

امواج زلزله

نوشته :

همایون حقیقی

دکتر در بتن آرمه و مهندسی ساختمانهای مقاوم در برابر زلزله

دانشکده فنی

خواص امواج زلزله :

بطوریکه میدانیم حرکت ناگهانی مواد تشکیل دهنده زمین را زلزله نامند . این حرکات همانند ارتعاشات ارتجاعی در جمیع جهات در پوسته زمین منتشر میشوند . سنگهای تشکیل دهنده پوسته زمین اگر چه خاصیت ارتجاعی دارند معهذاً دارای خواص مواد صلب نیز هستند .

هرگاه قطعه سنگ نازک مکعب مستطیلی را پیچانده و یا آنکه خم کنیم قطعه مسد کور در مقابل نیروی وارده مقاومت خواهد کرد ولی با افزایش نیروی وارده احتمالاً ممکن است تغییر شکل داده و اندکی منبسط یا منقبض شود . در صورت حذف نیروی وارده بحالت اولیه برخواهد گشت . لذا معلوم میگردد که سنگها اجسام صلب بوده و برطبق خاصیت مواد صلب حرکات زمین در تمام جهات منتشر میگردد .

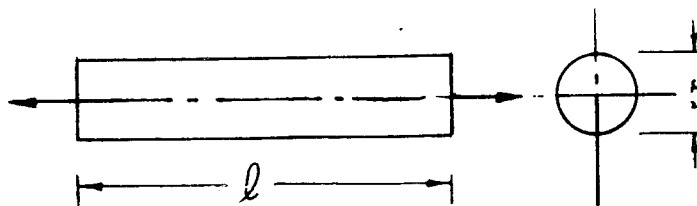
با توجه بخواص فیزیکی این نوع امواج را امواج پیچش Distorsional wave مینامند . هرگاه جهت انتشار و ارتعاش آنرا در نظر گیریم از نوع امواج عرضی Transverse wave خواهند بود .

در مطالعات و آزمایشهای بعمل آمده درباره خواص ارتجاعی سنگها نمونه آزمایش به ترتیب تحت نیروی کششی و فشاری قرار داده شده است نمونه ها ابتدا در مقابل نیروهای وارده مقاومت کرده و چون مقدار نیرو بقدر کافی افزایش یافت انبساط یا انقباض طولی از خود نشان داده اند و با حذف نیروهای وارده نمونه آزمایش بشکل اولیه خود برگشته اند . در این آزمایشها نمونه ها نه تنها تغییر طول مینمایند بلکه عرض آنها نیز تغییر میکنند و همین امر سبب پیچیده گی مطالعه پدیده مورد نظر میگردد .

هرگاه نمونه آزمایش استوانه ای شکلی بطول l و شعاع قاعده r تحت تأثیر نیروی وارده بر واحد سطح مساوی با f قرار گیرد شکل l و ازدیاد طول حاصله در اثر نیروی وارده مساوی با Δl باشد خواهیم داشت .

$$(1) \quad f = E \frac{\Delta l}{l}$$

که در آن E برای هر نوع ماده مقدار ثابتی بوده و ضریب یونگ Y Modulus youngs موسوم است. بطوریکه فوقاً بیان گردید هنگام آزمایش مقطع عرضی نقصانی برابر مقدار زیر خواهد یافت :



(شکل ۱)

$$(۲) \quad \frac{\Delta r}{r} = \sigma \frac{\Delta l}{l}$$

و یا

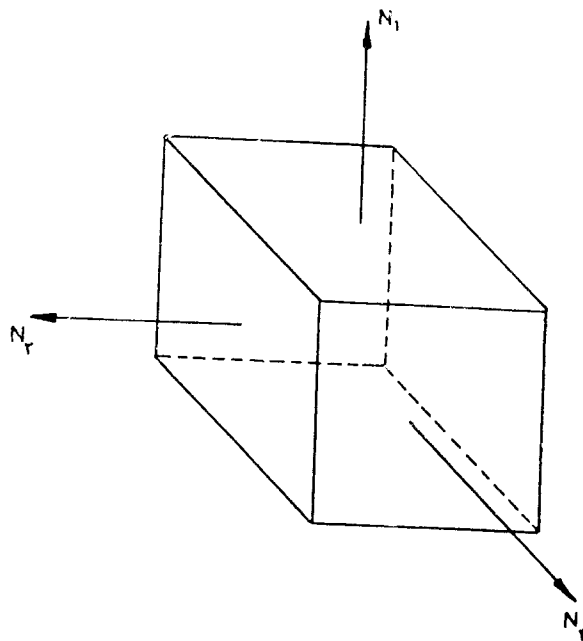
$$(۳) \quad \frac{\Delta r}{r} = \sigma \frac{f}{E}$$

ضریب σ برای هر جسم مقدار ثابتی است و آنرا ضریب یا نسبت پواسون Poisson's ratio مینامند. نکته شایان توجه آنکه مقدار ضریب فوق برای تمام سنگها در حدود $\frac{1}{4}$ است.

سنگ مکعبی شکلی با ابعاد واحد که تحت تأثیر سه نیروی کششی عمود بر هم وارده به سه سطح مکعب قرار گرفته است در نظر میگیریم. (شکل ۲) a ازدیاد طول مکعب در جهت N_1 مساوی است با :

$$(۴) \quad a = \frac{1}{E} \left[N_1 - \sigma (N_2 + N_3) \right]$$

ازدیاد طول β و γ در جهت های N_2 و N_3 را میتوان با روابطی نظیر رابطه (۴) نمایش داد.



(شکل ۲)

حجم نمونه آزمایش به نسبت $(1 + \alpha)(1 + \beta)(1 + \gamma)$ به یک افزایش مییابد. هرگاه از عوامل بزرگتر از درجه یک صرف نظر کنیم میتوان گفت که حجم نمونه آزمایش به نسبت $1 + (\alpha + \beta + \gamma)$ به یک افزایش مییابد. بنابراین ملاحظه میگردد که تغییر حجم نمونه آزمایش مساویست با :

$$(5) \quad \theta = \alpha + \beta + \gamma = \frac{1 - 2\sigma}{E} (N_1 + N_2 + N_3)$$

چون بجای نیروهای N_1 و N_2 و N_3 فشار هیدرولیکی $(-P)$ بر نمونه آزمایش وارد شود خواهیم داشت.

$$(6) \quad N_1 = N_2 = N_3 = -P$$

$$(7) \quad \theta = - \frac{2(1 - 2\sigma)}{E} P$$

و یا

$$(8) \quad \frac{P}{-\theta} = \frac{E}{2(1 - 2\sigma)} = K$$

مقدار $\frac{P}{-\theta}$ برای تمام نمونه های از یک جنس ثابت بوده و ضریب ارتجاعی حجمی و یا مدلول تراکم ناپذیری Incompressibility's Modulus نامیده میشود و معمولاً به حرف K نمایش داده میشود.

اثر نابسامانی حاصله در قسمتی از سنگ بعلت خاصیت تغییر حجم در تمام توده سنگ بصورت موجی انتشار مییابد که آنرا Dilatational wave مینامند. این امواج با توجه بخواص فیزیکی از نوع امواج انبساط و انقباض هستند ولی هرگاه بجهت انتشار و ارتعاش آنها توجه کنیم از نوع امواج طولی یا Longitudinal wave میباشد.

بعدها خواهیم دید که امواج طولی و عرضی به ترتیب دارای سرعت هائی مساوی با :

