia, Iran.
3. Corresponding author: Ph.D. in Geomorphology, Department of Geography Education, Farhangian University, Tehran, Iran.

### Abstract

Land subsidence is a natural hazard characterized by gradual movement, resulting in financial losses and, occasionally, loss of life. This research employs interferometric radar techniques to study morphological changes in the Kahrez Plain aquifer. The extent of land subsidence in the Kahrez Plain aquifer is investigated using Sentinel-1 satellite imagery from 2014 to 2023. This aquifer is situated in the western subsidence of Lake Urmia and is predominantly composed of limestone lithology. The geological structure in the area comprises inclined layers and the effects of fault activity. Microscopic examinations of rocks from the region reveal dual fractures, displacement, collision, and simultaneous rotational phenomena, indicating the role of tectonics in shaping the existing structures in the area. According to the interferometric analysis results, no land subsidence has been observed in the Kahrez Plain aquifer during the study period, and the uplift ranges from 0.34 to 1.51 meters. Regional deformation, resulting from changes in landforms such as earthquakes or tectonic activities, could be a significant factor contributing to the notable uplift.

**Keywords:** Land subsidence, structure, interferometry radar, Kahrez plain aquifer.

## مقدمه

آب‌های سطحی داشته باشد و همچنین موجب تحمیل خسارت بر تأسیسات زیربنایی شود. برآورد نرخ فرونشست نقش به‌سزایی در مدیریت و کنترل این پدیده خواهد داشت و ضروری است تا اقداماتی جهت جلوگیری از مشکلات ناشی از وقوع خطر فرونشست زمین صورت پذیرد. بر این اساس هدف از پژوهش حاضر ارزیابی فرونشست آبخوان دشت کهریز با روش تداخل‌سنجی راداری و ارتباط آن با ساختارهای زمین‌شناسی است. نتایج بدست آمده از این مطالعه می‌تواند مورد توجه مدیران سازمان و ادارت اجرایی و برنامه‌ریزان منابع اراضی و خاک قرار گیرد.

آبخوان دشت کهریز در شمال‌غرب ایران و در استان آذربایجان‌غربی بین طول جغرافیایی تا و عرض جغرافیایی تا واقع شده است. منطقه مورد مطالعه از شمال به کوه‌های بایداغ - قره باغ و اوچ تپه، از جنوب به کوه آغداغ، از شرق به دریاچه ارومیه و از غرب به کوه‌های اوغام و قره داغ محدود می‌شود. میانگین ارتفاع منطقه مورد مطالعه از سطح دریا به طور متوسط ۱۳۶۴ می‌باشد (شکل ۱).

دخان و همکاران<sup>۴</sup> (۲۰۲۳) به بررسی فرونشست زمین در شهر پیشاور پاکستان با استفاده از تکنیک رادار دیافراگم مصنوعی تداخل سنتزی (InSAR) پرداختند. این مطالعه نشان‌دهنده فرونشست تا ۳/۲۳ سانتی متر از سال ۲۰۱۵ تا ۲۰۱۹ است.

جوکو وی دودو و همکاران<sup>۵</sup> (۲۰۱۹)، به تجزیه و تحلیل نرخ فرونشست زمین در منطقه شهری جاتاکارا با تکنیک D-InSAR پرداختند و نتیجه گرفتند که نرخ متوسط فرونشست زمین در شهرستان تنگرنگ و بخش جنوبی آن ۲-۳ سانتی‌متر در سال رخ داده است. ژائو و همکاران<sup>۶</sup> (۲۰۲۳)، به بررسی ارزیابی خطر فرونشست زمین در شیان چین با استفاده از تصاویر راداری و اپتیکی پرداختند و نتیجه گرفتند که فرونشست زمین با استفاده از یک ماتریس ریسک که نشست تفاضلی، شکاف‌های زمین و نتایج طبقه‌بندی کاربری زمین را ادغام می‌کند، ارزیابی می‌شود.

اصغری سراسکانرود و همکاران (۱۳۹۹)، میزان فرونشست

زمین‌شناسان ساختاری، واژه ساخت را برای قسمتی از زمین که به وسیله دگر شکلی بر اثر عملکرد نیرو در سطح یا درون پوسته زمین تغییر شکل یا حالت داده است، به کار می‌برند. فرآیندهای تکتونیکی سبب وقوع رخدادهای طبیعی مانند زلزله، آتشفشان و ... می‌شوند که به دنبال آنها، پدیده‌هایی نظیر: زمین‌لغزش، فرونشست و سایر تغییرات مورفولوژیکی حاصل می‌شوند. پدیده فرونشست از مخاطرات طبیعی بوده که خسارت مالی و به ندرت تلفات جانی دارد. ایجاد فروچاله، درز و شکاف، اختلال در بهره‌برداری از منابع آب زیرزمینی، آلودگی آب آبخوان‌ها، آسیب رساندن به سازه‌های دست‌ساز بشر مانند ساختمان‌ها، خیابان‌ها، پل‌ها و خطوط انتقال نیرو از جمله پیامدهای محیطی پدیده فرونشست می‌باشند (هافمن و همکاران ۲۰۰۱ و ان ۲۰۱۵). فرونشست زمین، به عنوان یکی از مخاطرات محیطی ژئومورفیک، روند تدریجی و آرامی داشته که در بسیاری از کشورهای جهان در حال وقوع و رخ دادن است. این پدیده در صورت عدم مدیریت صحیح، می‌تواند خسارت جبران‌ناپذیری را برای مناطق مبتلا به ایجاد نماید (UN-Water, ۲۰۲۱). پدیده فرونشست با ایجاد تغییر در وضعیت توپوگرافی زمین می‌تواند سبب بروز تغییرات چشمگیری در هیدرولوژی منطقه شود (چن و همکاران<sup>۳</sup>، ۲۰۱۰، آزادی شیکوه و همکاران، ۱۳۹۹). ایران نیز به عنوان یکی از کشورهای که چندین دهه با انواع مخاطرات محیطی به خصوص فرونشست زمین روبروست، احتمالاً در آینده‌ای نه چندان دور متأثر از خسارات مستقیم و غیرمستقیم این پدیده از جمله صدمات به اراضی کشاورزی، ساختمان‌ها، راه‌ها، پل‌ها، خطوط لوله و غیره مواجه خواهد شد (آل شیخ و همکاران، ۱۴۰۱).

منطقه آبخوان دشت کهریز، از جمله مناطق پرخطر به لحاظ پدیده فرونشست بوده و لذا این مطالعه به بررسی نقش ساختارهای تکتونیکی و علل و عوامل مؤثر بر فرونشست می‌پردازد. فرونشست می‌تواند اثرات مخربی روی کیفیت منابع آبی و الگوی جریان

4. D. Khan et al.  
5. Joko Widodo et al.  
6. Zhao et al.

1. Hoffman et al.  
2. An  
3. Chen et al.



دشت شهریار را با استفاده از تکنیک تداخل سنجی راداری و پارامترهای آب‌های زیرزمینی و کاربری اراضی برآورد کردند و نشان داد که در طی سال‌های ۲۰۱۵ تا ۲۰۲۰، ۷ متر افت آب زیرزمینی و ۱۱ سانتی‌متر فرونشست برای مناطق مسکونی در این دشت رخ داده است. حسین‌زاده و همکاران (۱۴۰۱)، به تحلیل فضایی فرونشست سطح زمین در دشت مرکزی شهر قاین با استفاده از تداخل سنجی راداری پرداختند و نتیجه گرفته شد که فرونشست از ۲/۶ سانتی‌متر در سال ۲۰۱۷ به ۷/۸ سانتی‌متر در سال ۲۰۲۰ رسیده است. همتی و بهرامی (۱۴۰۱) در پژوهش خود میزان جابجایی ایجاد شده در پوسته زمین در اثر زلزله سرپل‌ذهاب با استفاده از روش تداخل سنجی راداری را مورد بررسی قرار دادند، که نتایج به دست آمده از تکنیک تداخل سنجی راداری در حوضه آبریز از گله ۰/۰۹ متر فرونشست و ۰/۳۰ متر بالا آمدگی را نشان می‌دهد.

#### زمین‌شناسی منطقه

کهن‌ترین واحد سنگی منطقه، مجموعه‌ای از آمفیولیت‌ها، گابروهای دگرگانه، دایک‌های ورقه‌ای و پریدوتیت‌های دگرگانه می‌باشد. این مجموعه جزئی از مجموعه افیولیتی قدیمی (پرکامبرین) است که در شرق ترکیه رخنمون گسترده‌تری دارد. پس از آن، سازندهای پالئوزوئیک از جمله: باروت (با تناوبی از سنگ قرمز ارغوانی، دولومیت، مقدار کمی سنگ‌های آتشفشانی بازالتی)، لالون (شیل، سیلت‌های شیلی، ماسه‌سنگ به رنگ‌های قرمز و ارغوانی)، زایگون (ماسه‌سنگ به رنگ‌های قرمز و ارغوانی) و میلا (کوارتزیت زیرین و دولومیت و آهک تریلوبیت‌دار) در منطقه مشاهده می‌شوند. بین مجموعه‌های پالئوزوئیک پائینی و پرمین بالائی یک نبود چینه نگاشتی بسیار مشخص وجود دارد که با نبود رسوبگذاری اردوئین، سیلورین، دونین و کربونفر و پرمین زیرین و میانی مشخص می‌شود. پرمین بالائی باقاعده کنگلومراتی و ماسه‌سنگی، مستقیماً بر روی سازندهای قدیمی قرار است (شکل ۲) (سلطانی سیسی و همکاران، ۱۳۸۵؛ اژدری و همکاران، ۱۳۸۳)

مجموعه مزوزوئیک به صورت آمیزه رنگین و واحدهای سنگی بصورت آمیزه‌ای از آهک ریزلایه صورتی رنگ، گدازه‌های بازیک دگرگانه و لایه‌های

چرت رادیولاریتی مشاهده می‌شود که گمان می‌رود این مجموعه بخشی از ردیف‌های افیولیتی (ردیف رسوبی) باشد که بصورت یک تراشه تکنونیک می‌نمایان شده است. گسل شمال تبریز، گسله برکشلو-شکریازی، گسل ارومیه، گسله تسوج، گسل جرمی، گسل سلماس، گسل شیوه برو بخش عمده در قسمت شرقی منطقه مورد مطالعه را پهنه‌های نمکی تشکیل داده‌اند چراکه در ساحل غربی دریاچه ارومیه واقع گردیده است و با توجه به خشکسالی سال‌های اخیر، وسعت پهنه‌های نمکی افزایش یافته است. آبرفت‌ها، مخروط افکنه‌ها و پادگانه‌های آبرفتی از دیگر واحدهای زمین‌شناسی منطقه هستند که عمدتاً چینه‌شناسی عهد حاضر را شامل می‌شوند (شکل ۳).

علاوه بر ساختارهای بزرگ مقیاس، ساختارهای میکروسکوپی نیز در منطقه مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. پهنه‌های برشی مناطقی به صورت نسبتاً باریک با مرزهای موازی هستند که واتنش برشی را از خود نشان می‌دهند. در یک پهنه برشی، سنگ‌های دیواره در طرفین آن، دگر شکل گردیده و در جهت موازی با صفحه برش نسبت به هم جابه جا شده‌اند. زون برشی دگرریختی در محیط شکل‌پذیر اغلب با دگرگونی همراه است و موجب ایجاد سنگ‌های دارای برگوارگی، خطوارگی‌ها، چین‌ها، رگه‌ها و ساختارهای دیگر می‌شود.

زون برشی شکنا شکل‌پذیر یا نیمه‌شکننده، مختص رژیم زمین‌ساختی خاصی نبوده و اغلب در تمامی رژیم‌های تکنونیک تشکیل می‌شود. در این زونها سنگ‌ها معمولاً به شکل برگوارگی‌های میلونیتی تشکیل می‌شوند. میلونیت‌ها در مقیاس مزوسکوپی و میکروسکوپی، به منظور تحلیل جنبشی و تغییرات ساختاری مورد استفاده قرار می‌گیرند. جهت یافتگی فابریک‌های شکل‌پذیر، تغییر اندازه دانه‌ها و تبلور مجدد دینامیکی در تشکیل این سنگ‌ها حایز اهمیت است. پهنه‌های برشی شکنا معمولاً به وسیله تغییر شکل یک صفحه شکستگی دچار لغزش می‌شود که گسل نامیده می‌شود اما در صورتی که منطقه برشی متشکل از گسل‌های نیمه موازی جداگانه‌ای باشد که بلوک‌های عدسی شکل سنگ‌های دگر شکل نشده را از هم جدا

تنش ماکزیمم و نیمساز زاویه باز به عنوان راستای کوچکترین تنش در نظر گرفته می‌شود. در شکل (۴)، یک شکستگی مزدوج به صورت پرشدگی کوارتزیتی در منطقه مورد مطالعه، قابل مشاهده می‌باشد.

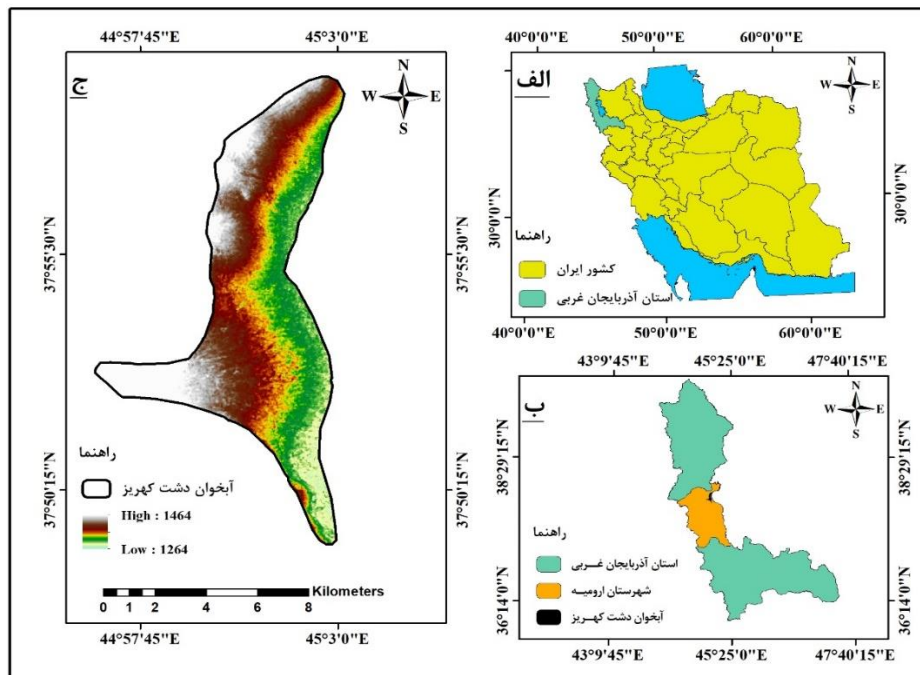
### چین‌های Drag

معمولاً در مناطق برشی قابل مشاهده می‌باشند که نشان از شرایط دگرشکلی در منطقه هستند. این چین‌ها معمولاً در مقیاس کوچک (سانتیمتر تا چند متر)، به صورت تک یا سری در لایه‌های با اختلاف مقاومت متفاوت و در اثر حرکت به سمت مخالف، شکل می‌گیرند. این چین‌ها همچنین ممکن است در زیر صفحات تراستی نیز گسترش یابند. شکل (۵ و ۶)، نمونه‌ای از چین کشیدگی در مقیاس میکروسکوپی در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود (رامبرگ، ۱۹۷۸).

می‌کنند و یا شامل نواری از سنگ‌هایی می‌باشند که به طور شکننده خرد و نرم شده‌اند، منطقه گسلی نامیده می‌شود. مکا نیسم تغییرشکل شکنا به گونه‌ای است که در آن، دما و فشار کم اما دارای نرخ استرین بالایی است. این پهنه‌ها در سرعت‌های بالای واتنش شکل می‌گیرند و با افزایش جابه‌جایی ضخامت پهنه برشی بیشتر می‌شود. این پهنه‌ها معمولاً در محیط‌هایی تشکیل می‌شوند که حاوی گسل‌های نزدیک به هم، شکستگی‌های برشی و درزه‌های فراوان باشند.

### شکستگی‌های مزدوج

ساختارهایی هستند که می‌توان از آنها برای تعیین راستای تنش‌های اعمالی به منطقه بهره گرفت. رگه‌های مزدوج در واقع فضاهای پرشده‌ای هستند که در اثر تنش‌های کششی در منطقه ایجاد شده‌اند. نیمساز زاویه حاده بین دو شکستگی مزدوج به عنوان



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه. الف) نمایش موقعیت‌های جغرافیایی کشور ایران و استان آذربایجان غربی در پهنه ایران. ب) نمایش موقعیت جغرافیایی استان آذربایجان، شهرستان ارومیه و آبخوان دشت کهریز در استان آذربایجان غربی. ج) نمایش آبخوان دشت کهریز و مشخصات ارتفاعی آن.

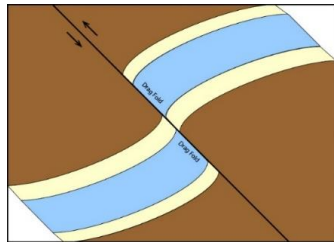
گرفت. داده‌های مورد استفاده در این پژوهش عبارتند از: مدل رقمی ارتفاعی (DEM SRTM) ۳۰ متر، نقشه زمین‌شناسی در مقیاس ۱:۱۰۰ هزار، شیت ارومیه و سرو (گنگچین)، تصاویر سنتیل ۱ (دانلود از سایت scihub).

### روش تحقیق

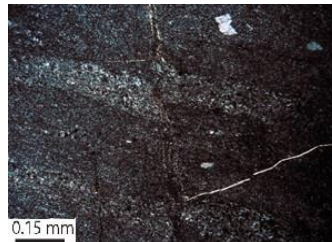
در این پژوهش با استفاده از تصاویر راداری منطقه مورد مطالعه و انجام پردازش‌های مختلف روی آنها، فرونشست در منطقه مورد مطالعه مورد بررسی قرار



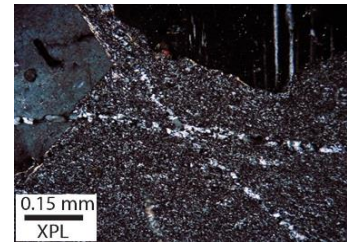
شکل ۲. برونزد واحدهای سنگی در منطقه: سنگهای آهکی، کوارتز و کنگلومرا در تصاویر صحرایی قابل مشاهده می‌باشند (دید عکس‌ها به سمت شمال شرق)



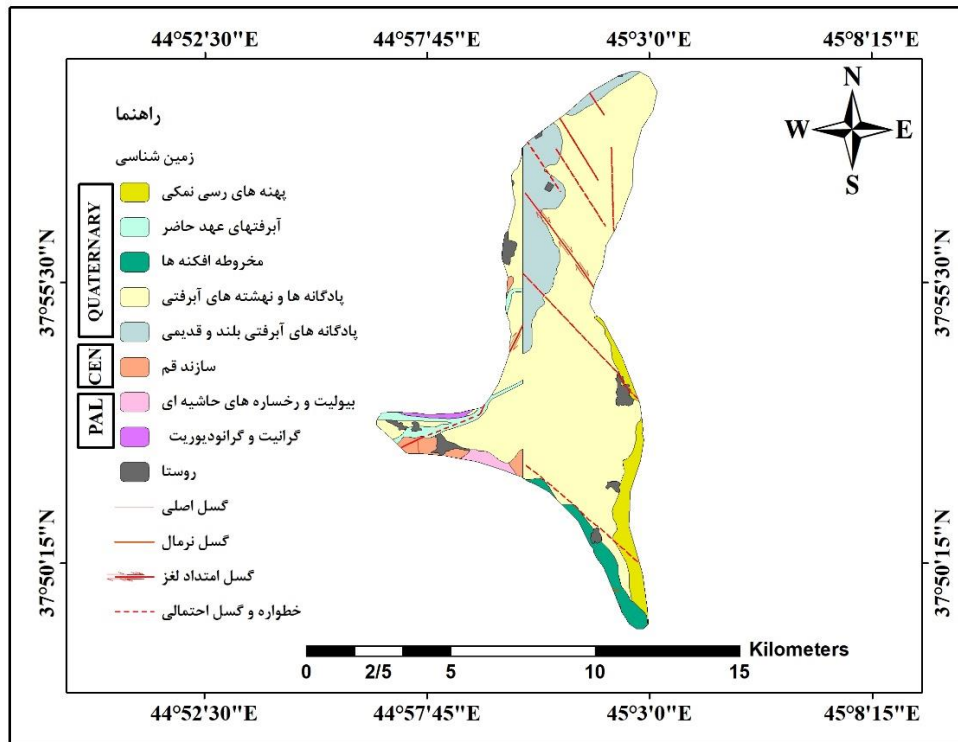
شکل ۶. شکل شماتیک از یک چین Drag در منطقه مورد مطالعه



شکل ۵. مقطع میکروسکوپی از یک چین Drag در منطقه مورد مطالعه



شکل ۴. شکستگی مزدوج در مقیاس میکروسکوپی



شکل ۳. نقشه زمین‌شناسی آبخوان دشت کهریز

❖ S1A\_IW\_SLC\_1SDV\_20230213T150121\_20230213T150149\_047219\_05AA7B\_BABA

جهت بررسی میزان فرونشست در منطقه مورد مطالعه از داده‌های راداری سنجنده سنتیل ۱ استفاده شده است، که طول موج این سنجنده ۵/۵۴ سانتیمتر می‌باشد و

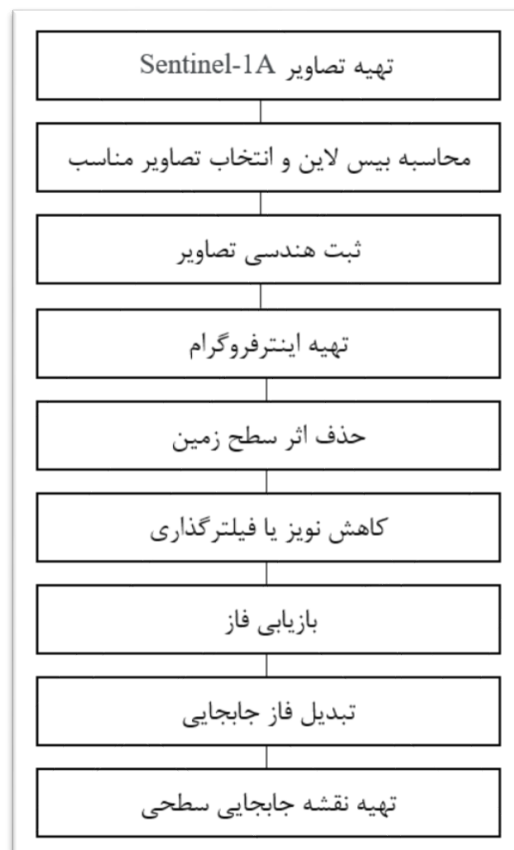
نرم‌افزار ، Arc Map 10.4.1 ، نرم‌افزار (copernicus.eu). SNAP

