١١١٦٠٠

وزارت علوم، تحقیقات و فناوری
دانشگاه علوم پایه دامغان
دانشکده علوم زمین

پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی(تکتونیک)

مطالعه زمین‌ساخت جنبا در شمال و شمال‌غرب دامغان (البرز شرقی، ایران)

توسط:
زهرا حقیقت لاری

استاد راهنما:
دکتر سید ناصر هاشمی

استاد مشاور:
دکتر محسن خادمی

۱۳۸۸ /۲/ ۱۰

دی ماه ۱۳۸۷

۱۱۱۶۰۰

به نام خدا

مطالعه زمین‌ساخت جنبا در شمال و شمال‌غرب دامغان (البرز شرقی، ایران)

به‌وسیله‌ی

زهرا حقیقت لاری

پایان‌نامه

ارائه شده به تحصیلات تکمیلی دانشگاه به عنوان بخشی

از فعالیت‌های تحصیلی لازم برای اخذ درجه کارشناسی ارشد

در رشته‌ی

زمین‌شناسی (گرایش زمین‌شناسی ساختمانی و تکتونیک)

از دانشگاه علوم پایه دامغان

ارزیابی و تأیید شده توسط کمیته پایان‌نامه با درجه: عالی

دکتر سید ناصر هاشمی، استادیار دانشکده علوم زمین (استاد راهنما)

دکتر محسن خادمی، استادیار دانشکده علوم زمین (استاد مشاور)

دکتر سید سعیدالرضا اسلامی، استادیار دانشکده علوم زمین (استاد داور)

دکتر سید محمود حسینی نژاد، استادیار دانشکده علوم زمین (نماینده تحصیلات تکمیلی)

دی ماه ۱۳۸۷

تقدیم به

مادر مهربان و صبورم

سپاسگزاری

سپاس خدای را عزوجل که در پرتو لطف بی‌کرانش هر گامی ممکن گردید.

بر خود لازم می‌دانم مراتب تشکر و قدردانی را نثار بزرگوارانی نمایم که مرا در این راه یاری نموده‌اند. در این راستا از جناب آقای دکتر سید ناصر هاشمی استاد راهنمای بزرگوارم که در طول این دوره زحمات زیادی کشیده و بدون راهنمایی‌های ارزنده ایشان دستیابی به این مهم میسر نبود تشکر و قدردانی می‌نمایم.

از جناب آقای دکتر محسن خادمی که افتخار شاگردی ایشان را داشته و به‌عنوان استاد مشاور در این پایان‌نامه همکاری داشته‌اند سپاسگزارم.

از جناب آقای دکتر سید سعیدالرضا اسلامی داور محترم پایان‌نامه و جناب آقای دکتر سید محمود حسینی نژاد نماینده محترم تحصیلات تکمیلی کمال تشکر را دارم.

در کنار تمامی معلمین و اساتیدی که از ابتدا تا کنون قدردان زحماتشان هستم، تشکر می‌کنم از خانواده‌ام که حمایت‌های بی‌دریغشان در تمام طول زندگی هموار کننده راه موفقیتم بوده و هست.

چکیده

مطالعهٔ زمین‌ساخت جنبا در شمال و شمال‌غرب دامغان(البرزشرقی، ایران)
به‌وسیله‌ی
زهرا حقیقت لاری

در نواحی فعّال تکتونیکی ویژگی‌های شبکهٔ زهکشی و اشکال توپوگرافی امکان برآوردی کمّی از روابط بین فعّالیت-های تکتونیکی و ریخت‌شناسی سطح زمین و مدل‌بندی تکامل چشم‌انداز را فراهم می‌آورند. در این تحقیق فعّالیت تکتونیکی ناحیهٔ شمال و شمال‌غرب دامغان به‌عنوان بخشی از واحد زمین‌ساخت-رسوبی البرز که در بر دارنده گسل-های آستانه، دامغان، شمال‌دامغان و عطّاری بوده و بخش مهمّی از گسترهٔ زمین‌لرزهٔ تاریخی ۸۵۶ میلادی قومس می‌باشد، مورد مطالعه قرارگرفته است. در ارزیابی‌های نئوتکتونیکی این منطقه عمدهٔ توجّه به دو پارامتر مورفومتریکی گرادیان آبراهه‌ها و سینوسیتهٔ پیشانی کوهستان معطوف گردیده است. با استفاده از داده‌های رقومی توپوگرافی، مدل ارتفاعی رقومی(DEM)، عکس‌های هوایی و نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه، پارامتر گرادیان آبراهه در ۳ حوضه اصلی و ۵۰ حوضه فرعی و سینوسیتهٔ پیشانی کوه در امتداد ۶۷ پیشانی کوه برداشت شده است. اطّلاعات برداشت شده در قالب نقشه‌های رقومی و در نرم‌افزار ArcView تهیه شده است. با بررسی نتایج به‌دست آمده و رسم نقشه‌های بیانگر میزان فعّالیت تکتونیکی نسبی در مناطق مختلف و مشاهدات میدانی مشخص شده است که در شمال دامغان و مناطق هم‌روند با گسل‌های دامغان و شمال دامغان و امتداد آنها تا گسل آستانه فعّالیت تکتونیکی بیش‌تر بوده و می‌توان به‌عنوان سرچشمه‌های احتمالی لرزه‌زا به این مناطق اشاره کرد. علاوه‌بر این انطباق نسبی روند خطّی آنومالی‌ها با روند گسل‌های منطقه مؤیّد تأثیر گسل‌ها در شکل‌گیری عوارض مورفولوژیک سطح زمین و کارآیی شاخص‌های مورفومتریک در تعیین شدّت نسبی فعّالیت تکتونیکی می‌باشد.

