

ترکیب و تحول هسته

مجید کوهستانیان

درآمد

امروزه، وجود ساختاری حداقل سه قسمتی (پوسته، گوشته و هسته) برای سیاره‌ی ما کاملاً محرز شده که این یافته عمدتاً بر مبنای مطالعات لرزه‌شناسی است. هسته‌ی زمین، گوی چرخانی از فلزات داغ در مرکز سیاره‌ی ماست که تقریباً تا نیمی از شعاع زمین را شامل می‌شود. هسته از دو بخش تشکیل شده است: یک بخش درونی جامد به شعاع ۱۲۲۱ کیلومتر که با پوششی از مایع که از مرکز زمین تا ۳۴۸۰ کیلومتری گسترش دارد، احاطه شده است.

چکیده

مقاله‌ی حاضر به بررسی ترکیب و تحول هسته پرداخته است. بر مبنای مطالعات لرزه‌شناسی، کیهان‌شیمیایی، زمین‌شیمیایی و برخی روش‌های دیگر مشخص شده که هسته‌ی زمین عمدتاً از آهن، یا از آهن به همراه ۵ تا ۱۰ درصد نیکل تشکیل شده است. اما مشخص شده است که چگالی هسته با اندازه‌ی ۵ تا ۱۰ درصد کمتر از حد مورد انتظار برای آهن و نیکل در شرایط هسته است. بنابراین تصور می‌شود، این کمبود چگالی باید به وجود مقادیری از عنصرهای سبک در هسته مربوط باشد. دانستن ماهیت این عنصرهای سبک، برای مشخص کردن ترکیب کلی زمین، درک و فهم فرایندهای مرز هسته - گوشته و تعیین نقش تبلور هسته‌ی درونی بر این فرایندها،

ضروری است.

بر مبنای ملاحظات کیهان‌شیمیایی، داده‌های تجربی و شبیه‌سازی‌های محاسبه‌ای، بیشترین توافق بر سر S، O، و Si است. اما به نظر می‌رسد، این عنصرهای سبک عمدتاً از اکسیژن به همراه حدود ۲ درصد وزنی گوگرد و مقدار اندکی سیلیسیم متشکل باشد. بررسی‌های لرزه‌ای نشان داده‌اند که کمبود چگالی هسته‌ی درونی نسبت به هسته‌ی بیرونی، کمتر است. بنابراین، مقدار عنصر یا عنصرهای سبک در هسته‌ی جامد باید کمتر باشد. در حین تبلور هسته‌ی جامد از هسته‌ی مایع، هم‌گام با سرد شدن زمین، هسته‌ی درونی جامد رشد می‌کند و عنصر (عنصرهای) سبک را از خود خارج می‌سازد و به بخش مایع وارد می‌کند. این عنصر (عنصرهای) سبک به علت سبک‌تر بودن، از درون آهن مذاب بالا می‌آید و انرژی گرانشی آن باعث ایجاد همرفت در هسته‌ی بیرونی مایع می‌شود. این حرکات، خود تحرک زمین دینامو و پیدایش میدان مغناطیسی زمین را در پی دارند. به علاوه، شاید پتاسیم یک منبع مهم تولید گرما در هسته‌ی زمین باشد.

بعد از سرد شدن سحابی خورشیدی و چگالش عنصرهای دیرگداز، فازهای چگالیده برهم‌افزایی کرده و زمین اولیه را شکل داده‌اند. سپس تحت تأثیر عمل خود-فشارش، انرژی حاصل

از اجرام برخورد کننده، و گرمای عنصرهای پرتوزای کوتاه عمر، دمای زمین افزایش یافته و باعث ذوب آهن در بخش های بالایی زمین گشته است. آن گاه این ماگمای فلزی (آهن مذاب) از مذاب سیلیکاتی جدا شده، شروع به پایین رفتن کرده و در مرکز زمین جمع گشته است. بعد از آن، در اثر حرکات همرفتی گوشته ی مذاب و متعاقب آن، حرکات همرفتی در هسته ی مایع، هسته (سریع تر از امروز) سرد شده است. با سرد شدن بیشتر هسته و گوشته، هسته ی درونی شروع به شکل گیری کرده است و شاید پتاسیم پرتوزا، مشارکت چشم گیری در گرمای هسته داشته است و دارد.

کلیدواژه ها: هسته، هسته ی درونی جامد، هسته ی بیرونی مایع، عنصرهای سبک، عنصرهای پرتوزا، چگالی، برهم افزایی، اقیانوس ماگمایی.

۱. مقدمه

از زمان انتشار رمان ژول ورن به نام «سفر به اعماق زمین» در سال ۱۸۶۴، دانش انسان درباره ی اعماق سیاره ی ما، افزایش چشم گیری داشته است. اما عجیب آن است که دست یافتن به این دانش، بیشتر بر مبنای شواهد غیرمستقیم است. زیرا عمیق ترین چاهی که انسان توانسته است حفر کند، چاهی واقع در شبه جزیره ی «کولا» است که حفاری آن در سال ۱۹۷۰ آغاز شد و در سال ۱۹۸۹ به عمق ۱۲۲۶۲ متری رسید.

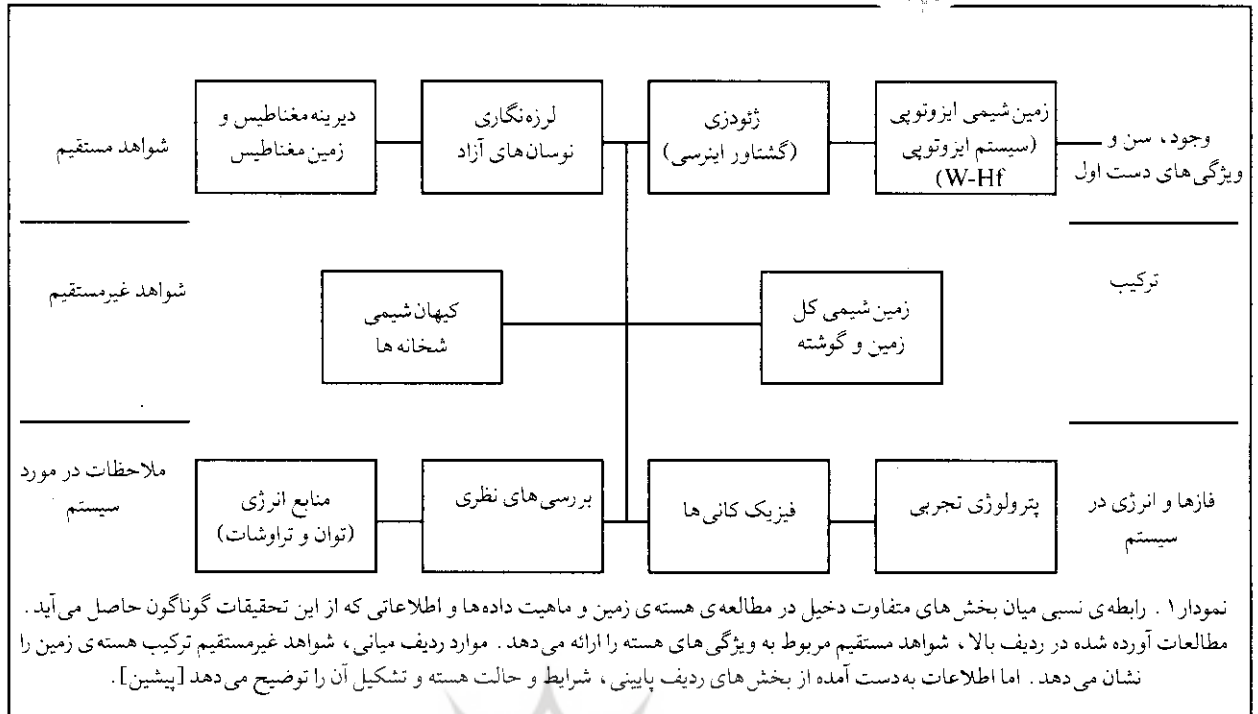
با توجه به موفقیت های بزرگ بشر در اکتشاف فضا در چند دهه ی اخیر، این سؤال به ذهن خطور می کند که چرا در اکتشاف مستقیم اعماق زمین، به همان اندازه پیشرفت حاصل نشده است. این موضوع دو دلیل اصلی دارد که همانا فشار و دمای بالا در اعماق زمین است. شرایط فشار و دمای حاکم در سطح زمین که ما در آن رشد کرده ایم ($T = 300 \text{ K}$ و $P = 1 \text{ bar}$)، بسیار نزدیک به شرایط حاکم در فضای خارج است که فشار آن (تقریباً) صفر و دمای آن فقط می تواند به اندازه ی چند درجه تغییر کند؛ البته به شرطی که به ستارگان خیلی نزدیک نشویم. به این دلیل، بشر در اکتشاف فضا و از جمله سیارات بیرونی منظومه ی شمسی بسیار موفق بوده و توانسته است، برخی کاوشگرها را با مأموریت های ویجر ۱ و ۲ به فضای بین ستاره ای بفرستد که هنوز در حال پیشروی به سوی ستارگان و منظومه های سیاره ای دیگر هستند.

بنابراین، ما اصولاً همه ی دانش خود را در مورد اعماق زمین، مدیون اندازه گیری های غیرمستقیم (مبتنی بر مشاهدات رخدادهای لرزه ای) هستیم. با رخداد یک زمین لرزه، امواج لرزه ای از درون زمین منتشر می شوند و جهت و سرعت حرکت آن ها، به ویژگی های مواد مسیر آن ها بستگی دارد. ایستگاه های

لرزه نگاری در همه ی نقاط کره ی زمین پراکنده اند و با تجزیه و تحلیل زمان سیر، فرکانس و دامنه ی امواج لرزه ای رسیده به این ایستگاه ها، می توان خواص مواد درون زمین را نتیجه گیری کرد. تلفیق این داده ها با اندازه گیری های نوسان های آزاد (نوسان های جهانی کره ی زمین که بعد از زمین لرزه، هم چون زنگ نوسان می کند) و گشتاور زاویه ای زمین، اکنون می دانیم که ساختمان زمین را به طور کلی می توان به سه لایه ی اصلی تقسیم کرد. پوسته، خارجی ترین لایه و ضخامت آن فقط چند ده کیلومتر است و عمدتاً از سنگ های سیلیکاتی تشکیل شده است. زیر پوسته، گوشته قرار دارد که خود متشکل از گوشته ی بالایی و پایینی است و این دو، توسط منطقه ی گذر از یکدیگر جدا شده اند. گوشته که بیشترین حجم زمین را تشکیل می دهد و تا اعماق ۲۸۷۰ کیلومتری گسترش می یابد، همانند پوسته، به طور عمده از سیلیکات ها، به خصوص $Mg(Fe)SiO_3$ همراه مقداری $Mg(Fe)O$ و SiO_2 تشکیل شده است. در نهایت در زیر گوشته، هسته ی زمین قرار دارد که خود شامل «هسته ی بیرونی مایع» (از ۲۸۷۰ تا ۵۱۲۵ کیلومتری) و «هسته ی درونی جامد» (تا عمق ۶۳۴۶ کیلومتری) است.