❖ S1A\_IW\_SLC\_1SDV\_20141115T150047\_20141115T150115\_003294\_003D0B\_8D71

همزمان اطلاعات جمع‌آوری می‌شود که این حالت خود نیز به دو حالت تداخل‌سنجی در راستای پرواز و تداخل‌سنجی در جهت عمود بر راستای پرواز تقسیم می‌شود. در تداخل‌سنجی با تکرار مسیر، سکو تنها حامل یک آنتن می‌باشد. این آنتن یک منطقه را در دو عبور مختلف با هندسه تقریباً مشابه پوشش می‌دهد. این روش بر پایه اطلاعات دقیق از مسیر پرواز است و برای نظارت بر دگرشکلی، زمین‌لغزش و مطالعات آتشفشان بسیار حائز اهمیت است (دهقانی، ۱۳۹۳). فاصله بین دو مسیر پرواز خط مبنا نامیده می‌شود. برای هر سیستم تصویربرداری SAR، خط مبنا بحرانی وجود دارد، که در صورت بیشتر بودن طول خط مبنا از این مقدار، تداخل‌سنجی غیر ممکن می‌شود. داده‌های ماهواره سنتینل ۱ به دلیل ماهیت تصویربرداری به صورت بلوک‌ها و تکه‌های مجزا می‌باشند. از این رو باید آنها را یکپارچه در آورد که به این عمل De-burst می‌گویند. از جمله مواردی که شرایط را برای تداخل‌سنجی راداری دشوار می‌کنند، شیب زیاد زمین، زاویه شدید برخورد، توان تفکیک پایین و طول موج کوتاه می‌باشد (میسونت و همکاران<sup>۳</sup>، ۱۹۹۳). داده‌های راداری با دید جانبی تصویربرداری می‌شوند که در طول حرکت سطح زمین را با سیگنال‌های میکروویو جاروب می‌کند که سیگنال‌های دریافتی به صورت اعداد مختلط متشکل از دامنه و فاز ذخیره می‌شوند. اساس کار روش تداخل‌سنجی، استفاده از اطلاعات فاز سیگنال بازتابی از زمین است، به نحوی که تغییر شکل‌های ایجاد شده در سطح زمین، سبب تغییر فاز بین دو تصویربرداری جمع‌آوری شده از منطقه مشابه در دو زمان مختلف می‌شود. با بررسی این اختلاف فاز و مدل‌سازی آن، میزان جابجایی موجود در سطح زمین کمی‌سازی می‌شود (میسونت و همکاران، ۱۹۹۸). با کم کردن فازهای دو تصویربرداری با درجه مصنوعی (SAR) که در دو زمان مختلف از یک منطقه گرفته شده، اینترفروگرام (Interferogram) تولید می‌شود. در حالت کلی، فاز یک اینترفروگرام از مولفه‌های زیر تشکیل شده است (هانسن<sup>۴</sup>، ۲۰۰۱).

$$\Delta\phi = \phi_{atm} + \phi_{Topo} + \phi_{Defo} + \phi_{orb} \quad (1) \text{ معادله}$$

تصاویر اخذ شده در گذر پایین و در تاریخ‌های ۱۱/۱۵/۲۰۱۴ و ۲۰۲۳/۰۲/۱۳ قرار دارند. همچنین داده‌های مورد استفاده در فرمت SLC می‌باشند. در این پژوهش به منظور به دست آوردن میزان جابجایی‌ها از روش تداخل‌سنجی تفاضلی استفاده شده است. به همین منظور تصویر مربوط به تاریخ ۱۵ نوامبر بعنوان تصویر پایه<sup>۱</sup> و تصویر تاریخ ۱۳ فوریه بعنوان تصویر پیرو<sup>۲</sup> انتخاب شده‌اند. چارت پژوهش در شکل (۷) نشان داده شده است.



شکل ۷. فلوچارت روش تداخل‌سنجی راداری تفاضلی (DInSAR)

### تحلیل داده‌های راداری با استفاده از روش تداخل

#### سنجی تفاضلی (DInSAR)

بطور کلی دو روش برای تداخل‌سنجی راداری تفاضلی وجود دارد که عبارت است از: روش تداخل‌سنجی تک مسیر و روش تداخل‌سنجی با تکرار مسیر (چند مسیری). در روش تداخل‌سنجی تک مسیر، با استفاده از دو آنتنی که روی یک سکو نصب شده‌اند به صورت

3. Massonnet et al.

4. Hanssen.

1. Master.

2. Slave.



فرینج‌های دگرشکلی است که فاصله این فرینج‌ها از فرینج هم رنگ خود به اندازه نصف طول موج سنجنده می‌باشد. هدف اصلی تداخل‌سنجی تفاضلی، استخراج میزان دگرشکلی از فاز اندازه‌گیری شده کلی با حذف کردن یا به حداقل رساندن اثر دیگر مؤلفه‌هاست.

### بحث و بررسی نتایج

روش تداخل‌سنجی راداری با استفاده از دو تصویر SAR بدست آمده از دو موقعیت متفاوت و در زمان‌های مختلف مقایسه می‌شود تا اختلاف فاز اینترفروگرام بدست آید که طی آن اندازه‌گیری فاز به علت تغییرات شکل زمین انجام می‌شود. جهت برآورد میزان تغییرات ناشی از وقوع فرونشست در آبخوان دشت کهریز دو تصویر ماهواره سنتیل ۱ در بازه زمانی ۹ ساله مورد بررسی قرار گرفت. به منظور تسهیل در سرعت پردازش ابتدا منطقه مورد مطالعه که در حالت نوار ۳ IW تصویر سنتیل ۱ قرار گرفته است، انتخاب شد. برای بدست آوردن جابجایی سطح زمین در یک بازه زمانی، می‌بایست خطاهای مدارای، اثرات توپوگرافی و نویز اتمسفر از اینترفروگرام حذف گردند. فاز اینترفروگرام حاوی اثر توپوگرافی، جابجایی هدف و تأثیرات اتمسفری است. به منظور حذف نویز اینترفروگرام‌ها از فیلتر Goldstein استفاده شده است و در مرحله بعد بازبازی فاز نیز انجام شد تا فازها به مقداری که نشان‌دهنده جابجایی پوسته زمین است تبدیل شوند. بعد از بدست آمدن نقشه جابجایی، جهت صحت‌سنجی مدل، تصویر کوه‌رنسی مورد استفاده قرار گرفت. طبق تصویر مورد نظر در بالا آمدگی ۱/۵۷ میزان کوه‌رنسی ۰/۷۲ می‌باشد که از دقت قابل قبولی برخوردار است.

نتایج بدست آمده از روش تداخل‌سنجی راداری که بین سال‌های ۲۰۱۴ تا ۲۰۲۳ می‌باشد، بیانگر آن است که در آبخوان دشت کهریز در بازه زمانی مورد مطالعه هیچگونه فرونشستی مشاهده نشده است و میزان بالا آمدگی بین ۰/۳۴ تا ۱/۵۱ متر می‌باشد. حداکثر بالا آمدگی ۱/۵۱ متر است که در قسمت شمال منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شود و مناطق جنوبی آبخوان دشت کهریز دارای ۰/۳۴ متر بالا آمدگی می‌باشد. این جابجایی در سطح آب زیر زمینی، میزان افت آب و

که  $\phi_{atm}$  فاز اثر اتمسفری،  $\phi_{Topo}$  فاز حاصل از توپوگرافی،  $\phi_{Defo}$  فاز حاصل از دگرشکلی منطقه و  $\phi_{Orb}$  فاز مدارای است.

اثر اتمسفری می‌تواند با استفاده از تصاویر تکراری خنثی شود یا با استفاده از منابع دیگری نظیر GPS تصحیح گردد. همچنین با در دست داشتن اطلاعات مدارای سنجنده می‌توان خطای مربوط به فاز مدارای را کاهش داد. اطلاعات اصلی حاصل از توپوگرافی و دگرشکلی است. بنابراین با معلوم بودن توپوگرافی می‌توان دگرشکلی را تعیین کرد.

در این پژوهش به منظور تولید اینترفروگرام، بعد از فراخوانی تصاویر سنتیل به نرم‌افزار و انجام مرحله multilooking به منظور ایجاد پیکسل‌های مربعی در هر دو راستا و همچنین ثبت اطلاعات مدارای، تصویر پیرو نسبت به تصویر پایه ثبت هندسی می‌گردد. بدین صورت تصویر پیرو پیکسل به پیکسل متناظر با تصویر پایه می‌شود. در مرحله بعد فیلتر گذاری در راستای آزیموت به علت تفاوت فرکانس داپلر در تصویر پایه و پیرو و در راستای رنج به دلیل زاویه دید متفاوت سنجنده‌ها انجام می‌گیرد. همچنین بر اساس پارامترهای ثبت هندسی محاسبه شده در مرحله قبل، تصویر Slave نسبت به تصویر master نمونه‌برداری مجدد می‌شود که در نتیجه پیکسل به پیکسل هر دو تصویر روی هم قرار می‌گیرند. بعد از اینکه تصویر Slave، پیکسل به پیکسل متناظر با تصویر Master شد، تصاویر پیکسل به پیکسل در هم ضرب می‌شوند تا اختلاف فاز هر دو پیکسل متناظر محاسبه شود. این اختلاف فاز در تصویر اینترفروگرام نمایش داده می‌شود. همانطور که قبلاً اشاره شد فاز نهایی باید عاری از خطاهای توپوگرافی، اتمسفری و مدارای باشد. برای حذف خطای توپوگرافی باید از مدل رقومی ارتفاعی با دقت مناسب استفاده گردد. در این مقاله به منظور حذف فاز توپوگرافی و مؤلفه زمین مسطح از مدل رقومی ارتفاعی SRTM استفاده گردیده است.

فاز تداخل‌سنجی اندازه‌گیری شده کسری از  $2\pi$  است، تعداد سیکل‌های فاز در این اختلاف مسیر مجهول می‌باشد. در نتیجه به منظور اختصاص دادن فاز مطلق برای هر پیکسل در تصویر مرحله بازبازی فاز انجام می‌شود. تصویر نهایی تولید شده از این مرحله شامل



۳. دگرشکلی منطقه، ناشی از تغییر شکل‌های زمینی مثل زلزله یا فعالیت‌های تکتونیکی، می‌تواند عاملی برای برخاستگی قابل توجه باشد و فاز مداری نیز ممکن است در موقعیت مداری (orbit phasing) تأثیر داشته باشد که موجب اختلال در فرآیند فرونشست یا برخاستگی قابل توجه شود.

۴. همچنین دلیل بالاآمدگی آبخوان دشت کهریز، قرارگیری آن در فرودیواره گسل نرمال ارومیه می‌باشد که در فرادیواره و قسمت شرقی آن، فروافتادگی تکتونیکی دریاچه ارومیه واقع گردیده است.

۵. بالاآمدگی همچنین می‌تواند در ارتباط با وجود گسل کور در منطقه باشد که نیاز به مطالعات تکمیلی دارد.

#### پیشنهادها

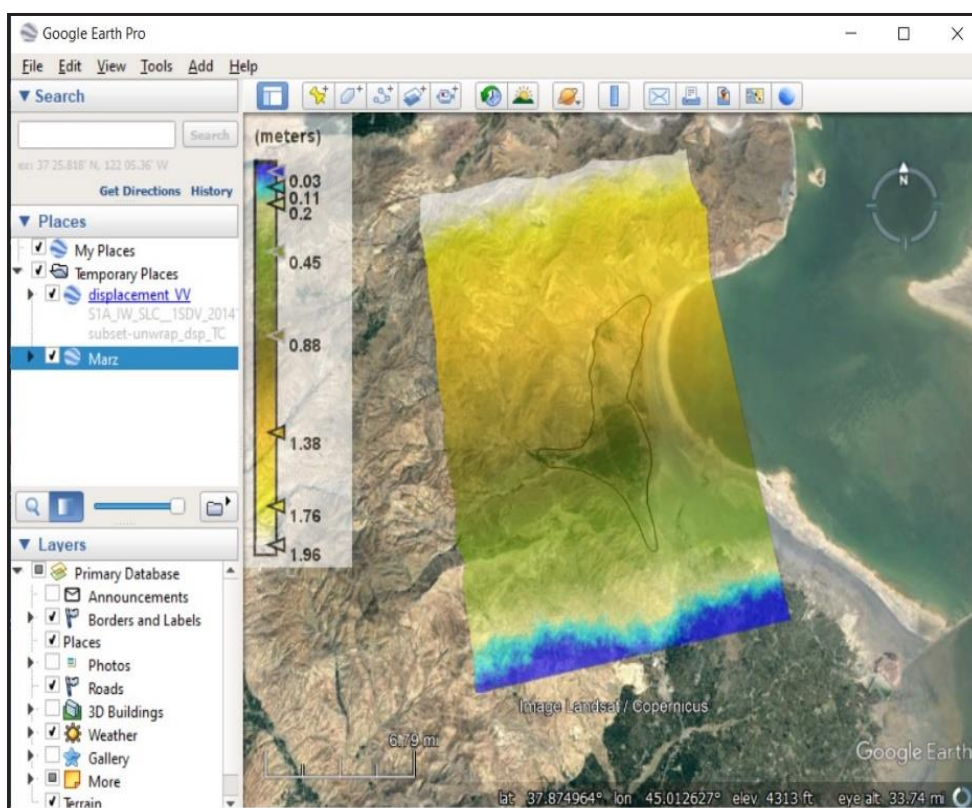
پیشنهاد می‌شود داده‌های آبهای زیرزمینی نیز به منظور جلوگیری از پدیده فرونشست و حفظ این دشت ارزشمند، مورد بررسی و مطالعه قرار گیرد.

غیره اثر می‌گذارد. میزان جابجایی زمین در کل تصویر راداری که مورد بررسی قرار گرفت، در شکل (۸) بر روی تصویر Google Earth نشان داده شده است و آبخوان دشت کهریز نیز بر روی آن نمایش داده شده است.

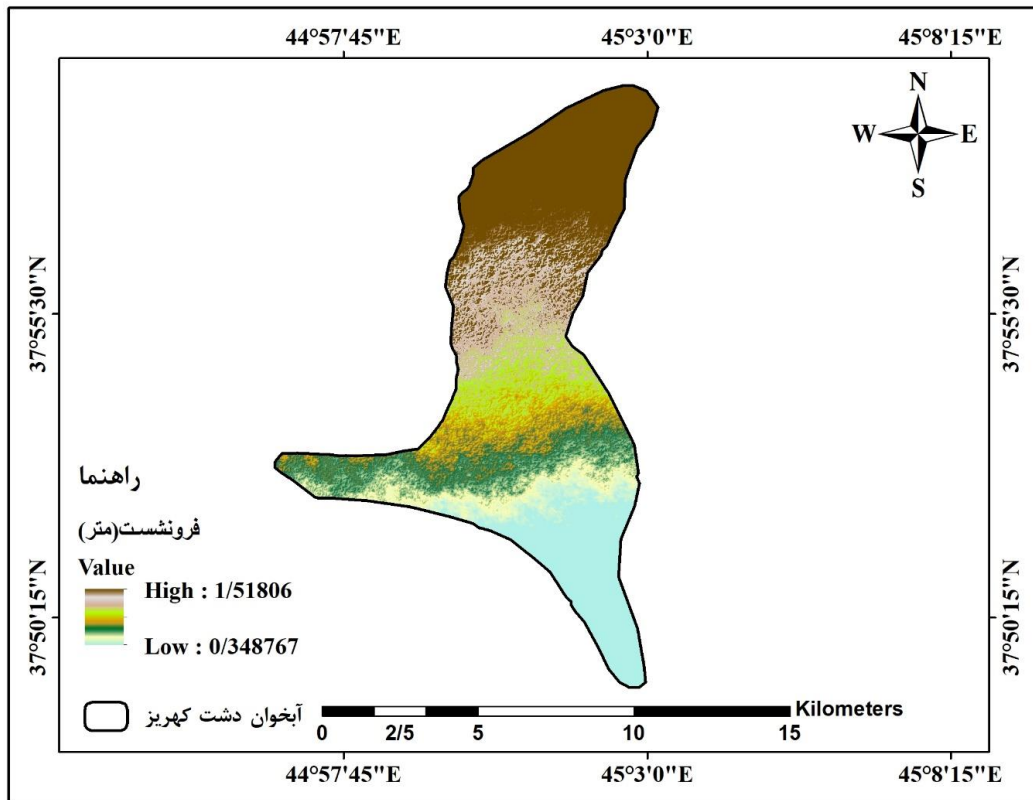
#### نتیجه‌گیری

۱. ساختارهای میکروسکوپی به مانند ساختارهای با مقیاس بزرگتر در منطقه، دلالت بر نقش فازهای تکتونیکی در شکل‌گیری و تکامل منطقه را دارند.

۲. در این پژوهش میزان فرونشست آبخوان دشت کهریز با استفاده از تصویر ماهواره سنتیل ۱ بین سال‌های ۲۰۱۴ تا ۲۰۲۳ مورد بررسی قرار گرفته است. با توجه به فرنج‌های بدست آمده با استفاده از پردازش تصاویر راداری که در طول تحقیق نشان داده شده است دشت کهریز در بازه زمانی مورد مطالعه هیچگونه فرونشستی مشاهده نشده است و میزان بالاآمدگی بین ۰/۳۴ تا ۱/۵۱ متر می‌باشد.



شکل ۸. میزان جابجایی زمین بر حسب متر بر روی تصویر Google Earth



شکل ۹. میزان فرونشست زمین بر حسب متر با استفاده روش تداخل سنجی راداری تفاضلی

## منابع

زمین در اثر برداشت بی‌رویه آب زیرزمینی با استفاده از تکنیک تداخل سنجی راداری-آبخوان مرودشت. مهندسی و مدیریت آبخیز، ۱۴(۱)، صص ۱۱۴-۱۲۵.

حسین‌زاده، س.ر؛ اکبری، ا؛ جوانشیری، م؛ و محمدپورسنگانی، ز. (۱۴۰۱)، تحلیل فضایی فرونشست سطح زمین با استفاده از تداخل سنجی راداری (مورد مطالعه: دشت مرکزی شهرستان قاین)، مقالات فصلنامه جغرافیا و مخاطرات محیطی، دوره ۱۱، شماره ۴، شماره پیاپی ۴۴، صص ۹۹-۱۲۶.

دهقانی بیدگلی، ر؛ کوهبنانی، ح ر؛ یزدانی، م. ر. (۱۳۹۹)، پهنه‌بندی فرونشست دشت سمنان ناشی از برداشت بی‌رویه آبهای زیرزمینی با استفاده از تکنیک تداخل سنجی راداری و تصاویر ۱A-Sentinel، نشریه مهندسی آبیاری و آب ایران، شماره ۳۹، صص ۱۸۷-۱۷۵.

دهقانی، م. (۱۳۸۸)، تعیین نرخ و مدل‌سازی فرونشست زمین تحت تأثیر استخراج آبهای زیرزمینی با استفاده از تکنیک تداخل سنجی راداری، دانشگاه صنعتی خواجه

احمدی، ن؛ موسوی، ه؛ معصومی، ز. (۱۳۹۷)، مطالعه فرونشست دشت خرمدره با استفاده از تکنیک تداخل سنجی راداری و بررسی مخاطرات آن، فصلنامه سنجش از دور و GIS ایران، سال دهم شماره ۳، پیاپی ۳۹، صص ۵۲-۳۳.

اژدری، ک؛ تاجبخش، غ.ر؛ حقی‌پور، ع؛ آقائباتی، م. (۱۳۸۳)، شرح نقشه زمین‌شناسی ورقه ارومیه و چهارگوش سرو (کنگچین)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

اصغری سراسکانرود، ص؛ محمدزاده شیشه‌گران، م. (۱۳۹۹)، برآورد میزان فرونشست با استفاده از تکنیک تداخل سنجی راداری و پارامترهای آب‌های زیرزمینی و کاربری اراضی (مطالعه موردی: دشت شهریار)، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، سال دهم، شماره ۱، صص ۴۰-۵۴.

آل شیخ، ع. ا؛ چترسیماب، ز؛ وثوقی، ب؛ مدیری، م؛ پاکدامن، م. ص. (۱۴۰۱). بررسی فرونشست سطح

Water Company of Khorasan Razavi. First edition.  
<https://www.khrw.ir/?l=EN>.

Chen. C.; Wang. C.; and L. Chen Kuo.( 2010). Correlation between groundwater level and variations in land subsidence area of the Choshuichi Alluvial Fan. Taiwan. Engineering Geology, 115 (2), 122–131. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2010.05.011>.

D. Khan, S., I. Faiz, M., Gadea, Otto C.A., and Laeiq, A.(2023). Study of land subsidence by radar interferometry and hot spot analysis techniques in the Peshawar Basin, Pakistan, Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Science, 26, Iss: 1, 173-184.

Du, Y., Feng, G., Peng, X., and Li, Z .(2017). Subsidence Evolution of the Leizhou Peninsula, China, Based on InSAR Observation from 1992 to 2010, Appl., 7, 466.

Hanssen, R. F.( 2001). Radar Interferometry, Data Interpretation and Error Analysis: Springer Science and Business Media. ese Edition, 59(4), 1359-1370.

Hoffman, J., Galloway, D.L., Zebker, H.A., and Amelung, F.( 2001). Seasonal subsidence and rebound in Las Vegas Valley, Nevada, observed by synthetic aperture radar interferometry, Water Resour. Res., 37 (6),pp: 1551-1566.

Maghsoudi, Y., Amani, R., and Ahmadi, H. (2019). A Study of land Subsidence in West of Tehran Using Sentinel-1 Images and Permanent Scatterers Interferometry. Iran Water Resources Research, 15(1), 299-313.

Massonnet, D., and Feigl, K. L.( 1998). Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface: Reviews of Geophysics, 36(4),pp: 441-500.

Massonnet, D., M. Rossi, C. Carmona, F. Adragna, G. Peltzer, K. Feigl, and T. Rabaute.( 1993). The

نصیرالدین طوسی، دانشکده نقشه برداری.

سلطانی سیسی، غ.ع؛ امینی آذر، ر؛ یوسفی‌راد، ا؛ جلال‌زاده، م. (۱۳۸۵)، شرح نقشه زمین‌شناسی ورقه ارومیه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

شیوا آزادی شییکوه، ش؛ معاریان خلیل‌آباد، ه؛ پوررضا ییلندی، م؛ عابدین‌پور، م؛ اکبری، م. (۱۳۹۹)، ارزیابی تغییرات زمانی-مکانی منابع آب زیرزمینی دشت کاشمر مبتنی بر تحلیل سری زمانی داده‌های بارش و خشکسالی، سامانه سطوح آبگیر باران، دوره (۸)، شماره (۱)، صص ۶۹-۵۵.

قاسمی، ع؛ بهمنی، ا؛ اخوان، س؛ پورقاسمی، ح. ر. (۱۴۰۲)، بررسی فرونشست دشت کبودرآهنگ بر مبنای تکنیک تداخل‌سنجی راداری و تغییرات تراز آب‌های زیرزمینی، دانش آب و خاک، دوره ۳۳، شماره ۲، صص ۲۰۳-۱۸۳.

