١٠٧٥٢٦

دانشکده علوم

پایان نامه کارشناسی ارشد رشته زمین شناسی (تکتونیک)

تعیین شاخصهای کمی زونهای تکتونیکی و سایزموتکتونیکی ایران

بوسیله:

صدیقه فراحی قصرابونصر

۱۳۸۷ /۹/ ۲۳

استاد راهنما:

دکتر احمد زمانی

شهریور ۸۷

۱۰۷۵۴۶

به نام خدا

تعیین شاخصهای کمی زونهای تکتونیکی و سایزموتکتونیکی ایران

به وسیله ی

صدیقه فراحی قصرابونصر

پایان نامه
ارائه شده به معاونت تحصیلات تکمیلی به عنوان بخشی از فعالیتهای تحصیلی لازم برای اخذ درجه کارشناسی ارشد

در رشته ی:

زمین شناسی تکتونیک

از دانشگاه شیراز

شیراز

جمهوری اسلامی ایران

ارزیابی و تصویب شده توسط کمیته پایان نامه با درجه : **عالی**
دکتر احمد زمانی ، استاد بخش علوم زمین(رئیس کمیته).....
دکتر قدرت ا... فرهودی، استاد بخش علوم زمین.....
دکتر خلیل سرکاری نژاد، دانشیار بخش علوم زمین.....
دکتر مینا توحیدی، استادیار بخش آمار.....

شهریور ماه ۱۳۸۷

تقدیم به :

ساحت مقدس تک سوار حق و آخرین ذخیره الهی که ظهورش همواره آرزوی همه ماست. و تقدیم به کسی که با عنایت حضرتش توفیق نگارش این رساله را یافته ام.

سپاسگذاری

حمد و سپاس خداوند بخشاینده ی مهربان را که به این بنده کمترین درگاه خویش توفیق داد تا قدمی هرچند ناچیز در مسیر خدمت به بشریت بردارم.
پایان نامه حاضر، با همکاری و همدلی عزیزانی فراهم گردیده، که بر اینجانب واجب است از زحمات بی دریغ و خالصانه آنان قدر دانی نمایم.
از حسن نظر و محبت و راهنمایی های بی دریغ جناب آقای دکتر احمد زمانی، استاد راهنمای محترم، که ضامن تدوین این رساله بوده و همچون مشعلی فروزان همواره روشنگر این مسیر پر طلاتم بوده کمال تشکر و امتنان را دارم و از خداوند منان توفیق روز افزون ایشان را خواستارم.
از جناب آقای دکتر خلیل سرکاری نژاد، دکتر قدرت ا... فرهودی و سرکار خانم دکتر مینا توحیدی اساتید مشاور محترم این پایان نامه به خاطر راهنماییهای مفیدشان سپاسگذارم.
از ریاست محترم بخش علوم زمین جناب آقای دکتر فرید مر و جناب آقای دکتر محمد زارع ریاست اسبق بخش و نماینده محترم تحصیلات تکمیلی تشکر می نمایم.
تشکر بی شائبه ای از آقایان حیدرعلی مردانی فرد دانشجوی دکتری بخش آمار دانشگاه شیراز و دکتر عباس گرامی استاد محترم بخش آمار و ریاضی دانشگاه تهران که با راهنماییهای مدبرانه و صادقانه خویش بنده را در به انجام رساندن این پایان نامه یاری کردند، می نمایم. و سعادتمندی و بهروزی ایشان را از درگاه خداوند سبحان خواستارم.
از ریاست محترم پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور جناب دکتر منوچهر قرشی تشکر و قدردانی کرده و همچنین از همکاری صمیمانه دوستان بسیار ارجمندم سرکار خانم مهناز ندایی و خانم مرضیه خلیلی و آقایان سمیعی و پرتابیان تشکر می کنم.
از کلیه پرسنل و کارمندان محترم بخش علوم زمین کمال تشکر را دارم.
از پدر و مادر گرانقدرم که به من امید زندگی داده و می دهند و همه هستی ام را مدیون دعاهای خالصانه آنها می باشم، تشکر و قدرانی کرده و دستشان را می بوسم.
لازم می دانم که از همراهی بی دریغ همسر مهربان و وفادارم، که همواره پشتیبان من بوده و با صبر و حوصله ستودنی خویش، در به ثمر نشستن این رساله یاریم کرده، صمیمانه تشکر کنم.

چکیده

تعیین شاخصهای کمی زونهای تکتونیکی و سایزموتکتونیکی ایران

به وسیله ی:

