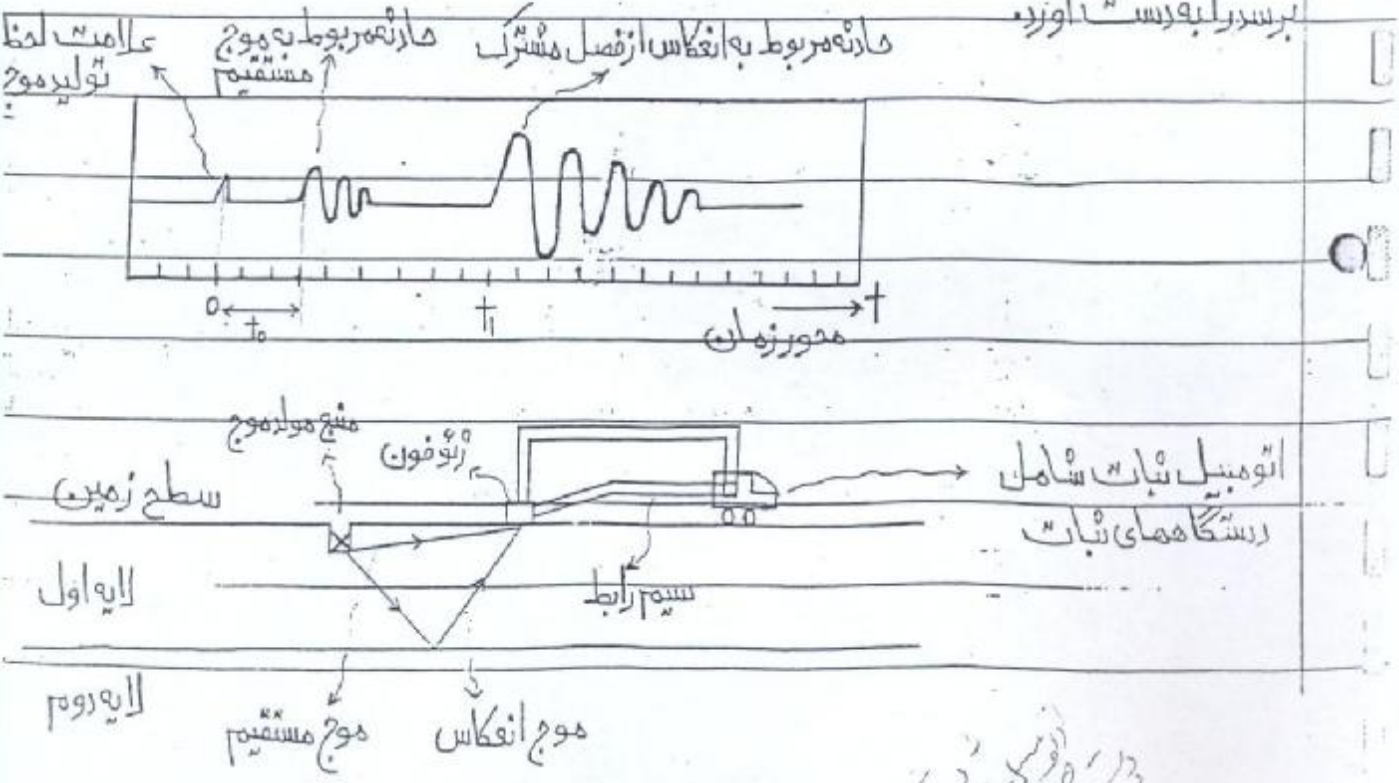
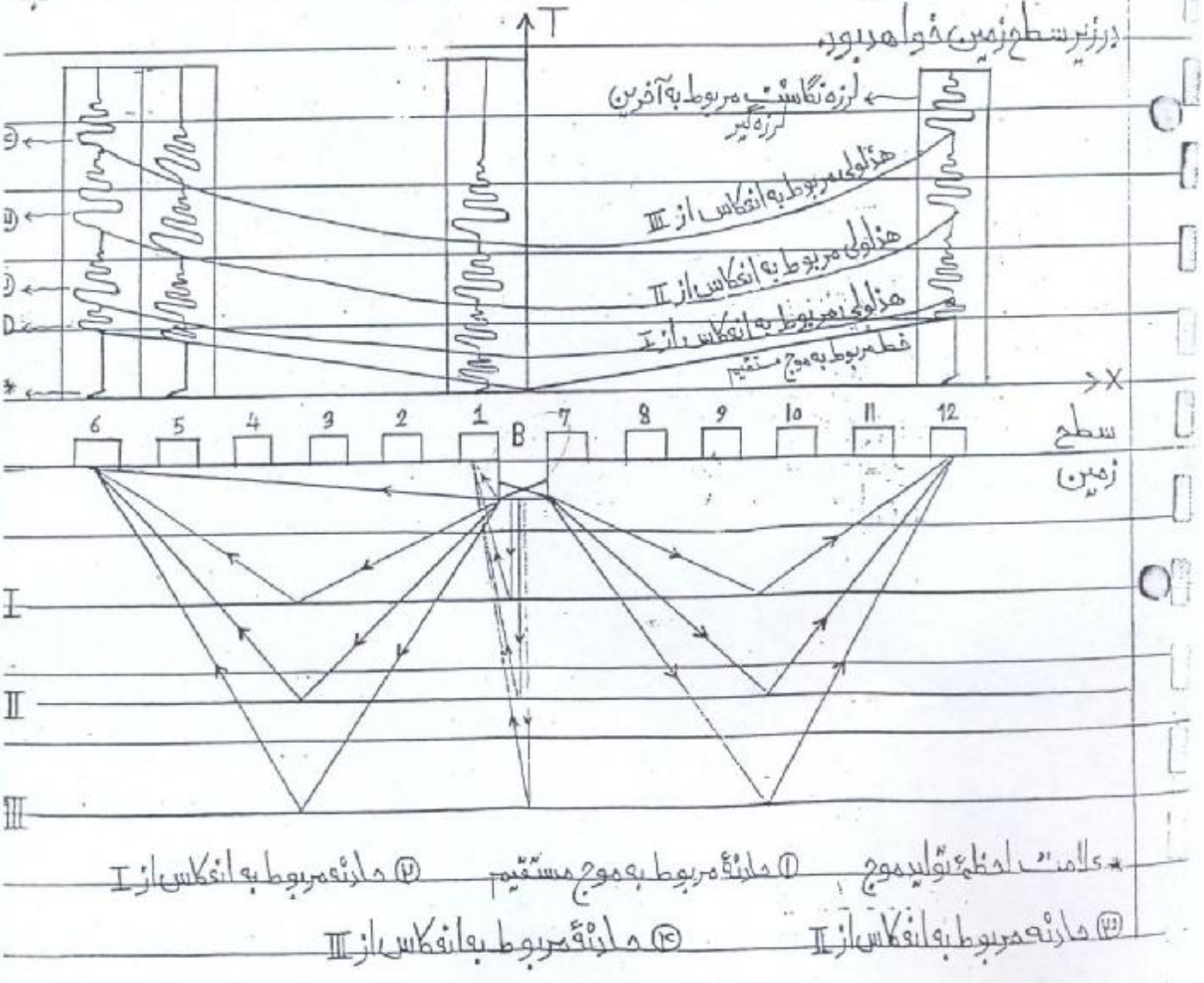
چگونگی تشکیل یک لرزه‌نگاشت (Seismogram): توسط یک ژئوفون می‌توان زمانی را که موج نیاز دارد تا از منبع مولد موج به فصل مشترک دو لایه برخورد نماید منعکس شود و به این ژئوفون برسد به دستگاه تقویت، بروی کاغذ نوار مربوط به هر دستگاه لرزه‌نگار در لحظهٔ تولید موج از طریق ارتباط الکتریکی یک خط کوچک سنبانه‌ای شکل به طور عمودی بر روی لرزه‌نگاشت رسم می‌شود که به آن علامت لحظهٔ تولید موج یا علامت زمان (Time Break) می‌گویند. با رسیدن یک موج لرزه‌ای به یک ژئوفون، این ژئوفون شروع به یک نوسان مستهلک نموده می‌نماید و بر روی کاغذ نوار مربوط به آن یک منحنی سینوسی مستهلک نموده‌ای ثبت می‌گردد که به اولین قله و یا دره آن (MAX یا MIN آن) یک حادثه یا یک رویداد (Event) می‌گویند. به طوریکه از شکل زیر پیداست می‌توان از فاصلهٔ زمانی بین خط عمود مربوط به لحظهٔ تولید موج و آغاز حادثهٔ مربوط به انعکاس از اولین سطح منعکس کننده زمان را که موج نیاز داشته تا از منبع مولد موج به این سطح منعکس کننده برخورد نماید و سپس به ژئوفون برسد را به دست آورد.



لرزه نگاشت حاصله از چند فصل مشترک: در صورتیکه موج تولید شده در منبع در زمین پایین تر رود و به دومین فصل مشترک برخورد نماید منعکس شود و به همین ترتیب فون برسد منحنی سینوسی شکل مستقیم الخط شونده دیگری در سمت راست دماغه مربوط به اولین سطح منعکس کننده به دست می آید. خطی که این دماغه ها را در امتداد آن قرار دارند را اثر یا رد یا «Trace» می گویند.

گروه لرزه نگاشت ها: چنانچه نگاشت های مربوط به هر ترتون را مجاور هم قرار دهیم بطوریکه لحظه های تولید موج آنها همه بر روی خط معینی واقع شوند شکل حاصله را گروه لرزه نگاشت ها نامند که در قسمت بالای شکل زیر نشان داده شده اند. در قسمت پایین این شکل در روی سطح زمین منبع مولد موج B در نظر گرفته شده است و در هر طرف آن برای ساده نمودن مطلب فقط ۶ ترتون قرار داده شده است. در زیر سطح زمین سه لایه افقی که سرعت انتشار موج در آنها به ترتیب ۷۱، ۷۲ و ۷۳ می باشند و فصل مشترکهای آنها I، II و III نامگذاری شده اند به طور موازی بر روی یکدیگر واقع می باشند. برای ساده نمودن مطلب تنها پرتوهای وارده به اولین و آخرین ترتون رسم شده اند. پرتو موج که از لایه اول به دوم و از لایه دوم به سوم وارد و یا خارج می شوند شکسته می گردند ولی در این شکل برای ساده نمودن مطلب این پرتوها با خط راست نشان داده شده اند. در قسمت بالای این شکل لرزه نگاشت های مربوط به ترتون های مجاور هم به طور موازی با هم واقع شده اند بطوریکه لحظه تولید موج آنها همه بر روی محور x ها منطبق می باشد. در این شکل اولین دماغه در روی لرزه نگاشت مربوط به موج مستقیم است که از منبع مولد موج مستقیماً به ترتون ها می رسد. دومین دماغه در روی هر نگاشت مربوط به انعکاس فصل مشترک I می باشد و سومین دماغه در روی هر نگاشت مربوط به انعکاس از فصل مشترک II می باشد و بالاخره دماغه های زمین دماغه در روی

هر نگاشت مربوط به انعکاس از فصل مشترک III ها باشد. در قسمت بالای شکل رستگاه مختصات مکانی در نظر گرفته شده که در روی محور افقی آن فاصله هر ژئوفون از منبع موج و موازی محور مکانی آن زمان مربوط به ثبت دهر دانه مشخص شده است. بطوریکه ملاحظه می شود چنانچه زمان ورود هریک از دانه های همتا را از لرزه نگاشت های مجاور هم به هم وصل کنیم یک منحنی (منحنی فاصله - زمان) بدست می آید. این منحنی بعد از اصلاح شدن نمایانگر فصل مشترک مربوط در زیر سطح زمین خواهد بود.



* علامت اختصاری امواج ① دانه مربوط به موج مستقیم ② دانه مربوط به انعکاس از I

③ دانه مربوط به انعکاس از II ④ دانه مربوط به انعکاس از III

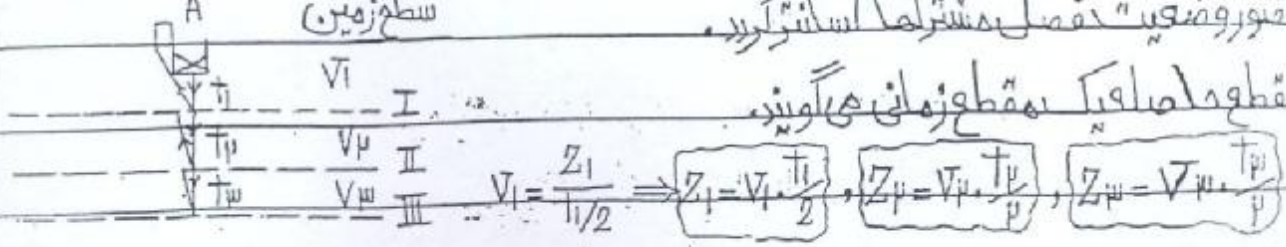
نکته: بدیهی است که وجود یک گسل در زیر سطح زمین باعث ناپیوستگی در فصل مشترک دو لایه مجاور هم و در نتیجه باعث به وجود آمدن ناپیوستگی در هذلولی مربوط به این فصل مشترک می گردد.

مشخص نمودن وضعیت ساختمانی لایه های زیر سطح زمین با استفاده از منحنی های فاصله زمانی

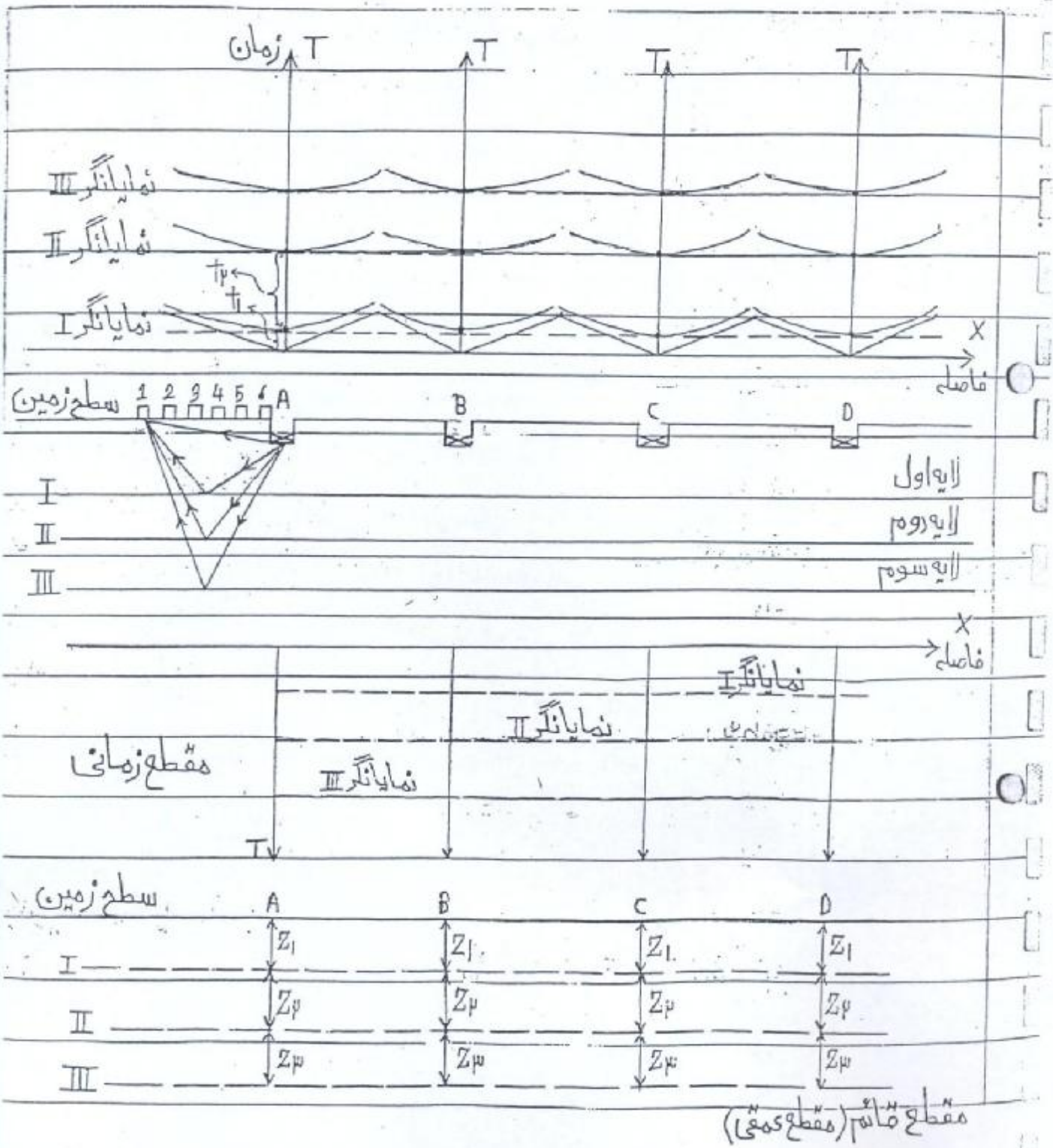
در مبحث قبل دیدیم که از کنار هم قرار دادن لرزه نگاشت هایی که از برخورد امواج شبانه حاصل می شوند یک گروه لرزه نگاشت به دست می آید. همچنین دیدیم که با استفاده از انتخاب منابع مولد موج متوالی در روی یک خط پروفیل (خطی است که منابع مولد موج و ژئوفون های واقع در بین آنها همه در روی این خط قرار دارند) می توان از نمودار فصل مشترک لایه ها و در نتیجه از وضعیت ساختمانی آنها اطلاع کسب نمود. برای این کار لازم است اول کلیه لرزه نگاشت های حاصل از مراکز تولید موج متوالی را به ترتیب کنار هم قرار دهیم و بعد بین هر دو منحنی که هر کدام در یک گروه از لرزه نگاشت ها مجاور هم قرار دارند (در صورت عدم وجود ناپیوستگی در منحنی های هذلولی شکل) یک ارتباط برقرار می کنیم بدین ترتیب که Min های منحنی های مربوطه را توسط خطوط راستی به هم وصل می کنیم که این خطوط نمایانگر فصل مشترک لایه های واقع در زیر سطح می باشند.