مجبی، ی؛ اصغری مقدم، ا. (۱۳۹۷)، ارزیابی آسیب‌پذیری آبخوان دشت کهریز با استفاده از مدل دراستیک در محیط GIS. فصلنامه زمین‌شناسی محیط زیست، سال ۱۲، شماره ۴۵، صص ۱۷-۱.

همتی، ف؛ بهرامی، ش. (۱۴۰۱)، اندازه‌گیری میزان جابجایی زمین در حوضه آبریز ازگله (زلزله سرپل‌ذهاب ۱۳۹۶/۸/۲۱) با استفاده از روش تداخل‌سنجی تفاضلی راداری، دومین همایش ملی دوسالانه زمین‌شناسی کوهزاد البرز و دریای خزر، گرگان، دانشگاه گلستان.

Agustan, A., Sulaiman, A., and Ito, A.( 2016). Measuring Deformation in Jakarta through Long Term Synthetic Aperture Radar (SAR) Data Analysis, 2nd International Conference of Indonesian Society for Remote Sensing (ICOIRS).

An, K. (2015). Investigating the Relationship between Land Subsidence and Groundwater Depletion in the Nort Plain Using GRACE and ICESat Master's Thesis, Univeversity of California, Los Angeles, p44.

Bureau of Basic Studies of Water Resources. 2021. Floods of Khorasan Razavi 1995-2020. Regional

Displacement Field of the Landers Earthquake Mapped by Radar Interferometry. *Nature* 364, 138–142.

Widodo, J., A. Herlambang, A. Sulaiman, P. Razi, D. Perissin, H. Kuze and J. T. S. Sumantyo .(2019). Land subsidence rate analysis of Jakarta Metropolitan Region based on D-InSAR processing of Sentinel data C-Band frequency. *Journal of Physics: Conference Series*, IOP Publishing.

Ramberg, H. (1987). Drag folds . In: *Structural Geology and Tectonics. Encyclopedia of Earth Science*. Springer, Berlin, Heidelberg. [https://doi.org/10.1007/3-540-31080-0\\_34](https://doi.org/10.1007/3-540-31080-0_34)

Zhao, F., W. Gong, H. Tang, S. P. Pudasaini, T. Ren and Z. J. E. G. Cheng .(2023). “An integrated approach for risk assessment of land subsidence in Xi’an, China using optical and radar satellite images.” 314: 106983.



# فصلنامه زمین ساخت

زمستان ۱۴۰۱، سال ششم، شماره ۲۴

doi 10.22077/JT.2024.6934.1166

## بررسی ویژگی‌های فرورانش در شرق ایران با استفاده از مدلسازی آنالوگ

مهناز ندائی<sup>۱\*</sup>، حسن علیزاده سالومحله<sup>۲</sup>

۱- استادیار دانشگاه پیام نور، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

عضو هیئت رئیسه انجمن زمین شناسی ایران

۲- دانشیار دانشگاه پیام نور، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

### چکیده:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۸/۱۵

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۲/۰۱

بر اساس شواهد ساختاری و سنگ شناسی بلوک لوت و افغان، فرورانش اقیانوس سیستان بصورت دو سویه و ناهمبند به زیر این دو بلوک بوده است. سرعت و زاویه فرورانش اقیانوس سیستان در زیر بلوک لوت بیشتر بوده که منجر به پسروری مرز دو صفحه بلوک لوت و اقیانوس سیستان به سمت اقیانوس شده است. این پسروری مرز دو صفحه، منجر به کشش در حوضه پشت کمانی گردیده است. مطالعات انجام شده توسط دیگر محققان در مورد ژئوشیمی و خاستگاه سنگهای بازیک-حدواسط بلوک لوت، نازک شدگی و کشش پوسته در ناحیه پشت کمان را تأیید کرده نشان می‌دهد فرورانش تأثیر مهمی در ایجاد آنها داشته است. در این تحقیق، از مدلسازی آزمایشگاهی با آنالوگ با مقیاس بندی‌های طولی برای شبیه سازی ویژگی‌های صفحه فرورو اقیانوس سیستان و بررسی فرآیندهای ژئودینامیکی شرق ایران بهره جستیم. فرو رفتن یک ورقه ویسکوالاستیک نازک خمیر سیلیکونی با ویژگی‌های هندسی و رئولوژیکی متفاوت، در یک مخزن پر از شربت گلوکز برای بررسی پارامترهایی که سبک فرورانش را کنترل می‌کنند، مورد بررسی قرار گرفت. مشخص شد که با افزایش طول و ضخامت، و نیز کم بودن نسبت گرانروی سنگ کره و سست کره، سرعت فرورانش افزایش می‌یابد. همچنین رابطه معنا داری بین زاویه و سرعت فرورانش مشخص گردید. در نهایت با تحلیل جنبش شناختی در آزمایشات انجام شده، تغییر شکل منطقه پشت کمانی بررسی شد. نتایج آزمایشی که مؤید سرعت و شیب زیاد فرورانش و نیز کشش ناحیه پشت کمانی است، می‌تواند بعنوان ویژگی‌های صفحه فرورو اقیانوس سیستان به زیر بلوک لوت در نظر گرفته شود.

**کلید واژه ها:** مدلسازی آنالوگ، فرورانش، خمیر سیلیکونی، بلوک لوت، شرق ایران

## Investigating subduction characteristics in east of Iran using analogue modeling

Mahnaz Nedaei<sup>1\*</sup>, Hasan Alizadeh<sup>2</sup>

1- Assistant Professor at PNU, Geology Department, Faculty of Basic Science, Payame Noor University (PNU), Tehran, Iran & Board of Directors of Geological Society of Iran, Tehran, Iran.

2- Associate Professor at PNU, Geology Department, Faculty of Basic Science, Payame Noor University (PNU), Tehran, Iran.

### Abstract:

Structural and petrological evidence suggests an asymmetric and two-sided subduction of the Sistan oceanic lithosphere under the Lut and Afghan blocks. The subduction under the Lut block was characterized by a steeper dip angle and a higher subduction rate, leading to the retreat of the plate boundary towards the ocean and subsequent back-arc extension. Studies on the geochemistry and possible origin of the mafic-intermediate igneous rocks of the Lut block corroborate the occurrence of crustal thinning and back-arc extension, highlighting the significant role of subduction in their formation. In this research, we employed laboratory or analog modeling with scale lengths to simulate the characteristics of the Sistan oceanic lithosphere subduction and the geodynamic processes in eastern Iran. We investigated the parameters controlling the style of subduction by examining the sinking of a thin viscoelastic silicone putty sheet with varying geometric and rheological properties in a glucose syrup-filled reservoir. Our findings revealed that an increase in length and thickness, coupled with a low viscosity ratio of the lithosphere and asthenosphere, accelerates the subduction rate. We also identified a significant correlation between the dip angle and the subduction rate. In summary, the deformation of the back-arc region was analyzed through kinematic investigation in the performed experiments. The experimental outcomes, which confirm the high rate and dip angle of subduction, and also the back-arc extension, can be identified as characteristics of the Sistan Ocean's subduction zone under the Lut block.

**Keywords:** Analogue modeling, subduction, silicone putty, Lut block, eastern Iran

---

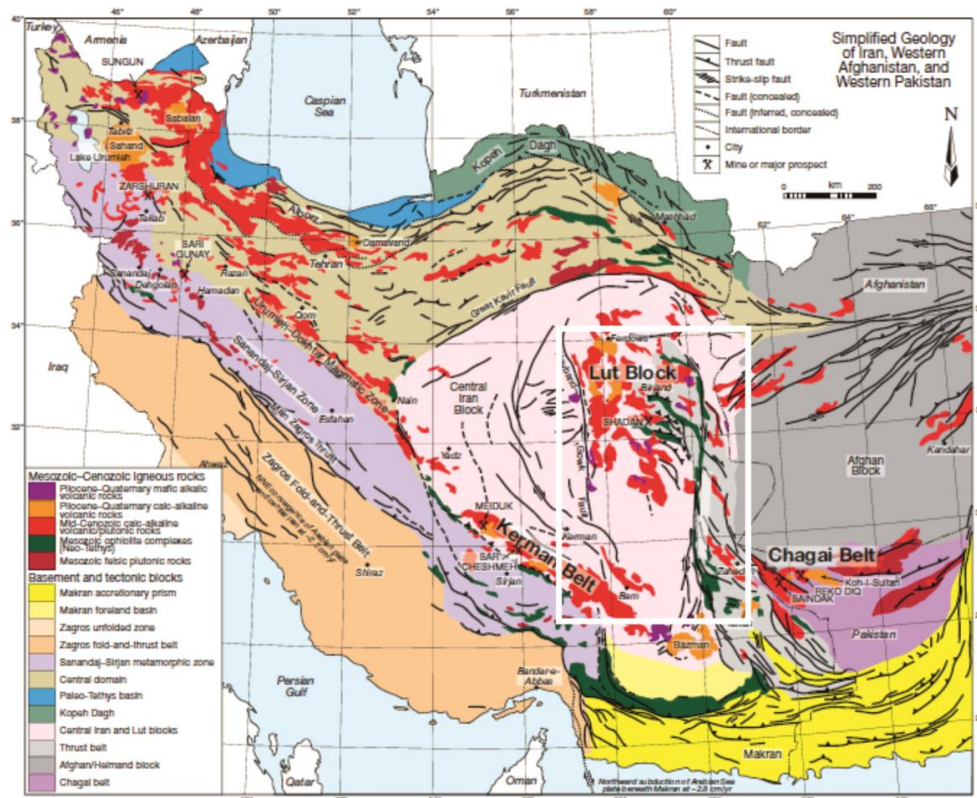
\*Email: m.nedaei@pnu.ac.ir

Tel: +989153164517

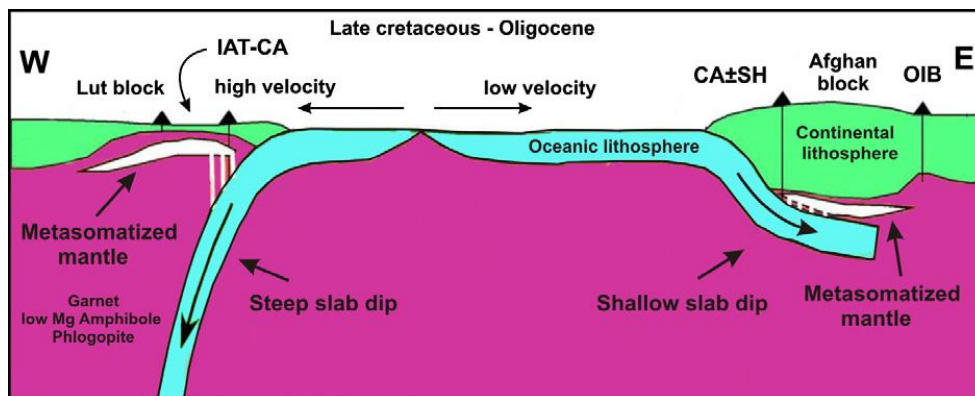
۸۰۰ کیلومتر در جهت شرقی-غربی در البرز تا جنوب شرق آذربایجان قرار داشته و در آذربایجان با زون ارومیه-دختر ارتباط دارد. کمر بند ماگمایی شرق ایران با طول ۱۰۰۰ کیلومتر در جهت شمالی-جنوبی در بلوک لوت واقع شده است (شکل ۱).

#### مقدمه

سنگهای ماگمایی سنوزوئیک ایران در سه کمر بند قرار دارند که شامل زون ارومیه-دختر، زون البرز-آذربایجان و کمر بند ماگمایی شرق ایران هستند. زون ارومیه-دختر با طول بیش از ۱۷۰۰ کیلومتر در جهت شمال غربی تا جنوب شرق قرار دارد. زون البرز-آذربایجان با طول



شکل ۱. نقشه ساده شده زمین‌شناسی ایران که زون‌های تکتونیکی اصلی، پراکندگی سنگ‌های آذرین مزوزوئیک-سنوزوئیک و همچنین مجموعه‌های افیولیتی را نشان می‌دهد (اقتباس از Richards et al., 2012). منطقه مورد مطالعه با مستطیل سفید نشان داده شده است.



شکل ۲. مدل فرورانش دوسویه ناهمبند ارائه شده توسط ارجمندزاده و همکاران (۲۰۱۱) برای محیط تکتونوماگمایی و متالوژنیک بلوک لوت. IAT: جزیره قوسی تولیتی؛ CA, SHO: سری کالک آلکان و شوشونیتی؛ OIB: بازالت‌هایی با جزیره اقیانوسی یا میل ترکیبی درون لایه ای.



ساختاری با ارتفاعات بلند، عدم وجود حوضه پشت کمانی، تراستهای پرشیب که روی کل سنگ کره تأثیر می‌گذارند، رخنمون وسیع سنگهای دگرگون شده و شیب کمتر تختال دارد در مقابل، زون فرورانش به سمت غرب، ویژگی‌های خاصی مانند توپوگرافی کم ارتفاع، تختال پرشیب، هرم فزاینده متشکل از سنگهای کم عمق صفحه زیرین و حوضه پشت کمانی را نشان می‌دهد (i.e. Bevis et al., 1995; Lenci and Doglioni, 2009; Doglioni et al., 2007). تختالی که به سمت شرق و یا شمالشرق شیب داشته، سرعت کمتری نسبت به زون فرورانش به سمت غرب را تجربه کرده است. شناوری منفی تختال فرورونده در مقایسه با سست کره موجب سرعت بیشتر فرورانش نسبت به همگرایی دو صفحه می‌شود (Doglioni et al., 2009). براساس مطالعات تطبیقی انجام شده توسط تاتسومی و اگینز (Tatsumi & Eggins, 1995) بین نرخ همگرایی و حجم ماگماتیسم در زون فرورانش، حجم بالای ماگماتیسم شرق ایران در بلوک لوت با ضخامت ۳۰۰۰-۲۰۰۰ متر سنگ آذرین ترشیاری، مرتبط با کمان و در اثر نرخ بالای همگرایی زون فرورانش به سمت غرب بوده است (Jung et al., 1984). فرورانش به سمت غرب قبل از فرورانش به سمت شرق به اتمام رسیده است. به همین علت شواهد ساختاری فرورانش به زیر بلوک افغان قویتر است.

بر اساس داده‌های دیرینه مغناطیس، اولین چرخش قابل توجه CEIM در دوره ژوراسیک پسین - کرتاسه ابتدایی با میانگین ۳۰ درجه خلاف جهت عقربه‌های ساعت رخ داده است (Besse et al., 1998; Muttoni et al., 2009). این چرخش ممکن است ناشی از انتشار محور کافتش - گسترش سیستان به سمت شمال در طی ژوراسیک پسین - کرتاسه ابتدایی یا فرورانش مورب بعدی (اوایل کرتاسه انتهایی؟) اقیانوس باز شده سیستان به سمت غرب در زیر حاشیه قاره ای بلوک لوت و در نتیجه برخورد هند و اوراسیا باشد (al et Westphal, 1986; Besse et al., 1998). از آن زمان، تکامل ایران مرکزی با توالی از رویدادهای کشش پشت کمانی در میوسن (؟) مربوط به فرورانش به سمت غرب اقیانوس سیستان و فرورانش به سمت شمال نئوتیس در الیگومیوسن (؟) همراه بوده است (Dercourt et al., 1986; Bagheri and

خرد قاره ایران مرکزی (CEIM) شامل سه بلوک اصلی لوت، طبس و یزد است که توسط گسل‌های راستگرد شمالی-جنوبی از هم جدا می‌شوند (Walker and Jackson, 2004; Meyer and Le Dortz, 2007; Al-len et al., 2011). مرز شرقی بلوک لوت، مرزی است که توسط فرورانش اقیانوس نئوتیس شکل گرفته است (Dercourt et al., 1986; Golonka, 2004; Bagheri and Stampfli, 2008). وجود افولیت‌های شرق ایران نشان‌دهنده این مرز است. برخی از محققین تکتونیک فرورانش را رد کرده و باور دارند که کانی‌زایی شرق ایران ناشی از تکتونیک کششی است (سامانی و اشتری، ۱۳۷۱؛ Tarkin et al., 1983; Jung et al., 1984). محققینی نظیر کمپ و گریفیس (Camp & Griffis, 1982)، تیرو و همکاران (Tirrul et al., 1983)، ساکانی و همکاران (Saccani et al., 2010) و رضائی کهخانی و همکاران (Rezاعي-Kahkhaei et al., 2010)، علت جایگیری افولیت‌های شرق ایران را فرورانش اقیانوس نئوتیس سیستان به سمت شرق و در زیر بلوک افغان می‌دانند که با برخورد بلوک‌های لوت و افغان پایان پذیرفته است. از طرف دیگر، افتخار نژاد (۱۳۵۹) ماگماتیسم شمال لوت را نتیجه فرورانش زیر لوت قلمداد می‌کند. زرین کوب و همکاران (Zarrinkoub et al., 2012) مدلی برای تاریخچه ماگمایی و تکتونیک زمین درز سیستان ترسیم می‌کنند که در آن کافتش بین بلوک لوت و افغان، باعث ایجاد بازالت‌های نوع پشته میان اقیانوسی و اقیانوس سیستان شده است و با فرورانش به سمت غرب زیر بلوک لوت دنبال می‌شود.

رخداد گسترده ماگماتیسمهای کالک آلکالن و آداکیتی مرتبط با کمان مزوزوئیک-سنوزوئیک و نهشته‌های معدنی در بلوک لوت تا غرب زمین درز سیستان، نیازمند فرورانش به سمت غرب در زیر بلوک لوت هستند با این حال، شواهد ساختاری بر فرورانش به سمت شرق (یا شمالشرق) به زیر بلوک افغان دلالت دارد (al et Arjmandzadeh, 2011؛ شکل ۲). اخیراً، مدل‌های فرورانش دوسویه ناهمانند برای مواردی مشابه با شرق ایران مورد بحث قرار گرفته‌اند (Doglioni et al., 2009). با در نظر گرفتن شواهد ماگماتیسم مربوط به فرورانش در هر دو بلوک لوت و افغان، این مبحث منطقی بنظر می‌رسد. زون فرورانش به سمت شرق،



بگشایند. این تحقیق، قسمتی از یک سری آزمایشات تجربی (مدلسازی آنالوگ) انجام شده بر روی مسائل ژئودینامیکی شرق ایران است. در این تحقیق ویژگیهای صفحه فرورو (صفحه اقیانوسی سیستان) و تأثیر آن بر حالت‌های مختلف فرورانش مورد بررسی قرار می‌گیرد. مواد مورد استفاده خمیر سیلیکونی<sup>۱</sup> و شربت گلوکز<sup>۲</sup> می‌باشد که برای شبیه سازی سنگ کره اقیانوسی و جبهه بالایی در نظر گرفته شده است. گستردگی وسعت مقیاس در نظر گرفته شده (تا جبهه) در این مدلسازی و استفاده از مواد گرانبه برای بررسی پدیده فرورانش، نوآوری این آزمایش محسوب می‌شود که تا بحال در تحقیقات انجام شده در ایران دیده نشده است. نتیجه این تحقیق با در نظر گرفتن شواهد ساختاری و سنگ شناسی بلوک لوت به حل مسائل ژئودینامیکی پیچیده شرق ایران کمک می‌کند.

#### روش کار:

مدلسازی آزمایشگاهی یا آنالوگ، یک روش تجربی با مقیاس بندی‌های زمانی و طولی برای بررسی پدیده‌های زمین‌شناسی و فرآیندهای ژئودینامیکی است. مدل‌های آنالوگ بیان ساده‌تری از مؤلفه‌های هندسه، رئولوژی و شرایط مرزی سیستمی از زمین (نمونه طبیعی) هستند که به بررسی تکامل پیشرونده فرآیندهای ژئودینامیکی از آغاز تا انتها کمک می‌کنند. چنین فرآیندهایی در محیط کنترل شده آزمایشگاهی و در مقیاس‌های زمانی و طولی مناسب بررسی می‌شوند. مدل‌های آنالوگ بصورت تکرار پذیر برای بررسی تأثیر شرایط مختلف نظیر محیط آزمایشگاه، دستگاه آزمایش، مواد، روش‌های آماده سازی مدل، عامل انسانی بر روی خروجی آزمایش انجام می‌شوند. تئوری مقیاس، شباهت هندسی، سینماتیکی و دینامیکی بین مدل آنالوگ و نمونه طبیعی را بیان می‌کند و فهم کمی تر و عمیق تری از پدیده‌های طبیعی یا فرآیندهای ژئودینامیکی مورد بررسی را ارائه می‌نماید. در نتیجه این امکان فراهم می‌شود که مقادیر کمی شده طول، هندسه، سرعت، نیرو، استرس و استرین، مدل به مقادیر طبیعی مقیاس شود.

برای مدلسازی دقیق تر باید تمامی نیروهای مؤثر بر

Stampfli, 2008; Rossetti et al., 2010; Arjmandzadeh et al., 2011). با توجه به مطالب ذکر شده، می‌توان عنوان کرد که اولا فرورانش اقیانوس سیستان یک فرورانش دو سویه ناهمانند به زیر بلوک لوت و افغان به با سرعت و زاویه بیشتر زیر بلوک لوت نسبت به بلوک افغان بوده است. ثانيا فرورانش به زیر بلوک لوت بصورت مورب بوده است.

مدلسازی آنالوگ که به مدلسازی آزمایشگاهی یا فیزیکی نیز معروف است، یک روش تجربی است که در علوم زمین برای بررسی پدیده‌های زمین شناسی و فرآیندهای ژئودینامیکی بکار می‌رود. مطالعه فرآیندهای ژئودینامیکی به چند علت دشوار است: (۱) حالت کنونی زمین معلوم است. (۲) فرآیندهای ژئودینامیکی در مقیاس‌های زمانی میلیون‌ها سال هستند که فراتر از عمر بشر است. (۳) بسیاری از فرآیندهای ژئودینامیکی در مقیاس‌های بزرگ مکانی و در اعماق زمین رخ می‌دهند که مشاهده مستقیم آنها را دشوار یا غیر ممکن می‌سازد. اما مدل‌های آنالوگ محدودیتهای ذاتی مربوط به مطالعه مستقیم زمین را ندارند و تصویر کاملی از فرآیند تحت بررسی فراهم می‌آورند.

مدلسازی آزمایشگاهی تاریخچه طولانی دارد که از ۲۰۰ سال پیش با اولین تجارب آزمایشگاهی جیمز هال (Hall, 1815) آغاز شد. در نتیجه گسترش تئوری زمین ساخت صفحه‌ای در دهه ۱۹۶۰، سری جدیدی از مدل‌های آنالوگ برای شبیه سازی فرآیندهای زمین ساخت ایجاد شد. اولین مدل‌های فرورانش توسط ژاکوبی (Jacoby, 1973; 1976)، و کینکید و اولسون (Kincaid and Olson, 1987) انجام شد که متکی بر نیروی بویانسی داخلی بود. در سال‌های بعد نمونه‌هایی از مدلسازی آنالوگ فرورانش در مقیاس جبهه انجام شد که حرکت تختال با نیروی خارجی انجام می‌گرفت (می‌توانید به Buttles and Olson, 1998; Kincaid and Olson, 1998; Griffiths, 2003, 2004; Druken et al., 2011; MacDougal et al., 2014 رجوع کنید).

