

## شبیه‌سازی عدی تاثیر رئولوژی بر کشش در ورق قاره‌ای سوار در فرورانش اقیانوسی: با نگاه به فرورانش نئوتتیس در ائوسن

رضا دوستی<sup>۱</sup>، فرهاد ثبوتی<sup>۲\*</sup>، لاتیسیا لوپوریه<sup>۳</sup> و فیلیپ آگار<sup>۴</sup>

<sup>۱</sup> استادیار، دانشکده مهندسی، گروه نقشه‌برداری، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران  
<sup>۲</sup> دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی در علوم پایه، زنجان، ایران  
<sup>۳</sup> استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه سوربن، پاریس، فرانسه  
<sup>۴</sup> استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه سوربن، پاریس، فرانسه

(دریافت: ۱۴۰۰/۱۲/۰۳، پذیرش: ۱۴۰۱/۰۳/۱۳)

### چکیده

هدف این تحقیق شبیه‌سازی تحولات تنش و تغییر شکل ورق قاره‌ای در فرایند فرورانش است. مفهوم اصلی که به آن پرداخته شده این است که پسروی درازگودال در حین فرایند فرورانش می‌تواند به ایجاد رژیم تنش کششی در ورق قاره‌ای سوار، نازک‌شدگی آن و تکتونیک کششی در پوسته قاره‌ای منجر شود. ورق ایران در ائوسن کشش توزیع یافته‌ای را تجربه کرده بوده است. یکی از نظریه‌های ناظر بر این رویداد، پسروی اسلب نئوتتیس در آن دوران را مسبب رژیم تنش کششی می‌داند. با کمک شبیه‌سازی‌های عددی برای حل معادلات بقا حاکم بر جریان و دگرشکلی در پوسته و گوشته بالایی، نقش رئولوژی، ضخامت و سن ورق قاره‌ای در این تحولات مورد مطالعه قرار گرفته است. نتایج نشان می‌دهند که پسروی درازگودال در بازه‌ای بزرگ از پارامترهای فیزیکی شبیه‌سازی‌ها می‌تواند روی دهد. پسروی دراز گودال می‌تواند در یک بازه زمانی ۷ تا ۱۲ میلیون ساله منجر به رژیم تکتونیک کششی متمرکز در نزدیکی لبه ورق قاره‌ای شود. برای یک ورق لیتوسفری با رئولوژی قوی این رژیم تکتونیک به نازک‌شدگی ناچیز و عوارض زمین‌شناسی کوچک مقیاس ختم می‌شود. در مقابل با کاهش یافتن استحکام رئولوژیکی ورق قاره‌ای (و همچنین با کاهش ضخامت آن) دگرشکلی‌های شدیدتر و بزرگ‌مقیاس‌تری روی می‌دهد که برخی از آنها می‌توانند از نظر شدت و مقیاس زمانی رویداد، قابل مقایسه و تطبیق با آن چه در ائوسن در ایران رخ داده، باشد.

**واژه‌های کلیدی:** شبیه‌سازی عددی، فرورانش، رئولوژی، لیتوسفر قاره‌ای، دگرشکلی کششی، پسروی درازگودال

## ۱ مقدمه

از مسائل مهم در فرایند فرورانش، تغییر شکل کششی و نازک‌شدگی در ورق سوار است. یکی از عوامل اصلی تعیین‌کننده این موضوع، نحوه جابه‌جایی افقی درازگودال است. تصور بر این است که مهاجرت درازگودال عامل دگرشکلی در ورق سوار است؛ پسروی آن منجر به تنش کششی و ایجاد حوضه پشت کمان و پیشروی آن موجب تشکیل محیط‌های فشاری می‌شود (اویدا و کاناموری، ۱۹۷۹). برای نمونه فرورانش ورق آفریقا به زیر آنتولی و دریای اژه و فرورانش ورق هند-استرالیا به زیر نیوهیبریدز، همراه با پسروی درازگودال بوده و در نتیجه آن، دگرشکلی کششی در ورق سوار پدید آمده است (ژولوه و همکاران، ۲۰۱۸؛ پاتریا و همکاران، ۲۰۱۵). البته هورت و لآلمان (۲۰۰۵) نشان دادند چنین تصویری برای سیستم‌های فرورانشی زمین عمومیت ندارد. برای مثال فرورانش ژاپن و شیلی با پیشروی درازگودال همراه هستند، اگرچه در آنها حوضه پشت کمان تشکیل شده است (لازم به ذکر است که حوضه پشت کمان ژاپن در حال حاضر گسترده نیست). لآلمان و همکاران (۲۰۰۸) با بررسی آماری فرانش‌های زمین در یک سیستم مرجع جهانی نشان دادند که الگوی تغییرشکل در ورق سوار وابسته به برآیند سرعت آن و سرعت فرورانش است. گرچه مهاجرت درازگودال در یک سیستم جهانی نمی‌تواند شاخص مناسبی برای بررسی دگرشکلی باشد، اما در مدل‌سازی عددی در مقیاس‌های محلی، به‌خصوص هنگامی که ورق سوار از یک سمت مدل آزادی حرکت ندارد، می‌تواند نشانگر مناسبی برای بررسی این پدیده باشد.

تأثیر عوامل مختلف فیزیکی بر روی تحولات فرورانش از طریق مدل‌سازی عددی بررسی شده است. نمونه‌ای از این مدل‌سازی‌ها عبارت‌اند از: تغییرات نیروی شناوری در فرورانش (رویدن و هاسون، ۲۰۰۹)، فعل و

انفعالات ورق فروراننده در اعماق و کف گوشته بالایی (هولت و همکاران، ۲۰۱۵)، تأثیر نیروی برش حاصل از جریان استنوسفری بر کف لیتوسفر (ناکاکوکی و مورا، ۲۰۱۳)، اثر ساختار دمایی ورق سوار (رودریگز-گونزالز و همکاران، ۲۰۱۲)، اثر جریان‌های جانبی استنوسفری در مدل‌های سه‌بعدی (یاماتو و همکاران، ۲۰۰۹؛ فیچینی و همکاران، ۲۰۱۷). در اکثر شبیه‌سازی‌های عددی برای بررسی مهاجرت درازگودال، نیروی کشش اسلب را به‌عنوان عامل درجه اول در نظر گرفته و با تغییر دادن آن از طریق در نظر گرفتن ورق پیر (اسلب سرد و سنگین) یا جوان (اسلب گرم و سبک) به بررسی آن پرداخته‌اند (کنراد و هیگر، ۱۹۹۹؛ لیو و همکاران، ۲۰۱۰؛ آریال و بیلن، ۲۰۱۳). در برخی مطالعات نیز اثر سرعت ورق سوار (سریا و همکاران، ۲۰۱۸) و جریان‌های استنوسفری بزرگ‌مقیاس (هاسون، ۲۰۱۲) به‌عنوان یک عامل اثرگذار در مهاجرت درازگودال بررسی شده است. در تحقیقی جدید (السیف و همکاران، ۲۰۲۰) این پدیده با اعمال یک تباین چگالی بزرگ ( $+70 \text{ kg/m}^3$ ) در ورق اقیانوسی مطالعه شده است.

در تحقیق حاضر یک مدل ۲ بعدی به‌منظور بررسی اثر استحکام و ضخامت ورق سوار بر مهاجرت درازگودال و پیرو آن تغییرشکل ورق سوار طراحی شده است. تمرکز این تحقیق بر تحولات مراحل آغازین فرورانش است و برای طراحی خصوصیات هندسی و فیزیکی مدل از گزارش‌هایی که آگار و همکاران (۲۰۱۱)، فرانسوا و همکاران (۲۰۱۴) و موترو و همکاران (۲۰۱۲) در رابطه با خصوصیات فرورانش نئوتیس به زیر ورق ایران ارائه کرده‌اند، استفاده شده است. شواهد زمین‌شناسی حاکی از کشش توزیع‌یافته در پهنه ایران در برهه‌ای از پالئوژن است. این شواهد عبارت‌اند از فوران‌های ماگمایی و تشکیل مجموعه‌های هسته دگرگونی در ایران مرکزی در

کمتری از سر گرفته شد. سناریوی دیگر را وردل و همکاران (۲۰۱۱) ارائه دادند. آنها حوادث پالئوژن ایران را به تغییرات متناوب شیب ورق فرورانده نسبت می‌دهند، به طوری که به تدریج در اواخر کرتاسه شیب ورق کم شده و در دوران پالئوژن مجدداً افزایش شیب رخ داده و در اثر این افزایش شیب و پسروری ورق اقیانوسی، کشش توزیع یافته و هیجانانگامیایی به وقوع پیوسته است. سناریویی هم ریبی و همکاران (۲۰۲۰) ارائه داده‌اند که برخلاف دو سناریوی بالا، در یک چارچوب سه‌بعدی و بر اساس گسله ترادیس قفقاز شرقی-ایران غربی و یک فرورانش دوتکه در امتداد راستای زون فرورانش به توضیح شواهد می‌پردازد. در جدول ۱ مقادیر تخمینی قابل استنباط از منابع زمین‌شناسی برای برخی پارامترهای هندسی و دینامیکی فرورانش نئوتیس در پالئوژن ایران داده شده است.

جدول ۱. مقادیر عددی برخی کمیت‌های هندسی و دینامیکی مربوط به فرورانش نئوتیس در ایران

سن ورق اقیانوسی در اواخر کرتاسه	۹۰ میلیون سال	تورسویک و کاکس (۲۰۱۷)
پهنای اقیانوس نئوتیس در اواخر کرتاسه	۱۰۰۰-۱۴۰۰ کیلومتر	آگار و همکاران (۲۰۱۱)
مدت‌زمان کشش شدید	بین ۴۵ تا ۴۰ میلیون سال پیش	آگار و همکاران (۲۰۱۱)
اوج فعالیت‌های ماگمایی	۴۹ تا ۴۱ میلیون سال پیش	وردل و همکاران (۲۰۰۷)
سرعت فرورانش همگرایی در پالئوژن	۳ سانتی‌متر بر سال	آگار و همکاران (۲۰۱۱)
سن ورق ایران در اواخر کرتاسه	۴۵۰-۵۵۰ میلیون سال	تورسویک و کاکس (۲۰۱۷)
ضخامت ورق ایران در اواخر کرتاسه	نامشخص	آگار و همکاران (۲۰۱۱)
ضخامت پوسته ایران در اواخر کرتاسه	حدافل ۳۰ کیلومتر	فرانسوا و همکاران (۲۰۱۴)

نئوتیس متفاوت است؛ برخی آن را ضخیم دانسته و ضخامت کم امروزی را به عوامل ژئودینامیکی در دوره‌های بعد نسبت می‌دهند (فرانسوا و همکاران، ۲۰۱۴)؛ برخی هم معتقدند لیتوسفر در حاشیه جنوبی اوراسیا از همان دوران پالئوسن نازک بوده و تغییر چندانی نداشته است (موترو و همکاران، ۲۰۱۲). بر همین اساس در این مطالعه علاوه بر رئولوژی ورق سوار، ضخامت آن نیز به عنوان یک پارامتر، متغیر در نظر گرفته شده است. در شبه‌سازی‌های ارائه شده در اینجا، آغاز فرورانش ورق

