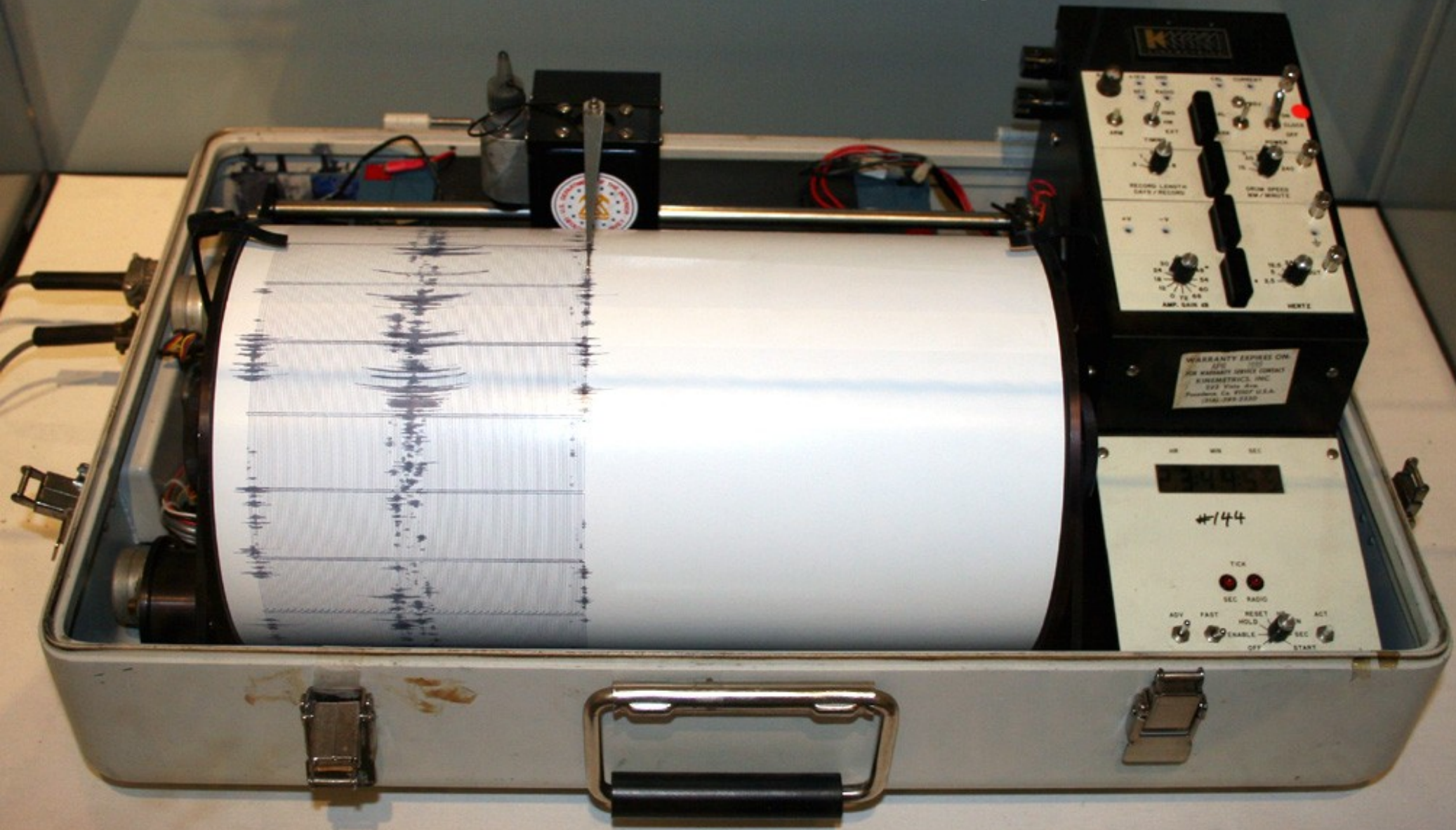


Escalas de Magnitud



- **¿Por qué definir una magnitud?**
 - Ordenar los sismos en términos de la energía liberada independiente de los efectos que pueda causar en cierta región (descripción física).
- **¿Por qué tantas escalas de magnitud?**
 - Cada una trabaja en distinto rango de frecuencias
 - La mejor (momento) v/s las más sencillas (empíricas)

