

تحليل هندسي و جنبشي ريزپهنه ساختاري لانيز، شاهدي بر تكامل ساختاري جنوب البرز مركزي

نوشته: دكتر علي يساقي\* و عليرضا عباسي\*

# Geometry and Kinematic Analysis of Laniz Structural Sub-zone; Evidence for Structural Evolution of South Central Alborz Range

By: Dr. A. Yassaghi\* and A. R. Abassi\*

#### چکیدہ

ريز پهنه ساختاري لانيز كه ميان بين گسلهاي آهار ـ ميگون در شمال وامام زاده داوود در جنوب قراردارد، يكي از ريز پهنههاي ساختاري جنوب البرز مركزي است كه بين گسلهاي اصلي راندگي همروند با راستاي رشته كوه تشكيل شده است . در اين مقاله، هندسه ساختاري ريز پهنه لانيز بهعنوان نمونه اي از اين ريز پهنهها و بر مبناي نتايج بهدست آمده از تحليل هندسي و جنبشي ساختارهاي آن و ميزان كرنش عامل دگرشكلي، تبيين شده و الگوي ساده شده اي از مراحل تكامل ساختاري آن كه مي تواند قابل تعميم براي تكامل ساختاري جنوب البرز مركزي باشد، ارائه گرديده است. تحليل هندسي و جنبشي ساختارهاي آن و ميزان كرنش عامل دگرشكلي، تبيين شده و الگوي ساده شده اي از مراحل تكامل ساختاري آن كه مي تواند قابل تعميم براي تكامل ساختاري جنوب البرز مركزي باشد، ارائه گرديده است. تحليل هندسي و جنبشي ساختارها بر مبناي بررسيها و برداشتهاي صحرايي نشان داد كه گسلهاي راندگي با مولفههاي كوچكتر راستالغز و جهت شيب و رانشهاي متفاوت شمالي و جنوبي، از ساختارهاي اصلي كنترل كننده دگرشكلي اين ريز پهنه هستند . هندسه اين گسلهاي مراندگي با رانشهايي در جهتهاي مختلف، به كه واحدهاي قديميتر كه در بخشهاي ميان آنها به سطح رسيدهاند، شبيه به براندگي با رانشهايي در جهتهاي مختلف، به كه واحدهاي قديميتر كه در بخشهاي ميان آنها به سطح رسيدهاند، شبيه به شدسته ساختارهاي بالا رانده بوده و در ديگر ريز پهنههاي ساختاري جنوب البرز مركزي نيز ديده ميشوند . همة اين گسلهاي و با موليختهاي فراديواره اي و ناوريختهاي فروديوارهاي نامتقارن همراه بوده و بر مبناي تحليل هندسي، از نوع چينهاي تشكيل شده در اثر انتشار گسلهاي راندگي هستند. اين گسلهاي راندگي اصلي بهوسيله گسلهاي با راستاي تقريباً شمالي- جنوبي و با مولفه چبرهتر راستالغز جابهجا شدهاند و اثر دگرشكلي آنها همچنين موجب چرخش و خميدگي ناحيه لولايي چينهاي همراه با گسلهاي راندگي اصلي شده است. بهنظر ميرسد اين گسلهاي تاخيري، در مراحل تكامل ساختاري البرز در اثر برهم كنش اين رشته كوه با پهنه مقاوم خزر در ترشيري پسين و با تغيير رژيم زمينساخت فشارشي به ترافشارشي، فعال شدهاند. ميزان پايين مقادير كرنش اندازهگيري شده ، نازك پوسته ودن اين زمينساخت وشارشي به ترافشارشي، فعال شدهاند.

**كليد واژه :** هندسه و سازوكار گسل، چينخوردگي مرتبط با گسل، ريزپهنههاي ساختاري، زمين ساخت ترافشارشـي، تكامل ساختاري البرز مركزي

#### Abstract

Laniz structural sub-zone, located between Ahar-Maygoon faults in north and Imamzad-e-Davood fault in south, is one of the structural sub-zones in the south of Central Alborz range. In this paper, an intial model is presented on structural evolution of the Laniz sub-zone as one of the south Central Alborz range sub-zones. This model is based on geometry, kinematics, and strain analysis of the structures. The model can also be used as a refrence frame to interpret structural evolution of the south Central Alborz range. Field mapping accompanied by structual interpretation of the study area shows that thrust faults with minor strike component that dip towards north and south, are the main structures that control deformation in the sub-zone. The geometry of these thrust faults is similar to the geometry of Pop-up structures in which the older rocks are exposed and well developed in all structural sub-zones of the range. Hangingwall antiforms and footwall synforms accompany all these thrust faults. These folds are asymmetric and their geometric and kinematic analysis show that they were developed by propagation of thrust faults. Therefore, they were classified as fault propagation folds. These thrust faults were disrupted and translated by almost north-south trending transverse faults with greater strike slip component. Furthermore, these faults that also caused passive rotation of the thrust-related folds are interpreted as the result of interaction between Alborz range and Caspian Sea ocanic floor basin in Late Tertiary. This caused



compressional and thrust tectonics to be substituted by transpressional tectonic regim in the south Central Alborz range. The very low values of measured strain on samples along the fault zones indicate that this tectonic regim is of the thin-skinned one.

**Key words:** Geometry and kinematics of fault, Fault related fold, Structural sub-zone, Transpression tectonics, Structural evolution of Central Alborz

### 1- مقدمه

در رشته کوه البرز است که دگرشکلی در آن، عمدتا، توسط گسلهاي راندگي اصلي کنترل ميشود. از جمله اين گسلها، از جنوب به شمال، ميتوان به گسلهاي شمال تهران، امامزاده داوود، مشا، طالقان و کندوان اشاره کرد (نقشه پيوست شکل 1). اين گسلها عموما داراي روند تقريبي شمال باختري ـ جنوب خاوري بوده وموجب تفكيك اين بخش از البرز مركزي به ريز پهنههاي ساختاري شدهاند. مناطق محصور در اين ريزپهنه ها، تحت تاثير گسلهاي راندگي اصلي محدود كننده آن و گسلهاي عرضي- برشي قطع كننده آنها متحمل دگرشکلی شده اند. محدوده مورد مطالعه یکی از این ريز پهنه ها است که در حدفاصل گسلهاي ميگون ـ آهار از مجموعه گسلهاي مشا در شمال وامام زاده داوود در جنوب قرارگرفته است (شکل 1). این محدوده نیز در نقشه ساختاری شکل 14(1996) Alavi قرار داشته و در آن نقشه، فاقد هرنوع گسل راندگي و ساختارهاي همراه معرفي شده است. ليکن برداشتهاي صحرايي (عباسي، 1381) از اين محدوده که در اين مطالعه بهعنوان ريزيهنه ساختاري لانيز معرفي شده، نشان داد که گسلهاي راندگي با شيبها و رانشهاي متفاوت شمالي و جنوبي و ساختارهاي همراه و گسلهاي عرضي-برشبي متقاطع آنها نيز وجود دارند.

از نظر فيزيوگرافي، ريزپهنه لانيز در ادامه ارتفاعات توچال بهسمت باختر بوده و داراي توپوگرافي مرتفع و خشن است و موجب تفكيك حوضههاي آبريز شمال تهران و سدكرج شدهاست. توف سنگهاي سارند كرج با سن ائوسن (اميني و امامي، 1372)، رخنمون هاي اصلي ريزپهنه لانيز را تشكيل ميدهند. گرچه واحدهاي سنگي مربوط به سازندهاي فجن و اليكا با سن ائوسن زيرين و ترياس، در راستاي گسلهاي راندگي در شمال خاوري و مركز محدوده مورد مطالعه نيز جايگزين شدهاند (شكل1). گسلهاي آهار-ميگون در شمال و امام زاده داوود در جنوب ريز پهنه مورد مطالعه و همچنين راندگي هاي ديگري كه در بخش هاي مركزي اين ريز پهنه قرار دارند و عمدتا در طي اين مطالعه، شناسايي و تحليل شدهاند، نقش مهمي در شكل گيري وتكامل ساختاري ريز پهنه مورد مطالعه داشتهاند.

