



فصلنامه زمین ساخت

تابستان ۱۴۰۰، سال پنجم، شماره ۱۸

doi 10.22077/JT.2022.5021.1130

مدلسازی ژئومکانیکی چین‌های گسترش گسلی ساده و چین‌های گسترش گسلی به همراه گسل فرعی پرشیب در فرادیواره

انیس السادات خلیفه سلطانی^{۱*}، سید احمد علوی^۲، محمد رضا قاسمی^۳، سید مهدی گنجیانی^۴

۱. دانش آموخته دکتری زمین ساخت، گروه حوضه های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.

۲. استاد، گروه حوضه های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.

۳. استاد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

۴. استادیار، دانشکده مکانیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

چکیده:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۱۰/۱۸
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۲/۲۵

چین‌های مرتبط با گسل در بیشتر جایگاه‌های زمین ساختی و در دو رژیم کششی و فشارشی گسترش می‌یابند. گستردگی این ساختارها و اهمیت آنها در اکتشاف و استخراج منابع هیدروکربنی و لرزه‌شناسی سبب شده‌است تا در ورای زمین‌شناسی ساختاری نیز مورد توجه قرار گیرد. از سوی دیگر درک فرگشت هندسی این چین خوردگی‌ها می‌تواند ارتباط هندسی این ساختارها را با فرایندهای جاگیری و مهاجرت منابع هیدروکربنی آشکار سازد. این پژوهش با استفاده از دو سری مدل اجزاء محدود دو بعدی، فرگشت هندسی، و فرگشت تنش- کرنش در چین‌های گسترش گسلی ساده و چین‌های گسترش گسلی با گسل فرعی پرشیب در فرادیواره را مورد بررسی قرار می‌دهد. نتایج نشان می‌دهد که؛ الف) در هر دو نوع چین خوردگی کرنش خمیرسان در سطح گسل، نوک گسل، و یال جلویی چین متمرکز شده‌است، ب) در هر دو نوع چین خوردگی الگوی تنش-کرنش در قله و یالهای چین مشابه است، در حالی که با الگوی تنش-کرنش در سطح گسل متفاوت است، هر چند که الگوی تنش-کرنش در نقاط مختلف گسل نیز با یکدیگر مشابه است، ج) با وجود شباهت الگوی تنش-کرنش در این دو نوع چین خوردگی، سه تفاوت عمده قابل شناسایی است، ۱) کاهش وسعت نرم شدگی کرنش در یال جلویی مدل چین گسترش گسلی با گسل فرعی، ۲) افزایش تنش تفریقی در مدل چین گسترش گسلی با گسل فرعی، و ۳) در مدل چین گسترش گسلی ساده وسعت بازه سخت‌شدگی کرنش به سمت نوک گسل افزایش می‌یابد، در حالی که در مدل چین گسترش گسلی با گسل فرعی عکس آن صادق است.

واژه های کلیدی: مدلسازی ژئومکانیکی، چین گسترش- گسلی ساده، چین گسترش گسلی به همراه گسل فرعی پرشیب در فرادیواره

Geomechanical modeling of simple and high angle breakthrough fault- propagation folds

Anis Khalife- Soltani^{1*}, Seyed Ahmad Alavi², Mohammad Reza Ghassemi³, Mehdi Ganjiani⁴

1- Ph.D. in Tectonics, Department of sedimentary and oil basins, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran.

2- Professor, Department of sedimentary and oil basins, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran.

3- Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

4- Assistant Professor, Department of Mechanical Engineering, University of Tehran, Tehran, Iran.

Abstract:

Fault-related folds extend in most tectonics settings and in both extensional and compressional regimes. The widespread importance of such structures in the exploration and extraction of hydrocarbon resources and seismological aspects led to consideration beyond structural geology studies. On the other hand, understanding the geometric evolution of these folds can reveal the geometric relationship of these structures with the processes of placement and migration of hydrocarbon resources. This study uses two 2D finite element models to investigate geometric differences and stress-strain evolution differences in simple and high angle breakthrough fault-propagation folds. Results show that; A) In both types of folding, the plastic strain is concentrated on the surface of the fault, the fault tip, and the forelimb. B) In both types of folding, the pattern of stress-strain at the crest and fold limbs are similar, while it is different from the pattern of stress-strain at the fault surface, although the pattern of stress-strain at different points of faults (tip, middle, and base of the fault) are also similar to each other. C) Despite the similarity of the stress and strain evolution pattern in these two types of folds, three main differences can be identified, 1) reduction of strain-softening interval in the forelimb of breakthrough fault-propagation fold model, 2) increased differential stress in high angle breakthrough fault-propagation folds, and 3) in simple fault- propagation fold model, the strain-hardening interval increases to the fault tip, while in high angle breakthrough fault-propagation folds the reverse is true.

Keywords: Geomechanical modeling, Simple fault-propagation fold, High angle breakthrough fault-propagation fold.

*Email: aniskhs21@gmail.com

Tel: +989138700310

۱-مقدمه

خوردگی‌های مرتبط با گسل^۱ شامل سه عضو نهایی؛ چین‌های خم گسلی^۲ (Berger and Johnson, 1980); چین‌های گسترش گسلی^۳ (Mitra, 1983; Suppe, 1983)، چین‌های گسترش گسلی^۴ (Suppe and Medwedeff, 1990; Epard and Groshong, 1995; Homza and Wallace, 1995, 1997; Poblet and McClay, 1996) هستند. چین خوردگی‌های گسترش گسلی حاصل تنوع لغزش بر روی یک گسل رانده‌گی در حال انتشار هستند، در واقع لغزش به صورت تدریجی به سمت نوک گسل کاهش می‌یابد و به صفر می‌رسد (Williams and Chapman, 1983; Suppe and Medwedeff, 1990). این نوع چین خوردگی‌ها با یال جلویی پر شیب یا برگشته شناخته می‌شوند. دو مدل جنبش‌شناسی^۵؛ شکن کلاسیک^۶ (Suppe and Medwedeff, 1990; Mitra and Mount, 1998)، و تراشیر^۷ (Erslev, 1991) برای این چین خوردگی‌ها ارائه شده است. مدل جنبش‌شناسی شکن کلاسیک مبتنی بر دو نظریه ضخامت ثابت و محور ثابت است. در نظریه ضخامت ثابت طول و ضخامت لایه‌ها در طی دگرشکلی حفظ می‌شود، در حالی که در نظریه محور ثابت امکان ضخیم شدن و نازک شدن در یال جلویی چین وجود دارد. هر دو نظریه شرایط رشد خود مشابه^۸ چین را فراهم می‌سازند، یعنی شکل چین نسبت به موقعیت نوک گسل در حال انتشار در طی زمان ثابت باقی می‌ماند، در حالی که چین با چرخش مرزهای نوارهای شکنجی رشد می‌کند (Suppe and Medwedeff, 1990). چین‌های گسترش گسلی می‌توانند به صورت‌های متفاوتی توسعه یابند (Suppe and Medwedeff, 1990)؛ (۱) زمانی که رانده‌گی به یک سطح جدایی برسد، و به موازات سطح جدایی توسعه یابد، که در این شرایط چین‌های گسترش گسلی توسعه یافته از طریق جدایی^۹ تشکیل می‌شوند. این شرایط تحت عنوان چین خوردگی گسترش گسلی انتقال یافته^{۱۰} نیز شناخته شده است

چین‌های مرتبط با گسل به دلیل گستردگی و تنوع جایگاه زمین‌ساختی و اهمیت اقتصادی و لرزه‌ای شان همواره مورد توجه اکثر پژوهشگران در شاخه‌های متفاوت زمین‌شناسی قرار گرفته‌اند. این چین خوردگی‌ها در اکثر جایگاه‌های زمین‌ساختی و در هر دو رژیم کششی و فشارشی مشاهده می‌شوند (e.g., Ford et al., 1997; Homza and Wallace, 1997; Delcailau et al., 1998; Burbank et al., 1999; Bump, 2003; Corredor et al., 2005; Okamura et al., 2007; Morley et al., 2011; Calamita et al., 2012). آنها به این دلیل است که این ساختارها عمدتاً میزبان منابع هیدروکربنی هستند (Morley et al., 2011; Smart et al., 2010a; 2010b; 2012; Derikvand et al., 2019). از آنجا که تعیین موقعیت گسل، نوک گسل، و یال جلویی چین در مخازنی که این نوع چین خوردگی‌ها میزبان آنها هستند، بر روی ارزیابی حجم مخزن تاثیر چشمگیری دارد، و با توجه به تاثیر توزیع کرنش بر روی نفوذپذیری مخزن و اینکه گسل در چین‌های مرتبط با گسل به سطح زمین نرسیده، ارائه یک مدل ژئومکانیکی که بتواند درک صحیحی از فرگشت هندسی و فرگشت تنش - کرنش در این چین خوردگی‌ها ارائه دهد می‌تواند زمین‌شناسان را در جهت تعیین رابطه زمانی رشد ساختار با بلوغ و مهاجرت منابع هیدروکربن یاری کند (Hughes and Shaw, 2015). اهمیت لرزه‌ای چین‌های مرتبط با گسل نیز به دلیل حضور گسل‌های نهان در برخی از این چین خوردگی‌ها است که ممکن است قابلیت لرزه‌ای بالایی داشته باشند (Lettis et al., 1997; Dolan et al., 2003). همان‌گونه که اشاره شد، در این چین خوردگی‌ها گسل به سطح زمین نرسیده، بنابراین تعیین نرخ لغزش گسل، زمان زمین لرزه‌های گذشته، و سایر فراسنج‌های مورد نیاز برای ارزیابی پتانسیل لرزه‌ای آنها با چالش روبرو می‌شود (Kanamori, 1977; Wells and Coppersmith, 1994). بنابراین ارائه یک مدل ژئومکانیکی که بتواند این فراسنج‌ها را تخمین بزند، برای زمین‌شناسان بسیار راهگشا خواهد بود (Hughes and Shaw, 2015). چین

¹ Fault-related folding

² Fault- bend folds

³ Fault-propagation folds

⁴ Detachment folds

⁵ Kinematic

⁶ Kink classic

⁷ Trishear

⁸ Self similar

⁹ Decollement breakthrough fault- propagation fold

¹⁰ Transported fault- propagation fold

هم ترکیب می‌شوند، و بنابراین مساله برای کل جسم حل می‌شود، به جای آنکه توسط یک راه حل تحلیلی خاص که برای کل جسم صادق است مساله حل شود (Logan, 2010). این پژوهش دو مدل اجزاء محدود برای مدلسازی چین‌های گسترش گسلی ساده و چین‌های گسترش گسلی به همراه گسل فرعی پرشیب در فرادیواره ارائه می‌کند. سپس فرگشت هندسی و توزیع تنش و کرنش در این چین خوردگی‌ها را مورد بررسی قرار می‌دهد. فرگشت هندسی چین توسط اندازه‌گیری فراسنج‌های هندسی چین همانند؛ زاویه بین یالی (γ)، شیب یال‌ها (β)، شیب یال پشتی، F؛ شیب یال جلویی، دامنه (A)، و نیم-طول موج (W) در طی چین خوردگی ارزیابی می‌شود. تاریخچه فرگشت تنش و کرنش نیز توسط نمودارهای کرنش‌های خمیرسان اصلی-تنش تفریقی، کرنش-زمان، و تنش-زمان مورد بررسی قرار می‌گیرد، که این نمودارها برای سه نقطه در سطح چین (قله، یال جلویی و پشتی)، و سه نقطه بر روی سطح گسل (نوک، میانه و قاعده گسل) ترسیم شده‌اند. از آنجا که تغییرات تنش تفریقی عامل اصلی دگرشکلی است، و کرنش‌های اصلی خمیرسان نماینده دگرشکلی دائمی هستند، در بین این نمودارها، نمودارهای کرنش‌های خمیرسان اصلی-تنش تفریقی دارای اهمیت ویژه هستند.

