

توسعه مدل توزیع دما و شار گرمایی در یک مقطع عمقی چندلایه با در نظر گرفتن مؤلفه‌های تولید گرما و رسانش گرمایی

سیدهانی متولی عنبران^{۱*}، و وحید انتظارسعادت^۲

^۱ استادیار، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران
^۲ کارشناسی ارشد، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۹/۲۳، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۸/۲۳)

چکیده

بخش قابل توجهی از گرمای مشاهده شده در سطح زمین، در مرکز زمین تولید می‌شود و بخشی دیگر نیز حاصل واپاشی مواد پرتوزا در پوسته است. این گرما با روش‌های هدایت و همرفت، به سطح زمین منتقل می‌شود.

دانستن شیب حرارتی زمین می‌تواند در برآورد میزان بلوغ و دگرگونی مواد آلی هیدروکربن‌زا و برآورد سن نسبی هیدروکربن‌زایی سنگ منشأ مفید باشد. اهمیت محاسبه توزیع دما و شار گرمایی در زمین آنجا مشخص‌تر می‌شود که می‌توان این اطلاعات را به سایر پارامترهای فیزیکی زمین نظیر چگالی، سرعت امواج لرزه‌ای، خواص شیمیایی و ذوب بخشی تبدیل کرد و از آنها برای مدل‌سازی دقیق‌تر ناهنجاری‌ها و لایه‌بندی‌های زیرسطحی استفاده کرد. شناخت اولیه زمین‌گرمایی می‌تواند در صنعت اکتشاف و تولید نفت و گاز به‌ویژه در طراحی ترکیب گل حفاری، سیمان، ابزارهای لاستیکی درون‌چاهی، به‌کارگیری ابزارهای نمودارگیری و دستگاه‌های الکترونیکی درون‌چاهی و طراحی لوله‌های حفاری به‌کار گرفته شود.

در این مطالعه، معادله‌ای توسعه داده شده است که نحوه توزیع دما و شار گرمایی را برای یک مقطع عمقی با تعداد لایه دلخواه حساب می‌کند. هر لایه، تولید گرما و رسانش گرمایی مختص به خود را دارد. شرایط مرزی برای این محاسبه، انتقال گرما در راستای قائم و صرف نظر کردن از انتقال جانبی گرما و معین بودن دمای کف پایین‌ترین لایه و سطح بالاترین لایه است که در حالت واقعی (زمین) معمولاً دمای کف سنگ‌کره و دمای سطح زمین در نظر گرفته می‌شود. برای راستی‌آزمایی، این معادله در محیط برنامه‌نویسی متلب توسعه داده شده و نحوه توزیع شار گرمایی و دما برای مدل‌های مصنوعی محاسبه شده است.

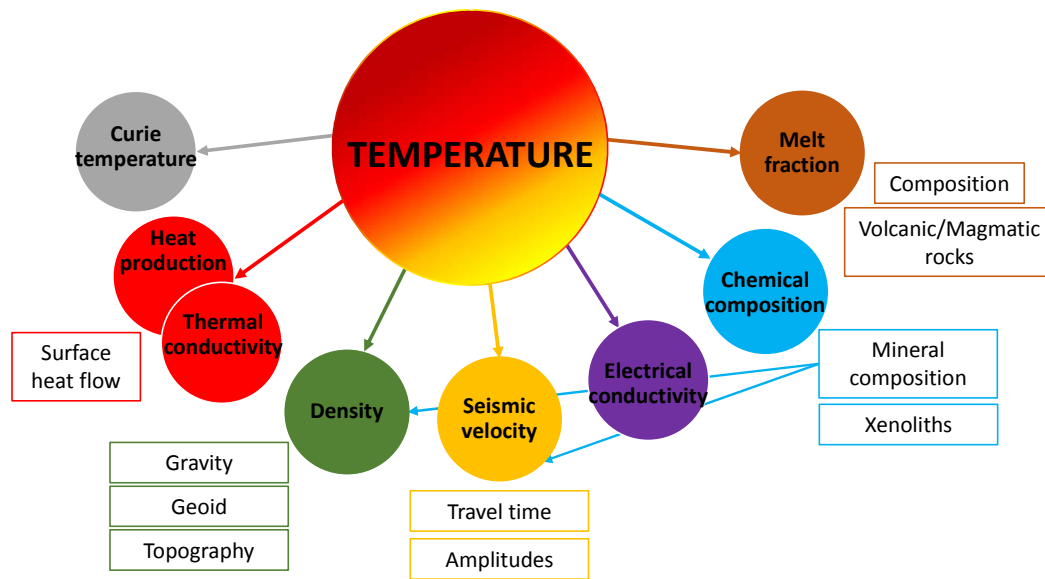
واژه‌های کلیدی: توزیع دما، توزیع شار گرمایی، رسانش گرمایی، تولید گرما، مدل دوبعدی چندلایه

