



GEOFISIKA

Geologia graduko 4.maila

Endika Sarabia Unanue

AURKIBIDEA

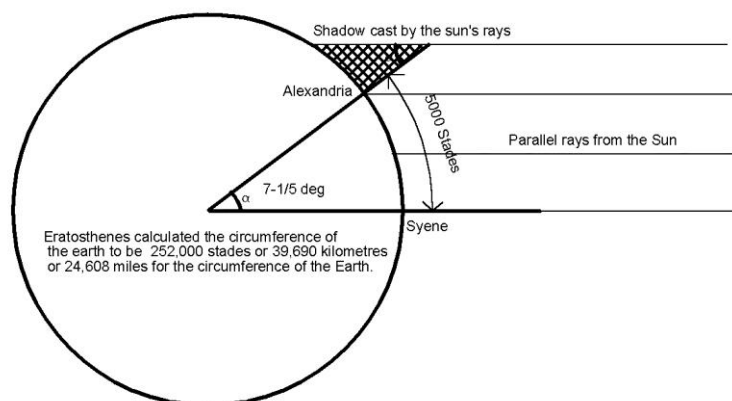
1. GAIA. Sarrera	2 orr.
2.1. GAIA. Sismika	8 orr.
2.2. GAIA. Islapen-sismika	27 orr.
2.3. GAIA. Errefrakzio-sismika	43 orr.
3. GAIA. Lurrikarak eta sismotektonika	53 orr.
4.1. GAIA. Grabitatea	70 orr.
4.2. GAIA. Grabitate prospekzioa	84 orr.
4.3. GAIA. Isostasía	106 orr.
5. GAIA Paleomagnetismoa eta mineral magnetismoa	114 orr.
6. GAIA. Magnetismoa: Prospekzio kanpainak	129 orr.

1.GAIA: Sarrera

1.1. Geofisika

- Geologia arloko zientzia.
- Fisikari dagokion teknikekin aztertzen du Lurra (sismika, grabimetria, magnetismoa,...).
- Batez ere luraren parte solidoak (lurrazala, mantua, nukleoa).
- Geofisikako lehen ikerkuntzak 3 eta 4. K.a. mendetik datoz.
 - Erastotenes: Lurraren erradioa lehenengo aldiz neurtu zuen (6500km +/-):
 - Egun (udako solstizioan), ordu berean eta bi toki ezberdinetan, eguzki izpiak bi hegaxorekin osatzen zuten angelua neurtu zuen
 - Sienak $\alpha=0$; erhdsgfAlexandriak $\alpha=7,2$
 - Lurraren zirkunferentzia = $2\pi R = \frac{5000 \cdot 360}{7,2} = 250000$ estadio

Eratosthenes' determination of the circumference of the earth.

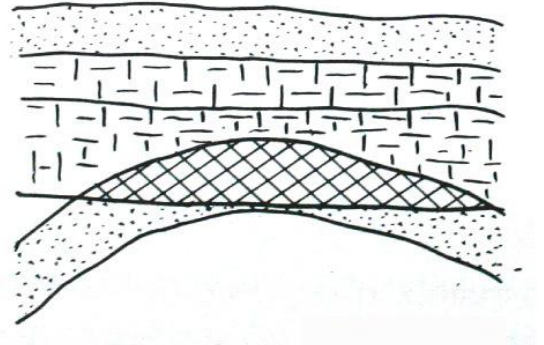


- Diziplina batzutan sailka daiteke:
 - Geodesia
 - Sismologia eta Lurraren barneko fisika
 - Meteorologia eta atmosferaren fisika
 - Geomagnetismoa
 - Itsas zientzia fisika
 - Bulkanologia eta Lurraren barneko kimika
 - Geoteknia
 - Ingeniaritza

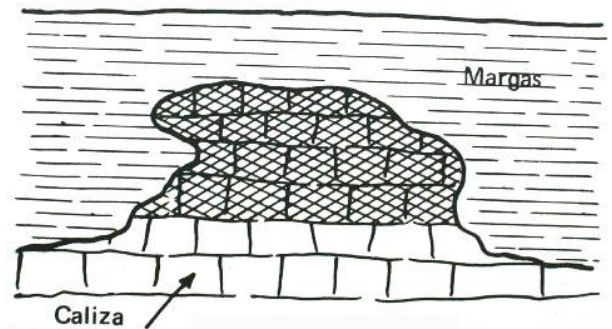
Ez dago akordiorik

1.2. Sailkapena:

- Geofisika purua (Lurraren fisika):
 - o Grabitatea, magnetismoa, elektrizitatea eta sismologiaren bitartez ikertzen ditu lurraren atalak (S-M-G).
 - o Batzuetan lurraren fisikarekin erlazionatuta dauden hainbat zientzia erabiltzen ditu.



- Geofisika aplikatua (prospekzio fisikoa):
 - o Geofisika puruaren aplikazioak:
 - Petroleo bilaketa
 - Meatzaritza
 - Hidrogeologia
 - Ingeniaritza geologikoa



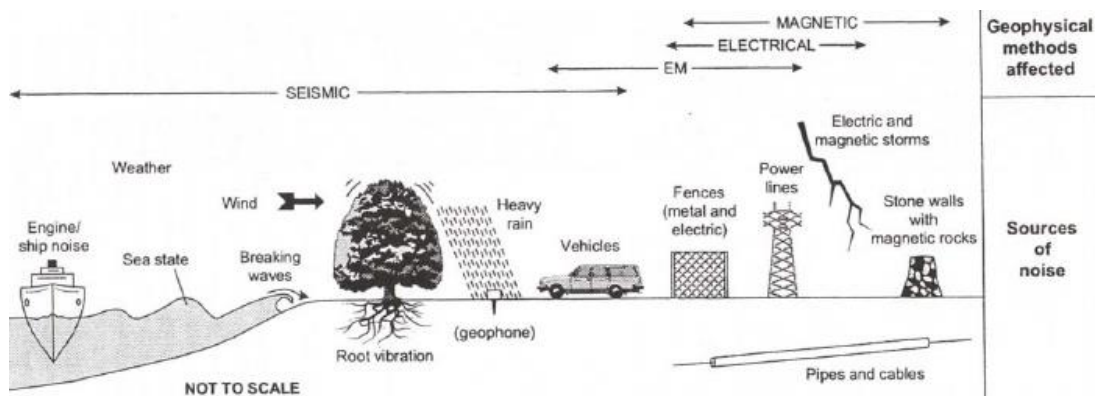
1.3. Abantailak/Mugak:

Abantailak

- Sakonean lurrari buruzko informazioa ematen digu. Adib.: sismikari esker lurra dituen parteak jakin ditzakegu (gainazala, mantua, nukleoa).
 - o Geologiak bakarrik gainazalaren lehenengo km-i buruzko informazioa ematen digu, 13km gehienez
- Kuantifikatu daitezkeen datuak ematen dizkigu. Adibidez zein sakoneratan aurki dezakegun diapiro bat, hidrokarburoak,...
- o Geologiak, oro har, ez digu horrelako daturik ematen
- Egiten diren geofisikako kanpainak geologian egiten direnak baino merkeagoak dira.

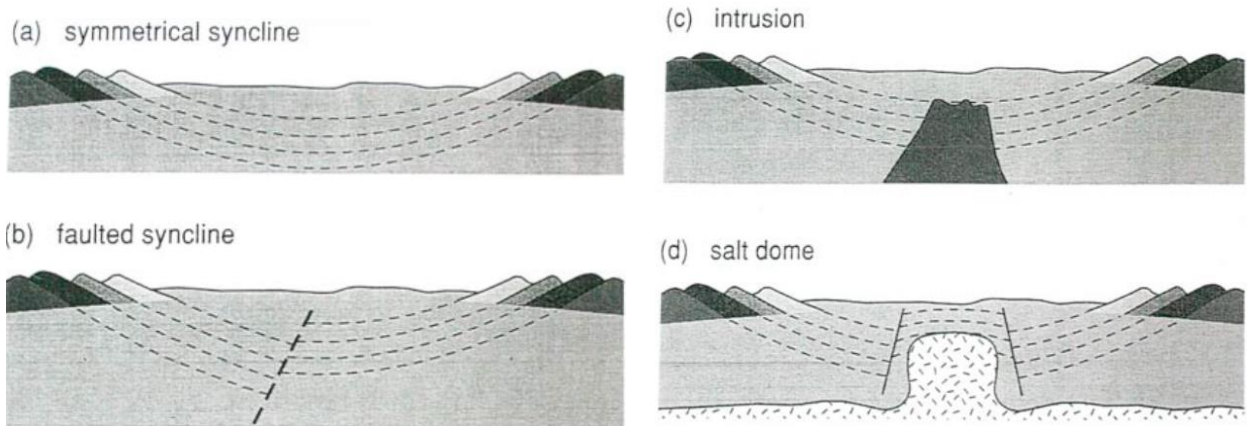
Desabantailak

- Propietate fisikoen kontrastea.
- Geofisika kanpaina batetik ateratzen diren datuak kontu handiz erabili behar ditugu → kantuan hartu behar dugu mola, nork eta zer nolako zehaztasunarekin hartu diren datuak (datuak ≠ zarata)



- Ateratzen den informazioak soluzio bat baino gehiago izan dezake
- Ebazpena

Geofisikak datu gehigarri interesgarriak ematen ditu, adibidez kartografian ikusi ezin direnak



1.4. Geophysics and geologist:

- The geologist should know enough physics to determinate what is realistic, and enough mathematics to evaluate the general magnitude of various effect
- The geologist with a strong geophysics background need not depend on geophysics to perform a simple calculations or interferences
- Stuctural and field geologist should be knowledgeable about crustal geophysical methods, such gravity, magnetism and exploration seismology

Geologiak eta geofisikak elkarren osagai izan behar dute

1.5. Metodo nagusiak:

Aktiboak

- Lurrari energia emanez materialek dauzkaten erantzuna neurtzen dute (sismika, geo-elekttrizitatea,...)

Pasiboak

- Finkoak eta naturalak diren edozein indar-eremuren aldaketak neurtzen dituzte (grabitatea, magnetismoa, radiaktibitatea,...)

Metodo aktiboak pasiboak baino emaitza hobeak ematen dituzte

Guk, geuk, lurrari ematen diogun indarra zein haren kokapena kontrola dezakegulako

A. Sismika

- Errefraktaturiko zein islatutako uhin sismikoen bidaia-debora neurtzen da → etenguneak (failak, estratifikazioa,...)
- Uhin sismikoen bidaia-denbora arroken dentsitatearen eta modulu elastikoaren arabera da

B. Grabimetria

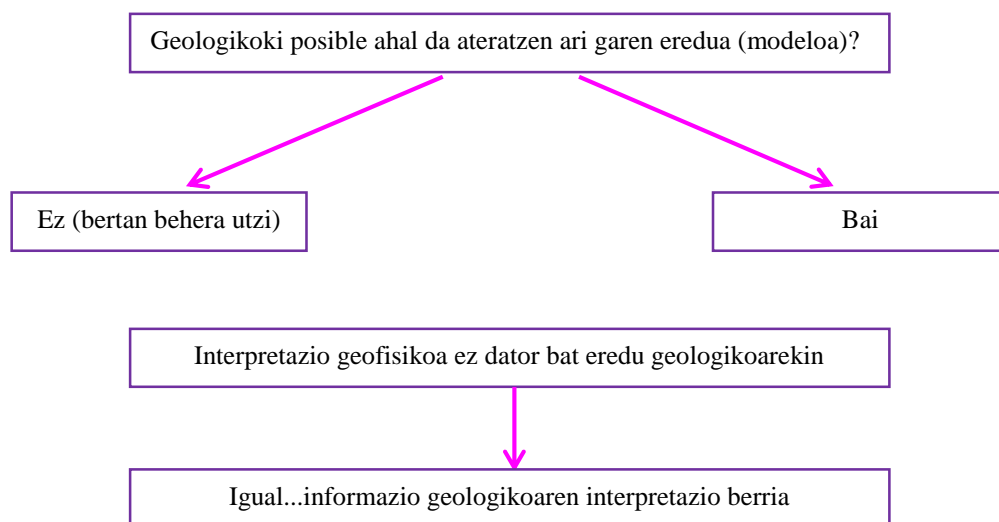
- Lurrazalean grabitate-eremuaren aldaketa neurtzen da
- Dentsitatearen arabera da. Gorputz bat sakonean zenbat eta dentsitate handiagoa eduki sortzen duen grabitate-anomaliaren balioa orduan eta handiagoa izango da

C. Magnetismoa

- Geomagnetismo eremuaren aldaketa neurtzen da. Aldaketa horiek sakonean magnetikoak diren mineralen presentzia adierazi dezakete (magnetita, pirrotina, ilmenita,...)
- Erremanentziaren (“hondar”) zein suszeptibilitate-magnetikoaren arabera da

D. Elektromagnetismoa, erresistibitate elektrikoa, polarizazio indutua, erradioaktibitatea, bero fluxua,...

- Aproposak diren egoeretan eta ondo erabiliz gero, informazio baliagarria emango digute
- Gaizki edo gehiegi (logika gabe) erabiliz gero, ez dira hain baliagarriak izango
- Gutxi dira soluzio bakarra ematen dizkiguten metodoak. Hori horrela da!



1.6. Geofisika-kanpaina baten plangintza:

- Zertarako erabili nahi dugu geofisika?
 - o Metodo geofisiko guztiak ez dira erabilgarriak edozein gauza edo ikerketa egiteko
- Arazoa konpontzeko adina datu dauzkagu
- Non egingo da prospekzioa
- Ikertzeko zonaren dimentsioak
- Heltzea zein sartzea erraza ahal da?
- Zein da gure aurrekontua?
- Zenbat denbora beharko dugu
- Izango dugun eguraldia
- Zer nolako zerbitzuak dauzkagu (ura, elektrizitatea, gasa)
- Non dauzkagu erietxe hubilenak?

1.7. Geofisikaren erabilera:

Urrengo grafikoen ikus daitezke ze metodo geofisiko erabiltzen da propietate fisiko ezberdinak determinatzeko eta ze aplikazio dauzkate esplorazio ezberdinetan:

Geophysical method	Dependent physical property	Applications (see key below)								
		1	2	3	4	5	6	7	8	9
Gravity	Density	P	P	s	s	s	s	!	!	s
Magnetic	Susceptibility	P	P	P	s	!	m	!	P	P
Seismic refraction	Elastic moduli; density	P	P	m	P	s	s	!	!	!
Seismic reflection	Elastic moduli; density	P	P	m	s	s	m	!	!	!
Resistivity	Resistivity	m	m	P	P	P	P	P	s	P
Spontaneous potential	Potential differences	!	!	P	m	P	m	m	m	!
Induced polarization	Resistivity; capacitance	m	m	P	m	s	m	m	m	m
Electromagnetic (EM)	Conductance; inductance	s	P	P	P	P	P	P	P	P
EM – VLF	Conductance; inductance	m	m	P	m	s	s	s	m	m
EM – ground penetrating radar	Permittivity; conductivity	!	!	m	P	P	P	s	P	P
Magneto-telluric	Resistivity	s	P	P	m	m	!	!	!	!

P = primary method; s = secondary method; m = may be used but not necessarily the best approach, or has not been developed this application; (!) = unsuitable

Applications

- 1 Hydrocarbon exploration (coal, gas, oil)
- 2 Regional geological studies (over areas of 100s of km²)
- 3 Exploration/development of mineral deposits
- 4 Engineering site investigations
- 5 Hydrogeological investigations
- 6 Detection of sub-surface cavities
- 7 Mapping of leachate and contaminant plumes
- 8 Location and definition of buried metallic objects
- 9 Archaeogeophysics

1.8. Gatz domo baten prospekzioa (adibidea):

Egitura geologiko baten prospekzioan hainbat método geofisiko erabili daitezke egitura ahalik eta gehien zeaztatzeko:

A. Anomalia grabimetrikoa:

Irudian ikusten diren zirkuluak ez dira sestra-kurbak, topografia irudikatzen dutenak, baizik eta gravitatea neurtzen duten unitatearen ekibalore zirkuluak. Erdialdean baloreak murriztu egiten dira, beraz dentsitate jeitsiera suposa dezakegu, gatzak arroak baino dentsitate gutxiago daukate.

B. Anomalia magnetikoa:

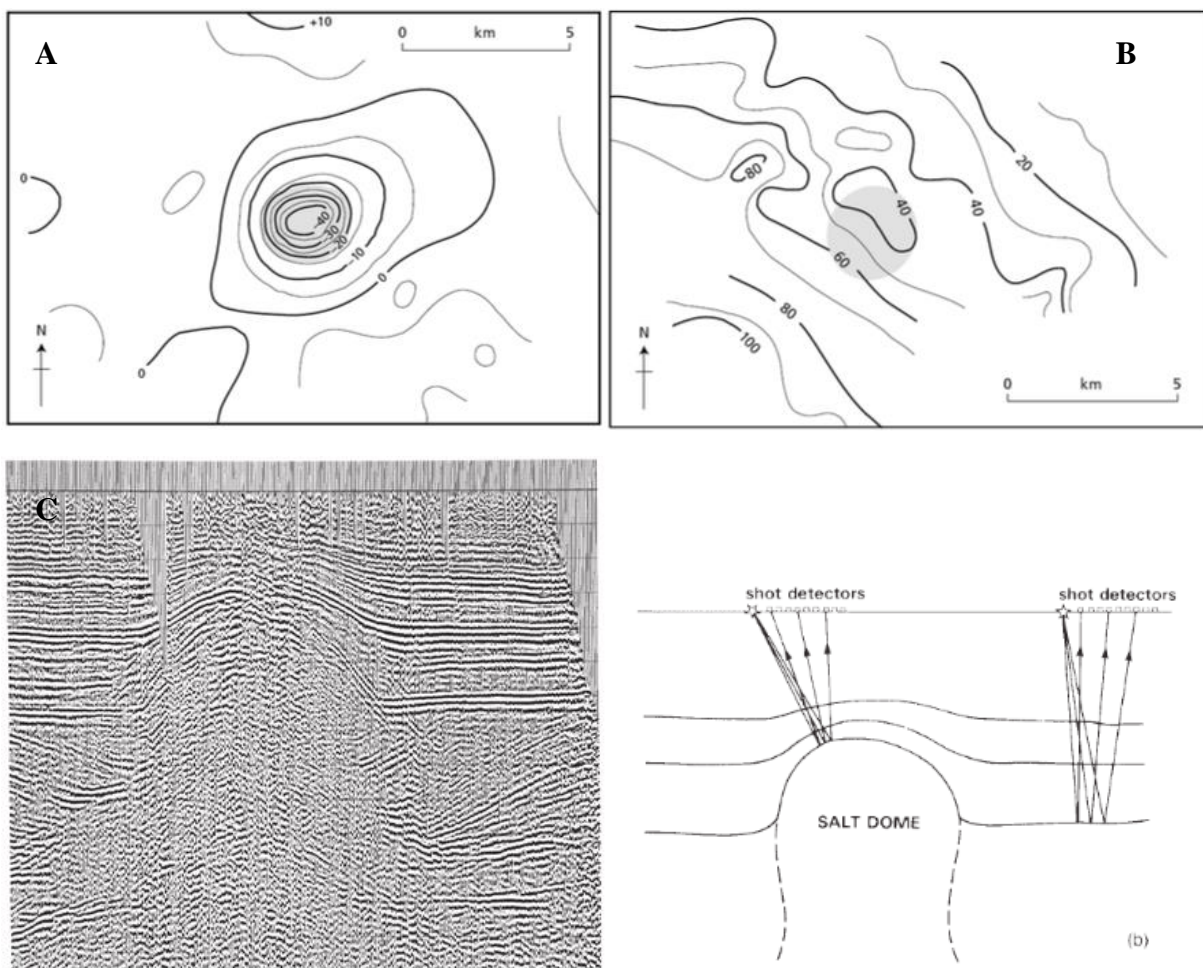
Kasu hau aurrekoaren berrina da baina lerroak beste unitateetan naurtzen dira, zonalde berdinean (Grisen markatua) anomalia bat baita ikus dezakegu.

C. Sismika:

Sismikak laguntzen digu diapiroaren morfologia ikusten.

D. Datu geologikoak (Geologoak garelako):

Geologoak izanda datu geologikoak baita oso garrantzitsuak dira inguruko geologia esagutzean zer aurkitu daiteke suposa dezakegu.



2.1. GAIA. Sismika.

2.1.1. Sarrera:

- Sismikak Lurraren zehar uhin mota desberdinak nola transmititzen diren ikertu egiten du.
- Erabilera: Eskualde baten barneko egitura antzemateko erabiltzen da ikasmetodo azkarra eta merkea da. Batez ere, hidrokarburoen bilaketan erabiltzen da → Sismika kanpaina batetik ateratzen den profil-sismikoa, uhinen bidez ateratako interpretazio bat besterik ez da.

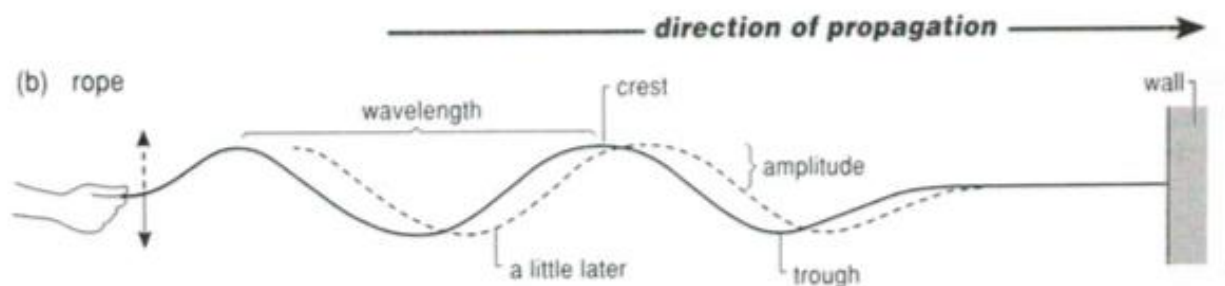
Zertan datza sismika?

- Lurrazalean leherketa baten bidez (mailu baten bidez...) uhin sismikoak eragiten dira (Energia iturri batetik arroken zehar deformazio elastikoaren energiaren transmisioa adierazten du).
- Geruzen arteko dentsitate kontrastea txikia denez, ia eragindako energia sismiko guztia transmititu egingo da. Transmititzen ez dena, hau da, islatutakoa da guk erabiliko duguna.
- Uhin islatuek, sismografo bidez lurrazalean erregistratuko ditugu profil-sismikoak sortuz.

2.1.2. Uhinak:

- **Uhin-luzeera (λ -Lambda):**
 - Fasean dauden bi gorputzen/sinuen edota bi konpresio/estentzio zonen arteko distantzia.
- **Uhin-amplitudea (uhin altuera):**
 - Bi inflexio-puntu lotzen dituen lerroaren eta gontzaren arteko distantzia.
- Periodoa (Maiztasuna):
 - Ziklo baten bidaia-denbora (seg.).
- **Uhin-frekuentzia:**
 - Segundu batean puntu finko batetik igarotzen diren gontz/sinuan edo konpresio/estentzio zonan (Hz, Hertz, oszilazio edo ziklo segunduko). $f=1/T$
- **Uhin-abiadura:**
 - Abiadura = Frekuentzia x uhin-luzeera

$$V = f \times \lambda \rightarrow \text{Km/s} = \text{Hz} \times \text{Km}$$



Adibidea:

- Zein izango da uhin baten uhin-luzeera, bere abiadura 2Km/s-koa (7200Km/h) eta frekuentzia 10Hz-koa bada?:

$$V = f \times \lambda \rightarrow \text{Km/s} = \text{Hz} \times \text{Km}$$



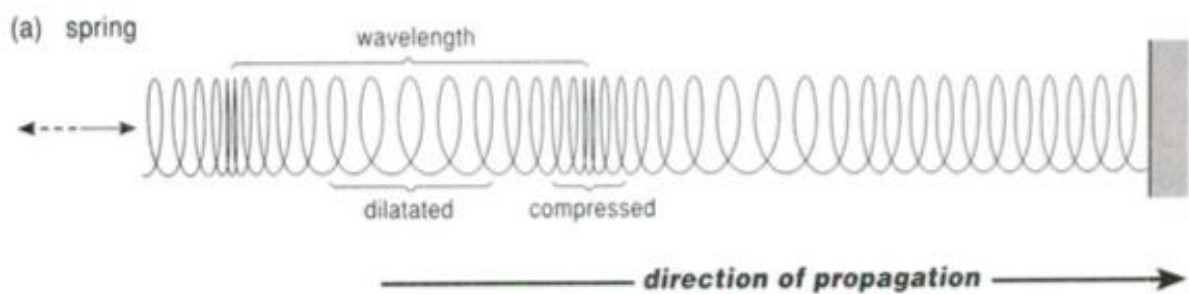
$$\lambda = V/f = 2\text{Km/s} / 10\text{Hz} = 0,2\text{Km}$$

Abiadura handiko uhinak

Uhin uhin-luzeera jeruza askoren potentzia baino handiagoa izaten dira.

Profi sismikoen doitasun eza (Geruzak detektatzeko arazoak)

- *Malgukia (Luzatu/laburtu) → spring*



- *Soka (Astindu) → rope*

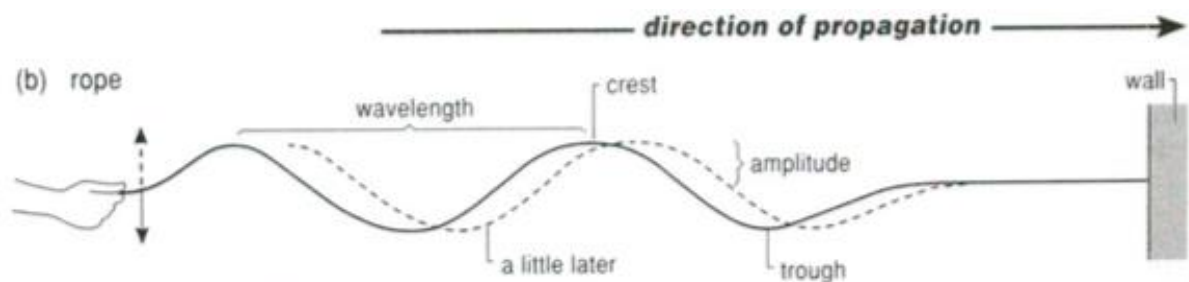
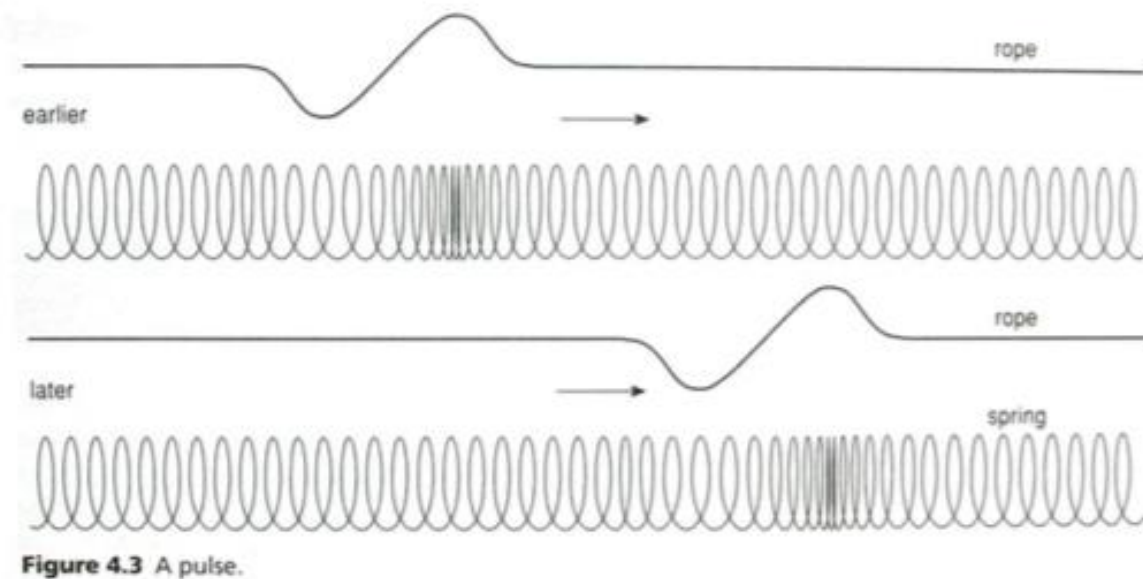


Figure 4.1 Waves along a spring and a rope.

- **Pultsu sismikoa (“Pulse”):**

- ➔ Uhin sismiko osatutako uhin multzo laburra ➔ inguru homogeneo batean hedatzen bada, pultsoaren abiadura norabide guztietan izango da.

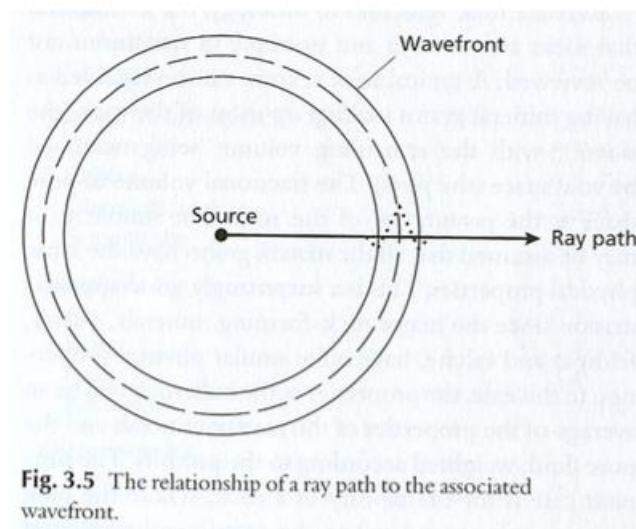


- **Uhin-fronte (“Wave front”):**

- ➔ Denbora berean pultsoa ailegatzen den puntuetara lotzen dituen gainazal erresultantea (3D, 2D). Ingurua homogeneoa bada abiadura berdina izanda, puntu guztien erresultantea esfera (3D) edo zirkuntzerentzia (2D) bat izango da.

- **Izpi sismikoa (“Ray”):**

- ➔ Energia sismikoaren progradazio-norabidea; uhin frontearekiko perpendikularra dena.
- ➔ Uhinek zein izpiek energia iturriaren kanporantz bidaiatuko dute.
- ➔ Ez dute benetako esanahirik edukiko ➔ uhinen progradazio norabidea hobeto ulertzeko erabiliko dira.



2.1.3. Uhin motak:

- **Gorputz-uhinak (“Body waves”):**

- Elastikoak diren arroka gorputzetatik hedatu egiten dira.

A. Konpresio-uhinak (P-uhinak; Luzerako uhinak; Oinarrizko uhinak)- “Malgukiak”:

- Abiadura handiena duten uhinak dira → lehenak sismografora heltzen.
- Arroka-gorputzetan konpresioa zein dilatazio elastikoa eragiten dute- konpresio eta dilatazioaren norabidea uhin sismikoaren transmisioaren norabidearekiko paraleloa da.
- Uhina gorputz horretan zehar igarotzen den bitartean konpresioa zein dilatazioa mantendu egingo dira.
- Elastikotasun modulua eta dentsitatea dira uhinen abiadura baldintzatzen duten parametro nausiak.

$$V_p = \left(\frac{K + 4/3G}{\rho} \right)^{1/2} = \left(\frac{\Psi}{\rho} \right)^{1/2} \approx \left(\frac{E}{\rho} \right)^{1/2}$$

K= Bulk modulua.

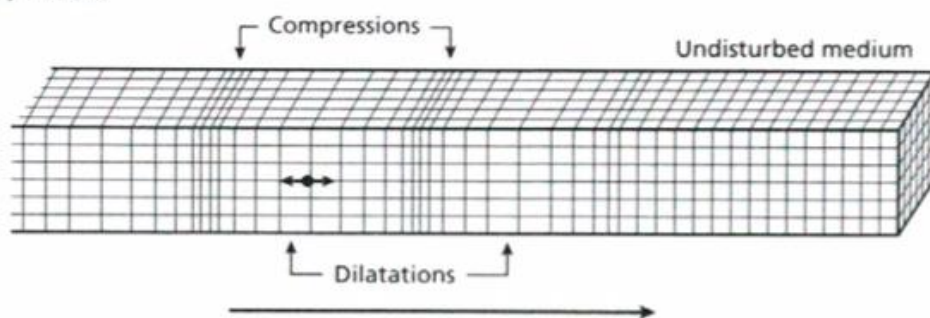
G=Gogortasun modulua.

Ψ= Axial modulua.

E=Young modulua.

ρ= Dentsitatea

(a) P-wave

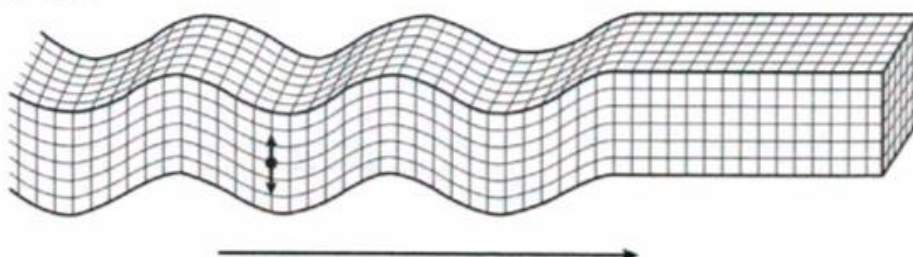


B. Zizaila-uhinak (S-uhinak; Zeharkako uhinak; bigarren mailako uhinak)- “Sokak”:

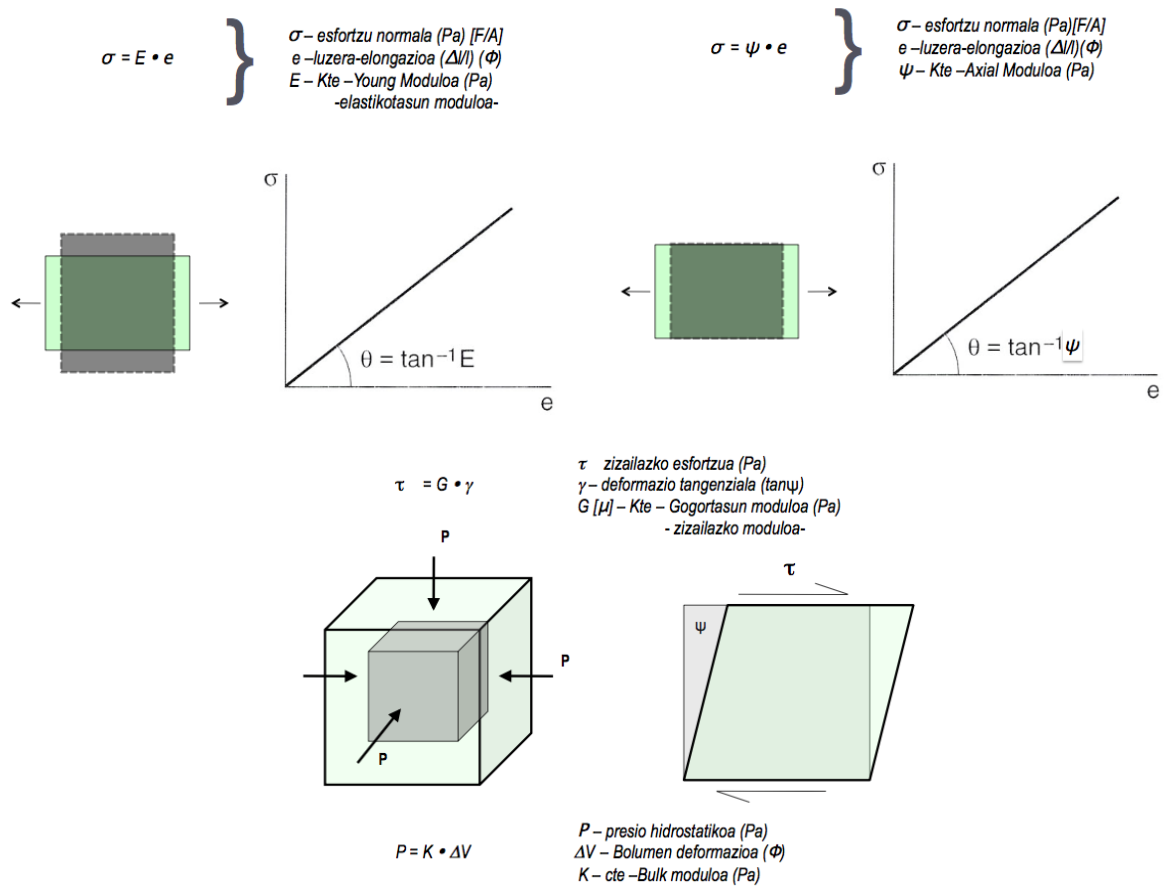
- P-uhinen abiadura baino txikiagoa da → $V_s \approx 2/3 V_p$.
- Arroka-gorputz baten partikula guztiek egiten dute mugimendua uhin sismikoaren transmisioarekiko perpendikularra izango da.
- Likidoetan EZ DIRA TRASMITITUKO (Likido baten elastikotasun modulua 0 baita).

$$V_s = \left(\frac{G}{\rho} \right)^{1/2}$$

(b) S-wave



PARENTESIA → Portaera elastikoa (Estruktu apunteak):

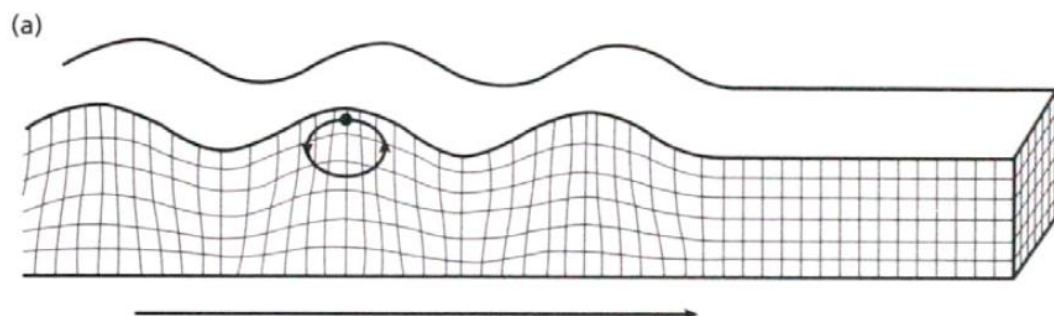


• **Azal-uhinak (“Surface waves”):**

- Arroka-gorputz mugatik edota arroka-gorputzen arteko mugatik hedatu egiten dira.

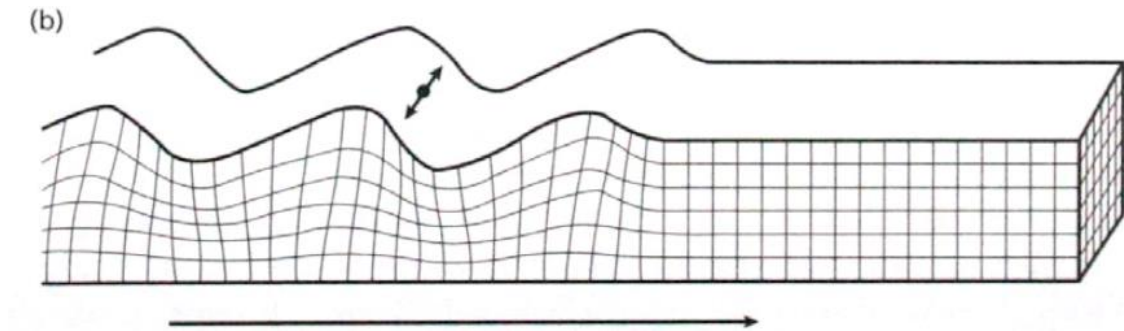
A. Raileigh-uhin (R-uhinak):

- Arroka gorputz baten partikula guztiek duten mugimendua eliptikoa izango da. Mugimendua gainazalarekiko perpendikularra den plano batean gertatzen da uhin sismikoaren transmisioaren norabidearekiko paralelo izango da.
- Partikulen mugimenduaren noranzkoa eta uhin sismikoaren transmisioarena kontrakoak izango dira (“itzulera-uhin” → “Retrograde”).
- $V_R \approx 0,9 V_s$.



B. Love-uhin (L-uhinak):

- Arroka-gorputz baten partikula guztiek duten mugimendua lineala izango da eta uhin sismikoen norabidearekiko perpendikularra.
- $V_{S-Top} < V_L < V_{S-Bot}$

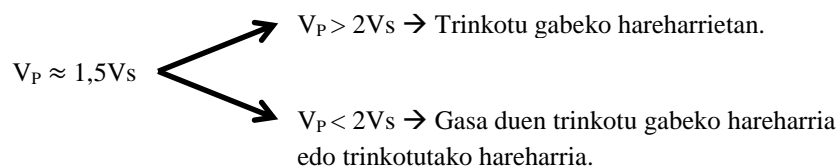


2.1.4. Arroken uhin-abiadura:

- **Uhin abiadura:** Energia sismikoa arroka-gorputza zeharkatzen duenean hartzen duen abiadura.
- **Partikula abiadura:** Uhin baten eraginez, gorputz bateko partikulek hartzen duten abiadura

Uhin abiadura \neq Partikula abiadura

- **Zeren araberakoa izango da uhin-abiadura?:**
 1. Elastikotasun modulua.
 2. Konposizioa.
 3. Porositatea.
 4. Egitura.
 5. Likido kopurua.
- Garrantzitsua da arroketan uhinek duten abiadura jakitea, zergatik?:
 1. Arroka motari buruzko informazioa ematen digu.
 2. Auhinen abiadura-denbora datuak sakoneran bihurtzeko.
- Laborategian arrokekin egindako esperimenduek uhinak arroketan duten abiadurari buruzko honako emaitzak ematen dizkigute:
 - A. P-uhinen abiadura konfinatze-presioarekin haunditzen da.
 - B. Arroka mota batzuetan (Hareharriak eta Kareharriak) P-uhinen abiadura sakonerarekin eta adinarekin gehitzen da (trinkotze/dentsitate/zementazio).
 - C. Harri sedimentarioak (Hareharriak adibidez) gasa/likidoa edukiz gero, V_p eta V_s -ren arteko erlazioa txikitu egingo da.



Ezkerreko taulan arroka ezberdinen P uhinen abiadura ezberdinak ikusten dira, uhin hauen abiadura jakinda posible da jakitea zer nolako arroka daukagun lurrazpian. Eskumako grafikoan hareharri eta kareharri baten P uhinen abiaduraren aldaketa porositatearen arabera: portzentaiaik aire portzentailak dira, portzentailak murritzut egiten dira poro gutxi badaude edo hauek likidoz beteak badaude (laborategiko esperimentua da).

Table 3.1 Compressional wave velocities in Earth materials.

	v_p (km s ⁻¹)
<i>Unconsolidated materials</i>	
Sand (dry)	0.2–1.0
Sand (water-saturated)	1.5–2.0
Clay	1.0–2.5
Glacial till (water-saturated)	1.5–2.5
Permafrost	3.5–4.0
<i>Sedimentary rocks</i>	
Sandstones	2.0–6.0
Tertiary sandstone	2.0–2.5
Pennant sandstone (Carboniferous)	4.0–4.5
Cambrian quartzite	5.5–6.0
Limestones	2.0–6.0
Cretaceous chalk	2.0–2.5
Jurassic oolites and bioclastic limestones	3.0–4.0
Carboniferous limestone	5.0–5.5
Dolomites	2.5–6.5
Salt	4.5–5.0
Anhydrite	4.5–6.5
Gypsum	2.0–3.5
<i>Igneous/Metamorphic rocks</i>	
Granite	5.5–6.0
Gabbro	6.5–7.0
Ultramafic rocks	7.5–8.5
Serpentine	5.5–6.5
<i>Pore fluids</i>	
Air	0.3
Water	1.4–1.5
Ice	3.4
Petroleum	1.3–1.4
<i>Other materials</i>	
Steel	6.1
Iron	5.8
Aluminium	6.6
Concrete	3.6

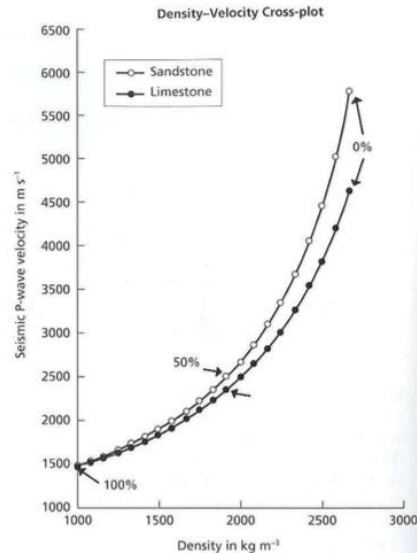
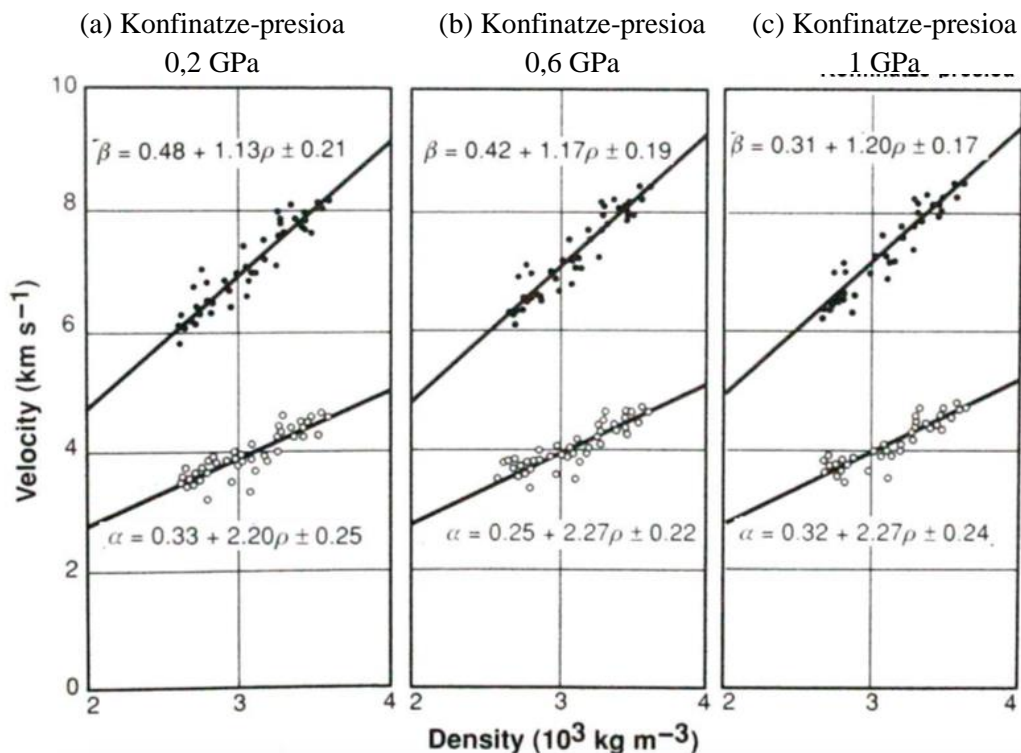


Fig. 3.6 The relationship of seismic velocity and density to porosity, calculated for mono-mineralic granular solids: open circles – sandstone, calculated for a quartz matrix; solid circles – limestone, calculated for a calcite matrix. Points annotated with the corresponding porosity value 0–100%. Such relationships are useful in borehole log interpretation (see Chapter 11).

- **Birch-en legea:** $y = mx + b \rightarrow v = ap + b$



Konfinatze-presio ezberdinetan arrokek ezberdin portatzen dira \rightarrow malda ezagututa eta ebaketa puntua, edozein dentsitatean arrokari dagokion abiadura kalkulatzeko posible da (konfinatze-presio ezberdinetan).

2.1.5. Energia sismikoaren indargabetzea:

- Iturri sismiko batean eragindako energia guztia iturritik kanpora hedatzen da.
- Energia iturritik zenbat eta urrunago egonorduan eta pultsuak izango duen energia kantitatea txikiagoa izango da.
- Uhin-frontearen m^2 -k izango duen energia:

$$E_{m^2} = \frac{E_0}{4\pi r^2} \quad E \approx A^2$$

- Ingurunea guztiz elastikoa ez bada, arrokek energia xurgatu egingo dute (xurgatze-kefizientea).

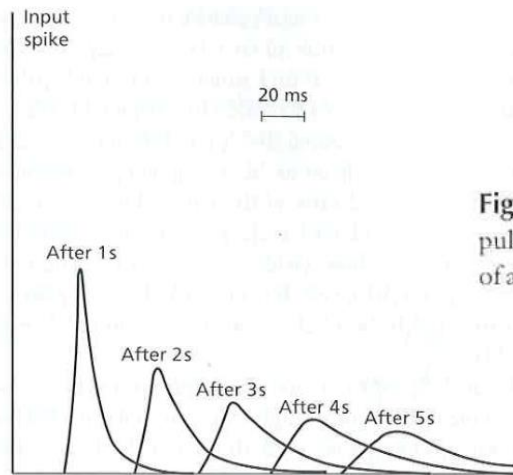


Fig. 3.7 The progressive change of shape of an original spike pulse during its propagation through the ground due to the effects of absorption. (After Anstey 1977.)

2.1.6. Xurgatze-koefizientea (α):

- Uhin luzeera baten balio bereko distantzian hedatutako uhinak galtzen duen energia sismikoaren kopurua (erlazioa).
- Arrokek normalean xurgatze koefizientea: xurgatze koefizientea alderantziz proportzionala da hedatuko den luzeerarekiko (λ):

$$0,25 < \alpha < 0,75 \quad \text{dB} / \lambda \quad (\text{Dezibelioak/uhin luzeera})$$

$$\text{dynamic range} = 10 \log_{10} (E_{\text{Max.}}/E_{\text{Min.}}) = 10 \log_{10} (A_{\text{Max.}}/A_{\text{Min.}})^2 \quad [\text{dB}]$$

- Adibidea:
 - 2 Km/s-ko eta 100 Hz-ko uhin-sismiko bat 0,5 dB duten arroketan hedatzen da. Kalkulatu zenbatekoa izango da xurgatu egingo duten energia 200 m-ko bidaia batean:

$$v = f \times \lambda \rightarrow \lambda = 2\text{Km/h} / 100\text{Hz} = 0,02 \text{ Km (20m)}$$

(Hiruko erregela)

$$20\text{m} \rightarrow 0,5\text{dB}$$

$$200\text{m} \rightarrow X$$

$$x = 5\text{dB} \rightarrow (A_{\text{Max.}}/A_{\text{Min.}}) = 1,778$$

2.1.7. Gainazalarekiko perpendikularra den izpi erasotzailearen islapena eta transmisioa:

- Medio baten V_1 abiaduraz hedatzen den izpi bat. Lehenengo medioa ρ_1 du eta bigarrena ρ_2 ($\rho_1 \neq \rho_2$). Interfasera heltzean, izpia islatu egingo da bertikalarekiko 0° eginez (paralelo), berez izpia perpendikularki igorri delako interfasearekiko. Bada beste izpi bat hedatu egiten dena bigarren medioan. Hedatutako eta islatutako izpiek anplitude txikiagoa izango dute igorritako izpiarekin konparatuz. Ez ditugu balio absolutuak kalkulatu, baina guk badakigu:

$$A_0 \text{ (igorritako izpiaren anplitudea)} > A_{\text{islatu}}$$

$$A_0 > A_{\text{hedatu}}$$

- Islatzeko-koefiziente**a (soinu-impedantzia (z) = $\rho \times V$) $\rightarrow R$ (reflection): bi anplitudeen arteko erlazioa.

$$R = \frac{A_1}{A_0} = \frac{v_2 \rho_2 - v_1 \rho_1}{v_2 \rho_2 + v_1 \rho_1} = \frac{z_2 - z_1}{z_2 + z_1} \rightarrow R' = \frac{I_1}{I_0} = \left[\frac{v_2 \rho_2 - v_1 \rho_1}{v_2 \rho_2 + v_1 \rho_1} \right]^2 = \left[\frac{z_2 - z_1}{z_2 + z_1} \right]^2$$

- Trasmisio-koefiziente**: T (transmission): hedatutako uhinari dagokion A_2 igorritako uhinaren anplitudearekiko (A_0).

$$T = \frac{A_2}{A_0} = \frac{2v_1 \rho_1}{v_2 \rho_2 + v_1 \rho_1} \rightarrow T' = \frac{I_2}{I_0} = \frac{4(v_1 \rho_1 \times v_2 \rho_2)}{[v_2 \rho_2 + v_1 \rho_1]^2}$$

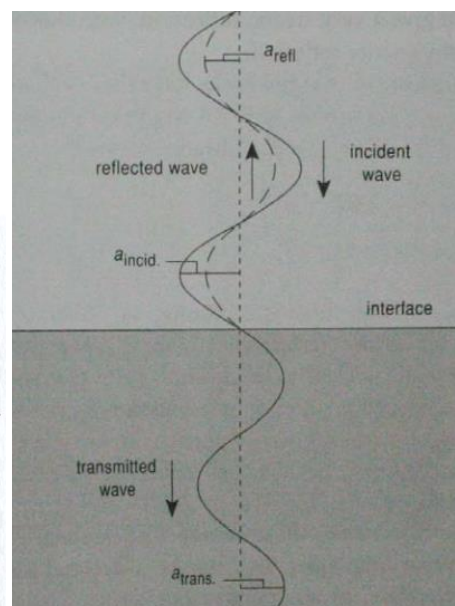
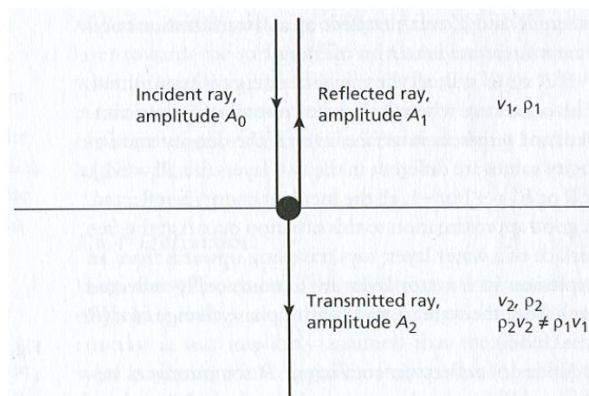
$R \rightarrow$ Anplitudeak erlazionatzen ditu, soinu impedantziaren (z) arabera.

$R' \rightarrow$ Energiak erlazionatzen ditu, baita ere soinu impedantziaren arabera.

T eta T' berdin baina transmititutako uhinarentzat.

Zenbat aldiz handiagoa edo txikiagoa izango den adierazten dute (erlazioak). Beraz ez dute unitaterik.

Medioa guztiz homogeneoa eta isotropoa bada eta flexio indarrak sortzen ez baldin badira, energia kontserbatu egingo da eta ondorioz: $R' + T' = 1$



2.1.8. Izpi erasotzaileak, islatuak (reflected) eta hedatuak (refracted):

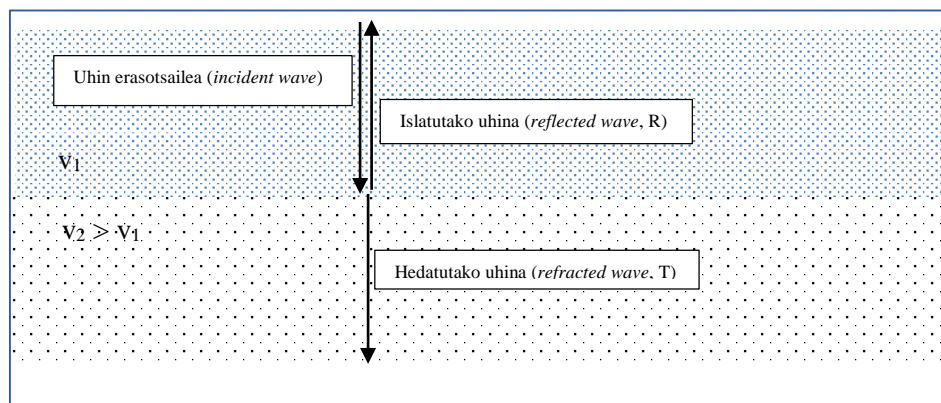
- Gainazalarekiko perpendikularra den izpi erasotzailearen islapena eta transmisioa (hedapena):

Adibideak:

- 1) Bi geruza ditugu: goiko geruzak $v_1 = 2 \text{ km/s}$ eta $\rho_1 = 2,05 \text{ Mg/m}^3$ eta azpiko geruzak $v_2 = 6 \text{ km/s}$ eta $\rho_2 = 2,8 \text{ Mg/m}^3$. Kalkulatu bi geruzen arteko interfaseak emango duen R, T, R' eta T' Mg: Milioi gramu = tona

$$R = \frac{A_1}{A_0} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad \text{eta} \quad R' = \frac{I_1}{I_0} = \left(\frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \right)^2$$

$$T = \frac{A_2}{A_0} = \frac{2 \times Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad \text{eta} \quad T' = \frac{I_2}{I_0} = \frac{4 \times Z_1 \times Z_2}{(Z_2 + Z_1)^2}$$



$$R = \frac{A_1}{A_0} = 0,608 \quad ; \quad T = \frac{A_2}{A_0} = 0,392$$

$$R' = \frac{I_1}{I_0} = 0,369 \quad ; \quad T' = \frac{I_2}{I_0} = 0,631$$

→ Uhin erasotzailearen energiaren (energia erlazioak R' eta T' dira) %37a islatuko da eta %63a hedatuko da.