Escalas empíricas

La forma general

$$M = \log_{10}(A_0) + \text{correcciones}$$

Correcciones tienen que ver con:

- Distancia al foco y su profundidad (distinta atenuación en cada región)
- Patrón de radiación
- Constantes instrumentales
- Variaciones sistemáticas entre estaciones de una red
- Efecto sitio

Magnitud local (MI)

(Richter, 1935)

$$MI = \log_{10}(A) - \log_{10}(A_0)$$

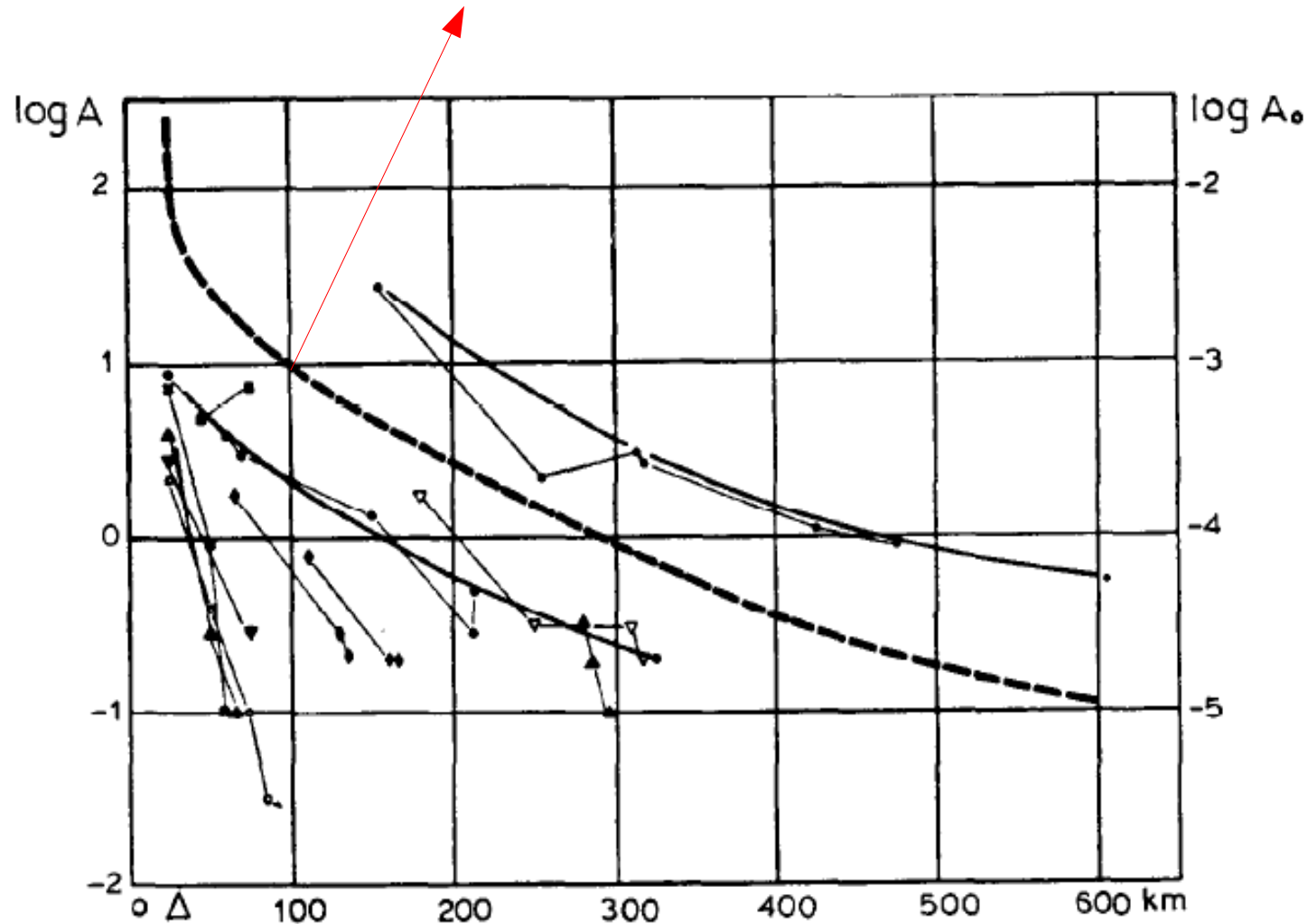
- A: Amplitud máxima de un sismo medida en mm por un sismómetro Wood-anderson.
- A₀: Amplitud máxima de un sismo medida en mm por un W-A pero que cumple que a 100 km de distancia epicentral esta es de 0.001 mm.

