«به نام خداوند جان و خرد کزین برتر اندیشه برنگذرد»

«ژئوفیزیک اکتشافی ۱، ترم پنجم، ۱۳۷۶، دکتر پیروز»

نقش ژئوفیزیک در اکتشاف منابع زیرزمینی

ژئوفیزیک علمی است که خواص فیزیکی زمین را مورد بررسی و مطالعه قرار می دهد. در ژئوفیزیک کاربردی از این خواص فیزیکی در رابطه با اکتشاف منابع معدنی، نفت، گاز و آب استفاده می شود. در اوایل قرن ۲۰ اکتشاف منابع مذکور منحصراً به برون زدگیهای سطوح روی زمین محدود می شد که به دلیل بهره برداری بیش از حد ذخایر آنها پایان یافت و برای کشف منابع جدید می بایست اکتشاف به زیر سطح زمین گسترش می یافت که این امر فقط توسط اکتشافات ژئوفیزیکی امکان پذیر بوده است. با توجه به آماری که در رساله های گذشته در آمریکا منتشر شده همیت و اهمیت کاربرد مطالعات ژئوفیزیکی را به خوبی نشان می دهد:

۱۲٪ چاه هایی که به طور اتفاقی و بدون مطالعات قبلی حفر شده اند به منابع نفتی برخورد کرده اند.

۱۹٪ چاه هایی که فقط با استفاده از مطالعات زمین شناسی حفر شده اند به منابع نفتی برخورد کرده اند.

۲۰/۲٪ که فقط با استفاده از مطالعات ژئوفیزیکی حفر شده اند به منابع نفتی برخورد کرده اند.

بالاخره ۲۳ درصد چاه هایی که با استفاده از مطالعات ژئوفیزیکی و زمین شناسی حفر شده اند به منابع نفتی برخورد کرده اند.

با یسه اعداد فوق الذکر اهمیت استفاده از مطالعات ژئوفیزیکی را در امر اکتشافات منابع نفتی نشان می دهد.

ژئوفیزیک کاربردی در جستجو برای کانیها، گاز و آب برای توان عمومی به روشهای اکتشافی زیر

تقسیم نمود:

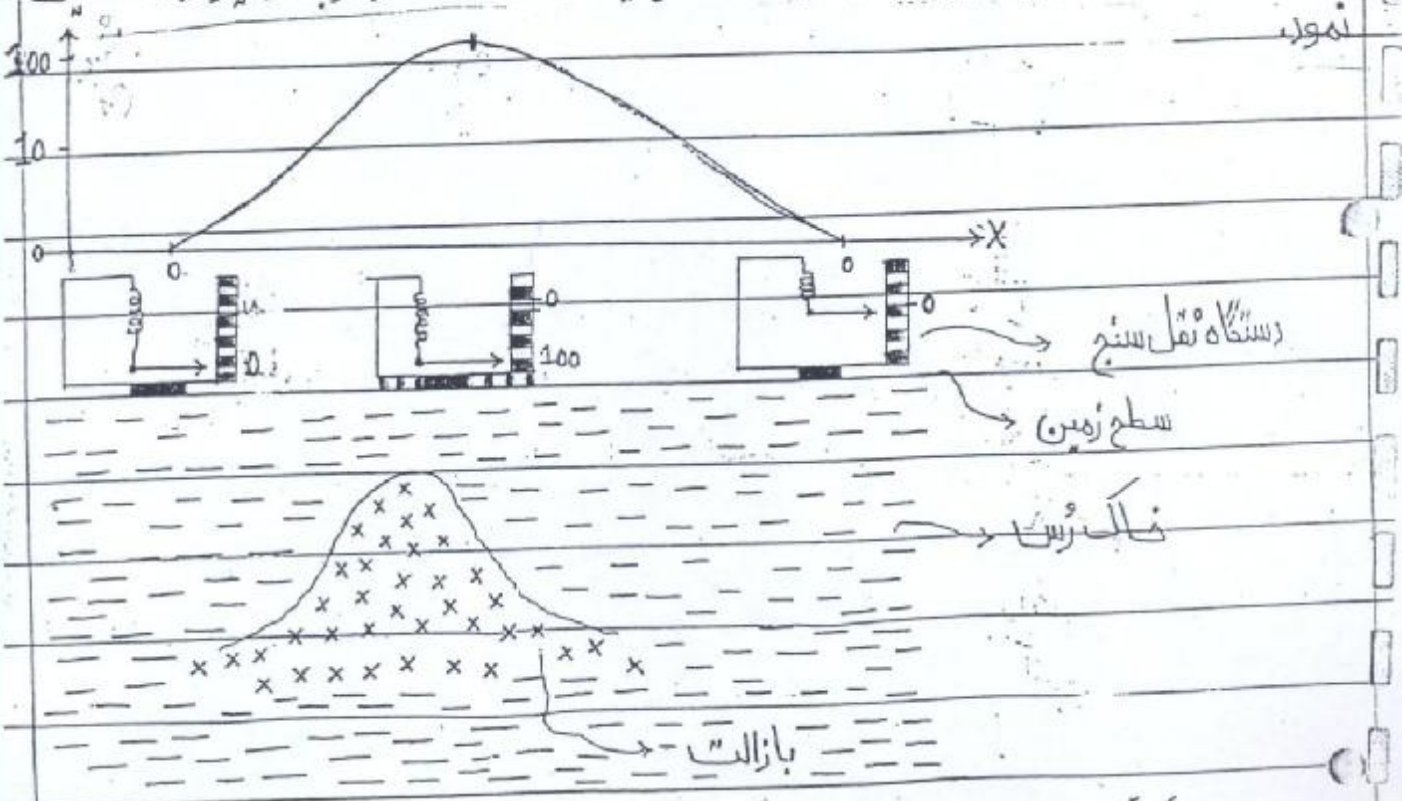
طبقه بندی روشهای ژئوفیزیک کاربردی: روشهای ژئوفیزیک کاربردی که در اکتشاف کانیها، نفت، گاز، آب و انجام کارهای عمرانی از آنها استفاده می شود به روشهای زیر تقسیم می گردد:

۱- روش لرزه نگاری: در این روش زمان انتشار موج لرزه ای را بین یک نقطه انفجار و یک سری دستگاههای لرزه گیر (ژئوفون — geophone) که به طریقه مناسبی در سطح زمین گسترده می باشند اندازه گیری می نمایند. این زمان از یک طرف به مسیری که موج طی می کند و از طرف دیگر به سرعت انتشار موج در لایه هایی که موج از آنها عبور می کند بستگی دارد. این روش خود به دو روش زیر تقسیم می گردد:

الف- روش لرزه نگاری بازتابی (انعکاسی): در این روش از این خاصیت استفاده می گردد که سطح مشترک لایه ها مانند آینه (سطح منعکس کننده) عمل کرده و امواجی را که به آنها می رسند منعکس می نمایند. از این طریق می توان از منطقه مورد اندازه گیری یک مقطع قائم به دست آورد.

ب- روش لرزه نگاری شکستی (انکساری): در این روش از این خاصیت استفاده می گردد که امواجی (seismic Refraction method) که تحت زاویه حدی به سطح مشترک لایه ها می تابند نخست در امتداد این سطح انتشار یافته و سپس تحت زاویه حدی از این سطح به سطح زمین بازگشت می نمایند. از این طریق می توان سرعت متوسط و شیب لایه ها را محاسبه نمود.

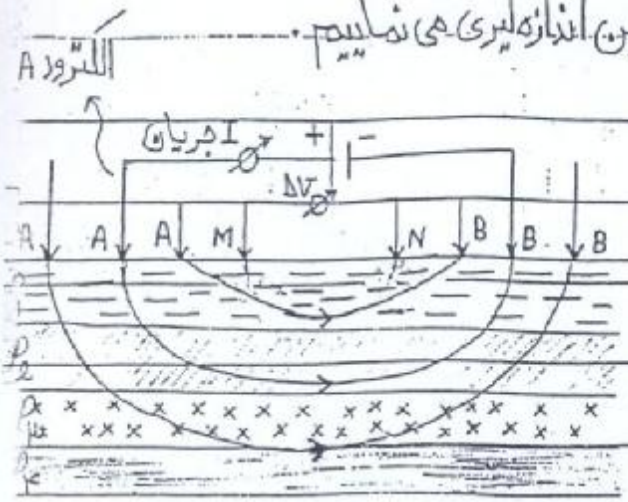
۲- روش ثقل سنجی: در این روش می توان با اندازه گیری تغییرات نسبی شتاب ثقل بین نقاط مختلف (gravity method) در روی سطح زمین به تغییرات جنگالی سنگها در زیر سطح زمین پی برد. از این طریق می توان به شرط داشتن اطلاعاتی از زمین شناسی منطقه، تاقدیسهای گسلهای تیز، بلوکهای بالا آمده گنبدها و همچنین حوضه های رسوبی و غیره را شناسایی نمود.



۳- روشهای الکتریکی

این روشها عموماً براساس عدم توزیع یکسان مقاومت مخصوص الکتریکی نواحی واقع در زیر سطح زمین استوار می باشد. این تغییرات در مقاومت مخصوص، منجر به بوجود آمدن تغییرات در پتانسیلهای الکتریکی می گردد که در سطح زمین مذکور اندازه گیری می شود. به عنوان مثال در روشهای مقاومت مخصوص، توسط یک مولد یک جریان الکتریکی را به داخل زمین می فرستند و اختلاف پتانسیلی که در اثر ورود این

جریان به وجود می آید. در نقاط مختلف در سطح زمین اندازه گیری می نمایم.