- 2) Bi geruza ditugu: goiko geruzak $v_1 = 3,3 \text{ km/s}$ eta $\rho_1 = 2,4 \text{ Mg/m}^3$ eta azpiko geruzak $v_2 = 3 \text{ km/s}$ eta $\rho_2 = 2,64 \text{ Mg/m}^3$. Kalkulatu bi geruzen arteko interfaseak emango duen R, T, R' eta T'

$$R = \frac{A_1}{A_0} = 0 \quad ; \quad T = \frac{A_2}{A_0} = 1$$

$$R' = \frac{I_1}{I_0} = 0 \quad ; \quad T' = \frac{I_2}{I_0} = 1$$

→ Uhin erasotzailearen energia guztia hedatuko da

- **Gardner et al. (1974) eta Meckel & Nath (1977)** autoreek beste era batera emaitza berak lortzeko modua aurkitu zuten: konturatu ziren R-ren balio (ggg) lortu zitekeela abiadurak izanda

$$R \approx 0,625 \ln\left(\frac{v_1}{v_2}\right)$$

- **Laburbilduz:**

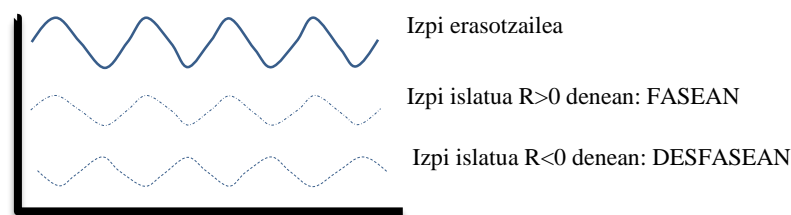
a. R edo $R' = 0$ denean

- Energia guztia **hedatuko** da
- Geruzek ez dute soinu inpedantzia (Z) kontrasterik izango, hau da, $Z_1=Z_2$ izango da (aurreko adibideetan bigarren kasua)

b. R edo $R' = \pm 1$ denean

- Energia guztia **islatuko** da
- $Z_1 \approx 0$ da
- Oihartzuna (ekoa) deritzon fenomeno

c. Beraz, balioak -1tik, +1era doaz eta R-k hartuko duen balioa positiboa edo negatiboa denaren arabera, islatutako uhinak fasean edo desfasean egongo dira erasotzailearekiko



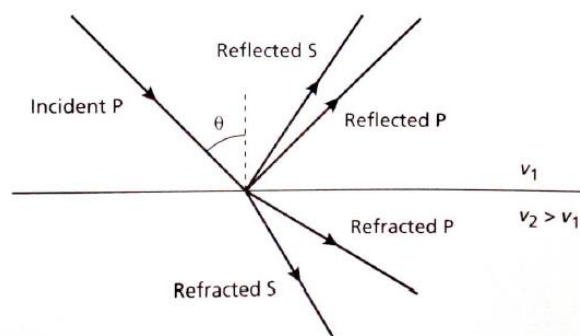
- Oro har, $R_{\text{arrokak}} < \pm 0,5$, baina gehienetan $R_{\text{arrokak}} < \pm 0,2$ izango da.

• **Gainazalarekiko zehar den izpi erasotzailearen islapena eta hedapena:**

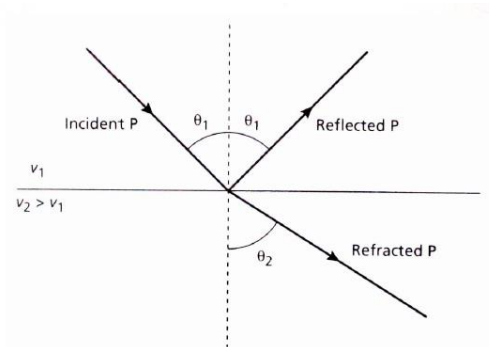
- Soinu inpedantzia (Z) kontrasteak dauzkaten geruzen arteko kontaktua (interfasea) P uhin batek erasotzen badu, bitan banatu eta islatutako eta errefraktatutako P-uhinak sortzen dira. Gainera, P uhin erasotzailearen energia sismikoaren zati txiki bat islatuko da eta errefraktatutako eta islatutako S uhinetan bilakatuko da.

- P izpiak direnez helduko diren lehenengoan, S izpiak ez ditugu kontuan hartuko eta beraz...

- o **P izpi islatuak:** izpi erasotzailearekin konparatuz, norabidea aldatzen duen islatutako izpia. Gainazalarekiko perpendikularra den lerroarekin izpi erasotzaileak zein izpi islatuak angelu berbera osatuko du.



- **P izpi errefraktatuak:** izpi erasotzailearekin konparatuz, norabidea aldatzen duen hedatutako izpia.



Zenbatekoa izango da P izpi errefraktatuaren eta gainazalarekiko perpendikularra den lerroaren arteko angelua (θ_2) ?

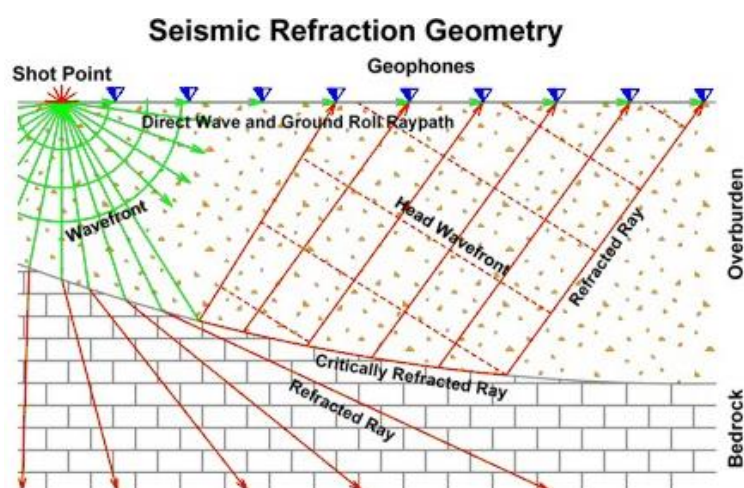
→ **Snell-en legea:** Errefrakzio legea

$$\frac{\sin \theta_1}{v_1} = \frac{\sin \theta_2}{v_2} \quad \rightarrow \quad \frac{\sin \theta_{\text{eraso}}}{v_{\text{eraso}}} = \frac{\sin \theta_{\text{errefra}}}{v_{\text{errefra}}}$$

- Izpi erasotzaileak sortzen dituen izpien bitartez profil sismiko mota bi egin daitezke: **errefrakzio profilak eta islapen profilak.**

Baina zelan da posible errefrakzio profilak egitea, gainazalean izpi errefraktatuen seinalea jasotzea alegia, izpi horiek etengabe beherantza badoaz?

Izpi erasotzailea errefraktatuan bilakatzean, azpiko geruzan hedatzen hasiko da. Izpi erasotzailea interfase batekiko paralelo hedatzen hasi daiteke. Paraleloki hedatzen ari den izpi horren abiadura interfasearen gainetik dagoen geruzaren abiadura baino handiagoa denez ($v_2 > v_1$), perturbazioak eragingo ditu goiko geruza horretan eta perturbazio horiek talka uhinak (*shock waves*) sortuko dira. Gainazalean talka uhinak neurtuko dira eta horiei esker jasoko dira errefrakzio uhinen seinaleak.



- **Errefrakzio angelu kritikoa:** Izpi erasotzaileak bertikalarekiko osatu behar duen angelua, sortutako izpi errefraktatua interfasearekiko paralelo joan dadin.
 - Angelu honekin errefraktatuko diren uhin guztiek, gainazalarekiko perpendikularra den lerroarekin 90° osatuko dute. Gogoratu, P uhin errefraktatuen hedapen gainazala bi geruzen arteko kontaktua izango dela.
 - Errefraktatutako izpi horien angelua, erasotzailearen izpiaren berdina izango da leku guztietan. [goiko irudia eskematikoa da]. Kontuan hartu behar da $V_{\text{eraso}} > V_{\text{errefra}}$ ($V_1 > V_2$) azken ekuazioa ezinezkoa dela ($\arcsin(>1)$ ez da existitzen) eta ez dela errefrakzio kritikorik izango (kalkulagailuan eginda Math Error ematen du).

$$\frac{\sin \theta_{\text{eraso}}}{v_{\text{eraso}}} = \frac{\sin \theta_{\text{errefra}}}{v_{\text{errefra}}} \quad \text{eta} \quad \sin \theta_{\text{errefra}} = \sin 90 = 1 \text{ denez}$$

$$\frac{\sin \theta_{\text{eraso}}}{v_{\text{eraso}}} = \frac{1}{v_{\text{errefra}}} \quad \text{beraz,} \quad \theta_{\text{eraso}} = \sin^{-1}\left(\frac{v_{\text{eraso}}}{v_{\text{errefra}}}\right)$$

- P-uhin errefraktatu hori bere errefrakzio angelu kritikorekin lurrerantz (gorantz) berriro zuzenduko da. Beraz, iturritik interfasera doan angelu erasotzailea (kritikoa) eta interfasetik geofonora doan izpiaren angelua berdina izango dira.

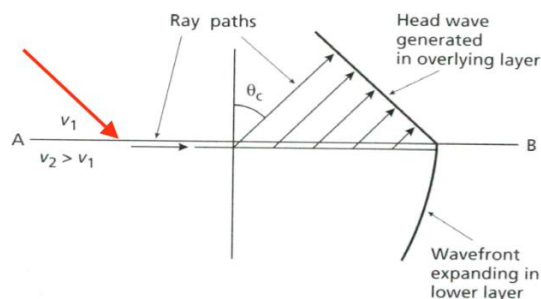


Fig. 3.11 Generation of a head wave in the upper layer by a wave propagating through the lower layer.

- **Talka-uhina** (“Shoke-wave”): Uhinaren abiadura (v_2) medioarena (v_1 eta v_2 , interfasean dagoelako) baino handiagoa denez ($v_2 > v_1$) talka-uhin bat sortzen da (hegazkinak soinu-barrera gainditzen dutenean bezala) eta errefraktatutako izpiak lurzorurantz zuzentzen dira.

2.1.9. Tresnak eta teknikak sismikan:

Uhinei dagozkien seinaleak detektatzeko hainbat tresna erabiltzen dira. Trasna hauek bakarrik jasotzen dituzte bidaia denborak, eta horrekin izango da lan egin beharko duguna. Golpea ematen dugunetik, hargailuetara seinalea heltzen tardatzen duen denbora erregistratu egiten dute, kronometroak dira.

Ez ditugu uhinen ibilbideak kontrolatzen baina bai kontrolatzen ditugu geofonoen arteko distantziak eta erregistratzen dituzten denborak. Datu hauekin lan egiten ondorioztatu egingo ditugu uhinen ibilbideak.

Datu hauek hartzeko geofonoak lerrokatu egiten dira datuak jasotzeko baina... nonbait sortu behar dira uhinak. Uhinak sortzeko ahinbat metodo daude, erabilienetakoa eta merkeena plaka bat jartzea eta mailu batekin jotzea da, abantaila moduan diru aurrezte da, baina uhin potentzia oso txikia da eta hainbat alditan (lekuetan) sortu behar dira uhinak datu nahikoak eukitzeko. Beste metodo batzuk lehergaiak dira, gareztiagoak baina eraginkorragoak uhinak sortzen. Puntu honetan komentatzeko interesgarria da uhinen lambda eta geruzen potentzien arteko erlazioa, baina geroago egingo da.

Tresnariarekin jarraitzeko, behin uhinak sortuak plaka eta mailuarekin (edo denadelakoarekin) hauek lurretik garraiatuko dira eta lurrazalera bueltatuko dira, non hauen presentzia jaso beharko dugu datuak izateko. Horetarako erabiltzen dugun tresnarik erabilena geofonoa da. Geofonoak barneko partean elektroiman bat daukate, uhin sismikoak geofonora heltzean bibrarazi egiten dute eta bibrazio hau korrante elektriko bat sortzen du, hau piko bat sortzen du, hau izango da erabiliko dugun datua.

Dena ordenagailu batera konektatu egiten da datuak gorde eta prezesatu ahal izateko. Hau posible egiteko geofono eta plaka guztiak kable bidez konektatuak egon behar dira.

Datu guztiak denbora Vs distantzia grafikoetan kokatzen dira. Distantzia geofonoen kokapena ematen du eta denbora geofonoetara heltzen diren seinaleen denbora.

Uhin sismikoak eratzeko forma ezberdinak daude eta bakoitzak ezaugarri ezberdinak ditu. Erabiltzen dugun uhin sismiko iturria ezaugarri berezi batzuk eduki behar ditu:

- 1- Sortzen dugun uhina energia nahikoa izan behar du egin nahi gugun profilean seinalea ikusi ahal izateko. Energia txikia baldin bada arroken xurgapenagatik geofono urrunetara ez da energiari helduko eta z dituzte datuak emango.
- 2- Sortzen dugun energia kontzentratua egon behar da uhin sismikoaz.
- 3- Sortzen dugun uhina behin baino gehiagotan era berdinean errepikatu egin beharko dugu.
- 4- Iturria segurua izan behar da eta ingurumenarekiko jasangarria.

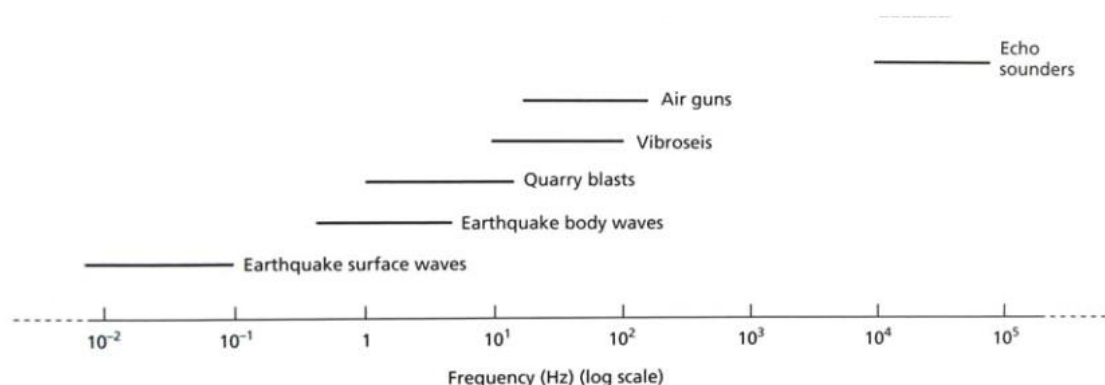
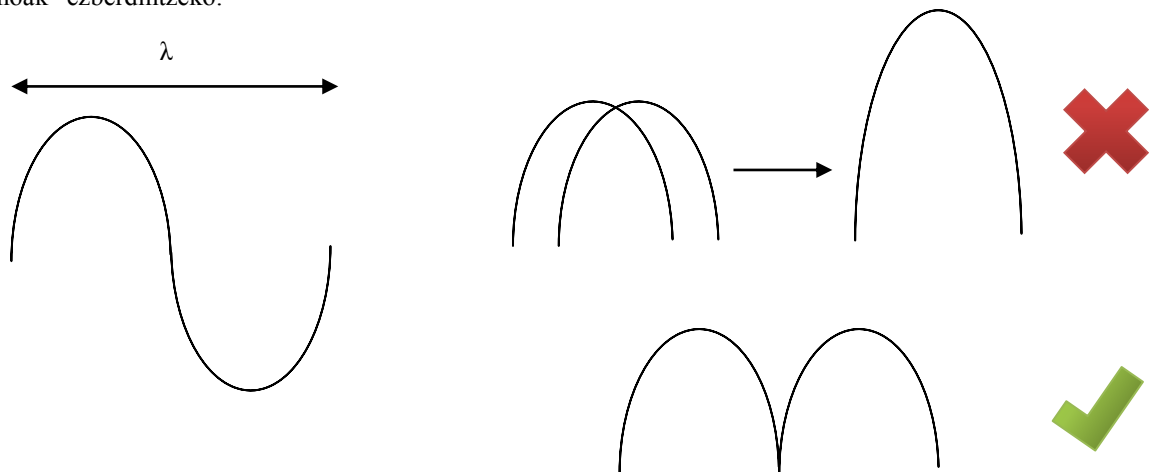


Fig. 3.14 The seismic/acoustic spectrum.

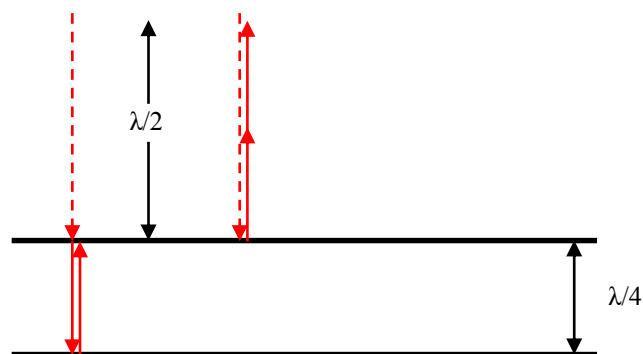
Sortzen ditugun uhinen uhin-luzeera (λ) eta detektatu nahi ditugun geruzen lodiera minimoa erlazio zuzena dute, geroz eta uhin-luzeera txikiagoa izan gero eta geruza meheagoak detektatu daitezke, baina energia txikiagoa izaten dutenez, sakonera txikiagoetara heltzen dira. Beraz oreka bat lortu behar da uhinen energia eta luzeera artean.

Nola erlazionatzen da uhin luzeera eta detektatzen diren geruzen lodiera minimoa?:

Geofono edo sismografo batean bi seinale ezberdin ahal izateko hauen arteko distantzia minimoa $\lambda/2$ izan behar da. *Zergatik?:* Uhinak oso gertu baldin badaude solapatu egiten dira eta erresultante moduan uhin amplitude handiko uhina ematen du, uhin bakarra bezala interpretatzen dena. Bi pultso ezberdin ikusteko tarte bat egon behar da bi “muinoak” ezberdintzeko.

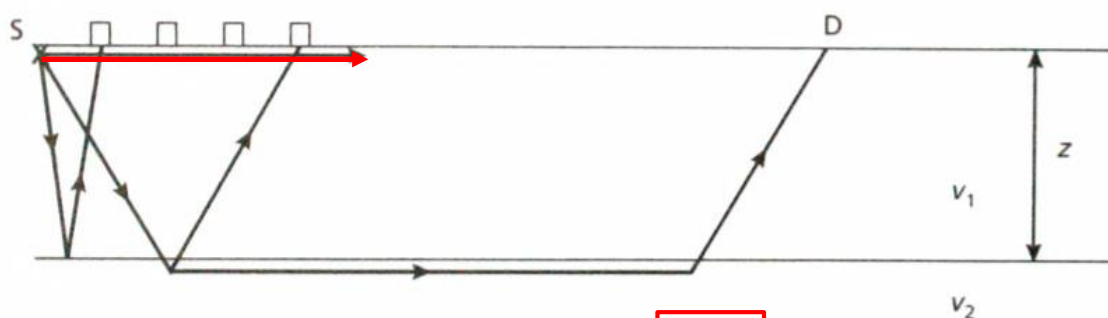


Baina baita ere kontuan hartu behar ditugu denbora bidaiak, azkenean ondorioztatzen da geruza bat detektagarria izateko $\lambda/4$ -ko potentzia izan behar duela. Denbora berdinean geruza baten goiko eta beheko parteen islapena $\lambda/2$ -ko ezberdintasuna ematen dute $\lambda/4$ -ko potentzia badauka geruza (geziak leku berdinean egon beharko ziren geofono berdina detektatzeko bi uhinak baina marrazkia da eta ezin da guztia solapatu eta ondo ikusi).

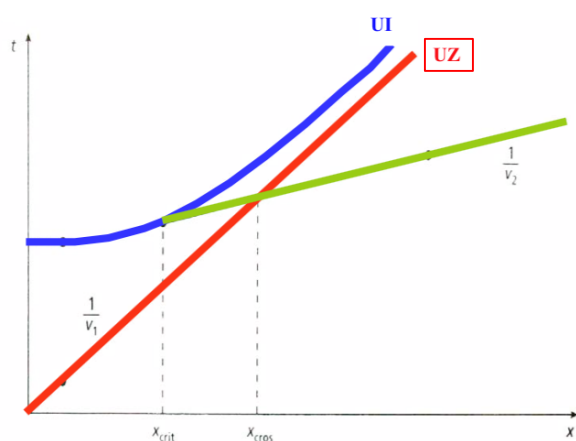


2.1.10. Uhin-en irudikapen grafikoa:

- Denbora Vs distantzia grafikoa egiten dira.
- 3 uhin-en energia gure sismografoetara ailegatuko da, beraz, irudikapen grafikoa izango dute. Uhinak: zuzenak, islatuak eta errefraktatuak.
- **Uhin zuzenak:**
 - Lurrazaletik hedatuko dira uhin iturritik gure sismografora zuzen, hau da, errefraktatu edo islatu gabe ailegatuko dira. Lehendabizikoak lehenengo sismografoetara heltzen.
 - Bidaia denbora kalkulatu egiten dugun zerbait da eta sismografoen arteko distantzia kontrolatzen dugun faktorea da, beraz, uhin zuzenak abiadura (v_1) kalkulatzeko erabiliko ditugu.



$$v = \frac{d}{t} \rightarrow d = v \times t \rightarrow t = \frac{1}{v} d$$



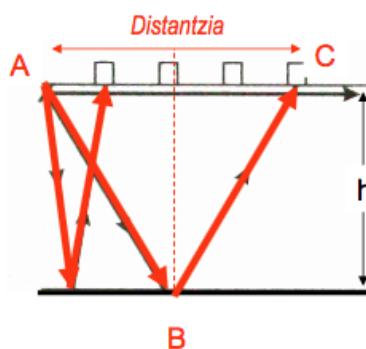
Grafikoki irudikatzean zuzen bat emango digu ($y = mx + b$) uhina geofonotik geofonora denbora berdina tardatzen duelako (hauek distantzia berdinerak badaude) abiadura konstante mantentzen duelako. Zuzenaren ekuazioa eta goiko azken formula zati berdinak dauzkate: ardatz bertikaleko faktorea (y eta t), ardatz horizontaleko faktorea (x eta d), malda (**m** eta $1/v$!!!) eta jatorriarekiko desbideratzea (**b** eta **0**!!!). Grafikoki poliki eta eskuz eginda erantzun berdinak ateratzen dira, adibidez, maldaren formula aplikatuz abiaduraren alderantzizkoa lortzen da, baina horrela errazago ateratzen dela uste dut.

Azken puntu hau garrantzitsua da, uhin zuzenen adierazpen grafikoa zuzen bat ematen du, malda $1/v_1$ -ekoa eta jatorria (0,0) puntuan duena.

Hainbat geofonoen datuak erabiltzen ditugu abiadura kalkulatzeko maldaren bidez, ezin da geofono baten datu puntualarekin lan egin ez dakigulako zehazki uhin zuzen baten datua denik, grafikoki ikusi behar da, eta behin ikusita abiadura kalkulatu dezakegu lasai.

• **Uhin islatuak:**

- Uhinak uhin-iturritik azal-izlatzailera eta azal-izlatzailetik gure sismografora dagoen distantzia egiteko behar duen denbora neurtuko dugu. TWTT: “Two way travel time” – Joan-etorriaren bidaia denbora-
- Denbora Vs distantzia grafiko batean irudikatzen badugu hiperbola bat aterako zaigu. Bi geofonoen arteko distantzia bikoitza izan arren egiten duten distantzia ez da bikoitza, beraz ezin da zuzen bat izan.
→ islapen-indikatriz → Hiperbola horri dagokion asintota uhin-zuzenen zuzena da. Hau da, uhin islatuen hiperbola uhin zuzenen zuzenaren malda berdina izaten bukatzen du. Baina ez dakigu zein puntutik aurrera hori gertatzen da, beraz, geroz eta datu gehiago jaso, errezagoa izango da uhin-izlatuen v_1 -a kalkulatzeko (ez dut oso ondo ulertu puntu hau eta ez du ezer argitu, pero yo lo pongo).
- Joan-etorriaren bidaia denbora (uhin-izlatuen hiperbolaren formula):



$$V_1 = \frac{d}{t} \rightarrow t = \frac{d}{V_1} = \frac{ABC}{V_1} = \frac{2AB}{V_1}$$

Geometrikoki garatzen badugu honako formula zipostioa agertzen zaigu:

$$t = \frac{2AB}{v_1} \rightarrow AB = \sqrt{\left(\frac{d}{2}\right)^2 + h^2} \xrightarrow{\text{Pitagoras}} t = \frac{2\left[\sqrt{\left(\frac{d}{2}\right)^2 + h^2}\right]}{v_1} = \frac{2\sqrt{\left(\frac{d^2}{4} + h^2\right)}}{v_1} \xrightarrow{\text{Garatua}}$$

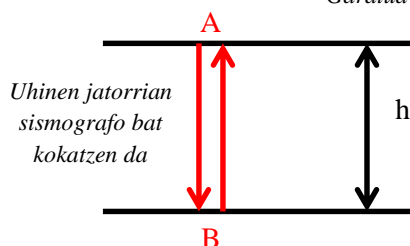
Erroa kentzeko berbidura egin

$$t^2 = \frac{4\left(\left(\frac{d^2}{4}\right) + h^2\right)}{v_1^2} = \frac{d^2 + 4h^2}{v_1^2}$$

t askatzeko erro karratua egin

$$t = \frac{(d^2 + 4h^2)^{1/2}}{v_1}$$

Garatua

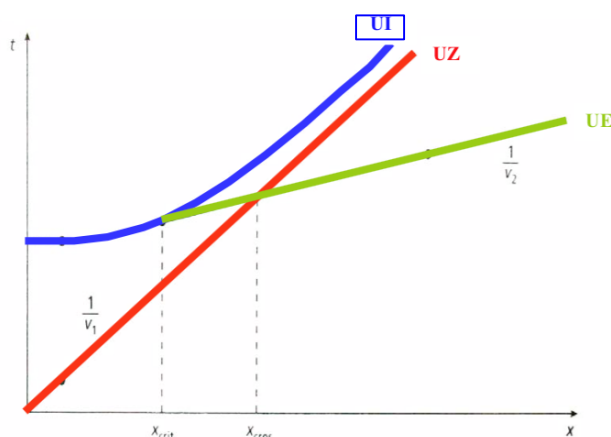


Uhin jatorrian sismografo bat kokatzen da

$$d \rightarrow 0$$

Jatorrian, to gutxienezko bidaia denbora

$$t_0 = \frac{(4h^2)^{1/2}}{v_1} = \frac{2h}{v_1}$$

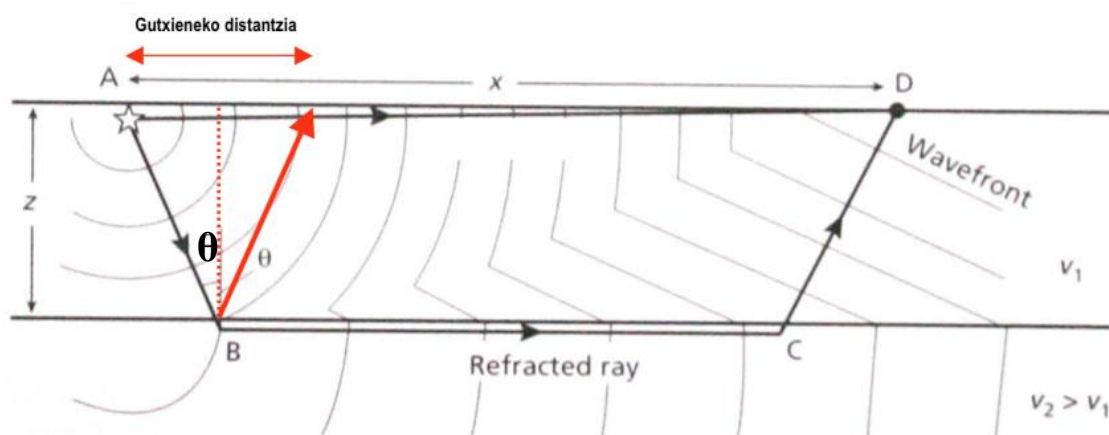


t lortzen dugun datu bat da eta v_1 uhin zuzenetik askatutako datua denez, formularekin erraz lortzen da geruzaren h-a.

Uhin zuzenek 0-tik infinitora dijoazen balioak hartzen dituzte, baina uhin-izlatuen kasuan lehendabiziko datua denbora bat behar tu heltzen (formulan agertzen den t_0 -a). Hau baliagarria da sismografoetara heltzen diren datu multzoan uhin ezberdinak ezberdintzeko.

- **Distantzia kritikoa (D_k) edo gutxieneko distantzia:**

- Uhin iturriaren eta lehenengo P-uhin errefraktatua detektatzen duen tokiaren artean dagoen distantzia.
- Iturritik gutxieneko distantziara dagoen geofonora ez dira uhin errefraktatuak daturik egongo.
- Gutxieneko distantzia jakinda estratuen potentzia kalkulatu daiteke. Uhin-islatuen datuekin baita kalkulatu daiteke baina gero ikusiko dugun bezala normalean uhin-islatuak ez ditugu honetan erabiliko.
- Distantzia kritikoan agertzen den datua bai lehenengo uhin-errefraktatuaren datua izango da bai uhin-islatuaren datu bat, berz puntu hau bi lerroetan egongo da.
- Formula trigonometrikoki ateratzen da:



$$\operatorname{tg} \theta_{Er.A.K.} = \frac{G.D./2}{z} \rightarrow G.D. = 2 z \operatorname{tg} \theta_{Er.A.K.}$$

- **Sismografora heltzen diren lehendabiziko uhinak:**

- Uhin iturriaren eta distantzia kritikoaren (X_{crit}) arteko distantzian uhin zuzenak eta uhin islatuak jasoko dira, lehendabizi zuzenak eta gero islatuak.
- Distantzia kritikoaren (X_{crit}) eta uhin zuzenak eta uhin errefraktatuak elkar ebakitzen diren tokiaren (X_{cros}) arteko distantzian hirurak jasoko dira. Lehendabizi zuzenak, gero errefraktatuak eta azkenik islatuak.
- Ebakitze puntutik (X_{cros}) aurrera, hirurak jasoko dira, baina errefraktatutakoak lehendabizikoak izango dira.
- Uhin-islatuak BETI sismografoetara heltzen azkenak izango dira.

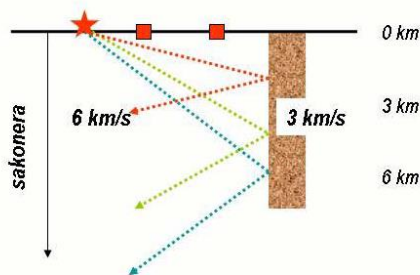
Profil bat egiterako garaian bakarrik erabiltzen ditugu geofonoetara heltzen diren leheneno datuak, beraz, X_{cros} arte uhin-zuzenen datuak eta X_{cros} -etik aurrera uhin-errefraktatuenak, ezberdintzen ditugu jatorriarekiko kokapenagatik eta malda ezberdintasunagatik (uhin-errefraktatuen malda BETI uhin-zuzenen malda baino txikiagoa izango da, Snel-en legea betetzeko $v_2 > v_1$ izan behar delako). Noski, profil sismikoa uhin-islaturekin egiten badugu datu horiek izango dira kontuan hartuko ditugunak.

Beraz, profil sismiko btekin erraz kalkulatu daitezke v-ak eta hauekin h-a jakiteko gure etxebizitza eraikitzerako orduan ze distantziara edukiko dugun arroka solidoa eta ez lurzorua.

2.2. GAIA: Islapen-sismika.

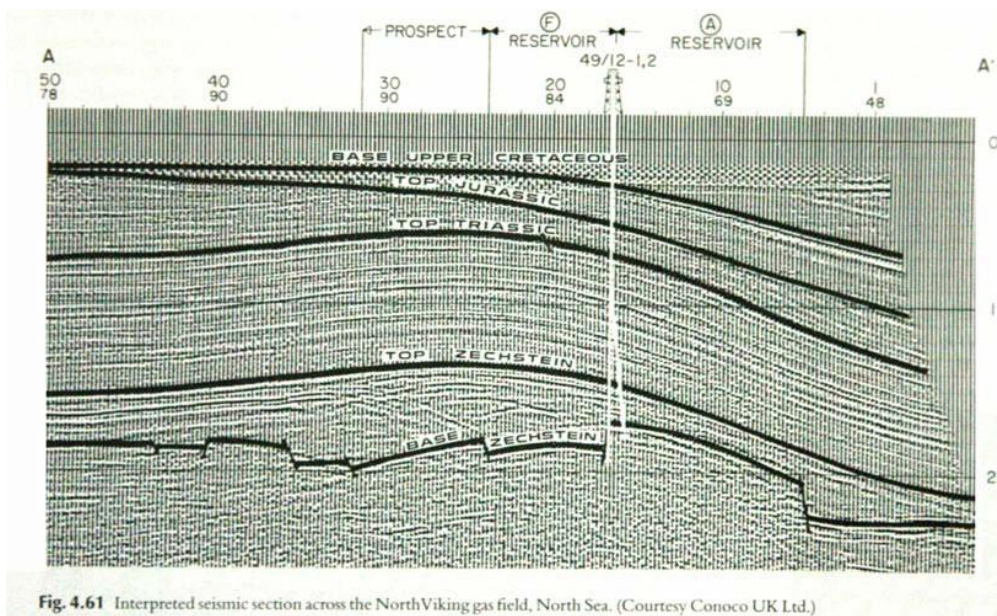
2.2.1. Sarrera

- Geofisikaren ardatz nagusia – Gehien erabiltzen den teknika (teknika honen garapena hidrokarburoetan egindako ikerketetan hedatu egin da).
- Sismika-profilak edozein eskalatan egin daitezke – Lurrazpiko egitura detektatzeko (zizaila zonak, antiklinalak, sinklinalak, failak,...). *Beharrezkoa den gauza bakarra izpiek behar besteko energia izatea izango da, puntu batetik bestera ailegatzeko.*
- Azal islatzaileak bertikalak ez direnean erabilgarriena den teknika.



Azal bertikalak antzeman behar baditugu, teknika honek ez digu ezertarako balio. Zergatik? Iturria puntu batean ipintzen badugu (★) eta detektatu nahi dugun interfasea irudiaren eskumako aldean agertzen den gorputz bertikala baldin bada, izpiak islatu egingo dira zekarten norabide berberarekin; hau da, beheruntz hortaz ez dira detektagailuetara (■) helduko

- Zehar-ebakia ≠ sismika profila !!!!! → biak dira interpretazioak, baina zehar ebakian Y ardatzean distantzia ipintzen da eta profil sismikoan oster, denbora (TWT).



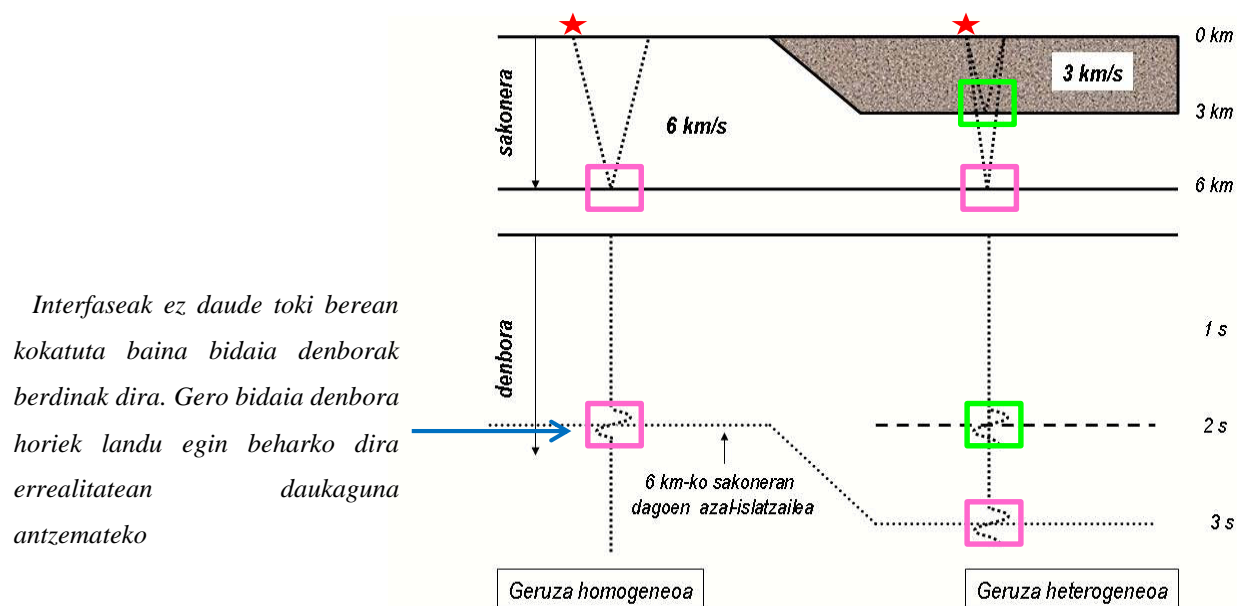
Y ardatza → segunduak
→ Joan eta etorri
bidaia denbora (TWT)

Irudiari erreparatuz: agertzen diren lerro beltz eta zuri horiek, interfaseek ematen dizkiguten seinaleak dira. Kolore aldaketa horiek polaritate ezberdinen arabera dira.

Antzeman daiteke ere bai, interfase batzuek besteek baino intentsitate handiagoa erakusten dutela.

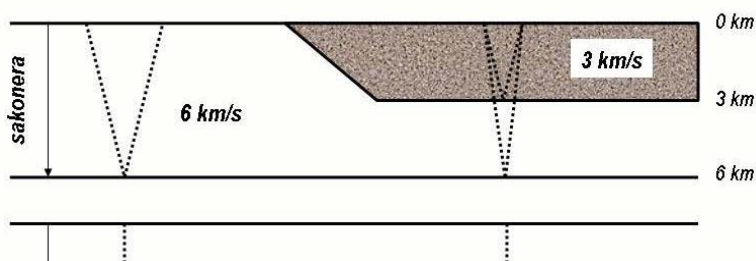
- Geruzapenaren bidaia denborak eta abiadurak izanda, **potentziak** ezagutu ditzakegu

- Sismika-profilak interpretatzeko zundaketak beharko dira, uhin abiadurak eta sakonerak elkar erlazionatzeko. Azken batean profil sismikoak uhinek ematen dizkiguten bidaia denboretatik ondorioztatzen dira, baina hori nolabait frogatu egin behar da; hau da, benetako datuak ere behar ditugu ateratzen ari garen profila ea benetakoarekin bat datorren ikusteko. Adibidez nik hartzen baldin badut nire interpretazioa sismikoa, konprobatu egin beharko dut zundaketak eginez. Zundaketa eta nik interpretatu dudana bat badatoz, ondo ariko ginateke interpretazioak egiten. Baina ez ahaztu: beti beti beti benetako datuak erabili beharko dira gure profil sismikoa ondo dagoen edo ez jakiteko.

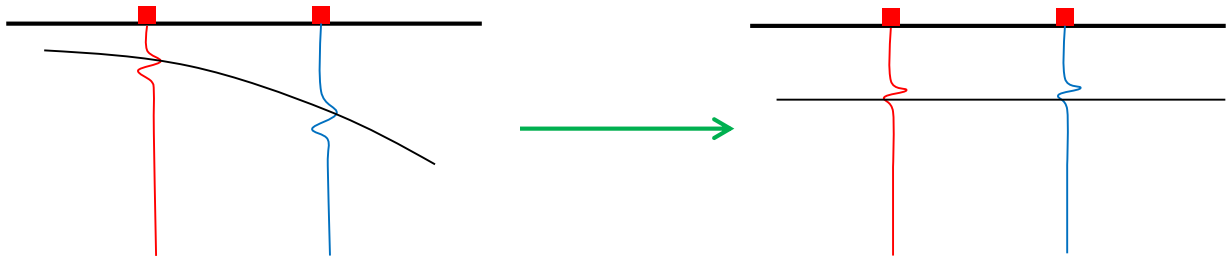


Aurreko irudian ikus daiteke zelan bi materialez osaturiko zehar ebaki bat daukagun. Nolakoa izango da beraz hau adieraziko zukeen profila? Izpia atera egiten denean interfasearekin topo egin eta islatu egingo da detektorerantz, bidaia denbora emanek. Eta interfasetik datorren seinale horrek, sismikan pultsu moduko bat erakutsiko du. Iturria ezkerreko alden ipintzekotan (geruza homogeneoa) interfase bakararra aurkituko dugu; baina eskumako aldean oster (geruza heterogeneoa), bi interfaseak daude eta hortaz, bi pultsu aurkeztuko zaizkigu.

Antzekoa den beste adibide honetan alde bateko (ezkerreko) zein besteko (eskuak) geofonoek jasotzen dituzten seinaleek bidaia denbora ezberdinak ere erakutsiko dituzte. Hori dela medio, geuk batzen baditugu hasiera batean interfaseek eskaintzen diguten seinalea, okerdura bat aurkeztuko du, benetakoarekin bat ez datorrena.



Zuzenketa bat aplikatu beharko zaio.



Zuzenketa horretarako enplegatuko ditugu hiperbola horiei dagozkien funtzioak

2.2.2. Energia sismikoaren iturriak

- 1) Energia iturri segurua, eraginkorra eta ez da kutsatzailea izan behar
- 2) Energia iturriak eragiten duen uhin frontea behin eta berriro errepikatu beharko luke

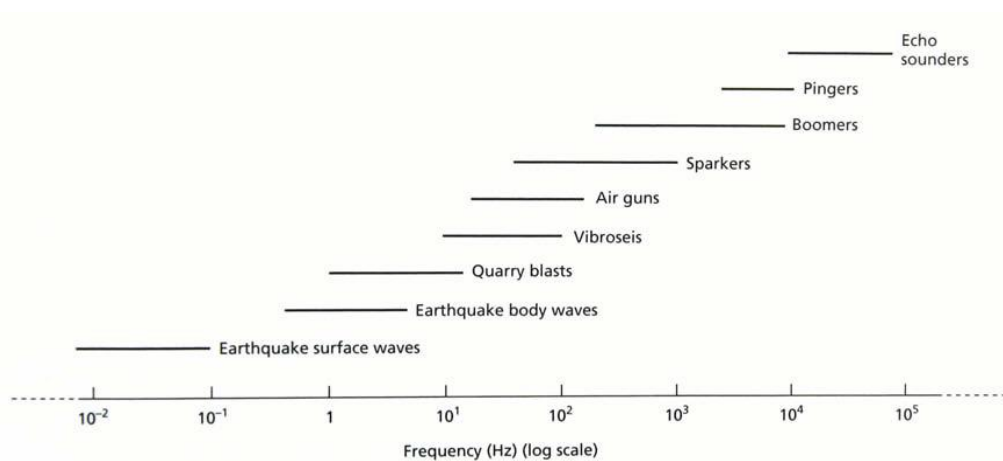


Fig. 3.14 The seismic/acoustic spectrum.

2.2.3. Energia sismikoaren hargailuak (sismografoak)

- 1) Geofonoa
 - Sismografoan orokorrean duintasun gutxikoak izan ohi dira, eramangarriak eta sendoak
- 2) Hidrofonoa (uretan) baita ere lehorrean erabiltzeko aukera ematen dute

2.2.4. Azal islatze horizontala

- Azal-islatze horizontala

$$t_0 = \frac{2z}{v} \longrightarrow t_0 \times v = 2z$$

t_0 = Gutxienezko bidaia denbora
 z = egin beharreko distantzia (x2)
 egiten da joan etorria delako

$$t_1 = \frac{(x^2 + 4z^2)^{1/2}}{v} \longrightarrow t_1^2 = \frac{4z^2}{v^2} + \frac{x^2}{v^2} \longrightarrow t_1^2 = \left(\frac{4z^2}{v^2} + \frac{x^2}{v^2} \right) \times \frac{4z^2}{v^2} \times \frac{v^2}{4z^2}$$

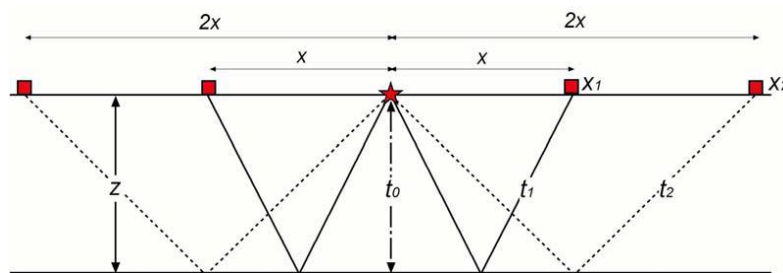
Formula garatu egiten da
hiperbolaren arabera.

$$t_1^2 = \frac{4z^2}{v^2} \left(1 + \frac{x^2}{4z^2} \right) \rightarrow t_1^2 = t_0^2 \left(1 + \frac{x^2}{4z^2} \right) \rightarrow t_1^2 = t_0^2 \left(1 + \frac{x^2}{t_0^2 v^2} \right) \rightarrow t_1 = t_0 \left(1 + \left(\frac{x}{t_0 v} \right)^2 \right)^{1/2}$$

x = geofonotik iturrira dagoen distantzia

Dist kte : $t_1 \rightarrow x / t_2 \rightarrow 2x / t_3 \rightarrow \dots$

Dist ez kte $\rightarrow t_1 \rightarrow x_1 / t_2 \rightarrow x_2 / \dots$



- Erro karratuaren garapena *Taylorren binomioa* jarraituz

$$t_1 = t_0 \left(1 + \left(\frac{x}{t_0 v} \right)^2 \right)^{1/2} \longrightarrow (1+a)^{1/2} = 1 + \frac{1}{2}a - \frac{1}{8}a^2 + \frac{1}{16}a^3 \dots$$

$$t_1 = t_0 \left(1 + \frac{1}{2} \left(\frac{x}{t_0 v} \right)^2 - \frac{1}{8} \left(\frac{x}{t_0 v} \right)^4 + \frac{1}{16} \left(\frac{x}{t_0 v} \right)^6 \right)$$

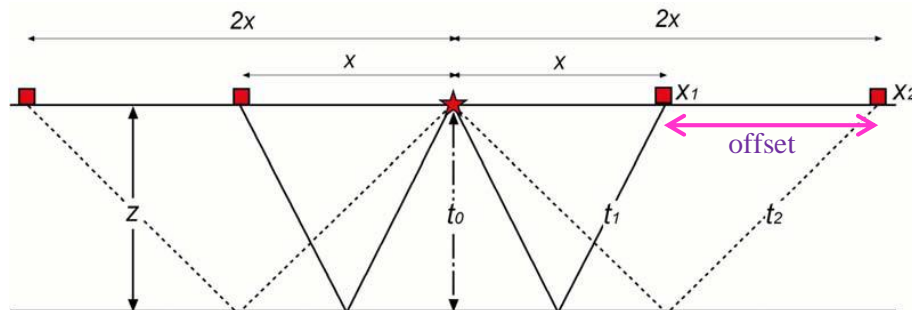
$$t_0 \times v = 2z \longrightarrow x \lllll 2z$$

Beraz termino batzuk kendu daitezke ekuaziotik

$$t_1 = t_0 \left(1 + \frac{1}{2} \left(\frac{x}{t_0 v} \right)^2 \right) = t_0 + \frac{\cancel{t_0} x^2}{2 \cancel{t_0} v^2} = t_0 + \frac{x^2}{2 v^2 t_0}$$

$(t_2 - t_1)$ uhin iturritik bi distantzia desberdinetan (x_1, x_2) bi izpi islatuen jasotako bidaia denboraren diferentzia (t_1, t_2) → **offset**: geofonoen artean dagoen distantzia, kte mantentzen dena. Batzuetan ezinezko da distantzia hau kte izatea baina ez ditu arazo handirik sortzen.

- Aurreko formula erabili x_1 eta x_2 ordezkatuz



• Normal Move-Out ΔT

Uhin iturrian eta puntu batean (x_0, x_1) bi izpi islatuen jasotako bidaia denboraren diferentzia (t_0, t_1)

$$\Delta T = t_x - t_0 = t_0 + \left(\frac{x_1^2}{2v^2 t_0} \right) + t_0 \rightarrow \Delta T = \left(\frac{x_1^2}{2v^2 t_0} \right) \rightarrow v = \frac{x}{\sqrt{2 t_0 \Delta T}}$$

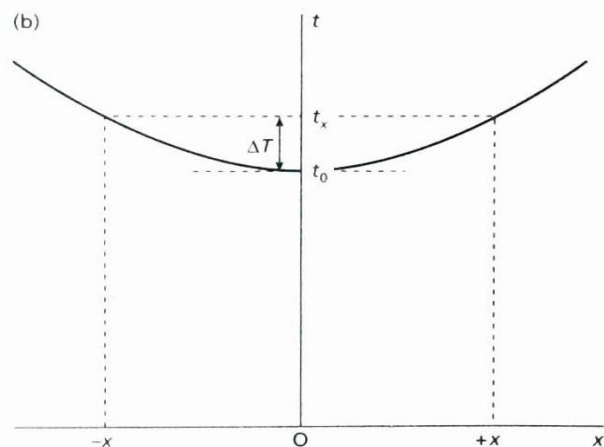
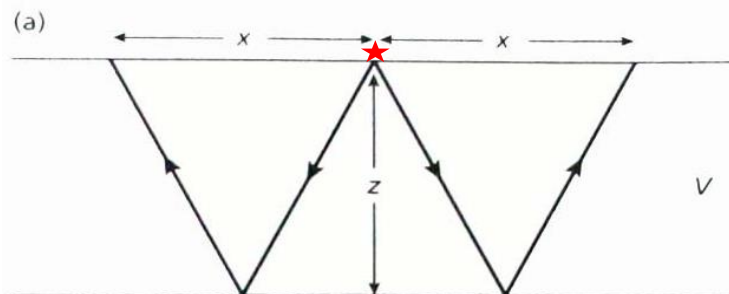
Geofono batek ematen digun bidaia denbora – iturrian bertan neurtutako bidaia denbora

“Fundamental to the recognition, correlation and enhancement of reflection events, and to the calculation of velocity”

• Geruzaren abiadura

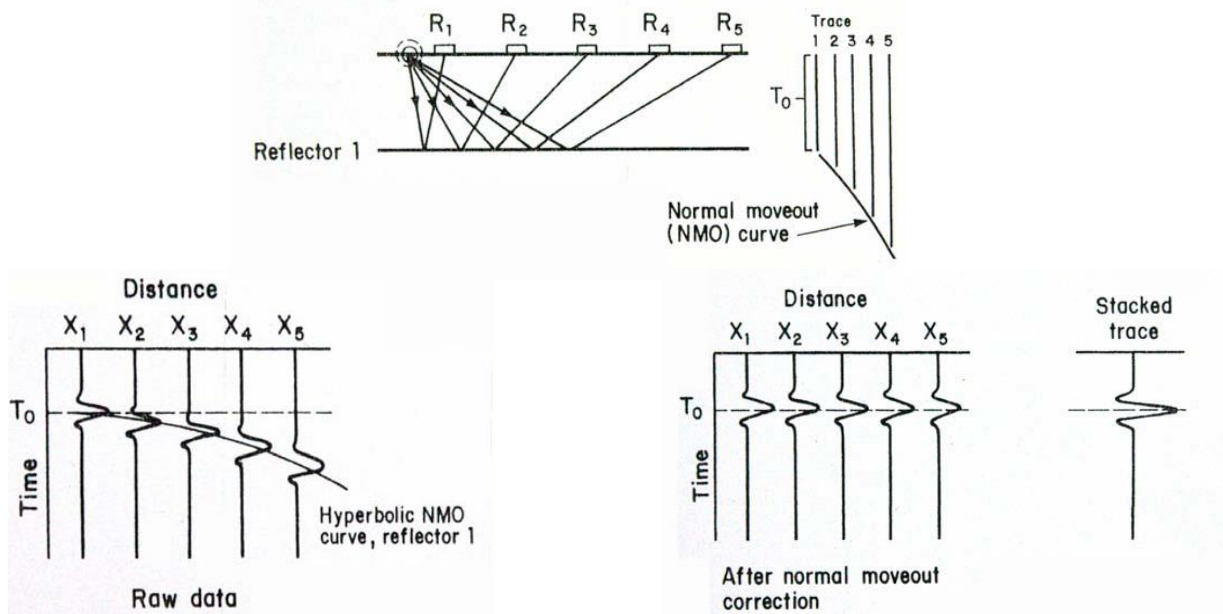
$$v = \frac{x}{\sqrt{2 t_0 \Delta T}}$$

$$t_0 = \frac{2z}{v} \rightarrow z = \frac{v t_0}{2}$$



- Iturria geofono lerroaren erdian ipintzekotan, ezkerretik x distantzia batera eta eskumatik beste x distantzia batera dauden bidaia denborak berdinak izango dira. Hortaz horrek adierazten du geruza edo interfasea horizontala baldin bada, iturritik eskumarantz eta ezkerrerantz aterako den parabola simetrikoa izango dela. Horrek ere adierazki du geruzaren okerdura, kasu honetan horizontala izango lizatekeena.

- Move-Out eta Normal Move-Out ΔT erabilera



Imajina dezagun interfase horizontal bat daukagula eta uhin islatuekin lan egiten ari bagara, distantzia-denbora grafikoak hiperbola baten antza izango du. Baina horrek ez du adierazten errealitatean geruzak duen itxura. Hortaz neurturiko bidaia denborei MO eta NMO aplikatuko zaie zuzenketak egiteko, horrela geofono bakoitzean neurturiko t_0 -ak eskuratuz. t_0 horiek kalkulatu (zuzenketen ostean lortutakoak), interfasea horizontala dela jakinda, berdina izan beharko lirateke.

- Interfase multipleak

- Interfase multipleak izan arren, hurrengo geruzetan ere hiperbola bat agertuko zaigu
- Joan edo etorri bidaia denbora, τ (tau) letraz adierazten da; t letrak berriz, bidaia denbora adierazten digu iturritik eta interesatzen zaigun punturaino.
- Beraz, τ eta abiadura badakizkigu distantziak ere jakin ditzazkegu:

$$t_1^2 = t_0^2 \left(1 + \frac{x^2}{t_0^2 v^2} \right)$$

→ Geruza bakarra denean: $t = 2 \cdot \tau$

→ Hiru geruza badaude: $t = t_1 + t_2 + t_3 = 2 \cdot \tau_1 + 2 \cdot \tau_2 + 2 \cdot \tau_3$

$$v_{rms} = \left[\frac{\sum_{i=1}^n v_i^2 \tau_i}{\sum_{i=1}^n \tau_i} \right]^{1/2} \quad \text{Root-mean-square velocity}$$

v_i - Abiadura
 τ_i - Denbora (joan debora)
 n - interfaseak

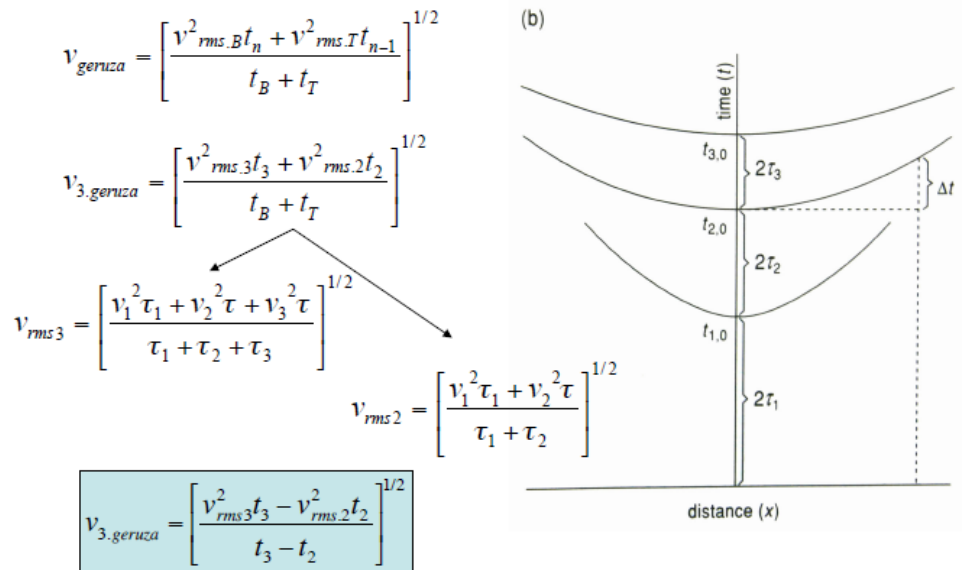
$$v_{rms} = \left[\frac{v_1^2 \tau_1 + v_2^2 \tau_2 + v_3^2 \tau_3}{\tau_1 + \tau_2 + \tau_3} \right]^{1/2} \longrightarrow t_1^2 = t_0^2 \left(1 + \frac{x^2}{t_0^2 v^2} \right)$$

$$v_{geruza} = \left[\frac{v_{rms.B}^2 t_n - v_{rms.T}^2 t_{n-1}}{t_B - t_T} \right]^{1/2}$$

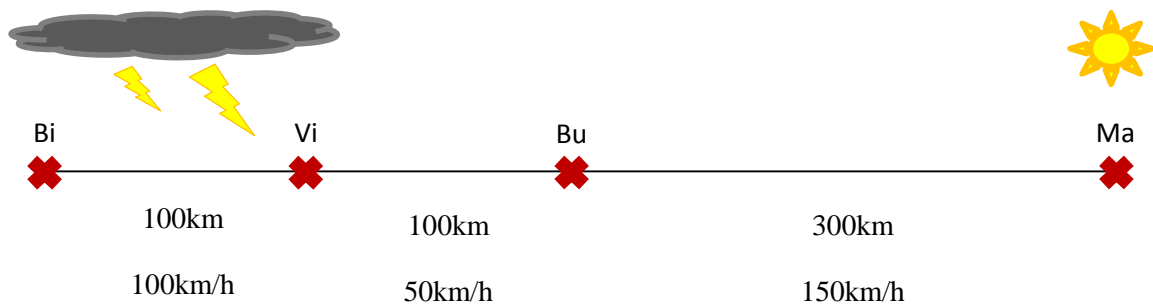
"Dix-en Ekuazioa" - Bi azal-islatzaileen artean dagoen geruzaren abiadura kalkulatzeko

$v_{rms.B}$ edo T - Oinaren edo Gainaren Azal-islatzaileen RMS Abiadura

t_B edo T - Oinaren edo Gainaren joan-etorriaren bidaia denbora



- Adibidea: Bilbotik Madrilera doan auto bat, Gasteiz eta Burgosetik pasatu da joan eta etorrian. Dix-en ekuazioa erabiliz kalkula ezazu zein izan den Bilbotik Madrilera abiadura.