۲- مدلسازی

این پژوهش دو مدل کشسان-خمیرسان اجزاء محدود دو بعدی توسط نرم افزار (ABAQUS™ 2017) برای شبیه‌سازی چین خوردگی گسترش گسلی ساده، و چین‌های گسترش گسلی به همراه گسل فرعی پرشیب در فرادیواره ارائه می‌کند. نمونه ساده شامل یک مدل فرضی است، ولی نمونه چین گسترش گسلی با گسل فرعی از هندسه تاقدیس آیکان الگو گرفته است. البته به دلیل ابهامات هندسی این تاقدیس، برای شبیه‌سازی این تاقدیس سه سناریو ارائه شده است. شرایط مرزی تقریباً در این مدل‌ها مشابه است.

در همه مدل‌های ارائه شده در این پژوهش برای محدوده رفتار کشسان مدل، از قانون هوک در حالت کرنش صفحه‌ای جهت پیوند تنش و کرنش استفاده

می‌شود:

(Jamison, 1987). ۲) هنگامی که چین از طریق توسعه رانندگی در سطوح محوری تاقدیس یا ناودیس، و یا در یال جلویی چین به دلیل کاهش زاویه بین یالی چین توسعه یابد و چین‌های گسترش گسلی توسعه یافته از طریق تاقدیس^۱، و یا از طریق ناودیس^۲ را ایجاد کند، در این شرایط اگر شیب گسل از سطوح محوری چین بزرگتر باشد چین‌های گسترش گسلی توسعه یافته پرشیب^۳ یا چین‌های گسترش گسلی به همراه گسل فرعی پرشیب در فرادیواره ایجاد می‌شوند و اگر شیب رانندگی کمتر از شیب سطح محوری چین باشد، چین‌های گسترش گسلی توسعه یافته کم‌شیب^۴ ایجاد می‌شوند (Suppe and Medwedeff, 1990).

در ده‌های اخیر استفاده از مدلسازی عددی برای حل مسائل زمین‌شناسی متداول شده است. در واقع زمانی که شکل هندسی، بارگذاری و خواص ماده پیچیده است، نمی‌توان از طریق یک راه حل تحلیلی که برای تمام نقاط جسم معتبر است، مساله را حل نمود. بنابراین در این شرایط برای حل مساله از روش‌های عددی استفاده می‌شود، که روش‌های اجزاء گسسته (Finch et al, 2003; Hardy and Finch, 2006; Hughes and Smart et), و محدود (Shaw, 2014; Hughes et al, 2014 al, 2012; Nabavi et al., 2017; Barjaštah, 2018; Sadeghi-Farshbaf et al, 2016; 2019; Khalifeh- Soltani et al., 2021a; 2012b) از متداول‌ترین روش‌های مدلسازی عددی در زمین‌شناسی هستند. روش اجزاء گسسته از قوانین حاکم بر مکانیک محیط‌های ناپیوسته پیروی می‌کند و برای تحلیل مسائل جریان دانه‌ای مناسب است (Cundall, 2001; Cundall and Strack, 1979).

در حالی که روش اجزاء محدود از قوانین حاکم بر مکانیک محیط‌های پیوسته پیروی می‌کند. در این روش جسم به بخش‌های کوچکتر تقسیم می‌شود، که این بخش‌ها اجزاء نامیده می‌شوند، و این اجزاء توسط نقاط، خطوط، یا سطوح مشترکی که گره نامیده می‌شوند، به یکدیگر متصل می‌گردند. بنابراین در این روش مساله توسط مجموعه‌ای از معادلات و به‌طور همزمان برای هر جزء حل می‌شود، سپس حل‌ها با

¹ Anticlinal breakthrough fault- propagation fold

² Synclinal breakthrough fault- propagation fold

³ High angle breakthrough fault- propagation fold

⁴ Low angle breakthrough fault- propagation fold

شامل سه گام است؛ که در گام اول نیروی گرانش به کل مدل اعمال می‌شود، این گام بازه زمانی (۰-۱۰) مدلسازی را به خود اختصاص می‌دهد. در گام دوم فشار رویاره بر سطح مدل برای شبیه‌سازی عمق تدفین در زمان چین خوردگی اعمال می‌شود، این فشار ۵۰ مگاپاسکال در نظر گرفته شده است، که عمق تدفینی در حدود ۲ کیلومتر را بازسازی می‌کند (Ferrill and Groshong, 1993; Smart et al., 2012). این گام بازه زمانی (۱۰-۲۰) مدلسازی را به خود اختصاص می‌دهد. در گام سوم، برای شبیه‌سازی گسلش به سمت چپ فرادیواره جابه‌جایی ۱۱۰ متر در جهت مثبت محور X اعمال می‌شود (شکل-۱). این گام بازه زمانی (۲۰-۱۵۰) مدلسازی را شامل می‌شود. فرو دیواره و نوک گسل در تمام گام‌ها ثابت شده است، و اجازه حرکت افقی و قائم ندارد ($U_x=U_y=0$) (شکل-۱). سمت راست فرادیواره در هر سه گام، و سمت چپ فرادیواره در دو گام اول مدلسازی امکان حرکت افقی ندارند ($U_x=0$) (شکل-۱). این پژوهش همانند (Smart et al. 2012) ضریب اصطکاک ۰/۲۵ برای اندرکنش لایه‌بندی، و ضریب اصطکاک ۰/۰۱ برای اندرکنش سطوح گسلی تعریف نموده است.

(۱)
$$\begin{Bmatrix} \sigma_{xx} \\ \sigma_{yy} \\ \sigma_{xy} \end{Bmatrix} = \frac{E}{(1+\nu)(1-2\nu)} \begin{bmatrix} 1-\nu & \nu & 0 \\ \nu & 1-\nu & 0 \\ 0 & 0 & 1-2\nu \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} \epsilon_{xx} \\ \epsilon_{yy} \\ \epsilon_{xy} \end{Bmatrix}$$
 که در آن E پیمانه یانگ و ν نسبت پواسون است (Smart, 2012).

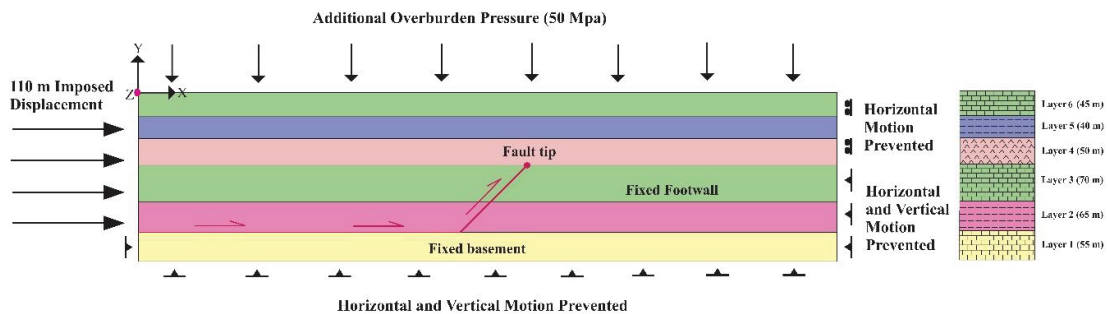
برای محدوده رفتار خمیرسان مدل نیز از فرمول استاندارد موهر-کولمب استفاده می‌شود، که شامل یک تابع تسلیم (f) است که برای شروع رفتار خمیرسان مدل استفاده می‌شود:

$$F = R_{mc}q - p \tan \varphi - C_0 \quad \begin{cases} F < 0 & \text{Elastic} \\ F = 0 & \text{Plastic} \end{cases} \quad (2)$$

که p فشار یا تنش میانگین، q مایسز (Mises) معادل تنش (نماینده بیشینه تنش برشی در پوش گسیختگی)، C_0 چسبندگی، φ زاویه اصطکاک، R_{mc} میزان تنش انحرافی موهر-کولمب است (Smart, 2012). در ادامه تفاوت شرایط مدلسازی این مدل‌ها شرح داده می‌شود.

۲-۲- مدلسازی چین‌گسترش گسلی ساده

این مدل شامل ۶ لایه با سنگ‌شناسی متفاوت است، که از ویژگی‌های مکانیکی برخی از سازندهای زاگرس که توسط شرکت ملی نفت مناطق نفت خیز جنوب ارائه شده است، استفاده می‌شود (شکل-۱ و جدول-۱). ابعاد این مدل 325×1300 m² است، و شیب گسل در این مدل ۴۵° است (شکل-۱). مدلسازی در این مدل



شکل-۱. شرایط مرزی و بارگذاری در مدل چین خوردگی گسترش گسلی ساده.

جدول-۱. ویژگی‌های مکانیکی استفاده شده برای مدلسازی چین‌گسترش گسلی ساده (بر اساس آزمایش‌های مکانیک سنگ ارائه شده توسط شرکت مناطق نفت خیز جنوب ایران).

لایه	ρ	E	ν	φ	ψ	C_0
۶	۲۵۵۰	۴۵	۰/۳	۲۵	۱۲/۵	۳۰
۵	۲۷۰۰	۱۱/۵	۰/۳۵	۱۲/۵	۱۱/۲۵	۹/۵
۴	۳۰۰۰	۳۷/۵	۰/۳	۳۲/۵	۱۶/۲۵	۳۵
۳	۲۵۵۰	۴۵	۰/۳	۲۵	۱۲/۵	۳۰
۲	۲۴۰۰	۲۷	۰/۳۸	۲۶/۸	۱۳/۴	۱۳
۱	۲۶۴۰	۳۰	۰/۳۵	۳۱/۵	۱۵/۷۵	۱۵

p چگالی (kg/m^3); E، پیمانه یانگ (GPa); ν ، نسبت پواسون، φ ؛ زاویه اصطکاک داخلی ($^\circ$); ψ ؛ زاویه اتساع (نسبت تغییرات حجم به کرنش برشی خمیرسان) ($^\circ$); C_0 ؛ چسبندگی (MPa)