از این طریق می توان مقاومت مخصوص لایه ها و وضعیت زمین شناسی تحت الارضی منطقه مورد نظر را مورد مطالعه قرار داد.

$$\rho = 2\pi K \frac{\Delta V}{I}, \quad K = \text{ضریب هندسی}$$

روش های دیگری مانند روش ژئومیکرو بیولوژی و روش گرمایی و روش رادیو الکتو و غیره نیز وجود دارند. اهمیت آنها به اهمیت روش های فوق الذکر نمی باشد. در اینجا لازم به متذکر شدن که در ژئوفیزیک کاربرد روش های دیگری مانند چاه پیمایی (well logging) موجود می باشد که اساس کار آنها بر این است که با فرو کردن لوله های کوچکی به داخل زمین مورد نظر و دستیابی به لایه های مختلف زمین، بوسیله اندازه گیری ژئوفیزیکی را به داخل لوله های مذکور وارد نموده و از این طریق خواص فیزیکی هر لایه را اندازه گیری می نمایند. خواص فیزیکی مذکور عمدتاً به خواص الکتریکی رادیو الکتویی، انتشار امواج لرزه ای و غیره محدود می شوند. توسط این روش ها می توان لایه های تشکیل دار، آب دار را شناسایی و وضعیت ساختمانی تحت الارضی آنها را مشخص نمود. خصوصیات فیزیکی مذکور در کلیه روش های ژئوفیزیک کاربردی فوق الذکر با یکدیگر از یک لایه نسبت به لایه مجاورش به اندازه کافی تغییر کنند تا بتوان توسط اندازه گیری های مربوطه مرز مشترک دو لایه مذکور را مشخص نمود.

روش ژئوالکتریک:

امواج لرزه‌ای و ویژگی‌های هریک از آنها

خواص اجسام الاستیک: قبل از اینکه به بحث در بارهٔ امواج لرزه‌ای بپردازیم لازم است به مقدماتی از مبحث الاستیسیته اشاره کنیم. به طور کلی می‌دانیم که همهٔ اجسام در اثر نیروهای خارجی که به آنها وارد می‌شوند کم و بیش تغییر شکل می‌یابند. اجسام الاستیک اجسامی هستند که چنانچه تحت اثر نیروهای خارجی وارد شوند در مدت زمان کوتاهی تغییر شکل می‌یابند و اگر نیروی خارجی از حدی مجاز تجاوز نکند پس از رفع آن به حالت اولیه خود برمی‌گردند. هر قدر مقاومت اجسام در مقابل تغییر شکل بیشتر باشد گوییم خاصیت الاستیسیتهٔ آنها زیاد است. به این ترتیب بر خلاف آنچه که اغلب تصور می‌کنند خاصیت الاستیسیتهٔ یک فنر مارپیچی به مراتب کمتر از یک میلهٔ آهنی می‌باشد. از خصوصیات یک جسم الاستیک، انتقال حرکت نوسانی یک ذره از آن جسم به ذرهٔ مجاورش می‌باشد که این خاصیت در تمام جهات برای انتشار امواج لرزه‌ای در آن جسم می‌گردد.

- هر چه مدول الاستیسیته فنر یک جسم بیشتر باشد سرعت انتشار در آن جسم بیشتر است.

اجسام پلاستیک: اجسامی هستند که وقتی به آنها نیروی وارد شود تغییر شکل می‌یابند ولی بعد از حذف نیروی مذکور این تغییر شکل در آنها باقی می‌ماند و به حالت اولیه خود باز نمی‌گردند. پس جسم پلاستیک خاصیت انتقال امواج لرزه‌ای را ندارند.

تئوری الاستیسیته (نظریهٔ کشسانی): تئوری الاستیسیته رابطهٔ نیروی اعمال شده به سطح خارجی یک جسم با تغییر به وجود آمده در ابعاد و تغییر به وجود آمده در شکل هندسی آن جسم را مطالعه می‌نماید. این روابط را می‌توان به مفاهیم تنش و کرنش به شرح زیر بیان نمود:

- اجسامی که مدول الاستیسیته بالایی دارند نوسانات ذرات را خیلی سریع‌تر به ذرات مجاور منتقل می‌کنند.

الف - تنش: تنش (تنجش ـــ stress) به صورت نیرو بر واحد سطح تعریف می‌شود. اگر نیرو عمود بر واحد سطح باشد تنش یک تنش نرمال است که در صورتی که تنش باعث کاهش حجم شود آن را تنش تراکمی (فشاری compressonal stress) گویند و اگر تنش باعث افزایش حجم جسم گردد آن را تنش انبساطی (tensil stress) می‌گویند. اگر نیرو به طور مماس بر واحد سطح وارد شود آن را تنش برشی (shear stress) می‌نامند. اگر نیرو نه عمود و نه مماس بر واحد سطح وارد شود می‌توان آن را به مولفه‌های عمودی و مماس بر واحد سطح تجزیه نمود. پس هر تنشی را می‌توان به مولفه‌های تنش نرمال و تنش برشی تجزیه نمود.

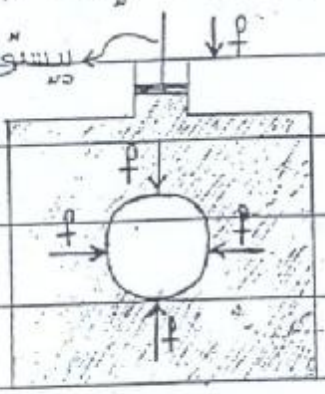
ب - کرنش: وقتی یک جسم الاستیک تحت تاثیر تنش‌های فوق قرار گیرد تغییراتی در شکل هندسی و ابعاد آن به وجود می‌آید. این تغییرات را کرنش (واتنش = تنجیدگی - Strain) می‌نامند. پس هر تنشی با یک کرنش توأم است. تمام کرنش‌ها را می‌توان از روی دو حالت کلی زیر توضیح داد:

الف - تغییر شکل حجمی بدون تغییر شکل زاویه‌ای (بدون تغییر شکل هندسی) و ب - تغییر شکل زاویه‌ای (تغییر شکل هندسی) بدون تغییر شکل حجمی.

برای توضیح دو حالت فوق الذکر مبادرت به دو آزمایش زیر می‌کنیم:

آزمایش یکم: یک جسم الاستیک (همسان گرد) و همگن را داخل یک سیال قرار می‌دهیم و سیال را مطابق شکل زیر متراکم می‌کنیم. بنابر اصل پاسکال به تمام نقاط سطح خارجی آن جسم، نیروهای مساوی به طور عمودی وارد می‌شود. بدیهی است چون در اینجا فشار وارده به طور هیدرواستاتیکی عمل می‌نماید فقط حجم جسم تغییر می‌کند (کاهش می‌یابد) ولی شکل هندسی آن تغییری نمی‌کند. این

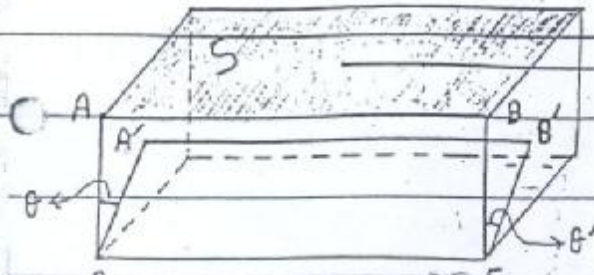
تغییر حجم را اصطلاحاً تراکم می نامند. اگر حالت کنونی جسم را حالت اولیه آن فرض کنیم و بعد در آن فشارهای وارده را کاهش دهیم فشار هیدرواستاتیکی مایع بر جسم در تمام نقاط سطح خارجی آن به طور یکنواخت کاهش می یابد و بدون آنکه شکل هندسی آن تغییر کند بر حجمش افزوده می شود. این تغییر حجم را اصطلاحاً انبساط می نامند. اگر حجم اولیه را V بنامیم و مقدار تغییر حجم آن را در اثر تراکم و یا انبساط ΔV بنامیم $\frac{\Delta V}{V}$ را تغییر حجم نسبی گویند. آزمایش نشان می دهد که بین فشار وارده از طرف مایع بر جسم یعنی $\frac{F}{S}$ و مقدار تغییر حجم نسبی بنابر قانون هوک رابطه خطی زیر برقرار می باشد:



$$\frac{F}{S} \sim \frac{\Delta V}{V} \rightarrow \boxed{\frac{F}{S} = K \cdot \frac{\Delta V}{V}}$$

در این رابطه K را مدول تراکم (مدول کپه ای - Bulk Modulus) می نامیم که اندازه مقاومت جسم را در مقابل تغییر حجم نشان می دهد. حال اگر در این آزمایش هر بار یک گلوله از آهن و یک گلوله از لاستیک که هر دو دارای حجم مساوی باشند را داخل مایع قرار داده و مایع را تحت فشار هیدرواستاتیکی یکسانی قرار دهیم پایه بحث دیگر هر گاه طرف چپ رابطه فوق الذکر را مثبت تنگ داریم خواهیم دید مقدار ΔV حاصل کم و در نتیجه مقدار K برای آن زیاد می باشد، در حالی که برای گلوله لاستیکی مقدار ΔV حاصل زیاد و در نتیجه مقدار K برای آن کم می شود. از این جا نتیجه می شود اجسامی مثل آهن که در مقابل تغییر حجم از خود مقاومت بالایی نشان می دهند دارای مدول بالایی هستند و برعکس اجسامی که مثل لاستیک در مقابل تغییر حجم از خود مقاومت کمی نشان می دهند دارای مدول تراکم کمی می باشند.

آزمایش دوم: از یک جسم ایزوتروپ و همگن، مکعب مستطیلی را در نظر گرفته و قاعده پائینی آن را ثابت و تکیه داشته و به قاعده بالایی آن مطابق شکل زیر نیروی برشی F را وارد می‌کنیم. در اثر این نیرو مکعب مستطیل مذکور به شکل یک متوازی السطوح درمی‌آید. به این ترتیب بدون آنکه حجم جسم تغییر کند شکل هندسی آن تغییر می‌کند. در اثر اعمال نقطه A به A' و B به B' و به وجود آمدن زاویه θ این گونه تغییر شکل را تغییر شکل برشی (زاویه‌ای - هندسی) می‌نامند.