دوره ائوسن و همچنین ایجاد حوضه‌های کششی در البرز مانند حوضه تالش (وردل و همکاران، ۲۰۰۷)؛ آگار و همکاران، ۲۰۱۱). نکته قابل توجه این است که این شواهد پس از توقف ماگماتیسیم در ناحیه سنندج-سیرجان و مهاجرت آن به کمان ماگمایی ارومیه-دختر اتفاق افتاده است. برای توضیح حوادث این مقطع زمانی در فرورانش نئوتیس به زیر حاشیه جنوبی اوراسیا، چند سناریو توسط محققین ارائه شده که به صورت مختصر مرور می‌شود. یکی از این سناریوها که توسط آگار و همکاران (۲۰۱۱) ارائه گردیده، بیان می‌دارد که پس از کاهش شدید سرعت همگرایی میان ورق نئوتیس و اوراسیا در اواخر کرتاسه، ورق فرورانده به خاطر رکود در حرکت و تضعیف حرکت فرورانشی در اثر وزن خود دچار پارگی شد و قسمت فرورفته عمیق از قسمت کم‌عمق‌تر جدا شد. در ادامه دوباره فرورانش ورق کم‌عمق این بار با شیب

در این مطالعه هفت مدل عددی فرورانش با نام‌های M1 تا M7 طراحی شده است. در همه مدل‌ها خصوصیات هندسی و فیزیکی ورق اقیانوسی و بخش استئوسفری یکسان است و تفاوت‌ها تنها در ویژگی‌های رئولوژیکی و ضخامت ورق سوار قاره‌ای است. در همه مدل‌ها سرعت ورق اقیانوسی ۳ سانتی‌متر بر سال در نظر گرفته شده که مطابق با تخمین سرعت ورق نئوتیس در پالئوسن است (آگار و همکاران، ۲۰۱۱). اطلاعات منتشر شده درباره ضخامت ورق ایران در دوره فرورانش

گوشته زیرلیتوسفری. به منظور ردگیری حرکت و تغییر شکل هر یک از لایه‌های مادی مدل و همچنین ثبت تحولات زمانی پارامترهای مدل مثل دما و سرعت، از نقاط مادی یا نشانگرهای لاگرانژی که در سراسر مدل پراکنده شده استفاده شده است. خصوصیات مادی به این نقاط منسوب شده و این نقاط با سرعت محاسبه شده در هر گام زمانی حرکت داده می‌شوند. ویسکوزیته مؤثر جریان با داشتن ناوردای دوم تانسور آهنگ کرنش  $\epsilon^{II}$  برای هر کدام از نقاط مادی از رابطه زیر محاسبه می‌شود (رانالی، ۱۹۹۵):

$$\eta_{effv} = \frac{1}{4} (\epsilon^{II})^{\frac{1}{n}} \left( \frac{3}{4} A \right)^{\frac{1}{n}} \exp \left( \frac{Q+PV}{nRT} \right) \quad (4)$$

که در آن ضرایب  $n$ ،  $A$ ،  $Q$ ،  $P$  و  $V$  پارامترهای وابسته به جنس سنگ هستند و به ترتیب عبارت‌اند از: ضریب پیش‌نمایی، ثابت قانون توانی، انرژی فعال‌سازی خزشی، فشار فعال‌سازی خزشی و حجم فعال‌سازی خزشی.  $R$  ثابت جهانی گازها است. با داشتن ویسکوزیته مؤثر، تنش انحرافی برای جریان خزشی با رابطه زیر قابل محاسبه است:

$$\sigma = 2\eta_{eff} \epsilon, \quad (5)$$

اگر مقدار تنش محاسبه شده از رابطه ۵ از تنش واگذاری بر اساس معیار دراگر-پراگر که در اینجا به صورت تابعی از زاویه اصطکاک داخلی و چسبندگی بیان می‌شود، بیشتر شد؛ ویسکوزیته مؤثر پلاستیک ( $\eta_{effp}$ ) از رابطه زیر حساب می‌شود:

$$\eta_{effp} = \frac{P \sin \phi + C \cos \phi}{2 \epsilon^{II}}, \quad (6)$$

$$\eta_{eff} = \min(\eta_{effv}, \eta_{effp}). \quad (7)$$

برای محاسبه چگالی نقاط مادی از رابطه

$$\rho = \rho_0 (1 - \alpha(T - T_0) + \beta(P - P_0)) \quad (8)$$

استفاده شده است. در رابطه بالا،  $\rho_0$  چگالی در دما و فشار استاندارد  $T_0$  و  $P_0$  است.  $\alpha$  ضریب انبساط گرمایی و  $\beta$

اقیانوسی مبدا زمان شبیه‌سازی دگرشکلی فرض شده است. این مدل‌ها به‌طور ضمنی فرض می‌کنند که ورق فرورفته در پالتوسن دچار پارگی شده و فرورانش از نو در اواخر پالتوسن از سر گرفته می‌شود (سناریوی آگار و همکاران، ۲۰۱۱).

## ۲ روش عددی

### ۲-۱ روش مدل‌سازی

در این تحقیق برای شبیه‌سازی از برنامه عددی pTatin2d (لوپوریه و همکاران، ۲۰۱۷؛ می و همکاران، ۲۰۱۴ و ۲۰۱۵) استفاده شده است. این برنامه معادلات بقا را به‌روش المان محدود آمیخته برای یک سیال ویسکوپلاستیک حل می‌کند. این برنامه از المان‌های مستطیلی  $Q_2-P_1$  در یک شبکه اولری-لاگرانژی ترکیبی و همچنین روش نقاط مادی بهره می‌گیرد. معادله بقای تکانه برای یک جریان خزشی آهسته با چگالی مؤثر  $\rho_{eff}$  به‌صورت زیر است:

$$\frac{\partial \sigma}{\partial x} - \nabla P + \rho g = 0, \quad (1)$$

که در آن  $x(x,y)$  بردار مکان،  $g$  بردار شتاب گرانش،  $P$  فشار و  $\sigma$  تانسور تنش انحرافی است.

معادله بقای جرم نیز برای سیال تراکم‌ناپذیر و در جریانی با سرعت  $v(v_x, v_y)$  به‌صورت زیر نوشته می‌شود:

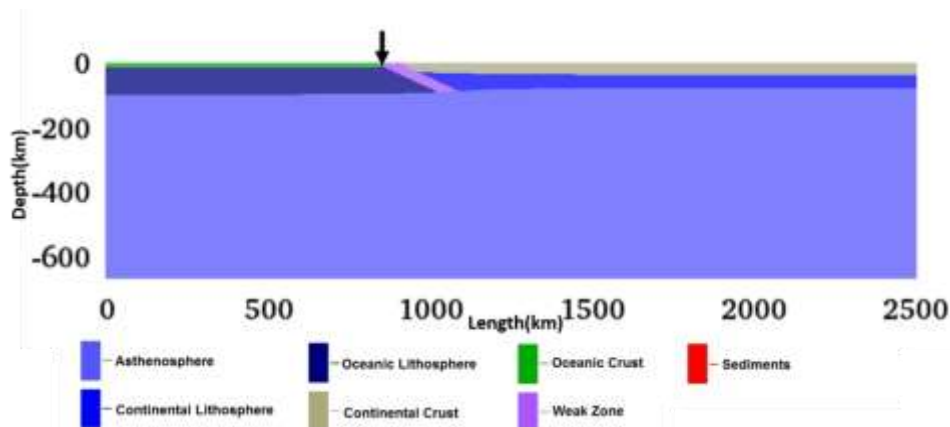
$$\nabla \cdot v = 0, \quad (2)$$

همچنین معادله بقای انرژی برای یافتن میدان دما نیز حل می‌شود:

$$\rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} + v \cdot \nabla T = \nabla \cdot (k \nabla T), \quad (3)$$

که در آن  $C_p$  ظرفیت گرمایی،  $T$  دما،  $k$  رسانایی گرمایی و  $t$  زمان است.

مدل عددی در این تحقیق از چندین لایه با چگالی و ویسکوزیته متفاوت تشکیل شده است. این لایه‌ها عبارت‌اند از: پوسته اقیانوسی ورق فرورونده، پوسته قاره‌ای ورق سوار، لایه گوشته‌ای ورق‌های لیتوسفر، و



شکل ۱. توصیف هندسی مدل: لیتوسفر اقیانوسی در سمت چپ و لیتوسفر قاره‌ای در سمت راست که هر دو بر روی استنوسفر قرار دارند. شکل مربوط به پیش از اجرای مدل است و هنوز رسوب‌گذاری روی نداده و لایه رسوبات در سطح دیده نمی‌شود. در شکل موقعیت درازگودال با پیکان مشخص شده است.

که در آن  $K_e$  ضریب پخش فرسایش و  $h$  ارتفاع توپوگرافی سطح آزاد است. حل معادله بالا موجب هموارساختن توپوگرافی می‌شود. لذا در پایان هر گام زمانی، نشانگرهای رسوب از نقاط مرتفع به سمت نقاط پست جابه‌جا خواهند شد.

## ۲-۲ ساختمان مدل

### الف-توصیف هندسی مدل‌ها

در این مطالعه هفت مدل با نام‌های M1 تا M7 طراحی شده است. شکل هندسی عمومی مدل‌ها یک مستطیل با ابعاد ۲۵۰۰ در ۶۷۰ کیلومتر متشکل از دو ورق لیتوسفری است که روی استنوسفر قرار گرفته‌اند (شکل ۱). ورق لیتوسفری سمت چپ که اقیانوسی است، نقش ورق فرورونده و ورق سمت راست که قاره‌ای در نظر گرفته شده نقش ورق سوار را بازی می‌کند. طول ورق اقیانوسی و قاره‌ای به ترتیب ۸۵۰ کیلومتر و ۱۶۵۰ کیلومتر انتخاب شده است. ضخامت ورق اقیانوسی در همه مدل‌ها ۹۰ کیلومتر و ضخامت ورق سوار نیز در مدل‌های مختلف از ۷۰ تا ۱۱۰ کیلومتر متغیر است. ورق اقیانوسی دارای پوسته‌ای با ضخامت ۱۰ کیلومتر و ورق قاره‌ای دارای پوسته‌ی ۳۰ کیلومتری است (فرانسوا و همکاران ۲۰۱۴). برای تسهیل حرکت نسبی دو ورق در امتداد مرز

ضریب تراکم‌پذیری هستند. پس از این که ویسکوزیته و چگالی مؤثر در نقاط مادی ارزیابی شدند به نقاط شبکه‌ای تصویر می‌شوند تا برای حل در گام زمانی بعدی استفاده شوند.