صدیقه فراحی قصرابونصر

تهیه نقشه های پهنه بندی تکتونیکی و سایزموتکتونیکی از جمله اساسی ترین مباحث علوم زمین است که همواره مورد توجه محققین این رشته قرار داشته است. در گذشته پهنه بندی های مختلفی با استفاده از معدودی داده های سطحی شامل : مشاهدات صحرایی، عکسهای هوایی، تصاویر ماهواره ای، زلزله خیزی و ... انجام شده است. در این پهنه بندیها مشکل تأثیر قضاوتهای شخصی محقق از یک طرف و عدم توانایی ذهن بشر در تجزیه و تحلیل حجم زیاد داده ها از طرف دیگر باعث شده که نقشه های تهیه شده با روشهای مرسوم یا سنتی عمدتاً نمایانگر پدیده های سطحی بوده و برای شناخت دقیق و عمیق تحولات زمین شناسی چندان مفید و راهگشا نباشند. ازاین رو در سالهای اخیر با استفاده از طیف وسیعی از داده های سطحی و زیر سطحی و کاربرد روشهای آماری چند متغیره، اقدام به تهیه نقشه های رقومی جدید شده است. امروزه با پیشرفت شگرف علوم و فنون و ابداع دستگاههای الکترونیکی مدرن حجم زیادی از داده های علمی تولید و در اختیار محققین قرار می گیرد. بدیهی است که تجزیه و تحلیل مطلوب این حجم عظیم داده ها تنها با استفاده از روش جدید تولید نقشه های رقومی خود سامانده امکان پذیر می باشد. ضمناً نقشه های رقومی جدید بر حسب اهداف مورد مطالعه کاربر قابل تغییر و تعدیل بوده و اصلاح نقشه ها در هر زمان بصورت زنده (آنلاین) امکان پذیر است. این پروژه ادامه تحقیقات کارگروه الگو شناسی و تهیه نقشه های رقومی خود سامانده در بخش علوم زمین دانشگاه شیراز می باشد. در این راستا، ابتدا مجموعه گسترده ای از اطلاعات بهنگام شده زمین شناسی، ژئوفیزیکی و ژئومورفولوژیکی ایران گردآوری و سپس نقشه های خود سامانده رقومی جدید تهیه گردیده است. از آنجا که دسترسی به داده های رقومی به آسانی میسر نیست، با استفاده از روشهای آماری پیشرفته، اقدام به تقلیل پارامترها کرده، به نحوی که پارامترهای منتخب علاوه بر حفظ سیمای کلی داده های اولیه، در نقشه های رقومی تولید شده نیز تغییر محسوسی ایجاد نکنند. در خاتمه، با استفاده از روشهای آماری کاهش ابعاد و تحلیل واریانس ارتباط درونی پارامترها مشخص و نقش هر یک در پهنه بندی مورد بررسی قرار گرفته است. لازم به ذکر است، نقشه های رقومی که با روشهای جدید تهیه و ترسیم می گردند بر اساس داده های مورد استفاده در هر نقشه قابل تعبیر و تفسیر می باشند.

فهرست مطالب

عنوان و شماره	صفحه
فصل اول: مروری بر تکتونیک و سایزموتکتونیک ایران	۱
مقدمه	۱
۱ -۱- تقسیم بندیهای مرسوم	۲
۱-۱-۱- **ناحیه زاگرس**	۴
۱-۱-۲- ناحیه سنندج – سیرجان	۷
۱-۱-۳ - ایران مرکزی	۸
۱-۱-۴- البرز	۱۰
۱-۱-۵- حوضهٔ فلیشی شرق ایران	۱۲
۱-۱-۶- کپه‌داغ	۱۳
۱-۱-۷- مکران	۱۵
۱-۱-۸- فرونشست زابل	۱۶
۱-۲- تقسیم بندیهای اتوماتیک چند متغیره خود سامانده	۱۷
فصل دوم: کاربرد روشهای آماری در پهنه بندی تکتونیکی و سایزموتکتونیکی	۲۴
مقدمه	۲۴
۲-۱- تحلیل عاملی	۲۵
۲-۲-۱- تحلیل مؤلفه های اصلی	۲۷
۲-۲-۲- تحلیل عاملی مشترک	۲۹
۲-۲-۳- عاملهای چرخش یافته	۲۹
۲-۲-۴- معیارهای استخراج تعداد عاملها	۳۰
۲-۲-۴-۱- معیار مقدار ویژه	۳۱
۲-۲-۴-۲- معیار پیشین	۳۱

عنوان و شماره | صفحه

۲-۲-۴-۳- معیار درصد واریانس ۳۱
۲-۲-۴-۴- معیار تست بریدگی ۳۱
۲-۲-۵- معیار تعیین سطح معنی داری بارهای عاملی ۳۲
۲-۳- تحلیل خوشه ای ۳۲
۲-۳-۱- الگوریتم خوشه ای کردن داده ها ۳۴
۲-۳-۱-۱- روش خوشه ای سلسله مراتبی ۳۴
۲-۳-۱-۱-۱- پیوند تکی ۳۴
۲-۳-۱-۱-۲- پیوند کامل ۳۵
۲-۳-۱-۱-۳- پیوند متوسط ۳۶
۲-۳-۱-۱-۴- روش وارد ۳۶
۲-۳-۱-۱-۵- روش مرکز ثقل ۳۶
۲-۳-۱-۲- روش خوشه بندی غیر سلسله مراتبی ۳۷
۲-۴- تحلیل واریانس ۳۷

فصل سوم: گردآوری ،پردازش و تجزیه و تحلیل آماری ۳۹

مقدمه ۳۹
۳-۱- گرد آوری داده ها ۳۹
۳-۱-۱- داده های ژئوفیزیکی ۴۰
۳-۱-۱-۱- داده های ثقلی ۴۰
۳-۱-۱-۱-۱- داده های شتاب ثقل مطلق ۴۱
۳-۱-۱-۱-۲- داده های ناهنجاری هوای آزاد ۴۱
۳-۱-۱-۱-۳- داده های ناهنجاری بوگر ۴۲
۳-۱-۱-۱-۴- داده های ناهنجاری ناحیه ای بوگر ۴۲
۳-۱-۱-۱-۵- داده های ناهنجاری باقیمانده بوگر ۴۲
۳-۱-۱-۱-۶- داده های ایزوستازی ۴۲
۳-۱-۱-۲- داده های شدت مغناطیسی ۴۳
۳-۱-۱-۳- داده های لرزه خیزی ۴۳
۳-۱-۲- داده های زمین شناسی ۴۴
۳-۱-۳- داده های ژئومورفولوژیکی ۴۸