هسته ۱۶ درصد از حجم زمین و بیش از ۳۰ درصد از جرم آن را شامل می شود. این اقیانوس پهناور متشکل از آهن، نقش بسیار مهمی در فیزیک و شیمی زمین ایفا می کند. اما با وجود تأثیر هسته بر بسیاری از فرایندهای فیزیکی هم چون میدان مغناطیسی و چرخش زمین، که از چندین قرن پیش تر مورد کاوش قرار گرفته است، کاوش هسته بسیار دیر (در سال ۱۹۰۶) و زمانی آغاز شد که مشاهدات لرزه ای اعماق زمین امکان پذیر گشت. از آن زمان، با تلفیق مشاهدات لرزه ای، مطالعات آزمایشگاهی و مدل سازی های تجربی (نظری)، پیشرفت های مهمی حاصل شده است.

به طور کلی، آگاهی ما از هسته، مبتنی بر چند شاهد اندک از شواهد مستقیم و تعداد زیادی از مشاهدات غیرمستقیم است. شواهد مستقیم مبتنی بر لرزه شناسی، زمین دیس (ژئودزی)، زمین مغناطیس، پارینه مغناطیس و زمین شیمی ایزوتوپی است. شواهد غیرمستقیم، از مطالعات زمین شیمی، کیهان شیمی و شمعخانه ها حاصل می شود. ملاحظات بیشتر در مورد هسته، از مطالعات سنگ شناسی تجربی، فیزیک کانی ها، محاسبات مبتنی بر مکانیک کوانتومی (نظریه ی تابعی چگالی) و ارزیابی منابع انرژی زمین (برای مثال، محاسبات مربوط به زمین دینامو، تبلور هسته، جریان گرما در مرز هسته - گوشته (CMB) به دست می آید. نمودار ۱، خلاصه ای از کاوش ها درباره ی هسته ی زمین و رابطه ی نسبی میان بخش های متفاوت را نشان می دهد [35].



گرانشی) برای به حرکت درآوردن زمین دینامو ضروری هستند و در سرگذشت حرارتی زمین، عوامل مهمی به شمار می‌آیند. هسته تحت تأثیر سیستم‌های پیچیده‌ای از روابط مبتنی بر ترمودینامیک، هیدرودینامیک، زمین مغناطیس و زمین شیمی قرار دارد. با وجود

جدول ۱. خواص فیزیکی هسته‌ی زمین [35]

ویژگی	اندازه	واحد
جرم زمین	$5,9736 \times 10^{24}$	kg
هسته‌ی داخلی	$9,675 \times 10^{22}$	kg
هسته‌ی خارجی	$1,835 \times 10^{22}$	kg
هسته گوشته	$1,932 \times 10^{22}$	kg
نسبت هسته‌ی داخلی به هسته	۵٫۶٪	درصد
نسبت هسته به زمین	۳۲٫۳٪	درصد
عمق مرز هسته - گوشته	3483 ± 5	km
مرز هسته‌ی داخلی - هسته‌ی خارجی	1220 ± 10	km
شعاع متوسط زمین	$6371,01 \pm 0,72$	km
حجم نسبت به کل سیاره		
هسته‌ی داخلی	$7,606 \times 10^{10} (0,7\%)$	Km^3
هسته‌ی داخلی نسبت به کل هسته	۴٫۳٪	
هسته‌ی خارجی	$1,694 \times 10^{11} (15,6\%)$	Km^3
کل هسته	$1,770 \times 10^{11} (16,3\%)$	Km^3
زمین سیلیکاته	$9,138 \times 10^{10} (84\%)$	Km^3
زمین	$1,083 \times 10^{11}$	Km^3
ثابت‌های گشتاور لختی		
میانگین گشتاور لختی زمین (I)	$0,3299765$	Ma^2
میانگین گشتاور لختی زمین (I)	$0,3301744$	MR^2
گوشته: I_m / Ma^2	$0,29215$	Ma^2
هسته‌ی سیال: I_f / Ma^2	$0,13757$	Ma^2
هسته‌ی داخلی: I_{ic} / Ma^2	$2,35 \times 10^{-11}$	Ma^2
هسته: $I_{f+ic} / M_{f+ic} R_{f+ic}^2$	$0,392$	Ma^2

M جرم زمین، R شعاع استوایی زمین، R_p شعاع زمین کروی بزرگ، I_m گشتاور لختی گوشته، I_f گشتاور لختی هسته‌ی خارجی (سیال)، I_{ic} گشتاور لختی هسته‌ی داخلی، و $I_{f+ic} / M_{f+ic} R_{f+ic}^2$ میانگین گشتاور لختی هسته است.

تحقیق درباره‌ی هسته‌ی زمین

گرچه برخی از ویژگی‌های هسته اکنون به خوبی مشخص شده، اما بسیاری از خواص دیگر آن همچنان بحث‌برانگیز مانده‌اند. آن‌طور که تجزیه‌ی ایزوتوپ‌های سرب و اورانیم گوشته و سایر زمان‌سنج‌های رادیونوکلیدها و نیز وجود میدان مغناطیسی زمین در قدیمی‌ترین سنگ‌های زمین نشان داده است، هسته در مراحل بسیار ابتدایی سرگذشت سیاره‌ی ما تشکیل شده است. اعتقاد همگان بر آن است که هسته‌ی درونی از تبلور هسته‌ی مایع حاصل آمده است. برخی ملاحظات ترمودینامیکی، تشکیل هسته‌ی درونی را در حدود یک میلیارد سال پیش در نظر می‌گیرند، اما این موضوع همچنان مورد بحث و جدل است [46].

حرکات همرفتی در هسته‌ی مایع، نقش اصلی را در تشکیل میدان مغناطیسی بر عهده دارد. از این دیدگاه، هسته برای حفظ حیات ضروری است، چرا که زمین را در برابر بادهای خورشیدی محافظت می‌کند. این وضعیت در میان سیارات منظومه‌ی شمسی منحصر به فرد است. شبیه‌سازی‌های عددی زمین دینامو نشان می‌دهد که هسته‌ی درونی، احتمالاً نقش پایدارکننده برای میدان مغناطیسی زمین دارد.

مرز هسته با گوشته‌ی سیلیکاتی (CMB)، جایگاه تبادل‌های حرارتی، دینامیکی و احتمالاً شیمیایی است. به خصوص تبادل گشتاور زاویه‌ای، بر چرخش زمین تأثیر می‌گذارد. در مرز هسته‌ی درونی (ICB)، آهن مایع انجماد می‌یابد و لذا عنصرهای سبک از آن خارج می‌شوند. بنابراین، مرز هسته‌ی درونی، جایگاه مهمی برای تبادل‌های شیمیایی و انرژی است. منابع گرمایی مرتبط با رشد هسته‌ی درونی (از جمله گرمای نهان تبلور و انرژی

این، دوباره یادآوری می شود که بیشتر نتایج به دست آمده درباره ی خواص اعماق هسته، بر مبنای مشاهدات لرزه ای است.

در این نوشتار، ترکیب و زمین شیمی هسته به طور مفصل بررسی می شود و در نهایت، نحوه ی تشکیل و تحول آن مورد مطالعه قرار می گیرد. لازم به یادآوری است که در این جا نظریات مختلف در مورد ترکیب، تشکیل و تحول هسته ارائه شده و سعی شده است مروری کلی بر آن ها ارائه شود. بحث و مجادله بر سر هسته ی زمین، هم چنان ادامه دارد و باید منتظر ماند تا با پیشرفت های آتی و بررسی های بیشتر، داستان هسته بیشتر و بهتر مشخص شود. تا آن زمان، این بضاعت پیشکش می شود.

ترکیب هسته

تفریق اولیه ی زمین، هسته ای فلزی و پوششی سیلیکاته ایجاد کرده که با پوششی نازک از آب و گاز احاطه شده است. امیل و پچرت در پایان قرن نوزدهم، این تصویر ساده ی دست اول را برای زمین ارائه کرد. تا این که در سال ۱۹۱۴، بنو گوتنبرگ تعیین کرد که عمق مرز هسته - گوشته در ۲۹۰۰ کیلومتری قرار دارد (مقدار امروزی 2895 ± 5 کیلومتر است). ترکیب هسته ی زمین با کمک مشاهدات و ملاحظاتی زمین فیزیکی، کیهان شیمیایی و زمین شیمیایی گوشته، تعیین می شود. هیچ یک از این ها به تنهایی نمی تواند مدل ترکیبی چشم گیری ارائه کند.

مدل های ژئوفیزیکی فقط اندازه گیری مستقیم خواص هسته ی زمین را در اختیار ما قرار می دهد. موجودیت و نیز اندازه ی هسته و خواص مواد آن، با چنین مطالعاتی آشکار می شود. مهم ترین موارد در میان این مشاهدات، عبارت اند از:

۱. سرعت امواج لرزه ای و فرکانس نوسان های آزاد در آن؛
۲. «گشتاور لختی» (هر دو مشاهده ی مذکور در کنار جرم زمین، در مجموع نیم رخ چگالی را برای هسته و گوشته تعریف می کنند که با هم سازگاری دارند)؛
۳. توزیع و تغییر دیرپای میدان مغناطیسی؛
۴. داده های آزمایشگاهی درباره ی فیزیک کانی ها (مثلاً معادلات حالت برای مواد در شرایط حاکم بر هسته).