$$(9) \quad V_1 = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$$

$$(10) \quad V_2 = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

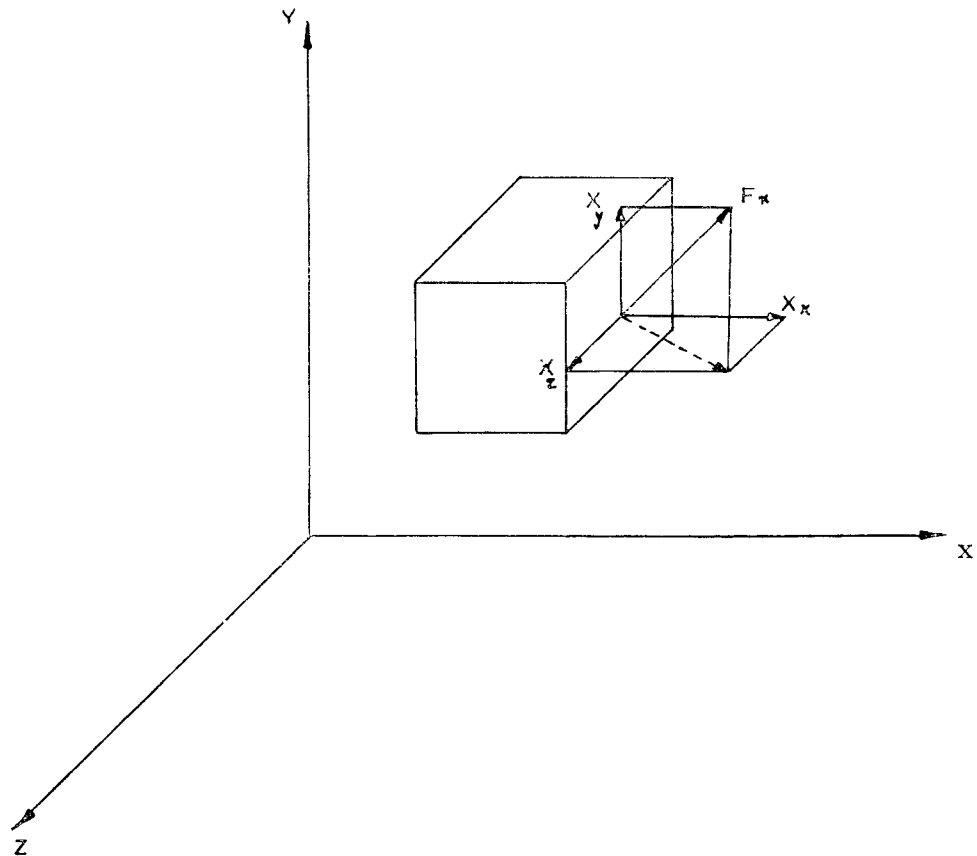
میباشند. در فرمولهای فوق $\lambda = K - \frac{2}{3}\mu$ بوده و μ را مدلول صلبیت Modulus of Rigidity خوانند و ρ وزن مخصوص نمونه آزمایش است.

معادلات حرکت :

در درون جسم جامد ارتجاعی تغییر شکل یافته که تحت تنش های وارده در حال تعادل است (شکل ۳) مکعب کوچکی با ابعاد L در نظر میگیریم چون جسم در حال تعادل است لذا لنگر نیروها نسبت بمحورهای دستگاه مختصات صفر است و با توجه بمتقارن بودن مؤلفه های تنش ها :

$$(11) \quad \begin{cases} X_y = Y_x \\ X_z = Z_x \\ Y_z = Z_y \end{cases}$$

دستگاه بحالت تعادل باقی خواهد ماند مگر اینکه نیروی جدیدی بآن اثر کند که در اینصورت احتمالاً ممکن است دستگاه حرکت انتقالی بکند ولی در هر حال حرکت دورانی نخواهد داشت .
 محل اثر نیروهای وارده بمکعب بمنظور دادن حرکت انتقالی بآنها میتوان در مرکز وجوه مکعب در نظر گرفت و مقدارش مساویست با حاصل ضرب مؤلفه های تنش در L^r نیروهای موازی X وارده به شش وجه مکعب عبارتند از :



(شکل ۳)

$$(12) \quad \begin{cases} -X_x L^r, -X_y L^r, -X_z L^r \\ \left[X_x + L \left(\frac{\partial X_x}{\partial x} \right) \right] L^r \\ \left[X_y + L \left(\frac{\partial X_y}{\partial y} \right) \right] L^r \\ \left[X_z + L \left(\frac{\partial X_z}{\partial z} \right) \right] L^r \end{cases}$$

باید توجه داشت که در دو وجه مکعب که با آن مقدار X_y را مقایسه میکنیم x و z شان مساویست و فقط در مقدار y با هم اختلاف دارند همین امر در مورد X_z نیز صادق است. چون تمام این مقادیر را با هم جمع کنیم مجموع نیروهای وارده موازی با محور X مساوی مقدار زیر خواهد شد.

$$(۱۳) \quad \left(\frac{\partial X_x}{\partial x} + \frac{\partial X_y}{\partial y} + \frac{\partial X_z}{\partial z} \right) L^3$$

شتاب حاصله از نیروی فوق مساویست با $\frac{\partial^2 u}{\partial t^2}$ هر گاه وزن مخصوص مکعب مساوی ρ اختیار شود. طبق اصل اول قانون نیوتن که بموجب آن نیرو مساویست با جرم ضرب در شتاب روابط زیر را خواهیم داشت:

$$(۱۴) \quad \begin{cases} \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial X_x}{\partial x} + \frac{\partial X_y}{\partial y} + \frac{\partial X_z}{\partial z} \\ \rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = \frac{\partial Y_x}{\partial x} + \frac{\partial Y_y}{\partial y} + \frac{\partial Y_z}{\partial z} \\ \rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = \frac{\partial Z_x}{\partial x} + \frac{\partial Z_y}{\partial y} + \frac{\partial Z_z}{\partial z} \end{cases}$$

لازم بیادآوری نیست در روابط فوق u و v و w مؤلفه‌های بردار تغییر مکان هستند.

بطوریکه ملاحظه میشود معادلات حرکت شامل مؤلفه‌های تنش است چون بجای مؤلفه‌های تنش بخواهیم مؤلفه‌های تغییر شکل را قرار دهیم بایستی قبلاً رابطه بین تنش و تغییر شکل را بدانیم. هر گاه در تقریب اول رابطه بین تغییر شکل و تنش را خطی فرض کنیم (قانون هوک) لذا هر مؤلفه تنش تابعی از ارزش مؤلفه تغییر شکل خواهد بود و داریم

$$(۱۵) \quad X_x = A e_{xx} + B e_{yy} + C e_{zz} + D e_{xy} + E e_{xy} + F e_{yz}$$

که در آن ضرایب F و E و D و C و B و A ضرایب مشخصه جزء مورد نظر میباشند و خواص ارتجاعی جسم جامد را بیان میکنند. هر گاه جسم مورد نظر جامد و همگن و ایزوتروپیک (Isotropic) جسمی که خواص فیزیکی آن مستقل از جهت است) باشد فقط دو ضریب برای بیان خواص فیزیکی چنین جسمی کافی است. لامه Lamé دو ضریب اصلی را به λ و η نمایش داده است η دارای معنی فیزیکی ساده‌ایست و معرف مقاومت اجسام جامد ارتجاعی در مقابل تغییر شکلهای برشی است. بطوریکه فوقاً بیان گردید آنرا مدلول صلیبیت نامند مقدار η مستقیماً بوسیله آزمایش تعیین میگردد. ضریب λ را نمیتوان مستقیماً از طریق آزمایش تعیین کرد بلکه بایستی با محاسبه مقدار η و ضرایب دیگری که با η بستگی دارند بدست آورد. ساده‌ترین رابطه موجود بین ضرایب لامه عبارتست از:

$$(۱۶) \quad K = \lambda + \frac{2}{3} \mu$$

بنابراین معادلات تنش - تغییر شکل برای جسم Isotropic را بشکل زیر میتوان نوشت :

$$(17) \quad \begin{cases} X_x = \lambda\theta + 2\mu e_{xx} & Y_y = \lambda\theta + 2\mu e_{yy} & Z_z = \lambda\theta + 2\mu e_{zz} \\ X_y = \mu e_{xy} & X_z = \mu e_{xz} & Y_z = \mu e_{yz} \end{cases}$$

روابط فوق نشان میدهد که محورهاى اصلی تنش همان محورهاى اصلی تغییر شکلها میباشد زیرا هرگاه $X_y = X_z = Y_z = 0$ باشد خواهیم داشت $e_{xy} = e_{xz} = e_{yz} = 0$ و بالعکس .

برای نوشتن معادلات تغییر شکل دو جزء جامد مجاور را با مختصات x و y و z و d_x و d_y و d_z در نظر میگیریم چون جسم تغییر شکل دهد دو جزء مجاور بمقدار u و v و w و du و dv و dw و du و dv و dw مساوی صفر باشد مفهومیست که دو جزء مورد نظر مشتق جزئی u و v و w نسبت به x و y و z خواهد بود . بنابراین نه مؤلفه برای تغییر شکل خواهیم داشت ولی همانگونه که در مورد تنش عمل کردیم سه مؤلفه بلحاظ تقارن موجود حذف خواهند شد . سه مؤلفه متقارن عبارتند از :

$$(18) \quad \begin{cases} e_{xy} = e_{yx} \\ e_{xz} = e_{zx} \\ e_{yz} = e_{zy} \end{cases}$$

بنابراین شش مؤلفه باقیمانده تغییر شکل عبارتند از :

$$(19) \quad \begin{cases} e_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x} & e_{yy} = \frac{\partial v}{\partial y} & e_{zz} = \frac{\partial w}{\partial z} \\ e_{xy} = \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} & e_{yz} = \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} & e_{xz} = \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \end{cases}$$

در روابط فوق مؤلفه های e_{xx} و e_{yy} و e_{zz} نمایش تغییر شکل مکعب در امتداد موازی با محور مختصات است و تغییر حجم بعمل آمده مساوی است با :

$$(20) \quad \theta = e_{xx} + e_{yy} + e_{zz}$$

که در آنالیز بردارها آنرا دیورژانس Divergence بردار تغییر مکان w و v و u نامند . تغییر شکل مکعب را بدون آنکه تغییر حجمی یابد تغییر شکل برشی نامند و با مقادیر e_{yz} و e_{xz} و e_{xy} نمایش داده میشود .