در عمل جهت شیب محور زمان را به طرف پایین یعنی در جهت عمق لایه ها انتخاب می نمایند تا تصور وضعیت فصل مشترک لایه ها آسان تر گردد.

بقیه مطلب و حل یک مسئله زمانی می گویند.

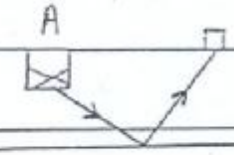


t زمان برخورد موج به لایه
دانستن سرعت لایه ها است


زمان
T
T
T
T
نمایانگر III
نمایانگر II
نمایانگر I
X
فاصله
سطح زمین
1 2 3 4 5 6 A
B
C
D
لایه اول
لایه دوم
لایه سوم
I
II
III
X
فاصله
نمایانگر I
نمایانگر II
نمایانگر III
مقطع زمانی
T
سطح زمین
A
B
C
D
I
II
III
Z۱
Z۲
Z۳
مقطع مکانی (مقطع کمی)

برای اینکه از گروه لرزه نگاشت‌ها به این طریق به درست آمده اند بتوان عمق الیه را از سطح زمین به درست آورد باید فاصله زمانی بین لحظهٔ تولید موج و اولین Min یعنی t را از روی لرزه نگاشت به درست آورده و نصف آن را در سرعت داخلی الیه ضرب نمود به این طریق عمق اولین فصل مشترک در زیر هر منبع موج به درست می آید. فاصله زمانی بین اولین و دومین Min یعنی t را از گروه لرزه نگاشت‌ها به درست آورده و نصف آن را در سرعت داخلی الیه ضرب نمود به این طریق عمق دومین الیه در زیر منبع موج به درست می آید و الی آخر. بدین ترتیب می توان توسط گروه لرزه نگاشت‌ها عمق فصل مشترکهای مختلف را در زیر هر منبع موج محاسبه نمود. سپس از به هم پیوستن عمق‌های مربوط به فصل مشترک که در زیر منبع‌های مولد موج مجاور هم قرار دارند یک برش عمقی (مقطع قائم) از منطقه مورد اندازه گیری به درست آورد که وضعیت ساختمانی تقریبی منطقه را نشان می دهد. به این مقطع یک مقطع عمقی گویند. در عمل انجام محاسبات تبدیل فواصل زمانی مذکور به عمق و رسم مقطع قائم توسط رایانه صورت می گیرد. لازم به تذکر است که در عمل نگاشت‌های به درست آمده از سطح‌های بالا به دلیل وجود پارازیت‌های مزاحم «noise» و انعکاسات مکرری که بین دو الیه منعکس شده صورت می گیرد شدیداً مغشوش می شود به طوری که گاهی تشخیص حادثه‌های فصل مشترک‌ها مشکل و حتی غیر ممکن می گردد. لذا برای جلوگیری از این امر توسط نسبت‌نامه‌ها امواج لرزه‌ای در روی نوارهای مغناطیسی و یا بکارگیری تئوری زیادی زئوفون به صورت گروه در روی بکارگیری تنها یک زئوفون و رعایت نمودن نحوهٔ آستریر مناسب این زئوفون‌ها در روی زمین و فواصل بین آنها و همچنین با استفاده از روش "Digital Filter" کیفیت لرزه نگاشت‌های مذکور به طور قابل ملاحظه‌ای بهبود می یابد.

انعکاس از لایه‌های افقی: مثلاً نمونهٔ انعکاس امواج لرزه‌ای که به فصل مشترک دو لایه که دارای مدول‌های الاستیسیتهٔ مختلف و وزن مخصوص‌های مختلف می‌باشند را مورد بررسی قرار داده‌ایم.



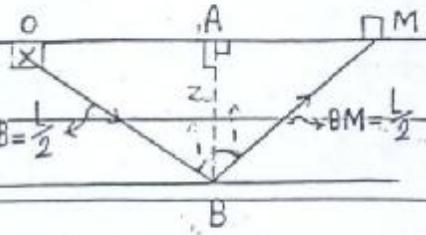
ρ_1 V_1 ایمپدانس صوتی (پایه‌ای) $I_1 = \rho_1 \cdot V_1$

ρ_2 V_2 $I_2 = \rho_2 V_2$

هرچه I بزرگتر باشد دامنهٔ نوسان بیشتر است و برعکس.

ممکن است دو لایه دارای ρ و V های متفاوت و I های یکسان باشند.

حال یک فصل مشترک افقی را مطابق شکل زیر در نظر می‌گیریم که در عمق Z_0 از سطح زمین قرار دارد. سرعت موج لرزه‌ای در بالای این فصل مشترک را V_0 و سرعت در زیر آن را V_1 فرض می‌کنیم. مسیری که موج از منبع مولد موج می‌پیماید تا به ژئوفونی که در فاصلهٔ x از این منبع قرار دارد برسد بطوریکه از این شکل پیداست دارای دو قسمت متقارن الزاویه که ضلع Z_0 و زوایای در آن مساوی می‌باشند تشکیل شده است. این مسیری است که موج از منبع مولد موج تا فصل مشترک دو لایه طی کرده و بعد از منعکس شدن از این فصل مشترک به سطح زمین بازگشته است. اگر نصف راه طی شده را $\frac{L}{2}$ بنامیم و آن را از $\triangle OAB$ حساب کنیم، حاصل می‌شود:



$$\frac{L}{2} = \sqrt{Z_0^2 + \left(\frac{x}{2}\right)^2}$$

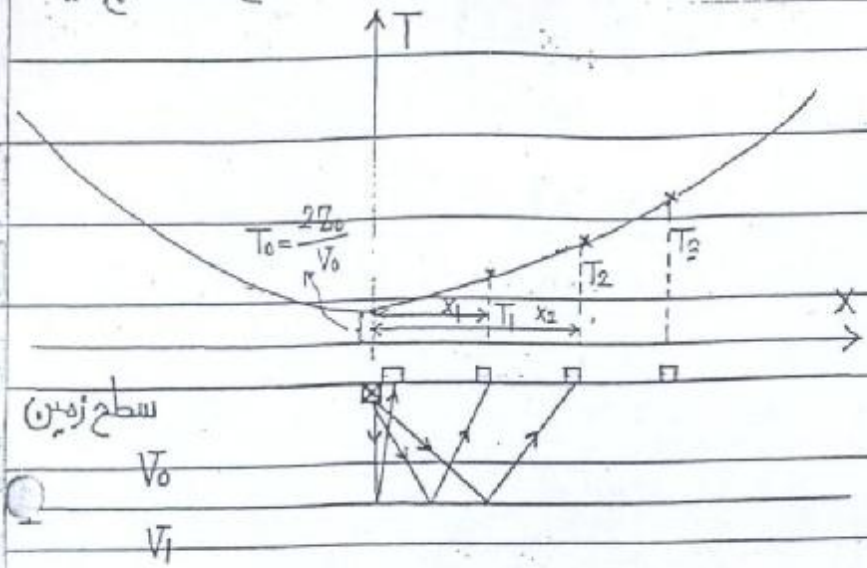
چون T مدت زمان لازم جهت طی مسافت L می‌باشد خواهیم داشت:

$$V_0 = \frac{L}{T} \Rightarrow L = V_0 T \Longrightarrow \boxed{Z_0 = \frac{1}{2}\sqrt{(V_0 T)^2 - x^2}}$$

حال اگر از این فرمول T را برحسب x به دست آوریم معادلهٔ یک هذلولی حاصل می‌شود:

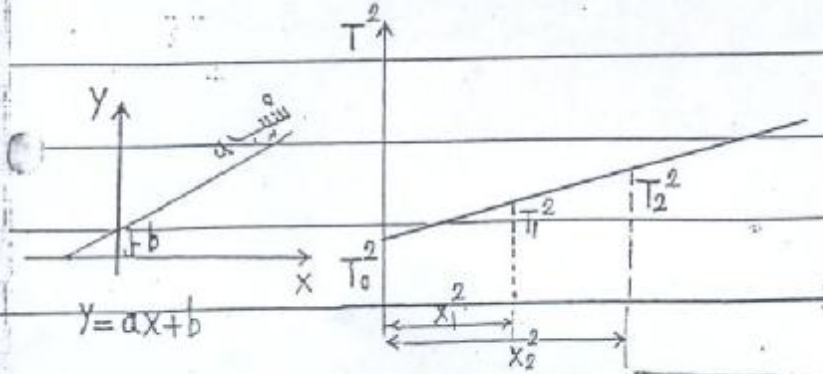
$$\boxed{T = \frac{2}{V_0}\sqrt{Z_0^2 + \left(\frac{x}{2}\right)^2}}$$

در شکل زیر رابطهٔ بین زمانهای ثبت شده توسط ژئوفونها و فاصلهٔ ژئوفونها تا منبع موج لرزه می‌شود:



$$T_i=\frac{2}{V_0}\sqrt{Z_0^2+\left(\frac{X_i}{2}\right)^2}$$
$$i=0,1,2,3,4,\dots$$

منحنی نشان داده شده در این شکل یک هذلولی متقارن نسبت به محور زمان است. (در صورتیکه سطح منعکس کننده با سطح زمین موازی باشد که هم شامل مقادیر X+ و هم شامل مقادیر X- می‌باشد). شکل زیر خطی بودن رابطهٔ بین T^2 و X^2 که از معادلهٔ فوق الذکر حاصل می‌شود را نشان می‌دهد. از شیب خط می‌توان سرعت لایه و Z_0 را محاسبه نمود.



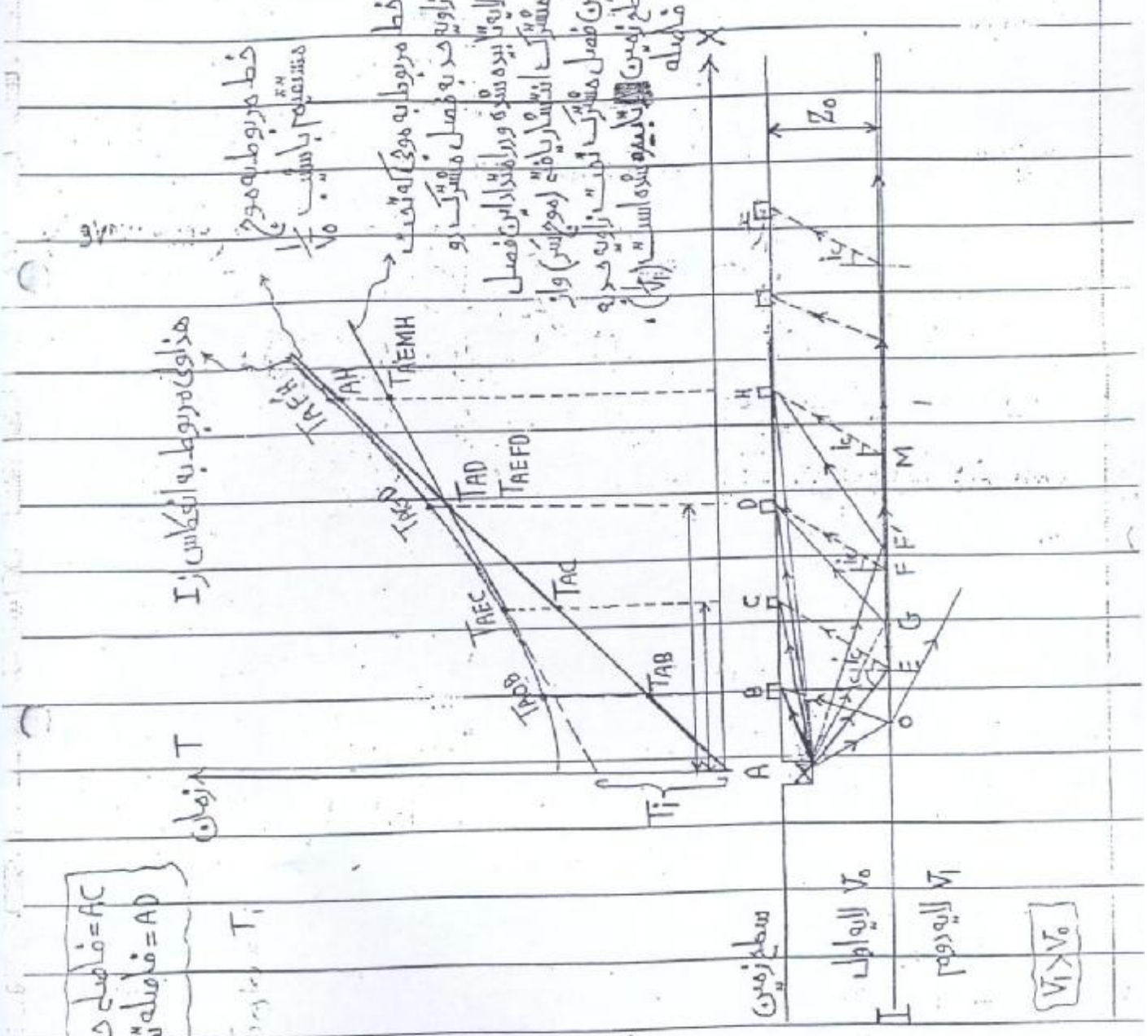
$$T_i^2=\frac{4}{V_0^2}\left[Z_0^2+\left(\frac{X_i}{2}\right)^2\right]$$
$$T_i^2=\frac{1}{V_0^2}X_i^2+\frac{4Z_0^2}{V_0^2}$$
$$i=0,1,2,3,\dots$$

$$T_0^2=\frac{4Z_0^2}{V_0^2}\Rightarrow\boxed{Z_0^2=\frac{T_0^2\cdot V_0^2}{4}}$$

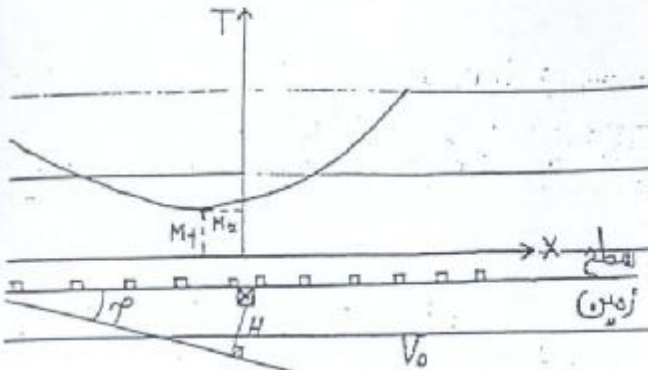
منحنی های فاصله - زمان مربوط به موج مستقیم، موج منعکس شده و موج شکست شده:

اگر زاویه پرتو تابش، با خط عمود بر فصل مشترک دو لایه افزایش یابد تا به زاویه حدی برسد پرتوی که به لایه دوم می رسد (پرتو شکست شده) بر امتداد فصل مشترک دو لایه انتشار می یابد. برای زوایای که کمی از زاویه حد بزرگتر باشد انرژی موج به لایه زیری منتقل می شود ولی برای زوایای تابش بزرگتر از زاویه حد انعکاس کلی رخ می دهد. در این صورت هیچ موجی اصلاً به لایه زیری وارد نمی شود و تمامی انرژی تابیده شده کاملاً بازتاب می شود بطوریکه در شکل زیر دیده می شود پرتوهایی که به طور افقی در امتداد فصل مشترک انتشار می یابند (موج سر یا Head Wave) تحت زاویه حدی رو به بالا به سطح زمین (مثلاً به نقطه H) تابیده می گردند و دوباره به سطح زمین می رسند از پرتوهایی که در اثر انعکاس کلی به این نقطه بازتاب می گردند مانند پرتو AFH. چنانچه زمانهای رسیدن پرتوهای بازتابی تحت زاویه حد از فصل مشترک به سطح زمین را در ایستگاه مختصات هائیم فاصله - زمان رسم نماییم خط راستی به دست می آید که در نقطه C به منحنی مذاول فوق الذکر که از دریافت امواج منعکس شده حاصل می شود مماس می باشد. طول این نقطه مماس را فاصله حدی نامند علاوه بر امواج منعکس شده و امواج شکست شده یک سری امواج مستقیم نیز توسط ژئوفون دریافت می گردند. این امواج از محل تولید موج مستقیماً به ژئوفون ها می رسند. حال اگر زمانهای رسیدن امواج مستقیم به ژئوفون ها را در ایستگاه مختصات فوق الذکر رسم نماییم خط راستی به دست می آید که مجانب مذاول مذکور می باشد. این خط راست دارای شیب $\frac{1}{V_0}$ است و V_0 سرعت انتشار موج در لایه اول می باشد. بطوریکه در این شکل ملاحظه می شود در فاصله بین منبع مولد موج و محل تقاطع این دو خط (یا به عبارت دیگر فاصله بین نقطه A تا D) اولین موجی که به هر ژئوفون می رسد موج مستقیم می باشد. خطی که از دریافت امواج تابیده شده تحت زاویه حد از فصل مشترک به سطح زمین در ایستگاه مختصات فوق الذکر حاصل می شود دارای شیب $\frac{1}{V_1}$ می باشد. V_1 سرعت انتشار موج در لایه دوم است و $V_1 > V_0$.

فاصله محل تقاطع خط با شیب $\frac{1}{V_0}$ و خط با شیب $\frac{1}{V_1}$ را با منبع مولد موج، فاصله تقاطع می نامیم.
خط با شیب $\frac{1}{V_1}$ در فاصله x به هذلولی انعکاس مماس می باشد.



* انعکاس از لایه‌های شیب‌دار:



مختصات نقطه Min | $M_x = -2H\sin\varphi$ | $M_t = \frac{2H\cos\varphi}{V_0}$

در این حالت دیگر نقطه Min روی محور زمان قرار ندارد.

با به دست آوردن مختصات Min متناول انعکاس از روی دستگاه مختصات دقایق زمان و تقسیم نمودن آنها بر یکدیگر می‌توان زاویه شیب لایه را محاسبه نمود:

$$\frac{t_x}{t_t} = \frac{-2H\sin\varphi}{\frac{2H\cos\varphi}{V_0}} = -V_0\,tg\varphi \rightarrow \boxed{tg\varphi = \frac{-M_x}{V_0 \cdot M_t}}$$

این فرمول در مواقعی کاربرد دارد که امتداد لایه در روی زمین دیده شود (در حقیقت موقعی که خط پروفیل امتداد لایه عمود باشد).