این مشاهدات در تلفیق با منحنی فراوانی عنصرها در منظومه ی شمسی و مدل های ترکیبی برای گوشته ی زمین [33]. اطلاعاتی درباره ی سازنده های کانی شناسی و شیمیایی هسته و گوشته ارائه می کنند. واشنگتن (۱۹۲۵)، بیرج (۱۹۵۲) و مطالعات جدیدتر (رک مک دانو، ۲۰۰۳)، از این اطلاعات برای بسط مدل های ترکیبی زمین و هسته ی آن استفاده کرده اند. این مدل ها با نتیجه ی به دست آمده مبنی بر این که هسته ی خارجی تقریباً حاوی ۸۵ درصد Fe، ۵ درصد Ni و $10\% \leq Z$ از عنصرهای فرعی سبک تر است، سازگاری دارند. جزء فرعی هسته، آلیاژی از عنصرها با

جرم اتمی کم تر است که چگالی کم تر هسته نسبت به چگالی آهن مایع در شرایط هسته را توجیه می کند. واشنگتن (۱۹۵۲)، براساس مشابهت هایی که با فازهای موجود در شهاب سنگ های آهنی وجود دارد، تشخیص داد که هسته حاوی مقدار اندکی از یک جزء با جرم اتمی کم (مثل سولفید، کربید و فسفید) است.

بیرج (۱۹۶۴) اظهار داشت که این جزء سبک، بیانگر حدود ۱۰ درصد از جرم هسته است و مجموعه ای از عنصرهای مناسب (مثلاً H، C، O، Si یا S) را پیشنهاد کرد. اندرسون و آیساک (۲۰۰۲) با مروری بر نوشتارهای موجود نتیجه گرفتند که فقط در حدود ۵ درصد از این جزء سبک مورد نیاز است. با وجود این، مسترز و گوینز (۲۰۰۳) نشان دادند که افزایش چگالی هسته ی خارجی مایع نسبت به هسته ی داخلی جامد، بسیار بیشتر از مقداری که قبلاً تصور می شد. این یافته ها را می توان به ترکیب کل هسته به کار برد و نشان داد که مقادیر جزء سبک در هسته ی خارجی بیشتر است.

ماهیت و نسبت این عنصرها که آلیاژ تشکیل می دهند، با سه عامل اصلی کنترل می شود:

۱. رفتار عنصرها در حین تفکیک فلز - سیلیکات؛
۲. فشار و دمایی که در حین تشکیل هسته برقرار شده است؛
۳. این که آیا از زمان تشکیل هسته، انتقال جرم در مرز هسته - گوشته صورت می گیرد (یا صورت گرفته است) یا خیر.

مطالعات انجام گرفته درباره ی شهاب سنگ ها، رفتار این عنصرها را در سحابی خورشیدی اولیه و نیز در حین تشکیل شبه سیارات توضیح می دهد و بنابراین، عنصرهایی را که احتمالاً در هسته متمرکز شده اند، مشخص می کند. تجزیه ی نمونه های گوشته، ترکیب گوشته ی ابتدایی زمین (پوسته + گوشته) را معلوم می کند و به این ترتیب، مقدار ذخیره ی عنصرهای فرار سیاره ی زمین تعیین می شود. مطالعات انجام شده درباره ی تغییر دیرپای ترکیب گوشته، گستردگی عمل تبادل جرم در مرز هسته - گوشته را آشکار می سازد. در مجموع، این داده ها ترکیب کلی زمین را مشخص می کنند و با حذف ترکیب گوشته ی سیلیکاته ی ابتدایی از این ترکیب کلی، ترکیب هسته به دست می آید.

تنوع ترکیبی سیارات منظومه ی شمسی و شهاب سنگ های کندریتی (شهاب سنگ های اولیه ی تفریق نیافته)، راهبردی را برای تشخیص ترکیب کلی زمین ارائه می دهد. اما تنوع نمونه های مذکور هم با این مشکل روبه روست که هیچ ترکیب شهاب سنگی منحصر به فردی وجود ندارد که ترکیب زمین را بتوان از آن نتیجه گرفت. منظومه ی شمسی از لحاظ ترکیبی، منطقه بندی دارد؛ یعنی سیارات فقیر از مواد فرار نزدیک به خورشید و سیارات غول پیکر غنی از مواد فرار دور از خورشید قرار گرفته اند. رابطه ی میان اندازه - چگالی برای زمین، نسبت به سیارات دیگر، تقریباً

شهاب سنگ های آهنی یافت شده است) یا حاوی مقدار اندکی از آن، و عاری از عنصرهای رادیواکتیو است [36].

عنصرهای سبک در هسته

بر اساس مطالعات لرزه شناسی و آزمایشگاهی معلوم شده است که چگالی هسته ی زمین به اندازه ی ۵ تا ۱۰ درصد کمتر از چگالی مورد انتظار برای Fe و Ni در شرایط هسته است (مثلاً: بیرج، ۱۹۵۲؛ اندرسون و آیساک، ۲۰۰۲). در حالی که هسته تقریباً به طور قطع دارای چند درصد وزنی نیکل است (مثلاً: مک دانو، ۲۰۰۳). این فلز چگالی تقریباً یکسانی با آهن دارد و نمی تواند عامل این کمبود چگالی باشد (مثلاً: لی و فی، ۲۰۰۳). بنابراین تصور شده است که هسته باید حداکثر تا ۱۰ درصد وزنی از یک یا چند عنصر سبک را در خود داشته باشد که البته بیشترین توافق بر سر S، O، Si، C، P و H است (رک مثلاً: لی و فی، ۲۰۰۳). دانستن ماهیت عنصر یا عنصرهای سبک، برای مشخص کردن ترکیب کلی زمین، درک و فهم فرایندهای مرز هسته- گوشته (CMB) و برای فهم این که فرایندهای مذکور چگونه از تبلور هسته ی درونی تأثیر می پذیرند، ضروری است. از آن جا که کمبود چگالی در هسته ی بیرونی بیشتر است، تصور می شود در حین تبلور هسته ی درونی، عنصرهای سبک از آن خارج و به هسته ی بیرونی وارد شده اند. این خروج عنصرها اهمیت زیادی دارد، زیرا باعث

ایجاد همرفت ترکیبی می شود و خود به تحرک زمین دینامو کمک می کند.

عنصرهای سبک مورد بحث، علاوه بر نقش داشتن در تحرک زمین دینامو، به دو دلیل دیگر نیز اهمیت دارند: اول، آن ها احتمالاً دمای ذوب هسته را به اندازه ی چند صد درجه ی کلون کاهش می دهند. دوم، اگر عنصرهای سبک واقعی موجود در هسته را بتوان با اطمینان تعیین کرد، آن گاه می توان درباره ی شرایطی که هسته در آن تشکیل شده است، به طور دقیق تر اظهار نظر کرد [40].

محدودیت های عمده بر ماهیت عنصرهای سبک موجود در هسته، مبتنی بر ملاحظات کیهان شیمیایی (مک دانو، ۲۰۰۳)، داده های تجربی (لی و فی، ۲۰۰۴) و شبیه سازی های محاسبه ای (مثلاً: الفی و همکاران، ۲۰۰۲ و ۲۰۰۷) است. این موضوع اخیراً توسط مک دانو

متوسط است و نسبت به کندریت های CI (ابتدایی ترین نوع شهاب سنگ ها) از اجزای فرآر تهی شدگی بیشتری نشان می دهد. ترکیب کلی زمین، به خصوص از لحاظ چهار عنصر فراوان تر (Mg، Si، O، Fe) و نسبت های آن ها، با ترکیب برخی کندریت های کربن دار شباهت بیشتر، اما با کندریت های معمولی یا انستاتیت دار شباهت کمتری دارد. بنابراین باید فراوانی مطلق عنصرهای دیرگداز و امضای الگوی تهی شدگی عنصرهای فرآر زمین را مشخص کنیم.

زمین سیلیکاته (یا گوشته ی اولیه)، معرف زمین جامد منهای هسته است. درباره ی مقدار عنصرهای اصلی و فرعی در ترکیب گوشته ی اولیه، توافق چشم گیری وجود دارد. فراوانی نسبی عنصرهای لیتوفیل (مثل Ca، Al، Ti، REE، Li، Na، Rb، F، B و Zn) در گوشته ی اولیه، فراوانی مطلق عنصرهای دیرگداز و نیز نشانه ی (امضای) الگوی تهی شدگی عنصرهای فرآر زمین را مشخص می کند.

در نهایت از مجموع این بحث ها، مدلی ترکیبی برای زمین، هسته و گوشته در جدول ۲ آورده شده است. مدل ترکیب هسته از بحث های فوق نتیجه گیری شده و حاوی عنصری سبک است که با الزام های ژئوفیزیکی موجود سازگار است. هسته علاوه بر داشتن Fe و Ni، بیشتر گوگرد، فسفر و کربن زمین را در خود جای داده و فاقد گالیم (عنصری که به طور وسیع در

عنصر زمین	هسته	گوشته	عنصر زمین	هسته	گوشته	عنصر زمین	هسته	گوشته
H	۲۶۰	۶۰۰	Pr	۵۵	۰	Zn	۴۰	۱۰۰
Li	۱/۱	۰	Nd	۴	۰	Ga	۱/۶	۰
Be	۰/۰۵	۰	Sm	۱/۱	۲۰	Ge	۰/۰۷	۰
B	۰/۲	۰	Eu	۰/۰۵	۵	As	۰/۳	۰
C	۷۲۰	۰/۲۰	Gd	۰/۰۷۵	۸	Se	۱۲۰	۰
N	۲۵	۷۵	Tb	۰/۰۵	۰/۷	Br	۲	۲۵
O %	۲۹/۷	۰	Dy	۰/۴	۰	Rb	۴۴	۰
F	۱۰	۰	Ho	۲۰	۰	Sr	۱۵	۰
Na %	۰/۱۸	۰	Er	۲/۳	۰	Y	۰/۲۷	۰
Mg %	۱۵/۴	۰	Tm	۱/۵	۰	Zr	۲۲/۸	۰
Al %	۱/۵۹	۰	Yb	۰/۴۴	۰	Nb	۲/۳۵	۰
Si %	۱۶/۱	۶/۰	Lu	۰/۰۵	۵	Mo	۲۱	۶/۰
P	۷۱۵	۰/۲۰	Hf	۰/۰۰۵	۴	Ru	۹۰	۰/۲۰
S	۶۳۵۰	۱/۹۰	Ta	۰/۰۰۱	۰/۷۴	Rh	۲۵۰	۰/۹۰
Cl	۷۶	۲۰۰	W	۰/۰۰۴	۳/۱	Pd	۱۷	۲۰۰
K	۱۶۰	۰	Re	۰/۰۰۸	۰/۱۵	Ag	۲۴۰	۰
Ca %	۱/۷۱	۰	Os	۰/۰۴	۰/۱۵	Cd	۲/۵۳	۰
Sc	۱/۰۹	۰	Ir	۰/۰۱	۰	In	۱۶	۰
Ti	۸۱۰	۰	Pt	۰/۱۳	۰/۵	Sn	۱۲۰۰	۰
V	۱۰۵	۱۵۰	Au	۰/۰۰۶	۰/۱۳	Sb	۸۲	۱۵۰
Cr	۴۷۰۰	۰/۹۰	Hg	۰/۰۱۲	۰/۸۵	Te	۲۴۲۵	۰/۹۰
Mn	۸۰۰	۳۰۰	Pb	۰/۰۱	۰/۱۳	I	۱۰۴۵	۳۰۰
Fe %	۲۱/۰	۸۵/۵	Tl	۰/۰۰۱	۰/۰۴۵	Cs	۶/۲۶	۸۵/۵
Co	۸۸۰	۰/۲۵	Bi	۶/۶	۰	Ba	۱۰۵	۰/۲۵
Ni	۱۸۲۰۰	۵/۲۰	Th	۰/۶۵	۰	La	۱۹۶۰	۵/۲۰
Cu	۶۰	۱۲۵	U	۱/۶۸	۰	Ce	۳۰	۱۲۵

(۲۰۰۳) ولی و فی (۲۰۰۳) مرور شده است.