۱ مقدمه

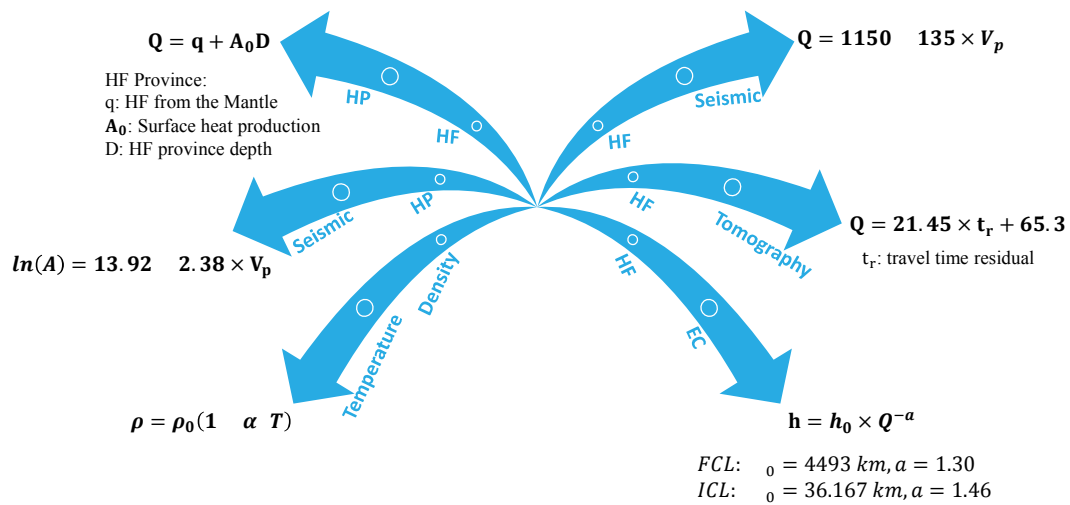
در قرن ۱۸ میلادی مشاهده شد که دما در معادن و غارها با افزایش عمق افزایش می‌یابد. مقدار معمول افزایش دما حدود ۲۰ تا ۳۰ درجه کلون به‌ازای هر کیلومتر است. دماهای اندازه‌گیری شده در معادن و غارها، تخمینی از مقدار گرادیان دما در نزدیک سطح در اختیار قرار می‌دهند؛ اما برای دستیابی به ساختار دمایی حالت پایه و نیز دوری از تأثیر تغییرات آب‌وهوا بر دما، باید چاه‌هایی به عمق حداقل ۳۰۰ متر حفر شوند. دما را می‌توان با سایر خصوصیات زمین نظیر رسانش گرمایی، تولید گرما، چگالی، سرعت امواج لرزه‌ای، رسانش الکتریکی، دمای کوری، خواص شیمیایی و ذوب بخشی در ارتباط دانست (متولی عنبران و همکاران، ۲۰۱۱ و ۲۰۱۳؛ انتظار سعادت و همکاران، ۲۰۱۷؛ زین و همکاران، ۲۰۰۵ و آفونسو و همکاران، ۲۰۱۶) (شکل ۱ و شکل ۲)؛ لذا از محاسبات دمایی می‌توان به‌عنوان پلی بین پارامترهای مختلف ژئوفیزیکی بهره برد و بین شاخه‌های مختلف ژئوفیزیک ارتباط برقرار کرد. در نبود دما، بیان ارتباط بین این پارامترها بسیار پیچیده‌تر و در مواردی غیرممکن است. در نتیجه، محاسبات دمایی امکان مدل‌سازی زمین را به‌صورت تلفیقی مهیا می‌کند و سبب مدل‌سازی واقعیت زمین با دقت زیاد و کاستن عدم قطعیت می‌شود.

تکتونیک صفحه‌ای چارچوبی کلی برای فهم نحوه توزیع فعالیت‌های لرزه‌ای، آتشفشانی و کوه‌زایی فراهم می‌کند. این پدیده‌ها بیشتر وابسته به برهم‌کنش‌های بین صفحه‌ای در مرز صفحات هستند. سازوکار اصلی عامل تکتونیک صفحه‌ای باید انرژی لازم را برای وقوع زمین‌لرزه، آتشفشان و کوه‌زایی تأمین کند. تنها منبع انرژی که بزرگی مناسبی برای تأمین انرژی این پدیده‌ها دارد، گرمایی است که از درون زمین می‌آید. منشأ اصلی گرمایی که در سطح زمین مشاهده می‌شود، گرمای درون زمین است که از هنگام تشکیل زمین در آن نهفته است و به‌تدریج به سطح می‌آید و خارج می‌شود و نیز گرمای

تولید شده ناشی از واپاشی مواد رادیواکتیو مانند توریم، پتاسیم و اورانیوم است که در پوسته زمین و در اعماق ۲۰ تا ۴۰ کیلومتری با درصد زیادی وجود دارند. مقدار انرژی مربوط به زمین‌لرزه، آتشفشان و کوه‌زایی در حدود یک درصد شار گرمایی سطحی است. شار گرمایی در واقع حرکت گرما (انرژی) از نقاط داخلی زمین به طرف سطح است (تورکات و شویرت، ۲۰۱۴). علاوه بر موارد بیان شده، شار گرمایی و نحوه توزیع دما، در عملیات اکتشاف و تولید نفت و گاز نیز حائز اهمیت است. فرایندی که سنگ منشأ را قادر می‌سازد تا نفت یا گاز تولید کند، ارتباط تنگاتنگی با فشار و دما دارد. سنگ منشأ در زمان آغاز پختگی، شروع به تولید هیدروکربن می‌کند. دما یکی از پارامترهای اساسی در میزان تولید نفت و گاز سنگ منشأ است؛ در دماهای تقریباً بیشتر از ۱۰۰ درجه، تنها گاز در سنگ منشأ تولید می‌شود. دما عامل تعیین‌کننده در شناسایی محل پنجره نفتی و گازی نیز هست؛ ممکن است تغییرات دمایی تا ۲۰ درجه در سطح زمین، عمق پنجره نفتی را تا ۶۰۰ متر جابه‌جا کند. شناخت سامانه حرارتی حاکم بر منطقه و تغییرات زمانی آن موجب می‌شود تا شناخت بهتری از زمان تولید هیدروکربن، جدایش از سنگ منشأ، مهاجرت و تحلیل سازوکارهای به تله افتادن داشته باشیم. شیب زمین گرمایی، میزان افزایش گرمای درون زمین را برحسب عمق مشخص می‌کند. شناخت زمین‌گرمایی می‌تواند در طراحی ترکیب گل حفاری، سیمان، ابزارهای لاستیکی درون‌چاهی، به‌کارگیری ابزارهای نمودارگیری و دستگاه‌های الکترونیکی درون‌چاهی و طراحی لوله‌های حفاری به‌کار گرفته‌شود (مطیعی، ۱۳۷۴). مقدار شار گرمایی برای نقاط مختلف زمین متفاوت است و همان‌طور که در شکل ۳ مشاهده می‌شود، پشته‌های اقیانوسی و آتشفشان‌ها بیشترین مقدار و حوزه‌های پیش‌کمان، کمترین مقدار شار گرمایی را دارند. مقدار میانگین شار گرمایی برای زمین حدود ۷۰-۶۰ میلی‌وات بر مترمربع است (آلن و آلن، ۲۰۱۳).