خرابی در گسله‌ها از راه کاهش خطی زاویه اصطکاک داخلی و چسبندگی بر اساس کرنش پلاستیک جمعی تحقق می‌یابد:

$$C = \max(C_\infty, C_0 - \frac{\varepsilon(C_0 - C_\infty)}{\varepsilon_\infty}), \quad (9)$$

$$\phi = \max(\phi_\infty, \phi_0 - \frac{\varepsilon(\phi_0 - \phi_\infty)}{\varepsilon_\infty}), \quad (10)$$

که در اینجا،  $C_0$ ،  $C_\infty$  و  $\phi_0$ ،  $\phi_\infty$  به ترتیب چسبندگی و زاویه اصطکاک داخلی اولیه و چسبندگی و زاویه اصطکاک داخلی در پایان فرایند نرم‌شدگی کرنش است.  $\varepsilon_\infty$  کرنش پلاستیک در پایان نرم‌شدگی است. شبیه‌سازی عددی همچنین فرایند فرسایش و رسوب‌گذاری را نیز در نظر می‌گیرد. در هر گام زمانی، نقاط مادی از جنس رسوب در سطح آزاد فعلی مدل قرار داده می‌شود. در ادامه سطح جدید با حل معادله پخش توپوگرافی کالینگ محاسبه می‌شود:

$$K_e \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = \frac{\partial h}{\partial t} \quad (11)$$

کیلومتر و در نواحی حاشیه‌ای مدل در قسمت بالا سمت چپ و راست  $۲۵ \times ۴$  کیلومتر و در قسمت پایین سمت چپ و راست  $۲۵ \times ۲۵$  کیلومتر است. نکته‌ای که در طراحی شبکه نامنظم باید در نظر داشت این است که تغییر اندازه سلول‌ها به صورت هموار و تدریجی باشد و سعی شود که سلول‌ها مربع‌شکل باشند.

#### ب- شرایط مرزی مکانیکی

در این مطالعه دو نوع شرایط مرزی مکانیکی B1 و B2 (شکل ۲) در نظر گرفته شد، ولی از آنجا که هردو منجر به نتایج یکسانی در تحولات منطقه فرورانش و ورق سوار شدند و تفاوت تنها در جریان‌های دوردست در نواحی مرزی مدل بود، فقط نتایج حاصل از شرایط مرزی B1 ارائه می‌شود. در شرایط مرزی B1 در قسمت لیتوسفری دیواره عمودی چپ مدل، بردارهای سرعت درون‌سو و در قسمت استنوسفری آن بردارهای سرعت برون‌سو در ن

مشترک‌شان یک پهنه ضعیف به ضخامت ۳۰ کیلومتر و با شیب ۲۵ درجه قرار داده شده است. این پهنه می‌تواند نقش گسله فرورانش را شبیه‌سازی کند. علاوه بر این برای این‌که نیروی کشش ورق فرورانده منجر به پسروی درازگودال شود، قسمت گوشته‌ای لیتوسفر اقیانوسی به اندازه ۱۰ کیلوگرم بر مترمکعب چگال‌تر از استنوسفر در نظر گرفته شد. این مقدار تباین چگالی از میان چندین مدل با تباین‌های مختلف از صفر تا ۱۰ کیلوگرم بر مترمکعب انتخاب شد. در این مدل‌ها برای تباین چگالی کمتر از ۸ کیلوگرم بر مترمکعب پسروی درازگودال مشاهده نشد.

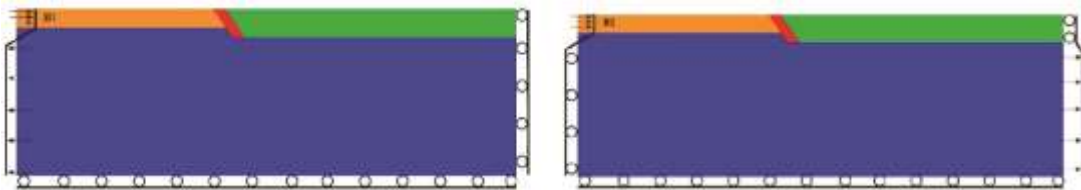
برای گسسته‌سازی مکانی محدوده محاسبات، یک شبکه با تعداد  $۱۹۹ \times ۵۶$  سلول چهارگوش در نظر گرفته شد. در نزدیکی منطقه فرورانش اندازه سلول‌ها کوچک‌تر انتخاب شدند. ابعاد سلول‌ها در ناحیه فرورانش  $۴ \times ۴$

جدول ۲. پارامترهای رئولوژیکی و فیزیکی استفاده شده در مدل‌ها (برای مقادیر کمیت‌های ترمودینامیک از کائلی (۲۰۰۵) و دکاپیتانی (۱۹۹۴) استفاده شده است.

لایه	پوسته قاره‌ای		گوشته لیتوسفر قاره‌ای		پوسته اقیانوسی	گوشته لیتوسفر اقیانوسی	رسوبات	استنوسفر	زون ضعیف
	گرانیت تر	دیاباز	اولیون تر	اولیون خشک					
قانون رئولوژی					دیاباز	اولیون خشک	میکا	اولیون خشک	اولیون تر
A	$۲ \times 10^6$	$۶۳ \times 10^6$	$۸ \times 10^3$	$۱۰^4$	$۶۳ \times 10^6$	$۱۰^4$	$۱ \times 10^3$	$۱۰^4$	$۸ \times 10^3$
n	۱/۹	۳/۱	۳	۳	۳/۱	۳	۳۱	۳	۳
Q	۱۴۱	۲۷۶	۴۷۰	۵۱۰	۲۷۶	۵۱۰	۹۸	۵۱۰	۴۷۰
V	$۷ \times 10^6$	$۷ \times 10^6$	$۷ \times 10^6$	$۷ \times 10^6$	$۷ \times 10^6$	$۷ \times 10^6$	$۷ \times 10^6$	$۷ \times 10^6$	$۷ \times 10^6$
$\Phi_0$	۳۰	۳۰	۱۰	۱۰	۳۰	۱۰	۵	۱۰	۱۰
$\Phi_\infty$	۱۰	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵
$C_0$	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰
$C_\infty$	۵	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰
K	۳	۳	۳/۳	۳/۳	۳	۳/۳	۳	۳/۳	۳/۳
$C_p$	۱۰۰۰	۱۰۰۰	۱۰۰۰	۱۰۰۰	۱۰۰۰	۱۰۰۰	۱۰۰۰	۱۰۰۰	۱۰۰۰
$\alpha$	$10^{-6}$	$10^{-6}$	$10^{-6}$	$10^{-6}$	$10^{-6}$	$10^{-6}$	$10^{-6}$	$10^{-6}$	$10^{-6}$
$\beta$	$10^{-11}$	$10^{-11}$	$10^{-11}$	$10^{-11}$	$10^{-11}$	$10^{-11}$	$10^{-11}$	$10^{-11}$	$10^{-11}$
$\rho$	۲۸۰۰	۲۸۰۰	۳۳۱۰	۳۳۱۰	۳۰۰۰	۳۳۱۰	۲۲۰۰	۳۳۱۰	۳۳۱۰
منبع پارامترهای رئولوژی	هنسن و کارتر (۱۹۸۳)	کارستان (۱۹۸۰)	کاراتو و جونگ (۲۰۰۳)	گوتز و اوانز (۱۹۷۹)	کارستان (۱۹۸۰)	شی و کرونبگ (۱۹۹۲)	گوتز و اوانز (۱۹۷۹)	گوتز و اوانز (۱۹۷۹)	کاراتو و جونگ (۲۰۰۳)

جدول ۳. ویژگی‌های رنولوژیکی مدل‌های عددی.

مدل	ضخامت قاره (کیلومتر)	رنولوژی پوسته	رنولوژی گوشته
M1 (گوشته قوی)	۷۰	گرانیت تر	اولیون خشک
M2 (گوشته و پوسته قوی)	۷۰	دیاباز	اولیون خشک
M3 (گوشته قوی)	۹۰	گرانیت تر	اولیون خشک
M4 (گوشته و پوسته قوی)	۹۰	دیاباز	اولیون خشک
M5 (گوشته ضعیف)	۷۰	گرانیت تر	اولیون تر
M6 (گوشته ضعیف)	۹۰	گرانیت تر	اولیون تر
M7 (گوشته ضعیف)	۱۱۰	گرانیت تر	اولیون تر

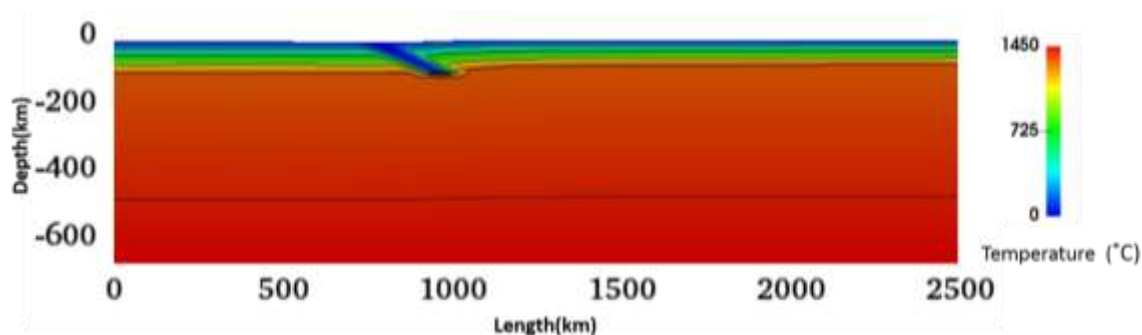


شکل ۲. دو گونه شرایط مرزی مکانیکی استفاده شده در این مطالعه (چپ B1 و راست B2).

### ج- ساختار گرمایی اولیه

در این مطالعه شرط مرزی دمای صفر درجه سلسیوس برای سطح مدل و دمای ۱۴۵۰ درجه برای کف مدل در نظر گرفته شده است (شکل ۳). دیواره‌های چپ و راست عایق در نظر گرفته شده‌اند (شار گرما عمود بر مرز برابر با صفر). به مدل یک میدان دمای اولیه نیز داده شده است. در این میدان اولیه برای توزیع دما در درون دو ورق لیتوسفر از پروفیل دمای رسانشی یک ورق با ضخامت محدود استفاده شده است. دمای کف این ورق ۱۳۰۰ درجه سلسیوس فرض شده است. دما در قسمت لیتوسفری تابعی از سن ورق است. سن لیتوسفر قاره‌ای ۵۰۰ میلیون سال و لیتوسفر اقیانوسی ۹۰ میلیون سال در نظر گرفته شده است (نگاه کنید به جدول ۱). برای استوسفر و گوشته عمیق‌تر از پروفیل دمای بی‌دررو با گرادیان ۰/۳ درجه برکیلومتر استفاده شده است. علاوه بر این، یک بی‌هنجاری دمایی سرد کم‌عمق در منطقه فرورانش نیز برای ایجاد نیروی شناوری منفی و فراهم آوردن شرایط

ظرف گرفته شده‌اند، به گونه‌ای که بقای جرم در عرض دیواره حاصل شود. بر روی دیواره سمت راست و در امتداد کف مدل شرط لغزش آزاد (سرعت عمود بر مرز صفر و تنش برشی صفر) به کار برده شده است. برای سطح بالای مدل هم که نماینده سطح زمین است شرط مرزی سطح آزاد اعمال شده است. مدل B2 نیز دارای همین شرایط است و تنها تفاوت آن این است که بخش استوسفری دیواره چپ مسدود است، ولی به مواد اجازه خروج از بخش استوسفری دیواره راست داده شده است. بنابراین در هر دو شرط مرزی، ورق قاره‌ای از سمت راست امکان خروج از، یا ورود به مدل را نداشته و در نتیجه مهاجرت درازگودال را می‌توان به عنوان شاخصی برای بررسی تغییر شکل در ورق سوار در نظر گرفت. سرعت حرکت ورق اقیانوسی در این مطالعه در همه مدل‌ها مقدار ثابت ۳ سانتی‌متر بر سال در نظر گرفته شد (جدول ۱). این مقدار به عنوان سرعت مرزی درون سو روی دیواره چپ مدل اعمال شده است.