مقدار گوگرد هسته بر مبنای فرار بودن نسبی این عنصر، احتمالاً نباید بیش از ۱/۵ تا ۲ درصد وزنی باشد [33 & 35]. به طور مشابه، ملاحظات کیهان شیمیایی نشان می دهند که فقط مقدار بسیار اندکی (مثلاً ۰/۲ درصد وزنی) از کربن و فسفر در هسته وجود دارد [35]. لذا این عنصرها نمی توانند مشارکت چشم گیری در کمبود چگالی هسته داشته باشند.

یکی از موارد اصلی مورد بحث و جدل در ماهیت عنصر (عنصرهای) سبک اصلی در هسته، در مورد سیلیسیم و اکسیژن است. وجود مقدار زیاد اکسیژن، از فوگاسیته ی زیاد اکسیژن، و مقدار زیاد Si، از فوگاسیته ی کم اکسیژن نتیجه گیری شده است [30]. بنابراین این طور اظهار نظر شده است که این دو عنصر استثنا هستند. برخی از مدل های تشکیل هسته، بر این استثنا بنا شده اند. یعنی فرض شده است که هسته یا دارای Si است یا دارای O، و هر دو را با هم ندارد [35]. اما اثرات فشار و دمای بالا نیز نقشی مهم دارد.

بر مبنای نتایج تجربی گسمن و همکارانش (۲۰۰۱) که تا فشار ۲۳GPa و دمای ۲۴۷۳K به دست آمده است، حلالیت سیلیسیم در آهن مایع، به نسبت فشار و دما، افزایش می یابد. برون یابی داده های تجربی آن ها نشان می دهد که در شرایط فشار ۳۰-۷۵GPa و دمای ۳۱۰۰-۳۳۰۰K و فوگاسیته ی اکسیژن حاکم در حین تشکیل هسته، در حدود ۷ درصد وزنی Si می تواند در آهن مایع حل شود. این نتیجه، با مدل زمین شیمیایی هسته که توسط الگر و همکارانش (۱۹۹۵) ارائه شده است، سازگاری دارد. او و همکارانش بر مبنای نسبت Mg/Si در گوشته که در مقایسه با کندریت های CI زیاد است، مقدار Si موجود در هسته را حدود ۷ درصد وزنی تعیین کرده اند. اما بر مبنای ملاحظات ترمودینامیکی، گسمن و همکارانش (۲۰۰۱) پیش بینی کرده اند که حلالیت Si در آهن مایع در فشار بالاتر از حدود ۳۰GPa در گوشته، کاهش می یابد و در شرایط حاکم در مرز هسته-گوشته، به صفر نزدیک می شود.

اکسیژن برای اولین بار، در حدود ۳۰ سال پیش، به عنوان عنصر سبک اصلی در هسته پیشنهاد شد (مثلاً: روبی و همکاران، ۲۰۰۷). در حالی که مشخص شده است با افزایش دما، حلالیت O در آهن مایع افزایش می یابد، اثر فشار مورد بحث و جدل بوده است. طبق مطالعات انجام شده درباره ی روابط فاز در سیستم Fe-FeO، با افزایش فشار، حلالیت افزایش می یابد [تاکاهاشی و همکاران ۲۰۰۴]. اما تحقیقات انجام شده در مورد توزیع FeO بین منیزیوستیت و آهن مایع، نشان داده است که با افزایش فشار، حلالیت کاهش می یابد، و بر مبنای برون یابی بسیار بزرگ، در شرایط مرز هسته-گوشته اصولاً صفر است

[43]. آساهارا و همکارانش (۲۰۰۷) نشان داده اند که با افزایش فشار تا حدود ۱۵GPa، توزیع FeO به درون آهن مایع اندکی کاهش می یابد اما در فشارهای بالا، دوباره افزایش پیدا می کند. توزیع اکسیژن به درون آهن مایع در شرایط تشکیل هسته، آن قدر بوده است که این عنصر بتواند، فراوان ترین عنصر سبک هسته ی زمین باشد [43 & 8].

مطالعات جدید نشان می دهند که مقدار اکسیژن و سیلیسیم در هسته می تواند چشم گیر باشد و در مجموع، می تواند کمبود چگالی هسته را شرح دهند. تاکنوجی و همکارانش (۲۰۰۵) مقدار ۱/۳ درصد وزنی Si و ۵ درصد وزنی O را در آهن مایع در تعادل با پروسکیت (Mg, Fe)SiO_۳ در فشار ۹۷GPa و دمای ۳۱۵۰K، مشاهده کرده اند. ساکایی و همکارانش (۲۰۰۶)، در آزمایشی مشابه بر آهن مایع هم زیست با فاز پس پروسکیت در فشار ۱۳۹GPa و دمای ۳۰۰K، مقدار ۶/۳ درصد وزنی O و ۴ درصد وزنی Si را در آهن مایع مشاهده کردند. در مورد اکسیژن، نتایج فشار بالا با داده های فشار پایین آساهارا و همکارانش (۲۰۰۷) سازگاری زیادی دارند، اما حلالیت Si نسبت به آن چه که گسمن و همکارانش (۲۰۰۱) پیش بینی کرده بودند، به طور چشم گیری بالاتر است [42].

مشاهده ی مهم دیگر این است که هسته ی بیرونی نسبت به هسته ی درونی، کمبود چگالی بیشتری دارد و ظاهراً باید نسبت به هسته ی درونی، عنصر (عنصرهای) سبک بیشتری داشته باشد [۲ و ۳]. این موضوع دلالت بر آن دارد که در حین انجماد هسته، عنصر (عنصرهای) سبک به مقدار زیاد به درون آهن مایع توزیع شده است. الفی و همکارانش (۲۰۰۲ و ۲۰۰۷)، با شبیه سازی های دینامیک مولکولی دریافته اند که اکسیژن به علت شعاع اتمی کوچکش، در حین انجماد هسته ی مایع، از هسته ی جامد خارج می شود. انرژی گرانشی حاصل از این خروج، حرکات همرفتی در هسته ی مایع را ایجاد می کند و این حرکات باعث ایجاد میدان مغناطیسی زمین می شوند. در عوض در شرایط فشار هسته، S و Si شعاع اتمی مشابه با آهن دارند و بنابراین در هسته ی درونی جامد، آزادانه جانشین آهن می شوند [42]. الفی و همکارانش (۲۰۰۲)، بر مبنای تفاوت ۵/۵ ± ۴/۵ درصدی چگالی بین هسته ی درونی و بیرونی نتیجه گرفته اند که هسته ی درونی دارای حدود ۸/۵ درصد گوگرد و یا سیلیسیم و تقریباً بدون اکسیژن، و هسته ی بیرونی دارای حدود ۱۰ درصد گوگرد و یا سیلیسیم و مقدار ۸ درصد وزنی اکسیژن است. آنان معتقدند که بر مبنای داده های لرزه ای جدیدتر مبنی بر اختلاف ۴/۴ ± ۶/۵ درصدی چگالی [32]، برآورد فوق تغییر می کند: هسته ی درونی دارای حدود ۷ درصد گوگرد و یا سیلیسیم و تقریباً بدون اکسیژن، و هسته ی بیرونی حاوی ۸ درصد گوگرد و یا سیلیسیم و مقدار ۱۳





درصد اکسیژن است [2].

این نتایج تأیید می‌کنند که اکسیژن، عنصر سبک اصلی در هسته است و با پیش‌بینی‌های آساهاارا و همکارانش (۲۰۰۷) توافق دارد. گفتنی است که این نوع محاسبات دینامیک مولکولی تاکنون برای H یا C انجام نشده است. بدرو و همکارانش (۲۰۰۷)، با اندازه‌گیری سرعت صوت فشاری در آلیاژهایی از آهن با عنصرهای سبک (FeS, FeSi, FeO) در فشار بالا به کمک پرتوهای ایکس ناکشسان، اطلاعات کانی‌شناسی جدیدی در مورد ترکیب هسته‌ی زمین به دست آورده‌اند. آن‌ها به این نتیجه رسیده‌اند که وارد شدن مقادیر اندکی سیلیسیم یا اکسیژن، با مشاهدات زمین‌فیزیکی و فراوانی زمین‌شیمیایی سازگار است. آن‌ها در مدل ترجیحی به دست آمده از اندازه‌گیری‌های فوق، ترکیبی را برای هسته‌ی درونی مشخص می‌کنند که حاوی ۲/۳ درصد وزنی سیلیسیم و مقادیر نادری از اکسیژن است و ترکیب هسته‌ی بیرونی را متشکل از ۲/۸ درصد وزنی سیلیسیم و حدود ۵/۳ درصد وزنی اکسیژن می‌دانند.

برای تکمیل مطلب باید این نکته را متذکر شد که برخی گازها، هم چون نیتروژن [1] و زنون [27] نیز می‌توانند به درون هسته توزیع شوند. با وجود این، مطالعات دیگر توزیع بسیار اندکی را نشان داده‌اند.

