

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده علوم زمین

گروه تکنونیک

پایان نامه کارشناسی ارشد

عنوان

**تحلیل ساختاری تاقدیس بورخ (شمال شهرستان بستک)
در کمر بند چین خورده - رانده زاگرس**

عبدالوهاب افروغ

اساتید راهنما

دکتر رمضان رضانی اومالی

دکتر ناصر حافظی مقدس

استاد مشاور

دکتر سلمان جهانی

دکتر احمد نوحه گر

پایان نامه ارشد جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

بهمن ماه ۱۳۹۰



دانشگاه صنعتی شاهرود

مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره (۶)

بسمه تعالی

شماره :

تاریخ :

ویرایش :

فرم صورتجلسه دفاع از پایان نامه تحصیلی دوره کارشناسی ارشد

با تأییدات خداوند متعال و با استعانت از حضرت ولی عصر (عج) ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد آقای عبدالوهاب افروغ رشته زمین‌شناسی گرایش تکتونیک تحت عنوان تحلیل ساختاری تاقدیس بورخ (شمال شهرستان بستک) در کمربند چین خورده-رانده زاگرس که در تاریخ ۹۰/۱۱/۱۷ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می‌گردد:

<input type="checkbox"/> قبول (با درجه: <u>ب</u> <u>ب</u> <u>ب</u> امتیاز <u>۴۸۱</u>)	<input type="checkbox"/> دفاع مجدد	<input type="checkbox"/> مردود
--	------------------------------------	--------------------------------

۲- بسیار خوب (۱۸ - ۱۸/۹۹)

۱- عالی (۱۹ - ۲۰)

۴- قابل قبول (۱۴ - ۱۵/۹۹)

۳- خوب (۱۶ - ۱۷/۹۹)

۵- نمره کمتر از ۱۴ غیر قابل قبول

عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنما	دکتر رمضان رضایی اومالی	استاد	
۲- استاد راهنما	دکتر ناصر حافظی مقدس	دانشیار	
۳- استاد مشاور	دکتر سلمان جهانی	استاد	
۴- استاد مشاور	دکتر احمد نوحه‌گر	استاد	
۵- نماینده شورای تحصیلات تکمیلی	فریبا فرزاد	استاد	
۶- استاد ممتحن	دکتر پرویز امیدی	استاد	
۷- استاد ممتحن	دکتر محسن خادمی	استاد	

رئیس دانشکده:

دانشگاه صنعتی شاهرود

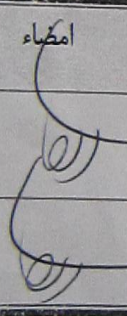
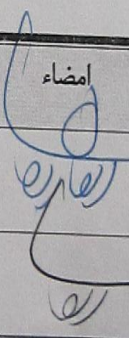
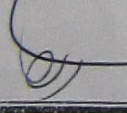
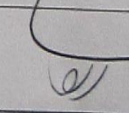
دانشکده : علوم زمین


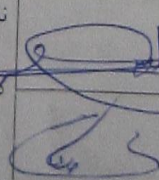
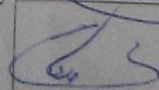
گروه : تکتونیک

پایان نامه کارشناسی ارشد آقای عبدالوهاب افروغ

تحت عنوان: تحلیل ساختاری تاقدیس بورخ (شمال شهرستان بستک) در کمربند چین خورده-رانده زاگرس

در تاریخ ۹۰/۱۱/۱۷ توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد مورد ارزیابی و با درجه
مورد پذیرش قرار گرفت.

امضاء	اساتید مشاور	امضاء	اساتید راهنما
	نام و نام خانوادگی : دکتر سلمان جهانی		نام و نام خانوادگی : دکتر رمضان رضانی اومالی
	نام و نام خانوادگی : دکتر احمد نوحه گر		نام و نام خانوادگی : دکتر ناصر حافظی مقدس

امضاء	نماینده تحصیلات تکمیلی	امضاء	اساتید داور
	نام و نام خانوادگی : دکتر فریاد فرزند		نام و نام خانوادگی : دکتر پرویز امیدی
			نام و نام خانوادگی : دکتر محسن خادمی

پروردگارا!

نه میتوانم موباشان را که در راه عزت من سفید شد، سیاه کنم و نه برای دستهای پینه بسته شان که شمره تلاش برای افتخار من است، مرهمی دارم. پس تو فیتقم ده که حر

نخط سگر گزارشان باشم و ثانیه های عمرم را در عصای دست بودنشان بگذرانم.

تقدیم به:

به مادرم، دریای بی کران خداکاری و عشق که وجودم برایش بمنج بود و وجودش برایم همه مهر

و روح پاک پدر که عالمانه به من آموخت تا چگونه در عرصه زندگی، ایستادگی را تجربه نمایم

تقدیر و تشکر

حمد و سپاس ایزد جهان آفرین راست که اختران رخشان به پرتو روشنی و پاکی او تابنده‌اند و چرخگردان به خواست و فرمان او پاینده، آفریننده‌های که پرستیدن تنها او را سزاست و بر من ارزانی داشتو من را یاری فرمود تا گامی دیگر در راه پیشرفت علمی خویش بردارم.

با سپاس از اساتید ارجمند آقایان دکتر رمضان رضانی اومالی و دکتر ناصر حافظی مقدس که با راهنماییها و صبر و حوصله بسیارشان در طول دوران تحصیل و همچنین در تمام مراحل اجرای این تحقیق، علاوه بر معلم درس برای من معلم اخلاق نیز بوده‌اند. توفیق روز افزون ایشان را از خداوند متعال خواستارم.

از اساتید مشاور بزرگوارم آقایان دکتر سلمان جهانی و دکتر احمد نوحه‌گر که با راهنمایی‌های ارزشمند خود مرا یاری نموده‌اند بینهایت سپاسگزارم.

از تمام اساتیدی که در دوران تحصیل در مقطع کارشناسی ارشد به نحوی افتخار شاگردی در محضرشانرا داشتم از جمله آقایان دکتر امیدی، دکتر طاهری، دکتر کاظمی، دکتر خالوکاکائی و دکتر طاهری شهرآئین صمیمانه متشکرم.

همچنین از آقایان دکتر معتمدی، دکتر عبدالهی فرد، دکتر رضائی، مهندس باقری و خانم مهندس مقتدر، که هر کدام به‌گونه‌ای در انجام این تحقیق این جانب را یاری نموده‌اند، صمیمانه تشکر میکنم. از همه دوستان بزرگوار و مهربانم آقایان قاسمی گوربندی، کردوانی، محمودی‌نیکو، احمدی ششده، قادری، درویش‌پور، فتحی هفشجانی، نورافکن، محمودی، دوراندیش، قاسم‌زاده، شفیع‌ی، میرزاوند، شمس، واردی، شکری، شمسی، رستمی زرین‌آبادی، زارعی و یوسفی که در تمام مراحل این تحقیق مرا یاری داده‌اند، بسیار متشکرم.

از خانواده محترم و عزیزم، پدر گرامی و مادر فداکار و صبورم، برادران و خواهران عزیزم که در طی سالهای تحصیل اینجانب زحمات زیادی را متقبل شده‌اند و همواره پشتیبان و یاور من بوده‌اند کمال تقدیر و تشکر را نموده، سلامت و به‌روزی ایشان را از درگاه خداوند منان آرزو دارم.

تعهد نامه

اینجانب عبدالوهاب افروغ دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین شناسی-تکتونیک دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه تحلیل ساختاری تاقدیس بورخ (شمال شهرستان بستک) در کمربند چین خورده-رانده زاگرس تحت راهنمایی رمضان رضانی اومالی و دکتر ناصر حافظی مقدس متعهد می شوم .

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است .
- در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است .
- مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است .
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « Shahrood University of Technology » به چاپ خواهد رسید .
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است .
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاقی انسانی رعایت شده است .

تاریخ ۹۰/۱۲/۲۰
امضای دانشجو افروغ

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج ، کتاب ، برنامه های رایانه ای ، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد . این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود .
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

چکیده

کمربند چین خورده - رانده زاگرس به خاطر دارا بودن چین‌های بزرگ، منظم و جوان و همچنین ذخایر هیدروکربوری موجود در بسیاری از تاقدیس‌های آن، جایگاه ویژه‌ای داشته و به عنوان یکی از غنی‌ترین ایالت‌های هیدروکربوری حاوی ۸/۶٪ مخازن نفت و ۱۵٪ مخازن گاز اثبات شده جهانی می‌باشد، لذا شناخت دقیق‌تر تاقدیس‌ها و تحلیل دگرریختی‌های آنها از بنیادی‌ترین موضوعات زمین‌شناسی نفت زاگرس محسوب می‌شود. در این تحقیق که در چارچوب پایان‌نامه مقطع کارشناسی ارشد زمین‌شناسی، گرایش زمین‌ساخت انجام شده، تلاش شده است با مطالعه تاقدیس بورخ که در شمال-شمال شرق شهرستان بستک در بخش فارس کمربند چین خورده - رانده زاگرس واقع است، به تحلیل ساختاری آن پرداخته شود. به منظور تحلیل ساختاری تاقدیس بورخ، هفت پیمایش ساختاری به طور تقریبی عمود بر محور تاقدیس انجام شده است و برداشت ساختاری از لایه‌بندی واحدهای سنگی تاقدیس، گسل‌ها و درزه‌ها صورت گرفته است. سپس با استفاده از داده‌های موجود هفت برش ساختاری عرضی بر روی تاقدیس ترسیم گردید تا به کمک اطلاعات عمقی مربوط به سطح فوقانی گروه دهرم آنها، نقشه کنتورهای تراز زیرزمینی گروه دهرم ترسیم گردد. همچنین بر اساس تحلیل‌های ساختاری، تاقدیس بورخ از نوع چین‌های جدایشی می‌باشد. در این مطالعه علاوه بر تحلیل ساختاری تاقدیس، ارتباط ساختاری آن با گنبد‌های نمکی اطراف مورد بررسی قرار گرفت. نتایج این تحلیل بیان از این دارد که حضور گنبد‌های نمکی در یال شمالی، دماغه غربی و احتمالاً در دماغه شرقی تاقدیس بورخ روند محوری تاقدیس را کنترل کرده‌اند. همچنین نتایج حاصل از بررسی درزه‌ها نشان دهنده تغییر در روند اثر محوری در بخش میانی می‌باشد. این تغییر در اثر خطواره پی‌سنگی هندورابی که منطبق با پهنه گسلی چپ‌بر با روند NE-SW می‌باشد، اتفاق افتاده است.

واژه‌های کلیدی: کمربند چین خورده - رانده، گنبدنمکی، تحلیل ساختاری، تاقدیس بورخ، چین جدایشی، نقشه کنتورهای تراز زیرزمینی، خطواره هندورابی.

فهرست مطالب

شماره	عنوان
-------	-------

صفحه

فصول اول: مقدمه

۲	۱-۱) پیش گفتار.....
۲	۲-۱) موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه.....
۳	۳-۱) راه‌های دسترسی.....
۴	۴-۱) تعریف مسئله.....
۴	۵-۱) هدف مطالعه.....
۵	۶-۱) روش مطالعه.....
۷	۷-۱) تاریخچه مطالعاتی منطقه مورد مطالعه.....

فصل دوم: زمین‌شناسی و زمین‌ساخت کمر بند چین خورده - رانده زاگرس و منطقه مورد

مطالعه

۱۰	۱-۲) زمین‌ساخت کمر بند چین خورده - رانده زاگرس.....
۱۳	۲-۲) تأثیر پی سنگ زاگرس بر چین‌خوردگی‌های آن.....
۱۵	۳-۲) زیر بخش‌های ساختاری کمر بند چین خورده - رانده زاگرس.....
۲۰	۱-۳-۲) گسل اصلی معکوس زاگرس.....
۲۰	۲-۳-۲) کمر بند رانده زاگرس مرتفع.....
۲۱	۳-۳-۲) گسل زاگرس مرتفع.....
۲۲	۴-۳-۲) کمر بند ساده چین خورده.....
۲۲	۵-۳-۲) گسل پیشانی کوهستان.....

- ۲۳ گسل فروافتادگی دزفول ۶-۳-۲
- ۲۳ گسل ژرفنای قدامی زاگرس ۷-۳-۲
- ۲۳ دشت ساحلی زاگرس ۸-۳-۲
- ۲۴ سرزمین‌های پست خلیج فارس و بین‌النهرین ۹-۳-۲
- ۲۴ نواحی زمین‌شناسی زاگرس ۴-۲
- ۲۶ زیر زون فارس ۱-۴-۲
- ۲۷ گسل‌های امتداد لغز عرضی - برشی زاگرس ۵-۲
- ۲۹ گسل هندورابی ۱-۵-۲
- ۳۰ تقسیمات چین‌های زاگرس ۶-۲
- ۳۲ زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه ۷-۲
- ۳۲ موقعیت ساختاری تاقدیس بورخ ۱-۷-۲
- ۳۳ چین‌نگاری تاقدیس بورخ ۲-۷-۲
- ۳۴ سازند هرمز ۱-۲-۷-۲
- ۳۵ گروه خامی ۲-۲-۷-۲
- ۳۶ گروه بنگستان ۳-۲-۷-۲
- ۳۶ سازند گورپی ۴-۲-۷-۲
- ۳۷ سازند تاربور ۵-۲-۷-۲
- ۳۷ سازند ساچون ۶-۲-۷-۲
- ۳۷ واحد آسماری - جهرم ۷-۲-۷-۲
- ۳۸ سازند گچساران ۸-۲-۷-۲
- ۳۹ بخش گوری ۹-۲-۷-۲

- ۴۰ سازند میشان (۱۰-۲-۷-۲)
- ۴۰ سازند آغاچاری (۱۱-۲-۷-۲)
- ۴۱ سازند بختیاری (۱۲-۱-۷-۲)
- ۴۲ شواهد هیدروکربوری منطقه مورد مطالعه (۸-۲)

فصل سوم: بررسی هندسی ساختار تاقدیس بورخ

- ۴۴ چین‌های مرتبط با گسل‌های راندگی (۱-۳)
- ۴۶ چین‌های جدایش (۲-۳)
- ۵۰ مدل‌های جتشی تکامل چین‌های جدایشی (۱-۲-۳)
- ۵۶ تاثیر سطوح گسستگی میانی در منطقه مورد مطالعه (۳-۳)
- ۶۵ بررسی ساختار تاقدیس بورخ (۴-۳)
- ۶۵ مدل ارتفاعی (۵-۳)
- ۶۶ ساختارهای بزرگ مقیاس منطقه مورد مطالعه (۶-۳)
- ۷۱ توصیف هندسی تاقدیس بورخ (۷-۳)
- ۷۱ برش ساختاری عرضی AA' (۱-۷-۳)
- ۷۶ برش ساختاری عرضی BB' (۲-۷-۳)
- ۷۹ برش ساختاری عرضی CC' (۳-۷-۳)
- ۸۳ برش ساختاری عرضی DD' (۴-۷-۳)
- ۹۰ برش ساختاری عرضی EE' (۵-۷-۳)
- ۹۳ برش ساختاری عرضی FF' (۶-۷-۳)
- ۹۷ برش ساختاری عرضی GG' (۷-۷-۳)
- ۹۹ بررسی درزه‌ها در مسیرهای پیمایش ساختاری (۸-۳)
- ۹۹ درزه‌های همراه با چین‌ها (۱-۸-۳)

- ۱۰۳ ۱-۱-۸-۳) درزه‌های برداشت شده در ایستگاه شماره ۱
- ۱۰۴ ۲-۱-۸-۳) درزه‌های برداشت شده در ایستگاه شماره ۲
- ۱۰۵ ۳-۱-۸-۳) درزه‌های برداشت شده در ایستگاه شماره ۳
- ۱۰۶ ۴-۱-۸-۳) درزه‌های برداشت شده در ایستگاه شماره ۴
- ۱۰۷ ۵-۱-۸-۳) درزه‌های برداشت شده در ایستگاه شماره ۵
- ۱۰۷ ۶-۱-۸-۳) درزه‌های برداشت شده در ایستگاه شماره ۶
- ۱۰۸ ۷-۱-۸-۳) درزه‌های برداشت شده در ایستگاه شماره ۷
- ۱۰۹ ۸-۱-۸-۳) درزه‌های برداشت شده در ایستگاه شماره ۸
- ۱۰۹ ۹-۱-۷-۳) درزه‌های برداشت شده در ایستگاه شماره ۹
- ۱۱۰ ۱۰-۱-۸-۳) درزه‌های برداشت شده در ایستگاه شماره ۱۰
- ۱۱۳ ۹-۳) تحلیل هندسی تاقدیس بورخ
- ۱۱۵ ۱-۹-۳) تشخیص هندسه تاقدیس بورخ با استفاده از نمودار (Jamison (1987)
- ۱۱۹ ۲-۹-۳) تشخیص هندسه تاقدیس بورخ با استفاده از نمودار (Poblet & McClay (1996)
- ۱۲۳ ۱۰-۳) برآورد میزان بستگی قائم و افقی گروه دهرم تاقدیس بورخ
- ۱۲۳ ۱-۱۰-۳) نقشه کنتور تراز زیرزمینی
- ۱۲۵ ۲-۱۰-۳) بهترین موقعیت ساختاری جهت حفاری اکتشافی

فصل چهارم: نقش دیاپیریزم در توسعه چین خوردگی

- ۱۲۸ ۱-۴) مقدمه
- ۱۳۳ ۲-۴) مکانیسم خروج گنبد نمکی تاقدیس بورخ
- ۱۳۷ ۳-۴) مورفولوژی گنبد نمکی تاقدیس بورخ
- ۱۴۱ ۴-۴) بررسی هندسه تاقدیس بورخ در ارتباط با گنبد‌های نمکی

فصل پنجم: نتیجه‌گیری و پیشنهادها

۱-۵) نتیجه‌گیری	۱۴۴
۲-۵) پیشنهادها	۱۴۶
منابع	۱۴۸

فهرست اشکال

عنوان	شماره صفحه
شکل (۱-۱) نقشه راه‌های ارتباطی منطقه مورد مطالعه	۳
شکل (۲-۱) موقعیت تاقدیس بورخ در ناحیه فارس در ارتباط با ساختارهای مجاور	۵
شکل (۳-۱) تصویر ماهواره‌ای لندست ۷ از مسیرهای پیمایش	۶
شکل (۱-۲) موقعیت زمین‌ساختی کمر بند چین‌خورده-رانده زاگرس	۱۱
شکل (۲-۲) برش شماتیک از تکوین ساختاری زاگرس	۱۲
شکل (۳-۲) ساختارها و پهنه‌های ریخت‌زمین‌ساختی کمر بند چین‌خورده-رانده زاگرس در جنوب غرب ایران و شمال عراق	۱۹
شکل (۴-۲) پهنه‌های ریخت‌زمین‌ساختی و راندگی‌های اصلی عمقی جدا کننده آنها در یک مقطع عرضی شماتیک در از کمر بند چین‌خورده-رانده زاگرس	۱۹
شکل (۵-۲) نواحی زمین‌شناسی زاگرس از نظر (2001) Sepehr	۲۵
شکل (۶-۲) تقسیمات ساختاری زاگرس از نظر مطیعی (۱۳۷۴)	۲۵
شکل (۷-۲) زیرتقسیمات اصلی کمر بند چین‌خورده-رانده زاگرس	۲۶
شکل (۸-۲) نقشه ساختاری کمر بند چین‌خورده-رانده زاگرس	۲۹
شکل (۹-۲) مقاطع زمین‌شناسی موازنه شده در عرض کمر بند چین‌خورده-رانده	۳۱
شکل (۱۰-۲) نقشه زمین‌شناسی جنوب شرق فارس	۳۲

- شکل ۲-۱۱) ستون چین‌شناسی منطقه مورد مطالعه ۳۳
- شکل ۲-۱۲) نمایی از سازند هرمز ۳۴
- شکل ۲-۱۳) نمایی گروه خامی ۳۶
- شکل ۲-۱۴) نمایی از سازندهای گورپی، تاربور، ساچون و آسماری-جهرم ۳۸
- شکل ۲-۱۵) نمایی از سازندهای آسماری-جهرم، گچساران، گوری، میشان و آغاچاری ۴۱
- شکل ۲-۱۶) نمایی از سازند بختیاری ۴۲
- شکل ۳-۱) پارامترهای مورد استفاده در نمودار (Jamison(1987) ۴۵
- شکل ۳-۲) تقسیم بندی سه‌گانه ساده از چین‌های مرتبط با گسل‌های راندگی ۴۶
- شکل ۳-۳) مدل ارائه شده توسط (Dahlstrom (1990 برای چین‌های جدایشی ۴۸
- شکل ۳-۴) مدل‌های هندسی چین‌های جدایشی ۴۹
- شکل ۳-۵) توالی تکاملی یک چین جدایشی گسل خورده ۵۰
- شکل ۳-۶) سه مدل ممکن برای تکامل پیشرونده یک چین جدایشی ۵۲
- شکل ۳-۷) اندازه‌گیری‌های مورد نیاز در نمودار (Jamison(1987) ۵۳
- شکل ۳-۸) نمودار ارتباط نسبت بین (a/f)، زاویه بین پهلوها و شیب پهلوهای خلفی ۵۴
- شکل ۳-۹) توالی تکامل یک چین ۵۵
- شکل ۳-۱۰) نمونه یک چین جدایشی گسل خورده ۵۵
- شکل ۳-۱۱) محاسبه عمق تا سطح گسستگی قائدهای برای تاقدیس بورخ ۵۷
- شکل ۳-۱۲) مدل پیشنهادی Shekati et al برای تکامل چین‌ها در زاگرس ۶۲
- شکل ۳-۱۳) انواع تاقدیس‌های گوش خرگوشی ۶۴
- شکل ۳-۱۴) چین‌های داری چند سطح جدایش ۶۴
- شکل ۳-۱۵) ترکیب باندی تصویر ماهوارای لندست ۷ از منطقه مورد مطالعه ۶۷
- شکل ۳-۱۶) نقشه زمین‌شناسی تاقدیس بورخ ۶۸
- شکل ۳-۱۷) مدل ارتفاعی تاقدیس بورخ و ساختارهای مجاور ۶۹
- شکل ۳-۱۸) مدل ارتفاعی تاقدیس بورخ ۶۹

- شکل ۳-۱۹) انواع پلانچ در محور تاقدیس‌ها ۷۰
- شکل ۳-۲۰) نقشه کنتور تراز زیرزمینی تاقدیس‌ها ۷۰
- شکل ۳-۲۱) برش ساختاری عرضی AA' از تاقدیس بورخ ۷۳
- شکل ۳-۲۲) تغییر روند محور در دماغه غربی تاقدیس بورخ ۷۴
- شکل ۳-۲۳) شکستگی عرضی با جابه‌جایی نرمال در دماغه غربی تاقدیس بورخ ۷۴
- شکل ۳-۲۴) استریوگرام تهیه شده برای مسیر AA' ۷۵
- شکل ۳-۲۵) طبقه‌بندی چین‌ها براساس زاویه بین یالی ۷۶
- شکل ۳-۲۶) برش ساختاری عرضی BB' از تاقدیس بورخ ۷۷
- شکل ۳-۲۷) چین فرعی تشکیل شده در مسیر پیمایش ساختاری BB' ۷۸
- شکل ۳-۲۸) استریوگرام تهیه شده برای مسیر BB' ۷۹
- شکل ۳-۲۹) برش ساختاری عرضی CC' از تاقدیس بورخ ۸۱
- شکل ۳-۳۰) شیب عادی پهلوئی جنوبی در مسیر CC' ۸۲
- شکل ۳-۳۱) گسل نرمال موجود در مسیر برش ساختاری CC' ۸۲
- شکل ۳-۳۲) استریوگرام تهیه شده برای مسیر CC' ۸۳
- شکل ۳-۳۳) برش ساختاری عرضی DD' از تاقدیس بورخ ۸۵
- شکل ۳-۳۴) رخنمون سازندهای ساچون، تاربور و گروپی در مسیر ساختاری DD' ۸۶
- شکل ۳-۳۵) شکستگی‌های موجود در هسته تاقدیس بورخ در مسیر پیمایش DD' ۸۷
- شکل ۳-۳۶) گرابن تشکیل در ناحیه لولایی تاقدیس بورخ در مسیر DD' ۸۷
- شکل ۳-۳۷) شکستگی‌های نرمال ایجاد شده در هسته تاقدیس بورخ در مسیر پیمایش DD' ۸۸
- شکل ۳-۳۸) ترک‌های بزرگ در پهلوئی شمالی تاقدیس بورخ در مسیر پیمایش DD' ۸۹
- شکل ۳-۳۹) استریوگرام تهیه شده برای مسیر DD' ۹۰
- شکل ۳-۴۰) استریوگرام تهیه شده برای مسیر EE' ۹۱
- شکل ۳-۴۱) برش ساختاری عرضی EE' از تاقدیس بورخ ۹۲
- شکل ۳-۴۲) نمایی از ساختار برآمدگی ۹۴
- شکل ۳-۴۳) برش ساختاری عرضی FF' از تاقدیس بورخ ۹۵

- شکل ۳-۴۴) آرایش شعاعی گسل‌های اطراف گنبدنمکی بورخ ۹۶
- شکل ۳-۴۵) برش ساختاری عرضی GG' از تاقدیس بورخ ۹۸
- شکل ۳-۴۶) استریوگرام تهیه شده برای مسیر GG' ۹۹
- شکل ۳-۴۷) الگوی درزه‌ها و شکستگی‌ها در یک چین استوانه‌ای ۹۹
- شکل ۳-۴۸) نقشه ساختاری منطقه مورد مطالعه ۱۰۱
- شکل ۳-۴۹) نمایی از آهک کرم رنگ گوری به همراه دسته درزه‌های برشی ۱۰۳
- شکل ۳-۵۰) دیاگرام ترازبندی شده قطب سطوح دسته درزه‌های برشی و لایه‌بندی بعلاوه نمودار گل سرخی بر روی دسته درزه‌های برشی در موقعیت یک ۱۰۳
- شکل ۳-۵۱) نمایی از دسته درزه‌های برشی موجود در آهک گوری در موقعیت دو ۱۰۴
- شکل ۳-۵۲) دیاگرام ترازبندی شده قطب سطوح دسته درزه‌های برشی و لایه‌بندی بعلاوه نمودار گل سرخی بر روی دسته درزه‌های برشی در موقعیت دو ۱۰۵
- شکل ۳-۵۳) دیاگرام ترازبندی شده قطب سطوح دسته درزه‌های برشی و لایه‌بندی بعلاوه نمودار گل سرخی بر روی دسته درزه‌های برشی در موقعیت سه ۱۰۵
- شکل ۳-۵۴) نمایی از دسته درزه‌های برشی موجود در آهک کرم رنگ گوری در موقعیت چهار ۱۰۶
- شکل ۳-۵۵) دیاگرام ترازبندی شده قطب سطوح دسته درزه‌های برشی و لایه‌بندی بعلاوه نمودار گل سرخی بر روی دسته درزه‌های برشی در موقعیت چهار ۱۰۶
- شکل ۳-۵۶) دیاگرام ترازبندی شده قطب سطوح دسته درزه‌های برشی و لایه‌بندی بعلاوه نمودار گل سرخی بر روی دسته درزه‌های برشی در موقعیت پنج ۱۰۷
- شکل ۳-۵۷) دیاگرام ترازبندی شده قطب سطوح دسته درزه‌های برشی و لایه‌بندی بعلاوه نمودار گل سرخی بر روی دسته درزه‌های برشی در موقعیت شش ۱۰۸
- شکل ۳-۵۸) دیاگرام ترازبندی شده قطب سطوح دسته درزه‌های برشی و لایه‌بندی بعلاوه نمودار گل سرخی بر روی دسته درزه‌های برشی در موقعیت هفت ۱۰۸
- شکل ۳-۵۹) دیاگرام ترازبندی شده قطب سطوح دسته درزه‌های برشی و لایه‌بندی بعلاوه نمودار گل سرخی بر روی دسته درزه‌های برشی در موقعیت هشت ۱۰۹

- شکل ۳-۶۰) دیاگرام ترازبندی شده قطب سطوح دسته درزه‌های برشی و لایه‌بندی بعلاوه نمودار گل سرخی بر روی دسته درزه‌های برشی در موقعیت نه ۱۱۰
- شکل ۳-۶۱) دیاگرام ترازبندی شده قطب سطوح دسته درزه‌های برشی و لایه‌بندی بعلاوه نمودار گل سرخی بر روی دسته درزه‌های برشی در موقعیت ده ۱۱۰
- شکل ۳-۶۲) تصویر ماهواره‌ای از گسل امتداد لغز SF1 ۱۱۲
- شکل ۳-۶۳) موقعیت تاقدیس بورخ در نمودارهای (Jamison (1987) ۱۱۸
- شکل ۳-۶۴) نمودار تعیین پارامترهای هندسی چین‌های جدایشی (Poblet & McClay (1996) ... ۱۲۲
- شکل ۳-۶۵) نقشه هم‌تراز زیرزمینی (UGC Map) برای گروه دهرم تاقدیس بورخ ۱۲۴
- شکل ۳-۶۶) مدل سه بعدی سطح فوقانی گروه دهرم تاقدیس بورخ ۱۲۶
- شکل ۴-۱) نقشه مدل ارتفاعی بعلاوه نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه ۱۲۹
- شکل ۴-۲) لاین لرزه‌ای نشان دهنده نازک شدگی لایه‌های بالای گنبد نمکی ۱۳۱
- شکل ۴-۳) نقشه حوضه تبخیری نمک هرمز ۱۳۲
- شکل ۴-۴) مدل شماتیک نشان دهنده هندسه نمک قبل از چین خوردگی زاگرس در ناحیه فارس ۱۳۳
- شکل ۴-۵) مکانیسم خروج نمک ۱۳۴
- شکل ۴-۶) مدل شماتیک از دو حالت ممکن برای دیاپیرهای نمکی در جنوب شرق زاگرس قبل از چین خوردگی ۱۳۵
- شکل ۴-۷) تصویر ساختار گنبدی شکل تاقدیس گاوبست ۱۳۶
- شکل ۴-۸) تصویر ماهواره‌ای گنبد نمکی بورخ ۱۳۷
- شکل ۴-۹) مدل‌های مورفولوژی سطحی گنبدهای نمکی ۱۳۸
- شکل ۴-۱۰) نقشه زمین شناسی تاقدیس بورخ ۱۴۰
- شکل ۴-۱۱) گنبد نمکی بورخ و نمکشار آن ۱۴۰

فهرستجداول

عنوان

شماره صفحه

- جدول ۱-۲) پهنه‌بندی‌های مختلف کمر بند چین خورده- رانده زاگرس ۱۵
- جدول ۱-۳) طول موج و زاویه بین پهلوهای تاقدیس بورخ در مسیرهای مختلف ۷۲
- جدول ۲-۳) ویژگی درزه‌های برشی برداشت شده در موقعیت‌های یک تا ده ۱۰۲
- جدول ۳-۳) پارامترهای اندازه گیری شده مورد نیاز برای تحلیل هندسی چین توسط نمودارهای Jamison(1987) در مسیر برش‌های ساختاری ۱۱۷
- جدول ۴-۳) پارامترهای هندسی تاقدیس بورخ در برش CC' برای تحلیل هندسی آن به روش Poblet & McClay(1996) ۱۱۹

فصل اول

کلیات

(۱-۱) پیش گفتار

کمربند چین خورده - رانده زاگرس به عنوان بزرگترین منطقه ساختاری ایران در اثر برخورد ورق عربی و فلات ایران در ترشیری پسین (Stocklin, 1968)، به صورت سلسله جبال به طول تقریبی ۱۸۰۰ کیلومتر (Hessami, et al., 2001) و بر روی سکوی آرام قاره‌ای عربی تشکیل شده است. این کمربند به ویژه بخش چین خورده - رانده آن به خاطر دارا بودن چین‌های بزرگ، منظم و جوان و همچنین ذخایر هیدروکربوری موجود در بسیاری از تاقدیس‌های آن، جایگاه ویژه‌ای داشته و به عنوان یکی از غنی‌ترین ایالت‌های هیدروکربوری حاوی ۸/۶٪ مخازن نفت و ۱۵٪ مخازن گاز اثبات شده جهانی می‌باشد (شرکتی ۱۳۸۴).

مطالعات گسترده‌ای از اوایل قرن ۱۹ تاکنون در زمینه‌های مختلف، بویژه در زمینه ساختارهای موجود در این کمربند انجام گرفته است ولی هنوز اطلاعات موجود در مورد بسیاری از ساختارهای آن دقیق و کامل نیست. از طرف دیگر، لرزه‌خیزی پراکنده و شدید و وجود گسل‌های پنهان، طبقات شکل‌پذیر و گنبد‌های نمکی، در اکثر نقاط آن پرسش‌های فراوانی را مطرح می‌کند که ضرورت پژوهش بیشتر در این کمربند چین خورده - رانده را ایجاب می‌کند. از آنجا که تمامی مخازن هیدروکربوری شناخته شده ایران در نفتگیرهای تاقدیسی متمرکز هستند لذا شناخت دقیقتر تاقدیس‌ها و تحلیل دگرریختی‌های آنها از بنیادی‌ترین موضوعات زمین‌شناسی نفت زاگرس محسوب می‌شود. مطالعه حاضر نمونه‌ای از این تلاش در رابطه با یکی از این ساختارها در کمربند چین خورده - رانده زاگرس موسوم به تاقدیس بورخمی‌باشد.

(۲-۱) موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

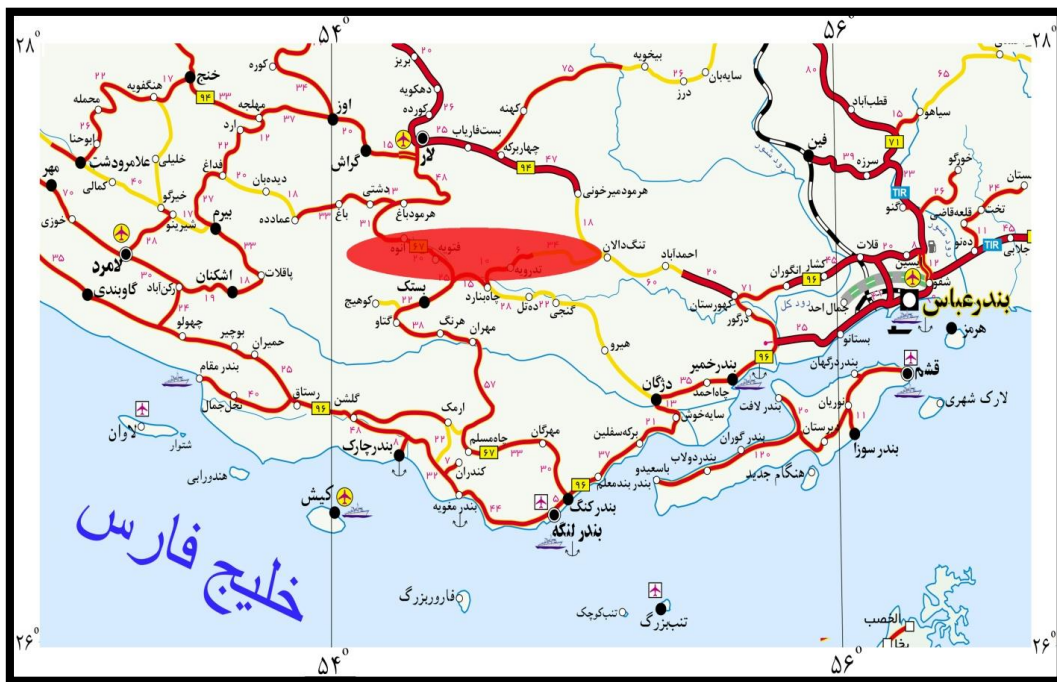
منطقه مورد مطالعه در پهنه ساختاری فارس داخلی واقع در کمربند چین خورده - رانده، در محدوده بین طول‌های جغرافیایی ۵۴° الی ۵۵° شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۲۷° الی ۳۰° ۲۷ شمالی قرار گرفته است. این منطقه از نظر تقسیم بندی کشوری در غرب استان هرمزگان و در فاصله

تقریبی ۴۰ کیلومتری شمال شهرستان بستک قرار دارد، فاصله این شهرستان از مرکز استان هرمزگان (بندرعباس) حدود ۳۰۰ کیلومتر می‌باشد. روستاهای بیسه، فاریاب سنگویه، انوه، هرمود، شیخ حضور، مردنو، گودگز و دهنگ در پیرامون تاقدیس بورخ قرار گرفته‌اند (شکل ۱-۱).

۳-۱) راه‌های دسترسی

این منطقه از طریق دو مسیر با بندرعباس ارتباط دارد، مسیر اول جاده آسفالتی اصلی بندرعباس - بستک - لار که از جنوب تاقدیس بورخ می‌گذرد و مسیر دوم جاده آسفالتی بندرعباس - لار که از شمال تاقدیس می‌گذرد.

جاده فرعی آسفالتی روستای بیسه واقع در جنوب تاقدیس بورخ همچنین جاده فرعی آسفالتی روستای فاریاب سنگویه که به جاده شوسه مربوط به دکل مخابرات واقع در محور تاقدیس بورخ ختم می‌شود و همچنین جاده اصلی بستک - لار که در مسیر خود به هرمود می‌رسد، از جمله راه‌های دسترسی در تاقدیس بورخ هستند که امکان پیمایش طولی و عرضی منطقه را فراهم می‌آورد (شکل ۱-۱).



شکل ۱-۱) نقشه راه‌های ارتباطی منطقه مورد مطالعه که در آن تاقدیس بورخ با رنگ قرمز نشان داده شده است.

۴-۱) تعریف مسئله

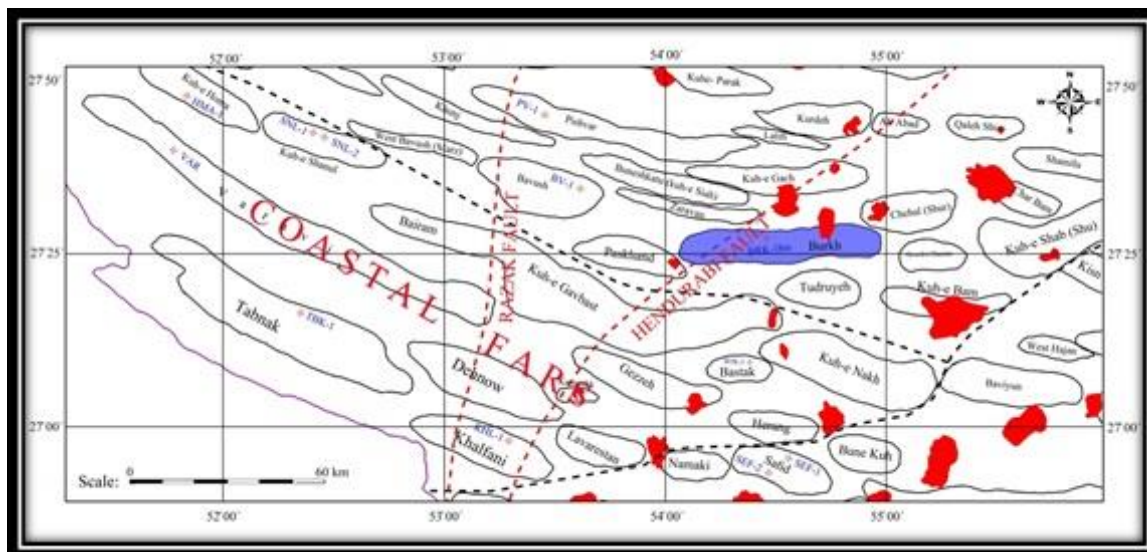
غالب ذخایر هیدروکربوری در ساختارهای تاقدیس متمرکز شده اند، لذا مطالعه ساختاری این تاقدیس‌ها در برآورد پتانسیل اکتشافات هیدروکربوری از اهمیت بسیار زیادی برخوردار است. زیرا بدون شناخت دقیق آن از جمله هندسه تاقدیس، برنامه‌ریزی اکتشافی هیدروکربوری نتیجه بخش نخواهد بود. منطقه مورد مطالعه با توجه به موقعیت خاص زمین ساختی و شرایط ویژه سنگ شناسی دارای الگوی خاصی است و از پیچیدگی ساختاری و دگرریختی‌ها برخوردار است.

تاقدیس بورخ یکی از ساختارهای مهم با روندی WNW-ESE در میدین گازی فارس می باشد (شکل ۲-۱). مهمترین مسئله موجود، هندسه ساختاری تاقدیس و ارتباط ساختاری آن با گنبد‌های نمکی موجود در اطراف تاقدیس و اثر این گنبد‌های نمکی در هندسه تاقدیس می‌باشد که در ارزیابی پتانسیل ذخیره هیدروکربوری آن اهمیت دارد. همچنین دگرریختی‌ها و تغییر شکل‌های سطحی موجود در منطقه و عدم ارتباط برخی از آنها با گسل‌های سطحی و اثر گسل‌های پی‌سنگی بر هندسه ساختاری تاقدیس از پیچیدگی زیادی برخوردار است. از جمله این تغییر شکل‌ها می‌توان به خمش محور تاقدیس اشاره نمود که با توجه به عدم ارتباط آن با گسل‌های سطحی، عامل زیرسطحی و پنهان مسبب این دگرریختی‌ها است.

۵-۱) هدف مطالعه

وجود سازند هرمز به عنوان افق جدایش قاعده‌ای و رخنمون آن به شکل گنبد‌های نمکی کنترل کننده تغییر شکل و مکانیزم چین‌خوردگی در رسوبات پوشاننده در منطقه مورد مطالعه می‌باشد (Jahani et al., 2007). در همین راستا، در این مطالعه تلاش شده است به تحلیل هندسی تاقدیس بورخ و اثر گنبد‌های نمکی بر هندسه تاقدیس بورخ پرداخته شود.

از دیگر اهداف این مطالعه پتانسیل ذخیره هیدروکربوری و تعیین مقادیر بستگی‌های افقی و قائم و مناسب‌ترین مکان از دیدگاه ساختاری جهت حفاری‌های اکتشافی می‌باشد.



شکل ۱-۲- موقعیت تاقدیس بورخ در ناحیه فارس و ارتباط آن با ساختارهای مجاور (تهیه شده توسط شرکت ملی نفت ایران با تغییرات (۱۳۸۴)).

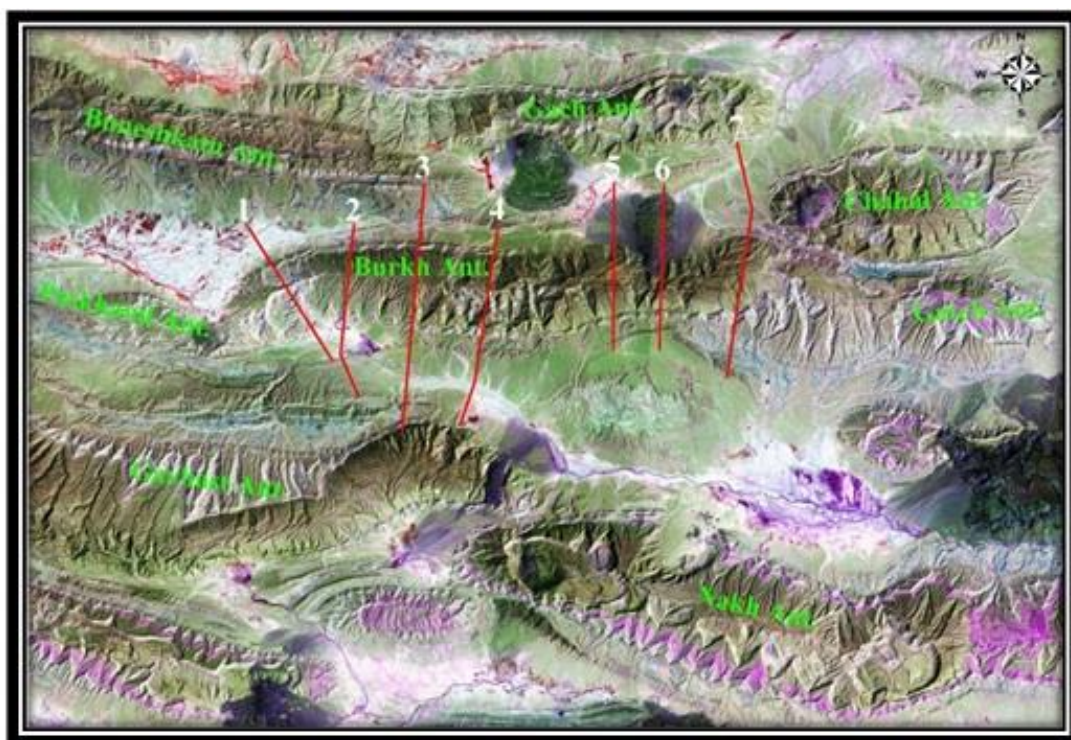
۱-۶) روش مطالعه

این تحقیق در سه مرحله جمع آوری اطلاعات، عملیات صحرایی و کارهای آزمایشگاهی و دفتری انجام گرفته است.

- جمع آوری اطلاعات: شامل جمع آوری و مطالعه گزارش‌ها، مقاله‌ها و کتاب‌های در ارتباط با موضوع تحقیق، جمع آوری و بررسی نقشه‌های توپوگرافی، زمین‌شناسی، زمین ساختی منطقه مورد مطالعه
- گردآوری عکس‌های هوایی با مقیاس ۱:۵۰۰۰۰ تهیه شده توسط سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح.
- استفاده از فناوری دورسنجی فضایی و تفسیر عکس‌های ماهواره‌ای لندست ۷ و تصویر ماهواره‌ای IRS که با تفسیر بصری ساختارهایی چون خطواره‌ها، اثر محوری چین خوردگی و برخی از گنبد‌های نمکی استخراج گردید.

- عملیات صحرایی جهت برداشت‌های صحرایی زیر:
 - الف) برداشت ویژگی لایه‌بندی از رخنمون واحدهای سنگی در هفت پیمایش ساختاری عمود بر روند محور تاقدیس
 - ب) برداشت دسته درزه‌های سیستماتیک و غیر سیستماتیک جهت مقایسه دسته درزه‌های موجود در موقعیت‌های مختلف ساختار تاقدیس بورخ

- تجزیه و تحلیل استریوگرافیکی داده‌های مربوط به لایه‌بندی و درزه با استفاده از نرم‌افزارهای موجود
- تهیه نقشه ساختاری از منطقه مورد مطالعه از طریق تلفیق اطلاعات حاصل از سنجش از دور و برداشت‌های صحرایی با استفاده از نقشه‌های توپوگرافیکی مقیاس ۱:۵۰۰۰۰ و عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای
- تعیین، تجزیه و تحلیل مدل ساختاری و ترسیم برش یا برش‌های زمین‌شناسی ساختاری و ترسیم هفت برش ساختاری عرضی (شکل ۱-۳)، به طور تقریبی عمود بر محور تاقدیس با مقیاس ۵۰۰۰۰ : ۱ و استفاده از اطلاعات این برش‌ها برای ترسیم نقشه کنترهای ساختاری زیرزمینی (UGC Map) در مقیاس ۱ : ۵۰۰۰۰ برای رأس گروه دهرم و محاسبه مقادیر بستگی‌های افقی و قائم.
- ادغام نتایج بدست آمده در هر فصل و ارائه نتیجه کلی در فصل پنجم



شکل ۱-۳) تصویر ماهواره‌ای لندست ۷ که در آن موقعیت تقریبی مسیرهای پیمایش نشان داده شده است.

۷-۱) تاریخچه مطالعاتی

پهنه مورد بررسی در گذشته دور به دلیل وجود منابع هیدروکربوری مورد بررسی‌های زمین‌شناسی قرار گرفته است. تاریخچه این مطالعات در حوضه رسوبی فارس به بیش از ۷۰ سال می‌رسد. در اینجا به برخی از این مطالعات اشاره می‌شود:

Child (1937) در مطالعه تطابق چینه‌ای گروه فارس و زمین‌ساخت سازند گچساران، سه فاز که شرایط ساختاری فعلی سازند گچساران را به وجود آورده بیان می‌دارد.

Allison et al (1949) اعلام داشته‌اند که در فارس میانی با توجه به خطوط میزان ترسیم شده عمیق‌ترین قسمت حوضه از مرکز کمارج به طرف گردان کوه می‌باشد. همچنین به نازک‌شدگی رسوبات فارس زیرین از شمال به جنوب اشاره می‌کنند.

Player (1969) بر این عقیده بوده که حدود نیمی از گنبد‌های نمکی از آغاز چین‌خوردگی زاگرس به سطح رسیده‌اند، به طوری که نمک‌ها در اثر حرکات مختلف و در فازهای مختلفی به تدریج بالا آمده و با حرکات مورفولوژی ارتباطی نداشته و جدا از حرکات زاگرس بوده‌اند.

Favre (1974) در مطالعه خود ابراز می‌دارد که توزیع سازندهای بعد از آسماری در حوضه با روند NW – SE، رسوبگذاری عمود بر این روند عمومی بوده که احتمالاً متأثر از خط عمان است.

Furest (1990) با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای منطقه جنوب خاوری زاگرس، برای نخستین بار گسل‌های امتدادلغز چپ‌بر با روند NE-SW معرفی نمود که به نظر وی این گسل‌ها عامل دیاپیریسیم در این منطقه می‌باشد.

Nogol-e-Sadat et al (1993) در نقشه زمین‌ساخت ایران به گسل‌ها و شکستگی‌های پی‌سنگی احتمالی که با استفاده از داده‌های مغناطیس‌هوایی تهیه شده، اشاره دارد.

Barzegar (1994) با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای و تغییر شکل‌های سطحی برای نخستین بار تعدادی گسل امتدادلغز پی‌سنگی در منطقه جنوب خاوری زاگرس معرفی نموده است.

Berberian (1995) برای نخستین بار تعدادی گسل رانده و امتداد لغز پی‌سنگی در کمربند چین خورده – رانده زاگرس معرفی نموده است که سبب تغییر شکل‌های سطحی شده‌اند و علاوه بر آن کنترل کننده گسلش و بزرگای زلزله‌های زاگرس نیز هستند.

Hessami et al (2001) به معرفی گسل‌های امتداد لغز پی‌سنگی کمربند چین خورده – رانده زاگرس پرداخته و یک مدل زمین‌ساختی جهت توجیه روند این ساختارها ارائه داده است.

(۱۳۸۱) مهشادنی با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای و با توجه به تغییر شکل‌های سطحی به معرفی گسل‌های زیرسطحی منطقه جنوب خاوری زاگرس و منطقه مورد بررسی پرداخته است.

Jahani et al., (2007 and 2009) با بررسی گنبد‌های نمکی ناحیه جنوب شرق زاگرس اذعان داشتند که شروع حرکت نمک مربوط به زمان پالئوزوئیک پایینی می‌باشد. همچنین دیابیرهای از قبل موجود (قبل از چین خوردگی زاگرس) به طور مستقیم در سبک چین خوردگی موثر بوده‌اند.

فصل دوم

زمین‌شناسی و زمین‌ساخت کمربند

چین خورده – رانده زاگرس و منطقه مورد مطالعه

۲-۱) زمین‌ساخت کمربند چین‌خورده - رانده زاگرس

کمربند چین‌خورده - رانده زاگرس که ۸/۶٪ مخازن نفت و ۱۵٪ مخازن گاز اثبات شده جهانی را در خود جای داده است (شرکتی ۱۳۸۴)، در قسمت میانی کمربند کوهزایی آلپی قرار گرفته و از جمله جوان‌ترین کوهزاده‌های سنوزوئیک محسوب می‌شود، این کمربند با روند شمال غرب - جنوب شرق از کوه‌های تاروس در ۳۰۰ کیلومتری جنوب شرق گسل آناطولی شرقی در شمال شرق ترکیه شروع شده و با حدود ۱۸۰۰ کیلومتر طول، سرتاسر شمال عراق و جنوب غرب ایران را در بر گرفته و تا تنگه هرمز که با تغییر روند شمالی جنوبی خود توسط گسل میناب از منشورهای به هم افزوده پهنه مکران جدا می‌شود، ادامه می‌یابد (Hessami et al., 2001). این کمربند همچنین در جنوب غرب به فروافتادگی خلیج فارس و سپر عربستان ختم می‌شود و در شمال شرق توسط گسل اصلی زاگرس (Main Zagros Thrust Fault) از پهنه سنندج - سیرجان جدا می‌شود. گسل اصلی زاگرس سازوکاری معکوس با مولفه راست‌بر داشته و جهت شیب نسبی به سمت شمال شرق دارد (Stocklin, 1974).

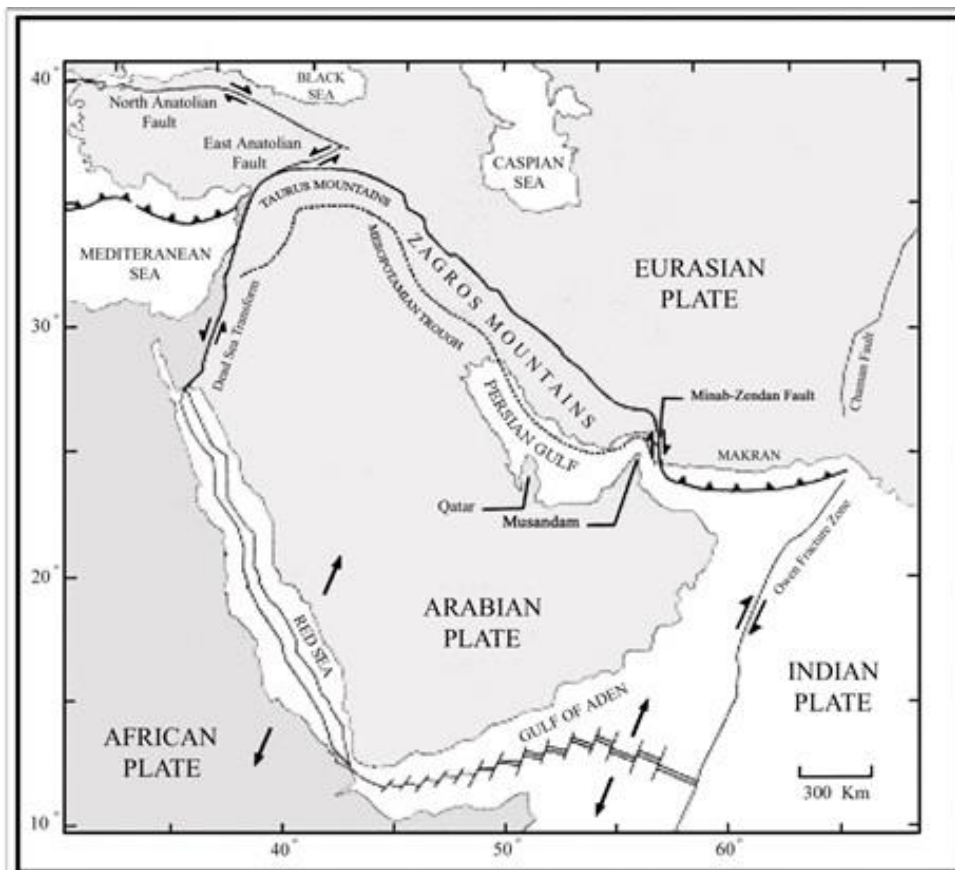
تغییر شکل در کمربند چین‌خورده - رانده زاگرس در اثر همگرایی نسبی بین ورق‌های عربی و ایران مرکزی از کرتاسه میانی تا پایانی بوجود آمده است (Falcon, 1969; Koop & Stoneley, 1982). این همگرایی موجب فرورانش لبه شمال شرقی اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران مرکزی شده است (Takin, 1972; Alavi, 1994).

وجود آنومالی ایزوستازی منفی در نزدیکی راندگی اصلی زاگرس (Synder & Barazangi, 1986) و شواهد لرزه‌ای با اعماق کانونی بیش از ۵۰ کیلومتر در ISC و USGS، فرورانش ورق عربی به زیر ایران مرکزی را ثابت می‌کند (Nowrowzi, 1971).

در مورد زمان برخورد قاره - قاره ورق‌های عربی و ایران مرکزی اعتقاد بر این است که در میوسن زیرین صورت گرفته است و کمربند چین‌خورده - رانده زاگرس در طی فاز اصلی کوهزایی زاگرس، از میوسن بالایی تا عصر حاضر شکل گرفته است (Stocklin, 1968; Stoneley, 1981).

دگرریختی رسوبات بخش پیش‌بوم زاگرس به صورت کمربند چین‌خورده - رانده، همچون دیگر

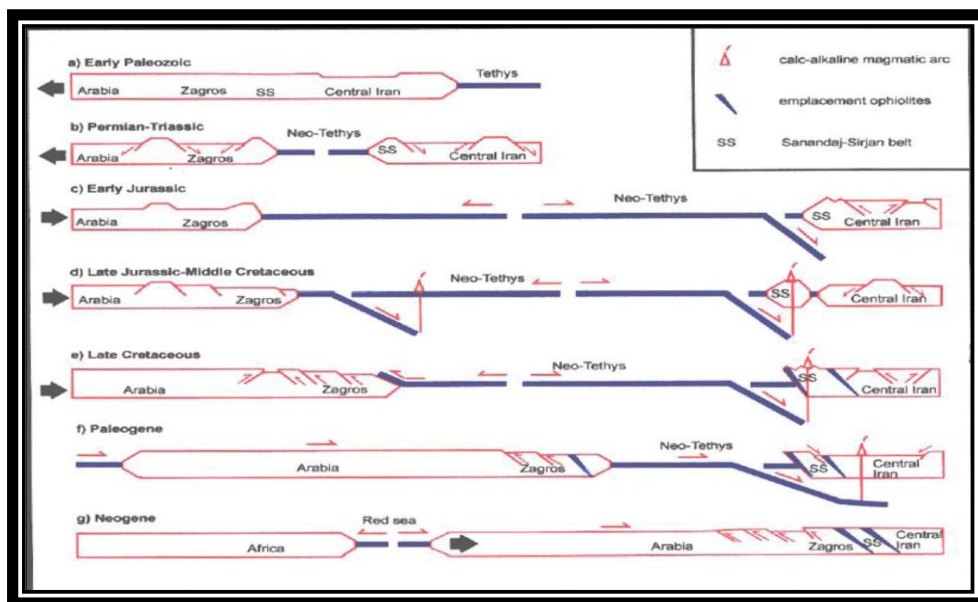
کمرندهای چین‌خورده - رانده ناشی از انتشار راندگی‌های جدایش یافته از پی‌سنگ و هم‌امتداد با روند کوهزاد و چین‌خوردگی‌های همراه می‌باشد، ولی بر خلاف غالب این کمرندها این گسل‌های رانده تظاهرات سطحی کمتری داشته و بیشتر مدفون می‌باشند (Berberian, 1995). این دگرریختی‌ها بعد از برخورد قاره - قاره ورق عربستان و ایران مرکزی از بخش‌های جنوبی کمربند سنندج سیرجان آغاز شده و به سمت پیش‌بوم (Forland) توسعه یافته و تا عصر حاضر نیز ادامه دارند، به طوری که امروزه ۲۰ میلیمتر در سال کوتاه‌شدگی در زاگرس مشاهده می‌شود. این میزان کوتاه‌شدگی به باز شدن دریای سرخ (شکل ۱-۲)، که به‌طور متوسط حدود ۲۰ میلیمتر در سال گزارش شده است، نسبت داده شده است (Vita-finzi, 2001).