هرگاه علائم اختصاری عمل کننده «لاپلاس» « ∇^2 » (Laplacian operator) و تغییر حجم θ

را که مقادیرشان برحسب تعریف مساوی است با :

$$(21) \quad \theta = e_{xx} + e_{yy} + e_{zz} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}$$

$$(22) \quad \nabla^2 u = \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$$

بکار بریم معادلات حرکت (۱۴) بشکل زیر درمیآیند .

$$(۲۳) \quad \begin{cases} \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial x} + \mu \nabla^2 u & (a) \\ \rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial y} + \mu \nabla^2 v & (b) \\ \rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial z} + \mu \nabla^2 w & (c) \end{cases}$$

هرگاه مشتق جزئی معادلات ۲۳ a و ۲۳ b و ۲۳ c را نسبت به x و y و z بگیریم .

$$(۲۴) \quad \begin{cases} \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right) = (\lambda + \mu) \left[\frac{\partial^2}{\partial x^2} \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right) \right] + \mu \frac{\partial^2}{\partial x^2} \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right) \\ \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right) = (\lambda + \mu) \left[\frac{\partial^2}{\partial y^2} \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right) \right] + \mu \frac{\partial^2}{\partial y^2} \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right) \\ \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right) = (\lambda + \mu) \left[\frac{\partial^2}{\partial z^2} \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right) \right] + \mu \frac{\partial^2}{\partial z^2} \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right) \end{cases}$$

با توجه به تعریف θ (معادله ۲۱) رابطه فوق را بشکل زیر میتوان نوشت .

$$(۲۵) \quad \rho \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \nabla^2 \theta$$

هرگاه مشتق رابطه ۲۵a نسبت به y و مشتق رابطه ۲۵b را نسبت به x گرفته و از اولی کسر کنیم جمله اول سمت راست از بین خواهد و در نتیجه رابطه ۲۶ a و برای دو معادله دیگر نیز روابط ۲۶ b و ۲۶ c را خواهیم داشت .

$$(۲۶) \quad \begin{cases} \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x} \right) = \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x} \right) & (a) \\ \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) = \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) & (b) \\ \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y} \right) = \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y} \right) & (c) \end{cases}$$

معادله ۲۵ یک معادله اسکالر امواج است و معادلات ۲۶ a و ۲۶ b و ۲۶ c سه مؤلفه بردار معادله امواج میباشند . در معادله ۲۵ سرعت امواج بوسیله رابطه

$$(۲۷) \quad C_{12} = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho}$$

و در معادلات (۲۶) سرعت امواج بوسیله رابطه

$$(۲۸) \quad C_{22} = \frac{\mu}{\rho}$$

داده شده است روابط ۲۷ و ۲۸ به ترتیب سرعت امواج طولی P و امواج عرضی S میباشد.

معادله ۲۵ در حقیقت نمایش انتشار امواج برحسب θ میباشد که انبساط مکعبی و یا حجمی Cubical dilatation است و موج آن از نوع امواج منبسط و منقبض شونده است. مقدار برداری که بصورت پارامتر موج در معادله ۲۶ ظاهر شده است بنام تغییر مکان بردار کرل Curl معروف است که مؤلفه های آن w و v و u میباشد.

از مطالب فوق چنین مستفاد میشود که فقط دو نوع موج ممکن است وجود داشته باشد. ثابت میکنند که هر حرکت دلخواه ابتدائی مؤلفه های w و v و u بدو قسمت تقسیم میشود و هر قسمت با سرعت مشخص انتشار مییابد یکی از این دو بردار تغییر مکان در معادله ۲۵ و دیگری در معادله ۲۶ صدق میکنند. بسهولت ثابت میشود که در محیط همگن و Isotropic دو نوع موج طولی و عرضی وجود دارد همچنین ثابت میکنند که فقط این دو نوع موج صفحه ای یا مسطح Plane waves میتوانند وجود داشته باشند. موج مسطحی را که در جهت عمود بر محور X منتشر میشود و دارای سرعت C است در نظر میگیریم مختصات چنین موجی را بشکل زیر میتوان نوشت :

$$(۲۹) \quad u=U(s) \text{ و } v=V(s) \text{ و } w=w(s) \text{ و } S=x-Ct$$

در روابط ۲۹ U و V و W میتوانند هر نوع تابع دیفرانسیل برحسب (s) باشند مشتق های آنها نسبت به (s) عبارتند از U' و V' و W' و مشتق های ثانوی U'' و V'' و W'' .

حال چون مؤلفه های تنش مستقیماً از روی تعاریف مربوط محاسبه شوند خواهیم داشت.

$$(۳۰) \quad e_{xx}=U' \quad e_{xy}=V' \quad e_{xz}=W' \quad e_{yy}=e_{zz}=e_{yz}=0$$

و از آنجا

$$(۳۱) \quad \theta=e_{xx}+e_{yy}+e_{zz}=U'$$

چون روابط فوق را در معادلات تنش - تغییر شکل (۱۷) ببریم :

$$(۳۲) \quad \begin{cases} X_x=(\lambda+2\mu)U' \\ Y_y=Z_z=\lambda U' \\ X_y=\mu V' \\ X_z=\mu W' \\ Y_z=0 \end{cases}$$

مشتق های سمت چپ معادلات حرکت (۱۴) نسبت به (s) مساویست با :

$$(۳۳) \quad \begin{cases} \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = C^2 U'' \\ \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = C^2 V'' \\ \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = C^2 W'' \end{cases}$$

چون مشتق‌های روابط ۳۲ را در معادلات حرکت (۱۴) ببریم خواهیم داشت.

$$(۳۴) \quad \begin{cases} (\lambda + 2\mu - \rho C^2) U'' = 0 \\ (\mu - \rho C^2) V'' = 0 \\ (\mu - \rho C^2) W'' = 0 \end{cases}$$

هرگاه سه رابطه معادلات (۳۴) توأمآً برای مقدار C صادق باشد در این صورت از نظر فیزیکی دو حالت ممکن است اتفاق افتد.

$$(۳۵) \quad \text{الف} \quad \lambda + 2\mu - \rho C^2 = 0 \quad V = W = 0$$

و یا

$$(۳۵) \quad \text{ب} \quad \mu - \rho C^2 = 0 \quad U = 0$$

از نظر ریاضی ممکن است $U'' = 0$ باشد بدون آنکه $U = 0$ باشد و مفهومی نیست که دامنه موج بصورت خطی ولی تا بی‌نهایت ضمن انتشارش ترقی خواهد کرد و همچنین ممکن است بمقدار اولیه برگشت نماید. در حالت الف (C) نمایش سرعت امواج p است و از اینرو مقادیر V و W مساوی صفر میباشد و تغییر مکان در امتداد انتشار موج بوده و موج طولی است.

$$(۳۶) \quad C_1 = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$$

در حالت ب مقدار U مساوی صفر است یعنی تغییر مکان عرضی است و سرعت موج مساوی است با

$$(۳۷) \quad C_2 = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

سرعت امواج طولی و عرضی را میتوان برحسب ρ و σ و E نوشت از اینرو ابتدا بایستی ضرائب یونگ و پواسون را برحسب λ و μ بدست آورد.

میله‌ای با مقطع مربع در نظر میگیریم که در امتداد محور X و تحت تأثیر نیروهای کششی و یا فشاری وارده بانتهای آن قرار گرفته است. فرض میکنیم که میله در حال تعادل باشد. تنش و تغییر شکل در تمام میله یکسان باشد. بنابراین میتوان نوشت $X_x = T$ و سایر مؤلفه‌ها مساوی صفر خواهد بود بنابراین معادلات تنش - تغییر شکل (۱۷) بشکل زیر درخواهد آمد.

$$(۳۸) \quad \begin{cases} \text{الف} & T = \lambda\theta + 2\mu e_{xx} = (\lambda + 2\mu)e_{xx} + \lambda(e_{yy} + e_{zz}) \\ \text{ب} & 0 = \lambda\theta + 2\mu e_{yy} = (\lambda + 2\mu)e_{yy} + \lambda(e_{xx} + e_{zz}) \\ \text{ج} & 0 = \lambda\theta + 2\mu e_{zz} = (\lambda + 2\mu)e_{zz} + \lambda(e_{xx} + e_{yy}) \\ \text{د} & 0 = e_{xy} = e_{xz} = e_{yz} \end{cases}$$