فهرست مطالب

عنوان	صفحه
فصل اول: کلّیات	۱
۱-۱- جایگاه زمین‌شناسی ایران	۱
۱-۲- تکامل زمین ساختی ایران	۲
۱-۳- رخدادهای زمین ساختی ایران	۲
۱-۴- پهنه‌بندی تکتونیکی ایران	۵
۱-۵- البرز	۵
۱-۶- مورفوتکتونیک	۹
۱-۷- منطقهٔ مورد مطالعه	۱۰
۱-۷-۱- ژئومورفولوژی منطقه	۱۱
۱-۷-۱-۱- آب و هوا	۱۱
۱-۷-۱-۲- نوع سنگ	۱۲
۱-۷-۱-۳- عوامل تکتونیکی	۱۲
۱-۷-۲- گسل‌های منطقه	۱۲
۱-۷-۲-۱- گسل عطاری	۱۳
۱-۷-۲-۲- گسل آستانه	۱۳
۱-۷-۲-۳- گسل دامغان	۱۳
۱-۸- لرزه‌زمین‌ساخت	۱۴
۱-۹- تاریخچه لرزه‌ای منطقه	۱۶
۱-۱۰- هدف مطالعه	۱۷
فصل دوم: نئوتکتونیک	۱۸
۲-۱- نئوتکتونیک	۱۸
۲-۲- روش‌های بررسی و شناسایی مناطق فعال	۱۹

عنوان	صفحه

۲-۳- مورفوتکتونیک ۲۱
۲-۴- روش‌های ارزیابی کمّی حرکات تکتونیکی فعال ۲۲
۲-۴-۱- شاخص سینوسیتی جبههٔ کوهستان ۲۲
۲-۴-۲- شاخص تسطیح شدگی جبههٔ کوهستان ۲۳
۲-۴-۳- شاخص نسبت پهنای درّه به عمق درّه ۲۴
۲-۴-۴- شاخص نسبت V ۲۵
۲-۴-۵- شاخص وسعت مخروط‌افکنه ۲۶
۲-۴-۶- شاخص گرادیان طول رودخانه ۲۶
۲-۴-۷- شاخص عدم تقارن آبراهه‌ها در حوضهٔ آبریز ۲۷
۲-۴-۸- شاخص تقارن توپوگرافی عرضی ۲۷
۲-۴-۹- منحنی هیپسومتری و انتگرال هیپسومتری ۲۹
۲-۵- معرفی شاخص‌های مورد استفاده در مطالعهٔ منطقه ۳۰
۲-۵-۱- گرادیان آبراهه ۳۰
۲-۵-۲- سینوسیتی پیشانی کوهستان ۳۱
۲-۶- کاربرد شاخص‌های مورفومتری در مطالعات تکتونیکی ۳۴
۲-۷- مروری بر تحقیقات پیشین ۳۴

فصل سوم: روش تحقیق و تجزیه و تحلیل داده‌ها ۳۶

۳-۱- مقدمه ۳۶
۳-۲- گرادیان طول آبراهه ۳۷
۳-۲-۱- روش مطالعه و برداشت اطلاعات ۳۷
۳-۲-۲- تجزیه و تحلیل اطلاعات ۵۵
۳-۲-۲-۱- حوضه آستانه ۵۶
۳-۲-۲-۲- حوضه چشمه علی ۵۶
۳-۲-۲-۳- حوضه کلاته ۶۲
۳-۳- سینوسیته پیشانی کوهستان ۷۲
۳-۳-۱- روش مطالعه و برداشت اطلاعات ۷۲
۳-۳-۲- تجزیه و تحلیل اطلاعات ۸۵
۳-۳-۲-۱- پیشانی‌های کوهستانی گسلی خیلی فعّال (Smf<1.5) ۸۵

عنوان	صفحه

۳-۳-۲-۲- پیشانی‌های کوهستانی گسلی فعّال (1.5<Smf<2) ۸۷
۳-۳-۲-۳- پیشانی‌های کوهستانی گسلی نیمه فعّال (2<Smf<3) ۸۹
۳-۳-۲-۴- پیشانی‌های کوهستانی گسلی غیر فعّال (Smf>3) ۹۱