شکل ۱-۲) موقعیت زمین‌ساختی کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس. اقتباس از Vita-finzi (2001).

وقوع زمین‌لرزه در کمربند چین‌خورده - رانده زاگرس نشان‌دهنده فعال بودن تغییر شکل و تداوم دگرریختی در این منطقه است (Nowroozi, 1972; McQuillan, 1973). شواهد بالا آمدگی و چین‌خوردگی جدید در این کمربند را می‌توان در دره‌های عمیق رودخانه‌ها که تاقدیس‌ها را قطع کرده‌اند (Oberlander, 1965)، سواحل رودخانه‌ای بالا آمده، پادگانه‌های آبرفتی کواترنری مرتفع و بالا بودن کانال‌های تاریخی نیز جستجو کرد. به‌عنوان مثال تراس‌های عظیم رودخانه‌ای در اطراف رودخانه دجله و رودخانه‌های کوچکتر متصل به آن که ده‌ها متر بالاتر از بستر فعلی رودخانه قرار دارند (Ameen, 1992) و بالاآمدگی حدود یک میلیمتر در سال تاقدیس شور در فروافتادگی دزفول که با توجه به شواهد تاریخی از زمان پلیوسن پایانی تاکنون وجود داشته است (Vita-Finzi, 1979).

Berberian (1995) تحولات زمین‌ساختی این منطقه را به صورت خلاصه به ترتیب زیر بیان کرده است: یک فاز پلاتفرمی در پالتوزوئیک، ریف‌شدگی در پرمین و تریاس، تشکیل حاشیه قاره‌ای غیر فعال (با گسترش بستر دریا به سمت شمال شرق) در ژوراسیک و اوایل کرتاسه، فرورانش به سمت شمال شرق و جایگیری افیولیت و رادیولاریت در اواخر کرتاسه و در نهایت برخورد قاره-قاره و کوتاه‌شدگی در زمان نئوژن (شکل ۲-۲).



شکل ۲-۲) برش شماتیک که نشان‌دهنده تکوین ساختاری زاگرس و نواحی اطراف آن (Berberian 1995) می‌باشد.

۲-۲) تأثیر پی‌سنگ زاگرس بر چین‌خوردگی‌های آن

در قاعده رسوبات زاگرس، پی‌سنگ پلاتفرمی عربی قرار گرفته که در هیچ نقطه‌ای از این منطقه رخنمون ندارد و تاکنون در هیچ چاه نفتی یا گازی نیز به آن برخورد نشده است. کلیه اطلاعاتی که درباره پی‌سنگ زاگرس در دست داریم از مطالب موجود درباره سپر عربی (Arabian Shield)، اندازه‌گیری‌های مغناطیس‌هوایی (Aero magnetic Surveys)، ثقل‌سنجی، بررسی‌های چینه‌شناسی و دانستنی‌هایی از پی‌سنگ ایران مرکزی و خرده‌سنگ‌های نمک هرمز سرچشمه می‌گیرد. این اطلاعات نشان می‌دهند که سطح فعلی پی‌سنگ زاگرس بسیار ناهموار بوده و توپوگرافی پیچیده‌ای دارد (مطیعی ۱۳۷۲). پی‌سنگ زاگرس در مناطقی چون فروافتادگی دزفول تا حدود ۱۵ کیلومتری زیر سطح دریای آزاد و در بعضی نقاط مانند لرستان تنها تا حدود ۶ کیلومتری زیر سطح دریای آزاد عمق دارد که به سمت راندگی اصلی زاگرس از عمق آن کاسته می‌شود (Giese et al., 1983). این کاهش عمق پی‌سنگ به سمت پس‌بوم (Hinter Land) می‌تواند در اثر بالا آمدگی قائم از طریق گسل‌های راندگی با روند شمال غرب - جنوب شرق در آن باشد (Hessami et al., 2001). تحلیل مراکز کانونی زلزله‌ها نیز نشانگر گسل‌های راندگی بر روی پی‌سنگ در زیر نمک هرمز است (Ni & Barazangi, 1986) که حاکی از کوتاه شدگی ضخیم پوسته (Thick Skinned) در کمربند چین‌خورده - رانده زاگرس است. فرضیه گسل‌های راندگی در پی‌سنگ مبتنی بر معکوس شدگی (Inversion) در محل گسل‌های نرمال قاشقی (Listric) قدیمی است که در اثر بازشدگی و نازک شدگی پی‌سنگ در زمان گسترش نئوتتیس ایجاد شده‌اند (Jackson, 1980). با تلفیق نتایج اندازه‌گیری‌های مغناطیس‌هوایی و ثقل‌سنجی می‌توان گفت که پی‌سنگ زاگرس ضخامتی در حدود ۲۵ تا ۵۰ کیلومتر دارد (مطیعی ۱۳۷۲).

در مورد نقش پی‌سنگ در چین‌خوردگی زاگرس دو دسته نظریه وجود دارد. بعضی کوتاه شدگی را تنها در قشر رسوبی متمرکز می‌دانند و اعتقاد دارند چین‌خوردگی در سطحی از پی‌سنگ که قبلاً دگرشکلی یافته، صورت گرفته است (Verrall, 1978)، در حالیکه بسیاری از زمین‌شناسان از جمله

Comby et al., (1977) حتی با وجود سازند هرمز، نوسانات پی‌سنگ را در چین‌خوردگی ناحیه فارس مؤثر به حساب آورده‌اند. (Ameen (1991) بیان می‌دارد که محدود نمودن کوتاه‌شدگی به قشر رسوبی، مفهوم یک پی‌سنگ غیر فعال را به همراه جدایش مطلق آن قشر از پی‌سنگ به وسیله سطوح جدایش القا می‌نماید. هرچند وجود سازند هرمز در فارس و نواحی تراست زاگرس، به کارگیری چنین فرضی را موجه می‌سازد ولی به کارگیری آن برای سایر زون‌های ساختاری زاگرس و تداوم آن در تاروس در جنوب خاوری ترکیه، شمال عراق و شمال سوریه به استناد اطلاعات فراوان ژئوفیزیکی و زمین‌شناسی و همچنین عدم حضور سازند هرمز، امکان پذیر نیست. در این نواحی شواهدی دال بر وجود گسلش بلوکی پی‌سنگ وجود دارد که از آن جمله می‌توان به تغییرات ناگهانی جانبی رخساره‌ای و ضخامت‌ها در واحدهای سنگ‌چینه‌ای معین اشاره نمود. همچنین می‌توان به شباهت پروفیل تاکدیس‌ها به مونوکلینال‌ها، شکل باریک و دراز تاکدیس‌ها، پلانژ شدگی خطی و پرشیب بعضی از تاکدیس‌ها و بالاخره الگوی پلانژها و زین‌سان‌ها در تاکدیس‌های متوالی در امتداد خطواره‌هایی خاص اشاره نمود. وجود الگوی پراکنده لرزه‌خیزی در زاگرس غالباً بدون شواهدی از گسل‌های سطحی، نشان دهنده وجود گسل‌های فعال مدفون می‌باشد که توسط پوشش رسوبی فانروزوئیک پوشیده شده‌اند (Berberian, 1995). (Bird (1978) معتقد است که آنومالی‌های ثقلی و لرزه‌خیزی نقاط مختلف زاگرس دال بر فعال بودن پی‌سنگ آن نواحی است، حتی در مناطقی که سازند هرمز وجود دارد (مطیعی ۱۳۷۴).

Ameen (1991) نتیجه‌گیری کرده است که در حین چین‌خوردگی زاگرس، پی‌سنگ در اثر گسلش‌های معکوس و یا حرکت معکوس گسله‌های نرمال که از قبل وجود داشته‌اند، دچار کوتاه‌شدگی گردیده است و هم‌زمان با آن قشر رسوبی نیز در اثر چین‌خوردگی، کوتاه‌شدگی حاصل کرده است. همچنین خمش و چرخش محور بعضی از تاکدیس‌ها و بیرون‌زدگی اکثر گنبد‌های نمکی به گسل‌های امتداد لغز پی‌سنگی (مانند گسله کازرون) و یا خطواره‌های پی‌سنگی نسبت داده شده‌اند

(Barzegar, 1994,؛ مهشادینیا ۱۳۸۱).

۳-۲) زیر بخش‌های ساختاری کمربند چین‌خورده - رانده زاگرس

تاکنون زیر بخش‌های متعددی در کمربند چین‌خورده - رانده زاگرس به موازات زمین درز آن در نظر گرفته شده است که آن را به پهنه‌های ساختاری کوچکتری تقسیم می‌کنند. در جدول ۱-۲ به طور خلاصه به این تقسیمات اشاره شده است.

جدول ۱-۲) پهنه‌بندی‌های مختلف کمربند چین‌خورده - رانده زاگرس (صفری ۱۳۷۹) با اندکی تغییر

شماره	پهنه‌بندی توسط	گستره پهنه‌بندی شده	تعداد پهنه‌های در نظر گرفته شده	پهنه‌های در نظر گرفته شده برای زاگرس	توضیحات
۱	Stocklin, 1968	ایران	۹	۱- دشت شط‌العرب ۲- منطقه چین‌خورده ۳- منطقه رانده زاگرس ۴- نوار سنج - سیرجان	اولین تقسیم‌بندی مدرن
۲	Falcon, 1974	زاگرس	۳	۱- منطقه ساختاری پیچیده، سنج - سیرجان ۲- منطقه رانده یا زاگرس بلند ۳- منطقه چین‌خورده	
۳	نبوی، ۱۳۵۵	ایران	۱۶	۱- فلات قاره عربی ۲- زاگرس چین‌خورده ۳- زاگرس مرتفع	
۴	Farhoudi, 1978	زاگرس	۳	۱- کمان آتشفشانی ۲- گودی و ناپوستگی با شیب زیاد ۳- راندگی با شیب کم و کمربند چین‌خورده	تقسیم‌بندی بر اساس سیستم کمانی
۵	افتخارنژاد، ۱۳۵۹	ایران	-	۱- پوسته قاره‌ای (شامل بخش چین‌خورده و رانده زاگرس) ۲- پوسته اقیانوسی (مناطق افیولیتی و جنوب شرق زاگرس)	بر اساس پوسته اقیانوسی و قاره‌ای تقسیم‌بندی انجام گرفته است

ادامه جدول ۱-۲

۶	Pamic et al, 1979	زاگرس	۳	۱- زاگرس رانده ۲- زاگرس چین‌خورده ۳- دشت خوزستان
۷	Alavi, 1980	زاگرس	۴	۱- دشت خوزستان ۲- زاگرس چین‌خورده ۳- مجموع زاگرس رانده و سنندج - سیرجان
۸	Berberian & king, 1981	ایران	۱۱	۱- نواحی باثبات ۲- گودال‌های قدامی ۳- محورهای چین‌خوردگی آلپ پایانی
۹	Nogol - e- Sadat, 1988	ایران	۹	۱- زاگرس شمالی ۲- زاگرس چین‌خورده ۳- پلاتفورم عربی
۱۰	مطیعی، ۱۳۷۴	زاگرس	۳	۱- زون ساختمانی پیچیده همراه سنگهای دگرگونی (که به ۲ زیر زون تقسیم می‌شود) ۲- زون راندگی‌ها ۳- زون چین‌خورده (که به ۷ زیر زون تقسیم می‌شود)
۱۱	Berberian, 1995	زاگرس	۵	۱- کمربند رانده زاگرس مرتفع ۲- کمربند ساده چین‌خورده ۳- ژرفنای قدامی زاگرس و فروافتادگی دزفول ۴- دشت ساحلی زاگرس ۵- سرزمین‌های پست خلیج فارس و بین‌النهرین

عاملی که باعث تغییرات در عرض و دلیلی برای پهنه بندی می‌باشد، گسل‌های پی‌سنگی است. دگرشکلی خطواره‌های قابل پی‌گیری در صحرا می‌تواند آثاری از فعالیت مجدد گسل‌های پی‌سنگی

باشد (Barzegar, 1994; Hessami et al., 2001).

آخرین تقسیم بندی توسط Berberian (1995) ارائه شده که در آن زاگرس به پنج پهنه ساختاری کوچکتر تقسیم شده است. با توجه به اینکه این تقسیم بندی یک تقسیم بندی ریخت زمین‌ساختی کلی و جامع است در ادامه به آن پرداخته می‌شود. در این تقسیم بندی کمربند چین‌خورده - رانده زاگرس بر اساس توپوگرافی سطحی و عوارض ریخت زمین‌ساختی، روش دگرریختی، شواهد و اطلاعات زمین‌شناسی و زمین‌ساختی تحت‌الارضی و لرزه‌شناسی ناحیه‌ای، از شمال شرق تا جنوب غرب به پنج پهنه ریخت زمین‌ساختی تقسیم می‌شود که به ترتیب به‌عنوان پنج الگوی شاخص به طرف جنوب غرب با درجات مختلف راندگی، بالآمدگی، چین‌خوردگی، فرسایش و رسوبگذاری معرفی می‌گردند (اشکال ۳-۲ و ۴-۲). بنابراین زمین‌شناسی ساختمانی، لرزه‌زمین‌ساخت و ریخت زمین‌ساخت زاگرس با این پنج پهنه بالا آمده فشارشی کنترل می‌شوند که پنج روند موازی را در جنوب گسل اصلی معکوس زاگرس (زمین درز زاگرس) تشکیل می‌دهند. این پنج پهنه زمین‌ساختی زاگرس که توسط راندگی‌های اصلی ناپیوسته و عمیق از یکدیگر جدا می‌شوند، عبارتند از:

۱- کمربند رانده زاگرس مرتفع (The High Zagros Thrust Belt)

۲- کمربند ساده چین‌خورده (The Simply Folded Zagros Belt)

۳- پیش ژرفای زاگرس و فروافتادگی دزفول

(The Zagros Foredeep & The Dezful Embayment)

۴- دشت ساحلی زاگرس (The Zagros Coastal Plain)

۵- سرزمین‌های پست خلیج فارس و بین‌النهرین (The Persian Gulf & Mesopotamian Lowland)

راندگی‌های اصلی ناپیوسته و عمیقی که در مجاورت این پهنه‌های ریخت زمین‌ساختی قرار گرفته‌اند (اشکال ۳-۲ و ۴-۲) نیز عبارتند از:

۱- گسل اصلی معکوس زاگرس (زمین درز زاگرس) و گسل اصلی جدید

(The Main Zagros Reverse Fault = MZRF & The Main Recent Fault = MRF)

۲- گسل زاگرس مرتفع (The High Zagros Fault = HZF)

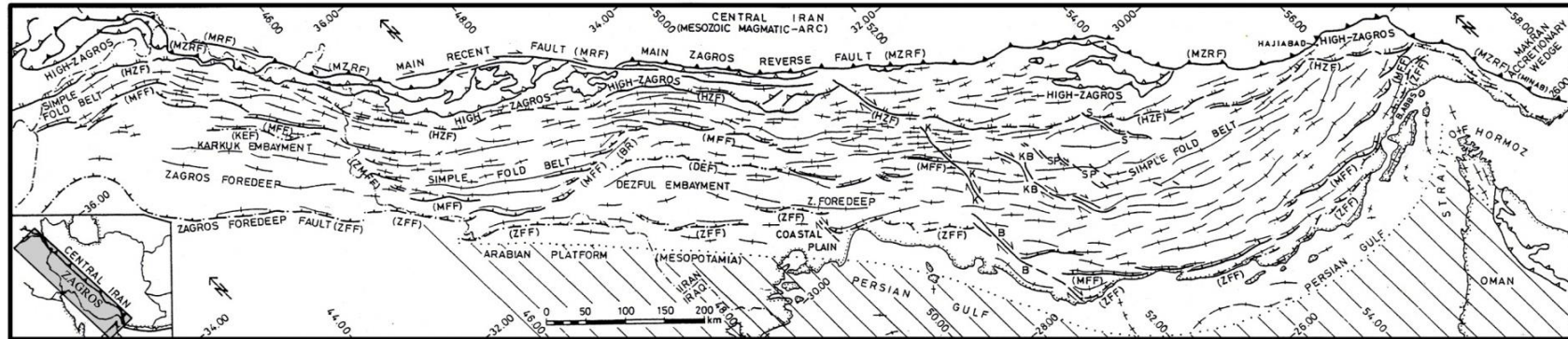
۳- گسل پیشانی کوهستان (The Mountain Front Fault = MFF)

۴- گسل فروافتادگی دزفول (The Dezful Embayment Fault = DEF)

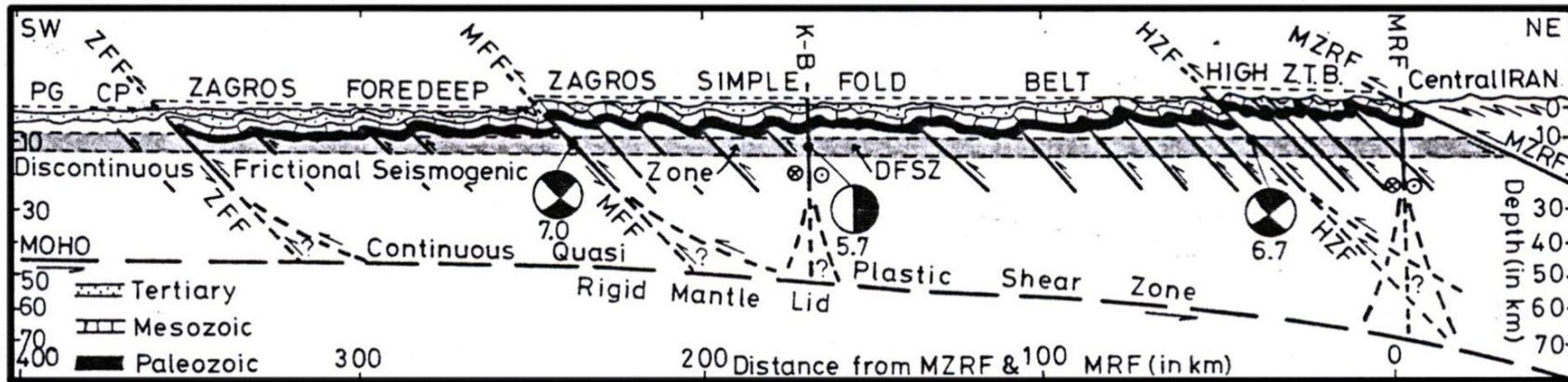
۵- گسل پیش ژرفایزاگرس (The Zagros Fordeep Fault = ZFF)

از سمت زاگرس مرتفع و خط درز زاگرس در شمال - شمال شرق، به سمت پیش ژرفای زاگرس در جنوب - جنوب غرب، ضخامت پوسته (Dehghani and Makris, 1983; 1984)، توپوگرافی، شدت دگرشکلی (Falcon, 1974)، دامنه چین‌ها، جابجایی گسل‌های معکوس، برش نسبی در طول سطح جدایش دکولمان و سن سنگ‌های رسوبی گسل‌خورده و چین‌خورده کاهش می‌یابد (اشکال ۲-۳ و ۴-۲). چین‌خوردگی نئوژن و کواترنری در این پهنه‌ها از شمال شرق به سمت جنوب غرب جوان‌تر می‌شود که نشان‌دهنده این مطلب است که جبهه دگرشکلی از خط درز به سمت ژرفنای قدامی مهاجرت می‌کند (Berberian, 1995).

سنگ‌های پالئوزوئیک زیرین که در کمربند رانده زاگرس مرتفع بیرون زده‌اند در سایر واحدها به سمت جنوب غرب پوشیده شده‌اند. علاوه بر این به دلیل میزان زیاد بالآآمدگی، دگرشکلی و فرسایش، سازند آسماری در بیشتر بخش‌های کمربند رانده زاگرس مرتفع فرسایش یافته است. سازندهای مزوزوئیک و ائوسن - الیگوسن که در کمربند ساده چین‌خورده زاگرس بیرون زده‌اند در ژرفنای قدامی زاگرس توسط رسوبات نئوژن و نمک‌های میوسن که بر اثر فعالیت‌های زمین‌ساختی بالا آمده‌اند و در دشت ساحلی توسط رسوبات رودخانه‌ای کواترنری پوشیده شده‌اند (Berberian, 1995). هر یک از این پهنه‌ها خصوصیات و روش دگرریختی خاص خود را دارد که در ادامه به توضیح آنها و راندگی‌های اصلی و عمقی مجاور آنها پرداخته می‌شود.



شکل ۲-۳) ساختارها و پهنه‌های ریخت زمین‌ساختی کمربند چین‌خورده - رانده زاگرس در جنوب غرب ایران و شمال عراق در طول حاشیه شمال شرقی ورق عربی، اقتباس از Berberian (1995).



شکل ۲-۴) پهنه‌های ریخت زمین‌ساختی و راندگی‌های اصلی عمقی جداکننده آنها در یک مقطع عرضی شماتیک از کمربند چین‌خورده - رانده زاگرس، اقتباس از Berberian (1995).

۲-۳-۱) گسل اصلی معکوس زاگرس

(The Main Zagros Reverse Fault =MZRF)

این گسل که یک تغییر اساسی را در تاریخ رسوبگذاری، جغرافیای دیرینه، ریخت زمین‌ساخت و فعالیت‌های لرزه‌ای نشان می‌دهد، گسلی است معکوس با شیب زیاد، دارای روند شمال‌غرب - جنوب‌شرق که از غرب ایران تا شمال بندرعباس (جائیکه به گسل شمالی - جنوبی میناب ختم می‌شود) کشیده شده است. رخنمون پوسته اقیانوسی در نواحی نیریز، کرمانشاه و تاروس ترکیه در امتداد این گسل حاکی از آن است که گسل مذکور مرز برخورد قاره - قاره حاشیه فعال ورق ایران مرکزی در شمال‌شرق و حاشیه غیر فعال ورق آفریقایی - عربی در جنوب‌غرب می‌باشد (Berberian, 1995).

گسل اصلی معکوس زاگرس در راستای شمال‌غربی خود به گسل اصلی جدید (The Main Recent Fault = MRF) ختم می‌شود (شکل ۲-۳) که یک گسل اصلی لرزه‌ای فعال می‌باشد. لرزه‌خیزی در ناحیه این گسل در شمال فروافتادگی دزفول نشان می‌دهد که یک گسل امتدادلغز راست‌بر با مولفه کوچک نرمال است (Jackson and McKenzie, 1984). جابجایی در راستای این گسل حدود ۱۰ تا ۶۰ کیلومتر و روند آن شمال‌غرب - جنوب‌شرق می‌باشد که کم‌وبیش روند گسل اصلی زاگرس را دنبال می‌کند (Tchalenko & Braud, 1974). فعالیت‌های لرزه‌ای بزرگ زاگرس در درود، نهاوند، صحنه، مریوان و پیرانشهر را به حرکت این گسل نسبت می‌دهند (Talebian & Jackson, 2002; Berberian, 1995).

۲-۳-۲) کمربند رانده زاگرس مرتفع (The High Zagros Thrust Belt)

کمربندی است باریک با پهنایی در حدود ۸۰ کیلومتر و روند شمال‌غرب - جنوب‌شرق که بین گسل اصلی زاگرس (MZRF) در شمال‌شرق و گسل زاگرس مرتفع (HZF) در جنوب‌غرب واقع است. این کمربند که به شدت توسط تعدادی از گسل‌های معکوس قطعه قطعه شده و به سمت جنوب‌غرب در طول قطعات متفاوتی از گسل زاگرس مرتفع، بالا رانده گردیده است، بیشترین میزان توپوگرافی و بالا

آمدگی را دارا می‌باشد و ارتفاع آن به ۴۰۰۰ متر می‌رسد. همچنین شامل کوه‌هایی بلندتر و گودی‌هایی عمیق‌تر (با بیرون زدگی پالتوزوئیک پیشین در هسته تاقدیس‌های رانده) نسبت به سایر قسمت‌های زاگرس می‌باشد.

کمربند رانده زاگرس مرتفع با ویژگی‌هایی چون تاقدیس‌های رو رانده دارای تغییرشکل فراوان با رخنمون‌های برجای ژوراسیک - کرتاسه و هسته‌هایی با سن پالتوزوئیک در طول گسل‌های معکوس، نپ‌های رادیولاریتی و افیولیتی بالارانده مربوط به کرتاسه بالایی، فلیش‌های کرتاسه بالایی تا ائوسن - الیگوسن و گسل‌های معکوس طولی، مشخص می‌شود. این کمربند توسط کوهزایی‌های مربوط به فرورانش و برخورد قاره - قاره تحت تأثیر قرار گرفته است (Berberian, 1995).

۳-۳-۲ گسل زاگرس مرتفع (The High Zagros Fault = HZF)

این گسل که کمربند رانده زاگرس مرتفع را در شمال‌شرق از کمربند ساده چین‌خورده در جنوب‌غرب جدا می‌سازد، یک گسل شیب‌لغز معکوس است که در سطح زمین به صورت قطعات ناپیوسته‌ای قابل پیگیری است و با روند شمال‌غرب - جنوب‌شرق در قسمت غربی، روند شرقی - غربی در قسمت‌های میانی و شمالی و روند شمال‌شرق - جنوب‌غرب در قسمت شرقی زاگرس دیده می‌شود. شواهد زمین‌شناسی که بر پایه موقعیت کنونی سنگ‌های پالتوزوئیک بنا گردیده‌اند (Huber, 1977)، نشان می‌دهند که مولفه قائم جابجایی (Vertical Component of Displacement) این گسل به بیش از ۶ کیلومتر می‌رسد، همچنین نمک‌های هرمزی که در طول قطعات مختلف این گسل تزریق شده و به سطح رسیده‌اند، نشان‌دهنده عمق زیاد و پی‌سنگی بودن گسل زاگرس مرتفع می‌باشند (Berberian, 1995).

گوه‌ای شدن رسوبات بعد از آسماری (تبخیری‌های میوسن سازند گچساران همراه با مولاس‌های همزمان با کوهزایی میوسن زیرین تا پلیستوسن سازندهای آغاچاری و بختیاری) به طرف زاگرس مرتفع (James & Wynd, 1965; Falcon, 1974; Huber, 1977)، نشان بر خاستگی زاگرس مرتفع از

زمان میوسن زیرین می‌باشد.

۲-۳-۴) کمربند ساده چین‌خورده (The Simple Fold Belt)

این کمربند از سمت شمال توسط گسل زاگرس مرتفع (HZF) و از سمت جنوب غرب توسط گسل پیشانی کوهستان (MFF) محدود شده است. پهنای متوسط آن در قسمت‌های مختلف متفاوت است، در جنوب شرق حدود ۲۵۰ کیلومتر و در شمال غرب حدود ۱۲۰ کیلومتر پهنای دارد. این کمربند در کوه‌های بختیاری فقط ۵۰ تا ۶۰ کیلومتر پهنای دارد و دارای راندگی‌های بیشتر، چین‌های بسته‌تر با طول موج کوتاه‌تر و سطح محوری پرشیب‌تر نسبت به سایر نقاط کمربند ساده چین‌خورده زاگرس می‌باشد.

این کمربند شامل تاق‌دیس‌های بزرگ و جعبه‌ای شکل است که نمک هرمز در آنها نفوذ کرده است. در این محدوده آهک‌های آسماری با سن ائوسن - الیگوسن و سازندهای مزوزوئیک بیشتر توپوگرافی‌ها را تشکیل می‌دهند. این ساختارها در لرستان روند شمال غرب - جنوب شرق و در فارس روند شرقی - غربی دارند اما در شمال بندرعباس روند شمال شرق - جنوب غرب به خود می‌گیرند. در این کمربند پوشش رسوبی ضخامتی تا بیش از ۱۲ کیلومتر دارد (James & Wynd, 1965; Falcon, 1974; Huber, 1977)، که شامل بیشترین ضخامت رسوبات فانروزوئیک بدون دگرشیبی است. این کمربند در طی برخورد قاره - قاره در خلال میوسن - پلیوسن چین‌خورده است (Berberian, 1995).

۲-۳-۵) گسل پیشانی کوهستان (The Mountain Front Fault = MFF)

این گسل که توسط Falcon (1961) به‌عنوان خمیدگی پیشانی کوهستان (Mountain Front Flexural) معرفی گردیده است، مرز جنوبی کمربند ساده چین‌خورده زاگرس را تشکیل می‌دهد و یک گسل رانده، کور و قطعه قطعه با خصوصیات ساختاری، توپوگرافی، زمین‌ریخت‌شناسی و لرزه زمین‌ساختی خاص می‌باشد. گسل پیشانی کوهستان ترکیبی از قطعات رانده ناپیوسته با طول‌های ۱۵ تا ۱۱۵ کیلومتر می‌باشد که طول کلی آن در ایران ۱۳۵۰ کیلومتر است. قطعات گسله موجود در

عمق به همراه چین‌های نامتقارن سطحی مرتبط با آنها توسط نبودها (Gaps) و پله‌ای شدن‌ها (Steps)، در عوارض توپوگرافی و ریخت زمین‌ساختی سطحی از یکدیگر جدا گشته‌اند. وجود شواهد زمین‌شناسی بر پایه موقعیت کنونی سازند ائوسن - الیگوسن آسماری فوقانی که از اطلاعات چینه‌شناسی، لرزه‌ای و چاه‌های حفاری شده بدست آمده‌اند (Falcon, 1974; Huber, 1977; Berberian, 1986, 1989)، مولفه قائم جابجایی بیش از شش کیلومتر را برای این گسل راندگی به اثبات می‌رسانند (Berberian, 1995). لرزه‌خیزی، توپوگرافی و هندسه کمربند زاگرس نشان می‌دهد که گسل پیشانی کوهستان مهمترین ساختاری است که رسوبگذاری و دگرشکلی زمان ترشیری را تحت کنترل داشته است (Sepehr and Cosgrove, 2004).

۲-۳-۶) گسل فروافتادگی دزفول (The Dezful Embayment Fault = DEF)

این گسل مرز شمالی فروافتادگی دزفول را می‌سازد و در منطقه‌ای بین گسل پیشانی کوهستان (MFF) و گسل ژرفنای قدیمی زاگرس (ZFF) قرار گرفته است. بر اساس شواهد زمین‌شناسی که بر پایه موقعیت کنونی قسمت فوقانی سازند گچساران بنا گردیده‌اند (Huber, 1977)، مولفه قائم جابه‌جایی در این گسل به بیش از ۳۰۰۰ متر می‌رسد. سازوکار کانونی و عمق زلزله‌های مرتبط با این گسل نشان‌دهنده آن است که این گسل معکوس و پی‌سنگی است (Berberian, 1995).

۲-۳-۷) گسل پیش ژرفای زاگرس (The Zagros Fordeep Fault = ZFF)

این گسل پیش ژرفای زاگرس را در شمال - شمال شرق از دشت ساحلی زاگرس در جنوب - جنوب غرب جدا می‌سازد و لبه شمال شرقی پوشش آبرفتی دشت ساحلی خلیج فارس می‌باشد. گسل ژرفنای قدیمی زاگرس یک گسل شیب‌لغز معکوس است که همانند گسل پیشانی کوهستان (MFF) ناپیوسته و منقطع بوده و به طور تقریبی موازی با آن می‌باشد (Berberian, 1995).

۲-۳-۸) دشت ساحلی زاگرس (The Zagros Coastal Plain)

کمربند باریکی است که از شمال توسط گسل پیش ژرفای زاگرس (ZFF) و از جنوب توسط خلیج

فارس محدود شده است. این محدوده شیب ملایمی به سمت جنوب دارد که میزان آن از اهواز تا خرمشهر حدود ۱ متر در هر ۵ کیلومتر می‌باشد (Berberian, 1995).

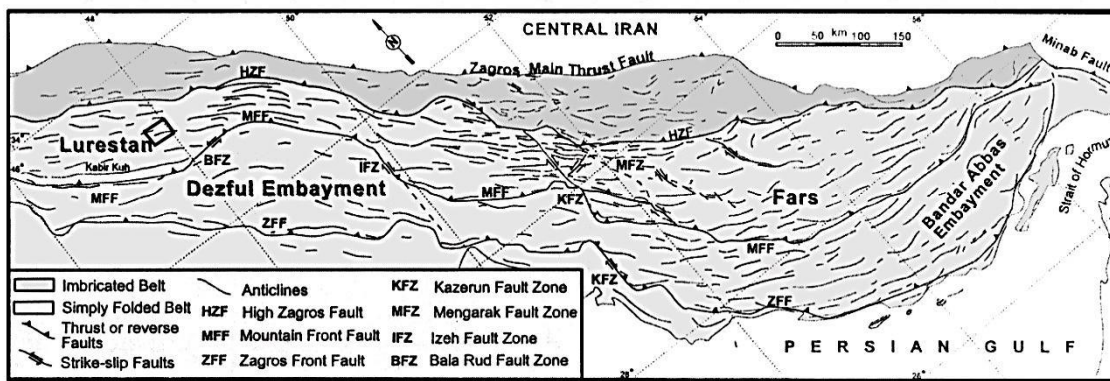
۲-۳-۹) سرزمین‌های پست خلیج فارس و بین‌النهرین

(The Persian Gulf & Mesopotamian Lowland)

این واحد ریخت زمین‌ساختی در جنوب و جنوب‌غرب دشت ساحلی زاگرس قرار گرفته که بخشی از آن توسط آب‌های خلیج فارس پوشیده شده است. خلیج فارس با مساحتی حدود ۲۲۶۰۰۰ کیلومتر مربع، طولی در حدود ۸۰۰ کیلومتر و پهنایی در حدود ۱۱۵ تا ۱۸۵ کیلومتر، یک حوضه کم ژرفای قاره‌ای با منشاء زمین‌ساختی است که فلات قاره‌ای عربستان را با عمقی کمتر از ۱۰۰ متر (عمق متوسط ۳۵ متر، بیشترین عمق ۱۱۰ متر) می‌پوشاند. در خلیج فارس جزایر کوچکی دیده می‌شوند که در اثر تزریق گنبد‌های نمکی ایجاد شده‌اند و حاشیه برخی از آنها توسط رسوبات تبخیری و تخریبی نئوژن و ریف‌های مرجانی جدید پوشیده شده است. جزایر بزرگتر در نزدیکی ساحل ایران دارای تاقدیس‌های ملایم هستند (Berberian, 1995).

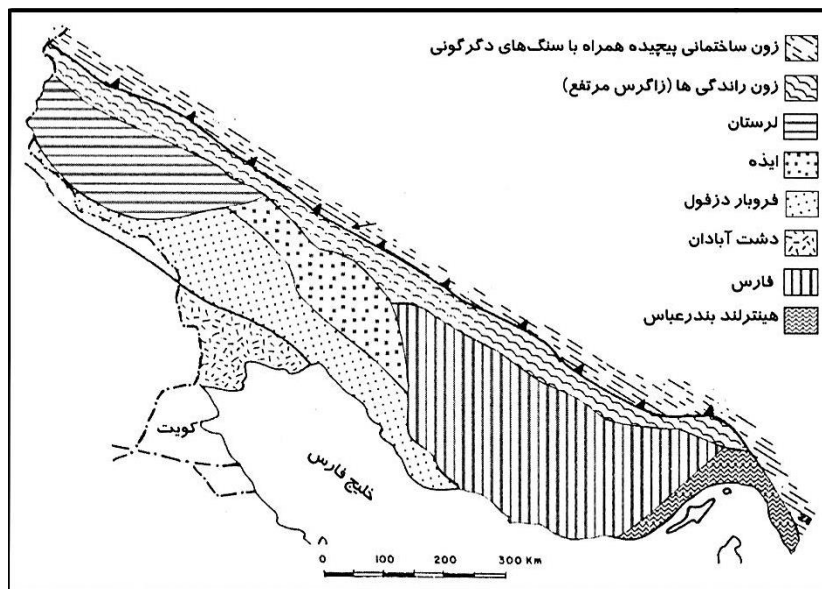
۲-۴) نواحی زمین‌شناسی زاگرس

علاوه بر تقسیم بندی به موازات کمربند کوهزایی، کمربند چین‌خورده - رانده زاگرس از جوانب نیز به نواحی زمین‌شناسی مختلفی تقسیم بندی شده است (شکل ۲-۵) که از شمال‌غرب به جنوب‌شرق عبارتند از: ناحیه لرستان، فروبار دزفول و ناحیه فارس. فروبار دزفول توسط گسل کازرون - برازجان و پهنه گسله بالارود به ترتیب از نواحی فارس و لرستان که دو کمربند چین‌خورده کمانی شکل هستند، جدا می‌شود. فروبار دزفول دارای چین‌هایی با زمین ریخت شناسی متفاوت نسبت به چین‌های نواحی



شکل ۲-۵) نواحی زمین‌شناسی زاگرس از نظر Sepehr, 2001. محدوده تقریبی منطقه مورد مطالعه در شکل مشخص شده است.

فارس و لرستان می‌باشد و ضخامت رسوبات بعد از میوسن آن به ۳۰۰۰ متر می‌رسد (Sepehr, 2001). مطیعی (۱۳۷۴) نیز در تقسیم بندی ساختاری زاگرس (جدول ۲-۱)، زون چین‌خورده را از جوانب به هفت زیر زون به نام‌های فروافتادگی کرکوک، لرستان، ایذه، فروبار دزفول، دشت آبادان، فارس و هینترلند بندرعباس تقسیم بندی نموده که این تقسیم بندی بیشتر مورد استفاده زمین‌شناسان نفت است (شکل ۲-۶).



شکل ۲-۶) تقسیمات ساختاری زاگرس از نظر مطیعی ۱۳۷۴. (فروافتادگی کرکوک در شمال غربی لرستان و در خاک عراق است. اطلاعات کافی از آن در دست نیست ولی ویژگی‌های فروافتادگی دزفول می‌تواند با آن همخوانی داشته باشد (آقنابتی ۱۳۸۳)).

از آنجا که در این تقسیم بندی‌ها منطقه مورد مطالعه در زیر زون فارس واقع گردیده در ادامه به توضیح آن می‌پردازیم.

۲-۴-۱) زیر زون فارس

از نگاه جغرافیایی، پهنه فارس به دو بخش فارس داخلی (Interior Fars) و فارس بیرونی (External Fars) تقسیم می‌شود. فارس بیرونی به دو زیر پهنه کوچک‌تر به نام فارس ساحلی (Coastal Fars) و فارس به تقریب ساحلی (Sub-coastal Fars) تقسیم می‌شود (شکل ۲-۷). بسیاری از زمین‌شناسان، فارس را گستره واقع در میان دو گسل کازرون در باختر و گسل میناب در خاور می‌دانند. ولی، مطیعی (۱۳۷۴)، ویژگی‌های زمین‌شناسی بخش خاوری فارس را متفاوت می‌داند و به آن پس خشکی بندرعباس نام داده است، بدین‌سان مرز باختری پهنه فارس با زون گسلی کازرون بسته می‌شود و مرز خاوری آن خطی فرضی است که از حوالی بندر نخیلو آغاز و نزدیک کوه فینو، شمال بندرعباس، تا راندگی اصلی زاگرس ادامه می‌یابد. مرز شمالی فارس، زون راندگی‌ها و مرز جنوبی آن، خط ساحلی خلیج فارس است.



شکل ۲-۷- زیر تقسیمات اصلی کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس (برگرفته از: Huber, 1973, 1976, 1977; Berberian 1995; Motiei 1993, 1995)

مهم‌ترین ویژگی‌های زمین‌شناختی پهنه فارس عبارت است از :

1- داشتن شرایط سکویی، به دلیل تداوم پی‌سنگ عربستان که از قطر به فارس می‌رسد و از آن به نام « بلندی گاوبندی » یاد می‌شود.

2- تاقدیس‌ها جهت‌یافتگی گوناگون، E-W، NW-SE و حتی NE-SW، دارند. تغییر روند ساختارها نتیجه عملکرد گسل‌های پی‌سنگ و یا چرخش بردار حرکت صفحه عربی نسبت به صفحه ایران است.

3- فارس از نواحی گازخیز و مشهور دنیا است .

4- کومبای (۱۹۷۷)، بر این باور است که کمان فارس، به درازای ۷۵۰ کیلومتر، فرجام سازوکار دو گسل میناب (در خاور) و کازرون (در باختر) است، به گونه‌ای که قشر رسوبی رویی بر روی قطعات متحرک پی‌سنگ شناور است.

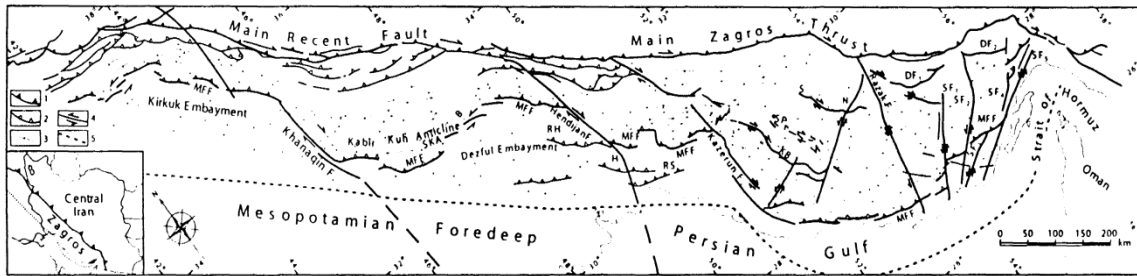
5- الگوی چین‌خوردگی پهنه فارس بیشتر از نوع هم مرکز است که سطوح جدایش زیرین آن در نمک‌های هرمز و سطوح جدایش فرعی و درون سازندی آن در سازندهای تبخیری دشتک، شیل پابده و گورپی هستند.

۲-۵) گسل‌های امتداد لغز عرضی - برشی زاگرس

گسل‌های امتداد لغز عرضی - برشی زاگرس که چین‌های موجود در کمربند چین‌خورده - رانده را در برخی نواحی قطع نموده‌اند از دیرباز مورد توجه بسیاری از زمین‌شناسان زاگرس بوده‌اند. برخی از گسل‌های امتداد لغز زاگرس توسط افرادی چون Falcon, 1969; Berberian, 1976; Furst, 1990; Ameen, 1992; Edgell, 1996; Hessami, 2001 شناسایی شده است. بعضی از این گسل‌ها با خطواره‌های مغناطیسی با نقشه‌های مغناطیس‌هوایی (تهیه شده توسط Morris, 1977) مطابقت دارد. ولی پی‌سنگی بودن برخی از آنها مورد تردید بوده است (Bahroudi and Talbot, 2003).

از مهمترین ویژگی‌های این گسل‌ها که در تشخیص آنها مهم است، جابه‌جایی و خمش محور چین‌ها با توجه به نوع حرکت آنها است که بر روی نقشه‌های زمین‌شناسی و تصاویر ماهواره‌ای به وضوح قابل مشاهده است. این گسل‌ها که روند آنها از شمال غربی - جنوب شرقی تا شرقی - غربی تغییر می‌کند، در مطالعات سنجش از دور آثار خطی از خود نشان می‌دهند (Barzegar, 1994; Hessami et al, 2001, مهشادینیا ۱۳۸۱؛ داودی ۱۳۸۲). تعدادی از گسل‌های مهم امتدادلغز که تاکنون شناسایی شده‌اند عبارتند از گسل‌های ایذه، بالارود، کازرون - برازجان، کره‌بس (منقارک)، سروستان، سبزپوشان، بهار، فیروزآباد، نظام‌آباد و خانقین (شکل ۲-۷). این شکل نشان می‌دهد که بیشتر گسل‌های شناخته شده در منطقه جنوب شرقی متمرکز هستند و در منطقه شمال غربی تعداد گسل‌های امتدادلغز شناخته شده بسیار کم است. بعضی از این گسل‌های امتدادلغز با خطواره‌های مغناطیسی، که از تغییرات خطوط هم شدت مغناطیس در نقشه‌های مغناطیس هوایی (Morris, 1977) قابل ردیابی هستند، منطبق بوده و پی‌سنگی می‌باشند ولی برای بعضی از آنها وجود عناصر ساختاری در پی‌سنگ که با تأثیرات سطحی و مطالعات ژئوفیزیکی منطبق باشد مورد تردید است (Bahroudi & Talbot, 2003).

Hessami et al., (2001) گسل‌های امتدادلغز کازرون - برازجان، کره‌بس، سبزپوشان، سروستان و رازک را به همراه گسل‌های امتدادلغز راست‌بر و چپ‌بر شرق ناحیه فارس، به شکستگی‌های پی‌سنگی نسبت داده‌اند. اما به نظر (Bahroudi and Talbot (2003) گسل‌های نظام‌آباد، رازک، سبزپوشان، سروستان و بالارود گسل‌هایی هستند که در اثر اختلاف اصطکاک سطح جدایش (Basal friction) به وجود آمده‌اند و تنها به پوشش رسوبی محدود می‌شوند، در صورتی که گسل‌های دیگر نظیر گسل‌های کازرون - برازجان، کره‌بس و خانقین شکستگی‌های پی‌سنگی هستند (شکل ۲-۸).



شکل ۸-۲) نقشه ساختاری کمربند چین‌خورده - رانده زاگرس که گسل‌های امتدادلغز اصلی از قبل شناسایی شده و محور برخی از تاقدیس‌ها بر روی آن مشخص است، اقتباس از (Hessami et al (2001).

این مطالب نشان می‌دهند که در مورد پی‌سنگی بودن یا نبودن بعضی از گسل‌های امتدادلغز زاگرس اختلاف نظر وجود دارد، اما به طور کلی این گسل‌ها حداقل ریشه در قاعده رسوبات فانروزوئیک دارند و جابه‌جایی عمقی آنها می‌تواند در سطح اثراتی بر جا بگذارد. در میان این گسل‌ها، سه گسل امتدادلغز راست‌بر اصلی به نام گسل‌های کازرون- برازجان، کره‌بس و سروستان وجود دارند که چین‌های زاگرس را به وضوح قطع نموده‌اند (Berberian & Tchalenko, 1976)، این گسل‌ها در سطح با یک صفبندی منظم از گنبد‌های نمکی هرمز که از زمان جایگیری به صورت راست‌بر گسل خوردگی پیدا کرده‌اند، مشخص می‌شوند. همچنین Catton And Koyi (2000) برخی از گسل‌هایی امتدادلغز را محدود به پوشش رسوبی دانسته که حاصل اختلاف دو سطح جدایش شکل‌پذیر و اصطکاکی می‌داند.

در ادامه به عنوان نمونه به تشریح گسل امتدادلغز اصلی و خطواره‌های پی‌سنگی منطقه مورد مطالعه می‌پردازیم.

۲-۵-۱) گسل هندورابی

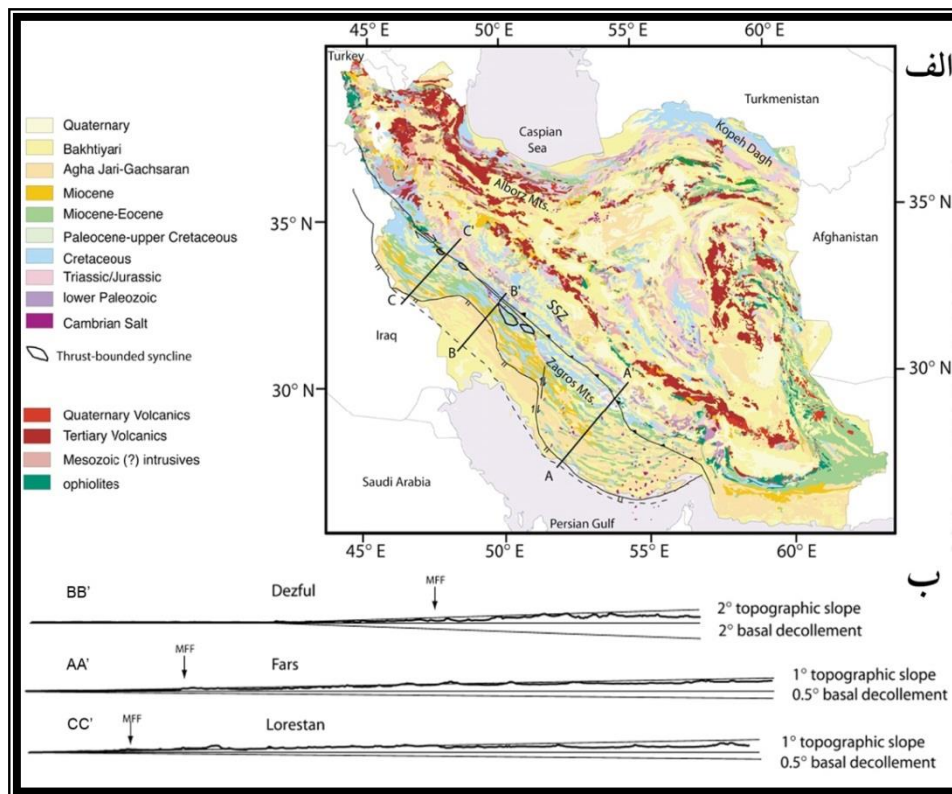
این گسل ابتدا توسط Morris (1977) بر مبنای تفسیر ساختمانی بررسی‌های مغناطیس‌هوایی به صورت یک گسل کمانی دارای روند کلی NE-SW و سپس با تفسیر مجدد توسط Koop and Orbell (1977) با روند و طول مشابه گسل پیشنهادی Morris ولی با کمی تفاوت در انحنای و شکل در منطقه تشخیص داده شده است.

۶-۲) تقسیمات چین‌های زاگرس

به طور کلی همه سنگ‌های زاگرس را می‌توان به دو گروه پی سنگ دگرگونه و پوشش رسوبی روی پی‌سنگ تقسیم کرد. (O'Brien (1950 اولین کسی بود که بر پایه رفتار شناسی سنگ‌ها، ردیف‌های رسوبی زاگرس را به پنج گروه تقسیم کرد: ۱. گروه پی‌سنگ (پرکامبرین)، ۲. گروه متحرک زیرین (شامل سری هرمز به سن پرکامبرین پسین - کامبرین)، ۳. گروه مقاوم (شامل سازندهای زمان کامبرین تا میوسن)، ۴. گروه متحرک بالایی (سازند گچساران) و ۵. گروه نامقاوم (شامل سازندهای میشان، آغاچاری و بختیاری). البته هم اکنون وجود چندین سازند کم قوام دیگر به عنوان سطوح جدایشی میانی که می‌توانند تا حدودی نقش گروه متحرک را داشته باشند، در زاگرس به اثبات رسیده است (Sherkati & Letouzey, 2004).

در مورد وجود گروه متحرک زیرین یعنی سری هرمز در زاگرس نظریات مختلفی وجود دارد. برخی از محققین با توجه به عدم وجود گنبد‌های نمکی در غرب گسل کازرون، این گسل را مرز غربی حوضه نمکی زاگرس فرض کرده‌اند (آقانباتی ۱۳۸۳ به نقل از Berberian (1976 و Talbot & Alavi (1996))، ولی Hessami et al., (2001) نبود گنبد‌های نمکی در این بخش از زاگرس را دلیل بر نبود نمک هرمز در عمق نمی‌دانند. آنها معتقدند که تعداد کمتر گسل‌های امتدادلغز و همچنین بازشدگی کم این گسل‌ها در بخش شمال غرب زاگرس، مانع از این شده است تا نمک هرمز به سمت بالا راه پیدا کند و گنبد نمکی تشکیل دهد. (McQuarrie (2004) نیز به وجود نمک هرمز در فارس و لرستان و عدم وجود آن در فروبار دزفول اشاره کرده است، وی پس از رسم چند مقطع بالانس شده بر اساس نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰ شرکت ملی نفت ایران در نواحی فارس، فروبار دزفول و لرستان شیب گوه تکتونیکی (Taper) در فارس و لرستان را ۱/۵ درجه و برای فروبار دزفول ۴ درجه بدست آورده است (شکل ۲-۹). با توجه به اینکه زاویه شیب گوه تکتونیکی با مقاومت (اصطکاک) سطح جدایش نسبت مستقیم دارد و کمربندهای چین‌خورده-رانده‌ای که دارای سطح

جدایش ضعیف (دارای اصطکاک کم) هستند دارای شیب گوه تکتونیکی کم (۱ الی ۲ درجه) می‌باشند (Davis et al., 1983; Dahlen et al., 1984; Mitra, 1997)، ایشان نتیجه می‌گیرد که هم در فارس و هم در لرستان سری نمکی هرمز به عنوان سطح جدایش عمل کرده و سبب به‌وجود آمدن چین‌خوردگی دارای ارتفاع و سبک یکسان گردیده است. در حالی که در فروربار دزفول به دلیل عدم وجود سطح جدایش نامقاوم چون سازند هرمز، وضعیت چین‌خوردگی با نواحی فارس و لرستان متفاوت است.



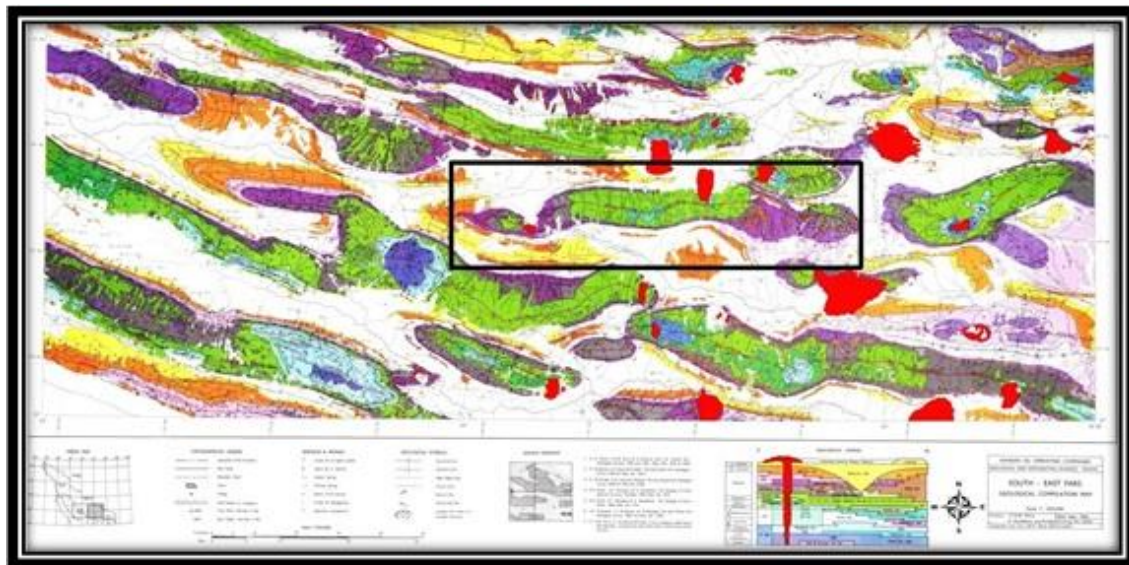
شکل ۲-۹) مقاطع زمین‌شناسی موازنه شده در عرض کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس (McQuarrie, 2004). الف: موقعیت مقاطع بر روی نقشه زمین‌شناسی ایران. ب: مقایسه شیب گوه تکتونیکی در سه ناحیه دزفول، فارس و لرستان.

۷-۲) زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

۱-۷-۲) موقعیت ساختاری تاقدیس بورخ

منطقه مورد مطالعه در زاگرس چین‌خورده و در ناحیه فارس قرار گرفته است. این کمربند از نظر زمین‌ساختی در لبه آرام قاره‌ای ورق عربی واقع بوده و از لحاظ ساختاری دارای تاقدیس‌های موازی در تناوب با ناودیس‌های کوچک و بزرگ، راندگی‌های هم‌شیب با فرورانش و راندگی‌های برخلاف شیب فرورانش می‌باشد.