از معادلات ۳۸ ب و ۳۸ ج نتیجه میشود که $e_{yy} = e_{zz}$ و در نتیجه ضریب پواسون σ مساوی خواهد بود با :

$$(۳۹) \quad \sigma = - \frac{e_{yy}}{e_{xx}} = \frac{\lambda}{2\lambda + 2\mu} = \frac{1}{2} \frac{\lambda}{\lambda + \mu}$$

هرگاه ۳۸ ب را از ۳۸ الف کم کنیم .

$$(۴۰) \quad T = 2\mu(e_{xx} - e_{yy})$$

چون مدلول یونگ E مساویست با $\frac{T}{e_{xx}}$ لذا خواهیم داشت .

$$(۴۱) \quad E = 2\mu(1 + \sigma)$$

در معادلات ۳۶ و ۳۷ بجای λ و μ مقدارش را از روابط (۳۹) و (۴۱) بدست آورده و قرار میدهیم .

$$(۴۲) \quad C_1 = \sqrt{\frac{E}{\rho} \times \frac{1 - \sigma}{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)}}$$

و

$$C_2 = \sqrt{\frac{E}{\rho} \times \frac{1}{2(1 + \sigma)}}$$

از آنجا نسبت سرعت انتشار امواج طولی به امواج عرضی مساویست با :

$$\frac{C_1}{C_2} = \sqrt{2 \frac{1 - \sigma}{1 - 2\sigma}}$$

که برای $\sigma = 0.25$ مساوی خواهد شد با :

$$(۴۴) \quad \frac{C_1}{C_2} = \sqrt{2} = 1.41$$

بنابراین سرعت امواج طولی در حدود $1/\sqrt{2}$ برابر سرعت امواج عرضی است .

امواج عرضی که تغییر مکانش در صفحه افق صورت میگیرد امواج S_H مینامند و امواج عرضی که تغییر مکانش در صفحه ای متشکل از قائم و جهت انتشار صورت میپذیرد امواج S_V میخوانند . هرگاه ایستگاه زلزله نگاری را در سطح زمین در نظر گیریم امواج طولی بعلت سرعت زیادتری که دارند قبل از سایر امواج بایستگاه میرسند و چون جهت ارتعاش و انتشار امواج طولی یکی است از اینرو میتوان موقعیت کانون زلزله را تعیین کرد . چند لحظه پس از رسیدن امواج طولی امواج ثانوی یسا امواج عرضی

بایستگاه زلزله نگاری میرسند. از آنجائیکه هر دو نوع موج از کانون زلزله سرچشمه گرفته اند و در یک لحظه (لحظه حدوث زلزله) منتشر شده اند و بعلاوه یک خط سیر را طی کرده اند فقط بعلمت سرعت انتشار متفاوتی که دارند امواج عرضی دیرتر از امواج طولی بایستگاه زلزله نگاری میرسند چون این اختلاف زمان متناسب با فاصله کانون زلزله از ایستگاه زلزله نگار است لذا این امر وسیله ای برای برآورد فاصله کانون زلزله است. در عمل بعلمت خواص متفاوتی که قشرهای مختلف زمین دارند و بسبب عبور اجباری امواج از این لایه ها و انعکاس و انعکاس که امواج ضمن عبور از این لایه ها خواهند یافت حرکات زمین بصورت بسیار پیچیده ای در می آید هر گاه فرض کنیم که ایستگاه زلزله نگاری در روی کانون زلزله و بفاصله خیلی دوری از آن قرار نگرفته باشد بنحویکه بتوان محیطی که امواج از آن عبور کرده اند همگن و ایزوتروپیک فرض کرد در اینصورت میتوان امیدوار بود که دستگاه زلزله نگار امواج ساده ای از حرکات زلزله را ثبت نماید.

حرکات زلزله بدو مؤلفه افقی و یک مؤلفه قائم تجزیه میشوند و در ایستگاههای زلزله نگاری هر مؤلفه جداگانه ثبت میگردد. در روی نوار ضبط امواج P و S به ترتیب بمعنی امواج طولی و عرضی است. امواج P و S در محیطهای سه بعدی منتشر میشوند از اینرو آنها را امواج حجمی یا Bodily waves نامند. در جسمهای جامد ارتجاعی بعضی حرکات در نزدیکی سطح بحدا کثر خود میرسند در حالیکه این حرکات در عمق بسیار ضعیف شده و قابل اندازه گیری نیستند این امواج را میتوان نمایشی از ترکیب امواج مسطح و امواج طولی و عرضی منعکسه از سطح دانست این امواج بنام امواج سطحی Surface waves خوانده میشوند.

امواج سطحی :

امواج طولی نمیتوانند در امتداد صفحه مرزی Plane Boundary با تغییر مکانی موازی با سطح منتشر گردند کما اینکه امواج عرضی نیز نمیتوانند در امتداد صفحه مرزی با تغییر مکانی عمود بر سطح منتشر گردند.

لرد ریله Lord Rayleigh ثابت کرده است که از ترکیب دو نوع موج که زاویه فرضی Imaginary با جهت جبهه امواج تشکیل میدهند (شرطی که در سطح ممکن است صادق باشد) دسته ای از امواج که دامنه اش با ازدیاد عمق بطور تصاعدی کاهش مییابد بوجود آمده که در امتداد سطح منتشر و پیش میروند این نوع امواج در نوارهای ثبت شده دستگاههای زلزله نگار ملاحظه شده است و با امواج ریله خوانده میشوند در تئوریهای اولیه از انحنای زمین صرف نظر شده و چنین فرض میشد که امواج در امتداد سطح صافی منتشر میشوند یکدسته از امواج با دامنه های مساوی بدون هیچگونه ابتدا و انتهای چه از نظر زمان و چه از لحاظ مکان در نظر گرفته میشد. جبهه امواج صفحه ای و قائم فرض میشد. ریله متوجه شد که این امواج از لحاظ نظری بایستی وجود داشته باشند که بعداً قسمتی از این مسئله بوسیله محققین روشن گردید سرعت امواج ریله تابع ضربی پواسون است و بازای $\frac{1}{2} = \sigma$ مقدارش مساوی ۱.۹۴ ر.ر. سرعت امواج عرضی است. (این مقدار مساوی با

$$\sqrt{2 - \frac{2}{\sqrt{3}}}$$

است).

امواج ریله فاقد ارتعاشات عرضی است. تغییر مکان مطلقاً قائم و در جهت انتشار امواج صورت میپذیرد و در حقیقت باید گفت یک نوع حرکت بیضوی شکل است. بدین معنی که حرکات قائم 1847 برابر حرکات افقی است.

در ایستگاههای زلزله نگاری که دور از مرکز زلزله قرار دارند پس از ثبت امواج (S) مرحله‌ای از ثبت امواج شروع میشود که در آن دامنه امواج بمقدار ماکزیمم میرسد و از حداکثر دامنه امواج P و S چند مرتبه بزرگتر است و سپس یکمرتبه دامنه امواج بمقدار خیلی نقصان مییابد. بهرحال ممکن است این افزایش و کاهش قابل توجه دامنه امواج چندبار قبل از آرامش کامل دستگاه تکرار گردد. این امواج بنام امواج بلند Long wave یا فاز (L) یا تکان اصلی خوانده میشوند.

ریله ثابت کرده است که امواج سطحی قادرند در فواصل دور نابسامانیهای بزرگتر از امواج P و S بوجود آورند این مرحله از زلزله را عبور امواج ریله مینامند. در صورت باید توجه داشت که سرعت امواج ریله در زمین همگن مستقل از طول موج بوده و بطوریکه فوقاً بیان گردید قدری کمتر از سرعت امواج عرضی است.

حرکات امواج ریله تماماً در صفحه مابرقائم محل و جهت انتشار قرار دارد حال آنکه حرکات فاز (L) مؤلفه افقی بزرگی داشته و زاویه قائمه‌ای با جهت انتشار تشکیل میدهد.

یک نوع دیگر از امواج سطحی بوسیله لاو A. E. H. Love کشف شده است که بنام امواج لاو معروف است. لاو با مطالعه درباره انتشار امواج ارتجاعی در قشرهای یکنواخت با عمق معینی که بر روی قشر یکنواخت با عمق نامتناهی قرار گرفته است ثابت کرد که نحوه عمل امواج ریله در چنین محیطی با محیط کاملاً یکنواخت فرق بسیار دارد. سرعت امواج بجای آنکه ثابت باشد تابع پریود Period موج است لهذا حرکات در ایستگاه زلزله نگاری دور دست معمولاً از یک سری نوسانات مداوم با پریودی که تدریجاً تغییر میکنند تشکیل شده است. همچنین لاو متوجه شد که حتی در پوسته زمین که از مواد ناهمگن تشکیل شده است امواج ریله فاقد مؤلفه عرضی افقی است.