فصل چهارم: نتیجه‌گیری و پیشنهادات ۱۰۱

۴-۱- نتیجه‌گیری ۱۰۱
۴-۲- پیشنهادات ۱۰۳
منابع فارسی ۱۰۴
منابع لاتین ۱۰۶

فهرست جدول‌ها

عنوان و شماره **صفحه**

جدول ۳-۱: اطّلاعات برداشت شده مربوط به پارامتر SL در حوضه آستانه ۴۵
جدول ۳-۲: اطّلاعات برداشت شده مربوط به پارامتر SL در حوضه چشمه علی ۴۶
جدول ۳-۳: اطّلاعات برداشت شده مربوط به پارامتر SL در حوضه کلاته ۵۲
جدول ۳-۴: اطّلاعات برداشت شده مربوط به پارامتر S_{mf} ۷۵
جدول ۳-۵: اطّلاعات مربوط به داده‌های لرزه‌ای دستگاهی منطقه مورد مطالعه ۱۰۰

فهرست شکل‌ها

عنوان **صفحه**

شکل ۱-۱: جایگاه زمین شناسی ایران در نوار چین خورده آلپ – هیمالیا ۱
شکل ۱-۲: رخدادهای عمده اثرگذار بر پوسته ایران‌زمین ۴
شکل ۱-۳: پهنه‌های رسوبی- ساختاری عمده ایران ۶
شکل ۱-۴: زیر پهنه‌های ساختاری البرز ۷
شکل ۱-۵: مدل ساختاری گرده‌ای مرکب البرز ۸
شکل ۱-۶: تصویر ماهواره‌ای از موقعیت البرز شرقی ۹
شکل ۱-۷: پهنه مورد مطالعه در نقشه ایران و نقشه ۱۰۰۰۰۰: ۱ دامغان ۱۱
شکل ۱-۸: موقعیت گسل‌های اصلی منطقه ۱۵
شکل ۱-۹: حوزه‌های لرزه‌زمین‌ساخت البرز ۱۵
شکل ۱-۱۰: محدوده زمین لرزه ۸۵۶ میلادی قومس ۱۶
شکل ۲-۱: محدودهٔ زمانی داده‌های مورد استفاده در مطالعات نئوتکتونیکی ۱۹
شکل ۲-۲: داده‌ها و نتایج مطالعات تکتونیک فعال در ابعاد محلّی و ناحیه‌ای ۲۰
شکل ۲-۳: روش محاسبه شاخص سینوسیتی پیشانی کوه ۲۳
شکل ۲-۴: روش محاسبه شاخص تسطیح شدگی پیشانی کوه ۲۴
شکل ۲-۵: روش محاسبه شاخص نسبت پهنای درّه به عمق درّه ۲۵
شکل ۲-۶: روش محاسبه شاخص نسبت V ۲۵
شکل ۲-۷: روش محاسبه شاخص گرادیان رودخانه ۲۶
شکل ۲-۸: روش محاسبه شاخص عدم تقارن آبراهه‌ها ۲۸
شکل ۲-۹: روش محاسبه شاخص تقارن توپوگرافی عرضی ۲۸
شکل ۲-۱۰: روش محاسبه منحنی هیپسومتری ۲۹
شکل ۲-۱۱: پیشانی کوهستانی فعّال مرتبط با گسل راست‌گرد مایل در کالیفرنیا ۳۳
شکل ۲-۱۲: پیشانی کوهستانی غیرفعال ۳۳
شکل ۳-۱: داده‌های رقومی توپوگرافی منطقه ۳۷
شکل ۳-۲: تقسیم بندی منطقه به سه حوضه اصلی براساس خط الرأس‌های توپوگرافی ۳۸