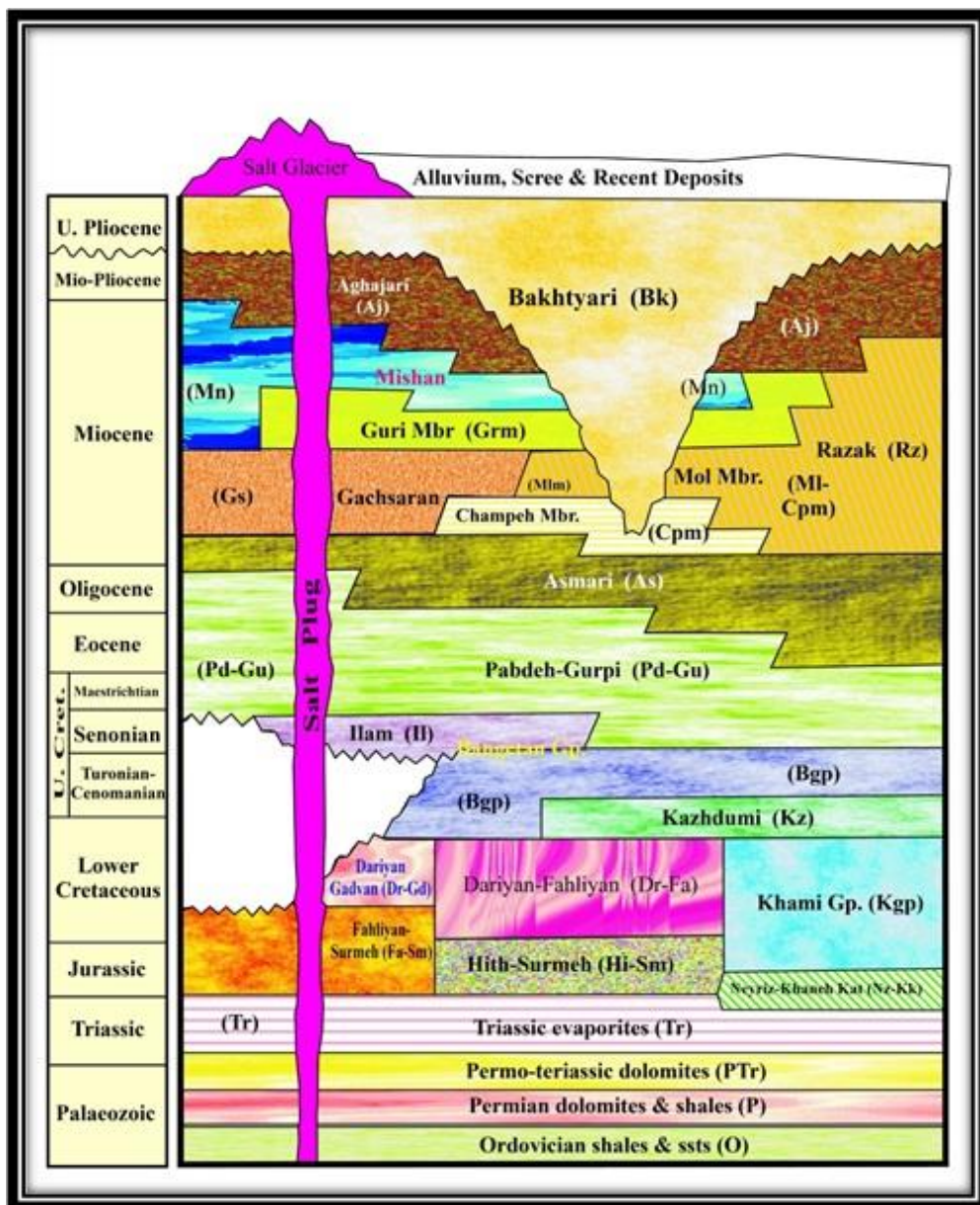
این تاقدیس یک چین باریک و طویل و دارای روند عمومی غرب، شمال‌غرب- شرق، جنوب‌شرق می‌باشد که در بین تاقدیس‌های گاته در شرق، پاسخند در غرب، گچ و بن‌اشکتو در شمال و تاقدیس گاوبست و نخ در جنوب واقع است. (شکل ۲-۱۰). سازندهای رخنمون یافته در این تاقدیس بیشتر از رسوبات کرتاسه و دوران سوم زمین‌شناسی هستند که قدیمی‌ترین آنها سازند فهلیان و جوانترین آنها سازند بختیاری می‌باشد.



شکل ۲-۱۰- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰,۰۰۰ جنوب شرق فارس، تهیه شده توسط شرکت ملی نفت ایران (۱۳۴۲).
موقعیت تاقدیس بورخ با مستطیل مشخص شده است.

۲-۷-۲) چینه نگاری تاقدیس بورخ

از لحاظ چینه‌شناسی این منطقه شامل رسوبات پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک می‌باشد (شکل ۱۱-۲). قدیمی‌ترین واحد چینه‌شناسی که در منطقه رخنمون دارد سازند نمکی هرمز می‌باشد که به صورت گنبد نمکی در سطح زمین ظاهر شده است (شکل ۲-۱۲). عمده‌ترین واحدهای موجود در منطقه، به غیر از سازند هرمز، مربوط به کرتاسه و ترشیاری هستند.



شکل ۲-۱۱- سنون چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه (بر گرفته از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ جنوب شرقی فارس، تهیه شده توسط شرکت ملی نفت ایران (۱۳۴۳)).



شکل ۲-۱۲- نمایی از سازند هرمز در مسیر برش ساختاری 'FF' و در پهلوئی شمالی تاقدیس بورخ که مربوط به گنبد نمکی بورخ (Siah Tagh) می‌باشد. دید به سمت جنوب، جنوب غرب

اینک به اختصار به معرفی واحدهای اصلی موجود در منطقه می‌پردازیم:

۲-۷-۱) سازند هرمز:

این سازند تشکیلات تبخیری و به ویژه نمکی نسبتاً ضخیمی است که قدیمی‌ترین سنگ‌های تبخیری در ایران به شمار می‌رود و به صورت گنبد‌های نمکی در هسته تاقدیس، ناودیس، پهلوئی چین و گاه در امتداد شکستگی‌ها بالا آمده است. در این گنبد‌های نمکی سنگ‌های آتشفشانی متنوع، مانند ریولیت، ایگنبریت، داسیت، آندزیت و حتی بازالت و اسپلیت و سنگ‌های رسوبی نظیر دولومیت، ماسه سنگ، شیل و آهک و غیره دیده می‌شود. این سازند فاقد مقطع نمونه است و ردیف کامل آن در هیچ منطقه‌ای از زاگرس رخمون ندارد. از ویژگی رسوبات آن ته‌نشینی چرخه‌ای است (Ala 1974) که علیرغم برشی شدن (Brecciation) ناشی از صعود از اعماق زیاد، هنوز قابل شناسایی است. یک چرخه با سنگ‌های کربناته تیره (بیشتر دولومیت) آغاز می‌شود و بر روی آن ژئوپس و سپس

نمک قرار گرفته است و در نهایت چرخه با شیل‌های رنگارنگ خاتمه می‌یابد. در میان رسوبات گنبد‌های نمکی، قطعات آذرین چه از نوع نفوذی و چه خروجی و قطعات دگرگونی نیز مشاهده می‌شود. سری هرمز به دو بخش قابل تقسیم است (حدادان ۱۳۸۵):

بخش اول: توالی قدیمی‌تر هرمز که شامل لایه‌های ضخیم نمک و انیدریت چند رنگ، بین لایه‌هایی (Interbeds) از دولومیت‌های تیره، ماسه سنگ‌های نازک لایه قرمز، ارغوانی و مایل به خاکستری، سیلتستون، مارن و مقداری ارتوز قهوه‌ای و زرد بصورت محلی می‌باشد.

بخش دوم: توالی جدیدتر هرمز که حاوی حجم عظیمی از نمک انیدریتی یکنواخت، انکلوژن‌های گابروکلریتی و دیاباز حفره‌ای است. در مورد سن سازند هرمز نیز نظریات مختلفی ارائه شده که بسیاری از زمین‌شناسان به دلیل وجود سنگواره‌های استروماتولیت در آن، سن آن را کامبرین میانی می‌دانند. از آنجا سازند نمکی هرمز در هیچ‌جا به‌طور کامل رخمون ندارد و به‌طور کامل رخمون ندارد و به علت دفن عمیق، در هیچ‌چاهی به آن نرسیده‌اند، تاکنون ضخامت آن به‌طور دقیق گزارش نشده است. نویسندگان مختلف نظریات متفاوتی در این‌باره ارائه کرده‌اند. کنت (Kent 1970) ضخامت سازند هرمز را ۱۵۰۰ - ۱۰۰۰ متر و علا (Ala 1974) حداکثر ضخامت آن را ۲۰۰۰ متر تخمین زده‌اند. در هر حال ضخامت نمک هرمز در نقاط مختلف متفاوت است ولی به نظر می‌رسد که بیشترین ته‌نشینی در ناحیه بندرعباس و هرمزگان باشد.

۲-۷-۲) گروه خامی:

آهک ضخیم تا بسیار ضخیم لایه و توده‌ای با رنگ خاکستری تا خاکستری تیره می‌باشد (حدادان ۱۳۸۵). این گروه شامل سازندهای سورمه، انیدریت هیث، آهک فلهیان، شیل و آهک گدوان و آهک داریان می‌باشد. در منطقه مورد مطالعه سازند فلهیان که با سازند تاربور دارای مرز گسلی است به دلیل بالآمدگی گنبدنمکی در یال شمالی تاقدیس بورخ قابل مشاهده است (شکل ۲-۱۳).



شکل ۲-۱۳- نمایی از گروه خامی (Kgp) و سازند تاربور (Tb) و مرز گسلی آن در پهلوی شمالی تاقدیس بورخ. دید به سمت جنوب غرب.

۲-۷-۳) گروه بنگستان:

شامل آهک‌های رسی، آهک‌های برشی و پیزولیتی ضخیم تا متوسط لایه با رنگ خاکستری، قرمز مایل به قهوه‌ای، گاه زرد همراه با افق‌هایی از ترکیبات آهک‌دار و تراکم چشم‌گیر از آثار رودیست در بخش بالایی می‌باشد. این گروه شامل سازندهای کژدمی، سروک، سورگاہ و ایلام می‌باشد. قدیمی‌ترین بخش این گروه در مجاورت گنبدنمکی بورخ دیده می‌شود که همبری برونزدهای آن با آهک‌های گروه خامی گسلیده می‌باشد (حدادان ۱۳۸۵).

۲-۷-۴) سازند گورپی:

این سازند در برگیرنده مارن سنگ و مارن‌های متوسط تا نازک لایه همراه با تناوبی از آهک‌های رسی و لایه‌هایی نازک از آهک می‌باشد. رسوبات سازند گورپی با ناپیوستگی فرسایشی بر روی آهک‌های گروه بنگستان قرار گرفته‌اند. این همبری با افقی از ترکیبات آهن‌دار همراه می‌باشد. ضخامت رسوبات در این سازند به ۹۵ متر می‌رسد (حدادان ۱۳۸۵).

۲-۷-۲-۵) سازند تاربور:

این سازند در برگیرنده آهک‌های سخت و چهره‌ساز ریفی با لایه‌بندی خوب و گاه توده‌ای است. ردیف رسوبی این سازند به دلیل سختی و پایداری در برابر عوامل فرساینده، سیمایی برجسته در مقایسه با سازندهای زیرین و بالایی خود دارد. ضخامت رسوبات این سازند حدود ۲۹۰ متر می‌باشد (حدادان ۱۳۸۵). در منطقه مورد مطالعه، سازند تاربور در هسته بخش میانی تاقدیس بورخ و همچنین در یال شمالی دیده می‌شود.

۲-۷-۲-۶) سازند ساچون:

سازند ساچون در برش نمونه آن در کوه ساچون واقع در ۴/۵ کیلومتری دهکده ساچون در حدود ۲۵ کیلومتری جنوب شهرستان داراب مطالعه شده است. این سازند در برگیرنده ژیبس‌های ضخیم لایه همراه با تناوبی از لایه‌های نازک مارنی و لایه‌های دولومیتی است (حدادان ۱۳۸۵). همچنین براساس بررسی‌های حدادان (۱۳۸۵) مشخص شد که بخش پایینی این ردیف شامل تناوبی از لایه‌های مارنی و لاهی‌های ضخیم دولومیتی به رنگ سفید و سپس مارن با آثاری از لکه‌های قرنز از ترکیبات آهن‌دار است. ضخامت این سازند در حدود ۸۲۰ متر است. در منطقه مورد مطالعه این سازند در هسته بخش میانی تاقدیس بورخ رخنمون دارد.

۲-۷-۲-۷) واحد آسماری-چهرم

این دو سازند به دلیل همانندی رسوبات و نداشتن مرز مشخص، به صورت یک واحد بر روی نقشه منطقه مورد مطالعه نشان داده شده است (حدادان ۱۳۸۵). این واحد در برگیرنده تناوبی از آهک‌های چهره ساز نومولیت‌دار و آهک‌های پرفسیل توده‌ای مارنی و دولومیتی است. ضخامت واحد آسماری-چهرم در منطقه مورد مطالعه حدود ۶۹۰ متر برآورد گردیده است (حدادان ۱۳۸۵) (شکل ۲-۱۴).



شکل ۲-۱۴- نمایی از سازندهای گورپی (Gu)، تاربور (Tb)، ساچون (Sa) و آسماری-جهرم (As-
Ja) در هسته تاق‌دیس بورخ. دید به سمت جنوب شرق

گروه فارس: James and Wynd (1965) گروه فارس را به سه قسمت گچساران، میشان و آغاچاری به شرح ذیل تقسیم کردند:

۲-۷-۲-۸ سازند گچساران:

ردیف رسوبی سازند گچساران در ناحیه فارس از پایین به بالا به سه بخش چهل، چمپه و مول تقسیم می‌شود (James and Wynd, 1965). محل برش نمونه این بخش‌های سازند گچساران در کوه گچستان (کوه نمکی) در بندرلنگه می‌باشد. بخش چهل متشکل از ۲۹۵/۶ متر ژئوپس و انیدریت در تناوب با مارن و آهک نازک لایه است. حد پایینی و بالایی این بخش به ترتیب سازندهای آسماری و بخش چمپه به صورت همساز و ناگهانی می‌باشد. بخش چمپه که نام آن از روستایی با همین نام گرفته شده است، بخشی کربناته و تبخیری و مرکب از ۱۱۰ متر آهک و دولومیت ژئوپس‌دار سفید رنگ و مارن‌های قرمز تا خاکستری ژئوپس‌دار و دست آخر ژئوپس‌های نودول‌دار و توده‌ای می‌باشد. بخش مول که نام آن از تنگ مول کوه سفید فارس انتخاب شده است، در برش نمونه ۵۳/۳ متر مارن-

های قرمز و مایل به خاکستری واجد ژئوپس در تناوب با آهک‌های ژئوپسی و ژئوپس می‌باشد. که مرز پایینی آن با بخش چمپه همساز بوده و روی آن آهک‌های بخش گوری از سازند میشان به طور ناگهانی و همساز نشست‌اند. مطیعی (۱۳۷۲) عنوان می‌کند که از مجاورت راندگی اصلی زاگرس به سمت جنوب، سازند رازک با یک ارتباط بین‌انگشتی به سازند گچساران تبدیل می‌گردد. وی یک پهنه گذر برای این تبدیل معرفی می‌نماید که از کوه سرخون در شمال بندرعباس تا ناودیس مسگر امتداد دارد.

این سازند به علت داشتن خواص پلاستیکی ناشی از وجود لایه‌های ضخیم نمک و لایه‌های مارنی، دارای دگرشکلی و به هم ریختگی در لایه‌هایش می‌باشد و قابلیت انحلال نمک‌ها، این به هم ریختگی را در سطح زمین و یا نزدیک به آن تسریع و تداوم می‌بخشد.

James and Wynd (1965) سازند گچساران را در مناطق ساحلی فارس به سه بخش تقسیم کردند:

الف- بخش انیدریتی چهل که شامل انیدریت یا گچ می‌باشد و در آن آهک و مارن به صورت لایه‌های نازک نیز دیده می‌شود.

ب- بخش کربناتی - تبخیری چمپه که شامل مارن گچ‌دار، گچ نودولی تا توده‌مانند و آهک‌های گچ-دار گل سفیدی است.

ج- بخش مارنی مول که شامل مارن‌های گچ‌دار و لایه‌هایی از آهک‌های گچ‌دار می‌باشد.

۲-۷-۲-۹) بخش گوری:

بخش پائینی سازند میشان بر پایه تفاوت در ویژگی سنگ‌شناسی و مورفولوژی برجسته آن به عنوان یک بخش از سازند میشان نمایش داده شده است. ردیف رسوبی این بخش در برگیرنده لایه‌های ضخیم و فشرده مارنی با آثار خرده صدف و آثار کرمی شکل (Vermiculate)، آهک‌های ریفی سخت با رنگ قرمز آجری و با مورفولوژی برجسته و میان لایه‌های از آهک‌های پوسته‌ای، آهک مارنی و مارن‌های فشرده سبزخاکستری است. همبری پی رسوب‌های این پاره سازند با بالاترین بخش از سازند

گچساران به گونه‌ای گذرا و همساز می‌باشد. ضخامت رسوب‌های پاره سازند گوری حدود ۱۳۵ متر است (حدادان ۱۳۸۵).

۲-۷-۲-۱۰ سازند میشان:

سازند میشان مورفولوژی ملایمی دارد و تنها در بخش پائینی رسوب‌های آن به دلیل تفاوت در ویژگی سنگ‌شناسی، مورفولوژی برجسته و شاخص، قابل شناسایی است و این بخش به عنوان بخش گوری شناسایی شده است. از دیدگاه ویژگی‌های سنگ‌شناسی، سازند میشان دربرگیرنده‌ی تناوبی از مارن‌های سست خاکستری تا سبز به ضخامت زیاد همراه با لایه‌های نازک تا نسبتاً سخت از آهک‌های پوسته‌ای (shelly) به رنگ قهوه‌ای می‌باشد. تناوب این چنین رسوب‌های نرم و سخت و همچنین وجود تفاوت در پایداری رسوب‌ها در برابر عوامل فرساینده از علل پیدایش مورفولوژی ناهمگن در برونزدهای سازند میشان در گستره مورد مطالعه است. ضخامت رسوب‌ها در سازند میشان بدون احتساب ضخامت بخش گوری، در حدود ۱۱۱۵ متر بوده و نمونه‌هایی که از بخش‌های مختلف آن برداشت شده فسیل‌های زیر را باسن میوسن میانی تا بالایی بدست می‌دهد (حدادان ۱۳۸۵).

۲-۷-۲-۱۱ سازند آغاچاری:

از دیدگاه ویژگی‌های سنگ‌شناسی این سازند از بخش‌های پائینی ردیف به سوی بخش‌های بالایی در برگیرنده آهک‌های ماسه‌ای، ماسه‌های آهکی با آثار خرده‌های صدف، میکروکنگلوмера و کنگلومرای چرتی با درجه سختی بالا، مارن‌های سبزخاکستری در تناوب با مارن‌های قرمز، سیلت سنگ‌های فرسوده سبز، خاکستری و قرمز، ماسه سنگ و کنگلومرای فرسوده با دانه‌هایی در اندازه شن تا قلوه سنگ و آثار خرده صدف، میکروکنگلوмера و ماسه سنگ‌های سخت با مورفولوژی برجسته همراه با تناوبی از لایه‌های مارنی فشرده می‌باشد. مورفولوژی این سازند در بخش پائینی ردیف ملایم بوده و بخش بالایی آن بواسطه وجود لایه‌های سخت ماسه‌سنگی و میکروکنگلومرائی، صخره‌ساز و برجسته است. این سازند به گونه‌ای تدریجی سازند میشان را پوشانیده و این پوشش با گذر از آهک‌های

ماسه‌ای و ماسه‌های آهکی خرده صدف‌دار و سخت همراه می‌باشد. میانگین ضخامت سازند آعاجاری در حدود ۸۲۰ متر است (شکل ۲-۱۵).



شکل ۲-۱۵- نمایی از سازندهای آسماری-جهرم (As-Ja)، گچساران (Ga)، گوری (Grm)، مینان (Mn) و آعاجاری (Aj) در پهلوی جنوبی تاقدیس بورخ دید به سمت شمال شرق

۲-۷-۲-۱۲) سازند بختیاری:

نام این سازند از اسم ایل بختیاری گرفته شده است. این سازند شامل کنگلومرا و ماسه سنگ و ماسه سنگ‌های آهکی چرتی است که به صورت همساز و گاهی ناهمساز بر روی سازندهای قدیمی‌تر در مناطق مختلف می‌نشینند. این کنگلومرا شامل قطعات خوب گرده شده در ابعاد خرده سنگ، قلوه سنگ و ریگ می‌باشد و بر اساس تقسیم بندی فولک (۱۹۶۸) نوعی کالک لیتایت یا لیتارنایت به حساب می‌آیند.

این سازند شامل کنگلومرای سخت توده‌ای است که عدسی‌هایی از گرینستون و ماسه‌سنگ هم در آن دیده می‌شود. در منطقه مورد مطالعه در یال خلفی تاقدیس بورخ دیده می‌شود و در یال پیشانی رخنمون ندارد (شکل ۲-۱۶).



شکل ۲-۱۶- نمایی از سازند بختیاری (Bk) در پهلوی جنوبی تاقدیس بورخ. دید به سمت جنوب عرب

۲-۸) شواهد هیدروکربوری منطقه مورد مطالعه

در یال جنوبی تاقدیس بورخ و در سه کیلومتری روستای فاریاب سنگویه یک چشمه گوگردی وجود دارد که افراد محلی جهت استحمام و مداوا استفاده می‌نمایند. این آب احتمالاً از سازند آسماری بیرون می‌آید و دارای گوگرد می‌باشد. آثار سطحی دیگری از نفت و هیدروکربور بر روی تاقدیس بورخ مشاهده نمی‌شود.

فصل سوم

بررسی هندسی ساختار تاقدیس بورخ

۱-۳ چین‌های مرتبط با گسل‌های راندگی Thrust Fault-Related Folds

چین‌های مرتبط با گسل‌های راندگی زمانی تشکیل می‌شوند که تغییرات زاویه در سطح گسل، ساختارهایی را که از نظر هندسی لازم و سازگار با آن تغییرات هستند، در بلوک فرادیواره و در اثر حرکت آن بلوک روی سطح گسل ایجاد می‌کنند (مانند چین‌های خم‌گسلی و انتشارگسلی Fault Bend and Propagation Folds). این چین‌ها همچنین ممکن است در جایی تشکیل شوند که تغییرات نرخ لغزش گسل در طول سطح گسل، واتنش‌های فرادیواره‌ای را تولید کرده که با چین خوردگی همراه شده‌اند (مانند چین‌های جدایشی (Detachment Folds))، (McClay, 2003).

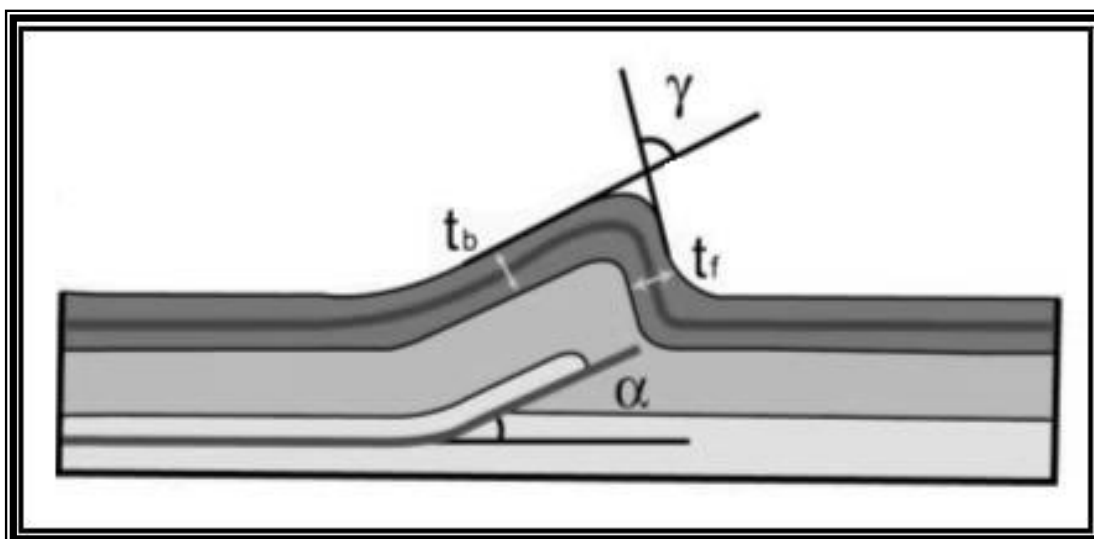
چین‌های مرتبط با گسل، ساختارهای فرادیواره‌ای مهمی را به وجود می‌آورند که می‌توانند تله‌های هیدروکربوری یا مکان‌های ویژه‌ای برای تبلور کانی‌ها از سیالات مهاجرت کرده باشند. در نواحی با درجه دگرگونی پایین به عنوان مثال در کمربندهای چین‌خورده - رانده، بسیاری از چین‌های مرتبط با گسل مورفولوژی‌های کینک باند مانند دارند، به این معنا که قطعات یالی مستقیم توسط لولاهای کینک باندی زاویه دار از هم جدا می‌شوند. هندسه بسیاری از این چین‌ها که لولاهای کینک باندی چند گانه نشان می‌دهند، بسیار نزدیک به هندسه چین‌های مدور است (McClay, 2003).

برای تعیین هندسی منشاء چین‌های مرتبط با راندگی، نویسندگان متعدد نمودارهایی را ارائه کرده‌اند (Suppe, 1983; Jamison, 1987; Mitra, 1990; Suppe & Medwedeff, 1990; Homza & Thorbjornsen and Dunne و Tavnelli (1997) مانند Wallace, 1995). بسیاری از محققین (مانند

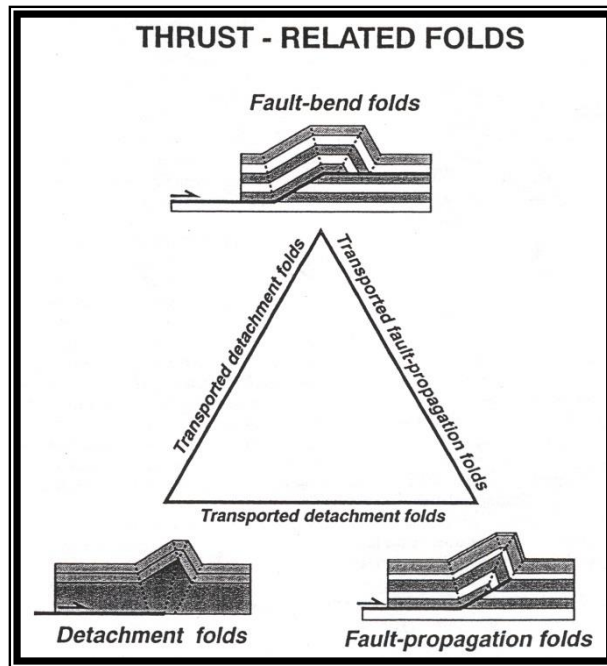
(1997)) معتقدند که نمودارهای ارائه شده توسط Jamison (1987)، منسجم‌ترین حالت را دارند زیرا چندین مدل مختلف را مورد توجه قرار داده‌اند. در مدل ارائه شده توسط Jamison چین‌های مرتبط با گسل در سه گروه اصلی چین‌های خم‌گسلی، چین‌های انتشار گسلی و چین‌های جدایشی، تحلیل شده‌اند. در مدل‌های ارائه شده توسط Jamison (1987) ضخامت لایه‌ها در پهلو خلفی (Back limb) ثابت در نظر گرفته شده است و ضخامت لایه‌ها در پهلو پیشانی (Fore limb) می‌تواند افزایش یا کاهش یابد. پارامترهای مورد استفاده در این نمودارها، زاویه پلکان (α)، زاویه بین پهلوها

(γ) و تغییر ضخامت پهلوی پیشانی (t_{fb})، می‌باشند. این سه پارامتر وابسته به یکدیگر هستند و ارتباط آنها می‌تواند تعیین کننده نوع چین خوردگی باشد (شکل ۱-۳).

در چین‌های جدایشی شیب پهلوی خلفی (α_b) جایگزین شیب پلکان می‌شود، در این چین‌ها علاوه بر این پارامتر، پارامتر دیگری مورد استفاده قرار می‌گیرد که شامل نسبت دامنه چین (a) به ضخامت عادی چینه‌شناسی (f) واحد شکل‌پذیری است که هسته تاقدیس را پر می‌کند. بنابراین روابط هندسی چین جدایشی تابع مستقیمی از دامنه چین می‌باشد (Jamison, 1987). شکل ۲-۳ تقسیم بندی سه گانه چین‌های مرتبط با گسل‌های راندگی را که توسط McClay (2003) ارائه شده، نشان می‌دهد.



شکل ۱-۳ زاویه بین پهلوها (γ)، زاویه پلکان گسل (α)، ضخامت پهلوی خلفی (t_b) و ضخامت پهلوی پیشانی (t_f) (اقتباس از پیروز ۱۳۸۳).



شکل ۳-۲) تقسیم‌بندی سه گانه ساده از چین‌های مرتبط با گسل‌های راندگی (اقتباس از McClay (2003)).

در اینجا به دلیل اهمیت سبک چین جدایشی در تحلیل تاقدیس بورخ مختصری به تشریح آن می‌پردازیم:

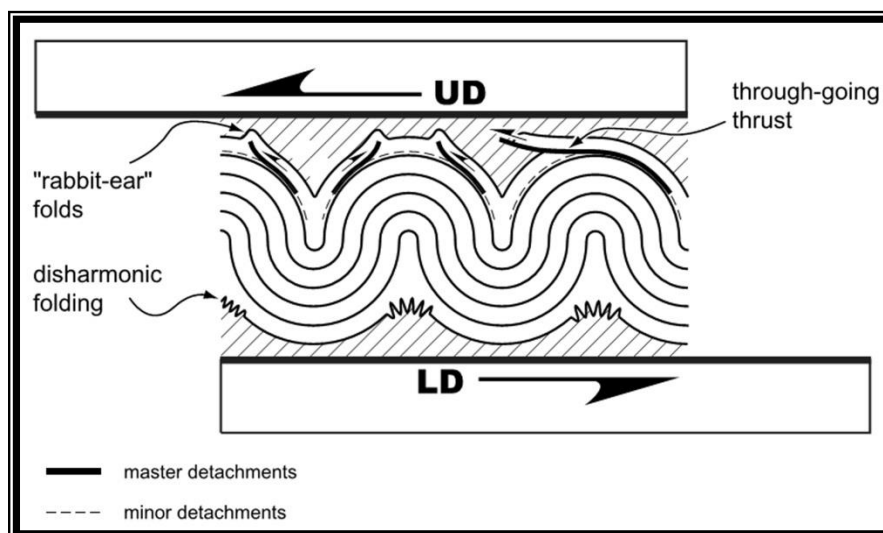
۳-۲) چین‌های جدایشی Detachment Folds

چین‌های جدایشی چین‌هایی هستند که در بالای یک سطح جدایش یا نوک یک راندگی که به موازات لایه بندی است توسعه می‌یابند (Jamison, 1987) (بدین معنا که راندگی به صورت سکو (Flat) می‌باشد و چین خوردگی نیازی به پلکان (Ramp) ندارد). به عبارت دیگر این چین‌ها در جایی شکل می‌گیرند که سکوی راندگی (Thrust Flat) در یک نقطه قفل می‌شود (جابجایی راندگی به صفر می‌رسد) و مانع انتشار افقی (یا با زاویه کم) بیشتر گسل می‌شود، در این حالت جابجایی در فرادیواره ورق راندگی موازی لایه‌بندی، با چین خوردگی و برخاستگی قائم در فرادیواره گسل اتفاق می‌افتد. بنابراین چین‌های جدایشی در شرایط نسبتاً کم عمق و با برخاستگی قائم لایه‌ها هنگام چین خوردگی، شکل می‌گیرند (McClay, 2003). همچنین این چین‌ها، زمانی که چین‌های کمانشی (Buckle) در

بین سطوح جدایش احاطه کننده به وجود می‌آیند، نیز شکل می‌گیرند (Thorbjornsen & Dunne, 1997). چین‌های جدایشی به یک لایه شکل‌پذیر، مانند نمک یا انیدریت و شیل‌های تحت فشار، که هم تراز سطح راندگی باشد نیاز دارند تا اینکه فرادیواره ورق راندگی بتواند به صورت مستقل از فرودیواره تغییرشکل پیدا کند، در این حالت واحد شکل‌پذیر یا به صورت جانبی خارج می‌شود و یا فضای ایجاد شده در قاعده چین جدایشی را پر می‌کند (McClay, 2003)، که این امر خود موجب فرونشست ناودیس‌های مجاور می‌گردد (Mitra, 2003). این چین‌ها هم می‌توانند به صورت ساختارهای جعبه مانند متقارن باشند و هم ممکن است در جهتی که راندگی جابجا می‌شود، برش خورده و نامتقارن شوند. این چین‌ها بدون ریشه (Root Less) و به طور معمول ناهماهنگ (Disharmonic) هستند (McClay, 2003). هندسه چین‌های جدایشی به عمق سطح جدایش و کوتاه شدگی آن بستگی دارد (Groshong & Epard, 1994; Homza & Wallace, 1995). چین‌های جدایشی در کمربندهای چین خورده - رانده پیش‌بومی کم عمق مانند (Parry, Jura (Buxtorf, 1916) و زاگرس (Island (Harrison and Bally, 1988) و (Colman-Sadd, 1978; Sherkati et al., 2005) پدیده‌های معمولی هستند. De Sitter (1956) برای نخستین بار متوجه شد که در رژیم چین خوردگی هم مرکز (Concentric Folding) قابل بسط به چین‌های جدایشی، ساختار به طور مستقیم تابع ضخامت سری رسوبی چین خورده می‌باشد. تجزیه و تحلیل‌های مکانیکی (Biot, 1961) نشان داده است که خواص فیزیکی واحد مقاوم‌تر غالب در سری رسوبی، اثر تعیین‌کننده‌ای بر روی اندازه نهایی این ساختار دارد (شرکتی ۱۳۸۴). (Dahlstrom (1990) متذکر شد که در رژیم چین خوردگی هم مرکز قابل بسط به چین‌های جدایشی، یک مجموعه چین خورده الزاماً باید توسط سطوح جدایش فوقانی و تحتانی احاطه گردد (شکل ۳-۳).

سطح جدایش تحتانی همواره وجود دارد اما سطح جدایش فوقانی گاهی اوقات به سطوح تماس سنگ با هوا یا آب اتلاق می‌گردد. با توجه به شکل ۳-۳ هندسه‌های متفاوتی از چین‌های جدایشی، بسته به

سطح فرسایش در سطح زمین قابل مشاهده می‌باشد. نزدیک به سطح جدایش تحتانی، تاقدیس‌ها به طور معمول فشرده، تنگ و همراه با چین خوردگی‌های ناهماهنگ می‌باشند و به وسیله ناودیس‌های پهن از یکدیگر جدا می‌شوند، در حالیکه نزدیک به سطح جدایش فوقانی، شرایط به طور کامل معکوس می‌باشد (Dahlstrpm, 1990).

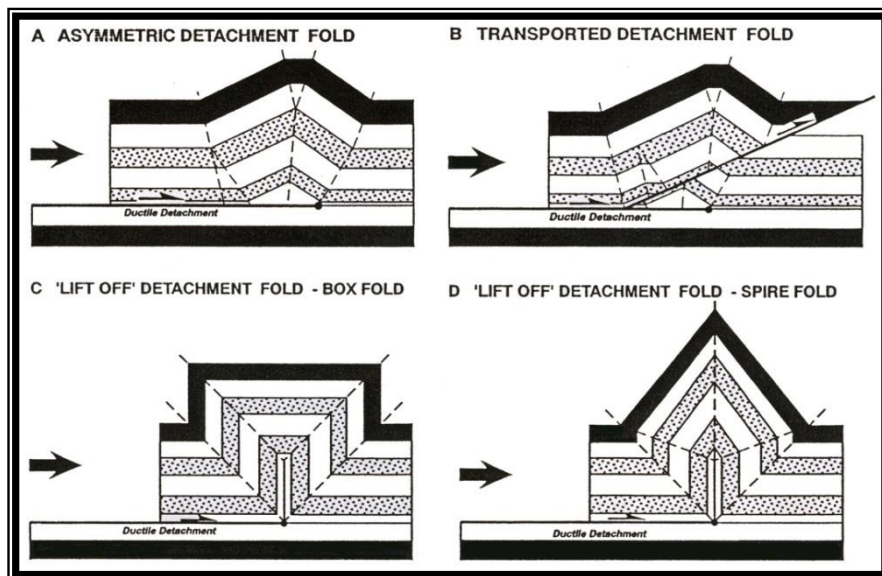


شکل ۳-۳) مدل ارائه شده توسط Dahlstrom (1990) جهت تشریح لزوم احاطه شدن یک چین هم مرکز توسط دو افق گسسته تحتانی و فوقانی با کمی تغییرات (اقتباس از (Sherkati et al (2005).

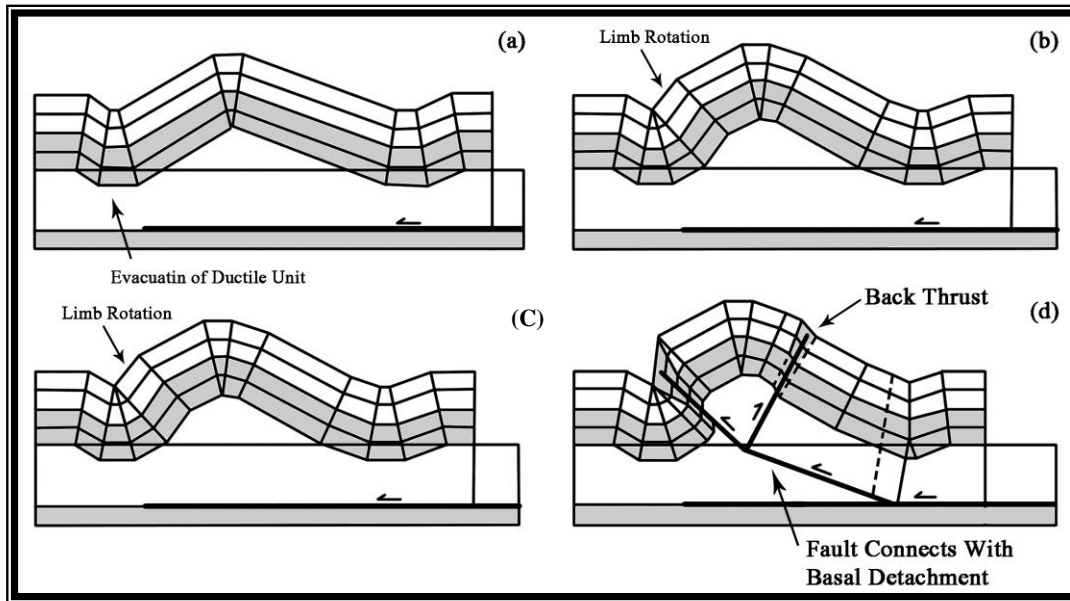
McClay (2003) سه نوع اصلی از چین‌های جدایشی را شناسایی کرده است (شکل ۴-۳):

الف) چین‌های جدایشی ساده با دامنه کوتاه، متقارن یا نامتقارن که احتمالاً در بالای نوک راندگی (Thrust Tip) و روی سطح جدایش مسطح (Flat Detachment) شکل می‌گیرند (شکل ۴-۳A). دامنه نسبتاً کم چین‌ها و مشکل فضای به‌وجود آمده در هسته تاقدیس ممکن است با جریان یافتن واحدهای جدایشی جبران شود.

ب) چین‌های جدایشی حمل شده (Transported Detachment Folds)، در جایی شکل می‌گیرند که راندگی شروع به پلکانی شدن می‌کند (Ramping) و چین جدایشی را که در مرحله قبل تشکیل شده بود، حمل می‌کند (شکل ۳-۴-B). ساختار حاصله شباهت‌های زیادی با چین‌های انتشار گسلی حمل شده دارد اما برخی خصوصیات باعث تشخیص این دو نوع چین از یکدیگر می‌شود. در چین‌های جدایشی حمل شده ساختار نهایی دارای یک تاقدیس فرودیواره، درون واحدهای زیر راندگی اصلی می‌باشد، همچنین جابجایی تمام واحدها در این چین‌ها ثابت است در حالی که در چین‌های انتشار گسلی حمل شده تاقدیس فرودیواره وجود ندارد و جابجایی واحدها نیز الگوی پیچیده‌ای دارد (Mitra, 1990). چین‌های جدایشی حمل شده نظیر چین‌های جدایشی گسل خورده (Faulted Detachment Folds) مطرح شده توسط Mitra (2002) می‌باشند (شکل ۳-۵).



شکل ۳-۴) مدل‌های هندسی چین‌های جدایشی (اقتباس از McClay (2003)).



شکل ۳-۵) توالی تکامل یک چین جدایشی گسل خورده (Faulted Detachment Fold). توجه کنید که چین به صورت تقریباً متقارن شروع به تشکیل می‌کند (b و a) و تکامل آن به صورت نامتقارن، هم زمان با انتشار گسل است (c و d). (Mitra, 2002).

چین‌های جدایشی با دامنه بلند، ممکن است در جایی شکل بگیرند که گسل رانندگی نتواند حالت پلکانی به سمت بالا پیدا کند و تمام کوتاه شدگی افقی صرف برخواستگی زیاد می‌شود (شکل ۳-۴ C و D). در این نمونه‌ها، لایه‌ها از روی سطح جدایش برخاسته می‌شوند و یک جریان خیلی زیادی از مواد شکل پذیر در هسته ساختار لازم است که مشکل فضای به وجود آمده در هسته تاقدیس را برطرف نماید. این ساختارها باید در نزدیک سطح زمین شکل بگیرند.

۳-۲-۱) مدل‌های جنبشی تکامل چین‌های جدایشی

مدل جنبشی تکامل چین‌های جدایشی توسط (Jamison (1987), Mitra and Namson (1989), Homza and Wallace (1995) و Poblet and McClay (1996) بررسی شده است که مدل ارائه شده توسط (Poblet and McClay (1996) جامع‌تر می‌باشد، ایشان در این مدل سه شکل اصلی از چین خوردگی جدایشی را تحلیل نموده‌اند که عبارتند از:

مدل ۱- شیب پهلوی ثابت - طول پهلوی متغییر.

مدل ۲- شیب پهلوئی متفاوت - طول پهلوئی ثابت.

مدل ۳- شیب پهلوئی متفاوت - طول پهلوئی متفاوت.

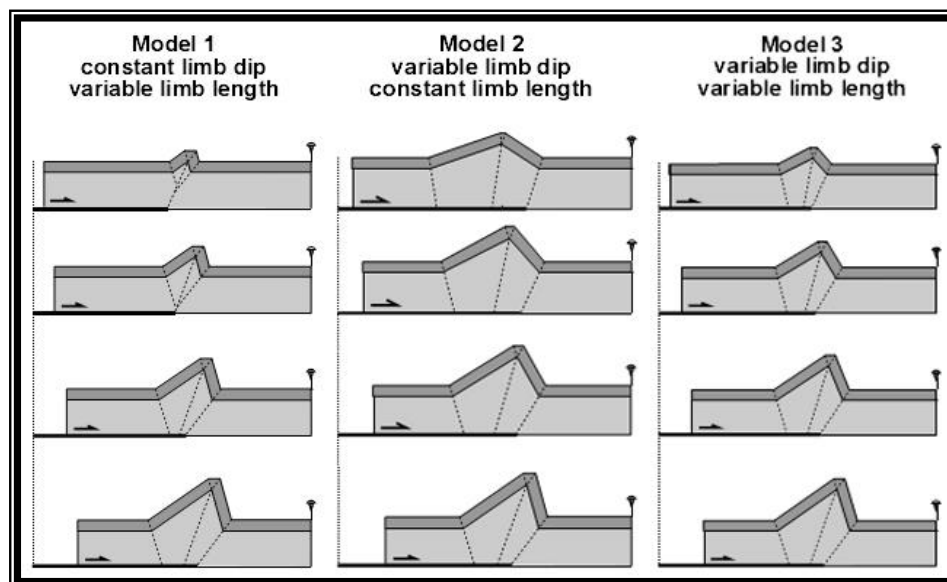
مدل ۱ چین‌های جدایشی با وارد شدن مواد به درون چین در حال رشد با ثابت بودن شیب پهلوها تعریف می‌شود یعنی مکانیزم چین‌های خودشکل (Self-Similar). مدل‌های ۲ و ۳ مستلزم چرخش پهلوها هنگام رشد چین و بنابر این مکانیزم غیر خودشکل (Non Self- Similar) می‌باشند (McClay, 2003). شکل ۳-۶ تکامل پیشرونده چین‌های جدایشی را در سه مدل نشان می‌دهد. مطالعات (Poblet and Hardy (1995) و (Poblet and McClay (1996) نشان داده است که مدل ۳ بهترین هماهنگی را با موارد طبیعی چین‌های جدایشی مشاهده شده در کمربندهای چین خورده - رانده پیش‌بومی دارد. چرا که مدل‌های اول و دوم به دلیل تغییر در مساحت منطقه شکل‌پذیر چین از نظر تحول جنبشی امکان‌پذیر نبوده و لذا قابل قبول نمی‌باشد. چرا که در فرآیند تکامل چین جدایشی لایه شکل‌پذیر از پایین‌ترین بخش ناودیش به سمت بالاترین بخش تاقدیس مهاجرت می‌نماید تا چین متمرکز بوجود آید.

بر مبنای مدل (Dahlstrom (1990 با افزایش جابه‌جایی گسل راندگی، کوتاه‌شدگی در لایه شکل‌پذیر رخ داده و موجب مهاجرت آن به بالاترین بخش تاقدیس در ناحیه لولایی آن می‌گردد. یک چنین مهاجرتی موجب برخاستگی ناحیه لولایی تاقدیس می‌شود. برخاستگی با میزان کوتاه‌شدگی رابطه مستقیمی دارد و در این صورت قانون ثابت بودن سطح رعایت می‌گردد. برای برقراری این قانون در خلال تکامل جنبشی چین می‌بایستی با افزایش طول پهلوها شیب آن‌ها نیز افزایش یابد (یعنی مدل سوم، (Dahlestrom (1990). افزایش طول پهلوها با اضافه شدن لایه از بخش تغییرشکل نیافته به بخش تغییرشکل یافته در چین تأمین می‌گردد و افزایش شیب پهلوها نیز با چرخش پهلوها در خلال این فرآیند صورت می‌گیرد.

(Poblet & McClay, 1996) برای تحلیل هندسی چین‌های بوجود آمده براساس تکامل جنبشی مدل

(Dahlstrom 1990) نمودارهایی را معرفی نموده‌اند و معتقدند چنانچه میزان شیب پهلوهای چین و نسیت سینوس آن‌ها اندازه‌گیری شود می‌تواند جهت محاسبه میزان کوتاه‌شدگی لایه مقاوم بالای لایه جدایشی شکل‌پذیر که چین در آن توسعه یافته است، استفاده گردد. چنانچه این میزان با مقادیر کوتاه‌شدگی بدست آمده از اندازه‌گیری برشی از تاقدیس مطابقت داشته باشد بیانگر آن است که هندسه و تحول جنبشی چین مورد نظر منطبق بر مدل می‌باشد. برای این منظور می‌بایستی برشی از چین عمود بر محور آن ترسیم و به جهت سهولت محاسبه، هندسه چین به صورت یکی از هندسه‌های جناغی، شکنجی و یا جعبه‌ای فرض شود و اندازه‌گیری زاویه بین پهلوها بدون در نظر گرفتن تمایل سطح جدایشی صورت گیرد.

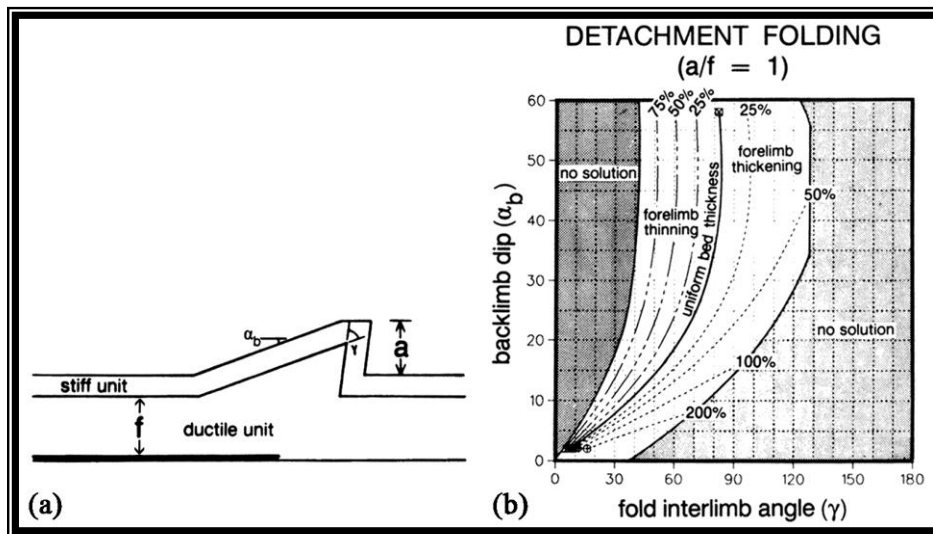
برای تعیین سازوکار جنبشی، نیاز به تحلیل هندسی چین‌های جدایشی می‌باشد. برای تحلیل هندسی، نیاز به دانستن متغیرهایی چون: طول پهلوهای پیشانی، طول پهلوهای خلفی، شیب پهلوهای پیشانی، شیب پهلوهای خلفی، مقدار برخاستگی (Uplift)، زاویه بین پهلوها و شیب سطح محوری می‌باشد.



شکل ۳-۶) سه مدل ممکن برای تکامل پیش رونده یک چین جدایشی (اقتباس از Poblet and McClay (1996).

این متغیرها را می‌توان از برداشت‌های صحرایی، مقاطع لرزه‌ای عمقی یا برش عرضی ترسیمی اندازه‌گیری نمود.

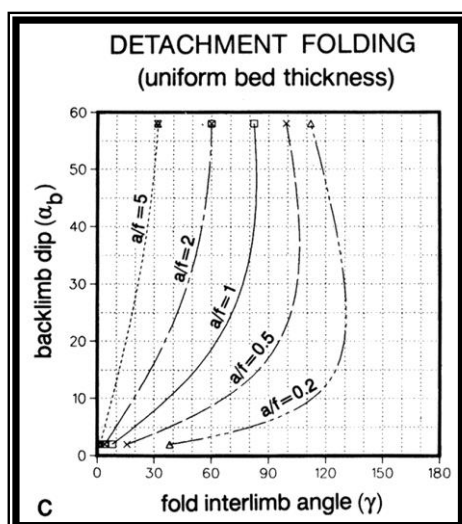
با روشی مشابه روش‌هایی که Jamison (1987) برای چین‌های خم گسلی و چین‌های انتشار گسلی ارائه کرده، می‌توان ضخیم شدگی و نازک شدگی پهلوی پیشانی را در چین‌های جدایشی نیز بررسی کرد، همانطور که در شکل ۷-۳ نشان داده شده است.



شکل ۷-۳ (a) اندازه‌گیری‌های مورد نیاز برای بررسی ضخیم شدگی و نازک شدگی پهلوی پیشانی چین‌های جدایشی. (b) نمودار ضخیم شدگی و نازک شدگی پهلوی پیشانی برای چین‌های جدایشی با $a/f = 1$ (اقتباس از Jamison (1987)).

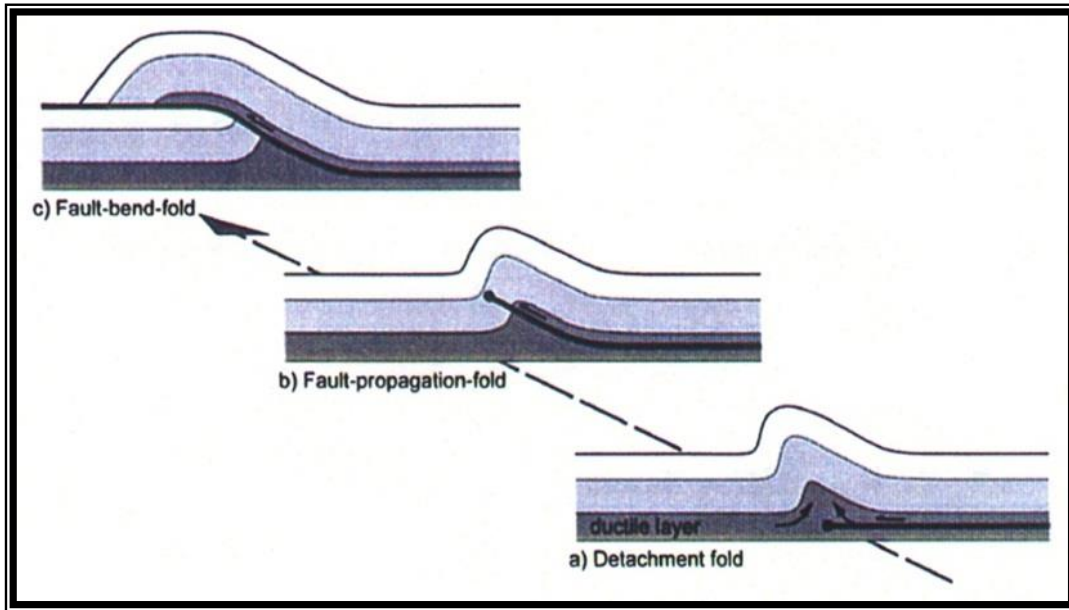
در چین‌های جدایشی ارتباط سه گانه‌ای بین زاویه بین پهلوها (γ)، شیب پهلوی خلفی (α_b) و نسبت (a/f) وجود دارد که بصورت شکل ۸-۳ نشان داده شده است. با استفاده از این نمودار می‌توان ضخامت لایه دکولمان را بدست آورد.

چین‌های پیچیده می‌توانند در بر گیرنده اجزایی از هر سه نوع اصلی چین خوردگی یعنی چین‌های جدایشی، چین‌های انتشار گسلی و چین‌های خم گسلی باشند (Mitra, 1990).

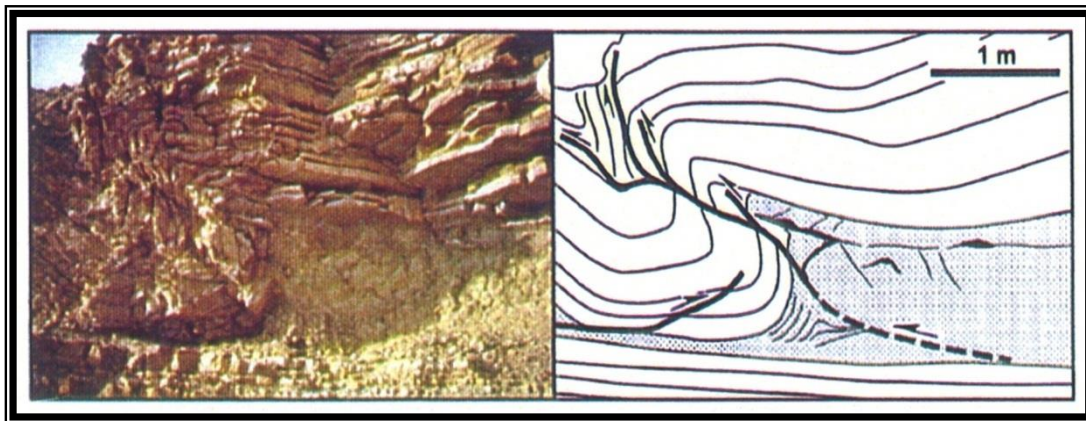


شکل ۳-۸) نمودار ارتباط بین نسبت (a/f) ، زاویه بین پهلوها و شیب پهلو ی خلفی (اقتباس از (Jamison (1987).

Sherkati et al (Submitted) معتقدند که این مدل‌ها را می‌توان به‌عنوان مراحل مختلف از یک جریان پیوسته چین‌خوردگی در نظر گرفت، به عبارت دیگر چنین پیشنهاد نموده‌اند که چین‌ها در مرحله نهایی تکامل خود می‌بایست تمامی این مراحل را پشت سر گذاشته باشند که با خمش ساده بر روی یک لایه انعطاف پذیر آغاز شده و با اتصال راندگی به سکوی بالایی (Upper Flat) (که ممکن است سطح توپوگرافی باشد) و تشکیل چین‌های خم گسلی خاتمه می‌یابد (شکل ۳-۹). اهمیت نسبی هر یک از این مراحل به ویژگی‌های سطح جدایش تحتانی بستگی دارد. چین‌هایی که بر روی سطح جدایش نازک و به نسبت مقاوم شکل می‌گیرند احتمالاً مرحله خمش را به سرعت سپری کرده و بلافاصله با انتشار یک گسل به تکامل خود ادامه می‌دهند، از طرف دیگر چین‌هایی که بر روی سطح جدایش ضخیم و انعطاف پذیر شکل می‌گیرند به مدت طولانی‌تری به وسیله مکانیزم خمش تکامل می‌یابند. این مرحله تا زمانی که تمام مواد انعطاف پذیر هسته تاقدیس را پر نموده و به طور کامل از ناودیس‌های مجاور تخلیه گردند، ادامه می‌یابد و از این مرحله به بعد گسل راندگی انتشار یافته و پهلو ی پیشانی تاقدیس را قطع می‌نماید.



شکل ۳-۹) توالی تکامل یک چین. (a) شروع به وسیله خمش (Buckling) (b) گسترش به صورت چین انتشار گسلی (Fault Propagation Fold) و (c) خاتمه به شکل چین خم گسلی (Fault Bend Fold) (اقتباس از شرکتی ۱۳۸۴).



شکل ۳-۱۰) نمونه‌ای از یک چین جدایشی گسل خورده (Faulted Detachment Fold) شکل گرفته در سازند میشان در ناحیه بندر عباس (اقتباس از شرکتی ۱۳۸۴).

شکل (۳-۱۰) معرف نمونه‌ای از یک چین جدایشی گسل خورده در سازند میشان می‌باشد. در این مثال یک چین کوچک موجب دگرشکلی کربنات‌های نازک لایه بر روی لایه‌هایی از شیل‌های نامقاوم

گردیده است. این مثال معرف انتقال از یک چین جدایشی (همراه با تخلیه کامل لایه‌های شیلی از ناودیس‌های مجاور به سمت هسته تاقدیس) به یک چین جدایشی گسل خورده می‌باشد. افزایش کوتاه شدگی احتمالاً منجر به ارتباط گسل با سکوی بالایی خواهد شد که از آن پس می‌توان آن را تحت عنوان چین خم گسلی نامگذاری نمود.

۳-۳) تاثیر سطوح گسستگی میانی در منطقه مورد مطالعه

تغییر خواص مکانیکی (تغییر ضخامت یا سنگ‌شناسی) واحدهای چینه‌ای در ایجاد سبک‌های چین خوردگی مختلف نقش به‌سزایی دارد. در سازوکار چین جدایشی که سازوکار اصلی چین خوردگی در کمربند زاگرس به شمار می‌رود، نمک نئوپروتوزوئیک هرمز به خصوص در بخش‌های جنوبی کمربند و در ایالت زمین‌شناسی فارس، با کاهش اصطکاک بین پی سنگ و پوشش رسوبی، به عنوان سطح گسستگی قاعده‌ای ایفای نقش نموده‌است.