توجه: مقدار زاویه φ منفی نیست ولی علامت منفی آن با مقدار منفی M_x خنثی می‌شود.

روش لرزه‌نگاری انکساری: از این روش اغلب جهت شناسایی مناطق تازه کشف شده استفاده (Seismic Refraction M.) می‌گردد. استفاده از این روش در مواردی مفید واقع می‌شود که لایه‌های مورد نظر بدون تغییرات زیادی در یک منطقه وسیع گسترده باشند و سرعت انتشار موج در هر لایه نسبت به لایه‌هایی که در روی آن واقع می‌باشند بیشتر باشد. چنین شرایطی می‌توان با روش لرزه‌نگاری انکساری وضعیت ساختمانی منطقه مذکور را مشخص و سرعت و ضخامت هر یک از لایه‌ها را به طور جداگانه تعیین نمود. بطور کلی روش لرزه‌نگاری انکساری در مقایسه با روش لرزه‌نگاری انعکاسی از زمان تر از

اجرا راحت تر ولی از نظر تفسیر آن مشکل تر می باشد. لذا لرزه نگاری انعکاسی در مواردی به کار گرفته می شود که نوع نقاط ابهام با استفاده از لرزه نگاری انکساری برطرف نشده باشد.

مسیر هندسی پرتوها در لرزه نگاری انکساری و مفهوم فاصله زمان برای لایه های افقی:

مسیر هندسی پرتوها در لرزه نگاری انکساری را می توان به طور خلاصه به صورت زیر بیان نمود:

اگر پرتو تابش تحت زاویه حدی به فصل مشترک دو لایه برسد پرتو شکست در امتداد فصل مشترک با سرعت انتشار لایه زیرین انتشار می یابد (موج سر) و از این فصل مشترک پرتوهایی تحت زاویه حدی به سطح زمین بازتاب می نمایند. بنابراین با در دست داشتن اختلاف فاصله مکانی دو رئوفون و همچنین با در دست داشتن اختلاف زمانهای دریافت شده مربوط به حادثه های همنام که توسط این دو رئوفون دریافت شده اند می توان سرعت در لایه زیرین را به دست آورد. حال چنانچه زمانهای لازم جهت طی مسیرهای طی شده توسط پرتوهای نشان داده شده در شکل زیر را در دست داشته باشیم فاصله زمانی مسیرهای طی شده توسط پرتوهای نشان داده شده در شکل زیر را در دست داشته باشیم فاصله زمانی را در نظر خواهیم گرفت که نسبت زمانهای مذکور به فواصل رئوفونها منبع مولد موج یک نسبت خطی می باشد. بطوریکه ملاحظه می شود در فاصله بین منبع مولد موج و فاصله نقاط تلاقی اولین حادثه روی هر لرزه نگاشت متعلق به موج مستقیم است و از فاصله نقاط تلاقی به بعد اولین حادثه روی هر لرزه نگاشت متعلق به موج بازتاب شده از فصل مشترک تحت زاویه حدی به سطح زمین می باشد. از این جا نتیجه می شود که منحنی که زوایای پرتو تابش کمتر از زاویه حدی باشند خطی که در اثر انتشار موج سر بر روی فصل مشترک در دست داشته فاصله زمان حاصل می شود در فاصله ای که دریافت نمی گردد. (شکل قبل)

شیب این منحنی در قسمت اول حادثه مربوط به موج مستقیم است و شیب این منحنی در قسمت دوم مربوط به موج سر است.

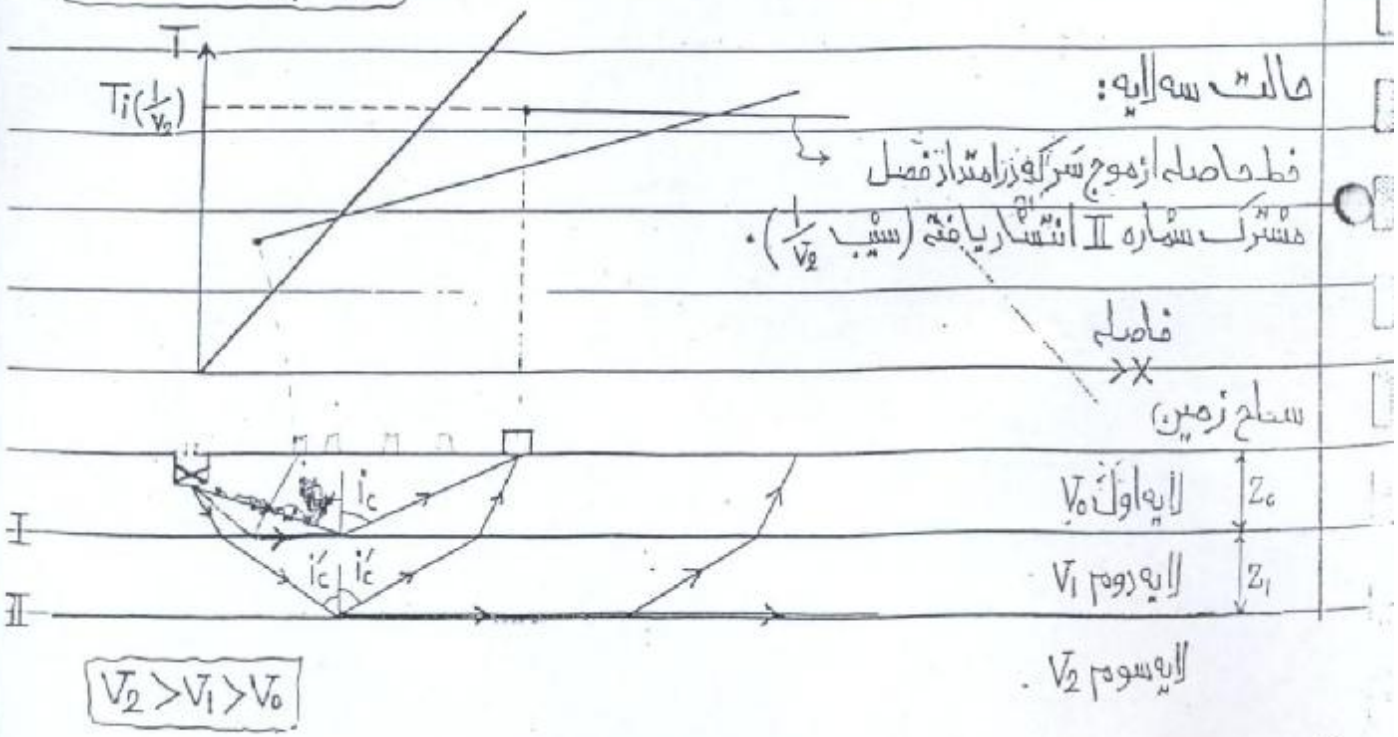
زمان تقاطع - زمان در مبنا - Intercept time : در شکل قبل پرتوی که تحت زاویه حد به فصل مشترک دو لایه می تابد شکست می شود و در امتداد فصل مشترک انتشار می یابد (موج سر) و باعث می شود که پرتوهایی تحت زاویه حد از فصل مشترک به سطح زمین بازتاب گردند. این پرتوها توسط سه پرتو AE، EF و FD نشان داده شده اند. زمان لازم برای طی این مسیر را می توان از رابطه زیر محاسبه نمود:

$$T = T_{AE} + T_{EF} + T_{FD} \Rightarrow T = \frac{AE}{V_0} + \frac{EF}{V_1} + \frac{FD}{V_0} \Rightarrow \boxed{T = \frac{1}{V_1}X + \frac{2Z_0\sqrt{V_1^2 - V_0^2}}{V_0 V_1}}$$

این معادله معادله یک خط راست بر حسب x و T می باشد که شیب آن $\frac{1}{V_1}$ و محل تقاطع آن با محور زمان ($x=0$) برابر است با: $\boxed{T_i = \frac{2Z_0\sqrt{V_1^2 - V_0^2}}{V_0 V_1}}$. T_i را زمان تقاطع یا زمان در مبنا گویند.

محاسبهٔ ضخامت لایه: ضخامت لایه را می توان توسط معادلهٔ بالا با به دست آوردن مقادیر T_i، V_0 و V_1 از روی دستگاه مختصات فاصله - زمان مربوطه محاسبه نمود:

$$\boxed{Z_0 = \frac{T_i}{2} \cdot \frac{V_0 V_1}{\sqrt{V_1^2 - V_0^2}}}$$



$$\boxed{V_2 > V_1 > V_0}$$

$$T=\frac{1}{V_2}\cdot X+\frac{2Z_0\sqrt{V_2^2-V_0^2}}{V_2V_0}+\frac{2Z_1\sqrt{V_2^2-V_1^2}}{V_2V_1}$$

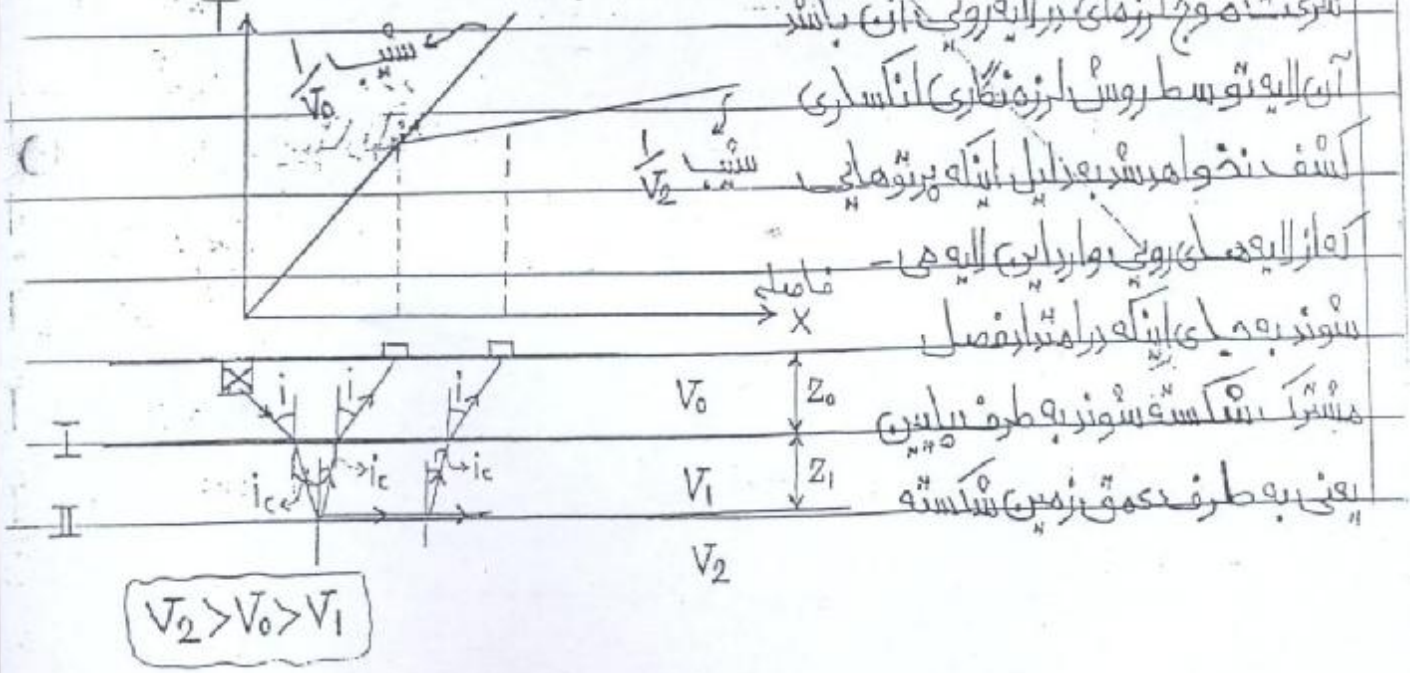
این معادله، معادله یک خط راست برحسب X می‌باشد که شیب آن $\frac{1}{V_2}$ و محل تماطع آن با محور زمان (برای X=0) برابر است با:

$$T_i\left(\frac{1}{V_2}\right)=\frac{2Z_0\sqrt{V_2^2-V_0^2}}{V_2V_0}+\frac{2Z_1\sqrt{V_2^2-V_1^2}}{V_2V_1}$$

از رابطهٔ فوق می‌توان ضخامت Z_1 را محاسبه نمود:

$$Z_1=\frac{1}{2}\left(T_i\left(\frac{1}{V_2}\right)-2Z_0\frac{\sqrt{V_2^2-V_0^2}}{V_2V_0}\right)\left(\frac{V_2V_1}{\sqrt{V_2^2-V_1^2}}\right)$$

حالتی که سرعت در لایهٔ زیرین کمتر از سرعت در لایهٔ بالائی باشد: جهت محاسبهٔ عمق فصل مشترک لایه‌ای که تعداد آنها بیشتر از دو لایه باشد فقط دو تای آن می‌توان فرمولهای داده شده در بالا را مورد استفاده قرار داد که سرعت داخل شاره موج لرزه‌ای در هر لایه‌ای که در زیر واقع شده باشد از سرعت شاره موج لرزه‌ای در لایه‌ای که در روی آن قرار دارد بیشتر باشد. حال چنانچه سرعت شاره موج لرزه‌ای در لایه‌ای کمتر از سرعت شاره موج لرزه‌ای در لایهٔ روی آن باشد



آن لایه توسط روش لرزه‌نگاری انکساری کشف نخواهد شد بدلیل اینکه پرتوهای تمام لایه‌های روی دو لایهٔ اولی هیچ‌گاه نمی‌توانند به محلی برسند که در امتداد فصل مشترک شکست شوند به طرف بالا بلکه همگی به طرف عمق زمین شکسته یعنی به طرف دوم

$$V_2>V_0>V_1$$

می شوند. اگر در شکل صفحه قبل $V_2 < V_1$ باشد بنابراین پرتوی در امتداد فصل مشترک I انتشار نخواهد یافت و در نتیجه در دستگاه مختصات مفصلهای این قطعه خطی باشد و / یا کوچک بود این فصل مشترک باشد بررسی نخواهد آمد. این البته شدنی است اما در اینجا به آن نمی پردازیم.

کاربرد آنالیز هندسی در مشخص نمودن یک سگمنت: اگر در یک فصل مشترک یک سگمنت وجود داشته باشد و سری از انتشار موج از نمای دور الیه زیری فصل مشترک به پیشرو باشد با نظر گیری پوش لرزه نگاری آنالیزی می توان محل سگمنت و لرزه آن را مشخص نمود. در شکل زیر منبع مولد موج در طرف بالای دیواره گسل انتخاب شده است بطوریکه خط پروفیل امتداد دیواره گسل را قطع می کند پرتوی که تحت زاویه θ به فصل مشترک بالایی در الیه می تابد در امتداد این فصل مشترک با انتشار می یابد طوریکه در فاصله x تا O در روی زمین به عنوان اولین حادثه دریافت می شود. بعد از اینکه این پرتو فصل مشترک بالایی در الیه را طی نموده به سمت بالای دیواره گسل برخورد می کند و یک پراش به وجود می آید. این محل براساس اصل هویگنس خود منبع مولد موج جدیدی می گردد. یکی از پرتوهای این موج در شکل زیر توسط پرتو OE نشان داده شده است که به عنوان اولین حادثه توسط ژئوفونهای واقع در بین نقاط O تا E دریافت می شود. از نقطه E به بعد به عنوان اولین حادثه پرتوهایی دریافت می شوند که از فصل مشترک بالایی الیه تحت زاویه θ به سطح زمین بازگشت می نمایند. (تا بسته شدن)

آمدن این پرتو از این فصل مشترک انتشار پرتو I' بروی این فصل مشترک می باشد که اگر طول این پرتو به اندازه کافی زیاد باشد می توان آن را با شعاع یا پرتو I موازی فرض نمود.

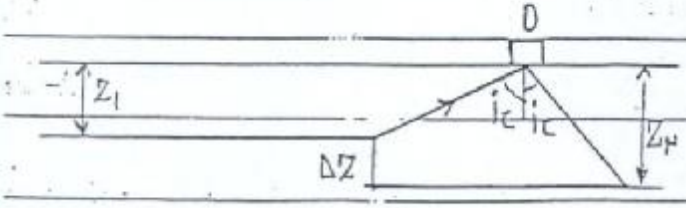
امواجی که تحت زاویه θ از فصل مشترک بالایی دو از فصل مشترک پائینی به سطح زمین بازگشت

شکل ۲۰: امواج سر از لایه‌ی OF و امواج مستقیم و سر از لایه‌ی

(قابیده میشوند)

می نمایند هر دو در سیستم مختصات فاصله زمان نوشته و خط مواری نشان داده می‌شود که معکوس شیب آنها برابر سرعت موج می‌باشد. منحنی واقع بین فاصله‌ای که در رابطه با بارسیدن پرتوهای مانند OF به پرتو فوقانی حاصل می‌شود برای شیب بیشتر از V_1 می‌باشد که بنای این تصور خط مماس که سرعت داشته از موج دریافت شده در فاصله‌ای کاهش یافته است. در صورتیکه عکس این بارسیدن شیب این منحنی مسافت طولانی‌تری است که پرتوهای مانند OF با سرعت V_2 طی می‌کنند.