Distantzia: $500\text{km} \cdot 2$ (joan-etorria) = 1000km

Bidaia denbora: $5\text{h} \cdot 2 = 10\text{h}$

Eramandako batz besteko abiadura (Bi-Vi, Vi-Bu eta Bu-Ma tarteak hartuz):

$$\text{Bi-Vi: } \frac{100\text{km}}{h} = \frac{200\text{km}}{x} \rightarrow x = 2h$$

$$\text{Vi-Bu: } \frac{50\text{km}}{h} = \frac{200\text{km}}{x} \rightarrow x = 4h$$

$$\text{Bu-Ma: } \frac{150\text{km}}{h} = \frac{600\text{km}}{x} \rightarrow x = 4h$$

→Batz besteko abiadura: 100km/h

Baina, Dix-en ekuazioaz Bi-Ma kalkulatu dugu zuzenean:

$$v_{rms} = \left[\frac{\sum_{i=1}^n v_i^2 \cdot \tau_i}{\sum_{i=1}^n \tau_i} \right]^{1/2} \quad \text{eta} \quad v_{geruza} = \left[\frac{v_{rmsB}^2 \cdot t_n - v_{rmsT}^2 \cdot t_{n-1}}{t_B - t_T} \right]^{1/2}$$

$$v_{rms.Bu-Ma} = \left[\frac{100^2 \cdot 1 + 50^2 \cdot 1 + 150^2 \cdot 2}{1 + 2 + 2} \right]^{1/2} = 109.54 \text{ km/h}$$

$$v_{rms.Vi-Bu} = \left[\frac{100^2 \cdot 1 + 50^2 \cdot 1}{1 + 2} \right]^{1/2} = 70.71 \text{ km/h}$$

$$v_{geruza} = \left[\frac{109.54^2 \cdot (2 \cdot 1 + 2 \cdot 2 + 2 \cdot 2) + 70.71^2 \cdot (2 \cdot 1 + 2 \cdot 2)}{10 - 6} \right]^{1/2} = 149.9 \text{ km/h}$$

t_{Bu-Ma} t_{Vi-Bu}

$t_{Bu-Ma} - t_{Vi-Bu}$

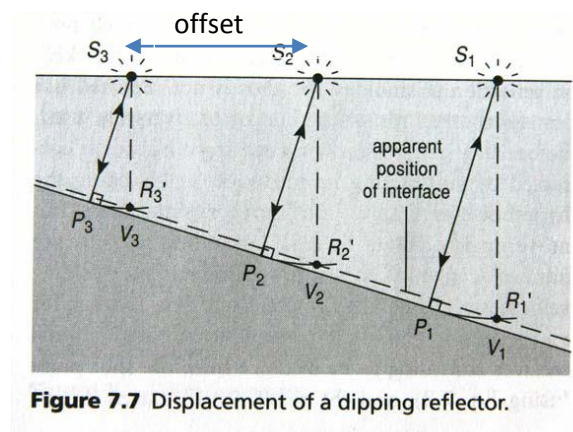
- **Zelan kalkulatu dira potentziak?:** Gutxienezko bidaia denborak erabilia:

$$t_0 = \frac{2 \cdot z}{v} \rightarrow z = \frac{v \cdot t_0}{2}$$

- o Lehenengo geruzaren potentzia: $z_1 = \frac{v_1 \cdot t_1}{2} = v_1 \cdot \tau_1$
- o Bigarren geruzaren potentzia: $z_2 = \frac{v_2 \cdot t_2}{2} = v_2 \cdot \tau_2$

2.2.5. Azal islatze okertua

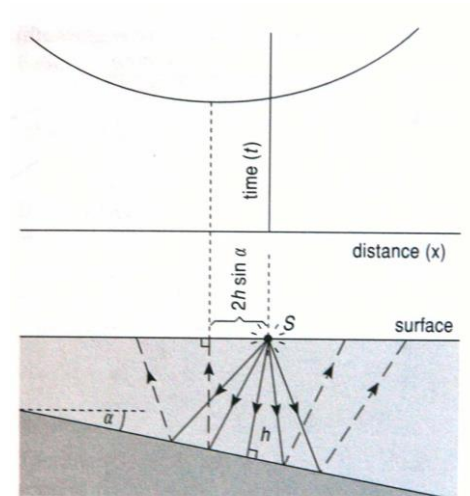
- Geruzen okerdura zein posizioa aldatu egingo dira
- Geofono/hidrofono bakar batekin ez dugu nahikoa izango bere benetako posizioa eta okerdura antzemateko
 - o Geofonoz/hidrofonoz osatutako lerro-sismiko batekin nahikoa izango dugu bere benetako okerdura (α) zein posizioa zein den jakiteko.
 - o Geofono batetik beste batera dagoen distantzia berdinak izan beharko dira, uhin iturritik alde batera edo bestera (*offset*)
 - o Geofonoek distantzia vs. Denbora irudikapen grafiko batekin hiperbola bat emango dute, baina....



...iturritik gainazalera doan uhina gainazalarekiko perpendikularra izango da eta beraz, geofonoak* neurtuko duen distantziak EZ du bat egingo distantzia errealarekin (irudian lerro etenez irudikatuta dago neurtuko den distantzia).

*demagun geofonoak eta iturriak bat egiten dutela

- Horrela, uhin iturritik dagoen puntua hartuta hiperbola y ardatzarekiko asimetrikoa izango da (geruzaren okerduraren arabera: gutxienezko bidaia denbora eskumarantz ematen badu, geruza ezkerrera okertuko da eta alderantziz)
- Jasotako gutxienezko denbora ez da gure uhin iturrian egongo
- Uhin iturritik ateratzen den izpi batek geruzarekiko perpendikularra den lerroa geruzaren okerdura osatzen duenean, haren islapenak emango ditu gutxienezko denborak



- Gutxienezko denbora jasoko den puntua, uhin iturritik **$2 \cdot h \cdot \sin \alpha$** distantziara egongo da (h, interfasetik perpendikularrean iturriraino dagoen distantzia delarik)

$t_1 = \frac{(x^2 + 4z^2)^{1/2}}{v}$	$t_1 = \frac{(x^2 + 4z^2 + 4xz \cdot \sin \alpha)^{1/2}}{v} \rightarrow t_1 \approx t_0 + \left[\frac{(x^2 + 4xz \cdot \sin \alpha)}{2v^2 t_0} \right]$
--------------------------------------	--

Interfasea horizontala denean

Interfasea okertua denean

- Dip Move-out (ΔT_d): uhin iturritik distantzia berean baino noranzko ezberdinean jarrita dauden geofonoek ($x_1 - x$) jasotzen duten bi izpi islatuen bidaia denboraren diferentzia (t_x, t_{-x}). Bi modu daude kalkulatzeko:

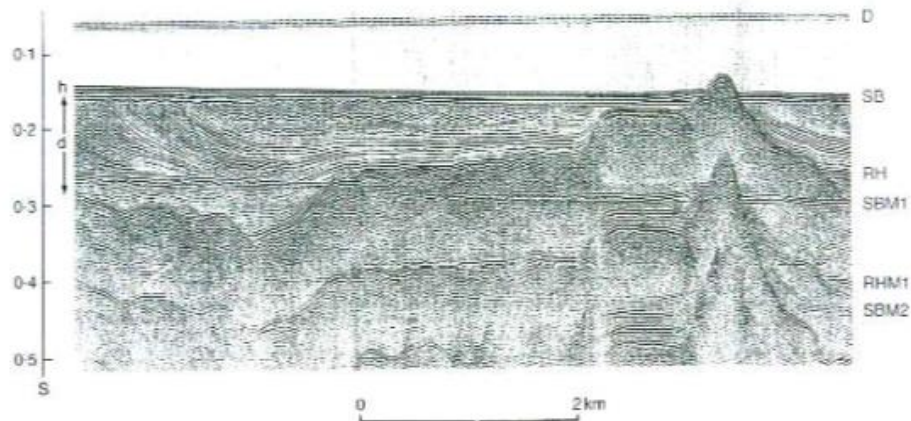
$$\bullet \quad \Delta T_d = t_x - t_{-x} = \frac{2x \cdot \sin \alpha}{v} \quad \rightarrow \quad \alpha = \arcsin\left(\frac{\Delta T_d \cdot v}{2x}\right)$$

$$v = \frac{x}{(2t_0 \Delta T_d)^{1/2}}$$

$$\bullet \quad \Delta T_d \approx \frac{(t_x - t_0) + (t_{-x} - t_0)}{2} = \frac{(t_x - t_{-x} - 2t_0)}{2}$$

Azkeneko gutxi-gorabeherako hau interfase subhorizontalatarako ($\leq 6^\circ$) bakarrik balio du. Okerdurak oso handiak baldin badira alboetara dauden geofonoen ezberdintasuna oso handia izango da eta emaitz okerrak emango dituzte.

2.2.6. Multiploak



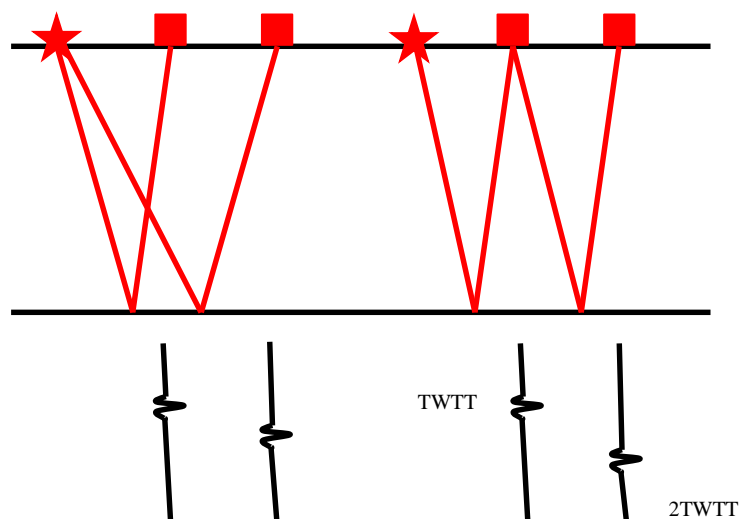
Bost interfase guztiz paraleloak daude, horren arrazoia da interfase berberatik seinalea bat baino gehiagotan heldu dela geofonora, beraz, ez da benetako profila, baizik eta errepikatzen hari den profila, hau zuzendu behar da → behin eta berriro errepikatzen diren seinaleak: MULTIPLOAK

Seinalea interfasetik geofonora islatu egiten da baina behin geofonora helduta baita islatu egiten da, beraz, behin baino gehiagotan bidaia egin dezake, energia guztia galdu arte.

Urpean gaudenean kanpoko soinuak ez ditugu entzuten (edo oso gutxi) aire-ur interfasea R oso handia duelako eta soinu gehiena islatu egiten da, urpeko sismikan berdina gertatzen da, uhinak itsashondotik igotzen direnean hidrofona heldzen dira eta airearekiko kontaktuan islatu egiten dira (interfasearen R-a bai goitik behera bai behetik gora gertatzen da). Beraz, grafikoan ikusten diren multiploak ur-aire interfasetik islatu egin diren uhin multiploak dira. Goiko partean geruz horizontal batzuk agertzen dira, itsashondoko sedimentuei dagozkiena eta gorago tarte zuri bat, ura medio guztiz homogeneo eta isotropoa denez ez ditu uhinak islatzen.

- Geofonora ailegatu baino lehen, uhin-sismikoek jarraian izan ahal dituzten islapenak:

- Uhinak islapen bakarra izaten dutenean → islapen primarioa.
- Uhinak islapen bat baino gehiago izaten dutenean → islapen multiploa.
- Beheko irudian uhin primario eta sekundarioen arteko ezberdintasuna ikusten da baina, uhin sekundarioaren grafikoan lehenengo geofonora heldzen den seinalea primarioa da, kontuz!

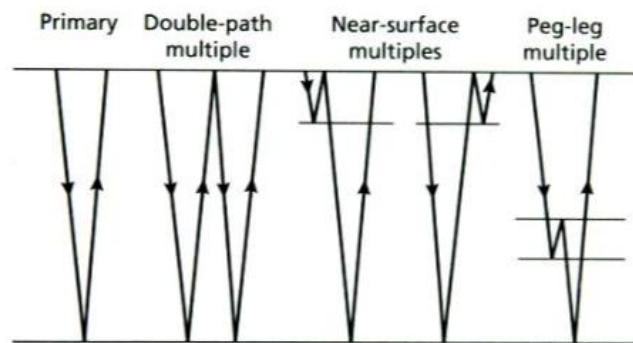


Multiplo motak:**- Ibilbide bikoitza duten multiploak (Double path):**

- Gehien gertatzen direnak.
- Geofonora ailegatu baino lehen uhinak birritan zaharkatzen du ikertu beharrko geruza.
- Eramandako ibilbideak luzera berdinak izango dituzte.

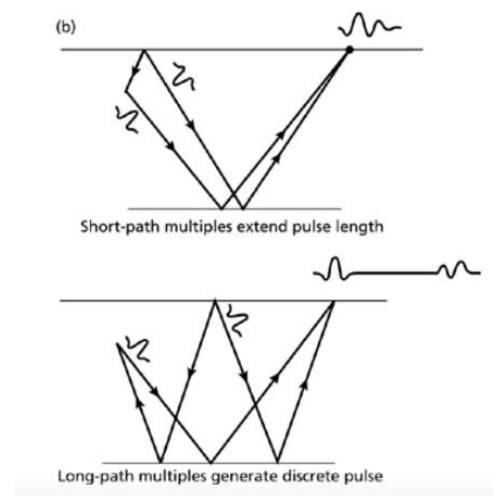
- Islapen partziala duten multiploak (Near surface...):

- Oro har, sakoneran dauden lateralki luzera txikiko geruzek eragiten dituzte (fazie-aldaketa).
- Izpi primarioa eta sekundarioa ezberdintzeko diferentzia txikia.

**- Bide laburreko multiploak/ Bide luzeko multiploak:** Azal-izlatze batean puntu (bide) desberdinetatik geofono batera ailegatzen diren izpiak:

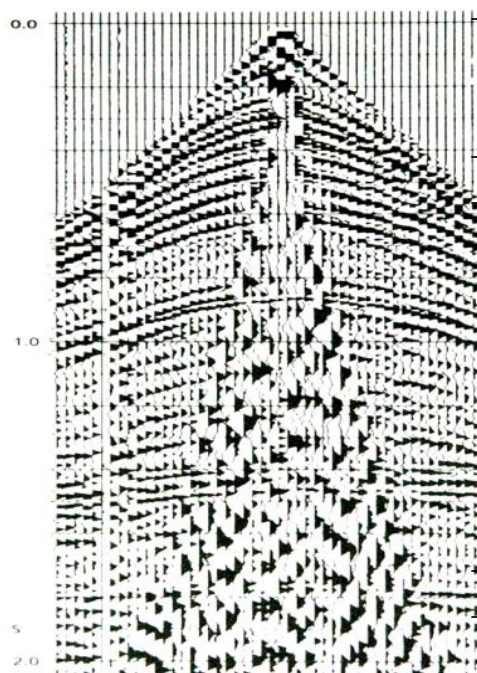
- *Bide laburreko multiploak*: Uhin primarioak geofonora heltzeko behar duten denbora baino zertxobait gehiago beharko badu. Geofonora heltzen diren seinaleak oso gertu agertuko dira.
- *Bide luzeko multiploak*: Uhin primarioak geofonora heltzeko behar duen denbora baino askoz gehiago beharko badu. Geofonora heltzen diren seinaleak urrun daude.

Multiploak ezberdindu ahal izateko ordenagailu programak erabiltzen dira, ezin da eskuz egin, ordenagailuak algoritmoak erabiltzen ditu (MO eta NMO, multiploak, etab.) gure geofonoen seinaleak benetako profila bihurtzeko.



2.2.7. Sismograma/ Profil sismikoa

Zerez osatuta dago?:

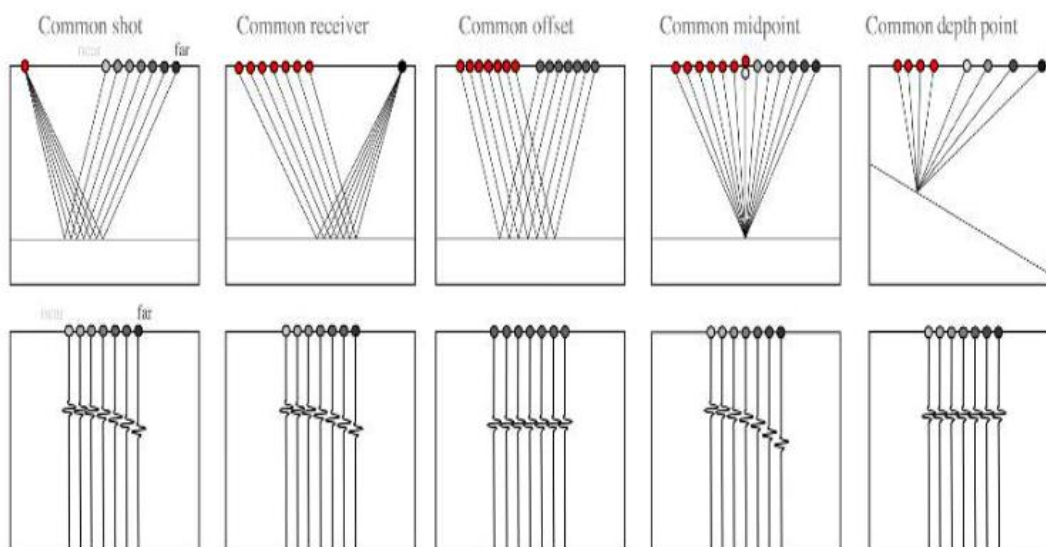


Traza sismikoa (lerro bertikalak): Geofono batean sakonean dauden azal-islatzaile guztietatik jasotako islatutako energia. Lerro bertikal bakoitza geofono bat adierazten du. Iturria goiko erdiko partean kokatuta dago.

Sismograma: Traza sismiko guztien bilduma. Geofonoetan jasotzen diren traza sismikoen bilduma. sismograma bat ez da zehar-ebakia, uzenketa asko egin behar zaizkio zehar-ebaki bat izateko. Sismograma hau ez da guztiz paraleloa (alboetako seinaleak ez dute denbora berdina ematen) beraz badakigu lehenengo interasea ez dela guztiz horizontala (edo seinaleak ez direla interfase beretik etortzen). Sismogramaren erdiko parta “arraroagoa” da, ruidu gehiago dago erdiko partean eta sismogramaren kalitatea txarragoa da.

“Shot gather”: Energia iturri batetik bere alboan dauden geofonoek jasotzen duten energiaren sismograma. Kasu honetan sismogramaren alde bietara jasotzen ditugu seinaleak, beraz, Shot gather-a badaukagu. Iturri baten alboan geofonoak baldin badauzkagu, golpea jotzean alboko geofonoak seinalea jasoko dute.

- **“Common mid-point gather”-“Common depth point”:** Sakoneran dagoen puntu baten traza sismikoen bilduma bilketa. Uhin-iturria eta geofonoak kokatzeko forma ezberdinak daude, datu ezberdinak adieraziko dituztenak (merkeago edo gareztiagoak baita emaitz berdinarekin). Urrengo irudian iturri eta geofono kokapen ezberdinak adieraziko dira, hauek ematen dituzten datuak adierazita.



- Polaritatea:

- Islapen koefizientearen arabera.
- Traza sismikoak kolore ezberdinez margutzuta daude (Gailurrak (+) - Beltzez/ Sinuak (-) - Txuriz). Zergatik?
- Gailurrek (+) azal-islalte baten islapen koefizientea gainetik zein behetik dauden beste azal islatzaileek dutenaren baino handiago duela adierazten du.

Zutabe batean dauden materialen artean soinu-inpedantzia ezberdintasun bat suposatzen zaie, bestela ez dira detektagarriak, energia guztia hedatzen delako. Soinu kontraste inpedantziak edukita islapen koefizientea (R) kalkulatu daiteke. Gorriz ikusten diren balioak ez dira negatiboak izan behar, baizik eta batazbesteko batekiko negatiboagoak diren balioak. R positiboak bakarrik adierazten dituzte aurreko eta atzeko interfaseen R-ekiko handiagoa dela. Sismogrametan R positibo hauek (gailurrak) hobeto ikusteko beltzez marrazten dira konbenioz.

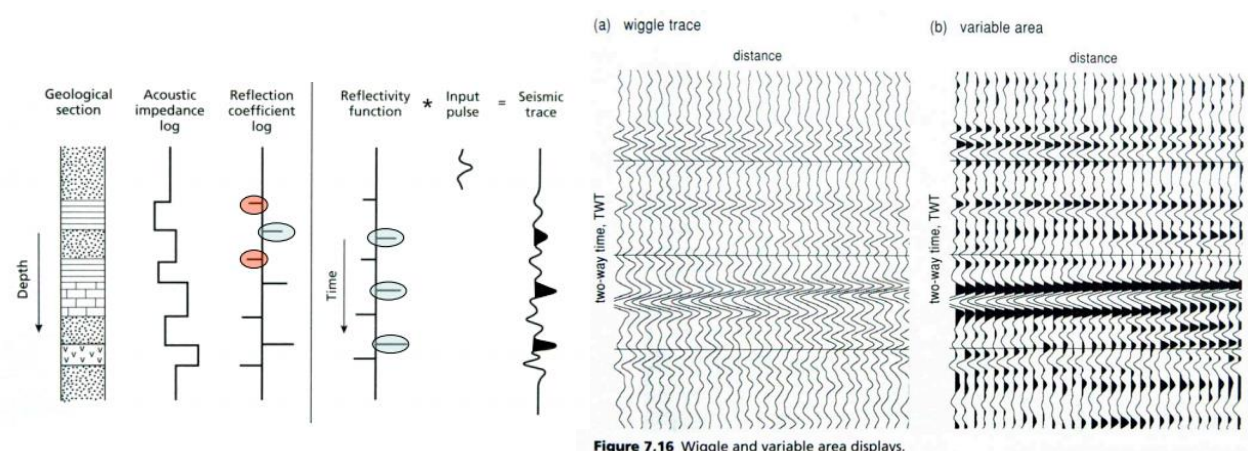


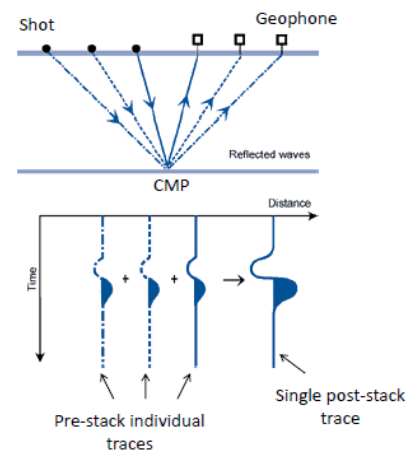
Figure 7.16 Wiggle and variable area displays.

Sismografoaren garapena: Common Source Gather

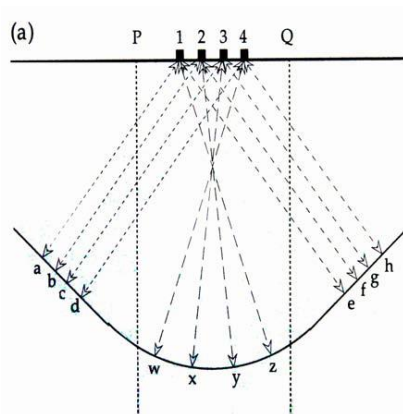
- **Stacking:** uhinen gainjarpena edo pilaketa, seinaleen batzea alegia. Jasotzen ditugun uhinen energia txikia denean, puntu berdineko erregistroa egiten duten seinaleak batuz, lortzen dugun informazioa askoz ere osotuagoa izango da.

Common Receiver Gather

- **Migrazioa:** "...Process of reconstructing a seismic section so that reflection are repositioned under their correct surface location and at a corrected vertical reflection time".
- "Process that move the reflections into their correct spatial locations"



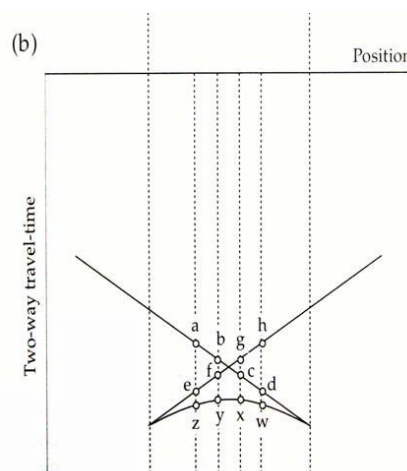
Hau da, ikertzen ari garen interfaseak bere benetako kokapenera eramateko zuzenketa prozesua. Errflektoreak profil sismikoan benetako posizioa erakusten ez dutenean erabiltzen da.



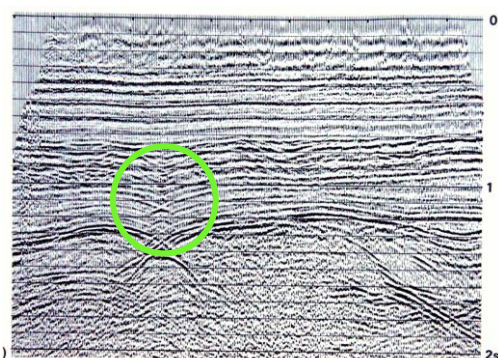
Adibide honetan iturri bakoitzak, geofono bezala funtzionatzen du. Geofono bakoitzak erregistratuko duen uhina gainazalarekiko perpendikularra dena izango da. Beraz, 1 geofonoak a, z eta e puntuak erregistratuko ditu, bigarren geofonoak b, y eta f eta horrela hirugarren eta laugarren geofonoekin.

Arazoa da, puntu horiek badira ere erregistratutakoak, tratatu gabeko (zuzendu gabeko edo migratu gabeko) profilak ez duela egitura modu horretan erakusten. Sinformen kasuan, erregistratutako eta migratu gabeko profilak pajarita itxura hartzen du beti.

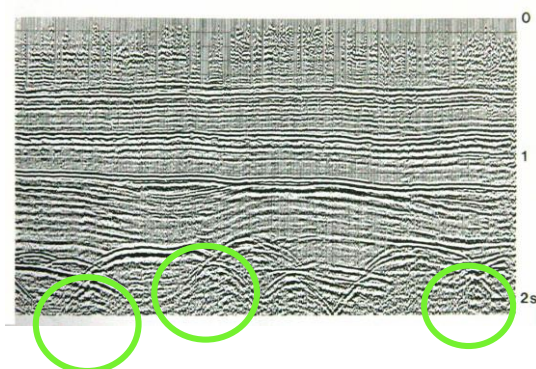
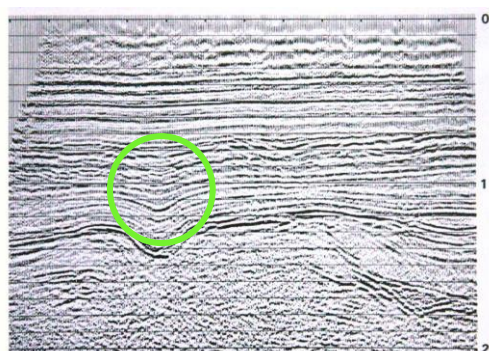
MIGRAZIOA: jatorrizko erregistrotik, erregistro errealerera



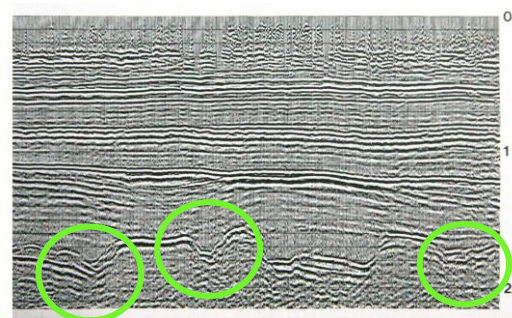
Ondorengo profilek sinformen kasu errealak erakusten dituzte:



MIGRAZIOA

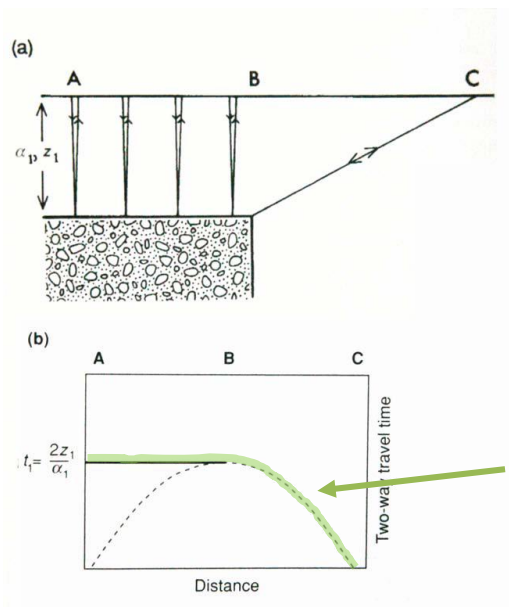


MIGRAZIOA





MIGRAZIOA



Sinformez (edo zokaloiez) gain, migrazioa ere beste kasu batzuetan aplikatu beharra dago. Albo jarraipena erakusten ez duten egituren kasuan, zuzenketa aurreko profilak ez du errealaren antzik ere ez. Kasu hauetan, ertzaren kontra jotzen duten izpiak difrakzioa jasango dute eta gure geofonoak (adibidean C puntuko geofonoak) izpi hori jasoko du.

Denbora vs. Distantzia grafikoan, difrakzio hiperbola izeneko egitura agertu egingo zaigu.

Difrakzio hiperbola

- Ebazpena:

- Ebazpen bertikala: gutxienezko potentzia detektatzeko beharrezkoa den uhin-luzera eta frekuentzia (aurretik azalduta, orain birgorazteko sintesia):
 - Detektatu ditugun geruzen gutxienezko potentzia: $\lambda/4$ (Sheriff & Geldart, 1983)
 - Detektatu egingo ditugun geruzak (azal-islatazailak) erabilitako λ -ren arabera izango dira

$$\lambda \downarrow \rightarrow \text{ebazpena} \uparrow$$

$$\lambda \uparrow \rightarrow \text{ebazpena} \downarrow$$

- Adibidea: Kanpaina sismiko baten 50Hz dituen uhina erabiltzen badugu, zein izango da detektatuko ditugun geruzen gutxienezko potentzia? ($v_p = 2.0 \text{ km/s}$)

$$\lambda = \frac{v}{f} = \frac{200 \text{ m/s}}{50 \text{ Hz}} = 40 \text{ m}$$

$$h = \frac{\lambda}{4} = 10 \text{ m}$$

- Beraz, potentzia gutxiko geruzak detektatzeko λ txikiko uhinak erabiliko ditugu

○ Ebazpen horizontala

Geofonoek jasoko duten seinalea (offseta berdin mantentzen bada), azken geofonoaren erdiari dagokio; hau da, azken geofonoaren kokapena iturritik 100m-tara badago, jasoko dugun azal-islaltailearen luzeera erdia izango da, 50m alegia.

- Offseta gainazalean: x
- Erregistratutako ondoz ondoko bi punturen arteko distantzia: $0.5x$

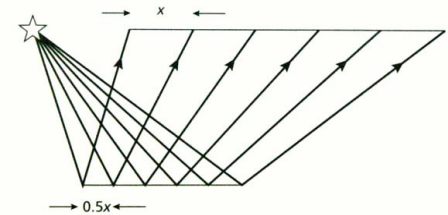


Fig. 4.10 The horizontal sampling of a seismic reflection survey is half the detector spacing.

Etenguneak daudenean, lehen ikusi bezala, difrakzioa gertatu egiten da puntu horietako izpietarako. Detektatu daitekeen bi geruzen arteko gutxienezko distantzia (etengunearen zabalera alegia) Fresnel Ereemuak (w) definitzen du.

- Detektatu daitekeen bi geruzen arteko distantzia → uhin-luzeraren lehenengo laurdenean azal-islaltailearen eremu batetik islatutako energiaren arabera

$$w = \sqrt{2 \cdot d \cdot \lambda + \frac{\lambda^2}{4}}$$

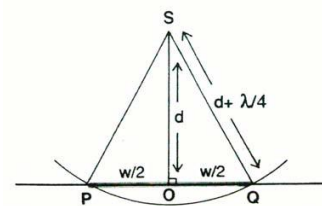


Table 4.2 The width of the Fresnel zone for specified depths and signal wavelengths

Depth (km)	Wavelength (km)				
	0.10	0.20	0.30	0.40	0.50
2	0.63	0.90	1.11	1.28	1.44
5	1.00	1.42	1.74	2.01	2.25
10	1.42	2.00	2.45	2.84	3.17
30	2.45	3.46	4.24	4.90	5.48
50	3.16	4.47	5.48	6.33	7.08

Ondoko taula aztertuz ikusi daiteke zelan gero eta uhin-luzera handiak erabiliz, sakonera txikietan detektagarria den etenguneak handia izan behar du baina, sakonera handi baten uhin-luzera berdinarekin askoz ere handiagoa oraindik.

2.3. GAIA. Errefrakzio-sismika.

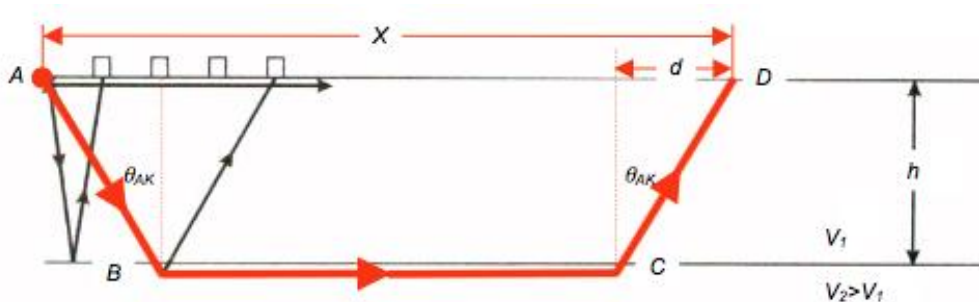
2.3.1. Sarrera

- Errefrakzio profilak islapen profilak baino luzeagoak izango dira → geofonoetara ailegatu behar diren lehenengo uhinak, uhin errefraktatuak izan behar dira.
- Oso har, ikertu nahi dugun sakoneraren 5 eta 10 bider luzera izan beharko du errefrakzio profilak → Energia handia eragiten dituzten uhin iturriak beharko ditugu.
- Horizontalki dauden geruzen potentziak kalkulatzeko erabiltzen den metodo nagusia.
- Snell-en legearen arabera da:

$$\frac{\sin \theta_{eraso}}{v_{eraso}} = \frac{\sin \theta_{errefra}}{v_{errefra}}$$

2.3.2. Bi geruzen arteko kontaktuaren errefrakzioa

$$t = \frac{2AB}{v_1} + \frac{BC}{v_2} \begin{cases} AB \rightarrow \cos \theta_{AK} = \frac{h}{AB} \rightarrow AB = \frac{h}{\cos \theta_{AK}} \\ BC \rightarrow BC = x - 2d \\ d \rightarrow \tan \theta_{AK} = \frac{d}{h} \rightarrow d = h \tan \theta_{AK} \end{cases} \begin{cases} t = \frac{2h}{v_1 \cos \theta_{AK}} + \frac{x - 2d}{v_2} \\ t = \frac{2h}{v_1 \cos \theta_{AK}} + \frac{x}{v_2} - \frac{2(h \tan \theta_{AK})}{v_2} \end{cases}$$



$$t = \frac{2h}{v_1 \cos \theta_{AK}} + \frac{X}{v_2} - \frac{2h \tan \theta_{AK}}{v_2} \rightarrow \frac{\sin \theta_{AK}}{v_1} = \frac{\sin \theta}{v_2} \rightarrow \sin \theta_{AK} = \frac{v_1}{v_2}$$

$$\frac{2h \tan \theta_{AK} v_1}{v_1 v_1} = \frac{2h \sin \theta_{AK} \sin \theta_{AK}}{\cos \theta_{AK} v_1} = \frac{2h \sin^2 \theta_{AK}}{\cos \theta_{AK} v_1} \rightarrow \sin^2 \theta + \cos^2 \theta = 1$$

$$\frac{2h \sin^2 \theta_{AK}}{\cos \theta_{AK} v_1} = \frac{2h (1 - \cos^2 \theta_{AK})}{\cos \theta_{AK} v_1} = \frac{2h}{\cos \theta_{AK} v_1} - \frac{2h \cos^2 \theta_{AK}}{\cos \theta_{AK} v_1}$$

$$t = \frac{2h}{v_1 \cos \theta_{AK}} + \frac{X}{v_2} - \left(\frac{2h}{v_1 \cos \theta_{AK}} - \frac{2h \cos \theta_{AK}}{v_1} \right) = \frac{\cancel{2h}}{\cancel{v_1} \cos \theta_{AK}} + \frac{X}{v_2} - \left(\frac{\cancel{2h}}{\cancel{v_1} \cos \theta_{AK}} - \frac{2h \cos \theta_{AK}}{v_1} \right)$$

$$t = \frac{X}{v_2} + \frac{2h \cos \theta_{AK}}{v_1}$$

$$y = mx + b$$

$$t = \frac{X}{v_2} + \frac{2h \cos \theta_{AK}}{v_1} \rightarrow v_2 = \frac{v_1}{\sin \theta_{AK}} \rightarrow t = \frac{\sin \theta_{AK} X}{v_1} + \frac{2h \cos \theta_{AK}}{v_1}$$

$$t(v_1, v_2, h)$$

$$t = \frac{X}{v_2} + \frac{2h \cos \theta_{AK}}{v_1} \left\{ \begin{array}{l} \cos \theta_{AK} = \sqrt{1 - \sin^2 \theta_{AK}} \\ \sin^2 \theta_{AK} = \frac{v_1^2}{v_2^2} \end{array} \right. \quad t = \frac{1}{v_2} X + \frac{2h \sqrt{1 - \frac{v_1^2}{v_2^2}}}{v_1}$$

$$t = \frac{1}{v_2} X + \frac{2h \sqrt{1 - \frac{v_1^2}{v_2^2}}}{v_1}$$

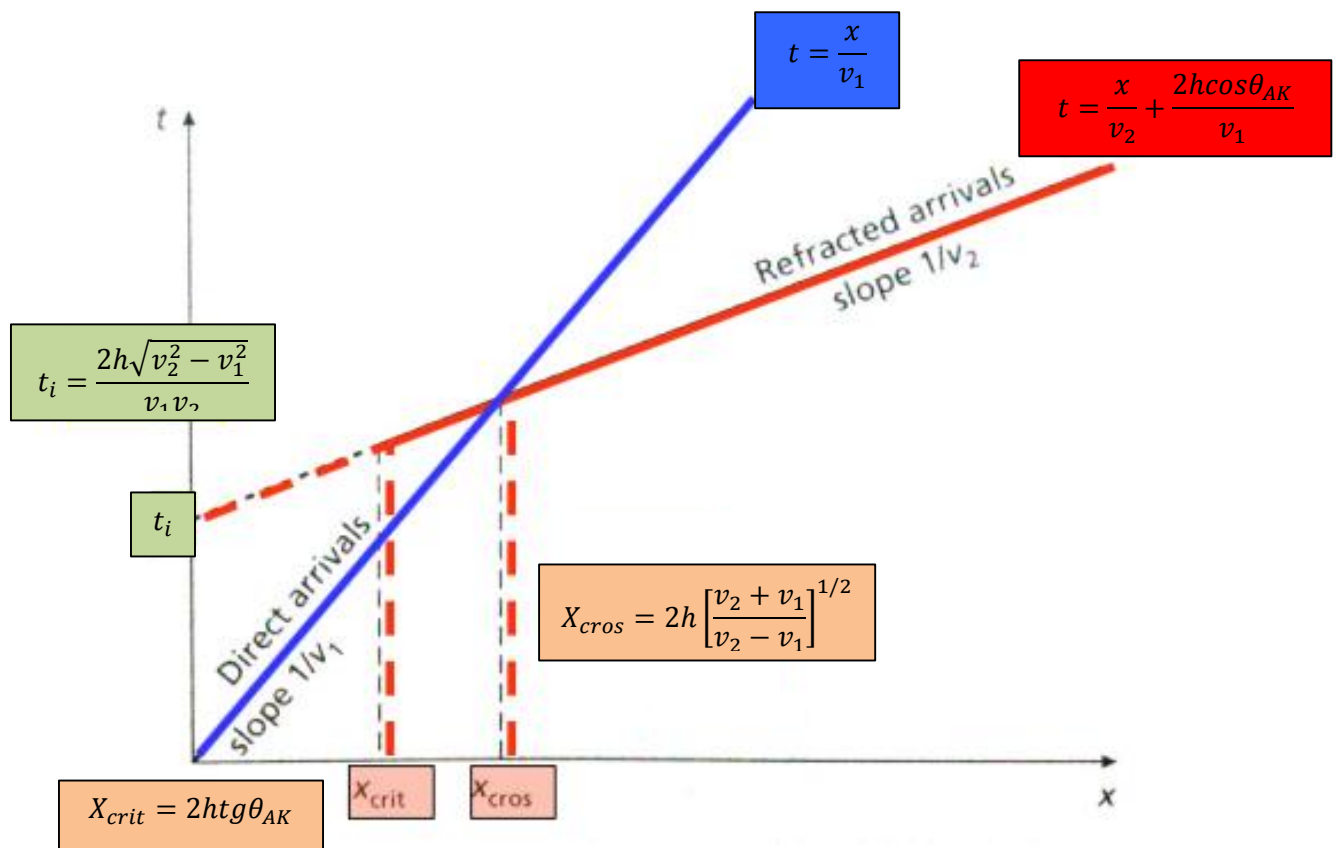
$$\frac{2h \sqrt{1 - \frac{v_1^2}{v_2^2}}}{v_1} = 2h \sqrt{\frac{v_2^2 - v_1^2}{v_1^2 v_2^2}}$$

$$2h \sqrt{\frac{v_2^2 - v_1^2}{v_1^2 v_2^2}} = \frac{2h \sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_1 v_2}$$

$$2h \sqrt{\frac{v_2^2 - v_1^2}{v_1^2 v_2^2}} = 2h \sqrt{\frac{1}{v_1^2} - \frac{1}{v_2^2}}$$

$$\begin{array}{ll}
 t = \frac{1}{v_2} X + \frac{2h \cos \theta_{AK}}{v_1} & t = \frac{\sin \theta_{AK}}{v_1} X + \frac{2h \cos \theta_{AK}}{v_1} \\
 t = \frac{1}{v_2} X + \frac{2h \sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_1 v_2} & t = \frac{\sin \theta_{AK}}{v_1} X + \frac{2h \sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_1 v_2} \\
 t = \frac{1}{v_2} X + 2h \sqrt{\frac{1}{v_1^2} - \frac{1}{v_2^2}} & t = \frac{\sin \theta_{AK}}{v_1} X + 2h \sqrt{\frac{1}{v_1^2} - \frac{1}{v_2^2}}
 \end{array}$$

$t = \text{malda} \times \text{distantzia} + \text{ebaketa puntua}$

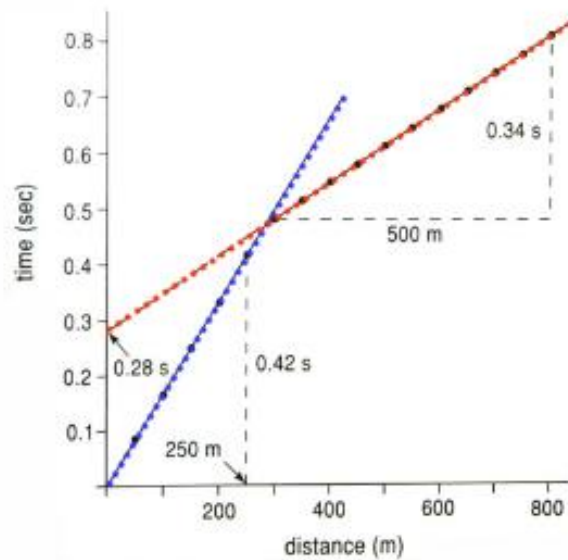
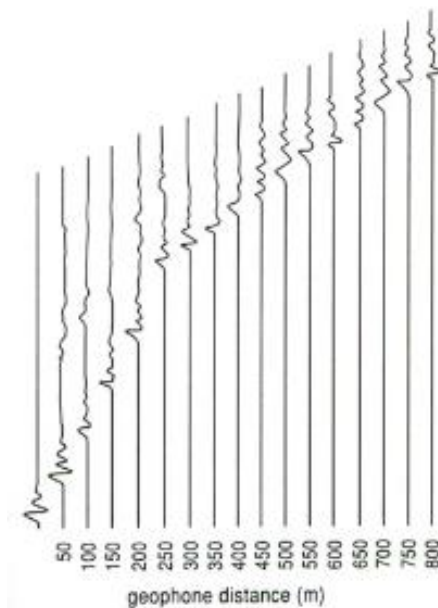


- **Ariketa:** Kalkulatu goi eta behe geruzen abiadurak (v_p) eta goi geruzaren potentzia:

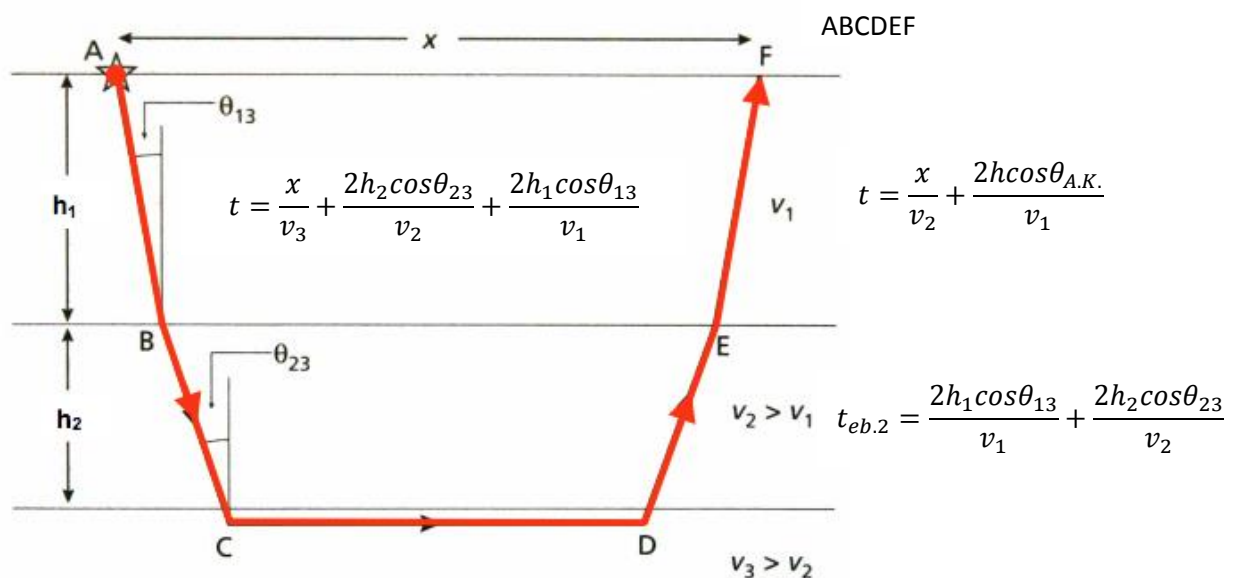
$$t = \frac{x}{v_1} \rightarrow \text{malda} = \frac{1}{v_1} = \frac{0,42 \text{ seg}}{250 \text{ m}} = 1,68 \times 10^{-3} \text{ s/m} \rightarrow v_1 = 595,23 \text{ m/s}$$

$$t = \frac{x}{v_2} + \frac{2h \cos \theta_{AK}}{v_1} \rightarrow \text{malda} = \frac{1}{v_2} = \frac{0,34 \text{ seg}}{500 \text{ m}} = 6,8 \times 10^{-4} \text{ s/m} \rightarrow v_2 = 1470,6 \text{ m/s}$$

$$t_i = \frac{2h \sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_1 v_2} \rightarrow h = \frac{t_i v_1 v_2}{2 \sqrt{v_2^2 - v_1^2}} = \frac{0,28 \text{ seg} \times 1470,6 \text{ m/s} \times 595,23 \text{ m/s}}{2 \times \sqrt{1470,6^2 - 595,23^2}} = 91,2 \text{ m}$$



2.3.3. Geruza anitzeko sekuentziak



$$t = \frac{x}{v_n} + \sum_{i=1}^{n-1} \frac{2h_i \cos \theta_{era}}{v_i} \rightarrow \theta_{era,i} = \arcsin\left(\frac{v_1}{v_n}\right)$$

Bi geruza baino gehiago izanda (beraz, bi interfase gutxienez) posible da kalkulatzeko bigarren interfase horretatik datozen errefraktatutako uhinen seinalea jasota. V_1, V_2, \dots, V_n eta h_1, h_2, \dots, h_n .

Naiz eta interfase bat baino gehiago eduki grafikoki (distantzia-denbora grafikoa) ikusten da nola jasotako seinaleak baita ere lerro zuzen batekin datozela. Grafikoa geofonoetara heltzen diren lehendabiziko seinaleak bakarrik jasotzen ditugunez puntu guztiak ez dira lerrokatuko zuzen batean, baizik eta lerro zuzen ezberdinetan, bakoitzak errefrakzio interfase bateri dagokiona eta uhin zuzenaren zuzena.

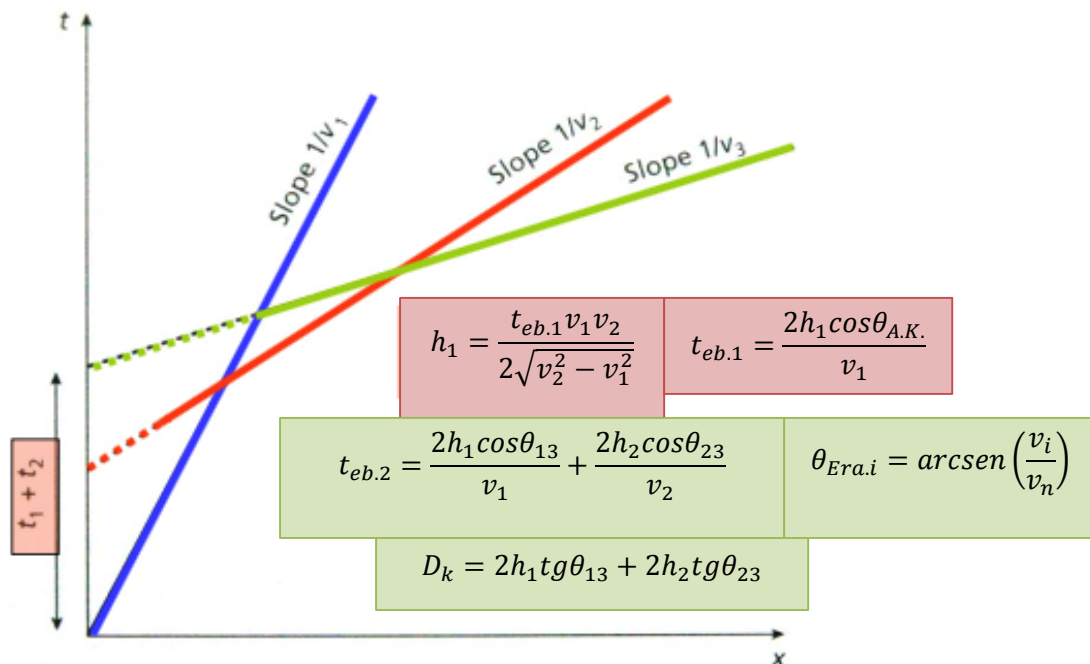
Interfase bat baino gehiago badaukagu ezinezkoa da puntu guztiak lerro batekin lerrokatzea (uhin zuzenaren zuzena aparte utzita), interfase bakoitzetik etorritako seinaleak lerro zuzen bati dagozkien bakoitzak interfase horren datu ezberdinak emango dizkigu, maldarekin abiadura adibidez.

Lehendabiziko gauza puntu guztiak dauzkagunean uhin zuzenaren zuzenei dagokien puntuak identifikatzea da, hau matematikoki egin daiteke edo (0,0) puntuan jatorria duen zuzena botata. Gero malda ezberdinarekin identifikatutako zuzenak uhin errefraktatuei dagozkien eta malda ezberdin bakoitza interfase ezberdin bat adierazten dute.

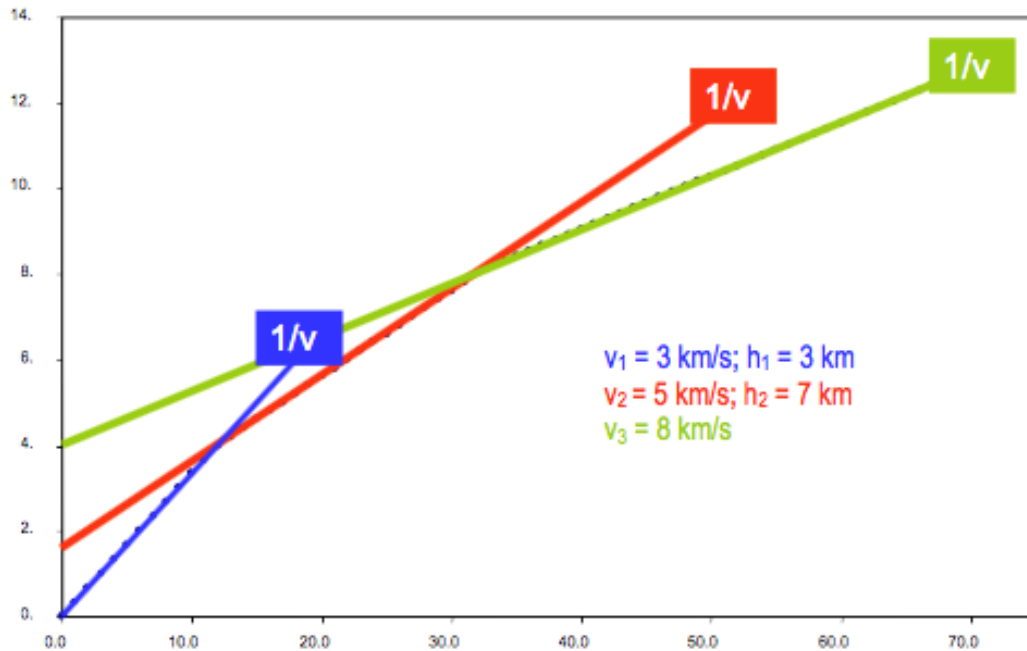
Maldak geroz eta txikiagoak izango dira, errefraktatutako seinaleak jasotzeko interfaseak geroz eta abiadura handiagoa izan behar dutelako. Interfase batean abiadura txikiagoa bada ez da errefrakzio kritikoa emango eta ez ditugu seinaleak jaoko, beraz, ez da erregistratuta agertuko, interfase hauek ikusteko zundaketa baten datuaz baliatu behar gara. Gure geofisikako datuak beti interpretazioak izango dira, benetazko datuekin konparatu behar direnak.

Ebaketa puntuak distantzia zero denean egiten dira ez distantzia kritikora. Denbora hori ebaketa denborak dira (t_{eb}). Behean agertzen diren ekuazioak betetzen dituzte eta informazio oso baliagarria ematen dute (h normalean izango da eskatzen digutena).

Bi interfaseen (maldeen) arteko ebaketa puntua ez da gure geofono batean eman behar, bi puntuen artean eman daiteke. Gainera, askotan esan bezala, behin lerro zuzena aterata erabiliko ditugun datuak zuzenaren puntuak izango dira eta ez guk jasotako puntuak.



Lehendabiziko datuak ematen dizkigutenean lehen esan bezala zuzen ezberdinak identifikatu beharko ditugu, interfase ezberdinak adierazten dituztenak. Lehendabizikoa uhin zuzenei dagokiona izango da, uhin hauekin V_1 kalkulatzeko oso erraza izango da. Lehenengo uhin errefraktatuaren uzenarekin V_2 eta h_1 kalkulatu dugu. Bigarren interfaseko uhin errefraktatuak urrango abiadura eta altuera emango digute. Hau da, datuak pausuz pausu ateratzen joan behar gara. Urrengo datuak ateratzeko hasierakoak jakin behar dira.



2.3.4. Kontaktu okertuen errefrakzioa

- Geruzaren okerduraren noranzkoan (Beheranzkoa):

$$t_2 = \frac{\sin(\theta_{12} + \gamma)x}{v_1} + \frac{2h\cos\theta_{12}}{v_1}$$

$$m_2 = \frac{\sin(\theta_{12} + \gamma)}{v_1} = \left(\frac{1}{v_{2d}}\right)$$

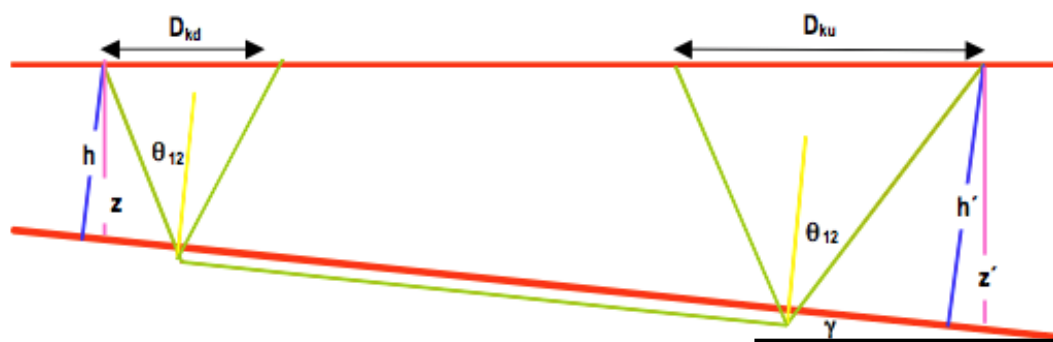
$$t_i = \frac{2h\cos\theta_{12}}{v_1}$$

- Geruzaren okerduraren noranzkoaren kontrari (Goranzkoa):

$$t'_2 = \frac{\sin(\theta_{12} - \gamma)x}{v_1} + \frac{2h'\cos\theta_{12}}{v_1}$$

$$m'_2 = \frac{\sin(\theta_{12} - \gamma)}{v_1} = \left(\frac{1}{v_{2u}}\right)$$

$$t'_i = \frac{2h'\cos\theta_{12}}{v_1}$$



Kontaktu okertuekin aurkitzen garenean oso kontuan hartu behar dugu nondik nora egiten ditugu errefrakzio sismika kanpainak. Distantzia txikiagoak egongo direlako alde batean edo bestean, eta handitzen edo murrizten joango dira. Hau da, distantzia berdina hartuta ez dituzte bidaia denbora berdinak emango ezkerreko eta eskumako aldeetan kokatuta dauden iturri eta geofonoak.