در بیشتر مناطق زاگرس، واحد نمکی هرمز (پالئوزوئیک زیرین) را به عنوان سطح جدایش قاعده‌ای در نظر می‌گیرند. کارایی مؤثر سری هرمز به واسطه ضخامت قابل توجه و خواص مکانیکی آن به عنوان سطح گسستگی قاعده‌ای در خاور گسل رازک سبب شده است که در اثر کوتاه شدگی ناشی از برخورد، کل توالی رسوبی از پی سنگ جدا شده و نمک هرمز در اثر استمرار کوتاه شدگی به تدریج از ناودیس‌های مجاور به سمت تاقدیس‌ها حرکت کند. این کارایی مؤثر سطح گسستگی قاعده‌ای باعث گردیده است که کوتاه شدگی کلی اعمال شده در مراحل اولیه دگرریختی، با مهاجرت لایه قاعده‌ای به درون هسته تاقدیس‌ها، فرورفتن ناودیس‌های محصورکننده به زیرتر از منطقه‌ای و در مراحل انتهایی، با پیدایش گسل‌های رانده در پیش یال یا پس یال چین تعدیل گردد. محاسبه عمق تا سطح گسستگی نیز مبین قرارگیری افق (Mitra 2002) گسستگی قاعده‌ای در تراز عمقی معادل بانمک هرمز در منطقه مورد مطالعه است (شکل ۳-۱۱).

بنابراین با استفاده از رابطه (۱-۳) عمق تا سطح گسستگی محاسبه شده است.

$$Z = \frac{[A1 - (A3 + A4)]}{L_0 - L_1} \quad (1-3)$$

عمق تا سطح گسستگی (متر) $Z =$

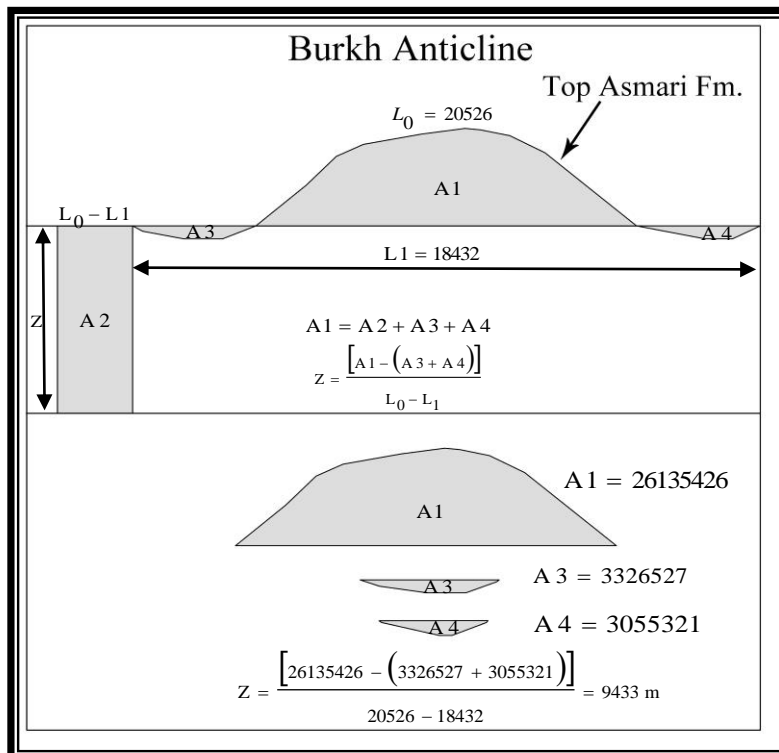
$A1 =$ مساحت اضافی بالای تراز منطقه‌ای در تاقدیس (مترمربع)

$A2 =$ مساحت منطقه کوتاه‌شدگی (مترمربع)

$A3$ and $A4 =$ مساحت ناودیس‌های پایین تراز منطقه‌ای (مترمربع)

$L_0 =$ طول اولیه تاقدیس

$L_1 =$ طول ثانویه تاقدیس (بعد از کوتاه‌شدگی)



شکل ۱-۳) محاسبه عمق تا سطح گسستگی قاعده‌ای برای تاقدیس بورخ. راس سازند آسماری به عنوان افق مرجع در نظر گرفته شده است و عمق تا سطح گسستگی قاعده‌ای در حدود ۹۴۳۳ متر محاسبه گردیده است که با عمق سری هرمز در منطقه انطباق دارد.

به علاوه ستون چینه شناسی زاگرس حاوی افق‌های گسستگی بالقوه دیگری در سطوح بالای

چینه‌شناسی می‌باشد که در شرایط کاهش کارایی سطح گسستگی قاعده‌ای، در تعدیل کوتاه‌شدگی ناشی از برخورد با فعالیت خود هندسه و سبک چین‌خوردگی را کنترل نموده‌اند (معمدی و همکاران ۱۳۸۵).

همانگونه که در بخش (۲-۶) گفته شد (O'Brine 1950) اولین کسی بود که ستون چینه‌شناسی زاگرس را به پنج بخش ساختاری (۱) گروه پی‌سنگ (پرکامبرین)، (۲) گروه متحرک زیرین (نمک هرمز، سطح جدایش)، (۳) گروه مقاوم (کامبرین تا میوسن زیرین)، (۴) گروه متحرک بالایی (نمک میوسن، سطح جدایش) و (۵) گروه نامقاوم (میوسن زیرین تا پلئیسوسن، بیشتر رسوبات آواری) تقسیم کرد. (Sherkati and Letouzey 2004) نیز یک طبقه‌بندی ساختاری جدید برای پوشش رسوبی زاگرس، به جهت نشان دادن اختلاف رفتار مکانیکی سازندها در ستون چینه‌شناسی نشان داده‌اند. این طبقه‌بندی وجود چندین سطح جدایش (سطح نامقاوم) محلی فعال در حین چین‌خوردگی را نشان می‌دهد، این سطوح جدایش واحدهای سنگی زمین‌ساختی (واحدهای مقاوم) را که دارای کوتاه‌شدگی به روش‌های مختلف می‌باشند، از هم جدا می‌کنند (باعث سبک چین‌خوردگی ناهماهنگ در منطقه شده است). این ناهماهنگی حاصل اختلاف رفتار مکانیکی واحدها می‌باشد که به نظر می‌رسد بسیار پیچیده‌تر از آن چیزی باشد که توسط (O'Brien 1950) توصیف شده است (Sherkati and Letouzey, 2004).

این گروه مقاوم در درون خود شامل سطوح گسستگی میانی با اهمیتی است که هندسه و سبک چین‌خوردگی را کنترل می‌نمایند و واحدهای زیرین و بالایی این سطوح گسستگی میانی در برابر دگر ریختی رفتارهای متفاوتی را از خود نشان می‌دهند که در تقسیم‌بندی مذکور نادیده انگاشته شده‌اند.

شیل‌های پالئوزوئیک زیرین در سراسر کمربند چین‌خورده زاگرس از جمله این سطوح گسستگی محسوب می‌شوند. همچنین شیل‌های تریاس (سازند دشتک) یکی از مهم‌ترین سطح گسستگی میانی در زیرحوضه فارس ساحلی محسوب می‌شوند که در فارس داخلی با تغییر رخساره به کربنات‌های سازند

خانه کت، این قابلیت را از دست می دهند. شیل های ژوراسیک زیرین و میانی در لرستان (سازندهای عدايه و سرگلو)، تبخیری ها ژوراسیک فوقانی در لرستان (سازندگوتنیا)، شیل های کرتاسه زیرین و میانی در لرستان و شمال فروبار دزفول (سازندهای کژدمی، گرو)، مارن های ائوسن (پابده) و تبخیری های میوسن (سازندگچساران) در فروبار دزفول مارن های میوسن فوقانی (سازندمیشان) در منطقه بندرعباس از جمله این سطوح گسستگی میانی به شمار می روند. حضور این سطوح گسستگی بالقوه در توالی چینه-شناسی منطقه مورد مطالعه، سبب گردیده است که در شرایط عدم کارآیی سطح گسستگی قاعده ای، فعالیت این سطوح گسستگی بینابینی کنترل کننده هندسه و تکامل چین ها باشد.

شکل اصلی چین خوردگی ها توسط واحدهای مقاوم کنترل می شود ولی وجود واحدهای ضعیف تر نیز می تواند تاثیرات پیش بینی نشده ای بر نحوه چین خوردگی و ساختار منطقه داشته باشد. این واحدها می توانند به عنوان سطوح جدایش، با تغییرات جانبدر رخساره و ضخامت باعث تغییر طول موج، دامنه و سبک چین خوردگی شوند، همچنین در جاهایی که این سطوح ناهماهنگ در چین خوردگی دخالت داشته باشند ساختارهای سطحی لزوماً با ساختارهای عمیق تر مطابقت ندارند. در بعضی مناطق این رخساره های ضعیف به رخساره های مقاوم تبدیل می شوند که در این صورت این واحدها رفتار مکانیکی خود را به عنوان یک سطح ضعیف و ناهماهنگ از دست می دهند (Sherkati and Letouzey, 2004). علاوه بر این کاهش ضخامت این سطوح نیز می تواند همین اثر را داشته باشد.

فعال شدن سطوح جدایش میانی کم عمق می تواند منجر به تشکیل ساختارهای ثقلی گردد. ساختارهای فروریزی ثقلی (Gravity Collaps Structures) از عوارض قابل توجهی هستند که سهم بزرگی در شکل گیری ساختمان و ریخت شناسی زاگرس به عهده دارند (طالبیان و پور کرمانی، ۱۳۷۲). از نظر چینه شناسی این پدیده تقریباً از سازند ایلام تا سازندهای گروه فارس را در بر می گیرد. مطالعات زمین شناسی سطحی نشان داده است که سازندهایی چون سورگه، گورپی، پابده، امیران و گچساران به صورت نامقاوم عمل کرده (مطیعی، ۱۳۷۴) و در تشکیل ساختارهای فروریزی ثقلیدر

لایه‌های آهکی مقاوم مانند سازند آسماری، مؤثر بوده‌اند.

در مراحل تشکیل این ساختارها، حرکت و لغزش توده‌های سنگ آهک ممکن است به آرامی یا به طور ناگهانی صورت گیرد. رخدادهای زمین لرزه‌ای می‌توانند نیروی لازم را جهت رهاسازی و شروع حرکات سریع فراهم سازند، همچنین تجمع آب‌های زیرزمینی در درزو شکاف‌های سنگ آهک‌ها و در نتیجه خمیری شدن مارن‌های بخش بالایی، سازند زیرین آنها می‌تواند باعث تسهیل حرکت و لغزش شود (طالبیان و پورکرمانی، ۱۳۷۲).

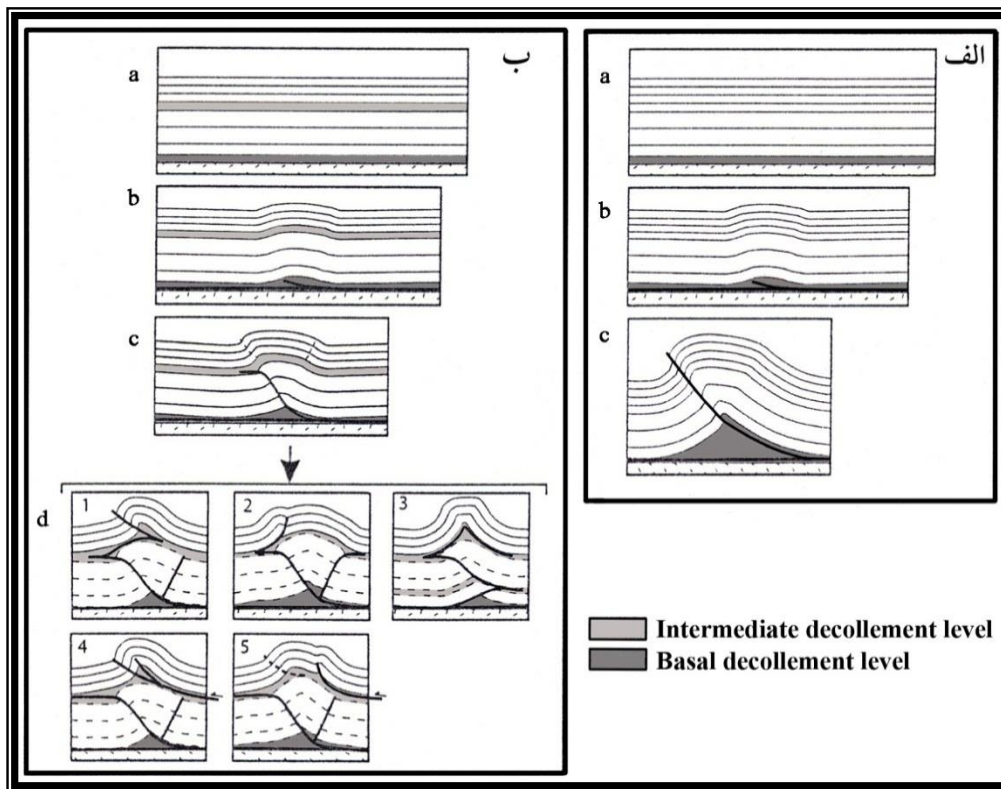
ساخت‌های فروریزی ثقیلی اولین بار توسط Harrison and Falcon (1934, 1935) تشریح و نامگذاری شده‌اند. Harrison and Bally (1988) با مطالعه مقاطع لرزه‌ای کمر بند چین‌خورده جزایر پری (Parry Islands) در کانادا و با ارائه یک مدل جنبشی، تأثیر سطوح جدایش میانی بر چین‌خوردگی را نشان داده‌اند. ایشان معتقدند که علت اختلاف در تغییر شکل لایه‌ها چه به صورت قائم و چه صورت جانبی، وجود لایه‌های جدایش و نیز اختلاف مقاومت نسبی سازندهای مختلف است. در این منطقه سطح جدایش قاعده‌ای شامل لایه‌های تبخیری و سطح جدایش میانی شامل شیل‌های رسی و سیلتستون می‌باشند که سطح جدایش میانی به عنوان یک بخش شکل‌پذیر با میزان تحرک کمتر از سطح جدایش قاعده‌ای مطرح است. سازندهای مقاوم واقع در بین سطوح جدایش از جنس آهک، دولومیت و شیل‌های سیاه و سازندهای مقاوم واقع بر روی سطح جدایش میانی شامل لایه‌های تخریبی سیلیسی و کلسیتی هستند.

(Sherkati et al (Submitted)، هم با مطالعه در زاگرس مرکزی و ناحیه فارس به این نتیجه رسیدند که فعال شدن افق‌های جدایش از عمق به سطح، یکی پس از دیگری از جمله ویژگی‌های ساختاری است که در بعضی از ساختارهای این ناحیه مشاهده می‌شود. ایشان با انجام یکسری آزمایش‌های تکتونیک تجربی دو مدل فرضی برای تکامل چین در دو حالت سری رسوبی بدون سطح جدایش میانی و سری رسوبی دارای سطح جدایش میانی، ارائه کرده‌اند (شکل ۳-۱۲).

در اولین مرحله دگرشکلی و شروع تکامل چین که در هر دو مدل یکسان است، خمش هم ضخامت و متقارن رسوبات بر روی سطح جدایش تحتانی، نخستین هسته چین را شکل می‌دهد و به تبع آن رسوبات انعطاف پذیر به سمت هسته تاقدیس جریان می‌یابند (شکل ۳-۱۲-ب). طول موج تاقدیس در این مرحله توسط ضخامت پوشش رسوبی کنترل می‌گردد. مدل‌سازی آنالوژیک نشان داده است که طول موج همچنین می‌تواند توسط حضور سطح جدایش میانی عمیق، تحت تاثیر قرار گیرد (Sherkati et al (Submitted)).

با افزایش دگرشکلی، پوشش رسوبی بوسیله مهاجرت لولا و چرخش پهلوها که اجازه رشد چین و انتقال مواد از ناودیس به سمت تاقدیس را می‌دهند به خمش خود ادامه می‌دهد. در این مرحله گسل راندگی می‌تواند جهت متعادل کردن (Accommodate) کوتاه‌شدگی در سطوح عمیق شروع به تکامل نماید. عبور از مرحله چین جدایشی (Detachment Fold) به چین جدایشی گسل خورده (Faulted) (Mitra, 2002) (Detachment Fold)، به احتمال زیاد تابعی است از ضخامت سری رسوبی و قابلیت سطح جدایش تحتانی به همراه دامنه تاقدیس‌ها (شرکتی ۱۳۸۴).

در حالت سری رسوبی بدون سطح جدایش میانی، رشد تاقدیس تا رسیدن به حداکثر اندازه چین که امروزه در زاگرس به چشم می‌خورد (طول موج ۲۰ کیلومتر) ادامه می‌یابد (شکل ۳-۱۲-الف-ج). مسیر رشد چین می‌تواند در صورت حضور سطح جدایش میانی تغییر یابد (شکل ۳-۱۲-ب-د)، در این حالت برش در واحدهای انعطاف پذیر به‌عنوان تابعی از اختلاف مقاومت میان واحدهای نرم و مقاوم می‌تواند موجب شکل‌گیری گسله‌های راندگی در سطوح جدایش کم عمق‌تر گردد (شکل ۳-۱۲-ب-د).



شکل ۳-۱۲) مدل پیشنهادی Sherkati et al (Submitted) برای تکامل چین‌ها در زاگرس:

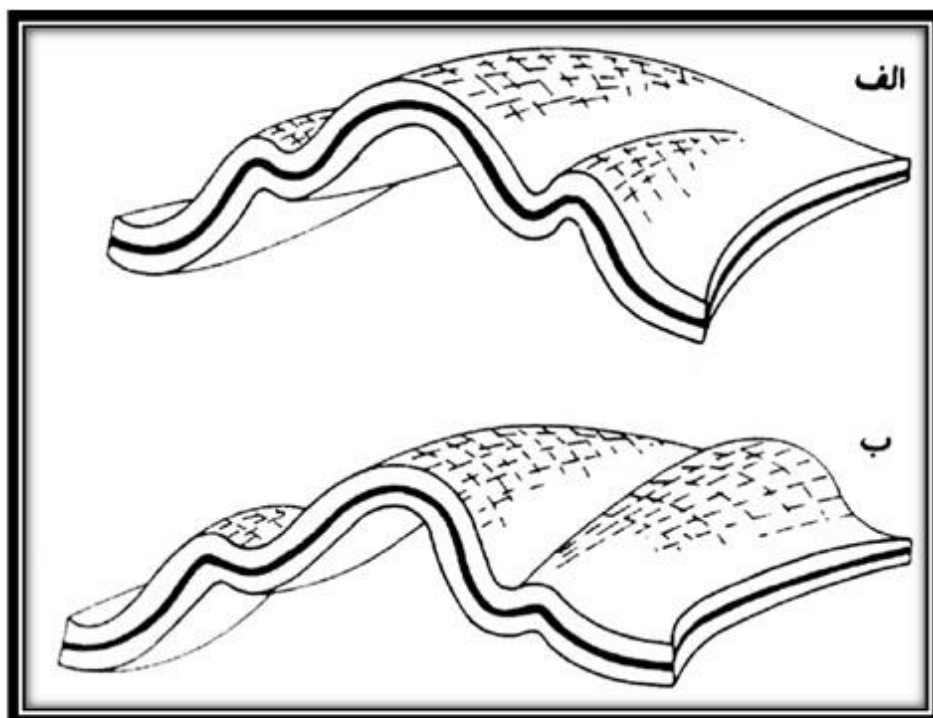
الف) سری رسوبی بدون سطح جدایش میانی. (a) مرحله پیش از دگرشکلی، (b) خمش و مهاجرت واحد انعطاف پذیر تحتانی به سمت هسته تاقدیس، (c) توسعه چین همراه با مهاجرت مواد از ناودیس به سمت تاقدیس و چرخش پهلوها. در این مرحله گسلش راندگی جهت متعادل کردن (Accommodate) کوتاه‌شدگی در سطوح زیرین، شروع به تکامل می‌نماید.

ب) سری رسوبی دارای سطح جدایش میانی. (a) مرحله پیش از دگرشکلی، (b) خمش سری رسوبی و لغزش در امتداد سطح جدایش تحتانی، (c) گسترش گسلش راندگی در سطح مقاوم زیرین و شکل‌گیری چین جعبه‌ای در لایه‌های فوقانی، (d) تاثیر سطح جدایش میانی در تکامل چین (برای توضیحات بیشتر به متن مراجعه شود).

ساختارهای گوش خرگوشی (Rabbit Ear) و دم ماهی (Fishtail) از جمله ساختارهایی هستند که اغلب در سری‌های رسوبی حاوی سطح جدایش میانی، تشکیل می‌شوند (شکل ۳-۱۲-ب-۱، ۲، ۳ و ۵). این تیپ ساختارها شباهت زیادی با استیل چین‌خوردگی در Melville Island در کمربند چین‌خورده جزایر پری (Harrison & Bally, 1988) نشان می‌دهند. در این مدل دگرشکلی در واحدهای فوقانی سطح جدایش میانی متفاوت از واحدهای زیرین آن می‌باشد. تاقدیس‌های شکل

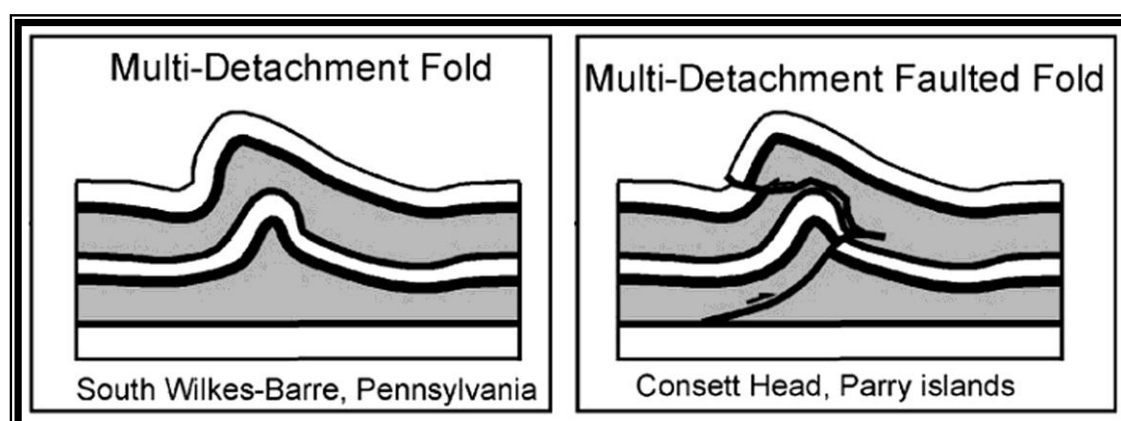
گرفته در این حالت، از نظر اندازه قابل مقایسه با تاقدیس‌های شکل‌گرفته در محیط فاقد سطح جدایش میانی، نیستند (شرکتی ۱۳۸۴).

در بعضی موارد تشکیل گسل‌های راندگی در سطوح جدایش میانی، با جهت حرکت به سمت لولای تاقدیس اصلی منجر به گسترش چین‌های کوچکی موسوم به ساخت‌های گوش خرگوشی (Rabbit Ear structures) می‌شود (شرکتی ۱۳۸۴؛ Letouzey et al., 1995; Dahlstrom, 1970). ساخت‌های گوش خرگوشی به چین‌های فرعی و کوچکی اطلاق می‌شود که در دامنه چین‌های اصلی بزرگ تشکیل می‌شوند (Sherkati & Letouzey, 2004). سطح محوری این چین‌ها موازی یا نیمه موازی با سطح محوری تاقدیس اصلی است. این تاقدیس‌های کوچک به دو صورت دیده می‌شوند. اول آنهایی که در پهلوی تاقدیس‌های بزرگ به صورت تاقدیس‌های کوچک ظاهر شده و با پلانژی به موازات محور تاقدیس اصلی ناپدید می‌شوند (شکل ۳-۱۳الف). دوم آنهایی که در میانه پهلوی تاقدیس بزرگ به صورت کوچک ظاهر شده و به تدریج روبه پلانژی تاقدیس اصلی شروع به رشد نموده و بالاخره تبدیل به یک کوهان و یا تاقدیس بزرگ دیگری می‌شوند (شکل ۳-۱۳ب). درباره سازوکار زایشی تاقدیس‌های گوش خرگوشی اتفاق نظر وجود ندارد. برخی معتقدند که این ساخت‌ها تحت تاثیر گسله‌های عمیق و تداوم آنها به آسماری و سطح زمین به وجود آمده‌اند (Evers, 1976; Verrall, 1977)، Player et al., (1962) تعدادی از این ساخت‌ها را نوعی چین‌خوردگی کششی (Drag Folding) بزرگ مقیاس در نظر گرفته‌اند. از طرف دیگر سبک چین‌خوردگی گوش خرگوشی تقریباً مشابه مدل هندسی است که Mitra 2002 برای راندگی‌های گوه‌ای پهلو (Limb Wedge Thrusts) ارائه کرده است. به عقیده وی مکانیزم اصلی تشکیل راندگی‌های گوه‌ای پهلو، اختلاف استرین (استرین تفریقی) بین واحدهای مجاور است که منجر به تشکیل گوه‌ها در واحدهای مقاوم‌تر می‌گردد (Mitra, 2002).



شکل ۲-۱۲- انواع تاقدیس‌های گوش خرگوشی (Rabbit Ear structures)، (اقتباس از مطیعی، ۱۳۷۴).

Mitra (2003) نیز تاثیر سطوح جدایش میانی را در دو حالت بدون گسلش و همراه با گسلش نشان داده است (شکل ۳-۱۴).



شکل ۳-۱۴) چین‌های دارای چند سطح جدایش در دو حالت بدون گسلش و همراه با گسلش (اقتباس از Mitra (2003)).

۳-۴) بررسی ساختار تاقدیس بورخ

تاقدیس بورخ در بخش میانی ناحیه فارس در نوار چین خورده ساده زاگرس قرار دارد (شکل ۲-۷). این تاقدیس یک چین باریک و طویل و دارای روند عمومی غرب، شمال غرب- شرق، جنوب شرق می باشد که در بین تاقدیس های گاته در شرق، پاسخند در غرب، گچ و بن اشکتو در شمال و تاقدیس گاوبست و نخ در جنوب واقع است. (شکل ۳-۱۵)، طول این تاقدیس حدود ۶۰ کیلومتر و پهنای آن بر اساس رخنمون آسماری حدود ۹ کیلومتر است. رخنمون های سنگی آن بیشتر از نهشته های کرتاسه و سنوزوئیک هستند و به ترتیب از قدیم به جدید شامل سازندهای فهلیان، کژدمی، سروک، گورپی، تاربور، ساچون، آسماری-جهرم، گچساران، میشان، آغاچاری و بختیاری می باشد (شکل ۳-۱۶).

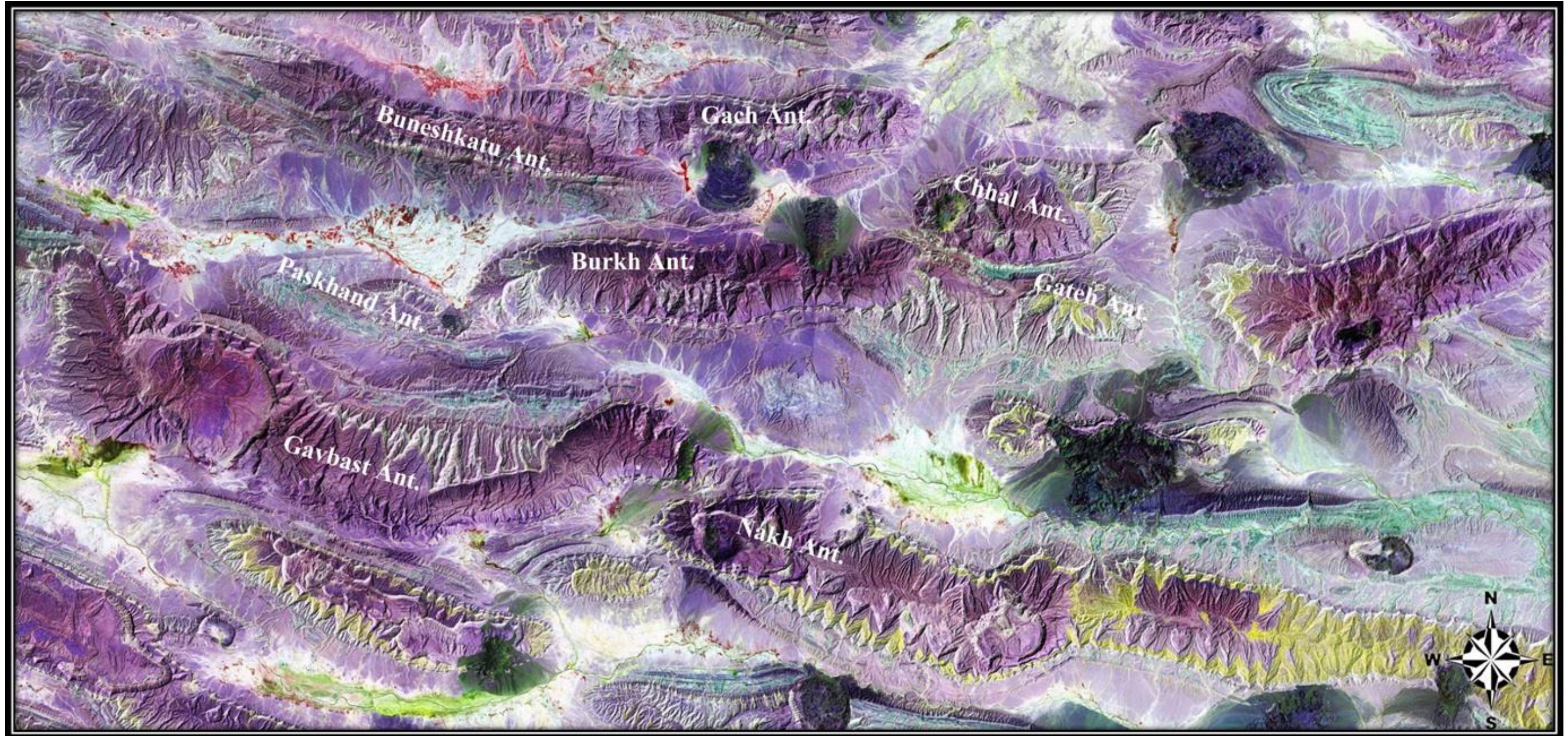
۳-۵) مدل ارتفاعی

شکل (۳-۱۷) مدل ارتفاعی تاقدیس بورخ و ساختارهای مجاور را نشان می دهد. در این مدل ارتفاعی که با استفاده از نقشه های توپوگرافی در مقیاس ۱:۵۰۰۰۰ سازمان نقشه برداری کشور و داده های رقومی لندست ۷ و بوسیله نرم افزار Global Mapper تهیه گردیده است، تاقدیس های بورخ، چاهال، گاته، پاسخند، گاوبست، نخ، بونشکتو و گچ قابل مشاهده است. در این تصویر شکل سینوسی اثر محوری تاقدیس قابل مشاهده است. بلندترین نقطه ارتفاعی این تاقدیس ۲۲۳۰ متر از سطح دریا می باشد. همانگونه که در تصویر مشخص است اثر سطح محوری تاقدیس بورخ نیز با چرخش همراه می باشد.

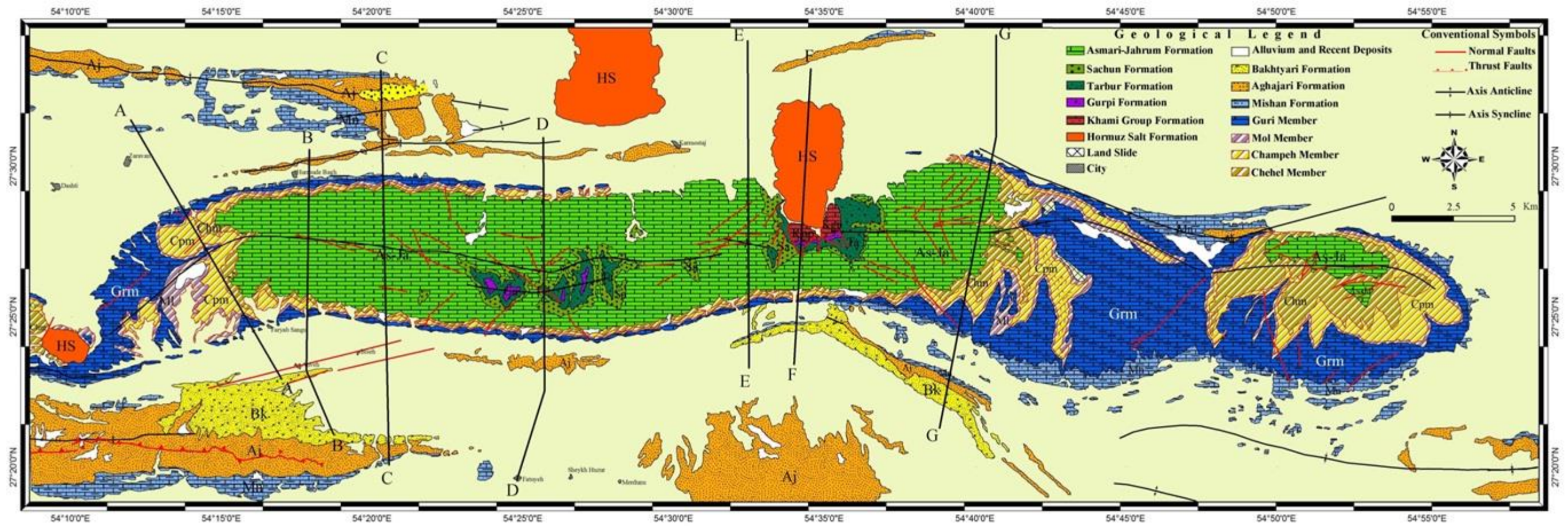
۳-۶) ساختارهای بزرگ مقیاس منطقه مورد مطالعه

ساختار تاقدیس بورخ در نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰، تهیه شده توسط شرکت ملی نفت ایران مشخص گردیده است. علاوه بر نقشه زمین‌شناسی مذکور نقشه‌ی زمین‌شناسی بستک ۱:۱۰۰۰۰۰ و نقشه‌ی زمین‌شناسی تاقدیس بورخ در مقیاس ۱:۵۰۰۰۰ نیز تهیه شده است. با استفاده از نقشه‌های فوق‌الذکر به عنوان نقشه‌های پایه زمین‌شناسی، مطالعه ساختاری تاقدیس بورخ انجام شده است. چنانکه در شکل (۳-۱۸) مشاهده می‌شود تاقدیس بورخ چون غالب تاقدیس‌های زاگرس دارای پلانچ دوگانه (Double Plunge) می‌باشد (شکل ۳-۱۹). همچنین در قسمت غربی تاقدیس بورخ با یک زین مانند ملایم (Shallow Saddle) از تاقدیس گاته جدا می‌گردد. شاید بتوان تاقدیس‌های بورخ و گاته را یک تاقدیس با دو کوهان (Culmination) و یک زین مانند (Saddle) در نظر گرفت (شکل ۳-۲۰). تاقدیس بورخ در ادامه شرقی و غربی خود به ترتیب به تاقدیس‌های گاته و پاسخند ختم می‌شود. تاقدیس‌های پاسخند و گاته نیز از تاقدیس‌های دارای پلانچ دوگانه (Double Plunge) هستند. طول تاقدیس گاته حدود ۹ کیلومتر و تاقدیس پاسخند حدود ۱۳ کیلومتر می‌باشد. تاقدیس گاته را می‌توان ادامه شرقی تاقدیس بورخ در نظر گرفت که بوسیله یک فرورفتگی ملایم (Shallow Saddle) از آن جدا می‌گردد.

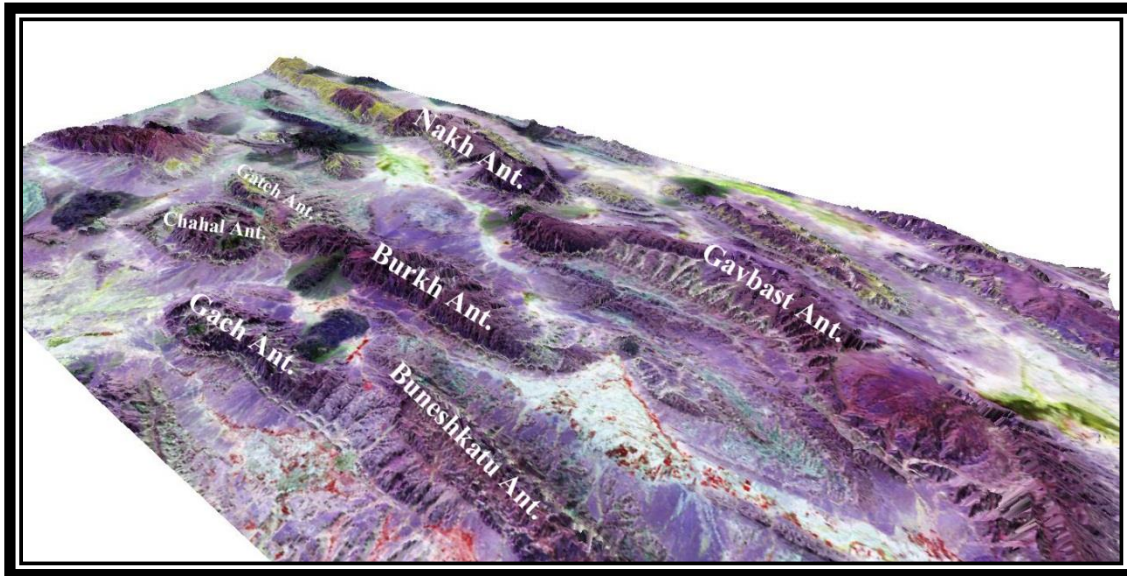
تاقدیس گاته تاقدیسی است نامتقارن که شیب یال شمالی آن بر روی آهک‌های گوری تا ۸۰ درجه می‌رسد در حالیکه حداکثر مقدار شیب بر روی یال جنوبی به ۲۰ درجه می‌رسد (گزارش شرکت ملی نفت ایران).



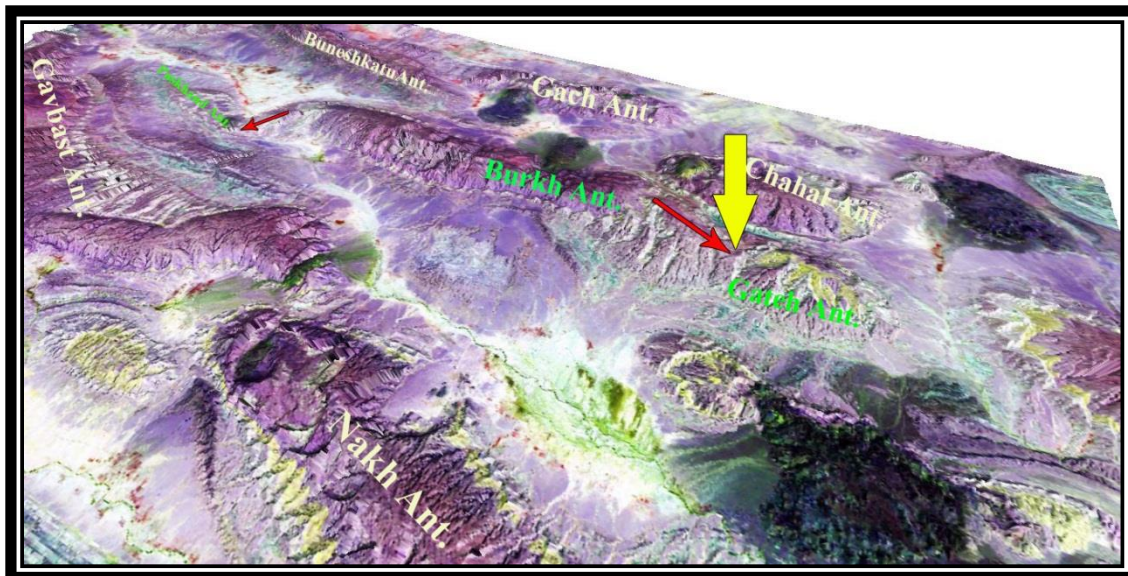
شکل ۳-۱۵- تصویر ماهواره‌ای لندست ۷ با ترکیب باندی ۱-۳-۲ از منطقه مورد مطالعه.



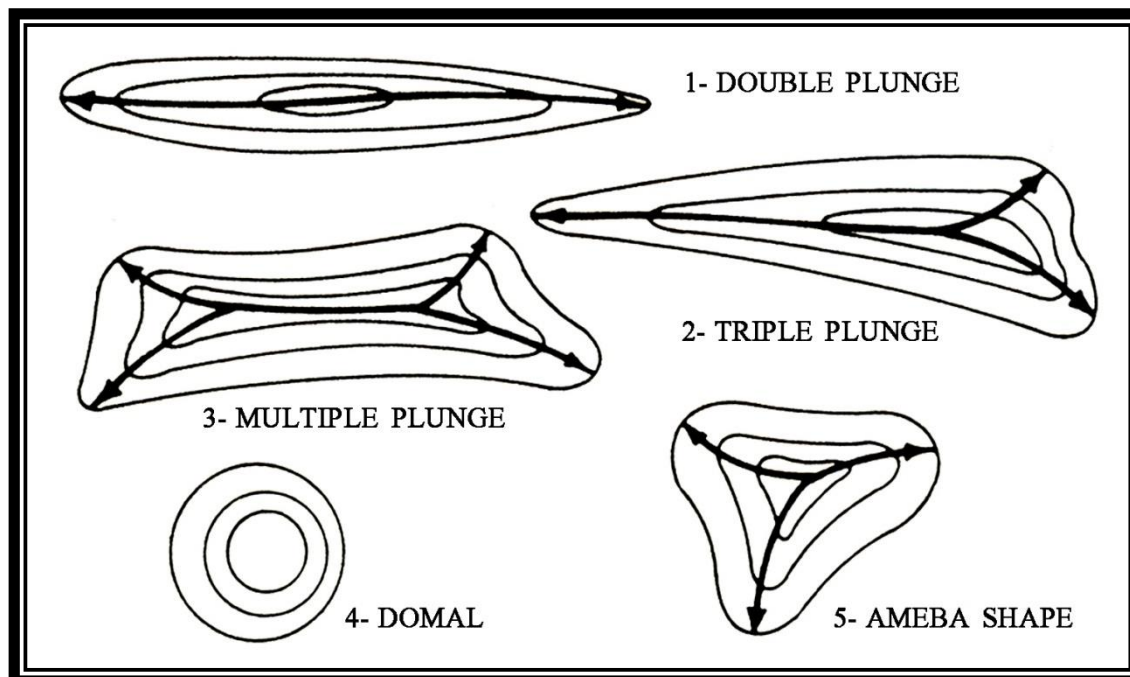
شکل ۲-۱۶- نقشه زمین‌شناسی تاقدیس بورخ در این نقشه مسیر هفت پیمایش ساختاری مشخص گردیده است.



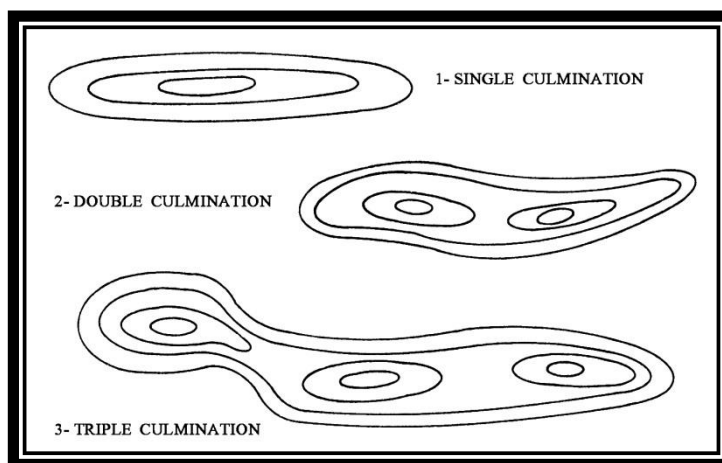
شکل ۳-۱۷- مدل ارتفاعی تهیه شده از تصویر ماهواره‌های لندست ۷ با ترکیب باندهی ۱-۳-۲ تاقدیس بورخ و ساختارهای مجاور. دید به سمت جنوب شرق



شکل ۳-۱۸- تصویر ماهواره‌ای لندست ۷ با ترکیب باندهی ۱-۳-۲ تاقدیس بورخ. به پلانچ‌های محور (پیکان‌های قرمز رنگ) در دماغه شرقی و غربی تاقدیس بورخ و همچنین زین مانند (Saddle) (پیکان زرد رنگ) بین تاقدیس‌های بورخ و گاته توجه شود (دید به سمت شمال غرب).



شکل ۳-۱۹- انواع پلانچ در محور تاقدیس‌ها. (۱) پلانچ دوگانه مانند غالب تاقدیس‌های زاگرس، (۲) پلانچ سه گانه مانند ماله کوه و آب تیمور، (۳) پلانچ چندگانه مانند میدان بینک، (۴) تاقدیس گنبدی، مانند گردن و (۵) تاقدیس آمیبی مانند تنگو (اقتباس از مطیعی ۱۳۷۴).



شکل ۳-۲۰- نقشه کنتور تراز زیرزمینی تاقدیس‌ها. (۱) تاقدیس با یک کوهان (Culmination) منفرد، مشابه میدان پارسی، (۲) تاقدیس با دو کوهان و یک زین مانند (Saddle)، مشابه آنچه در تاقدیس بورخ قابل مشاهده است و (۳) تاقدیس با چند زین مانند و چند کوهان، مشابه میدان گچساران (اقتباس از مطیعی ۱۳۷۴).

امتداد محور آن به صورت منحنی بوده و دارای امتدادی شرقی تا جنوب شرقی می‌باشد. در پلانج شرقی آن آهک‌های گوری از سازند میشان بر روی طبقات نرم و نامقاوم گچساران لغزیده و حتی شیب برگشته دارند که این می‌تواند نشانه بالآمدن لایه‌های زیرین در اثر یک گنبدنمکی مدفون باشد. تاقدیس پاسخند را نیز می‌توان ادامه غربی، جنوب غربی تاقدیس بورخ در نظر گرفت که بوسیله یک گنبدنمکی از تاقدیس بورخ جدا می‌گردد. تاقدیس پاسخند تاقدیس نامتقارن است که شیب یال جنوبی آن بیشتر از یال شمالی می‌باشد. به این صورت که شیب پهلوهای جنوبی و شمالی تاقدیس پاسخند به طور میانگین به ترتیب ۲۴ و ۲۲ محاسبه گردید. ارتفاع بیشترین نقطه تاقدیس‌های گاته و پاسخند به ترتیب ۱۶۰۰ و ۱۰۷۰ متر است.

۷-۳ توصیف هندسی تاقدیس بورخ

جهت دستیابی به هندسه‌ی ساختاری تاقدیس بورخ، هفت پیمایش ساختاری عمود بر اثر محوری آن انجام گردیده است (AA', BB', CC', DD', EE', FF' و GG' در شکل ۳-۱۶). برای تعیین مشخصات محور و سطح محوری چین (جدول ۳-۱)، شیب و امتداد طبقات در نقاط متعدد این هفت پیمایش اندازه‌گیری شد. سپس کنتورهای فراوانی قطب لایه‌بندی‌ها و محور چین در شبکه اشمیت (Schmidt net) به کمک نرم‌افزار Georient رسم گردید. ویژگی‌های سطحی هر یک از این برش‌های ساختاری به شرح زیر می‌باشد:

۱-۷-۳ برش ساختاری عرضی AA'

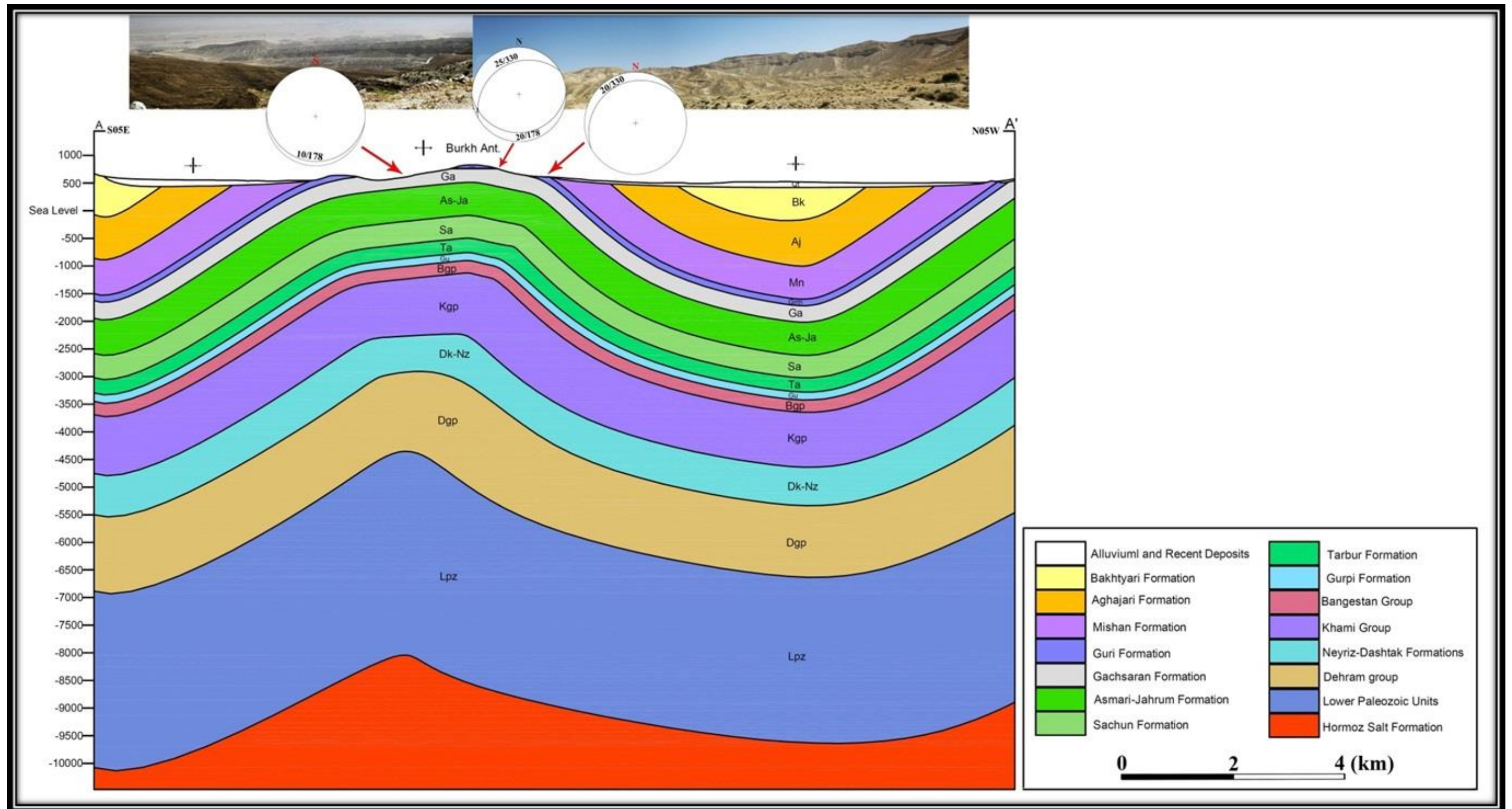
این برش حدود ۱۹ کیلومتر طول دارد و مختصات ابتدا و انتهای آن در سیستم مختصات جغرافیایی به ترتیب (A: 27°22'52.17"N , 54°17'12.32"E) و (A': 27°31'50.86"N , 54°11'38.65"E) می‌باشد. در مسیر این برش که مربوط به بخش باختری تاقدیس بوده و دارای راستای تقریبی با آزمون N55W می‌باشد، سازندهای گچساران و بخش گوری سازند میشان رخنمون دارند.

در پهلوی شمالی تاقدیس لایه‌ها دارای شیب میانگین ۲۵ درجه به سمت شمال غرب می‌باشند مانند شیب ۲۰ درجه به سمت آزیموت ۳۳۰ در بخش گوری از سازند میشان. در پهلوی جنوبی نیز لایه‌ها دارای شیب میانگین ۲۰ درجه به سمت جنوب، جنوب غرب می‌باشند، مانند شیب ۱۰ درجه به سمت آزیموت ۱۷۸ در سازند گچساران (شکل ۳-۲۱). ویژگی بارز این پیمایش تغییر در روند اثر سطح محوری تاقدیس می‌باشد، که به دلیل نحوه توزیع گنبد‌های نمکی موجود در اطراف تاقدیس است و همچنین تاثیر گسل عرضی-برشی می‌باشد (شکل ۳-۲۲). همچنین در این مسیر شکستگی‌های عرضی با جابه‌جایی نرمال قابل مشاهده است (شکل ۳-۲۳).

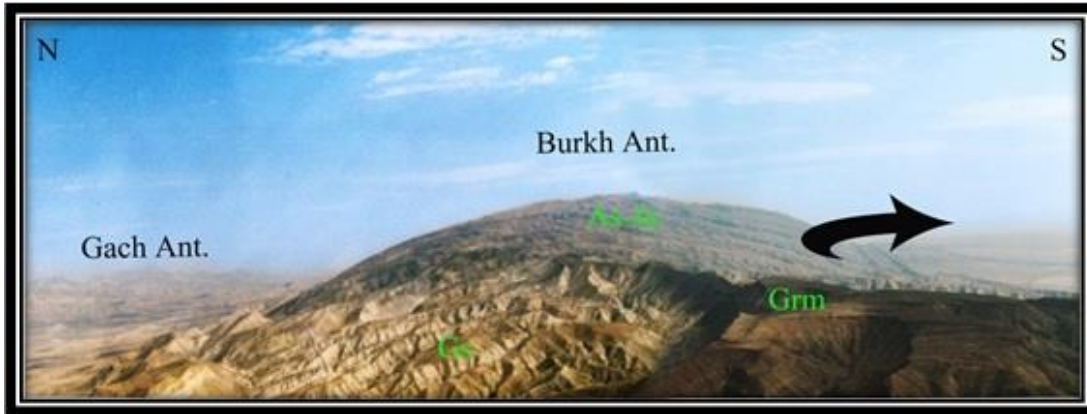
برای تشخیص موقعیت محور و سطح محوری چین در راستای پیمایش AA'، اطلاعات مربوط به لایه‌بندی‌ها در پهلوی شمالی غربی و جنوبی شرقی بر روی استریونت پیاده و اندازه‌گیری شد (شکل ۳-۲۴). بر این اساس موقعیت محور تاقدیس بورخ در این پیمایش ۰۶/۲۵۰ و موقعیت سطح محوری آن ۸۸/۱۶۰ می‌باشد (مقادیر براساس شیب و جهت شیب می‌باشند).

جدول ۳-۱- طول موج و زاویه بین پهلوهای تاقدیس بورخ در مسیرهای مختلف

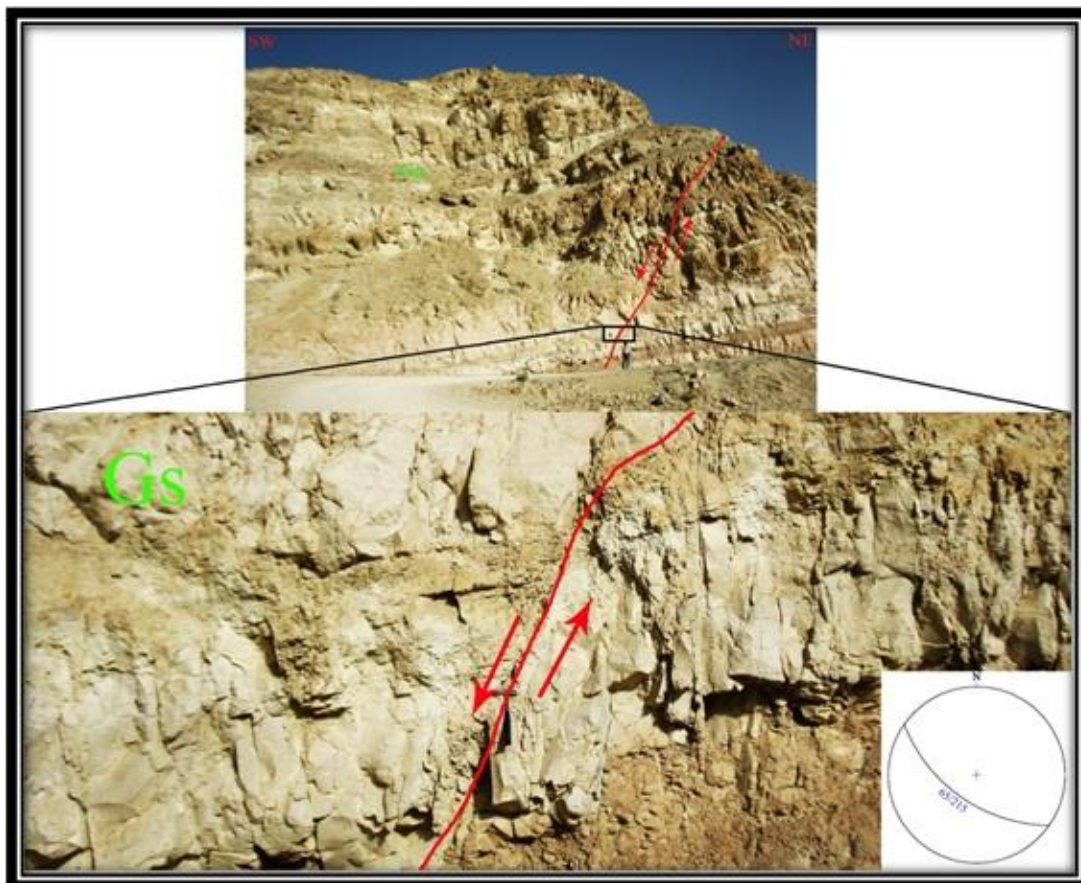
نام مسیر	AA'	BB'	CC'	DD'	EE'	FF'	GG'
طول موج (Km)	۱۵	۱۳	۱۵	۱۹	۱۷	۱۷	۳۳
زاویه بین پهلوها (درجه)	۸۳	۸۸	۸۶	۷۵	۷۹	-	۸۲



شکل ۳-۲۱- برش ساختاری عرضی AA' از تاقدیس بورخ (محل برش در شکل ۳-۱۶ نشان داده شده است).



شکل ۲-۲۲- تعبیر روند محور در دماغه عربی تاقدیس بورخ. دید به سمت شرق. (As-Ja آسماری-چهرم، Gs گچساران، Grm بخش گوری).



شکل ۲-۲۳- شکستگی عرضی با جابه‌جایی نرمال در دماغه عربی تاقدیس بورخ، مسیر 'AA'' دید به سمت شمال عرب (Gs گچساران).