در اين نوشـتار سـعي مـيشـود ضمن معرفي سـاختارهاي

يکي از قديميترين نظريهها در مورد ويژگيهاي ساختاري البرز مركزي مربوط به (Stocklin (1968) است. وي با توجه به تفاوت جهت شيب گسلهاي راندگي در بخشهاي شمالي و جنوبي آن، رشته كوه البرز را يك ناوديس عمقي با روند خاوري ـ باختري دانسته که پهلوهاي شمالي و جنوبي آن شامل چندين گسل راندگي است. به نظر وي اين گسلها حتي یېسنگ را نیز تحت تاثیر قرار داده اند. (Alavi (1996) با ارائه شواهدي از گسـلهاي راندگي در بينالود، گرگان، کياسر و شمال تهران، راندگيهاي متفاوت بهسمت شمال و جنوب را مرتبط با سفرههاي راندگې، همگې با شيبې بهسمت شمال دانسته که یك ساختار بزرگ تاق ریخت (Antiformal) را بەوجود ميآورند. ولي گسلهاي راندگي با شيب بەسمت جنوب را بخشـي از سـفرههاي راندگي با شـيب رو به شـمال ميداند که بهصورت محلي، شيبي بهسوي جنوب دارند. وي براي مدل خود، به تحليل جنبشي اين گسلهاي راندگي و ساختارهاي همراه نپرداخته و پيشنهاد كرده است كه تحليل هندسې و جنبشې اين گسلهاي راندگې، مېتواند راهگشايي بر اين مسئله باشد. وي نتيجهگيري كرده است كه زمينساخت حاكم بر رشته كوه البرز، زمينساخت فشارشي است. در جدیدترین مطالعه البرز توسط (2003) Allen et al. ضمن ارائه شواهدي از ساختارهاي راندگي با شيب متفاوت در شمال و جنوب البرز، به تغییر سازوکار این گسلهای راندگی در پلیوسن و متاثر از تغییر جهت حرکت پوسته خزر بەسمت جنوب باختر دانستەاند. چنین تغییری در سازوکار گسلها ميتواند در نتيجه تغيير رژيم زمينساختي به ترافشارشی باشد. ایشان شواهدی از چنین تغییر سازوکار راندگي به راستالغز چپگرد را فقط در راستاي گسل مشا در خاور البرز مركزي ارائه داده و معتقدند كه گسل مشا، تمامي دگرشکلی حاصل از چنین تغییر روندی را متحمل شده است. اگرچه همه مطالعات ياد شده مبتني برشناساييهاي ساختاري بر روي تصاوير هوايي و ماهوارهاي، برداشتهاي صحرایی از آنها و نقشـههای زمینشـناسـی صورت گرفته است، ولي تحليل هندسي و جنبشي گسلها و ساختارهاي مرتبط، آنها را حمايت نميكند.

البرز مرکزي که محدوده مورد مطالعه بخشـي از حنوب باختري آن به شـمار ميآيد، يکي از بخشـهاي بهشـدت دگرشـکل



اصلي برداشت و شناسايي شده در اين ريزپهنه، به تحليل هندسي و جنبشـي آنها پرداختــــه و همچنين با توجه به تحليل ميزان كرنش، الگوي ساختاري سادهاي از تكامل آنها ارائه گردد. از آنجا که ريز پهنه مورد مطالعه يکي از ريزپهنههاي ساختاري در البرز مركزي است، لذا چنين الگويي ميتواند براي تكامل ساختاري ديگر ريز پهنهها نيز بهكار رود. به همين منظور، در ابتدا ويژگيهاي هندسي و جنبشي گسلها و چينهاي همراه با آنها تحليل شده است. در مرحله بعد، تغييرات ميزان كرنش نهايي محدوده مورد مطالعه اندازهگيري و تحليل گرديده و سرانجام بر مبناي داده هاي گرد آوري شده، الگوي ساده شدهاي از مراحل تكامل ساختاري ريزپهنه مورد مطالعه كه قابل تعميم براي تكامل ساختاري جنوب البرز مركزي است، ارائه مىشود.

#### 2- ساختارهاي اصلي

عناصر ساختاري، ابزارهاي ضروري شناخت دگرشکليها و دستيابي به الگوي دگرشکلي ناحيهاي هستند. دستيابي به اين مهم، جز از راه تحليل دقيق ويژگيهاي هندسي و جنبشي ساختارها، ممكن نيست. بر مبناي برداشتها وبررسيهاي صحرايي انجام شده در محدوده مورد مطالعه مشخص شد که گسلهاي راندگي و چين خوردگيهاي همراه با آنها، از جمله ساختارهاي اصلي كنترل كننده دگر شكلي ريز پهنه مورد مطالعه هستند. در نتيجة چنين برداشتهاي صحرايي، 16 گسل و چينهاي همراه شناسايي و تحليل شدهاند که موقعیت آنها در نقشه ساختاري شکل 3 مشخص شده و در اينجا فقط توصيف كلي ساختاري آنها در دو گروه گسلها و چينهاي همراه ارائه گرديده است.

# 1-2 گسلها

گسلها را ميتوان مهمترين ساختارهاي موجود در محدوده مورد مطالعه به شـمار آورد. با توجه به شـواهد روي زمين و بر مبناي تحليل جنبشـي (استريوگرامهاي شـكل 3)، بيشتر اين گسلها داراي سازوكار راندگي با مولفههاي كوچكتر راستالغز ميباشند. همچنين گسلهاي راستالغز و عادي نيز بهصورت محدود و محلي ديده ميشوند. از آنجا که برونزدهاي سنگي در منطقه مورد مطالعه از بخشهاي پاييني تا مياني سازند كرج مي باشند، لذا فعاليت گسلهاي موجود، باعث رانده شدن بخشهاي مختلف اين سازند برروي يكديگر شده است (تصاوير 1، 2، 3 و 4).

در جدول 1، فهرسـتي از گسـلهاي منطقه كه عمدتا براي نخستين بار در طي اين مطالعه شناسايي و تحليل شدهاند، هندسي گسلها، شواهدي كه بر مبناي آنها سازوكار گسلها

تحليل شدهاند، مانند راستاي جابهجايي وجهت جا بهجايي ارائه شده است. تحليل جنبشي و جهت جا بهجايي چيره گسلها بر مبناي شواهد چينه نگاري، هندسه نامتقارن تاقريختهاي فراديواره اي گسل با برگشتگي و يا برشخوردگي در پهلوهاي پيشاني آنها ( تصوير 1) و هندسه نا متقارن ناوريختهاي فروديواره اي گسل با پهلوهاي خلفي برگشته و یا برش خورده آنها (تصویر 2) ، ریز چینهای نا متقارن در پهنه گسلي (تصوير 3 ) و هندسه ريز دوپلکسهاي راندگي در يهنه گسل (تصوير 4 ) صورت گرفته است .

راستاي جا بهجايي گسلهاي محدوده مورد مطالعه، بر مبناي دادههاي بهدست آمده از ساختارهاي همراه آنها و به يکي از دو روش زیر تحلیل شدهاند:

الف) از روي داده هاي بهدست آمده از سطوح گسلي چون خطوط لغزشـي (براي مثال ، Van der Pluijm & Marshak 1997). گسلهايي چون TF1,TF3 در شكل3 با استفاده از چنين دادههايي تحليل شدهاند.

