

نقش گسله شمال تهران در تکوین حوضه‌های رسوبی البرز مرکزی و ایران مرکزی در محدوده تهران - کرج

نوشته: سهیلا بوذری *، دکتر محسن پور کرمانی ** و دکتر محمد هاشم امامی ***

چکیده

گستره مورد بررسی بخشی از سیستم آلپی محسوب می‌شود که در شمال ایران، بین ایران مرکزی و البرز مرکزی قرار گرفته است. در بخش جنوبی البرز مرکزی ساز و کار (مکانیسم) گسله‌ها راندگی با شیب به سمت شمال است. در ارتباط با گسله‌های راندگی اولیه، گسله‌های ثانویه به وجود آمده‌اند که به گمان در ژرفا به گسله اصلی مرتبط اند و از آن منشعب شده‌اند. این گسله‌ها بر اساس نوع ارتباطی که با یکدیگر دارند، یعنی موازی یا زاویه‌دار، به انواع سنتتیک و آنتی تیکتیک تقسیم می‌شوند. پالئوسن به گمان زمان شروع مقدمات به وجود آمدن گسله شمال تهران، به صورت ثانوی، از گسله مشا- فشم است. اگر چه نمی‌توان (به علت عدم آگاهی کافی از رخدادها و نبود شواهد) آن را به طور قاطع گسله فعال دانست، اما شاید بتوان آن را به صورت حادثه یا مرز به شمار آورد. گسله شمال تهران به صورت گسله فعال کم و بیش مربوط به الیگوسن است که با اختلاف بلندی میان حوضه البرز جنوبی و بخش شمالی حوضه ایران مرکزی همراه بوده است. ارتباط آن با گسله مشا- فشم زاویه‌دار یا گاهی گوه‌ای است؛ از این رو در حد فاصل دو گسله حوضه امتداد لغز، و در بخش جنوبی گسله شمال تهران حوضه مقدم بر چین‌خوردگی به وجود آمده است، و از آن زمان تا کنون هریک از حوضه‌ها متناسب با فعالیت گسله شمال تهران، مراحل تکاملی خود را پشت سر گذارده‌اند.

۱- مقدمه

وجود گسله اصلی و مهم در مرز میان کوهپایه و سنگ‌های سبز کوه‌های البرز اشاره کرد از آن پس زمین‌شناسان متعددی به این مهم پرداختند:

Dresch (1961) در نقشه تهیه شده آن را نمایش داد؛ Assereto (1965) گسله مذکور را با لاراندگی توچال نامید؛ Knill & Jones (1968) این گسله را مرز البرز نام نهادند؛ Tchalenko et al (1974) آن را نخستین بار گسله شمال تهران نامیدند؛ و بربریان و همکاران (۱۳۶۴) به معرفی این گسله در طول ۷۵ کیلومتر آن پرداختند و در گستره تهران و پیرامون به جزئیات ساختاری آن همت گماشتند. سال‌های اخیر، در قالب رساله کارشناسی ارشد، یساقی (۱۳۶۸)، صدر (۱۳۷۰)، صائب فر (۱۳۷۰)، و ساعدی بناب

از دیرباز شناخت مرزهای ساختمانی البرز مورد توجه پژوهشگران متعددی قرار گرفته بود. Stocklin (1974) مطرح کرده که منطقه البرز از دیدگاه ویژگی‌های زمین‌شناسی با سایر مناطق ساختمانی ایران زمین کمی تفاوت دارد این مساله به ویژه در تعیین مرزهای شمالی- جنوبی، خاوری، و باختری مطرح است و در مورد مرز جنوبی کمی بغرنج به نظر می‌رسد. علوی نائینی (۱۹۷۰) با مطالعه ویژگی‌های چینه‌شناسی، گسله عطاری را مرز جداکننده البرز از ایران مرکزی در منطقه جام معرفی می‌کند اما در بقیه قسمت‌ها مرز را در کجا باید جست و جو کنیم؟ شاید برای اولین بار Rieben (1955) به



The role of North Tehran Fault in the creation of Central Alborz and Central Iranian Sedimentary Basins within Tehran- Karaj area

By: S. Bouzari*, Dr. M. Pourkermani ** and Dr. M. H. Emami ***

Abstract

The area under investigation constitutes part of the Alpine Mountain system, which is situated between Central Iran and Central Alborz in the north Iran.

In the southern sector of central Alborz thrust faults are present which are dipping towards the north. In relation to the principal thrust fault, the secondary faults development as well. The latter, probably related to the principal fault at depth. The relationship between the secondary faults with main faults are parallel or oblique and are divided into synthetic and antithetic types.

The onset of the North Tehran Fault was probably in Paleocene time, and this occurs as a secondary Musha- Fasham Fault. However, due to lack of data, it is not possible to assign the fault as an unquestionably active fault. But nevertheless, the North Tehran Fault became active about Eocene- Oligocene times, where by it was accompanied by differences in altitude between the South Alborz basin and the northern portion of central Iranian basin.

The relationship between the North Tehran fault with Musha- Fasham Fault is mainly oblique, that is why at the junction of the two faults, strike- slip occurs, as well as creation of a basin prior to the folding in the North Tehran Fault at the southern sector; and since then, each sedimentary basin in relation to the activity of the North Tehran Fault has taken its own evolutionary course.

تکتونیکي قرار داد:

- ۱) حوضه‌های داخلی، کافت‌های درون قاره‌ای، واولاکوژن‌ها (Aulacogens).
 - ۲) حوضه‌حاشیه‌قاره‌ای غیرفعال.
 - ۳) حوضه‌اقیانوسی و برآمدگی‌های اقیانوسی که ارتفاع آن‌ها به تدریج افزایش می‌یابد.
 - ۴) مجموعه‌های مرتبط با فرورانش.
 - ۵) مجموعه‌های امتداد لغز.
 - ۶) مجموعه‌های مرتبط با تصادم.
- در بین موارد فوق، حوضه‌های کافت درون قاره‌ای، واولاکوژن‌ها، و امتداد لغز با شرایط رسوبی و تکتونیکي حاکم در

(۱۳۷۱) به مطالعه عناصر ساختاری در محدوده البرز و گاهی گسله شمال تهران پرداختند بدین ترتیب، پرداختن به عمل کرد گسله شمال تهران از دیدگاه تفکیک حوضه‌های رسوبی - البرز و ایران مرکزی از نظر موضوع تازگی دارد و برای نخستین بار عنوان می‌شود قدیمی‌ترین نظریه عمومی که ارتباطی میان تغییر شکل و رسوب گذاری قابل بود نظریه Hall (1859) پیرامون تقسیم بندی بزرگ ناودیس‌ها بود. آنگاه Wilson (1966) سعی کرد تا بزرگ ناودیس‌ها را در ارتباط با مراحل گسترش اقیانوس جوان، مانند اطلس، توصیف کند.

Reading (1986)، با در نظر گرفتن مرز صفحات (واگرا، همگرا، امتداد لغز، یا تراسی) حوضه‌های رسوبی را در شش گروه اصلی

منطقه مورد مطالعه مطابقت بیش‌تری دارند، از این رو به اختصاصات هر یک مختصر اشاره‌ای می‌شود:

حوضه‌های کافتی (مقارن درون قاره‌ای) جهت تکوین و توسعه، پنج مرحله‌شناخته شده را پشت سر می‌گذارند که به ترتیب عبارت‌اند از:

- ۱) مرحله بالآمدگی ناحیه‌ای قبل از کافت
- ۲) مرحله پایه (اساسی) کافت با فرسایش غالب
- ۳) مرحله فرونشینی آهسته
- ۴) مرحله فرونشینی سریع
- ۵) مرحله از بین رفتن

کافت فروافتاده، نیمه‌فروافتاده، در پی گسترش پوسته اقیانوسی، داخل قاره، و کافت‌های مقارن به مجموعه‌های نیمه فروافتاده و از هم جدا تفکیک شده‌اند.

کافت‌های از بین رفته یا اولاکوژن‌ها داخل قاره‌ای هستند و تاریخ تکامل آن‌ها سه مرحله داشته است:

- ۱) مرحله حرارت اولیه
- ۲) مرحله فرونشینی غیرفعال
- ۳) مرحله تغییر شکل

از اختصاصات تمامی کافت‌ها، ماگماتیسم نفوذی و خروجی دوترکیبه (اسیدی و بازیک) است. حوضه‌های امتداد لغز از سه مرحله بزرگ پی در پی و مرتبط به هم تشکیل شده‌اند (Reading 1978, Mitchell and Reading 1980)، که عبارت‌اند از:

- ۱- مرحله کشیدگی
- ۲- مرحله پُرشدگی حوضه
- ۳- مرحله فشردگی

جهت اطلاع از وضعیت حوضه‌های مذکور و شرح بیش‌تر آن‌ها، رجوع شود به رساله کارشناسی ارشد موجود.

۲- الگوی پیشنهادی برای حوضه‌های البرز و ایران مرکزی از پراکامبرین تا عهد حاضر

برای این منظور به کلیه اطلاعات چینه‌شناسی، ماگماتیسم، دگرگونی، عناصر ساختمانی، و محیط رسوبی موجود مراجعه و صرفاً براساس شواهد موجود اقدام به معرفی الگو شده است.

۲-۱- پراکامبرین

پوسته قاره‌ای ایران در این زمان به همراه دیگر بخش‌های سرزمین گندوانا، پلاتفرم نسبتاً پایدار را می‌ساخته که رخساره‌های رسوبی و ماگمایی تظاهر یافته در آن نشانگر محیط‌های رسوبی قاره‌ای یا دریایی کم‌عمق و گاه دریایی- اقیانوسی ژرف است (Stampfli, Berberian and King 1980، هوشمندزاده و همکاران ۱۳۶۷، سامانی ۱۳۷۱، و امامی ۱۳۷۲). البرز محیط پلاتفرمی و کم‌ژرف بوده (سامانی ۱۳۷۱)، زیرا به طور کلی سری‌های پراکامبرین بالایی در بخش جنوبی البرز گسترش بیش‌تری دارند و به سمت شمال حذف می‌شوند. در گذر به سمت ایران مرکزی، رخساره‌های سنگی تنوع بیش‌تری یافته‌اند و نشان از محیط رسوب‌گذاری ژرف‌تری نسبت به

البرز دارند (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۶۷). همراه با ردیف قاره‌ای، ماگماتیسم دوترکیبه (شامل سنگ‌های قلیایی آلکالن و سنگ‌های اسیدی) و مقادیر محدودی ماگماتیسم با ترکیب میانه تظاهر یافته است (سامانی، ۱۳۷۱؛ امامی، ۱۳۷۲). نتیجه رخداد زمین‌ساختی پان‌آفریکن که آثار آن را کم و بیش در قاعده رسوبات وابسته به وندین به صورت نهشته‌های کم‌ژرف و پلاتفرمی اواخر وندین می‌توان دید (علوی نائینی، ۱۳۷۰) استحکام پی‌سنگ به همراه دگرگونی، چین‌خوردگی، و گسلش بوده است (سامانی، ۱۳۷۱). به گمان در پی ایجاد شرایط ژئودینامیکی کششی در رابطه با فعالیت گسله‌ها، ماگماتیسم بازیک آلکالن تظاهر یافته است (امامی، ۱۳۷۲).