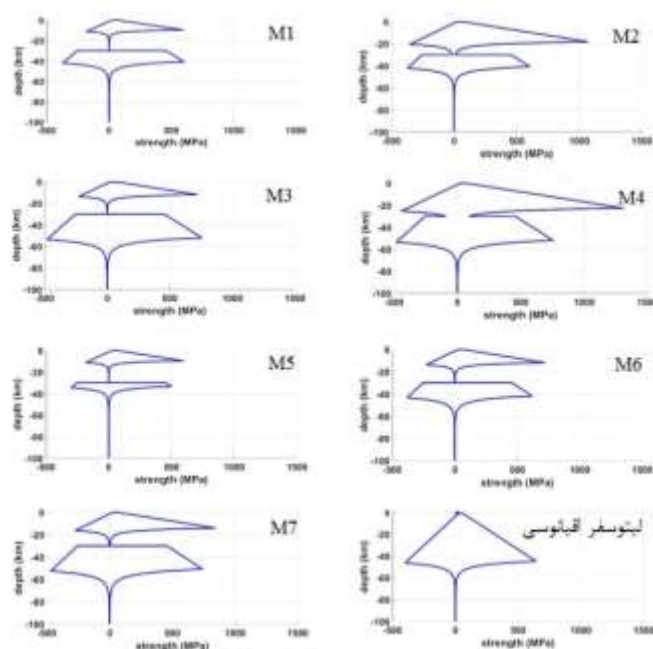
شکل ۳. ساختار گرمایی اولیه مدل. منحنی‌های هم‌دمای رسم‌شده به ترتیب از بالا به پایین دماهای ۰، ۳۰۰، ۶۰۰، ۱۰۰۰، ۱۳۰۰ و ۱۴۰۰ درجه سلسیوس را نشان می‌دهند.

هستند. مدل M1 و M2 دارای ورق قاره‌ای با گوشه لیتوسفری قوی (رئولوژی اولیوین خشک) بوده و تفاوت آنها در بخش پوسته است. مدل M1 دارای پوسته قاره‌ای ضعیف (رئولوژی گرانی) و مدل M2 دارای پوسته مستحکم (رئولوژی دیاباز) است. در مدل M5 لیتوسفر قاره‌ای (رئولوژی اولیوین تر) و پوسته هردو ضعیف هستند. در شکل ۴ پوش تنش هر کدام از مدل‌ها از رابطه ۵ با توجه به خصوصیات ارائه‌شده در جداول ۲ و ۳ رسم

برای آغاز فرورانش تعبیه شده است. در جدول ۲، در کنار پارامترهای رئولوژیکی، مقادیر سایر پارامترهای فیزیکی که برای محاسبه ساختار گرمایی مورد نیاز است، آورده شده‌اند.

د- رئولوژی مدل‌ها

در جدول ۳ ویژگی‌های رئولوژیکی هر کدام از مدل‌ها به صورت خلاصه آورده شده است. مدل‌های M1، M2 و M5 دارای ورق قاره‌ای نازک با ضخامت ۷۰ کیلومتر



شکل ۴. پوش تنش هر کدام از مدل‌ها که با فرض نرخ کرنش  $10^{-14}$  بر ثانیه رسم شده است. مقادیر مثبت، تنش واگذاری سنگ در برابر فشارش و مقادیر منفی، تنش واگذاری در برابر کشش هستند.



مراحل آغازین فرورانش است، پس تنها تحولات ۲۰-۱۵ میلیون سال اول مدل‌ها ارائه شده است. در ادامه روند کلی تحول دگرشکلی و تکامل دمایی مدل‌ها ارائه می‌شود.

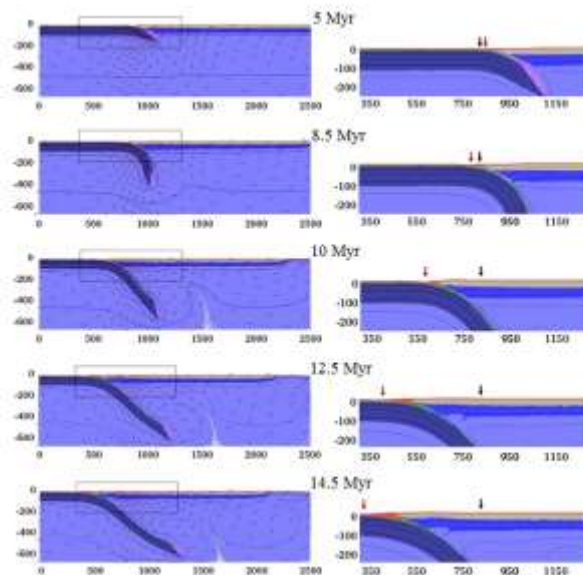
### مدل M1

در این مدل، ضخامت ورق قاره‌ای ۷۰ کیلومتر بوده و قسمت گوشته لیتوسفری آن از رئولوژی قوی برخوردار است. همان‌طور که در شکل ۵ مشخص شده، در ابتدا درازگودال در موقعیت افقی ۸۵۰ کیلومتر قرار دارد. در اثر حرکت همگرایی، هردو ورق اقیانوسی و قاره‌ای در رژیم فشاری قرار می‌گیرند. حرکت نسبی دو ورق در درون زون ضعیف مرزی موجب آغاز فرورانش می‌شود و با افزایش عمق پیشانی فرورونده ورق اقیانوسی، نیروی کشش اسلب افزایش می‌یابد. با توجه به شکل ۵، طی ۴ میلیون سال اول، درازگودال به اندازه ۲۰ کیلومتر پیشروی به سمت راست داشته که این همراه با کوتاه‌شدگی و رویدادی که به وضوح در مراحل پایانی شبیه‌سازی مشاهده می‌شود، یک نازک‌شدگی نسبی در ورق قاره‌ای

شده است. مدل‌های M3، M4 و M6 نیز هر سه دارای لیتوسفر قاره‌ای با ضخامت ۹۰ کیلومتری هستند. مدل‌های M3 و M4 دارای گوشته لیتوسفری قوی بوده و در اولی پوسته ضعیف و در دومی پوسته مستحکم به کار رفته است. در مدل‌های M6 و M7 گوشته لیتوسفری و پوسته ضعیف استفاده شده است. در مدل M7 ضخامت ورق قاره‌ای ۱۱۰ کیلومتر است.

### ۳ نتایج شبیه‌سازی

همان‌طور که در بخش‌های پیشین گفته شد، در این تحقیق به منظور بررسی تحولات دگرشکلی و تنش در ورق سوار، توجه خود را همزمان به جابه‌جایی درازگودال و میدان نرخ کرنش معطوف کرده‌ایم. موقعیت درازگودال پیش از اجرای مدل، مرز میان لیتوسفر اقیانوسی و زون ضعیف در نظر گرفته شده است (شکل ۱). پس از آغاز فرورانش، عمیق‌ترین بخش توپوگرافی در منطقه فرورانش به‌عنوان نشانگر موقعیت درازگودال در نظر گرفته شده است. علاوه بر این چون هدف ما بررسی تحولات در



شکل ۵. تحول زمانی مدل M1. نمودارهای سمت چپ نمای کلی مدل و نمودارهای سمت راست قسمت مشخص شده در مستطیل با جزئیات بیشتر را نشان می‌دهند. پیکان سیاه نشان‌دهنده موقعیت اولیه درازگودال و پیکان قرمز نشانگر موقعیت آن در زمان‌های بعدی است. پس‌زمینه سفید که در شکل‌های سمت چپ از ۱۰ میلیون سال دیده می‌شود به‌خاطر جابه‌جایی نشانگرهای مادی و خالی شدن بخشی از سلول‌های شبکه از آنهاست.

رخ می‌دهد. با توجه به شکل ۷ در این مدل پیشروی درازگودال تا حدود ۴ میلیون سال ادامه داشته و پس از آن تا ۶/۵ میلیون سال درازگودال در وضعیت سکون و در موقعیت ۸۶۵ کیلومتر باقی می‌ماند. در ادامه، پسروی درازگودال رخ می‌دهد و در طی ۱۲ میلیون سال به موقعیت ۷۷۰ کیلومتر می‌رسد. پس از این زمان ورق قاره‌ای از دیواره سمت راست جدا شده و به صورت یکپارچه به سمت اقیانوس حرکت می‌کند. در این مدل، درازگودال در ۱۷/۵ میلیون سال در موقعیت ۴۳۰ کیلومتر قرار دارد. شکل ۸ تحولات زمانی میدان نرخ کرنش را نشان می‌دهد. در ۶/۵ میلیون سال اول نرخ کرنش در ورق قاره‌ای کم و مقدار آن حدود  $10^{-18}$  بر ثانیه است. ولی پس از آن افزایش پیدا کرده و در ۱۰ میلیون سال مقدار آن  $10^{-16}$  بر ثانیه است. این مقادیر برای نرخ کرنش بسیار کمتر از آن است که به صورت پدیده‌های زمین‌شناختی قابل مشاهده باشد. در این مدل نیز نرخ کرنش در بازه ۶/۵ تا ۱۲ میلیون سال نسبتاً یکنواخت بوده و می‌توان گفت تمام پسروی درازگودال به صورت همگن در ورق هضم شده است. بنابراین این مدل توانایی تولید دگرشکلی‌های کششی در مقیاس دگرشکلی‌های زمین‌شناسی را ندارد. در مقایسه با مدل پیشین یک کشش تمرکز یافته در ورق سوار در بالای منطقه فرورانش مشاهده می‌شود. اما این کشش به خاطر استحکام زیاد پوسته قاره از مدل قبلی نیز کمتر است.