۲-۳. مدلسازی چین گسترش گسلی به همراه گسل فرعی پرشیب در فرادیواره

گسترش یک گسل پرشیب به درون تاقدیس آنگان موجب ایجاد یک چین گسترش گسلی توسعه یافته پرشیب (یا چین گسترش گسلی به همراه گسل فرعی پرشیب در فرادیواره) بر اساس طبقه بندی Suppe and Medwedeff (1990) شده است. شیب گسل‌های اصلی (F_1) و فرعی (F_2) این چین خوردگی به ترتیب در حدود ۲۵ و ۴۵ درجه است (شکل-۲) با توجه به اینکه ویژگی‌های مکانیکی این تاقدیس برای ما نامشخص است (فراسنج‌های مکانیکی واحدها)، این پژوهش چهار سنگ شناسی متفاوت (چهار بخش) برای تاقدیس آنگان در نظر می‌گیرد و همانند مدل چین گسترش گسلی ساده از خصوصیات مکانیکی سازندهای زاگرس که توسط شرکت نفت مناطق نفت خیز جنوب ارائه شده است، و همچنین از آزمایش‌های مکانیک سنگ انجام شده در گستره کرج (Yassaghi et al, 2005; Yassaghi and Salari-rad, 2005) استفاده می‌کند (شکل-۲ و جدول-۲). فراسنج‌های هندسی تاقدیس آنگان توسط نقشه زمین شناسی گستره مورد مطالعه، مطالعات میدانی و تصاویر ماهواره‌ای و Goo- Earth- gle تعیین شده است (شکل‌های-۲ و ۳). میزان کوتاه شدگی بر اساس طول اولیه لایه‌ها (لایه آبی رنگ در شکل-۲-ب) توسط نرم افزار $37\text{ Move}^{\text{TM}}$ درصد تخمین زده شده است. به عبارت دیگر طول اولیه این تاقدیس پیش از چین خوردگی ۸۱۷ متر بوده، که پس از چین خوردگی به ۵۱۷ متر کاهش یافته است، یعنی ۳۰۰ متر کوتاه شده است (شکل-۲). بر این اساس ابعاد تاقدیس آنگان پیش از چین خوردگی $817 \times 345\text{ m}^2$ بوده است (شکل-۲-ب). با توجه به ابهامات هندسی این تاقدیس، این پژوهش سه سناریو برای آن ارائه می‌کند. با توجه به اینکه شاهدی در خصوص زمان فعالیت گسل فرعی (F_2) وجود ندارد، سناریوهای اول و دوم بر اساس زمان فعالیت این گسل ارائه شده‌اند. در سناریو اول گسل F_2 از ابتدای چین خوردگی فعال است، و در سناریو دوم در اواسط چین خوردگی فعال می‌شود. با توجه به اینکه گسل‌های این تاقدیس در تصویر میدانی به صورت کاملاً مستقیم نیستند، در سناریو سوم این پژوهش گسل‌ها به صورت

قاشقی در نظر گرفته شده‌اند. شرایط مدلسازی برای این سه سناریو تقریباً مشابه با مدل چین گسترش گسلی ساده است (شکل-۴). در هر سه سناریو فرادیواره و نوک گسل F_1 اجازه حرکت افقی و قائم ندارد ($U_x=U_y=0$). سناریو اول و سوم همانند مدل چین گسترش گسلی ساده شامل سه گام، و سناریو دوم شامل چهار گام هستند. در هر سه سناریو در گام اول نیروی گرانش و در گام دوم فشار روباره برای شبیه سازی عمق تدفین اعمال می‌شوند. فشار روباره برای این سناریو‌ها بر اساس ضخامت لایه‌های جوانتر (m) ۲۰۴۵ (Vahdati Daneshmand, 2001)، و چگالی متوسط لایه‌ها (2500 kg.m^{-3}) در نظر گرفته شده است، و از طریق رابطه $P=pgh$ ، تقریباً ۵۰ مگاپاسکال بدست آمده است. در هر سه سناریو سمت راست فرادیواره در هر سه گام، و سمت چپ فرادیواره در دو گام اول اجازه حرکت افقی ندارند ($U_x=0$) (شکل-۴). در گام سوم جابه جایی ۳۰۰ متر به سمت چپ فرادیواره در سناریوهای اول و سوم اعمال می‌شود. در حالی که سمت چپ فرادیواره در سناریو دوم، در گام سوم و چهارم به ترتیب به میزان ۱۰۰ و ۲۰۰ متر جابه جا می‌شود. همچنین در سناریوهای اول و سوم گسل F_2 در گام سوم امکان گسترش دارد، در حالی که در سناریو دوم F_2 در گام سوم غیرفعال است، و در گام چهارم امکان گسترش دارد، و فعال می‌شود (شکل-۴). در این سناریوها نیز همانند مدل چین گسترش گسلی ساده، ضریب اصطکاک‌های ۰/۲۵ و ۰/۰۱ به ترتیب برای اندرکنش لایه‌ها و گسل‌ها تعریف شده‌اند.

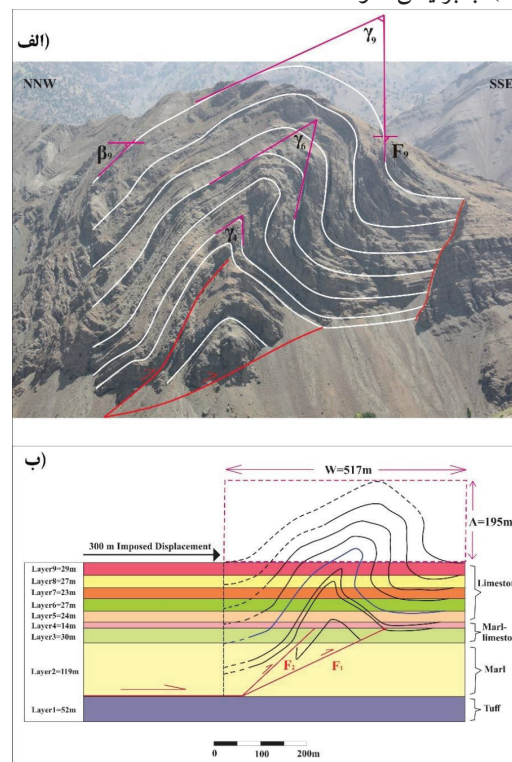
۳- زمین شناسی

تاقدیس آنگان در خاور روستای آنگان در مسیر جاده کرج- چالوس واقع شده است. این تاقدیس در بخش توف میانی سازند کرج در بخش جنوبی البرز مرکزی واقع شده است (شکل-۳). بخش توف میانی سازند کرج شامل؛ توف‌های ضخیم لایه سبز رنگ، گدازه‌های آتشفشانی، شیل، پیروکلاستیک، کنگلومرا و سنگ آهک است (شکل-۳) (Vahdati Daneshmand, 2001). رشته کوه البرز بخشی از کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیاست که حاصل همگرایی ائوسن- الیگوسن صفحه عربی در اوراسیا با نرخ همگرایی mm/yr ۲۲ است (Alavi, 1996; Allen et al., 2003; Guest)

کرج در اثر این همگرایی در طی ائوسن بسته شده، و در حوضه البرز مرکزی در الیگوسن - میوسن زمین ساخت وارون حاکم شده است (Ehteshami-Moinabadi and Yasdi et al., 2012; Ehteshami-Moinabadi and Yassaghi, 2006). این همگرایی سبب فعالیت دوباره گسل‌های نرمالی همچون گسل مشا و طالقان شده است، البته به صورت معکوس، در نتیجه این زمین ساخت وارون در فرادیواره و فرودیواره این گسل‌های دوباره فعال شده یک سری گسل‌های میانبر شکل گرفته است، و حاصل توسعه این گسل‌های میانبر شکل‌گیری چین‌های مرتبط با گسل در این ناحیه است (Ehteshami-Moinabadi and Yassaghi, 2013). تاقدیس آنگان یکی از شاخص‌ترین چین‌های مرتبط گسلی است که در اثر فعالیت گسل‌های میانبر، در فرادیواره گسل مشا و در طی وارونگی حوضه البرز مرکزی در طی همگرایی ائوسن - الیگوسن تشکیل شده است (شکل ۳- Ehteshami-Moinabadi and et al., 2012; Ehteshami-Moinabadi and Yassaghi, 2013).

(et al., 2006a). این همگرایی در طول چندین گسل مورب - معکوس از قبیل گسل‌های طالقان و مشا روی داده است (Vernant et al., 2004; Landgraf et al., 2009; Zanchi et al., 2009; Ballato et al., 2013; Nabavi et al., 2017). همچنین گسل‌های مکارود، کندوان، مشا و شمال تهران زمین‌شناسی البرز مرکزی را کنترل می‌کنند (Ehteshami-Moinabadi and Yassaghi, 2007). گسل مشا به دلیل شواهدی از زمین‌لرزه‌های تاریخی و نزدیکی به کلان‌شهر تهران، یکی از مهمترین گسل‌های پویا در البرز مرکزی است (Dellenbach et al., 1964; Solaymani et al., 2003; Ehteshami-Moinabadi and Yassaghi, 2007).

همان‌گونه که اشاره شد، همگرایی الیگوسن - میوسن در البرز مرکزی موجب چین‌خوردگی و گسلس گسترده‌ای در رسوبات سازند کرج در طی ائوسن شده است (Alavi, 1996; Allen et al., 2003; Guest et al., 2006a, 2006b; Ehteshami-Moinabadi and Yassaghi, 2007; Yassaghi and Madanipour, 2008; Yassaghi and Naeimi, 2011; Ballato et al., 2011).

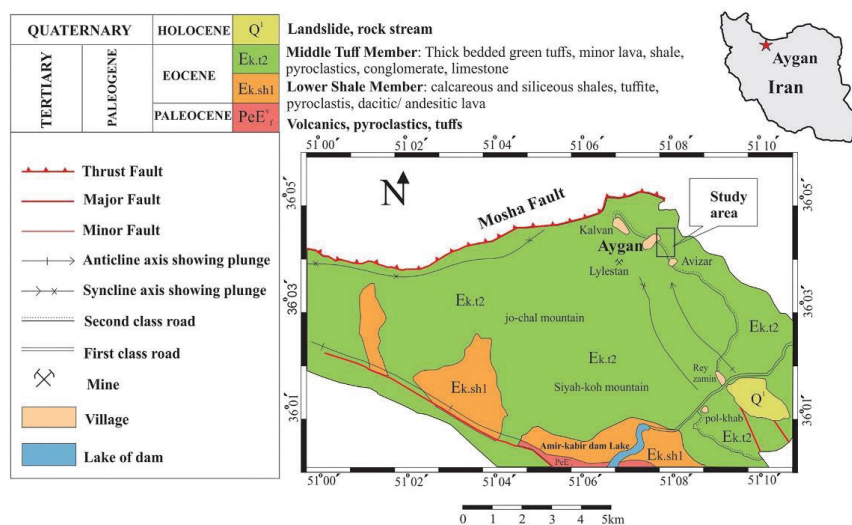


شکل ۲- الف- نمایش لایه بندی، گسل‌ها و فراسنج‌های هندسی چین در تاقدیس آنگان. ب- نمایش توالی سنگ‌شناسی تاقدیس آنگان، و سایر فراسنج‌های هندسی آن. لایه‌های چین خورده، لایه‌های چین خورده بازسازی شده، گسل‌ها، نیم-طول موج و دامنه، لایه‌ای که در نرم افزار Move برای بازسازی چین بکار رفته به ترتیب توسط خطوط سیاه، خط چین سیاه، خطوط قرمز، صورتی و آبی نمایش داده شده است (γ : زاویه بین یالی، β : شیب یال پشتی، F : شیب یال جلویی، w : نیم-طول موج، A : دامنه، و اعداد زیر نویس شماره لایه بندی را نشان می‌دهد).

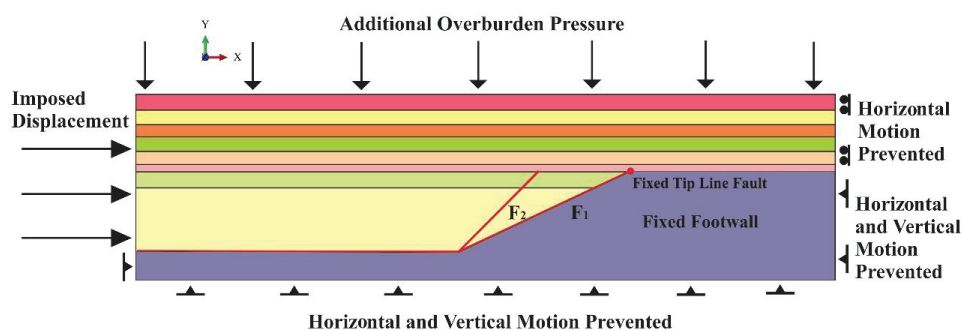
جدول ۲- ویژگی های مکانیکی استفاده شده برای مدلسازی چین گسترش گسلی آيگان (برای بخش های ۲-۴ بر اساس آزمایش های مکانیک سنگ ارائه شده توسط شرکت مناطق نفت خیز جنوب ایران، برای بخش ۱ برگرفته Yassaghi et al, 2005; Yassaghi and Salari-rad, 2005).