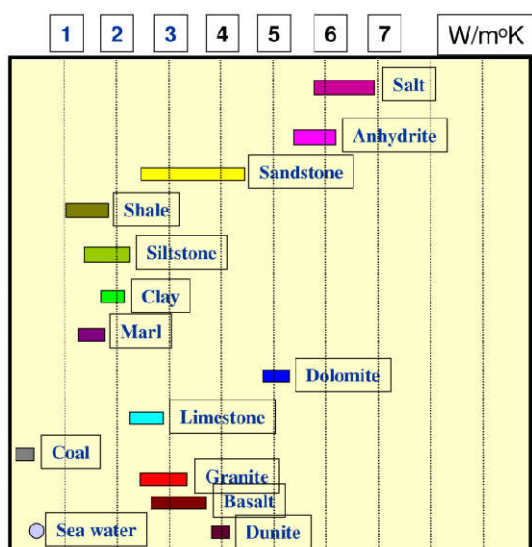
شکل ۱. طرح کلی ارتباط دما با سایر خصوصیات ژئوفیزیکی و زمین‌شناسی زمین.



شکل ۲. طرح کلی نمایش روابط ریاضی بین دما و سایر خصوصیات ژئوفیزیکی و زمین‌شناسی زمین. HP یا A، تولید گرما؛ HF یا Q، شار گرمایی؛ ΔT تغییرات دما؛ α ضریب پخش گرمایی؛ ρ چگالی و ρ_0 چگالی اولیه است. V_p ، سرعت امواج P؛ EC، رسانش الکتریکی؛ FCL، لایه رسانش اول و JCL، لایه رسانش میانی است.

گرما با سه روش هدایت، همرفت و تابش منتقل می‌شود که دو روش هدایت و همرفت برای انتقال گرمای زمین اهمیت بیشتری دارند. توزیع دما در پوسته و سنگ کره قاره‌ای و اقیانوسی بیشتر از راه هدایت انجام

شار گرمایی حاشیه صفحات و دیگر مناطقی که در آنها آتشفشان رخ می‌دهد، بیشتر از مقدار میانگین است. شار گرمایی زیاد می‌تواند ناشی از سنگ کره نازک یا حرکت و بالا آمدن ماگما از درون سنگ کره نسبتاً ضخیم باشد.



شکل ۴. مقدار رسانش گرمایی برای سنگ‌های مختلف (آلن و آلن، ۲۰۱۳).

۲ نظریه و روش تحقیق

رابطه اصلی برای انتقال گرما با روش هدایت، قانون فوریه است که در واقع بیان می‌کند مقدار شار گرمایی در یک نقطه، متناسب است با گرادیان دما در همان نقطه. قانون فوریه در یک بعد به صورت زیر بیان می‌شود:

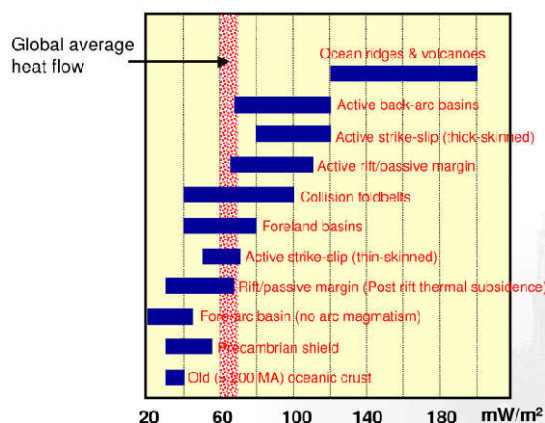
$$q = -k \frac{dT}{dz}, \quad (1)$$

که k ضریب رسانش گرمایی و z راستای تغییرات دما است. علامت منفی در رابطه (۱) نشان‌دهنده این موضوع است که جهت شار گرمایی در راستای کاهش دما است.

حال حالتی را در نظر می‌گیریم که گرما فقط در یک بعد و در راستای قائم حرکت می‌کند و هیچ تغییرات زمانی در دما و شار گرمایی (حالت پایه) وجود ندارد. رابطه اصلی تئوری انتقال گرما با روش هدایت، یک بیان ریاضی از قانون بقای انرژی است. این رابطه از راه زیر به دست می‌آید:

تخته‌ای را در نظر بگیرید که ضخامت ناچیز δz دارد. مقدار شار گرمایی خالص خارج شده از تخته برابر

می‌شود. در گوشه پایینی، نحوه توزیع دما و انتقال گرما به فرایند همرفت بستگی دارد. همرفت ناشی از چرخش آب در سنگ‌های بازالتی پوسته به‌ویژه در نزدیکی پشته‌ها نیز می‌تواند عامل مهمی در انتقال گرما باشد.



شکل ۳. مقدار شار گرمایی و میانگین آن برای نقاط مختلف زمین (آلن و آلن، ۲۰۱۳).

شار گرمایی و نحوه توزیع دما با دو پارامتر مهم تولید گرما و رسانش گرمایی در ارتباط است (شکل ۴). رسانش گرمایی (W/m^2K) در واقع توانایی جسم برای عبور دادن گرما از خود با فرایند هدایت است و هرچه مقدار آن بیشتر باشد، انتقال گرما نیز بیشتر است و در نتیجه، اختلاف دمای دو سر جسم، در مسیر حرکت گرما، کمتر خواهد بود. با افزایش رسانش گرمایی، مقدار شار گرمایی سطحی افزایش خواهد یافت. شار گرمایی به صورت نظام‌مند در نواحی قاره‌ای پایدار، با افزایش سن سنگ‌های پوسته کاهش می‌یابد. به همین ترتیب، فراوانی ایزوتوپ‌های رادیواکتیو در سنگ‌های سطحی نیز با گذشت زمان کاهش می‌یابد؛ لذا می‌توان نتیجه گرفت که کاهش شار گرمایی با گذشت زمان در نواحی قاره‌ای پایدار به دلیل کاهش فراوانی ایزوتوپ‌های تولید گرماست.