اگرچه برای ماگماتیسم پراکامبرین ایران مرکزی نظریه‌فرورانش و ماگماتیسم گمان ماگمایی و نظریه بازشدگی یا کافت درون قاره‌ای مطرح است، اما بالآمدگی و کم‌ژرف شدن پلاتفرم ایران طی زمین‌ساخت پان‌آفریکن از جمله مراحل اولیه کافت‌هاست که متعاقب آن کشیدگی یا فرسایش ارتفاعات (مرحله فرونشینی) به وقوع پیوسته است. ماگماتیسم دوترکیبه به اولاکوژن‌ها، از خانواده کافت‌های حرارتی، نسبت داده شده است. چنین حوضه‌هایی با ویژگی فرونشینی، از جمله شرایط مناسب برای تجمع سبتر رسوبات مربوط به این زمان در ایران مرکزی هستند که، به سمت البرز، خواص حوضه‌ها به مناطق حواشی کافت شباهت دارد، زیرا بالا آمده و کم‌ژرف شده‌اند، این اوضاع در الگوی ۱ و ۲ به نمایش در آمده‌اند.

اگر چه پرداختن به اصطلاحات ژئوسنکلینالی کمی گفتگو را کهنه مینماید، اگر بخواهیم از این دیدگاه به البرز و ایران مرکزی بنگریم، البرز چون کم و بیش فاقد سنگ‌های آذرین بوده میوزئوسنکلینال، و ایران مرکزی ابوزئوسنکلینال است. از سوی دیگر، حوضه البرز با دارا بودن تخریب‌های ناشی از کوه‌زایی و کرنات‌های قاره‌ای به ابوزئوسنکلینال (Exogeosyncline)، و ایران مرکزی با حضور گسلش قطعه‌ای (Block Faulting) بیش‌تر به پارازئوسنکلینال (Parageosyncline) به سبب فعالیت کافتی و فعالیت همزمان قطعات گسله و خصوصاً به تئرو ژئوسنکلینال (Taphrogeo syncline) شباهت دارد.

۲-۲- دوران دیرینه‌زیستی

طی زمان دیرینه‌زیستی آرامش تکتونیکی دراز مدت تداوم داشته (Berberian 1983) و حوضه‌های رسوبی بیش‌تر قاره‌ای بوده‌اند. در حدفاصل پراکامبرین پسین یا وندین با کامبرین پیشین یا تومانی، هیچ‌گونه آثار کوه‌زایی یا حتی نبود چینه‌شناسی را نمی‌توان یافت، زیرا گذر از این دو بخش تدریجی است (علوی نائینی، ۱۳۷۰).

۲-۲-۱- اواخر کامبرین زیرین: در دوره کامبرین پیشین، در ایران هیچ‌گونه حرکت کوه‌زایی مشاهده نشده و گذر از این سازندها به گونه‌ای تدریجی است، که گاه تفکیک واحدها از یکدیگر مشکل است (علوی نائینی، ۱۳۷۰). رخساره‌های سنگی نشانگر کم‌ژرف شدن حوضه‌های رسوبی، اما تداوم و ارتباط آن‌ها با رسوبات پراکامبرین است. به گمان این وضع به علت تغییر ژرفای کف حوضه

تحت تأثیر بالا آمدگی است، که از ویژگی‌های حوضه‌های پلاتفرمی است. افزون بر آن با این عمل نه تنها کافت ایجاد شده در پراکامبرین بسته نشده، بلکه کم‌تر افت شده است. برای این منظور، به الگوی ۳ مراجعه شود.

۲-۲-۲- کامبرین میانی: با آغاز کامبرین میانی در ایران، گستردگی رسوب‌گذاری مشاهده می‌شود، به طوری که در ابتدای کامبرین میانی، دریا شروع به پیش‌روی کرده و آهک حاوی شیل و دولومیت سازند میلا، گروه میلا در البرز مرکزی معادل با سازند کوهبنان با قاعده کوارتزیت سفیدرنگ ایران مرکزی را از خود برجای گذارده است (علوی نائینی، ۱۳۷۰). به گمان این وضع در ادامه کشیدگی متعاقب کوه‌زایی پان آفریکن و فرونشینی تدریجی کف حوضه‌رسوبی به وجود آمده است. بدین ترتیب، رسوبات نمک ناپایدار گشته، در عوض رسوب‌گذاری سنگ‌های کربناته‌مربوط به محیط‌های دریایی کم و بیش ژرف آغاز شده است (Berberian and King 1980). در الگوی ۴ مشاهده می‌شود که فرونشینی کف حوضه به دنبال بالا آمدگی، در ژرف‌تر شدن حوضه‌های رسوبی دخالت داشته است. خصوصیت آشکار شده مربوط به پلاتفرم‌ها بوده و حوضه‌کافتی به وجود آمده در پراکامبرین پسین کماکان پابرجا بوده است.

۲-۲-۳- کامبرین میانی - بالایی: همان گونه که در الگوی ۵ مشاهده می‌شود، بالا آمدگی متعاقب فروافتادگی، با کم‌تر شدن حوضه‌ها و کم و بیش کم‌رنگ شدن نقش حوضه‌کافتی و قوت یافتن خصوصیت حوضه‌های پلاتفرمی بر منطقه البرز و ایران مرکزی مشخص شده است. زیرا، به سمت شمال، ژرفای حوضه‌ها کم شده و، در پی کاهش تدریجی ستیرا، برخی از رسوبات به طور کامل در سمت شمال ناپدید شده‌اند (Berberian and King 1980, Stampfli 1978).

۲-۲-۴- اردوئیسین زیرین: احتمالاً به دلیل ایجاد مقدمات حرکات عمودی خشکی‌زایی هم‌ارز حرکات کالدونین، دریا از البرز به سمت ایران مرکزی عقب نشینی کرده است (الگوی ۶). در نتیجه، رسوبات کم و بیش کربناته‌کامبرین پسین به تدریج، به شیل گراپتولیت‌دار اردوئیسین تبدیل شده‌اند که در کوه‌های البرز به سازند لشگرک، و در ایران مرکزی به سازند شیرگشت معروف‌اند (علوی نائینی، ۱۳۷۰).

۲-۲-۵- اردوئیسین بالایی - سیلورین زیرین: پس روی دریای اردوئیسین در سیلورین به اوج خود رسیده است، زیرا حرکات خشکی‌زایی هم‌ارز حرکات کوه‌زایی کالدونین در این زمان به وقوع پیوسته است، و همان گونه که در الگوی ۷ مشاهده می‌شود، البرز و ایران مرکزی کم و بیش برخاسته شده‌اند و نبود نهشته‌های وابسته به اردوئیسین بالایی را در بیش‌تر نقاط می‌توان مربوط به این حرکات دانست. کافت به وجود آمده در پراکامبرین در این زمان بسته شده و به طور کامل محیطی قاره‌ای را به وجود آورده است.

۲-۲-۶- سیلورین بالایی: در بخش‌هایی از ایران که دریای

سیلورین وجود داشته، نهشته‌هایی به طور عمده از نوع آهک، ماسه سنگ، شیل، و سنگ‌های آتش‌فشانی به عنوان تشکیل دهنده‌های اصلی سازند نیور برجای مانده‌اند (علوی نائینی، ۱۳۷۰). فعالیت ماگمایی این دوره شامل تظاهرات نفوذی و خروجی است، البته فعالیت‌های آتش‌فشانی آن در محیط‌های دریایی واقع در ایران مرکزی کم و بیش به وقوع پیوسته است (امامی، ۱۳۷۲). در الگوی ۸ می‌بینیم که به دنبال خشکی‌زایی هم‌ارز کوه‌زایی کالدونین، کشیدگی حاصله سبب فرونشینی ایران مرکزی و نفوذ ماگمای بازیک در حد فاصل سازندهای موجود شده است.

۲-۲-۷- دونین زیرین: با مراجعه به الگوی ۹ درمی‌یابیم که کشیدگی و فرونشینی کف حوضه‌رسوبی که از سیلورین بالایی شروع شده بود در دونین زیرین دنبال شده است. روی هم رفته گستردگی سنگ‌های دونین زیرین و سیلورین یکسان است و در بیش‌تر نقاطی که سیلورین رخ‌نمون داشته، سنگ‌های دونین زیرین نیز ظاهر شده‌اند.

اگر چه در چند ناحیه از ایران مرکزی سنگ‌های وابسته به دونین زیرین گزارش شده‌اند، ولی تا کنون در کوه‌های البرز سخنی از سازندهای مربوط به این زمان به میان نیامده است (علوی نائینی، ۱۳۷۰). تنها در البرز خاوری قویدل (۱۳۷۰) به سازند خوش بیلاق مربوط به بخش‌های دونین بالایی اشاره کرده که در الگوی مذکور تا حدودی به علت آن اشاره شده است؛ یعنی شاید البرز به صورت تأخیری نسبت به ایران مرکزی شروع به فرونشینی کرده است.

۲-۲-۸- دونین میانی - بالایی: کشیدگی متعاقب خشکی‌زایی هم‌ارز کوه‌زایی کالدونین در این زمان به اوج خود رسیده، و همان طور که در الگوی ۱۰ ملاحظه می‌شود، سازند بهرام در ایران مرکزی و سازند جبرود در البرز نهشته شده است. فعالیت ماگمایی مذکور در محیط نیمه‌قاره‌ای - دریایی با ژرفای کم تحقق یافته است (امامی، ۱۳۷۲).

سنگ‌های آتشفشانی که در پی کشیدگی حاصله در بین یا قاعده‌سازندها تزریق شده‌اند آلکالین غنی از عناصر ژئوشیمیایی ناسازگار مانند عنصر فسفر در سازند جبرود هستند (امامی، ۱۳۷۲).

۲-۲-۹- کربونیفر زیرین: در الگوی ۱۱ شروع نیروی فشاری و بالا آمدگی مرتبط با حرکات هر سینین مشاهده می‌شود. بزرگ نیا (۱۹۷۳) و علوی نائینی (۱۳۷۰) به سازند مبارک در البرز و سازند شیشو و بهرام در ایران مرکزی اشاره کرده‌اند. بدین ترتیب، حوضه‌ها رو به کم‌عمق شدن دارند.