در زلزله نگار با پریود بلند (مثلاً در حدود ۸ ثانیه و بیشتر) امواج سطحی بر روی نوار ثبت امواج تمام زلزله‌های ثبت شده (باستثنای زلزله هائیکه کانونشان عمیق است) با وضوح هرچه تمامتر با دامنه‌ای حتی بزرگتر از دامنه امواج اولیه بچشم میخورد و برعکس در زلزله نگار با پریود خیلی کوچک (مثلاً در حدود $\frac{1}{4}$ ثانیه) امواج عرضی قابل ملاحظه نیستند زیرا بزرگ نمائی چنین دستگاهی برای پریودهای بلند خیلی کوچک است.

بنظر میرسد که سه نوع موج سطحی وجود دارد. گرچه از لحاظ تئوری فقط دو نوع موج سطحی باید داشته باشیم و باید یادآور شد که تمام این سه نوع موج بر روی یک نوار ثبت امواج زلزله همیشه ملاحظه نمیشوند.

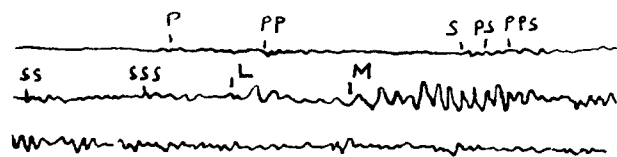
اولین دسته از امواج سطحی دسته‌ای است که مشخصات ارتعاشاتش با طبیعت ارتعاشات امواج لاو

تطبیق میکنند باین معنی که ارتعاشاتش در مسیریکه مرکز زلزله را بایستگاه زلزله نگاری وصل میکند عرضی بوده و فاقد مؤلفه قائم است. ایندسته امواج را امواج (G) خوانند پریودشان بلند و بین ۲۰ ثانیه تا سه دقیقه است و اغلب همراه بادامنه های نوسان قابل توجه هستند.

امواج G بوسیله دسته دیگری از امواج تعقیب میشوند که پریودشان کوچکتر از امواج (G) بوده ولی از امواج اولیه بزرگتر هستند و اغلب شکلهشان نیز نامنظم بوده و دارای مؤلفه قائم میباشند و آنها را امواج L مینامند.

معمولاً امواج L بتدریج جای خود را با امواج کوچکتری میدهند که کم و بیش سینوزئیدی شکل هستند و در نوار ثبت امواج زلزله جلب توجه کرده و بزرگترین دامنه نوسان را دارا میباشند و در نوار بحرف M یعنی ماکزیمم نمایش داده میشوند. امواج سینوزئیدی شکل مدت درازی پس از عبور امواج M ادامه خواهند داشت که در حقیقت در حکم دنباله یا دم امواج زلزله میباشند و با امواج کدا Coda موسومند.

در ثبت امواج زلزله فقط ثبت دو نوع موج را میتوان انتظار داشت یکی امواج P که قبل از همه میرسند و دیگری امواج (کدا) که پس از عبور کلیه امواج ثبت میشوند در تکانهای شدید و قتیکه امواج پس از طی یک مسیر بسیار طولانی بایستگاه زلزله نگاری میرسند میتوان ثبت سایر امواج را نیز انتظار داشت. شکل ۴ دیاگرام ثبت امواج را نشان میدهد.



شکل ۴ - دیاگرام امواج
۱ دقیقه

(شکل ۴)

تعیین کانون و مرکز زلزله

در زلزله شناسی نقطه ای که از آن امواج زلزله سرچشمه میگردند کانون و یا **hypocenter** مینامند. نقطه ای از سطح زمین که در روی کانون واقع شده است مرکز یا **Epicenter** که بیونانی بمعنی «بالای مرکز» است مینامند. در علم حرکات زلزله **Seismotectonics** کانون نقطه ایست که در آن شکستگی اولیه سنگها صورت میپذیرد.

الف - تعیین کانون زلزله بایک ایستگاه زلزله نگار :

تعیین کانون زلزله با مشاهدات بعمل آمده فقط در یک ایستگاه زلزله نگاری مشکل نیست بشرط آنکه بقدر کافی اطلاعات لازم در اثر ضبط امواج زلزله بدست آمده باشد. در غیر اینصورت تعیین کانون

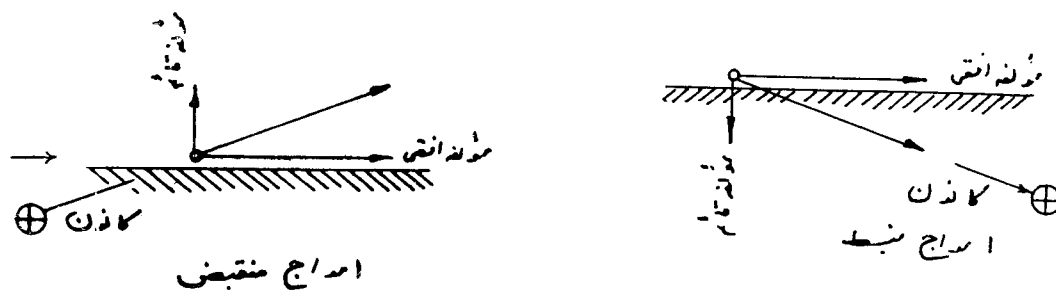
زلزله غیر ممکن خواهد بود . هرگاه فاز اولیه حرکات زلزله که همان امواج طولی باشد کاملاً ضبط شده باشد میتوان بطور تقریب جهت مرکز یا کانون زلزله را تعیین کرد .

گرچه وضع سطح پوسته زمین از لحاظ ساختمانی بسیار پیچیده است ولی بطور کلی میتوان گفت که لایه‌ها افقی و یا تقریباً افقی هستند . همچنین گرچه مؤلفه عمودی امواج زلزله در محل برخورد دو لایه که دارای خواص فیزیکی متفاوتی هستند بشدت منعکس میگردد و جهت انتشارشان تغییر میکند ولی برای مؤلفه‌های افقی شانس کمتری وجود دارد که مانند مؤلفه‌های قائم منعکس شوند .

برای بررسی و ثبت حرکات اولیه زلزله بهتر است دستگاههای زلزله نگار با پریود طویل که پریودش به مراتب بزرگتر از پریود حرکات زمین است بکار برد زیرا با کمک دستگاههای زلزله نگار با پریود کوتاه نمیتوان ارتفاع Azimuth فاز را بدقت تعیین کرد .

برای تعیین آزیموت کانون زلزله از روی جهت فاز اولیه بایستی نوع امواج از نظر انقباض و انبساط دقیقاً معلوم باشد برای این موضوع بایستی فاز اولیه امواج قائم معلوم باشد زیرا اگر فاز اولیه امواج قائم بسمت بالا باشد امواج منقبض و اگر بسمت پائین باشد امواج منبسط خواهند بود .

وقتی امواج از نوع منقبض هستند جهت مرکز زلزله عکس جهتی است که مؤلفه افقی حرکات اولیه نشان میدهند و در مورد امواج منبسط جهت مرکز زلزله در مؤلفه افقی حرکات اولیه یکی است . شکل ه



(شکل ه)

اگر پوسته زمین فاقد قشرهای رسوبی سطحی بوده ولی در عوض دارای قشر گرانیتی با عمق قابل توجهی باشد (باید یادآور شد الزامی نیست که این قشر حتماً از مواد گرانیتی تشکیل شده باشد بلکه منظور این است که از مواد گرانیتی و یا هر نوع ماده‌ای که دارای خواص فیزیکی گرانیت باشد) در اینصورت محاسبه کانون زلزله با مشکلی مواجه نخواهد بود .

طبق نظریه بعضی از محققین پوسته زمین تا عمقی مثلاً در حدود ۲ تا ۳ کیلومتر از قشر گرانیتی تشکیل شده است . در این قشر امواج طولی P و با سرعت V_1 و امواج عرضی S با سرعت V_2 منتشر میشوند . (سرعت V_1 و V_2 به ترتیب مساوی با ۰ کیلومتر در ثانیه و ۱/۳ کیلومتر در ثانیه در خاک ژاپن اندازه گیری شده است) . هرگاه ایستگاه زلزله نگار در چنین محیطی قرار گرفته باشد رابطه بین فاصله کانون زلزله x و اختلاف زمان لازم برای رسیدن امواج P و S را بایستگاه زلزله نگار t فرض کنیم خواهیم داشت .

$$(45) \quad \frac{X}{V_p} - \frac{X}{V_1} = t$$

و از آنجا

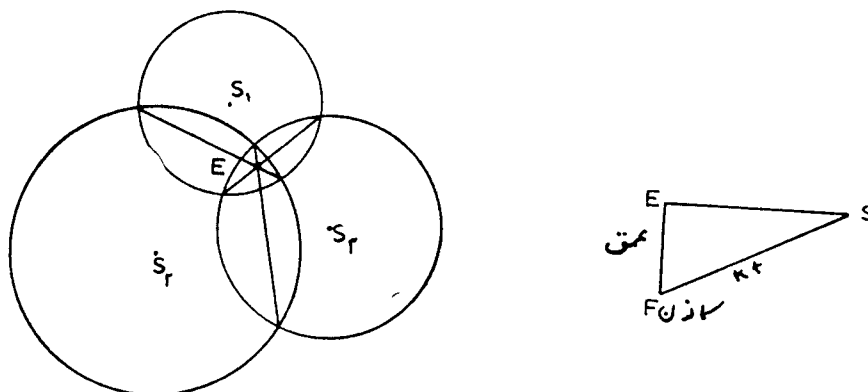
$$(46) \quad X = \frac{V_1 V_p}{V_1 - V_p} t$$

رابطه فوق بنام فرمول اموری Omori زلزله شناس مشهور ژاپن معروف است و $K = \frac{V_1 V_p}{V_1 - V_p}$ را ضریب فاصله نامند.