مدل‌های آنالوگ به محقق این اجازه را می‌دهد که بتواند یک فرآیند ژئودینامیکی را بصورت سیستماتیک بررسی کرده و تأثیر پارامترهای فیزیکی را کمی کند. در مواردی که مدل به درستی مقیاس شده باشد، نتایج می‌توانند دریچه‌ای تازه بروی نمونه طبیعی

1. silicon putty  
2. glucose syrup



فرآیندهای ژئودینامیکی ارائه کرد. مطابق نظر هوبرت سه معیار شباهت باید بدرستی برآورد شود تا مدل بدقت مقیاس شود. این معیارها، شباهت هندسی، سینماتیکی و دینامیکی است. یک مدل و نمونه طبیعی در صورتی از نظر هندسی مشابهند که رابطه ۱ بین همه طولهای آنها ( $l_n, n=1, 2, 3, \dots$ ) برقرار باشد:

$$\frac{l_1^m}{l_1^p} = \frac{l_2^m}{l_2^p} = \frac{l_3^m}{l_3^p} = \frac{l_n^m}{l_n^p} = k \quad \text{رابطه (۱)}$$

که زیر نویس  $m$  برای مدل و  $p$  برای طبیعت بکار رفته است. برای شباهت سینماتیکی، شباهت هندسی مدل و طبیعت باید متحمل تغییر شکل و یا تغییر موقعیت یکسان شود که  $t$  زمان لازم برای ایجاد تغییرات مدل نسبت به طبیعت است (رابطه ۲؛ Ramberg, 1967).

$$\frac{t_1^m}{t_1^p} = \frac{t_2^m}{t_2^p} = \frac{t_3^m}{t_3^p} = \frac{t_n^m}{t_n^p} \quad \text{رابطه (۲)}$$

برای ایجاد شباهت دینامیکی باید نیروهای پیشران (مثل ثقل و یا نیروهای خارجی) و نیروهای مقاوم (مثل اصطکاک و ویسکوزیته) بین مدل و طبیعت توزیع مشابهی داشته باشند. در حرکتهای آهسته مثل زمین شناسی، تنها نیروهایی که در نظر گرفته می شود نیروی ثقل و تنشها هستند. از نیروهای اینرسی صرف نظر می شود. در مقیاس بندی فرآیندهایی در حد مقیاس پوسته یالایی، سنگ کره یا جبهه، تنش در اعماق از رابطه ۳ بدست می آید (Ramberg, 1967).

$$\sigma_{ij} = -\rho g_i x_j \quad (i, j = 1, 2, 3) \quad \text{رابطه (۳)}$$

که  $p$  چگالی،  $g$  شتاب ثقل،  $x$  بردار موقعیت و  $\sigma$  تنش در یک چهارچوب ثابت مکانی است. نسبت رابطه ۳ در مدل به طبیعت، بقرار رابطه ۴ است:

$$\frac{\sigma_{ij}^m}{\sigma_{ij}^p} = \frac{\rho^m g_i^m x_j^m}{\rho^p g_i^p x_j^p} \quad \text{رابطه (۴)}$$

نسبت  $\frac{\rho^m}{\rho^p}$  ضریب چگالی بین مدل و طبیعت و نسبت  $\frac{x_j^m}{x_j^p}$  همان فاکتور ضریب طولی است. از آنجا که آزمایش در میدان ثقل طبیعی انجام می شود، در رابطه بالا شتاب ثقل حذف شده، تنش بصورت حاصلضرب چگالی و طول مقیاس شده، در نظر گرفته می شود (Horsfield, 1977; Davy and Cobbold, 1991). بدین ترتیب برای حصول نتایج قابل اطمینان باید مقیاس های مشخصی را در نظر گرفت. در آزمایشات انجام شده، ضریب مقیاس

سیستم فرورانش را در نظر گرفت تا براساس فاکتور مقیاس، نیروها و رئولوژی مواد را تا حد امکان مشابه طبیعت بازسازی کرد. مدلسازی بر اساس چهارچوب زیر انجام شده است:

۱) رئولوژی گرانرو: از موادی که گرانرو خطی بودند استفاده کردیم در حالیکه مواد طبیعی از تغییر شکل خزشی توانی تبعیت می کنند. مواد نیوتنی نسبت به سیالاتی که تابع تغییر شکل توانی هستند، پاسخ شدیدتری به تغییر شکل می دهند. گرانروی مواد آزمایش شده، در حد پایینی آن است.

۲) عدم وجود نیروی خارجی: فقط نیروی کشش تختال است که کل صفحه را می کشد. هیچ نیروی خارجی اعمال نمی شود.

۳) جبهه با کنوکسیون گذرا (غیر فعال): فقط تختال فرورونده است که در جبهه ایجاد جریان می کند بنابراین جریانهای دیگر را در نظر نمی گیریم.

۴) سیستم هم دما: از تأثیر حرارت در طی فرآیند فرورانش صرف نظر می کنیم. بنابراین پروفیل حرارتی یا همان تغییر چگالی شیمیایی، علیرغم نقش انتشار حرارتی و تغییر فاز در طی آزمایش ثابت می ماند. این حالت شبیه فرآیند نیمه آدیاباتیک است. در سرعتهای بالاتر از ۱ سانتیمتر بر سال از تغییر حرارت در طی فرورانش صرف نظر می شود.

۵) غیر قابل نفوذ نسبت به جبهه: ته جبهه نسبت به جریان غیر قابل نفوذ است که معادل با ناپیوستگی در عمق ۶۶۰ کیلومتری است. که در این عمق از نفوذ تختال ممانعت می شود.

۶) عدم وجود صفحه بالارو: صفحه بالایی مدلسازی نشده و فرض می شود که مرز صفحات ضعیف بوده و گرانروی معادل با جبهه بالایی دارد (Bellahsen et al., 2005). مطابق نظر کنراد و هاگر (Conrad and Hager, 1999)، برهم کنش صفحه بالایی و فرورو از نقطه نظر انرژی مهم نیست. گرچه صفحه بالایی تنش کمی به صفحه فرورو وارد می سازد (Conrad et al., 2004) ولی قابل اغماض است و از آن صرف نظر می کنیم. فرض ما بر این است که صفحه بالایی بصورت گذرا با عقب نشینی دراز گودال حرکت می کند.

اولین بار هوبرت (Hubbert, 1937) دلایل استفاده از تئوری مقیاس را در مدلسازی پدیده های زمین شناسی و

ایجاد ورقه‌های با ضخامت ثابت دشوار بود، سعی شد در هر آزمایش تا جایی که امکان دارد نسبت خاصی بین ابعاد برقرار باشد. از بین آزمایشات متعدد انجام شده، سه حالت شاخص برای فرورانش بدست آمد که در زیر نمونه‌های بارز آن را ذکر می‌کنیم.

**الف)** در این آزمایش خمیر سیلیکونی به شکل دوزنقه ای در آمد که طول ورقه فرورو نسبت به عرض آن تقریباً دو برابر باشد. صفحه با ابعاد طول بزرگتر ۲۳، طول کوچکتر ۱۴/۵، عرض ۱۲، و ضخامت ۵/۰ سانتیمتر و زاویه رأسی حدوداً ۵۵° و وزن تقریبی ۳۲۰ گرم تهیه شد. زاویه شیب و سرعت فرورانش در تمام مدت آزمایش نسبتاً زیاد است بنحوی که تختال فرورنده به عقب خمیده<sup>۱</sup> می‌شود و شکل نیم دایره به خود می‌گیرد. شعاع انحنا این خمیدگی در طی آزمایش افزایش می‌یابد. مقدار اریب مرز فرورانش بستگی به زاویه رأسی خمیر سیلیکونی دوزنقه‌ای شکل دارد (شکل ۴).

**ب)** در این آزمایش خمیر سیلیکونی به شکل دوزنقه با ابعاد طول بزرگتر ۱۸، طول کوچکتر ۵/۱۳، عرض ۱۳ و ضخامت ۱ سانتیمتر با زاویه رأسی دوزنقه حدوداً ۷۵° تهیه شد طوری که طول و عرض صفحه فرورو ابعادی نزدیک به هم داشته باشد. وزن نمونه حدود ۴۰۰ گرم بود. در ابتدای فرورانش، نیروی کشش ورقه در اثر وزن زیاد است و به همین جهت زاویه شیب و سرعت فرورفتن صفحه فرورو هم زیاد است. با گذشت زمان و فرورفتن بخشی از ورقه، از میزان نیروی کشش ورقه در اثر وزن کاسته شده، شیب و سرعت فرورانش نیز کم می‌شود. تغییرات زاویه شیب باعث می‌شود که زون بنیوف از حالت مسطح خارج شده و بصورت منحنی با دو انحنا مختلف در آید. نمونه این نوع فرورانش در شکل ۵ آورده شده است. همانند آزمایش قبل، شکل ظاهری مرز فرورانش تابعی از میزان اریبی لبه صفحه فرورو است.

**ج)** در این آزمایش ابعاد خمیر سیلیکونی مشابه حالت ب ولی ضخامت آن مشابه حالت الف در نظر گرفته شد. نمونه به شکل دوزنقه با ابعاد طول بزرگتر ۱۶، طول کوچکتر ۵/۱۰، عرض ۸ و ضخامت ۵/۰ سانتیمتر، زاویه رأسی حدوداً ۵۵° و وزن تقریبی ۲۷۰ گرم تهیه

طولی ( $k$  در رابطه ۱)  $6/1 \times 10^{-10}$  بکار رفته است یعنی هر سانتی متر در آزمایش معادل ۶۰ کیلومتر در طبیعت است. ضریب چگالی معمولاً ۵/۰~ اعمال می‌شود. در این تحقیق، مقیاس تنش بصورت حاصلضرب مقیاس چگالی و طول برابر با ضریب  $10^{-8} \times 10^{-10}$  است. در نهایت، گرانروی به صورت حاصلضرب تنش و زمان مقیاس می‌شود (Davy and Cobbold, 1991). گرانروی لایه فرورو با توجه به فاکتور مقیاس طولی در نظر گرفته شده از خمیر سیلیکونی با گرانروی  $10^5 \text{ Pa}\cdot\text{s}$  حاصل می‌شود که سنگ کره اقیانوسی را شبیه سازی می‌کند. خمیر سیلیکونی یک ماده ویسکوالاستیک است که در نرخهای استرین آزمایشگاهی بصورت گرانروی نیوتنی عمل می‌کند (مقیاس زمانی آزمایش، بیشتر از زمان رهاشدگی ماکسول است). نسبت گرانروی سنگ کره به جبهه بالایی تقریباً برابر با  $3000$  است. لایه گرانروی زیرین از شربت گلوکز با گرانروی  $10^2 \text{ Pa}\cdot\text{s}$  ایجاد شد تا نسبت گرانروی فوق برقرار باشد. گرانروی این ماده توسط دستگاه ویسکومتر به دقت تعیین شده است.

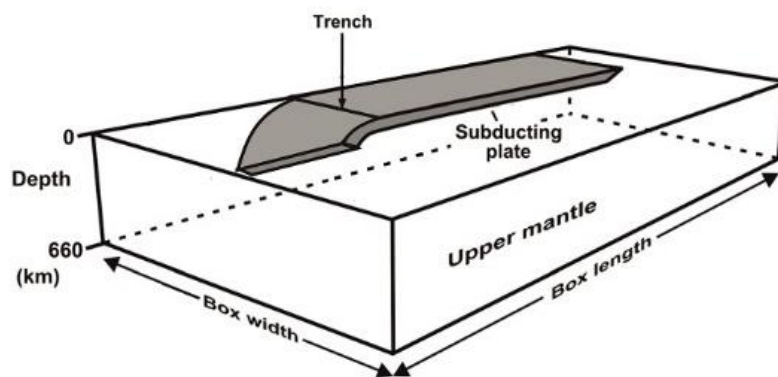
آزمایش شامل سیستم دو لایه‌ای است و در یک مخزن پلاکسی گلاس انجام گرفته است (شکل ۳). مزیت مدل این است که سه بعدی بوده و سینماتیک دراز گودال فقط با دینامیک تختال ایجاد می‌شود و نقطه اشکال آن نیز این است که لایه بندی رئولوژیکی ساده‌ای دارد و بعلاوت اعمال نشدن حرارت، گرانروی ثابت است. ورقه نازک خمیر سیلیکونی آزادانه حرکت می‌کند و بخودی خود و فقط تحت نیروی وزن، در یک مخزن پر از شربت گلوکز فرو می‌رود و صفحه را بدنبال خود می‌کشد. در حقیقت فرض می‌کنیم که مرزهای صفحه گسلی هستند و گرانروی معادل با جبهه بالایی دارند. این شرایط منجر به سرعت بیشتر اما اطمینان از حرکت آزاد صفحه می‌شود (Bellahsen et al., 2005).

برای بازسازی فرورانش مورب سنگ کره اقیانوسی، ورقه نازک خمیر سیلیکونی را به شکل دوزنقه در نظر می‌گیریم. از آنجا که هیچ نیروی خارجی بر سیستم عمل نمی‌کند، برای شروع فرآیند فرورانش باید قسمت کوچکی از لبه لایه خمیر سیلیکونی را به داخل گلوکز فرو ببریم. لازم به ذکر است از آنجا که خمیر سیلیکونی حالت گرانروی داشته و آماده سازی آن برای

جابجایی مرز فرورانش در نرم افزار کورل اندازه گیری و سرعت فرورفتن صفحه در لایه گرانرو پایینی (گلوکز) برای آزمایشهای ب و ج محاسبه گردید. در آزمایش الف بعلت انحنا یافتن صفحه امکان اندازه گیری جابجایی‌ها و سرعت خطی صفحه فرورو نبود. نتایج این اندازه گیریها در جداول ۱ و ۲ و نیز شکل‌های ۷ و ۸ آمده است.

شد. برای اینکه صفحه فرورو صلیبیت بیشتری داشته باشد، مقداری سولفات باریم در حد ۵ گرم به خمیر سیلیکونی افزوده شد. زاویه شیب و سرعت فرورانش در تمام مدت آزمایش کم است همانند آزمایش قبل، شکل ظاهری مرز فرورانش تابعی از میزان اریبی لبه صفحه فرورو است (شکل ۶).

بعد از انجام آزمایش‌ها، زاویه شیب فرورانش، میزان جابجایی‌های قائم و موازی با صفحه فرورو، و میزان



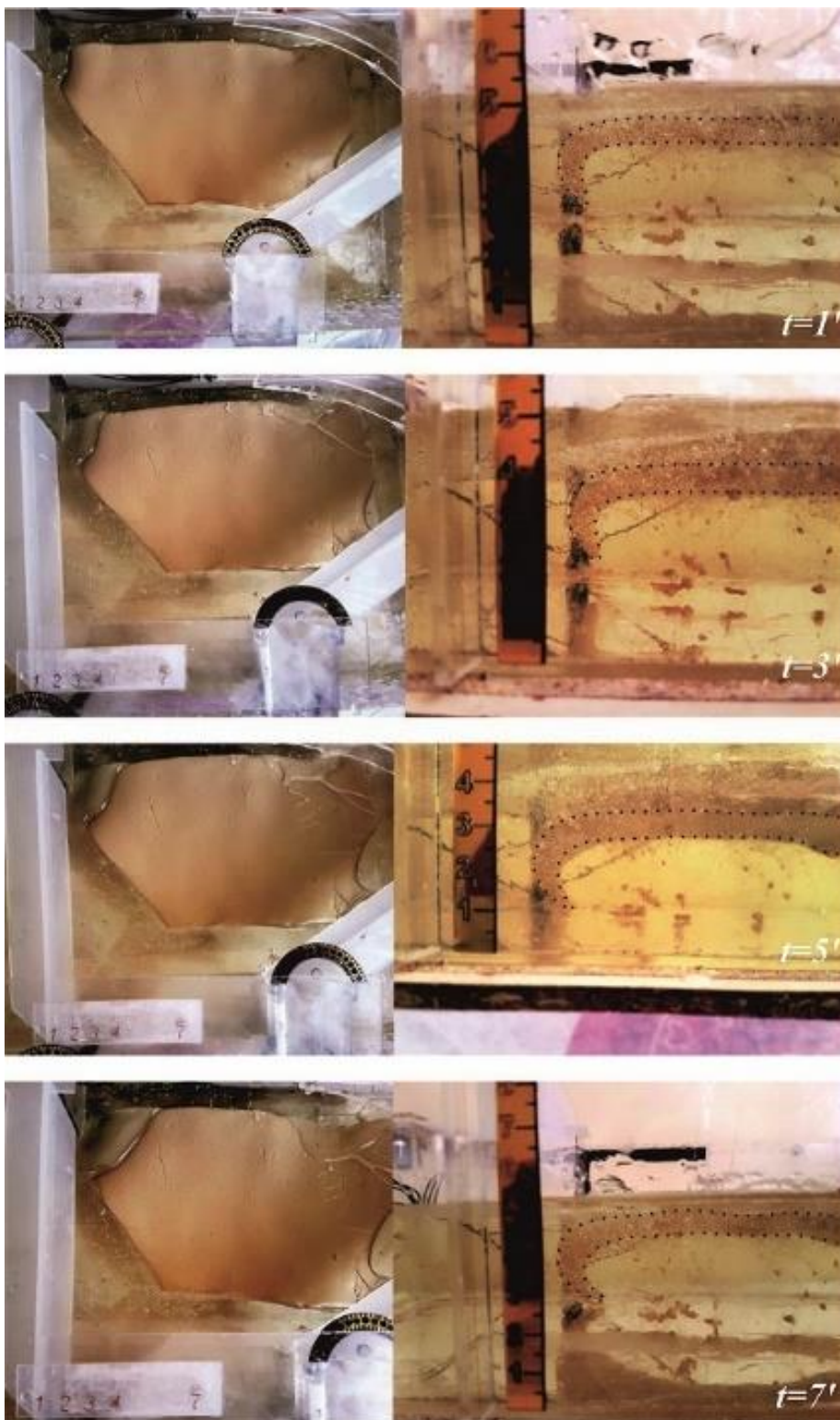
شکل ۳. طرح شماتیک دستگاه و سیستم دو لایه شامل خمیر سیلیکونی (سنگ کوه) و شربت گلوکز (جبه)

در این آزمایش نسبت به دو آزمایش قبل کمتر است در نتیجه، نیروی کشش ورقه و به تبع آن سرعت فرورانش کم است. نکته مهم دیگر در آزمایش‌های انجام شده، میزان جابجایی مرز فرورانش یا دراز گودال در طی زمان است (TD، نمودار زرد رنگ شکل‌های ۷ و ۸). در آزمایش ب سرعت عقب نشینی دراز گودال به مراتب بیشتر از سرعت فرورانش است که بیانگر کشش ایجاد شده در ناحیه پشت کمانی است. در آزمایش ج اما، سرعت جابجایی دراز گودال با سرعت فرورانش تقریباً یکسان است. در آزمایش الف، سرعت فرورانش بسیار زیاد است به نحوی که ورقه به عقب خمیده می‌شود. طول زیاد و پهنای کم ورقه عامل سرعت زیاد فرورانش در این آزمایش است.

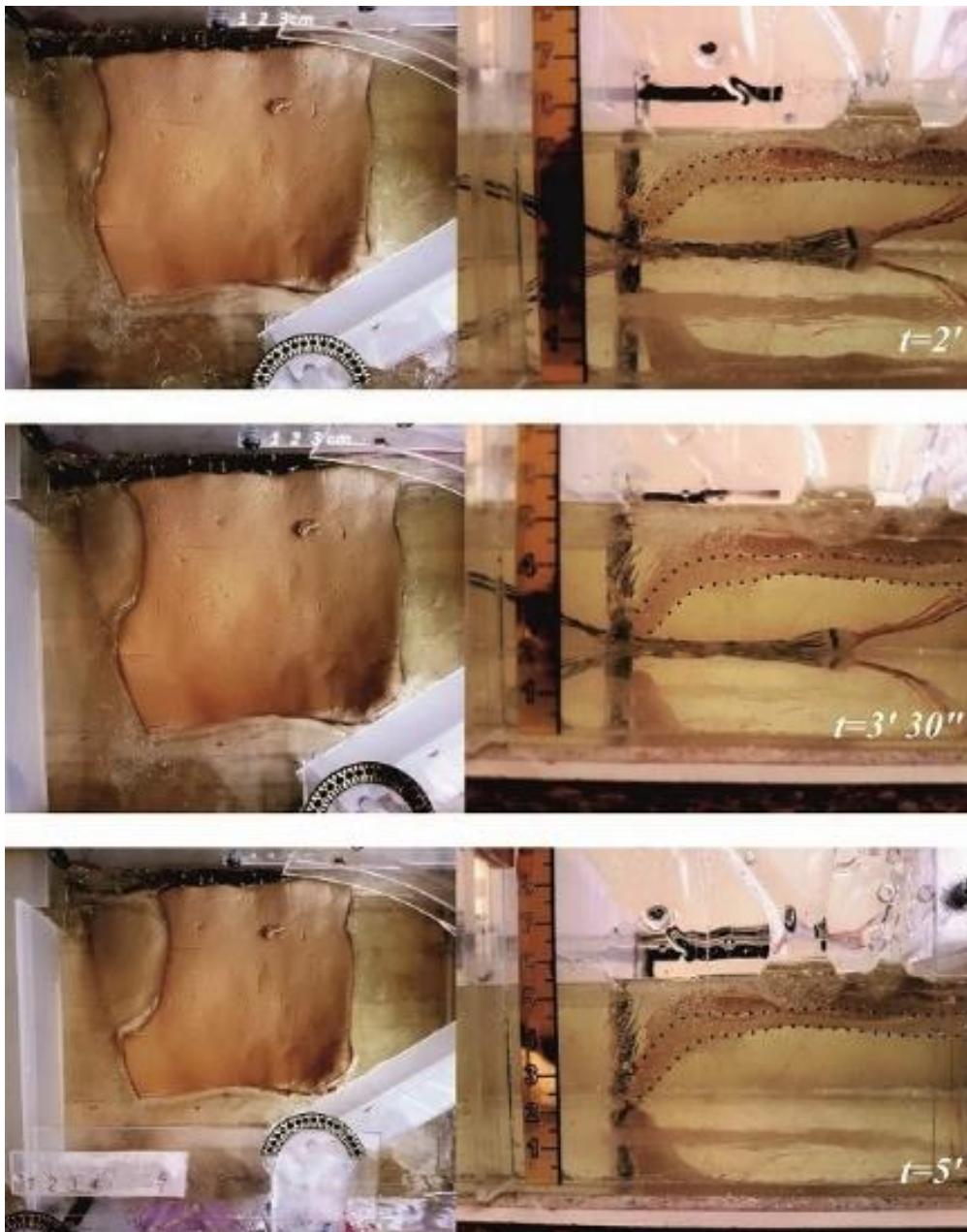
طرح شماتیک رژیم‌های مختلف فرورانش در آزمایش‌های انجام شده الف تاج و پارامترهای کلیدی مسبب آنها در شکل ۱۰ آورده شده است. تختال در حین فرورانش جریانی را در گلوکز مجاور ایجاد می‌کند. برای مشخص شدن جریان گلوکز (جبه) در مجاورت تختال در هر آزمایش، تصاویر پردازش