Ezkerretik eskumara egindako sismika datuak malda bat emango digute eta eskumatik ezkerrera egindako datuak beste bat, beraz, nola dakigu zein den benetako abiadura malda ezberdinak baldin badauzkagu?

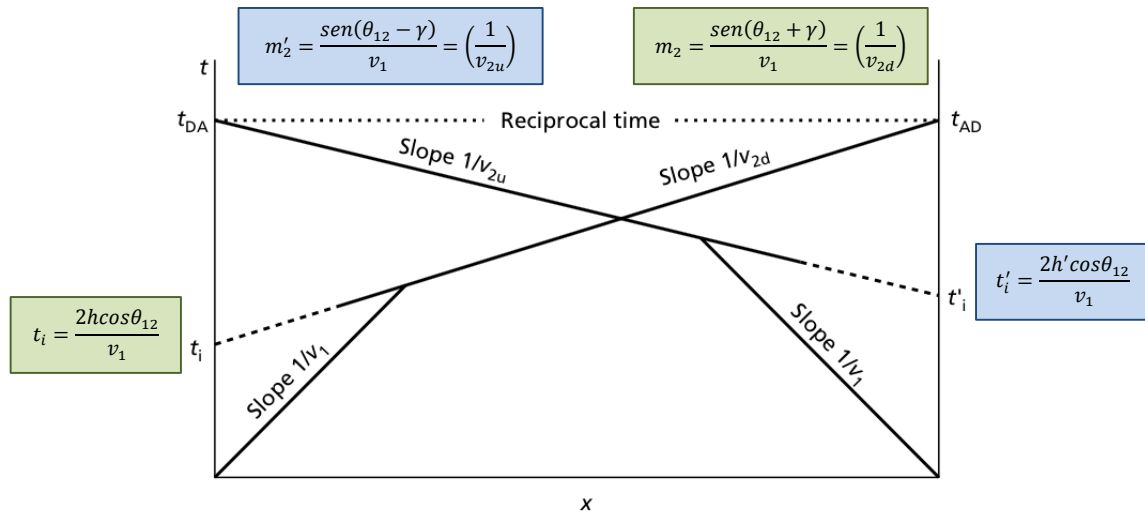
Ba kontuan izan behar dugu nondik nora egin dugun sismika formula bat edo bestea aplikatzeko.

Bai alde batetik zein bestetik hasita azkeneko datua berdina izango da (*Reciprocal time*) hasieratik bukaerara dagoen bidaia berdina delako. Maldak berdinak ez direla ikusita kontuan eduki behar dugu beste faktore bat ekuazioak egiterako orduan, interfasearen okerdura (γ).

Egin behar dugun lehendabiziko gauza da jakitea ikertutako interfasea okertuta dagoen edo ez, horretarako sismikak bi aldeetatik egiten dira malda (bidaia denborak) ezberdinak ematen badituzte ikusteko. Bidaia denborak berdinak badira interfasea horizontala da, ezberdinak badira interfasea okertua dagoela adierazten digu.

Gauza gehiago dauzkagu, iturritik interfaseara egongo den gutxienezko distantzia h altuera bat emango digu, interfasearekiko perpendikularra dena, baina distantzia hori benetako sakonera baino txikiagoa izango da. Guk ekuazioetan erabiliko dugun datua h -a izango da. Baina h eta z artean kontuan hartu behar da γ faktorea dugula, beraz, oso erraz kalkulatu daiteke benetako altuera.

Grafikoki irudikatzean malda bakoitza letra batekin joango da, sismikaren noranzkoa adierazteko. U (*Upward*), okerduraren noranzkoaren kontrari egiten dugunean profila eta D (*Downward*), okerduraren noranzkoan egiten dugunean profila.



Norantz okertzen den jakiteko grafikoa begiratu behar da eta ikusi non daukagun lehendabiziko datu errefraktatua, eskumaldean gehiago tardatzen badu datua heltzen eskumalderantz okertuko da gure geruza, eta bestela beste aldera. Hau da, distantzia berean neurtuta bidaia denbora, denbora handiena emango digu interfasearen okerduraren noranzkoa.

Formuletatik ateratzen ditugun datuak ez dira benetako ez abiadurak ez potentziak, beraz, hauek direnez behar ditugun datuak, beste ekuazio batzuk erabili beharko ditugu gure informazioa lortzeko:

Uhin zuzenak azaletik doazenez ez dituzte aldaketarik jasango eta maldak berdinak izango dira, beraz, V_1 kalkulatzeko simple da.

$$m_2 = \frac{\sin(\theta_{12} + \gamma)}{v_1} = \left(\frac{1}{v_{2d}}\right) \rightarrow \theta_{12} + \gamma = \arcsen\left(\frac{v_1}{v_{2d}}\right)$$

$$m'_2 = \frac{\sin(\theta_{12} - \gamma)}{v_1} = \left(\frac{1}{v_{2u}}\right) \rightarrow \theta_{12} - \gamma = \arcsen\left(\frac{v_1}{v_{2u}}\right)$$

$$\left. \begin{aligned} \theta_{12} &= \frac{1}{2} \left[\arcsen\left(\frac{v_1}{v_{2d}}\right) + \arcsen\left(\frac{v_1}{v_{2u}}\right) \right] \\ \gamma &= \frac{1}{2} \left[\arcsen\left(\frac{v_1}{v_{2d}}\right) - \arcsen\left(\frac{v_1}{v_{2u}}\right) \right] \end{aligned} \right\} v_2 = \frac{v_1}{\sin \theta_{12}}$$

$$\left. \begin{aligned} t_i &= \frac{2h \cos \theta_{12}}{v_1} \rightarrow h = \frac{v_1 t_i}{2 \cos \theta_{12}} \\ t'_i &= \frac{2h' \cos \theta_{12}}{v_1} \rightarrow h' = \frac{v_1 t'_i}{2 \cos \theta_{12}} \end{aligned} \right\} \begin{aligned} \cos \gamma &= \frac{h}{z} \rightarrow z = \frac{h}{\cos \gamma} \\ \cos \gamma &= \frac{h'}{z'} \rightarrow z' = \frac{h'}{\cos \gamma} \end{aligned}$$

• **Informazioa:**

1. Geruzaren okerduraren noranzkoan ateratako errefrakzio-lerro zuzenaren malda, geruzaren okerduraren noranzkoaren kontran ateratakoarena baino malda handiagoa du.
2. Geruzaren okerduraren noranzkoan ateratako errefrakzio-lerro zuzenak duen ebaketa puntua y ardatzaren geruzaren okerduraren noranzkoaren kontran ateratakoarena baino balio txikiagoa dauka.
3. Azal-islatazilearen okerdura $\leq 5^\circ \rightarrow (V_{2u} + V_{2d})/2 = V_2$
4. Izpi zuzenaren maldak berdinak dira $\rightarrow V_1$
5. Ebaketa puntua \rightarrow geruzaren okerduraren informazioa ematen du.

2.3.5. Ezkutuko geruzak

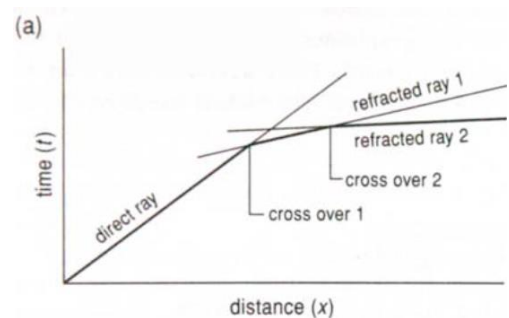
Geruzak ezkutuan geratzeko arrazoiak bi dira:

1) **Potentzia gutxiko geruza**

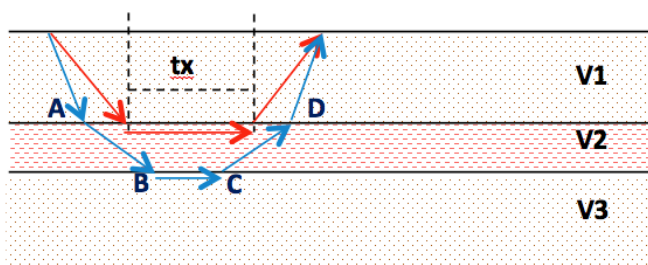
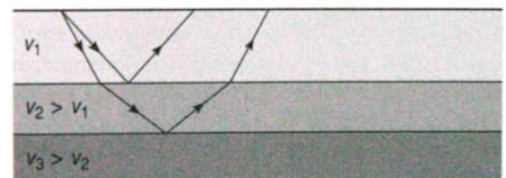
a. adibidea

- 1 interfasetik datozen izpiak (refracted ray 1)
- 2 interfasetik datozen izpiak (refracted ray 2)

Ikusten da zelan lehenengo interfasetik datozen izpiek bidaia denbora handiagoa daukatela bigarren interfasekoek baino.



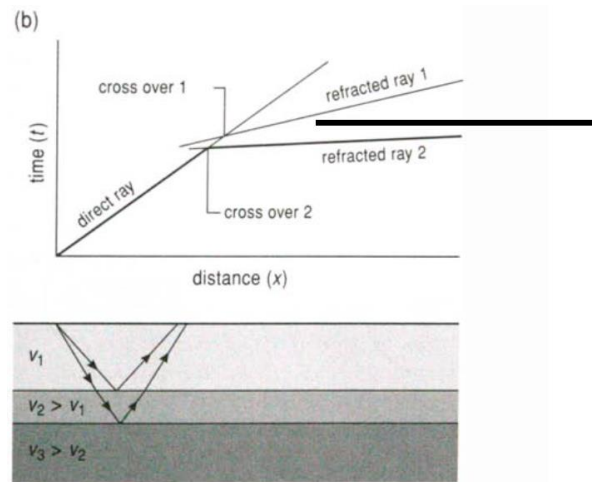
- ➔ Beraz guk jasotzen ditugun seinaleak izango dira *uhin zuzenek eta 2.interfasetik* ematen dizkigutenak
- ➔ Horren arrazoa (2.interfasetik datozen izpiak lehenago heltzea) izan liteke azpiko geruzaren lodiera oso txikia izatea eta beraz baita burutu beharreko ibilbidea ere.



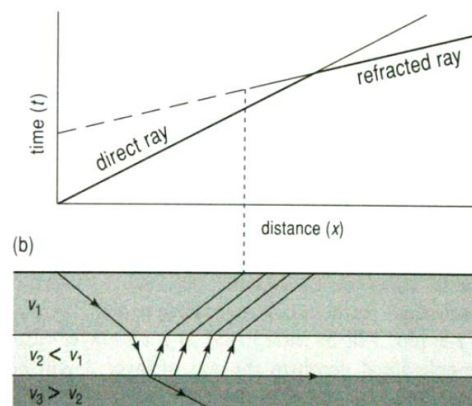
$$\frac{2AB}{v_2} + \frac{BC}{v_3} < tx$$

Baina zelan jakin heltzen den seinalea lehenengo edo bigarren interferentziari dagokion? Horretarako zundaketak egin beharko dira

b. Adibidea (aurreko gauza bera gertatzen da) → 1 interfasean bidaia denborak handiagoak dira



2) Abiadura gutxiko geruza



2.3.6. Errefrakzio kanpainaren prestaketa

- 1) Mailua erabiliz
- 2) Leherketa erabiliz
 - Sakonean egingo dira
 - Geofonoz osatutako lerroa erabiltzen da (kablez edo radio-frekuentziaz konektatuta)

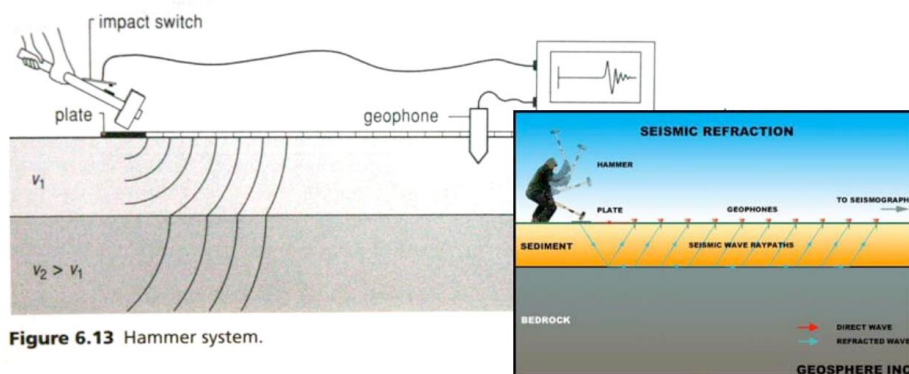


Figure 6.13 Hammer system.

3.GAIA:Lurrikarak eta sismotektonika.

3.1. Zer dira lurrikarak?

- Lurzoruaren astinaldia eta bere ondorioak edota astinaldi horrek eragiten duen uhinen iturria → Uhin sismikoen igorpenak eragiten du lurzoruaren astinaldia
- Oro har, uhin sismikoen iturria faila batean gertatutako bat-bateko mugimendutik zein desplazamendutik datorkigu.
- Uhinen iturriak:
 - %90 failak
 - %10 bulkanismoa, sakoneran dagoen barrunbeen kolapsoa, gizonezkoak eragindakoak (leherketa nuklearrak, meatzaritza, mendi-magaletako labainketak, ...)
- Energiaren askapena → "Errebote elastikoaren eredua" (*Elastic rebound model*)-H.F. Reid, 1906.
- Hipozentro ("Hypocenter of focus"), Epizentro ("Epicenter"), Aitzindari-lurrikarak ("Foreshock"), Erreplika ("Aftershock")

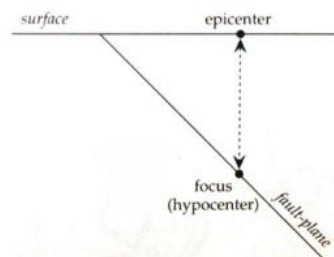


Fig. 3.29 Vertical section perpendicular to the plane of a normal fault, defining the epicenter and hypocenter (focus) of an earthquake.

3.2. Lurrikaren eta failen arteko erlazioa: errebote elastikoaren teoria

Faila zizailako
esfortsua

Deformazio
kontzentratua

Energiaren
askapena

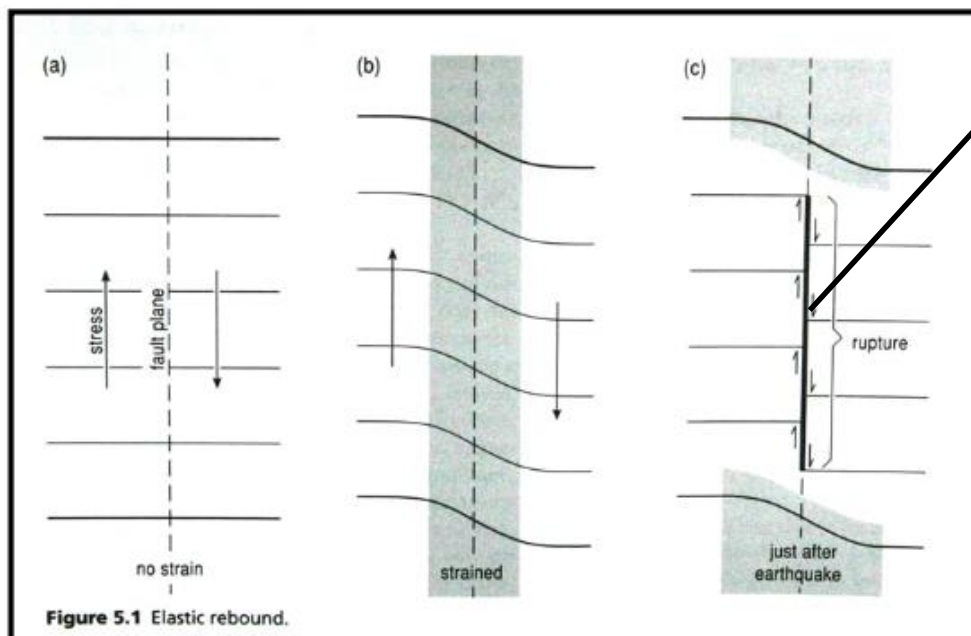


Figure 5.1 Elastic rebound.

Bat-batean
askatutako energia
(igorzketa)

↓
Igorzketa beroa
desplazamendua,
uhin sismikoa

Arroka masa batean esfortsuak eragiten dute, hasieran logikoki ez da ezer nabaritzen (a) baina denbora pasa ahala lurra plastikoki deformatzen hasten da (b) esfortsuak eragiten hari diren bitartean, bat-batean deformazio plastiko guzti hori hauskorra bihurtzen da (plastizitate guztia galduz) eta apurketa ematen da (c), lurrikara. Mugimendu plastiko hori landan markatzaile batzuekin kontrolatu daiteke. Deformazio plastiko hau mugimendu bortitzik gabe goma batekin tiratzen dugun arroka batean ondo ikusten da, gomatik tiratzen dugu (deformazio elastikoa, arroketan baita gertatzen dena baina ahin bisible ez dena) eta hau deformatzen doa, gomatik eragiten dugun indarra maruzkadura gainditzen duenean arroka zatia golpe batean mugitu egiten da, goma bere jatorriko luzera errekupeaturaz (deformazio elastikoaren energia guztia hauskorra bihurtu eta hasierako egoerara bueltatzen gara). Blokearen mugimendua pultsoka ematen da, ez jarraian.

Bat bateko mugimendu hau bero handia askatzen du (lija baten frikzioa eragiten duen moduan) eta hori arroketan eragina dauka, faila planoaren pseudotakilitak sortu egiten dira, faila baten eraginaren adierazle dira. Pseudotakilita bat hartzen dugunean ikusiko duguna da arroka faila bat, orokorrean milonita izango dena eta milonita horrek moztzen duen tentsio fraktura bat, non fraktura hori batez ere urtze partzialaren ostean betetako fluidoekin beteta egongo dena.

- **Hausturaren dimentsioak:**

(c) irudian sortutako haustura plano hori gainazaleko lerroa da baina benetan sortutako egitura plano bat da, bere luzeera (gainazalean ikusten dena) sakonera eta pairatutako desplazamendu bat duena. Landan markatzaileak (makilak) jartzen dira desplazamendua neurtu ahal izateko. Desplazamendu hau neurtzea garrantzitsua da gero ikusiko dugun magnitudea kalkulatu ahal izateko.

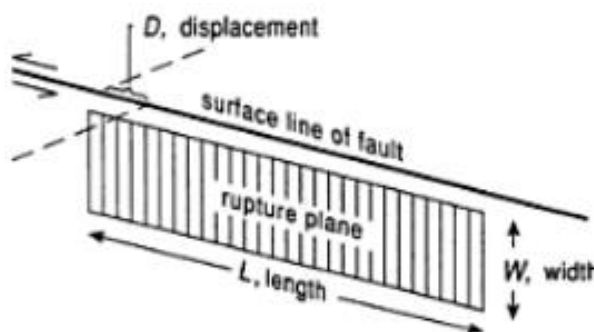


Figure 5.14 Length, width, and displacement of a rupture.

Lurrikarekin baita erlazionatzen dira beste bi lurrikara mota, erreplikak eta aintzindariak. Aintzindariak lurrikara nagusia baino lehen emandako lurrikarak dira eta erreplikak hau gertatu ostean emandako magnitude txikiagoko lurrikarak. Hauen ezagutza garrantzitsa da faila planoaren definizioa egiteko. Beheko irudian Californiako adibide bat ikusten da non lurrikara nagusia eta erreplikak markatu egin dira (puntu beltzak), lurrikara bakoitza puntu batean gertatzen da baina puntu guzti hoiek faila plano baten barruan kokatzen dira. Beraz, lurrikara guztien puntuen batura haustura planoaren ematen digute.

Markagailuekin desplazamendua neurtzen dugu eta erreplikekin luzera eta zabalera.

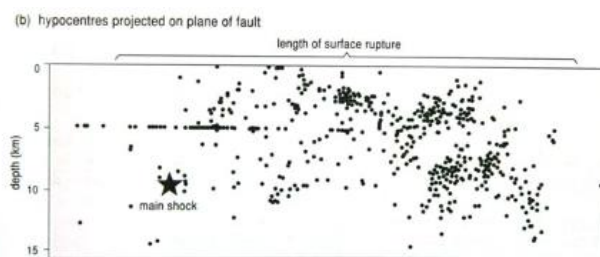
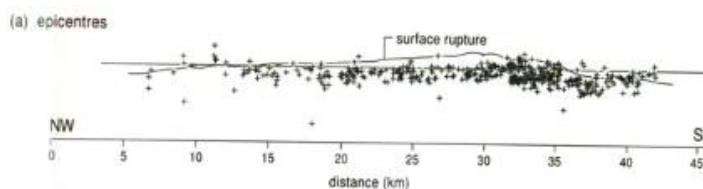
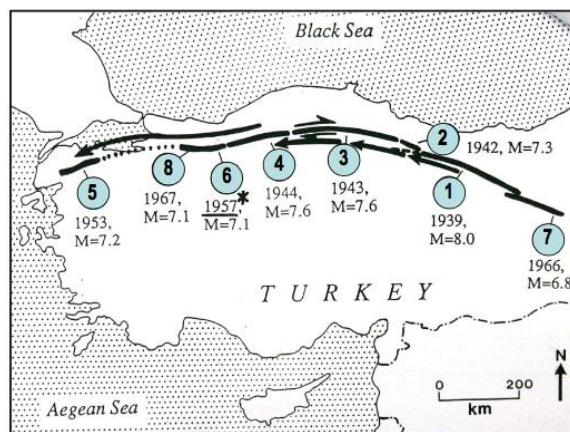


Figure 5.15 Distribution of the aftershocks of the Parkfield earthquake, 1966.

Failak ez dira guztiz homogeneous eta frikzioa ezberdin eragiten du haustura zonaren eremu ezberdinetan, beraz esfortsuak ematen hari diren bitartean deformazio elastiko bat pairatu egingo da baina noiz eta non bihurtuko den hauskorra ez dakigu, errezena pentsatzen izango litzateke apurketa ematen den lekuaren ondoren emango dela urrengo apurketa baina ondoko irudian ikusiko dugu zer da benetan gertatzen dena. Faila eremu osoan hausturak (lurrikarak) ematen dira, baina ez dira bata bestearen aurrean ematen, baizik eta esfortsua frikzioa gainditzen duenean ematen da haustura, aurrekoaren aurrean edo ez izan daitekeena.



3.3. Sismografoa

Nola detektatzen ditugu lurrikarak sortutako uhinak? Sismografoen bidez, geofonoen antzekoak direnak. Geofonoekin duten ezberdintasun handiena da geofonoak seinaleak dimentsio bakarrean hartzen dutela eta sismografoak 3 dimentsiotan. Uhinak dimentsio ezberdinetan bibratu egiten dute eta honen ondorioz sismografoak prest egon behar dira edozein uhin detektatu ahal izateko. Beheko irudian ikusten da hiru dimentsioetan detektatzeko sismografoen metodoak, hau sismografo aparatuen barruan sartuta daude gaur egun.

Beheko irudiko grafikoetan 3 dimentsioetan erregistratutako datuak agertzen dira, lerro bakoitzaren eskumako partean irudikatuta agertzen dira ze dimentsioetan egin diren grafikoak. Depende nola orientatuta daukagun sismografoa uhin batzuk edo besteak detektatu egingo ditu.

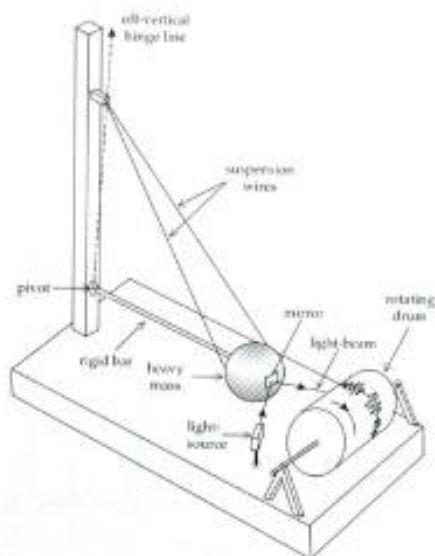
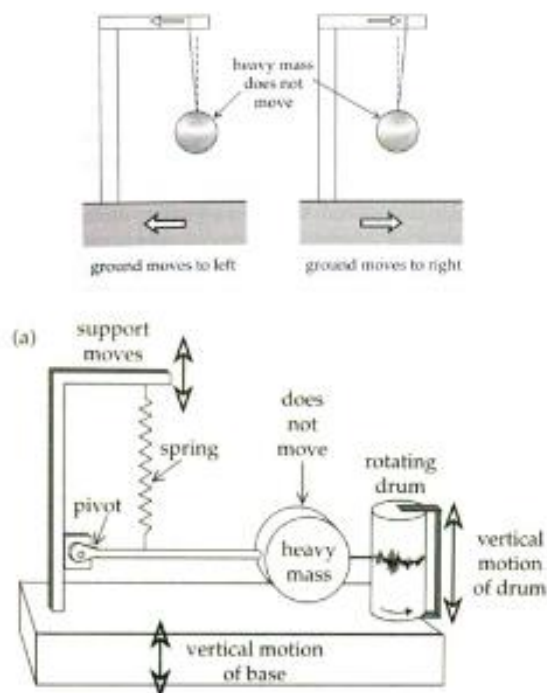
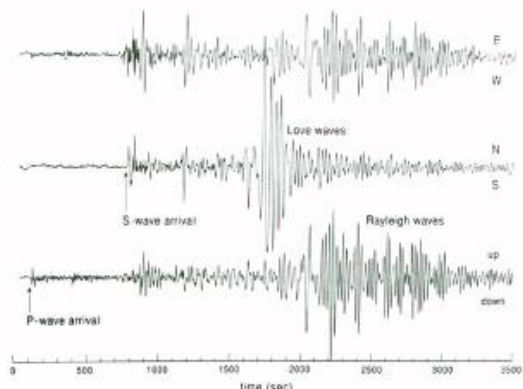


Fig. 3.23 Schematic design of the pendulum type of horizontal-motion seismometer (after Svalhall, 1953).





P uhinak, bertikalean mugitzen direla, ardatz bertikalean erregistratutako lehenengo seinalea izango da. Love uhinak adibidez mugimenduaren norabidearekiko perpendikular mugitzen dire, grafiko honetan N-S ardatzean erregistratuak geratzen direnez esan dezakegu uhinen iturria (Lurrikara) Ekialdean edo Mendebaldean dagoela.

3.4. Lurrikaren kokapena

- *Epizentroaren kokapena:*

Nola identifikatu dezakegu uhinen iturriaren epizentroa? Triangulazioaren bidez. Badakigu sismografoetara heltzen diren lehenengo uhinak P uhinak direla, beraz, jakiten badugu denbora bidaia eta era berean daukaten abiadura kalkulatu dezakegu non sortu diren uhinak. Baina klaro, ez dakigu zein den P-uhinen abiadura denbora, ez dakigulako noiz sotu egin den sismoa eta gainera medioa ez da guztiz homogenea izango eta denbora bidaiak aldatu egiten dira, beraz, metodo hau horrela eginda ez zaigu balio.

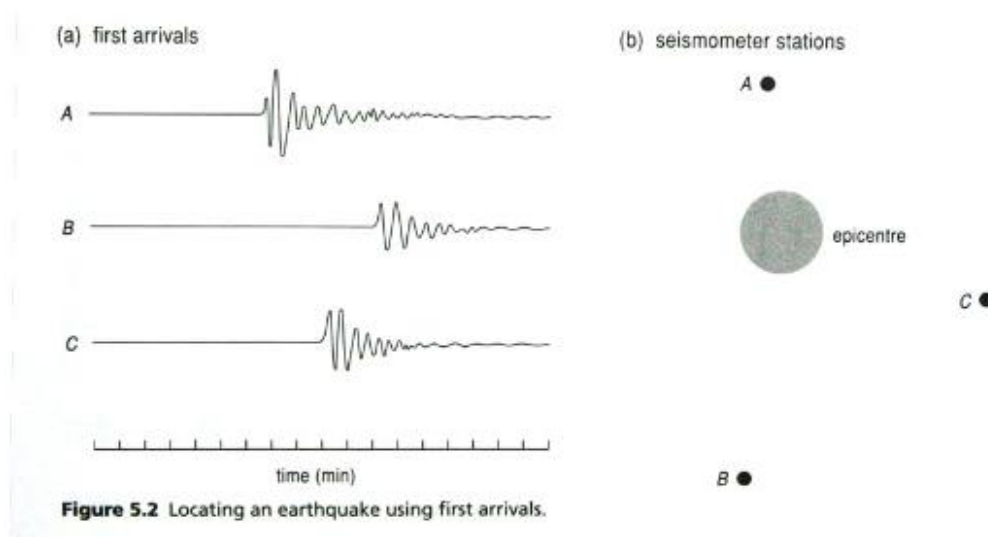
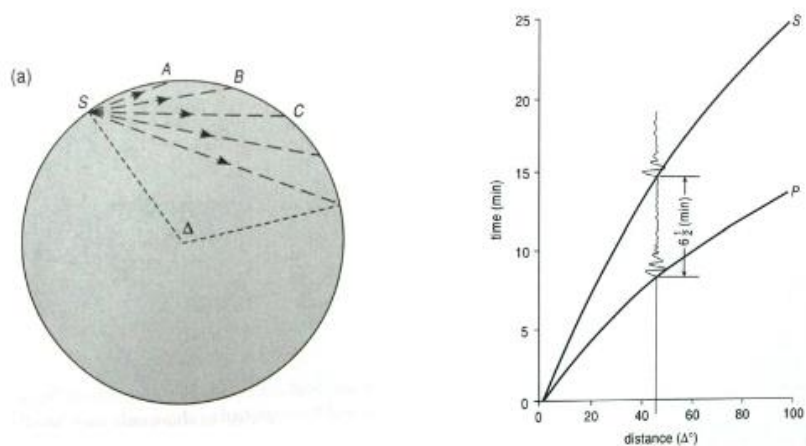


Figure 5.2 Locating an earthquake using first arrivals.

Badakigu S uhinak P uhinen ondoren etorriko direla eta ibilbide berdinak egin diuztela (hau da, aldaketa berdinak izango dira). Ibilbidea geroz eta luzeagoa izan erretardoa geroz eta handiagoa izango da, baina era proportzional batean. Beraz, erretardo hau erabili izango ahal dugu epizentroa kalkulatzeko (hipozentroa sakoneran bertikalean egongo da).

Erretardo hauek distantzia batekin erlazionatuak daudenez distantzietara pasa dezakegu erretardo hau triangulazioa egiteko. Distantziak kilometrotan (ΔKm) edo angelu epizentraletan (Δ°) neurtu daiteke eta biak sismografoetara heltzen diren P eta S uhinen bidaia denbora diferentzia adierazten dute.

Ondoko eskumako grafikoa kusten da P eta S uhinen distantzia denbora grafikoa, beraz, erretardoa markatzen da, kasu honetan konkretuki ikusten den seinalean 6 minutu terdi markatzen dira. Erretardo horri distantzia bat dagokio, 45Km ingurukoa, hiru sismografoetan egiten badugu, epizentroa kokatuta izango dugu. Hau distantzia kilometroetan eginda dago.



Angelu epizentralak kilometroekin parekatu egiten dira, eskala globalean egiten dira. Angelu hau epizentrotik lurraren zentroraino eta honetik gure sismografora dagoen arteko angelua da. 180°-ko angelu epizentrala 20.000 Km inguru adierazten dizkigu azalean (lurraren punta batetik bestera, perimetro osoa 40.000 Km-koa da).

Behean ikusten dugu adibide praktiko bat erretardoa kilometroetara pasata, epizentroa Atlantiko erdian kokatu izan da eta 3 sismografoak Ipar-Amerikan, Hego-Amerikan eta Erresuma batuak kokatuta daude. Eta beste adibide bat, uste dut sismo berdina identifikatzen duena beste sismografoekin.

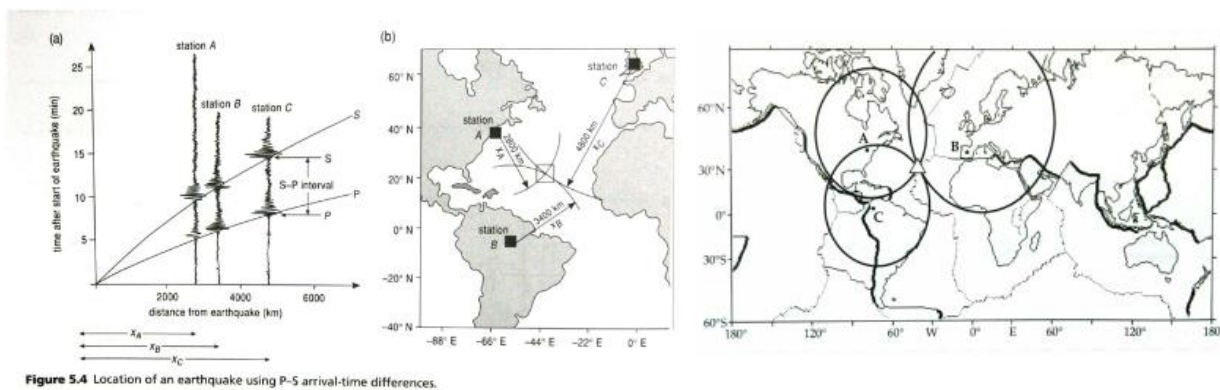


Figure 5.4 Location of an earthquake using P-S arrival-time differences.

• Hipozentroaren kokapena:

Badakigu non dagoen epizentroa, baina hipozentroa? Horretarako beste erretardo bat erabili beharko dugu. Kasu honetan P uhin primarioak eta p uhin islatuak ematen dutena. P eta pP uhinak ematen duten erretardoarekin baita distantzia (sakonera) bat barkatuko digute (aurreko kasuan bezala) eta epizentroa edukita, badakigu horren bertikalean egongo dela.

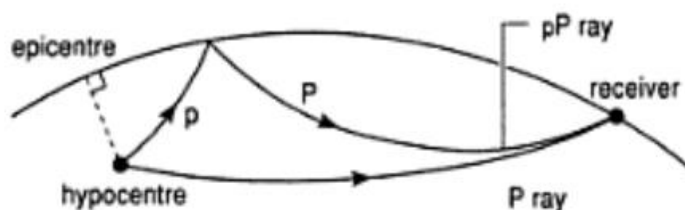


Figure 5.5 Ray paths from a deep earthquake.

- **Lurrikararen sorrera denbora:**

Lurrikararen hasiera non izan den kalkulatzeko oinarria: $v = \frac{d}{t} \rightarrow t = \frac{d}{v}$

$$t_s - t_p = \Delta t$$

Honek *erretardoa* adierazten du, hau da, heltzen lehenak diren uhinen (p-uhinen) eta bigarrenen (s-uhinen) arteko denbora ezberdintasuna.

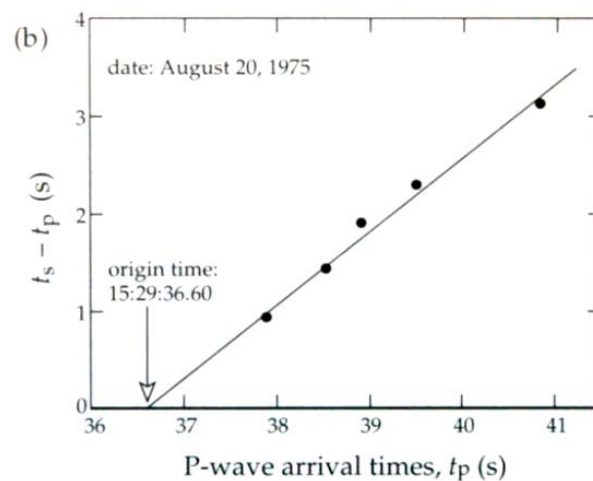
$$t_s - t_p = \frac{d}{v_s} - \frac{d}{v_p}$$

$$t_s - t_p = d \cdot \left(\frac{1}{v_s} - \frac{1}{v_p} \right)$$

- $\Delta t \uparrow \rightarrow d \uparrow$
- $\Delta t \downarrow \rightarrow d \downarrow$
- $\Delta t = 0 \rightarrow$ iturrian bertan gaude

Adierazpen hori p-uhinen heltze denboraren menpe idatzi dezakegu Wadati grafikoa lortzeko:

$$t_s - t_p = \frac{x}{v_p} \cdot \left(\frac{v_p}{v_s} - \frac{v_p}{v_p} \right) \rightarrow t_s - t_p = t_p \cdot \left(\frac{v_p}{v_s} - 1 \right)$$



3.5. Lurrikara baten tamainaren ebaluazioa: intentsitatea eta magnitudea

Ondoren ikusiko dugun bezala lurrikarak neurtzeko magnitudea eta intentsitatea hartuko ditugu kontuan.

Magnitudea \neq Intentsitatea

Intentsitatea:

- Subjetiboa da, lurrikarak sortzen dituen efektu/kalteetan oinarrituta
- “Intensity measures the strength of shaking produced by the earthquake at a certain location. Intensity is determined from effects on people, human structures, and the natural environment.”

- Zelan neurtzen da? Mercaliren eskala (1902). Hala ere, harrezkero Mercaliren eskalatik abiatuta beste eskala batzuk sortu dira, originala eguneratzeko asmoz:
 - MM: *Modified Mercali* (1931, Harry Wood & Frank Newmann) → Aldatutako Mercaliren eskala
 - MSK: *Medveded-Sponeuer-Karnikren Eskala* (1964)
 - EMS: *European Macroseismic Scale* (1992) → Gaur egun gehien erabiltzen dena. Ondorengo taulak erakusten du EMSko intentsitate balio bakoitzak zeri egiten dion erreferentzia. Aldi berean taula hori eraikititzeko intentsitatea baloratzeko seismoa sentitu duten pertsonen galdera batzuk egiten zaizkie.

Table 3.1 Qbridged and simplified version of the European Macroseismic Scale 1998: European Seismological Commission. 1995: for earthquake intensity

The scale focuses especially on the effects on people and buildings. It takes into account classifications of both the vulnerability of a structure (i.e. the materials and method of construction) and the degree of damage

<i>Intensity</i>	<i>Description of effects</i>
<i>I-IV</i>	<i>Light to moderate earthquakes</i>
I	No felt.
II	Scarcely felt. Felt only by a few individual people at rest in houses
III	Weak. Felt indoors by a few people. People at rest feel a swaying or light trembling.
IV	Largely observed. Felt indoors by many people; outdoors by very few. A few people are awakened. Windows, doors and dishes rattle.
<i>V-VIII</i>	<i>Moderate to severe earthquakes</i>
V	Strong. Felt indoors by most; outdoors by few. Many sleeping people awake. A few are frightened. Buildings tremble throughout. Hanging objects swing considerably. Small objects are shifted. Doors and windows swing open or shut.
VI	Slightly damaging. Many people are frightened and run outdoors. Some objects fall. Many houses suffer slight non-structural damage like hair-line crack fall of small pieces of plaster.
VII	Damaging. Most people are frightened and run outdoors. Furniture is shifted and objects fall from shelves in large numbers. Many well built ordinary buildings suffer moderate damage: small cracks in walls, fall of plaster, parts of chimneys fall down; older buildings many show large cracks in wall and failure of fill-in walls.
VIII	Heavily damaging. Many people find it difficult to stand. Many houses have large cracks in walls. A few well built ordinary buildings show serious failure walls, while weak older structures may collapse.
<i>IX-XII</i>	<i>Severe to destructive earthquakes</i>
IX	Destructive. General panic. Many weak constructions collapse. Even well built ordinary buildings show very heavy damage: serious failure of walls and partial structural failure.
X	Very destructive. Many ordinary well built buildings collapse.
XI	Devastating. Most ordinary well built buildings collapse, even some with good earthquake resistant design are destroyed.
XII	Completely devastating. Almost all buildings are destroyed.

Gauzak horrela, lortutako balioen arabera isoseima mapak egin ditzazkegu. Bertan intentsitate bereko puntuak irudikatzen dira. Gainera, nahiz eta kontu subjektiboa izan, mapa hauek lurrikara eragin duen egitura geologikoa hobeto ezagutzeko balio dezakete.

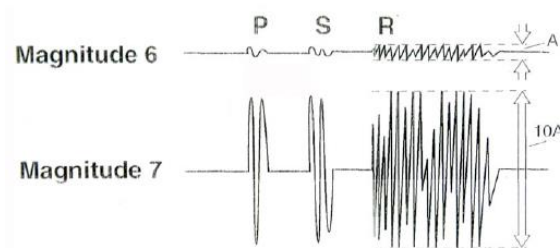
Magnitudea:

- Objektiboa da, sismografoz neurtutako balioez lortzen bait da.
- “*Magnitude measures the energy released at the source of the earthquake. Magnitud is determined from measurements on seismographs.*”
- Zelan neurtzen da? Richter eskalaz (1935); Richter eskala infinitoa da. Richter eskalaz gain, badira beste eskala batzuk ere magnitudea neurtzeko:

- A.** Richter (1935): sakonera gutxiko lurrikararen epizentrotik 100km-tara dagoen sismografo berezi batean (Wood-Anderson sismografoa), jasotako uhinen gehiegizko anplitudearen logaritmoak ematen digu.

$$M_R = \log_{10} \cdot A_s \quad \text{non, } A_s = \text{azal-uhinen gehiegizko anplitudea}$$

(mikrak)



Eskala logaritmikoa izanik, eskeman ikusten den bezala, magnitude seitik zazpita anplitudea hamar aldiz handiagoa izango da.

- B.** Murrizketak: Richterren eskala ezin da edonon erabili, alegia, Richterrek definitutako kondizioetatik at zuzenketa batzuk egin beharko ditugu:
- Epizentrotik 100km baino gehiagotara kokatzen bagara:

$$M_L \text{ (Local Magnitude)} = \log_{10} \cdot A_s + 3 \cdot \log_{10} \cdot \Delta \text{ [km]} - 2.92$$

edo

$$M_L \text{ (Local Magnitude)} = \log_{10} \cdot A_s + 3 \cdot \log_{10} \cdot (8 \cdot \Delta t_{s-p}) \text{ [seg]} - 2.92$$

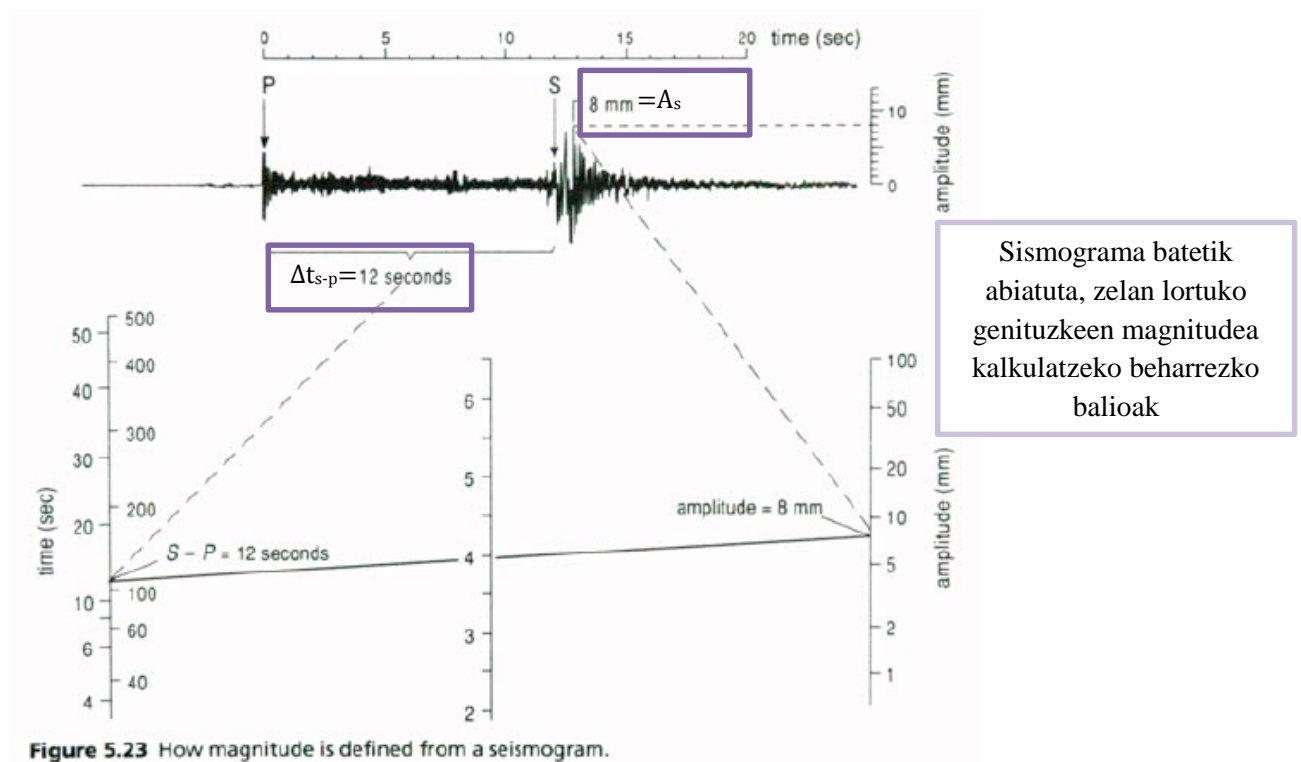


Figure 5.23 How magnitude is defined from a seismogram.

- Sakonera gutxiko seismoak badira [Txertatu J-k emandako orria]:

$$M_s = \log_{10} \left(\frac{A}{\tau} \right)_{\max} + 1.66 \log_{10} \Delta + 3.3 + \text{zuzen(sakon)}$$

zuzen(sakon) hipozentroa >50 Km sakoneratan baldin badago egiten den zuzenketa da.

- Momentu magnitudea (M_w). Gehien erabiltzen den zuzenketa da.

$$M_w \text{ (Moment Magnitude)} = \frac{2}{3} \cdot \log_{10} \cdot M_0 - 10.7$$

$$1 \text{ Dyn} = 1 \text{ g} \cdot \text{cm/s}^2 = 10^{-5} \text{ kg} \cdot \text{m/s}^2 = 10^{-5} \text{ N}$$

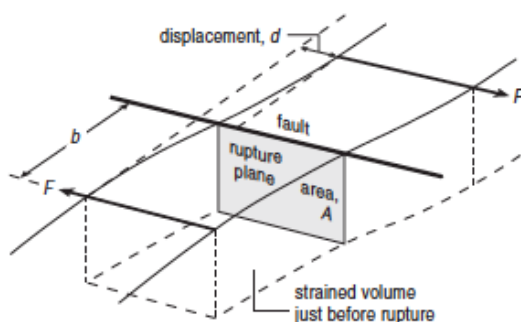


Figure 5.18 Seismic moment.

$\mu \rightarrow$ gogortasun (zizaila) modulua (dyn/cm^2)

$A \rightarrow$ haustura zonaren zabalera (cm^2)

$d \rightarrow$ desplazamendua (cm)

Deformazioa gertatu aurreko eta osteko angeluen arteko ezberdintasuna

$$M_0 \text{ (Momentua)} = 2 \cdot F \cdot b$$

non, F=indarra eta b=besoa

$$\frac{F}{A} = \mu \cdot \gamma$$

bada, eta

$$\gamma = \tan \psi = \frac{d}{2b}$$

izanik:

$$M_0 \text{ (Momentua)} = \frac{2 \cdot \mu \cdot A \cdot d \cdot b}{2b} = \mu \cdot A \cdot d$$

Oso ondo adierazi behar da zein magnitude motaz ari garen lanean, izan ere, zuzenketa ezberdinak izanda magnitude ezberdinak lortuko dira. Ondorengo taulak 1900 urtetik gaur egunera egon diren lurrikararik handienetan lortutako M_s eta M_w erakusten ditu:

Table 3.2 Some important historical earthquakes, with their surface-wave magnitudes M_s , moment magnitudes M_w , and the numbers of fatalities

Year	Epicenter	Magnitude		Fatalities
		M_s	M_w	
1906	San Francisco, California	8.3	7.8	3,000
1908	Messina, Italy	7.2	—	70,000
1923	Kanto, Japan	8.2	7.9	143,000
1952	Kamchatka, Russia	8.2	9.0	
1957	Andreanof Islands, Alaska	8.1	8.6	
1960	Valdivia, Chile	8.5	9.5	5,700
1960	Agadir, Morocco	5.9	5.7	10,000
1964	Prince William Sound, Alaska	8.6	9.2	125
1970	Chimbote, Peru	7.8	7.9	66,000
1971	San Fernando, California	6.5	6.7	65
1975	Haicheng, China	7.4	7.0	≈300
1976	Tangshan, China	7.8	7.5	243,000
1980	El Asnam, Algeria	7.3	—	2,590
1985	Michoacan, Mexico	8.1	8.0	9,500
1989	Loma Prieta, California	7.1	6.9	62
1994	Northridge, California	6.8	6.7	60
1999	Ismi, Turkey	—	7.6	17,100
2004	Sumatra-Andaman Islands	—	9.0	250,000

Kokapena vs. Intentsitatea

Magnitudea eta intentsitatea ez dira alderagarriak orokorrean, esate baterako desertu batean gertatzen den lurrikara bat magnitude handikoa izan daiteke (datu objektiboa), baina intentsitate txikikoa (kalte oso gutxi, aldagai subjektiboa). Dena dela, kasu batzuetan, aldera ditzazkegu.

Gauzak horrela esan daiteke, seismo baten kokapena (magnitudeari erabat lotutako aldagaia), intentsitatearekin zer ikusia duela. Beraz, kontua ez da bakarrik zenbat energia askatuko den, baizik eta ondorioak ere zenbatekoak izango diren.

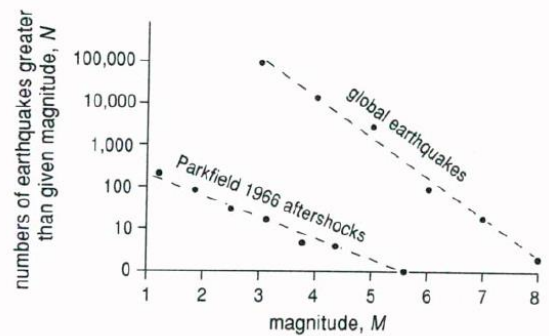
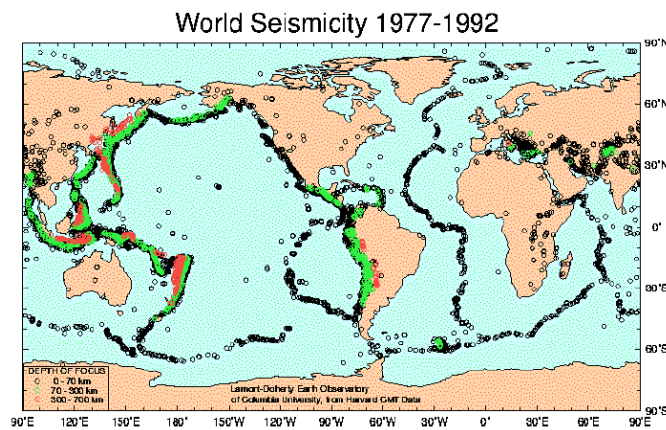


Figure 5.25 Numbers of earthquakes of different magnitudes.

3.6. Foku mekanismo soluzioak

➔ Lurrikarak eragin duen faila motaren norabidea antzemateko erabiltzen da

Hau azaltzen hasi aurretik ideia bat argi izan behar dugu. Demagun mailuarekin S-N norabidean kolpe bat ematen diogula iltzeari. Iltzea Y ardatztzat hartuz eta gainazala X ardatz bezala irudikatuz, lau kuadrante lortuko ditugu eta efektu horren ondorioz kuadrante bakoitzean esfortzu egoera bat gertatuko da:

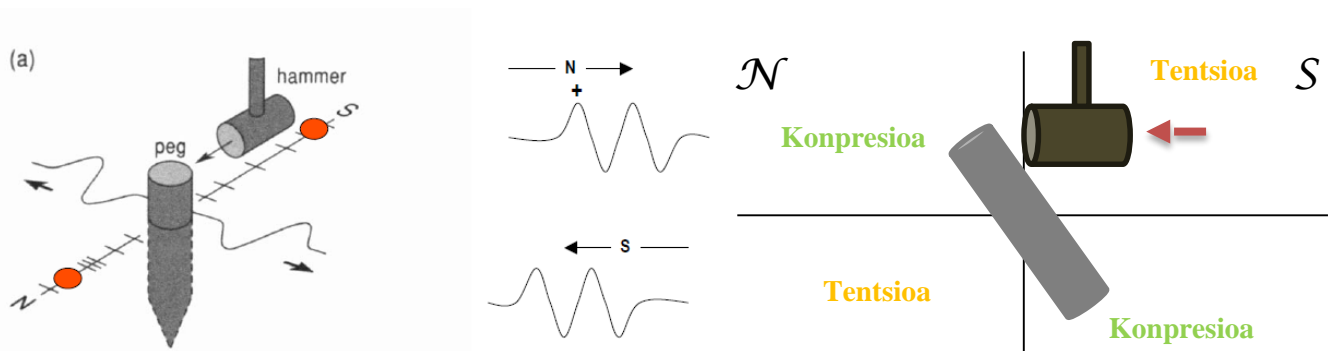


Figure 5.6 P- and S-waves around a struck peg.

Adibide sinple horrek, errealitatean ematen diren kasuetarako aplikatu daiteke. Horrela, konpresio-tentsioen eskema sinplea eginda, errealitatean ematen diren lurrikaren eragile diren failak proiektzio estereografikoan adierazi daitezke.

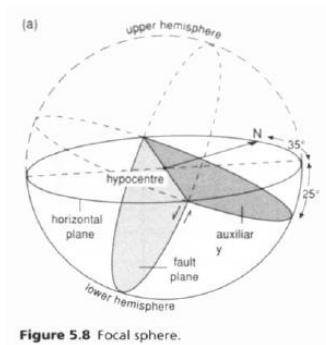
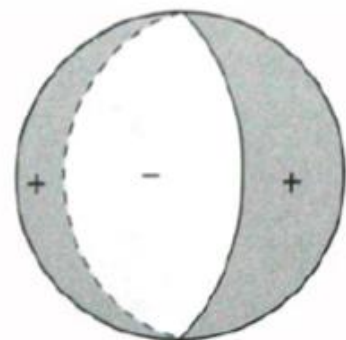
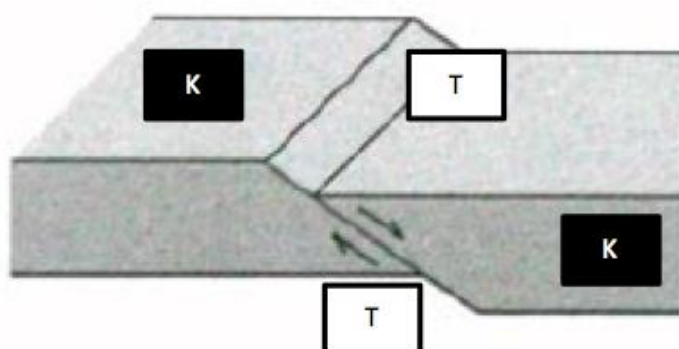


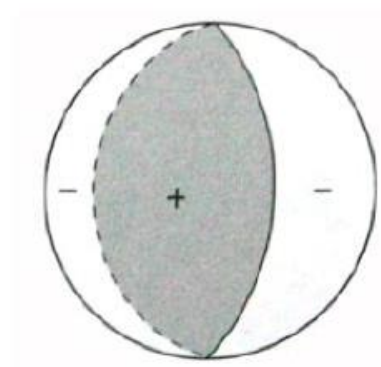
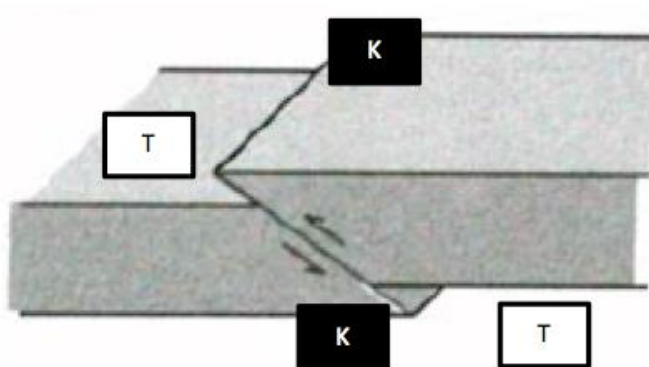
Figure 5.8 Focal sphere.