پارامترهای هندسی بدست آمده از این برش ساختاری جهت تشخیص هندسه تاقدیس بورخ، از

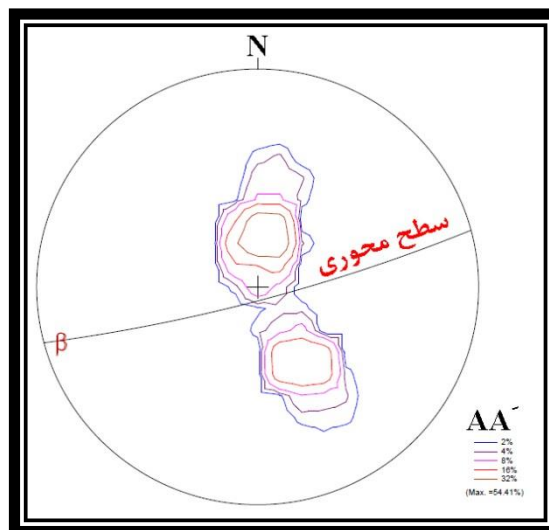
نمودارهای (Jamison (1987) به شرح زیر است:

ارتفاع چین (a) = ۲۸۰۰ متر

زاویه بین پهلوی چین (γ) = راس واحد آسماری-جهرم ۸۳ درجه

شیب پهلوی خلفی (α_b) = ۲۸ درجه

تغییر ضخامت پهلوی پیشانی = ۶/۶۷ درصد ضخیم‌شدگی

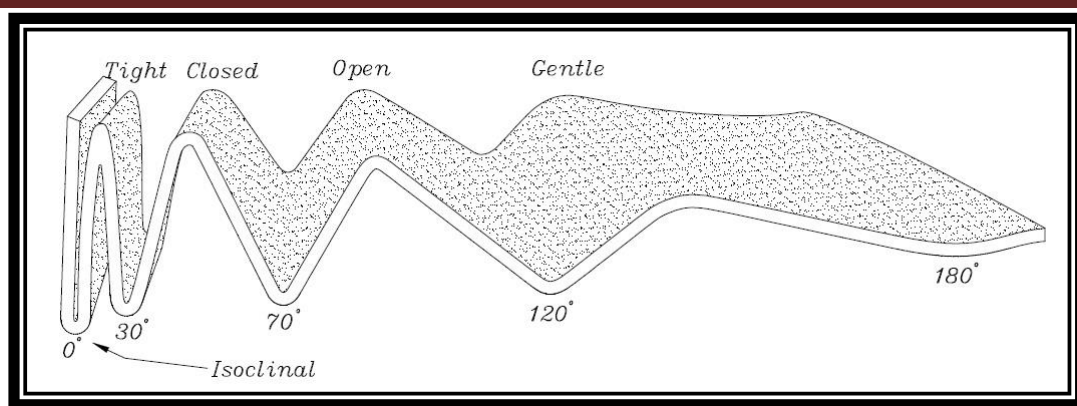


شکل ۳-۲۴- استریوگرام تهیه شده برای مسیر AA' که با پیاده کردن اطلاعات مربوط به لایه‌بندی در پهلوهای شمالی و جنوبی بر روی استریونوت تهیه

طول موج تاقدیس بورخ در این برش حدود ۱۵ کیلومتر و زاویه بین پهلوها بر روی سطح فوقانی

سازند آسماری-جهرم حدود ۸۳ درجه می‌باشد (جدول ۳-۱). بنابراین طبق تقسیم بندی

Fluety (1964) تاقدیس بورخ در این برش یک چین باز محسوب می‌شود (شکل ۳-۲۵).

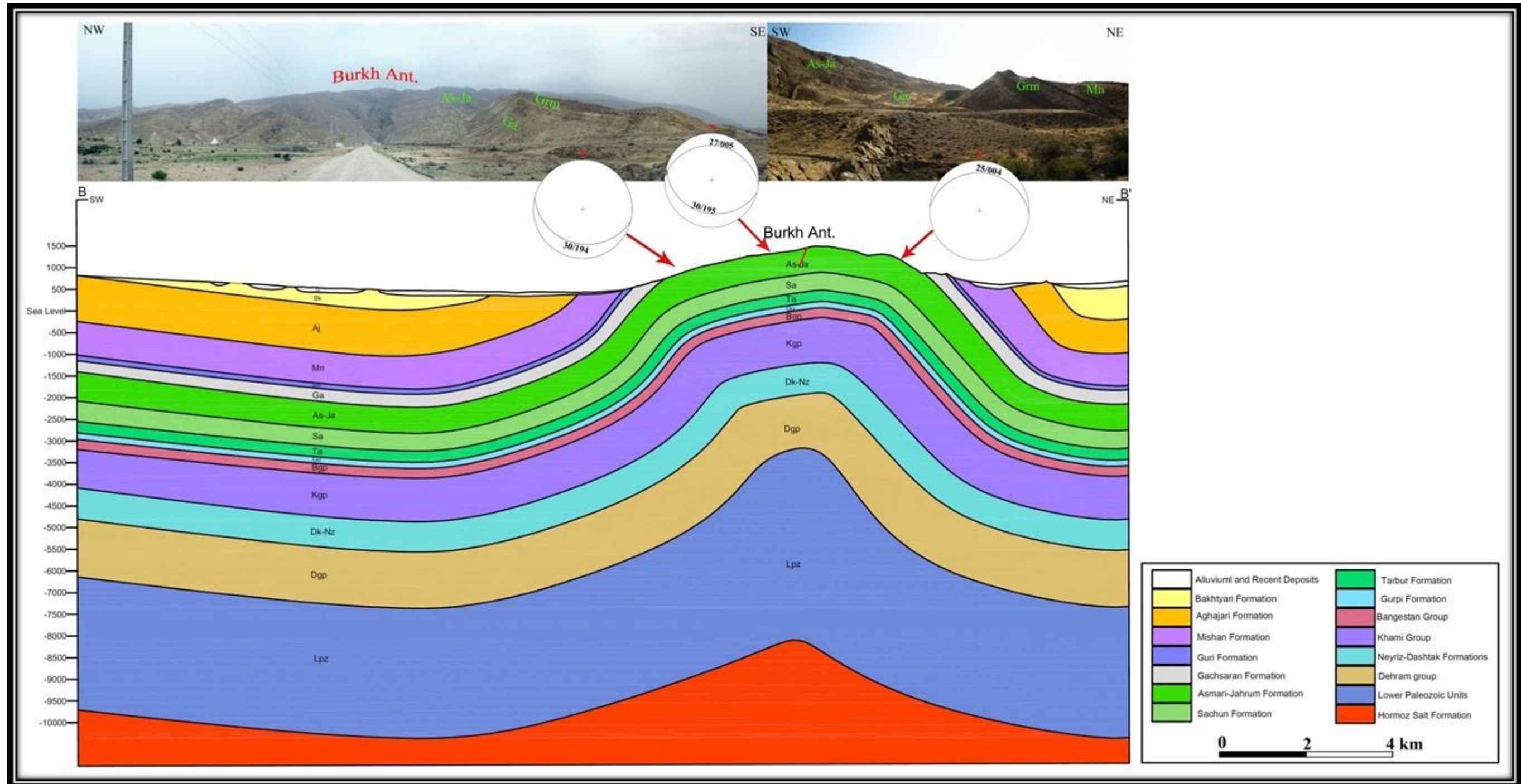


شکل ۳-۲۵- طبقه‌بندی چین‌ها براساس زاویه بین یالی (اقتباس از Fleuty 1964).

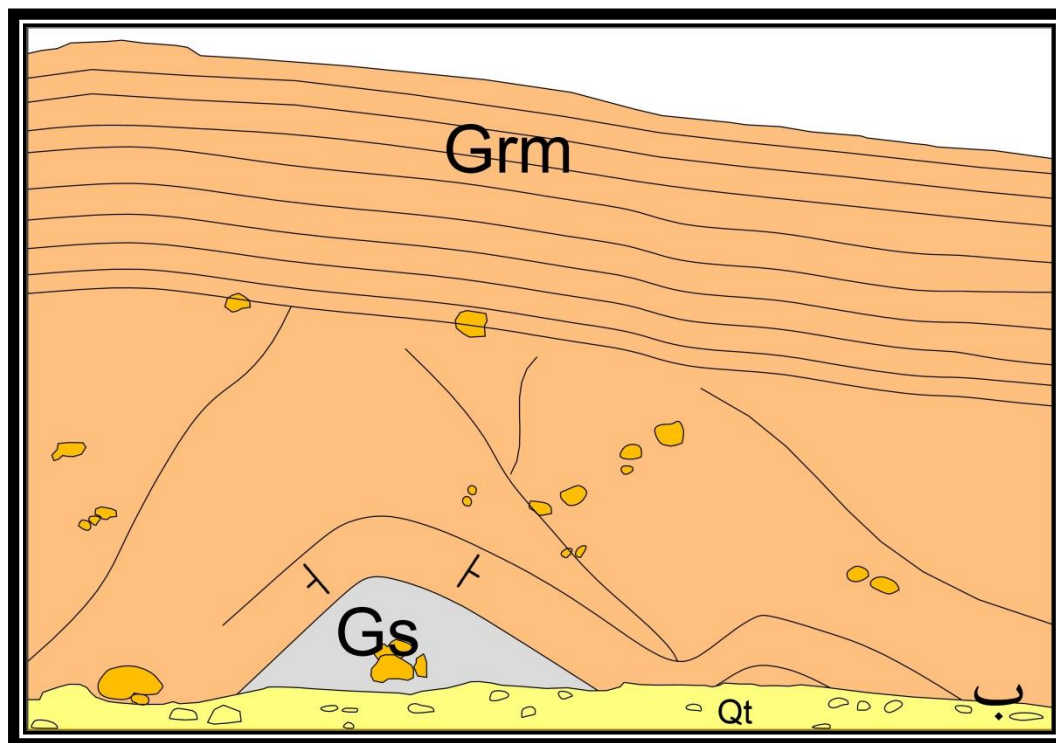
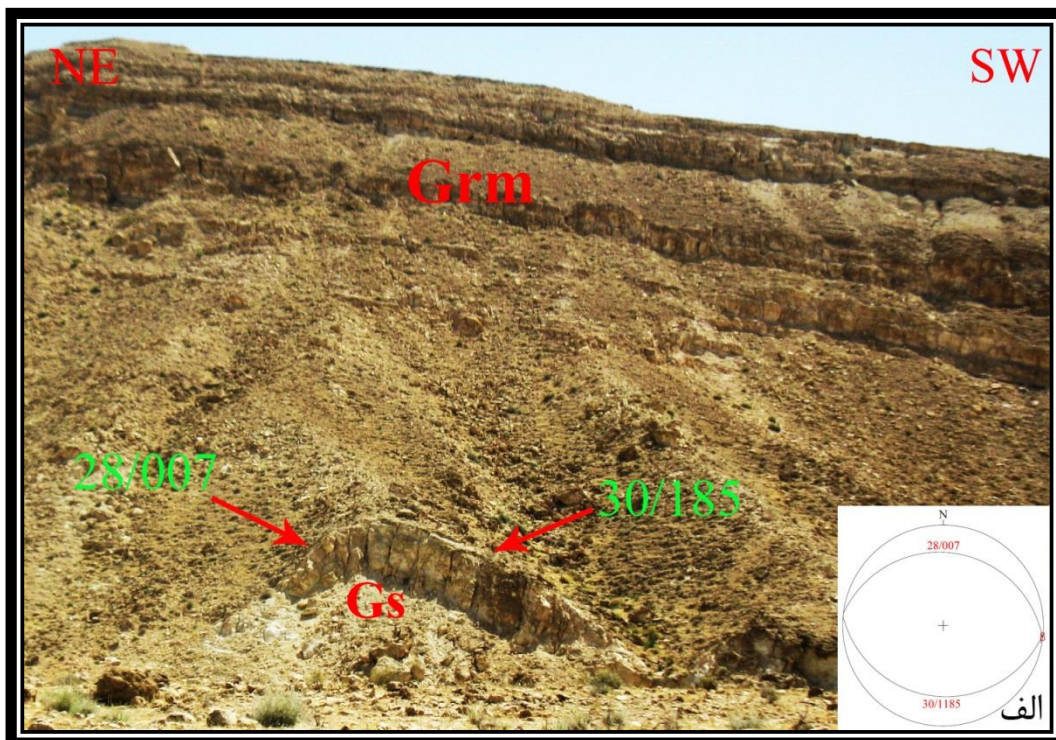
۳-۷-۲) برش ساختاری عرضی BB'

این برش حدود ۱۸ کیلومتر طول و مختصات ابتدا و انتهای آن در سیستم مختصات جغرافیایی به ترتیب (B: 27°21'04.59"N , 54°18'21.41"E) و (B': 27°30'57.87"N , 54°17'57.37"E) می‌باشد. در مسیر این برش که دارای راستای تقریبی N۰۳E است، بخش گوری سازند میشان، گچساران، آسماری و میشان رخنمون دارند. در پهلو شمالی، لایه‌ها دارای شیب عادی به سمت شمال، شمال شرق با میانگین ۲۷ درجه می‌باشند مانند شیب ۲۵ درجه به سمت آزیموت ۰۰۴ در سازند آسماری. در پهلو جنوبی نیز شیب‌های عادی به سمت جنوب، جنوب غرب و با میانگین ۳۰ درجه می‌باشند مانند شیب ۳۰ درجه به سمت آزیموت ۱۹۴ در سازند آسماری (شکل ۳-۲۶). همچنین در این پهلو یک چین کوچک محلی در لایه‌های آهکی بخش گوری تشکیل شده اند که ناشی از اختلاف مقاومت بین بخش گوری و سازند گچساران می‌باشد (شکل ۳-۲۷).

محور و سطح محوری تاقدیس بورخ براساس موقعیت تمامی لایه‌بندی‌های اندازه‌گیری شده در راستای پیمایش BB' به ترتیب موقعیتی برابر ۰۳/۲۸۱ و ۸۹/۰۱۱ خواهد داشت (شکل ۳-۲۸). طول موج تاقدیس در این برش حدود ۱۳ کیلومتر و زاویه بین پهلوها بر روی سطح فوقانی واحد آسماری-جهرم ۸۷ درجه است (جدول ۳-۱). بنابراین تاقدیس بورخ در این برش نیز یک چین باز محسوب می‌شود (شکل ۳-۲۵).



شکل ۳-۲۶- برش عرضی ساختاری BB' از تاقدیس بورخ (محل برش در شکل ۳-۱۶ نشان داده شده است).



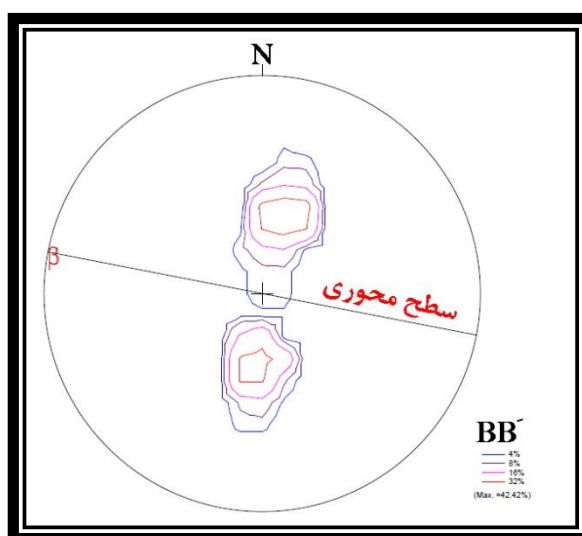
شکل ۳-۲۷- (الف) چین فرعی تشکیل شده در لایه‌های آهکی بخش گوری و بر روی سازند گچساران. مسیر BB' (ب) طرح شماتیکی از تصویر الف. دید به سمت شرق (Gs گچساران، Grm بخش گوری، Qt رسوبات عهد حاضر).

پارامترهای هندسی بدست آمده از این برش ساختاری جهت تشخیص هندسه تاقدیس بورخ، از نمودارهای (Jamison 1987) به شرح زیر است:

ارتفاع چین (a) = ۳۷۵۰ متر

زاویه بین دو پهلوی چین (γ) = ۸۷ درجه بر روی سطح فوقانی واحد آسماری-جهرم

شیب پهلوی خلفی (α_b) = ۲۹ درجه، تغییر ضخامت پهلوی پیشانی = ۲۲/۵ درصد ضخیم شدگی



شکل ۳-۲۸- استریوگرام تهیه شده برای مسیر BB' که با پیاده کردن اطلاعات مربوط به لایه‌بندی در پهلوهایی شمالی و جنوبی بر روی استریونت تهیه شده است. کنتورها فراوانی قطب لایه‌بندی‌های پهلوهایی چین می‌باشد.

۳-۷-۳ برش ساختاری عرضی CC'

این برش حدود ۲۶ کیلومتر طول دارد و مختصات ابتدا و انتهای آن در سیستم مختصات جغرافیایی به ترتیب ($C: 27^{\circ}19'27.77''N, 54^{\circ}20'09.66''E$) و ($C': 27^{\circ}33'48.48''N, 54^{\circ}20'19.53''E$) می‌باشد. در مسیر این برش که منطبق با مسیر پیمایش ۲ بوده و دارای راستای تقریبی $N 05^{\circ} E$ می‌باشد، سازندهای آسماری-جهرم، گچساران، میشان، بخش گوری، آغاچاری و

بختیاری رخنمون دارند. لایه‌ها در پهلوی شمالی دارای شیب عادی به سمت شمال، شمال شرق با میانگین ۳۰ درجه مانند شیب ۲۵ درجه به سمت آزیموت ۰۰۴ در سازند آسماری و در پهلوی جنوبی دارای شیب عادی به سمت جنوب، جنوب غرب با میانگین ۳۳ درجه مانند شیب ۳۵ درجه به سمت آزیموت ۱۸۸ در سازند آسماری، می‌باشند (شکل ۳-۲۹ و شکل ۳-۳۰).

همچنین در این پهلوی با حرکت به سمت جنوب، یک گسل نرمال با شیب تقریبی ۸۱ درجه به سمت شمال غرب و راستای تقریبی N85E قابل مشاهده است (شکل ۳-۳۱).

موقعیت محور و سطح محوری تاقدیس بورخ براساس تحلیل جهت‌یابی تمام لایه‌بندی‌های اندازه‌گیری شده در راستای این پیمایش به ترتیب برابر ۰۲/۲۷۶ و ۸۹/۰۰۶ می‌باشد (شکل ۳-۳۲). طول موج تاقدیس در این برش حدود ۱۵ کیلومتر و زاویه بین پهلوه‌ها بر روی سطح فوقانی سازند آسماری-چهرم ۸۶ درجه است (جدول ۳-۱). بنابراین تاقدیس بورخ در این برش نیز یک چین باز محسوب می‌شود (شکل ۳-۲۵).

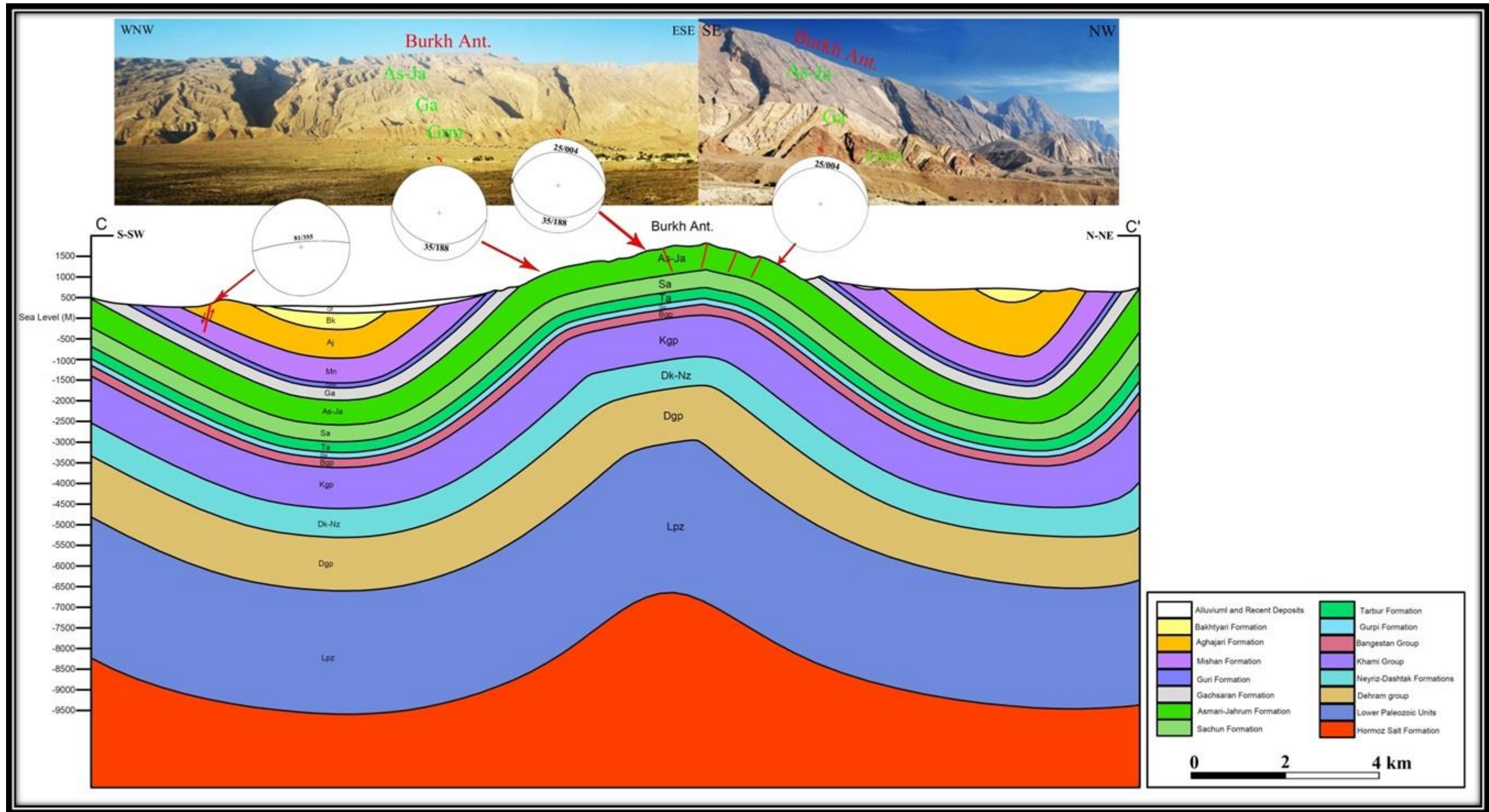
پارامترهای هندسی بدست آمده از این برش ساختاری جهت تشخیص هندسه تاقدیس بورخ، از نمودارهای (Jamison (1987) به شرح زیر است:

$$\text{ارتفاع چین (a)} = ۳۷۰۰ \text{ متر}$$

$$\text{زاویه بین دو پهلوی چین (}\gamma\text{)} = ۸۶ \text{ درجه}$$

$$\text{شیب پهلوی خلفی (}\alpha_b\text{)} = ۲۹$$

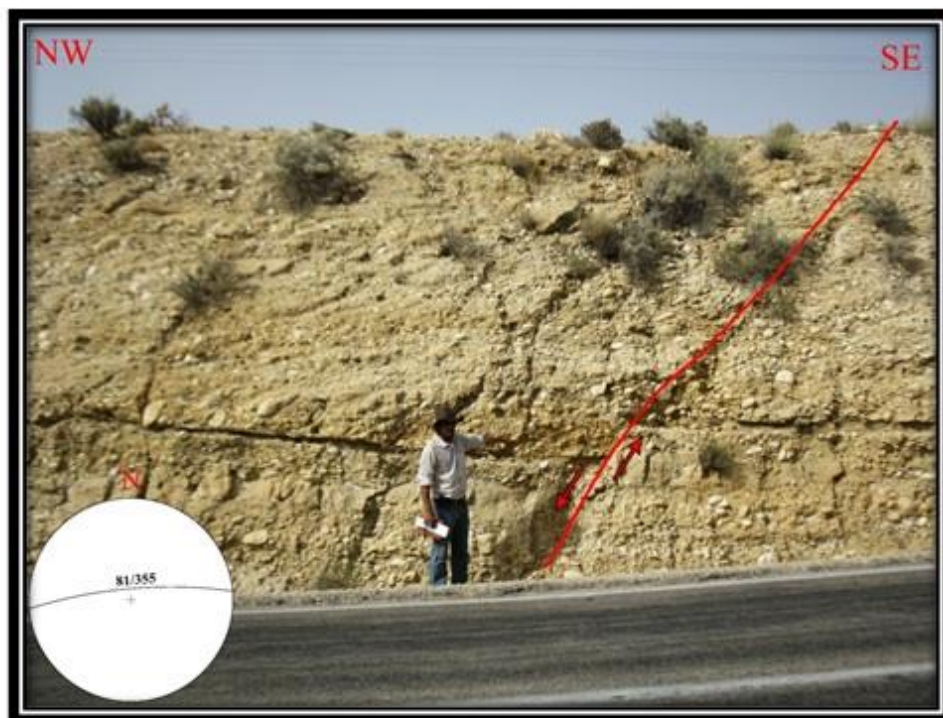
$$\text{تغییر ضخامت پهلوی پیشانی} = ۲۰ \text{ درصد ضخیم شدگی}$$



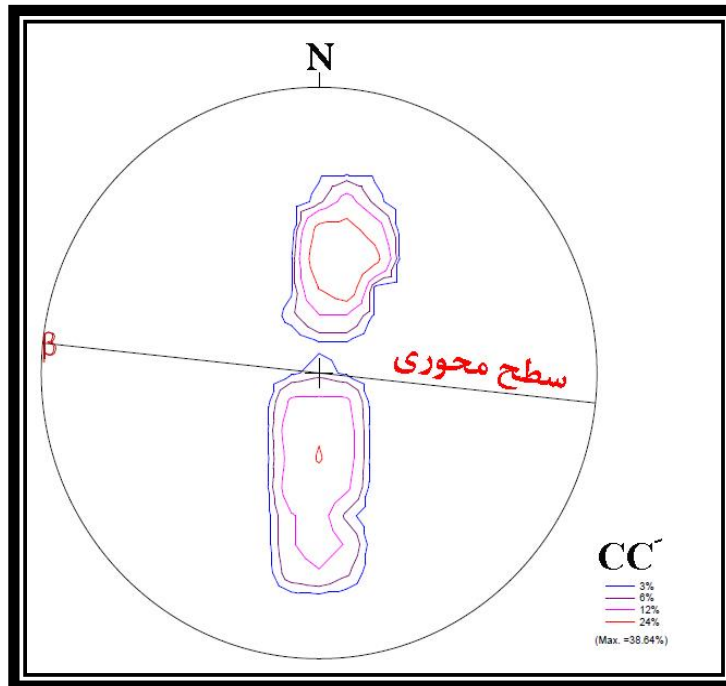
شکل ۳-۲۹- برش عرضی ساختاری CC' از تاقدیس بورخ (محل برش در شکل ۳-۱۶ نشان داده شده است).



شکل ۲-۲۰- تیب عادی پهلوئی جنوبی در مسیر 'CC'. دید به سمت شمال شرقی. (As-Ja) آسماری-چهرم، Gs گچساران، Grm بخش گوری).



شکل ۲-۲۱- گسل نرمال موجود در مسیر برش ساختاری 'CC'. دید به سمت شمال، شمال شرقی.



شکل ۳-۳۲- استریوگرام تهیه شده برای مسیر CC' که با پیاده کردن اطلاعات مربوط به لایه‌بندی در پهلوهای شمالی و جنوبی بر روی استریونت تهیه شده است. کنتورها فراوانی قطب لایه‌بندی‌های پهلوهای چین می‌باشد.

۳-۷-۴) برش ساختاری عرضی DD'

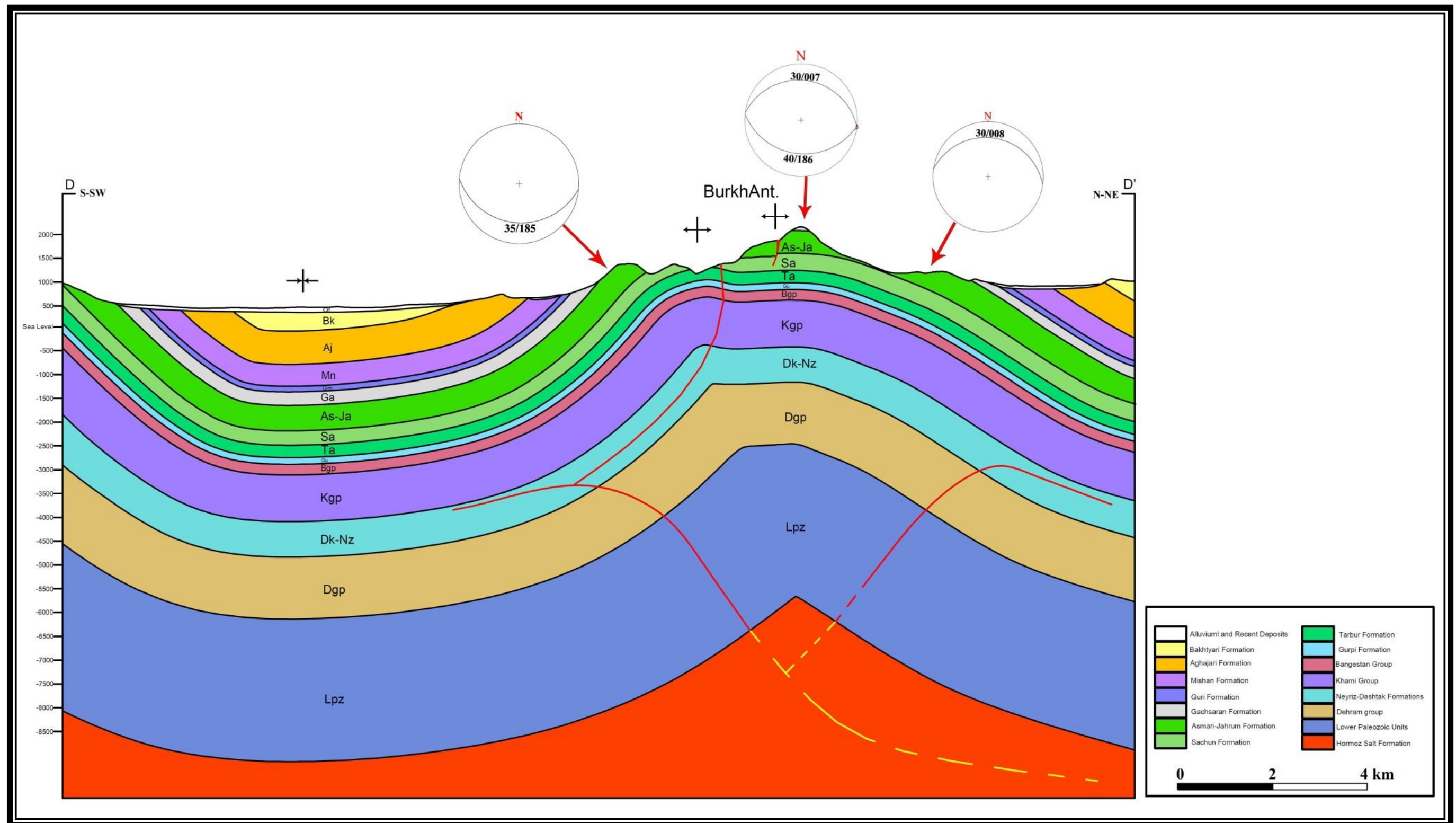
این برش حدود ۲۲ کیلومتر طول دارد و مختصات ابتدا و انتهای آن در سیستم مختصات جغرافیایی به ترتیب ($D: 27^{\circ}18'15.81''N$, $54^{\circ}24'48.81''E$) و ($D': 27^{\circ}31'34.79''N$, $54^{\circ}25'43.46''E$) می‌باشد. در مسیر این برش (شکل ۳-۳۳) که دارای راستای تقریبی $N03E$ می‌باشد و بر بخش مرکزی تاقدیس بورخ صورت گرفته است سازندهای آجاجاری، بخش گوری، گچساران، واحد آسماری-جهرم، ساچون، تاربور و گورپی رخنمون دارند (شکل ۳-۳۴). در پهلو شمالی تاقدیس بورخ، شیب لایه‌ها عادی و به سمت شمال، شمال شرق می‌باشد، مانند شیب ۳۰

درجه به سمت آزیموت ۰۰۸ در سازند آسماری و شیب ۴۲ درجه به سمت آزیموت ۰۰۸ در سازند گچساران.

در پهلوی جنوبی تاقدیس در این مسیر در نزدیکی محور تاقدیس یک چین کوچک و فرعی تشکیل شده است (شکل ۳-۳۳). در تاقدیس فرعی که سازند تاربور در هسته آن رخنمون دارد، محور تاقدیس دارای روند تقریبی شرقی-غربی می‌باشد و لایه‌ها در پهلوی شمالی آن دارای شیبی به سمت شمال، شمال شرق و در پهلوی جنوبی این تاقدیس نیز شیب لایه‌ها عادی و به سمت جنوب، جنوب غرب می‌باشند. این تاقدیس فرعی به احتمال زیاد بر روی سطوح جدایش و شکل‌پذیر میانی (مانند سازند های دشتک و نیریز)، در پهلوی جنوبی تاقدیس بورخ شکل گرفته‌اند و در عمق ادامه پیدا نمی‌کنند.

در ادامه مسیر پیمایش چهارم به سمت جنوب، در پهلوی جنوبی تاقدیس بورخ تمام لایه در پهلوی جنوبی دارای شیب عادی به سمت جنوب، جنوب غرب می‌باشند و شیب آنها به علت برخاستگی بیشتر تاقدیس بورخ که باعث رخنمون سازندهای تاربور و ساچون در هسته آن شده، افزایش یافته است (شکل ۳-۳۴). در این پهلوی لایه‌ها شیب عادی به سمت جنوب، جنوب غرب دارند، مانند شیب‌های عادی ۳۵ درجه به سمت آزیموت ۱۸۵ در سازند آسماری-چهرم و ۵۵ درجه به سمت آزیموت ۱۹۰ در سازند گچساران (شکل ۳-۳۳).

همچنین در هسته تاقدیس بورخ در این پیمایش شکستگی‌های کششی که ناشی از چین خوردگی می‌باشد دیده می‌شود (شکل ۳-۳۵) که برخی از این شکستگی‌ها همراه با جایه‌جایی می‌باشند مانند گسل نرمال که دارای شیب تقریبی ۷۰ درجه و راستای تقریبی N80E می‌باشد (شکل ۳-۳۶ و ۳-۳۷).

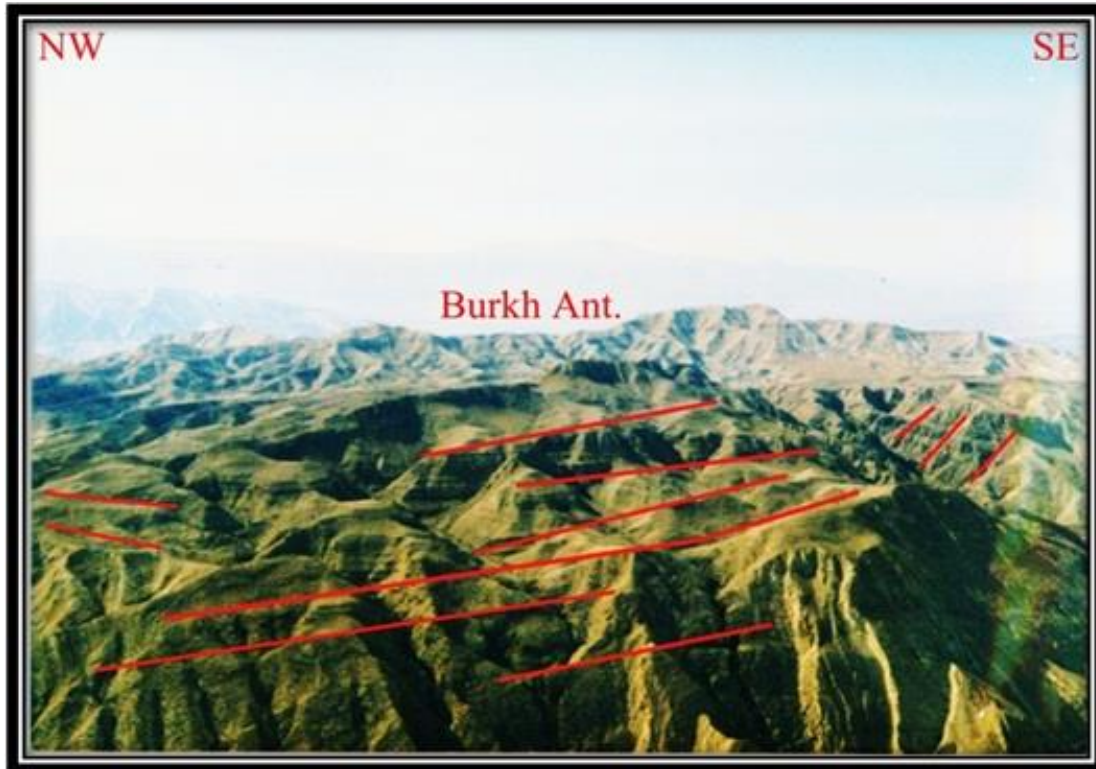


شکل ۳-۳- برش عرضی ساختاری DD' از تاقدیس بورخ (محل برش در شکل ۳-۱۶ نشان داده شده است).



شکل ۳-۳۴- رخنمون سازندهای ساچون (Sa)، تاربور (Ta) و گورپی (Gu) در هسته تاقدیس بورخ، در مسیر DD'. دید به سمت جنوب شرق.

علاوه بر این در مطالعه عکس‌های هوایی و نیز برداشت صحرائی، در پهلو شمالی تاقدیس بورخ آثار ترک‌های بزرگی دیده می‌شود که تاقدیس را به صورت عرضی قطع نموده‌اند (شکل ۳-۳۸). این شکستگی‌ها که ندرتاً همراه با جدایش نرمال می‌باشند، به دلیل عمود بودن امتداد آنها بر امتداد اثر محوری تاقدیس گسل‌های عرضی می‌باشند که مرتبط با برخاستگی تاقدیس بورخ می‌باشند.



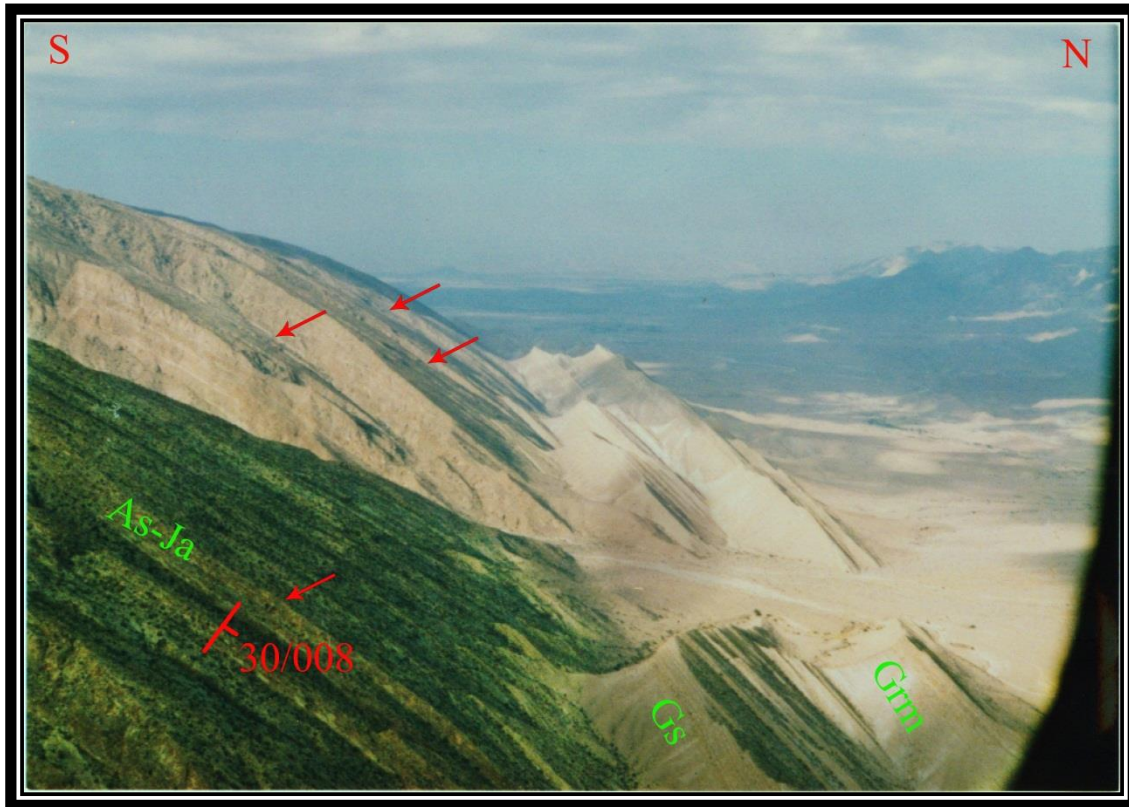
شکل ۳-۲۵- شکستگی‌های موجود در هسته تاقدیس بورخ که به موازات محور تاقدیس تشکیل شده‌اند. در مسیر پیمایش DD'. دید به سمت شمال شرق.



شکل ۳-۳۶- گرابن تشکیل شده در ناحیه لولایی تاقدیس بورخ، در مسیر DD'. به شکستگی‌های نرمال بوجود آمده در گرابن که همروند با اثر محوری تاقدیس می‌باشد دقت شود (جهت پیکان‌ها).



شکل ۳-۳۷- (الف) شکستگی‌های نرمال ایجاد شده در هسته تاقدیس بورخ (ب) نمونه‌ای از جایه‌جایی در گسلش نرمال موجود در هسته تاقدیس بورخ در مسیر پیمایش 'DD'.



شکل ۳-۳۸- ترک‌های بزرگ (جهت پیکان‌ها) در پهلوی شمالی تاقدیس بورخ که تاقدیس را به صورت عرضی قطع نموده‌اند، در مسیر DD'. دید به سمت غرب، شمال غرب.

طول موج تاقدیس در این برش در حدود ۱۹ کیلومتر و زاویه بین پهلوها بر روی سطح فوقانی واحد آسماری-چهرم در حدود ۷۵ درجه است (جدول ۳-۱)، بنابراین تاقدیس بورخ در این برش نیز یک چین باز محسوب می‌شود (شکل ۳-۲۵).

موقعیت محور و سطح محوری تاقدیس بورخ براساس استریوگرام بدست آمده به ترتیب ۰۰/۰۹۶ و ۸۵/۰۰۶ می‌باشد (شکل ۳-۳۹).

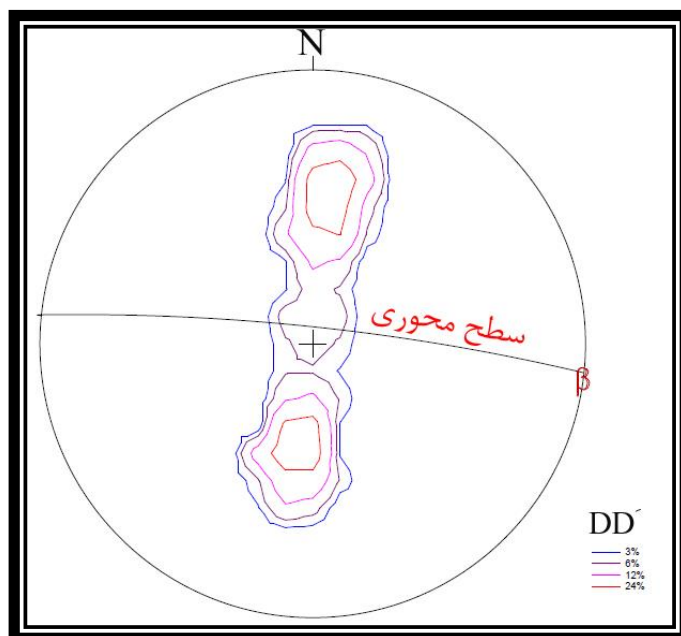
پارامترهای هندسی بدست آمده از این برش ساختاری جهت تشخیص هندسه تاقدیس بورخ از نمودارهای (Jamison (1987) به شرح زیر است:

$$\text{ارتفاع چین (a)} = 4400$$

$$\text{زاویه بین دو پهلوی چین (}\gamma\text{)} = 75 \text{ درجه}$$

شیب پهلوئی خلفی $(\alpha_b) = 40^\circ$ درجه

تغییر ضخامت پهلوئی پیشانی = ۱۲ درصد نازک شدگی



شکل ۳-۳۹- استریوگرام تهیه شده برای مسیر DD' که با پیاده کردن اطلاعات مربوط به لایه‌بندی در پهلوهای شمالی و جنوبی بر روی استریونت تهیه شده است. کنتورها فراوانی قطب لایه‌بندی‌های پهلوهای چین می‌باشد.

۳-۷-۵) برش عرضی ساختاری EE'

این برش حدود ۲۰ کیلومتر طول دارد و مختصات ابتدا و انتهای آن در سیستم مختصات جغرافیایی به ترتیب $(E: 27^\circ 24' 01.97'' N, 54^\circ 32' 31.75'' E)$ و $(E': 27^\circ 35' 00.87'' N, 54^\circ 32' 04.21'' E)$ می‌باشد. در مسیر این برش که دارای راستای $N 05^\circ E$ می‌باشد، سازندهای بختیاری، میشان، بخش گوری، گچساران و آسماری-جهرم رخنمون دارند. در این مسیر مانند مسیرهای قبلی شیب لایه‌ها در پهلوئی جنوبی عادی ولی بر اثر تغییر روند محور تاقدیس شیب لایه‌ها به سمت جنوب، جنوب شرق می‌باشند، مانند شیب 33° درجه به سمت آزیموت 175° در سازند آسماری-جهرم. در ادامه حرکت به سمت جنوب ساختارهای برآمدگی (Ridge) قابل مشاهده است که در مسیر پیمایش FF' نیز دیده می‌شود (شکل ۳-۴۲). در پهلوئی شمالی نیز در

این مسیر شیب لایه‌ها عادی و به سمت شمال شمال غرب می‌باشد، مانند شیب ۲۰ درجه به سمت آزیموت ۳۵۱ در سازند آسماری-جهرم. طول موج تاقدیس در این برش در حدود ۱۷ کیلومتر و زاویه بین پهلوها بر روی سطح فوقانی واحد آسماری-جهرم در حدود ۷۹ درجه است (جدول ۳-۱)، بنابراین تاقدیس بورخ در این برش نیز در محدوده چین‌های باز قرار می‌گیرد (شکل ۳-۲۵). براساس تحلیل استریوگرام تهیه شده نیز موقعیت محور و سطح محوری تاقدیس برمبنای تحلیل جهت‌یابی تمام لایه‌بندی‌های اندازه‌گیری شده در راستای این پیمایش به ترتیب برابر ۰۱/۰۸۳ و ۸۵/۳۵۳ می‌باشد. (شکل ۳-۴۰).

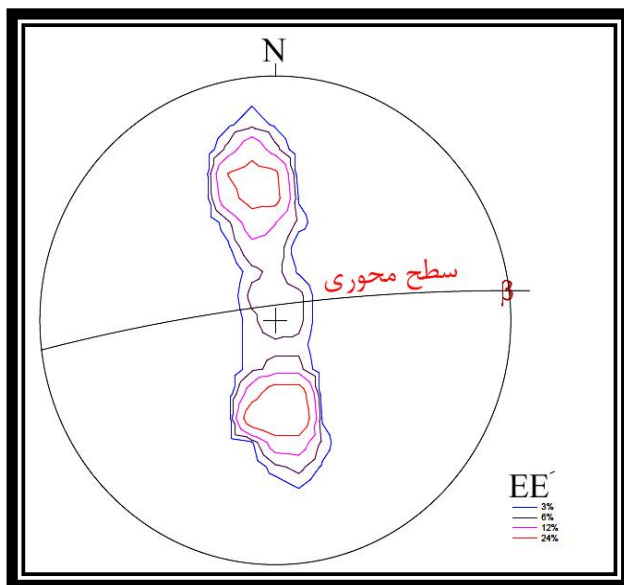
در این مسیر نیز رسم برش ساختاری (شکل ۳-۴۱) از برداشت‌های صحرایی صورت گرفته است و در این راستا پارامترهای هندسی بدست آمده از این برش ساختاری جهت تشخیص هندسه تاقدیس بورخ از نمودارهای (Jamison (1987) به شرح زیر است:

$$\text{ارتفاع چین (a)} = 3400$$

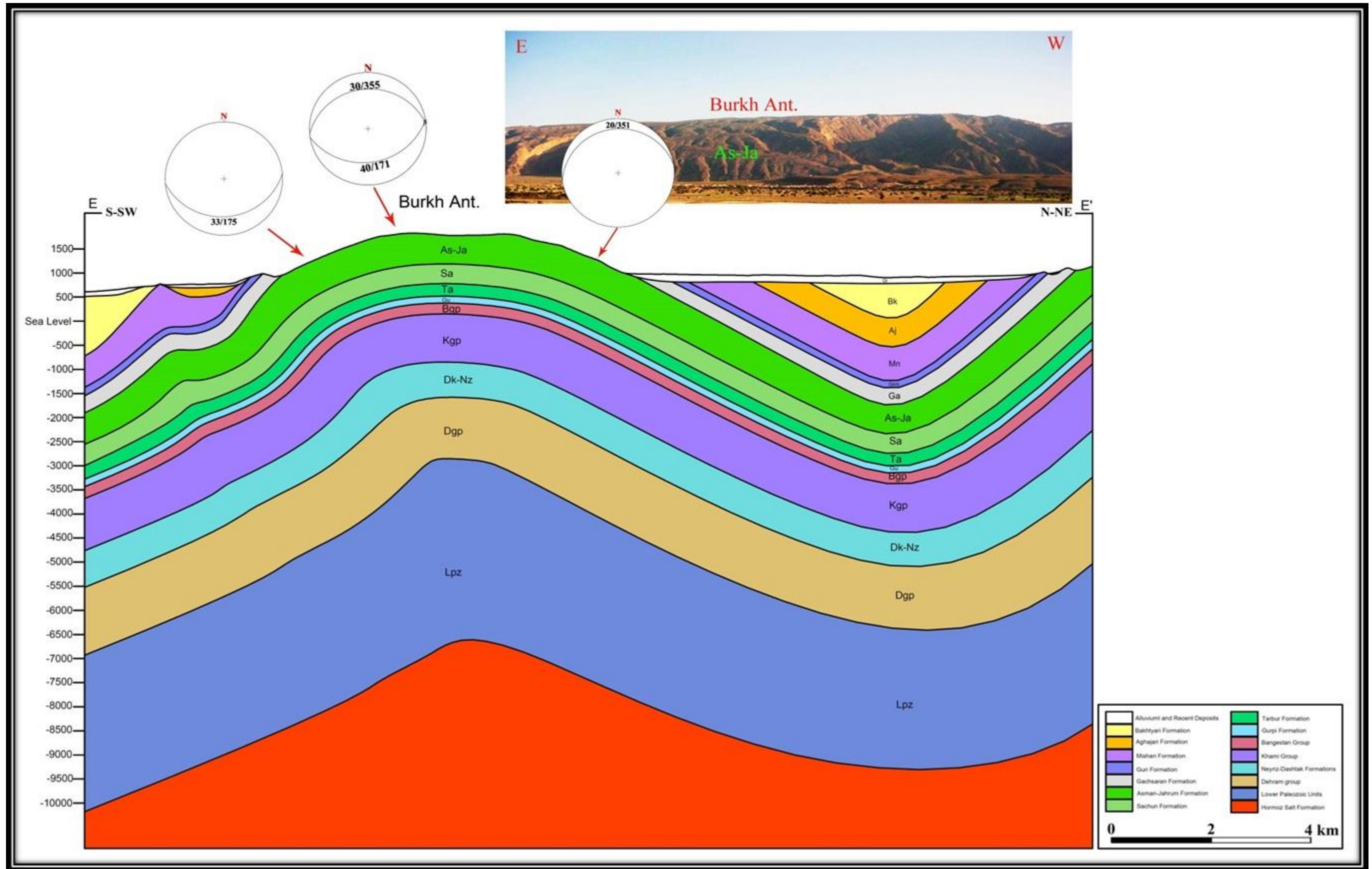
$$\text{زاویه بین دو پهلو ی چین (}\gamma\text{)} = 79 \text{ درجه}$$

$$\text{شیب پهلو ی خلفی (}\alpha_b\text{)} = 35$$

$$\text{تغییر ضخامت پهلو ی پیشانی} =$$



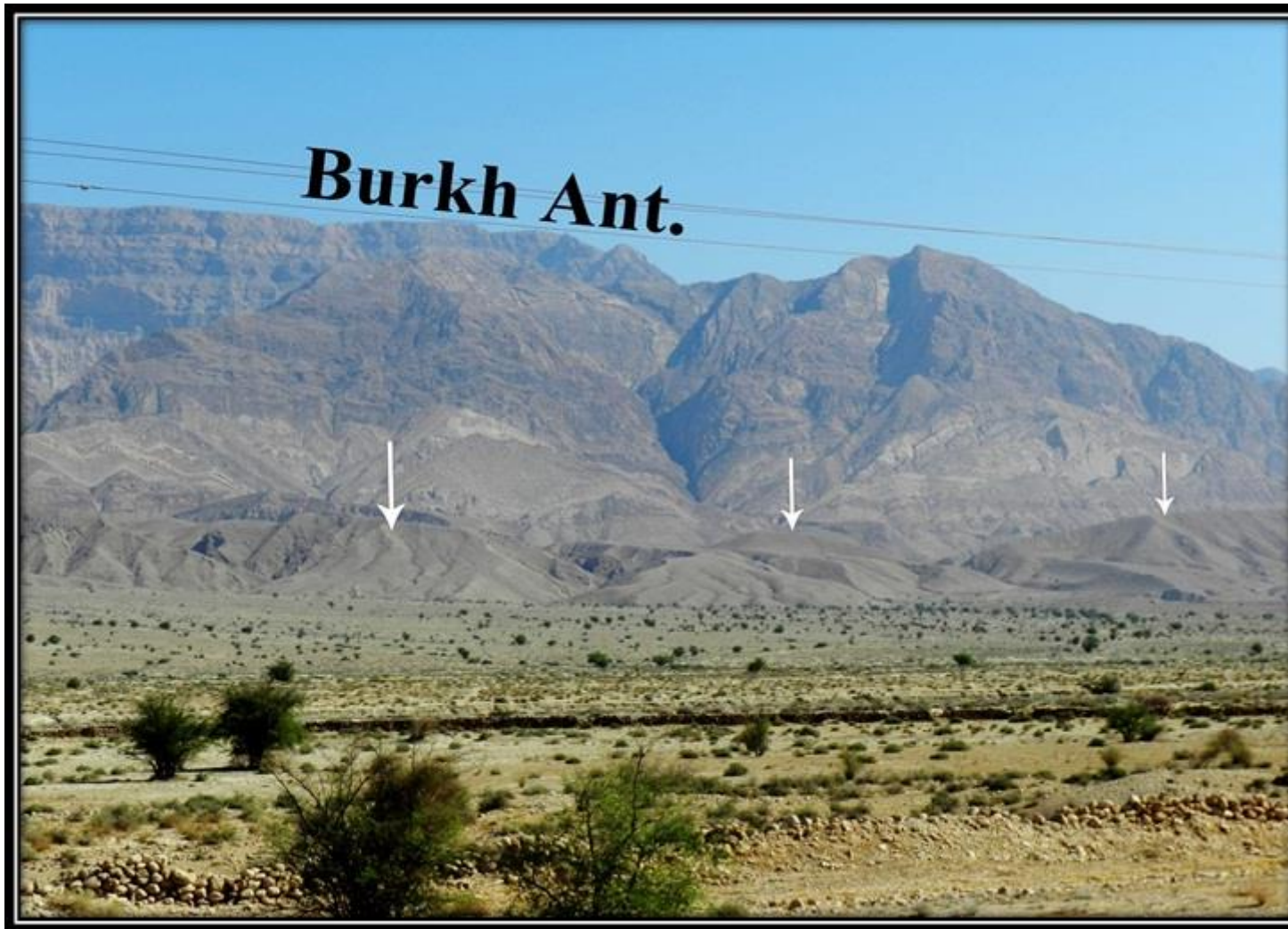
شکل ۳-۴۰- استریوگرام تهیه شده برای مسیر EE' که با پیاده کردن اطلاعات مربوط به لایه‌بندی در پهلوهای شمالی و جنوبی بر روی استریونت تهیه شده است. کنتورها فراوانی قطب لایه-بندی‌های پهلوهای چین می‌باشد.