صفحه

عنوان و شماره

۴۸

۳-۱-۳-۱- حداقل ارتفاع ۴۸

۳-۱-۳-۲- حداکثر ارتفاع ۴۸

۳-۱-۳-۳- میانگین ارتفاع ۴۹

۳-۱-۳-۴- حداکثر تغییرات ارتفاع (برد) ۵۲

۳-۲- پردازش داده ها ۵۳

۳-۳- تجزیه وتحلیل داده ها ۵۳

۳-۴-۱- تقلیل پارامترها ۵۴

۳-۴-۲- تهیه نقشه های رقومی پهنه بندی تکتونیکی و سایزموتکتونیکی ایران ۵۴

۳-۴-۳- بررسی ارتباط بین پارامترها و نقش هر یک بر پهنه بندی

۵۵

فصل چهارم: بحث و نتیجه گیری

۵۵

۴-۱- انتخاب پارامترها ۵۷

۴-۲ – ارتباط پارامترهای مؤثر بر پهنه بندی تکتونیکی و سایزموتکتونیکی ۶۲

۴-۳- پهنه بندی رقومی تکتونیکی- سایزموتکتونیکی ایران ۸۵

۴-۴- ترتیب اهمیت پارامترها در پهنه بندی تکتونیکی و سایزموتکتونیکی ۸۸

۴-۵- مزیتهای روش پهنه بندی رقومی خود سامانده ۸۹

۴- ۶- پیشنهادات ۹۰

منابع انگلیسی ۹۳

منابع فارسی

فهرست جدولها

عنوان و شماره	صفحه
جدول۳- ۱- متغیرهای مورد استفاده در این تحقیق	۵۰
جدول ۴-۱ فهرست ۲۱ پارامتر منتخب	۵۶
جدول ۴-۲ نتایج حاصل از گروه بندی ۴۹ پارامتر	۵۹
جدول ۴-۳ نتایج حاصل از گروه بندی ۲۱ پارامتر	۶۱
جدول۴-۴- مقادیر عاملی ۱۲ عامل	۶۴
جدول ۴-۵ - مقادیر عاملی ۷ عامل	۶۹
جدول۴-۶ میانگین فاکتورها در هر زون (۴۹ پارامتر)	۷۶
جدول ۴-۷ میانگین پارامترهای مورد استفاده جهت پهنه بندی رقومی در هر زون (۴۹ پارا متر)	۷۷
جدول ۴-۸ میانگین فاکتورها در هر زون (۲۱ پارامتر)	۸۱
جدول ۴-۹ میانگین پارامترهای مورد استفاده جهت پهنه بندی رقومی در هر زون (۲۱ پارامتر)	۸۱
جدول ۴-۱۰ تفسیر مشخصه های رقومی هر زون در پهنه بندی رقومی خود ساماندہ	۸۳
جدول ۴- ۱۱ ترتیب اهمیت ۴۹ پارامتر در زون بندی های رقومی جدید	۸۶
جدول ۴-۱۲ ترتیب اهمیت ۲۱ پارامتر در زون بندی های رقومی جدید	۸۷

فهرست شکلها

صفحه

عنوان و شماره

شکل ۱- ۱- نقشه عمومی تکتونیک ایران ۱۹
شکل ۱- ۲- واحدهای ساختمانی و گسترش حوزه های رسوبی ایران ۲۰
شکل ۱- ۳- واحدهای ساختمانی و گسترش حوزه های رسوبی ایران ۲۱
شکل ۱- ۴- نقشه پهنه بندی سایزموتکتونیکی ایران ۲۲
شکل ۱- ۵- نقشه پهنه بندی تکتونیکی ایران ۲۳
شکل ۲- ۱- نمودار نمایش فاصله اقلیدسی ۳۳
شکل۳-۱- نحوه توزیع چهارگوش های نمونه برداری شده در ایران ۴۱
شکل ۳-۲- نقشه پراکندگی زلزله ها (۲۰۰۷ تا ۱۹۰۰) ۴۵
شکل ۳-۳ نقشه پراکندگی سطحی سنگها بر پایه جنس ۴۶
شکل ۳-۴ نقشه پراکندگی سطحی سنگها، بر پایه سن ۴۷
شکل ۴-۱- scree plot حاصل از تجزیه به مؤلفه های اصلی ۴۹ پارامتر ۵۸
شکل ۴-۲- scree plot حاصل از تجزیه به مؤلفه های اصلی ۲۱ پارامتر ۶۰
شکل ۴-۳- دندروگرام حاصل از آنالیز خوشه ای مجموعه ۴۹ پارامتری ۷۳
شکل ۴-۴- دندروگرام حاصل از آنالیز خوشه ای مجموعه ۲۱ پارامتری ۷۳
شکل ۴-۵ – نقشه رقومی پهنه بندی تکتونیکی و سایزموتکتونیکی (۴۹ پارامتر) ۷۴
شکل ۴-۶– نقشه رقومی پهنه بندی تکتونیکی و سایزموتکتونیکی (۲۱ پارامتر) ۷۹
شکل ۴-۷ نتایج حاصل از SOM در زون بندی تکتونیکی ایران ۸۲

فصل اول
مروری بر تکتونیک و سایزموتکتونیک ایران

مقدمه

فلات ایران بخشی از کمربند کوهزایی آلپ- هیمالایا است که ساختارهای تکتونیکی آن متأثر از همگرایی چند گانه ، بین پلیت های اوراسیا، هند و عربی می باشد. این کمربند کوهزایی از غرب اروپا آغاز و پس از گذر از ترکیه، ایران، افغانستان، تبت تا نزدیکی های برمه و اندونزی ادامه دارد.