۲-۲-۱۰- کربونیفر بالایی: سازندهای مربوط به این زمان در ایران گسترش چندانی ندارند در این مرحله یک پس‌روی کلی وابسته به حرکات کوه‌زایی هر سینین در نقاط دیگر جهان وجود دارد (علوی نائینی، ۱۳۷۰).

همان گونه که در الگوی ۱۲ مشاهده می‌شود، دومین مرحله خشکی‌زایی هم‌ارز حرکات هر سینین در این زمان صورت

شده است؛ افزون بر آن کشیدگی توسط شکستگی‌های ایجاد شده در مناطق شکننده‌پوسته و نازک شدگی لیتوسفر شکل‌پذیر در اثر بالا آمدگی استنوسفر داغ انجام شده است.

۲-۳-۴- ژوراسیک زیرین، میانی - بالایی: شرایط رسوب‌گذاری تریاس بالایی کم و بیش در زمان ژوراسیک زیرین نیز ادامه داشته است (Thiele et al. 1966). اصولاً حوضه‌های رسوب‌گذاری ژوراسیک زیرین کم‌ژرفا یا دریاکناری بوده، ولی گرایش قاره‌ای در پاره‌ای از آن‌ها به وجود آمده است. به سمت ایران مرکزی، محیط رسوب‌گذاری کم و بیش زیر نفوذ دریا بوده است؛ به عبارت دیگر، هرچه از قاعده‌لیاس به راس آن نزدیک می‌شویم، خواص و صفات دریایی مشهودتر می‌شده است.

ژوراسیک میانی - بالایی محیط رسوب‌گذاری، چون پاره‌ای از نقاط ایران، گرایش دریایی پیدا کرده و موجب تشکیل رسوبات کم و بیش ژرف آهکی شده است. در الگوی ۱۸ مرحله‌بندی کافت درون قاره‌ای، یعنی فرونشینی آهسته، در شرف تکوین است. در این مرحله، علاوه بر سبتر شدن رسوبات در حاشیه گسله‌ها، رسوبات بیش‌تر فرسایشی - رودخانه‌ای بوده‌اند که در پی تسلط دریا بر سرتاسر منطقه، از نوع آهکی و کربناته شده‌اند.

۲-۳-۵- ژوراسیک پسین: در این زمان جنبش کوه‌زایی ژوراسیک پسین هم‌ارز کیمبرین پسین به وقوع پیوسته و برخلاف جنبش‌های کیمبرین پیشین که موجب تبدیل محیط‌های دریایی کم‌ژرف به محیط لاگون - مردابی شده، این جنبش ایران را تحت تأثیر مراحل فشاری قرار داده است (Berberian 1983) و سبب برخاستگی بخش‌های عظیمی از البرز و ایران مرکزی شده، آن‌گاه قسمت‌های مذکور در معرض فرسایش قرار گرفته‌اند (Berberian 1983). به موجب برخاستگی حاصله، بین بخش‌های شمالی و جنوبی تفاوت رخساره به وجود آمده است (Sussli 1976, Stampfli 1978). این تفاوت با ژرف‌تر شدن کف حوضه‌رُسوبی شمال کوه‌های البرز و خشکی‌زایی دامنه جنوبی مشخص می‌شود.

همان گونه که در الگوی ۱۹ مشاهده می‌شود، تأخیری در ادامه مرحله کافت درون قاره‌ای به وجود آمده است؛ یعنی منطقه تحت تأثیر مرحله کوه‌زایی کیمبرین پسین قرار گرفته است، که به دنبال این فشردگی، برخی از گسله‌های نهفته (۴) فعال شده‌اند، از جمله گسله مشا - فشم (چالکو به حضور این گسل در زمان مذکور اشاره کرده است). تصور می‌رود که گسله مشا - فشم با حرکت قائم (مثبت) خود سبب جداشدن دو بخش البرز شمالی و جنوبی از یکدیگر شده است.

۲-۳-۶- کرتاسه زیرین: بنابر الگوی ۲۰، در کرتاسه زیرین، همگام با کشیدگی متعاقب کوه‌زایی، فعالیت گسله‌ها و ایجاد فروافتادگی و بالا آمدگی را سبب شده است که در ادامه با ایجاد گسترش پوسته‌آفانوسی همراه با ماگمای بازیک، منطقه راه ایجاد کافت‌های فروافتاده یا نیمه‌فروافتاده را پیش گرفته است. Berberian (1983) عنوان کرده است که در ابتدای کرتاسه، ایران مرکزی به صورت مجموعه‌ای از قطعات قاره‌ای کوچک بوده و بین

گرفته است، یعنی در این حالت البرز برخاسته شده و ایران مرکزی به صورت گسلش، برخاستگی، فرورفتگی محلی، و قطعات گسله، همراه با فعالیت ماگماتیک بازیک، به صورت حوضه‌رُسوبی باقی مانده است و از ویژگی‌های حوضه‌های پلاتفرمی تبعیت می‌کند.

۲-۲-۱۱- پرمین زیرین: بنا بر الگوی ۱۳، به دنبال خشکی‌زایی، کشیدگی و فروافتادگی برحوضه‌های رسوبی حاکم شده و محیط رسوبی به صورت دریایی کم‌ژرف و پلاتفرمی حاوی سازند درود در البرز و سازند سردر در ایران مرکزی بوده است.

۲-۲-۱۲- پرمین بالایی (گودال‌پین): کشیدگی به وجود آمده در پرمین زیرین در پرمین بالایی همچنان ادامه دارد، که در الگوی ۱۴ نشان داده شده است. ضمن رسوب‌گذاری سازند روتنه و نسن در البرز، سازند جمال در ایران مرکزی بر جای نهشته شده است، البته وجود افق بوکسیتی و لاتریتی نسن در البرز و ایران مرکزی گویای چندین مرتبه پس‌روی و پیش‌روی است که به گمان به شرایط آب و هوایی حاکم آن زمان مربوط است.

۲-۳- دوران میانه زیستی: این دوران با نا آرامی‌های متعدد تکتونیکی در پوسته قاره‌ای ایران آغاز شده که مربوط به شروع کوه‌زایی آلپ است (Berberian 1983). آنچه از مجموعه‌شواهد بر می‌آید، حوضه‌های رسوبی این زمان بسیار فعال‌تر و متنوع‌تر از دوران دیرینه زیستی بوده‌اند.

۲-۳-۱- تریاس آغازی: بنابر الگوی ۱۵، در شروع تریاس کماکان وضع حوضه‌های رسوبی به همان صورت قبلی بوده و رسوب‌گذاری در حوضه‌های رسوبی موجود تداوم یافته است.

۲-۳-۲- تریاس میانی - پایانی: در پی کوه‌زایی کیمبرین پیشین وضع پلاتفرمی دوران دیرینه‌زیستی ایران به هم خورده و اولین مرحله چین‌خوردگی رشته جبال البرز به وجود آمده است که پی آمد آن برخاستگی غالب نواحی همراه با حوضه‌های رسوبی جدید است (Annells et al. 1975). در ایران مرکزی شرایط پلاتفرمی ادامه داشته و رسوب‌گذاری بارسوبات کربناته و دریایی کم‌ژرف دنبال شده است (Stocklin 1968). با توجه به الگوی ۱۶ در می‌یابیم که برخاستگی ناشی از کوه‌زایی کیمبرین پیشین در حقیقت شروع یا قدم اول ایجاد کافت حرارتی درون قاره‌ای است.

۲-۳-۳- تریاس پایانی - لیاس: به دنبال کشیدگی متعاقب کوه‌زایی کیمبرین پیشین، پلاتفرم ایران مرکزی در اثر عملکرد گسله‌های موجود به صورت فزاینده و فروزمین تظاهر کرده است که مؤید آن تغییر ضخامت رسوبات در اطراف بلوک‌های گسله‌است. نا آرامی‌های موجود حکایت از شروع حرکات کوه‌زایی آلپی دارد (Stocklin 1968). در الگوی ۱۷ نشان داده شده که اولین مرحله کافت درون قاره‌ای بعد از بالا آمدگی، که همانا کشیدگی ناحیه‌ای است، با فرونشینی و رسوب‌گذاری در بخش مرکزی دنبال



مهم زمین‌ساختی، ماگماتیسیم، و رخساره‌های سنگی که از تنوع چشم‌گیری نیز برخوردارند به گمان زمان تحقق مرحله‌نهایی تفکیک دو حوضه البرز مرکزی از ایران مرکزی است.

۲-۴-۱- ترشیری: طی کوه‌زایی دوران میانه‌زیستی، به ویژه کوه‌زایی لارامید چین‌خوردگی، بالا آمدگی و تا حدودی شکل کنونی رشته کوه‌های ایران تحقق یافته است.

مرحله کوه‌زایی ترشیری ایران محدود به جنبش‌های بالا آمدگی و فروافتادگی است که ضمن فعال شدن گسله‌های موجود حوضه‌های رسوبی مرتبط با آن‌ها به وجود آمده است (Berberian 1983, 1974, Stocklin).

۲-۴-۱-۱- پالئوسن: همان‌گونه که در الگوی ۲۴ مشاهده می‌شود، بسته شدن کافت فروافتاده تا نیمه فروافتاده ایران مرکزی طی کوه‌زایی لارامید در حقیقت آغاز کافت دیگری در پالئوسن است؛ یعنی کشیدگی متعاقب فشرده‌گی زمینه‌ای مساعد برای شروع کافت حرارتی درون قاره‌ای را پی‌ریزی کرده است.

علی‌رغم تفاوت رخساره البرز شمالی و جنوبی، تصور می‌شود که بخش جنوبی البرز مرکزی و بخش شمالی ایران مرکزی در راستای گسله شمال تهران کم و بیش به هم متصل بوده‌اند، اما با وجود کنگلومرای فجن، به گمان مقدمات ایجاد گسله شمال تهران در ۶۵-۵۹ میلیون سال قبل (پالئوسن) به صورت برخاستگی (بالا آمدگی) جزئی در ارتباط کشیدگی بعد از کوه‌زایی لارامید به وجود آمده است. سنگ‌های آتش‌فشانی یا آذر آوری مربوط به این دوره تأییدی بر حوضه‌های رسوبی کم ژرف هستند، زیرا در محیط‌های کم ژرف، نمناک، اکسیدکننده و قاره‌ای تشکیل شده‌اند (امامی، ۱۳۷۲).