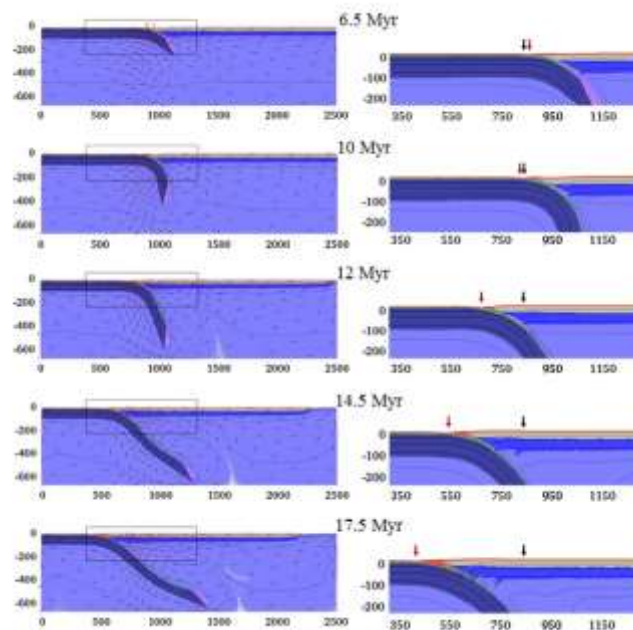
### مدل M3

در مدل M3 ضخامت ورق قاره‌ای ۹۰ کیلومتر در نظر گرفته شده است. این مدل از نظر رئولوژی هم‌تای M1 است، یعنی گوشته لیتوسفری قوی و پوسته معمولی دارد. در این مدل طی ۴ میلیون سال اول پیشروی درازگودال ادامه داشته و در موقعیت ۸۶۵ کیلومتر قرار می‌گیرد. پس از آن تا ۷ میلیون سال درازگودال در وضعیت سکون بوده

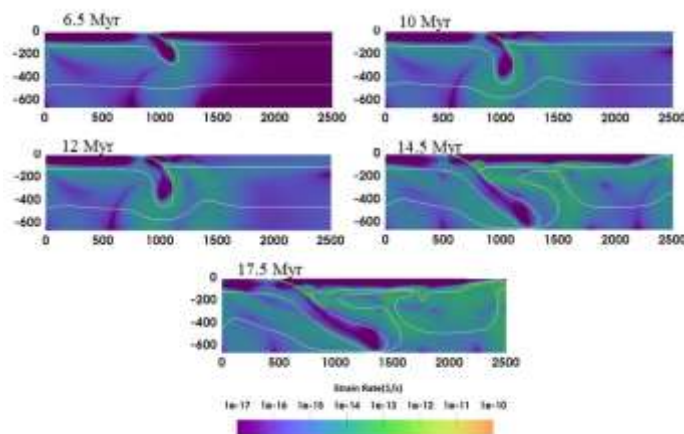
سوار در نزدیکی لبه آن (در فاصله افقی ۶۰۰ تا ۶۵۰ کیلومتر) است. این نازک‌شدگی می‌تواند نشان از برقراری یک زون کششی متمرکز در بالای منطقه فرورانش باشد. این نازک‌شدگی همچنین همراه با کم‌عمق شدن خطوط هم‌دما در درون لیتوسفر قاره‌ای است. برای ارزیابی مقدار کشش در ورق قاره‌ای می‌توان تحولات میدان نرخ کرنش را بررسی کرد. شکل ۶ تحولات این میدان را برای مدل M1 نشان می‌دهد. در بازه زمانی بین ۵ تا ۸/۵ میلیون سال، نرخ کرنش در لیتوسفر قاره‌ای از مرتبه  $10^{-15}$  بر ثانیه است و نشانی از تمرکز موضعی آن هیچ‌جا در سراسر ورق دیده نمی‌شود. این مقدار نرخ کرنش، در حدی نیست که منجر به تشکیل کشش متمرکز و تشکیل حوضه‌های کششی شود. با توجه به نرخ کرنش نسبتاً یکنواخت و همگن در ورق سوار در این بازه زمانی به نظر می‌رسد که پسروی درازگودال منجر به دگرشکلی کششی متمرکز در محدوده چندصد کیلومتر اول ورق سوار در منطقه فرورانش نشده، اما در دو میلیون سال آخر شبیه‌سازی (۱۲/۵ تا ۱۴/۵ میلیون سال) مشاهده می‌شود که در بالای منطقه فرورانش تغییرات جانبی قابل توجهی در مقدار نرخ کرنش روی می‌دهد. در این بازه زمانی در فاصله افقی ۶۵۰-۶۰۰ کیلومتر یک زون کم‌عرض با نرخ کرنش بالا به وجود می‌آید و تا اندازه‌ای رشد می‌کند. از نظر دینامیک جریان و تغییر شکل، این الگوی کرنش می‌تواند بیانگر ایجاد یک کشش تمرکز یافته در پوسته و گوشته لیتوسفر قاره‌ای باشد.

### مدل M2

تنها تفاوت این مدل با مدل M1 این است که دارای پوسته قاره‌ای قوی‌تری است. همین عامل موجب شده تا برخی تحولات زمانی این مدل با تأخیر حدوداً ۳/۵ میلیون ساله نسبت به مدل M1 رخ دهد. به‌عنوان نمونه، پوسته قاره‌ای این مدل استحکام بیشتری از خود نشان داده و گسست ورق از دیواره سمت راست برای آن در ۱۲ میلیون سال



شکل ۷. تحولات مدل M2



شکل ۸. تحولات نرخ کرنش در مدل M2

ضخامت ورق سوار به میزان قابل توجهی به استحکام آن افزوده و باعث شده تغییر شکل درونی کمتری داشته باشد. این مسئله را می‌توان در نرخ کرنش کوچک آن در شکل ۱۰ دید. این مدل حرکت انتقالی ناچیزی را برای ورق قاره‌ای به سوی چپ مدل نشان می‌دهد. این موضوع باعث می‌شود که ورق اقیانوسی آزادی عمل کمتری برای پسروی داشته باشد. در نتیجه ورق اقیانوسی به ناچار با شیب زیاد به طرف کف مدل پایین می‌رود و با برخورد به

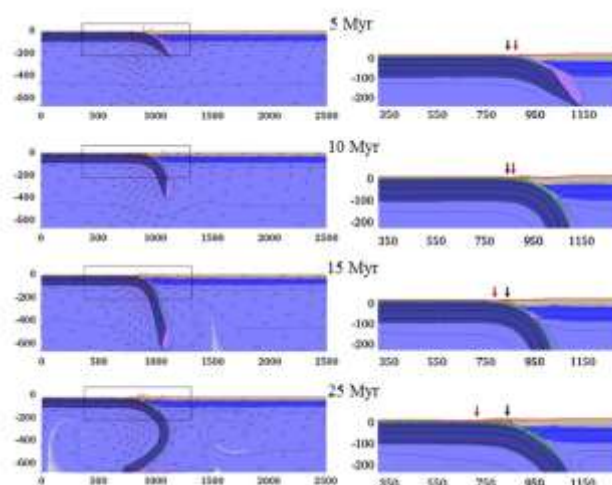
و سپس به تدریج پسروی شروع می‌شود و نهایتاً در ۱۵ میلیون سال یعنی هنگامی که پیشانی اسلب به کف مدل رسیده در موقعیت ۷۹۰ کیلومتر قرار می‌گیرد (شکل ۹). به عبارت دیگر این مدل در مدت ۸ میلیون سال ۷۵ کیلومتر پسروی درازگودال برابر با نرخ  $0.9$  سانتی‌متر بر سال دارد که نسبت به دو مدل پیشین بسیار کمتر است. با توجه به نمودار پوش تنش این مدل در شکل ۴ و مقایسه آن با مدل M1 (و همچنین M2) می‌توان گفت که افزایش

است. لیتوسفر قاره‌ای این مدل حتی از مدل M3 نیز قوی‌تر است (شکل ۴). همان‌طور که در شکل ۱۱ دیده می‌شود، در این مدل هم طی ۴ میلیون سال اول پیشروی درازگودال ادامه داشته و درازگودال در موقعیت ۸۶۵ کیلومتر قرار می‌گیرد. پس از آن تا ۷ میلیون سال درازگودال در وضعیت سکون بوده و سپس به تدریج پیشروی اتفاق افتاده و نهایتاً با ۲ میلیون سال تأخیر نسبت به مدل M3 در ۱۷ میلیون سال پیشانی ورق فرورانده به کف مدل می‌رسد. در این هنگام درازگودال در موقعیت ۸۶۰ کیلومتر قرار دارد. بنابراین، ۵ کیلومتر پیشروی در طول ۱۰ میلیون سال رخ داده است. با توجه به این ارقام و همچنین

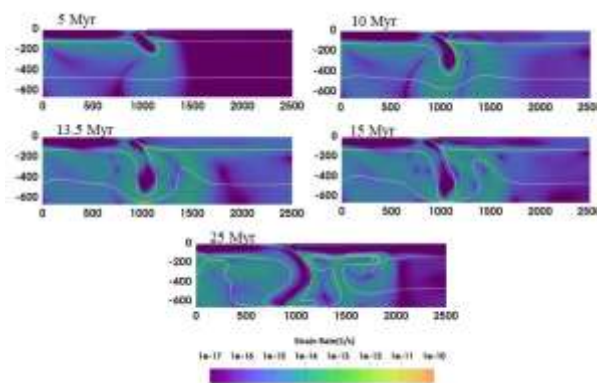
کف مدل بر روی خود چین خورده و به سمت چپ مدل بازمی‌گردد. این مدل از ۱۵ تا ۲۵ میلیون سال نیز ۷۰ کیلومتر پیشروی درازگودال داشته است. اما از آنجایی که این بازه زمانی بیرون از محدوده زمانی مراحل آغازین فرورانش است مورد توجه ما نبوده است. این مدل نازک‌شدگی قابل مشاهده‌ای در لیتوسفر ورق سوار در بالای منطقه فرورانش ندارد و میدان نرخ کرنش آن نیز حاکی از توسعه نیافتن حوزه‌های کششی تمرکز یافته در آن است.

### مدل M4

این مدل نیز همانند مدل M3 دارای ورق قاره‌ای با ضخامت ۹۰ کیلومتر است. در این مدل علاوه بر گوشته لیتوسفری، برای پوسته نیز رئولوژی قوی در نظر گرفته شده



شکل ۹. تحولات مدل M3



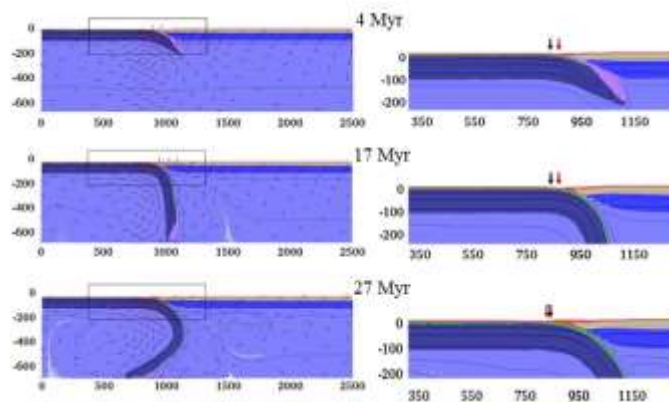
شکل ۱۰. تحولات نرخ کرنش مدل M3.