بخش	لایه	ρ	E	ν	ϕ	ψ	C_0
۴	۵-۹	۳۰۰۰	۳۷	۰/۳	۳۲	۱۶	۳۵
۳	۳-۴	۲۹۰۰	۴۱	۰/۳	۳۲	۱۶	۳۰
۲	۲	۲۷۰۰	۱۱/۵	۰/۳۵	۲۸	۱۴	۹/۵
۱	۱	۲۵۰۰	۱۱/۵	۰/۳۱	۴۰	۲۰	۲۰/۷

C_0 : چسبندگی (MPa); ψ : زاویه اتساع (°)، و ϕ : زاویه اصطکاک داخلی (°)، ν : نسبت پواسون، E : پیمایه یانگ (GPa)، ρ : چگالی (kg/m³).



شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی-ساختاری مرزن آباد، موقعیت ناقدیس آيگان مشخص شده است (برگرفته از Vahdati Danesh-mand, 2001)



شکل ۴- شرایط مرزی و بارگذاری در چین خوردگی گسترش گسلی چین گسترش گسلی به همراه گسل فرعی پرشیب در فرادیواره (ناقدیس آيگان).

۴- نتایج

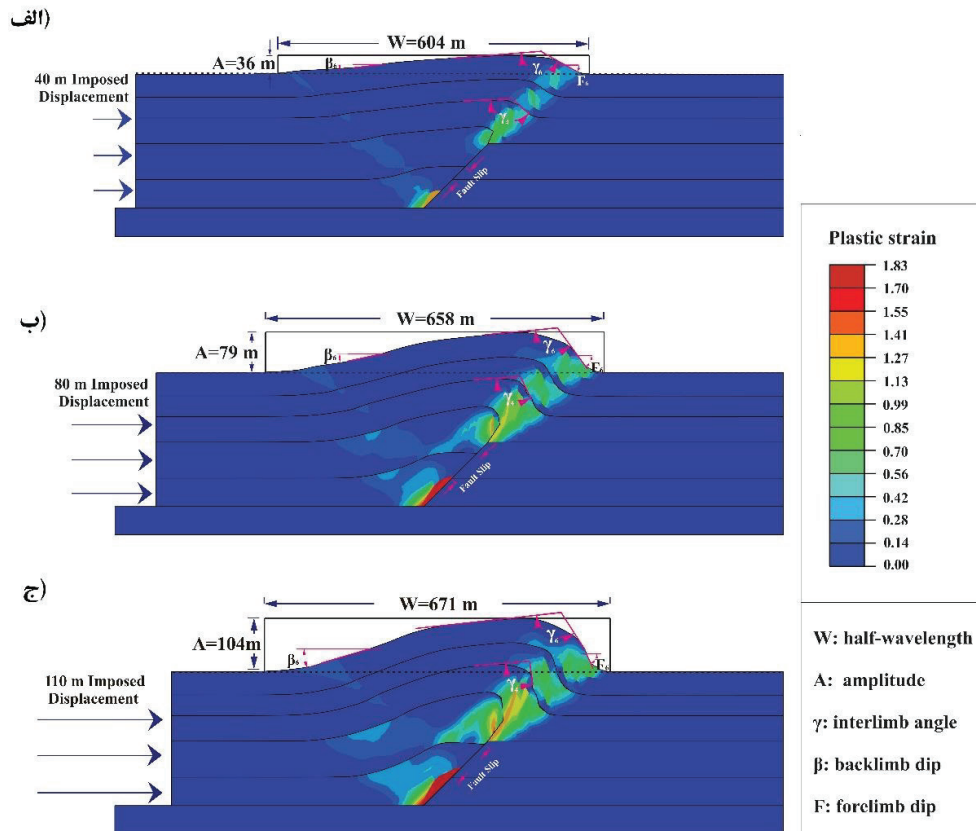
خوردگی اندازه گیری، و با یکدیگر مقایسه می‌شوند. همچنین جهت بررسی فرگشت تنش و کرنش، نمودارهای تنش-کرنش مدل‌ها مورد مقایسه قرار می‌گیرد. در ادامه نتایج مدل‌های ارائه شده برای چین گسترش گسلی ساده و چین گسترش گسلی همراه با گسل فرعی شرح داده می‌شود.

این پژوهش قصد دارد، با استفاده از دوسری مدل‌های اجزاء محدود، تفاوت‌های موجود در هندسه، توزیع کرنش، و فرگشت تنش-کرنش در چین‌های گسترش گسلی ساده و همراه با گسل فرعی در فرادیواره را مورد بررسی قرار دهد. بنابراین جهت بررسی فرگشت هندسی چین، فراسنج‌های هندسی چین در طی چین

۱-۴- چین گسترش گسلی ساده

به منظور بررسی فرگشت ساختاری چین خوردگی گسترش گسلی، فراسنج‌های چین در جابه‌جایی‌های ۴۰، ۸۰ و ۱۱۰ متر مدل اندازه‌گیری می‌شوند. نتایج نشان می‌دهند، که با افزایش کوتاه‌شدگی، شیب یال‌ها، دامنه، نیم-طول موج، و نامتقارنی چین افزایش می‌یابند (شکل-۵، و جدول-۳)، و در تمام مراحل چین خوردگی کرنش خمیرسان در نوک گسل، سطح گسل و یال جلویی چین متمرکز شده است (شکل-۵). نمودارهای تنش - کرنش‌های اصلی در سه بخش یال جلویی، قله، و یال پستی الگوی تقریباً مشابهی (افزایشی-ثابت-کاهشی) را نشان می‌دهد (شکل-۶). به عبارت دیگر در گام‌های اول و دوم که نیروی گرانش و فشار روباره اعمال می‌شوند و ابتدای گام سوم (گسلش) با وجود افزایش تنش تفریقی کرنش‌های اصلی افزایش نمی‌یابند (صفر هستند). یعنی در ابتدای گسلش سخت‌شدگی کرنش روی می‌دهد، اما پس از چند ده متر جابه‌جایی مدل، کرنش‌های اصلی بدون افزایش (یا با افزایش ناچیز) تنش تفریقی افزایش می‌یابند، بنابراین در اواسط چین خوردگی نرم‌شدگی کرنش در این سه بخش چین روی می‌دهد و در انتهای چین خوردگی تنش تفریقی به صورت ناگهانی کاهش می‌یابد (شکل-۶). اما الگوی فرگشت تنش و کرنش در سطح گسل با سطح چین (قله، یال پستی و جلویی) متفاوت است، و نسبت به آن پیچیده‌تر است (شکل‌های ۶- و ۷). الگوی تنش و کرنش در سطح گسل، تقریباً روند افزایشی-کاهشی-افزایشی، برای تغییرات تنش تفریقی نسبت به کرنش‌های اصلی را نشان می‌دهد (شکل-۷). به این صورت که تنش تفریقی در گام اول و دوم و ابتدای شروع گسلش به سرعت افزایش می‌یابد، در حالی که کرنش‌های اصلی صفر هستند، در واقع این مرحله سخت‌شدگی کرنش را نشان می‌دهد. سخت

شدگی کرنش پس از چند ده متر جابه‌جایی مدل کاهش می‌یابد و در اواسط چین خوردگی کرنش‌های اصلی بدون افزایش تنش تفریقی افزایش می‌یابند، و نرم‌شدگی کرنش در سطح گسل ایجاد می‌شود، ولی وسعت نرم‌شدگی کرنش در سطح چین بزرگتر از سطح گسل است (شکل‌های ۶- و ۷). همچنین تنش تفریقی در مرحله پایانی چین خوردگی افزایش می‌یابد، در حالی که در سطح چین یک کاهش ناگهانی نشان می‌دهد (شکل‌های ۶- و ۷). نمودارهای کرنش-زمان قله، یال جلویی و پستی چین، وسعت بازه زمانی سخت‌شدگی کرنش در گام‌های اول، دوم و ابتدای گام سوم، و وسعت بازه نرم‌شدگی کرنش (در گام سوم) را از زمانی که کرنش‌های خمیرسان شروع به افزایش می‌کنند، را نشان می‌دهند (شکل-۶). نمودارهای تنش-زمان نیز روند افزایشی-کاهشی (یا ثابت) قدر مطلق تنش نسبت به زمان را نشان می‌دهند (نرم‌افزار آباکوس همانند رشته‌های مهندسی و برخلاف زمین‌شناسی، تنش‌های فشارشی را با علامت منفی در نظر می‌گیرد) (شکل-۶). نمودارهای کرنش-زمان سطح گسل نیز بازه سخت‌شدگی کرنش را نشان می‌دهند (جایی که کرنش‌های خمیرسان صفر هستند)، ولی تفاوت آن با نمودارهای سطح چین در آن است که هر چه به سمت نوک گسل نزدیک می‌شود، وسعت این بازه افزایش می‌یابد (شکل-۶). این امر موجب افزایش تنش تفریقی به سمت نوک گسل می‌شود، به طوری که در نوک گسل تنش تفریقی به حدود ۲۵۰ مگاپاسکال می‌رسد، در حالی که میانگین تنش تفریقی در سطح چین در حدود ۱۰۰ مگاپاسکال است (شکل‌های ۶- و ۷). همچنین نمودارهای تنش-زمان سطح گسل نسبت به نموداری تنش-زمان سطح چین پیچیده‌تر هستند (شکل-۷).