$$-k \frac{d^2 T}{dz^2} = A \quad \& \quad A = -\frac{dq}{dz}, \quad (۴)$$

که $A (W/m^3)$ تولید گرما است. با استفاده از شرایط مرزی و انتگرال گیری می‌توان به رابطه‌ای بر حسب دما و z رسید. مقدار دما و شار گرمایی در سطح ($z=0$) را به ترتیب برابر T_0 و q_0 در نظر می‌گیریم. با انتگرال گیری از معادله (۴) داریم:

$$Az = -k \frac{dT}{dz} + c_1, \quad (۵)$$

که اگر $z=0$ باشد، مقدار $c_1 = q_0$ به دست می‌آید و در نتیجه رابطه به صورت زیر تبدیل می‌شود:

$$Az = -k \frac{dT}{dz} + q_0, \quad (۶)$$

با انتگرال گیری دوباره از رابطه (۶) رابطه زیر حاصل می‌شود:

$$A \frac{z^2}{2} = -kT + q_0 z + c_2, \quad (۷)$$

در $z=0$ مقدار $c_2 = kT_0$ به دست می‌آید و رابطه (۷) به صورت زیر می‌شود:

$$T = T_0 + \frac{q_0}{k} z - \frac{A}{2k} z^2. \quad (۸)$$

به کمک رابطه (۸) که برای یک تخته صادق است، می‌توان دمای نقاط مختلف تخته را با دانستن مقدار دما و شار گرمایی در سطح $z=0$ به دست آورد.

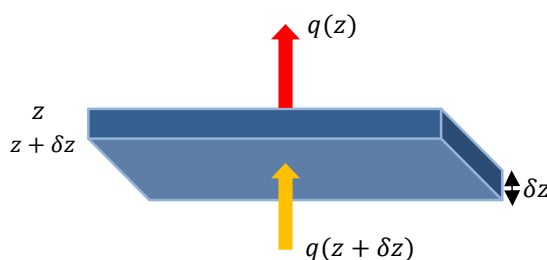
هم‌اکنون حالتی را در نظر می‌گیریم که تعداد نامحدودی تخته با رسانش گرمایی و تولید گرمای متفاوت روی همدیگر قرار گرفته‌اند و دمای سطح بالاترین تخته و دمای کف پایین‌ترین تخته معلوم است (شکل ۶) و می‌خواهیم توزیع دمایی و توزیع شار گرمایی را در این لایه‌ها به دست آوریم.

از آنجایی که مقدار δz بسیار ناچیز است، می‌توان $q(z+\delta z)$ را با استفاده از سری تیلور بسط داد (تورکات و شوپرت، ۲۰۱۴):

$$q(z+\delta z) = q(z) + \delta z \frac{dq}{dz} + \dots, \quad (۲)$$

در نتیجه می‌توان نوشت:

$$\begin{aligned} q(z) - q(z+\delta z) &\cong -\delta z \frac{dq}{dz} \\ &= -\delta z \frac{d}{dz} \left[k \left(\frac{dT}{dz} \right) \right] = -\delta z \left[k \left(\frac{d^2 T}{dz^2} \right) \right], \end{aligned} \quad (۳)$$



شکل ۵. طرح کلی عبور شار گرمایی از تخته‌ای با ضخامت ناچیز.

برای رسیدن به رابطه (۳)، از رابطه (۱) (قانون فوریه) استفاده شده و رسانش گرمایی نیز ثابت فرض شده است. چون شار گرمایی در خلاف جهت مثبت z در نظر گرفته شده است، در رابطه بالا علامت q مثبت است. طرف راست معادله (۳) مقدار شار گرمایی خالصی است که از یک تخته به ضخامت δz خارج می‌شود و فقط وقتی صفر است که تغییرات دما با عمق خطی باشد. اگر شار گرمایی خارج شده از تخته صفر نباشد، این شار گرمایی می‌بایست در حالت پایه با گرمای تولید شده در داخل تخته تأمین شده باشد؛ یعنی در واقع تولید گرما باعث می‌شود تغییرات دما با عمق از حالت خطی خارج شود. در نتیجه داریم:

$$T_3 = T_0 + \frac{q_0}{k_1}d_1 - \frac{A_1}{2k_1}d_1^2 + \frac{q_0 - A_1d_1}{k_2}d_2 - \frac{A_2}{2k_2}d_2^2 + \frac{q_0 - A_1d_1 - A_2d_2}{k_3}d_3 - \frac{A_3}{2k_3}d_3^2 \quad (۱۳)$$

$$\& \quad q_3 = q_0 - A_1d_1 - A_2d_2 - A_3d_3 \quad ,$$

با تعمیم روابط (۱۰) تا (۱۳) به فرمول جامع زیر می‌رسیم:

$$q_0 = \frac{(T_n - T_0) + \sum_{i=1}^n \frac{A_i}{2k_i}d_i^2 + \sum_{i=2}^n \left(\frac{d_i}{k_i} \sum_{j=1}^{i-1} A_j d_j \right)}{\sum_{i=1}^n \frac{d_i}{K_i}} \quad , \quad (۱۴)$$

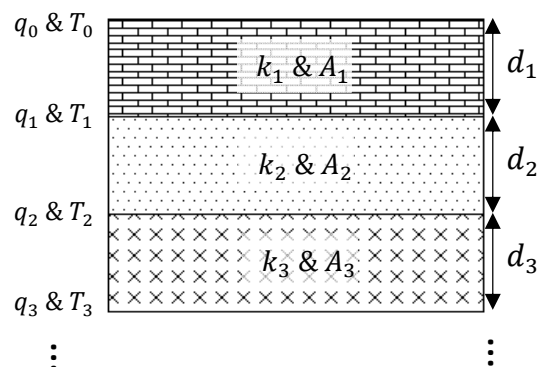
$$T_n = T_0 + q_0 \sum_{i=1}^n \frac{d_i}{K_i} - \sum_{i=1}^n \frac{A_i}{2K_i}d_i^2 - \sum_{i=2}^n \left(\frac{d_i}{K_i} \sum_{j=1}^{i-1} A_j d_j \right) \quad , \quad (۱۵)$$

$$q_n = q_0 - \sum_{i=1}^n A_i d_i \quad , \quad (۱۶)$$

که T_n دمای کف پایین‌ترین لایه یا دمای داخل لایه‌هاست. T_0 دمای سطح، n تعداد لایه‌ها و d ضخامت هر لایه است. می‌توان با استفاده از معادله (۱۴) و برابر قرار دادن T_n با دمای کف پایین‌ترین لایه، مقدار q_0 یا شار گرمایی سطحی را محاسبه و با دانستن q_0 ، مقدار دما در هر لایه یا نحوه توزیع دما را با استفاده از معادله (۱۵) حساب کرد. همچنین می‌توان با استفاده از معادله (۱۶)، نحوه توزیع شار گرمایی را به دست آورد.