امامی (گفت و گوی شفاهی، ۱۳۷۲) معتقد است که به گمان مقدمات به وجود آمدن گسله شمال تهران تا حدودی در دوره پالئوسن فراهم شده است، اگرچه به طور قطعی نمی‌توان آن را گسلی فعال دانست، اما شاید بتوان آن را به عنوان حادثه یا مرز تکتونیکی مطرح کرد. برای این منظور پیش‌روی دریا در منطقه منسوب به پالئوسن و کنگلومرای پیش‌رونده مربوط به ائوسن زیرین (ایپریزین) در ایران مرکزی و مناطقی مانند تفرش و ساوه است، یا در مواردی حتی تاخیری‌تر، در مناطق نطنز، کرکس، و غیره رخ‌نمون یافته‌اند.

۲-۴-۱-۲- ائوسن پیشین: یکی از مهم‌ترین ویژگی‌های این دوره آشکار شدن توف‌های آتش‌فشانی زیر دریایی سازند کرج است که نه تنها در دامنه جنوبی البرز مرکزی، بلکه در گستره وسیعی از ایران مرکزی رخ‌نمون یافته‌اند. شروع ائوسن در دامنه جنوبی البرز مرکزی با پیش‌روی دریا و فرونشینی تدریجی حوضه رسوبی همراه بوده است (Stampfli 1978, Stocklin 1974). برخلاف البرز جنوبی که در حال فرونشینی و رسوب‌گذاری بوده، در بیش‌تر نواحی دامنه شمالی البرز مرکزی هیچ‌گونه رسوبی طی ائوسن و الیگوسن تشکیل نشده است (Berberian 1983).

در الگوی ۲۵، افزون بر نکات فوق، به علت برخی از رویدادها نیز پرداخته شده است.

آن‌ها را حوضه اقیانوسی باریک و طولی تشکیل می‌داده است. امامی (۱۳۷۲) سنگ‌های ماگمایی کرتاسه‌زیرین را بیش‌تر به صورت فعالیت‌های آتش‌فشانی بعد از کوه‌زایی یا سنگ‌های بازیک آلکالن معرفی می‌کند. نکات اشاره شده تأییدی بر الگوی ارائه شده هستند.

۲-۳-۷- کرتاسه میانی: در الگوی ۲۱ شاهد تکامل کافت‌های فروافتاده یا نیمه فروافتاده هستیم که با توسعه پیوسته اقیانوسی، ماگماتیسیم بازیک مشخص می‌شود. در البرز، تحت تأثیر جنبش‌های کوه‌زایی هم‌ارز آسترین (?) و بالا آمدگی بیش‌تر گسله مشا- فشم، در البرز شمالی، رخساره فلات قاره‌ای ژرف و آواری برجای گذاشته شده، و در البرز جنوبی رخساره‌های لاگونی و کربناته تشکیل شده‌اند.

۲-۳-۸- کرتاسه بالایی: در این زمان کشیدگی متعاقب کوه‌زایی کیمیرین پسین به حداکثر میزان ممکن رسیده است و سنگ‌های ماگمایی تظاهر یافته در حوضه‌های رسوبی ایران مرکزی رخساره رسوبی ژرف با ته‌نشست‌های پلاژیک و فعالیت‌های آتش‌فشانی زیر دریایی، و در بخش‌هایی ته‌نشست‌های ضخیم نوع فلیش را نشان می‌دهد (امامی، ۱۳۷۲). بنابر الگوی ۲۲، کافت فروافتاده یا نیمه فروافتاده همچنان در حال توسعه و تکامل است. مجموعه فوق را فعالیت‌های آتش‌فشانی زیر دریایی همراهی می‌کرده است و گسله مشا- فشم به مثابه مرز البرز شمالی- جنوبی بوده است. کرتاسه بالایی نه تنها در ایران، بلکه در سایر نقاط دنیا نیز با حوضه‌های ژرف و رسوبات ژرف دریایی توأم است، که وضع فوق، افزون بر علل تکتونیکی، به شرایط آب و هوایی و بالارفتن سطح آب دریا تحت تأثیر ذوب یخچال‌ها مرتبط است (لاسمی، گفت و گوی شفاهی، ۱۳۷۲). اما تاکنون در ایران از آثار به جای مانده از یخچال‌ها که ذوب آن‌ها سبب بالا آمدن سطح آب دریا شده باشد گزارشی نشده است.

۲-۳-۹- مایستریشین بالایی: در خلال این زمان، چین‌خوردگی شدید، ماگماتیسیم، و بالا آمدگی به وقوع پیوسته که آن را به رخداد لارامید (اتریشین) نسبت داده‌اند. وجود این حرکات کوه‌زایی فرعی موجب فعال شدن دوباره برخی از گسله‌های بزرگ قدیمی در ایران مرکزی و بسته شدن کافت ایران مرکزی شده است. به طوری که این گسله‌ها توانسته‌اند حوضه‌ها و محیط‌های رسوبی محلی را به وجود آورند (Berberian 1983). همان‌گونه که در الگوی ۲۳ مشاهده می‌شود، آخرین مرحله کافت (اعم از کافت درون قاره‌ای یا کافت فروافتاده- نیمه فروافتاده) به وقوع پیوسته است، یعنی در پی کشیدگی‌های مذکور، منطقه البرز و ایران مرکزی تحت تأثیر فشرده‌گی ناشی از کوه‌زایی لارامید قرار گرفته‌اند. فرآیند مذکور سبب بسته شدن کافت‌های موجود و ماگماتیسیم بازیک درون چین‌های شده است. ضمناً، در کوه‌های سبایه تهران، دگرشیبی قاعده سنگ‌های ترشیری البرز و خروج ماگما بر اثر رخداد کششی متعاقب رخداد فشاری صورت پذیرفته است.

۲-۴- دوران نوزیستی: زمان این دوران با وقوع رخداد‌های

اولاً: تفاوت وضعیت حوضه‌های رسوب‌گذاری در البرز شمالی و جنوبی؛ (Tchalenko 1974) عنوان می‌کند که گسله مشا- فشم علاوه بر سازوکار راندگی در انوسن پیشین، حرکات شاغولی نیز داشته است، به این ترتیب می‌توان انتظار داشت که با برخاستگی بیش‌تر البرز شمالی شاهد تفاوت وضعیت حوضه‌ها و رخساره‌رُسوبی آنها باشیم.

ثانیاً: خاستگاه توف‌های سبز کرج و حوضه‌رُسوبی مربوطه؛ امامی (۱۳۷۲) برپایه دامنه‌وسیمی از داده‌های ژئوشیمیایی مبتنی بر توف‌ها و سنگ‌های ماگمایی انوسن پیشین، دو ترکیبه بودن فرآیند ماگماتیسیم اولیه و اصلی انوسن را مورد تأکید قرار می‌دهد. همان‌گونه که پیش از این گفتیم، این ماگماتیسیم از خصوصیات حوضه‌های کافی از بین رفته یا اولاکوژن‌هاست. حال می‌پردازیم به نظرات ارائه شده پیرامون حوضه‌رُسوبی انوسن پیشین:

۱) با استناد به سنگ‌های آذرین دوترکیبه، حوضه‌رُسوبی این زمان را، به ویژه در البرز مرکزی، به مرحله‌حرارتی اولیه در کافت‌های از بین رفته یا اولاکوژن‌ها نسبت می‌دهیم. در این صورت، ضمن فرونشینی سریع حوضه که مرحله‌بعدی کافت مذکور است، رسوبات قاره‌ای، کم‌عمق، و دریایی در آن محل انباشته شده‌اند.

۲) همانند گودال سالتون، دوترکیبه بودن ماگماتیسیم در رابطه با حوضه‌های امتدادلفز به وجود آمده است، زیرا این حوضه‌ها نیز حجم قابل توجهی از سنگ‌های آذرین را در خود دارند.

۳) با توجه به رخساره کم و بیش ژرف دریایی و به گمان پاره‌ای سنگواره‌های پلاژیک، حوضه‌رُسوبی البرز مرکزی حوضه‌ای پشت‌کمانی در ارتباط با فرورائش است. با آگاهی از اطلاعات موجود در شاخه‌های مختلف زمین‌شناسی در می‌یابیم که:

۱) وضع حاکم برپوسته‌قاره‌ای ایران در زمان انوسن پیشین کشیدگی است، یعنی اعمال نیروهای کششی متعاقب فشردگی لارامید که از زمان پالنوسن تداوم داشته، در این زمان به حداکثر میزان خود رسیده است. از یک سو حرکت قائم و پیوسته‌گسله مشا- فشم سبب برخاستگی البرز شمالی در مقابل حوضه‌فروافتاده‌البرز جنوبی شده، و از سوی دیگر تداوم کشیدگی، برخی از شکستگی‌های موجود در ایران مرکزی را فعال کرده است. در این صورت، مجموعه‌بخش‌های بالا آمده و فروافتاده در ایران مرکزی را به وجود آورده است. حوضه‌ها در این زمان کم‌ژرف‌اند و در انوسن میانی کم و بیش ژرف می‌شوند. اوج نکابو، گسیختگی، و ماگماتیسیم در این زمان تظاهر یافته. همچنین برخاستگی لبه‌شمالی حوضه‌قم نیز نشانگر محل احتمالی یا مرز مربوط به شروع گسله شمال تهران است.

با مطالعه‌ساختمان سنگ‌شناسی توف‌ها، آنها را بسیار متنوع می‌یابیم. این امر علاوه بر فرونشینی تدریجی کف حوضه‌رُسوبی و تعدّی رسوبات در ژرفای مختلف، به خاستگاه آنها نیز بستگی دارد.

شاید فرونشینی کف حوضه‌رُسوبی در ایران مرکزی را با جا به جایی حوضه‌های بالا آمده و فروافتاده در طول گسله‌های فعال

شده‌قدیمی بتوان تفسیر کرد، زیرا کشیدگی همچنان ادامه داشته است از سوی دیگر، حرکت مثبت گسله مشا- فشم در شمال و به گمان؛ تغییر و تحولات ایجاد شده در جنوب این گسله می‌توانسته در گودشدن هرچه بیش‌تر حوضه‌البرز جنوبی مؤثر باشد.

حال اگر فرض اول را بپذیریم، در ابتدای دوران نوزیستی مناطق ارائه شده در الگوی ۲۵ مرحله‌کافت از بین رفته یا اولاکوژن‌ها از خانواده‌کافت حرارتی دورن قاره‌ای را پشت سر می‌گذاشته‌اند. شاید بالا آمدگی استنوسفر و گرمای ایجاد شده از سوی آن، سبب نازک شدن لیتوسفر و شکستگی‌های متعاقب آن شده است. به گمان این شکستگی‌ها همراه با آتش‌فشان‌های زیردریایی که در محل کافت‌ها بیش‌تر و کافت البرز جنوبی به ویژه به وجود آمده توانسته است این وضع را سبب شود. سنگ‌های آتش‌فشانی انوسن در ایران مرکزی از گستردگی و ستبرای کم و بیش بیش‌تری نسبت به البرز مرکزی برخوردارند شاید بتوان وضع فوق را با الگوی مربوط به کمان آتش‌فشانی آنتیل کوچک توجیه کرد؛ یعنی به علت شیب حاکم در حوضه‌رُسوبی زیردریایی آن زمان، مواد آتش‌فشانی از شیب توپوگرافی تبعیت نموده‌اند، لذا بیش‌تر به سوی ایران مرکزی تمایل و تمرکز یافته‌اند تا به البرز مرکزی.