در موقعیت ۷۱۰ کیلومتر قرار می‌گیرد. پس از آن لیتوسفر قاره‌ای از دیواره سمت راست جدا شده و حرکت انتقالی را تجربه می‌کند. در ۸/۵ میلیون سال درازگودال در موقعیت ۴۸۰ کیلومتر قرار می‌گیرد. این مدل یک پسروی سریع و قابل ملاحظه را برای درازگودال نشان می‌دهد. در نتیجه این پسروی سریع ورق فرورونده نشانه‌های آشکار ایجاد یک کشش تمرکز یافته و نازک شدن لیتوسفر قاره‌ای از ۶/۵ میلیون سال در سوی پشت کمان منطقه فروانش در فاصله ۲۰۰ کیلومتری (در فاصله افقی ۷۰۰ کیلومتر) بروز می‌کند. پوسته قاره‌ای و گوشته لیتوسفری زیر آن در مدت زمان ۳ تا ۴ میلیون سال به طور کامل باز شده و مواد استئوسفری گوه گوشته تا نزدیکی سطح مدل بالا می‌آید. صعود سریع خط هم‌دمای ۱۳۰۰ درجه در این هنگام

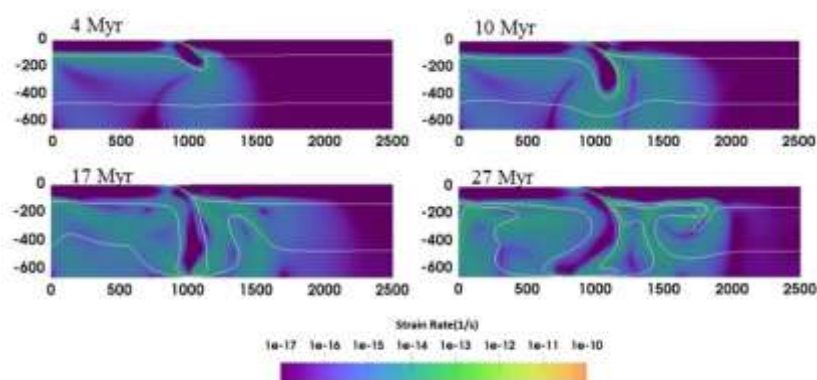
نگاهی به نمودارهای نرخ کرنش این مدل (شکل ۱۲) می‌توان گفت که ورق قاره‌ای این مدل به صورت صلب رفتار کرده است. مقایسه نمودار این مدل در ۱۷ میلیون سال با مدل M3 در ۱۵ میلیون سال شیب بیشتر و نزدیک ۹۰ درجه را برای ورق فرورونده آشکار می‌کند. در این مدل نیز ورق فرورونده دچار چرخش شده و به سمت چپ بر می‌گردد.

### مدل M5

این مدل همانند مدل M1 دارای لیتوسفر قاره‌ای نازک ۷۰ کیلومتری است، اما گوشته لیتوسفری ضعیف دارد (شکل ۴). در این مدل پیشروی درازگودال تا ۴ میلیون سال ادامه داشته و پس از آن طی مدت کوتاهی (کمتر از یک‌دهم میلیون سال) پسروی شروع می‌شود. پسروی با سرعت تقریباً ثابتی تا ۶/۵ میلیون سال ادامه پیدا کرده و درازگودال



شکل ۱۱. تحولات مدل M4.



شکل ۱۲. تحولات نرخ کرنش مدل M4

استحکام لیتوسفر به آن اندازه نیست که رفتار صلب در آن غالب شود. تاریخچه دگرشکلی این مدل مانند مدل M5 است. پسروی درازگودال قابل ملاحظه‌ای در آن رخ می‌دهد که منجر به یک کشش متمرکز بزرگ در بالای منطقه فرورانش می‌شود. در نتیجه این رژیم کششی با دوام ابتدا پوسته قاره‌ای نازک شده (که این معمولاً به تشکیل دره‌های کافتی قاره‌ای منتج می‌شود) و در ادامه با استمرار رژیم کششی یک حوضه اقیانوسی پشت کمان شکل می‌گیرد. مدت زمان تشکیل حوضه پشت کمان در این مدل ۳/۵ میلیون سال است. (در مدل قبلی این مدت بسیار کوتاه‌تر بود.)

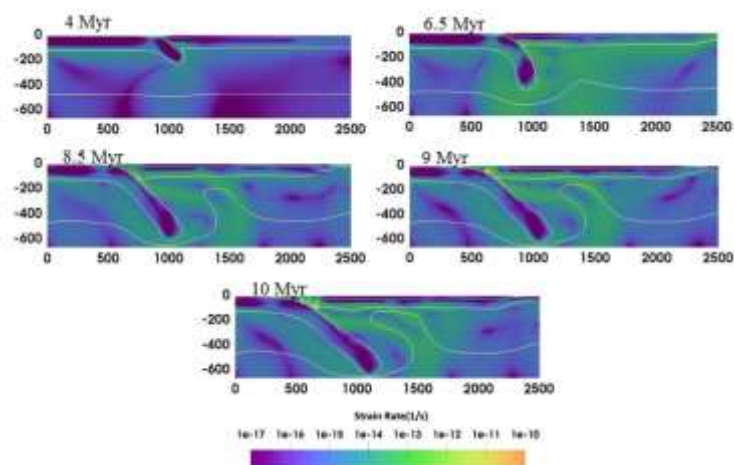
### مدل M7

این مدل دارای پوسته معمولی و گوشته لیتوسفری ضعیف بوده و ضخامت ورق قاره‌ای آن ۱۱۰ کیلومتر است (شکل ۱۷). افزایش ضخامت لیتوسفر این مدل نسبت به مدل M6 باعث افزایش استحکام آن شده است (شکل ۵). این موضوع از دو جهت قابل توجه است. اول این که ورق قاره‌ای در این مدل از سمت راست کنده نمی‌شود. نکته بعد این است که این افزایش استحکام به اندازه‌ای نیست که از شکل‌گیری لیتوسفر نازک‌شده و باز شدن

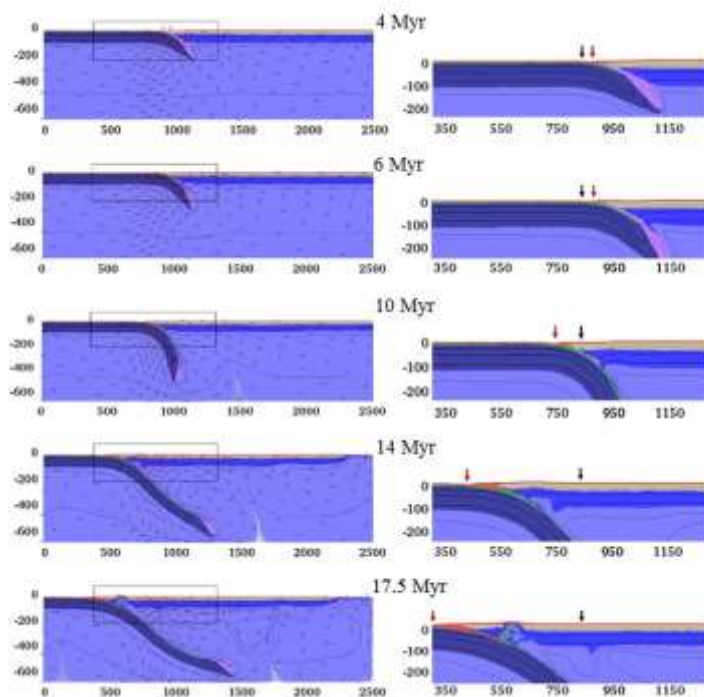
(شکل ۱۴) و رسیدن آن به نزدیکی‌های سطح زمین حاکی از گرمایش سریع لیتوسفر و به دنبال آن فعالیت‌های ماگمایی است. در ادامه با رسیدن ضخامت لیتوسفر قاره‌ای به نزدیک صفر زایش یک حوضه اقیانوسی جوان آغاز می‌شود. در ادامه تا ۱۰ میلیون سال پهنای این حوضه به مقدار ۱۴۰ کیلومتر می‌رسد. در این هنگام درازگودال در موقعیت ۳۲۵ کیلومتر واقع است. شکل ۱۴ تحولات میدان نرخ کرنش این مدل را در مقاطع زمانی یادشده به تصویر می‌کشد. همان‌طور که انتظار می‌رود پس از ۸/۵ میلیون سال شاهد نرخ کرنش بالای بیش از  $10^{-12}$  بر ثانیه در ناحیه ضعیف هستیم. این مرتبه از نرخ کرنش در محدوده‌ای است که می‌تواند عوارض زمین‌شناسی معرف مناطق کششی، در سطح زمین برجای گذارد. گرچه بیشترین میزان نرخ کرنش در ۹ میلیون سال اتفاق می‌افتد ولی پس از آن نیز شاهد نرخ کرنش قابل توجهی هستیم.

### مدل M6

این مدل دارای ورق لیتوسفری با ضخامت ۹۰ کیلومتر بوده و گوشته لیتوسفری ضعیف برای ورق قاره‌ای آن در نظر گرفته شده است. اگرچه از نظر ضخامت مثل مدل M3 است اما ویژگی رئولوژیکی آن (شکل ۴) و رفتار و تحولات زمانی‌اش بسیار متفاوت است. همان‌طور که در شکل ۱۵ دیده می‌شود، با وجود افزایش ضخامت



شکل ۱۴. تحولات نرخ کرنش مدل M5.



شکل ۱۵. تحولات مدل M6.

۸۴۰ کیلومتر قرار می‌گیرد. در این زمان، یعنی در ۱۳ میلیون سال، ورق قاره‌ای در فاصله ۲۳۰ کیلومتر از درازگودال دچار ضعف شده و به تدریج کافت قاره‌ای تشکیل می‌شود. این کافت طی ۱ میلیون سال به اقیانوس باریکی تبدیل شده، در ۱۵ میلیون سال پهنای آن ۵۰

حوضه اقیانوسی در پشت منطقه فرورانش جلوگیری کند. در این مدل در طی ۵ میلیون سال اول موقعیت درازگودال در ۸۶۵ کیلومتر قرار می‌گیرد و پس از آن تا ۱۰ میلیون سال ثابت باقی می‌ماند. در ادامه درازگودال طی ۳ میلیون سال به میزان ۲۵ کیلومتر پسروی کرده در موقعیت

جدول ۴. اطلاعات مربوط به جهت و زمان مهاجرت درازگودال در ۷ مدل بررسی شده در این تحقیق.

مدل	مقدار کوتاه‌شدگی (کیلومتر) و بازه زمانی (میلیون سال)	نرخ پیشروی (سانتی‌متر بر سال)	مدت زمان سکون (میلیون سال)	مقدار کش آمدگی (کیلومتر) و بازه پسروی (میلیون سال)	نرخ پیش از گسست (سانتی‌متر بر سال)	زمان گسست از دیواره سمت راست (میلیون سال)	مقدار انتقال پس از گسست (کیلومتر) و بازه انتقال (میلیون سال)	نرخ پسروی پس از گسست (سانتی‌متر بر سال)
M1	۴-۲۰	۰/۵	۱	۳/۵-۱۰۰	۲/۹	۸/۵	۶-۴۲۰	۷
M2	۴-۱۵	۰/۴	۲/۵	۶-۹۵	۱/۶	۱۲	۵/۵-۳۴۰	۲/۶
M3	۴-۱۵	۰/۴	۳	۸-۷۵	۰/۹	-	-	-
M4	۴-۱۵	۰/۴	۳	۱۰-۵	۰/۰۵	-	-	-
M5	۴-۲۵	۰/۶	۰/۱	۲/۵-۱۶۵	۷	۸/۵	۰/۵-۲۳۰	۴۶
M6	۴-۲۰	۰/۵	۲	۴-۱۱۰	۲/۸	۱۰	۳-۳۱۰	۱۱
M7	۵-۱۵	۰/۳	۵	۳-۲۵	۰/۸	-	-	-

کیلومتر می‌شود. در این مدل، صعود مواد استوسفری به سطح زمین نسبت به دو مدل پیشین در حجم کمتری اتفاق می‌افتد. در این مدل واضح است که سطحی‌ترین رسوبات هنوز از هم جدا نشده‌اند. در ضمن در ۱/۵ میلیون سال آخر، نازک‌شدگی لیتوسفر به صورت ناگهانی شدت گرفته است.