۳ بحث و بررسی نتایج

در این مطالعه، معادلات (۱۴)، (۱۵) و (۱۶) در محیط برنامه‌نویسی متلب به صورت کد برنامه‌نویسی پیاده‌سازی شد. ابتدا مدل ساده سه لایه افقی در نظر گرفته می‌شود که ضخامت هر لایه ۵ متر است. با تغییر رسانش گرمایی و



شکل ۶. طرح کلی یک مقطع چندلایه که هر لایه شار گرمایی، تولید گرما و ضخامت متفاوتی دارد.

با استفاده از رابطه (۴) داریم:

$$A = -\frac{dq}{dz} \quad \text{if } z=0 \quad q - q_0 = -Adz \quad (۹)$$

$$\rightarrow q = q_0 - Adz \quad ,$$

و با استفاده از رابطه (۸) و (۹) و نیز با توجه به شکل ۶، برای لایه اول می‌توان چنین نوشت:

$$T_1 = T_0 + \frac{q_0}{k_1}d_1 - \frac{A_1}{2k_1}d_1^2 \quad (۱۰)$$

$$\& \quad q_1 = q_0 - A_1d_1 \quad ,$$

برای لایه دوم نیز داریم:

$$T_2 = T_1 + \frac{q_1}{k_2}d_2 - \frac{A_2}{2k_2}d_2^2 \quad (۱۱)$$

$$\& \quad q_2 = q_1 - A_2d_2 \quad ,$$

با جایگذاری رابطه (۱۰) در رابطه (۱۱) به رابطه زیر می‌رسیم:

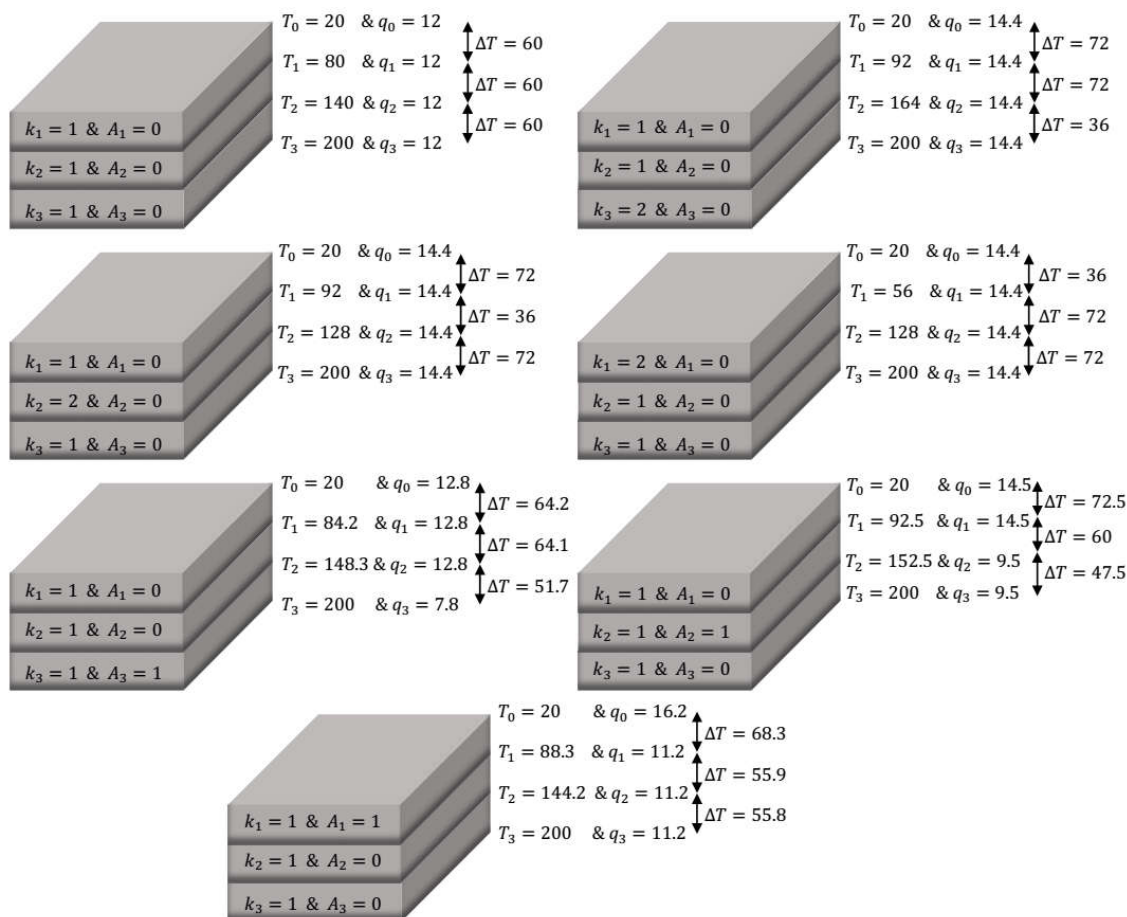
$$T_2 = T_0 + \frac{q_0}{k_1}d_1 - \frac{A_1}{2k_1}d_1^2 + \frac{q_0 - A_1d_1}{k_2}d_2 - \frac{A_2}{2k_2}d_2^2 \quad (۱۲)$$

$$\& \quad q_2 = q_0 - A_1d_1 - A_2d_2 \quad ,$$

و در نهایت به همین ترتیب می‌توان برای لایه سوم رابطه زیر را نوشت:

اختلاف دمای بالا و پایین آن لایه کمتر می‌شود و دو لایه دیگر به همان نسبت دمای بیشتری خواهند داشت. با افزایش رسانش گرمایی در یک لایه، بدون توجه به اینکه رسانش گرمایی کدام لایه افزایش یافته است، شار گرمایی بیشتر می‌شود. با زیاد شدن تولید گرما در یک لایه، شار گرمایی لایه‌های بالایی آن نسبت به حالتی که تولید گرما وجود ندارد، بیشتر می‌شود.