عنوان	صفحه

شکل ۳-۳: دورنمای حوضه چشمه علی از ارتفاعات انبان کوه ۳۹
شکل ۳-۴: دورنمای حوضه آستانه از ارتفاعات انبان کوه ۳۹
شکل ۳-۵: دورنمای حوضه کلاته از ارتفاعات انبان کوه ۴۰
شکل ۳-۶: شبکهٔ زهکشی حوضه‌های مورد مطالعه ۴۱
شکل ۳-۷: تقسیم بندی سه حوضهٔ اصلی به زیرحوضه‌های کوچکتر براساس الگوی زهکشی وتوپوگرافی ۴۲
شکل ۳-۸: انتخاب رود اصلی در زیر حوضه‌های آستانه ۴۳
شکل ۳-۹: انتخاب رود اصلی در زیر حوضه‌های کلاته ۴۳
شکل ۳-۱۰: انتخاب رود اصلی در زیر حوضه‌های چشمه‌علی ۴۴
شکل ۳-۱۱: موقعیت نقاط برداشت SL در امتداد رودهای اصلی زیرحوضه‌های کلاته ۴۴
شکل ۳-۱۲: آنومالی در میزان SL براثر عبور گسل F2 در حوضه آستانه ۵۷
شکل ۳-۱۳: آنومالی در میزان SL براثر عبور گسل دامغان در حوضه چشمه علی ۵۸
شکل ۳-۱۴: آنومالی در میزان SL بر اثر عبور گسل شمال دامغان در حوضه چشمه‌علی ۵۹
شکل ۳-۱۵: تراس آبرفتی در اثر فعّالیت گسل شمال دامغان ۶۰
شکل ۳-۱۶: تأثیر گسل‌های دامغان و شمال دامغان بر روی الگوی زهکشی حوضه چشمه‌علی ۶۰
شکل ۳-۱۷: تصویر ماهواره‌ای از جهت‌یابی آبراهه‌ها در گسل شمال دامغان ۶۱
شکل ۳-۱۸: آنومالی در میزان SL بر اثر تغییر لیتولوژی در حوضه چشمه علی ۶۲
شکل ۳-۱۹: تأثیر عوامل ساختاری فعّال بر میزان SL در حوضه کلاته ۶۳
شکل ۳-۲۰: گسل مرتبط با تاقدیس A ۶۴
شکل ۳-۲۱: گسل مرتبط با تاقدیس A در عکس هوایی بلوک ۲۷ گرگان ۶۵
شکل ۳-۲۲: آنومالی در میزان SL بر اثر فعالیت گسل نمکه در حوضه کلاته ۶۵
شکل ۳-۲۳: تراس آبرفتی در اثر فعالیت گسل نمکه ۶۶
شکل ۳-۲۴: تراس‌های آبرفتی مرتفع نشان دهندهٔ فعالیت بلندمدت و مداوم گسل نمکه ۶۶
شکل ۳-۲۵: سطوح مثلثی شکل متوالی در پای سطح گسل نشان دهندهٔ فعالیت مداوم گسل نمکه ۶۷
شکل ۳-۲۶: آنومالی در میزان SL بر اثر تغییر لیتولوژی در حوضه کلاته ۶۸

عنوان **صفحه**

شکل ۳-۲۷: تقسیم بندی منطقه مورد مطالعه به حوضه‌هایی با فعّالیت تکتونیکی متفاوت براساس متوسط SL هر زیر حوضه ۷۰
شکل ۳-۲۸: کنتورهای نشان دهنده آنومالی در میزان گرادیان آبراهه ۷۱
شکل ۳-۲۹: پیشانی کوه‌های انتخاب شده جهت برداشت پارامتر S_{mf} ۷۳
شکل ۳-۳۰: مدل سه بعدی منطقه مورد مطالعه به همراه منحنی‌های توپوگرافی با اختلاف ۲۰۰ متر ۷۴
شکل ۳-۳۱: تأثیر فعّالیت گسل طزره بر میزان سینوسیته دامنه شمالی کوه رامو ۸۶
شکل ۳-۳۲: تأثیر فعّالیت قطعه گسلی در امتداد گسل شمال دامغان (F_2) بر میزان سینوسیته در دامنه جنوبی چرزکوه ۸۶
شکل ۳-۳۳: - تأثیر قطعه گسلی مرتبط با فعالیّت تاقدیس بر میزان سینوسیته پیشانی کوه ۸۷
شکل ۳-۳۴: پیشانی کوهستانی گسلی در ارتباط با فعّالیت گسل آستانه ۸۸
شکل ۳-۳۵: پیشانی کوهستانی مرتبط با گسل آستانه و منحنی توپوگرافی نشان دهنده سینوسیته ۸۸
شکل ۳-۳۶: پیشانی کوهستانی گسلی در دامنه جنوبی انبان‌کوه و منحنی‌های توپوگرافی نشان دهنده میزان سینوسیته پیشانی کوه ۸۹
شکل ۳-۳۷: عقب‌نشینی پیشانی در اثر کاهش فعّالیت گسل F_1 در دامنه شمالی چرزکوه ۹۰
شکل ۳-۳۸: عقب‌نشینی پیشانی در اثر کاهش فعّالیت گسل در دامنه جنوبی کوه چهارلت ۹۱
شکل ۳-۳۹: سینوسیته شدید منحنی‌های توپوگرافی در پیشانی گسلی غیر فعّال کوه تپّه‌آسیاب ۹۲
شکل ۳-۴۰: اختلاف در میزان سینوسیته قطعات پیشانی گسلی شمال دامغان ۹۳
شکل ۳-۴۱: افتادگی توپوگرافی در ابرفت‌های شمال دامغان در اثر عبور گسل دامغان ۹۴
شکل ۳-۴۲: اختلاف واضح در میزان سینوسیته قطعات پیشانی گسلی دامغان بر اثر تغییر لیتولوژی ۹۴
شکل ۳-۴۳: تشخیص بخشی از خطواره گسل دامغان با استفاده از داده‌های توپوگرافی محض ۹۵
شکل ۳-۴۴: تشخیص بخشی از خطواره گسلی چشمه‌علی با استفاده از داده‌های توپوگرافی محض ۹۶