در این آزمایش بنابر قانون هوک بین تنش برشی وارده بر جسم و مقدار تغییر شکل زاویه‌ای رابطه خطی زیر برقرار می‌باشد:

$$\frac{F}{S} \approx \theta \rightarrow \frac{F}{S} = \mu \cdot \theta$$

در این رابطه S مساحت قاعده مکعب مستطیل و مقدار نیروی F بر سطح قاعده بالایی مکعب مستطیل منطبق است. ضریب الاستیسیته μ را مدول برشی (سختی - Rigidity modulus) می‌نامند که اندازه مقاومت جسم را در مقابل تغییر شکل زاویه‌ای نشان می‌دهد. حال اگر در این آزمایش هر بار یک مکعب مستطیل از آهن و یک مکعب مستطیل از الاستیک که هر دو دارای حجم مساوی باشند را در نظر بگیریم و نیروی برشی یکسانی را به قاعده بالایی هر یک از آنها وارد کنیم - خواهیم دید که برای مکعب مستطیل آهنی مقدار θ حاصله کم و در نتیجه مقدار μ برای آن زیاد می‌باشد، در صورتیکه برای مکعب مستطیل الاستیکی مقدار θ حاصله زیاد و در نتیجه مقدار μ برای آن کم می‌باشد. از اینجا نتیجه می‌شود که اجسامی مثل آهن که در مقابل تغییر شکل زاویه‌ای از خود مقاومت زیادی نشان می‌دهند دارای مدول برشی بالایی هستند و برعکس اجسامی که مثل الاستیک که در

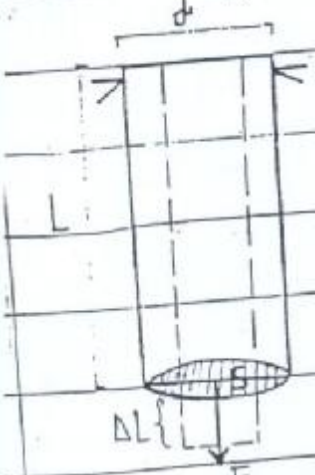
مقابل تغییر شکل زاویه‌ای از خود مقاومت کمی نشان می‌دهند برای مدول برشی کمی هستند

با μ ضریب lamé نیز گفته می‌شود، ضریب الاستیکی دیگری با نام λ نیز وجود دارد که از رابطه زیر حاصل می‌گردد:

$$\lambda = \frac{3K - 2\mu}{2}$$

علاوه بر مدول‌های ترالکی و برشی مدول‌های دیگری به نام‌های مدول یانگ و نسبت پاسون نیز کاربرد می‌شوند که در زیر به طور مختصر شرح داده می‌شود:

مدول یانگ (Young's Modulus): اگر میله فلزی نازکی به طول L و قطر d به وسیله میله‌های طویل مانند در وضع قائم نگاه داشته و به انتهای آزاد آن مطابق شکل زیر وزنه‌ای آویزان کنیم در نتیجه کشش نیروی F طول میله به اندازه ΔL افزایش و قطر آن به اندازه Δd کاهش می‌یابد.



در اینجا نیز بنا بر قانون هوک بین فشار وارد بر میله $\frac{F}{S}$ (S سطح مقطع عمود میله) و تغییر طول نسبی میله $\frac{\Delta L}{L}$ رابطه خطی زیر برقرار می‌باشد:

$$\frac{F}{S} \propto \frac{\Delta L}{L} \Rightarrow \frac{F}{S} = E \cdot \frac{\Delta L}{L}$$

در این رابطه ضریب الاستیسیته E را مدول یانگ می‌نامند که اندازهٔ مقاومت جسم را در مقابل تغییر طول نسبی نشان می‌دهد.

بعد هر سه ضریب الاستیسیته فوق الذکر (E, μ, K) از نوع فشار است و بر حسب $\frac{dyne}{cm^2}$ یا $\frac{N}{m^2}$ بیان می‌گردد و مقادیر هر یک از آنها برای مواد مختلف در کتب بررسی ژئوفیزیک موجود می‌باشد. E معمولاً بزرگترین و μ کوچکترین این سه ضریب است و به طوری که خواهیم دید سرعت انتشار

امواج لرزه‌ای بستگی به ضرایب الاستیسیته و چگالی محیطی دارد که موج در آن انتشار می‌یابد.

نسبت پواسون (Poisson): در آزمایش مربوط به مدول یانگ دیده می‌شود که نسبت تغییر قطر نسبی میله $\frac{\Delta d}{d}$ به تغییر طول نسبی میله همواره مثبت است. این نسبت را با σ نشان می‌دهند و آن را نسبت پواسون می‌نامند.

$$\sigma = \frac{\frac{\Delta d}{d}}{\frac{\Delta L}{L}}$$

گستره مقدار σ از ۰ تا ۰٫۵ است. برای سنگ‌های ضلب بسیار سفت تا حدود ۰٫۴۵ برای مواد نرم با تراکم کم می‌باشد. برای مایعات $\sigma = 0.5$ است.

بین ضرایب الاستیسیته و ضرایب لامه و نسبت پواسون روابط زیر برقرار می‌باشد:

$$K = \lambda + \frac{2}{3}\mu = \frac{E}{3(1-2\sigma)} \qquad \mu = \frac{E}{2(1+\sigma)} = \frac{3(1-2\sigma)}{2(1+\sigma)} \cdot K$$

$$E = \frac{\mu(3\lambda+2\mu)}{2(\lambda+\mu)} \qquad \sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda+\mu)}$$

برای حالات خاصی که شما تنش طولی کمل می‌کند (مانند آویزان کردن وزنه به یک میله).

$$\lambda = \frac{E\sigma}{(1+\sigma)(1-2\sigma)} = \frac{3K-2\mu}{3}$$

امواج لرزه‌ای - امواج الاستیک: یک موج لرزه‌ای عبارت است از یک آشفتگی مکانیکی که در داخل یک محیط انتشار می‌یابد. این آشفتگی می‌تواند در اثر انفجار تولید شده باشد و یا توسط انفجار مواد منفجره در حال انفجار و یا به طور کلی از وارد شدن نیرو به زمین به وجود آمده باشد که در نتیجه ذرات زمین مرتعش گردیده و چون زمین یک جسم الاستیک می‌باشد این ارتعاشات به عنوان موج لرزه‌ای

در آن انتشار می یابد. در اینجا فرض بر این است که ذرات محیط انتشار مقدار جابجایی ها بسیار کوچک و زیاد است پس از عبور امواج بعد از اولیه خود برمی گردند و یا به عبارت دیگر در محیط تغییر شکل دایم به وجود نمی آید.

انواع امواج لرزه ای:

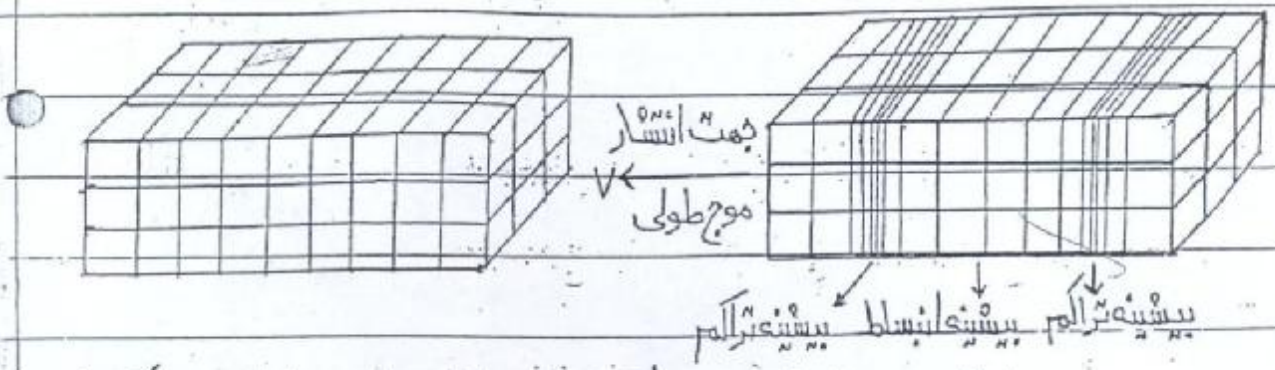
از بررسی لرزه نگاشت ها این نتیجه به دست می آید که امواج لرزه ای را می توان به دو گروه کلی تقسیم نمود:

۱- امواج درونی (حجمی - Body waves): این امواج در کانون زلزله و یا در منبع مولد موج ایجاد و در درون زمین منتشر می گردند. این امواج به دو دسته امواج طولی و امواج عرضی تقسیم می شوند

۲- امواج سطحی (Surface Waves): این امواج در سطح مشترک دو محیط الاستیک (مثلاً سطح مشترک زمین و هوا) منتشر می شوند و متداول ترین آنها عبارتند از امواج رایلی و امواج لاو

نحوهٔ انتشار امواج طولی: برای تجسم نمودن نحوهٔ انتشار یک موج طولی، یک بلوک سنگی مکعب مستطیل شکل که خود، مطابق شکل زیر از ذرات بیشمار مکعب شکلی ساخته شده باشد را در نظر می گیریم که در حال سکون می باشد. حال چنانچه به طرف راست این بلوک یک ضربهٔ افقی وارد کنیم بر اثر این ضربه ابتدا ذرات واقع در صفحهٔ سمت راست این بلوک شروع می کنند به نوسان افقی در امتداد طول بلوک، نوسان کردن این چون بلوک سنگی، جسم الاستیکی می باشد ذرات نوسان کننده نوسان خود را به ذرات همسایهٔ خود منتقل می نمایند و این عمل