ب) بر مبناي تحليل ساختارهاي مرتبط با گسل مانند موقعيت سطوح محوري چينها، ساختهاي کشيدگي، برگوارههاي يهنه گسلي و با استفاده از روش (Roering & Smit (1987) (مانند گسلهاي TF4 و امامزاده داوود در شکل 3). در اين تحليل بر مبناي ارتباط جنبشـي چينها و برگوارههاي پهنه گسلي، سطوح محوري چين ها و برگوارهها به موازي صفحه گسلی در نظر گرفته شدهاند.

گسلهاي محدوده مورد مطالعه را مي توان با توجه به روند آنها و بر مبناي نمودار امتدادي شکل4 نيز به سـه گروه اصلي زير تفكيك كرد:

**1-1-2 گروه اول**، گُسلهاي با روند تقريبي شمال باختري ـ جنوب خاوري (با روند آزيموتي 130 تا 150در شکل 4): بيشتر گسلهاي اصلي به يژه گسلهاي کنترل کننده ريز پهنه مورد مطالعه، يعني گسلهاي امامزادهداوود، آهار- ميگون، داراي چنين روندي بوده که همروند با گسلهاي اصلي تشکيل دهنده مرزهاي ديگر ريز پهنههاي ساختاري در البرز مرکزي نيز ميباشند (شكل1) . فعاليت اين گسلها نقش مهمي در شكلگيري وضعيت توپوگرافي محدوده مورد مطالعه داشته است، بهگونهاي که در حال حاضر، خطالراسها و زهکشهاي اصلي (رودخانههاي شهرستانك و تالون) به موازات آنها گسترش دارند. بر مبناي اندازه گيريهاي صورت گرفته برروي سطوح گسلي و يا تحليل صورت گرفته از راستاي جا بهجايي گسلهاي اين دسته و با توجه به جهت شيب سطوح گسلي آنها که به سمت شمال خاوري اندازه گيري شده اند، جهت جا بهجايي اين گسلها به سوي جنوب باختري تحليل شده ارائه شده است. در اين جدول، اطلاعاتي در مورد مشخصات است (استريوگرامهاي شكل3). لذا بر مبناي چنين تحليلي، سازوكار اين گسلها، راندگي چيره با مو لفه كوچكتر راستا

يگاه ملايا داده ها ي علوم زمين کشورSID.ir



لغز راستگرد تعيين شده است (جدول 1 و شكل 3). 2-1-2 گروه دوم، گسلهاي با روند تقريبي شمال خاوري – جنوب باختري (با روند آزيموتي 060 تا070 در شكل 4): همة گسلهاي اين گروه در انتهاي باختري خود توسط گسل TF1 بريده شدهاند. اندازهگيريهاي صورت گرفته بر روي سطوح گسلي اين گسلها جهت شيب صفحه گسلي آنها را به سمت جنوب خاوري نشان ميدهد. تحليل صورت گرفته از راستاي جا بهجايي و سازوكار اين گسلها، نشانگر جهت راستاي جا بهجايي و سازوكار اين گسلها، نشانگر جهت راندگي آنها به سمت شمال باختري است، لذا اين گسلها، داراي سازوكار چيره راندگي و با مولفه كوچكتر راستالغز است داراي سازوكار چيره راندگي و با مولفه كوچكتر راستالغز است ( استروگرامهاي شكل 3). از جمله اين گسلها مي توان به گسلهاي (TF10 مي TF10 اشاره كرد (جدول 1 و شكل3).

1-1-8 گروه سوم، گسلهاي با روند تقريبي شمالي – با ادامه جنبش گسل، که با تمرکز دگرشکلي در نوک راندگي جنوبي (شکلهاي 3 و 4): از مهمترين گسلهاي اين گروه مي است، اين چين خوردگي به صورت تاقريخت و ناوريخت و تاقران به گسلهاي 15 و 71 اشاره کرد. گسل 171 موجب ميتي و بهلوي پشتي ناوريخت، متاثر از حرکت نوک قطع شدن و جابهجايي بخشهايي از گسل امام زاده داوود و تاقريخت و پهلوي پشتي ناوريخت، متاثر از حرکت نوک قطع شدن و جابهجايي بخشهايي از گسل امام زاده داوود و تاقريخت و پهلوي پشتي ناوريخت، متاثر از حرکت نوک قطع شدن و جابهجايي بخشهايي از گسل امام زاده داوود و تاقريخت و پهلوي پشتي ناوريخت، متاثر از حرکت نوک قطع شدن و جابهجايي بخشهايي از گسل امام زاده داوود و تاقريخت و پهلوي پشتي ناوريخت، متاثر از حرکت نوک قطع شدن و جابهجايي بخشهايي از گسل امام زاده داوود و تاقريخت و پهلوي پشتي ناوريخت، متاثر از حرکت نوک قطع شدن و جابهجايي بخشهايي اين گروه با توجه به تحليل برشي همراه مي باشد (شکل 5). دمامي گسلهاي اين گروه با توجه به تحليل برشي همراه مي باشد (شکل 5). در اين مرحله، ميزان استريوگرامهاي تحليلي در شکل 3) سازوکار راندگي همراه ادامه حرکت راندگي، نوک گسل راندگي اين پهلوهاي برگشته بروي برگي در اين مرحله، ميزان با مولفه راستريو اين پهلوهاي برگشته فرديواره اي بر روي ناوريخت برگشته فرديوارهاي با مونه جريشته فرديواره اي بر روي ناوريخت برگشته فرديوارهاي برگشته فرديوارهاي بي ميخت مينياي مرحله موي اين يخت مي ميخان شدگي ريز وينين هيدسهاي مرحله موياه شدي اين مرحله موياي در شده در ين مرحله موياه شدي يخت مي مرحله موياه شدي مرحله مين اين يونه گسلهاي و همروند شدن اثر رانده شود (شکل 5ج و تصوير 1). در اين مرحله کوناه شدگي محون يابي اين يونه شدي اين يونه شدي اين يونه شدي اين يونه شدي يا مرحله موياه شدي يونه شده از شده در بيش مرحان يو مرحله موين در درخي در در مي مرحله موياه شدي مي مرحله مين ايند يو ين يونه مي اين يونه مي اين يونه مي اين يو مرحله موي اين يونه مي مرحله موي اين يو مرحله موي اين يو مرحله موي اين يو مرحله موي اي مرحله موي اين يو مرحله موي اين يو مرحله موي اين يو مرحله موي اين يو مرحله موي اين مي مرحله موي اين يو مرحله موي اين يو مرحله موي اين يو مرم موي و مرحله موي اين يو مرم مرحله موي اين مرم مرحله موي و مرم مرم موي مي مرم موي مرم موي ايم مرم

# 2-2 چين هاي همراه با گسلها

تحليل هندسي چينها با برداشتهاي مستقيم صحرايي و از طريق تحليل استريوگرامهاي مرتبط نشان داد كه بيشتر چينها مرتبط با گسلهاي راندگي بوده و از نوع استوانهاي ويا شبه استوانهاي هستند. محور غالب چينها داراي تمايل كمتر از 20 درجه بوده و با راستاي آزيموتي 130 تا 150 همروند با روند گسلهاي اصلي كنترل كننده ريز پهنه (گسلهاي مرز ريز پهنه ) هستند (جدول 2).