عنوان	صفحه

شکل ۳-۴۵: تطابق پیشانی کوه‌های مورد مطالعه با روند ساخت‌های زمین‌شناسی ۹۶
شکل ۳-۴۶: اختلاف در میزان سینوسیته قطعات در طول پیشانی کوه‌های برداشت شده ۹۷
شکل ۳-۴۷: متوسط میزان سینوسیته در طول پیشانی کوه‌های برداشت شده ۹۸
شکل ۳-۴۸: پیشانی کوهستانی صاف و غیر گسلی در دامنه جنوبی کوه کرکسی ۹۹
شکل ۳-۴۹: توزیع داده‌های لرزه‌ای دستگاهی در منطقه مورد مطالعه ۹۹
شکل ۴-۱: ترکیب نتایج حاصل از گرادیان آبراهه‌ها و سینوسیته پیشانی کوه‌های مورد مطالعه ۱۰۲

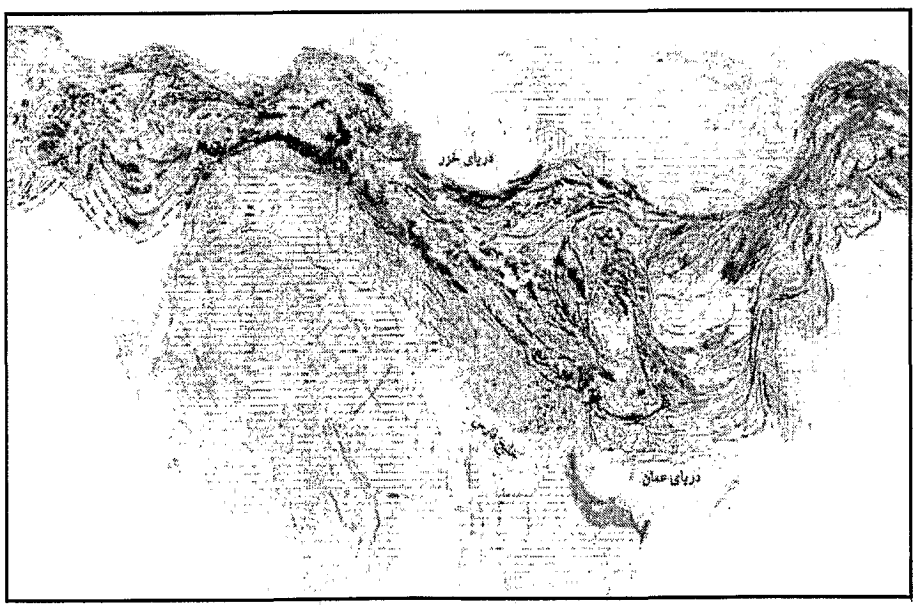
فصل اول

فصل اول
کلّیات

۱-۱- جایگاه زمین‌شناسی ایران

ایران سرزمین نسبتاً بلند و ناهمواری است که در مفهوم پیکرشناسی فلات نام دارد. فلات ایران با مساحت ۲/۵ میلیون کیلومترمربع علاوه‌بر محدوده سیاسی ایران، قسمت‌هایی از کشورهای افغانستان و پاکستان را هم شامل می‌شود و ارتباط طبیعی بین فلات آناتولی در شمال‌غرب با فلات پامیر در شمال‌شرق را فراهم ساخته است (شکل ۱-۱).

فلات ایران از نظر موقعیّت ساختاری و زمین‌ساختی بین دو پوستهٔ قاره‌ای قدیمی و باثبات توران در شمال و عربستان در جنوب قرار گرفته است. بر اساس مجموعه اطّلاعات موجود امروزه این باور وجود دارد که ایران از نظر موقعیّت زمین‌شناسی ساختاری قسمتی از کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا است که از شرق اقیانوس اطلس تا غرب اقیانوس کبیر گسترش دارد (خسروتهرانی، ۱۳۷۵).



شکل۱-۱- جایگاه زمین‌شناسی ایران در نوار چین‌خورده آلپ- هیمالیا (آقانباتی، ۱۳۸۳)

۱-۲- تکامل زمین‌ساختی ایران

براساس نظریه زمین‌ساخت ورقی در حدود ۱/۷ میلیارد سال پیش خشکی واحد پانگـه‌آ[1] براثـر نیروهای کششی به دو ابرقارهٔ اوراسیا در شمال کرهٔ زمین و گندوانا در جنوب تقـسیم مـی‌شـود که توسط اقیانوس پالئوتتیس از یکدیگر جدا بوده‌اند.