همچنان ادامه می یابد تا اینکه بالاخره بعد از زمان نسبتاً کوتاهی تمام ذرات بلوک به طور افقی به نوسان در می آیند. در اثر اختلاف فاز موجود بین نوسان ذرات مجاور هم، بعضی از این ذرات بیشتر از حالت سکون خود به هم نزدیک و بعضی دیگر بیشتر از حالت سکون خود از هم دور می شوند، به طوری که بلوک در بعضی از قسمتها متراکم و در بعضی از قسمتها منبسط می شود. پس در یک لحظه از زمان بلوک مذکور مطابق شکل زیر دیده می شود:

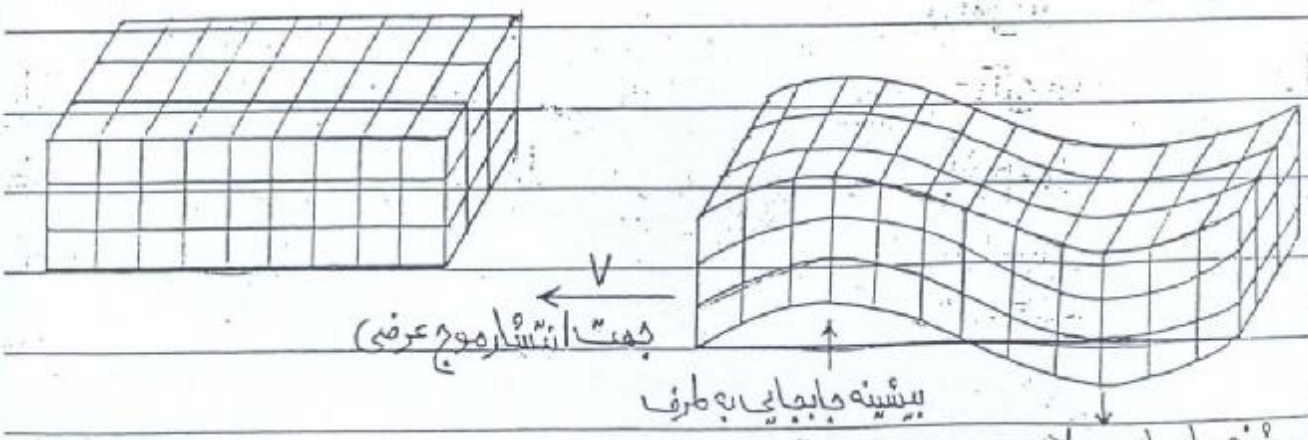


فلش V جهت انتشار موج طولی در بلوک را نشان می دهد. اگر طول بلوک به اندازه کافی طویل باشد خواهیم دید که بین هر دو قسمت متراکم شده یک قسمت منبسط شده و بالعکس قرار دارد. فاصله بین هر دو قسمت متراکم شده و یا منبسط شده متوالی را یک طول موج می نامند و با λ نشان می دهند. این وضعیت متراکم و انبساط به وجود آمده، سرتاسر بلوک را از راست به چپ یا سری نامیده می شود که به این سری های سری انتشار موج طولی در بلوک مذکور گویند. به طوری که در شکل بالا ملاحظه می شود، امتداد نوسان ذرات بلوک برابر امتداد انتشار موج طولی می باشد.

جهت نوسان ذرات هم جهت با انتشار موج تا ندرم هستند

نحوه انتشار امواج عرضی: باز دیگر بلوک جامد فوق الذکر را که ذرات آن در حال سکون می باشند

در نظر می گیریم. این بار در وضعی اشکال ضربه ای به یکی از وجوه آن وارد کنیم به موازات صفحه جانبی سمت راست ضربه ای عمودی بر سمت راست بلوک بر روی آن وارد می کنیم. در اثر این ضربه ابتدا ذرات واقع در صفحه جانبی سمت راست بلوک شروع می کنند به طور عمودی نوسان کردن. سپس ذرات این صفحه نوسان خود را به ذرات سمت چپ خود منتقل می نمایند و این عمل همچنان ادامه می یابد تا اینکه بالاخره بعد از یک زمان نسبتاً کوتاهی تمام ذرات بلوک به طور دائم به نوسان در می آیند. بعضی از این ذرات بیشتر از حالت سکون خود به طرف پایین و بعضی دیگر بیشتر از حالت سکون خود به طرف بالا می روند، طوری که بلوک حالت منحنی سینوسی شکل را به خود می گیرد. پس در یک لحظه از زمان بلوک مذکور مطابق شکل زیر دیده می شود:



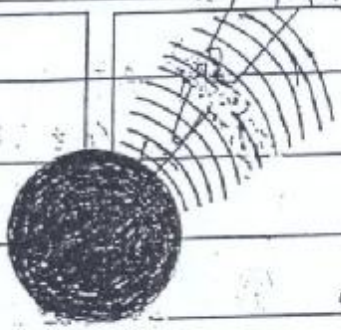
فاصله بین هر دو MAX متوالی و یا هر دو MIN متوالی در حالت سینوسی شکل به وجود آمده در بلوک را یک طول موج می نامند. اگر طول بلوک به اندازه کافی طویل باشد این وضعیت max و min به وجود آمده در سر تا سر بلوک را از ابتدا به انتها به همین ترتیب طی می کند. به این سری انتشار موج عرضی در بلوک مذکور می گویند که جهت انتشار آن در شکل بالا با ← نشان داده

شده است. امتداد نوسان ذرات بلوک عمودبر امتداد انتشار موج عرضی می باشد. نحوهٔ انتشار این موج را می توان با نحوهٔ انتشار یک موج عرضی که در یک ریسمان بلند طویل کشیده شده ایجاد می شود مقایسه نمود.

برای این کار یک سر طناب را به دیواره محکم می نماییم و انتهای دیگر آن را در دست گرفته و دست خود را سریعاً یک بار به طرف بالا و پایین می بریم. در نتیجه موج عرضی نشان داده شده در شکل زیر در بلوک ذرات بلوک در امتداد عمودی نوسان می کند. این موج عرضی را با S_V نشان می دهند. کلمه موج عرضی و لام مخفف "Vertical" یعنی عمودی می باشد. علاوه بر این موج عرضی، یک موج عرضی دیگری نیز می توان در بلوک مذکور ایجاد نمود که امتداد انتشار آن همان امتداد انتشار موج S_V می باشد ولی ذرات بلوک در عوض اینکه به طور عمودی نوسان کنند به طور افقی نوسان می نمایند. برای ایجاد این موج کافیست که وجه جلوی بلوک سنگی که هنوز ذرات آن در حال سکون می باشد را در نظر بگیریم و بر انتهای سمت راست آن یک ضربهٔ افقی وارد بکنیم. در اثر این ضربه یک حالت سینوسی شکل در بلوک ایجاد می شود که با گذشت زمان در طول بلوک پیش می رود. این موج عرضی را با S_H نشان می دهند. کلمه موج عرضی و H مخفف "Horizontal" یعنی افقی می باشد. در موج عرضی جهت انتشار عمود بر جهت نوسانات ذرات است.

نحوهٔ انتشار این موج را نیز می توان با نحوهٔ انتشار یک موج عرضی که در طناب کشیده شده فوق الذکر ایجاد می شود مقایسه نمود. با این تفاوت که برای ایجاد این موج در عوض اینکه دست خود را به طور مداوم بالا و پایین ببریم این بار دست خود را به طور افقی به عقب و راست می بریم.

نحوهٔ انتشار امواج لرزه‌ای در داخل زمین: به منظور بررسی نحوهٔ انتشار امواج لرزه‌ای در داخل زمین فرض می‌کنیم که زمین از یک سری لایه‌های (مشابهی) همگن و ایزوتروپ تشکیل شده باشد. لذا بعد از انجام انفجار در داخل یک لایه (و یا به عبارت دیگر بعد از رها شدن انرژی در کانون زلزله در مشری از زمین) به محیط اطراف حال انفجار

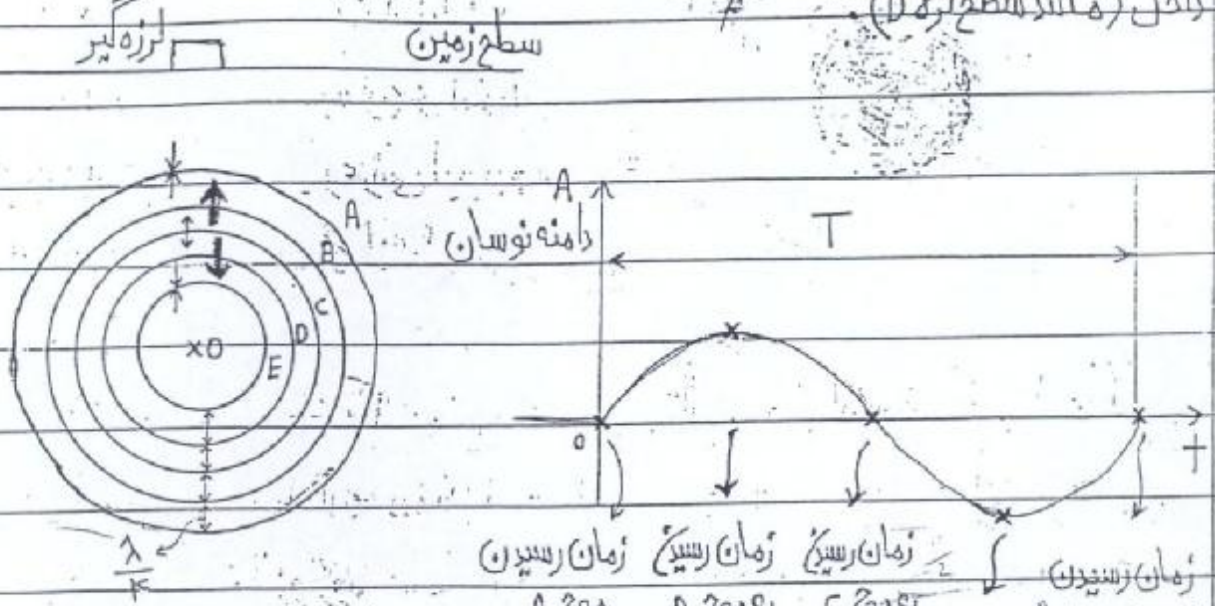


(و یا محیط اطراف کانون زلزله) یک فشار ناگهانی وارد می‌شود که بر اثر این فشار ذرات محیط مذکور شروع به نوسان می‌کنند. از نوسان این ذرات امواج طولی و عرضی ایجاد می‌شوند که در داخل زمین به صورت سه بعدی انتشار می‌یابند.