- Konpresiozko p-uhinak (K) →
- Tentsiozko (dilataziozko) p-uhinak (T) →

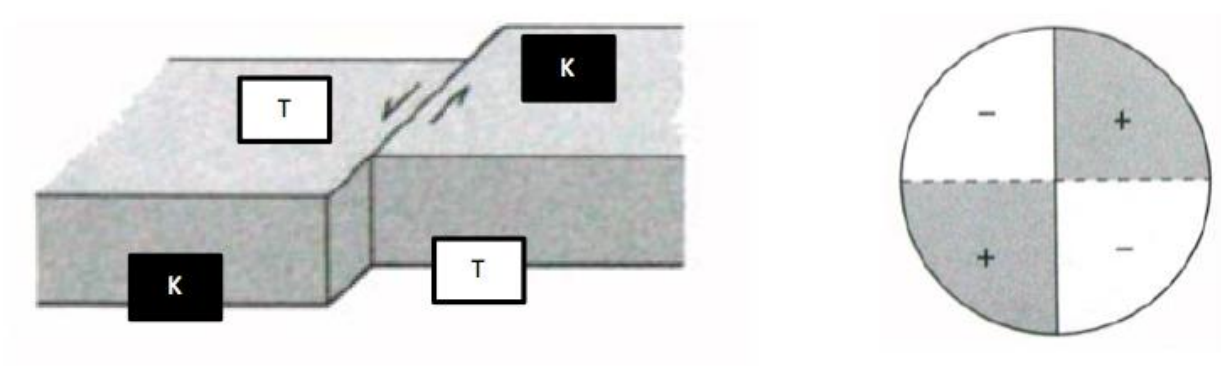
▪ Faila normala



▪ Alderantzizko faila

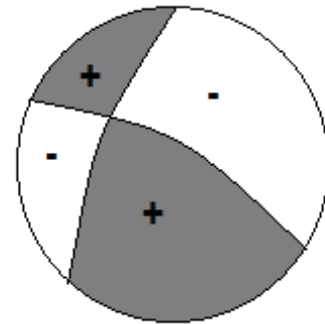


- Faila traskurrentea (urratze faila)



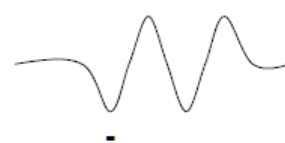
- Konponente bertikaldun eta horizontaldun failak eragindako lurrikara

*Kasu honetan faila N-S norabidekoa bada, alderantzizko faila destroa da



Baina uhinak jasotzean zelan dakigu jaso dugun uhina konpresiozkoa edo tentsiozkoa baden?

➔ Uhinen polaritateari antzemango diogu: heltzen lehenengoa uhin gailurra bada, konpresiozko uhina izango da, sakonunean bada berriz, tentsiozkoa.



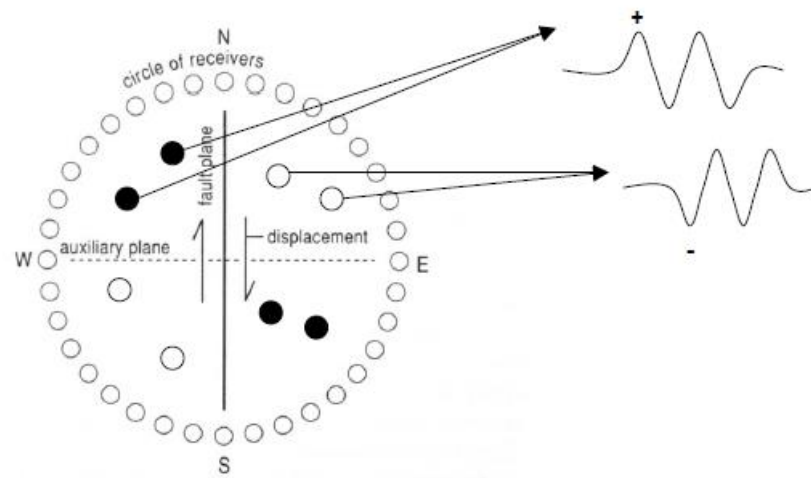


Figure 5.7 Radiation pattern of a fault displacement.

Lurrean uhinak jasotzen ditugunean, bertikalean neurtuko ditugu eta beraz, lerro modura neurtuta proiektzioan irudikatu ditzazkegu.

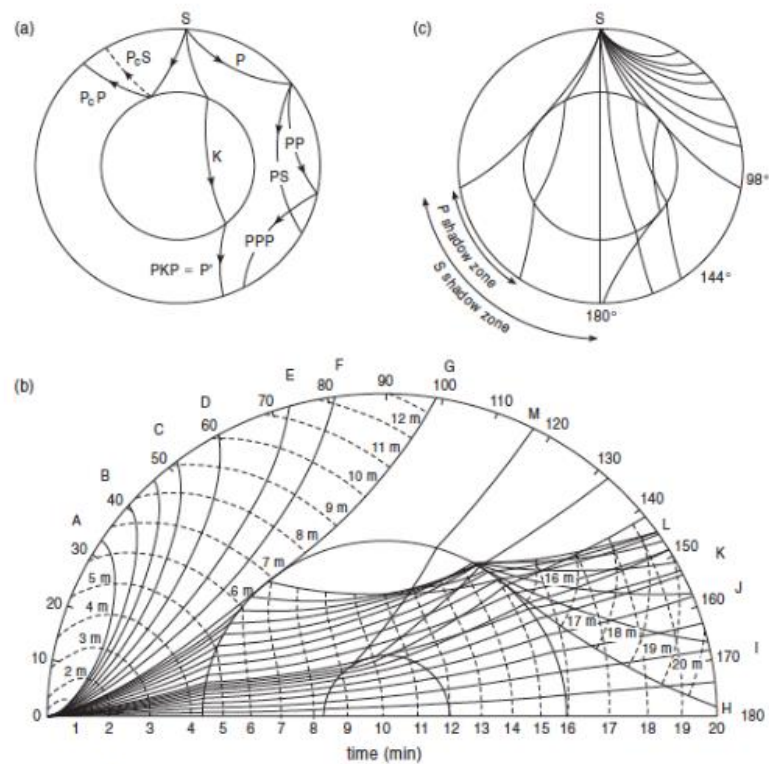


Figure 4.20 Ray paths in the Earth.

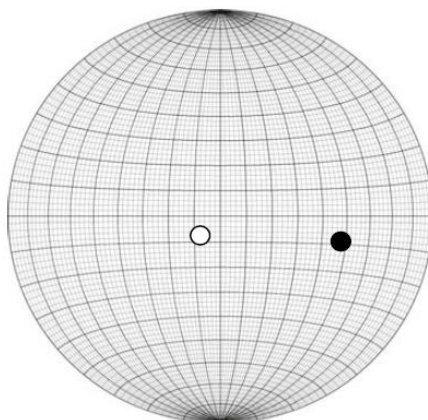
Gauzak horrela, uhin batek (lerro bezala hartuz) bertikalarekiko osatuko duen angelua *take-off* angelua definituko du. *Take-off* angelua gero eta handiagoa izanda, irudiari erreparatuz ikusi daiteke zelan iturritik eta geofonora dagoen distantzia gero eta handiagoa den.

ADIBIDEA:

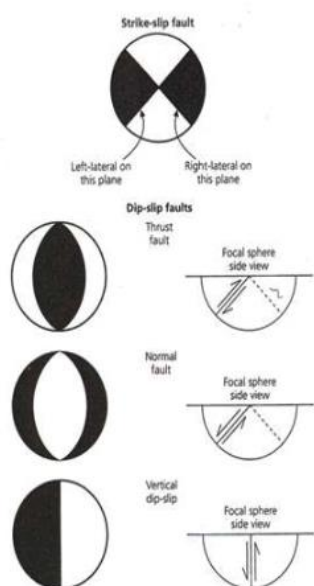
Estazioa	Seinalea	Azimut	Take-off
Buenos Aires	D	250°E	15°
Bilbo	C	100°E	55°

OSO GARRANTZITSUA DA ERABILIKO DITUGUN SEINALEAK SEISMO BERTINARENAK IZATEA.

Irudikatzeko orduan, kontuan hartuko dugu *take-off* angelua bertikalarekiko neurtzen dugunez, proiektzioan N-S ardatzarekiko hasi beharko gara graduak kontatzen (bestetan E-tik edo W-tik hasten ginen kontatzen). Horrela, datuok proiektzioan irudikatuta:



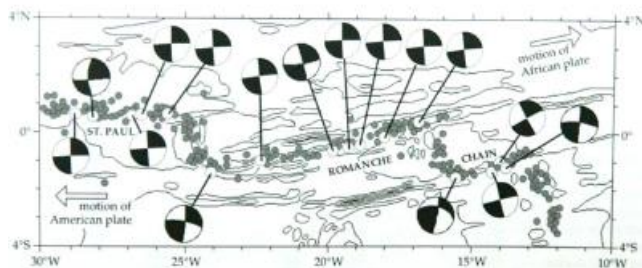
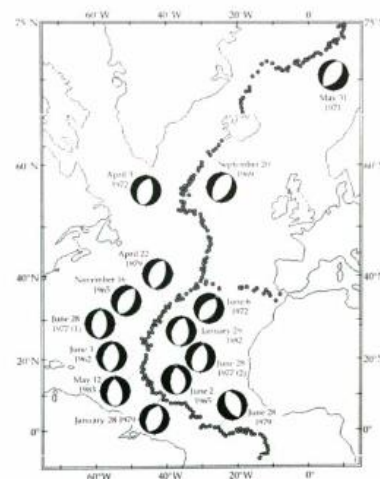
3.7. Lurrikaren banaketa espaziala



Aurreko puntuan ikusitako hondartza bakoia baita ere dauzkagu ondoko irudi honetan, baina laugarren figura ez dugu orain arte ikusi, balaia bi eremuetan banatuta ikusten dugu baina badakigu espazio totalan lau eremutan banatuta egon behar dela, hau da beheko hemisferioa bakarrik ikusten dugulako, faila auxiliarrak horizontalak dira eta beste bi eremuak gure iruditik kanpo uzten dituzte. Honen foku mekanismoa faila bertikal bati dagokio baina mugimendu bertikala bakarrik duena.

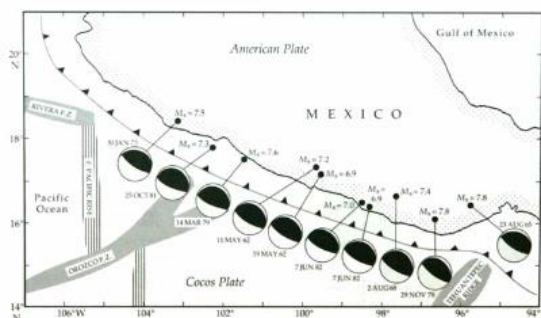
Fig. 4.2-14 Focal mechanisms for earthquakes with various fault geometries. Compressional quadrants are black. The strike-slip mechanism is for pure strike-slip motion on a vertical fault plane, which could be oriented either NE-SW or NW-SE. The pure dip-slip mechanisms are for faults striking N-S.

Ondoko irudietan ikus dezakegu benetako mapa batean nola ikusten diren hondartza baloiak eta zer esanahi daukate. Eskumako irudian Atlantiar gandar ozeanikoan emandako sismoen hondartza baloiak dauzkagu, gandorra izanda logikoa da indar estentziboak egotea, beraz, sismoak sortu dituzten failak normalak dira eta failen norabidea gandorraren kokapenaren arabera da, logikoki, faila nagusia eta auxiliarra identifikatu ahal izateko zona bakoitzaren geologia aztertu beharko dugu. Baita ere posiblea da faila transkurrenteak aurkitzea zonalde honetan, gandar ozeaniko bat izanda logikoa dena.

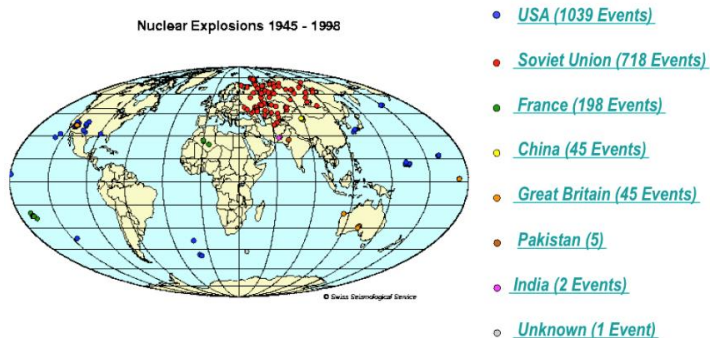


Alboko irudian urratze faila sistema bat ikusten dugu, baloi guztiak oso antzekoak dira eta geologia ikusita esan dezakegu faila nagusia baloietan horizontalki (E-W norabidea duena) agertzen dena da, beraz mugimendua destroa izango da.

Azkeneko irudian subdukzio zona bat agertzen da, zona hauetan konpresioa nagusi izaten da eta baloietan hori ikus dezakegu, sismoak eragin dituzten failak alderantzizkoak direla. Baloietan ikusten da nola subduzitutako lurrazal ozeanikoa ia horizontala da, hau da, okerdura oso txikikoa.

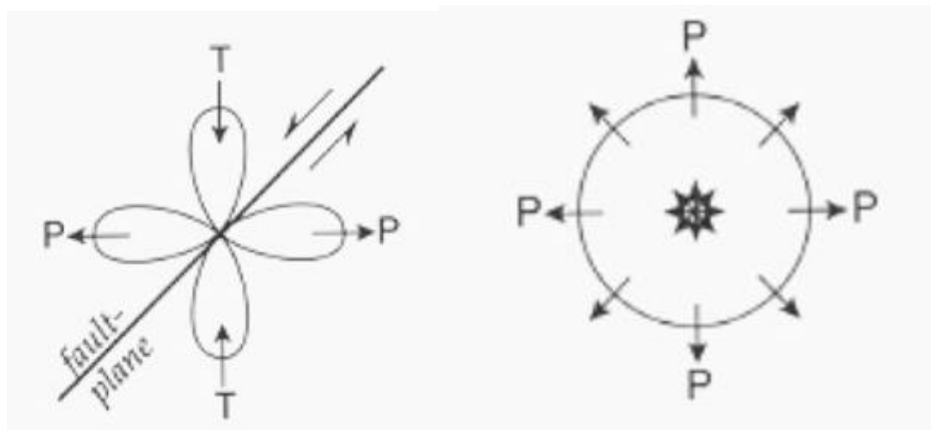


Sismoak aurretik komentatu bezala ez dira bakarrik lurrikarengatik sortzen, beste faktore batzuk baita sortzen dituzte lurrikarak, batzuk naturalak sumendien prozesuak bezala eta beste batzuk antropikoak eztanda nuklearrak bezala. Azkeneko hauek laburki komentatuko ditugu.



Munduan badaude erregistratuta hainbat eztanda nuklear herrialde ezberdinak eragindak, eta hauen erregistro sismikoa badago, guztiak bere hondartza baloiarekin, baina badago bat izena ez duena, hau da, herrialde batek botatako bonba nuklearra ez dago erregistratua, baina guk badakigu uhin sismiko horiek eztanda nuklear bati erantzuten diotela, zergatik?

Lurrikarak sortutako uhinak konpreio eta estentzio zonaldeak dauzkate failaren mugimenduaren arabera, baina eztanda nuklear batean sortutako lehenengo uhinak konpresiozkoak dira norabide guztietan (hau da, BOOM! Konpresioa alde guztietara), beraz, sortutako hondartza baloia gustiz beltza izango da, horrela identifikatzen dira eztanda nuklear baten ondorioz sortutako uhien hondartza baloiak.



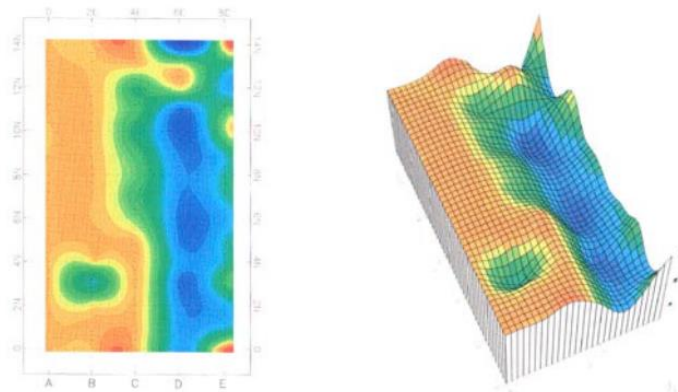
4.1. GAIA. Grabitatea

GRABIMETRIA: luraren edozein planetaren edo sateliteren grabitate-eremua denboran edo espazioan zehar neurtzen, ikertzen eta interpretatzen duen geofisikako adarra.

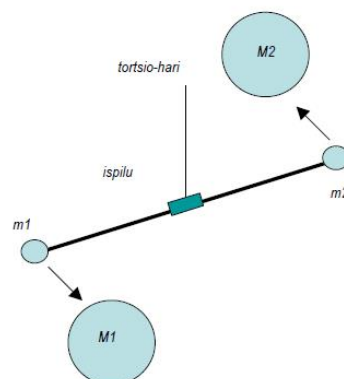
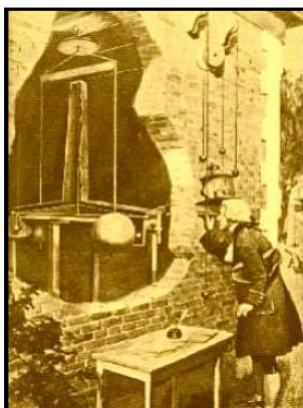
Geodesia: luraren itxura ('geometria'), dimentsioak eta izaten dituen deformazioa analizatzen dituen geofisikako adarra.

- Aplikazio eremuak: zertarako erabiliko dugu grabimetria?
 - Lurraren barneko egitura ikertzeko edozein eskalatan
 - Litosferaren deformazioak (isostasia) analizatzeko eta kuantifikatzeko (deformazio elastikoa)
 - Itsasaldiak neurtzeko; lurak, eguzkiak edota ilargiaren eraginez denborarekin izaten dituen grabitate aldagetak neurtzeko alegia.
 - Planeta/sateliteen orbitak definitzeko
 - Hobir mineralak/hidrokarburoak edota ura antzemateko

ADIBIDEA: grabitate-anomaliak erabiliz barrunbe geologikoen kokapena jakin daiteke. Hurrengo adibidean ura bilatuko bagenu, urak arrokekiko dentsitate txikiagoa izanik, urak kolore urdina izango du eta arrokek berriz laranja/gorrixka. Kolore-eskala erlatiboa da, bi elementu edo gehiago konparatuko ditu: dentsitate txikiek urdin kolorea izango dute eta handienek berriz, laranja/gorria.



- Cavendishen tortsio balantza: zelan eman G-ri balio bat



$$\tau = K \cdot \theta$$

$$M = 2 \cdot F \cdot L$$

τ : hariak sortzen duen indarra

Θ : tortsio balantza zenbat mugitu dugun adierazten duen angelua

k: konstante bat

Bi formula horietatik abiatuta, Carvendishek Lurraren masa lortu nahi bazuen ere, G konstanteari balio bat eman ahal izan zion lehenengo aldiz (XVIII mendean).

$$G = 6,74 \cdot 10^{-11} \text{ N} \cdot \text{m}^2/\text{kg}^2$$

Dena dela, hori ez da zehatz mehatz gaur egun onartzen den balioa, aurrerago ikusiko dugun bezala.

4.1.1. Zertan datza grabimetria

- Batez ere, lurrazpian lateralki dauden dentsitate aldaketak (*anomaliak*) antzemango ditugu, bi puntuen arteko grabimetria aldaketak neurtuz (neurketa erlatiboa)
 - Hortaz, dentsitate handiko zein dentsitate gutxiko arroka aurkitzeko balio izango ditu (hala nola, granitoak, gatz-diapiroak, hidrokarburoak...)
 - Anomalia positiboak → dentsitate handiko arroka gorputzak
 - Anomalia negatiboak → dentsitate gutxiko arroka gorputzak
- Arazoa: lateralki dauden dentsitate aldaketak oso txikiak dira eta beraz, erabili egingo diren aparatuak sekulako sentsibilitatea izan beharko dute; hau da, datuak hartzerakoan oso zehatzak izan beharko dira
 - Adibidez, lurlean grabitatea (azelerazioa) 9.8 m/s^2 izanik, anomaliaren balioak $\approx 100 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$ -tik $100 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$ -ra doaz

4.1.2. Newton-en legeak

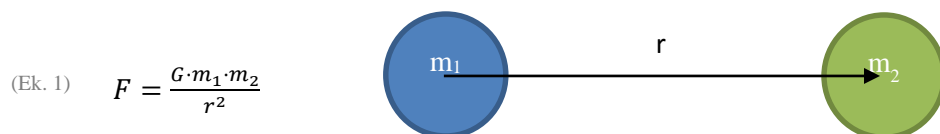
- i. **Newton-en grabitazioaren legea:** bi masak (m_1 eta m_2) elkarrengan sortzen duten atrakzio indarra, haien masa (M) biderkaduraren zuzenki proportzionala da eta haien distantziaren alderantzizko proportzionala izango da.

- G (Grabitete konstante unibertsala):

$$6,67259 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3/\text{kg} \cdot \text{s}^2 \quad \leftarrow \text{ Nazioarteko Sistema}$$

$$6,67259 \cdot 10^{-11} \text{ N} \cdot \text{m}^2/\text{kg}^2$$

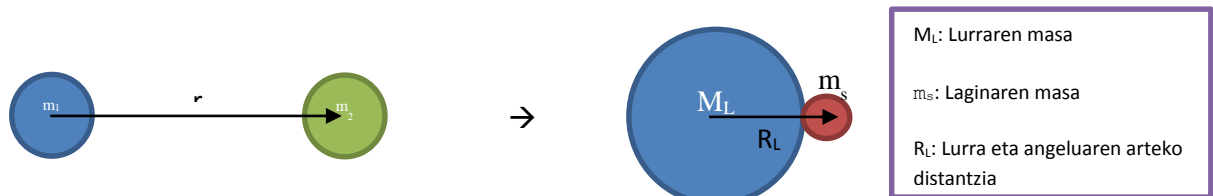
$$6,67259 \cdot 10^{-11} \text{ cm}^3/\text{g}^2 \cdot \text{s}^2$$



- Haien masa osoa puntu batean kontzentratuta badago, zenbat eta masa gehiago izan, orduan eta atrakzio indarra handiagoa sortuko dute

- Aldi berean, distantzia zenbat eta luzeagoa izan, atrakzio indarra orduan eta txikiagoa izango da
- Lur gainazalaren gainean dagoen masa txiki batentzat berriro lehengo ekuazioa (Ek. 1) berridatzi dezakegu:

$$F = \frac{G \cdot m_1 \cdot m_2}{r^2} = \frac{G \cdot M_L \cdot m_s}{R_L^2} \quad (\text{Ek. 1})$$



- ii. **Newton-en mugimenduaren 2.legea:** kontuan izanda $F = m \cdot g$ dela, gorputz batek duen azelerazioa aplikatutako indarraren zuzenki proportzionala izango da.

$$F = \frac{G \cdot M_L \cdot m_s}{R_L^2} \text{ eta } F = m_s \cdot g \text{ izanik, } \frac{G \cdot M_L \cdot m_s}{R_L^2} = m_s \cdot g \text{ hortik, } g \text{ askatzen badugu:}$$

$$g = \frac{G \cdot M_L}{R_L^2} \quad (\text{Ek. 2})$$

- Lurra guztiz esferikoa izango balitz orduan, g-ren balioa toki guztietan berdina izango litzateke

4.1.3. Zein da lurraren masa?

- Lurraren erradioa ekuadorean: 6378,160km
- $G: 6,67259 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3/\text{kg} \cdot \text{s}^2 = 6,67259 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{Mg} \cdot \text{s}^2$
- $g: 9,78 \text{ m/s}^2$
- $V: 108.321 \cdot 10^{10} \text{ km}^3$

$$g = \frac{G \cdot M_L}{R_L^2} \quad \rightarrow \quad M_L = \frac{g \cdot R_L^2}{G}$$

$$M_L = \frac{9.78 \text{ m/s}^2 \cdot (6378160 \text{ m})^2}{6,67259 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3/\text{kg} \cdot \text{s}^2} = 5.96259 \cdot 10^{24} \text{ kg}$$

$$d_L = \frac{M_L}{V} = \frac{5.96259 \cdot 10^{21} \text{ Mg}}{108.321 \cdot 10^{19} \text{ m}^3} = 5.501 \text{ Mg/m}^3$$

→ Kalkulatu dugun luraren batez besteko dentsitatea 5500kg/m^3 izango da ($5,5\text{Mg/m}^3$; $5,5\text{g/cm}^3$) daukagun arroken taularekin konparatuz bat dator:

- Adinarekin dentsitatea handitu egiten da.
- Arroka sedimentarioak, igneoak eta metamorfikoak gero eta dentsitate handiagoa dute hurrenez hurren (orokorrean)

Table 6.2 Approximate density ranges (Mg m^{-3}) of some common rock types and ores.

Alluvium (wet)	1.96–2.00
Clay	1.63–2.60
Shale	2.06–2.66
Sandstone	
Cretaceous	2.05–2.35
Triassic	2.25–2.30
Carboniferous	2.35–2.55
Limestone	2.60–2.80
Chalk	1.94–2.23
Dolomite	2.28–2.90
Halite	2.10–2.40
Granite	2.52–2.75
Granodiorite	2.67–2.79
Anorthosite	2.61–2.75
Basalt	2.70–3.20
Gabbro	2.85–3.12
Gneiss	2.61–2.99
Quartzite	2.60–2.70
Amphibolite	2.79–3.14
Chromite	4.30–4.60
Pyrrhotite	4.50–4.80
Magnetite	4.90–5.20
Pyrite	4.90–5.20
Cassiterite	6.80–7.10
Galena	7.40–7.60

NB. The lower end of the density range quoted in many texts is often unreasonably extended by measurements made on samples affected by physical or chemical weathering.

→ Lurraren egitura guztiz heterogeneoa da. Lurraren gainazalean dentsitate gutxiko arroak dauzkagu, sakonean ordea dentsitate handiko arroak.

4.1.4. Arroken dentsitatea

- Lurra guztiz heterogeneoa eta esferikoa izango balitz grabitatearen balioa konstantea izango litzateke. Argi dago hau ez dela horrela (lurra heterogeneoa da eta ez esferikoa).

→ Lurrazalean grabitatearen balioa aldatzen da

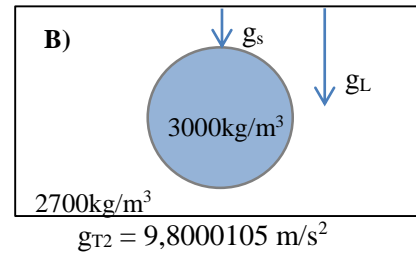
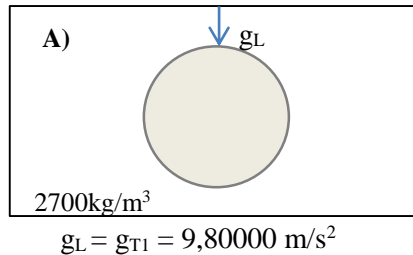
- Dentsitatea orokorrean kg/m^3 unitatean neurtzen da (S.I.). Kontuz unitateekin!!!! Batzuetan Mg/m^3 edota gr/cm^3 erabiltzen da.

$$(\text{Kg m}^{-3}) \neq (\text{Mg m}^{-3}) = (\text{gr cm}^{-3})$$

- Dentsitatea neurtzeko arroak hartzerakoan kontu handiz ibili behar dugu → lurrazalean edota aldatuta dauden arroak orokorrean sakonean dauden arroka mota berbera baino dentsitate gutxiago izaten dute. Zergatik egin behar dira arreta handiz?

→ Grabitate anomaliak dentsitate kontrastearen arabera direlako.

Adibidez



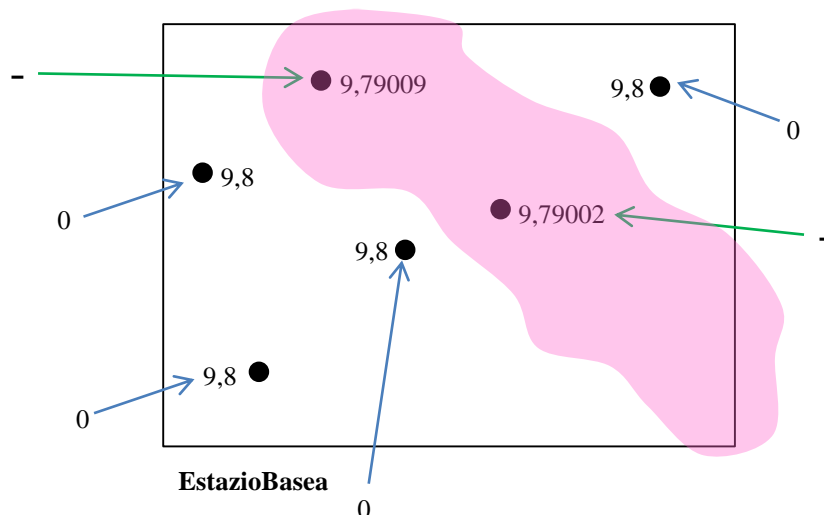
A) Adibidean badaukagu $2,7\text{T/m}^3$ -ko dentsitatea duen arroka ostalari homogeneo bat eta arroka ostalari horren barruan gorputz esferiko bat jartzen da, gorputz ostalariaren dentsitate berbera duena. Ez dago beraz dentsitate kontrasterik. Hortaz grabitate absolutuari dagokion balioa kalkula daiteke grabimetroa erabiliz $g_L = g_{T1}$

B) Beste kasu honetan gorputz esferikoak dentsitate ezberdina du. Hortaz, grabimetroarekin neurtzen bada esferaren eskumata dagoen partean, neurturiko grabitate balioa handiagoa izango litzateke, masa ere handiagoa baita.

→ Bien arteko kenketa egitekotan:

$$g_{T1} - g_{T2} = 0,0000105 \text{ m/s}^2 \text{ (anomalía)}$$

Baina zerekiko konparatzen da anomalia hori?



Aurreko adibidean puntu ezberdinetan neurturiko grabitate balioak agertzen dira. Hauek $9,8 \text{ m/s}^2$ ko balioa duen Estazio Base batekin konparatzean, kasu batzuetan anomalia zero izango da eta besteetan negatiboa oster. Balio negatibo guztiak lerrotatuta daudela antzeman daiteke; beraz pentsa genezake sakonean akuifero, kobazulo edo antzeko zerbait egon zitekeela.

- Kalkulatutako grabitate-anomaliaren balioa oso txikia da g-rekin konparatuta!!!
- Unitate berriak erabiliko ditugu anomaliekin → **Gal**-ak (Galileoren oroimenez)
 - o $1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm/s}^2 \rightarrow 0,01 \text{ m/s}^2$
 - o Miligala (mGal) = $1 \cdot 10^{-3} \text{ cm/s}^2$ edota $1 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}^2$
 - o Unitate grabimetrikoa = $0,1 \text{ mGal} = 1 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}^2$
 - o Grabitatea neurtzeko erabiltzen diren tresnak (grabimetrikoak)
 - $1 \cdot 10^{-3} \text{ mGal}$ -eko doitasuna

4.1.5. Grabitatearen banaketa lurrazalean

- Lurra guztiz heterogeneoa eta esferikoa izango balitz grabitatearen balioa konstantea izango litzateke. Argi dago hau ez dela horrela (lurra heterogeneoa da eta ez esferikoa). → Geoidea (esferoidea)
- Lurra, gorabehera, ipar eta hego poloetatik igarotzen den ardatz batetiko biratzen da → azelerazio zentrifugoa sortuz. Honek sortuko du Lurrak duen deformazioa, esferoide bilakatuz.

- Zein izango da Φ -ren latitudearen g-ren balioa?

$$a_z = \omega^2 r$$

a_z = Azelerazio zentrifugoa (m/s^2)

ω = Abiadura angeluarra

r = biraketa erradioa (m)

- G-ren balioa Ipar eta Hego Poloetan maximoa izango da, Ekuadorean berriz minimoa. Ekuadorrean minimoa da bertan a_z -ren balioa handiena delako. Sortutako a_z eta g daukaten zentzuak kontrakoak direla jakinda eta ekuadorrean indar zentrifugoek handiak direla ikusita, hemen grabitatearena gehiago murriztuta aurkeztuko litzateke.

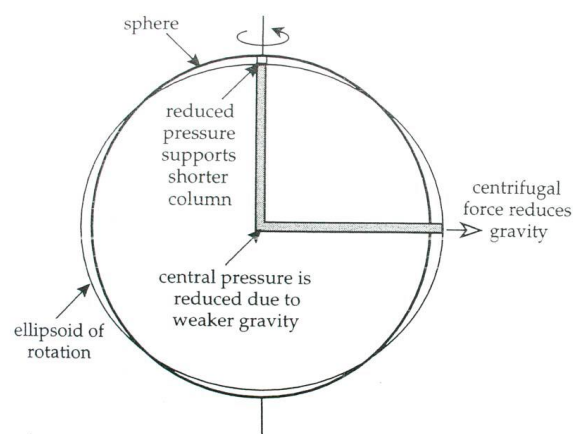
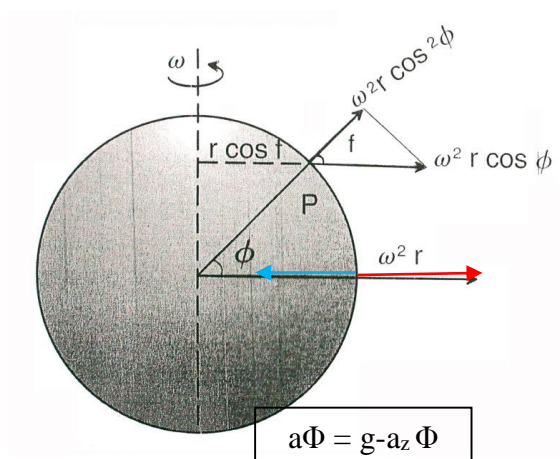


Fig. 2.2 Newton's argument that the shape of the rotating Earth should be flattened at the poles and bulge at the equator was based

- Dena den, neurketak egiteko grabimetroaren kokapena kontuan izan behar da dentsitate kontrasteak direla medio. Badaude ere beste faktore batzuk grabitatean eregiten dutenak: latitudea, altuera, ... (aurrerago ikusiko direnak).

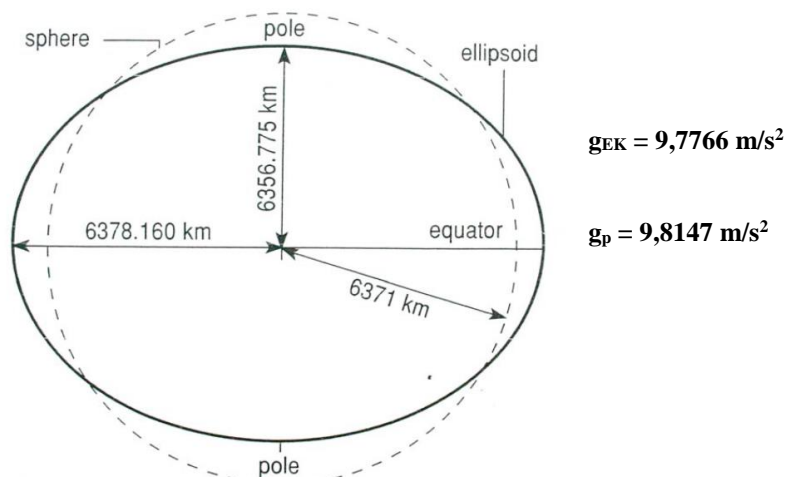


Figure 9.17 Shape of the Earth.

Poloetan grabitatea maximoa baldin bada hortaz, bertan lurra duen erradioa txikiagoa izango da Ekuadorrean dagoena baino (aurreko irudian ikus daitekeen bezala), azelerazio zentrifugoak sortzen duen efektuarengatik. Ondorioz grabitateen balioak ere ezberdinak izango dira toki batean eta bestean.

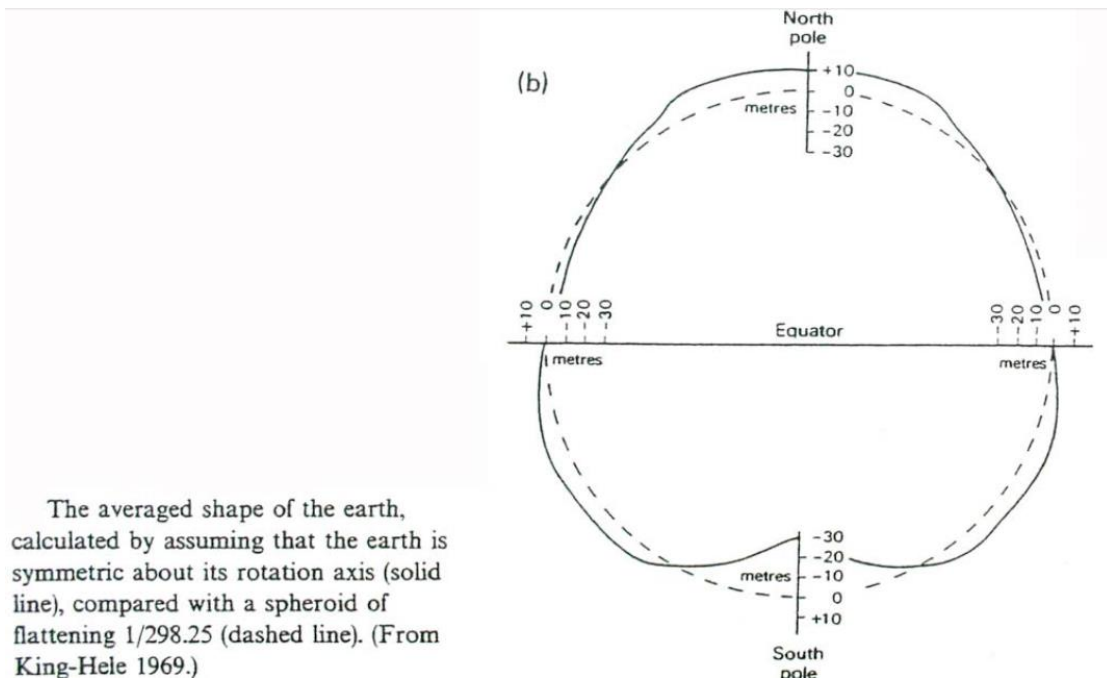
- **Zapaltasun-indizea** (biraketa elipsoidearen zapaltasuna f-esferoidea) → konparatzen digu esfera batek esferoide batekin duen erlazioa:

$$1/f = \frac{L_{RE}}{L_{RE} - L_{RP}} \quad \left\{ \begin{array}{l} \text{RE: Lurrari dagokion erradioa ekuadorrean} \\ \text{RP: Lurrari dagokion erradio poloan} \end{array} \right.$$

	Date	1/f
Newton	1687	230
Legendre	1789	318
Bessel	1841	299
Clarke	1866	295
Helmert	1901	298,2
Hayford	1909	297,0
Heiskanen	1928	297,1
Ellipsoide international	1930	297,0
Jeffreys	1948	297,1
Ellipsoide international	1967	298,247
Ellipsoide international	1980	298,257

Sata ezberdinetan ateratako Zapaltasun indize batzuk ematen dira taula honetan lurra daukan geometria adierazteko (1/f). Gaur egin 1980. urtekoa erabiltzean da. Beraz erlazio hau izanda, Lurra Ekuadorrean duen erradio kalkulatzeko Poloan daukaguna ezagutu beharko genuke.

- Lehen ikusitako Lurraren erradioekin, zein izango zen Lurraren zapaltasun-indizea?
- Kalkulatutako 1980 urteko esferoidearekin konparatuz, Lurraren geometria ez da egokitzen.
- Biraketa-elipsoideak bakarrik Ekuadorean Lurraren morfologiarekin bat egiten du.
- Ipar Poloan aldea 10m-koa izango da, hego Poloan ordea 30m-koa.



Ikusten da zelan esferoidea ez dela 100% lurra duen geometriari egokitzen. Lurra Ipar Poloan duen luzera handiagoa da esferoidearena bera baino, Hego Poloan osterak kontrakoa gertatzen da. Eta Ekuadorrean bat etortzen dira bi geometriak, bai esferoidearena zein Lurra.

Geoidea (bi definizio)

- a) Itsas azalekin bat etorriko zen grabitate eremuaren *azal ekipotentziala* (Itsas azalak adierazten duen lurra grabitate eremuaren azal ekipotentziala)



Geoideak itsas azalarekin bat egingo du

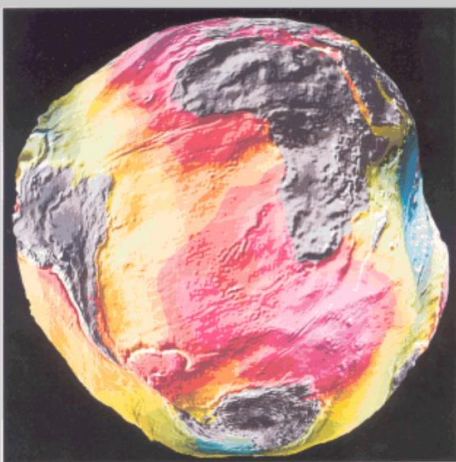


- b) Itsas urak kanal ireki batean kontinente barrena neurtuko zuen altuera



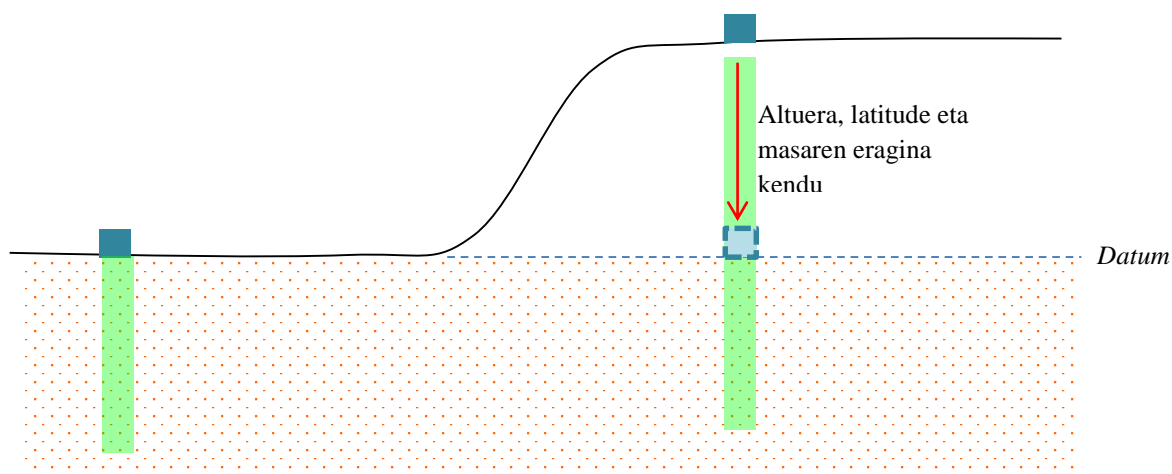
Inportantzia: geoidea izango da eskualde eskalan egingo diren ikerketa grabimetriko guztietan hartuko den erreferentzia azala. “Datum” deituko ditugu. Ikerketa grabimetrikoak tokiko eskalan egiten direnean, erreferentzia azala geoidearena edo guk nahi dugunaren azal ekipotentziala izan daiteke.

Das Geoid der südlichen Hemisphäre



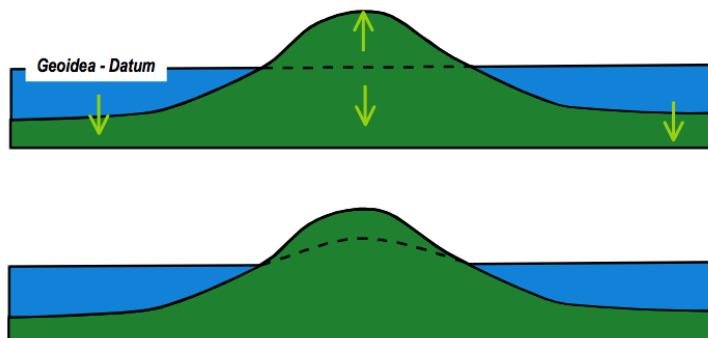
- Kontinenteetan itsas azalak ikusteko beraz kanal irekiak egin beharko dira. Kanalak egin osteran, itsasoko ura sartuko litzateke baina hauetan uraren altuera ez litzateke itsasoan dagoenaren berbera izango kontinenteetan masak daudelako, azelerazio ezberdinak eraginez.
- **Eskualde eskalan** egingo diren grabimetro guztietako ikerketetan, azal ekipotenzial hori “azal erreferentzia” bat moduan erabiliko da. Hau da, gure *Datum*-a izango da. Dena den guk normalean tokiko eskalan egiten ditugu ikerketak; hori dela medio, gure *Datum*-a ez da geoidea izango (azal ekipotenziala). Adibidez: mendigune honetan bi grabimetro jartzen baditugu, bata behean eta bestea mendigunean, hauek

balio ezberdinak erakutsiko dituzte. Alde batetik masak berdinak ez direlako, eta bestetik altuera zein latitudea ere ezberdinak direlako. Beraz eskumako grabimetroari masa, altuera eta latitudearen eraginak kentzen badizkiogu, ezkerreko grabimetroak neurtzen duen gauza bera neurtu beharko luke.

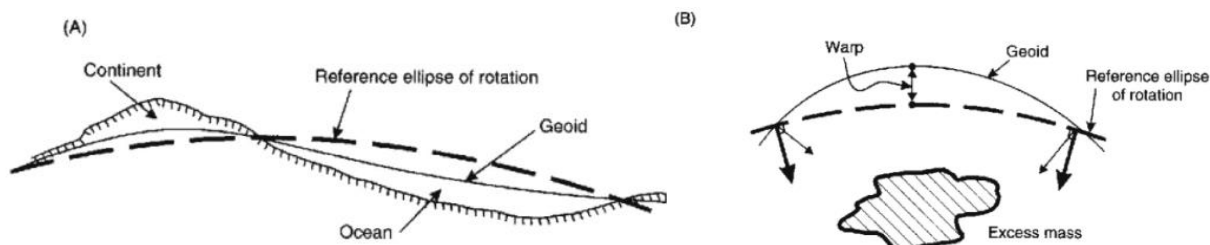


- **Geoidearen geometría:** Zer espero da? Irregularra edo erregularra?

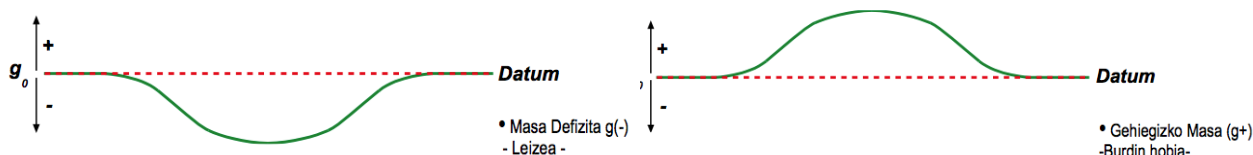
Geoidearen geometria ez da guztiz erregularra, goragune eta sakonunez osatuta egongo da – Mendiek eragiten duten grabitate eremuak ura kanala aldatzen dute. Irudian ikusten da nola mendigune batean gainazal ekipotentziala gorutz egiten duen. Gehiegizko masa grabitatearen balioa handitu egiten du, beraz erradioa handitu egin behar da gainazala akipotentziala izaten jarraitzeko, horregatik geoidea goruntz egiten du, luraren zentrotik urruntzen delako. Logika berdina erabiltzen dugu masa galera dagoenean, eta baita ere berdina dentsitate aldaketak daudenean.



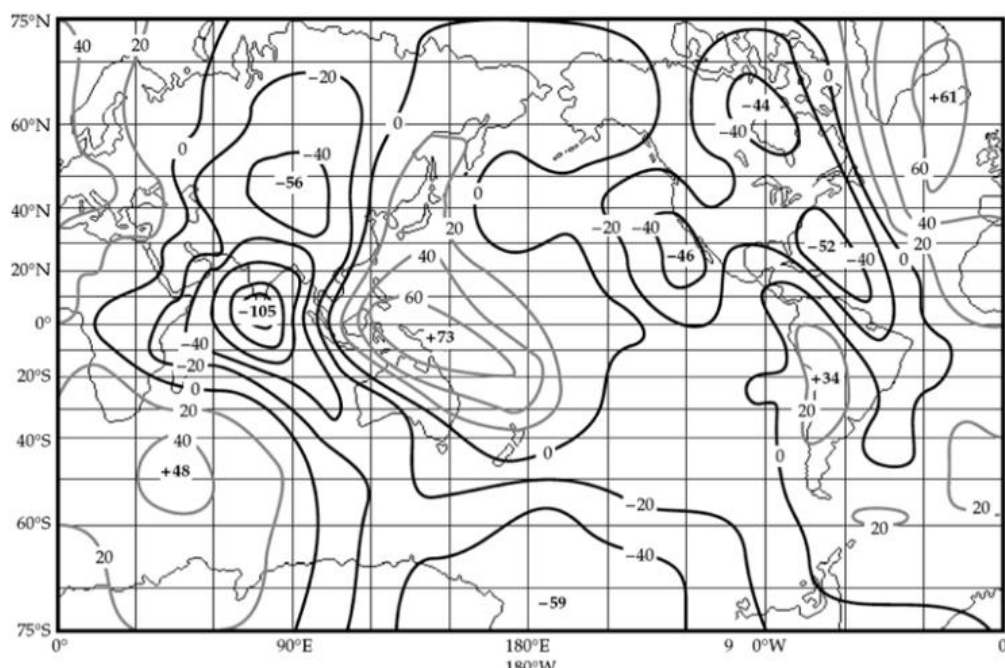
Geoidearen geometria goragunez eta beragunez osatuta egongo da, beraz irregularra izango da. Dentsitate aldaketen ondorioz (eta masa gehikuntza eta galera) geoidearen geometria elipsoidearekiko aldatuz joaten da, urrango ezkerreko irudian ikusten da nola masa aldaketak geoidearen morfologia aldatzen dute. Eskumako irudian ikusten da nola dentsitate aldaketak (masa mineralizatu batek sortua izan daitekeena) bata geoidearen morfologia aldatzen dute.



Urrango irudietan masa aldaketaren eragina geoidean berriro ikus dezakegu.



Kontuan hartu behar da geoidea ez duela zer ikusirik lurra duen benetako geometriarekin, eredu teorikoa bakarrik baita eta gainazal ekipotentzial bat bakarrik irudikatzen du. Baina posiblea da geoidea eta esferoidearen geometriak mapa batean batera jartzea, hauen arteko ezberdintasunak ikusteko. Hori da urrango irudian ikusten dena:



Geoidea eta esferoideare arteko altuera-diferentziak (zenbakiak m-tan) (+: Geoidea esferoidearen gainean; eta -: Geoidea esferoidearen azpian).

4.1.6 Grabitatearen neurketa

- **Absolutuak.** Grabitatearen balio absolutua neurtuko da. Neurtzeko zailenak izango dira: grabitatea azelerazio bat denez, denbora eta distantzia bat-batean neurtu egin behar direlako.
 - *Pendulua* → Periodoa grabitatearen araberakoa (Fisika).
 - *Erortze librea* → Huts ganbara batean egin behar da, airearen eragina kentzeko. Oso handiak eta pisutsuak, ez dira eramangarriak mendira, gainera huts egiteko bonba eta ordenagailuak behar dira.
- **Erlatiboak.** Bi puntu ezberdinetan grabitateak dituen balioen diferentzia neurtzeko dira (Ez zaigu inporta zein den grabitatearen balio absolutua).
 - *Grabimetroak* → Malguki batek izaten duen luzera aldaketaren araberakoa da. Zenbat eta luzeagoa izan aldaketa, orduan eta handiagoa izango da pairatutako grabitatea. Ileko goma eta estutxearen adibidea, goma luzatzen da estutxearen pisuagatik, pisua = masa x azelerazioa (grabitatea) izanda, grabitatea handitzen badugu goma luzatu egingo da (ezin duuna egin baina imainatzen dugu) masa berdin mantenduz. Hori bera gertatzen da grabimetroen malgukiekin, gero ikusiko dugun bezala.

Pendulua

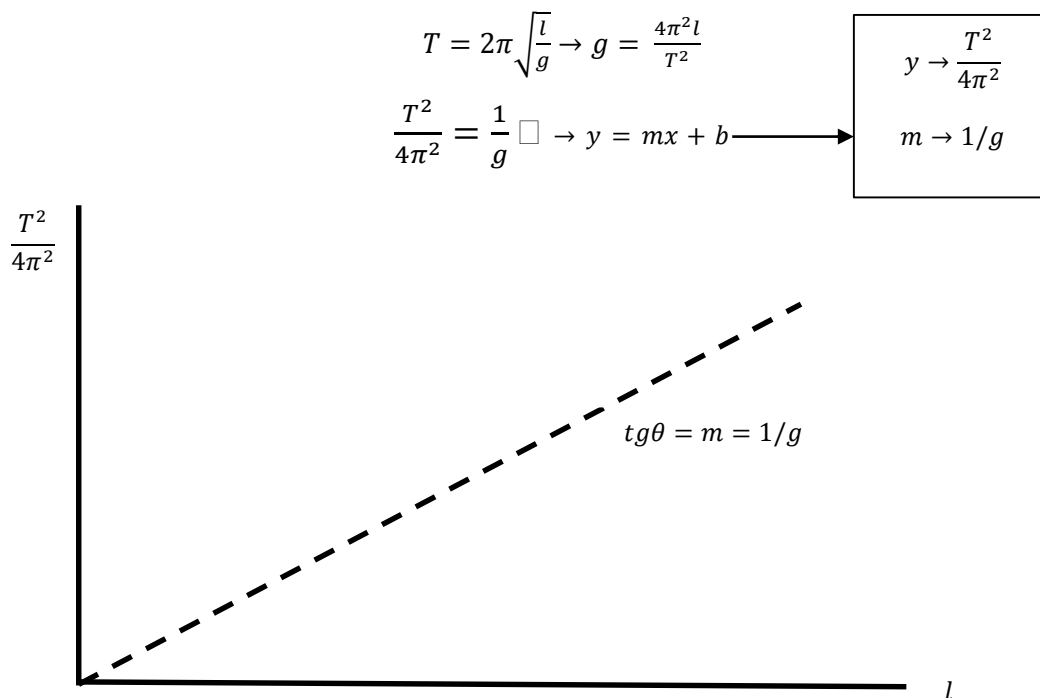
- Lurraren grabitatea neurtzeko erabili ziren lehenengo metodoak izan ziren (XVII. Mendean).
- Pendulu baten periodoa neurtzen zuten. Periodoa penduluaren tamaina eta grabitatearen balioaren araberakoa da. Hortaz:

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

T= Periodoa

l= Penduluaren luzeera

- Arazoak: ez da erabilgarria landan neurketak egiteko (oszilazio asko neurtu behar direlako; milaka inguru). Doitasuna +/- 0,001 mGal (Laborategian, huts ganbara batean eta dena oso ondo eginda. Guk klasean egingo duguna, suertez, 10m/s²-ra hurbilduko da). Urrango grafikoan ikus dezakegu nola erlazionatzen diren penduluaren parametro ezberdinak zuzen bat emanda eta erraz kalkulatu ahal izateko grabitatea malda erabiliz.



Gorputz baten **erortze librea**:

- Huts-ganbara batean gorputz baten erortze librea neurtzen da (A-10 grabimetroa 7 cm-ko ganbara dauka).
- Erortze librearen ekuazioak:

$$x_f - x_0 = v_0 t + \frac{1}{2} g t^2$$

x_f = Gorputza botatako tokiaren altuera
 x_0 = Gorputza ailegatutako tokiaren altuera
 v_0 = Hasierako abiadura

- Arazoak: ez da erabilgarria landan neurketak egiteko (eramateko zailtasunak). Ematen digun doitasuna 10 mGal-ekoa izango da.

Grabimetroa

- Grabitatearen balioaren geitzia malgukiaren luzapenaren geitzia ere eragingo du. Beraz, grabitate ezberdintasunak kalkulatzeko luzapenak neurtuko ditugu.

$$g = \frac{GM_{lurr}}{R_{lurr}^2}$$

- Malgukiaren luzapena azelerazioaren gehitzearen zuzenki proportzionala da. Lurrean malgukiak izan ahal duen luzapena 1×10^{-8} mm-koa da, oso txikiak beraz.

$$F = m\Delta g = k\Delta s \quad \text{eta} \quad \Delta s = \frac{m}{k}\Delta g$$

m = Gorputzaren masa
 Δg = Grabitate aldaketa
 k = Malgukiaren konstante

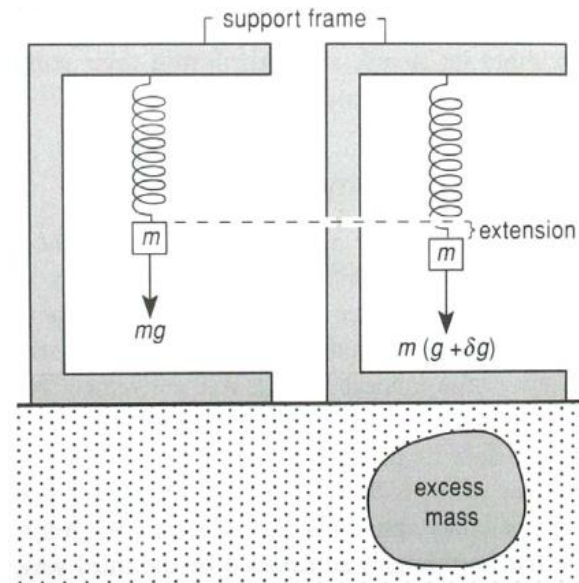
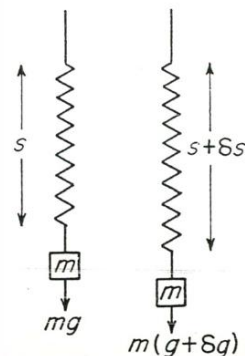
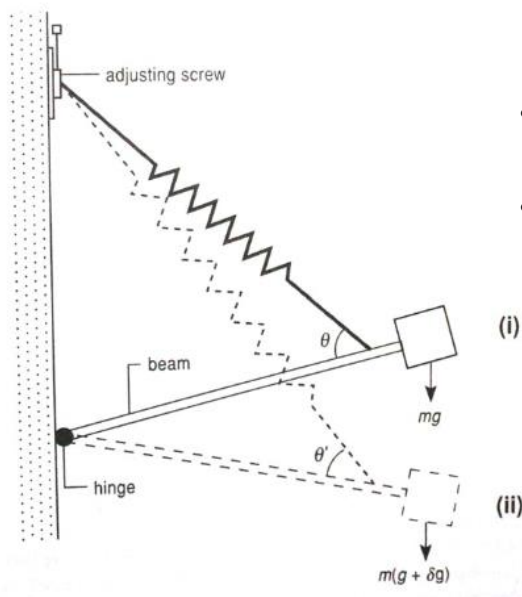


Figure 8.14 Principle and photograph of a gravimeter.