تولید گرما، نحوه تغییر توزیع دما و شار گرمایی بررسی می‌شود. مشخصات مدل مصنوعی به کاررفته و نتایج نحوه توزیع دما و شار گرمایی در شکل ۷ قرار داده شده است. دمای سطح بالاترین لایه، ۲۰ درجه سانتی‌گراد و دمای کف پایین‌ترین لایه، ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد فرض می‌شود. همان‌طور که در شکل ۷ مشاهده می‌شود، در صورت نبود تولید گرما، شار گرمایی در لایه‌ها و مرز آنها مقدار ثابتی دارد. با افزایش رسانش گرمایی در یک لایه،



شکل ۷. مدل سه لایه افقی ساده. ضخامت هر لایه ۵ متر است. رسانش گرمایی (W/m^2K) و تولید گرما (W/m^3) برای هر لایه تعریف شده است. دمای سطح بالاترین لایه، ۲۰ درجه سانتی‌گراد و دمای کف پایین‌ترین لایه، ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد است. واحد شار گرمایی به دست آمده برای مرز لایه‌ها W/m^2 است.

پوسته و پایین ترین خط، نشان دهنده توزیع شار گرمایی در مرز سنگ کره - سست کره است. مطابق این شکل، به دلیل مقدار کم تولید گرما در گوشته (W/m^3 ۰/۰۲)، سهم کمی از شار گرمایی به گوشته نسبت داده شده است و بیشترین سهم به رسوبات و پوسته اختصاص دارد.

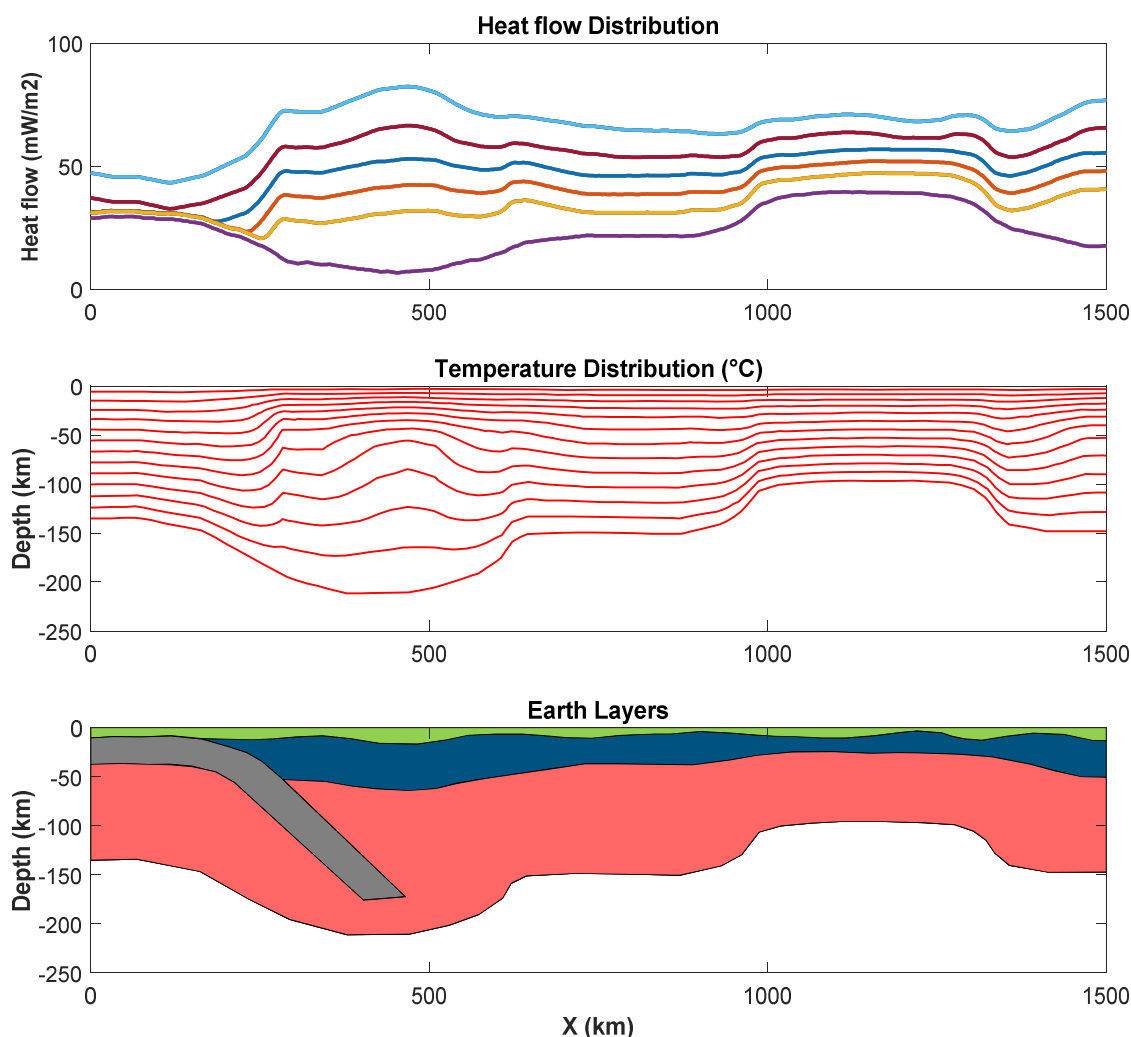
در شکل ۸، نحوه توزیع دمایی مدل نیز دیده می شود. پایین ترین مرز هم دما، مرز LAB با دمای ۱۳۳۰ درجه سانتی گراد و بالاترین لایه، سطح زمین با دمای ۲۰ درجه سانتی گراد است. با فاصله گرفتن از سطح زمین، خطوط هم دما از هم دور می شوند. خطوط هم دمای میانی، با فاصله ۱۰۰ درجه سانتی گراد نسبت به یکدیگر قرار گرفته اند؛ زیرا با افزایش عمق، رسانش گرمایی برای لایه های مدل افزایش می یابد (در واقعیت هم تقریباً به همین گونه است) و گرما باید مسافت زیادی را بپیماید تا دما ۱۰۰ درجه سانتی گراد تغییر کند. با دقیق شدن در منطقه فرورانش می توان مشاهده کرد که خطوط هم دما در نقاط عمیق گوشته نسبت به نقاط کم عمق تر فاصله بیشتری دارند و در منطقه نازک شدگی و دیگر مناطق، این خطوط در فاصله نسبتاً یکسانی از همدیگر قرار گرفته اند؛ لذا می توان نتیجه گرفت فرض تغییرات خطی دما و به موازات آن، تغییرات خطی چگالی، حداقل در مناطق فرورانش صادق نیست. وجود پوسته فرورونده در اعماق گوشته باعث ایجاد رژیم گرمایی پیچیده ای شده است و در صورتی که تباین مقادیر رسانش گرمایی و تولید گرما برای صفحه فرورونده نسبت به مواد زمینه (گوشته) زیادتر شود، این پیچیدگی بیشتر نیز می شود. بنابراین لزوم مدل سازی گرمایی برای مناطقی نظیر مناطق گفته شده دوجندان می شود.