×

نحوهٔ انتشار امواج طولی: فرض کنید یک منبع مولد موج (مثلاً یک حال انفجار) را در نظر می‌گیریم که موج طولی ایجاد شده توسط آن، در محیط اطراف آن، به صورت سه بعدی انتشار می‌یابد. اگر محیط مذکور همگن و ایزوتروپ باشد سرعت انتشار موج در هر سه بعد یکسان است. پس ذراتی از محیط، که در اثر انتشار موج طولی (نسبت به حالت سکون خود) حداکثر متر الکم و یا حداکثر منبسط شده‌اند، برای مثال یکسانی از منبع می‌باشند. اگر بتوان از نظر فضایی در روی سطح کره‌ای به مرکز منبع مولد موج تصور نمود. بسته به اینکه در سطح این کره ذرات محیط، حداکثر متر الکم و یا حداکثر منبسط شده باشند، آن سطح را سطح کرهٔ حداکثر متر الکم (مانند سطح کرهٔ A و سطح کرهٔ E) و یا سطح کرهٔ حداکثر انبساط (مانند سطح کرهٔ C) می‌نامند. فاصله دو سطح کرهٔ متوالی حداکثر متر الکم و حداکثر انبساط برابر نصف طول موج می‌باشد و آن را با $\frac{\lambda}{2}$ نشان می‌دهند. در بین دو سطح

کرهٔ متوالی حداکثر تراکم و حداکثر انبساط و به فاصلهٔ $\frac{\lambda}{4}$ از هریک از این سطوح، سطح کره‌ای وجود دارد که ذرات واقع بر آن دارای حداکثر جابجایی نسبت به حالت سکون خود می‌باشد (ماشتر سطح کرهٔ B و سطح کرهٔ D). امتداد جابجایی هر ذره واقع بر روی این سطح در امتداد شعاعی است که مرکز کره را به این ذره مربوط می‌کند. سطوح کرات حداکثر جابجایی بر دو نوع هستند که عبارتند از: سطح کرهٔ حداکثر جابجایی به طرف خارج (ماشتر سطح کرهٔ B) و سطح کرهٔ حداکثر جابجایی به طرف داخل (ماشتر سطح کرهٔ D).



سطح کرهٔ حداکثر تراکم = II

سطح کرهٔ حداکثر جابجایی به طرف داخل = D

سطح کرهٔ حداکثر انبساط = C

منبع = O

سطح کرهٔ حداکثر جابجایی به طرف خارج = B

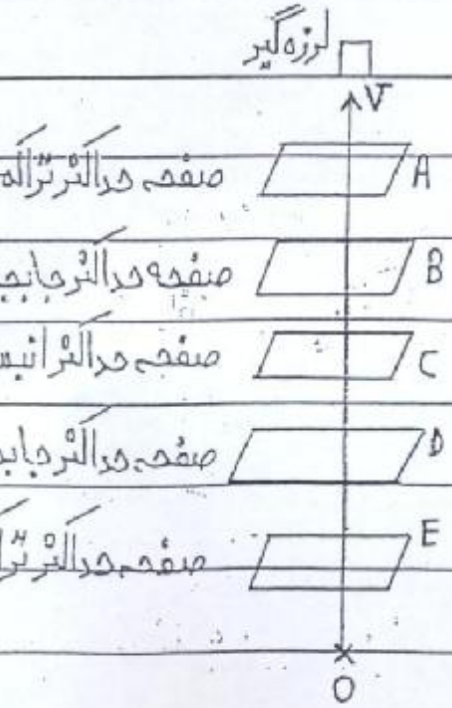
سطح کرهٔ حداکثر تراکم = I = A

کلیه کرات فوق الذکر ماشتر شکل بالا به صورت متحدالمرکز قرار دارند (به مرکز O) و شعاع آنها به ترتیب متناسب با عدد موج کمتر است.

بدانستند زمان افزایش می یابد بطوریکه سطوح آنها بدانستند زمان سرتاسر محیط را طی می کنند
واضح است که سرعت افزایش شعاع این کرات همان سرعت انتشار موج طولی در محیط
مذکور می باشد به هریک از سطوح "A,B,C,D,E" یک جبهه موج کروی می گویند این شکل
وضعیت نوسان ذرات محیط اطراف منبع را در یک لحظه از زمان نشان می دهد. در این لحظه
از زمان کلیه ذرات واقع در بین سطوح A و C در حال جابجایی به طرف خارج و در همین لحظه کلیه
ذرات واقع در بین سطوح C و E در حال جابجایی به طرف داخل می باشند.
مقدار جابجایی در سطوح حداکثر تراکم و سطوح حداکثر انبساط برابر صفر می باشد.

نحوه انتشار امواج طولی بشکل: اگر قسمت کوچکی از سطح یکی از کرات فوق الذکر که به
سطح موج و یا جبهه موج خوانده می شود را در نظر بگیریم سطح کروی مذکور
را می توان به یک سطح باز یا یک سطح تخت تقریباً برابر دانست به همین علت آن قسمت از
جبهه موج مذکور را یک جبهه موج تخت می نامیم. خط عمودی که از منبع مولد موج بر این سطح
مماس عمود می شود امتداد انتشار موج تخت را نشان می دهد. این خط به نام شعاع یا پرتو
موج خوانده می شود. لذا انتشار یک موج طولی بشکل تخت را می توان توسط یک سری صفحات
موازی هم که عمود بر امتداد انتشار موج واقع می باشند و امتداد توسان آنها موازی امتداد انتشار
موج می باشد تصور نمود. بنابراین تمام ذرات واقع بر یک جبهه موج تخت دارای وضعیت
نوسانی مشابه هم می باشند همین وضعیت را ذرات در یک سنگی فوق الذکر (که در آن موج
طولی در حال انتشار است) دارا می باشند بطوریکه در یک سنگی مذکور ملاحظه می گردد صفحات
حداکثر تراکم و حداکثر انبساط به طور عمود بر انتشار موج (عمود بر محور طولی یک سنگی) واقع می باش

و تمام ذرات واقع در هر صفحه دارای وضعیت نوسانی مشابهی می باشد. پس، جزیی از محیط که موج در آن به صورت کروی در حال انتشار می باشد را می توان به صورت بلوک سنگی فوق الذکر در نظر گرفت که در آن، موج فقط در یک بعد (در امتداد محور طولی بلوک) انتشار می یابد. مثلاً می توان در شکل مربوط به امواج کروی بلوکی تصور نمود که محور طولی آن به طور قائم و در امتداد OA قرار دارد. منبع مولد موج O در قاعده پائینی و لرزه گیر در قاعده بالایی آن واقع شده است. کلیهٔ سطوح کروی نشان داده شده در این شکل در بلوک مذکور به صورت سطوح صاف (یا سطوح تخت) در می آیند و یا به عبارت دیگر کلیه جبهه موجهای کروی به صورت جبهه موجهای تخت در می آیند. پس، وضعیت نوسان ذرات بلوک مذکور در یک لحظه از زمان می تواند مانند شکل زیر تصور نمود. صفحات "A, B, C, D, E" جبهه موجهای تخت می باشند که در این شکل همگی آنها به طور افقی واقع و بر امتداد فاز V (امتداد پرتو موج و یا امتداد انتشار موج) عمود می باشند.



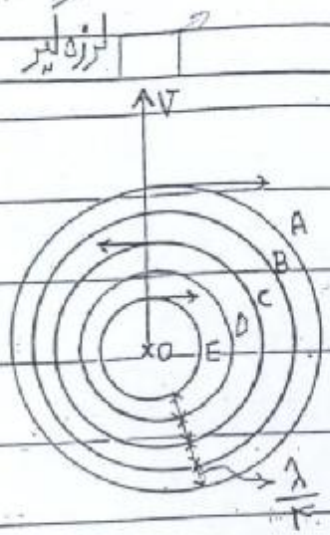
توسط این مثال می توان دریافت که فرق لرزه گیرهایی که در خشکی به کار گرفته می شوند با آنهایی که در روی آب (در دریا) به کار برده می شوند در چیست؟ مکانیسم لرزه گیرهایی که در خشکی به کار گرفته می شوند و فقط نسبت به جابجایی های قائم حساس می باشند طوری هست که با رسیدن جبهه موجهای

B و D و امثال آنها از خود عکس العمل نشان می دهند. در صورتیکه مکانیسم لرزه گیرهایی که در روی آب به کار گرفته می شوند و هیدروفون نام دارند و فقط نسبت به فشار حساسند طوری هست که فقط با رسیدن جبهه موجهای E و C و A و امثال آنها از خود عکس العمل نشان می دهند. به طور کلی کار کردن با جبهه موجهای تخت راحت تر از کار کردن با جبهه موجهای کروی می باشد و جبهه موجهای تخت نیز شها توسط پرتو آنها نمایش داده می شوند.