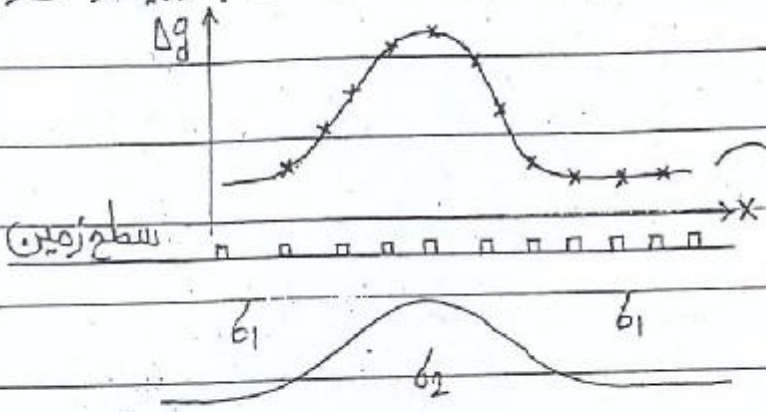
برای مشخص نمودن محل شکستگی می‌توان به این ترتیب عمل نمود که اول عمق فصل مشترک بالای گسل را محاسبه و آن را رسم نمود و بعد از محلی که در سیستم مختصات فاصله زمان خط با شیب $\frac{1}{V_1}$ شروع شده است یعنی نقطه A در سطح زمین خطی رسم نمود که با خط عمود بر سطح زمین در این نقطه زاویه i_c بسازد. محل برخورد این خط با فصل مشترک مذکور محل شکستگی را مشخص می‌کند. چون از نقطه A می‌توان دو خط به طریق فوق الذکر رسم نمود لذا دو نقطه تماس با فصل مشترک نمودار حاصل می‌شود که در این جا باید دقت شود از این دو نقطه تماس آنکه به منبع نزدیکتر است مشخص کننده محل شکستگی می‌باشد.



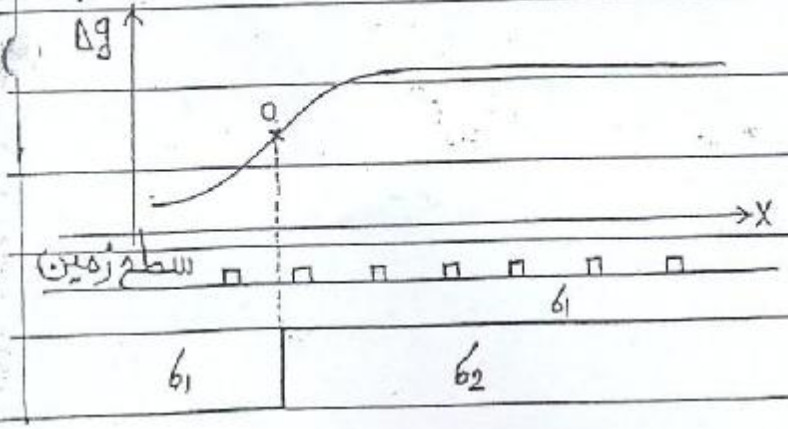
$\Delta Z = Z_2 - Z_1$
ارتفاع دیوارهٔ گسل

روش ثقل سنجی - گرانی سنجی (Gravity Method)

اصول کلی: روش ثقل سنجی یکی از روشهای ژئوفیزیکی می باشد که در آن با تعیین تغییرات شتاب ثقل بین نقاط مختلف سطح زمین، توزیع سنگهایی که با وزن مخصوصشان مشخص می گردند را در زیر زمین تعیین می نمایند. مثلاً تله دیسی که از سنگهایی با وزن مخصوص σ_2 به وجود آمده باشد، در صورتیکه این وزن مخصوص از وزن مخصوص سنگهایی که در روی آن قرار گرفته اند یعنی σ_1 بیشتر باشد ($\sigma_1 < \sigma_2$) در سطح زمین خود را با افزایش موضعی شتاب ثقل بطوریکه در شکل زیر دیده می شود نشان می دهد:



همچنین گسلی که لایه ای با وزن مخصوص زیاد را در مجاورت لایه ای با وزن مخصوص کمتر قرار داده باشد خود را با تغییرات شتاب ثقلی که امتداد خط پروفیل آن بر امتداد صفحه گسل عمود می باشد مشخص می سازد.



قانون جاذبه عمومی نیوتون: مطابق این قانون نیروی F که دو جرم M و m واقع در دو نقطه A و B به فاصله $AB=R$ از یکدیگر وارد می‌شوند با حاصلضرب جرم‌های M و m و عکس مجذور فاصله آن‌ها نسبت مستقیم دارد به عبارت دیگر $F=f\frac{M\cdot m}{R^2}$ که در این رابطه f ضریب ثابتی است که به نام ضریب ثقل جهانی موسوم است و با اندازه‌گیری‌هایی که شده مقدار آن در دستگاه cgs برابر $\frac{200}{3}\times10^{-9}=6/67\times10^{-8}$ ای‌الم شده که دارای دیمانسیون $\left[\frac{cm^3}{gr\cdot s^2}\right]$ می‌باشد.

تعریف شتاب ثقل زمین: شتاب ثقل g که از طرف جرم M بر جرم m وارد می‌شود از تقسیم نیروی جاذبه F که این دو جرم بر یکدیگر وارد می‌کنند بر جرم m حاصل می‌شود یعنی $g=\frac{F}{m}$.

$$F=mg \Rightarrow g=\frac{F}{m} \Rightarrow g=\frac{f\cdot\frac{M\cdot m}{R^2}}{m} \Rightarrow g=f\cdot\frac{M}{R^2}\approx 981\ \frac{cm}{s^2}$$

در صورتیکه در سمت راست این رابطه به جای M جرم زمین و به جای R شعاع متوسط کرهٔ زمین را قرار دهیم در دستگاه cgs برای g حدوداً مقداری برابر $981\ \frac{cm}{s^2}$ به دست می‌آید. در ژئوفیزیک واحد شتاب ثقل زمین به منظور احترام به گالیله به نام گال نامگذاری شده است که معادل $1\ \frac{cm}{s^2}$ می‌باشد. چون این واحد برای کارهای اکتشافی واحد بزرگی است در عمل واحد کوچکتری را به نام میلی گال به کار می‌برند که برابر یک هزارم گال می‌باشد.

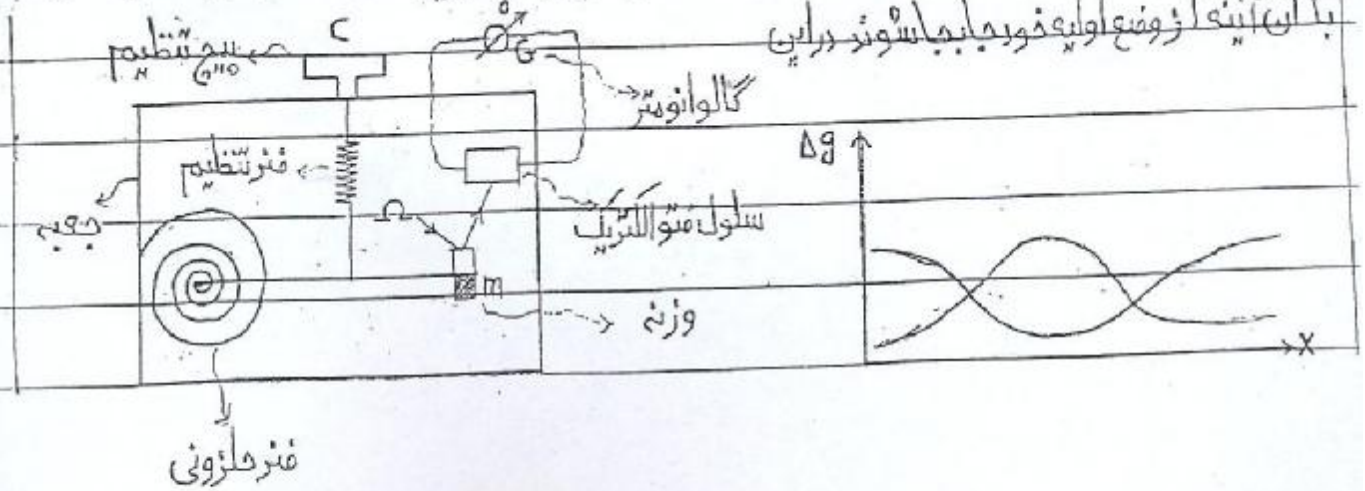
دستگاه‌های اندازه‌گیری در ثقل سنجی: شتاب ثقل زمین را می‌توان به دو طریق اندازه گرفت: یکی توسط پاندول‌ها و دیگری توسط گراویمترها که به آن‌ها ثقل سنج نیز می‌گویند و ما در اینجا فقط به شرح مختصری از آن‌ها اکتفا می‌کنیم:

۱- پاندولها: ساده‌ترین نوع پاندول، پاندول ساده می‌باشد که از یک نقطه‌ماری که به نخی به طول آویخته شده تشکیل گردیده است. اگر دامنهٔ نوسان کوچک باشد دورهٔ نوسان آن برابر است با $T = 2\pi\sqrt{\frac{l}{g}}$ بطوریکه ملاحظه می‌گردد با اندازه‌گیری زمان تناوب و دوره‌رس داشتن طول یا از رابطهٔ فوق می‌توان شتاب ثقل را محاسبه نمود:

$$g = \frac{4\pi^2 l}{T^2}$$

۲- گراویمترها- ثقل سنج‌ها- گرانی سنج‌ها: گراویمترها دستگاههایی هستند که تغییرات نسبی شتاب ثقل زمین را اندازه‌گیری می‌نمایند. دقت آنها به مراتب بیش‌تر از پاندولها بوده و تا حدود ۱ میلی گال را اندازه‌گیری می‌کنند. گراویمترها از نظر نوع انواع متعددی دارند که ما فقط به طرز کار ساده‌ترین یکی از آنها در این مبحث می‌پردازیم:

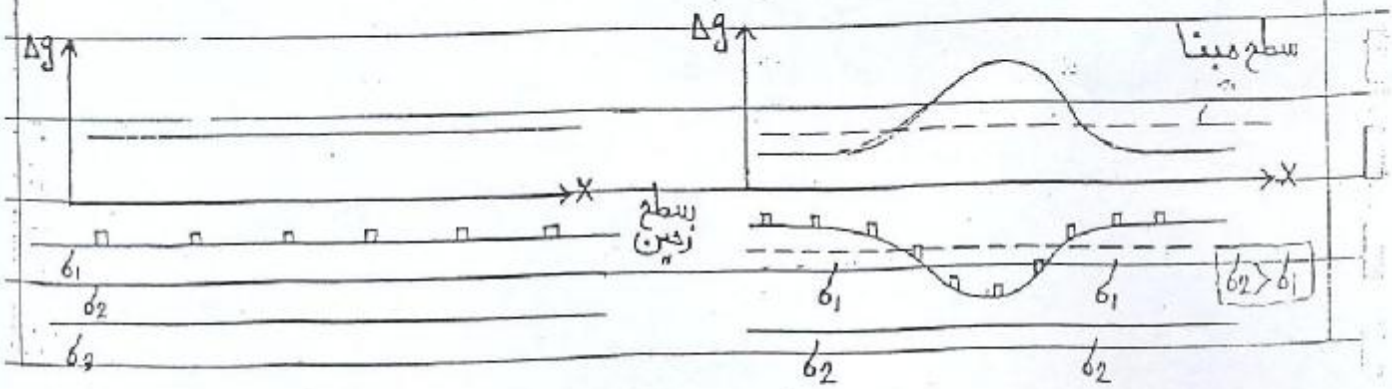
گراویمتر اسکانیل: طرز کار این گراویمتر بدین ترتیب است که مطابق شکل زیر به یک فنر (مانند فنر حلزونی) یک سر میله‌ای به طور افقی متصل شده است. در سر دیگر میله وزنهٔ m همراه با یک آینهٔ منعکس کننده جاسازی شده است. توسط لامپ کوچک A نور به طور مداوم به آینه می‌تابد که پس از منعکس شدن به سلول فتوالکتریک F برخورد می‌نماید. حال چنانچه در اثر تغییر شتاب ثقل، وزنهٔ m و همراه با آن آینه از وضع اولیه خود جابجا شوند در این



صورت مقدار شدت نوری که به سلول مذکور می تابد متناسب با شتاب نقل تغییر می کند. جریان الکتریسیته در سلول به گالوانومتر برده صورت آنچه قرائت می گردد مقدار جابجایی عقربهٔ گالوانومتر متناسب با تغییرات شتاب نقل مدرج شده است. در عمل به کمک دیپ منظمی که به یک فنر منظم متصل شده است شدت جریان در گالوانومتر را به وضع اولیه خود برمی گردانند و دستگاه را برای اندازه گیری بعدی آماده می نمایند. گراویمترها به طور کلی دستگاه های حساس و بسیار گران قیمتی هستند و باید هنگام حمل و نقل و کار کردن با آنها نهایت دقت به کار برده شود تا به آنها ضربه وارد نشود چون در این صورت باعث کاهش حساسیت آن می شود.

تصحیح داده های حاصل از اندازه گیری های نقل سنجی: قبل از اینکه داده هایی که توسط اندازه گیری های نقل سنجی به دست آمده اند جهت مشخص نمودن ساختمان های زمین شناسی تحت الارضی استفاده گردند باید یک سری تصحیحها بر روی این داده ها انجام گیرد که عبارتند از:

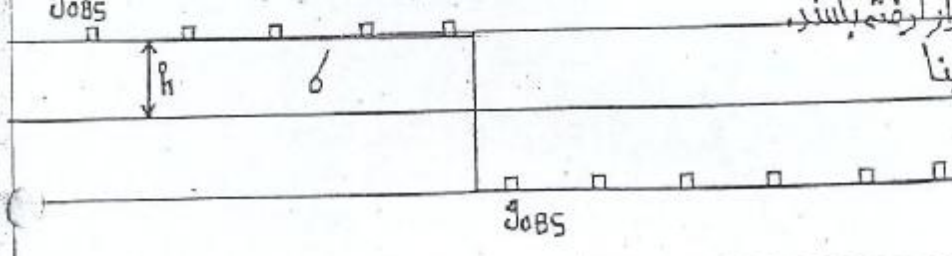
1) تصحیح ارتفاع (Eleration correction): این تصحیح از اینجا ناشی می شود که سطح زمین در ناحیهٔ مورد اکتشاف مسطح نبوده و دارای پستی و بلندی هایی می باشد.



در نتیجه ایستگاه‌های اندازه‌گیری همگی در یک ارتفاع واقع نیستند و به دلیل تغییرات ارتفاعشان نسبت به مرکز زمین تغییرات شتاب ثقلی را نشان می‌دهند این تغییرات باید محاسبه و اصلاح شود چون در غیر این صورت ممکن است یک ساختمان شناسی غیر واقعی در زیر زمین مشخص شود. این تصحیحات دو نوع است:

الف- تصحیح هوای آزاد (Free Air Correction): چون طبق قانون نیوتون هر قدر از مرکز زمین دور شویم شتاب ثقل به نسبت عکس مجذور فاصله کاهش می‌یابد به کمک فرمول $g_h = g_0 \frac{R^2}{(R+h)^2}$ می‌توان شتاب ثقل را در نقطه‌ای که فاصله آن از سطح مبنا برابر h می‌باشد (g_h) را محاسبه و تاثیر اختلاف ارتفاع را برطرف نمود. در این فرمول g_0 شتاب ثقل در سطح مبنا (مثلاً سطح آزاد) می‌باشد و R شعاع کره زمین می‌باشد.

مقدار تصحیح برابر است با: $\Delta g_{Free} = g_0 - g_h$ که این مقدار به مقدار اندازه‌گرفته شده (g_{obs}) اضافه می‌گردد در صورتی که ایستگاه اندازه‌گیری بالای سطح مبنا قرار گرفته باشد و کسر می‌گردد در صورتی که ایستگاه اندازه‌گیری در زیر سطح مبنا قرار گرفته باشد.

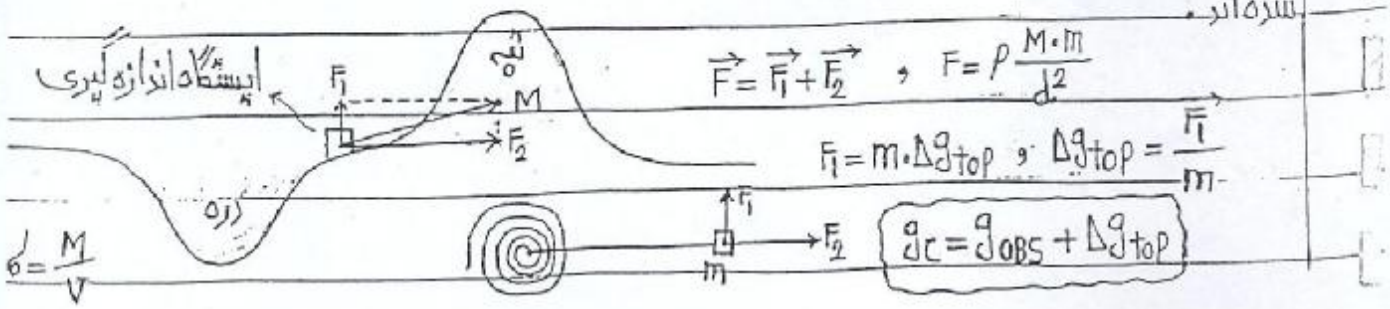


ب- تصحیح بوگه (بوگر - Buger): به آن تصحیح لوح سنگی و تصحیح میانوئنزی گویند. در تصحیح هوای آزاد فرض بر این بود که ایستگاه اندازه‌گیری به اندازه h با سطح مبنا اختلاف دارد و بین سطح مبنا و ایستگاه اندازه‌گیری هیچ ماده‌ای وجود ندارد ولی در حقیقت در این فاصله مواد سنگی موجود می‌باشد که باعث شتاب ثقل ناشی از آنها را محاسبه و تصحیح نمود.