#### ۴ بحث

در این تحقیق به بررسی دگرشکلی کششی در ورق سوار در اثر مهاجرت درازگودال پرداخته شد. در مدل‌های حاضر با توجه به این که دیواره مدل از سمت راست بسته است و ورق قاره‌ای امکان حرکت به سمت راست را ندارد، پسروی درازگودال به عنوان یک شرط لازم برای وقوع دگرشکلی کششی عمل می‌کند. در نتیجه پسروی درازگودال، ورق قاره‌ای دچار کشش می‌شود و این کشش می‌تواند به صورت یکنواخت در سرتاسر ورقه پخش شده، یا به صورت موضعی در نواحی معینی متمرکز شود. به طور کلی سه دسته رفتار در این مدل‌ها مشاهده شد: الف - مدل‌هایی که در آنها کشش محلی قابل ملاحظه‌ای رخ نمی‌دهد. ب - مدل‌هایی که در آنها کشش در دو مرحله و در دو محل متفاوت (یکی کشش

یکنواخت در سراسر ورق قاره‌ای و دیگری به صورت محلی در پشت منطقه فرورانش) رخ می‌دهد. ج - مدل‌هایی که در آنها کشش تنها در یک مرحله (یا در دیواره راست و یا در پشت منطقه فرورانش) رخ می‌دهد. جدول ۴ اطلاعات مربوط به نحوه مهاجرت درازگودال در هفت مدل این تحقیق را خلاصه کرده است. ستون اول مربوط به میزان کوتاه‌شدگی مدل‌ها است. مدل‌های M1، M2 و M5، هر سه دارای لیتوسفر قاره‌ای با ضخامت ۷۰ کیلومتر بوده و از نظر استحکام و رئولوژی مدل M5 ضعیف، مدل M1 متوسط و مدل M2 قوی است. با توجه به اطلاعات جدول، نرخ پیشروی درازگودال در مدل ضعیف‌تر بیشتر از همه و به میزان ۰/۶ سانتی‌متر بر سال است. همین کمیت برای مدل قوی‌تر M2 مقدار ۰/۴ سانتی‌متر بر سال است. همچنین مدت زمان سکون درازگودال یا به عبارت دیگر بازه زمانی گذار از پیشروی به پسروی درازگودال در مدل قوی‌تر، طولانی‌تر است. مدت زمان گذار برای مدل M2، ۲/۵ میلیون سال بوده در حالی که برای مدل M5 زمان گذار ۱۰۰ هزار سال است. پس از دوران گذار، مرحله پسروی درازگودال در مدل‌ها آغاز می‌شود. نرخ پسروی در مدل‌های M1، M5 و M2 به ترتیب ۷، ۲/۹ و ۱/۶ سانتی‌متر بر سال است. پسروی



این مدل‌ها میزان توقف درازگودال و گذار از حرکت پیشروی به پسروی طولانی‌تر است. علاوه بر این موارد، نکته جالب این‌که نرخ پسروی در این مدل‌ها حدود یک سوم هم‌تاهای با ضخامت ۷۰ کیلومتر است. باز هم در میان این سه مدل دیده می‌شود که فقط در مدلی که رئولوژی ضعیفی دارد (M6)، رژیم تنش کششی منجر به تغییر شکل شدید و کشش در مقیاس رویدادهای زمین‌شناسی در پوسته قاره‌ای می‌شود.

مدل M7 در میان همه مدل‌ها ضمیم‌ترین لیتوسفر قاره‌ای را دارد. گرچه به لحاظ ژئولوژی دارای پوسته و گوشته لیتوسفر ضعیف است، ولی ضخامت زیاد آن موجب شده که به صورت نسبتاً قوی ظاهر شود (شکل ۴) به طوری که در این مدل تا ۱۰ میلیون سال اول هیچ گونه پسروی ورق دیده نمی‌شود. در ادامه اما با شروع پسروی، رژیم کششی در منطقه فرورانش چیره شده و ورق قاره‌ای به لحاظ پوسته و لیتوسفر ضعیفش دچار تغییر شکل‌های شدیدی شده که به تحولات ژئودینامیکی جدید منجر می‌شود.

در میان شبه‌سازی‌های انجام شده در این تحقیق، در سه مدل M5، M6 و M7 دگرشکلی کششی محلی تمرکز یافته بزرگ مقیاس در نزدیکی لبه ورق قاره‌ای روی می‌دهد. با توجه به رئولوژی ضعیف این مدل‌ها با عمیق‌تر شدن فرورانش و امکان پسروی درازگودال یک جریان قوی در گوه گوشته ایجاد شده و در نهایت منجر به ایجاد حوضه اقیانوسی در لبه ورق سوار می‌شود. هر سه مدل الگوی دگرشکلی مشابهی دارند، با این تفاوت که در مدل‌های قوی‌تر این دگرشکلی با تأخیر زمانی بیشتری رخ می‌دهد. نقش استحکام بیشتر لیتوسفر قاره‌ای را می‌توان در مدت‌زمان بین لحظه شروع نازک شدن لیتوسفر تا باز شدن اقیانوس دید. در M5 این بازه ۰/۵ و در M6 این مدت‌زمان ۳/۵ میلیون سال است. از آنجاکه مدل M7 فاقد مرحله

درازگودال در هر سه مدل به صورت تغییر شکل کششی توزیع یافته در سراسر ورق قاره‌ای جای گیر می‌شود. در دو مدل M1 و M5 جدایی ورق از دیواره سمت راست و حرکت انتقالی آن به سمت منطقه فرورانش روی می‌دهد. در مدل M2 استحکام پوسته به استحکام کلی ورق افزوده و به دلیل نرخ پسروی کم، جریان استنوسفری تأثیر گذاری در زیر ورق قاره‌ای شکل نمی‌گیرد. در بین این سه، مدل‌های M1، M2 به کشش متمرکز کمی در پشت منطقه فرورانش منتهی می‌شوند. در این دو مدل پوسته ورق سوار مقدار نسبتاً کمی نازک‌شدگی نشان می‌دهد. انتظار این است که این مقدار نازک‌شدگی در نگاشت زمین‌شناسی منطقه به صورت حوضه‌های کششی محلی و گسلش عادی ثبت شود. مدل M5 به خاطر رئولوژی ضعیف قسمت گوشته‌ای لیتوسفر آن در برابر رژیم کششی متمرکز تاب مقاومت کمتری دارد و در نتیجه پوسته قاره‌ای آن دچار تغییر شکل بزرگ مقیاس می‌شود. ادامه این تغییر شکل در پایان به باز شدن حوضه اقیانوسی می‌انجامد. نتیجه کلی که از مقایسه‌ای این سه مدل به دست می‌آید این است که آنچه موجب نازک‌شدگی پوسته و لیتوسفر قاره‌ای در منطقه فرورانش می‌شود در درجه اول مواد سازنده این لایه‌ها است: چنانچه پوسته و گوشته لیتوسفری از مواد قوی ساخته شده باشند (مدل‌های M1 و M2) حتی با وجود ضخامت کم، لیتوسفر می‌تواند انسجام خود را در برابر نیروهای کششی حفظ کند.

افزایش ضخامت ورق قاره‌ای منجر به افزایش استحکام آن می‌شود. مدل‌های M3، M4، M5، M6 و M7 به ترتیب هم‌تای رئولوژیک مدل‌های M1، M2 هستند ولی ضخامت ورق قاره‌ای آنها ۹۰ کیلومتر است. از میان این سه مدل فقط در مدل M6 ورق قاره‌ای از دیواره راست جدا می‌شود. نرخ پیشروی درازگودال در این مدل‌ها به اندازه یک میلی‌متر در سال کمتر از مقدار این کمیت در هم‌تاهای با ضخامت ۷۰ کیلومتری آنها است. همچنین در

به دنبال آن ورق اقیانوسی در اثر وزن خود قادر به پسروی خواهد بود. این پسروی به تشدید تغییر شکل کششی در لبه ورق قاره‌ای می‌انجامد.

موترو و همکاران (۲۰۱۲) در بازسازی همگرایی سنوزویک عربی و ایران، به یک لیتوسفر نسبتاً نازک برای حاشیه جنوبی اوراسیا رسیدند. در مدل M5 که دارای لیتوسفر نازک ۷۰ کیلومتری و رئولوژی ضعیف است، کشش متمرکز در پوسته قاره‌ای در فاصله ۶/۵ میلیون سال پس از آغاز فرورانش به وضوح آشکار می‌شود و از آن پس گسترش می‌یابد. این فاصله زمانی در مدل با شواهد زمین‌شناسی (آگار و همکاران، ۲۰۱۱) هم‌خوانی نسبی دارد (فاصله زمانی بین گسست اسلب پالتوسن و کشش در ۴۵ میلیون سال پیش در حدود ۸ میلیون سال است). فرانسوا و همکاران (۲۰۱۴) در شبیه‌سازی عددی خود ضخامت ورق ایران در پالتوسن را ۱۰۰ کیلومتر در نظر گرفته و فرض کردند که در طی فرایند‌های ژئودینامیکی بعدی لیتوسفر ایران نازک شده است. چنانچه مانند مدل M7 ضخامت ورق ایران را زیاد در نظر بگیریم (۱۱۰ کیلومتر)، رویدادهای کششی به‌طور قابل ملاحظه‌ای دیرتر و در حدود ۱۵-۱۳ میلیون سال آغاز می‌شوند. به نظر می‌رسد که مدل‌های با ضخامت زیاد فاصله زمانی بین گسست اسلب اقیانوسی و کشش قاره‌ای را بیشتر از آنچه شواهد زمین‌شناسی نشان می‌دهند، پیش‌بینی می‌کنند. بنابراین و با در نظر گرفتن تمام عدم‌یقین‌ها و محدودیت‌هایی که در مدل‌های مکانیکی وجود دارد می‌توان با احتیاط گفت که نتایج مدل‌سازی ما نشان می‌دهد که لیتوسفر ایران در زمان پالتوزن ضخیم نبوده است.

## ۵ نتیجه‌گیری

در این تحقیق تحولات دگرشکلی ورق سوار قاره‌ای در هنگام فرورانش اقیانوسی-قاره‌ای بر مبنای پارامترهای

حرکت انتقالی ورق قاره‌ای بوده، مدت زمان یادشده برای آن ۱ میلیون سال است.

همچنین نتایج مدل‌سازی این تحقیق حاکی از آن است که بین پسروی درازگودال و شیب ورق رابطه معکوس وجود دارد. به طوری که هرچه ورق قاره‌ای صلب‌تر رفتار نماید، ورق فرورانده پسروی کمتری دارد و شیب آن نیز بیشتر خواهد شد.