ب - تعیین کانون زلزله با سه ایستگاه زلزله نگار یا مثلث زلزله :

تعیین کانون زلزله با روش ذکر شده در بالا ممکن است موجب اشتباه بزرگی در تعیین جهت امواج اولیه گردد از اینرو تعیین کانون زلزله با توجه بفاصله زمان رسیدن امواج اولیه بایستگاه زلزله نگار نتیجه ای رضایتبخش میدهد . هرگاه از وجود قشرهای سطحی رسوبی چشم پوشی کنیم کانون و مرکز را با داشتن سه ایستگاه زلزله نگار در حوالی مرکز زلزله و با توجه بفاصله زمان رسیدن امواج میتوان تعیین کرد . مثلاً اگر مدت زمان لازم برای رسیدن امواج بایستگاهها به ترتیب t_1 و t_2 و t_3 باشد فاصله کانون زلزله x_1 و x_2 و x_3 از سه ایستگاه زلزله نگار مساویست با kt_1 و kt_2 و kt_3 . حال اگر سه دایره هم مرکز ایستگاههای زلزله نگار و بشعاع فواصل بدست آمده رسم کنیم دوائر رسم شده دو بدو یکدیگر را قطع کرده و سه وتر مشترک دوائر همدیگر را در یک نقطه قطع خواهند کرد که همان مرکز زلزله Epicenter است . شکل ۶

برای تعیین عمق کانون زلزله چون فرض کنیم که فواصل مرکز و کانون زلزله مثلث قائم الزاویه ای را تشکیل میدهند و با داشتن فاصله مرکز زلزله و فاصله کانون زلزله از ایستگاه زلزله نگار میتوان عمق کانون را بدست آورد .



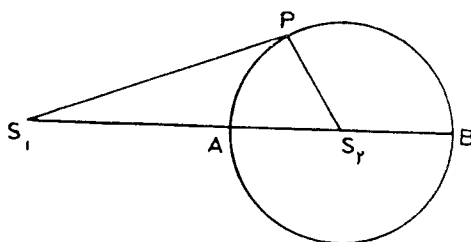
(شکل ۶)

ج - تعیین ضریب فاصله K :

در تعیین کانون زلزله ضریب فاصله K را معلوم فرض کردیم حال آنکه بطور کلی ممکن است مقدار

K مشخص نباشد هر گاه مبدأ زلزله و ایستگاه زلزله نگار هر دو در درون و سطح یک نوع سنگ بامشخصات فیزیکی ثابتی واقع باشد و سرعت های V_1 و V_2 در چنین محیطی ثابت باشد از روی منحنی های رسم شده در چهار ایستگاه زلزله نگار میتوان نه تنها مرکز و کانون زلزله را تعیین کرد بلکه ضریب فاصله K را نیز میتوان محاسبه نمود. در این حالت فاصله ایستگاه زلزله نگار از کانون زلزله را نمیتوان مستقیماً بدست آورد از آنجائیکه فاصله متناسب با زمان رسیدن امواج است. از بین چهار ایستگاه زلزله نگار دو ایستگاه مثلاً S_1 و S_2 را در نظر میگیریم. نسبت فواصل هر نقطه غیر مشخص مانند P از ایستگاههای S_1 و S_2 یعنی $\frac{PS_1}{PS_2}$ مساوی نسبت

زمان رسیدن امواج به ایستگاهها یعنی $\frac{t_1}{t_2}$ است. شکل ۷



(شکل ۷)

مکان هندسی نقطه P در روی صفحه دایره ای خواهد بود که بنام دایره آپولونیوس Apollonius

خوانده میشود که قطرش مساوی AB بوده و خط مستقیم S_1S_2 را به نسبت توافقی $\frac{t_1}{t_2}$ تقسیم میکند و در فضا مکان هندسی نقطه P کره ای را تشکیل میدهد. ولی در اینجا فقط نیم کره ای خواهد بود که در زیر زمین قرار دارد. چون نیمکره های مربوط بدو ایستگاه دیگر را هم منظور داریم دو کانون مستقل دیگر بدست خواهیم آورد که از روی آنها میتوان کانون و مرکز زلزله را محاسبه کرد همانگونه که در مورد سه ایستگاه عمل میگردیم در ابتدا مقدار K را مقدار مفروضی در نظر میگیریم.

چون فاصله کانون از سایر ایستگاهها را بدست آوریم با تقسیم این فواصل بر زمان لازم برای رسیدن امواج بایستگاه مورد نظر مقدار K بدست میآید.

ضریب K بر حسب عمق کانون و چگونگی جنس و ساختمان زمینی که امواج از آن عبور میکنند فرق مینماید. بطور کلی هر چه کانون بسطح زمین نزدیکتر باشد مقدار K کوچکتر خواهد بود. ضریب K برای زمین های گرانیتی از $1/90$ تا $1/9$ برای کانونهای بعمق صفر تا 2 کیلومتر و در قشرهای آندسیت Andesite که بر روی قشرهای رسوبی قرار گرفته است از $3/4$ تا $1/6$ برای کانونهای بعمق صفر تا 1 کیلومتر و بالاخره از $1/5$ تا $3/4$ برای عمق های صفر تا شش کیلومتر در قشرهای رسوبی تفاوت میکند.

انکسار و انعکاس امواج :

الف - انکسار و انعکاس امواج در حالت کلی - انکسار و انعکاس امواج زلزله شبیه امواج نور

است بهمین دلیل بعضی از اصطلاحات که در اینجا بکار خواهیم برد قبلاً در تئوریهای مربوط به فیزیک نور دیده ایم.

انعکاس Reflection - وقتی رخ میدهد که موج با بریدگی برخورد کند باین معنی که خواص فیزیکی محیطی که موج در آن منتشر میگردد تغییر کند مقدار انرژی موج معکس شده و فاز آن نسبت به زاویه فرود و باختلافیکه از نظر خواص فیزیکی بین دو محیط مجاور موجود است بستگی دارد.

انکسار Refraction - تغییر امتداد انتشار موج وقتی صورت میپذیرد که موج از مرز دو محیطی که دارای خواص فیزیکی مختلف هستند عبور کند (باستثنای وقتی که مسیر موج بر حد فاصل و یا مرز دو محیط عمود است). خصوصیات مسیری که در امتداد آن امواج زلزله منتشر میشوند با چند اصل ساده مربوط به فیزیک نور مشخص و معین میشود.

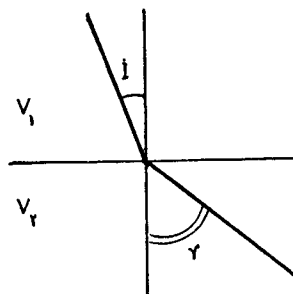
اصل هیگنس **Huygen's Principle**: طبق این اصل هر نقطه از جبهه امواج در محیط همگن و **Isotropic** را میتوان خود مانند یک منشأ امواج کروی دانست. جبهه امواج پنوبه خود میتواند در هر زمان دیگری سطح مماسی بر امواج کروی جدید باشد.

اصل فرمات **Fermat's principal**: فرمات چنین میگوید: برای آنکه یکدسته اشعه یا امواج که معمولاً عمود بر جبهه امواج هستند از منبع معینی به نقطه مشخصی برسند مسیری که کمترین زمان را لازم دارد خواهند پیمود. هر گاه سرعت امواج در محیط‌هاییکه بین دو نقطه مورد نظر قرار دارند فرق داشته باشد مسیر حرکت در حالت کلی خط مستقیم نخواهد بود بلکه مسیری خواهد بود که حداقل زمان انتشار برای طی آن مورد نیاز است.