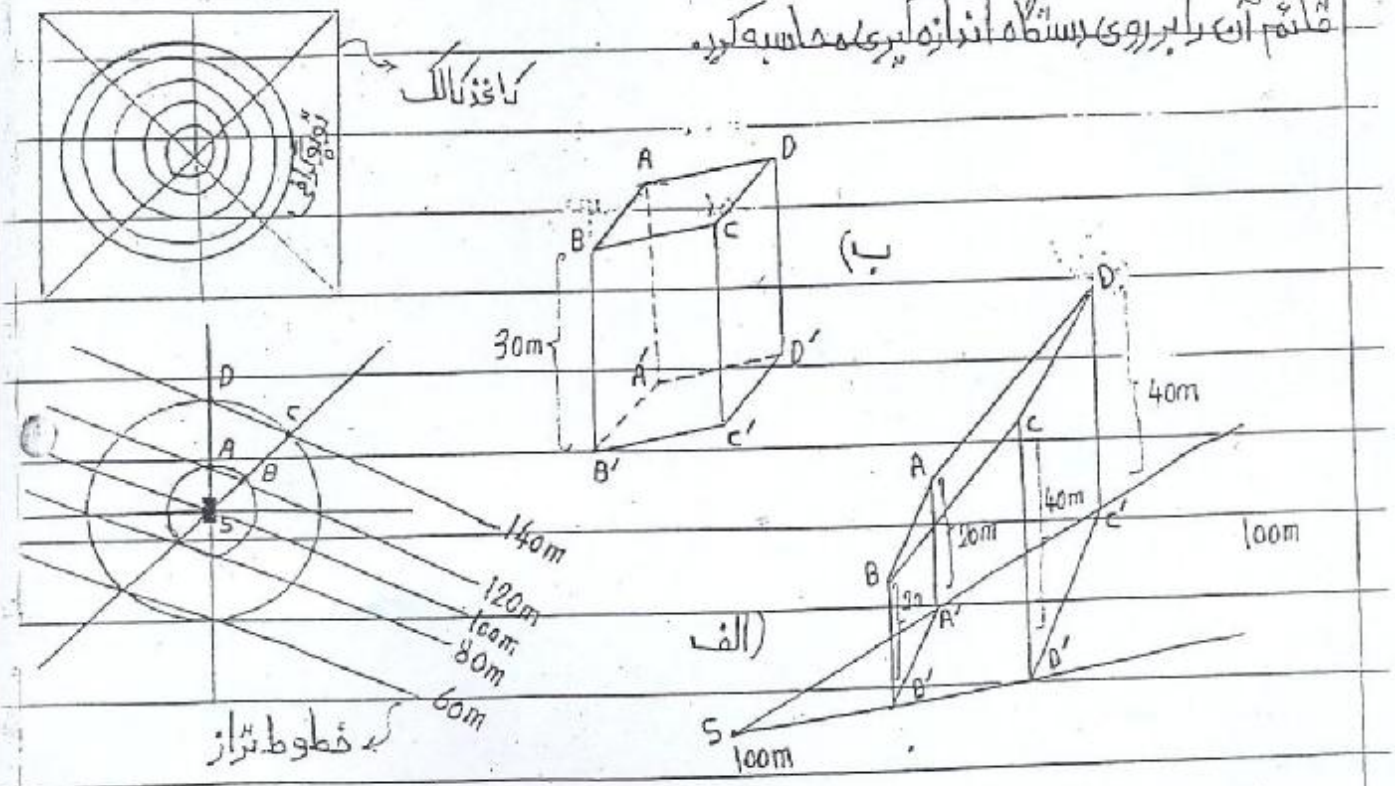
می توان ثابت کرد که اثر جاذبه یک مشروسی به ضخامت h و وزن مخصوص ρ از رابطه ی زیر به دست می آید: $\Delta g_{plate} = 2\pi\rho h$ که در آن ثابت نقل جهانی است. اگر ایستگاه بالاتر از سند مبنا باشد مقدار این تصحیح از شتاب ثقل اندازه گیری شده g_{OBS} کسر می شود و در صورتی که ایستگاه در زیر سند مبنا واقع باشد به آن اضافه می گردد.

توجه: اگر در زیر ایستگاه مشتری قرار گرفته باشد شتاب ثقل بیشتر از سطح مبنا اندازه گرفته می شود.

II) تصحیح پستی و بلندی (Toppography correction = زمینگان): در صورتی که در اطراف ایستگاه اندازه گیری پستی و بلندی وجود داشته باشد باید تصحیحی به نام زمینگان که آن را با Δg_{top} نشان می دهند انجام گیرد. علت این تصحیح آن است که مطابق شکل زیر وجود شیب بالاتر از ایستگاه اندازه گیری باعث می شود که مولفه شتابی به سمت بالا ایجاد شود که این مولفه شتاب باعث می شود که از مقدار شتاب ثقل در ایستگاه کاسته شود. همچنین وجود دره در زیر ایستگاه اندازه گیری باعث می شود که از مقدار شتاب ثقل در ایستگاه کاسته شود (نسبت به حالتی که دره وجود ندارد). بنابراین در هر دو حالت باید پستی همرا این تصحیح را به شتاب ثقل اندازه گیری شده در ایستگاه افزود. در حقیقت در این تصحیح فرض می شود کلیه ی جرم های مرتفع تر از ایستگاه برداشته شده و کلیه ی دره های پائین تر از ایستگاه با همان مواد هم جوارش پر شده اند.



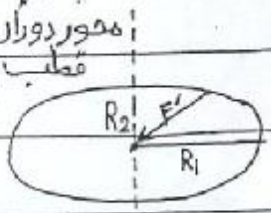
در عمل نحوهٔ تصحیح از این قرار است که نمودارهای مخصوصی را که از لایه‌های متحدالمرکزی که توسط شعاع‌هایی قطاع شده‌اند و به منطقه‌های کوچکی تقسیم شده‌اند را تقریباً مطابق شکل زیر بر روی کاغذ کالک رسم نموده و آن را بر روی نقشهٔ توپوگرافی ناحیه‌ای که این بسته اندازه‌گیری بر روی آن قرار داده‌ای گذاریم بطوریکه محل این بسته بر مرکز لایه‌های مذکور منطبق شود. حال اگر قسمت ABCD را به طور فرضی در نظر بگیریم می‌توان شکل آن را تقریباً مطابق شکل زیر یک منشور با قاعدهٔ ذوزنقه و ناقص که ارتفاع دو یال جانبی آن 20 متر و ارتفاع دو یال جانبی دیگر آن 40m می‌باشد. این منشور را می‌توان با یک منشور ذوزنقه القای مقائم که طول هر ۴ یال جانبی آن 30m باشد معادل دانست که برای حجم‌های مساوی می‌باشند. حجم این منشور را می‌توان در مرکز ثقل آن متمرکز فرض نموده و مقدار اثر مولفه مشابه مقائم آن را بر روی بسته اندازه‌گیری محاسبه کرد.



بدیهی است که برای سایر قسمت‌های شیء نیز باید به همین طریق عمل نموده و مقدار تصحیح‌های حاصله

را با هم جمع کرد تا ۵g کل حاصل شود. این مقدار را می‌توان فیلی راحت از جداولی که برای این منظور تهیه شده اند به نام جداول هامر (Hammer) با توجه به ارتفاع بالای جاپی نقطه مذکور و طول شعاعی را در مدهایی که مسیر روی آن واقع شده است به دست آورد.

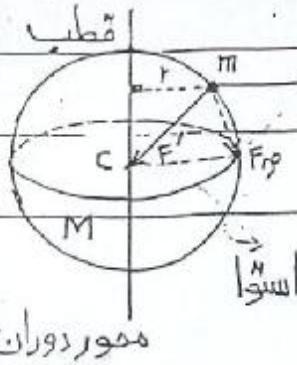
III) تصحیح عرض جغرافیایی (latitude Correction): جسمی که در روی زمین قرار دارد مطابق شکل زیر تحت تاثیر دو نوع شتاب قرار می‌گیرد: یکی شتاب ناشی از جرم زمین که همه جا در آن از سطح زمین به طرف مرکز زمین متوجه می‌باشد و دیگری شتاب ناشی از نیروی گریز از محور زمین است. شتاب ناشی از جرم زمین به علت بیضوی بودن شعاع زمین در استوا و کمتر بودن شعاع زمین در قطبین در فاصله بین آنها متغیر بوده و تابع عرض جغرافیایی می‌باشد. شتاب ناشی از نیروی گریز از محور در استوا بیشینه و در قطبین صفر می‌باشد و آن نیز تابع عرض جغرافیایی می‌باشد. در مجموع می‌توان گفت که مقدار شتاب ثقل بر روی بیضوی زمین 978 گال در استوا و 983 گال در قطب تغیر می‌نماید. در صورتیکه بیضوی زمین از لایه‌های یکنواخت و متحدالمرکزی تشکیل شده باشد فرمولی که با استفاده از آن می‌توان مقدار g را برحسب عرض جغرافیایی بر روی سطح این بیضوی محاسبه نمود به صورت زیر می‌باشد:



$R_1 > R_2$

$$g_\varphi = 978.031846\,(1 + 0.005278895\sin^2\varphi + 0.000023462\sin^2 2\varphi)$$

که در اینجا g_φ شتاب ثقل در عرض جغرافیایی φ و مقدار خارج از انتر شتاب ثقل در استوا می‌باشد. در کل برای عرض جغرافیایی 45° برای هر کیلومتر تغییر مکان در امتداد شمال - جنوب تقریبی معادل 0.8 میلی گال انجام می‌گیرد.



$$F' = \rho\frac{M\cdot m}{R^2} \quad \text{و} \quad \vec{F}_\varphi = \vec{F}' + \vec{F}''$$

"F بستگی به شعاع دوران r دارد، و نوع نشانی است که $\vec{F}$ به ما می‌دهد تا نشان دهنده عرض جغرافیا است".

۱- "F" در قطب صفر و در استوا بیشینه می‌باشد.

۲- اگر در روی یک سیاره حرکت نکنیم، همچون عرض جغرافیایی عوض نمی‌شود احتیاج به تصحیح نداریم.

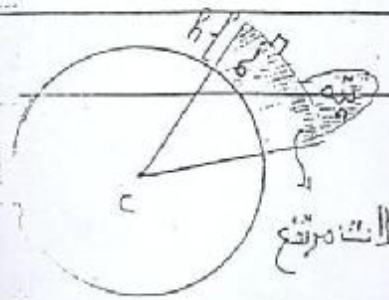
III) آنومالی بوگه: اگر تصحیح توپوگرافی (Δg_{top}) و تصحیح هوای آزاد (Δg_{free}) و تصحیح بوگه (Δg_{plate}) را در مورد شتاب ثقل اندازه گرفته شده یعنی g_{obs} اعمال نماییم مقدار شتاب ثقل تصحیح شده یعنی g_c به روش زیر به دست می‌آید:

$$g_c = g_{obs} + \Delta g_{top} + \Delta g_{free} - \Delta g_{plate}$$

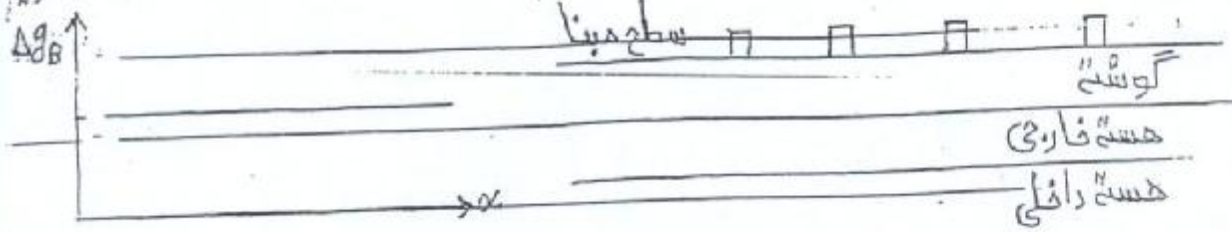
در اینجا فرض بر این است که ایستگاه اندازه‌گیری در بالای سطح مبنا قرار داشته است. حال اگر شتاب ثقل تصحیح شده یعنی g_c مقدار شتاب ثقل در عرض جغرافیایی ایستگاه اندازه‌گیری یعنی g_φ را کسر نماییم اختلاف به دست آمده یعنی Δg_B را آنومالی بوگه می‌نامند: $\Delta g_B = g_c - g_\varphi$

حال اگر در یک سیستم مختصات قائم مقادیر Δg_B های به دست آمده از ایستگاه‌های اندازه‌گیری مختلف را بر روی محور قائم و فاصله ایستگاه‌ها از هم در روی محور افقی رسم نماییم از منحنی بدین طریق به دست می‌آید می‌توان گفت که اگر مقدار Δg_B در یک فاصله ثابت به تغییرات بر این است که وزنه مخصوص سنگ در زیر سطح مبنا همه جا به طور یکسان باقی تغییر می‌کند ولی اگر Δg_B افزایش و یا کاهش یابد دال بر این است که وزنه مخصوص سنگ‌ها در زیر سطح مبنا به طور جانبی افزایش و یا کاهش یافته است.

$\Delta g_{plate} = 2\pi \cdot f \cdot \rho \cdot h$

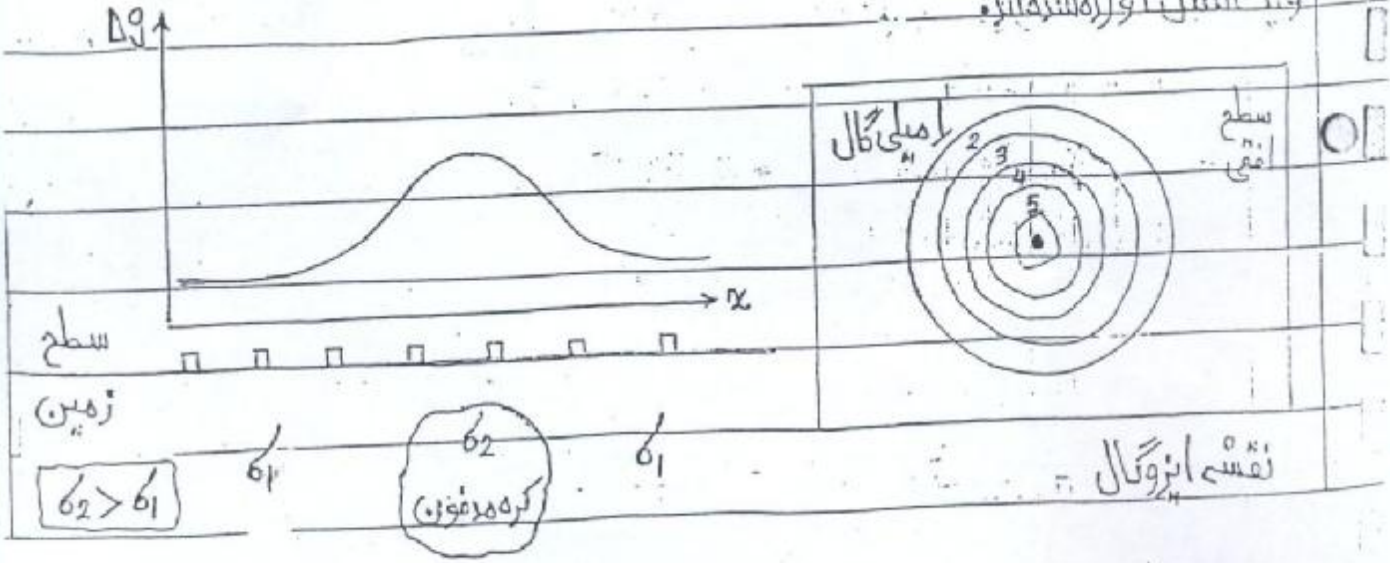


توجه: هر کیلومتر که به سمت قطب شمال پیش می‌رویم به اندازه 0.818 میلی‌گال افزایش دارد.

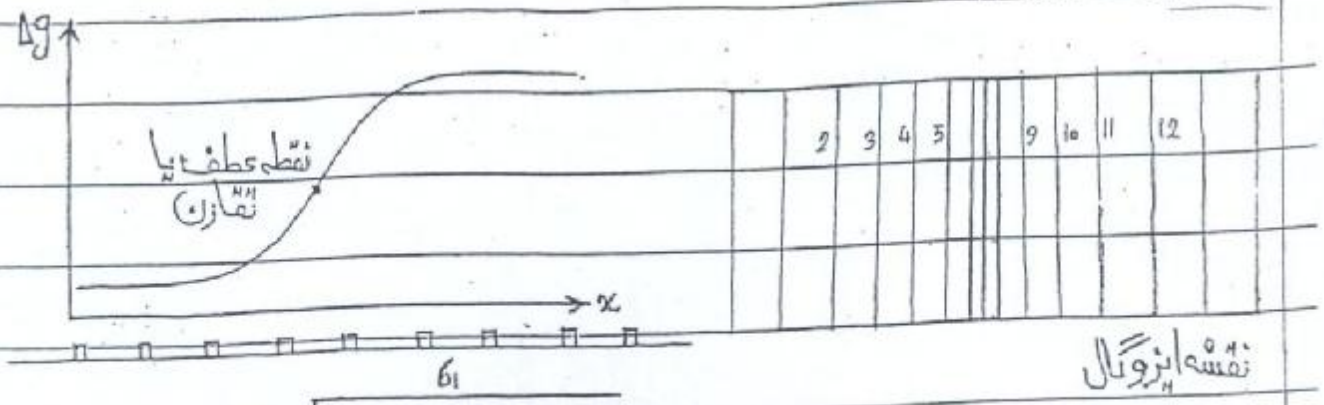


نقشه ایزوگال: عالوه بر رسم منحنی آنومالی بر روی سطح مقطع، خطوط نقوی‌الذکر می‌توان با استخراج چند خط پروفیل منحنی‌های آنومالی متعددی را به دست آورد. از طرفی با رسم نمودن اندازه آنومالی مربوط به هر ایستگاه در روی نقشه منطقه مورد نظر و وصل نمودن نقاطی که دارای آنومالی برابری می‌باشند به یکدیگر منحنی‌هایی به دست می‌آیند که ظاهراً بر خطوط تراز نقشه توپوگرافی منطبق می‌باشند که به آن نقشه ایزوگال می‌گویند.

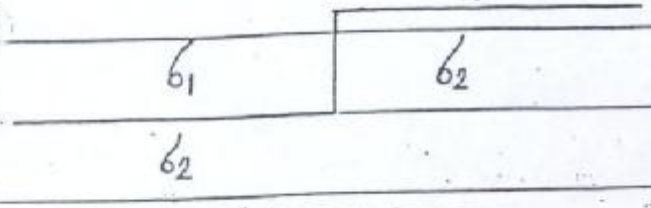
زیرا این گونه نقشه‌ها ترکیبی منحنی‌هایی با شیب‌های یکسان یا تغییرات آلمانی وزن مخصوص در آن تأمین می‌باشد که در شکل زیر به ترسیم منحنی آنومالی و نقشه‌های ایزوگال به صورت جامع‌تر یک کره مدفون و یک کسل آورده شده است.