نحوهٔ انتشار امواج عرضی کروی: یک منبع مولد موج را در نظر می گیریم که موج عرضی ایجاد شده آن در محیط اطراف آن، به صورت سه بعدی انتشار می یابد. اگر محیط مذکور همگن و ایزوتروپ باشد سرعت انتشار موج در همه سو یکسان است. پس امواج عرضی نیز مانند امواج طولی به صورت کروی، در محیط انتشار می یابند و تمام ذراتیکه دارای وضعیت تعادلی یکسانی هستند بر روی سطح یک کره واقع می باشند. مثلاً ذراتی از محیط که در اثر انتشار موج عرضی (نسبت به حالت سکون خود) به طوری مورد بر جهت انتشار موج، حداکثر به طرف راست و یا حداکثر به طرف چپ جابجا شده اند و دارای فاصله یکسانی از منبع مولد موج می باشند را می توان از نظر فضایی بر روی سطح کره ای به مرکز منبع مولد موج تصور نمود. مانند شکل زیر که وضعیت تعادلی ذرات محیط اطراف منبع را در یک لحظه از زمان نشان می دهد. فاصلهٔ دو سطح کرهٔ متوالی که ذرات در روی سطح یکی از آنها نسبت به حالت سکون خود حداکثر به طرف راست (مانند سطح کرهٔ A) و در روی سطح دیگر حداکثر به طرف چپ (مانند سطح کرهٔ C) جابجا شده باشند برابر نصف طول موج می باشد. امتداد جابجایی هر ذرهٔ واقع بر روی سطح فوق الذکر همواره بر امتداد شعاعی است که مرکز کره را به این ذره مربوط می کند و امتداد شعاع مذکور در این شکل، مثلاً توسط پرتو موجی که از منبع

برای دریافت موج عرضی حداکثر باید مساحت با امواج عرضی زاویه‌ات
لفقت زیاد کند - ولی برای موج طولی ← عمودی

مولد موج O به طرف لرزه‌گیر انتشار می‌یابد (فلش V) نشان داده شده است. بین سطوح کره‌های A و C و E و به فاصله $\frac{\lambda}{4}$ از هر یک از آنها سطح کره‌ای وجود دارد که جابجایی ذرات واقع بر روی آن برابر صفر می‌باشد (مانند سطح کرهٔ B یا D).



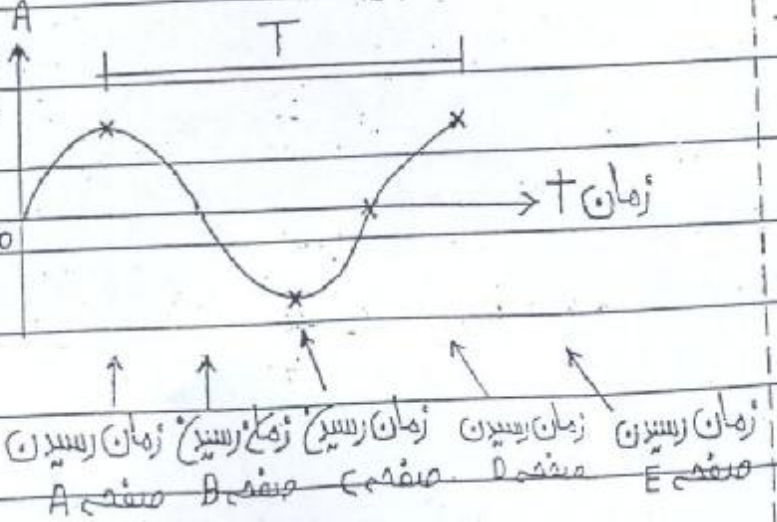
A سطح کرهٔ حداکثر جابجایی به طرف راست

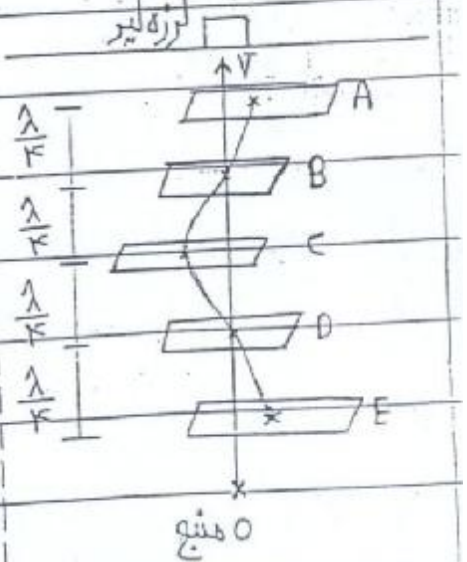
B سطح کرهٔ جابجایی برابر صفر

C سطح کرهٔ حداکثر جابجایی به طرف چپ

D سطح کرهٔ جابجایی برابر صفر

E سطح کرهٔ حداکثر جابجایی به طرف راست





سرعت انتشار امواج طولی و عرضی:

سرعت انتشار امواج طولی و عرضی بستگی به مدول های الاستیسیته و چگالی محیطی دارد که این امواج در آن محیط انتشار می یابند. مادر زیر سرعت انتشار امواج طولی را با V_p و سرعت انتشار امواج عرضی را با V_s نمایش می دهیم و وابستگی هریک از آنها را به مدول های الاستیسیته و چگالی محیط انتشار بررسی می نمائیم.

سرعت انتشار یک موج طولی در یک میله نازک فلزی و یا یک بلوک نازک سنگی از رابطه $\sqrt{\frac{E}{\rho}}$ = (سرعت موج طولی در میله نازک) به دست می آید که در این رابطه E مدول یانگ و ρ چگالی محیط انتشار می باشد. بدیهی است که در این صورت سرعت انتشار موج فقط در یک بعد (فقط در راه طول میله و یا بلوک نازک) در نظر گرفته شده است.

حال اگر سرعت انتشار یک موج طولی که به صورت سه بعدی منتشر می شود را محاسبه کنیم خواهیم داشت $V_p = \sqrt{\frac{K+\frac{4}{3}\mu}{\rho}}$ (سرعت موج طولی در اجسام حجیم) که در این رابطه K مدول نرالم و μ مدول برشی و ρ چگالی محیط انتشار می باشد.

(و مدول الاستیسیته بطور رفته)

از مقایسه دو رابطه اخیر و با توجه به اینکه صورت کسر در رابطه دوم همیشه بزرگتر از صورت کسر در رابطه اول می باشد به این نتیجه می رسیم که سرعت انتشار موج طولی به صورت سه بعدی بیشتر از سرعت انتشار این موج به صورت یک بعدی می باشد، هرچند که جنس محیط انتشار آنها یکسان می باشد. علت این امر این است که در رابطه اول فقط مقاومت در مقابل تغییر طول وارد عمل می شود و در رابطه دوم، هم مقاومت در مقابل تغییر حجم و هم مقاومت در مقابل تغییر شکل زاویه وارد عمل می شود.

به طور کلی می توان گفت که هر مقدار مقاومت یک محیط در برابر تغییر شکل را عمدتاً از تغییر شکل

حجمی و تغییر شکل زاویه‌ای) بیشتر باشد سرعت انتشار موج در آن محیط بیشتر است. چون مدول برشی μ برای سیالات برابر صفر می‌باشد پس بالطبع در این محیط‌ها مقدار در رابطهٔ دوم، رابطهٔ مربوط به سرعت انتشار امواج طولی در سیالات (یعنی $V_p = \sqrt{\frac{K}{\rho}}$ (سرعت موج طولی در سیالات) حاصل می‌شود.

سرعت انتشار یک موج عرضی که به صورت سه بعدی انتشار می‌یابد از رابطهٔ $V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$ حاصل می‌شود. در این رابطه μ مدول برشی و ρ چگالی محیط انتشار می‌باشد ولی سرعت انتشار یک موج عرضی که فقط در یک بعد انتشار می‌یابد (مثلاً موج عرضی که در طول یک طناب و یا یک سیم کشیده شده انتشار می‌یابد) از رابطهٔ $V_s = \sqrt{\frac{F}{\rho}}$ حاصل می‌شود. در این رابطه F نیروی کشش طناب یا سیم و ρ چگالی خطی سیم و یا طناب مذکور می‌باشد.

با بررسی رابطهٔ مربوط به انتشار امواج عرضی به صورت سه بعدی ملاحظه می‌گردد که چون مدول برشی μ برای سیالات صفر است لذا سرعت انتشار امواج عرضی در سیالات برابر صفر می‌باشد و یا به عبارت دیگر می‌توان گفت که امواج عرضی در سیالات منتشر نمی‌شوند. (چون ماهیت موج عرضی است)

(سرعت موج عرضی در یک محیط جامد $V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$ سرعت موج عرضی در یک محیط سیال $V_s = 0$)

از تقسیم رابطهٔ $V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}$ به $V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$ حاصل می‌شود:

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{K}{\mu} + \frac{4}{3}} = \sqrt{\frac{2(1-\sigma)}{1-2\sigma}}$$

با توجه به اینکه برای اجسام الاستیک نسبت پواسون (σ) حدود 0.25 می‌باشد بالطبع در این محیط‌ها مقدار در رابطهٔ فوق حاصل می‌شود: $\boxed{V_p = \sqrt{3} \times V_s}$

بطوریکه از این رابطه دیده می‌شود سرعت موج طولی در یک محیط بیشتر از سرعت موج عرضی در همان محیط می‌باشد. بنابراین اگر در یک منبع مولد موج در داخل زمین هم‌زمان موج طولی

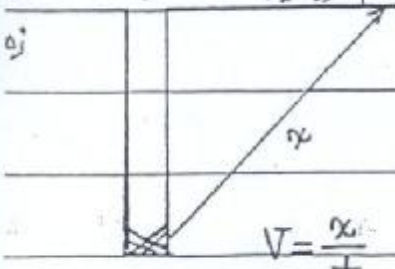
$\nu = \lambda f$

و موج عرضی ایجاد گردد و این امواج در محل دیگری از زمین توسط یک دستگاه لرزه‌گیر دریافت گردند خواهیم دید که موج طولی به علت دارا بودن سرعت بیشتر به عنوان اولین موج و موج عرضی به علت دارا بودن سرعت کمتر به عنوان دومین موج به دستگاه مذکور می‌رسد. به همین دلیل به موج طولی، موج اولیه (Primary wave) می‌گویند و آن را با حرف P نمایش می‌دهند و به موج عرضی موج ثانویه (Secondary wave) می‌گویند و آن را با حرف S نشان می‌دهند.