قانون اسنل **Snell's Law**: این قانون از اصل فرمات نتیجه گرفته میشود اگرچه این قانون در اصل از راه تجربه بدست آمده است. قانون اسنل میگوید: یک موج ضمن عبور از بین دو محیط که سرعت انتشار موج در آنها V_1 و V_2 است منکسر میشود بنحویکه:

$$(47) \quad \frac{\sin i}{\sin r} = \frac{V_1}{V_2}$$

که در آن i و r زوایای بین عمود بر فصل مشترک دو محیط و مسیر موج یا اشعه در محیط‌های با سرعت‌های V_1 و V_2 است. (شکل ۸)



(شکل ۸)

در حالت کلی قانون اسنل را برای هر مسیر موج میتوان بشکل زیر نوشت .

$$(48) \quad \frac{\sin i}{v} = C \underline{t}$$

برای موجی که در محیطی با سرعت کم منتشر میشود چون بفصل مشترك محیطی با سرعت زیاد برسد معمولاً زاویه فرود i وجود دارد که بازای آن زاویه انکسارش $r = 90^\circ$ خواهد بود . در نتیجه امواج منکسره سوازی با سطح انفصال خواهد بود لذا در این حالت که $\sin r = 1$ است قانون اسنل چنین نوشته خواهد شد .

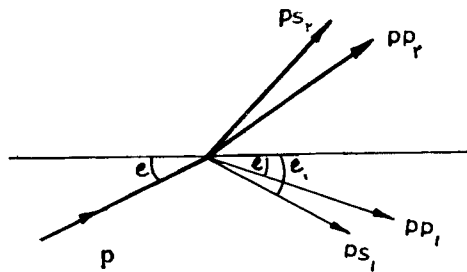
$$(49) \quad \sin i_0 = \frac{v_1}{v_2}$$

برای کلیه زوایای فرود بزرگتر از i_0 موج منکسره ای در محیط دوم نخواهیم داشت و تمام انرژی فرود نظیر زاویه مربوطه منعکس خواهد شد بنابراین برای زاویه فرود بحرانی انعکاس کامل خواهیم داشت .

ب - انعکاس و انکسار در مرز دو محیط الاستیک (ارتجاعی)

بطور کلی وقتی موجی بسطح انفصال که در آن خواص ارتجاعی دفعه تغییر میکند برخورد کند چهار موج جدید بوجود میآید مثلاً در شکل ۹ ملاحظه میشود که از یک موج طولی P در اثر برخورد بسطح انفصال موج طولی منعکسه PP_1 و موج عرضی منعکسه PS_1 و موج طولی منکسره PP_2 و موج عرضی منکسره PS_2 بوجود آمده است .

بهمین نحو هر گاه موجیکه بسطح انفصال برخورد میکند موج عرضی باشد چهار موج منعکسه و منکسره عرضی و طولی خواهیم داشت .



(شکل ۹)

هر گاه چندین سطح انفصال داشته باشیم امواج فرود یا اصلی بدفعات با امواج منعکسه و منکسره تقسیم میشوند ولی امواجی که بدین ترتیب ایجاد میشوند با مقایسه بموج فرود کوچک هستند بنحویکه با توجه باصل بقای انرژی جمع انرژی امواج منعکسه و منکسره مساوی با انرژی موج اصلی (موج فرود) خواهد بود تقسیم انرژی بین امواج مختلف بستگی بسرعت و وزن مخصوص دو محیطی که در آن امواج منتشر میشوند (مثلاً $V_2 S_2$ و $V_1 S_1$) و همچنین زاویه بین موج فرود و سطح انفصال دارد .

در مطالعه امواج زلزله تقریباً همواره سریعترین امواج یعنی امواج فرود طولی P و بالنتیجه امواج

طولی منعکسه PP_1 و امواج طولی منکسره PP_2 را در نظر میگیریم. در مرحله فعلی از پیشرفت مطالعات زلزله بندرت و تقریباً هیچوقت امواج عرضی را در اینگونه موارد در نظر نمیگیرند.

ج - زاویه فرود : Angle of Emergency

جهت انتشار امواج زلزله بمقدار قابل توجهی در ضمن عبور از پوسته زمین بسمت مؤلفه قائم تغییر میکند. هرگاه دریچه ایستگاه زلزله نگاری مؤلفه افقی امواج طولی h و مؤلفه قائم آن v باشد خواهیم داشت.

$$(50) \quad \tilde{tg}e = \frac{v}{h}$$

که در آن e زاویه ظاهری فرود امواج زلزله در محل بررسی امواج نامیده میشود.

وقتی چنین موجی به نقطه‌ای در نزدیکی سطح زمین برسد جهتش قدری از زاویه‌ایکه هم اکنون بیان گردید فرق خواهد داشت. هرگاه موج با سطح زمین زاویه‌ای برابر e تشکیل دهد چنین زاویه فرودی با زاویه ظاهری یکسان نخواهد بود بلکه این موج در موقع رسیدن بسطح زمین منعکس شده و با امواج طولی و عرضی تجزیه خواهد شد. اگر چه امواج طولی در سطح با زاویه‌ای برابر e منعکس میگردند امواج عرضی با زاویه‌ای بزرگتر و مساوی e' منعکس خواهد شد از اینرو طبق قانون انعکاس امواج داریم.

$$(51) \quad \sin\left(\frac{\pi}{2} - e'\right) = \sin\left(\frac{\pi}{2} - e\right) \frac{v_1}{v_2}$$

و از آنجا

$$(52) \quad \cos e' = \frac{v_2}{v_1} \cos e$$

که در آن v_1 و v_2 به ترتیب سرعت امواج طولی و عرضی میباشد.

باتوجه بروابط فوق مقدار h و v که در دستگاههای زلزله نگار ملاحظه میشوند ناشی از امواج طولی قبل از اولین انعکاس نمیشد بلکه از حاصل سه موج اصلی و امواج منعکسه PP_1 و PS_1 شکل q بدست آمده است.

رابطه بین زاویه فرود و زاویه ظاهری در فرمول زیر داده شده است.

$$(53) \quad \tilde{\sin}e = 1 - \frac{v_2}{v_1} \cos e$$

که در آن با معلوم بودن یکی از دو مقدار e و یا e' سایر مقادیر را میتوان حساب کرد.

زلزله‌هاییکه کانونشان در فاصله زیادی از ایستگاه زلزله نگاری واقع باشد امواج اولیه معمولاً با پریودهای طویل خواهند بود. طویل بودن پریود امواج موجب خواهد شد که بینظمی‌های پوسته زمین در روی مسیر انتشار تقریباً اثری نداشته باشند بنابراین زاویه فرود حرکات اولیه را میتوان از روی منحنی‌های فاصله - زمان بدست آورد.

فرض کنیم EA و EB دوسه‌سیر نزدیک بیکدیگر امواجی باشند که از نقطه E شروع شده‌اند (شکل ۱). هرگاه AC عمود بر BC باشد داریم.

$$\cos e = \frac{BC}{AB} = \frac{v_1}{\frac{d\Delta}{dT}} = v_1 \frac{dT}{d\Delta} \quad (۵۴)$$

که در آن v_1 سرعت عبور امواج طولی و $d\Delta$ فاصله بین A و B و dT اختلاف زمان رسیدن امواج بنقاط A و B است.



(شکل ۱۰)

از روی منحنی زمان - فاصله امواج P مقدار $\frac{dT}{d\Delta}$ را میتوان بدست آورد سپس برای زلزله‌های

دور دست مقدار e برای فواصل مختلف را حساب کرده و از آنجا مقدار \tilde{e} را از روی روابط موجود بین \tilde{e} و e میتوان بدست آورد.

در جدول زیر مقایسه‌ای بین مقادیر \tilde{e} محاسبه و مشاهده شده بعمل آمده است و بطوریکه ملاحظه میگردد این دو مقدار کاملاً باهم مطابقت دارند.

فاصله کیلومتر	نصف زاویه بین مرکز زلزله و ایستگاه زلزله نگار θ	زاویه فرود از روی منحنی فاصله-زمان e درجه	\tilde{e} محاسبه شده درجه	\tilde{e} مشاهده شده در پولکو Pulkovo درجه
۱۰۰۰	۳۰'	۲۱°	۲۷°	۴۴°
۳۰۰۰	۲۹	۴۹	۴۷	۴۴
۵۰۰۰	۲۹	۶۳	۶۰	۴۴
۷۰۰۰	۲۹	۶۵	۶۳	۵۴
۹۰۰۰	۲۸	۶۷	۶۵	۶۷
۱۱۰۰۰	۲۸	۷۰	۶۸	۷۲
۱۳۰۰۰	۲۷	۷۴	۷۲	۷۴

تکان‌های قبل و بعد از زلزله

قبل از حدوث بعضی از زلزله‌های بزرگ تکان و یا یک سری تکانهای خفیف روی میدهد که آنها

را پیش لرزش یا Foreshocks نامند بنا به تعریف زلزله‌ای را پیش لرزش نامند که مبدأ آن در مجاورت مبدأ زلزله اصلی بوده و از نظر زمانی هم خیلی زودتر از زلزله اصلی روی ندهد.