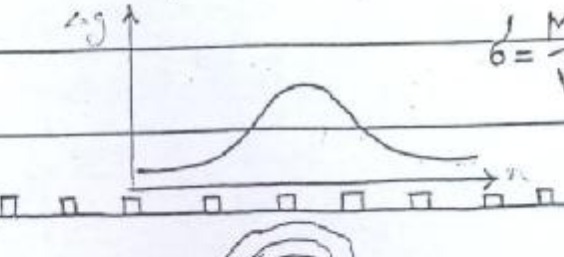
توجه: در نقشه ایزوگال هرچه خطوط به هم نزدیک‌تر باشند نشان می‌دهد که تغییرات جگالی زیاد است.



نقشه ایزوگال



شما با در دست داشتن منحنی آنومالی و یا نقشه ایزوگال یک منطقه مشخص نمودن ساختمان زمین شناسی تحت الارضی یک منطقه به طور دقیق ممکن نمی‌باشد چون مثلاً اگر در شکل بالا منحنی آنومالی مربوط به یک کره مدفون با جرم ثابت که در زیر سطح زمین قرار گرفته است را در نظر بگیریم همین شبه منحنی آنومالی می‌تواند توسط هر کره مدفون دیگری با همان مرکز و با همان جرم ولی با وزن مخصوص و حجم متفاوت به دست آید یا به عبارت دیگر تمام کره‌هایی که حجم متفاوت و وزن مخصوص متفاوت دارند ولی جرم همه آنها برابر باشد و به صورت متحدالمرکز قرار بگیرند برای همین منحنی آنومالی خواهند بود. نتیجه اینکه وزن مخصوص و حجم کره با انرژی منحنی آنومالی مربوط نمی‌توان به طور دقیق به دست آورد.



$\sigma = \frac{M}{V} \Rightarrow M = \sigma_i V_i$

ثابت = M جرم کره

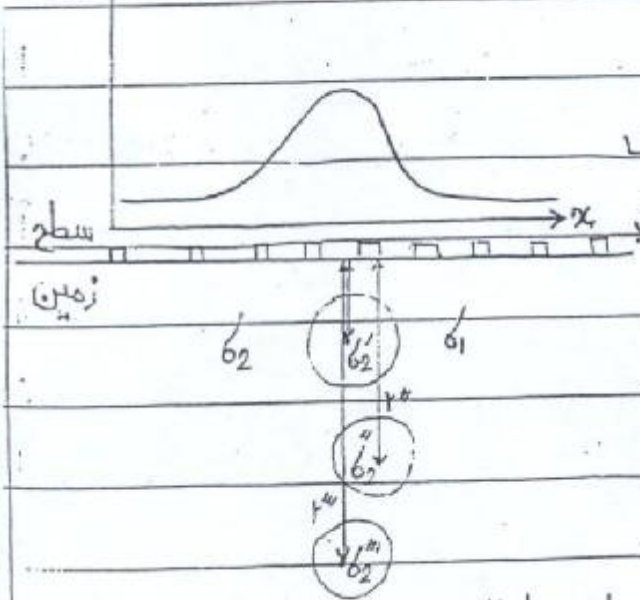
$\sigma_i' > \sigma_i$ ← جگالی سنگهای اطراف

کره مدفون

همچنین توسط آنومالی مذکور، محاسبه‌ی عمقی که به طور دقیق میسر نمی‌باشد، چون اگر فرمول $\Delta g = \frac{fM}{R^2}$ را در نظر بگیریم و به جای M، ۷۸۶ قرار دهیم داریم: $\Delta g = \frac{f \cdot 786}{R^2}$: برای ایستگاه انداز گیری واقع در مرکز مختصات.

در اینجا z فاصله ایستگاه اندازه‌گیری تا مرکز کره می‌باشد و $z_1 = 56$، $z_2 = 56$ وزن مخصوص سنگ‌های اطراف کره می‌باشد که مقدار آن همیشه ثابت فرض می‌شود و σ_2 وزن مخصوص خود کره و V حجم کره می‌باشد. در اینجا دیده می‌شود که اگر مقادیر σ_1 و σ_2 طوری تغییر نماید که $\frac{56}{r^2}$ ثابت بماند مقدار Δg نیز ثابت خواهد ماند.

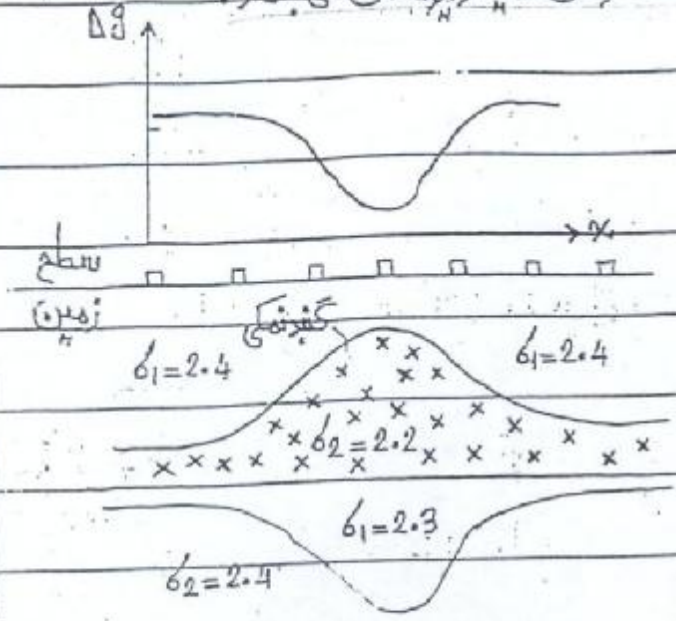
مثلاً اگر در شکل با حجم کره را ثابت نگه داریم و آن را به طور دقیق از سطح زمین به عمق ببریم و ضمناً وزن مخصوص آن را نیز زیاد کنیم بطوری که $\frac{56}{r^2}$ ثابت بماند خواهیم دید که در منحنی آنومالی تغییری حاصل نخواهد شد.



به طور کلی در یک منطقه‌ای که هیچ گونه اطلاعاتی قبلی از زمین شناسی تحت الارضی در دست نمی‌باشد قبلی کم امکان استفاده از نتایج حاصل از تقل‌سنجی برای تعیین دقیق ساختمان زمین شناسی تحت الارضی آن منطقه وجود دارد.

مثلاً بطوریکه در شکل زیر دیده می‌شود بدون در دست داشتن اطلاعات زمین شناسی نمی‌توان گفت که منشئی که در منحنی آنومالی به دست آمده مربوط به یک گنبد نمکی است که وزن

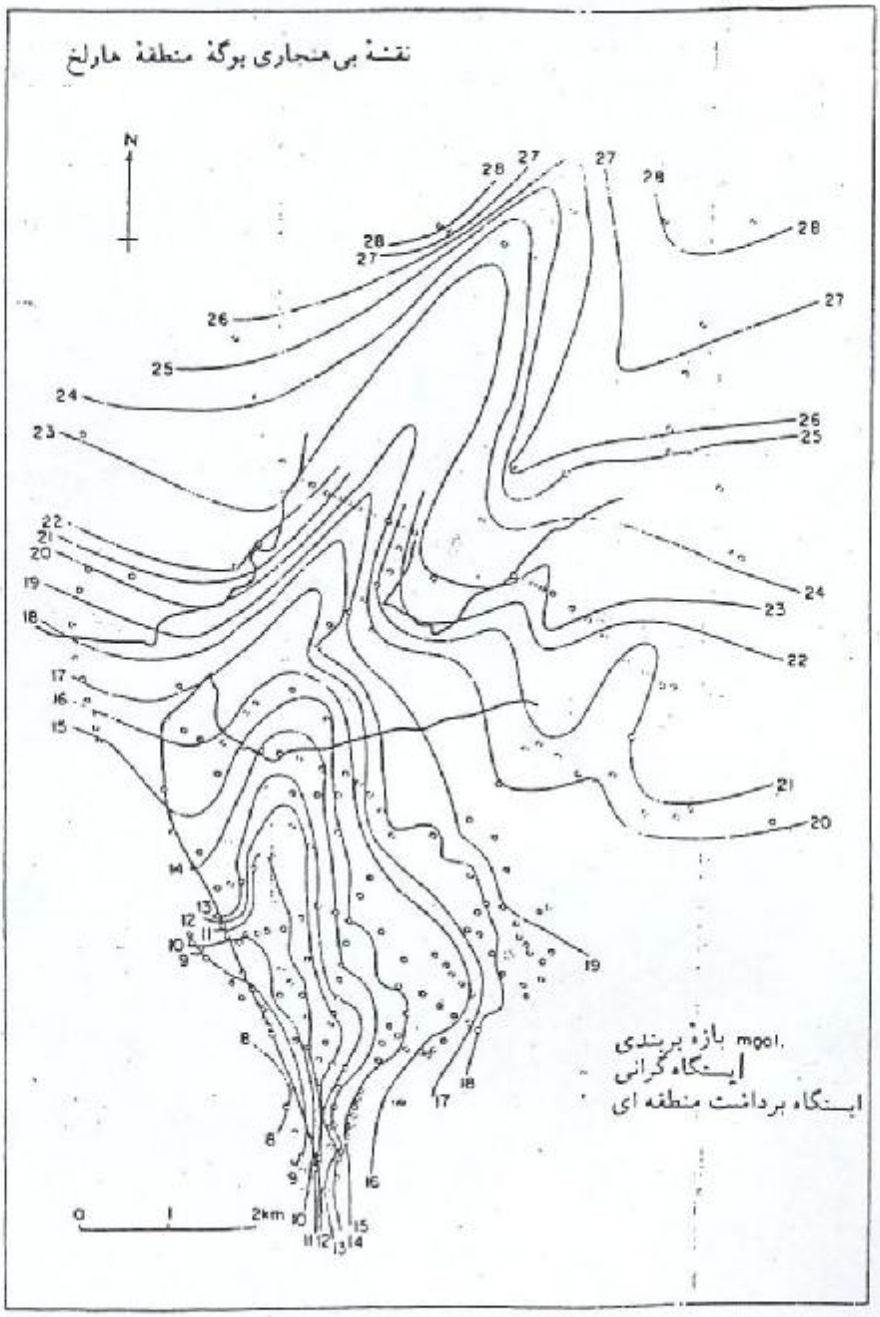
مخصوص الیه گرویمتر آن بیشتر است و یا اینکه منحنی آنومالی مربوط به یک جسم با وزن مخصوص الیه گرویمتر آن کمتر از وزن مخصوص الیه زیری آن می باشد.



استفاده از مدل: در عمل برای اشکال هندسی مختلف بر روی سطح زمین به طور تئوری منحنی آنومالی مربوط به هر شکل را توسط کامپیوتر محاسبه و رسم می نمایند و با مقایسه این گونه منحنی ها با منحنی آنومالی که توسط اندازه گیری از صحرا حاصل شده است و اطلاعات زمین شناسی می توان ساخت زمین شناسی تحت الارضی منطقه مربوط را حدس زد.

شبه گیری: روش کاری که عمدتاً برای تفسیر نتایج روش ثقل سنجی به کار می رود بنا بر یک دسته عوامل از قبیل هدف از ثقل سنجی، دقت آن و میزان اطلاعات زمین شناسی حاصله از سایر منابع است. اندازه گیری های ثقل سنجی برای شناسایی منطقه ای خواهی که قبلاً در آنها اکتشافات صورت گرفته است بسیار مناسب می باشد. چنانچه آنومالی های جالب توجهی به دست آید روش لرزه نگاری که در مقایسه با روش ثقل سنجی پرهزینه تر می باشد را به کار می برند تا تصویر دقیق تری از موقعیت

تحت الارضی منطقه حاصل گردد، در صورتی که نتایج حاصل از تئوری رضایت بخش باشد، آنگاه
چنانچه به طلاعات دقیق تری نیاز باشد تعلیم به حفر چاههای اکتشافی می نماید.



شکل ۷-۱۳ بی هنجاریهای گرانی بین پُرت مداک و هارلخ.

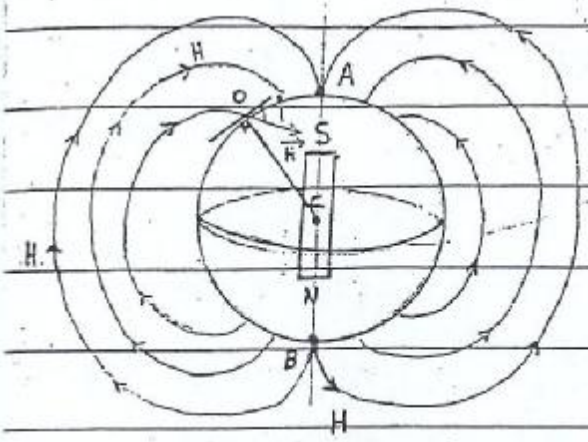
روش مغناطیس سنجی (Magnetic-Meth.)

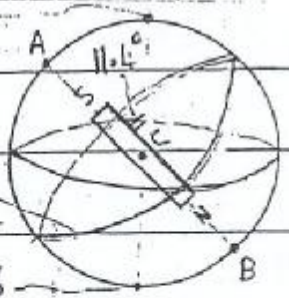
کلیات: روش مغناطیس سنجی روشی است که با اندازه‌گیری تغییرات میدان مغناطیسی زمین در سطح زمین می‌توان توزیع سنگ‌هایی که خاصیت مغناطیسی‌شان مشخص می‌گردد را در زیر زمین مشخص نمود.

یادآوری اصول اساسی مغناطیس: برای استدلال پدیده‌های مغناطیسی می‌توان جرم مغناطیسی را به‌صورت مجسمه‌ای در نظر گرفت و با وجود یک جرم مغناطیسی حقیقتاً وجود خارجی ندارد ولی استدلال بسیاری از مطالب را آسان می‌نماید. اجسام مغناطیسی با نیروی جاذبه و یا دافعه‌ای که بر روی یکدیگر تأثیر می‌گذارند مشخص می‌گردند و قانون کولن که به صورت $F=C\frac{M\cdot m}{d^2}$ نوشته می‌شود در مورد آنها صادق می‌باشد. M و m دو جرم مغناطیسی می‌باشند که به فاصله d از یکدیگر قرار گرفته‌اند. در دستگاه cgs ضریب C برابر واحد اختیار می‌گردد و مطابق تعریف، جرم مغناطیسی واحد عبارت از جرم مغناطیسی است که جرم مغناطیسی مشابه خود را که در فاصله یک سانتی‌متری از آن قرار دارد با نیروی یک دین دفع نماید.

میدان مغناطیسی: در فرمول بالا از تقسیم نمودن F بر m می‌توان میدان مغناطیسی H را در نقطه‌ای که m واقع می‌باشد به دست آورد. واحد میدان مغناطیسی اورستد (oersted) می‌باشد (در بعضی موارد گاوس نیز نامیده می‌شود) و آن میدانی است که به وسیله جرم مغناطیسی ۱+ در فاصله یک سانتی‌متری از جرم مغناطیسی دیگری بر ۱+ به وجود می‌آید و آن نیز جرم با نیروی معادل یک دین هر دیگر را دفع می‌نماید.

منشأ مغناطیس زمین هنوز به طور دقیق مشخص نشده است (حرکت مواد مذاب داخل هسته و یا اینکه دور زمین یک نمدان مغناطیسی احاطه کرده است).





قطب شمال جغرافیایی
استوای مغناطیسی
استوای جغرافیایی
قطب جنوب جغرافیایی

امتداد شمال جغرافیایی — A قطب شمال مغناطیسی

B قطب جنوب مغناطیسی

$\hat{I}$ (زاویه میل): زاویه‌ای که بردار میدان مغناطیسی با صفحه افقی می‌سازد.

$\vec{H} = \vec{h} + \vec{Z}$

$\vec{h}$ تصویر $\vec{H}$ روی صفحه افقی

$\vec{h}$ تصویر افقی و $\vec{Z}$ تصویر قائم

استوای مغناطیسی از دوران یک نقطه بر نیمکره مغناطیسی و استوای جغرافیایی از دوران یک نقطه بر محور دوران حاصل می‌شود.

مولفه‌های میدان مغناطیسی زمین: هرگاه مرکز ثقل یک نیمکره مغناطیسی را نقطه O فرض کرده و آن را از این نقطه به بیرون آویزان نماییم طوری که نیمکره مذکور بتواند حول این نقطه دوران

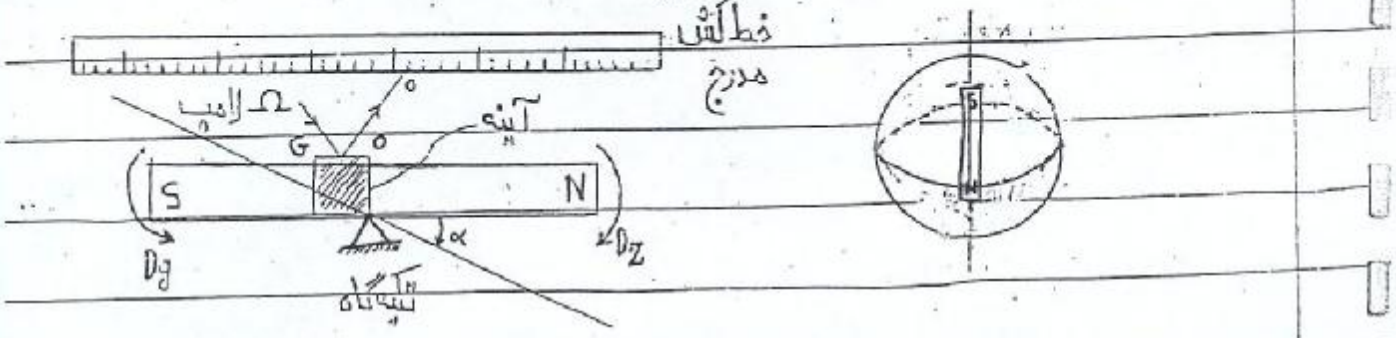
نمایره لاقطه می کنیم که سوزنه مغناطیسی یک وضعیت تعادلی در فضا به خود خواهد گرفت.