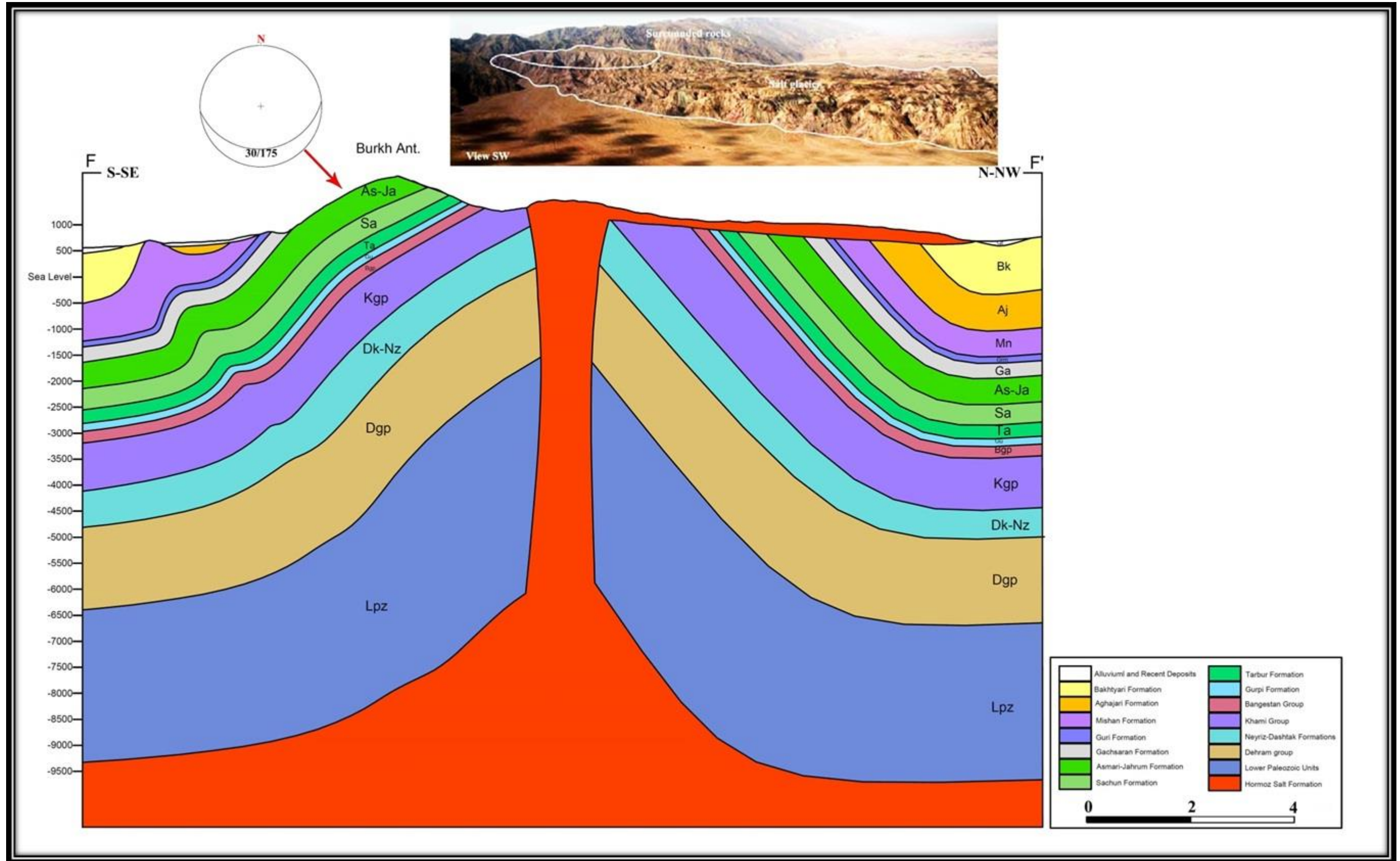
شکل ۳-۴۱- برش عرضی ساختاری 'EE از تاقدیس بورخ (محل برش در شکل ۳-۱۶ نشان داده شده است).

۳-۷-۶) برش عرضی ساختاری FF'

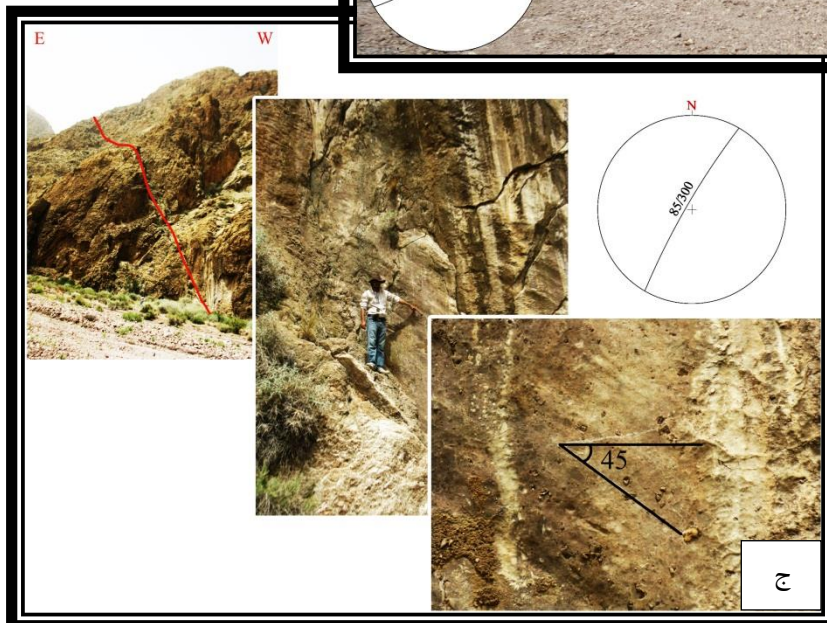
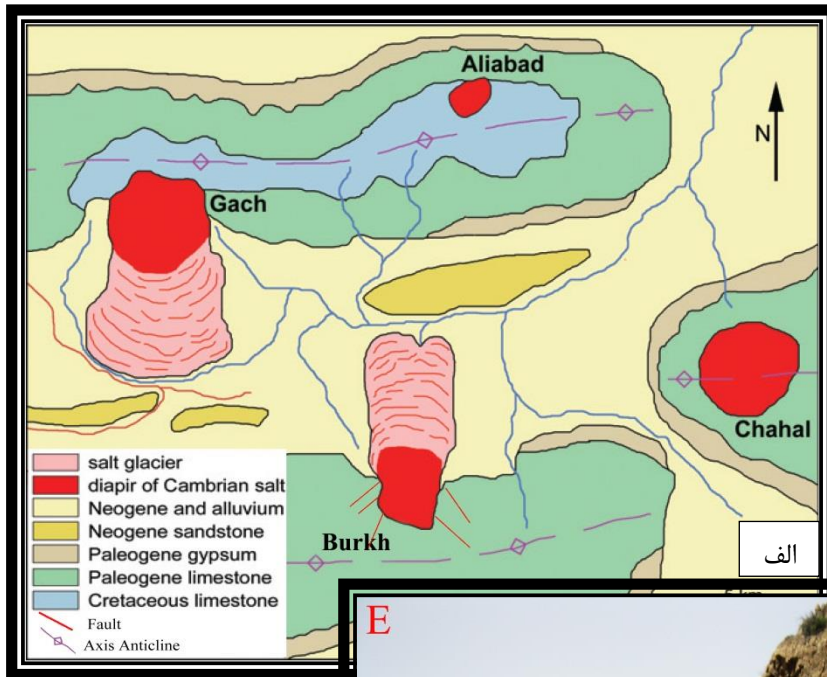
این برش حدود ۱۷ کیلومتر طول دارد و مختصات ابتدا و انتهای آن در سیستم مختصات جغرافیایی به ترتیب (E: 27°23'50.16"N , 54°34'0.60"E) و (N: 27°32'57.99"N , E: 54°35'19.21"E) می باشد. مسیر این برش که با مسیر پیمایش ۵ منطبق است و دارای راستای N10E می باشد، در قسمت شرقی تاقدیس بورخ قرار گرفته است. یک گنبد نمکی که در پهلوئی شمالی تاقدیس بورخ قرار گرفته است، در این مسیر قابل مشاهده است (شکل ۳-۴۳). در این مسیر تمام لایه ها در پهلوئی جنوبی دارای شیب عادی به سمت جنوب، جنوب شرق می باشند و شیب آنها به علت برخاستگی تاقدیس تحت تاثیر بالآمدگی گنبدنمکی افزایش یافته است. همچنین در پهلوئی جنوبی تاقدیس یک ساختار برآمده (Ridge) در سازند میشان که بر اثر اختلاف مقاومت بین سازندهایی چون گورپی، پابده و گچساران که به عنوان لایه های نامقاوم عمل کرده و در تشکیل ساخت های فروریزی در لایه های آهکی مانند سازند آسماری موثر می باشند، ایجاد شده اند (شکل ۳-۴۲). در پهلوئی شمالی تاقدیس به دلیل بالآمدگی گنبدنمکی در این قسمت و در نتیجه تشدید فرسایش، سازندهای موجود در پهلوئی خلفی در این قسمت دیده نمی شوند. اما سازندهای سروک، کژدمی و فهلیان در مجاورت گنبدنمکی رخنمون دارند. همچنین در پهلوئی شمالی یکسری گسل های نرمال با روند شمال شرقی و شمال غربی با آرایش شعاعی ناشی از بالآمدگی گنبدنمکی، در مسیر این برش قابل مشاهده است (شکل ۳-۴۴). در ادامه این مسیر در پهلوئی شمالی یک گنبدنمکی که دارای نمکشاری به طول ۷/۸ کیلومتر می باشد و به سمت شمال کشیده شده است، قابل مشاهده است. در این گنبد نمکی بیشترین ارتفاع نمک ۱۳۵۰ متر بالاتر از سطح دریا و ۶۴۰ متر بالاتر از نمکشار جلویی آن می باشد (توضیح بیشتر در فصل ۴). طول موج تاقدیس در این مسیر حدود ۱۷ کیلومتر می باشد، اما به دلیل فرسایش پهلوئی شمالی امکان محاسبه زاویه بین پهلوها وجود ندارد.



شکل ۳-۴۲) ساختار برآمدگی (Ridge) (جهت پیکان‌ها) تشکیل شده در مسیرهای پیمایش EE' و FF' . دید به سمت شرق، شمال شرق.



شکل ۳-۴۳- برش عرضی ساختاری FF' از تاقدیس بورخ (محل برش در شکل ۳-۱۶ نشان داده شده است).



شکل ۳-۴۴- (الف) طرح شماتیکی از تاقدیس بورخ و گنبدنمکی موجود در پهلوی شمالی آن. به آرایش شعاعی گسل‌های اطراف گنبد نمکی توجه شود، (ب و ج) گسل‌های موجود در اطراف گنبدنمکی، در مسیر FF'.

۳-۷-۷) برش عرضی ساختاری GG'

این برش حدود ۲۶ کیلومتر طول دارد و مختصات ابتدا و انتهای آن در سیستم مختصات جغرافیایی به ترتیب (E: 27°21'50.34"N , 54°38'51.51"E) و (N: 27°35'53.18"N ,) می‌باشد. مسیر این برش که دارای راستای تقریبی N10E می‌باشد، در دماغه شرقی تاقدیس بورخ قرار گرفته است. در این مسیر تمام لایه‌ها در پهلوئی جنوبی دارای شیب عادی به سمت جنوب، جنوب غرب می‌باشند، مانند شیب ۱۵ درجه به سمت آزیموت ۱۸۵ در سازند آسماری-جهرم. در پهلوئی شمالی نیز لایه‌ها شیب عادی به سمت شمال، شمال شرق نشان می‌دهند، مانند شیب ۲۰ درجه به سمت آزیموت ۰۰۷ در سازند آسماری-جهرم (شکل ۳-۴۵).

طول موج تاقدیس بورخ در این برش حدود ۳۳ کیلومتر و زاویه بین پهلوها بر روی سطح فوقانی واحد آسماری-جهرم حدود ۸۲ درجه است (جدول ۳-۱). بنابراین تاقدیس بورخ در این برش نیز در محدوده چین‌های باز قرار می‌گیرد (شکل ۳-۲۵). براساس تحلیل استریوگرام جهت‌یابی تمامی لایه‌بندهای اندازه‌گیری شده موقعیت محور و سطح محوری تاقدیس در راستای این پیمایش به ترتیب ۰۲/۰۹۶ و ۸۷/۱۸۷ می‌باشد (مقادیر براساس شیب و جهت شیب) (شکل ۳-۴۶).

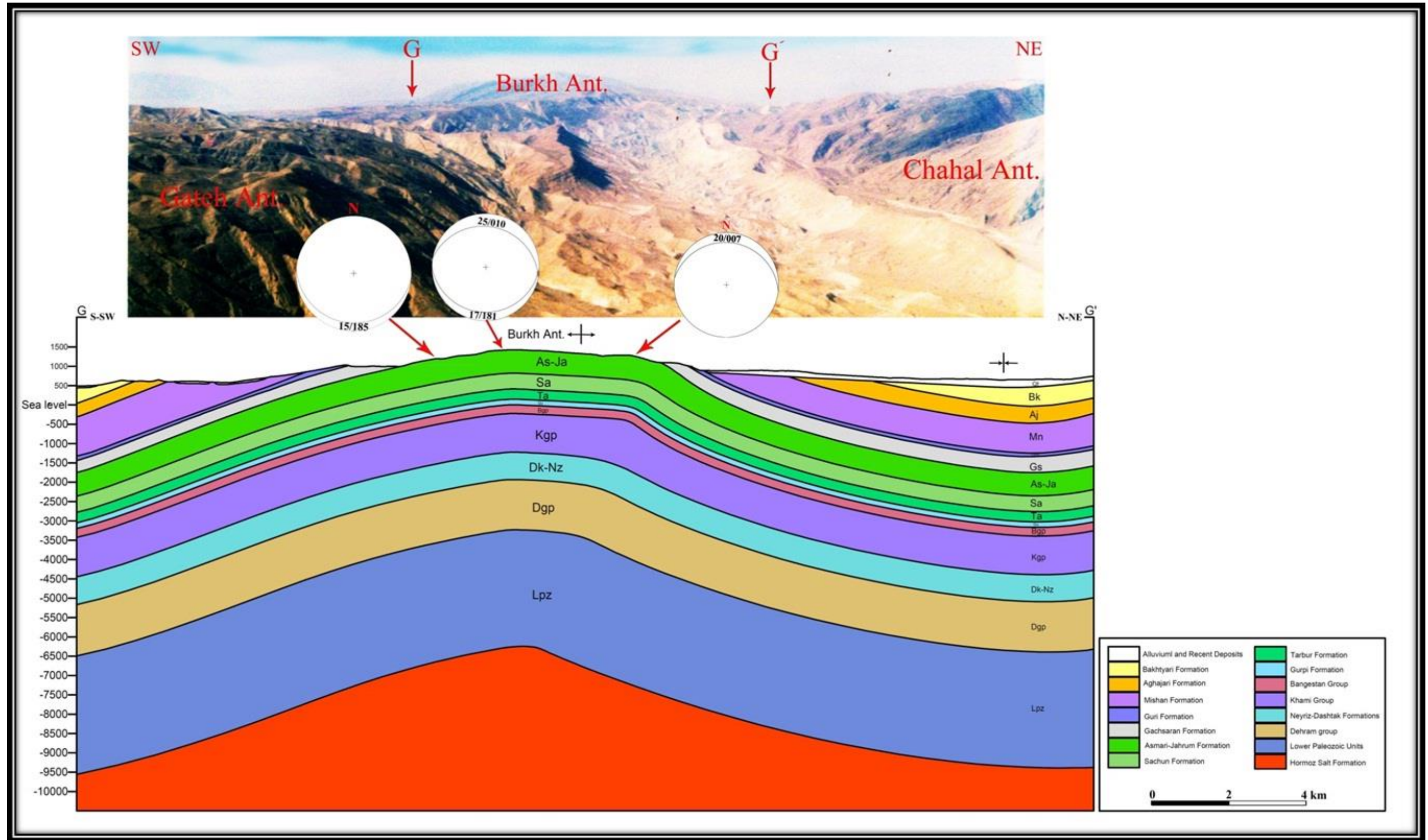
در این راستا پارامترهای هندسی بدست آمده از این برش ساختاری جهت تشخیص هندسه تاقدیس بورخ از نمودارهای (Jamison (1987) به شرح زیر است:

$$\text{ارتفاع چین (a)} = 3400$$

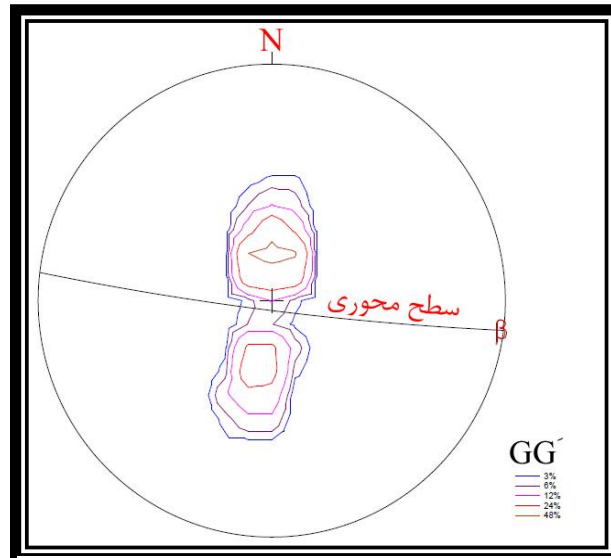
$$\text{زاویه بین دو پهلوئی چین (}\gamma\text{)} = 82 \text{ درجه}$$

$$\text{شیب پهلوئی خلفی (}\alpha_b\text{)} = 27$$

$$\text{تغییر ضخامت پهلوئی پیشانی} = 15 \text{ درصد ضخیم‌شدگی}$$



شکل ۳-۴۵- برش عرضی ساختاری GG' از تاقدیس بورخ (محل برش در شکل ۳-۱۶ نشان داده شده است).

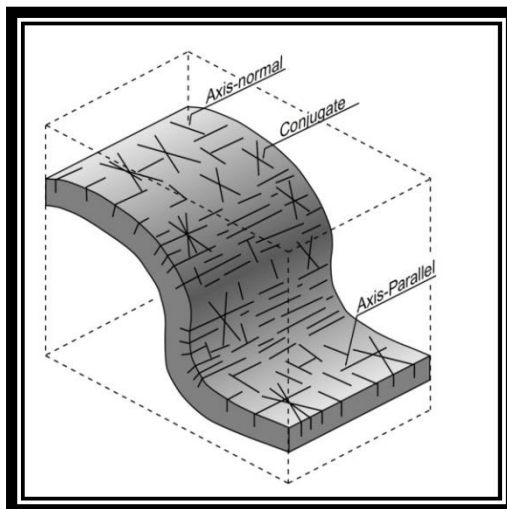


شکل ۳-۴۶- استریوگرام تهیه شده برای مسیر GG' که با پیاده کردن اطلاعات مربوط به لایه‌بندی در پهلوهای شمالی و جنوبی بر روی استریونت تهیه شده است. کنتورها فراوانی قطب لایه‌بندی‌های پهلوهای چین می‌باشد.

۳-۸) بررسی درزه‌ها در مسیرهای پیمایش ساختاری

۳-۸-۱) درزه‌های همراه با چین‌ها

درزه‌های همراه با چین‌ها و گسل‌ها بیشتر درزه‌های منظم و متقارنی می‌باشند. در چین‌های استوانه‌ای درزه‌های کششی به موازات و یا عمود بر محور چین تشکیل می‌شوند. درزه‌های برشی هم یوغ نیز در یال‌های چین تشکیل می‌شوند (شکل ۳-۴۷)



شکل ۳-۴۷- الگوی درزه‌ها و شکستگی‌ها در یک چین استوانه‌ای (اقتباس از Fischer et al., 2000).

بررسی درزه ها در محدوده تاقدیس بورخ (شکل ۳-۴۸) با هدف بدست آوردن الگوهای قرارگیری در راستاهای مختلف در تاقدیس موجود و انجام مقایسه میان آنها انجام شده است. همچنین با توجه به این که سیستم های درزه موجود در یک منطقه به شناخت الگوی دگرشکلی کمک می نماید، در رخنمون های سنگی موجود در منطقه مورد مطالعه در طول پیمایش های ساختاری و محل های بازدید صحرایی به برداشت ویژگی های درزه های مربوطه از واحدهای سنگ چینه ای پرداخته شده است.

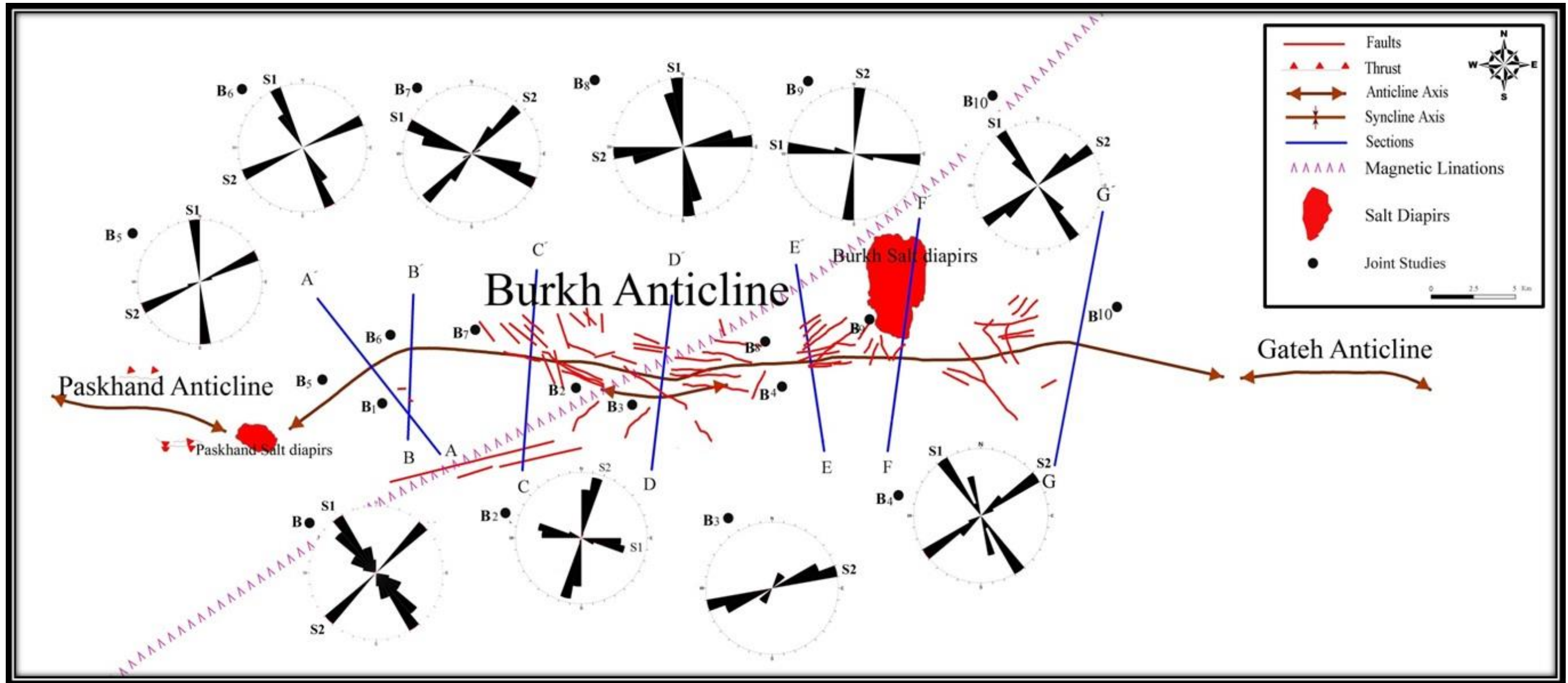
انتخاب ایستگاهها و برداشت و تفسیر نتایج برداشت درزه ها با توجه به ملاحظات انجام شده است که عبارتند از:

۱- برای جلوگیری از خطای ناشی از وجود تنش های محلی تلاش شده است تا ایستگاههای مورد نظر به حد کافی از محل عبور گسل های اصلی و فرعی بدور باشد.

۲- همه ایستگاههای برداشت درزهها در تاقدیس بورخ انتخاب شده‌اند. الگوی جهت گیری درزهها در این ایستگاهها نیز با الگوی درزهها در اطراف چین خوردگیها همخوانی دارد.

۳- بنابه عقیده بیشتر متخصصین مطالعه درزهها عواملی مانند عمق، جنس و ضخامت لایهها در چگونگی الگوی درزههای ایجاد شده در آنها نقش موثری دارد. از این رو برای برداشت درزهها تلاش شده است تا همه درزهها در لایههای هم جنس (لایه های سازند آهک گوری) و هم سن انتخاب شوند.

دیاگرامهای ترازبندی شده قطبهای درزه و لایه‌بندی هر موقعیت برداشت و توسط نرم افزار Georient 9.2 رسم گردیده است.



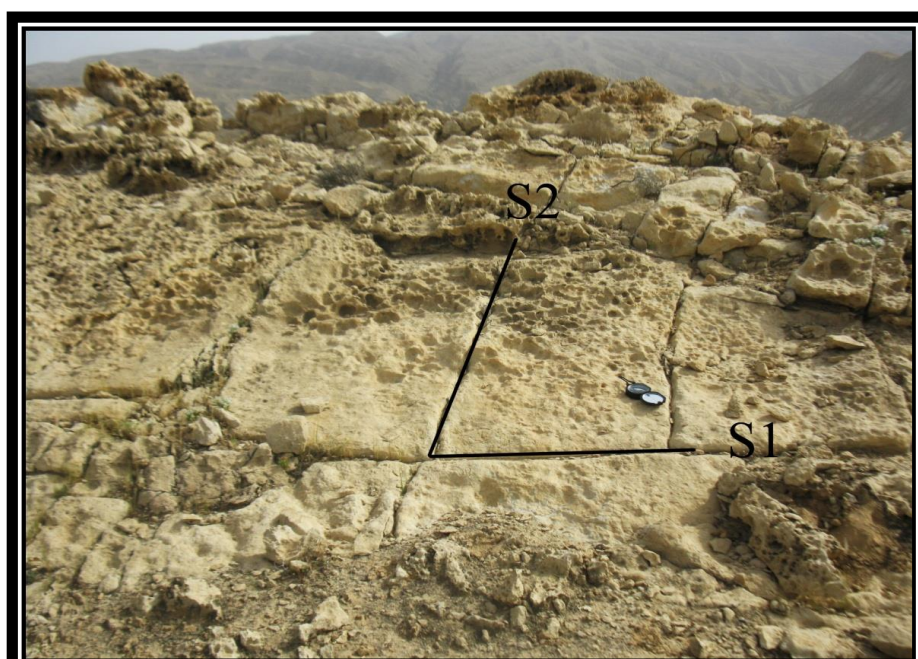
شکل ۳-۴۸- نقشه ساختاری منطقه مورد مطالعه. موقعیت ایستگاه‌های برداشت درزه‌ها مشخص شده است.

۲-۳) ویژگی‌های درزه‌های برشی برداشت شده در موقعیت‌های ۱ تا ۱۰ از شکل ۳-۴۸

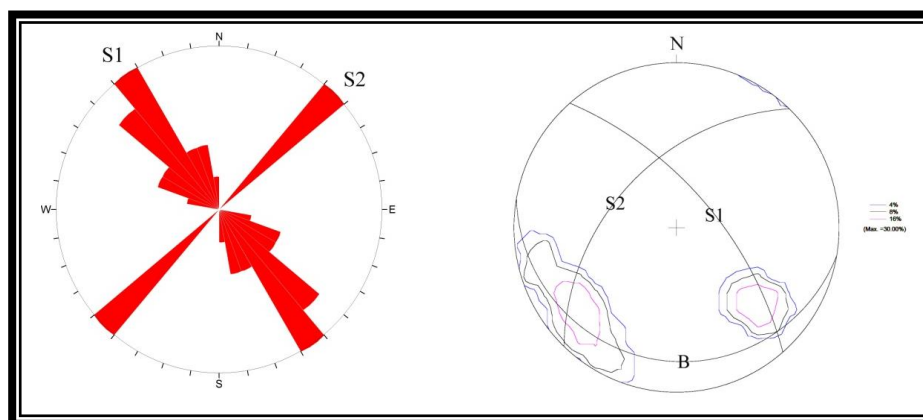
لایه‌بندی محلی	دسته درزه S2			دسته درزه S1			ویژگی در رخنمون	سازند	موقعیت
	فاصله	نوع درزه	میانگین جهت-یابی درزه‌ها	فاصله	نوع درزه	میانگین جهت-یابی درزه‌ها			
۲۰/۱۹۰	۵-۱۰ cm	برشی	۵۸/۳۱۳	۵-۱۰ cm	برشی	۷۱/۰۴۹	آهک کرم رنگ	بخش آهک گوری	موقعیت ۱
۵۰/۱۹۰	۵-۱۰ cm	برشی	۷۰/۱۰۵	۳-۵ cm	برشی	۲۲/۰۱۲	آهک کرم رنگ	بخش آهک گوری	موقعیت ۲
۴۵/۱۹۰	۲۵-۱۵ cm	برشی	۷۳/۳۲۶	-	برشی	-	آهک کرم رنگ	بخش آهک گوری	موقعیت ۳
۴۰/۲۱۰	۵-۷ cm	برشی	۶۷/۳۱۸	۵-۷ cm	برشی	۶۴/۰۵۶	آهک کرم رنگ	بخش آهک گوری	موقعیت ۴
۱۰/۳۰۵	۳-۵ cm	برشی	۶۹/۱۵۷	۳-۵ cm	برشی	۷۷/۰۸۳	آهک قرمز آجری	بخش آهک گوری	موقعیت ۵
۱۰/۳۳۰	۳۰-۵۰ cm	برشی	۵۴/۳۳۱	۱۰-۱۵ cm	برشی	۸۳/۰۶۰	آهک قرمز آجری	بخش آهک گوری	موقعیت ۶
۴۵/۳۴۵	۵-۱۰ cm	برشی	۴۹/۳۱۰	۵-۱۰ cm	برشی	۵۵/۰۱۹	آهک خاکستری	بخش آهک گوری	موقعیت ۷
۳۵/۳۵۰	۵-۱۰ cm	برشی	۵۴/۳۵۰	۵-۱۰ cm	برشی	۴۹/۰۸۰	خاکستری مایل به قهوه‌ای	آسماری	موقعیت ۸
۲۱/۰۷۷	۱۰-۱۵ cm	برشی	۸۰/۲۷۵	۱۰-۱۵ cm	برشی	۸۰/۰۰۷	خاکستری مایل به قهوه‌ای	آسماری	موقعیت ۹
۳۵/۰۵۰	۵-۱۰ cm	برشی	۴۸/۳۲۰	۵-۱۰ cm	برشی	۵۵/۰۵۰	خاکستری	آسماری	موقعیت ۱۰

۳-۸-۱) درزه های برداشت شده در ایستگاه شماره ۱ (S1)

درزه های مربوط به این ایستگاه در موقعیت طول جغرافیایی $54^{\circ}16'02.6$ شرقی و عرض جغرافیایی $27^{\circ}25'10.1$ شمالی و در دماغه غربی (Nose) تاقدیس بورخ در امتداد پیمایش ساختاری AA' همچنین در محل رخنمون آهک کرم رنگ گوری برداشت شده است. لایه های آهک گوری (شکل ۳-۴۹) در این موقعیت دارای دو دسته درزه برشی می باشند که نیمساز دو دسته درزه راستای N10E را نشان می دهند (شکل ۳-۵۰).



شکل ۳-۴۹) نمایی از آهک کرم رنگ گوری به همراه دسته درزه های برشی. دید به سمت شمال شرق



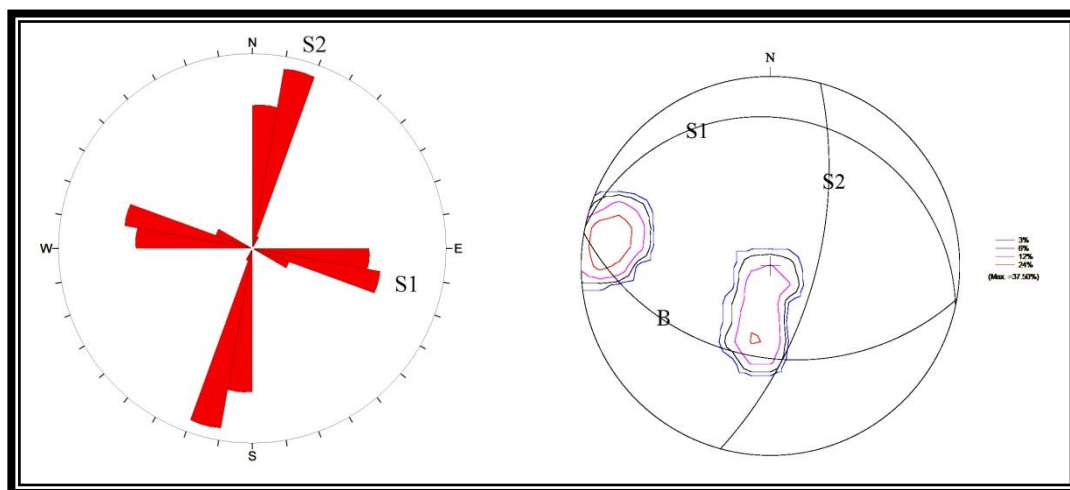
شکل ۳-۵۰) دیاگرام های ترازبندی شده ی قطب سطوح دسته درزه های برشی (S) و لایه بندی (B) بعلاوه نمودار گل سرخی مربوط به دسته درزه های برشی در موقعیت ۱ شکل ۳-۴۷

۳-۸-۱-۲) درزه های برداشت شده در ایستگاه شماره ۲ (S2)

این ایستگاه در موقعیت طول جغرافیایی $54^{\circ}20'09.5$ شرقی و عرض جغرافیایی $27^{\circ}25'02.9$ شمالی و در محل یال جنوبی تاقدیس بورخ قرار دارد. درزه های برداشت شده در این ایستگاه مربوط به آهک کرم رنگ گوری می باشد (شکل ۳-۵۱). دیاگرام های ترازبندی شده قطب های درزه به همراه دیاگرام گل سرخی برای راستای درزه ها در شکل زیر رسم گردیده است. همانگونه که دیاگرام گل سرخی مربوط به راستای درزه ها در این ایستگاه نشان می دهد، دو دسته درزه برشی در این ایستگاه مشخص است. راستای نیمساز دو دسته درزه به طور تقریبی $N60E$ می باشد (شکل ۳-۵۲).



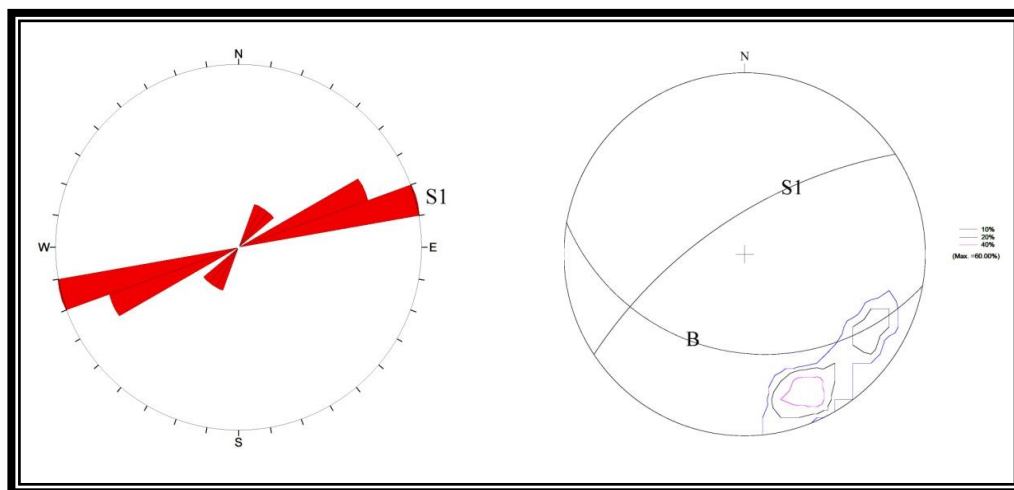
شکل ۳-۵۱) نمایی از دسته درزه های برشی موجود در موقعیت ۲. جهت دید به سمت شمال شرق



شکل ۳-۵۲) دیاگرام های ترازبندی شده ی قطب سطوح دسته درزه های برشی (S) و لایه بندی (B) و نمودار گل سرخی مربوط به دسته درزه های برشی در موقعیت ۲ شکل ۳-۴۷

۳-۸-۱-۳) درز های برداشت شده در ایستگاه شماره ۳ (S3)

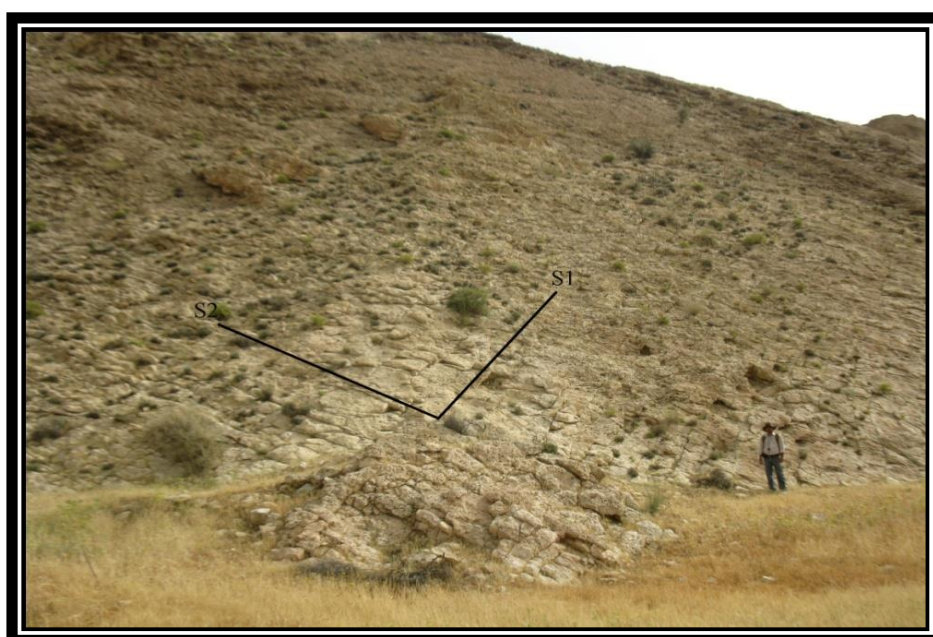
این ایستگاه در موقعیت طول جغرافیایی $24.1, 20', 54^{\circ}$ شرقی و عرض جغرافیایی $24.8, 25', 27^{\circ}$ شمالی و در یال جنوبی تاقدیس بورخ و در امتداد پیمایش ساختاری CC' و در محل رخنمون آهک کرم رنگ گوری برداشت شده است. در این رخنمون سنگی فقط یک دسته درزه شناسایی شده است (شکل ۳-۵۳).



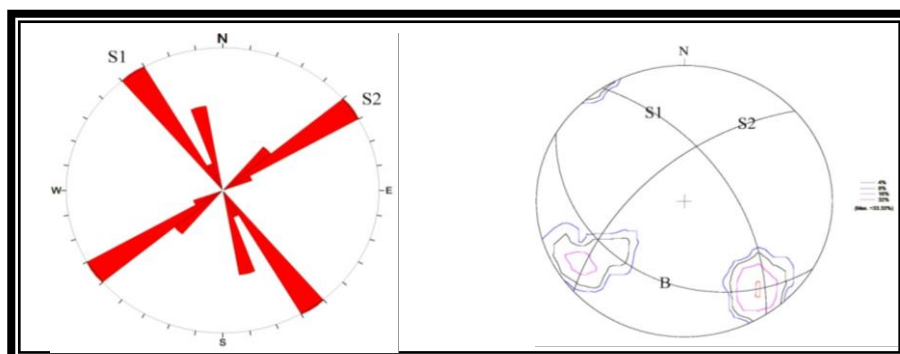
شکل ۳-۵۳) دیاگرام های ترازبندی شده ی قطب سطوح دسته درزه های برشی (S) و لایه بندی (B) و نمودار گل سرخی مربوط به دسته درزه های برشی در موقعیت ۳ شکل ۳-۴۷

۳-۸-۱-۴) درزه های برداشت شده در ایستگاه شماره ۴ (S4)

این ایستگاه در موقعیت طول جغرافیایی $54^{\circ}20'00''$ شرقی و عرض جغرافیایی $27^{\circ}25'20.5''$ شمالی در پیمایش ساختاری CC' و در محل یال جنوبی تاقدیس بورخ و همچنین در محل رخنمون آهک کرم رنگ گوری برداشت شده است (شکل ۳-۵۴). لایه های آهک گوری در این محل ضخیم لایه بوده و دارای دو دسته درزه برشی می باشد. (شکل ۳-۵۵). در این ایستگاه مولفه سطحی تنش اصلی در راستای تقریبی $N12E$ می باشد.



شکل ۳-۵۴) نمایی از دسته درزه های برشی در آهک کرم رنگ گوری در موقعیت ۴ برداشت درزه. جهت دید به سمت شمال شرق

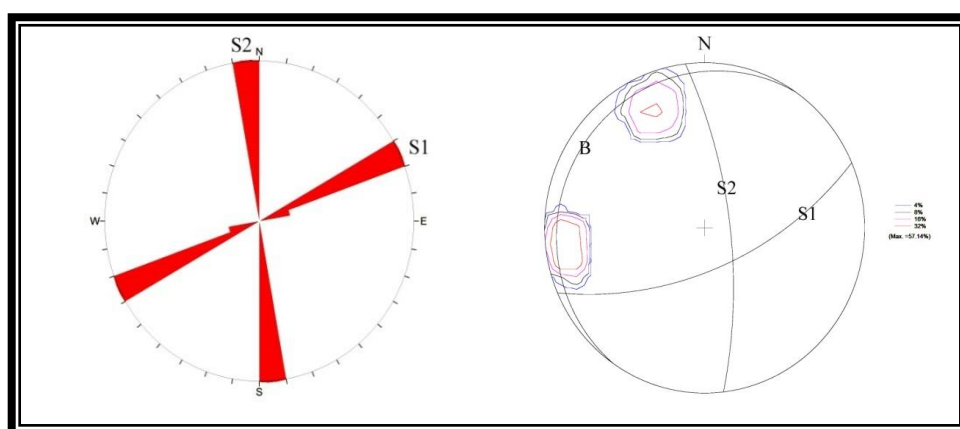


شکل ۳-۵۵) دیاگرام های ترازبندی شده ی قطب سطوح دسته درزه های برشی (S) و لایه-

بندی (B) و نمودار گل سرخی مربوط به دسته درزه های برشی در موقعیت ۴ شکل ۳-۴۷

۳-۸-۱-۵) درزه های برداشت شده در ایستگاه شماره ۵ (S5)

درزه های مربوط به این ایستگاه در موقعیت طول جغرافیایی $54^{\circ}, 10', 17.2$ شرقی و عرض جغرافیایی $27^{\circ}, 26', 19.0$ شمالی و در دماغه غربی (Nose) تاقدیس بورخ و همچنین در محل رخنمون آهک قرمز آجری گوری برداشت شده است. در این ایستگاه یک رخنمون جهت برداشت انتخاب گردید که دو دسته درزه برشی به صورت غالب دیده می شود (شکل ۳-۵۶). در این ایستگاه دو دسته درزه دارای نیسماز N30E می باشند.

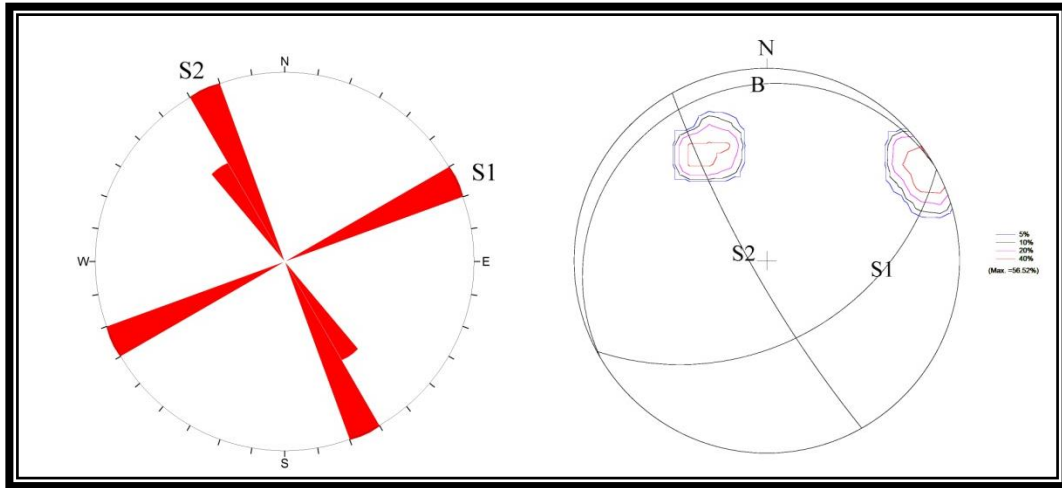


شکل ۳-۵۶) دیاگرام های ترازبندی شده ی قطب سطوح دسته درزه های برشی (S) و نمودار گل

سرخمی مربوط به دسته درزه های برشی در موقعیت ۵ شکل ۳-۴۷

۳-۸-۱-۶) درزه های برداشت شده در ایستگاه شماره ۶ (S6)

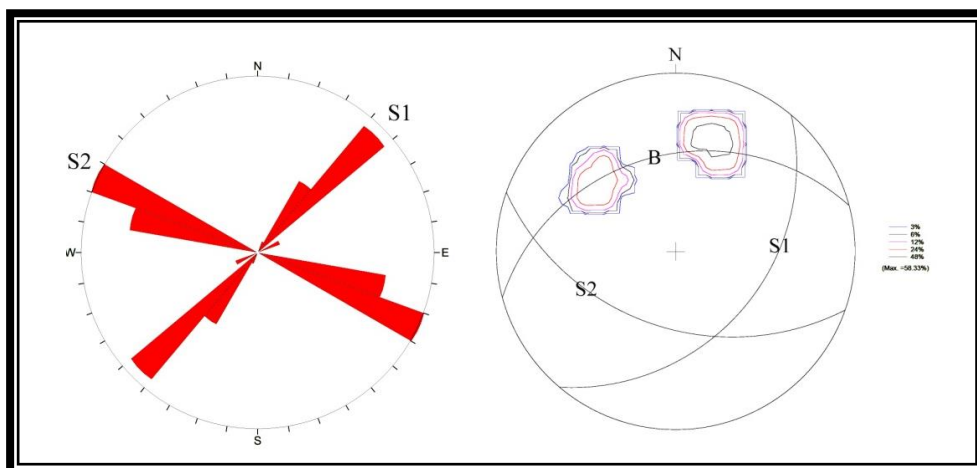
درزه های مربوط به این ایستگاه در موقعیت طول جغرافیایی $54^{\circ}, 12', 33.8$ شرقی و عرض جغرافیایی $27^{\circ}, 28', 33.2$ شمالی و در دماغه شمال غربی (Nose) تاقدیس بورخ و همچنین در محل رخنمون آهک قرمز آجری گوری برداشت شده است. در این موقعیت نیز یک رخنمون جهت برداشت درزه و لایه بندی انتخاب گردیده است. همانند لایه های آهک گوری موقعیت های قبلی، دو دسته درزه برشی دیده می شود (شکل ۳-۵۷). نیمساز دو دسته درزه در این ایستگاه N20E می باشد.



شکل ۳-۵۷) دیاگرام های ترازبندی شده ی قطب سطوح دسته درزه های برشی (S) و نمودار گل سرخی مربوط به دسته درزه های برشی در موقعیت ۶ شکل ۳-۴۷

۳-۸-۱-۷) درزه های برداشت شده در ایستگاه شماره ۷ (S7)

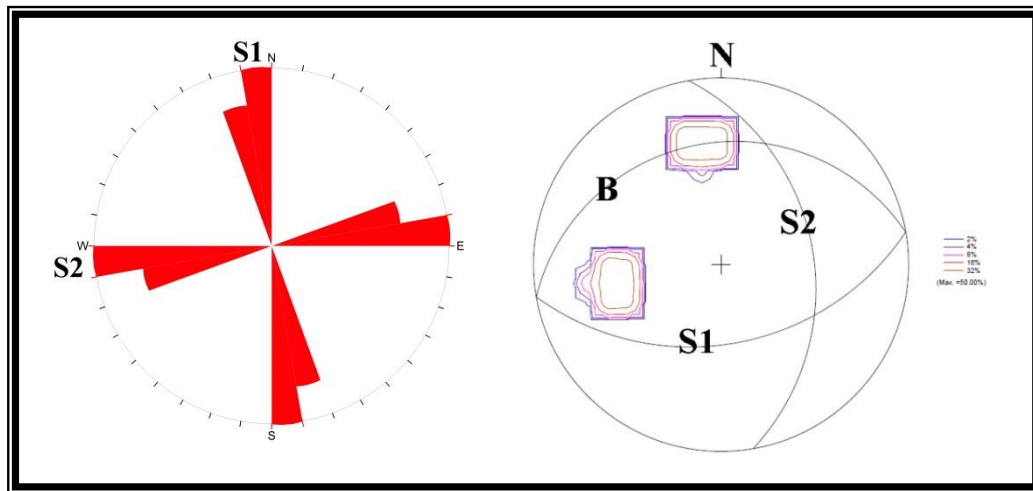
این ایستگاه در موقعیت طول جغرافیایی $54^{\circ}17'15.1$ شرقی و عرض جغرافیایی $27^{\circ}29'35.5$ شمالی در محل یال شمالی تاقدیس بورخ و در امتداد پیمایش ساختاری CC' در محل رخنمون آهک خاکستری رنگ گوری برداشت گردیده است. لایه ها در این موقعیت ضخیم لایه اند. در این موقعیت درزه های برشی به خوبی گسترش یافته اند (شکل ۳-۵۸). نمیساز این دو دسته درزه در راستای N75E می باشد.



شکل ۳-۵۸) دیاگرام های ترازبندی شده ی قطب سطوح دسته درزه های برشی (S) و لایه بندی (B) و نمودار گل سرخی مربوط به دسته درزه های برشی در موقعیت ۷ شکل ۳-۴۷

۳-۸-۱) درزه های برداشت شده در ایستگاه شماره ۸ (S8)

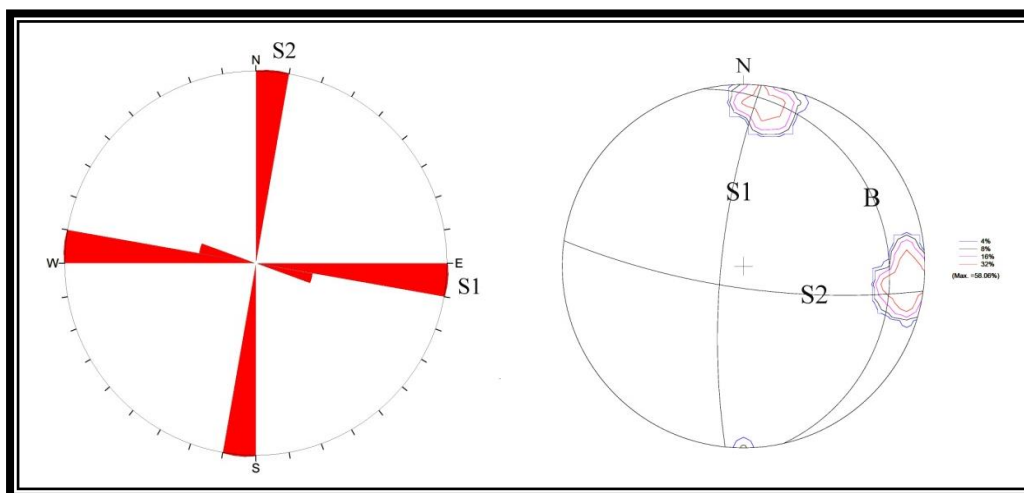
درزه های مربوط به این ایستگاه در موقعیت طول جغرافیایی $54^{\circ}27'53.85$ شرقی و عرض جغرافیایی $27^{\circ}29'02.73$ شمالی و در یال شمالی تاقدیس بورخ و همچنین در محل رخنمون آهک خاکستری رنگ آسماری برداشت شده است. دو دسته درزه برشی در این ایستگاه قابل مشاهده است که نیمساز دو دسته درزه در این ایستگاه دارای $N40E$ راستای می باشد (۳-۵۹).



شکل ۳-۵۹) دیاگرام های ترازبندی شده ی قطب سطوح دسته درزه های برشی (S) و لایه بندی (B) و نمودار گل سرخی مربوط به دسته درزه های برشی در موقعیت ۸ شکل ۳-۴۷

۳-۸-۱) درزه های برداشت شده در ایستگاه شماره ۹ (S9)

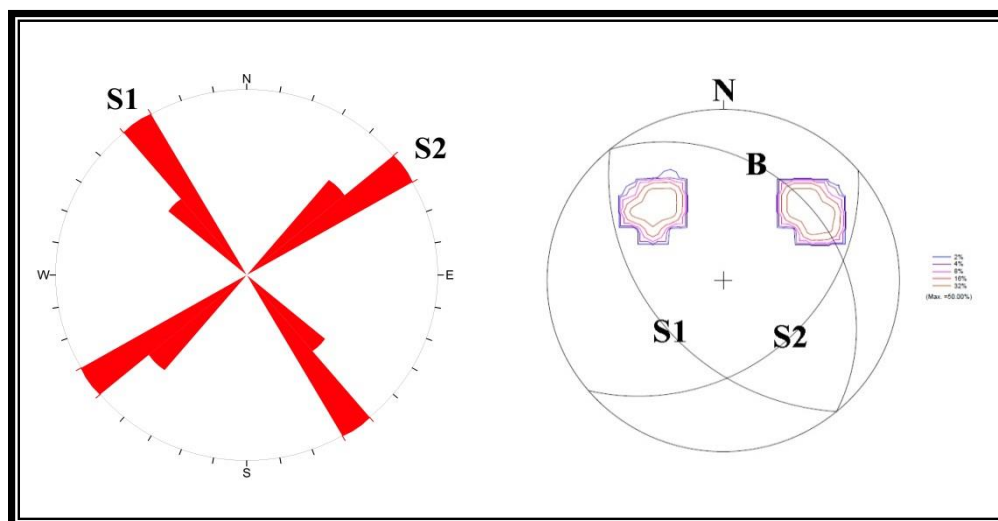
درزه های مربوط به این ایستگاه در موقعیت طول جغرافیایی $54^{\circ}34'03.5$ شرقی و عرض جغرافیایی $27^{\circ}28'17.1$ شمالی و در یال شمالی تاقدیس بورخ و همچنین در محل رخنمون آهک خاکستری رنگ آسماری برداشت شده است. دو دسته درزه برشی در این ایستگاه مشاهده شد. نیمساز دو دسته درزه در این ایستگاه دارای $N50E$ راستای می باشد (۳-۶۰).



شکل ۳-۶۰) دیاگرام های ترازبندی شده ی قطب سطوح دسته درزه های برشی (S) و لایه بندی (B) و نمودار گل سرخی مربوط به دسته درزه های برشی در موقعیت ۹ شکل ۳-۴۷

۳-۸-۱-۱۰) درزه های برداشت شده در ایستگاه شماره ۱۰ (S10)

درزه های مربوط به این ایستگاه در موقعیت طول جغرافیایی 54,39,35.90 شرقی و عرض جغرافیایی 27,30,00.45 شمالی و در یال شمالی تاقدیس بورخ و همچنین در محل رخنمون آهک کرم رنگ آسماری برداشت شده است. دو دسته درزه طولی و عرضی در این ایستگاه قابل مشاهده است که نیمساز دو دسته درزه در این ایستگاه دارای راستای N10E می باشد (۳-۶۱).



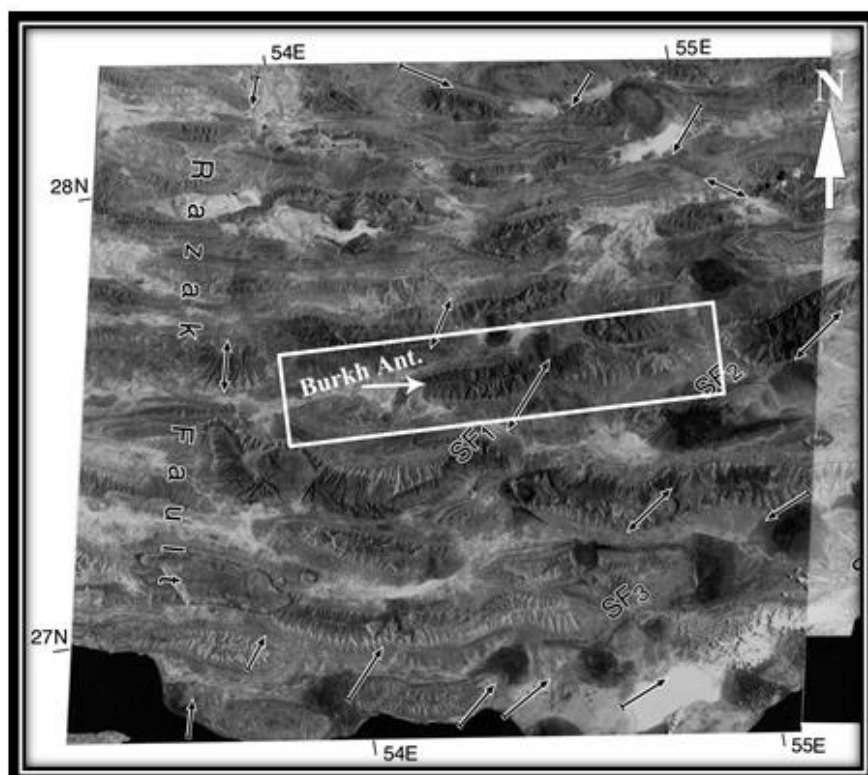
شکل ۳-۶۱) دیاگرام های ترازبندی شده ی قطب سطوح دسته درزه های برشی (S) و لایه بندی (B) و نمودار گل سرخی مربوط به دسته درزه های برشی در موقعیت ۱۰ شکل ۳-۴۷

بررسی درزه‌های برداشت شده در ایستگاه‌های مختلف بر روی لایه‌های تاقدیس بورخ نشان می‌دهد که درزه‌های مورد مطالعه از نوع درزه‌های هم‌ره با چین خوردگی می‌باشند که همراه با تغییر راستای محلی لایه‌ها، تغییر راستا داده‌اند. تغییر راستای اولیه لایه‌های تاقدیس بورخ که موجب تغییر روند در اثر محوری تاقدیس شده است، باعث شده است تا درزه‌های تشکیل شده در این لایه‌ها به هنگام چین خوردگی، همراه با لایه‌های تغییر روند دهنده، تغییر راستا داده و در موقعیت جدید قرار گیرند. تغییر راستای درزه‌ها می‌تواند با تغییر در راستای لایه‌بندی که به صورت کلی برای همه نقاط تاقدیس روی می‌دهد، صورت گیرد. تغییر کلی در راستای لایه‌بندی‌های تاقدیس می‌تواند بوسیله چرخش کلی تاقدیس روی دهد.

به طور کلی تغییر در روند درزه‌های برداشت شده در لایه‌های تاقدیس بورخ با انحراف محور تاقدیس قابل توجیه است. بر این اساس پس از تشکیل درزه‌ها، ایجاد انحراف در راستای اولیه لایه‌ها تحت تاثیر خطواره پی‌سنگی هندورابی که منطبق با حرکت چمبر گسل امتدادلغز SF1 (Hessami et al., 2001) موجب انحراف در راستای درزه‌های ایجاد شده و قرارگیری آنها در راستای جدید شده‌اند (شکل ۳-۶۲).

همچنان که در نمودارهای درزه‌های ایستگاه‌های مختلف دیدیم بیشتر درزه‌ها در دو راستای اصلی قرار می‌گیرند و از سوی دیگر در بیشتر ایستگاه‌ها دو دسته درزه به صورت طولی و عرضی دیده می‌شوند. جهت مولفه سطحی تنش که از روی راستای نیمساز زاویه حاده میان دو درزه‌های هم‌یوغ دریافته می‌شود با توجه به نتایج بررسی درزه‌ها در تاقدیس بورخ به طور تقریبی N30E است.