چينهاي همراه با گسلش، نقش مهمي در شناسايي و تحليل جهت جا بهجايي و سازوکارگسلهاي راندگي ريز پهنه مورد مطالعه دارند (تصاوير 1، 2 و 3). در فراديواره و فروديواره همة گسلهاي راندگي چين خوردگيهاي نامتقارن و در



مقياسهاي متفاوت از بزرگ چينها تا ريز چينها مشاهده ميشوند. سطح محوري بزرگ چينها متاثر از رانش راندگيهاي بهوجود آورنده آنها برگشته بوده و اغلب پهلوهاي پيشاني تاق ريختهاي فراديوارهاي (تصوير1) و پهلوهاي دشتي ناوريختهاي فروديوارهاي (تصوير 2) متاثر از انتشار راندگيها برش خورده نيز ميباشند (شكل 5). از نظر جنبشي، تكامل اين چينها مرتبط با جنبش گسلهاي راندگي است. تکوين ساختاري چنين چينهايي بهصورت شماتيك در شكل 5 نشان داده شده است. همانگونه که در شکل 5الف ملاحظه ميشود، با رخداد گسلش راندگي در عمق، لايههاي سطحي در نتيجه جنبش راندگي بر آمده و چين خوردگي ملايم و نسبتا" نامتقارني را از خود نشان ميدهند. در اين مرحله، ميزان كوتاه شدگي ميتواند به حدود 5 درصد برسد. با ادامه جنبش گسل، که با تمرکز دگرشکلي در نوك راندگي است، این چین خوردگي بهصورت تاقریخت و ناوریخت بستهتر و نامتقارنتري درآمده، بهطوري که پهلوي پيشاني تاقريخت و پهلوي پشتي ناوريخت، متاثر از حرکت نوك راندگي برگشته شده و در برخي موارد با توسعه منطقه برشي همراه مي باشد (شکل 5ب). در اين مرحله، ميزان كوتاه شدگي افزايش يافته و به حداكثر30 درصد ميرسد. با ادامه حركت راندگي، نوك گسل راندگي اين پهلوهاي برگشته چينها را نيز قطع كرده و موجب ميشود كه تاق ريخت برگشته فراديواره اي بر روي ناوريخت برگشته فروديوارهاي

بيشتر گسلواي راندگي ريز پهنه لانيز چنين هندسهاي دارند. سطح محوري اين چينواي برگشته، بهموازات سطوح گسلواي راندگي بوده و با توجه به تكوين آنوا از حركت راندگي، بهعنوان نشانگر جنبشي در تعيين جهت حركت راندگي گسلوا بهكار رفتهاند (استروگرامواي شكل 3). چينواي فراديوارهاي گسلواي راندگي در ريز پهنه مورد مطالعه و ديگر ريزپهنههاي ساختاري در جنوب البرز مركزي متاثر از چنين سازوكاري بهوجود آمده و بيانگر اثر گسلش راندگي در توسعه چينوا در جنوب البرز مركزي هستند.

براي تعيين هندسه چين هاي همراه با گسلشهاي راندگي، از روش تحليل هندسي چينها استفاده شده كه روشي متداول در تعيين هندسه چينهاي مرتبط با گسلشهاي راندگي است. در يك آزمايش هندسي ، ويژگيهاي يك چين همراه با گسلش مانند زاويه بين پهلوها، شيب پهلوها و تغييرات ضخامت پهلوها مورد استفاده قرار ميگيرند تا بر





اساس آنها مدل چين پيشبيني شود. با قراردادن داده هاي (يساقي، 1368). برداشت شده از چینها برروی نمودارهای ارائه شده در این زمينه توسط (Jamison (1987) نشان ميدهد كه بيشتر چينهاي مرتبط با گسلش در محدوده مورد مطالعه، از نوع چينهاي حاصل از انتشار گسل راندگي(F.P.F) ميباشند (شکل6). چنانچه دادههاي مربوط به اين چينها بر روي ديگر نمودارها تصویر شوند، بیانگر آن است که این چینها باید دست کم 25 درصد نازك شدگي در پهلوهاي پيشاني خويش داشته باشند. چنين نازك شدگې در پهلوهاي پيشانې تاق ريختهاي فرا ديوارهاي و پهلوهاي پشتي ناوريختهاي فروديوارهاي برداشت نشده است. لذا اين چينها نمي توانند ديگر هندسههاي مرتبط با گسلهاي راندگي را چون F.D.F و .F.B.F، ارائه شده در شکل 6، را داشته باشند. از آنجا که در راستاي چيره گسلهاي راندگې، تاق ريختهاي برگشته فراديوارهاي بر روي ناو ريختهاي برگشته فروديوارهاي رانده شــــدهاند (شــــکل 5ج و تصاویر 1 و 3)، لذا هندســهاي شبيه به هندسه Break Through Fault Propagation Folds

را بهوجود آوردهاند (Suppe and Medewdeff, 1990). در بخشـهايي از منطقه که اين چينهاي فراديواره اي متاثر از گسلهاي گروه سوم با روند تقريبي شمالي ـ جنوبي قرار گرفتهاند، چرخشـي در چين روي داده که موجب پيدايش تفاوت در موقعیت اثر محوري چینها با محور آنها شده است (شكل 7)، براي مثال، تاق ريختهاي فراديوارهاي گسلهاي TF1 وTF5 درشکل3، که از چينهاي بخش مرکزي ريز پهنه بوده و همراه با گسلهاي شمالي \_ جنوبي ديده ميشوند. اين چينها اگر چه داراي اثر محوري موازي اين گسلها هستند، اما تحليل محور اين چينها بيانگر وجود روندي متفاوت براي محور آنها نسبت به روند اثر محوري آنهاست. اثر محوري ا چينهاي همراه با گسل امامزادهداوود، همانند ديگر چينهاي مرتبط با گسـلش در محدوده مورد مطالعه نیز تحت تاثیر گسـلهاي با روند شـمالي – جنوبي مجاور خويش قرار گرفته و چرخش کردهاند. براي مثال، اثر محوري ناوديس تالون در بخشهاي شمالي آن موازي گسل امام زاده داوود و تقريبا منطبق بر موقعيت محور آن است، ولي در بخش جنوبي متاثر از عملکرد گسـل TF1 اثر محوري چين تغيير کرده و روندي متفاوت از گسـل امام زاده داوود و عمدتا موازي گسـل TF1 دارد (شکل 3). این مساله بیانگر فعالیت جوان تر این دسته از گسلها و همچنین بهرهمندي آنها از مولفه قابل ملاحظهتر راستالغز نسبت به دیگر گروهاي گسلي در ریز پهنه لانیز است. افزونبر این چینها، چینهای بزرگ مقیاستری نیز در فرادیواره و فرودیواره گسـل امامزاده داوود و گسـل آهار – ميگون در خاور محدوده مورد مطالعه نيز ديده ميشود

#### 3- اندازهگيري کرنش

به منظور تعيين ميزان كرنش نهايي سنگهاي محدوده مورد مطالعه، نمونههاي سنگي جهتدار از بخشهاي مختلف و از واحدهاي سنگي مناسب که احتمال وجود نشانگر کرنش در آنها وجود داشت، برداشت شد (محل نمونههاي برداشت شده در شکل 3 آمده است). نمونهگيري عمود بر لايهبندي و در راستایی برابر راستای جا بهجایی تحلیل شده از گسلهایی که نمونهها از فرادیواره آنها تهیه شده، انجام گرفته است تا اندازهگيري كرنش در سطحي موازي سطح كرنش بيشينه (XZ) صورت گیرد. براي جلوگیري از اثر توزیع کرنش در میزان كرنش محاسبه شده، سعي شده است كه همه انمونهها از توف سنگهاي رسوبي با ميزان مقاومت نسبي،کانېشناسې و بافت یکسان انتخاب شود. در مرحله بعد، از نمونهها مقاطع نازك تهيه شد و با توجه به بافت نمونه ها (تصوير 5)، اندازهگیری کرنش با استفاده از روش (Fry (1979) و بر روی بلورهاي كوارتز صورت گرفته است. مقدار كرنش با استفاده از اين روش، براي تعداد 9 نمونه سنگي محاسبه وبه همراه مشخصات آنها به صورت خلاصه در جدول 3 ارائه شده است. همانگونه که ملاحظه ميشود، ميزان کرنش نهايي نمونهها نسبتاً پايين است.