### بحث :

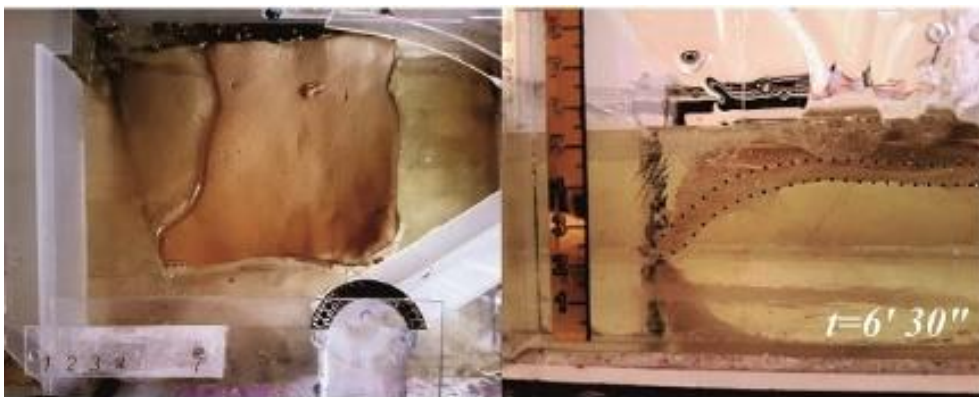
شیب نمودار جابجایی به موازات تختال (PDS، نمودار خاکستری رنگ در شکل‌های ۷ و ۸) نسبت به زمان بیانگر سرعت فرورانش است. در هر دو آزمایش تغییرات زاویه شیب فرورانش (DAC، نمودار سبز رنگ در شکل‌های ۷ و ۸) همخوانی خوبی با نمودار جابجایی به موازات تختال دارد و بنابر این سرعت فرورانش با زاویه شیب فرورانش متناسب است. علیرغم این که در هر دو آزمایش، ورقه‌ها ابعاد تقریباً یکسانی دارند، آزمایش ب، سرعت فرورانش بیشتری دارد و در آزمایش ج این سرعت به مراتب کمتر است. شکل ۹ این مقایسه را بهتر نشان می‌دهد. بنابراین سرعت فرورانش تابعی از صلیبیت و وزن ورقه است. در آزمایش ب، شناوری منفی تختال فرورونده در مقایسه با سست کوه (گلوکز) می‌تواند ناشی از وزن بیشتر ورقه یا خمش بیشتر ورقه در اثر گرانروی کمتر در این آزمایش باشد که موجب سرعت بیشتر فرورانش می‌شود. در حالیکه در آزمایش ج، صلیبیت بیشتر ورقه مانع خم شدن آن و در نتیجه کاهش شیب فرورانش می‌شود از طرفی وزن ورقه هم

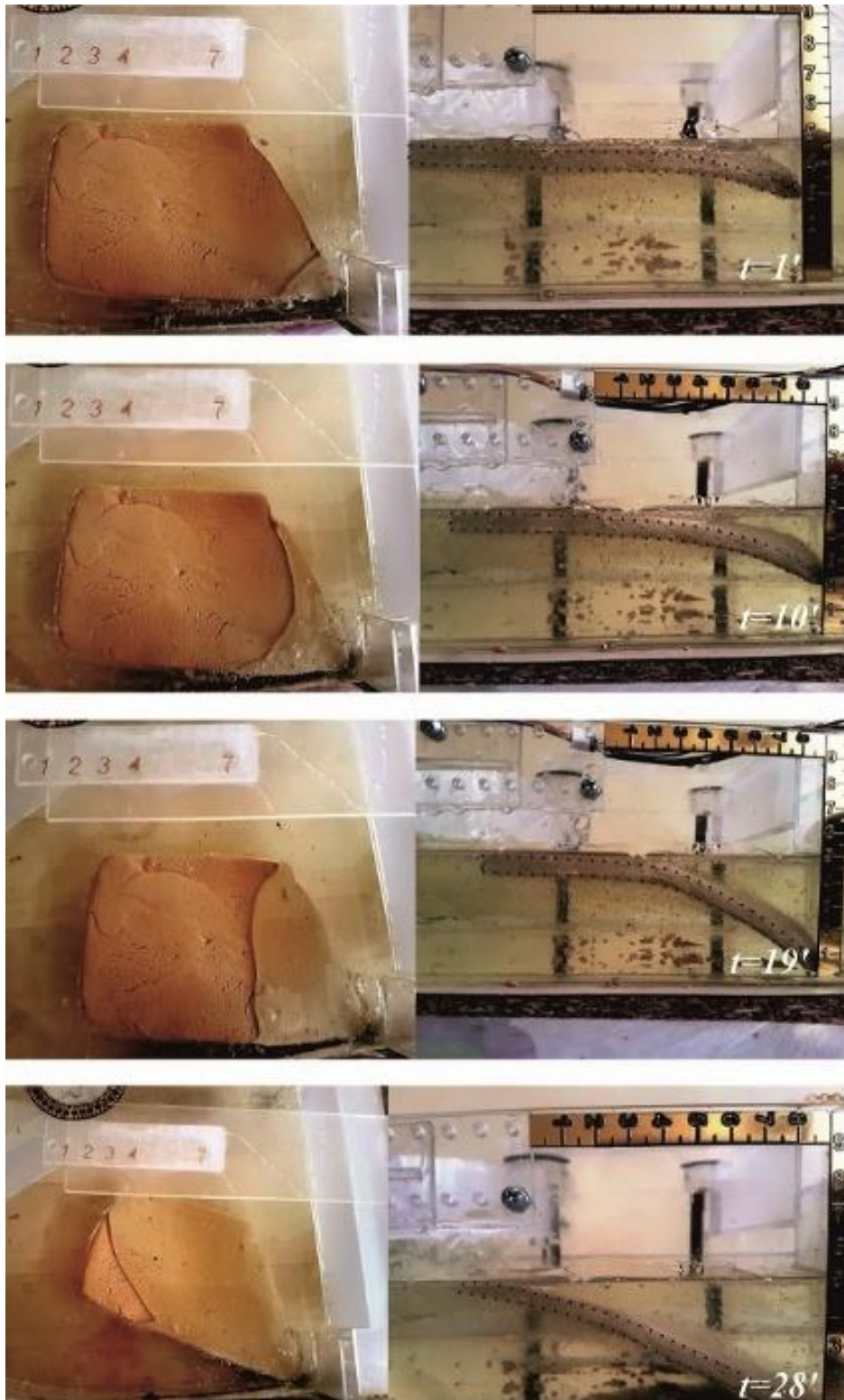


شکل ۴. مراحل فرو رفتن صفحه به شکل دوزنقه با ابعاد  $14 \times 14/5 \times 12 \times 23$  و ضخامت  $0/5$  سانتیمتر و زاویه رأسی حدوداً  $55^\circ$  در آزمایش الف. وضعیت لایه خمیر سیلیکونی در حال فروانش با نقطه چین در تصاویر مشخص شده است. تصاویر از دو وجه روبرو و بالا با فواصل زمانی ۲ دقیقه ثبت شده‌اند.



شکل ۵. مراحل فرو رفتن صفحه به شکل دوزنقه با ابعاد  $14 \times 13/5 \times 13 \times 18$  و ضخامت ۱ سانتیمتر و زاویه رأسی حدوداً  $75^\circ$  در آزمایش ب. وضعیت لایه خمیر سیلیکونی در حال فرورانش با نقطه چین در تصاویر مشخص شده است. تصاویر از دو وجه روبرو و بالا با فواصل زمانی ۹۰ ثانیه ثبت شده‌اند. بعد از فرورفتن تقریباً یک سوم ورقه، زاویه و سرعت فرورانش تغییر می‌کند (ادامه شکل در صفحه بعد).



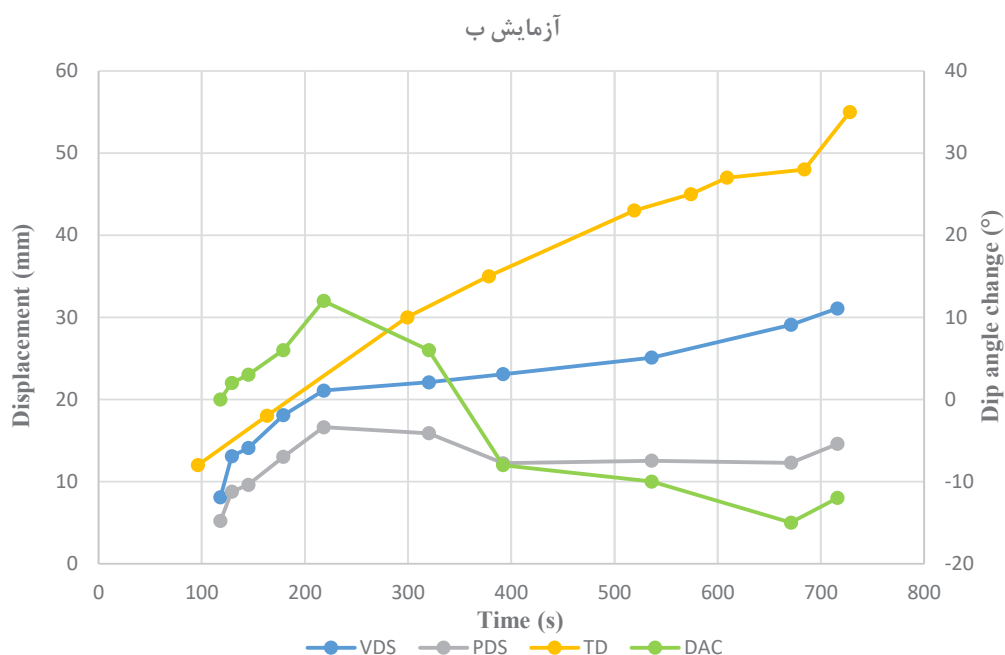


شکل ۶. دوزنقه به ابعاد  $11 \times 10 / 5 \times 8 \times 16$  و ضخامت  $0/5$  سانتیمتر و زاویه رأسی حدود  $55^\circ$  در آزمایش ج. صلیب صفحه فرورو با افزودن کمی سولفات باریم افزایش یافته است. وضعیت لایه خمیر سیلیکونی در حال فرورانش با نقطه چین در تصاویر مشخص شده است. تصاویر از دو وجه روبرو و بالا با فواصل زمانی ۹ دقیقه ثبت شده‌اند. زاویه فرورانش و سرعت کم است.



جدول ۱. مقادیر اندازه‌گیری در آزمایش ب

زمان (ثانیه)	جابجایی قائم (میلیمتر)	جابجایی افقی مرز فروانش (میلیمتر)	جابجایی موازی صفحه (میلیمتر)	زاویه شیب صفحه (درجه)	تغییرات زاویه شیب (درجه)
0	8.08	14.40414	5.193723886	40	0
2	13.08	15.37896	8.752228331	42	2
3	14.08	16.7796	9.60253691	43	3
6	18.08	19.68796	13.00566359	46	6
12	21.08	22.91014	16.61126669	52	12
6	22.08	30.7621	15.88302279	46	6
-8	23.08	35.80354	12.23053662	32	-8
-10	25.08	44.64226	12.54	30	-10
-15	29.08	51.42196	12.28973905	25	-15
-12	31.08	53.35786	14.59117617	28	-12

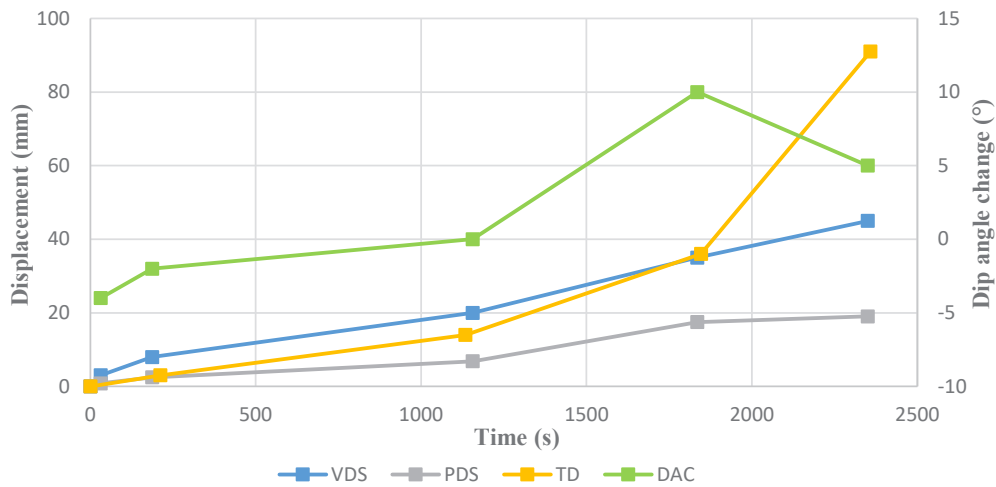


شکل ۷. منحنی‌های جابجایی-زمان و تغییرات شیب-زمان اندازه‌گیری شده در آزمایش ب (جدول ۱). VDS: جابجایی قائم تختال، PDS: جابجایی موازی تختال، TD: جابجایی دراز گودال، و DAC: تغییرات زاویه شیب فروانش (مقیاس این داده‌ها در محور قائم سمت راست نمایش داده شده است).

جدول ۲. مقادیر اندازه‌گیری در آزمایش ج

زمان (ثانیه)	جابجایی قائم (میلیمتر)	جابجایی افقی مرز فروانش (میلیمتر)	جابجایی موازی صفحه (میلیمتر)	زاویه شیب صفحه (درجه)	تغییرات زاویه شیب (درجه)
31	3	1	0.826912	16	-4
187	8	3	2.472136	18	-2
1156	20	15	6.840403	20	0
1835	35	35	17.5	30	10
2350	45	91	19.01782	25	5

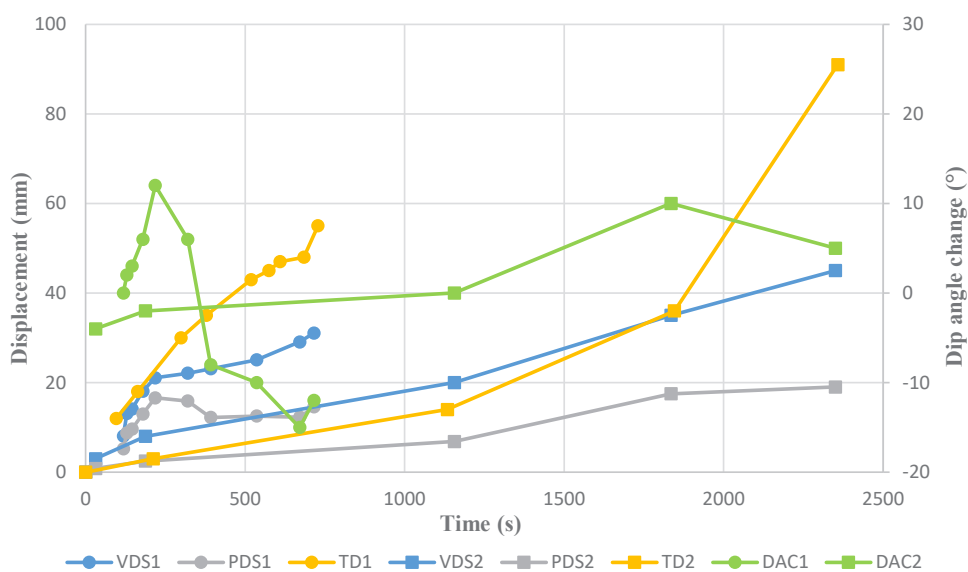
### آزمایش ج



شکل ۸. منحنی‌های جابجایی-زمان و تغییرات شیب-زمان اندازه‌گیری شده در آزمایش ج (جدول ۲). VDS: جابجایی قائم تختال، PDS: جابجایی موازی تختال، TD: جابجایی دراز گودال، و DAC: تغییرات زاویه شیب فرورانش (مقیاس این داده‌ها در محور قائم سمت راست نمایش داده شده است).

کشش پشت کمانی از استرسهای برشی افقی در اثر جریان مداری جبهه ناشی می‌شود. با افزایش سرعت برگشت به عقب تختال، سرعت‌های مداری افزایش یافته گرادیان افقی سرعت، گرادیان استرس برشی افقی و نرخ کشش افزایش می‌یابد (Schellart and Moresi, 2013). میزان کشش پشت کمانی در این آزمایش زیاد است.

شده‌اند. بردارهای بصورت شماتیک این جریان را نشان می‌دهند. در آزمایش الف برگشت به عقب تختال کم پهنا، جریان بازگشتی مداری ایجاد می‌کند (منحنی‌های نارنجی در شکل ۸a). در صورتی که برگشت به عقب تختال سریع باشد، جریان مداری عرضی حول لبه تختال کم پهنا، موجب عقب نشینی سریع دراز گودال و کشش پشت کمان می‌شود.



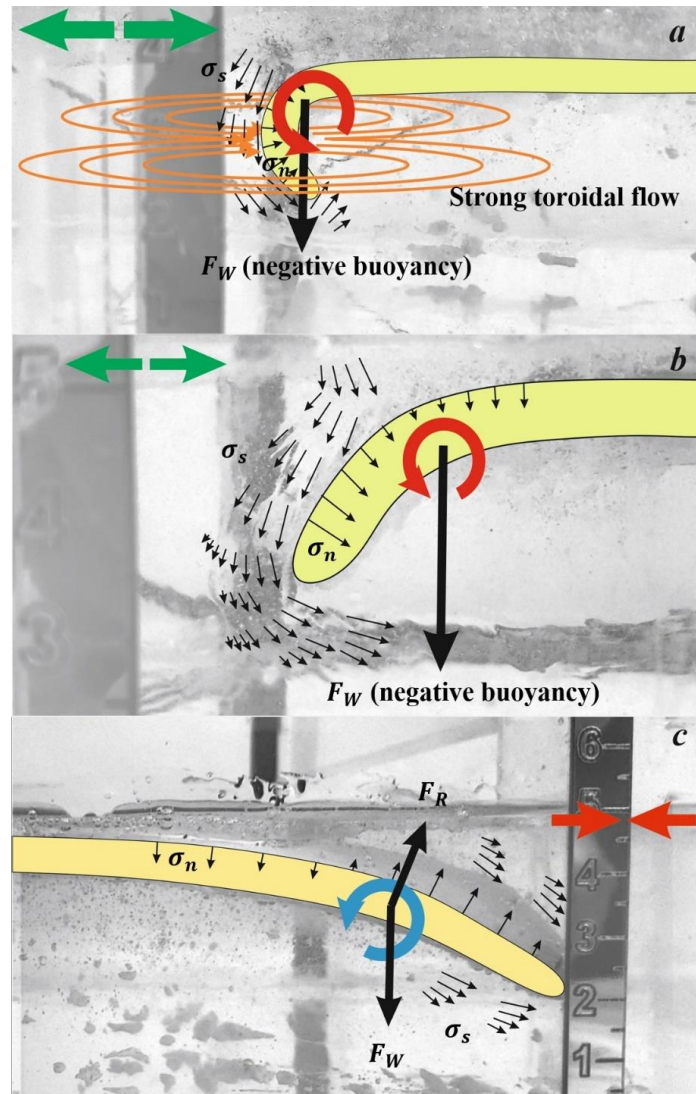
شکل ۹. مقایسه پارامترهای اندازه‌گیری شده در آزمایش ب (اندیس ۱ و نشانه‌های دایره‌ای) با پارامترهای اندازه‌گیری شده در آزمایش ج (اندیس ۲ و نشانه‌های مربعی). همچنان VDS: جابجایی قائم تختال، PDS: جابجایی موازی تختال، TD: جابجایی دراز گودال، و DAC: تغییرات زاویه شیب فرورانش (مقیاس این داده‌ها در محور قائم سمت راست نمایش داده شده است).

پوسته قاره‌ای فوقانی دچار آرایش شده‌اند که البته میزان این آرایش در مناطق مختلف متفاوت است. بعنوان مثال بازالت‌های رخنمون یافته در امتداد گسل ناینند از نوع جزایر اقیانوسی بوده و میزان اختلاط ناچیزی با پوسته دارند و بنظر می‌رسد یک جبهه در اثر کشش به دام افتاده است (Saadat, 2010). ژئوشیمی سنگ‌های بازیک بلوک لوت نشان از ضخامت نازک سنگ کره در این ناحیه دارد (Walker et al., 2009). بنابراین با توجه به مطالب ذکر شده در مورد ژئوشیمی و خاستگاه سنگ‌های بازیک-حدواسط بلوک لوت می‌توان گفت که اولاً فرورانش تأثیر مهمی در ایجاد آنها داشته است و دوماً پوسته در ناحیه پشت کمان دچار نازک شدن شدگی و کشش بوده، بنابراین آزمایش ب می‌تواند مدل مناسبی برای توجیه ماگماتیسم بلوک لوت باشد. علاوه بر آن آزمایش ج می‌تواند ساختارهای ایجاد شده در بلوک افغان در اثر فشارش را توضیح دهد (شکل ۱۱). اما اگر فرض را بر یکسان بودن رئولوژی لیتوسفیر اقیانوسی سیستان در هر دو سمت فرورانش غربی و شرقی بگیریم، بنظر می‌رسد جریان حرارتی بالاتر سست کره زیر بلوک لوت (Walker et al., 2009) عامل اصلی شناوری منفی تختال غربی باشد.

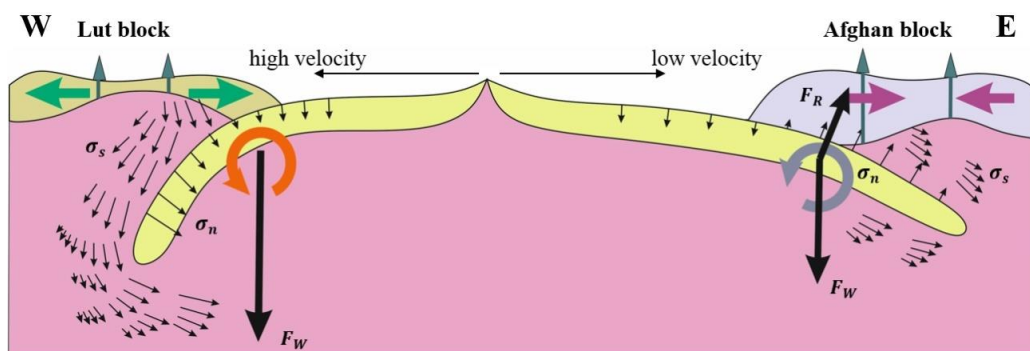
از آغاز فرورانش اقیانوس سیستان به زیر بلوک لوت (۱۱۰ میلیون سال پیش) تا اتمام آن و ایجاد برخورد (۸۵ میلیون سال پیش)، ۲۵ میلیون سال طول کشیده است (Zarrinkoub et al., 2012). در صورتی که آزمایش ب را مدل مشابهی با آنچه در فرورانش تختال غربی رخ داده بدانیم، با در نظر گرفتن زمان آزمایش مربوطه (۷۱۶ ثانیه در جدول ۱)، هر دقیقه از آزمایش تقریباً معادل ۲ میلیون سال بوده است. مطابق نظر جنتزر و همکاران (Jentzer et al., 2022) مدت زمان فرورانش اقیانوس سیستان به زیر بلوک افغان، از آغاز تا زمان برخورد، ۶۵ میلیون سال بوده است. اگر آزمایش ج را مشابه با فرورانش تختال شرقی بدانیم، با در نظر گرفتن زمان انجام آزمایش (۲۳۵۰ ثانیه در جدول ۲)، هر دقیقه از آزمایش تقریباً معادل ۱/۷ میلیون سال است.