در مدل مصنوعی دوم (شکل ۸)، سعی شده است تا آنجا که ممکن است یک منطقه فرورانش و یک نازک شدگی در سنگ کره، مشابه یک منطقه واقعی زمین شناسی (مدل فرورانش منطقه مکران) شبیه سازی شود. پایین ترین لایه، مرز سنگ کره - سست کره (LAB) با مرز هم دمای ۱۳۳۰ درجه سانتی گراد و بالاترین لایه با دمای ۲۰ درجه، سطح زمین است. این ساختارها به گونه ای هستند که در راستای جانبی و قائم تغییرات زیادی دارند و مدل سازی گرمایی آنها اطلاعات مهمی را در اختیار قرار می دهد. اطلاعات لایه های رسوبی، پوسته قاره ای، پوسته اقیانوسی در حال فرورانش و گوشته در جدول ۱ ارائه شده است.

جدول ۱. اطلاعات مدل مصنوعی شکل ۸

لایه	رسانش گرمایی ($W/m^{\circ}K$)	تولید گرما ($\mu W/m^3$)
رسوبات	۲	۱/۵
پوسته قاره ای	۲/۸	۱
پوسته اقیانوسی	۲/۲	۰/۲
گوشته	۳/۴	۰/۰۲

همان طور که مشاهده می شود، جهت افزایش شار گرمایی از پایین به بالاست. علت این امر، تولید گرما در لایه هاست. پایین ترین لایه، کمترین شار گرمایی و بالاترین لایه، بیشترین شار گرمایی (شار گرمایی سطحی) را دارد و در نتیجه، شار گرمایی سطحی بیشترین مقدار را در توزیع شار گرمایی داراست. شایان ذکر است که در شکل ۸، پنج خط بالایی نشان دهنده توزیع شار گرمایی در



شکل ۸. نحوه توزیع شار گرمایی (بالا) و دما (وسط) برای مدل مصنوعی شبه‌واقعی (پایین). مرز هم‌دمای پایین‌ترین لایه مدل، ۱۳۳۰ درجه سانتی‌گراد و مرز هم‌دمای بالاترین لایه، ۲۰ درجه سانتی‌گراد است. فاصله بین خطوط هم‌دمای میانی، ۱۰۰ درجه است. برای اطلاع از مشخصات لایه‌ها، به جدول ۱ مراجعه شود.

۳ نتیجه‌گیری

بر روش همرفت غلبه دارد؛ درحالی‌که رژیم گرمایی حاکم بر زیر این مرز، همرفت است. این اطلاعات و همچنین لایه‌ای بودن زمین، ما را بر آن داشت تا رابطه‌ای برای محاسبه توزیع دمایی و شار گرمایی در زمین به‌دست‌یآوریم. برای محاسبه این رابطه با استفاده از مطالعات تورکات و شوپرت (۲۰۱۴) و مدلی که آنها برای توزیع دمایی مدل یک لایه به‌دست‌آورده‌بودند، مدلی ارائه شد که برای چندین لایه بدون محدودیت قابلیت اجرا دارد. در این لایه‌ها خواصی نظیر تولید گرما و

اکثر تعاریفی که برای بیان مرز بین سنگ‌کره و سست‌کره (LAB) بیان می‌شوند، براساس آن دسته از خواص فیزیکی سنگ‌هاست که وابسته به دما است و با روش‌های غیرمستقیم ژئوفیزیکی اندازه‌گیری شده‌اند. از بین این تعاریف، سنگ‌کره گرمایی کم‌ابهام‌ترین تعریف است. در این تعریف مرز پایینی سنگ‌کره، یک سطح هم‌دمای ثابت با دمای تقریبی ۱۳۳۰ درجه سانتی‌گراد است. در سنگ‌کره گرمایی، گرما با روش هدایت منتقل می‌شود و

سیاسگزاری

نگارندگان از موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران که بخشی از هزینه‌های این تحقیق را از محل طرح پژوهشی به شماره ۳۰۲۵۰/۰۱/۰۶ تامین کرده است، کمال تشکر را دارند.

منابع

مطیعی، ه.، ۱۳۷۴، زمین شناسی نفت زاگرس، ۱، انتشارات سازمان زمین شناسی ایران.

Afonso, J. C., Rawlinson, N., Yang, Y., Schutt, D. L., Jones, A. G., Fullea, J., and Griffin, W. L., 2016, 3-D multiobservable probabilistic inversion for the compositional and thermal structure of the lithosphere and upper mantle: III. Thermochemical tomography in the Western-Central US: *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, **121**(10), 7337-7370.

Allen, P. A., and Allen, J. R., 2013, *Basin Analysis: Principles and Application to Petroleum Play Assessment*, John Wiley & Sons.

Entezar-Saadat, V., Motavalli-Anbaran, S. H., and Zeyen, H., 2017, Lithospheric structure of the Eastern Iranian plateau from integrated geophysical modeling: A transect from Makran to the Turan platform: *Journal of Asian Earth Sciences*, **138**, 357-366.