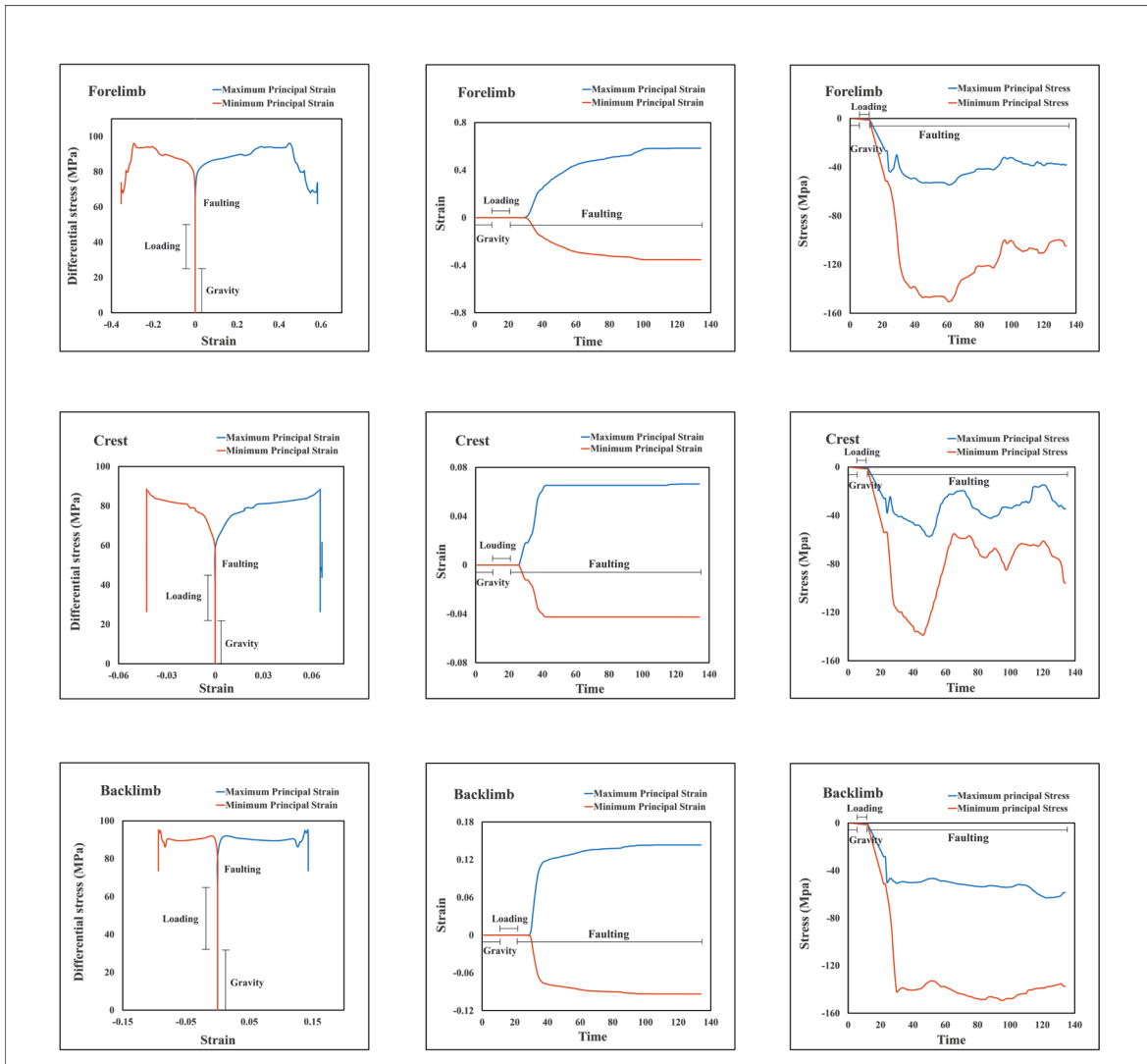


شکل ۵- فرگشت کرنش خمیرسان در مدل چین خوردگی گسترش گسلی ساده برای جابه‌جایی‌های (الف) ۴۰ متر، (ب) ۸۰ متر، (ج) ۱۱۰ متر.

جدول ۳- فراسنج‌های هندسی مدل چین خوردگی گسترش گسلی ساده (اعداد زیرنویس شماره لایه را نشان می‌دهند).

جابه‌جایی (m)	W (m)	A (m)	γ_i (°)	γ_e (°)	β_e (°)	F_e (°)
۴۰	۶۰۴	۳۶	۱۳۴	۱۴۶	۹	۳۱
۸۰	۶۵۸	۷۹	۱۱۲	۱۲۰	۱۲	۵۳
۱۱۰	۶۷۱	۱۰۴	۹۲	۱۱۶	۱۷	۶۵

اختصارات: W- نیم- طول موج، A: دامنه، γ : زاویه بین یالی، β : شیب یال پشتی، F: شیب یال جلویی.

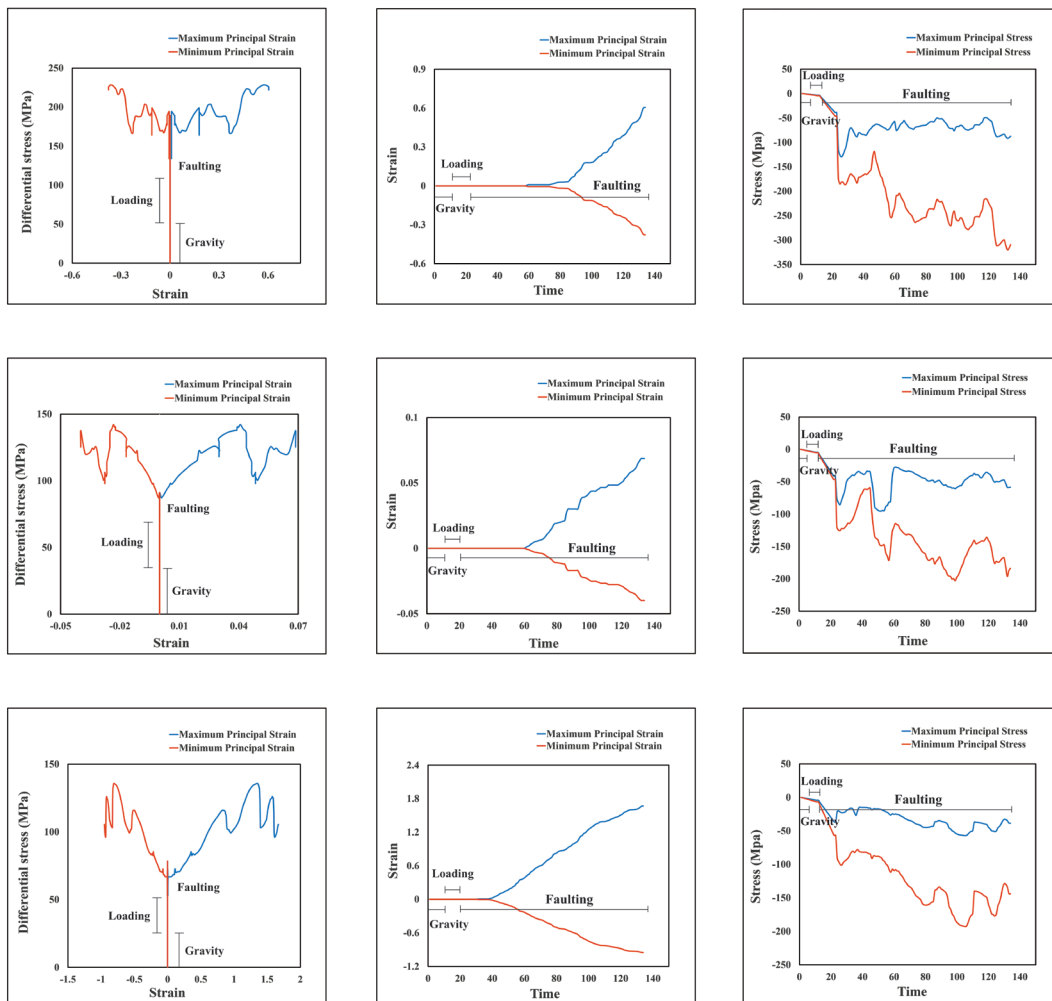


شکل-۶. نمودارهای تنش تفریقی - کرنش های اصلی در یال جلویی، قله و یال پشتی چین (ستون سمت چپ)، نمودارهای کرنش - زمان در یال جلویی، قله، و یال پشتی چین (ستون میانی)، و نمودارهای تنش - زمان در یال جلویی، قله، و یال پشتی چین (ستون سمت راست) مدل چین گسترش گسلی ساده. گام های اعمال نیروی گرانش، فشار دوباره و گسلش نمایش داده شده است.

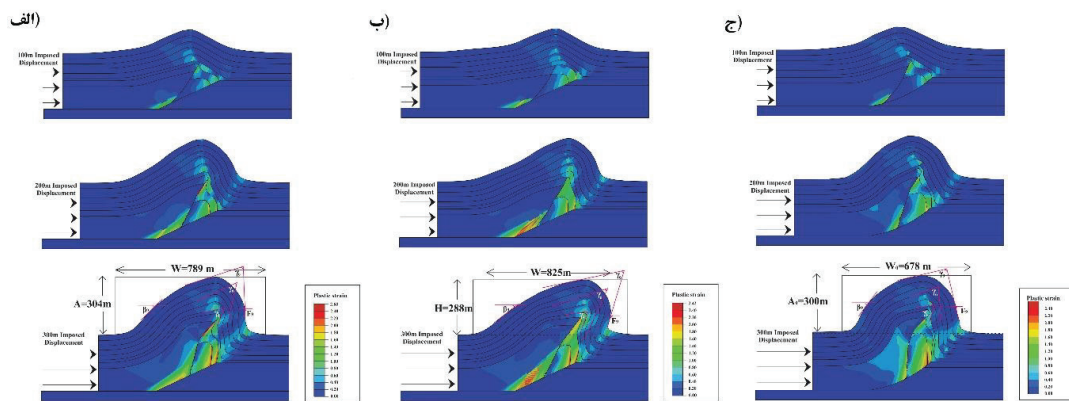
و ۸ و جدول-۴). علاوه بر این تفاوت هندسی این سه سناریو با یکدیگر اهمیت زمان فعالیت گسل فرعی، و هندسه فاشتی گسل ها در هندسه نهایی دگرشکلی را نشان می دهد (شکل-۸، جدول-۴). در هر سه سناریو کرنش خمیرسان همانند مدل چین گسترش گسلی ساده، در نوک گسل، سطوح گسلی، و یال جلویی چین متمرکز شده است (شکل های-۵ و ۸).

۴-۲ چین گسترش گسلی به همراه گسل فرعی پرشیب در فرادیواره

مقایسه فراسنج های هندسی سناریوهای ارائه شده با نمونه میدانی نشان می دهد که طول موج و دامنه هر سه سناریو نسبت به نمونه میدانی بزرگتر است، و در بین این سه سناریو، سناریو اول تطابق بهتری با نمونه میدانی دارد، بنابراین نمودارهای تنش و کرنش برای این سناریو مورد بررسی قرار می گیرد (شکل های-۲



شکل ۷- نمودارهای تنش تفریقی- کرنش های اصلی در نوک، میانه و قاعده گسل (ستون سمت چپ)، نمودارهای کرنش- زمان در نوک، میانه و قاعده گسل (ستون میانی)، و نمودارهای تنش- زمان در نوک، میانه، و قاعده گسل (ستون سمت راست) مدل چین گسترش گسلی ساده. گام های اعمال نیروی گرانش، فشار روباره و گسلش نمایش داده شده است.



شکل ۸- سناریو های ارائه شده برای شبیه سازی تاقدیس آیکان. الف) سناریو اول، ب) سناریو دوم، ج) سناریو سوم. γ : زاویه بین یالی، β : شیب یال پشتی، F : شیب یال جلویی، W : نیم- طول موج، A : دامنه، اعداد زیرنویس شماره لایه بندی را نشان می دهد.