در آزمایش ب، نیروی وزن ورقه زیاد است از طرفی گرانیروی کم ورقه هم، موجب خمش بیشتر آن در اثر نیروی وزن می‌شود و در نتیجه نیروی بویانسی منفی ایجاد شده باعث فرورفتن سریع ورقه در گلوکز می‌شود. این نیرو موجب افزایش زاویه شیب فرورانش و در نتیجه سرعت فرورانش می‌شود که میزان هر دو در ابتدای این آزمایش بصورت تدریجی افزایش می‌یابد (خطوط سبز و خاکستری در شکل ۷). در اثر فرورفتن سریع ورقه، جریانی از جبهه بصورت نصف النهاری از حرکت به سمت پایین تختال ایجاد می‌شود (بردارهای در شکل ۸b). این گرادیان سرعت موجب افزایش استرس برشی و استرس نرمال انحرافی کم در محل فرورانش و پسروی درازگودال می‌شود که به نوبه خود تنش کششی انحرافی و کشش در ناحیه پشت کمان را ایجاد می‌کند. لالمنند و همکاران (Lallemant et al., 2005) با بررسی آماری زونهای فرورانش نشان دادند که برای شیبهای بیشتر از  $51^\circ$  در ناحیه پشت کمانی کشش ایجاد می‌شود. کوتاه شدگی پیشانی ناشی از استرسهای برشی در محل فرورانش است. همزمانی کوتاه شدگی پیشانی و کشش پشت کمان با این مدل توضیح داده می‌شود. میزان کشش پشت کمانی در این آزمایش از آزمایش اول کمتر است. در آزمایش ج، دو نیرو بر ورقه در حال فرورفتن اثر می‌گذارند: یکی نیروی وزن ورقه است که در این آزمایش نسبت به دو آزمایش قبل کمتر است، دیگری نیروی است که در مقابل خم شدن ورقه مقاومت می‌کند و ناشی از صلبیت بیشتر ورقه در این آزمایش است. در نتیجه، زاویه فرورانش و به تبع آن سرعت فرورانش کم است. بردارهای با زاویه کم نسبت به ناحیه پشت کمان، باعث فشارش عمود بر درازگودال و کوتاه شدگی ناحیه پشت کمان و استرس نرمال انحرافی بالا در محل فرورانش می‌گردد. مرز درازگودال در این آزمایش تقریباً بصورت خنثی است، یعنی سرعت فرورانش با سرعت جابجایی درازگودال برابر است (خطوط زرد و خاکستری در شکل ۸).

به باور اکثر محققان، سنگ‌های ماگمایی بازیک-حدواسط بلوک لوت غالباً دارای منشاء گوشته‌ای سست کره هستند که قبلاً به وسیله مؤلفه‌های فرورانشی (سیالات-مذاب) غنی شده و بعداً تا حدی با مواد



شکل ۱۰. رژیمهای مختلف فرورانش در آزمایش‌های انجام شده الف تا ج و پارامترهای کلیدی مسبب آنها.



شکل ۱۱. مطابقت آزمایش‌های ب و ج با رژیمهای فرورانش به ترتیب، تختال غربی و شرقی در شرق ایران

### نتیجه گیری:

کمانی در بلوک افغان از طرفی و توپوگرافی کم ارتفاع، هرم فزاینده متشکل از سنگهای کم عمق صفحه زیرین و حوضه پشت کمانی در بلوک لوت از طرف دیگر، و نیز با در نظر گرفتن شواهد ماگماتیسم مربوط به

وجود افیولیت‌های شرق ایران نشان‌دهنده فرورانش اقیانوس نئوتیس است. با توجه به ارتفاعات بلند ساختاری، تراستهای پرشیب و عدم وجود حوضه پشت

بلوک لوت باشد. علاوه بر آن آزمایش ج می‌تواند ساختارهای ایجاد شده در بلوک افغان در اثر فشارش را توضیح دهد. اما اگر فرض را بر یکسان بودن رئولوژی لیتوسفر اقیانوسی سیستان در هر دو سمت فرورانش غربی و شرقی بگیریم، بنظر می‌رسد جریان حرارتی بالاتر سست کره زیر بلوک لوت (Walker et al., 2009) عامل اصلی شناوری منفی و سرعت و زاویه بیشتر فرورانش تختال غربی باشد.

#### منابع:

افتخار نژاد، ج.، ۱۳۵۹. تفکیک بخشهای مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی نشریه انجمن نفت شماره ۸۲، ص ۱۹-۲۸.

سامانی، ب. و اشتری، ش.، ۱۳۷۱. تکوین زمین‌شناسی ناحیه سیستان و بلوچستان، فصلنامه علمی-پژوهشی علوم زمین شماره ۴، ص ۱۴-۲۵.

Allen, M.B., Kheirkhah, M., Emami, M.H., Jones, S.J., 2011. Right-lateral shear across Iran and kinematic change in the Arabia-Eurasia collision zone. *Geophysical Journal International* 184, 555–574.

Arjmandzade, R., Karimpour, M.H., Mazaheri, S.A., Santon, J.F., Medina, J.M., Homam, S.M., 2011. Sr-Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Chah-Shaljami granitoids (Lut block, eastern Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 41, 283-296.

Bagheri, S., Stampfli, G.M., 2008. The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complex in central Iran: new geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics* 451, 123–155.

Bellahsen, N., Faccenna, C., Funicello, F., 2005. Dynamics of subduction and plate motion in laboratory experiments: Insights into the “plate tectonics” behavior of the Earth. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 110(B1), pp.B01401.

فرورانش در هر دو بلوک لوت و افغان، مدل فرورانش دوسویه ناهمانند در شرق ایران، منطقی بنظر می‌رسد. بر این اساس ظاهراً تختالی که به سمت شرق و یا شمالشرق شیب داشته، سرعت کمتری نسبت به زون فرورانش به سمت غرب را تجربه کرده است. شناوری منفی تختال فرورونده غربی در مقایسه با سست کره موجب سرعت بیشتر فرورانش نسبت به همگرایی دو صفحه شده که بنوبه خود کشش پشت کمانی را ایجاد کرده است (Doglioni et al., 2009). فرورانش به سمت غرب قبل از فرورانش به سمت شرق به اتمام رسیده است. به همین علت شواهد ساختاری فرورانش به زیر بلوک افغان قویتر است (al et Arjmandzadeh, 2011). در این تحقیق با انجام یک سری آزمایشات تجربی (مدلسازی آنالوگ)، ویژگیهای صفحه اقیانوسی سیستان و تأثیر آن بر حالت‌های مختلف فرورانش مورد بررسی قرار گرفت. گستردگی وسعت مقیاس در نظر گرفته شده (تاجبه) و استفاده از مواد گرانرو برای بررسی پدیده فرورانش، از ویژگیهای این مدلسازی بشمار می‌رود. برای ایجاد شباهت هندسی، سینماتیکی و دینامیکی بین مدل و طبیعت و حصول نتایج قابل اطمینان ضریب مقیاس طولی  $10^{-6} \times 6/1$  بکار رفت. بر این اساس از خمیر سیلیکونی برای شبیه سازی سنگ کره اقیانوسی و شربت گلوکز بجای جبه بالای استفاده شد.

سه آزمایش شاخص با ابعاد هندسی متفاوت و رئولوژی متفاوت برای شبیه سازی سنگ کره اقیانوسی سیستان صورت گرفت. آزمایش الف و ب دارای ابعاد متفاوت و رئولوژی یکسان و ج دارای ابعاد تقریباً یکسان اما رئولوژی متفاوت بودند. نتایج این آزمایشات نشان داد که افزایش طول و ضخامت، و نیز کم بودن نسبت گرانروی سنگ کره و سست کره، تأثیر مستقیم بر سرعت فرورانش دارد. همچنین رابطه معنا داری بین زاویه و سرعت فرورانش مشخص گردید. در نهایت با تحلیل جنبش شناختی در آزمایشات انجام شده، تغییر شکل منطقه پشت کمانی بررسی شد. نتایج آزمایش ب که مؤید سرعت و شیب زیاد فرورانش و نیز کشش ناحیه پشت کمانی است، می‌تواند بعنوان ویژگیهای صفحه فرورو اقیانوس سیستان به زیر بلوک لوت در نظر گرفته شود و مدل مناسبی برای توجیه ماگماتیسم

- Mantle wedge asymmetries and geochemical signatures along W- and E-NE-directed subduction zones. *Lithos* 113, 179–189.
- Druken, K.A., Long, M.D., Kincaid, C., 2011. Patterns in seismic anisotropy driven by rollback subduction beneath the High Lava Plains. *Geophys. Res. Lett.* 38, L13310. <http://dx.doi.org/10.1029/2011gl047541>.
- Golonka, J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics* 38, 235–273. <https://doi:10.1016/j.tecto.2002.06.004>.
- Hall, J., 1815. On the vertical position and convolutions of certain strata and their relationship with granite. *Trans. R. Soc. Edinburgh* 7, 79–108.
- Horsfield, W.T., 1977. An experimental approach to basement controlled faulting. *Geologie en Mijnbouw* 56, 363-370.
- Hubbert, M.K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Geol. Soc. Am. Bull.* 48, 1459–1520.
- Jacoby, W.R., 1973. Model experiment of plate movements. *Nature Phys. Sci.* 242,130–134.
- Jacoby, W.R., 1976. Paraffin model experiment of plate tectonics. *Tectonophysics* 35, 103–113.
- Jentzer, M., Agard, P., Bonnet, G., Monié, P., Fournier, M., Whitechurch, H., Omrani, J., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Kohansal, R. and Do Couto, D., 2022. The North Sistan orogen (Eastern Iran): Tectono-metamorphic evolution and significance within the Tethyan realm. *Gondwana Research*, 109, pp.460-492.
- Jung, D., Keller, J., Khorasani, R., Marcks, C., Baumann, A., Horn, P., 1984. Petrology of the Tertiary Magmatic Activity in the Northern Lut Area, East Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und*
- Besse, J., Torcq, F., Gallet, Y., Ricou, L.E., Kryštín, L., Saydi, A., 1998. Late Triassic paleomagnetic data from Iran: Constraints on the migration of the Iranian block through the Tethyan Ocean and initial destruction of Pangea. *Geophysical Journal International* 135, 77–92. <https://doi:10.1046/j.1365-246X.1998.00603.x>.
- Bevis, M., Taylor, F.W., Schutz, B.E., Recy, J., Isacks, B.L., Helu, S., Singh, R., Kendrick, E., Stowell, J., Taylor, B., Calmant, S., 1995. Geodetic observations of very rapid convergence and back-arc extension at the Tonga arc. *Nature* 374, 249–251.
- Buttles, J., Olson, P., 1998. A laboratory model of subduction zone anisotropy. *Earth Planet. Sci. Lett.* 164, 245–262.
- Camp, V.E., Griffis, R.J., 1982. Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos* 15(3), 221-239.
- Conrad, C.P., Hager, B., 1999. Effects of plate bending and fault strength at subduction zones on plate dynamics. *J. Geophys. Res.* 104, 17,551–17,571.
- Conrad, C.P., Bilek, S., Lithgow-Bertelloni, C., 2004. Great earthquakes and slab-pull: Interaction between seismic coupling and plate-slab coupling. *Earth Planet. Sci. Lett.* 218, 109–122.
- Davy, P., Cobbold, P.R., 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere. *Tectonophysics* 188, 1-25.
- Dercourt, J.E.A., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I.M., Geysant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics* 123, 241-315.
- Dogliani, C., Tonarini, S., Innocenti, F., 2009.



- Basins. The Geological Society of London Special Publications 312, 7–29.
- Ramberg, H., 1967. Model experimentation of the effect of gravity on tectonic processes. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 14, 307–329.
- Rezaei-Kahkhaei, M., Kananian, A., Esmacily, D., Asiabanha, A., 2010. Geochemistry of the Zargoli granite: Implications for development of the Siestan Suture Zone, southeastern Iran. *Island Arc* 19, 259–276.
- Richards, J.P., Spell, T., Rameh, E., Raziq, A., Fletcher, T., 2012. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu ± Mo ± Au potential: examples from the Tethyan arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan. *Economic Geology* 107, 295–332.
- Rossetti, F., Nasrabad, M., Vignaroli, G., Theye, T., Gerdes, A., Razavi, M., Vaziri, H.M., 2010. Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran. *TerraNova* 22, 26–34.
- Saadat, S., 2010. Petrogenesis of Neogene basaltic volcanism associated with the Lut block, eastern Iran: implication for tectonic and metallogenic evolution. University of Colorado at Boulder, Ph. D. Thesis, 226 pp.
- Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L., Amini, S.A., 2010. Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Siestan Ocean. *Lithos* 117, 209–228.
- Schellart, W.P., Moresi, L., 2013. A new driving mechanism for backarc extension and backarc shortening through slab sinking induced toroidal and poloidal mantle flow: Results from dynamic subduction models with an overriding plate. *Journal of Geophysical Research* 118, 1–15. <https://doi.org/10.1029/2012JB019341>.
- Paläontologie- Abhandlungen 168.2-3, 417–467. <https://doi.org/10.1127/njgpa/168/1984/417>.
- Kincaid, C., Griffiths, R.W., 2003. Laboratory models of the thermal evolution of the mantle during rollback subduction. *Nature* 425, 58–62.
- Kincaid, C., Griffiths, R.W., 2004. Variability in flow and temperatures within mantle subduction zones. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 5, Q06002. <http://dx.doi.org/10.1029/2003gc000666>.
- Kincaid, C., Olson, P., 1987. An experimental study of subduction and slab migration. *J. Geophys. Res.* 92 (13), 13832–13840.
- Lallemand, S., Heuret, A., Boutelier, D., 2005. On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion, and crustal nature in subduction zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6(9), pp.Q09006. [10.1029/2005GC000917](https://doi.org/10.1029/2005GC000917). [hal-01261567](https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-01261567)
- Lenci, F., Doglioni, C., 2007. On some geometric prism asymmetries. In: Lacombe, O., Lavé, J., Roure, F., Verges, J. (Eds.), *Thrust Belts and Foreland Basins: From Fold Kinematics to Hydrocarbon Systems*. *Frontiers in Earth Sciences* Springer, 41–60.
- MacDougall, J.G., Kincaid, C., Szwaja, S., Fischer, K.M., 2014. The impact of slab dip variations, gaps and rollback on mantle wedge flow: insights from fluids experiments. *Geophys. J. Int.* 197, 705–730. <http://dx.doi.org/10.1093/gji/ggu053>.
- Meyer, B., Le Dortz, K., 2007. Strike-slip kinematics in Central and Eastern Iran: Estimating fault slip-rates averaged over the Holocene. *Tectonics* 26, TC5009. <https://doi.org/10.1029/2006TC002073>.
- Muttoni, G., Mattei, M., Balini, M., Zanchi, A., Gaetani, M., Berra, F., 2009. The drift history of Iran from the Ordovician to the Triassic. In: Brunet, M.-F., et al. (Eds.), *South Caspian to Central Iran*



of Geophysical Research: Solid Earth 118(6), 3221-3248.

Tarkian, M., Lotfi, M., Baumann, A., 1983. Tectonic, magmatism and the formation of mineral deposits in the central Lut, east Iran, Ministry of mines and metals, GSI, geodynamic project (geotraverse) in Iran 51, 357-383.

Tatsumi, Y., Eggins, S., 1995. Subduction Zone Magmatism. Blackwell Science, Cambridge, UK. 211 pp.

Tirrul, R., Bell, I.R., Griffis, R.J., Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. Geological Society of America Bulletin 94, 134-150.

Walker, R., Jackson, J., 2004. Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran. Tectonics 23, TC5010. <https://doi:10.1029/2003TC001529>.

Walker, R.T., Gans, P., Allen, M. B., Jackson, J., Khatib, M., Marsh, N., Zarrinkoub, M., 2009. Late Cenozoic volcanism and rates of active faulting in eastern Iran. Geophys. J. Int. 177, 783-805.

Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P., Biju-Duval, B., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. Tectonophysics 123, 241- 315.

Zarrinkoub, M.H., Pang, K.N., Chung, S.L., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., Lee, H.Y., 2012. Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran. Lithos 154, 392-405.





# فصلنامه زمین ساخت

زمستان ۱۴۰۱، سال ششم، شماره ۲۴

doi 10.22077/JT.2024.7194.1171

## تغییرات رخساره رسوبی میوسن در زاگرس چین خورده، شاهدهی بر فعالیت گسل‌های پی سنگی

مریم مشکل گشا<sup>۱</sup>، احمد زمانی<sup>۲\*</sup>، وحید احمدی<sup>۳</sup>، کورس یزدجری<sup>۴</sup>

۱- دانشجوی دکتری تکنیک، گروه زمین شناسی، واحد شیراز، دانشگاه آزاد اسلامی، شیراز، ایران

۲- استادیار گروه زمین شناسی، واحد شیراز، دانشگاه آزاد اسلامی، شیراز، ایران

۳- استادیار گروه زمین شناسی، واحد شیراز، دانشگاه آزاد اسلامی، شیراز، ایران

۴- استادیار گروه زمین شناسی، واحد شیراز، دانشگاه آزاد اسلامی، شیراز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۱۱/۰۱

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۴/۰۳

### چکیده:

زاگرس چین خورده قسمتی از کمربند فعال زاگرس در جنوب غربی ایران است. این منطقه دارای گسل‌های اصلی وپی سنگی فعالی است که فعالیت این گسل‌ها به نوعی بر روی چینه‌ها و رسوبات دوره‌های مختلف زمین شناسی تاثیر گذاشته است. در این مطالعه ابتدا با مطالعه تصاویر ماهواره ای و عکس‌های هوایی پنج مکان در نقاط مختلف از فارس و هینتر لند بندر عباس انتخاب شد و در نهایت تکنو چینه نگاری (تکتونواستراتیگرافی) این مکان‌ها با یکدیگر مقایسه شد. با استفاده از داده‌های بدست آمده پنج مکان از زاگرس چین خورده (بستک، تاقدیس بهار، دشت ارژن، کوه سعدی و یاسوج) ستون چین شناسی و نقشه جغرافیایی دیرینه این مناطق در دوره میوسن بازسازی شد. نتایج بدست آمده و نمودارهای حاصل با استفاده از برنامه زمین شناسی RockWorks بدست آمد. با مقایسه نتایج بدست آمده و نمودارهای حصار و نقشه ایزوپاک کمترین و بیشترین ضخامت سنگ چینه ای سازند دوره میوسن در این پنج نقطه ی مورد مطالعه، به ترتیب مربوط به برش دشت ارژن (۲۰۰ متر) و کوه سعدی (۷۰ متر) است. بررسی دیگر در مورد مقایسه سازند آسماری (الیگو-میوسن) بین مکان‌های مورد مطالعه انجام شد، که بیشترین ضخامت این سازند در برش دشت ارژن و کمترین در کوه سعدی نشان می دهد. تغییرات رخساره ای سنگ های رسوبی دوره میوسن به نظر می رسد که در اثر عملکرد و فعالیت گسل‌های پی سنگی مانند کره بس، سبزپوشان، سروستان و کازرون موجود در منطقه است.

**کلمات کلیدی:** چینه نگاری تکنیکی، زمین ساخت، زاگرس، ایران، حوضه رسوبی

## Changes of the Miocene sedimentary facies in folded Zagros ,evidence of the activity of bedrock faults

Maryam Moshgelgosha <sup>1</sup>, Ahmad Zamani<sup>2\*</sup>, Vahid Ahmadi<sup>3</sup>, Kouros Yazdjerdi<sup>4</sup>

1- Ph.D. student, Department of Geology, Shiraz Branch, Islamic Azad University, Shiraz, Iran, moshgelgosha45@gmail.com

2- Assistant Professor, Department of Geology, Shiraz Branch, Islamic Azad University, Shiraz, Iran, zamani\_a\_geol@yahoo.com

3- Assistant Professor, Department of Geology, Shiraz Branch, Islamic Azad University, Shiraz, Iran, v\_ahmadi\_geo@yahoo.com

4- Assistant Professor, Department of Geology, Shiraz Branch, Islamic Azad University, Shiraz, Iran, kyazd@yahoo.com

### Abstract

The folded Zagros is a part of the active Zagros belt in the southwest of Iran. This area has main faults and active rock formations, the activity of these faults has somehow affected the strata and sediments of different geological periods. In this study First, by studying satellite images and aerial photographs, five locations were selected in different parts of Fars and the hinterland of Bandar Abbas, and finally, the tectonostratigraphy of these locations was compared with each other. The sinology column and the paleogeographical map of these regions in the Miocene period were reconstructed Using the data obtained from five places of folded Zagros (Bastak, Bahar anticline, Arjan plain, Saadi mountain and Yasouj). The obtained results and the resulting diagrams were obtained using the RockWorks geological program. the minimum and maximum stratified thicknesses of the Miocene period formation in these five studied points are related to Arjan Plain and Saadi mountain sections By comparing the obtained results and the Hesar diagrams and the isopach map. It was done between the studied locations, which shows the highest thickness of this formation in the Arjan plain section and the lowest thickness is in Saadi Mountain. The facies changes of sedimentary rocks of the Miocene period seem to be due to the operation and activity of bedrock faults such as Kare Bes, Sabzpushan, Sarvestan and Kazeron faults in this region.

**Keywords:** Tectono-Stratigraphy, Tectonics, Zagros, Iran, Sedimentary Basin

---

\*Email: edus202302@outlook.com

Tel: +98917123456

## ۱- مقدمه

ایران سرزمین پلاتفرمی است که قدیمی‌ترین سنگ‌ها را در پی سنگ متبلور ایران با سن حدود ۱۰۰۰ تا ۱۵۰۰ میلیون سال مشخص شده است که در مقایسه با سنگ‌های بسیار قدیمی نسبت به سایر نقاط جهان (با حدود ۳۸۱۱ میلیون سال قدمت)، بسیار جوان هستند (Rahimi et al., 2022).

کمربند چین‌خورده و رانده زاگرس شامل یک توالی از پوشش رسوبی به ضخامت ۱۲ - ۷ کیلومتر با ترکیبی از لایه‌های مقاوم و نامقاوم است که از اوایل نئوپروتروزویک تا فانروزویک روی پی سنگ بلورین زاگرس قرار گرفته‌اند (Alavi, 2007; Allen and Talebian, 2011). کمربند کوهزایی زاگرس بخشی از رشته کوه آلپ-همالیا است که در اثر بسته شدن اقیانوس نئوتتیس ایجاد شده است. (خسرو تهرانی، ۱۳۸۴).