موج طولی دارای نام‌های دیگری هم است. موج طولی Longitudinal wave، موج چرخشی Irrotational wave، موج تراکمی Compressional wave، موج گشادگی Dilatation wave و موج فشاری Push wave می‌باشد.

همچنین موج عرضی دارای نام‌های دیگری هم است. موج برشی Shear wave، موج چرخشی Rotational wave و موج عرضی Transversal wave می‌باشد.

امواج عرضی در تفسیر لرزه‌نگاشت‌های مربوط به زمین لرزه‌های طبیعی، نقش مهمی را برعهده دارند. به صورتی که این امواج در ژئوفیزیک کاربردی هنوز کاربرد وسیعی پیدا نکرده‌اند. برای این منظور باید دانست که با عنایت به رابطه بین سرعت، مدول‌های الاستیسیته و چگالی که در این بحث دارای اهمیت می‌شوند می‌گوییم که سرعت انتشار امواج لرزه‌ای فقط تابعی از جنس محیط انتشار می‌باشد و به هیچ وجه تابعی از مشخصات منبع مولد موج نمی‌باشد.



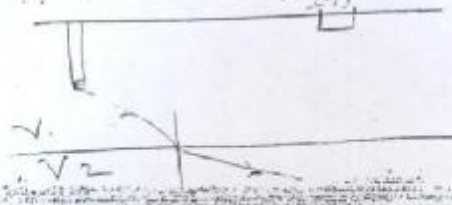
نمی باشد. مثلاً نوع و مقدار انرژی به کار برده شده در منبع مولد موج، تعیین کننده دامنه نوسان و فرکانس موج ارسالی شما از منبع می باشد ولی در مقدار سرعت انتشار تاثیری نمی گذارد. همچنین اگر رابطهٔ بین سرعت - طول موج - فرکانس ($V = \lambda \cdot f$) را در نظر بگیریم ملاحظه می کنیم که مقدار سرعت انتشار موج انرژی (V) در یک لایه همگن و ایزوتروپ همیشه ثابت می باشد، چنانچه فرکانس موج (f) توسط منبع مولد موج افزایش یابد طول موج (λ) کاهش می یابد و بالعکس، ولی مقدار سرعت در لایهٔ مذکور تغییری نمی کند.

حال اگر موج از این لایه وارد لایه مجاور شود که از جنس دیگری می باشد آنگاه سرعت موج تغییر می کند و طبق رابطهٔ اخیر با تغییر سرعت، طول موج نیز تغییر می کند ولی فرکانس موج ثابت می ماند.

سرعت امواج انرژی در سنگهای مختلف: صرفنظر از حالات استثنایی، به طور کلی می توان گفت که سرعت انتشار امواج انرژی در سنگهای آذرین و دگرگونی بیشتر از سرعت انتشار امواج انرژی در سنگهای رسوبی می باشد. مقدار سرعت در هر یک از سنگهای یاد شده بستگی به عواملی از قبیل درصد تخلخل، درزه ها و شکافهای سنگ، جنس سیال (هوا، گاز، نفت یا آب) موجود در فضاهای خالی سنگ و جنس مواد جامدی که یک سنگ را می سازند (ماتریس سنگ - Matrix) دارد. برای سنگهای رسوبی که درصد تخلخل آنها بین ۵ تا ۴۰ درصد می باشد بین سرعت و تخلخل رابطهٔ زیر برقرار است:

$$\frac{1}{V_p} = \frac{\phi}{V_f} + \frac{1-\phi}{V_m}$$

که در این رابطه V_p سرعت انتشار موج طولی در سنگ مورد نظر، ϕ درصد تخلخل، V_f سرعت انتشار موج طولی در سیال موجود در فضاهای خالی سنگ و V_m سرعت انتشار موج طولی



در ماتریس سنگ می باشد با کمک این رابطه می توان درصد تخلخل را توسط سرعت و یا سرعت توسط تخلخل به حساب نمود. از سنگ های آذرین اگر گرانیت را در نظر بگیریم با توجه به عوامل فوق الذکر مقدار سرعت با انتشار موج طولی بین $5-6\ \frac{km}{s}$ تغییر می کند، در صورتیکه مقدار سرعت موج طولی برای سنگ های دگرگونی با توجه به عوامل فوق الذکر $3/5-7\ \frac{km}{s}$ تغییر می کند. همچنین در مورد سنگ های رسوبی اگر شیل، ماسه سنگ و سنگ آهک را در نظر بگیریم با توجه به عوامل فوق الذکر خواهیم دید که سرعت با انتشار موج طولی برای هریک از این سنگ ها به ترتیب در گستره های زیر واقع می باشد:

در شیل از حدود ۲ تا حدود ۴ کیلومتر بر ثانیه، در سنگ آهک از حدود ۳ تا ۷ کیلومتر بر ثانیه و در ماسه سنگ از حدود ۱/۴ تا ۴/۳ کیلومتر بر ثانیه.

برای یک سنگ که در عمق نه چندان زیاد قرار دارد معمولاً گستره سرعت کمتر از مقدار فوق الذکر می باشد و با کمک اطلاعات زمین شناسی محلی می توان با در دست داشتن گستره سرعت جنس سنگ را مشخص نمود.

رابطه سرعت - تخلخل نشان می دهد که هرقدر درصد تخلخل یک سنگ کاهش یابد مقدار سرعت انتشار موج لرزه ای در آن سنگ افزایش می یابد. از طرف دیگر به طور تجربی ثابت شده است که سرعت انتشار موج لرزه ای با افزایش عمق سنگ افزایش می یابد. علت این امر را می توان این گونه بیان نمود که چون سنگ هایی که در عمق بیشتر واقع هستند فشار بیشتری را متحمل می شوند و در نتیجه، خلل و فرج آنها کمتر و فضاهای خالی و شکاف های آنها بسته می گردند. در حقیقت، فشار در عمق سبب می شود که درصد تخلخل سنگ ها و مقدار ترک های ریز آنها کاهش یابد.

از طرفی دیگر این امر باعث می شود که با افزایش عمق، چگالی سنگ افزایش یابد.

از مطالب فوق الذکر چنین نتیجه می شود که با افزایش عمق یک سنگ هم سرعت انتشار موج لرزه ای در آن و هم چگالی آن سنگ افزایش می یابد. از جمله اثیر ممکن است به غلط این نتیجه گرفته شود که علت این افزایش سرعت، افزایش یافتن چگالی محیط انتشار می باشد در صورتیکه اگر ما روابط بین سرعت - مدولهای الاستیسیته - چگالی

$V_p = \sqrt{\frac{K+\frac{4}{3}\mu}{\rho}}$ ، $V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$

را در نظر بگیریم خواهیم دید که در این روابط چگالی (ρ) چون در مخرج کسر قرار دارد با افزایش چگالی نه تنها سرعت افزایش نمی یابد بلکه کاهش نیز می یابد. تفاوت این است که اگرچه با افزایش عمق سنگ چگالی آن افزایش می یابد ولی در همین مدولهای الاستیسیته نیز افزایش می یابند و این افزایش به قدری است که افزایش چگالی سنگ را تحت الشعاع قرار می دهد بطوریکه نسبتهای زیر را بکال با افزایش عمق سنگ افزایش می یابد که در نهایت باعث افزایش انتشار موج در عمق می شود.

سنگ های طبیعی آهن $V_p = 5700 \frac{m}{s}$

$V_p = 1300 \frac{m}{s}$ آب

دو میله فلزی را در نظر می گیریم که جنس یکی از آهن و جنس دیگری از سرب باشد. حال اگر سرعت انتشار موج طولی در این دو میله را محاسبه کنیم خواهیم دید که چون سرب برای مدول الاستیسیته کمتر و چگالی بیشتری از آهن می باشد سرعت انتشار موج طولی در میله سربی به مراتب کمتر از میله آهنی می باشد:

V_p آهن $= 5100 \frac{m}{s}$ ، V_p سرب $= 1300 \frac{m}{s}$ ، V_p میله $= \sqrt{\frac{E}{\rho}}$

روش لرزه نگاری انعکاسی (Seismic Reflection Method)

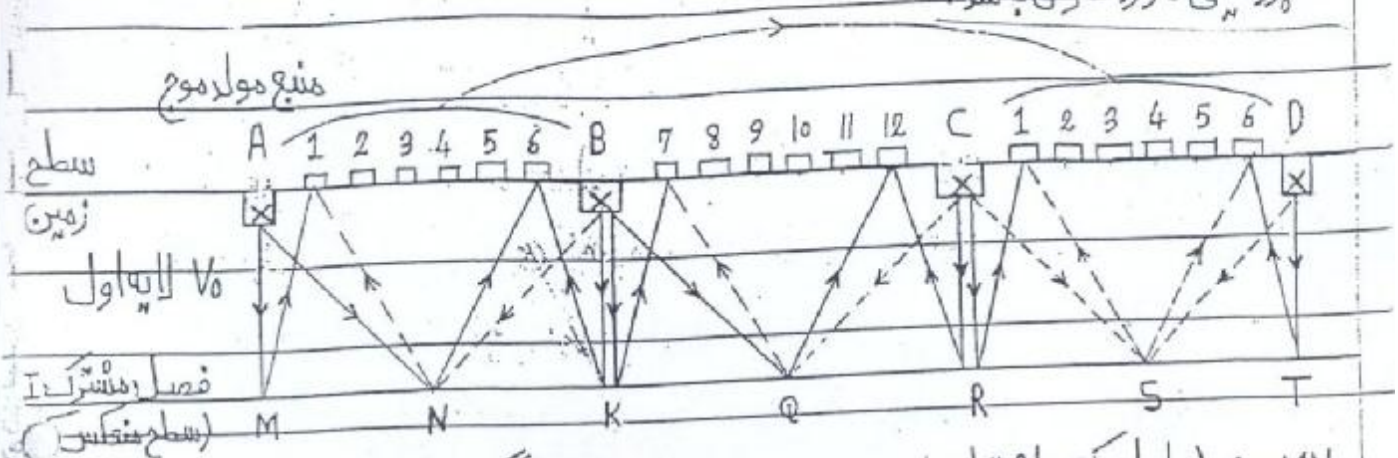
نحوهٔ گسترش (آرایش) ژئوفون ها (لرزه گیرها) در روی زمین به طریقه ی ساده:

در شکل زیر مسیر هندسی پرتوهای امواج تابش و بازتاب برای تعدادی از لرزه گیرها نشان داده شده است.