جدول ۴. فراسنج های هندسی سناریو های ارائه شده برای تقادیس آبیگان و نمونه میدانی

سناریو	W (m)	A (m)	γ_4 (°)	γ_6 (°)	γ_9 (°)	β_9 (°)	F_9 (°)
نمونه میدانی	۵۱۷	۱۹۵	۵۶	۴۶	۶۶	۴۵	۹۰
اول	۷۸۹	۳۰۴	۵۵	۵۴	۷۱	۴۵	۹۰
دوم	۸۲۵	۲۸۸	۶۰	۴۸	۶۱	۳۷	۱۰۴
سوم	۶۷۸	۳۰۰	۶۲	۷۸	۹۰	۵۲	۷۸

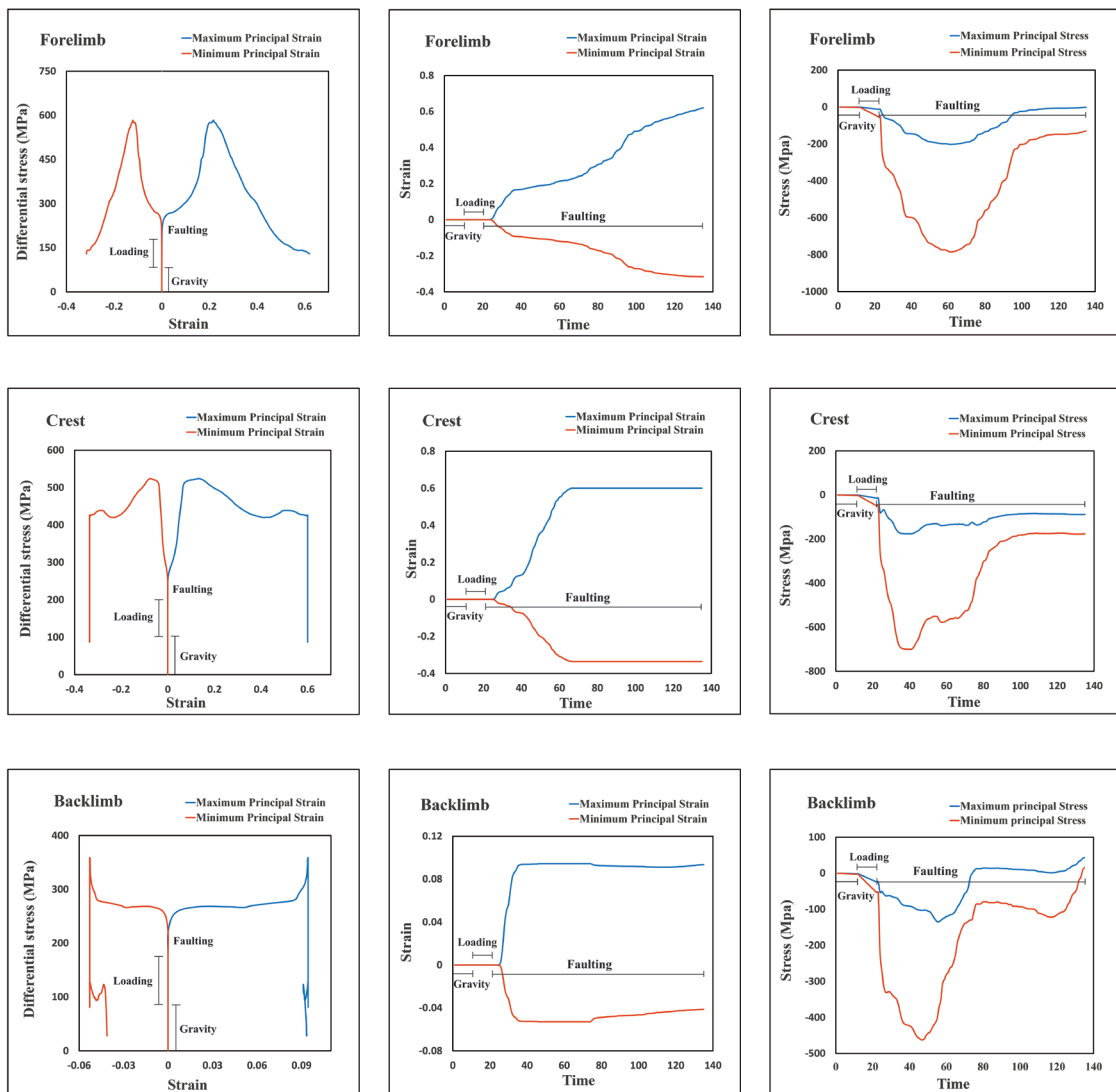
اختصارات: W: نیم - طول موج، A: دامنه، γ : زاویه بین یالی، β : شیب یال پستی، F: شیب یال جلویی، اعداد زیر نویس شماره لایه را نشان می‌دهد.

به سمت نوک گسل افزایش می‌یافت، در این مدل به سمت قاعده گسل محدوده سخت شدگی کرنش افزایش می‌یابد (شکل-۱۰). این امر تاثیر گسل فرعی در محدوده سخت شدگی و نرم شدگی کرنش را نشان می‌دهد، در واقع در مدل چین گسترش گسلی همراه با گسل فرعی در فرادیواره، حضور گسل فرعی، باعث کاهش محدوده سخت شدگی کرنش در نوک گسل می‌شود. در حالی که، حضور گسل فرعی الگوی تنش و کرنش در چین گسترش گسلی را تغییر نمی‌دهد (شکل-۱۰).

۵- بحث

این پژوهش توسط مدلسازی اجزاء محدود دو بعدی، تفاوت های موجود در هندسه، توزیع کرنش خمیرسان، و فرگشت تنش - کرنش چین های گسترش گسلی ساده و چین های گسترش گسلی همراه با گسل فرعی پرشیب در فرادیواره را مورد بررسی قرار می‌دهد. علاوه بر آن تاثیر زمان فعالیت گسل فرعی، و هندسه قاشقی گسل ها را در چین های گسترش گسلی همراه با گسل فرعی، توسط ارائه سناریو های متفاوت برای نمونه میدانی (چین گسترش گسلی همراه با گسل فرعی پرشیب در فرادیواره) مورد بررسی قرار می‌دهد.

نمودارهای تنش تفریقی - کرنش های اصلی قله و یال های سناریو اول همان روند افزایشی - ثابت - کاهشگی که در مدل چین گسترش گسلی ساده مشاهده شد را نشان می‌دهد، تنها محدوده نرم شدگی کرنش در یال جلویی چین نسبت به مدل چین گسترش گسلی ساده کوچک شده است (شکل-۹). در حالی که وسعت محدوده نرم شدگی کرنش در یال پستی این مدل بزرگتر از سایر بخش های چین است. نمودارهای کرنش - زمان این مدل همانند مدل چین گسترش گسلی ساده وسعت بازه های نرم شدگی و سخت شدگی کرنش را نشان می‌دهند (شکل-۹). نمودارهای تنش - زمان نیز همانند مدل چین گسترش گسلی ساده روند افزایشی - کاهشگی را نشان می‌دهند (شکل-۹). نمودارهای تنش تفریقی - کرنش های اصلی سطح گسل، همانند نمودارهای چین گسترش گسلی ساده، الگوی افزایشی - کاهشگی - افزایشی را نشان می‌دهند، تنها محدوده نرم شدگی کرنش در سطح گسل کوچکتر است (شکل-۱۰). در نمودارهای کرنش - زمان سطح گسل نیز همانند چین گسترش گسلی ساده، کرنش های اصلی با وقفه زمانی شروع به افزایش می‌کنند، در واقع محدوده سخت شدگی کرنش در بخش های مختلف گسل متفاوت است، و برخلاف مدل چین گسترش گسلی ساده که این بازه



شکل-۹. فرگشت تنش و کرنش در سناریو اول. نمودارهای تنش تفریقی - کرنش‌های اصلی در یال جلویی، قله و یال پشتی مدل (ستون سمت چپ)، نمودارهای کرنش-زمان در یال جلویی، قله، و یال پشتی مدل (ستون میانی)، و نمودارهای تنش-زمان در یال جلویی، قله، و یال پشتی مدل (ستون سمت راست) مدل چین گسترش گسلی به همراه گسل فرعی پرشیب در فرادیواره. گام‌های اعمال نیروی گرانش، فشار روباره و گسلس نمایش داده شده است.

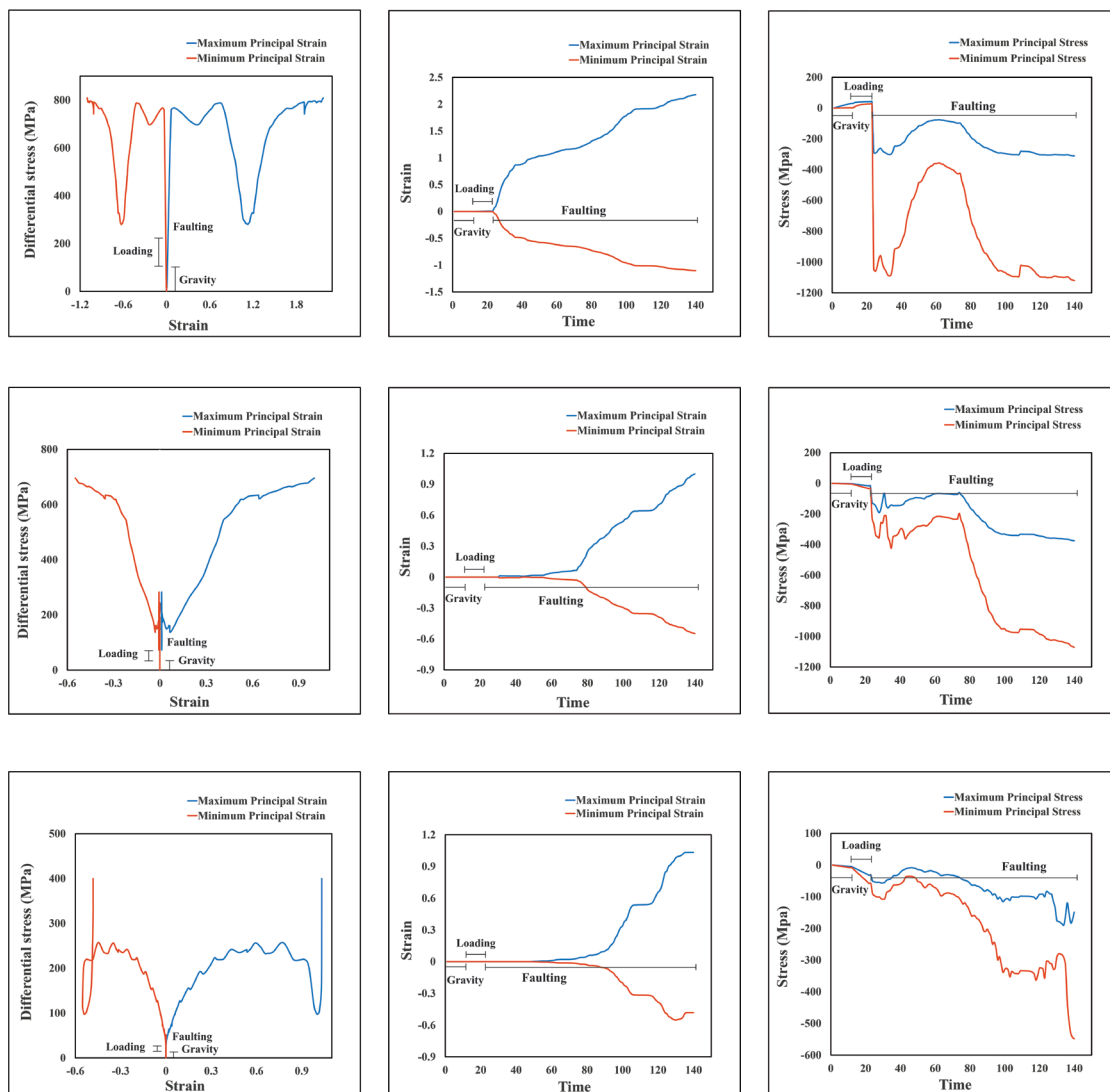
سناریو ارائه می‌کند. تفاوت سناریو اول و دوم در زمان فعالیت گسل فرعی است، و نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که در سناریو دوم، که گسل فرعی در اواسط چین خوردگی فعال شده است، زاویه‌های بین یالی، شیب یال پشتی، و دامنه چین نسبت به سناریو اول کاهش یافته، در حالی که شیب یال جلویی و نیم-طول موج چین افزایش یافته است، و در مجموع چین نامتقارن‌تر، و تنگتری نسبت به سناریو اول ایجاد شده است (شکل-۸ و جدول-۴). در سناریو سوم که هندسه گسل‌ها به صورت قاشقی است، دامنه، نیم-طول

همان‌گونه که پیش‌تر گفته شد، چین‌های گسترش گسلی در اثر کاهش لغزش بر روی یک گسل در حال انتشار شکل می‌گیرند. همچنین چین‌های گسترش گسلی ساده در اثر توسعه یک گسل پرشیب به داخل تاقدیس به چین‌های گسترش گسلی توسعه یافته پرشیب فرگشت می‌یابند (Suppe and Medwedeff, 1997; Mercier et al., 1990) (شکل-۱۱). این پژوهش برای چین گسترش گسلی ساده یک نمونه فرضی را مدل می‌کند، و برای تاقدیس آنگان به عنوان یک چین گسترش گسلی همراه با گسل فرعی پرشیب سه



بنابراین هندسه قاشقی گسل‌ها، و زمان فعالیت گسل فرعی تاثیر قابل توجهی در هندسه نهایی چین خوردگی گسترش گسلی با گسل فرعی پرشیب دارند.