به عقیدهٔ Berberian & King, (1981)، ایران در زمان پرکامبرین و پالئوزوئیک در حاشـیه شمالی قاره گندوانا قرار داشته است. حرکت و مهاجرت اوّلیـه ایـران در دوره کربـونیفر صـورت گرفته و در ضمن ادامهٔ فرورانش و کاهش گسترهٔ تتیس کهن، تقریبـاً در محـل رانـدگی اصـلی زاگرس، اشتقاق دیگری با نام تتیس جوان (اقیانوس آلپی زاگرس) شکل می‌گیرد. در نتیجهٔ این اشتقاق صفحه ایران از صفحه زاگرس- عربستان جدا شده و همزمان با گـسترش بـستر تتـیس جوان صفحه ایران به سمت شمال حرکت می‌کند.

در اثر برخورد و به‌هم پیوستن دو صفحهٔ ایران و توران در تریاس پسین، تتیس کهن به‌طـور کامل بسته شده و کمربند شمالی ایران (البرز، بینالود، آق‌دربند، انارک، ساغند) تکوین می‌یابـد. از اوایل ژوراسیک بسته شدن تتیس جوان دراثر فرورانش آغاز می‌شـود و در زمـان نئـوژن هـم زمان با شکل‌گیری دریای سرخ، اقیانوس تتیس جوان به سرانجام خود نزدیک شده که منجر به تشکیل کمربند جنوبی ایران (کوههای زاگرس، بلوچستان و مکران) می‌شود. از زمان آلپ پایانی تا به حال، دراثر گسترش دریای سرخ و به‌هم رسیدن کامل بلندی‌های زاگرس و زون سـنندج- سیرجان اقیانوس آلپی زاگرس به‌طور کامل بسته شده است (آقانباتی، ۱۳۸۳).

۱-۳- رخدادهای زمین‌ساختی ایران

در بررسی‌های زمین‌شناسی هر ناحیه سه عامل وجود دارد که تاروپود سرگذشت زمین‌شناسـی آن ناحیه را می‌سازند. این عوامل مهم عبارتند از:

۱-رخدادها و پدیده‌هایی که از دوره‌های قبل آغاز شده و همچنان در حـال تکامـل مـی‌باشـند، مانند جنبش‌های خشکی‌زایی مداوم و حرکت گسل‌ها.

۲-رخدادهایی که در همان دوره پی‌ریزی شده و پیامدهای آن تاروپود سرگذشت زمین‌شناسـی را تشکیل می‌دهند و می‌توانند در دوره‌های بعدی نقش‌آفرین پدیده‌های دیگری باشـند، ماننـد تشکیل حوضه‌های رسوبی، جنبش‌های جدید زمین‌ساختی و فعّالیت‌های ماگمایی.

۳-رخدادهایی که در دوره‌های قبل آغاز شده و به پایان رسیده‌اند ولی اثر آنهـا کـم و بـیش در سرگذشت و ویژگی‌های ناحیه مؤثر است، مانند شـکل حوضـه رسـوبی، وجـود برجـستگی‌هـا و فرورفتگی‌های زمین.

1- Pangea

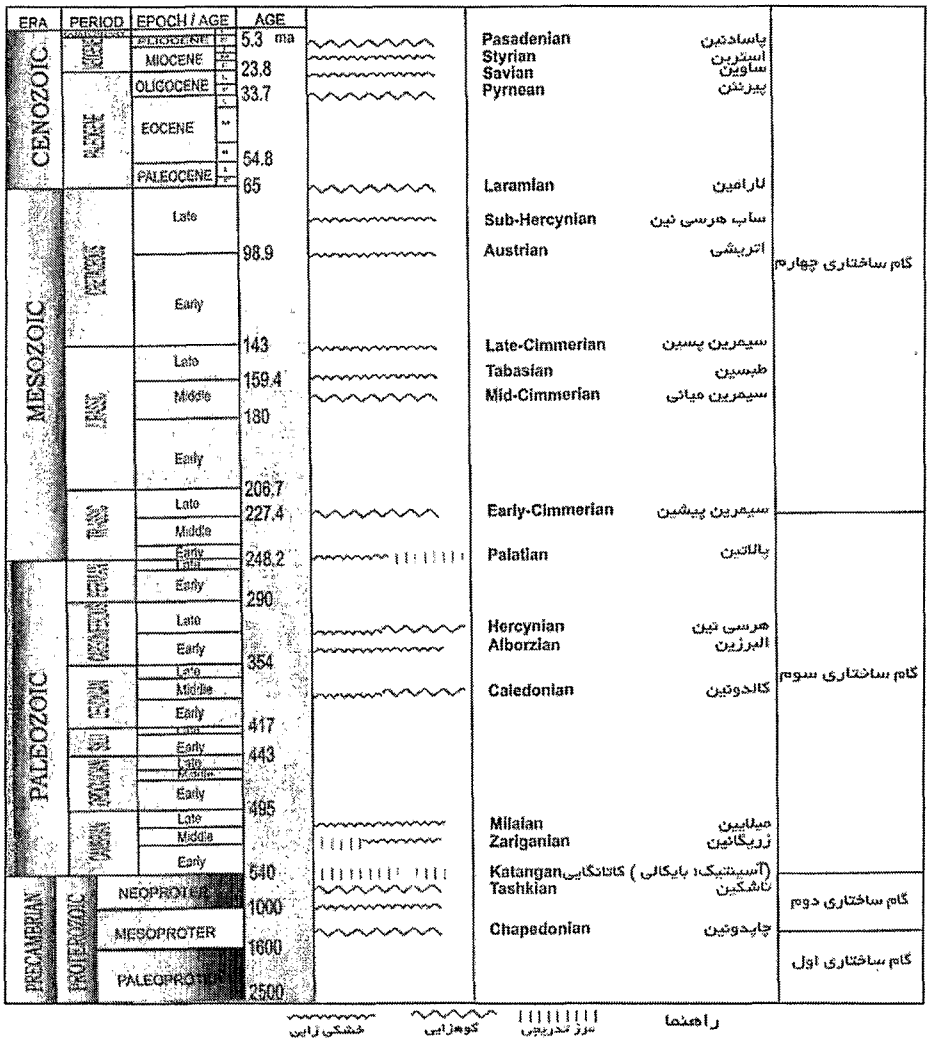
پژوهش‌ها نشان داده است که رخدادهای زمین‌ساختی قدیمی ایران در دوره‌های بعدی اثر مهمی داشته‌اند (نبوی، ۱۳۵۵). از همین رو به بیان رخدادهای اثرگذار بر پوسته ایران زمین در طول دوران‌های زمین‌شناسی می‌پردازیم.