این کمربند کوهزایی دارای روند شمال باختر - جنوب خاور و دارای سه پهنه زمین‌ساختی از شمال خاوری به جنوب باختری است که به ترتیب عبارتند از: (۱) کمربند ماگمایی ارومیه دختر با عرض ۵۰ تا ۸۰ کیلومتر از سنگ‌های آتشفشانی درونی و بیرونی از نوع سنوزویک آند که این زون حاصل برخورد صفحات عربی - اوراسیا و فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته ایران در دوران میوسن میانی تا اواخر است. فعالیت آتشفشانی در این منطقه از دوره کرتاسه گسترش یافته است (e.g. Dargahi et al., 2010; Kananian et al., 2014; Rezaei-Kahkhaei et al., 2011; Sarjough-ian et al., 2012). (۲) زون سنندج - سیرجان شامل هسته دگرگونی منطقه ای، حاصل برخورد قاره‌ای زاگرس در باختر ایران است. این منطقه متشکل از گسله تراستی است که ورق‌های متعددی از واحدهای چینه‌ای فانروزویک دگرگون شده را از محل برخورد در شمال خاور به سمت بخش‌های داخلی ورق عربی (به سمت جنوب باختر) جابه‌جا نموده است (Mohajjz et al., 2003) و (۳) کمربند چین‌خورده و رورانده زاگرس که بخش خارجی کمتر تغییر شکل یافته کمربند کوهزایی را تشکیل می‌دهد و شامل ستونی از سنگ‌های چین‌خورده و گسل خورده به ضخامت ۴ تا ۷ کیلومتر بوده و عمدتاً شامل توالی‌های پالئوزویک

است که توسط ۳ تا ۵ کیلومتر سنگ‌های کربناته و آواری سنوزویک پوشیده شده‌اند. این زون، طول تخمینی ۱۸۰۰ کیلومتر، در اثر برخورد صفحه عربستان و صفحه اوراسیا بوجود آمده‌اند. عدم تطابق در سازند آسماری تختانی و فوقانی در ائوسن پسین و میوسن اولیه، همچنین در قسمت تختانی سازند آجاجاری در میوسن میانی و بخش پایینی سازند بختیاری در پلیوسن پسین و اواسط پلیستوسن نشان‌دهنده فعالیت‌های کوه‌زایی منطقه زاگرس هستند.. (Alavi, 1994; Berberian and King, 1981b; Ghasemi and Talbot, 2006; Mohajjz et al., 2003)

کمربند کوهزایی زاگرس محصول سه واقعه ژئوتکتونیک است: ۱- فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای (لیتوسفری) ایران در طی کرتاسه آغازین پسین.

۲- فرارانش پوسته اقیانوس نئوتتیس بر روی حاشیه قاره‌ای غیر فعال عربی در کرتاسه پسین (تورونین کامپانین). ۳- برخورد پوسته قاره‌ای عربی با پوسته ایران در کرتاسه پسین و پس از آن (Alavi, 1994). در کمربند کوهزایی زاگرس، سازوکار پهنه‌های گسلی امتداد لغز با روند شمالی به جنوبی از شمال باختر به جنوب خاور تغییر می‌کند. گسل اصلی زاگرس در بخش شمال خاوری کمربند زاگرس با روند شمال باختری - جنوب خاوری دارای شیب تند، و در بعضی مکان‌ها بصورت عمود مشخص می‌شود. امتداد این گسل تا میوان لرستان ادامه دارد و پس از ورود به عراق به طرف ایران کشیده شده است و تا نواحی سردشت دیده می‌شود.

در جنوب خاوری ایران، امتداد این گسل با طول کلی ۱۳۵۰ کیلومتر از نواحی فارس (نیریز) می‌گذرد. در نواحی فارس، گسل زاگرس دارای شیب کمتری است و اغلب به صورت روراندگی مشاهده می‌شود (نبوی، ۱۳۵۵).

بر اساس گزارش‌ها، حرکت اولیه گسل زاگرس مربوط به زمان زمین‌شناسی پرکامبرین است و این حرکت تا زمان حال ادامه دارد. این حرکات و پویایی گسل زاگرس نقش پیوسته‌ای در جهت چین‌خوردگی‌های اصلی دارد (Hoseinzadeh et al., 2015). کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس از فعال‌ترین



پهنه‌های لرزه‌خیزی فلات ایران است که رفتار لرزه خیزی آن در مناطق مختلفی مورد بررسی قرار گرفته است (صحرایی و همکاران، ۱۳۹۹)

از دیگر گسل‌های منطقه زاگرس که پویا و فعال است و چین خوردگی‌های منطقه خود را تحت تاثیر قرار می‌دهد گسل کازرون با طول حدود ۲۳۵ کیلومتر است. روند این گسل شمالی-جنوبی و با آزمون ۲۵ تا ۳۴۰ درجه است (Berberian and King, 1981a). این گسل یکی از بزرگ‌ترین گسل‌های عرضی با سازوکار راستالغز راست‌بر است. کنترل‌کننده‌ی رسوبات مرز باختری حوضه نمکی هرمز است. به گونه‌ای که چینه‌ها و رسوبات در پهنه‌های کازرون و برازجان در جهت راست گرد خم کرده و به حرکت درآورده است. تمام بخش‌های گسل کازرون فعال هستند اما به نظر می‌رسد که رفتاری غیر مستقل از یکدیگر در طی شکل‌گیری و دگرشکلی کمربند پیش‌خشکی چین‌خورده-رانده زاگرس نشان می‌دهند (سرکاری نژاد و همکاران، ۱۳۹۴).

از دیگر گسل‌های عرضی با روند شمالی-جنوبی و آزمون ۳۲۵ درجه، گسل کره بس است که خود از چندین پاره گسل تشکیل شده است. سازوکار این گسل امتداد لغز راست گرد است و سبب انحراف محور چین‌های تاقدیس در منطقه شده است. منطقه گذر این گسل به طول ۲۰۰ کیلومتر در ۸۰ کیلومتری خاور پاره گسل -برازجان (بخشی از پهنه گسلی کازرون) و ۴۵ کیلومتری باختر شیراز در منطقه کوهمره است. (Arian and Noroozpour, 2015).

گسل سبزپوشان از دیگر گسل‌های عرضی کمربند چین‌خورده زاگرس که قسمت‌های غربی دشت شیراز را تحت تاثیر خود قرار داده است. این گسیختگی ادامه شاخه جنوب خاوری گسل اردکان به نام گسل گویم و گسل زرقان است. با تغییر روند گسل‌های مذکور با راستای شمال به جنوب در آزمون ۳۵۰ درجه این گسیختگی ایجاد شده است. سازوکار این گسیختگی راستالغز راست گرد است. این گسیختگی به صورت پاره گسل‌هایی، سبب انحراف محور و خمش دماغه کوه دراک با سازوکار راست‌بر و تشدید فرایند فرونشینی لرزه‌خیزی کارخانه سیمان (باختر دشت شیراز) گردیده است (یوسفی و همکاران، ۱۳۸۱).

هم‌راستا با رویداد زاگرس، گسل‌های فراوان دیده می‌شود و با حرکت از شمال خاور به جنوب باختر فراوانی و جابه‌جایی آنها کاهش می‌یابد و در ناحیه جنوب باختری نورآباد (زون فروافتادگی دزفول) ظهور گسل‌ها کم است. دلیل این امر می‌تواند پوشش رسوبی ضخیم (حدود ۱۳ کیلومتر) و رخنمون‌های ناپایدار سازندهای گچساران، میشان و آغاجاری است که شرایط مناسبی برای استتار ناهنجاری‌های زیرسطحی بوجود آورده است. (Carruba et al., 2006). تغییرات تکتونیکی در یک زون می‌تواند باعث تغییر شرایط رسوب‌گذاری در حوضه‌های رسوبی شود. این تغییرات در شرایط پیشروی و پسروی آب دریا، ناپیوستگی‌های رسوبات و تغییرات فشار و دمای اعمال شده بر سنگ‌های منطقه می‌تواند اثر قابل توجهی داشته باشد. به عبارت دیگر، رویدادهای زمین‌ساختی باعث تغییرات رخساره سنگ می‌شود. از این رو، مطالعه حوضه‌های رسوبی کلیدی برای شناخت رویدادهای زمین‌ساختی و تغییرات تکتونیکی است (پروزمندان و احمدی، ۱۳۹۳). در این تحقیق تلاش شده است تا با بررسی قطعات چینه‌شناسی و مقایسه تغییرات ضخامت و ماده سازند در رخساره رسوبی میوسن در محدوده مورد نظر، اطلاعات بیشتری از تغییرات شرایط تکتونیکی منطقه و گسل‌ها و ساختارهای پنهان بدست آید.

## ۲- مناطق مورد مطالعه:

در این تحقیق پنج مکان در زاگرس چین‌خورده انتخاب شد و نمونه‌های گرفته شده و برش‌های انجام شده در این مکان‌ها مورد مطالعه قرار گرفته شد (شکل ۱)

خصوصیات مناطق مورد مطالعه شامل:

۱-۲- کوه سعیدی: منطقه کوه سعیدی که در ۲۵ کیلومتری جنوب خاوری شیراز با مختصات جغرافیایی  $29^{\circ}31'00''N$  و  $48^{\circ}56'00''E$  است. مقطع برداشت شده از سازندهای آسماری (الیگو-میوسن)، جهرم (پالئوسن پسین تا ائوسن میانی) است. در منطقه سازند رازک (میوسن) وجود دارد.

۲-۲- یاسوج: برش چینه‌شناسی از سازندهای آسماری (الیگو-میوسن) و پابده (ائوسن) منطقه یاسوج با موقعیت جغرافیایی  $27^{\circ}30'00''N$   $48^{\circ}51'00''E$  مکان دوم انتخابی این تحقیق است.

نزدیکی شهر بستک انتخاب شد و این برش از سازند گچساران (میوسن) با موقعیت جغرافیایی منطقه  $E^{\circ}00'23'54$  و  $N^{\circ}00'12'27$  .  
 ۲-۵- دشت ارژن: برشی از سازند گچساران در منطقه دشت ارژن در ۶۰ کیلومتری باختر شیراز از کمر بند با موقعیت جغرافیایی  $E^{\circ}00'57'51$   $N^{\circ}00'40'29$  نمونه برداری انجام شد.

۲-۳- تاقدیس بهار: در ۳۱ کیلومتری جنوب غرب فرشبند از کمر بند زاگرس مرتفع در فارس داخلی تاقدیسی بنام بهار با موقعیت جغرافیایی  $E^{\circ}00'17'52$  و  $N^{\circ}00'37'28$  که از سازندهای آسماری (الیگو-میوسن) پابده (ائوسن) و گچساران (میوسن) مطالعه انجام شد و برش هایی از این منطقه برای تحقیقات استفاده شد.  
 ۲-۴- بستک: موقعیت چینه‌شناسی مورد مطالعه در



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی برش های مورد مطالعه (کادر قرمز رنگ) - زاگرس جنوب باختری ایران (Google earth)

۳- روش مطالعه:  
 پس از انتخاب پنج منطقه از مناطق زاگرس، ابتدا عکس‌های هوایی و ماهواره‌ای و نقشه‌های زمین‌شناسی لازم تهیه و بررسی شد. با بازدیدهای صحرایی از مناطق، ستون‌های چینه‌شناسی در هر مکان بطور جداگانه تهیه شد. سپس با توجه به ستون‌های چینه‌شناسی زون‌ها، نمودار حصار و نقشه ایزوپاک با استفاده از نرم افزار زمین‌شناسی RockWorks تهیه شد و همچنین نقشه جغرافیای دیرینه در دوره میوسن ترسیم شد. برای رسیدن به اهداف تعیین شده در این پژوهش، پس از جمع‌آوری داده‌های اولیه و تهیه ستون‌های چینه‌شناسی با کارهای قبلی مرتبط که پژوهشگران پیشین انجام داده‌اند (مانند توللی، ۱۳۸۹؛ Arian؛ Alavi, 1994؛ Bahroudi and Koyi, 2004؛ and Noroozpour, 2015) ترسیم شد.

مقایسه انجام شد و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. سپس روند تکاملی محیط رسوبگذاری و نقش تکتونیک و اثر گسل‌ها در نهشته‌های رسوبگذاری تفسیر شد و در نهایت الگوی محیط و نقشه‌های هم‌ضخامت مربوط به دوره میوسن برای همه‌ی مناطق ترسیم شد. با الگوی محیط‌ها و ترسیم این نوع از مدل‌ها به آسانی رسوبگذاری و چینه‌های دوره میوسن می‌توان با یکدیگر مقایسه کرد. بر اساس داده‌های موجود، نمودار نرده‌ای مقاطع ترسیم شد و ضخامت سازندها در این مرحله نیز مقایسه شد (شکل ۴). نقشه هم‌ضخامت مقاطع در این دوره (میوسن) نیز ترسیم شد.

#### ۴- تجزیه و تحلیل داده‌ها:

به ضخامت تقریبی ۲۵ متر از سازند آسماری و مارن ماسه سنگی از سازند رازک با ضخامت حدود ۸۰ متر مشاهده می‌شود (شکل ۲).

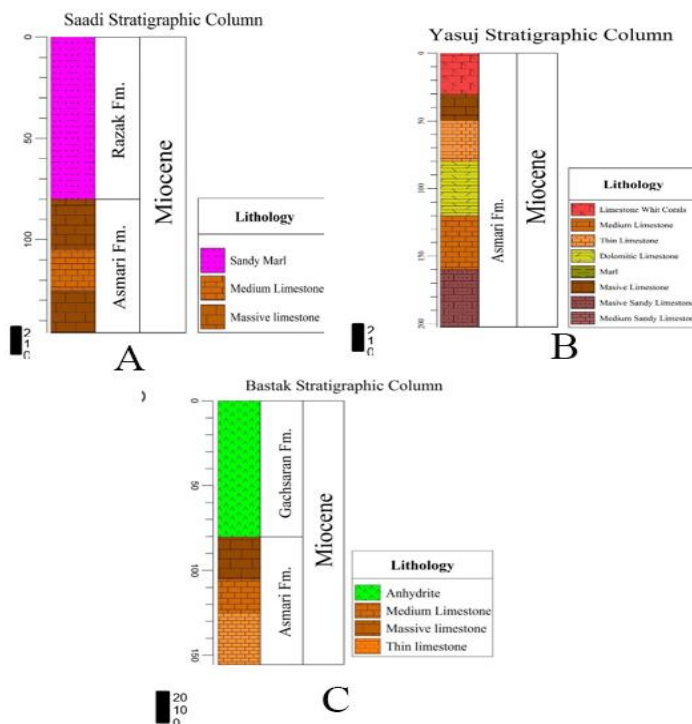
در منطقه یاسوج از سازند آسماری، آهک لایه ضخیم به ضخامت ۲۰ متر و آهک مرجان دار به ضخامت ۳۰ متر نهشته شده‌است. حد زیرین سازند آسماری رخنمون ندارد و دلیل آنرا می‌توان تکتونیک فعال منطقه یاسوج و فرسایش رسوبات تبخیری سازند در نظر گرفت. بدین صورت برش یاسوج را می‌توان یک برش کامپوزیت در نظر گرفت (شکل ۲).

در برش دشت ارژن و تاقدیس بهار انیدریت با ضخامت تقریبی ۸۰ متر از سازند گچساران دیده می‌شود (شکل ۳).

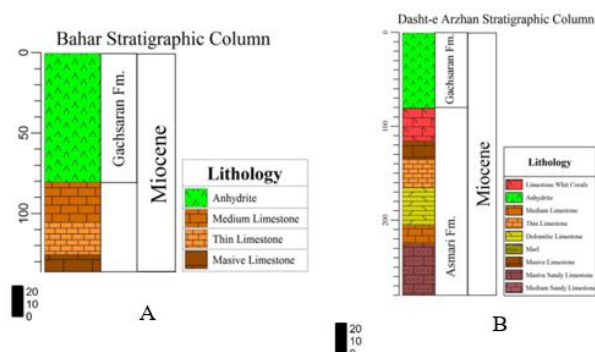
با ترسیم ستون‌های چینه‌شناسی هر منطقه بطور جداگانه، سازندهای هر منطقه تفسیر و با یکدیگر مطابقت داده شد. ضخامت و وضعیت قرارگیری چینه‌های نهشته شده در هر سازند در دوره میوسن هر منطقه تحلیل انجام شد.

در منطقه بستک سازند جهرم به ضخامت ۴۰ متر (در ائوسن) با یک ناپیوستگی زیر سازند آسماری قرار دارد و مرز بالایی سازند آسماری، لایه انیدریت سازند گچساران با ضخامت ۸۰ متر (در انتهای میوسن) است (شکل ۲).

در ستون چینه‌شناسی سعدی آهک میان لایه با ضخامت تقریبی ۲۵ متر و سنگ آهک لایه ضخیم



شکل ۲- ستون چینه‌شناسی منطقه سعدی (A)، یاسوج (B) و بستک (C)



شکل ۳- ستون چینه‌شناسی منطقه دشت ارژن (A) و تاقدیس بهار (B)



سروستان در منطقه، همگی حکایت از فعالیت زمین‌ساختی فعال منطقه دارد. وجود ضخامت زیاد رسوبات آهکی کم‌عمق ائوسن (سازند جهرم) در منطقه و عدم وجود رسوبات دریایی (عمیق) سازند پابده نشان‌دهنده کم‌عمق بودن حوضه رسوبی ائوسن در این منطقه دارد. از این رو عملکرد گسل‌ها و گنبد‌های نمکی مذکور نقش مؤثری در کم‌عمق شدن حوضه رسوبی ائوسن در منطقه داشته است.

هرچند شایان ذکر است که این موضوع در سایر دوره‌های زمین‌شناسی نیز اهمیت دارد. وجود برونزد سازندهای آهکی ریفی در منطقه در کرتاسه بالایی و جایگزینی آن با سازند گورپی نشان می‌دهد که در زمان‌های قدیم این عامل تکتونیکی نقش اساسی در ارتقای حوضه‌های رسوبی داشته است.

یاسوج از نظر ساختاری در زون زاگرس چین‌خورده و زاگرس مرتفع قرار دارد. این زون از نظر چین‌شناسی در منطقه لرستان است. در این منطقه وجود رسوبات شیلی و دریایی سازند پابده به‌طور پیوسته در زیر رسوبات سازند آسماری قرار می‌گیرد و به دلیل عمیق بودن حوضه رسوبی ائوسن، عملکرد فاز پیرنه در این زون دیده نمی‌شود. اما وجود گسل‌های بزرگ کازرون و گسل اصلی زاگرس در منطقه، نشان‌دهنده فعالیت بالای زمین‌ساختی در منطقه است (شکل ۵).

با توجه به وجود گسل‌های فعال در منطقه‌های مورد مطالعه و ترسیم ستون چین‌شناسی هر منطقه به‌طور جداگانه، نقشه‌های هم‌ضخامت سازندهای دوره میوسن ترسیم شد (شکل ۵).

فعالیت گسل‌های پی‌سنگی در این حوضه‌ی رسوبی باعث فرونشست شده است که این موضوع در فروافتادگی دزفول کاملاً مشهود است. یکی از شواهد و تاثیرگسل‌ها بر روی رسوبات این حوضه، ضخامت زیاد رسوبات عمیق سازندهای پابده و گورپی در منطقه است.

با تحلیل نمودار نرده‌ای زیست‌چینه‌ای دوره‌های ائوسن و میوسن در مکان‌های مورد مطالعه شباهت و تفاوت چین‌های دوره میوسن در این نقاط مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۶)

گراپن دشت ارژن در زون گسلی چین‌خورده زاگرس و ناحیه داخلی فارس قرار دارد. گذر گسل‌های عرضی

منطقه بستک از نظر تقسیم‌بندی ساختاری در زون چین‌خورده زاگرس قرار دارد و از نظر چین‌شناسی در ناحیه ساحلی فارس یا هینترلند بندرعباس قرار دارد (Hoseinzadeh et al., 2015).

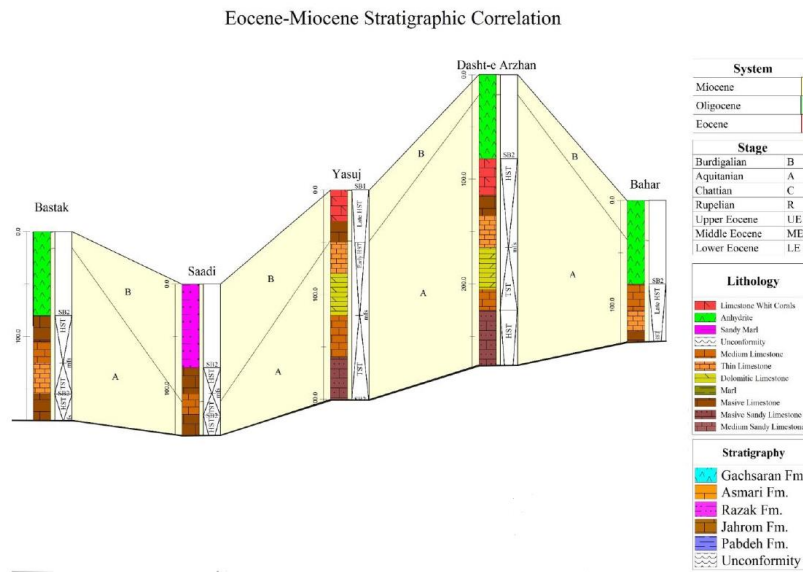
با ترسیم نمودار تطابق چین‌های مناطق مورد مطالعه، لایه‌های رسوبی ته‌نشین شده در هر سازند مورد مقایسه قرار گرفت (شکل ۴)

در این پهنه وجود گنبد‌های نمکی و عملکرد گسل‌های مختلف در منطقه از جمله گسل‌های لار و گسل پیشانی کوه‌های زاگرس نشان‌دهنده فعالیت زمین‌ساختی این منطقه است. وجود فازهای ناپیوستگی از جمله ناپیوستگی فرسایشی بین سازندهای جهرم و آسماری به دلیل عدم وجود رسوبات ائوسن بالا قابل مشاهده است (توللی، ۱۳۸۹). همچنین نهشته‌های رسوبی سازند جهرم (ائوسن) معادل رسوبات سازند پابده (ائوسن) از نظر زمین‌ساختی در منطقه بسیار قابل توجه است. در نتیجه، با توجه به اثرات زمین‌ساختی منطقه، وجود این موضوع نقش مؤثری داشته است که می‌توان آن را معادل عملکرد پارامترهای زمین‌ساختی فوق‌الذکر دانست. به‌عبارت دیگر، عملکرد گنبد‌های نمکی و گسل تراست لار و گسل پیشانی زاگرس نقش اساسی در ارتقای حوضه رسوبی ائوسن و رسوبات آهکی کم‌عمق جهرم به‌عنوان معادل‌های جانبی با رسوبات شیلی و عمیق دریایی سازند پابده ایفا کرده‌اند. قابل توجه است که عملکرد فاز کوهزایی پیرنه در طول ائوسن فوقانی-الیگوسن در سراسر زاگرس مشهود بود (توللی، ۱۳۸۹).