عنصرهای پرتوزا در هسته

وجود عنصرهای پرتوزا در هسته، مدت‌های طولانی مورد بحث و جدل بوده است. روال منطقی متداول آن است که ذخیره‌ی کلی U، Th و K در زمین، منحصراً در پوسته و گوشته‌ی سیلیکاتی (BSE) جمع شده و هسته‌ی فلزی، از هر نوع عنصر پرتوزا پاک است (مثلاً رک: مک‌دانو، ۱۹۹۹). این موضوع، با رفتار زمین‌شیمیایی شناخته‌شده برای U، Th و K سازگار است، یعنی این عنصرها میل دارند که به طور ترجیحی و اغلب به طور انحصاری، به درون سیلیکات‌های موجود در بخش‌های بالایی زمین توزیع شوند. اما در سال‌های اخیر، به لحاظ نظری و تجربی، مشخص شده است که رفتار توزیعی عنصرها بین سیلیکات-فلز، ثابت نیست، بلکه تابعی از فشار، دما، ترکیب فلز، فوگاسیته‌ی اکسیژن و دیگر متغیرهاست. بنابراین منطقی نیست که عنصرها را در یک طبقه بندی خشک و بی‌روح، به لیتوفیل، کالکوفیل و سیدروفیل تقسیم کنیم. در عوض، برای ارزیابی منطقی و واقعی این موضوع که آیا پرتوزایی در هسته وجود دارد یا خیر، باید رفتار زمین‌شیمیایی این عنصرهای پرتوزا را در شرایط فشار و دمای بالا (متناسب با تفکیک هسته-گوشته در زمین) مورد بررسی و کاوش قرار دهیم. این کاوش‌ها اکنون در حال انجام هستند.

از میان سه عنصر پرتوزای اصلی در زمین (U، K، و Th)، پتاسیم تنها عنصری است که به لحاظ نظری و تجربی، شواهدی در تأیید حضور آن در هسته وجود دارد. اظهار نظر در این خصوص که پتاسیم می‌تواند به درون هسته‌ی فلزی گوگرددار زمین وارد شود، ابتدا توسط لوئیس (۱۹۷۱) و هال و مورتی (۱۹۷۱) انجام شد. آزمایش‌های جدید، حلالیت K در مذاب‌های Fe-S را تأیید کرده‌اند [18 & 37]. اگر هسته‌ی زمین در اثر تفریق مایعات فلزی در سیستم Fe-FeS تشکیل شده باشد، مقدار حلالیت پتاسیم به دست آمده در آزمایش‌های فوق، نشان می‌دهد که مقدار چشم‌گیری پتاسیم می‌تواند در هسته وجود داشته باشد و به عنوان یک منبع گرمای پرتوزا در هسته عمل کند [38]. مقادیر دقیق پتاسیم در هسته را در حال حاضر نمی‌توان تعیین کرد، زیرا اثر فشار و دما بر حلالیت آن تاکنون به طور کامل مشخص نشده است.

بوکووینسکی (۱۹۷۶)، با محاسبات مکانیک کوانتومی نشان داد که تغییر در ساختار الکترونی (از ارییتال‌های ۴d به ۳s) باعث می‌شود که K بیشتر شبیه به یک عنصر واسطه رفتار کند، و لذا امکان وارد شدن آن به درون آهن فلزی را امکان‌پذیر می‌سازد. از آن زمان، مطالعات تجربی و نظری دیگر نیز به این تغییر در پیوند شیمیایی پتاسیم در فشار بالا، دست یافته‌اند [29]. کارهای تجربی جدید توسط لی و جینلوز (۲۰۰۳) و هیرائو و همکارانش (۲۰۰۶)، شواهد آشکاری ارائه کرده است، مبنی بر این که پتاسیم در فشار بالاتر از ۲۶ GPa و دمای بالاتر از ۲۵۰۰ K و در فشار مربوط به مرز هسته-گوشته، می‌تواند با آهن آلیاژ تشکیل دهد. این آزمایش‌ها منحصراً نشان می‌دهند که پتاسیم بدون حضور O یا بدون حضور S نیز می‌تواند به درون آهن فلزی وارد شود [37]. کورگن و همکارانش (۲۰۰۷)، با مطالعه‌ی آزمایشگاهی توزیع پتاسیم میان مذاب سیلیکاتی پریدوتیتی و آلیاژ مذاب Fe-Ni-S-C-O در دماهای ۱۶۵۰-۲۲۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و فشار ۱-۷/VGPa، به این نتیجه می‌رسند که با فرض مدل تشکیل هسته در یک اقیانوس ماگمایی کم عمق، محتمل نیست که بیش از چند ده پی‌پی‌ام پتاسیم در حین وجود اقیانوس ماگمایی، به درون هسته وارد شده باشد. اما بدرو و همکارانش (۲۰۰۷)، اخیراً بر مبنای اندازه‌گیری‌های سرعت امواج لرزه‌ای، اظهار داشته‌اند که مقدار پتاسیم در هسته، می‌تواند تا حدود ۸۰ پی‌پی‌ام باشد. بوهیف و همکارانش (۲۰۰۷) با بررسی‌های آزمایشگاهی توزیع پتاسیم، دو مورد متفاوت از هسته‌ی آهنی (عاری از گوگرد و دارای گوگرد) را مشخص کرده‌اند و مقدار پتاسیم را به ترتیب در حد ۲۵ یا ۲۵۰ پی‌پی‌ام گزارش می‌دهند. به هر حال، در مجموع به نظر می‌رسد که پتاسیم چشم‌گیری می‌تواند در هسته وجود داشته باشد و به عنوان یک منبع پرتوزا در هسته عمل کند [38]. جدول ۳،

برآوردهای پرتوزایی پتاسیم را در هسته، بر مبنای مدل‌های متفاوت، محاسبات نظری و آزمایش‌های اخیر ارائه می‌کند. (۱۹۸۶)، توزیع K، U و Th را میان مایعات سیلیکاتی و مول و برنت موجود باشد تا به عنوان منبع گرما عمل کند. مول و برنت

جدول ۳. مقایسه‌ی مقادیر استخراج شده برای فراوانی پتاسیم در هسته، بر مبنای مدل‌های زمین‌شیمیایی، محاسبات نظری و آزمایش‌های جدید، و مقدار گرمای امروزی تولید شده توسط آن بر حسب تراوات (نقل از: مورتی، ۲۰۰۶ به همراه مطالعات جدیدتر)...

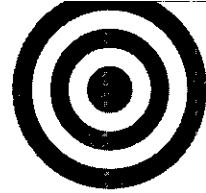
روش	فراوانی (پی پی ام)	تولید گرمای رادیوژن (TW)	مأخذ
مدل‌های زمین‌شیمیایی	۰	۰	مک دانو (۱۹۹۹ و ۲۰۰۳)
محاسبات نظری	550 ± 260	۴-۵ ~	لودرز (۱۹۹۵)
	۲۰۰-۴۰۰		بوفت (۲۰۰۳)
	۲۵۰-۷۵۰		لابروسه (۲۰۰۳)
	تا ۱۴۲۰	۹	روبرتز و همکاران (۲۰۰۳)
	۴۰۰	~۳	نیمو و همکاران (۲۰۰۴)
مطالعات آزمایشگاهی	کمتر از ۱	۰/۰۱	شاپوت و دریک (۱۹۹۹)
	۱۰۰-۲۵۰	~۰/۸-۲	گسمن و وود (۲۰۰۲)
	۶۰-۱۳۰	۰/۴-۰/۸	مورتی و همکاران (۲۰۰۳)
	تا ۷۰۰۰	تا ۴۵	لی و جینلوز (۲۰۰۳)
	۳۵	۰/۲۳	هیراثو و همکاران (۲۰۰۶)
	۲۵ (بدون گوگرد)		بوهیف و همکاران (۲۰۰۷)
	۲۵۰ (حاوی گوگرد)		بوهیف و همکاران (۲۰۰۷)

سولفیدی اندازه‌گیری کرده‌اند و اظهار می‌دارد که وجود U و Th در هسته نسبت به K، محتمل‌تر است. همایون (۲۰۰۳)، با مقایسه‌ی نسبت‌های Th/U در شهاب‌سنگ‌های کندریتی با مقادیر زیرزمینی، به این نتیجه رسیده که احتمالاً U به درون هسته وارد شده است. اما ویلر و همکارانش (۲۰۰۶) از بررسی‌های خود نتیجه گرفته‌اند که امکان ندارد، مقادیر چشم‌گیری از U به درون هسته توزیع شده باشد. برای شرایط حاکم در اقیانوس ماگمایی زمین اولیه، U به مقدار چشم‌گیر به درون مواد هسته توزیع نشده و از رفتار لیتوفیل نیز فاصله نگرفته است. بنابراین، U احتمالاً مشارکت عمده‌ای در تولید گرمای هسته ندارد. مالاورگن و همکارانش (۲۰۰۷) در مطالعه‌ای جدید، با بررسی آزمایشگاهی توزیع U و Pb میان فلز-سیلیکات، به این نتیجه رسیده‌اند که مقدار Pb در هسته‌ی زمین، $4/4 - 0/08$ پی پی ام و مقدار U، $63/0 - 0/003$ پی پی ام است. آن‌ها اظهار می‌دارند که مقدار اندک Pb در گوشته‌ی سیاره‌ی زمین را نمی‌توان با توزیع اولیه‌ی سرب به درون هسته‌ی زمین توضیح داد و اگر نظریه‌ی اقیانوس ماگمایی را بپذیریم، آن‌گاه U می‌تواند مقدار حداکثر ۱/۵ درصد از گرمای کلی هسته را تولید کرده باشد [31].

جریان گرمایی CMB در حد ۲ تا ۱۲ TW برآورد شده است [25] و سرعت سرد شدن هسته را کنترل می‌کند. برخی مطالعات جدید در مورد منابع انرژی هسته، به خصوص سؤال در مورد تطبیق جریان گرمایی CMB با اندازه‌ی هسته‌ی درونی و سن بیش از ۵/۳ میلیارد سال برای میدان مغناطیسی، احتمال وجود عنصرهای پرتوزا در هسته را نشان می‌دهد [41]. با توجه به داده‌های تجربی جدید، معقول خواهد بود که پرتوزایی هسته را به وجود پتاسیم نسبت دهیم. در حدود ۴۰۰ پی پی ام پتاسیم با اندازه‌ی کنونی هسته‌ی درونی و نیروی لازم برای وجود زمین دینامو طی ۳/۵ میلیارد سال گذشته، بهترین مطابقت را دارد [38].

برخی محققان بر این باورند که مقداری U (و Th) در هسته وجود دارد. فرست و همکارانش (۱۹۸۲) اظهار داشته‌اند که تحت شرایط بسیار کاهشی (احیایی) در هنگام تشکیل هسته‌ی زمین، U و Th میل بر کالکوفیل شدن داشته‌اند و بنابراین ممکن است به هسته‌ی گوگرددار وارد شده باشند. فیبر و همکارانش (۱۹۸۴) این‌طور اظهار داشته‌اند که حلالیت UO_2 در آهن فلزی ناخالص در فشار ۱ بار و دمای بیش از ۳۰۰۰ درجه‌ی کلونین، چشم‌گیر است و لذا امکان دارد U به مقدار قابل توجه در هسته





هرندون، در یک سلسله از مقالات (مثلاً مقاله‌ی سال ۲۰۰۶ و منابع موجود در آن) خود اظهار داشته که U در حین تفریق اولیه‌ی زمین، به لحاظ ثقلی به درون هسته فرورفته است و به عنوان یک منبع انرژی در هسته عمل می‌کند. اما مورتی (۲۰۰۶) معتقد است، مدل مذکور مستلزم آن است که U در زمان تشکیل زمین، به طور کامل به شکل فلزی کاهیده (احیا) شده باشد. چنین حالت اکسایشی اندک، می‌توانسته است همه‌ی آهن موجود در زمین را به شکل فلزی کاهیده باشد و هیچ آهن اکسیده‌ای را در گوشته برجای نگذاشته باشد. با توجه به این مشاهده که گوشته حدود ۸ درصد آهن اکسیده در خود دارد، نتیجه‌گیری فوق تأیید نمی‌شود.

به هر حال، داده‌های تجربی جدید برای تعیین حضور U در هسته، قاطع نیستند و بعضاً ضد یکدیگرند [31&50]. بنابراین در حال حاضر، وجود یا عدم وجود U و Th در هسته، سؤال‌ی هم‌چنان بی‌پاسخ و بحث‌انگیز است.

زمان تشکیل هسته

تعیین سن و دوره‌ی زمانی تشکیل هسته منوط به آن است که یک سیستم ایزوتوپی در اختیار داشته باشیم که زوج والد-نوزاد در آن، تحت تأثیر جدایش هسته در فاصله‌ی زمانی نیمه‌عمر سیستم، تفکیک شده باشد. خوش‌بختانه پیشرفت‌های اخیر در سیستم ایزوتوپی $^{182}\text{W} - ^{182}\text{Hf}$ ، ابزاری در اختیار ما قرار می‌دهد تا زمان تشکیل هسته را تعیین کنیم.

سیستم ایزوتوپی Hf-W، شامل واپاشی Hf به W با نیمه‌عمر ۹ میلیون سال است (بنابراین سیستم ایزوتوپی مذکور طی ۱۰۰ میلیون سال اول سرگذشت زمین از میان رفته است). Hf و W هر دو عنصرهایی دیرگداز هستند (به ترتیب لیتوفیل و سیدروفیل) که غلظت نسبی آن‌ها در زمین به اندازه‌ی کندریت هاست. در حدود ۹۰ درصد مقدار تنگستن زمین در هسته قرار گرفته، در حالی که کل مقدار هافنیم در زمین سیلیکاته متمرکز گشته است. مطالعات جدیدتر (رک: مک دانو، ۲۰۰۳) نشان داده‌اند که فراوانی ایزوتوپی W در زمین، اندکی بیشتر از کندریت هاست. این فراوانی اندکی بیشتر، نشان‌دهنده‌ی برهم‌افزایی سریع زمین، تشکیل هسته در مراحل اولیه‌ی تشکیل زمین و کامل شدن جدایش فلز-سیلیکات در فاصله‌ی زمانی کمتر از ۳۰ میلیون سال بعد از تشکیل زمین (۴/۵۶ میلیارد سال پیش) است.

سیستم‌های ایزوتوپی U-Pb، Tc-Ru (^{98}Tc) نیمه‌عمری بین ۴ تا ۱۰ میلیون سال دارد و Pd-Ag (^{1۰۷}Pd) نیمه‌عمر ۹/۴ میلیون سال دارد) نیز مورد آزمایش قرار گرفته‌اند تا اطلاعاتی بیشتر درباره‌ی زمان جدایش هسته به دست آید (جدول ۴). به طور

کلی، نتایج حاصل از این سیستم‌ها صریح و قطعی هستند، اما آموزنده نیستند. سیستم‌های از میان رفته‌ی Tc-Ru و Pb-Ag، ایزوتوپ‌های والد و نوزادی دارند که سیدروفیل‌اند و بنابراین در حین تشکیل هسته، به شدت به درون آن توزیع شده‌اند. نبود بی‌هنجاری‌های ایزوتوپی در سیستم‌های فوق نشان می‌دهد که جدایش هسته، هیچ‌گونه نشانه‌ای (امضایی) در زمین سیلیکاته برجای نگذاشته است [35].

به هر حال، مطالعات فوق بر این موضوع تأکید دارند که مقیاس زمانی Hf-W تا چه حد با مدل‌های برهم‌افزایی دینامیک (که فاصله‌ی زمانی حدود ۱۰ میلیون سال را برای مرحله‌ی اصلی رشد در تشکیل زمین پیشگویی می‌کنند) توافق دارند. این مقیاس زمانی مدل W برای برهم‌افزایی زمین، کوتاه‌تر از برآوردهای کنونی بر مبنای سیستم ایزوتوپی Pb در بازالت‌های گوشته‌ای و سیستم ایزوتوپی Xe در زمین است. پایان تفریق فلز-سیلیکات و گاززدایی بزرگ مقیاس گوشته، در حدود ۱.۸ میلیون سال بعد از آغاز برهم‌افزایی رخ داده است. به علاوه مطالعات فوق، هم‌خوانی این مقیاس زمانی با مدل‌های برهم‌افزایی دینامیک زمین (که پایان برهم‌افزایی زمین را در ۱.۸ میلیون سال بعد از آغاز برهم‌افزایی می‌دانند) را نشان می‌دهند.

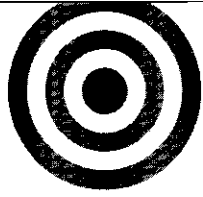
جدول ۴. برخی رادیونوکلیدهای کوتاه‌عمر در منظومه‌ی شمسی اولیه

عنصر نوزاد	نیمه‌عمر	عنصر والد
^{36}Ar , ^{36}S	۰٫۳	^{36}Cl
^{41}K	۰٫۱	^{41}Ca
^{26}Mg	۰٫۷۳	^{26}Al
^{10}B	۱٫۵	^{10}Be
^{60}Ni	۱٫۵	^{60}Fe
^{53}Cr	۳٫۷	^{53}Mn
^{107}Ag	۶٫۵	^{107}Pb
^{187}W	۸٫۹	^{182}Hf
^{206}Tl	۱۵	^{206}Pb
^{129}Xe	۱۶	^{129}I
^{92}Zr	۳۶	^{92}Nb
^{136}Xe	۸۰	^{244}Pu
^{142}Nd	۱۰۳	^{146}Sm

تشکیل هسته

فرایند تشکیل هسته به خوبی مشخص و شناخته شده نیست. نظریات مربوط به تشکیل هسته، ابتدا بر پایه‌ی مفهوم جدایش فلز از یک زمین کامل، بنا شده بود. این مدل‌ها از تراوش بین دانه‌ای^۲ تا دیپیرهای فرورونده^۳ متغیرند [20]. به همین طریق، مدل‌هایی که بسیاری از عقاید ما در مورد توزیع عنصرهای کم‌مقدار در اقیانوس ماگمایی بر آن‌ها بنا می‌شوند، یک زمین





تحت تأثیر قرار داده باشد. در محاسبه ی مقیاس زمانی برهم افزایی، فرض می شود که تنگستن برهم افزوده، از لحاظ ایزوتوپی با W در زمین سیلیکاته به تعادل رسیده است (شکل ۱-ب). اما اگر مقدار اندکی از W ورودی، در فاز فلزی بوده باشد که به طور مستقیم با هسته ی زمین مخلوط شده است (شکل ۱-ج)، آن گاه «سن» Hf-W برای زمین یا برای هسته ی آن، قدیمی تر از مقدار واقعی تجلی خواهد کرد [21]. در هر صورت، درک و فهم جزئیات فرایند فوق ضروری است.

یک روش آن است که از زمین شیمی ایزوتوپی برای رسیدن به استنباط فیزیکی استفاده کنیم. اگر سن ماه را بدانیم، زمان آخرین مرحله ی برهم افزایی در سرگذشت زمین نیز برای ما روشن خواهد شد. و به این ترتیب می توان تعیین کرد که ترکیب ایزوتوپی W در زمین سیلیکاته، تا چه حد نشان دهنده ی وضعیت غیرتعادلی مواد افزوده شده در حین برهم افزایی در مقیاس سیاره ای است. کاوش های اولیه [21] نشان می دهد که درجه ی به تعادل رسیدن فلز ورودی و زمین سیلیکاته، باید مقدار زیاد ۹۰-۷۰ درصد و حتی بیشتر باشد (در صورتی که کوهی ماه در فاصله ی زمانی کمتر از 45 ± 5 میلیون سال بعد از شروع تشکیل منظومه ی شمسی، تشکیل شده باشد). با وجود این، یک حادثه ی برخوردی بسیار بزرگ می توانسته است، در ابتدا وضعیت غیرتعادلی چشم گیری را ایجاد کرده باشد [20].

کامل شکل گرفته را در نظر می گیرند که جدایش فلز از سیلیکات در آن انجام شده است. این مدل ها، استخوان بندی افکار مربوط به فرایندهای فیزیکی و شیمیایی دخیل در تشکیل هسته ی زمین را تشکیل می دهند. دغدغه ی کنونی این است که مدل های مذکور را به نظریات پیچیده تر و غیر واقعی تر که افزایش کنونی اندازه ی زمین و فرایندهای انتقام جرم هم زمان با پیشرفت برهم افزایی و تشکیل هسته طی ده ها میلیون سال را در نظر می گیرند، تعمیم دهیم (شکل ۱). این موضوع تا حدودی، به پرسش درباره ی تغییرات فاز، واکنش ها و تغییرات فیزیکی زمین هم گام با افزایش اندازه ی آن، مربوط می شود [20].

با وجود این، آن چه که به کمیت درآوردنش سخت است، اثر مستقیم برخوردهای سیاره ای است. این امکان وجود دارد که برخوردها، اقیانوس های ماگمایی را تولید و آن ها نیز تشکیل هسته را تسهیل کرده باشند. اما این احتمال هم هست که تشکیل پوشش، اتمسفر اولیه را مختل کرده و سرد شدن و تبلور را باعث شده باشد. به علاوه، برخوردهای میان اجرام سیاره ای تفریق یافته، می توانسته اختلاط و ممزوج شدن فلز در هسته ی هر «سیاره شده» را سبب شده باشد. به این ترتیب، رشد هسته ی زمین می توانسته از طریق اختلاط هسته - هسته رخ داده باشد (شکل ۱-ج) و نه به علت جدایش فلز از سیلیکات. فرایند اختلاط هسته - هسته می توانسته زمان سنجی Hf-W را

شکل ۱. نمایش ساده ی نظریات مربوط به تشکیل هسته و این که چگونه آن ها را می توان به مقیاس های زمانی و مدل های ایزوتوپی تبدیل کرد. الف) تشکیل آبی هسته: در این مدل، سن به عنوان نقطه ای در زمان محاسبه می شود که یک سیاره ی کامل شکل گرفته، به هسته و سیلیکاته تفکیک شده است.

ب) تشکیل هسته به طور پیوسته: سیاره، از طریق برهم افزایی مواد دارای ترکیب ایزوتوپی W و نسبت Hf/W کندریستی، رشد می کند. مواد تازه برهم افزوده، قبل از تفکیک آهن تازه و عنصرهای سیدروفیل (شامل W) به درون هسته، در بخش سیلیکاته ی بیرونی با W مخلوط می شوند. بیشتر مدل ها، آهنگ کاهش نمایی رشد را برای سیاره و هسته ی آن در نظر می گیرند.

ج) اختلاط هسته - هسته: سیارات زمینی ظاهراً از موادی شکل گرفته اند که قبلاً به سیلیکات و فلز تفریق یافته بوده اند. در حال حاضر، تعیین این که تا چه حد، تعادل میان مواد برهم افزوده و ذخیره ی سیلیکاته سیاره برقرار می شود، به خوبی مشخص نشده است.

نتیجه ی نهایی، اگر با تشکیل پیوسته ی هسته و برقراری تعادل همانند مدل (ب) محاسبه شده باشد، این خواهد بود که آهنگ رشد سیاره ظاهراً سریع تر از آن مقداری است که واقعاً بوده است (اقتباس از: هالیدی، ۲۰۰۶).

الف) تشکیل آبی هسته

ب) تشکیل پیوسته ی هسته و جسم برخوردکننده - به تعادل رسیدن گوشته در حین رشد سیاره

ج) اختلاط هسته - هسته بدون به تعادل رسیدن فلز - سیلیکات در حین رشد سیاره

جمع بندی

هسته‌ی زمین نسبت به دیگر بخش‌های سیاره‌ی ما، هنوز منطقه‌ای تقریباً بکر است و موقعیت عمیق آن در زیر لایه‌های ناهمگن (به خصوص لایه‌ی "D" در قاعده‌ی گوشته)، به همراه پیچیدگی فیزیک هسته، نشان می‌دهد که مطالعه‌ی هسته هم‌چنان نتایج بحث‌انگیزی خواهد داشت. اما به همین دلیل، هسته‌ی یکی از جذاب‌ترین مسائل دانشمندان علوم زمین است. شعاع هسته‌ی بیرونی و درونی با دقت خوبی مشخص شده است: 3480 ± 1 کیلومتر برای مرز هسته - گوشته، و $1221 - 1215$ کیلومتر برای مرز هسته‌ی درونی. این دو مرز، ناپوستگی‌های درجه‌ی اول امواج لرزه‌ای محسوب می‌شوند.

ترکیب دقیق هسته به خوبی مشخص نشده است. تنها فلزی که در منظومه‌ی شمسی به اندازه‌ی کافی فراوان است و تقریباً با چگالی هسته جور در می‌آید، آهن است. اعتقاد همگان بر آن است که هسته‌ی زمین عمدتاً متشکل از آهن به همراه مقداری نیکل (تا ۱۰ درصد) است. به علاوه این ترکیب، در واقع همان ترکیب اصلی شهاب سنگ‌هاست که روی زمین می‌افتند و سنگ بنای منظومه‌ی شمسی اولیه را در خود ثبت کرده‌اند. اما آهن خالص یا مخلوط آهن - نیکل، خیلی چگال است و لذا با توجه به چگالی کمتر هسته‌ی زمین، باید مقداری از ناخالصی‌های سبک در آن وجود داشته باشد تا بتواند، چگالی هسته‌ی بیرونی را تا حدود ۷ درصد کاهش دهد. این ناخالصی‌های سبک، عمدتاً می‌توانند Si، S و O و شاید تا حدودی C و H باشند.

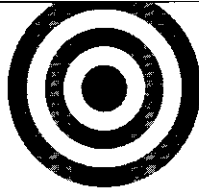
در عمق ۵۱۲۵ کیلومتری، مرز بین هسته‌ی جامد و مایع قرار دارد (ICB)، هسته‌ی درونی جامد، $6/5 \pm 1/4$ درصد چگال‌تر از هسته‌ی بیرونی مایع است. این ناپوستگی را نمی‌توان به طور کامل به تغییر چگالی در هنگام ذوب نسبت داد، بلکه باید به توزیع ناخالصی‌های سبک میان هسته‌ی جامد و مایع (کمتر بودن آن‌ها در هسته‌ی درونی) مربوط باشد. بنابراین شواهد نشان می‌دهند که هسته‌ی بیرونی دارای ۵ تا ۱۰ درصد از عنصرهای سبک است، اما مقدار آن‌ها در هسته‌ی درونی، از ۲ تا ۳ درصد فراتر نمی‌رود. درک کنونی ما این است که در حین سرد شدن آرام زمین، هسته‌ی درونی از هسته‌ی بیرونی تبلور می‌یابد. عنصرهای سبکی که در حین این عمل، در مرز هسته‌ی جامد و مایع (ICB) آزاد می‌شوند و انرژی گرانشی حاصل از آن‌ها، اثری چشم‌گیر بر ایجاد همرفت در هسته‌ی مایع دارد و این عمل، خود باعث ایجاد زمین دینامو و میدان مغناطیسی زمین می‌شود.

مدت‌های زیادی معلوم شده بود که گوشته‌ی زمین در مقایسه با کندریت‌های CI، تهی شدگی بیشتری از پتاسیم را نشان می‌دهد. این تهی شدگی را با دو سازوکار می‌توان توجیه کرد: ۱. پتاسیم به علت فرار بودن، در مراحل اولیه‌ی برهم‌افزایی زمین،

فرار کرده و لذا در زمین تهی شده است. ۲. پتاسیم در حین تفکیک مایع فلزی غنی از آهن، به درون هسته وارد شده است. داده‌های ایزوتوپی پتاسیم برای بیشتر مواد منظومه‌ی شمسی، مقدار $\geq 2\%$ را برای پتاسیم فرار کرده، در نظر می‌گیرند و بنابراین فرار بودن یا تبخیر چشم‌گیر پتاسیم را رد می‌کنند. بر همین اساس، تعدادی از محققان اظهار داشته‌اند که دست کم بخشی از کمبود پتاسیم در گوشته، می‌تواند به ورود پتاسیم به درون هسته مربوط باشد. در مورد وجود U و یا Th در هسته نیز توافق چندانی وجود ندارد. اما شاید آشکاری‌سازی پادونوترینوهای تولید شده از واپاشی عنصرهای پرتوزا در درون زمین [7]، بتواند به حل معمای وجود عنصرهای پرتوزا در هسته‌ی زمین کمک کند (برای اطلاعات بیشتر، مثلاً رک: فیورنتینی و همکاران ۲۰۰۷ و منابع ذکر شده در آن).

تشکیل هسته‌ی زمین، در نهایت به روش برهم‌افزایی سیاره بستگی دارد. اگر اجرام کوچک (شبه سیارات) به اندازه‌ی کافی به سرعت برهم‌افزایی کرده باشند، آن‌گاه ممکن است تحت اثر واپاشی ایزوتوپ‌های کوتاه عمر (مثلاً ^{26}Al) ذوب شده و تفریق یافته باشند. در مورد اجرامی که اندازه‌ای مشابه با زمین دارند، مراحل نهایی برهم‌افزایی شامل برخوردهای میان اجرام هم‌اندازه است که بسیاری از آن‌ها احتمالاً پیش‌تر تفریق یافته بودند. این برخوردها آن قدر انرژی داشته‌اند که بتوانند، بخش‌های بزرگی از سیاره را ذوب کنند. اما گسترش جانبی ذوب و دوره‌ی زمانی وجود اقیانوس‌های ماگمایی حاصل، در حال حاضر به خوبی درک نشده است. تفکیک فلز از سیلیکات که لازمه‌ی تشکیل هسته است، بر حسب درجه‌ی ذوب می‌توانسته است به چند روش انجام شود. تراوش آهن مذاب از درون سیلیکات‌های جامد که به خواص مربوط کنندگی مذاب (زاویه‌ی دووجهی)، مقدار مذاب و تنش‌های برشی وابسته است، احتمالاً برای سیاره‌ای با اندازه‌ی زمین نمی‌تواند سازوکاری کارآمد باشد. از سوی دیگر، جدایش آهن مذاب از سیلیکات‌های مذاب در اقیانوس ماگمایی، بسیار سریع و مؤثر است. تشکیل هسته، باعث آزاد شدن انرژی گرانشی می‌شود و گرمای بیشتری آزاد می‌کند. بنابراین، هنگامی که هسته به اندازه‌ی کافی رشد کرد و بزرگ شد، ذوب و تشکیل آن اجتناب‌ناپذیر خواهد بود. به علت ماهیت تصادفی برخوردهای مرحله‌ی تأخیری، اجرام آهنی بزرگ (هسته‌ی شبه سیارات) در فواصل معین، به درون زمین وارد شده‌اند. گسترده‌ی عمل امولسیون‌سازی این اجرام آهنی در حین برخوردها، فعلاً مشخص نیست، اما برای تحول شیمیایی هسته و گوشته، کاربردهای مهمی دارد.

به کمک زمان سنج‌های Hf-W، زمان تشکیل هسته‌ی زمین در 30 تا 50 میلیون سال بعد از تشکیل منظومه‌ی شمسی، تعیین



R Soc Lond, A, 360. 1227-1244.

4. Allegre C.J., Poirier J.-P., Humler E., & Hofmann A.W. (1995) The chemical composition of the Earth. *EPSL*, 134, 515-526.

5. Anderson, D.L. (2007) New theory of the Earth. Cambridge University Press, UK. 384pp.

6. Anderson O.L. and Isaak D.G. (2002) Another look at the core density deficit of Earth's outer core. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 131(1), 19-27.

7. Araki T. & 86 co-authors (2005) Investigation of geologically produced antineutrinos with KamLAND. *Nature*, 436, 499-503.

8. Asahara Y., Frost D.J. & D.C. Rubie (2007) Partitioning of FeO between magnesiowustite and liquid iron at high pressures and temperatures: Implications for the composition of the Earth's outer core. *EPSL*, 257, 435-449.

9. Badro J., Fiquet G., Guyot F., Gregoryanz E., Occelli F., Antonangeli D. & M. d'Astuto (2007) Effect of light elements on the sound velocities in solid iron: Implications for the composition of the Earth's core. *EPSL*, 254, 233-238.

10. Birch F. (1952) Elasticity and Constitution of the Earth's Interior. *J Geophys Res* 57(2), 227-286.

11. Birch F. (1964) Density and Composition of Mantle and Core. *J Geophys Res* 69(20), 4377-4388.

12. Brandon A. D., Walker R.J., Puchtel I. S., Becker H., Humayun M., and Revillon S. (2003) $^{186}\text{Os}/^{187}\text{Os}$ systematics of Gorgona Island komatiites: implications for early growth of the inner core. *EPSL* 206, 411-426.

13. Bouhifd M. A., (2007) Potassium Partitioning into molten iron alloys at high-pressure: Implications for Earth's core. *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, 160, 22-33.

14. Christensen U.R. and Tilgner A. (2004) Power requirement of the geodynamo from ohmic losses in numerical and laboratory dynamos. *Nature* 429, 169-171.

15. Corgne A., Keshav Sh., Fei Y. & W.F. McDonough (2007) How much potassium is in Earth's core? New insights from partitioning experiments. *EPSL*, 256, 567-576.

16. Davies G. (2007) Mantle regulation of core cooling: A geodynamo without core radioactivity. *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, 160, 215-229.

17. Fiorentini G., Lissia M. & Mantovani F. (2007) Geoneutrinos and Earth's interior. *Physics Reports*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.physrep.2007.09.001>.

18. Gessmann C.K. and Wood B.J. (2002) Potassium in the Earth's core? *EPSL*, 200, 63-78.

19. Gessmann C.K., Wood B.J., Rubie D.C., Kilburn M.R. (2001) Solubility of silicon in liquid metal at high pressure: Implications for the composition of the Earth's core. *EPSL*, 184, 367-376.

شده است. این مقیاس زمانی، گرچه نمی تواند رشد هسته از طریق برخورد های چندگانه ی مجزا (ناپیوسته) را به طور کامل پوشش دهد، اما با مدل های عددی برهم افزایی، توافق خوبی نشان می دهد. نتایج Hf-W نشان می دهد که هسته ی اجرام برخورد کننده، غالباً با گوشته ی سیلیکاتی به تعادل مجدد می رسیده اند و این تأیید می کند که عمل امولسیون سازی در حین برخورد، فرایندی نسبتاً مؤثر و کارآمد بوده است.

مقدار عنصرهای سیدروفیل گوشته، از آن مقداری که از ضرایب توزیع آن ها در فشار پایین انتظار می رود، بالاتر است. ضرایب توزیع فلز - سیلیکات که در شرایط فشار و دمای بالا ($20-40\text{GPa}$ - $2500-4000\text{K}$) تعیین شده است، می تواند فراوانی عنصرهای سیدروفیل متوسط را توضیح دهد. این ضرایب توزیع، به تعادل رسیدن فلز - سیلیکات در نزدیکی قاعده ی اقیانوس ماگمایی را دوباره تأیید می کند، اما احتمالاً تصویر واقعی آن شامل اقیانوس های ماگمایی چندگانه با شرایط متفاوت فشار، دما و فوگاسیته ی اکسیژن است. مقدار عنصرهای شدیداً سیدروفیل، احتمالاً ناشی از افزوده شدن مواد کندریتی به گوشته (روکش پایانی) بعد از خاتمه ی تشکیل هسته است. اما به هر حال، ضرایب توزیع این عنصرها در شرایط احتمالی تشکیل هسته، هنوز به خوبی درک نشده است.

قدردانی

در پایان بر خود لازم می دانم، از دی. سی. رابی، ای. سوریانو و اف. نیمو که تعدادی از منابع مفید را در اختیار این جانب قرار دادند، صمیمانه سپاس گذاری کنم. هم چنین، از دوست عزیز، احمد علیزاده که در تهیه ی این نوشتار، یار و یاور این جانب بود، کمال تشکر را دارم.

* دبیر زمین شناسی شهرستان قوچان
 پی نوشت

1. Moment of inertia
2. Intergranular percolation
3. Descending diapirs
4. Core-core mixing

منابع

1. Adler J F, Williams Q, (2005) A high-pressure X-ray diffraction study of iron nitrides: Implications for Earth's core. *J. Geophys. Res.* 110, B 01203.

2. Alfee D., Gillan M.J. & Price G.D. (2007) Temperature and composition of the Earth's core. *Contemporary Physics*, 48(2), 63-80.

3. Alfee D., Gillan M.J., Vocablo L., Brodholt J. & Price G.D. (2002) The ab-initio simulation of the Earth's core. *Phil Trans*





- Elsevier-Pergamon, Oxford, 547-569.
36. McDonough W. F. (2006) The Composition Of The Earth's Core. In: the Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism. (D. Gubbins, ed.), Springer.
 37. Murthy, R. V., van Westrenen, W. and Fei, Y. (2003) Experimental evidence that potassium is a substantial radioactive heat source in planetary cores. *Nature*, 423, 163-165.
 38. Murthy, R. V. (2006) Radioactivity of the Earth and the case for potassium in the Earth's core. *Earth Moon & Planets*, 99, 23-32.
 39. Nimmo F. (2007) Thermal and compositional of the core. In: Treatise On Geophysics, Vol 9 (ed. D. Stevenson), Elsevier.
 40. Nimmo F. (2007) Energetics of the core. In: Treatise On Geophysics, Vol 8 (ed. P. Olson), Elsevier.
 41. Nimmo F., Price G. D., Brodholt J. & Gubbins D. (2004) The influence of potassium on core and geodynamo evolution. *Geophys J Int*, 156, 363-376.
 42. Rubie D. C., Nimmo F. & H. J. Melosh (2007) Formation of the Earth's core. In: Treatise On Geophysics, Vol 9 (ed. D. Stevenson), Elsevier.
 43. Rubie D. C., Gessmann C. K. & Frost D. J. (2004) Partitioning of oxygen during core formation on the Earth and Mars. *Nature*, 429, 58-61.
 44. Rushmer T, Minarik WG, Taylor GJ (2000) Physical processes of core formation. In: Canup RM, Righter K (eds) Origin of the Earth and Moon, The University of Arizona Press, Tucson, pp 227-243.
 45. Schuiling R. D. (2006) Is there a nuclear reactor at the center of the Earth? *Earth Moon & Planets*, 99, 33-49.
 46. Souriau, A. (2007) The Earth's Cores. In: Treatise On Geophysics (ed. B. Romanowicz & A. Dziewonski), Vol 1, Elsevier.
 47. Stevenson DJ (1990) Fluid dynamics of core formation. In: Newsom HE, Jones JH (eds) Origin of the Earth, Oxford University Press, London, pp 231-249.
 48. Vocablo L. (2006) Inner core composition. In: the Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism. (D. Gubbins, ed.), Springer.
 49. Washington H. S. (1925) The chemical composition of the Earth. *Am. J. Sci.* 9, 351-378.
 50. Wheeler K., Walker D., Fei Y., Minarik W. G. & McDonough W. F. (2006) Experimental partitioning of uranium between liquid iron sulfide and liquid silicate: Implications for radioactivity in the Earth's core. *Geochim Cosmochim Acta*, 70, 1537-1547.
 51. http://en.wikipedia.org/wiki/Kola_Superdeep_Borehole
 20. Halliday A.N. (2006) The origin of the Earth, what's new? *Elements*, 2, 205-210.
 21. Halliday A.N. (2004) Mixing, volatile loss and compositional change during impact-driven accretion of the Earth. *Nature*, 427, 505-509.
 22. Hollenbach, D. F. & Herndon, J. M. (2001) Deep-Earth reactor: Nuclear fission, helium, and the geomagnetic field. *PNAS*, 98(20), 11085-11090.
 23. Herndon J.M. (2006) Solar system processes underlying planetary formation, geodynamics, and the georeactor. *Earth Moon & Planets*, 99, 53-89.
 24. Labrosse S. (2003) Hotspots, mantle plumes and core heat loss. *Physics of The Earth and Planetary Interiors*. 140, 127-143.
 25. Labrosse S. & Macouin M. (2003) The inner core and the geodynamo. *Comptes Rendus Geoscience*. 335, 37-50.
 26. Labrosse S., Poirier J.P., and LeMouel J.L. (2001) The age of the inner core. *EPSL*. 190, 111-123.
 27. Lee K.K.M. & Steinle-Neumann G. (2006) High-Pressure alloying of iron and xenon: "Missing" Xe in the Earth's core. *J Geophys Res*, 111, B 02202, 1-7.
 28. Lee K. K. M. and Jeanloz R. (2003) High-pressure alloying of potassium and iron: Radioactivity in the Earth's core? *Geophys. Res. Lett.*, 30(23) 2212.
 29. Lee K. K. M., Steinle-Neumann G. & Jeanloz R. (2004) Ab-initio high-pressure alloying of iron and potassium: Implications for the Earth's core. *Geophys Res Lett*, 31, L 11603.
 30. Li J. and Fei Y. (2003) Experimental constraints on Core Composition, pp 521-546. In The Mantle and Core (ed. R. W. Carlson.) Vol. 2 Treatise on Geochemistry (eds. H. D. Holland and K. K. Turekian), Elsevier-Pergamon, Oxford.
 31. Malavergne V., Tarrida M., Combes R., Bureau H., Jones J. & C. Schwandt (2007) New high-pressure and high-temperature metal/silicate partitioning of U and Pb: Implications for the cores of the Earth and Mars. *Geochim Cosmochim Acta*, 71, 2637-2655.
 32. Masters G. and Gubbins D. (2003) On the resolution of density within the Earth. *Physics Earth Planetary Interiors*, 140, 159-167.
 33. McDonough W. F. and Sun S.-s. (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253.
 34. McDonough W. F. (1999) Earth's Core. In Encyclopedia of Geochemistry (ed. C. P. Marshall & R. W. Fairbridge), pp. 151-156. Kluwer Academic Publishers.
 35. McDonough W. F. (2003) Compositional Model for the Earth's Core. In: Carlson R. W., Holland H. D., Turekian K. K. (Eds.) Treatise on Geochemistry: The Mantle and Core, vol 2.