این وضعیت تعادلی به امتداد خطوط میدان مغناطیسی زمین در محل آزمایش بستگی دارد و معمولاً این امتداد با نصف النهار جغرافیایی نیز زاویه‌ای را تشکیل می دهد بطوریکه اگر میدان کل مغناطیسی زمین را در محل آزمایش با $\vec{T}$ نمایش دهیم برداره مولفه افقی میدان با $\vec{H}$ و برداره مولفه قائم آن با $\vec{Z}$ نمایش داده می شود. زاویه‌ای را که برداره میدان مغناطیسی با مولفه افقی خود می سازد به نام زاویه میل (Inclimation) معروف است و آن را با I نمایش می دهند. زاویه‌ای را که مولفه برداره افقی با شمال و جنوب جغرافیایی محل آزمایش تشکیل می دهد زاویه انحراف (Declimation) گویند و آن را با حرف D نمایش می دهند.

دستگاههای اندازه‌گیری: از بین دستگاههای مختلف اندازه‌گیری که در آنالیز مغناطیس سنجی به کار برده می شوند در اینجا به شرح مختصر یک نوع آن اکتفا می کنیم:

ترازوی قائم اشمیت (Schmidt): این دستگاه که معمولی ترین وسیله در آنالیز مغناطیس سنجی می باشد برای اندازه‌گیری تغییرات مولفه قائم میدان مغناطیسی زمین بین نقاط مختلف الیه مورد آنالیز به کار می رود. اساس کار این دستگاه بر این است که یک شیء مغناطیسی می تواند در نقطه‌ای حول یک محور افقی در یک صفحه قائم دوران نماید (مطابق شکل زیر). برای اینکه تنش مولفه افقی میدان $\vec{H}$ از روی این شیء از بین رود، امتداد شیء مغناطیسی را عمود بر نصف النهار مغناطیسی زمین قرار می دهند. برای تعیین این امتداد از یک قطب نمای معمولی استفاده می نمایند. زیرا امتداد شیء قطب نما در هر نقطه امتداد نصف

التماتر مغناطیسی زمین و بنابراین مولفه افقی میدان را نشان می‌دهد. دستگاه طوری ساخته شده که مرکز ثقل شیشه مغناطیسی خارج از محور گردش آن یعنی O قرار گرفته است. از این جهت در وضع تعادل شیشه نسبت به محور گردش دارای گشتاور وارونه خواهد بود که با گشتاور مغناطیسی زمین یعنی D_Z به دور این محور به حالت تعادل در می‌آید. در محل مانی که در اثر زیاد شدن مولفه افقی میدان مغناطیسی زمین در مقابل این گشتاور برهم بخورد میزان چرخش آن را می‌توان به وسیله جابجایی پرتو نور منعکس شده از آینه‌ای که در روی شیشه نصب شده است در روی یک خط کش مدرج اندازه گیری نمود. بطوریکه در این شکل ملاحظه می‌شود تغییرات زاویه شیشه مغناطیسی نسبت به صفحه افقی یا تغییرات مولفه افقی میدان مغناطیسی متناسب می‌باشد. در نتیجه برای اندازه گیری تغییرات مولفه افقی میدان مغناطیسی می‌توان از تغییرات زاویه استفاده نمود.



ضریب القای مغناطیسی K یا خوپذیری مغناطیسی (Magnetic Suscepti.) یا استعداد پذیرش خاصیت مغناطیسی هر جسم: بعضی اجسام دارای این خاصیت می‌باشند که هر گاه حجم کوچکی از آنها در یک میدان مغناطیسی $\vec{H}$ قرار گیرند خاصیت مغناطیسی بعضوری می‌گیرند. اگر شدت مغناطیسی شدن را با J نشان دهیم خواهیم دید $\vec{H}$ و $\vec{J}$ با هم متناسبند بطوریکه $\vec{J} = K \cdot \vec{H}$ K را ضریب القای مغناطیسی آن جسم می‌نامند.

قابلیت نفوذ مغناطیسی - تراوایی مغناطیسی - Magnetic Permeability : هرگاه ضریب القای مغناطیسی جسمی K باشد کمیت $\mu = 1 + 4K\pi$ را قابلیت نفوذ مغناطیسی آن جسم گویند. این ضریب نشان داشت ضریب K می تواند وضع مغناطیسی سنتی جسم را نشان بدهد. مواد مختلف در ارتباط خواص مغناطیس سنتی به سه دسته طبقه بندی می شوند:

۱- اجسام دیامغناطیس (Dia Magnetic): اجسامی هستند که قابلیت نفوذ مغناطیسی آنها کوچکتر از واحد و یا به عبارت دیگر $\mu < 1$ می باشد. غالب اجسام در طبیعت دیامغناطیس هستند مانند: آب، نمک، زیست، مرمر، کوارتز و غیره.

۲- اجسام پارامغناطیس (Para Magnetic): این اجسام در طبیعت تعدادشان محدودی باشد و برای آنها $\mu > 1$ می باشد، مثلاً غالب ترکیبات آهن مانند لیموشت، هماتیت، سیدریت و غیره جزو این گروه می باشند.

۳- اجسام فرومغناطیس (Ferro Magnetic): این اجسام، اجسامی هستند که قابلیت نفوذ مغناطیسی آنها خیلی زیاد می باشد؛ مانند: آهن، نیکل، کبالت، کروم و بعضی از آلیاژها مانند فولاد و ترکیباتی نظیر مگنتیت، ایلمنیت و غیره.

قابلیت نفوذ مغناطیسی این اجسام ثابت نبوده و با تغییرات شدت میدان مغناطیسی القاشده تغییر می نماید. منحنی تغییرات آن را منحنی «Hysteresis» می گویند.

دور تغییرات: ضریب القای مغناطیسی: ضریب القای مغناطیسی سنگها به مقدار مواد فرومغناطیسی که در آنها وجود است بستگی دارد. از این رو در سنگهای آذرین و دگرگونی که مقدار

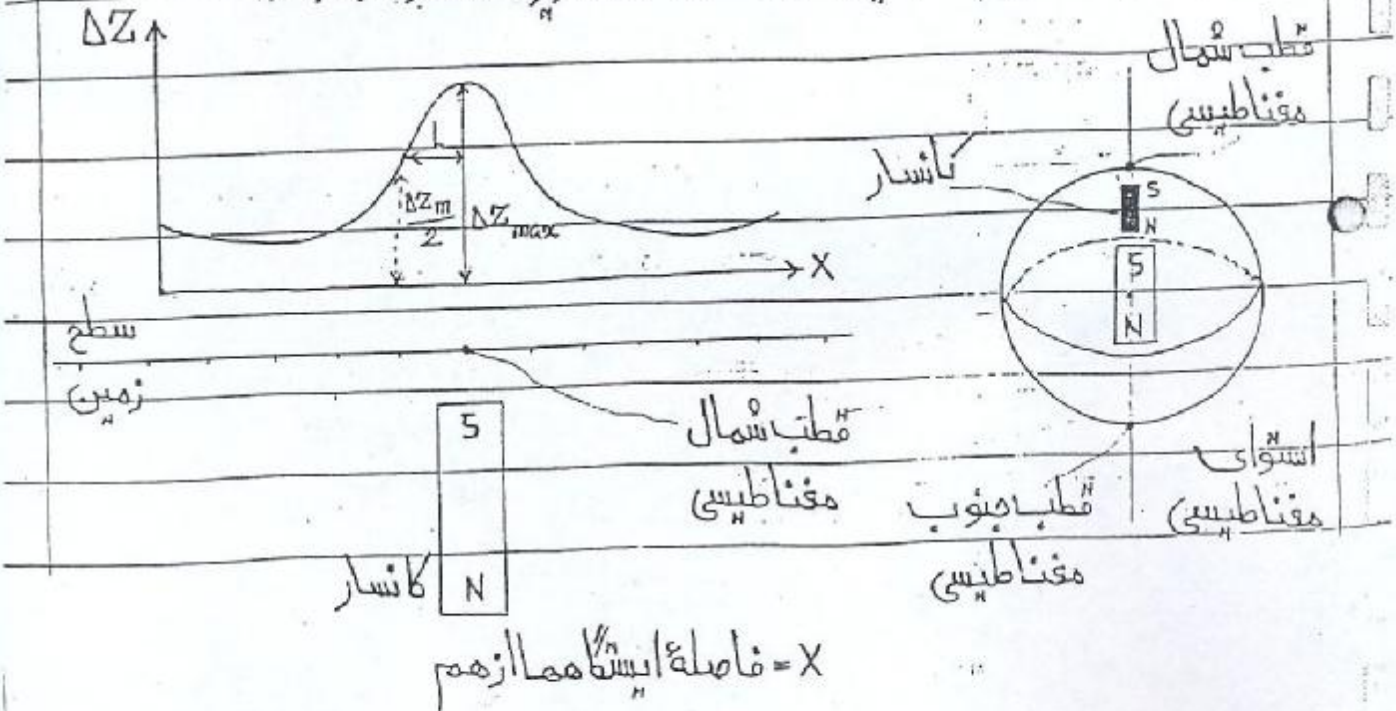
این مواد بیشتر از سایر سنگها است. مقدار این ضریب بیشتر می باشد. اعدادی که بر حسب شرایط آزمایشگاه برای ضریب القای مغناطیسی سنگها به دست آمده است به قرار زیر می باشد:

گرانیت $K=500-3000\times10^{-6}$ — کانی مگنتیت $K=300,000\times10^{-6}$

ریولیت $K=200\times10^{-6}$ — بازالت و گابرو $K=3000-16000\times10^{-6}$

ماسه سنگها $K=5-200\times10^{-6}$ — آهک ها $K=4-20\times10^{-6}$

اثر میدان مغناطیسی زمین بر روی یک کانسار مغناطیس شونده استوانه‌ای شکل: در شکل زیر فرض می کنیم که در قطب شمال مغناطیسی زمین یک کانسار مغناطیس شونده استوانه‌ای شکل به طور قائم در زیر سطح زمین واقع می باشد (یعنی محور استوانه بر سطح زمین عمود است). بدیهی است که کانسار مذکور تحت تاثیر میدان مغناطیسی زمین واقع شده و خود مانند یک شیء مغناطیسی بزرگ عمل می کند. حال چنانچه تغییرات مولفه قائم در سطح زمین مذکور را در امتداد یک نصف النهار مغناطیسی اندازه گیری شود منحنی آنومالی زیر حاصل خواهد شد:

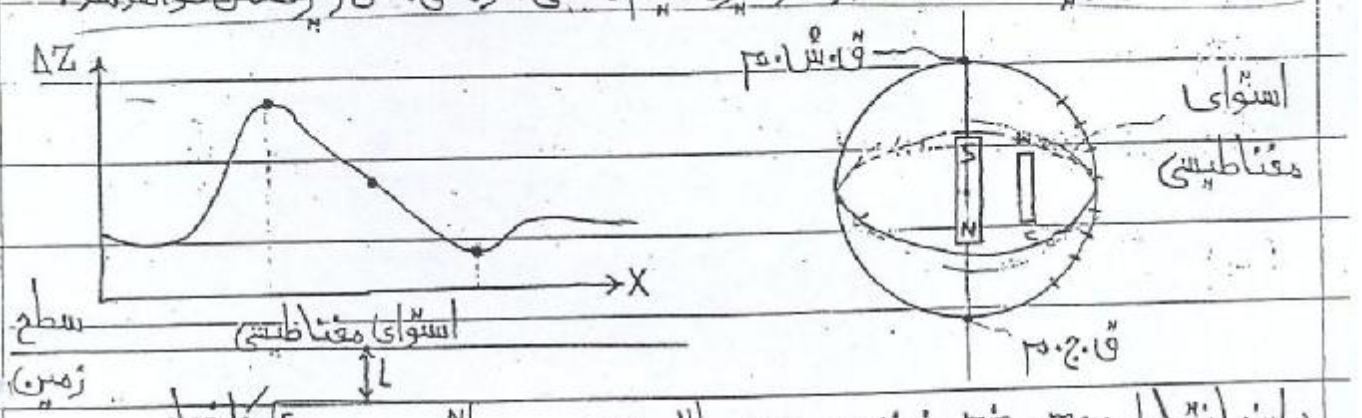


یادآوری مهم: ۱- شکل منحنی آنومالی در مغناطیس سنجی بستگی دارد به: الف- زاویه بین خط پروفیل و امتداد نصف‌النهار مغناطیسی، ب- شیب محور کانسار نسبت به سطح زمین، ج- نقصان عرض جغرافیایی محل کانسار و د- زاویه محور کانسار نسبت به نصف‌النهار مغناطیسی.

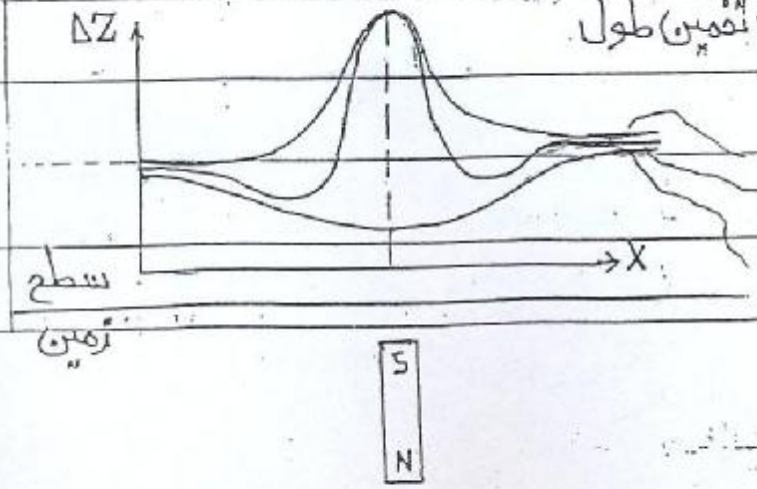
۲- اگر یک مدار را به عنوان خط پروفیل در نظر بگیریم منحنی آنومالی به صورت خط راست می‌باشد.

۳- عمق مادون بالای استوانه (L) با توجه به نقاط ΔZ_{max} و $\frac{\Delta Z_{max}}{2}$ به دست می‌آید.

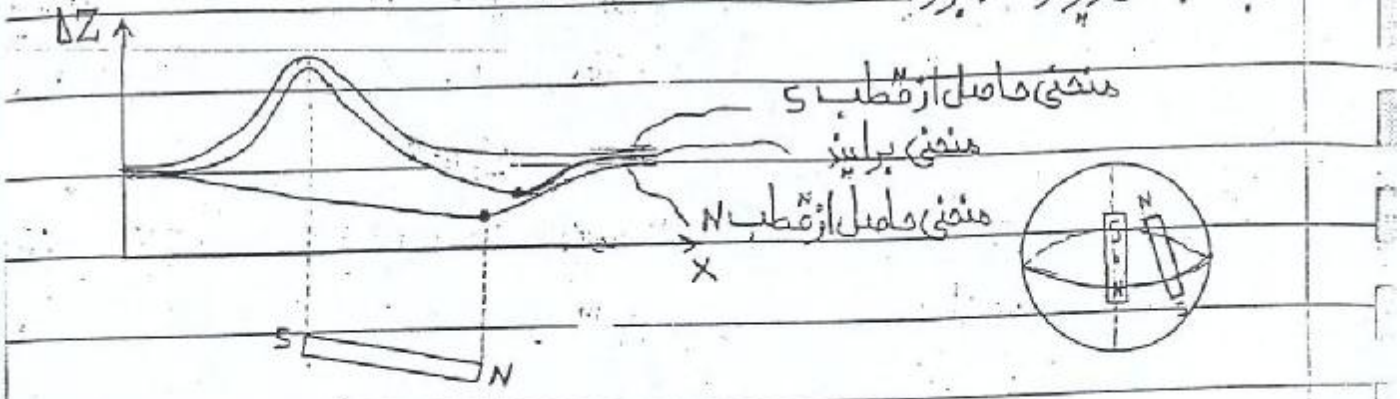
اگر همین کانسار در استوای مغناطیسی قرار بگیرد بطوریکه محور آن در امتداد نصف‌النهار مغناطیسی و موازی با سطح زمین واقع شود و خط پروفیل در امتداد نصف‌النهار مغناطیسی انتخاب شود میدان مغناطیسی زمین به طرز زیبایی بر روی آن اثر می‌گذارد بطوریکه اگر تغییرات مولفه قائم را در روی سطح زمین در امتداد مذکور اندازه‌گیری کنیم منحنی آنومالی شکل زیر حاصل خواهد شد:



در اینجا نقاط max و min منحنی درست در بالای دو انتهای کانسار قرار گرفته‌اند و در این حالت تعیین طول کانسار میسر نمی‌باشد.