پیچیدگیهای تکتونیکی ایران باعث شده که پهنه بندیهای تکتونیکی مختلفی برای این سرزمین ارائه گردد. با توجه به وقوع زلزله های بزرگ و ویرانگر علاوه بر تقسیمات تکتونیکی، تقسیمات سایزموتکتونیکی نیز برای این سرزمین ارائه شده است. تقسیم بندیهای تکتونیکی و سایزموتکتونیکی مرسوم یا سنتی (conventional zoning) عمدتاً بر اساس داده های سطحی شامل: مشاهدات صحرایی، عکسهای هوایی، تصاویر ماهواره ای، زلزله خیزی و ... انجام شده است. محدودیتهای روشهای مرسوم باعث شده که در سالهای اخیر با بکارگیری تعداد کثیری از اطلاعات سطحی و زیر سطحی شامل داده های رقومی ژئوفیزیکی ، زمین شناسی، ژئومورفولوژیکی و... و استفاده از مدلهای ریاضی و آماری اقدام به پهنه بندیهای رقومی جدید تکتونیکی و سایزموتکتونیکی شود.

در زیر شرح مختصری از تقسیم بندیهای مرسوم و تقسیم بندیهای رقومی جدید آورده شده است.

۱-۱- تقسیم بندیهای مرسوم (conventional zoning)

پیچیدگیهای تکتونیکی ایران باعث شده که بیان ویژگی‌های یکسان برای بسیاری از مناطق این سرزمین ناممکن شود و بنابراین، از گذشته‌های دور، تقسیم ایران به پهنه‌های تکتونیکی گوناگون مورد توجه بوده است. سرزمین ایران، به عنوان بخشی از زون فعال زمین‌ساختی آلپ – هیمالیا، طرح پیچیده‌ای از مجموعهٔ پوسته‌ها، قطعات زمین‌ساخت و زون‌های متفاوت تکتونیکی است که از نگاه نئوتکتونیکی و سایزموتکتونیک، ویژگی‌های خاص دارد. شواهد گوناگون مانند زمین‌لرزه‌های امروزی، آتشفشان‌های نیمه‌فعال، سواحل بالا آمده، تداوم بالا آمدن گنبدهای نمکی، گل‌فشان‌ها، پیدایش گسل‌های لرزه‌ای و ...، نشانگر تغییر و تحول ژئودینامیکی کنونی پوستهٔ ایران و عدم تعادل آن است. تاریخچه لرزه خیزی ایران دلالت بر لرزه خیز بودن این سرزمین دارد. وقوع زلزله های نسبتاً بزرگ و مخرب که متأسفانه خسارات مالی و جانی فراوان بهمراه داشته است، مطالعات و بررسیهای سایزموتکتونیکی را از اهمیت فراوان برخوردار نموده است.

عواملی که در پهنه‌بندی های مرسوم یا سنتی ایران، نقش داشته‌اند، بسیار گوناگون اند من جمله می توان به موقعیت ویژهٔ ایران در محل برخورد دو ابرقارهٔ اوراسیا و گندوانا، چیرگی زمین‌ساخت قطعه‌ای، جدایش و برخورد ورقه های قاره‌ای، شرایط حاکم بر حوضه‌های رسوبی گذشته، تفاوت رخساره‌های سنگی- زیستی همزمان در نواحی گوناگون، شدت و سازوکار چین‌خوردگی‌ها، فعالیت‌های ماگمایی، فرآیندهای دگرگونی و... اشاره کرد. در نتیجه ایران از نظر تکتونیکی و سایزموتکتونیکی توسط محققان بسیاری مورد کاوش قرار گرفته و پهنه بندیهای مختلفی برای این سرزمین ارائه گردیده است.

قدیمی ترین تقسیم بندی مدون توسط Stahl (1911) انجام شد، که در این تقسیم بندی ایران از نظر زمین شناسی به یک بخش توده میانی (median mass) و دو حوضه ژئوسینکلاینی تقسیم شده است، که این دو بخش شامل کوههای البرز در شمال و ناحیه زاگرس – مکران در جنوب می باشد . این پهنه بندی سه زونه ایران بر اساس داده های ژئوگرافیک بوده است. Stocklin (1966, 1968) و Stocklin & (1973) Nabaviمعتقدند که چین خوردگی و گسلش شدید در طول کوهزایی آلپ بر روی ایران به جز منطقه بلوک لوت، در قسمت شرق کشور، تأثیر زیادی داشته است. Stocklin (1977) بر اساس تفاوتهای اساسی در ویژگیهای پوسته و سن پی سنگ کشور را به ۴ زون اصلی تقسیم کرد، و معیار های دیگر چون نوع ساختارها، سن و شدت دگرگونی، سن و طبیعت

آذرین ها و فرآیندهای دگرگونی را برای زیر تقسیمات بعدی این زونها ی اصلی بکار برد. در اینجا نقشه تلفیقی Stocklin (1968) و Stocklin & Nabavi (1973) که توسط زمانی و هاشمی (۲۰۰۴) تغییر داده شده به عنوان نمونه آورده شده است (شکل ۱- ۱). Takin (1972)ایران را از نظر زمین شناسی به دو منطقه کمربند چین خورده زاگرس با روند شمال غرب - جنوب شرق و بقیه مناطق کشور تقسیم کرد. او همچنین برای سایر مناطق کشور نیز سه ایالت ۱- کمربند کوهزایی ارومیه - اصفهان که به موازات زاگرس قرار گرفته و به زون سنندج - سیرجان معروف است. ۲- شرق ایران و ایران مرکزی که در دوران مزوزوئیک به صورت یک میکروپلیت قاره ای بوده و به وسیله حوضه های اقیانوسی احاطه شده، که باقی مانده های آنها به صورت افیولیت ملانژ مشخص شده است. ۳- ایالت البرز در شمال ایران افتخارنژاد (۱۳۵۹) نیز در نوشته ای با عنوان، تفکیک بخشهای مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوزه های رسوبی، تقسیم بندی دیگری پیشنهاد کرده است (شکل ۱- ۲). یا Stampfli (1978)، گودال ولکانو- مولاسی مهم ترشیاری را در ایران مرکزی مطرح کرد. آقانباتی (۱۹۸۶)؛ بربریان (۱۹۸۱)؛ Berberian & King; Boulin (1991); Choubert & Faure- Muret (1980) (1981) ; داوود زاده و همکاران (۱۹۸۶) ؛ نبوی (۱۹۷۶)؛ Davoud zadeh & Weber- Diefenbach (1987)؛ علوی (۱۹۹۱)، بر اساس تاریخ کوهزایی و نوع ساختارها سرزمین ایران را به واحدهای ساختاری رسوبی (tectono-sedimentary) مختلف تقسیم کردند. در اینجا به عنوان نمونه نقشه پهنه بندی ساختاری- رسوبی ایران (آقانباتی، ۱۹۸۶) که جدیدترین آنها می باشد آورده شده است (شکل ۱-۳).