** $\log_{10}(A_0)$ es una curva que depende de la distancia epicentral y es propia de cada región, aunque para todas las regiones se cumple que debe pasar por un punto común.*

** La magnitud local satura para eventos sobre 7.0 y es útil para distancias menores a 1500 km*

Curva compuesta que
pasa por un punto **arbitrario**

Punto arbitrario: A 100 km se registra
una amplitud de 0.001 mm.
($\log_{10}(0.001) = -3$)



**Instrumento
utilizado:**
Sismómetro de
torsión, periodo corto
llamado Wood-
Anderson.
 $T_0 = 0.8s$
 $V = 2800$
 $H = 0.8$

Richter, 1935. Distintas curvas para eventos ocurridos en California y la curva estándar paralela a todas ellas.

$\Delta(\text{km})$	$\text{Log } A$	$\Delta(\text{km})$	$\text{Log } A$	$\Delta(\text{km})$	$\text{Log } A$
25	-1.65	205	-3.56	405	-4.48
30	-2.10	210	-3.59	410	-4.50
35	-2.32	215	-3.62	415	-4.51
40	-2.43	220	-3.65	420	-4.52
45	-2.54	225	-3.68	425	-4.54
50	-2.63	230	-3.70	430	-4.56
55	-2.70	235	-3.72	435	-4.57
60	-2.77	240	-3.74	440	-4.59
65	-2.79	245	-3.77	445	-4.61
70	-2.83	250	-3.79	450	-4.62
75	-2.87	255	-3.81	455	-4.63
80	-2.90	260	-3.83	460	-4.64
85	-2.94	265	-3.85	465	-4.66
90	-2.96	270	-3.88	470	-4.68
95	-2.98	275	-3.92	475	-4.69
100	-3.00	280	-3.94	480	-4.70
105	-3.03	285	-3.97	485	-4.71
110	-3.08	290	-3.98	490	-4.72
115	-3.10	295	-4.00	495	-4.73
120	-3.12	300	-4.02	500	-4.74
125	-3.15	305	-4.05	505	-4.75
130	-3.19	310	-4.08	510	-4.76
135	-3.21	315	-4.10	515	-4.77
140	-3.23	320	-4.12	520	-4.78
145	-3.28	325	-4.15	525	-4.79
150	-3.29	330	-4.17	530	-4.80
155	-3.30	335	-4.20	535	-4.81
160	-3.32	340	-4.22	540	-4.82
165	-3.35	345	-4.24	545	-4.83
170	-3.38	350	-4.26	550	-4.84
175	-3.40	355	-4.28	555	-4.85
180	-3.43	360	-4.30	560	-4.86
185	-3.45	365	-4.32	565	-4.87
190	-3.47	370	-4.34	570	-4.88
195	-3.50	375	-4.36	575	-4.89
200	-3.53	380	-4.38	580	-4.90
		385	-4.40	585	-4.91
		390	-4.42	590	-4.92
		395	-4.44	595	-4.93
		400	-4.46	600	-4.94

Richter 1935. Tabla que describe la curva estándar.