الف - زلزله همراه با پیش لرزش : در مناطق آتشفشانی بکرات پیش لرزش قبل از حدوث زلزله بدون آنکه توأم با فعالیت آتشفشانی باشد ملاحظه گردیده است بعنوان مثال میتوان زلزله پنجم نوامبر ۱۹۰۰ جزیره میاکه Miyake واقع در ژاپن را نامبرد که خسارات بسیاری ببار آورد موجب واژگون شدن سنگهای گورستان و ریزش کوهساران و ایجاد ترك در زمین گردید. یک روز قبل از حدوث زلزله لرزش خفیفی درهای چوبی را بلرز درآورد و در روز حدوث زلزله اصلی نیز تکانی در ساعت ۸ صبح و تکان دیگری در ساعت ۲ بعد از ظهر احساس شده و زلزله اصلی در ساعت چهار و چهل و یک دقیقه احساس شد.

زلزله ایکه در ۳۱ اوت ۱۸۹۶ در ریکواو Riku-u رخ داد دو بریدگی در اثر آن بوجود آمد نیز با تعدادی پیش لرزش که از ۲۳ اوت شروع شده بود همراه بود روزیکه زلزله اصلی روی داد صبحش از نظر زلزله بسیار فعال بود و سپس یک آرامش کوتاه برقرار شده که تکان شدیدی را در پی داشت و موجب مرك ۲۰۰ نفر و خرابی شش هزار خانه گردید.

نمونه های دیگری از زلزله هائیکه همراه با پیش لرزش بود میتوان نامبرد.

چنین بنظر میرسد که در بعضی مناطق زلزله بیشتر با پیش لرزش توأم میباشد در امریکا هم پیش لرزش ملاحظه شده است مثلاً زلزله چهارم نوامبر ۱۹۲۷ لمپک Lompoc همراه با چهار پیش لرزش بوده است که در فاصله ۱۵ ساعت قبل از وقوع زلزله اصلی روی داده است. این لرزشها بسیار خفیف بودند و فقط عده کمی متوجه حدوث آن شدند.

ب - لرزشهای بعد از زلزله :

تقریباً ثابت شده است که هیچ زلزله بزرگی نیست که با تعدادی لرزشهای کوچکتر بعد از زلزله در منطقه زلزله زده همراه نباشد. این لرزشهای بعد از زلزله را لرزش بعدی Aftershocks نامند.

بلافاصله بعد از زلزله اصلی تعداد زیادی لرزشهای بعدی روی خواهد داد که اغلب انرژی قابل توجهی آزاد خواهند کرد ولی با مرور زمان از شدت و تعداد لرزشهای بعدی کاسته میگردد.

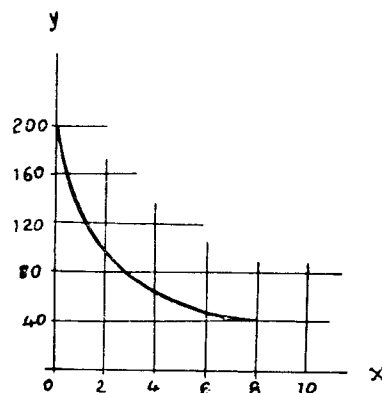
اولین مطالعه اصولی درباره لرزشهای بعد از زلزله اصلی توسط زلزله شناس معروف ژاپونی بنام Omori در مورد زلزله ۱۸۹۱ موسوم بزلزله مینو-اوری Mino-Owari بعمل آمد تعداد لرزشهای رویداده تا پنج روز بعد از تکان اصلی در جدول صفحه بعد داده شده است.

در جدول X نمایش هر دوازده ساعت فاصله زمانی است $X=0$ مبدأ محاسبه و نیم روز بیست و نهم اکتبر است Y نمایش لرزشهای بعدی در فاصله زمانی و Y' نمایش لرزشهای بعدی محاسبه شده برطبق فرمول تجربی زیر است.

$$(۵۵) \quad Y = \frac{44.07}{X + 2.314}$$

۹		۸		۷		۶		۵		۴		۳		۲		۱		۰		X	
سوم نوامبر		دوم نوامبر		اول نوامبر		۳۰ اکتبر		۲۹ اکتبر		۲۸ اکتبر		۲۷ اکتبر		۲۶ اکتبر		۲۵ اکتبر		۲۴ اکتبر		تاریخ	
صبح		ظهر		صبح		ظهر		صبح		ظهر		صبح		ظهر		صبح		ظهر		تعداد لرزشهای بعدی رویداده	
۴۶	۴۶	۴۱	۵۸	۵۵	۷۱	۶۰	۱۰۹	۱۴۷	۱۷۱												y
-	۴۴	-	-۵۷	-۶۸	-۸۰	-۹۰	-۱۰۰	-۱۱۰	-۱۲۰												تعداد لرزشهای بعدی محاسبه شده
۴۲		۵۶		۷۶		۱۰۲		۱۳۳		۱۹۰										y'	

هر گاه دستگاه مختصاتی مرکب از تعداد لرزشهای بعدی و فاصله زمانی تشکیل دهیم (شکل ۱۱)



(شکل ۱۱)

و جدول فوق را در روی چنین دستگاه مختصاتی ببریم منحنی زیر بدست خواهد آمد :

$$(۵۶) \quad y = \frac{K}{h+x}$$

نمایش یک سهمی است و مقادیر عددی h و k با توجه بمقادیر X از جدول فوق بدست میآید. برای بررسی صحت فرمول تجربی فوق اعداد بدست آمده از فرمول بالا و لرزشهای بعد از زلزله اصلی را برای یک مدت طولانی مقایسه میکنیم مثلاً برای $X=4876$ (تعداد نصف روز از ساعت صفر بیست و نهم اکتبر ۱۸۹۱ تا اواسط ۱۸۹۸) و $X=5606$ برای سال ۱۸۹۹ مقدار y محاسبه شده از فرمول فوق به ترتیب برابر ۰.۹۰۵ و ۰.۷۸ است.

چون مقادیر فوق در ۷۳ (تعداد نصف روزهای سال) ضرب شود اعداد ۶۶ و ۵۷ را برای سالهای ۱۸۹۹ و ۱۸۹۸ خواهیم داشت. حال آنکه زلزله های رویداده در سالهای فوق الذکر به ترتیب ۱۰۱ و ۶۲ بوده است که جمعاً برای دو سال ۱۶۳ میگردد که چون با ۱۲۳ مقایسه شود معلوم میگردد بمقدار زیادی با هم تطبیق مینماید.

بسیار جالب توجه است که با بررسی فقط ۰ روز از لرزشهای بعدی ناشی از حدوث یک زلزله بزرگ میتوان تعداد زلزله‌هایی که بعد از ۸ یا ۹ سال روی خواهد داد پیش‌بینی کرد. باید یادآور شد که در این بررسی زلزله‌هایی منظور شده‌اند که بکمک دستگاههای زلزله‌نگار احساس گردیده‌اند.

مبدأ و نقطه شروع لرزشهای بعدی :

در مورد زلزله‌های محلی منشأ لرزشهای بعدی تقریباً همیشه با منشأ زلزله‌های اصلی یکی و یا نزدیک بان است. ولی در مورد زلزله‌های منطقه‌ای نظیر زلزله معروف سال ۱۹۲۳ کانگو Kwanto که منطقه زلزله زده در سطح بزرگتری گسترده شده بود مرکز فعالیت زلزله تغییر مکان خواهد داد از اینرو قانونی که بر لرزشهای بعدی زلزله حکمفرما باشد پیچیده‌تر خواهد بود. و فعلاً این امر تحت مطالعه است. بررسی‌هایی که اخیراً در مورد مناطق فعال لرزشهای بعدی زلزله بعمل آمده است نشان میدهد که بیشتر لرزشهای بعدی در منطقه‌ای روی میدهد که وسعت آن متناسب با بزرگی زلزله اصلی است. کوساکابه Kusakabe علت حدوث لرزشهای بعدی را با مطالعات تحقیقی درباره خواص فیزیکی سنگها بیان کرده است تجربه نشان میدهد که نقطه پایان خاصیت ارتجاعی سنگها Yielding متناسب با مدت زمان تنش وارده است چون تنش حذف شود مقداری از تغییر شکل بنام تغییر شکل باقیمانده در سنگ باقی خواهد ماند. این تغییر شکل باقیمانده وقتی از بین خواهد رفت که سنگ خاصیت ارتجاعی خود را تماماً بدست آورده و احیاناً بحالت اولیه تعادل خود برگردد. کوساکابه با توجه به خواص ارتجاعی سنگها علت حدوث لرزشهای بعدی ناشی از تغییر شکل باقیمانده در سنگها را روشن کرد بنابراین از رابطه موجود بین قابلیت برگشت بحالت و تعادل اولیه فرمول کلی برای حدوث لرزشهای بعدی نتیجه میگردد. فرمول اموری Omori که فوقاً بیان گردید حالت خاصی از قانون مورد مطالعه کوساکابه است.