Motavalli-Anbaran, S. H., Zeyen, H., and Ardestani, V. E., 2013, 3D joint inversion modeling of the lithospheric density structure based on gravity, geoid and topography data—Application to the Alborz Mountains (Iran) and South Caspian Basin region: *Tectonophysics*, **586**, 192-205.

Motavalli-Anbaran, S. H., Zeyen, H., Brunet, M. F., and Ardestani, V. E., 2011, Crustal and lithospheric structure of the Alborz Mountains, Iran, and surrounding areas from integrated geophysical modeling: *Tectonics*, **30**(5).

Turcotte, D., and Schubert, G., 2014, *Geodynamics*, Cambridge University Press.

Zeyen, H., Ayarza, P., Fernández, M., and Rimi, A., 2005, Lithospheric structure under the western African-European plate boundary: A transect across the Atlas Mountains and the Gulf of Cadiz: *Tectonics*, **24**(2).

رسانش گرمایی در نظر گرفته شده و شرایط مرزی، دمای سطح بالاترین لایه و دمای کف پایین‌ترین لایه است. شرایط مرزی حاکم بر این معادلات، همان واقعیت زمین است و در آن از سطح هم‌دمای مرز سنگ‌کره-سست کره و دمای سطح زمین بهره گرفته شده است.

به منظور بررسی‌های بیشتر و نیز به دست آوردن نتایج سودمند، از مدلی مصنوعی استفاده شد که شباهت زیادی با ساختار سنگ‌کره دارد. در مدل مصنوعی به کاررفته، لایه‌های رسوبات، پوسته، پوسته اقیانوسی در حال فرورانش و گوشته وجود دارد. با استفاده از فرمول‌های به دست آمده از این مطالعه، نحوه توزیع دما و شار گرمایی در مدل مصنوعی محاسبه شد و نشان داده شد که عوارض پیچیده زمین‌شناسی، باعث تغییر نحوه توزیع دما و شار گرمایی در عمق‌های مختلف زمین می‌شوند.

با پی بردن به مقدار دما در نقاط مختلف زمین، می‌توان نمودار شار گرمایی را برای آن نقاط ترسیم کرد. شناخت زمین گرمایی می‌تواند در صنعت اکتشاف و تولید نفت و گاز بسیار مفید باشد و برای تعیین زمان بلوغ سنگ منشأ، عمق پنجره نفتی و گازی، مقدار نفت و گاز تولید شده در سنگ منشأ و نیز در طراحی ترکیب گل حفاری، سیمان، ابزارهای لاستیکی درون‌چاهی، به کارگیری ابزارهای نمودارگیری و دستگاه‌های الکترونیکی درون‌چاهی و طراحی لوله‌های حفاری به کار گرفته شود. از طرف دیگر، شیب حرارتی زمین می‌تواند در برآورد میزان دگرگونی مواد آلی هیدروکربن‌زا و برآورد سن نسبی هیدروکربن‌زایی سنگ منشأ مفید باشد. اهمیت محاسبه توزیع دما و شار گرمایی در زمین آنجا مشخص‌تر می‌شود که می‌توان این اطلاعات را به سایر اطلاعات ژئوفیزیکی نظیر چگالی، سرعت امواج لرزه‌ای، رسانش الکتریکی، عمق کوری، خواص شیمیایی و ذوب بخشی تبدیل کرد و از آنها برای مدل‌سازی دقیق‌تر زمین استفاده کرد.

Development of temperature and heat flow distribution model for a multi-layer depth section by taking heat production and thermal conductivity parameters into account

Seyed-Hani Motavalli-Anbaran^{1*}, and Vahid Entezar-Saadat²

¹Assistant Professor, Department of Earth Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

²M. Sc., Department of Earth Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

(Received: 14 December 2017, Accepted: 14 November 2018)

Summary

Plate tectonics provides a general framework for understanding the worldwide distribution of seismicity, volcanism, and mountain building. These phenomena are largely associated with plate interactions at plate margins. The basic mechanism responsible for plate tectonics must provide the energy for the earthquakes, volcanism, and mountain building. The only source of energy with sufficient magnitude is the heat from the interior of the Earth (~30 milliwatts per square meter). This heat is the result of the radioactive decay of the uranium isotopes ²³⁸U and ²³⁵U, the thorium isotope ²³²Th, and the potassium isotope ⁴⁰K as well as the cooling of the Earth (~30 milliwatts per square meter). An accurate estimate of the heat lost from the interior of the Earth can be obtained from measurements of the surface heat flow.

By figuring out the temperature distribution in different depths of the Earth, it is possible to plot the heat flow diagram for those areas. Investigation of geothermal gradient is useful in estimating the maturity and transformation of hydrocarbon organic materials and estimating the relative age of hydrocarbonization of the source rocks. The importance of temperature and heat flow distribution calculation can be more obvious when we relate them to other physical parameters such as density, seismic velocity, chemical composition and melt fraction and use these parameters to more accurate modeling of anomalies and sub-surface layers. Primary understanding of geothermal gradient can be very applicable in oil and gas exploration and production; particularly in designing the combination of drilling mud, cement, rubber tools inside the well, using of digitization tools and electronic devices in the well and designing the drilling pipes.

The basic relation for conductive heat transport is Fourier's law, which states that the heat flux at a point in a medium is directly proportional to the temperature gradient at that point. Using Fourier's law, it is possible to compute temperature and heat flow distribution in a one-layer section, with boundary conditions such as given surface heat flow and surface temperature. In this paper, we use Fourier's law and present a new formula which calculates the temperature and heat flow distribution for a depth section with desired number of layers which each layer has its own heat production and thermal conductivity. The boundary conditions for this calculation are the given temperature of the uppermost and lowermost layer and a steady state vertical heat conduction with no lateral heat variation. This is not far-fetched, because there are two boundaries with defined temperature in the Earth: LAB and surface of the Earth. So, we can determine the temperature and heat flow distribution for a lithospheric section with various number of layers with different thermal conductivity and heat production. For verification, this formula was written in MATLAB programming software and the distribution of heat flow and temperature for the synthetic models were calculated.

Keywords: temperature distribution, heat flow distribution, thermal conductivity, heat production, 2D multi-layer model

*Corresponding author: