زمين زيستگاه ما

ساختار زمين

مطالعه ساختمان دروني زمين
براي مطالعه ماهيت دروني زمين از مشاهدات و اطلاعات گوناگون استفاده مي‌شود. خصوصيات شيميايي و كاني شناختي بخش‌هاي سطحي زمين با نمونه برداري مستقيم و مطالعات آزمايشگاهي بر روي ماگماها به دست آمده است. اما، جز بخشهاي سطحي، دسترسي مستقيم به قسمت اعظم درون زمين امكان پذير نيست. اين در حالي است كه زمين شناسان تقريبا" با نوعي اطمينان از تركيب و خصوصيات اعماق زمين، حتي قسمت‌هاي مركزي آن كه در عمق بيش از۲۹۰۰ كيلومتر قرار دارد، بحث مي‌كنند . بسياري از دانسته‌هاي ما از درون زمين به طور غير مستقيم به دست آمده است. با توجه به اطلاعات حاصل از شهاب سنگ‌ها و ستارگان، مي‌توان تا اندازه‌ي به تركيب كلي زمين پي برد. اندازه گيري برخي پارامترهاي فيزيكي (مثل جرم، چگالي يا گراني) و مشاهداتي مثل وجود ميدان مغناطيسي ، ماهيت مواد سازنده دروني زمين را آشكارتر مي‌سازد. بررسي نحوه انتشار امواج لرزه‌ي بيشترين اطلاعات را در مورد ساختمان درون زمين و خصوصيات فيزيكي و تركيب احتمالي آن به دست مي‌دهد.

تركيب شيميايي زمين
شواهد مستقيم و غير مستقيمي براي شناخت تركيب دروني زمين وجود دارد. با تجزيه تعداد زيادي نمونه‌هاي سطحي و نمونه‌هاي به دست آمده از حفاري‌ها، تركيب انواع مختلف سنگ‌هاي آذرين، دگرگوني و رسوبي سازنده پوسته زمين مشخص شده است. در نقاطي كه فعاليت‌هاي زمين ساختي بخشهاي عميق توده‌هاي آذرين نفوذي و سنگ‌هاي به شدت دگرگون شده را را به سطح زمين نزديك كرده است، زمين شناسان توانسته اند حتي نمونه‌هايي از سنگ‌هاي اعماق پوسته را به دست آورند. تركيب سنگ‌هاي سازنده پوسته بسيار متغيرند ولي تعداد نمونه‌هاي برداشت شده كه مورد تجزيه شيميايي قرار گرفته اند، آن قدر زيادند كه تركيب متوسط پوسته به خوبي معلوم شده است.

جدول تركيب پوسته زمين (درصد وزني)		
اكسيدها	پوسته قاره اي	پوسته اقيانوسي
SiO_2	٥٩/٢	٤٨/٠
Al_2O_3	١٥/٤	١٥/٢
FeO	٧/٥	١٠/٧

MgO	٤/٣	٧/٧
CaO	٦/٠	١٢/٢
K_2O	٢/٦	٠/٦
Na_2O	٢/٨	٢/٦
TiO_2	٢/٠	٢/٢

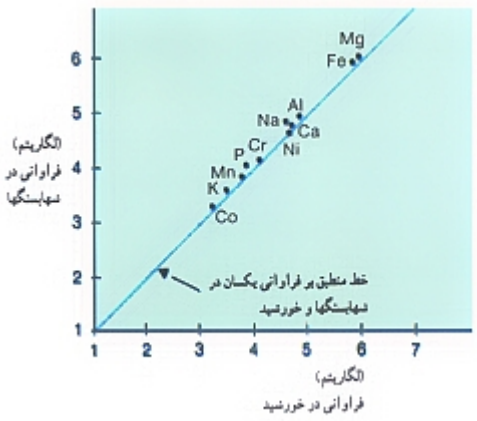
ميانبارها چگونه به شناسايي پوسته و بخش‌هاي بالايي گوشته كمك مي‌كنند؟

نمونه‌هايي از بخش‌هاي عميق تر پوسته و بخش‌هاي بالايي گوشته در زير قاره‌ها، به وسيله فعاليت‌هاي آتشفشاني به سطح زمين مي‌رسند. ماگماهاي در حال صعود كه بر اثر ذوب بخشي در گوشته ايجاد مي‌شوند، ممكن است با خود قطعات هنوز ذوب نشده گوشته يا قطعاتي از پوسته را به بلال حمل كنند. اين قطعات سنگي كه اصطلاحا" «ميانبار» خوانده مي‌شود، شواهد باارزشي از تركيب اعماق پوسته و گوشته فوقاني فراهم مي‌كنند. در هر حال اين قطعات نمي توانند از اعماقي پايين تر از ناحيه‌ي خاستگاه ماگمايي كه حاوي آنهاست، بالا آمده باشند. عميق ترين خاستگاه ماگماها، كه گواه خوبي بر عمق تشكيل آنها وجود دارد، سنگ‌هاي الترابازيك (خيلي بازيك) حاوي الماس موسوم به كيمبرليت است. اين سنگ‌ها از اعماق تقريبا" ٢٠٠ كيلومتري زمين منشاء مي‌گيرند و به صورت تنوره‌هاي آتشفشاني در قاره‌ها ياقت مي‌شوند.

افيوليت‌ها چگونه به شناسايي پوسته و بخش‌هاي بالايي گوشته كمك مي‌كنند؟

افيوليت‌ها مجموعه درهمي از رسوبات دريايي و سنگ‌هاي بازيك و التزابازيك اند كه در قاره‌ها يافت مي‌شوند و غالبا" آنها را باقي مانده سنگ كره اقيانوسي مي‌دانند كه بر اثر برخوردهاي ورقه‌ي فرا رانده شده و در قاره‌ها جاي گرفته اند. البته افيوليت‌ها، به عنوان نمونه‌هايي از گوشته فوقاني، معمولا" كيفيت مناسبي ندارند زيرا سنگ‌هاي الترابازيك در سطح زمين خيلي آسان در معرض هوازدگي قرار مي‌گيرند.

ستارگان و شهاب سنگ‌ها چگونه به شناسايي تركيب كلي زمين كمك مي‌كنند؟



با توجه به فراواني كيهاني عناصر نيز به طور غيرمستقيم مي‌توان در مورد تركيب كلي زمين نتيجه گيري كرد. تركيب ستارگان را مي‌توان با بررسي طيف آنها تشخيص داد. طول موج‌هاي مختلف نور نشان دهنده عناصر مختلف است. اكثر ستارگان، حداقل از نظر عناصر اصلي كاملا" شبيه اند و ۹۰ درصد آنها نيز از نظر تركيب شبيه به خورشيدند. بنابراين با تجزيه طيف خورشيدي مي‌توان تركيب اكثر ستارگان و در واقع قسمت اعظم جرم جهان را به طور قابل ملاحظه‌ي شبيه به شهاب سنگ‌هاي اوليه است، بنابراين مقادير نسبي عناصر نادر در اين شهاب سنگ‌ها را مي‌توان براي برآورد عناصر نادر در بقيه منظومه شمسي و شايد جهان به كار گرفت. به هر حال با مطالعاتي از اين نوع، تركيب كلي زمين برآورده شده است.

فراواني نسبي عناصر غير فرار در خورشيد و شهاب سنگ‌هاي اوليه خيلي شبيه به هم است. (فراواني‌ها بر حسب يك ميليون اتم سيليسيم.)

با توجه به جدول زير، اگر پوسته در مقايسه با كل زمين از آهن، نيكل و منيزيم نسبتا" تخليه شده است، مي‌توان نتيجه گرفت كه اين عناصر در اعماق زمين متمركز شده اند. فراواني كاني‌هاي آهن و منيزيم دار در نمونه‌هاي گوشته فوقاني با اين استدلال سازگار است. به عكس منطقا" نمي توان انتظار داشت كه اعماق زمين از عناصري مثل سرب يا طلا، كه در مقياس كيهاني نسبتا" نادرند، ساخته شده باشد.

تركيب ميانگين تقريبي كل زمين و مقايسه آن با پوسته (درصد وزني)

عناصر	كل زمين	پوسته
آهن(Fe)	۳۳/۳	۵/۰
اكسيژن (O)	۲۹/۸	٤٦/٦
سيليسيم (Si)	۱۵/٦	۲۷/۷
منيزيم(MG)	۱۳/۹	۲/۱
نيكل(Ni)	۲/۰	۱/۰۱
كلسيم(Ca)	۱/۸	۳/٦
آلومينيم(Al)	۱/۵	۸/۱
سديم(Na)	۰/۲	۲/۸

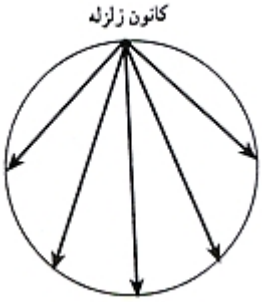
زمين لرزه چگونه به شناسايي درون زمين كمك مي‌كند؟

وقتي زمين لرزه‌ي رخ مي‌دهد، بخشي از انرژي آزاد شده از منبع انرژي (كانون زلزله) به شكل امواج لرزه‌ي با سرعت معيني، كه به خواص فيزيكي محيط بستگي دارد، در تمام جهات منتشر مي‌شود. امواج لرزه‌ي وسيله اصلي مطالعات لرزه شناسي است. دانشمندان علوم زمين با مطالعه مسير حركت امواج لرزه‌ي و زمان سير آنها در درون زمين، در مورد خواص فيزيكي مواد در اعماق زمين و ساختمان دروني آن نتيجه گيري مي‌كنند.

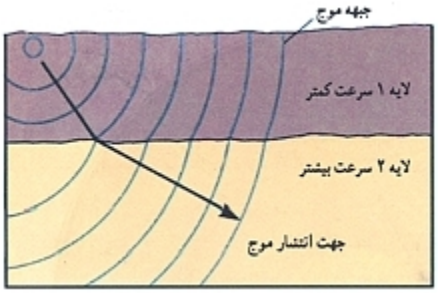
خصوصيات امواج لرزه‌ي : امواج لرزه‌ي در يك محيط هموژن به صورت كره‌هاي در حال گسترش منتشر مي‌شوند. خطوط عمود بر اين سطوح كروي (جبهه موج)، مسير موج خوانده مي‌شود. امواج لرزه‌ي را امواج الاستيك نيز مي‌گويند. عبور اين امواج از سنگ‌ها موجب تغيير شكل آنها مي‌شود. پس از وقوع زمين لرزه دو نوع موج دروني و سطحي توليد مي‌شود. امواج دروني خود از دو نوع اند: موج طولي يا فشاري و موج عرضي يا برشي. موج طولي در جهت انتشار موج و موج عرضي در جهت عمود بر انتشار موج سبب ارتعاش ذرات ماده مي‌شود. سرعت انتشار موج طولي هميشه بيشتر از موج عرضي است، و زودتر از بقيه امواج به دستگاه لرزه نگار مي‌رسد، به همين جهت موج طولي را موج اوليه (P) و موج عرضي را موج ثانويه (S) نيز مي‌گويند. امواج سطحي (ريلي و لاو) كه در مجاور سطح زمين منتشر مي‌شوند، سرعت كمتري از امواج دروني دارند و پس از امواج S و P به ايستگاه‌هاي لرزه نگاري مي‌رسند. امواج لرزه‌ي در سنگ‌ها با سرعت‌هايي منتشر مي‌شوند كه به چگالي و الاستيسيته آنها بستگي دارد (الاستيسيته يا كشساني)، خاصيتي است كه بر اثر آن وقتي يك ماده جامد تحت تأثير نيروهاي مخالف قرار مي‌گيرد تغيير شكل و اندازه مي‌دهد ولي با از بين رفتن نيرو به حالت اول برمي گردد، ميزان اين تغيير شكل را بر حسب ضرايب مختلف الاستيك بيان مي‌كنند.)

براي آن كه چگونگي كاربرد امواج لرزه‌ي را در شناخت ماهيت دروني زمين توضيح دهيم بايد به برخي از خواص امواج لرزه‌ي اشاره كنيم. امواج لرزه‌ي دروني، مانند امواج نوري، ضمن انتشار ممكن است منعكس يا منكسر شوند. انعكاس پديده‌ي آشناست. وقتي پرتوهاي نور به سطي مانند آينه برخورد مي‌كنند منعكس مي‌شوند. امواج لرزه ي نيز به وسيله سطوح بسياري در درون زمين، مثل سطح بين هسته و گوشته يا گوشته و پوسته مي‌توانند منعكس شوند. انكسار نيز زماني رخ مي‌دهد كه سرعت امواج لرزه‌ي تغيير كند، مثل پرتوهاي نور وقتي كه از هوا وارد آب مي‌شوند.

مسيري كه هر موج طي مي‌كند بستگي به تغييرات سرعت آن در طول مسير دارد، اگر فرض كنيم كه سرعت انتشار موج لرزه‌ي در تمام نقاط در داخل زمين يكسان باشد، در اين حالت مسير موج به صورت يك خط مستقيم خواهد بود (شكل ١). اما زمين عملا" به صورت ساده فوق نيست. امواج لرزه‌ي ضمن عبور از يك ماده به ماده ديگري كه خواص الاستيك و چگالي متفاوتي دارند، به علت تغيير سرعت، تغيير مسير، مي‌دهند يا به عبارت ديگر در مرز بين دو ماده مي‌شكنند (شكل ٢). تغيير سرعت در يك محيط ممكن است تدريجي يا ناگهاني باشد (شكل‌هاي ٢و٣). وقتي با افزايش عمق، سرعت امواج لرزه‌ي به تدريج افزوده شود، امواج به طور پيوسته شكسته مي‌شوند و در نتيجه مسيري منحني شكل پيدا مي‌كنند(شكل ٣).



شكل ١- مسير امواج لرزه‌ي با فرض بر اينكه سرعت امواج در تمام نقاط در داخل آن ثابت باشد.

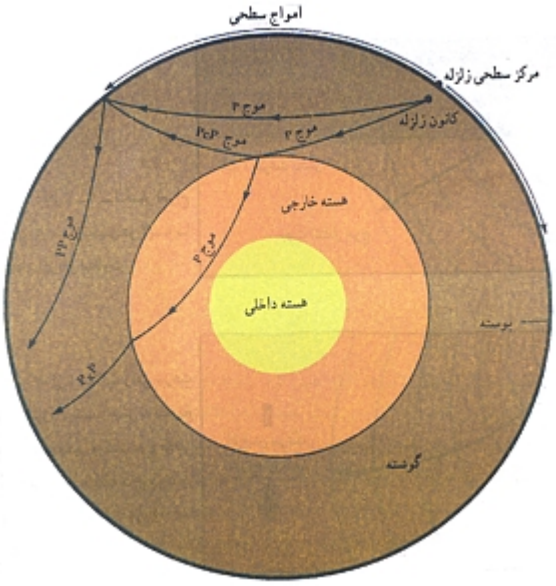


شكل ٢- انكسار امواج لرزه‌ي در مرز بين دو لايه با سرعت‌هاي لرزه‌ي متفاوت.

شكل ٣- وقتي سرعت امواج لرزه‌ي نسبت عمق به تدريج افزوده شود مسير حركت موج منحني شكل مي‌شود. جبهه موج و مسير انتشار موج در شكل نشان داده شده است.

مسير امواج دروني در كره زمين نيز به طور كلي منحني شكل است. در جايي كه سنگ‌هايي با خصوصيات فيزيكي كاملا" متفاوت در كنار هم قرار گرفته باشند، سرعت امواج لرزه‌ي ناگهان تغيير مي‌كند (افزايش يا كاهش شديدي پيدا مي‌كند) و در نتيجه مسير امواج شكستگي مشخصي نشان مي‌دهد. چنين مرزهايي را در داخل زمين انفصال يا ناپيوستگي مي‌گويند. چند انفصال مهم در زمين مشخص شده است. در نتيجه زمين به سه بخش پوسته، گوشته و هسته (داخلي و خارجي) تقسيم شده است (شكل ٤) امواج لرزه‌ي ممكن است به وسيله سطوح يا مرزهايي كه در داخل زمين وجود دارند هم

منعکس و هم منکسر شوند.



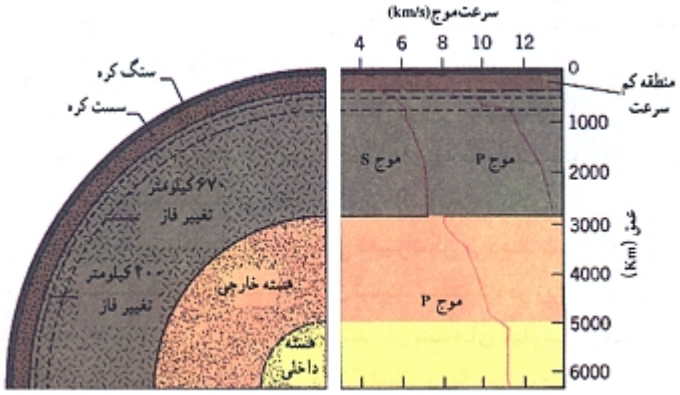
شكل ٤- بازتاب امواج زلزله از لايه هاي مختلف زمين

ترکیب و ساختمان پوسته
بر اساس مطالعه لرزه شناسي مي‌توان ضخامت و ترکیب احتمالي پوسته را در هر نقطه تعیین کرد. پوسته در زیر اقیانوس‌ها نسبتا" نازك است. ضخامت متوسط پوسته اقیانوسي حدود ١٠ کیلومتر است. خصوصیات الاستیك پوسته اقیانوسي مثل خصوصیات بازالت و گابرو است. اما پوسته قاره‌ي چه از نظر ضخامت و چه از نظر ترکیب با پوسته اقیانوسي بسیار متفاوت است. ضخامت پوسته قاره‌ي بین تقریبا" ٢٠ تا ٦٠ کیلومتر تغییر مي‌کند و در زیر رشته کوه‌هاي اصلي بیشتر است. مطالعات گراني سنجي نیز این مسئله را تأیید مي‌کند. سرعت امواج لرزه‌ي در پوسته قاره‌ي نشان دهنده خواص الاستیك شبیه به سنگ‌هایي مثل گرانیت و دیوریت است. در بعضي مناطق درست در بالاي موهو سرعت‌هاي نزدیك به پوسته اقیانوسي مشاهده مي‌شود. این نتایج با آنچه که درباره ترکیب زمین از راه‌هاي دیگر مثل شواهد زمین شناسي و حفاري‌هاي عمیق به دست آمده است تطبیق مي‌کند.

ترکیب و ساختمان گوشته
خصوصیات گوشته زمین تا اندازه‌ي مبهم است. سرعت امواج P در پوسته بین ٦تا ٧ کیلومتر بر ثانیه تغییر مي‌کند ولي در زیر مرز موهو به بیش از ٨ کیلومتر بر ثانیه مي‌رسد. تجربیات آزمایشگاهي نشان مي‌دهد که در سنگ‌هاي غني از کاني‌هاي الیوین، پیروکسین و گرونا مثل پریدوتیت، سرعت امواج لرزه‌ي بیش از

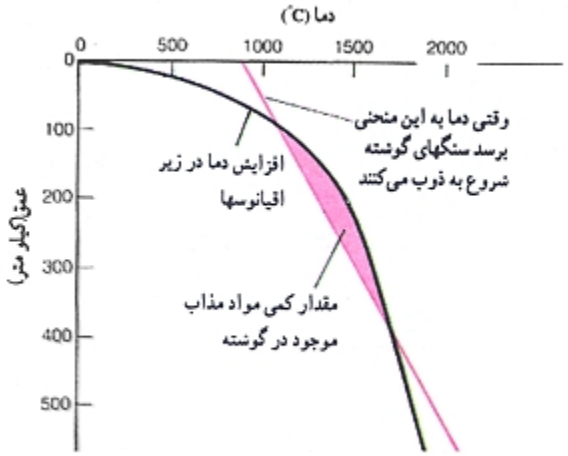
۸ کیلومتر بر ثانیه است. بنابراین تصور می‌شود که این کانی‌ها باید جز کانی‌های اصلی گوشته باشند. این نتیجه با اطلاعات کمی که از راه‌های دیگر درباهر ترکیب گوشته به دست آمده سازگار است.

سرعت امواج P و S در نواحی مختلف گوشته بی نظمی‌هایی نشان می‌دهد (نمودار ۱). اولین تغییر مهم در عمق حدود ۷۰ تا ۱۰۰ کیلومتر شروع می‌شود. از قاعده پوسته تا عمق حدود ۱۰۰ کیلومتر، سرعت به آهستگی از حدود ۸ به ۸/۳ کیلومتر بر ثانیه می‌رسد و تا عمق حدود ۳۵۰ کیلومتر در حد کم باقی می‌ماند. این منطقه را اصطلاحا" «لایه کم سرعت» می‌گویند. البته عمق این لایه در نواحی مختلف متفاوت و تا حدودی مبهم است و به علاوه این لایه در زیر اقیانوس‌ها بهتر توسعه پیدا کرده است شواهدی که نشان دهنده تغییر ترکیب سنگ‌ها در لایه کم سرعت باشد وجود ندارد. تصور می‌شود که این منطقه با بخش‌های بلافاصله بالا و پایین خود ترکیب مشابه‌ی دارد ولی به اندازه آنها صلب نیست، کمتر از آنها الاستیک (کشسان) و بیشتر از آنها (خمیرسان) است.



نمودار ۱- بی نظمی در سرعت امواج زلزله

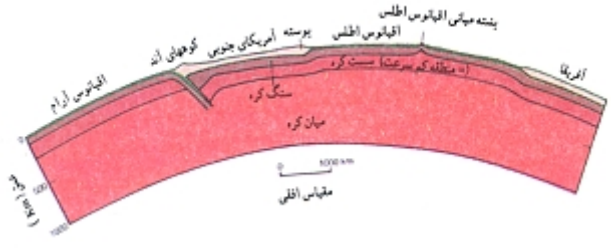
تغییرات سرعت امواج لرزه‌ی نسبت به عمق، تغییرات ناگهانی در مرز پوسته- گوشته، در بخش‌های فوقانی گوشته و در مرز گوشته – هسته روی می‌دهد. یك توضیح احتمالی برای وجود لایه کم سرعت آن است که در اعماق حدود ۱۰۰ تا ۳۵۰ کیلومتر گرادیان زمین گرمایی به دمای ذوب بخشی سنگ‌های گوشته نزدیك می‌شود (شکل ۲). در نتیجه یا صلبیت سنگ‌ها کاهش می‌یابد یا اینکه عملا" ذوب شروع می‌شود. به هر حال مقدار مواد مذاب (اگر وجود داشته باشد) باید خیلی کم باشد؛ چون لایه کم سرعت موج S از مایعات نمی تواند عبور کند. بنابراین می‌توان گفت سنگ‌ها در مناطق کم سرعت جامد باقی می‌مانند ولی خیلی نزدیك به ذوب اند.



نمودار ۲- نزديك شدن گراديان زمين گرمايي با دماي ذوب سنگ ها

يك توضيح احتمالي براي منطقه كم سرعت، وقتي منحني شروع ذوب سنگ‌هاي گوشته، منحني زمين گرمايي را قطع مي‌كند مقدار كمي ماده مذاب توليد مي‌شود. اين مقدار كم ماده مذاب باعث تغيير خواص پلاستيك سنگ‌ها و تشكيل لايه كم سرعت مي‌شود.

لايه كم سرعت اهميت زيادي در توجيه نظريه زمين ساخت ورقي دارد. زيرا در اين نظريه، ورقه‌هاي تكتونيكي بايد بتوانند بر روي يك منطقه تقريبا" پلاستيك بلغزند. به علاوه چنان كه مي‌دانيم ماگماي بازالتي نيز بر اثر ذوب بخشي سنگ‌ها در گوشته فوقاني از اعماق حدود ۱۰۰ تا ۳۵۰ كيلومتر منشأ مي‌گيرد. بنابراين لايه كم سرعت حداقل در زير اقيانوس‌ها بايد بر سست كره منطبق باشد. بخش بالايي گوشته را همراه با پوسته كه لايه‌ي به ضخامت حدود ۱۰۰ كيلومتر از سنگ‌هاي سخت و شكننده تشكيل مي‌دهد، سنگ كره (ليتوسفر) و بخش زيرين آن را كه سنگ‌ها حالت پلاستيك يا خمير مانند دارند و به آساني تغيير شكل مي‌دهند سست كره (آستنوسفر) مي‌گويند. ضخامت سست كره در همه جا يكسان نيست. سست كره در زير اقيانوس‌ها بالا مي‌آيد و در بعضي نقاط حتي تا عمق ۲۰ كيلومتر مي‌رسد. در پشته‌هاي اقيانوسي از همه جا به سطح زمين نزديك تر است. در زير قاره‌ها به عمق ۱۰۰ كيلومتر نزديك مي‌شود ولي در زير بخش‌هاي ضخيم پوسته تا عمق ۱۵۰ كيلومتر فرو مي‌رود (نمودار ۳).



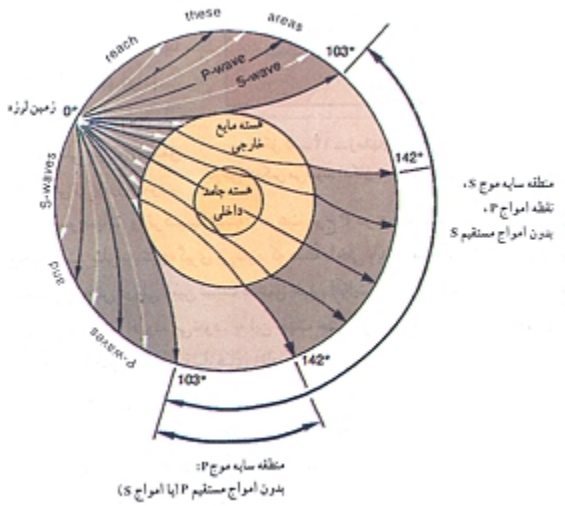
نمودار۳- ساختمان بخش‌هاي فوقاني زمين (مقياس قائم تقريبا" دو برابر مقياس افقي است).

با توجه به نمودار (۱) در اعماق حدود ٤٠٠ تا ٦٧٠ كيلومتر نيز افزايش نسبتا" تندي در سرعت امواج ديده مي‌شود. بر اساس مطالعات آزمايشگاهي اين تغييرات سرعت را ناشي از تغيير فاز مي‌دانند (تغييرات در كاني شناسي يا ساختمان بلورين بدون آن كه لزوما" تغيير در تركيب ايجاد شود).

در زير عمق ٦٧٠ كيلومتر فشردگي موجب مي‌شود كه سرعت‌هاي امواج لرزه‌ي به آهستگي و به طور تقريبا" منظم تا مرز گوشته- هسته افزايش يابد. در اين قسمت سنگ‌ها چگال و بسيار الاستيك اند ولي ماهيت آن خيلي كمتر از لايه‌هاي فوقاني شناخته شده است.

چگونه معلوم شده است كه قسمت بيروني هسته مايع است؟

امواج لرزه‌ي زلزله‌هاي بزرگ قادرند فواصل زيادي را در كره زمين طي كنند. الگوي انتشار و حذف امواج لرزه‌ي سبب شناسايي يك منطقه مهم ديگر در درون زمين شده است. امواج S و P به شدت تحت تأثير مرزي در عمق ۲۹۰۰ كيلومتري قرار مي‌گيرند. در اين عمق سرعت موج P كاهش شديد نشان مي‌دهد و موج S حذف مي‌شود. مرز بين گوشته و هسته در اين عمق قرار دارد.
امواج P يا امواج فشاري مي‌توانند از درون جامدات و مايعات عبور كنند. امواج صوتي نيز كه از نوع فشاري اند، مي‌توانند از هوا، آب و جامدات عبور كنند. امواج P مي‌توانند از سنگ‌ها، ماگما و ديگر سيالات بگذرند، گرچه سرعت آنها در محيطهاي مختلف تغيير مي‌كند. اما امواج S يا امواج برشي نمي توانند از سيالات عبور كنند. زيرا عمل اين موج تغيير شكل (نه تغيير حجم) اجسام است. سيالات تغيير حجم مي‌دهند ولي تغيير شكل نمي دهند. تغيير شكل مستلزم شكستن و تغيير پيوندهاست، به طوري كه مولكول‌ها نسبت به هم بلغزند و اين كار در سيالات امكان پذير نيست.
وقتي زمين لرزه بزرگي روي مي‌دهد، در فاصله بيش از ۱۰۳ درجه از مركز سطحي زلزله، امواج S مستقيما" قابل دريافت نيستند. به عبار ت ديگر يك «منطقه سايه» براي موج S از حدود ۱۰۳ درجه به بعد در آن سوي زمين ايجاد مي‌شود (نمودار ۱). بنابراين بايد گفت كه يك توده سيال در درون زمين راه عبور امواج S را مي‌بندد. اين توده سيال هسته خارجي مايع زمين است. اندازه هسته خارجي با توجه به وسعت منطقه سايه معلوم شده است. هسته خارجي همچنين يك منطقه سايه حلقه مانند براي موج P نيز ايجاد مي‌كند.اين منطقه سايه در نواري حدود ۱۰۳ تا ١٤٢ درجه نسبت به مركز سطحي زلزله گسترده است. منطقه سايه موج P ناشي از شكست امواج Pدر مرز گوشته- هسته است.



نمودار۱- منطقه سايه ي امواج P و S

نمودار ۱- مناطق سايه براي امواج SوP كه ناشي از هسته مايع خارجي زمين است. به انحناي مسير امواج بر اثر انكسار در گوشته و هسته توجه كنيد.

چنانكه گفتيم امواج لرزه‌ي مي‌توانند در مرزهاي بين لايه‌هاي با خصوصيات لرزه‌ي متفاوت منعكس شوند. به اين تركيب است كه وجود هسته داخلي مشخص شده است. بخشي از امواج P از مرز بين هسته داخلي و خارجي منعكس مي‌شود و از آنجا كه سرعت‌ها در گوشته و هسته خارجي معلوم است، با استفاده از زمان‌هاي سير امواج P منعكس شده از هسته داخلي مي‌توان عمق هسته داخلي را برآورد نمود.

خصوصيات و تركيب هسته

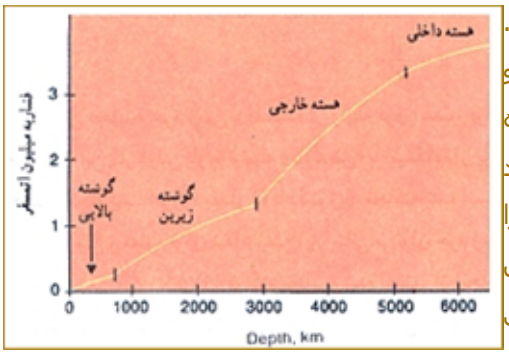
سرعت موج P در هسته داخلي خيلي بيشتر از هسته خارجي است. بنابراين نتيجه گيري مي‌شود كه هسته داخلي بايد جامد باشد. تصور نمي شود كه دما در عميقترين بخش دروني زمين نسبت به عمق خيلي افزايش يابد ولي فشار، به خصوص در هسته چگال زمين، مطمئنا" افزوده مي‌شود. به اين جهت حتي اگر تركيب هسته داخلي و خارجي يكسان باشدف هسته داخلي به علت فشارهاي زياد مي‌تواند به صورت جامد باشد، در حالي كه هسته خارجي مايع است.

با مقايسه نتايج حاصل از تجربيات آزمايشگاهي بر روي مواد مختلف تحت فشارهاي فوق العاده زياد، با اندازه گيري‌هاي سرعت امواج لرزه‌ي در هسته، تصور مي‌شود كه هسته زمين عمدتا" مخلوطي از آهن و نيكل همراه با مقدار كمي عناصر فرعي ديگر باشد. به هر حال بعيد به نظر مي‌رسد كه هسته متشكل از سيليكات‌ها باشد. يكي ديگر از دلايلي كه وجود آهن و نيكل در هسته را تأييد مي‌كند تركيب شهاب سنگ‌هاست. گمان مي‌رود كه منشأ شهاب سنگ‌هاي آهني، هسته يك سياره قديمي باشد كه از هم

پاشيده شده و به صورت سيارك‌ها در آمده است. تمام شهاب سنگ‌هاي آهني حاوي مقداري نيكل نيز مي‌باشند. به همين جهت گفته مي‌شود كه در هسته زمين همراه با آهن، نيكل نيز وجود دارد. برخي از عناصري كه از نظر كيهاني فراوان اند و قابل امتزاج با آهن مذاب اند، مثل سيلسيم فلزي، اكسيژن و گوگرد نيز به عنوان سازندگان فرعي هسته خارجي پيشنهاد شده اند.

فشار دروني زمين

فشار دروني زمين نسبتا" به آساني قابل برآورد است. فشار در زير سنگ كره، در هر نقطه، با توجه به ضخامت و چگالي سنگ‌هاي فوقاني تعيين مي‌شود. (در سنگ كره تنش‌هاي جانبي اضافي بر اثر حركت ورقه‌ها نيز ايجاد مي‌شود). چنان كه گفتيم چگالي لايه‌هاي مختلف را مي‌توان براساس داده‌هاي امواج لرزه‌ي به دست آورد . اين موضوع امكان محاسبه فشار را به عنوان تابعي از عمق زمين فراهم مي‌كند(نمودار ۱). فشار در مركز زمين به بيش از ۳/۵ ميليون برابر فشار اتمسفر در سطح زمين مي‌رسد.



نمودار ۱- فشار تابعی از عمق است

دماي دروني زمين

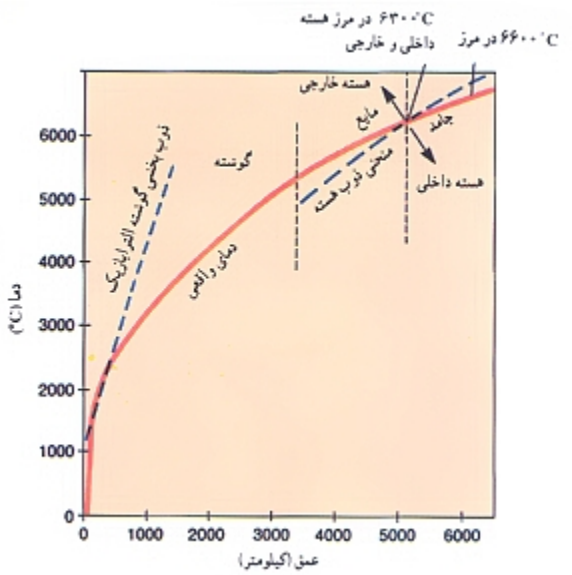
برآورد دماي دروني زمين، تا اندازه‌ي مشكل تر از فشار است. اگر بخواهيم دما در اعماق زمني را بر اساس روند افزايش دما در پوسته برآورد كنيم، به رقم‌هاي غير قابل تصوري مي‌رسيم. مثلا" براي افزايش ۳۰ درجه سانتيگراد در هر كيلومتر، دما در عمق ۷۰۰ كيلومتر (قاعده گوشته فوقاني) به ۲۱۰۰۰ و در مرز گوشته – هسته به حدود ۸۷۰۰۰ درجه سانتيگراد مي‌رسد. در چنين شرايط رفتار- دما، سنگ‌ها نمي توانند به صورت جامد يا حتي مايع باشند. بنابراين دماهاي واقعي در گوشته و هسته بايد خيلي كمتر از اين مقادير باشد.

خوشبختانه دانش ما در مورد تركيب دروني زمين همراه با تغييرات حالت فيزيكي مواد، امكان برآورد محدوده‌هاي بالا و پايين دما در مناطق مختلف را فراهم نموده است. مثلا" اين واقعيت كه در منطقه كم سرعت تا اندازه‌ي ذوب بخشي وجود دارد، نشان مي‌دهد كه دما در اين منطقه بايد در حدود يا بيش از حداقل دماي ذوب سنگ‌هاي الترابازيك گوشته فوقاني باشد. از طرف ديگر قسمت اعظم گوشته جامد است. بنابراين با فرض اينكه تركيب مواد سازنده گوشته در اعماق آن تغيير زيادي نمي كند (شواهد لرزه‌ي نيز چنين تغييراتي را نشان نمي دهند)، در اين صورت دما در بخش‌هاي عميق تر گوشته بايد در زير منحني ذوب چنين موادي در فشارهاي مربوط به اين اعماق باشند.

چنين استدلالي را مي‌توان براي هسته نيز به كار برد. هسته عمدتا" آهني است (اگر آهن خالص نباشد)

بنابراين دانشمندان قادرند خصوصيات ذوب هسته را بر اساس خصوصيات ذوب آهن برآورد كنند. مطالعات لرزه‌ي نشان مي‌دهد كه مواد در هسته خارجي مذاب هستند، پس دما در اين بخش بايد بالاتر از منحني ذوب آهن در آن فشارها باشد. از طرف ديگر هسته داخلي جامد است، به اين جهت دما بايد در زير نقطه ذوب آهن در فشارهاي مربوط به اين عمق باشد

براساس مطالعات آزمايشگاهي، دما در مرز هسته داخلي- هسته خارجي ۶۳۰۰ درجه سانتيگراد و در مركز زمين متجاوز از ۶۶۰۰ درجه سانتيگراد تخمين زده شده است. با توجه به شواهد فوق و اطلاعاتي كه از پوسته در دست است منحني تغييرات دما نسبت به عمق برآورد شده است. (نمودار ۱)



نمودار ۱- منحني تغييرات دما نسبت به عمق در كره زمين

عميق ترين چاه جهان

در سال ۱۹۷۰ ميلادي دانشمندان شوروي سابق تصميم گرفتند، عميق ترين چاه جهان را حفر كنند، تا بتوانند اطلاعاتي از درون زمين به دست آورند. آنها براي اين منظور شبه جزيره كولا در شمال شوروي در منطقه‌ي يخ زده را انتخاب كردند.

حفر اين چاه پس از ۱۵ سال در عمق كمي بيش از ۱۲ كيلومتر به علت كمبود بودجه و سختي شرايط كار ناتمام ماند. در اينجا نمي خواهيم دستآوردهاي علمي حفر اين چاه را بازگو كنيم، فقط شما را با پاره‌ي از مشكلات حفر اين چاه آشنا كنيم.

ميله فولادي حفاري، نزديك به ۹۰۰ تن جرم داشت كه براي تعويض سرمته‌هاي فرسوده يا بيرون آوردن مغزه (نمونه سنگ‌ها) تمامي ميله صدها بار به سطح زمين آورده شد و دوباره به ته چاه پايين فرستاده شد. دما در پايين ترين نقاط چاه به ۲۷۰ درجه سانتي گراد مي‌رسيد كه گرماي ناشي از چرخش مته هم به آن اضافه مي‌شد

فشار در اعماق چاه بالغ بر ۲۰۰۰ اتمسفر بود، به همين علت سنگ‌هاي داخل مغزه حفاري بعد از اين که فشار از روي آنها برداشته مي‌شد منفجر مي‌شدند.

با تمام تلاش‌هايي که صورت گرفت در عمق ۱۰۵۰۰ متري سر مته حفاري ۸٤۰ متر از راستاي شاغولي دهانه چاه به سويي منحرف شده بود.