موج، و شیب یال جلویی کاهش یافته، در حالی که زاویه‌های بین یالی و شیب یال پشتی افزایش یافته اند، در مجموع چین متقارن تر و بازتری نسبت به سناریو اول تشکیل شده است (شکل-۸ و جدول-۴).



شکل-۱۰. فرگشت تنش و کرنش در سناریو اول. نمودارهای تنش تفریقی - کرنش‌های اصلی در نوک، میانه، و قاعده گسل (ستون سمت چپ)، نمودارهای کرنش - زمان در نوک، میانه و قاعده گسل (ستون میانی)، و نمودارهای تنش - زمان در نوک، میانه و قاعده گسل (ستون سمت راست) مدل چین گسترش گسلی به همراه گسل فرعی پرشیب در فرادیواره. گام‌های اعمال نیروی گرانش، فشار روباره و گسلش نمایش داده شده است.

و یال جلویی چین متمرکز شده است، تنها تفاوت آنها در این است که وسعت ناحیه محلی شدن کرنش خمیرسان در چین گسترش گسلی همرا با گسل فرعی پرشیب نسبت به مدل ساده بزرگتر است، و بیشتر در پهنه گسل‌ها توسعه یافته است، در حالی که در مدل چین گسترش گسلی ساده، محلی شدن کرنش در یال

مدل مفهومی تفاوت‌های چین گسترش گسلی ساده و به همراه گسل فرعی پرشیب در فرادیواره به صورت شماتیک نمایش داده شده است (شکل-۱۱). همان گونه که در شکل-۱۱ قابل مشاهده است. در هر دو مدل چین گسترش گسلی ساده و همراه با گسل فرعی پرشیب، کرنش خمیرسان در نوک گسل، سطح گسل

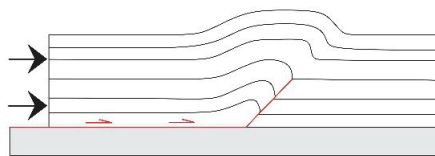
جلویی چین محسوس تر است (شکل های-۵، ۸، و ۱۱). علاوه بر این توسعه گسل فرعی به داخل تاقدیس در چین های گسترش گسلی همراه با گسل فرعی پرشیب موجب انتقال رو به بیرون مواد از هسته تاقدیس شده است، و در اثر این فرایند دامنه و شیب یالها افزایش یافته، در حالی که زاویه بین یالی کاهش یافته است. توسعه گسل فرعی به داخل تاقدیس همچنین باعث چرخش لولای چین شده است، چرخش لولای چین در تاقدیس آیکان (نمونه میدانی - شکل ۲-۲)، مدل های ارائه شده در این پژوهش (شکل ۸-۸)، و تصویر شماتیک (شکل ۱۱-۱۱) قابل مشاهده است.

نتایج این پژوهش نشان می دهد که الگوهای فرگشت تنش و کرنش در مدل های چین گسترش گسلی ساده، و همراه به گسل فرعی تقریباً مشابه هستند (شکل های-۶-۱۰). با این وجود سه تفاوت اصلی در این نمودارها قابل مشاهده است؛ ۱) در نمودارهای تنش تفریقی - کرنش های اصلی، و کرنش - زمان یال جلویی چین گسترش گسلی ه همراه با گسل فرعی پرشیب، وسعت بازه نرم شدگی کرنش نسبت به مدل چین گسترش گسلی ساده کاهش قابل توجهی نشان می دهد (شکل

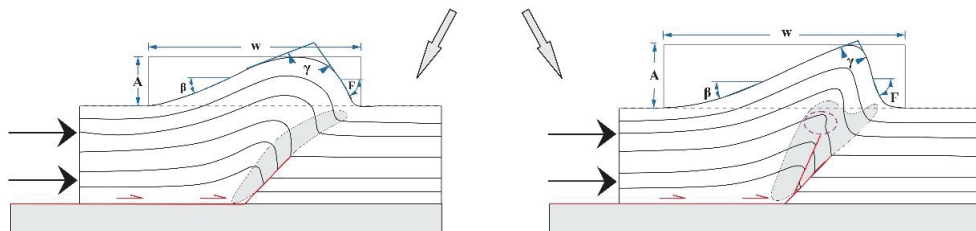
روی گسل اصلی را نشان می دهد. پیش از این پژوهش (Smart et al 2012)، توسط مدلسازی اجزاء محدود فرگشت تنش و کرنش در تاقدیس بارگری که یک چین مرتبط با گسل است، را توسط نمودارهای تنش - کرنش مورد بررسی قرار دادند. نمودارهای تنش - کرنش ارائه شده در این پژوهش با نمودارهای ارائه شده برای تاقدیس بارگری تطابق مناسبی را نشان می دهد.

نتایج این پژوهش نشان می دهد که الگوهای فرگشت تنش و کرنش در مدل های چین گسترش گسلی ساده، و همراه به گسل فرعی تقریباً مشابه هستند (شکل های-۶-۱۰). با این وجود سه تفاوت اصلی در این نمودارها قابل مشاهده است؛ ۱) در نمودارهای تنش تفریقی - کرنش های اصلی، و کرنش - زمان یال جلویی چین گسترش گسلی ه همراه با گسل فرعی پرشیب، وسعت بازه نرم شدگی کرنش نسبت به مدل چین گسترش گسلی ساده کاهش قابل توجهی نشان می دهد (شکل

Initial step propagation of the ramp



Increase in displacement



Single ramp propagation

Branching ramp propagation

تصویر ۳-۱۱. مدل مفهومی جهت نمایش تفاوت های هندسی و توزیع کرنش در چین های گسترش گسلی ساده و چین گسترش گسلی همراه به گسل فرعی پرشیب در فرادیواره.

شرکت ملی نفت مناطق نفت خیز جنوب به ویژه جناب آقای دکتر حسین طالبی کمال تشکر و قدرانی خود را ابراز می‌دارند.

منابع

- Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics*. 21, 1–33.
- Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M. and Qorashi, M., 2003. Accommodation of Late Cenozoic oblique shortening in the Alborz Range, Northern Iran. *Journal of Structural Geology*. 25, 659–672.
- Ballato, P., Stockli, D.F., Ghassemi, M.R., Landgraf, A., Strecker, M.R., Hassanzadeh, J., Friedrich, A., Tabatabaei, S.H., 2013. Accommodation of transpressional strain in the Arabia-Eurasia collision zone: new constraints from (U-Th)/He thermochronology in the Alborz Mountains, N Iran. *Tectonics*. 32, TC003159.
- Ballato, P., Uba, C.E., Landgraf, A., Strecker, M.R., Sudo, M., Stockli, D.F., Friedrich, A. and Tabatabaei, S.H., 2011. Arabia-Eurasia continental collision: Insights from late Tertiary foreland basin evolution in the Alborz mountains, northern Iran. *Geological Society of America Bulletin*. 123, 106-131.
- Barjasteh, A. (2018). Right Lateral Shear and Rotation in the Northeast of the Arabian-Iranian Collision Zone. *Journal of Earth Science*, 29(3), 616-628.
- Berger, P., Johnson, A.M., 1980. First-order analysis of deformation of a thrust sheet moving over a ramp. *Tectonophysics*. 70, 9–24.
- Bump, A.P., 2003. Reactivation, trishear modelling, and folded basement in Laramide uplifts: implications for the origins of intra-continental faults. *GSA Today* 2003, 4–10.
- Burbank, D.W., McLean, J.K., Bullen, M., Abdrahamatov, K.Y., Miller, M.M., 1999. Partitioning of intermontane basins by thrust-related folding, Tien Shan, Kyrgyzstan. *Basin Res.* 11, 75–92.
- Calamita, F., Pace, P., Satolli, S., 2012. Coexistence of fault-propagation and fault-bend folding in curve-shaped foreland fold-and-thrust belts: examples from the Northern Apennines (Italy). *Terra Nova* 24, 396–406.
- Corredor, F., Shaw, J.H., Bilotti, F., 2005. Structural styles in the deep-water fold and thrust belts of the

۶- نتیجه گیری

این پژوهش توسط دو سری مدل اجزاء محدود دو بعدی تفاوت های هندسی، و تفاوت فرگشت تنش- کرنش در چین های گسترش گسلی ساده و چین گسترش گسلی همراه با گسل فرعی پرشیب در فرادیواره را مورد بررسی قرار داد. نتایج این پژوهش نشان داد که

- ۱- در چین خوردگی های گسترش گسلی ساده و همراه با گسل فرعی پرشیب کرنش خمیرسان در سطح گسل، نوک گسل، و یال جلویی چین متمرکز شده است. تنها در چین خوردگی گسترش گسلی همراه با گسل فرعی وسعت پهنه تمرکز کرنش بیشتر است، و عمدتاً در پهنه های گسلی متمرکز شده است، اما در چین خوردگی گسترش گسلی ساده، وسعت محلی شدن کرنش در یال جلویی چین بیشتر است.
- ۲- گسترش گسل فرعی در چین خوردگی گسترش گسلی با گسل فرعی، باعث حرکت مواد از هسته تاقدیس به لولا شده، و متعاقباً موجب چرخش لولای چین در نوک گسل ثانویه در حال انتشار شده است.
- ۳- الگوی فرگشت تنش و کرنش در قله و یال های هر دو مدل چین های گسترش گسلی ساده و همراه با گسل فرعی مشابه است. همچنین الگوی تنش و کرنش در نقاط مختلف گسل نیز مشابه است، اما فرگشت تنش و کرنش در سطح چین و سطح گسل الگوی متفاوتی دارد. هرچند فرگشت تنش و کرنش در سرتاسر هر دو مدل چین گسترش گسلی ساده و همراه با گسل فرعی الگوی تقریباً مشابهی دارد، اما سه تفاوت عمده بین آنها قابل شناسایی است؛ ۱) کاهش وسعت نرم شدگی کرنش در یال جلویی مدل چین گسترش گسلی با گسل فرعی، ۲) افزایش مقادیر تنش تفریقی در مدل چین گسترش گسلی با گسل فرعی، و ۳) افزایش وسعت بازه سخت شدگی کرنش به سمت قاعده گسل در مدل چین گسترش گسلی همراه با گسل فرعی پرشیب در فرادیواره، و برعکس افزایش وسعت بازه سخت شدگی کرنش به سمت نوک گسل در مدل چین گسترش گسلی ساده.