## 4- بحث و نتيجه گيري

در اين قسمت سعي شده است با جمع بندي از مطالب عنوان شده در بخشهاي گذشته، ابتدا هندسه ساختاري و دگر شکلي ريز پهنه لانيز مورد تحليل قرارگيرد و آنگاه مدل ساده شده ساختاري که توجيه کننده ويژگيهاي دگرشکلي عناصر ساختاري اين ريزپهنه باشد، ارائه شود. در پايان از اين الگو براي تحليل ساختاري جنوب البرز مركزي استفاده گردد.

#### 1-4 هندسه ساختاري

دادههاي بهدست آمده از تحليل هندسي و جنبشي ساختارهاي محدوده مورد مطالعه نشانگر آن است که گسلهاي راندگي وبا مولفه کوچكتر راستالغز، از ساختارهاي اصلي كنترل كننده دگر شكلي ريز پهنه ساختاري لانيز هستند. گسلهاي اصلي آهار- ميگون درشمال وامامزادهداوود درجنوب اين ريز پهنه ساختاري، همروند با راستاي گسلهاي اصلي در البرز مركزي هستند. در حالي كه مجموعه گسلهاي موجود در بخشهاي مياني اين ريز پهنه كه براي نخستين بار در این مطالعه برداشت،شناسایي و تحلیل شده اند،روندهاي



متفاوت شمال خاوري ـ جنوب باختري و شمالي ـ جنوبي داشته و عامل پیچیدگي دگرشکليهاي ریزپهنه بهشمار ميآيند. تحليل سازوكار اين گسلها بر مبناي دو روش بهكار رفته در بخش 2-1 با توجه به دادههاي نسبتا يكسان بهدست آمده از هر دو روش براي يك نمونه گسل (TF1) نشان داد كه روشهاي بهكار رفته، ميتوانند روشهاي مناسبي در تعيين سازوكارهاي گسلهاي البرز مركزي باشند. كاربرد روش دوم، بهويژه در البرز مرکزي که دسترسي در اغلب موارد به خطوط لغزشی موجود در سطوح گسلی میسر نیست، اهمیت بیشتري دارد.

همچنین در محدوده مورد مطالعه ، چینهاي متوسط مقیاس و بزرگ مقياسـي ديده ميشوند که بر اسـاس تحليلهاي هندسي و جنبشي آنها (شکل 5 و 6) عمدتا از نوع چينهاي مرتبط با گسلشهاي راندگي است. به همين دليل، از اين **4-2 تحليل کرنش** چينها به منظور تحليل جنبشي گسلها و تعيين سازوكار آنها استفاده شده است. اثر محوري اين چينها عمدتا تحت تاثير گسلهاي تاخيري گروه سوم و با روند شمالي جنوبي قرار گرفته و چرخش کردهاند (شکل7). همانگونه که در شکل 5 الف ملاحظه ميشود، ناو ريخت فراديوارهاي متاثر از حركت حركت گسـل شـمالي–جنوبي اين تاقريخت فراديوارهاي چرخش کرده، بهطوري که محور چين با تمايل کم همروند با روند اوليه خويش و موازي گسل است. با پيشرفت دگرشکلي و فعاليت بيشتر گسلهاي شمالي – جنوبي، اثر محوري اين چينها، متمايل به روند اين گسلهاي شمالي – جنوبي شدهاند. مثالي از اين چينها را ميتوان در فراديواره گسلهاي است. TF5, TF1 و امامزادهداوود مشاهده کرد (شکل 3). بر مبناي موقعيت اين گسلهاي شمالي- جنوبي نسبت به گسلهاي راندگي اصلي مرز ريز پهنه و بهدليل اثر آنها در چرخش چينهاي منطقه ، اين گسلها به صورت عرضي ـ برشي عمل کرده و عامل پیچیدگیهاي ساختاري در ریزپهنه مورد مطالعه و ديگر ريزپهنهها در جنوب البرز مرکزي هستند.

در نتيجه فعاليت گسلهاي TF10 ، TF9 و TF11 (با روند تقريبي خاورشمالخاوري-باخترجنوبباختري) لايه هاي قديميتر آهکي ( با توجه به وجود فسيل گلوبروترونکانا با سن کرتاسه بالايي – ائوسـنزيرين) و تودههاي نفوذي از جنس ميكرو گابرو و ميكرومونزوديوريت كه عمدتا ساختار سيلي دارند و بر روي توفهاي سبز نازك لايه كرج رانده شدهاند، رخنمون يافتهاند. شواهدي از ريزچينها در پهنه گسل TF9 (شکل 3 و استريوگرام شکل 8) ديده ميشوند. تحليل اين ريزچينها بروي استريونت (شکل 8) نشان ميدهد که راندگي واحدهاي عميقتر به سطح در راستاي اين گسل همراه با برشخوردگې گسلهاي راندگې بهوجود آمدهاند. با توجه به راستاي تنش

بوده و موجب برشخوردگي و چرخش اين چينها به قرارگيري به موازات راستاي جا بهجايي شده است. موقعيت متفاوت ريزچينها و همروندي غالب محور آنها با راستاي جا بهجايي گسل راندگي TF9، توسعه برگوارگي در پهنه برشـي گسل و راندگي آهکهاي قديميتر از سازندکرج بر روي آنها همگي دلالت بر عميقتر و شكلپذيرتر بودن مجموعه گسلهاي TF9، TF10 و TF11 نسبت به دیگر گسلهاي محدوده ریز پهنه لانیز دارد. چرا که دیگر گسلهای این ریزپهنه، بهجز گسل آهار – میگون که از مجموعه گسلهای مشا هستند، فقط باعث راندگي بخشهاي قديميتر سازند کرج بر روي واحدهاي جوانتر آن سازند شدهاند. قطعشدگي اين گسلها توسط ديگر گسلهاي ريز پهنه نيز مويد قديميتر بودن آنها است.

ميزان نسبتاً پايين كرنش بهدست آمده از اندازهگيري برخي نمونهها (جدول 3) نشان داد که دگرشکلي در محدوده مورد مطالعه عمدتاً بهصورت جا بهجايي لايهها در راستاي گسلهاي راندگي و چرخش لايهها با تشكيل چينهاي همراه آنهاست. اين امر نشانگر رژيم ساختاري حاکم بر ريزپهنه مورد مطالعه گسـل راندگي در فراديواره آن بوجود آمده و سـپس متاثر از بوده و مبين تأثير پذيري دگرشـكلي اين ريز پهنه از گسـلهاي راندگي است.

با توجه به آهنگ بالاي دگرشکلي از نوع جا بهجايي نسبت به كرنش ميتوان نتيــــجه گرفت كه براســـاس مدل ارائه شــــده توسيط (Coward (1984)، زمین ساخت حاکم بر منطقه با توجه به مقادیر پایین کرنش از نوع نازك پوسته

# 3-4 الگوي تكامل ساختاري

تحليل ساختاري ريزپهنه لانيز نشان دادكه دگرشكلي در اين محدوده توسط گسلهاي راندگي اصلي و با مولفه کوچكتر راستالغزكنترل ميشود. بر مبناي دگرشكلي حاصل از اثر اين ساختارها بر نهشتههاي الوسن كرج و تودههاي آذرين نفوذي اليگوميوسن قطعكننده آنها، بەنظر مېرسد كه اين ساختارها بويژه گسـلهاي اصلي آهار– ميگون در شـمال و امام زادهداوود در جنوب، بهعنوان گسلهاي اصلي مرز ريز پهنه ساختاري لانيز و ديگر گسـلهاي اصلي تشـكيل دهنده مرزهاي ديگر ريز پهنههاي ساختاري در جنوب البرز مرکزي، دست کم از زمان ميوسـن بهوجود آمدهاند. گسـلهاي با روند شـمال خاوري-جنوبباختري، با توجه به رفتار نيمهشكلپذير و جا بهجايي قابل ملاحظه واحدهاي سنگي درنتيجه عملكرد آنها كه بيانگرعميقتر بودن آنهاست، نيز همزمان با فعاليت اين



اصلي ميان آزيموتهاي 020 تا 040 اعمال شـــــده بـــر فلات ايــــران از زمــان ترشــــــيري پســـــين

(Priesttley et al., 1994 and Jackson et al., 2000)

و بر مبناي سازوكار تحليلي از اين گسلهاي راندگي اصلي، بهنظر ميرسد كه اين گسلها نيز دراثر اعمال چنين راستايي از تنش بهوجود آمده باشند (شكل 9الف). هندسه اين گسلها كه در بخشهاي مركزي آنها واحدهاي قديميتر بهسطح رسيدهاند ، شبيه به هندسه ساختارهاي بالارانده بهسطح رسيدهاند ، شبيه به هندسه ساختارهاي بالارانده مركزي چون در پهنه گسل راندگي كندوان نيز ديده مي شوند (نيكنژاد، 1382).