Tchalenko , Iranmanesh, Berberian (1973) اولین بار برای شمال ایران اقدام به تهیه نقشه سایزموتکتونیکی نمودند و ۵ زون برای آن در نظر گرفتند که عبارت بودند از : ایالت شمال شرق البرز، ایالت ترود، ایالت شمال غربی البرز، ایالت بوئین و ایالت جنوب شرق البرز. بربریان، (۱۹۶۷) بر اساس ویزگی های سایزموتکتونیکی ایران را به ۴ زون شامل: نوار چین‌خوردهٔ فعال زاگرس، ایران مرکزی (شامل مثلث میانی، آذربایجان، لوت، کوه‌های شرق ایران و البرز)، مکران، کپه‌داغ تقسیم کرد. نوروزی (۱۹۷۹ ، ۱۹۷۶) بر اساس اطلاعات و داده های سایزموتکتونیکی زلزله هایی که در سالهای ۱۹۲۰ تا ۱۹۷۲رخ داده بود ، همچنین با در نظر گرفتن اطلاعات زمین شناسی و عوارض فیزیوگرافیک، پراکندگی گنبدهای نمکی ، روند ساختارها و گسلهای فعال ، ایران را به ۲۳ زون سایزموتکتونیکی تقسیم بندی نمود. این زون بندی سایزموتکتونیکی در سال ۱۹۷۹ توسط بربریان تأیید شد (شکل ۱- ۴). بر اساس استرین لرزه ای آزاد شده از بیش از ۴۰۰۰ زلزله با بزرگی ۴ و بالاتر در فاصله سالهای ۱۹۵۷ تا ۱۹۷۹ در ایران ، شجاع- طاهری و نیازی (۱۹۸۱) کشور را به سه زون لرزه ای به نام

زاگرس، البرز و ایران شرقی - مرکزی تقسیم بندی کردند. (Melville & Ambraseys 1984) بر اساس زلزله های نسبتاً بزرگ و تاریخی ایران را به چهار زون فعال لرزه ای تقسیم کردند. (Karakaisis 1994) ایران را بر اساس گسلهای کواترنری و ترشیاری و بر اساس زلزله های مخرب به ۲۱ زون منشأ زلزله تقسیم بندی کرد.

گر چه هر کدام از نقشه های تکونیکی و سایزموتکتونیکی مرسوم ویزگیهای خاص خود را دارند لکن همه آنها در شناسایی و تفکیک ساختارهای تکتونیکی عمده شباهت نسبتاً زیادی دارند. در زیر پهنه های تکتونیکی عمده که در اکثر نقشه های پهنه بندی تفکیک گردیده به اختصار توضیح داده شده است.

۱-۱-۱- ناحیه زاگرس

این ناحیه زمین‌های واقع در جنوب غربی زمیندرز تتیس جوان و در غرب راندگی اصلی زاگرس است که شامل بلندی‌های غرب و جنوب غربی ایران است و گستره‌های لرستان، خوزستان و فارس را در بر دارد. دنبالهٔ جنوب شرقی پهنهٔ زاگرس توسط گسل میناب (گسل زندان) از حوضهٔ فلیش مکران جدا می‌شود، ولی به سمت شمال غرب، زاگرس را می‌توان تا بلندی‌های شرق عراق و جنوب شرق ترکیه دنبال کرد. به سوی جنوب – جنوب غرب، ویژگی‌های زمین‌شناختی زاگرس با اندک تغییراتی در رخساره‌های سنگی و الگوی ساختاری تا خلیج فارس و سکوی عربستان ادامه دارد. نبود فعالیت‌های آذرین، وجود مادر سنگ‌های متعدد و بسیار غنی از مواد آلی، سنگ مخزن‌های متخلخل و تراوای متعدد با سنگ‌پوش‌های مناسب، شرایط منحصر به فردی را برای تولید و انباشت هیدروکربن در زاگرس فراهم کرده تا این پهنه از نفت‌خیزترین حوضه‌های رسوبی دنیا باشد (افشارحرب، ۱۳۸۰). الگوی ساختاری زاگرس در همه جا یکسان و همانند نیست. بررسی‌های ساختاری نشانگر آن است که از شمال شرق به جنوب غرب پوشش رسوبی روی پی‌سنگ در برابر تنش‌های فشارشی واکنش متفاوتی داشته‌اند. برای بیان ویژگی‌های عمومی زاگرس می‌توان از تلفیق دو دیدگاه زمین‌ریخت‌شناسی و الگوی ساختاری یاری جست و زاگرس را به دو زیرپهنهٔ « زون راندگی‌ها » و « زاگرس چین‌خورده » تقسیم کرد.

الف) زون راندگی ها :

این زون با پهنای ۱۰ تا ۶۵ کیلومتر، به صورت نواری کم پهنا است که بلندترین قسمت کوه‌های زاگرس را تشکیل می‌دهد و بنابراین گاهی به آن زاگرس مرتفع (High Zagros)

گفته می‌شود. زون راندگی‌ها (Stocklin, 1968)، زون راندگی‌های هم‌پوشان (imbricated thrust zone), (Falcon, 1969)، شمال شرق زاگرس (نوگل -منتشر نشده)، زاگرس داخلی و سرانجام زون خرد شده (crushed zone) نام‌های دیگری است که به این بخش داده شده است.