- Arazoa dator neurketa hau egiterako orduan ahinbat kausengatik. Behin eta berriz erabilitako malgukia azkenean zeditu egiten du, beraz, egindako materialaren konstante elastikoak kontrolatutak izan beharko ditugu. Baita ere tenperatura arazoak sortzen ditu, beroarekin malgukia fluidotasuna (elastikotasuna) irabazten baitu, beraz, neurketa guztiak tenperatura berean egin beharko dira.
- Malgukiaren materiala oso kontuan hartu beharreko faktorea da, material bakoitza bere elastikotasun moduluak dute eta. Material bakoitzarako badaude taulak non luzapen ezberdinak grabitate aldaketa ezberdinak adierazten dituzte.

Grabimetroa (Lacoste-Romberg)

schematic diagram of gravity meter



- Lehen ikusitako malgukiak luzapen txikiak baino txikiagoak izaten zituzten (neurtzeko sailtasunak). Luzapen hori handitzeko grabimetroaren konfigurazioa aldatu zen (Lacoste-Romberg).
- Honako grabimetroan gure masa malgukian zuzen zintzilikatuta egon beharrean mugikorra den beso batean jarrita egongo da.
- Grabitate eremuaren gehitzearen ondorioz malgukia eta besoaren arteko angelua gutxitzen da. Angelu horren aldaketa, grabitate eremuaren eta malgukiaren luzapen aldaketaren zuzenki proportzionala izango dira. Angelu hau kalkulatzeko malgukiaren luzeera kalkulatzeko baino errezagoa izango da. Angelu hau ispilu eta "trasportadore" (doitasun handiko makina bat da baina angeluak neurtzeko balio duena) batekin neurtzen da.

- Doitasuna: 5000-0,01 mGal. Neurtu daitezkeen grabitate aldaketa handienak 5000 mGal-ekoak izango dira grabimetro honekin, handiagoak baldin badira malgukia gehiagi luzatuko da eta hori kalkulatzeari zaila da. Kalkulatu daitezken doitasun txikienak 0,01 mGal-ekoak dira.
- Neurtuko ditugun grabitate ezberdintasunak normalean 10-100 mGal-ekoak izango dira, 1000ko balioak baita ikus daitezke dentsitate aldaketa handienetan (arroka-aita). Grabimetroen doitasun txikia (0,01) adibidez erabili daitezke fazi aldaketak susmatzeko, non litologiak oso gutxi aldatzen dira dentsitateari begiratuz.
- Grabimetro mota hau landan eramangarriak dira, kaxa baten forma daukate eta altuera 30-50cm eta zabalera 25cm-koa da normalean, pisua izan arren motxila batean eramangarriak dira.
- Badaude beste grabimetro motak, adibidez, SCINTEX CG-5 edo WORDEN, doitasun ezberdinak (eta prezio ezberdinak) dituztenak, sinmas.

4.2. GAIA. Grabitate prospekzioa.

Grabitate anomalia → Geoidea (“Datum”) kontuan izanda (ereferentziazko puntu bat eduki behar dugu anomalia bat dagoen edo ez detektatzeko, eskualdeko eskalako prospekzioetan estazio base bat erabiliko dugu) neurketa-puntu batean positiboak edo negatiboak izan ahal diren grabitate aldaketak, hau da, puntu batean neurtutako grabitate eremuaren balioa eta hor bertan espero zen grabitate eremuaren balioen diferentzia [tokiko eskalatan- estazio basea]. Hauek dira prospekzioan erabiliko ditugun datuak.

Puntu ezberdinetan hartutako datuak seguruenik balio ezberdinak emango dizkigute, baina hori ez du esan nahi bertan anomalia grabimetrikoak daudenik. Faktore batzuk kontuan hartu beharko ditugu zuzenketak egiteko eta horren ondoren lortutako datuak izango dira prospekzioarako baliogarriak izango direnak. Zuzendutako datuak aztertzerakoan ezberdintasuna (anomalia) 0 baldin bada, horrek adierazten du datumaren azpitik ez dugula dentsitate aldaketarik. Bi motatako grabitate zuzenketak:

- Eskualdeko eskalan:
 - **Latitude zuzenketa:** lurraren indar zentrugoa dela eta, azelerazio ezberdinak pairatuko dira latitude ezberdinetan. Azelerazio hauek grabitatearen alderantzizkoak izango dira, beraz, grabitate balio minimoak ekuadorrean edukiko ditugu eta maximoak poloetan. Aldaketa hauek ez dute zertan ikusirik dentsitate aldaketekin.
 - **Aire-libre zuzenketa:** altuera ezberdinetan egindako kalkuluak balio ezberdinak emango dute lurraren zentroarekiko distantzia aldatzen delako. Baina grabitate ezberdintasun hau ez du zertan ikusirik behean duden materialen dentsitate aldaketekin.
 - **Bourguier-zuzenketa:** masa bat baldin badago bi puntuen artean (aurreko zuzenketaren berdina baina masa ezberdintasuna maldin badago airearen ordeztu).
 - **Lur-zuzenketa:** grabimetro baten ondoan mendixka bat baldin badago honek eragina izango du grabimetroan, geroz eta urrunago jarri geroz eta eragina txikiagoa izango da. Zuzenketa hau kalkulu pila bat behar ditu eta ez dugu matematikoki ikusiko, bakarrik kontzeptua.
 - **Eötvös-zuzenketa:** grabimetroa mugimenduan baldin badago (kotxe batean, itsasontzi batean, ...) azelerazio bat izango du, beraz hau baita ere zuzendu beharko dugu.
- Tokiko eskalan.

Hartutako datum horretan, zeintzuk dira espero beharko genituzkeen grabitate eremuaren balioak?

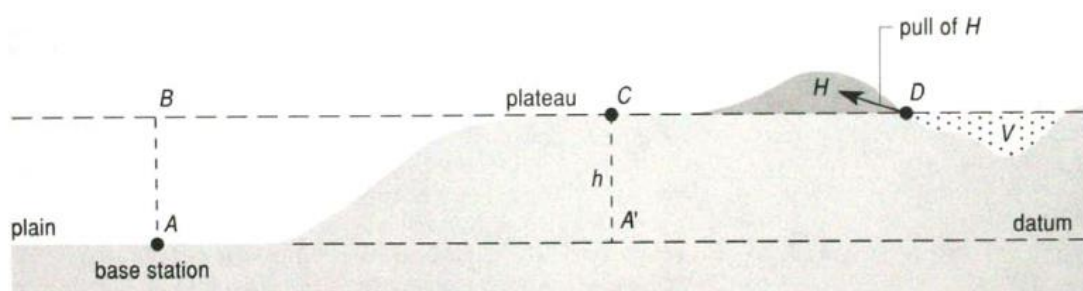


Figure 8.15 Topographic corrections.

Gehiagotan ikusiko dugun irudia da, zuzenketa ezberdinak irudikatzeko balio duena. Azalduko dugun lehenengo gauza datum-a eta estazio basea izango dira. Eskualdeko prospekzioan normalean ez da geoidearen datua hartuko baizik eta guk nahi dugun edozein puntu konparaketak egiteko eta anomaliak detektatzeko. Datum-a estazio basea definitu izan du eta egingo diren kalkuluak datum-aren azpiko masan dauden anomaliak kalkulatu egingo dira, datum-a estazio baearen altuera berdinean dagoen lerroa izango da.

A eta B puntuen artean aire-libre zuzenketa egin beharko dugu. A eta C artean latitude zuzenketa (Zehar-ebakia N-S norabidean dagoela suposatuz), aire-libre zuzenketa (altuera ezberdinetan daudelako) eta Bouguer zuzenketa (bi puntuen artean masa bat dagoelako). A eta D puntuen artean A eta C puntuen arteko zuzenketa berdina eginez gain Lur zuzenketa baita egin behar da. Hauek pixkanaka ikusiko ditugu aurrean.

Behin zuzenketa guztiak eginda bai konparatu ditzazkegu puntu ezberdinetako datuak eta ikusi puntu horren datumaren azpian dentsitate aldaketak baldin badaude.

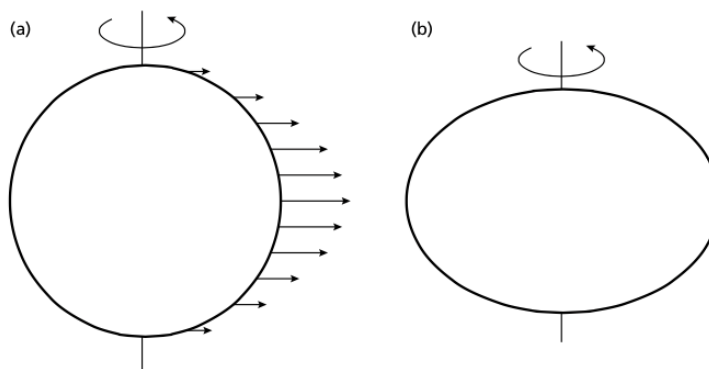
4.2.1. Zuzenketak:

a) Latitude zuzenketa:

Grabitatearen balioa lehen ikusi dugun bezala latitudearekin aldatzen da:

- Lurra ez da guztiz esferikoa. Pairatzen duen indar zentrifugoak lurra daukan geometria-eliptikoan eragiten du. Horregatik, zentrotik ekuadorreraino distantzia poloetarainokoa baino luzeagoa da.
- Lurrazalean dagoen puntu baten abiadura angeluarra: ekuadorren maximoa da eta minimoa poloetan. Beraz, poloetako grabitatea ekuadorrekoa baino handiagoa da. $\approx 5186 \text{ mGal}$ ($0,05 \text{ m/s}^2$)

Fig. 6.11 (a) The variation in angular velocity with latitude around the Earth represented by vectors whose lengths are proportional to angular velocity. (b) An exaggerated representation of the shape of the Earth. The true shape of this oblate ellipsoid of revolution results in a difference in equatorial and polar radii of some 21 km.



Clairaut-en formula “1967. Urteko Nazioarteko Grabitatearen formula”- Erreferentziazko ekuazioa izango da guretzat eta elipsoidea (+/- Geoidea) latitude konkretu batean izango duen grabitate balioa emango digu.

$$g_{\theta} = 978031,8 (1 + 0,0053924 \sin^2 \theta - 0,0000059 \sin^2 2\theta) [\text{mGal}]$$

- g_{θ} = Latitude zehatz batean grabitatearen balioa itsas-mailan.
- θ = Latitudea ($0-90^\circ$).
- 978031,8= Grabitate eremuaren balioa ekuadorrean.

Latitudez aldatzen bagara, grabitate eremuaren balioa aldatuko da. Berriz, longitudez aldatuta grabitate eremuaren balioa konstante mantenduko da.

Ariketa:

1967. urteko Nazioarteko Grabitatearen formula kontuan izanda, zein izango da Bilbon ($43^{\circ}16'$) izan beharko genukeen grabitate eremuaren balioa? Emaizta: 981640,7 mGal.

Mittermayer-en formula “1969. Urteko Nazioarteko Grabitatearen Formula”.

$$g_{\theta} = 978031,85 (1 + 0,005278895 \sin^2 \theta - 0,000023462 \sin^2 2\theta) [mGal]$$

Baita ere kalkulua Bilbon →

Zein da erabili beharko genuke ekuazioa?

$$\text{Latitude zuzenketa} = g_{\text{neurtutakoa}} - g_{\text{datum-ean}} = g_{\text{neur}} - g_{\theta}$$

Guk erabiliko dugun formula Clairaut-ena izango da, erabilena da. Benetan berdina du zein formula erabiltzen dugu, gure azterketa osoan formula berdina erabiltzen badugu anomaliak berdina izango dira. Bi formulak erantzunak oso antzekoak izan arren beti berdina erabili behar da.

Latitude zuzenketa (tokiko eskalan)

Distantzia txikietan grabitatearen balioak oso gutxi aldatuko dira, baina zuzenketak egitea beharrezkoa da. Clairaut edo Mittermayer-en formulak aplikatuz latitudeak gradu, minutu, segundo eta hauen dezimal pila erabili beharko genituzke m batzuko distantzian kalkuluak egiteko, horregatik formula sinpleago bat erabiliko duu.

Edozein latitudetik (θ) Km bat iparralderantz edo hegoalderantz mugitzen bagara, zenbat aldatuko da grabitatearen balioa? Kontuan eduki behar ditugu zinuak, Iparralderantz edo Hegoalderantz jotzen badugu ez dira berdina izango, kontuan edukita non gauden, zein hemisferioan.

$$\delta g_{\theta} = 0,812 (\sin 2\theta) \text{ mGal/Km}$$

- δg_{θ} = Grabitatearen balio aldaketa θ latitudetik Km bat mugitzen bagara.
- θ = Latitudea (Balioak $0-90^{\circ}$).

45° -ko latitudetik 10 m iparralderantz mugitzen bagara, zenbat aldatuko da grabitatearen balioa?

$$\delta g_{\theta} = 0,812 (\sin(2 \times 45^{\circ})) = 0,812 \text{ mGal/Km} \rightarrow 0,00812 \text{ mGal}$$

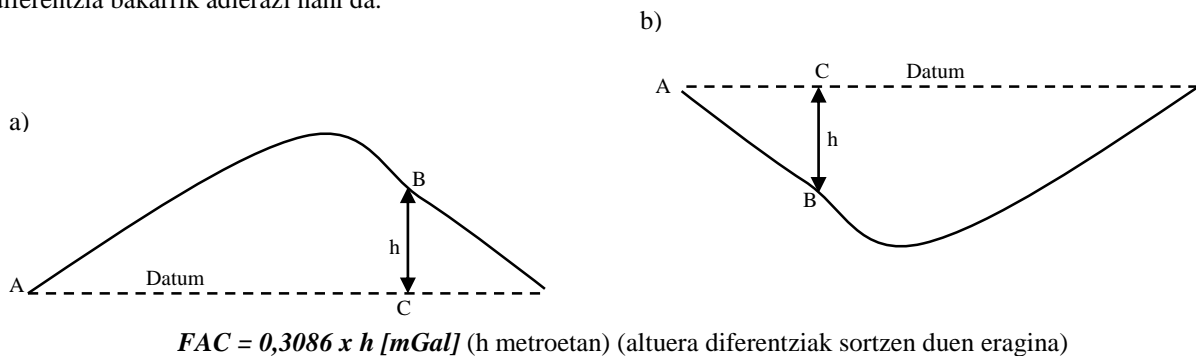
$$1 \times 10^{-3} \text{ mGal-eko doitasuna}$$

b) Aire-libre zuzenketa (“Free-Air Correction” → FAC):

Zuzenketa hau altuera balioak bakarrik kontuan hartuko ditu. Aire-libre zuzenketak altuerarekiko (masa gabekoa) gradiente balioaren txikiagotzearen edo sakonerarekiko grabitate balioaren handiagotzearen efektua zuzentzen du. Zerbaitekin konparatu egin behar dugu (estazio basearekin). Gogoratu!!!! Grabitate balioa lurraren erradioarekin alderantziz erlazionatuta dago.

$$g = \frac{GM_{lurr}}{(R_{datum} \pm h)^2}$$

Gure puntua, estazio basearekiko, altuera handiagoan badago, erradioa handitzerakoan grabitate balioa txikitu egingo da, beraz, FAC-a kendu egin beharko diogu estazio basearen balioari konparatu ahal izateko (a irudiaren beheko kasua). Gure puntua, estazio basearekiko beheratua badago, erradioa txikitzerakoan g-ren balioa handitu egingo da, orduan FAC-a gehitu egin beharko diogu estazio basearen balioari konparatu ahal izateko (b irudiaren beheko kasua). Beheko irudietan agertzen diren erliebeak ez kontuan hartu, gerorako erabiliko ditugu, altuera diferentzia bakarrik adierazi nahi da.



$$a) g_c = g_h + FAC$$

$$g_h = g_a - FAC$$

$$b) g_c = g_h - FAC$$

$$g_h = g_a + FAC$$

c) Bouguer zuzenketa ("Bouguer correction"):

Orin arte luraren geometria bera eta airea geneukan kontuan baina orain morfologiarekin sartuko gara, goragune eta beheraguneekin. Mendiak eta haranak hau da, bi puntuen artean masa aldaketa bat egongo da (dentsitatea kontuan hartu gabe), honek baita altuera ezberdintasun bat emango digu.

Bouguer zuzenketa estazio base batetik gorantz edo beherantz dauden materialen (masen) pilaketak sortzen duen azelerazioaren balioa zuzentzen du. Gure estazioa goi-lautada batean jarrita dagoela suposatu beharko dugu!!!! Ekuazioa sinplifikatzeko konstanteak diren balioak zenbaki batean batu ditugu (unitateak kontuan edukita), bukaerako zenbakia mGal-etan emateko unitateak bertan jarritakoak izan behar dira.

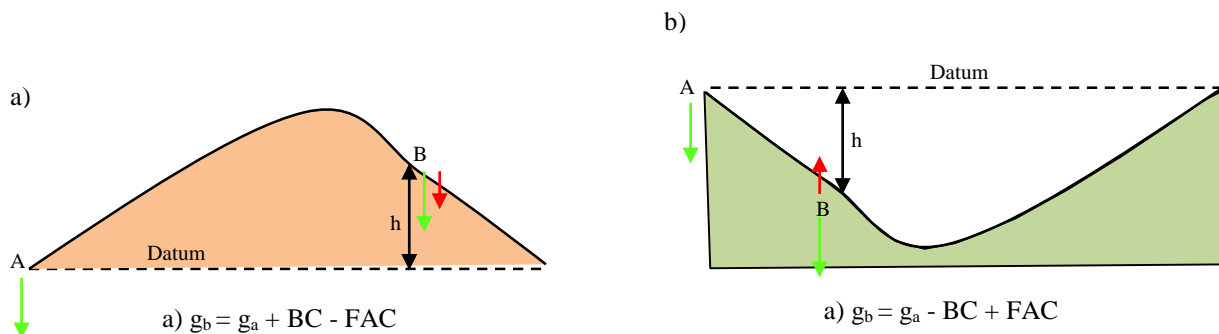
$$BC = 2\pi G\rho h = 0,04193 \times \rho h \text{ [mGal]} (\rho, \text{tona/m}^3; h, \text{metro})$$

Lurrazaleko edozein puntuan luraren masaren azelerazioa jasango dugu, beheko irudietan adierazita dago datum azpitik lurak eragindako indarra gezi berde batez, puntu guztietan berdina izango dena (homogeneoa dela suposatuz). Gezi gorriak gehiegizko edo gutxienezko masak eragindako azelerazioa adierazten du.

a adibidean gezi gorriak masa laranja sortutako azelerazioa adierazten du, A puntuan eragina ez duena baina B puntuan eragina duena. Beraz, B puntuan masa horren eragina zuzendu egin beharko da, estazio basearen balioan BC-a gehituz (B puntuari BC-a kentzearen berdina dena). Lehen bezala FAC-a kendu egin beharko da, lehen azaldu den bezala.

b adibidean gezi gorriarekin adierazi nahi izan dena masa defizit hori goranzko atrakzio bat eragin beharko zuen Lurraren azelerazioa berdintzeko. Hau da, masa galerak sortutako azelerazioa negatiboa izango da, beraz estazio baseari BC kendu egin beharko diogu. FAC-a goiko aurreko kasuaren berdina izango da.

Bi adibideekin ikusten da BC eta FAC beti kontrako zeinua dutela. Beraz, lehenengo FAC-aren zeinua kalkulatu dugu, errezago delako ikusten eta BC kontrakoa izango da.



Altuera handitzean erradioaren handitzearen ondorioz grabitatea txikitu egiten da (aire-libre zuzenketa), baina masa bat baldin badago artean, grabitatea handitu egingo da (berdina gertatzen dakontrako kasuan, masa defizit bat baldin badago), beraz FAC eta BC zuzenketak aurkako zeinua izango dute beti.

d) Bouguer + Aire-libre zuzenketa → Goragune zuzenketa:

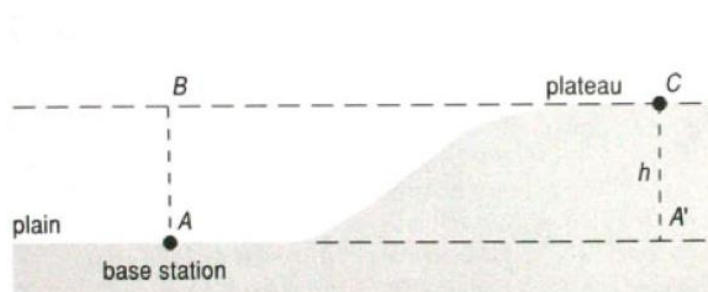
Ikusitako bi zuzenketa horiek topografiarekin erlazionatuta daude, hortaz biak ekuazio batekin batu daitezke. Zeinuekin kontu handia eduki behar dugu eta asko liatu gaitezke, hoberena goiko pausuak jarraitzea izango da, lehenengo FAC-aren zeinua kalkulatu eta gero BC kontrakoa jarri.

$$FAC = 0,3086 \times h \text{ [mGal]} \text{ (h metroetan)}$$

$$BC = 2\pi G\rho h = 0,04193\rho h \text{ [mGal]} (\rho, \text{tona/m}^3; h, \text{metro})$$

$$\delta g = h(0,3086 - 0,04193\rho) \text{ [mGal]}$$

Adibideak:



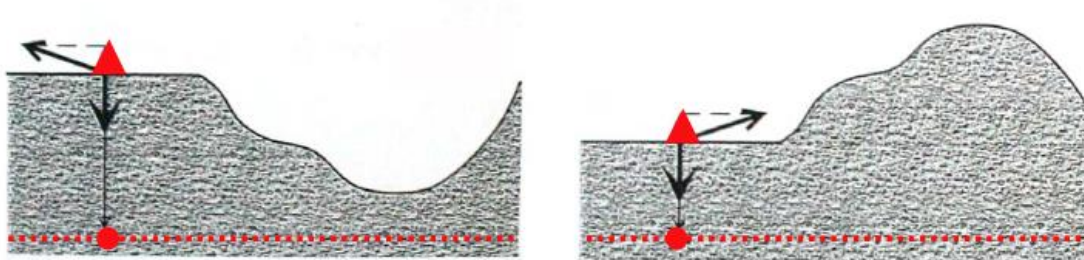
Irudi hauek ikusita ditugu, baina emandako teoriarekin puntu ezberdinak egin beharreko zuzenketak ikusiko ditugu. Bi irudien arteko ezberdintazun bakarra estazio basearen kokapena da, lehenengo irudian A puntuan dagoena eta bigarren irudian C puntuan. Lehenengo irudiarekin hasiko gara. Latitude aldaketak ez ditugu kontuan hartuko.

e) Lur zuzenketa ("Terrain correction"):

Orain arte grabitate eremuen balioak eremu laueta neurtzen genituen. Laua izatea benetan oso araroa da. Zona batean mendiak eta haranak badaude egin beharreko zuzenketa da lur zuzenketa. Zuzenketa honen balioa beti positiboa da!!! Zergatik?:

Puntu bat mendigune baten ondoan baldin badago honek berarenganako azelerazio bat sortuko du, beraz egin beharreko zuzenketa azelerazio honen kontrakoa izango da, TC puntu horretan (beheko eskumako irudian ezkerreko aldera eragingo da, haranean masa galera bat dagoelako, beraz zuzenketa baita gure punturantz egingo da, TC ezkerreko irudian eskumalderako gezi batez adierazita (TC positiboa izango da gezia kanpoaldetik gure puntura jarrita baldin badago). Beraz bi kasuetan positiboa izango da, ondorioz, TC beti balio positibo bat izango du.

$$g_{\text{Datum}} = g_{\text{behutua}} + TC$$



f) Eötvös zuzenketa:

- Mugimenduan (itsasoan, autoan) grabitate eremuaren balioa neurtzen dugunean aplikatu beharreko zuzenketa da.
- Mugitzen garenan azelerazio bat sortzen dugu mugimenduagatik eta noranzkoaren arabera azelerazio honek gehitu edo kendu dezake neurtzen hari garen grabitate eremuaren balioa.
- Ekialdetik Mendebaldera mugitzen bagara zuzenketa positiboa izango da. Hau da, $\alpha=0-180^\circ$ tartean badago negatiboa izango da zuzenketa (eskumarentz mugitzen garelako, mendebaldetik ekialdera). Berriz, $\alpha=180-360^\circ$ tartean badago zuzenketa positiboa izango da (ezkerrerantz mugitzen hari garelako, ekialdetik mendebaldera).

Zuzenketa hau da:

$$EC = 4,040v \sin \alpha \cos \theta + 0,001211v^2 [mGal]$$

v , abiadura (Km/h); α , bidaiaren norabidea (erlojuen orratzen noranzkoan neurtuta); θ , latitudea.

Adibidea: Itsasontzi batean $55^\circ N$ latitudean bagaude eta ekialdetik mendebalderantz 1 Km/h-ko abiadurarekin mugitzen bagara, zenbatekoa izango da egin beharreko zuzenketa? Positiboa edo negatiboa? Emaitza: 2,318 mGal.

g) Itsasaldien zuzenketa:

- Eguzkiak eta ilargiak itsasoko urarengan sortutako erakarpen indarra, itsas azalaren deformazioa sortzen du, grabitate eremuaren aldaketa alegia
- Ez da oso inportantea, gehienez 0.3mGal-ekoak izaten baitira grabitate aldaketak
- Hori dela eta, oro har, ez dira kontuan hartzen

4.2.2. Grabimetriaren jitoa ("Drift")

OSO GARRANTZITSUA!!!

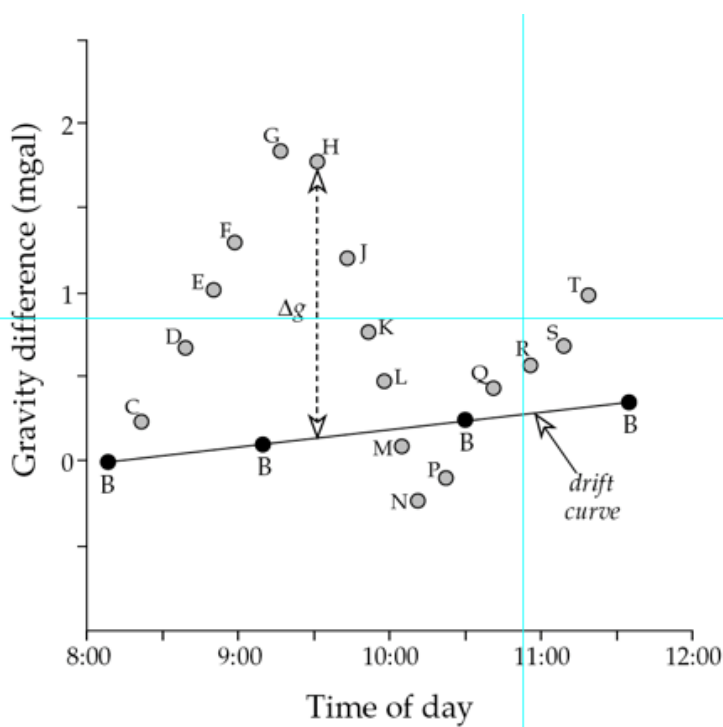
- Denborarekin grabimetroak estazio base batean izaten dituen grabitate neurketetan aldaketak egoten dira. Aldaketa horien zergatia aldagai anitzek kontrolatzen dute, hala nola:

- Tenperatura
- Presio atmosferikoa
- Malguki-nekea (malgukia "ceditzea")

- Aldaketa horiek jasota ere, balio errealak lortu ditzazkegu:

Grabitate ezberdinatsuna vs. Denbora grafiko honetan bi lerro irudika daitezke:

- B puntuek estazio basean jasotako grabitate balioak momentu ezberdinetan jasotzen dituzte. Beha daiteke, malda txiki bat sortzen dela, hau da, hasierako balioak txikiagoak dira bukaerakoak baino. Balio hauek lerrokatuta daude eta linealki handitzen dira.



- C-tik T-ra lortutako grabitate balioak berriz, estazio basetik kanpo jasoak izan dira, leku ezberdinetan hain zuzen ere.

Gauzak horrela, estazio baseko balioak beti berdinak izan beharko liratekeenez, lortutako balioetik zerora doan grabitate diferentzia kenduko diogu estazio basetik kanpo lortutako balio bakoitzari. Horrela, puntu bakoitzean grabitate balio errealak lortuko ditugu, aurretik aipatutako aldagaiek (T, P eta malguki-nekea) eragindako aldaketak "deuseztuz".

Adibidez, H letrako landan lortutako balioa 1,75mGal bada eta estazioan momentu horretan grabitatearen balioa 0,1mGal bada, errealitatean estazio basetik kanpo leku horretan 1,65mGal da grabitatearen balioa.

4.2.3. Grabitate balioaren laburketa

Bouguer anomalia

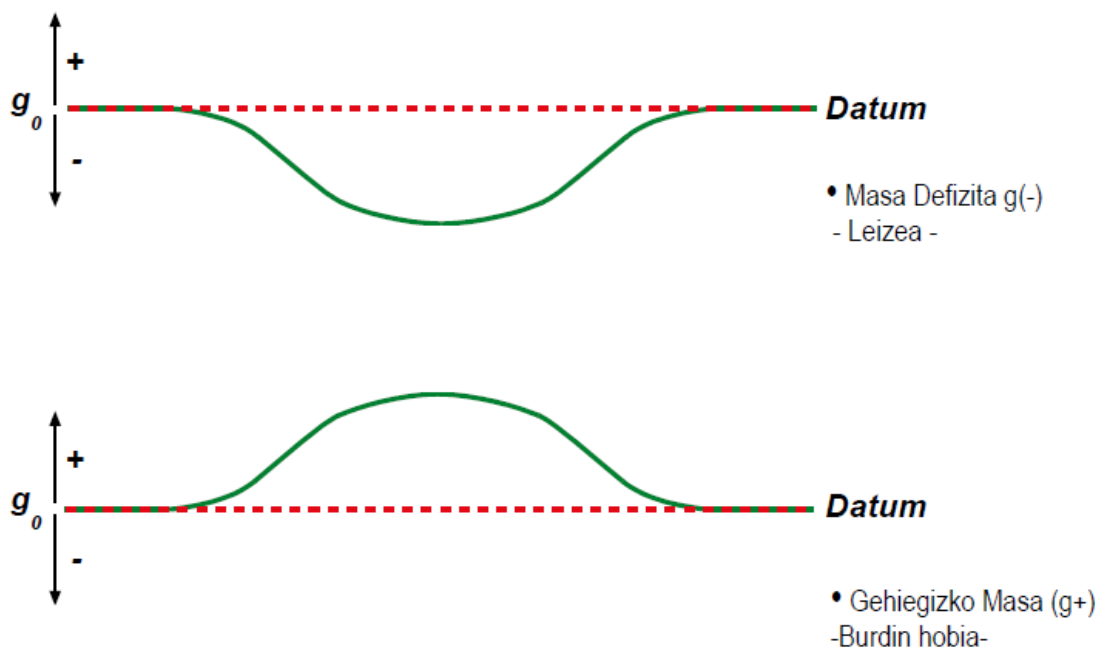
- Ikusitako zuzenketa guztiak egin eta gero, ateratzen zaigun zuzendutako anomaliari Bouguer-anomalia (BA) deituko diogu:

Bouguer-anomalia \neq Bouguer zuzenketa

$$BA = g_{obs} \pm FAC \pm BC + TC (\pm EC) - g_o (LC/EB)^*$$

* g_o kalkulatu daiteke LC (Latitude Zuzenketaz) edo EB (Estazio Basean)

- Bouguer-anomaliaren helburu nagusia Datum-aren azpitik dauden dentsitate aldaketak adieraztea da; latitudeak eta topografiak grabitate eremuan eragiten dituzten efektuak baztertuz.
- Ikusitako zuzenketa guztiak prezisio handiz egin daitezke, batez ere, distantziak neurtzen direlako. Dena dela, bada bat (Bouguer zuzenketa), ez dela distantziaren araberakoa: kasu honetan, datuma eta azalera, arrokaen dentsitatearen araberakoa izango dira. Hori dela eta, arroken dentsitatea kontu handiz neurtu beharko dugu.



- Baina... zelan jakin daiteke azalaren azpitik material berberak ditugula (alegia, dentsitate berdinak izango direla)? → Ez da nahikoa grabimetriaz balio batzuk lortzea, interpretazio geologikoa berebizikoa da!

$$BC = 2\pi G\rho h = 0,04193 \cdot \rho \cdot h \text{ [mGal]} (\rho, \text{tona/m}^3; h, \text{metro})$$

4.2.4. Eskualde eta Hondar Anomaliak (residual and regional anomalies)

- Bouguer-anomaliak azaltzen diren mapei *Bouguer Anomalia map*a deritze.
- Hasiera batean lurra guztiz homogenea balitz, leku guztietan grabitate eremuaren balioak berdinak izango lirateke. Hau da, Bouguer Anomalia Mapa homogenea izango zen (kolore bakarrekoa). Hori ez da horrela eta beraz, mapak grabitate balioen aldaketak nabarmentzen ditu; bestela esanda, dentsitate aldaketak nabarmentzen ditu.
- Bouguer Anomalia mapa batetan ikusten diren anomaliak bi motakoak izan daitezke
 - Eskala handian → eskualdekoak: eskualdeko eskalan ager daitezkeenak edo guk ikertu nahi dugun gorputzarena baino handiagoak direnak
 - Eskala txikian → hondarrekoak: tokian tokiko anomaliak izango dira

$$EA + HA = BA$$

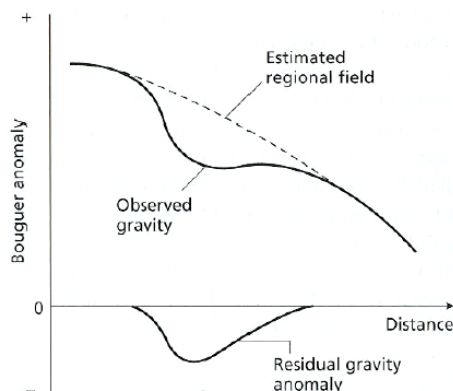
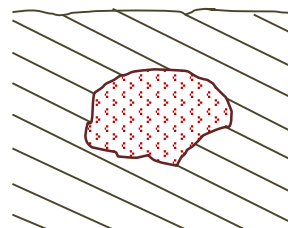
non, EA: Eskualde Anomalia
HA: Hondar Anomalia
BA: Bouguer Anomalia

- Biak (eskualdekoak eta hondarrekoak), gorputz zein egitura geologikoek eragiten dituzte: lateralki gertatzen diren dentsitate aldaketak sortzen dituzte hain zuzen.

Adibidea: harri sedimentarioetan lekututa dagoen granito baten Bouguer Anomalia profila

→ Zeinek emango digu eskualde eta hondar anomalia?

1. Granitoak ($\rho=2.55\text{g/cc}$)
2. Kareaharriak ($\rho=2.72\text{g/cc}$)



- Granitoaren Bouguer Anomaliak hondar anomaliak erakutsiko dizkigu

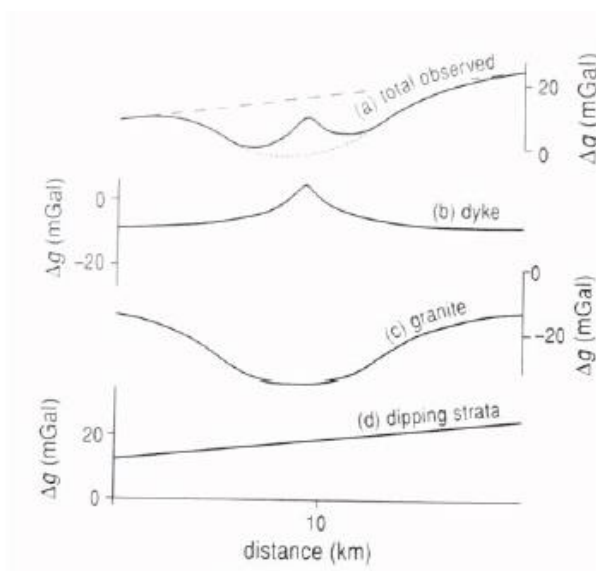
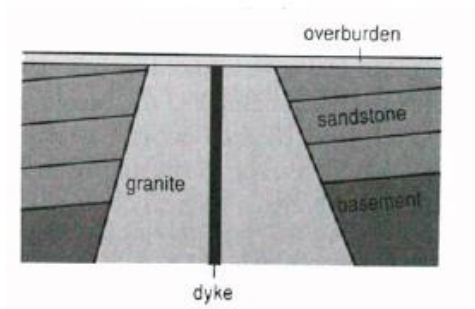
- Eskualde anomaliak berriz, granitoaren anomaliaz gain, geruzapenaren berri ere eman diezaguke

Fig. 6.17 The separation of regional and residual gravity anomalies from the observed Bouguer anomaly.

- Beraz, aurreko adibideari erreparatuta...
 - Bouguer Anomaliak eskualde eta tokiko anomaliak gainjarrita eduki ditzake
 - Bouguer Anomaliari eskualde anomalia grafikoki kendu ahal zaio, anomaliaren joera orokorra kenduz (EA)

$$BA - EA = HA$$

- Horrela, gorputz geologikoek eragiten dituzten anomaliak interpretatzeko, lehenengo Bouguer Anomaliari Eskualdeko Anomaliak kendu beharko dizkiegu



Behatutako totala

Dikeari dagokiona

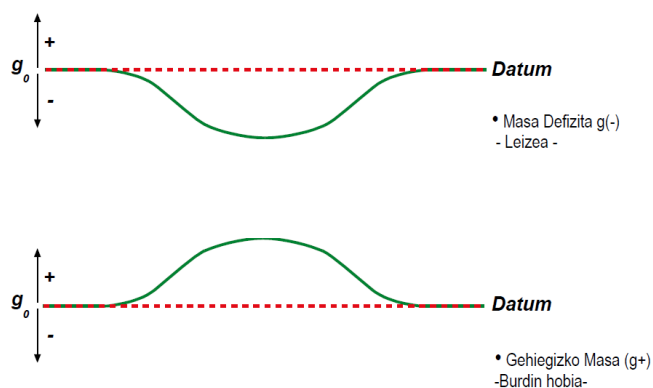
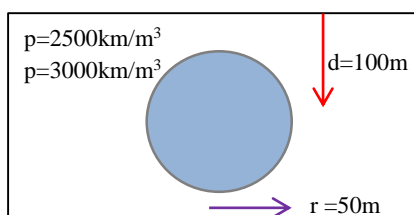
Granitoari dagokiona

Geruzapenari dagokiona

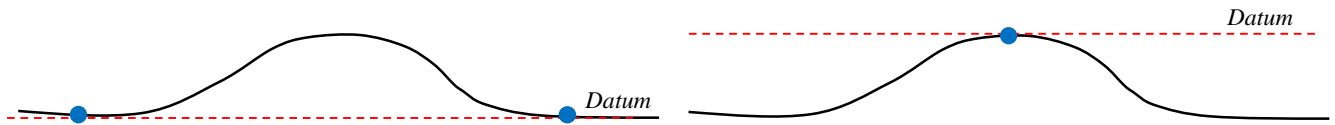
4.2.5. Gorputz geometriko sinple batzuen grabimetria anomaliak

4.2.5.1. Esferek eragindakoa (gatz diapiroak, granitoak, ...)

- Grabitate anomalia eragiteko arroka-ostalariaren baino dentsitate handiagoa edo gutxiagoa izan beharko du.
 - Grabitate anomalia balioaren handitzeak, gorputz (esfera) horren dentsitatea arroka-ostalariarena baino handiagoa dela adieraziko digu.
 - Grabitate anomalia balioaren gutxitzeak, gorputz (esfera) horren dentsitatea arroka-ostalariarena baino txikiagoa dela adieraziko digu



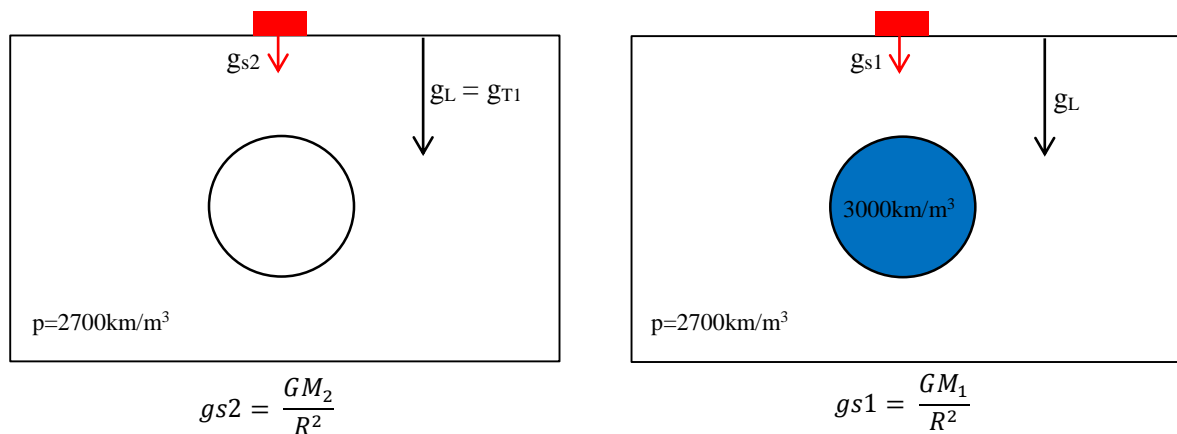
Baina depende non kokatzen dugun Estazio Basea, profil ezberdinak era daitezke, datum-aren posizioa aldatuko litzatekeelako. Adibidez:



Masa handiko gorputzek anomalia positiboak emango dizkigute eta dentsitate txikikoek oster, anomalia negatiboa. Baina eskuman dagoen profila aztertzekotan, datum-aren kokapena ezberdina izanda eta Estazio Basea puntu maximoan kokatuta, bertatik alboetara mugitzen bagara lortuko diren balioak negatiboak izango dira; hau da, alboko materialak dentsitate gutxiak izango dira. Estazio baseak ertzetan ipintzekotan (ezkerreko kasua), anomalia positiboa izango da; hau da, dentsitate handiko gorputza izango da.

Azken batean emaitza berak lortzen dira, kokapen ezberdineko datum-ak erabilita.

Hortaz **esfera batek eragiten duen anomalia** kalkulatzeko aukera dago hurrengo pausak jarraituta:



Beti konparatu egingo dugu gorputz urdinak sortzen duen grabitatea (dentsitate ezberdinekoa), arroka ostalariaren material beraz osaturik egongo den beste gorputz batekin. Bouguer Anomaliak esaten digulako zenbat izan den grabitatearen anomalia eremu batean beste batekin konparatuz → bi gorputzen arteko dentsitate aldaketak ematen diguna

Δg (anomalia) → Bouguer Anomalia → esfera batek bestearekiko eragiten duen grabitate diferentzia.

$$M = \rho * V = \rho * \underbrace{\frac{4}{3} \pi r^3}_{\text{Esferaren bolumena}}$$

Bi M ezberdin ditugu, nahiz eta bolumen bera izan masak ezberdinak direlako.

$$\Delta g (gs1-gs2) = \frac{G p_1 * \frac{4}{3} \pi r^3}{R^2} - \frac{G p_2 * \frac{4}{3} \pi r^3}{R^2} = \frac{G * \frac{4}{3} \pi r^3}{R^2} (\rho_1 - \rho_2) = \frac{G * 4 \pi r^3}{3 R^2} (\Delta \rho)$$

Beraz neurturiko grabitate diferentziak dentsitate aldaketaren arabera izango dira. Arroka ostalariak eragiten duen Δg ere aplikatu beharko litzateke baina bi kasuetan berbera denez, ekuazioan desagertu egiten da. Ondorioz esferak bakarrik kontuan hartzen dira kalkuluak egiterako orduan.

Non $\rho_1 \rightarrow$ Arroka ostalaria

$\rho_2 \rightarrow$ Ikertzen ari garena

$$\Delta g = \frac{G \Delta m}{d^2} = \frac{G}{d^2} \frac{4}{3} \pi r^3 (\Delta \rho) \text{ non } \Delta \rho \rightarrow \text{kg/m}^3\text{-tan neurtuko da}$$

$$\Delta g = \frac{G}{100^2} * \frac{4}{3} \pi 50^3 * 300 = 1,048 * 10^{-6} \text{ m/s}^2 \text{ (datuak 94.orriko iruditik hartuak)}$$

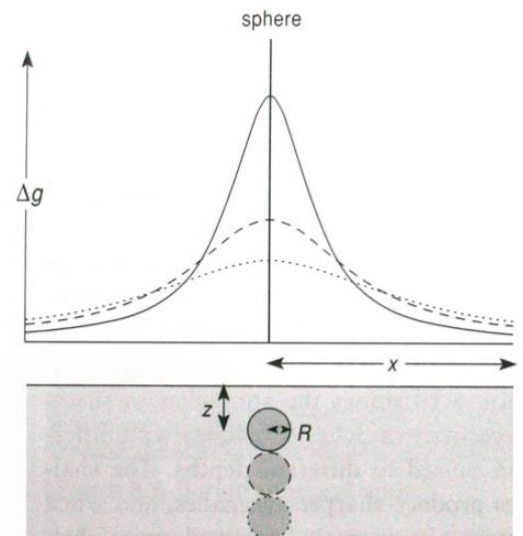
Oso emaitza txikia ateratzen denez, beti mGal-etara pasatuko dugu

- $\Delta g \rightarrow$ sakonera, masa eta dentsitate aldaketen arabera izango da esfera batek eragingo duen grabitate anomalia profila.

1. \uparrow Masa edo $\Delta \rho \uparrow \Delta g$

2. \uparrow Sakonera $\downarrow \Delta g$

- Anplitude gutxiago
- Zabalera handiago



Irudian 3 esfera agertzen dira: goikoa, erdikoa eta behekoa. Hirurek dentsitate bera dute.

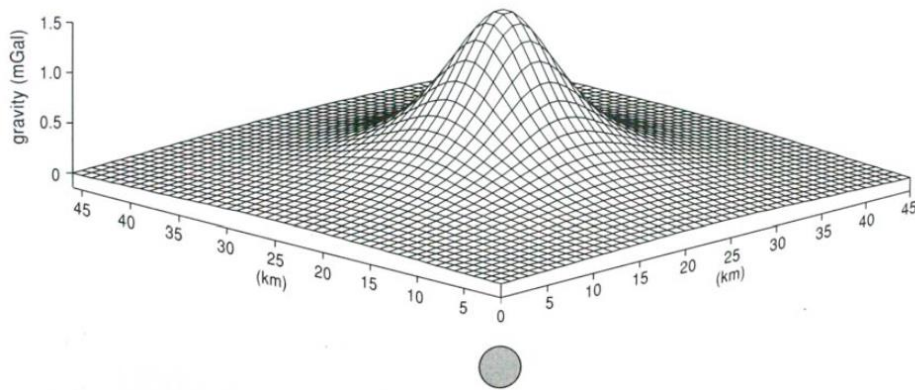
Baina auren kokapena geroz eta sakonera handiagoan aurkitzen bada, eragingo duten grabitatearen balioa txikiagoa izango da, distantzia handitzen ari garelako. Formulari erreparatuz ikus daiteke zelan distantzia handitzean Δg -ren balioa aldatuko den.

$$\Delta g = \frac{G \Delta m}{d^2} = \frac{G}{d^2} \frac{4}{3} \pi r^3 (\Delta \rho)$$

Hori dela medio, anomaliak izango duen geometria sakoneraren arabera izango da. Gorputza azaletik zenbat eta gertuago egon, anomalia ere handiagoa eta bere pikoa askoz zorrotzagoa izango da.

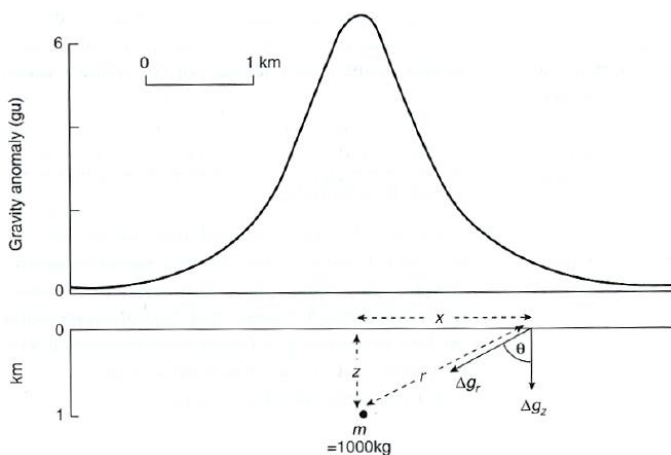
Grafikoan ikus daitekeenez, anplitude txikiak erakutsiko dituzte sakonean dauden esferak eta azalekoek osteria handiak (eta piko zorrotzak).

3 dimentsiotako profila:



Sakonera konkretu baten esfera bat kokatzen da. Honen zentrotik edozein norabidetara anomalia gutxitu egiten da eta lehen erabilitako formula berberarekin posible da eragiten duen anomalia tokian-toki kalkulatzeko. (modelizazio bat da).

- $\Delta g \rightarrow$ esferarekin lateralki dagoen distantziaren arabera izango da.
- Grabimetroak bakarrik grabitatearen bertikala den konponentea neurtzen digu, orduan esfera horrek eragiten duen grabitate eremuaren balioa g_z izango da.



$$g_r = \frac{Gm}{r^2} \rightarrow g_z = \frac{Gm}{r^2} \cos \theta$$

$$\cos \theta = \frac{z}{r} = \frac{z}{\sqrt{z^2 + x^2}}$$

$$g_z = \frac{Gmz}{(z^2 + x^2)^{3/2}}$$

$$\Delta g = \frac{4G \pi r^3 z \Delta \rho}{3(z^2 + x^2)^{3/2}} \text{ non } M = \rho * V = \rho * \frac{4}{3} \pi r^3$$

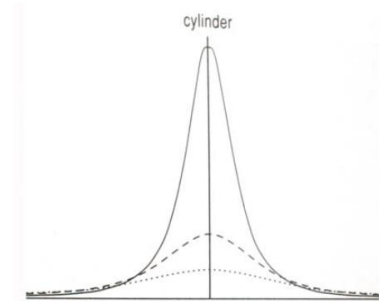
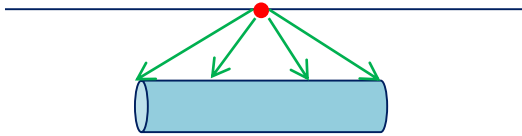
4.2.5.2. Zilindroek eragindakoa

- $\Delta g \rightarrow$ Esferak eragindakoaren antzekoa

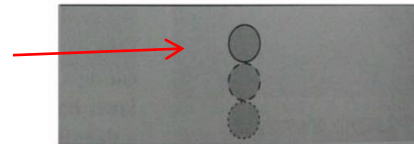
$$\Delta g = \frac{2 \pi r^2 G}{z} (\Delta \rho)$$

$\Delta g = \frac{2 \pi G r^2 z \Delta \rho}{z^2 + x^2}$ non z zilindrotik azalera dagoen distantzia izango da eta x zilindroaren zentrotik edozein puntutara dagoen distantzia.

- Diferentziak esferak eragindakoarekin:
 - Anomaliaren geometria, sakonera berbera izanda, zorrotzagoa da → puntu batek pairatzen duen grabitate indarra handiagoa izango delako. Hau da, anomalia handiago izango da erradio berbera izan arren, zilindroek masa handiagoa dutelako.



Zilindroaren norabidearekiko perpendikularrean egindako zehar ebakiak



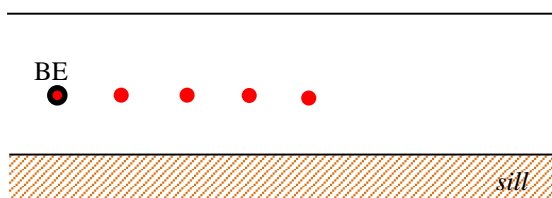
4.2.5.3. Infinitu planoek eragindakoak

- Ez dute grabitate anomaliarik sortuko, ordea grabitatearen balioa handituko dute

$$\delta_g = 2\pi G \Delta \rho t \text{ non } t \text{ dikeraren potentzia izango da}$$

- δ_g – grabitate gehitzea
- $\Delta \rho t$ – Geruzaren m^2 eragiten duen gehiegizko masa

Adibidez:



Konparatzen badugu puntu guztietan neurturiko anomalia BE-rekiko, beri zero emango du. Beraz infinitu planoetan neurturiko anomalia beti izango da zero. Baina bai sortzen dute azelerazioaren handitze edo txikitzea: dikeak arroka ostalariak baino dentsitate handiagoa izaten badu azelerazioaren gehitze positiboa eratuko du. Eta alderantziz gertatzen bada, azelerazioa negatiboki murriztu egingo da.

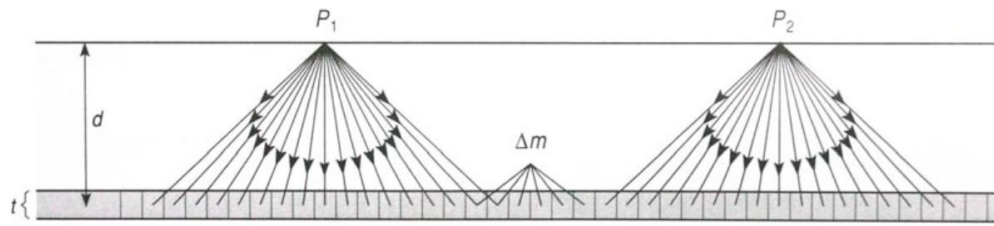
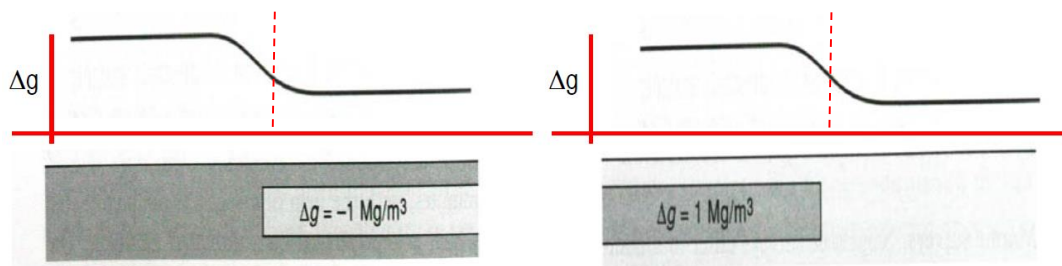


Figure 8.11 Horizontal sheet.

4.2.5.4. Erdi-Infinitu planoek eragindakoak

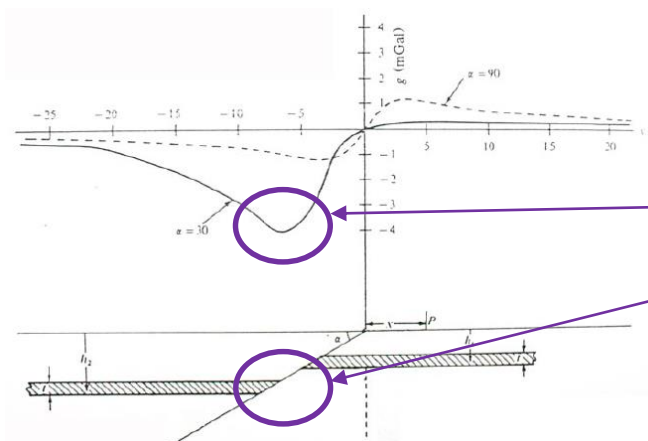
- Lateralki bat-batean mozten diren planoak dira (Adibidez: lateralki aldatzen diren fazieak, failak moztutako eta mugitutako geruzak).
- Geruzaren etenetik urrun, infinitu planoetan bezala, ez ditugu anomaliarik sumatuko. Berriz, etenera hurbiltzen garenean grabitatearen balioak aldatu egingo dira → grabitate anomaliak sortuz.



- Erdi infinitu plano horrek zenbat eta sakonago egon, orduan eta grabitate aldaketa gutxiago eragingo ditu (Grabitate profila leunagoa izango da).
- Grabitate anomalia profilaren inflexio-puntua, bertikalean bat egingo du geruzaren etenarekin.
- Profilak berdinak izan arren, zehar ebakiak ezberdinak dira. Hortaz, profil bakar batek erantzun bat baino gehiago izan dezake. Kontuz ibili behar gara horrekin.