اگر فرض دوم را بپذیریم، همواره در مقابل یک سؤال اساسی بی‌جواب مانده‌ایم، و آن این است که حجمی به عظمت توف‌های سبز کرج و با وسعتی بیش از چندین کیلومتر چگونه توانسته است در ظرف زمانی محدود (بیش‌تر انوسن پیشین- میانی) از یک گسله امتدادلفز خارج شود؟ اگر فرونشینی حوضه در اثر کشیدگی و حرکت گسله را در ستیر شدن رسوبات دخیل بدانیم، باز پذیرفتن این وضع از یک گسله امتدادلفز با شرایط مذکور کمی غیرعادی به نظر می‌رسد.

پذیرفتن فرض سوم مستلزم وجود شرایط بسیار متعددی است که در منطقه موردنظر هیچ‌یک از آنها وجود ندارد:

اولاً: کمان ماگمایی را کجا بگیریم؟ که حوضه کشیده‌ژرف به موازات البرز و در پشت کمان ایجاد شده است.

ثانیاً: ماگماتیسیم حوضه‌های پشت کمانی بیش‌تر تولیتی است و با حضور پوسته‌اقیانوسی، یا گاهی بدون پوسته‌اقیانوسی، مشخص می‌شوند، و این در صورتی است که ماگماتیسیم این مناطق بیش‌تر آلوکان است.

ثالثاً: رخ‌نمون سنگ‌های ایگنیمبریتی، برشی، آگلومرای، و توفی را، که از ویژگی‌های محیط‌های قاره‌ای و کم‌ژرف است، در بخش‌های مجاور با این حوضه‌های کشیده‌عمیق (!) چگونه می‌توان توجیه کرد؟

۲-۴-۱-۳- انوسن پسین: با کم‌ژرف‌تر شدن حوضه‌های رسوبی و تنش‌شدن گچ در البرز مرکزی و جنوبی، می‌توان چنین پیش‌بینی کرد که به گمان در آن زمان با اعمال نیروی فشاری ناشی از شروع حرکات کوه‌زایی پیرنه‌ای، منطقه موردنظر در الگوی ۲۶ دچار برخاستگی شده است. یا به عبارتی، در پی کشیدگی ایجاد شده در پالنوسن و انوسن پیشین- میانی، در انوسن پسین با اعمال نیروی فشاری وضع فوق تعدیل یافته است.

همان‌گونه که در شکل مشاهده می‌شود، حوضه‌های بالا آمده و



جنوب گسله شمال تهران

در بخش جنوبی گسله شمال تهران، کشیدگی متعاقب فشرده‌گی پیرنه‌ای، سبب ایجاد اولین مرحله حوضه‌های مقدم بر چین‌خوردگی و بالا آمدگی شده است؛ یعنی به دنبال چین‌خوردگی و بالا آمدن بخش‌های جنوبی البرز طی کوه‌زایی پیرنه‌ای، سبب ایجاد شکستگی‌های پی‌ستگی و تبدیل این حوضه به حوضه‌های فرعی‌تر شده است. حوضه رسوبی بخش جنوبی گسله (الگوی ۲۸) کولابی تا قاره‌ای است و مولاس‌های سبتر (سازند قرمز زیرین) را در برمی‌گیرد. به این ترتیب، حوضه‌های رسوبی بخش شمالی و جنوبی گسله کم و بیش به هم مرتبط بوده‌اند.

۲-۴-۱-۵-۲- الیگو- میوسن

شمال گسله شمال تهران

در بخش شمالی، به دنبال تداوم کشیدگی متعاقب فشرده‌گی پیرنه‌ای، گسله شمال تهران به صورت امتدادلغز و عادی عمل کرده است. حوضه رسوبی امتدادلغز کم و بیش به سوی مرحله دوم فعالیت خود، یعنی رسوب‌گذاری، اما با سرعت بیش‌تر، پیش‌رفته است. وجود برخی از شکستگی‌های ناشی از کشیدگی سبب تزیق ماگمای بازیک به درون سازندهای بیش‌تر قاره‌ای بخش شمالی شده است. (الگوی ۲۹) حرکت راندگی گسله مشا- فشم (Tchalenko 1974) به جنوب در این زمان نمی‌تواند با نیروهای وارده از سوی شمالی، که مقدار آن بیش از نیروی وارده با راستای جنوب غربی است، بی‌ارتباط باشد.

Berberian and King (1980)، در دامنه جنوبی البرز، علاوه بر رسوبات بیش‌تر قاره‌ای، به سازند دریایی قم نیز اشاره کرده‌اند. این امر می‌تواند ما را به ارتباط دو حوضه شمالی و جنوبی گسله شمال تهران هدایت کند.

جنوب گسله شمال تهران

بخش جنوبی گسله شمال تهران، در پی کشیدگی حاکم بر منطقه، متعاقب فشرده‌گی پیرنه‌ای که نسبت به الیگوسن بالایی از شدت بیش‌تری نیز برخوردار است، این منطقه تحت استیلای مجدد دریا قرار گرفته (Berberian 1983)، آثار این پیش‌روی به صورت نهشته‌های دریایی کم‌ژرف سازند قم رخ‌نمون یافته است. این وضع نشانگر مراحل پیش‌رونده حوضه مقدم بر چین‌خوردگی است که به واسطه عملکرد گسله مذکور، حوضه‌های نامتقارنی را سبب شده است. همچنین تحول از حوضه مقدم بر چین‌خوردگی تا نوار کوهستانی مجاور (بخش شمالی) پیوسته است (الگوی ۲۹). هم‌چنین کشیدگی‌های موضعی در ارتباط با کشیدگی حاکم بر منطقه موجب تصعید ماگمای بازیک به سطح زمین و داخل واحدهای قبلی شده است.

۲-۴-۱-۵-۳- میوسن

شمال گسله شمال تهران

در پی کشیدگی حاکم بر منطقه، که از الیگوسن بالایی آغاز شده

فروافتاده قم و ایران مرکزی کم و بیش جمع و از فعالیت آنها کاسته شده است، اما ماگمای بازیک آلکانان بارها در راستای آنها خارج شده است. حوضه قم بیش‌تر حاوی رسوبات قاره‌ای- لاگونی بوده است. برخاستگی البرز جنوبی- ایران مرکزی در این زمان، و قاره‌ای شدن حوضه قم به عنوان بخش شمالی ایران مرکزی را شاید بتوان به فعالیت بیش‌تر گسله شمال تهران (بیش‌تر مثبت) مربوط دانست. ضمناً سنگ‌های تراکیت و تراکی آندزیت (نقشه ۱:۱۰۰،۰۰۰ گستره تهران) در بخش جنوبی گسله شمال تهران، که در این پژوهش به عنوان بخش شمالی ایران مرکزی در نظر گرفته شده است، به طور کم و بیش گسترده وجود دارند، ولی در بخش شمالی گسله هم‌ارز آنها تنها در منطقه نوجان به طور محدود ملاحظه می‌شود. ماگماتیسیم انوسن پسین در ایران مرکزی چشمگیر است و گاه توالی آن به بیش از ۱۰۰۰ متر می‌رسد (امامی، ۱۳۷۰)، در حالی که در محدوده البرز، رخساره رسوبی کم‌ژرف مانند ماسه سنگ، کنگلومرا، شیل، و یا تیخیری مانند گچ (ته‌نشست‌های کند) قابل ذکرند.

۲-۴-۱-۴-۲- انوسن پایانی- الیگوسن زیرین: تشدید

حرکات زمین‌ساختی فشاری، در این زمان، مترادف بوده است با رخداد کوه‌زایی پیرنه‌ای در اروپا و متقابلاً رویارو با شروع بازشدگی دریای سرخ و رانده شدن ورق عربی به سوی شمال شرقی (به سوی ایران) (Berberian 1983؛ امامی، ۱۳۷۲)، ورق توران نیز در شمال عکس‌عملی مقابل این نیروهای فشاری از خود نشان داده است.

در الگوی ۲۷ می‌بینیم که گسله شمال تهران به صورت گسله ثانویه از گسله مشا- فشم به وجود آمده است. ثانوی بودن این گسل را Tchalenko (1974)، ببرریان و همکاران (۱۳۶۴)، نوگل (گفت و گوی شفاهی، ۱۳۷۲) و جمعی دیگر از زمین‌شناسان بیان نموده‌اند. با آشکار شدن واقعی گسله شمال تهران در این زمان و تداوم جنبش زمین‌ساختی قائم گسله شمال تهران، سبب برخاستگی بخش جنوبی البرز، کم‌ژرف شدن، و ایجاد محیط لاگونی در حوضه قم شده است. این وضع را می‌توان در الگوی ۲۷ مشاهده کرد.

در ادامه، ویژگی حوضه‌های رسوبی و رسوبات موجود داخل آنها را در قالب دو بخش، شمال گسله شمال تهران و جنوب گسله شمال تهران، معرفی می‌کنیم.

۲-۴-۱-۵-۲- معرفی سایر دوره‌ها در قالب بخش‌های

مقایسه‌ای

۲-۴-۱-۵-۱- الیگوسن بالایی

شمال گسله شمال تهران

در بخش شمالی، به دنبال کشیدگی حاکم بر منطقه که متعاقب فشرده‌گی پیرنه‌ای به وقوع پیوسته، اولین مرحله حوضه امتدادلغز، که همانا کشیدگی است، وارد عمل شده است. در نتیجه کشیدگی موجود و وجود گسله‌های خمیده و به هم پیوسته (شمال تهران و مشا- فشم) امتداد لغز گوه‌ای شکل (الگوی ۲۸) حوضه مابین آنها بیضی شکل شده و فرسایش بعد از چین‌خوردگی در سیستم کششی سبب ته‌نشین شدن مولاس‌های سبتر (سازند قرمز زیرین) در محیط رسوبی کولابی تا قاره‌ای شده است.

جنوب گسله شمال تهران

حوضه جنوبی گسله شمال تهران وضع به وجود آمده در زمان میوسن را کم و بیش درون خود حفظ کرده است، با این تفاوت که به گمان تحت تأثیر نیروی فشار آتیکن (مربوط به آلپ پایانی) حوضه‌ها کم ژرف‌تر و بیش‌تر قاره‌ای شده‌اند.