مرز شمال شرقی این زیر پهنه به راندگی اصلی زاگرس و مرز جنوب غربی با یک راندگی مهم بسته می‌شود که از شمال کوه کی‌نو و جنوب دهنگان و کوه سبزو می‌گذرد (مطیعی، ۱۳۷۴).

شواهدی از دو فاز چین‌خوردگی در این زیرپهنه وجود دارد (Falcon, 1974). فاز نخست در اواخر کرتاسه و فاز دوم از اواخر میوسن تا امروز، که شدت آن در پلیوسن بیشترین مقدار بوده است. این دو فاز چین‌خوردگی، پیاپی، چین‌هایی با دامنهٔ بیش از ۵ هزار متر و طول موج بیش از ۸ هزار متر را ایجاد کرده‌اند (مطیعی، ۱۳۷۴). این چین‌ها روند NW - SE دارند . این چین‌ها که به طور معمول از انواع بسته هستند، و جهت راندگی آنها به سوی جنوب غربی است. گسل‌های موجود در این زیر پهنه بیشتر رورانده‌گی و گاه نرمال اند. شیب گسل‌های راندگی به سوی NE است.

ب) زاگرس چین‌خورده:

زاگرس چین‌خورده، به گفته‌ای دیگر « زاگرس بیرونی»، با پهنای ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتر، ناوهٔ (trough) حاشیه‌ای و کراتونی سپر عربستان است که شامل نواحی جای گرفته میان راندگی است که از جنوب اشترانکوه – زردکوه – دهنگان – سبزو تا لبهٔ جنوبی تاقدیس‌های سوسنگرد – آب تیمور – منصوری گذشته است که به نام‌های کمربند چین‌خورده (Stocklin, 1968)، زون سادهٔ چین‌خورده (Falcon, 1974) و کمربند چین‌خوردهٔ کوهستانی (mountain folded belt) (Favre, 1975) از آن یاد می‌شود. داده‌های موجود نشانگر آن است که چین‌خوردگی این بخش از زاگرس به لحاظ تأثیر گسل‌های پی‌سنگی، حضور گنبدهای نمکی، راندگی‌های پنهان، فروافتادگی‌ها و خمش‌ها چندان ساده نیست، به گونه‌ای که نام زاگرس چین‌خورده و گسلیده بهتر است. در بارهٔ سازوکار و زمان چین‌خوردگی، نظرها یکسان نیست. Stocklin (1968) ,Haynes & Mc ,
Quillan (1974) Schürmann (1976) بر این باورند که حرکات اصلی مربوط به چین‌خوردگی زاگرس در اواخر میوسن پایانی و یا پلیوسن آغازین، یعنی مدت‌ها پس از یکی شدن مجدد لبهٔ ورق‌های زاگرس و ایران مرکزی صورت گرفته است، ولی شواهد ساختاری و چینه‌نگاری گویای آن است که چین‌خوردگی زاگرس، از کرتاسهٔ پسین آغاز شده ولی در زمان

پلیوسن به بیشترین اندازهٔ خود رسیده است، که فرجام آن کاهش پهنای اولیه زاگرس به اندازهٔ ۲۰ درصد است. (۴ درصد در فروافتادگی دزفول و ۱۶ درصد یا کمی بیشتر در زاگرس چین‌خورده، جمالی، ۱۳۷۰).

گفتنی است که به دلیل تداوم حرکت پوستهٔ قاره‌ای عربستان چین‌خوردگی زاگرس ادامه دارد. جابه‌جایی افقی امروزی در حدود ۳/۵ تا ۴/۸ سانتیمتر و حرکت‌های قائم بیش از دو میلیمتر در سال برآورد می‌شود.چین‌ها از نظر نوع، بیشتر از نوع دکولمان یا جدایشی (decollement) هستند، پیدایش و توسعهٔ آنها نتیجهٔ حرکات متناوب بین پی‌سنگ و پوشش سنگی رویی است. در ضمن، از شمال شرق به جنوب غرب، ضمن کاهش شدت چین‌خوردگی، چین‌ها جوان‌ترند.

از نظر نو زمین‌ساختی، زاگرس چین‌خورده، در اثر حرکت رو به شمال صفحهٔ عربی و برخورد آن با صفحهٔ ایران، در راستای شمال شرقی – جنوب غربی فشرده می‌شود. از این رو این باعث لرزه‌خیزی کنونی زاگرس می‌شود. عموماً بزرگی زمین‌لرزه‌ها کمتر از ۷ بوده و به ندرت بزرگی آنها بالاتر است. زمین‌لرزه‌های زاگرس کم ژرفایند. مقاطع توزیع زمین‌لرزه‌ها در عمق نشان می‌دهد که اگر چه ژرفای برخی زمین‌لرزه‌ها تا حدود ۶۰ کیلومتر می‌رسد، ولی بیشتر آنها در ژرفای حدود ۳۰ کیلومتر متمرکزند. تنش‌های فشارشی وارد بر زاگرس، بر پی‌سنگ ناحیه اثرگذار است. همین تنش‌ها موجب دگرشکلی ورق عربستان و فراوانی زمین‌لرزه‌های زاگرس می‌شود. گفتنی است که بیشتر زمین‌لرزه‌های زاگرس بدون گسلش سطحی هستند. این امر می‌تواند به دلیل وجود لایه‌های نمکی سری هرمز در مرز پی‌سنگ و پوشش رسوبی رویی باشد که ضمن تعدیل انرژی‌ها از رسیدن همهٔ آنها به سطح زمین جلوگیری می‌کند. افزون بر این، وجود رسوبات گچی – انیدریتی وابسته به سازندهای دالان (پرمین)، دشتک و کنگان (تریاس)، هیت و گوتنیا (ژوراسیک بالا)، به ویژه سازند تبخیری گچساران (میوسن)، از عوامل مؤثر در کاهش انرژی و جلوگیری از گسلش سطحی هستند. بنابراین، برای داشتن گسلش سطحی به یکی از دو عامل، زمین‌لرزه‌های کم ژرفا و یا زمین‌لرزه با بزرگی بیشتر از ۷ نیاز است (بربریان، ۱۹۷۶).