ورق ایران در دوران پالتوزن در طی مدت کوتاه ۵ میلیون ساله (از ۴۵ تا ۴۰ میلیون سال پیش) کشش توزیع یافته‌ای را تجربه کرد. آگار و همکاران (۲۰۱۱) بر اساس این شواهد یک سناریوی ژئودینامیکی طراحی کرده و کشش را به فرورانش مجدد اقیانوس نتوتیس به زیر ورق ایران پس از گسست ورق و وقفه در همگرایی نسبت دادند. مدل‌سازی‌های ما نشان دادند که کشش تمرکز یافته در مدت زمانی چند میلیون ساله پس از آغاز فرورانش با کلبرد ترکیبی مناسب از ویژگی‌های رئولوژیکی لیتوسفر قاره‌ای دست‌یافتنی است. با توجه به نتایج مدل‌سازی، به نظر می‌رسد برای رخداد تغییر شکل کششی موضعی، فارغ از مقدار ضخامت آن، ورق باید دارای رئولوژی ضعیف باشد. پارامترهای رئولوژیکی به‌کاررفته در مدل‌های M5، M6 و M7 که کشش موضعی را با موفقیت تولید کرده‌اند، در بازه مقادیر قابل قبول برای لیتوسفر قاره‌ای هستند. بنابراین، می‌توان نتیجه‌گیری کرد که از نظر دینامیکی این مدل‌ها فرایندهای تغییرشکلی را به‌صورتی نزدیک به واقعیت شبیه‌سازی کرده‌اند. در خصوص نازک یا ضخیم بودن لیتوسفر ایران در پالتوزن، مدل‌های ما چیزی را مستقیماً پیش‌بینی نمی‌کنند. همان‌طور که دیده شد، کشش متمرکز در ورق ضخیم و نازک هر دو امکان‌پذیر است. آنچه در دینامیک جریان تأثیر بزرگ‌تری دارد استحکام پوسته و لیتوسفر قاره‌ای در برابر نیروهای کشش است. ضعیف بودن لیتوسفر باعث کاهش جفت‌شدگی دو ورق همگرا شده و

- plateau subduction. *Earth and Planetary Science Letters*, **363**, 34–43.
- Caristan, Y. D., 1980, High temperature mechanical behavior of Maryland diabase, Doctoral Dissertation, Mass. Inst. of Technol. Cambridge, Mass.
- Cerpa, N. G., Guillaume, B. and Martinod, J., 2018, The interplay between overriding plate kinematics, slab dip and tectonics. *Geophysical Journal International*, **215**, 1789–1802.
- Connolly, J. A. D., 2005, Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth and Planetary Science Letters*, **236**, 524–541.
- Conrad, C. P. and Hager, B. H., 1999, Effects of plate bending and fault strength at subduction zones on plate dynamics. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, **104**, 17551–17571.
- De Capitani, C., 1994, Gleichgewichts-Phasendiagramme: Theorie und Software. Beihefte zum Eur. J. Mineral., 72, 48.
- Ficini, E., Dal Zilio, L., Doglioni, C. and Gerya, T. V., 2017, Horizontal mantle flow controls subduction dynamics. *Scientific Reports*, **7**, 1–7.
- Francois, T., Burov, E., Agard, P. and Meyer, B., 2014, Buildup of a dynamically supported orogenic plateau: Numerical modeling of the Zagros/Central Iran case study. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **15**, 2632–2654.
- Goetze, C. and Evans, B., 1979, Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, **59**, 463–478.
- Hansen, F. D. and Carter, N. L., 1983, Semibrittle creep of dry and wet westerly granite at 1000 MPa. The 24th U.S. Symposium on Rock Mechanics (USRMS), Am. Rock Mech. Assoc., College Station, Tex.
- Heuret, A. and Lallemand, S., 2005, Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation. *Physics of Earth and Planetary Interiors*, **149**, 31–51.
- Holt, A. F., Becker, T. W. and Buffett, B. A., 2015, Trench migration and overriding plate stress in dynamic subduction models. *Geophysical Journal International*, **201**, 172–192.
- Husson, L., 2012, Trench migration and upper plate strain over a convecting mantle. *Physics of Earth and Planetary Interiors*, **201**, 172–192.
- نتایج رئولوژیکی و ضخامت آن شبه‌سازی شده است. شبه‌سازی حاکی از این است که پسروی درازگودال اقیانوسی در اثر نیروی شناوری منفی آن نقش مهمی در تحولات رژیم تنشی در منطقه فرورانش دارد. پسروی درازگودال موجب تغییر تنش از فشارشی به کششی می‌شود. در مرحله‌ای معین این تنش کششی به صورت موضعی در بالای منطقه فرورانش متمرکز می‌شود. چنانچه ورق قاره‌ای دارای رئولوژی ضعیفی باشد، این رژیم تنش به نازک شدن پوسته و گوشته لیتوسفری منجر شود. مقدار این نازک‌شدگی، بسته به رئولوژی و ضخامت ورقه قاره‌ای، بازه وسیعی از تحولات زمین‌شناسی را در بر می‌گیرد: از نازک‌شدگی ناچیز پوسته و تشکیل حوضه‌های کششی محلی تا جدایش لبه قاره و تشکیل حوضه اقیانوسی. زمان وقوع کشش و مدت‌زمان آن نیز وابسته به ضخامت ورق است. بر اساس این سناریو و شبه‌سازی‌های این تحقیق یک کشش کوتاه‌مدت در ۸ میلیون سال پس از آغاز فرورانش قابل دست‌یابی است.

### تشکر و قدردانی

نویسندگان از دو داور ناشناس محترم به خاطر نظرات انتقادی مثبت و راه‌گشا و همچنین سردبیر محترم مجله تشکر می‌کنند.

### منابع

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011, Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, **148**, 692–725.
- Alsaif, M., Garel, F., Gueydan, F. and Davies, R., 2020, Upper plate deformation and trench retreat modulated by subduction-driven shallow asthenospheric flows. *Earth and Planetary Science Letters*, **532**, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.116013>.
- Arrial, P. A., Billen, M. L., 2013, Influence of geometry and eclogitization on oceanic

- Pelletier, B., Roach, M. and Fournier, M., 2015, Propagation of back-arc extension into the arc lithosphere in the southern New Hebrides volcanic arc. *Geochemistry Geophysics Geosystems.*, **16**, 3142–3159.
- Rabiee, A., Rossetti, F. and Asahara, Y., 2020, Long-lived, Eocene-Miocene stationary magmatism in NW Iran along a transform plate boundary, *Gondwana Research*, 10.1016/j.gr.2020.03.014.
- Ranalli, G., 1995, *Rheology of the Earth*, Chapman & Hall, London.
- Rodríguez-González, J., Negredo, A. M., Billen, M. I., 2012, The role of the overriding plate thermal state on slab dip variability and on the occurrence of flat subduction. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **13**, 1–21.
- Royden, L. H., Husson, L., 2009, In: *Subduction Zone Geodynamics*, pp.35–45.
- Shea, W. T., Kronenberg, A. K., 1992, Rheology and deformation mechanisms of an isotropic mica schist. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 15,201–15,237.
- Torsvik, T. H. and Cocks L. R. M., 2017, *Earth History and Palaeogeography*. Cambridge University Press, Cambridge
- Uyeda, S., Kanamori, H., 1979, Back-arc opening and the mode of subduction. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, **84**, 1049–1061.
- Verdel, C., Wernicke, B. P., Ramezani, J., Hassanzadeh, J., Renne, P. R. and Spell, T. L., 2007, Geology and thermochronology of Tertiary Cordilleran-style metamorphic core complexes in the Saghand region of central Iran. *Geological Society of America Bulletin*, **119**, 961-971.
- Verdel, C., Wernicke, B. P., Hassanzadeh, J. and Guest, B., 2011, A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics*, **30**, <https://doi.org/10.1029/2010TC002809>.
- Yamato, P., Husson, L., Braun, J., Loiselet, C. and Thieulot, C., 2009, Influence of surrounding plates on 3D subduction dynamics. *Geophysical Research Letters*, **36**, 1–5.
- of Earth and Planetary Interiors, **212–213**, 32–43.
- Jolivet, L., Menant. A. Clerc, C., Sternai, P., Bellahsen, N., Leroy, S., Pik, R., Stab, M., Faccenna, C. and Gorni, C., 2018, Extensional crustal tectonics and crust-mantle coupling, a view from the geological record. *Earth-Science Reviews*, **185**, 1187–1209.
- Karato, S. and H. Jung., 2003, Effects of pressure on high-temperature dislocation creep in olivine, *Philosophical Magazine*, **83**, 401–414.
- Lallemand, S., Heuret, A., Faccenna, C. and Funicello, F., 2008, Subduction dynamics as revealed by trench migration. *Tectonics* **27**, 1–15.
- Le Pourhiet, L., May, D.A., Huille, L., Watremez, L. and Leroy, S., 2017, A genetic link between transform and hyper-extended margins. *Earth and Planetary Science Letters*, **1–4**, 57-70.
- Liu, L., Gurnis, M., Seton, M., Saleeby, J., Müller, R. D. and Jackson, J. M., 2010, The role of oceanic plateau subduction in the Laramide orogeny. *Nature Geoscience*, **3**, 353–357.
- May, D. A., Brown, J. and Le Pourhiet, L., 2014, pTatin3D: high-performance methods for longterm lithospheric dynamics. *Proceeding SC'14 Proceedings of the International Conference for High Performance Computing, Networking, Storage and Analysis*: pp. 274–284.
- May, D. A., Brown, J., LePourhiet, L., 2015, A scalable, matrix-free multigrid preconditioner for finite element discretizations of heterogeneous Stokes flow. *Computational Methods in Applied Mechanical Engineering*, **290**, 496–523.
- Mouthereau, F., Lacombe, O. and Verges, J., 2012, Building the Zagros collisional orogen: Timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence. *Tectonophysics*, **532**, 27–60.
- Nakakuki, T. and Mura, E., 2013, Dynamics of slab rollback and induced back-arc basin formation. *Earth and Planetary Science Letters*, **361**, 287–297.
- Patriat, M., Collot, J., Danyushevsky, L., Fabre, M., Meffre, S., Falloon, T., Rouillard, P.,

## Investigation of the effect of rheology on the upper plate deformation in subduction systems via numerical simulation: Insight into the Eocene Neothetys subduction in Iran

Reza Dousti<sup>1</sup>, Farhad Sobouti<sup>2\*</sup>, Laetitia Le Pourhiet<sup>3</sup> and Philippe Agard<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Assistant Professor, Department of Geodesy and Geomatics, University of Zanjan, Zanjan, Iran

<sup>2</sup> Associate Professor, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran,

<sup>3</sup> Professor, IStEParis, Sorbonne Université, Paris, France

<sup>4</sup> Professor, IStEParis, Sorbonne Université, Paris, France

(Received: 22 February 2022, Accepted: 03 June 2022)

### Summary

The aim of this study is to simulate stress variations and deformation of the continental plate in the subduction process. The main concept considered is that trench retreat during the subduction process can lead to the creation of an extensional stress regime in the overriding continental plate, and subsequent extension tectonics, and the thinning of the continental crust. The Iranian plate experienced distributed extension in the Eocene. One of the scenarios regarding this event considers the roll-back of the Neo-Tethys slab at that time as the cause of the extensional stress regime. Through numerical simulations to solve the conservation equations governing the flow and deformation in the crust and mantle, the role of rheology, thickness and age of the continental plate in the above-mentioned developments have been investigated. The results show that trench retreat can occur for a large range of physical parameters. Prolonged trench retreat can lead to a localized extensional tectonic regime near the edge of the continental plate above the subduction zone, 7 to 12 million years after the initiation of subduction. For a lithosphere with strong rheology, this tectonic regime results in negligible thinning, too small to be observable in the geological record. In contrast, for weaker continental plate, as well as a thin lithosphere, a wide-range of extensional deformations can occur, some of them comparable in terms of amplitude and time-scale with the events of the Eocene in central Iran.

**Keywords:** Numerical modeling, subduction, rheology, continental lithosphere, extensional deformation, trench retreat