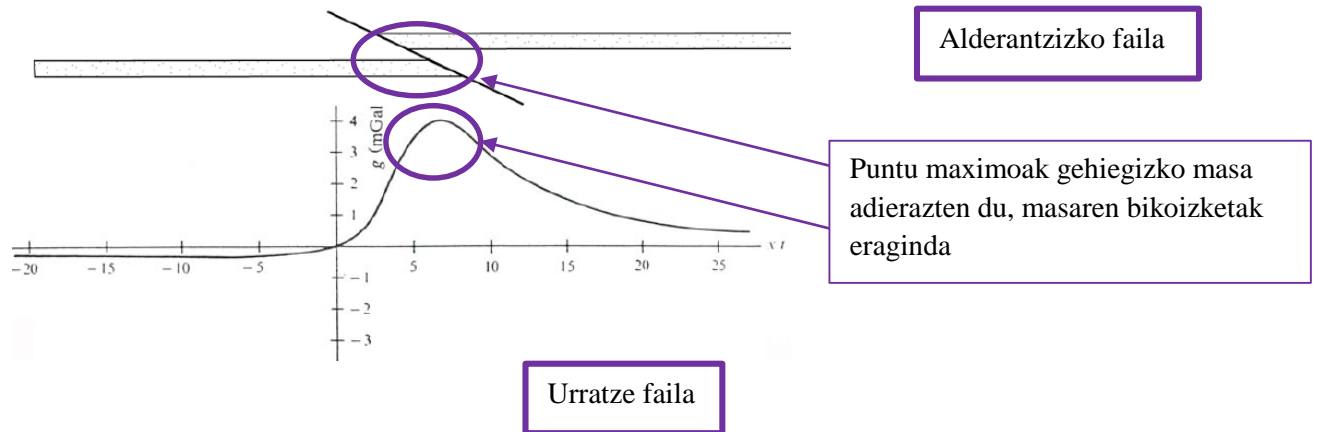
4.2.5.4.1. Failak

- Faila baten eraginez bi erdi-infinitu plano agertzen dira
- Ikusiko dugun grabitate anomalia faila motaren arabera izango da:

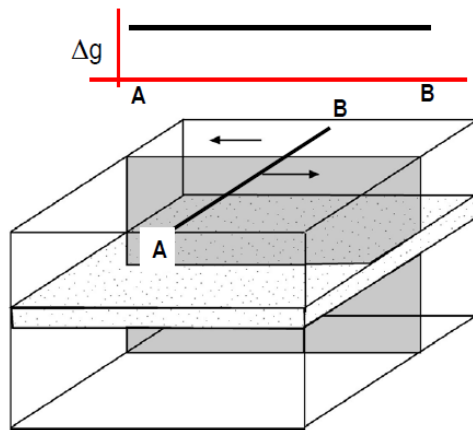


Faila normala

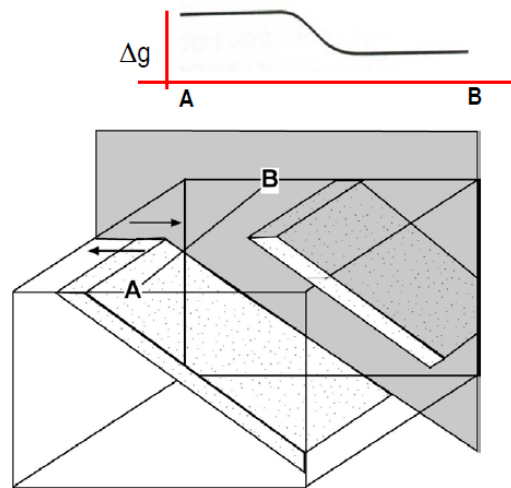
Puntu minimoak masa defizita non dagoen adierazten du



Gorputz horizontalak mozten



Oker dauden geruzapenak mozten



4.2.5.4.2. Dikeak

- Gorputz hauek eragiten dituzten grabitate anomaliak sakoneraren eta okerduraren araberakoak izango dira
 - ↑ Sakonera → profila: anplitudea ↓ eta zorrozatasuna ↓
 - ↓ Okerdura → profila: asimetria ↑
- Oso oso garrantzitsua da interpretazio geologikoa egitea

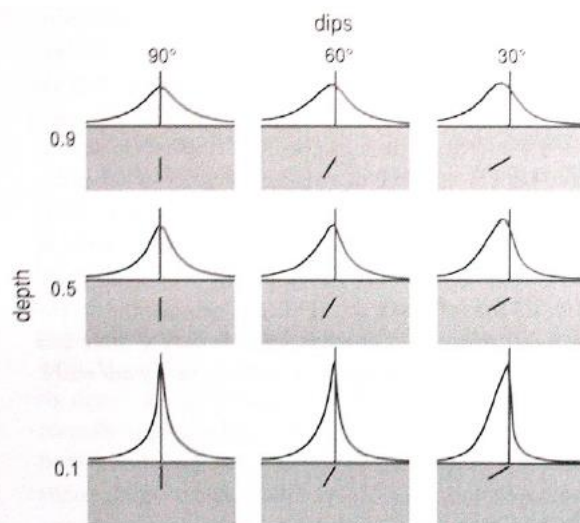


Figure 8.10 Anomalies of narrow sheets, or ribbons, at different depths and dips.

4.2.6. Hondar anomalien interpretazioa

Batzuetan hondar anomalien geometriak eta tamainak gorputz geologiko bati dagokion informazioa eman diezaguke.

4.2.6.1. Hondar anomaliaren erdi-zabalera metodoa

- Anomaliaren erdi-zabalera ($x_{1/2}$) gehiegizko anomaliaren eta gehiegizko anomaliaren erdiaren arteko distantzia horizontala da.

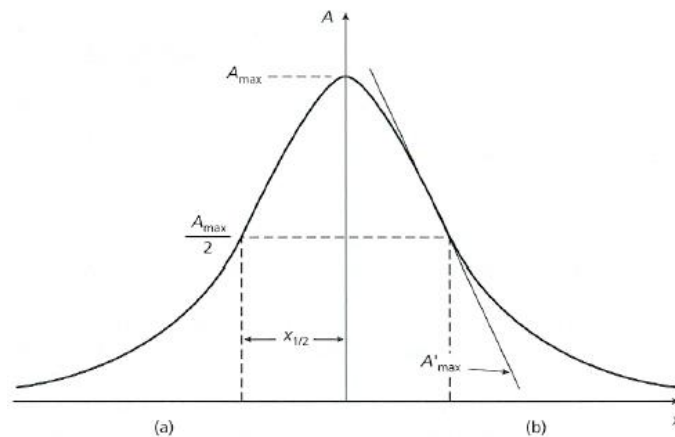
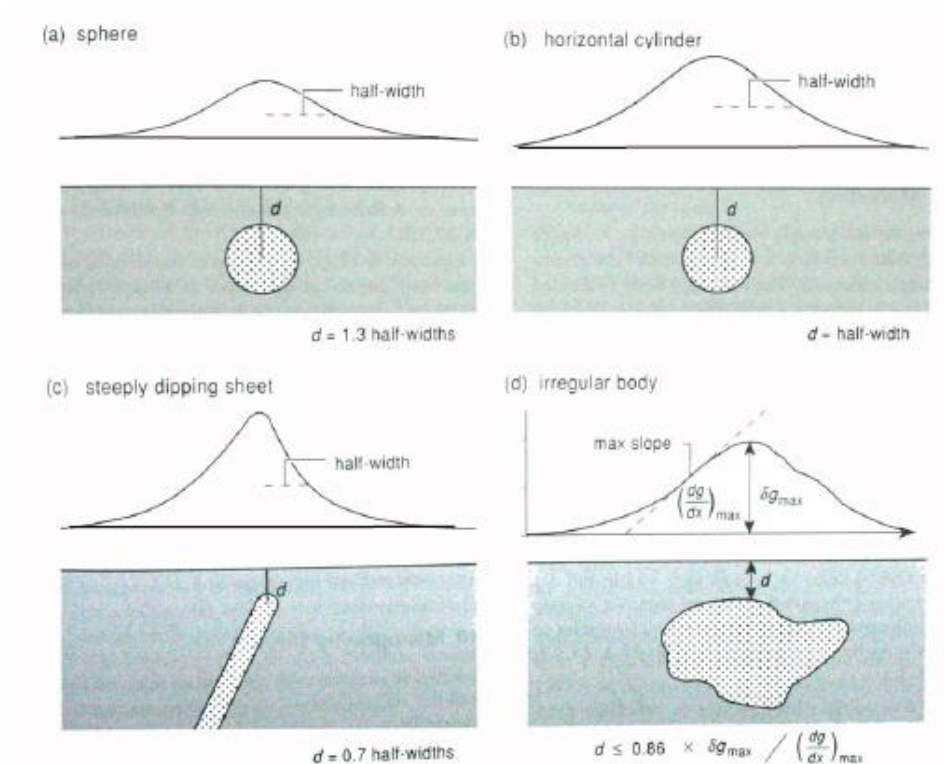


Fig. 6.18 Limiting depth calculations using (a) the half-width method and (b) the gradient-amplitude ratio.

- Masa guztia puntu batean kontzentratuta balego:

$$z = \frac{x_{1/2}}{\sqrt[3]{\sqrt{4}-1}}$$

- Horrela aztertu beharreko gorputzaren erdi-zabaleraren (*half-width*) arabera profil mota bat edo beste bat lortuko dugu



- Dena dela, batzuetan geometria desberdineko gorputzek grabitate anomalia profil berdinak eragin ditzakete

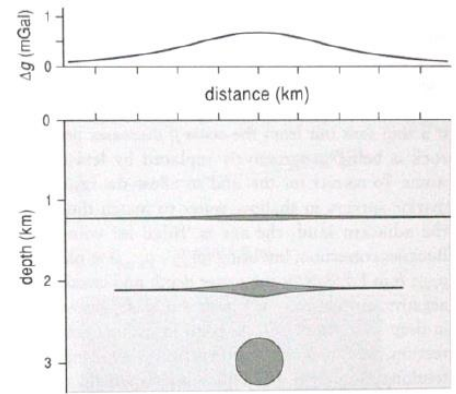
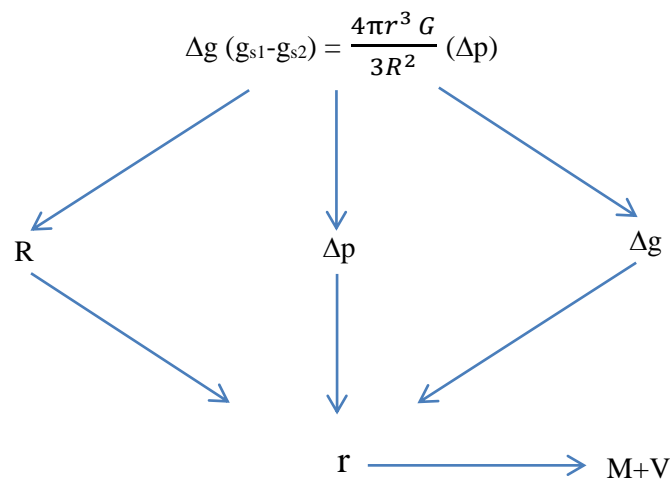


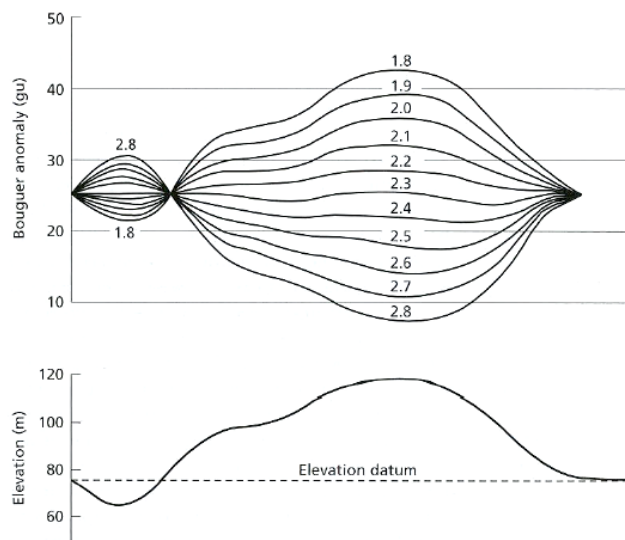
Figure 8.17 Different bodies giving identical anomalies.



4.2.7. Dentsitatearen zehar-interpretazioa

4.2.7.1. Nettleton-en metodoa

- Aukerak:
 - 1) Lurrazalean agertzen diren arroken dentsitatearen batez besteko egitea → hartu behar diren arroak; arroken alterazioa:
Arroak gehienetan aldatuta agertzen dira; hau da, azalean eta sakonean ez dituzte ezaugarri berberak erakusten. Hortaz, erabili behar diren arroak freskoak izan beharko dira.
 - 2) Zundaketatik ateratzen diren arroken dentsitatea neurtzea
 - 3) Nettleton-en metodoa → zertan datza?
- Profil topografiko batetik ateratzen diren grabitate anomalia guztiei ikusitako zuzenketa guztiak egin beharko dizkiegu “Bouguer anomalia” → dentsitatearen arabera diren zuzenketa guztiei ausazko balioak emango dizkiegu.
- Ausazko balio ugari erabiltzean hurrengo irudiko grafiko bat aterako zaigu, bouguer anomalien balioak ematen dizkiguna. Baina arroek sakoneran duten benetako dentsitatea *profil lauarekin* bat etorriko da, kasu honetan 2,4 baliokoa.



Metodo hau bakarrik aplika daiteke profil topografikoaren azpitik dagoen substratua homogeneoa baldin bada; hau da, arroka guztiak dentsitate berekoak direnean.

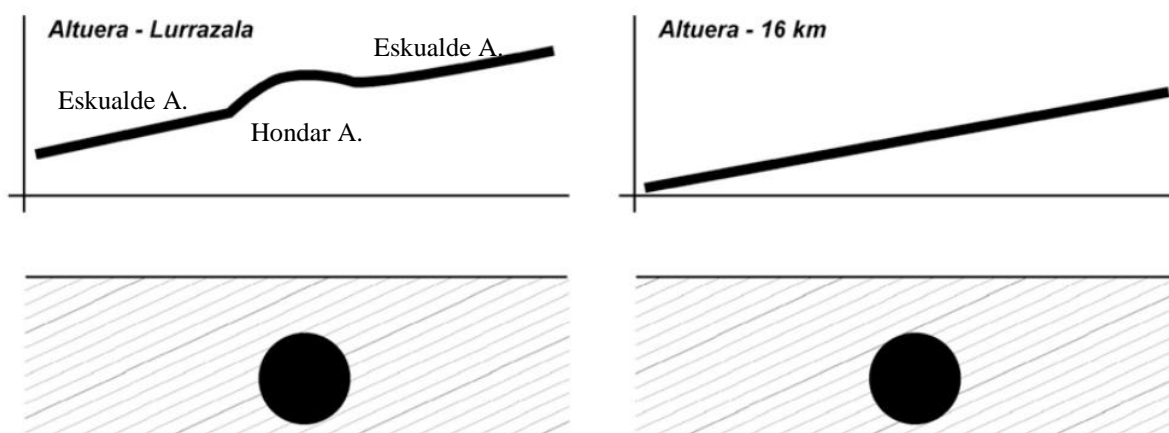
4.2.8. *Bouguer, Eskualde eta Hondar anomalien mapen erabilera*

4.2.8.1. *Erabilera*

- Sakoneran, azaleratzen ez diren gorputzei dagokien 3D-ri buruzko informazioa ematen dizkigute.
- Abiapuntu bezala, oro har, Bouguer Anomalia Mapa izango dugu → Hemendik, eskualde zein hondar anomaliak sortzen dituzten efektuak banatzea izango da → Nola?

1) *Estrapolazio bertikalaren metodoa*

- Altuera finko batean Bouguer Anomalia mapan izango zuen geometrian oinarritzen da. Ikusi dugun bezala, zenbat eta altuago neurtu esfera batek eragiten duen anomalia orduan eta txikiagoa izango da aterako dugun grabitate anomalia profila. Hortaz, altueran ateratako Bouguer Anomalia Mapa eskualdeko anomalia maparekin bat dator.

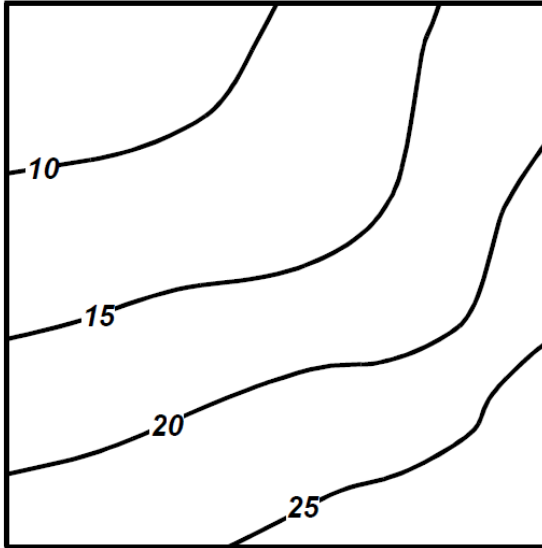


Hondarreko anomalía ez da ikusten, jasotzen den bakarra eskualdekoa izango delako

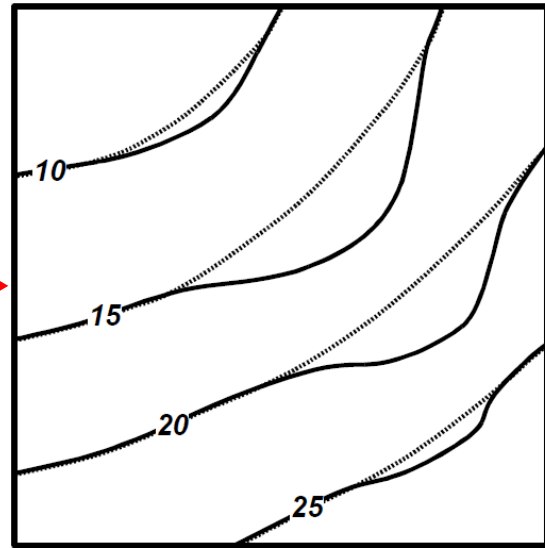
2) *Begizko egokitzapen metodoa:*

- Eskualde anomaliaren determinazioa erraza denean, aplikatu daitekeen metodoa. Grabitate anomaliaren balio bereko lerroak “begiz” leundu egin beharko dira.

Bouguer Anomalia Mapa



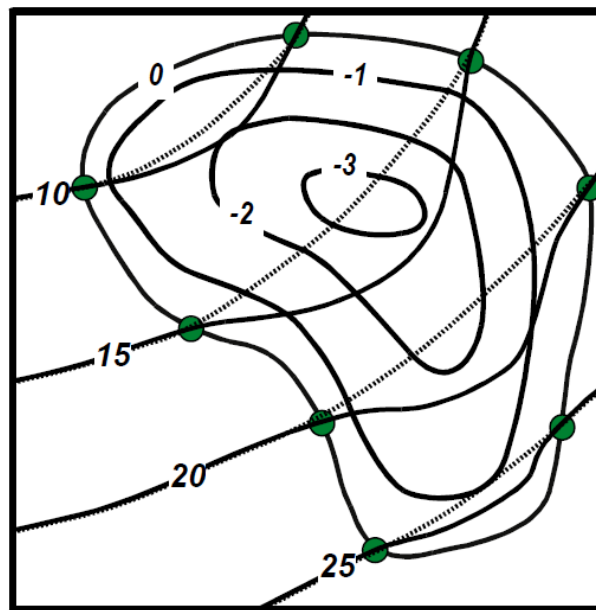
Eskualdeko Anomalia Mapa



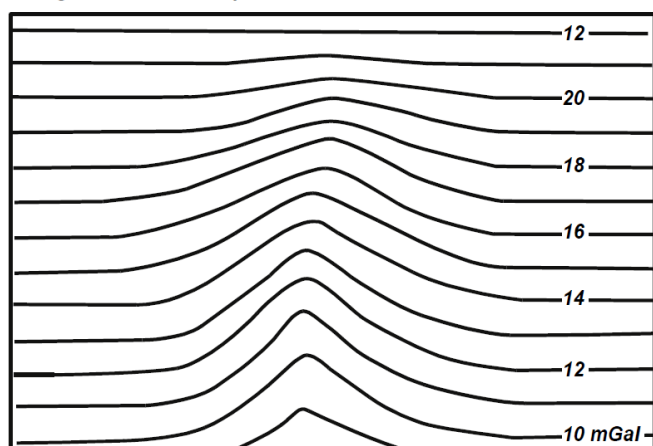
Helburua izango da ikustea non ematen diren hondar anomalien balio bereko puntuak, ondoren sestrakurben bitartez elkartuko direnak.

$$BA - EA = HA$$

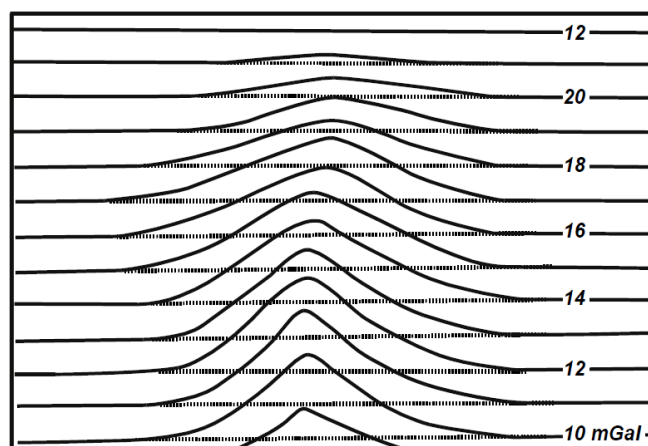
Hondarreko Anomalia Mapa



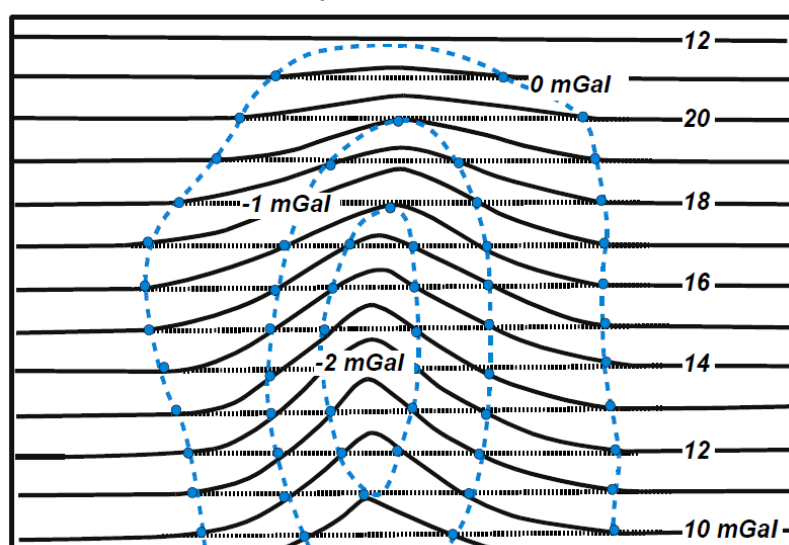
Bouguer Anomalia Mapa



Eskualdeko Anomalia Mapa



Hondarreko Anomalia Mapa



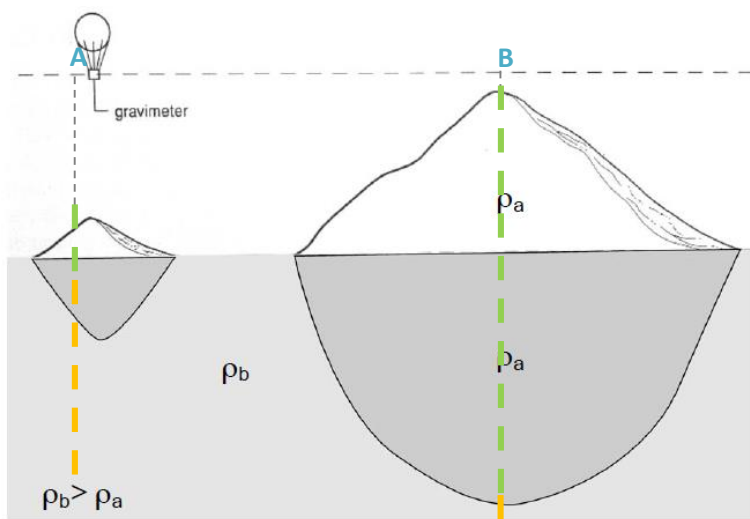
4.3. GAIA. Isostasia.

Isostasy (from Greek: *isos* 'equal', *stasis* 'standstill') is a term used in geology to refer to the state of gravitational equilibrium between the earth's lithosphere and asthenosphere such that the tectonic plates 'float' at an elevation which depends on their thickness and density.

- Isostasia: Lurrean sakonera batean gertatuko den oreka-hidrostatiko egoera
- Isostasia gertatuko den beheko muga konpentsazio-sakonera deritzo.

Isostasia Arkimedesen printzipioan oinarritzen da: “*Fluido batean murgildutako gorputz batek bultzada bertikala jasaten du eta honen balioa konporatzen den fluidoaren pisuaren berdina izango da*” → kanporatutako $p_{ura} = p_{gorputza}$

Gauzak horrela oreka hidrostatikoan (ur gainean) egongo den gorputz batek bere ur-pisua kanporatuko du. Hori, bolumen ezberdineko izotz masa biren adibidea erabilita azal daiteke:



Bi izotz masak oreka hidrostatikoan daude eta beraz grabimetroak A puntuan eta B puntuan balio berdinak erakutsiko ditu →

- A puntuan ur zutabearen masa gehitu behar zaio izotz txikiaren masari
- B puntuan ur zutabea txikiago da baina izotz masa handiagoa

→ Masen eresultantea berdina izanik sortuko den azelerazioa berdina izango da! Eta anomalia = 0

Adibidea: Oreka isostatikoan dagoen orri-egitura duen gorputz bati (a) orri batzuk kentzen badizkiogu (masa kentzen badiogu alegia), zer gertatuko litzateke? (Kontuan hartu behar dugu gorputzaren eta inguruko likidoaren dentsitate kontrastea negatiboa dela, hau da $\rho_{lik} > \rho_{gorp}$)

- 1- Gorputza gorantz doa
- 2- Gorputz horren altuera txikiagoa izango da

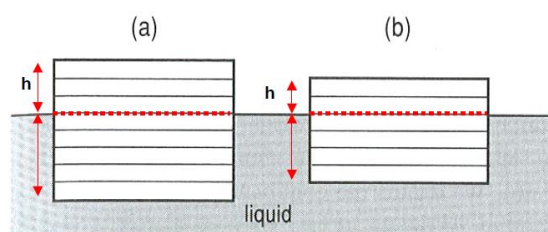


Figure 9.3 Layered blocks floating.

Honen adibide erreala Himalayako mendiak izan daitezke: itsas mailatik gora 9km-ko altuera lortzen dute nahiz eta berez, lur azpitik 50km-ra sutstraituta dauden.

Parentesis: Isostasiaren softwarea → Isostasy 2.0

Jotak helbide hau ipini zuen, baina ez dabil: www.ikswonad.com/portfolio/index.php?show=isostasy

This one works: <http://www.geo.cornell.edu/hawaii/220/PRI/isostasy.html>

Ariketa: Imajina dezagun m^3 -ko (azalera m^2 -koa) egur zati bat ur gainean daukagula oreka isostatikoan. Uraren dentsitatea $0,96\text{Mg}/\text{m}^3$ -koa bada eta egurrarena $0,72\text{Mg}/\text{m}^3$ -koa, kalkulatu:

- Zenbateko distantzia egongo da ur-azaletik egur zati horen gainera?
- Egur zatiari 12cm-ko lodiera kenduko bagenio, zenbateko distantzia egongo zen ur-azaletik egur zati horren oinarrira? Eta ur-azaletik egur zati horren gainera?

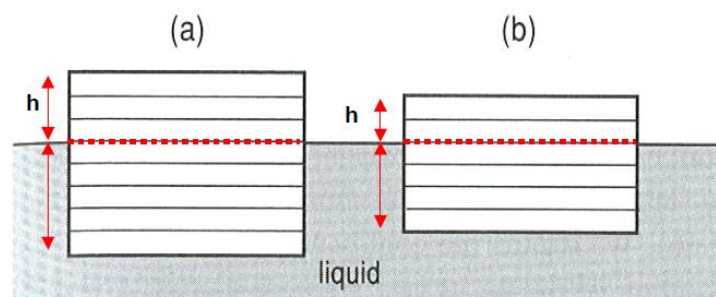


Figure 9.3 Layered blocks floating.

Arikemedesen printzipiotik abiatuta, flotagarritasunaren ekuazioa (*Bouyancy equation*) lortu dezakegu:

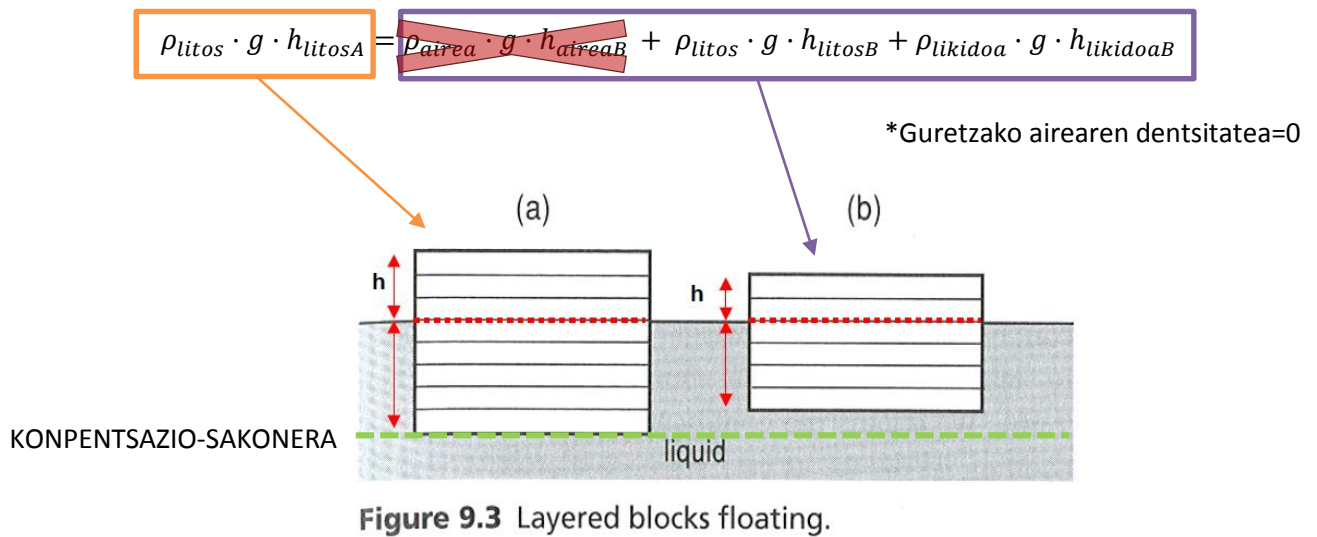
$$\frac{\rho_{\text{gorputza}}}{\rho_{\text{fluido}}} = \frac{\text{murgildutako gorputzaren altuera}}{\text{gorputzaren altuera}}$$

a. $\frac{0,72}{0,96} = \frac{x}{1} \rightarrow x=0,75\text{m}$ murgilduta badago, ur-azaletik egur zatiaren gainera dagoen distantzia 0,25m-koa da

b. $\frac{0,72}{0,96} = \frac{x}{0,88} \rightarrow x=0,66\text{m}$ egongo ziren ur azaletik egur zatiaren oinarrira; ur-azaletik egur zatiaren gainera berriz, 0,22m

-
- Duttonek 1989an ondorioztatu zuen, gorputzek sakonera batetik aurrera eragiten duten presioa berdina dela, presio litostatikoa=dentsitatea·grabitatea·altuera izanik.

- Sakonera horri Konpentsazio-sakonera deritzo eta horren azpitik arroken dentsitatea berdina izango da; hortik gora, oreka isostatikoan zein hidrostatikokoan egonda pisuek balio berdina izango dute



4.3.1. Grabitatea vs. Oreka isostatikoa

- Grabitatearen balioa Atik Cra doan lerroan aldaketak izango ez balitu, gorputz guzti horiek oreka-isostatikoan egongo ziren

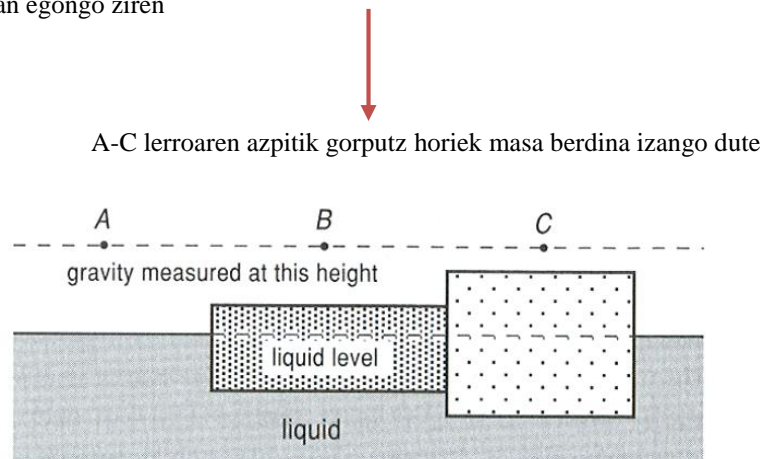


Figure 9.4 Gravity over floating blocks.

- Oro har, grabitatearen balioak lurrazalean egiten dira; leku bat oreka isostatikoan dagoen edo ez badagoen jakitea zaila izaten da eta ondorioz grabitate zuzenketak beharrezkoak dira

4.3.2. Pratt eta Airyren ereduak

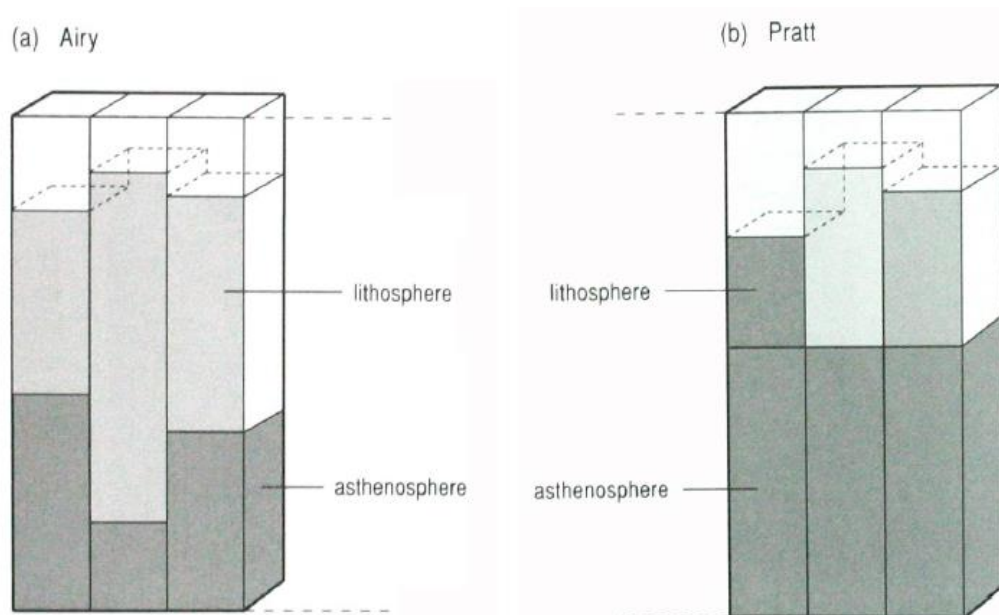
Altuerarekiko grabitateak dituen diferentziak azaltzeko bi eredu proposatu ziren XIX.mendean: Pratten eredu eta Airyren eredu. Bi ereduak litosfera mantuaren gainean flotatzen zegoela suposatzen dute (gogoratu plaken tektonikaren teoria ez zela XX.mendera arte onartu).

4.3.2.1. Pratten eredu

- Altuerarekiko grabitateak dituen aldaketak dentsitate desberdineko gorputz-zutabeek eragiten dituztela esaten du. Gorputz-zutabe guztiek sakonera berdinean flotatuko dute
- Zenbat eta dentsitate txikiagoko gorputz-zutabea izan orduan eta altuera handiagoa izango du.
- Gorputz-zutabe guztien oina konpentsazio-sakonera izango da
- Batez ere, eredu hau ozeano gandarrean aplikatu daiteke (dentsitate aldaketak direla eta)

4.3.2.2. Airyren eredu

- Altuerarekiko grabitateak dituen aldaketak dentsitate desberdineko gorputz-zutabeek eragiten dituztela esaten du. Gorputz-zutabe guztiek EZ dute sakonera berdinean flotatzen
- Zenbat eta altuera handiagoko gorputz-zutabea izan orduan eta sustrai sakonagoak izango ditu
- Gorputz zutabe guztien oinak altueraren arabera izango dira
- Batez ere, eredu hau kate-orogenikoetan aplikatu daiteke



4.3.2.3. Pratt vs. Airy. Zein da zuzena?

- Biak; Pratten eredu gandar-ozeanikotarako dentsitate aldaketagatik eta Airyrena mendikateentzako. Azken horietan (mendikateetan) sustraiek mantentzen dute oreka
- Normalean kontinente-sustraien sakonera itsas-hondoarena baino altuagoa izaten da

4.3.3. Isostasia: Ereduearen aplikazioa

- Bi arroka-zutabe hauek oreka-isostatikoan egongo balira, arroka-zutabeen altuerak eta pisuak berdinak izan beharko lirateke

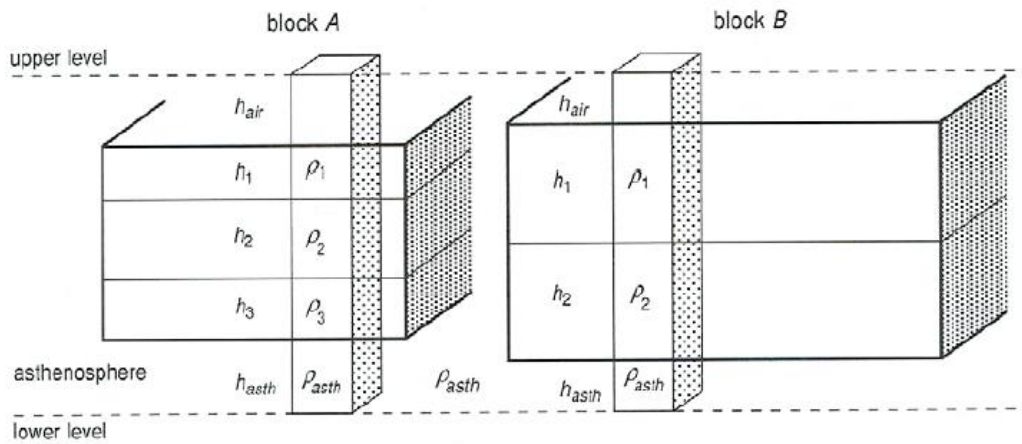


Figure 9.5 Columns through two layered blocks.

$$(\rho_{air} \cdot g \cdot h_{airA} + \rho_1 \cdot g \cdot h_{1A} + \rho_2 \cdot g \cdot h_{2A} + \rho_3 \cdot g \cdot h_{3A} + \rho_{ast} \cdot g \cdot h_{astA}) = (\rho_{air} \cdot g \cdot h_{airB} + \rho_1 \cdot g \cdot h_{1B} + \rho_2 \cdot g \cdot h_{2B} + \rho_{ast} \cdot g \cdot h_{astB})$$

$$g \cdot (\rho_{air} \cdot h_{airA} + \rho_1 \cdot h_{1A} + \rho_2 \cdot h_{2A} + \rho_3 \cdot h_{3A} + \rho_{ast} \cdot h_{astA}) = g \cdot (\rho_{air} \cdot h_{airB} + \rho_1 \cdot h_{1B} + \rho_2 \cdot h_{2B} + \rho_{ast} \cdot h_{astB})$$

$$\rho_{air} \cdot h_{airA} + \rho_1 \cdot h_{1A} + \rho_2 \cdot h_{2A} + \rho_3 \cdot h_{3A} + \rho_{ast} \cdot h_{astA} = \rho_{air} \cdot h_{airB} + \rho_1 \cdot h_{1B} + \rho_2 \cdot h_{2B} + \rho_{ast} \cdot h_{astB}$$

$$h_{airA} + h_{1A} + h_{2A} + h_{3A} + h_{astA} = h_{airB} + h_{1B} + h_{2B} + h_{astB}$$

- Zenbat metro lurperatu egingo zen litosfera astenosferan, bere gainean 2km-ko altuera eta $0,9 \text{ Mg/m}^3$ –ko dentsitateko izotz puska jarriko bagenioke? Zenbatekoa izango da lurrazalak izango duen altuera diferentzia?

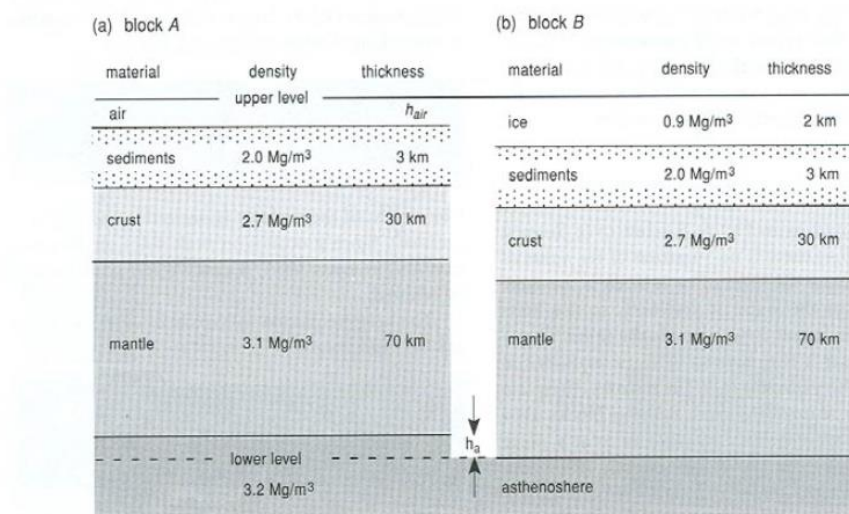


Figure 9.6 Continent without and with ice sheet.

Irudian ikus daiteke zelan garai ezberdinetakoak diren bi blokeek eremu berbera betetzen dutela. Bien artean dagoen diferentzia, B blokeak duen izotz puska da; hau da, masa bat.

Hortaz litosferari gainean masa gehigarri bat ipintzekotan, txalupa bati gertatuko zitzaiokeen gauza bera emango zen: bere oina ondoratu egingo da, aldi berean altuera handituz. 2km-ko izotz zatia dela suposatuz eta hau aplikatzean hondoratze bat ere emango dela jakinez, zein da altuera diferentzia (Bloke bakoitza bere garaian orekan dagoelarik)?

KS-tik gora dagoen masa berdina izango denez bi kasuetan:

A blokeko KS-tik gora dagoen astenosfera zatitxoaren pisua = izotzaren pisua

Astenosferaren dentsitatea izotzarena baino handiagoa denez, izotzak erakusten duen potentzia nabariagoa izan beharko da.

$$(h_{air} + h_{sed} + h_{cr} + h_m + h_{asth})_{\text{block A}} = (h_{ice} + h_{sed} + h_{cr} + h_m)_{\text{block B}}$$

$$h_{air} + 3 + 30 + 70 + 0,5625 = 2 + 3 + 30 + 70)$$

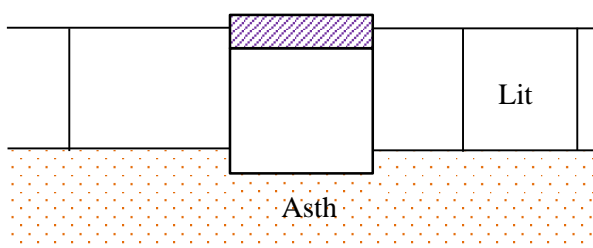
$$h_{asth} = 1,8/3,2$$

$$h_{air} = 105 - 103,5625 = 1,4375 \text{ km}$$

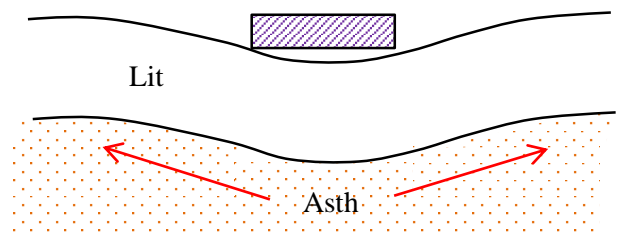
4.3.4. Litosferaren deformazioa elastikoa

- Pratt-en eta Airy-ren ereduetan, litosfera (lurrazala) gorputz-zutabe ezberdinez osatuta zegoen → Astenosferak gorputz-zutabe horiei ematen zien bultzakada bertikalari esker blokeek flotatzen zuten (oreka isostatikoa) → begi bistakoa da, hau ez dela honela gertatzen → litosfera bertikalak diren failekin moztuta egon beharko litzateke.
- Litosferak luraren goialdeko zati gogorra osatzen du, hortaz, gainaldean dituen materialen pisua, alde batetik, bere gogortasunak eutsi egingo ditu, eta bestetik materialen pisua sekulakoa izanda, litosferak deformazio elastikoa pairatzen duenez, pisu horri kanporatutako likidoaren pisuak ere eutsi egingo du (litosfera tolestuko da).

b) Local compensation



a) Regional compensation

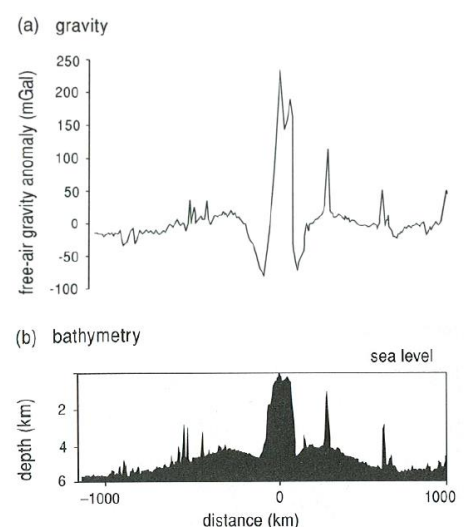


Pisu bat ezartzean litosfera gainean, oreka isostatikoa lortu arte astenosferan masa defizit bate margo da justu pisua kokaturiko eremuaren azpian. Alboetara ordea materia irabazi egingo da.

4.3.4.1. Adibideak

HAWAIKO IRLAK

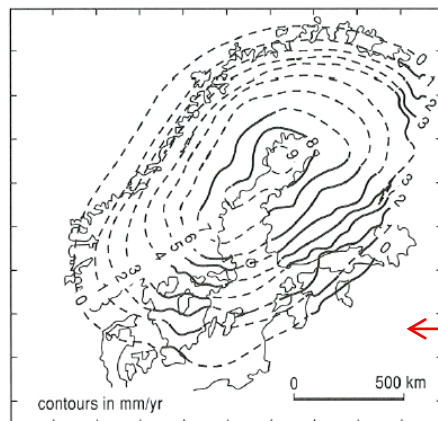
- Litosfera ozeaniko baten gainean jarritako munduko sumendi-irila altuenak dira
- Irlen pisuak litosfera tolesten du → antiklinalak sortuz
- Grabimetrian, aire-libre anoaliek (Bouguer anomaliari ez diogu Bouguer zuzenketa aplikatzen) zehatz mehatz kopiatzen du batimetriak ematen digun profila



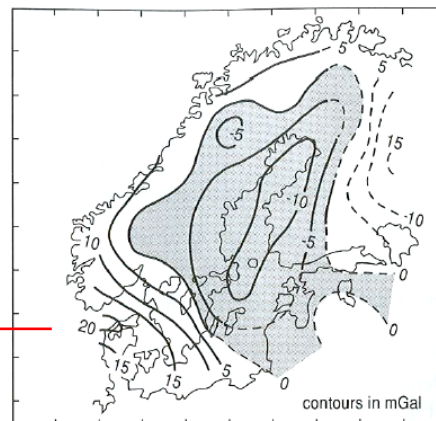
FENOSKANDIA PENINTSULA

- Anomalia grabimetrikoa negatiboa (Eskualde honen azpitik, bere alboan dauden eskualdeekin konparatuta, masa defizita daukagu)
- Eskumaldea denborarekin altxatzen da
- Zergatik? Litosferak, kendutako pisua eraginez, bere oreka-isostatiko egoera berreskuratzen ari delako
→ *deformazio elastikoa*

(a) uplift



(b) gravity anomaly (Bouguer)

**Figure 9.14** Uplift and gravity anomaly of Fennoscandia.

a) Pisua kentzean litosferaren altxatzea gertatzen da pixkanaka-pixkanaka. Ikus daiteke zelan berreskurapena 8-9mm/u den (zentroan, izotz gehiena kontzentratzen zen gunean)

b) Anomalia zentrotik alboetara handituz doa zentroan dagoen masa defizit baten eraginez (astenosferan). Hau da, litosferan pisu bat kokatzean (izotza) astenosferako materiala alboetara desplazatu egiten da defizit bat eraginez

5. GAIA Paleomagnetismoa eta mineral magenetismoa

5.1. Sarrera

- Lurraren eremu potentziala (grabitatea)
- Materiaren ezaugarria, bipolarra eta berezkoa (ez dugu beste energiarik behar propietate hori prospekzio helburuekin erabiltzeko)
- Lekuz leku aldatu egingo da
- Eremu magnetikoaren iturriak:
 - Iman batek sortzen duena (2 poloz osatua) **(a)**
 - Korrante elektrikoa (eremu elektromagnetikoa) **(b)**

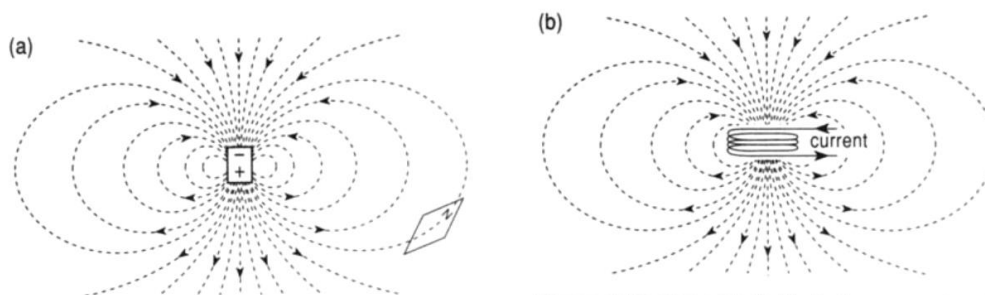


Figure 10.1 Magnetic field of a bar magnet and of a coil.

Imana: lerro magnetikoak polo negatibotik atera eta positibotik sartu egingo dira

Korrante elektrikoa

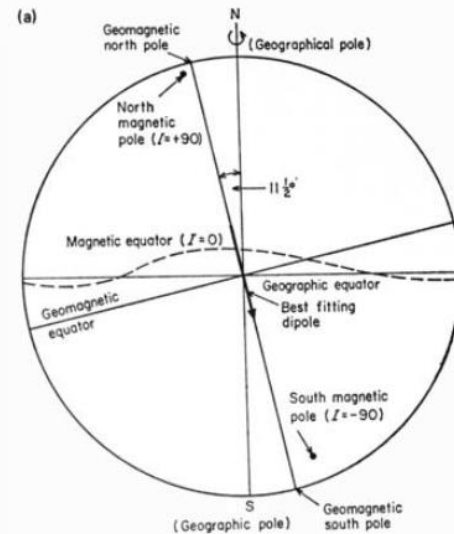
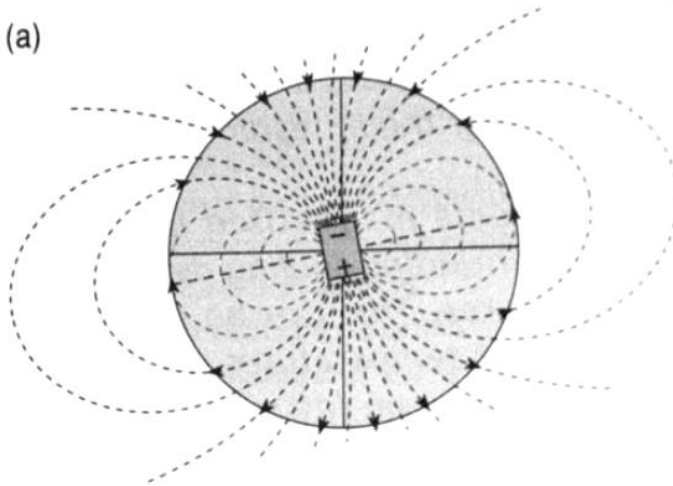
- Eremu magnetikoaren lerroak detektatzeko:
 - Burdinazko txirlilak erabiliz → lerro magnetikoen orientazioak emango dizkigute
 - Imana + iparrorratza erabiliz → Polo negatiboa non dagoen aztertzea
- Unitateak
 - Teslak (T) – nanoTeslak (nT) → $nT = 10^{-9} T$ (Ekuadorrean: 30000 nT ; Poloetan: 60000 nT, lerro magnetiko gehiago kontzentratzen direlako)

5.2. Lurraren eremu magnetikoa

- Eremu magnetiko dipolarra vs. ez dipolarra
 - 1600.urtean Sin William Gilbet-ek lehenengo hurbilketa egin zuen:

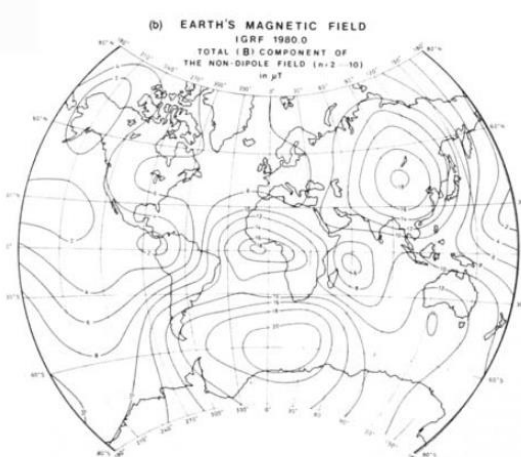
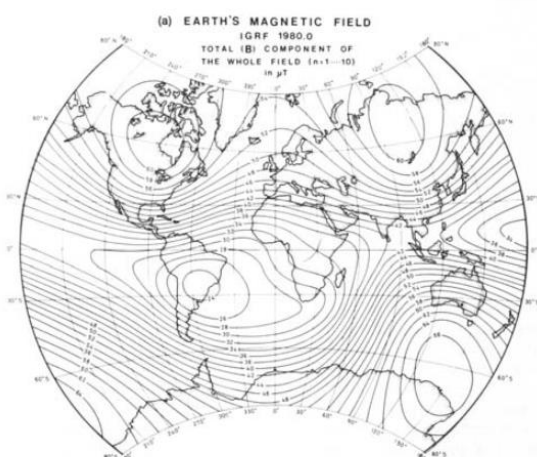
Horretarako ezinbestekoa da jakitea lurak sortzen digun eremu magnetikoa ez dela guztiz dipolarra; hau da, ez da %100-ean bat etortzen iman batek sortzen duenarekin. Horrek esan nahi du lurak sortzen duen eremua bi osagaiez eratua egongo dela: dipolarra eta ez dipolarra

(a)



DEFINIZIOAK

- Polo geografikoa edo benetako poloa: Lurraren biraketa ardatzarekiko bat dator
- Polo geomagnetikoa: Lurraren gainazala eta eremu magnetikoaren dipoloa elkar ebakitzen diren puntuak (Ipar Poloa – 70°N 71°W; Hego Poloa – 79°S 109E) – Ekuador geometrikoa
- Polo magnetikoa: Eremu magnetikoaren lerroak Lurraren gainazalarekiko perpendikular diren bi puntuak. N Polo magnetikoa (lerroak sartzen diren lekua) → 76°N 101W // S Polo magnetikoa (lerroak ateratzen diren tokia) → 66°S 141°E // Ekuador magnetikoa: bere kokapena ez dator bat plano zuzen batekin



Ekuadorrean: 30000nT

Poloetan: 60000nT

1600.urteko ereduak: ezkerreko irudian Lurraren eremu magnetiko totala ikusten da. Honi eremu dipolar bat kentzekotan, gelditzen den irudia eskumakoa da.

Baina nola neurtu Lurraren eremu magnetikoa?

Bektoreen bitartez (**Fig 7.6**) → bi osagaiz osatua: bata iparrarekiko eremuaren proiektzioa ematen duen angelua (deklinazioa) eta bestea ostera inklinazioa, hau da, bektoreak horizontalarekiko osatzen duen angelua.

- **Inklinazioaren kalkulua:** Inklinometro magnetikoaren erabilpena (**a**). Eremua bertikalean neurtzen du (Iparrorratzak horizontalean egiten du). Ipar eta Hego poloetan inklinazioa 90° -takoa da. Ekuadorrean aldiz, 0° . Horrek esan nahi du ekuadorretik Hego Polora lerroak okertzen joango direla; non Iparraldean lerroak sartu eta Hegoaldean irteten egingo dira. Gainera inklinazioa ezagututa zein latitudean aurkitzen garen jakin daiteke, aldaketa konstantea baita.

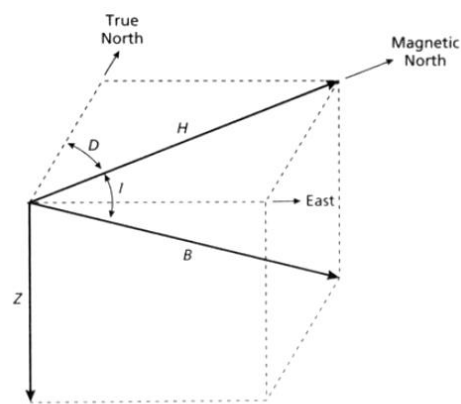


Fig. 7.6 The geomagnetic elements.

Inklinazioa vs. deklinazioa

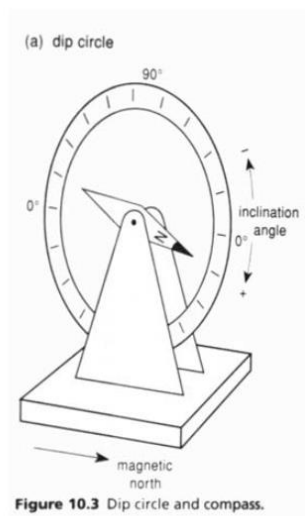


Figure 10.3 Dip circle and compass.