هر چند بسنده نمودن به نتایج بدست آمده از بررسی درزه‌ها در اندازه‌ای که آورده شد برای تعیین جهت تنش‌های منطقه‌ای دور از احتیاط است، با این حال به نظر می‌رسد که نتیجه‌ای که از بررسی در درزه‌ها بدست آمده است دور از واقعیت نیست.



شکل ۳-۶۲- تصویر ماهواره‌ای که نشان دهنده گسل امتداد لغز SF1 می‌باشد (اقتباس از Hessami et al., 2001)

در نتیجه با استفاده از الگوی درزه‌های برشی می‌توان به نتایج زیر دست یافت:

- ۱- فشردگی ایجاد شده در بخش میانی که سبب سینوسی شدن محور تاقدیس بورخ شده است در زمان بعد از تشکیل شدن تاقدیس و تحت تاثیر خطواره پی‌سنگی هندورابی که منطبق با گسل امتداد لغز SF2 (Hessami et al., 2001) می‌باشد، ایجاد شده است.
- ۲- این فشردگی و تغییر در روند محور تاقدیس در دماغه غربی تاقدیس به صورت افزایش شیب لایه‌ها نبوده و همچنین بر خلاف بخش میانی تاقدیس این تغییر در روند محور مربوط به زمان چین‌خوردگی تاقدیس می‌باشد. بنابراین دلیلی که می‌توان مطرح کرد وجود گنبدنمکی موجود در دماغه غربی تاقدیس بورخ که باعث جدایش این تاقدیس و تاقدیس پاسخند شده است. البته باید ادعان داشت که نمی‌توان تأثیر گسل امتداد لغز SF2 را نادیده گرفت. همانطور که در فصل بعد

توضیح داده شده است تشکیل ناودیس‌های حاشیه‌ای اطراف گنبدنمکی باعث افزایش ضخامت ستون رسوبی شده به طوری که با حرکت به سمت گنبدنمکی از ضخامت ستون نمکی کاسته می‌شود. بنابراین در زمان چین خوردگی تاقدیس بورخ، وجود گنبد نمکی از قبل موجود باعث تغییر در روند کلی تاقدیس شده و به نوعی محور تاقدیس را به سوی خود سوق داده است.

۳-۹) تحلیل هندسی تاقدیس بورخ

(Sattarzadeh et al (2000) بر اساس Aspect Ratio که نسبت طول محور چین به نصف طول موج آن می‌باشد، چین‌های زاگرس را در دو گروه قرار داده‌اند:

۱. Buckle Folds که در آنها Aspect Ratio برای چین‌ها در تمام مقیاس‌ها بین ۵ تا ۱۰ می‌باشد. در این چین‌ها که در اثر فشارش ناحیه‌ای تشکیل می‌شوند، وقتی تکامل یک چین تمام می‌شود، چین خوردگی با تشکیل یک چین دیگر که دارای محوری موازی با محور چین قبلی است و نسبت به آن جابجایی دارد، دنبال می‌شود. لازم به ذکر است که گاهی دو چین به هم متصل می‌شوند و تشکیل یک چین واحد Buckle را می‌دهند که دارای Aspect Ratio خیلی زیاد و حدود دو برابر چین‌های منفرد می‌باشد. چین‌های Buckle بر روی سطوح جدایش تشکیل می‌شوند و به همین علت (Sattarzadeh et al (2000)، چین‌های جدایشی (Detachment Folds) را در این گروه قرار می‌دهند.

چین‌های Buckle مرتبط با گسل‌های Wrench پی‌سنگی، چین‌هایی هستند که در اثر پاسخ شکل‌پذیر پوشش رسوبی نسبت به حرکت گسل‌های امتدادلغز پی‌سنگ، تشکیل می‌شوند. این چین‌ها در نمای نقشه نسبت به هم یک جابجایی هماهنگ به چپ یا راست دارند و به صورت نردبانی می‌باشند که از این طریق از چین‌های Buckle معمولی که در اثر فشارش ناحیه‌ای بوجود می‌آیند قابل تشخیص هستند، البته در بعضی موارد به علت وجود نسل‌های بعدی چین خوردگی و

چرخش موجود بر روی گسل‌های امتدادلغز، تشخیص این دو نوع چین Buckle مشکل است و ممکن است الگویی زیگموئیدال داشته باشند (Sattarzadeh et al., 2000).

۲. Forced Folds، چین‌هایی هستند که در آنها شکل نهایی و روند چین توسط نیروهایی که از زیر اعمال می‌شوند، مشخص می‌شود. در این چین‌ها نیرو ممکن است از طرف یک بلوک گسلی باشد که این گسل‌ها باید دارای حرکت شیب‌لغز باشند. این چین‌ها همچنین می‌توانند به‌طور مستقیم یا غیر مستقیم ناشی از فعالیت مجدد گسل‌های نرمال قدیمی باشند که در اثر برخورد قاره‌ای در میوسن، به‌صورت گسل‌های شیب‌لغز معکوس فعال شده‌اند. چین‌های خم گسلی و انتشار گسلی در این گروه قرار دارند (Sattarzadeh et al., 2000).

یکی از تفاوت‌های اساسی در هندسه چین‌های Forced و Buckle مربوط به Aspect Ratio می‌باشد که در چین‌های Forced بیشتر از ۱۰ است. از آنجا که نیروهای بوجود آورنده چین‌های Forced، اغلب باعث تشکیل یک حالت پلکانی طویل در پی‌سنگ می‌شوند، در نتیجه چین‌های حاصل در بیشتر موارد دارای Aspect Ratio بزرگ بوده و اغلب نامتقارن هستند. طول این چین‌ها بستگی به گسلش راندگی موجود در زیر آنها دارد و به‌طور معمول خیلی طویل هستند. بعضی از آنها مانند تاقدیس کبیرکوه تا ۲۰۰ کیلومتر و بعضی فقط ده‌ها کیلومتر طول دارند. هرچند که این چین‌ها در برش‌های عرضی شبیه چین‌های Buckle هستند ولی در نمای نقشه بسیار طویل‌تر می‌باشند (Sattarzadeh et al., 2000).

چین‌های Forced موجود در بالای گسل‌های مایل‌لغز: گاهی ممکن است گسل اصلی و مادر، یک گسل مایل‌لغز باشد که هم مولفه امتدادلغز و هم مولفه شیب‌لغز دارد. چین‌های حاصل از این گسل‌ها دو خاصیت ویژه دارند، ۱. جابجایی منظم نسبت به چین‌های همجوار (حالت پلکانی)، ۲. Aspect Ratio بالا. نمونه‌ای از این چین‌ها را در بالای گسل پی‌سنگی میناب می‌توان مشاهده کرد، این گسل یک گسل ترافشارشی (Transpressive) و راست‌بر است که ادامه حرکت و چرخش

آن در جهت حرکت عقربه‌های ساعت باعث ایجاد الگوی زیگموتئیدال چین‌ها شده است (Sattarzadeh et al., 2000).

برای مقایسه تاقدیس بورخ با این دو گروه نیاز به اندازه‌گیری طول محور و طول موج تاقدیس می‌باشد. طول محور تاقدیس بورخ با توجه به رخنمون سازند گوری، از پلانچ محور در این سازند در دماغه غربی تاقدیس بورخ تا پلانچ محور در سازند گوری در دماغه شرقی این تاقدیس، حدود ۶۱ کیلومتر است. طول موج تاقدیس نیز در برش‌های مختلف از ۱۳ تا ۳۳ کیلومتر می‌باشد. با توجه به میانگین طول موج تاقدیس که برابر با ۱۸/۵ می‌باشد، میزان Aspect Ratio حدود ۶/۶ محاسبه گردید که بر اساس آن تاقدیس بورخ در محدوده چین‌های Buckle قرار می‌گیرد.

۳-۹-۱) تشخیص هندسه تاقدیس بورخ با استفاده از نمودار (Jamison (1987

جهت تشخیص هندسه تاقدیس بورخ، از نمودارهای (Jamison (1987 استفاده شده است. با قرار گیری تاقدیس بورخ در محدوده چین‌های Buckle و با توجه به نتایج برداشت‌های صحرائی که عدم وجود گسلش راندگی در پهلوهای این تاقدیس را نشان می‌دهند از بکارگیری نمودار مربوط به چین‌های مرتبط با گسلش راندگی برای تشخیص نوع چین، خودداری شده است، زیرا در چین‌های جدایشی گسل در سطح رخنمون ندارد. پارامترهای مورد استفاده برای تشخیص هندسه چین با استفاده از نمودارهای (Jamison (1987، شامل شیب پلکان گسل (α) و یا شیب پهلووی خلفی (α_b)، زاویه بین پهلوها (γ) و میزان نازک‌شدگی یا ضخیم‌شدگی سازند خاصی در پهلووی پیشانی نسبت به پهلووی خلفی می‌باشد.

با توجه به گسترش سازند گچساران در منطقه و قابلیت تغییر ضخامت آن، از این واحد سنگی برای اندازه‌گیری مقدار ضخیم‌شدگی یا نازک‌شدگی در پهلووی پیشانی چین در سطح، استفاده شده است. البته میزان نازک‌شدگی سازند گچساران نیز در مسیرهای EE' و FF' به دلیل عدم رخنمون در یکی از پهلوهای تاقدیس قابل اندازه‌گیری نمی‌باشد.

روش محاسبه تغییر ضخامت پهلوی پیشانی به شرح زیر است. ابتدا باید ضخامت حقیقی سازند یا لایه انتخابی را در پهلوی پیشانی و پهلوی خلفی تاقدیس بدست آوریم. سازند انتخابی در صورت امکان باید کم قوام باشد. برای بدست آوردن ضخامت حقیقی باید توجه داشت که تأثیرات توپوگرافی در نظر گرفته شود. اگر شیب توپوگرافی هم جهت با شیب سازند یا لایه باشد و یا برخلاف شیب لایه بندی باشد فرمول های مربوطه تغییر خواهد کرد.

برای تعیین تغییر ضخامت سازند گچساران در مسیرهای مختلف با استفاده از رابطه (۲-۳)، اختلاف ارتفاع توپوگرافی و عرض لایه از نقشه زمین ساختاری با مقیاس ۱:۵۰۰۰۰ منطقه محاسبه شده و شیب لایه بندی بر اساس اندازه گیری های صحرایی و مقادیر موجود در نقشه زمین ساختاری می باشد. اندیس (b) برای پهلوی خلفی و اندیس (f) برای پهلوی پیشانی است. اگر مقدار t_b بیشتر از t_f باشد پهلوی پیشانی نازک شده و در صورت عکس، پهلوی پیشانی ضخیم شده است. اندیس (a) میزان تغییرات بر مبنای ۱۰۰ است. اگر مقدار بدست آمده (a) را از ۱۰۰ کسر کنیم، مقدار نازک شدگی و یا ضخیم شدگی به دست می آید.

$$t = h \sin \delta \cdot v \cos \delta \quad (۲-۳)$$

v = اختلاف ارتفاع توپوگرافی در ابتدا و انتهای لایه

t = ضخامت واقعی لایه

h = عرض لایه در نقشه

δ = شیب لایه بندی

$$t_b \times a \div 100 = t_f \quad (۳-۳)$$

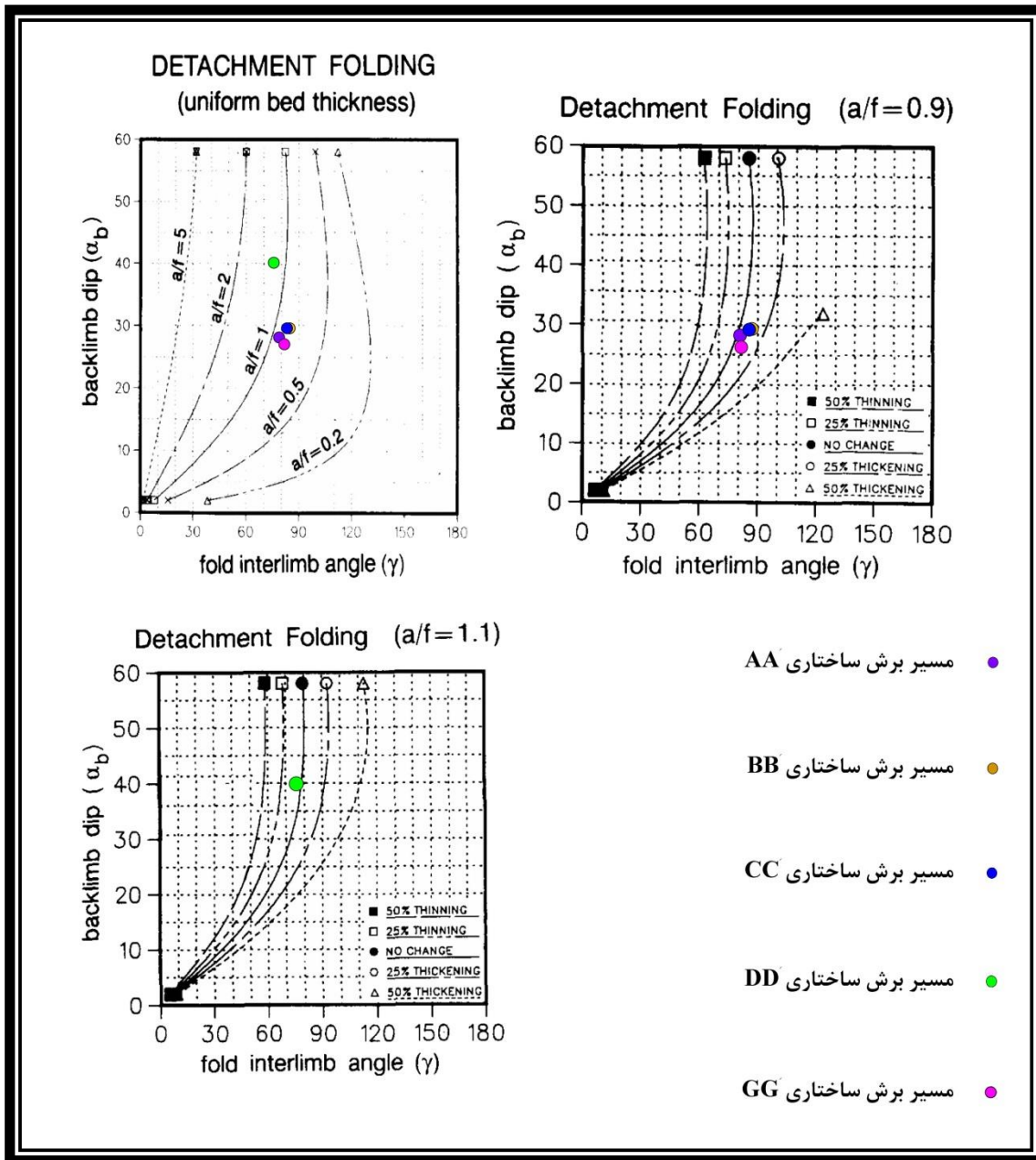
به منظور تشخیص هندسه تاقدیس بورخ پارامترهای هندسی لازم از برش های ساختاری عرضی رسم شده و همچنین برداشت های صحرایی استخراج شد (جدول ۲-۳) و بر روی نمودارهای

جدول ۳-۳) پارامترهای اندازه‌گیری شده مورد نیاز برای تحلیل هندسی چین توسط نمودارهای Jamison (1987)، در مسیر برش‌های ساختاری.

GG'	FF'	EE'	DD'	CC'	BB'	AA'	نام برش ساختاری عرضی
۸۲		۷۹	۷۵	۸۶	۸۸	۸۳	زاویه بین پهلوها (γ)
۲۷		۳۵	۴۰	۲۹	۲۹	۲۸	شیب پهلوی خلفی (α_b) یا شیب پلکان گسل (α)
٪۱۵	-	-	٪۱۲	٪۲۰	٪۲۲/۵	٪۶/۷۶	ضخیم‌شدگی پهلوی پیشانی

Jamison (1987) پیاده گردید.

چنانکه در شکل ۳-۶۳ مشاهده می‌شود تاقدیس بورخ در تمام مسیرها به جزء مسیر DD' در محدوده‌ای واقع شده است که ضخیم‌شدگی در پهلوی پیشانی را نشان می‌دهد. این تاقدیس در نمودارهای چین‌های در مسیرهای AA' و BB' در محدودای به ترتیب ۵ و ۱۹ درصد ضخیم‌شدگی، در مسیر CC' در محدوده با حدود ۱۵ درصد ضخیم‌شدگی، همچنین در مسیرهای DD' در محدوده با حدود ۱۰ درصد نازک‌شدگی و GG' در محدوده با حدود ۱۲ درصد ضخیم‌شدگی قرار می‌گیرد. چنانکه در جدول ۳-۳ و نمودارهای شکل (۳-۶۳) مشاهده می‌شود مقدار تغییر ضخامت محاسبه شده نیز با مقدار بدست آمده در نمودار چین‌های جدایشی هماهنگی دارد.



شکل ۳-۶۳) موقعیت تاقدیس بورخ بر روی نمودارهای Jamison (1987)، در مسیرهای مختلف بر روی این نمودارها.

۳-۹-۲) تشخیص هندسه تاقدیس بورخ با استفاده از نمودار (Poblet & McClay 1996)

برای تحلیل هندسی چین‌های جدایشی بوجود آمده براساس تکامل جنبشی مدل Dahlestrom (1990) نمودارهایی را معرفی نموده‌اند و معتقدند چنانچه میزان شیب پهلوهای چین و نسبت سینوس آنها اندازه‌گیری شود می‌تواند جهت محاسبه میزان کوتاه‌شدگی لایه مقاوم بالای لایه جدایشی شکل‌پذیر که چین در آن توسعه یافته است، استفاده گردد. چنانچه این میزان با مقادیر کوتاه‌شدگی بدست آمده از اندازه‌گیری برشی از تاقدیس بورخ مطابقت داشته باشد بیانگر آن است که هندسه و تحول جنبشی چین مورد نظر منطبق بر مدل می‌باشد. برای این منظور می‌بایستی برشی از چین عمود بر محور آن ترسیم و به جهت سهولت محاسبه، هندسه چین به صورت یکی از هندسه‌های جناغی، شکنجی و یا جعبه‌ای فرض شود و اندازه‌گیری زاویه بین پهلوها بدون در نظر گرفتن تمایل سطح جدایشی صورت گیرد. برای تعیین سازوکار جنبشی، نیاز به تحلیل هندسی چین‌های جدایشی می‌باشد. برای تحلیل هندسی، نیاز به دانستن متغیرهایی چون: طول پهلو پیشانی، طول پهلو خلفی، شیب پهلو پیشانی، شیب پهلو خلفی، مقدار برخاستگی، زاویه بین پهلوها و شیب سطح محوری می‌باشد. این متغیرها را می‌توان از داده‌های صحرایی، برش‌های لرزه‌ای عمقی یا رسم برش‌های عرضی برداشت نمود که به دلیل عدم وجود برش‌های لرزه‌ای عمقی از داده‌های صحرایی و برش‌های ترسیمی استفاده شده است.

جدول ۳-۴- پارامترهای هندسی تاقدیس بورخ در برش CC' برای تحلیل هندسی آن به روش Poblet & McClay (1996)

پارامترهای هندسی	برخاستگی از روی نمودار (m)	برخاستگی از روی برش (m)	کوتاه شدگی از روی نمودار (m)	کوتاه شدگی از روی برش (m)	R1	طول پهلو پستی (Lb)	طول پهلو پیشانی (Lf)	شیب پهلو پستی (Ub)	شیب پهلو پیشانی (Uf)	زاویه بین پهلوها
برش CC'	۴۱۱۱۰/۶۲	۴۱۲۸/۵۲	۳۲۱۱/۴۲	۳۱۹۷/۶	۱/۱	۶۴۲۲/۸۵	۵۷۸۶/۸۹	۴۰	۴۵	۸۶

با کمک دو معادله (۲-۳) و (۳-۳) می‌توان مقدار برخاستگی (U) و مقدار کوتاه‌شدگی (S) یک لایه چین‌خورده را در بالای یک سط جدایشی محاسبه نمود. همچنین نمی‌توان زاویه بین پهلویی (γ) و زاویه بین سطح محوری و افق جدایش (δ) از روابط (۳-۴) و (۳-۵) بدست می‌آید.

$$U = Lb \sin(Ub) = Lf \sin(Uf) \quad (۳-۴)$$

$$S = Lb[1 - \cos(Ub)] + Lf[1 - \cos(Uf)] \quad (۳-۵)$$

$$\gamma = 90 - (Ub/2) - (Uf/2) \quad (۳-۶)$$

$$\delta = 180 - Uf - \gamma \quad (۳-۷)$$

طبق روابط ارائه شده (۳-۴) و (۳-۵) مقدار برخاستگی و کوتاه‌شدگی در تاقدیس بورخ با استفاده از متغیرهای بدست آمده از برش عرضی ترسیمی 'CC، محاسبه گردیده‌اند. (جدول ۳-۴).
برای محاسبه کوتاه‌شدگی می‌توان از روش نمودار نیز استفاده کرد. پارامترهای مورد نیاز جهت برآورد میزان کوتاه‌شدگی تاقدیس با استفاده از نمودارهای ارائه شده توسط Poblet & McClay (1996) که در شکل (۳-۶۴) ارائه شده است عبارتند از: طول و شیب پهلوی‌های پیشانی و خلفی و نسبت R1 (رابطه ۳-۸).

$$R1 = \frac{\sin Uf}{\sin Ub} \quad (۳-۸)$$

با توجه به این پارامترها موقعیت تاقدیس بورخ در نمودارهای شکل (۳-۶۴) نمایش داده شده تا میزان کوتاه‌شدگی تاقدیس برآورد گردد. این میزان کوتاه‌شدگی که تقریباً در هر دو نمودار یکسان است، باید بر مبنای طول پهلوی پیشانی تاقدیس نرمالیزه گردد تا میزان کوتاه‌شدگی واقعی بدست آید. زوایای نشان داده شده بر روی این نمودارها به درجه واقعی، ولی مقادیر خطی بر مبنای Lf=10 نرمالیزه شده‌اند.

مقدار کوتاه‌شدگی واقعی بر مبنای نمودار برای پهلوی خلفی و پیشانی، از معادله ساده (۳-۹) مشتق می‌شود.

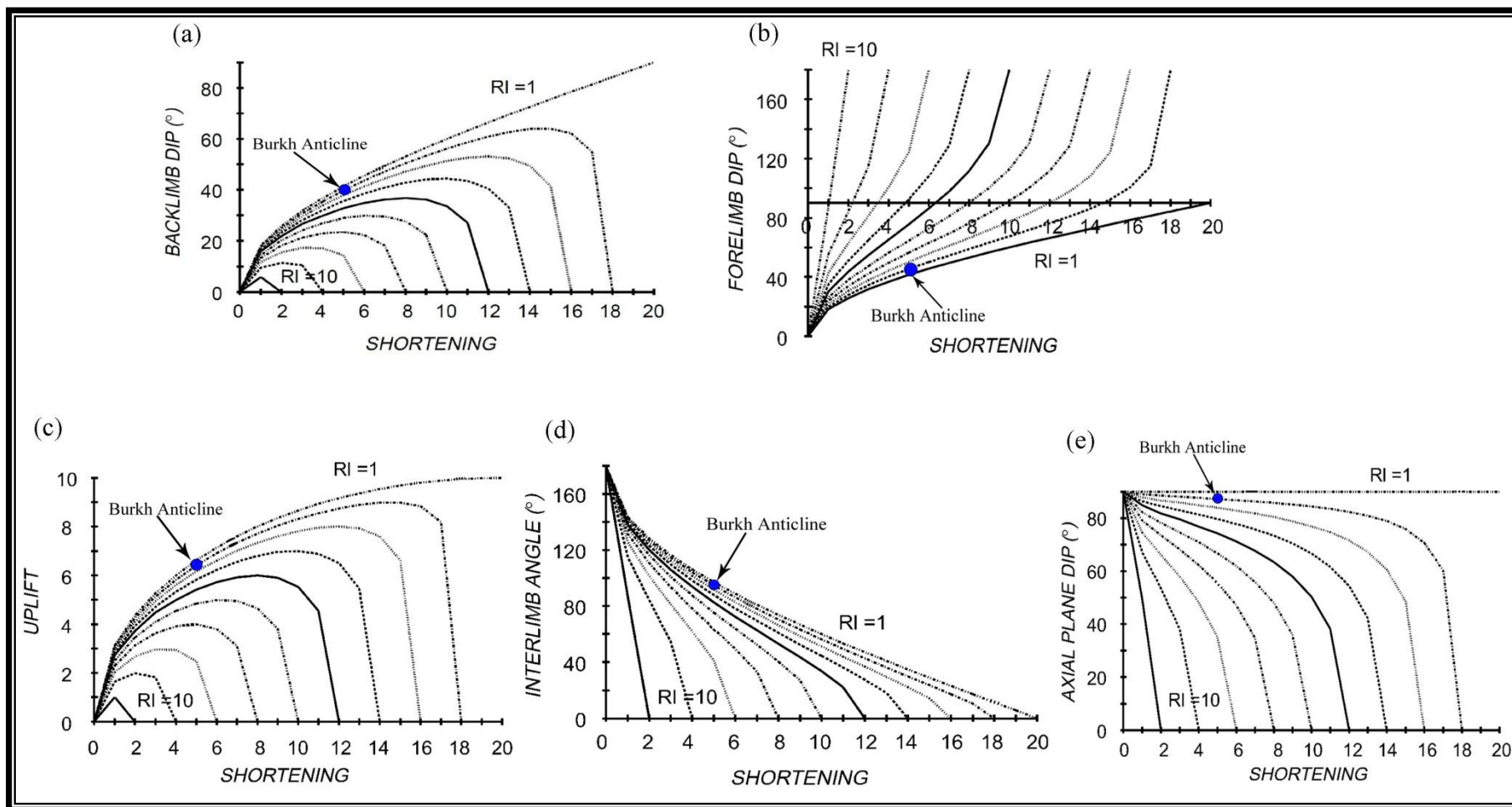
$$S = \frac{\text{Calculated Shortening } Lf}{10} \quad (۳-۹)$$

با جایگزینی کوتاه‌شدگی‌های بدست آمده از نمودار شکل (۳-۶۴-a و b) به جای کوتاه‌شدگی در معادله بالا، مقدار کوتاه‌شدگی واقعی بدست می‌آید. یک معادله مشابه نیز می‌تواند برای محاسبه برخاستگی واقعی مشتق شود.

با توجه به مقدار R1 (رابطه ۳-۸) بدست آمده در تاقدیس بورخ نمودار (۳-۶۴-a) مقدار کوتاه‌شدگی را برای پهلوی خلفی برابر ۵ نشان می‌دهد، در حالی که این مقدار برای پهلوی پیشانی بر روی نمودار (۳-۶۴-b) برابر ۵/۲ بدست آمده است. این اعداد نرمالیزه شده را در رابطه (۳-۹) قرار داده و مقدار کوتاه‌شدگی برای پهلوی خلفی ۳۲۱۱/۴۲ و برای پهلوی پیشانی ۳۰۰۹/۱۸ متر محاسبه شده اند.

با قرار دادن مقدار کوتاه‌شدگی بدست آمده از نمودار شکل (۳-۶۴-a) در نمودارهای e، d و c به ترتیب مقدار برخاستگی، زاویه بین پهلوی و شیب سطح محوری چین بدست آمده است. برای رسیدن به عدد واقعی برخاستگی، از رابطه (۳-۹) برای پهلوی پیشانی استفاده کرده و عدد نرمالیزه برخاستگی (نمودار شکل ۳-۶۴-c) را به جای عدد کوتاه‌شدگی قرار می‌دهیم، که مقدار آن 4110.62 متر بدست می‌آید.

مقایسه نتایج بدست آمده از مقادیر کوتاه‌شدگی برای تاقدیس بورخ از روی برش CC' (جدول ۳-۴) با مقادیر تحلیل شده با استفاده از نمودار شکل (۳-۶۴) بیانگر آن است که هندسه تاقدیس بورخ مشابه هندسه چین‌های جدایش است و لذا هندسه چین جدایشی و تکامل جنبشی آن تحلیل شده برای تاقدیس بورخ بر مبنای (Poblet & McClay 1996) معتبر است.



شکل ۳-۶۴- نمودارهای تعیین پارامترهای هندسی چین‌های جدایشی (Poblet & McClay (1996).

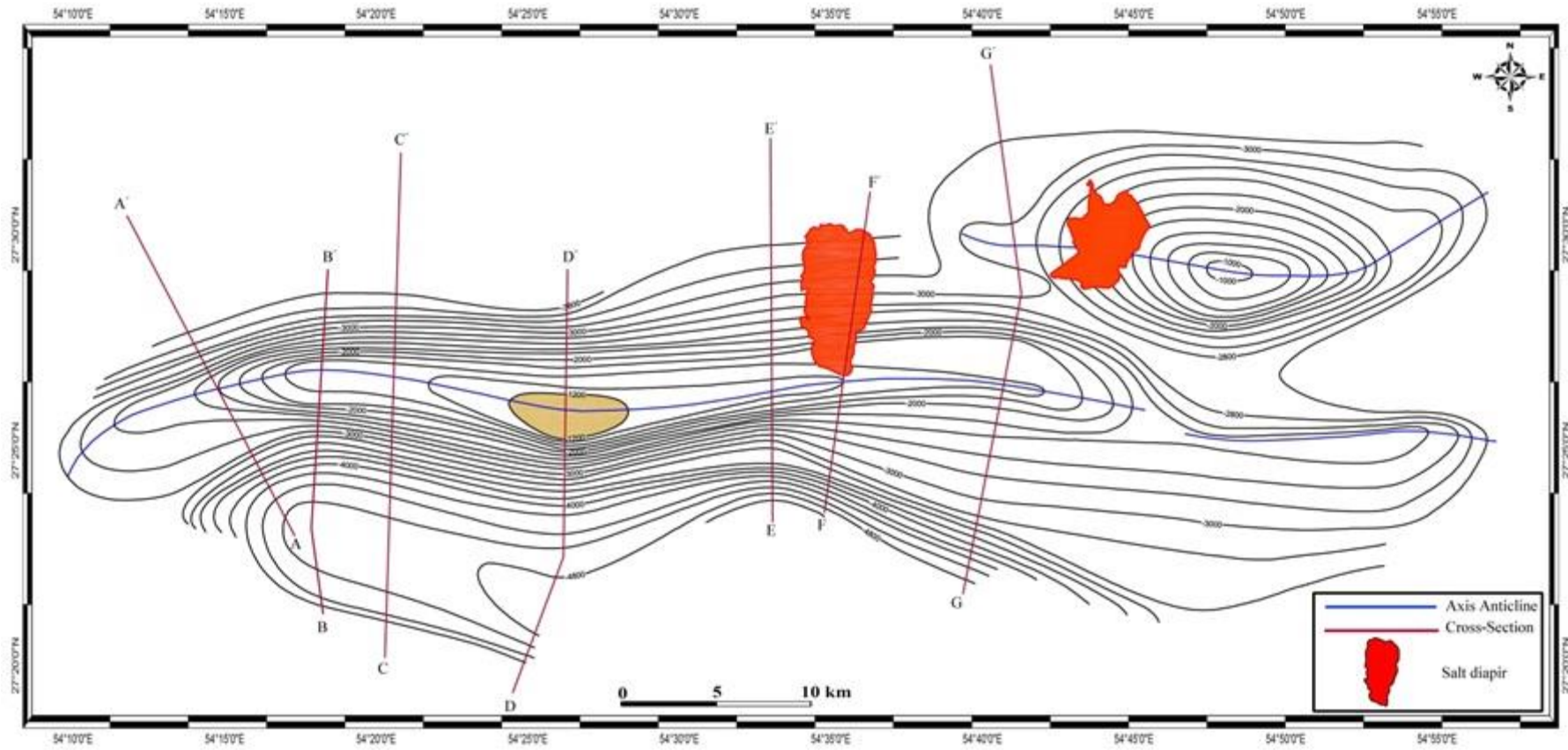
منحنی‌های نمودارها، منطبق بر مقادیر R1 به ترتیب ۱، ۱/۱۱، ۱/۲۵، ۱/۴۳، ۱/۶۷، ۲، ۲/۵، ۳/۳۳، ۵ و ۱۰ می‌باشند. (موقعیت تاقدیس بر مبنای پارامترهای هندسی آن به صورت دایره در نمودارها نمایش داده شده است).

۳-۱۰) برآورد میزان بستگی قائم و افقی (Vertical and Horizontal Closure) گروه دهرم تاقدیس بورخ

برای مطالعه گروه دهرم تاقدیس بورخ نیاز به اطلاعات عمقی این تاقدیس می‌باشد، به همین منظور به دلیل عدم وجود داده‌های ژئوفیزیکی، سعی شد با استفاده از برداشت‌های صحرایی، هفت برش ساختاری عرضی بر روی این تاقدیس ترسیم گردد، سپس با برداشت اطلاعات عمقی مربوط به سطح فوقانی گروه دهرم در برش‌های ساختاری، نقشه کنتورهای تراز زیرزمینی (Under Ground Contour Map) برای سطح فوقانی گروه دهرم منطقه تهیه شود و به کمک آن میزان بستگی قائم و افقی این گروه در تاقدیس بورخ محاسبه گردد.

۳-۱۰-۱) نقشه کنتور تراز زیرزمینی (Under Ground Contour Map)

نقشه کنتورهای تراز زیرزمینی یا نقشه کنتورهای ساختاری (Structural Contour Map) برای نمایش ساختارهای زیر سطحی کاربرد دارد، این نقشه‌ها کنتورهایی را بر روی افق‌های زمین‌شناسی زیرسطحی، نسبت به یک سطح مبنای تعیین شده که به‌طور معمول سطح تراز دریا است، نشان می‌دهند و در آنها مساحت آخرین کنتور بسته در هر تاقدیس بستگی افقی (Horizontal Closure) آن تاقدیس می‌باشد که به اندازه، ارتفاع، طرز قرارگیری و شکل تاقدیس بستگی دارد. همچنین فاصله قائم بین بالاترین نقطه ساختاری یا به عبارت دیگر کم عمق‌ترین نقطه ساختاری تاقدیس با آخرین کنتور بسته آن، بستگی قائم (Vertical Closure) تاقدیس می‌باشد. در منطقه مورد مطالعه، با بررسی برش‌های ساختاری ترسیم شده و برداشت اطلاعات عمقی مربوط به سطح فوقانی گروه دهرم در تمام آنها، نقشه کنتورهای تراز زیرزمینی گروه دهرم ترسیم گردید (شکل ۳-۶۵).



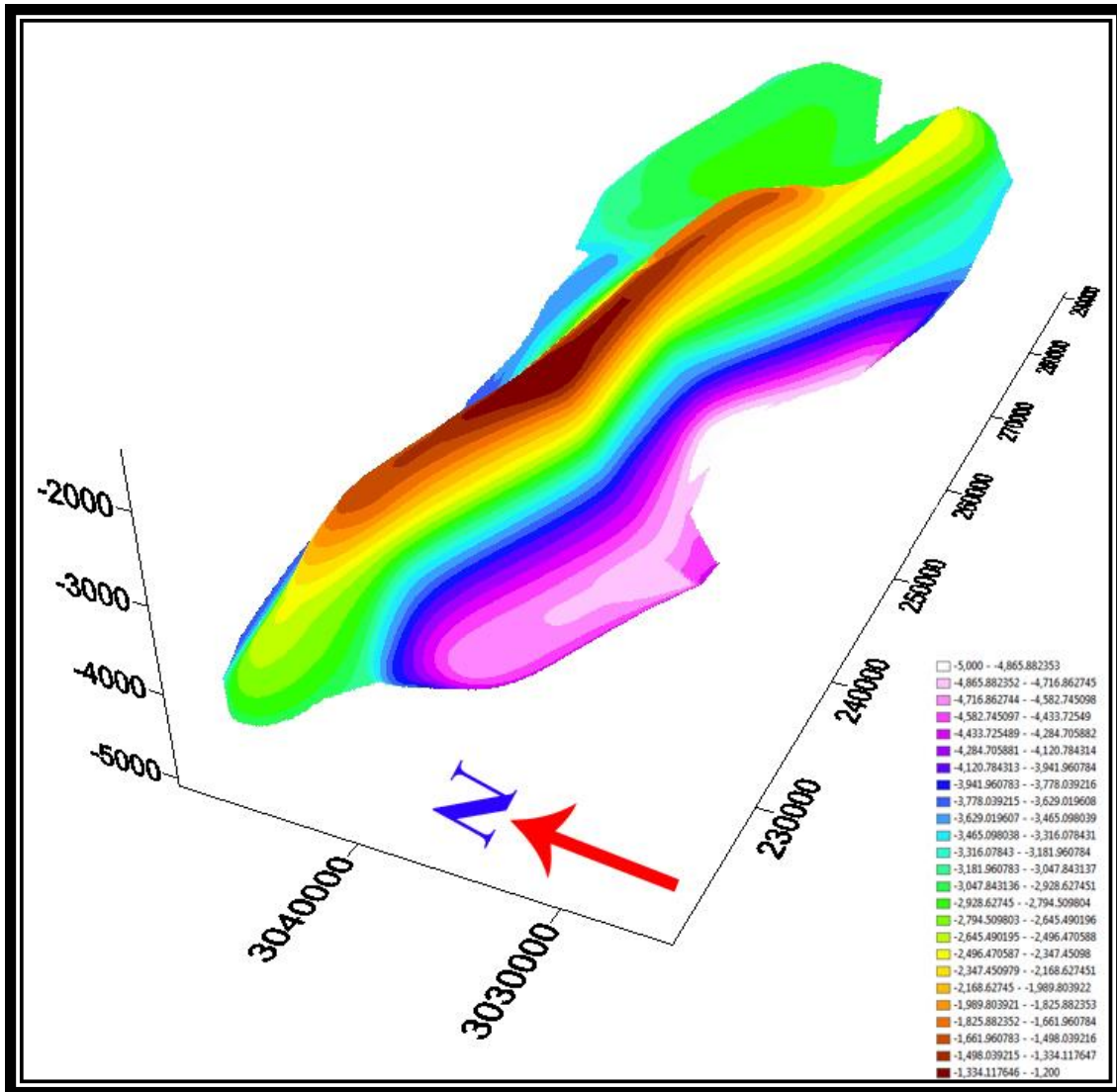
شکل ۳-۶۵) نقشه هم‌تراز زیرزمینی (UGC Map) که با استفاده از برش‌های ساختاری هفت‌گانه برای گروه دهرم تاقدیس بورخ ترسیم شده است.

پس از ترسیم نقشه کنتورهای تراز زیرزمینی گروه دهرم، این نقشه توسط نرم‌افزار اتوکد (AutoCAD Civil 3D Land Desktop Companion 2009) رقومی گردید و سپس داده‌های لازم برای ورودی نرم افزار Arc Map، از آن استخراج گردید و در نهایت توسط این نرم افزار یک مدل سه بعدی برای سطح فوقانی گروه دهرم در منطقه تهیه شد (شکل ۳-۶۶).

بر اساس نقشه کنتورهای تراز زیرزمینی ترسیم شده، میزان بستگی قائم تاقدیس بورخ حدود ۱۰۰۰ متر و میزان بستگی افقی آن حدود ۲۰۰ کیلومتر مربع محاسبه شده استبا توجه به مقادیر بدست آمده، و همچنین با توجه به وجود گنبدنمکی در یال شمالی تاقدیس بورخ و بیرون زدگی گروه خامی و سازند فهلیان، تاقدیس بورخ در صورت داشتن ذخیره هیدروکربوری نیز به عنوان یک هدف اقتصادی مطرح نمی‌باشد.

۳-۱۰-۲) بهترین موقعیت ساختاری جهت حفاری اکتشافی

به طور معمول، مرکز بالاترین یا به عبارت دیگر کم عمق‌ترین کنتور بسته ساختاری در نقشه کنتورهای تراز زیرزمینی را به عنوان بهترین موقعیت ساختاری جهت حفاری اکتشافی در نظر می‌گیرند. در تاقدیس بورخ این موقعیت در مسیر برش ساختاری 'DD'، و در مختصات تقریبی (2727'10.53'N , 5425'32.39) پیشنهاد می‌شود (۳-۶۵).



شکل ۳-۶۶- مدل سه بعدی سطح فوقانی گروه دهرم تاقدیس بورخ (دید به سمت شرق، شمال شرق).

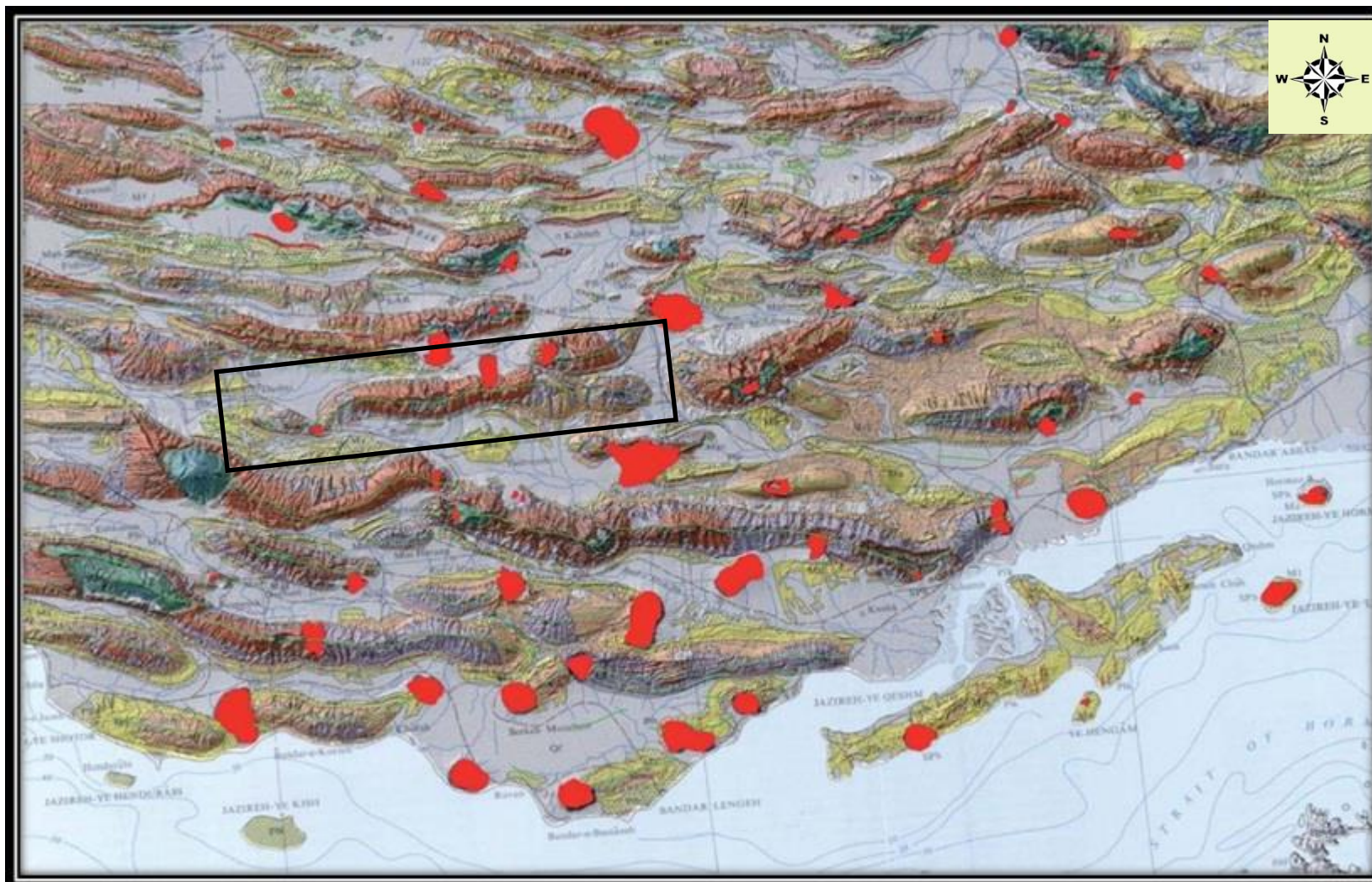
فصل چهارم

نقش دیاپیریسم در توسعه چین خوردگی

۴-۱) مقدمه

کمربند چین خورده-رانده زاگرس نتیجه مستقیم برخورد بین صفحه عربی و ایران مرکزی در ترشیری است (Stocklin 1968; Falcon, 1969; Ricou et al., 1977; Alavi, 1994). اگرچه زاگرس به عنوان یکی از میادین عظیم نفتی شناخته شده است اما مهندسان و کارشناسان در مورد دگرشکلی در زاگرس هنوز بحث های زیادی دارند. به خصوص نقش لایه های نمکی و گنبد های نمکی در توسعه چین خوردگی زاگرس. گنبد های نمکی بیرون زده ناحیه فارس یکی از شگفتی های جهان است (Furst, 1976; Kent, 1979). آنها در قسمت جنوب شرق کمربند چین خورده - ترست زاگرس توزیع شده اند (شکل ۴-۱). اسم سری هرمز از جزیره هرمز گرفته شده است، که دارای یک هسته گنبد نمکی است. که همچنین این نام را به تنگه هرمز در خلیج فارس داده است. سری هرمز شامل آمیزه رنگی نمک، انیدریت، دلومیت سیاه، شیل، سیلتستون قرمز و ماسه سنگ و همچنین بلوک (تکه) های دگرگونی و آذرین که نشان دهنده تکه های پی سنگ هستند (Lee, 1931; Player, 1969; Kent, 1979; Ala, 1974). یا به عنوان نهشته های همزمان هرمز، توسط دیاپیرها به سطح آورده شده است. هرمز و سری های معادل آن در یک حوضه تبخیری در طی نئوپروتوزوئیک-کامبرین زیرین نهشته شده اند (Motiei, 2001). حوضه نمک هم سن (هم زمان) از یک حوضه بزرگتر جدا شده اند که شامل شرق زاگرس، خلیج فارس، عمان، قطر، ایران مرکزی، پاکستان و شمال هند است (Stocklin, 1968; Talbot and Alavi 1996; Edgell, 1996; Al-Husseini, 2000; Konert et al, 2001; Jeroen et al., 2003).

در قسمت شرقی زاگرس و خلیج فارس، و به خصوص در فارس ساحلی و فارس نیمه ساحلی یک لایه ضخیمی از نمک (نمک هرمز) در مرز پرکامبرین-اوایل کامبرین نهشته شده است (Harrison, 1931; Kent, 1958; Player, 1969; Edgell, 1996).



شکل ۴-۱- نقشه مدل ارتفاعی بعلاوه نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه که نشان دهنده ارتباط بین گنبد‌های نمکی (رنگ قرمز) و کمر بند چین‌خورده-تراست زاگرس است (خطوط سبز محور تاقدیس را نشان می‌دهد)، محدوده تاقدیس بورخ با مستطیل مشخص شده است (اقتباس از Jahani et al., 2007).

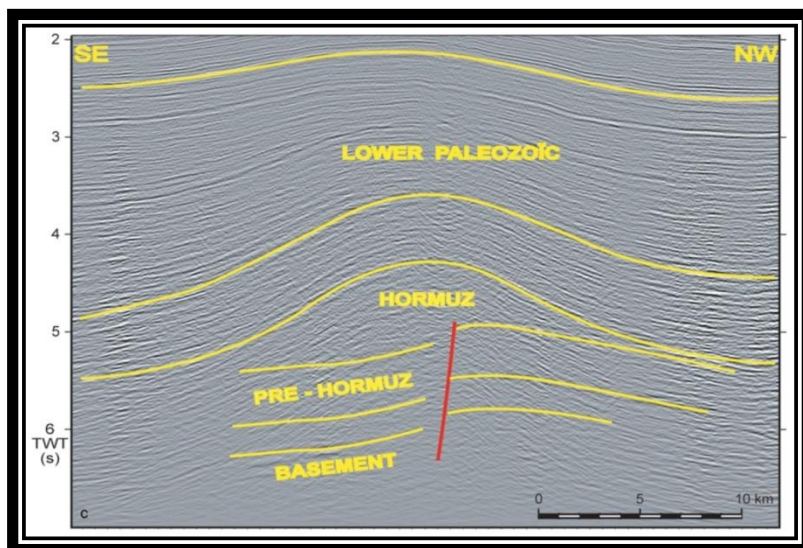
سری هرمز یک سازند نابرجا است و در زاگرس رخنمون دارد. این لایه نمک، امروزه بوسیله ۱۰ تا بیشتر از ۱۵ کیلومتر رسوبات پالئوزوئیک تا عهد حاضر پوشیده شده است. محصول بیرونی نمک هرمز به صورت گنبد‌های نمکی (دیاپیرها) در ناحیه زاگرس چین خورده و در بعضی از جزایر خلیج فارس می‌باشد.

بیشتر کارهای قبلی انجام شده در شرق فارس مربوط به اکتشاف هیدروکربور بوده و به صورت گزارش های زمین شناسی و نقشه های زمین شناسی موجود می باشند. در زیر به برخی از کارهای مطالعات انجام شده اشاره می‌شود:

با توجه به مکانیسم خروج نمک به سطح، Kent (۱۹۵۸، ۱۹۷۹، ۱۹۷۹; Player, 1979) و اکثر نویسندگان قبل از ۱۹۹۰، آن را به نیروی گرانشی و هیدرواستاتیک نسبت داده‌اند. در ضمن، تاثیر فعالیت دوباره گسل‌های پی‌سنگی بر روی محل قرارگیری این ساختارها، توسط نویسندگان بسیاری پیشنهاد شده است (Harrison, 1930; Ala, 1974; Furst, 1990; McQuillan, 1991; Jackson and Edgell, 1996; Hessami 2002; Bahroudi & Koyi 2003). از طرف دیگر (Edgell, 1996; Hessami 2002; Bahroudi & Koyi 2003) نشان دادند که این عامل یکی از عوامل اصلی کنترل کننده رشد گنبد‌های نمکی می‌باشد. این موضوع منجر شد تا Edgell (1996) و Talbot and Alavi (1996) رشد و خروج نمک در منطقه زاگرس را به ساختارهای Pull-apart وابسته به گسل‌های امتداد لغز، نسبت دهند. در همین دوره (عصر، زمان)، Letouzey et al. (1995) یا Vendeville and Nilsen (1995) نشان دادند که کوتاه‌شدگی عرضی (افقی) می‌تواند منجر به بالآمدن نمک شود. همچنین Letouzey and Sherkati (2004) براساس مدل‌های آنالوگ و مطالعات میدانی در زاگرس مرکزی، نشان دادند که گنبد‌های نمکی قبل از چین خوردگی (حول و حوش چین خوردگی)، می‌تواند در طی چین خوردگی دیاپیر سطحی ایجاد کند و بر روی محل قرارگیری و توسعه مابعدگسل‌های امتداد لغز و گسل‌های تراستی تاثیر گذارند. بالاخره (Jahani et al., 2007; 2009) نشان دادند که

چین خوردگی سنوزوئیک پسین در یک حوضه ای که از قبل بوسیله گنبد‌های نمکی و دیاپیرها نشانه گذاری شده بود، رخ داده است. در حقیقت، تقریباً به طور مداوم رشد دیاپیرها از اوایل پالئوزوئیک (در زمان کوتاهی پس از رسوبگذاری نمک هرمز) توسعه یافته اند و تا زمان حاضر ادامه دارند. این ساختارهای نمک از قبل موجود با ایجاد ضخیم شدگی محلی، محل قرارگیری و امتداد چین ها را به شدت تحت تاثیر قرار داده‌اند.

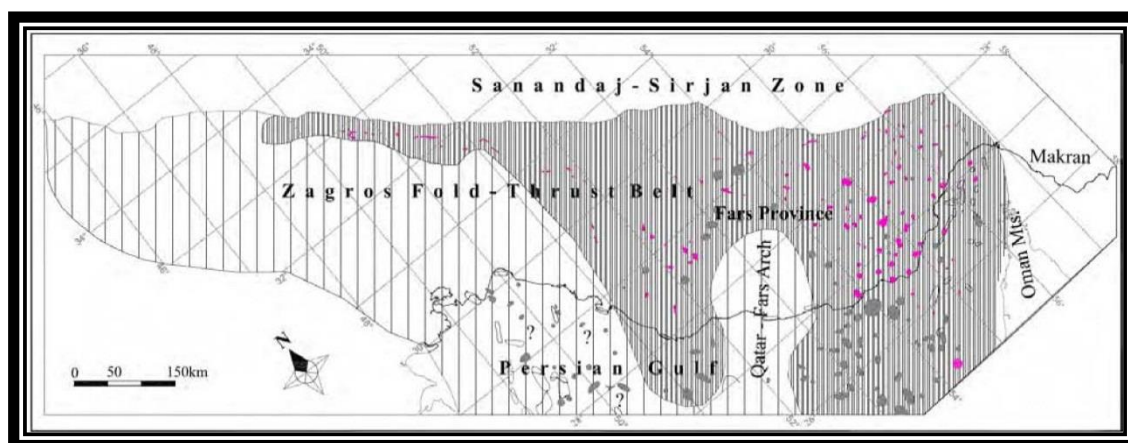
بنابراین با توجه به مطالب گفته شده می‌توان گفت که تقریباً همه گنبد‌های نمکی شرق فارس قبل از کوهزایی زاگرس فعال بوده اند. این فعالیت قبل از کوهزایی بوسیله نبود (Gap) در توالی رسوبی مشخص می‌شود. همچنین افزایش ضخامت لایه ها از بالای گنبد به سمت ناودیس حاشیه ای در پالئوزوئیک پایینی به این مطلب اشاره دارد که شروع حرکت نمک، ناشی از ریفتینگ پالئوزوئیک پایینی است (شکل ۴-۲) (Jahani et al., 2009).



شکل ۴-۲- لاین لرزه‌ای نشان (Seismic images) دهنده نازک‌شدگی لایه‌های بالای گنبدنمکی مدفون می‌باشد و شروع فعالیت را از اوایل پالئوزوئیک نشان می‌دهد (اقتباس از Jahani et al., 2009).

حدود ۲۱۷ برآمدگی نمکی (Salt Plugs) و گنبد‌ها در کمر بند چین خورده - رانده زاگرس و خلیج فارس دیده می‌شود (به جزء گنبد‌های نمکی پنهان نزدیک کشورهای عربی). ۱۳۲ از این

برآمدگی‌ها سطح زمین را شکافته و به صورت گنبد و جزایر بیرون آمده و ۸۵ تا از این گنبدها به صورت پنهان هستند که بیشتر در قسمت جنوب شرقی خلیج فارس دیده می‌شود (شکل ۳-۴) (Jahani et al., 2007).

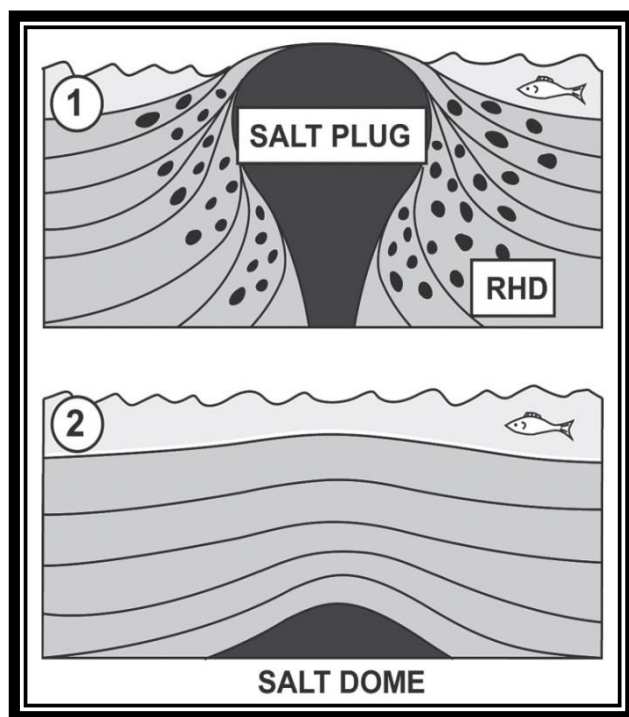


شکل ۳-۴- نقشه حوضه تبخیری نمک هرمز پرکامبرین-کامبرین زیرین (برگرفته از Kent, 1959; Stocklin, 1968; Player, 1979; Edgell, 1996; Motiei, 2001; Bahroudi and Koyi 2003; Sepehr and Cosgrove, 2005). سطح تیره: گنبدهای نمکی بیرون زده، سطح خاکستری روشن: گنبدهای نمکی مدفون. خطوط عمودی با چگالی زیاد وسعت ضخامت زیاد نمک را نشان می‌دهد و حضور گنبدهای نمکی بیرون زده آن را اثبات می‌کند. خطوط عمودی با چگالی کم نشان دهنده ضخامت کم نمک هرمز می‌باشد (اقتباس از Jahani et al., 2009)

گنبدهای نمکی می‌توانند به دو گروه اصلی تقسیم شوند (شکل ۴-۴). اولین گروه، گنبدهای نمکی بیرون زده که اوایل به صورت جزایر بوده اند (عمدتاً قبل از نئوژن)، که بوسیله نهشته‌های واریزه‌های بازیافت شده هرمز در لایه‌های تریاس میانی و نازک‌شدگی لایه‌های رشد اطراف گنبدهای نمکی، نشان داده شده است. تقریباً همه دیاپیرهای قرار گرفته در امتداد نوار ساحلی مربوط به این رده هستند.

گروه دوم از گنبدهای نمکی قبل از کوهزایی زاگرس بیرون زده نبوده اند اما به احتمال زیاد شکلی مشابه با گنبد نمکی گاوبست (بخش ۴-۱) داشته‌اند. وجود نازک‌شدگی رسوبات، ناهنجاری رخساره‌ای و یا وقفه (Hiatuses)، به ما اجازه می‌دهد تا سابقه رشد گنبد را کشف کنیم. دوباره

فعال شدن خروج نمک در طی کوهزایی زاگرس در بعضی موارد که مرز (محدوده) گنبد در زیر نمک خروجی مدفون شده، سابقه (ضبط) رسوبی از رشد گنبد پنهان می شود.