۲-۴-۱-۵-۵- پلیوسن

شمال گسله شمال تهران

با اعمال کشیدگی حاکم بر حوضه‌های رسوبی، هم‌ارز با سازند هزاردره در دامنه شمالی البرز، مولاس‌هایی تشکیل شده‌اند که از آهک دریایی، ماسه‌سنگ، و رس مربوط به پلیوسن بالایی (سازند آگپاگیل و آبشرون) پوشیده شده‌اند (Stocklin 1974).

گسله شمال تهران که در حفاصل سنگ‌های آتشفشانی زیردریایی انوسن در شمال و آبرفت‌های پلیوسن تا عهد حاضر در جنوب قرار گرفته است. علاوه بر راندگی واحدهای شمالی بر روی واحدهای جنوبی (الگوی ۳۱). جا به جایی‌های چپ‌گرد را بر روی گسله‌های پلکانی و موازی سبب شده که در آن زمان این حرکات بر حرکات عمودی و قائم مسلط بوده‌اند (Tchalenko 1974؛ بربریان و همکاران ۱۳۶۴).

جنوب گسله شمال تهران

متعاقب فشردگی آتیکن و حرکت بالا رونده گسل شمال تهران رخساره‌های رسوبی البرز جنوبی به طور کامل از ایران مرکزی جدا شده‌اند. همچنین حوضه‌قم نیز تحت تأثیر جنبش تکتونیکی آلپ پایانی (رودین) کم و بیش بسته شده است (امامی، ۱۳۷۰). همان‌گونه که Rieben (1955) و سپس سایر زمین‌شناسان اشاره کردند، در گستره تهران و بخش‌های مجاور، شاهد حضور کنگلومرای هزار دره یا سازند «A» هستیم.

به این ترتیب، در حوضه‌های مقدم بر چین‌خوردگی یا کوهستانی بعد از بالا آمدگی آتیکن، طی حاکم شدن فرایندهای فرسایشی، با تراکم آبرفت‌ها در بخش جنوبی رو به رو هستیم که بخش اعظم اجزای تشکیل دهنده آن را (۹۰٪) توف‌های سبز کرج تشکیل داده‌اند (Rieben 1955).

رسوبات سبتر کنگلومرای هزاردره به صورت آبرفت‌های بادبزنی در محیط رسوبی (لاسمی، ۱۳۶۷)، کم و بیش عمود بر ارتفاعات (از اختصاصات حوضه‌های مقدم بر چین‌خوردگی است)، توسط رودخانه کرج و کن (حوالی تهران) به سوی بخش‌های جنوبی حمل شده و در حوضه جنوبی کرج- تهران و بخش‌های مجاور نهشته شده است.

سبترای قابل توجه سازند هزاردره ۳۰۰-۱۰۰۰ متر (Rieben 1955، 1966) را لاسمی (گفت و گوی شفاهی، ۱۳۷۲) به وجود خاصیت کم و بیش فرونشینی (Subsidence) کف حوضه رسوبی مربوط می‌داند که ضمن رسوب گذاری فرونشینی نیز صورت گرفته است.

علاوه بر موارد فوق، از ویژگی‌های بارز این زمان تظاهر

بود، در میوسن به فشردگی تغییر یافته است (به گمان ساوین؟). به این ترتیب، گسله شمال تهران که تا کنون امتداد لغز و کم و بیش مستقیم بوده، تمایل و خمیدگی یافته و ممکن است به چند شاخه تبدیل شده باشد. قطعات حاصله ضمن جا به جایی پی در پی، در نهایت شکلی شبیه به پلکان (En Echelon) یافته‌اند که حرکت آن‌ها جا به جایی ناحیه‌ای را به دنبال دارد.

در دنباله این بالا آمدگی، در باره فرسایش بر منطقه حاکم شده و بنا بر الگوی ۳۰، سازند قرمز بالایی نسبت به حوضه‌قم و ایران مرکزی با سبترای کم‌تری تشکیل شده است.

البرز شمالی که تا کنون فاقد رسوب بوده، تحت استیلای مجدد رسوب گذاری قرار گرفته است. به این ترتیب، اظهارات (King 1980) Berberian and مورد تایید قرار می‌گیرد.

جنوب گسله شمال تهران

فشردگی متعاقب کشیدگی الیگوسن و الیگو- میوسن سبب برخاستگی، کم ژرف شدن و در نهایت قاره‌ای شدن بخش جنوبی گسله شمال تهران شده است. این وضع را می‌توان به رسوبات سازند قرمز بالایی حوضه‌قم نسبت داد. از این رو، اواخر میوسن پیشین، محیط دریایی جای خود را به تنه‌شست‌های قاره‌ای کولابی داده که سازند قرمز بالایی در حوضه کولابی و قاره‌ای فرونشست‌های نسبتاً پهن‌آوری به جای گذاشته شده است (Berberian and King 1980). البته سنگ‌های ماگمایی این دوره نیز غالباً نشانگر محیط قاره‌ای‌اند (امامی، ۱۳۷۲). حوضه‌های مقدم بر چین‌خوردگی یا کوهستانی نامتقارن‌اند؛ زیرا سازند قم در مجاورت با گسله از سبترای کم‌تری برخوردار است، که با نزدیک شدن به حوضه‌قم، سازند دریایی قم و بخش‌های وابسته سبتر می‌شوند. الگوی ۳۰ به نمایش این موارد پرداخته است.

۲-۴-۱-۵-۵- اواخر میوسن

شمال گسله شمال تهران

اواخر میوسن، البرز شمالی و جنوبی تحت تأثیر آخرین مرحله چین‌خوردگی آن دوره (آتیکن) قرار گرفته‌اند به این ترتیب، افزون بر قطع ارتباط البرز شمالی و جنوبی از یکدیگر، البرز شمالی محیط دریایی و البرز جنوبی محیط دریاچه‌ای تا قاره‌ای بوده است (Berberian and King 1980, Berberian 1983). به نظر می‌رسد که این حرکات به گمان در عملکرد مؤلفه راندگی گسله شمال تهران دخالت داشته‌اند (راندگی در یک سیستم برشی- فشاری).

پس از جدا شدن البرز شمالی و جنوبی از یکدیگر و قطع ارتباط آن‌ها یک سری ساختمان‌های فشاری، و به ویژه راندگی، از جنس سازند کرج بر روی بخش‌های جنوبی آغاز شده است. زیرا در حد فاصل گسله مشا- قشم و گسله شمال تهران با تراکمی از ساختمان‌های رورانه، چین‌خورده تا آخر دوران نوزیستی مواجه‌ایم. در حقیقت اواخر میوسن شروع ایجاد مراحل آخر حوضه‌های امتداد لغز (چین‌خوردگی و فشردگی) است.



ماگماتیسیم گنبدی (خروجی، نفوذی) است (امامی، ۱۳۷۲).

۲-۴-۱-۵-۶- پلیوسن - پلیستوسن

شمال گسله شمال تهران

حوضه امتدادلفز که در حدفاصل گسله شمال تهران و گسله مشا- فشم قرار گرفته، آخرین مراحل تکاملی خود را پشت سر گذارده است، یعنی بر میزان فشردگی و راندگی واحدهای انوسن و قدیمی‌تر از آن افزوده شده (در الگوی ۳۲ موارد مذکور نشان داده شده است).

به طور کلی، مناطق دربرگیرنده گسله آلبی، با خصوصیتی که تا کنون عنوان کردیم، به طور میانگین بر خاستگی حدود ۱۰ متر در ۱۰۰۰ سال دارند. از این رو اگر بر فرازای کنونی توچال ۳۹۳۳ متر (نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰,۰۰۰ تهران) ستبرای آبرفت‌های A، B، C، و D را، که کم و بیش از سازند سبز کرج و بخش‌های وابسته تغذیه کرده‌اند، اضافه کنیم، بیش از ۵۰۰۰ متر می‌شود که با قراردادن مقدار متوسط مذکور در رابطه گسله‌ها آلبی

$$5000 \div 10 = 500$$

$$500 \times 1000 = 500000 \text{ سال}$$

زمانی حدود پلیستوسن زیرین به دست می‌آید.

جنوب گسله شمال تهران

به دنبال فشردگی پلیوسن - پلیستوسن (والاشین؟) سازند A چین‌خورده و گسله شده است. تغییرات حاصله در سازند A را نخستین بار (Rieben 1955, 1966) سپس بربریان و همکاران (۱۳۶۴) گزارش کرده‌اند. الگوی ۳۲ گویای این وضع است.

۲-۴-۱-۵-۷- پلیستوسن زیرین

شمال گسله شمال تهران

وضع به وجود آمده در زمان پلیوسن - پلیستوسن کم و بیش تداوم داشته و با حاکم شدن مراحل کششی متعاقب فشردگی فرسایش، بر منطقه البرز تسلط یافته و در بخش جنوبی گسله شمال تهران ته‌نشین شده‌اند (الگوی ۳۳).

جنوب گسله شمال تهران

با حاکم شدن کشیدگی بعد از فشردگی (الگوی ۳۳)، سازند آبرفتی B (B_{ss} , B_{fl}) به صورت ناهمگن بر روی سازند چین‌خورده هزاردره (A) قرار گرفته است (Rieben 1955, 1966).

۲-۴-۱-۵-۸- پلیستوسن بالایی

شمال گسله شمال تهران

آخرین مرحله فشردگی آلب پایانی (پاسادین) در این زمان به وقوع پیوسته است. بنابر آنچه تا کنون گذشت، فشردگی پاسادین؟

نتیجه کشیدگی زمان قبل است. به این ترتیب، بر میزان برخاستگی البرز جنوبی افزوده شده و راندگی‌ها و چین‌خوردگی‌ها پیچیده‌تر شده‌اند (الگوی ۳۴). هم‌چنین، گسله شمال تهران (منظومه گسله کم و بیش پلکانی) که از زمان میوسن به وجود آمده، به علت یک پارچه نبودن ممکن است تحت تأثیر نیروهای وارده فشاری و کششی، نه تنها به صورت مجموعه راندگی با شیب متفاوت عمل کند (زیرا شیب گسله به راستای نیروی وارده، جنس لایه‌هایی که در آن عملکرد دارند، و غیره بستگی دارد)، بلکه، به صورت موضعی و محلی، راندگی بخش‌های مجاور سبب کارکرد عادی (نرمال) برخی از گسله‌ها شود.

جنوب گسله شمال تهران

در جنوب گسله شمال تهران، با اعمال فشردگی پاسادین که مربوط به آخرین مرحله فشردگی آلب پایانی است، سازند B کمی تمایل یافته است (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴). میزان این تمایل کم، میان ۵ تا ۱۰ درجه است که بربریان و همکاران (۱۳۶۴) آن را به جنبش‌های کوه‌زایی سستی نسبت داده‌اند. وضع مذکور در الگوی ۳۴ نمایش داده شده است.