در صورتی که محور کانسار مطابق شکل زیر با سطح زمین زاویه‌ای برابر θ تشکیل دهد منحنی آنومالی مربوطه به شکل زیر خواهد بود:



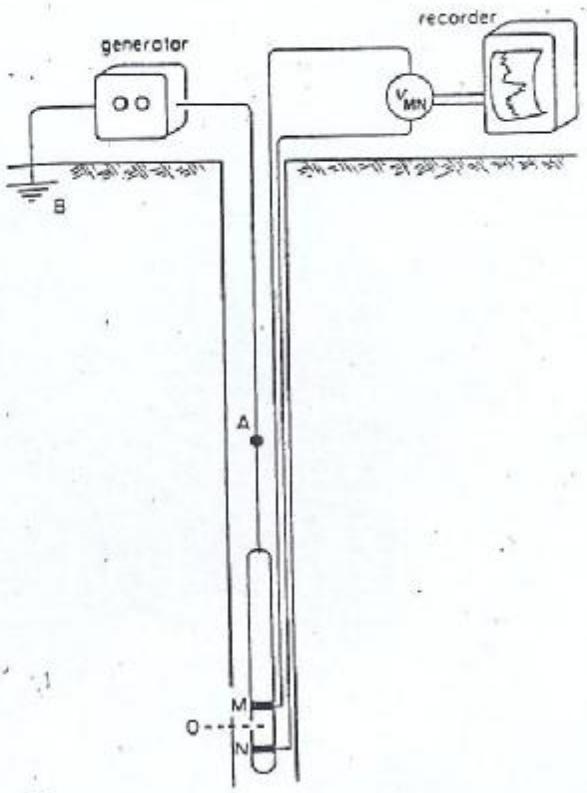
تصحیح‌ها: چون اغلب مغناطیس سنج‌های زمینی حساسیتی برابر میلی‌گاس دارند، ایستگاه‌های اندازه‌گیری نباید در نزدیکی خطوط راه‌آهن، سردهانه‌های فلزی، دربوش‌های چاه‌های حفاری، کانال‌های کابل‌های مخابراتی و اجسام بزرگی که محتوی آهن هستند واقع شوند. منبع دیگری که باید خود را از اجسام آهنی نگه دارد و یا حداقل آنها را در جیب‌های عقب لباس خود جای دهد، کمپرنز جامو قطب‌نما است. قالب فلزی عینک و حتی نگرانی‌های قبل از حرکت‌های درهنظم فراوانی مغناطیس سنجی به وجود آورند. برگشت‌های روزانه فراوانی‌های تکراری باید در هر روز ساعت یا بیشتر در یک ایستگاه مبنا انجام شود. این امر به تصحیح‌های مربوط به تغییرات روزانه و یا تغییرات بی‌نظمی میدان مغناطیسی حاصل از جو زمین و تغییرات در ایستگاه در اثر تغییرات نرمال مک‌دی نمایند. ممکن است مغناطیس سنج دومی را در یک ایستگاه مبنا برای تصحیح تغییرات میدان مغناطیسی مستقر نماییم.

انجام تصحیح‌های مربوط به پستی و بلندی به ویژه در مناطقی که با روش نقل سنجی برای ژئوفیزیک کاربردی کم اهمیت هستند بطور یک تصحیح‌های مربوط به هوای آزاد و عرض جغرافیایی

معمولاً انجام نمی شوند: تصحیح پستی و بلندی بر روی اندازه گیریهای مغناطیس سنجی زمینی در جایی جائز است که یک دره سنگ رودخانه ای، جایی که دیواره های سنگی اطراف آن، در بالای ایستگاه اغلب دارای آنومالیهای مغناطیسی می باشند صورت می گیرد.

تفسیر نتایج: نتیجه نهایی یک اندازه گیری مغناطیس سنجی یک سری پروفیل هایی می باشند که می توان آنها را به صورت نقشه های Isodynamen (یعنی خطوط دارای مولفه قائم برابر) درآورد. ساده ترین روش تفسیر، تطبیق دادن آنومالیهای به دست آمده با اشکال هندسی ساده می باشد (بسته منحنی هایی که از طریق شوری به صورت مدل محاسبه شده اند).
در اکتشاف نفت روش مغناطیس سنجی یک وسیلهٔ شناسایی است که معمولاً به شکل اندازه گیریهای هوابردی انجام می شود. این روش همراه با روش ثقل سنجی به عنوان مقدمه ای برای کارهای لرزه ای و تعیین «پی سنگها» به کار می رود. چون خودپذیری مغناطیسی سنگهای رسوبی نسبتاً کم است، آنومالی اصلی مربوط به سنگهای آذرینی که در زیر رسوب ها قرار دارند می باشد.

پایان



روش چاه پیمائی (چاه نگاری)

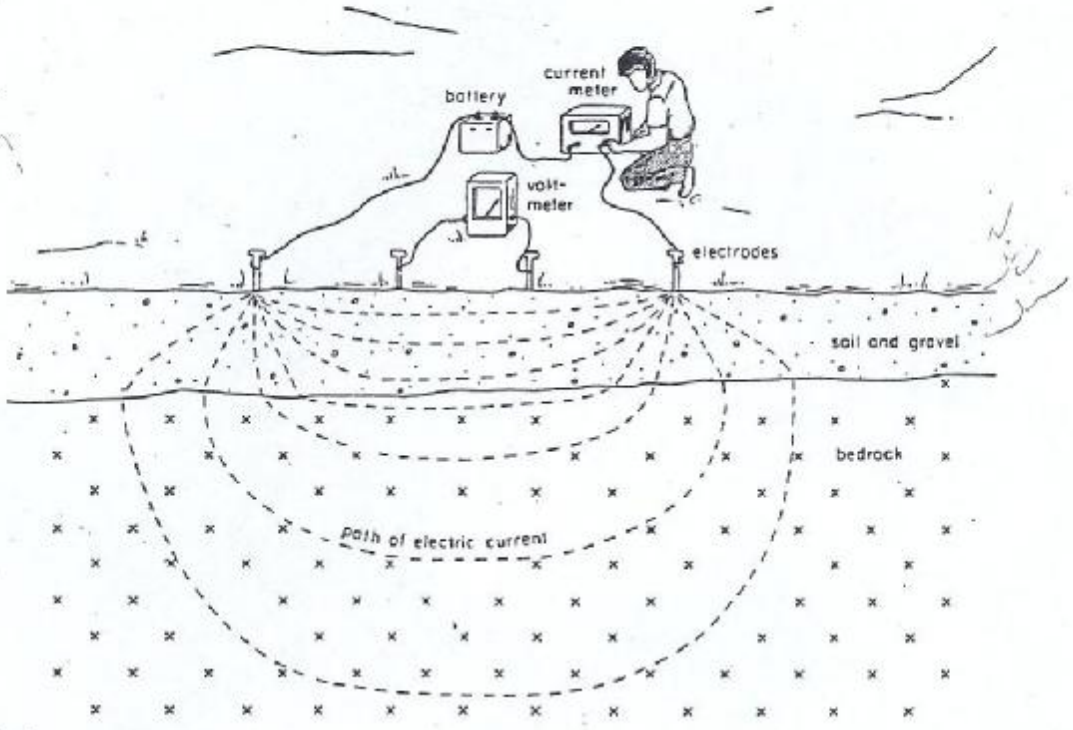
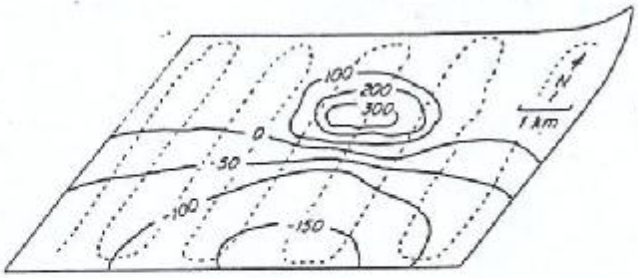


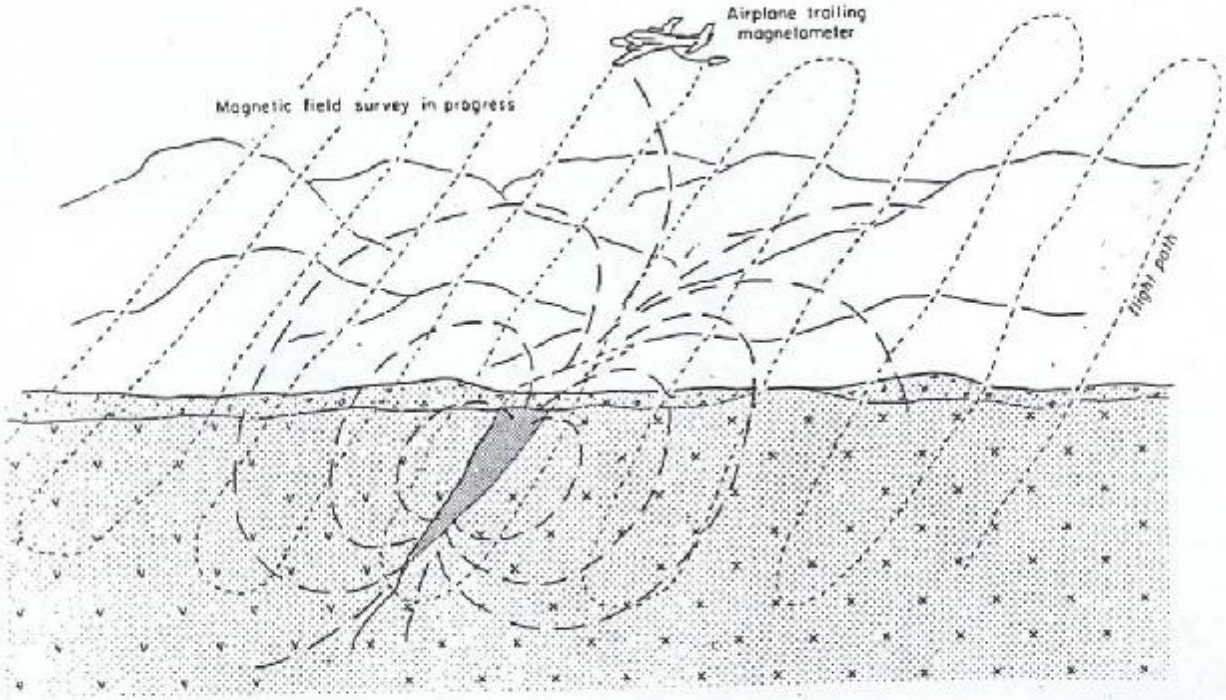
Figure 1–6

1-6 6 6 6
1-6 6 6 6

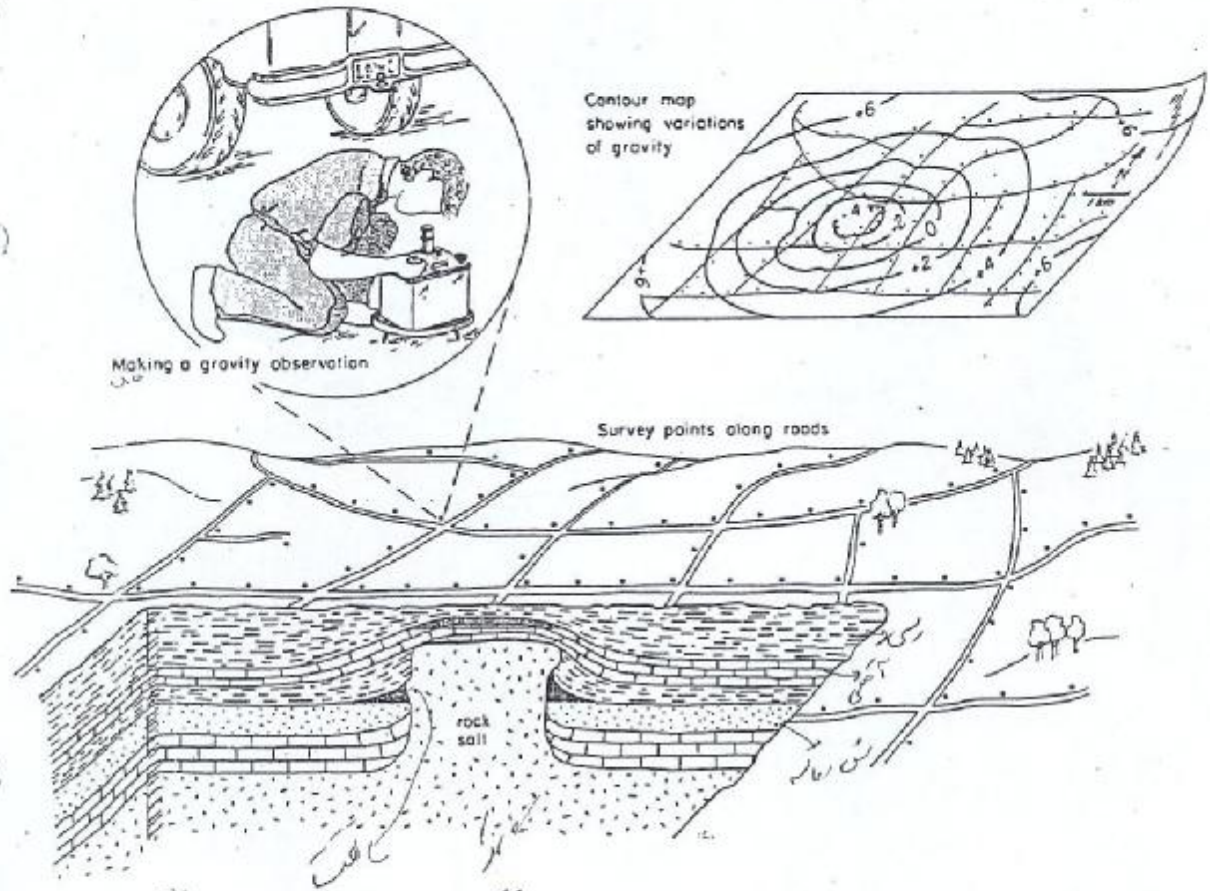
روش ژئوالکتریک



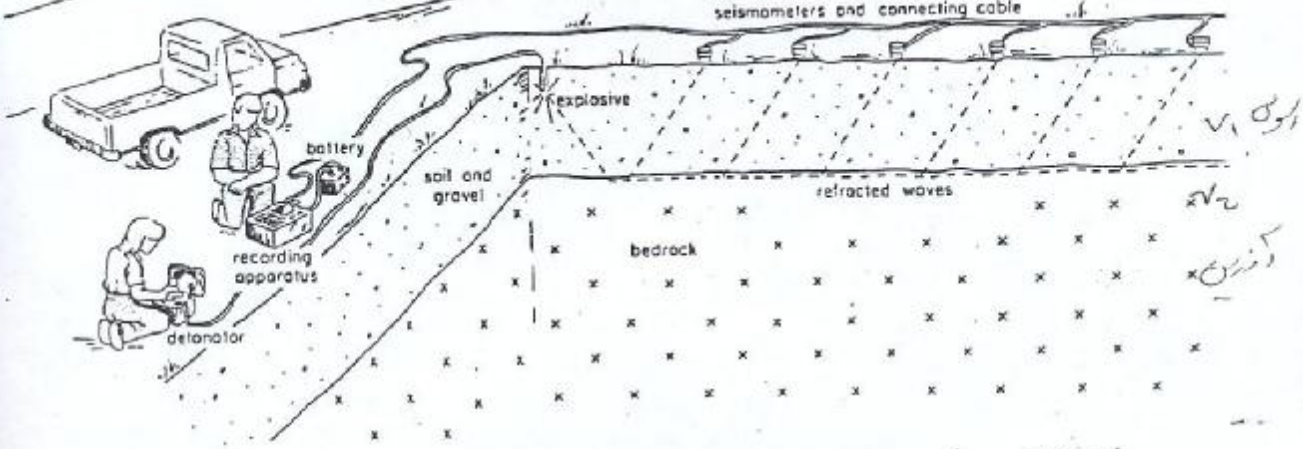
Contour map showing variations in earth magnetism



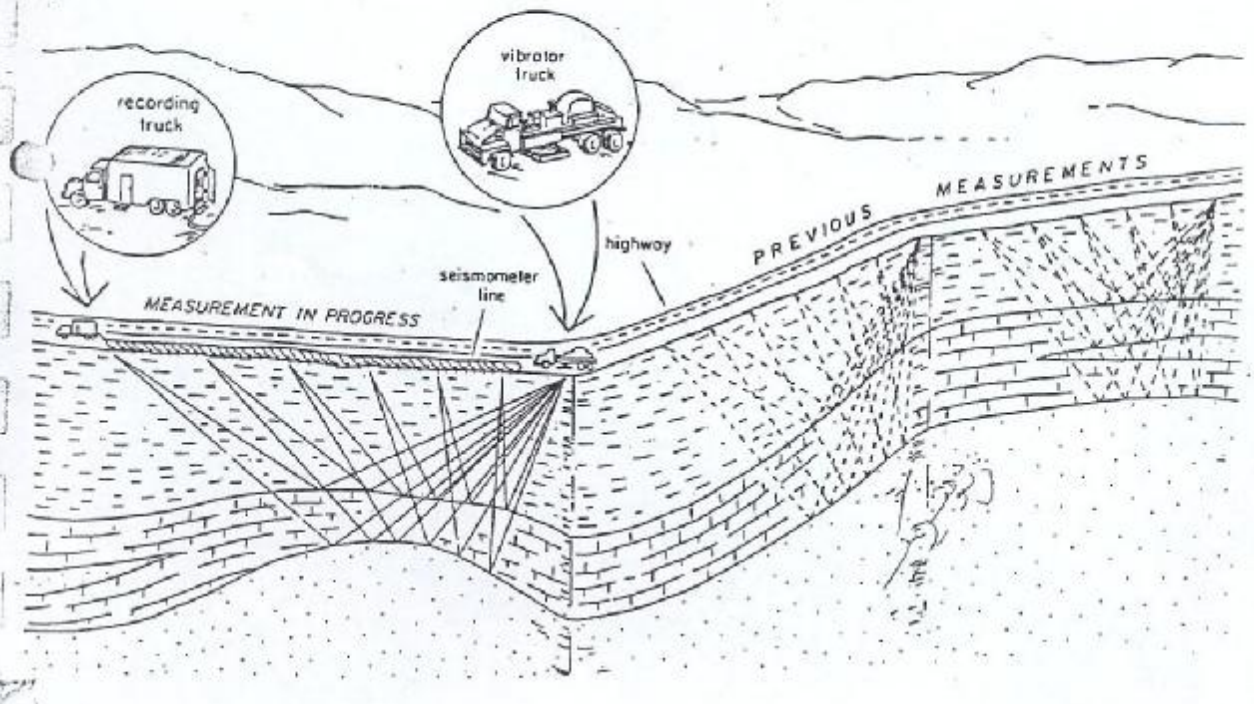
روش مغناطیس سنجی



روش ثقل سنجی (گرانی سنجی)



روش لرزه نگاری انکساری (شکست مرزی)



روش لرزه نگاری انعکاسی (بازتابی)