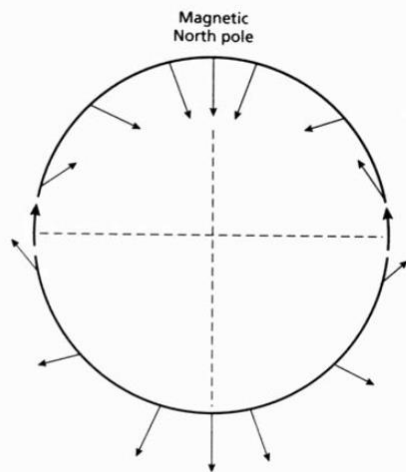
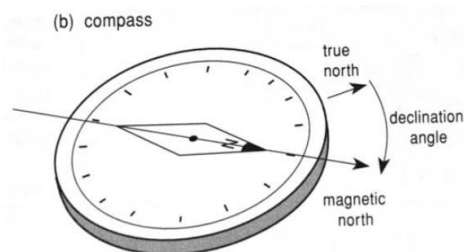
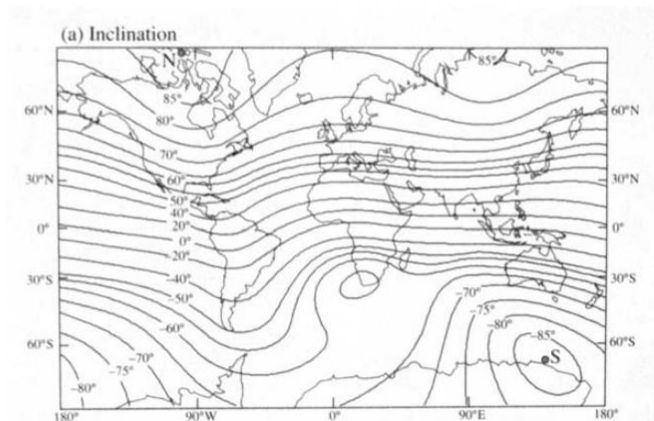


Fig. 7.7 The variation of the inclination of the total magnetic field with latitude based on a simple dipole approximation of the geomagnetic field. (After Sharma 1976.)



Positiboa (+) Iparrorratzak beherantz seinalatzen duenenan (Ipar Poloa)
Negatiboa (-) Iparrorratzak gorantz seinalatzen duenenan (Helo Poloa)

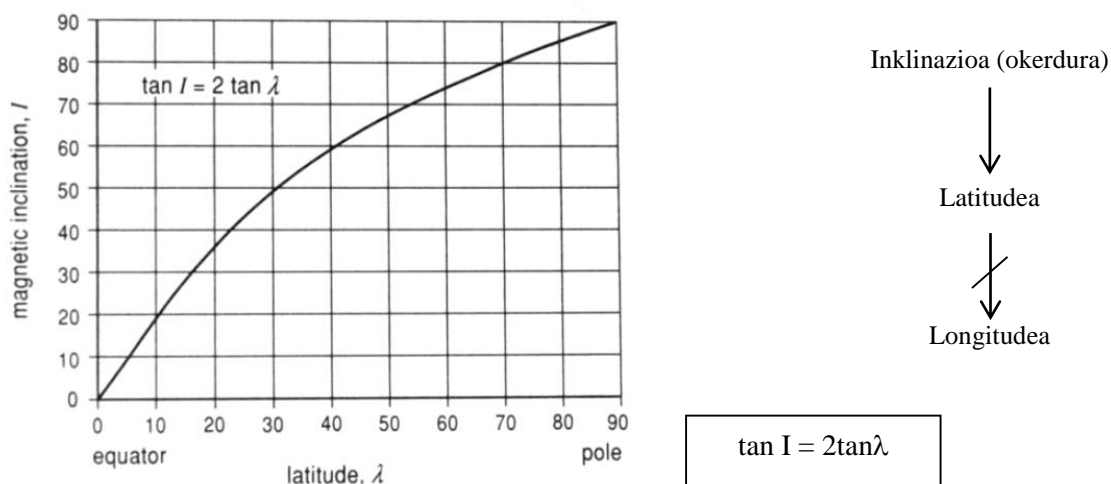
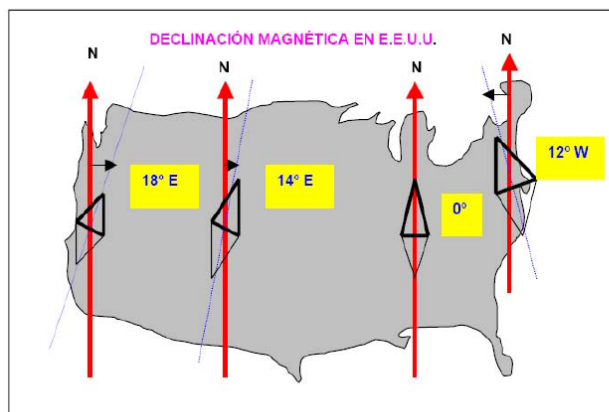


Figure 10.4 Magnetic inclination versus latitude.

Hortaz, lehen esan bezala, inklinazioa ezagututa non gauden jakin dezakegu (latitutdea), Lurraren gaur eguneko eremua kontuan hartzen badugu, noski.

- **Deklinazio magnetikoa:** Benetako Poloak (Polo geografikoa) eta puntu batean eremu magnetikoaren horizontala den osagaiak elkar osatzen duten angelua.
 - Zeinu positiboa → Ekialderantz
 - Zeinu negatiboa → Mendebalderantz



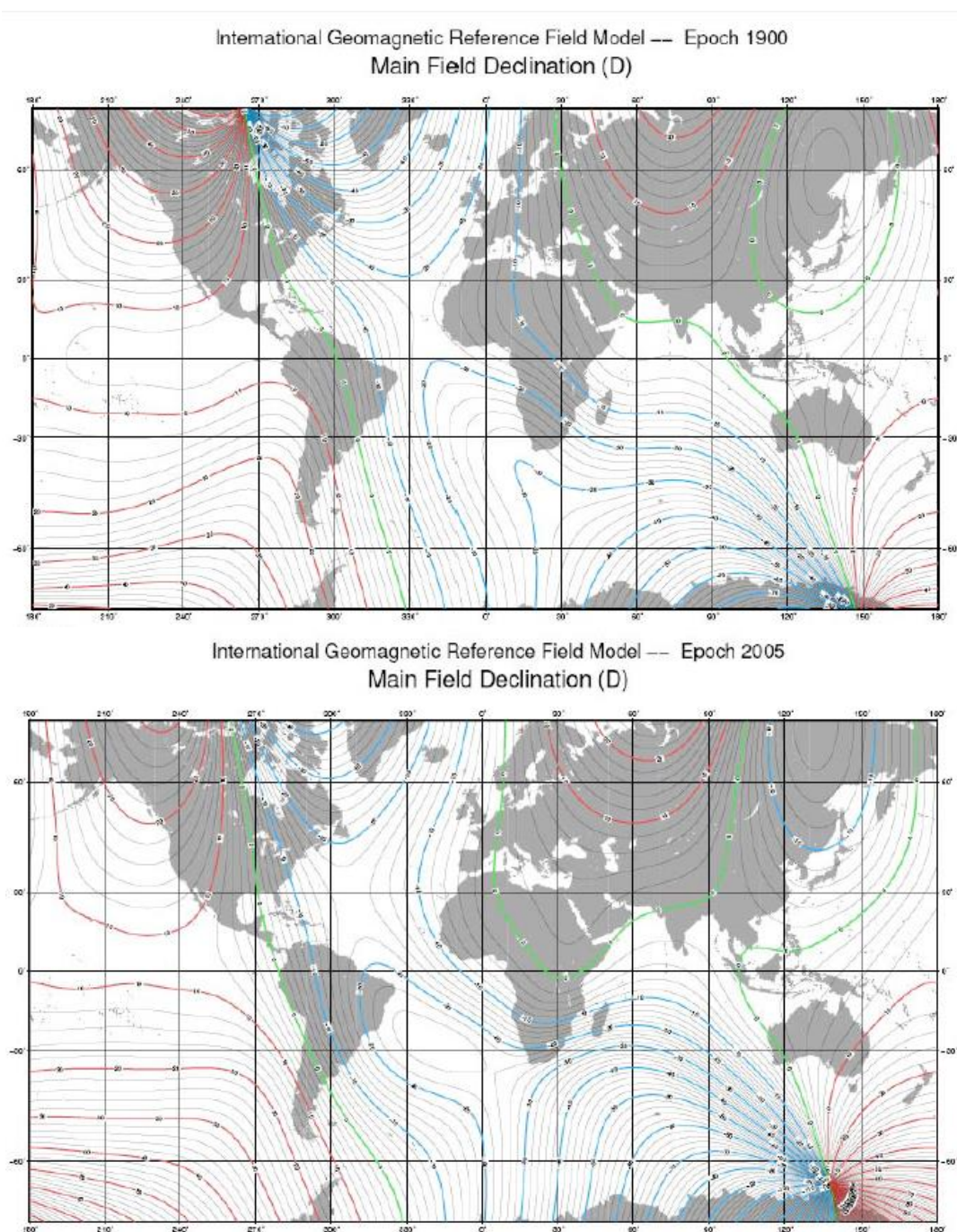
CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS			
Ciudad	Longitud	Latitud	Declinación magnética
Albacete	-1,86	38,99	3,5
Alicante	-0,48	38,35	3,5
Almería	-2,46	36,83	3,5
Avila	-4,7	40,65	4,5
Badajoz	-6,97	38,88	5,5
Barcelona	2,18	41,38	2,5
Bilbao	-2,92	43,25	3,5
Burgos	-3,57	42,34	4,5
Cáceres	-6,37	39,47	5
Cádiz	-6,31	36,53	4,5
Castellón	-0,04	39,99	2,5
Ceuta	-6,3	35,37	4,5
Ciudad Real	-3,93	38,99	4,5
Córdoba	-4,78	37,88	4,5
Cuenca	-2,13	40,08	3,5
Gerona	2,83	41,98	2,5

Gezi gorriek benetazko poloaren norabidea erakusten dute. Baina iparrorratzak ostera lerro magnetikoaren norabidea erakusten du. Hori dela eta, neurketei zuzenketa bat aplikatu beharko zaie → **Deklinazioa**, tokian tokiko ezberdina dena.

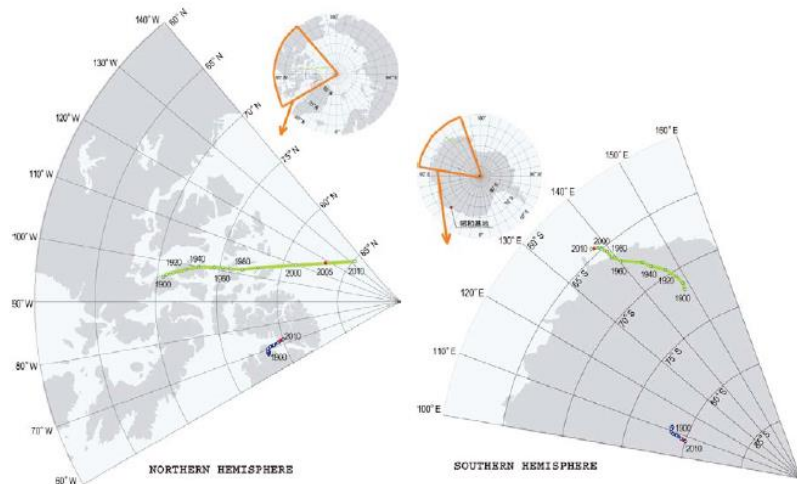
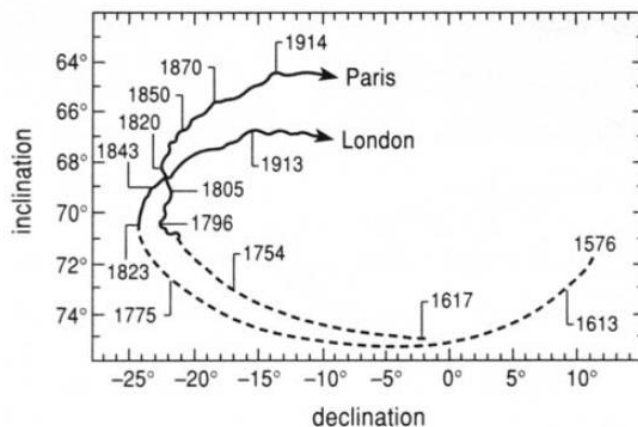
Gauzak horrela, egin beharreko zuzenketak munduko leku batean edo bestean ez dira berdinak izango.

Kokapenaz gain bada deklinazioa aldatzen duen beste faktore bat ere: denbora.

→ Aldaketa sekularra (*Secular variation*): denboran zehar (milaka urte) eremu intentsitatean zein norabidean aldaketak izaten dituzte; honelakoak (baina eskala handiagoan, milioi urte) dira ezagutzen ditugun polaritate aldaketak (alderantzizkoa eta normala). Hurrengo bi mapak 2005 eta 1990eko bi deklinazio lerroen mapak erakusten dizkigute eta asko ez bada ere, 15 urtetan zeharreko aldaketa antzeman daiteke:



Mapetan ikusi daiteke balio absolutuak berdinak ez badira ere, joera orokorrak berdinak direla gutxi gorabehera, inklinazioa eta deklinazioa erlazionatzen dituen grafika honek erakusten duen bezala:



Aldi berea, ipar eta hego polo geomagnetikoen kokapena ere aldatu egiten da, lurraren eremua aldatu egiten den heinean.

Hurrengo bi mapek Iberiar penintsulako isodinamika mapa bertikala da, eremu magnetikoaren osagai bertikalak erakusten dituenak. Isodinamika mapa horizontalak ere existitzen dira.



5.3. Paleomagnetismoa

- Arrokak sortu zirenean (aitzina) eskuratu zuten eremu magnetikoaren orientazioa zein indarra ikertzen duen disziplina
- Paleomagnetismoaren neurketa magnetometro batez egiten da
- Lortutako emaitzak proiektzio estereografikoan adieraziko dira:

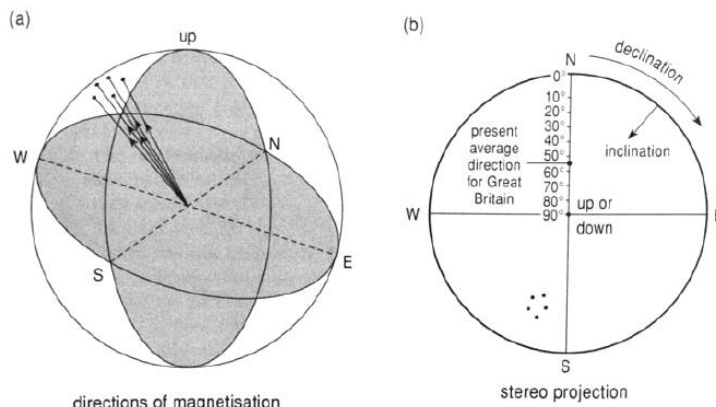


Figure 10.6 Palaeomagnetic directions.

a irudiak eremu magnetiko baten adierazpena egiten digu Ipar Hemisferioan (IH); b irudiak berriz, lortutako datuen proiektzioa egiten du. Zelan jakin proiektzioan HHan (Hego Hemisferioan) edo IHan bagaude?

- ○ Beherantz, HH (+)
- ● Gorantz, IH (-)

- Arroken kokapena jakinda (latituea/longituea), paleopoloen kokapena zein den jakiteko ondorengo pausuak jarraituko dira:

- ➔ Magnetometroaz: Arroken kokapena → 10°N
- ➔ Deklinazioa eta inklinazioa (+49) – Paleolatituea → 30°N
- ➔ Paleopoloaren kokapena (itxurazko paleopoloen kokapena) lortuko dugu, paleolatitudetik x gradutara, non $x + \text{paleolatituea} = 90^\circ$

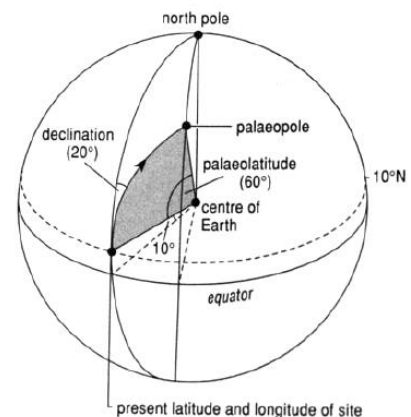


Figure 10.8 Finding the position of the palaeopole.

- Kontuz izan behar da deklinazio eta inklinazio aldaketak:
 - Deklinazio aldaketak → biraketa ardatz bertikalaren aldaketak
 - Inklinazio aldaketak → kokapena zein tolestura
- Badira paleopoloen kokapen zehatzak zeintzuk diren formulak:

Paleomagnetismoa

- *Paleopoloren ("itxurazko") kokapen zehatza*

lpar poloren paleolatitutea

$$\sin \lambda_p = \sin \lambda_x \sin \lambda + \cos \lambda_x \cos \lambda \cos D$$

1. λ_p – Paleopoloren latitutea
2. λ_x – Laginaren latitutea
3. λ – Laginaren paleolatitutea
4. D – Deklinazioa

lpar poloren paleolongitutea

$$\sin(\phi_p - \phi_x) = \frac{\cos \lambda \sin D}{\cos \lambda_p} \rightarrow \text{sii } \sin \lambda \geq \sin \lambda_p \sin \lambda_x$$

1. ϕ_p – Paleopoloren latitutea
2. ϕ_x – Laginaren latitutea

$$\sin(180 + \phi_p - \phi_x) = \frac{\cos \lambda \sin D}{\cos \lambda_p} \rightarrow \text{sii } \sin \lambda < \sin \lambda_p \sin \lambda_x$$

Paleomagnetismoa

- *Paleopoloren kokapen zehatza*
 - *Adibidea: 47°N 20°E kokatuta dagoen basaltoz osatutako kolada batean, basaltoak sortu ziren momentuan lurra zuen eremu magnetikoaren balioak neurtu egin dira. Eremu magnetikoaren inklinazioa +30°-koa eta bere deklinazioa +80°-koa dela, kalkulatu arroka horrek izango zuen paleolatitutea eta paleolongitutea.*

$$1. \tan I = 2 \tan \lambda \rightarrow \lambda = \arctan\left(\frac{\tan 30}{2}\right) = 16.1^\circ$$

$$2. \sin \lambda_p = \sin \lambda_x \sin \lambda + \cos \lambda_x \cos \lambda \cos D = \sin 47^\circ \sin 16.1^\circ + \cos 47^\circ \cos 16.1^\circ \cos 80^\circ = 18^\circ$$

$$\sin \lambda \geq \sin \lambda_p \sin \lambda_x$$

$$0.277 \geq 0.30 * 0.73 = 0.22$$

$$\sin \lambda < \sin \lambda_p \sin \lambda_x$$

$$0.277 < 0.30 * 0.73 = 0.22$$

$$3. \sin(\phi_p - \phi_x) = \frac{\cos \lambda \sin D}{\cos \lambda_p} \rightarrow \frac{\cos 16.1^\circ \sin 80^\circ}{\cos 18^\circ} = \sin(\phi_p - 20^\circ) \rightarrow \phi_p = 104.48^\circ$$

16°N 104°E

Irudizko poloen jitoen kurbak (APW, Apparent Polar Wander curves)

- Gaur egungo plaka tektonikoen kokapena hartuta, arroak aitzina izan zituzten irudizko poloen kokapen aldaketak irudikatzen dizkigute. Ondorengo bi mapek denbora geologiko ezberdinetarako neurtutako APWak erakusten dizkigute; b irudian plaken denboran zeharreko mugimendua aintzat hartuta, neurketak jatorrizko kokapenera eraman dira eta Atlantikoa itxita zegoeneko momentuarekin bat egiten dutela ikus daiteke.

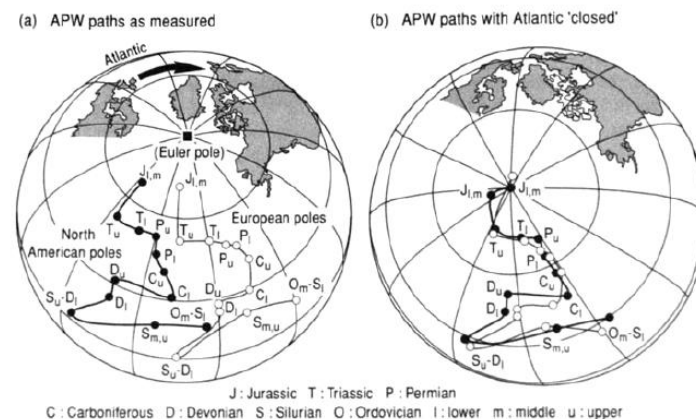


Figure 10.9 Apparent polar wander curves for North American and Europe.

5.4. *Arroken magnetismoa*

(Lehenengo eta behin imanazio motak aipatuko dira eta ondoren joera magnetikoak azaldu eta imanazio bakoitzak zertarako balio duen azalduko da.)

Hondar-imanazioa (Remanent magnetisation)

→ Arroka batek naturalki jasotako eta iraunkorra duen imanazioa

- Primarioak (TRM) → *Thermal Remanent Magnetisation*
- Sekundarioak (CRM; DRM) → *Chemical Remanent Magnetisation; Depositional Remanent magnetisation*

Eragindako-imanazioa (Induced magnetisation)

→ Arroka batek eremu magnetiko baten kontra jotzean hartutako imanazioa. Bat-batean edo denborarekin desagertu egiten da.

Mineralek dituzten joera magnetikoak

- Diamagnetikoak → Kuartzoa, Feldespatoak, Apatitoa...
- Paramagnetikoak → Biotita, Klorita, Muscovita, Anfibola, Piroxeno...
- Ferromagnetikoak
 - Ferromagnetikoak (Fe)
 - Ferrimagnetikoak → Magnetita, Pirrotita...
 - Antiferromagnetikoak → Ilmenita, Goethita, Hematite...

Hondar-imanazio giro-tenperatura

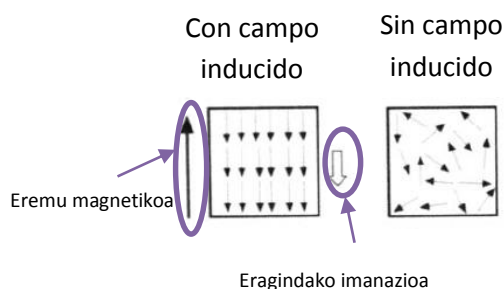
- Hondar-imanazio kimikoa (CRM, *Chemical Remanent Magnetisation*)
 - o Alterazio kimikoa, hala nola, oxidazioa, exsoluzioa, diagenesia, deshidratazioa...
 - Hematitea *Red Beds* sak ematen ditu; Magnetita maghemitara eraldatu egiten da...
- Hondar-imanazio deposizionala (DRM; *Depositional Remanent Magnetisation*)

5.4.1. Mineralen propietate magnetikoak

Mineralen propietate magnetikoak zeintzuk diren jakiteko, mineralak dipoloak direla kontsideratuko dugu.

a. Diamagnetikoak

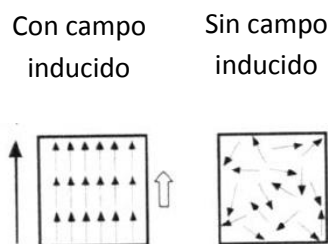
6. Diamagnetismo: Propiedad que consiste en repeler los campos magnéticos.



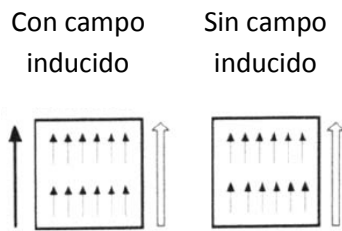
Kontrako noranzkoa duten eremu magnetikoak dituzte eta beraz ez dute hondar imanaziorik sortzen. Horrela, eremu magnetiko baten kontra jarrita, eremu magnetiko horrekiko paralizatu egingo dira; momentu horretan, kontrako zentzuko eremu magnetikoa beregatzten badute, mineral diamagnetikoak izango dira. Eremu magnetikoa kentzen badiogu arroka jatorrizko egoerara itzuliko da.

b. Paramagnetikoak

7. Paramagnetismo: Tendencia de los momentos magnéticos libres a alinearse paralelamente al campo magnético.



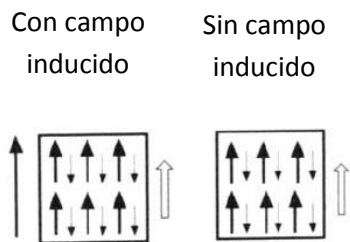
Eremu magnetikorik ez du sortzen. Eremu magnetikoa duen beste iman baten kontra jarrita, dipolo magnetiko guztiak paralizatu egingo dira dipolo horren noranzkoan.

c. Ferromagnetikoaki. Ferromagnetikoa s.s. (*sensu stricto*)

8. Ferromagnetismo: Proceso por el que se produce el ordenamiento magnético de todos los momentos magnéticos de una muestra en el mismo sentido y dirección.

Dipolo guztiek norabide eta noranzko berdinak dituzte. Eremu magnetiko bat sartzen badiogu, laginak zeukan eremu magnetikoa handitu egingo da (zentzu berdina dituzten modulo ezberdineko bektoreak gehitu egiten dira).

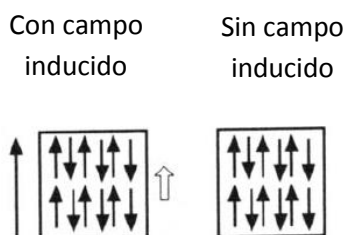
ii. Ferrimagnetikoa



9. Ferrimagnetismo: Fenómeno por el que se produce el ordenamiento magnético de los momentos magnéticos de modo que todos los momentos quedan alineados en la misma dirección pero no en el mismo sentido.

Berezko, eremu magnetikoa laginaren eremuen batz bestekoaz lortu daiteke. Beste eremu magnetiko baten kontra jarri ezker (betiere, eremu magnetiko berria paraleloa baldin bada), gehitu egingo da laginaren berezko eremu magnetikoari.

iii. Antiferromagnetikoa

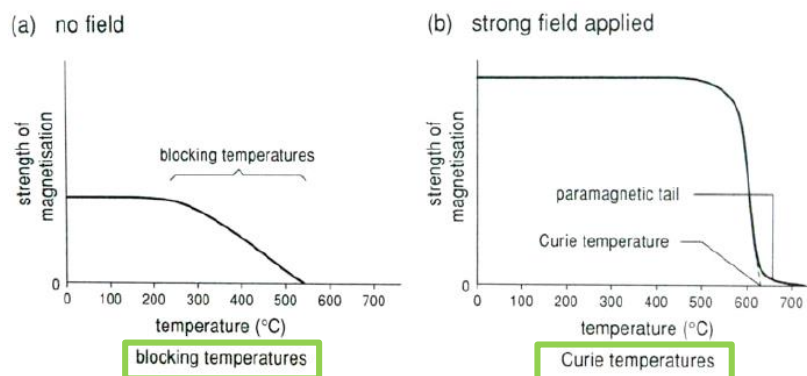


10. Antiferromagnetismo: ordenamiento magnético de todos los momentos magnéticos de una muestra, durante la aplicación de un campo magnético, en la misma dirección.

Dipolo magnetikoak noranzko diferentea izango dute, baina moduloak berdinak izanik, bata bestearekiko anulatuko dira eta ondorioz, ez da eremu magnetikorik egongo. Eremu magnetiko baten kontra jarrita (paraleloa bada), jarritako eremu magnetikoaren noranzkoko erresultante eremu induzitua izango dugu.

5.4.2. Blokeo tenperatura eta Curie tenperatura – Thermal Demagnetisation

Mineral magnetikoak berotzean eremu magnetikoa galdu egiten dute eta hoztean berriro ere berezko eremu magnetikoa errekupea dezakete. Prozesu hori bi modutakoa izan daiteke:



a. Blokeo tenperatura

Berotze/hozte prozesuan ez da eremu magnetikorik jartzen labean. Mineral bakoitzak berezkoa duen blokeo tenperatura bat du, hau da, sistema ixten deneko tenperatura tarte bat. Sistemaren ixte prozesuan, mineral batek berezkoa duen eremu magnetikoa galtzen du; hori dela eta, blokeo tenperatura eremu magnetikoa galtzen hasten denetik, guztiz galdu duenerako tenperatura tarte bezala defini daiteke.

Prozesu berdina atzetik aurrera ere gertatu daiteke. Hori da labeli gertatzen zaiena adibidez: hozte prozesuan zehar tenperatura tarte jakin batean labak eremu magnetiko jakin bat beregatuko du (Lurrak momentu horretan duen eremuarekiko paralizatu egingo da).

b. Curie tenperatura

Mineral bakoitzak berezkoa du Curie tenperatura (ikusi 10.1 taula), hori dela eta, labin baten mineralen errekonozimendua egin daiteke laborategiko proba simple batetik abiatuta. Prozesua blokeo tenperaturaren berdina da, baina oraingoan lagina labean berotzean eremu magnetiko bat ipintzen da laginarekin batera. Horrela, jaitiera puntu batetik abiatuta gertatzen da eta ia-ia bat-batekoa izanik, x ardatzarekiko zuzenak duen ebaketa-puntua Curie tenperatura izango da.

Oraingoan ere, teoriarik, hozte prozesuan zehar mineralak jatorrizko eremu magnetikoa bereganatu beharko luke, baina batzuetan ezinezkoa da guztiz berreskuratzea.

Table 10.1 Magnetic minerals in rocks

Mineral	Chemical formula	Saturation remanence (kA/m)	Curie temperature (°C)
magnetite	Fe ₃ O ₄	5–50†	585
haematite	Fe ₂ O ₃	1	675
maghaemite	Fe ₂ O ₃	80–85	c. 740
goethite	FeO·OH	≤1	c. 120
pyrrhotite	c. Fe ₇ O ₈	1–20	c. 300
(iron)	Fe		780

5.4.3. Hondar-imanazio termikoa (TRM)

- Hondar-imanazio primarioa vs. sekundarioa

Hondar-imanazio primarioa: arroka/minerala sortzen deneko hondar-imanazioa. Adb.: laba bat sortzen deneko momentuan, Lurreko eremu magnetikoarekiko paralizatuko da.

Hondar-imanazio sekundarioa: arroka/minerala behin sortuta dagoela jasango dituen aldaketak direla eta, bere eremua alda dezake. Adb.: lehengo labak eskualde metamorfismoa jasan du eta ondorioz, anfibolita bihurtu da; prozesu horretan, momentu horretako eremu magnetikoa bereganatu du.

- Arazoa: lagin batean neurtzen den eremua, jasandako eremu magnetiko guztien erresultantea izango da.

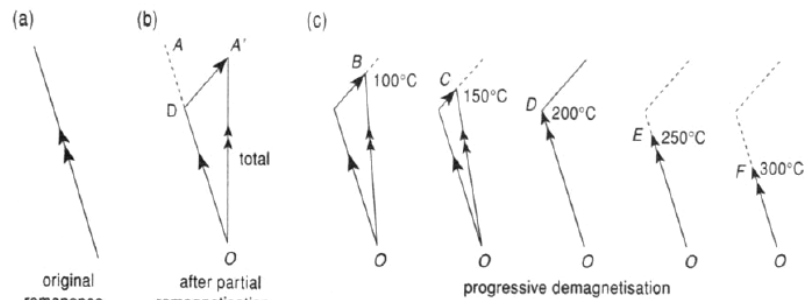
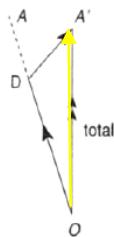


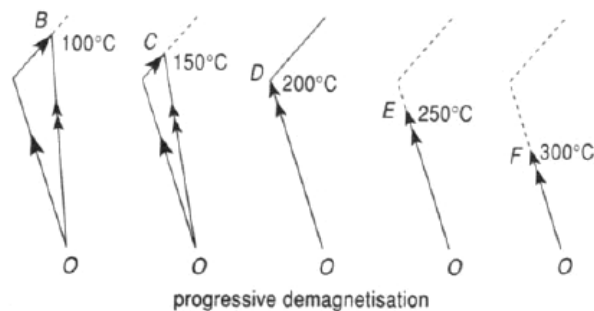
Figure 10.15 Partial remagnetisation by reheating.

- Dena dela, posible da hondar-imanazio primario eta sekundarioak neurtzea:



i. Laginean neurtuko den eremuaren balioa irudian *total* izenaz agertzen den bektorea izango da.

ii. Lagina berotuz gutxika-gutxika hondar-imanazio sekundarioa desagertaraztea lortuko dugu (D-A' bektorea).



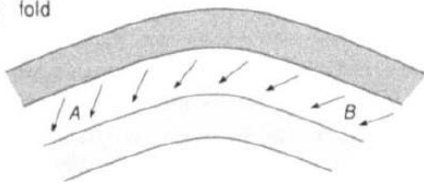
- iii. Horrela, azkenean jatorrizko eremu magnetikoaren norantza eta noranzko berdina dituen bektorea lortuko dugu.
- iv. Nahiz eta hondar-imanazio primarioaren modulua berdina ez izan, bektorearen noranzkoa eta norantza jakinda eta hasieran kalkulaturako bektore erresultantea (*total* bektorea) ezagututa, hondar-imanazio sekundarioa zein den jakitea posible da.

- Hondar-imanazio testak: landako testak

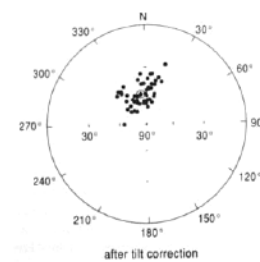
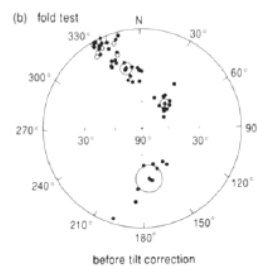
- a. Tolesaren testak: tolesa sortu aurretik edo ostean jaso dute arrokek neurtutako eremua?

- o Tolesa sortu aurretik:

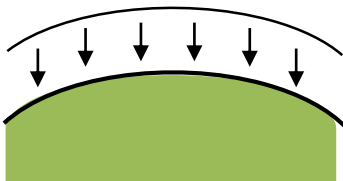
(a) fold



Tolesa destolestu egiten badugu, geruza osoko arrokek eremu berbera erakutsiko dute.



- o Tolesaren ostean sortu:



Tolesa destolestu egiten badugu, geruzako arrokek eremu ezberdinak erakutsiko dituzte.

- b. Konglomeratu testa

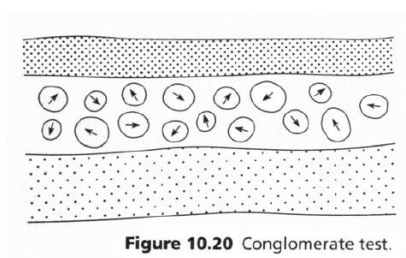
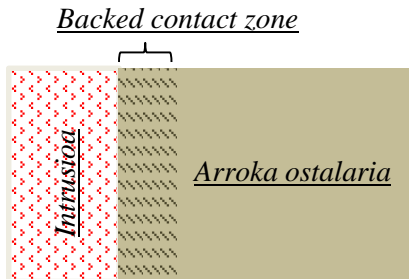


Figure 10.20 Conglomerate test.

Konglomeratu bateko pikor guztiek hondar-imanazio berdina badute, konglomeratua sortu osteko hondar-imanazioa dute. Pikor bakoitzak bere orientazioa izaten badu pilaketa aurreko hondar-imanazioa erakusten dute.

c. Kontaktu egosiaren testa: aukera anitz



1) Intrusioak, eta kontaktu zonak imanazio berdina dutenean, intrusioak ez du tenperatura nahikoa izan arroka ostalaria eraldatzeko (arroka ostalariaren eta intrusioaren primarioa da, kontaktuarena berriz, sekundarioa)

2) Intrusioak, arroka amak eta kontaktu zonak imanazio berdina dutenean, guztiak berriro ere berotu egiten direla esan nahi du (hondar-imazio sekundarioak)

6. GAIA Magentismoa: Prospekzio kanpainak

- Dipolo batek eragindako anomalia magnetikoa. Suposatuko dugu gorputzaren zentroan iman handi bat dagoela. Ikus daitekeenez lerro magnetiko bakoitzak bere orientazioa dauka, lekuz-leku aldatzen dihoana bai norabi, bai noranzkoan eta bai intentsitatean.

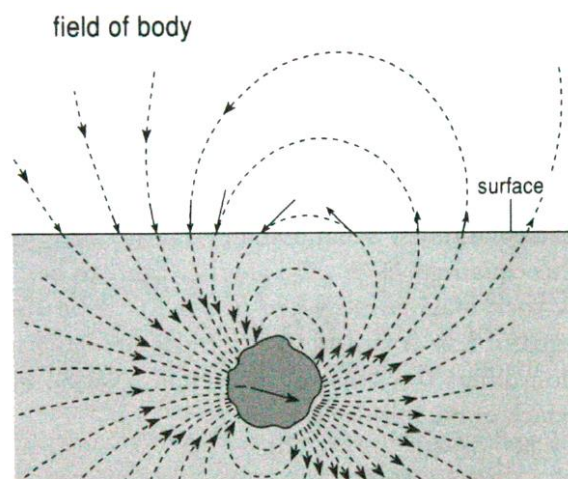
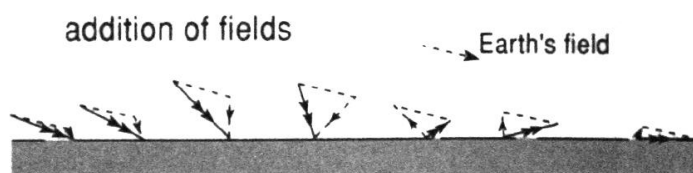
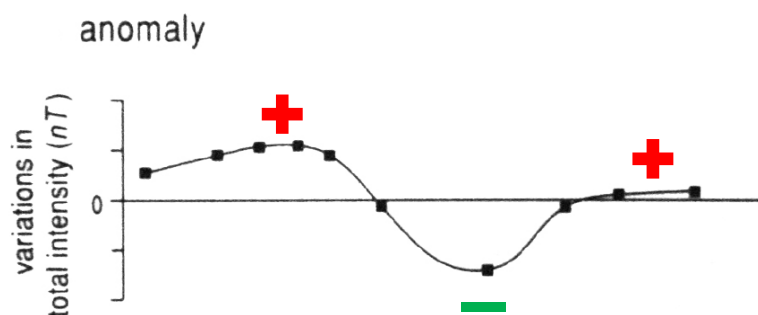


Figure 11.1 Magnetic field of a buried dipole.

Guk hori neurri batean kontrolatu dezakegu, lurrazalean neurtzen den eremu magnetikoa ez baita bakarrik gorputzak eragiten duena; baizik eta gorputzak gehi Lurrak sortzen duena. Eta Lurraren eremu magnetikoa edonon kalkulatzeko posible da. Hortaz puntu batean neurtzen den eremu magnetikoari, bertan Lurrak eragiten duena kentzen bazaio, gorputzak sortutako eremu magnetikoa ezagutu daiteke.



Balio erresultanteekin grafiko bat egitekotan: anomalia, dipoloaren orientazioaren arabera aldatuko da



+ Gurputza + Lurraren eremu magnetikoa (erresultantea edo batz bestekoa), Lurrak berak duena baino handiagoa da.

- Erresultantea Lurrak berak duena baino txikiagoa da.

6.1. Magnetometroak, neurketak egiteko erabiltzen diren tresnak

- Proton magnetometroa → indarra neurtzen du, orokorrean bertikalean
- Fluxgate magnetometroa → eremu magnetikoak duen orientazioa neurtzen du azkar batean

6.2. Kanpainak motak

6.2.1. Lur gainean egindako kanpainak

- Magnetometroa eramaten duen pertsonak metalez egindako objektuak kendu behar ditu
- Pertsonak berak duen magnetismoa neurtu egin behar da, ondoren neurketei kentzeko
- Oro har, 2m-tako makil baten gainean jarri egiten da magnetometroa → Lur gainean dauden metal objektuen anomaliak saihesteko
- Neurketak profil zein sare batean hartu egiten dira

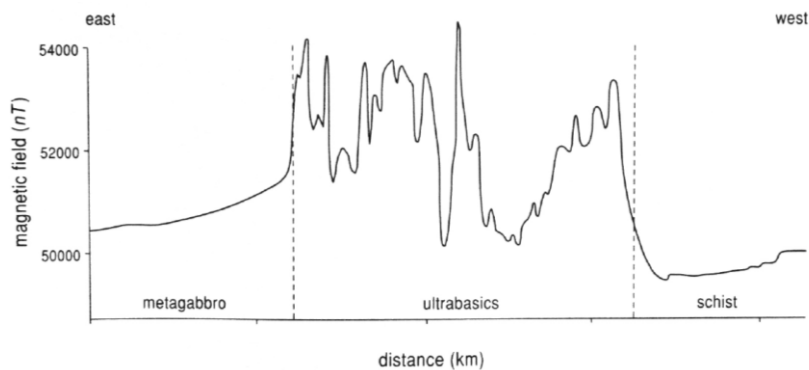


Figure 11.3 Anomaly across geological contacts, Unst, Shetland Islands.

Arroka bakoitzak bere eremu magnetikoak sortuko ditu. kasu honetan arroka ultrabasikoek erakusten dute eremurik handiena

6.2.2. Airean egindako kanpainak

- Magnetometroa hegazkinaren kanpoaldean ipintzen da
- Oro har, kable batekin zintzilik edo esfera batean sartuta eraman ohi da
- Edonon egin daiteke
- Ibilbide paraleloak → baita perpendikularrak direnak ere

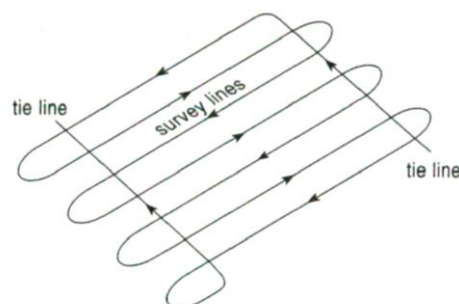
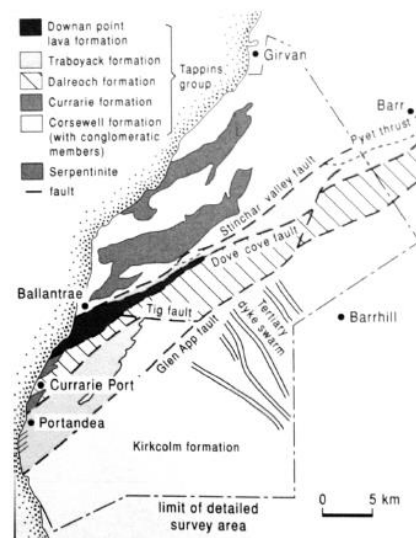
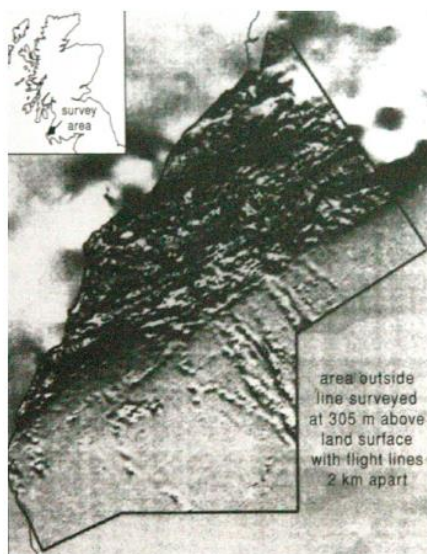


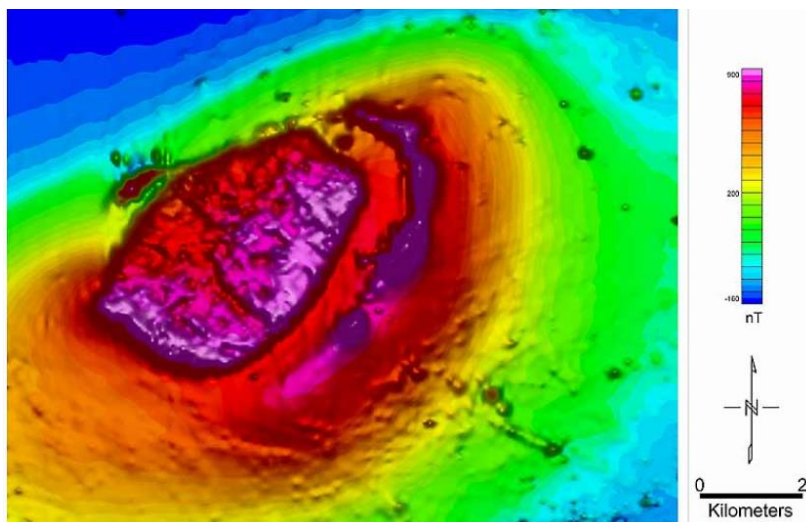
Figure 11.4 Aeromagnetic survey flight lines.

ADIBIDEAK:

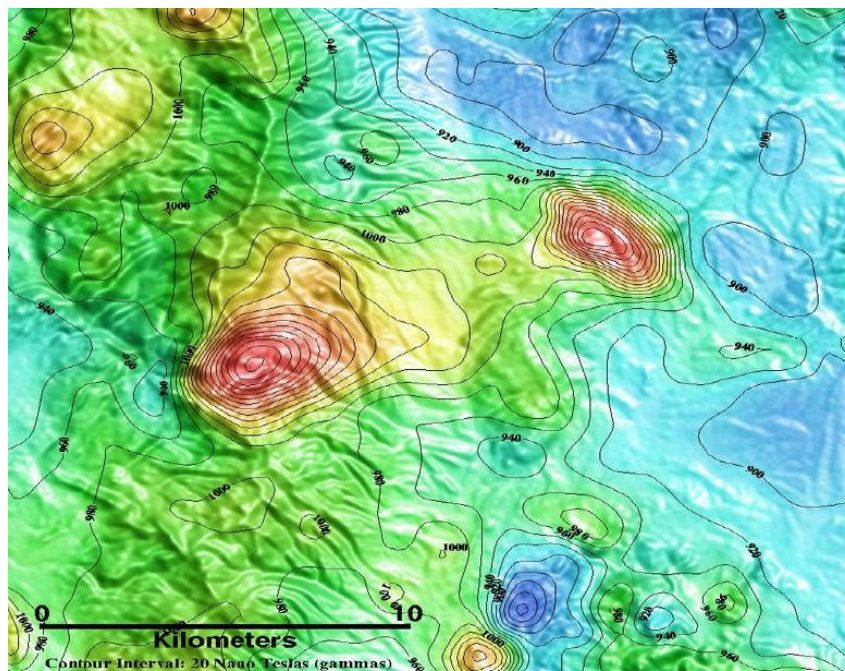


Kolore gris/beltzak hegazkinetik neurtutako eremu magnetikoaren indarraren arabera dira. Hortaz horrelako kanpainak kartografia egiteko ere erabilgarriak dira, eremu magnetikoetan oinarrituz arroka mota zein den ere ondoriozta daitekeelako.

Jarraian batolito baten adibidea daukagu:



Antzematen da zelan erdiko gunean eremu magnetikoaren balioa handiena den. Hau ere kartografia egiteko erabilgarria da. Baita ere mineral magnetikoak ustiatzeko interesa dagoen kasuetan, hauek non topa daitezkeen jakiteko:



6.3. Zuzenketak

➔ Lurraren eremu magnetikoa denboran zehar aldatuz doa. Horregatik zuzenketak aplikatzea ezinbestekoa da

- Lurrak sortutako eremu magnetikoaren kenketa (IGRF)
- Eguneko eremu magnetiko aldaketak (0-100 nT) – Eguzki ekaitzek (> 1000 nT)
- Altuerarekin sortutako eremu magnetikoaren aldaketak (0,01-0,03 nT/m)

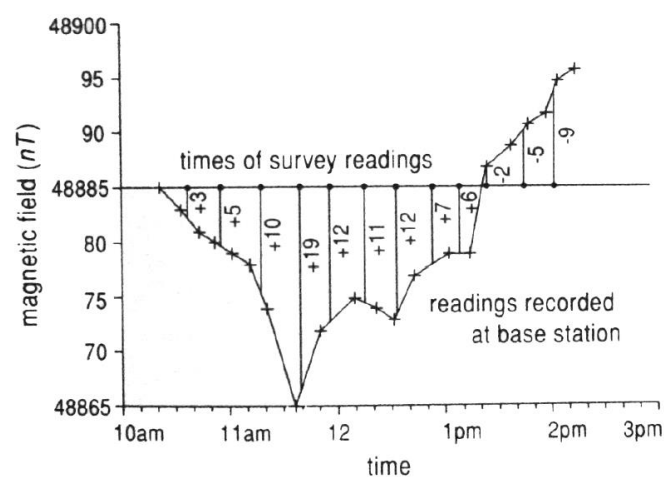


Figure 11.6 Correcting for diurnal variation.

6.4. Dipolo batek sortutako anomalia magnetikoa

➔ Indar erresultanteak grafiko batean adierazten badira: positiboak direnak esan nahi du indar erresultantea, lurrarena bera baino handiagoa dela. Negatiboak direnak ostera alderantziz.

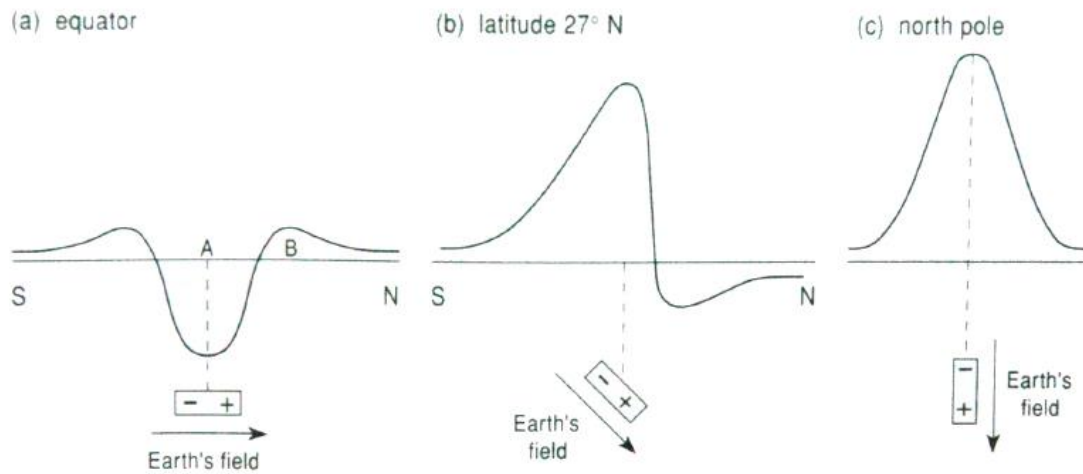
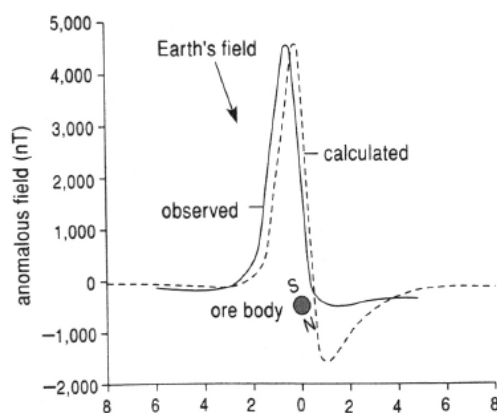
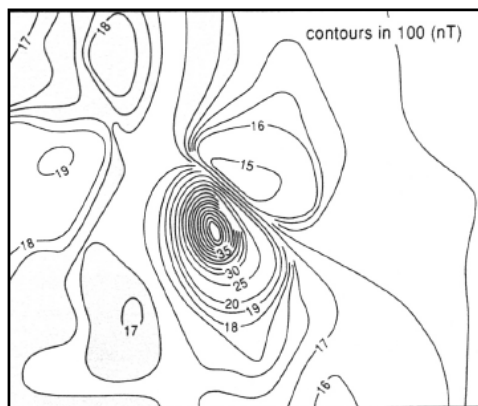


Figure 11.9 Anomaly of a dipole at different latitudes.

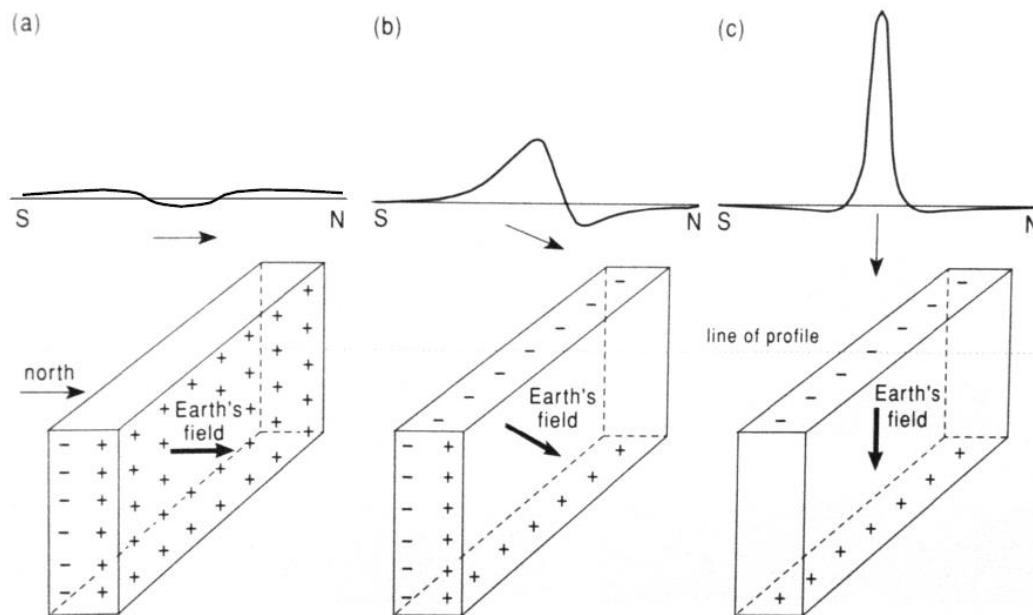


6.5. Esfera batek sortutako anomalia magnetikoa



Esferak duen orientazioa eta kokapena jakinda, posible izango litzateke matematikoki ereduak egitea.

6.6. Bertikala den dike batek sortutako anomalia magnetikoa



Sortzen duten anomalia Lurrarekiko duten orientazioaren eta latitudearen arabera izango da. Kasu honetan orientazioa bera da dikeetan, baina latitudea aldiz ezberdina. Lurraren eremua aldatzen baitoa. A) Ekuadorrean, B) Polo eta ekuatore arteko eremuren batean (Kalkulatu beharko litzateke inklinazioa) eta C) Ipar Poloan.

Dikeek orientazioa bera duten arren, izan ahal duten dipoloa ez du zertan dikeen ertzeekin bat etorri behar: d) Dipoloaren orientazioa Hegoalde→Iparralde. Bai Lurra zein gorputzaren eremuak berdinak izanda, ez da anomaliarik erregistratuko, e) dikearekiko orientazio ezberdin batekin eta f) bertikalki.

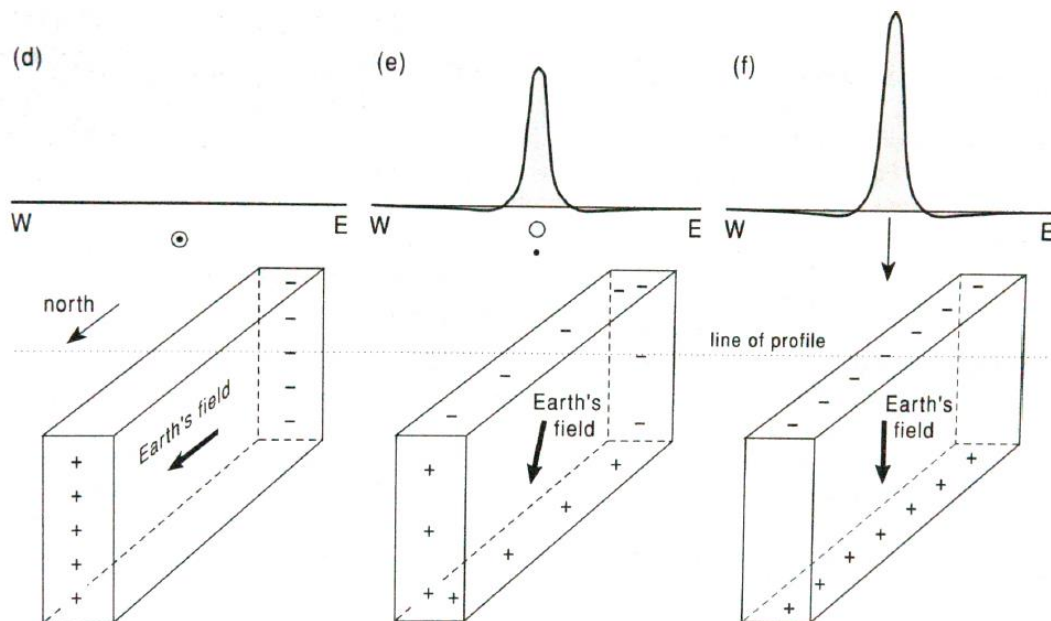
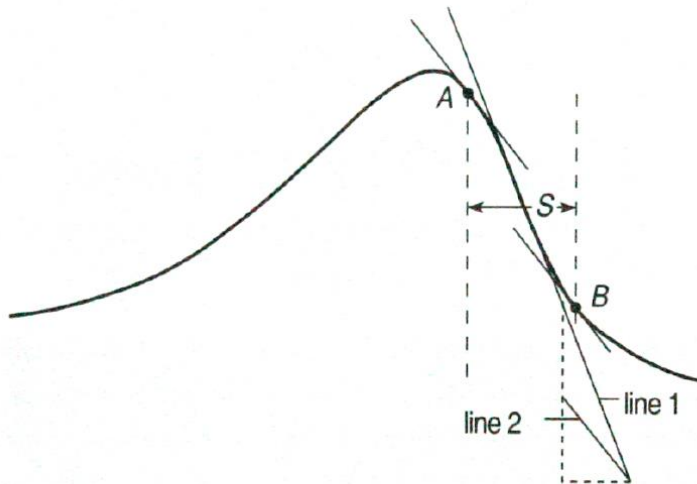


Figure 11.12 Poles formed on a thin vertical sheet.

→ Anomaliak aldatuko dira bai gorputzen kokapenaren zein dipoloaren orientazioaren arabera

6.7. Kokapena: Peter-en Metodoa (Erdi maldaren metodoa)

→ Gorputzak zein sakoneratan aurkitzen diren kalkulatzeko



Dipoloraren kokapena:

$$d \approx 1,6S$$

Figure 11.14 Peter's half-slope method for estimating depth.