۲-۴-۱-۵-۹- پلیستوسن - هولوسن

شمال گسله شمال تهران

در پی کشیدگی متعاقب فشردگی، مانند الگوی ۳۵، در روند عملکرد گسله شمال تهران، حرکات امتدادلفز و برشی امتیازی بیش از حرکات راندگی یافته‌اند. این وضع از نظام کلی تکتونیک حاکم بر البرز باختری تبعیت می‌کند، زیرا به طور محلی شاهد ماگماتیسیم آلکالان ناشی از کشش‌های محلی درون سیستم برشی هستیم. وضع مذکور در نهایت به شکل بارز در دماوند خودنمایی می‌کند (نوگل، ۱۳۶۸).

جنوب گسله شمال تهران

کشیدگی به وجود آمده در پی فشردگی پلیستوسن بالایی، سبب فرسایش واحدهای قدیمی‌تر و ته‌نشین شدن سازند C شده است. سازند C از نوع رسوبات رودخانه‌ای است که از ارتفاعات حمل رسوبی موجود، ته‌نشین شده‌اند (Rieben 1955, 1966) و به صورت آبرفت‌های بادیزنی در محیط‌های

۲-۴-۱-۵-۱۰- عصر حاضر

شمال گسله شمال تهران

در شمال گسله شمال تهران، با خاتمه یافتن حوضه‌های امتدادلفز، انواع ساختمان‌های چین‌خورده، گسله، و رورانده تمرکز یافته‌اند. این وضع بیش‌تر در توف‌های سبز کرج مطرح است، اما افزون بر واحدهای انوسن، واحدهای قدیمی‌تر نیز روراندگی یافته‌اند. هم‌چنین، به سبب شدت یافتن رخدادهای تکتونیکی در برخی زمان‌ها، افزون بر مرز سازند انوسن با سازندهای جدیدتر، در بین توف‌های سبز کرج شاهد عمل کرد گسله شمال تهران به صورت گسله‌های ثانویه که

- پرکا میرین :**
- ۱- پرکا میرین پسین

کوهزایی کا ناسکایی = پان =
 افریکن
 گسلهای غیر فعال
 - ۲- پرکا میرین پسین

کشیدگی منعاقب کوهزایی،
 فعال شدن گسلهای غیر فعال
- دیرینه زبستی :**
- ۳- کا میرین پسین

نیروهای فشاری در ارتباط با
 بالآمدگی
 - ۴- کا میرین میانی

نیروی کنسی در ارتباط با
 فرونشینی
 - ۵- کا میرین میانی - بالایی

نیروهای فشاری مرتبط با
 بالآمدگی
 - ۶- اردو و پسین زیرین

آغا زنبروهای فشاری و بالآمدگی
 مرتبط با حرکات
 خنکی زایی هم ارز کا لدونین
 - ۷- اردو و پسین بالایی - سلورین زیرین

حرکات خنکی زایی هم ارز
 حرکات کا لدونین
 - ۸- سلورین بالایی

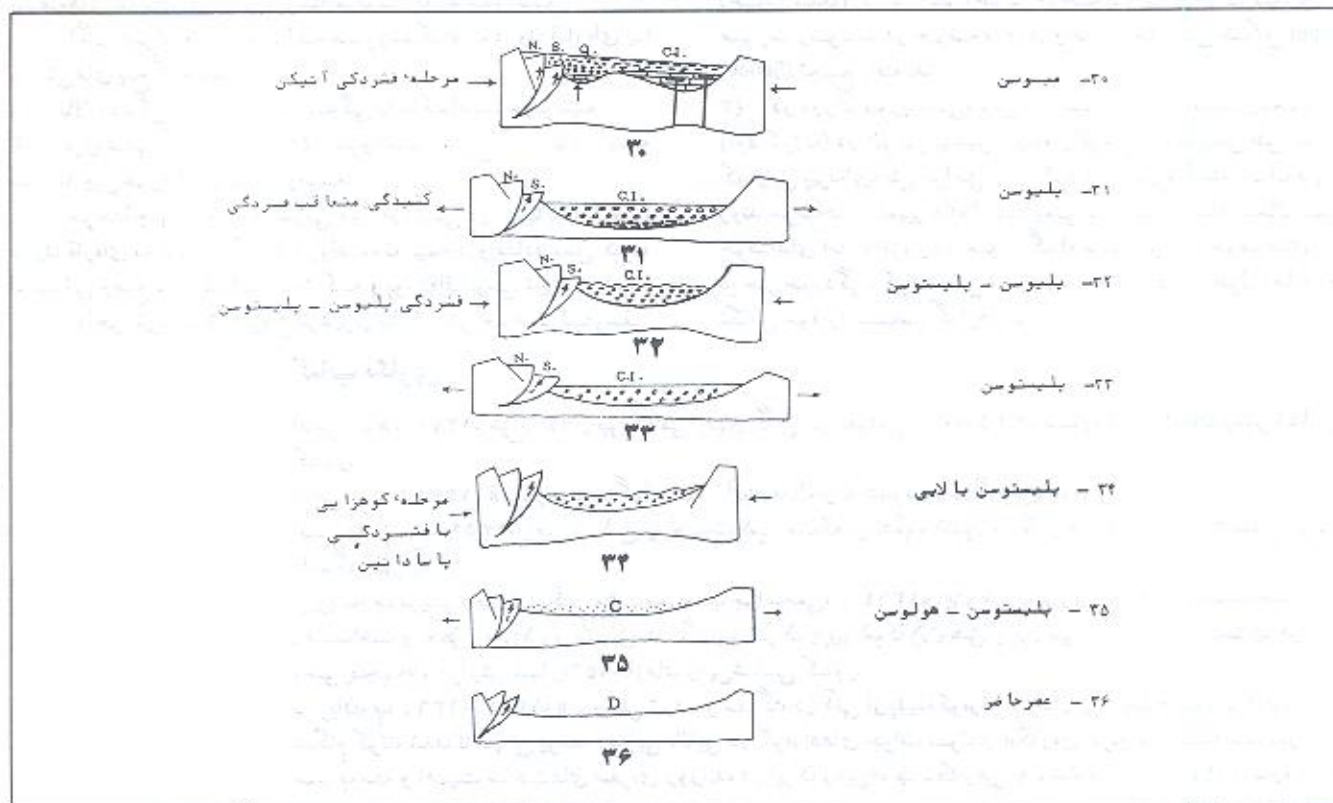
کشیدگی منعاقب حرکات
 خنکی زایی
 - ۹- دونین زیرین

تداوم کشیدگی منعاقب
 حرکات خنکی زایی
 - ۱۰- دونین میانی - بالایی

ادامه کشیدگی

- ۱۱- کریونیتفرزیرین
شروع نیروهای فشاری و بالا آمدگی مرتبط با حرکات هرستین
حرکات خنکی راسی هم ارز
حرکات هرستین
- ۱۲- کریونیتفر با لایی
۱۳- بر زمین ربرس
۱۴- بر زمین با لایی (کودالوینس)
۱۵- میاندهزیستی :
شریاس آغازی
۱۶- شریاس میانی - پایانی
کوهزایی کیمبرین پیشین
۱۷- شریاس پایانی - لباس
کشیدگی بعد از فشردگی و فعال شدن گسلها
۱۸- ژوراسیک میانی - بالایی
کشیدگی بعد از فشردگی
۱۹- ژوراسیک پسین
کوهزایی کیمبرین پسین
گسل منا - قسم
۲۰- کرتاسه زیرین
کشیدگی متعاقب فشردگی
-

- ۲۱- کرتاسه میانی
با لایه‌های مدگی بیشتر البرز جنوبی
و گود شدن بیشتر البرز شمالی
- ۲۲- کرتاسه بالایی
فعالیت آتشفشانی در دریا بی
- ۲۳- مااستریمنین بالایی
فشاردهی ناشی از کوه‌های
لارامید
- نویزینی :
- ۲۴- پالئوسن
حضور جنمائی و غیر فعال گسل شمال تهران
- ۲۵- انوسن پیشین
کنیدگی ناشی از فشاردهی
کوه‌های لارامید
- ۲۶- انوسن پسین
حضور تراکیت و تراکی آندزیت
- ۲۷- انوسن - الیکوسن
حرکات فشاردهی کوه‌های پیرنه‌ای
- ۲۸- الیکوسن بالایی
کنیدگی متعاقب کوه‌های
- ۲۹- الیکو - میوسن
کنیدگی متعاقب کوه‌های
-
- ۲۱
- ۲۲
- ۲۳
- ۲۴
- ۲۵
- ۲۶
- ۲۷
- ۲۸
- ۲۹



شمالی (قدیمی‌تر) بر روی واحدهای جنوبی (جوان‌تر) صورت گرفته است و در حقیقت یکی از مهم‌ترین علائم وجود گسله شمال تهران است که تا کنون توسط Tchalenko (1974) و سایرین مورد تاکید قرار گرفته است. حال، با پذیرفتن مطلب فوق، کافت بودن البرز جنوبی در ائوسن پیشین نیز به اثبات می‌رسد، زیرا راندگی گسله شمال تهران در طول خط ضعیف به جای مانده از بازشدگی قدیمی (ائوسن پیشین) بر روی بخش جنوبی با شیب به سمت شمال انجام گرفته است.

۳- نتیجه‌گیری

۱) از شواهد برمی‌آید که کافت ایجاد شده در پرکامبرین پسین (اولاکوژن) با ژرفای کم‌تری در دیرینه‌زیستی دنبال شده است، و در طول این دوران همواره با کم‌ژرف شدن (بالا آمدگی کف حوضه) و ژرف شدن (پایین رفتن کف حوضه) حوضه‌های رسوبی همراه بوده است. این وضع در اردوویسین بالایی- سیلورین زیرین با حرکات خشکی‌زایی هم‌ارز حرکات کوه‌زایی کالدوین خاتمه یافته و دوباره با حاکم شدن شرایط پلاتفرمی حوضه‌های رسوبی در فاصله محیط قاره‌ای، دریایی کم‌ژرف و کم و بیش ژرف، با افت و خیزهای ناشی از خشکی‌زایی و خشکی‌زایی بعدی (هرسی‌نین) به طور متناوب در تغییر بوده‌اند.

۲) لیئوسفر قاره‌ای ایران زمین در دوران میان‌زیستی به واسطه فرآیند کافت‌زایی دچار شکستگی و اشتقاق شده و در

از آن منشا گرفته‌اند هستیم.

جنوب گسله شمال تهران

در جنوب گسله شمال تهران، حوضه‌های مقدم بر چین‌خوردگی یا کوهستانی کم و بیش در حال خاتمه یافتن‌اند و سازند D، که جوان‌ترین سازند ابرفتی منشا گرفته از ارتفاعات است، در حال تشکیل است.