¿Cómo calculo la magnitud local?

Ejemplo:

Supongamos un terremoto que es registrado por un sismómetro Wood-Anderson y se observa una máxima amplitud de 5 mm a una distancia epicentral de 225 km.

$$\log_{10}(5) = 0.69$$

En la curva estándar a 225 km $\rightarrow \log_{10}(A_0) = -3.68$

$$\text{Luego } M_l = 0.69 - (-3.68) = 4.37$$

Sismógrafo de torsión Wood-Anderson

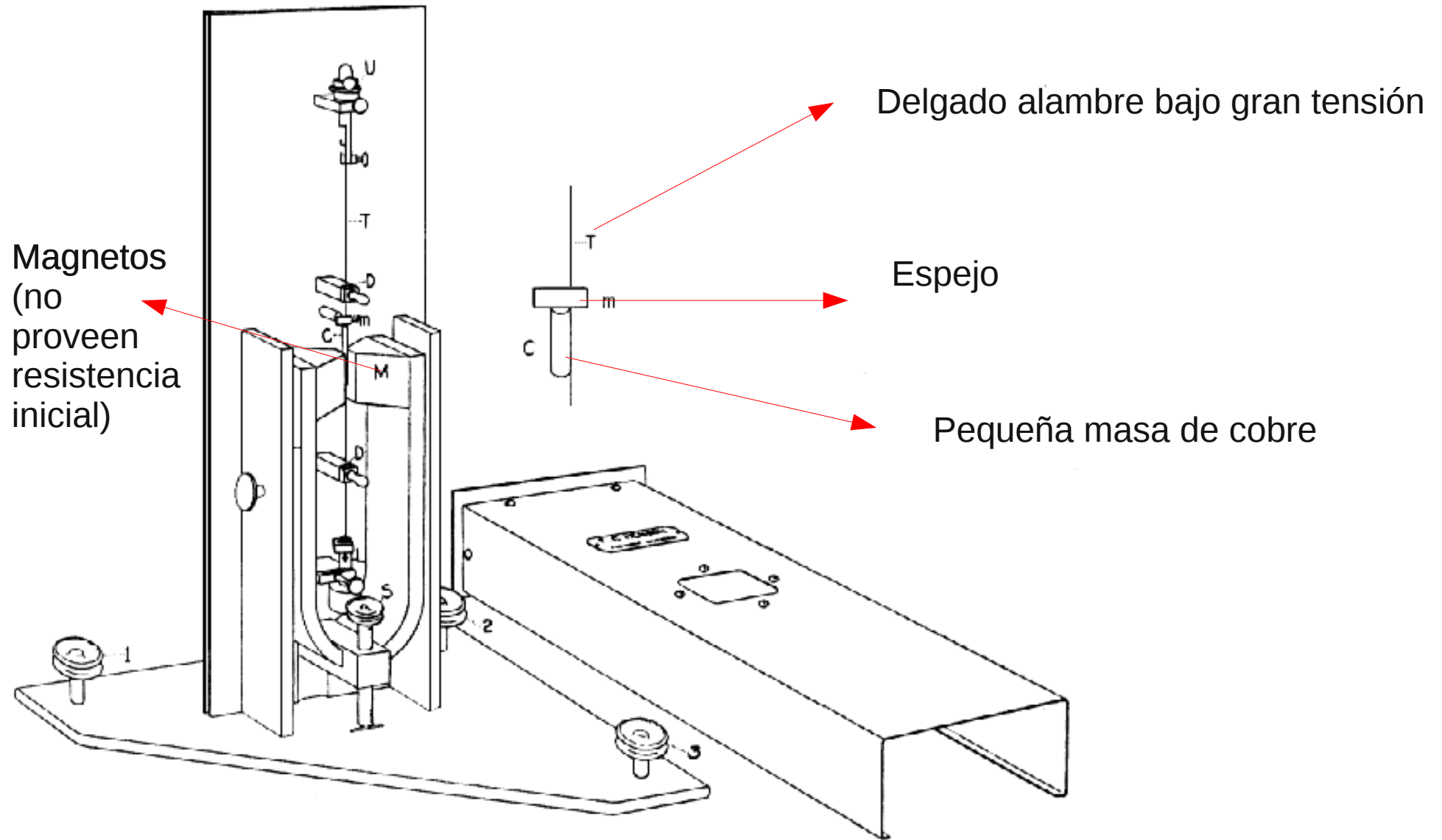


Fig. 2

Figura publicada en "Bulletin of the
Seismological Society of America"
en 1925.

¿Y si uso un instrumento diferente a WA?

“deconvolución y convolución”

- Primero, en el dominio del tiempo, se tiene:

$$\text{Registro}(t) = (\text{fuente})(t) \times (\text{movimiento del suelo})(t) \times (\text{respuesta del instrumento})(t)$$

** “x” es convolución

- En el dominio de las frecuencias (aplicando transformada de fourier)

$$\text{Registro}(w) = (\text{fuente})(w) \cdot (\text{movimiento del suelo})(w) \cdot (\text{respuesta del instrumento})(w)$$

** “.” es multiplicación

- Finalmente

$$(\text{movimiento del suelo} \cdot \text{fuente}) = \text{Registro} / \text{respuesta}$$