سرزمین ایران در پرکامبرین تحت تأثیر دو مرحلهٔ کوهزایی قرار گرفته است. یکی کوهزایی چاپدونی در ۱۰۰۰ تا ۱۵۰۰ میلیون سال قبل و دیگری کاتانگایی[1] در پرکامبرین بالایی. در اثر فاز فشاری کوهزایی کاتانگایی و تحوّلات بعدی، پی‌سنگ ایران به‌صورت قطعه‌ای پایدار به‌نام پلت‌فرم[2] در می‌آید. در اواخر پرکامبرین پوسته قاره‌ای ایران و کشورهای هم‌جوار تحت تأثیر نیروهای کششی قطعه قطعه شده و در نتیجه از یک طرف گسل‌ها و ریفت‌های مهم قاره‌ای مانند گسل قدیمی زاگرس، نایبند، نهبندان و ... در آن پدید می‌آیند و از طرف دیگر گسل‌های قدیمی‌تر مانند پشت‌بادام و چاپدونی مجدداً فعّال می‌شوند. از این زمان به‌بعد بالا و پایین رفتن این قطعات حوضه‌های رسوبی مجزا و مستقلی پدید می‌آورد که تا آخر پالئوزوئیک روند تحوّلی متفاوت از یکدیگر پیدا می‌کنند. تحوّل و تکامل ساختمانی همین حوضه‌ها را می‌توان به‌نوعی پایه‌های اوّلیهٔ واحدهای ساختمانی فلات ایران به‌حساب آورد.

در فاصلهٔ پرکامبرین پسین- تریاس میانی در بیشتر نقاط ایران آرامش زمین‌ساختی نسبی از نوع خشکی‌زا حاکم بوده و فقط جنبش‌های عمودی پوستهٔ زمین چند بار رژیم رسوبی را تغییر داده‌اند. در تریاس میانی و در نتیجهٔ برخورد قارهٔ ایران- افغان با اوراسیا، اولین مرحلهٔ کوهزایی آلپی با نام سیمرین[3] پیشین شکل می‌گیرد. در طول دوره ژوراسیک و با جدا شدن خشکی هند از گندوانا و حرکت رو به شمال صفحهٔ هند، مرکز و شرق ایران تحت تأثیر حرکات فشاری قرار می‌گیرند که سیمرین پسین نام دارد. در اواخر کرتاسه- اوایل پالئوسن واقعهٔ کوهزایی لارامید با بسته شدن کامل اقیانوس زاگرس و ایجاد رشته کوه‌های زاگرس مرتفع در آن محل شکل می‌گیرد. در نتیجهٔ این واقعه پوستهٔ قاره‌ای ایران یکپارچه می‌گردد و مراحل تکاملی آن به صورت مرز همگرا دنبال می‌شود. به‌همین دلیل کوهزایی لارامید را می‌توان ترسیم کنندهٔ پایه‌های مورفوتکتونیک ایران دانست (علایی‌طالقانی، ۱۳۸۱). پس از کوهزایی لارامید، مقدمه بازشدگی دریای سرخ فراهم گشته و به‌دنبال آن سرزمین عربستان از گندوانا جدا و به‌سوی ایران حرکت می‌کند. فشار وارد بر پوستهٔ ایران در اثر حرکت صفحهٔ عربستان ازجهت جنوب غرب و مقاومت صفحهٔ توران واقع در شمال شرق ایران در تمام طول دوران سنوزوئیک، مسبب بسیاری از وقایع زمین‌شناسی ایران بوده است. در پایان ائوسن، پوستهٔ ایران تحت تأثیر مرحلهٔ دیگری از سلسله کوهزایی‌های آلپی به‌نام پیرنئن[4] قرار می‌گیرد. در الیگوسن