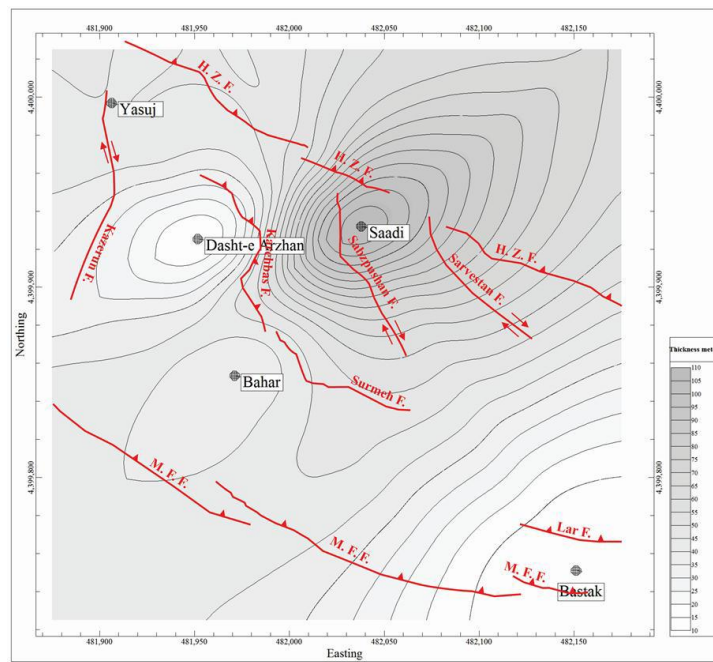
منطقه کوه سعیدی از نظر ساختاری در پهنه زاگرس چین‌خورده است. گسل چین‌خورده زون زاگرس و از نظر لایه‌بندی در پهنه داخلی فارس قرار دارد (عبادتی، ۱۳۸۵).

در این منطقه رسوبات ائوسن میانی (سازند جهرم) و رسوبات الیگوسن (سازند آسماری) دارای رخنمون قابل توجهی هستند. در این منطقه وجود ناپیوستگی فرسایشی و عدم وجود رسوبات ائوسن فوقانی را می‌توان مشاهده کرد که می‌توان آن را معادل عملکرد فاز کوهزایی پیرنه در نظر گرفت (خسرو تهرانی، ۱۳۸۴).

همچنین وجود گسل‌های داریان، سروستان و سبزپوشان و گنبد‌های نمکی داریان در نزدیکی کوه گدوان و

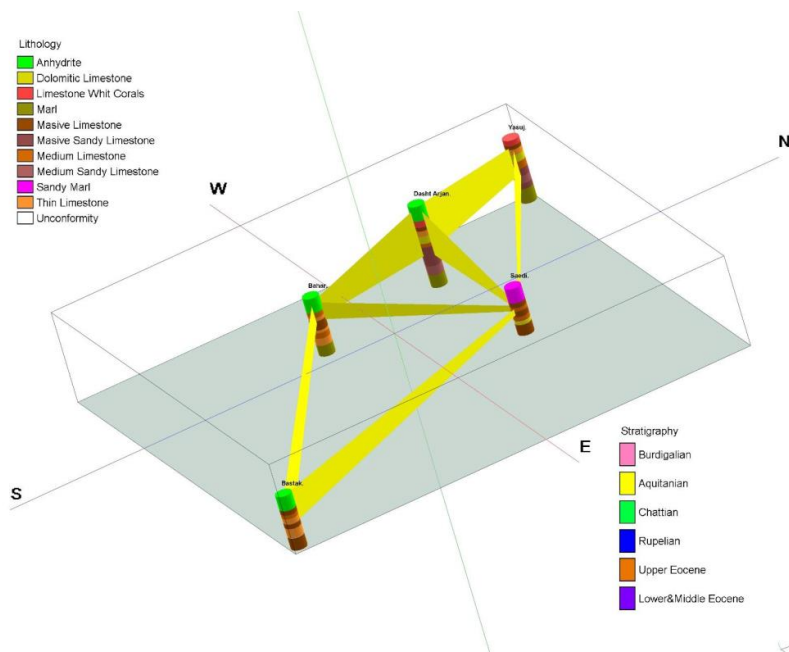


شکل ۴- دیاگرام تطابق سنگ چینه ای رسوبات ائوسن- میوسن با نگرش بر تغییرات ضخامت



شکل ۵- نقشه هم ضخامت چینه های دوره میوسن بالایی با گسل های موجود در منطقه (HZF= گسل زاگرس مرتفع، MFF= گسل جلویی زاگرس)





شکل ۶- نمودار نرده ای زمان زیست چینه ای مناطق مورد مطالعه

علاوه بر شرایط تکتونیکی جزئی و محلی، تغییرات شرایط اقلیمی نیز نسبتاً مؤثر است. اما به‌طور کلی عمق رسوبات در سازند رازک قابل توجه است.

#### ۵- بحث و نتیجه گیری:

طبق مطالعه برش‌های تهیه شده و نقشه‌های هم‌ضخامت که از سازندهای منطقه بدست آمده است، بیشترین ضخامت سنگ چینه‌ای در دوره میوسن در برش دشت ارژن (۲۰۰ متر) و کمترین ضخامت مربوط به برش کوه سعدی واقع در غرب شیراز حدود ۷۰ متر است. همچنین سازند آسماری در برش دشت ارژن دارای بیشترین ضخامت و در کوه سعدی کمترین ضخامت را دارا است.

طبق نمودارهای ترسیم‌شده، رخساره‌های رسوبی دارای روند شمال باختر- جنوب خاور از رسوبات انیدریتی سازند گچساران در برش دشت ارژن (کم‌عمق) به رسوبات دریایی سازند رازک و سازند آهکی آسماری (عمیق - پیشروی) در منطقه سعدی تغییر می‌کند که این موضوع نشانگر تغییرات عمق حوضه به دلیل فعالیت‌های زمین‌ساختی در منطقه است (شکل ۸).

واحد چینه میوسن با یک روند پسروی سازند گچساران آغاز می‌شود که در نقاط مختلف زاگرس و نواحی مورد مطالعه به سازندهای میشان و حتی آغا جاری نیز ادامه پیدا می‌کند. واحد چینه فوق‌الذکر مربوط به فازهای آخر کوهزایی آلپی است. البته

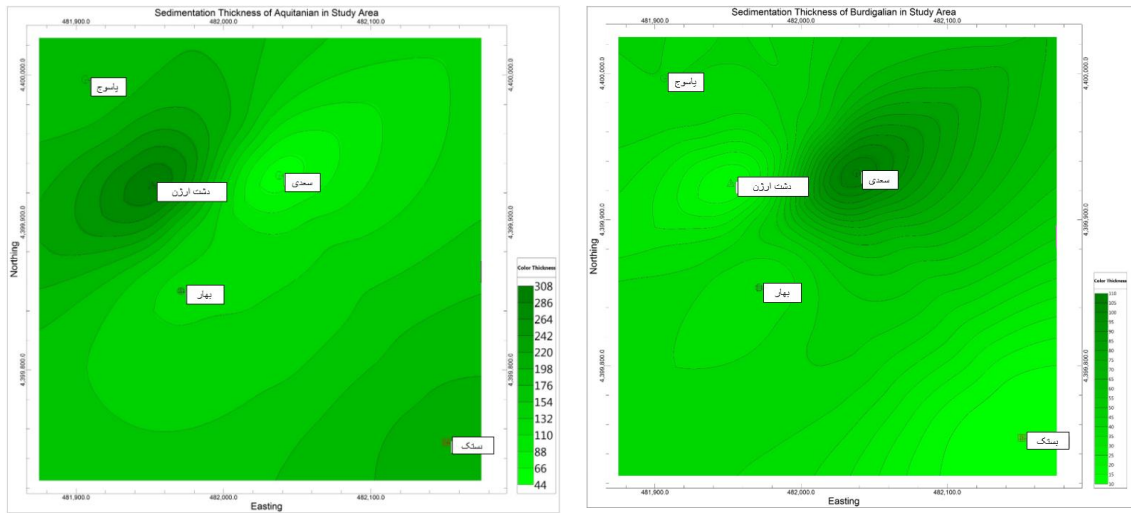
کره بس و سبزپوشان از نزدیکی این منطقه، شواهدی از فعالیت زمین‌ساختی فعال در این ناحیه است.

رسوبات شیلی سازند پابده و تداوم رسوبی بین سازند آسماری در این ناحیه نشان می‌دهد که فاز کوهزایی پیرنه به دلیل عمق زیاد حوضه رسوبی دیده نمی‌شود. شباهت این منطقه با منطقه یاسوج چشمگیر است. بطور کلی در تمامی مناطق مورد مطالعه، نهشته‌های سازند گچساران و سازند رازک رسوبات فوقانی سازند آسماری (الیگوسن-میوسن) را تشکیل می‌دهند. در بستک، تاقدیس بهار، یاسوج و دشت ارژن سازند تبخیری گچساران بر روی سازند آسماری است (شکل ۷).

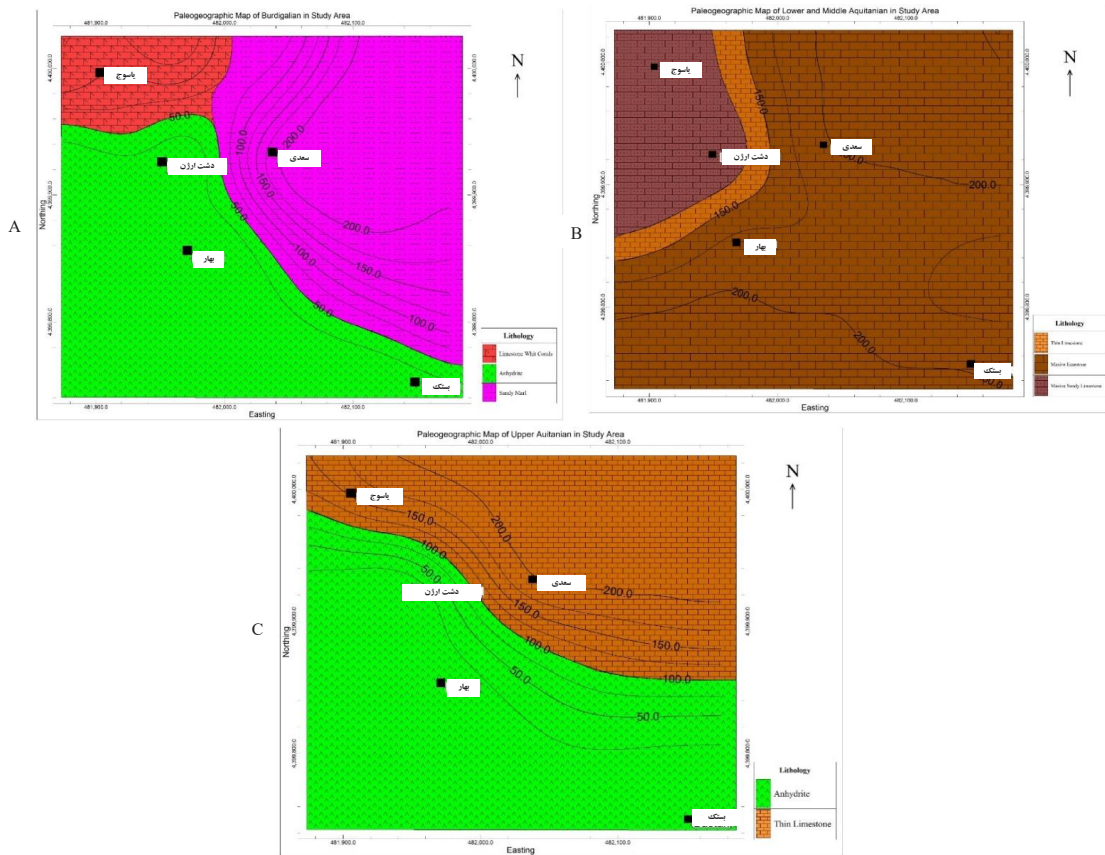
در منطقه سعدی قسمت فوقانی سازند آسماری، مارن ماسه سنگی سازند رازک قابل مشاهده است.

با توجه به این موضوع چین خوردگی در کل منطقه زاگرس مشاهده می‌شود. تغییرات جانبی سازندهای گچساران و رازک را می‌توان در مناطق مورد مطالعه را می‌توان به دلیل فرونشست زمین و عملکرد گسل‌های پی سنگی منطقه دانست.

با مطالعه نمودارهای زیست چینه‌ای در اشکوب آکوئیتانین (Aquitanian) و بوردیگالین (Burdigalian) تغییرات عمق حوضه بررسی شد. لازم به ذکر است که تغییر ضخامت حوضه رسوبی سازندهای گچساران و رازک نسبت به یکدیگر بسیار جزئی است. در نتیجه،



شکل ۷- نقشه ضخامت نهشته شده اشکوب بوردیگالین (Burdigalian) تصویر بالا و اشکوب آکوئیتانین (Aquitanian) تصویر پایین از دوره میوسن در مناطق مورد مطالعه



شکل ۸- نقشه جغرافیای دیرین A-اشکوب بوردیگالین (Burdigalian) B-اشکوب آکوئیتانین پایینی-میانی (Lower-middle Aquitanian) C (Aquitanian) -اشکوب آکوئیتانین بالا (upper Aquitanian) از دوره میوسن

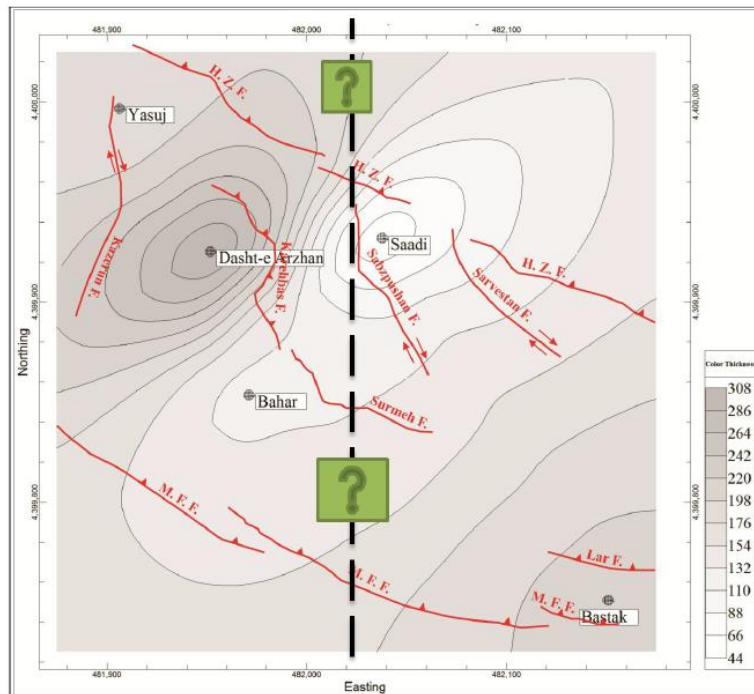


از جمله تغییر رخساره (تبدیل سازند رازک به سازند گچساران) و یا تغییر ضخامت عمق حوضه‌های رسوبی در سایر نواحی را می‌توان نتیجه گرفت. بررسی‌های تکتونو چینه‌شناسی در این مقاله نشان می‌دهد که تغییرات عمق حوضه رسوبی و تغییرات رخساره‌ای در سازندهای منطقه مورد مطالعه تحت تأثیر گسل‌های منطقه و حتی وجود گسل‌های احتمالی پنهان منطقه هستند. برخی از این تغییرات در راستای روند عربی و پیروی از آن و برخی دیگر در راستای روند زاگرس بوده و چینه‌شناسی آنها متأثر از این گسل‌ها بوده است (شکل ۹)

روند‌های پیشروی و پسروی که با دسته رخساره‌های ساکنی قابل مشاهده است، در این واحد به خوبی شهود دارد.

فعالیت تکتونیکی منطقه و عملکرد گسل‌های پی سنگی از جمله گسل کره بس و زاگرس در دوره میوسن بالایی علت تغییر رخساره و ته نشست چینه‌ها در این دوره است.

با توجه به عملکرد گسل‌های مطرح شده، برخی از آنها دارای روند شمالی-جنوبی (گسل کازرون) و برخی دیگر دارای روند شمال غربی-جنوب شرقی (گسل زاگرس) هستند و تأثیر آنها بر زمین ساخت منطقه



شکل ۹- نقشه هم ضخامت میوسن پایینی و بالایی با گسل‌های امروزی و گسل‌های احتمالی (در امتداد روند عربی) (H.Z.F.= گسل زاگرس مرتفع، M.F.F.= گسل جلویی زاگرس)

تنش دیرینه و جنبش شناختی با استفاده از خش لغزهای گسلی قائمیه، جنوب باختر ایران، زمین ساخت، ۱ (۳): ۹۷-۱۱۶. صحرائی، ح.، علوی، س. ا.، احتشامی معین آبادی، م. ۱۳۹۹. تغییرات لرزه‌خیزی در زاگرس چین - رانده (حدفاصل گسل‌های کازرون و سروستان)، زمین ساخت، ۴ (۱۶): ۱-۲۲. مطیعی، ه. ۱۳۸۲. زمین شناسی ایران، چینه‌شناسی زاگرس، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. نبوی، م. ح. ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی کشور.

## منابع

آقاباتی، ع. ۱۳۸۵. زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. پیروزمندان، م. ع. و احمدی، و. ۱۳۹۳. تکنیک‌های زمین شناسی صحرائی، نشر نگره. توللی، ر. ۱۳۸۹. مطالعه بایواستراتیگرافی و محیط رسوبی سازند میشان در جنوب غرب بستک (استان هرمزگان). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد شیراز. خسرو تهرانی، خ. ۱۳۸۴. زمین شناسی ایران، انتشارات کلیدر. سرکاری نژاد، خ.، وقاری، پ.، کمالی، ز. ۱۳۹۴. واکاوی‌های



- W. H., Styles of Continental Contraction: Geological Society of America Special Paper 414, p. 11–32.
- Dargahi, S., Arvin, M., Pan, Y., Babaei, A. 2010. Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Urumieh–Dokhtar magmatic assemblage, Southwestern Kerman, Iran: constraints on the Arabian–Eurasian continental collision. *Lithos*, 115(1-4), 190-204.
- Fazeli, Sh., Amiri, V. 2011. Biostratigraphy and Lithostratigraphy Asmari Formation in South East Shiraz (Fars province). Master's thesis, Islamic Azad University, Shiraz branch.
- Ghasemi, A., Talbot, C. J. 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26(6), 683-693.
- Ghoutbi, N. 2018. Sequence stratigraphy and biostratigraphy of Asmari Formation in the Taghdis-e-bahahr, Fars Province (Zagros zone). Master's thesis, Islamic Azad University, Shiraz branch.
- Hoseinzadeh, M., Daneshian, J., Moallemi, S. A., Solgi, A. 2015. Facies analysis and depositional environment of the Oligocene-Miocene Asmari Formation, Bandar abbas hinterland, Iran. *Open Journal of Geology* 5(04), 175.
- Kananian, A., Sarjoughian, F., Nadimi, A., Ahmadian, J., Ling, W. 2014. Geochemical characteristics of the Kuh-e Dom intrusion, Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc (Iran): Implications for source regions and magmatic evolution. *Journal of Asian Earth Sciences* 90, 137-148.
- Lescuyer, J. L., Riou, R. 1976. Géologie de la région de Mianeh (Azerbaijan): Contribution a l'étude du volcanisme Tertiaire de l'Iran. Université Scientifique et Médicale de Grenoble.
- Mohajjel, M., Fergusson, C., Sahandi, M. 2003. Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21(4), 397-412.
- Piroozmandan, M., Zamani, A., Ahmadi, V. 2013. Tectonostratigraphy of Lower Cretaceous sediments in Central Iran, Zarand Kerman, Conference Paper
- Alavi, M. 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* 229(3-4), 211-238.
- Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros fold thrust belt in Iran. *American Journal of Science* 307, 1064–1095.
- Allen, M., Talebian, M., 2011. Structural variation along the Zagros and the nature of the Dezful Embayment. *Geological Magazine* 148, 911-924
- Amidi, S. M., Emami, M. H., Michel, R. 1984. Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of Central Iran and its geodynamic situation. *Geologische Rundschau* 73(3), 917-932.
- Amidi, S. M., Michel, R. 1985. Cenozoic magmatism of the Surk area (central Iran) stratigraphy, petrography, geochemistry and their geodynamic implications. *Geologie Alpine* 61, 1-16.
- Amirshahkarami, M. 2013. Microfacies correlation analysis of the Oligocene-Miocene Asmari Formation, in the central part of the Rag-e-Safid anticlinal oil field, Zagros Basin, south-west Iran. *Turkish Journal of Earth Sciences* 22(2), 204-219.
- Arian, M., Noroozpour, H. 2015. Seismic Activity and Fractal Geometry of Kareh Bas Fault System in Zagros, South of Iran. *Open Journal of Geology* 5(05), 291.
- Bahroudi, A., Koyi, H. A. 2004. Tectono-sedimentary framework of the Gachsaran Formation in the Zagros foreland basin. *Marine and Petroleum Geology* 21 (10), 1295-1310.
- Berberian, M., King, G. 1981a. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18(2), 210-265.
- Berberian, M., King, G. 1981b. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: Reply. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18(11), 1764-1766.
- Carruba, S., Perotti, C. R., Buonaguro, R., Calabrò, R., Carpi, R., Naini, M., 2006, Structural pattern of the Zagros fold-and-thrust belt in the Dezful Embayment (SW Iran), in Mazzoli, S., and Butler, R.



September 2013

Rahimi, M., Zamani, A., Ghotbi, A. R. 2022. The study of seismicity of Alborz (Northern Iran) and Zagros (Southern Iran) regions by using time series analysis. *Acta Geophysica* 70(1), 27-37.

Rezaei-Kahkhaei, M., Galindo, C., Pankhurst, R. J., Esmaily, D. 2011. Magmatic differentiation in the calc-alkaline Khalkhab–Neshveh pluton, Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 42(3), 499-514.

Richardsons, R. 1924. The geology and oil measures of southwest Persia: *Journal of the Institute of Petroleum Technology* v. 10.

Rokni, S. 2019. Biostratigraphy and Sequence stratigraphy in Coastal and interior Fars (Zagros zone). Master's thesis, Islamic Azad University, Shiraz branch.

Sabzehei, M. 1974. Les Mélanges ophiolitiques de la région d'Esfandagheh (Iran méridional). E'tude pétrographique et structurale, interprétation dans Le Cadre Iranien. Thesis.

Sarjoughian, F., Kananian, A., Haschke, M., Ahmadian, J., Ling, W., Zong, K. 2012. Magma mingling and hybridization in the Kuh-e Dom pluton, Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 54, 49-63.

Stoecklin, J. 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG Bulletin*, 52(7), 1229-1258.

Van Bockh, H., Lees, G., Richardson, F., Gregory, J. 1929. Contribution to the Stratigraphy and Tectonics of the Iranian Ranges 1. In: Gregory J.W. (ed), *The Structure of Asia*. Routledge, London, 119 pp.