۶- تشکر و قدرانی

این مقاله بخشی از رساله دکتری نویسنده اول این مقاله در دانشگاه شهید بهشتی است. نویسندگان این مقاله از

- Ferrill, D.A., Groshong Jr., R.H., 1993. Kinematic model for the curvature of the northern Subalpine Chain, France. *Journal of Structural Geology* 15, 523–541.
- Finch, E., Hardy, S., Gawthorpe, R., 2003. Discrete element modelling of contractional fault-propagation folding above rigid basement fault blocks. *Journal of Structural Geology*. 25, 515–528.
- Ford, M., Williams, E.A., Artoni, A., Vergés, J., Hardy, S., 1997. Progressive evolution of a fault-related fold pair from growth strata geometries, Sant Llorenc de Morunys, SE Pyrenees. *J. Struct. Geol.* 19, 413–441.
- Gueřt, B., Axen, G.J., Lam, P.S. and Hassanzadeh, J., 2006b. Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountain, northern Iran, by combined conjugate strike slip and thin-skinned deformation. *Geosphere*, 2: 35–52.
- Gueřt, B., Stockli, D.F., Grove, M., Axen, G.J., Lam, P.S. and Hassanzadeh, J., 2006. Thermal histories from the central Alborz Mountains, northern Iran: Implications for the spatial and temporal distribution of deformation in northern Iran. *Geological Society of America Bulletin*. 118, 1507 – 1521.
- Hardy, S., Finch, E., 2006. Discrete element modelling of the influence of cover strength on basement-involved fault-propagation folding. *Tectonophysics*. 415, 225–238.
- Homza, T.X., Wallace, W.K., 1995. Geometric and kinematic models for detachment folds with fixed and variable detachment depths. *J. Struct. Geol.* 17, 575–588.
- Homza, T.X., Wallace, W.K., 1997. Detachment folds with fixed hinges and variable detachment depth, northeastern Brooks Range, Alaska. *J. Struct. Geol.* 19, 337–354.
- Hughes, A.N. and Shaw, J.H., 2015. Insights into the mechanics of fault-propagation folding styles. *GSA Bulletin*. 127, 1752–1765.
- Hughes, A.N., and Shaw, J.H., 2014. Fault displacement-distance relationships as indicators of contractional fault-related folding style. *AAPG Bulletin*, 98, 227–251.
- Hughes, A.N., Benesh, N.P. and Shaw, J.H., 2014. Factors that control the development of fault-bend versus fault-propagation folds: Insights from mechanical models based on the discrete element method. *Niger Delta*. *AAPG Bull.* 89, 753–780.
- Cundall, P. A., 2001. A discontinuous future for numerical modelling in geomechanics?, *Proceedings of the Institution of Civil Engineers: Geotechnical Engineering*, 149, 41–47.
- Cundall, P.A., Strack, O.D.L., 1979. A discrete numerical model for granular assemblies. *Geotechnique* 29, 47–65.
- Delcaillau, B., Deffontaines, B., Floissac, L., Angelier, J., Deramond, J., Souquet, P., Chu, H.T., Lee, J.F., 1998. Morphotectonic evidence from lateral propagation of an active frontal fold; Pakuashan anticline, foothills of Taiwan. *Geomorphology* 24, 263–290.
- Dellenbach, J. 1964. Contribution a` l`e`tude ge`ologique de la re`gion situe`e a` l`est de Te`he`ran (Iran). Faculty of Science, University of Strasbourg (France), 117 p.
- Derikvand, B., Alavi, S. A., Abdollahie Fard, I., Jala-li, L., 2019. Changing in fold geometry from faulted detachment fold to fault-bend fold, a case study: The Zeloi Anticline in the Dezful Embayment, southwest of Iran. *Journal of Petroleum Science and Engineering*. 173, 381–401.
- Dolan, J.F., Christofferson, S.A., Shaw, J.H., 2003. Recognition of paleoearthquakes on the Puente Hills blind thrust fault, California. *Science* 300, 115–118.
- Ehteshami-Moinabadi, M., Yassaghi, A., 2007. Geometry and kinematics of the Mosha Fault, south central Alborz Range, Iran: An example of basement involved thrusting. *Journal of Asian Earth Sciences*. 29, 928–938.
- Ehteshami-Moinabadi, M. Yassaghi, A. 2013. Oblique inversion, a model for Oligocene-Miocene tectonics of south Central Alborz. *Researches in Earth Sciences*. 4, 32-50 (in Persian with English Abstract).
- Ehteshami-Moinabadi, M., Yassaghi, A. and Amini, A., 2012. Mesozoic basin inversion in Central Alborz, evidence from the Taleqan- Gajereh-Lar Paleograbens. *Journal of Geopersia*. 2, 43-63.
- Epard, J.-L., Groshong, R.H., 1995. Kinematic model of detachment folding including limb rotation, fixed hinges and layer-parallel strain. *Tectonophysics*. 247, 85–103.
- Erslev, E.A., 1991. Trishear fault-propagation folding. *Geology*. 19, 617–620.

- tivity: A review. *Earth-Science Reviews* 104, 41-91.
- Nabavi, S.T., Díaz-Azpiroz, M., Talbot, C.J., 2017. Inclined transpression in the Neka Valley, eastern Alborz, Iran. *International Journal of Earth Sciences*. 106, 1815-1840.
- Okamura, Y., Ishiyama, T., Yanagisawa, Y., 2007. Fault-related folds above the source fault of the 2004 mid-Niigata Prefecture earthquake, in a fold-and-thrust belt caused by basin inversion along the eastern margin of the Japan Sea. *J. Geophys. Res.* 112, B03S08.
- Poblet, J., McClay, K., 1996. Geometry and kinematics of single-layer detachment folds. *AAPG Bull.* 80, 1085-1109.
- Sadeghi-Farshbaf P., Khatib M.M., Nazari H., (2016). Linear finite element model of fault slip triggering adjacent to dams, *Geosciences*, Vol 25, 99 , pp.
- Sadeghi-Farshbaf, P., Khatib, M.M. & Nazari, H. Future stress accumulation zones around the main active faults by 3D numerical simulation in East Azerbaijan Province, Iran. *Acta Geod Geophys* 54, 461-481 (2019). <https://doi.org/10.1007/s40328-019-00276-2>
- Smart, K.J., Ferrill, D.A., Morris, A.P., Bichon, B.J., Riha, D.S., Huyse, L., 2010a. Geomechanical modeling of an extensional fault-propagation fold: Big Brushy Canyon monocline, Sierra Del Carmen, Texas. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin.* 94, 221-240.
- Smart, K.J., Ferrill, D.A., Morris, A.P., McGinnis, R.N., 2010b. Geomechanical modeling of a reservoir-scale fault-related fold: the Bargy anticline, France. 44th U.S. Rock Mechanics Symposium, ARMA Paper 10-201.
- Smart, K.J., Ferrill, D.A., Morris, A.P., McGinnis, R.N., 2012. Geomechanical modelling of stress and strain evolution during contractional fault-related folding. *Tectonophysics.* 576-577, 171-196.
- Solaymani, Sh., Feghhi, Kh., Shabani, E., Abbasi, M.R., Ritz, J.F., 2003. Preliminary paleoseismological studies on the Mosha Fault at Mosha Valley. *International Institute of Earthquake Engineering and Seismology*, 89 p. (in Persian).
- Suppe, J., 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *Am. J. Sci.* 283, 684-721.
- Suppe, J., Medwedeff, D.A., 1990. Geometry and od (DEM). *Journal of Structural Geology.* 68, 121-141.
- Jamison, R. W., 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Journal of Structural Geology.* 9, 207- 219.
- Kanamori, H., 1977, The energy release in great earthquakes: *Journal of Geophysical Research*, v. 82B, p. 2981-2987, doi: 10.1029/JB082i020p02981 .
- Khalifeh-Soltani, A., Alavi, A., Ghassemi, M.R., Ganjiani, M., 2021a. Geomechanical modelling of fault-propagation folds: Estimating the influence of the internal friction angle and friction coefficient. *Tectonophysics.* 815, 228992. doi.org/10.1016/j.tecto.2021.228992.
- Khalifeh-Soltani, A., Alavi, A., Ghassemi, M.R., Ganjiani, M., 2021b. Influence of ramp geometry and orientation on fault propagation folding: Insights from the 3D finite element method. *J. Struct. Geol.* 153, 104467. doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104467.
- Landgraf, A., Ballato, P., Strecker, M.R., Friedrich, A., Tabatabaei, S.H., Shahpasandzadeh, M. 2009. Fault-kinematic and geomorphic observations along the North Tehran Thrust and Mosha Fasham Fault, Alborz mountains Iran: Implications for fault-system evolution and interaction in a changing tectonic regime. *Geophysical Journal International.* 177, 676-690.
- Lettis, W.R., Wells, D.L., Baldwin, J.N., 1997. Empirical observations regarding reverse earthquakes, blind thrust faults, and Quaternary deformation: are blind thrust faults truly blind? *Bull. Seismol. Soc. Am.* 87, 1171-1198.
- Logan, D.L., 2010. A first course in the Finite Element Method. *Global Engineering*, 978, pp.
- Mercier, E., Outtani, F., and Frizon de Lamotte, D., 1997. Late stage evolution of fault-propagation folds: principles and example. *Journal of Structural Geology.* 19, 185-193.
- Mitra, S., 1990. Fault-propagation folds: geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps. *AAPG Bull.* 74, 921-945.
- Mitra, S., Mount, V.S., 1998. Foreland basement involved structures. *AAPG Bulletin* 82, 70-109.
- Morley, C.K., King, R., Hillis, R., Tingay, M., Backe, G., 2011. Deepwater fold and thrust belt classification, tectonics, structure and hydrocarbon prospec-

- north Iran. In: Brunet, M.F., Wilmsen, M., Granath, J.W. (Eds.), *South Caspian to Central Iran Basins*. Geological Society, London, Special Publications, 312, 31-55.
- kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geol. Helv.* 83, 409–454.
- Vahdati- Daneshmand, F., 2001. Geological map of Marzan- Abad, Iran. Geological survey of Iran, Scale 1: 100,000.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, M., Bayer, R., Tavakoli, F., and Chéry, J., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophys. J. Int.* 157: 381- 398.
- Wells, D.L., and Coppersmith, K.J., 1994, New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 84, p. 974–1002.
- Williams, G. and Chapman, T., 1983. Strains developed in the hangingwalls of thrusts due to their slip/propagation rate: a dislocation model. *Journal of Structural Geology* 5, 563-571.
- Yassaghi, A. and Madanipour, S., 2008. Influence of a transverse basement fault on along-strike variations in the geometry of an inverted normal fault: Case study of the Mosha Fault, Central Alborz Range, Iran. *Journal of Structural Geology*. 30, 1507-1519.
- Yassaghi, A. and Naeimi, A., 2011. Structural analysis of the Gachsar sub-zone in central Alborz range; constrain for inversion tectonics followed by the range transverse faulting. *International journal of earth sciences*. 100, 1237-1249.
- Yassaghi, A., Salari-Radb, H., 2005. Squeezing rock conditions at an igneous contact zone in the Taloun tunnels, Tehran-Shomal freeway, Iran: a case study. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*. 42, 95- 108.
- Yassaghi, A., Salari-Radb, H., Kanani-Moghadam, H., 2005. Geomechanical evaluations of Karaj tuffs for rock tunneling in Tehran–Shomal Freeway, Iran. *Engineering Geology*. 77, 83- 98.
- Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., Ghassemi. M.R. and Sabouri, J., 2006. Inversion tectonics in central Alborz, Iran. *Journal of Structural Geology*. 28, 2023 – 2037.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., Mattei, M., Garzanti, E., Molyneux, S., Nawab, A., Sabouri, J., 2009. The EoCimmerian (Late? Triassic) orogeny in