۱-۱-۲- ناحیه سنندج – سیرجان

سنندج – سیرجان باریکه‌ای از جنوب غربی ایران میانی است که در بلافصل شمال شرقی راندگی اصلی زاگرس قرار دارد. ویژگی‌های سنگی و ساختاری سنندج – سیرجان معرف یک گودی ژرف (trough) و یا کافت میانهٔ بلوک در سپر پرکامبرین ایران و عربستان است. بنابراین ویژگی‌های زمین‌شناختی آن با پهنه‌های مجاور تفاوت‌های آشکار دارد. تفاوت‌های ویژهٔ این زون سبب شده است تا از گذشته‌های دور مورد توجه و مطالعهٔ زمین‌شناسان باشد.

درازای زون سنندج – سیرجان حدود ۱۵۰۰ و پهنای آن ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتر است که از غرب دریاچهٔ ارومیه آغاز می‌شود و در یک راستای شمال غربی – جنوب شرقی تا گسل میناب، در شمال بندرعباس، ادامه می‌یابد. نیاز به یادآوری است که در پهنهٔ مکران باریکه‌ای از پوستهٔ قاره‌ای به نام کمپلکس دورکان وجود دارد که Mackal (1985) آن را ادامهٔ شرقی زون سنندج – سیرجان می‌داند. در جهت شمال غرب، گودی درون قاره‌ای سنندج – سیرجان تا جنوب غربی ترکیه ادامه دارد که پس از تغییری در روند آن تا ماسیف بیتلیس ادامه می‌یابد (Stocklin, 1968). فروافتادگی‌های دریاچهٔ ارومیه، توزلوگل، گاوخونی و جازموریان فصل مشترک تقریبی سنندج – سیرجان با ایران میانی است (Stocklin, 1968). در راستای جنوبی این ناحیه، گسل‌های مستقیمی مانندآباده، ده‌شیر، شهربابک و بافت مشخص‌اند که بعضی از آنها نشانگر جابه‌جایی امتداد لغز راستگرد در رسوبات کواترنری می‌باشند (شیخ‌الاسلامی، ۱۳۸۱).

در نیمهٔ جنوب شرقی این زون پدیده‌های دگرگونی به طور عمده حاصل عملکرد کوهزایی سیمرین پیشین است در حالی که در نیمهٔ شمالی آن رویدادهای سیمرین میانی به ویژه کوهزایی لارامید از عوامل پلوتونیسم و دگرگونی هستند. به همین دلیل افتخارنژاد (۱۳۵۹)، زون سنندج – سیرجان را از ناحیه گلپایگان به دو بخش شمالی و جنوبی به نامهای ارومیه-همدان و همدان – سیرجان تقسیم می‌کند.

اگرچه مُحَجل و سهندی (۱۳۷۸)، الگوی ساختاری سنندج – سیرجان را از نوع چین‌های بسته و هم راستا درمقیاس کیلومتری می‌داند، ولی علوی (۱۹۹۴)، زمین‌ساخت سنندج – سیرجان را به طور عمده از ساختارهای دوپلکس(duplex) مرکب بزرگ مقیاس و همچنین سیستم‌های فلسی(imbricate) کوچک و بزرگ زاویه، با شیب شمال شرقی می‌داندکه در اثر آن، ورقه‌هایی از سنگ‌های فانروزوییک دگرگونی و غیر دگرگونی، به اندازه‌های ناهمسان، جابه‌جا شده‌اند. شواهد چینه‌نگاشتی و کنگلومراهای همزمان با کوهزایی، نشانگر آن است که این راندگی‌ها از کرتاسهٔ پسین آغاز شده‌اند. شواهد ساختاری (shear sense) جهت راندگی‌ها

را از شمال شرق به جنوب غرب نشان می‌دهد. جابه‌جایی و انباشتگی ورقه‌های راندگی، سبب افزایش ضخامت پوستهٔ قاره‌ای به اندازهٔ تقریبی ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر شده که ناهنجاریهای ثقلی بوگه منفی، مؤید این پدیده است.

۱-۱-۳ - ایران مرکزی

ایران مرکزی بخشی از ایران میانی است که به شکل مثلث در مرکز ایران قرار دارد ویکی از واحدهای اصلی و عمده ایران است، و به وسیله افیولیتهای سیستان، نائین، بافت، گسل دورونه و افیولیت‌های کاشمر – سبزوار احاطه شده و توسط گسل‌های طویلی که به سمت غرب خمیدگی دارند و از نوع امتدادلغز راستگرداند، قابل تقسیم به بلوک لوت، فرازمین شتری، فرونشست طبس، فرازمین کلمرد، بلوک پشت‌بادام، فروافتادگی بیاضه – بردسیر و بلوک یزد ... است. ناهمسانی‌های ساختاری – رسوبی گسترده سبب شده تا بتوان خرد قارهٔ ایران مرکزی را به نواحی زیر تقسیم کرد.

الف) بلوک لوت: این بلوک با حدود ۹۰۰ کیلومتر درازا میان دو گسل نایبند در غرب و گسل نهبندان در شرق قرار دارد. در مرز شمالی آن گسل دورونه و در مرز جنوبی آن فرونشست جازموریان قرار دارد که حوضهٔ پیش‌کمانی زون فرورانش مکران است.