در مراحل بعدي و با تداوم دگرشکلې، گسلهاي راندگې و با روند تقريبا شمالي ـ جنوبي و با مولفه غالبتر راستالغز بهصورت گسلهاي عرضي ـ برشي و درحد فاصل گسلهاي اصلي مرز ريزيهنه تشكيل شدهاند. بهنظر ميرسد كه توسعه اين گسلهاي عرضي- برشـي در ريز پهنه لانيز با توجه به روند متفاوت آنها حاصل برم كنش دگرشكلي رشته كوه البرز، در حال كوتاه شدگي و فراخاست در راستاي گسلهاي اصلي راندگي، با پهنه مقاوم خزر باشد. رانده شدن پهنه خزر جنوبي از زمان ميوسـن.پسـين- پليوسـن در راسـتايي بهسـوي جنوب باختر (Axen et al., 2001)، عاملي بر چنين کوتاهش*د*گي و فراخاست در نظر گرفته شده است. در نتیجه اثر چنین كوتاهشــــدگي، كه دســــت كم برابر 30 درصــد در البرز برآورد شـــده (Jackson et al. 2002)، این گسـلهاي عرضي-برشـي توسعه يافتهاند. اين گسـلهاي عرضي- برشـي موجب جدايش راستالغز گسـلهاي راندگي اصلي (چون گسـل امام زاده داوود، شکل 3) و چرخش چينهاي فراديوارهاي همراه آنها، مانند تاقديس لانيز در فراديواره گسـل راندگي امامزادهداوود (شکل 3 و 7)، شدهاند. لذا بهنظر مېرسد که اين گسلها تاخيري بوده و در مراحل نهايي تکامل ساختاري البرز مركزي در پليوسـن زماني كه گسـلهاي راندگي اصلي بەدلىل اثر برھم كنش خزر جنوبي با البرز بە گسلھاي با مولفه راستالغز تغییر سازوکار دادهاند، بوجود آمدهاند (شکل 9 ب). چنين تغيير سازوكاري كه ميتواند بيانگر انتقال از رژيم زمين ساخت فشارشي بەزمىنساخت ترافشارشىي در اين زمان باشد، موجب پیچیدگيهاي بیشتر ساختاري ریز پهنه مورد مطالعه شدهاند. الگوي ساده شدة مراحل تكامل ساختاري اين گسلها درشكل 9 ارائه شده است. بر اساس شکل 9، در مراحل اوليه دگرشکلي (احتمالا ميوسن و معادل كوهزاد آلپين جوان) زمينســاخت چيره فشارشـي حاكم بوده (بهطور مثال Alavai, 1996 ) و گسلهاي راندگي اصلي با شيبها و سوهاي رانش متفاوت تشكيل شده اند (شكل9 الف). در ادامه دگرشکلي و بهدليل رانش پهنه مقاوم خزر به

بهسوي جنوب باختركه با تغيير سازوكار گسلهاي راندگي اصلي در پهنه مورد مطالعه و البرز مركزي نيز همراه بوده، گسلهاي عرضي-برشي با روند عمومي شمالي ـ جنوبي توسعه يافتهاند (شكل 9ب). در مراحل نهاييتر دگرشكلي كه با تداوم همگرايي صفحه عربي به سوي فلات ايران و در نتيجه با كوتاه شدگي بيشتر نيز در البرز همراه بوده است، شكلي اين گسلهاي عرضي- برشي نيز افزايش يافته است شكلي اين گسلهاي عرضي- برشي نيز افزايش يافته است عرضي- برشي باعث چرخش تاقريختهاي فراديوارهاي چون عرضي- برشي باعث چرخش تاقريختهاي فراديوارهاي چون عرضي- برشي باعث چرخش تاقريختهاي فراديوارهاي چون مساختاري،گسلهاي عرضي ـ برشي با راستاي شمالي ـ ساختاري،گسلهاي عرضي ـ برشي با راستاي شمالي ـ جنوبي منطبق بر گسلهاي راندگي با روند شمالخاوري-

جنوبباختري است.

با توجه به تطابق روند اين گسلهاي عرضي- برشي با روند گسلهاي شمالي- جنوبي پيسنگي در ايران مركزي و نيز يكسان بودن پيسنگ البرز با ايرانمركزي (Stocklin, 1974)، بهنظر ميرسد كه اين گسلهاي عرضي- برشي مرتبط با چنين گسلهاي پيسنگي و بهعنوان مراتب فعاليت جوانتر اين گسلها و با سازوكار چيره راستالغز در سطح بوده باشند. همروندي روند اين گسلها با روند، شمالي- جنوبي، گسلهاي پيسنگي مغناطيسي تحليل شده در نقشه زمينساخت ايران (Nogole-Sadat, 1993) در البرز مركزي كه از محدوده ريزپهنه لانيز نيز ميگذرد ميتواند مويد اين مسئله باشد. گرچه بهنظر ميرسد كه دگرشكلي مراتب جوانتر اين گسلهاي پيسنگي در سطح بهمورت جابهجايي ويا چرخش در روند ديگر ساختارهاي محدوده مطالعه بوده و لذا ميزان كرنش بالايي را در راستاي خود در واحدهاي سنگي متاثر نداشتهاند.

بنابراين ميتوان چنين نتيجه گيري كرد كه در ترشيري پسين و متاثر از اثر برهم كنش پهنه مقاوم خزر يا البرز مركزي كه با كوتاه شدگي و فراخاست و تغيير سازوكار، گسلهاي اصلي راندگي همراه بوده است، گسلي پيسنگي با روند شمال شمال خاوري – جنوب جنوب باختري به صـــورت گسل اصـلي كه در نقشـه زمين سـاخت ايران ( Nogole-Sadat, 1993) به عنوان گسل مغناطيسي برداشت شده، فعاليت دوباره يافته است. در نتيجة فعاليت دوباره اين گسل اصلي پيسنگي، مراتب گسلي آنها در پوشش سطحي گسلهاي عرضي- برشي چون انواع شناسايي شده در ريز پهنه مورد مطالعه را به وجود آورده اند. شواهدي از چگونگي رشد چنين گسلهاي راستالغز به عنوان مراتب گسلي يك گسل اصلي پيسنگي به صورت تجربي توسط (1986) با هيلي يي سنگي با شده و مثالهايي از فعاليت دوباره چنين گسلهاي پيسنگي با



روند شمالي- جنوبي در ديگر بخشهاي فلات ايران بهويژه در زاگرس چينخورده-رانده شده (براي مثال , Hessami et al., ناگرس چينخورده-رانده شده (براي مثال , بهنظر ميرسد که در ريزپهنه ساختاري لانيز گسلهاي TF3 ، TF2 ، TF3 و TF3 (شکل 3) مراتب گسلي اين گسل پيسنگي در سطح باشند. بر مبناي چنين الگويي فعاليت لرزهاي گسل مشا با اروکار چيره چپگرد در خاور البرزمرکزي 2002 Jackson et al. 2002 () و جا بهجاييهاي جوان آن در پليوسن که با تشکيل درياچه تار در راستاي آن تحليل شـــده اسـت (2003) ميتواند بهعنوان مرتبه گسلي فعاليت دوباره يکي از اين گسلهاي پيسنگي در سطح باشد.