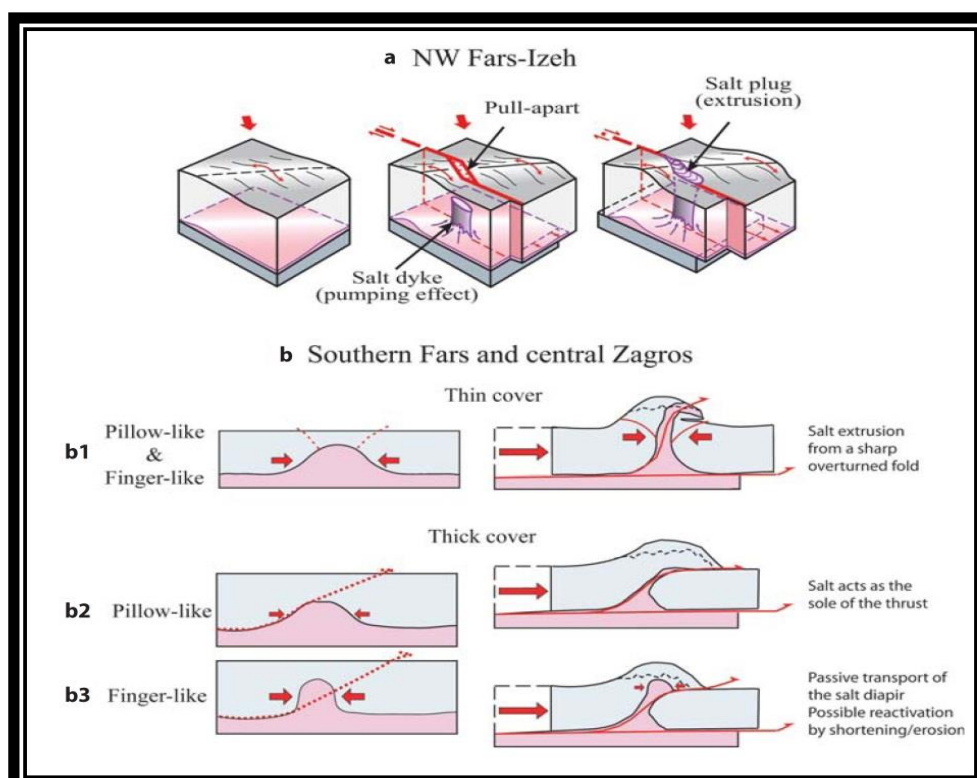
شکل ۴-۴- مدل شماتیک نشان دهنده هندسه نمک قبل از چین خوردگی زاگرس در ناحیه فارس می باشد. مدل ۱: نشان دهنده شکل گیری گنبدنمکی به صورت یک جزیره با رشد لایه ها اطراف و بازیافت سنگریزه های هرمز در اطراف دیاپیر، مدل ۲: نشان دهنده گنبدنمکی مدفون و تغییرات جانبی رخساره رسوبی و ضخامت رسوبات بالای گنبد می باشد (اقتباس از Jahani et al., 2007).

۲-۴) مکانیسم خروج گنبدنمکی تاقدیس بورخ

در شمال غرب زاگرس و زون ایذه، خروج نمک غالباً توسط فعالیت ساختارهای تکتونیکی اصلی در زاگرس چین خورده کنترل می شود به خصوص زون های گسلی امتدادلغز مانند خطواره کازرون یا گسل تراستی مانند تراست دینار (Dinar) (Talbot and Alavi, 1996; Sherkati et al., 2005) (شکل ۴-۵). در چنین محیطی نمک یا در کف تراست قرار گرفته و یا اینکه به درون ساختار Pull – apart تزریق شده اند.

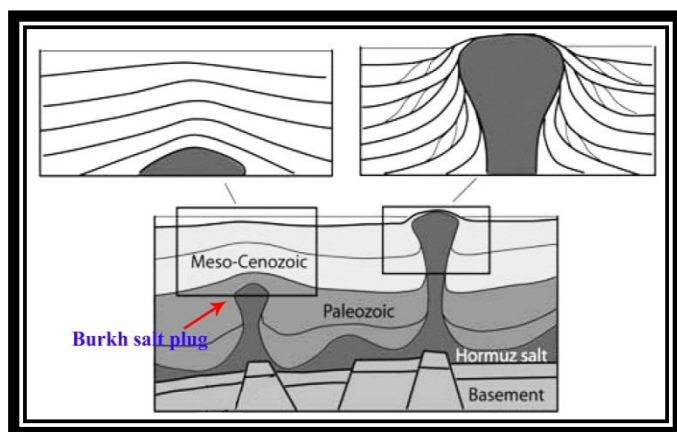
در مقابل، در جنوب ایالت فارس خروج نمک به صورت مدور است، و به نظر می رسد در درجه اول به ساختارهای چین خورده اصلی ارتباط دارد. دیاپیرهای نمکی در ایالت فارس غالباً یا در انتهای چین ها و یا در هسته چین ها قرار گرفته اند. بیرون ریختن نمکشار به طور مستقیم به میزان میل

(Vergence) کلی چین وابسته است. سبک خروج در ابتدا به اندازه دیاپیر مربوط به قبل از فعالیت تکتونیک وابسته است، و در مرحله دوم وضعیت (حالت) دیواره آن دیاپیرهای بلند به شدت ستون رسوبی را ضعیف می کند، و به طور محلی کوتاه شدگی، شیب دیواره و ارتفاع دیاپیر را قبل از تشکیل گسل تراستی افزایش می دهد. بنابراین با یک زاویه زیاد در هسته تاقدیس قرار می گیرند. (شکل ۴-۵).

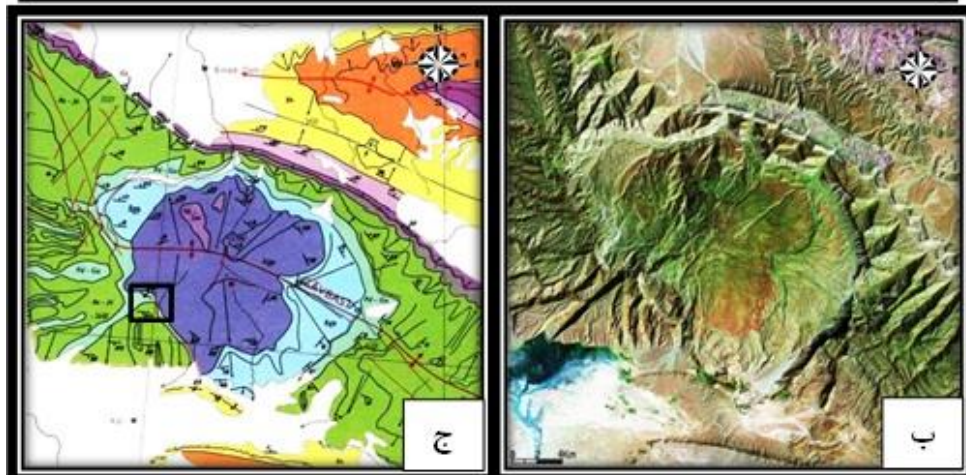


شکل ۴-۵- مکانیسم خروج نمک: (a) خروج در طول ساختارهای تکتونیک در ناحیه دزفول و ایذه (اقتباس از Sherkati et al., 2005)، (b): خروج در نتیجه (۱) کوتاه شدگی گنبدنمکی مدفون (b1)، (۲) جابه جایی گسل تراستی با اتصال در فرادیواره و (b3) بدون اتصال به فرادیواره گسل تراستی (Jahani et al., 2007).

با توجه به نامتقارن بودن (Vergence) عمومی کمر بند چین خورده این چین ها به صورت پیشرونده-ای خروج جانبی نمکشار را تقویت می کند. گنبدنمکی تاقدیس بورخ با توجه به شواهدی نظیر ناودیس های بزرگ در پهلوی شمالی و جنوبی، بیرون زدگی گنبدنمکی در پهلوی شمالی نزدیک به هسته، وجود نمکشار وسیع و عدم وجود گسل تراستی و همچنین رخنمون گروه خامی در اطراف آن احتمالاً قبل از بیرون زدگی به صورت یک دیاپیر مدفون در زیر رسوبات مزو-سنوزوئیک بوده است (شکل ۴-۵ و ۴-۶). بنابراین در طی کوتاه شدگی ناشی از کوهزایی زاگرس، بالا آمدگی نمک دوباره فعال شده است. برای پی بردن به فعالیت دیاپیر در زمان کرتاسه، ساختار گنبدی شکل تاقدیس گاوبست به دلیل یکسان بودن ناحیه ساختاری تاقدیس های بورخ و گاوبست، فاصله نزدیک این دو تاقدیس و همچنین روند محوری تقریباً مشابه، می تواند مثال خوبی باشد (شکل ۴-۷). با توجه به نقشه زمین شناسی تاقدیس گاوبست، قدیمی ترین رخنمون سنگی بالای گنبدنمکی مربوط به ژوارسیک میانی-بالایی بوده و همچنین سن سنگ هایی که ساختار گنبدی شکل را فرا گرفته اند مربوط به کرتاسه-اوسن می باشد. بنابراین با توجه به مطالب گفته شده و همچنین نازک شدگی واحد پایده-گورپی احاطه کننده ساختار گنبدی شکل گاوبست می توان دریافت که این ساختار در طی زمان کرتاسه فعال بوده است. لذا می توان گنبدنمکی تاقدیس بورخ را در زمان کرتاسه مشابه با ساختار گنبدی شکل کنونی تاقدیس گاوبست دانست که نشان دهنده فعالیت آن در زمان کرتاسه (چین خوردگی زاگرس) می باشد.



شکل ۴-۶- مدل شماتیک از دو حالت ممکن برای دیاپیر-های نمکی در جنوب شرق زاگرس قبل از چین خوردگی. مدل سمت چپ با گنبدنمکی بورخ مطابقت دارد (اقتباس از Jhani et al., 2009 با تغییرات).



شکل ۴-۷- برآمدگی گنبدی شکل تاقدیس گاوست. به گنبد نمکی بورخ قیل از بیرون-زدگی. (الف) تصویر ماهواره‌ای لندست ۷ از تاقدیس‌های بورخ و گاوست، (ب) تصویر ماهواره‌ای از برآمدگی گنبدی شکل در تاقدیس گاوست، (ج) نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰,۰۰۰ که ساختار گنبدی شکل گاوست قابل مشاهده است (به سازندهای رخنمون یافته در بالای و اطراف ساختار توجه شود)، (د) تازک سدگی در واحد پابده-گورپی (دید به سمت غرب). (اقتباس از J Jahani et al., 2009 با تغییرات).

لذا با ادامه کوتاه‌شدگی ناشی از کوهزایی زاگرس و همچنین فرسایش رسوبات روئی منجر به بیرون‌زدگی گنبدنمکی شده است (شکل ۴-۵-۱). اما به دلیل ادامه کوتاه‌شدگی ناشی از فشارش صفحه عربی، فعالیت خروج نمک در گنبدنمکی تاقدیس بورخ همچنان ادامه داشته که به صورت نمکشار در پهلوی شمالی تاقدیس دیده می‌شود (شکل ۴-۸).

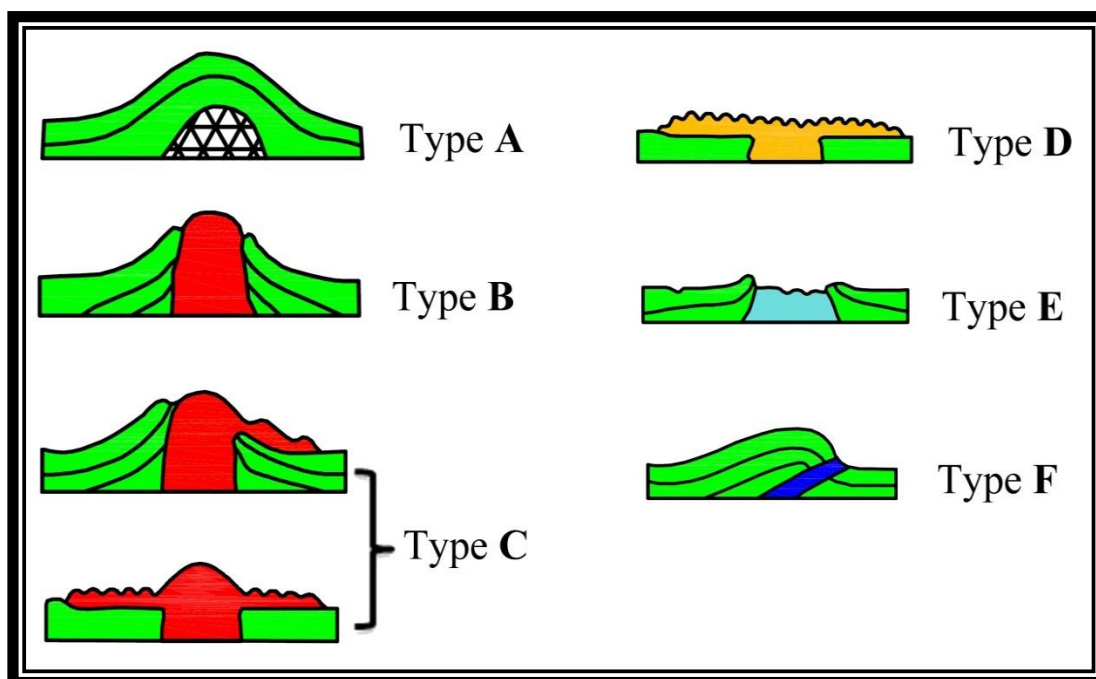


شکل ۴-۸- تصویر ماهواره‌ای گنبدنمکی بورخ. به گنبدنمکی و نمکشار موجود در پهلوی شمالی آن دقت شود (دید به سمت شرق، شمال شرق) (برگرفته از سایت ناسا).

۴-۳) مورفولوژی گنبدنمکی تاقدیس بورخ

Jahani et al (2007) مورفولوژی سطحی گنبدنمکی در شرق فارس را به شش نوع با نام‌های A, B, C, D, E و F تقسیم کرده‌اند (شکل ۴-۹).

نوع A به صورت گنبدی است که به طور کلی مدور بوده و نمک هرمز در سطح رخنمون ندارد. نوع B به صورت یک برجستگی مرتفع در سطح نمایان می‌شود، و نشان می‌دهد که گنبدنمکی



شکل ۴-۹- مدل‌های مورفولوژی سطحی گنبد‌های نمکی (اقتباس از Jahani et al., 2007 لبا کمی تغییرات).

فعال بوده و اینکه خروج نمک بیشتر از انحلال آن است. همچنین خروج اخیر را نشان می‌دهد. زیرا جریان نمک جانبی هیچ لایه بندی ندارند و به شکل نمکشار شروع شده است.

نوع C گنبد‌های نمکی با نمکشار بزرگ و قله (Fountain) در بالای مجرا همراه هستند، که می‌تواند در مرکز و یا نزدیک حاشیه رخنمون هرمز قرار گرفته باشند. به علت گسترش جانبی، ارتفاع آن به طور کلی کمتر از نوع B است. دیاپیر نوع D نشان دهنده یک کراتر پرشده تا لبه بوسیله نمک با سطح نامنظم است. دیوارهای کراتر به طور عمده از لایه های نئوزن شیب دار تا برگشته ساخته شده اند که به طور معمول با نازک شدگی لایه‌های رشد (Growth strata) همراه هستند. این نوع نشان دهنده دیاپیر فعال است، که قبلاً به شکل جزیره در دریای نئوزن تشکیل شده اند که معادل آن خلیج فارس می‌باشد. در دیاپیر نوع E، دیاپیرها مرده هستند و نمک به طور کامل فرسایش یافته است، که نتیجه آن خالی شدن کراتر می‌باشد که فقط بوسیله سری هرمز نامحلول پرشده است. در نهایت نوع F که به صورت نامنظم، عمدتاً خطی از نمک بوده و به سری هرمز موجود در هسته تراست یا گسل‌های

امتداد لغز وابسته است.

فعالیت اخیر گنبد های نمکی می تواند توسط مورفولوژی تشخیص داده شود (شکل ۴-۹). گنبد های مدفون (نوع A) اگر منبع نمک دیاپیر را تغذیه کند یا اگر رسوبات بالایی به اندازه کافی فرسایش یابد که نمک رخنمون یابد، می تواند خارج شود.

نوع B و C مطابق با گنبد های فعال هستند. فقط تنها تفاوت در ارتفاع دیاپیر و وجود و عدم وجود نمکشار است. مورفولوژی نوع D می تواند بین نوع C و E باشد. نوع E فعال نیست و نوع F می تواند مربوط به فعالیت و همچنین ساختارهای غیر فعال باشد.

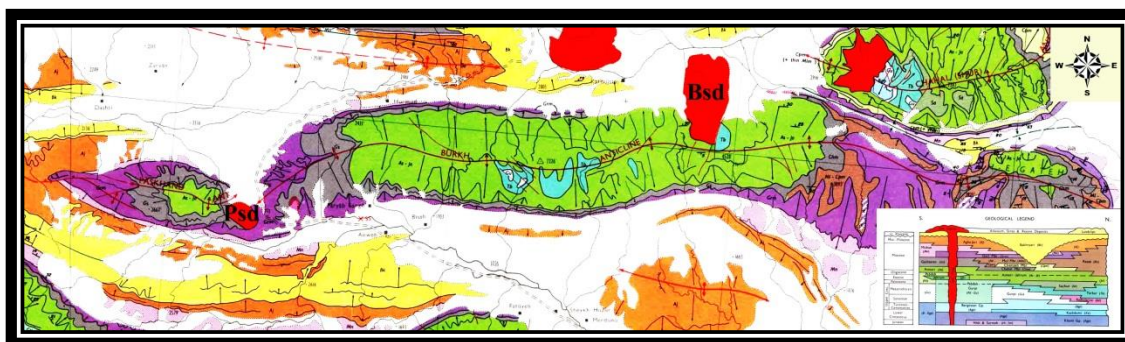
اگر صعود نمک در دیاپیر های نوع D یا E که انحلال و صعود نمک به تعادل رسیده اند، دوباره فعال شده باشد، آنها ممکن است به دیاپیر نوع B یا C تکامل یابند. دیاپیر نوع B که خود می تواند نمکشار جانبی تشکیل دهند، در مدت کوتاهی پس از خروج، به صورت پیشرونده شکل نوع C پیدا می کنند. در نهایت هم می تواند بعد از تخلیه لایه منبع و فرسایش دیاپیر به نوع E تنزل یابد (Jahani et al., 2007).

با توجه به مطالب گفته شده، گنبد های نمکی اطراف تاقدیس بورخ (شکل ۴-۱۰) که گنبد نمکی بورخ (واقع در پهلوی شمالی) و پاسخند (واقع در پلانچ غربی) نامیده می شوند از نظر مورفولوژی در دو گروه مختلف قرار می گیرند.

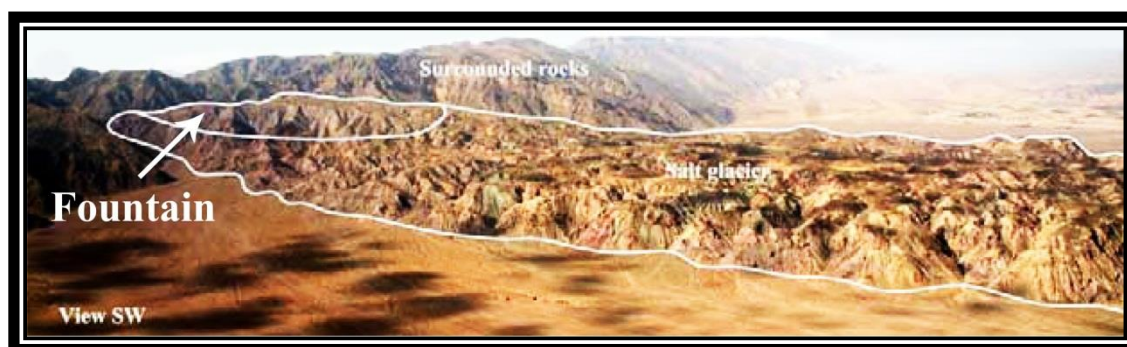
گنبد نمکی بورخ با توجه به نمکشار گسترده (شکل ۴-۱۱) و داشتن قله (fountain) در بالای مجرای خود که در حاشیه رخنمون هرمز قرار گرفته است، در رده C که نشان دهنده گنبد نمکی فعال می باشد، قرار می گیرد.

اما گنبد نمکی پاسخند که به صورت یک برجستگی مرتفع در سطح نمایان است مورفولوژی مشابه با گنبد نمکی نوع B را نشان می دهد.

بنابراین می‌توان گنبد‌های نمکی اطراف تاقدیس بورخ (گنبدنمکی بورخ و پاسخند) از نوع گنبد‌های فعال می‌باشند که تفاوت آن‌ها در عدم وجود نمکشار در گنبدنمکی پاسخند می‌باشد. این تفاوت نشان می‌دهد که گنبدنمکی بورخ دارای فعالیت بیشتری نسبت به گنبدنمکی پاسخند بوده و دلیل آن هم قرارگیری این گنبد در هسته قسمت میانی تاقدیس بورخ می‌باشد.



شکل ۴-۱۰- نقشه زمین‌شناسی تاقدیس بورخ، برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ جنوب شرق فارس. به موقعیت قرارگیری گنبد‌های نمکی اطراف تاقدیس توجه شود. (Bsd) گنبدنمکی بورخ، (Psd) گنبد نمکی پاسخند.



شکل ۴-۱۱- گنبدنمکی بورخ و نمکشار آن که به سمت شمال کشیده شده است (دید به سمت جنوب غرب).

۴-۴) بررسی هندسه تاقدیس بورخ در ارتباط با گنبدهای نمکی

یکی از ویژگی‌های ساختاری مهم در تاقدیس بورخ بیرون زدگی دو گنبدنمکی در این تاقدیس می‌باشد:

گنبدنمکی که در پهلوی شمالی تاقدیس بورخ رخنه کرده است (۴-۱۱) دارای نمکشاری به طول ۷/۸ کیلومتر به سمت شمال کشیده شده است. قله (Fountain) نمک در ارتفاع ۱۳۵۰ متری بالاتر از سطح دریا و ۶۴۰ متر بالاتر از نمکشار قرار دارد.

گنبدنمکی دیگری که در انتهای غربی تاقدیس بورخ بیرون زده است به نام گنبدنمکی پاسخند شناخته می‌شود (شکل ۴-۱۰). این گنبد نمکی که باعث جدایش بین تاقدیس‌های بورخ و پاسخند شده است، بر خلاف گنبدنمکی بورخ دارای نمکشار نمی‌باشد. علاوه بر این دو، تاقدیس گاته که بوسیله یک فرورفتگی ملایم از تاقدیس بورخ جدا شده است و می‌توان آن را ادامه شرقی تاقدیس بورخ در نظر گرفت، به صورت گنبدی شکل بوده و احتمالاً به صورت یک گنبدنمکی مدفون باشد. علاوه بر این با توجه به فرسایش شدید سازند آسماری و رخنمون بخش گوری از سازند میشان که در بعضی قسمت‌ها دارای شیب برگشته می‌باشند، می‌تواند نشانه‌ای از بالآمدگی یک گنبدنمکی مدفون باشد (گزارش شرکت ملی نفت ایران).

با توجه به روند گنبدهای نمکی موجود در اطراف تاقدیس بورخ می‌توان گفت که این گنبدهای نمکی کنترل کننده روند محوری تاقدیس بوده‌اند. به عبارت دیگر این گنبدها که قبل از کوهزایی زاگرس وجود داشته‌اند، تحت تأثیر کوهزایی زاگرس دوباره فعال شده‌اند و شروع به بالآمدگی کرده‌اند. این بالآمدگی و فرسایش ناشی از آن باعث خروج نمک شده و با ادامه بالآمدگی و خروج نمک به شکل نمکشار (در گنبدنمکی بورخ) یا بدون نمکشار (گنبدنمکی پاسخند) می‌شود. خروج نمک باعث افزایش عمق ناودیس‌های حاشیه‌ای می‌شوند. این ناودیس‌ها به صورت محلی دارای ستون رسوبی ضخیم‌تری نسبت به مناطق اطراف هستند، بنابراین یک ناحیه‌ای با مقاومت بالا در برابر چین خوردگی را ایجاد

کرده‌اند. لذا لایه‌ها از مناطق با ضخامت ستون رسوبی کمتر شروع به چین خوردگی کرده و تاقدیس را شکل می‌دهند.

فصل پنجم

نتیجه‌گیری و پیشنهادها

۵-۱) نتیجه‌گیری

تاق‌دیس بورخبا طول حدود ۶۰ کیلومتر و پهنای حدود ۹ کیلومتر یک چین مرتبط با گسلس (Fault Related Fold) باریک و طویل و دارای روند عمومی غرب، شمال غرب - شرق، جنوب شرق است که در بین تاق‌دیس‌های گاته در شرق، پاسخند در غرب، گچ و بن‌اشکتو در شمال و تاق‌دیس گابوست و نخ در جنوب‌بقرار دارد. رخنمون‌های سنگی شامل سازندهای فلهیان، کژدمی، سروک، گورپی، تاربور، ساچون، آسماری-جهرم، گچساران، میشان، آغاچاری و بختیاری می‌باشد. بیشترین ارتفاع تاق‌دیس بر روی سازند آسماری، در بخش میانی هسته تاق‌دیس ۲۲۳۰ متر است.

۱- تاق‌دیس بورخ یک تاق‌دیس نامتقارن و دارای تمایل (Vergence) به سمت جنوب، جنوب غرب می‌باشد.

۲- مقایسه موقعیت محور و سطح محوری تاق‌دیس بورخ در سه مسیر 'AA'، 'CC' و 'GG' نشان می‌دهد که در روند محور این تاق‌دیس حدود ۲۱ درجه چرخش صورت گرفته است.

۳- با توجه به زاویه بین پهلوهای بدست آمده در مسیرهای مختلف تاق‌دیس در تمام مسیرهای برش ساختاری در محدوده چین‌های باز در تقسیم‌بندی فلوتی قرار دارد.

۴- نتایج حاصل از تحلیل هندسی تاق‌دیس بورخ نشان دهنده سبک چین جدایشی می‌باشد. سبک تاق‌دیس بر مبنای دلایلی چون وجود نمک هرمز به عنوان سطح دکولمان در منطقه (به عنوان یکی از شرایط اساسی برای چین‌های جدایشی) و همچنین قرار گرفتن داده‌های این تاق‌دیس بر روی دیاگرام-های تحلیل هندسیتحلیل شده است.

۵- وجود سازندهای شکل‌پذیر علاوه بر نمک هرمز، نظیر سازند تبخیری گچساران همچنین سازندهای شیلی کژدمی، دشتک و پابده و مقدار ضخامت سازندهای مقاوم عامل بسیار مهمی در مکانیزم چین‌خوردگی، ایجاد شکل و اندازه ساختار تاق‌دیس بورخ نیز به شمار می‌رود.

۶- سازندهای آهکی مستحکم پرمین تا میوسن (آسماری، ایلام، سروک، فلهیان، داریان و ...) که در تناوب با افق‌های شیلی و مارنی (گورپی، پابده، کژدمی و ...) می‌باشند نقش اساسی در دگرشکلی

تاقدیس دارند.

۷- رخنمون یافتن سازند فهلپان در پهلوی شمالی تاقدیس بورخ (در مجاورت گنبدنمکی) ناشی از بالاآمدگی گنبدنمکی می‌باشد.

۸- با توجه به وجود سازندهای نرم و با مقاومت کم (سازندهای شیلی کژدمی، پابده، گورپی و سازند گچساران) که در بین سازندهای آهکی و مقاوم (دارایان، فهلپان، سروک، ایلام و آسماری) قرار دارند مکانیسم چین‌خوردگی از نوع خمشی-لغزشی (Flexural-Slip Folding) می‌باشد.

۹- در منطقه مورد مطالعه تاثیر سطوح جدایش میانی، در سبک چین خوردگی و تشکیل ساختارهای سطحی در برش ساختاری DD' دیده می‌شود. سطوح جدایش میانی، سری‌های رسوبی را به واحدهای چین‌های - ساختاری تقسیم می‌کنند که دگرشکلی ناشی از آنها با یکدیگر متفاوت است، در نتیجه شکل سطحی برخی از چین‌ها همیشه وضعیت ساختاری زیر سطحی را منعکس نمی‌کند، بنابراین داده‌های لرزه‌ای پیشرفته و پردازش آنها برای شناسایی ساختارهای عمیق و کاهش تردید فرضیات، مورد نیاز است.

۱۰- سطوح جدایش میانی می‌توانند هندسه پلکان گسل و سکو (Ramp&Flat) و همچنین انتشار پس‌راندگی (BackThrust) را تحت کنترل داشته باشند و باعث تشکیل ساختارهای کلاسیک پهنه-های سه گوش (TriangleZones)، ساختار دم ماهی (FishtailStructure) و چین‌های گوش خرگوشی (RabbitEar)، شوند. در منطقه مورد مطالعه در برش ساختاری DD' ساختاری مشابه چین‌های گوش خرگوشی قابل مشاهده است.

۱۱- بر اساس نقشه کنتورهای تراز زیرزمینی ترسیم شده، میزان بستگی قائم تاقدیس بورخ حدود ۱۰۰۰ متر و میزان بستگی افقی آن حدود ۲۰ کیلومتر مربع محاسبه گردید.

- با توجه به وجود گنبدنمکی در یال شمالی تاقدیس بورخ دو احتمال برای این تاقدیس وجود دارد:
- ممکن است در اثر بالآمدن گنبدنمکی که تا سازند فهلیان رخنمون دارد، صدمه‌ای به گروه دهرم زده باشد و باعث فرار هیدروکربور شده باشد.
 - احتمال اینکه سنگ‌های تبخیری هیث و دشتک مانع از فرار هیدروکربور شده باشند وجود دارد. همچنین آن طور که نقشه منحنی میزان ساختمانی زیرزمینی (UGC Map) نشان می‌دهد، گنبدنمکی تا منحنی ۱۵۰۰- را تحت تاثیر قرار داده است و منحنی ۱۴۰۰- کاملاً بسته است.
 - ۱۲- نتایج حاصل از بررسی درزه‌های برداشت شده در لایه‌های تاقدیس بورخ و همچنین با توجه به موقعیت محور تاقدیس در مسیربرش‌های ساختاری که تغییر در روند محور تاقدیس در قسمت میانی و دماغه غربی را نشان می‌دهند می‌توان این تغییر روند را به دو عامل نسبت داد:
 - ۱۳- خمش محور در قسمت میانی تاقدیس ناشی از گسل امتدادلغز چپ‌بر SF1 با راستای تقریبی N50E بوده که باعث انحراف در انتهای شرقی تاقدیس گاو‌بست در جنوب و انتهای شرقی تاقدیس گچ در شمال تاقدیس بورخ نیز شده است.
 - ۱۴- تغییر روند محور تاقدیس در دماغه غربی به نظر می‌رسد علاوه بر تاثیر گسل امتدادلغز، می‌تواند ناشی از حضور گنبدنمکی پاسخند که قبل از چین‌خوردگی زاگرس فعال بوده است، باشد.

۲-۵) پیشنهادها

- برای تکمیل مطالعات انجام شده، موارد زیر پیشنهاد می‌گردد:
- ۱- انجام بررسی‌های دقیق‌تر بر روی درزه‌های موجود در منطقه خواهد توانست الگوی تغییرات تنش منطقه‌ای را به ما نشان دهد، که خود راهنمایی برای دگرشکلی منطقه در آینده خواهد بود.
 - ۲- بهترین موقعیت ساختاری جهت حفاری اکتشافی در تاقدیس بورخ در مسیر برش ساختاری 'DD'، و در مختصات تقریبی (27° 27' 10.53" N , 54° 25' 32.39") پیشنهاد می‌شود.
 - ۳- با توجه به تاثیر گسل‌های امتدادلغز چپ‌بر بر تاقدیس بورخ و همچنین اثر گسل‌های عرضی-برشی

بر پتانسیل وجود دخایر هیدروکربوری، تحلیل دقیق اثر این گسل‌های عرضی-برشی بر تاقدیس بورخ پیشنهاد می‌شود. همچنین جهت دستیابی به نتایج قطعی‌تر برای پتانسیل هیدروکربوری نیاز به برش لرزه‌نگاری ضروری می‌باشد.

- آقاناتی، ع.، (۱۳۸۳)، "زمینشناسی ایران"، چاپاول، انتشارات سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۵۰ صفحه.
- حدادان، م.، (۱۳۸۵)، "نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ لار"، سازمان زمین شناس و اکتشافات معدنی کشور.
- داودی، ز.، (۱۳۸۲)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "استفاده از رهیافت دورسنجیدر شناخت گسل های زیر سطحی (احتمالاً پی سنگی) و سبک دگرریختی های آنها در شمال باختری زاگرس"، دانشگاه تربیت مدرس.
- شرکتی، ش.، (۱۳۸۴)، "تکتونیک پوشش رسوبی و پی سنگ در کمربند کوهزایی زاگرس، نکاتی در زمینه مدلسازی هندسی دگرشکلی"، شرکت ملی نفت ایران، مدیریت اکتشاف.
- پیروز، م.، (۱۳۸۳)، پایان نامه کارشناسی ارشد "بررسی ساختاری پایانه جنوبی پهنه گسله منقارک"، سازمان زمین-شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- صفری، ح.، (۱۳۷۹)، رساله دکتری، "تحلیل دگرریختی های پهنه گسله سبزپوشان"، دانشگاه تربیت مدرس.
- طالبیان، م.، پور کرمانی، م.، (۱۳۷۲)، "ساختارهای فروریز شیبی در تقادیسکوهمنگشت (زاگرس)"، فصلنامه علوم زمین، سال دوم، شماره ۸
- احسانی، م.، اصیلیان، ح.، (۱۳۷۶)، "گزارش شرکت ملی نفت ایران"
- معمودی، ح.، پور کرمانی، محسن.، (۱۳۸۵)، "نقش سطوح گسستگی میانی در تغییر سبک چین خوردگی بر روی بلندای قدیمی گاو بندی (جنوب کمربند چین خورده-رانده زاگرس)"، مجله علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی، شماره ۶۱، ۵۱-۶۱.
- مehشادنیا، ف.، (۱۳۸۱)، پایان نامه کارشناسی ارشد "استفاده از رهیافت دورسنجی در شناسایی گسل های زیرسطحی و سبک دگرریختی های آنها در جنوب شرق زاگرس"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تربیت مدرس.
- مطیعی، ه.، (۱۳۷۴)، "زمین شناسی ایران: زمین شناسی نفت زاگرس"، جلد اول، طرح تدوین کتاب زمین شناسی ایران، تهران: سازمان زمین شناسی کشور.
- مطیعی، همایون.، (۱۳۷۲)، زمین شناسی ایران: چینه شناسی زاگرس؛ طرح تدوین کتاب زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی کشور.

References

- Ala, M. A.**, (1974). "Salt diapirism in southern Iran. Am. Ass. Petrol". Geol. Bull. 58, 758-770
- Alavi, M.**, (1994). "Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran, new data and interpretations. Tectonophysics". 229, 211-238.
- Allison, A et al.**, (1949). "The Kazerun geological survey. National Iranian Oil Company". Report No. 743.
- Ameen, M.S.**, (1991). "Alpine geowarping in the Zagros-Taurus range influence on hydrocarbon generation, migration and accumulation Journal of Petroleum Geology". B. 14(4), 417-428.
- Ameen, M.S.**, (1992). "Effect of Basement Tectonic on Hydrocarbon Generation, Migration and Accumulation in Northern Iraq". AAPG Bull., V. 76, No. 3, 356-370.
- Bahroudi, A and Koyi, H.A.**, (2003). "Effect of spatial distribution of Hormuz salt on deformation style in the Zagros fold and thrust belt: an analogue modeling approach". J. Geol. Soc. London, 160, 719-733.
- Bahroudi, A., and Talbot, C. J.**, (2003). "The configuration of the basement beneath the Zagros basin". Journal of Petroleum Geology, 26 (3), 257-282.
- Barchi, M., Guzzetti, F., Lavecchia, G., Lolli, O. and Bontempo, R.**, (1988). "Sezioni geologiche bilanciate attraverso il sistema a pieghe Umbro-Marchigiano": 1-La sezione Trevi-Valle dell'Ambro. Bolletino della Societa Geologica Italiana, 107, 109-130.
- Barzegar, F.**, (1994). "Basement Fault Mapping of Zagros Folded Belt (S. W. Iran) Based on Space-Born Remotely Sensed Data". Proceeding of The 10th Thematic Conference On Geologic Remote Sensing: Exploration, Environment and Engineering. San Antonio, Texas, USA, 10, 455-466.
- Berberian, M. and Tchalenko, J.**, (1976b). "Earthquakes of Bandar Abbas-Hajiabad region (Zagros, Iran)". Geological Survey of Iran, 39, 371-396.
- Berberian, M.**, (1976). "Contribution to The Seismotectonics of Iran". Rep. II, Pubs. Geological Survey of Iran, 39, 516 p.
- Berberian, M.**, (1983). "The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust". Canadian Journal of Earth Sciences, 20, 163-183.
- Berberian, M.**, (1986). "Seismotectonics and earthquake-fault hazard study of the Karkheh river project. Jahad-e-Sazandegi", Tehran, 180 pp. (in Persian).
- Berberian, M.**, (1989). "Seismotectonic study and earthquake-fault hazard assessment of the Gotvand dam site". Dezab Consulting Engineers, Ahwaz (in Persian).
- Berberian, M.**, (1995). "Master-Blind-Thrust Faults Hidden under the Zagros Folds: Active Basement Tectonics and Surface Morphotectonics". Tectonophysics, 241, 193-224.
- Biot, M.A.**, (1961). "Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implication in tectonics and orogenesis". Geol. Soc. Am. Bull., 72, 1595-1620.
- Bird, P.**, (1978). "Finite element modeling of lithosphere deformation: The Zagros collision orogeny". Tectonophysics, 50, 307-336.
- Buxtorf, A.**, (1916). "Prognosen und befunde beim Hauesensteinbasis und Grenchenberg-tunnel und die Bedeutung der letzteren fur die geologie des Juragebirges". Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft in Basel, V. 27, 184-205.

- Child, J.G.**, (1937). "Lower Fars correlatin and Tectinoc Gachsaran. National Iranian Oil Company". GR-564.
- Colman-Sadd, S.P.**, (1978). "Fold development in Zagros simply folded belt, Southwest Iran". American Association of Petroleum Geologist Bulletin, V. 62, No. 6 b, 984-1003.
- Comby, O.L., Lamber, C. and CaoGon, A.** (1977). "An Approach to the structural studies of zagros fold belt in the ECOGO Agreement Area". S.n.e.a.p and Sufiran, paper presented at Secound sym of IRAN.
- Cotton.J . T, Koyi, H. A.**, (2000). "Modeling of thrust front above ductile and frictional detachments; application to structures in the Salt Range And Portwar Plateau, Pakistan". Geological Society of America Bulletin, 112, 351-363
- Dahlstrom, C.D.A.**, (1990). "Geometric constraints derived from the law of conservation of volume and applied to evolutionary models for detachment folding". AAPG, Bulletin, V. 74, No. 3, 336-344.
- De Sitter, L.U.**, (1956). "Structural geology". McGraw-Hill. London.
- Dixon, J.M. and Liu, S.**, (1992). "Centrifuge of The Propagation of Thrust Faults. In: Thrust tectonic (edited by McClay, K.R.)". Chapman and Hallpress. London. 53-68.
- Davis, D., Suppe, J. and Dahlen, F.A.**, (1983). "Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges". Journal of Geophysical research, 88, 1153-1172.
- Dahlen, F.A., Suppe, J. and Davis, D.**, (1984). "Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedge; cohesive Coulomb theory". Journal of Geophysical Research, 89, 10,087-10,101.
- Dehghani, G.A. and Makris, J.** (1983). "The gravity field and crustal structure of Iran". Gel.Surv.Iran., 51:51-68.
- Dehghani, G.A. and Makris, J.** (1984). "The gravity field and crustal structure of Iran". Neues Jahrb. Geol.palantol. Abh., 168: 215-229.
- Elliott, D.**, (1976). "The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets". Pill. Trans. Proceedings of the Royal Society, London, (A)283, 289-312.
- Edgell, H. S.**, (1992). "Basement Tectonics of Saudi Arabia as Related to Oil Field Structues". International Basement Tectonics Association Publication, 9, 169-193.
- Edgell, H. S.**, (1996). "Salt Tectonics in the Persian Gulf basin". In: Alsop, G. L., D. L. Blundell, I. Davison, (Eds), Salt Tectonics, Geol. Soc. London Spec. Pub. 100, 129-151.
- Evers, H.J.**, (1976). "Structural Reconnaissance of the Fold Belt North of the Dezful Basin; (From Bala Rud to Kazerun Fault Zones)". NIOC Exploration technical report No. 16.
- Falcon, N.L.**, (1969). "Problems of the Relationship between Surface Structures and Deep Displacements Illustrated by the Zagros Range". In: P. Kent, G.E. Satterthwaite and A.M. Spencer (Eds.), Time and Place Orogeny, Geological Society of London, Special publication, 3, 9-22.
- Falcon, N.L.**, (1974). "Southern Iran: Zagros Mountains". In: A. Spencer (Editor), Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts. Spec. Publ. Geological Society of London, 4, 199-211.
- Faver, G .**, (1974). "The post Amsari Formatin of S.W. Iran". National Iranian Oil Company. Report No 1220
- Fischer, M.P., Woodward, N.B. and Mitchell, M.M.**, (1992). "The kinematics of break-thrust folds". Journal of Structural Geology, V. 14, 451-460.

- Fluety, M.J.**, (1964). "The Description of Folds. Proceedings of the Geologist Association", 75: 461-492.
- Furst, M.**, (1976). "Tektonik und Diapirismus der ostlichen Zagrosketten". Geol. Ges. 127, 183-225.
- Fürst, M.**, (1990). "Strike-Slip Faults and Diapirism of the South-Eastern Zagros Ranges". Proceeding of the Symposium on Diapirism, Bander Abbas, Hormozgan, Iran, 2, 149-181.
- Gises, P., et al**, (1983). "Seismic crustal study in the southern Iran between central Iran and Zagros belt". Geodynamic Projection in Iran. GIS. Report No 51: 71-102.
- Groshong, R.H. and Epard, J.L.**, (1994). "The role of strain in areaconstant detachment folding". Journal of Structural Geology, V. 16, 613-618.
- Harrison, J.V.**, (1930). "The geology of some salt diapirs in Laristan, Quar". Jour. Geol. Soc. London 86, 463-522.
- Harrison, H.**, (1931). "Salt domes in Persia. J. Inst. Petrol". Technologists 17 (91), 300-320, 9 figs.
- Harrison, J.C. and Bally, A.W.**, (1988). "Cross sections of the Devonian to Mississippian fold belt on Melville Island", Canadian Arctic Islands, Canadian Society of Petroleum Geologists, 36, 311-332.
- 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.
- Hessami, K.**, (2002). "Tectonic history and present day deformation in the Zagros fold thrust belt". Uppsala University, Ph.D. thesis.
- Hibbard, J. and Hall, S.**, (1993). "Early Acadian sinistral shear in north-central Maine, USA". Journal of the Geological Society, London, V. 150, 815-818.
- Homza, T.X. and Wallace, W.K.**, (1995). "Geometric and kinematic models for detachment folds with fixed and variable detachment depths". Journal of Structural Geology, V. 17, 575-587.
- Huber, H.**, (1977). "Geological Map of Iran, Scale 1:1000000 with Explanatory Note, NIOC", Explor. Prod., Tehran.
- Jackson, J.**, (1980). "Reactivation of basement faults and crustal shortening in orogenic belts". Nature, 283, 343-346.
- Jackson, J. and Mckenzie, D.**, (1984). "Active tectonics of Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan". Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 77, 185- 264.
- Jackson, M.P.A. and B.C. Vendeville**, (1994). "Regional extension as a geologic trigger for diapirism": GSA Bull., V. 106, p. 57-73.
- Jackson, M.P.A, Vendeville, B.C., Schultz-Ela, D.D.**, (1994). "Structural dynamics of salt Systems". Annual Review of Earth and Planetary Sciences 22, 93-117.
- Jahani, S., Callot, J.P., Frizon de Lamotte, D., Letouzey, J., Leturmy, P.**, (2007), "The Salt Diapirs of the Eastern Fars Province (Zagros, Iran): A Brief Outline of their Past and Present". **Frontiers in Earth Sciences**, Part V, 289-308.
- Jahani, S., Callot, J.P., Frizon de Lamotte, D., Letouzey, J.**, (2009), " The eastern termination of the Zagros Fold-and-Thrust Belt, Iran: Structures, evolution, and relationships between salt plugs, folding, and faulting" Tectonics, vol.28, pp.1-22.

- Jamison, W.R.**, (1987). "Geometric analysis of fold development in overthrust terranes". *Journal of Structural Geology*, V. 9, 207-219.
- Jamison, W.R.**, (1992). "Stress controls on fold thrust style". In *Thrust tectonics*, ed. K.R. McClay, pp. 155-164. Chapman and Hall, New York
- James, G.A. and Wynd, J.G.**, (1965). "Stratigraphic Nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area". *AAPG Bull.*, 49, 2182-2245.
- Jeroen, M.P., J.B. Filbrandt, J.P. Grotzinger, M.J. Newall, M.W. Shuster, and A. Al-Siyabi**, (2003), "Surface-piercing salt domes of interior North Oman, and their significance for the Ara carbonate", stringer' hydrocarbon play: *GeoArabia*, v. 8, no. 2, p.231-270.
- Kent, P.E.**, (1958). "Recent studies of south Persian salt diapirs: Am. Ass". *Petrol. Geol. Bull.* 42, 2951-2972.
- Kent, P.E.**, (1979). "The emergent Hormuz salt diapirs of southern Iran", *J. Petrol. Geol.* 2, 117-144.
- Koop, W. J. and Orbell, G.**, (1977). "Regional Chromostratigraphic; Thickness, and Facies Distribution Map of S.W". Iran (Permian and Younger) OSCO, Expioration Division, Report NO. 1269, 25 pages
- Koop, W.J. and Stoneley, R.**, (1982). "Subsidence History of the Middle East Zagros Basin, Permian to Recent". *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A: Mathematical and Physical Sciences* 305, 149-168.
- Konert, G., Afifi, A. M., Al-Hajri, S. A., De Groot, K., Al Naim, A. A., and Droste, H. J.**, (2001). "Palaeozoic stratigraphy and hydrocarbon habitat of the Arabian plate". In Downey, M. W., Threet, J. C., and Morgan, W. A. (Ed), *Petroleum provinces of the twenty-first century*. Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir, 74, 483-515.
- Lavecchia, G., Minelli, G. and Piali, G.**, (1983). "Strutture plicative minori dell'Appennino Umbro-Marchigiano". *Bollettino della Societa Geologica Italiana*, V. 102, 95-112.
- Lavecchia, G.**, (1985). "Il sovrascorrimento dei Monti Sibillini: analisi cinematica e strutturale". *Bollettino della Societa Geologica Italiana*, V. 104, 161-194.
- Letouzey, J. and Sherkati, S.** (2004). "Salt Movement, Tectonic Events, and Structural Style in the Central Zagros Fold and Thrust Belt (Iran), In *Salt sediments interactions and hydrocarbon prospectivity*", 24th Ann.GCSSEP Foundation, Bob F. Perkins research Conf.
- Lee, G.M.** (1931). "Salt: Some depositional and Deformational Problems". *Symposium on salt domes*. J. Inst. Petrol. Tech., 259-280.
- Letouzey, J., Colletta, B., Vially, R. and Chermette, J.C.**, (1995). "Evolution of salt-related structures in compressional settings". In: Jackson, M.P.A., Reports, D.G., and Snelson, S. (Eds), *Salt Tectonics: a Global Perspective*. AAPG, Memoir 65, 29-40.
- McClay, K.R.**, (2003). "Structural geology for petroleum exploration", lecture notes., 503p.
- McQuillan, H.**, (1973). "A Geological note on the Qir Earthquake, SW Iran", April 1972. *Geol. Mag.*, 110, 243-248.
- McQuillan, H.**, (1991). "The role of basement tectonics in the control of sedimentary facies, structural pattern and salt plug emplacements in the Zagros fold belt of south-west Iran", *Jour. Southeast Asian Earth Science* 5, p. 453-463.
- McQuarrie, N.**, (2004). "Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran". *Journal of Structural Geology*., Vol. 26 (3), 519-535.

References

- Mitra, S.**, (1990). "Fault Propagation folds: Geometry kinematic evolution and hydrocarbon traps". AAPG Bulletin, V. 74, 921-945.
- Mitra, G.**, (1997). "Evolution of Salients in a foreland fold-and-thrust belt: The effects of sedimentary basin geometry, strain distribution and critical taper". In: Evolution of Geological Structures in Micro-to Macro-scales. Sengupta, S. (Editor). Chapman and Hall, London, 59-90.
- Mitra, S.**, (2002). "Fold-Accommodation Faults. AAPG Bull"., 86(4), 671-693.
- Mitra, S.**, (2003). "A Unified Kinematic Model for the Evolution of Detachment Folds", Journal of Structural Geology, 25 (10), 1659-1673.
- Mitra, S. and Namson, J.S.**, (1989). "Equal-area balancing", American Journal of Science, V. 289, 563-599.
- Morley, C.K.**, (1994). "Fold-generated imbricates: examples from the Caledonides of Southern Norway". Journal of Structural Geology, Vol. 16, 619-631.
- Morris, P.**, (1977). "Basement Structure as Suggested by Aeromagnetic Surveys in South West Iran", Proc. of Second Geological Symposium of Iran: March 1977, Iranian Petroleum Institute. Tehran.
- Motiei, H.**, (2001). "Simplified Table of rock unit in south west Iran (a map unpublished, KEPS Company)".
- Ni, J. and Barazangi, M.**, (1986). "Seismotectonics of the Zagros continental collision zone and a comparison with the Himalayas". Journal of Geophysical Research, 91, 8205-8218
- Nogol-e-Sadat, M. A.; Ahmadzadeh Heravi, M.; Almasian, M.; Poshtkouhi, M. and Hushmandzadeh, A.**, (1993). "Tectonic Map of Iran. Scale 1:1000000 Geological Survey of Iran".
- Nowroozi, A.A.**, (1971). "Seismotectonics of the Persia Plateau, eastern Turkey, Caucasus and Hindukush Regions". Bull. Seismol. Soc. Am. 61, 317-341.
- Nowroozi, A.A.**, (1972). "Focal Mechanisms of earthquakes in Persia, Turkey, west Pakistan, and Afghanistan and Plate tectonics of the Middle East". Bull. Seismol. Soc. Am. 62, 823-850.
- Oberlander, T.**, (1965). "The Zagros streams: A new Interpretation of Transverse Drainage in a Orogenic Zone". Syracuse University Press, Syracuse, NY, 168pp.
- Player, R.A., O'B. Perry, J.T., and Khosravisaid, A.**, (1962). "The Interior Fars Geological Survey". IOOC Report No 1032 (Unpub.).
- Poblet, J.A. and Hardy, S.**, (1995). "Reverse modeling of detachment foldes; application to the Pico de Aguila anticline in the South Central Pyrenees (Spain)", Journal of Structural Geology.
- Poblet, J.A. and McClay, K.R.**, (1996). "Geometry and kinematics of single layer detachment folds", AAPG Bulletin, 80, 1085-1109.
- Player, R. A.**, (1969). "The Hormuz Salt Plugs of Southern Iran", NIOC, Report No. 1146, 110 pages.
- Rich, J.L.**, (1934). "Mechanics of low-angle overthrust faulting as illustrated by Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky and Tennessee", Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, V. 18, 1584-1596.
- Ricou, L., J. Braud, and J. H. Brunn.**, (1977). "Le Zagros, Mem". Soc. Geol. Fr., 8, 33 – 52.
- 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, Vol. 21, No. 5, 535-554.

- Sattarzadeh, Y., Cosgrove, J.W., Vita-Finzi, C.**, (2000). "The interplay of faulting and folding during the evolution of the Zagros deformation belt", In: Cosgrove, J.W., Ameen, M.S. (Eds.), *Forced Folds and Fractures Special Publication no. 169*. Geological Society, London, 187–196.
- Sepehr, M.**, (2001). "The Tectonic Significance of the Kazerun Fault Zone, Zagros Fold-Thrust Belt, Iran", Thesis Submitted for the Degree for Ph.D, University of London, 215 p.
- Sepehr, M. and Cosgrove, J.W.**, (2004). "Structural Framework of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran", *Marine and Petroleum Geology*, 21, 829-834.
- Sepehr, M. and Cosgrove, J.W.**, (2005). "Role of the Kazerun fault zone, in the formation and deformation of the Zagros fold thrust belt, Iran", *Tectonics*, 24.
- Sherkati, S., Molinaro, M., Frizon de Lamotte, D. and Letouzey, J.**, (2005). "Detachment folding in the Central and Eastern Zagros fold-belt (Iran): salt mobility, multiple detachments and late basement control", *Journal of Structural Geology*, 27, 1680–1696.
- Stocklin, J.**, (1968). "Structural history and tectonics of Iran: a review", *AAPG Bulletin*, 52, 1229-1258.
- Stocklin, J.**, (1974). "Possible Ancient Continental Margins in Iran", In Burk, C.A., Drake, C.L., (Eds), *Geology of the Continental Margins*. Springer. New York, 873-887.
- Stoneley, R.**, (1981). "The geology of the Kuh-e-Dalneshin area of southern Iran, and its bearing on the evolution of southern Tethys", *Journal of Geological Society of London*, V. 138, 509-526.
- Suppe, J.**, (1983). "Geometry and kinematics of fault-bend folding", *American Journal of Science*, V. 283, 684-721.
- Suppe, J.**, (1985). "Principles of structural geology", Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 537p.
- Suppe, J. and Medwedeff, D.A.**, (1990). "Geometry and kinematics of fault-propagation folding". *Eclogae Geologicae Helveticae*, V. 83, 409-454.
- Synder, D. and Barazangi, M.**, (1986). "Deep crustal structure and flexural of the Arabian plate beneath the Zagros collisional mountain belt as inferred from gravity observations". *Tectonics*, 5, 361-373.
- Takin, M.**, (1972). "Iranian Geology and Continental Drift in the Middle East". *Nature*, 235, 147-150.
- Talbot, C.J. and Alavi, M.**, (1996). "The past of a future syntaxis across the Zagros", In: Alsop, G.I., Blunderll, D.J., Davidson, I. (Eds), *Salt Tectonics*. Geological Society of London Special Publication, 100, 89-109.
- Talebian, M. and Jackson, J.**, (2002). "Offset on the Main Recent Fault of NW Iran and Implications for the Late Cenozoic Tectonics of the Arabia-Eurasia Collision Zone", *Geophys. Jour. Int.*, 150, 422-439.
- Tanner, P.W.G.**, (1989). "The flexural slip mechanism", *Journal of Structural Geology*, Vol. 11, 653-655.
- Tavernelli, E.**, (1997). "Structural evolution of a foreland fold-and-thrust belt: the Umbria-Marche Apennines, Italy". *Journal of Structural Geology*, V. 19 (3-4), 523-534.
- Tchalenko, J.S. and Braud, J.**, (1974). "Sismicity and Structure of the Zagros (Iran)", *The Main Recent Fault Between 33 and 35 N*. *Philos. Trans. R. Soc. London*, 277(1262) 1-25.
- Thorbjornsen, K. L. and Dunne, W. M.**, (1997). "Origin of Thrust-Related Fold: Geometric vs Kinematic tests", *Journal of Structural Geology*, 19, 303-319.

References

Vendeville, B.C. and K.T. Nilsen.(1995).“Episodic growth of salt diapirs driven by horizontal shortening”, In Travis, C.J. et al eds., Salt Sediment and Hydrocarbons.GCSSEPM Foundation 16th Annual Research conference Salt, Sediment and Hydrocarbons.December 3-6, p285-295.

Verral, P. et al., (1977). “Presentation of Structural group”, Vol. III, OSCO (Unpub.).

Verral, P., (1978). “A kinematic study of the development of the Zagros Fold Belt”.NIOC., Technical Report: 4/1978.(un published).

Vita-Finzi, C., (1979).“Rates of Holocene folding in the coestal Zagros near Bandar Abbas, Iran”, Nature 278, 632-634.

Vita-Finzi, C., (2001).“Neotectonics at the Arabian Plate Margins”, Journal of Structural Geology, 23, 521-530.

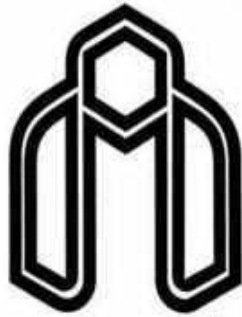
Willis, B., (1893). “The mechanics of Appalachian structure”, U.S. Geological Survey Annual Report 13 (1891-1892), part 2, 217-281.

Abstract:

Zagros fold-thrust belt as one of the youngest fold belts accommodates almost 8.6% Oil and 15% Gas of the world reservoirs. Detailed analysis of these folds and their deformation mechanism is a key issue for hydrocarbon exploration in the Zagros belt. Geometry and kinematics of the Burkh anticline in the N-NE of Bastak-Fars province - in the Zagros fold-thrust belt was carried out in this study. This was performed in case of Master of Science dissertation in Tectonics. For this purpose seven structural traverses perpendicular to the fold axis was carried out for measurement and collection of structural data. Based on these data, seven structural cross sections across the anticline was constructed. The subsurface structural data used to construct underground contour map of the Dehram group. This map was drawn to evaluate the horizontal and vertical closure of the anticline and to suggest the best structural position for future exploration drilling. Structural analysis of the Burkh anticline indicate that the fold geometry is rather similar to that of the detachment folds. The geometric analysis of the anticline, its structural relationship with the domes studied surroundings. The results of this analysis is expressed The presence of salt dome on the northern edge, Western nose and possibly in the eastern nose of Burkh anticline axial effect of the anticline has been controlled. Also the results of assessment joints shown change axial effect anticline. This change due to of Hendurabi lineament.

Key words:

Fold-thrust belt, Salt dome, Structural analysis, Burkh anticline, Detachment fold, Underground contour map, Hendurabi lineament.



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Science

**Structural Analysis of Burkh Anticline in Zagros
Fold-Thrust Belt**

Abdolvahab Afroogh

Supervisor:

Dr. R. Ramazani Oomali

Dr. N. Hafezi moghaddas

Advisor:

Dr. S. Jahani

Dr. A. Nohegar

February 2012