ب) بلوک طبس: این بخش میان گسل نایبند در شرق و گسل کلمرد – کوهبنان در غرب قرار دارد بخشی از یک قلمروی ساختاری است که در کناره‌ها و بستر خود توسط گسل‌هایی از پی‌سنگ بریده شده به گونه‌ای که در پالئوزوییک و مزوزوییک توالی چینه‌شناسی متفاوتی از نواحی مجاور داشته است (قاسمی و همکاران ۱۳۸۱).

ج) بلوک کلمرد: بخشی کوچک از خرد قارهٔ ایران مرکزی است که روند شمال شرقی دارد و میان گسل کلمرد در شرق و گسل پوشیدهٔ نائینی در غرب قرار دارد. سرگذشت این فرازمین به دو خروج طولانی وابسته به دو رخداد کوهزایی کاتانگایی و سیمرین میانی اشاره دارد. از نگاه ساختاری، در نیمهٔ شمالی فرازمین کلمرد روند کلی چین‌ها شمال شرقی – جنوب غربی است که به ویژه در نهشته‌های پالئوزوییک نمود آشکار دارند. شیب لایه‌ها در پهلوی شرقی ساختارها زیاد و گاهی برگشته است ولی در پهلوی غربی شیب لایه‌ها ملایم‌تر است. عملکرد گسل‌های طولی برگشته سبب گردیده که ساختارهای بُرشی همروند با بلوک کلمرد در خور توجه باشند که تاقدیس بُرشی کوه راهدار از آن جمله است.

د) بلوک پشت بادام: این منطقه میان گسل پوشیدهٔ نایینی – کوهبنان در شرق و گسل پشت‌بادام در غرب قرار دارد. نکتهٔ اساسی این بلوک رخنمون‌های دگرگونی منسوب به پرکامبرین است که بیشتر از نوع سنگ‌های آتشفشانی، آتشفشانی – آواری و آذر آواری به

همراه مرمرهای آهکی و دولومیتی است. این پی‌سنگ شبیه پی‌سنگ پروتروزوییک عربستان است که مجموعهٔ پان‌آفریکن نام دارد. سنگ‌های ماگمایی این بلوک محدود به پرکامبرین نیستند، ردیف‌های پرکامبرین پسین – کامبرین پیشین آن (سری ریزو، سری دسو)، به ویژه در شمال کرمان، همراهانی از گدازه‌های قلیایی و خاستگاه کافتی دارند و به نظر می‌رسد که پدیدهٔ کافتی شدن از ویژگی‌های این بلوک باشد. در این بلوک، سنگ‌های پالئوزوییک بالایی- ژوراسیک گسترش محدود دارند و دگرگونی هستند و به نظر می‌رسد که تکرار فرآیندهای دگرگونی در زمان‌های پرکامبرین پسین، تریاس پسین و ژوراسیک میانی می‌توانند همچنان از ویژگی‌های آن باشد. جوان‌ترین سنگ‌های بلوک پشت‌بادام کربنات‌های کوه ساز کرتاسه است که دگرگونی نیستند و تصور دگرگون شدن پی‌سنگ ناحیه را در زمان ترشیاری پرسش‌آمیز می‌سازند.

ذ) فرونشست بیاضه – بردسیر: این فرونشست میان گسل پشت‌بادام در شرق و گسل انار در غرب قرار دارد. اگرچه بسیاری از ویژگی‌های این فرونشست، نظیر پی‌سنگ پرکامبرین دگرگونی، ردیف‌های سکویی پالئوزوییک-تریاس میانی و نهشته‌های شیلی – سنگ‌ماسه‌ای تریاس بالایی – ژوراسیک میانی مشابه سایر نواحی خرد قاره است ولی این فرونشست دو ویژگی دارد، یکی تاثیر شدیدتر رخداد سیمرین میانی که با خروج گستره و دگرگونی همراه بوده است. دوم، حوضه‌های فلیشی کرتاسه که معرف حوضه‌های با فرونشست شدیداند و به ویژه ردیف‌های کرتاسهٔ بالایی آن را می‌توان از شرق انار تا شمال بردسیر کرمان دید.

ر) بلوک یزد: این بلوک بخش غربی خردقارهٔ ایران مرکزی است که از شمال به گسل دورونه و از غرب به نوار افیولیتی نائین – بافت محدود است. نکتهٔ ویژهٔ بلوک یزد دو تا است. یکی دگرگونی‌های انارک، دوم ردیف‌های تریاس نخلک. در ناحیهٔ انارک که گاهی به نام ماسیف انارک – خور از آن یاد می‌شود.اگرچه Davoudzadeh & Lench (1981) افیولیت‌های انارک را بخشی از پوستهٔ اقیانوسی تتیس کهن هرات می‌دانند که پس از چرخش خردقاره در مکان فعلی رخنمون یافته ولی به باور الماسیان (۱۹۷۷) ، افیولیت‌های انارک سن پروتروزوییک بالایی دارند و می‌توان آنها را در ارتباط با نواحی پشت کمان اقیانوسی دانست.

از دیدگاه نئوتکتونیکی در محدوده ایران مرکزی معمولاً زمینلرزه‌ها دارای بزرگی زیاد و دوره بازگشت طولانی هستند. عمق کانونی در اکثر زمینلرزه‌های این ایالت کم است (کمتر از ۳۰ کیلومتر)، این زمینلرزه‌ها با دگرریختی سطحی توأم بوده و بعضاً اینها در اثر فعالیت دوباره گسل‌های قدیمی رخ می دهند. البته ممکن است مناطقی نیز یافت شود که گسل های جدید در اثر دگرشکلی زمینلرزه‌ای بوجود آیند. گسل دشت بیاض و گسل طبس در