لانيز در اين مطالعه را مي توان در ديگر ريزپهنههاي ساختاري در جنوب البرز مركزي نيز مشاهده كرد. مطالعه اوليه ساختارهاي موجود در ريز پهنه نسا ميان گسلهاي راندگي طالقان در شمال و مشا در جنوب نيز نشان از توسعه چنين گسلهاي عرضي – برشي با روند تقريبي شمالي– جنوبي دارد. متاثر از عملكرد همين گسلهاي عرضي- برشي خميدگيهايي در چينهاي بخش مركزي اين ريز پهنه نيز بهوجود آمده است. لذا بهنظر ميرسد كه مدل ساختاري ارائه شده بر ريز پهنه ساختاري لانيز، نه تنها ميتواند قابل تعميم به ريزپهنه ساختاري نسا باشد، بلكه مبين الگوي تكامل ديگر ريزپهنههاي ساختاري در جنوب البرز مركزي نيز هست.

ساختار هاي شناسايي و تحليل شده در ريزپهنه ساختاري

سازوکار گسل	آزيموت راستاي جابه جايي	شواهد شناسايي و ساختار هاي همراه گسل	اثر فعالیت گسل	موقعیت صفحه گسل	روند گسـل	نقاط برداشت شواهد ساختارې(شکل 3)	نام گسل
راندگي با مولفه راستالغز راستگرد	190 –200	چين فراديواره اي	چين خوردگي و رانده شـدن واحد E 1tsh برروي واحد جوانتر E 3sh	35/50	N –140	1	امام زاده داوود
راندگي با مولفه راستالغز راستگرد	195 –225	چينهاي فراديوارهاي و فروديوارهاي، خطوط لغزشي و ساختارهاي كشيدگي	رانده شدن و جا بهجايي واحدهاي مختلف سازند کرج بر روي يکديگر	53/080	N −150 تا N −170	2,3,4	TF1
راندگي با مولفه راسـتالغز چپگرد	271	تاقريخت فراديوارهاي	رانده شدن و جا بهجايي بخشهاي مختلف واحد E 1sht بر روي يکديگر	45/60	N -140	6	TF2
راندگي با مولفه راسـتالغز چپگرد	340	خطوط لغزشـي بر روي صفحه گسلي	رانده شدن و جابهجايي بخش هاي مختلف واحد زمين شناسي E 1sht بر روي پکديگر	70/100	N –190	7,8	TF3
راندگي		شواهد چينه شناسي	رانده شدن و جابجايي بخش هاي واحد زمين شناسي E 1sht بر روي يكديگر		N -140	9	TF4
راندگي با مولفه راستالغز	345	تاقريخت فراديوارهاي	رانده شـدن واحد E 1r بروی واحد حوان:E 1sht	50/110	N – 185	10,11	TF5
راندگي	+	تاقريخت فراديوارهاي	رانده شدن واحد E 1sht بیروی واحد F 1tsh		N –150	12,13	TF6
راندگي با مولفه داستالغز راستگرد	160	چين فراديواره اي	رانده شدن واحد E 1r بروی واحد جوان F 1sht		N –145	14	TF7
راندگي		تغییر موقعیت لایه های فرادیواره وفرودیواره گسل	رانده شدن واحد E fsl برروی واحد حوان E 6ts	40/015	N –115	15,16	گسـل آهار
راندگي		شواحد چينه شناسي	رانده شدن واحد E 1tsv برروی واحد E fs		N –115	17	گسـل میگون
راندگي با مولفه راستالغز راستگرد	185	چين فراديوارهاي	رانده شدن واحد R el با سن تریاس برروي واحد۱tsv E	30/45	N -110	18	TF8
راندگي با مولفه راسـتالغز راسـتگرد	305	ریز چین ها و برگواره پهنه گسـل	رانده شدن واحد E 1r برروي واحد جوانترE 1sht	30/180	N - 090	19	TF9
راندگي با مولفه راستالغز راستگرد	305	ريز چينها و برگوارههاي پهنه گسل	رانده شدن و جابهجايي واحدهاي مختلف سازند كرج بر روي يكديگر	30/180	N-060 تا N -90	20	TF10
راندگي با مولفه راستالغز راستگرد	305	ريز چينها وبرگوارههاي پهنه گسـل	رانده شـدن واحد E 1tsh برروي واحدT E 1r	30/180	N-060 تا N -90	21	TF11





نوع چين بر اسـاس شيب سطح محوري	نوع چين با توجه به کڃشدگي محور	نوع چین بر اساس زاویه بین پهلو ها	زاویه بین پهلوها	موقعیت محور چین	راستاي اثر سطح محوري	شيب و جهت شيب سطح محوري	نام چين
Steeply Inclined	GENTLY PLUNGING	Open	90	10/160	180	65/065	چين فراديوارهاي گسـل TF1
Steeply Inclined	MODERATELY PLUNGING	Close	60	38/025	175	75/110	چین فرادیوارہاي گسـل TF5
Steeply Inclined	MODERATELY PLUNGING	Open	88	35/005	135	75/080	چين فراديوارهاي گسـل TF6
Upright	GENTLY PLUNGING	Close	50	25/135	135	80/040	چين فراديوارهاي گسـل TF7
Steeply Inclined	GENTLY PLUNGING	Open	80	10/130	110	80/045	چين فراديوارهاي گسـل TF8
Steeply Inclined	GENTLY PLUNGING	Open	80	18/150	110	75/240	تاقدس لانيز
Upright	MODERATELY PLUNGING	Close	60	32/140	170	80/055	ناودیس تالون

جدول 2 : مشخصات هندسي چين هاي ريزپهنه ساختاري لانيز. موقعيت چينها در شکل 3 نمايش داده شده است.

جدول 3: نتايج اندازه گيري كرنش بر روي نمونههاي توف در ريزپونه لانيز. محل نمونهها در شكل 3 آمده است.

**X**J

3

شـماره نمونه	جنس سنگ	موقعيتمحلنمونهب برداري	$\sqrt{\lambda_1}$	$\sqrt{\lambda_3}$	$R_f = \sqrt{\frac{\lambda_1}{\lambda_3}}$
2-A	توفیت سـبز رنگ	فرودیوارہ گسل TF6	0.8	0.45	1.7
2-C	توفیت سـبز رنگ	فرادیوارہ گسـل TF6	0.85	0.55	1.5
2-C	توفیت سبز رنگ	فرادیوارہ گسـل TF6	0.75	0.45	1.6
2-C	توفیت سـبز رنگ	فرادیوارہ گسـل TF6	1	0.6	1.6
$4 - A_1$	توفماسهااي سيزرنگ	فرادیوارہ گسـل TF2	0.95	0.6	1.5
$4 - A_1$	توفماسەااي سىندىنگ	فرادیوارہ گسـل TF2	0.7	0.4	1.7
$4 - B_1$	توفماسـهااي سيندنگ	فرادیوارہ گسـل TF2	0.75	0.45	1.6
5-B	توف سـبز ليتيك	فرادیوارہ گسـل TF1	0.45	0.3	1.5
5-B	توف سـبز ليتيك	فرادیوارہ گسـل TF1	0.9	0.55	1.6







تصوير1 : گسل TF5 و چين فراديواره اي آن كه توسط گسل راستالغزSF1 بريده و جا بهجا شده است. در گوشه بالاي تصوير همچنين برشي در راستاي گسل SF1 رسم شده است. به تاقريخت فراديوارهاي گسل TF5 و زبانههاي گسلي فروديوارهاي آن دقت شود (نگاه به سمت شمال خاوري).