در روش لرزه نگاری انعکاسی به این گونه عمل می شود که بین دو منبع مولد موج متوالی A و B تعدادی ژئوفون را در روی زمین در فاصله های مساوی از هم قرار می دهند. بدیهی است پرتوی که از منبع مولد موج به یک نقطه از فصل مشترک دو لایه برخورد نموده و منعکس می شود و سپس توسط ژئوفون ها دریافت می گردد فقط می تواند از وضعیت یک نقطه برخورد با فصل مشترک اطلاع در اختیار ما قرار دهد.

بطوریکه در این شکل دیده می شود توسط موج تولید شده در منبع A و بکارگیری لرزه گیرهای گسترده شده بین A و B فقط می توان از فاصلهٔ M تا N از فصل مشترک مذکور اطلاع حاصل نمود. جهت بدست آوردن اطلاعات بیشتر از این فصل مشترک باید بدین طریق عمل نمود که بعد از تولید موج در محل A و دریافت امواج منعکسه توسط لرزه گیرهای فوق الذکر یک ردیف دیگری از لرزه گیرها را با فاصله های یکسان در بین نقاط B تا A قرار داده و این بار در منبع B موج تولید نموده تا این امواج بعد از انعکاس توسط ژئوفون های ذکر شده که در روی طرف منبع B و در فاصلهٔ بین A تا B قرار داده شده اند دریافت گردد. سپس ژئوفون های واقع بین B و A را در جای خود باقی گذاشته ولی ژئوفون های واقع بین A و B را جمع آوری نموده و آنها را با فاصله های مساوی بین دو منبع A و B قرار داده و این بار در منبع A موج تولید نموده تا این امواج بعد از انعکاس توسط ژئوفون هایی که در روی طرف A بین دو نقطه B و A واقع هستند دریافت گردد و همین طور عمل را ادامه داده تا اینکه تمام فصل مشترک مورد نظر تحت پوشش قرار گیرد. حسن این روش که به روش دونیمه ای یا روش گسترش شکافتی (split spread) یا روش پرش قورباغه ای معروف است این است که در هر بار تولید موج فقط لازم است که از کل ژئوفون ها فقط نیمی از آنها

راجابجا نموده وازطرف دیگر این روش ارزان تر است چون نیاز به ارتفاع بطول موج کمتری در طول یا خط پروفیلی مورد نظر می باشد.

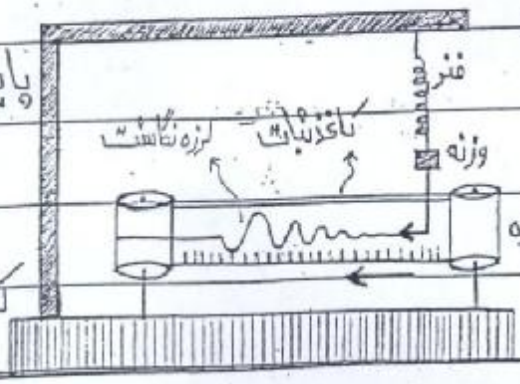


MN = فاصله‌ای که در اثر تولید موج در منبع A تحت پوشش قرار گرفته است. V_1 لایه دوم

NK، KQ و NQ = فاصله‌ای که در اثر تولید موج در منبع B تحت پوشش قرار گرفته است.

QS = فاصله‌ای که در اثر تولید موج در منبع C تحت پوشش قرار گرفته است.

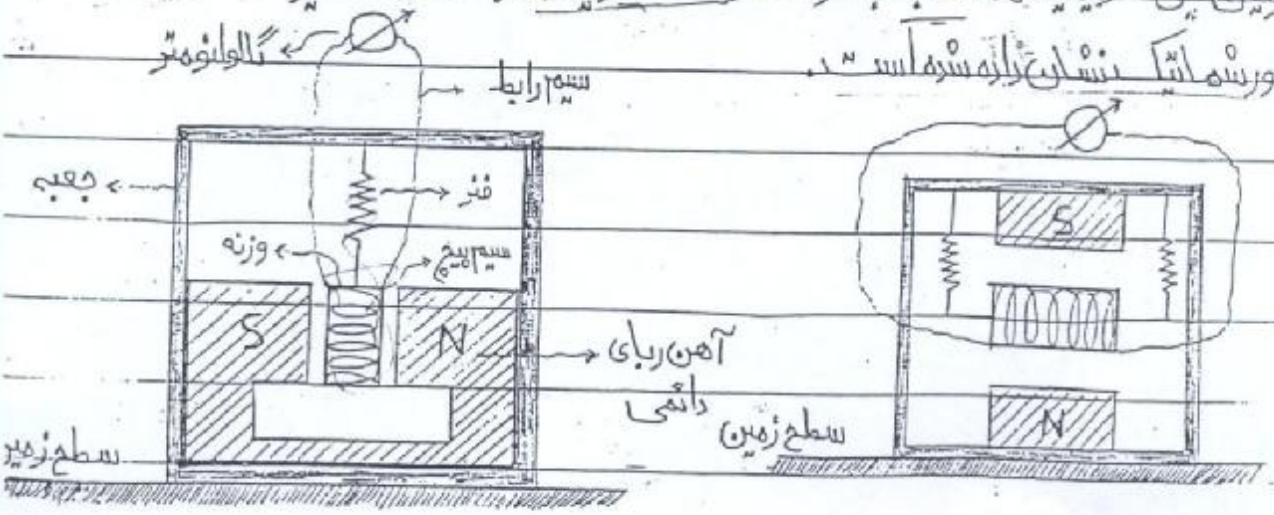
اساس کار یک لرزه نگار ابتدایی: یک نوار کاغذی که به آن کاغذ دود نیز می گویند که به دور یک قرقره پیچیده شده است. با سری یکنواخت در حال باز شدن از دور این قرقره و پیچیده شدن به دور قرقره دیگری می باشد. در این حال نوک یک قلم که به فنری متصل می باشد می تواند اشکال زیر بر روی کاغذ ثبت نماید بگذارید بطور یک تا زمانی که زمین زیر دستگاه در حال سکون می باشد نوک قلم فقط یک خط راست در امتداد طول کاغذ رسم می نماید که طول این خط متناسب با زمان



Seismograph برای ثبت مولفه قائم

سیری شده می باشد. با به حرکت درآمدن کف دستگاه به طور قائم، نوک قلم بر روی کاغذ ثبات نوسا
نات را ثبت می نماید.

لرزه گیرهای الکترومغناطیسی (ژئوفون): بدیهی است که دستگاههای لرزه نگار خیلی پیچیده تر از این
هستند که در شکل بالا به طور ساده و شماتیک نشان داده شده است. در دستگاههای جدید برای اینکه
تماس قلم با کاغذ ثبات را از بین نبرند و عمل ثبت را دقیق تر و راحت تر انجام دهند یک سیم
پیچ که به طور عمودی به یک وزنه ای که به فنری آویزان است وصل می باشد در میدان مغناطیسی یک
آهن ربای دائمی نوسان کند نوسانات زمین را به یک جریان الکتریسیته تبدیل می نماید بطوریکه شدت
جریان این الکتریسیته متناسب با سرعت نوسانات زمین می باشد. در شکل زیر نحوه کار این دستگاه به
طور شماتیک نشان داده شده است.



به طوریکه مشاهده می شود به روی یک وزنه که به فنری آویزان است یک سیم پیچ نصب شده و دو سر آن
به یک گالوانومتر متصل می باشد. سیم پیچ مزبور در حوزهٔ یک آهن ربای دائمی قرار دارد که این آهن ربا
به کف دستگاه متصل می باشد، هنگامی که زمین به لرزه در می آید آهن ربا در مقابل سیم پیچ به نوسان

روی آید و در نتیجه یک جریان القایی در سیم آن تولید می‌شود. جریان حاصله بعد از عبور از صافی‌ها (فیلترها) به وسیله تقویت کننده‌ها تقویت می‌شود و برای ثبت آماده می‌شود.

دستگاههای ثبت و شناسایی پالس امواج لرزه‌ای توسط دستگاه لرزه‌نگار صوتی (Recorder) گیرنده به طور کلی الکترومغناطیسی حاصل از نوسانات زمین‌لرزه را می‌توان به دو طریق ثبت کرد: یکی به طریقه ثبت مغناطیسی در روی نوارهای مغناطیسی و دیگری به طریقه عکاسی.

در طریقه عکاسی جریان تقویت شده مستقیماً وارد گالوانومتر بالقاب نمی‌شود که این جریان سبب دوران قالب گالوانومتر که در یک میدان مغناطیسی دائمی واقع است می‌شود. هم‌زمان با آن یک دسته شعاع نوری باریک در امتداد معینی به آینه‌ای که در روی قالب گالوانومتر نصب شده است می‌تابد. با دوران قالب گالوانومتر آینه نیز با آن دوران می‌کند و شعاع نوری منعکس از آینه نوسانات را که در امتداد آن متناسب با سرعت نوسانات زمین است در روی فیلم عکاسی باسوانه دواری که با سرعت ثابتی دوران می‌کند ثبت می‌نماید.