- La respuesta intrumental se especifica con características del intrumento como:
 - Filtros, ganancia, sensibilidad, respuesta del sensor.

Magnitud de ondas superficiales (Ms)

(Gutenberg y Richter, 1936)

$$M_s = \log_{10}(A) + 1.656 \log_{10}(D) + 1.818$$

- A: Amplitud máxima en la componente horizontal (en micrones) para ondas superficiales con periodo de 20 s.
 - Esta escala es válida para sismos superficiales.
- * Ms satura para eventos por sobre magnitud 8.0 y es válida para eventos telesísmicos ocurridos a distancias epicentrales entre 15° y 130°.

Magnitud de ondas de cuerpo (mb)

Gutenberg y Richter, 1956

$$M_b = \log_{10}(A/T) + Q(D,h)$$

- A/T : es el máximo de un tren de ondas de cuerpo (P, PP, o SH por ejemplo) con periodos cercanos a 1s.
 - Q : función corrección por efectos de distancia y profundidad (IASPEI).
- * M_b satura para eventos sobre magnitud 7.0 y es válida para eventos telesísmicos a distancias epicentrales entre 20° y 100° .
- * Amplitud debe ser leída en un sismograma que simule la respuesta de un WWSSN S-P.

Magnitud de momento (M_w)

Hanks y Kanamori (1979)