با دو دلیل بسیار بارز که در این نوشتار بر همگان آشکار می‌شود، حوضه مقدم بر چین‌خوردگی یا کوهستانی برای بخش جنوبی گسله شمال تهران، و حوضه امتدادلغز برای بخش شمالی گسله شمال تهران به اثبات می‌رسد:

۱) نبود دگرگونی و ماگماتیسیم متناسب با شرایط، که از ویژگی‌های حوضه‌های امتدادلغز است. در طول تاریخ زمین‌شناسی بخش شمالی گسله شمال تهران حتی به یک مورد دگرگونی اشاره نشده است. از سوی دیگر، با وجود عمل کرد گسله‌های حاکم، کم و بیش رخداد ماگماتیسیم به وقوع پیوسته است.

۲) از ویژگی‌های حوضه‌های مقدم بر چین‌خوردگی یا کوهستانی، رو راندگی‌های مقدم بر چین‌خوردگی است که به گمان در طول خط ضعیف باقی مانده از اثرات کافت شدگی یا کشیدگی قدیمی صورت گرفته است. حال اگر به واحدهای تشکیل شده در بخش جنوبی گسله شمال تهران و رخدادهای تکتونیکی آن محل نظری بیافکنیم، ملاحظه می‌شود که بیش‌تر در راستای این گسله راندگی واحدهای بخش

(خنک شدن)، در شرایط آخرین مرحله کافت قرار گرفته، در این صورت رسوبات در حوضه‌های فروافتاده نعلبکی شکل (Shape Saucer) تجمع یافته‌اند.

۳) در دوران نوزیستی، پس از بسته شدن کافت ایجاد شده (اولا کوئن) در ائوسن پیشین، از دوره ائوسن - الیگوسن طی مراحل کوه‌زایی پیرنه‌ای، طی مراحل آخر کوه‌زایی آلپی، گسله شمال تهران روند حوضه‌ها را تغییر داده است؛ یعنی در شمال گسله شمال تهران حوضه‌های امتدادلغز، و در جنوب گسله شمال تهران، حوضه‌های مقدم بر چین خوردگی، کوهستانی به وجود آمده‌اند که در طول زمان روند تکامل خود را پشت سر گذاشته‌اند.

حوضه‌های باریک اقیانوسی، پوسته اقیانوسی تولید شده است. اگر ایران مرکزی را به صورت کافت درون قاره‌ای با ویژگی‌های پنج‌گانه مطرح کنیم:

۱) بالا آمدگی ۲) بازشدگی با ماگماتیسیم دوترکیبه ۳) فرونشینی آهسته ۴) فرونشینی سریع ۵) بسته شدن با چین خوردگی و موارد وابسته

مرحله چهارم حوضه رسوبی میانه‌زیستی در ارتباط با کافت درون قاره‌ای به صورت کافت فروافتاده تا نیمه فروافتاده عمل کرده است. این وضع با ماگماتیسیم دوترکیبه و پوسته اقیانوسی تأیید می‌شود. اواخر کرتاسه تا شروع ترشیری با کاهش حرارت لیتوسفر

کتاب نگاری

امامی، م. ه. ۱۳۷۰، شرح نقشه زمین‌شناسی چهار گوش قم. مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰، شماره E6، سازمان زمین‌شناسی کشور.

امامی، م. ه. ۱۳۷۲، «مروری بر ماگماتیسیم ایران»، مقاله ارائه شده در دانشگاه تربیت مدرس. امینی فضل، ع. ۱۳۵۹، زمین‌شناسی و چینه‌شناسی منطقه سوادکوه (البر زمر کزی)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.

بربریان، م. قریشی، م.؛ ارژنگ روش، ب. و مهاجر اشجعی، ا. ۱۳۶۴، «پژوهش و بررسی ژرف زمین‌ساخت، لوزه زمین‌ساخت و خطر زمین‌لرزه گسلش در گستره تهران و پیرامون (پژوهش و بررسی لوزه زمین‌ساخت البرز زمین‌بخش پنجم)»، گزارش شماره ۵۶، سازمان زمین‌شناسی کشور.

بربریان، م. ۱۳۶۴-۱۳۶۳، «پژوهش ژرف و سترگ در آنی از پدیده کوه‌زایی: رفتار پی سنگ متبلور پر کامبرین به هنگام کوتاه شدن ناگهانی پوسته رسوبی بالایی در کوه‌زادهای جوان، نمونه‌ی انگاره‌ی کوه‌زاد زمین‌ساخت نازک و ستر پوسته و اهمیت ساخت‌های سفره‌ی رورانه در ایران زمین»، فیزیک زمین و فضا، جلد ۱۳ و ۱۴، شماره ۱-۲، رویه‌های ۲۳ و ۲۴.

بربریان، م. ۶۴-۱۳۶۳، «گسلش جنبی و زمین‌ساخت جوان ایران زمین»، فیزیک زمین و فضا، جلد ۱۳ و ۱۴، شماره ۱-۲.

حق‌پور، ع. ۱۳۴۹، زمین‌شناسی منطقه زیرگان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران. خسرو تهرانی، ع. ۱۳۶۷، کلیاتی در باره چینه‌شناسی ایران و مقاطع تیپ تشکیلات، انتشار دانشگاه تهران. ساعدی بناب، ج. ۱۳۷۲، تحلیل تکنیکی تداخل دوسری گسل در مبارک آباد، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.

سامانی، ب. ۱۳۷۱، «زمین‌شناسی پر کامبرین در ایران مرکزی از دیدگاه چینه‌نگاری ماگماتیسیم و دگرگونی»، مجموعه مقالات یازدهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، صفحه ۲۱-۲۴.

شاهرخی، ز. ۱۳۶۶، بررسی زمین‌شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی منطقه میگو-نوجان (البر زمر کزی) در محدوده ورقه ۱:۱۰۰,۰۰۰ تهران، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.

صدر، ا. ۱۳۷۰، بررسی و تحلیل دگرشکلی ناحیه آینه‌ورزان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس. صائب فر، و. ۱۳۷۰، بررسی ژئودینامیسیم گسل شمال تهران (جنوب غرب کرمان)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم.

طوطی، ف. ۱۳۷۰، پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی منطقه کوه جاردو (جنوب شرق اشتهارد)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.

علوی نائینی، م. ۱۳۵۱، «بررسی زمین‌شناسی ناحیه جام»، گزارش شماره ۲۳، سازمان زمین‌شناسی کشور. علوی نائینی، م. ۱۳۷۱، «پالئوژئوتیک در ایران»، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی، شماره ۲، رویه‌های ۲-۶.

لاسمی، ی. ۱۳۶۷، «محیط رسوب‌گذاری سازند هزاردره شرق تهران»، مجله علوم دانشگاه تهران، ویژه‌نامه نخستین سمپوزیوم کوآترنر.

نبوی، م. ۱۳۵۳، دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور.

یساقی، ع. ۱۳۶۸، تحلیل ساختاری و تکوین زمین‌ساختی جنوب باختری البرز (شمال تهران)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.

References

- Andersen Torgeir B. and Jamtveit Bjorn, 1990. Uplift of deep crust during Orogenic extensional collapse A model based on field studies in the SOGN SUNNF JORD region of western, Norway, *Tectonics*, V. 9, No. 5, 1097- 1111.
- Brink. U. and Avraham. Z, 1989. The Anatomy of a pull-apart Basin: Seismic Reflection observations of the dead sea Basin, *Tectonics*, Vo. 8, No. 2, 333-350.
- Bartley J. M. and Fletcher J. M. and Glazner A., 1990. Tertiary extension and contraction of lower plate rocks in the central MOJAVE metamorphic core complex southern California", *Tectonics*, Vo. 9, No. 3, 521- 534.
- Bott. M. H. P, 1976. Formation of Sedimentary basins of graben type by extension of the continental crust, *Tectonophysics* 36, 77- 86.
- Belousov, V. V. and Sholpo. V. N, 1976. Geodynamics of the eastern part of the Mediterranean Alpine belt, *Tectonophysics* 35, 27- 43.
- Berberian. M., 1983: *Continental deformation in the Iran and plateau* (contribution to the seismotectonics of Iran, Part IV, No. 52.
- Cannon W. F. and Green A. G., 1989. The north American Midcontinent rift reflection profiling, *Tectonics*, Vo. 8, No. 2, 305- 332.
- Clapp F. G., 1930: *Tehran anathe Elburz*, New York.
- Cook K. L., 1969. Active rift System in the basin and range province, *Tectonophysics* 3, 469- 511.
- Geodynamic project, 1983: *Geotraverse in Iran*, Final report, Geol. Surv. Iran. No. 51.
- Mody. J. P. and Hill M. J., 1959. Wrench fault tectonics, *Bull. Geol. Soc. Am.*, Vo. 67, 1207- 1246.
- Nieto obregon. J., Urrutia Fucugauchi. J., Cabral Cano. E. and Guzman. A., 1992. Listric faulting and continental rifting in western Mexico a paleomagnetic and Structural study, *Tectonophysics* 208, 365- 376.
- Nogole. Sadat. M. A. A., 1989. Tectono sedimentary Zonation of Iran, 29th International geology congress, Washington.
- Ozelci. F., 1978. A Suggestion on the possible significance of volcanic activity in the tectonics development of the eastern Mediterranean region, *Tectonophysics* 46, 227- 237.
- Pierre Brun. J. and Choukroune. P., 1983. Normal faulting block tilting and decollement in a stretched crust, *Tectonics*, Vo. 2, No. 4, 345- 356.
- Pedrami, M., 1989. The timing rate and nature of the late Quaternary tectonism in Iran, *Bull. of the INQUA neotectonic commission*, No. 12.
- Rieben, E. H., 1966: *Geological observations on alluvial deposits in northern Iran*, Geol. Surv. Iran. report No. 9.
- Reading. H. G., 1986: *Sedimentary environments and facies*, London, 471- 519.
- Sengor A. M. C. A new model for the late palaeozoic- Mesozoic tectonic evolution of Iran and implication for Oman Turkey geological society, No. 49, 797- 831.
- Stocklin. J., 1974. Northern Iran Alborz Mountains, Tehran Iran.
- Stampfli. G., Zenientti. L. and Bronnimann. P., 1976. Trias De L, Elburz oriental, Iran, *Stratigraphie Sedimentologie, Micropaleontologie*, Milano, 467- 500.
- Sussli, P. E., 1976: *The geology of lower Haraz valley area, central Alborz, Iran*, Geol. Surv. Iran Rep. No. 38.
- Tchalenko. J. S., 1975. Seismotectonic framework of the North Tehran fault, *Tectonophysics* 29, 411- 420.