تصوير 2 : ناوريخت نامتقارن فرو ديواره اي گسـل TF9 (نگاه به سـمت جنوب خاوري).



تصوير 3 : نمونهاي از چينهاي كوچك مقياس نامتقارن در مناطق گسـلي ريز پهنه لانيز كه به منظور تحليل جنبشـي گسـلها اسـتفاده شـدهاند. (نگاه به سـمت شـمال خاوري).



تصوير 4 : ريز دوپلکسهاي راندگي در پهنه گسل آهار. به رانده شدن رسوبات مارني ژيپسدار در اثر فعاليت گسل دقت شود.







شكل 1: نقشه زمين شناسي ريز پهنه ساختاري لانيز. سن واحد هاي سنگي بر مبناي نقشه زمين شناسي موقعيت منطقه مطالعه در نقشه ساختاري البرز كه پيوست شكل ميباشد، نشان داده شده است. براي مشاهده برش زمين شناسي در مسير AB به شكل 2 مراجعه شود.



شكل 2: برش زمينشناسي در راستاي AB مشخص شده در شكل 1.







شكل 3 : نقشـه سـاختاري ريز پهنه لانيز. در شـكل به اسـتريوگرامهايي كه به منظور تحليل جنبشـي گسـلها بهكار رفتهاند، توجه شـود. براي آگاهي از جزئيات تحليل جنبشـي گسـلها به متن مراجعه گردد.





شكل 4 : نمودار امتدادي راستا و فراواني گسلهاي ريزپهنه لانيز. گسلهاي اين دسته و با توجه به جهت شيب سطوح گسلي آنها كه به سمت شمال خاوري اندازه گيري شده اند، جهت جابجاي اين گسلها به سوي جنوب باختري تحليل گرديدهاند (استريوگرامهاي شكل3). لذا بر مبناي چنين تحليلي، سازوكار اين گسلها، راندگي چيره با مولفه كوچكتر راستا لغز راستبر تعيين گرديدهاند (جدول 1 و شكل 3).

تصوير 5: نمونه نازك از توف سنگهاي رسوبي (توفيت يا توف رسوبي) در منطقه مطالعه. به پراكندگي بلورهاي كوارتز و تكههاي كربناتي در خميرهاي از خاكستر آتشفشاني دقت شود (عرض تصوير 3/6 ميليمتر است).







شكل 5: فرايند تكامل چينهاي مرتبط با گسلخوردگيهاي راندگي در جنوب البرز مركزي (اصلاح شده از Mitra, 1990).



شكل 6 : نمودارهاي ارائه شده توسط (Jamison (1987 براي تعيين هندسه چينهاي مرتبط با گسلش راندگي. بر مبناي دادههاي بهدست آمده از موقعيت سطوح گسلي و هندسه چينهاي همراه آنها، چنانچه اندازه زواياي بين پهلوها و زاويه رمپ گسلي چيره آنها در نظر گرفته شود،هندسه F.B.F براي چينها با فرض عدم وجود نازكشدگي پهلوهاي پيشاني بهدست ميآيد. براي توضيحات بيشتر ه متن مراجعه شود.







شكل7 : چرخش اثر محوري چين هاي همراه با گسلش تحت تاثير گسلهاي با روند شمالي جنوبي.



شكل 8: استريوگرام موقعيت ساختهاي پهنه گسل TF9. جهت تحليل استريوگرام به متن مراجعه شود.







شكل 9 : نقشه ساده شده مراحل تكوين ساختاري ريز پهنه لانيز.

#### كتابنگاري

اميني، ب.، امامي، م. ه . 1372- نقشه زمين شناسي 1:100000 تهران، سازمان زمين شناسي و اكتشافات معدني ايران. عباسي، ع. ر. 1381- تحليل هندسي و جنبشي گسلهاي منطقه لانيز، جنوب البرز مركزي. پايان نامه كارشناسي ارشد، دانشگاه تربيت مدرس، دانشكدة علوم پايه، گروه زمين شناسي.

نيكنژاد، س. 1382- تحليل هندسـي و جنبشـي گسـلهاي راندگي منطقه كندوان، جنوب البرز مركزي. پايان نامه كارشـناسـي ارشـد، دانشـگاه تربيت مدرس، دانشـكدة علوم پايه، گروه زمين شـناسـي.

يساقي، ع. 1368- تحليل ساختاري و تكوين زمين ساختي جنوب باختري البرز (شمال تهران). پايان نامه كارشناسي ارشد، دانشگاه تربيت مدرس، دانشكدة علوم پايه، گروه زمين شناسي.





#### References

Alavi , M . 1996- Tectonostratigraphic synthesis and structural style of Alborz mountain system in Northern Iran: J. Geodynamics, V. 21, No. 1, 1 - 33.

Allen, M.B., Ghasemi, M.R., Shahrabi, M., Qorashi, M. 2003- Accommodation of late Cenozoic Oblique shortening in the Alborz range, northern Iran: J. Structural Geology, V.25, 655-672

Axen, G.J., Lam, P.S., Grove, M., Stockli, D.F and hassanzadeh, J. 2001- Exhumation of west-central Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics. Geology, V. 29, 559-562.

Coward, M. P. 1984 - The strain and textral history of thin-skinned tectonic zones: examples from the Assynt region of the Moine thrust zone, NW Scotland. J of Structural Geology, V. 6, 89-99.

Fry, N. 1979- Random point distributions and strain measurement in rocks. Tectonophysics, V. 60, 89-105.

Hessami, K., Koyi, H.A. and Talbot, C.J. 2001- The significance of strike slip faulting in the basement of the Zagros fold and thrust belt. J. of Petroleum Geology, V. 24, 5-28.

Jackson, J.A., Pristley, K., Allen, M.B., Berberian, M. 2002- Active Tectonics of the South Caspian Basin, Geophy. J. Int., V. 148, 214-245.

Jamison, W.R. 1987- Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. J. of Structural Geology, V. 9, 207-219.

McClay, K.R. 1992 - Thrust tectonics. Champon & Hall, 447 pp.

Mitra, S. 1990- Fault-propagation folds; geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps. AAPG Bulletin. V. 74 (6), 921-945.

Naylor, M. A., Mandl, G. and Sijpestenijn, C. H. K. 1986- Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. J. of Structural Geology, V. 8, 737-752.

Nogole-Sadat, M. A. 1993- Tectonic map of Iran in 1:1000,000 scale. Geological Survey of Iran.

Priestly, K., Baker, C. and Jackson, J. 19940- Implication of earthquake, focal mecanism data for the active Tectonics of the south Caspian Basin and Surrounding regions. Geophys. J. Int., V. 118, 111-141.

Pluijm, van der B.A. and Marshak, S. 1997- Earth structure: an introduction to structural geology and tectonics. McGraw-Hill, 495.

Roering, C., and Smith, C.A. 1987- Bedding-parallel shear, thrusting and quartz vein formation in Witwatersrand quartzites: J. Structural Geology, V. 9, No. 4, 419 – 427.

Suppe, J. and Medewdeff, D.A. 1990- Geometry and kinematics of fault propagation folding: Eclogae Geological Helvetica, V. 83, No. 3, 409 – 454.

Stocklin, J., 1968 - Structural history and tectonic of Iran; a review, AAPG, V. 52, No. 7, 1229-1258.

\*گروه زمينشـناسـي دانشـگاه تربيت مدرس

\*Department of Geology, Tarbiat Modarres University, Tehran, Iran