$$M_w = 2/3 \log_{10}(M_0) - 10.7$$

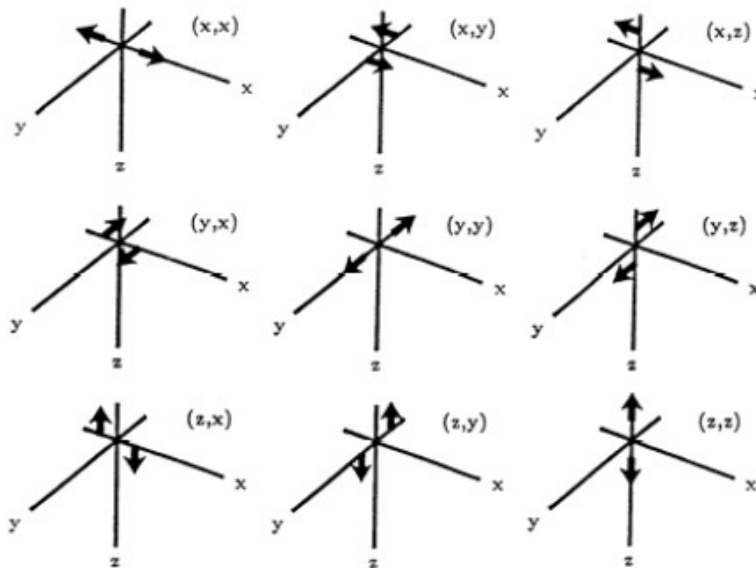
- M_0 : Momento sísmico en dina-cm
 - * $M_w = 2/3 \log_{10}(M_0) - 6.07$ (M_0 en N-m)
 - * M_w resulta de:
 - Relación entre E_s y M_s $\longrightarrow \log E_s = 1.5M_s + 11.8$
 - Relación entre E_s y M_0 $\longrightarrow E_s = \frac{\Delta\sigma}{2\mu} M_0$
- Energía sísmica
- Caída de tensión
- Módulo de cizalle

¿Cómo calculo el momento sísmico?

- **$M_o = \mu * A * D$** (rigidez * área * deslizamiento)
- Inversión del tensor de momento
- Análisis espectral

Inversión del tensor de momento

- La fuente puede ser mejor representada por 3 “double-couple” (una para cada coordenada) + una fuente explosiva (o implosiva).



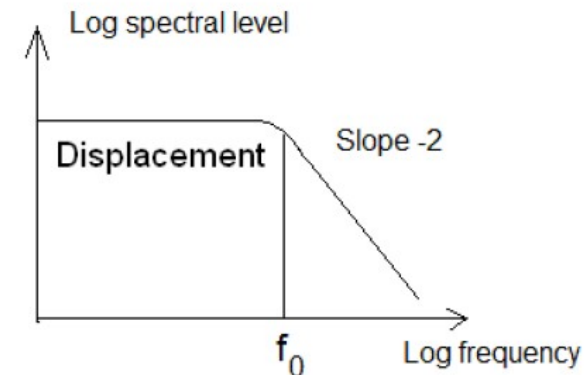
$$M_0 = \sqrt{\sum_{ij} M_{ij}^2} / \sqrt{2}$$

- Para encontrarlo solo contamos con las observaciones de desplazamiento en las estaciones. Si conocemos el medio, podemos realizar una inversión.

Análisis espectral

- El espectro de una señal es la amplitud de su TF.
- El espectro para el desplazamiento (en SI) en la fuente según Brune, 1970 es:

$$S(f) = \frac{M_0}{(1 + (\frac{f}{f_0})^2) 4\pi\rho v^3}$$



- El espectro observado en la fuente, corregido por “geometrical spreading”, atenuación, distancia epicentral y profundidad es:

$$D(f, t) = \frac{M_0 * 0.6 * 2.0}{(1 + (\frac{f}{f_0})^2) 4\pi\rho v^3} G(\Delta, h) e^{-\pi f x} e^{\frac{-\pi f t}{Q(f)}}$$

Efecto patrón de radiación

Efecto superficie libre

Análisis espectral

- Finalmente, en términos de valores observados se tiene:

$$D_e(f, t) = \frac{\Omega_0}{(1 + (\frac{f}{f_0})^2)}$$

Parte plana a bajas frecuencias

Frecuencia esquina

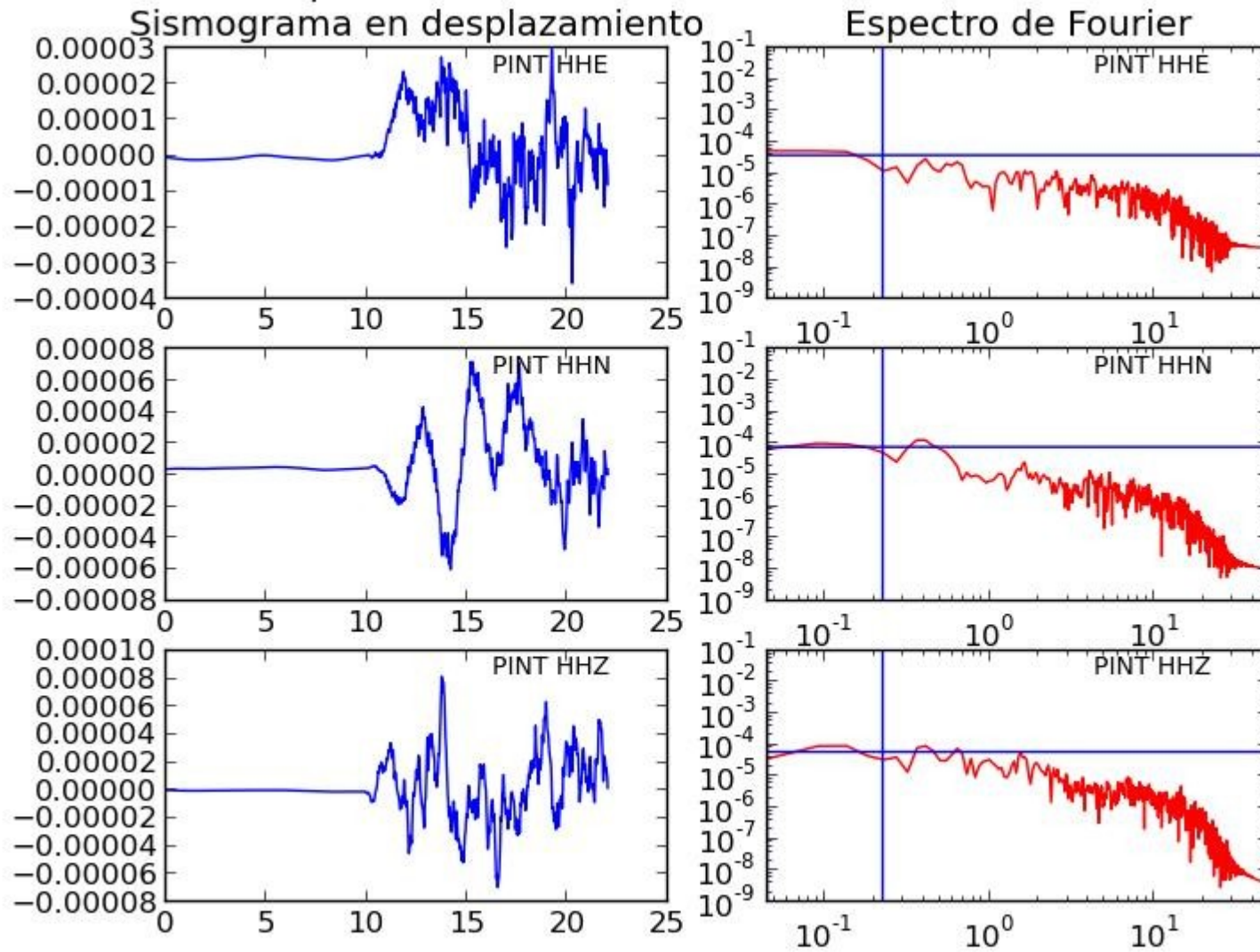
- Igualando a la ecuación anterior:

$$M_0 = \frac{\Omega_0 4\pi\rho v^3}{0.6 * 2.0 * G(\Delta, h)}$$

- En caso de “spreading” simple para ondas de cuerpo de $1/r$:

$$M_0 = \frac{\Omega_0 4\pi\rho v^3 r}{0.6 * 2.0}$$

Espectro fase P - PINT (Mw=5.7, dist= 127.9(km))



Espectro fase S - PINT (Mw=5.7, dist= 127.9(km))