1- Katangan
2- Platform
3- Cimmerian
4- Pyrnean

پسین- میوسن پیشین رخداد ساوین[1] بر پوستهٔ ایران تأثیر گذاشته و در میوسن میانی فاز استرین[2] آن را متأثر کرده است. با شروع دومین مرحلهٔ بازشدگی دریای سرخ و خلیج عدن در میوسن میانی، ایران تحت تأثیر کوهزایی مهمی با نام آتیکن[3] قرار می‌گیرد که باعث چین-خوردگی رسوبات در تمام ایران می‌شود (Berberian & King, 1981). آخرین و مهم‌ترین مرحله از کوهزایی آلپی با نام پاسادنین[4] در اواخر پلیوسن-پلیوستوسن رخ داده که متعاقب آن شکل کنونی فلات ایران پدیدار می‌شود (شکل ۱-۲).



شکل۱-۲- رخدادهای عمده اثر گذار بر پوسته ایران‌زمین (آقانباتی، ۱۳۸۳)

1- Savian
2- Styrian
3- Atikan
4- Pasadenian

۱-۴- پهنه‌بندی تکتونیکی ایران

واحدهای بزرگ مورفوتکتونیکی ایران طی مراحل مختلف زمین‌ساختی در طول دوران‌های زمین‌شناسی پدید آمده‌اند و مراحل تحوّل آنها در حوضه‌های رسوبی مجزا صورت گرفته است. با اینکه شناسایی دقیق تمام واحدهای مورفوتکتونیکی ایران کارآسانی نیست امّا تقسیمات واحدهای ساختمانی ایران می‌تواند کمک مؤثّری در جهت شناخت واحدهای مورفوتکتونیکی محسوب گردد (علایی طالقانی، ۱۳۸۱).

اوّلین پهنه‌بندی تکتونیکی ایران توسط Stocklin, (1968) انجام گرفت. وی براساس وضع زمین‌ساخت و تاریخچهٔ رسوبی و ساختاری متفاوت هر منطقه، ایران را به ۹ پهنهٔ ساختاری تقسیم کرد که عبارتند از: پهنه‌های دشت اروند، کمربند چین‌خورده زاگرس، سنندج-سیرجان، ایران مرکزی، کوه‌های البرز، کپه‌داغ، بلوک لوت و کوه‌های شرق ایران و مکران. نبوی (۱۳۵۵) ایران را به ۱۷ پهنه و Nogole Sadat, (1989) ایران را به ۹ پهنهٔ عمده و دو پهنهٔ پایدار کناری تقسیم نمودند. به‌همین ترتیب زمین‌شناسان دیگری مانند افتخارنژاد (۱۳۵۹)، Berberian & King, (1981)، Takin, (1972)، و ... با توجّه به معیارهای مختلف، تقسیمات متفاوتی برای ساختمان زمین‌شناسی ایران ارائه دادند که در اکثر این پهنه بندی‌ها با اندک تفاوت‌هایی از البرز نام برده شده است (شکل ۱-۳). از آنجا که منطقهٔ مورد مطالعه درقسمت شرقی پهنهٔ تکتونیکی البرز واقع است ویژگی‌های ساختاری این پهنه با جزئیات بیش‌تری در ادامه ارائه خواهد شد.

۱-۵- البرز

پهنه رسوبی – ساختاری البرز شامل بلندی‌های شمال صفحه ایران است که به شکل تاقدیسی مرکّب[1] در یک راستای عمومی شرقی – غربی، از آذربایجان تا خراسان امتداد دارد. از نگاه ریخت زمین‌شناسی، مرز شمالی البرز منطبق بر تپّه‌ماهورهای متشکل از نهشته‌های ترشیری و دشت ساحلی خزر است که توسط گسل‌های البرز (خزر) و لاهیجان از چالهٔ خزر جدا می‌شود. حدّ جنوبی البرز چندان روشن نیست. در منابع مختلف، گسل‌های متفاوتی مانند گسل تبریز (Alavi, 1991) گسل گرمسار (بربریان، ۱۳۷۵)، گسل عطاری (Alavi Naini, 1972) مرز جنوبی البرز دانسته شده‌اند با این‌حال به‌نظر می‌رسد که مرز شاخصی در جنوب البرز وجود نداشته و گذر از پهنهٔ ایران مرکزی به پهنهٔ البرز تدریجی می‌باشد، به طوری که البزر را می‌توان چین‌های حاشیه‌ای ایران مرکزی دانست. سرگذشت ساختاری و چینه‌ای البرز در همه‌جا یکسان نیست و به‌همین دلیل از واژه‌های البرز شرقی، البرز مرکزی، البرز غربی و البرز شمالی و

1 - Anticlinorium